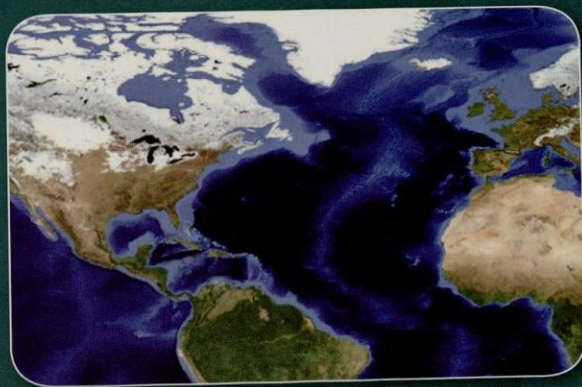


TS. NGUYỄN CHÍ TRUNG

CƠ SỞ ĐỊA CHẤT

- ĐỊA CHẤT CÔNG TRÌNH



NHÀ XUẤT BẢN XÂY DỰNG

CƠ SỞ ĐỊA CHẤT

TS. NGUYỄN CHÍ TRUNG

CƠ SỞ
ĐỊA CHẤT
ĐỊA CHẤT CÔNG TRÌNH

NHÀ XUẤT BẢN XÂY DỰNG
HÀ NỘI - 2013

LỜI NÓI ĐẦU

Kiến thức về Cơ sở địa chất - địa chất công trình đóng vai trò quan trọng như là nền tảng của quá trình nhận thức về sự hình thành và biến đổi của đất đá và các quá trình địa chất tự nhiên. Nội dung của tài liệu đề cập đến hầu hết các vấn đề thuộc lĩnh vực khoa học về Trái Đất (Địa chất đại cương), tuy nhiên một số nội dung được trình bày kỹ, vượt quá mức "đại cương", đã mang tính định lượng, đã tiếp cận với các môn học Địa chất cấu tạo, Khoáng vật, Thạch học, Địa chất công trình, Địa chất thủy văn...

Trong quá trình biên soạn, tác giả đã cân nhắc, lựa chọn, thu thập kỹ lưỡng những tài liệu nghiên cứu mới nhất về địa chất của thế giới đã và đang được giảng dạy, nghiên cứu tại các trường đại học lớn của thế giới như Mỹ, Canada trong những năm gần đây với những nội dung mang tính hệ thống vừa rộng, vừa sâu, vừa định tính, vừa định lượng được diễn đạt theo một cấu trúc có tính logic, dễ hiểu và dễ áp dụng trong thực tiễn. Nội dung sách và hình ảnh phong phú, giải thích rõ ràng; cách bố trí các chương, mục là kết quả suy ngẫm của tác giả và tham khảo của nhiều tài liệu nhằm đáp ứng nhu cầu tự học, tự nghiên cứu của sinh viên trong điều kiện học theo hình thức tín chỉ như hiện nay.

Hy vọng công trình này không chỉ là một tài liệu để tham khảo đối với sinh viên thuộc chuyên ngành các khoa học về trái đất nói chung, khối ngành kỹ thuật không chuyên về địa chất (xây dựng, giao thông, tài nguyên nước, quản lý dự án...) nói riêng mà còn là tài liệu tham khảo bổ ích cho các nhà nghiên cứu và các bạn đồng nghiệp, các cán bộ làm công tác quản lý, quy hoạch xây dựng, tài nguyên - môi trường.

Để hoàn thành công trình này, tác giả đã nhận được sự tạo điều kiện, động viên và khích lệ của các cấp lãnh đạo Trường Đại học Bách khoa (Đại học Đà Nẵng). Nhân dịp này cho phép tác giả được bày tỏ lòng biết ơn sâu sắc đến các cấp lãnh đạo Nhà trường, quý thầy cô giáo ở Khoa, Bộ môn nơi tác giả đang công tác, các nhà khoa học đã động viên, hỗ trợ giúp đỡ trong suốt quá trình thu thập tài liệu, biên tập và hoàn chỉnh bản thảo.

Mặc dù tác giả đã hết sức cố gắng để công trình có thể đạt chất lượng cao nhất, song lần ra mắt bạn đọc đầu tiên chắc chắn không thể tránh những sai sót. Những sai sót trong quyển sách này thuộc về trách nhiệm của riêng cá nhân tác giả. Tác giả xin chân thành cảm ơn và tiếp nhận mọi ý kiến đóng góp của tất cả đồng nghiệp, nhà nghiên cứu và bạn đọc về nội dung và hình thức trình bày để bổ sung, sửa chữa cho lần tái bản sau được hoàn chỉnh hơn.

Mọi ý kiến góp ý xin báo về **TS. Nguyễn Chí Trung**, Trường Đại học Bách khoa, Đại học Đà Nẵng. Email: trungnguyenchiz0@gmail.com.

Xin chân thành cảm ơn và hợp tác!

Tác giả

TS. Nguyễn Chí Trung

MỞ ĐẦU

1. ĐỊA CHẤT HỌC LÀ GÌ?

Địa chất học xuất phát từ tiếng Hy Lạp gồm “Geo” nghĩa là Trái Đất và “logos” nghĩa là nghị luận, sau đó danh từ này được Latinh hóa thành *Geology* và được sử dụng rộng rãi từ cuối thế kỷ 18 cho đến ngày nay với ý nghĩa là “*Khoa học về Trái Đất*”.

Địa chất học là khoa học nghiên cứu Trái Đất, sự phát sinh, phát triển, thành phần vật chất và sự biến đổi của chúng. Khoa học địa chất quan tâm đến những quá trình vật lý, hóa học, sinh học... đã, đang và sẽ xảy ra trên Trái Đất, nghiên cứu môi trường trong quá khứ của sự sống trên cơ sở các hóa thạch có liên quan.

Nói một cách tổng quát hơn thì địa chất học là một môn khoa học cơ bản nghiên cứu vỏ Trái Đất nhằm phục vụ phát triển bền vững cơ sở hạ tầng, khai thác hợp lý tài nguyên thiên nhiên và phòng chống giảm thiểu các tai biến do thiên nhiên gây ra.

Là một bộ phận của Khoa học về Trái Đất, vì vậy đối tượng nghiên cứu của địa chất học trước hết là Trái Đất cùng các quá trình tự nhiên đã và đang xảy ra trên bề mặt Trái Đất.

2. CÁC KHOA HỌC ĐỊA CHẤT VÀ NỘI DUNG NGHIÊN CỨU

Các khoa học về địa chất (Địa chất học) là nhóm ngành khoa học nghiên cứu về thành phần vật chất, cấu trúc, quy luật về sự hình thành và phát triển của Trái Đất. Đối tượng nghiên cứu của Địa chất học là các quyển bên trong Trái Đất. Đối tượng trực tiếp hiện nay là thạch quyển (thạch quyển bao gồm thành phần vật chất cứng của vỏ Trái Đất và phần trên của manti) như thành phần vật chất tạo thành, cấu trúc của chúng, quá trình hình thành, biến động và tiến triển của thạch quyển. Các nhà địa chất học là những người nghiên cứu Địa chất học.

Trong lĩnh vực tìm kiếm thăm dò địa chất, Địa chất học có nhiệm vụ nghiên cứu sự hình thành, quy luật phân bố các tài nguyên khoáng sản, bao gồm cả nguồn năng lượng để đưa vào sử dụng có ích cho con người.

Đối với các lĩnh vực địa chất công trình, địa chất thủy văn và các ngành địa chất khác có liên quan thì Địa chất học đóng góp những hiểu biết cần thiết cho công tác xây dựng, thiết kế, qui hoạch kinh tế, đô thị, bảo vệ môi trường sống, phòng chống tai biến địa chất (động đất, sóng thần, núi lửa, nhiễm mặn...). Ngoài ra Địa chất học còn cung cấp những luận cứ khách quan góp phần thúc đẩy các khoa học phát triển, kể cả về mặt triết

học duy vật biện chứng và đời sống văn minh tinh thần, đóng góp về mặt nhận thức và phương pháp luận.

Tùy thuộc vào đối tượng và nhiệm vụ nghiên cứu, các khoa học địa chất lại được phân chia thành các chuyên ngành khoa học chính như sau:

Khoáng vật học (mineralogy): đó là khoa học về khoáng vật (một trong những ngành khoa học cổ nhất của địa chất học), khoáng vật học nghiên cứu thành phần cấu trúc, các tính chất vật lý và hóa học, điều kiện thành tạo, sự biến đổi các khoáng vật và công dụng của chúng.

Tinh thể học (crystallography): đó là khoa học về tinh thể và trạng thái kết tinh của vật chất. Đặc trưng của đối tượng nghiên cứu này là tính có cấu trúc mạng và mạng đối xứng. Tinh thể học bao gồm các ngành: hình học tinh thể, nghiên cứu hình thái, tính đối xứng và qui luật đối xứng của tinh thể, và cấu trúc của tinh thể; vật lý tinh thể, nghiên cứu các tính chất vật lý của tinh thể; hóa tinh thể, nghiên cứu mối liên quan giữa các thành phần hóa học, đặc điểm liên kết, sự phân bố không gian của các nguyên tử, ion, phân tử trong tinh thể.

Thạch học (petrography): khoa học nghiên cứu toàn diện về đá – các vật liệu tạo nên vỏ Trái Đất. Thạch học nghiên cứu thành phần vật chất, đặc điểm địa chất, nguồn gốc thành tạo của các đá, phân loại và đặt tên đá. Trong giai đoạn đầu của lịch sử phát triển, thạch học theo xu hướng mô tả, mô tả tỷ mỉ thành phần khoáng vật, kiến trúc, cấu tạo và thành phần hóa học của đá, phân loại và gọi tên chúng. Hiện nay, nhờ áp dụng các phương pháp phân tích cấu tạo và vi cấu tạo, phương pháp hóa lý và nhiệt động học cùng các phương pháp khác, thạch học đi đến giải quyết được các vấn đề về nguồn gốc của các loại đá. Về đối tượng nghiên cứu, thạch học được phân ra: thạch học đá magma, thạch học đá trầm tích và thạch học đá biến chất.

Địa chất khoáng sản: một phân ngành của địa chất học, chuyên nghiên cứu điều kiện thành tạo và quy luật phân bố của các mỏ khoáng sản trong vỏ Trái Đất, nghiên cứu đặc điểm cấu trúc, thành phần quặng và mối quan hệ của thân quặng với đá vây quanh. Mục đích chủ yếu của địa chất khoáng sản là xác lập những cơ sở khoa học cho việc dự đoán sự phân bố khoáng sản và cho công tác tìm kiếm khoáng sản. Mặt khác địa chất khoáng sản còn có nhiệm vụ đánh giá ý nghĩa kinh tế của các mỏ và của các kiểu nguồn gốc (theo số lượng, chất lượng, đặc tính kỹ thuật và điều kiện khai thác khoáng sản...). Ngoài ra, địa chất khoáng sản nghiên cứu quy luật phân bố các mỏ theo không gian và thời gian được tách thành một lĩnh vực độc lập và gọi là sinh khoáng học.

Địa chất dầu khí: là khoa học địa chất ứng dụng, chuyên nghiên cứu các quy luật phân bố dầu khí, nguồn gốc dầu khí, sự thành tạo mỏ dầu, phương pháp tìm công nghiệp của dầu khí, phương pháp thăm dò dầu khí, chuẩn bị cho công tác khai thác.

Địa chất cấu tạo: môn học nghiên cứu dạng nằm của các đá, sự biến dạng, biến vị của chúng trong phạm vi vỏ Trái Đất, đồng thời tiến hành phân loại và liên hệ với các quy luật phân bố trong không gian của các dạng kiến trúc ở trên mặt cũng như dưới sâu của vỏ Trái Đất.

Địa chất lịch sử: một chuyên ngành của địa chất học, chuyên nghiên cứu về lịch sử và quy luật phát triển của vỏ Trái Đất. Nhiệm vụ cơ bản của địa chất lịch sử là: xác định trình tự thành tạo các loại đá theo thời gian (phân chia các đá theo tuổi hình thành); khôi phục lại hoàn cảnh cổ địa lý và điều kiện thành tạo của các đá trầm tích; nghiên cứu lịch sử các chuyển động kiến tạo của vỏ Trái Đất. Địa chất lịch sử có liên hệ chặt chẽ với các môn học như: cổ sinh vật học, thạch học, trầm tích học, địa tầng học, kiến tạo học và các môn học khác của khoa học về Trái Đất.

Địa chất thủy văn (hydrogeology): khoa học về nước dưới đất và về sự tương tác giữa thủy quyển dưới đất với thạch quyển, khí quyển, sinh quyển và con người. Địa chất thủy văn chuyên nghiên cứu những vấn đề: nguồn gốc hình thành nước dưới đất; tính chất vật lý, thành phần hóa học và khí của nước dưới đất; sự phân bố các tầng chứa nước trong vỏ Trái Đất; sự vận động của nước dưới đất; lịch sử của nước dưới đất và sử dụng nước dưới đất.

Địa chất công trình (engineering geology): địa chất học ứng dụng trong xây dựng công trình, đây là việc ứng dụng những số liệu, kỹ thuật và những nguyên lý địa chất học vào việc nghiên cứu tính chất tự nhiên của đất đá hoặc nước dưới đất, nhằm đảm bảo rằng những yếu tố địa chất có ảnh hưởng đến vị trí, quy hoạch, thiết kế, xây dựng, vận hành và bảo dưỡng những công trình kỹ thuật và phát triển nguồn nước ngầm được xác định một cách hợp lý và được ứng dụng vào công trình.

Địa chất môi trường: là một chuyên ngành của kỹ thuật địa chất dựa trên nền tảng kiến thức của địa chất học để giải quyết các vấn đề về môi trường địa chất như sinh quyển, thạch quyển, thủy quyển, và một phần thuộc khí quyển.

Cơ sở địa chất - Địa chất công trình: đó là môn học nền tảng, đại cương về địa chất - địa chất công trình. Nội dung đề cập đến hầu hết các vấn đề của địa chất học và địa chất công trình.

3. CÁC PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU CỦA ĐỊA CHẤT HỌC

Các Khoa học về Trái Đất thuộc hệ thống Khoa học tự nhiên, vì vậy giống như các ngành khoa học tự nhiên khác, Địa chất học sử dụng phương pháp nghiên cứu của các khoa học tự nhiên, trước hết là toán học, vật lý và hóa học. Phương pháp nghiên cứu cơ bản trong Địa chất học là phương pháp "*Hiện tại luận*", hay nói cách khác "*Hiện tại luận là chìa khóa của quá khứ*". Điều này đồng nghĩa với việc quan sát những quá trình diễn ra và đang xảy ra sẽ cung cấp cho chúng ta chìa khóa để giải đoán các quá trình diễn tiến trong quá khứ. Theo trình tự đi từ quan sát, thu thập tư liệu, phân tích chúng bằng

cách sử dụng các phương pháp của toán học, vật lý học và hóa học... để rút ra những kết luận, tiến tới tổng hợp, phân tích, đề xuất các giả thuyết, các quy luật cho các hiện tượng, các quá trình địa chất xảy ra trong thạch quyển. Những quan sát tiếp theo trong tự nhiên sẽ kiểm chứng các kết luận và các giả thuyết đưa ra.

Mặc dù Địa chất học sử dụng các phương pháp nghiên cứu của các khoa học tự nhiên, nhưng so với các ngành khoa học tự nhiên khác đối tượng nghiên cứu của địa chất học có những đặc điểm riêng, cụ thể như sau:

- Đối tượng nghiên cứu của Địa chất học là thạch quyển Trái Đất, vì vậy công tác nghiên cứu tại thực địa, khảo sát, đo đạc ngoài tự nhiên có ý nghĩa quyết định cho mọi kết luận khoa học địa chất. Như vậy, tự nhiên là “phòng thí nghiệm” khổng lồ của các nhà địa chất. Bên cạnh đó, đối tượng nghiên cứu của Địa chất học là thành phần vật chất, các hiện tượng và quá trình tương tác của chúng, nên Địa chất học cũng cần những phòng thí nghiệm hiện đại như vật lý, hóa học, cần các kỹ thuật hiển vi (MicroProbe) và nano (Nanogeosciences) như các khoa học tự nhiên khác.

Các quá trình địa chất đã và đang xảy ra trên phạm vi không gian lớn (cỡ hành tinh) và trong khoảng thời gian lâu dài (trải qua hàng triệu năm), tuy nhiên cũng có hiện tượng chỉ xảy ra trong một vài giờ, vài phút, thậm chí vài giây như động đất, sóng thần, núi lửa... “Thời gian địa chất” đó là cản trở lớn nhất mà con người khó có thể vượt qua để tiến hành các thí nghiệm về các quá trình địa chất như quá trình tạo núi Himalaya hay quá trình nóng chảy, di chuyển của magma trong lòng đất. Hơn nữa các quá trình địa chất phát sinh và phát triển trong những điều kiện hóa lý phức tạp, ví dụ xảy ra ở dưới sâu trong Trái Đất hàng trăm kilomet với nhiệt độ tăng cao tới 5000°C và áp suất lên tới 50kbar, điều này khác xa với điều kiện trên bề mặt đất. Chính vì những lý do này mà các nhà khoa học địa chất chỉ có thể thực hiện bằng các thí nghiệm mô hình để tìm hiểu các hiện tượng địa chất đã, đang và sẽ xảy ra trên bề mặt Trái Đất.

Chương 1

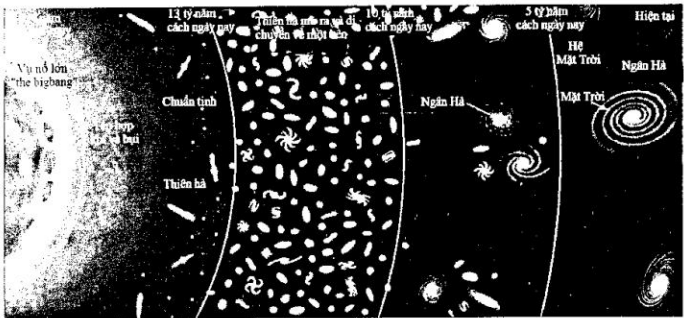
TRÁI ĐẤT VÀ CÁC HÌNH THÁI BỀ MẶT CỦA VỎ TRÁI ĐẤT

1.1. TRÁI ĐẤT VÀ CẤU TẠO BÊN TRONG CỦA TRÁI ĐẤT

1.1.1. Giả thuyết về nguồn gốc của Trái Đất và Hệ Mặt Trời

Tất cả chúng ta đang quay tròn trong không gian trên một hành tinh nhỏ bé, mỗi ngày ta được tắm nắng và sưởi ấm bởi ngôi nhà gần bên mà người ta vẫn gọi là Mặt Trời. Mỗi ngày chúng ta du hành 3,2 triệu kilomet quanh trung tâm dải Ngân hà, trong khi chính dải Ngân hà cũng di chuyển trong vũ trụ bao gồm hơn 100 tỉ Thiên hà, mỗi Thiên hà có khoảng 100 tỉ ngôi sao.

Vũ trụ mà chúng ta đang trôi dạt trên đó khởi đầu cách đây 13,7 tỷ năm như một cái nắm nhỏ; kể từ lúc ấy, nó nở to dần trong khi nhiệt độ thì liên tục giảm xuống. Vũ trụ của chúng ta bao gồm ít nhất bốn chiều, ba chiều không gian và một chiều thời gian, điều đó có nghĩa rằng không gian và thời gian có liên hệ với nhau. Tại thời điểm này, kích thước vũ trụ mà chúng ta quan sát được là 13,7 tỷ năm ánh sáng trên mỗi chiều không gian và 13,7 tỷ năm đối với chiều thời gian, vẫn tiếp tục tăng lên theo thời gian khi tôi và các bạn đang đọc cuốn sách này của tôi (hình 1.1).



Hình 1.1. Thời gian sau vụ nổ lớn "the big bang"

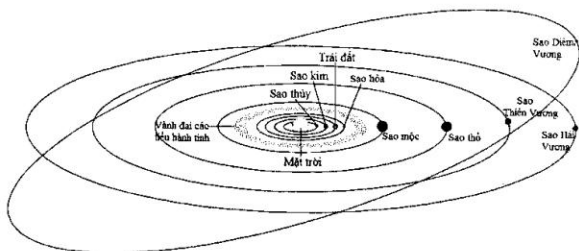
Hiện nay có rất nhiều giả thuyết về sự hình thành Trái Đất và hệ Mặt Trời, trong đó giả thuyết vụ nổ lớn "the big bang" được nhiều nhà khoa học trên thế giới thừa nhận.

Trái Đất được hình thành cùng với hệ Mặt Trời từ khi Hệ Mặt Trời ban đầu tồn tại như một đám mây bụi và khí lớn, quay tròn, gọi là tinh vân Mặt Trời. Tinh vân này gồm hydro và heli được tạo ra từ vụ nổ lớn (cách nay khoảng 13,7 tỷ năm), và những nguyên tố hóa học nặng hơn khác được tạo ra từ các ngôi sao đã chết.

Sau đó, vào khoảng 4,6 tỷ năm trước. Vụ nổ gây sóng chấn động về hướng tinh vân Mặt Trời và làm nó bị nén vào. Vì đám mây tiếp tục quay, lực hấp dẫn và quán tính làm đám mây trở nên phẳng như hình dạng một cái đĩa, vuông góc so với trục quay của nó. Đa phần khối lượng tập trung ở giữa và bắt đầu nóng lên. Lúc ấy, khi trọng lực làm cho vật chất cô đặc lại xung quanh các hạt bụi vật chất, phần còn lại của đĩa bắt đầu tan rã thành những vành đai. Các mảnh nhỏ va chạm vào nhau và tạo thành những mảnh lớn hơn... Những mảnh nằm trong tập hợp nằm cách trung tâm khoảng 150 triệu kilômét tạo thành Trái Đất và Hệ Mặt Trời (hình 1.2).



Hình 1.2. Quá trình hình thành Trái Đất và Hệ Mặt Trời sau vụ nổ lớn “the bigbang”



Hình 1.3. Trái Đất, Mặt Trời và các hành tinh khác trong Hệ Mặt Trời

1.1.2. Hình dạng, kích thước, khối lượng của Trái Đất

Trái Đất còn được gọi một cách phổ biến là “Địa cầu”, phản ánh quan niệm thông thường về hình dạng của Trái Đất là hình cầu. Tuy nhiên Trái Đất không phải có dạng

hình cầu đơn giản mà hình dạng của nó phức tạp hơn nhiều. Newton cho rằng dưới tác dụng của lực hấp dẫn, Trái Đất bị ép theo phương trục quay và nó có dạng của elipsoid. Gọi R_e là bán kính ở xích đạo, R_p là bán kính ở cực thì độ dẹt d của Trái Đất (theo tính toán của Newton) sẽ là:

$$d = \frac{R_e - R_p}{R_e} = \frac{1}{231}$$

Tại Hội nghị trắc địa thế giới lần thứ 16 (Grenoble, 1975), người ta đã thống nhất xác định bán kính xích đạo $R_e = 6378,140\text{km}$; $R_p = 6356,779\text{km}$ và độ dẹt thực tế của Trái Đất là $d = 1/298,275$.

Khối lượng của Trái Đất (M) được tính toán dựa vào kích thước của Trái Đất, gia tốc trọng lực g , như sau:

$$M = \frac{g \cdot R^2}{K} = 5,976 \times 10^{24} (\text{kg}) .$$

trong đó: R là bán kính trung bình $R = (R_e^2 R_p)^{1/3}$; $K = 6,67 \cdot 10^{-8}$ din

Từ thể tích V và khối lượng M của Trái Đất, có thể tính toán khối lượng riêng trung bình P của Trái Đất theo công thức sau:

$$P = \frac{M}{V} = 5,516 \text{ g/cm}^3 (= 5.516 \text{ kg/m}^3)$$

Các đá trong vỏ Trái Đất có khối lượng riêng trung bình thay đổi khoảng $2,5 - 2,9 \text{ g/cm}^3$, nhỏ hơn nhiều so với khối lượng riêng trung bình của Trái Đất trên đây. Điều đó chứng tỏ rằng thành phần vật chất dưới sâu của Trái Đất phải có thành phần vật chất khác với các đá trên mặt.

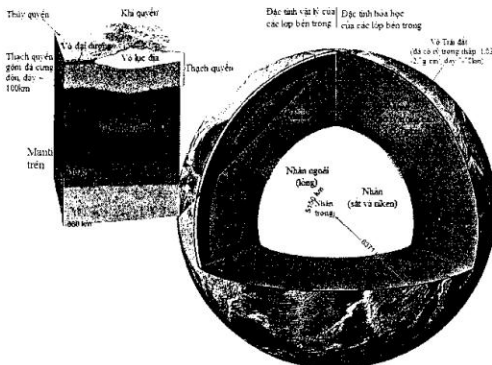
1.1.3. Cấu trúc các quyển bên trong của Trái Đất

Trái Đất được chia thành 4 phần: lớp vỏ Trái Đất, lớp manti trên, lớp manti dưới và nhân (hình 1.4).

1.1.2.1. Vỏ Trái Đất

Có chiều dày trung bình là 33km , trên lục địa chiều dày Trái Đất thay đổi từ $7-70\text{km}$, dưới các đại dương chiều dày trung bình $5-15\text{km}$. Chiều dày trung bình vỏ Trái Đất ở lục địa là 40km , còn ở đại dương là 12km . Trừ chiều dày lớp nước biển, chiều dày trung bình của vỏ đại dương là 7km . Nói một cách khác chiều dày vỏ Trái Đất kiểu đại dương so với chiều dày vỏ Trái Đất kiểu lục địa nhỏ hơn 5 lần.

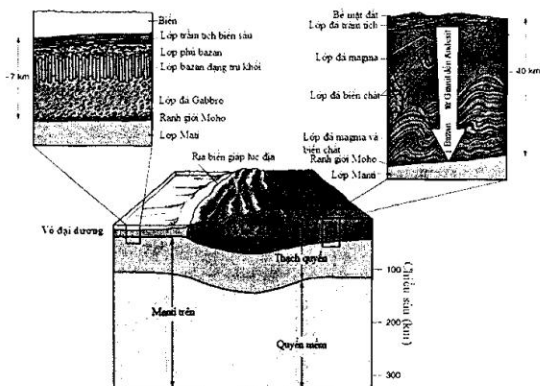
Vỏ Trái Đất chiếm 15% thể tích của Trái Đất bằng 1% trọng lượng của nó. Về phía dưới vỏ Trái Đất được giới hạn bằng *ranh giới địa chấn Moho (Mohorovicic)*. Vị trí bề mặt này xác định chiều dày vỏ Trái Đất đối với từng miền riêng biệt. Tốc độ sóng địa chấn dọc (V_p) thay đổi từ $6,2-6,8\text{km/s}$ ở dưới mặt Moho, còn ở dưới đạt $9-8,2\text{km/s}$. Ở dưới bề mặt Moho tức là dưới vỏ Trái Đất là lớp manti hay lớp áo.



Hình 1.4. Trái Đất và cấu trúc bên trong của Trái Đất

Gần 70% bề mặt Trái Đất bị các đại dương che phủ, phần còn lại là lục địa. Lớp trên cùng của vỏ Trái Đất là lớp trầm tích ($V_p = 2 - 5\text{km/s}$), dưới lớp này vỏ Trái Đất lại được chia ra thành 2 lớp: lớp granit ($V_p = 5 - 6,5\text{km/s}$) và lớp đá bazan ($V_p = 6,2 - 6,8\text{km/s}$).

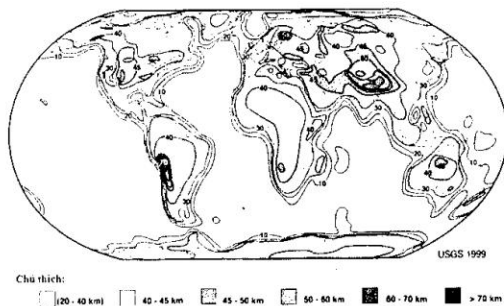
Vỏ Trái Đất có cấu tạo và chiều dày thay đổi. Sự thay đổi đó thấy rõ ở đại dương và lục địa cho nên dựa vào đó người ta chia vỏ Trái Đất ra làm hai kiểu: kiểu lục địa và kiểu đại dương (hình 1.5).



Hình 1.5. Các tầng đất đá trong lớp vỏ đại dương và vỏ lục địa của Trái Đất

Vỏ Trái Đất kiểu lục địa gồm 3 lớp: lớp trầm tích, lớp đá granit, lớp đá biến chất và bazan; còn vỏ Trái Đất kiểu đại dương chỉ gồm 3 lớp: lớp trầm tích, bazan và gabbro. Như vậy, trong các đại dương có thể coi như vỏ Trái Đất không có lớp granit.

Trên thế giới, bề dày mặt Moho lớn nhất ở vùng núi Himalaya và mỏng ở các đới đại dương (biển Caribê, biển tây Philipphin, Nhật Bản) (hình 1.6).



Hình 1.6. Bề dày trung bình tại một số khu vực trên phần lục địa của vỏ Trái Đất

Bề mặt ranh giới Moho trên phần đất liền lãnh thổ Việt Nam có chiều sâu trung bình khoảng 37,5km, dao động từ 27,5km ở vùng đồng bằng Nam Bộ, 30km ở Sông Bé, Đồng Nai và ven biển từ Bà Rịa - Vũng Tàu đến Hải Phòng, đến 47,5km ở các vùng Hà Giang, Yên Bái, Lai Châu, Mường Tè (hình 1.7).

Lớp vỏ cứng phần lục địa có bề dày từ 30-50km với đặc trưng là lớp đá magma sáng màu có tỷ trọng khoảng $2,8\text{g/cm}^3$; còn ở đại dương khoảng 7km với đặc trưng là lớp đá magma sẫm màu, đá bazan với tỷ trọng 3g/cm^3 .

1.1.3.2. Thạch quyển (lithosphere)

Bao gồm vỏ Trái Đất và phần trên của lớp manti nằm trên quyển mềm. Phần trên của lớp manti cộng với vỏ Trái Đất tạo thành quyển đá (thạch quyển) mang tính chất tương đối giòn và rắn.

1.1.3.3. Quyển mềm (theo tiếng latin: Asthenosphaera – quả cầu mềm), hay còn gọi là manti

Là ranh giới trên của quyển mềm ở chiều sâu 50 - 60km dưới đáy đại dương và 100 - 120km dưới lục địa, còn ranh giới dưới là 400km dưới đại dương và 250km dưới lục địa. Vì vậy quyển mềm dưới đại dương gần hơn quyển mềm dưới lục địa (gần hơn 150km). Quyển này ở phần phía trên của lớp manti nhưng lại dẻo và ít nhớt hơn. Quyển mềm gần ở trạng thái lỏng vì sóng địa chấn đi ngang qua nó tốc độ giảm đi rõ rệt. Vật chất trong quyển mềm ở trạng thái dẻo, quán, thậm chí lỏng, luôn luôn vận động theo

nguyên tắc đối lưu trong điều kiện nhiệt độ từ 1000°C đến 1500°C . Quyển mềm hay manti là nơi hình thành các lò magma, là nơi phát sinh các quá trình magma.



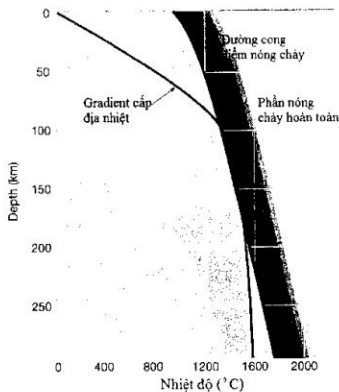
Hình 1.7. Sơ đồ đường đẳng sâu ranh giới Moho trên lãnh thổ Việt Nam (phần đất liền) [6]

Vì tính chất dẻo của quyển mềm, nên vỏ Trái Đất đã có thể trượt trên quyển mềm. Đó là một luận điểm cơ bản của học thuyết kiến tạo mảng mà sau này chúng ta sẽ đề cập đến.

Địa nhiệt cấp (geothermal gradient), đó là tỷ lệ của nhiệt độ trong Trái Đất theo chiều sâu. Địa nhiệt cấp thay đổi ở các vùng khác nhau và phụ thuộc vào dòng nhiệt trong vùng và độ dẫn nhiệt của đất đá. Địa nhiệt cấp trung bình của vỏ Trái Đất xấp xỉ bằng $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ sâu (hình 1.8).

1.1.3.4. Nhân Trái Đất

Nằm dưới manti, vật chất từ độ sâu 2900km đến 6371km ở thể đặc dẻo, ở phía dưới là thể rắn. Trong điều kiện áp suất cao (1,5 triệu at đến 3,5 triệu at) và nhiệt độ cao (khoảng 4000°C). Nhân quả đất gồm có nhân trong và nhân ngoài: nhân ngoài: nằm ở độ sâu từ 2900-5100km; nhân trong: nằm ở độ sâu từ 5100-6371km.



Hình 1.8. Địa nhiệt cấp của Trái Đất theo chiều sâu từ 0÷ 300km

1.2. ĐẶC ĐIỂM HÌNH THÁI BÊN NGOÀI BỀ MẶT ĐỊA HÌNH TRÁI ĐẤT

Địa hình của bề mặt Trái Đất ở mỗi vùng mỗi khác. Nước bao phủ khoảng 70,8%, bề mặt Trái Đất, với phần lớn thêm lục địa ở dưới mực nước biển. Bề mặt dưới mực nước biển hiểm trở bao gồm hệ thống các dãy núi giữa đại dương kéo dài khắp địa cầu, ví dụ như các núi lửa ngầm, các rãnh đại dương, các hẻm núi dưới mặt biển, các cao nguyên đại dương và đồng bằng đáy. Còn lại 29,2% không bị bao phủ bởi nước; bao gồm núi, sa mạc, cao nguyên, đồng bằng và các địa hình khác. Địa hình nơi cao nhất trên lục địa là đỉnh Everest (8850 mét), nơi sâu nhất dưới đại dương là máng vực Maria (-11033 mét) (hình 1.9).

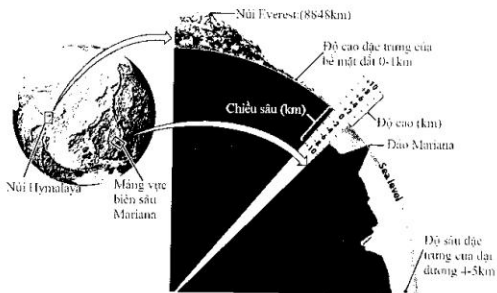
Hình thái bề mặt Trái Đất nổi bật gồm các lục địa và các đại dương. Lục địa chiếm khoảng 29,2%, diện tích bề mặt Trái Đất (178km² chưa kể các đảo); biển và đại dương chiếm 70,8% (362km²). Lục địa chủ yếu phân bố ở Bắc bán cầu, trong khi Nam bán cầu chủ yếu do các đại dương bao phủ.

1.2.1. Đặc điểm địa hình lục địa

1.2.1.1. Địa hình miền núi: địa hình miền núi là vùng có độ cao trên 500 mét và có độ phân cắt lớn, gồm: địa hình núi thấp (500-1000m); núi cao trung bình (1000-3500m); núi cao và rất cao từ 3500 đến trên 5000 mét.

1.2.1.2. Địa hình đồi: địa hình đồi là vùng có độ cao từ 200-500m, trung bình 200m.

1.2.1.3. Địa hình đồng bằng: là những vùng và vùng có độ cao 0-200m, bề mặt tương đối bằng phẳng.



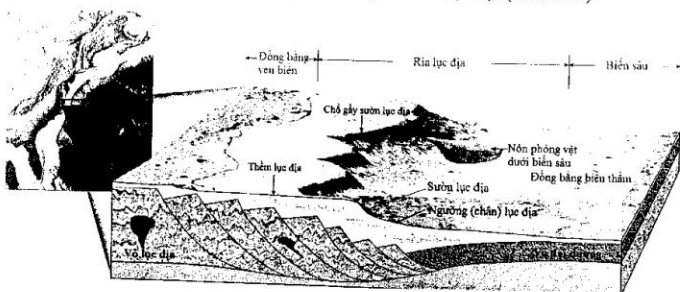
Hình 1.9. Nơi cao và sâu nhất trên lục địa và dưới đại dương của bề mặt vỏ Trái Đất

1.2.2. Đặc điểm địa hình đại dương

Giá sử nếu chúng ta làm cạn khô nước ở các đại dương thì địa hình đáy đại dương cũng rất tương phản như ở trên lục địa. Địa hình đáy đại dương có 3 phần lớn: rìa lục địa, bồn trũng đại dương và sống núi giữa đại dương.

1.2.2.1. Rìa lục địa

Rìa lục địa là bộ phận nằm giữa lục địa và bồn trũng đại dương. Rìa lục địa phân ra thềm lục địa (0-200m), sườn lục địa (200-300m) và chân lục địa (hình 1.10).



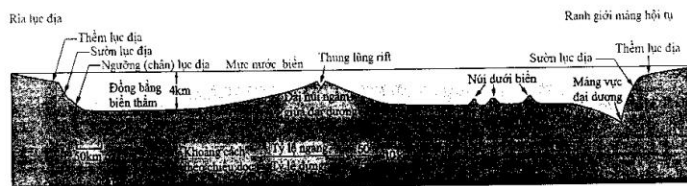
Hình 1.10. Cấu trúc của bề mặt địa hình nơi tiếp giáp giữa lục địa và đại dương

a) **Thềm lục địa:** là phần kéo dài ra biển của lục địa đến chỗ bắt đầu chuyển sang dốc hơn (chuyển sang sườn lục địa). Thềm lục địa thoải, độ dốc không quá 1° , phân bố ở độ sâu xấp xỉ 200m, sâu nhất có thể đến 500m, trung bình 130m. Trên thềm lục địa thường có những rãnh sâu, đó là di tích của lòng sông cổ hoặc của dòng chảy ngầm hoặc dòng chảy đáy bị đảo xoay.

b) *Sườn lục địa*: là nơi tiếp giáp với thềm lục địa, có độ sâu 200-300m, địa hình đáy biển dốc trung bình $4,25^\circ$, có chiều rộng 20-100km.

c) *Chân lục địa*: là địa hình thoải hơn sườn lục địa, nối sườn lục địa với bồn trũng đại dương. Độ dốc $5-35^\circ$ nằm trong vùng nước sâu 2000-5000m, bề rộng khoảng 1000km.

d) *Mảng vực đại dương*: là những hẻm biển sâu kéo dài trên 1000km, rộng 100km, sâu trên 6000m. Gần mảng vực biển sâu là nơi hoạt động động đất và núi lửa mạnh mẽ.



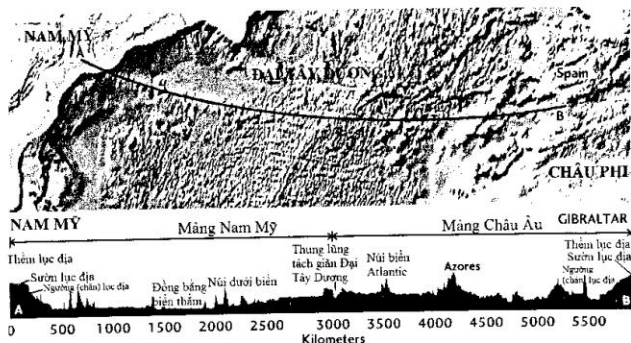
Hình 1.11. Một cắt tổng quan địa hình đại dương của vỏ Trái Đất

1.2.2.2. Bồn trũng đại dương

Khu vực bằng phẳng, có diện tích lớn nằm giữa rìa lục địa và dãy sống núi giữa đại dương, có độ sâu 4000-6000m. Người ta phân địa hình bồn đại dương ra thành đồi biển thẳm và đồng bằng biển thẳm.

a) *Đồi biển thẳm*: là khu vực có địa hình nhô cao hơn đáy biển khoảng từ 75-900m.

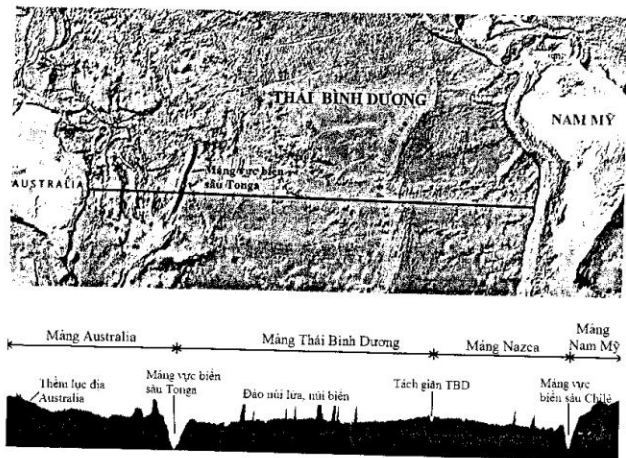
b) *Đồng bằng biển thẳm*: là khu vực tương đối bằng phẳng có độ dốc tương đối nhỏ được phủ bởi các lớp trầm tích từ lục địa mang ra.



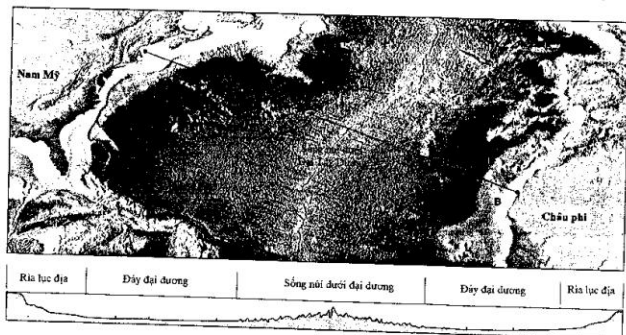
Hình 1.12. Một cắt địa hình đáy đại dương của vỏ Trái Đất từ Nam Mỹ đến Châu Phi

1.2.3. Sông núi giữa đại dương

Sông núi giữa đại dương là những dãy núi kỳ vĩ ở dưới đáy đại dương. Đỉnh núi cao hơn đáy 2000-3000m và cách mặt biển khoảng 2000-3000m, rộng 2000-4000m. Ở phần trung tâm các sông núi giữa đại dương đang xảy ra quá trình tách giãn, phun trào magma và các dịch chuyển dưới đáy biển.

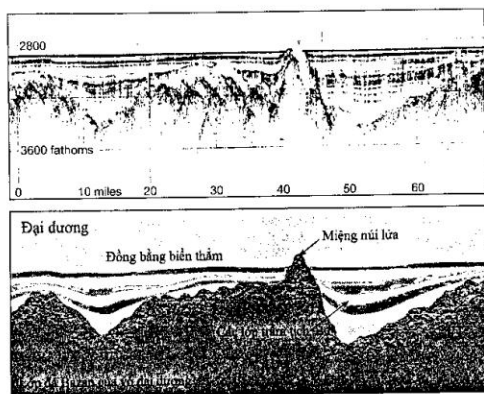


Hình 1.13. Mặt cắt địa hình đáy đại dương vỏ Trái Đất từ Australia đến Nam Mỹ



Hình 1.14. Cấu trúc địa hình đáy đại dương vỏ Trái Đất từ Nam Mỹ đến Châu Phi

Theo các tài liệu do địa vật lý, mặt cắt địa chất đáy đại dương được phủ một lớp trầm tích, bên dưới lớp trầm tích là các lớp đá bazan của vỏ đại dương (hình 1.15).



Hình 1.15. Các lớp trầm tích dưới đáy biển

Chương 2

CHUYỂN ĐỘNG KIẾN TẠO MẢNG CỦA VỎ TRÁI ĐẤT

2.1. KHÁI NIỆM VỀ CHUYỂN ĐỘNG KIẾN TẠO MẢNG CỦA VỎ TRÁI ĐẤT

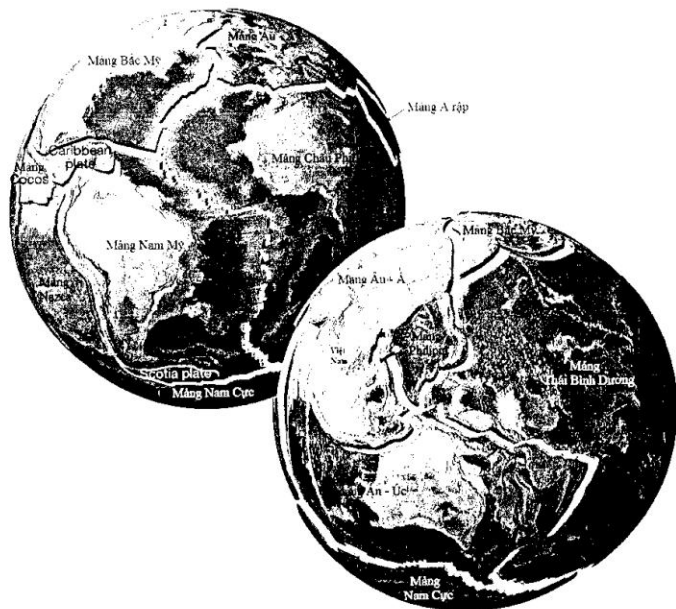
Chuyển động kiến tạo mảng về căn bản đó là sự di chuyển cơ học trong vỏ Trái Đất, trong phần trên của lớp manti (quyển kiến tạo) đưa đến sự thay đổi cấu trúc các thể địa chất. Chuyển động kiến tạo thường được biểu hiện trong địa hình mặt đất bằng các đứt gãy và các uốn nếp. Chuyển động kiến tạo liên quan với các quá trình hóa lý xảy ra trên những độ sâu khác nhau trong lòng đất. Những nguồn năng lượng chính của chuyển động kiến tạo: năng lượng nhiệt tách ra trong khi phân hủy các nguyên tố phóng xạ. Các chuyển động kiến tạo là nguyên nhân chính gây ra các biến dạng của các đá trong vỏ Trái Đất; làm dịch chuyển các đường bờ biển, và những dấu hiệu nâng lên hay hạ thấp xuống của địa hình mặt đất.

Cấu trúc sâu của Trái Đất như đã trình bày ở phần trên, gồm 3 phần chính là vỏ Trái Đất, manti và nhân Trái Đất. Trong manti có quyển mềm, nằm ở độ sâu khoảng 50-60km ở đáy đại dương và khoảng 100km ở vùng lục địa. Quyển mềm có độ dày khoảng 150-400km vật chất ở trạng thái dẻo - mềm do chứa khoảng 1-10% dung thể nóng chảy của các loại đá khác nhau. Vỏ Trái Đất và phần cứng rắn của manti trên nằm trên quyển mềm tạo nên một quyển cứng rắn gọi là thạch quyển.

Do cấu trúc của lớp vỏ Trái Đất có hai kiểu vỏ cơ bản là kiểu vỏ lục địa và đại dương, vì vậy thạch quyển cũng có hai loại tương ứng là thạch quyển lục địa và thạch quyển đại dương. Thạch quyển cứng rắn có thể bị phân ra một số mảng, các mảng có thể dịch chuyển theo phương nằm ngang trên quyển mềm.

Toàn bộ bề mặt Trái Đất được bao bọc bởi 6 mảng thạch quyển chính và một số mảng phụ. Sáu mảng chính bao gồm: mảng Thái Bình Dương; mảng Châu Mỹ (Nam Mỹ và Bắc Mỹ); mảng Châu Phi; mảng Ấn - Úc; và mảng Nam Cực (hình 2.1, hình 2.2 và hình 2.3). Khi chuyển động theo phương nằm ngang, các mảng tương tác với nhau dọc theo ranh giới giữa các mảng. Ranh giới giữa các mảng là những đới hoạt động tích cực, như quá trình tách giãn đáy đại dương, hoạt động dịch chuyển của đứt gãy, động đất, núi lửa phát triển mạnh mẽ về quy mô và cường độ. Phần nội mảng (phần sâu trong

lục địa) là vùng tương đối ổn định. Trên bình đồ hiện tại của bề mặt Trái Đất và quan sát thống kê thực tế, sự phân bố của núi lửa, động đất hoàn toàn trùng khớp với sự phân bố của ranh giới của các mảng thạch quyển.



Hình 2.1. Cấu trúc các mảng kiến tạo chính của vỏ Trái Đất

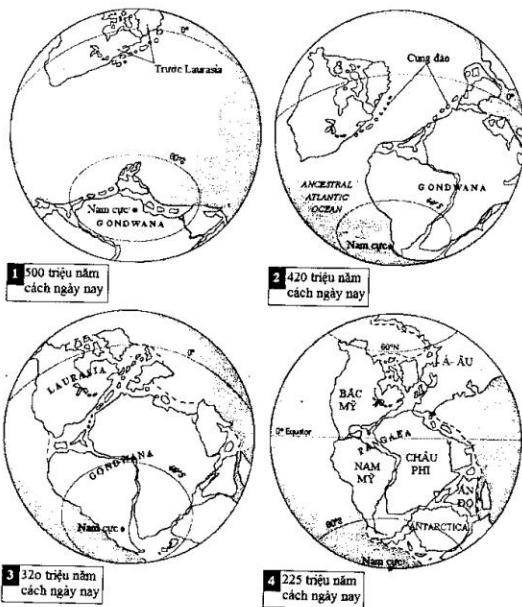
Những mảng lục địa lớn như Âu - Á, lục địa Châu Mỹ, Châu Úc, Nam Cực và mảng Thái Bình Dương. Các mảng này được hình thành và dịch chuyển theo cơ chế: vật chất nóng chảy xuyên theo những đới xung yếu thuộc dãy núi ngầm giữa đại dương. Khi xuyên lên trên bề mặt đáy biển, vật chất nóng chảy bị nguội lạnh, *nhiễm từ*, cứng rắn lại và bị các khối vật chất xuyên lên sau đây về phía lục địa, ở đó chúng có thể cùng với các vật liệu trầm tích khác bị nhấn chìm tạo thành đới Benioff.



Hình 2.2. Các mảng kiến tạo
và ranh giới mảng tách giãn dưới đại dương của vỏ Trái Đất

có một đại lục khổng lồ là *Pangean*. Theo tiếng Hy Lạp “Pan” có nghĩa là “toàn bộ”, “gean” nghĩa là “đất”. Pangean có nghĩa là “lục địa cổ” hay “siêu lục địa nguyên thủy”.

Pangean tồn tại trong khoảng 50 triệu năm, sau đó lại tách ra một lần nữa thành hai nửa - nửa trên gọi là Laurasia (gồm Bắc Mỹ, Châu Âu và Siberia) và nửa dưới gọi là Gondwana (gồm phần Nam bán cầu). Gondwana sau đó lại tách thành Nam Mỹ, Châu Phi, Madagasca, Ả Rập, Australia, Nam Cực và Ấn Độ (hình 2.4).

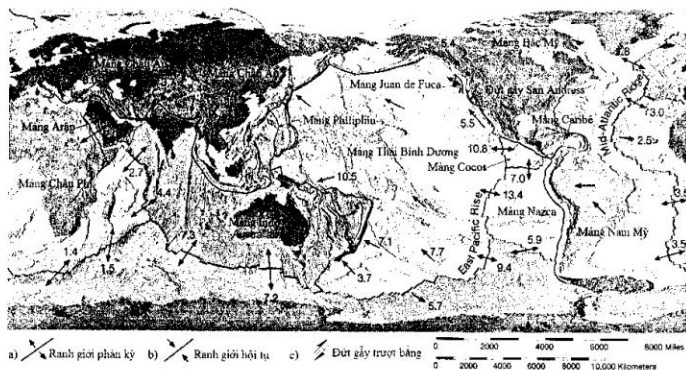


Hình 2.4. Lục địa Trái Đất trôi dạt từ 500 triệu năm đến 225 triệu năm cách ngày nay

Sự hình thành thuyết trôi dạt lục địa trước hết là tính ăn khớp về mặt hình thái giữa đường bờ biển phía Tây Châu Phi và đường bờ biển phía Đông Nam Mỹ. Hai đường bờ biển này chỉ cần xoay đi một góc sau đó dịch chuyển sát lại gần nhau là có thể gắn liền một khối.

Lúc đầu Trái Đất gồm hai lục địa lớn là Gondwana và Laurasia. Gondwana bao gồm Châu Phi, Nam Mỹ, Châu Úc, Nam Cực và một phần Châu Á. Laurasia gồm Châu Âu,

Với thành tựu khoa học kỹ thuật hiện đại ngày nay, kết quả đo đạc chính xác cho thấy sự trôi dạt lục địa là hiển nhiên, tốc độ trôi dạt của các lục địa nói chung không đồng nhất, một số lục địa có tốc độ trung bình vào khoảng 1-2,5mm/năm. Theo A.M.Nairn (1967), sau khi tính toán chi tiết cho thấy trong khoảng thời gian 200 triệu năm trước đây (từ Cacbon muộn đến đầu Paleogen), Châu Âu và Bắc Mỹ đã rời xa nhau khoảng 4500km, như vậy tốc độ trôi dạt của các lục địa này trong khoảng thời gian nói trên, khoảng 1cm/năm. Đồng thời dựa vào các trận động đất lớn trên thế giới, đặc biệt là động đất ở Chi Lê năm 1960 cho thấy tốc độ di chuyển các lục địa đạt tới 5cm/năm. Kết quả đo đạc độ tách giãn dọc theo sống núi giữa Đại Tây Dương cho thấy ở phía Bắc Đại Tây Dương là 1cm/năm, ở phía Đông Thái Bình Dương là 5cm/năm. Châu Úc đã trôi khá nhanh với tốc độ 14cm/năm trong khi đó tốc độ di chuyển của các lục địa khác chỉ vào khoảng 1-2cm/năm (hình 2.6).



Hình 2.6. Tốc độ dịch chuyển các lục địa của vỏ Trái Đất

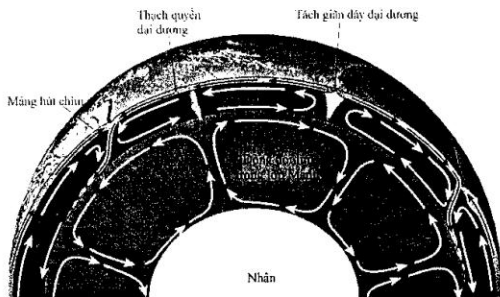
2.3. CHUYỂN ĐỘNG CỦA DÒNG ĐỐI LƯU TRONG MANTI

2.3.1. Chuyển động của các dòng đối lưu trong manti

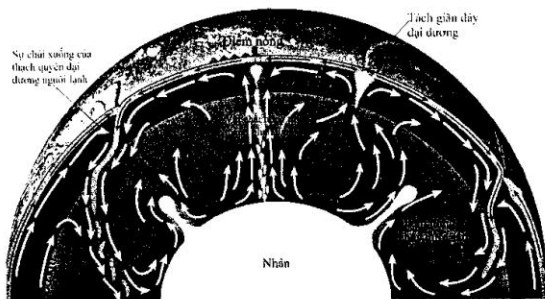
Chuyển động của các mảng: tại những hoạt động tách giãn vỏ Trái Đất được tạo ra một cách gần như liên tục, như vậy đáy đại dương phải dịch chuyển theo chiều ngang, xa dần các sống núi. Các đứt gãy sẽ cắt qua các sống núi và tạo thành sự phân nhánh các sống núi dưới đại dương.

Một trong những tác nhân của hiện tượng dịch chuyển các địa mảng là dòng đối lưu trong lớp manti. Theo các kết quả nghiên cứu, trong lớp manti có các dòng đối lưu thuận (zyklon) và ngược (anti-zyklon) ở dưới sâu, giống như trong khí quyển.

Dòng đối lưu ngược đưa vật chất từ dưới sâu lên, tạo ra các xoáy ngược, dẫn đến sự phun trào các dòng dung nham. Dòng đối lưu thuận đưa vật chất từ trên xuống, làm cho các lớp phủ trầm tích ở bên trên chúng cũng bị cuốn hút tạo ra các đới uốn nếp. Giữa hai miền xoáy thường xuất hiện những dòng chuyển động dòng. Theo tính toán của A.Rittman, tốc độ của các dòng đối lưu ở phần trên (gần mặt đất) đạt tới khoảng 10cm/năm và hướng dịch chuyển các dòng đối lưu là từ biển vào lục địa hình thành các đới hút chìm.



a) Dòng đối lưu ở độ sâu 660km bên trong vỏ Trái Đất



b) Mô hình dịch chuyển dòng đối lưu trong Manti của Trái Đất

Hình 2.7. Mô phỏng cơ chế hoạt động của vòng đối lưu nhiệt trong manti

Các dòng đối lưu chính chỉ có thể là một dòng chạy nửa vòng. Đi hết nửa vòng này, từ trên xuống dưới (hình 2.7), nó cần phải hoạt động trong một thời gian lâu dài từ 50 đến 100 triệu năm liền, và đó cũng là giai đoạn chuyển động kiến tạo của các mảng lục địa tạo thành các vành đai tạo núi (tạo sơn). Khi nửa vòng đã xong, vận tốc sau khi

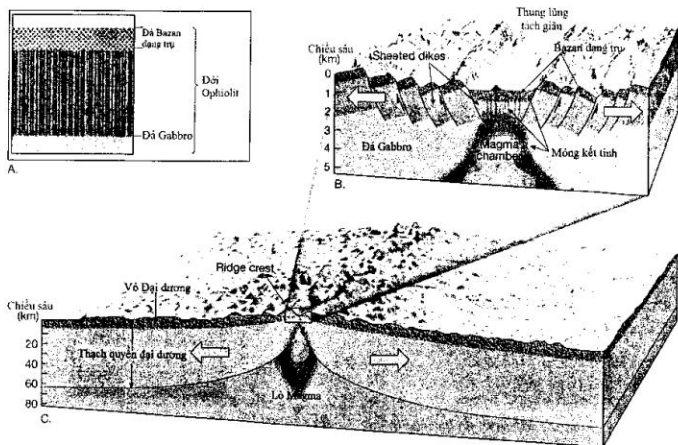
ngang qua một cực đại đã tiến tới triệt tiêu, và dòng dẫn lưu tạm ngưng hoạt động. Giai đoạn nghỉ ngơi động lực học này theo ước đoán của các nhà khoa học kéo dài từ 200 đến 300 triệu năm. Như vậy thời gian di chuyển của một vòng đối lưu bên trong Trái Đất sẽ ứng với các chu kỳ chuyển động của các mảng kiến tạo trên phần vỏ Trái Đất.

Năng lượng chính để gây ra các dòng đối lưu là vấn đề còn đang được tranh cãi. Nguyên nhân gây ra các dòng đối lưu rất phức tạp. Nhưng nguyên nhân chính đó có thể là sự phân hủy phóng xạ, sự trao đổi nhiệt giữa các khối magma bên trong Trái Đất.

2.4. RANH GIỚI MẢNG PHÂN KỲ VÀ TÁCH GIÃN VỎ TRÁI ĐẤT

2.4.1. Ranh giới mảng tách giãn trên lục địa của vỏ Trái Đất

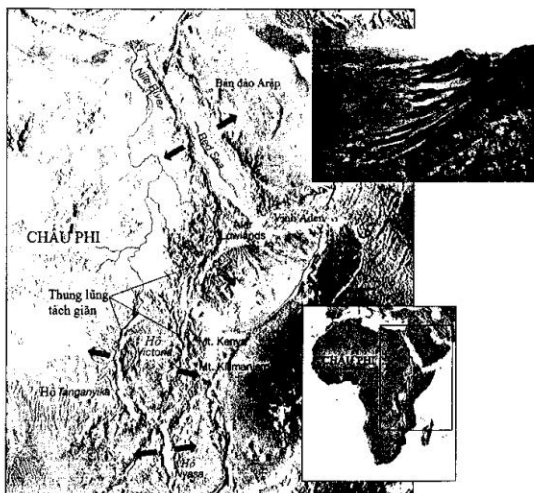
Ranh giới mảng phân kỳ: là ranh giới khi hai mảng chuyển động tách rời nhau theo hướng tương đối nhau. Vật chất của manti không ngừng dồn lên và tràn ra hai bên đối tách giãn tạo thành lớp vỏ đại dương mới. Nơi tách giãn là ranh giới giữa hai mảng ở đại dương sẽ tạo thành sống núi giữa đại dương với các hoạt động núi lửa bazan đặc trưng; tách giãn ở lục địa tạo ra hệ thống các “rift” lục địa hay còn gọi là thung lũng tách giãn trên lục địa (hình 2.9) và dưới đại dương (hình 2.8).



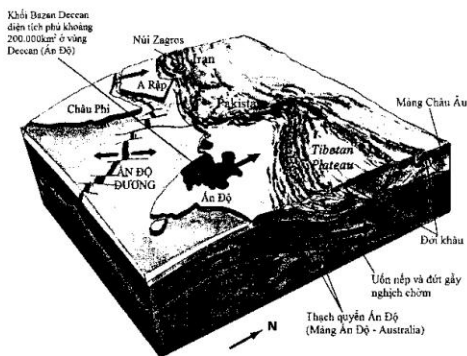
Hình 2.8. Mảng phân kỳ và sự hình thành rift tách giãn dưới đại dương

Các tài liệu địa chất liên quan với các ranh giới mảng phân kỳ hiện đại đã được nghiên cứu chi tiết. Điển hình là các rìa hoạt động mạnh của Ấn Độ Dương và Thái Bình Dương mới được thành tạo và được tách giãn ven rìa thể hiện ở vịnh Aden - Rift

biển đỏ (Red Sea). Các rift này gặp hệ thống rift lớn Châu Phi tại một “chạc ba” thuộc nước Ethiopia (hình 2.9).



Hình 2.9. Hệ thống tách giãn rift Đông Phi (chạc ba)



Hình 2.10. Tách giãn đáy Ấn Độ Dương và ảnh hưởng của “chạc ba” tạo rift Châu Phi

Hoạt động đứt gãy thuận tách giãn và quá trình làm mỏng vỏ đã tạo thành hệ thống thung lũng rift, kèm theo là các hoạt động núi lửa, bazan. Giai đoạn cuối cùng của hoạt động tách rời chỉ thấy ở các rift Biển đỏ và rift vịnh Aden, tại đó gặp các dải hẹp vỏ đại dương có chiều dày mỏng. Vịnh Aden chỉ mới được mở ra một cách chậm chạp trong khoảng 20 triệu năm cách ngày nay.

2.4.2. Ranh giới mảng tách giãn đáy đại dương và từ tính của Trái Đất

Tiến hóa cơ chế phân kỳ giữa vỏ lục địa và vỏ đại dương bao gồm 3 giai đoạn:

Giai đoạn 1: bắt đầu hình thành các thung lũng rift. Vỏ lục địa mỏng dần và sụt lún cùng với việc xuất hiện hệ thống các địa hào và máng trũng được xen kẽ với các gờ nâng do đứt gãy thuận tạo nên.

Giai đoạn 2: xuất hiện đại dương hẹp tách biệt với các mảng lục địa do quá trình tách giãn. Sự sụt lún tiếp tục do nguội lạnh vỏ đại dương và làm xa dần các trung tâm tách giãn ban đầu. Mặt khác một trung tâm tách giãn mới xuất hiện làm chia cắt lục địa thành một mảnh vi lục địa mà hai phía đều là vỏ đại dương.

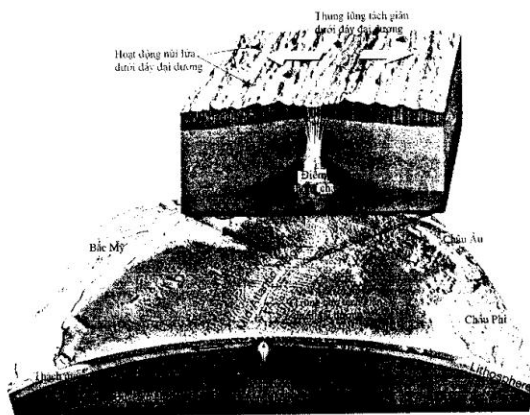
Giai đoạn 3: mở rộng đại dương, bồn trũng được mở rộng do quá trình tách giãn vẫn tiếp tục. Đồng thời quá trình sụt lún được tăng cường do sự nguội lạnh trong đó có yếu tố tải trọng trầm tích.

Lý thuyết về từ tính của Trái Đất được nhắc đến nhiều nhất hiện nay là nhân của Trái Đất hoạt động giống như một cái máy tự kích. Phần ngoài Trái Đất được xem như là một chất lỏng có thành phần sắt và niken chiếm ưu thế. Do đó nhân này không chỉ là một vật chất dẫn điện rất tốt mà nó tồn tại ở một trạng thái vật lý trong đó dễ dàng xảy ra một sự vận động. Những dòng điện từ được phát ra và được tăng lên bởi các vận động trong dòng chảy có tính dẫn điện. Năng lượng dòng chảy được sinh ra do hiện tượng đối lưu. Người ta nghĩ rằng khi Trái Đất quay cũng sinh ra từ trường.

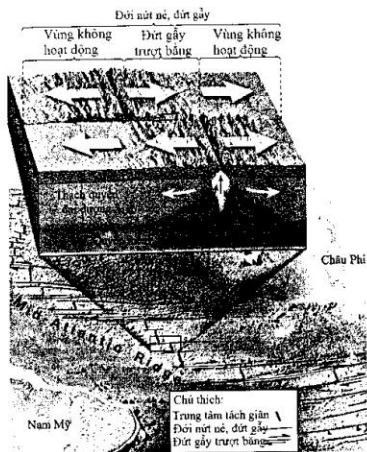
Khi magma xuyên lên ở sống núi dưới đại dương, các đá thành tạo bị từ hóa sẽ ghi lại cực từ tại thời điểm khi dung nham nguội lạnh thành đá. Nếu dung nham mới tạo nên vỏ đại dương một cách liên tục và nếu vỏ đại dương chuyển động tách rời nhau từ sống núi đại dương, thì vỏ đại dương đó sẽ phải chứa đựng các thông tin liên tục về sự thay đổi cực từ của Trái Đất. Vỏ đại dương lúc đó như một máy ghi băng từ chuyển động rất chậm chạp (xem hình 2.11).

Theo các tài liệu nghiên cứu, Trái Đất chúng ta đã có 282 lần đảo cực trong vòng 10 triệu năm qua, người ta biết được điều này khi nghiên cứu từ trường của các đá dưới đáy biển, liên quan đến việc tách giãn đáy đại dương. Lần đảo cực gần nhất diễn ra cách đây khoảng 780.000 năm, khi loài *Homo erectus* (người đứng thẳng), mất 1,4 triệu năm sau nữa mới trở thành người *Homo sapiens* (người hiện đại) vẫn còn tìm cách học làm công cụ bằng đá. Các nhà khoa học nhận thấy rằng từ lực của Trái Đất đã yếu đi khoảng 10 đến 15% và mức độ suy giảm này có xu hướng tăng nhanh, gây ra cuộc tranh luận

rằng liệu một lần đảo cực nữa (thường mất khoảng 5000 đến 7000 năm) đã bắt đầu hay chưa?, điều này đang chờ câu trả lời của các nhà nghiên cứu.



Hình 2.11. Tách giãn đáy Đại Tây Dương



Hình 2.12. Ranh giới dịch chuyển ngang kết hợp với tách giãn đáy đại dương

a) Cực tính bình thường



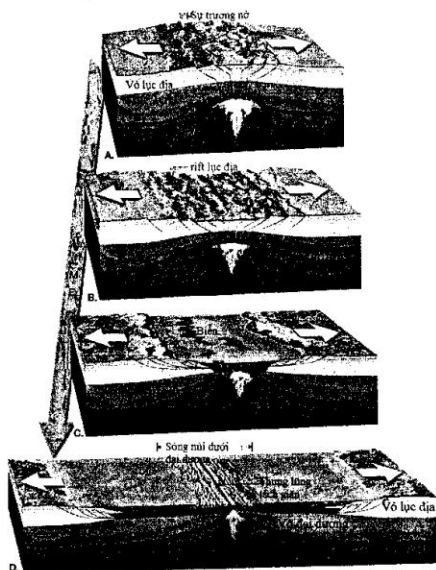
b) Đảo cực tính



c) Cực tính bình thường



Hình 2.13. Tách giãn đáy đại dương và các thời kỳ đảo cực từ trường của vỏ Trái Đất theo thời gian



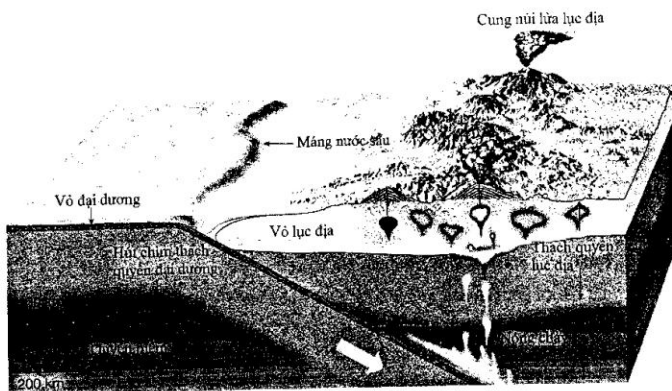
Hình 2.14. Quá trình tách giãn hình thành sống núi dưới đại dương theo thời gian

Như vậy, các mảng dịch chuyển tách rời, giãn ra khỏi dãy núi dưới đại dương về hai phía theo hướng vuông góc với trục tách giãn. Theo X.Pichon, tốc độ tách giãn giữa Ấn Độ Dương không đồng nhất. Phần phía Đông của sống giữa Ấn Độ Dương chuyển dịch với tốc độ khoảng 3cm/năm. Trong khi đó phần phía Tây của dãy núi ngầm này có tốc độ dịch chuyển khoảng 1cm/năm. Ở vòng cung rìa phía Tây Bắc Thái Bình Dương xảy ra hiện tượng nén ép với tốc độ 8-9cm/năm, rìa Đông Nam hiện tượng nén ép chỉ đạt tốc độ 5-6cm/năm. Đới uốn nếp Anpi nằm trên vị trí cũ của đại dương cổ Tethys, chịu nén ép từ hai phía (Bắc và Nam) với tốc độ không đồng nhất, ở phía Tây Nam 2cm/năm, ở phía Đông khoảng 6cm/năm.

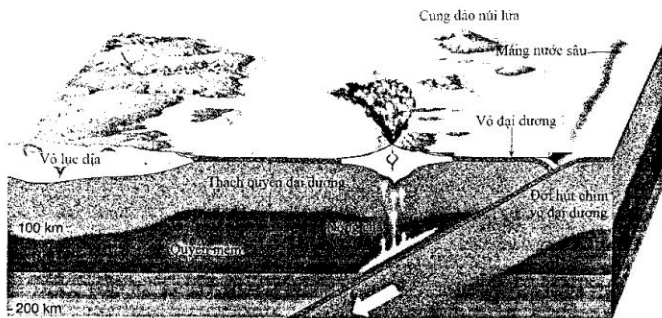
2.5. RANH GIỚI MẢNG HỘI TỤ VÀ SỰ HÌNH THÀNH NÚI

2.5.1. Ranh giới mảng hội tụ

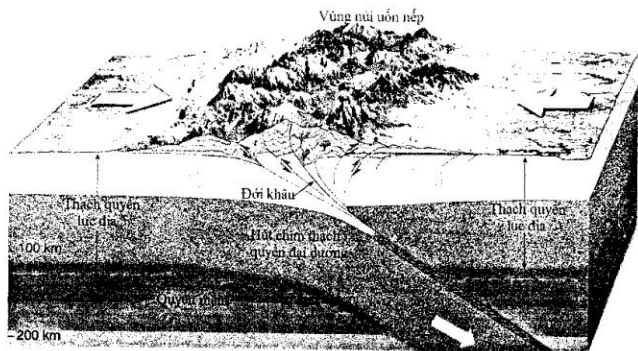
Ranh giới khi hai mảng chuyển động về phía nhau, hai mảng nén ép vào nhau gây phá hoại ở ranh giới hai mảng làm cho mảng bị phá hoại và biến dạng đất đá. Tùy thuộc vào đặc điểm thạch quyển của hai mảng tương tác mà ranh giới hội tụ có thể có một trong ba kiểu sau: ranh giới đụng độ kiểu mảng: lục địa - đại dương (hình 2.15); ranh giới đụng độ kiểu mảng: đại dương - đại dương (hình 2.16) và ranh giới đụng độ kiểu mảng: lục địa - lục địa (hình 2.17).



Hình 2.15. Ranh giới đụng độ kiểu mảng: lục địa - đại dương của vỏ Trái Đất



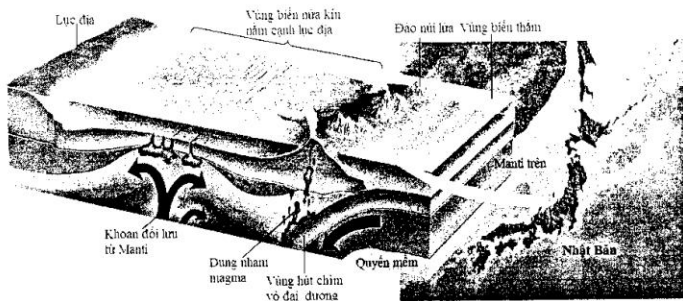
Hình 2.16. Ranh giới chùng độ kiểu mảng: đại dương - đại dương của vỏ Trái Đất



Hình 2.17. Ranh giới chùng độ kiểu mảng: lục địa - lục địa của vỏ Trái Đất

2.5.2. Kiểu cung đảo - máng biển sâu

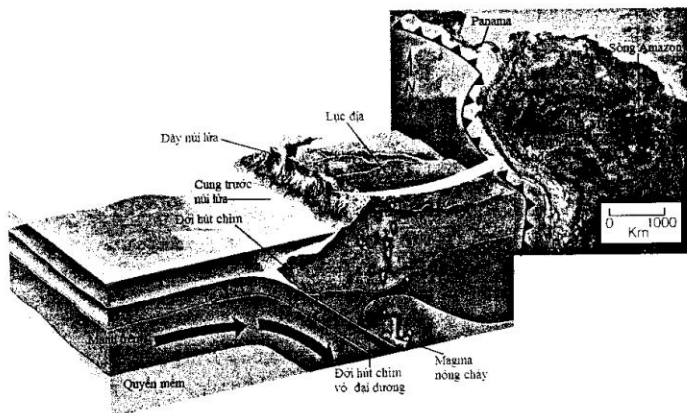
Ranh giới hội tụ giữa hai mảng đại dương thúc vào nhau, mảng này chui xuống mảng kia tạo nên hệ thống máng vực biển sâu và cung đảo núi lửa. Hoạt động hút chìm, động đất và hoạt động núi lửa xảy ra mạnh mẽ. Điển hình cho kiểu ranh giới này là cung đảo - máng biển sâu ở Tây Thái Bình Dương như cung đảo Nhật Bản, Philipphin. Theo các tài liệu địa vật lý và thạch học ở quần đảo Nhật Bản cho thấy thạch quyển Thái Bình Dương đang bị hút chìm xuống dưới cung đảo với tốc độ giữa 8,5-8,7cm/năm (hình 2.18).



Hình 2.18. Kiểu cung đảo - máng biển sâu
và sự hình thành quần đảo Nhật Bản do hội tụ: đại dương - đại dương

2.5.3. Kiểu cung núi lửa - máng biển sâu

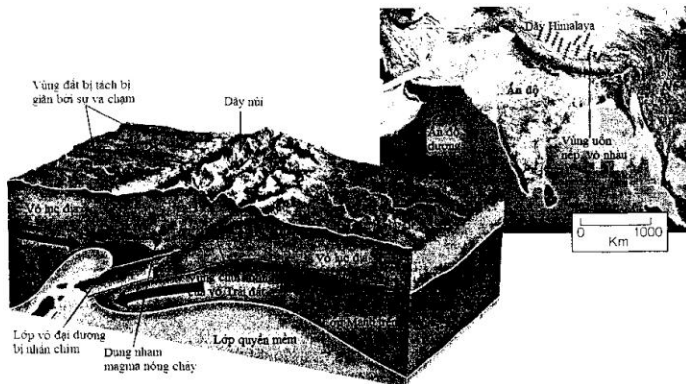
Ranh giới khi một mảng đại dương bị hút chìm chủ yếu xuống dưới một mảng lục địa tạo nên máng biển sâu và cung núi lửa trong lục địa. Hoạt động động đất, núi lửa mạnh mẽ. Điển hình là núi lửa ở Đông Thái Bình Dương, bờ Tây lục địa Nam Mỹ và Bắc Mỹ hình thành dãy núi Andean ở Chi Lê (hình 2.19).



Hình 2.19. Sơ đồ cung núi lửa - máng biển sâu
do hội tụ đại dương - lục địa ở rìa phía Tây Nam Mỹ

2.5.4. Kiểu đới khâu - dãy núi lớn

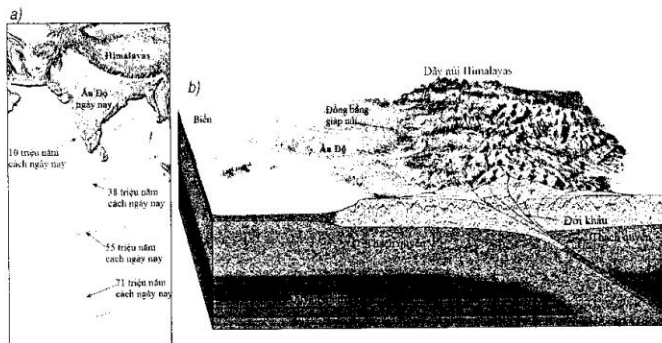
Ranh giới hội tụ khi hai mảng lục địa va chạm vào nhau tạo thành đới khâu và hình thành nên những dãy núi lớn. Điển hình cho kiểu ranh giới này là dãy núi kì vĩ Himalaya, đó là kết quả của va chạm lục địa Ấn Độ vào lục địa Âu - Á (hình 2.20).



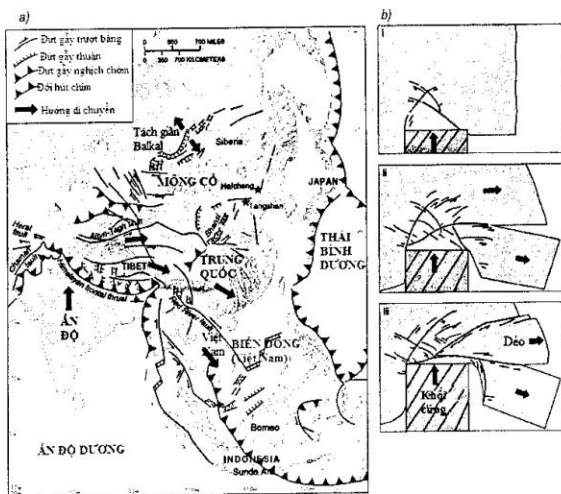
Hình 2.20. Kiểu đới khâu - dãy núi lớn trong sự va chạm lục địa Ấn Độ vào lục địa Âu - Á.

Dãy Himalaya nằm dọc theo ranh giới nén ép giữa mảng Âu - Á và tiểu lục địa Ấn Độ, là một bộ phận của mảng Ấn - Úc. Ban đầu chúng là những mảnh vỡ của lục địa cổ Gondwana. Một trong những mảnh vỡ ấy là Ấn Độ hiện nay gồm vỏ đại dương và vỏ lục địa, được gọi là mảng Ấn Độ. Mảng này di chuyển về hướng Bắc và vào khoảng 71 triệu năm trước đây trong quá trình di chuyển phần đại dương bị hút chìm dưới mảng Á - Âu. Khối lục địa Ấn Độ có tỉ trọng tương tự như tỉ trọng của lục địa Châu Á nên nó không thể bị hút chìm như đã xảy ra đối với phần đại dương. Nhưng một phần vỏ lục địa Ấn Độ bị dồn ép ở dưới lục địa châu Á. Hậu quả là vỏ lục địa bị nâng lên gấp đôi ở dưới vùng này mà ta gọi là cao nguyên Tây Tạng. Ở phía Nam, hiện tượng uốn nếp và đứt gãy chòm nghịch xảy ra hết sức mạnh mẽ đã làm cho vỏ Trái Đất ở khu vực này dày lên tạo thành dãy Himalaya (hình 1.21). Kết quả đã làm cho vỏ lục địa dày hơn 70km.

Theo các kết quả nghiên cứu, hiện nay Ấn Độ vẫn ngày càng tiến sâu vào lục địa Châu Á với tốc độ khoảng 5mm/năm, do đó dãy núi Himalaya vẫn tiếp tục cao lên. Tương tự như vậy, phần phía Nam sông Đà thuộc lãnh thổ Việt Nam ngày càng tiến lên phía Bắc và ngược lại phần phía Bắc sông Đà lại tiến về phía Nam làm cho dãy Hoàng Liên Sơn tiếp tục cao lên (hình 2.22).



Hình 2.21. Quá trình trôi dạt lục địa Ấn Độ từ 71 triệu năm đến ngày nay và sự hình thành núi Himalaya do va chạm giữa Ấn Độ và mảng Âu - Á:
a) Lục địa Ấn Độ từ 71 triệu năm đến nay; b) Lục địa Ấn Độ ngày nay

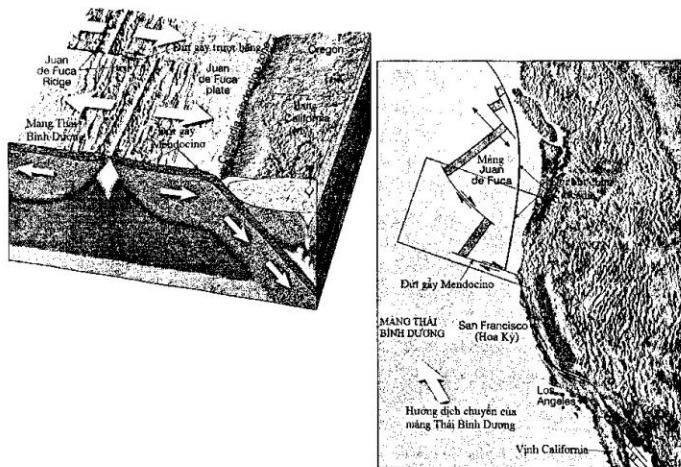


Hình 2.22. Mô hình dịch chuyển nén ép dọc đứt gãy sông Hồng của Việt Nam do chuyển động của mảng Ấn Độ và va chạm mảng Châu Á (Molnar & Tapponier, 1977):
a) Trên bình đồ tự nhiên; b) Trên mô hình khối trong phòng thí nghiệm

Do kết quả nén ép của hai mảng Ấn - Úc và Âu - Á, đáy biển Đông của Việt Nam sẽ tạo thành nhiều cấu trúc vòm thuận tiện cho việc tích tụ các bể trầm tích liên quan với khoáng sản dầu khí. Tuy nhiên quá trình dịch chuyển này nén ép làm cho đứt gãy sông Hồng (Red River Fault) tích lũy năng lượng dưới dạng ứng suất đàn hồi và theo thời gian khả năng sẽ xảy ra động đất lớn mang tính thảm họa dọc theo đới đứt gãy sông Hồng của Việt Nam. Nếu điều đó xảy ra thì có thể nói toàn bộ Hà Nội sẽ chịu thiệt hại nặng nề nhất, do đó ngay từ bây giờ, các nhà hoạch định cũng sẽ phải chuẩn bị những kịch bản cho tương lai nếu điều đó xảy ra?. Tuy nhiên đây cũng chỉ dừng lại là những giả thuyết chủ quan của tác giả, cần được nghiên cứu chi tiết, cụ thể để đưa ra những kết luận thật chính xác hơn.

2.6. RANH GIỚI MẢNG DỊCH CHUYỂN NGANG

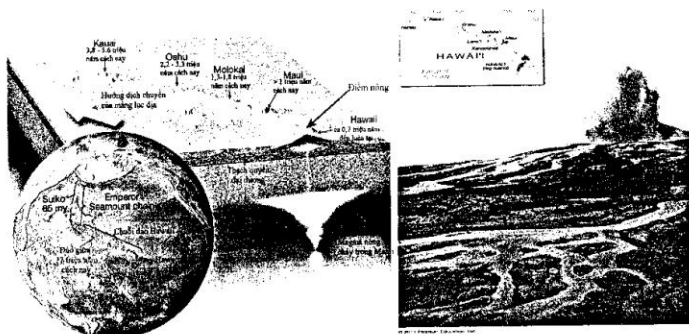
Ranh giới mảng dịch chuyển ngang: Ranh giới khi hai mảng thạch quyển chuyển động trượt bằng dọc theo phương của ranh giới. Thạch quyển không được sinh ra cũng không bị phá hủy dọc ranh giới dịch chuyển ngang. Dọc theo ranh giới này các hoạt động địa chấn ít. Điển hình cho ranh giới này là đứt gãy SanAndress ở California (Mỹ) phân chia mảng Thái Bình Dương và mảng Bắc Mỹ; đới dịch chuyển dạng cắt sống núi giữa đại dương, làm xê dịch các sống núi cũng thuộc kiểu ranh giới này (hình 2.23).



Hình 2.23. Ranh giới mảng dịch chuyển ngang và đứt gãy SanAndreas (Mỹ)

2.7. ĐIỂM NÓNG CÓ ĐỊNH VÀ CHUYỂN ĐỘNG TUYỆT ĐỐI CỦA MẢNG KIẾN TẠO

Chúng ta chỉ có thể xác định được các tốc độ dịch chuyển tương đối giữa các mảng tìm được một hệ tọa độ cố định nào đó để đối chiếu. Nhà địa chất Jame Dwight Dana (Mỹ) đã quan sát tuổi của các núi lửa ở quần đảo Hawaii và thấy rằng tuổi các núi lửa tăng dần từ Đông Nam sang Tây Bắc (xem hình 2.24). Lý do như vậy là vì có một lò magma tồn tại lâu dài - gọi là điểm nóng (hot spot) nằm dưới sâu trong manti, khi đáy biển chuyển động, núi lửa vẫn giữ nguyên tiếp xúc với lò magma trong đó thời gian khoảng 1 triệu năm cách ngày nay. Như vậy, sẽ có một dãy núi lửa là kết quả của chuyển động thạch quyển đi qua trên một điểm nóng cố định tạo thành chuỗi các đảo của quần đảo Hawaii.



Hình 2.24. Sự hình thành chuỗi đảo Hawaii do điểm nóng cố định phun trào kết hợp với mảng lục địa di chuyển

2.8. KIẾN TẠO MẢNG VÀ QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH BỜN TRẦM TÍCH

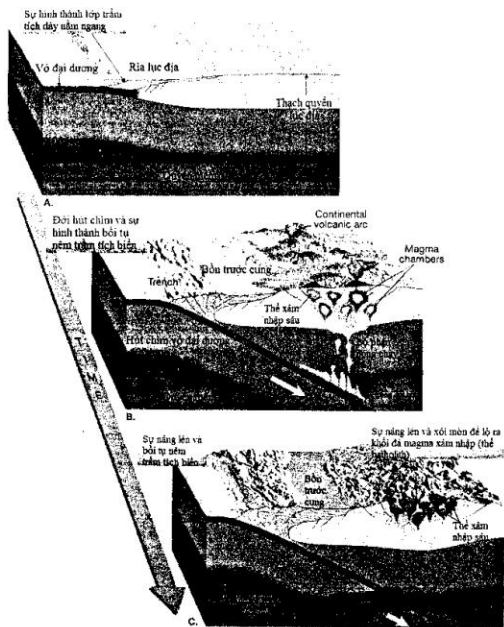
Các mảng sâu đại dương (Trench):

Nằm ngoài khơi đới hút chìm bị sụt lún do hoạt động động đất bắt nguồn từ đới Benioff. Bên ngoài máng trũng là vỏ đại dương nhô cao. Dãy bồn trũng kiểu này thường có độ dày vài kilomet được lấp đầy bởi trầm tích sét và turbidit có nguồn gốc từ các gờ nâng bồi kết (phức hệ hút chìm) (hình 2.25).

Các phức hệ hút chìm (cung đảo bồi kết):

Phát triển trong quá trình hút chìm giữa một bên là mảng hút chìm mỏng, một bên là mảng chòm trượt liên tục được bồi kết tăng trưởng từ các tầng trầm tích nước sâu, núi lửa và turbidit... Phức hệ này đóng vai trò là một miền xâm thực luôn luôn được tăng

trường và cung cấp vật liệu cho hai bồn trũng: trước cung và máng nước sâu đại dương (Trench). Quá trình bồi kết diễn ra đồng thời với quá trình uốn nếp, vỏ nhàu và biến dạng một phức hệ thành phần vật chất phức tạp đa nguồn: những mảnh vỡ di chỉ vỏ đại dương, đá trầm tích sườn lục địa và trầm tích nước sâu, các thành tạo burbidit và các thành tạo trượt lở (slumb) đặc trưng.



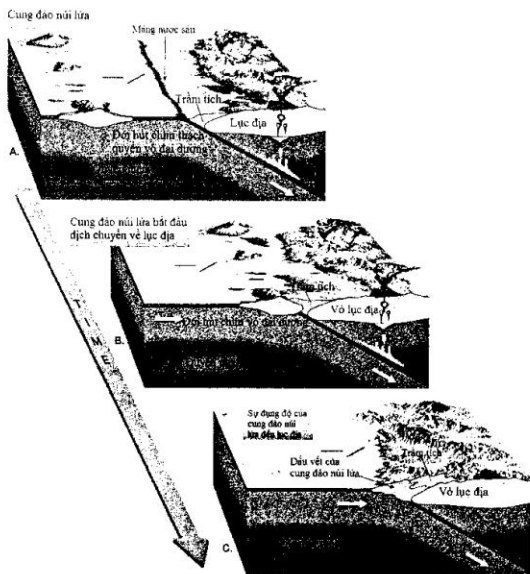
Hình 2.25. Sự hình thành rìa hội tụ và sự hình thành bồn trầm tích theo thời gian

Bồn trước cung:

Nằm giữa cung đảo núi lửa và phức hệ hút chìm bồi kết. Do đó nguồn vật liệu trầm tích được cung cấp từ hai phía với tư cách là hai miền nâng xâm thực quan trọng.

Cung đảo núi lửa:

Được hình thành do nóng chảy từng phần mảng hút chìm dưới độ sâu 150km và hoạt động phun trào xuyên qua mảng chồm trượt tạo thành cung đảo núi lửa chạy song song với phức hệ bồi kết và máng trũng đại dương.



Hình 2.26. Sự hình thành rìa hội tụ và cung đảo núi lửa theo thời gian

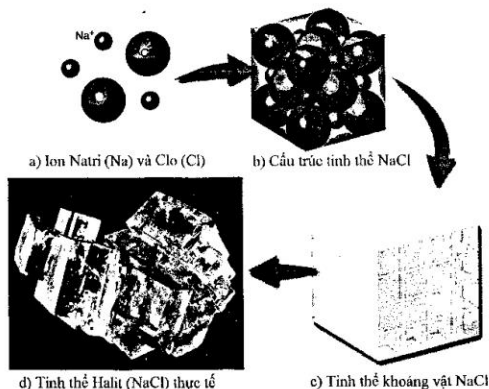
Chương 3

KHOÁNG VẬT

3.1. KHÁI NIỆM VÀ NGUỒN GỐC KHOÁNG VẬT

3.1.1. Khái niệm

Khoáng vật là một đơn chất hay hợp chất hóa học tự nhiên, thường ở dạng rắn, kết tinh. Hiện nay, người ta đã biết tới khoảng 3000 khoáng vật, đó là những nguyên tố, những hợp chất hóa học hình thành tự nhiên trong vỏ Trái Đất, hoặc trên mặt đất. Một số rất ít các khoáng vật có thể từ vũ trụ đến như thiên thạch. Các hợp chất nhân tạo như: ngọc nhân tạo, kim cương công nghiệp v.v... không được coi là khoáng vật (không phải hợp chất tự nhiên). Trong số 3000 khoáng vật đã biết chỉ khoảng 50 khoáng vật là phổ biến, chúng tham gia vào quá trình tạo đá của vỏ Trái Đất.



Hình 3.1. Sơ đồ sự kết tinh ion Na và Cl để hình thành tinh thể khoáng vật Halit (NaCl)

Phần lớn các khoáng vật đều ở thể rắn, cấu trúc bên trong của mỗi khoáng vật là sự sắp xếp các nguyên tử, phân tử theo một trật tự nhất định, ví dụ khoáng vật Halit (hình 3.1). Một số khoáng vật có dạng vô định hình, thể keo như calcedon, opale ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$); một số rất ít khác ở thể lỏng như thủy ngân, dầu mỏ, nước,... và một số ở thể khí như

carbonic, metan, hydro... Khoa học lấy khoáng vật làm đối tượng nghiên cứu gọi là Khoáng vật học. Khoáng vật học nghiên cứu các tính chất của khoáng vật, nguồn gốc phát sinh của chúng, các quá trình xảy ra trong vỏ Trái Đất làm biến đổi khoáng vật, và nghiên cứu sử dụng nguồn tài nguyên khoáng cho mục đích kinh tế.

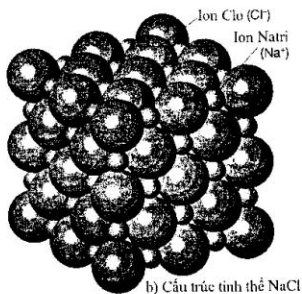
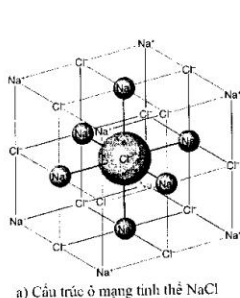
3.1.2. Nguồn gốc của khoáng vật

Khoáng vật có thể được hình thành trong các điều kiện khác nhau. Nếu khoáng vật thành tạo liên quan với các quá trình xảy ra ở trong vỏ Trái Đất và ở trên manti, do các quá trình magma và biến chất thì gọi là *khoáng vật nội sinh*. Ngược lại, *khoáng vật ngoại sinh* là những khoáng vật hình thành ở phần mặt Trái Đất liên quan với quá trình địa chất ngoại sinh.

3.2. CÁC ĐẶC TÍNH CỦA KHOÁNG VẬT

3.2.1. Dạng của tinh thể

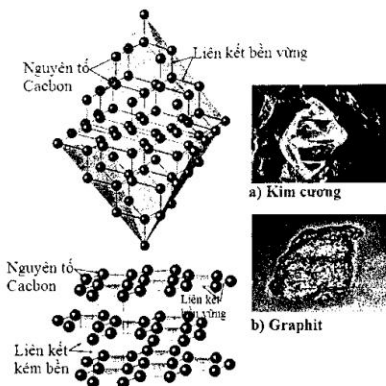
Mỗi khoáng vật có một đặc tính về tinh thể. Các mặt của tinh thể được xác định bởi các lớp bề mặt của các nguyên tử. Ví dụ: trong tinh thể muối, có hai loại ion khác nhau và sắp xếp xen kẽ. Trong đó, các ion nhỏ hơn là Na^+ , các ion lớn hơn là Cl^- . Muối ăn là một khối gồm 6 ion Cl^- bao xung quanh 1 ion Na^+ và mỗi ion Cl^- lại được bao bọc bởi 6 ion Na^+ , tất cả đều cách đều nhau. Sự lặp lại các ô mạng cơ sở trong không gian ba chiều tạo nên tinh thể muối có dạng lập phương (hình 3.2).



Hình 3.2. Cấu trúc tinh thể khoáng vật Halit (NaCl)

Một vài nguyên tố hay hợp chất có thể phát triển ở các dạng tinh thể khác nhau và tạo nên những khoáng vật khác nhau. Từ một hợp chất mà có nhiều dạng tinh thể khác nhau gọi là hiện tượng đa hình. Mỗi một loại tinh thể được thành tạo trong một điều kiện khác nhau. Ví dụ: từ một nguyên tố cacbon có thể sinh ra graphit và kim cương. Nhưng hình dạng của tinh thể kim cương là hình bát diện, cứng rắn; hình dạng của tinh

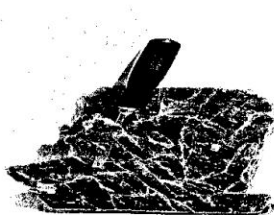
thể graphit là hình 6 mặt dạng tấm mềm, ít có giá trị. Mặc dù cả hai loại khoáng vật này đều có thành phần là cacbon; nhưng do sự sắp xếp của các nguyên tử cacbon bên trong mà tạo nên sự khác biệt về hình dạng tinh thể của kim cương và graphit (hình 3.3).



Hình 3.3. Cấu trúc ô mạng của khoáng vật graphit và kim cương

3.2.2. Tính cát khai

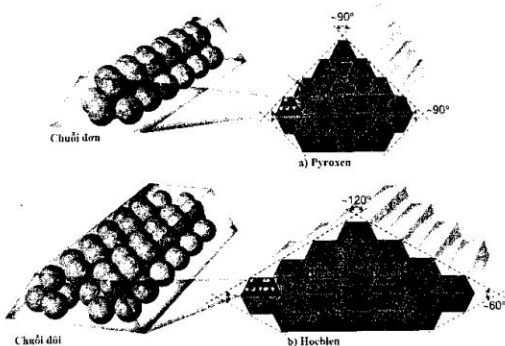
Sự vỡ tách theo một hoặc một vài phương khác nhau của tinh thể khoáng vật khi bị ngoại lực tác dụng. Phương tách vỡ là một mặt phẳng, gọi là mặt cát khai, ở đó có lực liên kết yếu nhất (hình 3.4). Mặt cát khai thường là một mặt nhẵn bóng, thông thường song song với mặt tinh thể. Tùy thuộc vào mức độ dễ tách vỡ, người ta phân biệt các dạng cát khai sau: (1) cát khai rất hoàn toàn; (2) cát khai hoàn toàn; (3) cát khai trung bình và (4) cát khai không hoàn toàn.



Hình 3.4. Tính cát khai của khoáng vật mica

Tính cắt khai và vết vỡ	Hình dạng	Phát họa	Hướng cắt khai	Ví dụ minh họa
Rất hoàn toàn	Một nghiêng, tập hợp dạng lá, dạng vảy nhỏ.			Muscovit
Hoàn toàn, dưới góc $2-90^\circ$	Ba nghiêng, Tinh thể lỏng trụ, tấm, khối hạt đặc sít, và những hạt không đều trong khối đá.			Fenpat
Hoàn toàn dưới góc 2° đến ngoài 90°	Một nghiêng, Tinh thể lỏng trụ hình cột, và giả hình theo pyroxen			Hocblen
Rất hoàn toàn, dưới góc $3-90^\circ$	Lập phương, Tinh thể khối bờ rời			Halit (NaCl)
Hoàn toàn, dưới góc 3° đến ngoài 90°	Ba phương, Tinh thể và khối hạt			Canxit (CaCO_3)
Hoàn toàn	Lập phương, Tinh thể xám tấm. Khối hạt đặc sít			Fluorit (CaF_2)

Hình 3.5. Tính cắt khai và vết vỡ của một số khoáng vật



Hình 3.6. Minh họa góc cắt khai của Pyroxen và Hocblen

3.2.3. Các tính chất quang học

Tính chất quang học của khoáng vật thể hiện ở tính hấp phụ ánh sáng, phản xạ ánh sáng, đặc điểm thấu quang của khoáng vật. Tính chất này thể hiện bằng độ trong suốt, ánh, màu sắc và màu vết vạch.

Độ trong suốt phản ánh mức độ thấu quang khi ánh sáng xuyên qua khoáng vật. Tuỳ thuộc vào cấu trúc tinh thể và các tạp chất chứa trong khoáng vật, chia ra các mức độ trong suốt khác nhau: *trong suốt*: thạch anh (SiO_2), canxit (CaCO_3); *nửa trong suốt*: thạch cao ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), sfalerit (ZnS); *không trong suốt*: pyrit (FeS_2), manhêtit (Fe_3O_4), graphit (C).

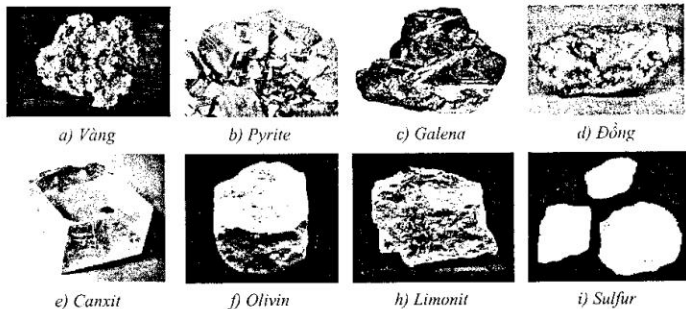


Hình 3.7. Độ trong suốt của khoáng vật Florit

Ánh là một tính chất ổn định nhất, dễ quan sát của khoáng vật. Tính chất của ánh phụ thuộc trực tiếp vào mức độ phản xạ ánh sáng ở phần bên trong của khoáng vật. Ánh sáng chiếu vào bề mặt khoáng vật càng bị phản xạ mạnh thì ánh của khoáng vật càng mạnh. Các khoáng vật không trong suốt thì có ánh kim (pyrit, galenit). Các khoáng vật trong suốt, nhưng khúc xạ ánh sáng thì có ánh mạnh - ánh kim cương (sfalerit). Các khoáng vật sẫm màu có tính ánh nửa kim loại (manhêtit) và dạng ánh kim (graphit).

