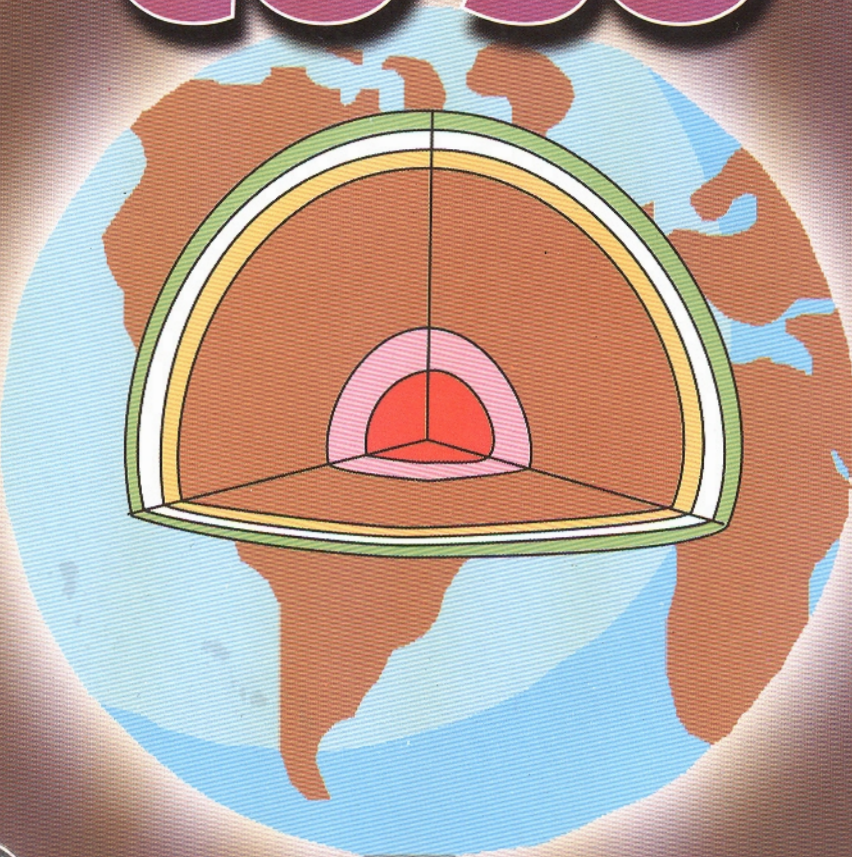


TỔNG DUY THANH (Chủ biên)

GIÁO TRÌNH ĐỊA CHẤT CƠ SỞ



**ĐH
QG**
Hà Nội

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

TỔNG DUY THANH (chủ biên)
VŨ XUÂN ĐỘ - TRỊNH HÂN - LÊ VĂN MẠNH
TẠ HOÀ PHƯƠNG - TẠ TRỌNG THẮNG - NGUYỄN VĂN VINH

GIÁO TRÌNH
ĐỊA CHẤT CƠ SỞ
(In lần thứ ba)

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

LỜI NÓI ĐẦU

Giáo trình *Địa chất cơ sở* được biên soạn nhằm phục vụ cho việc dạy và học nhập môn về Địa chất học ở Đại học Quốc gia Hà Nội, đồng thời giáo trình cũng cung cấp những kiến thức địa chất cơ bản phục vụ cho việc dạy và học các môn Khoa học Trái Đất, Địa chất Đại cương ở bậc Đại học.

Trong Địa chất học từ những thập kỷ cuối của thế kỷ 20 có những tiến bộ có tính cách mạng đã được khẳng định, trước hết do thành tựu mới về nghiên cứu cấu trúc và hoạt động của các mảng thạch quyển. Sự ra đời của học thuyết kiến tạo mảng hay còn gọi là kiến tạo toàn cầu đã có tác động cải cách nhiều nội dung trong Địa chất học và trong Khoa học Trái Đất nói chung. Trong quá trình biên soạn giáo trình này, các tác giả một mặt chú ý những nội dung kinh điển của Địa chất học, mặt khác coi trọng việc cập nhật những kiến thức mới đã được thừa nhận rộng rãi, trước hết là những nội dung cơ bản về kiến tạo mảng và những vấn đề liên quan. Trong giáo trình một số nội dung để đọc thêm được in ở dạng chữ nhỏ.

Hiện nay chưa có sự thống nhất về viết các thuật ngữ có nguồn gốc tiếng nước ngoài, do đó có nhiều cách viết khác nhau. Trong khi chờ đợi sự thống nhất chung, chúng tôi tham khảo cách viết của “Tự điển Tiếng Việt” do Viện Ngôn ngữ biên soạn và xuất bản lần thứ sáu (Hà Nội - Đà Nẵng 1998) và cách viết quen thuộc hiện nay trong các ấn phẩm địa chất. Nói chung, trong sách này thuật ngữ nguồn gốc tiếng nước ngoài được viết dựa theo chữ gốc của chúng đã được latin hoá, đôi khi phụ âm được lược bớt để dễ ghép vần hơn nhưng không xa lệch với cách viết của chữ gốc.

Bản thảo của sách được chuẩn bị theo đề cương và sự biên tập của chủ biên, tác giả của từng chương mục được ghi trong mục lục của sách. Các Giáo sư Tô Linh, Trần Nghi, các Phó Giáo sư Nguyễn Ngọc Trường, Đỗ Thị Vân Thanh đã đọc và góp nhiều ý kiến cho việc hoàn thiện bản thảo của giáo trình. Tiến sĩ Nguyễn Văn Vượng đã góp phần hoàn thiện các chương mục về cấu trúc địa chất và kiến tạo, đồng thời thực hiện hình vẽ minh hoạ của giáo trình với sự cộng tác của kỹ sư Nguyễn Đình Nguyên. Các tác giả chân thành cảm ơn về sự giúp đỡ quý báu nói trên của bạn bè và đồng nghiệp.'

Tập thể tác giả mong nhận được sự góp ý của đồng nghiệp về nội dung cũng như về hình thức trình bày sách và xin chân thành cảm ơn về mọi góp ý quý báu để chúng tôi tiếp tục hoàn thiện thêm cuốn sách này.

Thay mặt tập thể tác giả
Giáo sư Tổng Dục Thanh

MỤC LỤC

	Trang
Lời nói đầu	3
Mục lục	5
Chương 1. Tổng quan về Trái Đất (Tống Duy Thanh)	13
1.1. Trái Đất - đối tượng nghiên cứu của nhiều khoa học	13
1.1.1. Trái Đất, nơi sinh sống của loài người	13
1.1.2. Con người nghiên cứu về Trái Đất	14
1.1.3. Phương pháp nghiên cứu	18
1.2. Trái Đất trong hệ Mặt Trời	19
1.2.1. Cấu trúc của hệ Mặt Trời	19
1.2.2. Một số nét về các thiên thể của hệ Mặt Trời	19
1.2.3. Hình dạng, kích thước, tỷ trọng của Trái Đất	23
1.3. Tính chất lý hoá của Trái Đất	24
1.3.1. Trọng lực	24
1.3.2. Nhiệt của Trái Đất	24
1.3.3. Địa từ	25
1.3.4. Thành phần hoá học của Trái Đất	25
1.4. Cấu trúc của Trái Đất	27
1.4.1. Cấu trúc bề mặt Trái Đất	27
1.4.2. Cấu trúc bên trong của Trái Đất	32
1.5. Nguồn gốc và tuổi của Trái Đất	36
1.5.1. Nguồn gốc và lịch sử ban đầu của vũ trụ	36
1.5.2. Sự thay đổi thành phần của vũ trụ	38
1.5.3. Nguồn gốc và lịch sử của hệ Mặt Trời	38
1.5.4. Nguồn gốc và sự phân dị của Trái Đất khởi thủy	46
Chương 2. Khoáng vật (Trịnh Hân)	49
2.1. Khoáng vật và ý nghĩa của chúng	49
2.1.1. Định nghĩa khoáng vật	49
2.1.2. Khoa học về khoáng vật	49
2.1.3. Khoáng vật học trong đời sống	50
2.2. Khái niệm cơ bản về tinh thể học	51

2.2.1. Hình đơn	51
2.2.2. Ô mạng, mạng tinh thể và hệ tinh thể	52
Đọc thêm	55
2.2.3. Các dạng liên kết trong tinh thể	55
2.2.4. Bán kính nguyên tử và ion	58
2.2.5. Các quy tắc thực nghiệm Pauling	58
2.3. Phân loại khoáng vật	59
2.3.1. Khoáng vật trong cấu trúc vỏ Trái Đất	59
2.3.2. Dấu hiệu nhận biết khoáng vật	60
2.3.3. Hệ thống phân loại khoáng vật	64
2.4. Mô tả khoáng vật chủ yếu	65
2.4.1. Lớp nguyên tố tự sinh	65
2.4.2. Lớp sulfur	66
2.4.3. Lớp halogenur	67
2.4.4. Lớp oxyt và hydroxyt	67
2.4.5. Lớp silicat và alumosilicat	69
2.4.6. Lớp carbonat	74
2.4.7. Lớp sulfat	75
2.4.8. Lớp phosphat, asenat và vanadat	75
Đọc thêm	76
2.5. Một số tập tính của hỗn hợp khoáng vật theo sự biến thiên của nhiệt độ	76
2.5.1 Quy tắc pha của Gibbs	76
2.5.2. Một số tập tính của hỗn hợp khoáng vật theo biến thiên của nhiệt độ	78
2.6. Liệt phản ứng Bowen	82
2.6.1. Loạt phản ứng gián đoạn của khoáng vật nhóm feric	83
2.6.2. Loạt phản ứng liên tục của alumo-silicat (nhóm salic)	84
2.6.3. Tóm tắt	85
Chương 3. Các loại đá (Trịnh Hân)	86
3.1. Đá và khoa học nghiên cứu về đá	86
3.1.1. Định nghĩa	86
3.1.2. Thạch học – khoa học nghiên cứu về đá	86

3.2. Đá magma	87
3.2.1. Định nghĩa magma và đá magma	87
3.2.2. Kiến trúc của đá magma	88
3.2.3. Thành phần khoáng vật của đá magma	90
3.2.4. Phân loại và mô tả các loại đá magma chủ yếu	90
Đọc thêm	94
Phân bố các đá magma ở Việt Nam	
3.3. Đá trầm tích	96
3.3.1. Kiến trúc, cấu tạo đá trầm tích. Các loại ximăng	96
3.3.2. Nhóm đá vụn và phân loại, mô tả các loại đá chính	101
3.3.3. Nhóm các đá hữu cơ. Sự thành tạo chúng	102
3.3.4. Nhóm các đá trầm tích hóa học và sự thành tạo của chúng	107
3.3.5. Quá trình thành tạo đá trầm tích	110
3.4. Đá biến chất	113
3.4.1. Những khái niệm chung	113
3.4.2. Kiến trúc, cấu tạo, tương của đá biến chất. Cách gọi tên đá	114
3.4.3. Phân loại và mô tả các đá biến chất chủ yếu	117
Chương 4. Cơ sở địa chất cấu tạo (Lê Văn Mạnh)	121
4.1. Lớp, tính phân lớp và cấu trúc mặt phân lớp	121
4.1.1. Lớp và tính phân lớp	121
4.1.2. Cấu trúc của mặt phân lớp	123
4.1.3. Thế nằm nguyên sinh và thế nằm biến dạng của lớp	123
4.2. Chỉnh hợp và bất chỉnh hợp	124
4.2.1. Bất chỉnh hợp địa tầng	124
4.2.2. Bất chỉnh hợp địa lý	125
4.3. Dạng nằm của lớp	125
4.3.1. Dạng nằm ngang	125
4.3.2. Dạng nằm nghiêng và các yếu tố thế nằm	125
4.3.3. Sử dụng địa bàn địa chất	126
4.3.4. Dạng nằm uốn nếp	127
4.3.5. Phân loại nếp uốn	129
4.3.6. Phức nếp lồi và phức nếp lõm	131
4.4. Đứt gãy và các yếu tố của đứt gãy	131

4.4.1. Đứt gãy	131
4.4.2. Lớp phủ kiến tạo (địa di)	135
4.4.3. Đứt gãy sâu	134
4.5. Bản đồ địa chất	136
4.5.1. Các loại bản đồ địa chất	136
4.5.2. Các dấu hiệu quy ước trên bản đồ địa chất	137
4.5.3. Cột địa tầng, mặt cắt địa chất.	138
Chương 5. Địa tầng và lịch sử vỏ Trái Đất (Tống Duy Thanh)	140
5.1. Định nghĩa và vai trò của Địa tầng học	140
5.1.1. Định nghĩa, đối tượng và nhiệm vụ của Địa tầng học	140
5.1.2. Vai trò của Địa tầng học	140
5.2. Tuổi địa chất và phương pháp xác định	141
5.2.1. Phương pháp xác định tuổi tuyệt đối	141
5.2.2. Phương pháp xác định tuổi tương đối	144
5.3. Cơ sở Địa tầng học	144
5.3.1. Nguyên lý hiện tại đối với Địa tầng học và Địa chất lịch sử	145
5.3.2. Các phương pháp Địa tầng học	145
5.3.3. Phân chia địa tầng	145
a. Phân vị địa tầng	146
b. Các phân vị thạch địa tầng	146
c. Các phân vị sinh địa tầng	148
d. Các đơn vị thời địa tầng và thời gian địa chất	148
5.4. Những mốc lớn trong lịch sử địa chất	151
5.4.1. Arkei và những chứng liệu lịch sử đầu tiên	151
5.4.2. Proterozoi và sự hình thành các lục địa	152
5.4.3. Paleozoi – nguyên đại của sinh giới cổ và hai vận động tạo núi lớn	153
5.4.4. Mesozoi – nguyên đại của tách dần lục địa và bò sát khổng lồ	156
5.4.5. Kainozoi – hoàn thành tạo núi Alpi và phát triển động vật có vú	159
Bảng Thời địa tầng và địa niên biểu	153 - 164
Chương 6. Các quá trình địa chất nội sinh	165
(Lê Văn Mạnh, Tạ Trọng Thắng)	
6.1. Hoạt động magma (Lê Văn Mạnh)	165
6.1.1. Khái quát về hoạt động magma	165

a- Khái niệm về magma	165
b- Nhiệt độ của magma	166
c- Độ nhớt của magma	167
d- Các nguyên tố chất bốc của magma	167
e- Sự nguội lạnh của magma	167
f- Sự phân dị magma	168
6.1.2. Hoạt động magma xâm nhập	169
a. Khái niệm chung	169
b. Dạng nằm của đá xâm nhập	170
6.1.3. Hoạt động núi lửa	173
a. Cấu trúc và hình dạng của núi lửa	173
b. Các dạng và kiểu hoạt động núi lửa	175
c. Sản phẩm của hoạt động núi lửa	180
d. Vật liệu vụn núi lửa	181
e. Khí núi lửa	183
f. Phân bố núi lửa trên Trái Đất	184
6.1.4. Dạng nằm của đá phun trào	186
6.2. Động đất (Tạ Trọng Thắng)	188
6.2.1. Khái quát về động đất và nguyên nhân động đất	188
6.2.2. Cơ chế của động đất	189
a. Chấn tiêu và chấn tâm	189
b. Cấp động đất, cường độ và hậu quả của động đất	189
c. Sóng động đất, cơ chế lan truyền, ghi chép động đất	193
6.2.3. Phân bố động đất trên thế giới	196
6.2.4. Ý nghĩa thực tiễn của việc nghiên cứu động đất	196
Chương 7. Các quá trình địa chất ngoại sinh. (Hoạt động địa chất của khí quyển và sinh quyển) (Tạ Hoà Phương)	199
7.1. Hoạt động địa chất của khí quyển	199
7.1.1. Thành phần và cấu trúc phân tầng của khí quyển	199
7.1.2. Sự chuyển động của không khí	201
7.1.3. Hoạt động địa chất của gió	202
7.2. Hoạt động địa chất của sinh quyển	205
7.2.1. Khái quát về sinh quyển	205

7.2.2. Phân bố của sinh vật trên Trái Đất	206
7.2.3. Vai trò của sinh vật trong sự biến đổi vật chất trên Trái Đất	209
Chương 8. Các quá trình địa chất ngoại sinh. (Hoạt động địa chất của thủy quyển và tác động phong hoá) (Tạ Hoà Phương, Nguyễn Văn Vinh)	214
8.1. Thành phần và phân bố của thủy quyển (Tạ Hoà Phương)	214
8.2. Hoạt động địa chất của nước trên lục địa (Tạ Hoà Phương)	215
8.2.1. Hoạt động xói mòn và vận chuyển	215
8.2.2. Sự hình thành và hoạt động địa chất của mương xói	215
8.2.3. Mạng sông suối	217
a. Các thời kỳ phát triển của sông	218
b. Chu kỳ xói mòn, sự hình thành thêm sông	220
c. Miền cửa sông	221
8.3. Hoạt động địa chất của nước dưới đất (Nguyễn Văn Vinh)	223
8.3.1. Tính thấm nước của đá và nước dưới đất	223
8.3.2. Trạng thái của nước trong đá	223
8.3.3. Nguồn gốc của nước dưới đất	225
8.3.4. Phân loại nước dưới đất	227
8.3.5. Thành phần hoá học của nước dưới đất	230
8.3.6. Karst (Carxto)	232
8.3.7. Trượt đất	235
8.4. Hoạt động địa chất của hồ và đầm lầy (Nguyễn Văn Vinh)	236
8.4.1. Hồ và đặc điểm của hồ	236
8.4.2. Hoạt động địa chất của hồ	237
8.4.3. Đầm lầy và sự thành tạo than bùn	238
8.5. Hoạt động địa chất của biển (Tạ Hoà Phương)	239
8.5.1. Hoạt động phá huỷ của biển	239
8.5.2. Sự chuyển động và vận chuyển của nước biển	241
8.5.3. Hình thái đáy biển và sự lắng đọng trầm tích trong biển	244
8.6. Hoạt động phong hóa (Nguyễn Văn Vinh)	246
8.6.1. Phong hóa cơ học (hay phong hóa lý học)	247
8.6.2. Phong hóa hóa học	248
8.6.3. Phong hóa sinh học	249
8.6.4. Sản phẩm phong hóa	250

Chương 9. Khoáng sản và nguồn gốc của chúng (Vũ Xuân Độ)	254
9.1. Khái quát về khoáng sản học	254
9.1.1. Khái niệm về khoáng sản và khoa học nghiên cứu chúng	254
9.1.2. Chất lượng và trữ lượng của mỏ khoáng	256
9.1.3. Phân loại khoáng sản theo đối tượng và mục đích sử dụng	257
a. Khoáng sản kim loại	257
b. Khoáng sản phi kim loại	259
c. Khoáng sản cháy và nhiên liệu	261
9.2. Nguồn gốc thành tạo các mỏ khoáng	262
9.2.1. Mỏ nguồn gốc magma	262
a. Các mỏ magma thực sự	262
b. Các mỏ pegmatit	264
c. Các mỏ skarn	265
d. Các mỏ nhiệt dịch hậu magma	266
9.2.2. Các mỏ nguồn gốc biến chất	270
a. Các mỏ bị biến chất	271
b. Các mỏ biến chất	272
9.2.3. Các mỏ ngoại sinh	273
a. Các mỏ phong hoá	273
b. Các mỏ trầm tích	275
9.3. Một số khái niệm về điều tra khoáng sản	279
9.3.1. Dự báo khoáng sản	279
9.3.2. Tìm kiếm khoáng sản	279
a. Các tiền đề tìm kiếm	280
b. Các dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản	281
Chương 10. Vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất (Tổng Duy Thanh, Tạ Trọng Thắng)	283
10.1. Cấu trúc vỏ Trái Đất. Các thuyết kiến tạo	283
10.1.1. Cấu trúc vỏ Trái Đất	283
10.1.2. Nền và khiên – Hai dạng cấu trúc cổ của bề mặt vỏ Trái Đất	284
10.1.3. Các thuyết kiến tạo	285
10.2. Thuyết địa mảng	285
10.2.1. Đặc tính của địa mảng	285

10.2.2. Các giai đoạn hoạt động của địa mảng	286
10.3. Thuyết kiến tạo mảng	287
10.3.1. Khái niệm ban đầu về kiến tạo mảng	287
10.3.2. Các mảng thạch quyển	291
10.3.3. Cơ chế hoạt động của các kiểu ranh giới mảng	294
a. Ranh giới mảng phân kỳ	294
b. Ranh giới mảng hội tụ	295
c. Ranh giới mảng chuyển dạng	301
10.3.4. Kiến tạo mảng và phân bố tài nguyên	301
a. Kiến tạo mảng và phân bố sự sống	301
b. Kiến tạo mảng và phân bố khoáng sản	303
Tài liệu tham khảo	304

Chương 1

TỔNG QUAN VỀ TRÁI ĐẤT

1.1. TRÁI ĐẤT - ĐỐI TƯỢNG NGHIÊN CỨU CỦA NHIỀU KHOA HỌC

1.1.1. Trái Đất, nơi sinh sống của loài người

Một câu hỏi lớn đến nay vẫn chưa được giải đáp – liệu có một thiên thể nào trong vũ trụ có một loài người và nền văn minh nhân loại như trên Trái Đất của chúng ta không? Bằng nhiều kết quả nghiên cứu về thiên văn học, phân tích quang phổ các tia sáng từ các thiên thể người ta đã có những phát hiện, những dự đoán rằng ở thiên thể này hay thiên thể khác có thể có những điều kiện dường như thuận lợi cho việc xuất hiện sự sống. Song liệu có nơi nào đó trong vũ trụ sự sống đã phát triển và đạt tới mức hoặc hơn mức của Trái Đất, nơi mà loài người đang làm chủ hành tinh bằng sự thông minh và nền văn minh của mình.

Với hy vọng tìm thấy và liên lạc được với một nền văn minh khác trong vũ trụ, người ta đã nhiều lần gửi đi những tín hiệu vô tuyến, nhưng nếu có một nền văn minh như vậy và nếu con người vũ trụ (ta cứ tạm gọi như thế) của nền văn minh đó nhận được và trả lời các tín hiệu vô tuyến gửi đi từ Trái Đất thì cũng phải đến các thế hệ con cháu đời sau của chúng ta mới nhận được sự trả lời đó. Điều chắc chắn là trong các hành tinh anh em với Trái Đất đang cùng xoay quanh Mặt Trời thì chỉ có hành tinh của chúng ta là có sự sống phát triển đến mức để có chúng ta. Không một hành tinh nào có nhiều nước và không khí như Trái Đất và chính từ nước và không khí đã xuất hiện sự sống, dưới biển cá lợi tung tăng; trên cạn cây xanh phủ khắp, động vật và người sinh sôi nảy nở.

Từ vũ trụ nhìn về, không gì đẹp tuyệt vời bằng hành tinh xanh của chúng ta, các nhà du hành vũ trụ đã khẳng định như vậy. Tổ tiên của chúng ta đã sinh ra trên Trái Đất, thế hệ kế tiếp thế hệ, con người đã khôn dần, phát triển dần để đến ngày nay đã tự tạo cho mình một nền văn minh rực rỡ và ngày càng được hoàn thiện thêm. Nếu mỗi chúng ta đều có ngôi nhà, nơi chôn nhau cắt rốn, nhưng rồi khi lớn khôn chúng ta có thể rời chuyển đến một ngôi nhà khác đẹp hơn, khang trang và khoáng đạt hơn thì ngôi nhà duy nhất hiện nay và rất nhiều thế hệ mai sau của loài người vẫn chỉ là hành tinh xanh đẹp duy nhất của hệ Mặt Trời. Trên Trái Đất này con người đã sinh ra, trú ngụ và tìm thấy tất cả những gì cần thiết cho nền văn minh ngày càng phát triển của mình. Ngay cả ở những nơi có môi trường thiên nhiên khốc liệt nhất như sa

mạc và vùng cực buốt lạnh thì những điều kiện cơ bản để duy trì sự sống ở đó cũng không thể mơ ước có được ở những hành tinh khác trong hệ Mặt Trời.

Trái Đất chính là ngôi nhà thân thương duy nhất của con người, ngôi nhà ấy dù có vô cùng vĩ đại và tráng lệ, song nếu ngày qua ngày từng viên gạch, từng mảng tường của nó cứ bị huỷ hoại, không được bảo vệ thì sự thất thoát ấy qua năm tháng sẽ dẫn đến sự lụi tàn. Sẽ rất nghiêm trọng nếu điều này xảy ra. Bởi vì con người có thể sáng tạo và xây dựng được nhiều thứ, từ những ngôi nhà đơn sơ đến những cung điện nguy nga tráng lệ, những thiết bị kỹ thuật cao, tối tân và phức tạp, nhưng con người không thể tạo ra một Trái Đất khác. Trong nhiều thế hệ nữa trong tương lai, con người vẫn chưa thể kiếm được trong vũ trụ một ngôi nhà nào khác ngôi nhà mình hiện đang có.

1.1.2. Con người nghiên cứu về Trái Đất

“Trời tròn đất vuông”, câu nói của miệng từ ngàn xưa đã phản ánh quan niệm thô sơ của ông cha ta về bầu trời và Trái Đất. Trời không tròn nhưng tầm mắt hạn chế của thuở xưa không thể hiểu được cấu trúc vũ trụ mà chỉ có thể hình dung tưởng như trời, tức vũ trụ tròn như một cái vung khổng lồ úp trên toàn bộ mặt đất. Nhiều câu chuyện dân gian của các dân tộc phương Đông đều tưởng tượng xưa kia trời và đất liền găn nhau để có thể bắc thang lên đến tận trời. Hình ảnh chàng lực sĩ Hercule khổng lồ, đứng trên mặt đất hai tay nâng bầu trời cũng rất quen thuộc với các dân tộc cổ xưa ở phương Tây. Ngày nay từ em học sinh nhỏ cũng biết rõ Trái Đất không vuông mà tròn như tên gọi của nó – Trái Đất. Tuy vậy, để đi đến khẳng định được chân lý đơn giản đó, nhân loại đã trải qua biết bao sự gian truân tìm tòi. Từ ngàn xưa, đất vuông đã như một chân lý và chỉ đến cuối thế kỷ 15, đầu thế kỷ 16 đất tròn mới được xác nhận và cũng từ đó tên gọi Trái Đất (Địa cầu) mới được khẳng định nhờ các chuyến vượt đại dương của Colomb (Christophe Colomb, 1451-1506), Magellan (Fernand de Magellan, 1480-1521). Cho rằng đất tròn, một ý nghĩ táo bạo vào thời ấy, Colomb đã tìm đường từ Tây Ban Nha đến Ấn Độ theo hướng tây của đường biển, nhờ đó ông đã phát hiện ra Châu Mỹ (1492). Magellan cùng đội thủy thủ của ông lần đầu tiên hoàn thành một vòng khép kín theo đường biển trong 3 năm liền (1519-1521) cũng ra đi theo đường biển từ Tây Ban Nha về hướng tây, ông đã qua Đại Tây Dương, lần đầu tiên đến Thái Bình Dương và sau khi ông hy sinh, đồng đội của ông đã qua Ấn Độ Dương vòng qua Nam Châu Phi mà trở về Tây Ban Nha đúng từ hướng đông, từ đó Trái Đất tròn được ông khẳng định.

Từ khi biết và khẳng định được Trái Đất tròn, hàng loạt các hành trình thám hiểm đã được tiến hành. Những cuộc thám hiểm để xác định cực bắc và cực nam của Trái Đất, để phát hiện những vùng đất mới trên các đại dương lần lượt được tiến hành từ thế kỷ này sang thế kỷ khác để ngày càng hoàn thiện bản đồ thế giới. Trong khuôn khổ giáo trình này, chúng ta không có điều kiện để đề cập chi tiết đến vấn đề lý thú về lịch sử các phát hiện địa lý trong các thế kỷ trước.

Con người sống trên Trái Đất, mọi tài nguyên cần cho sự phát triển văn minh và đời sống đều lấy lên từ lòng đất và mặt đất. Con người cũng đang sống với những điều kiện tự

nhien khác nhau đang hàng ngày diễn ra trên Trái Đất. Chính vì thế, các đối tượng nghiên cứu về Trái Đất vô cùng rộng lớn, có thể nói ít có một lĩnh vực khoa học nào lại có quy mô rộng lớn như các khoa học nghiên cứu về Trái Đất và những thành tựu nghiên cứu về Trái Đất cũng ngày càng được tích lũy, con người ngày càng hiểu đầy đủ hơn về nơi tổ tiên mình đã sống, mình đang sống và cả thế hệ con cháu cũng sẽ sống ở đây.

Ngày nay bản đồ thế giới đã khá hoàn chỉnh, thời kỳ của các phát hiện lớn về địa lý, phát hiện các vùng đất mới đã qua rồi. Con người đã biết khá tường tận về hình thể Trái Đất, rằng hành tinh của chúng ta không phải là hình cầu tròn mà là một hình cầu dẹt, rằng hai cực của nó không giống nhau và Trái Đất được cấu trúc từ nhiều vành tròn đồng tâm gọi là các địa quyển. Từ trong ra ngoài gồm nhân, manti, thạch quyển, thủy quyển, sinh quyển và khí quyển. Mức độ hiểu biết của con người về từng quyển có khác nhau nhưng chúng ta chỉ mới biết khá tường tận về các quyển ngoài như khí quyển, thủy quyển, sinh quyển và phần ngoài của thạch quyển. Con người ngày càng áp dụng nhiều thành tựu mới nhất về khoa học - kỹ thuật để nghiên cứu Trái Đất. Những máy móc tinh vi hiện đại nhất đã được sử dụng để phân tích thành phần vật chất của thạch quyển, xác định tuổi của đá trên Trái Đất, nghiên cứu cấu tạo của các tầng đá, nghiên cứu thành phần và hoạt động của đất liền, của biển cả, của không khí v.v.. Người ta đã khoan sâu xuống dưới đáy biển và trên lục địa (tới 12 km) để nghiên cứu lòng đất, đã phóng tên lửa lên không trung để nghiên cứu khí quyển. Bước ngoặt lớn trong việc nghiên cứu Trái Đất là thành công trong việc nghiên cứu hành tinh này từ vũ trụ. Bắt đầu từ việc Liên Xô phóng vệ tinh nhân tạo đầu tiên của Trái Đất (1957), nhờ con tàu vũ trụ đầu tiên (1961) của Liên Xô rồi sau đó là hàng loạt các con tàu vũ trụ khác của Liên Xô và Mỹ mà nhiều tư liệu mới về Trái Đất đã được bổ sung. Những tư liệu này đã trả lời được hàng loạt những câu hỏi, hàng loạt những vấn đề mà bao đời nay con người không giải đáp được bằng cách nghiên cứu trên mặt đất.

Các khoa học về Trái Đất, trong đó Địa chất học có vị trí hàng đầu, ngày nay trở nên rất đa dạng. Theo nhu cầu nghiên cứu ngày càng sâu về Trái Đất mà xuất hiện ngày càng nhiều ngành chuyên môn mới, việc áp dụng các tiến bộ khoa học cũng lại thúc đẩy sự ra đời nhiều phương pháp, nhiều chuyên môn mới trong khoa học Trái Đất. Tuy nhiên, đối tượng của khoa học về Trái Đất là nghiên cứu các quyển của nó và mối tương tác giữa các quyển với nhau, mặt khác tùy thuộc vào nhu cầu của con người trong việc sử dụng điều kiện tự nhiên và tài nguyên nên người ta thường hình dung các khoa học về Trái Đất gồm hai nhóm lớn. *Nhóm thứ nhất bao gồm các khoa học về Địa chất* nhằm nghiên cứu về lòng đất, mà chủ yếu là nghiên cứu về thạch quyển, nơi cung cấp cho con người tất cả các tài nguyên khoáng sản, nơi nảy sinh những hiện tượng từ lòng đất mà con người cần biết để có biện pháp xử lý trong cuộc sống hàng ngày. *Nhóm thứ hai* bao gồm các khoa học nghiên cứu về các quyển ngoài của Trái Đất cùng mối tương tác của chúng với nhau, được tập hợp trong ngành *khoa học về Địa lý*. Có những khoa học trung gian giữa hai nhóm này như Địa mạo học, hoặc có những khoa học nghiên cứu về một quyển của Trái Đất (sinh quyển) nhưng từ lâu đã trở thành một ngành khoa học

phát triển độc lập như Sinh học, mà trong đó chỉ còn một vài bộ phận có mối quan hệ trực tiếp với các khoa học Trái Đất. Cũng lại có những chuyên ngành vừa thuộc phạm vi của ngành khoa học khác nhưng do đối tượng nghiên cứu có liên quan trực tiếp với khoa học Trái Đất nên cũng được coi là bộ phận của khoa học Trái Đất, ví như môn khoa học về phân bố địa lý của sinh vật (*Địa lý sinh học*). Với tình hình như vậy, việc phân loại các khoa học về Trái Đất trở nên phức tạp. Trong phạm vi giáo trình này, dưới đây chúng ta chú ý nhiều hơn về tìm hiểu các chuyên ngành của Địa chất học và mối tương quan giữa chúng với nhau.

Các khoa học Địa chất

Đối tượng nghiên cứu của các khoa học địa chất là các quyển bên trong của Trái Đất, nhưng hiện nay địa chất học mới chỉ nghiên cứu được nhiều về phần bên trên của quyển ngoài cùng trong số các quyển bên trong của Trái Đất – thạch quyển. Việc nghiên cứu địa chất được bắt đầu bằng nghiên cứu thành phần vật chất của thạch quyển, đó là nhiệm vụ của các khoa khoáng vật học, thạch học và địa hoá học.

Khoáng vật học là khoa học về các đơn chất và hợp chất có trong tự nhiên gọi là khoáng vật, như vàng, kim cương, bạch kim, calcit (CaCO_3), thạch anh (SiO_2) v.v.. . Đặc tính của khoáng vật là có hoá tính khá bền vững và lý tính khá đồng nhất. Mỗi khoáng vật có một kiểu cấu trúc phân tử đặc trưng thể hiện qua dạng tinh thể của nó. Do đó mà bộ môn *Tinh thể học* là một khoa học tuy có phương pháp nghiên cứu gắn liền với vật lý và hoá học nhưng do có mối tương quan mật thiết với khoáng vật học nên người ta cũng coi tinh thể học như là một môn trong các khoa học về Trái Đất.

Thạch học nghiên cứu về các loại đá hợp thành vỏ Trái Đất. Nghiên cứu thành phần các loại đá của Trái Đất và quy luật thành tạo nên chúng là nhiệm vụ của thạch học.

Địa hoá học cũng là một khoa học nghiên cứu về thành phần vật chất của Trái Đất. Với tên gọi của nó, ta dễ hình dung đó là chuyên ngành liên quan chặt chẽ với cả Hoá học và Địa chất học. Đó là khoa học nghiên cứu về thành phần hoá học của Trái Đất, mà trước hết là của thạch quyển, quy luật phân bố và đặc tính di chuyển của chúng trong thạch quyển. Cùng với khoáng vật học và thạch học, địa hoá học đã góp phần quan trọng trong việc phát hiện các mỏ khoáng sản.

Địa chất khoáng sản cũng thuộc nhóm các khoa học nghiên cứu thành phần vật chất của thạch quyển. Môn khoa học này nghiên cứu thành phần và quy luật sinh thành, quy luật phân bố của khoáng sản nhằm phục vụ cho các ngành kinh tế quốc dân. Địa chất khoáng sản được coi là một khoa học ứng dụng trong Địa chất học vì nó trực tiếp ứng dụng tổng thể những quy luật địa chất để tìm kiếm, phát hiện các khoáng sản.

Địa tầng học. Nếu các khoa học về khoáng vật, thạch học và địa hoá nghiên cứu về thành phần vật chất của thạch quyển thì một số môn khoa học khác như Địa tầng học, Kiến tạo học lại là khoa học nghiên cứu về lịch sử, quy luật hoạt động và cấu trúc của vỏ Trái Đất. Trong đó, Địa tầng học nghiên cứu và xác định quy luật và lịch sử hình thành các tầng đá của vỏ Trái Đất, nhờ đó mà chúng ta xác định được tuổi

các tầng đá, lịch sử hình thành và phát triển của vỏ Trái Đất trong từng khu vực và trên toàn thế giới.

Một môn khoa học nguyên là thuộc Sinh học song có mối liên quan mật thiết với Địa tầng học nên cũng được coi là một bộ phận của Địa chất học, đó là *Cổ sinh vật học*. Môn khoa học này nghiên cứu về di tích các sinh vật được bảo tồn trong đá. Chính nhờ di tích của sinh vật được bảo tồn trong các tầng đá mà các nhà Địa chất học xác định được các tầng đá có tuổi già trẻ khác nhau.