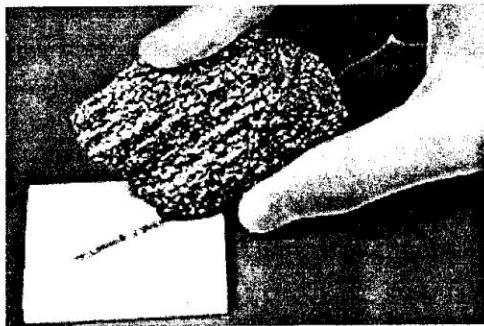
Màu sắc thể hiện sự hấp thụ các bước sóng khác nhau đối với ánh sáng thấy được của khoáng vật. Nếu khoáng vật hấp thụ đều đặn đối với các bước sóng ánh sáng thì nó có từ màu đen đến màu xám. Nếu khoáng vật chỉ hấp thụ chọn lọc một số bước sóng nào đấy thì khoáng vật có các màu khác nhau. Trong nhiều trường hợp đặc điểm màu sắc của khoáng vật được dùng để đặt tên cho khoáng vật như: vàng, bạc, ruby (đỏ)... (hình 3.8).

Màu của bột khoáng vật cố định hơn màu của khoáng vật ở dạng mẫu nguyên khối. Bằng cách mài khoáng vật trên bề mặt miếng sứ sẽ nhận biết được màu khoáng vật. Màu vết vạch có giá trị đoán nhận khoáng vật tốt nhất đối với các khoáng vật có ánh kim và nửa kim loại.



Hình 3.8. Màu sắc của một số khoáng vật thường gặp

Màu vết vạch là màu của bột khoáng vật để lại trên một mặt ráp màu trắng (ví dụ như khi vạch khoáng vật vào tấm sứ trắng không tráng men). Màu vết vạch của khoáng vật nhiều khi khác với màu của bản thân khoáng vật ở dạng khối; ví dụ pyrit có màu vàng rom nhưng vết vạch có màu đen. Màu vết vạch của khoáng vật tương đối ổn định. Các khoáng vật trong suốt không có màu vết vạch (hình 3.9).

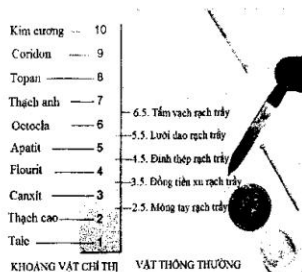


Hình 3.9. Màu vết vạch của khoáng vật Graphit

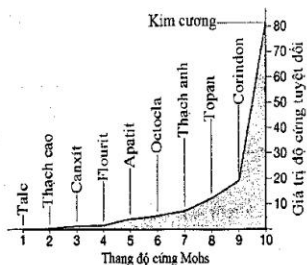
3.2.4. Các tính chất cơ học

Tính chất cơ học của khoáng vật bao gồm *tính cắt khai, mặt vỡ, độ cứng*... phản ánh đặc tính của khoáng vật khi bị ngoại lực tác dụng. Nó liên quan với cấu trúc tinh thể khoáng vật.

Độ cứng của khoáng vật: Độ cứng của khoáng vật là khả năng chống lại tác dụng cơ học bên ngoài như: đập, rạch... lên bề mặt của khoáng vật. Độ cứng của khoáng vật phụ thuộc vào kiểu kiến trúc mạng tinh thể và tính bền vững của mối liên kết giữa các ion hay nguyên tử. Để thuận tiện cho việc so sánh các khoáng vật với nhau, ngay từ Thế kỷ 19 nhà khoáng vật người Áo là Mohs đã đưa ra một hệ thống các khoáng vật có độ cứng “tiêu chuẩn” được xác định bằng thực nghiệm gồm 10 khoáng vật và ngày nay chúng được xem là thang độ cứng tiêu chuẩn (hình 3.10).



a) Thang độ cứng Mohs



b) So sánh độ cứng Mohs với độ cứng tuyệt đối

Hình 3.10. Thang độ cứng Mohs và thang độ cứng tuyệt đối

Trong thực tế có thể dùng các phương tiện đơn giản để xác định độ cứng tương đối của các khoáng vật: móng tay có độ cứng 2,5; đồng tiền xu 3,5; đinh thép 4,5; lưỡi dao 5,5; tấm vạch 6,5.

3.2.5. Một số đặc tính vật lý khác

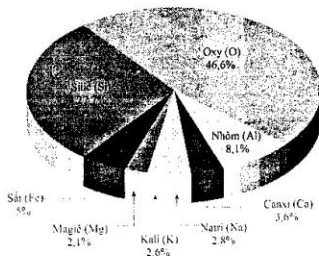
Các khoáng vật có tỷ trọng nặng nhẹ khác nhau. Một số có từ tính (như magnetit), có tính điện áp (đối với một số thạch anh), có loại phát sáng... Những loại này có thể dùng mắt thường xác định được.

Tỷ trọng của khoáng vật: là tỷ số giữa khối lượng riêng của khoáng vật trên khối lượng riêng của nước nguyên chất. Tỷ trọng của khoáng vật phụ thuộc vào thành phần hoá học và cấu trúc tinh thể của khoáng vật. Tỷ trọng lớn khi chứa nguyên tố nặng và có sự sắp xếp nguyên tử chặt. Tỷ trọng khoáng vật thay đổi trong phạm vi tương đối lớn. Những khoáng vật tạo đất đá có tỷ trọng từ 2,5 đến 3,5. Theo tỷ trọng, khoáng vật được chia ra làm 3 nhóm:

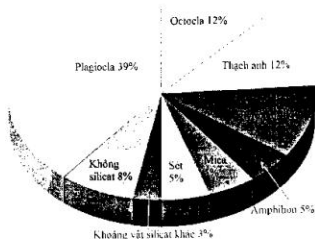
- Nhẹ: tỷ trọng < 2,5;
- Trung bình: tỷ trọng từ 2,5 - 4;
- Nặng: tỷ trọng > 4.

3.3. PHÂN LOẠI KHOÁNG VẬT

Có hơn 2000 khoáng vật, nhưng chỉ có một số giới hạn các khoáng vật tham gia tạo nên các đá có trong Trái Đất. Chúng ta có thể phân nó thành từng nhóm nhỏ có liên quan với nhau. Tỷ lệ nhóm các khoáng vật trong vỏ lục địa của Trái Đất (hình 3.11) và phần trăm khoáng vật tạo đá phổ biến (hình 3.12).



Hình 3.11. Tỷ lệ phần trăm các nguyên tố hóa học trong vỏ lục địa của Trái Đất



Hình 3.12. Tỷ lệ phần trăm các nhóm khoáng vật tạo đá phổ biến trong đá ở vỏ Trái Đất

3.3.1. Các khoáng vật tự sinh

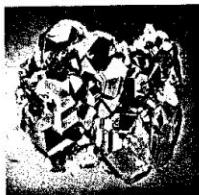
Trong tự nhiên, có một số khoáng vật xuất hiện dưới dạng các nguyên tố đơn lẻ, không kết hợp với các nguyên tố khác. Các dạng phổ biến của nguyên tố là: đồng, cacbon (dạng kim cương và graphit), vàng, bạc, lưu huỳnh.

3.3.2. Nhóm các khoáng vật oxyt

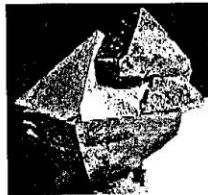
Đó là kết quả của sự kết hợp trực tiếp giữa một nguyên tố và oxy. Các khoáng vật oxyt thường cứng hơn các khoáng vật khác và có tỷ trọng nặng hơn. Khoáng vật oxyt phổ biến là hematit (Fe_2O_3), magnetit (Fe_3O_4)...



a) Hematit - Fe_2O_3



b) Cassiterit (SnO_2)



c) Magnetit - Fe_3O_4

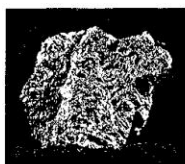
Hình 3.13. Các khoáng vật nhóm oxyt

3.3.3. Nhóm khoáng vật sunfur

Được tạo thành do sự kết hợp giữa các nguyên tố với lưu huỳnh. Các nguyên tố thường hay kết hợp với lưu huỳnh là pyrit (FeS_2), galen (PbS), chalcocit (Cu_2S) và sphalerit (ZnS)... (hình 3.14).



a) Pyrit - FeS_2



b) Chalcocit (Cu_2S)



c) Galen - PbS

Hình 3.14. Các khoáng vật nhóm sunfur

3.3.4. Khoáng vật cacbonat và sunfat

Trong các ion phức thì sự kết hợp giữa các ion phức tạp hơn. Một trong số đó là ion (CO_3^{2-}). Các hợp chất chứa gốc ion CO_3^{2-} gọi là hợp chất cacbonat. Ví dụ, một ion Ca kết hợp với gốc (CO_3^{2-}) tạo nên CaCO_3 , đây là thành phần có trong khoáng vật canxit; một hợp chất khá phổ biến khác là dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Dolomit có mặt rất nhiều trong đá trầm tích dưới dạng đá vôi (hình 3.15).



a) Canxit cacbonat - CaCO_3



b) Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$



c) Anhydrit (CaSO_4)

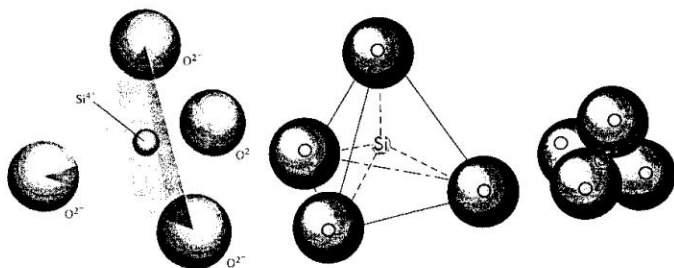
Hình 3.15. Các khoáng vật nhóm cacbonat và sunfat

Gốc ion SO_4^{2-} kết hợp với các ion dương tạo nên hợp chất sunfat. Ví dụ, khoáng vật anhydrit (CaSO_4) và dạng ngậm nước của nó $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ là thành phần của khoáng vật thạch cao.

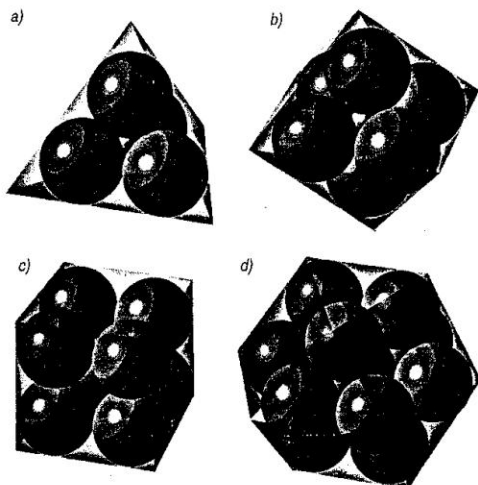
3.3.5. Nhóm khoáng vật silicat

Có hơn 90% khoáng vật tạo đá thuộc nhóm silicat. Silicat là hợp chất gồm silic, oxy và một hay nhiều kim loại. Mỗi khoáng vật silicat đều có một đơn vị cơ bản đó là điện

từ silic - oxy. Do đó tứ diện này gọi là ion phức, ký hiệu $(\text{SiO}_4)^{4-}$ (hình 3.16). Các khoáng vật tạo đá thuộc nhóm silicat phổ biến nhất là olivin, pyroxen, amphibol, biotit, muscovit, fenspat, thạch anh. Ở đây chia thành hai nhóm: các khoáng vật Fe-Mg và các khoáng vật không có Fe-Mg.

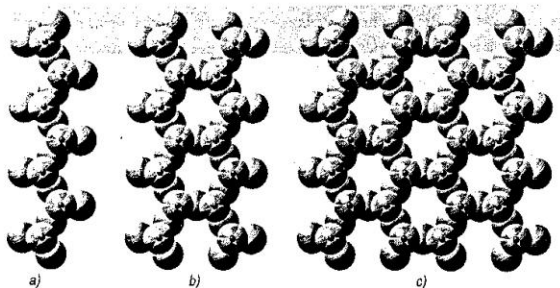


Hình 3.16. Tứ diện Si - O với 4 ion O (kích thước lớn) bao quanh một Si^{4+}

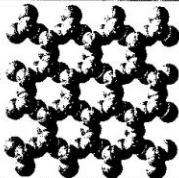
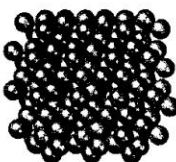


Hình 3.17. Các cấu trúc khối silicat

a) Tứ diện; b) Tầm mặt; c) Lấp phương; d) Tầm mặt lập phương



Hình 3.18. Một số loại cấu trúc cơ bản của của nhóm khoáng vật silicat
a) Chuỗi đơn; b) Chuỗi đôi; c) Cấu trúc lớp

Tên khoáng vật	Công thức hóa học	Tính cắt khai	Cấu trúc tinh thể silicat
Olivin	$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$	Không	Khối tứ diện 
Pyroxen	$(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$	Hai mặt phẳng thẳng góc	Chuỗi đơn 
Amphibol	$\text{Ca}_2(\text{Fe, Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hai mặt phẳng 60° và 120°	Chuỗi đôi 
Mica	Biotit $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Một mặt phẳng	Lớp mỏng 
	Muscovit $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$		
Fenpat	Octocla KAlSi_3O_8	Hai mặt phẳng 90°	Ba lớp liên tiếp gắn kết nhau 
	Plagiocla $(\text{Ca, Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$		
Thạch anh	SiO_2	Không	

Hình 3.19. Cấu trúc của một số nhóm khoáng vật silicat điển hình thường gặp trong thực tế

3.3.5.1. Các khoáng vật Fe-Mg: trong 4 khoáng vật tạo đá đầu tiên thuộc nhóm silicat là olivin, pyroxen, amphibol, biotit; tứ diện silic - oxy chủ yếu liên kết với Fe và Mg. Như vậy toàn bộ 4 khoáng vật Fe-Mg đều có màu rất tối hoặc đen và chúng có trọng lượng nặng hơn các khoáng vật tạo đá khác (hình 3.20).

Olivin: Olivin là một điển hình của khoáng vật có thành phần thay đổi, công thức $(Mg,Fe)_2SiO_4$. Thành phần Mg và Fe luôn thay đổi nên có dấu ngoặc đơn. Olivin không có tính cát khai, nhưng khi bị vỡ thì có các vết nứt. Olivin có độ cứng tương đối là 6,5-7. Olivin thường có sẫm màu như màu lục, lục phớt vàng, màu oliu, đôi khi có màu nâu. Khoáng vật này thường dạng khối.

Pyroxen: là nhóm khoáng vật có cấu trúc tinh thể gồm các mạch đơn của các tứ diện silic-oxy kết hợp với các ion Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Al^{3+} . Có màu lục sẫm đến đen, vết vạch không màu. Độ cứng 5-6. Tỷ trọng 3,2-3,4. Cát khai kém, mặt cát khai vuông góc với nhau.

Amphibol: là khoáng vật có cấu trúc tinh thể dạng mạch kép gồm có các tứ diện silic-oxy kết hợp với các ion Fe^{2+} và Mg^{2+} để tạo nên khoáng vật sắt - manhe và kết hợp với các ion Ca^{2+} , Na^+ , Al^{3+} . Amphibol cũng gần giống pyroxen về thành phần, tuy nhiên nó vẫn còn có chứa OH^- . Màu của amphibol là lục sẫm, đen, giống pyroxen, vết vạch không màu, độ cứng 5-6. Tỷ trọng 3,2. Cát khai hoàn toàn.

Hornblen: là khoáng vật tạo đá quan trọng và thường gặp. Đây là dạng phổ biến nhất của nhóm amphibol.

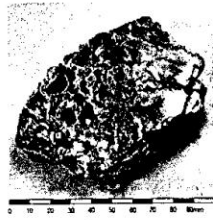
Biotit: mica đen là một silicat (K-Mg-Fe-Al). Công thức: $K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ có cấu tạo lớp. Các lớp của biotit hay các loại mica khác đều tách dễ dàng, ở dạng khối dày biotit thường có màu lục sẫm, nâu hoặc đen. Độ cứng 2,5-3. Tỷ trọng 2,8-3,2.



a) Pyroxen -
 $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$



b) Olivin -
 $(Mg,Fe)_2SiO_4$



c) Biotit -
 $K(Fe,Mg)_3[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$

Hình 3.20. Các khoáng vật nhóm silicat có Fe và Mg

3.3.5.2. Các khoáng vật không có Fe-Mg: Đây là các khoáng vật tạo đá thuộc nhóm silicat phổ biến, chúng bao gồm: muscovit, fenspat, thạch anh. Thành phần các khoáng vật này không có chứa Mg và Fe. Chúng có tỷ trọng thấp: 2,6-2,9, có màu nhạt. Chúng còn được gọi là khoáng vật *felsic* hay *sialic* (hình 3.21).

+ *Muscovit*: tên gọi của khoáng vật này lấy theo địa danh thủ đô Moscova (Nga), đây là loại mica trắng. Muscovit có cấu trúc tinh thể tương tự biotit, nhưng giữa các lớp điện tử trong muscovit là các ion Al^{3+} . Công thức của muscovit là $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. Ở dạng khối dày, muscovit có màu vàng nhạt, nâu, hoặc xanh lục. Độ cứng 2-2,5, tỉ trọng 2,8-3,1.

+ *Fenspat*: là một loại khoáng vật tạo đá dồi dào thuộc nhóm silicat. Fenspat chiếm 54% các khoáng vật trong vỏ Trái Đất. Fenspat là silicat của Al với K hay Ca. Chúng có cắt khai hoàn toàn theo hai phương; độ cứng 6; tỉ trọng 2,55-2,76. Có hai fenspat phổ biến đó là fenspat kali (K fenspat) và plagiocalse fenspat (với Na hoặc Ca).

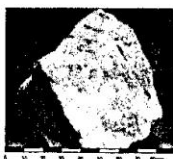
+ *Fenspat kali* có công thức $KAlSi_3O_8$, màu trắng, xám hay phớt hồng, màu vết vạch là trắng. Tỉ trọng 2,57.

+ *Plagioclase*: công thức $(Ca, Na)Si_3O_8$, có hai mặt cắt khai; có thể không màu hoặc trắng, xám xanh, đen. Sự biến đổi plagiocalse tạo thành 2 khoáng vật là anbit và anotit.

+ *Thạch anh*: là khoáng vật tạo đá phổ biến nhất, nó chỉ gồm các tứ diện mà thôi; công thức SiO_2 . Do cấu trúc như vậy nên thạch anh có độ cứng tương đối lớn (bảng 7) và cũng không có cắt khai. Tỉ trọng là 2,65.



a) Thạch anh - SiO_2



b) Plagioclase fenspat - $Na[AlSi_3O_8]$



c) Orthoclase - $Ka[AlSi_3O_8]$



d) Muscovit - $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$



e) Kali fenspat - $(KaAlSi_3O_8)$



f) Hornblende - $Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$

Hình 3.21. Các khoáng vật nhóm silicat không có Fe và Mg

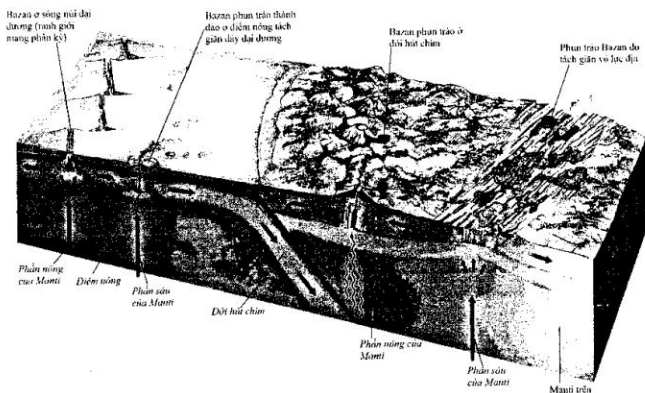
Chương 4

NÚI LỬA VÀ HOẠT ĐỘNG CỦA MAGMA

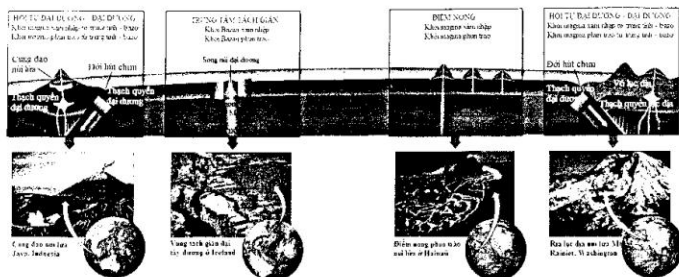
4.1. NÚI LỬA VÀ HOẠT ĐỘNG NÚI LỬA

Câu hỏi đặt ra là: thế nào là hoạt động núi lửa, vì sao hiện tượng phun trào núi lửa chỉ xảy ra ở những vùng nhất định (những đới xung yếu của vỏ Trái Đất)? Để đi tìm lời đáp trên, chúng ta phải quay lại với kiến tạo mảng và sự chuyển động của các mảng kiến tạo. Ranh giới của các mảng kiến tạo, đó là những đới xung yếu của vỏ Trái Đất, nơi thường xuyên xảy ra hoạt động núi lửa và động đất. Thống kê của các nhà nghiên cứu đã khẳng định điều đó.

Magma được hình thành trong phần sâu của manti và phun lên bề mặt vỏ Trái Đất tại các ranh giới các mảng kiến tạo, hơn nữa chính vì chuyển động kiến tạo của các mảng lục địa đó là điều kiện để hoạt động magma phun trào lên mặt đất. Đồng thời hoạt động phun trào núi lửa và động đất đó là bằng chứng chứng minh các mảng lục địa đang di chuyển. Vị trí các vùng hay có hoạt động núi lửa: đới hút chìm, đới tách giãn đại dương, cung đảo núi lửa ở biển và lục địa (hình 4.1).

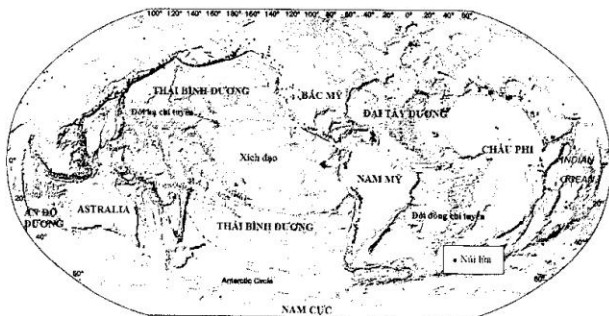


Hình 4.1. Một số khu vực hoạt động magma chính trong vỏ Trái Đất



Hình 4.2. Một số hoạt động phun trào núi lửa trên thế giới tại các ranh giới mảng kiến tạo

Khi magma phun trào lên trên là thể nóng chảy có thể chứa các hạt khoáng vật, các mảnh vụn rắn và các chất khí hòa tan, tạo thành khí nhiệt độ tăng cao gây nóng chảy trong manti và trong vỏ Trái Đất (hình 4.1, hình 4.2). Khi magma phun lên bề mặt Trái Đất qua các núi lửa, các mảnh vụn đá cứng và các chất khí được phun ra. Phần lớn magma khi chuyển lên phần nông hơn của vỏ Trái Đất, chúng kết tinh, đông cứng tạo thành đá magma xâm nhập và hình thành nên một số dạng địa hình núi lửa đặc trưng. Do đó, núi lửa là nơi duy nhất chúng ta có thể quan sát và nghiên cứu trực tiếp magma.



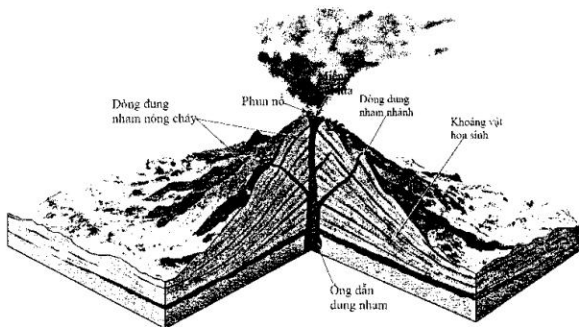
Hình 4.3. Sơ đồ phân bố núi lửa trên thế giới

Từ các kết quả quan sát, nghiên cứu dung nham phun trào của các núi lửa, chúng ta có thể rút ra ba đặc điểm quan trọng của dung nham magma như sau:

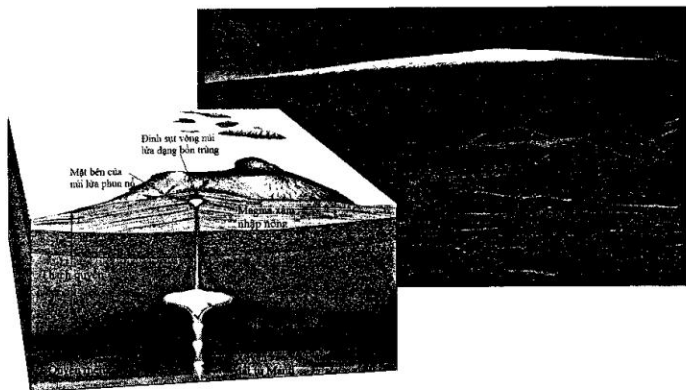
- Dung nham magma có thành phần khác nhau, thay đổi trong một khoảng rộng, trong đó silic (SiO_2) là thành phần chính.

- Magma có nhiệt độ nóng chảy rất cao;
- Magma có đặc điểm của một chất lỏng (dung thể), bao gồm cả khả năng chảy. Phần lớn magma là hỗn hợp của các tinh thể rắn và dung thể lỏng.

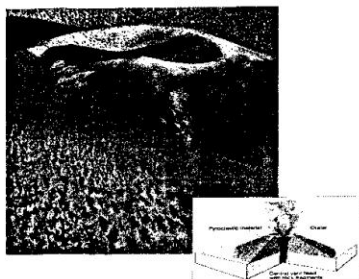
Các chất bốc trong magma (các chất khí hòa tan trong magma) chiếm từ 0,2% đến 3% trọng lượng magma. Trong magma hơi nước chiếm tới 70%, còn lại 30% là CO_2 , N_2 và các khí của lưu huỳnh, một ít HCl , CO . Trong các khí trên, bất kỳ khí nào chiếm một lượng lớn cũng gây nguy hiểm.



Hình 4.4. Núi lửa phun trào kiểu ống nổ



Hình 4.5. Địa hình núi lửa vòm



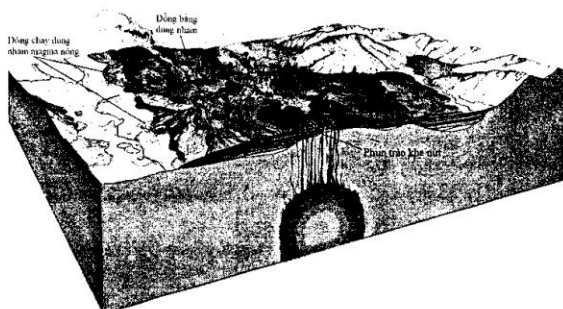
Hình 4.6. Địa hình miệng núi lửa dạng nón

4.1.1. Thành phần của magma và nguồn gốc magma

Thành phần của magma bị chi phối bởi các nguyên tố phổ biến của Trái Đất là Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, H và O. Vì oxy là nguyên tố phổ biến nên thông thường thành phần của magma được thể hiện dưới dạng các oxit như SiO_2 , Al_2O_3 , CaO và H_2O . Tuy nhiên hợp phần phổ biến nhất của dung nham magma là SiO_2 (silic).

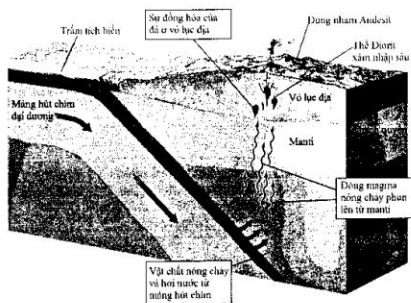
Ba loại magma phổ biến nhất là magma bazơ, magma trung tính và magma axit chứa hàm lượng SiO_2 tương ứng khoảng 50%, 60% và 70%. Các magma này còn được gọi theo tên của đá phun trào tương ứng là magma bazan, magma andesit và magma ryolit.

- *Nguồn gốc magma bazan*: thành phần chính của đá magma bazan là olivin, pyroxen và plagiocla. Khoáng vật này không chứa nước (không chứa OH). Điều này cho thấy magma bazan là magma khô hoặc rất nghèo nước. Như vậy magma bazan được hình thành từ một dạng nóng chảy cục bộ nào đó trong manti của kiểu vỏ đại dương (hình 4.7).



Hình 4.7. Nguồn gốc hình thành của magma bazan

- *Nguồn gốc magma andesit*: thành phần hóa học của magma andesit rất giống với thành phần trung bình của vỏ lục địa của Trái Đất. Các đá magma trung tính cũng rất phổ biến trong vỏ lục địa. Như vậy có thể cho rằng magma andesit được thành tạo do nóng chảy hoàn toàn một phần nào đó ở vỏ lục địa (hình 4.8).

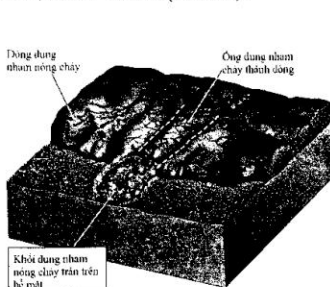


Hình 4.8. Nguồn gốc hình thành magma andesit và rhyolit

- *Nguồn gốc của magma rhyolit*: thực tế quan sát cho thấy các núi lửa rhyolit chỉ phân bố trong vỏ lục địa, khí núi lửa rhyolit rất giàu hơi nước; các đá xâm nhập granit chứa số lượng đáng kể các khoáng vật chứa gốc OH như: amphibol, mica. OH trong các khoáng vật này phải lấy từ nước hòa tan trong magma.

4.1.2. Nhiệt độ của magma

Rất khó tiếp cận để đo trực tiếp nhiệt độ của khối magma. Tuy nhiên qua quan sát và thí nghiệm nhân tạo mô hình trong phòng thí nghiệm cho thấy nhiệt độ của khối magma có thể lên tới 1400°C (hình 4.9).



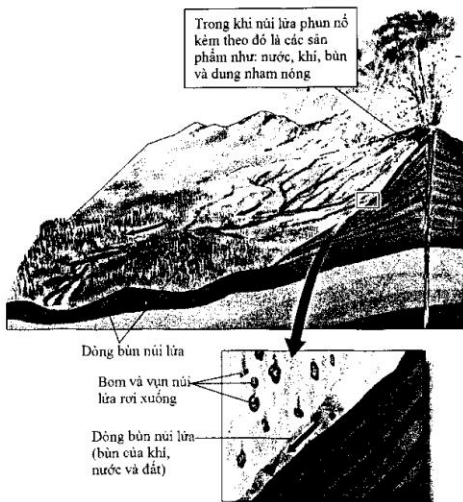
Hình 4.9. Dung nhám núi lửa



Hình 4.10. Dung nhám phun trào

4.2. NGHIÊN CỨU VỀ HOẠT ĐỘNG NÚI LỬA

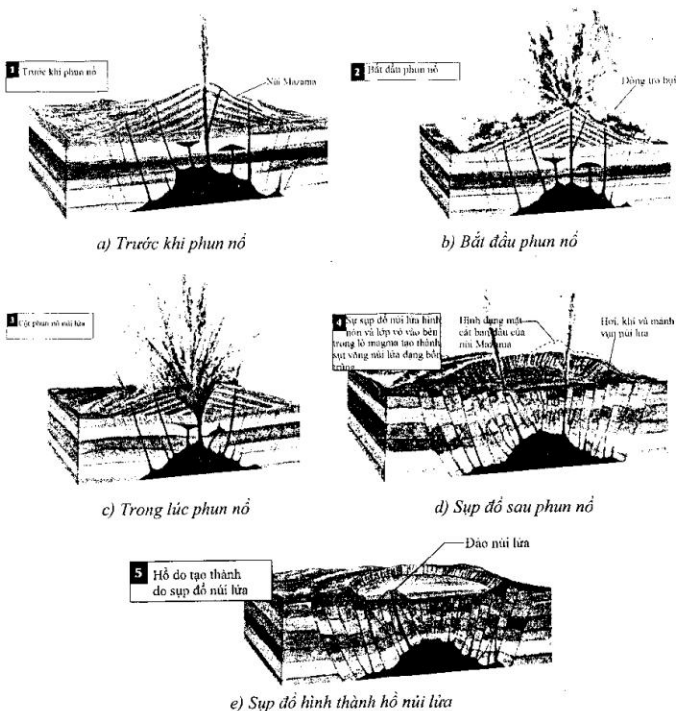
Hoạt động núi lửa là hiện tượng xuyên lên của vật liệu nóng chảy từ trong lòng đất lên bề mặt đất. Vật liệu nóng chảy có thể ở thể khí, thể lỏng (dung thể) hoặc thể rắn (khoáng vật, mảnh vụn đá). Núi lửa có thể hoạt động liên tục hay gián đoạn, có thể phun chảy nhẹ nhàng, yên tĩnh chảy tràn ra thung lũng và có thể phun nổ mãnh liệt, phun các vật liệu núi lửa ra bên ngoài. Núi lửa không chỉ phun trên lục địa mà còn phun dưới biển. Hiện nay trên thế giới có hơn 400 núi lửa đang hoạt động và hơn 4000 núi lửa đã tắt. Đa số các núi lửa có hình nón, miệng tròn trên đỉnh và có lối thông từ miệng vào trong núi lửa.



Hình 4.11. Dòng dung nham phun trào và chảy thành dòng trên bề mặt đất của núi lửa

Các giai đoạn phun núi lửa: quá trình phun núi lửa thường trải qua 5 giai đoạn như trình bày dưới đây (hình 4.12):

Giai đoạn khởi đầu: liên quan với quá trình chuyển động của magma từ dưới sâu lên phía trên. Có thể có những dấu hiệu báo trước như động đất, có tiếng vang dưới lòng đất, xuất hiện nước nóng, khí phun ra nhiều, nhiệt độ Trái Đất tăng lên, xuất hiện khe nứt mới, biến đổi từ trường. Ở giai đoạn này các đá trên sườn núi lửa có thể bị phá hủy, đẩy trượt xuống dưới, khí và hơi thoát ra bên ngoài một cách bất thường (hình 4.12a).



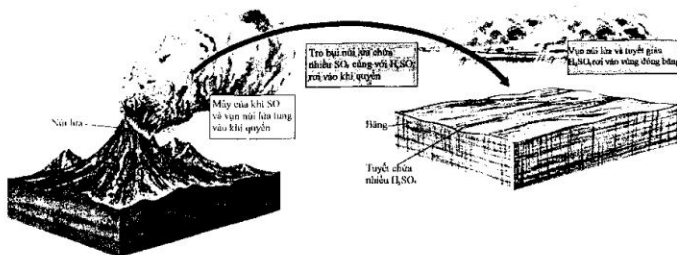
Hình 4.12. Các giai đoạn hoạt động của núi lửa

Giai đoạn bắt đầu phun nổ núi lửa: bắt đầu bằng một tiếng nổ mạnh bật tung phần đất đá cứng còn lại trên miệng núi lửa.

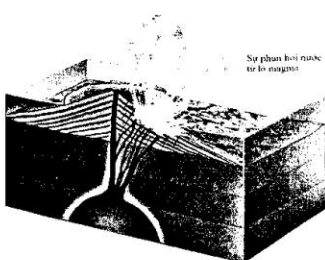
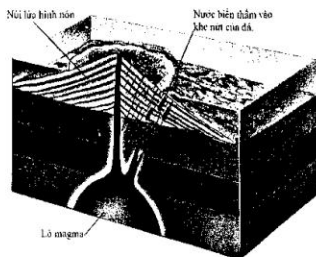
Giai đoạn phun nổ: cùng với việc mở nút cửa miệng núi lửa này là sự phun nổ tung lên một cột khí cùng với tro bụi nóng bỏng. Bên cạnh đó là các vụ nổ kèm theo ở sườn núi lửa, vật liệu bắn lên cao hàng chục kilomet và tỏa thành dạng nấm. Tro bụi núi lửa bao phủ một vùng rộng lớn.

Giai đoạn phun trào: thường tiếp theo giai đoạn phun nổ. Trong giai đoạn này dòng dung nham (lava), chảy theo các sườn dốc, kèm với đó là quá trình sụt lún tạo thành các bồn trũng.

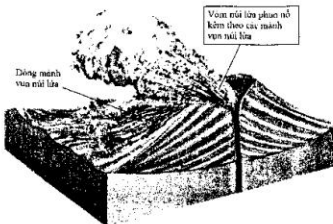
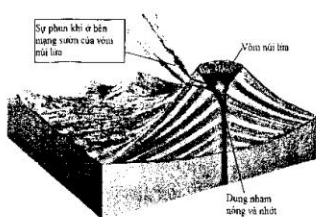
Giai đoạn kết thúc: các bồn trũng lâu dần tạo thành các hồ núi lửa (biển hồ núi lửa ở Gia Lai - Việt Nam). Trong hồ đôi khi còn hoạt động phun trào núi lửa và tạo thành các đảo nhỏ trong hồ.



Hình 4.13. Khí của magma bay vào khí quyển và lắng đọng trong vùng băng hà



Hình 4.14. Phun núi lửa dưới biển



Hình 4.15. Dòng mảnh vụn núi lửa

Chương 5

ĐÁ MAGMA (IGNEOUS ROCK)

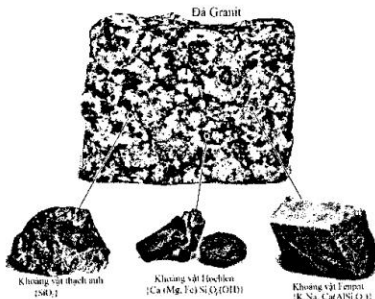
5.1. MAGMA VÀ ĐÁ MAGMA

Magma là những dung thể nóng chảy có chứa các chất bốc hình thành ở điều kiện nhiệt độ cao, áp suất lớn trong manti và vỏ Trái Đất. Dung thể magma chủ yếu là dung thể silicat; các chất bốc quan trọng trong magma là hơi nước và khí CO_2 , ngoài ra còn có các khí khác như H_2S , các nguyên tố nhóm halogen...

Đá magma là đá hình thành do magma kết tinh, đông nguội kết rắn lại ở trong vỏ Trái Đất hoặc trên bề mặt Trái Đất. Khi đông nguội một số chất bốc trong magma có thể thoát ra môi trường xung quanh, nên đá magma chỉ chứa một phần hoặc không chứa các chất bốc của magma.

5.2. QUÁ TRÌNH KẾT TINH CỦA MAGMA

Magma nguội đặc lại thông qua quá trình kết tinh; khi nhiệt độ giảm, chất nóng chảy này rắn lại, các hạt khoáng vật bắt đầu hình thành, sau đó đến các chất khí được giải phóng. Các khí thoát ra khỏi magma khá nhanh; trong thời gian đó ta có một dung dịch không hoàn toàn lỏng mà gồm cả 3 pha rắn, lỏng và khí. Nhiệt độ tiếp tục giảm, hỗn hợp tiếp tục rắn lại cho đến khi hình thành đá magma (hình 5.1). Trong đá magma thường chứa các hạt khoáng vật mọc xen kẽ, đan xen nhau do chúng kết tinh từ hỗn hợp trên. Tuy nhiên, có một vài loại đá chỉ có một loại khoáng vật được hình thành mà thôi.

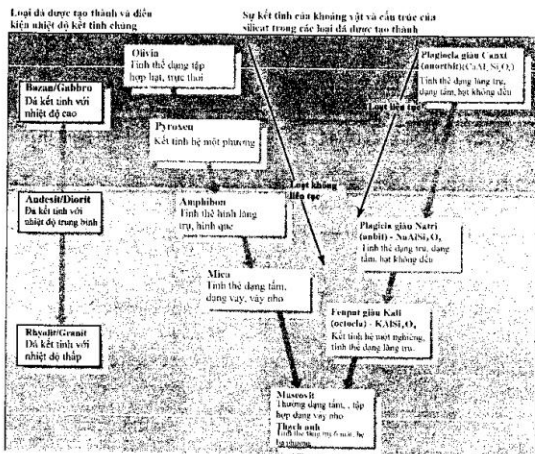


Hình 5.1. Đá granit và một số khoáng vật chính trong đá granit

Nguyên lý phản ứng của Bowen's

Magma là dung dịch hòa tan của các nguyên tố ở nhiệt độ cao, nhưng nó không kết tinh theo kiểu của dung dịch. Theo các phản ứng hóa học phổ biến trong phòng thí nghiệm, chúng ta thấy rằng dung dịch hòa tan của một số chất khi kết tinh thì tạo thành một chất rắn có thành phần tương tự; điều này xảy ra với mọi điều kiện thay đổi bất kì. Nếu việc kết tinh ở đá magma cũng tương tự thì các đá sau khi được hình thành sẽ có thành phần gần giống với đá magma gốc. Tuy nhiên với một magma có thành phần nhất định có thể kết tinh thành nhiều đá có thành phần khác nhau. Chính vì hiện tượng này đã tạo ra nhiều loại đá magma được kết tinh từ magma bazơ. Khi magma nguội lạnh nhanh chóng thì không đủ thời gian để các khoáng vật phản ứng với các khoáng vật khác và với dung dịch, thậm chí chưa kịp lắng xuống. Quá trình nguội lạnh nhanh khi một phần magma trào lên mặt đất hay lên theo các khe nứt của đá vây quanh gần mặt đất. Nhưng đối với một thể magma lớn và sâu trong lòng đất khi nguội lạnh từ từ thì các phản ứng ở mức độ cao cũng có thể xảy ra.

Năm 1922, N.L Bowen's cho rằng, sự khác nhau của sản phẩm cuối cùng phụ thuộc vào tốc độ nguội lạnh của magma. Trong suốt quá trình kết tinh, trong dung dịch có sự tồn tại các khoáng vật thành tạo sớm hoặc đã lắng đọng hoặc chưa lắng đọng. Ông cho rằng, khi magma nguội dần các khoáng vật tạo thành trước phải chịu tác dụng của dung dịch còn lại sau khi chúng kết tinh. Quá trình này còn gọi là phản ứng Bowen's, nguyên lý của phản ứng này là *chia khóa* để mở ra các quá trình kết tinh của đá magma (hình 5.2).



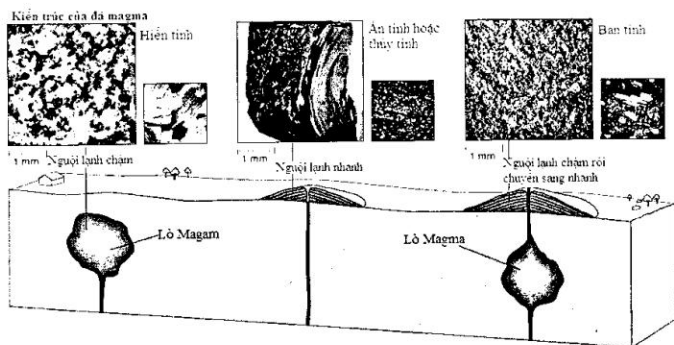
Hình 5.2. Sơ đồ nguyên lý phản ứng Bowen's

Loạt phản ứng không liên tục: các khoáng vật thành tạo trước, sau đó phản ứng lại với dung dịch còn lại để tạo thành các khoáng vật mới.

Loạt phản ứng liên tục: khoáng vật liên tục thay đổi thành phần nhưng vẫn giữ nguyên cấu trúc tinh thể. Bowen's chỉ ra rằng hai loạt phản ứng này xảy ra cùng một lúc khi magma nguội lạnh. Từ magma bazơ (giàu sắt và magie) ông xác định khoáng vật kết tinh đầu tiên là olivin và plagiocla giàu canxi. Trong khi magma tiếp tục nguội lạnh thì olivin tác dụng với dung dịch còn lại tạo ra pyroxen; sau đó pyroxen tác dụng với dung dịch còn lại tạo ra amphibon. Nếu loạt phản ứng không liên tục kiểu bậc thang này xảy ra đầy đủ thì ta có: đầu tiên là quá trình loại bỏ olivin kể đó pyroxen và các khoáng vật kế tiếp (vì chúng tham gia tạo chất mới). Ta thấy rằng olivin có trật tự sắp xếp đơn giản: mạch đơn. Kế đến là pyroxen: dây đơn, amphibon: dây kép và biotit dạng lớp, tấm; đây cũng là khoáng vật có trật tự sắp xếp phức tạp nhất.

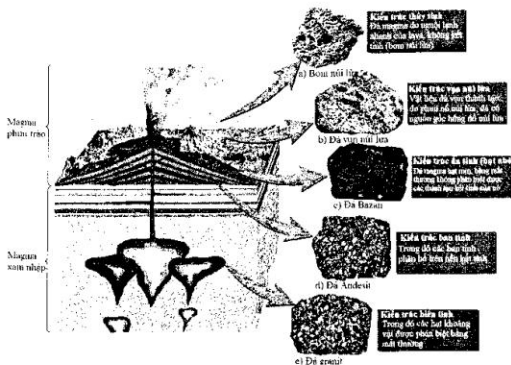
5.3. KIẾN TRÚC CỦA ĐÁ MAGMA

Kiến trúc là một đặc tính cơ bản của các đá. Khi đề cập đến kiến trúc của đá ta đặc biệt quan tâm đến cỡ hạt, hình dạng và cách sắp xếp của các hạt bên trong, kiến trúc của đá magma phụ thuộc vào tốc độ nguội lạnh của dung nham magma khi di chuyển lên phần trên (hình 5.3).



Hình 5.3. Điều kiện thành tạo một số kiểu kiến trúc của đá magma

a) *Kiến trúc hạt/ kiến trúc hiện tinh (granular/phaneritic):* đây là kiến trúc có trong đá magma được hình thành từ magma có tốc độ nguội lạnh chậm; lúc đó sẽ có đủ thời gian để hình thành các hạt khoáng vật và chúng ta có thể nhìn thấy các hạt bằng mắt thường. Đá được hình thành như vậy gọi là đá kiến trúc hạt hoặc hiện tinh.

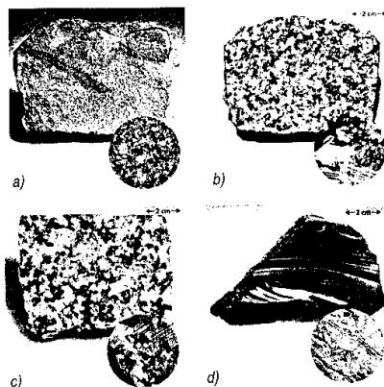


Hình 5.4. Mối quan hệ giữa độ sâu thành tạo và kiến trúc của đá magma

b) Kiến trúc ẩn tinh (aphanitic): tốc độ nguội lạnh của magma tùy thuộc vào kích thước và hình dạng của thể magma và phụ thuộc vào độ sâu của chúng trong lòng đất. Ví dụ: một thể magma nhỏ có diện tích, có nghĩa là bề dày sẽ bé hơn hai chiều kia, bị bao bọc bởi các đá rắn và lạnh thì nó sẽ bị mất nhiệt nhanh hơn so với một thể magma hình cầu và có cùng thể tích. Do tốc độ mất nhiệt nhanh sẽ ngăn cản sự hình thành các hạt thô, dẫn đến kết quả là magma có kiến trúc vi hạt hoặc ẩn tinh. Chúng ta khó có thể nhìn thấy các hạt có trong đá có kiến trúc ẩn tinh nếu không có kính hiển vi với độ phóng đại lớn (hình 5.5a).

c) Kiến trúc thủy tinh (glassy): nếu từ núi lửa, các khe nứt, bất ngờ magma phun lên thì nó sẽ nguội lạnh rất nhanh, nhanh đến nỗi không đủ thời gian để hình thành các khoáng vật. Đá có kiến trúc thủy tinh. Dạng thủy tinh là một dạng đặc biệt của chất rắn, trong đó các ion không sắp xếp theo một trật tự nào cả. Chúng di chuyển tự do trong chất lỏng thì bị đông đặc do nhiệt độ thay đổi quá nhanh. Một số đá có chứa bọt khí là do các chất khí chưa kịp bốc hơi; một số khác có dạng khối chẳng hạn như đá vôi chai (một loại đá thủy tinh được thành tạo do sự nguội lạnh nhanh của magma granit) (hình 5.5d).

d) Kiến trúc nổi ban / kiến trúc porphy (porphyritic): khi đá magma nguội lạnh ở nhiều tốc độ khác nhau: ban đầu thì chậm, sau đó nhanh hơn. Lúc đầu tốc độ nguội chậm, các khoáng vật lớn được tạo thành; sau đó chuyển sang trạng thái khác với tốc độ nguội lạnh nhanh hơn sẽ làm cho các hạt to nằm trên một khối nền gồm các hạt có kích thước nhỏ hơn. Các hạt lớn gọi là ban tinh. Kiến trúc này gọi là kiến trúc nổi ban (porphy) dùng để chỉ các đá có ban tinh trên một khối nền đỏ sẫm hoặc tím. Tùy thuộc vào thành phần khoáng vật có bên trong, đá nào có chứa trên 25% ban tinh thì tên gọi kèm theo từ *porphy*. Ví dụ: ryolit porphy, andesit porphy... (hình 5.5c).

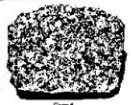
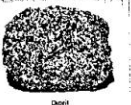


Hình 5.5. Một số kiểu kiến trúc của đá magma

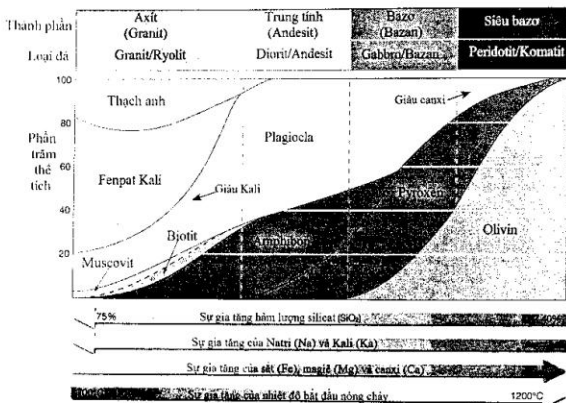
a) Kiến trúc ẩn tinh; b) Kiến trúc hạt; c) Kiến trúc ban tinh (porphyr); d) Kiến trúc thủy tinh

5.4. PHÂN LOẠI ĐÁ MAGMA

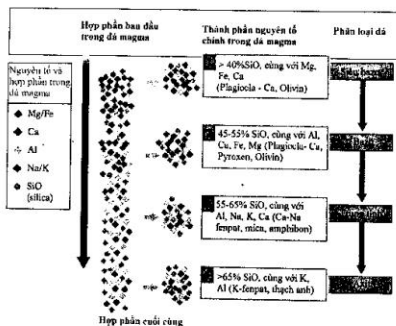
Hiện nay, trên thế giới có khá nhiều hệ thống phân loại đá magma. Trong phần này chúng ta tập trung nhấn mạnh vào kiến trúc và thành phần của đá, vào hàm lượng SiO_2 có trong đá magma và đặc điểm kiến trúc của đá magma.

Kiến trúc	Thành phần		
	Asit (Granit)	Trung tính (Andesit)	Basit (Bazan)
Hiền tinh	 Granit	 Andesit	 Bazan
Ẩn tinh	 Rhyolit	 Andesit	 Bazan
Ban tinh	 Granit porphyr	 Andesit porphyr	 Bazan porphyr

Hình 5.6. Phân loại đá magma dựa vào đặc điểm kiến trúc



Hình 5.7. Phân loại đá magma dựa vào các khoáng vật chính



Hình 5.8. Phân loại magma dựa vào hàm lượng SiO_2

Cách phân loại này có dạng biểu đồ như ở hình 5.7. Các đồ thị diễn tả tỷ lệ của các loại silicat trong mỗi loại đá magma. Đồ thị biểu diễn tiến trình liên tục từ các đá có các khoáng vật sẫm màu chiếm ưu thế (phía bên phải của đồ thị) cho đến các loại đá có các khoáng vật sáng màu chiếm đa phần (phía trái). Các khoáng vật sẫm màu ở đây có chứa Fe, Mg và plagioclase giàu canxi; chúng có màu đen, xám sẫm, xanh đen... Còn các khoáng vật sáng màu là thạch anh, fenspat kali; plagioclase giàu Na; chúng thường có

màu trắng, hồng, xám nhạt. Tuy nhiên, một số trong các khoáng vật sáng màu này cũng có thể có màu xám sẫm, thậm chí màu đen (hình 5.9).

K I E N T R Í C	Thành phần hóa học	Granit (Axit)	Andesit (Trung tính)	Bazan (Bazơ)	Silic bazơ
	Khoáng vật chính	Thạch anh Fenpat Kali Plagiocla	Amphibon Plagiocla	Pyroxen Plagiocla	Olivin Pyroxen
	Khoáng vật phụ	Amphibon, Muscovit, Biotit	Pyroxen, Biotit	Amphibon, Olivin	Plagiocla
	Hiện tinh	Granit	Diorit	Gabbro	Peridotit
	Ẩn tinh	Ryolit	Andesit	Bazan	Komatiit
	Ban tinh	Kiến trúc ban tinh thường đặt tên khi gặp bất kỳ loại đá có các tinh thể tương đối lớn, tinh thể rõ			
	Thủy tinh	Đá Obsidan (thủy tinh núi lửa), Đá Pumice (bọt hay bóm núi lửa phun trào)			
	Vụn núi lửa	Đá Tuff (đá vụn núi lửa gắn kết), Đá Breccia (đám kết núi lửa).			
	Màu sắc của đá (% khoáng vật sẫm màu)	Từ 0 đến 25%	Từ 25% đến 45%	Từ 45% đến 85%	Từ 85% - 100%

Hình 5.9. Phân loại đá magma dựa vào kiến trúc và thành phần khoáng vật chính

- **Các đá magma sẫm màu:** đá magma có nhiều trên Trái Đất nhất là đá bazan, đây là một dạng phun trào của đá gabbro. Đá bazan có mặt hầu như khắp mọi nơi trên Trái Đất từ lục địa cho đến đại dương. Ở Việt Nam các đá này thường gặp ở vùng Tây Nguyên và vùng Nam Trung bộ (Bình Định, Phú Yên).

- **Các loại đá trung gian:** chúng ta đều thấy rằng, thành phần đá magma thay đổi từ dạng này sang dạng khác khi khoáng vật thay đổi từ sáng màu đến tối màu. Diorit là đá trung gian giữa granit và gabbro, đá có kiến trúc hạt. Diorit có hạt mịn (ẩn tinh) gọi là andesit được tìm thấy lần đầu tiên ở dãy Andess (Nam Mỹ).

- **Các đá sáng màu:** nhóm magma phổ biến thứ hai đó là granit, đá granit có kiến trúc hạt. Đá granit hạt ẩn tinh gọi là ryolit. Thành phần chủ yếu của đá granit gồm: thạch anh, fenspat - K, plagioclas - Na, một lượng nhỏ mica và các khoáng vật sắt và mangan. Đá granit có kiến trúc thủy tinh gọi là obsidian có màu hắc ín hoặc nâu do có nhiều khoáng vật chứa oxyt sắt phân tán trong thủy tinh.

5.5. CÁC DẠNG THỂ NẪM CỦA ĐÁ MAGMA

Khi magma trong vỏ Trái Đất hóa rắn sẽ tạo nên khối đá có hình dạng và kích thước khác nhau. Chúng được chia thành hai thể: *các thể xâm nhập dạng tấm* và *các thể xâm nhập dạng khối* (hình 5.10).

a) **Các thể xâm nhập dạng tấm:** gồm những thể xâm nhập có bề dày mỏng.

- **Dạng vỉa (sill):** trải rộng theo chiều nằm ngang, có bề dày thay đổi từ vài centimet đến hàng trăm mét. Đá xâm nhập có tuổi trẻ hơn vây quanh. Khác với các dòng dung nham là không có bề mặt phong hóa và có thể chứa mảnh vụn đá.

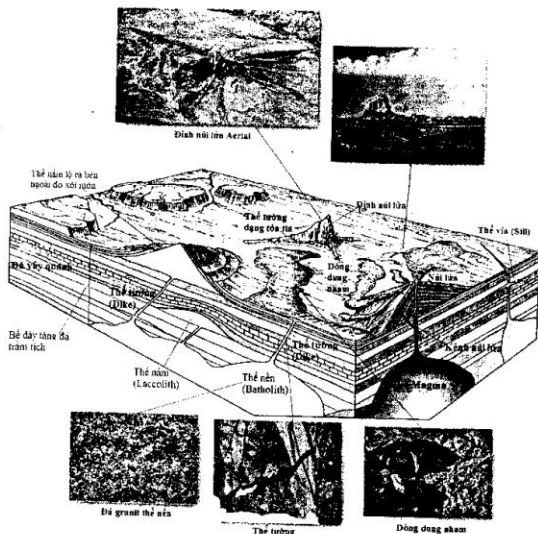
- **Thế tường (dike):** hình thành do magma tiêm nhập vào các đứt gãy. Chiều rộng của dike biến động từ vài centimet đến nhiều mét. Chiều ngang của dike cũng thay đổi, có thể kéo dài đến hơn 100km.

- **Thế chậu (lopothith):** đặc trưng cho magma xâm nhập sâu và chinh hợp, chúng có hình dạng như cái muỗng, cả phần mái lẫn phần nền đều võng xuống. Hầu hết magma ở thế chậu là đá bị phân dị thành các lớp khoáng vật có màu sáng tối xen kẽ nhau; ngoài ra còn có các lớp trầm tích xen kẽ nhau.

b) **Các thể xâm nhập dạng khối:** gồm những thể sau:

- **Thế nấm (laccolith):** một khối magma có mái dạng vòm gọi là **thế nấm** (do magma đẩy các đá phía trên lên tạo thành vòm).

- **Thế nền (batholith):** một khối đá xâm nhập lớn, bất chinh hợp, phát triển theo chiều sâu gọi là thế nền. Lớn ở đây là diện tích khoảng 100km^2 .



Hình 5.10. Một số dạng thể xâm nhập của đá magma

Chương 6

ĐÁ TRẦM TÍCH (SEDIMENTARY ROCK)

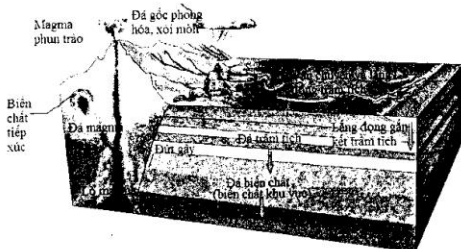
6.1. KHÁI NIỆM VỀ ĐÁ TRẦM TÍCH

Hiện nay có nhiều định nghĩa về đá trầm tích, tuy nhiên có thể khái quát lại một định nghĩa hoàn chỉnh như sau: “Đá trầm tích là những thể địa chất được hình thành trên bề mặt của vỏ Trái Đất do tích tụ và biến đổi theo phương thức cơ lý và hóa học các sản phẩm phong hóa, kiến tạo, núi lửa và sinh vật trong điều kiện nhiệt độ và áp suất bình thường” (hình 6.1).

Diện tích phân bố đá trầm tích rất rộng, chiếm 75% diện tích bề mặt Trái Đất được phủ bằng đá trầm tích, còn tất cả các loại đá kết tinh chỉ chiếm 25%. Nếu tính theo khối lượng thì đá trầm tích chỉ chiếm 5% thạch quyển (tới độ sâu khoảng 16km). Theo Twen - Hofel đá trầm tích chỉ chiếm 0,002% thể tích Trái Đất.

Những số liệu trên cho thấy rằng đá trầm tích phân bố chủ yếu trên cùng của vỏ Trái Đất, ở trên đó diễn ra mọi hoạt động của con người và là nơi xây dựng tất cả các công trình dân dụng, giao thông, công nghiệp v.v... Sự phân bố này làm đá trầm tích có quan hệ mật thiết với đời sống con người.

Không phải mọi nơi trên mặt đất đều phân bố đá trầm tích như nhau, bề dày và sự phân bố của chúng có quan hệ chặt chẽ với hoạt động kiến tạo. Ở vùng địa máng (vùng trũng sâu) bề dày trầm tích rất lớn, có từ hàng nghìn đến hàng chục nghìn mét. Ở vùng nền, bề dày trầm tích nhỏ hơn nhiều, còn ở miền khiên cổ, ngoài một ít trầm tích bờ rời hiện đại phủ trên mặt, hoàn toàn vắng mặt đá trầm tích.



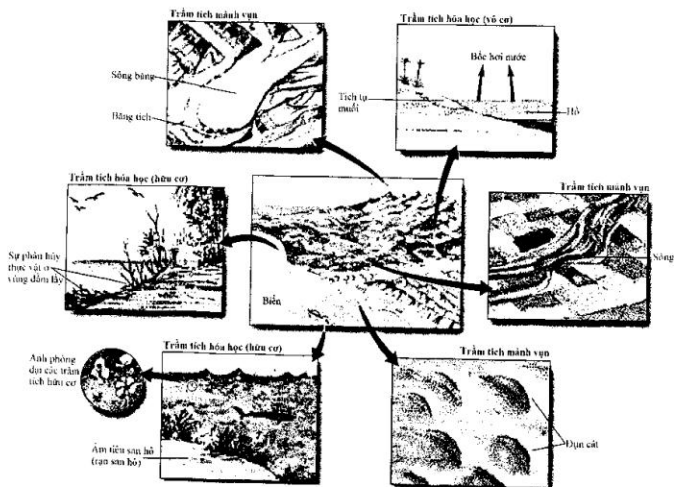
Hình 6.1. Sơ đồ hình thành vật liệu trầm tích và đá trầm tích

Giữa các loại đá trầm tích cũng có sự phân bố không đồng đều. Chỉ 3 loại đá phiến sét, cát kết và đá vôi đã chiếm tới 98% tổng số đá trầm tích. Đá phiến sét chiếm 77,2%, cát kết chiếm 13,2%; đá vôi 7,7%, muối 1,5%, còn lại các loại đá khác chiếm chưa đầy 0,5%.

6.2. QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH ĐÁ TRẦM TÍCH

6.2.1. Nguồn gốc của vật liệu trầm tích

Nguồn gốc của vật liệu trầm tích có hai nguồn gốc. Thứ nhất, các vật liệu trầm tích có thể là các khoáng vật và mảnh vụn do quá trình bào mòn, phong hóa, xâm thực các đá hiện hữu hoặc gồm các sản phẩm phong hóa của chúng. Trầm tích loại này gọi là trầm tích vụn (detrital) và đá trầm tích loại này gọi là đá trầm tích vụn. Thứ hai, các vật liệu trầm tích được tạo ra từ các quá trình hóa học thì gọi là trầm tích hóa học, chúng tạo ra các đá trầm tích hóa học (hình 6.2).



Hình 6.2. Nguồn gốc hình thành một số loại vật liệu trầm tích

Sỏi, cát, bột và sét có nguồn gốc từ quá trình phong hóa hóa học là những trầm tích cơ học. Thạch anh trong đá granit do quá trình phong hóa hóa học đá granit chúng được dòng nước mang đi ra khỏi nơi ban đầu và lắng đọng ở nơi khác. Ở đó chúng lắng đọng lại thành các lớp cát; đây là một loại trầm tích vụn. Sau đó trầm tích gắn kết lại thành đá cứng, chúng ta có cát kết là đá trầm tích cơ học.

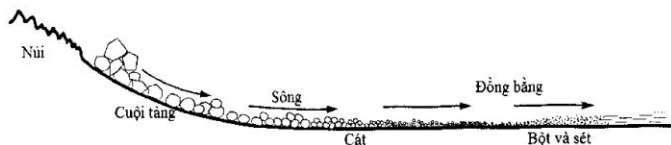
Các trầm tích hóa học thường được tạo thành do sự kết tủa, lắng đọng của các vật liệu hòa tan trong nước. Quá trình này có thể xảy ra khi có hoặc không có sự tham gia của sinh vật (động, thực vật). Ví dụ, nước muối bốc hơi còn lại muối kết tủa là một quá trình lắng đọng không có sự tham gia của các sinh vật. Ngược lại, các thực vật hữu cơ như san hô hấp thụ CaCO_3 từ nước biển và dùng nó tạo khung xương calcit. Khi san hô chết đi, khung xương của chúng tạo thành đá trầm tích sinh hóa và trong trường hợp này là đá vôi.

6.2.2. Quá trình trầm tích

Khi các vật liệu tạo đá lắng đọng xuống được gọi là quá trình lắng đọng vật liệu trầm tích (quá trình trầm tích). Các yếu tố ảnh hưởng đến quá trình này là: phải có nguồn cung cấp vật liệu trầm tích, quá trình vận chuyển và lắng đọng, tích tụ lại.

Các phương thức vận chuyển:

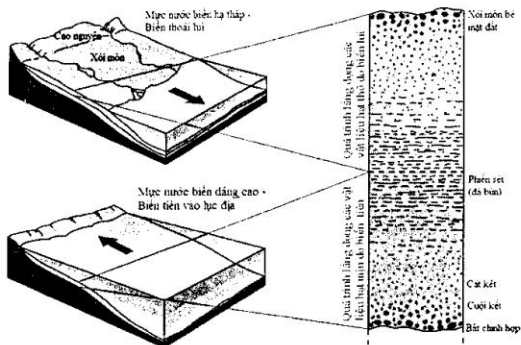
Nước ở dạng dòng chảy, nước băng và các dòng hải lưu là tác nhân chính làm vận chuyển vật liệu từ nơi này đến nơi khác (hình 6.3). Trong một dòng chảy, hạt thô được vận chuyển dọc theo đáy các dòng nước dưới dạng lăn hay trượt; hạt trung bình thì vận chuyển ở giữa dòng; hạt mịn hơn được vận chuyển ở dạng lơ lửng trong nước. Các vật liệu bị hòa tan do quá trình phong hóa khoáng vật thì được vận chuyển dưới dạng dung dịch hòa tan.



Hình 6.3. Vận chuyển lắng đọng và phân dị thành phần hạt trầm tích từ vùng núi đến đồng bằng

Các quá trình lắng đọng:

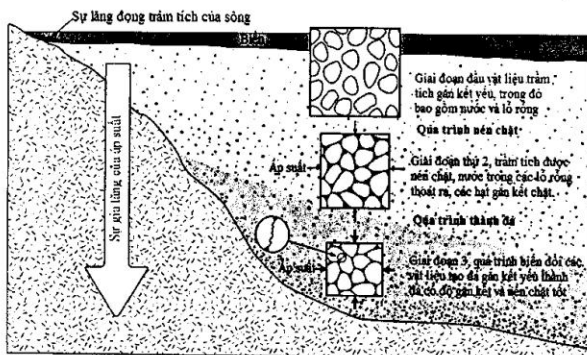
Các vật liệu trầm tích sẽ lắng đọng lại khi các tác nhân vận chuyển không đủ năng lượng mang chúng đi xa. Các quá trình vận chuyển và lắng đọng trầm tích theo quy luật các hạt thô dần từ vùng đồi núi ra biển. Ngoài ra quá trình lắng đọng, phân bố trầm tích phụ thuộc vào hoạt động giao động của mực nước biển và đại dương. Khi mực nước biển hạ thấp (biển thoái) hình thành nên tầng trầm tích hạt thô và khi mực nước biển dâng cao (biển tiến) hình thành nên các tầng trầm tích hạt mịn (hình 6.4).



Hình 6.4. Quá trình lắng đọng và phân dị thành phần hạt trầm tích do hoạt động dao động của mực nước biển

6.2.3. Quá trình nén ép (Diagenesis)

Sau khi lắng đọng, vật liệu trầm tích phải trải qua một loạt các thay đổi về vật lý, hóa học và sinh học. Quá trình này gọi là quá trình nén ép. Những thay đổi này có thể xảy ra trong quá trình kết tinh, tái sắp xếp các khoáng vật và tạo ra khoáng vật mới. Những thay đổi này bắt đầu ngay sau khi vật liệu trầm tích lắng đọng cho tới khi vật liệu trầm tích gắn kết lại tạo thành đá trầm tích nhưng lại trước quá trình gia tăng nhiệt độ và áp suất của quá trình biến chất. Đây là sự khác nhau cơ bản giữa đá trầm tích và đá biến chất.



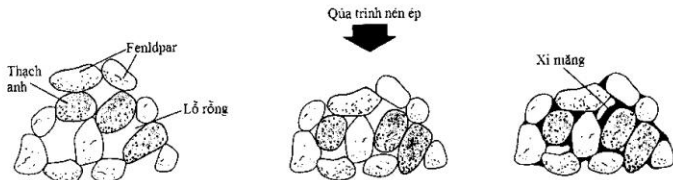
Hình 6.5. Quá trình nén ép hình thành đá trầm tích ở dưới biển

Quá trình nén ép bao gồm quá trình mất nước và giảm độ rỗng. Quá trình phân hủy vật chất hữu cơ bởi sinh vật, sự biến dạng, quá trình loại bỏ các vật liệu hòa tan như CaCO_3 . Sự hình thành các kết hạch tạo thành các khoáng vật nguyên sinh như illit và các khoáng vật sét khác.

6.2.4. Quá trình thành đá (lithofication)

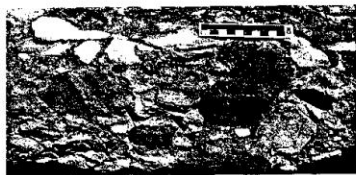
Quá trình thành đá là quá trình làm biến đổi các vật liệu tạo đá gắn kết yếu thành đá có độ gắn kết và nén chặt tốt.

Tác dụng nén ép và mất nước: khi trầm tích lắng đọng trong các bể như đại dương, hồ ao... chúng trải qua quá trình nén ép. Khi nén ép, khoảng không gian giữa các hạt bị giảm đi do áp lực của trầm tích phía trên hoặc do áp lực của quá trình chuyển động của Trái Đất. Trầm tích hạt thô của cát, sỏi chịu nén ít nhưng trầm tích hạt mịn gồm bụi, sét thì chịu tác dụng của quá trình nén ép rất nhanh và chúng chứa rất nhiều chất lưu trong lỗ rỗng. Các trầm tích sét khi bị chôn vùi 1km sẽ bị nén ép còn lại 60% thể tích ban đầu (hình 6.6).



Hình 6.6. Quá trình nén ép mất nước và gắn kết xi măng hóa thành đá trầm tích:

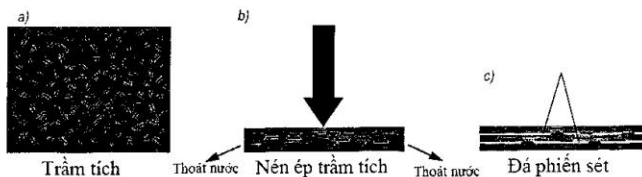
a) Sau khi tích tụ; b) Nén ép; c) Xi măng hóa (gắn kết).



Hình 6.7. Đá trầm tích cuội kết

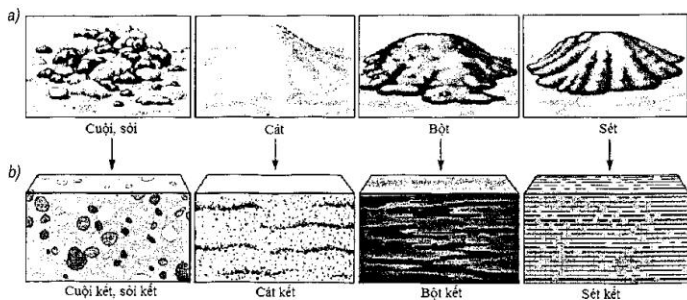
Tác dụng gắn kết (cimentation): các vật liệu hòa tan tập trung trong các khoảng trống giữa các hạt và gắn kết chúng lại. Vật liệu xi măng phổ biến nhất là calcite (hình 6.7), dolomit, ngoài ra cũng gặp các loại xi măng khác như oxyt sắt, opan, canxedoan và đặc biệt là xi măng sét. Vật liệu xi măng có thể mang đến từ dung dịch lỗ rỗng hoặc lắng đọng từ môi trường bên ngoài thấm vào đá trầm tích. Kết quả là các trầm tích cát và sạn trở thành đá cát kết và cuội kết.

Tác dụng kết tinh (crystallization): tác dụng gắn kết không những xảy ra ở các trầm tích hóa học mà tác dụng này cũng xảy ra đối với các đá trầm tích cơ học. Ví dụ: các khoáng vật mới có thể kết tinh ngay trong trầm tích hay các tinh thể của các khoáng vật có trước được tăng kích thước.

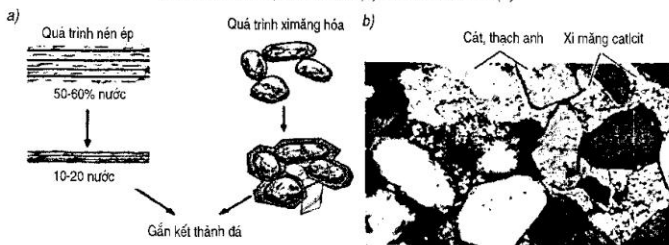


Hình 6.8. Quá trình nén ép mất nước hình thành đá phiến sét:

a) Bùn ẩm ướt; b) Nén ép mất nước; c) Bề mặt tách ra

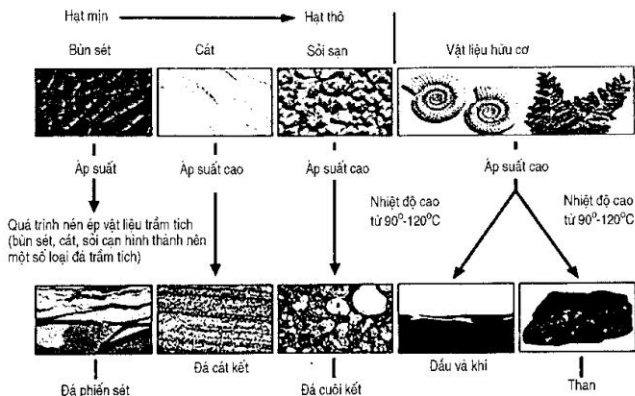


Hình 6.9. Vật liệu trầm tích (a) và đá trầm tích (b)



Hình 6.10. Tác dụng gắn kết (cimentation) trầm tích

a) Tác dụng mất nước, gắn kết thành đá; b) Tác dụng gắn kết xi măng



Hình 6.11. Quá trình tái kết tinh (crystallization) tạo đá trầm tích

6.2.5. Thành phần khoáng vật của đá trầm tích

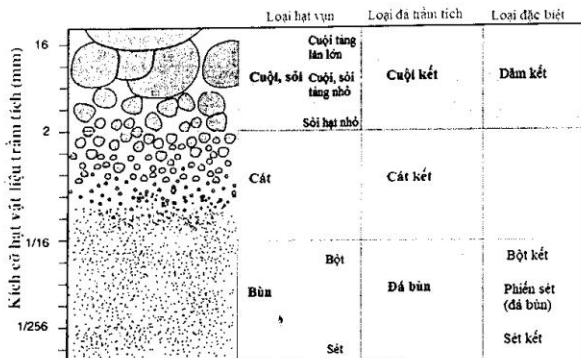
Đá trầm tích cơ học được hình thành từ các khoáng vật thạch anh, fenspat và được gắn kết với nhau bằng khoáng vật kết tủa. Trong cát kết chủ yếu là thạch anh, một ít fenspat và một ít khoáng vật phụ khác. Khoáng vật xi măng có thể là canxit, dolomit, silicat (oxyt silic) hoặc oxyt sắt. Phần lớn các đá trầm tích đều được thành tạo từ nhiều khoáng vật khác nhau và có một số khoáng vật chiếm đa số. Ví dụ đá vôi có thành phần chủ yếu là canxit và một ít khoáng vật thạch anh và sét.

6.3. KIẾN TRÚC CỦA ĐÁ TRẦM TÍCH

Kiến trúc được dùng để chỉ hình dạng, kích thước và cách sắp xếp của các hạt tạo đá. Có hai loại kiến trúc trong đá trầm tích: kiến trúc hạt vụn (clastic) và phi hạt vụn (nonclastic) hay kiến trúc kết tinh (crystallin) (hình 6.12).

Kiến trúc hạt vụn (clastic texture): từ clastic có nghĩa là vỡ ra (theo tiếng Hy Lạp). Đây là loại kiến trúc được hình thành từ các mảnh vụn vỡ của đá và của khoáng vật. Hình dạng và các kích cỡ của hạt ban đầu có ảnh hưởng trực tiếp đến kiến trúc của đá được hình thành. Đá được hình thành từ sỏi, cát sẽ có kiến trúc hạt vụn thô, khác với kiến trúc của đá được hình thành từ các vật liệu có thành phần hạt đồng nhất, độ mài tròn cao.

Kiến trúc kết tinh hoặc phi mảnh vụn: một số đá trầm tích hóa học không có kiến trúc mảnh vụn. Các đá này trông tương tự giống như đá magma, các hạt tinh thể xếp chặt xít vào nhau.



Hình 6.12. Kiến trúc của đá trầm tích vụn

6.4. PHÂN LOẠI ĐÁ TRẦM TÍCH

Dựa vào các tác nhân tham gia trong quá trình thành tạo đá trầm tích, người ta phân chia đá trầm tích ra thành hai nhóm đá chính: đá trầm tích vụn, trầm tích hóa học và sinh hóa (hình 6.13).

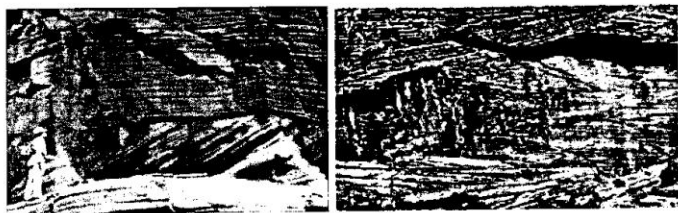
Đá trầm tích mảnh vụn				Đá trầm tích hóa học		
Kiến trúc hạt vụn	Tên trầm tích	Tên đá	Hợp chất	Kiến trúc	Tên đá	
Hạt lớn (> 2mm)	Cuội, sỏi (hạt tròn cạnh)	Cuội kết	Canxit, CaCO_3	Không mảnh vụn: hạt từ thô đến mịn được kết tinh	Đá vôi kết tinh	
	Cuội, sỏi (hạt góc cạnh)	Dăm kết			Đá vôi dạng khối kết tinh hạt mịn	
Trung bình (1/16-2mm)	Cát	Cát kết		Mảnh vụn: các mảnh vụn gắn kết với nhau bởi xi măng	Đá vôi vò sò	
Hạt mịn (1/16-1/256mm)	Bột	Bột kết		Mảnh vụn: các mảnh vụn nhiều cỡ hạt khác nhau và các mảnh đá gắn kết lại bởi xi măng	Đá vôi chứa hóa thạch	
Rất mịn (<1/256mm)	Sét	Phiến sét		Mảnh vụn: các hạt rất nhỏ gắn kết với hạt sét	Đá phấn	
			Thạch anh, SiO_2	Không mảnh vụn: các hạt nhỏ gắn kết với nhau	Đá phiến (sáng màu) Đá phiến siltit (sẫm màu)	
			Gypsit $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Không mảnh vụn: nhiều hạt từ mịn đến thô kết tinh lại	Đá Gypsit	
			Muối, NaCl	Không mảnh vụn: hạt từ mịn đến thô kết tinh	Đá muối	
			Đá biến đổi từ thực vật	Không mảnh vụn: do sự nén ép vật chất hữu cơ tạo thành	Than Bitum	

Hình 6.13. Phân loại đá trầm tích

6.5. CÁC ĐẶC ĐIỂM CỦA ĐÁ TRẦM TÍCH

6.5.1. Sự phân lớp

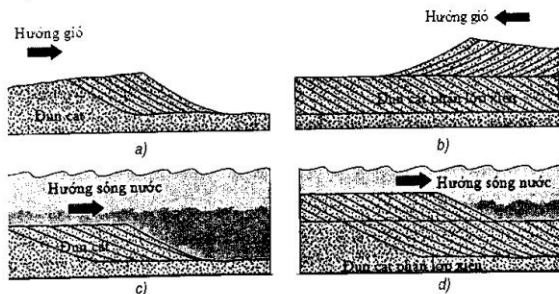
Các lớp đá trầm tích được chia ra bởi các mặt phân lớp. Sự thay đổi bề dày của các lớp trầm tích phản ánh điều kiện thay đổi khi trầm tích lắng đọng. Thông thường mỗi một mặt phân lớp đánh dấu sự kết thúc của một giai đoạn tích tụ và mở ra một giai đoạn tích tụ mới (hình 6.14).



Hình 6.14. Sự phân lớp của đá trầm tích

Ví dụ: một vùng vịnh được các sông mang vật liệu đổ vào, các vật liệu này hạt mịn, chúng tích tụ tạo thành các lớp bùn. Rồi sau đó mưa lớn làm cho các con sông này bị lũ lụt và chúng sẽ cuốn các hạt có kích thước lớn như cát ra vùng vịnh. Các hạt này cũng được tích tụ, lắng đọng phủ lên trên lớp bùn đã có trước đây. Mặt tiếp xúc giữa lớp bùn và lớp cát gọi là mặt phân lớp. Nếu sau này bùn và cát được hóa đá cứng chúng tạo thành bột kết thì cát kết và trong trầm tích này có sự hiện diện của mặt phân lớp.

Các mặt phân lớp thường nằm ngang, khi chúng song song với nhau gọi là phân lớp song song. Một số lớp tạo thành một góc nhỏ so với phương nằm ngang, gọi là phân lớp xiên chéo (hình 6.15, hình 6.16).

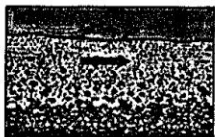


Hình 6.15. Tác dụng hình thành các lớp trầm tích

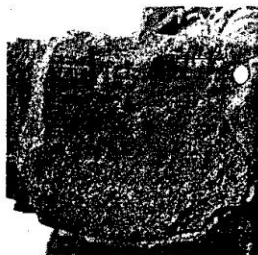


Hình 6.16. Sự hình thành lớp đá trầm tích xiên chéo do nước chảy và gió

Khi các hạt trong lớp trầm tích thay đổi từ thô đến mịn theo chiều đáy lên tới nóc lớp thì đó là sự phân lớp theo độ hạt (*graded beds*). Sự phân lớp như vậy đặc trưng cho quá trình trầm tích nhanh trong môi trường trầm tích nước động với các hạt trầm tích đủ cỡ. Các hạt nặng sẽ lắng đọng trước và các hạt nhẹ sẽ lắng đọng sau.



a) Quá trình lắng đọng, phân dị trầm tích theo độ hạt

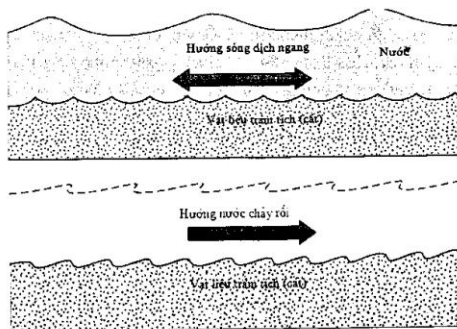


b) Sự hình thành đá trầm tích do sự phân dị trầm tích theo độ hạt

Hình 6.17. Sự phân lớp trầm tích theo độ hạt

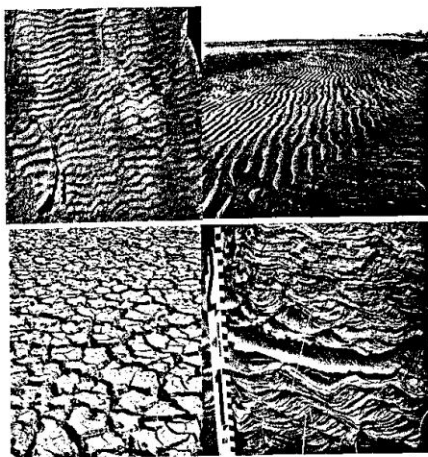
6.5.2. Dấu vết gợn sóng, dấu vết khe nứt, dấu vết hằn

* **Dấu vết gợn sóng (ripple marks):** là những sóng nhỏ thường xuất hiện trên mặt các đụn cát, đồi cát hoặc các bãi biển hay ở dưới của lòng chảy. Dấu vết gợn sóng trong đá trầm tích thường điểm chỉ về môi trường trầm tích ban đầu. Ví dụ, nếu dấu vết gợn sóng đối xứng với đỉnh nhọn và hơi tròn thì chúng được hình thành dọc theo bờ biển dưới tác động của sóng nước lên xuống. Ngược lại, nếu vết gợn sóng bất đối xứng thì chúng được hình thành do gió hoặc do nước chảy theo một chiều. Kiểu này gọi là dấu vết gợn sóng dòng nước (hình 6.18).



Hình 6.18. Tác dụng của sóng lên vật liệu trầm tích

* **Dấu vết khe nứt (mud cracks):** được hình thành khi trầm tích bột hoặc sét khô và nứt nẻ. Quá trình này diễn ra khi ao hồ, sông khô nước. Những dấu vết khe nứt có bề mặt trầm tích giống như lát cắt ngang qua một tổ ong lớn. Sau đó có thể bị trầm tích khác lấp đầy (hình 6.19).



Hình 6.19. Sự hình thành dấu vết gợn sóng trong đá trầm tích

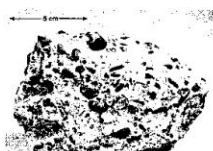
* *Hóa thạch (fossils)*: hóa thạch thường được tìm thấy nhiều nhất trong các đá trầm tích. Thường gặp trong đá bùn, phiến sét, và đá vôi; còn trong cát kết, đolomit và cuội kết cũng có nhưng rất ít. Hóa thạch đôi khi chiếm toàn bộ thể tích của đá, chẳng hạn như đá vôi vỏ sò, đá vôi san hô đều tạo thành từ ám tiêu san hô cổ.



a) Đá phiến sét
(shale)



b) Đá cát kết
(sandstone)



c) Đá cuội kết
(conglomerate)



c) Đá dăm kết
(breccia)



e) Đá vôi vỏ sò
(coquina)



f) Đá silic, đá sừng
(chert)

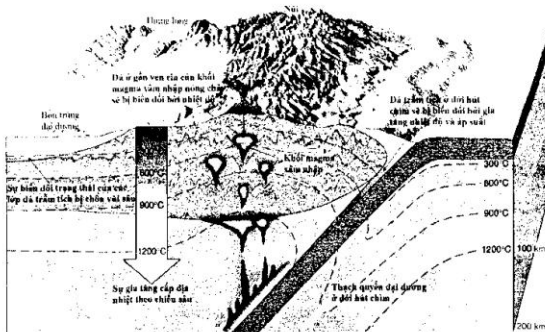
Hình 6.20. Một số loại đá trầm tích thường gặp

Chương 7

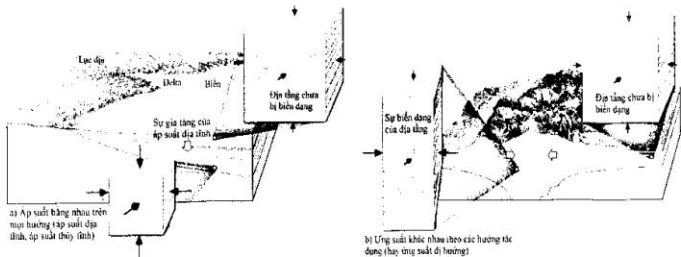
ĐÁ BIẾN CHẤT (METAMORPHIC ROCK)

7.1. QUÁ TRÌNH BIẾN CHẤT VÀ ĐÁ BIẾN CHẤT

Quá trình biến chất là quá trình làm thay đổi kiến trúc, cấu tạo hoặc thành phần khoáng vật của các đá có trước dưới tác dụng của các tác nhân biến chất. Các tác nhân biến chất bao gồm nhiệt độ, áp suất và các yếu tố hóa học tích cực (Ví dụ như: H_2O , CO_2) (hình 7.1).



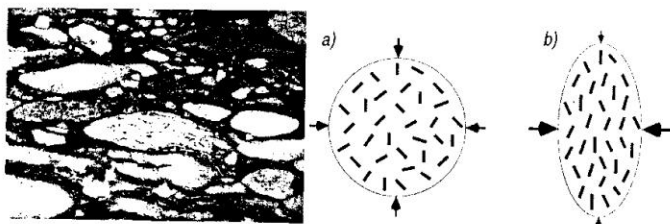
Hình 7.1. Các tác nhân gây biến chất



Hình 7.2. Tác dụng của áp suất gây biến chất

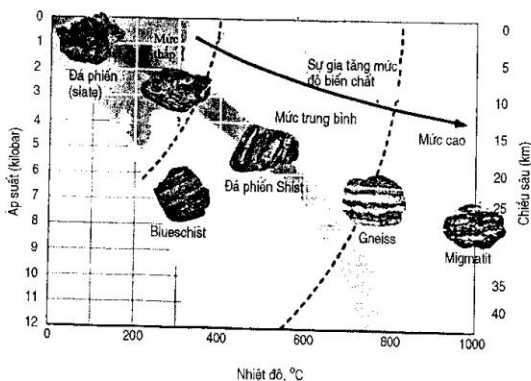
Quá trình biến chất là quá trình tái kết tinh ở trạng thái rắn. Tuy nhiên sự tham gia của H_2O (ví dụ: nước trong các lỗ hổng của đá trầm tích; hoặc do kết hợp với ion HO^- trong các khoáng vật) là rất quan trọng, mặc dù nước chỉ có mặt với một hàm lượng rất nhỏ (không quá một vài %). Nước tác dụng như một chất xúc tác cho các phản ứng hóa học và/ hoặc đóng vai trò như một màng dung dịch để vận chuyển, trao đổi các ion giữa các hạt khoáng vật.

Như vậy, các đá có trước (bao gồm đá magma, đá trầm tích và đá biến chất) dưới tác dụng của các tác nhân biến chất như nhiệt độ, áp suất và các tác nhân hóa học, chúng sẽ thay đổi về thành phần khoáng vật và/hoặc kiến trúc, cấu tạo để tạo thành đá mới. Đá mới tạo thành do quá trình biến chất đó gọi là *đá biến chất*.

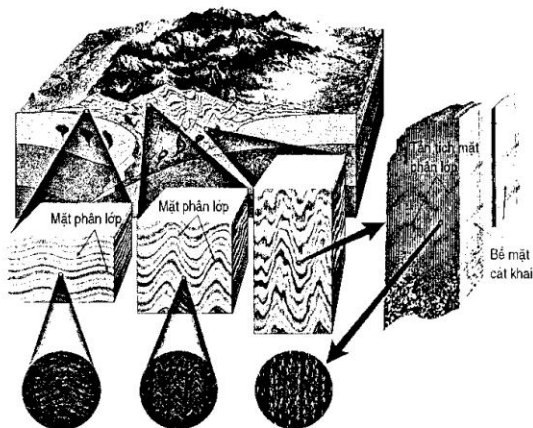


Hình 7.3. Khoáng vật bị nén ép, vỡ nát tạo thành đá biến chất:

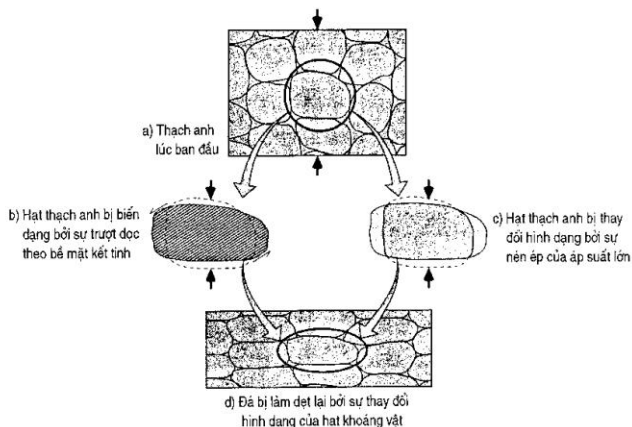
a) Ứng suất đẳng hướng; b) Ứng suất dị hướng



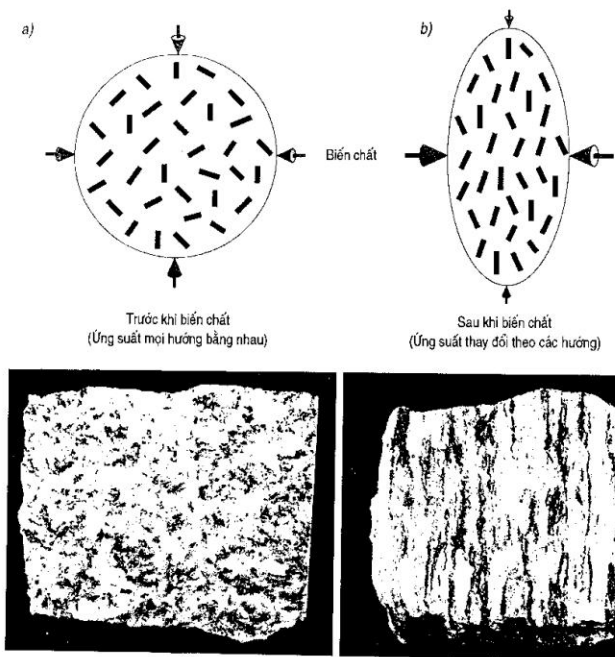
Hình 7.4. Mối quan hệ giữa áp suất, nhiệt độ và chiều sâu biến chất



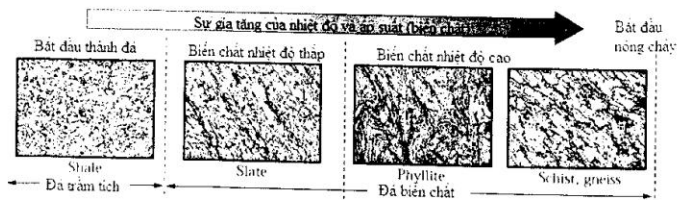
Hình 7.5. Quá trình nén ép vô nhâu, uốn nếp gây biến chất do chuyển động kiến tạo của vỏ Trái Đất



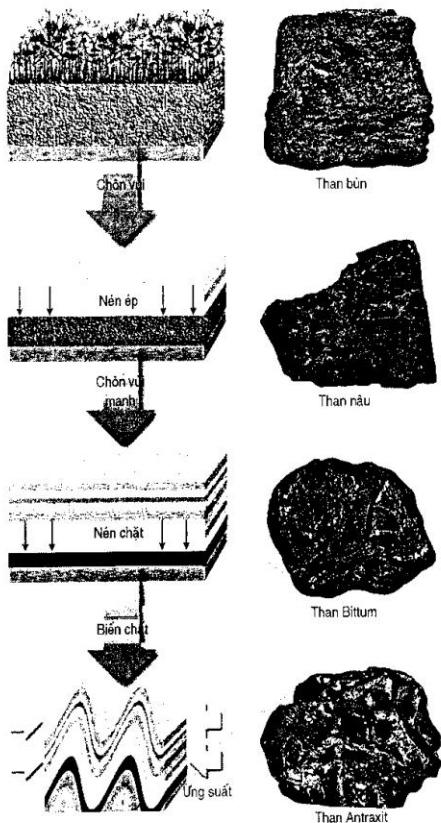
Hình 7.6. Các giai đoạn thay đổi hình dạng của các hạt khoáng vật ban đầu trong quá trình biến chất



Hình 7.7. Đá trước (a) và sau (b) khi bị biến chất



Hình 7.8. Mức gia tăng nhiệt độ và hình thành các loại đá biến chất



Hình 7.9. Quá trình biến chất từ than bùn hình thành than antraxit

7.2. PHÂN LOẠI BIẾN CHẤT

Có 3 loại biến chất cơ bản:

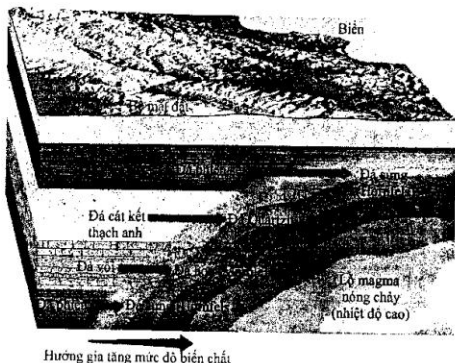
(1) *Biến chất tiếp xúc* (hay biến chất nhiệt tiếp xúc) là biến chất trong đó nhiệt độ là tác nhân chính của quá trình biến chất;

(2) *Biến chất khu vực* (hay biến chất nhiệt - động) là biến chất trong đó sự tăng cao của áp suất kèm theo nhiệt độ là tác nhân chính của quá trình biến chất;

(3) *Biến chất động lực* là biến chất chủ yếu do ứng suất kiến tạo gây ra trong các đới biến dạng kiến tạo (đứt gãy, đới trượt).

7.2.1. Biến chất tiếp xúc (contact metamorphism)

Xảy ra ở khu vực tiếp giáp giữa khối magma nóng chảy với đá vây quanh. Nhiệt độ, khí, thành phần dung nham,... làm biến đổi cơ bản thành phần và tính chất của đất đá kề nó. Tác dụng chỉ do nhiệt độ cao của magma được gọi là biến chất tiếp xúc nhiệt, nhưng thường là biến chất trao đổi chiếm ưu thế. Tại đây các đá trầm tích vây quanh, nơi tiếp xúc với đá magma biến thành đá biến chất, từ chỗ biến chất cao (ngay cạnh khối magma) sang biến chất thấp và đến hầu như không bị biến chất (xa khối magma). Yếu tố chính là nhiệt độ, không có sự trao đổi nhiệt độ (dễ hóa học). Các đá liên quan đến biến chất tiếp xúc là: đá sừng, đá hoa, quartzit,... (hình 7.10).



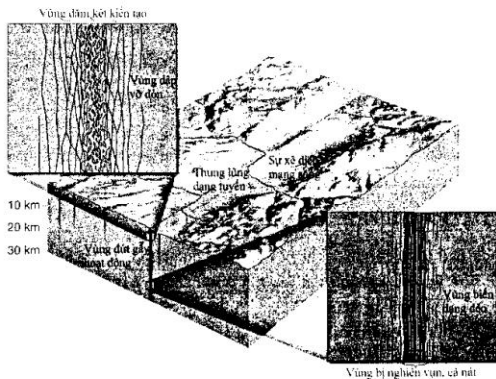
Hình 7.10. Biến chất tiếp xúc và sự hình thành đá biến chất tiếp xúc nhiệt

7.2.2. Biến chất động lực (dynamic metamorphic)

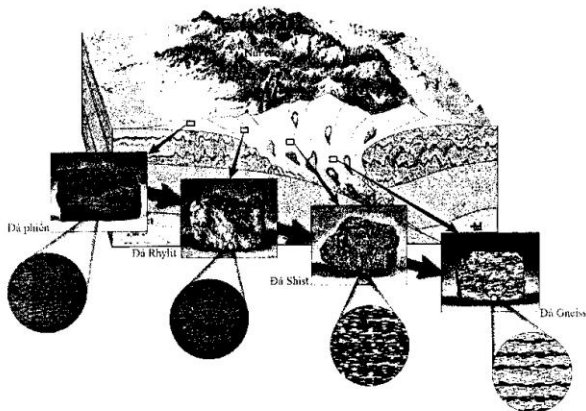
Đó là những dạng biến chất cơ học của đá do tác dụng của áp suất định hướng phát sinh trong quá trình chuyển động kiến tạo của các mảng lục địa trong vỏ Trái Đất làm thay đổi hình dạng, phân phối, hoặc thớ chế, cà nát, mài ép các đá có trước tạo thành đá mới (hình 7.11).

Trong những điều kiện nhất định biến chất động lực (cà nát) không làm thay đổi đáng kể thành phần khoáng vật. Tuy nhiên, dọc theo các đới phân bố các đá cà nát, các dung dịch biến chất di chuyển dễ dàng và có thể gây nên sự biến đổi ở nhiều mức độ

khác nhau của khoáng vật ban đầu, thường ở điều kiện nhiệt độ thấp. Ví dụ: plagiocla, xericit hóa, amphibon bị clorit hóa, epidot hóa... Các đá thường gặp là: đầm kết kiến tạo, milonit, cataclazit...



Hình 7.11. Biến chất động lực ở vùng đứt gãy hoạt động



Hình 7.12. Sự gia tăng mức độ biến chất ở ranh giới mảng hội tụ do nén ép mảng lục địa - lục địa (từ trái sang phải là sự gia tăng mức độ biến chất) và hình thành nên một số loại đá biến chất

7.2.3. Biến chất khu vực (regional metamorphic)

Là quá trình biến chất của đá phân bố trên một phạm vi rộng lớn, xảy ra dưới tác dụng đồng thời của sự gia tăng về áp suất và nhiệt độ ở những độ sâu khác nhau trong vỏ Trái Đất. Điều kiện nâng cao áp suất và nhiệt độ rất phức tạp, cho đến nay chưa được nghiên cứu hoàn toàn sáng tỏ. Biến chất khu vực được đặc trưng bởi sự tái thành tạo hoàn toàn về thành phần khoáng vật và cấu tạo bên trong của đá. Phổ biến rộng rãi là cấu tạo phân phiến (hình 7.12), tính phân phiến và định hướng song song của các khoáng vật biến chất phản ánh tác dụng của áp suất định hướng trong quá trình tái kết tinh. Các đá thường có kích thước hạt khác nhau, tương biến chất thấp thường hạt mịn, trong tương biến chất cao thường hạt lớn. Điều đó phản ánh sự lâu dài của quá trình tái kết tinh trong sự ổn định của nhiệt độ và áp suất.

7.3. PHÂN LOẠI ĐÁ BIẾN CHẤT

Trong tất cả các đá biến chất, khi bị tác dụng của nhiệt độ và áp suất do quá trình biến chất khu vực thì các khoáng vật thường được sắp xếp ở dạng các lớp phẳng song song hoặc ở dạng các hạt bị kéo dài. Quá trình sắp xếp này làm cho đá biến chất có thêm đặc tính: đó là tính phân phiến. Hai loại cấu tạo quan trọng, phổ biến dùng để phân loại đá biến chất đó là: cấu tạo không phân phiến và cấu tạo phân phiến (hình 7.13).

Tên đá	Kiến trúc	Cỡ hạt	Đặc điểm	Đá mẹ ban đầu
Đá phiến		Rất mịn	Đá biến chất hạt mịn, chất sít có thể chế dạng tấm.	Phiến, bột kết, phiến sét
Đá Phylit		Mịn	Bề mặt khoáng vật có vảy xù xì, tinh thể dạng lớp	Phiến sét
Đá phiến Schist		Trung bình đến thô	Đá kết tinh bị nén ép mạnh, đá có thể tách thành tấm	Phyrit
Đá Gneiss		Trung bình đến thô	Đá phân đại do biến chất khu vực, khoáng vật dạng hạt và dạng dài xen kẽ nhau.	Phiến, Granit.
Đá Migmatit		Trung bình đến thô	Đá hỗn hợp gồm có các vật kết tinh bề ngoài giống magma	Gneiss, phiến
Đá Mylonit		Hạt mịn	Đá không có thể chế nhưng có cấu trúc tổ li hoặc cấu trúc dải do sự dịch chuyển trong đá	Tất cả các loại đá
Đá cuội kết biến chất		Hạt thô	Đá bị nén ép mạnh, các mảnh cuội sắp xếp định hướng nhất định	Dăm kết giun thạch anh
Đá hoa		Trung bình đến thô	Đá chủ yếu là canxi (hoặc dolomit) tái kết tinh hạt nhỏ đến lớn	Đá vôi
Đá Quartzit		Trung bình đến thô	Hạt biến tinh chứa chủ yếu thạch anh tạo thành do tái kết tinh của cát kết hoặc phiến	Cát kết thạch anh
Đá sừng		Hạt mịn	Đá hạt nhỏ có khả năng hạt dẹt thường không định hướng	Tất cả các loại đá
Than đá antraxit		Hạt mịn	Than biến chất cao, cứng, màu đen, ánh kim	Than bitum
Dăm kết kiến tạo		Trung bình đến rất lớn	Đá có thành phần là những mảnh vụn góc cạnh hình thành từ quá trình vỡ vụn dọc đứt gãy	Tất cả các loại đá

Hình 7.13. Phân loại đá biến chất

7.3.1. Đá phân phiến

Khi mức độ biến chất khu vực gia tăng sẽ làm biến đổi các đá trầm tích hạt mịn thành 4 loại đá biến chất có cấu tạo phân phiến sau:

Slate (đá phiến): là đá biến chất mức độ thấp của đá phiến sét; đá gồm các khoáng vật mịn hạt và phẳng, sắp xếp theo mặt ứng suất tạo thành các phiến mỏng. Một số khoáng vật sét có trong đá gốc bị tác dụng nhiệt biến thành clorit và mica. Thành phần chủ yếu của slate là các dãy mica màu và một ít clorit. Màu sắc của đá này thay đổi nhiều, khi slate có chứa các vật liệu carbonat hay sulfit sắt.

Đá ryllite: là đá biến chất có thành phần tương tự như slate, nhưng tinh thể khoáng vật lớn hơn; khi slate bị tác dụng nhiệt độ từ 250-300°C thì khoáng vật clorit và mica biến thành các vảy lớn hơn làm cho đá ryllite có đặc trưng là “cát khai ryllith” và bề mặt vết vỡ trông rất tươi hay bóng mượt, ánh tơ. Thành phần khoáng vật chủ yếu là clorit và muscovit. Đá này có tạp chất giống như slate nhưng còn có các khoáng vật mới là tuormalin hay granat - Mg tạo nên màu cho đá này.

Schist: đây là loại đá biến chất phổ biến nhất do tác dụng của biến chất khu vực với nguồn gốc từ nhiều loại: đá trầm tích, magma hay các loại đá biến chất cấp thấp. Vì vậy có nhiều loại đá schist. Tất cả các đá schist đều có các khoáng vật dạng tấm là mica, talc, clorit, hematit; các khoáng vật dạng sợi cũng có mặt. Schist có tính cát khai schist nên dễ bị tách vỡ theo mặt phân cách giữa các mặt khoáng vật dạng tấm hay dạng sợi.

Gneiss: là đá biến chất động lực có kiến trúc hạt rất dễ nhận biết vì có dạng phân dải. Trong đá gneiss có nguồn gốc từ đá magma như: granit, gabbro, diorit. Các khoáng vật thành phần sắp xếp theo các lớp song song; thạch anh và fenlđspar xen kẽ với các silicat chứa sắt và magie.

7.3.2. Đá không phân phiến

Những đá này có tính chất không phân phiến và không có quá trình thành tạo như những đá trên. Việc kích thước hạt tăng lên là một dấu hiệu duy nhất để nhận biết quá trình biến chất khu vực. Biến chất khu vực trên một đá đơn khoáng sẽ tạo ra đá mới có kiến trúc hạt thô tương tự như quá trình biến chất tiếp xúc. Sau đây là một số đá biến chất không phân phiến.

Đá marble (đá hoa): đây là loại đá biến chất tiếp xúc tương đối phổ biến có thành phần chủ yếu là calcit; chúng được hình thành từ quá trình biến chất tiếp xúc hoặc khu vực đối với các đá vôi hay dolomit. Đá hoa khác với đá nguyên thủy là chúng có hạt khoáng vật lớn hơn. Trong hầu hết các đá hoa, hướng tinh thể gần như song song; điều này là do áp suất định hướng lên đá trong quá trình biến chất. Tuy nhiên đá này không phân phiến vì các hạt tạo đá có cùng màu sắc và ranh giới cũng không thể hiện rõ.

Đá hoa tinh khiết có màu trắng, nhưng thông thường đá hoa có chứa một lượng nhỏ các khoáng vật tạo đá khác; các khoáng vật này được thành tạo trong quá trình biến chất từ các hợp chất có sẵn trong đá trầm tích, những tạp chất này làm cho đá hoa có nhiều màu hơn (màu hồng, sẫm, tím...)

- *Quarzit*: cát kết thạch anh khi bị biến chất tiếp xúc sẽ tạo thành quarzit. Các hạt thạch anh sẽ bị gắn chặt hơn do silic chui vào các lỗ hổng trong cát kết. Cát kết silic được ximăng hóa do nước ngấm qua dưới tác dụng của áp suất và nhiệt độ trong các quá trình trầm tích gần mặt đất. Quarzit đích thực là đá biến chất và được hình thành ở bất kỳ nhiệt độ biến chất nào.

Thông thường quarzit không có cấu tạo phân phiến và chúng ta có thể phân biệt quarzit và cát kết dựa theo đặc điểm là khi vỡ đá sẽ vỡ ngang qua các hạt, thay vì vỡ vòng quanh các hạt như ở cát kết. Quarzit nguyên nhân chất có màu trắng, nhưng sắt và các ion tạp chất khác làm cho đá có màu nâu sẫm hoặc màu đỏ. Các khoáng vật chủ yếu của quarzit là: feldspar, muscovit, clorit, zircon, tuormalin, biotit, epidot, và hordblen.



a) Đá Grannet Shist



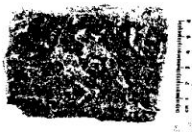
b) Đá Biotit Shist



c) Đá Gneiss phân dải trắng



d) Đá Gneiss phân dải đen



e) Đá Quarzit



f) Đá hoa màu hồng



g) Dăm kết kiến tạo



h) Than đá

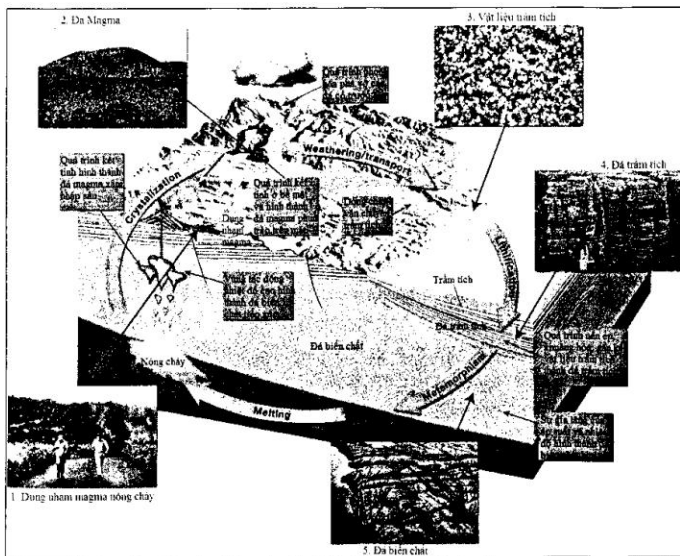


i) Đá hoa (marble)

Hình 7.14. Một số loại đá biến chất thường gặp

7.4. MỐI QUAN HỆ GIỮA ĐÁ MAGMA, TRẦM TÍCH VÀ BIẾN CHẤT (VÒNG TUẦN HOÀN CỦA ĐÁ)

Các đá thành tạo trong vỏ Trái Đất khi điều kiện hóa lý thay đổi khác với lúc chúng thành tạo chúng sẽ biến đổi. Sự biến đổi của các đá được minh họa trên hình 7.15 gọi là *vòng tuần hoàn đá*. Khi magma kết tinh, đông kết tạo thành đá magma (xâm nhập và phun trào). Đá magma bị nâng trôi, xuất lộ lên bề mặt, chúng sẽ bị các quá trình phong hóa phá hủy, tạo thành các vật liệu bờ rời theo sông suối chuyển đến các thủy vực (biển, hồ) lắng đọng thành *trầm tích*. Trầm tích chịu tác dụng của quá trình thành đá (chủ yếu là quá trình nén chặt, quá trình ximăng hóa), gắn kết lại tạo thành *đá trầm tích*. Đá trầm tích nếu bị chôn vùi xuống sâu hơn, dưới tác dụng của nhiệt độ và áp suất tăng cao chúng bị biến chất, làm thay đổi thành phần khoáng vật hoặc kiến trúc, cấu tạo của đá tạo thành *đá biến chất*. Nếu nhiệt độ tiếp tục nâng cao làm nóng chảy các đá biến chất, tạo thành dung thể magma. Magma kết tinh đông nguội tạo thành đá magma. Đá đã hoàn thành một chu kỳ biến đổi khép kín, một vòng tuần hoàn hoàn chỉnh.



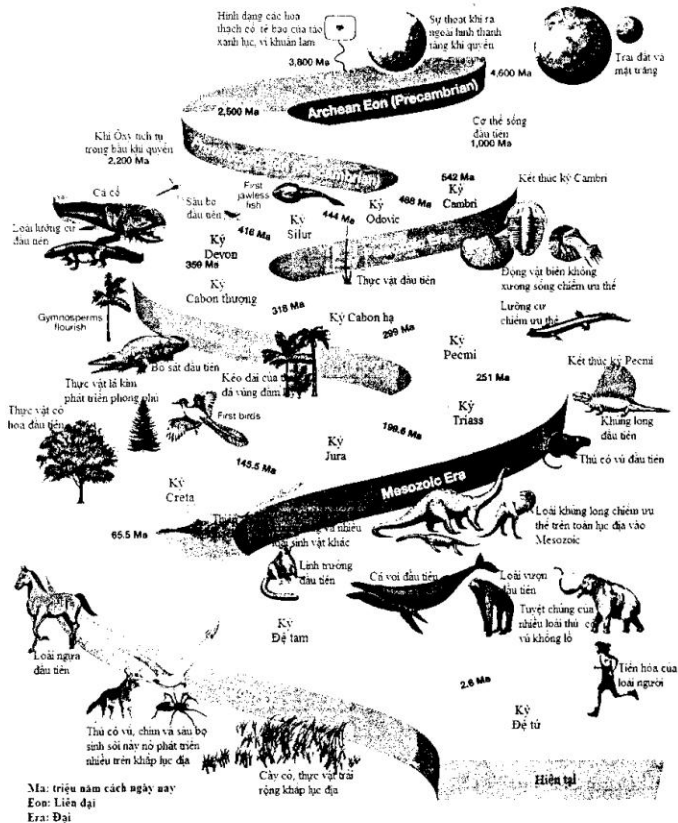
Hình 7.15. Sơ đồ mối quan hệ giữa đá magma, trầm tích và biến chất (vòng tuần hoàn đá)

Chương 8

LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN CỦA VỎ TRÁI ĐẤT QUA CÁC THỜI KỲ ĐỊA CHẤT

Trái Đất đã được thành tạo như thế nào và từ bao giờ, đến nay chỉ mới có những giả thuyết khoa học về vấn đề này. Các nhà nghiên cứu ước tính Trái Đất có thể được thành tạo cách đây khoảng 5 tỷ năm và khi mới được hình thành Trái Đất đã bắt đầu có sự sống của nó. Trong 500 triệu năm sau đó, nó vẫn là quả cầu nham thạch lỏng vô cùng nóng nên không hề có bề mặt và không có nước, vì nước không thể ngưng tụ mà chỉ tồn tại ở thể hơi trong khí quyển. Trong 500 triệu năm đầu tiên, Trái Đất nguội dần, đến khoảng cách nay khoảng 3,9 tỷ năm thì nó đủ nguội để hình thành lớp đất đá mỏng đầu tiên. Hoạt động phun trào magma và núi lửa diễn ra mạnh mẽ theo các khe nứt của các lớp đá mới hình thành. Hơi nước bắt đầu ngưng tụ, mưa diễn ra liên tục có lẽ phải đến hàng triệu năm. Và sự sống bắt đầu từ khi có nước, thật vậy chúng ta hãy nghiên ngẫm trong máu của chúng ta hiện vẫn còn chất muối có trong nước biển; chúng ta khóc và đổ mồ hôi ra nước mặn, lại một lần nữa chứng minh cho thấy sự sống bắt nguồn từ các vùng biển. Trẻ em lớn lên và phát triển 9 tháng trong môi trường nước trong bào thai mẹ; không một sinh vật nào trên Trái Đất có thể trải qua giai đoạn đầu tiên của chúng, ở ngoài môi trường này. Khi còn là phôi, con người cũng có những cái mang tạm thời trông giống như những vết sẹo tí hon nằm sau tai, một bước đệm trước khi hình thành phôi đẻ thở. Cơ thể chúng ta có hơn 65% là nước y hệt như lớp vỏ Trái Đất. Như vậy chúng ta thuộc về Trái Đất theo ý nghĩa căn bản nhất và sâu sắc nhất.

Khoa học địa chất chỉ có thể tìm hiểu lịch sử hoạt động của vỏ Trái Đất từ những tư liệu là những đá và khoáng vật cổ nhất hiện biết trên vỏ Trái Đất. Thời gian bắt đầu của lịch sử địa chất vỏ Trái Đất được coi như từ khi bắt đầu có những đá, khoáng vật cổ nhất. Theo cách xác định tuổi tuyệt đối của đá bằng phương pháp phân rã phóng xạ thì các đá cổ nhất hiện biết vào khoảng 3,7 tỷ năm được tìm thấy ở vùng Greenland. Việc quy định thời gian lịch sử của vỏ Trái Đất như vậy cũng chỉ là quy ước, bởi vì tất nhiên đã phải có những đá già hơn nữa mà từ gốc đó qua quá trình địa chất đã hình thành nên các đá cổ nhất mà ta hiện biết. Lịch sử tiến hóa của các loài sinh vật theo thời gian địa chất được thể hiện trong hình 8.1.



Hình 8.1. Lịch sử tiến hóa các loài sinh vật theo các thời kỳ địa chất

Vào khoảng thời gian 3,7 tỷ năm của lịch sử địa chất trên vỏ Trái Đất đã xảy ra vô vàn sự kiện địa chất lớn. Những biến cố địa chất của Trái Đất (nguồn gốc có thể từ vũ trụ đến) gây ra những biến đổi ở thế giới hữu cơ. Dựa vào các hóa thạch lưu lại, đối chiếu với đặc điểm của đá, có thể hình dung rất khái quát lịch sử phát triển của vỏ Trái Đất qua các giai đoạn. Hơn nữa để chúng ta hình dung về thời gian kể từ khi xảy ra vụ

nổ lớn “*the big bang*”, chúng ta hãy nén toàn bộ khoảng thời gian đó thành 13 năm. Nếu chúng ta cho rằng vũ trụ khởi thủy cách nay 13 năm, thì Trái Đất ra đời 5 năm về trước; thiên thạch va chạm vào Trái Đất làm loài khủng long bị tiêu diệt 3 tuần trước; loài vượn đi bằng 2 chân (vượn lớn/họ người) xuất hiện 3 ngày trước và loài người, hay người thông minh (*Homo sapiens*) ra đời cách đây 53 phút và xã hội công nghiệp hiện đại chỉ mới tồn tại được 6 giây (bảng 8.1).

Bảng 8.1. Niên biểu vũ trụ theo tỷ lệ thời gian rút gọn [15]

Nếu Trái Đất chỉ mới thành hình 13 năm trước đây, vào lúc này.....	Thời gian
Trái Đất mới tồn tại được khoảng	5 năm
Những sinh vật lớn, đa tế bào mới xuất hiện được	7 tháng
Thiên thạch va chạm vào Trái Đất làm loài khủng long bị tiêu diệt	3 tuần
Họ người xuất hiện được	3 ngày
Loài người, tức <i>Homo sapiens</i> , đã tồn tại chỉ được	53 phút
Xã hội nông nghiệp xuất hiện cách nay được	5 phút
Toàn bộ phần lịch sử được ghi chép lại đã tồn tại được	3 phút
Xã hội công nghiệp hiện đại có mặt trong vòng	6 giây

Qua bảng niên biểu vũ trụ tỉ lệ theo thời gian rút gọn chúng ta thấy cuộc sống vô cùng ngắn ngủi so với thời gian của vũ trụ. Sự sống trên Trái Đất là cả một bí ẩn lớn lao, làm sao chúng ta có thể khẳng định sự sống bắt đầu từ lúc nào, khi mà theo một nghĩa nào đó toàn bộ hành tinh chúng ta đã bắt đầu sống kể từ khi nó hình thành? Như đã mô tả ở phần trước, Trái Đất luôn giữ được trạng thái cân bằng giữa năng lượng và vật chất, không đông cứng lại mà cũng không bốc hơi mất. Chính kích thước của Trái Đất và khoảng cách với Mặt Trời đã hỗ trợ, cũng có thể là quyết định việc nó luôn phát triển ổn định trong khi thành phần cấu tạo liên tục thay đổi. Các nhà khoa học gọi tính tự duy trì một cách sống động đó là *autopoiesis* (“tự hình thành” theo tiếng Hy Lạp). Đây là định nghĩa căn bản nhất về sự sống - tức là một tổ chức sống phải có thể duy trì sự ổn định của mình trong khi vẫn tiếp tục biến đổi. Các giai đoạn biến đổi đó được thể hiện qua các giai đoạn địa chất sau đây:

8.1. GIAI ĐOẠN TIỀN CAMBRI (PRECAMBRIAN)

Trên bề mặt vỏ Trái Đất, trong một số cấu tạo nhân của những phức nếp uốn lớn, trong các khiên của các miền nền cổ hoặc trong các địa khối giữa... ta thường thấy lộ ra những đá biến chất cao, uốn nếp phức tạp và hầu như không có chứa các di tích hóa thạch. Ở Việt Nam những loại đá như vậy ở đới sông Hồng, nằm giữa lưu vực sông Chảy, sông Hồng, hay ở KonTum. Những đá biến chất cao đó được thành tạo trong các đại Akei (hay Archean) và Proterozoi mà người ta vẫn gọi chung là tiền Cambri (PreCambrian).

Lịch sử tiền Cambri đã diễn ra trong một giai đoạn thời gian rất lâu dài: trên 3 tỷ năm, nhưng đến nay khoa học địa chất biết rất ít về lịch sử tiền Cambri. Các đá vào giai đoạn này biến chất cao như gneiss, amphibolit, đá hoa, quartzit, đá phiến mica... Các di tích sinh vật nghèo nàn (ấn sinh) chứng tỏ sinh vật phát triển chậm chạp, do điều kiện sống khắc nghiệt.

8.1.1. Giai đoạn Akei (thái cổ) (Achean Eon)

Nguyên đại Akei có thể kể bắt đầu từ khi hình thành những khu vực biển, hồ đầu tiên vỏ Trái Đất. Ở những khu vực đó đã hình thành những đá trầm tích đầu tiên của vỏ Trái Đất, chúng thường ở dạng xen kẹp với đá phun trào vì khi đó hoạt động núi lửa vẫn đang rất mạnh mẽ. Bản thân vật liệu trầm tích cũng là sản phẩm trực tiếp của hoạt động núi lửa (tro núi lửa, bom núi lửa...) và sản phẩm vỡ vụn của những đá núi lửa trên cạn bị phong hóa. Về sau, khi một số vùng đáy biển bị nâng lên cao như kiểu địa hình hình thành các đảo, những sản phẩm trầm tích ban đầu này lại bị phá hủy và xuất hiện quá trình trầm tích lại.

Sản phẩm của hoạt động phun trào đã làm cho biển thời kỳ Akei giàu axit clohydric, axit fluorit, H_2S , CO_2 , CH_4 và các loại cacbua hydro khác. Độ axit trong nước biển ở giai đoạn này rất cao (pH có thể lên tới 1-2), do thiếu oxy tự do nên chưa có thành phần sunfat trong nước. Trong khí quyển, cacbonat đóng vai trò chủ yếu, ngoài ra còn có hơi nước, amoniac, metan và khí trơ. Dần dần trong khí quyển cũng bắt đầu xuất hiện oxy tự do (nhờ phân hủy của $H_2O - CO_2$) nhưng số lượng không lớn.

Thành phần đá trầm tích của Akei khác hẳn với đá trầm tích của các giai đoạn lịch sử về sau. Chúng chủ yếu là sản phẩm trực tiếp của hoạt động núi lửa hoặc sản phẩm do sự phá hủy đá phun trào, ngoài ra còn nhiều sản phẩm của các loại trầm tích hóa học. Bề dày những hệ tầng đá trầm tích – phun trào Akei rất lớn vì được hình thành trong khoảng thời gian dài, nhiều nơi đạt tới 10km. Quá trình biến chất đã biến các phức hệ này thành các đá *gneiss amphibol*, *quartzit*.

Đến giữa Akei thành phần nước biển đã có thể ít nhiều biến đổi, độ axit giảm dần và nước biển dần đổi theo hướng trung hòa. Sự thay đổi này chủ yếu do tác dụng của các loại cacbonat được tải từ các vùng cao tới sau quá trình phong hóa phá hủy đá phun trào. Các loại cacbonat (K, Ca, Mg) xâm nhập vào biển tác dụng với các loại axit clohydrit đã làm nảy sinh trong biển các loại muối clorua đồng thời với sự giảm độ axit của nước biển. Ngoài các loại clorua (K, Na, Ca, Mg và cả clorua Al, Fe, Mn...) và lúc này trong nước biển xuất hiện một số ít muối sunfat. Khí quyển cũng chưa có sự biến đổi hơn so với trước mà chủ yếu gồm amoniac, metan tương tự như khí quyển của sao Kim, nhưng có thể ở tầng cao đã có các quá trình oxy hóa và giải phóng nitơ, dần dần nitơ tăng trong khí quyển, trở thành thành phần cơ bản của khí quyển như ngày nay.

Hãy quay về với bản thân mỗi đời người chúng ta khởi đầu từ một tế bào duy nhất, tái diễn một thực tế là mọi hình thức sống trên Trái Đất đều bắt nguồn từ một tế bào.

Những tế bào đầu tiên là vi khuẩn, và cơ thể con người có số tế bào vi khuẩn nhiều hơn mười lần so với tế bào động vật. Tế bào của chúng ta bao gồm có ba cấu trúc thành phần (ti thể, lục thể, và roi) đã tiến hóa những vi khuẩn độc lập trước khi kết hợp lại trong những tế bào phức tạp hơn.

8.1.2. Giai đoạn Proterozoi (Proterozoic Eon)

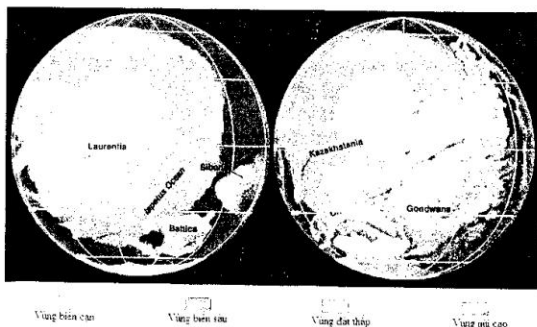
Ranh giới của Proterozoi kéo dài từ 2500 triệu năm đến 542 triệu năm cách ngày nay. Di tích thực vật của Proterozoi rất hiếm, thỉnh thoảng có thể gặp hoạt động của tảo xanh (stromatolit) trong đá Proterozoi ở Canada. Ôxy có mặt trong khí quyển khoảng 2200 triệu năm cách nay, thực vật lần đầu tiên xuất hiện cách ngày nay 1000 triệu năm.

8.2. GIAI ĐOẠN PALEOZOI (PALEOZOIC ERA)

8.2.1. Kỷ Cambri (Cambrian Period)

Kỷ Cambri là kỷ đầu tiên của nguyên đại Cổ sinh (Paleozoic Era), một nguyên đại kéo dài nhất từ 542 triệu năm đến 251 triệu năm cách ngày nay. Đây là kỷ đầu tiên trong lịch sử vỏ Trái Đất để lại nhiều di tích sinh vật. Hệ Cambri do nhà địa chất Sedwich (Anh) đề nghị năm 1836. Tên gọi của hệ dựa vào chữ Cambri là tên cổ của vùng Uenxơ (xứ Wales) Tây Nam nước Anh. Các di tích sinh vật trong Cambri mang tính chất cổ xưa và kỳ lạ, nguyên thủy nhất, đơn giản nhất của hệ thống phát triển sinh vật (chén cổ, tây cuộn, bọt ba thùy...), phần lớn không còn gặp trong các đá của các kỷ sau.

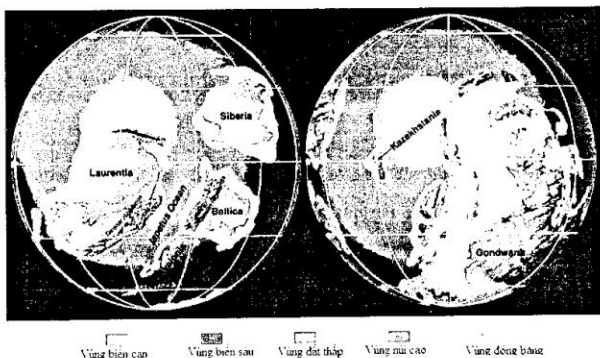
Đầu kỷ Cambri, nói chung bắt đầu một giai đoạn mới trong lịch sử vỏ Trái Đất, biển lấn sâu vào lục địa. Tài liệu về điều kiện khí hậu trong Cambri đến nay không có nhiều. Dựa vào sự phân bố các loại muối, thạch cao, Dolomit ta có thể dự đoán được rằng trong kỷ Cambri đã có một đới khí hậu khô nóng theo tuyến kéo dài từ bán đảo Ả-rập, qua đông Siberi và sang Canada. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Cambri được thể hiện trong hình 8.2.



Hình 8.2. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Cambri

8.2.2. Kỳ Odovic (Ordovician Period)

Kỳ Odovic kéo dài từ 488 triệu năm đến 444 triệu năm cách ngày nay, thế giới sinh vật phát triển khá phong phú và đa dạng (bọ ba thùy, bút đá...). Tên của hệ Odovic bắt nguồn từ địa điểm phân định trầm tích này lần đầu tiên ở Tây Nam nước Anh, nơi có bộ tộc Odovic (Ordovic) cư trú vào thời đế quốc La Mã. Odovic là kỳ có hoạt động địa chất mạnh mẽ. Sinh vật ở kỳ Odovic trên Trái Đất cả ở biển và lục địa đặc trưng cho khí hậu biển ấm. Bắt đầu xuất hiện động vật có xương sống (cá giáp xác). Sự xuất hiện đá vôi dolomit và nhiều nơi có trầm tích màu đỏ ở miền ven biển chứng tỏ khí hậu không những ấm áp mà ở một số nơi, trong từng thời kỳ có cả khí hậu khô nóng. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Odovic được thể hiện trong hình 8.3.



Hình 8.3. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Odovic

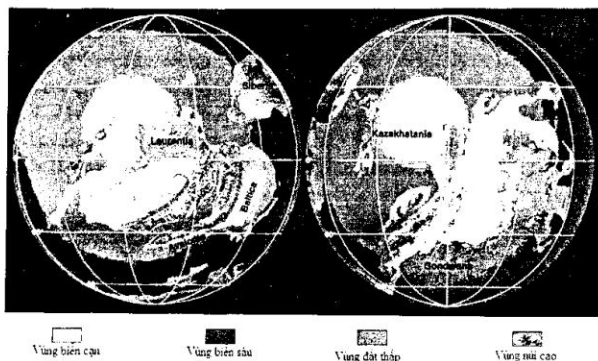
8.2.3. Kỳ Silur (Silurian Period)

Kéo dài từ 444 triệu năm đến 416 triệu năm cách ngày nay, thế giới sinh vật ở kỳ Silur phát triển đã đạt tới mức độ phong phú, đa dạng và toàn diện. Tên gọi Silur do nhà địa chất Murchison (Anh) đặt vào năm 1835 dùng để chỉ một bộ tộc cổ xưa của vùng Uenxơ. Sự phong phú không những chỉ ở động vật dưới biển mà còn cả ở thực vật trên cạn. Nhìn chung sinh vật của Silur mang tính chất kế thừa rõ rệt của sinh vật Odovic.

Trong kỳ này biển lại có xu hướng tiến dần vào lục địa và đạt tới mức tối đa vào giữa Silur. Gần cuối Silur biển lại rút dần và đến cuối kỳ thì chế độ lục địa được xác lập trên những lãnh thổ rộng lớn, đại bộ phận các nền cổ nổi lên khỏi mặt nước.

Sự phổ biến rộng rãi của đá vôi ám tiêu san hô trong kỳ Silur đi liền với khí hậu ẩm đồng nhất trên vỏ Trái Đất khi đó. Cuối Silur có hoạt động tạo núi mạnh mẽ, làm nhiều

vùng biển nâng lên, gây uốn nếp các tầng đất đá (hoạt động tạo núi Caledoni). Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Silur được thể hiện trên hình 8.4.

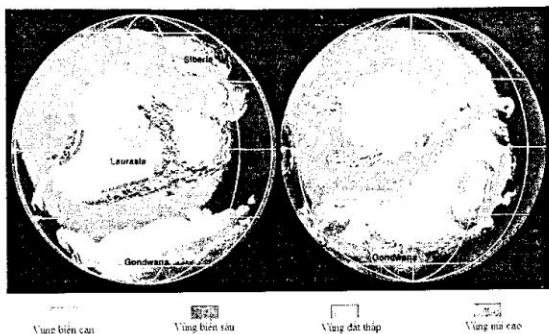


Hình 8.4. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Silur

8.2.4. Kỷ Devon (Devonian Period)

Kỷ Devon là kỷ thứ 4 của nguyên đại Paleozoi, thời gian kéo dài từ 416 triệu năm đến 359 triệu năm cách ngày nay. Tên của hệ Devon do hai nhà địa chất Murchison và Sedgwick đặt dùng để chỉ loạt trầm tích ở vùng Devonshire (Nam nước Anh). Quá trình uốn nếp, tạo núi Caledoni đã làm thay đổi nhiều điều kiện địa lý tự nhiên nên thế giới sinh vật đã có nhiều biến đổi. Sự kiện quan trọng bậc nhất về sự biến đổi thế giới sinh vật kỷ Devon là sự xuất hiện của động vật và thực vật trên cạn. Các nhóm động vật khác đều có những biến đổi lớn, trong kỷ Devon, một nhóm động vật có xương sống đặc biệt phát triển và đa dạng là các loại cá cổ. Sự phát triển phong phú và đa dạng của cá cổ đã khiến có nhà nghiên cứu gọi kỷ Devon là kỷ của cá.

Đầu kỷ Devon biển đã rút khỏi nhiều nơi, hoạt động núi lửa diễn ra mạnh mẽ, và cả ở Việt Nam trong giai đoạn này cũng có hoạt động núi lửa ngầm. Trong trầm tích biển Devon khắp nơi đều phong phú đá vôi, điều đó chứng tỏ nhiệt độ nước biển khá cao, thuận tiện cho việc trầm đọng đá vôi. Đến cuối Devon khí hậu dịu hơn hẳn, chính khí hậu dịu mát đó đã tạo điều kiện hình thành các khoáng sản than đá. So với than đá kỷ Cabon thì than đá Devon không lớn và thành phần nhiều là than có nguồn gốc tảo, còn than có nguồn gốc thực vật cao ở đầm lầy (dương xỉ và cây vảy...) mãi đến thời gian cuối cùng của kỷ mới xuất hiện. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Devon được thể hiện trong hình 8.5.



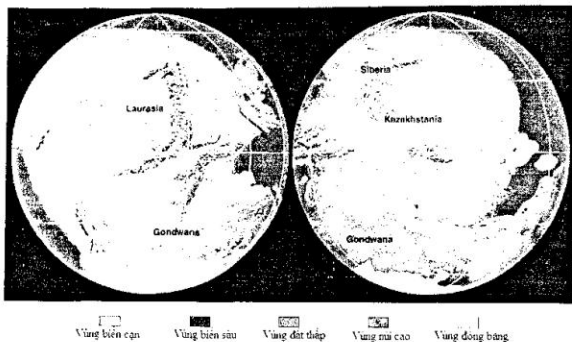
Hình 8.5. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Devon

8.2.5. Kỳ Cacbon (Carbonian Period)

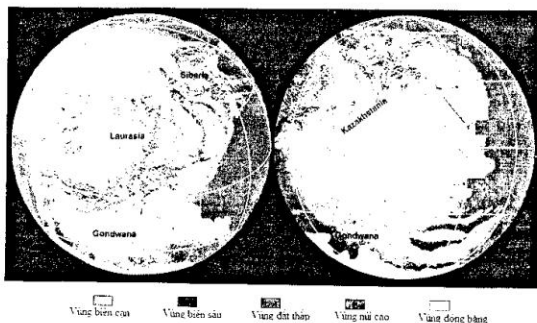
Kỳ Cacbon kéo dài từ 359 triệu năm đến 318 triệu năm cách ngày nay. Tên Cacbon do tính chất đá của hệ, lần đầu tiên trong lịch sử vỏ Trái Đất chứa nhiều vỉa than đá (tiếng Latinh là carbonic là than). Năm 1822 W.Conybear và W.Phillips dùng chữ “đá cacbon” để chỉ khối lượng trầm tích ở Anh tương ứng với hệ Devon và Cacbon. Sinh vật kỷ Cacbon đã mất dần các yếu tố cổ xưa, xuất hiện và phát triển nhiều yếu tố mới. Ngay từ trước khi bắt đầu kỷ Cacbon hàng loạt những dạng sinh vật đặc trưng cho các kỷ trước đã bị tiêu diệt. Trong kỷ Cacbon phát triển phong phú thực vật trên cạn của ngành dương xỉ. Chính vì sự phát triển phong phú thực vật mà trong kỷ Cacbon đã hình thành những khu rừng rậm, là cơ sở để hình thành các khoáng sản than đá lớn. Lưỡng cư tiếp tục phát triển và phong phú hơn so với Devon, xuất hiện các đại biểu đầu tiên của lớp bò sát.

Trên thế giới hiện nay không có sự thống nhất về phân chia địa tầng hệ Cacbon, theo thang địa tầng quốc tế hệ Cacbon được chia thành 2 hệ là Cacbon sớm và muộn. Tuy nhiên ở Mỹ lại chia thành hai hệ là Pennsylvanian và Mississippian. Tại Hội nghị địa chất quốc tế 1960 đã quyết định coi các hệ Pennsylvanian và Mississippian ngang hàng với các nấc của thang địa tầng quốc tế (xem hình 8.15).

Trong kỷ Cacbon ranh giới biển và lục địa biến đổi theo hướng tăng dần diện tích lục địa. Ở đầu kỷ biển tiến ngập nhiều phạm vi của lục địa và từ giữa kỷ biển rút dần và đến cuối kỷ thì đạt mức biển lùi cực đại của Cacbon. Hiện tượng phát triển rầm rộ thực vật trên cạn ở kỷ Cacbon là một sự kiện có ảnh hưởng rất lớn đối với sự thay đổi hoàn cảnh cổ địa lý trên bề mặt vỏ Trái Đất. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Cacbon được thể hiện trong hình 8.6 và hình 8.7.



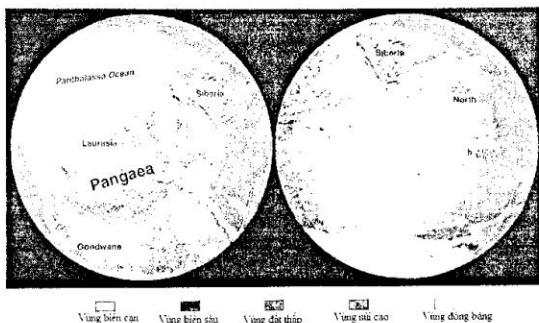
Hình 8.6. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Cacbon sớm



Hình 8.7. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Cacbon muộn

8.2.6. Kỳ Pecmi (Permian Period)

Pecmi là kỷ cuối cùng của nguyên đại Paleozoi, kéo dài từ 299 triệu năm đến 251 triệu năm cách ngày nay. Tên của hệ Pecmi do nhà địa chất người Anh Murchison đề nghị 1841 dựa vào vùng Pecmi ở Nam Uran, nơi có mặt cắt nghiên cứu. Thế giới sinh vật kỷ Pecmi mang nhiều đặc tính chung gần giống với sinh vật kỷ Cacbon, tuy nhiên có nhiều tính mới thể hiện ở sự xuất hiện cả động vật và thực vật trên cạn. Trong kỷ này điều kiện địa lý tự nhiên thay đổi sâu sắc, trong thời gian nửa sau của kỷ biển lùi xa khỏi phạm vi nhiều lục địa. Hoạt động núi lửa mạnh mẽ ở đại Thái Bình Dương. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Pecmi được thể hiện trên hình 8.8.

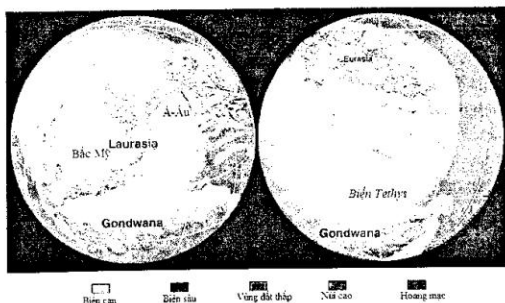


Hình 8.8. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Pecmi

8.3. GIAI ĐOẠN ĐẠI MESOZOIC (MESOZOIC ERA)

8.3.1. Kỳ Triass (Triassic Period)

Kỳ Triass là kỳ đầu tiên của nguyên đại Trung sinh (Mesozoi), kéo dài từ 251 triệu năm đến 199,6 triệu năm cách ngày nay do F. Anbecti phân định năm 1834 dựa vào loạt trầm tích ở vùng trung tâm nước Đức, hệ Triass bao gồm một loạt ba thành phần, phân biệt từ dưới lên trên về đặc điểm trầm tích (do đó tên của hệ gọi là Triass có nghĩa là 3 phần). Kỳ Triass lục địa được mở rộng rất đáng kể, trên đó phổ biến chế độ khí hậu rất khô hạn. Ở các lục địa khô nóng, hiếm hoi nước ngọt, cũng như trong nước biển rìa lục địa thường có độ mặn cao hơn mức bình thường đã diễn ra một trong những bi kịch lớn nhất đối với lịch sử thế giới sinh vật.



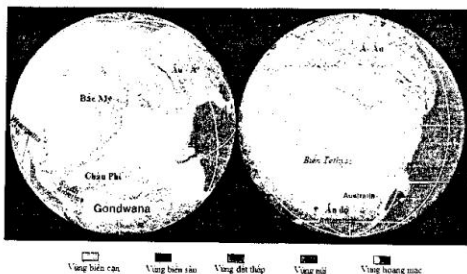
Hình 8.9. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Triass

Năm 1893, sử dụng các mẫu vật hóa thạch từ dãy núi Alps và Châu Phi, Eduard Suess đã đề xuất một thuyết rằng một biển nội địa nông đã từng giữa Laurasia và Gondwana. Ông đặt tên nó là "*Tethys sea*" theo tên gọi của Nữ thần biển trong thần thoại Hy Lạp là Tethys.

Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Triass được thể hiện trên hình 8.9.

8.3.2. Kỳ Jura (Jurassic Period)

Kỳ Jura dài khoảng 58 triệu năm từ 199,6 triệu năm đến 145,5 triệu năm cách ngày nay. Kỳ Jura do nhà địa chất Pháp Bronhia phân định năm 1829, tên hệ dựa theo dãy núi Jura ở biên giới Pháp - Thụy Sĩ. Trong biển của Jura phổ biến cả động vật không xương sống và động vật có xương sống. Trên lục địa của kỳ Jura nhiều động vật có xương sống, nhất là bò sát phát triển phong phú, đặc biệt là loài khủng long. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Jura được thể hiện trong hình 8.10.



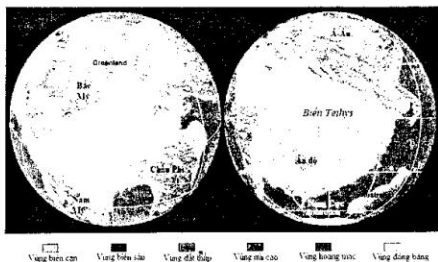
Hình 8.10. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Jura

Trong kỳ Jura (150 Ma), Cimmerica cuối cùng va chạm với lục địa Laurasia. Nơi nó ngừng lại, đáy đại dương dưới nó oằn xuống, tạo thành rãnh biển Tethys. Mực nước dâng lên và phía Tây Tethys che phủ nông các phần đáng kể của Châu Âu. Vào cùng khoảng thời gian đó, lục địa Laurasia và Gondwana bắt đầu trôi dạt ra xa nhau, tạo thành Đại Tây Dương giữa chúng. Trong khoảng thời gian giữa kỳ Jura và kỳ Creta (100 Ma), Gondwana bắt đầu tách ra, đẩy châu Phi và Ấn Độ về phía Bắc, ngang qua Tethys và tạo thành Ấn Độ Dương. Do các khối đất khổng lồ này ép nó từ mọi phía, nên cho tới Hậu Miocen (15 Ma), đại dương Tethys liên tục bị co hẹp lại, trở thành biển Tethys (thứ hai).

8.3.3. Kỳ Creta (Cretaceous Period)

Kỳ Creta tiếp sau Jura, kéo dài từ 144,5 triệu năm đến 65,5 triệu năm cách ngày nay. Tên của kỳ có nghĩa là phấn, do trong kỳ này phổ biến trầm tích phấn trắng. Hệ này do Omaliut Aloy (Bi) đề xuất năm 1822. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất được thể hiện trong hình 8.11.

Trong quá khứ ở thời kỳ kỷ Creta về thăm họa do một thiên thạch có đường kính gần 10km va vào Trái Đất làm cho các mảnh vụn và bụi bắn tung lên bầu khí quyển khiến cho ánh sáng Mặt Trời không thể chiếu xuống được Trái Đất trong hàng ngàn năm (Trái Đất lúc này hoàn toàn là màn đêm trong suốt hàng ngàn năm). Một số nhóm sinh vật bị tuyệt chủng cách đây 65 triệu năm dường như đã biến mất đột ngột, trong đó nổi bật nhất là sự tuyệt chủng của loài Khủng long. Năm 1991, các nhà khoa học đã phát hiện hố thiên thạch này, rộng 190 km, sâu 32km, bị chôn vùi dưới bán đảo Yucatan ở Mêhicô. Được đặt tên là Chicxulub theo ngôi làng cạnh đó, hố thiên thạch này nằm cạnh bờ biển phía Bắc của Yucatan, ngay mồn nước và nó đã gây ra những đợt sóng thần khủng khiếp qua vịnh Mêhicô. Nhiều vụ núi lửa phun trào đã xảy ra cùng lúc đó, như đã từng xảy ra với vụ tuyệt chủng cách đây 250 triệu năm. Tuy nhiên vấn đề này đã và đang được các nhà khoa học tiếp tục nghiên cứu để làm sáng tỏ.



Hình 8.11. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Creta

Ngày nay, Ấn Độ, Indonesia và Ấn Độ Dương che phủ khu vực trước đây là đại dương Tethys, còn Thổ Nhĩ Kỳ, Iraq, Tây Tạng, Đông Dương nằm trên Cimmeria. Cái đã từng là biển Tethys trở thành Địa Trung Hải. Các dấu tích còn lại khác là Biển Đen, biển Caspi và biển Aral (thông qua nhánh nội địa cũ được biết đến như là Paratethys). Phần lớn đáy của đại dương Tethys biến mất dưới Cimmeria và Laurasia. Con người chỉ biết tới việc Tethys đã tồn tại là nhờ các nhà địa chất như Suess đã tìm thấy các hóa thạch của các sinh vật sinh sống trong lòng đại dương có trong các lớp đá tại dãy núi Himalaya. Vì thế, người ta biết rằng các lớp đá này đã từng nằm dưới nước, trước khi thềm lục địa Ấn Độ bắt đầu bị đẩy lên khi nó va mạnh vào Cimmeria. Người ta cũng có thể thấy các chứng cứ địa chất tương tự trong kiến tạo sơn Alps của Châu Âu, nơi mà chuyển động của mảng Châu Phi đã nâng dãy núi Alps lên.

8.4. GIAI ĐOẠN ĐẠI CENOZOI (CENOZOIC ERA)

Đại Cenozoi là đại mới nhất trong lịch sử Trái Đất gồm ba kỷ là Paleogen, Neogen và Đệ tứ.

8.4.1. Kỷ Paleogen

Tên gọi Paleogen nhằm thể hiện tính chất cổ xưa của thế giới sinh vật trong kỷ (Pelcos tiếng Hy Lạp là cổ xưa, genos là sinh), thời gian kéo dài từ 65,5 triệu năm đến 23 triệu năm cách ngày nay. Trong kỷ Paleogen sinh vật phát triển phong phú và toàn diện, những nhóm quan trọng nhất là nguyên sinh động vật và ngành thân mềm trong động vật ở biển, lớp có vú và thực vật hạt kín trên lục địa. Đặc biệt là sự phát triển và tiến hóa nhanh chóng của động vật có vú đã có ý nghĩa rất lớn trong lịch sử phát triển của thế giới sinh vật và có ý nghĩa đối với việc nghiên cứu lịch sử phát triển địa chất.

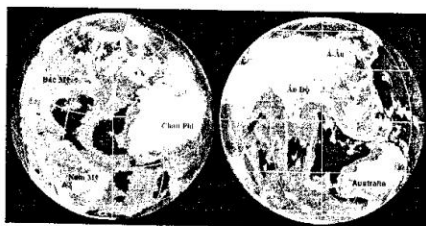
Đặc điểm đáng kể của Paleogen là trong kỷ đã diễn ra quá trình biến tiến lớn, so với hiện nay thì khí hậu vào thời kỳ Paleogen ấm hơn.

8.4.2. Kỷ Neogen

Tên gọi Neogen phản ánh tính chất mới của thế giới sinh vật so với các kỷ trước (Neo: mới). Sự gần gũi của sinh vật kỷ Neogen với hiện nay không những thể hiện trong thành phần giống loài mà cả trong sự phân bố địa lý. Thế giới sinh vật của kỷ Neogen phân biệt khác hẳn Paleogen, trước hết là ở thành phần, tính chất của lớp có vú, ngoài ra thực vật cũng phát triển phong phú và gần gũi với hiện nay. So với Paleogen thì khí hậu của Neogen lạnh hơn hẳn. Đặc điểm cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ Neogen được thể hiện trong hình 8.12 và hình 8.13.



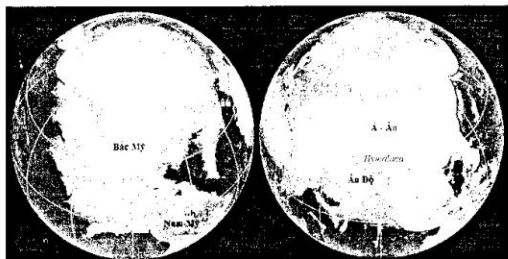
Hình 8.12. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Eocen



Hình 8.13. Sơ đồ cổ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ Miocen

8.4.3. Kỷ Đệ tứ

Kỷ Đệ tứ được xác lập năm 1829 theo đề nghị của Đênuai, một nhà địa chất người Bỉ. Thời gian thành tạo các hệ Đệ tứ (kỷ Đệ tứ) rất ngắn ngủi so với các kỷ trước, chỉ khoảng hơn 2 triệu năm, từ 2.6 triệu năm đến hiện tại. Tuy thời gian không dài nhưng kỷ Đệ tứ đã có những sự kiện rất quan trọng, đó là sự xuất hiện và tiến hóa của con người và hiện tượng đóng băng trên lãnh thổ bao la của vỏ Trái Đất. Đặc biệt hoạt động phun trào magma tạo nên các vùng đá bazan Đệ tứ trên lãnh thổ Việt Nam rất phong phú. Bằng chứng mới nhất là vào năm 1923, sau một trận động đất ở ven biển Nam Trung Bộ đã xuất hiện đảo được hình thành do tro núi lửa. Đảo này chỉ tồn tại khoảng 6 tháng, sau đó bị san bằng. Hiện nay đảo này chỉ còn lại là một đảo ngầm dưới mặt nước biển khoảng 20m. Sơ đồ cổ địa lý của vỏ Trái Đất trong thời kỳ đệ tứ cho đến ngày nay được thể hiện trong hình 8.14.



Hình 8.14. Sơ địa lý các lục địa và đại dương của vỏ Trái Đất thời kỳ đệ tứ

8.5. SƠ LƯỢC VỀ THANG ĐỊA TẦNG QUỐC TẾ

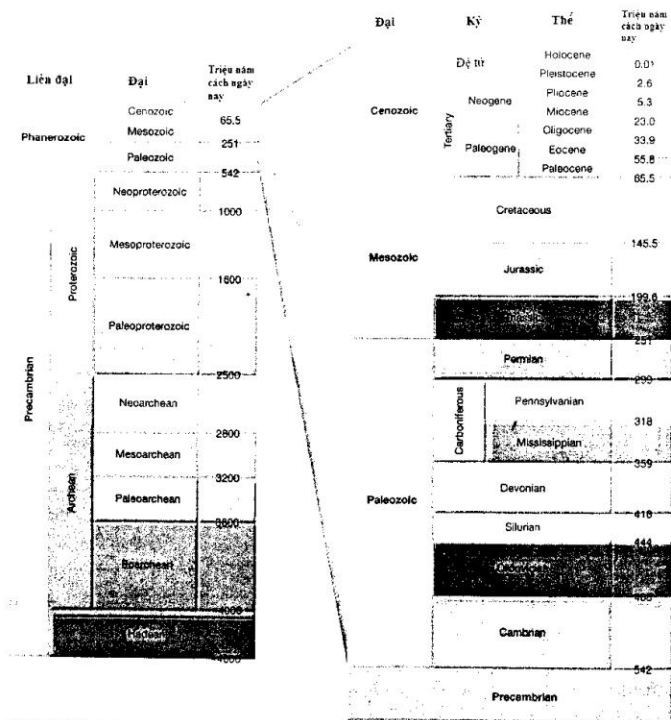
Thang địa tầng quốc tế, còn gọi là thang địa tầng duy nhất được xây dựng dựa trên cơ sở của sự phân chia các giai đoạn của lịch sử phát triển vỏ Trái Đất. Hội nghị địa chất quốc tế lần thứ VIII năm 1900 ở Paris dựa trên cơ sở quyết định của Hội nghị lần thứ II (1881) ở Bolonho (Ý) đã thông qua một hệ thống cấp bậc phân chia địa tầng và tuổi địa chất tương ứng với các hàng phân vị sau đây (hình 8.15):

Liên đại (Eon): đó là phân vị chính thức có cấp bậc cao nhất của địa thời, kể trên đại, tương đương với liên giới của thời địa tầng. Liên đại Phanerozoï gồm các đại Peleozoï, Mesozoï, Kainozoï (Cenozoï).

Đại (Era): Phân vị chính thức, cấp thấp hơn liên đại, tương ứng thời gian tích tụ các thành tạo địa chất của một giới. Ví dụ như đại Pleozoï, đại Mesozoï, đại Kainozoï. Mỗi đại được chia thành hai hay nhiều kỷ.

Kỳ (Period): Phân vị địa thời dưới đại và trên thế trong thang địa thời. Các đá thành tạo trong thời gian này tương đương với hệ. Đây là phân vị địa thời cơ bản của thang địa thời quốc tế. Tuy nhiên thuật ngữ không dùng chính thức để chỉ một độ dài thời gian, như thời kỳ băng hà.

Thế (Epoch): Phân vị địa thời chính thức, lớn hơn kỳ và ngắn hơn kỳ, phân vị địa tầng tương ứng là thống của thời địa tầng.



Hình 8.15. Thang địa tầng quốc tế

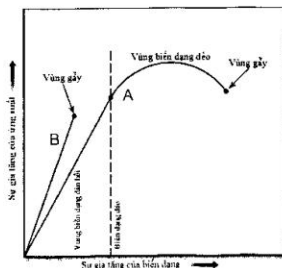
Chương 9

QUÁ TRÌNH BIẾN DẠNG ĐÁ VÀ CẤU TẠO ĐỊA CHẤT

Như chúng ta đã biết, ngoài thực tế các loại đất đá của vỏ Trái Đất có thể bị phong hóa và trở thành sản phẩm của quá trình trầm tích xảy ra trên bề mặt Trái Đất ngay gần bề mặt đất. Vỏ Trái Đất cũng có thể bị biến đổi theo các cách khác do có lực tác dụng. Những lực này nâng các đá lên một vị trí mà ở đó đá sẽ bị quá trình phong hóa, bào mòn theo chu trình chung của Trái Đất - chu trình đá (vòng tuần hoàn đá). Để nghiên cứu biến dạng của vỏ Trái Đất, trước tiên chúng ta nghiên cứu về ứng suất và biến dạng và chúng ta sẽ thấy rằng đá sẽ có hành vi như một vật liệu đàn hồi, dẻo hay giòn. Nếu đá bị biến dạng, nó sẽ thể hiện qua một số cấu trúc đặc trưng: nếp uốn, khe nứt, đứt gãy.

9.1. ỨNG SUẤT VÀ BIẾN DẠNG (TRESSS AND STRAIN)

Lực tác dụng vào vật liệu và làm thay đổi kích thước của vật liệu gọi là áp lực. Thông thường người ta sử dụng thuật ngữ ứng suất thay cho áp lực, ứng suất là lực tác dụng trên một đơn vị diện tích. Hệ quả ứng suất tác dụng lên vật liệu gọi là biến dạng. Đó là tỉ số biến đổi về chiều dài, chiều rộng hay chiều cao. Người ta thường vẽ đồ thị ứng suất - biến dạng (hình 9.1). Đối với một số vật liệu thì biến dạng tăng theo tỉ lệ thuận với ứng suất. Nếu dỡ tải đi, biến dạng sẽ trở về 0. Biến dạng đó gọi là *biến dạng đàn hồi*. Nếu tiếp tục tăng ứng suất, *điểm uốn (yield point)* sẽ xuất hiện và ở bên kia điểm uốn cho dù ta dỡ tải hoàn toàn, vật liệu cũng không thể trở về kích thước và hình dạng ban đầu được, đó là biến dạng dẻo.

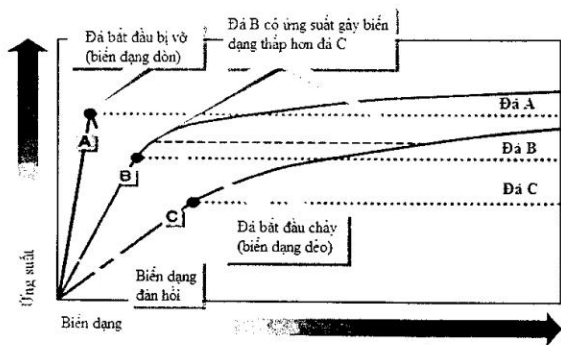


Hình 9.1. Biểu đồ ứng suất - biến dạng (theo Hooke's law)

Nếu một khối đá chịu tác dụng của ứng suất tăng dần thì chúng sẽ trải qua ba giai đoạn biến dạng kế tiếp nhau, bắt đầu là sự biến dạng đàn hồi, tiếp sau là biến dạng dẻo, nếu ứng suất tiếp tục tăng vượt quá giới hạn của biến dạng đàn hồi hoặc biến dạng dẻo thì đá sẽ bị phá hủy nứt nẻ, giai đoạn đá bị nứt nẻ gọi là biến dạng phá hủy.

Biến dạng đàn hồi có tính chất thuận nghịch; khi có ngoại lực tác dụng đá bị biến dạng, nhưng nếu dỡ tải (ngoại lực thôi tác dụng) thì khối đá sẽ hồi phục trở về trạng thái ban đầu. Vì tính chất thuận nghịch, biến dạng đàn hồi là biến dạng không thường trực, không lưu lại đặc điểm biến dạng trong đất đá. Biến dạng dẻo không có tính chất thuận nghịch; sau khi ngoại lực thôi tác dụng các đặc điểm biến dạng vẫn được lưu giữ trong đá thể hiện bằng sự thay đổi về hình dạng và/hoặc kích thước của khối đá. Biến dạng dẻo làm cho các lớp đá bị uốn cong, hình thành các nếp uốn, tạo ra các cấu tạo phân phiến, phân dải. Biến dạng phá hủy là biến dạng làm mất tính liên tục trong khối đá bằng cách tạo ra các khe nứt, các phá hủy đứt gãy. Biến dạng phá hủy cũng là biến dạng thường trực trong đá; làm cho các lớp đá bị nứt nẻ, xô dịch, tạo ra các hệ thống khe nứt và đứt gãy trong các tầng đất đá trong vỏ Trái Đất.

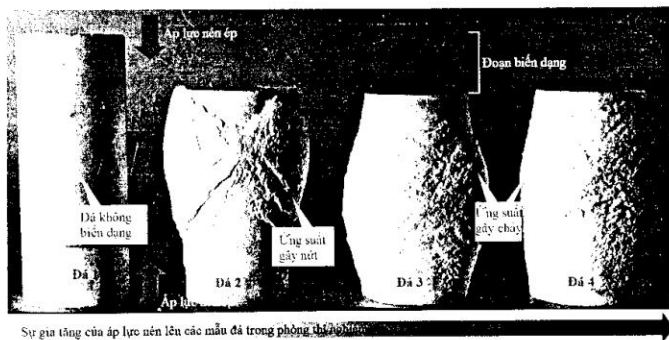
Quá trình biến dạng các đá trong vỏ Trái Đất dưới tác dụng ngoại lực, chủ yếu là lực kiến tạo do chuyển động kiến tạo là một quá trình rất phức tạp. Đặc điểm biến dạng của đá phụ thuộc vào nhiều yếu tố, bao gồm đặc điểm thành phần thạch học và kiến trúc của đá, điều kiện nhiệt độ áp suất trong quá trình biến dạng, độ lớn của ứng suất kiến tạo tác dụng, thời gian và tốc độ tác dụng.



Hình 9.2. Biểu đồ ứng suất và biến dạng của một số loại đá

Độ bền của đá: đá có độ bền, độ bền là ứng suất giới hạn mà đá có thể chịu đựng được và không bị phá hủy do nứt vỡ hay chảy dẻo.

Có vài độ bền khác nhau do phản ứng của chúng khác nhau dưới tác dụng của các ứng suất khác nhau. Thí nghiệm trong phòng cho độ bền kháng nén, độ bền cắt và độ bền kéo (tương ứng với các loại ứng suất trên) (hình 9.2, hình 9.3). Những thí nghiệm này cho thấy đá có độ bền kháng kéo nhỏ hơn kháng nén. Ở một độ sâu nhất định trong vỏ Trái Đất, ứng suất của các lớp đất đá nằm phía trên gọi là ứng suất địa tĩnh, các ứng suất hông thì đều nhau theo mọi hướng tương tự như áp suất thủy tĩnh ở độ sâu khá lớn trong đại dương. Đá dòn không phá hủy thông thường theo kiểu vỡ vụn mà lại chảy dọc theo một số mặt phẳng trượt không rõ ràng. Phá hủy kéo xảy ra ở gần mặt đất, không xảy ra dưới sâu. Độ bền nén của đá dòn lớn hơn độ bền kéo 30 lần.



Hình 9.3. Biến dạng của một số loại đá

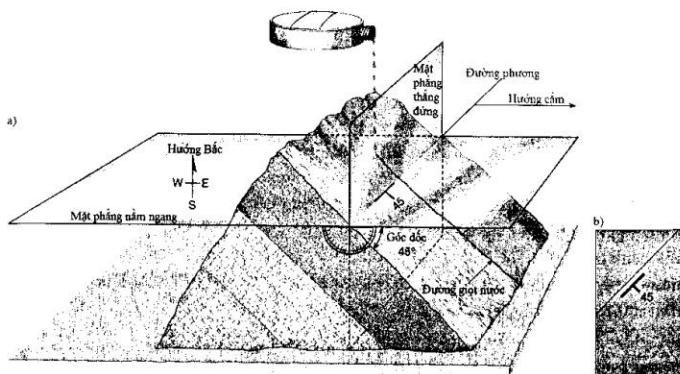
Nghiên cứu phản ứng của một khối đá đối với ứng suất theo nhiệt độ và độ sâu cho thấy: đá ở độ sâu sẽ phản ứng lại bằng cách chảy trước khi phá hủy; trong đó đá ở gần mặt đất sẽ bị gãy. Ứng suất ở gần mặt đất khác với ứng suất dưới sâu, ở đó nhiệt độ và áp suất tăng lên rất cao. Thông thường, ở nhiệt độ cao thì đá trở nên yếu hơn ở nhiệt độ thấp. Nếu đá được bao quanh bởi các áp lực hông bằng nhau thì độ bền của đá tăng. Như vậy, áp lực làm tăng độ bền và nhiệt độ gây suy yếu đá. Các đá khác nhau có độ bền nén khác nhau. Đá dòn, cứng chắc như đá cát kết có độ bền khác với sét và phiến sét. Xét về qui mô địa phương thì vỏ Trái Đất sẽ phản ứng lại hiện tượng tăng hay giảm khối lượng. Quá trình này gọi là đẳng tĩnh.

9.2. CÁC CẤU TRÚC ĐỊA CHẤT SINH RA DO BIẾN DẠNG ĐỀU

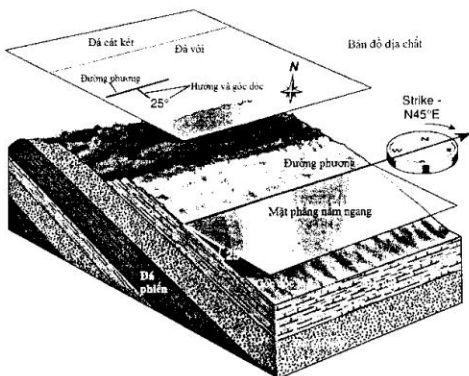
Địa chất kiến trúc (địa chất cấu tạo) nghiên cứu những khối đá bị biến dạng, hình dạng các khối đá và ứng suất gây ra biến dạng. Đá trầm tích và đá magma phun trào gần như nằm ngang. Nếu các lớp này nghiêng, uốn nếp hay đứt gãy, điều này chứng tỏ rằng

lớp vỏ Trái Đất tại vị trí đó bị biến dạng. Thông thường, hiện tượng phong hóa, xói mòn sẽ bóc bỏ vài kilômét lớp trên cùng của vỏ Trái Đất và các cấu trúc dưới sâu sẽ xuất hiện. Cấu trúc sinh ra do biến dạng dẻo là nếp uốn.

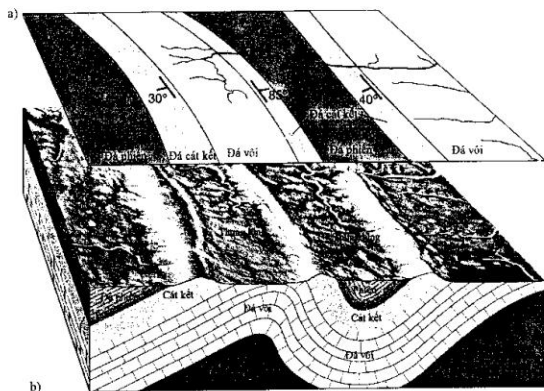
Để nghiên cứu cấu trúc, những nhà địa chất thường mô tả phương của các mặt phẳng thông qua các thông số như góc cắm và đường phương (hình 9.4). Góc cắm và đường phương có thể được mô tả dễ dàng nếu chúng ta chọn một tầng đá làm chuẩn. Nếu lớp đá không nằm ngang thì góc tạo bởi giữa lớp đá và đường nằm ngang là độ lớn của góc cắm. Phương của góc cắm là phương có trị số nghiêng cực đại (vuông góc với đường phương). Đường phương là hướng, phương hay những đường nằm ngang trên một lớp đá nghiêng hay cấu trúc nghiêng. Những đường nằm ngang là con số vô hạn và chúng luôn luôn song song, vì vậy chúng luôn cùng phương với nhau. Nếu một lớp đá nằm nghiêng thì chúng sẽ bị biến mất dưới mặt đất ở một vị trí này nhưng lại xuất hiện ở một vị trí khác nhờ hiện tượng phong hóa và xói mòn lộ ra bề mặt. Đặc điểm định hướng trong không gian của đường phương được xác định bằng *góc phương vị đường phương*, là góc giữa phương Bắc địa lý với một hướng của đường phương thuận theo chiều kim đồng hồ. Một đường phương có hai giá trị góc phương vị hơn kém nhau 180° . *Hướng dốc* là yếu tố biểu thị hướng nghiêng của lớp. *Đường hướng dốc* nằm trên mặt lớp, vuông góc với đường phương và theo chiều xuôi xuống dưới. Vị trí của đường hướng dốc được xác định bằng góc phương vị hướng dốc và góc dốc (α) của nó. Khi khảo sát các cấu tạo địa chất ngoài thực địa, các nhà địa chất sử dụng địa bản địa chất để đo các yếu tố thể nằm của cấu tạo.



Hình 9.4. Các yếu tố thể nằm của cấu tạo địa chất
a) Trên điểm lộ; b) Trên bản đồ



Hình 9.5. Biểu thị các thể nằm của đá trên thực tế và bản đồ địa chất



Hình 9.6. Thể nằm của cấu trúc nếp uốn thể hiện trên bản đồ và ngoài thực tế
a) Thể hiện trên bản đồ; b) Sơ đồ khối

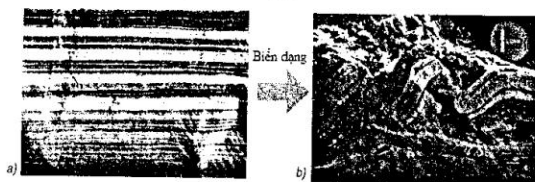
Nếp uốn là cấu trúc thường thấy của biến dạng dẻo. Chúng sinh ra do ứng suất nén, kích thước đi từ các vi uốn nếp, chỉ quan sát ở kính hiển vi và cho đến các nếp uốn không lồ có chiều dày vài ngàn mét, trên một chiều dài khi nếp uốn xuất hiện dưới dạng một cấu tạo đơn độc và thường đi kèm với các cấu tạo khác có cùng nguồn gốc. Ở một số khu vực, các lớp đá trầm tích hơi bị uốn cong, nhưng ở nơi khác thì các nếp uốn

thường đi kèm với hiện tượng tạo núi và do đó chúng bị biến dạng mạnh mẽ. Sự khác biệt của các loại nếp uốn phụ thuộc vào ứng suất gây ra biến dạng có quan hệ với độ bền của đá và phụ thuộc vào nhiệt độ và áp suất nén ép trong suốt quá trình biến dạng. Hai loại nếp uốn cơ bản là nếp lồi và nếp lõm.

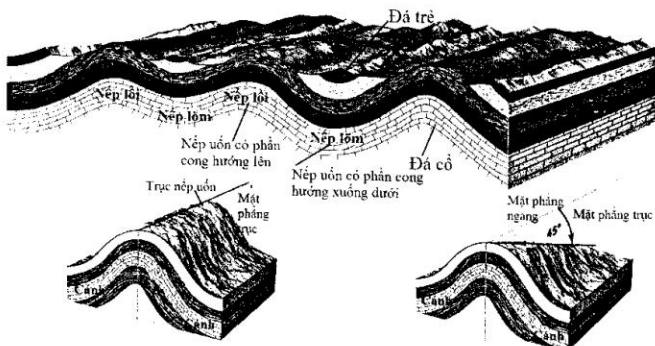
Các tầng đá có cấu trúc dạng vòm gọi là nếp lồi. Hai bên của nếp uốn gọi là cánh. Thông thường hai cánh chui về hai phía khác nhau. Mặt phẳng chia nếp uốn ra làm hai phần bằng nhau gọi là mặt trục. Trục của nếp lồi là phương của một đường thẳng về trên mặt phân lớp và song song với giao tuyến giữa mặt lớp và mặt trục. Đa số các nếp lồi có trục nằm nghiêng. Góc cắm của trục là phần chìm của nếp uốn.

Hiện tượng xói mòn giúp chúng ta dễ quan sát nếp lồi. Sau khi bị xói mòn, nếp uốn để lộ ra đá già nhất nằm ở phần nhân của nếp lồi và đá trẻ nằm ở hai cánh.

Ngược lại với nếp lồi là nếp lõm, hai cánh của nếp lõm chui về hướng của trục trung tâm. Quan sát nếp lõm dễ nhất là ở vùng núi, ở đó các tầng đá được lộ ra bởi sự xói mòn, đá trẻ nằm ở tâm và về hai phía đá càng già đi.

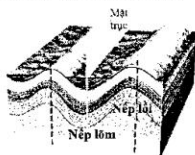


Hình 9.7. Đá trước và sau khi bị biến dạng uốn nếp
a) Đá trước khi uốn nếp; b) Đá sau khi biến dạng, uốn nếp.

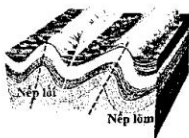


Hình 9.8. Các yếu tố của nếp uốn

a) Nếp uốn đối xứng: nếp uốn có mặt trục thẳng đứng, hai cánh nghiêng về hai phía với góc dốc khác nhau



b) Nếp uốn không đối xứng: nếp uốn có độ dốc các cánh không bằng nhau so với mặt trục

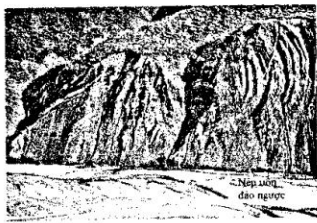
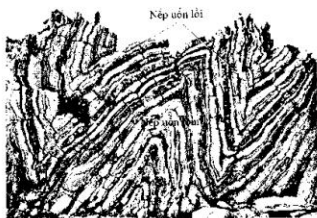
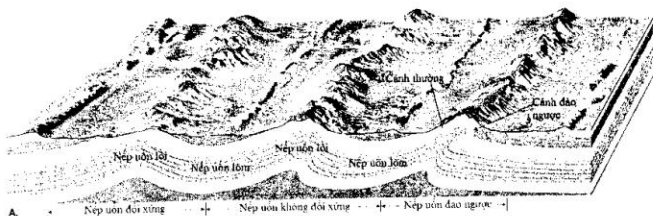


c) Nếp uốn đảo: nếp uốn có các cánh bị nghiêng 90° . Trật tự các tầng bị đảo ngược



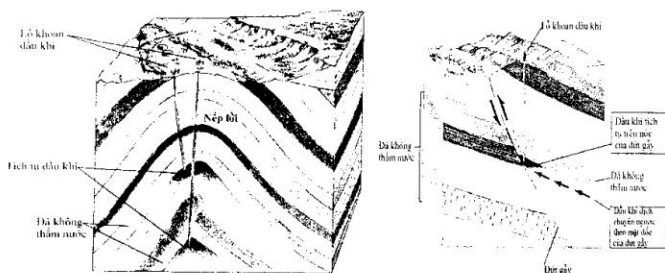
Hình 9.9. Ví dụ về nếp uốn vòm (dome):

a) Nếp uốn đối xứng; b) Nếp uốn không đối xứng; c) Nếp uốn đảo



Hình 9.10. Nếp uốn đảo ngược

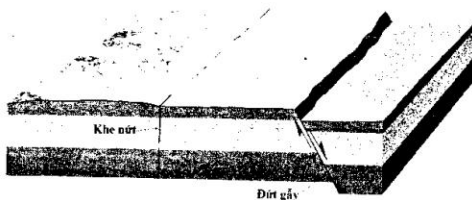
- Nếp uốn lồi là điều kiện thích hợp cho việc thành tạo tích tụ các bể chứa dầu khí (hình 9.11), vì vậy trong tìm kiếm dầu khí đặc điểm uốn nếp của đất đá được quan tâm.



Hình 9.11. Một số bể chứa dầu khí trong các nếp uốn và đứt gãy

9.3. CẤU TRÚC SINH RA DO BIẾN DẠNG DÒN

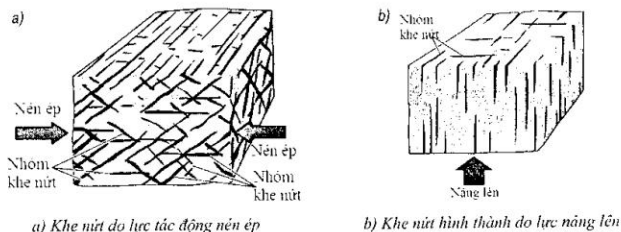
Khi ứng suất trong đá vượt quá giới hạn độ bền của đá thì các đá bị biến dạng phá hủy. Biến dạng phá hủy là biến dạng dòn, làm mất tính liên tục trong liên kết của khối đá. Một khối đá bị gãy, dọc theo chỗ gãy, hai nửa khối đá có thể chuyển động tương đối với nhau hoặc đứng yên. Nếu không có chuyển động, chỗ gãy đó gọi là *khe nứt*, nếu có chuyển động gọi là *đứt gãy*.



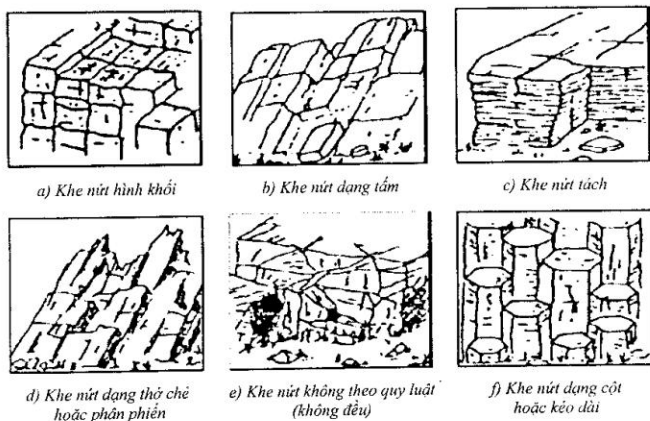
Hình 9.12. Hình thái thể hiện của khe nứt và đứt gãy

9.3.1. Khe nứt

Khe nứt là biến dạng phá hủy không gây ra sự dịch chuyển (dịch chuyển không đáng kể) trong các lớp đá. Khe nứt xuất hiện trong mọi loại đá và đó là hình thái thường thấy nhất của đá trên bề mặt Trái Đất. Chúng thường xuất hiện thành từng nhóm và có thể cách nhau từ vài centimet đến vài mét. Theo quy luật, các khe nứt trong một nhóm thường song song hoặc gần song song với nhau nhưng các nhóm khe nứt lại phát triển theo các phương bất kỳ: ngang, thẳng đứng hay theo một góc bất kỳ (hình 9.13, hình 9.14).



Hình 9.13. Nhóm khe nứt hình thành liên quan với quá trình chuyển động kiến tạo nén ép (a) và nâng (b)



Hình 9.14. Một số nhóm khe nứt thường gặp

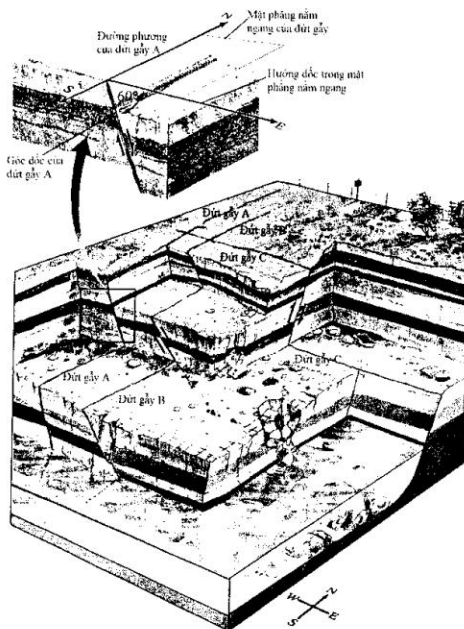
Đa số các khối đá bị chia cắt bởi hai nhóm khe nứt trở lên. Thông thường có hai nhóm khe nứt cắt nhau hình thành một góc vuông. Người ta gọi đó là hệ thống khe nứt. Một hệ thống khe nứt địa phương có thể xuất hiện trên phạm vi rộng hàng ngàn kilômét vuông trong một loại đá trên bề mặt Trái Đất. Các khe nứt được phân bố trong khối đá theo một quy luật nhất định. Ví dụ: cát kết và phiến sét có các khe nứt phân bố cách xa nhau.

Các nhóm khe nứt khác nhau trong một hệ thống khe nứt thường hình thành trong những thời gian khác nhau và trong các điều kiện khác nhau. Trong đá trầm tích, một nhóm khe nứt có thể được hình thành khi lớp đá dưới sâu bị nén bởi lớp nằm trên trong

suốt quá trình chôn vùi và cổ kết. Một nhóm khác có thể được hình thành do dãn tải trọng trong quá trình đá bị phong hóa, bóc mòn. Trong một số trường hợp khác, các khe nứt có thể hình thành do bị kéo căng. Một số nhóm khe nứt cũng có thể hình thành trong lúc đá magma nguội lạnh (khe nứt trong các cột bazan) và một số khác thì trong quá trình magma di chuyển.

9.3.2. Đứt gãy

Đứt gãy thể hiện biến dạng giòn, theo đó hai nửa khối đá chuyển động tương đối với nhau. Đứt gãy gồm có mặt, đường phương, góc dốc và hướng dốc của đứt gãy. Các yếu tố của đứt gãy thể hiện trong hình 9.15.



Hình 9.15. Hệ thống đứt gãy và các yếu tố của đứt gãy

Đứt gãy được phân loại dựa trên bản chất chuyển động của khối đá dọc theo đứt gãy. Nếu khối đá chuyển động về phía dưới, ta gọi đó là đứt gãy theo hướng dốc. Khối đá

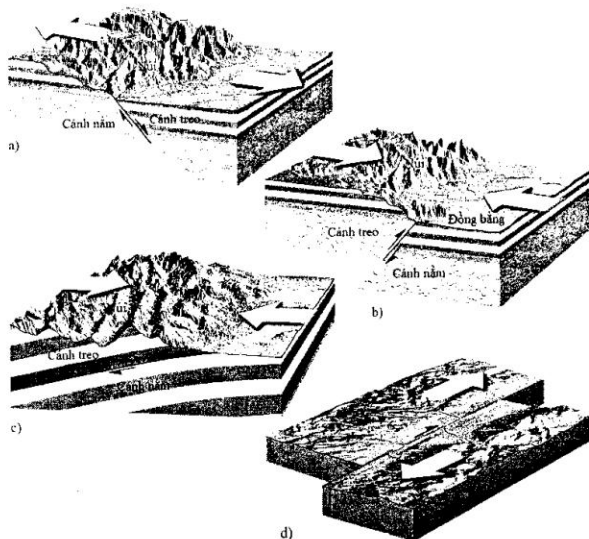
nằm trên gọi là cánh treo; khối nằm dưới gọi là cánh nằm. Người ta phân loại đứt gãy dựa trên chuyển động tương đối của các khối này.

Nếu cánh treo chuyển động xuống dưới so với cánh nằm, đứt gãy đó gọi là *đứt gãy thuận*. Cánh treo của đứt gãy dịch chuyển xuống phía dưới so với cánh nằm. Góc của mặt trượt thường từ $45-90^\circ$. Đứt gãy thuận sinh ra khi ứng suất thẳng đứng lớn hơn ứng suất nằm ngang và trong điều kiện vỏ Trái Đất bị kéo căng (hình 9.16a).

Đứt gãy nghịch, có mặt trượt nghiêng về phía (cánh) được nâng lên (tương đối); cánh treo chuyển động lên phía trên so với cánh nằm; có độ dốc của mặt trượt lớn hơn 45° . Đứt gãy nghịch được hình thành trong điều kiện nén ép của vỏ Trái Đất (hình 9.16b).

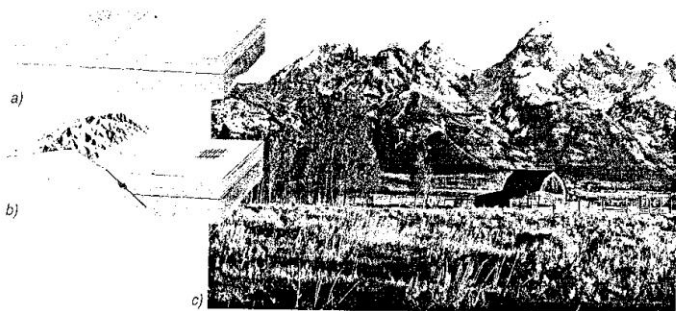
Đứt gãy nghịch chồm: đó là đứt gãy có góc dốc $\geq 45^\circ$, cánh treo trượt lên phía trên so với cánh nằm (hình 9.16c).

Đứt gãy trượt bằng là các đứt gãy có các cánh dịch chuyển theo phương nằm ngang. Hay nói cách khác, đó là đứt gãy có phương song song với phương của lớp đá mà nó cắt qua (hình 9.16d).



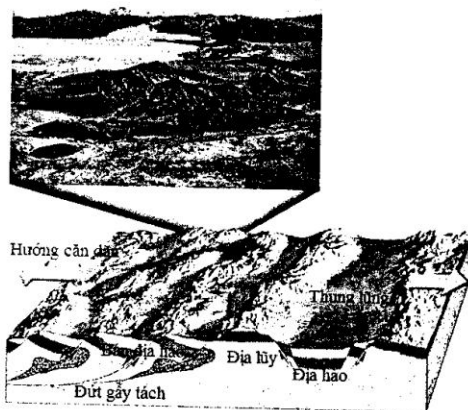
Hình 9.16. Một số loại đứt gãy thường gặp:

a) Đứt gãy thuận; b) Đứt gãy nghịch; c) Đứt gãy nghịch chồm; d) Đứt gãy trượt bằng

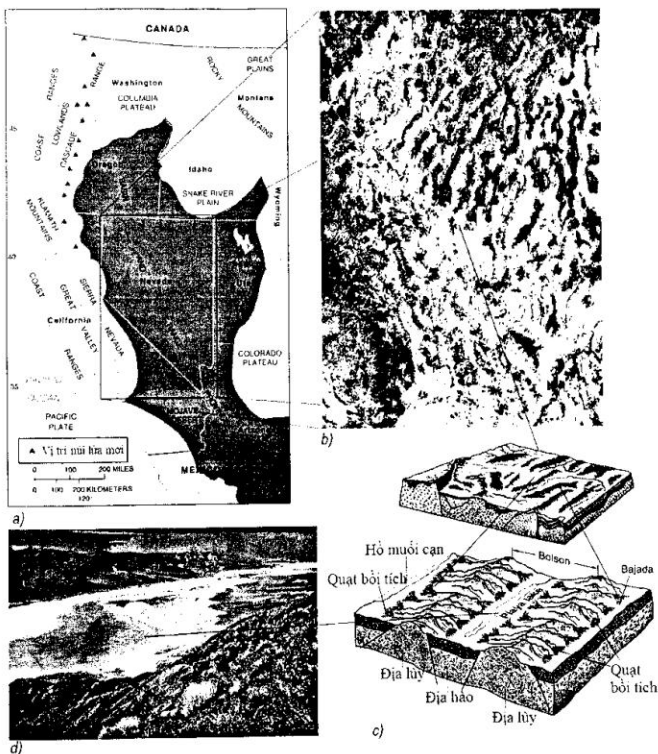


Hình 9.17. Dấu hiệu nhận biết đứt gãy trên bề mặt địa hình

Ngoài ra, những chuyển động của vỏ Trái Đất làm cho bề mặt của vỏ kéo căng sinh ra một loạt các đứt gãy thuận. *Địa hào* là cấu trúc tạo có dạng như máng kéo dài, được viền bao quanh bởi các đứt gãy thuận song song. Những đứt gãy này hình thành khi các khối đá ở đáy địa hào bị tụt xuống so với đá bên cạnh. *Địa lũy* là khối nhô cao có cấu tạo dạng kéo dài được viền bao quanh bởi các đứt gãy thuận (hình 9.18 và hình 9.19).



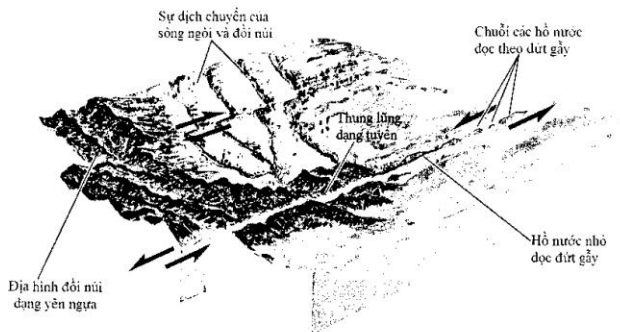
Hình 9.18. Địa hào và địa lũy



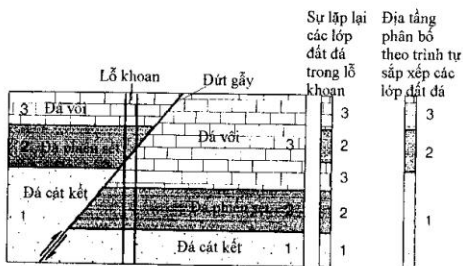
Hình 9.19. Cấu trúc địa lũy vùng Nevada (Mỹ)

a) Trên bình đồ; b) Ảnh thực tế; c) Cấu trúc khối - khối; d) Thung lũng địa hào.

Một số dấu hiệu nhận biết hoạt động của đứt gãy: những vết lộ của đá trên bề mặt Trái Đất cho phép chúng ta đánh giá các lực gây ra biến dạng ở sâu trong lòng đất. Đối với đứt gãy đang hoạt động, một số dấu hiệu nhận biết như: trên bề mặt địa hình có sự dịch chuyển tương đối của sông ngòi và đồi núi (hoặc dòng chảy đột ngột bị cắt dòng chảy), địa hình núi có các đồi dạng yên ngựa, thung lũng có cấu trúc dạng tuyến và xuất hiện một chuỗi các hồ liên tiếp trên một tuyến thẳng (hình 9.20). Ngoài ra để nhận biết đứt gãy, người ta cũng có thể dựa vào sự gián đoạn địa tầng trong lỗ khoan (hình 9.21).



Hình 9.20. Sự dịch chuyển của đứt gãy trượt bằng và những biểu hiện trên địa hình bề mặt đất



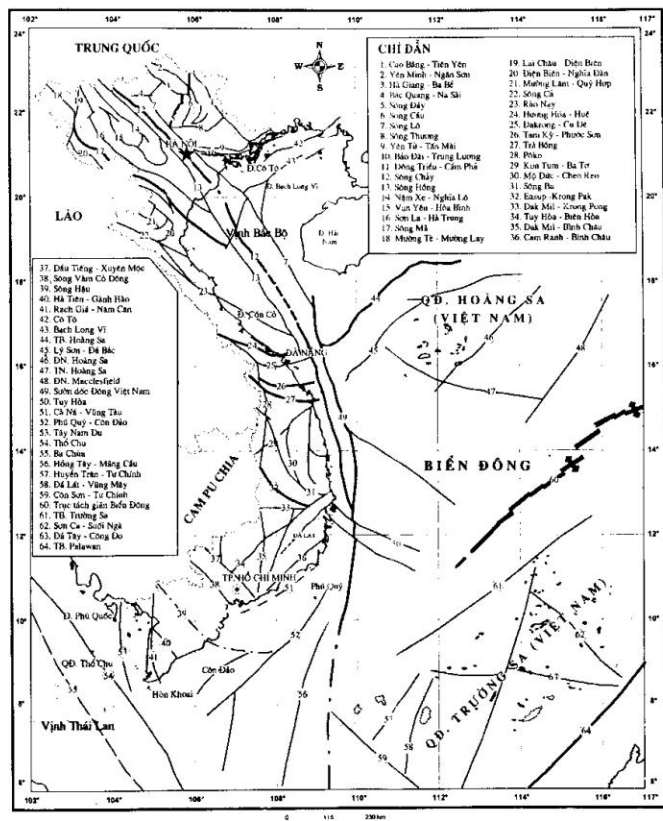
Hình 9.21. Gắn đoạn địa tầng trong lỗ khoan

9.4. SƠ LƯỢC ĐẶC ĐIỂM BIẾN DẠNG ĐỨT GỖ KIẾN TẠO Ở VIỆT NAM

Biến dạng kiến tạo ở Việt Nam diễn ra trong thời gian địa chất lâu dài, qua nhiều giai đoạn chồng chéo lên nhau tạo thành bình đồ kiến trúc phức tạp, ghi nhận qua các hiện tượng đứt gãy, uốn nếp... Trong khuôn khổ tài liệu này, tác giả chỉ nêu khái quát đặc điểm biến dạng của một số đơn vị kiến tạo mà chủ yếu là các đới đứt gãy chính.

Hệ thống đứt gãy chính trên lãnh thổ Việt Nam chủ yếu theo phương Tây Bắc - Đông Nam; Đông Bắc - Tây Nam, phương á kinh tuyến và á vĩ tuyến. Cấu trúc và đặc điểm biến dạng của hệ thống đứt gãy, các đới biến dạng chính ở Việt Nam được hình thành và phát triển trong giai đoạn cách nay hơn 3 triệu năm và giai đoạn kiến tạo Himalaya

liên quan với quá trình va chạm Ấn Độ - Á - Âu. Các đặc điểm cơ bản của đới đứt gãy và biến dạng chính ở Việt Nam được trình bày trên hình 9.22.



Hình 9.22. Sơ đồ hệ thống phân bố đứt gãy trên lãnh thổ Việt Nam [8]

Chương 10

HIỆN TƯỢNG ĐỘNG ĐẤT

10.1. KHÁI NIỆM VỀ ĐỘNG ĐẤT

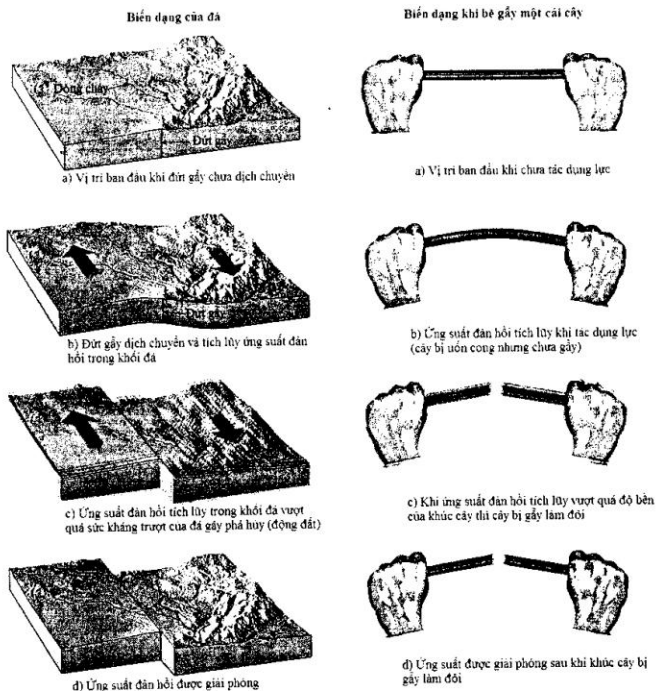
Động đất (địa chấn) là sự rung chuyển đột ngột của bề mặt Trái Đất kèm theo sự giải phóng năng lượng trong thạch quyển. Ngành khoa học nghiên cứu động đất là *Địa chấn học*. Động đất có thể có nhiều nguyên nhân, trong đó có ba loại động đất chính: *động đất do sụp đổ* các hang động ngầm dưới mặt đất; (loại động đất này thường chỉ làm rung chuyển một vùng hẹp); *động đất do núi lửa*, chủ yếu liên quan tới các hoạt động phun nổ của núi lửa; (loại động đất này cũng không mạnh lắm); *động đất kiến tạo* liên quan tới các đứt gãy kiến tạo, đặc biệt là các đứt gãy ở rìa các mảng thạch quyển. Động đất kiến tạo là loại động đất phổ biến nhất, có năng lượng lớn, gây ra tàn phá nặng nề nhất. Ngoài ra động đất có thể do các vụ nổ nhân tạo gây ra.

Hàng năm trên thế giới ước tính có khoảng 800.000 trận động đất, trong số đó có khoảng 100.000 trận con người có thể cảm nhận được và 100 trận gây ra tàn phá. Việt Nam nằm trong vùng có nguy cơ động đất trung bình của thế giới. Trong khoảng 100 năm trở lại đây đã xảy ra khoảng 120 trận động đất (trên cấp 3), trong đó có 2 trận động đất cấp VIII, 3 trận cấp VII và 32 trận cấp VI. Theo các kết quả thống kê của các nhà địa chấn, hàng năm trên toàn địa cầu xảy ra hơn 1 triệu trận động đất với các độ mạnh khác nhau, trong số đó có khoảng 100 ngàn trận động đất con người cảm nhận được, 100 trận động đất gây tác hại và chỉ 1 trận động đất gây thảm họa lớn, nghĩa là cứ *mười phút xảy ra một động đất*. Có thể nói động đất yếu xảy ra ở mọi nơi trên địa cầu, vì lòng đất không lúc nào yên tĩnh. Tuy nhiên động đất mạnh có khả năng gây thiệt hại chỉ tập trung trong những đới nhất định. Đó là những đới phân cách các địa khối đang vận động tương đối với nhau. Nói khác đi, nguy cơ động đất khác nhau đối với các vùng khác nhau. Và điều này cũng đúng đối với nguy cơ sóng thần, bởi vì sóng thần là "*sản phẩm phụ*" của những động đất mạnh trên biển và đại dương.

10.2. NGUỒN GỐC CỦA ĐỘNG ĐẤT

Các chuyển động đột ngột dọc theo các đứt gãy đều gây ra động đất. Nhưng tại sao có những trận động đất lớn gấp hàng triệu lần những trận động đất khác?. Tại sao cùng một nguồn năng lượng như nhau nhưng trường hợp này lại tạo ra hàng ngàn dịch chuyển với những chấn động nhỏ, trong khi ở trường hợp khác năng lượng chỉ giải phóng một lần để

tạo ra một trận động đất mạnh? Giả thuyết về *sức bật đàn hồi* đã giải thích các hiện tượng đó như sau: Nếu bề mặt đứt gãy không cho các cánh trượt lên nhau một cách dễ dàng, thì năng lượng sẽ tích lũy lại dưới dạng ứng suất đàn hồi trong các khối đá (hình 10.1). Đến khi ứng suất đàn hồi tích lũy được vượt quá sức kháng trượt của đứt gãy, sẽ xảy ra phá huỷ và chuyển động của các đá; năng lượng đàn hồi được giải phóng để trả các khối đá trở về trạng thái hình dạng ban đầu nguyên thủy của chúng. Sự giải phóng năng lượng đàn hồi này tạo ra động đất, tạo ra các sóng địa chấn lan truyền trong các đá của thạch quyển. Đồng thời sau động đất sẽ là các cơn dư chấn kéo dài.



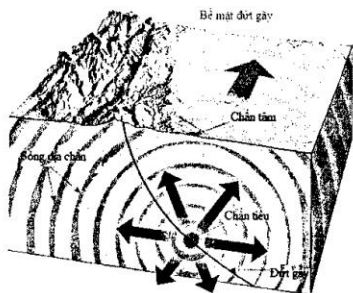
Hình 10.1. Mô hình tích lũy và giải phóng sức bật đàn hồi giải thích sự hình thành động đất (mô hình so sánh biến dạng của đá ở đứt gãy và biến dạng khi bẻ gãy một cành cây)

Những trận động đất mạnh có thể dẫn đến sự phân bố lại các ứng suất tại tâm và trong các tầng đá kề cận thuộc thạch quyển. Điều này có thể làm phát sinh những rung động ngầm lặp lại, tức những "sốc" kết thúc (hay còn gọi là dư chấn). Ví dụ: trận động đất ở Taskent năm 1966 có đến hơn 700 dư chấn.

Hầu hết động đất xảy ra trong các đá dòn của thạch quyển. Những độ sâu lớn, nhiệt độ và áp suất tăng cao, các đá trong những điều kiện đó sẽ biến dạng dẻo, biến dạng sẽ được lưu giữ thành biến dạng thường trực trong đá kể cả sau khi lực kiến tạo thôi tác dụng; ở những điều kiện đó năng lượng đàn hồi không được tích lũy, không có biến dạng phá hủy, không xuất hiện động đất. Như vậy, động đất là hiện tượng của những quyển ngoài dòn, nguội của Trái Đất.

10.3. CHÂN TIÊU VÀ CHÂN TÂM ĐỘNG ĐẤT

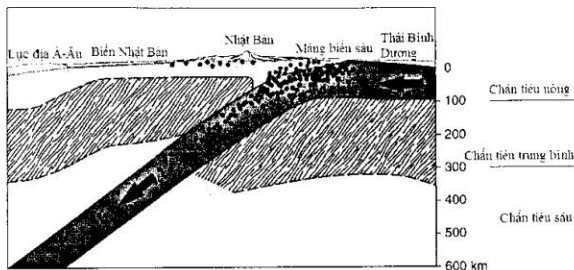
Chân tiêu (focus) và chấn tâm (epicenter) động đất. Chân tiêu (lò động đất; tâm trong) là nơi phát sinh động đất, nơi tập trung và giải phóng năng lượng cho động đất, nằm dưới mặt đất. Chấn tâm (tâm ngoài) là điểm chiếu thẳng đứng của chân tiêu lên mặt đất. Trên bề mặt Trái Đất, chấn động lớn nhất xảy ra ở chấn tâm và giảm dần khi đi xa về các phía. Nếu nối các điểm có cường độ động đất như nhau (cùng cường độ động đất) ta được các đường cong gọi là đường đẳng chấn (hình 10.2).



Hình 10.2. Chân tiêu, chấn tâm động đất và đường đẳng chấn của sóng địa chấn

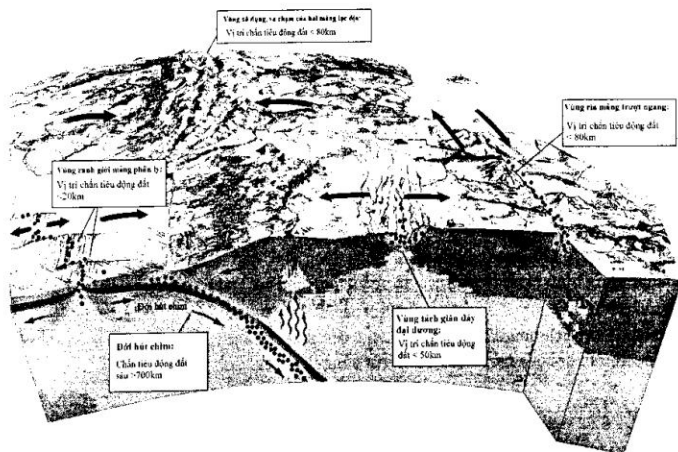
Tùy theo độ sâu phân bố của các chấn tiêu, người ta phân chia động đất thành ba nhóm: động đất nông có chấn tiêu phân bố ở độ sâu dưới 80km; động đất độ sâu trung bình, chấn tiêu phân bố ở độ sâu 80 - 700km; động đất sâu, có chấn tiêu nằm sâu hơn 700km.