Kiến tạo học là khoa học nghiên cứu về cấu trúc, quy luật và lịch sử vận động của vỏ Trái Đất. Kết quả nghiên cứu của Kiến tạo học không những cho ta biết được quy luật và quá trình hình thành các cấu trúc bề mặt Trái Đất, sự hình thành các dãy núi, các đồng bằng, các hồ biển sâu v.v.. Kết quả nghiên cứu về kiến tạo cũng cung cấp cho con người tri thức để tìm kiếm khoáng sản, để ứng dụng các quy luật vận động của vỏ Trái Đất vào mục đích phục vụ cho đời sống hàng ngày của con người.

Địa vật lý ứng dụng các tri thức, các thành tựu của Vật lý học để nghiên cứu về Trái Đất. Người ta cũng thường phân biệt *Vật lý địa cầu* là khoa học nghiên cứu chung về tính chất vật lý các quyển của Trái Đất, còn tên gọi *Địa vật lý* thường dành để chỉ môn khoa học nghiên cứu thạch quyển. Khoa học Địa vật lý có ý nghĩa rất lớn, nhờ kết quả nghiên cứu của nó phối hợp với các kết quả của các khoa học khác của Địa chất học mà người ta đã phát hiện nhiều mỏ ở dưới sâu lòng đất, cũng chính nhờ kết quả nghiên cứu đó người ta biết được cấu trúc dưới sâu của lòng đất, nơi mà hiện nay các mũi khoan hiện đại nhất cũng chưa thể vươn tới.

Trên đây là những khoa học chủ yếu của Địa chất học, mỗi khoa học lại phân nhỏ thành các khoa học chi tiết hơn, sâu hơn. Có thể nêu lên vài ví dụ như từ Thạch học còn phân ra *Thạch học đá magma* – nghiên cứu về đá có nguồn gốc từ lòng Trái Đất xuyên lên thạch quyển, *Thạch học đá trầm tích* nghiên cứu về các đá thành tạo do sự tích đọng các sản phẩm phá huỷ từ các cấu phần của thạch quyển, sinh quyển v.v.. Trong địa tầng học có các môn chuyên sâu khác như *Sinh địa tầng*, *Thạch địa tầng*, *Thời địa tầng* v.v..

Các bộ môn khoa học Địa chất ứng dụng có tầm quan trọng rất lớn đối với đời sống con người. Trong số đó trước hết ta kể đến *Địa chất thuỷ văn* – nghiên cứu về thành phần và quy luật phân bố nước ngầm. Vai trò của nước ngầm ngày nay ít ai không biết tới vì nó là nguồn cung cấp chủ yếu cho nhu cầu nước trong sinh hoạt và sản xuất của phần lớn các đô thị, cung cấp nước cho nhiều vùng khô hạn. *Địa chất công trình* là một khoa học địa chất ứng dụng mà không có nó các công trình xây dựng như các đập thuỷ điện, các công trình xây dựng công nghiệp, văn hoá, giao thông vận tải sẽ không đảm bảo được sự an toàn. Con người đã từng phải trả giá rất đắt và thậm chí bằng cả sinh mạng do các công trình xây dựng lớn không được điều tra đầy đủ về điều kiện địa chất nền móng.

Trong các khoa học về địa chất cũng lại có những chuyên đề như *Địa chất Đệ Tứ*, *Địa chất biển* v.v.. đã dần dần trở thành những khoa học độc lập, do tầm quan trọng của

chúng đối với hoạt động kinh tế và với đời sống con người nói chung. Địa chất Đệ Tứ nghiên cứu các quá trình địa chất và hậu quả của chúng trong giai đoạn trẻ nhất của lịch sử Trái Đất – kỷ Đệ Tứ.

Địa chất biển là một trong những khoa học trẻ trong Địa chất học, đối tượng nghiên cứu của nó là các hoạt động địa chất và hệ quả của chúng ở các đại dương, trước hết là ở đáy đại dương và thềm lục địa. Vai trò của Địa chất biển ngày nay được xác định rõ nét do con người ngày càng tìm cách khai thác nhiều tài nguyên khoáng sản ở đáy biển vùng thềm lục địa, trước hết là dầu mỏ và khí đốt. Không những thế, kết quả nghiên cứu của Địa chất biển còn cung cấp cho chúng ta nhiều dẫn liệu giải đáp các vấn đề về quy luật và lịch sử hoạt động của thạch quyển.

1.1.3. Phương pháp nghiên cứu

Các khoa học về Trái Đất nói chung và Địa chất học nói riêng sử dụng nhiều thành quả các khoa học tự nhiên, trước hết là các khoa học vật lý và hoá học, để nghiên cứu, giải quyết nhiệm vụ tìm hiểu các hiện tượng, các quá trình xảy ra trên bề mặt đất và trong lòng đất. Phương pháp quan trọng của các khoa học về Trái Đất và của Địa chất học là phương pháp quy nạp, quan sát, thu thập các tư liệu, phân tích chúng bằng sử dụng các phương pháp của vật lý và hoá học, cơ học v.v.. để rút ra những kết luận, những quy luật của sự vận động vật chất xảy ra trên Trái Đất. Những quan sát tiếp theo trong tự nhiên lại sẽ chứng nghiệm cho những kết luận, những quy luật đã rút ra.

Sự quan sát, thu thập tư liệu càng chi tiết càng giúp các nhà nghiên cứu đi đến những kết luận càng đúng đắn. Do đó trong khoa học về Trái Đất nói chung và về địa chất nói riêng, công tác trắc đạc tự nhiên có ý nghĩa quyết định cho mọi kết luận khoa học. Có thể nói tự nhiên bao la là "phòng thí nghiệm" khổng lồ của các nhà nghiên cứu địa chất.

Trong các khoa học vật lý và hoá học phương pháp quan trọng bậc nhất là tiến hành thực nghiệm trong các phòng thí nghiệm nhằm kiểm chứng những vấn đề lý thuyết. Các quá trình lý hoá xảy ra trên và trong Trái Đất thường diễn ra trên quy mô khổng lồ và nhiều sự kiện đã và đang xảy ra trong những đơn vị thời gian lâu dài có khi hàng triệu năm. Chúng ta khó có thể làm những thí nghiệm về các quá trình tạo núi như sự hình thành dãy núi Hymalaya, cũng không thể làm thí nghiệm về sự nóng chảy các đá trong lòng đất để phun lên thành những núi lửa. Các nhà khoa học chỉ có thể tiến hành một số thực nghiệm mang tính chất mô hình để tìm hiểu một vài khía cạnh của những hiện tượng, những sự kiện đã và đang xảy ra trên và trong Trái Đất.

Trong Địa chất học các phương pháp nghiên cứu vật lý như nghiên cứu sự truyền sóng chấn động, phương pháp nghiên cứu từ tính, nghiên cứu điện trở kháng của vật chất đều được áp dụng để nghiên cứu cấu trúc của Trái Đất. Để nghiên cứu thành phần vật chất của vỏ Trái Đất người ta áp dụng các phương pháp phân tích của hoá học. Những phương tiện phân tích từ cổ điển đến hiện đại nhất của vật lý và hoá học đều được các nhà địa chất ứng dụng vào nghiên cứu thành phần và cấu trúc vỏ Trái Đất và

Trái Đất nói chung. Nhiều kiến thức sinh vật học cũng được ứng dụng trong Địa chất học, đặc biệt trong cổ sinh vật học để định tuổi các đá.

1.2. TRÁI ĐẤT TRONG HỆ MẶT TRỜI

1.2.1. Cấu trúc của hệ Mặt Trời

Hệ Mặt Trời (hay Thái Dương Hệ) là một hệ các thiên thể trong cấu trúc vũ trụ của Thiên hà và trong vũ trụ lại có rất nhiều Thiên hà. Mặt Trời là thiên thể trung tâm, chiếu sáng cho cả hệ mang tên nó. Đó là khối cầu lửa khổng lồ, nhiệt độ trên bề mặt đạt tới 6000°C , chiếm 99,87% khối lượng của toàn bộ hệ Mặt Trời, gấp 332 lần khối lượng Trái Đất và có đường kính gấp 109 lần đường kính Trái Đất. Tỷ trọng trung bình của Mặt Trời là $1,41\text{g}/\text{cm}^3$ nhưng ở nhiều chỗ tỷ trọng lên tới $117\text{g}/\text{cm}^3$. Thành phần hoá học của Mặt Trời cũng gồm những nguyên tố đã biết trên Trái Đất, nhưng mối tương quan giữa các nguyên tố hoàn toàn khác ở Trái Đất. Các nguyên tố khí nhẹ như hydro và heli chiếm vai trò chủ yếu cấu tạo nên Mặt Trời. Thực tế Mặt Trời là nguồn nhiệt và nguồn chiếu sáng vô tận của cả hệ, nguồn này được tạo ra nhờ các phản ứng nhiệt hạch, do đó các nguyên tố hoá học chủ yếu của Mặt Trời biến thành heli. Người ta tính ra cứ mỗi giây trên Mặt Trời có khoảng 5 triệu tấn vật chất bị thiêu đốt, nhưng trong quá trình 2 tỷ năm qua Mặt Trời cũng chỉ mới thiêu đốt mất $1/7500$ khối lượng của nó.

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

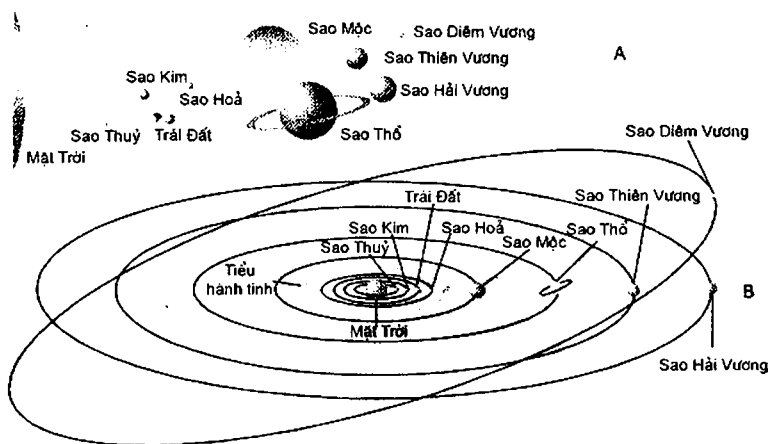
Trong hệ Mặt Trời (Hình 1.1, Bảng 1.1) có tất cả 9 hành tinh quay xung quanh Mặt Trời và 64 vệ tinh, nhiều tiểu hành tinh, thiên thạch và Sao Chổi. Nói chung, quỹ đạo của các hành tinh nằm trên cùng một mặt phẳng của xích đạo Mặt Trời và gần như tròn xoay. Hướng xoay của các hành tinh xung quanh Mặt Trời trùng với hướng xoay của bản thân Mặt Trời.

1.2.2. Một số nét về các thiên thể của hệ Mặt Trời

Hành tinh. Các hành tinh của hệ Mặt Trời gồm nhóm vòng trong và nhóm vòng ngoài. *Nhóm hành tinh vòng trong* gồm các hành tinh gần Mặt Trời (Hình 1.1) chúng còn được gọi là các á địa cầu hoặc "hành tinh đất" vì chúng có nhiều đặc điểm gần gũi với Trái Đất, gần Mặt Trời nhất là Sao Thủy (Mercuri), sau đó là Sao Kim (Venus), Trái Đất và Sao Hoả (Mars). *Nhóm hành tinh vòng ngoài* hay còn gọi là các "hành tinh Mộc" do có nhiều đặc điểm gần gũi với Sao Mộc. Nhóm này gồm Sao Mộc (Jupiter), Sao Thổ (Saturn), Sao Thiên Vương (Uran), Sao Hải Vương (Neptun) và Sao Diêm Vương (Pluton). Các hành tinh vòng trong khác với các hành tinh vòng ngoài ở các đặc điểm là

có kích thước thước bé, tỷ trọng lớn, tốc độ quay quanh trục không lớn. Các hành tinh vòng ngoài lại có những tính chất ngược lại. Ngoài ra, các hành tinh vòng trong có khối lượng khí quyển không lớn so với kích thước của hành tinh, các hành tinh vòng ngoài có khí quyển dày, chủ yếu gồm các khí nhẹ (hydro và heli).

Quay xung quanh một số hành tinh có những vệ tinh, ví dụ Trái Đất có một vệ tinh là Mặt Trăng, Sao Hoả có hai vệ tinh, Sao Mộc có đến 16 vệ tinh, sao Thiên Vương có 15 vệ tinh, còn Sao Thổ ngoài 21 vệ tinh ra lại còn có một vành gọi là “vành Sao Thổ” bao gồm hàng tỷ “vi thể”. Xung quanh các Sao Thủy, Sao Kim không có vệ tinh, Sao Diêm Vương có 1 vệ tinh với đường kính gần bằng 1/3 đường kính của chính nó và chỉ xoay quanh nó với khoảng cách 2000km. Vì thế người ta cũng coi Sao Diêm Vương là một hành tinh kép và khi đó coi như nó không có vệ tinh.



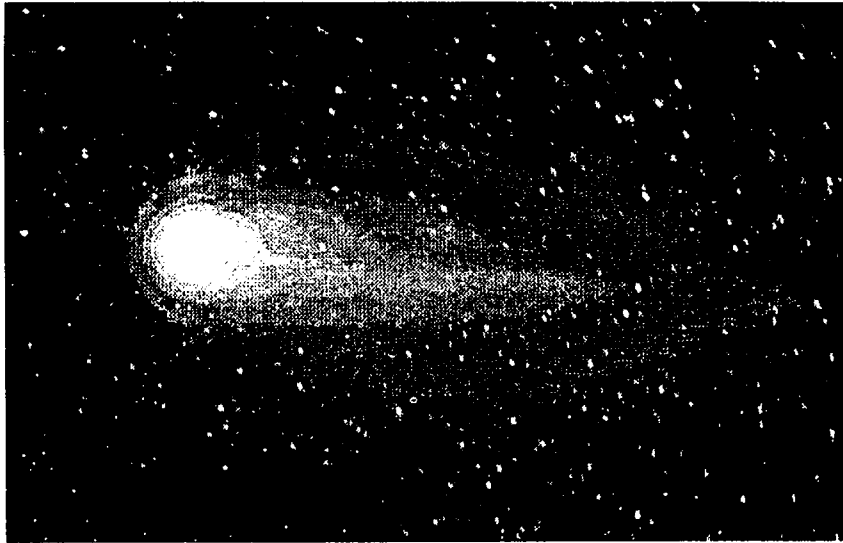
Hình 1.1. Sơ đồ hệ Mặt Trời

A. Tương quan về kích thước của các thiên thể trong hệ Mặt Trời. B. Sơ đồ vị trí quỹ đạo của hệ Mặt Trời (Wicander R. & Monroe J. S., 1993).

Tiểu hành tinh. Trong khoảng giữa quỹ đạo Sao Hoả và Sao Mộc có khoảng vài nghìn tiểu hành tinh. Chúng có kích thước không lớn, chỉ độ vài kilomet, tiểu hành tinh lớn nhất (Zerera) cũng chỉ có kích thước 770km. Chúng không có dạng hình cầu mà thường có dạng khối; vì thế có giả thuyết cho rằng chúng là sản phẩm của sự phá vỡ một hành tinh nào đó. Nếu vậy hành tinh giả định này phải có đường kính khoảng 2500km và người ta đặt tên cho hành tinh giả định này là Faeton.

Thiên thạch. Thiên thạch là những đám chất khoáng có nguồn gốc vũ trụ, phân bố trong khoảng không vũ trụ và một số đã lao vào Trái Đất. Đa số thiên thạch khi lao vào khí quyển bị đốt cháy và nóng chảy, chỉ một số rất ít rơi trên mặt Trái Đất. Một dạng tương tự như thiên thạch là tectit được phát hiện ở nhiều nơi trên thế giới như Đông Nam Á, Tiệp Khắc, Bắc Mỹ v. v. . Tại một số vùng của Việt Nam đã phát hiện nhiều tectit, kết quả nghiên cứu cho thấy chúng rơi trên mặt đất vào đầu Đệ Tứ, nhưng chúng đã bay vòng quanh Trái Đất như những vệ tinh từ kỷ Neogen (Izokh E. P. et al. 1988). Trong lịch sử địa chất người ta biết được một số đợt tectit rơi ào ạt cách đây khoảng 34 triệu năm, 14,8 triệu năm và 0,6 triệu năm v.v. . Có giả thuyết cho rằng

tectit là vật liệu của một Sao Chổi, khi sao này quét vào Trái Đất thì những vật liệu của nó xuyên qua khí quyển và rơi trên mặt đất. Cũng có giả thuyết cho rằng tectit liên quan với một vụ đụng độ của Trái Đất với một hành tinh nào đó.



Hình 1.2. Sao Chổi (R. Wicander & J. S. Monroe, 1993)

Sao Chổi. Sao Chổi là những thiên thể của hệ Mặt Trời, cấu trúc gồm "đầu" được bao bọc bằng vỏ khí và một "đuôi" (Hình 1.2). Đầu có kích thước chỉ từ 1 đến 10km nhưng chứa phần chủ yếu khối lượng của nó và là một đám bụi vật chất kiểu thiên thạch. Đuôi Sao Chổi có bề dài đến hàng chục triệu kilomet, được hình thành khi sao tiến gần Mặt Trời và bao gồm các chất khí được thành tạo do tác dụng trực tiếp của tia sáng Mặt Trời làm bốc hơi vật chất của đầu sao, do áp lực tia sáng nên đuôi có vị trí ngược về phía kia của Mặt Trời. Quỹ đạo của Sao Chổi là hình elip kéo dài mà một trong hai tiêu điểm chính là Mặt Trời và có chu kỳ hơn 200 năm. Phần lớn sao băng rơi trên Trái Đất dường như xuất nguồn từ mảnh vụn của Sao Chổi cắt qua quỹ đạo Trái Đất. Cũng có những mảnh lớn của Sao Chổi lao vào Trái Đất như trường hợp xảy ra ở Tunguska vào ngày 30/7/1908. Sao Chổi có thể có nguồn gốc từ rìa ngoài khoảng không của hệ Mặt Trời, trong "đám mây" hình cầu có bán kính 10 000 đến 100 000 đơn vị vũ trụ (một đơn vị vũ trụ bằng bán kính của quỹ đạo Trái Đất). Sao Chổi bị bật khỏi "đám mây" này do trường trọng lực các sao và các hành tinh vòng ngoài. Sau khi bị văng bật đi, nó xâm nhập vào hệ Mặt Trời với quỹ đạo elip dài như đã nói trên.

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

Bảng 1.1. Tư liệu chủ yếu về các hành tinh của hệ Mặt Trời

Hành tinh và ký hiệu	Cách Mặt Trời (triệu km)	Chu kỳ quỹ đạo (ngày)	Chu kỳ tự xoay (ngày)	Đường kính (km)
Hành tinh vòng trong				
Sao Thủy (☿)	57,9	88,0	58,7	4 880
Sao Kim (♀)	108,2	224,7	243	12 104
Trái Đất (♁)	149,6	365,3	1	12 760
Sao Hoả (♂)	227,9	687,0	1,03	6 787
Tiểu hành tinh	404			
Hành tinh vòng ngoài				
Sao Mộc (♃)	778,3	4 333	0,41	142 796
Sao Thổ (♄)	1 428,3	10 759	0,43	120 660
Sao Thiên Vương (♅)	2 872,7	30 685	0,72	51 200
Sao Hải Vương (♆)	4 498,1	60 188	0,67	49 500
Sao Diêm Vương (♇)	5 914,3	90 700	0,39	2 300
Mặt Trăng	0,38 (từ Trái Đất)	27,3	27,32	3476

(Tư liệu của Wicander & Monroe 1993 và Condie & Sloan 1998)

Mặt Trăng là vệ tinh duy nhất của Trái Đất, có khối lượng nhỏ so với các vệ tinh của các hành tinh khác (Bảng 1.1). Trên Mặt Trăng không có khí quyển và thủy quyển. Thời gian quay của Mặt Trăng quanh trục trùng với thời gian quay quanh Trái Đất, do đó từ Trái Đất chỉ luôn luôn nhìn được một phía của Mặt Trăng. Vệ tinh này có tác động đến một số hoạt động của Trái Đất, trước hết chính sức hút của Mặt Trăng đã gây nên hiện tượng thủy triều.

Trái Đất cùng với 8 hành tinh khác đều xoay quanh Mặt Trời, còn bản thân Mặt Trời lại cũng chuyển động trong thiên hà. Trái Đất xoay quanh trục của nó mỗi vòng hết một ngày đêm, tiếp đến là nó lại cũng quay quanh Mặt Trời theo chiều ngược chiều kim đồng hồ và theo quỹ đạo hình elip. Sự sai khác về bán trục của quỹ đạo hình elip này không lớn so với độ dài của bán trục; do đó quỹ đạo gần như tròn. Một vòng quay của Trái Đất quanh Mặt Trời hết một năm, nói đúng hơn là 365 ngày và 1/4 ngày. Do chuyển động theo hình elip với tâm điểm là Mặt Trời mà quỹ đạo Trái Đất có tính chất lệch tâm nên khoảng cách giữa Trái Đất và Mặt Trời sẽ thay đổi và từ đó mà tốc độ chuyển động của Trái Đất cũng sẽ thay đổi vì theo quy luật của lực hấp dẫn thì càng gần Mặt Trời, chuyển động của Trái Đất càng nhanh và ngược lại. Tại những điểm xa nhất của quỹ đạo, tốc độ của Trái Đất là 29,72km/s còn ở những điểm gần nhất là 30,27km/s. Sự sai khác này không lớn lắm nên thông thường người ta coi tốc độ chuyển động của Trái Đất quanh Mặt Trời là 30km/s. Khi nói Mặt Trăng chuyển động quanh Trái Đất, rồi Trái Đất chuyển động quanh Mặt Trời theo quỹ đạo gần tròn là ta đã đơn giản hoá chuyển động đó. Thực ra Mặt Trời cũng chuyển động theo quỹ đạo của nó và như vậy là cả hệ Mặt Trời bao gồm cả Mặt Trời và hệ thống các hành tinh, vệ tinh cũng

chuyển động theo. Với mối quan hệ về chuyển động như vậy, quỹ đạo của Mặt Trăng quanh Trái Đất, Trái Đất quanh Mặt Trời không còn là quỹ đạo tròn khép kín nữa mà là những vòng xoáy phức tạp.

1.2.3. Hình dạng, kích thước, tỷ trọng của Trái Đất

Thông thường người ta hiểu Trái Đất có dạng hình cầu, cũng từ đó nó còn có tên gọi là Địa cầu. Tuy nhiên, hình dạng của Trái Đất không hoàn toàn giống với dạng cầu hình học; thêm nữa, bề mặt Trái Đất lại rất phức tạp do cấu trúc núi cao, đại dương sâu. Thực ra Trái Đất có dạng gần với một hình elipsoid tròn xoay, có trục ngắn nối liền hai địa cực và là trục xoay của elip tròn xoay này. Bán kính theo trục đến cực $R_p = 6\,356,863\text{km}$, còn bán kính ở xích đạo là $R_e = 6\,378,245\text{km}$. Sự chênh lệch giữa hai bán kính này là $21,4\text{km}$. Người ta còn phát hiện bán kính theo trục về phía Bắc cực lớn hơn bán kính theo trục đến Nam cực $R_n - R_s = 242\text{ m}$. Nhiều số liệu đo bán kính của Trái Đất ở nhiều vị trí địa lý khác nhau còn cho thấy bản thân vòng xích đạo cũng không phải là một vòng tròn hình học, bán kính xích đạo lớn nhất ở kinh độ 14° và bé nhất ở kinh độ 105° . Như vậy Trái Đất không còn là một hình elip hai trục mà là elipsoid ba trục.

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

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

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

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

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

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

Thể tích của Trái Đất $V = 1\,080\,000$ triệu km^3 , do đó tỷ trọng của nó:

$$P = \frac{M}{V} = 5.52\text{g/cm}^3$$

Điều cần lưu ý ở đây là tỷ trọng của các loại đá trong vỏ Trái Đất chỉ khoảng $2,5 \div 2,9\text{g/cm}^3$, từ đây chúng ta có thể suy đoán lòng Trái Đất phải được cấu tạo từ các vật chất khác với đá trên vỏ Trái Đất.

1.3. TÍNH CHẤT LÝ HOÁ CỦA TRÁI ĐẤT

1.3.1. Trọng lực

Trọng lực do sức hút của Trái Đất tạo nên, một cách chính xác – đó là tổng vectơ của lực hấp dẫn hướng vào tâm Trái Đất và lực ly tâm, trong đó lực hướng tâm lớn gấp bội lực ly tâm, do đó mỗi vật đều có sức nặng. Có thể đo trọng lực bằng quả lắc hay cân xoắn. Trọng lực tỷ lệ nghịch với bình phương khoảng cách đến tâm Trái Đất, vì thế ở địa cực trọng lực lớn hơn ở xích đạo. Ở mọi điểm trên mặt đất đều có thể tính được trị số của trọng lực theo công thức đã lập. Tuy nhiên, thường có sự sai khác giữa trị số tính toán và trị số đo được, sự sai khác đó gọi là *dị thường trọng lực*. *Dị thường trọng lực* có thể âm hoặc dương, ở vùng núi cao thường có *dị thường trọng lực* dương còn ở các hố sâu đại dương - *dị thường âm*.

Sự thay đổi trị số trọng lực phản ánh bề dày của vỏ Trái Đất và đặc tính của các đá trong đó. Nhờ phát hiện các *dị thường trọng lực* mà người ta có thể phát hiện được những đặc điểm cấu trúc địa chất, những mỏ ở dưới sâu.

1.3.2. Nhiệt của Trái Đất

Nhiệt của Trái Đất có hai nguồn chính là nhiệt Mặt Trời và nhiệt do bản thân Trái Đất sinh ra. Ngoại nhiệt tức nhiệt do Mặt Trời cung cấp hàng năm là $1,26.10^{21}$ calo hay $9,3.10^{31}$ erg; khoảng 37% số nhiệt đó phát tán lại vào không vũ trụ. Khoảng $3,3.10^{31}$ erg được Trái Đất nhận và chuyển đổi thành các dạng năng lượng khác, số năng lượng này gấp 300 lần năng lượng thu được nếu đem đốt tất cả trữ lượng than đá hiện biết. Chính năng lượng do Mặt Trời cung cấp tạo thành mây, mưa, gió v.v.. và là động lực của tất cả các quá trình địa chất xảy ra trên mặt đất (ngoại sinh) như phá huỷ đá, vận chuyển và trầm đọng các vật thể trong các bồn trũng v.v..

Nội nhiệt sinh ra từ lòng đất chiếm một tỷ lệ không lớn nhưng có ý nghĩa quan trọng trong các hoạt động địa chất. Từ độ sâu nào đó nhiệt độ do Mặt Trời cung cấp sẽ ít có ý nghĩa. Từ mặt đất xuống sâu ta thấy có sự phân đới nhiệt. Trên cùng là đới nhiệt thay đổi theo thời gian, tùy thuộc vào nhiệt do Mặt Trời cung cấp. Trong đới này ta nhận thấy có ba tầng từ trên xuống, trước hết là tầng có nhiệt thay đổi hàng ngày, tiếp dưới là tầng có nhiệt ổn định theo mùa, tầng dưới cùng của đới là tầng có nhiệt ổn định hàng năm. Đới dưới là đới không chịu ảnh hưởng của nhiệt do Mặt Trời cung cấp và nhiệt độ sẽ tăng dần theo bề sâu. Độ sâu của đới này so với mặt đất tùy thuộc vào từng vùng địa lý và cấu trúc địa chất bên dưới. Tại xích đạo độ sâu này chỉ $1 \div 2\text{m}$, ở vùng ôn đới – $20 \div 30\text{m}$, ở vùng khí hậu lục địa – 40m .

Cứ xuống sâu 100m thì nhiệt độ tăng lên 3° , số tăng đó gọi là độ địa nhiệt suất. Như

vậy muốn tăng nhiệt độ thêm 1°C phải xuống sâu thêm một độ sâu nhất định, số tầng bề sâu đó là độ địa nhiệt cấp. Địa nhiệt cấp thay đổi tùy vùng, thường là 33m ở vùng cấu trúc địa chất ổn định, ở các miền núi lửa hoạt động địa nhiệt cấp chỉ 1,5m. Việc nắm rõ địa nhiệt cấp rất quan trọng trong công tác khai thác khoáng sản vì nếu ở hầm lò dưới sâu, nhiệt độ quá cao, công nhân không thể lao động được. Nếu địa nhiệt cấp không đổi, khi xuống sâu nhiệt độ sẽ tăng như sau: 33m – 1° ; 330m – 10° ; 3300m – 100° ; 33 000m – 1000° ; 100 000m – 3000° . Khi nhiệt độ lên đến 3000° thì tất cả mọi vật đều chảy lỏng, nhưng trong thực tế dung nham núi lửa phun ra chỉ $1100 \div 1200^{\circ}$.

Đến nay ta vẫn chưa biết rõ nhiệt độ dưới sâu trong lòng Trái Đất, nếu theo địa nhiệt cấp, nhiệt độ ở đó có thể tới 5000° . Tuy nhiên, khó lòng nhiệt độ lên đến $3000 \div 5000^{\circ}$. Thực nghiệm cho thấy nếu nung sắt lên 1° mà vẫn giữ nguyên thể tích thì áp suất tăng lên 60 atm. Nếu nhiệt độ dưới sâu tăng quá cao thì Trái Đất không giữ được trạng thái hiện có. Nguồn gốc của nhiệt bên trong Trái Đất do nhiều nguyên nhân như hoạt động phóng xạ, các phản ứng hoá học, năng lượng kết tinh.

1.3.3. Địa từ

Cũng như nhiều hành tinh khác xung quanh Trái Đất có từ trường và được phát hiện dễ dàng qua tác dụng của nó lên kim nam châm. Địa từ cực không trùng với cực địa lý của Trái Đất và cũng không cố định mà di động có quy luật. Vị trí của từ cực bắc là 74° vĩ tuyến bắc và 90° kinh tuyến tây, tức là ở phía bắc đảo Groenland. Vị trí từ cực nam là 69° vĩ tuyến nam và 144° kinh tuyến đông tức là ở Châu Nam cực, trên cùng kinh tuyến với Newzeland (tư liệu 1946 - 47).

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

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

1.3.4. Thành phần hoá học của Trái Đất

Khoa học hiện nay mới chỉ biết được thành phần hoá học của vỏ Trái Đất ở độ sâu ít hơn 16km, còn thành phần hoá học của các lớp sâu hơn chỉ biết được qua dự đoán. Nhà khoa học F. Clarke (1847 - 1931) từ thế kỷ trước đã tính toán dựa trên số liệu phân tích hàng nghìn mẫu đá và xác định tỷ lệ trung bình của các nguyên tố trong vỏ Trái Đất. Để ghi nhớ công lao của Clarke, nhà địa hoá học Nga A. E. Fersman đã đề nghị gọi hàm

lượng trung bình của từng nguyên tố hoá học trong vỏ Trái Đất là chỉ số Clarke, chúng thường được thể hiện bằng phần trăm trọng lượng.

Các nguyên tố phổ biến nhất trong vỏ Trái Đất là oxy, silic, nhôm, sắt, calci, natri, kali, magnesi (magie), hydro (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H), chúng chiếm gần 99% theo chỉ số Clarke trọng lượng. Riêng oxy và silic chiếm đến 3/4 cấu tạo vỏ Trái Đất. Nếu tính theo thể tích thì 84,24% vỏ Trái Đất được cấu tạo từ oxy. Ngoài các nguyên tố kể trên các nguyên tố còn lại chiếm tỷ lệ rất nhỏ, đặc biệt các nguyên tố hiếm như radi, niobi v.v.. thì lại có tỷ lệ càng bé (Bảng 1.2). Phần lớn các nguyên tố đều là hỗn hợp của các đồng vị, chỉ có 22 nguyên tố là không có đồng vị, trong đó có fluor, natri, phosphor, mangan, vàng (F, Na, P, Mn, Au) v.v..

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

Bảng 1.2. Trị số Clarke trọng lượng của một số nguyên tố trong vỏ Trái Đất

Nguyên tố	Trị số Clarke	Nguyên tố	Trị số Clarke	Nguyên tố	Trị số Clarke
Oxy - O	49,3	Fluor - F	0,03	Arsen - As	$5 \cdot 10^{-4}$
Silic - Si	26,0	Bari - Ba	0,05	Urani - U	$4 \cdot 10^{-4}$
Nhôm - Al	7,45	Nitrogen (Nitơ) - N	0,4	Argon - Ar	$4 \cdot 10^{-4}$
Sắt - Fe	4,20	Stronti - Sr	0,035	Thủy ngân - Hg	$1 \cdot 10^{-4}$
Calci - Ca	3,25	Crom - Cr	0,03	Iod - I	$1 \cdot 10^{-4}$
Natri - Na	2,4	Zircon - Zr	0,025	Germani - Ge	$1 \cdot 10^{-4}$
Kali - K	2,35	Vanadi - V	0,02	Selen - Se	$8 \cdot 10^{-5}$
Magnesi - Mg	2,35	Nikel (Kẽm) - Ni	0,02	Antimon - Sb	$5 \cdot 10^{-5}$
Hydro - H	1	Kẽm - Zn	0,02	Niobi - Nb	$3,2 \cdot 10^{-5}$
Titan - Ti	0,61	Bor - B	0,01	Tantal - Ta	$2,4 \cdot 10^{-5}$
Carbon - C	0,35	Đồng - Cu	0,01	Bạch kim - Pt	$2 \cdot 10^{-5}$
Chlor - Cl	0,20	Thiếc - Sn	0,003	Bismut - Bi	$1 \cdot 10^{-5}$
Phosphor - P	0,12	Wonfram - W	0,007	Bạc - Ag	$1 \cdot 10^{-5}$
Lưu huỳnh - S	0,10	Beryli - Be	0,003	Indi - In	$1 \cdot 10^{-5}$
Mangan - Mn	0,10	Cobalt - Co	0,002		
		Chì - Pb	0,0016		
		Molybden - Mo	0,001		
		Brom - Br	0,001		
		Thori - Th	0,001		

(Nguyễn Văn Chiến 1967)

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

thành các nguyên tố bền vững như urani và thori chuyển thành chì v.v.. Tỷ lệ chất đồng vị cũng thay đổi do chúng có chu kỳ bán huỷ khác nhau, ví dụ U^{238} có chu kỳ bán huỷ là $4,5.10^9$ năm, $U^{235} - 7,1.10^8$ năm. Như vậy trước đây 700 triệu năm U^{235} gấp đôi hiện nay, còn cách đây 2 tỷ năm lượng U^{235} gấp đến 6 lần so với hiện nay.

Thành phần của thạch quyển, thuỷ quyển, khí quyển thay đổi tùy thuộc vào tác động tương hỗ với manti, quá trình sinh hoá cũng tác động biến đổi hàm lượng nhiều nguyên tố trong vỏ Trái Đất và khí quyển, trước hết là oxy, carbon, nitrogen (ni^+o).

1.4. CẤU TRÚC CỦA TRÁI ĐẤT

1.4.1. Cấu trúc bề mặt Trái Đất

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

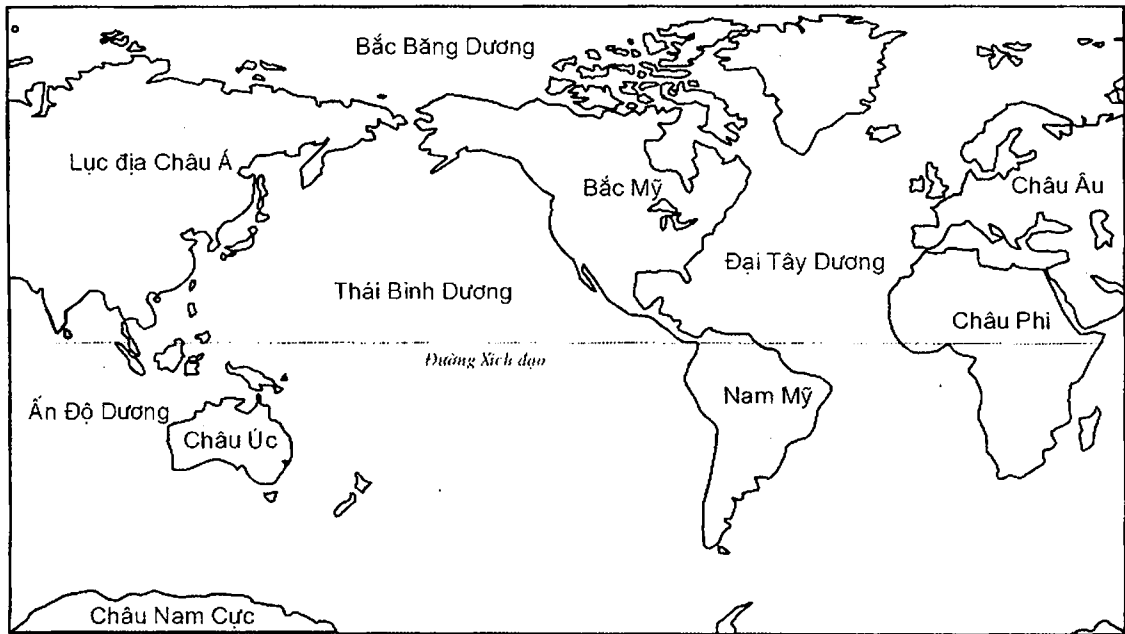
Đại dương thế giới có diện tích lớn và phân bố liên tục, phân cách giữa các đại lục và có hình dáng khác nhau. Sự phân chia các đại dương có tên riêng chỉ mang tính ước lệ, còn các lục địa mang tính thực thể tự nhiên (Hình 1.3).