Động đất chấn tiêu nông thường ở các đới tách giãn đáy đại dương liên quan đến sự dịch chuyển của các mảng phân kỳ ở đại dương (chấn tiêu <20km) và tách giãn ở lục địa (chấn tiêu <50km); động đất có chấn tiêu trung bình (80-700km) thường phát sinh ở ranh giới nén ép giữa hai mảng lục địa và ranh giới trượt ngang của hai mảng lục địa; động đất chấn tiêu sâu >700km thường phát sinh ở đới hút chìm, rìa mảng vực sâu ở đới Benioff (hình 10.3).

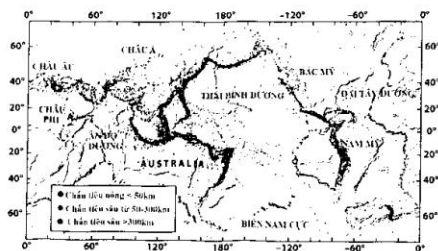


Hình 10.3. Độ sâu chấn tiêu động đất ở đới hút chìm Thái Bình Dương và Nhật Bản (đới Benioff)

Động đất chấn tiêu nông là phổ biến nhất, chiếm tới 72,5% số trận động đất. Động đất ở độ sâu trung bình chiếm 23,5%, chỉ có khoảng 4% số trận động đất sâu. Chấn tiêu sâu nhất đến nay ghi nhận được nằm ở độ sâu khoảng 700 - 720km, gặp ở đới hút chìm giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Nam Mỹ, giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Âu - Á (hình 10.4).



Hình 10.4. Mối liên quan giữa nguồn gốc phát sinh động đất với độ sâu chấn tiêu của các trận động đất



Hình 10.5. Sơ đồ thống kê độ sâu chấn tiêu động đất từ 1976 đến 2002

10.4. NGHIÊN CỨU ĐỘNG ĐẤT

10.4.1. Sóng địa chấn và sự truyền sóng

Khi có động đất, năng lượng đàn hồi tích lũy sẽ được giải phóng, phát sinh sóng dao động lan truyền từ chấn tiêu động đất ra khắp xung quanh trong các tầng đất đá của thạch quyển dưới dạng sóng địa chấn. Những sóng đó có tốc độ lớn, vì vậy có thể coi các tầng đất đá của thạch quyển như những môi trường đàn hồi lý tưởng, coi sóng địa chấn như sóng đàn hồi, tức là như quá trình truyền biến dạng đàn hồi phát sinh trong các môi trường đàn hồi ra xa. Theo hình thức biến dạng, các sóng địa chấn được chia ra *sóng dọc*, *sóng ngang* và *sóng mặt*, còn theo đặc điểm lan truyền thì chia sóng ra sóng trực tiếp, sóng phản xạ và sóng khúc xạ

a) *Sóng dọc (P)*: lan truyền với tốc độ cực đại. Chúng chuyển đi những dự trữ năng lượng lớn nhất và gây ra tác dụng phá hoại lớn nhất khi động đất. Đây là sóng thể tích (nén và kéo), trong đó giao động của các phần tử thuộc môi trường được thực hiện theo phương của sóng (còn gọi là sóng nén, dao động theo phương truyền sóng bằng cách làm biến dạng đá theo dạng mạch động nén - căng giãn) (hình 10.6).

Sóng dọc lan truyền được không những trong vật thể cứng, mà cả trong chất lỏng và chất khí. Đặc tính của sóng dọc là có bước sóng nhỏ, chu kỳ ngắn, tốc độ truyền sóng nhanh, trung bình 6km/s trong các đá phần nông của vỏ Trái Đất. Sóng dọc là sóng đầu tiên lan truyền tới các trạm địa chấn khi có động đất.

Tốc độ truyền sóng đàn hồi dọc (m/s) trong môi trường vô hạn thì liên quan tới các đặc trưng đàn hồi của môi trường này qua công thức sau:

$$v_p = \sqrt{\frac{E_d}{\gamma} \cdot \frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)}} \quad (10.1)$$

Trong đó: E_d - môđun đàn hồi động (kg/cm^2);

μ - hệ số biến dạng ngang;

γ - mật độ của đất đá (g/cm^3).

b) **Sóng ngang (S):** gây ra sự biến đổi hình dạng của phân tử thuộc môi trường mà không làm thay đổi thể tích của nó. Đây là sóng trượt và xoắn (còn gọi là sóng cắt, dao động vuông góc với phương truyền sóng bằng cách làm biến dạng vật liệu). Dao động của các hạt thuộc môi trường khi truyền sóng ngang thì diễn ra theo phương thẳng góc với phương truyền sóng (hình 10.6).

Sóng P

Sóng P (sóng sơ cấp) truyền với tốc độ nhanh truyền theo cách nén-kéo xuyên qua tất cả các vật liệu: rắn, lỏng, khí



Các vật liệu trên đường đi của nó sẽ bị nén ép rồi tháo lỏng (nén - giãn đàn)



Dao động theo phương truyền sóng làm biến dạng đất đá theo dạng mạch động nén - giãn đàn.



Hướng sóng đi chuyển

Sóng S

Sóng S (sóng thứ cấp), vận tốc truyền nhỏ hơn sóng P và chỉ truyền qua vật thể có hình dạng ổn định.



Dao động vuông góc với phương truyền sóng (còn gọi là sóng cắt)



Dao động của các hạt theo phương thẳng góc với phương truyền sóng



Hướng sóng đi chuyển

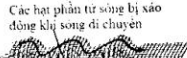
Sóng mặt

Chúng chỉ truyền hạn chế trong một mặt tự do như bề mặt Trái đất nơi tiếp giáp với khí quyển hoặc thủy quyển

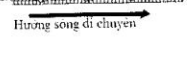
Di chuyển trên mặt đất qua tất cả các loại vật liệu bằng cách lan truyền sóng giống như sóng trên mặt nước



Hướng sóng đi chuyển



Các hạt phân tử sóng bị xoắn đồng bộ sóng đi chuyển



Hướng sóng đi chuyển

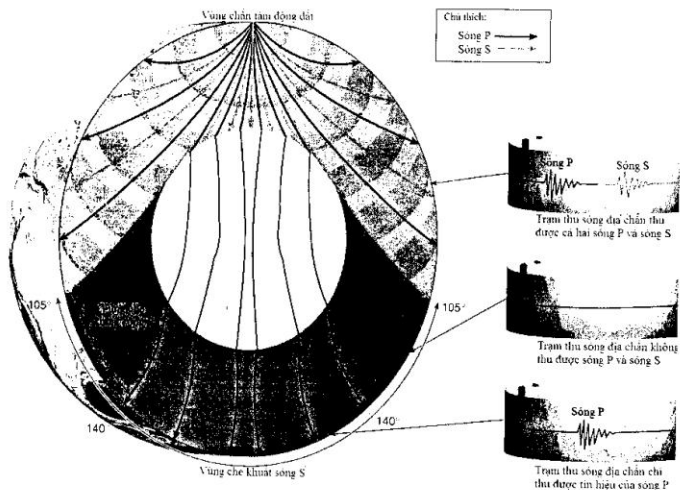
Hình 10.6. Mô hình truyền sóng P, sóng S và sóng mặt khi động đất

Sóng ngang chỉ truyền trong đá cứng. Vì chất lỏng và chất khí không chống lại được sự biến đổi hình dạng, nên sóng ngang không lan truyền được trong chúng. Sóng ngang có bước sóng và chu kỳ tương đối lớn; tốc độ truyền sóng tương đối chậm, nhỏ hơn 1,7-1,8 lần sóng dọc, tốc độ trung bình trong vỏ Trái Đất là 3,5km/s. Do tốc độ lan truyền chậm hơn, sóng ngang đến trạm thu địa chấn muộn hơn sóng dọc. Tốc độ truyền của sóng ngang được xác định theo công thức:

$$v_s = \sqrt{\frac{E_d}{\gamma} \cdot \frac{1}{2(1+\mu)}} \quad (10.2)$$

Sóng mặt có thể mô phỏng như sóng biển, chúng chỉ hạn chế trong giới hạn của một bề mặt tự do như bề mặt Trái Đất nơi tiếp giáp với khí quyển hoặc thủy quyển.

Do đó, trong hiện tượng động đất thì sóng đàn hồi dọc và ngang có tầm quan trọng chủ yếu. Tốc độ truyền sóng dọc và ngang phụ thuộc chủ yếu vào tính chất cơ học (tính chất đàn hồi) và mật độ của đất đá. Tốc độ truyền sóng dọc trong đất đá trầm tích biến đổi từ 2,0-5,0km/s; trong các đá thuộc kiểu granit thì cao hơn: 5,0-6,0km/s; trong bazan cao hơn 6,5-7,5km/s và cuối cùng trong các đá siêu bazơ thì cao hơn >8,0km/s.



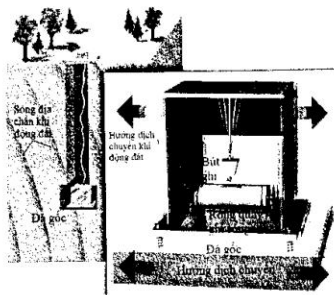
Hình 10.7. Sự truyền sóng địa chấn trong các vùng bên trong của Trái Đất

10.4.2. Địa chấn kế và địa chấn ký

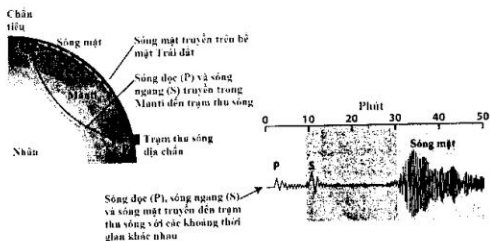
Địa chấn kế là thiết bị dùng để ghi lại các đặc trưng của sóng địa chấn. Nó gồm một quả nặng treo trên đầu của một sợi dây hoặc một thanh, hoạt động như một con lắc.

Quán tính của quả nặng chống lại chuyển động tương đối của nó với khung giá đỡ, trong khi giá đỡ được gắn chặt với mặt đất. Đầu con lắc (đầu quả nặng) có gắn một kim ghi (bút) tiếp xúc với một trống quay đều. Khi có động đất, con lắc dao động, kim ghi sẽ ghi lại các đặc trưng của sóng địa chấn gọi là **địa chấn ký** (hình 10.8). Khi có động đất, đầu tiên là sóng mặt đến, sau đó lần lượt là sóng S và sóng P (hình 10.9).

Con lắc của địa chấn kế chỉ dao động theo một phương, vì vậy một trạm địa chấn phải có 3 máy địa chấn kế. Một máy ghi dao động theo phương thẳng đứng; hai máy ghi dao động theo phương nằm ngang, đặt vuông góc với nhau, thường bố trí theo phương Bắc - Nam và Đông - Tây.



Hình 10.8. Địa chấn ký và địa chấn kế thu sóng địa chấn khi động đất xảy ra



Hình 10.9. Mô hình truyền sóng địa chấn từ chấn tiêu đến trạm thu sóng

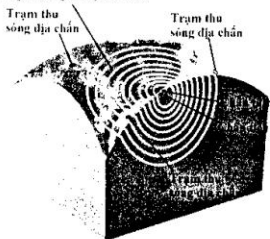
10.4.3. Xác định vị trí chấn tâm của động đất

Vị trí chấn tâm có thể xác định nhờ thời gian tới của sóng P và sóng S trên biểu đồ địa chấn ký. Tốc độ lan truyền sóng P nhanh hơn sóng S, do đó trạm ghi càng xa ở tâm chấn thì khoảng cách thời gian đến giữa sóng P và sóng S càng lớn. Như vậy khoảng thời gian sai khác giữa thời điểm sóng P và sóng S tới máy ghi sẽ cho biết khoảng cách từ trạm ghi tới tâm chấn.

Vị trí của chấn tâm có thể xác định được ít nhất có 3 trạm ghi địa chấn khác nhau cùng ghi địa chấn ký. Khoảng cách từ mỗi trạm tới chấn tâm tương ứng với khoảng thời gian S - P tại trạm đó, được dùng làm bán kính để xác định vị trí chấn tâm; giao của 3 đường tròn vẽ từ trạm tương ứng là vị trí chấn tâm.

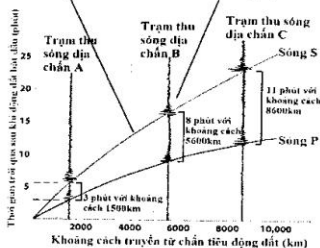
Khoảng thời gian S - P cùng với biên độ cực đại ghi được còn dùng để xác định cấp động đất (M, độ Richter). Nếu nối các điểm đại diện cho biên độ và khoảng thời gian S - P này bằng một đường thẳng, thì đường thẳng đó sẽ cắt thang cấp động đất M ở giữa toán đồ tại một điểm, đó chính là độ lớn của cấp động đất (hình 10.10).

1. Sóng địa chấn của trận động đất phát ra từ chấn tiêu lan truyền đều các trạm thu sóng địa chấn đặt ở các vị trí khác nhau, trạm ghi đo được khoảng thời gian đến của trận động. Từ thời gian tính được quãng đường (khoảng cách) chấn tiêu

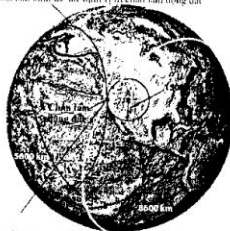


2. Bởi vì sóng P có vận tốc truyền nhanh hơn sóng S nên thời gian đến của chúng cũng khác nhau

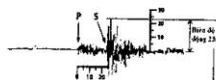
3. Lập đường cong truyền sóng S và P, trên đó thể hiện thời gian và quãng đường từ chấn tâm đến từng trạm thu



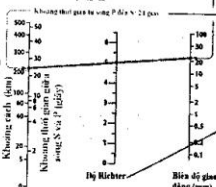
4. Khoảng cách từ mỗi trạm thu sóng địa chấn tới chấn tâm tương ứng với khoảng thời gian sóng P-S tại trạm đó được dùng làm bản đồ xác định vị trí chấn tiêu động đất



5. Điểm giao nhau của 3 vòng tròn vẽ từ trạm tương ứng, đó là vị trí chấn tâm động đất cần xác định



1. Điểm giao động cực đại của sóng địa chấn ghi được tại trạm thu sóng địa chấn là 23mm



2. Xác khoảng thời gian từ sóng P đến sóng S là 24 giây, khoảng cách từ vị trí chấn tâm động đất đến trạm thu sóng địa chấn là 210km

3. Khi biết được biên độ giao động cực đại của sóng địa chấn, khoảng cách từ chấn tâm đến trạm thu sóng và khoảng thời gian từ sóng P đến sóng S ta kéo đường thẳng cắt đồ thị độ Richter tại điểm nào, điểm đó chính là độ lớn của trận động đất 5,0

Hình 10.10. Trình tự các bước xác định vị trí chấn tâm động đất và độ lớn của trận động đất

10.5. ĐÁNH GIÁ ĐỘ MẠNH CỦA TRẬN ĐỘNG ĐẤT

Như đã nêu trên, trong mỗi trận động đất đều giải phóng năng lượng đàn hồi. Năng lượng này được lan truyền dưới dạng hình thức các sóng đàn hồi từ miền tâm động đất ra mọi phía tới bề mặt đất. Tuy nhiên, lúc đó phần năng lượng do tâm động đất tỏa ra được tiêu thụ (hấp thụ) cho công mà các sóng đàn hồi thực hiện trong quá trình lan truyền của chúng. Vì vậy năng lượng của các sóng địa chấn đạt tới mặt đất thì yếu đi và phụ thuộc vào độ sâu của chấn tâm, cấu tạo địa chất khu vực và tính chất đất đá tại khu vực đó. Vì vậy cường độ động đất trước hết là do năng lượng tỏa ra ở miền tâm địa chấn và sau đó, do năng lượng của các sóng địa chấn quyết định.

Trong địa chấn học người ta dùng những phương pháp nhất định để tính năng lượng động đất. Năng lượng này được đánh giá bằng erg và Jun ($1\text{erg} = 1\text{dyn/cm}$; $1\text{Jun} = 10^7\text{erg}$). Với những trận động đất có sức phá hoại, năng lượng đạt tới 10^{12} - 10^{13}J .

Đó là những năng lượng rất lớn vượt quá năng lượng bom nguyên tử vài triệu lần. Trong thực tế, khi đánh giá năng lượng các trận động đất, thường người ta không dùng giá trị tuyệt đối, mà dùng logarit của năng lượng đó: $K = \lg E$, trong đó K , như vẫn qui ước, đặt trung cho cấp năng lượng của động đất.

10.5.1. Cường độ hay độ mạnh của động đất (intensity)

Cường độ hay độ mạnh của động đất là số đo *chủ quan* dựa vào sự quan sát ảnh hưởng của động đất đến các công trình và qua phỏng vấn những người đã trải qua. Cường độ chấn động mà động đất gây ra trên mặt đất được đánh giá theo các thang phân bậc mức độ tác động của động đất đối với các kiểu nhà cửa, công trình, đồ vật, con người và biến dạng mặt đất.

Hiện nay, trừ ở một vài quốc gia, trên thế giới đều sử dụng thang 12 cấp để đánh giá cường độ chấn động, người ta dùng thang 12 cấp gọi là thang Mercalli (được Mercalli (Ý) thiết lập năm 1902); thang này sau đó được H.O.Wood và Frank Newman sửa chữa vào năm 1931 và hiện nay đang được Cục Địa chất Mỹ sử dụng. Tuy nhiên, Liên Xô (cũ), các nước Châu Âu và nước ta hiện nay cũng sử dụng thang 12 cấp gọi là thang MSK-64, được Hội đồng địa chấn Châu Âu thông qua năm 1964 (M, S, K là 3 chữ cái đầu của tên các tác giả xây dựng thang cấp động đất này: Medvedev (Liên Xô), Sponhauer (Đức), Karnik (Tiệp)). Thang Mercalli và thang MSK-64 nói chung trùng nhau. Thang MSK đã được bổ sung nhiều lần từ năm 1964 và năm 1992 Đại hội đồng địa chấn Châu Âu họp ở Praha đã thông qua để áp dụng dưới tên “Thang cấp động đất Châu Âu” EMS (European Macroseismic Scale 1992). Một số nước Châu Âu như Ý, Thụy Sĩ sử dụng thang 10 cấp thành lập từ cuối thế kỷ 19. Ở Nhật Bản người ta sử dụng thang JMA chỉ gồm có 7 cấp.

Mỗi bậc của cường độ (I) ứng với một mức độ tàn phá nhất định. Nếu γ_i là thành phần nằm ngang của gia tốc địa chấn ghi được ở nơi đó, ta có mối liên hệ:

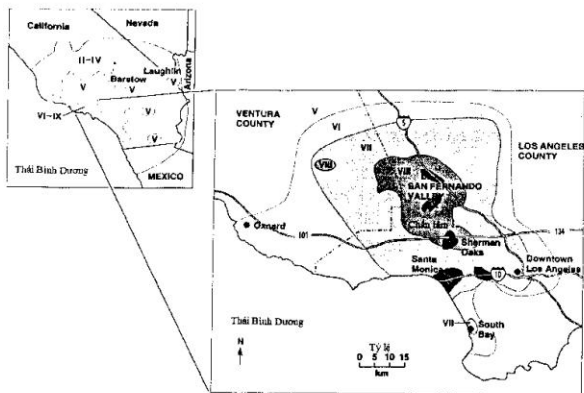
$$I = 1,5 + 3\log_{10}(\gamma_i) \quad (10.3)$$

Như vậy γ_i đôi khi có thể lớn hơn gia tốc trọng trường g . Người ta còn có thể suy ra giá trị của γ_i từ công thức của West sau đây:

$$\gamma_i = g \frac{a}{b} \quad (10.4)$$

Trong đó: a và b lần lượt là bán kính và chiều cao của chiếc trụ bị đổ sau cùng trong một hàng cột trụ ứng với các giá trị tăng dần của tỷ số $\frac{a}{b}$.

Thành phần thẳng đứng γ_n của gia tốc địa chấn, nó cũng có thể lớn tương đương thành phần ngang γ_i . Biết được sự phân phối của cường độ (I) ở trên mặt đất, người ta có thể vẽ nên bản đồ các đường cùng cường độ của trận động đất (hình 10.11).



Hình 10.11. Cường độ động đất ở vùng San Fernando (Mỹ)
giảm dần từ chấn tâm ra xung quanh

Cấp động đất (magnitude): dựa vào những cảm nhận của con người để xác định độ động đất là cảm tính và không chính xác. Vì vậy, từ năm 1935 một thang mức độ động đất được thiết lập trên cơ sở số liệu đo đạc từ các trạm ghi địa chấn. Bằng sự tính toán số lượng giao động của các sóng sẽ tính toán cho mỗi trận động đất này một con số gọi là cường độ rung động (*magnitude*). Thang cường độ động đất này được B.Gutenberg và C.F.Richter hoàn chỉnh vào năm 1956 và sau đó năm 1967 được Hội đồng giám định quốc tế về biên độ động đất thống nhất đưa vào sử dụng cho toàn thế giới, gọi là *thang Richter*. Theo đó cấp động đất được định nghĩa là logarit của biên độ sóng địa chấn cực đại trên băng ghi của địa chấn kế tiêu chuẩn đặt cách chấn tâm 100km. Thang độ động đất xác định theo phương pháp này được xác định theo công thức sau:

$$M = \lg \frac{A}{A^*} = \lg A - \lg A^* \quad (10.5)$$

Trong đó: A- biên độ dịch chuyển cực đại của hạt đất đá, được xác định theo địa chấn đồ trong trận động đất đang nghiên cứu, μm ; A^* - biên độ dịch chuyển của hạt đất đá trong một trận động đất nào đó rất yếu được chọn làm mẫu hoặc làm chuẩn, μm ; Cấp động đất (M) - thang đơn vị biểu thị độ lớn nhỏ của năng lượng động đất, cấp động đất thay đổi từ 0 đến 9.

Sự tăng cường độ động đất là 0,5M thì tương ứng với sự tăng năng lượng khoảng 10 lần. Trị số năng lượng (tính bằng erg) được xác định theo công thức:

$$\text{LgE} = 12 + 1,8M \quad (10.6)$$

Như vậy mỗi cấp số nguyên của thang ứng với biên độ sóng địa chấn tăng gấp 10 lần, trong khi năng lượng giải phóng tăng gấp 31 lần. Như vậy biên độ trận động đất cấp 8,3 không phải là lớn gấp hai lần trận động đất cấp 4,3 mà tới 10.000 lần. Tương tự, năng lượng trận động đất cấp 8,3 giải phóng lớn gấp 1.000.000 lần trận động đất cấp 2,3.

Bảng 10.1. So sánh chấn cấp (magnitude), gia tốc (a), hệ số địa chấn (K_c), cường độ (intensity)

Chấn cấp Richter	Gia tốc (mm/s^2)	Hệ số động đất (K_c)	Cường độ (intensity) động đất cực đại tại tâm ngoài theo thang Metcailli và thang MSK-64	
2	0 - 6	-	I - II	Thường phải có thiết bị mới ghi lại được
3	6 - 11	-	III	Có thể cảm nhận được khi ở trong nhà
4	11 - 50	-	IV - V	Hầu hết mọi người cảm nhận được. Thiệt hại nhẹ
5	50 - 250	-	VI - VII	Tất cả mọi người cảm thấy, hoảng sợ chạy ra khỏi nhà, thiệt hại nhẹ trung bình
6	250 - 500	2/100-1/20	VII-VIII	Tất cả mọi người cảm thấy, hoảng sợ chạy ra khỏi nhà, thiệt hại trung bình đến lớn
7	500 - 2500	1/20-1/4	IX - X	Thiệt hại lớn
8	2500 - 10000	1/4-12	X - XII	Thiệt hại hoàn toàn

Các trận động đất mạnh nhất đã đo được xấp xỉ 8,6 độ Richter (trận động đất ở Chi Lê ngày 25.5.1960), tương đương năng lượng 10.000 quả bom nguyên tử Mỹ ném xuống Hiroshima (Nhật) năm 1945. Trận động đất ở Aceh (Indonesia, ngày 26.12.2004) đo được 9 độ Richter và gần đây nhất là trận động đất tại (Nhật Bản, ngày 11.3.2011) đo được hơn 9 độ Richter.

Ngoài ra, lực động đất còn được đặc trưng bằng trị số gia tốc địa chấn a . Đó là lượng dịch chuyển của bề mặt Trái Đất trong một đơn vị thời gian, được xác định bởi các dụng cụ đặc biệt: gia tốc kế. Lượng dịch chuyển này đặc trưng cho gia tốc mà các hạt đất đá ở mặt đất đạt được dưới tác dụng của sóng địa chấn. Người ta biểu thị gia tốc địa chấn (mm/s^2) qua biên độ giao động A của sóng địa chấn và chu kỳ dao động T của chúng:

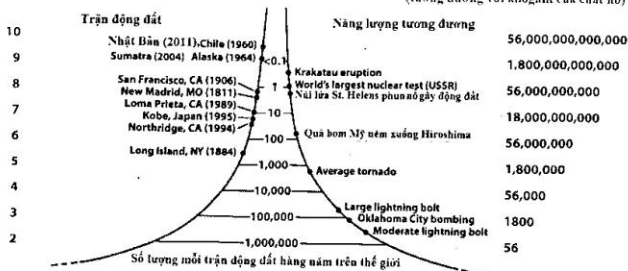
$$a = A \cdot \frac{4\pi^2}{T^2} \quad (10.7)$$

Khi biết gia tốc địa chấn và so sánh nó với gia tốc rơi tự do, ta xác định được hệ số địa chấn K_c - chứng tỏ mức độ nguy hiểm của động đất:

$$K_c = \frac{a}{g} \quad (10.8)$$

Độ mạnh (độ Richter)

Năng lượng giải phóng
(tương đương với kilogram của chất nổ)

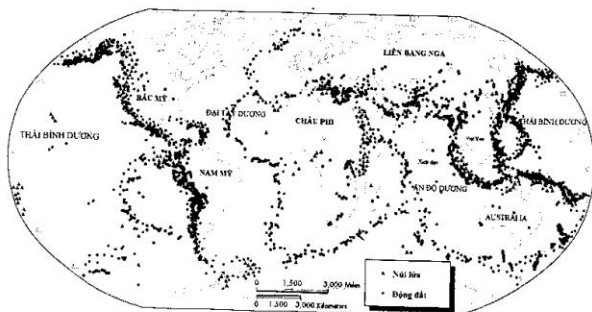


Hình 10.12. Năng lượng giải phóng của động đất

10.6. PHÂN BỐ CỦA ĐỘNG ĐẤT TRÊN THẾ GIỚI

Không có nơi nào trên bề mặt Trái Đất không chịu ảnh hưởng của động đất, tuy nhiên động đất chỉ tập trung trên một số đới của địa cầu gọi là các đới địa chấn. Từ sơ đồ phân bố động đất của thế giới (hình 10.13), có thể thấy đới địa chấn lớn nhất là vành đai Thái Bình Dương, tiếp đến là vành đai Địa Trung Hải - Himalaya, đai sống núi giữa Đại Dương.

- Vành đai Thái Bình Dương chiếm tới 80% các trận động đất được ghi nhận của thế giới. Nó chạy suốt từ bờ Tây Châu Mỹ từ Cap Horn (Cực Nam của Nam Mỹ) tới Alaska, vòng qua Châu Á chạy xuống phía Nam qua Nhật Bản, Philippin, New Guinea, rồi tới New Zealand.



Hình 10.13. Phân bố động đất và núi lửa trên thế giới

- *Đại Địa Trung Hải - Himalaya* chiếm khoảng 15% số trận động đất của thế giới. Đại Địa Trung Hải - Himalaya phân bố gần phương vĩ tuyến, các chấn tâm rất phân tán, phân bố chủ yếu là động đất nông, động đất sâu trung bình chỉ tập trung ở hai đầu vòng cung ở Địa Trung Hải và ở Himalaya.

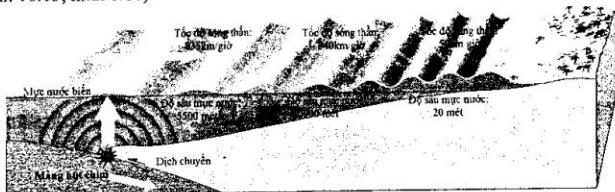
- *Đại địa chấn ở sông núi giữa đại dương* phân bố dọc sông núi giữa đại dương của Đại Tây Dương, Ấn Độ Dương và Nam Thái Bình Dương, kéo dài hơn 60.000km. Động đất ở sông núi giữa đại dương chủ yếu là động đất nông.



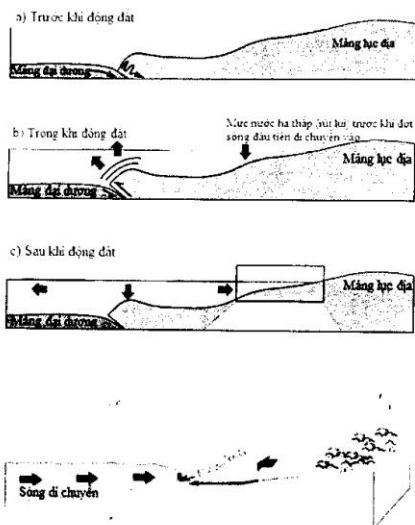
Hình 10.14. Sơ đồ thống kê các trận động đất có độ lớn > 8 độ Richter từ năm 1900 đến 2012

10.7. SÓNG THẦN

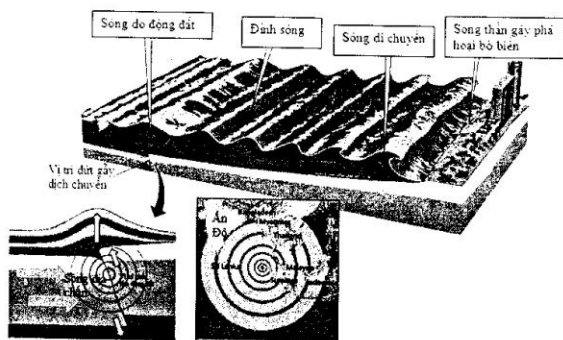
Sóng trọng lực biển, xảy ra do đáy biển bị biến vị, phá hủy ở diện rộng, trong thời gian ngắn, chủ yếu do động đất nông dưới biển, nhưng cũng có thể do sụt lún, vận động của đất hoặc do phun trào núi lửa dưới biển. Nó đặc trưng bởi tốc độ lan truyền lớn (tới 950km/giờ), thời đoạn dài (từ 5 phút đến vài giờ, nói chung từ 10 đến 60 phút) chiều dài sóng rất dài đến (200km) và có biên độ khá thấp ở vùng biển mở rộng, tuy nhiên nó có thể xô vào nhau, chồng lên nhau với độ cao có thể lên tới 30 mét hoặc hơn gây ra nhiều tai họa ở vùng nước nông dọc bờ biển (thường hàng nghìn kilômét từ nguồn phát sinh) (hình 10.15, hình 1.16).



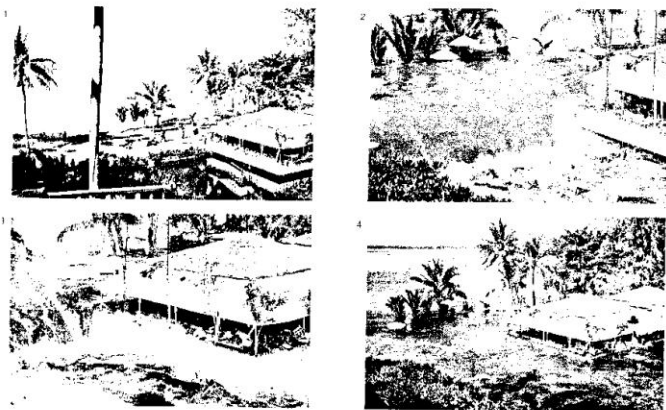
Hình 10.15. Sóng thần di chuyển do động đất dưới biển



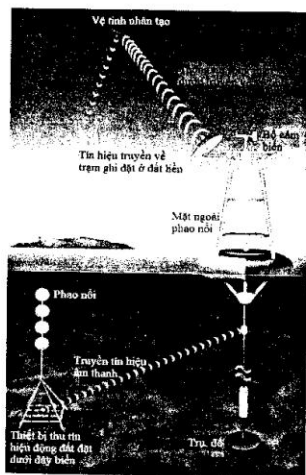
Hình 10.16. Các giai đoạn hình thành sóng thần do động đất nông dưới biển



Hình 10.17. Mô hình động đất dưới biển gây sóng thần ở Sumatra (Indonesia) năm 2004



Hình 10.20. Hình ảnh sống thần do động đất ở Sumatra (Indonesia) năm 2004



Hình 10.21. Hệ thống thiết bị phát hiện và cảnh báo sóng thần

10.8. CÁC DẠNG TAI BIẾN ĐỊA CHẤT LIÊN QUAN ĐẾN ĐỘNG ĐẤT VÀ SÓNG THẦN TRÊN LÃNH THỔ ĐẤT LIỀN VIỆT NAM

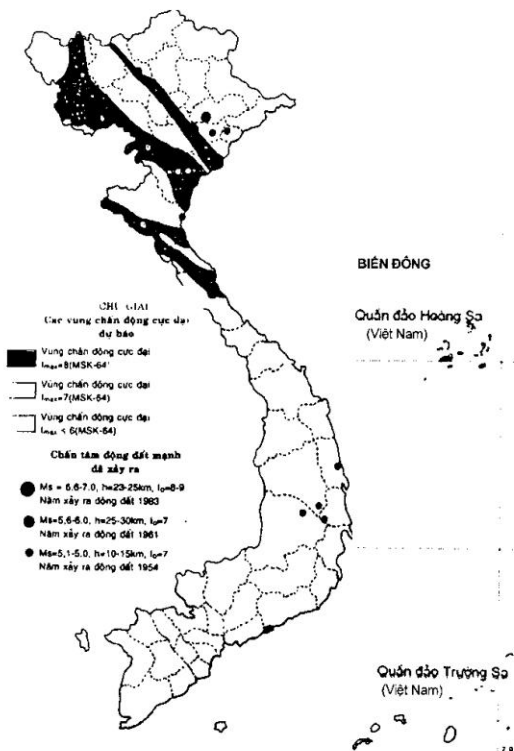
10.8.1. Động đất

Ở Việt Nam có 47 vùng phát sinh động đất $M > 5$ độ Richter và có thể gộp vào các vùng Sơn La, Sông Mã ($M_{\max}$: 6,8 độ Richter), chấn động cực đại ở chấn tâm $I_{\max} = 8-9$ (theo thang MSK-64), độ sâu chấn tiêu $h = 23\text{km}$. Động đất: $M = 6,7-6,8$ độ Richter đã xảy ra ở Yên Định, Thanh Hóa (1935), ở PuMayTun cách Điện Biên 30km về phía Đông Nam (1935), ở Tuần Giáo (Lai Châu) tháng 6/1983. Các vùng Sông Hồng - Sông Chảy, Sông Cà có $M_{\max} < 6,1$ độ Richter, $I_{\max} = 8$ (MSK-64), $h = 17\text{km}$. Động đất $M: 5,4$ độ Richter xảy ra ở Hà Nội (1285), Nghệ An (1821), Lục Yên (1954). Vùng Đông Triều (Quảng Ninh): $M_{\max} < 6,0$ độ Richter, $I_{\max} = 8$ (MSK-64), $h = 25-30\text{km}$. Ngoài ra còn có các vùng khác với $M_{\max} < 5,5$ độ Richter, $I_{\max} = 7$ (MSK-64), $h = 10 - 15\text{km}$ như Cao Bằng, Tuyên Yên, Sông Lô, A Lưới (Húế), Tam Kỳ - Phước Sơn, Ba Tơ - Cùmg Sơn... ven biển Bình Thuận, Sông Hậu,... Tần suất động đất cao nhất quan sát thấy ở các vùng Điện Biên - Lai Châu, Sơn La, Sông Hồng - Sông Chảy, Sông Mã, Sông Cà.

Ở Việt Nam đã ghi nhận được hơn 500 trận động đất. Theo Đại Việt Sử Ký toàn thư và Hoàng Lê nhất thống chí, ở Hà Nội từ thế kỷ 11 đến thế kỷ 15 đã xảy ra nhiều trận động đất khá lớn vào các năm 1017 (làm điện Càn Nguyên sụp đổ), các năm 1155, năm 1278 (làm Tháp Báo Thiên 12 tầng, khoảng 80 thước ta, gãy làm đôi), năm 1284 (tạo vết nứt dài 2 dặm), các năm 1300, năm 1444,... Trong 300 năm trở lại đây, ở Nam Trung Bộ và Tây Nguyên có gần 100 trận động đất, trong đó có các trận động đất dọc sông Trà Bồng ($M: 4,5-5,5$ độ Richter), Minh Long - Tây Sơn Hòa ($M: 5,5$ độ Richter), sông Ba ($M: 5,5$ độ Richter), Đá Chồng - Cát Tiên ($M: 5,5$ độ Richter) và dọc đứt gãy kinh tuyến 109 ($M: 5,5$ độ Richter),...

10.8.2. Hoạt động núi lửa

Biểu hiện của vận động kiến tạo mới ở Việt Nam là các hoạt động phun trào của núi lửa diễn ra ở miền Nam lãnh thổ, thuộc vành đai núi lửa Đông Nam Đông Dương. Trong thế kỷ 19 cũng như gần đây, hoạt động núi lửa còn tiếp tục diễn ra ở vùng ven biển thuộc các tỉnh Bình Thuận, Khánh Hòa, điển hình với sự hoạt động ở Hòn Tro năm 1923. Các vụ nổ núi lửa gây ra những trận động đất núi lửa, thường chấn cấp < 7 và chỉ gây ra chấn động trong phạm vi nhỏ hẹp ở nước ta. Các trận động đất cấp 7 ở bờ biển Phan Thiết trong các năm 1877 và 1882 và chuỗi động đất năm 1928 ở ven biển tỉnh Bình Thuận đều có liên quan với hoạt động phun trào bazan theo các khe nứt hoặc hẻm núi lửa mới. Hai trận động đất năm 1960 và 1963 ở vùng đảo Hòn Nước cũng liên quan đến hoạt động núi lửa ngầm của vùng này.



Hình 10.22. Phân vùng động đất trên lãnh thổ phần đất liền Việt Nam [13]

Các kết quả nghiên cứu của Viện KHCN Việt Nam, Đại học Quốc Gia Hà Nội và nhiều nhà khoa học cho thấy, sóng thần gây ra bởi động đất trong vành đai Thái Bình Dương và Địa Trung Hải - Himalaya không nguy hiểm cho bờ biển Việt Nam, vì đã bị các vòng cung đảo như Philiphin, Indonesia, Java, Thái Lan, Malaysia che chắn. Nhưng động đất ở biển Đông lại có thể tạo ra sóng thần gây nguy hiểm cho vùng ven biển nước ta. Trong phạm vi biển Đông, có nhiều nguồn sóng thần gồm các đới hút chìm (như Bắc Philiphine, máng sâu Malaysia,...), các đới hoạt động núi lửa như các đảo Hòn Tro, Phú Quý (1923), gây sóng thần cao 2m dọc bờ biển Phan Thiết, núi lửa ở vùng biển Bình

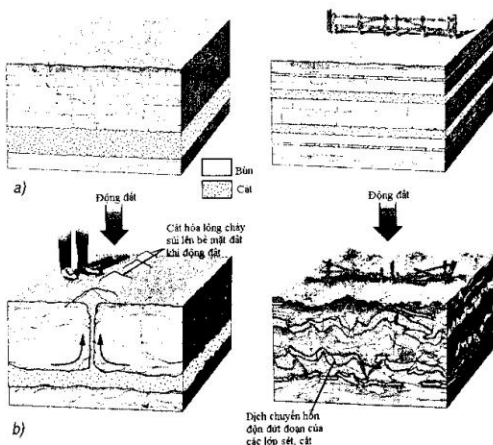
Thuận (1882, 1887) làm sóng cuộn lên cao 4m (Quảng Nam); 3,74m ở Quảng Ngãi; 3,51m ở Khánh Hòa; 1,56m ở Ninh Thuận; 2,95-2,97m ở Phú Yên, Bình Định; 0,37m ở Vũng Tàu; 0,43-0,87m ở Nghệ An, Hà Tĩnh, Thái Bình, Hải Phòng, Quảng Ninh,...

Trong lịch sử, ở vùng ven biển nước ta đã xảy ra hiện tượng sóng thần; các vùng biển có địa hình thấp, khi sóng thần xảy ra gây nhiều thiệt hại. Điển hình tại Vũng Tàu (1904) sóng thần xảy ra đã làm 40 tàu thuyền bị mất tích. Ngày 1/5/1904 tại Đông Mỹ, Chợ Lớn sóng thần đã làm chết 5000 người và làm mất tích 40 thuyền. Gần đây sóng thần đã xảy ra tại Minh Hải (1993) và Cà Mau (1995) với cột sóng cao 4,5-6,0m.

10.9. ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỘNG ĐẤT ĐẾN CÁC CÔNG TRÌNH XÂY DỰNG

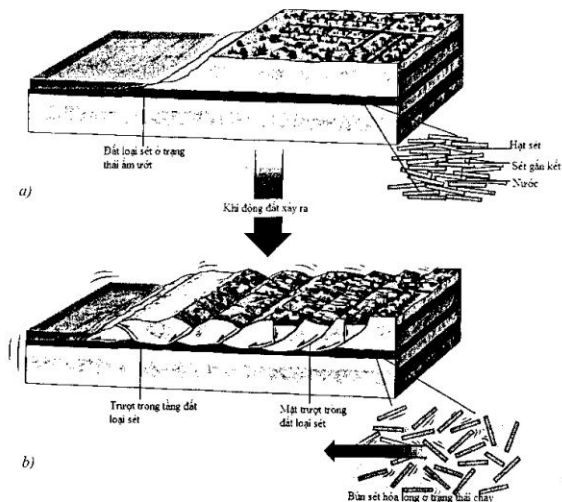
10.9.1. Tác dụng gây nên hiện tượng hóa lỏng đất đá

Những tác dụng của sự rung lắc là tăng của lực đứng và lực ngang, cản trở sự ổn định của các hạt đất rời và tác động mạnh lên vật liệu ở bề mặt. Do sự rung lắc mà cấu trúc các hạt đất bị sắp xếp lại chặt hơn dẫn tới hiện tượng co kết cả đất khô và đất bão hòa nước.



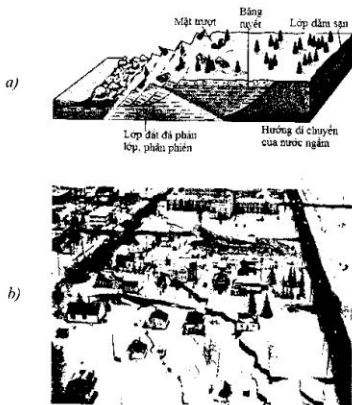
Hình 10.23. Hiện tượng hóa lỏng của đất do động đất
a) Trước khi động đất; b) Sau khi động đất

Đối với cát bão hòa nước, do sự rung động mà áp lực lỗ rỗng có thể tăng lên gây nên sự hóa lỏng tạm thời. Đây là một hiệu ứng quan trọng vì nó có thể dẫn đến sự phá hoại lớn về khả năng chịu tải của nền móng công trình, gây trượt mái đê, đập. Nó cũng dẫn đến hiện tượng cát sủi trào trên bề mặt qua các hố, dẫn đến sự trôi dạt (hình 10.24).

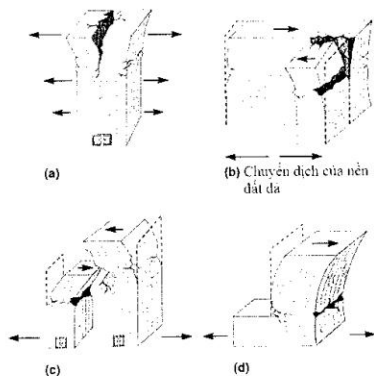


Hình 10.24. Phá hủy bề mặt trước và trong khi động đất do hóa lỏng

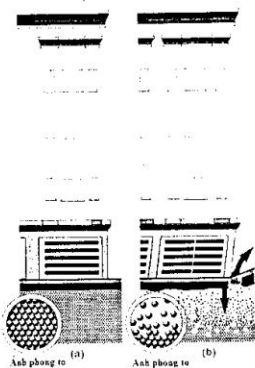
a) Trước khi động đất; b) Sau khi động đất



Hình 10.25. Sự phá hủy bề mặt đất ở Alaska năm 1964 do động đất



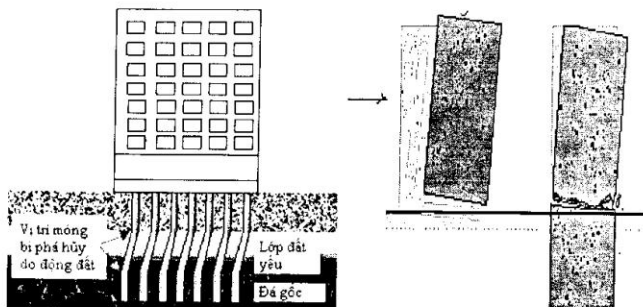
Hình 10.26. Các kiểu phá hoại công trình do động đất



Hình 10.27. Phá hủy nền móng khi có động đất



Hình 10.28. Phá hủy do động đất ở Loma Prieta, 1989

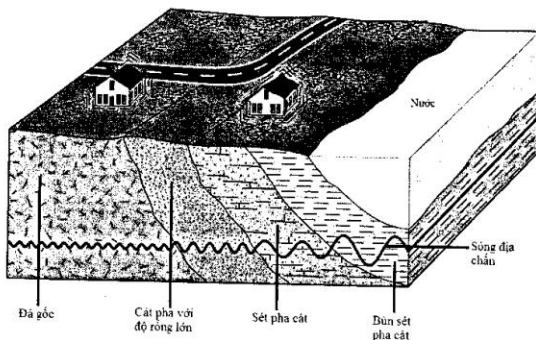


Hình 10.29. Hiện tượng cộng hưởng gây phá hủy công trình do động đất

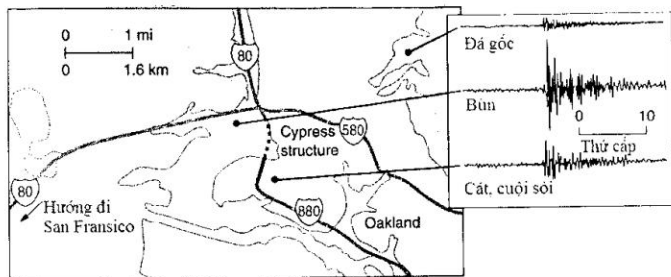
10.9.2. Ảnh hưởng của điều kiện địa chất công trình đến cường độ động đất

Nghiên cứu hiện tượng động đất cho thấy, điều kiện địa chất công trình có ảnh hưởng đáng kể đến cường độ động đất. Cùng một khu vực chịu ảnh hưởng của lực động đất, ở những điều kiện địa chất công trình khác nhau, cường độ động đất không giống nhau.

Thành phần và tính chất của đất đá có ảnh hưởng đến cường độ động đất, khả năng lan truyền sóng địa chấn phụ thuộc đáng kể vào tính chất đất đá (hình 10.30 và hình 10.31). Đất đá càng rắn chắc khả năng hấp thụ năng lượng đàn hồi càng lớn, do đó cường độ động đất càng giảm. Cường độ động đất trong đá granit nhỏ hơn 1-2 đến 3 cấp so với các đá khác.



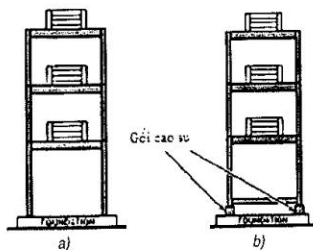
Hình 10.30. Tốc độ lan truyền sóng địa chấn trong các loại đất đá khác nhau



Hình 10.31. Biểu đồ thu sóng địa chấn truyền trong các loại đất đá khác nhau ở San Francisco (Mỹ)

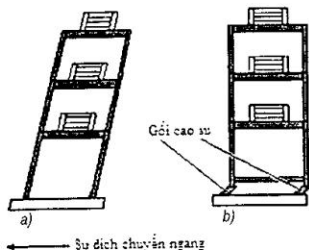
10.10. MỘT SỐ BIỆN PHÁP PHÒNG CHỐNG ĐỘNG ĐẤT TRONG XÂY DỰNG CÔNG TRÌNH

Biện pháp cô lập và hấp thu năng lượng động đất: biện pháp cô lập là sử dụng một vài dạng gối đỡ mềm chẳng hạn như các lò xo để lực động đất chỉ truyền một phần vào nhà. Con tàu là một ví dụ về sự cô lập, nó tránh được những ảnh hưởng của chuyển động nền là nước để các ghế ngồi không bị xô dịch. Trong thực tế phòng chống động đất chỉ giới hạn xem xét ở những lực ngang vì rằng công trình rất nhạy cảm với lực này. Sự cô lập theo phương thẳng đứng ít cần thiết hơn và cũng rất khó thực hiện hơn.

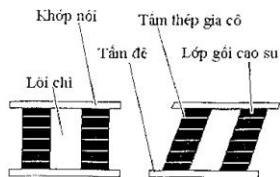


Hình 10.32. Gối cao su thiết kế chống động đất

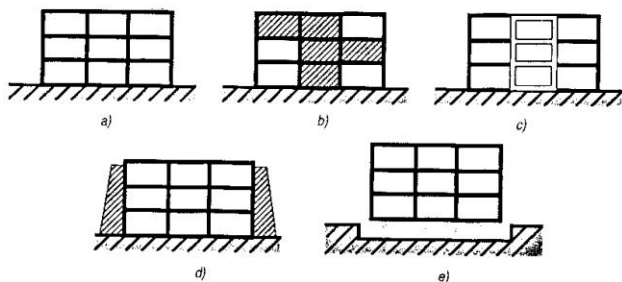
a) Nền móng cứng không có gối cao su; b) Nền móng có gối cao su hấp thu năng lượng động đất



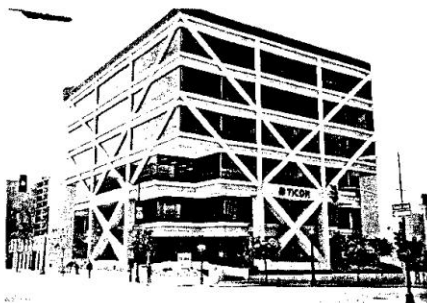
Hình 10.33. Sự dịch chuyển của nền móng trong trường hợp không có gối cao su (a) và trường hợp có gối cao su (b)



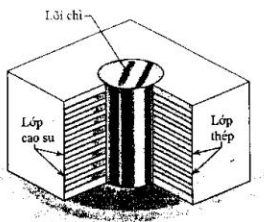
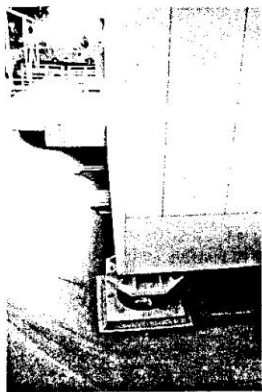
Hình 10.34. Các kiểu đệm cao su mỏng dùng để cách ly năng lượng do sóng chịu chấn



Hình 10.35. Một số mô hình thiết kế phòng chống động đất
a) Thanh giằng; b) Khung kín; c) Khung giằng; d) Tường ốp;
e) Cô lập năng lượng bằng bánh xe đặt dưới móng



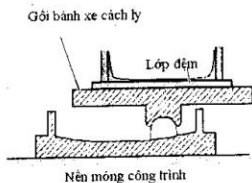
Hình 10.36. Thiết kế thanh giằng chống động đất



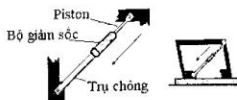
Hình 10.37. Gối cao su trong thiết kế chống động đất

Hiện nay, một số các công trình lớn trên thế giới người ta sử dụng các gối cao su đàn hồi lắp đặt ở các phần móng hoặc dầm trong công trình nhằm cô lập và hấp thu năng lượng động đất. Theo quy phạm xây dựng của Anh BS 6177:1982 đã quy định dùng các đệm bằng các tấm cao su, và đưa ra bảng các đơn vị tiêu chuẩn cho sản xuất. Tải trọng thẳng đứng lớn nhất hiện nay cho một đệm đơn xấp xỉ 1500kN (1500 tấn).

Một phương án đơn giản cách ly trượt do chuyển động xô ngang của lực động đất là đặt vào gối tựa đó các bánh xe nhỏ và làm cho cấu kiện đủ nặng, có các chi tiết giữ ổn định. Làm như thế cấu kiện có thể chịu được những chuyển vị chủ yếu của sàn. Một trong những biện pháp này là đặt bánh xe trên mặt lòng chảo như hình 10.38.



a) Gối bánh xe cách ly năng lượng



b) Thiết bị thủy lực thu năng lượng

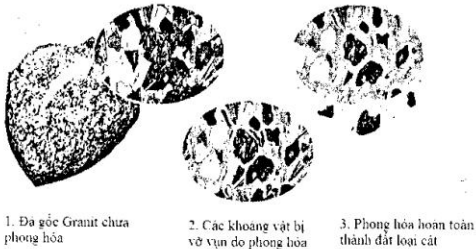
Hình 10.38. Gối bánh xe cách ly năng lượng và thiết bị thủy lực hấp thu năng lượng động đất

Chương 11

HIỆN TƯỢNG PHONG HÓA

11.1. KHÁI NIỆM VỀ PHONG HÓA

Phong hóa là quá trình địa chất ngoại sinh, gây nên sự phá hủy cơ học và sự biến đổi hóa học các khoáng vật trong đất đá, xảy ra trong phần trên của vỏ Trái Đất dưới tác dụng của thủy quyển khí, quyển nước và sinh vật (hình 11.1).

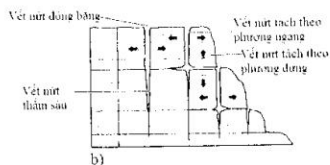
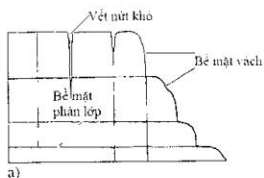


Hình 11.1. Các giai đoạn phong hóa đá granit vỡ vụn thành các hạt cát

Dựa trên các yếu tố tác động và phương thức biến đổi khác nhau của đá gốc mà chia quá trình phong hóa ra 3 loại: phong hóa vật lý, phong hóa hóa học và phong hóa sinh học, các quá trình này có liên quan chặt chẽ với nhau và cùng tác dụng đồng thời. Cường độ xuất hiện mỗi kiểu quá trình không giống nhau, phụ thuộc vào điều kiện khí hậu, địa chất thủy văn, địa mạo, thành phần, trạng thái của đất đá.

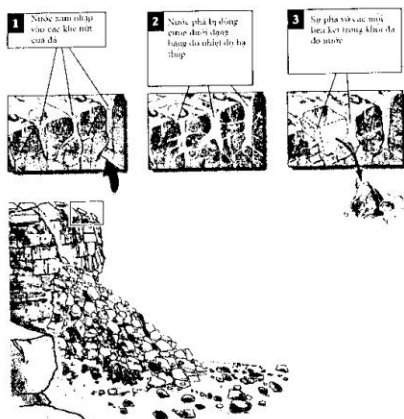
11.1.1. Phong hóa vật lý

Phong hóa vật lý là quá trình phá hủy đá gốc bằng phương thức vật lý. Khi phong hóa vật lý, các đá bị đập vỡ cơ học, bị chia nhỏ ra thành nhiều bộ phận mà không có sự thay đổi rõ rệt về thành phần khoáng vật và thành phần hóa học. Phong hóa vật lý chủ yếu có liên quan với dao động nhiệt độ đột ngột, gây nên nở nhiệt không đều về thể tích và chiều dài và ép nén các hợp phần khoáng vật tạo nên đá. Sự thay đổi thời tiết giữa mùa hè và mùa đông, mùa hè do sự chênh lệch nhiệt độ giữa ngày và đêm nên khe nứt tách ra tạo điều kiện cho nước xâm nhập vào trong mùa đông làm gia tăng mức độ phong hóa (hình 11.2).



Hình 11.2. Tác nhân nhiệt độ giữa mùa hè (a) và mùa đông (b)

Như vậy, do phong hóa vật lý thoát đầu làm cho các đá bị rạn nứt hoặc bong ra theo bề mặt tấm mỏng, phiến mỏng, lớp mỏng, sau đó bị cắt vỡ và phân nhỏ thành những hòn mảnh to, thường có góc cạnh, về sau những hòn này bị vỡ ra, vụn thêm, biến thành dăm sạn và cát (hình 11.3).

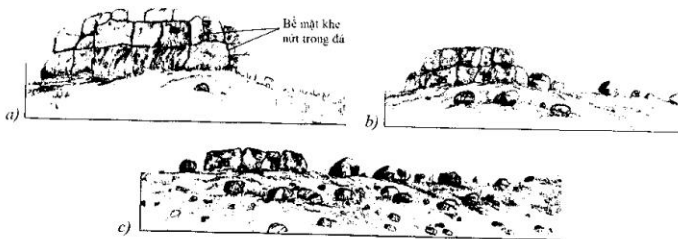


Hình 11.3. Các giai đoạn phát triển của phong hóa vật lý

Cường độ phong hóa vật lý phụ thuộc vào màu sắc của đá, vào thành phần khoáng vật và cấu tạo, tính chứa nhiệt và tính dẫn nhiệt, hệ số nở nhiệt theo thể tích và theo chiều dài của khoáng vật tạo đá. Màu sắc của đá cũng ảnh hưởng đến cường độ phong hóa vật lý: khoáng vật và đá màu tối hấp thụ tia sáng mặt trời mạnh hơn khoáng vật và đá sáng màu, nên bị đốt nóng nhanh hơn và bị phá hủy nhanh hơn. Đá đa khoáng bị phá hủy nhanh hơn đá đơn khoáng vì mức độ đốt nóng của các khoáng vật màu khác nhau sẽ làm cho đá có nhiều khe nứt.

Sự thay đổi nhiệt độ giữa ngày và đêm, giữa mùa đông và mùa hè là yếu tố làm thay đổi thể tích của khoáng vật. Hệ số nở của các khoáng vật rất khác nhau, ngay cả trong một khoáng vật trực dài giãn nở cũng lớn hơn trực ngắn. Vì vậy khi đất đá bị nóng lên hay lạnh đi đều là nguyên nhân tạo ra vi khe nứt tại ranh giới tiếp xúc giữa các hạt khoáng vật, các vi khe nứt giữa các hạt này sẽ gặp các khe nứt lớn và khe nứt kiến tạo rồi hình thành một mạng lưới khe nứt lớn hơn mắt thường có thể nhìn thấy được.

Dần dần nhờ nước ngầm, nước chảy bề mặt hoặc do nước đóng băng vào khe nứt (vùng khí hậu ôn đới và hàn đới) làm cho các khe nứt này được mở rộng rồi phá vỡ kiến trúc các khối đá để biến thành các hạt vụn riêng lẻ (hình 11.4).



Hình 11.4. Các giai đoạn phá vỡ đá do phong hóa vật lý



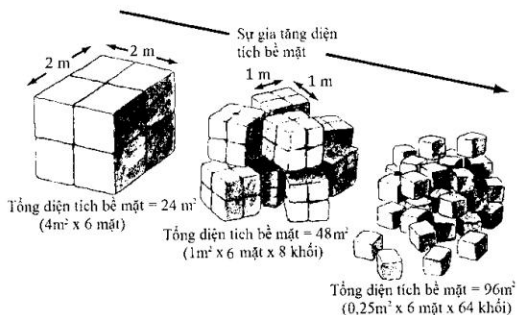
Hình 11.5. Phá vỡ các hạt từ góc cạnh thành tròn cạnh do phong hóa

11.1.2. Phong hóa hóa học

Phong hóa hóa học là quá trình phân hủy và biến đổi thành phần khoáng vật và thành phần hóa học của đá gốc dưới tác dụng của các yếu tố như: nước, oxy, cacbonit và axit hữu cơ.

Phong hóa hóa học của đá có đặc điểm rất phức tạp. Trong đá có thể cùng một lúc xảy ra hòa tan, oxy hóa, thủy hóa, thay thế (trao đổi ion) và thủy phân. Tuy nhiên, tùy theo thành phần và tính chất của bản thân đá, điều kiện môi trường xung quanh, thời gian phong hóa, độ sâu thể nằm của đá so với mặt đất, mà những quá trình nào đó kể trên có thể phát triển ưu thế.

Kích thước hạt là yếu tố quan trọng trong quá trình phong hóa hóa học vì nó quyết định khả năng tiếp xúc với nhau của các phân tử với các tác nhân phong hóa. Ta biết rằng, với một thể tích không đổi, kích thước hạt của phân tử càng nhỏ thì diện tích tiếp xúc càng lớn, nghĩa là các phản ứng hóa học càng dễ phát triển. Như vậy, phong hóa cơ học cũng là yếu tố góp phần thúc đẩy phong hóa hóa học thông qua việc làm vỡ vụn các đá, làm tăng diện tích tiếp xúc của các hạt (hình 11.6).



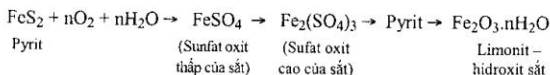
Hình 11.6. Mối quan hệ giữa thể tích, độ hạt và diện tích bề mặt khoáng vật khi phong hóa

Quá trình phong hóa hóa học của đá chung quy là phá hủy và phân hủy chúng kèm theo những thay đổi căn bản về thành phần khoáng vật, hóa học và trạng thái vật lý của đá ban đầu (đá mẹ). Tác dụng của phong hóa hóa học chia ra thành 4 loại: sự oxy hóa → hydrat hóa → hòa tan → thủy phân.

a) Quá trình oxy hóa: Oxy trong không khí chiếm 21% và oxy hòa tan trong nước (30-35%), là nhân tố phong hóa quan trọng thứ hai sau tác nhân nước. Tác dụng của oxy

Phần lớn các đá và các khoáng vật chứa các dạng oxit thấp của sắt, mangan, niken, coban, sunfua và các nguyên tố hóa học khác đều chịu quá trình oxy hóa. Nội dung của quá trình này là biến các hợp chất oxit thấp của các kim loại thành các oxit cao, kết quả là làm cho mạng tinh thể của khoáng vật bắt đầu bị phá hủy. Ở bề mặt của quá trình này được thể hiện trước hết là sự thay đổi màu sắc của đá, xuất hiện màu vàng, nhuộm màu các khoáng vật, xuất hiện các kết vón và kết bông ở dạng keo kết tủa.

Một trong những ví dụ khá quen thuộc của những quá trình tương tự như vậy là sự oxy hóa sunfua sắt (pyrit). Khi có oxy tự do và nước, các sunfat trở nên không ổn định và dần dần bị oxy hóa, biến thành các sunfat, cacbonat và oxy.



Từ pyrit có được limonit - một hợp chất của sắt, ổn định nhất trong tầng cận bề mặt của vỏ Trái Đất. Quá trình oxy hóa pyrit giải đáp cho sự có mặt của thạch cao trong đới phong hóa của một số trầm tích sắt.

Do quá trình oxy hóa nên màu sắc của các sản phẩm oxy hóa biến đổi so với màu nguyên thủy như sau:

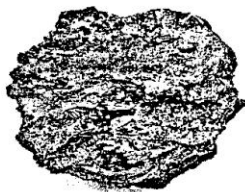
+ Khoáng vật silicat có màu xám, màu lục biến đổi thành màu vàng, màu nâu, màu đỏ. Đó là màu của vỏ phong hóa laterit và nhũ đá.

+ Vật chất hữu cơ có màu xám đen và đen biến thành màu xám nhạt và giải phóng CO₂.



Pyrit

→

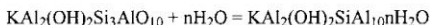


Limonit

Hình 11.7. Phong hóa hóa học khoáng vật pyrit thành limonit

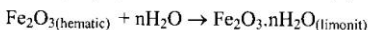
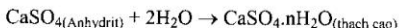
b) Quá trình biến đổi do CO₂: cùng với nước và oxy, CO₂ trở thành một nhân tố tích cực trong quá trình phong hóa. CO₂ có mặt trong không khí chiếm 0,03%, đồng thời cũng là thành phần khí hòa tan trong nước và được tạo ra từ các hoạt động của sinh vật và núi lửa. Trong môi trường nước CO₂ tác dụng với nước để biến thành axit cacbonic.

Quá trình thủy hóa các khoáng vật khác nhau được phổ biến rộng rãi khi phong hóa. Thực chất của nó là ở chỗ khi các khoáng vật khác nhau chịu tác dụng của nước và hơi nước, thì chúng chuyển thành những hợp chất giàu nước hơn, liên kết với nước về mặt hóa học, tạo thành các hidrat tinh thể. Ngoài nước liên kết hóa học ra, khi khoáng vật bị thủy hóa có nước liên kết bị hấp phụ bởi bề mặt các khoáng vật. Những khoáng vật có tính cát khai hoàn toàn, chủ yếu là mica, clorit, bắt đầu bị thủy hóa sớm nhất, biến thành hydromica và hydroclorit. Ví dụ:

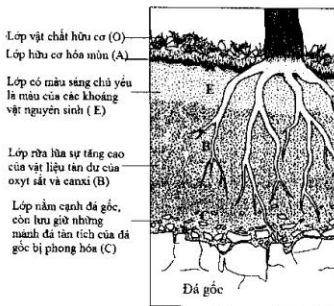
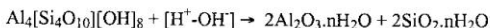


Như đã biết, quá trình thủy hóa, thường tạo nên các dạng hydrat ở giai đoạn trung gian, trong đó lượng chứa của nước thay đổi theo sự thay đổi điều kiện bên ngoài của môi trường.

Quá trình thủy hóa khoáng vật thường kèm theo hiện tượng thay thế cation. Khi đó phát sinh những khoáng vật mới cùng kiểu, được phân biệt với nhau bằng sự thay thế kiềm từng phần. Những khoáng vật có khả năng trao đổi cation cao, thì đặc biệt dễ bị thủy hóa. Ví dụ:



Ở điều kiện khí hậu nóng và ẩm của á nhiệt đới và nhiệt đới, với thời gian kéo dài rất lâu của quá trình phong hóa, các khoáng vật thứ sinh - các khoáng vật sét có thể bị phân giải tiếp và chuyển thành những sản phẩm cuối cùng đơn giản nhất của phong hóa hóa học, đó là các oxyt silic, nhôm và sắt là những sản phẩm ổn định nhất trong đới phong hóa. Có thể trình bày sự phân giải này dưới dạng sơ đồ:



Hình 11.9. Sự hình thành các tầng đất do phong hóa hóa học và tác dụng của sinh vật

11.1.3. Phong hóa do sinh vật

Có một số loài thực vật sống trên đá và lấy đi một số nguyên tố trong đó để sống như: K, Ca, SiO_2 , Mg, Na, P, S, Al, Fe.... và nhả ra một số axit tác dụng vào đá. Quá trình phá hủy đá được bắt đầu bởi vi khuẩn và tảo sau đó là vi thực vật như diatomea, nấm và thực vật ưa đá (rêu đá). Cuối cùng là thực vật cao đẳng. Kết quả phân tích trong tro của thực vật ưa đá hạ đẳng có Al và SiO_2 chứng tỏ loài thực vật này có khả năng phá vỡ mối liên kết của silicat aluminat.

Khi thực vật chết đi tạo thành axit humic. Loại này thực chất là một chất mang keo điện tích âm có khả năng hấp thụ Al^{+3} và Fe^{+3} để tạo nên một hợp chất dạng phức keo khả linh động được đưa đi rất xa (xem hình 11.9).

11.2. VỎ PHONG HÓA

Vỏ phong hóa là sản phẩm phong hóa của đá gốc được giữ nguyên tại chỗ và có cấu trúc phân đới theo phương thẳng đứng. Tùy theo điều kiện hình thành mà đất thuộc vỏ phong hóa được chia ra thành nhóm đất tàn tích và sườn tích.

Bề dày của vỏ phong hóa thay đổi phụ thuộc vào điều kiện khí hậu, địa hình, tính chất và cường độ phong hóa, thành phần đá gốc và phong hóa. Vì vậy ở vùng khí hậu nhiệt đới ẩm vỏ phong hóa dày nhất còn vùng ôn đới vỏ phong hóa rất mỏng.

Ví dụ:

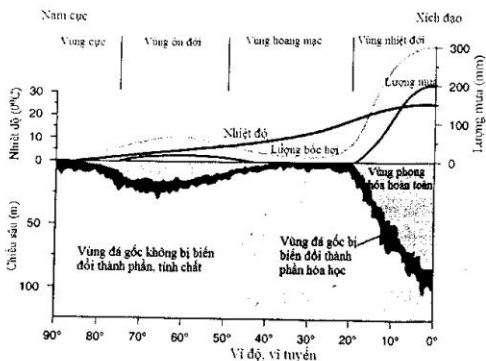
Ở điều kiện khí hậu ẩm ướt, lạnh ở cực, băng giá kéo dài của miền đài nguyên nguyên và đài nguyên rừng thì phong hóa vật lý, đặc biệt là do băng giá đóng vai trò chủ đạo, còn phong hóa hóa học đóng vai trò thứ yếu. Ở đây lượng mưa vượt quá lượng bốc hơi, nhưng nhiệt độ thấp làm cho chúng tích tụ ở dạng tuyết và băng hạt.

Ở điều kiện khí hậu ẩm ướt, lạnh vừa, thừa ẩm của rừng rậm và rừng hỗn tạp, cùng với phong hóa vật lý, phong hóa hóa học cũng đóng vai trò rõ rệt. Lượng mưa ở đây vượt quá lượng bốc hơi, do đó đá trong đới phong hóa bị cuốn trôi tương đối nhiều.

Ở miền khí hậu ẩm ướt lục địa, rừng thảo nguyên và thảo nguyên ôn hòa, khô hanh, thì phong hóa hóa học càng mãnh liệt hơn. Ở đây mưa chiếm ưu thế hơn bốc hơi, nhưng không nhiều lắm. Các dòng nước trên mặt có ý nghĩa lớn bởi vì mưa trong năm không đều đặn, thường dạng mưa rào. Do đó đá trong đới phong hóa bị cuốn trôi tương đối vữa phải.

Ở những miền khí hậu khô cạn lục địa khắc nghiệt, khô hạn của sa mạc và bán sa mạc, không có hoặc nghèo thực vật, thì phong hóa vật lý chiếm ưu thế rõ rệt. Ở đây lượng bốc hơi vượt quá lượng mưa rất nhiều và đá trong đới phong hóa bị cuốn trôi rất ít.

Cuối cùng trong điều kiện khí hậu á nhiệt đới ẩm ướt, ẩm, nóng và thừa ẩm, trong điều kiện thực vật phong phú, đa dạng và các quá trình sinh hóa mãnh liệt, thì phong hóa hóa học phát triển chiếm ưu thế. Ở đây mưa chiếm ưu thế hơn hẳn bốc hơi và đá trong đới phong hóa bị cuốn trôi khá và sâu (hình 11.10).



Hình 11.10. Sơ đồ thành tạo đới phong hóa trong những điều kiện địa lý và khí hậu tự nhiên khác nhau, theo N.M. X'trakov (1967)

Sản phẩm phong hóa ở miền nhiệt đới ẩm nói chung và Việt Nam nói riêng thường chứa ít nguyên tố kiềm và kiềm thổ, ít cả silic làm cho lượng sắt và nhôm tăng lên một cách tương đối. Hàm lượng sắt cao, tồn tại chủ yếu ở dạng các oxit khác nhau làm cho đá có màu nâu đỏ, nâu vàng, vàng. Sắt trong vỏ phong hóa có tính di động cao hơn nhôm vì các hợp chất sắt bị khử dễ di động. Mặt khác các khoáng vật chứa sắt rất dễ bị phong hóa. Vỏ phong hóa nhiệt đới ẩm ở Việt Nam còn một đặc điểm nổi bật khác là tồn tại nhiều các loại khoáng vật oxit nhôm, chủ yếu ở dạng hydratgilit. Hiện tượng chiếm ưu thế của các loại khoáng vật nhóm Kaolinit, oxit nhôm và sắt trong thành phần của vỏ phong hóa là nguyên nhân làm cho vỏ phong hóa phần nhiều có nhóm hạt mịn cao, khả năng trao đổi cation thấp, anion cao.

11.3. MỘT SỐ QUY LUẬT PHÂN BỐ VỎ PHONG HÓA Ở VIỆT NAM

Việt Nam thuộc miền khí hậu nhiệt đới nóng ẩm, gió mùa, năng lượng bức xạ tổng cộng vượt quá $100\text{kcal/cm}^2/\text{năm}$, độ ẩm tương đối dao động từ 80-100%, nhiệt độ trung bình trong năm $22-27^\circ\text{C}$. Ba phần tư lãnh thổ nước ta là đồi núi, thường có dạng dài, khối, đỉnh tròn, nền địa chất đa dạng, đại bộ phận các loại đá trong vỏ Trái Đất đều gặp. Những điều kiện cơ bản đó làm cho quá trình phong hóa các đá xảy ra rất mạnh và phức tạp. Vì vậy vỏ phong hóa ở Việt Nam rất đa dạng và phong phú về cấu tạo, hình thái, thành phần hóa học - khoáng vật, đặc điểm vỏ phong hóa biến đổi theo vĩ độ, theo đai cao và theo đặc điểm phân bậc độ cao địa hình. Trên cơ sở tổng hợp các kết quả nghiên cứu của các tác giả trong và ngoài nước, có thể rút ra một số nhận xét sau:

11.3.1. Theo vĩ độ

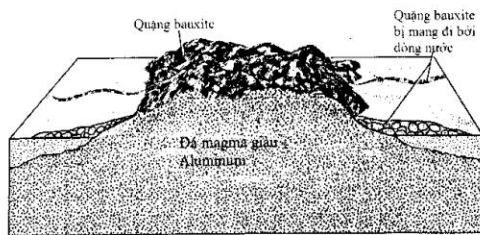
Được thể hiện ở sự phân bố vỏ phong hóa thủy phân hoàn toàn và thủy phân không hoàn toàn.

a) Vỏ phong hóa thủy phân hoàn toàn: được đặc trưng là sự có mặt của đới bauxit laterit. Theo đặc điểm cấu trúc, vỏ phong hóa này được chia ra hai kiểu mặt cắt.

- **Kiểu mặt cắt biến đổi dần dần (kiểu 1):** ở mặt cắt này quan sát được sự dịch chuyển dần dần từ đá mẹ sang sản phẩm cao nhất của vỏ phong hóa.

- **Kiểu mặt cắt biến đổi đột ngột (kiểu 2):** các sản phẩm phong hóa ở mức độ cao (quặng bauxit) nằm trực tiếp trên bề mặt đá gốc nứt nẻ và vỡ vụn, vắng mặt các sản phẩm trung gian. Sở dĩ tồn tại mặt cắt kiểu này là do những nơi địa hình cao, lượng mưa nhiều, nước vận động mạnh, các sản phẩm sét bị nước rửa trôi làm cho các sản phẩm bauxit laterit nằm trực tiếp ngay trên bề mặt đá gốc nứt nẻ.

Vỏ phong hóa thủy phân hoàn toàn chỉ gặp ở phía Nam, nơi không có mùa đông, mùa khô diễn ra gay gắt. Thường gặp ở những nơi cao nhất của địa hình vòm phân hủy (ĐăkNông, Lâm Đồng, ĐăkLắc). Đây là những nơi cao nhất của địa hình, mật độ phân cắt lớn, phân cắt ngang từ 5-30m/km². Lượng mưa hàng năm cao, biến đổi từ 2400-3200mm/năm và lớn hơn. Được giới hạn bởi sườn dốc cao. Thực tế ở những nơi quặng bauxit đạt giá trị công nghiệp đều là những nơi có độ cao bề mặt địa hình từ 900m đến 1100m (hình 11.11).



Hình 11.11. Sự hình thành đới quặng bauxit do phong hóa hóa học đá magma giàu aluminum

b) Vỏ phong hóa thủy phân chưa hoàn toàn: nét đặc trưng của vỏ phong hóa loại này là đá gốc bị phong hóa biến đổi thành các sản phẩm sét Kaolinit có chứa gipsit nhưng chưa hình thành đới laterit - bauxit. Ở loại vỏ phong hóa này cũng tồn tại hai kiểu mặt cắt:

- **Kiểu mặt cắt biến đổi dần dần (kiểu 1):** ở kiểu mặt cắt này cũng quan sát thấy sự thay đổi dần dần từ đá mẹ sang các sản phẩm phong hóa sét laterit nhưng *không* có mặt đới laterit sắt (đá ong). Thường gặp trong vùng có địa hình thấp, tương đối bằng phẳng.

- Kiểu mặt cắt có mặt đất laterit sắt (đá ong) (kiểu 2) hay còn gọi là vô phong hóa feralit (FeAl): mặt cắt được đặc trưng bởi sự có mặt của đất đá ong. Hiếm gặp hơn kiểu 1. Kiểu mặt cắt 2 thường gặp trên các sườn đồi thoải, nơi có nước ngầm thấm rì rả, những nơi có địa hình tương đối bằng phẳng nhưng mực nước dưới đất không nằm quá sâu.

Vô phong hóa feralit là một trong những giai đoạn cuối cùng trong quá trình phong hóa ở vùng nhiệt đới ẩm như ở nước ta với đặc điểm là sản phẩm phong hóa có thành phần vật chất cơ bản là tích tụ nhiều oxyt và hydrôxyt Fe và Al (và một phần cả Mn, Ti). Tuy nhiên không phải ở bất kỳ chỗ nào quá trình phong hóa nhiệt đới ẩm cũng có đủ điều kiện để diễn ra đến giai đoạn cuối cùng, mà thường dừng lại ở một giai đoạn nhất định, tùy thuộc vào điều kiện cụ thể của môi trường thành tạo vỏ, tạo ra sản phẩm phong hóa trung gian cân bằng tự nhiên.

Chế độ nhiệt đới ẩm của các mùa trong năm có ảnh hưởng đến sự hình thành và phát triển của vô phong hóa laterit, đặc biệt là vô phong hóa laterit thấm đọng dưới dạng đá ong. Đá ong được thành tạo trong vô phong hóa thông qua giai đoạn tạo sét loang lổ và cần có sự tương phản giữa hai mùa để vào mùa khô, mực nước ngầm hạ xuống, Fe và Mn trong các tầng sét bị oxy hóa tạo ra các kết vón vết dốm màu đỏ và vào mùa mưa chúng lại bị khử và trở nên di động tạo thành tầng sét loang lổ. Chu trình này cứ lặp lại liên tục và tiếp diễn lâu năm dẫn tới phần trên cùng của tầng sét loang lổ được tích lũy Fe, Mn với hàm lượng cao, trở nên già hóa và các kết tụ oxyt, hydroxyt Fe, Mn được gắn kết bởi vật liệu sét loang lổ, tạo đá ong thực thụ.

Feralit (đá ong, laterit) là vô phong hóa phổ biến ở nước ta, nhìn chung kiểu vỏ này được hình thành ở vùng địa hình có độ dốc nhỏ 3-10°, ở đó có lớp phủ thực vật kém phát triển. Chúng phân bố ở hai vùng chủ yếu:

Vùng gò đồi trung du ven rìa các đồng bằng (nơi tiếp giáp giữa chân đồi núi và vùng đồng bằng) như: đồng bằng Bắc Bộ, Nam Bộ và các vùng đồng bằng nhỏ ven biển Nam Trung Bộ và Bắc Trung Bộ.



Hình 11.12. Quá trình tích tụ canxi kết vón do sự bốc hơi nước: a) Ảnh thực tế; b) Mô hình giả định.

Ven rìa các vùng trũng giữa núi, các đảo và các cao nguyên như: Nghĩa Lộ, Điện Biên, Cao Bằng, KonTum, Gia Lai, ĐăkLăk... Ở khu vực Nam Trung Bộ thường gặp đá ong An Phong (Quảng Ngãi), Mộ Đức (Quảng Ngãi) với tổng chiều dày vỏ phong hóa lên tới 30m.

11.3.2. Theo đai cao (theo đặc điểm phân bậc độ cao địa hình)

Được thể hiện ở các vùng có độ cao khác nhau có các cấu trúc kiểu vỏ phong hóa khác nhau:

Ở vùng đồi, cao nguyên, trên các bề mặt san bằng, chiều dày vỏ phong hóa lớn nhất. Sở dĩ như vậy là vì ở đó mực nước dưới đất dao động theo mùa là lớn nhất, sự trao đổi nước diễn ra mạnh mẽ, môi trường nước là axit nên đã thành tạo nên các khoáng vật nhóm kaolinit. Sản phẩm phong hóa là sét có màu đỏ. Mặt khác, tốc độ rửa trôi bề mặt chậm hơn tốc độ phong hóa đá gốc.

Ở vùng núi, địa hình phân cắt mạnh, sườn cao và độ dốc lớn, lớp phủ thực vật tương đối dày, quá trình xói mòn và rửa trôi xảy ra mạnh mẽ nên chiều dày vỏ phong hóa mỏng. Sản phẩm phong hóa là sét có màu vàng, màu đỏ giảm. Nguyên nhân là do quá trình oxy hóa giảm, quá trình khử tăng, sắt linh động hơn nên bị mang đi.

Ở vùng đồi thấp, sự trao đổi nước yếu, dao động mực nước theo mùa nhỏ, do đó chiều dày của vỏ phong hóa mỏng. Mặt khác, ở đây phổ biến các trầm tích trẻ, bị phong hóa yếu, thời gian chịu ảnh hưởng của phong hóa ngắn.

11.4. ĐẶC ĐIỂM VỎ PHONG HÓA PHÁT TRIỂN TRÊN MỘT SỐ LOẠI ĐÁ CÓ NGUỒN GỐC VÀ THÀNH PHẦN KHÁC NHAU

Do đặc điểm khí hậu nhiệt đới ẩm nên quá trình phong hóa hóa học ở Việt Nam diễn ra mạnh mẽ và triệt để. Các sản phẩm phong hóa có đặc điểm đồng quy về thành phần. Trong sản phẩm phong hóa thuộc các đới bị thủy phân có nét chung là tồn tại một số loại khoáng vật chưa bị phong hóa hoàn toàn. Kết quả nghiên cứu đều nhận thấy rằng: các đá có nguồn gốc và thành phần khác nhau thì vỏ phong hóa có những nét riêng biệt, sau đây, chúng ta nghiên cứu đặc điểm vỏ phong hóa phát triển trên một số loại đá có nguồn gốc và thành phần khác nhau.

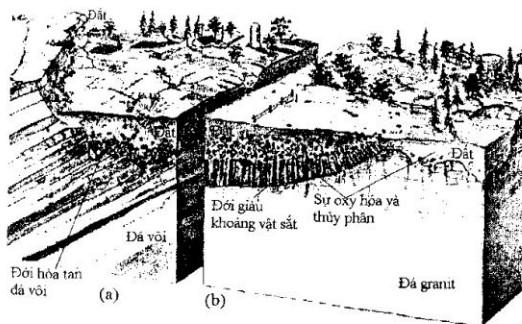
11.4.1. Vỏ phong hóa trên đá magma

Các đá magma thường bị phong hóa mạnh hơn so với các đá khác, nguyên nhân là do: đá được thành tạo trong điều kiện khác xa so với điều kiện môi trường hiện tại; thành phần vật chất của đá khá phức tạp. Do các điều kiện trên làm cho đá dễ bị biến đổi dưới ảnh hưởng của các tác nhân phong hóa.

Thành phần của đá magma bao gồm các khoáng vật nguyên sinh. Các đá magma mafic, siêu mafic bao gồm chủ yếu là nhóm khoáng vật silicat và magiê, đá thường sẫm màu. Các đá magma axit bao gồm các khoáng vật thạch anh, fenspat, silicat nhôm, đá

thường sáng màu. Dưới ảnh hưởng của quá trình phong hóa, các đá mafic, siêu mafic sẽ dễ dàng bị biến đổi mạnh hơn do trong chúng chứa nhiều nguyên tố kim loại kiềm và kiềm thổ, khi bị phong hóa chúng dễ bị rửa trôi. Trên những đá gốc loại này, bề dày vỏ phong hóa và mức độ phong hóa đồng nhất của vỏ phong hóa thường cao hơn, sản phẩm phong hóa thường có màu đỏ, nâu đỏ, nâu sẫm (màu socola), đất có kết cấu xốp (hình 11.13).

Ngược lại, do thành phần và màu sắc mà các đá magma axit ổn định đối với phong hóa hơn so với các loại đá trên. Vỏ phong hóa thường mỏng hơn, sản phẩm phong hóa kém đồng nhất, có sự chuyển biến từ dần dần đá gốc sang các sản phẩm phong hóa. Đất thường có màu vàng, vàng đỏ. Trong các sản phẩm phong hóa của hai nhóm đá trên thì tính chất sét của mafic và siêu mafic cao hơn.



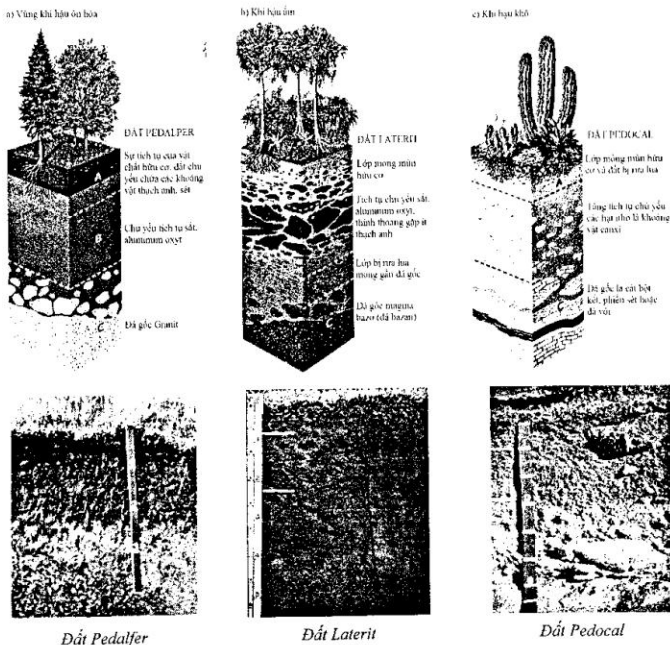
Hình 11.13. Chuyển tiếp của lớp vỏ phong hóa trên đá vôi (đá trầm tích) (a) và magma (b)

11.4.2. Vỏ phong hóa trên các đá trầm tích

Các đá có nguồn gốc trầm tích gồm hai nhóm chính là trầm tích vụn cơ học và trầm tích sinh hóa.

Vỏ phong hóa trên các đá trầm tích vụn cơ học: các đá thuộc trầm tích vụn cơ học bao gồm: cuội kết, sạn kết, cát kết, bột kết và sét kết. Thành phần của các đá này là các mảnh vụn do quá trình phong hóa từ các loại đá gốc khác nhau. Vì vậy trong thành phần của nó nghèo các kim loại kiềm và kiềm thổ, thành phần khoáng vật không phức tạp. Các đá này khá ổn định đối với phong hóa. Trong quá trình phong hóa, đá bị biến đổi không nhiều, do vậy vỏ phong hóa thường mỏng, sản phẩm phong hóa kém đồng nhất, mặt cắt vỏ phong hóa có sự chuyển hóa từ từ. Đá có cấu tạo phân lớp, bị uốn nếp nên đới đá nứt nẻ thường dày, đất phong hóa (sản phẩm tàn tích) thường có kết cấu chặt, có màu vàng nhạt, nâu đỏ hoặc vàng đỏ.

Vỏ phong hóa trên các đá trầm tích sinh hóa (đá vôi): thành phần chủ yếu của đá vôi là CaCO_3 , chứa vật chất sét, có chứa sắt và magie. Quá trình phong hóa đá vôi chủ yếu là quá trình kiềm (quá trình hòa tan). Canxi thường bị rửa trôi mang đi hết chỉ còn lại các sản phẩm sét. Nếu đá vôi vàng thuần khiết (lượng CaCO_3 càng cao) thì sản phẩm sét càng ít, thậm chí không nhận rõ vỏ phong hóa, bề mặt còn trơ lại đá gốc cứng nhắc. Trong các đá vôi có hàm lượng sét cao (đá sét - vôi hoặc vôi - sét) thì mới nhận thấy rõ vỏ phong hóa. Sản phẩm phong hóa là đất có màu nâu sẫm, kiến trúc hạt rời, độ xốp cao, đường ranh giới giữa đá mẹ đang phong hóa và sản phẩm phong hóa hoặc chuyển tiếp tương đối rõ, hàm lượng thạch anh không đáng kể, hàm lượng các oxyt sắt và nhôm cao (hình 11.14).



Hình 11.14. Sự hình thành các kiểu vỏ phong hóa trong các loại đá và các vùng khí hậu khác nhau

11.4.3. Vô phong hóa trên các đá biến chất

Trong các đá biến chất, tùy theo mức độ biến chất mà phân ra các loại đá biến chất mạnh và các đá bị biến chất yếu. Các đá bị biến chất mạnh bao gồm: Gneiss, phiến kết tinh, amfibolit.... Đối với đá biến chất mạnh, vô phong hóa của chúng giống như ở các đá magma có thành phần tương tự. Đối với đá biến chất yếu vô phong hóa có thành phần tương tự như các đá trầm tích vụn cơ học.

Trong những điều kiện khí hậu và đá gốc khác nhau đã hình thành nên các loại đất khác nhau, đó là: đất Pedalfer, Laterit và Pedocal (xem hình 11.14).

- *Đất Pedalfer* là đất chứa oxyt sắt, sét hay cả hai, tên này được kết hợp từ "pedon" có nghĩa là "đất" (tiếng Hy Lạp) và hai ký hiệu Al, Fe. Thông thường thì các vật liệu hòa tan (CaCO_3 và MgCO_3) không có mặt trong thành phần của đất pedalfer nhưng chúng có thể tồn tại trong nước ngầm và nước mặt. Đất pedalfer thường có mặt trong những vùng khí hậu ôn hòa, ẩm ướt, thường ở dạng rừng thực vật cấp thấp. Thuộc nhóm này có rất nhiều loại đất có màu xám tro, màu nâu xám.

- *Đất Pedocal*, chứa cacbonat canxi. Tên của loại này được ghép từ "pedon" và calcium. Các loại đất thuộc nhóm này thường có mặt ở các vùng ôn đới, nhiệt độ tương đối cao, lượng mưa thấp và thảm thực vật chủ yếu là cỏ và cây bụi. Trong quá trình thành tạo đất pedocal, cacbonat canxi và một ít cacbonat canxi magie tích tụ trong mặt cắt của đất. Quá trình này xuất hiện trong những khu vực có nhiệt độ cao, khan hiếm mưa và trên mặt của đất luôn nóng và khô. Nước đã bốc hơi trước khi mang cacbonat ra khỏi đất. Vì vậy các hợp chất này lắng đọng dưới dạng canxit. Những cơn mưa hiếm hoi có thể mang các vật liệu hòa tan từ tầng trên cùng xuống tầng dưới. Ở đây chúng sẽ bị kết tủa lại khi nước bốc hơi. Các vật liệu hòa tan cũng có thể mang từ phía dưới lên, trong trường hợp này nước ở phía dưới đất dâng lên trên mặt đất thông qua các khe nứt mao dẫn. Khi nước dâng lên đến phần trên thì bị bốc hơi và các vật liệu hòa tan kết tủa lại.

- *Đất laterit* là các loại đất ở vùng nhiệt đới, giàu hydrat nhôm và sắt. Trong quá trình phát triển để tạo thành laterit, sắt và nhôm tích tụ ở bên trên đới phong hóa. Nhôm ở dạng $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ gọi là bauxit, một loại quặng nhôm. Quặng này được thành tạo khi phong hóa mạnh và lâu dài, loại bỏ oxyt silic ra khỏi khoáng vật sét và để tạo thành axit aluminum (bauxit). Trong một số laterit, oxyt sắt tập nhiều ở tầng trên và tạo thành quặng sắt.

11.5. PHÂN ĐỐI THĂNG ĐÚNG CỦA VÔ PHONG HÓA TRONG NGHIÊN CỨU ĐỊA CHẤT

Khi giải quyết các nhiệm vụ khảo sát địa chất công trình phục vụ xây dựng, việc đánh giá mức độ phong hóa có một ý nghĩa to lớn, bởi vì mức độ phong hóa càng cao thì mức độ bị phá hủy càng cao. Từ bên trên bề mặt đất xuống dưới sâu chia đới phong hóa thành các đới sau:

11.5.1. Đới I - Đới nứt nẻ (đối phong hóa nhẹ)

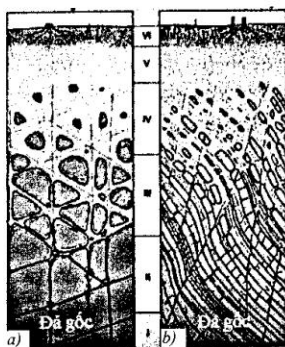
Đá trong đới này tương đối nguyên khối, màu sắc và đặc điểm bên ngoài của đá ít bị biến đổi và giống đá mẹ. Ở mặt các khe nứt có vết bám của oxyt sắt, do bị nứt vỡ nên độ nứt nẻ của đá tăng, độ bền của đá giảm, tính thấm nước tăng.

11.5.2. Đới II - Đới đá phân khối (đối phong hóa trung bình)

Trong đới này, đá bị nứt vỡ theo các khe nứt thành các khối nứt và tảng. Kích thước khối nứt giảm dần khi đi lên ranh giới trên của đới. Màu sắc, thành phần, đặc điểm kiến trúc và cấu tạo của đá về cơ bản chưa bị biến đổi, nhưng theo bề mặt các khe nứt đã quan sát thấy những biến đổi.

I.I.Ginzburg (1957) chỉ rõ, đới các đá phong hóa hóa học được hình thành tốt thì có tính biến đổi rõ ràng theo phương thẳng đứng, đồng thời càng đi xuống dưới sâu thì càng gặp những đá ít thay đổi hơn. Điều kiện phá hủy của chúng ở những độ sâu khác nhau đều khác nhau, bởi vì càng đi xuống dưới thì tác dụng của nhiệt độ yếu đi, nước thấm xuống trở nên ngày càng bị khoáng hóa nhiều hơn và tính ăn mòn của nó càng giảm xuống, lượng chứa oxy càng giảm xuống theo chiều sâu. Môi trường trở nên kiềm hơn. Bên trên mực nước ngầm, trong đới thông khí, điều kiện oxy hóa chiếm ưu thế, dưới sâu thì điều kiện trung tính và khử oxy chiếm ưu thế.

Trong vỏ phong hóa, thành phần và tính chất của đất đá là rất không đồng nhất, biến đổi hầu như có quy luật từ đá mẹ sang các sản phẩm phong hóa. Vì vậy tính chất địa chất công trình của đất đá trong vỏ phong hóa sẽ rất khác nhau, đa dạng và phức tạp. Chính vì vậy khi nghiên cứu địa chất công trình các vỏ phong hóa ta phải tiến hành phân đới thẳng đứng của chúng (hình 11.15).



Hình 11.15. Phân đới thẳng đứng theo cấp đất đá của vỏ phong hóa trong đá magma (a) và đá trầm tích (b)

Ngoài ra, trong địa chất người ta còn gọi là đới saprolite: đó là đới bị phân hủy hoàn toàn, điển hình là giàu sét, dạng đất mềm thành tạo do phong hóa hóa học các đá magma, trầm tích và biến chất. Nó tạo thành lớp, phủ đến 100m chiều dày, đặc biệt trong điều kiện khí hậu ẩm và nhiệt đới hoặc á nhiệt đới. Màu sắc thường có sắc thái đỏ hoặc nâu, nhưng có thể trắng hoặc xám. Saprolite được đặc trưng bởi sự bảo tồn cấu trúc của đá khi chưa bị phong hóa. Thuật ngữ được đề xuất bởi Becker năm 1895. (Ferruginous saprolite: chứa sắt).

11.5.3. Đới III - Đới sét hóa (đới phong hóa mạnh)

Trong đới này phần lớn các khoáng vật nguyên sinh đã bị biến đổi thành các khoáng vật thứ sinh, có thể đặc điểm đá mẹ được bảo tồn. Ở đới này, do bị rửa trôi mạnh mà đá trở nên xốp, nhẹ, có màu sáng hơn so với đá mẹ. Tính chất cơ lý của đất đá biến đổi mạnh. Do phong hóa kiểu bóc vỏ hình cầu mà còn sót lại các cục đá bị phong hóa nhẹ hoặc chưa bị phong hóa. Hàm lượng các đám cục đá còn sót lại chiếm 30-70%. Đới này thường được chia ra hai phụ đới:

Phụ đới IIIA - gồm: sét - dăm (nằm bên dưới).

Phụ đới IIIB - gồm: dăm - sét (nằm bên trên).

11.5.4. Đới IV - Đới phân tán (đới phong hóa hoàn toàn)

Trong đới này đá bị phong hóa hoàn toàn thành sét. Chúng được chia ra hai phụ đới:

Phụ đới IVA: sét màu vàng nhạt, xám vàng, đốm đen; đất có kết cấu xốp, có tính dẻo, đôi khi còn giữ được một số đặc điểm cấu tạo của đá mẹ.

Phụ đới IVB: gồm những sản phẩm sét màu vàng đỏ, nâu đỏ, chứa một lượng không lớn kết vón oxit sắt. Đất có độ rỗng (n) lớn, khối lượng riêng cao, khối lượng thể tích khô thấp, tính dẻo và cường độ kháng cắt cao, tính nén lún trung bình. Khi độ bão hòa $G < 80\%$ đất có thể có tính lún ướt (đặc biệt đất phong hóa từ đá magma và biến chất).

11.5.5. Đới V - Đới ximăng hóa (đới laterit)

Trong đới này đất bị xi măng hóa bởi các oxit sắt và oxit nhôm tạo ra những đất đặc biệt (laterit). Đới xi măng hóa cũng được chia thành hai đới phụ (VA và VB).

Phụ đới VA - phụ đới laterit nhôm: trong đới này, vỏ phong hóa bị thủy phân hoàn toàn. Phụ đới này được cấu tạo bởi các kết vón có thành phần chủ yếu là Al_2O_3 . Hàm lượng các kết vón thay đổi từ 40-50% đến 70-80%. Các kết vón có hình dạng rất kỳ dị như hình cầu, hình củ gừng, hình tấm, hình méo mó và nằm lẫn với đất loại sét màu nâu vàng, nâu đỏ. Kích thước các kết vón thay đổi từ vài cm đến 20-30cm và lớn hơn.

Phụ đới VB - phụ đới laterit sắt: trong phụ đới này, vỏ phong hóa chưa bị thủy phân hoàn toàn. Bao gồm các loại đất đặc biệt có độ rỗng cao, khi đào và đưa ra không khi

đất được cứng rắn hóa. Được kết vón oxit sắt, có hình dạng và kích thước khác nhau, được gắn kết bằng các vật chất sắt - nhôm hoặc là thành phần hỗn hợp các kết vón oxit sắt và các sản phẩm sét laterit được xi măng hóa nên có độ bền cơ học tăng.

11.5.6. Dới VI - Dới thổ nường

Thuộc dới này là các loại đất sét màu nâu đỏ, nâu vàng. Phần trên cùng thường có màu vàng, xám vàng, xám nâu. Đặc tính địa chất công trình của đất thuộc dới này tương tự như phụ dới IIIB. Trong dới này còn gặp rễ cây và các tàn tích thực vật khác.

Khi nghiên cứu phong hóa đá về mặt địa chất công trình, cần phải:

- Xác định tổng bề dày của dới phong hóa và sự thay đổi của nó trong khu vực xây dựng nhằm thu thập về chiều sâu thể nằm và địa hình bề mặt của đá liền khối chưa bị phong hóa.

- Chia dới phong hóa ra thành những phụ dới khác nhau về thành phần, trạng thái và các tính chất vật lý, nhằm tách ra được các phụ dới gồm những đá bị phá hủy mạnh nhất - phụ dới phong hóa mãnh liệt.

- Giải quyết những nhiệm vụ thực tế tùy theo bề dày và mức độ phong hóa của đá, ví dụ:

- a) Chọn những chỗ thuận lợi nhất để bố trí công trình lên đó (nhìn từ khía cạnh mức độ phá hủy của đá do phong hóa);

- b) Xác định chiều sâu đặt móng công trình, đánh giá khả năng sử dụng đá đã bị phong hóa làm nền thiên nhiên và dự báo độ lún của công trình;

- c) Xác định chiều dày lớp đá đã bị phong hóa cần bóc bỏ đi khi thiết kế đào hố móng;

- d) Đánh giá sự ổn định của đá đã bị phong hóa trên sườn dốc, mái dốc hố đào, hố móng;

- e) Xác định sự cần thiết phải đặt các màn chống thấm, chiều sâu cắt vào đá của chúng hoặc các biện pháp chống thấm khác;

- f) Dự báo khả năng phát triển của đá lở, trượt đất và các kiểu dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc và mái dốc do phong hóa;

- g) Xác định cấp loại đá đã bị phong hóa (phân chia cấp đất đá theo mức độ phong hóa);

- i) Xác định những biện pháp cần thiết để đảm bảo sự ổn định của các công trình đã thiết kế, tránh cho chúng khỏi những biến dạng nguy hiểm của đá đã bị phong hóa hoặc giữ cho đá tránh khỏi tác dụng của các tác nhân gây phong hóa.

11.6. CÁC BIỆN PHÁP PHÒNG CHỐNG PHONG HÓA TRONG XÂY DỰNG CÔNG TRÌNH

Để bảo vệ các công trình tránh khỏi những ảnh hưởng có hại và nguy hiểm của quá trình phong hóa của đá đối với sự ổn định của công trình, người ta áp dụng các biện pháp công trình khác nhau. Việc chọn những biện pháp này trước hết phụ thuộc vào mục đích sử dụng các đá được nghiên cứu: làm nền thiên nhiên cho công trình, hay là

tạo nên các sườn dốc tự nhiên, mái dốc hố đào, vách hố đào v.v... Trong đó, thành phần, mức độ phong hóa của đá, bề dày của đới phong hóa và tốc độ hình thành của nó có ý nghĩa quan trọng. Tùy theo tất cả các yếu tố này mà các biện pháp công trình để bảo vệ có thể gồm có sau đây:

- a) Bóc bỏ đá bị phong hóa toàn bộ hay từng phần sau khi xác định bề dày đới cần bỏ.
- b) Giữ nguyên đá bị phong hóa trong nền móng công trình được thiết kế hoặc trong mái dốc của các hố đào, nên tuân theo những quy định về thiết kế và xây dựng công trình. Ví dụ: giảm tải trọng tính toán trên đá, bạt thoải các mái dốc v.v...
- c) Giữ đá tránh những tác nhân phong hóa bằng cách dụng vách lát cắt bằng cát, sét...
- d) Cải tạo các tính chất của đá bằng cách phụt xi măng, phụt sét, phụt bitum, phụt silicat v.v... Biện pháp này làm cho đất đá có tính liên khối, tăng độ bền và độ ổn định, giảm độ thấm nước.
- e) Dùng nền nhân tạo, bằng cách thay đá bị phong hóa bằng đệm cát - sỏi, cuội, đá dăm, bê tông hoặc dùng móng sâu...

Chương 12

HOẠT ĐỘNG DỊCH CHUYỂN TRỌNG LỰC CỦA ĐẤT ĐÁ TRÊN SƯỜN ĐỐC VÀ MÁI ĐỐC

Bề mặt Trái Đất là tập hợp các sườn dốc. Các sườn dốc có thể thoải hoặc dốc đứng, được các lớp thực vật che phủ hoặc không có. Các sườn dốc quan trọng vì chúng tạo nên hình dạng của lục địa và đáy biển. Trên các sườn dốc, nước mưa, tuyết và băng tan sẽ chảy lan trên bề mặt hay gom tụ trong các dòng chảy để cuối cùng đổ ra các vùng cửa sông và biển. Các quá trình này được gọi chung là hoạt động dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc và mái dốc (hiện tượng trượt lở đất).

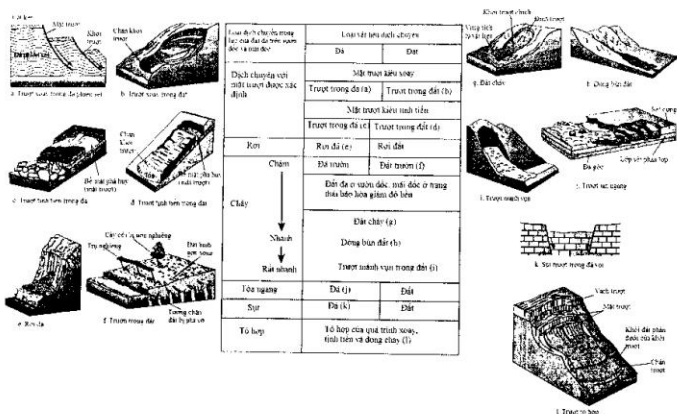
Các vật liệu bị phong hóa và không bị phong hóa được chuyển dần tới nơi thấp hơn, đến mức cuối cùng là các dòng suối hay các bề lắng của hồ và đại dương và bản thân địa hình đáy đại dương cũng có dạng những sườn dốc nhấp nhô. Các quá trình dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc và mái dốc gây nên những tổn thất to lớn, đặc biệt đối với xây dựng, giao thông. Ở Việt Nam, theo tài liệu của Bộ Tài nguyên và Môi trường [7], chỉ tính riêng các tuyến đường thuộc 8 tỉnh miền Trung từ Quảng Bình đến Phú Yên, hàng năm có tới 1600 điểm thường xuyên trượt lở đất, trong đó có hơn 80 điểm có quy mô từ 1000 đến 100.000m³, một số điểm rất lớn đến 1 triệu m³. Tuyến đường Hồ Chí Minh dài 1000km có 13 đoạn có chiều dài 200km thường xuyên sạt lở nghiêm trọng và rất nghiêm trọng. Tổng số thiệt hại liên quan với quá trình dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc và mái dốc gây ra đối với hệ thống giao thông đường bộ Việt Nam là 2046,658 tỷ đồng (năm 2008). Như vậy, hiện tượng trượt lở đất xảy ra gây nên tác động rất lớn đến việc thiết kế, thi công, sử dụng công trình.

12.1. DỊCH CHUYỂN CỦA ĐẤT ĐÁ TRÊN SƯỜN ĐỐC VÀ PHÂN LOẠI

Dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc và mái dốc là tên gọi để chỉ các quá trình liên quan tới sự dịch chuyển xuôi dốc của đất đá dưới tác dụng của trọng lực.

Phân loại dịch chuyển trọng lực của đất đá. Dịch chuyển trọng lực của đất đá được phân loại dựa theo phương thức chuyển động và đặc điểm vật liệu của sườn dốc. Các phương thức dịch chuyển bao gồm: rơi, đổ, trượt, trượt tầng ngang, trượt dòng chảy và phức hợp. Vật liệu sườn dốc tham gia vào chuyển động được chia thành hai nhóm là *đá* và *đất*, trong đó được chia thành hai phụ nhóm *đất chủ yếu hạt thô* và *đất hạt mịn*. Tên gọi các dịch chuyển trọng lực của đất đá gồm hai phần liên quan với phương thức chuyển động và loại vật liệu. Các hiện tượng dịch chuyển trọng lực của đất đá thường

gặp như: rơi - đổ đá; trượt lở đá, trượt đất, trượt chảy dòng đá, dòng bùn (hình 12.1). Quá trình chuyển động của vật liệu sườn dốc phụ thuộc vào độ nghiêng của sườn dốc, đặc điểm vật liệu và đặc tính của nước dưới đất.



Hình 12.1. Phân loại các kiểu dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc

12.2. CÁC HIỆN TƯỢNG DỊCH CHUYỂN ĐẤT ĐÁ TRÊN SƯỜN DỐC

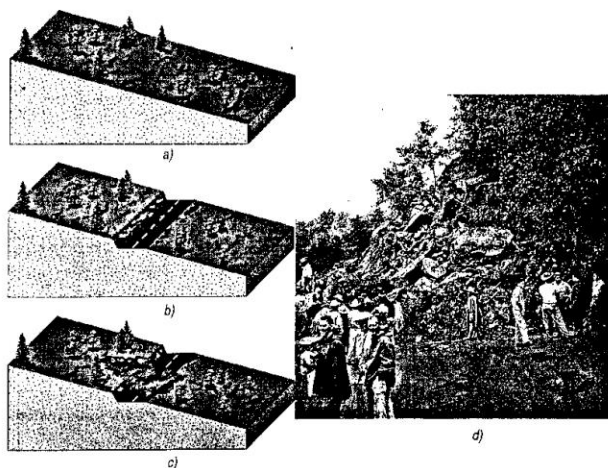
12.2.1. Rơi và đổ (fall)

Đây là hiện tượng văng tung tóe mảnh đất hoặc khối đất đá từ đỉnh dốc hoặc mái dốc xuống đường, chân núi... Tùy thuộc vào độ dốc địa hình, mái dốc và tính chất của đất đá mà xảy ra hiện tượng đá đổ hoặc đất đổ, rơi từ sườn dốc xuống đường hoặc chân núi. Khi khối đất đá, mảnh vụn hay đất tách rời mặt dốc đứng và chuyển động xuống dốc dưới dạng rơi, nhảy cóc lần tròn tự do gọi là *rơi* (hình 12.1e). *Đổ*, là chuyển động xoay xảy ra khi một khối vật liệu xoay quanh trụ trước ở đáy khối. Đổ phát triển trên các dốc đá hay đất dính bị chia thành các khối nứt do hệ thống khe nứt, mặt phân phiến thẳng đứng định hướng song song với mặt dốc. Chuyển động rơi thường xảy ra ngay sau chuyển động đổ, vì vậy quá trình đổ rơi của các khối đất đá theo bờ dốc do tác dụng của trọng lực và tích tụ vật liệu dưới chân dốc thường được gọi chung là *hiện tượng sụp đổ*.

12.2.2. Trượt

Chuyển động trượt là hiện tượng cả khối đất đá dịch chuyển theo một mặt hay một đới phá hủy mỏng, di chuyển xuống phía dưới do tác dụng của trọng lực. Trượt là hiện tượng phổ biến nhất của dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc. Trong quá

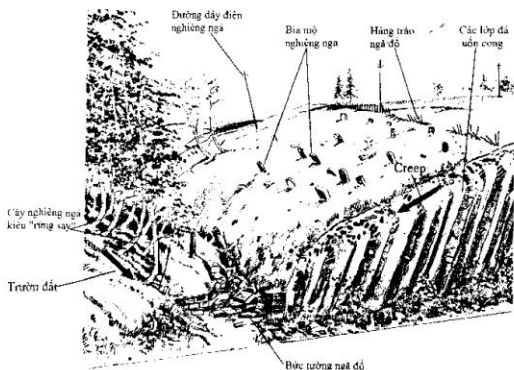
trình trượt, cả khối vật liệu chuyển động như một đơn vị thống nhất, bên trong khối trượt không có hoặc có không đáng kể các biến dạng; ngược lại chuyển động *trượt dòng chảy* toàn khối vật liệu bị biến dạng trong quá trình chuyển động. Một khối trượt có các yếu tố gồm mặt trượt, đầu khối trượt, chân khối trượt và vách trượt. *Khối trượt* là khối vật liệu đất đá di chuyển trên mặt trượt. *Mặt trượt* (bờ trượt) là một mặt theo đó khối trượt chuyển động xuống phía dưới sườn dốc. Số lượng mặt trượt có thể là một hay nhiều mặt; mặt trượt có thể phẳng hay uốn cong, phụ thuộc vào đặc điểm địa chất. Nếu mặt trượt uốn cong gọi là *trượt xoay*; mặt phẳng gọi là *trượt tịnh tiến*. Mặt trượt có thể quan sát thấy gương trượt và vết trượt nếu xảy ra ở đá gốc. *Đầu khối trượt* là phần phía trên của khối trượt. *Chân khối trượt* là phần phía dưới (phía trước) của khối trượt. *Vách trượt* là phần mặt trượt do khối trượt chuyển động xuống phía dưới để lộ ra (hình 12.2).



Hình 12.2. Hiện tượng rơi đá

- a) Sườn dốc ở trạng thái tự nhiên; b) Sườn dốc bị khai đào thi công làm đường;
c) Sườn dốc trượt lở; d) Ảnh thực tế sườn dốc bị trượt lở

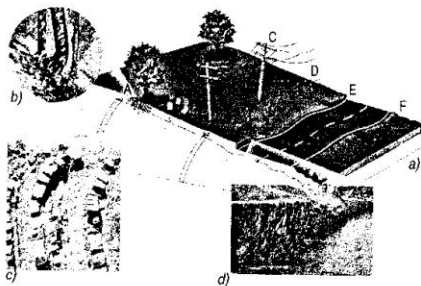
Thường mặt trượt có hình trụ tròn xoay (khi đất trong khối trượt tương đối đồng nhất) và khi có mặt cắt sâu vào tầng đá nằm dưới, hoặc trượt theo bề mặt tầng đá gốc. Có thể xem hiện tượng trượt đất này khi hoạt động thì toàn bộ khối đất đều di chuyển cùng một lúc, đất đá ở khối sụt ít bị xáo trộn. Cây cối hoặc công trình trên bề mặt địa hình bị nghiêng và cùng di chuyển với một cự ly tương ứng (hình 12.3).



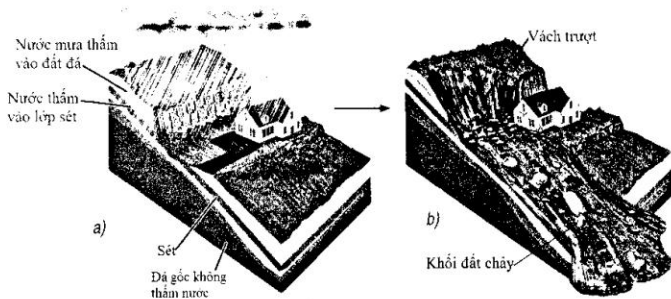
Hình 12.3. Một số dạng biểu hiện của hiện tượng trượt trên bề mặt địa hình

12.2.3. Sụt trượt

Về bản chất sụt trượt là giai đoạn cuối cùng của hiện tượng xói sụt, trong thực tế khó phát hiện thấy ở dạng này các yếu tố như vách sụt, mặt trượt một cách rõ ràng. Nhưng trong nhiều trường hợp mặt trượt cũng có dạng cung tròn. Khối sụt đi chuyển xuống bên dưới của sườn dốc. Đất đá trong khối sụt bị xáo trộn, cây cối thường đổ ngổn ngang. Khi phát sinh thường xảy ra rất nhanh gây nên chấn động mạnh làm cho khối đất xung quanh bị biến dạng, nứt rạn và làm ảnh hưởng đến độ ổn định của các khối đất tiếp cận với nó. Khối sụt loại này cũng khá lớn và có thể làm lấp hẳn một đoạn đường. Đây là một dạng sụt trượt tương đối phổ biến ở các tuyến đường miền núi của nước ta (hình 12.4).



Hình 12.4. Một số biểu hiện của hiện tượng trượt trên bề mặt địa hình: a) Khối trượt; b) Góc cây cối bị nghiêng ngả; c) Các lớp đá bị uốn cong; d) Tường chắn bị bẻ gãy ngã đổ.

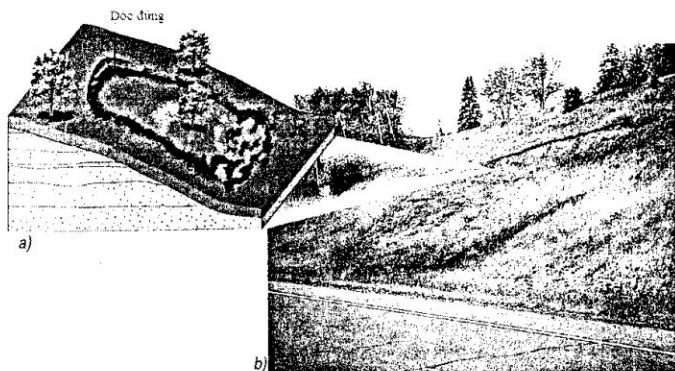


Hình 12.5. Phá hủy công trình do sụt trượt

a) Trước khi trượt; b) Sau khi trượt

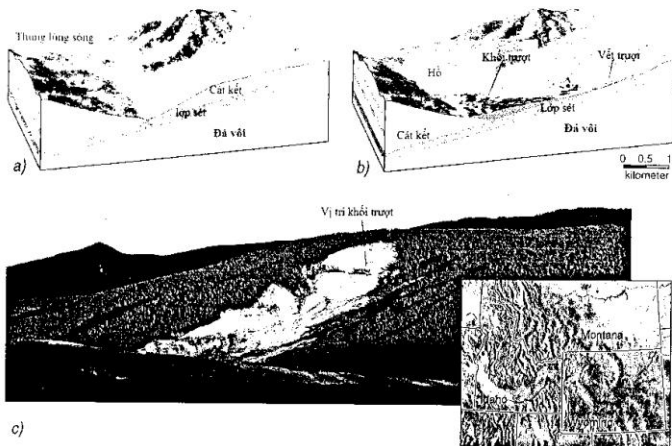
12.2.4. Xói sụt

Xói sụt là một dạng hiện tượng biến dạng cục bộ, lúc đầu có hiện tượng bóc từng mảng ở chân hoặc đỉnh dốc đào, sau đó phát triển lên phía trên, mức độ hoạt động thường chậm, khối lượng thường không lớn và tùy vào cấu trúc bề dày của tầng phủ phong hóa bên trên (hình 12.6).



Hình 12.6. Vị trí xói sụt

a) Khối sụt phóng to; b) Khối sụt thực tế



Hình 12.7. Khối trượt trong lớp đá cát kết, lớp sét và đá vôi tại bang Idaho (Mỹ):

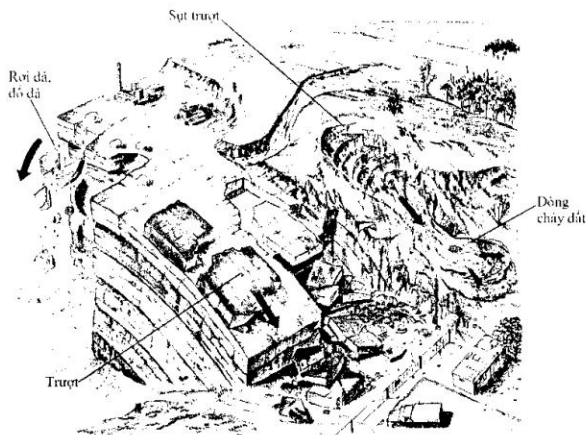
a) Trước khi trượt; b) Sau khi trượt; c) Ảnh thực tế của khối trượt.

12.2.5. Trượt tầng ngang

Trượt tầng ngang là quá trình dịch chuyển trọng lực mở rộng theo chiều ngang của các khối đất đá. Sự hóa lỏng và chảy qua các lớp đất yếu ở mái dốc là nguyên nhân của hầu hết chuyển động trượt tầng ngang trong các loại đất đá. Các loại vật liệu thích hợp nhất cho hiện tượng trượt tầng ngang là sét. Các vật liệu bền vững hơn nằm trên mặt trượt (tầng sét) vẫn liên kết với nhau, không có các biến dạng lớn, mặc dù chúng có thể bị vỡ thành từng khối rồi lún xuống hay xoay lệch khi có chuyển động trượt tầng ngang (hình 12.1j).

12.2.6. Trượt dòng chảy

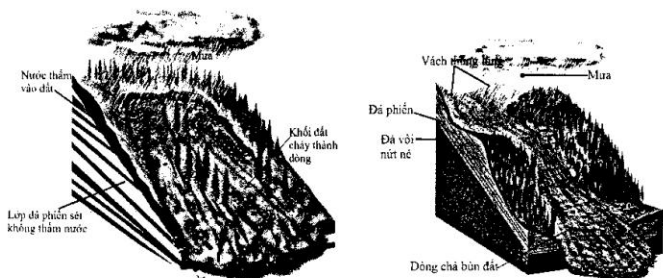
Dòng chảy là một hiện tượng vật lý phức tạp, bao gồm các quá trình biến dạng dẻo, dẻo - nhớt. Trong quá trình chảy, bản thân khối vật liệu sẽ bị biến dạng. Khi chảy với tốc độ chậm (từ vài mm/năm đến 1,5m/tháng) gọi là *trườn* (hình 12.1f). Khi trượt dòng chảy chuyển động với tốc độ nhanh (từ 1,5m/ngày đến 3m/s) thì gọi là *dòng*. *Dòng lũ bùn đá* là hiện tượng phát sinh đột ngột một dòng lũ lớn cuốn theo nhiều bùn đá với kích thước mảnh vụn rất khác nhau, từ tầng đến cát, cuội, sỏi. Khi di chuyển, phía trước dòng bùn tạo thành lưỡi bùn, các tầng lún, khối đất đá di chuyển theo khối này. Tốc độ dịch chuyển của dòng bùn có thể đạt tới 5-7m/s (hình 12.8).



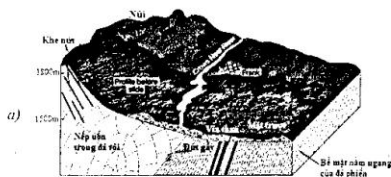
Hình 12.8. Hiện tượng đá rơi, trượt, sạt trượt và dòng chảy đất

12.2.7. Các dịch chuyển trọng lực của đất đá phức tạp

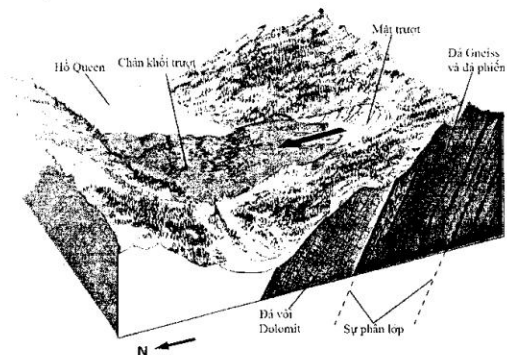
Hiện tượng dịch chuyển đất đá theo sườn dốc trong tự nhiên rất ít khi chỉ liên quan đến một phương thức dịch chuyển. Thông thường quá trình dịch chuyển trọng lực của đất đá là sự kết hợp của nhiều loại chuyển động trượt, sau đó trượt biến thành dòng chảy. Một số thảm họa tự nhiên khác liên quan đến dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc phức hợp, thường bắt đầu là đổ đá, rơi đá, tiếp sau đó là đá trượt, rồi sau đó chuyển thành các dòng mảnh vụn tốc độ nhanh (hình 12.17).



Hình 12.9. Dòng chảy bùn đất



Các lớp đá trầm tích và biến chất phân lớp, phân phiến khi phong hóa mạnh và triệt để sẽ tạo điều kiện cho hiện tượng trượt. Ví dụ như hiện tượng trượt đất ở hồ Queen và đập Franciscan (Mỹ) khi nền móng các công trình này đặt trên lớp đất đá mà bên dưới cấu tạo địa chất gồm các lớp: đá vôi dolomit, đá phiến và gneiss phân lớp, phân phiến (hình 12.12, hình 12.14).



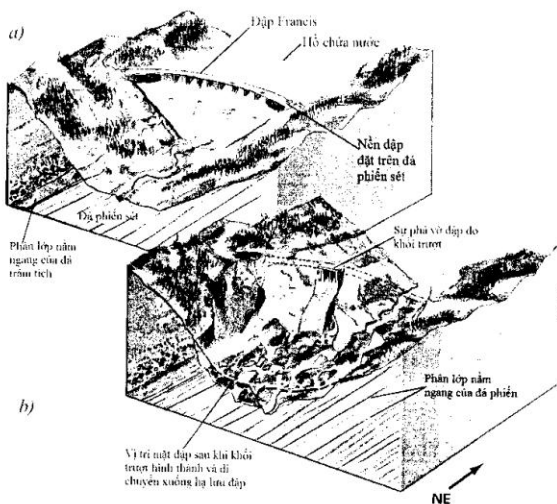
Hình 12.12. Khối trượt trên nền đá vôi, đá phiến và gneiss phân phiến ở hồ Queen (Mỹ)

Đập Franciscan bang California (Mỹ) xây dựng xong năm 1927, ngày 12 tháng 3 năm 1928 thì xảy ra sự cố. Số người chết lên tới 400 người, tổn thất tài sản lên tới 10 triệu đô la (tại thời điểm 1928). Đập nằm ở vùng núi Franciscan tương đối hẹp, cách Los Angeles 60km về phía Bắc. Cuối tháng 2 năm 1926 công trình vừa kết thúc thì hồ chứa bắt đầu tích nước. Kiểu đập là đập trọng lực hình cung theo mặt bằng (hình 12.13). Chiều cao lớn nhất của đập là 62,60m, chiều rộng đáy tương ứng là 53m, bán kính cung 152m. Đầu phía thượng lưu đập có tường cánh tương đối thấp, chiều dài đỉnh đập 213m, độ cao tường cánh thay đổi cao thấp theo đỉnh núi tự nhiên, tổng cộng dài 167m. Đập tràn nằm giữa đập, tất cả có 11 cửa tháo.

Đập xây dựng theo kiểu bê tông đồ đầm lặn theo từng lớp phẳng, toàn bộ chiều rộng chỉ đổ một lần, trong đập không chứa khe lún. Sau khi xây xong phát hiện trong đập có nhiều khe nứt đứng, chúng cách nhau khoảng 9-20m. Nhưng không thấm dòng thấm nước qua khe nứt, đồng thời lúc bấy giờ cũng không dự đoán được rằng chính những khe nứt này đã làm mất tính ổn định của đập.

Đặc điểm địa chất của nền đập: ở vị trí thân đập ở bờ phía Đông là đá phiến sét phân lớp nằm ngang và xiên chéo về phía hạ lưu thuận theo chiều dòng chảy sông với cường độ kháng nén khoảng từ 250-770kg/cm². Đầu phía Tây là đá vôi dolomit, xen kẹp

những lớp sét phong hóa hoàn toàn, cường độ kháng nén trong môi trường khô từ $42-133\text{kg/cm}^2$, cường độ kháng nén bão hòa $15-58\text{kg/cm}^2$. Bề mặt ngăn cách các lớp đất đá xen kẽ lớp sét và hệ thống khe nứt phát triển mạnh, do đó dưới tác dụng của nước gây mất ổn định và xảy ra hiện tượng trượt (hình 12.13).



Hình 12.13. Khối trượt trên lớp đá phiến và cắt kết tại đập Francis (Mỹ):
a) Trước khi trượt; b) Sau khi trượt



Hình 12.14. Ảnh vị trí đập Francis sau khi hiện tượng trượt đất xảy ra năm 1928

Trong nhiều ngày trước khi xảy ra sự cố, có hiện tượng mưa liên tục trong lưu vực tập trung nước. Cao độ chứa nước của hồ tới đỉnh đập tràn, thời gian kéo dài trong hàng tuần lễ. Vụ vỡ đập xảy ra khoảng 12 giờ đêm ngày 12 tháng 3 năm 1928. Hai mang đập đều bị xói hỏng, chỉ còn lại một đoạn dài 23m ở giữa lòng sông. Đồng thời có đến 46 triệu mét khối nước (gần tương đương toàn bộ dung tích hồ chứa) đổ xuống lòng sông. Gần ngay vị trí hạ lưu đập sông cao tới 20m, khi lòng sông bị phá rộng ra thì chiều cao sóng mới thấp dần.

Sau khi vụ vỡ đập xảy ra người ta đã tổ chức 6 ban chuyên môn gồm các công trình sư và các nhà địa chất. Nhiệm vụ là xác định nguyên nhân và quá trình vỡ đập Francis. Trong báo cáo các ban này đã nêu ra những kết luận dẫn đến vụ vỡ đập về mặt điều kiện địa chất như sau:

- Đập này nằm trên 2 lớp đất đá, mặt tiếp xúc giữa 2 lớp hình thành dải mềm yếu có cường độ tương đối thấp, cắt đường tim đập trên mặt bằng.

- Thân đập có 2/3 nằm trên lớp đá phiến sét mềm yếu rất dễ thấm nước và trượt trên mặt thờ phân phiến của đá.

- Độ nghiêng và hướng cắm (góc cắm) của lớp đá phiến hình thành một lớp rất bất lợi đối với áp lực của đập. Đây là yếu tố gây nên trượt ở phần phía Đông đập.

- Phần phía Tây đập nằm trên lớp đá trầm tích cát bột kết và có hệ thống khe nứt phát triển mạnh. Lớp đất đá này rất dễ thấm nước và khi bị ngâm bão hòa trong nước thì cường độ kháng nén giảm đi đáng kể và dần dần bị tan thành đất sét, cát, sỏi và các loại vật liệu khác.

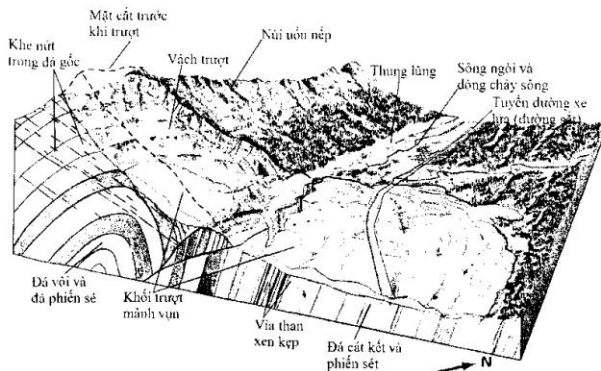
- Cường độ của đá ở dải tiếp xúc giữa hai lớp đất đá chính thấp hơn hai bên.

- Ngoài khe nứt trong mặt tiếp xúc giữa hai lớp đất đá ra, còn có một khe nứt ngang, cách mép hạ lưu đập 45m. Khe nứt đoạn tầng này gần như thẳng góc với trục dọc của đập, bên trong chứa đầy đá phiến bờ rời và sét phong hóa hoàn toàn.

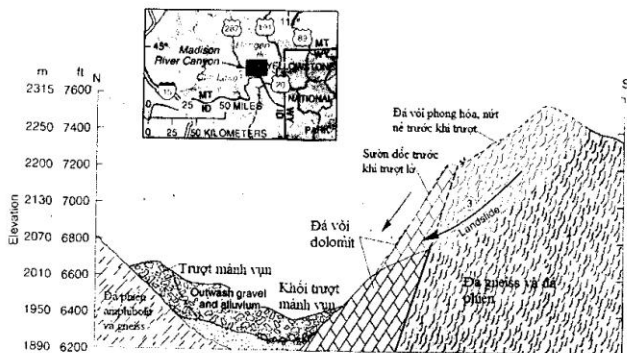
- Độ sâu của móng đập cắm vào nền đá gốc không đảm bảo (đá phong hóa, phân phiến, phân lớp).

Qua phân tích vụ vỡ đập Francis như trên, về mặt điều kiện địa chất đối với các công tác quy hoạch, khảo sát, thiết kế đập ở Việt Nam cũng nên thận trọng và cần nhắc kỹ lưỡng nhằm đảm bảo an toàn cho tài sản và tính mạng của người dân sinh sống ở vùng hạ lưu các đập, hồ chứa nước, đặc biệt là các hồ chứa nước của các công trình thủy điện. Điển hình gần đây là vụ vỡ đập ở Gia Lai vào 6/2013.

b) Điều kiện địa hình, địa mạo: hoạt động mãnh liệt của kiến tạo, tính đa dạng của thành phần thạch học và các quá trình ngoại lực phức tạp và lâu dài, mà đặc biệt là hoạt động xâm thực đã để lại trên mặt đất một dạng địa hình phức tạp. Đặc điểm đó ảnh hưởng trực tiếp đến việc hình thành khối trượt đất. Cấu tạo địa chất bên dưới của khối trượt là các tầng đá vôi, đá gốc nứt nẻ, đá cát kết, phiến sét sẽ hình thành nên khối trượt có mặt trượt lớn (hình 12.15).



Hình 12.15. Trượt trong miền núi uốn nếp và thung lũng xâm thực



Hình 12.16. Mặt cắt địa chất tại hồ Creat Quake (Mỹ)

12.3.2. Nguyên nhân

Như đã đề cập ở phần trên, bất cứ một dịch chuyển trượt đất đá nào cũng đều phá hủy sườn dốc hoặc mái dốc. Dịch chuyển trượt phát sinh do tác động của trọng lực và các lực khác, có thể trở thành hiện thực khi nào thành phần lực gây trượt (gây cắt) của trọng lực vượt quá độ bền của đất đá nói chung hoặc vượt quá ở các bề mặt, các đới yếu đang tồn tại hoặc có khả năng phát sinh, thì khi đó độ ổn định - sự cân bằng giới hạn của đất đá mới bị phá hủy, tức là khi:

$$\Sigma T = f\Sigma N + C.L \quad (12.1)$$

Trong đó:

ΣT - tổng của thành phần trọng lực W có khuynh hướng gây ra sự dịch chuyển đất đá xuống phía dưới thấp theo sườn dốc hay mái dốc (hình 12.17);

ΣN - tổng của thành phần trọng lực R có khuynh hướng giữ chặt khối đất đá ở trạng thái cân bằng;

f - hệ số ma sát trong của đất ở mái dốc;

C - lực dính kết của đất đá ở mái dốc;

L - chiều dài của mặt trượt đã có hoặc dự đoán;

R - lực chống trượt;

W - trọng lực: $W \sin \beta = G_d$ - lực tiếp tuyến (gây trượt);

$W \cos \beta = G_p$ - lực pháp tuyến;

β - góc dốc của sườn;

$\tan \varphi$ - hệ số ma sát trong của đất ở sườn dốc và mái dốc.

Khi mà sự cân bằng nêu trên bị phá hủy, sự dịch chuyển các khối đất đá dù nhanh hay chậm cũng không thể tránh khỏi. Trong trường hợp này, hệ số ổn định của nó sẽ nhỏ hơn 1, tức là:

$$1 > \eta = \frac{f \cdot \Sigma N + C \cdot L}{\Sigma T}.$$

Trong đó: η - hệ số ổn định, bằng tỷ số giữa lực chống cắt của đất đá trên sườn dốc với tổng lực cắt dọc theo mặt trượt đó.

Ngoài ra, ở Việt Nam có thể sử dụng phương trình thực nghiệm của GS. Mai Trọng Nhuận sau đây để dự báo trượt lở đất ở các vùng đồi núi [6]:

$$f = -11,045 + 0,018d + 0,011 + 0,003s + 0,0083n + 0,001M + 0,397T + 0,021P \quad (12.2)$$

(nếu $f > 0$ thì xảy ra trượt lở đất).

Trong đó: d - độ dốc;

l - chiều dài sườn;

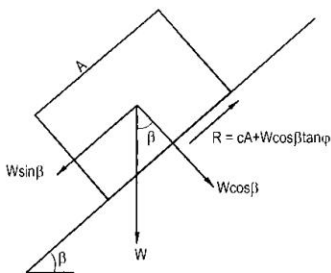
s - độ phân cắt sâu (m/km^2);

n - độ phân cắt ngang (km/km^2);

M - lượng mưa/năm;

T - nhiệt độ trung bình năm ($^{\circ}C$);

P - tiềm năng của đá gốc tạo vỏ phong hóa có trượt đất.



Hình 12.17. Phân tích ổn định sườn dốc, mái dốc

Từ các phương trình đã dẫn nêu trên, ta thấy: trong bất kỳ sườn dốc hay mái dốc nào cũng có lực cắt tác dụng, bởi vì trọng lực (trường lực của Trái Đất) luôn luôn tồn tại. Tuy nhiên, trong những điều kiện như vậy, trượt có thể vẫn không phát sinh, bởi vì cần phải có những nguyên nhân nhất định trong việc phá hủy cân bằng của đất đá. Các nguyên nhân tạo thành trượt thường là:

- *Tăng độ dốc của sườn*, mái dốc khi cắt xén, khai đào hoặc xói lở khi thi công mái quá dốc.

- *Làm giảm độ bền của đất đá* do biến đổi trạng thái vật lý của đất đá khi ẩm ướt, trương nở, giảm độ chặt, phong hóa, phá hủy kết cấu tự nhiên v.v... hoặc do việc phát triển các hiện tượng từ biến trong đất.

- *Tác động của áp lực thủy tĩnh và thủy động* lên đất đá, gây nên biến dạng thấm (xói ngầm, cát chảy v.v...).

- *Biến đổi trạng thái ứng suất của đất đá* ở trong đới hình thành sườn dốc và thi công mái dốc.

- *Tác động bên ngoài*: chất tải lên sườn dốc, mái dốc, tác động của lực động đất, núi lửa v.v...

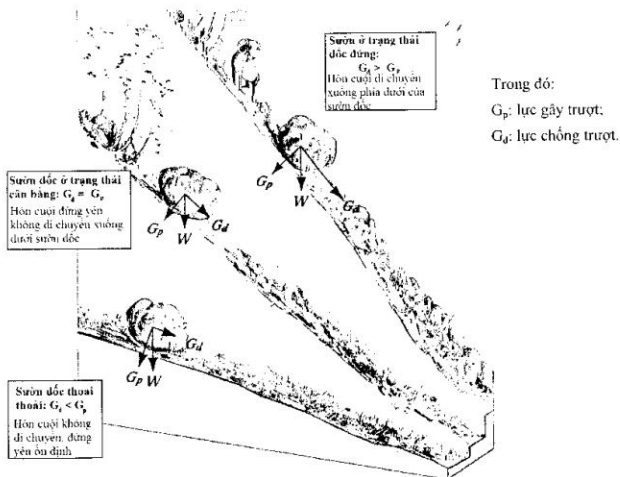
a) Nguyên nhân thứ nhất: tăng độ dốc của sườn, mái dốc khi cắt xén, khai đào hoặc xói lở khi thi công mái quá dốc. Khi các điều kiện khác như nhau, độ dốc quá lớn của sườn hay mái dốc là một trong những nguyên nhân cơ bản thường là chủ yếu trong sự phá hủy cân bằng các khối đất đá cấu tạo nên sườn dốc (hình 12.18). Theo kết quả nghiên cứu của V.Đ. Lomtatze khi ông tiến hành nghiên cứu một sườn dốc với chiều cao H , địa chất của tầng phủ là lớp cát pha sét có các đặc trưng vật lý và cơ học như sau: $\varphi = 18^\circ$, $f = 0,33$ và $C = 0,8 \text{ Kg/cm}^2$; khối lượng tăng sét pha cát đó là 100 tấn. Khi các điều kiện khác như nhau sự biến đổi độ ổn định của sét pha cát trên sườn dốc được thể hiện ở bảng sau:

Bảng 12.1. Sự biến đổi độ ổn định của sườn tùy theo độ dốc

Góc nghiêng α	Độ dốc	Hệ số ổn định
45°	1:1	$\eta_{45^\circ} = 0,35$
26°40'	1:1,5	$\eta_{36^\circ} = 0,53$
26°33'	1:2	$\eta_{26^\circ} = 0,72$
21°48'	1:2,5	$\eta_{21^\circ} = 0,91$
18°25'	1:3	$\eta_{18^\circ} = 1,11$
11°20'	1:5	$\eta_{11^\circ} = 1,96$

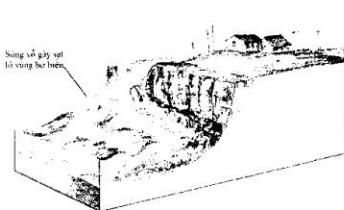
Từ số liệu bảng trên ta thấy: sườn dốc đang nghiên cứu, với độ dốc 21° và lớn hơn, có hệ số ổn định nhỏ hơn 1 và do đó không ổn định, biến dạng trượt có thể xảy ra trong

tương lai. Khi giảm độ dốc xuống 19° , sét pha cát ở trên sườn dốc sẽ đạt tới cân bằng giới hạn, tức là hệ số ổn định của nó sẽ tiến tới bằng 1. Vì vậy khi đánh giá sơ bộ độ ổn định của sườn hoặc mái dốc cần được kiểm tra gần đúng bằng cách so sánh góc nghiêng của sườn dốc α với góc mái dốc thiên nhiên, góc ma sát trong φ hoặc góc cắt φ_σ của đất đá cấu tạo nên sườn dốc, tức là $\alpha \approx \varphi$ hoặc $\alpha \approx \varphi_\sigma$.

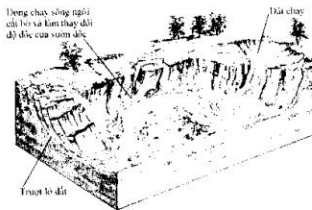


Hình 12.18. Các trạng thái cân bằng của sườn dốc, mái dốc khi đánh giá trượt

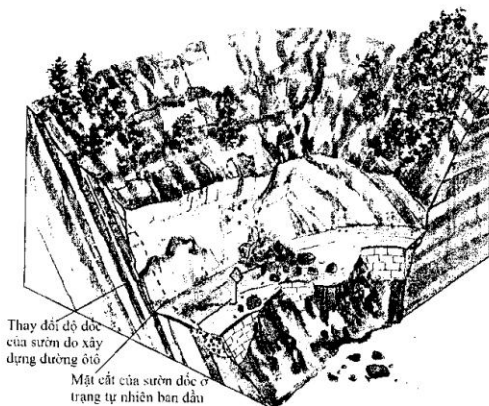
Sau đó nếu cần thiết, độ ổn định của sườn còn được kiểm tra bằng cách kiểm toán định lượng hệ số ổn định của sườn dốc hoặc mái dốc.



Hình 12.19. Tăng độ dốc của sườn dốc do hoạt động xâm thực của dòng sông vô ở bên

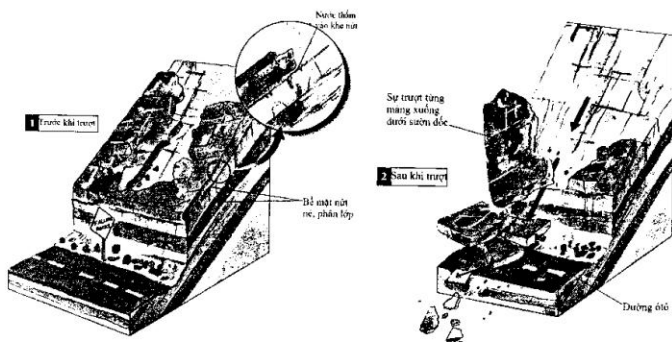


Hình 12.20. Tăng độ dốc của sườn dốc do hoạt động xâm thực của dòng chảy sông ngòi



Hình 12.21. Tăng độ dốc của sườn dốc do thi công xây dựng đường ô tô ở miền núi gây hiện tượng trượt

b) Nguyên nhân thứ hai: làm giảm độ bền của đất đá do biến đổi trạng thái vật lý của đất đá, do biến đổi trạng thái vật lý của đất đá khi bị ẩm ướt, trương nở, giảm độ chặt, phong hóa, phá hoại kết cấu tự nhiên, biểu hiện của hiện tượng ngấm nước vào các tầng đất đá được thể hiện ở các hình 12.22, 12.23.



Hình 12.22. Khối trượt trước và sau khi hình thành do sự thấm của nước vào các khe nứt của đất đá phân lớp, phân phiến

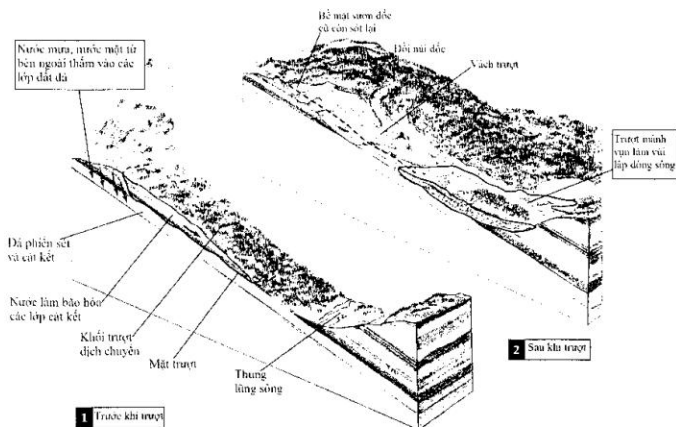
Sự biến đổi trạng thái vật lý của đất đá, nhất là đất loại sét, có khuynh hướng dễ bị trượt ở trên sườn dốc và mái dốc, thường quan sát thấy khi chúng bị thấm ướt bằng nước mưa, nước mặt và nước dưới đất. Sự thấm ướt của đất đá trước hết là làm tăng khối lượng và tương ứng sẽ gây nên tác động của trọng lực lên đất đá đó. Ví dụ: xét lớp đất đá loại sét ở sườn dốc có độ ẩm nhỏ, khối lượng thể tích khô $1,3T/m^3$ và độ rỗng 50%. Sau những trận mưa kéo dài và thấm ướt nó đến bão hoàn toàn thì khối lượng thể tích của đất đá ấy (γ_w) sẽ bằng tổng khối lượng một đơn vị thể tích khô và khối lượng nước lấp đầy các lỗ rỗng, tức là:

$$\gamma_w = \gamma_k + \frac{\gamma_n \cdot e}{1 + e} = 1,3 + 0,5 = 1,8T / m^3$$

Trong đó: γ_w - khối lượng thể tích của đất đá;

γ_k - khối lượng thể tích khô của đất đá;

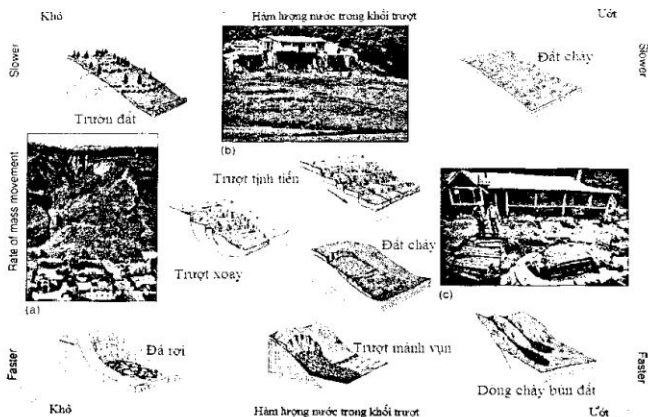
e - hệ số rỗng của đất đá.



Hình 12.23. Khối trượt trước và sau khi có mưa thấm xuống gây trượt

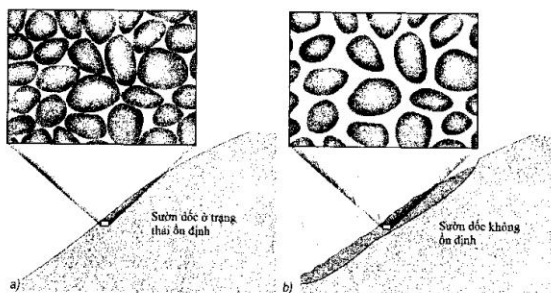
Theo các kết quả nghiên cứu trên thế giới, nguyên nhân chính và trực tiếp dẫn tới hiện tượng trượt lở đất là mưa (chiếm 69,9%), tiếp đó là xói mòn của nước mặt (chiếm 13,9%), hoạt động của nước dưới đất (1,7%) và các nguyên nhân khác (4%).

Sự tăng như vậy của tác động trọng lực lên đất đá trong khi thấm ướt sẽ kèm theo sự giảm độ bền các liên kết kiến trúc, sự biến đổi độ sệt cho đến trạng thái dẻo, hoặc thậm chí đến trạng thái chảy, và do đó làm giảm độ bền (lực ma sát và lực dính) của đất đá.



Hình 12.24. Quan hệ giữa hàm lượng nước, tốc độ di chuyển và hình thái bên ngoài của khối trượt

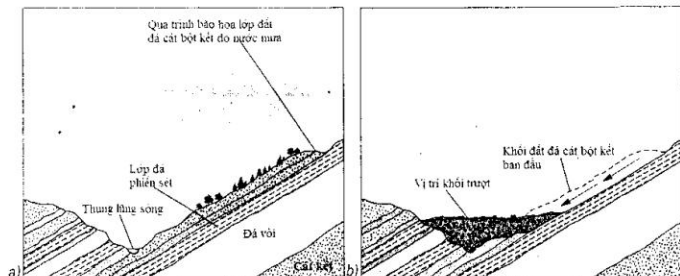
c) **Nguyên nhân thứ ba:** tác động của áp lực thủy tĩnh và thủy động lên đất đá, gây nên biến dạng thắm (xói ngầm, cát chảy v.v...). Nguyên nhân gây nên hiện tượng trượt lở đất ở các bờ sông, hồ là do tác động của lực thủy tĩnh và lực thủy động lên đất đá. Chính bản thân lực đó đã gây nên biến dạng thắm ở trong đất đá. Lực thủy tĩnh và lực thủy động có ảnh hưởng đến sự biến đổi trạng thái ứng suất của đất đá trên sườn dốc, mái dốc (hình 12.25).



Hình 12.25. Tác dụng đẩy nổi của đất ở trạng thái trước và sau khi bão hòa nước
a) Đất ở trạng thái khô; b) Đất ở trạng thái bão hòa nước

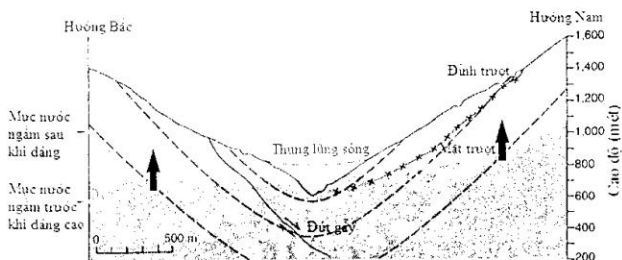
Đối với áp lực thủy tĩnh (hydrostatic pressure): đó là áp lực sinh ra bởi nước tại một điểm cho trước trong một khối nước ở trạng thái đứng yên. Áp lực thủy tĩnh của nước dưới đất hình thành bởi trọng lượng của nước ở tầng trên, trong đới bão hòa. Ở đất đá nằm bên dưới mực nước mặt và mực nước dưới đất, các hạt khoáng bị đẩy nổi của nước; vì vậy khối lượng của nó giảm đi tương ứng. Ví dụ: nếu khối lượng riêng của hạt khoáng $\gamma_h = 2,7 \text{ T/m}^3$, khối lượng riêng của nước $\gamma_n = 1 \text{ T/m}^3$, độ rỗng đất đá $n = 40\%$, thì khối lượng thể tích của đất đá dưới nước γ' là:

$$\gamma' = (\gamma_h - \gamma_n) (1 - n) = 1,7,0,6 = 1,02 \text{ T/m}^3$$



Hình 12.26. Khối trượt trước và sau khi thấm nước:

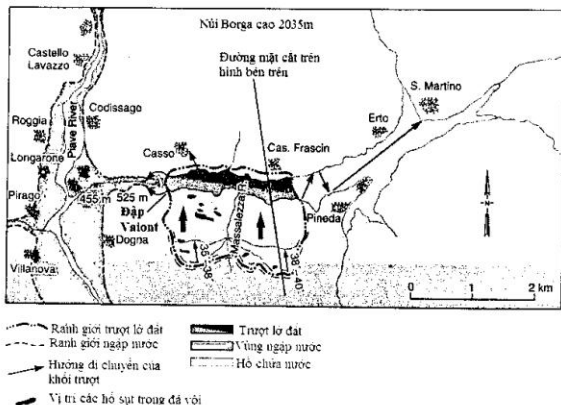
a) Trước khi trượt; b) Sau khi trượt



Hình 12.27. Mặt cắt của khối trượt ở đập Vajont (Italia) trước và sau khi nước dâng

Vì vậy, nếu như trong thời kỳ lũ mực nước trong sông dâng lên đột ngột và ngập phần dưới của sườn dốc hay mái dốc (ví dụ như nền đập ở bãi bồi thung lũng sông), thì đất đá ở đáy sẽ nằm trong trạng thái bị đẩy nổi và trọng lượng của nó không đủ để giữ yên các khối đất đá nằm bên trên. Đất đá nằm trên hầu như bị mất điểm tựa, bắt đầu

dịch chuyển và làm cho phần đất đá ở trạng thái đẩy nổi bên dưới bị trượt. Ngoài ra, đất đá ở trạng thái đẩy nổi cũng làm giảm ứng suất pháp có hiệu ở tại mặt trượt đã được xác định hoặc đang dự đoán, do đó sức chống cắt của đất đá ở bộ phận sườn dốc hay mái dốc đó sẽ giảm xuống và có thể phát sinh sự mất ổn định, làm xuất hiện hiện tượng trượt. Do tác dụng của lực thủy tĩnh, trượt phát sinh trên sườn dốc của nhiều hồ chứa nước sau khi đã tích đầy nước. Rất nhiều ví dụ về khối trượt cổ đã ổn định từ lâu, thường gặp trên sườn thung lũng sông, lại bắt đầu dịch chuyển sau khi xây dựng xong hồ chứa nước, hoặc dâng cao mực nước trong hồ sau thời gian xả lũ. Trạng thái đẩy nổi thủy tĩnh của đất đá cũng ảnh hưởng rất lớn đến độ ổn định của mái đập đất, đê ngăn, bãi thải v.v...

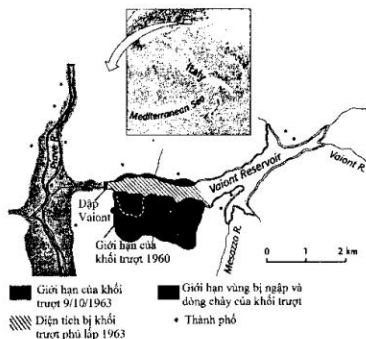


Hình 12.28. Bình đồ vị trí đập Vaiont (Italia) và vị trí đường mặt cắt qua khối trượt

- Vai trò của áp lực thủy động trong sự phát sinh trượt ở một số nơi trên sườn dốc, mái dốc rất quan trọng. Như đã biết áp lực thủy động hướng theo phương dòng thấm và có giá trị càng lớn khi độ thấm nước của đất đá càng bé. Áp lực thủy động đơn vị $D_{td} = \gamma_n$. Trong những thời gian biến đổi đột ngột gradient thủy lực, áp lực thủy động có thể là nguyên nhân phá hủy ổn định của đất đá ở sườn dốc, mái dốc. Nếu vào thời gian lũ, mực nước ở sông dâng lên cao đột ngột và ngập phần dưới của sườn dốc hay mái dốc và sau đó lại hạ thấp đột ngột, thì trong đất đá thấm nước, đặc biệt đất đá thấm nước yếu, lúc đó phát sinh áp lực thủy động. Như vậy, tổng của thành phần trọng lực T , được bổ sung thêm đại lượng áp lực thủy động D_{td} và hệ số ổn định của sườn dốc hay mái dốc lại giảm xuống; hệ số ổn định được tính như sau:

$$\eta = \frac{f \cdot N + C \cdot L}{T + D_{ld}} \quad (12.3)$$

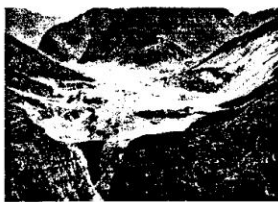
Khi nước dưới đất xuất lộ ra trên sườn dốc và mái dốc, áp lực thủy động của nó có thể gây ra hiện tượng trôi đất hoặc làm xốp rời có trong phạm vi một lớp hoặc một đới nào đó, do ảnh hưởng của xói ngầm, nước có áp trong chân sườn dốc thường đẩy trôi và làm đất đá hóa lỏng. Dưới ảnh hưởng của các hiện tượng thấm đó, các khối đất đá trong phần dưới của sườn dốc, mái dốc mất điểm tựa và bắt đầu dịch chuyển.



Hình 12.29. Diễn biến của khối trượt tại đập Vaiont (Italy) theo thời gian



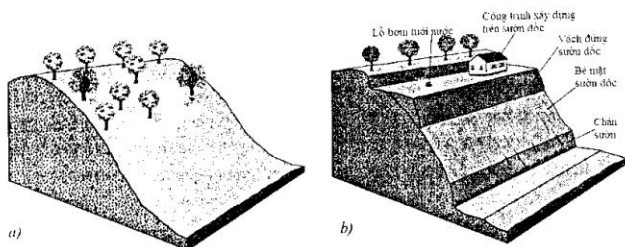
a) Hình ảnh đập Vaiont trước khi trượt



b) Hình ảnh đập Vaiont sau khi trượt

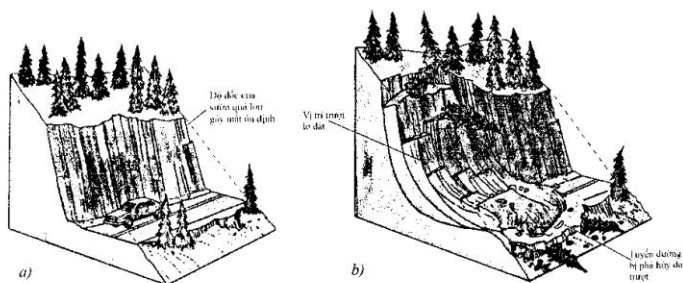
Hình 12.30. Hiện tượng dịch chuyển đất đá tại đập Vaiont (Italia) năm 1963 do sự dâng cao của mực nước dưới đất làm giảm độ bền của đất đá

d) **Nguyên nhân thứ tư** là làm biến đổi trạng thái ứng suất của đất đá ở trong đới, hình thành sườn dốc và thi công xây dựng mái dốc. Đất đá ở thể nằm tự nhiên thường ở trạng thái ứng suất nào đó cân bằng với các lực bên trong của đất đá. Nhưng nếu có sự thay đổi môi trường xung quanh, thì ứng suất trong đất đá sẽ giảm xuống và bị phân tán.



Hình 12.31. Tăng sườn dốc và trọng lực trên sườn dốc do cắt xén thi công đường và xây dựng các công trình bên trên sườn dốc:

a) Sườn dốc tự nhiên; b) Sườn dốc sau khi xây dựng các công trình



Hình 12.32. Các kiểu phá hủy nền đường do sự mất cân bằng của sườn dốc trước và sau khi xây dựng các công trình:

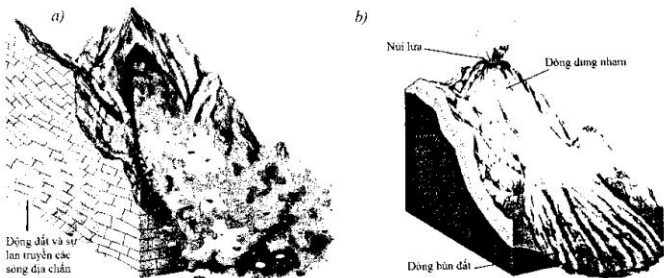
a) Sườn dốc trước khi trượt; b) Sườn dốc sau khi trượt

Ví dụ ở bề mặt đất thường xảy ra hiện tượng giải thoát các lực nén vốn có hoặc tồn dư trong đất đá ở bờ dốc và đáy thung lũng sông, trong sườn các khối đá v.v.... Giải thoát ứng suất trong đất đá cứng và nửa cứng dẫn tới việc mở rộng các khe nứt và làm xuất hiện các khe nứt thoát tải mới - dẫn nở (bạc) đàn hồi. Những khe nứt thoát tải phát triển gần song song với mặt sườn dốc và mái dốc, đồng thời tạo nên nhiều mặt và đới yếu. Càng gần mặt đất các khe nứt đó càng nhiều và càng thể hiện rõ hơn; ngược lại càng xuống sâu các khe nứt càng khó phát hiện nhận biết.

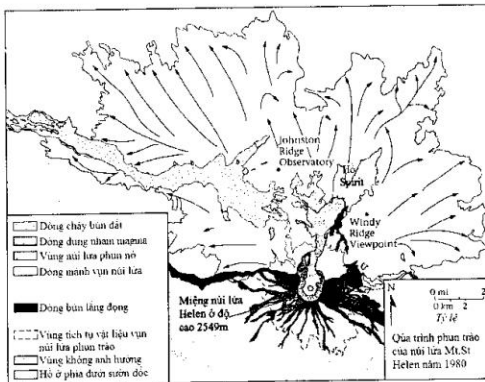
Nếu bề mặt xuất lộ của đá song song với mặt phân lớp, mặt phân phiến hoặc song song với các mặt đứt. Nhưng nếu bề mặt xuất lộ của đá cắt ngang mặt phân lớp, khe nứt thoát tải cũng sẽ cắt ngang mặt phân lớp và phát triển song song với mặt sườn dốc. Nói chung, khe nứt thoát tải luôn luôn định hướng bất lợi đối với sự ổn định của

sườn dốc hay mái dốc và cũng vì thế chính những khe nứt thoát tải đó thường xảy ra sự dịch chuyển đất đá và hình thành địa hình sườn dốc bậc thang, trượt và đổ đá.

e) Nguyên nhân thứ năm của sự thành tạo trượt là sự tăng tải trọng trên sườn dốc, mái dốc và các khu vực kề cận với mép sườn, các dao động địa chấn của động đất, hoạt động núi lửa; các lực tĩnh và động, lâu dài và tạm thời bên ngoài khác. Xây dựng nhà cửa, công trình trên sườn dốc, kho bãi vật liệu, đắp đường, hoạt động của máy móc, công tác nổ mìn thi công công trình v.v... làm giảm độ ổn định và gây ra hiện tượng dịch chuyển đất đá trên sườn dốc (hình 12.33).



Hình 12.33. Hiện tượng trượt lở đất do động đất (a) và núi lửa (b)



Hình 12.34. Dòng lũ bùn đất do núi lửa St. Helens hoạt động cháy với vận tốc 40m/s và trải dài trên 90km

12.4. MỘT SỐ BIỆN PHÁP PHÒNG CHỐNG HIỆN TƯỢNG DỊCH CHUYỂN TRỌNG LỰC CỦA ĐẤT ĐÁ TRÊN SƯỜN DỐC VÀ MÁI DỐC

Để tăng cường khả năng ổn định nền đường bằng các biện pháp phòng hộ và gia cố (xử lý sụt trượt các loại), ngoài việc tiến hành thiết kế đặc biệt và lưu ý đến tính chất ổn định của mái dốc, khi xử lý phải căn cứ vào từng trường hợp cụ thể để nghiên cứu đề ra biện pháp kinh tế - công trình thích hợp. Các biện pháp phòng chống trượt hiện nay đang được áp dụng bao gồm:

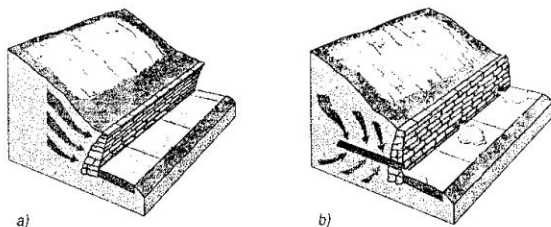
- Xây rãnh dinh trên dinh trượt
- Tháo khô đất thân trượt bằng rãnh ngầm và hệ thống thoát nước tập trung về vị trí hợp lý;

- Đắp bệ phản áp (có thể vừa là thân nền đường đắp);
- Xây công trình chống đỡ trượt lở đất cục bộ và trượt toàn khối (cầu cạn, hầm chắn);
- Trồng cây gây rừng điều tiết dòng thấm;

Tùy thuộc vào điều kiện và phạm vi áp dụng, các biện pháp phòng chống và gia cố được phân loại tổng quát theo bảng 12.2:

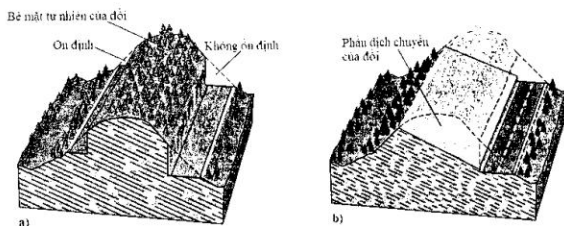
Bảng 12.2. Phân loại các biện pháp phòng chống trượt lở đất

Loại biện pháp kết cấu chống trượt lở đất	Ảnh hưởng của biện pháp đến yếu tố ổn định mái dốc
1. Thiết lập mặt cắt hình học hợp lý của mái dốc, sườn dốc - Bạt mái dốc theo kết quả tính toán và xử lý công trình trong thực tế; - Giới hạn chiều cao; - Đánh cấp, bóc đất; - Đắp bệ phản áp;	Giảm ứng suất tiếp tuyến trong giới hạn đới nguy hiểm và tăng hệ số ổn định.
2. Giảm gradien áp lực nước ngầm. - Rãnh, mương thấm, mương hạ mực nước ngầm; - Gia cường cửa thoát nước ngầm	Chống xói ngầm
3. Thoát nước mặt và chống xói - Rãnh và hệ thống thoát nước mặt; - Bậc nước; - Dốc nước; - Cách ly nước và chống xói nền; - Gia cố bằng trồng cỏ bề mặt; - Thả đá chân dốc; - Rọ đá;	Điều chỉnh hợp lý dòng nước mặt và giảm tác dụng bào xói của nó
4. Kết cấu gia cường - Tường ốp mái; - Tường áo; - Tường neo; - Tấm lát bê tông và mắt lưới BTCT	Hạn chế tốc độ bào xói của nước
5. Kết cấu chống đỡ chịu lực - Tường chắn xây đá; - Tường chắn BTCT	Tăng cường mức độ ổn định chung, cũng như hạn chế tốc độ phong hóa.
	Điều hoà ứng suất tiếp và chống lại áp lực đất



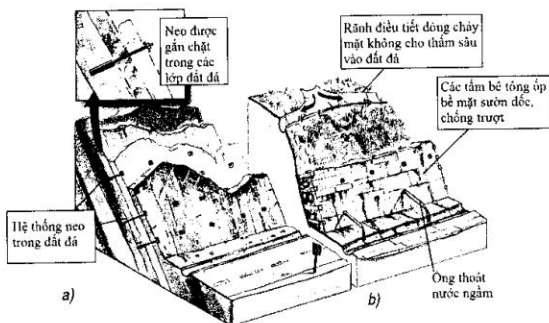
Hình 12.35. Tường chắn đất chống trượt:

a) Khi chưa đặt ống thoát nước ngầm; b) Sau khi đặt ống thoát nước ngầm



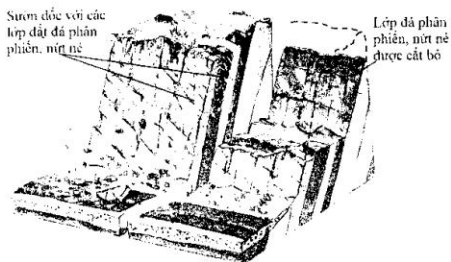
Hình 12.36. Bạt mái taluy giảm độ dốc của sườn:

a) Mái dốc taluy trước khi cắt; b) Mái dốc taluy sau khi cắt



Hình 12.37. Neo trong đá, tường chắn kết hợp với xây rãnh định:

a) Neo trong đá phân lớp; b) Tường chắn và rãnh thoát nước định

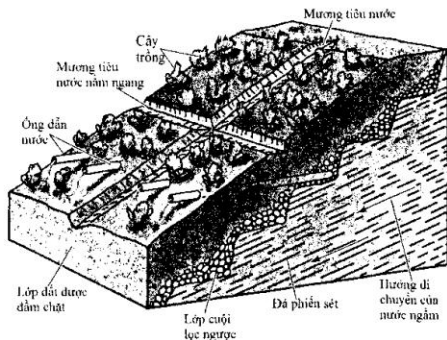


Hình 12.38. Bóc bỏ lớp đá phân phiến, phân lớp ở mái taluy đường

Trong thực tế hiện nay, đối với việc chống trượt người ta thường sử dụng nhiều nhất các nhóm biện pháp sau đây: 1) hạ thấp mái dốc ở các sườn dốc; 2) điều tiết dòng mặt; 3) tháo khô đất đá bị sũng nước; 4) gia cố các khối đất đá bằng công trình kè chắn, neo; 5) cải tạo tính chất xây dựng của đất đá;

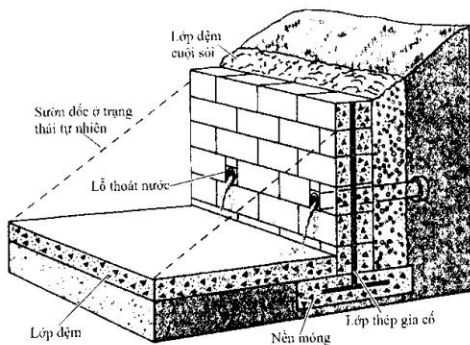
- **Điều tiết dòng mặt**, người ta áp dụng cách điều tiết dòng mặt nhằm mục đích giảm hoặc loại trừ hiện tượng thấm ướt của đất đá trên khu vực trượt do nước mưa và nước mặt thấm xuống. Sự thấm ướt của đất đá ở hầu hết các khu vực trượt là một yếu tố tác động thường xuyên làm biến đổi trạng thái vật lý, độ bền của đất đá. Vì vậy việc điều tiết dòng mặt vừa là biện pháp bảo dưỡng, vừa là biện pháp "điều trị" chủ yếu (hình 12.39).

- **Tháo khô đất đá bị sũng nước**. Như đã phân tích, trượt không thể thành tạo nếu không hề có nước dưới đất tham gia. Do vậy, việc tháo khô đất đá bị sũng nước hầu như là một bộ phận bắt buộc cấu thành của tổ hợp biện pháp chống trượt.

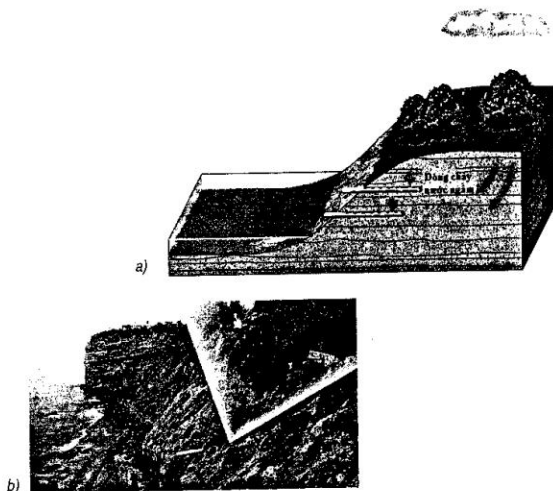


Hình 12.39. Điều tiết dòng mặt kết hợp với trồng cây có phủ bề mặt

- Gia cố các khối đất đá bằng các công trình chắn đỡ và neo giữ: trong thực tế, người ta sử dụng rộng rãi những công trình chắn đỡ dạng bộ phận áp, tường chắn đất để chống lại hiện tượng trượt lở đất (hình 12.40).

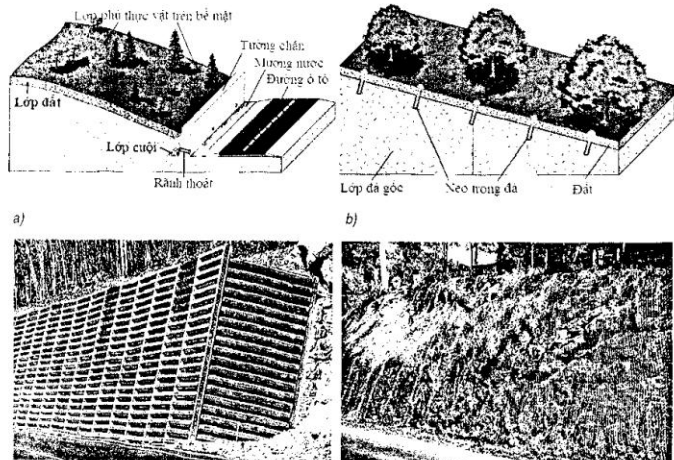


Hình 12.40. Cấu tạo chung của tường chắn đất chống trượt lở



Hình 12.41. Biện pháp tiêu thoát nước ngầm chống trượt lở đất

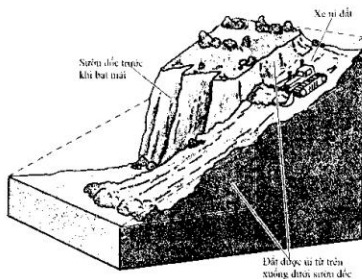
- *Cải tạo các tính chất của đất đá*: trên nhiều khu vực trượt đất đá có thể có độ nứt nẻ và phong hóa khá cao, độ ổn định và độ bền (sức kháng cắt) thấp. Để làm thay đổi tính chất của đất đá, nhằm ngăn ngừa sự thành tạo trượt, bên cạnh những biện pháp công trình khác, người ta còn sử dụng biện pháp cải tạo các tính chất vật lý và cơ học của đất đá làm tăng độ chặt của đất đá, giảm độ ẩm và độ thấm nước, tăng độ ổn định và sức chống cắt của chúng. Đó là các phương pháp: phụt xi măng, gia cố bằng điện hóa v.v....



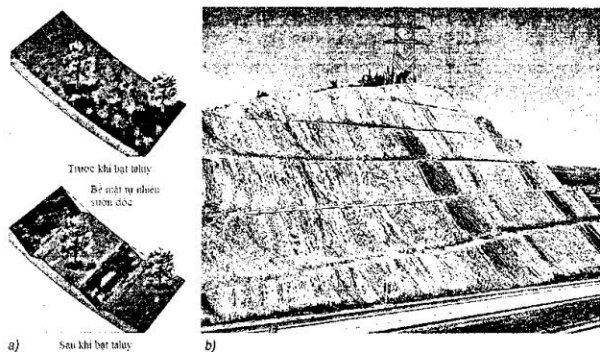
Hình 12.42. Xây tường chắn (a) và neo trong đất đá (b)

- *Cải tạo đất bằng trồng cây*: thực vật có ảnh hưởng rất lớn trong quá trình làm thay đổi sự cân bằng nước dưới đất tại những khu vực trượt. Thực vật hỗ trợ cho quá trình điều tiết dòng mặt, làm giảm hiện tượng thấm của nước mưa tạo điều kiện thuận lợi cho việc tháo khô đất đá nhờ quá trình thoát hơi nước của thực vật. Vì vậy, biện pháp cải tạo đất bằng trồng cây được sử dụng rộng rãi, ít tốn kém và đạt được những hiệu quả nhất định trong việc phòng chống hiện tượng dịch chuyển của đất đá trên sườn dốc do trọng lực.

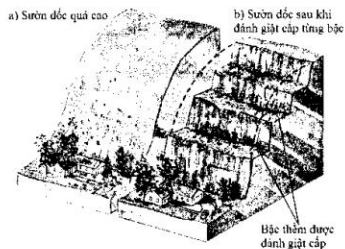
Ngoài ra, một số biện pháp công trình được sử dụng để phòng chống trượt lở đất: bạt mái dốc theo đúng tiêu chuẩn thiết kế, đánh cấp, bóc đất đá ở sườn dốc và mái dốc; thiết kế cầu cạn, hầm chắn đất và sử dụng phương án móng cọc cắm sâu vào tầng đá gốc bên dưới khối đất có nguy cơ trượt (xem các hình từ 12.43 đến hình 12.47).



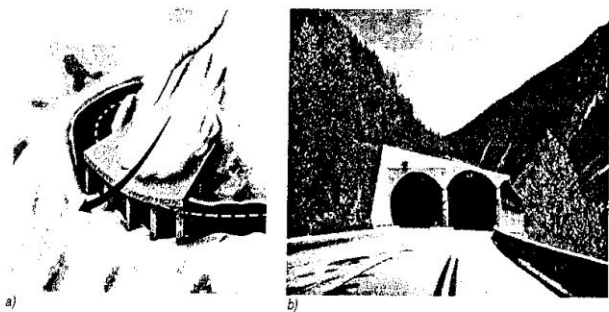
Hình 12.43. Bạt mái dốc của sườn bằng xe ủi đất chống trượt lở đất



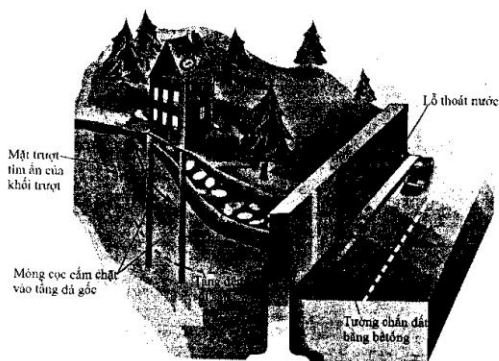
Hình 12.44. Đánh bậc, giạt cấp taluy đường phòng chống trượt lở đất



Hình 12.45. Sườn dốc trước (a) và sau khi đánh bậc, giạt cấp (b) chống trượt



Hình 12.46. Thiết kế cầu cạn (a) và hầm (b) chắn đất trượt, đá lăn



Hình 12.47. Móng cọc đặt vào tầng đá gốc chống trượt

Chương 13

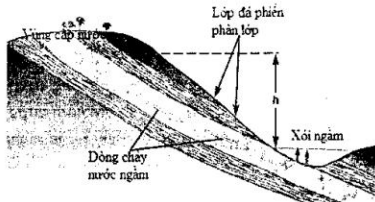
HIỆN TƯỢNG XÓI NGÀM VÀ CÁT CHẢY

13.1. HIỆN TƯỢNG XÓI NGÀM

13.1.1. Khái niệm

Khi thấm qua đất đá nước có thể phá hoại chúng bằng tác dụng cơ học. Từ đất cát, cuội, sỏi nước cuốn đi các vật liệu có kích thước bé (sét, bụi, cát). Vì vậy đất sẽ trở nên rỗng, xốp hơn và trong chúng sẽ tạo thành các lỗ hổng lớn. Quá trình rửa trôi cơ học các hạt từ các tầng đất đá như vậy gọi là quá trình xói ngầm (tunnel erosion), (hình 13.1).

Xói ngầm có thể làm thay đổi mức độ thấm nước của đất đá, của các vật chất lấp nhét ở các khe nứt và các hang hốc karst và do vậy tạo ra những dòng nước chảy lớn chảy vào các hồ móng các công trình xây dựng, mất nước ở các công trình hồ chứa nước. Ngoài ra, xói ngầm là nguyên nhân của nhiều loại biến dạng mặt đất và tạo ra các phễu, trùng, hồ sụt, khe nứt v.v... gây tác hại đến các công trình xây dựng.



Hình 13.1. Mô hình hiện tượng xói ngầm



Hình 13.2. Nước dưới đất và miền thoát vật liệu xói ngầm

Quá trình xói ngầm thường phá vỡ sự làm việc bình thường của các công trình thoát nước ngầm, hệ thống lọc của các công trình thu gom nước, các ống lọc ngược. Sở dĩ như vậy là vì có hiện tượng nhét bít, tức là trôi lấp các hạt nhỏ vào các lỗ rỗng và chỗ trống của vật liệu chèn phủ các công trình thoát nước ngầm và ống lọc, do đó tính chất thấm nước của các công trình và thiết bị này bị ảnh hưởng, chúng không hoạt động bình thường.

13.1.2. Điều kiện để phát sinh xói ngầm

Tác dụng chính làm phát triển xói ngầm là tốc độ vận động lớn của dòng nước thấm rửa trôi các hạt, rửa xói đất đá; hoặc là áp lực thủy động xuất hiện trong dòng thấm. Nếu như áp lực thủy động rất lớn, trong điều kiện thích hợp, nó có thể làm chuyển dịch cả khối đá, tức là gây nên trạng thái chảy. Nếu như áp lực thủy động thấp, thì chỉ có những hạt bé hơn trong đất đá chuyển dịch.

a) Điều kiện chung để phát sinh xói ngầm

Tác dụng của dòng nước dưới đất thấm qua đất đá được biểu hiện ở sự phá hoại ổn định về thấm của chúng, ở sự rửa xói ngầm (ở sự phát triển xói ngầm). Tác dụng đó có thể xảy ra với những điều kiện sau đây:

- + Đất không đồng nhất về thành phần độ hạt, lúc này hạt nhỏ có thể dịch chuyển giữa các hạt to hơn và bị moi chuyển.

- + Có gradient nhất định của dòng nước – gradient này gây ra tốc độ thấm lớn của nước hoặc gây ra giá trị nhất định của áp lực thủy động trong đất. Hay là áp lực thủy động dòng thấm lớn hơn một giới hạn nào đó.

- + Tồn tại miền xả ra và tiêu thoát các hạt nhỏ khỏi đất đá, tức là khi đất đá lộ ra trên mặt, khi chúng bị bóc lộ ra khỏi hồ móng, đường đào, công trình khai đào ngầm, hệ thống thoát nước, hoặc khi tiếp xúc với những lớp đất đá thấm nước nhiều hơn, có độ lỗ hổng lớn hơn, có khả năng thu hút những hạt bé bị dòng nước mang đi từ đất đá bị rửa xói đến.

Tổ hợp những điều kiện đó quyết định sự phá hoại cân bằng trên trong đất đá và sự phát triển tất yếu của xói ngầm.

b) Tiêu chuẩn để đánh giá xói ngầm cho một số trường hợp cụ thể.

Những điều kiện nêu trên chứng tỏ rằng tùy thuộc vào điều kiện địa chất, xói ngầm có thể phát triển trong một lớp nhất định, hoặc trong một hệ địa chất gồm các tầng đất đá không đồng nhất về thành phần thạch học; ở ranh giới tiếp xúc giữa hai lớp có thành phần khác nhau, trong chất lấp nhét có thành phần không đồng nhất ở các khe nứt, hang hốc karst; ở nơi tiếp xúc giữa đất đá với vật liệu chèn phủ ống lọc, hệ thống thoát nước ngầm và ở những nơi đắp phủ khác.

Hiện tượng xói ngầm trong các điều kiện khác nhau được các nhà nghiên cứu xác định cho một số trường hợp cụ thể sau:

* Theo E.A. Jamarin đối với đất cát không đồng nhất về thành phần hạt và không phân lớp thì xói ngầm sẽ xảy ra khi dòng thấm có độ dốc thủy lực lớn hơn một giá trị tới hạn nhất định nào đó, I_{th} . Giá trị I_{th} được Jamarin xác định bằng biểu thức sau:

$$I_{th} = (\Delta - 1)(1 - n) + 0,5n.$$

Hay
$$I_{th} = \frac{(\Delta - 1)}{(1 + e)} + 0,5n$$

* Xói ngầm thường xảy ra trong đất hạt rời, không đồng nhất, không phân lớp có đường kính hạt khác nhau. Trong trường hợp này theo V.X.Ixtomina điều kiện để xảy ra xói ngầm là:

$$\frac{d_{60}}{d_{10}} > 20 \text{ khi } I > 5$$

Trong đó:

d_{60} - đường kính kiểm tra các hạt (là đường kính chứa 60% các cỡ hạt nhỏ hơn nó ở trong đất đang xét;

d_{10} - đường kính tác dụng hoặc đường kính có hiệu của các hạt. Đó là đường kính của các hạt mà lượng chứa các cỡ nhỏ hơn nó chiếm 10% so với toàn bộ các cỡ có trong đất - gọi là đường kính tác dụng hoặc có hiệu.

* Khi tầng đất có nước thấm qua gồm hai lớp với hệ số thấm khác nhau và dòng thấm từ lớp có hệ số thấm nhỏ (K_1) sang lớp có hệ số thấm lớn (K_2) thì điều kiện để phát sinh xói ngầm được Zikhart xác định như sau:

$$\frac{K_2}{K_1} > 2$$

* Trường hợp tầng đất gồm 2 lớp có kích thước hạt khác nhau có dòng thấm với vận tốc thấm V thì điều kiện để xảy ra xói ngầm theo nghiên cứu của I.L.Kazlova là: $V > V_{th}$. Vận tốc thấm V_{th} được xác định bằng biểu thức sau:

$$V_{th} = 0,26(d_{60})^2 \left[1 + 1000 \left(\frac{d_{60}}{D_{60}} \right)^2 \right], \text{ cm/s}$$

Trong đó: d_{60} và D_{60} - đường kính kiểm tra của lớp hạt nhỏ và lớp hạt lớn, được xác định trên biểu đồ phân tích thành phần hạt đất.

13.1.3. Một số biện pháp phòng chống xói ngầm

Để phòng ngừa xói ngầm, thường người ta hay áp dụng những biện pháp nào đó có tác dụng làm giảm gradient và vận tốc dòng nước thấm. Vì vậy, người ta hạ thấp mực nước dưới đất ở những khu vực nguy hiểm bằng các công trình tiêu thoát nước; với mục đích giảm gradient dòng nước, người ta làm vòng vây cọc ván và các màng chống thấm

để tăng chiều dài dòng thấm của dòng chảy, hoặc ngăn cản hoàn toàn dòng nước với vùng cần bảo vệ. Để giảm gradient và tốc độ dòng nước dưới đất khi xuất lộ, trong khu vực thoát nước người ta đặt ống lọc ngược (tầng lọc ngược), tức là lấp đất đá thấm nước thành từng lớp theo thứ tự tăng dần về kích thước hạt từ bé đến lớn theo chiều dòng nước thấm.

a) *Tầng lọc ngược* là một loại thiết bị lọc có cấu tạo gồm hai đến ba lớp vật liệu không dính (cát, sỏi) có kích thước hạt tăng dần theo chiều dòng thấm. Thường dùng để giữ các hạt mịn của đất trong thân đập hoặc dưới nền công trình, không cho dòng nước thấm qua đưa ra ngoài.

b) *Tác dụng của tầng lọc ngược*

Tầng lọc ngược nói chung có tác dụng giữ cho đất được bảo vệ không bị xói ngầm hoặc dùn đất, đồng thời giảm áp lực thấm lên công trình, nhờ vậy tạo độ ổn định và sự làm việc an toàn của công trình đặc biệt là các công trình thủy như đập, đê, kênh ...

Tầng lọc ngược được làm có thể ở dạng lỗ thoát nước hay hành lang thoát nước trong móng công trình hoặc các lỗ khoan giếng khoan vào nền dưới công trình ..., trong đó có thể cho các hạt cốt liệu cuối sỏi... để tạo cho dòng thấm có điều kiện tập trung và chuyển động đi ra khỏi nền công trình một cách thuận lợi.

Tầng lọc ngược không chỉ có tác dụng tiêu thoát nước thấm mà còn có thể điều chỉnh vận tốc thấm và lưu lượng thấm, qua đó có thể điều chỉnh áp lực ngược của dòng thấm và giảm thiểu các tác động do áp lực dòng thấm tác động lên công trình.

Tầng lọc ngược kiểu giếng thẳng đứng được sử dụng khi nền gồm một số lớp đất, trong đó lớp trên cùng (sát móng công trình) có bề dày không lớn (nhỏ hơn 3m) và hệ số thấm nhỏ. Loại tầng lọc ngược này sẽ loại bỏ được áp lực ngược của nước lên lớp đất này và đảm bảo công trình được ổn định hơn.

13.2. HIỆN TƯỢNG CÁT CHẢY

Khi hố móng và các công trình bóc lộ ra, cát hạt mịn, hạt nhỏ, cát chứa bụi và nhiều bụi, chứa nước sẽ tự chảy ra, người ta gọi hiện tượng đó là *hiện tượng cát chảy*.

Hiện tượng chảy của cát có thể xảy ra một cách chậm chạp thành lớp dày, có thể xảy ra nhanh, hoặc rất nhanh và mang tính chất tai biến dưới hình thức dùn lên, ngay khi đào vào các hố móng gây mất ổn định nền móng công trình.

Sự chuyển động nhanh chóng của cát chảy là hiện tượng nguy hiểm lớn trong thi công xây dựng. Ví dụ: nếu ở phần dưới của sườn dốc, mái dốc hoặc khối trượt có hiện tượng cát chảy của đất đá, thì khối bên trên mất điểm tựa. Vì vậy dọc theo các sườn dốc, mái dốc xuất hiện các vết nứt, dẫn đến hình thành nên các vách trượt, hoặc thúc đẩy hiện tượng trượt phát triển thêm.

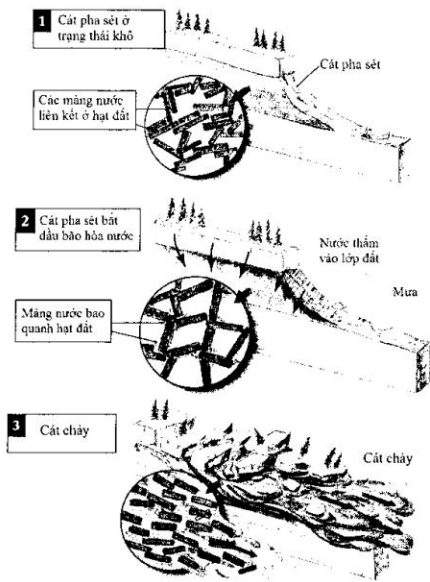
Như vậy, cát chảy thường là cát hạt mịn, hạt nhỏ, cát chứa bụi, do đó cát chảy thường gắn với đất có chứa thành phần như đã nêu. Đó là cát chảy thực, thường gặp ở

những biểu hiện như: dưới áp lực lớn của nước, cát hạt thô, sỏi, cuội và những thành tạo khác cũng chảy; nhưng khi áp lực của nước giảm đi, đất đá bắt đầu cho nước thấm qua dễ dàng, chúng mất tính chất lưu động và đạt được ổn định.

** Những dấu hiệu đặc trưng của cát chảy và ảnh hưởng của chúng*

Khi khoan trong cát chảy, thường tạo nên những nút bịt: cát nâng lên cao hơn đáy lỗ khoan. Chiều cao của nút có thể đạt 10-15m. Sự tạo thành các nút bịt trong khi khoan chủ yếu liên quan với lượng chênh lệch áp lực phát sinh trong đất đá chứa nước ở bên ngoài và bên trong lỗ khoan. Chúng gây nhiều khó khăn trong khi khoan và thường dẫn đến sự cố làm “kẹt” và tắc thiết bị khoan. Vì vậy khi gặp cát chảy, cần phải khoan nhanh một mạch và lắp ống chống vách.

Khi thi công trong cát chảy lưu ý là khối lượng khoan đào thường không phù hợp với khối lượng thực tế của hố móng bởi vì cát chảy cứ tràn ra liên tục. Vì vậy thường gây tính nhầm khối lượng công tác đã hoàn chỉnh.



Hình 13.3. Các giai đoạn hình thành một vụ cát chảy

Chương 14

NƯỚC MẶT VÀ CÁC HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA NƯỚC MẶT

Việc chinh trị sông ngòi và khai thác hệ thống lưu vực các dòng sông, ngoài những hiểu biết về mạng lưới địa lý, thủy văn và những đặc điểm hình thái của nó, còn phải hiểu biết đầy đủ về những nhân tố địa lý, địa chất ảnh hưởng đến dòng chảy, đến quá trình hình thành và diễn biến dòng chảy trên các lưu vực sông. Trên cơ sở đó, chúng ta mới hiểu biết một cách chi tiết về bản chất bản chất vật lý của những đặc trưng thủy văn, mới giải thích được sự hình thành và diễn biến của dòng chảy một cách định lượng.

Đặc trưng hình thái thủy văn sông ngòi được hình thành do ảnh hưởng tổng hợp của các nhân tố địa chất, khí hậu, thủy văn và các hoạt động kinh tế - công trình của con người.

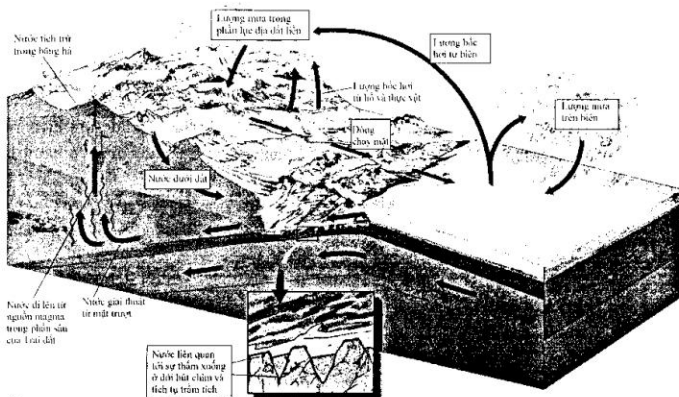
Theo số liệu thống kê, nước ta có đến 2360 con sông dài từ 10km trở lên, trong đó có 106 dòng sông chính và 2254 phụ lưu. Phân phối trên diện tích thì trên 1km² trung bình có gần 1km sông suối, đi trên mặt đất cứ 600-1000m lại gặp một dòng nước chảy qua, thậm chí ở những nơi mật độ sông dày thì chỉ khoảng 300-500m, còn đi dọc bờ biển thì khoảng 20km lại có một cửa sông. Đặc điểm này gây trở ngại cho giao thông đi lại và phải chi phí rất lớn cho việc xây dựng, bảo dưỡng cầu cống và các công trình khác. Vì vậy để nghiên cứu động lực học sông ngòi chúng ta phải nghiên cứu nước mặt và các hoạt động địa chất của dòng chảy nước mặt.

14.1. CHU TRÌNH THỦY QUYỀN TRONG VỎ TRÁI ĐẤT

Sau khi rơi xuống đất dưới dạng mưa (precipitation), nước sẽ chảy theo các cách khác nhau trong chu trình thủy quyền. Một lượng lớn nước quay trở lại khí quyển bằng sự *bốc hơi* (evaporation) trực tiếp từ các vùng chứa nước lộ thiên hay từ đất. Một lượng nước đáng kể bị thực vật hấp thụ và trở lại khí quyển bằng quá trình *thoát hơi nước* (transpiration). Quá trình này thường không độc lập, nên thường người ta kết hợp chúng với nhau thành sự *bốc hơi – thoát hơi nước* (evapo – transpiration). Một lượng nước ít hơn ở dạng các *dòng chảy* (runoff), đổ vào sông (hình 14.1).

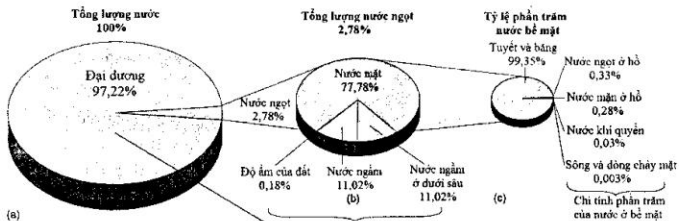
Một phần nước mưa có thể ngấm xuống đất, gọi là quá trình *thấm lọc* (infiltration). Nước thấm xuống đất gọi là *nước dưới đất* (groundwater). Hầu hết nước dưới đất, cuối cùng xuất lộ trên mặt đất thành suối và dòng chảy. Nếu xếp nước do thấm lọc vào cùng nhóm với dòng chảy thì phương trình của chu trình thủy quyền có thể viết dưới dạng sau:

$$\text{Lượng mưa} = \text{dòng chảy} + \text{sự bốc hơi} - \text{thoát hơi nước}$$



Hình 14.1. Chu trình nước trong vỏ Trái Đất

Như vậy, trên hành tinh chúng ta nước tồn tại khắp nơi: trên mặt đất, trong biển và đại dương, dưới đất và trong không khí dưới dạng: lỏng (sông, suối, ao, hồ, biển), khí (hơi nước) và rắn (băng tuyết). Lượng nước trong thủy quyển được phân bố như trong hình 14.2.



Bảng 12.1

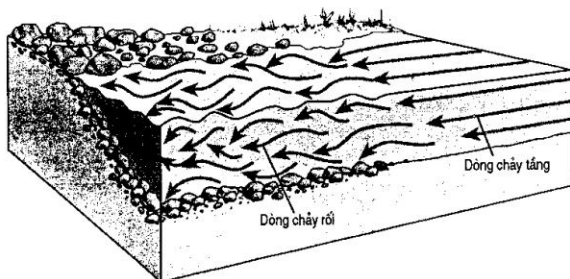
Đại dương	Tỷ lệ trong vỏ Trái đất (%)	Diện tích (km ²)	Thể tích (km ³)	Chiều sâu trung bình (m)
Thái Bình Dương	48	179,670 (69,370)	724,330 (173,700)	4280 (14,040)
Đại Tây Dương	28	106,450 (41,100)	355,280 (85,200)	3930 (12,890)
Ấn Độ Dương	20	74,930 (28,930)	292,310 (70,100)	3960 (12,900)
Bắc Băng Dương	4	14,090 (5440)	17,100 (4100)	1205 (3950)

Hình 14.2. Phân bố nước trong vỏ Trái Đất

14.2. DÒNG CHẢY VÀ CÁC YẾU TỐ CỦA DÒNG CHẢY

14.2.1. Các kiểu dòng chảy

Theo các kết quả nghiên cứu, tổng lượng dòng chảy trung bình hàng năm của toàn bộ sông suối trong lãnh thổ Việt Nam đạt khoảng 835km^3 , trong đó gồm 522km^3 từ ngoài chảy vào và 313km^3 sinh ra trong nội địa. Khoảng 826km^3 chảy trực tiếp ra biển và 9km^3 chảy sang Trung Quốc. Trong phương thức vận chuyển của nước mặt có hai loại chính: *chảy tầng* và *chảy rối* (hình 14.3).



Hình 14.3. Dòng chảy tầng và chảy rối

a) Chảy tầng: là kiểu chảy tất cả các điểm của nước cùng dịch chuyển song song và đều nhau. Tốc độ di chuyển không đổi, lớp này kề với lớp kế cận. Các lớp sẽ tách ra quanh chướng ngại vật và kết hợp lại ở phần cuối dòng. Đây là kiểu chảy tầng. Nếu phương thức chảy tầng có mặt trong dòng chảy thì nó nằm trong một đới mỏng gần vách của dòng sông

b) Chảy rối: là phương thức chảy chính của dòng chảy. Chảy rối xuất hiện khi vận tốc dòng chảy gia tăng, đường đi của phần tử nước bị phá vỡ khi gặp vòng xoáy. Chảy tầng sẽ chuyển sang chảy rối khi vận tốc dòng chảy tăng hoặc độ nhớt của nước giảm, độ sâu tăng hoặc gặp bề mặt không bằng phẳng của lòng sông.

Để phân biệt chảy tầng và chảy rối, người ta sử dụng hệ số không thứ nguyên gọi là trị số Reynold, được xác định như sau:

$$R_e = \frac{\rho_w \cdot v \cdot R}{\mu} \quad (14.1)$$

Trong đó: ρ_w - khối lượng riêng của nước;

v - vận tốc;

μ - độ nhớt thủy lực và R là bán kính thủy lực của dòng chảy.

Bán kính thủy lực là bán kính hình học của lòng sông, được xác định bằng cách lấy diện tích ngang của dòng chảy A chia cho chu vi ướt P.

$$R = \frac{A}{P} \quad (14.2)$$

Trong rất nhiều dòng chảy tự nhiên, diện tích tiết diện ngang có thể lấy xấp xỉ bằng tích của chiều rộng và chiều sâu, còn chu vi ướt $P = W + 2D$. Giới hạn giữa chảy tầng và chảy rối xảy ra với trị số Reynold trong khoảng 500-750. Trong thực tế, dòng chảy tầng thường xảy ra trong hệ thống dòng nước ngầm, trong khi ngay cả những sông chảy chậm nhất cũng thuộc phạm vi chảy rối.

Trị số không thứ nguyên thứ hai được sử dụng để đặc trưng cho dòng chảy của sông là trị số Froude (F_r):

$$F_r = \frac{v}{\sqrt{g \cdot D}} \quad (14.3)$$

Trong đó:

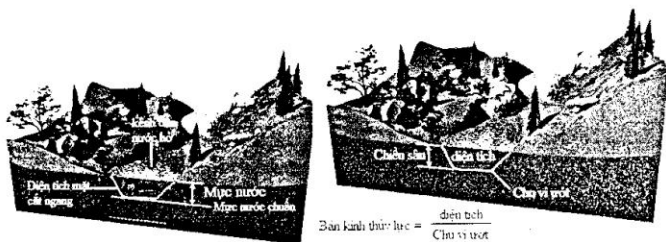
- v - vận tốc dòng chảy (m/s);
- g - gia tốc trọng trường (cm/s^2);
- D - độ sâu của dòng chảy (m).

Giá trị của trị số Froude được sử dụng để phân chia dòng chảy thành các loại như chưa tới hạn ($F_r < 1$), tới hạn ($F_r = 1$) và quá tới hạn, hoặc dòng chảy nhanh $F_r > 1$. Bởi vì tốc độ của dòng chảy tự nhiên hiếm khi vượt quá vài m/s, nên phương trình (14.3) cho thấy rằng chỉ có các dòng chảy nông, tốc độ cao mới có thể đạt tới dòng chảy tới hạn hoặc quá tới hạn. Kiểu giới hạn này thường gặp thỉnh thoảng trong các dòng chảy trên sườn núi có sỏi sạn.

14.2.2. Vận tốc, gradient và lưu lượng

a) *Vận tốc* của dòng chảy là tỷ số giữa quãng đường đi của nước trên một đơn vị thời gian. Vận tốc dòng chảy được xác định bởi nhiều yếu tố, bao gồm: lượng nước đi ngang qua một điểm nhất định, độ gồ ghề của bờ sông và gradient hay độ dốc của đáy sông. Thông thường tốc độ giảm từ đầu nguồn về cuối dòng chảy, vì vậy mặt cắt dọc của dòng chảy có dạng lòng chảo, lõm hướng lên.

b) *Lưu lượng* là thể tích nước chảy ngang qua một điểm cố định trong một đơn vị thời gian, đơn vị dùng m^3/s . Lưu lượng thay đổi không chỉ ở những dòng chảy khác nhau mà còn thay đổi ngay trong một dòng chảy từ điểm này sang điểm khác, từ nơi này đến nơi khác. Lưu lượng gia tăng ở cuối dòng do có nhiều phụ lưu cấp thêm nước vào dòng chính. Lưu lượng tăng vào mùa mưa và giảm vào mùa khô.