Trong số các đại dương, Thái Bình Dương là lớn nhất với diện tích 179,7 triệu km^2 , sau đó là Đại Tây Dương rộng 93,36 triệu km^2 , Ấn Độ Dương 74,9 triệu km^2 và Bắc Băng Dương nhỏ nhất với diện tích 13,1 triệu km^2 . Lớn nhất trong số các lục địa trên hành tinh là lục địa Âu - Á với diện tích 53,45 triệu km^2 , trong đó Châu Á - 43,4 triệu km^2 , Châu Âu - khoảng 10 triệu km^2 . Lục địa Châu Mỹ rộng 42,46 triệu km^2 , trong đó Bắc Mỹ - 24,26 triệu km^2 và Nam Mỹ rộng 18,2 triệu km^2 . Châu Phi rộng 29,2 triệu km^2 , diện tích Châu Nam cực đạt tới 52,5 triệu km^2 , còn diện tích Châu Úc (hay Australia) là 8,96 triệu km^2 . (Số liệu về diện tích trên đây của các đại dương trích theo Tự điển Bách Khoa Liên Xô - 1989).

Trên toàn cục bề mặt Trái Đất, tương quan giữa lục địa và đại dương có sự khác biệt khá rõ trên các khu vực khác nhau, tạo nên sự phân bố không đối xứng. Đại dương thế giới có diện tích phân bố chủ yếu ở bán cầu nam, các lục địa tuy bị các đại dương chia cắt song chủ yếu phân bố ở bán cầu bắc (Hình 1.3). Hiện tượng không đối xứng này càng rõ nét ở đặc điểm của hai cực Trái Đất - Bắc Băng Dương ở cực Bắc, còn đối lại ở cực nam là lục địa Nam Cực.

Các lục địa được phân cách không chỉ bởi đại dương mà các biển cũng phân cách chúng, Địa Trung Hải ngăn cách Châu Âu và Châu Phi là ví dụ điển hình. Các biển rìa thường đóng vai trò phân cách giữa lục địa và các cung đảo lân cận. Biển Okhot,

biển Nhật Bản, Biển Đông phân bố tại rìa phía tây của Thái Bình Dương có thể coi là ví dụ. Trên quy mô nhỏ, trên lục địa các cấp địa hình dương lại bị phân cắt bởi các dạng địa hình âm tương ứng.



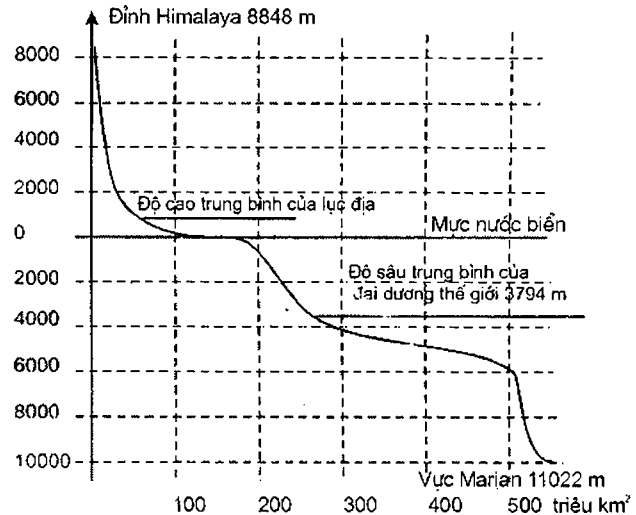
Hình 1.3. Phân bố lục địa và đại dương trên Trái Đất

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

Địa hình đồng bằng và đồng bằng gợn đồi chiếm phần chủ yếu trên lục địa, đạt diện tích khoảng 82 triệu km², tức là khoảng 16% diện tích bề mặt Trái Đất. Địa hình đồng bằng ở độ cao từ 0 đến 200m trên mực nước biển chiếm khoảng 49 triệu km² tức là trên 9% diện tích bề mặt Trái Đất. Địa hình đồng bằng cao và đồi với độ cao từ 200 đến 500m có diện tích 33 triệu km², chiếm trên 6% diện tích Trái Đất. Địa hình núi thấp và cao nguyên với độ cao từ 500m đến 1000m có tổng diện tích 27 triệu km², chiếm khoảng trên 5% diện tích bề mặt Trái Đất. Địa hình núi cao với độ cao tuyệt đối trên 1000 m (trong đó Everest hay Chomolungma thuộc dãy Himalaya cao tới 8.850m), có tổng diện tích 34 triệu km², chiếm gần 8% diện tích bề mặt Trái Đất (Hình 1.4).

Địa hình đáy đại dương chiếm diện tích chủ yếu của các đại dương thế giới. Kể cả phần sống núi đại dương (có độ cao trội hơn nền mặt đáy từ vài trăm đến một vài nghìn mét) thì phần cơ bản của đáy đại dương có bề mặt đáy thay đổi từ 3000m đến 6000m dưới mực 0 m. Đáy của đại dương thế giới đạt diện tích 274 triệu km² chiếm gần 54% diện tích toàn bộ bề mặt hành tinh.

Các thành phần địa hình khác nhau thuộc đại dương thế giới có diện phân bố hẹp hơn nhiều so với đáy đại dương. Thêm lục địa với độ sâu từ 0 m đến 200m có tổng diện tích 28 triệu km², chiếm hơn 5% diện tích bề mặt Trái Đất. Sườn lục địa với độ sâu từ 200m đến 3000m có diện tích 54 triệu km², chiếm khoảng 10% diện tích bề mặt Trái Đất. Diện tích bề mặt đại dương với độ sâu vượt 6000m (trong đó có hố vực Marian thuộc Thái Bình Dương sâu tới 11022m)



Hình 1.4. Phân dị độ cao của lục địa và độ sâu của đại dương (Kalexnik X.V. 1978)

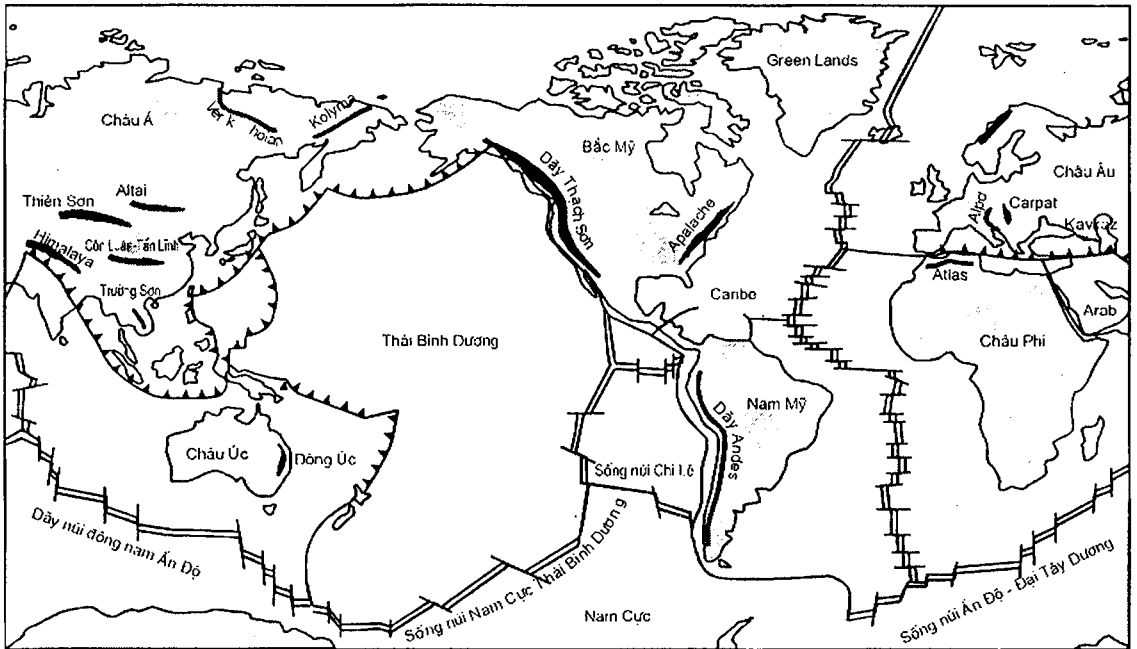
chỉ không quá 5 triệu km² nghĩa là chiếm chưa đầy 1% tổng diện tích bề mặt Trái Đất.

Về tổng thể, địa hình lục địa có độ cao trung bình 875m, địa hình đáy đại dương có độ sâu 3794m dưới mức 0 m. Như vậy biên độ chênh lệch trung bình giữa lục địa và đáy đại dương đạt xấp xỉ 5 km và xấp xỉ 20 km nếu tính đỉnh cao nhất của địa hình lục địa (đỉnh Everest cao 8850m) và vực thẳm sâu nhất của đáy đại dương thế giới (hố vực Marian sâu 11022m). Nhìn vào từng phần của mặt Trái Đất, sự phân dị độ cao trong địa hình lục địa, độ sâu trong địa hình đáy biển, đại dương cũng thể hiện khá rõ. Lục địa Âu - Á có độ cao trung bình của địa hình lớn nhất, đạt 840m. Australia có độ cao trung bình của địa hình nhỏ nhất, chỉ đạt 340m. Các châu lục còn lại có độ cao trung bình ở mức trung gian giữa hai châu lục nêu trên, trong đó Châu Phi đạt 750m, Bắc Mỹ - 720m, Nam Mỹ ~ 600m. Đối lại với lục địa Âu - Á, Thái Bình Dương có độ sâu trung bình lớn nhất trong các đại dương thế giới, đạt 4280m dưới mức nước biển, Bắc Băng Dương có độ sâu trung bình nhỏ nhất, chỉ đạt 1200m. Ấn Độ Dương và Đại Tây Dương có độ sâu trung bình đạt mức trung gian, xấp xỉ 4000m (khoảng 3950 đến 3960m).

Tỷ lệ diện tích phân bố và độ tập trung của từng dạng địa hình trên từng phần của bề mặt Trái Đất cũng rất khác nhau. Ví dụ thêm lục địa - địa hình chuyển tiếp giữa lục địa và đại dương - với độ sâu từ 0 m đến 200m, có diện tích 28 triệu km² chiếm tỷ lệ khoảng 5% bề mặt hành tinh. Song, đối với từng khu vực thì diện tích và tỷ lệ này rất thay đổi. Tại Bắc Băng Dương thêm lục địa chỉ đạt diện tích chưa tới 5 triệu km², nhưng so với diện tích của đại dương này thì đó là diện tích đáng kể, đạt khoảng 37%. Thêm lục địa Đại Tây Dương rộng trên 9,2 triệu km², nhưng chỉ đạt xấp xỉ 10% diện tích của đại dương đó. Tại Thái Bình Dương thêm lục địa có diện tích trên 10 triệu km² chiếm gần 6% diện tích, còn tại Ấn Độ Dương thêm lục địa rộng trên 3 triệu km², đạt khoảng 4% diện tích đại dương và biển tại đây.

Đáy đại dương (bao gồm cả sống núi đại dương) lớn nhất cả về diện tích cũng như tỷ lệ phân bố là đáy Thái Bình Dương, đạt tới 147 triệu km² và chiếm trên 80% diện tích của đại dương này. Đáy của Ấn Độ Dương chỉ dưới 62 triệu km² nhỏ hơn nhiều so với Thái Bình Dương, song chiếm tỷ lệ cũng gần xấp xỉ 82% diện tích đại dương này. Diện tích của đáy Đại Tây Dương là trên 68 triệu km², đạt gần 73% diện tích đại dương đó. Đáy Bắc Băng Dương chỉ khoảng 1,7 triệu km², chiếm tỷ lệ khoảng 13,5% diện tích tại đây; như vậy đáy Bắc Băng Dương nhỏ nhất không những so với đáy các đại dương khác, mà cũng chiếm tỷ lệ nhỏ nhất so với các địa hình còn lại của chính đại dương này.

Trên nền chung của bề mặt đáy đại dương thế giới, có những dải địa hình vượt hẳn lên về độ cao so với địa hình đáy từ vài trăm mét đến trên 1000m hoặc hơn nữa, chiều rộng tới 200 - 300 km, kéo dài tới hàng vạn kilomet, đó là sống núi giữa đại dương. Tại Đại Tây Dương, dải địa hình này chạy dọc từ bắc xuống nam tạo nên đường trục của đại dương này (Hình 1.5). Tại phần phía nam Đại Tây Dương, sống núi ngầm đối hướng thành á vĩ tuyến, ngăn cách Châu Phi và Châu Nam Cực, tiếp nối với sống núi giữa Ấn Độ Dương có phương á kinh tuyến hơi chệch về Tây Bắc. Sống núi giữa Ấn Độ Dương tiếp nối với sống núi phương kinh tuyến tại Đông Thái Bình Dương bởi nhánh á vĩ tuyến, ngăn cách giữa Châu Nam Cực và Australia - Châu Đại dương (Hình 1.5).



Hình 1.5. Các hệ thống núi lớn trên lục địa và sống núi giữa đại dương
(Wicander R. & Monroe J. S. 1993 và Condie K.C. & Sloan R. E. 1998)

Về mặt hình thái, sống núi đại dương gồm nhiều dải núi ngầm xen với các thung lũng ngầm có phương kéo dài cắt theo trục khá phức tạp. Các thung lũng ngầm có độ sâu lớn hơn các dải núi ngầm, thay đổi từ vài trăm mét đến trên một nghìn mét, đôi chỗ đạt vài ba nghìn mét hoặc hơn. Chiều rộng các lũng ngầm có thể đạt 10 - 40km. Các dải cao trong địa hình sống núi đại dương thường hình thành các dải núi ngầm, thông thường những đỉnh cao nhất là các đảo núi lửa, đôi khi là đảo san hô.

Trên lục địa, trạng thái phân dị và tương phản về độ cao giữa một bên là nền thấp của địa hình đồng bằng, đồng bằng cao và một bên là địa hình núi có thể coi là sự tương đồng về mặt hình thức với sự khác biệt giữa nền mặt đáy đại dương và sống núi đại dương. Địa hình núi điển hình với độ cao tuyệt đối từ 1000m trở lên, chiếm tới hơn 8% diện tích bề mặt Trái Đất, phân bố tập trung trên những khu vực nhất định. Khối núi tại Châu Á, bao gồm các dãy núi hùng vĩ nhất thế giới kéo dài từ Himalaya, qua Thiên Sơn, Altai với các đỉnh Everest cao 8848m, đỉnh Pobeda (Thiên Sơn) cao 7439m, đỉnh Communism cao 7495m đã tạo nên nóc nhà thiên nhiên của thế giới. Từ đây, địa hình núi kéo về phía đông bắc qua Saian và Viễn Đông Nga, sang Kamsatka ngoặt theo hướng á kinh tuyến xuống quần đảo Kurin (Nhật Bản), chạy dọc bờ Tây Thái Bình Dương tới Philipin, Indonesia. Cũng chính từ Himalaya cấu trúc này kéo về phía đông nam tạo nên dải địa hình núi tại Đông Dương, kéo xuống Malaixia, rồi Indonesia, đó là đầu mút cuối cùng của cung địa hình núi tại Đông Nam Á. Sự kéo dài theo hướng vĩ tuyến của khối núi trung tâm Châu Á chạy về phía tây qua Trung Cận Đông, Kavkaz đã nối với các dải núi Carpat, Alpes và những dãy khác phía bắc Địa Trung Hải thuộc Châu Âu.

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

Ngoài địa hình núi tương đối cao nói trên, nhìn tổng thể địa hình đồi núi thấp và cao nguyên (200 - 1000 m) và địa hình đồng bằng điển hình (0 - 200 m) chiếm một tỷ lệ đáng kể của diện tích các lục địa, đã tạo nên các diện tích bề thế và đường nét tương đối bình ổn của bề mặt Trái Đất. Những diện tích tương đối rộng với địa hình tương đối bằng phẳng, ít tương phản như vậy có thể thấy ở Trung Âu, Đông Âu, Siberia, phần trung Australia; bắc - tây bắc và trung Châu Phi, Đông Bắc Mỹ; phần bắc, trung của Nam Mỹ và một số diện tích khác hẹp hơn phát triển men các triển thung lũng và cửa các con sông lớn trên lục địa.

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

đồi, cao nguyên được hình thành trong điều kiện chế độ kiến tạo khá bình ổn. Thêm lục địa cũng thường được hình thành trong những điều kiện kiến tạo như vậy. Ngược lại, các loại địa hình tương phản của bề mặt Trái Đất đều có quá trình hình thành và phát triển liên quan đến các điều kiện kiến tạo mạnh mẽ, phức tạp hơn. Phần lớn các vực thẳm đại dương đều có liên quan trực tiếp hay gián tiếp với quá trình hoạt động kiến tạo mạnh mẽ, phức tạp của các đới ranh giới các mảng thạch quyển. Địa hình sống núi giữa đại dương liên quan với các quá trình hoạt động kiến tạo kiểu rift trong hoạt động tách dẫn và tạo núi đại dương. Còn địa hình núi trên lục địa có quá trình hình thành, phát triển gắn chặt với các hoạt động kiến tạo uốn nếp diễn ra trong các thời kỳ khác nhau trong lịch sử phát triển vỏ Trái Đất, trước hết là liên quan với sự xô húc (collision) của các mảng thạch quyển theo chế độ ranh giới hội tụ.

1.4.2. Cấu trúc bên trong của Trái Đất

- Nghiên cứu các quyển trong của Trái Đất bằng phương pháp địa chấn

Tuy khoa học địa chất đã đạt được nhiều thành tựu lớn, nhưng việc nghiên cứu trực tiếp về thành phần và cấu trúc của Trái Đất cũng chỉ mới được tiến hành ở phần vỏ trên cùng của Trái Đất. Đến nay việc khoan sâu vào lòng đất chỉ mới tiến hành ở một vài nơi và cũng mới đạt tới độ sâu hơn 10km. Những mũi khoan ở độ sâu ít hơn 10 km thường cũng chỉ được tiến hành trong công tác tìm kiếm dầu mỏ, khí đốt ở một số nơi. Việc nghiên cứu cấu trúc sâu của Trái Đất chủ yếu dựa trên phương pháp địa vật lý, trước hết là bằng phương pháp địa chấn. Khi xảy ra một vụ động đất hoặc các vụ nổ thì từ tâm chấn động sinh ra những sóng chấn động phức tạp, trong đó đáng chú ý hơn cả là *sóng dọc*, *sóng ngang* và *sóng trên mặt*.

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

Tốc độ truyền sóng địa chấn qua các tầng khác nhau của Trái Đất thay đổi rất rõ nét, điều đó chứng tỏ thành phần vật chất của các tầng dưới sâu lòng đất rất khác nhau. Tốc độ truyền sóng địa chấn thay đổi dần từ trên mặt đất xuống sâu trong lòng Trái Đất (Bảng 1.3) nhưng có mấy mức đột biến rõ nét: 1) Mức đột biến thứ nhất diễn ra thông thường ở độ sâu 33m, tốc độ truyền sóng dọc (V_p) và sóng ngang đều tăng vọt. Đây chính là ranh giới dưới của vỏ Trái Đất và manti, quen gọi là ranh giới Mohorovich hay Moho (theo tên nhà địa vật lý Nam Tư là người đầu tiên phát hiện sự đột biến về tốc độ truyền sóng này). 2) Dưới ranh giới Moho tốc độ tăng dần và có sự thay đổi không lớn cho đến độ sâu 2900km thì tốc độ truyền sóng dọc giảm một

cách đột ngột còn sóng ngang thì không truyền tiếp xuống sâu nữa. Đây là ranh giới giữa manti và nhân ngoài của Trái Đất và cũng thường được gọi là ranh giới Gutenberg. 3) Tiếp theo, tốc độ sóng dọc lại tăng dần cho đến độ sâu 5200m tốc độ sóng dọc cũng lại thay đổi, không tăng nữa mà chững lại rồi tiếp tục giảm cho đến tâm Trái Đất, đây là ranh giới giữa nhân trong và nhân ngoài.

Bảng 1.3. Phân bố sóng địa chấn theo bề sâu của Trái Đất

Độ sâu (km)	Tốc độ sóng dọc (km/s)	Tốc độ sóng ngang (km/s)	Độ sâu (km)	Tốc độ sóng dọc (km/s)	Tốc độ sóng ngang (km/s)	
0 - 15	5,570	3,363	2600	13,5	7,1	
15 - 33	6,498	3,741	2800	13,8	7,1	
Ranh giới Mohorovich			2900	13,7	7,25	
sâu hơn 33	7,747	4,353	Ranh giới Gutenberg			
100	8,0	4,5	3000	7,9	Sóng ngang không xuyên nhập	
200	8,6	4,6	3200	8,6		
300	9,0	4,8	3400	8,9		
400	9,6	5,1	3600	9,2		
500	10,0	5,3	3800	9,3		
600	10,4	5,6	4000	9,4		
700	10,8	5,9	4200	9,5		
800	11,2	6,1	4400	9,8		
900	11,4	6,3	4600	10,0		
1000	11,4	6,4	4800	10,0		
1200	11,7	6,5	5000	10,2		
1400	12,1	6,6	Ranh giới nhân trong			
1600	12,4	6,8	5200	11,0		
1800	12,5	6,9	5400	11,0		
2000	12,8	7,0	5600	11,0		
2200	13,2	7,0	5800	10,9		
2400		7,1	6000	10,9		
			Tâm	10,8		

- Cấu trúc các quyển trong của Trái Đất

Vỏ Trái Đất và thạch quyển

Theo tài liệu địa chấn đã trình bày trên đây, các quyển trong của Trái Đất gồm ba vành đồng tâm, ngoài cùng là vỏ Trái Đất, giữa là manti (gồm manti ngoài, manti trong) và trong cùng là nhân lại chia ra nhân ngoài và nhân trong (Hình 1.6.;1.12). **Vỏ Trái Đất** là lớp ngoài cùng thuộc phần cứng của Trái Đất, được ngăn cách với manti ở bên trong bằng ranh giới Moho. Bề dày vỏ Trái Đất thay đổi từ 5 đến 10km ở đại dương và 20 - 70km ở lục địa, chiếm khoảng 15% thể tích và khoảng 1% trọng lượng của toàn bộ Trái Đất, với tỷ trọng trung bình (d) là $2,8g/cm^3$. Vỏ Trái Đất chiếm phần chủ yếu của thạch quyển và lại có nhiều

tư liệu nghiên cứu hơn nên trước đây người ta hay hiểu vỏ Trái Đất gần đồng nghĩa với thạch quyển. Hiện nay ta đã biết rõ vỏ Trái Đất được cấu tạo từ các lớp có thành phần khác nhau và có hai kiểu vỏ là *vỏ đại dương* và *vỏ lục địa* (Hình 1.6; 1.12).

Vỏ đại dương nằm dưới tầng nước biển và từ trên xuống dưới gồm: **1)** lớp trầm tích có bề dày từ 0m (vùng sống núi giữa đại dương) đến vài km (vùng gần lục địa), trung bình khoảng 300m, $V_p = 2$; tỷ trọng (d) = 1,93 - 2,3. **2)** lớp móng gồm chủ yếu là basalt (bazan) nên còn gọi là lớp basalt, bề dày khoảng $1,7 \pm 0,8$ km, $V_p = 4 - 6$; $d = 2,55$. **3)** lớp đại dương, người ta cho rằng lớp này gồm serpentin được hình thành do quá trình hydrat hoá của phần trên manti. Bề dày $4,8 \pm 1,4$ km; $V_p = 6,7$; $d = 2,95$.

Vỏ lục địa có cấu trúc phức tạp hơn và gồm: **1)** lớp trầm tích với bề dày vài km; $V_p = 3,5$, $d = 2 - 2,5$. **2)** lớp phức hợp, gồm phần lớn là đá axit, bề dày 20 - 70km; V_p thay đổi nhưng trung bình là 6,2. Đôi khi người ta cũng phân biệt phần trên của nó là lớp granit ($V_p = 5,6$; $d = 2,7$) phân cách với lớp basalt ở bên dưới bằng mặt gián đoạn Conrad (Bảng 1. 3).

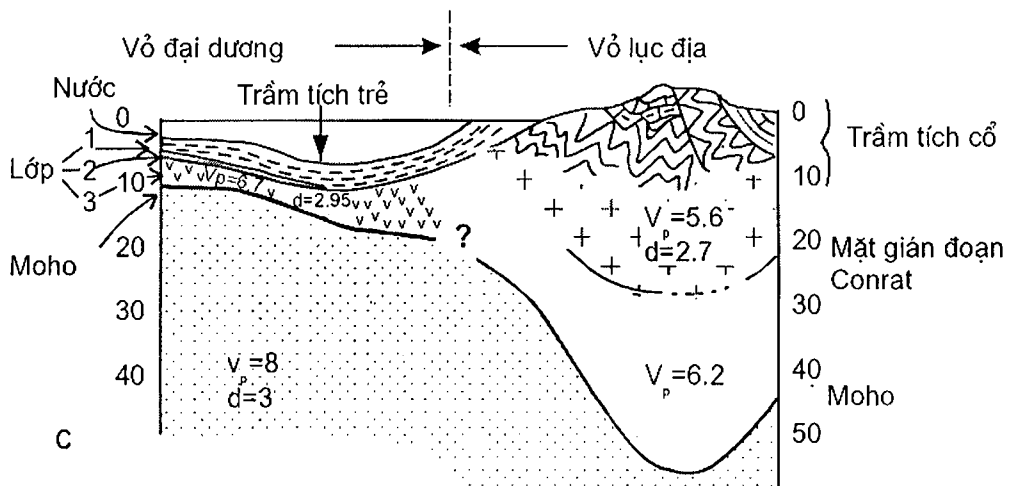
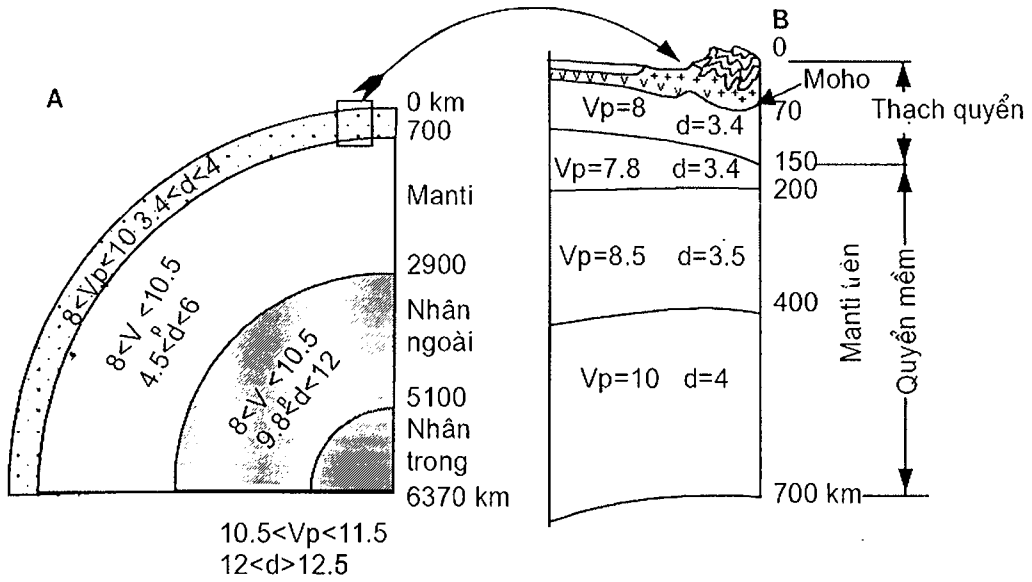
Thạch quyển. Ngày nay phần lớn các nhà địa chất coi thạch quyển gồm cả vỏ (như vừa nói trên) và một phần của manti trên còn manti là lớp đệm giữa vỏ Trái Đất và nhân Trái Đất (Hình 1.6).

Manti ngăn cách với vỏ Trái Đất bằng bề mặt Moho và ngăn cách với nhân bằng ranh giới Gutenberg phân bố ở độ sâu 2 900km (Hình 1.6). Manti chia làm hai phần – manti ngoài và manti trong. *Manti ngoài* nằm trực tiếp dưới mặt Moho và có ranh giới dưới ở độ sâu xấp xỉ 1000km (960km). Trước đây manti ngoài cũng được gọi là lớp vỏ sima do trong thành phần của nó Si và Mg chiếm vai trò chủ yếu. Manti ngoài có tỷ trọng $4,5\text{g/cm}^3$ và tốc độ truyền sóng địa chấn dọc V_p thay đổi từ 7,9km/s đến 11,4km/s. Về cấu trúc, thực chất manti ngoài bao gồm nhiều hợp phần khá phức tạp.

Quyển mềm ở vị trí ứng với phần dưới của thạch quyển và phần trên của manti trên (Hình 1.6), có đặc tính là tốc độ truyền sóng địa chấn giảm rõ rệt, điều đó chứng tỏ thành phần vật chất ở đây có tính chất dẻo và mềm. Tại đáy đại dương quyển mềm chỉ ở độ sâu khoảng 50 - 60km, song bề dày đạt tới 300 - 400km, còn ở lục địa phải ở độ sâu 100km mới gặp, nói chung quyển này có thể đạt tới độ sâu 700km.

Manti trong phân bố từ độ sâu 960km đến 2900km (Hình 1.6), nằm trực tiếp trên ranh giới Gutenberg. Thành phần vật chất của manti trong mang tính chất chuyển tiếp giữa manti ngoài và nhân Trái Đất. Ngoài các nguyên tố Si và Mg như manti ngoài, ở đây còn phổ biến Fe, Cr và Ni là những nguyên tố đã tạo thành tính đặc trưng của nhân Trái Đất. So với manti ngoài thì manti trong có cấu trúc đồng nhất và đơn giản hơn. Tỷ trọng trung bình của manti trong đạt tới $5,6\text{ g/cm}^3$. Tốc độ truyền sóng địa chấn dọc V_p tại manti trong vượt hẳn manti ngoài, đạt từ 11,4 km/s đến 13,7km/s.

Nhân Trái Đất ngăn cách với manti bằng ranh rới Gutenberg ở độ sâu 2900km kể từ mặt đại dương thế giới (Hình 1.6). Về hình thể, đó thực sự là quả cầu với bán kính trung bình 3470km. Nhân có thể tích bằng 1/6 thể tích Trái Đất, song do tỷ trọng cao (10g/cm^3 đến $12,5\text{g/cm}^3$) nên trọng lượng của nó bằng 1/3 trọng lượng hành tinh của chúng ta và gồm hai phần – nhân ngoài và nhân trong.



Hình 1.6. Sơ đồ cấu trúc của Trái Đất

A- Sơ đồ vị trí các quyển; B- Sơ đồ vị trí quyển mềm và thạch quyển.
C- Sơ đồ cấu trúc vỏ Trái Đất. (Foucault A. & Raoult J.F. 1988).

Nhan ngoài phân bố thành lớp bao quanh *nhan trong* từ độ sâu 2900km đến độ sâu 5100 - 5120km. Theo tài liệu nghiên cứu địa chấn, *nhan ngoài* hoàn toàn không cho sóng địa chấn ngang đi qua, còn tốc độ truyền sóng địa chấn dọc tại đây giảm đi một cách đột ngột kể từ ranh giới Gutenberg trở xuống và chỉ đạt từ 7,9 đến 10,2 km/s. Điều này cho phép kết luận vật chất tại *nhan ngoài* chỉ tồn tại ở trạng thái lỏng. Người ta cho rằng ngoài các nguyên tố Si, Mg như của manti, ở đây có các nguyên tố chính như Ni, Cr, Fe. Tỷ trọng của *nhan ngoài* cao hơn hẳn so với manti và đạt từ 6 đến 10,0 g/cm³.

Nhan trong của Trái Đất phân bố từ độ sâu 5100 - 5120 km cho tới tâm, tạo thành

quả cầu bán kính 1250 - 1270km. Các dẫn liệu khoa học cho phép xác định nhân trong có trạng thái rắn, tốc độ truyền sóng Vp đạt 10,8 - 11 km/s. Vật chất tạo nên nhân trong của Trái Đất có tỷ trọng tới 12,5 g/cm³ và có độ dẫn điện cao, có lẽ chúng tồn tại dưới dạng kim loại hoá. Tài liệu thực nghiệm trên mặt đất hiện nay chưa cho phép khẳng định những vấn đề về sự hình thành, phát triển và tồn tại vật chất trong điều kiện hoá lý, nhiệt độ, áp suất ở những độ sâu lớn trong lòng đất. Nhiều nhà khoa học cho rằng thành phần vật chất cấu tạo nên nhân trong gồm phần lớn là sắt, có thể lẫn ít lưu huỳnh, có lẽ ở trạng thái kim loại hoá.

1.5. NGUỒN GỐC VÀ TUỔI CỦA TRÁI ĐẤT

1.5.1. Nguồn gốc và lịch sử ban đầu của vũ trụ

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

Hiện nay các nhà vật lý thiên văn có thể lập được tiến trình lịch sử của vũ trụ cho đến thời điểm 10^{-43} giây sau Big Bang¹ (Bảng 1.4).

Vậy lịch sử trước 10^{-43} giây đó là gì? Hiện nay không ai có thể biết được điều này vì không thể hình dung được tỷ trọng và nhiệt độ cao vô cùng đã từng xảy ra. Hiện nay chúng ta biết vật chất không thể tồn tại dưới những điều kiện như vậy và vũ trụ chỉ gồm năng lượng. Nhiều nhà vật lý nghi ngờ rằng vào thời điểm mà nhiệt độ cực đại trước lúc 10^{-43} giây đó thì 4 dạng lực cơ bản – trọng lực, điện từ lực, lực hạt nhân mạnh và lực hạt nhân yếu (Bảng 1.5) đã từng hợp thành một lực thống nhất.

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

¹ Big Bang (Vụ nổ khổng lồ). Theo quan sát thiên văn, mọi tinh vân đều chuyển động xa dần đối với Trái Đất, vậy thì phải chăng hành tinh của chúng ta là trung tâm của vũ trụ? Chắc không phải vậy, chúng ta không phải là trung tâm của hệ Mặt Trời, mà hệ Mặt Trời của chúng ta cũng không phải là trung tâm của thiên hà, vậy chúng ta càng không phải là trung tâm của vũ trụ.

Sự bành trướng hay sự nở của vũ trụ đã được các nhà thiên văn học xác nhận; chúng ta hãy hình dung một quả bóng cao su có chấm điểm trên bề mặt ngoài của nó, khi quả bóng bị bơm phồng lên thì mỗi điểm trên bề mặt sẽ xa dần đối với mọi điểm chấm khác. Tương tự như vậy, khi vũ trụ bành trướng thì mọi tinh vân sẽ chuyển động xa dần các tinh vân khác. Sự bành trướng vũ trụ và giả thuyết Big Bang về khởi nguyên của vũ trụ được trình bày như sau.

Toàn thể vũ trụ thuở xưa bị giam hãm trong một quả cầu nóng và đậm đặc. Vào khoảng 20 tỷ năm trước đây đã xảy ra một vụ nổ khổng lồ làm bắn tung mọi vật chất nói trên về mọi phía – đó là Big Bang (vụ nổ khổng lồ). Big Bang đã tạo nên khởi nguyên của vũ trụ, mọi vật thể và khoảng không gian được tạo nên đồng loạt vào thời điểm này. Những khối khí bắn ra bị nguội đi và đông đặc lại tạo nên các hệ sao mà bây giờ chúng ta quan sát thấy đang chạy xa khỏi nơi sinh ra chúng.