Hình 14.4. Tính chất vật lý của dòng chảy

Lưu lượng của dòng chảy tại một điểm bất kỳ trong sông được xác định bởi độ dốc của sông và khoảng cách từ điểm đó đến bờ hoặc đáy sông. Lưu lượng của sông tại vị trí xác định theo công thức:

$$Q = A.v \quad (14.4)$$

Trong đó:

Q- lưu lượng (m^3/s);

A- diện tích ngang (m^2);

v- vận tốc (m/s).

Những công thức dòng chảy thông dụng khác có thể nhận được bằng cách cân bằng động lực của dòng chảy (lực trọng trường) với lực cản (biên dòng chảy) và giải lấy kết quả lưu lượng. Ví dụ công thức của Chezy:

$$v = C.\sqrt{R.S} \quad (14.5)$$

Biểu thức vận tốc (v) theo các giá trị bán kính thủy lực (R), độ dốc (S) và hằng số (C). Phương trình Maning:

$$v = \frac{1}{n}.R^{2/3}.S^{1/2} \quad (14.6)$$

Giá trị hệ số n trong công thức Maning thường là trong khoảng 0,01-0,07.

c) *Chu vi ướt của dòng chảy*, đó là chiều dài tiếp xúc giữa dòng chảy và mương rãnh hoặc lòng sông chứa nó hoặc toàn bộ chu vi kênh dẫn chảy đầy nước. Chu vi ướt dùng để tính bán kính thủy lực.

Ví dụ 14.1: Tính các thông số của dòng chảy, khi biết rằng: diện tích = $10m^2$; chu vi ướt = 5m; hệ số chọn n = 0,025; độ dốc mặt nước 0,001 (hình 14.5).

Giải:

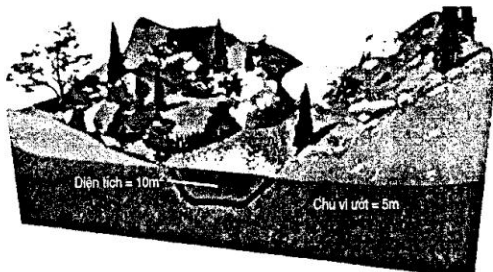
- Độ dốc thủy lực: $10m^2 / 5m = 2$

- Vận tốc:

$$v = \frac{1}{n} \cdot R^{2/3} \cdot S^{1/2} = \frac{2^{2/3} \cdot 0,001^{1/2}}{0,025} = 20 \text{ cm / s}$$

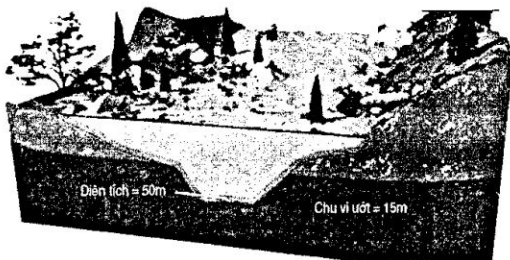
- Lưu lượng:

$$Q = A \cdot v = 20 \times 10 = 200 \text{ cm}^3 / \text{s}$$



Hình 14.5. Thông số tính dòng chảy theo ví dụ 14.1

Ví dụ 14.2: tính các thông số của dòng chảy, khi biết rằng: diện tích = 50 m^2 ; chu vi ướt = 15m; hệ số chọn $n = 0,045$; độ dốc mặt nước 0,001 (hình 14.6).



Hình 14.6. Thông số tính dòng chảy theo ví dụ 14.2

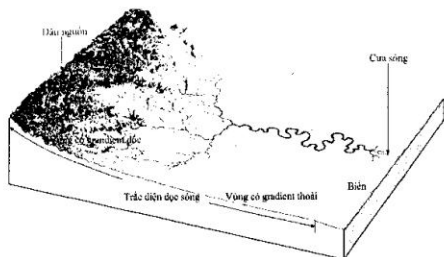
Giải:

- Độ dốc thủy lực: $50 \text{ m}^2 / 15 \text{ m} = 3,3$

- Vận tốc: $v = \frac{1}{n} \cdot R^{2/3} \cdot S^{1/2} = \frac{3,3^{2/3} \cdot 0,001^{1/2}}{0,045} = 15,6 \text{ cm / s}$

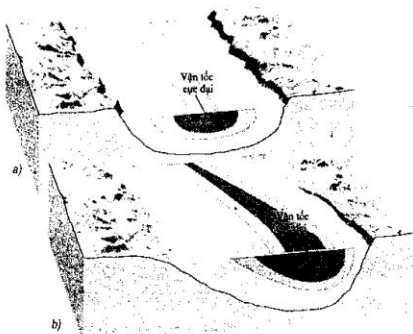
- Lưu lượng: $Q = A \cdot v = 15,6 \times 50 = 780 \text{ cm}^3 / \text{s}$

d) *Gradient* của dòng chảy là khoảng cách thẳng đứng của dòng chảy đổ xuống trong một khoảng cách cố định so với dòng chảy nằm ngang (hình 14.7).



Hình 14.7. Gradient dòng chảy sông ngòi từ thượng lưu (đầu nguồn) đến hạ lưu (cửa sông)

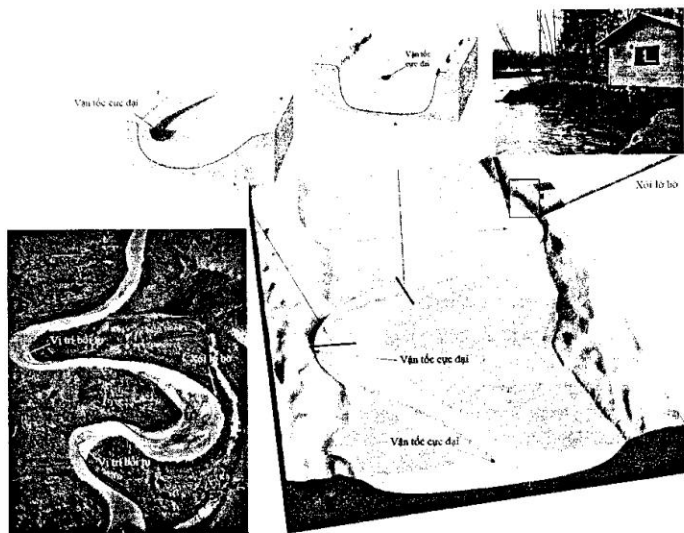
Vận tốc của dòng chảy phụ thuộc vào sự chảy rối, vào độ ma sát hai bên bờ và đáy dòng, vào sự ma sát của không khí trên mặt. Vì vậy, trên mặt cắt ngang của dòng chảy, vận tốc thay đổi từ điểm này sang điểm khác. Dọc theo một đường mặt cắt ngang dòng chảy, vận tốc lớn nhất ở trung tâm ngay bên dưới bề mặt dòng chảy. Quanh khúc uốn cong của dòng chảy, vùng có vận tốc lớn nhất ở phía ngoài chỗ uốn cong (hình 14.8).



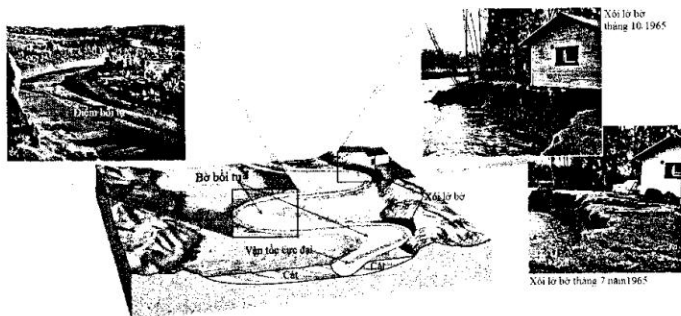
Hình 14.8. Các kiểu dòng chảy sông ngòi và quan hệ với vị trí vận tốc đạt cực đại:

a) Dòng chảy thẳng; b) Dòng chảy uốn cong

Trong dòng chảy có hai lực đối nghịch nhau: nước chảy xuôi do ảnh hưởng của trọng lực và lực ma sát dọc theo vách và đáy dòng chảy. Hai lực này sẽ hình thành những vận tốc dòng chảy khác nhau. Tại nơi gặp nhau của các luồng nước có vận tốc khác nhau sẽ hình thành đối chảy rối cực đại. Các đối này rất mỏng vì vận tốc nước tăng rất nhanh khi nước chảy từ vách và đáy về phía trong dòng chảy. Tại các đối chảy rối mỏng này, sự xâm thực xảy ra mạnh nhất (hình 14.9, hình 14.10).



Hình 14.9. Vận tốc cực đại dòng chảy tại các khúc uốn và gây xói lở bờ tự bờ sông



Hình 14.10. Hoạt động xâm thực, bồi tụ sông do nước mặt tại các vị trí dòng chảy đạt vận tốc cực đại (trong khoảng thời gian từ tháng 7/1965 đến tháng 10/1965)

14.3. SỰ ĐIỀU TIẾT CỦA DÒNG CHẢY

14.3.1. Sự điều tiết của lưu lượng, vận tốc và lòng sông

Các hình thái của dòng sông trong giai đoạn ngập lụt ở mùa mưa rất khác so với hình thái của nó trong giai đoạn nước cạn vào mùa khô. Trong thời gian ngập lụt, sông mang nhiều nước hơn, chảy mạnh hơn; lòng sông thường rộng hơn, mực nước sông cao hơn và sâu hơn. Mối quan hệ giữa lưu lượng, bề rộng và vận tốc được minh họa theo công thức như sau:

$$Q = A.V \quad (14.7)$$

Trong đó: Q - lưu lượng dòng chảy m^3/s ;

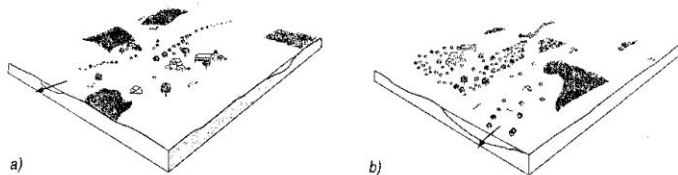
A (m^2)- tỷ số của chiều rộng lòng sông (m) và chiều sâu lòng sông (m);

V (m/s)- vận tốc dòng nước.

Vậy nếu lưu lượng tại một điểm quan sát trên sông tăng, thì chiều sâu, chiều rộng, vận tốc hay tập hợp các yếu tố này cũng tăng theo. Chiều sâu, chiều rộng và vận tốc không thay đổi một cách ngẫu nhiên mà có thể dự báo trước. Ở hầu hết các dòng chảy, nếu lưu lượng tăng, ta có thể xác định được độ tăng của các yếu tố vận tốc, chiều sâu, chiều rộng. Dòng nước sẽ duy trì sự cân bằng giữa lượng nước của nó với chiều sâu, chiều rộng và vận tốc.

14.3.2. Lụt

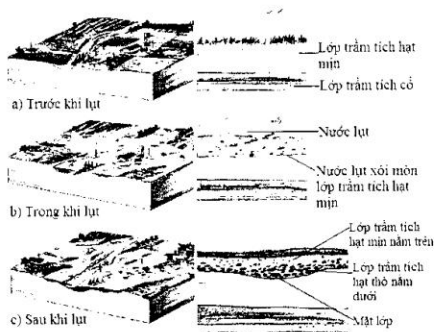
Khi lưu lượng của dòng chảy vượt quá dung lượng của lòng sông, nước phải tràn bờ gây ngập lụt ở các vùng đất thấp kề cận. Lụt là tai họa của con người, nhưng đó chỉ là hoạt động tự nhiên của dòng chảy.



Hình 14.11. Các kiểu dòng chảy khi hiện tượng lụt:
a) Dòng chảy dâng cao khi lụt; b) Dòng chảy xuôi xuống khi lụt

Chúng ta có thể dự báo được thời gian tái diễn của các trận lụt với quy mô biết trước, điều này cho thấy lụt là hiện tượng tự nhiên. Lũ lụt đã gây tổn thất cho con người, đồng thời cũng tạo nên các đồng bằng phù sa, bãi bồi màu mỡ hữu ích cho trồng trọt. Vì vậy chúng ta nên xem bãi bồi của sông là một phần lãnh thổ của con sông đó. Như vậy, nếu khi sử dụng các bãi bồi thì con người luôn nhớ rằng là đang “vay mượn” thiên nhiên, do đó việc sử dụng phải được tính toán sao cho phù hợp với quy luật của dòng chảy sông

ngôi. Các dự án kiểm soát lũ lụt tích cực nhất (bao gồm việc xây dựng đê, đập, nạo vét, nén thẳng lòng sông) đôi khi gặp thất bại. Đây là vấn đề về kinh tế, vì công tác bảo vệ bãi bồi phải gắn liền với các đối tượng cụ thể như quy mô, cường độ lụt, chu kỳ (10 năm một lần hay 100, 500 năm một lần). Rõ ràng để chống lại cường độ lụt càng tồn nhiều kinh phí. Hiện tượng lụt đã tạo nên các lớp trầm tích đan xen nhau giữa các thành phần hạt (hình 14.12).



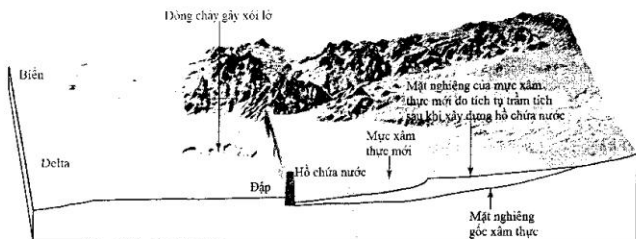
Hình 14.12. Mối quan hệ giữa các trận lụt và lắng đọng trầm tích

14.4. MỨC GỐC CỦA DÒNG CHẢY (BASE LEVEL)

Mức gốc là khái niệm cơ bản trong nghiên cứu hoạt động của dòng chảy. Mức gốc là điểm thấp nhất của lòng sông mà dòng chảy còn có thể xâm thực. Bất kỳ yếu tố nào ngăn chặn dòng chảy ở phía thấp hơn cũng giúp hình thành mức gốc. Ví dụ, vận tốc dòng chảy bị khống chế khi nó chảy vào hồ yên tĩnh. Kết quả là dòng chảy mất khả năng xâm thực và nó không thể bào mòn dưới mực này. Sự khống chế của hồ có hiệu quả trong toàn bộ tiến trình của dòng chảy vì sông không thể xâm thực dưới mực gốc, điều này chỉ xảy ra khi hồ bị phá hủy hoàn toàn. Theo quan điểm địa chất, hồ chỉ là tạm thời; vì vậy sau khi hồ bị phá hủy nó sẽ không còn khống chế mức gốc của dòng chảy nữa và dòng chảy tự do xâm thực lòng sông. Do tính tạm thời đó, mức gốc ở hồ được gọi là mức gốc tạm thời. Nhưng ngay cả sau khi dòng chảy thoát khỏi mức gốc tạm thời, nó vẫn bị khống chế bởi các yếu tố khác ở cuối dòng. Lúc đó năng lực xâm thực chịu ảnh hưởng của đại dương là mức cuối cùng.

** Sự điều chỉnh sự thay đổi mức gốc*

Mức gốc là vị trí thấp nhất mà tại đó dòng chảy còn xâm thực lòng sông. Khi mức gốc biến động (nâng lên hay hạ xuống) dòng chảy sẽ điều chỉnh lòng sông của nó để thích nghi với tình trạng mới.

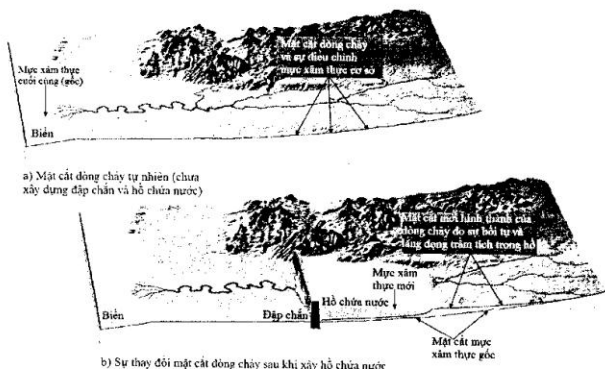


Hình 14.13. Sự thay đổi mực xâm thực gốc do xây dựng hồ chứa nước ở thượng lưu

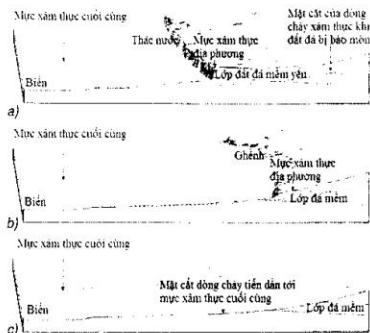
Khi nâng mực gốc lên bằng cách xây dựng đập và tạo hồ ngang qua dòng chảy, mực hồ sẽ là mực gốc mới và độ dốc của dòng chảy phía trên đập bây giờ sẽ ít dốc hơn ban đầu. Kết quả là vận tốc dòng chảy giảm. Và dòng sông không đủ sức mang vật liệu đi nữa, vật liệu sẽ lắng đọng lại ngay chỗ nước. Lâu dần, lòng sông mới được hình thành với độ dốc tương tự như lòng sông cũ nhưng ở mức cao hơn.

Trong trường hợp phá bỏ đập chắn để hạ thấp mực gốc, sông sẽ xâm thực lớp trầm tích trước đó của hồ. Chỉ trong thời gian ngắn, trắc diện của dòng sông sẽ giống như trước khi con người can thiệp vào sông.

Tóm lại, dòng chảy sẽ tự điều chỉnh khi mực gốc nâng cao, sự lắng đọng trầm tích sẽ phát triển để hình thành lòng sông mới và khi mực gốc hạ xuống nó sẽ xâm thực sâu xuống lòng sông (hình 14.14).

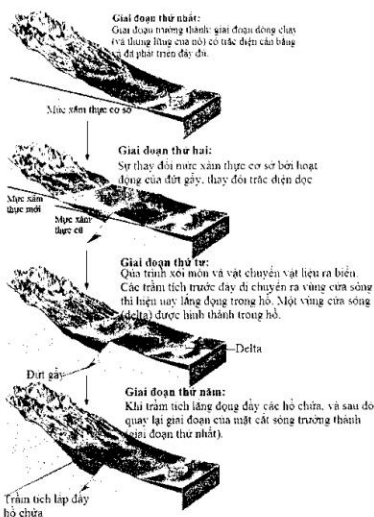


Hình 14.14. Sự thay đổi mực xâm thực gốc do xây dựng đập

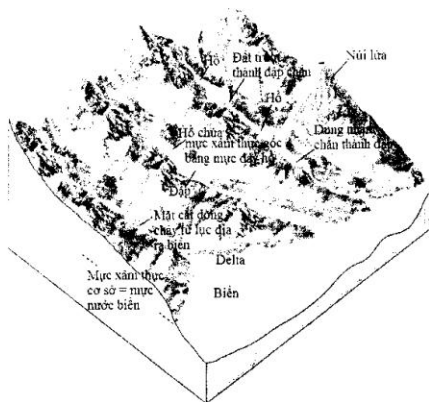


Hình 14.15. Các mức xâm thực của dòng chảy

a) Dòng chảy bắt đầu xâm thực ở vùng thác nước; b) Dòng chảy xâm thực thác nước thành ghénh cạn; c) Dòng chảy xâm thực đạt trạng thái cân bằng tự nhiên.



Hình 14.16. Các giai đoạn thay đổi mức xâm thực của sông ngòi do hoạt động của đứt gãy địa chất.



Hình 14.17. Các quá trình thay đổi mực xâm thực cơ sở do hoạt động địa chất tự nhiên và xây dựng đập ngăn nước làm thủy điện ở vùng thượng lưu

14.5. HOẠT ĐỘNG CỦA DÒNG CHẢY

Dòng chảy của sông ngòi có các tác dụng: vận chuyển vật liệu trầm tích, xâm thực đào lòng dẫn, lắng đọng vật liệu trầm tích. Một dòng chảy sẽ thực hiện các nhiệm vụ sau:

- Vận chuyển vật liệu;
- Xâm thực lòng sông;
- Lắng đọng vật liệu dọc theo thung lũng sông, hồ, hay đại dương;

Dòng chảy có thể tạo thành các cảnh quan đặc sắc như: các vùng đồng bằng tam giác châu, các hẻm vực... Loại hình và sự phát triển của các hoạt động này tùy thuộc vào động năng của dòng chảy và động năng này phụ thuộc vào lượng nước cũng như độ dốc của lòng sông.

Dòng chảy tiêu hao năng lượng bằng nhiều cách. Phần lớn năng lượng được dùng trong sự ma sát (bao gồm ma sát ở đáy sông và sự ma sát của nước trong dòng xoáy). Một lượng nhỏ năng lượng còn lại dùng để xâm thực các vật liệu đang được vận chuyển. Sự tích tụ xảy ra khi năng lượng giảm, dòng chảy không còn có thể mang vật liệu đi được nữa.

14.5.1. Hoạt động vận chuyển

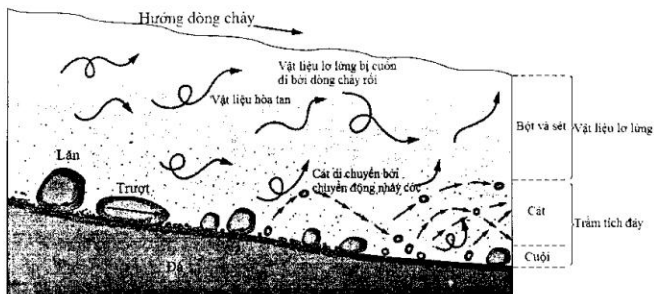
Trong quá trình di chuyển dòng sông sẽ mang các các vật liệu ở đáy sông, vật liệu do sự xói lở hai bờ sông. Các vật liệu này sẽ được lắng đọng lại ở cuối dòng chảy của sông (biển, đại dương). Lượng vật liệu được dòng chảy mang đi gọi là tải trọng, tải trọng là

khả năng vận chuyển vật liệu của dòng chảy dưới bất cứ điều kiện nào và thường tải trọng nhỏ hơn dung lượng của dòng sông. Kích thước hạt tối đa mà sông có thể mang đi là tiêu chuẩn để đánh giá năng lượng vận chuyển của dòng chảy.

Có ba phương thức vận chuyển vật liệu: hòa tan, lơ lửng và trầm tích đáy.

a) *Phương thức hòa tan*: Trong thiên nhiên hoàn toàn không có nước tinh khiết. Mưa rơi xuống thấm vào đất đá, nước hòa tan các hợp chất có trong đất. Trong khi di chuyển, nước thấm qua các khe nứt, lỗ hổng và hòa tan thêm các vật chất trên đường đi của chúng. Cuối cùng, phần lớn nước này xuất lộ ở các mức thấp hơn. Lượng vật chất hòa tan trong nước tùy thuộc vào thời tiết, mùa và đặc điểm địa chất mà nó đi qua.

b) *Phương thức lơ lửng*: Các hạt rắn được các dòng xoáy cuốn đi theo dòng chảy ở trạng thái lơ lửng. Quá trình vận chuyển này bị khống chế bởi hai yếu tố: sự cuộn xoáy của nước và vận tốc tới hạn của mỗi hạt đất đá. Vận tốc tới hạn của hạt khi rơi trong một dung dịch là tốc độ không đổi khi gia tốc trọng lực cân bằng với sức cản của dung dịch. Ở đây dung dịch là nước, nếu ta thả một nắm cát vào trong hồ nước yên tĩnh nó sẽ lắng xuống với vận tốc tăng dần, cho đến khi ma sát của nước tác dụng lên hạt cân bằng với sự tăng tốc độ. Do đó nó lắng đọng với tốc độ không đổi, vận tốc tới hạn. Nếu chúng ta tác dụng một lực bằng hoặc vượt quá vận tốc tới hạn của hạt thì hạt sẽ ở trạng thái lơ lửng. Chính dòng chảy rối cung cấp lực này cho hạt. Chuyển động xoáy của dòng chảy rối di chuyển theo các quỹ đạo, hạt rơi vào dòng xoáy sẽ nổi lên và ở trạng thái lơ lửng cho đến khi vận tốc của nước xoáy cân bằng hay lớn hơn vận tốc tới hạn của hạt (hình 14.18).



Hình 14.18. Hoạt động vận chuyển của dòng nước

Một trong những loại vật liệu không hòa tan hạt nhỏ được mang đi ở dạng lơ lửng. Với dạng vận chuyển này, các hạt bị ngăn cản không lắng xuống đáy dòng chảy được là do sự chuyển động của nước. Vận tốc mà ở đó các hạt có khuynh hướng rơi qua cột

nước tĩnh được gọi là vận tốc giới hạn. Đó là một giá trị hằng số biểu thị sự cân bằng giữa lực đẩy nổi và sức cản nhớt của chất lỏng. Phương trình biểu diễn quan hệ thủy lực của các lực này được gọi là định luật Stocke. Theo định luật này vận tốc giới hạn có thể biểu diễn như sau:

$$v_i = \frac{1}{18} D^2 \frac{(\rho_s - \rho_w) \cdot g}{\mu} \quad (14.8)$$

Trong đó:

D - đường kính hạt;

ρ_s, ρ_w - khối lượng thể tích của hạt và của chất lỏng;

g - gia tốc trọng trường;

μ - độ nhớt động của chất lỏng.

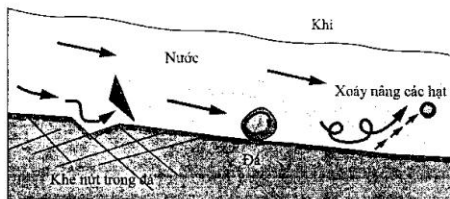
Định luật Stocke chỉ ra rằng lưu tốc giới hạn của hạt tỉ lệ thuận với bình phương của đường kính hạt;

c) *Trầm tích đáy*: Ngược với tải trọng hòa tan và lơ lửng, loại vật liệu di chuyển dọc theo đáy sông được gọi là trầm tích đáy. Các phần tử đáy di chuyển theo ba phương thức: nhảy cóc, lăn tròn và trượt (hình 14.18).

14.5.2. Hoạt động xâm thực

Sự nâng trực tiếp, trong dòng nước chảy rối nước không chảy song song với đáy sông. Nếu dòng xoáy đủ mạnh nó sẽ lôi cuốn các hạt ở đáy lên và lôi cuốn chúng vào dòng chảy. Vận tốc chuyển động của mỗi nhóm hạt khác nhau sẽ khác nhau.

Sự lôi cuốn, sự xói mòn của dòng chảy ở đáy và hai bên bờ có thể thực hiện bằng một số cách. Khi dòng chảy trong lòng sông, nước chuyển động gây nên lực cắt trên đáy cố định. Nếu lực này lớn hơn lực trọng trường có xu hướng hút giữ hạt lại trên đáy dòng chảy, thì hạt sẽ bị nhấc khỏi đáy và lôi cuốn trong dòng chảy (hình 14.19).

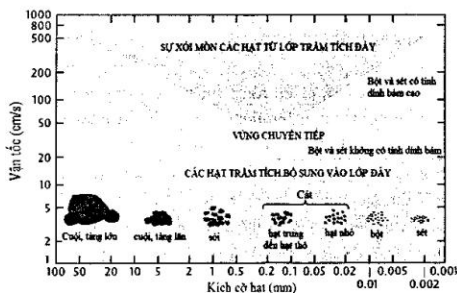


Hình 14.19. Sự lôi cuốn vật liệu đáy lòng sông

Những thí nghiệm trong máng dẫn mà trong đó sông được mô phỏng bằng dòng chảy của nước trong những chiếc thùng dài chứng tỏ rằng khi tăng vận tốc, các hạt lớn hơn sẽ

bị lôi cuốn khỏi đáy một cách mãnh liệt. Biểu đồ Hjulstrom, thể hiện trên hình 14.20, biểu thị quan hệ giữa vận tốc và kích thước hạt. Biểu đồ đã chỉ ra rằng với một kích thước hạt cho trước, để lôi cuốn được hạt đòi hỏi một vận tốc lớn hơn vận tốc cần để vận chuyển hạt đó một khi nó đã đi vào dòng chảy.

Một khía cạnh khác của đường cong mà thoát đầu có vẻ như không logic là ở phần phía phải biểu đồ kích thước hạt giảm xuống, vận tốc cần thiết để gây xói lại tăng lên. Hiệu ứng này có thể giải thích là do tính chất của các hạt sét ở trong khoảng kích thước này. Do lực dính giữa các hạt sét dẫn tới sự lôi cuốn của cả từng hợp thể hạt sét vào trong dòng chảy thay cho lôi cuốn từng hạt sét riêng biệt.



Hình 14.20. Biểu đồ Hjulstrom biểu diễn quan hệ giữa lưu tốc dòng chảy và kích thước hạt trong điều kiện xói lở, vận chuyển và lắng đọng

Sự mài mòn, va đập và hòa tan: trước khi di chuyển các vật liệu hạt rắn trở thành các tác nhân xâm thực, vì chúng có khả năng mài mòn đá gốc hay mài mòn các mảnh đá lớn hơn trên đáy dòng chảy. Đá gốc bị mài mòn thành các mặt nhẵn, cong lồi hay lõm hoặc một loạt các lỗ - hố hình thành do các cuội xoáy trong dòng chảy rồi. Các hạt cuội riêng lẻ trên đáy dòng chảy, khi di chuyển hay lăn cuộn sẽ cọ sát với nhau, làm chúng trở nên tròn và bóng láng hơn.

Các hạt lớn hơn va đập vào đá gốc hay các hạt khác làm chúng vỡ ra và nhập vào tải trọng của dòng chảy.

Sự xâm thực đôi khi là kết quả từ sự hòa tan các vật liệu vụn và đá gốc của dòng chảy. Hầu hết các vật chất hòa tan được nước mang đi và một phần ngấm xuống nước dưới đất.

14.5.3. Sự trầm tích

Khi vận tốc của dòng chảy giảm, các hạt bắt đầu rời khỏi thể lơ lửng hoặc ngừng chuyển động dọc theo đáy sông. Sự lắng đọng kiểu này thường rất tạm thời. Vật liệu lắng đọng chỉ tích lũy trong lòng sông trong khoảng thời gian ngắn cho đến khi vận tốc tăng trở lại. Sự thay đổi có tính chu kỳ của vận tốc dòng chảy vẫn thường hay xảy ra.

Sự lắng đọng lâu dài hơn trong phạm vi lòng sông và vùng lân cận cũng có thể xảy ra. Ví dụ như khi ngập lụt, sông chảy tràn bờ và tràn ngập đồng bằng, ngập lụt có địa hình bằng phẳng kề sông. Khi mực nước tràn bờ, lưu tốc giảm đáng kể. Đồng bằng ngập lụt được đặc trưng bởi các lớp vật liệu trầm tích hạt mịn song song do các đợt lũ lụt liên tục.

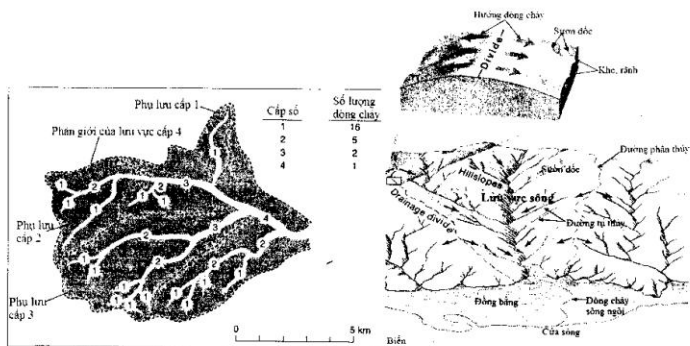
Khi vận tốc dòng chảy giảm, thấp hơn mức cần thiết để giữ vật liệu lơ lửng, dòng nước chảy bắt đầu lắng đọng tải trọng lơ lửng của nó. Sự trầm tích là một quá trình chọn lọc. Trước hết các hạt thô rơi xuống, sau đó vì vận tốc giảm (năng lượng cũng giảm) các vật liệu mịn hơn lắng đọng.

14.6. THUNG LŨNG SÔNG VÀ CÁC YẾU TỐ CỦA THUNG LŨNG SÔNG

14.6.1. Thung lũng sông (lưu vực sông)

Thung lũng sông là những dạng trũng của địa hình luôn có nước chảy trải dài thành một dải hẹp, chiều dài lớn hơn chiều rộng nhiều lần và phần lớn quanh co; đặc điểm chung của chúng là có độ dốc nghiêng theo một hướng từ thượng lưu về hạ lưu và cửa sông đồng thời khi gặp nhau không bao giờ cắt nhau mà chỉ hội tụ với nhau.

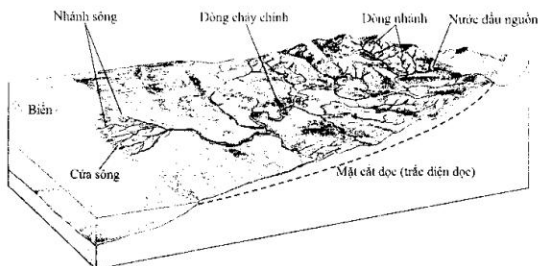
Như vậy các lưu vực sông ngăn cách với nhau bằng đường phân thủy hoặc đỉnh phân thủy, hay còn gọi là đường chia nước. Đó là một dải đất phân cách lưu vực giữa hai con sông, giữa hai hệ thống sông và giữa tập hợp các hệ thống sông đổ vào biển và đại dương khác nhau.



Hình 14.21. Mạng sông và các phụ lưu của sông

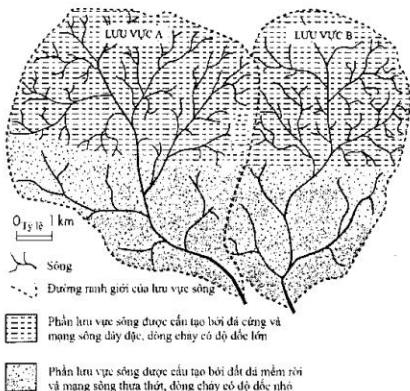
Các dòng riêng lẻ và thung lũng của chúng kết hợp lại thành mạng sông. Trong các mạng dòng chảy luôn có mối quan hệ hình học nhất định. Mối quan hệ này được thể hiện trên một hệ thống phân cấp các dòng chảy trong mạng sông. Sự phân cấp này thể hiện ở hình 14.21; các dòng chảy đầu nguồn nhỏ không có phụ lưu được liệt kê vào cấp

1 hay nhiều dòng cấp 1 kết hợp lại thành dòng chảy cấp 2, các dòng chảy cấp 2 hợp thành dòng chảy cấp 3... và cứ như thế. Nói cách khác, đoạn sông của bất cứ cấp nào cũng được hình thành do sự kết hợp của ít nhất hai đoạn dòng chảy của cấp nhỏ hơn kế đó. Đoạn sông chính của hệ thống luôn luôn có số cấp cao nhất trong mạng lưới và cấp bậc của sông chính được đặt tên theo bồn thu nước (hình 14.22).



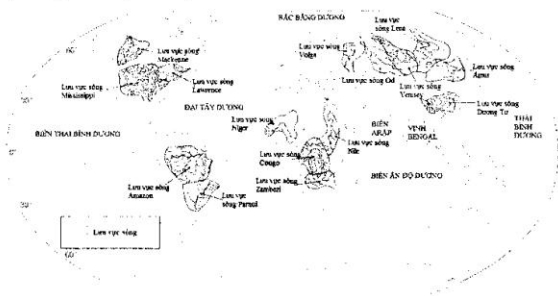
Hình 14.22. Trắc diện dọc sông từ thượng lưu đến hạ lưu và các dòng chảy sông ngòi

Hệ thống sông: là hệ thống thống nhất nhất quán của nhiều dòng sông có chung một lưu vực và cùng chung một dòng thoát nước đổ vào biển hoặc hồ lớn. Trong hệ thống sông, người ta phân biệt dòng sông chính và các sông nhánh (hình 14.23). Sông chính là con sông chủ yếu của mỗi hệ thống sông, là đường tiêu nước chung của chúng. Ví dụ: hệ thống lưu vực sông Thu Bồn - Vu Gia (Quảng Nam - Đà Nẵng) gồm hai sông chính là sông Thu Bồn và Vu Gia, ngoài ra còn nhiều sông nhánh nhỏ khác trong lưu vực này.



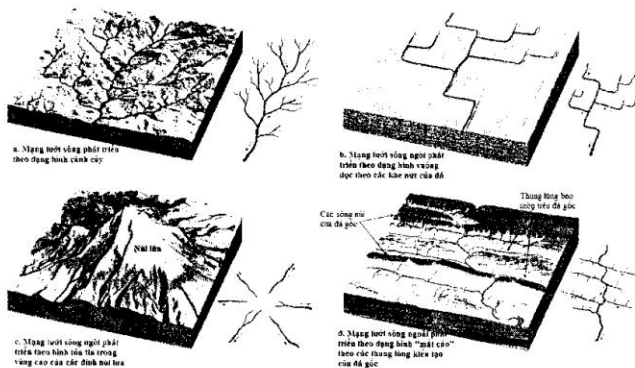
Hình 14.23. Các yếu tố của hệ thống lưu vực sông ở phần thượng lưu và hạ lưu

Các dòng riêng lẻ và thung lũng của chúng kết hợp lại thành mạng lưới sông ngòi. Trong các mạng dòng chảy luôn có mối quan hệ hình học nhất định. Mối quan hệ này được thể hiện trên một hệ thống phân cấp các dòng chảy trong mạng sông. Sự phát triển của một hệ thống dòng chảy và các phụ lưu tùy thuộc phần lớn vào bản chất đặc điểm của cấu tạo địa chất bên dưới và một phần vào lịch sử của dòng chảy. Trên thế giới một số lưu vực sông lớn được thể hiện trên hình 14.24.



Hình 14.24. Một số lưu vực sông lớn trên thế giới

Mạng sông dạng nhánh cây phát triển khi đá gốc có độ xâm thực đồng nhất, các thung lũng sông phát triển tự do. Đây là đặc điểm của đá gốc là đá trầm tích nằm ngang hay đá magma hoặc đá biến chất. Dòng chảy xâm thực đồng đều ở mọi điểm, do đó mô hình dạng nhánh cây là kết quả định hướng ngẫu nhiên của dòng chảy.



Hình 14.25. Các kiểu dòng chảy chính của sông

Mạng sông tỏa tia, hệ thống dòng chảy phát triển chung quanh một đối tượng trung tâm trên cao. Đây là kiểu mạng sông phát triển trên sườn của một núi lửa mới hình thành.

Mạng sông hình chữ nhật, hình thành khi đá gốc bị các khe nứt nẻ đan chéo tạo đới đá yếu dễ bị xâm thực. Dòng sông chính và các phụ lưu chảy theo những đường cong gần như thẳng góc với nhau.

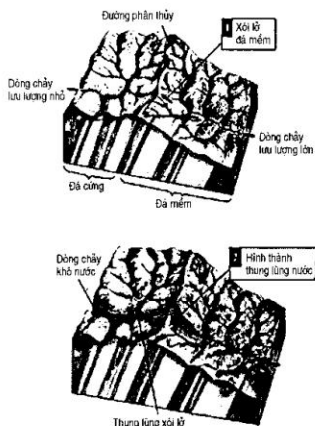
Mạng sông hình xương cá, phát triển trong vùng gồm các lớp đá cứng đan xen với các lớp đá mềm rời.

14.6.2. Thung lũng nước

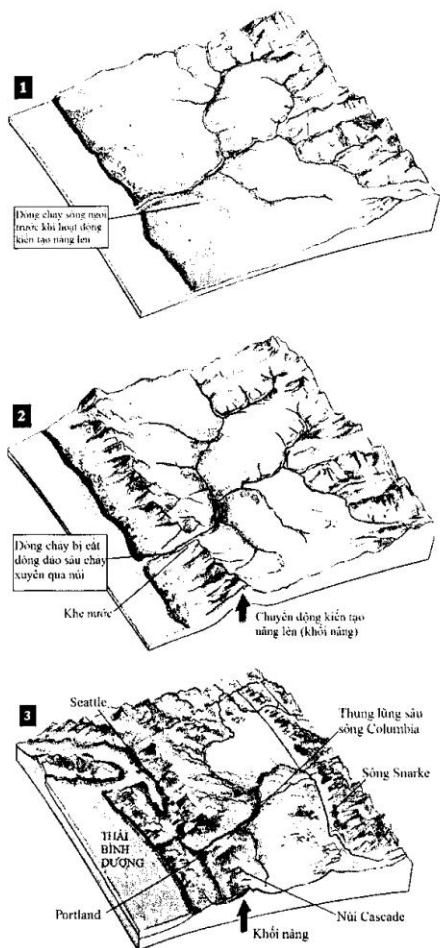
Các thung lũng ngắn, hẹp bị chắn dưới vách đá dốc đứng dạng bậc thang được gọi là thung lũng nước. Đây là kết quả xâm thực của một con sông chảy ngang qua một khe hẹp trên sông núi hay đỉnh núi nằm trên đường đi của nó.

Thung lũng nước được hình thành do sự xâm thực chông gối của dòng chảy trẻ hơn trên phần bị vùi lấp của một khu vực vốn đã được một sông cổ hơn chạm trổ (địa hình thung lũng - đôi). Sự xâm thực đào lòng khoét qua lớp trầm tích phủ và thậm chí đến đá gốc, tạo thành các luồng nước có vách dốc phân bậc.

* *Sự cướp dòng (đột dòng)*: Người ta cũng ghi nhận được các bằng chứng cho thấy một dòng chảy mở rộng thung lũng của nó bằng cách đột nước của một dòng chảy khác. Hay do hoạt động chuyển động kiến tạo nâng lên của vỏ Trái Đất, dòng sông bắt đầu thay đổi dòng chảy. Đồng thời hình thành nên các cảnh quan đặc trưng khác: vịnh, dòng sông chảy song song với bờ biển.



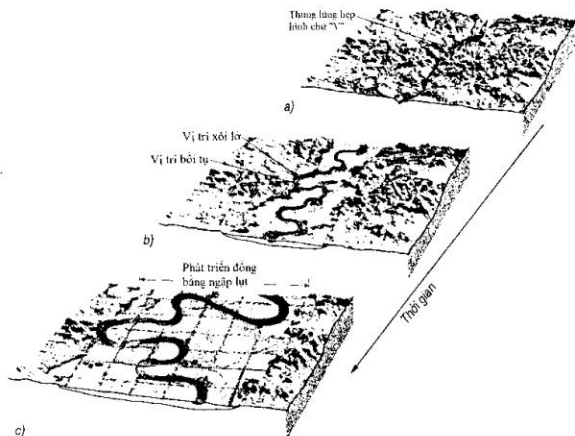
Hình 14.26. Sự hình thành thung lũng nước



Hình 14.27. Các giai đoạn phát triển của dòng sông
(sự thay đổi hướng dòng chảy do chuyển động kiến tạo nâng lên của vỏ Trái Đất)

14.7. SỰ MỞ RỘNG THUNG LŨNG SÔNG

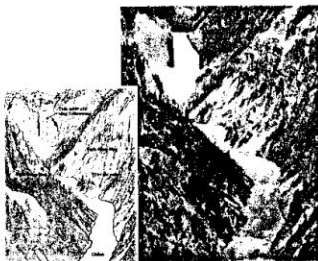
Dòng chảy luôn cố đạt đến trạng thái cân bằng, vì vậy nó sẽ xâm thực đáy (đào lòng) tạo thành các hẻm vực vách thẳng đứng. Cùng với quá trình xâm thực, đào lòng, các quá trình phong hóa, bóc mòn ở sườn và dịch chuyển đất đá sẽ đẩy vách thung lũng lùi dần về phía sau. Do ảnh hưởng của trọng lực, vật liệu trượt khỏi vách thung lũng và đổ xuống dòng chảy. Kết quả là vách thung lũng có dạng chữ V điển hình. Lòng sông được mở rộng dần từ thượng lưu đến hạ lưu (hình 14.28).

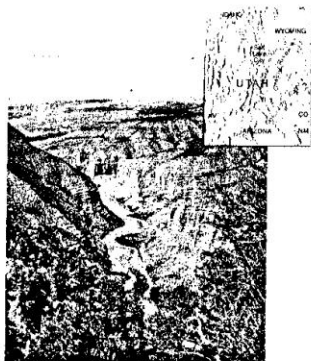


Hình 14.28. Các giai đoạn mở rộng thung lũng sông từ thượng lưu về hạ lưu theo thời gian:

- a) Giai đoạn thung lũng sông dạng chữ "V" ở thượng lưu;
- b) Giai đoạn thung lũng sông bắt đầu uốn khúc mở rộng lòng;
- c) Giai đoạn thung lũng sông mở rộng hình thành đồng bằng ngập lụt ở vùng hạ lưu.

Hình 14.29. Thung lũng hình chữ "V" của sông miền núi vùng Quebec (Canada)



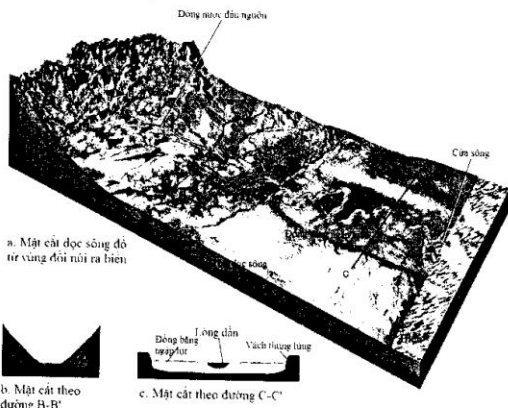


Hình 14.30. Thung lũng sông miền núi vùng Utah (Mỹ)

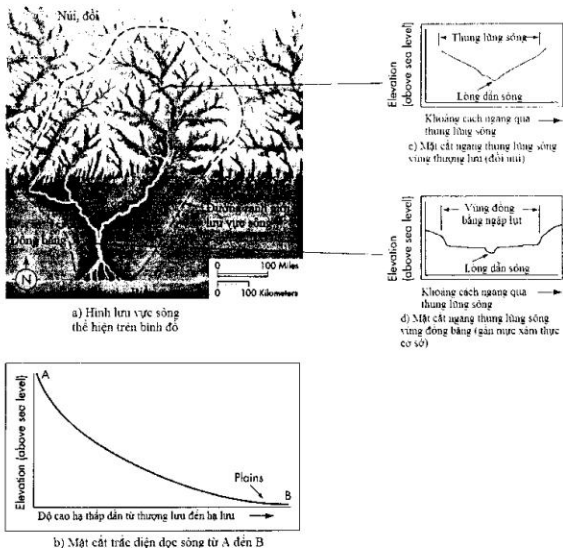


Hình 14.31. Thung lũng sông miền núi ở vùng Wyoming (Mỹ)

Tốc độ xâm thực vách thung lũng sông phụ thuộc vào nhiều yếu tố. Nếu vách thung lũng được cấu tạo bằng vật liệu trầm tích bờ rời thì dễ bị xâm thực và xói lở; ngược lại nếu vách thung lũng sông là đá cứng thì sự xâm thực xảy ra chậm chạp và vách hầu như thẳng đứng. Do đó mặt cắt ngang thung lũng sông ở vùng đồng bằng và vùng núi thường khác nhau (hình 14.32).



Hình 14.32. Mặt cắt thung lũng sông ở vùng đồng bằng (c) và vùng núi (b)



Hình 14.33. Mặt cắt ngang thung lũng sông Fox (Mỹ) ở vùng đồi núi và đồng bằng

Đồng thời với quá trình xâm thực sâu (đào lòng), các dòng chảy còn mở rộng lòng sông và xâm thực ngang phát triển. Trong giai đoạn đầu, khi đầu dòng chảy còn trên mực cân bằng, xâm thực sâu là chủ yếu. Sau đó, khi dòng chảy càng ngày càng tiến gần đến mực cân bằng, xâm thực sâu giảm. Phần lớn năng lượng của dòng chảy được dùng để xâm thực ngang. Khi dòng chảy quanh co thung lũng sông được mở rộng và tạo thành các bãi bồi trên nền thung lũng sông.

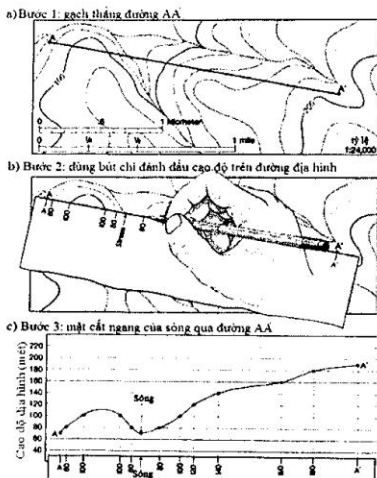
Trình tự các bước vẽ mặt cắt ngang của thung lũng sông (hình 14.34).

Bước 1 - Gạch đường thẳng ngang qua thung lũng sông cần vẽ.

Bước 2 - Dùng bút chì đánh dấu các đường đồng mức địa hình trên giấy vẽ.

Bước 3 - Vẽ mặt cắt ngang thung lũng ra giấy vẽ.

Bước 4 - Hoàn chỉnh bảng vẽ mặt cắt ngang. Trong bước này, căn cứ vào tỷ lệ bản đồ mà chúng ta có thể tiến hành vẽ các tỷ lệ đứng, ngang phù hợp bằng cách thông thường. Trong đó phải xác định cho được hệ số tỷ lệ thẳng đứng và ngang của bản vẽ trên mặt cắt ngang và trên bình đồ hiện tại.

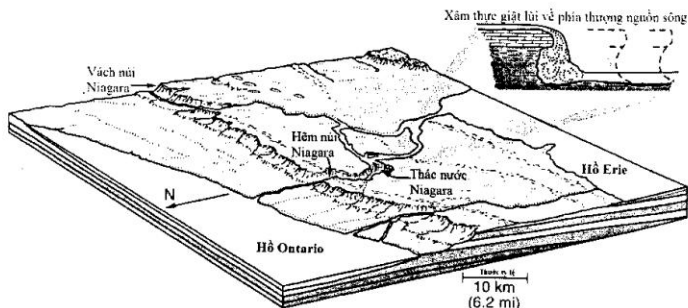


Hình 14.34. Trình tự các bước vẽ mặt cắt ngang của thung lũng sông

14.8. CÁC ĐẶC TRƯNG CỦA THUNG LŨNG SÔNG HẸP

14.8.1. Thác nước

Thác nước được hình thành bởi nhiều nguyên nhân khác nhau, trong đó có hoạt động mạnh mẽ của xâm thực giạt lùi.



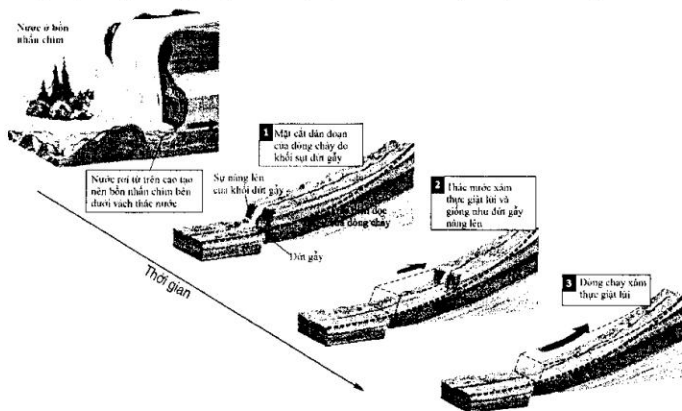
Hình 14.35. Xâm thực giạt lùi thác Niagara (Mỹ)

Ví dụ: thác Niagara có lớp đáy là đá vôi dolomit tương đối bền vững nằm trên các lớp sét kém bền vững. Các lớp sét này dễ dàng bị dòng xoáy của sông Niagara xói mòn thành hang hốc. Khi hang hốc phát triển, các lớp đá vôi dolomit bên trên đổ nhào xuống thác. Quá trình này cứ tiếp tục như vậy và theo thời gian thác càng ngày càng lùi dần về phía thượng lưu (hình 14.35).

14.8.2. Ghềnh

Giống như thác ghềnh được hình thành khi có sự gia tăng đột ngột về độ dốc của lòng sông, nhưng ở ghềnh nước thì không đổ thẳng xuống mạnh như thác. Đôi khi ghềnh phát triển trực tiếp từ các thác nước có trước đó.

Mặc dù không có thác hoặc ghềnh nhưng so với dòng chảy có thung lũng rộng thì dòng chảy ở đây thường có gradient mạnh, do đó nước chảy xiết (hình 14.36).



Hình 14.36. Hoạt động của đứt gãy địa chất và quá trình xâm thực giật lùi theo thời gian

14.9. CÁC ĐẶC TRƯNG CỦA THUNG LŨNG SÔNG RỘNG

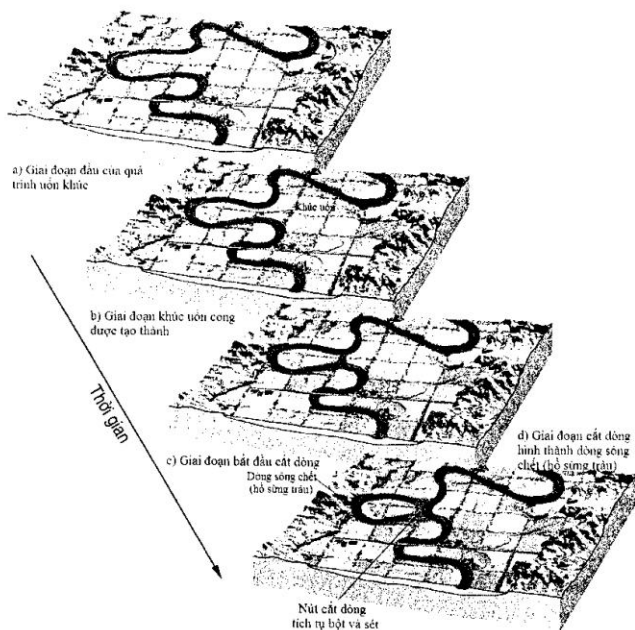
Trong các điều kiện khác nhau, các tác nhân khác nhau sẽ phối hợp hoạt động để mở rộng lòng sông thành một thung lũng có đáy rộng. Trong giai đoạn bình thường hay mực nước thấp, nước chỉ chảy giới hạn trong lòng sông, nhưng trong mùa mưa nước lớn nước chảy tràn bờ và phủ tràn trên các bãi bồi.

Bãi bồi xâm thực hình thành do xâm thực ngang và sự thoái lui dần của vách sông, chúng tạo thành lớp phủ mỏng dày vài mét đến vài chục mét với thành phần chủ yếu là sỏi, cát, bột và sét.

Bãi bồi hình thành do sự thay đổi lực dòng chảy, chúng gồm nhiều tập dày vài chục mét có thành phần là cuội, sỏi, sạn, bột phủ trực tiếp trên nền của thung lũng sông đã được mở rộng. Bãi bồi tích tụ phổ biến hơn bãi bồi xâm thực.

14.9.1. Khúc uốn

Việc hình thành khúc uốn dòng sông bao gồm cả hai quá trình xâm thực và tích tụ. Nguyên nhân hình thành khúc uốn cong là quan hệ tương đối giữa tốc độ vận động của các thực thể trầm tích ở đáy sông và tốc độ xói lở, xâm thực bờ sông. Thực tế nhận thấy rằng trong lòng sông tương đối thẳng thường tồn tại những bãi cát so le ở hai bên bờ. Những bãi cát này luôn di động về phía hạ lưu theo hướng dòng chảy với tốc độ rất nhỏ. Sự tồn tại những bãi cát so le chậm chạp này kết hợp với tình hình bờ sông dễ bị xói lở đã tạo điều kiện cho việc hình thành và phát triển đoạn sông cong.

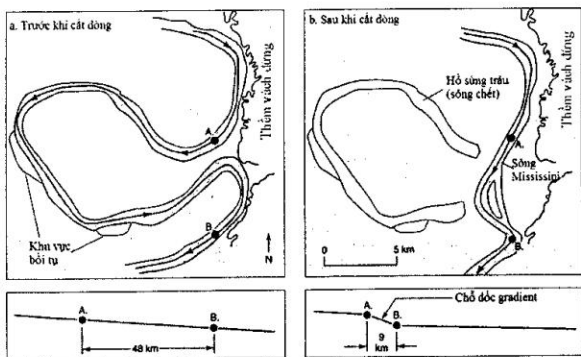


Hình 14.37. Các giai đoạn uốn khúc, cắt dòng hình thành hồ sừng trâu theo thời gian

Như vậy rõ ràng là sự tồn tại của các bãi cát so le bên bờ sông không thể tách khỏi sự tồn tại của dòng chảy rối, chúng dựa vào nhau để tồn tại và không chế lẫn nhau. Khi nước cao vào mùa lũ, một phần dòng nước bị bãi cát làm cản trở nên chảy sang lạch sâu bờ đối diện để tạo thành chảy vòng. Khi mực nước thấp, toàn bộ dòng nước đều bị bãi bồi cản trở chảy sang bờ đối diện tạo thành chảy vòng. Chảy vòng xói cát đáy sông đưa sang bãi, một mặt giữ cho bãi tồn tại, một mặt làm cho bãi di động dần xuống hạ lưu.

Như vậy sự hình thành đoạn sông cong có thể giải thích bằng mối quan hệ tương đối giữa tốc độ chuyển động của bãi bên và tốc độ xói lở bờ sông. Sự tồn tại bãi so le làm cho hai bờ sông và bãi sông có những chỗ bị xói lở cục bộ, nhưng bãi di động lại lấp đầy những nơi bị xói lở cũ làm ngừng xói lở, đồng thời lại làm xói lở ở nơi khác. Nếu bờ sông dễ xói lở và bãi sông di động xuống hạ lưu chưa kịp lấp kín bờ sông bị xói lở trước đây, bờ sông đã có khả năng bị xói thành bờ lõm có độ cong tương đối lớn. Sự hình thành bờ lõm là tăng cường chảy rối, bờ lõm ngày càng bị lõm do xói lở; bờ lõm ngày càng lồi do được bồi tụ. Vì vậy sông ngày càng cong.

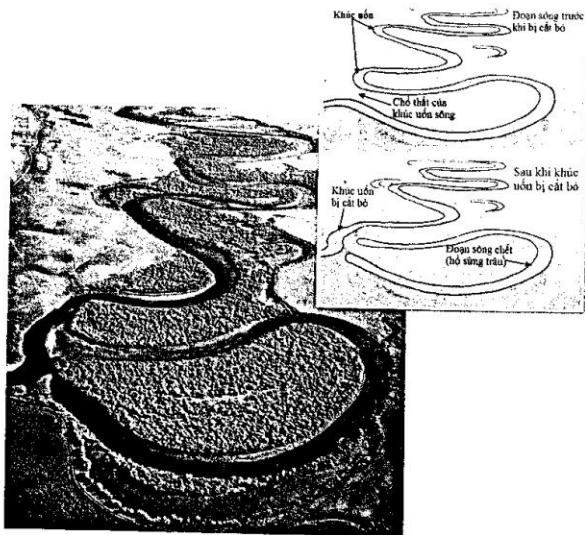
Những đoạn sông cong mang một đặc điểm diễn biến quan trọng là: sau khi hình thành đoạn cong sông sẽ phát triển không ngừng, tiếp tục cong mãi. Bờ lõm của sông luôn bị xói lở, bờ lồi luôn được bồi tụ do sự vận chuyển không ngừng của bùn cát theo phương ngang làm cho mặt phẳng của sông luôn thay đổi. Trong điều kiện phát triển tự do, bán kính cong ngày càng nhỏ, dần dần phát triển thành đoạn cong gấp mà điểm đầu (A) và điểm cuối (B) rất gần nhau, từ khoảng cách ban đầu 40km đến khi cắt dòng chỉ còn khoảng cách 9km (hình 14.38).



Hình 14.38. Sự thay đổi độ dài dòng chảy sau khi cắt dòng tạo hồ sừng trâu ở sông Mississippi (Mỹ)

Vì nước trên bãi có xu hướng giảm đi theo đường có độ dốc lớn nhất, dưới tác dụng lâu dài, thường thường trên eo đất hình thành những rãnh nước, khi gặp lũ lớn và các điều kiện có lợi khác thì rãnh đó phát triển thành dòng rẽ của sông và hình thành hiện tượng cắt dòng tự nhiên.

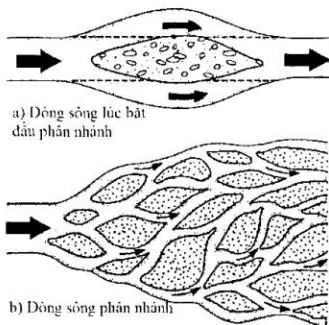
Sau khi cắt dòng sẽ hình thành sông mới, do độ dốc lớn, lưu tốc lớn, sức tải của cát cũng tăng lên. Đồng thời cửa vào thường sát với bờ lõm của đoạn cong nên nước chảy vào là nước trên mặt mang ít bùn cát, do đó ở đoạn sông mới này xảy ra hiện tượng xói lở rất mạnh, mặt cắt mở rộng rất nhanh. Ngược lại đoạn sông cũ (cong) thì có độ dốc nhỏ, lưu tốc nhỏ, sức tải của cát của dòng nước cũng nhỏ, lại thêm dòng nước mang chảy vào thường là nước mang nhiều bùn cát nên bị bồi rất mạnh, mặt cắt giảm đi rất nhanh. Đoạn sông cũ thoái dần hình thành đoạn sông chết. Sau khi sông cũ hoàn toàn ngừng chảy thì sông mới sẽ phát triển thành đoạn sông đơn nhất có thể cho toàn bộ lưu lượng của sông chảy qua. Đoạn sông cũ bị lấp hẳn thường là đoạn ở thượng lưu, đoạn ở hạ lưu chưa bị bồi, dần dần biến thành hồ cách ly với sông (hay còn gọi là hồ sừng trâu - oxbow lake) hoặc còn gọi là dòng sông chết (hình 14.39).



Hình 14.39. Hồ sừng trâu do sông cắt dòng



Hình 14.40. Các giai đoạn hình thành đoạn sông cong ở bang Texas (Mỹ)



Hình 14.41. Dòng sông phân nhánh

Sau khi đoạn sông cong bị cắt thẳng thì quá trình phát triển sông mới và tiêu diệt sông cũ đều tiến hành rất nhanh thường chỉ trong khoảng 3 - 4 năm sông cũ đã hoàn toàn bồi đầy và dòng nước sẽ chảy theo dòng sông mới.

Ở nơi thu hẹp của sông có xảy ra hiện tượng cắt dòng thiên nhiên. Ngoài ra còn có thể sinh ra hiện tượng cắt bãi bờ lồi và lấp bờ lõm. Hiện tượng này thường phát sinh ở nơi bán kính cong tương đối nhỏ và sông cong không theo quy luật nào.

Trong quá trình phát triển của sông cong vì đường trục động lực (chủ lưu) của dòng nước thường ở sát bên bờ lõm của phần sau đoạn cong, ở đó chảy rối mạnh nhất, xói lở mạnh nhất. Kết quả làm cho dòng sông phát triển theo hướng ngang, đồng thời cũng phát triển theo hướng dọc. Đặc điểm này thấy rõ ở những thung lũng sông rộng ở vùng đồng bằng, hầu như nơi nào cũng có vết tích sông cong phát triển.

Vì sông cong nên dòng nước trên bãi thường cắt ngang thẳng góc với hướng dòng chảy của lòng chính. Tại vị trí mặt cắt ngang đó tạo thành chảy rối làm cho một bờ bị xói, một bờ bị bồi.

14.9.2. Dòng chảy phân nhánh

Tại các bãi bồi, đặc biệt tại nơi có số lượng lớn vật liệu vụn được lắng đọng nhanh chóng, dòng sông sẽ hình thành một hệ thống chảy hội tụ và phân kỳ phức tạp giữa lòng

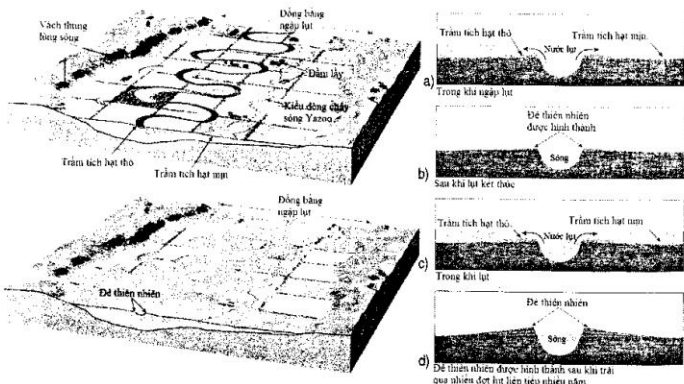
sông. Hệ thống này bị phân cách bằng các công cát hay các cù lao (hình 14.42). Đây là kiểu dòng sông bị phân nhánh. Mô hình này được phát triển khi lưu lượng thay đổi mạnh và các bờ dễ bị xâm thực để cung cấp tải trọng lớn cho dòng chảy. Đây là vùng đặc trưng của quạt bồi tích và một số dòng chảy rất giàu phù sa. Ví dụ ở Việt Nam hiện tượng này phổ biến ở các vùng đồng bằng sông Cửu Long và sông Hồng.

Đê thiên nhiên

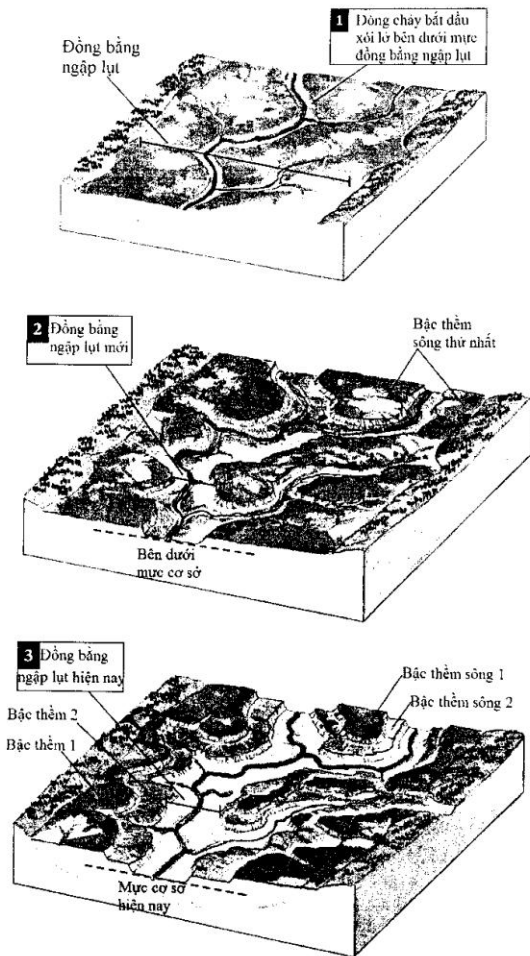
Ở nhiều bãi bồi, nước sông nằm cao hơn đáy thung lũng sông và được giữ bởi một bờ vách bằng hỗn hợp bùn cát gọi là đê thiên nhiên. Bãi bồi thấp hơn kết hợp với đê thiên nhiên tạo thành đầm lầy cũ (back swamp).

Đê được hình thành trong mùa lũ lụt khi nước tràn bờ vào bãi bồi. Dòng bùn cát này không tồn tại lâu khi vận tốc và sự xáo trộn của nó giảm đột ngột, phù sa lơ lửng được lắng đọng gần dòng sông nhưng một số lớn cũng được mang đi xa hơn và lắng đọng ở bãi bồi. Các trầm tích này có dạng giống như cái nêm hướng mũi nhọn ra khỏi sông, lâu dần thành đê thiên nhiên có chiều cao giảm dần từ bờ sông ra ngoài (hình 14.42).

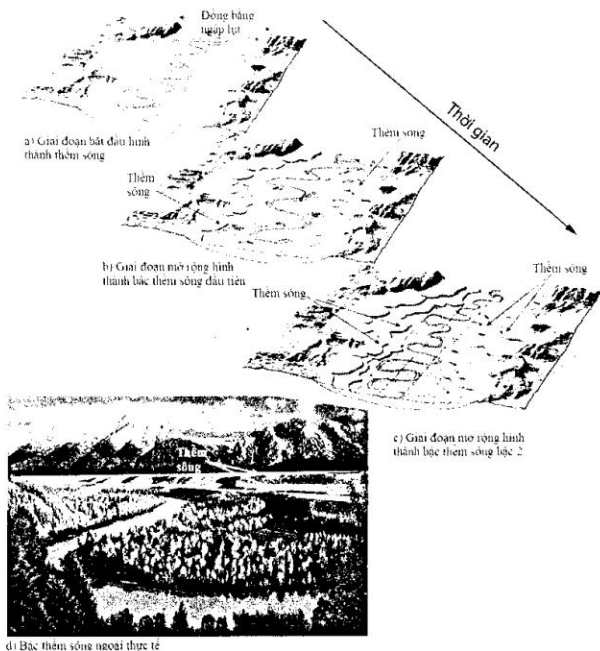
Các phụ lưu chảy vào thung lũng sông bị đê thiên nhiên cao ngăn cách khiến cho nó không thể đổ trực tiếp vào dòng chính, do đó nó sẽ chảy xuống đới đầm lầy cũ và có thể tạo thành những dòng chảy song song với sông chính hàng kilomet trước khi ra đến cửa sông. Sông Yazoo là điển hình của trường hợp này, với dòng chảy dài 320km song song với sông Mississippi (Mỹ), do vậy tất cả các sông chảy theo kiểu này đều được gọi là *sông kiểu Yazoo* (hình 14.43).



Hình 14.42. Các giai đoạn ngập lụt và sự hình thành đê thiên nhiên



Hình 14.44. Các giai đoạn phát triển và hình thành bậc thềm sông



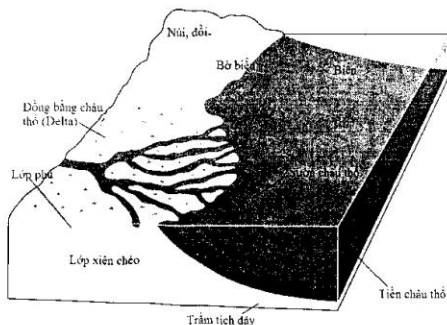
Hình 14.45. Các giai đoạn hình thành bậc thềm sông theo thời gian

14.9.5. Tam giác châu và quạt bồi tích (Delta)

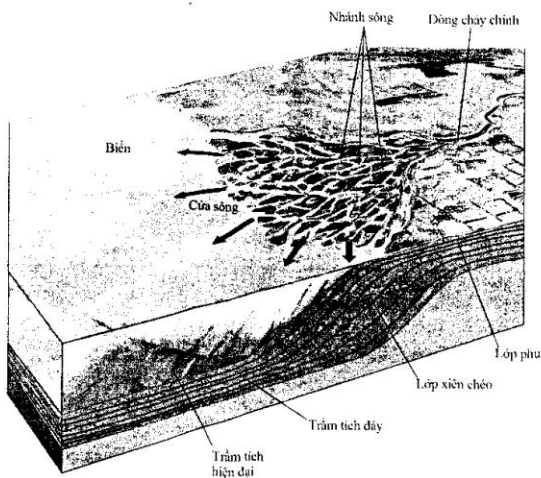
Delta là một vùng đất aluvi, thấp, gần như bằng phẳng, nằm gần hoặc nằm ngay cửa sông, thường tạo thành các đồng bằng tương đối rộng dạng quạt hoặc tam giác bị phân cắt bởi nhiều nhánh của một con sông chính, vươn ra xa ngoài bờ biển, và được hình thành do sự tích tụ trầm tích do sông cung cấp, với số lượng lớn đến mức không thể di chuyển bởi thủy triều, sóng và dòng chảy. Hầu hết delta là vùng đất nửa nổi nửa chìm. Thuật ngữ này do Herodotus sử dụng lần đầu tiên từ thế kỷ thứ 15 trước Công nguyên để đặt tên cho vùng đất cửa sông Nile (Ai Cập) do hình dáng của nó giống chữ cái Hy Lạp 'delta' hay là tam giác châu (Δ) với đỉnh hướng về phía thượng nguồn.

Các delta gồm hai phần cơ bản: vùng phía trước delta (delta front) bao gồm đường bờ biển và vùng trầm tích ngấm với bề mặt nghiêng được mở rộng về phía biển và vùng

đất thấp nằm giữa đồng bằng aluvi và vùng phía trước delta. Đồng bằng delta là những vùng đất thấp rộng rãi, với các sông nhánh hoạt động hoặc đã ngừng hoạt động phân bố rộng khắp đồng bằng này và phân chia nước cũng như bồi tích của hệ thống sông trên toàn bộ delta và cả vùng phía trước delta.



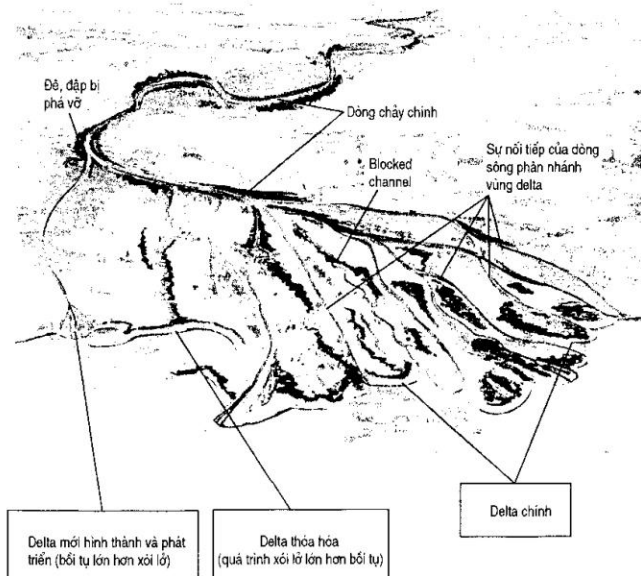
Hình 14.46. Tam giác châu



Hình 14.47. Các lớp trầm tích ở vùng tam giác châu

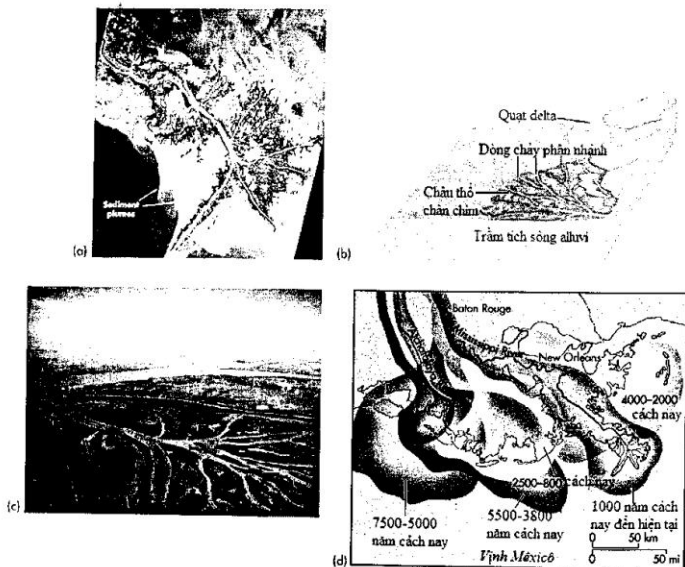
Ở mức cuối, các tài liệu trầm tích của các sông nhánh có thể sắp xếp theo mô hình nhất định: vật liệu hạt thô lắng đọng trước hình thành một loạt các lớp trầm tích xiên chéo gọi là tầng trước. Vật liệu mịn hơn được mang đi xa hơn và lắng đọng lại ở đáy biển, hồ gọi là tầng đáy. Khi tam giác châu phát triển xa dần, dòng chảy phải phát triển đường đi của nó ra ngoài rìa tam giác châu, từ đó hình thành lớp phủ gọi là tầng trên, nằm trên nóc của tầng trước.

Tuy nhiên, rất ít tam giác châu có dạng lý thuyết như trên. Nhiều yếu tố ảnh hưởng đến đặc điểm trầm tích lắng đọng trong delta như: các dòng hải lưu ven bờ, sự nâng lên hay sụt xuống của vỏ Trái Đất,...



Hình 14.48. Các hình thái phát triển của tam giác châu

Tam giác châu là yếu tố đặc trưng của nhiều sông lớn trên thế giới như sông Nile (Ai Cập), sông Mississippi (Mỹ), sông Hồng, sông Thu Bồn - Vu Gia, sông Cửu Long ở Việt Nam... Để mở rộng hình thành tam giác châu sông phải mất hàng triệu năm, ví dụ delta sông Mississippi (Mỹ) (hình 14.49).



Hình 14.49. Sự hình thành tam giác châu sông Mississippi theo thời gian

Chương 15

NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Nước dưới đất (hay còn gọi là nước ngầm) là nước nằm dưới mặt đất gồm tất cả các loại nước trong đá gốc, trong các thành tạo đất mềm rời và trong vỏ phong hóa. Mặc dù nước dưới đất chỉ chiếm chưa đầy 1% khối lượng của thủy quyển ($-1,4 \cdot 10^{19}$ kg) (Skinner & Porter, 1992) nhưng chúng có ý nghĩa rất quan trọng trong đời sống tự nhiên và xã hội con người. Nước dưới đất là đối tượng nghiên cứu trực tiếp của chuyên ngành Địa chất thủy văn.

Nước dưới đất có thể tồn tại ở trong vỏ Trái Đất đến những độ sâu lớn. Các lỗ khoan dầu cho thấy nước có mặt ở độ sâu 9,4km; tại lỗ khoan thí nghiệm ở bán đảo Kolan (Liên Xô cũ), nước vẫn được phát hiện ở độ sâu trên 11km. Tuy nhiên theo thống kê, phần lớn nước dưới đất nằm trong giới hạn đến độ sâu khoảng 750m kể từ bề mặt Trái Đất. Nước ở dưới độ sâu này do áp suất thạch tĩnh, chúng nằm trong các lỗ hổng kín, rất khó di chuyển tự do; vì vậy khi xét đến nước dưới đất hầu hết người ta chỉ đề cập đến nước nằm trên độ sâu 750m.

Ở Việt Nam, dựa trên kết quả điều tra nghiên cứu địa chất thủy văn (DCTV) trong hơn nửa thế kỷ, đã phân định được 26 đơn vị chứa nước, bao gồm 4 phức hệ chứa nước lỗ hổng, 15 phức hệ chứa nước khe nứt (cả khe nứt - lỗ hổng, khe nứt - vữa, khe nứt - karst) và 7 đới chứa nước trong các đứt gãy kiến tạo. Chúng có diện phân bố, độ chứa nước và chất lượng nước khác nhau, trong đó quan trọng nhất đối với nền kinh tế quốc dân là các đơn vị chứa nước trong các thành tạo trầm tích bờ rời, trong đá vôi và các thành tạo phun trào bazan chúng có độ chứa nước phong phú, chất lượng nước tốt.

Nước là thành phần chủ yếu của pha lỏng. Dựa vào trạng thái tồn tại và mối tương tác giữa nước và thành phần hạt rắn của đất, vào đặc điểm của chúng, có thể chia ra như sau: nước ở trạng thái lỏng, nước ở trạng thái hơi và nước ở trạng thái cứng.

15.1. CÁC TRẠNG THÁI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

15.1.1. Nước ở trạng thái lỏng

Nước trạng thái lỏng gồm nước kết hợp và nước tự do. Tùy thuộc vào vị trí tồn tại và đặc tính của chúng, nước kết hợp lại có thể chia ra nước kết hợp bên trong tinh thể của khoáng vật như nước kết tinh (water of crystallization), nước kết hợp bên ngoài như nước liên kết (hygroscopic water hoặc bound water). Nước tự do gồm nước mao dẫn

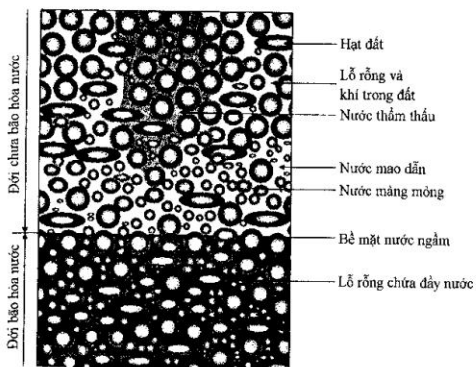
(water of capillary) và nước trọng lực (gravitational water hoặc gravity water). Ngoài ra còn có nước ở trạng thái hơi và trạng thái rắn.

a) Nước bên trong mạng tinh thể khoáng vật:

- *Nước kết tinh*, là loại nước nằm ở những vị trí cố định, với số lượng nhất định dưới dạng phân tử trong mạng tinh thể của khoáng vật, lực liên kết của chúng với mạng tinh thể khoáng vật yếu hơn, chúng bị tách ra đột ngột khi nhiệt độ tăng 400-500°C và mạng tinh thể khoáng vật bị phá hủy, khoáng vật biến thành khoáng vật khác. Ví dụ như nước trong thạch cao $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

- *Nước kết hợp mặt ngoài*, các phân tử nước gồm hai nguyên tử H và một nguyên tử Oxy tạo thành, chúng sắp xếp thành một tam giác cân, nguyên tử O ở đỉnh và hai nguyên tử H phân bố ở hai góc đáy, vì vậy về tổng thể các nguyên tử nước là những nguyên tử lưỡng cực, một đầu mang điện tích âm và một đầu mang điện tích dương. Khi gặp các ion có hóa trị tự do trong nước, các phân tử nước xếp định hướng lại quanh các ion.

Tùy thuộc vào hóa trị và bán kính ion, năng lực hút định hướng (thủy hóa) của các loại ion cũng khác nhau. Khi bị các hạt rắn tích điện hút vào trên mặt hạt, các ion cùng với các phân tử nước đã được định hướng tạo thành một màng nước bao quanh hạt gọi là nước kết hợp mặt ngoài (hình 15.1).



Hình 15.1. Nước dưới đất và các trạng thái của nước dưới đất (from Hölting 1996)

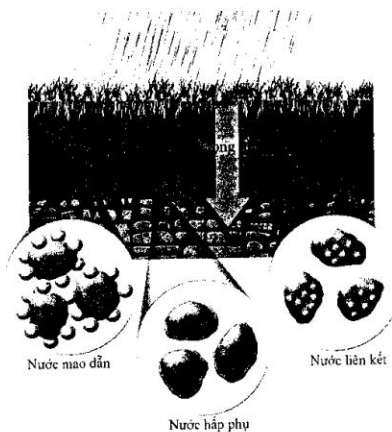
Mật độ phân bố các phân tử nước trong màng nước kết hợp mặt ngoài lớn hơn rất nhiều so với nước thường; càng gần mặt hạt thì lực hút càng mạnh, mật độ phân tử nước càng cao, lên tới $2,4\text{g/cm}^3$, càng xa mật độ phân bố các phân tử nước và các ion càng giảm dần và chuyển sang nước tự do. Vì vậy, nước kết hợp mặt ngoài có khả năng

chống lại ngoại lực, có một cường độ chống cắt nhất định nào đó, nhờ dần từ trong ra ngoài. Chỉ khi ngoại lực vượt quá lực tương tác giữa các hạt và các phân tử nước tại điểm đang xét nó mới bị chảy.

Độ dày của màng nước kết hợp mặt ngoài ảnh hưởng rất lớn đến trạng thái tồn tại và tính chất cơ lý của khối đất, đặc biệt là đối với đất loại sét. Màng nước bao quanh càng dày thì độ ẩm của đất càng lớn, lượng lún càng lớn, tốc độ lún càng chậm, cường độ chống cắt càng nhỏ.

b) Nước tự do: gồm tất cả các loại nước nằm ngoài phạm vi tác dụng của trường lực của hạt rắn, các phân tử nước ở đây tương đối dễ dàng vận động dưới tác dụng của ngoại lực khác như nhiệt, tải trọng ngoài, v.v... Dựa vào ảnh hưởng của trường lực của hạt rắn đối với các phân tử nước tự do, có thể chia nước tự do thành nước mao dẫn và nước trọng lực.

- **Nước mao dẫn**, là lớp nước quá độ từ nước kết hợp mặt ngoài sang nước trọng lực. Các phân tử nước trong lớp nước mao dẫn vừa chịu tác dụng của trọng lực vừa chịu ảnh hưởng của trường lực tác dụng của hạt. Nước mao dẫn rất dễ chảy dưới tác dụng của ngoại lực, và trọng lực (hình 15.2).



Hình 15.2. Một số loại nước trong đất

- **Nước trọng lực**, là phần nước còn lại phía ngoài lớp nước mao dẫn, các phân tử nước ở đây hoàn toàn chịu tác dụng của trọng lực. Nước trọng lực phân bố trong các lỗ hổng, các khe nứt, có thể vận động hoặc nằm yên tùy điều kiện tầng trữ. Nước trọng lực có các đặc điểm sau:

- Có khả năng truyền áp lực thủy tĩnh ngay cả trong các điều kiện thường. Áp lực thủy tĩnh làm giảm trọng lượng của đất đá, gây áp lực đẩy nổi dưới đế móng các công trình, nhất là đối với các công trình thủy công.

- Có khả năng gây ra các tác dụng cơ học khi vận động, gây ra áp lực thủy động là nguyên nhân của các hiện tượng như: hiện tượng cát chảy, xói ngầm.... Tốc độ càng lớn thì khả năng và hiệu quả tác dụng cơ học của nước trọng lực càng lớn.

- Có khả năng hòa tan, gây ra hiện tượng ăn mòn và xâm thực đất đá hoặc các loại cấu kiện xây dựng khác.

Sự phân loại nước trong đất nói trên là dựa trên kết quả tương tác giữa pha rắn và môi trường bao quanh nó. Trong khối đất, do các hạt nằm chồng chất lên nhau, sự có mặt của một loại nước nào đó trong lỗ hổng của khối đất đá lại phụ thuộc vào nhiều yếu tố khác nhau như kích thước lỗ hổng, tức phụ thuộc vào thành phần hạt, thành phần khoáng vật, độ chặt xốp của đất, vào điều kiện tồn tại về không gian và thời gian ảnh hưởng của mưa nắng, của nước dưới đất, nước mặt....

Đất loại sét do kích thước lỗ hổng rất nhỏ nên chủ yếu là nước liên kết mặt ngoài, còn nước mao dẫn và nhất là nước trọng lực thì chỉ chiếm một phần rất nhỏ, nhiều khi hầu như không có, cụ thể như trong các đất loại sét, đất sét pha trạng thái dẻo, dẻo mềm, dẻo cứng ở độ sâu hàng chục mét. Nước mao dẫn và nước trọng lực chỉ tồn tại trong các lỗ hổng lớn hoặc khe nứt của đất đá loại sét.

Trong đất hạt to như cuội, sỏi do kích thước lỗ hổng lớn, khi chứa đầy nước, trong lỗ hổng sẽ có mặt đầy đủ các loại nước nêu trên, nhưng nước trọng lực chiếm một khối lượng chủ yếu, có thể khai thác dễ dàng và có hiệu quả. Khi ở trạng thái khô chúng chỉ có còn một ít nước kết hợp mặt ngoài.

Trong đất loại cát, lỗ hổng tương đối nhỏ nói chung chủ yếu là nước mao dẫn, nước liên kết mặt ngoài, còn nước trọng lực chiếm phần tương đối nhỏ. Vì vậy nước trong đất loại cát chảy tầng.

15.1.2. Nước ở trạng thái hơi

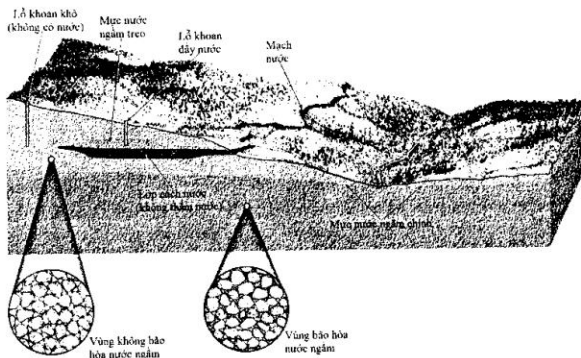
Nước ở trạng thái hơi nằm trong phần lỗ hổng kín hoặc hở chứa khí của đất, tức là trong đất không bão hòa, phổ biến nhất là trong đới không khí nằm trên mực nước ngầm. Hơi nước di chuyển từ vùng có áp suất hơi cao sang vùng có áp suất hơi thấp hơn. Trong những điều kiện nhất định về áp suất và nhiệt độ thì giữa hơi nước và nước luôn tồn tại ở một thể cân bằng động. Khi hơi nước di chuyển đi thì nước trong đất sẽ bốc hơi để tạo thành sự cân bằng mới. Sự bốc hơi nước có thể làm tăng nồng độ ion trong dung dịch đất gây nên hiện tượng ngưng tụ các loại muối hòa tan hoặc làm cho nước trong đất vận động và vận chuyển các muối hòa tan, các chất keo đến các vùng ranh giới bị bốc hơi, dần dần chúng bị ngưng tụ hoặc kết tinh lại trong các lỗ hổng, khởi đầu cho sự hình thành các hợp thể, các kết ion (trong đới phong hóa laterit), các ô muối ngầm trong đất vùng ven biển.

15.2. NGUỒN GỐC CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Nguồn gốc của nước dưới đất là vấn đề còn đang được tiếp tục nghiên cứu. Tuy nhiên, hiện nay hầu hết các nhà nghiên cứu đều phân chia bốn kiểu nguồn gốc nước dưới đất sau đây:

- *Nước ngầm*, nước ngầm là nước dưới đất do nước mưa, nước của các lớp băng phủ hoặc từ các tầng chứa nước của sông, hồ ngấm xuống, trong đó nước mưa là nguồn cung cấp chính. *Nước ngưng tụ*, phần đất đá nằm trên mực nước ngầm là đới không bão hòa nước. Trong đới này các lỗ hổng, các khe nứt chứa không khí (khí quyển dưới đất), trong đó có hơi nước (nước ở trạng thái hơi). Khi nhiệt độ và áp suất thay đổi, hơi nước có thể ngưng tụ lại thành nước ở trạng thái lỏng bám vào đất đá và ngấm xuống sâu hơn, nước đó gọi là nước ngưng tụ.

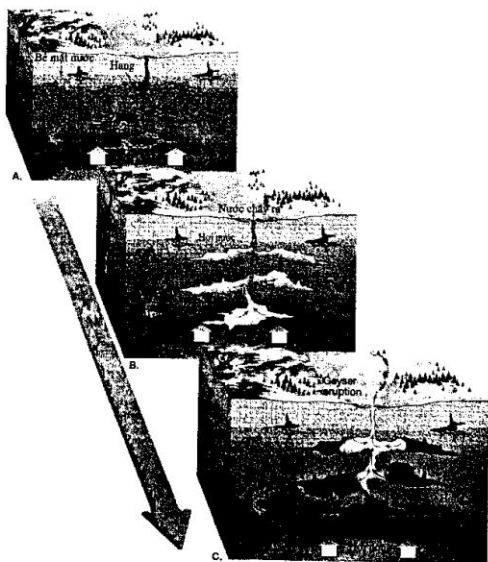
- *Nước sót*, là nước có nguồn gốc từ các thủy vực cổ (sông, biển, hồ). Trong quá trình hình thành đá trầm tích, một phần nước trong vật liệu trầm tích bị ép thoát mất, phần còn lại chính là nước sót (hay còn gọi là *nước tàn dư*, *nước trầm tích*). Điều kiện tốt nhất cho việc bảo tồn nước sót là có lớp trầm tích không thấm nước phủ lên trên; chính vì vậy chúng còn có tên gọi là nước chôn vùi (hình 15.3).



Hình 15.3. Nước sót dạng thấu kính nước

- *Nước nguyên sinh (hay nước magma)*, là nước có nguồn gốc từ magma. Các chất bốc của magma, trong đó có hơi nước, theo các đứt gãy các khe nứt kiến tạo di chuyển lên phần trên của vỏ Trái Đất, đến vùng có nhiệt độ thấp hơn thì lắng đọng lại, ngưng tụ thành nước. Nước nguyên sinh được coi là một loại nước ngầm đặc biệt (nước khoáng nóng). Nhiều người cho rằng nước khoáng nóng là nước nguyên sinh. Tuy nhiên, theo kết quả nghiên cứu phân tích đồng vị hóa học cho thấy đa số nước khoáng nóng có nguồn gốc khí quyển; rất ít có nguồn gốc nguyên sinh.

- *Nước geyser*: Geyser là một dạng đặc biệt của nước nhiệt, nó phun theo nhịp với một lực đáng kể. Thuật ngữ này được bắt nguồn từ tên gọi mạch nước kiểu này ở Iceland - Geyser - nghĩa là *phun ra* (hình 15.4).

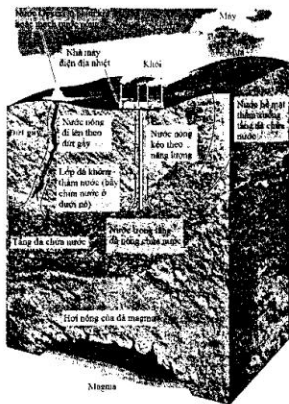


Hình 15.4. Các giai đoạn hình thành mạch nước geyser theo thời gian

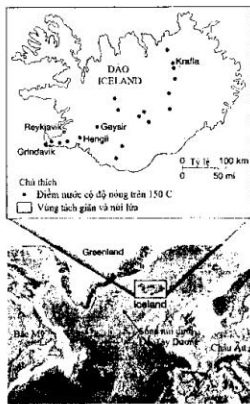
Geyser là những nguồn nước nóng được đẩy ra bên ngoài không liên tục, có dạng mạch nhịp. Geyser được xem là những hoạt động cuối cùng của núi lửa. Nước được phun ra theo hướng thẳng đứng, khoảng cách giữa các đợt phun có thể thay đổi từ vài giây đến vài tuần lễ. Nhiệt độ của nước thường thấp hơn nhiệt độ sôi, nhưng có khi nóng đến 138°C . Geyser gặp ở hầu hết các núi lửa hoạt động hiện tại. Cùng với hơi nước, geyser tạo điều kiện lắng đọng khoáng vật opat và canxidoan trên các sườn núi lửa, chúng được gọi là geyser.

Nhìn chung, hành vi của geyser được tạo nên bởi sự giãn nở và một nguồn cung cấp nhiệt phong phú. Nước dưới đất theo các khe nứt và đứt gãy thấm xuống dưới sâu, gặp điều kiện nóng của magma làm cho sức nóng của cột nước trong các khe nứt, đứt gãy tăng lên đến điểm sôi, làm cho áp suất bên trong cột nước tăng cao. Hiện tượng tự phun này chúng ta ví dụ như cơ chế khi đun sôi nước thông thường.

Nước geyser thường xuất hiện ở vùng núi lửa hoạt động, ví dụ Iceland nằm ở vị tách giãn Đại Tây Dương và có rất nhiều điểm nước nóng đang hoạt động.



Hình 15.5. Sự hình thành mạch nước geyser



Hình 15.6. Các mạch nước nóng ở Iceland (vùng tách giãn đáy Đại Tây Dương)

15.3. ĐIỀU KIỆN TÀNG TRỮ VÀ CHUYỂN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Hầu hết nước dưới đất nằm trong đất đá từ bề mặt Trái Đất đến độ sâu vài trăm mét đều di chuyển. Khác với nước trên mặt, sông suối có thể chảy với tốc độ lớn tính bằng km/h, nước dưới đất chuyển động với tốc độ nhỏ hơn nhiều, thường được tính bằng cm/ngày hoặc m/năm. Lý do của tốc độ di chuyển chậm, vì nước dưới đất chuyển động trong các lỗ hổng rất nhỏ của đất đá. Đặc điểm chuyển động của nước dưới đất có liên quan chặt chẽ với độ lỗ hổng và tính thấm của đất đá nơi chúng chuyển động qua.

15.3.1. Độ lỗ hổng và tính thấm nước

a) **Độ lỗ hổng:** phản ánh khả năng tàng trữ nước của đất đá. Độ lỗ hổng phụ thuộc vào kích thước, hình dạng các hạt trầm tích, phụ thuộc vào mức độ nén chặt và sắp xếp các vật liệu trầm tích (hình 15.7). Cát và cuội sắp xếp chặt sít có độ lỗ hổng 20-30%, sét có độ lỗ hổng lên tới 40-50%. Độ lỗ hổng của đá trầm tích không chỉ phụ thuộc vào hình dạng, kích thước hạt trầm tích mà còn phụ thuộc vào đặc điểm ximang gắn kết các hạt. Đá magma và đá biến chất nhìn chung có độ rỗng rất thấp, nhưng trong trường hợp đá bị nứt nẻ, có nhiều khe nứt, độ lỗ hổng của chúng có thể vẫn cao (hình 15.7, hình 15.8).

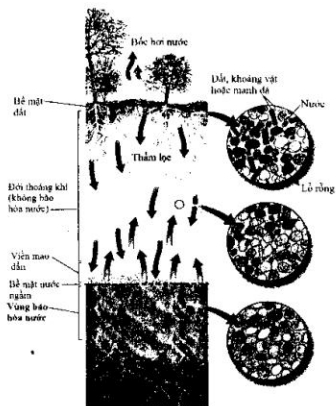
Độ lỗ hổng là tỷ lệ phần trăm thể tích lỗ hổng (các khoảng trống) trong đất đá, được tính bằng công thức: $n = V_n/V$ (%).

là do vận động của nước trọng lực. Đất cát lỗ hổng bé hơn (lỗ hổng mao dẫn) thì chủ yếu là vận động của nước mao dẫn. Nước trọng lực và nước mao dẫn rất dễ chảy nên đất vụn to và đất cát thường được xem là loại đất rất thấm nước. Đất loại sét mặc dù độ lỗ hổng lớn nhưng kích thước lỗ hổng lại rất nhỏ, nước trong lỗ hổng chủ yếu là nước kết hợp mặt ngoài, vì vậy chỉ khi có áp lực tác động tương đối lớn, nước kết hợp mới phát sinh hiện tượng chảy tương đối rõ ràng. Vì vậy nếu xét về mặt tác dụng của trọng lực thì có thể xem đất loại sét là loại không thấm nước. Trong địa chất thủy văn thường xem các tầng đất sét là tầng cách nước, đất sét cũng được dùng làm vật liệu cách nước, chống thấm.

Sự vận động của nước trong đất dưới tác dụng của trọng lực do chênh lệch áp lực cột nước ở các mặt cắt khác nhau của dòng nước dưới đất, cũng như mối quan hệ của nó với tính thấm nước của đất đá đã được nghiên cứu chi tiết trong các chương trình đào tạo kỹ sư chuyên ngành địa chất thủy văn phục vụ cho việc sử dụng nước dưới đất vào các mục đích kinh tế khác nhau. Trong nghiên cứu đất phục vụ làm nền móng các công trình xây dựng, người ta quan tâm nhiều đến tính thấm nước của các loại đất có tính thấm nước nhỏ như đất loại sét. Trong đất loại sét sự vận động của nước chủ yếu không phải do tác dụng của trọng lực mà do các nguyên nhân khác, nhất là do tải trọng công trình và nó liên quan đến sự thay đổi tính chất cơ lý của đất làm cho các hiện tượng khác phát triển theo.

15.3.2. Chuyển động của nước dưới đất và phân đới theo chiều thẳng đứng

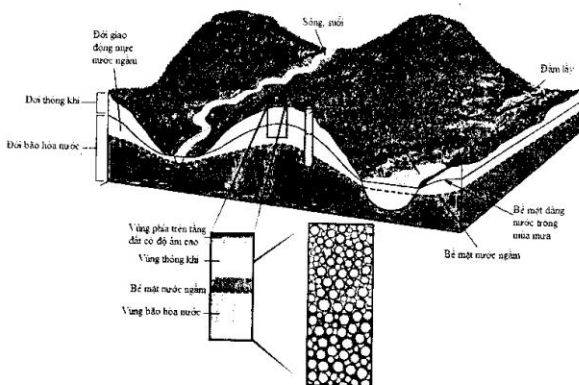
Sự phân đới của nước dưới đất theo chiều thẳng đứng. Nước mưa rơi xuống ngấm vào trong các đất đá. Do ảnh hưởng của trọng lực, nước di chuyển theo chiều thẳng đứng. Từ trên xuống có thể phân ra các đới; *đới thoáng khí* (hay đới thông khí), đới bão hòa gọi là gương nước ngầm (hay bề mặt nước ngầm). Gương nước ngầm thường uốn cong theo bề mặt địa hình. Về mùa khô, gương nước ngầm hạ thấp hơn so với vị trí của chúng trong mùa mưa. Đới nằm giữa vị trí cao nhất (mùa mưa) và vị trí thấp nhất (mùa khô) của gương nước ngầm thường được gọi là *đới không thường xuyên bão hòa nước* (hay đới chuyển tiếp; đới biến động theo thời tiết) (hình 15.9).



Hình 15.9. Quá trình thấm xuống dưới bề mặt đất của nước

a) Nước trong đới thoáng khí

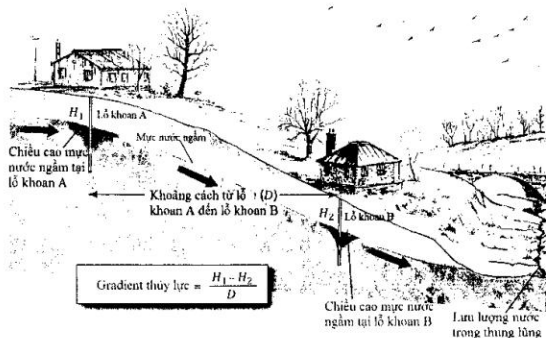
Đới thoáng khí phân bố trong giới hạn từ mặt đất đến bề mặt nước ngầm. Nước trong đới này di chuyển theo hướng trọng lực (thẳng đứng). Nước mưa thấm qua đới này dễ xuống sâu hơn, nên chúng còn được gọi là đới thấm nước. Đới thoáng khí chứa nước không bão hòa, không khí có thể tự do lưu thông nên được gọi là đới thoáng khí hay đới thông khí. Bề dày và cấu tạo của đới phụ thuộc vào đặc điểm địa hình, cấu trúc và thành phần của đới. Nếu trong đới thoáng khí có một thấu kính đất đá không thấm nước hoặc thấu kính nước kém nằm ở độ sâu không lớn, phân bố trên bề mặt nước ngầm, nước trong đới thoáng khí di chuyển xuống phía dưới gặp thấu kính này sẽ được giữ lại tạo thành nước *thượng tầng* hay *nước mạch ngang* (hình 15.10). Nước thượng tầng là một loại nước quan trọng trong đới thoáng khí, mặc dù mực nước dao động mạnh, dày nhất vào mùa mưa nhưng có thể cạn vào mùa khô.



Hình 15.10. Các hình thái tầng trữ của nước dưới đất

b) Nước trong đới bão hòa

Đới bão hòa được giới hạn bởi mặt nước ngầm và mặt tầng chắn không thấm nước đầu tiên kể từ bề mặt. Gương nước ngầm tiếp xúc với bề mặt đới thoáng khí, nên sát ngay gương mặt nước ngầm có một đới nước mao dẫn; nước lấp đầy các khe nứt nhỏ dưới tác dụng của lực hấp dẫn phân tử và sức căng bề mặt. Khoảng cách từ đáy (bề mặt tầng không thấm nước) tới bề mặt nước ngầm (gương nước ngầm) được gọi là *bề dày tầng nước ngầm*. Trong tầng nước ngầm, nước lấp đầy các lỗ hổng, các khe nứt và di chuyển theo hướng nghiêng của gương nước ngầm, từ chỗ cao đến chỗ thấp; gương nước ngầm lộ ra ở các sông suối thì nước sẽ chảy ra (mạch nước), cung cấp thường xuyên cho dòng chảy (hình 15.11).



Hình 15.11. Dòng chảy nước dưới đất và gradient thủy lực của dòng chảy

c) Lưu lượng và vận tốc chuyển động của nước ngầm

Tốc độ chuyển động của nước ngầm rất khác nhau ở những vùng khác nhau, phụ thuộc vào độ nghiêng của gương nước ngầm và khả năng thấm nước của đất đá. Độ nghiêng của gương nước ngầm giữa hai điểm được gọi là *gradient thủy lực* (i) xác định bằng công thức:

$$i = \frac{H_1 - H_2}{D} \quad (15.1)$$

Trong đó: H_1 và H_2 là độ cao gương nước ngầm tại hai điểm; D là khoảng cách giữa hai điểm đó (hình 15.11).

Vận tốc chảy của nước ngầm (V) được xác định theo công thức: $V = \frac{K(h_1 - h_2)}{l}$

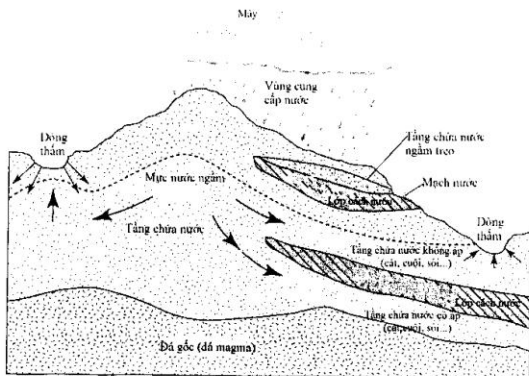
Trong đó: hằng số K được gọi là hệ số thấm của đất đá.

Tương tự như các dòng chảy trên mặt, người ta cũng xác định lưu lượng cho nước ngầm $Q = A \times V$. Trong trường hợp sông suối A là diện tích mặt cắt ngang của dòng chảy; trong trường hợp nước ngầm, A là diện tích mặt cắt ngang của hệ thống lỗ hổng liên thông trong đất đá. Thay giá trị tương ứng của vận tốc nước ngầm vào công thức tính lưu lượng ta có: $Q = A \frac{K(h_1 - h_2)}{l}$ (Công thức này được gọi là Định luật Darcy).

Vì vận tốc của nước ngầm phụ thuộc vào hệ số thấm, vào lực cản ma sát, nên nước ngầm di chuyển chậm, thông thường nước ngầm chuyển động với vận tốc nằm trong khoảng $< 1\text{m/ngày}$ đến vài m/năm . Vận tốc lớn nhất của nước ngầm trong các đá lớn nhất cũng không quá 250m/năm .

15.4. PHẦN LOẠI NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Nước dưới đất được phân loại dựa vào các đặc điểm khác nhau như phân loại theo nguồn gốc, theo điều kiện tầng trữ, theo thành phần hóa học... Dưới đây là các cách phân loại thường gặp (hình 15.12).



Hình 15.12. Phân loại nước ngầm theo điều kiện tầng trữ

15.4.1. Phân loại theo nguồn gốc

Tùy theo nguồn gốc, nước dưới đất được phân thành: nước ngầm, nước ngưng tụ, nước trầm tích, nước nguyên sinh như mục 5.2.

15.4.2. Phân loại theo điều kiện tầng trữ

Nước dưới đất theo điều kiện tầng trữ bao gồm: nước ở đới thoáng khí, nước ngầm, nước gian via, nước khe nứt và nước karst.

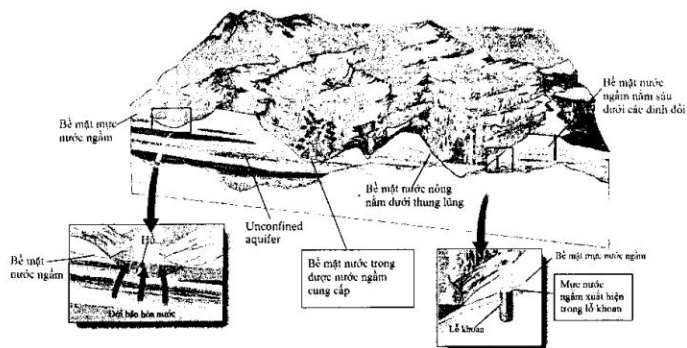
a) Nước ở đới thoáng khí, nằm cách mặt đất không sâu lắm. Trong đới này có các loại thổ nhưỡng, nước hấp phụ, nước màng mỏng, nước mao dẫn. Chúng đều liên quan mật thiết với lượng nước mưa và chịu ảnh hưởng trực tiếp của thời tiết.

Trong đới thoáng khí có thể có tầng nước thượng tầng. Bề dày của tầng nước thượng tầng thường khoảng 0,5-1m, hiếm khi dày từ 2-3m. Loại nước này biến đổi theo thời tiết rất rõ rệt. Trong một số cồn cát, đụn cát ven biển cũng có nước thượng tầng, thường là nước nhạt (nước ngọt), gọi là đụn cát, nằm cao hơn mực nước biển, lượn hình theo dạng đụn cát (đó là lý do vì sao gần biển, đảo vẫn có thể tìm thấy nước ngọt dùng trong sinh hoạt). Tuy nhiên nước ngọt vùng ven biển có thể bị ảnh hưởng bởi tác động của thủy triều.

b) Nước ngầm là loại nước trọng lực nằm trong tầng chứa nước thứ nhất (đới bão hòa nước), phân bố từ trên mặt của lớp đất đá không thấm nước (tầng cách nước) đầu tiên kể từ mặt đất xuống. Nước ngầm không có tầng mái chắn ở trên, trực tiếp nhận nước từ trên ngấm xuống. Diện phân bố của nước ngầm khá rộng, có thể nằm trong các lớp phủ trầm tích. Bề dày của tầng nước ngầm là bề dày của đới bão hòa nước, biến đổi theo bề mặt địa hình.

c) Nước gian via (hay nước gian tầng) là nước trọng lực nằm trong tầng chứa nước bị kẹp giữa hai tầng cách nước ổn định. Tùy theo đặc điểm thủy lực, người ta phân biệt nước gian via không áp lực và nước gian via có áp lực.

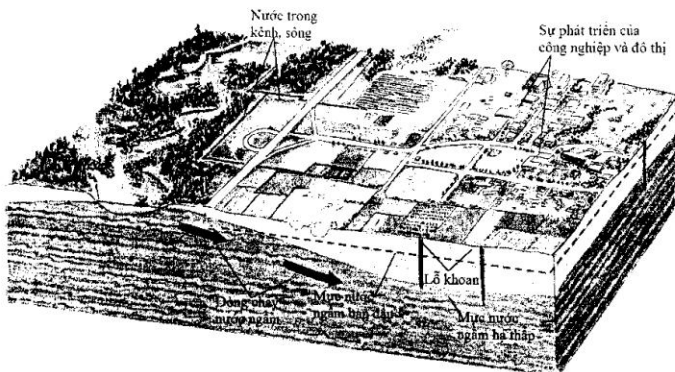
- **Nước gian via không áp lực (Unconfined aquifer)** về bản chất tương tự như nước ngầm, chỉ khác là chúng phân bố giữa hai tầng cách nước. Vùng cung cấp nước cho nước gian via không trùng với diện phân bố của chúng; vùng cung cấp nước là diện tích của lớp chứa nước lộ ra trên mặt, thường có độ cao lớn hơn. Nước gian via, không chịu áp lực không lấp đầy tầng chứa nước, không chịu áp lực của lớp không thấm nước nằm trên và có một mặt thoáng tự do. Nước chuyển động dưới tác dụng của trọng lực, tương tự như nước ngầm.



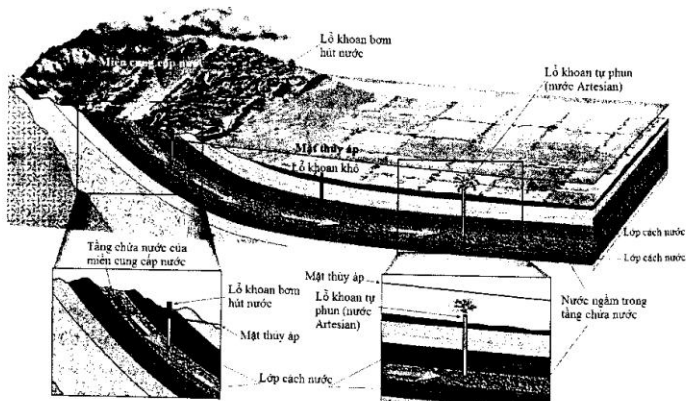
Hình 15.13. Nước ngầm ở vùng thung thũng, đồi

- **Nước gian via có áp lực (Confined aquifer)** còn được gọi là nước artesian (nước tự phun được phát hiện tại Pháp, ở tỉnh Actua - tên gọi cũ là Actezia vào năm 1126). Khi khoan vào tầng nước này nước tự phun ra ngoài. Nước gian via có áp phân bố trong các cấu tạo địa chất thuận lợi như cấu tạo đơn nghiêng, các nếp lồi. Thông thường nước gian via có áp lực gặp trong các tầng trầm tích bờ rời, và thường nằm sâu dưới tầng

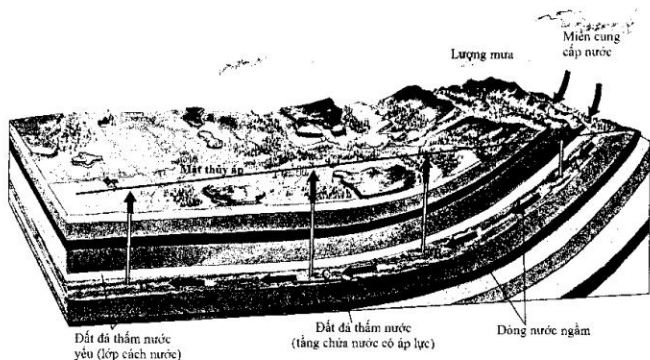
nước ngầm. Do có sự chênh lệch về độ cao giữa miền cấp nước và miền áp lực nên trong tầng chứa nước có một áp lực nhất định. Khi điểm xuất lộ của nước nằm trong miền áp lực (ví dụ như giếng đào xuyên đến tầng chứa nước) thì nước sẽ tự phun ra dưới dạng tác dụng của áp lực nói trên. Các giếng tự phun artesian thường xuất hiện ở vùng đồng bằng và núi, có sự chênh lệch về cao độ một cách rõ rệt (hình 15.15).



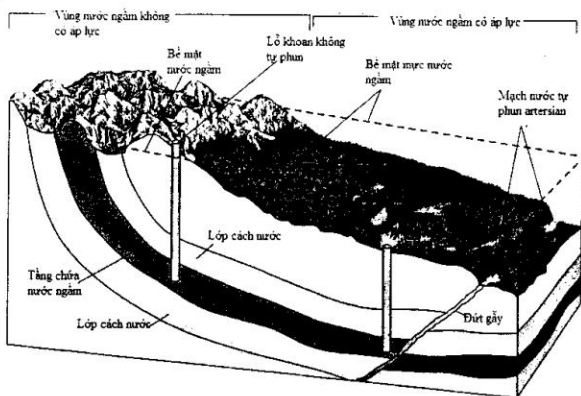
Hình 15.14. Nước ở vùng đô thị, thành phố



Hình 15.15. Tầng chứa nước áp lực (nước Artesian)



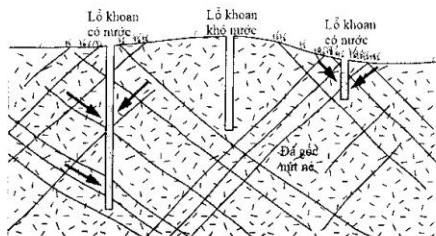
Hình 15.16. Hướng dòng chảy của nước ngầm trong tầng chứa nước có áp lực



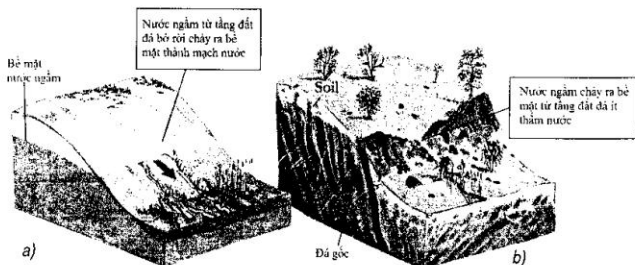
Hình 15.17. Nước Artesian ở đối đốt gậy địa chất

d) Nước khe nứt (fissured water) là nước dưới đất tuần hoàn trong các khe nứt của đá magma hoặc đá trầm tích rắn chắc như đá vôi, cát kết, quazit, granit và lỗ hổng của đá bazan... Khác với chuyển động của nước dưới đất trong đất đá có lỗ hổng xảy ra khắp nơi trong mặt cắt ngang của tầng chứa nước, nước trong các khe nứt của đất đá chỉ chuyển động theo các khe nứt hở, còn giữa chúng là cứng, độ rỗng không đáng kể (1-2% trong đá granit, 10-15% trong đá vôi) nên thực tế là không thấm nước (hình 15.18).

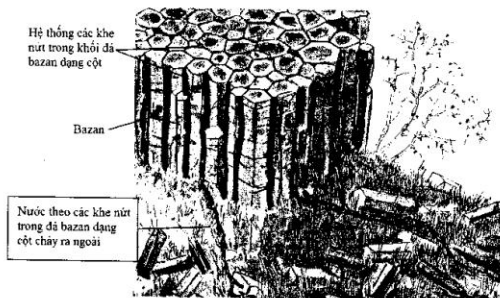
Nước trong các đứt gãy hoặc các loại đứt gãy khác nhau chảy ra dưới dạng mạch nước (hình 15.19 đến hình 15.22).



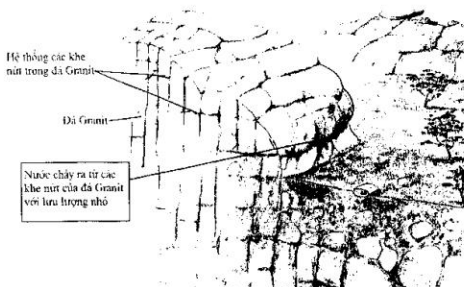
Hình 15.18. Nước ngầm trong khe nứt của đứt gãy



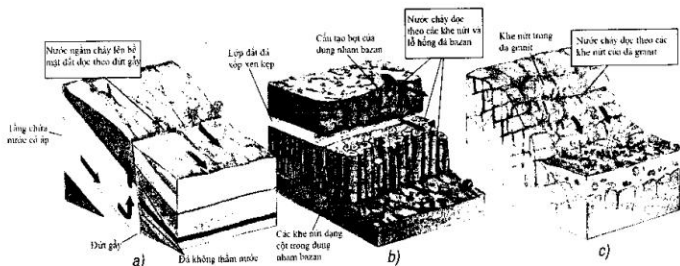
Hình 15.19. Mạch nước trong đá vỡ rời và đá nứt nẻ: a) Nước ngầm chảy ra bề mặt từ tầng đất đá vỡ rời; b) Nước ngầm chảy ra bề mặt từ tầng đất đá ít thấm nước



Hình 15.20. Mạch nước trong khe nứt đá bazan dạng trụ vĩa



Hình 15.21. Mạch nước trong đá granit dạng khối nứt nẻ



Hình 15.22. Mạch nước trong các vùng khác nhau:

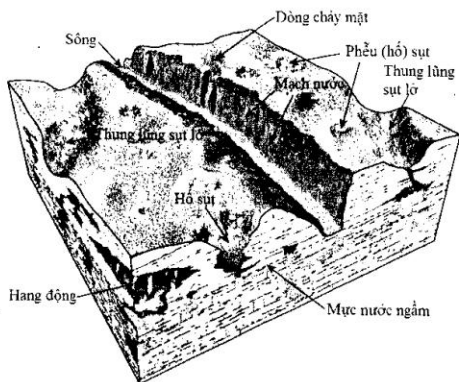
a) Mạch nước theo các đứt gãy; b) Mạch nước trong đới đá mềm ròi và bazan dạng khối trụ nứt nẻ; c) Mạch nước trong khe nứt của đá granit.

Đất đá nứt nẻ hấp thụ mạnh nước dòng mặt và chuyển nó thành dòng ngầm. Vì vậy tại vùng phát triển đất đá nứt nẻ xảy ra sự tích tụ mạnh mẽ nước dưới đất.

Nước dưới đất trong đá nứt nẻ có thể là có áp hoặc không áp, độ sâu phân bố các khe nứt và liên quan với chúng là tính chứa nước không đồng đều ở các khu vực khác nhau cũng như đối với các loại đá khác nhau. Các khe nứt phong hóa có thể phát triển tới độ sâu vài mét đến 100-200m, các khe nứt kiến tạo có thể sâu đến hàng trăm thậm chí hàng nghìn mét.

e) **Nước karst:** Karst là quá trình địa chất, hòa tan và phá hủy đá dưới tác động của nước trên mặt và nước dưới đất mang các vật liệu hòa tan và lơ lửng ra khỏi khối đá tạo bằng cách đó trong các khối đá bị karst hóa hình thành hệ thống khoang trống, kênh, hang hốc phức tạp. Nước dưới đất tuần hoàn theo các khoang trống này gọi là nước

karst. Nước trong các đá karst hóa vận động theo phương nằm ngang cũng như phương thẳng đứng (hình 15.23).



Hình 15.23. Nước ngầm trong vùng Karst

Nước tồn tại dưới dạng khe nứt - karst, trong thực tế thường không tạo thành một hệ thống thủy lực liên tục mà thường phát triển thành dải, thành đới. Do không đồng nhất về tính chứa nước nên mức độ phong phú nước thay đổi rõ rệt theo phương nằm ngang và phương thẳng đứng. Chiều sâu thế nằm của nước dao động từ một vài đến 20-30m, có nơi lớn hơn. Các mạch nước xuất lộ nhiều, nhưng mật độ khác nhau. Lưu lượng mạch thay đổi từ dưới đến hàng trăm l/s. Độ khoáng hóa của nước thường nhỏ hơn 5g/l. Loại hình chủ yếu là bicarbonat calci hoặc clorua-bicarbonat calci-natri.

- *Mạch nước*, là nơi có các điểm thoát nước, là một loại thoát nước rõ rệt hơn, mạch nước có lưu lượng biến đổi lớn, phạm vi chảy ri ri đến lớn hơn 10m³/s.

15.4.3. Phân loại nước dưới đất theo độ khoáng hóa

Nước dưới đất chảy qua nhiều tầng đất đá với các loại đất đá khác nhau, hòa tan nhiều muối khoáng. Nước dưới đất có thể chứa đến 62 loại nguyên tố hóa học, nhưng phổ biến nhất là các ion: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} ; các khí CO_2 , O_2 , hiếm khi có H_2S .

Tổng lượng vật chất hòa tan trong nước dưới đất còn được gọi là *độ khoáng hóa* của nước, tính theo g/l hoặc mg/l. Người ta có thể phân chia nước dưới đất theo độ khoáng hóa, hoặc theo các ion quan trọng trong nước, hoặc theo các tác dụng đối với sức khỏe v.v...

a) Theo độ khoáng hóa của nước. nước dưới đất được phân thành 4 nhóm (theo V.I. Vernadski):

- Nước nhạt (hay nước ngọt) là nước có độ khoáng hóa $M < 1 \text{ g/l}$;
- Nước hơi mặn có độ khoáng hóa $M = 1-10 \text{ g/l}$;
- Nước mặn có độ khoáng hóa $M = 10-50 \text{ g/l}$;
- Nước muối là nước có độ khoáng hóa $M > 50 \text{ g/l}$;

Nước dùng trong sinh hoạt là nước ngọt, đôi khi có thể dùng nước hơi mặn nhưng độ khoáng hóa không quá $2-3 \text{ g/l}$.

b) Theo các ion quan trọng (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+), người ta phân loại nước dưới đất thành:

- Nước kiềm tính là nước có chứa nhiều ion của các muối hòa tan: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, NaHCO_3 .
- Nước cứng là nước có chứa nhiều ion của các muối $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, CaSO_4 , MgCl_2 .
- Nước muối là nước có chứa nhiều ion của các muối Na_2SO_4 , CaSO_4 , MgSO_4 , CaCl_2 , MgCl_2 , NaCl .

c) Nước cứng là nước có chứa nhiều ion Ca^{2+} , Mg^{2+} . Độ cứng là hàm lượng của các ion nói trên trong nước. Mỗi quốc gia có một qui định riêng về độ cứng. Ví dụ:

- Người Đức lấy 10 mg CaO hay $7,2 \text{ mg MgO}$ trong 1 lít nước là một độ cứng;
- Người Pháp lấy 10 mg CaCO_3 hay $4,4 \text{ mg MgCO}_3$ trong 1 lít nước là một độ cứng;
- Người Anh lấy 14 mg CaCO_3 trong 1 lít nước là một độ cứng;

Để chuyển đổi từ hệ thống độ cứng này sang hệ thống độ cứng khác có thể sử dụng những tỷ lệ sau:

$$1,0^\circ \text{ cứng Đức} = 1,79^\circ \text{ cứng Pháp} = 1,25^\circ \text{ cứng Anh.}$$

$$0,56^\circ \text{ cứng Đức} = 1,0^\circ \text{ cứng Pháp} = 0,7^\circ \text{ cứng Anh}$$

$$0,80^\circ \text{ cứng Đức} = 1,43^\circ \text{ cứng Pháp} = 1,0^\circ \text{ cứng Anh}$$

Lượng muối (mg/l), từ đó từng muối riêng tương ứng với 1° cứng, được giới thiệu trong bảng sau:

Bảng 15.1. Các muối có hàm lượng ứng với 1° cứng

Muối/độ cứng	CaO	MgO	CaCO ₃	MgCO ₃	CaCl ₂	MgCl ₂	CaSO ₄	MgSO ₄
1° Đức	10,0	7,2	17,9	8,0	19,7	17,0	25,0	21,5
1° Pháp	5,6	4,0	10,0	4,4	11,0	9,5	14,0	12,0
1° Anh	8,0	5,8	14,0	6,4	15,8	13,6	20,1	17,2

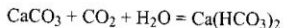
Ở Nga và các nước SNG ngày nay, bên cạnh độ cứng tính bằng độ, còn có khái niệm độ cứng biểu diễn bằng mg-dl. Một độ cứng bằng 1 mg-dl, tức là 20,04 mg Ca tính cho một lít nước. Cùng Canxi, có thể lấy 1mg-dl Magie, tức là 12,16mg cho một lít nước. Để chuyển từ hệ thống các độ cứng (Đức) sang mg-dl và ngược lại, có thể sử dụng các tỷ lệ sau: 1mg-dl// tương ứng với 2,8° cứng (Đức), 0,357mg-dl// tương đương 1,0° cứng (Đức).

d) *Tính xâm thực của nước ngầm*, tác dụng xấu của nước dưới đất đối với kim loại và bê tông, được gọi là tính xâm thực của nước. Người ta thường phân ra xâm thực có tính kiềm, tính axit chung, axit cacbonic, xâm thực sunfat và xâm thực magie.

- Xâm thực kiềm phát sinh dưới hàm lượng nhỏ HCO_3^- có trong nước. Ở điều kiện đó, thường xảy ra hiện tượng hòa tan và rửa trôi các chất vôi ra khỏi bê tông.

- Xâm thực axit chung xảy ra do giá trị của chỉ tiêu pH thấp, từ đó làm tăng khả năng hòa tan các chất vôi của bê tông.

- Xâm thực axit cacbonic phát sinh do tác dụng của CO_2 có tính xâm thực. Trong quá trình tác dụng với nước, vôi tự do CaCO_3 được tách ra khỏi bê tông, và chính CaCO_3 này gây phản ứng với CO_2 theo sơ đồ sau:



Nhờ đó, bicacbonat canxi ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) được tạo thành là chất hòa tan và dễ tách ra khỏi bê tông.

- Xâm thực sunfat phát sinh khi có mặt một khối lượng lớn sunfat SO_4^{2-} ở trong nước và trong bê tông sẽ xảy ra hiện tượng kết tinh những hợp chất mới. Sự tạo thành các hợp chất mới này kéo theo sự tăng thể tích, dẫn tới phá hoại bê tông. Thạch cao $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ và sunfat aluminat canxi $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaSO}_4 \cdot 31\text{H}_2\text{O}$ (trực khuẩn xi măng) là những hợp chất mới đó. Khi tạo thành thạch cao thể tích tăng lên 2,0 lần, còn khi tạo thành trực khuẩn xi măng - thể tích tăng lên 2,5 lần.

- Xâm thực magie tương tự như xâm thực sunfat, sẽ dẫn đến phá hoại bê tông khi tiếp xúc nó với nước, mà nước này chứa một lượng rất lớn Mg^{2+} . Nếu nước chứa hàm lượng ion Mg^{2+} nhỏ hơn 1000mg/l, thì nước đó không có tính xâm thực magie và không phụ thuộc vào hàm lượng ion SO_4^{2-} .

- Độ cứng của nước cũng gây ra tác dụng xâm thực bê tông. Nước được xem như có tính xâm thực bê tông trong các trường hợp sau:

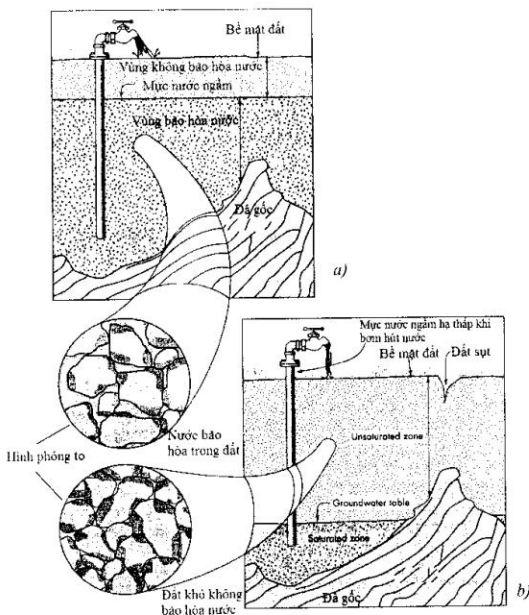
Độ cứng tạm thời, mg-dl	Chỉ tiêu hydro, pH
< 14,4 (<6° Đức)	> 7,0
< 67,2 (<24° Đức)	< 7,0
> 67,2 (>24° Đức)	< 6,7

Trong thực tế tính toán, để đánh giá tính xâm thực của nước cần thực hiện theo đúng tiêu chuẩn hiện hành của Nhà nước.

15.5. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT VÀ ẢNH HƯỞNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT ĐỐI VỚI CÔNG TRÌNH XÂY DỰNG.

Nước dưới đất có tác dụng hòa tan, gây áp lực đẩy nổi v.v... làm phát sinh các hiện tượng địa chất động lực công trình: phong hóa, karst, trượt, hòa tan v.v.... Ở đây, tác giả đề cập đến một số hiện tượng lún mặt đất do khai thác nước dưới đất quá mức. Việc bơm hút mạnh mẽ và lâu dài nước dưới đất làm cho trữ lượng khô kiệt đi nhiều, làm biến đổi động thái và điều kiện địa chất thủy văn nổi chung trên những diện tích rộng lớn.

Điều đó dẫn đến sự phát triển những quá trình và hiện tượng địa chất khác nhau như: làm tăng chiều dày đới thông khí, làm khô đất đá và biến đổi trạng thái vật lý của chúng, thay đổi trạng thái ứng suất của đất đá, làm đất đá chặt thêm và làm cho hậu quả sụt lún mặt đất cùng các tác hại khác của chúng (hình 15.24, hình 15.25).

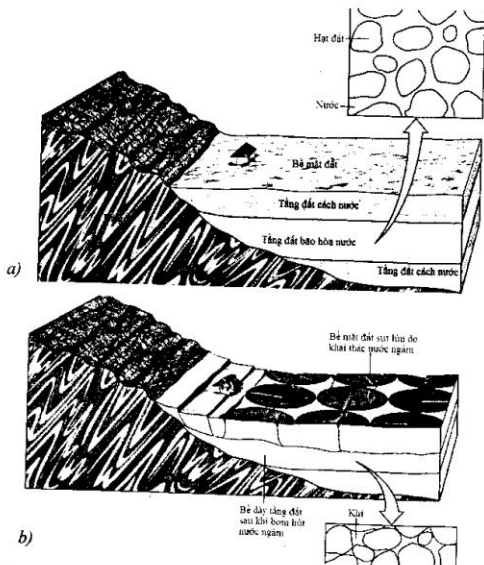


Hình 15.24. Sụt lún mặt đất do bơm hút nước ngầm:

a) Mức nước ngầm tự nhiên; b) Mức nước ngầm hạ thấp sau khi bơm hút nước

Ví dụ: hiện tượng sụt lún mặt đất ở thành phố Osaka (Nhật), tại đây trong mặt cắt địa chất, tới chiều sâu 90-105m là trầm tích bờ rời chứa nước phong phú. Để cung cấp nước cho thành phố, người ta tiến hành bơm hút nước từ tầng nước ngầm đó với lưu lượng 500-600 ngàn m^3 /ngày-đêm. Việc lấy đi nhiều nước như vậy làm cho mặt đất lún xuống. Những quan trắc ở 20 cột mốc đo nước được trang bị đặc biệt chứng tỏ: cường độ của quá trình này không đều tại các nơi trong thành phố, thay đổi theo từng thời kỳ. Hiện tượng lún nhiều nhất ở khu vực bơm hút nước mạnh. Tại một số nơi, trong thời gian từ 1935-1958 lượng sụt lún đạt đến 175-190cm, đến năm 1960 thì còn tăng đến 220cm.

Để bảo vệ thành phố khỏi bị nước biển ngập, người ta áp dụng các biện pháp hạn chế việc lấy nước và biện pháp đắp đê ngăn giữ thành phố. Đến 1958 đã đắp được những con đê dài tổng cộng 124km, chạy dọc bờ biển, bờ sông. Ngoài ra, để nâng cao mặt đất, đã đắp 26,5 triệu m^3 đất. Ở vùng thành phố Tokyo vẫn khai thác nước ở 1500 hố khoan, bơm nước ra 700 ngàn m^3 /ngày-đêm. Do vậy mặt đất lún xuống 3,3m với diện tích khoảng bị trũng xuống là 300km².



Hình 15.25. Hiện tượng sụt lún mặt đất do bơm hút nước ngầm gây tác hại đến các công trình xây dựng bên trên bề mặt:

a) Bề mặt đất trước khi bơm hút nước; b) Bề mặt đất sau khi bơm hút nước.

Một trong những ví dụ tiêu biểu của hiện tượng sụt lún mặt đất do khai thác nước dưới đất là khu vực thành phố Mêxicô (thủ đô nước Mêxicô). Tại đây nhiều lỗ khoan sâu tới 90m và cả từ một số lỗ khoan sâu hơn (100-300m) đang bơm hút 812160m^3 nước trong mỗi ngày đêm để phục vụ cho mục đích cung cấp nước. Phần lớn các lỗ khoan chọc thủng hệ tầng dày gồm cát và cuội bồi tích xen kẽ với sét. Do ảnh hưởng của việc bơm hút nước và hạ thấp nước dưới đất như vậy, cát và cuội bị tháo khô; độ ẩm của sét giảm xuống, còn độ chặt tăng lên. Do vậy, ở Mêxicô quan sát thấy sự sụt lún không đều của cả thành phố. Độ lún trung bình sau 76 năm (từ 1880 đến 1956) là 5,6m; ở một số khoảng riêng lẻ còn đạt tới 7m vào 1960. Tòa nhà của Cung Mỹ thuật từ 1937 đã lún xuống 4,86m. Do lún không đều, hàng loạt nhà bị vênh; Nhà thờ đức bà Gvadelupa nghiêng 4° . Hiệu số lún ở phần giữa với các mút của ngôi nhà Trường Cao đẳng Montanix đạt gần 1m (chiều dài tổng cộng là 50m). Theo các kết quả nghiên cứu đã dự tính: lượng sụt lún mặt đất ở thành phố vào 1980 sẽ đạt tới 9m, còn vào năm 2000 sẽ đạt 11m.

Ở Việt Nam, tình hình khai thác nước ngầm ở các đô thị lớn như Hà Nội và thành phố Hồ Chí Minh với lượng khai thác nước ngầm quá lớn từ 350-850 ngàn m^3 /ngày đêm đã gây nên hiện tượng lún mặt đất nghiêm trọng. Kết quả quan trắc cho thấy tình trạng lún mặt đất ở Hà Nội năm nào cũng diễn ra với mức độ khác nhau: tại khu vực Mai Dịch, tốc độ lún mạnh nhất là năm 2000 với mức lún 4,3mm, tiếp đó là năm 1999 (3,37mm), năm 2003 (2,87mm), năm 1998 (1,47mm), năm 2002 (1,21mm) và năm 2001 (1,13mm). Tuy nhiên, tốc độ lún kinh khủng nhất thuộc về khu vực Thành Công với mức lún kỷ lục của năm 2000 là 44,37mm, năm 2003 là 40,88mm. Các năm 1998, 1999, 2001, 2002 có mức lún lần lượt là 35,17mm, 38,8mm, 37,03mm và 35,97mm. Hai khu vực Hạ Đình và Pháp Vân cũng có tốc độ lún khá lớn mỗi năm. Pháp Vân lún 22,63mm vào năm 2000, còn ở Hạ Đình là 20,18mm vào năm 2000.

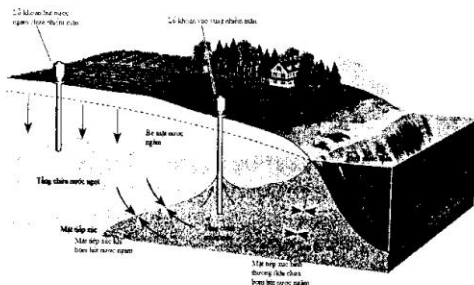
Theo thống kê tổng lưu lượng bơm nước hiện nay ở Cà Mau là 373.000m^3 /ngày đêm với tổng số 109.096 giếng khoan. Với tốc độ khai thác như vậy, theo kết quả nghiên cứu của Viện Địa Kỹ thuật Hoàng gia Na Uy (NGI) bán đảo Cà Mau (Việt Nam) từ 1998 ÷ 2013 đã sụt lún với tốc độ từ 30 ÷ 80cm/năm. Trong 25 năm tới tốc độ này dự báo sẽ tăng từ 90 ÷ 150cm/năm và trong 50 năm tới tốc độ tăng lên 120 ÷ 210cm/năm.

15.6. QUÁ TRÌNH XÂM NHẬP MẶN CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

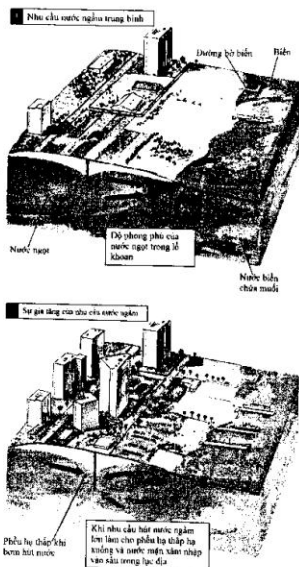
Một dạng thường xuyên hay xảy ra đối với nước dưới đất vùng ven biển, đặc biệt là vùng Duyên hải miền Trung của chúng ta, đó là sự xâm nhập mặn của nước dưới đất. Nước mặn có tỷ trọng thấp hơn (1,000) so với nước bình thường (1,025). Vì vậy, nước nhạt sẽ nổi lên trên nước mặn, nếu việc khai thác nước quá mức sẽ dẫn đến sự xâm nhập mặn của nước vùng ven biển, ảnh hưởng đến việc khai thác, sử dụng công trình.

Nếu không có dòng chảy, mặc dù nhỏ, nó có thể tạo điều kiện để nước nhạt nổi được như cái phao trên mặt nước mặn, ở tình trạng nước dưới đất mà trong đó nước nhạt và nước mặn nằm liền kề nhau, chúng ta có động thái như hình 15.26. Ở các vùng hải đảo (bán đảo)

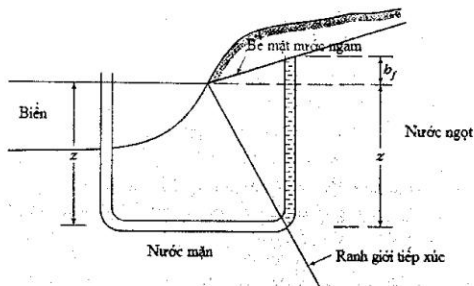
cho thấy bên dưới là tầng chứa nước đồng nhất trải dài với biển bên cạnh. Nước nhạt rơi xuống sẽ trở thành một bồn chứa nước nhạt được cân bằng với nước mặn xung quanh.



Hình 15.26. Sự xâm nhập mặn khi bơm hút nước dưới đất



Hình 15.27. Quá trình xâm nhập mặn của nước ngầm do khai thác nước ngầm quá mức ở các vùng đô thị



Hình 15.28. Các thông số tính toán sự xâm nhập của nước mặn

Như vậy chiều cao cột nước nhạt sẽ được cân bằng với khối lượng nước mặn tương đương. Như vậy chúng ta có biểu thức:

$$\rho_s \cdot g \cdot z = \rho_f \cdot g (h_f + z) \quad (15.2)$$

Trong đó:

ρ_s - tỷ trọng của nước mặn bình thường = $1,025 \text{ g/cm}^3$;

ρ_f - tỷ trọng của nước nhạt = $1,00 \text{ g/cm}^3$;

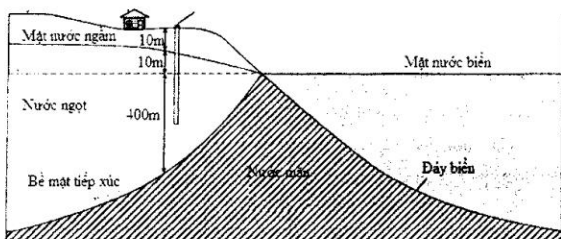
z - chiều cao cột nước mặn;

h_f - gradien thủy lực nằm trên mực nước mặn;

$(h_f + z)$ - chiều cao cột nước nhạt.

Như vậy:

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \text{ hay } z = 40 h_f$$



Hình 15.29. Ranh giới nước mặn - nhạt

Điều này có nghĩa là nếu mực nước dưới đất nằm cao hơn mực nước biển 10m thì ranh giới mặn - nhạt sẽ dưới mực nước biển là 400m. Điều này cũng đồng nghĩa là nếu chúng ta hạ thấp mực nước dưới đất 1m thì ranh giới mặn - nhạt sẽ nâng cao 40m (hình 15.29). Vì vậy, hiện nay ở ven biển miền Trung, đặc biệt là khu vực thành phố Đà Nẵng, theo kết quả khảo sát hiện tượng xâm nhập mặn đã diễn ra nghiêm trọng do sự khai thác nước ngầm và nước mặt cạn kiệt.

Hiện tượng này đã xâm nhập sâu vào nội thành thành phố khoảng 5km, dẫn đến tình trạng nước ngầm và nước sông cung cấp cho thành phố nhiễm mặn ảnh hưởng đến sinh hoạt của người dân và các hoạt động công, nông nghiệp khác.

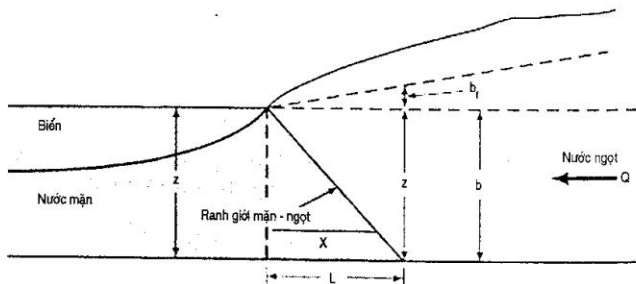
* Khoảng cách lưới xâm nhập mặn:

$$X = \frac{1}{2} \frac{(\rho_s - \rho_f) K z^2}{\rho_f Q'} \quad (15.3)$$

$$L = \frac{1}{2} \frac{(\rho_s - \rho_f) K b^2}{\rho_f Q'} \quad (15.4)$$

Trong đó: X - chiều dài mặt tiếp xúc giữa nước mặn và nước nhạt (interface);

L - chiều dài lớn nhất khoảng xâm nhập mặn (hình 15.30).



Hình 15.30. Khoảng cách lưới xâm nhập mặn

Ví dụ: Xác định khoảng xâm nhập mặn của nước khi biết:

- Tỷ trọng của nước nhạt và nước mặn là: $\rho_f = 1 \text{ g/cm}^3$; $\rho_s = 1,025 \text{ g/cm}^3$;
- Mực nước vào 2 lỗ khoan lần lượt là: 0,5m và 1,0m;
- Chiều rộng của hai lỗ khoan là: 1000m;
- Hệ số thấm: $K = 10 \text{ m ng/đ}$; $b = 50 \text{ m}$.

Giải: Lưu lượng hút nước được xác định theo công thức:

$$Q = K.b \cdot \frac{dh}{dx} = (10\text{m/d})(50\text{m})(1,0\text{m} - 0,5\text{m})/1000\text{m} = 0,25\text{m}^3/\text{m}$$

$$X = \frac{1}{2} \frac{(\rho_s - \rho_f)Kz^2}{\rho_f Q'} = 0,5z^2;$$

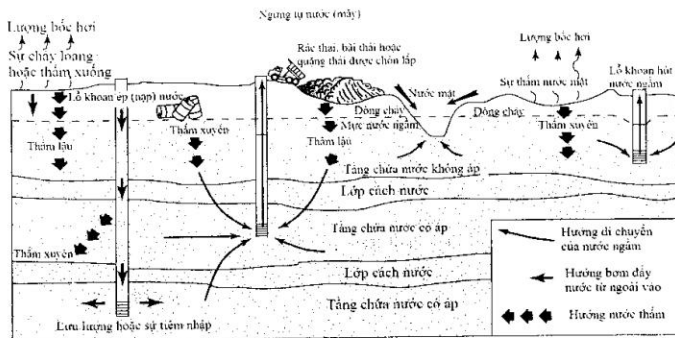
$$L = \frac{1}{2} \frac{(\rho_s - \rho_f)Kb^2}{\rho_f Q'} = 1250\text{m}.$$

15.7. SỰ Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT

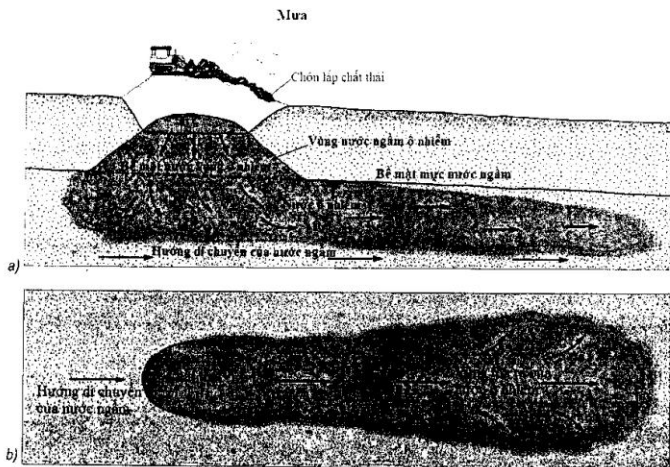
Một trong những vấn đề phổ biến hiện nay là sự ô nhiễm nước ngầm trong điều kiện phát triển công nghiệp hóa, hiện đại hóa và đô thị hóa với tốc độ nhanh chóng. Vì vậy vấn đề ô nhiễm nước dưới đất đã và đang được quan tâm nghiên cứu không chỉ trên thế giới mà chính ngay ở nước ta. Sau đây là một số nguồn ô nhiễm chính và các biện pháp xử lý.

Các nguồn ô nhiễm nước dưới đất từ các bãi chứa vật liệu, phế liệu và bãi chôn lấp chất thải công nghiệp, chất thải sinh hoạt, sự rò rỉ các chất bần từ các bể tự hoại, từ các bồn chứa xăng dầu chôn ngầm... (hình 15.31). Các loại chất thải này sau khi chôn lấp, chúng dễ hòa tan vào trong nước thấm nhập xuống dưới mặt đất, đặc biệt là khi có tác dụng của nước mưa thấm qua vùng chôn lấp làm phân tán các chất ô nhiễm vào nước ngầm theo chiều hướng dòng chảy của nước ngầm (hình 15.32). Tùy theo đặc điểm cấu trúc địa chất của tầng chứa nước mà việc hòa tan, rửa lũa và xâm nhập của chất ô nhiễm có những đặc điểm khác nhau (hình 15.33).

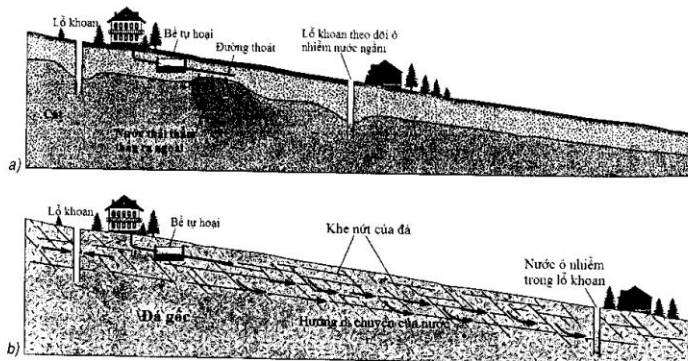
Mặt trời



Hình 15.31. Một số nguồn gây ô nhiễm nước ngầm.



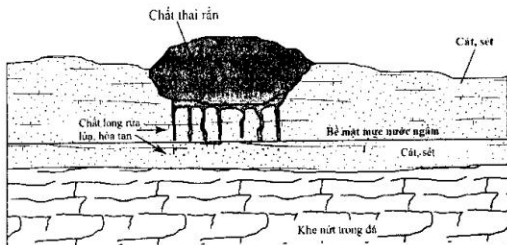
Hình 15.32. Di chuyển của chất ô nhiễm trong vùng nước ngầm:
a) Mặt cắt dọc; b) Thể hiện trên bản đồ



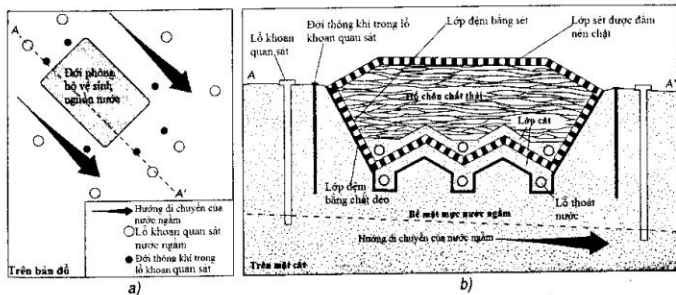
Hình 15.33. Chất bẩn di chuyển trong đá nứt nẻ và đá mềm rời:
a) Trong tầng đất bờ rời; b) Trong tầng đá nứt nẻ

15.7.1. Các nguồn ô nhiễm nước dưới mặt đất trong đới không bão hòa và biện pháp xử lý

Sự ô nhiễm phát sinh trong đới không bão hòa bao gồm một số loại phổ biến nhất, từ các bãi chôn lấp chất thải chôn vùi nông và không có biện pháp thiết kế hợp lý. Sự rửa lũa các chất thải này từ đới thông khí sang đới bão hòa là rất phổ biến (hình 15.34). Hiện nay, ở các nước phương Tây các chất thải rắn nói chung được phân chia để xử lý thành các vật liệu trơ, các chất thải sinh hoạt thành phổ và gia đình, và các chất thải nguy hiểm khác. Nơi tiến hành chôn lấp vật liệu thải cuối cùng gọi là nơi chôn lấp an toàn, phải tuân thủ các quy định nghiêm ngặt, chặt chẽ bao gồm việc khảo sát đặc điểm địa chất, xây dựng các vật cản rửa lũa và giám sát thường xuyên các đới bão hòa và không bão hòa (hình 15.35). Xu hướng hiện nay là tăng cường cách li các loại chất thải này bằng việc dùng các lớp đệm hay lớp phủ không thấm. Các thành phần thiết kế bổ sung có thể bao gồm các hệ thống thu gom nước rửa lũa ở nơi chôn an toàn, trong đó mọi nước rửa lũa sinh ra ở chỗ chôn được tiêu thoát về chỗ thu nước ở một góc đó rồi sau đó được bơm đưa lên bề mặt để xử lý.



Hình 15.34. Chất thải hòa tan, rửa lũa thấm xuống tầng nước ngầm



Hình 15.35. Biện pháp xử lý phòng chống ô nhiễm nước ngầm

15.7.2. Các nguồn ô nhiễm nước dưới đất trong đới bão hòa nước

Khi các chất ô nhiễm thấm xuyên vào tầng chứa nước bão hòa từ các nguồn gây ô nhiễm, thậm chí bản thân các giếng cung cấp nước cũng đôi khi đó là nguồn ô nhiễm do việc thi công giếng kém chất lượng. Nếu phần lỗ khoan phía ngoài ống chống không được chèn kín thích hợp theo đúng quy định thì các nguồn gây ô nhiễm từ trên mặt hay dưới đất sẽ có một đường thẳng đứng trực tiếp đi tới tầng chứa nước.

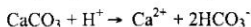
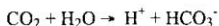
Chương 16

HIỆN TƯỢNG KARST

16.1. HOẠT ĐỘNG HÒA TAN CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT VÀ KARST

16.1.1. Hoạt động hòa tan của nước dưới đất

Khi nước mưa ngấm xuống dưới mặt đất, chúng bắt đầu tác dụng với các khoáng vật trong vỏ phong hóa và đá gốc, tham gia vào quá trình phong hóa hóa học của các đá. Một trong những quá trình phong hóa hóa học quan trọng là quá trình hòa tan. Các đá cacbonat là những đá dễ hòa tan nhất. Đá vôi, dolomit, đá hoa là những đá rất phổ biến trong vỏ Trái Đất, chiếm diện tích lên đến hàng triệu km². Mặc dù khoáng vật cacbonat không hòa tan trong nước tinh khiết, nhưng chúng dễ hòa tan trong axit cacbonic theo phản ứng:

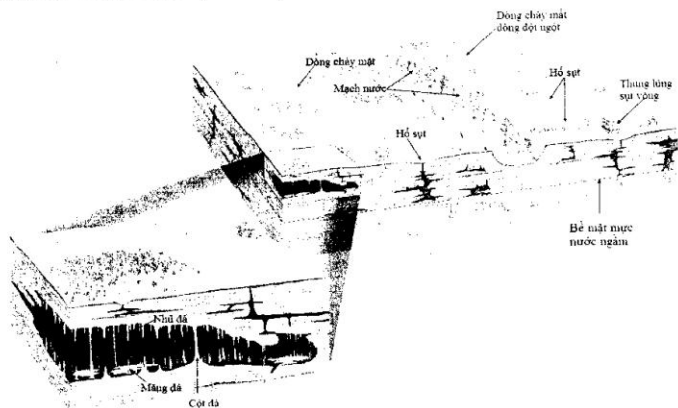


Như vậy, khi nước mưa ngấm xuống phía dưới chúng sẽ bị hòa tan đá vôi thành cation Ca^{2+} và anion HCO_3^- . Quá trình hòa tan các đá cacbonat thường xuất hiện theo các khe nứt nơi nước thấm qua. Quá trình phong hóa hóa học các đá khác, ví dụ đá granit, các khoáng vật bền vững (ví dụ như thạch anh) rất ít bị phong hóa sẽ còn lại trong vỏ phong hóa, nhưng với các đá cacbonat hầu hết chúng bị hòa tan hoàn toàn, mặc dù thời gian và tốc độ rất chậm. Các nhà địa chất đã thí nghiệm và tính toán được tốc độ hòa tan đá vôi, từ đó họ tính toán được tốc độ xói mòn hóa học trung bình địa hình vùng đá vôi trong những điều kiện khác nhau. Ở những vùng nóng ẩm, mưa nhiều, mặt nước ngầm cao và có lớp phủ thực vật dày, thì địa hình đá vôi sẽ bị hạ thấp do xói mòn hóa học (hòa tan) với tốc độ 10m/1000 năm. Những vùng khô hạn, ít mưa, lớp phủ thực vật thưa thớt tốc độ đó nhỏ hơn rất nhiều.

16.1.2. Karst

Karst là hiện tượng địa chất do nước dưới đất và nước trên mặt hòa tan, ăn mòn các đá dễ hòa tan (phổ biến là cacbonat, đá vôi). Kết quả của hoạt động karst là tạo ra một hệ thống các hang động ngầm và các dạng địa hình đặc biệt trong các vùng đá cacbonat, gọi là địa hình karst - gọi theo tên một cao nguyên đá vôi có nhiều hang động ở phía Tây Bắc Xecbia và Montênêgrô, cao 643m (1893), nơi hiện tượng karst được phát hiện và nghiên cứu đầu tiên.

Tại Hội nghị về karst thế giới ở Matscova (1956) đã thống nhất định nghĩa karst như sau: “Karst bao gồm các hiện tượng địa chất trong vỏ Trái Đất và trên bề mặt của nó, xảy ra do hòa tan các đá và được thể hiện ở sự thành tạo trong vỏ Trái Đất các hang động, sự phá hoại và thay đổi kiến trúc và trạng thái đất đá, ở sự tạo ra đặc điểm đặc biệt về tuần hoàn và chế độ nước ngầm, cũng như địa hình địa phương và chế độ mạng lưới thủy văn điển hình” (hình 16.1).



Hình 16.1. Các hình thái địa hình karst trong tầng đá vôi

Đá vôi chiếm khoảng 10% bề mặt Trái Đất nhưng ở Việt Nam còn nhiều hơn, tới gần 20% diện tích lãnh thổ phần đất liền, tức khoảng 60.000 km². Đặc biệt đá vôi tập trung chủ yếu ở Miền Bắc, có nơi chiếm 50% diện tích toàn tỉnh như Hoà Bình (53,4%), Cao Bằng (49,47%), Tuyên Quang (49,92%), Hà Giang (38,01%). Nhiều thị xã thị trấn nằm trọn vẹn trong đá vôi như Mai Châu (Hoà Bình), Mộc Châu, Yên Châu, Sơn La (tỉnh Sơn La); Tủa Chùa, Tam Đường (Lai Châu); Đồng Văn, Mèo Vạc (Hà Giang) v.v...

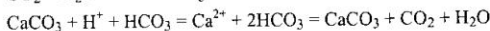
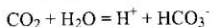
16.2. CÁC QUÁ TRÌNH KARST

16.2.1. Quá trình hình thành đá vôi

Đá vôi chủ yếu được hình thành trong môi trường biển nông và ấm, do kết tủa dần dần từ nước biển có chứa nhiều CaCO₃ hoặc do tích tụ dần từ vỏ, xương, xác của nhiều loại sinh vật biển. Ban đầu đá vôi được tích tụ dần thành những lớp dày, mỏng, màu sắc khác nhau, hầu như nằm ngang dưới đáy biển. Dần dần do những vận động địa chất mà các lớp đá vôi này được nâng lên, uốn nếp; thêm nữa đá vôi còn bị đập vỡ, nứt nẻ, tạo điều kiện cho nước mưa thấm xuống sâu, thúc đẩy quá trình karst hóa.

16.2.2. Quá trình karst

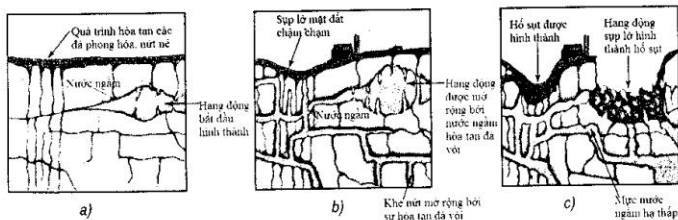
Karst là kết quả của quá trình tương tác (chủ yếu là hòa tan) giữa đá vôi, nước, khí cacbonat và các yếu tố sinh học khác. Quá trình karst hóa đòi hỏi phải có một thời gian dài, thậm chí hàng triệu năm thì cảnh quan karst bây giờ mới hình thành. Như vậy quá trình karst chủ yếu do hoạt động hòa tan - kết tủa đá vôi của nước trên mặt và dưới đất có chứa khí cacbonic (CO_2), theo các phản ứng sau:



16.3. CÁC DẠNG ĐỊA HÌNH CẢNH QUAN KARST

Việt Nam có một hệ thống karst khá phát triển, với nhiều dạng địa hình và kiểu cảnh quan karst đặc sắc, điển hình cho karst nhiệt đới ẩm, như:

Karren (hay địa hình luống cày, barren): là dạng địa hình phát triển trên bề mặt, đặc biệt là các sườn nghiêng của các khối đá vôi, do nước mưa hòa tan, ăn mòn tạo nên các rãnh chạy song song với nhau như những luống cày. Các rãnh có độ sâu vài cm đến một vài mét, bề rộng có thể đến 1-2m. Có nơi bị đất lấp phủ lên trên che lấp các rãnh ngầm. Giữa các rãnh nhô lên mồm đá nhọn, gọi là đá tai mèo. Những khu vực rộng phát triển địa hình karst được gọi là địa hình karst hay địa hình đá tai mèo. Địa hình đá tai mèo rất phổ biến ở Quảng Bình, Ninh Bình, Sơn La, Lạng Sơn.



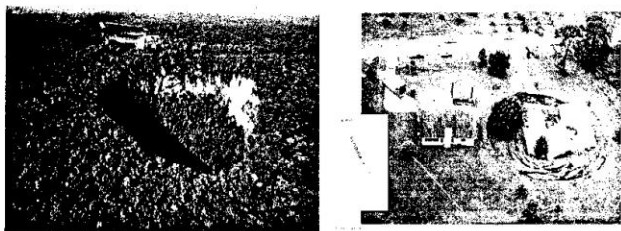
Hình 16.2. Các giai đoạn hòa tan ngầm sụp đổ hang động trong vùng đá vôi:

a) Giai đoạn bắt đầu hòa tan; b) Giai đoạn hòa tan, mở rộng; c) Giai đoạn sụp đổ hang động

Phễu karst: là dạng địa hình âm, dạng phễu rất phổ biến ở các vùng núi đá vôi. Phễu karst thường có đường kính 1-50m, có khi đạt tới 100m; sâu hàng chục mét (10-20m). Có trường hợp phễu bị lấp dưới dạng nút, giữ nước lại trong phễu và tạo ra hồ karst với diện tích từ vài trăm mét đến hàng km².

Thung lũng karst: là dạng địa hình karst trũng nông, đáy thường rất thoải, hơi lõm, sườn thoải và chuyển tiếp từ từ lên khu vực bề mặt xung quanh. Trong một số trường

hợp đáy của lòng chảo karst thường có một lớp phủ trầm tích vụn, thường là sét tàn dư của quá trình phong hóa hóa học.



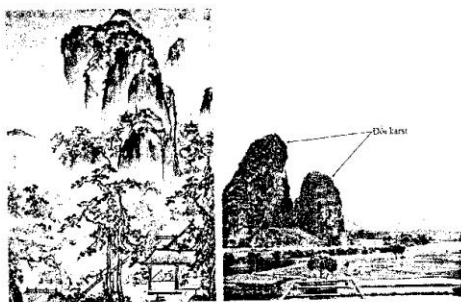
Hình 16.3. Hồ sụt karst



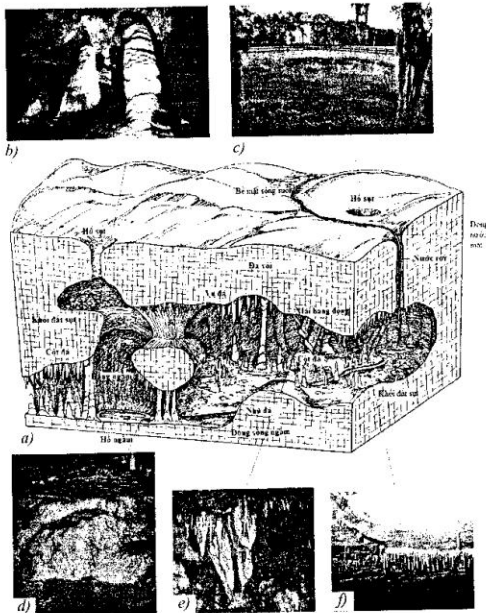
Hình 16.4. Thung lũng karst

Cánh đồng karst: là dạng địa hình karst trùng có kích thước tương đối lớn, diện tích từ vài km² đến hàng trăm km². Cánh đồng karst có đáy phẳng rộng, có lớp phủ trầm tích, rải rác nhô lên chòm núi đá vôi, những tảng, những cột đá vôi còn sót lại của các quá trình karst hóa. Trên cánh đồng karst có thể có những dòng sông nhỏ chảy uốn khúc. Ở Việt Nam gặp các cánh đồng karst ở Thuận Châu (Sơn La), Tam Đường (Lai Châu), Quận Bạ (Hà Giang).

Hang động karst: là những khoang rỗng có hình dạng và kích thước rất khác nhau, thường phát triển theo phương nằm ngang. Đây là địa hình phát triển rất phổ biến trong các vùng núi đá vôi. Các hang động nổi tiếng thế giới có động Carlsbad (New Mexico), hang lớn nhất dài 1200m, rộng 190m, cao 100m; động Gouffre (Pháp); hang động Gaping (Anh), động Gook Luck (có thể là động lớn nhất thế giới) trên đảo Borneo (Indonesia). Ở Việt Nam có các hang động nổi tiếng như: động Phong Nha (Quảng Bình); động Thiên Cung (Hạ Long); động Tiên (Hòa Bình); hang động Thiên Trường (Quảng Bình) v.v...



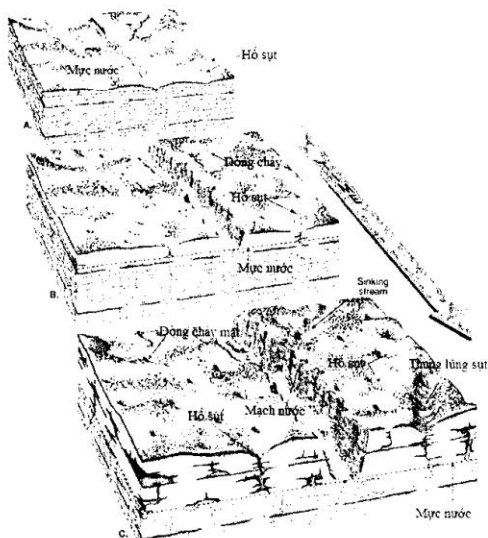
Hình 16.5. Đồi karst



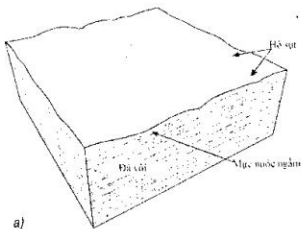
Hình 16.6. Các hình thái karst trong hang động ngầm: a) Toàn cảnh hang động; b) Cột đá; c) Hố sụt; d) Hố trong hang động; e) Thạch nhũ; f) Trần hay động.

Hang động karst thường tạo thành một hệ thống nhiều tầng phức tạp. Trong các hang động karst thường có cả các sông ngầm và hồ ngầm. Độ cao của các tầng hang thường liên quan với độ cao của các bậc thềm sông trong vùng, chứng tỏ quá trình hình thành các hang động có liên quan với các chu kỳ xói mòn của một hệ thống sông suối. Nếu chuyển động kiến tạo nâng lên làm cho mực nước ngầm hạ thấp một cách tương đối sẽ tạo thành một hệ thống hang mới nằm thấp hơn hệ thống hang trước đó. Nếu chuyển động nâng lên nhiều lần sẽ tạo ra một hệ thống hang nhiều tầng, hang karst phân bố ở độ cao khác nhau.

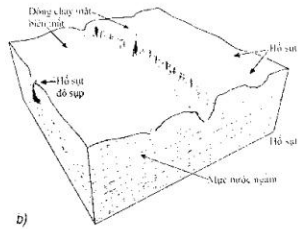
Quá trình hình thành hang động chủ yếu liên quan với quá trình hòa tan hóa học các đá cacbonat do dòng chảy nước dưới đất. Các giai đoạn phát triển gồm: a) hòa tan nguyên thủy dọc theo hệ thống các khe nứt mở và các mặt phân lớp do nước thấm chảy qua; b) mở rộng hang, theo đó nước dưới đất sẽ dồn vào và chảy thành dòng; c) kết tủa các thành tạo cacbonat ở trần, vách hang trong khi dòng suối ngầm vẫn chảy trong đáy hang, quá trình cứ tiếp tục kết tủa và lắng đọng cacbonat ở trên trần và đáy hang sau khi dòng suối ngầm dừng chảy.



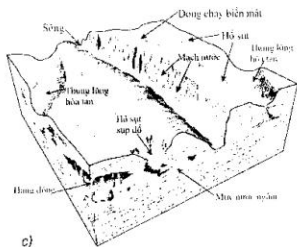
Hình 16.7. Các giai đoạn mở rộng hình thành hang động karst theo thời gian



a)



b)

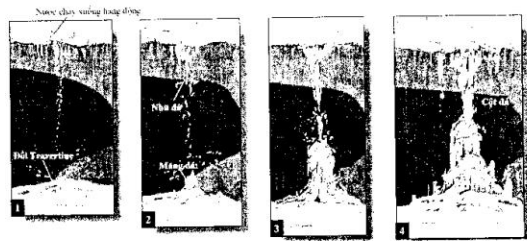


c)

Hình 16.8. Quá trình hòa tan đá vôi hình thành hang động ngầm:

- a) Giai đoạn bắt đầu hòa tan đá vôi;
- b) Giai đoạn mở rộng sụp đổ hố sụt;
- c) Giai đoạn mở rộng hình thành hang động.

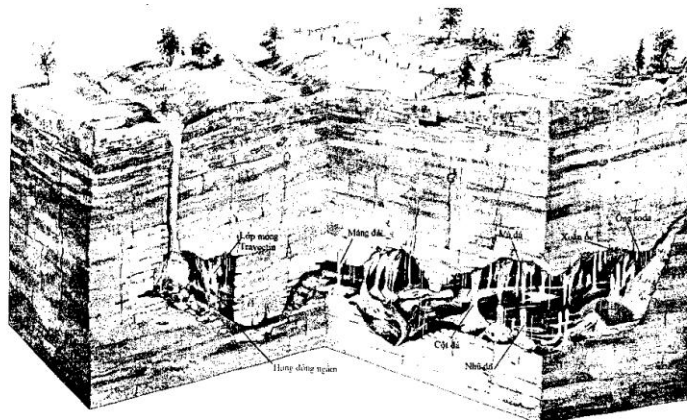
Các nhà địa chất đã mất khá nhiều năm để tranh luận xem hang karst được hình thành trong đới thoáng khí hay đới bão hòa nước. Nhiều bằng chứng cho rằng phần lớn các hang động được thành tạo trong đới chuyển tiếp, nằm trong giới hạn giữa vị trí gương nước ngầm cao nhất và thấp nhất do mực nước ngầm biến động theo thời tiết.



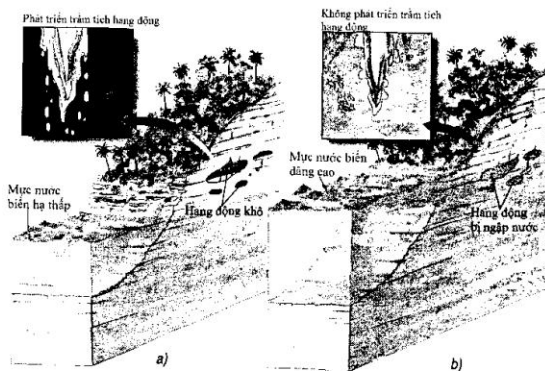
Hình 16.8. Các giai đoạn hình thành trụ, cột đá trong hang động

Tốc độ hình thành các hang động liên quan tới tốc độ hòa tan các đá cacbonat. Khi nước có tính axit (do hòa tan CO_2), tốc độ hòa tan tỷ lệ với tốc độ chảy. Nếu kích thước lòng chảy tăng lên, thì dòng chảy sẽ thay đổi từ kiểu chảy theo tầng, tốc độ nhỏ sang kiểu chảy rối, tốc độ nhanh hơn, vì vậy tốc độ hòa tan cũng tăng lên. Để phát triển thành một dòng

chảy (rãnh chảy) liên tục, nước dưới đất phải mất khoảng 10.000 năm. Sau đó các dòng chảy ngầm có tốc độ nhanh hơn sẽ mất thêm khoảng 10.000-1.000.000 năm nữa để mở rộng các dòng chảy, biến chúng thành hệ thống hang động phát triển phức tạp.

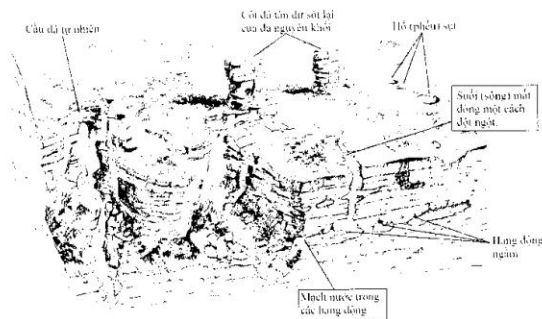


Hình 16.9. Hang động karst

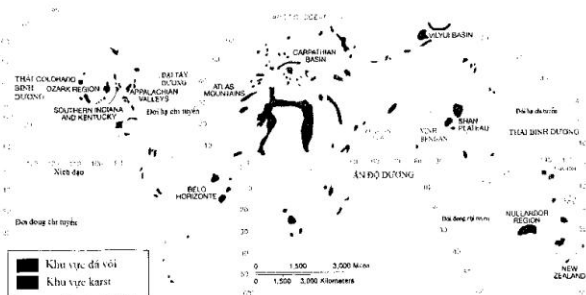


Hình 16.10. Hình thái hang động qua các thời kỳ khi hậu khác nhau
 a) Thời kỳ khi hậu lạnh làm nước biển đóng băng (nước biển hạ thấp);
 b) Thời kỳ khi hậu nóng nước biển dâng ngập hang động

Các hình thái thể hiện trong hang động karst: trầm tích ở hang động karst bao gồm các loại thạch nhũ như vủ đá, chuông đá, măng đá và trụ đá. Cơ chế hình thành các loại thạch nhũ này như sau. Nước dưới đất vùng hang động đá vôi chứa dung dịch $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ theo các khe nứt ngấm xuống trần hang và nhỏ giọt xuống. Khi nhỏ giọt, dung dịch cacbonat canxi sẽ kết tủa theo phản ứng:



Hình 16.11. Các dạng địa hình karst



Hình 16.12. Phân bố đá vôi và điểm karst trên thế giới

Cacbonat canxi kết tủa từ dung dịch tích đọng dần tạo thành chuông đá, vủ đá (stalacite) nếu chúng phát triển từ phía trên trần hang xuống; hoặc tạo thành măng đá (stalagmite) nếu chúng phát triển từ dưới đáy lên. Khi chuông đá và măng đá phát

triển gặp nhau, chúng gắn thành một cột nối liền đáy hang với trần hang thì gọi là trụ đá (*colomn*).

Travectin là những trầm tích hóa học ở gần mạch nước ngầm dưới đất. Cơ chế thành tạo của chúng tương tự như cơ chế thành tạo thạch nhũ. Khi nước dưới đất xuất lộ gặp không khí, các dung dịch hòa tan sẽ kết tủa lắng đọng lại. Phổ biến thường gặp là tích tụ các lớp mỏng đá vôi phân lớp rất mịn trên bề mặt các khối đá vôi nơi có dòng chảy nhỏ chảy qua (có dạng như những vôi vôi). Nếu thành phần là cacbonat thì gọi là *travectin*, nếu là silic thì gọi là *travectin silic*. Chúng thường tạo thành dạng bậc thềm hoặc những dạng nón đơn độc.

16.4. PHÂN BỐ ĐÁ VÔI VÀ HIỆN TƯỢNG KARST TRÊN LÃNH THỔ VIỆT NAM

Ở nước ta diện phân bố các loại đá vôi phong phú, phát triển tất cả các hình thức karst, điển hình cho kiểu karst nhiệt đới. Đặc trưng của karst Việt Nam là:

- Có độ trưởng thành cao, thể hiện ở sự thành tạo các bề mặt san bằng karst, các khối núi karst hóa dạng cao nguyên, các cánh đồng karst trên đó còn tụ lại các đồi núi sót. Các núi sót điển hình đứng riêng lẻ trên bề mặt san bằng.

- Do hoạt động kiến tạo, ở nhiều vùng đá vôi có sự phát triển trẻ lại của karst, thể hiện rõ vách các thung lũng sông sâu ngăn cách khối núi đá vôi lớn.

- Có sự phát triển karst không đồng đều của các địa tầng đá vôi ở Việt Nam.

- Mức độ karst hóa và đặc điểm địa mạo karst biến đổi theo đai cao: vùng núi, cao độ 900 - 1000m và lớn hơn, gặp chủ yếu hình thái địa mạo karst trường thành; vùng đồi, cao độ từ vài chục mét đến vài trăm mét, karst phát triển rất mạnh, có mặt với mật độ cao tất cả các hình thức karst; vùng đồi núi thấp, cao độ từ 8-10m trở xuống, chủ yếu gặp các núi sót nổi lên trên đồng bằng hoặc vùng vịnh.

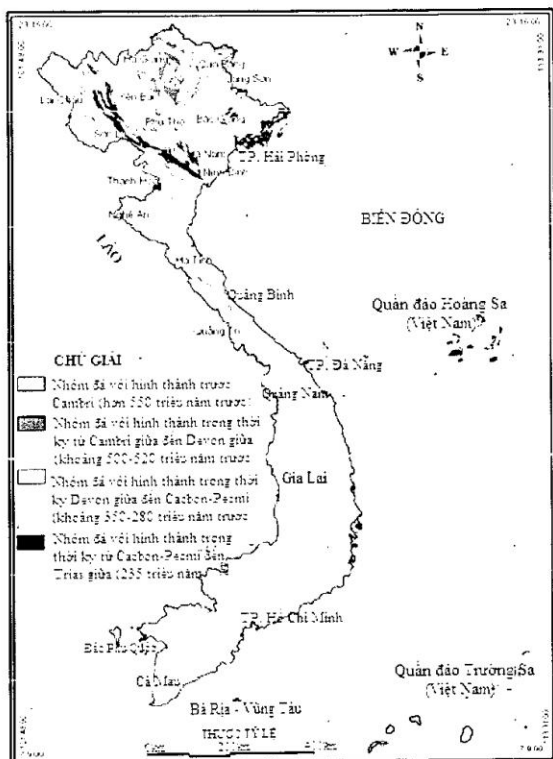
*** Đặc điểm phân bố các miền karst ở Việt Nam**

- *Miền karst Đông Bắc*: miền này có diện tích khoảng 18000km², trong miền có nhiều khối đá vôi lớn, ở đó karst phát triển chủ yếu trong các khối đá vôi có trước Cambri (khoảng hơn 550 triệu năm trước). Nét đặc trưng của miền này là địa hình phân dị cao, có những khối rất cao > 1000m (1500-1800m) như ở Đồng Văn, Mèo Vạc, Các dạng núi và đồi thấp < 1000m gặp ở phía Tây Bắc - Đông Nam của vùng Đông Bắc.

Ở đây gặp karst lộ trần, trong miền này phát triển đầy đủ các hình thái karst điển hình như ở hồ Ba Bể. Cũng ở miền này có 9 vùng karst: Bắc Sơn, Thái Nguyên, Hà Giang, Trùng Khánh, Ngân Sơn, Đồng Văn - Quản Bạ, Na Hang, Bắc Hà - Lào Cai, Lục Yên.

- *Miền karst Tây Bắc*: miền này phát triển kéo dài theo hướng Tây Bắc - Đông Nam, từ biên giới Việt - Trung đến bờ biển Thanh Hóa với diện tích khoảng 19000 km². Ở đây, karst phát triển trong các đá vôi có tuổi Cambri giữa đến Devon giữa (500-520 triệu năm

trước). Cao độ các khối đá vôi giảm dần từ Tây bắc xuống Đông nam. Miền này có thể chia ra 10 vùng karst gồm: Lạc Sơn - Ninh Bình; Mai Châu - Mộc Châu; Sơn La, Tà Chùa, Tà Phình, Sa Pa - Ngòi Hút, Vạn Yên, Bá Thước, Mường Tè.



Hình 16.13. Sơ đồ phân bố các diện đá vôi chủ yếu trên lãnh thổ Việt Nam
(Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản)

- Miền karst Đông Bắc: miền này có diện tích khoảng 2400km². Nét đặc trưng của miền này là gồm những núi sót nổi lên trên bề mặt đồng bằng và vùng vịnh. Trong vùng này có thể chia ra hai vùng karst: Hải Phòng - Kim Môn và Hạ Long - Cát Bà.

- *Miền karst Trường Sơn*: miền này có diện tích khoảng 700 km², karst phát triển chủ yếu trong đá vôi tuổi từ Devon giữa đến Cacbon - Pecmi (350 đến 280 triệu năm trước). Mức độ karst hóa cao, đặc biệt là khối đá vôi Kẽ Bàng. Trong miền này có thể chia ra 3 vùng gồm: Kẽ Bàng (Quảng Bình), Quid Hợp (Nghệ An) và Sông Mã (Thanh Hóa).

- *Miền karst khối nâng KonTum*: trong miền này có một số đá hoa phân tán, nằm xen kẽ với các đá biến chất khác. Karst phân bố rải rác và phát triển trên một diện tích hẹp. Hình thức karst chủ yếu là các khe nứt và các hốc nhỏ. Karst phát triển mạnh nhất ở núi Ngũ Hành Sơn (Đà Nẵng) và một số đồi núi đá vôi nhỏ ở Thạnh Mỹ (Quảng Nam).

- *Miền karst Nam Bộ*: trong miền này, karst phát triển trong đá vôi Pecmi (350 - 280 triệu năm trước), phân bố với diện tích hẹp ở khu vực Hà Tiên. Phần lớn bề mặt đá vôi bị phủ bởi trầm tích trẻ. Ở một vài nơi có núi sót nổi lên trên các đồng bằng, vịnh nước. Ngoài ra, còn gặp đá vôi ở Tà Thiết (Đồng Nam Bộ). Trong miền này có một vùng karst Hà Tiên.

16.5. ẢNH HƯỞNG CỦA KARST ĐỐI VỚI XÂY DỰNG CÔNG TRÌNH

Kết quả của quá trình karst hóa đất đá là tạo nên những khe nứt mở rộng, những hang, phễu, hồ, sông ngầm, hố sụt và những dạng địa hình đặc biệt như cánh đồng karst, cảnh quan karst sót.... làm cho đặc điểm địa chất công trình, thủy văn và địa chất thủy văn ở một vùng nào đó trở nên phức tạp. Tất cả những điều kiện trên đây gây khó khăn rất lớn cho công tác xây dựng các loại công trình.

- Đối với công trình xây dựng dân dụng, công nghiệp, quá trình karst hóa làm cho đất đá làm cho nền móng công trình không ổn định.

- Đối với công trình thủy lợi, hiện tượng karst gây mất nước qua nền và vai đập, mất nước sang thung lũng sông bên cạnh.

- Đối với công trình giao thông, hiện tượng karst gây phá hủy nền đường, cầu, cống...

Việc xử lý các ảnh hưởng bất lợi trên thường gây rất nhiều tổn kém về mặt kinh tế và khó khăn về mặt kỹ thuật.

Đối với việc thiết kế và xây dựng ở vùng karst: Sự tồn tại karst ở vùng nào đó bao giờ cũng chứng tỏ rằng đá có thể mất tính liên khối và ổn định, độ thấm nước của đá tăng lên, mức độ sưng ướt thường rất lớn. Vì vậy việc thiết kế, xây dựng các công trình ở vùng karst bao giờ cũng dựa trên kết quả nghiên cứu ĐCCT chi tiết hơn so với vùng không có karst. Trong các tài liệu như vậy phải nhận xét và đánh giá được các vấn đề sau đối với mức độ chi tiết tương ứng với từng giai đoạn khảo sát và thiết kế công trình, cụ thể như sau:

1. Chiều sâu và thể tích của đá bị hòa tan kể từ mặt đất, địa hình của bề mặt đá. Chiều dày, thành phần và tính chất của các trầm tích phủ.

2. Chiều dày của các đá bị hoà tan, mức độ karst hóa, sự phân bố không gian của các loại hình karst trên mặt và dưới sâu, ảnh hưởng của chúng đến sự ổn định chung của khu vực.

3. Phạm vi chịu nén của công trình đang thiết kế, kích thước lan rộng của phạm vi đó trong đá bị karst hóa, khả năng chịu tải của các loại đá này cũng như các trầm tích tầng phủ.

4. Độ thấm nước và độ giàu nước của đá bị karst hóa, chiều sâu thể nằm của mực nước karst.

5. Cường độ phát triển karst, các dạng, loại hình và tần số xuất hiện karst, nguyên nhân và điều kiện thúc đẩy nó phát triển.

6. Xác định được hang karst do hình thành tại chỗ; karst còn phát triển hay đã ổn định.

7. Khi gặp hang karst đều phải tiến hành khoan khảo sát qua tầng hang và khoan vào lớp đá gốc từ 2 đến 3m.

**** Các biện pháp xử lý khi xây dựng công trình trên vùng karst hóa***

Muốn xử lý những ảnh hưởng bất lợi của hiện tượng karst khi xây dựng công trình trong vùng đá bị karst hóa một cách có hiệu quả, trước hết cần phải điều tra hết sức tỉ mỉ về điều kiện địa chất công trình. Quá trình nghiên cứu phải xác định các điều kiện phát sinh và các yếu tố làm ảnh hưởng tới sự phát triển karst, xác định và đánh giá mức độ karst hóa, mật độ phân bố các hang hốc karst, đặc biệt là các hang hốc karst có quy mô lớn, xác định chính xác vị trí, kích thước hang, mực nước trong hang, lưu lượng dòng ngầm,...

Khi xây dựng công trình vùng đá bị karst hóa, có thể sử dụng các biện pháp xử lý sau:

- San bằng bề mặt địa hình, bịt kín các khe nứt, hồ sụt phễu karst, điều tiết dòng chảy bằng các hệ thống thoát nước;

- Nạo vét tầng phủ, đánh sập hang và lấp đầy hang bằng vật liệu đảm bảo yêu cầu kỹ thuật, bơm phụt vữa xi măng vào các khe hốc hoặc sử dụng các giải pháp móng cọc, móng nông mở rộng,...

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT ĐỘNG LỰC VÙNG BỜ BIỂN

17.1. NHỮNG YẾU TỐ XÁC ĐỊNH HÌNH DẠNG CỦA MỘT ĐƯỜNG BỜ BIỂN

Một đường bờ biển không thường xuyên giữ ổn định mà luôn biến đổi bởi các quá trình xói lở, bồi tụ do trầm tích của sông mang ra từ đất liền, quá trình chuyển động của sóng và thủy triều cùng với sự gia tăng biến đổi của mực nước biển theo thời gian. Các yếu tố của đường bờ biển bao gồm: mũi đất, vịnh, bãi biển, cửa sông, tam giác châu và bãi triều (hình 17.1).



Hình 17.1. Các yếu tố xác định địa hình của đường bờ biển

Vịnh (Bay): đó là nơi thụt sâu vào đất liền, rộng và cong hoặc hình cánh tay của biển hay hồ, hoặc phần biển giữa hai mũi đất lớn hơn vùng nhưng nhỏ hơn và có những tính chất giống nhau so với vịnh hơn. Theo thỏa thuận quốc tế (nhằm xác định diện tích biển) vịnh là một thể tích chứa nước có cửa nhỏ hơn 24 hải lý và diện tích lớn hơn hoặc bằng diện tích của nửa vòng tròn có đường kính bằng chiều rộng của cửa vịnh.

Bãi biển (beach): vật liệu bờ rời phủ lên trên vùng sườn thoải dần hình vòm với mặt cát ngang lồi, kéo dài về phía đất liền từ mặt nước biển thấp đến chỗ có sự thay đổi rõ ràng về vật liệu hay địa hình; bờ biển được thành tạo do tác dụng và mài mòn của sóng và thủy triều, trên đó có cát sạn phủ, và không có đá. Vật liệu tích tụ tương đối dày, tạm thời do sóng mang tới gồm cát, sạn, cuội có độ chọn lọc tốt, lắng đọng ở đới bờ giữa mực nước thấp nhất và cao nhất

Cửa sông (estuary): đó là miệng của thung lũng sông hướng ra biển hoặc cửa sông chịu ảnh hưởng của thủy triều, có hình cái phễu và là nơi nước sông tiếp xúc với nước biển; một phần bờ biển kín có thủy triều gặp dòng chảy của sông.

Châu thổ, tam giác châu (delta): đó là dải đất được bồi tích hẹp, phẳng ở gần cửa sông (hoặc ở gần cửa sông) dạng hình tam giác hay hình quạt, bị phân cắt bởi nhiều nhánh của sông chính; được hình thành do sự tích tụ vật liệu trầm tích của sông với khối lượng đủ lớn để sóng biển, thủy triều và dòng chảy không thể mang đi được. Phần lớn các châu thổ có một phần nhô cao, một phần thấp dưới mặt nước. Thuật ngữ “delta” ký hiệu bằng chữ cái Hy Lạp (∇) do Herodotus (thế kỷ 15 trước Công Nguyên) sử dụng để chỉ miền đất thấp ở cửa sông Nil, đỉnh tam giác châu chỉ chiều hướng của dòng chảy.

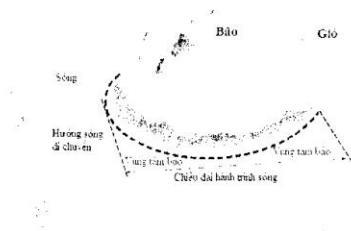
Bãi triều (tidal flat): đó là dải đất bị lầy hóa, xen kẽ bị phủ và không bị phủ thủy triều, chứa các trầm tích bờ rời (chủ yếu trầm là bùn và cát). Nó có thể tạo nên dinh của tam giác châu.

17.2. SÓNG BIỂN VÀ CÁC YẾU TỐ CỦA SÓNG BIỂN

17.2.1. Sóng biển

Sóng biển là hiện tượng diễn ra ở lớp nước gần mặt biển. Sóng thường hình thành do gió và những hiệu ứng địa chất, và có thể di chuyển hàng nghìn kilomet trước khi đến đất liền. Kích cỡ sóng biển đổi từ những gợn sóng lăn tăn đến những cơn sóng thần cực lớn. Ngoài dao động thẳng đứng, các hạt nước trong sóng biển có một chút chuyển động theo phương ngang.

Sự hình thành của sóng: nguyên nhân chủ yếu cho sự hình thành của sóng là gió, có 3 yếu tố của gió ảnh hưởng đến sóng: tốc độ gió; độ dài mặt mà trong đó nước chịu ảnh hưởng của gió; thời gian nước bị gió thổi. Tất cả những yếu tố trên góp phần tạo nên sóng với kích thước và hình dạng khác nhau. Giá trị của từng yếu tố càng lớn đều làm cho sóng lớn hơn (hình 17.2).



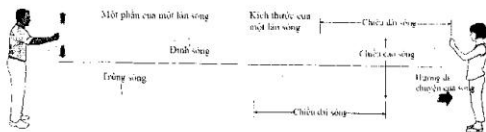
Hình 17.2. Sóng được hình thành do gió, bão

Sóng biển là một trong những nhân tố ảnh hưởng đến diễn biến đường bờ biển và cửa sông. Nguyên nhân sinh ra sóng biển là do gió, gió phá vỡ trạng thái cân bằng của mặt nước, làm cho các phần tử nước giao động tuần hoàn xung quanh vị trí cân bằng (hình 17.2). Chuyển động của sóng nói chung gồm chuyển động của phần tử nước theo quỹ đạo vòng tròn và chuyển động tịnh tiến. Sóng là yếu tố động lực quan trọng ở đới ven bờ biển và cửa sông. Ngoài tác động gây áp lực vỗ bờ, khi sóng vỡ còn tạo ra dòng chảy tốc độ cao có thể rửa trôi vật liệu đáy và tham gia vận chuyển bùn cát dọc bờ biển gây xói lở - bồi tụ, gây ra sự phá hoại các công trình ven bờ ảnh hưởng lớn đến hoạt động kinh tế - công trình của con người.

17.2.2. Chuyển động sóng biển

Sóng biển là sóng cơ học lan truyền giữa mặt phân cách của nước và không khí, lực khôi phục của dao động này là lực hấp dẫn. Khi gió thổi, áp suất và ma sát làm xáo động bề mặt. Trong trường hợp sóng biển, các hạt ở gần mặt nước chuyển động theo một đường tròn, do đó sóng này là sự kết hợp của sóng dọc và sóng ngang. Khi sóng lan truyền trong vùng nước nông (độ sâu nhỏ hơn nửa bước sóng), quỹ đạo của các hạt nước bị nén thành dạng clip. Khi biên độ sóng tăng lên, quỹ đạo của hạt nước không còn là đường kín nữa mà sau mỗi chu kỳ chúng bị dịch về phía trước một ít, hiện tượng này gọi là dịch chuyển Stokes.

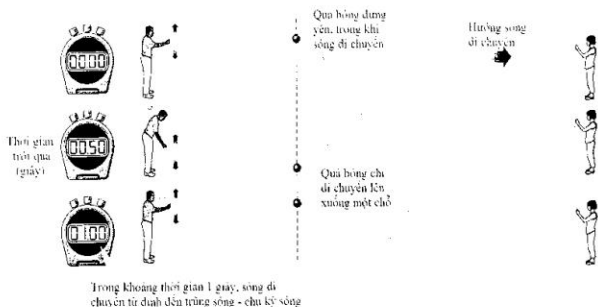
Các đại lượng đo sóng (hình 17.3):



Hình 17.3. Mô hình chuyển động của sóng và các yếu tố của sóng

Dường kính quỹ đạo các hạt giảm khi độ sâu ngày càng tăng và ở độ sâu cỡ nửa bước sóng, quỹ đạo này co lại gần như một điểm.

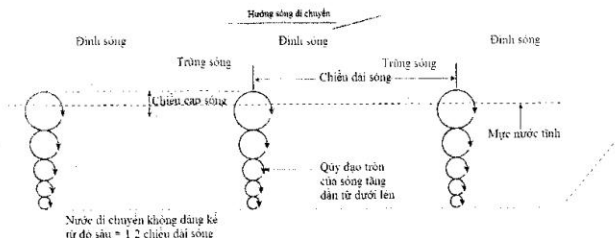
Diện tích càng rộng, gió thổi càng mạnh và càng lâu thì sóng càng cao. Chiều cao sóng (bước sóng) là khoảng cách giữa các đỉnh sóng liên tiếp kế nhau và khoảng cách thẳng đứng từ giữa đỉnh sóng đến đáy vùng lõm gọi là chiều cao sóng. Sóng được hình thành do gió thổi gọi là sóng biển. Ngay khi gió ngừng thổi, sóng vẫn còn tiếp tục, gọi là sóng ngoài khơi, sóng này có thể kéo dài xa hàng trăm kilomet.



Hình 17.4. Đại lượng đo chu kỳ sóng khi sóng đi chuyển

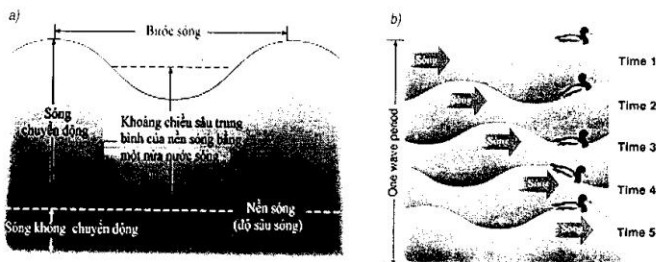
Chiều dài sóng (bước sóng) là khoảng cách giữa các đỉnh sóng hay chân sóng kế nhau. Khoảng thời gian để sóng đi qua hai đỉnh sóng liên tiếp gọi là **chu kỳ sóng** (T). Tốc độ sóng C rõ ràng là bằng chiều dài sóng chia cho chu kỳ sóng T (hình 17.4).

$$C = \frac{L}{T} \quad (17.1)$$



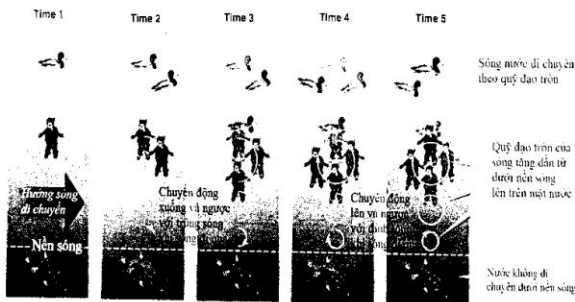
Hình 17.5. Các thông số mô tả chuyển động của sóng biển

Mặc dù sóng truyền qua nước với tốc độ riêng, song nước không chuyển động theo hướng truyền của sóng. Thay vào đó, các hạt nước bên dưới đường sóng đi qua vạch ra các quỹ đạo hình tròn có đường kính giảm dần theo độ sâu tính từ mặt nước. Sơ đồ chuyển động này có thể quan sát được trong hành vi của một phao bầu nhấp nhô trong nước khi có sóng qua bên dưới. Vì vậy khi đề cập đến tốc độ sóng, người ta muốn chỉ rằng đến tốc độ di chuyển của dạng sóng chứ không phải là của nước.



Hình 17.6. Sóng nước di chuyển dưới nền sóng (a); Mô hình đối tượng chỉ di chuyển lên xuống khi sóng đi qua nhưng vẫn ở gần cùng một vị trí sau mỗi chu kỳ sóng di chuyển theo thời gian (b)

Trên hình 17.6 và hình 17.7 mô tả chuyển động của đối tượng khi sóng di chuyển, khi sóng di chuyển thì đối tượng chỉ di chuyển lên xuống tại một điểm gần nhau và trong các khoảng thời gian khác nhau, chuyển động của các vòng tròn quỹ đạo sóng lên và xuống theo hướng sóng.

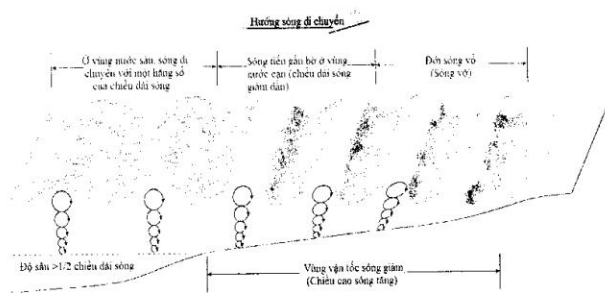


Hình 17.7. Sơ đồ minh họa sự chuyển động của sóng nước và đối tượng trong khoảng tại năm thời điểm khác nhau

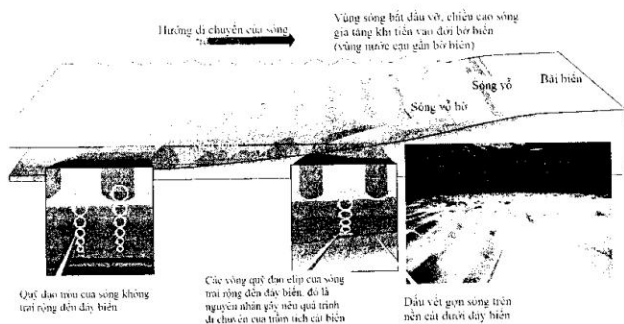
Sóng càng xuống sâu càng yếu dần, nói chung nếu độ sâu tăng theo cấp số cộng thì độ cao của sóng giảm theo cấp số nhân. Gập đáy biển nông, sóng cọ xát vào đáy, ngọn sóng tiến rất chậm và ngã về phía bờ làm cho cát ở bờ gợn lên thành sóng cát (hình 17.8 và hình 17.9). Khi thủy triều lên mạnh thì sóng biển và sóng sông hỗn hợp với nhau xô đập vào nhau rất dữ dội và gây tàn phá các công trình vùng ven bờ (gọi là đới sóng vỗ bờ).

Nền sóng hay độ sâu sóng (wave base): đó là độ sâu tại đó tác động sóng không hề khuấy động trầm tích, thường sâu khoảng 10 mét.

Bước sóng (wavelength): đó là khoảng cách giữa hai điểm giống nhau kế tiếp giữa hai chu kỳ cạnh nhau của một sóng đơn sắc, được đo vuông góc với mặt sóng. Ký hiệu là λ : $\lambda = V/f$ (V - vận tốc truyền sóng; f - tần số).



Hình 17.8. Minh họa năng lượng sóng giảm dần theo chiều sâu khi cập bờ



Hình 17.9. Quỹ đạo sóng và sóng vỡ khi bắt đầu cập vào vùng nước cạn (bờ)

Các thông số khác cần đề đặc trưng cho chuyển động sóng là *chiều cao sóng*, đó là khoảng cách từ chân đến đỉnh sóng theo phương đứng và độ sâu nước. Quan hệ giữa độ sâu nước và chiều dài sóng là một vấn đề quan trọng của chuyển động sóng.