Bảng 1.4. Tóm tắt lịch sử nguyên sơ của vũ trụ

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

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

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

Khi vũ trụ có tuổi 1 giây, các lực điện từ và hạt nhân yếu tách nhau. Ba phút sau Big Bang, nhiệt độ nguội xuống 10^9 K và ở nhiệt độ này proton và neutron hợp nhau tạo nên nhân của các nguyên tử hydro và heli. Khoảng 100 000 năm sau, nhiệt độ hạ

Bảng 1.5. Bốn dạng lực cơ bản và tác dụng tương hỗ của vật chất

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

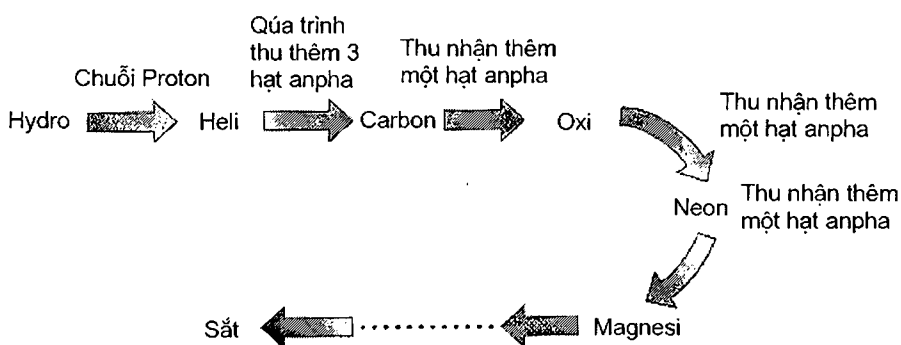
xuống 3000 K và khi đó electron kết hợp với các hạt nhân được thành tạo trước đó để hình thành các nguyên tử hoàn chỉnh của hydro và heli. Vào thời điểm này *photon* (hạt năng lượng của ánh sáng) tách khỏi vật chất và vũ trụ trở thành trong suốt, và đó là sự bùng nổ ánh sáng đầu tiên.

Khoảng 100 000 và 1 đến 2 tỷ năm sau Big Bang, vũ trụ bắt đầu trở thành kết khối. Do nguyên nhân nào đó mà vật chất bắt đầu tụ tập lại thành những đám mây kích thước khác nhau và rồi tan vỡ tạo thành những tụ tập của thiên hà và các vì sao. Những thiên hà này có xu hướng tạo thành hình chuỗi hạt trong một tụ đám là những thiên thể hiện biết. Những phát hiện của G. Smoot (California) cho ta khẳng định rằng vũ trụ sau khi hình thành đã trải qua thời kỳ bùng nổ lớn không đến một phần giây.

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

1.5.2. Sự thay đổi thành phần của vũ trụ

Do vũ trụ liên tục bành trướng và nguội lạnh, các vì sao và thiên hà được hình thành, bản chất hoá học của vũ trụ cũng thay đổi. Trong lịch sử nguyên sơ vũ trụ chỉ gồm 100% là hydro và heli, còn ngày nay là 98% hydro và heli theo trọng lượng. Những nguyên tố nặng hơn thành tạo từ những nguyên tố nhẹ hơn do kết quả của những phản ứng hợp nhất trong đó các nhân nguyên tử kết hợp lại và thành tạo những nhân lớn hơn. Những phản ứng như vậy chuyển đổi hydro thành heli và thể hiện ở nhân của các vì sao. Các vì sao đặc sít hơn Mặt Trời có thể đã trải qua nhiều giai đoạn phản ứng làm cho hydro thoát đầu chuyển thành heli, sau đó thành carbon và những nguyên tố nặng hơn (Hình 1.7).



Hình 1.7. Các giai đoạn phản ứng của các vì sao – các nguyên tố nhẹ chuyển thành các nguyên tố nặng hơn

Giai đoạn đầu hydro chuyển thành heli diễn ra trong toàn bộ ngôi sao, sau đó sự chuyển đổi tiếp thành các nguyên tố nặng phụ thuộc vào khối lượng của vì sao. Sự chuyển đổi heli thành carbon trải qua quá trình alpha ba; một nhân heli được gọi là *hạt alpha* và trong quá trình alpha ba, ba nhân heli hợp nhất tạo thành một nhân carbon. Trong sự *chiếm đoạt alpha*, một hạt alpha hoà đồng với nhân của một nguyên tử tạo thành nguyên tố nặng hơn. (Wicander R. & Monroe J. S. , 1993).

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

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

1.5.3. Nguồn gốc và lịch sử của hệ Mặt Trời

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

a. Đặc tính chung của hệ Mặt Trời

Mọi ý định tìm hiểu về nguồn gốc và lịch sử của hệ Mặt Trời đều phải tính đến một số những đặc tính chung của hệ (Bảng 1.6). Nếu ta lấy điểm quan sát là từ cực bắc của Trái Đất, mọi hành tinh đều quay quanh Mặt Trời theo hướng ngược chiều kim đồng hồ, quỹ đạo quanh Mặt Trời gần như tròn còn mọi quỹ đạo hành tinh nằm trên một mặt phẳng chung gọi là mặt hoàng đạo. Ngoài ra, mọi hành tinh (trừ Sao Thiên Vương và Sao Diêm Vương), và gần như toàn bộ vệ tinh của các hành tinh đều quay theo chiều ngược chiều kim đồng hồ, và đều có trục quay gần thẳng góc với mặt hoàng đạo. Trên cơ sở đặc tính hoá lý của chúng, ta có thể phân các hành tinh thành hai nhóm. Bốn

Bảng 1.6. Đặc tính chung của hệ Mặt Trời

- | |
|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Quỹ đạo và sự quay của hành tinh</i> <ul style="list-style-type: none"> - Quỹ đạo hành tinh và vệ tinh nằm trên cùng một mặt phẳng. - Quỹ đạo và chuyển động xoay của hầu hết các hành tinh và vệ tinh theo cùng một hướng. - Trục xoay của hầu hết các hành tinh và vệ tinh đều gần như vuông góc với mặt hoàng đạo. 2. <i>Tính chất hoá lý của các hành tinh</i> <ul style="list-style-type: none"> - Các "hành tinh đất" đều nhỏ, tỷ trọng lớn (4 - 5,5g/cm³), được hình thành từ đá và nguyên tố kim loại. - Các "hành tinh Mộc" đều lớn, được cấu thành từ khí và thành phần đóng băng. 3. <i>Sự quay chậm của Mặt Trời</i> 4. <i>Vật thể gian hành tinh</i> <ul style="list-style-type: none"> - Sự có mặt và vị trí của đai tiểu hành tinh - Sự phân bố của bụi gian hành tinh |
|---|

hành tinh trong làn những "hành tinh đất" vì chúng rất gần gũi với Trái Đất, đó là Sao Thủy, Sao Kim, Trái Đất và Sao Hoả đều là những hành tinh nhỏ, có tỷ trọng lớn chúng tổ chúng được cấu thành từ đá và các nguyên tố kim loại. Bốn hành tinh tiếp theo gọi là nhóm "hành tinh Mộc" vì chúng gần gũi với Sao Mộc, gồm các Sao Mộc, Sao Thổ, Sao Thiên Vương, Sao Hải Vương.

Những "hành tinh Mộc" đều có kích thước lớn và tỷ trọng nhỏ chúng tổ chúng được cấu thành từ các loại khí nhẹ như hydro, heli và các thành phần đóng băng như amoniac, methan. Sao Diêm Vương là hành tinh ngoài cùng, có kích thước nhỏ và tỷ trọng chỉ hơi lớn hơn $2,0 \text{ g/cm}^3$.

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

b. Các giả thuyết về nguồn gốc của hệ Mặt Trời

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

Các giả thuyết tiến hoá

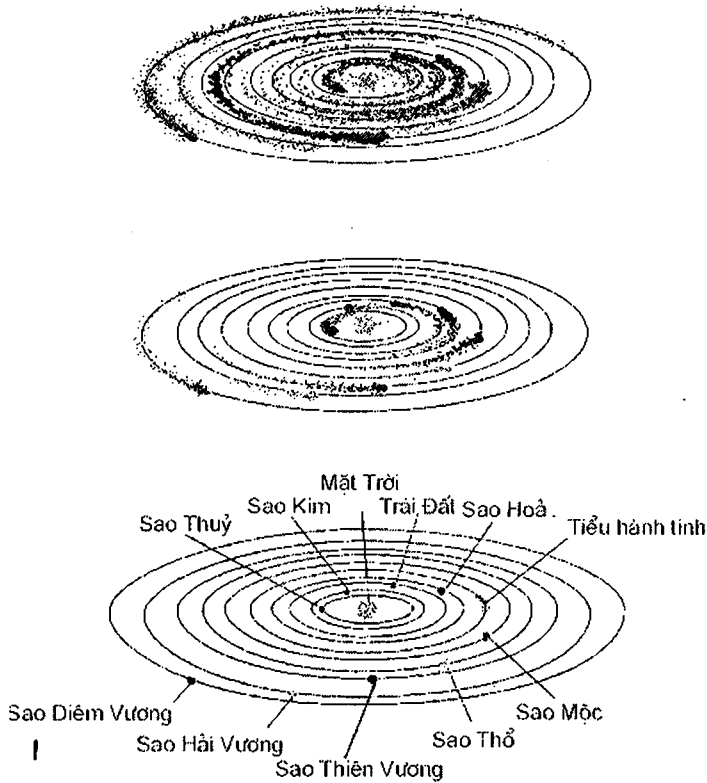
Nhà khoa học và triết học Pháp R. Descartes là người đầu tiên đề xuất (1644) giả thuyết tiến hoá về nguồn gốc hệ Mặt Trời. Ông cho rằng hệ Mặt Trời được hình thành từ khối chất lỏng vũ trụ xoay tít. Từ khối xoáy lốc này những khối nhỏ tạo thành các hành tinh và vệ tinh. Mặc dù R. Descartes không nêu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

Năm 1755 nhà triết học Đức I. Kant phát triển ý niệm của Descartes và ứng dụng định luật Newton về chuyển động, đã cho rằng một đám mây khí xoay tròn có thể dẹt lại thành hình đĩa khi bị co nguội lại. Nhà toán học Pháp – Laplace (Pierre Simon de Laplace) đã độc lập đề ra giả thuyết tương tự như giả thuyết của I. Kant với một số điểm sai khác. Ông phát biểu rằng khi đám mây xoay tròn bị dẹt lại thành hình đĩa, những vòng đồng tâm được sinh ra do lực quay. Những vòng này về sau đông vón thành các hành tinh (Hình 1.8).

Các giả thuyết của Kant và Laplace về sau được hợp lại và gọi là giả thuyết tinh vân hay giả thuyết Kant-Laplace về nguồn gốc hệ Mặt Trời (Hình 1.8). Giả thuyết Kant-Laplace được ưa thích vì nó không những giải thích được sự kiện quỹ đạo của các hành tinh và vệ tinh mà còn lý giải một hình đĩa được hình thành từ quả cầu vật chất vũ trụ. Tuy vậy, giả thuyết này cũng có một nhược điểm lớn. Theo định luật vật lý, momen góc của hệ phải được duy trì không đổi trừ khi có một lực bên ngoài tác động vào. Như vậy, nếu như một vật thể xoay tròn bị co kích thước lại thì nó phải tăng tốc độ quay để bù lại kích thước bị nhỏ bớt, từ đó mà giữ được momen góc không đổi.

Mặt Trời được thành tạo từ trung tâm của đám mây vật chất vũ trụ bị phá vỡ thì phải có tốc độ quay lớn. Đáng lẽ vậy nhưng nó lại có chu kỳ quay thông thường chỉ

khoảng 25 ngày. Vì điều này mâu thuẫn với các định luật vật lý mà giả thuyết tinh vân không được chấp nhận hoàn toàn cho đến khi tìm được cách giải thích cho sự quay chậm chạp của Mặt Trời.



Hình 1.8. Sự hình thành hệ Mặt Trời theo giả thuyết Kant - Laplace.

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

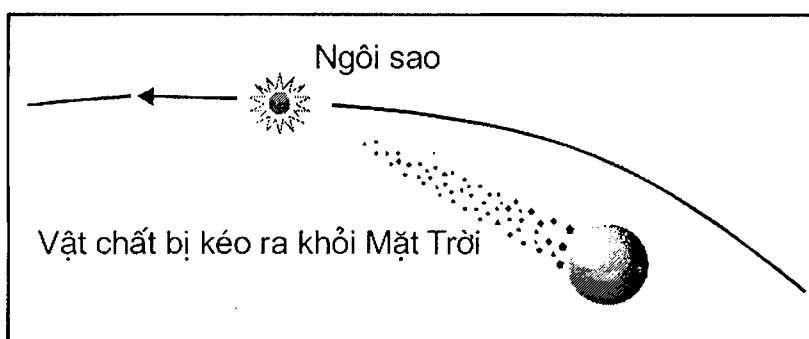
Các giả thuyết ngẫu biến

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

Nhiều nhà nghiên cứu thấy những nhược điểm của giả thuyết Kant-Laplace nên đã tìm một hướng khác để giải thích nguồn gốc của Trái Đất bằng hiện tượng ngẫu biến vũ trụ. Đại diện cho hướng này có thể kể đến quan điểm của nhà thiên văn học người Anh là J. Jeans (1877 - 1946). Theo Jeans thì một vì sao có khối lượng rất lớn, với lực hấp dẫn khổng lồ, trên đường chuyển động khi đi ngang qua Mặt Trời đã kéo một khối lượng

vật chất của Mặt Trời nóng chảy về phía mình, và các khối lượng vật chất đó sẽ chuyển động về phía ngôi sao đang chuyển động xa dần. Chính từ các khối vật chất được tách ra từ Mặt Trời đã hình thành các hành tinh của hệ Mặt Trời. Giả thuyết của Jeans đã khắc phục được nhược điểm của giả thuyết Kant-Laplace về sự mâu thuẫn trong phân bố momen quay của hệ Mặt Trời. Theo Jeans thì chính ngôi sao nói trên khi đi qua gần Mặt Trời đã truyền cho khối vật chất bị kéo về hướng nó một momen xung lượng rất lớn. Điều này có vẻ hợp lý khi ta nhắc lại dù Mặt Trời chiếm hơn 99% khối lượng của cả hệ nhưng lại chỉ chiếm 2% momen xung lượng.

Đầu thế kỷ 20, giả thuyết Jeans đã chinh phục được nhiều người vì nó đã khắc phục được một số nhược điểm của giả thuyết Kant-Laplace. Tuy nhiên, giả thuyết Jeans lại cũng chứa đựng những nhược điểm làm cho nó trở nên kém sức thuyết phục. Trước hết là xác suất để cho hai ngôi sao trong hệ thiên hà gặp nhau là rất hiếm, rất khó xảy ra, như vậy là sự ngẫu biến của sự gặp gỡ này trở thành điều chỉ có trong tưởng tượng. Một nhược điểm nữa của giả thuyết này là cứ giả dụ như đã có hiện tượng gặp nhau của Mặt Trời và một ngôi sao nào đó thì khi đó có ba tình huống có thể xảy ra. *Thứ nhất*, nếu tốc độ ngôi sao rất lớn thì khối vật chất từ Mặt Trời tách ra sẽ bị ngôi sao lôi đi mất trong không gian vũ trụ. *Thứ hai*, nếu tốc độ của ngôi sao nhỏ thì khối vật chất tách ra khỏi Mặt Trời lại sẽ rơi trở lại Mặt Trời. Cả hai trường hợp này đều không thể tạo ra được các hành tinh và Trái Đất đang quay quanh Mặt Trời. *Thứ ba*, nếu ngôi sao giả định nêu trên có tốc độ vừa phải thì khối vật chất như một cái bướu tách ra từ Mặt Trời sẽ rất bé, nhỏ hơn rất nhiều so với Sao Thủy là hành tinh có quỹ đạo gần Mặt Trời nhất. Nếu có một ngôi sao ngẫu nhiên gặp Mặt Trời như Jeans đã giả thiết thì nó phải có tốc độ chuyển động 5 000km/s mới đủ để tạo ra một cái bướu nguyên thủy để rồi từ đó tạo ra các hành tinh, trong đó có Trái Đất. Song các kết quả nghiên cứu hiện nay cho thấy tốc độ của các ngôi sao trong thiên hà chỉ 250km - 300km/s.



Hình 1.9. Sự hình thành hệ Mặt Trời theo giả thuyết ngẫu biến

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

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

Có lẽ một trong số giả thuyết ngẫu biến được biết đến nhiều là giả thuyết "chợt gặp" do nhà thiên văn học Anh Forest R. Moulton và nhà địa chất Mỹ Thomas C. Chamberlin đề xuất năm 1990 (Hình 1.9). Cải biến ý niệm của Buffon, giả thuyết này cho rằng có một ngôi sao đã sạt qua gần Mặt Trời và kéo theo một dải vật chất để sau đó đông đặc lại mà hình thành những thể to lớn gọi là nguyên hành tinh và cuối cùng tạo thành các hành tinh và vệ tinh của chúng. Vấn đề của giả thuyết này cũng như các giả thuyết ngẫu biến khác là sự đụng độ gần của các vì sao là một hiện tượng cực hiếm. Ngoài ra, tính toán cho thấy rằng ngay khi một sự "chợt gặp" xảy ra thì vật chất bị lôi ra khỏi Mặt Trời phải rất nóng, sẽ trương nở và phát tán trong vũ trụ hơn là đông đặc lại để hình thành các hành tinh.

Giả thuyết Smit (Otto Smith, 1891 - 1956). Năm 1951 nhà khoa học Nga Otto Smith đã đưa ra một giả thuyết mới về nguồn gốc của Trái Đất và các hành tinh của hệ Mặt Trời. Theo ông thì các hành tinh của hệ Mặt Trời đã hình thành do trong quá trình chuyển động trong thiên hà Mặt Trời đã cuốn theo đám bụi vũ trụ (khí và vật thể rắn). Theo luật hấp dẫn tự nhiên, đám bụi vũ trụ đó đã tập trung quanh vùng xích đạo của Mặt Trời và hình thành một vành hình đĩa. Từ vành dạng đĩa đó vật chất bụi vũ trụ đã dần dần tập trung để hình thành các hành tinh. Giả thuyết của Smit cũng khác phục được mâu thuẫn về momen xung lượng của giả thuyết Kant-Laplace. Momen xung lượng của hệ hành tinh đã được truyền từ thiên hà chứ không từ hệ Mặt Trời. Giả thuyết Smit cũng giải thích được quỹ đạo elip gần tròn của Trái Đất và các hành tinh xoay quanh Mặt Trời. Các hạt vũ trụ do Mặt Trời cuốn theo đụng độ nhau làm cho tốc độ ban đầu giảm, từ đó quỹ đạo elip chuyển thành quỹ đạo elip gần tròn. Theo giả thuyết Smit thì cũng như các hành tinh khác, Trái Đất ban đầu không ở trạng thái nóng chảy mà ở trạng thái nguội lạnh. Nhiệt độ có ở trong lòng Trái Đất là kết quả của các quá trình phân rã chất phóng xạ có trong lòng đất.

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

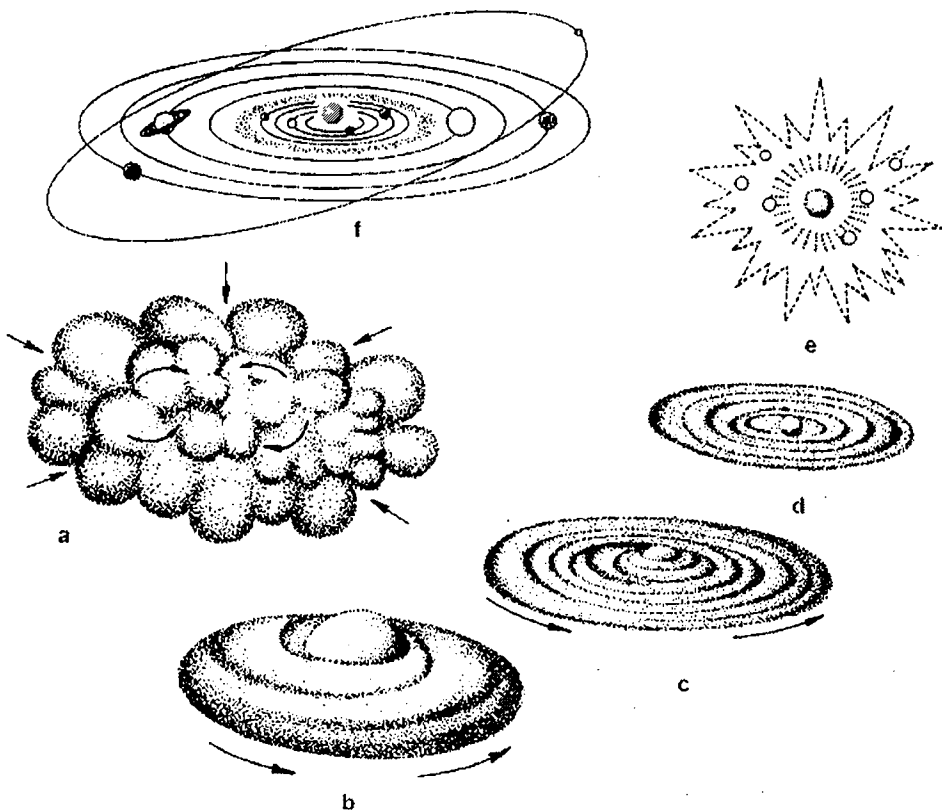
Một nhà khoa học khác của Nga là V. G. Fesenkov (1889 - 1972) đã đưa ra luận điểm mới, bổ sung cho giả thuyết của Otto Smith. Fesenkov cho rằng Mặt Trời và các hành tinh của nó đã sinh ra đồng thời từ đám mây bụi thiên thạch. Lúc đầu chưa có sự cách biệt Mặt Trời và các hành tinh, sau đó theo quy luật vật lý dần dần các phần tử vật chất được tập trung ở trung tâm đám mây vật chất vũ trụ và hình thành Mặt Trời. Các hành tinh sau đó được xuất hiện theo quy luật chung của vũ trụ. Sự tập trung vật chất dẫn đến sự hình thành những quả cầu đặc xít là các nguyên hành tinh. Sự tập trung, nén xít các phần tử vật chất tạo nên trạng thái nóng chảy toàn bộ hành

ting. Như vậy vỏ Trái Đất về sau mới được thành tạo do sự nguội dần của hành tinh. Luận điểm của Fesenkov về cơ bản gần gũi với giả thuyết của Smit và bổ sung cho thiếu sót của giả thuyết này.

Giả thuyết tinh vân Mặt Trời

Khi các giả thuyết ngẫu biến tỏ ra bất cập trong việc giải thích nguồn gốc hệ Mặt Trời thì các nhà nghiên cứu lại quay về mô hình tiến hoá để giải thích vấn đề quay chậm của Mặt Trời. Công trình của các nhà vật lý C.F. Weiszacker & Gerard P. Kuiper (Đức) và sự phát hiện bão Mặt Trời đã đưa đến giả thuyết tinh vân Mặt Trời hiện hành về nguồn gốc của hệ Mặt Trời (Hình 1.10).

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



Hình 1.10. Sự hình thành hệ Mặt Trời theo giả thuyết tinh vân Mặt Trời

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

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

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

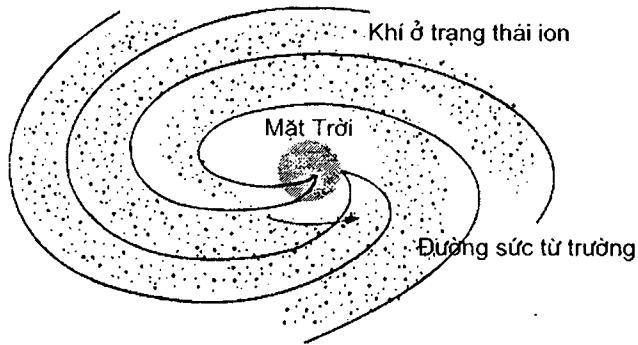
Khi sự đông kết diễn ra thì các hạt khí, chất lỏng và chất rắn bắt đầu bồi tụ vào các khối cực lớn. Các khối này trở thành nguyên hành tinh và tiếp tục bồi tụ lên thể hành tinh thực sự với thành phần tùy thuộc vào khoảng cách của chúng từ Mặt Trời. Thí dụ, các "hành tinh Đất" được cấu thành từ đá và các nguyên tố kim loại được đông kết ở nhiệt độ cao. Các "hành tinh Mộc" có phần nhân bằng đá kích thước nhỏ so với kích thước toàn bộ của hành tinh, được cấu thành từ hydro, heli, amoniac, methan được đông kết ở nhiệt độ thấp.

Trong khi các hành tinh đang tăng trưởng, vật chất bị đẩy vào tâm của tinh vân cũng bị đông kết và do tác dụng của áp lực trọng lực, sẽ bị nung nóng tới vài triệu độ. Kết quả là xuất hiện một ngôi sao – Mặt Trời của chúng ta. Trong lịch sử nguyên sơ, Mặt Trời phát ra luồng năng lượng khổng lồ thổi các khí và bụi không bồi kết của hệ Mặt Trời vào khoảng không vũ trụ. Một luồng như vậy là một pha bình thường trong sự tiến hoá của sao, nó giải thích tại sao hệ Mặt Trời lại không có các mảnh vụn ngoài lai. Cũng trong lịch sử nguyên sơ của Mặt Trời, từ trường bị tác dụng hấp dẫn với khí ion hoá của tinh vân Mặt Trời làm sự xoay của nó chậm lại thông qua một quá trình hãm từ (Hình 1.11). Việc phát hiện từ trường của Mặt Trời tác dụng một lực lên khí tinh vân tròn đã giải quyết được vấn đề là tại sao lại có sự xoay chậm của Mặt Trời.

Theo giả thuyết tinh vân Mặt Trời, các tiểu hành tinh đã được hình thành từ một xoáy lốc cục bộ ở giữa các thể mà sau này trở thành Sao Hoả, Sao Mộc cũng theo cách thức mà các nguyên hành tinh đã hình thành các "hành tinh Đất". Tuy nhiên, từ trường khổng lồ của Sao Mộc đã ngăn cản sự hình thành hành tinh từ các thể này.

Như vậy là giả thuyết tinh vân Mặt Trời đã tính đến cả sự tương đồng của quỹ đạo và sự xoay của các hành tinh và vệ tinh của chúng, sự sai khác của thành phần giữa các "hành tinh Đất" và các "hành tinh Mộc", sự xoay chậm của Mặt Trời, sự có mặt của đai tiểu hành tinh. Mặc dù vẫn còn những vấn đề cần phải được hoàn thiện nhưng có lẽ giả

thuyết tinh vân Mặt Trời là giả thuyết tốt nhất hiện nay để giải thích các yếu tố của hệ Mặt Trời và cho ta cách lý giải có logic về lịch sử tiến hoá của nó.

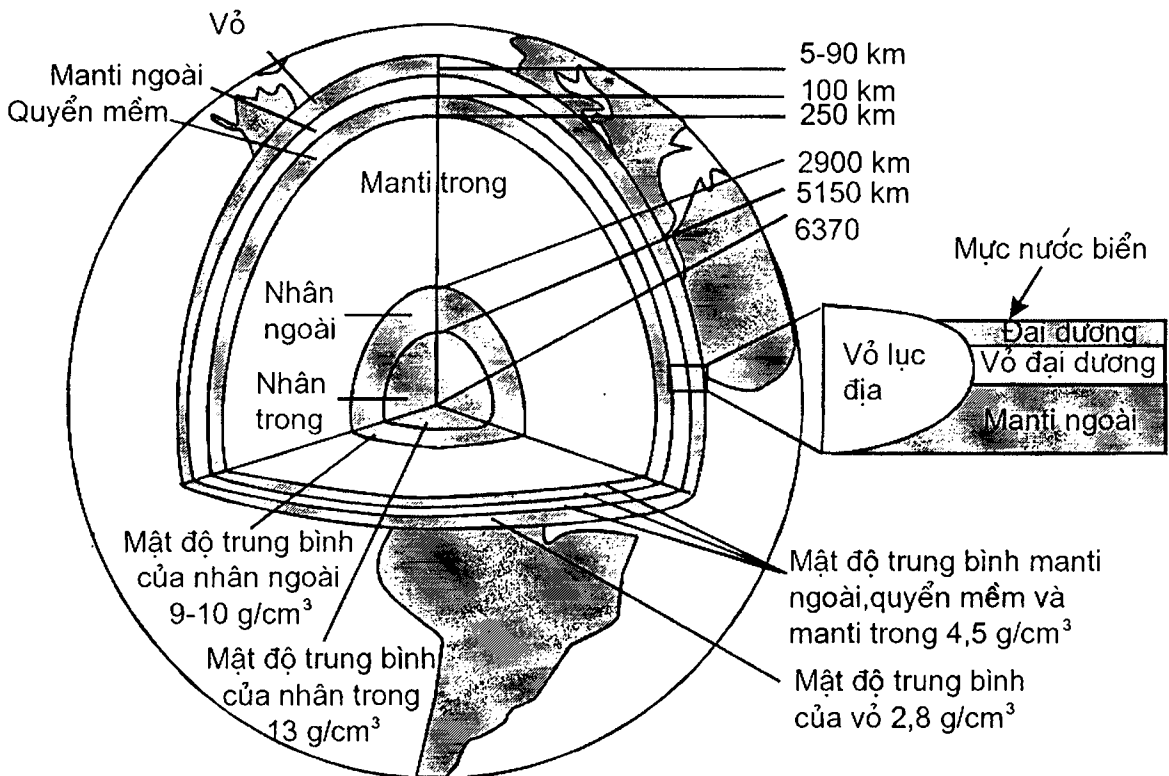


Hình 1.11. Nguyên nhân sự quay chậm của Mặt Trời

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

1.5.4. Nguồn gốc và sự phân dị của Trái Đất khởi thủy

Trái Đất gồm các vành đồng tâm có thành phần và tỷ trọng khác nhau (Hình 1.12). Những vành đồng tâm có tỷ trọng khác nhau này là những yếu tố cơ bản của Trái Đất và ta có thể đoán định rằng sự phân dị này đã có từ rất sớm trong lịch sử Trái Đất.



Hình 1.12. Mặt cắt của Trái Đất với các quyển và tỷ trọng của chúng

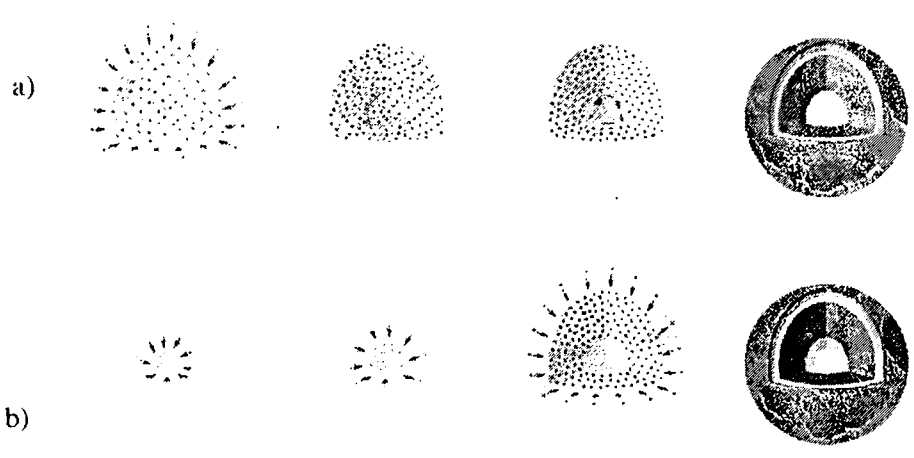
Vỏ Trái Đất phân thành vỏ lục địa (20 - 90km) và vỏ đại dương (5 - 10km)
(R. Wicander & J. S. Monroe, 1993)

Các nhà địa chất biết rằng Trái Đất có tuổi 4,5 tỷ năm; tuy vậy những đá biến chất cổ nhất hiện biết chỉ có tuổi 3,96 tỷ năm. Giống như các đá trẻ hơn của vỏ, những đá này được cấu thành từ những khoáng vật silicat sáng màu (nhẹ). Hình như có một vỏ, một manti silicat nặng và một nhân nikel sắt đã có mặt từ cách đây 3,96 tỷ năm, hay là 640 triệu năm sau khi Trái Đất hình thành. Hiện thời có hai thuyết về nguồn gốc của các quyển đặc biệt là nhân - manti - vỏ của Trái Đất (Hình 1.12). Cả hai thuyết đều xuất phát từ thuyết tinh vân Mặt Trời của nguồn gốc hệ Mặt Trời.

Thuyết bồi tụ đồng hình

Theo thuyết bồi tụ đồng hình, khởi thủy Trái Đất có thành phần và tỷ trọng đồng nhất. Sắt - nikel của nhân hiện nay đã từng phân bố đồng đều trong toàn bộ khối khoáng vật silicat nhẹ. Trái Đất nguyên sơ được giả định là khá nguội lạnh, các nguyên tố và mảnh đá tinh vân bồi tụ lên nó cứng rắn hơn khí và chất lỏng. Để sắt - nikel tập trung vào nhân thì phần bên trong của Trái Đất phải bị nung đủ nóng để bị nóng chảy bộ phận. Đến một độ nào đó sắt - nikel đặc cứng có thể chìm xuống dưới khối khoáng vật nhẹ bao quanh, khi đó nhân được hình thành (Hình 1.13).

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



Hình 1.13. Hai thuyết giải thích sự phân đới nhân - manti - vỏ của Trái Đất

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

Nhiệt bổ sung có thể sinh ra do trọng lực và sự va chạm thiên thạch. Nhiều chất nóng chảy của các nguyên tố nhẹ như calci, kali, natri được trôi lên và tập trung ở gần bề mặt Trái Đất để hình thành vỏ. Phần sắt và silicat magnesi dư thừa có thể tạo nên manti. Thuyết này cho rằng Trái Đất đã trải qua thời kỳ nung nóng phóng xạ và phân dị. Tuy nhiên, những nghiên cứu hiện nay cho thấy năng lượng trọng lực bồi tụ ngay cả khi kết hợp với nhiệt phóng xạ cũng không đủ để nung nóng hành tinh từ trạng thái nguội.

Thuyết bồi tụ dị hình

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

Dù rằng sắt - nikel nóng chảy ở nhiệt độ thấp hơn silicat, chúng cũng đông kết ở nhiệt độ khá cao từ trạng thái khí. Tính toán cho thấy trong đám mây nguội của khí tinh vân nóng thì sắt - nikel đông đặc trước và tạo nên nhân Trái Đất. Đám mây tiếp tục nguội dần thì sắt và silicat magnesi đông đặc lại tạo thành manti, trong khi đó các nguyên tố nhẹ và dễ bốc hơi nhất sẽ đông đặc cuối cùng, tạo nên vỏ (Hình 1.13).

Chương 2

KHOÁNG VẬT

2.1. KHOÁNG VẬT VÀ Ý NGHĨA CỦA CHÚNG

2.1.1. Định nghĩa khoáng vật

Các loại đá của vỏ Trái Đất là những tập hợp của khoáng vật, còn khoáng vật lại là kết quả hoá hợp của các nguyên tố hoá học. Khoáng vật là một hợp chất hoá học tự nhiên, thường ở dạng vật rắn kết tinh.

Hiện nay người ta tính được hơn 3000 khoáng vật. Hàng vạn chất rắn đã được tạo ra trong hoạt động của loài người, như hồng ngọc (ruby) nhân tạo, kim cương công nghiệp v.v... không được coi là khoáng vật.

Ngoài thuỷ ngân, mọi khoáng vật đều ở thể rắn, mà cấu trúc nội tại của mỗi khoáng vật là sự tập hợp các nguyên tử theo một trật tự nhất định. Trong đa số trường hợp một đơn thể khoáng vật thường sinh thành trong một tập hợp cùng các khoáng vật khác. Các đơn thể (hạt) tiếp xúc nhau bằng bề mặt bất kỳ, mỗi hạt có một hình dạng không đều đặn. Ngoài ra một số ít khoáng vật có thể ở trạng thái vô định hình, thể keo, ví dụ calcedon và opale ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Một trong những dioxyt silic kết tinh là thạch anh.

2.1.2. Khoa học về khoáng vật

Khoa học lấy khoáng vật làm đối tượng nghiên cứu được gọi tên là khoáng vật học. tất cả các tính chất của khoáng vật, nguồn gốc phát sinh của chúng, những quá trình xảy ra trong vỏ Trái Đất liên quan tới sự thành tạo và biến đổi khoáng vật đều thuộc phạm vi nghiên cứu của khoáng vật học. Nhiệm vụ quan trọng nhất của khoáng vật học là phát triển cơ sở nguyên liệu khoáng. cụ thể là:

- * Tìm kiếm các điểm khoáng vật hiếm, với hàm lượng công nghiệp,
- * Nghiên cứu các tính chất vật lý và hoá lý của khoáng vật,
- * Xác định các nguyên tố phụ tạp với hàm lượng cao trong các khoáng vật đã biết và phân bố rộng rãi,
- * Phát hiện những khoáng vật quặng mới.

Các khoáng vật cần được khảo cứu dưới mọi góc độ, chẳng hạn, việc phân tích thành phần vật chất và xác định các tính chất của các khoáng vật là nhằm giải quyết những vấn đề do thực tế đặt ra.

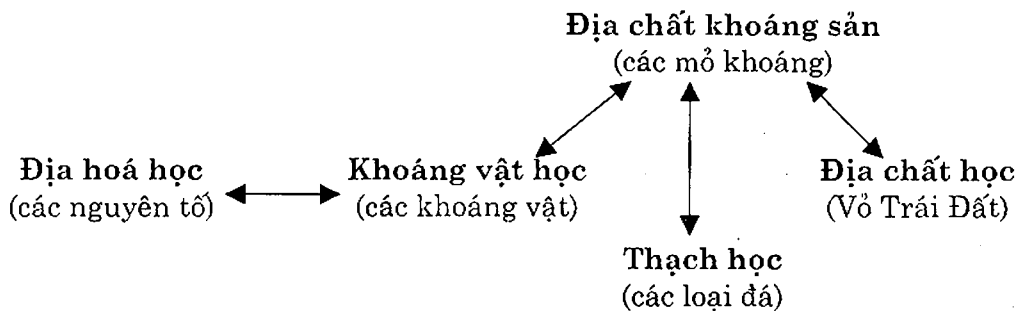
- Việc đánh giá ý nghĩa công nghiệp của một mỏ khoáng liên quan đến việc thẩm định hàm lượng các nguyên tố có ích, các khoáng vật có giá trị.

- Việc sử dụng đồng bộ nguyên liệu khoáng kéo theo nhu cầu xác định thành phần các tổ hợp tự nhiên của các nguyên tố hoá học hay các khoáng vật. Ví dụ, cadimi và indi thường cùng tồn tại với kẽm trong sphalerit (ZnS) là nguyên liệu khoáng duy nhất của hai nguyên tố Cd và In. Hai khoáng vật, andaluzit $Al_2[SiO_4]O$ và corindon Al_2O_3 thường cùng có mặt trong một mỏ khoáng.

- Việc tìm kiếm nguyên liệu khoáng sẽ thuận lợi nếu việc nghiên cứu có thể bao quát toàn bộ các khoáng vật liên quan (dù chúng có ích hay không) trong một mỏ khoáng. Một số khoáng vật có thể chưa có ý nghĩa công nghiệp, nhưng chúng liên quan tới các khoáng vật có ích; chúng có vai trò làm sáng tỏ đặc điểm của các khoáng vật có ích, do đó chúng trở thành tiền đề tìm kiếm.

Vị trí của khoáng vật học trong Địa chất học

Bằng việc sử dụng những thành tựu nghiên cứu lý thuyết và phương pháp luận của các khoa học cơ bản (như vật lý, hóa học), khoáng vật học góp phần thúc đẩy tiến bộ khoa học kỹ thuật đối với các bộ môn chuyên nghiên cứu thành phần vật chất của đá và quặng, các bộ môn chuyên xử lý nguyên liệu khoáng. Các phương pháp khoáng vật học đang được áp dụng trong thạch luận, thạch học trầm tích, địa hóa học. Vị trí của khoáng vật học đối với Địa chất học có thể diễn giải bằng sơ đồ sau (trong ngoặc đơn là đối tượng nghiên cứu).



2.1.3. Khoáng vật học trong đời sống

Sự hiểu biết về khoáng vật, việc nghiên cứu khoáng vật học từ bước sơ khai và trong suốt lịch trình phát triển luôn luôn gắn liền với hoạt động thực tiễn của con người. Trong các giai đoạn tiến hoá của xã hội loài người, sự phát triển lực lượng sản xuất liên quan mật thiết với trình độ sử dụng khoáng vật; bắt đầu từ dạng thô hay sơ chế, sau đó là bằng xử lý công nghệ ngày càng sâu và tinh. Các kim loại quý, kim loại màu, kim loại đen lần lượt được sử dụng; rồi đến các kim loại hiếm, phi kim, các nguyên tố tạp phụ v.v.. Hiện nay, chừng 10% khoáng vật đã được dùng vào mục đích công nghiệp; cùng với những tiến bộ của khoáng vật học, con số ấy được ngày càng gia tăng (cứ 10 năm lại thêm 10 đến 15 khoáng vật) và hàng loạt khoáng vật hiếm đã tìm thấy địa chỉ sử dụng.

Khoáng vật học đóng vai trò quan trọng trong sự phát triển công nghiệp và nông nghiệp – là các lĩnh vực có nhu cầu lớn về các nguyên liệu khoáng. Ngày nay không có ngành kinh tế nào lại không sử dụng khoáng vật dưới dạng này hay dạng khác.

Có thể nói, công nghiệp hiện đại đang khai thác tất cả các nguyên tố hóa học của hệ thống tuần hoàn Mendeleev, mà chúng lại sẵn có trong các khoáng vật. Sự mở rộng công nghiệp luyện kim liên quan chặt chẽ với nguồn khoáng vật chứa kim loại; sự phát triển nông nghiệp không tách rời những chế phẩm nguồn gốc khoáng vật; công nghiệp hóa học xây dựng trên cơ sở sử dụng nguyên liệu khoáng ở mức độ đáng kể.

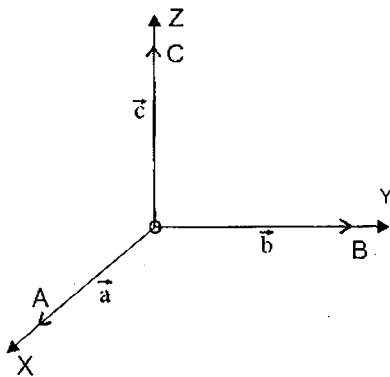
2.2. KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ TINH THỂ HỌC

Trước đây, thuật ngữ "tinh thể" dành cho các khoáng vật có dạng những đa diện. Các hình khối này bao gồm các mặt phẳng gọi là mặt tinh thể học. Ngay từ cuối thế kỷ 18, Haiy đã cho rằng hình thái đều đặn này chỉ là hệ quả của việc vật chất sắp xếp một cách tuần hoàn. Đầu thế kỷ 20, Von Laue và Bragg đã vận dụng các phương pháp nhiễu xạ tia X vào việc nghiên cứu sự phân bố các nguyên tử trong tinh thể.

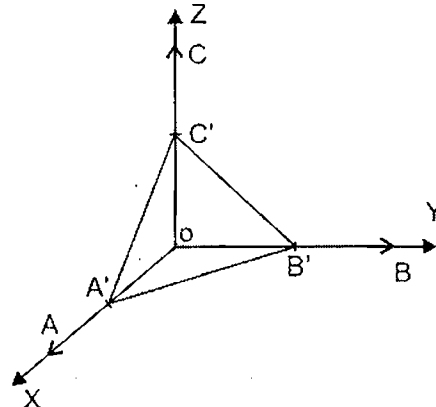
Sự sắp xếp ba chiều tuần hoàn của các nguyên tử, các ion và các tập hợp phức tạp hơn có thể coi như sự trùng hợp của một mẫu hình* đặc biệt theo ba chiều không gian.

2.2.1. Hình đơn

Mặt tinh thể có vị trí được xác định bằng hệ trục tọa độ Oxyz (Hình. 2.1). Hướng của một mặt tinh thể (tức là mặt đặc biệt dày đặc nguyên tử) có thể xác định bằng ba điểm nằm trên Ox, Oy, Oz và đặc trưng lần lượt bằng các đoạn tại gốc tọa độ a/h , b/k và c/l , hkl là ba số nguyên thường nhỏ hơn 10. Theo quy định Miller, h, k, l là ba số nguyên nhỏ nhất có thể; chúng nằm trong ngoặc đơn: (hkl) và là ký hiệu của mặt tinh thể. Nếu đặt $a/h = 1/2$; $b/k = 1/2$; $c/l = 1/2$, mặt đã cho có ký hiệu (222), sau khi tối giản thành những số nguyên nhỏ nhất có thể, ký hiệu sẽ là (111) (Hình 2.2). Ví dụ, các mặt của một hình lập phương được ký hiệu lần lượt là (100), (010), (001), ($\bar{1}00$), ($0\bar{1}0$) và ($00\bar{1}$) (Hình 2.3).



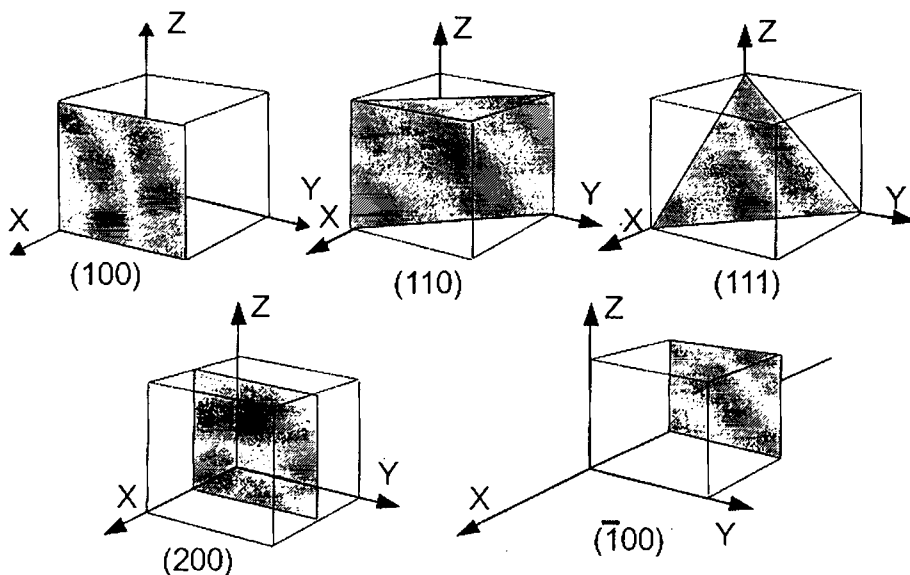
Hình 2.1. Hệ trục tọa độ trong tinh thể



Hình 2.2. Ký hiệu mặt tinh thể trong hệ trục tọa độ Oxyz
($OA' = OA/2 = a/2$; $OB' = OB/2 = b/2$; $OC' = OC/2 = c/2$)

Khi một tinh thể cắt một trục ở đầu âm thì chỉ số tương ứng sẽ mang nét ngang trên đầu. Những mặt khác nhau này suy ra từ một mặt cho trước nhờ các phép đối xứng cho ta một *hình đơn*, ký hiệu là {100}.

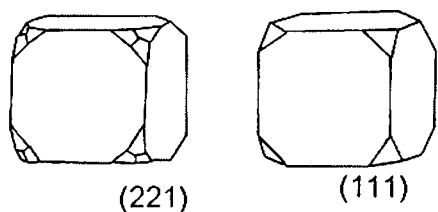
* Mẫu hình (motif) gồm một hay nhiều nguyên tử phân bố theo một trật tự nhất định; mẫu hình thường tương ứng với một ô mạng (xem mục 2.2.1 và 2.2.2).



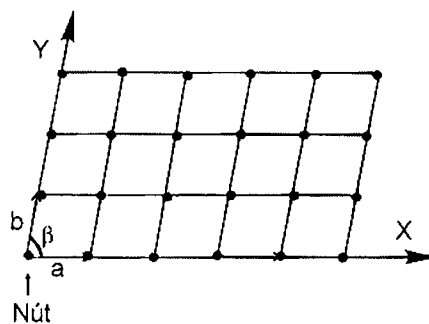
Hình 2.3. Ký hiệu của các mặt thuộc một hình lập phương

Dạng ngoài của một tinh thể luôn bộc lộ một sự đối xứng riêng, nó bao gồm các mặt $\{hkl\}$ do mặt (hkl) lặp lại nhiều lần bằng các phép đối xứng. Trong hệ lập phương mặt (111) tự lặp lại tám lần và cho một hình tám mặt $\{111\}$; mặt (221) lặp lại ba lần trên mỗi đỉnh, tức là 24 lần trên tám đỉnh của hình lập phương, đó là hình tám mặt ba tam giác (24 mặt) (Hình 2.4).

Mỗi khoáng vật có một hay nhiều *dạng thường gặp hay dạng quen*, ví dụ calcit chủ yếu có dạng hình mặt thoi (xem hình 2.33), còn thạch anh có dạng lăng trụ và tháp ở hai đầu (Hình 2.30). Trong đá ít khi gặp những khoáng vật có dạng ngoài đều đặn; chỉ khoáng vật hình thành đầu tiên trong dung nham mới có điều kiện để tinh thể phát triển cân đối (ví dụ, tinh thể thạch anh trong rhyolit).



Hình 2.4. Các loại mặt trong khối lập phương



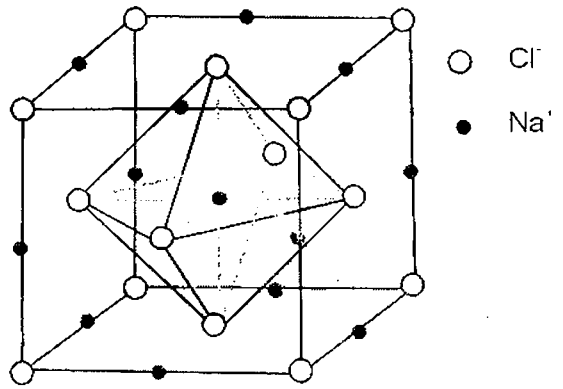
Hình 2.5. Mặt mạng xy, được xác định bằng các bước tịnh tiến a, b và góc β .

2.2.2. Ô mạng, mạng tinh thể và hệ tinh thể

Ô mạng và mạng tinh thể. Trong một tinh thể, nếu qua các nguyên tử (ion, tập hợp) tương đồng ta vạch các đường thẳng, ta sẽ có một mạng ba chiều vô tận; gọi là *mạng (tinh thể)*. Có thể nhận thấy rằng đó là kết quả của sự lặp lại của một mẫu hình bằng phép tịnh tiến theo ba chiều không gian. Mỗi mẫu hình tương ứng với một *ô mạng*.

→ → →
 Khi ô mạng được xây dựng trên ba vectơ¹ a, b, c ngắn nhất và cùng nhau tạo những góc α, β, γ gần 90° nhất, thì nó sẽ có tên là ô cơ sở (Hình 2.5).

Gọi nút mạng là điểm gặp nhau của ba trục a, b, c : ở đây có một nguyên tử (một ion hay một tập hợp nguyên tử), ta thấy ô cơ sở chỉ chứa một nút mạng, các nút mạng tại những đỉnh khác của ô mạng đều thuộc các ô cơ sở kế bên. Người ta có các ô mạng cơ sở sau: Ô mạng lập phương; Ô mạng bốn phương; Ô mạng sáu phương; Ô mạng ba phương; Ô mạng trực thoi; Ô mạng một nghiêng; Ô mạng ba nghiêng (Hình 2.7).



Hình 2.6. Ô mạng của cấu trúc tinh thể halit (NaCl)
 Các ion Cl^- phân bố tại các nút của ô mạng lập phương tâm mặt F (các ion Na^+ cũng vậy). Mỗi ion Na^+ có 6 ion Cl^- gần nhất vây quanh (Na^+ có số phối trí 6) tạo thành hình phối trí bát diện

Người ta gọi P (nguyên thủy) là ô cơ sở có các nút mạng tại đỉnh, C (tâm đáy) là ô cơ sở chứa thêm nút mạng tại tâm các mặt trên và dưới, F (tâm mặt) là ô cơ sở chứa thêm các nút mạng ở tâm của tất cả các mặt (Hình 2.6) và sau chót I (tâm khối) có thêm nút mạng tại tâm của ô mạng. 14 ô cơ sở (Hình 2.7) tiêu biểu cho 14 loại mạng tinh thể. Mỗi ô này lập lại bằng các bước tịnh tiến của mạng để choán hết không gian của mỗi loại mạng.

- **Bảy hệ tinh thể.** 14 ô mạng cơ sở (Bảng 2.1) phân chia thành 7 hệ tinh thể². Trên bảng 2.1 liệt kê các hệ tinh thể, mỗi hệ có những tổ hợp yếu tố đối xứng đặc trưng. Hệ lập phương có tổ hợp đối xứng cao nhất (13 trục, 9 mặt và tâm) trong khi hệ ba nghiêng chỉ có một tâm đối xứng.

- **Các yếu tố đối xứng** (Hình 2.8 ; 2.9). Để mô tả tính đối xứng, mức độ đối xứng của tinh thể người ta dùng những yếu tố đối xứng. Đó là một điểm, một mặt phẳng hay một đường thẳng mà qua nó (đối với điểm hoặc mặt) hoặc quanh nó (đối với đường) các phần tử bằng nhau lặp lại theo một quy luật. Tâm đối xứng, ký hiệu C , là một điểm mà một đường thẳng bất kỳ qua nó bao giờ cũng cắt hình ở hai điểm cách đều ở hai bên nó. Một

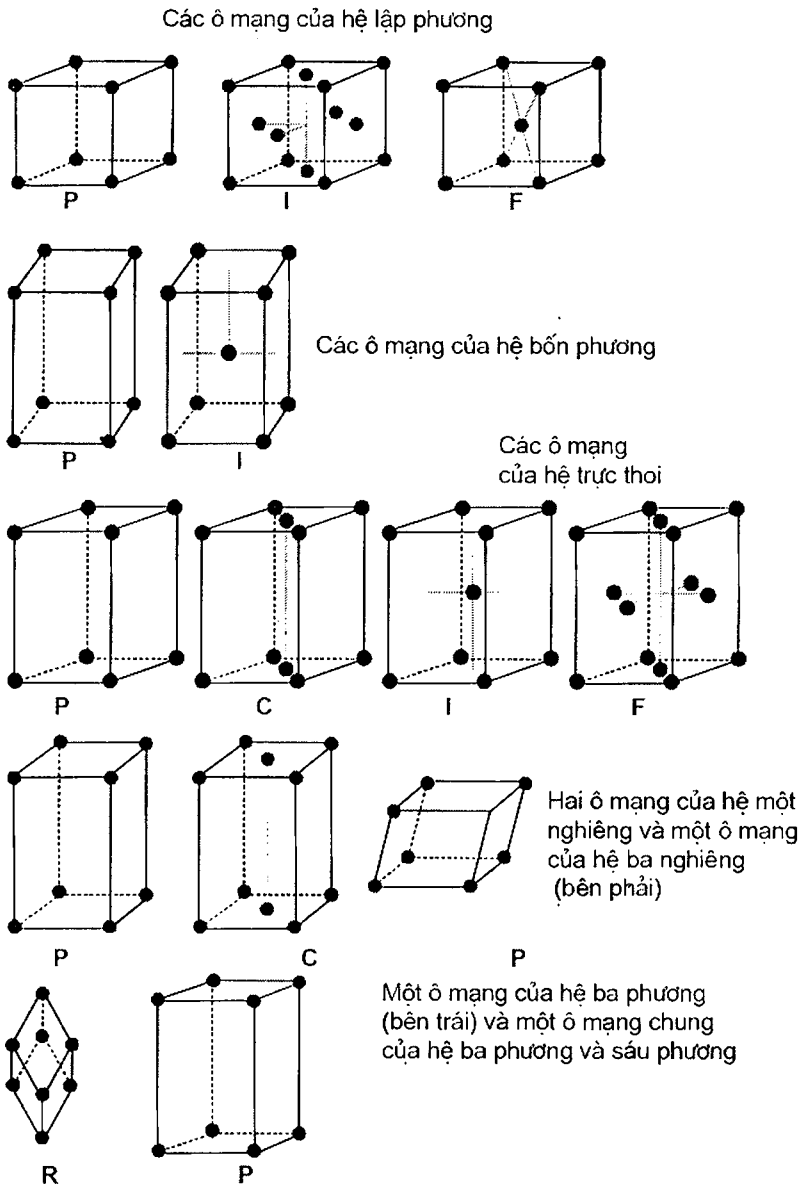
¹ Ba vectơ a, b, c còn gọi là ba bước tịnh tiến của các trục tọa độ.

² Người ta phân biệt ô cơ sở của các hệ khác nhau bằng tương quan độ lớn các cạnh a, b, c và các góc α, β, γ cũng như số góc vuông của ô.

- Hệ ba nghiêng: $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$ $a \neq b \neq c$
- Hệ một nghiêng: $\beta \neq \alpha = \gamma = 90^\circ$ $a \neq b \neq c$
- Hệ trực thoi: $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a \neq b \neq c$
- Hệ ba phương: $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$; $a = b \neq c$, $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$; $a = b = c$
- Hệ sáu phương: $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$; $a = b \neq c$
- Hệ bốn phương: $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $a = b \neq c$
- Hệ lập phương: $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $a = b = c$

Điều này liên quan đến đối xứng của tinh thể.

đa diện có tâm C khi một mặt bất kỳ của đa diện có một mặt tương ứng nằm ở phía xuyên tâm, song song, bằng nhau và trái chiều đối với nhau (Hình 2.8 a, b, c). Mặt đối xứng P chia hình làm hai phần bằng nhau và mỗi phần như ảnh của phần kia qua mặt gương P (Hình 2.8e).

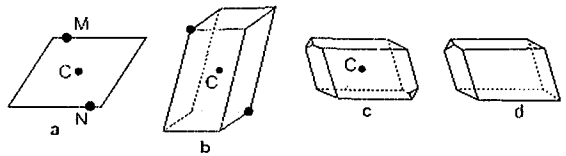


Hình 2.7. Mười bốn ô mạng Bravais

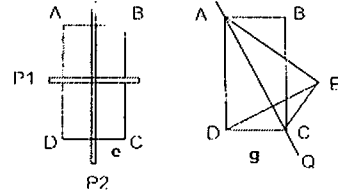
Trục đối xứng L_n (với n là một số nguyên) hay trục xoay (Hình 2.9) là một đường thẳng khi quay quanh nó các phần bằng nhau của hình được lặp lại một cách đều đặn. Khi quay hình quanh trục đủ một vòng (360°) bao giờ hình cũng chiếm những vị trí tương tự vị trí đầu tiên một số nguyên n lần; n được gọi là bậc của trục; nếu gọi góc này là α thì ta có: $\alpha = 360^\circ/n$.

Các yếu tố đối xứng của một đa diện tinh thể đều đi qua tâm của nó, chúng liên quan với nhau, mỗi yếu tố đối xứng có tác dụng làm cho các yếu tố đối xứng còn lại trùng lại với chính nó hay với những yếu tố đối xứng cùng loại.

Riêng trục bậc hai và mặt phẳng đối xứng có thể tồn tại thành nhiều loại trong một đa diện tinh thể. Chẳng hạn, 3 trục bậc hai, hay 3 mặt đối xứng trong hệ trục thoi là thuộc các loại khác nhau: L_2, L_2', L_2'' và P, P', P'' . Trục (hay mặt) loại này không thể trùng với trục (hay mặt) loại kia.

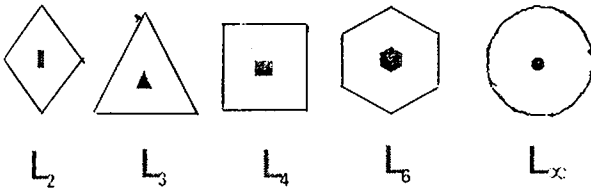


Một số hình có tâm đối xứng (a, b, c) và không có tâm đối xứng (d)



Hình chữ nhật ABCD có 2 mặt phẳng đối xứng P1 và P2
AQ không phải là mặt đối xứng

Hình 2.8. Tâm (C) và mặt phẳng (P) đối xứng



Hình 2.9. Một số hình có trục đối xứng
(vuông góc với mặt hình vẽ)

Bảng 2.1. Bầy hệ tinh thể

Hệ tinh thể	Trục đối xứng	Mặt đối xứng	Tâm đối xứng
Ba nghiêng	L_1		C
Một nghiêng	L_2	P	C
Trục Thoi	$L_2; L_2'; L_2''$	$P; P'; P''$	C
Bốn phương	$L_4; 2L_2'; 2L_2''$	$P; 2P'; 2P''$	C
Sáu phương	$L_6; 3L_2'; 3L_2''$	$P; 3P'; 3P''$	C
Ba phương	$L_3; 3L_2'$	$3P'$	C
Lập phương	$3L_4; 4L_3; 6L_2'$	$3P; 6P'$	C

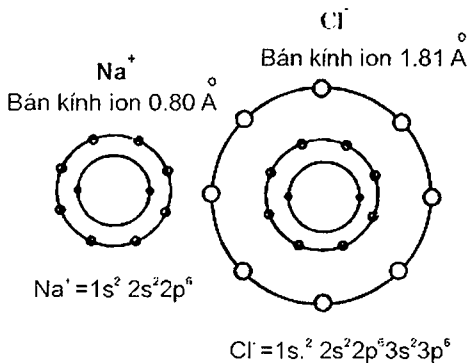
ĐỌC THÊM

2.2.3. Các dạng liên kết trong tinh thể

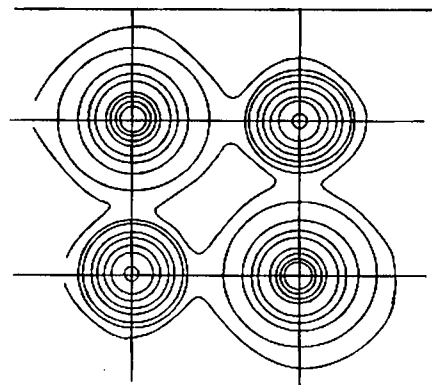
Vật rắn kết tinh theo các mẫu hình lặp lại trong không gian; mẫu hình này lại từ những ion, nguyên tử hay phân tử kết tụ lại bằng mối liên kết các loại mạnh yếu khác nhau. Trong thể vô định hình, các lập hợp nguyên tử không phân bố tuần hoàn như thế.

Trong một chất với dạng liên kết ion, các ion có được là do sự chuyển dời điện tử từ nguyên tử này sang nguyên tử khác. Ví dụ, trong sự kết hợp của Na và Cl: $\text{Na} \rightarrow \text{Na}^+ + e$ và $\text{Cl} + e \rightarrow \text{Cl}^-$ (Hình 2.10). Theo Pauling, một nguyên tử có khuynh hướng thu nhận điện tử thì gọi là nguyên tử *điện tích âm* (mang điện âm). Cl là nguyên tử điện tích âm, một anion và mang dấu âm (-). Na⁺ gọi là nguyên tử điện tích dương, một cation mang dấu dương (+). Mỗi loại tinh thể có riêng một dạng liên kết đặc trưng.

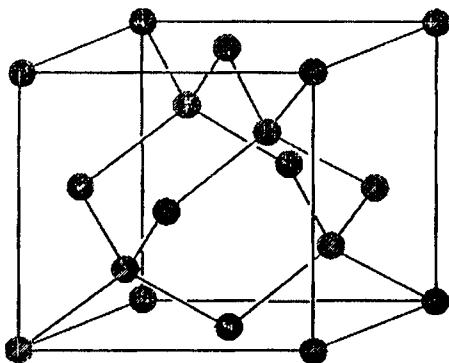
- **Tinh thể với dạng liên kết Van der Waals** (Hình 2.14a). Lấy ví dụ tinh thể argon (trong suốt và nóng chảy ở 84°K) là tinh thể đơn giản nhất, có lớp ngoài cùng đầy đủ điện tử, các nguyên tử này xếp chặt theo luật xếp cầu lập phương để tạo thành tinh thể. Mỗi liên kết này rất yếu và do các lực Van der Waals liên quan với sự biến động về phân bố điện tử, khác đi chút ít so với sự phân bố trong các nguyên tử tự do.



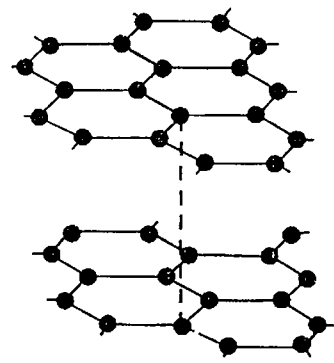
Hình 2.10. Cấu hình điện tử của ion Na^+ và Cl^-



Hình 2.11. Sơ đồ mật độ điện tử của NaCl. Ion Na^+ có kích thước nhỏ hơn.



Hình 2.12. Cấu trúc tinh thể kim cương (C phối trí 4)



Hình 2.13. Cấu trúc tinh thể graphit (C phối trí 3)

- **Tinh thể với dạng liên kết ion** (Hình 2.14b). Bằng phương pháp nhiễu xạ tia X có thể xác nhận NaCl do các ion tập hợp thành. Mật độ điện tử của tinh thể này cho thấy có hai nhóm cấu với hai số lượng điện tử đặc trưng: 10 của Na^+ và 16 của Cl^- (Hình 2.11). Sự liên kết của cấu trúc bằng lực hút tĩnh điện khiến các ion trái dấu (Na^+ và Cl^-) tiếp cận nhau. Lúc này có sự giao nhau giữa các quỹ đạo điện tử riêng của hai ion và xuất hiện lực đẩy. Cấu trúc này trở nên bền vững khi tổng hợp các lực đối nhau bằng 0.

Năng lượng cần thiết để tách một điện tử khỏi một nguyên tử hay một ion gọi là *năng lượng ion hóa* và đo bằng electron-von (eV). Ngược lại, năng lượng tỏa ra khi một điện tử cố định vào một nguyên tử hay một ion thì gọi là *ái lực điện tử* và cũng thể hiện bằng eV. Trong tinh thể ion, một ion liên kết với mọi ion trái dấu. Do có các mối liên kết này nên năng lượng cần thiết để một tinh thể ion bay hơi hết là rất lớn. Tinh thể loại này thường rắn và dễ vỡ.

- **Tinh thể với dạng liên kết đồng hóa trị** (Hình 2.14đ). Các nguyên tử trong tinh thể loại này liên kết nhau bằng các đôi điện tử. Trong tinh thể kim cương, mỗi nguyên tử carbon (có lớp điện tử ngoài cùng gồm 4 điện tử) liên kết với 4 nguyên tử gần kề ở đỉnh một tứ diện. Lớp điện tử ngoài cùng của một nguyên tử lúc đó sẽ bão hòa với 8 điện tử. Trong trường hợp kim cương (Hình 2.12) mọi nguyên tử C liên kết với nhau theo cả ba chiều không gian, trong khi ở trường hợp graphit (Hình 2.13), mỗi nguyên tử C chỉ liên kết với 3 nguyên tử gần nhất cùng

mặt phẳng. Tinh thể được tạo nên từ những lớp, nguyên tử C khác lớp liên kết nhau bằng lực hút dạng Van der Waals. Đồng hóa trị là dạng liên kết định hướng, đây là liên kết năng lượng lớn có thể so sánh với năng lượng của liên kết ion. Nó thuộc các chất rất rắn và không biến dạng được.

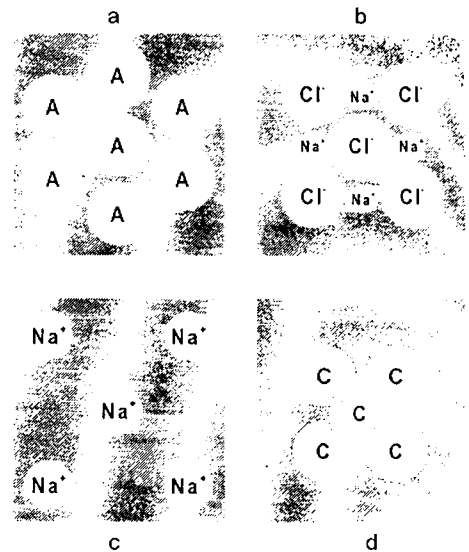
- Tinh thể với dạng liên kết kim loại (Hình 2.14c).

Tinh thể kim loại được cấu trúc từ một tập hợp các ion dương chìm ngập trong đám mây điện tử tự do không gắn riêng với nguyên tử nào. Đây không phải là những liên kết định hướng.

- Các mối liên kết cùng tồn tại trong một cấu trúc tinh thể

Chất phân tử mà chỉ chứa một dạng liên kết là trường hợp ngoại lệ. Các nguyên tử khác nhau của loại cấu trúc này tập hợp nhau bằng những liên kết khác loại. Như thế, cần làm rõ vai trò của mỗi loại liên kết trong một cấu trúc tinh thể. Người ta đã xác lập tỷ lệ phần trăm giữa liên kết ion và liên kết đồng hóa trị, những liên kết hóa học chính yếu có trong tự nhiên, bằng cách đưa vào sử dụng giá trị *điện âm*. *Khái niệm này cho thấy khuynh hướng thu nạp của một nguyên tử đối với điện tử* khi nó liên kết trong một hợp chất.

Nếu hai nguyên tố có giá trị điện âm rất khác nhau, tức là nguyên tố này rất dễ mất điện tử, nguyên tố kia dễ thu điện tử ấy, thì liên kết này là dạng ion. Còn nếu nguyên tố có hai khuynh hướng (thu và mất điện tử) như nhau thì các nguyên tố này sẽ dùng chung điện tử và mỗi liên kết có dạng đồng hóa trị. Ta lấy Si và O là hai nguyên tố phổ biến làm ví dụ. Giá trị điện âm của chúng chênh lệch khoảng 1,7 (Bảng 2.2), thì mỗi liên kết Si-O sẽ là 50% ion và 50% đồng hóa trị (Hình 2.15) trong SiO₂. Dạng liên kết phức hợp này có ý nghĩa hàng đầu trong nghiên cứu thạch học.

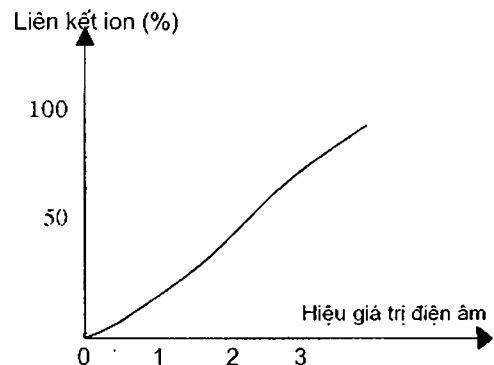


Hình 2.14. Các liên kết trong tinh thể:

a) các nguyên tử argon liên kết yếu bằng lực Van der Waals; b) các ion trái dấu liên kết bằng lực hút tĩnh điện trong chlorur natri; c) các ion dương của kim loại natri chìm ngập trong đám mây điện tử; d) sự giao hòa giữa các đám mây điện tử carbon trung hòa.

Bảng 2.2. Giá trị điện âm (eV) một số nguyên tố

					C 2,5	O 3,5
Na 0,9	Mg 1,2			Al 1,5	Si 1,8	S 2,5
K 0,8	Ca 1,0	Fe 1,6	Cu 1,9			



Hình 2.15. Tỷ lệ phần trăm của liên kết ion phụ thuộc vào độ chênh lệch giá trị điện âm.

Pauling đã nhận xét rằng giữa hai nguyên tố có một mối liên quan giữa sự chênh lệch về giá trị điện âm và bản chất dạng liên kết của chúng (ion hay đồng hóa trị). Khi độ chênh lệch thấp thì mối liên kết ngả về đồng hóa

trị; ngược lại, khi nó tăng cao thì liên kết có đặc điểm ion mạnh. (xem đường cong ở hình 2.15). Trong một khoáng vật mọi mối liên kết không bền vững như nhau và trong khi một số liên kết có thể bị phá bỏ thì một số khác lại được bảo tồn.

2.2.4. Bán kính nguyên tử và ion

- Số phối trí

Trong vật rắn, cation vây quanh anion và ngược lại. Mỗi ion có xu hướng thu hút số lớn nhất các ion trái dấu quanh nó. Số ion trái dấu gần nhất vây quanh một ion gọi là số phối trí của nó. Nó sẽ như nhau đối với anion và cation nếu chúng cùng có số lượng như nhau trong tinh thể (ví dụ ở NaCl); nó sẽ khác nhau nếu số lượng ion dương và âm khác nhau (ví dụ ở CaCl₂). Số phối trí liên quan tới kích thước tương đối của các ion.

- Bán kính nguyên tử

Có thể đo khoảng cách giữa hai nguyên tử (hay hai ion) bằng phương pháp nhiễu xạ tia X với độ chính xác cao. Những giá trị nhận được phụ thuộc vào cấu trúc tinh thể mà nguyên tử hay ion này tham gia. Bán kính nguyên tử của kim loại Na bằng một nửa khoảng cách Na - Na, tức là 1,86 Å. Bán kính của F trong fluor khí bằng 0,72 Å. Nếu dùng các giá trị này người ta sẽ nhận được 2,58 Å cho giá trị khoảng cách nguyên tử trong NaF. Trong khi đó, bằng nhiễu xạ tia X người ta đo được 2,32 Å. Nếu ta lấy bán kính các ion với vỏ ngoài bảo hoà điện tử (với hình thái vỏ điện tử của khí trơ, xem bảng sau), ta sẽ nhận được:

$$r_{\text{Na}^+} + r_{\text{F}^-} = 0,98 + 1,33 = 2,31 \text{ Å}$$

rất gần với giá trị vừa có (r là bán kính).