Sóng do bão ở biển là một nhóm sóng phức tạp có sự biến đổi lớn theo thời gian. Sóng biển hình thành do bão thường có chu kỳ rất biến động. Các đỉnh sóng riêng biệt là tổng hợp ngẫu nhiên của các sóng nhỏ hơn thuộc những chu kì khác nhau

Năng lượng sóng truyền cho nước là một hàm của chu kỳ sóng và bình phương chiều cao sóng. Các sóng chu kỳ dài, với chu kỳ 20 giây hay lớn hơn, chỉ phát sinh khi tốc độ gió, thời gian bão và đã sóng đều có giá trị cực đại. Chiều cao sóng 30m hay lớn hơn đã quan sát thấy ở các đại dương mở. Khi sóng truyền khỏi vùng phát sinh thì các nhóm sóng có chu kì tương tự tách ra và chuyển động sóng trở nên có quy mô tắc hơn. Các sóng này thường di chuyển rất xa khỏi vùng tạo sóng và được gọi là sóng dềnh. Mặc dù phương trình mô tả sự di chuyển sóng khá phức tạp, nhưng trong những điều kiện xác định, ta có thể thực hiện sự đơn giản hóa. Ví dụ, trong nước sâu - chiều sâu lớn hơn một nửa chiều dài sóng, thì cả chiều dài và tốc độ sóng có thể biểu thị bằng hàm số của chu kỳ. Do đó:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (17.2)$$

Ở đây, g - gia tốc trọng trường. Khi thay đổi các phương trình (17.1) và (17.2) thì tốc độ sóng cũng có thể được biểu thị bằng một hàm của chu kỳ và tùy theo điều kiện cụ thể:

Đối với vùng nước sâu:

$$C_\infty = \frac{gT}{2\pi}; \quad L_\infty = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (17.3)$$

Đối với vùng nước nông:

$$C_s = \sqrt{g \cdot h}; \quad L_\infty = T\sqrt{g \cdot h} \quad (17.4)$$

Năng lượng sóng

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (17.5)$$

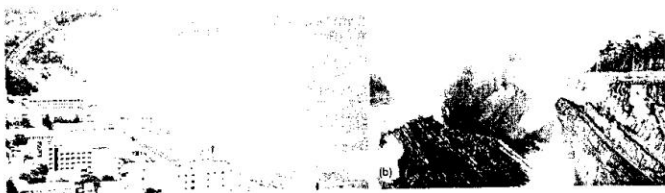
Sau khi chuyển thành sóng dềnh, các nhóm sóng có chu kì tương tự truyền về phía trước cho tới khi chúng bắt gặp đường bờ biển. Dọc theo đường đi này, sóng bị tiêu hao năng lượng bởi một số quá trình, trong đó có quá trình trải rộng theo chiều ngang của các sóng từ vùng chịu tác động của bão tới một vùng rộng lớn của đại dương mở. Khả năng sóng xói mòn bờ biển hoặc làm ảnh hưởng đến các công trình thì phụ thuộc vào các đặc trưng của sóng phát sinh do bão và thay đổi dần đến các nhóm sóng xảy ra dọc theo đường di chuyển của chúng tới bờ biển.

Sóng vỡ, khi sóng tới gần bờ, chúng chuyển tiếp dần từ mặt cắt hình sin có các đỉnh sóng tròn, thấp sang các sóng có đỉnh sắc nhọn và chiều cao sóng lớn hơn. Quá trình chuyển tiếp này bắt đầu khi độ sâu nước giảm đến bằng khoảng một nửa chiều dài sóng. Khi đường cong dạng sóng bắt đầu tiếp xúc với đáy thì quỹ đạo hình tròn của các hạt nước bị ép thành hình elip. Như vậy, cả vận tốc và chiều dài sóng đều giảm, trong khi chu kỳ giữ không đổi. Khi chiều dài sóng giảm, đỉnh sóng phải tăng lên nhằm duy trì một khối lượng nước không đổi trong một chiều dài sóng đơn. Tỷ số của chiều cao với chiều dài sóng, gọi là *độ dốc sóng*, tăng dần cho tới khi vượt quá giá trị ổn định giới hạn. Điều này xảy ra khi độ dốc sóng đạt giá trị khoảng $1/7$. Tại điểm này sóng vỡ ra vì quá dốc, không thể duy trì hình dạng của nó được nữa. Ngoài ra, tại điểm sóng bị vỡ tốc độ quỹ đạo nằm ngang tại đỉnh sóng đã vượt quá tốc độ truyền của đường cong dạng sóng nên đỉnh sóng bị đổ sập về phía trước sóng.

Trong đời sóng vỡ, năng lượng sóng khi vỡ đã tạo ra dòng chảy. Dưới tác dụng của sóng và dòng chảy sóng, bùn cát ven bờ bị đào xới và vận chuyển dọc theo đới bờ hoặc vuông góc với đường bờ, làm mất sự cân bằng cân cân bùn cát, gây nên hiện tượng xói lở, bồi tụ vùng ven biển. Trên thực tế dòng chảy sóng xuất hiện gián đoạn và không liên tục giữa các chu kỳ sóng vỡ. Trong một chu kỳ dòng chảy đổi hướng hai lần (lúc chảy vào bờ và khi rút ra) với trị số tốc độ tăng lên và giảm xuống đột ngột. Tùy thuộc vào hình thái của đường bờ mà trị số tốc độ và hướng dòng chảy sóng khác nhau. Đối với các tia sóng đồ xiên với đường bờ một góc nhọn thì dòng sóng có hướng song song với đường bờ, còn tia sóng vuông góc với đường bờ thì dòng sóng có hướng từ bờ ra. Chính vì sự phức tạp đó của dòng sóng, việc đo đạc dòng chảy sóng bằng các dụng cụ đo đạc lưu tốc thông thường khó có thể thực hiện được nhất là trong các thời điểm thời tiết biến động xấu (bão, gió mạnh) mà phải xác định bằng cách tính toán gián tiếp, thông qua các đặc trưng của sóng như độ cao sóng, hướng sóng tác động, chu kỳ sóng, độ dốc đới bờ ngầm. Khi vào bờ sóng có các hình thái: sóng dềnh và sóng vỡ bờ (hình 17.10).

Nha Trang, Việt Nam

Cape Arago, Oregon



Hình 17.10. Các hình thái sóng biển khi vào bờ
a) Sóng dềnh ở vùng ven biển Nha Trang (Việt Nam); b) Sóng vỡ vào bờ đá

17.2.3. Áp lực sóng lên sườn bờ

Khi xảy ra những nhiễu động thời tiết bão (bão, áp thấp nhiệt đới, gió mùa), chiều cao sóng tăng lên rất nhanh và áp lực sóng lên đê bờ tăng lên đột ngột. Dưới áp lực của sóng vỡ đã làm cho bờ biến, đe dọa bị sạt lở, phá hủy và biến dạng nghiêm trọng.

Theo lý thuyết cũng như thực tế khảo sát tính toán đã chỉ ra rằng, áp lực sóng phụ thuộc vào rất nhiều yếu tố:

- Giá trị các yếu tố đặc trưng của sóng: chiều cao, chu kỳ, tốc độ truyền sóng...
- Mức nước tính toán và độ sâu nước tại chân công trình, sườn bờ.
- Hình dạng của công trình, sườn bờ và độ nhám của chúng.
- Tính chất của sóng lan truyền ngoài khơi vào công trình, sườn bờ, phụ thuộc vào địa hình đáy bờ biển và độ dốc sườn bờ ngầm.

Theo kết quả nghiên cứu cho thấy về mặt hình thái các bờ biển bị xói lở cho thấy bao gồm 2 phần: bãi triều cao và bãi triều thấp được cấu tạo bởi trầm tích bờ rời là cát hạt trung đến hạt mịn. Các đặc trưng hình thái của chúng hoàn toàn khác nhau ở mỗi đoạn bờ cụ thể, song nhìn chung đều quan sát thấy các bãi triều thấp dốc, hẹp chuyển sang bãi triều cao bằng một vách xói lở có độ dốc khá lớn (thường từ $8-20^\circ$), còn bãi triều cao chuyển sang các bãi cát ven bờ bằng một sườn dốc đứng ($\geq 45^\circ$) với độ cao từ 1,5-2,5m. Như vậy khi mực nước triều trung bình mực nước biển ngập ở vị trí đỉnh bãi triều thấp và khi mực nước triều cao mực nước biển ngập ở vị trí đỉnh bãi triều cao. Còn khi có bão xuất hiện kèm theo mực nước biển dâng ngập ngang vách dốc của bờ cát với độ dốc của sườn bờ cát khá lớn nên sóng từ ngoài khơi truyền vào bờ hầu như bị phá hủy ngay trên sườn bờ tạo nên một áp lực sóng vỡ có trị số lớn làm xói lở bờ mạnh nhất.

Theo các kết quả nghiên cứu thì áp lực sóng lên bờ trong trường hợp có nước dâng phải sử dụng công thức tính toán cho loại mái dốc $45^\circ \leq \alpha \leq 90^\circ$ có dạng:

$$P_0 = \gamma \cdot h \cdot \frac{1,5}{\frac{H_d}{h} - 0,1}, T/m^2 \quad (17.6)$$

Trong đó: P_0 - áp lực sóng tại mực nước tĩnh (T/m^2);

γ - khối lượng riêng của nước tĩnh;

C - vận tốc truyền sóng $C = \lambda/\tau$, (m/s);

λ - chiều dài bước sóng (m);

τ - chu kỳ sóng (s);

h - độ cao sóng (m);

H_d - độ sâu trước công trình, sườn bờ tính từ mực nước tĩnh (m).

Áp lực sóng tại đáy công trình hay sườn bờ được tính theo công thức:

$$P_n = 0,6 \cdot \frac{H_d}{h}, T/m^2 \quad (17.7)$$

Sau khi đỉnh sóng đập vào sườn bờ chắn, tạo nên một dòng chảy đáy dưới chân công trình khi sóng rút. Vận tốc dòng chảy đáy nhất khi sóng rút được tính theo công thức:

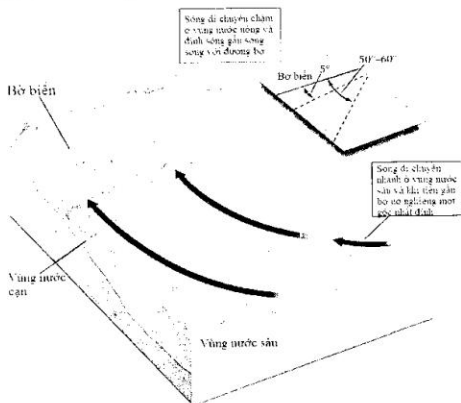
$$V_d = \frac{n\pi H}{\sqrt{\frac{\pi\lambda}{g} \sin \frac{4\pi h}{\lambda}}}, m/s \quad (17.8)$$

Chiều cao sóng leo lớn nhất trên mái dốc của sóng được xác định theo công thức:

$$z_{max} = \frac{h}{\sqrt{1+m^2}} + h_n \left(3 - \frac{\alpha}{45^\circ}\right), m \quad (17.9)$$

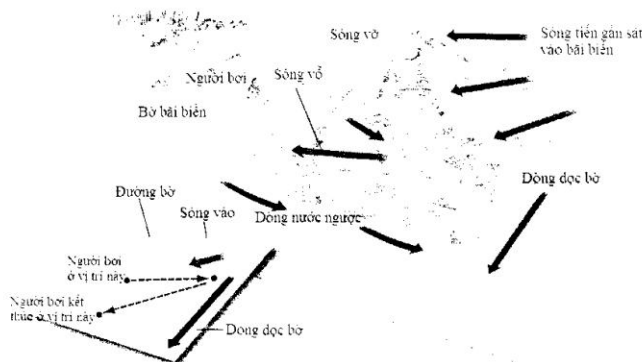
Trong đó: $h_0 = \frac{\pi \cdot h^2}{\lambda} + cth \frac{2\pi h}{\lambda}, (m); m = ctang(\alpha)$ (17.10)

Sự khúc xạ của sóng khi vào bờ: sự giảm về vận tốc diễn ra khi sóng đi vào vùng nước nông (nước cạn) dẫn đến sự thay đổi hướng của sóng gọi là *sóng khúc xạ*. Dọc theo một đường bờ thẳng, các đường đồng mức ở đáy xa bờ vẫn song song với đường bờ, thì sự khúc xạ sóng thấy rõ rệt khi sóng tiến chéo góc vào đường bờ (hình 17.11). Phần đỉnh sóng tới vùng nước nông trước nên bắt đầu giảm vận tốc so với phần chưa đạt tới vùng nước nông của cùng con sóng. Kết quả dẫn đến phần xa bờ của sóng đi chuyển nhanh hơn và đỉnh sóng dường như cổ vượn ra để cho nó trở thành gần song song với đường bờ vào *lúc sóng vỡ*.



Hình 17.11. Sóng khúc xạ khi đi chuyển vào gần bờ

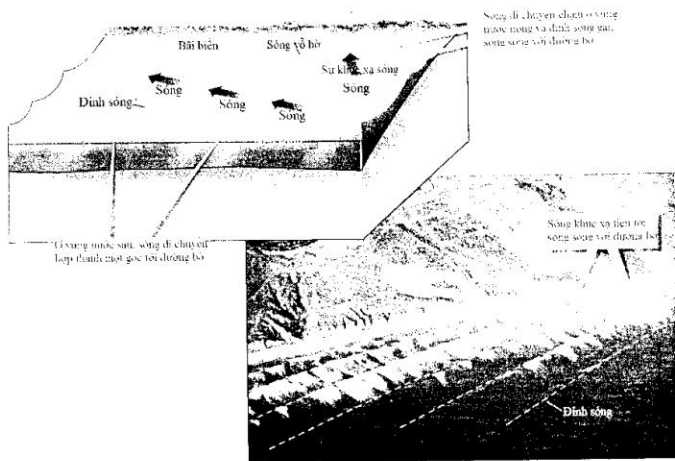
Hình 17.12, khi vào với mực nước ở bờ thấp làm sóng vỗ và khúc xạ, đồng thời hợp với bờ một góc nhất định, điều đó sẽ làm cho người đi biển bị “trôi dạt” dọc theo đường bờ từ vị trí ban đầu và kết thúc ở vị trí bên dưới theo hướng sóng vào bờ.



Hình 17.12. Sóng vỗ đi chuyển cát dọc bờ

Sự khúc xạ của sóng có ảnh hưởng rất lớn đến các quá trình xâm thực và trầm tích tại các đường bờ biển lở lĩm không theo quy luật. Ở đường bờ biển có các mũi đất, hoặc các điểm nhô về phía biển phân cách giữa các vịnh kề nhau, các đường đồng mức ở đáy biển cũng thường song song với đường bờ. Hay nói cách khác khi các sóng tiến đến đường bờ trước tiên đã bắt đầu tác động qua lại với đáy ngang từ vùng xa bờ, từ mũi đất, do nước ở đây nông hơn so với vịnh cả hai phía.

Như đã thấy trong hình 17.13, sự khúc xạ sóng có xu hướng tập trung các tia sóng (các đường vẽ vuông góc với đỉnh sóng) hướng về mũi đất. Khoảng cách các tia sóng (thường cách đều và song song với nhau ở vùng nước mở) là một dấu hiệu về số năng lượng sóng đã tiêu hao đối với phần cụ thể của đường bờ. Khoảng cách này gần ở vùng lân cận các mũi đất cho thấy năng lượng sóng tập trung trong các vùng đó. Vì vậy, tốc độ xâm thực bờ trên mũi đất lớn hơn nhiều so với trong các vịnh nằm kề. Trong thực tiễn, môi trường năng lượng thấp của các vịnh thường tạo ra sự trầm đọng tích tụ của các trầm tích. Điều này giải thích vì sao mũi đất thường là đá và hầu như không có các bãi biển cát vàng, trong khi đó tại các vịnh ngay ở bên cạnh lại có các bãi biển rộng lớn trải dài cát vàng. Nếu vật liệu đường bờ không chống chịu được tác dụng xói mòn, các quá trình này có xu hướng nắn thẳng đường bờ lở lĩm ban đầu bằng sự xói lở ở các mũi đất và lắng đọng trầm tích ở trong vịnh. Quá trình này thường tạo ra các cảnh quan vùng bờ đa dạng, phong phú, các cảnh quan này sẽ được nghiên cứu chi tiết ở mục 17.3.

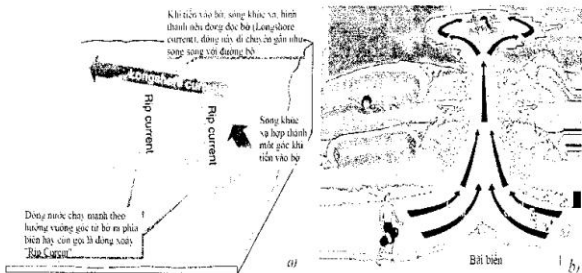


Hình 17.13. Hiện tượng sóng khúc xạ khi tiến vào vùng bờ

Sóng chạy nghiêng vào bờ, chúng có khuynh hướng bị lệch đi hay khúc xạ do ma sát với đáy biển khi chúng tiến vào bờ. Giả sử, sóng biển tiếp cận một đoạn đường bờ dài tương đối bằng phẳng, gập đáy bờ cận nước hơn với tốc độ không đổi. Khi đỉnh sóng đến gần bờ hơn, do ảnh hưởng của đáy biển làm sóng chậm lại ở phần đất liền nhất, trong khi về phía biển sóng vẫn giữ tốc độ cũ. Tác động này làm sóng đột ngột quay ngoặt lại và đổi hướng khi vào bờ.

Năng lượng do sóng đập vào bờ không chỉ dùng để xâm thực, xói lở đường bờ. Nước nhào về phía trước bị chệch đi và di chuyển sang bên, song song với đường bờ. Năng lượng này một phần được dùng cho sự ma sát dọc theo bờ và phần kia dùng để vận chuyển vật liệu trầm tích.

Dòng xoáy Rip ven bờ (Rip current): mặc dù sự tán xạ có chiều hướng thay đổi hướng di chuyển để sóng đến gần vuông góc với đường bờ hơn, trong thực tế chúng ta vẫn quan sát được các sóng tới nghiêng. Chuyển động này tạo nên một dòng nước thực hay *dòng Rip*, chạy gần song song với bờ biển. Dòng dọc bờ biển là hiển nhiên đối với người bơi trong vùng sóng nhào khi họ đột nhiên phát hiện là đang bị trôi dạt dọc theo bờ một khoảng, kể từ một điểm trên bờ biển. Dòng dọc bờ không liên tục mà thường bị đứt đoạn thành những vùng giới hạn bởi các dòng chuyển động nhanh chảy từ bờ ra phía biển (hình 17.14a).



Hình 17.14. Dòng chảy dọc bờ và dòng xoáy Rip ven bờ

a) Dòng xoáy Rip ven bờ; b) Người bơi biển gặp nguy hiểm khi vào dòng xoáy Rip

Dòng xoáy Rip không phải là một hiện tượng thiên nhiên bí ẩn, mà thực chất đó là một bộ phận đặc biệt của hệ dòng chảy tổng cộng xảy ra ở khu vực gần bờ trong vùng sóng đó.

Dòng Rip được định nghĩa theo nghĩa rộng, đó là một luồng nước mạnh chảy theo hướng vuông từ bờ ra biển, tuy với kích thước rất nhỏ, nhưng tốc độ có thể đạt cực đại tới 2m/s. Với vận tốc này, trong khoảng thời gian 1 phút, dòng xoáy Rip có thể cuốn trôi người tắm biển ra xa khoảng 120m. Khi đó, hầu như không ai có khả năng bơi ngược nó để vào bờ.

Dòng Rip có bề rộng dọc bờ từ 3-30m và chiều dài ra biển từ 100-150m. Dòng Rip có cấu trúc thẳng đứng rất phức tạp, nó được hình thành do sự kết hợp của các thành phần dòng nằm ngang và thành phần dòng thẳng đứng, do đó bản chất của dòng Rip chính là một dạng dòng xoáy cục bộ địa phương. Với sự tồn tại của dòng Rip chảy xoáy ở các bãi tắm, người tắm biển nếu chủ quan, không hiểu biết và không nắm được cách phòng tránh thì rất nguy hiểm và dễ bị chết đuối khi bị rơi vào dòng Rip.

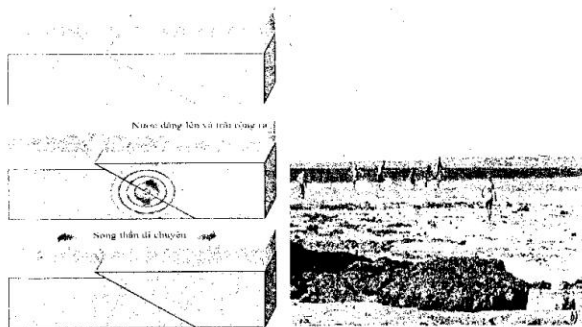
Nghiên cứu dòng Rip có ý nghĩa khoa học và thực tiễn rất lớn, bởi vì dòng Rip thường gây ra các vụ tai nạn chết người khi tắm biển hoặc làm việc ở dải ven biển sát bờ do sơ ý, không biết bơi hoặc không biết cách xử lý khi bị cuốn vào dòng Rip. Theo MacMahan J.H., Thornton Ed.B. và Reniers J.M, ở bang Florida (Mỹ), sự nguy hiểm lớn nhất trong các mối nguy hiểm tự nhiên xảy ra tại các bãi tắm là do dòng Rip gây ra, cộng đồng xã hội và các cơ quan quản lý phải tập trung đến trên 80% sức lực, tiền của để đề phòng tai họa, xử lý và cấp cứu cho những trường hợp do dòng Rip gây ra tại các bãi biển.

Theo dẫn liệu của Luschine J.B. (1991) và Lascody R.L. (1998) cho biết, số lượng người thiệt mạng do dòng xoáy Rip ở bang này còn lớn hơn cả những trường hợp hòa

hoạn, bão tố hoặc những nhiễu loạn khác của thời tiết. Ngoài ra, dòng Ríp còn gây ra sự biến đổi mạnh của địa hình bờ và đáy biển ở vùng sát bờ, nơi có các công trình nhân tạo và cũng là một trong những nguyên nhân gây ra những biến đổi môi trường và sinh thái cục bộ ở vùng ven biển, để lại những sự kiện khá bí ẩn đối với những ai chưa hình dung được hoặc chưa phân biệt rõ ràng về sự tồn tại của dòng xoáy Ríp (hình 17.14b).

17.2.4. Sóng thần (tsunami)

Ngoài các loại sóng do gió, bão sinh ra như đã trình bày, còn có loại sóng hình thành do các nguyên nhân do các hiện tượng cực đoan của thời tiết hoặc động đất dưới biển (xem chương 10). Những trận động đất dưới biển gây nên những đợt sóng thần bao trùm toàn bộ bề mặt của lớp nước, được gọi là *sóng thần*. Tuy nhiên, với tốc độ lan truyền tới 800km/giờ ở ngoài khơi (200km cách bờ); 80km/giờ (cách bờ). Khi tiến vào vùng nước nông, sóng thần lớn lên nhanh chóng, đạt độ cao tới 20-30m, vận tốc đạt 35km/giờ (từ 10km đến bờ biển) và có sức tàn phá khủng khiếp (hình 17.15, hình 17.16).



Hình 17.15. Sóng thần do động đất dưới biển (a) và sóng thần truyền vào vùng biển Thái Lan do động đất ở đảo Java (Indonesia) năm 2004 (b)

Đối với trận động đất gây sóng thần ở Indonesia (2004), theo báo cáo của Cục quan trắc Địa chất Hoa Kỳ lúc đầu đưa ra con số tổn thất nhân mạng là 283.100 người, 14.100 người mất tích và 1.126.900 người phải di tản. Những bản tin ban đầu đưa ra con số thương vong là hàng trăm, nhưng con số này tiếp tục gia tăng trong những tuần lễ kế tiếp. Tuy vậy, số liệu gần đây nhất của Liên Hiệp Quốc cho thấy số người thiệt mạng là 186.983, có 42.883 trường hợp mất tích trong tổng số 229.886 nạn nhân. Đó là không kể có từ 400 đến 600 người được cho là đã thiệt mạng ở Myanmar, mặc dù con số thương vong chính thức chính phủ nước này đưa ra chỉ là 61 người. Nếu báo cáo không chính thức từ Myanmar là chính xác thì số tử vong của trận động đất lên đến 230.000 người.

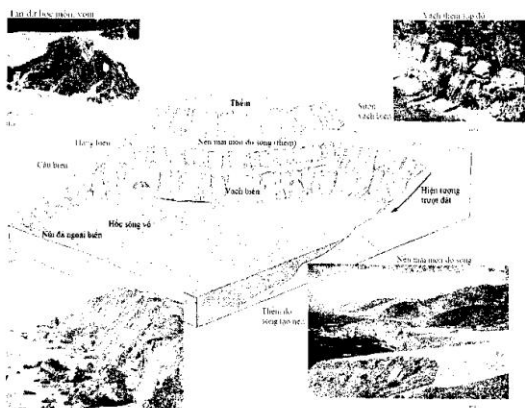
Như thế, thảm họa này sẽ được liệt kê là một trong 10 trận động đất tệ hại nhất mà lịch sử đã ghi lại, và là cơn sóng thần gây ra số thương vong cao nhất trong lịch sử.

17.3. CẢNH QUAN HÌNH THÁI ĐƯỜNG BỜ BIỂN ĐƯỢC HÌNH THÀNH DO TÁC ĐỘNG CỦA SÓNG BIỂN

Đường bờ biển được đặc trưng bởi sự thay đổi liên tục, các thay đổi đó là một trong những khó khăn lớn đối với các nhà nghiên cứu, quản lý tổng hợp vùng bờ biển, bởi vì các quá trình ven bờ xảy ra nhanh và mạnh mẽ. Ngoài các thay đổi phức tạp do một trận bão riêng lẻ gây ra, các quá trình lâu dài cũng khá phổ biến. Các quá trình này bao gồm sự thay đổi toàn cầu về mực nước biển do biến đổi khí hậu gây ra; sự thay đổi độ cao địa hình (nâng cao lên hoặc hạ thấp xuống) do các yếu tố chuyển động kiến tạo của vỏ Trái Đất gây ra. Việc nghiên cứu địa mạo học và các quá trình đường bờ có thể chỉ ra các dạng quá trình ảnh hưởng đến vùng bờ.

17.3.1. Đặc trưng xâm thực

Đặc trưng xâm thực: là sự tác động trực tiếp và gay gắt của sóng biển làm xói lở bờ biển và xâm thực mạnh mẽ tạo nên các vách sóng vỡ. Vách sóng vỡ duy trì góc dốc đứng khi lùi vào lục địa và bị sóng xói mòn chân, vật liệu nằm trên mặt mất khả năng chống đỡ và đổ sập xuống (hình 17.17).



Hình 17.17. Một số hình thái địa hình do sóng biển xâm thực tạo nên

Khi hệ số an toàn của mái dốc giảm đến giá trị bằng 1,0 có thể xảy ra hiện tượng đá đổ, sụt lở hoặc dạng chuyển động khối khác hình thành vách sườn do sóng vỡ. Đá lở tích đọng

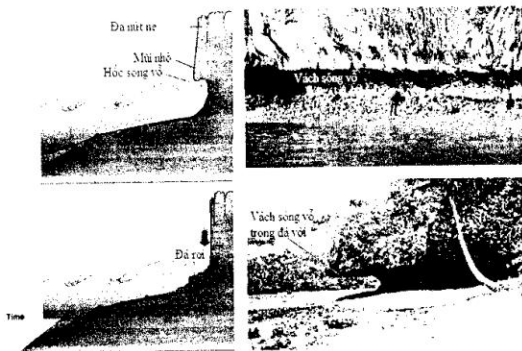
dưới chân dốc tiếp tục bị xói mòn và được sóng di chuyển ra xa bờ. Bề mặt bằng phẳng tại chân vách sóng vỡ bị vát đi do sóng xói mòn gọi là *thềm mài mòn do sóng*.

Khi đường bờ lùi vào, các cấu tạo địa chất bền vững có thể vẫn nhô lên giữa nước hình thành từng *mỏm* hay *núi đá ngoài biển*.

17.3.2. Quá trình mài mòn

Quá trình mài mòn biển xảy ra trong các trường hợp khi năng lượng sóng tập trung tại các mũi đất và khi dòng bồi tích ven bờ thiếu hụt trầm tích. Điều kiện quan trọng nhất cho sự phát triển bờ biển mài mòn là sườn bờ ngầm tương đối sâu, bởi vì khi đó sóng tới bờ vẫn còn năng lượng lớn và chi tiêu hao trong một dải hẹp ven bờ. Khi sóng tan, tức là trong dải sóng vỡ bờ, số năng lượng lớn đó được giải phóng gây nên sự phá hủy cơ học mạnh mẽ đối với chân vách bờ của bờ có cấu tạo từ đá nứt nẻ, phong hóa, tạo ra cảnh quan *hốc hàm ếch*, nhất là ở vùng ven bờ được cấu tạo bởi các lớp đá vôi với thành phần chủ yếu là CaCO_3 .

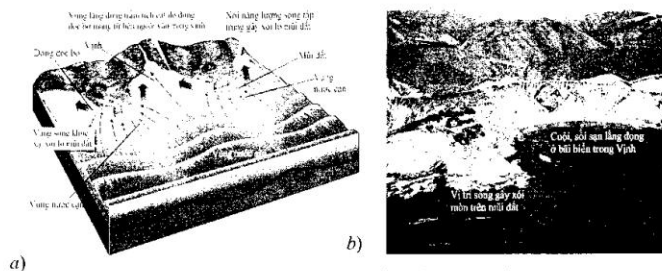
Những bờ biển dốc đứng và tương đối sâu, dải bờ biển giữa hai ngấn triều lên và triều xuống bị phá hủy, lõm vào tạo thành ngấn sóng vỡ. Theo thời gian, do chuyển động kiến tạo thẳng đứng vỏ Trái Đất ở khu vực đó được nâng cao, chúng ta có thể thấy ngấn sóng vỡ đó ở trên mực nước biển. Như vậy, ngấn sóng vỡ đó là dấu hiệu của đường bờ biển trong quá khứ (hình 17.18).



Hình 17.18. Quá trình phá hủy đá nứt nẻ, hình thành hốc sóng vỡ theo kiểu “hốc hàm ếch” ở vùng đá vôi theo thời gian

Ngoài ra, trong trường hợp quá trình khúc xạ, phân tán năng lượng sóng khi tiến vào vùng vịnh làm phân tán năng lượng tạo điều kiện thuận lợi để lắng đọng trầm tích trong các vùng cửa vịnh. Tuy nhiên nếu sóng tác dụng trên vùng nước nông gần mũi đất, sau

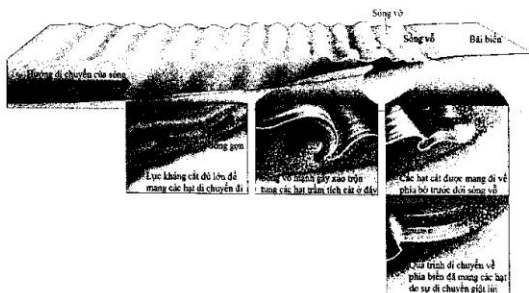
đó sóng khúc xạ tập trung trên mũi đất làm xói mòn ở mũi đất và trầm tích được các dòng dọc bờ mang đi tích tụ lại trong vịnh (hình 17.19).



Hình 17.19. Sóng tác dụng gây xói lở ở mũi đất và lắng đọng trầm tích ở trong Vịnh
a) Trên mô hình; b) Ngoài thực tế

17.3.3. Quá trình di chuyển, phân dị và lắng đọng trầm tích ở ven bờ

Sóng di chuyển vào bờ và quá trình này sẽ chậm dần dưới tác dụng của trọng lực, nước thoát qua các lỗ rỗng và làm giảm lượng nước khi sóng tiến vào bãi biển, điều này sẽ tạo điều kiện thuận lợi cho quá trình phân dị và di chuyển của trầm tích từ ngoài biển vào trong bờ. Kết quả của sự giao động của sóng sẽ làm cho một số trầm tích được mang vào bờ và đồng thời cũng có một số lại được mang ngược về lại phía biển. Thông thường các hạt trầm tích có tỷ trọng lớn được giữ lại ở bãi biển, ngược lại các hạt khoáng vật có tỷ trọng thấp được mang trả ngược về phía biển. Kết quả của sự phân dị này hình thành nên các đới sa khoáng titan ở các vùng ven biển (hình 17.20 và hình 17.21).



Hình 17.20. Quá trình di chuyển của các hạt trầm tích đáy do sóng

Titan, đó là nguyên tố thuộc nhóm IV của hệ thống tuần hoàn, số thứ tự 22, nguyên tử lượng 47,9, số Clak 0,61. Titan có nhiệt độ nóng chảy 1725°C, có điện trở và tính

chịu nhiệt cao, có tỷ trọng thấp hơn sắt (4,5) và có tính cơ học cao. Nhờ có tính chất đó nên titan được dùng rộng rãi trong ngành chế tạo tên lửa và máy bay hiện đại, trong các lò phản ứng hạt nhân và trong ngành chế tạo máy móc, để sản xuất chi tiết các khâu quan trọng của máy móc. Cacbua và nitrua titan thì dùng để chế tạo vật liệu mài, từ titan người ta chế tạo ra bột trắng, sơn, men trắng và thủy tinh chịu nhiệt cao, v.v...

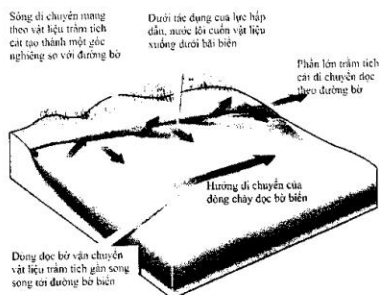
Các khoáng vật titan, như đã biết trên 80 khoáng vật có chứa số lượng titan khác nhau, nhưng phần lớn thường gặp trong tự nhiên và không tạo ra các vùng tích tụ công nghiệp. Hiện nay công nghiệp sử dụng chủ yếu là inmenit (quặng sắt titan) - FeOTiO_2 , rutin - TiO_2 , và leucocxen - $\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Các mỏ khoáng vật titan khác có ý nghĩa thứ yếu.

Dọc ven biển Việt Nam có nhiều mỏ và điểm quặng sa khoáng ven biển chứa titan và zircon, phân bố từ Móng Cái đến mũi Cà Mau. Các sa khoáng này đều phân bố sát bờ biển hoặc ven các đảo, trong các bãi cát hoặc cồn cát có nguồn gốc biển và gió tuổi Holocen. Đa số các tụ khoáng có quy mô nhỏ, chỉ có một số mỏ có quy mô trữ lượng trung bình. Tuy nhiên, các tụ khoáng có giá trị công nghiệp chủ yếu tập trung ở Trung Bộ, từ Thanh Hóa đến Vũng Tàu.

Các sa khoáng titan ven biển tuổi Holocen (được lắng đọng trong khoảng 10.000 năm trở lại đây) có kích thước rất khác nhau về chiều dài, chiều rộng và chiều sâu, tùy thuộc vào địa hình vùng tụ khoáng. Trong sa khoáng có khoảng 30 khoáng vật. Ngoài các khoáng vật titan còn có các khoáng vật có giá trị là zircon, monazit và xenotim...; khoáng vật phi quặng chủ yếu là thạch anh.

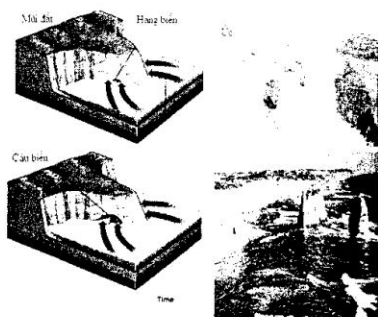
17.3.4. Quá trình di chuyển trầm tích cát dọc theo ven bờ biển

Sự khúc xạ của sóng khi tiến vào bờ không những tạo ra dòng dọc bờ mà còn tạo nên các bãi biển kiểu "trôi dạt" ngoằn ngoèo uốn cong chạy dọc theo đới bờ. Vì khi sóng di chuyển mang theo vật liệu trầm tích ở đới bờ và hợp thành một góc so với đường bờ; dưới tác dụng của lực hấp dẫn, nước lùi cuốn vật liệu trở lại xuống biển (hình 17.22).



Hình 17.22. Di chuyển vật liệu trầm tích dọc theo đường bờ

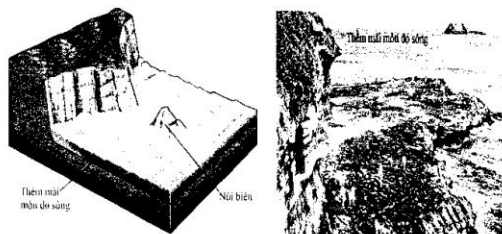
Năng lượng sóng tập trung tại mũi đất khi cập bờ đã tác động gây xói mòn tạo thành các hang, hốc biển. Theo thời gian, các hang, hốc biển phát triển mở rộng và bị phá vỡ trở thành cầu biển (hình 17.23).



Hình 17.23. Các giai đoạn mở rộng hình thành núi biển theo thời gian và cảnh quan địa hình núi biển vùng Cảng Cape (Australia)



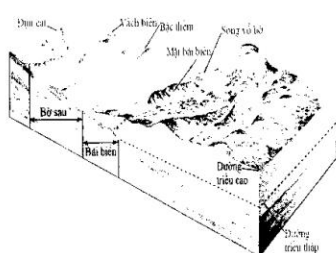
Hình 17.24. Địa hình cầu biển vùng Victoria (Australia)



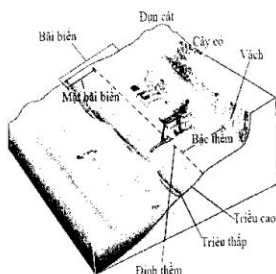
Hình 17.25. Quá trình tạo nền mài mòn do sóng và địa hình thềm mài mòn do sóng

Bề mặt tích tụ bồi tích của trầm tích cát biển được di chuyển từ đáy biển vào bờ trong đời hoạt động của sóng vỗ được gọi là bãi biển. Bãi biển cũng là dạng địa hình tích tụ bờ sơ đẳng nhất. Theo những quy luật nêu trên, trầm tích cấu thành bãi biển bao giờ cũng thô hơn so với trên sườn bờ ngằm. Một trong những nhân tố chi phối sự thành tạo bãi biển đó là sự giảm tốc độ của dòng sóng vỗ bờ cùng với sự di chuyển của các dòng dọc bờ.

Theo hình thái, có thể phân biệt hai kiểu bãi biển với mặt cắt hoàn chỉnh và không hoàn chỉnh. Bãi biển có mặt cắt hoàn chỉnh được hình thành khi phía sau bãi tích tụ còn có không gian trống đáng kể. Bãi biển có mặt cắt không hoàn chỉnh được hình thành trong điều kiện không gian chật hẹp ngay dưới chân vách dốc. Tuy nhiên thông thường bãi biển bao gồm: mặt bãi biển, bậc thềm biển, đụn cát, vách biển, đỉnh thềm và đường triều lên xuống (hình 17.26, hình 17.27).



Hình 17.26. Cấu tạo của bờ biển hoàn chỉnh và địa hình đụn cát ven biển vùng Phan Thiết (Việt Nam)



Hình 17.27. Cấu tạo bãi biển không hoàn chỉnh và địa hình bãi biển vùng New York (Mỹ)

Bạc thềm (herm): đó là di tích bề mặt có dạng bậc thềm, hoặc di tích nền bảo mòn nâng cao trải qua sự xói mòn của sóng dọc theo bờ biển. Bậc thềm thấp, tạm thời, gần nằm ngang hay dốc về phía đất liền, hình thành từ các vật liệu do sóng.

Mặt bãi biển (beach face): một phần bãi biển thường lộ ra do hoạt động của sóng vỗ bờ; phần bời ra của bãi biển.

Dụn cát (sand dune): tích tụ thành đống cao do gió, có hầu hết ở dọc bờ biển thấp hoặc cao hơn mức triều cường.

Vách đứng biển ở biển, vách biển (sea cliff): vách hoặc sườn tạo ra do sóng có ở rìa của bờ hoặc phía đất liền của nền bằng mài mòn do sóng, tạo nên giới hạn phía trong của xói mòn bãi biển. Có thể là một sườn khó thấy rõ hoặc là một vách đứng cao ở biển.

Đỉnh thềm (berm crest): đó là giới hạn ngoài hay rìa ngoài về phía biển và thường là phần cao nhất của bờ thềm trên bãi biển. Đỉnh thềm được ngăn cách bởi bãi trước và bãi sau.

Bờ sau (backshore): đới trên hoặc đới trong của bờ biển, thường khô và nằm giữa mực nước thủy triều cao và ranh giới trên của quá trình ngoại sinh xảy ra ở đới bờ biển. Nó chịu tác động của sóng biển hoặc bị nước biển tràn ngập chỉ đặc biệt trong các trận bão hoặc thủy triều dâng cao không bình thường. Thực chất đó là dải đất ở phía trước biển nằm ngang hay dốc thoải và được phân cách với bờ phía trước biển bởi đỉnh bờ thềm, nhô ra phía biển.

Bờ trước (foreshore): phần đất thấp, dốc từ từ về phía biển, đới ven bờ hoặc bãi biển, nằm giữa đỉnh thềm cao nhất về phía biển trên bờ biển (ranh giới trên chịu tác động của sóng khi triều cường) và dấu nước thấp bình thường. Đới ngập triều và không ngập triều khi triều cường và triều ròng, hoặc đới nằm giữa đới ngập triều bình thường.

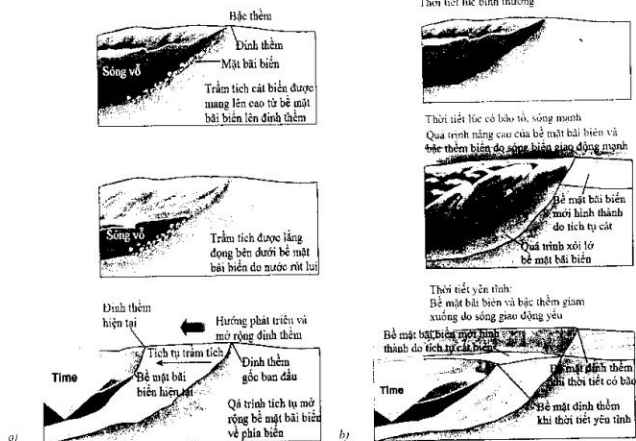
17.3.5. Bậc thềm biển và quá trình hình thành bậc thềm biển

Sóng di chuyển (lên, xuống) sẽ mang trầm tích cát biển từ mặt bãi biển lắng đọng ở đỉnh thềm, quá trình này cứ lặp đi lặp lại theo thời gian và bề mặt bãi biển được trải rộng về phía biển do việc tích tụ trầm tích cát biển (hình 17.28a).

Trong quá trình biến động của thời tiết (mưa bão, gió...) thúc đẩy quá trình di chuyển trầm tích từ ngoài khơi vào lắng đọng trên bãi biển, quá trình này lặp đi lặp lại nhiều lần theo thời gian lâu dài sẽ hình thành nên các bậc thềm với độ cao giảm dần từ lục địa ra phía ngoài biển (hình 17.28b). Trên hình 17.29 thể hiện bậc thềm biển có cao độ giảm dần từ phía lục địa ra phía biển và được tích tụ bởi trầm tích cát, sỏi sạn có độ chọn lọc tốt.

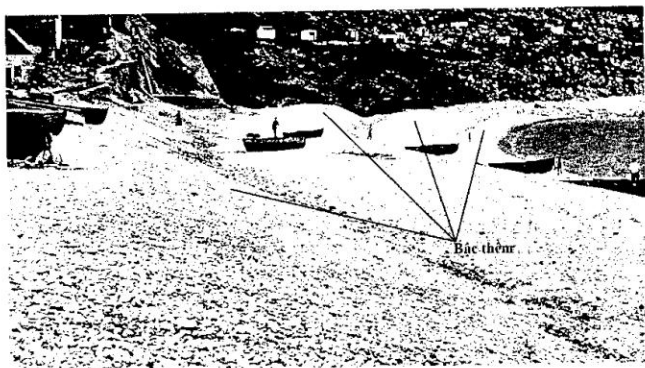
17.3.6. Đoi cát ven bờ và quá trình hình thành doi cát ven bờ

Khi vào bờ, sóng khúc xạ và dòng dọc bờ mang theo một lượng trầm tích lắng đọng bên trong bãi biển, quá trình tích tụ, lắng đọng trầm tích sẽ được tiếp diễn theo thời gian và hình thành nên cảnh quan địa hình doi cát ven bờ (hình 17.30). Như vậy, doi cát là địa hình được tích tụ do quá trình lắng đọng trầm tích cát bởi dòng dọc bờ và uốn cong hình móc câu.

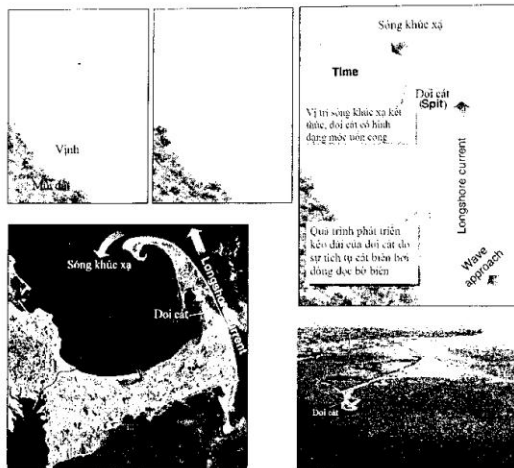


Hình 17.28. Quá trình phát triển, mở rộng đỉnh thêm, bề mặt bãi biển và bậc thêm biển theo thời gian:

- a) Lắng đọng, tích tụ trầm tích mở rộng hình thành thêm biển;
 b) Lắng đọng, tích tụ trầm tích hình thành bậc thêm biển

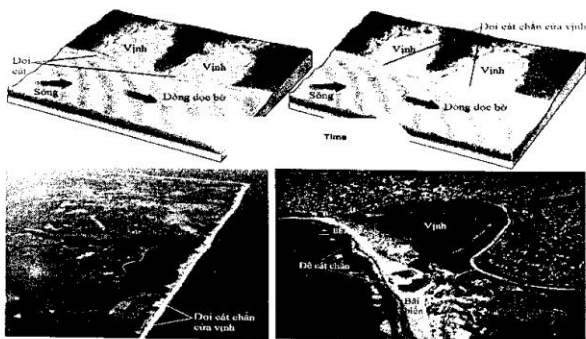


Hình 17.29. Bậc thêm biển có cao độ giảm dần về phía biển và được cấu tạo từ trầm tích cát, sỏi, sạn có độ chọn lọc tốt



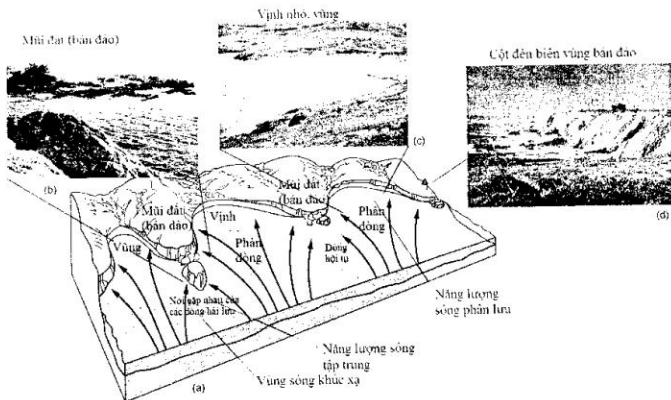
Hình 17.30. Quá trình hình thành và phát triển của doi cát bởi dòng dọc bờ biển theo thời gian ở vùng vịnh Massachusetts (Mỹ)

Theo thời gian, doi cát ven bờ tiếp tục phát triển và kéo dài che kín bề mặt cửa vịnh hình thành nên địa hình đê cát chắn cửa vịnh (hình 17.31).



Hình 17.31. Quá trình tích tụ, phát triển và hình thành đê cát chắn cửa vịnh theo thời gian và địa hình đê cát chắn ở vùng vịnh Massachusetts (Mỹ)

Vật liệu trầm tích được sóng và dòng chảy ven bờ di chuyển trong đới bờ được gọi là bồi tích ven bờ. Để nghiên cứu quá trình này chúng ta hãy hình dung một đoạn bờ có độ nghiêng thoải và thành phần trầm tích tương đối đồng nhất, chịu tác động của sóng khúc xạ có góc tới gần vuông góc với đường bờ. Theo nghiên cứu lý thuyết về sóng biển ở phần trên đã cho biết, tại nơi có độ sâu bằng nửa chiều dài sóng, sóng bắt đầu bị biến dạng và đồng thời bắt đầu gây tác dụng lên các hạt trầm tích nằm trên sườn bờ ngầm. Do tác động của sóng hạt trầm tích vừa phải di chuyển hướng vào bờ với tốc độ thuận và đồng thời vừa chuyển động rời khỏi bờ với tốc độ nghịch. Khi sóng mới bắt đầu bị biến dạng yếu thì tốc độ thuận của hạt trầm tích nhỏ hơn tốc độ nghịch, trong khi đó tốc độ nghịch còn được cộng thêm tác động của trọng lực theo chiều dốc của sườn bờ ngầm. Do sự tích tụ vật liệu trầm tích hình thành các cảnh quan địa hình như bãi các trước vịnh, doi cát nổi đảo (tolombo) (hình 17.32 và hình 17.33).

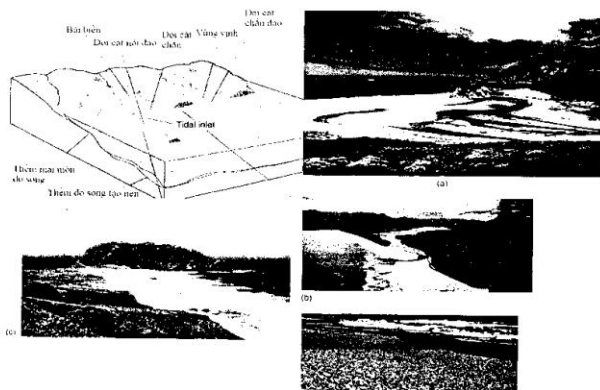


Hình 17.32. Sự tập trung của năng lượng sóng trên các mũi đất của một đường bờ lồi, lõm và hình thành nên các dạng địa hình khác nhau

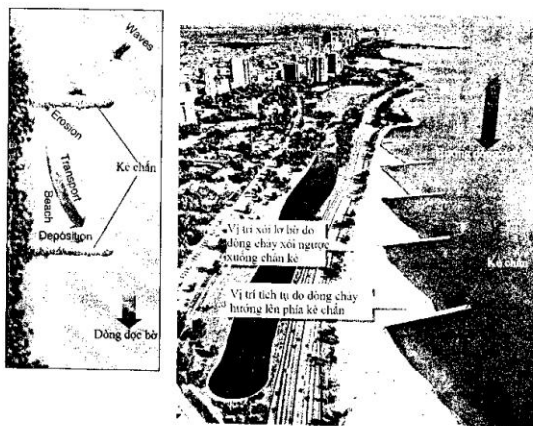
17.3.7. Dòng chảy ven bờ và quá trình vận chuyển, lắng đọng của dòng chảy ven bờ

Dưới tác dụng của các dòng chảy ven bờ và sóng biển, bùn cát ven biển được phân thành hai loại: chất lơ lửng và chất cát đáy. Chất lơ lửng chuyển động theo phương phát triển của sóng biển và dòng chảy ven bờ. Khi dòng chảy ven bờ và sóng biển đi vào khu vực nước tĩnh (cảng, vịnh) hoặc đi vào khu vực nước sâu (đường vào lạch biển) mà yếu dần thì chất lơ lửng sẽ bồi lắng xuống. Đối với sự chuyển động của chất cát đáy: khi đáy biển ở cách xa bờ mà bằng phẳng, nông thì nó chuyển động theo phương phát triển của

sóng biển và dòng chảy ven bờ, nhưng ở gần bờ thì có khác, ở đây chất lơ lửng dưới tác dụng của sóng biển thường chuyển động ven theo bờ biển. Khi thiết kế xây dựng các công trình kè chắn sóng thì quá trình bồi tụ được thể hiện như hình 17.34.



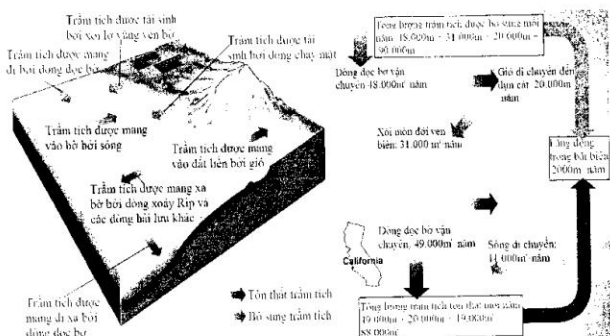
Hình 17.33. Một số dạng địa hình do trầm tích dọc bờ tạo nên



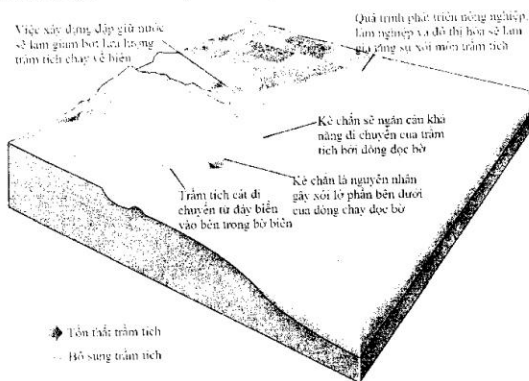
Hình 17.34. Các vị trí xói lở và bồi tụ do tác dụng của dòng chảy dọc bờ sau khi xây dựng kè chắn sóng dọc theo đường bờ

Trong điều kiện tự nhiên, khi không có tác động của yếu tố con người thì quá trình di chuyển của trầm tích đến và đi ở vùng bờ bao gồm (hình 17.37):

- Lượng trầm tích được bổ sung bởi: dòng dọc bờ mang đến, quá trình xói lở ven bờ, dòng nước sông mang ra từ đất liền.
- Lượng trầm tích bị tổn thất: dòng dọc bờ và dòng xoáy Rip mang đi, gió di chuyển vào các dune cát.



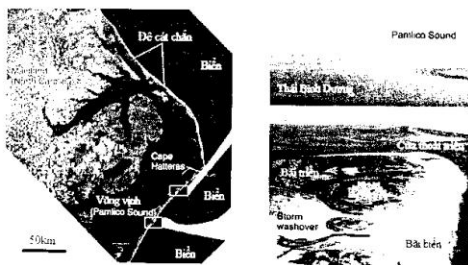
Hình 17.35. Quá trình di chuyển, bổ sung vật liệu trầm tích tự nhiên vùng ven bờ



Hình 17.36. Quá trình di chuyển, bổ sung và tái tạo vật liệu trầm tích vùng ven bờ bị chi phối bởi yếu tố tác động của hoạt động kinh tế - công trình của con người

Trong điều kiện có tác động của yếu tố con người, như việc xây dựng kè chắn sóng, đập ngăn nước (hình 17.36), thì lượng tồn thất và bổ sung trầm tích được kể đến bởi các tác nhân: lượng tồn thất: hồ chứa nước làm giảm bớt lượng bồi tích về phía biển, quá trình xói lở ở cạnh vị trí kè chắn; lượng bổ sung: trầm tích được di chuyển ra biển bởi các quá trình canh tác, trồng trọt phát triển công, nông nghiệp của con người; trầm tích được mang từ đáy biển vào; và lượng bồi tích được bồi tụ ở sát vị trí kè chắn.

Do quá trình tích tụ và lắng đọng trầm tích ở đới bờ vì vậy hình thành các cảnh quan đặc trưng ở vùng ven bờ như: đụn cát, đảo chắn... (hình 17.37, hình 17.38).



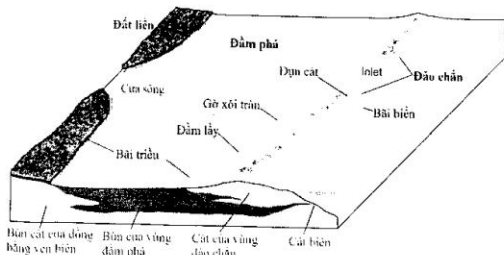
Hình 17.37. Các hình thái cửa biển vùng Nam Carolina (Mỹ)

17.3.8. Cửa thoát triều (tidal inlet)

Cửa để nước triều chảy xen kẽ, về phía đất liền khi triều lên và về phía biển khi triều xuống (hình 17.38).

17.3.9. Đảo chắn (Barrier island)

Đó là vùng đảo cát hẹp và dài, thể hiện một bãi chắn được mở rộng, thường bên trên mực nước triều cao và song song với đường bờ, có nhiều đụn cát, cây cò, vùng ngập lầy, mở rộng về phía vùng biển (hình 17.39).

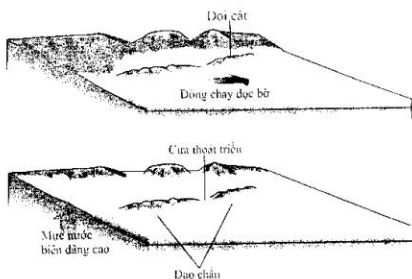


Hình 17.39. Kiểu địa hình đảo chắn và vùng đầm phá vùng ven biển

17.3.10. Đầm phá (lagoon)

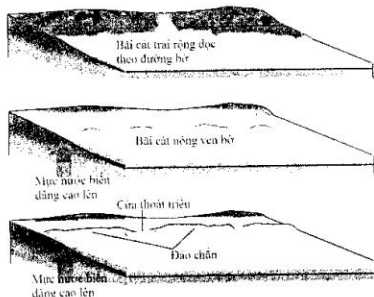
Đó là một dải nước biển nông như eo biển, rãnh, vịnh, hồ nước mặn gần hoặc thông với biển, một phần hoặc toàn bộ tách rời khỏi biển bởi một dải đất thấp, hẹp, kéo dài như ám tiêu, đảo chắn, bãi cát hoặc mũi đất. Đầm phá thường song song với đường bờ biển và chịu ảnh hưởng của thủy triều. Bên trong đầm phá gồm có cửa sông, bãi triều, vùng đầm lầy... Các trầm tích tích tụ gồm thành phần cát của đồng bằng ven biển, bùn của đầm phá và cát của đê cát chắn (hình 17.39).

Khi mực nước biển dâng cao lên thì một số đảo chắn bị cô lập và với đường bờ, sông lớn được tạo thành do bão phá vỡ đê cát chắn hình thành cửa thoát triều (hình 17.40).



Hình 17.40. Sự cô lập và phá vỡ đảo chắn hình thành cửa thoát triều khi mực nước biển dâng

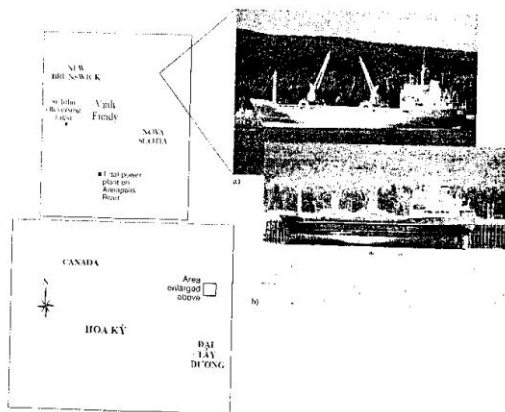
Mực nước biển tiếp tục dâng cao lên và đảo cát chắn bị cô lập chìm dần dưới mực nước biển hình thành nên địa hình cảnh bãi cát nông ven bờ (hình 17.41).



Hình 17.41. Quá trình hình thành bãi cát nông ven bờ từ đảo cát chắn khi mực nước biển tiếp tục dâng cao

17.4. THỦY TRIỀU VÀ VAI TRÒ CỦA THỦY TRIỀU TRONG SỰ HÌNH THÀNH CẢNH QUAN VÙNG VEN BỜ

Nước biển chịu tác động của lực hút của Mặt Trời và Mặt Trăng, do đó nước mỗi ngày lên xuống có tính chất chu kỳ, hiện tượng này gọi là thủy triều. Mực nước dâng lên gọi là triều lên, khi mực nước dâng lên đến mức cao nhất gọi là đỉnh triều; mực nước hạ xuống gọi là triều xuống, khi mực nước hạ xuống mức thấp nhất gọi là chân triều. Độ chênh lệch mực nước giữa đỉnh triều và chân triều liên nhau gọi là chênh lệch triều; khoảng thời gian giữa hai mực nước gọi là chênh lệch triều; khoảng cách thời gian giữa hai mực nước đỉnh triều và chân triều gọi là chu kỳ triều hay *biên độ triều*. Vùng vịnh Fundy ở giữa New Brunswick và Nova Scotia có biên độ triều cực đại là 16 mét, lớn nhất thế giới, lớn đến mức khi triều lên các tàu có trọng tải lớn có thể vào được trong vịnh (hình 17.42).



Hình 17.42. Hiện tượng thủy triều lên (a) và triều xuống (b) tại vịnh Fundy (Canada), với biên độ giao động 16m, lớn nhất thế giới

Hiện nay có hai loại lý luận khác nhau giải thích về nguyên nhân sinh ra thủy triều: lý luận tĩnh lực về thủy triều và lý luận động lực về thủy triều, ở đây chủ yếu giới thiệu lý luận tĩnh lực về thủy triều. Lý luận tĩnh lực về thủy triều do Newton đề xuất, giả thuyết rằng toàn bộ bề mặt quả đất được nước biển bao bọc. Nước biển dưới tác dụng của lực hút của Mặt Trời và Mặt Trăng sẽ hình thành mặt cân bằng. Mặt cân bằng này sẽ làm thay đổi theo vị trí tương đối khác nhau của Trái Đất và ngày tháng, do đó sinh ra thủy triều.

Trước tiên chúng ta lấy Mặt Trăng làm ví dụ để nghiên cứu rõ sự thay đổi của mặt cân bằng của nước biển dưới tác dụng của lực hút (hình 17.43). Căn cứ vào định luật vạn vật hấp dẫn đối với mỗi một chất điểm nước trên bề mặt Trái Đất chịu một lực hút do Mặt Trăng sinh ra, phương của lực hút về phía trung tâm của Mặt Trăng, lực hút lớn nhỏ tùy thuộc vào khoảng cách từ chất điểm nước đến Mặt Trăng, khoảng cách càng gần, lực hút càng lớn.

Ta đã biết, khi hai khối vật chất được đặt gần nhau, bao giờ chúng cũng hấp dẫn lại theo định luật Newton:

$$F = k' \cdot \frac{m \cdot m'}{D^2}$$

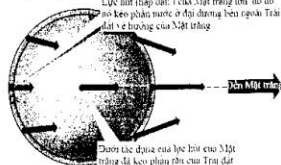
Trong đó:

k - hằng số hấp dẫn ($k = 6.670.10^{-8}$);

m, m' - lần lượt là trọng lượng của Trái Đất và Mặt Trăng;

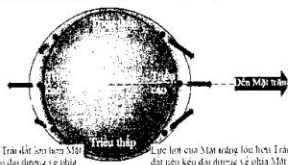
D^2 - khoảng cách từ Trái Đất đến Mặt Trăng.

Mũi tên chỉ hướng tác dụng của lực kéo do sức hút của Mặt Trăng tác dụng lên bề mặt đại dương và Trái đất đến Mặt Trăng.
Lực hút thấp dần về phía Mặt Trăng lớn do đó kéo phần nước ở đại dương lên ngoài Trái đất về hướng của Mặt Trăng.



Dưới tác dụng của lực hút của Mặt Trăng đã kéo phần rìa của Trái đất về phía mặt trăng bên lún bãi biển một góc nhất định từ phần trung tâm của Trái đất đến Mặt Trăng.

Mũi tên chỉ hướng lực tác dụng của lực hút giữa Mặt trăng và Trái đất tác dụng lên bề mặt nước trên đại dương.



Lực hút của Trái đất lên Mặt Trăng kéo dài đường về phía Trái đất, làm nước ở đại dương dâng cao (triều cao).

Lực hút của Mặt Trăng lên Trái đất kéo dài đường về phía Mặt Trăng, làm nước ở đại dương dâng cao (triều cao).



Mũi tên biểu thị tổng lực của Mặt trăng trên đại dương trong ba kích thước.



Chiều cao của bề mặt nước đại dương thay đổi khi Trái đất quay và di chuyển.

Hình 17.43. Sự tương tác giữa Trái Đất và Mặt Trăng gây nên hiện tượng thủy triều

Đồng thời do Mặt Trăng và Trái Đất còn phải quay xung quanh trung tâm hấp dẫn (xoay quanh Mặt Trời), mỗi chất điểm nước trên Trái Đất đều phải chịu tác dụng bởi lực ly tâm, vì vậy khi quay quanh Mặt Trời, các phần tử đều chuyển động với cùng một tốc độ, do đó trị số và phương của lực ly tâm đều bằng nhau. Sau mỗi vòng tự quay của Trái Đất, thì chất điểm nước trên Trái Đất nói chung đều có một lần đối diện với Mặt Trăng và một lần quay lưng về phía Mặt Trăng, do đó hình thành hai lần triều lên, mà giữa hai lần triều lên trước và sau thì có một lần triều xuống.

Chất điểm nước biển trên bề mặt của Trái Đất ngoài lực hấp dẫn thủy triều của Mặt Trăng ra, còn phải chịu lực hấp dẫn thủy triều của Mặt Trời, do khoảng cách từ Mặt Trời đến Trái Đất xa hơn so với khoảng cách từ Mặt Trăng đến Trái Đất, nên dù khối lượng Mặt Trời lớn, nhưng lực hấp dẫn thủy triều của nó so với Mặt Trăng chỉ bằng $1/2,25$, nguyên nhân của hiện tượng thủy triều có quan hệ mật thiết với Mặt Trăng chính là chỗ đó.

Chúng ta đã biết Trái Đất quay quanh Mặt Trời theo quỹ đạo gần tròn, đồng thời quay quanh trục của nó theo cùng một hướng từ Tây sang Đông, tức là hướng ngược chiều kim đồng hồ. Trái Đất quay quanh trục của nó mỗi vòng mất 23 giờ 56 phút 4,09 giây. Vì vậy tạo thành sự thay đổi liên tiếp giữa ngày và đêm. Do sức hút của Mặt Trăng và Mặt Trời đã sinh ra hiện tượng thủy triều trên bề mặt Trái Đất. Thủy triều chuyển động ngược với hướng quay của Trái Đất.

Trái Đất quay từ Tây sang Đông còn thủy triều quay từ Đông sang Tây. Vì thủy triều đi ngược hướng quay của Trái Đất nên cứ 4000 năm độ dài của mỗi ngày đêm lại lớn thêm 1 giây. Như vậy cách đây 500 triệu năm về trước mỗi ngày đêm chỉ dài 20 giờ và thời gian của ngày đêm 1 tỉ năm về trước chỉ dài 17 giờ. Cũng vì vậy 1 tỉ năm nữa, độ dài của ngày và đêm sẽ lên tới 31 giờ.

Các dòng thủy triều ở gần bờ thường bị giới hạn bởi địa hình bờ biển và địa hình gần bờ, chúng thường mạnh hơn các dòng triều ở vùng biển mở. Khi chúng bị thất lại, các dòng triều gần bờ sẽ đảo chiều, chảy về đất liền khi triều lên và ra phía biển khi triều xuống.

Mực nước triều và chu kỳ triều lên đều chịu ảnh hưởng của quy luật chuyển động của các hành tinh, nó thay đổi theo mỗi ngày, mỗi tháng, mỗi mùa, mỗi năm, trong các tài liệu chuyên nghiên cứu về thủy triều sẽ nói kỹ hơn. Tuy nhiên trong khuôn khổ tài liệu này chúng ta nghiên cứu triều lớn và triều ròng.

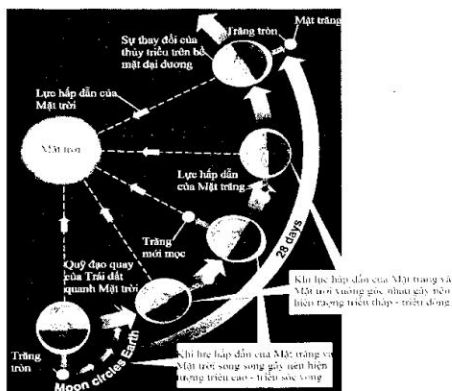
Triều lớn (spring tide) hay triều sóc vọng: đó là triều xuất hiện hai lần trong một tháng tại hoặc thời điểm trăng non (trăng ngày sóc – ngày mồng một âm lịch) và trăng tròn (trăng ngày vọng – ngày rằm âm lịch) khi đó sức hấp dẫn của Mặt Trời tăng cường cho sức hấp dẫn của Mặt Trăng và có phạm vi triều rộng lớn hoặc dâng cao. Trong dân gian còn gọi là triều sóc vọng – triều ngày mồng một và ngày rằm âm lịch (hình 17.44)

Triều ròng, triều thấp (neap tide): đó là thủy triều với biên độ nhỏ xuất hiện hai lần trong một tháng vào thời kỳ đầu và cuối tuần trăng.

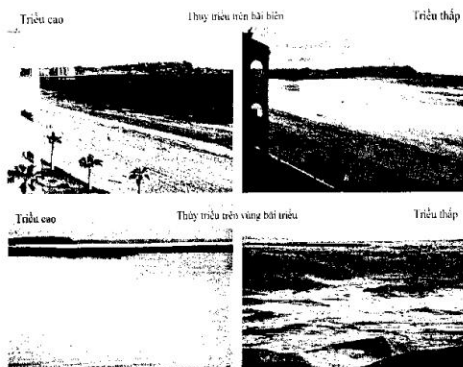
Trong thời gian nửa tháng, mực nước triều thay đổi theo quy luật nhất định, từ triều có biên độ thấp tăng dần đến triều trung bình rồi đến triều cường (biên độ lớn) và sau đó giảm xuống triều trung bình và triều kém.

Thủy triều sau khi tiến vào vùng bờ biển và cửa sông ven biển sẽ ảnh hưởng đến hình thái lòng sông và nước sông từ thượng lưu đổ về xảy ra hiện tượng thay đổi và di chuyển xáo trộn phức tạp. Thủy triều truyền vào sông tạo thành dòng chảy ngược với dòng chảy từ vùng thượng lưu đổ về, gọi là dòng triều. Khi thủy triều lên dòng triều

chảy ngược, nước sông bị đẩy dồn lên thượng lưu, đến một đoạn giới hạn nào đó, tại đó lưu tốc dòng triều và lưu tốc nước sông bằng nhau, dòng triều không tiến nữa, nơi đó gọi là giới hạn dòng triều. Phía trên giới hạn dòng triều là giới hạn thủy triều, tại giới hạn này sông không bị ảnh hưởng của thủy triều.



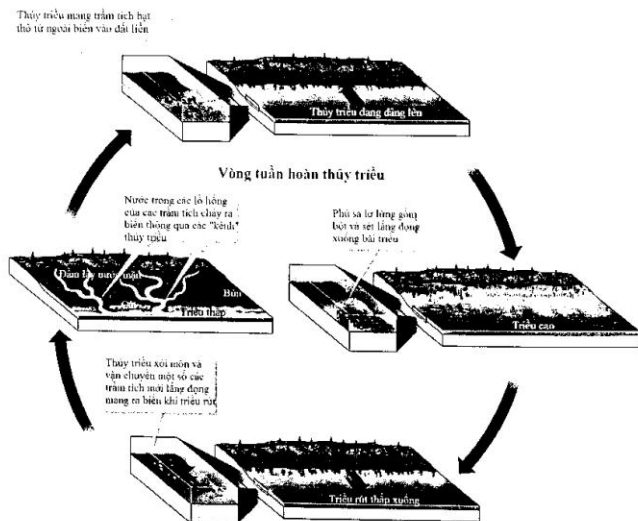
Hình 17.44. Tác dụng của lực hấp dẫn của Mặt Trăng và Mặt Trời gây nên hiện tượng thay đổi thủy triều trên bề mặt Trái Đất



Hình 17.45. Hiện tượng thủy triều lên, xuống (cao, thấp) ở bãi biển và trên vùng bãi triều

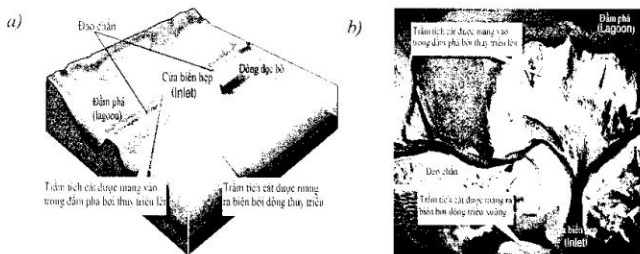
Như vậy thủy triều không chỉ có ý nghĩa quan trọng ở vùng biển mà còn chi phối mức độ lớn (nhất là mùa khô), chế độ thủy văn vùng hạ lưu các sông. Thủy triều vùng ven biển cửa sông có liên quan chặt chẽ đến chế độ thủy thạch động lực và quá trình xói lở bờ biển. Ngoài ra, thủy triều là động lực quan trọng trong quá trình xâm nhập mặn vào sông và đồng ruộng vùng hạ lưu, liên quan chặt chẽ với các quá trình chuyển tải và lắng đọng trầm tích gây biến động bờ biển.

Vòng tuần hoàn của thủy triều: khi thủy triều hạ thấp xuống, trong vùng bãi triều hình thành đới đầm lầy nước mặn, bên ngoài rìa cát và bùn sét; khi thủy triều dâng lên, cùng với nước, trầm tích hạt thô từ bên ngoài biển đưa vào đới đầm lầy nước mặn; thủy triều tiếp tục dâng cao lên và vật liệu trầm tích hạt mịn được đưa vào vùng đầm lầy nước mặn; sau đó thủy triều rút xuống và một số trầm tích mới lắng đọng mang ra biển cùng với triều rút xuống và vùng đầm lầy nước mặn tiếp tục được hình thành. Một chu trình hoàn chỉnh của thủy triều ở vùng bãi triều được nêu trong hình 17.46.



Hình 17.46. Mối quan hệ giữa hoạt động của thủy triều và sự lắng đọng trầm tích (Vòng tuần hoàn thủy triều ở vùng bãi biển)

Dòng thủy triều mang các vật liệu trầm tích cát ra và vào vùng đầm phá qua cửa thoát triều hoặc cửa biển hẹp (hình 17.47).



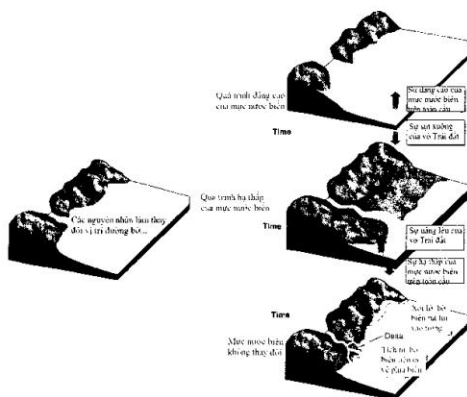
Hình 17.47. Quá trình di chuyển cát ra biển và vào đầm phá do thủy triều ở vùng cửa biển hẹp:
a) Trên mô hình; b) Ảnh thực tế

17.5. QUÁ TRÌNH THAY ĐỔI ĐƯỜNG BỜ THEO THỜI GIAN DO TÁC ĐỘNG CỦA SỰ THAY ĐỔI MỨC NƯỚC BIỂN

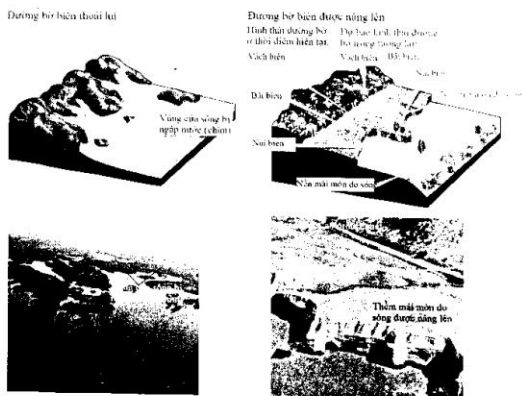
Cùng với quá trình chuyển động kiến tạo nâng lên hay hạ xuống của vỏ Trái Đất, quá trình thay đổi mực nước biển do sự thay đổi của khí hậu toàn cầu đã ảnh hưởng đến vị trí đường bờ biển.

Hiện tượng thay đổi mực nước biển gồm nhiều nguyên nhân, nhưng chủ yếu là do lực tạo triều, do tác động của gió bão và do sự dâng cao mực nước chân tĩnh. Sự dâng cao mực nước biển được cường hóa bởi quá trình ấm lên của khí hậu toàn cầu làm tan băng, do nồng độ của khí hiệu ứng nhà kính tăng cao trong khí quyển. Theo Cục bảo vệ môi trường Hoa Kỳ, mực nước đại dương sẽ dâng cao so với năm 1985 như sau: 13-55cm vào năm 2025; 33-117cm vào năm 2050 và 56-345cm vào 2100. Ở vùng ven biển Việt Nam tốc độ dâng cao mực nước biển hàng năm trung bình là 2mm/năm. Sự dâng cao mực nước biển kết hợp với nước dâng do bão không những làm biến động quá trình vận chuyển và lắng đọng trầm tích, mà còn tạo nguy cơ tai biến xâm nhập mặn và ngập lụt các vùng ven biển. Theo nghiên cứu của Ngân hàng Thế giới, nếu nước biển dâng cao 1m, có tới 27% sinh cảnh tự nhiên quan trọng, 33% khu bảo tồn, 23% khu vực có sự đa dạng sinh học chính của Việt Nam bị tác động. Mực nước biển dâng cao 1m có thể làm mất 12.2% diện tích đất, phần lớn là đất màu mỡ nhất của Việt Nam và cũng là nơi cư trú của 23% dân số, tức khoảng 17 triệu người.

Trên hình 17.48 khi mực nước biển dâng, cùng với quá trình sụt võng của vỏ Trái Đất, điều này dẫn đến nước biển xâm nhập vào ven bờ làm thay đổi vị trí đường bờ, đường bờ dịch chuyển vào sâu trong đất liền; hoặc cùng với quá trình hạ thấp xuống của mực nước biển và sự nâng lên của vỏ Trái Đất làm cho đường bờ tiến ra xa ngoài phía biển; khi mực nước biển và vỏ Trái Đất không thay đổi, nếu quá trình xói lở diễn ra mạnh mẽ sẽ làm đường bờ lùi vào đất liền, ngược lại quá trình bồi tụ diễn ra mạnh thì tiến xa ra về phía biển.



Hình 17.48. Các nguyên nhân làm thay đổi vị trí đường bờ biển theo thời gian do quá trình thay đổi mực nước biển



Hình 17.49. Mô hình quá trình thay đổi vị trí đường bờ vùng cửa sông và vùng bờ biển khi mực nước biển thay đổi

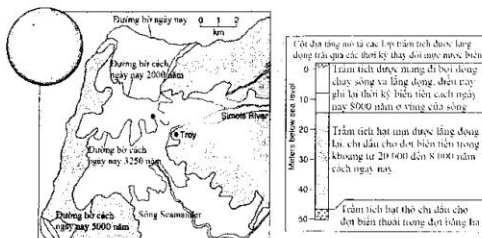
Trên hình 17.49 thể hiện khi mực nước biển dâng vùng cửa sông bị ngập chìm trong nước; đồng thời dự đoán được vị trí đường bờ hiện tại và trong tương lai khi có sự giao động dâng, hạ của mực nước biển.

Các nhà địa chất đã nghiên cứu quá trình thay đổi mực nước biển trong quá khứ là chắc chắn và hoàn toàn thuyết phục. Ví dụ, trong sách của nhà địa chất học Charles Lyell's năm 1830 đã minh chứng được rằng vết tích của vết bám của các loại động vật biển (ngêu, sò...) còn sót lại trong lớp trầm tích với bề dày 6m ở Italia, đó là bằng chứng trước đây là vùng biển và quá trình nước biển dâng lên kèm theo đó là sự sống của các loài sinh vật biển (hình 17.52) hoặc cột địa tầng trầm tích vùng Troy, các lớp trầm tích có thành phần hạt thô → mịn → thô xen kẽ nhau, chứng tỏ rằng các lớp trầm tích này được lắng đọng trong các môi trường khác nhau (hình 17.50).

Hình 17.50. Minh họa ví dụ về sự thay đổi mực nước biển trong quá khứ trong sách giáo khoa địa chất học Charles Lyell trong năm 1830

Hình 17.51. Thống kê quá trình nâng và sụt lún kiến tạo bờ biển vùng Oregon (Mỹ) từ năm 1931 đến 1988 do chuyển động kiến tạo của vỏ Trái Đất

Kết quả điều tra, nghiên cứu sau 57 năm kể từ năm 1931 đến năm 1988 dọc bờ biển vùng Oregon (Mỹ) cho thấy biên độ sụt lún do chuyển động kiến tạo của vỏ Trái Đất tương đối lớn (hình 17.51), trong đó biên độ sụt lún giao động trong khoảng gần 100mm.



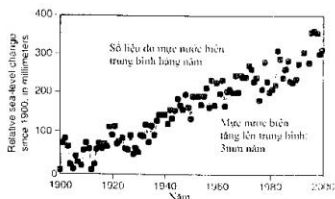
Hình 17.52. Vị trí các đường bờ cổ trong quá khứ và cột địa tầng vùng Troy ghi lại các đợt dâng cao của mực nước biển ở vùng Bắc Âu

Nghọn hải đăng ở bang Calorina (Mỹ) được xây dựng những năm 1940 của thế kỷ trước đặt ở trên bờ biển. Tuy nhiên, do đường bờ thay đổi nên vị trí ngọn hải đăng hiện tại nằm bên dưới biển (hình 17.53). Theo các kết quả nghiên cứu, vùng ven bờ biển phía Tây nước Mỹ mực nước biển dâng trung bình hàng năm 3mm/năm (hình 17.54).

Ngoài ra, kết quả nghiên cứu đã chỉ ra rằng san hô chỉ sống được ở độ sâu cách bề mặt nước biển khoảng 5m, nếu mực nước biển dâng cao các rặng san hô sẽ chết (hình 17.54).

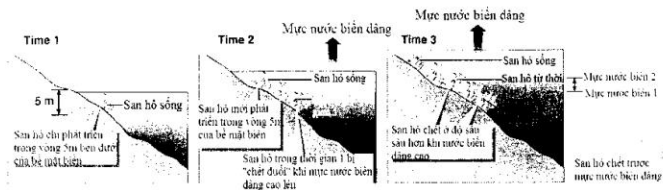


Hình 17.53. Mực nước biển dâng làm thay đổi vị trí đường và ngọn hải đăng ở bang Calorina (Mỹ)

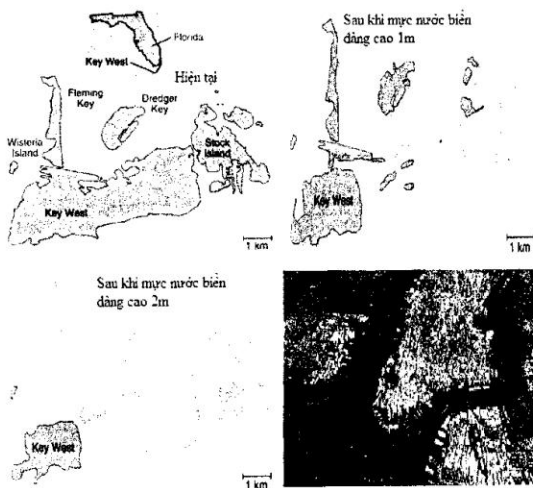


Hình 17.54. Biểu đồ thống kê quá trình dâng cao của mực nước biển trong vòng 100 năm kể từ năm 1900 đến năm 2000 ở vùng bờ biển phía Tây nước Mỹ

Nước biển dâng làm ngập lụt và mất rất nhiều diện tích đất, đặc biệt ở các vùng ven biển, kịch bản nước biển dâng do biến đổi khí hậu ở vùng bang Florida (Mỹ) được thể hiện ở hình 17.55.



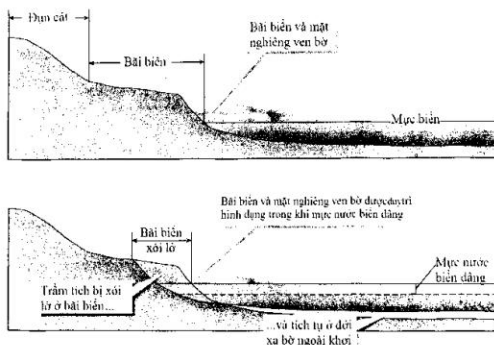
Hình 17.55. Mối quan hệ giữa mực nước biển dâng với sự phát triển của các rặng san hô bên dưới mực nước biển



Hình 17.56. Các kịch bản khi ngập úng vùng Key West bang Florida (Mỹ) sau khi mực nước biển dâng cao 1m và 2m

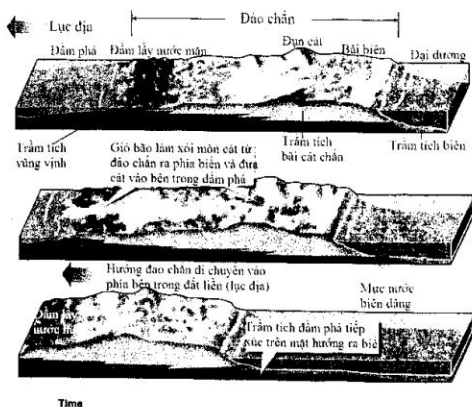
Trên hình 17.56 khi nước biển dâng cao lên khoảng 2 mét, thì hầu hết các vùng đảo nhỏ và đất liền của bang Florida (Mỹ) sẽ bị chìm ngập gần như hoàn toàn bên dưới mực nước biển, chỉ còn lại vùng Key West.

Nước biển dâng ngoài việc làm chết hệ sinh thái san hô, ngập úng mất đất vùng ven biển, còn tác động gây ra hiện tượng xói lở bãi biển các vùng ven biển (hình 17.57).

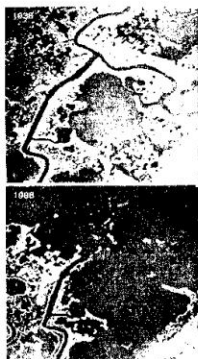
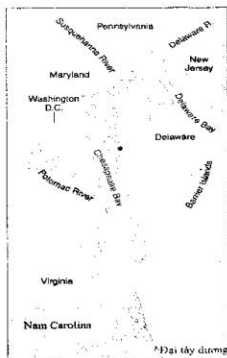


Hình 17.57. Hiện tượng xói lở bờ biển do tác động của mực nước biển dâng

Theo thời gian, khi nước biển dâng, các đảo chắn ven bờ sẽ tiến dần về phía lục địa và trầm tích được mang từ biển vào sẽ che lấp dần các đầm phá, vũng vịnh phía trong, làm biến mất các cảnh quan đầm phá, vũng vịnh (hình 17.50; 17.59).



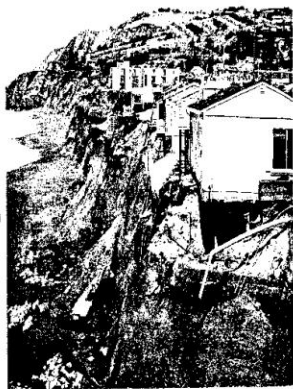
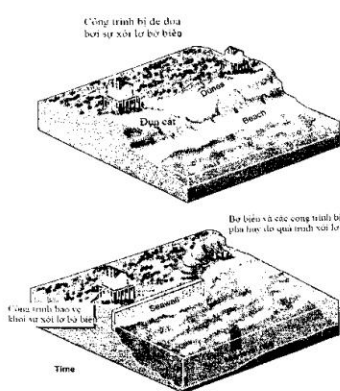
Hình 17.58. Quá trình di chuyển của đảo chắn vào phía bên trong lục địa theo thời gian dưới tác động của mực nước biển dâng



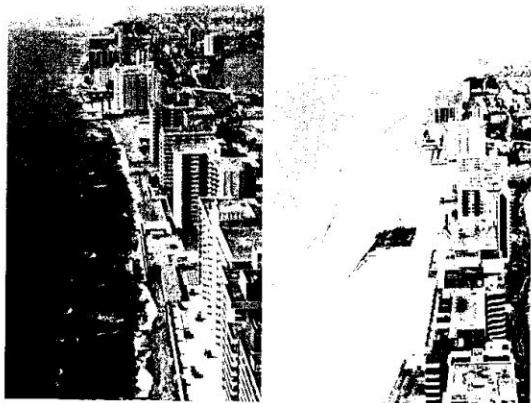
Hình 17.59. Hiện tượng ngập úng vùng vịnh Maryland (Mỹ) do mực nước biển dâng trong các khoảng thời gian năm 1938 và 1988

Hình 17.59 thể hiện toàn bộ diện tích vùng vịnh Maryland (Mỹ) bị chìm ngập bên dưới mực nước biển sau 60 năm kể từ năm 1938 đến 1988.

Các công trình xây dựng (nhà ở, khu dân cư, đê kè chắn sóng....) bị xói lở, phá hủy do mực nước biển dâng cao (hình 17.60 và hình 17.61).



Hình 17.60. Xói lở bờ biển và phá hủy các công trình do mực nước biển dâng cao theo thời gian



Hình 17.61. Hiện tượng xói lở bờ biển bang Miami (Mỹ)

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Trần Ngọc Nam. *Giáo trình Địa chất đại cương*. NXB Đại học Huế, 2007.
2. Huỳnh Thị Minh Hằng và nnk. *Địa chất cơ sở*. NXB Đại học Quốc gia thành phố Hồ Chí Minh, 2002.
3. V.D Lomtadze. *Địa chất công trình. Địa chất động lực công trình*. NXB Đại học và Trung học chuyên nghiệp, Hà Nội, 1978.
4. Allan E. Kehew (người dịch: Trịnh Văn Cường, Phạm Mạnh Hà, Phạm Hữu Sy, Nguyễn Uyên). *Địa chất học cho kỹ sư xây dựng và cán bộ kỹ thuật môi trường - Tập 2*. NXB Giáo dục, Hà Nội, 1995.
5. Viện nghiên cứu Địa chất & Khoáng sản. *Từ điển địa chất Anh - Việt*, NXB KH-KT Hà Nội.
6. Tổng Duy Thanh. *Lịch sử phát triển của Trái đất*. NXB Đại học và Trung học chuyên nghiệp. Hà Nội, 1976.
7. Tổng Cục địa chất & khoáng sản Việt Nam. *Từ điển địa chất & viễn thám*. NXB KH-KT, Hà Nội, 2010.
8. Tổng Cục Địa chất & Khoáng sản Việt Nam. *Địa chất và Tài nguyên Việt Nam*. NXB Khoa học tự nhiên và công nghệ, 2010.
9. Tổng Cục địa chất và khoáng sản Việt Nam. *Tuyển tập kiến tạo mảng*. Hà Nội, 1983.
10. Nguyễn Văn Chiên và NNK. *Từ điển địa chất*. NXB KH-KT, Hà Nội, 1979.
11. Đỗ Minh Toàn. *Bài giảng "Địa chất công trình Việt Nam"*. Đại học Mỏ - Địa chất, Hà Nội, 2008.
12. Bộ Khoa học và Công nghệ. *Báo cáo tổng kết đề án KHCN cấp nhà nước-5B "Nghiên cứu, dự báo, phòng chống sạt lở ven biển miền trung"*. Hà Nội, 2003.
13. Bộ Xây dựng. *Quy chuẩn xây dựng Việt Nam*. NXB Xây dựng, Hà Nội, 1997.
14. Nguyễn Chí Trung. *Đặc điểm địa chất Holocen vùng lưu vực sông Thu Bồn - Vu Gia (Quảng Nam - Đà Nẵng)*. Luận án Tiến sĩ, Hà Nội, 2011.
15. Cynthia Stokes Brown. *A big history: from the Big Bang to the present*, Published in the United States by The New Press. New York.
16. Chow, V.T. *Open - Channel Hydraulics*. McGraw Hill. New York.
17. White, F.M. *Fluid Mechanics*, 2nd edition. McGraw Hill. New York.
18. www.wvup.edu

19. www.kenston.k12.oh.us
20. Lutgens, F.K. and Tarbuck, E.J. (2006). *Essentials of Geology*. Pearson Prentice Hall.
21. Chernicoff, S. and Whitney, D. (2007). *An Introduction to Physical Geology*. Pearson Prentice Hall.
22. Cổng thông tin tai biến tự nhiên của hiệp hội địa chất Hoa Kỳ - USGS (http://www.usgs.gov/natural_hazards)
23. <http://www.wmich.edu/geology/directory/kehew.html>
24. Jones, P.D. (2004). "Climate over past millennia". *Reviews of Geophysics* 42: RG2002
25. Braja M. Das. (2006). *Principles of geotechnical engineering*. England: THOMSON LEARNING (KY)
26. <http://www.chimera.stfx.ca>
27. Vi.Wikipedia.org/Wiki/ Địa - chất - học
28. www.geology.cwu.edu
29. www.kean.edu
30. www.radford.edu
31. www.eeescience.utoledo.edu
32. ww.egu.edu. (Hiệp hội Khoa học Địa chất Châu Âu)
33. faculty.sdmiramar.edu/gbochicchio/soceans.ppt
34. cravencgeology.wikispaces.com
35. geology.sdsmt.edu
36. instructional1.calstatela.edu
37. www.suu.edu
43. ighered.mcgraw-hill.com
38. <http://www.prenticehall.com>
39. <http://www.informit.com>
40. www.geosociety.org (Hiệp Hội địa chất Hòa Kỳ)

MỤC LỤC

<i>Lời nói đầu</i>	3
Chương 1: TRÁI ĐẤT VÀ CÁC HÌNH THÁI BỀ MẶT CỦA VỎ TRÁI ĐẤT	9
1.1. Trái Đất và cấu tạo bên trong của Trái Đất	9
1.2. Đặc điểm hình thái bên ngoài bề mặt địa hình Trái Đất	15
Chương 2: CHUYỂN ĐỘNG KIẾN TẠO MẢNG CỦA VỎ TRÁI ĐẤT	20
2.1. Khái niệm về chuyển động kiến tạo mảng của vỏ Trái Đất	20
2.2. Trôi dạt lục địa	23
2.3. Chuyển động của dòng đối lưu trong manti	26
2.4. Ranh giới mảng phân kỳ và tách giãn vỏ Trái Đất	28
2.5. Ranh giới mảng hội tụ và sự hình thành núi	33
2.6. Ranh giới mảng dịch chuyển ngang	38
2.7. Điểm nóng cố định và chuyển động tuyệt đối của mảng kiến tạo	39
2.8. Kiến tạo mảng và quá trình hình thành bồn trầm tích	39
Chương 3: KHOÁNG VẬT	42
3.1. Khái niệm và nguồn gốc khoáng vật	42
3.2. Các đặc tính của khoáng vật	43
3.3. Phân loại khoáng vật	49
Chương 4: NÚI LỬA VÀ HOẠT ĐỘNG CỦA MAGMA	55
4.1. Núi lửa và hoạt động núi lửa	55
4.2. Nghiên cứu về hoạt động núi lửa	60
Chương 5: ĐÁ MAGMA (IGNEOUS ROCK)	63
5.1. Magma và đá magma	63
5.2. Quá trình kết tinh của magma	63
5.3. Kiến trúc của đá magma	65
5.4. Phân loại đá magma	67
5.5. Các dạng thể nằm của đá magma	69

Chương 6: ĐÁ TRẦM TÍCH (SEDIMENTARY ROCK)	71
6.1. Khái niệm về đá trầm tích	71
6.2. Quá trình hình thành đá trầm tích	72
6.3. Kiến trúc của đá trầm tích	77
6.4. Phân loại đá trầm tích	78
6.5. Các đặc điểm của đá trầm tích	79
Chương 7: ĐÁ BIẾN CHẤT (METARMORPHIC ROCK)	83
7.1. Quá trình biến chất và đá biến chất	83
7.2. Phân loại biến chất	87
7.3. Phân loại đá biến chất	90
7.4. Mối quan hệ giữa đá magma, trầm tích và biến chất (vòng tuần hoàn của đá)	93
Chương 8: LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN CỦA VỎ TRÁI ĐẤT QUA CÁC THỜI KỲ ĐỊA CHẤT	94
8.1. Giai đoạn tiền Cambri (Precambrian)	96
8.2. Giai đoạn Paleozoi (Paleozoic era)	98
8.3. Giai đoạn đại Mesozoic (Mesozoic era)	103
8.4. Giai đoạn đại Cenozoi (Cenozoic era)	105
8.5. Sơ lược về thang địa tầng quốc tế	107
Chương 9: QUÁ TRÌNH BIẾN DẠNG ĐÁ VÀ CẤU TẠO ĐỊA CHẤT	109
9.1. Ứng suất và biến dạng (stress and strain)	109
9.2. Các cấu trúc địa chất sinh ra do biến dạng dẻo	111
9.3. Cấu trúc sinh ra do biến dạng giòn	116
9.4. Sơ lược đặc điểm biến dạng đứt gãy kiến tạo ở Việt Nam	122
Chương 10: HIỆN TƯỢNG ĐỘNG ĐẤT	124
10.1. Khái niệm về động đất	124
10.2. Nguồn gốc của động đất	124
10.3. Chấn tiêu và chấn tâm động đất	126
10.4. Nghiên cứu động đất	128
10.5. Đánh giá độ mạnh của trận động đất	132
10.6. Phân bố của động đất trên thế giới	136
10.7. Sóng thần	137

10.8. Các dạng tai biến địa chất liên quan đến động đất và sóng thần trên lãnh thổ đất liền Việt Nam	141
10.9. Ảnh hưởng của động đất đến các công trình xây dựng	143
10.10. Một số biện pháp phòng chống động đất trong xây dựng công trình	147
Chương 11: HIỆN TƯỢNG PHONG HÓA	150
11.1. Khái niệm về phong hóa	150
11.2. Vỏ phong hóa	157
11.3. Một số quy luật phân bố vỏ phong hóa ở Việt Nam	158
11.4. Đặc điểm vỏ phong hóa phát triển trên một số loại đá có nguồn gốc và thành phần khác nhau	161
11.5. Phân đới thẳng đứng của vỏ phong hóa trong nghiên cứu địa chất	164
11.6. Các biện pháp phòng chống phong hóa trong xây dựng công trình	167
Chương 12: HOẠT ĐỘNG DỊCH CHUYỂN TRỌNG LỰC CỦA ĐẤT ĐÁ TRÊN SƯỜN ĐỐC VÀ MÁI ĐỐC	169
12.1. Dịch chuyển của đất đá trên sườn dốc và phân loại	169
12.2. Các hiện tượng dịch chuyển đất đá trên sườn dốc	170
12.3. Điều kiện, nguyên nhân phát sinh hiện tượng dịch chuyển đất đá ở sườn dốc, mái dốc	176
12.4. Một số biện pháp phòng chống hiện tượng dịch chuyển trọng lực của đất đá trên sườn dốc và mái dốc	192
Chương 13: HIỆN TƯỢNG XÓI NGẦM VÀ CÁT CHẢY	199
13.1. Hiện tượng xói ngầm	199
13.2. Hiện tượng cát chảy	202
Chương 14: NƯỚC MẶT VÀ CÁC HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA NƯỚC MẶT	204
14.1. Chu trình thủy quyển trong vỏ trái đất	204
14.2. Dòng chảy và các yếu tố của dòng chảy	206
14.3. Sự điều tiết của dòng chảy	212
14.4. Mức gốc của dòng chảy (base level)	213
14.5. Hoạt động của dòng chảy	216
14.6. Thung lũng sông và các yếu tố của thung lũng sông	220
14.7. Sự mở rộng thung lũng sông	225
14.8. Các đặc trưng của thung lũng sông hẹp	228
14.9. Các đặc trưng của thung lũng sông rộng	229
	329

Chương 15: NƯỚC DƯỚI ĐẤT	241
15.1. Các trạng thái của nước dưới đất	241
15.2. Nguồn gốc của nước dưới đất	245
15.3. Điều kiện tàng trữ và chuyển động của nước dưới đất	247
15.4. Phân loại nước dưới đất	252
15.5. Hoạt động địa chất của nước dưới đất và ảnh hưởng của nước dưới đất đối với công trình xây dựng	261
15.6. Quá trình xâm nhập mặn của nước dưới đất	263
15.7. Sự ô nhiễm nước dưới đất	267
Chương 16: HIỆN TƯỢNG KARST	271
16.1. Hoạt động hòa tan của nước dưới đất và karst	271
16.2. Các quá trình karst	272
16.3. Các dạng địa hình cảnh quan karst	273
16.4. Phân bố đá vôi và hiện tượng karst trên lãnh thổ Việt Nam	280
16.5. Ảnh hưởng của karst đối với xây dựng công trình	282
Chương 17: CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT ĐỘNG LỰC VÙNG BỜ BIỂN	284
17.1. Những yếu tố xác định hình dạng của một đường bờ biển	284
17.2. Sóng biển và các yếu tố của sóng biển	285
17.3. Cảnh quan hình thái đường bờ biển được hình thành do tác động của sóng biển	298
17.4. Thủy triều và vai trò của thủy triều trong sự hình thành cảnh quan vùng ven bờ	312
17.5. Quá trình thay đổi đường bờ theo thời gian do tác động của sự thay đổi mực nước biển	317
Tài liệu tham khảo	325

CƠ SỞ ĐỊA CHẤT - ĐỊA CHẤT CÔNG TRÌNH

Chịu trách nhiệm xuất bản:
TRỊNH XUÂN SƠN

<i>Biên tập:</i>	ĐINH THỊ PHƯỢNG - HOÀNG NGỌC MINH
<i>Chế bản điện tử:</i>	TRẦN THU HOÀI
<i>Sửa bản in:</i>	ĐINH THỊ PHƯỢNG
<i>Trình bày bìa:</i>	NGUYỄN NGỌC DŨNG