Người ta gọi bán kính chuẩn của một ion là bán kính của nguyên tố tương ứng trong cấu hình điện tử của khí hiếm.

Bảng 2.3. Bán kính chuẩn của một số ion ở hình thái vỏ điện tử của khí hiếm

Nguyên tử	Na	K	Cs	Mg	Ca	Ti	Al	Si	O	F	Cl
Bán kính	0,98	1,33	1,67	0,65	0,94	0,60	0,45	0,38	1,46	1,33	1,81

- Bán kính ion và liên kết ion

Bán kính cho ta một ý niệm đúng đắn về kích thước của ion trong tinh thể ion. Hơn nữa, có thể giải thích khoảng cách D giữa các ion, lưu ý số phối trí. Ta có: $D = R_C + R_A + \Delta_n$

(R_C là bán kính của cation, R_A là bán kính của anion và Δ_n hiệu chỉnh liên quan số phối trí).

Bảng 2.4. Hiệu chỉnh Δ_n cho khoảng cách nguyên tử

Số phối trí	1	2	3	4	5	6	7	8
Hiệu chỉnh Δ_n	- 0,50	- 0,31	- 0,19	- 0,11	- 0,05	0	+ 0,04	+ 0,08

2.2.5. Các quy tắc thực nghiệm Pauling

Các quy tắc thực nghiệm Pauling đã được xác lập cho các tinh thể ion và được áp dụng cho số lớn khoáng vật như sau.

- **Đa diện phối trí.** Trong một khoáng vật anion tập hợp quanh cation theo phương thức hình học ổn định, tạo nên đa diện phối trí (Hình 2.16). Một tam giác, khi ba anion vây quanh cation nằm trong một mặt phẳng; ví dụ [CO₃]²⁻,

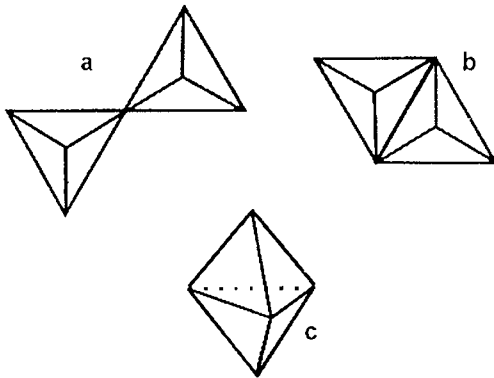
- Một tứ diện, khi ba anion nằm cùng mặt phẳng, anion thứ tư ở ngoài mặt phẳng; ví dụ [SiO₄]⁴⁻

- Một bát diện, nếu 4 anion nằm cùng một mặt phẳng, 2 anion nằm hai phía của mặt phẳng; ví dụ Na^+Cl^- .
- Một lập phương; ví dụ Cs^+Cl^- .

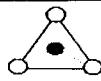
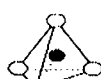
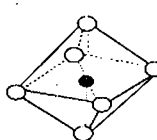
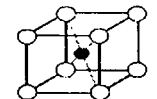
Trong một đa diện phối trí, khoảng ngắn nhất phân cách nhân anion với nhân cation bằng tổng bán kính các ion. Người ta ngầm hiểu ion có dạng cầu.

- **Tập hợp đa diện phối trí.** Trong một tinh thể, các đa diện phối trí thường tập hợp với nhau. Trong trường hợp tứ diện (Hình 2.17), chúng không tập hợp bằng một mặt chung (c), ít khi bằng một cạnh chung (b) mà thường qua đỉnh chung (a).

Nếu chúng có mặt chung, thì khoảng cách giữa các cation trung tâm của hai đa diện kề nhau sẽ ngắn hơn khoảng cách từ cation đến anion trong cùng đa diện. Từ đó có một lực đẩy, nó càng mạnh nếu cation trung tâm có hóa trị càng lớn và số anion vây quanh cation càng nhỏ. Đa diện phối trí tứ diện của Si rất thường gặp trong tự nhiên, chúng thường tập hợp qua đỉnh chung, chứ không bằng cạnh chung hay mặt chung.



Hình 2.17. Các tập hợp tứ diện

Số phối trí	Giá trị tới hạn $\frac{r_{C^+}}{r_{A^-}}$	Đa diện phối trí
3	0,155	 $[\text{CO}_3]^{2-}$
4	0,225	 $[\text{SiO}_4]^{4-}$
6	0,414	 Na^+Cl^-
8	0,732	 Cs^+Cl^-
	1,000	

Hình 2.16. Các đa diện phối trí phụ thuộc vào tỷ lệ bán kính ion (r) giữa cation (C^+) và anion (A^-)

- **Bản chất ion phối trí.** Trong một đa diện phối trí nhất định, ion bản chất khác nhau thường có số lượng nhỏ. Ví dụ, vây quanh một cation Si^{4+} thường là 4 anion oxy, chứ không phải là 2 oxy, 1 fluor và một nhóm hydroxyl. Người ta cũng nhận thấy lớp silicat chỉ chứa khoảng hơn mười nguyên tố hóa học, một khoáng vật chỉ chứa trung bình 5 hay 6 nguyên tố.

2.3. PHÂN LOẠI KHOÁNG VẬT

2.3.1. Khoáng vật trong cấu trúc vỏ Trái Đất

Trong số hơn 80 nguyên tố hóa học tạo nên vỏ Trái Đất (không kể các khí hiếm và các nguyên tố phóng xạ), tám nguyên tố sau đây có hàm lượng đáng kể nhất (Bảng 2.5), chúng là thành phần hóa học cơ bản của hơn 3000 khoáng vật. Ngoài ra, một số nguyên tố (C, F, P, S, Cl) về trọng lượng không đóng vai trò lớn, nhưng lại có một tầm quan trọng đáng kể, bởi chúng tham dự vào chu trình sinh học và vào thành phần các khoáng vật có nguồn gốc từ chu trình ấy, ví dụ phosphat, carbonat v.v... Ta cũng nhận thấy rằng vỏ Trái Đất được tạo nên chủ yếu từ các nguyên tử oxy bán kính lớn; 1,46Å

(93,8% về thể tích) và được mô tả như "màng xốp" (hay một "cái rây") khổng lồ do các quả cầu oxy xếp khít tạo nên. Các khoang giữa các quả cầu là nơi "đi-vê" của các cation lớn nhỏ; khoang bát diện giữa sáu cầu oxy là dành cho cation lớn, khoang tứ diện giữa bốn cầu oxy là của cation cỡ nhỏ.

Bảng 2.5. Tám nguyên tố phổ biến nhất trong vỏ Trái Đất

Nguyên tố	Phần trăm về trọng lượng	Phần trăm về thể tích
O	46,6	93,8
Si	27,7	0,8
Al	8,1	0,5
Fe	5,0	0,4
Ca	3,6	1,0
Na	2,8	1,3
K	2,6	1,8
Mg	2,1	0,3

Khoáng vật chỉ bền vững trong những điều kiện xác định về nhiệt độ, áp suất và môi trường hóa học. Hiểu biết sự chuyển đổi từ khoáng này sang khoáng khác là điều cần thiết khi xem xét các hiện tượng phong hóa các đá, granit hóa, biến chất v.v.. Dưới đây sẽ trình bày một cách giản lược cấu trúc tinh thể của những dạng khoáng vật cơ bản chủ yếu là silicat, những khoáng vật chiếm gần 99% (92% theo Milovski & Kononov 1985) trọng lượng và thể tích của vỏ Trái Đất, sau đó đến carbonat. Những dạng thường gặp nhất của các silicat chính sẽ được giới thiệu. Các phương thức trùng hợp các nhóm $[\text{SiO}_4]^{4-}$ sẽ giải trình làm cơ sở cho phân loại silicat.

2.3.2. Dấu hiệu nhận biết khoáng vật

Mỗi khoáng vật có những đặc tính riêng khiến nó được sử dụng trong thực tế, một số đặc tính cho phép dự báo cấu trúc tinh thể của khoáng vật và điều kiện thành tạo chúng. Nhiều đặc tính khác lại đóng vai trò của những dấu hiệu nhận biết khoáng vật, một số trong đó được đề cập dưới đây.

- **Thành phần hoá học.** Thành phần hoá học của khoáng vật bao gồm nguyên tố chính và nguyên tố phụ, vai trò quyết định bản chất hoá học của khoáng vật thuộc về các nguyên tố chính với tỷ lệ xác định trong công thức hoá học.

Một số nguyên tố chính trong khoáng vật có thể bị thay thế bởi các nguyên tố khác mà trật tự cấu trúc nội tại vẫn bảo toàn. Chẳng hạn, ở tỷ lệ bất kỳ Fe có thể thay thế Mg trong olivin (Mg, Fe) $[\text{SiO}_4]$. Mg có thể thế chỗ tới 8 % Ca trong calcit (CaCO_3), còn Ca có thể chiếm tới 6 % vị trí của Mg trong manhezit MgCO_3 . Hiện tượng thay thế đồng hình này làm cho thành phần hoá học của khoáng vật trở nên phức tạp.

Một số khoáng vật có thành phần hoá học ổn định như thạch anh (SiO_2), kim cương (C), antimonit (Sb_2S_3) v.v., nhưng đa số khoáng vật có thành phần hoá học biến động.

Thành phần hoá học của khoáng vật có thể xác định bằng nhiều phương pháp với độ chính xác khác nhau như quang phổ phát xạ, phân tích hoá, vi thám¹, quang phổ nguyên tử hấp thụ v.v.. Cũng có thể dùng hoá chất gây phản ứng ngay trên bề mặt khoáng vật; ví dụ, dùng axit gây sủi bọt để nhận biết CaCO_3 .

Khoáng vật còn có hiện tượng đa hình – cùng một thành phần hoá học có thể ứng với những khoáng vật khác nhau do cấu trúc tinh thể không giống nhau, thuộc các hệ tinh thể khác nhau. Ví dụ, calcit và aragonit (CaCO_3); pyrit và macasit (FeS_2).

- **Hệ tinh thể.** Tùy thuộc thành phần hoá học và điều kiện sinh thành, khoáng vật có thể kết tinh theo một trong 7 hệ tinh thể (xem mục 2.2.2). Dạng đa diện của tinh thể có thể giúp ta xác định, hoặc suy đoán được hệ tinh thể của khoáng vật. Tinh thể hệ lập phương thường đẳng thước, thuộc hệ ba phương, sáu phương hay bốn phương thường là những tinh thể kéo dài hoặc bóp dẹt theo phương trục chính của chúng.

Tinh thể kém hoàn thiện của khoáng vật có thể có dạng đa diện khác nhau, nhưng hướng của mỗi mặt tinh thể luôn luôn cố định, mỗi mặt cho một tia phản xạ trong giác kế. Nhờ đó ứng với mỗi mặt là một cặp giá trị toạ độ cầu, rồi nhờ phép chiếu nổi mỗi mặt lại ứng với một điểm trên lưới Wulff. Đa diện tinh thể được biểu diễn bằng tập hợp các điểm trên một biểu đồ. Phân tích sự đối xứng của tập hợp ấy cho phép khẳng định hệ đối xứng của tinh thể khoáng vật.

Thông thường các hạt khoáng vật không có dạng đa diện mà méo mó bất kỳ. Khi hạt khoáng vật được đặt trên đường đi của chùm tia X, ảnh nhiễu xạ nhận được sau hạt tinh thể sẽ có đối xứng đặc trưng cho hệ tinh thể khoáng vật. Phương pháp tinh thể xoay còn cho phép xác định các thông số của ô mạng cơ sở. Đó là thông tin đáng tin cậy nhất về hệ tinh thể.

- **Tỷ trọng.** Khoáng vật có tỷ trọng (đo bằng đơn vị g/cm^3) dao động trong một giới hạn lớn, có khoáng vật nhẹ như hỏ phách với tỷ trọng là 1, bạch kim có tỷ trọng đạt tới 21,5. Phổ biến hơn cả là khoáng vật với tỷ trọng 2,5 đến 3,5. Trong thực tế công tác địa chất, người ta phân biệt ba nhóm khoáng vật theo giá trị tỷ trọng. Nhóm khoáng vật nhẹ có tỷ trọng từ 0,6 đến 3,0 (halit, lưu huỳnh, thạch cao v.v..). Nhóm có tỷ trọng trung bình gồm phần lớn khoáng vật và phổ biến rộng rãi như thạch anh, fenspat, mica, calcit v.v.; chúng có tỷ trọng từ 3 đến 4. Nhóm khoáng vật nặng có tỷ trọng lớn hơn 4 bao gồm các kim loại như vàng, bạc, bạch kim và các khoáng vật nặng như hemalit, magnetit v.v..

Tỷ trọng phụ thuộc vào cấu trúc tinh thể. Hai khoáng vật chung một thành phần hóa học lại có thể khác nhau về tỷ trọng, như graphit có tỷ trọng 2,3 thuộc hệ sáu phương còn kim cương thuộc hệ lập phương có tỷ trọng 3,5. Tỷ trọng cũng phụ thuộc thành phần hóa học; hai khoáng vật cùng loại cấu trúc tinh thể thuộc hệ trục thoi là Sb_2S_3 có tỷ trọng 4,6; Bi_2S_3 có tỷ trọng 6,6 (trọng lượng nguyên tử của Sb là 122, của Bi là 209).

¹ Thuật ngữ này có người gọi là "huỳnh quang Roengen", hoặc "microson" hay "microzon". Chúng tôi đề nghị dùng thuật ngữ **vi thám** theo ngữ nguyên micro là nhỏ (vi); sonde là thám theo nghĩa như trong các cụm từ thám sát, viễn thám.

- Độ cứng

Độ cứng là khả năng của khoáng vật chống lại lực cơ học từ bên ngoài tác động lên bề mặt của nó; đây cũng là dấu hiệu quan trọng góp phần nhận biết một khoáng vật. Độ cứng của khoáng vật phụ thuộc các đặc điểm hóa tinh thể của chúng; các tinh thể có mối liên kết ion thường có độ cứng thấp và trung bình (halit: 2); khi có mối liên kết đồng hóa trị, khoáng vật thường có độ cứng cao (kim cương: 10).

Người ta có thể đo giá trị độ cứng nhờ một thiết bị xác định vi độ cứng. Dưới một tải trọng P (kg) xác định, mũi tháp kim cương ấn trên bề mặt của tinh thể cần đo độ cứng, in trên mặt này một lỗ trũng (hình mũi kim cương). Kích thước của lỗ ấy đo bằng mm, đường kính d cho phép tính giá trị độ cứng $H = 0,7P/d^2$.

Trong thực tế người ta xác định độ cứng của khoáng vật bằng cách so độ cứng đã biết trước của các khoáng vật chuẩn với mẫu cần đo (xiết mẫu chuẩn lên bề mặt mẫu đo, nếu mẫu đo có vết xước thì chúng tỏ mẫu chuẩn cứng hơn). Dưới đây là thang độ cứng Mohs và cách nhận biết độ cứng đối với một số khoáng vật, bằng cách so sánh với những vật dụng thông thường (Bảng 2.6).

Bảng 2.6. Thang độ cứng của khoáng vật

Thang độ cứng H ₀ (theo Mohs) và giá trị độ cứng H của các khoáng vật chuẩn			Nhận biết độ cứng khoáng vật bằng so sánh với vật thông dụng	
Khoáng vật chuẩn	H ₀	H kg/mm ²	Vật đối sánh	Độ cứng
Talc: Mg ₃ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₂	1	2,4	bút chì	1
Thạch cao: CaSO ₄ .2H ₂ O	2	36,0	móng tay	2,5
Calcit: CaCO ₃	3	109,0	sợi dây đồng	3
Fluorit: CaF ₂	4	189,0	đinh sắt	4
Apatit: Ca ₅ [PO ₄] ₃ (F,Cl)	5	536,0	thủy tinh	5
Orthoclas: K[Si ₃ AlO ₈]	6	795,0	dao sắc	6
Thạch anh: SiO ₂	7	1120,0	lưỡi dao cạo	7
Topa: Al ₂ [SiO ₄](F,OH) ₂	8	1427,0		
Corindon: Al ₂ O ₃	9	2060,0		
Kim cương: C	10	10060,0		

Thang độ cứng này chỉ thể hiện thứ bậc độ cứng của khoáng vật so với các khoáng vật được chọn làm chuẩn, nó không thể hiện độ cứng tuyệt đối của khoáng vật. Trên thang Mohs độ cứng của talc là 1, của thạch cao là 2, nhưng theo giá trị tuyệt đối so với talc thì thạch cao cứng hơn 15 lần, apatit – 200 lần, corindon – 1000 lần và kim cương – gần 5000 lần.

- Màu sắc. Màu sắc là một trong những dấu hiệu quan trọng để nhận dạng khoáng vật; trong nhiều trường hợp màu sắc đã được sử dụng để đặt tên cho khoáng vật như vàng, bạc, albit (trắng), chlorit (xanh lục), ruby (đỏ) v.v.. Màu sắc của khoáng vật bắt nguồn từ tính năng hấp thụ chọn lọc sóng ánh sáng của tinh thể.

Màu của nhiều khoáng vật do chứa nguyên tố hóa học gây màu như Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Cấu hình điện tử dạng tổng quát của chúng: $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 3d^{10-n} 4s^{1-2}$ với các orbital 3d thiếu điện tử, giữa chúng thường có sự chuyển dời điện tử. Trong đó Fe là nguyên tố phổ biến nhất của vỏ Trái Đất và là nguyên nhân chính gây nên màu sắc khoáng vật. Điện tử của 3d có thể bị kích thích bởi năng lượng của phổ biểu kiến; sự chuyển dời điện tử này là cơ sở sinh ra màu sắc. Ví dụ Fe^{2+} (số phối trí 6) đã sinh ra màu lục đặc trưng của peridot ($(Mg, Fe)_2 SiO_4$). Fe^{3+} (số phối trí 6) thay thế một phần Al^{3+} (số phối trí 6) cũng sinh ra màu lục cho crysoberyl ($Al_2 BeO_4$). Sự chuyển dời điện tử hoá trị thường xảy ra trong tinh thể, như $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ và $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$. Nhiều khoáng vật như glaucophan, cordierit, kyanit và saphir mang màu xanh do sự chuyển dời ấy.

Màu sắc của khoáng vật cũng nảy sinh từ những khuyết tật của cấu trúc tinh thể, sự thừa và thiếu điện tử trong mạng tinh thể đều gây nên một hiệu ứng gọi là "tâm màu". Màu khối của thạch anh là một ví dụ, trong đó một số ion Si^{4+} bị Al^{3+} thế chân (kèm theo đó là ion hoá trị một, Na^+ hay H^+ , để trung hoà điện tích), do tác dụng phóng xạ qua nhiều kỷ địa chất, tâm màu được sinh ra (1 điện tử tách ra từ nguyên tử oxy kế với Al^{3+}).

Ngoài ra, tạp chất cơ học cũng là nhân tố gây màu đối với một số khoáng vật vốn không màu. Thạch anh có thể xanh lục do chứa chlorit, calcit đen do có oxyt mangan hay carbon. Hematit là chất mang màu phổ biến nhất cũng góp phần tạo màu đỏ cho một loạt khoáng vật như feldpat, calcit, thạch anh.

- **Màu vết vạch.** Màu vết vạch là màu của khoáng vật khi ở dạng bột do mẫu khoáng vật vạch thành vết trên mặt ráp màu trắng (như sứ trắng không tráng men). Màu vết vạch của khoáng vật nhiều khi khác với màu của nó ở dạng khối, nhưng là màu tương đối ổn định; khoáng vật trong suốt không có màu vết vạch. Các khoáng vật có màu tự sắc thường có màu vết vạch, ví dụ hematit đỏ nâu cho ta vết vạch màu đỏ máu, vì thế dựa vào màu vết vạch người ta có thể dự báo sự có mặt của một nguyên tố nào đó trong khoáng vật.

- **Ánh.** Khi bị chiếu sáng, khoáng vật sẽ tiếp nhận một phần ánh sáng làm cho nó khúc xạ; phần còn lại sẽ bị bề mặt phản xạ khiến khoáng vật có ánh. Chỉ số phản xạ R của khoáng vật càng lớn, tức ánh càng mạnh, nếu chiết suất N của nó càng lớn. Người ta phân biệt các loại ánh sau đây: (1) ánh kim với $N > 3,0$ và $R = 25\%$ đặc trưng cho các khoáng vật nặng, kim loại. (2) ánh bán kim, có thể thấy ở graphite và nhiều khoáng vật khác với $N = 2,6 - 3,0$ và $R = 19 - 20\%$. (3) ánh kim cương ($N = 1,9 - 2,6$; $R = 10 - 19\%$) quan sát thấy ở kim cương, zircon v.v... (4) ánh thủy tinh ($N = 1,3 - 1,9$; $R = 4 - 10\%$) của khoáng vật trong suốt và nửa trong suốt. Ngoài ra, còn có ánh xà cừ do sự tán sắc của ánh sáng phản xạ, quan sát thấy ở mica, talc; ánh mờ ở nephelin; ánh tơ đặc trưng cho cấu tạo dạng sợi như asbet.

- **Cát khai.** Một số lớn khoáng vật có tính năng tách vỡ theo một hoặc vài phương khác nhau dưới tác dụng của một lực cơ học. Phương tách vỡ là một mặt phẳng, gọi là mặt cát khai, ở đó lực liên kết yếu nhất. Giống như mặt tinh thể, mặt cát khai thường

thể hiện một bề mặt nhẵn bóng, đặc trưng bằng ký hiệu (hkl) với các chỉ số h, k, l nhỏ nhất (tương ứng với các mặt mạng với mật độ các hạt lớn).

Tuỳ theo chất lượng của mặt cát khai (mức độ tách dễ dàng), người ta phân biệt: (a). Cát khai rất hoàn toàn, khi khoáng vật dễ dàng tách vỡ thành tấm, lớp dọc theo những mặt phẳng nhẵn bóng như gương; ví dụ mica, thạch cao. (b). Cát khai hoàn toàn, khi khoáng vật tách vỡ dưới tác dụng một lực cơ học (bị đập nhẹ), mặt cát khai bằng phẳng và có ánh; ví dụ calcit, halit. (c). Cát khai trung bình, khi mặt tách vỡ có chất lượng thay đổi – chỗ phẳng, chỗ sần sùi; ví dụ anortit, augit. (d). Cát khai không hoàn toàn, trường hợp này rất khó phát hiện mặt cát khai phẳng; ví dụ apatit, lưu huỳnh.

Để nhận biết nhanh chóng chúng, người ta còn có thể dựa vào một số dấu hiệu khác. Chẳng hạn, vài giọt axit loãng cũng làm carbonat sủi bọt, lưu huỳnh có mùi hôi riêng, halit có vị mặn, vị chất là của sylvin KCl v.v..

2.3.3. Hệ thống phân loại khoáng vật

Khoáng vật được hệ thống thành các lớp trên cơ sở những đặc điểm hóa tinh thể của chúng. Tuỳ từng loại cấu trúc tinh thể các lớp được phân thành các phụ lớp; ví dụ các phụ lớp có cấu trúc khung, cấu trúc chuỗi, cấu trúc lớp. Sau đó tuỳ thuộc vào đặc điểm hoá học (ví dụ sự có mặt của anion phụ, của nước) phụ lớp lại được phân thành các họ, các nhóm. Một số họ tập hợp các khoáng vật có thành phần khác nhau nhưng lại có cấu trúc tinh thể gần như nhau. Những họ khác lại gồm các khoáng vật giống nhau về thành phần nhưng cấu trúc lại thay đổi. Các khoáng vật có thành phần tương tự và cấu trúc gần như nhau được quy tụ thành nhóm riêng. Các lớp và phụ lớp trong hệ thống phân loại như sau (Bảng 2.7).

Bảng 2.7. Hệ thống phân loại khoáng vật

<p>1. Lớp nguyên tố tự sinh</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp kim loại - Phụ lớp bán kim - Phụ lớp phi kim 	<p>4. Lớp oxyt và hydroxyt</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp oxyt khung - Phụ lớp oxyt chuỗi 	<p>6. Lớp borat</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp borat đảo - Phụ lớp borat chuỗi
<p>2. Lớp sulfur</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp sulfur khung - Phụ lớp sulfur đảo. - Phụ lớp sulfur chuỗi - Phụ lớp sulfur lớp 	<p>5. Lớp silicat và alumosilicat</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp silicat đảo + Silicat đảo đơn + Silicat đảo kép + Silicat đảo vòng - Phụ lớp silicat chuỗi + Silicat chuỗi đơn + Silicat chuỗi kép - Phụ lớp silicat và alumosilicat lớp - Phụ lớp silicat và alumosilicat khung 	<p>7. Lớp carbonat</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp carbonat đảo <p>8. Lớp nitrat</p> <p>9. Lớp sulfat</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp sulfat đảo <p>10. Lớp phosphat, asenat và vanadat.</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp cấu trúc đảo <p>11. Lớp molybdenat và wolframmat</p> <ul style="list-style-type: none"> - Phụ lớp cấu trúc đảo

2.4. MÔ TẢ KHOÁNG VẬT CHỦ YẾU

2.4.1. Lớp nguyên tố tự sinh

Vàng (Au) tự sinh rất hiếm gặp ở trạng thái nguyên tố sạch mà hay lẫn với một số chất khác như bạc, đồng. Tinh hệ lập phương, rất ít gặp ở trạng thái tinh thể, thường ở dạng hạt méo mó, dạng tấm nhỏ, vảy nhỏ khảm vào thạch anh.

Màu vàng tươi, vết vạch vàng kim, ánh kim điển hình. Độ cứng 2,5-3. Cát khai không hoàn toàn. Tỷ trọng 19,3. Chỉ hòa tan trong cường toan và KCN. Vàng là kim loại dẻo, có thể dát thành tấm rất mỏng.

Nguồn gốc nhiệt dịch có liên quan với đá xâm nhập axit, do đó vàng gốc gặp trong các mạch thạch anh còn khi bị phá hủy thì tích đọng ở dạng trọng sa.

Bạch kim (Platin – Pt) nguyên chất rất hiếm gặp trong tự nhiên mà thường ở dạng hợp kim với những kim loại khác như sắt, iridi, đồng v.v.. Hệ lập phương, rất hiếm khi ở dạng tinh thể mà thường là dạng hạt nhỏ hình dạng méo mó, dạng vảy. Màu từ bạc đến xám thép, vết vạch xám, ánh kim, không cát khai. Độ cứng 4 -4,5; tỷ trọng 21,5. Dẻo, khó nóng chảy, hóa tính bền vững. Được sử dụng trong hóa học làm chất xúc tác, dụng cụ thí nghiệm v.v.. Nguồn gốc magma, do hóa tính bền vững và tỷ trọng lớn nên khi bị phá hủy thường tích đọng ở dạng trọng sa.

Đồng (Cu) ít gặp ở dạng tinh thể mà hay gặp ở dạng dendrit, dạng khảm trong đá. Hệ lập phương. Màu đồng đỏ, vết vạch ánh kim. Không cát khai. Độ cứng 2,5-3; tỷ trọng 8,9. Là kim loại dẻo, dẫn điện tốt.

Đồng được tạo thành trong đới oxy hóa của mỏ sulfur và thường gặp trong tổ hợp với một số khoáng vật khác chứa đồng, cũng gặp trong các mỏ nhiệt dịch.

Kim cương (C) là carbon nguyên chất kết tinh ở hệ lập phương. Các tinh thể thường có dạng bát diện và lớn bé rất khác nhau, từ rất bé cho tới hàng trăm, thậm chí hàng nghìn carat (carat = 0,2g).

Kim cương có thể không màu, xanh da trời, vàng nhạt, nâu, đen, ánh kim cương, độ cứng 10, độ cứng tuyệt đối gấp 1000 lần thạch anh, 150 lần corindon. Giòn, cát khai trung bình, tỷ trọng 3,5. Kim cương dùng làm công cụ cắt gọt (dao cắt kính, mũi khoan đá), và là loại đá quý. Được thành tạo ở độ sâu lớn và được đưa lên theo các ống nổ núi lửa, gặp ở Nam Phi, Siberi, Ấn Độ, Nam Mỹ.

Graphit (C) hay than chì cũng là loại carbon nguyên chất, kết tinh ở hệ sáu phương, tinh thể thường có dạng tấm phẳng lục giác. Màu chì, xám thép đến đen. Độ cứng 1, sờ mịn và trơn tay, tỷ trọng 2,3, cát khai rất hoàn toàn. Dùng làm ruột bút chì và hòa với dầu làm chất bôi trơn. Graphit được thành tạo do biến đổi vật chất than trong quá trình biến chất khu vực và biến chất tiếp xúc.

Lưu huỳnh (S) thường gặp trong tự nhiên ở dạng khối đặc xít, khối dạng bột. Hệ trực thoi; màu vàng, ánh thủy tinh hoặc kim cương. Cát khai không hoàn toàn, vết vỡ xù xì hoặc dạng vỏ trai. Độ cứng 1,5-2; giòn. Tỷ trọng 2,07. Dễ nấu chảy và đốt cháy, mùi hắc. Lưu huỳnh được sử dụng phổ biến trong công nghiệp hóa chất để làm axit

sulfuric, lưu hóa cao su, điều chế chất nổ v.v.. Phần lớn lưu huỳnh được thành tạo trong đá trầm tích do quá trình sinh hóa. Lưu huỳnh được hình thành do quá trình phong hóa hay do quá trình nội sinh theo các hoạt động núi lửa.

2.4.2. Lớp sulfur

Khoáng vật thuộc lớp sulfur có tầm quan trọng thực tiễn lớn vì nhiều khoáng vật của lớp này là khoáng vật quặng như các sulfur Zn, Pb, Cu, Ag, Bi, Ni, Co, Hg v.v.. Phần lớn chúng có nguồn gốc nhiệt dịch. Trong đá trầm tích chúng được thành tạo trong điều kiện khử với sự có mặt của H_2S từ sự thổi rửa các chất hữu cơ không có oxy. Trong điều kiện oxy hóa chúng chuyển thành sulfat dễ tan trong nước, sau đó chuyển thành hydroxyt, oxyt v.v.. và tạo thành đới quặng oxy hóa. Số khoáng vật sulfur có hóa tính bền như cinabar (HgS) rất ít gặp trong tự nhiên.

Pyrit (FeS_2): hệ lập phương, thường gặp các tinh thể khối lập phương ít khi hình bát diện, trên bề mặt tinh thể thường có các khía thuộc ba hệ trục giao. Pyrit thường gặp ở dạng tinh đám, dạng khảm, dạng khối hạt. Màu vàng, vết vạch đen, ánh kim, không cát khai, vết vỡ xù xì, đôi khi vết vỡ vỏ trai. Độ cứng 6-6,5. Tỷ trọng 5. Pyrit là khoáng vật phổ biến nhất trong nhóm sulfur, được thành tạo trong cả điều kiện nội sinh và ngoại sinh. Dùng làm nguyên liệu cho công nghiệp chế tạo axit sulfuric và cũng để lấy kẽm, đồng lẫn trong quặng pyrit.

Marcasit (FeS_2): hệ trục thoi, tinh thể hình mũi mác, hình tấm, ánh kim; màu vàng nhạt hơn pyrit, vết vạch xám lục. Phần lớn có nguồn gốc trầm tích và là chất có hại cần loại bỏ của sét chịu lửa và than đá.

Chalcopyrit ($CuFeS_2$): tinh hệ bốn phương. Rất ít khi gặp dạng tinh thể mà thường ở dạng hạt, dạng khảm. Màu vàng thau có sắc loáng rực rỡ, ánh kim, vết vạch đen. Độ cứng 3-4, tỷ trọng 4,1-4,3. Là quặng đồng. Chalcopyrit được thành tạo do nhiệt dịch hoặc biến chất trao đổi.

Sphalerit (ZnS): hệ lập phương. Thường gặp ở dạng tinh thể tứ diện, dạng tập hợp hạt tinh thể. Màu thay đổi từ không màu đến màu vàng đồng, nâu thẫm hoặc gần đen. Tương ứng với màu, vết vạch cũng có màu đổi từ trắng đến nâu thẫm, ánh kim cương hoặc thủy tinh. Cát khai hoàn toàn. Độ cứng 3,4-4; tỷ trọng 3,9-4,1.

Sphalerit được thành tạo do điều kiện nhiệt dịch, là quặng chủ yếu của kẽm và thường đi kèm với galenit.

Galenit (PbS): hệ lập phương. Thường gặp dưới dạng khối hạt hoặc khảm trong đá. Tinh thể dạng lập phương. Màu xám chì, vết vạch xám nâu, ánh kim. Cát khai hoàn toàn theo ba phương. Độ cứng 2,5; tỷ trọng 7,5. Nguồn gốc nhiệt dịch thường gặp cùng với sphalerit, pyrit, chalcopyrit và hình thành quặng đa kim. Là quặng quan trọng để lấy chì.

Molybdenit (MoS_2): hệ sáu phương, tinh thể thường có dạng tấm lá mỏng 6 cạnh. Thường gặp ở dạng khảm trong đá, dạng vẩy tập hợp tinh thể dạng sao. Màu xám chì, vết vạch xám, ánh kim. Cát khai rất hoàn toàn theo một phương, tạo thành các tấm

đẻo nhưng không đàn hồi. Độ cứng 1; tỷ trọng 4,7. Nguồn gốc nhiệt dịch hoặc khí thành. Là quặng duy nhất để lấy molibden dùng trong luyện kim, trong công nghiệp hóa và trong kỹ thuật điện tử vô tuyến điện.

Thần sa hay cinabar (HgS): hệ ba phương, tinh thể thường ở dạng mảnh trong đá, đôi khi thành khối hoặc mạch. Màu đỏ, vết vạch đỏ sẫm sỡ, ánh kim cương. Trên cạnh của tinh thể đôi khi thấy có sắc loáng xám xanh. Cát khai trung bình; độ cứng 2,5; giòn; tỷ trọng 8. Nguồn gốc nhiệt dịch nhiệt độ thấp. Thường gặp cùng với antimonit, fluorit, barit. Là quặng duy nhất để lấy thủy ngân và cũng dùng để làm màu vẽ.

Antimonit (Sb_2S_3): hệ trục thoi; tinh thể hình lục lăng, hình kim, hình trụ và thường có vết xước trên mặt. Có thể gặp tinh thể ở dạng tập hợp tỏa tia, hoặc tinh đám. Màu xám chì, trên cạnh tinh thể có thể thấy sắc xanh, ánh kim. Cát khai hoàn toàn theo một phương, trên mặt cát khai thường có vết vạch thẳng góc với hướng kéo dài của hạt. Độ cứng 2-2,5; giòn; tỷ trọng 4,6. Nguồn gốc nhiệt dịch nhiệt độ thấp. Là quặng chính của antimon, thường có thần sa, fluorit, barit, antimonit đi kèm.

2.4.3. Lớp halogenur

Fluorit (CaF_2): hệ lập phương, tinh thể có dạng khối lập phương. Phần lớn fluorit gặp ở dạng bám mảnh vào đá, dạng khối hạt. Nhiều màu khác nhau như màu vàng, lục, tím, da trời, đôi khi không màu và trong suốt, ánh thủy tinh. Cát khai hoàn toàn theo {111}. Độ cứng 4, giòn; tỷ trọng 3,18. Nguồn gốc nhiệt dịch, đôi khi cũng có nguồn gốc khí thành. Khoảng 2/3 fluorit được khai thác dùng trong luyện kim làm chất trợ dung. Fluorit cũng là nguyên liệu cho công nghiệp hóa chất.

Halit (NaCl): hệ lập phương, tinh thể dạng khối lập phương. Không màu, khi có tạp chất sẽ có các sắc đỏ (do có oxyt sắt), xám khi lẫn sét, vàng nâu khi có hydroxyt sắt, trắng khi chứa bột. Ánh thủy tinh, bị phong hóa trở thành ánh mỡ. Độ cứng 2, giòn; tỷ trọng 2,1 – 2,2. Cát khai hoàn toàn theo {100}. Dễ tan trong nước, vị mặn. Nguồn gốc trầm tích hóa học, thường đi kèm với silvin, thạch cao, anhydrit.

Silvin (KCl): Tính chất rất gần gũi với halit, phân biệt ở vị đắng chát hay có sắc đỏ hơn, là nguyên liệu chủ yếu để làm phân kali. Nguồn gốc trầm tích hóa học.

2.4.4. Lớp oxyt và hydroxyt

Hematit (Fe_2O_3): hệ ba phương. Là quặng sắt quan trọng, thường gặp ở dạng khối ẩn tinh, tập hợp dạng vẩy, dạng bột. Đôi khi là dạng nhũ đá có bề mặt phẳng, cấu trúc tỏa tia. Màu đen sắt hoặc xám thép, vết vạch màu đỏ tươi; ánh nửa kim, không cát khai; độ cứng 5,5-6; tỷ trọng 5-5,3. Thành tạo trong môi trường oxy hóa. Các mỏ hematit lớn được thành tạo do tiếp xúc trao đổi và nhiệt dịch.

Magnetit (Fe_3O_4): hệ lập phương, loại tinh thể thường gặp là dạng bát diện. Thông thường magnetit gặp ở dạng khối hạt và dạng mảnh. Màu đen sắt, vết vạch đen, ánh nửa kim. Không cát khai; độ cứng 5,6-6; giòn, tỷ trọng 4,9-5,2. Có từ tính cao nên dễ phân biệt với các khoáng vật gần gũi. Là quặng sắt quan trọng bậc nhất.

Magnetit được thành tạo trong nhiều điều kiện khác nhau. Trong đá magma nó ở dạng khảm vào đá. Trong điều kiện tiếp xúc trao đổi thường hình thành những mỏ lớn, khi đó thường gặp các khoáng vật đi kèm như granat, chlorit, calcit v.v.. Trong các mỏ nguồn gốc nhiệt dịch cũng gặp magnetit như là khoáng vật đi kèm theo các khoáng vật sulfur. Cũng có nhiều mỏ magnetit xuất hiện khi quặng sắt trầm tích bị biến chất.

Quặng sắt nâu là hỗn hợp của goetit (FeO.OH) và limonit ($\text{FeO.OH.nH}_2\text{O}$) với các hydroxyt kiềm thổ, các vật chất của sét v.v.. Tính chất vật lý của quặng sắt nâu thay đổi nhiều tùy thuộc vào các thành phần tạo quặng. Màu có thể từ vàng nhạt đến nâu thẫm. Độ cứng từ 1 ở loại bở r rời và dạng đất, đến 5 ở dạng chặt xít. Tỷ trọng 2,7-4,3. Là quặng sắt quan trọng bậc nhất. Nguồn gốc hóa học và sinh hóa. Limonit cũng thành tạo trong điều kiện phong hóa.

Ilmenit (FeTiO_2): hệ ba phương, tinh thể dạng tấm mặt thoi. Thường gặp ở dạng khảm hoặc dạng khối đặc xít. Màu đen sẫm, vết vạch đen đôi khi nâu đen, ánh nửa kim. Không cát khai, vết vỡ vỏ trai. Độ cứng 5-6; tỷ trọng 4,72; từ tính yếu. Nguồn gốc magma và pegmatit. Hóa tính bền vững, không bị phong hóa phá hủy nên thường tạo mỏ sa khoáng; phổ biến ở các dải cát ven biển Miền Trung Việt Nam.

Chromit là tên thường dùng để gọi một tổ hợp các khoáng vật chứa crom với công thức tổng quát: $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_4$. Bản thân chromit thực thụ có công thức FeCr_2O_4 , hệ lập phương, tinh thể bát diện. Thường gặp ở dạng hạt méo mó, tròn hoặc tập hợp hạt. Màu đen, vết vạch nâu, ánh kim. Không cát khai. Độ cứng 5,5-7,5. Đôi khi có từ tính yếu. Do bền vững về hóa tính nên thường gặp ở dạng sa khoáng. Nguồn gốc magma, liên quan với các đá siêu mafic.

Cassiterit (SnO_2): hệ bốn phương thường hay gặp dạng tinh thể tháp đôi. Cassiterit thường gặp ở dạng hạt khảm trong đá, ít khi ở dạng khối hạt, khối tỏa tia. Màu nâu đến đen, vết vạch nâu nhạt, ánh kim cương. Độ cứng 6-7; tỷ trọng 6,8-7. Là khoáng vật chính của thiếc, do bền vững không bị phong hóa phá hủy nên thường tích tụ thành sa khoáng. Nguồn gốc khí thành, có quan hệ với các đá xâm nhập axit như granit. Đôi khi cũng gặp cassiterit nguồn gốc nhiệt dịch, đi cùng với wolframit, molybdenit, chalcopyrit v.v.. trong các mạch thạch anh.

Corindon (Al_2O_3): hệ ba phương, thường gặp các tinh thể hình lăng trụ, hình tháp đôi, hình tấm. Trên mặt tinh thể có những vết vạch. Đôi khi cũng gặp dạng khối hạt. Màu xanh nhạt, xám vàng, đục hoặc nửa trong suốt. Đôi khi gặp các tinh thể trong suốt và có màu đẹp dùng làm đồ mỹ nghệ trang sức quý; màu xanh là ngọc bích (saphir), màu đỏ là hồng ngọc (ruby); ánh thủy tinh; không cát khai. Độ cứng 9; tỷ trọng 3,95-4,1. Được thành tạo ở nhiệt độ cao trong quá trình biến chất tiếp xúc do magma tác dụng lên đá carbonat và đá bauxit. Đôi khi cũng gặp trong đá magma và pegmatit. Dùng làm bột mài và đồ trang sức (saphir, ruby).

Bauxit là tổ hợp của các khoáng vật nhôm gồm gibsit ($\text{Al}[\text{OH}]_3$), diaspor và boemit ($\text{AlO}[\text{OH}]$), các khoáng vật sét, oxyt sắt và vài chất khác. Màu xám trắng, hồng, đỏ, nâu, xanh tùy thuộc thành phần. Đó là quặng nhôm chủ yếu, có nguồn gốc ngoại sinh. Tinh thể dạng tấm, thường có dạng vẩy. Màu xám trắng, ánh kim cương,

cát khai hoàn toàn theo một phương. Độ cứng của diaspor 6,5-7; của boemit 3,5. Tỷ trọng diaspor 3,4; boemit 3,01.

Pyroluzit (MnO_2): hệ bốn phương, tinh thể hình kim, thường gặp ở dạng hạt tinh thể hoặc khối bột, đôi khi dạng kết hạch. Màu đen, vết vạch đen, ánh nửa kim. Độ cứng 5-6, giòn; tỷ trọng 4,7-5. Nguồn gốc do tác dụng phong hóa, đôi khi có nguồn gốc nhiệt dịch. Là khoáng quan trọng để lấy mangan.

2.4.5. Lớp silicat và alumosilicat

- Đặc điểm chung

Trong silicat có nhiều loại đa diện phối trí, thường gặp là tứ diện $[SiO_4]$.

Đa diện phối trí $[SiO_4]$ là một *tứ diện* -- Si^{4+} có 4 oxy O^{2-} vây quanh, như vậy tứ diện có 4 hóa trị âm phải trung hòa, có thể bằng phép ghép các tứ diện, hoặc bằng cách kết hợp với một cation.

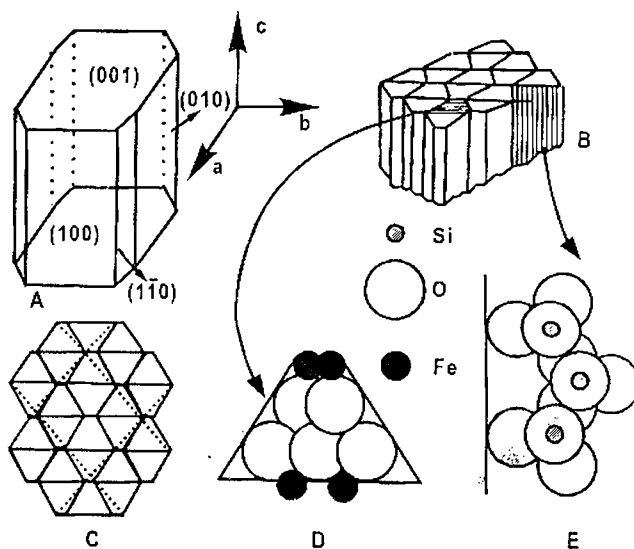
Thông thường, trong cấu trúc ấy, có sự *thay thế một Si bằng một Al* trong tứ diện.

Hóa trị của Al^{3+} thấp hơn Si^{4+} , một hóa trị dư ra, bởi vì cấu trúc không bị phá vỡ do sự thay thế ấy.

* Các tứ diện lại trùng hợp với các đa diện phối trí khác phức tạp hơn, làm nảy ra những vị trí cho nhóm $[OH]^{-1}$. Điều này kéo theo sự mất cân bằng điện tích.

Khoáng vật chứa tập hợp $[OH]^{-1}$ không bền vững ở nhiệt độ cao.

Liên kết của tứ diện cho phép hình dung dạng ngoài của một khoáng vật. Chẳng hạn, nó cho thấy rõ định hướng của một mặt cát khai. Khoáng vật dễ dàng tách vỡ theo một mặt nào đó song song (chứ không thể vuông góc) với hướng của các chuỗi tứ diện (Hình 2.18). Liên kết Si-O-Si rất bền vững trong silicat.



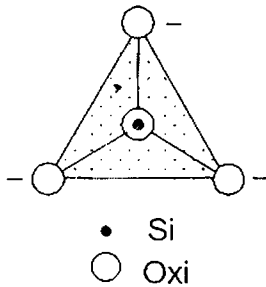
Hình 2.18. Hình dạng và cấu trúc của pyroxen $Fe[SiO_3]$

A. Hình dạng; B. Tinh thể có thể coi như tập hợp các chuỗi $[SiO_3]_n^{2-}$ kề nhau, chuỗi do những tứ diện $[SiO_4]$ tạo nên và có phương kéo dài dọc c. Có thể coi sơ đồ chuỗi như một lăng trụ đáy hình thang; C. Hai mặt cát khai (đường đứt) tạo một góc khoảng 87° ; D. Hình chiếu của một chuỗi trên (001). Nguyên tử Fe liên kết các chuỗi lại. Cation này phối trí sáu bằng các oxy vây quanh Si; E. Chuỗi $[SiO_3]_n^{2-}$ với một tứ diện $[SiO_4]$ màu xám.

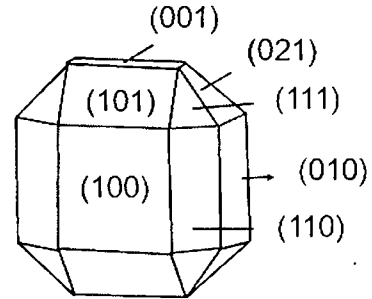
- **Silicat đảo** (Hình 2.19). Bốn hóa trị dư sẽ được trung hòa, hoặc bằng một cation hóa trị bốn (ví dụ: zircon $Zr[SiO_4]$ hoặc bằng hai cation (ví dụ: forsterit $Mg_2[SiO_4]$ hay fayalit $Fe_2[SiO_4]$). Hai khoáng vật này là thành viên đầu và cuối của một dãy đồng hình mang tên olivin (hay peridot).

Olivin $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$ thuộc hệ trực thoi (Hình 2.20). Dạng quen: ít tự hình, thường là dạng tập hợp hạt. Hình đơn: $\{001\}$; $\{110\}$; $\{010\}$; $\{021\}$; $\{111\}$. Cát khai: $\{010\}$ không hoàn toàn. Độ cứng: 6,5. Tỷ trọng: 3,22 (forsterit) đến 4,39 (fayalit). Màu sắc: xanh ô liu (olivin Mg-Fe), trắng (forsterit), màu hạt dẻ (fayalit). ánh thủy tinh. Dễ bị phong hóa và biến thành serpentin. Nguồn gốc magma liên quan chặt chẽ với đới xâm nhập siêu mafic.

- *Silicat đảo kép*. Hai tứ diện có một oxy chung gọi là oxy phối trí. Trong cấu trúc ấy, sáu điện tích phải trung hòa; công thức cơ sở viết thành $[Si_2O_7]^{6-}$ (Hình 2.21). Các khoáng vật loại này hiếm khi gặp; ví dụ melinit – $Ca_2Mg[Si_2O_7]$ – là khoáng vật của đá núi lửa. Các gốc OH⁻ có thể tham gia vào khung cơ sở; một trong những khoáng vật quan trọng của đá biến chất, lausonit với công thức $CaAl_2[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$.



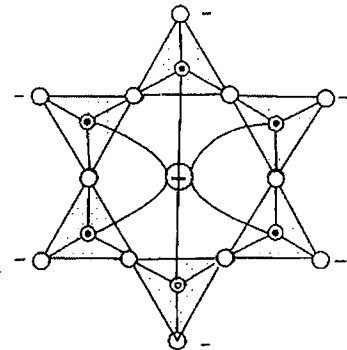
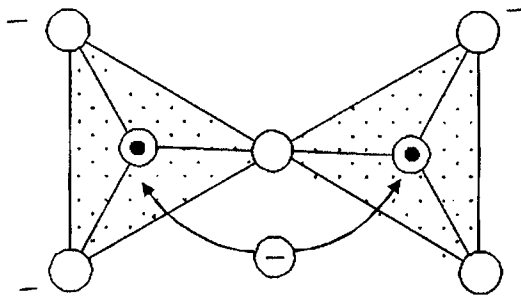
Hình 2.19. Tứ diện đơn $[SiO_4]^{4-}$



Hình 2.20. Olivin

Lausonit: Hệ trực thoi. Dạng quen: tinh thể lăng trụ, đôi khi dạng tấm. Cát khai: $\{100\}$, $\{010\}$; hoàn toàn. Độ cứng: 6. Tỷ trọng: 3,09. Màu sắc: Trắng, xám hoặc lam nhạt. ánh thủy tinh.

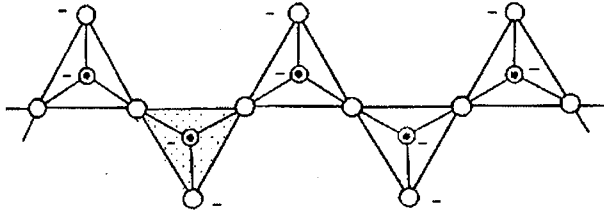
- *Silicat đảo vòng*. Ba, bốn hoặc sáu tứ diện có thể kết lại thành vòng khép kín. Trong trường hợp vòng sáu (Hình 2.22), mỗi tứ diện liên quan với tứ diện bên cạnh qua một oxy phối trí. Vậy là có 6 oxy phối trí, còn 12 oxy khác thì mỗi oxy có một hóa trị tự do. Công thức chung của tập hợp này là $[Si_6O_{18}]^{12-}$. Khoáng vật loại này ít gặp, đáng kể là beryl $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ có dạng biến thể trong suốt là emeraut xanh lục.



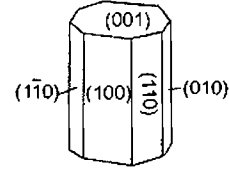
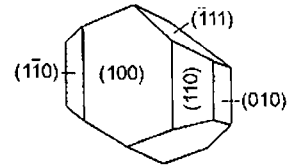
Hình 2.21. Ghép đôi tứ diện $[SiO_4]^{4-}$: $[Si_2O_7]^{6-}$ Hình 2.22. Sáu tứ diện $[SiO_4]^{4-}$ ghép thành vòng $[Si_6O_{18}]^{12-}$

- *Silicat chuỗi*. Cạnh của các tứ diện nối theo đường thẳng, mỗi tứ diện liên kết với hai tứ diện bên cạnh bằng hai oxy phối trí; nó có hóa trị dư bằng 2 (Hình 2.23).

Chuỗi dài vô tận này có đơn vị cơ sở là $[\text{SiO}_3]^{2-}$ hay $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$. Đó là các khoáng vật pyroxen (Hình 2.24).



Hình 2.23. Liên kết chuỗi của các tứ diện $[\text{SiO}_4]^{4-}$: $[\text{SiO}_3]_n^{2n-}$



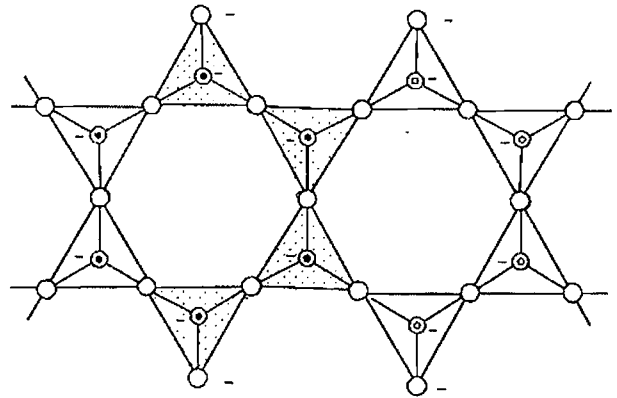
Hình 2.24. Pyroxen

Diopsit $\text{Ca}, \text{Mg}[\text{SiO}_3]_2$, *Augit* $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Al}, \text{Si})_2\text{O}_6]$, hệ một nghiêng. Dạng quen: Tinh thể lăng trụ nhỏ. Hình đơn: $\{100\}$, $\{110\}$, $\{\bar{1}11\}$. Cát khai: Hoàn toàn theo $\{110\}$ với $(110) \wedge (\bar{1}10) = 92^\circ 50'$. Độ cứng: 6. Tỷ trọng: 3,25 đến 3,55 tùy hàm lượng Fe. Màu sắc: Không màu đối với những loại không chứa sắt, các loại khác có màu xanh lục đậm đến đen. Ánh thủy tinh. Rất phong phú trong các đá mafic và siêu mafic.

Enstatit $\text{Mg}[\text{SiO}_3]$; *Hypersten* $(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{SiO}_3]$, hệ trực thoi. Dạng quen: Hiếm có tinh thể tự hình, hạt thô. Cát khai: Hoàn toàn theo $\{210\}$ với $(210) \wedge (\bar{2}10) = 91^\circ 48'$. Độ cứng 6. Tỷ trọng: 3,2 đến 3,9 tùy hàm lượng sắt. Màu sắc: Trắng đến lục nhạt nếu không chứa Fe, nâu sáng đến nâu đậm. Ánh thủy tinh. Thường gặp trong đá mafic và siêu mafic nghèo Ca.

- *Silicat chuỗi kép*. Sự gắn kết của hai chuỗi giống như ở hình 2.23; tập hợp 4 tứ diện (Hình 2.25) chính là đơn vị của chuỗi kép này; như vậy, công thức cơ sở viết thành: $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$.

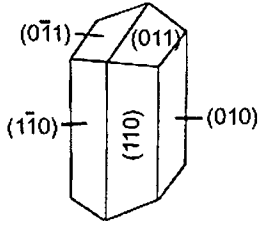
Một gốc $[\text{OH}]^-$ nằm vào tâm hình lục giác do các tứ diện tạo thành, làm tăng hóa trị của đơn vị cơ sở, ta có: $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}[\text{OH}]^-$ hay là $[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})]^{7-}$. ứng với công thức này là amphibol – khoáng vật của đá kết tinh, như antophylit $\text{Mg}_7[(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})]_2$, tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_3[(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})]_2$.



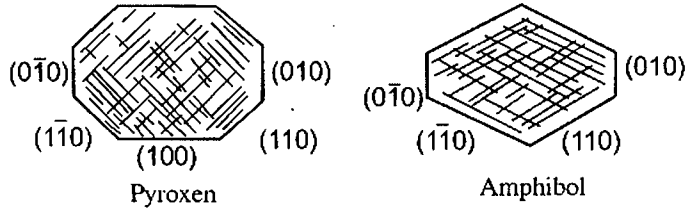
Hình 2.25. Hai chuỗi kết hợp $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_n^{6n-}$

Tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_3[(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})]_2$ Hệ một nghiêng. Dạng quen: tập hợp tinh thể lăng trụ dài, đôi khi dạng sợi. Cát khai: Hoàn toàn theo $\{110\}$. Tỷ trọng: 2,98 đến 3,35 tùy hàm lượng Fe. Màu sắc: trắng đến xanh lục nhạt. Ánh: thủy tinh. Khoáng vật của đá biến chất với dolomit.

Hornblend $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2]^-$ Hệ một nghiêng. Hình đơn: $\{010\}$, $\{011\}$, $\{110\}$ (Hình 2.26). Cát khai: Hoàn toàn theo $\{110\}$ với $(110) \wedge (1\bar{1}0) = 55^\circ 35'$ hay 124° (Hình 2.27). Độ cứng: 6. Tỷ trọng: 3,0 đến 3,4 tùy theo độ chứa sắt. Màu sắc: xanh lục đậm đến nâu hạt dẻ đậm. Ánh thủy tinh. Khoáng vật thường gặp trong đá biến chất và đá magma.



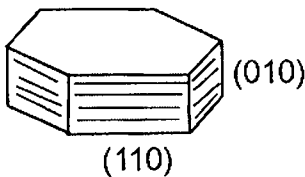
Hình 2.26. Hornblend



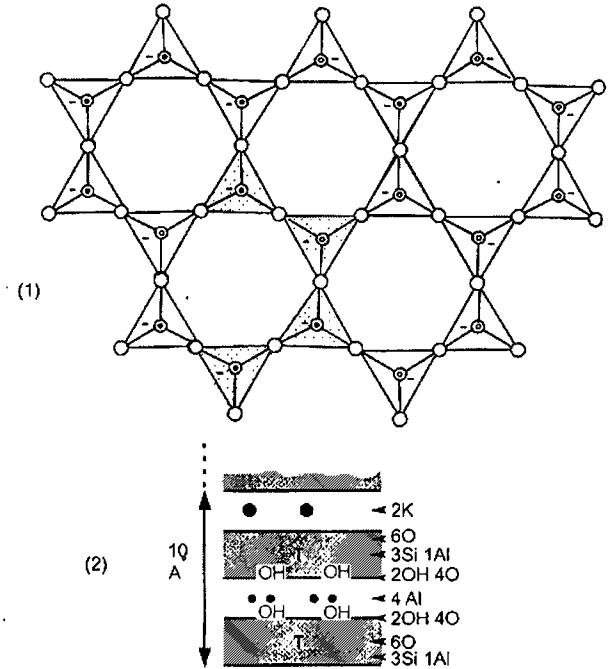
Hình 2.27. Lát cắt của pyroxen và amphibol

- *Silicat và aluminosilicat lớp*. Các chuỗi kép có thể liên kết và tạo một phiến lá phẳng kéo dài theo hai chiều không gian. Trong đơn vị cơ sở với công thức $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$, mỗi tứ diện chỉ chứa một oxy chưa bão hoà điện tích (Hình 2.28). Các lá loại này được gắn song song bằng các lá trung gian tạo bởi các gốc $[\text{OH}]^-$ và cation. Trong mạng loại này, nhóm $[\text{OH}]^-$ có thể tăng lên và làm tăng hóa trị của cấu trúc: $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}[(\text{OH})_2]^{2-}$. Ví dụ:

Talc: $\text{Mg}_3[(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2]$; Kaolinit: $\text{Al}_4[(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8]$; Montmorilonit: $\text{Al}_2[(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2].n\text{H}_2\text{O}$.



Hình 2.29. Tinh thể mica



Hình 2.28. Sơ đồ cấu trúc muscovit (1). Các tứ diện kết thành nhóm chức dạng lớp $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$; (2). Cấu trúc của khoáng vật trên mặt cắt vuông góc với lá ở hình 1.

Đôi khi nguyên tử Si trong tâm của tứ diện bị thay thế bởi Al, nhưng cấu trúc của tinh thể vẫn không biến dạng. Mỗi khi một nguyên tử Al hóa trị ba thay thế một nguyên tử Si hóa trị bốn thì sẽ dư ra một hóa trị, nó sẽ được trung hoà bởi cation. Công thức cơ sở: $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]^{5-}$ $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]^{6-}$.

* Al^{3+} thế chân Si^{4+} ; hoá trị âm dư được trung hoà bởi sự thay thế cation hoá trị hai Mg, Fe bằng Al^{3+} .

Trong những tinh thể mà một hay nhiều nguyên tử Si được Al thay thế, các nhóm [OH]⁻ có thể có mặt làm tăng hóa trị tự do: $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]^{3-}[(\text{OH})_2]^{2-}$. Công thức tổng quát này chứa 7 hóa trị phải trung hòa và ứng với các khoáng vật mica (Hình 2.29). Ví dụ: Muscovit (mica trắng) $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$; Serisit là loại muscovit dạng vảy nhỏ; Biotit là khoáng đồng hình $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ (Mg có thể bị Fe và Mn thay thế); Ilit là khoáng vật sét $\text{K}_{0,5}\text{Al}_2[\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

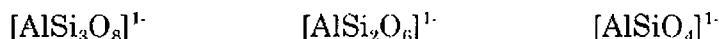
Talc $\text{Mg}_3[(\text{Si}_4\text{O}_{10})](\text{OH})_2$ – Hệ một nghiêng. Dạng quen: vảy hay tấm. Cát khai: Rất hoàn toàn theo {001} thành dạng lá mỏng. Độ cứng: 1. Màu sắc: xám hay xanh lục nhạt. Khoáng vật của đá biến chất giàu Mg.

Muscovit $\text{KAl}_2[(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})](\text{OH})_2$ – Hệ một nghiêng. Dạng quen: tinh thể dạng lá hình lục giác (Hình 2.29). Cát khai: Rất hoàn toàn theo {001}. Độ cứng: 2,5 trên mặt cát khai. Tỷ trọng: 2,8-2,9. Màu sắc: không màu, ở dạng khối thì hơi có màu. Khoáng vật phổ biến trong đá granit, đá biến chất thạch anh-felspat (dạng serisit) và trong đá trầm tích.

Biotit $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – hệ một nghiêng. Dạng quen: tinh thể lá dạng lục giác (Hình 2.29). Cát khai: Rất hoàn toàn theo {001}. Độ cứng: 2,5 trên mặt cát khai. Tỷ trọng: 2,8-3,4. Màu sắc: vàng nhạt đến nâu đậm. Khoáng vật thường gặp trong nhiều đá magma và đá biến chất.

- **Silicat và alumosilicat khung.** Mỗi tứ diện liên kết với 4 tứ diện bên cạnh bằng 4 nguyên tử oxy. Tất cả các nguyên tử oxy đều là oxy phối trí, không còn một hóa trị tự do nào; công thức của đơn vị cơ sở là $[\text{SiO}_2]^0$, thạch anh ứng với công thức này.

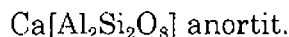
Thạch anh (SiO_2) – hệ ba phương (Hình 2.30). Dạng quen: tinh thể dạng lăng trụ, hai đầu tháp tạo bởi hai hình mặt thoi, cái này xoay 60° so với cái kia quanh trục chính của tinh thể. Cát khai: không, vết vỡ dạng vỏ sò. Độ cứng: 7. Tỷ trọng: 2,65. Màu sắc: không màu, trong, trong mờ (màu sữa), xám (màu khói), vàng (xitrin). Khoáng vật thường gặp do bền vững trong đá chứa felspat, thạch anh. Cũng như trường hợp trên, Al^{3+} có thể thế chân Si^{4+} ở những tỷ lệ thay đổi:



Các công thức này ứng với các felspat và felspatit.

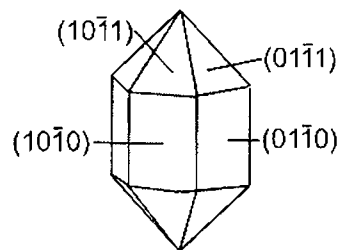
- Felspat: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ albit; $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ orthoclas

Công thức hóa học thứ hai ứng với hai khoáng vật orthoclas và microclin, chúng có ô mạng khác nhau. Do đó, chúng có nhiều đặc điểm khác nhau.



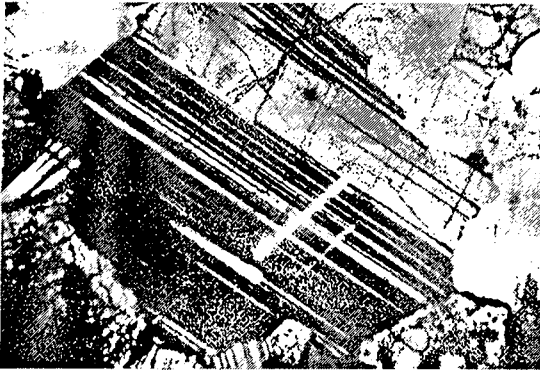
- Felspatit: $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ nephelin; $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ leucit

Nhận xét: trong felspatit Al thay thế Si nhiều hơn trong felspat; nói cách khác, felspat giàu Si hơn felspatit.

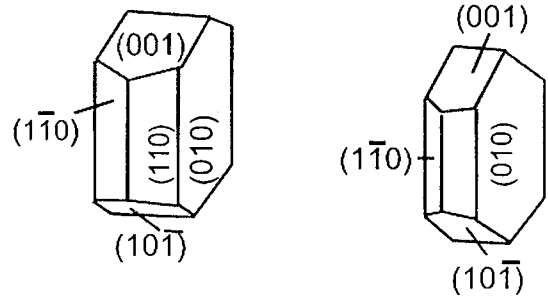


Hình 2.30. Tinh thể thạch anh

Zeolit, khoáng vật của quá trình phong hóa và quá trình biến chất, có cùng cấu trúc, nhưng chứa nước: laumontit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}]\cdot 4\text{H}_2\text{O}$.



Ảnh 2.1. Lát mỏng plagioclas trong gabro, song tinh đa hợp, + nicon, x 20. (Dercourt J. & Paquet J. 1979)



Hình 2.31. Tinh thể orthoclas (trái) và plagioclas (phải)

Orthoclas $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – hệ một nghiêng (Hình 2.31). Dạng quen: tinh thể lăng trụ ngắn, thường ghép song tinh. Hình đơn: $\{001\}$; $\{010\}$; $\{110\}$; $\{10\bar{1}\}$. Cát khai: hoàn toàn theo $\{001\}$ và $\{010\}$. Độ cứng: 6. Tỷ trọng: 2,56. Màu sắc: trắng hoặc hồng. Ảnh: thủy tinh, trừ mặt cát khai. Khoáng vật thường gặp trong đá magma axit giàu kali.

Plagioclas: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ albit; $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ anortit, hệ ba nghiêng (Hình 2.31, ảnh 2.1). Dạng quen: tinh thể dạng tấm dày. Hình đơn: $\{010\}$; $\{001\}$; $\{110\}$; $\{10\bar{1}\}$; $\{10\bar{1}\}$. Song tinh đa hợp. Cát khai hoàn toàn theo $\{001\}$ và trung bình theo $\{010\}$. Độ cứng: 6. Tỷ trọng: 2,67 đến 2,76 từ albit sang anortit. Màu trắng, xám, hơi đỏ. Ảnh thủy tinh, ngoài những mặt cát khai. Thường gặp trong đá magma và đá biến chất.

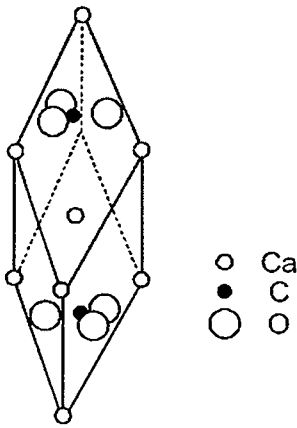
2.4.6. Lớp carbonat

Cơ sở carbonat là nhóm anion $[\text{CO}_3]^{2-}$ tam giác. Nhóm này có khả năng cho các hợp chất bền vững khác nhau với các cation hóa trị hai:

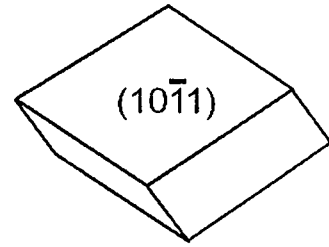
Ion	Mg	Zn	Fe	Mn	Ca	Sr	Pb	Ba
Bán kính	0,65	0,74	0,76	0,80	0,94	1,13	1,20	1,35

Những cation đứng trước Ca (kích thước nhỏ) tạo các hợp chất carbonat thuộc hệ ba phương. Những cation đứng sau (kích thước lớn) cho carbonat hệ trục thoi. Carbonat calci là quan trọng nhất và có hai khoáng vật: calcit (hệ ba phương) và aragonit (hệ trục thoi). Dolomit là carbonat của Ca và Mg có công thức $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$.

Calcit (CaCO_3) hệ ba phương (Hình 2.32; 2.33). Dạng quen: tinh thể mặt thoi. Hình đơn: $\{10\bar{1}1\}$. Cát khai hoàn toàn theo $\{1\bar{1}01\}$. Độ cứng: 3. Tỷ trọng: 2,71. Màu sắc: không màu; trong suốt là spat băng đảo. Ảnh: thủy tinh. Dễ sủi bọt do tác dụng của HCl. Calcit là thành phần chính của đá vôi, đá hoa nguồn gốc trầm tích sinh vật, một số ít thành tạo trong quá trình nhiệt dịch.



Hình 2.32. Sắp xếp nguyên tử trong tinh thể calcit



Hình 2.33. Tinh thể calcit

2.4.7. Lớp sulfat

Barit $BaSO_4$: hệ trục thoi, tinh thể thường có hình tấm. Thường gặp ở dạng khối đặc xít, khối hạt hoặc dạng lá. Không màu hoặc trắng, xám, nâu, phớt đỏ tùy thuộc vào tạp chất. Ánh thủy tinh hoặc ánh xà cừ ở mặt cát khai. Cát khai hoàn toàn theo $\{001\}$ và trung bình theo hai phương khác. Độ cứng 3-3,5, giòn; tỷ trọng 4,3-4,7. Có nguồn gốc nhiệt dịch, cũng có khi có nguồn gốc trầm tích và phong hóa ở vùng khí hậu khô. Dùng làm gia trọng trong dung dịch sét để khoan sâu, trong công nghiệp cao su và công nghiệp giấy. Dùng làm lớp vỏ bọc chống tác dụng của tia roengen.

Anhydrit ($Ca[SO_4]$): hệ trục thoi, thường gặp ở dạng khối hạt chặt xít. Màu trắng, xanh da trời, xám, vết vạch trắng, ánh thủy tinh. Cát khai hoàn toàn theo $\{100\}$; $\{010\}$ và $\{001\}$. Độ cứng 3,5; tỷ trọng 3. Anhydrit có nguồn gốc trầm tích hóa học và thường gặp cùng với thạch cao, muối mỏ, ngoài ra cũng được thành tạo do phong hóa. Trong điều kiện tự nhiên trên mặt đất, anhydrit thu nước và chuyển thành thạch cao kèm theo sự tăng thể tích khoảng 30%. Trong mỏ ở độ sâu 100-150m một phần anhydrit cũng chuyển thành thạch cao. Công dụng của anhydrit chủ yếu trong kỹ thuật xây dựng làm chất kết dính.

Thạch cao ($Ca [SO_4] \cdot 2H_2O$). Thường gặp ở dạng tập hợp hạt nhỏ, chặt xít, cũng có khi ở dạng lá, tấm. Không màu hoặc màu trắng xám, hồng hoặc vàng, vết vạch trắng, ánh thủy tinh, trên mặt cát khai có ánh xà cừ. Cát khai hoàn toàn theo $\{010\}$. Độ cứng 2, giòn; tỷ trọng 2,3. Khi nung nóng lên đến một nhiệt độ nhất định thạch cao sẽ có đặc tính của chất kết dính, vì thế chủ yếu được dùng trong xây dựng. Bột thạch cao trộn thêm vào xi măng porlan để điều chỉnh thời gian đông kết. Thạch cao cũng được dùng trong công nghiệp hóa học để chế axit sulfuric. Nguồn gốc trầm tích hóa học cùng với anhydrit.

2.4.8. Lớp phosphat, asenat và vanadat

Apatit $Ca_5[PO_4]_3 (F, Cl, OH)$, từ công thức này người ta phân biệt các loại apatit fluor, apatit chlor và apatit hydroxyt, trong thiên nhiên phổ biến apatit fluor hơn cả. Hệ sáu phương, tinh thể dạng lăng trụ, thường gặp ở dạng tập hợp hạt. Màu xám nhạt, lục, tím,

xanh da trời, ánh thủy tinh. Cát khai không hoàn toàn. Độ cứng 5; tỷ trọng 3,2. Nguồn gốc magma liên quan với đá kiềm xâm nhập sâu, loại trầm đọng trong đá trầm tích gọi là phosphorit. Chủ yếu được dùng để sản xuất phân bón.

ĐỌC THÊM

2.5. TẬP TÍNH CỦA HỖN HỢP KHOÁNG VẬT THEO BIẾN THIÊN CỦA NHIỆT ĐỘ

Nói chung, một khoáng vật nằm trong vùng nhiệt độ tăng dần thì nó sẽ lần lượt trải qua từ trạng thái rắn, qua trạng thái lỏng rồi sang trạng thái hơi và ngược lại trong trường hợp nhiệt độ giảm. Kết tinh là quá trình vật chất chuyển pha; từ pha khí hay lỏng chuyển sang pha rắn, từ biến thể đa hình này chuyển sang biến thể đa hình khác (đa hình là hiện tượng của khoáng vật – một thành phần hoá học có thể cho hai hay nhiều biến thể đa hình, tức là khoáng vật khác nhau về cấu trúc tinh thể). Quan hệ giữa các pha trong trạng thái cân bằng dễ dàng lý giải bằng các đồ thị được gọi là giản độ trạng thái và quy tắc pha. Những khái niệm này sẽ được ứng dụng, ưu tiên cho các vấn đề liên quan tới sự hình thành pha rắn kết tinh.

2.5.1 Quy tắc pha của Gibbs

- Định nghĩa

Mọi đối tượng vật chất gồm một số lớn các hạt (các nguyên tử, ion hay phân tử) được gọi là các hệ nhiệt động, gọi tắt là hệ. Tất cả các dấu hiệu đặc trưng cho hệ và quan hệ của nó với các vật bao quanh được gọi là các thông số nhiệt động. Hệ không trao đổi năng lượng với các vật bên ngoài được gọi là hệ cô lập.

Pha bao gồm toàn bộ các phần đồng thể của hệ, có cùng tính chất vật lý, hóa học. Giữa các pha có các bề mặt phân cách, qua bề mặt này các tính chất thay đổi nhảy vọt.

Ở áp suất không cao, các chất khí có thể tan lẫn vào nhau không hạn chế, một hỗn hợp khí bất kỳ luôn luôn là hệ một pha. Hai (hoặc nhiều) chất tan vào nhau hoàn toàn (lỏng+lỏng, rắn+lỏng, rắn+rắn) cũng là hệ một pha. Trong hệ có N chất hóa học khác nhau, nếu giữa chúng có n phản ứng hóa học thì số cấu tử của hệ sẽ bằng N-n. (Số cấu tử của hệ là số tối thiểu các hợp phần hay các chất hóa học cần để tạo nên các pha bất kỳ của hệ). Muốn tính số lượng cấu tử cần chú ý xem chúng có độc lập nhau hay phản ứng với nhau. Trong một hệ có brucit $Mg(OH)_2$, periclas MgO và nước, thì số lượng cấu tử không phải là 3 mà là 2 vì periclas có thể phản ứng với nước: $MgO + H_2O = Mg(OH)_2$. Số lượng cấu tử có thể thay đổi tùy theo sự thay đổi của điều kiện vật lý. Ví dụ, khi nhiệt độ tăng cao nước có thể phân ly theo phương trình: $H_2O = H_2 + 1/2 O_2$. Như vậy một cấu tử biến thành 3, nhưng vì có phản ứng giữa chúng, nên số lượng cấu tử là 2.

Một hệ ở thể cân bằng khi nó ở trạng thái năng lượng tối thiểu của hệ trong những điều kiện nhất định là hệ bền vững. Một hệ nào đó, thoát nhìn tưởng chừng đã đạt trạng thái cân bằng, nhưng vì chưa đạt trạng thái năng lượng tối thiểu, nên ta nói đó là hệ giả bền. Lấy một thí dụ về trạng thái giả bền sau đây. Ở áp suất bình thường và nhiệt độ $0^\circ C$ thì nước phải đóng băng, nhưng đôi lúc nó vẫn giữ trạng thái lỏng, đó là trạng thái giả bền. Chỉ cần bỏ vào đó một hạt nước đá, nước sẽ đóng băng tức khắc, hệ đã nhanh chóng chuyển sang trạng thái năng lượng tối thiểu. Ion, phân tử hay tập hợp phân tử luôn luôn chuyển động; khi hạ nhiệt độ thì chuyển động của chúng cũng giảm. Ở nhiệt độ $0^\circ C$ nước chuyển sang thể rắn; cấu trúc tinh thể không cho phép phân tử nước chuyển động.

- Quy tắc Gibbs

Quy tắc pha của Gibbs được thể hiện bằng công thức: $P + F = c + 2$. Trong đó P là số pha có mặt trong hệ và c là số cấu tử (hợp chất hóa học) tối thiểu cần và đủ để mô tả thành phần tất cả các pha của hệ. Như vậy, đối với nước, ta có một hợp chất H_2O duy nhất và ba pha: rắn, lỏng và hơi. Hoặc là SiO_2 tồn tại ở trạng thái rắn với nhiều cấu trúc tinh thể khác nhau tùy những điều kiện nhiệt độ và áp suất cụ thể, nhưng số cấu tử sẽ vẫn là 1.

F là bậc tự do hay độ biến thiên của một hệ; một số tối thiểu các biến số cần biết để định trạng thái chính xác của hệ là số 2 ứng với hai thông số áp suất và nhiệt độ. Khi áp suất không đổi thì quy tắc pha viết thành: $P + F = c + 1$. Ta có thể dùng quy tắc pha để xem xét sự biến đổi của dioxyt silic tùy thuộc sự biến thiên nhiệt độ và áp suất (Hình 2.34).

Trên hình 2.34: *Điểm A* là chỗ cùng tồn tại của ba tinh thể cristobalit, tridymit, thạch anh β . Đây là điểm duy nhất ba biến thể cùng có mặt. Vị trí của nó trên giản đồ cho thấy không cần phải định rõ áp suất và nhiệt độ nữa. Bậc tự do của hệ bằng 0:

$$P + F = c + 2$$

$$3 + F = 1 + 2$$

$$F = 0$$

Người ta nói điểm A là *bất biến*. Các khoáng vật khác nhau tồn tại ở thể rắn tùy áp suất và nhiệt độ.

Điểm B – hai tinh thể cùng tồn tại tridymit và thạch anh β , muốn vậy chỉ cần xác định một trong hai thông số hoặc nhiệt độ, hoặc áp suất; đây là trường hợp *một biến*, bậc tự do bằng 1.

$$P + F = c + 2$$

$$2 + F = 1 + 2$$

$$F = 1$$

Tất cả các đường cong trên giản đồ đều một biến. *Điểm C* – chỉ tồn tại một tinh thể. Để định vị tại đây trên giản đồ, phải biết cả hai thông số áp suất và nhiệt độ. Bậc tự do bằng 2; hai thông số độc lập nhau, điểm này nằm trong khu vực của thạch anh β .

$$P + F = c + 2$$

$$1 + F = 1 + 2$$

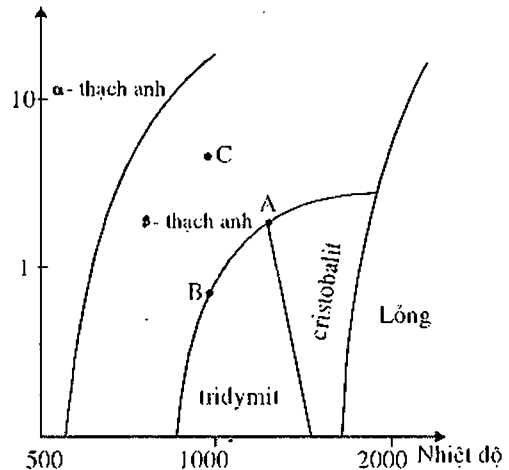
$$F = 2$$

Như vậy điểm C có hai biến.

- Quy tắc pha khoáng vật học

Quan sát các tập hợp khoáng vật trong tự nhiên có thể thấy nhiều tập hợp vững bền trong khoảng nhiệt độ T và áp suất P khá rộng, rõ ràng các hệ cân bằng chứa các khoáng vật này có hai bậc tự do (T và P). Thay $F = 2$ vào hệ thức cân bằng ta có: $2 = c - P + 2$ hay $c = P$

Hệ thức $c = P$ là qui tắc pha khoáng vật học do Goldsmidt đề xướng năm 1912. Theo đó, tại nhiệt độ T và áp suất P bất kỳ số lượng lớn nhất các khoáng vật có mặt đồng thời trong một loại đá bằng số cấu tử



Hình 2.34. Giản đồ các pha SiO_2 (Dercourt J. & Paquet J. 1979)

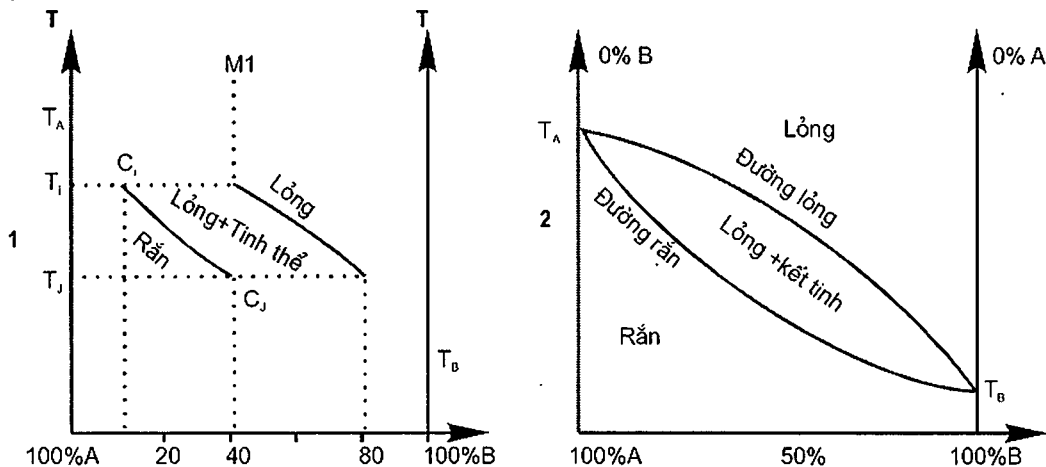
tạo nên các khoáng vật này. Một khoáng vật là một pha và một loại đá là một tập hợp khoáng vật, một hệ.
Thí dụ :

- Riêng một cấu tử SiO_2 có thể tạo thành năm khoáng vật khác nhau, nhưng loại đá chứa cấu tử SiO_2 chỉ có một khoáng vật của SiO_2 .
- Hai cấu tử $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ và SiO_2 có thể cho 4 khoáng vật (nephelin, jadeit, albit, thạch anh). Nhưng trong các đá có mặt hai cấu tử này chỉ có thể gặp từng đôi khoáng vật kể trên.
- Ba cấu tử MgO , Al_2O_3 và SiO_2 có thể ứng với 14 khoáng vật. Tuy nhiên mỗi loại đá chứa các cấu tử này chỉ gồm không quá 3 khoáng vật do chúng tạo nên.

2.5.2. Một số tập tính của hỗn hợp khoáng vật theo biến thiên nhiệt độ

Khi nhiệt độ biến thiên, tập tính của một hỗn hợp khoáng vật sẽ khác nhau tùy thuộc mức độ tương đồng về mạng tinh thể của các khoáng vật. Người ta phân biệt :

- * Hỗn hợp với mạng tinh thể tương đồng. Các khoáng vật cho một loạt đồng hình ; các ion có thể đổi chỗ cho nhau mà không làm biến động cấu trúc mạng. Đó là dung dịch ở trạng thái rắn.
- * Hỗn hợp với mạng tinh thể khác nhau.



Hình 2.35. Loạt đồng hình ở mọi nhiệt độ

1. Tập tính của một hỗn hợp: M_1 (60%A + 40%B); 2. Tập tính của n hỗn hợp.

- Hỗn hợp hai khoáng vật

Các khoáng vật tạo loạt đồng hình liên tục ở mọi nhiệt độ (Hình 2.35)

Cho hai khoáng vật đồng hình A và B; T_A là nhiệt độ nóng chảy của A và T_B là của B, mà $T_A > T_B$. Xuất phát từ hỗn hợp M_1 với tỷ lệ 60%A; 40%B và ở nhiệt độ lớn hơn T_A , lúc này hỗn hợp còn ở thể lỏng và ta sẽ quan sát tiến trình kết tinh của nó trong lúc hạ nhiệt độ; ta nhận thấy:

- * Nhiệt độ kết tinh T_i của M_1 sẽ là $T_B < T_i < T_A$.
- * Nhiệt độ giảm tiếp, ở T_i không xảy ra sự kết tinh mạnh mẽ, mà sự xuất hiện tuần tự của tinh thể giữa T_i và T_j .

Ta quan sát lần lượt ba khu vực:

- tương lỏng khi $T > T_i$,
- tương lỏng + tương rắn khi $T_j < T < T_i$,
- tương rắn khi $T < T_j$.

Tinh thể đầu tiên (C_1) xuất hiện trong hỗn hợp ở T_1 sẽ không có thành phần (60%A, 40%B) của hỗn hợp ban đầu mà nó sẽ giàu A hơn. Nhiệt độ càng hạ thấp thì chất lỏng còn lại và các tinh thể tạo ra sẽ trở nên giàu B hơn. Những tinh thể sinh ra muộn nhất (C_j) từ những giọt cuối của chất lỏng sẽ có thành phần đúng như hỗn hợp ban đầu.

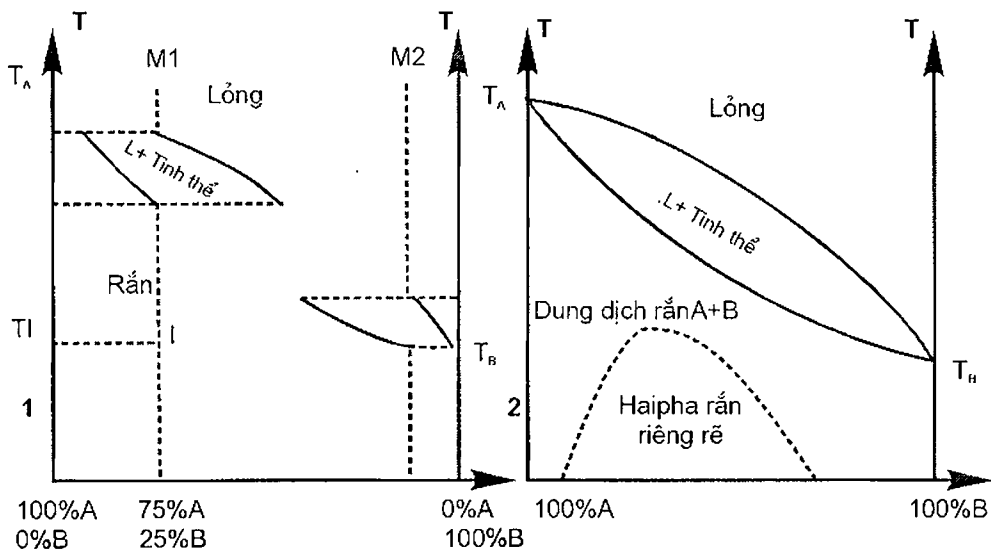
Chỉ trong trường hợp quá trình hạ nhiệt độ từ T_1 đến T_j xảy ra hết sức chậm thì hệ mới đủ thời gian chuyển từ vị trí cân bằng này sang vị trí cân bằng khác. Khi đó các tinh thể đã kết tinh trước mới kịp khuếch tán các phân tử A, để trở thành các tinh thể có hàm lượng A thích hợp với điều kiện nhiệt độ mới. Khi kết thúc thực nghiệm mọi tinh thể sẽ có cùng thành phần như của hỗn hợp ban đầu, mà chúng đạt được do các ion thay thế từng bước trong các mạng tinh thể của những tinh thể sinh ra lúc đầu.

Đường lỏng (hay liquidus) là đường cong phân cách vùng của tương lỏng với vùng hai tương lỏng và rắn; *đường rắn (hay solidus)* là đường cong phân cách vùng của tương rắn với vùng của hai tương rắn và lỏng.

Hai khoáng tạo loạt đồng hình ở nhiệt độ cao. Ở nhiệt độ cao mạng tinh thể giãn ra khiến khoáng vật tạo được các loạt đồng hình, nhưng ở nhiệt độ bình thường chúng không hòa tan với nhau; ion không dịch chuyển từ tinh thể này sang tinh thể khác được nữa.

Cho hỗn hợp M_1 của hai khoáng vật A và B; khi ở nhiệt độ cao, nó là một thể lỏng đồng nhất; bằng cách hạ nhiệt độ ta đã đưa hỗn hợp đi theo quá trình như đã nói ở mục trên. Nhưng khi nhiệt độ tiếp tục hạ, mạng tinh thể co rút và hai cấu tử không pha trộn với nhau, ở nhiệt độ T_1 hai khoáng vật riêng rẽ cùng tồn tại.

Đối với những hỗn hợp khác (ví dụ M_2), hai cấu tử không tách riêng; điều này xảy ra khi tỷ lệ các khoáng vật rất chênh lệch (hỗn hợp rất giàu B chẳng hạn). Trong tương rắn có hai vùng; hai khoáng vật tạo một miền gián đoạn (hai pha rắn riêng rẽ) tách khỏi miền dung dịch cứng (Hình 2.36).



Hình 2.36. Loạt đồng hình (nhiệt độ cao)

1. Tập tính của hai hỗn hợp M_1 (75%A) và M_2 (11,5%A);
2. Tập tính của n hỗn hợp.

Hai khoáng vật không tạo loạt đồng hình, không hòa tan ở trạng thái rắn.

Trong trường hợp đơn giản nhất, khoáng vật A có nhiệt độ nóng chảy T_A và B có nhiệt độ nóng chảy T_B . Ta nhận thấy khi nung nóng hỗn hợp thì nhiệt độ nóng chảy của A sẽ thấp hơn T_A và của B sẽ thấp hơn T_B (Hình

2.37). Cho hỗn hợp M_1 ở thể lỏng, khi hạ nhiệt độ thì ở $T_1 < T_A$, khoáng vật A bắt đầu kết tinh và nằm lại trong chất lỏng, lượng A lỏng giảm. Khi nhiệt độ đạt giá trị T_e , mà $T_e < T_A$ thì tinh thể A và B cùng tạo thành đồng thời. Nhiệt độ sẽ giữ giá trị cố định cho đến khi thể lỏng cạn kiệt, rồi sau mới hạ tiếp.

Cho hỗn hợp M_2 hạ xuống T_n ($T_n < T_B$). Tinh thể sinh sớm là của chất B; lượng B lỏng giảm. Tại T_e các tinh thể A và B sinh ra đồng thời. Nhiệt độ giữ nguyên cho đến khi thể lỏng cạn hết rồi mới hạ tiếp.

Nhiệt độ *eutecti* là nhiệt độ thấp nhất mà một thể lỏng của hỗn hợp khoáng vật có thể có. Vị trí của điểm eutecti (nhiệt độ, tỷ lệ của hỗn hợp) trên giản đồ là một đặc điểm của các cấu tử được khảo sát. (Eutecti có nghĩa "dễ nóng chảy" – hỗn hợp eutecti dễ nóng chảy hơn các khoáng vật của hỗn hợp).

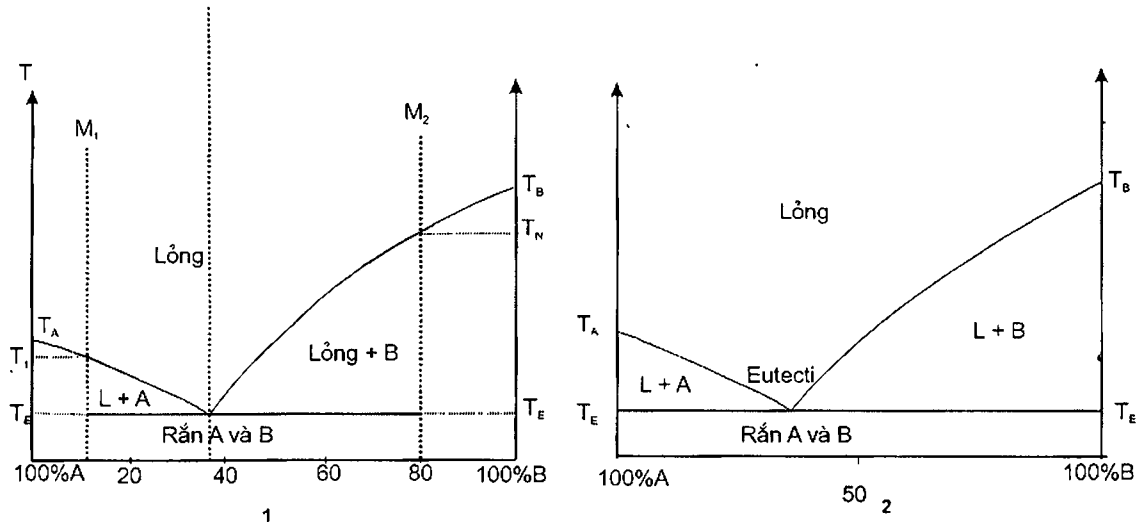
Quy tắc pha cho thấy tại sao nhiệt độ luôn không đổi cho đến khi chất lỏng kết tinh hết. Thật vậy, do áp suất cố định quy tắc pha viết thành:

$$P + F = c + 1 \text{ hay là } F = c + 1 - P$$

(P là số lượng pha có mặt, tức là ở mức độ eutecti, có hai pha rắn và một pha lỏng)

$$F = 2 + 1 - 3 = 0$$

Để nhiệt độ lại hạ tiếp, chỉ cần một trong các pha biến mất (ở đây là pha lỏng).



Hình 2.37. Hai khoáng không tạo loạt đồng hình
1. Tập tính của hai hỗn hợp; 2. Tập tính của n hỗn hợp

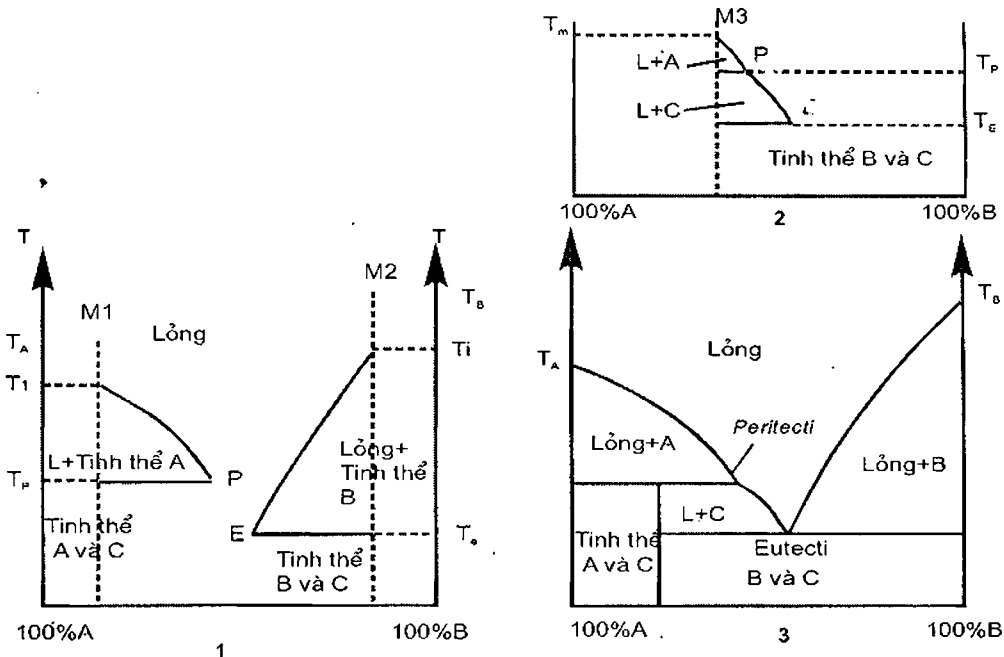
Hai khoáng vật nóng chảy khi kết tinh sinh ra khoáng vật trung gian (Hình 2.38).

Ta trộn hai khoáng vật A và B có nhiệt độ nóng chảy khác nhau: $T_A < T_B$. Đưa tập hợp này vào nhiệt độ cao hơn nhiệt độ nóng chảy của B. Ta hãy xem xét các kết quả trong quá trình hạ nhiệt độ.

Lấy hỗn hợp M_1 giàu khoáng vật A; ở nhiệt độ T_1 tinh thể A xuất hiện; chúng chìm ngập trong khối chất lỏng; ở nhiệt độ T_p các tinh thể C (có thành phần trung gian, không giống thành phần của A, và của B) xuất hiện; nhiệt độ giữ nguyên giá trị T_p cho đến khi chất lỏng cạn kiệt. Khi cả khối đã đông rắn gồm A và C thì nhiệt độ lại hạ.

Ta lại xét hỗn hợp M_2 giàu khoáng vật B; ở nhiệt độ T_i ($T_i < T_B$) tinh thể B sinh ra trong khối lỏng; ở nhiệt độ T_e tinh thể C xuất hiện; nhiệt độ ổn định ở T_e cho đến khi không còn thể lỏng, rồi lại bắt đầu giảm.

Bây giờ ta khảo sát hỗn hợp M_3 với thành phần trung gian; ở nhiệt độ T_m ($T_m < T_1$) tinh thể A xuất hiện trong khối lỏng và biến mất; nhiệt độ giữ nguyên cho tới khi A biến mất hết; lúc đó nhiệt độ hạ và tinh thể C thành tạo; chúng lơ lửng trong khối lỏng; ở T_e tinh thể B xuất hiện trong khi C kết tinh tiếp. Nhiệt độ không đổi và bằng T_e cho đến khi toàn bộ thể lỏng kết tinh xong, nhiệt độ lại hạ xuống. Điểm P biểu hiện thành phần pha lỏng đang ở trạng thái cân bằng với hai pha rắn ở một nhiệt độ mà những tinh thể đầu tiên của khoáng vật trung gian đã xuất hiện. Ta gọi đó là điểm peritecti.



Hình 2.38. 1, 2. Hai khoáng vật tạo một khoáng vật trung gian; 3. Tập tinh của n hỗn hợp (L: Lỏng)

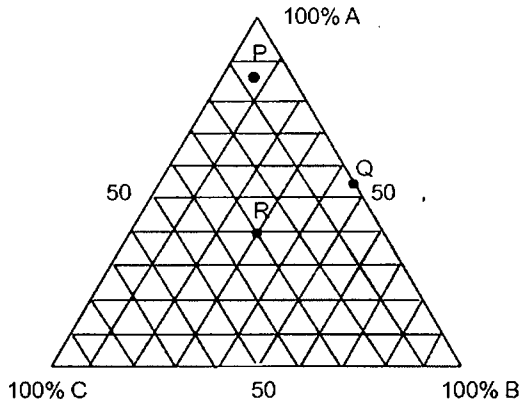
- Hỗn hợp ba khoáng vật

Thiết lập giản đồ ba cấu tử (Hình 2.39). Thành phần của một hỗn hợp được biểu diễn bằng một điểm nằm trong một tam giác. Đỉnh tam giác thể hiện các thành phần nguyên chất A, B và C. Các điểm nằm trên cạnh - các hệ hai cấu tử AB, BC và AC. Nồng độ của cấu tử A thuộc hỗn hợp R được thể hiện bằng khoảng cách từ R đến cạnh đối diện BC. Chẳng hạn thành phần của hỗn hợp R là 40%A; 30%B; 30%C.

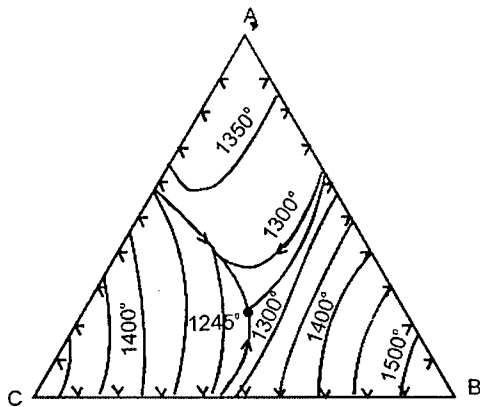
Tập tinh của một hỗn hợp ba cấu tử. Ta có hỗn hợp A-B-C; mỗi đôi khoáng (Hình 2.40 và 2.41) biểu thị một hỗn hợp hai cấu tử với điểm euctecti. Ta có thể dựng một hình khối với ba mặt bên ứng với ba hỗn hợp. Xuất phát từ mỗi đỉnh là ba mặt cong cắt nhau từng đôi dọc theo đường *cotecti*. Cả ba đường này hội tụ tại điểm E gọi là *giếng euctecti*. Toàn bộ bề mặt với ba đường *cotecti* và giếng euctecti này là *mặt lỏng* (hay liquidus) của hỗn hợp ba cấu tử. Thông thường, người ta dùng hình chiếu của mặt lỏng trên mặt đáy của hình khối; các đường đẳng nhiệt (cũng được chiếu trên mặt đáy) chính là các giao tuyến giữa mặt lỏng và các mặt phẳng đẳng nhiệt (nằm ngang, cách đều).

Ta xét một hỗn hợp thành phần M_1 (Hình 2.40) giàu khoáng vật A. Trong tiến trình làm nguội hỗn hợp; khi đạt đến nhiệt độ của mặt lỏng thì xuất hiện các tinh thể A; hỗn hợp nghèo A đi, nguội dần, tức là thành phần của nó diễn biến theo chiều tụt dốc trên mặt lỏng phía đỉnh A, rồi gặp đường *cotecti* giữa hai mặt dốc xuất phát từ hai đỉnh T_a và T_c . Từ giai đoạn này các tinh thể A và C cùng tạo thành làm cho thể lỏng nghèo A và C. Thành phần thể lỏng sẽ tiến triển về phía cực B, bởi vì tỷ lệ tương đối của B cao hơn. Dần dần, cùng với sự

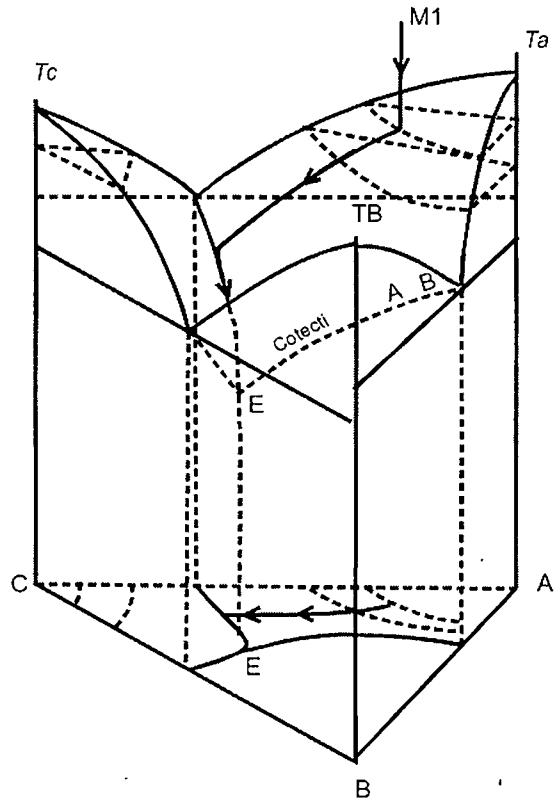
giảm nhiệt độ, khối lỏng biến đổi thành phần, điểm biểu thị của nó sẽ tụt theo cotecti để đạt tới giao điểm của ba mặt: giếng eutecti. Tại đây, tinh thể của khoáng vật B cũng sinh thành và nhiệt độ sẽ giữ nguyên không đổi cho đến khi hỗn hợp hoàn tất sự kết tinh của nó; sau đó nó mới hạ xuống tiếp.



Hình 2.39. Giản đồ ba cấu tử



Hình 2.41. Giản đồ hình 2.40 được chiếu trên mặt phẳng nằm ngang



Hình 2.40. Tập tính của hỗn hợp ba cấu tử

Như vậy, đối với hỗn hợp M, ta chứng kiến sự thành hình kế tiếp của tinh thể khoáng A, rồi C và sau chót là B. Tại E ta gặp quy tắc pha áp dụng cho trường hợp áp suất không đổi:

$$F = c + 1 - P$$

$$F = 3 + 1 - 4$$

$$F = 0$$

2.6. LIỆT PHẢN ỨNG BOWEN

Những kết quả nghiên cứu lý thuyết nói trên từ lâu đã quen thuộc trong luyện kim và đã được ứng dụng trong thạch học thực nghiệm từ năm 1920. N. Bowen và các cộng sự đã nghiên cứu luật kết tinh của các hỗn hợp khoáng vật; họ đã tìm cách mô phỏng quá trình tạo tổ hợp khoáng vật trong tự nhiên.

Sau khi nung nóng chảy hỗn hợp silicat tự nhiên, bằng cách thực nghiệm và lý thuyết các tác giả này đã phân tích sự biến hóa của thể lỏng ấy trong quá trình hạ nhiệt độ. Công trình này được khái quát hóa dưới dạng liệt phản ứng Bowen, bao gồm hai loạt phản ứng:

- Loại liên quan đến các silicat sẫm màu, *nhóm fema* (tên gọi ghép do hai nguyên tố Fe và Mg).
- Loại liên quan đến các silicat nhóm sáng màu, *nhóm sial* (tên gọi ghép do hai nguyên tố Si và Al) chứa cả K, Na, Ca cùng với hai nguyên tố này.

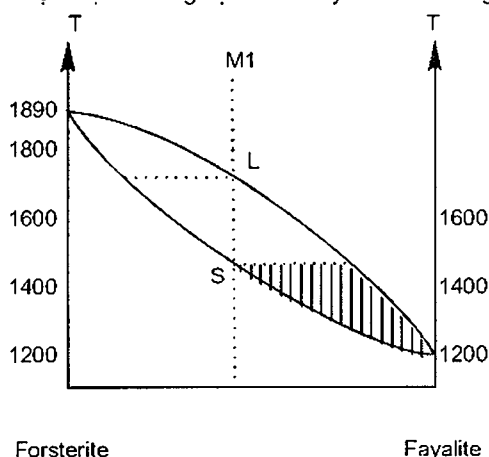
Các kết quả nghiên cứu về sự phát sinh các đá đã chứng minh rằng hai loại ấy thực sự có xảy ra trong tự nhiên và chúng còn giao hòa với nhau.

2.6.1. Loại phản ứng gián đoạn của khoáng vật nhóm fema

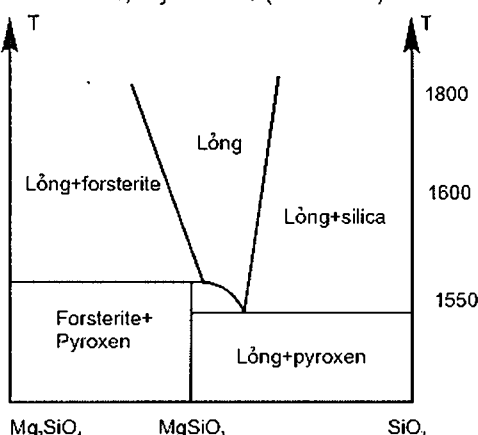
- Tập tính của olivin

Khoáng vật olivin tạo dãy đồng hình, hoà tan hoàn toàn ở mọi nhiệt độ (Hình 2.42).

+ *Thực nghiệm thứ nhất.* Hỗn hợp M_1 , gồm 55% forsterit (Mg_2SiO_4) và 45% fayalit (Fe_2SiO_4) được nung nóng chảy. Hạ nhiệt độ của thể lỏng một cách tuần tự, sao cho có được sự cân bằng tại từng thời điểm; ta sẽ thu được một khoáng vật olivin duy nhất với công thức: forsterit 55%, fayalit 45% (Hình 2.35).



Hình 2.42. Tập tính của một hỗn hợp forsterit-fayalit
Vùng xám: khi tinh thể vừa xuất hiện trong môi trường thì được tách ra ngay (Bowen N.L. & Schairer J.K. 1932)



Hình 2.43. Giản đồ kết tinh của thể lỏng trong hệ SiO_2 - Mg_2SiO_4
(Bowen N.L., Andersen O. & Greig J.W. 1964)

+ *Thực nghiệm thứ hai.* Nếu ta thu lấy những tinh thể ngay khi nó xuất hiện, thì ta đã làm cho chất lỏng nghèo Mg đi, bởi vì chính những tinh thể đầu tiên này chứa Mg ở hàm lượng cao. Trong điều kiện ấy, thành phần các tinh thể sinh ra sau này sẽ biến thiên về phía cực fayalit. Môi trường sẽ biến hết thành thể rắn ở một nhiệt độ thấp hơn so với nhiệt độ mà thể rắn đạt tới trong thực nghiệm đầu tiên. Như vậy, trong trường hợp olivin, sự cách ly olivin giàu forsterit khỏi môi trường sẽ khiến cho nó phát sinh olivin giàu fayalit.

+ *Thực nghiệm thứ ba.* Nếu hỗn hợp forsterit và fayalit nóng chảy và có một ít thạch anh thêm vào, ta nhận thấy tinh thể xuất hiện lần đầu sẽ giàu forsterit hơn hỗn hợp ban đầu. Thay vì tham gia kết tinh olivin, như thực nghiệm thứ hai để biến thiên về cực fayalit, các tinh thể forsterit sớm này sẽ tác dụng với SiO_2 (Hình 2.43). Pyroxen (enstatit $MgSiO_3$) xuất hiện. Nếu môi trường giàu silic thì pyroxen sẽ kết hợp với thạch anh; nếu không nó sẽ kết hợp với forsterit. Với sự có mặt của SiO_2 và enstatit, fayalit sẽ không bền vững và sẽ biến mất khỏi môi trường để nhường chỗ cho các pyroxen khác. Từ thực nghiệm này ta nhận thấy, khi có mặt silica, olivin có thể cho ra đời pyroxen.

- Sự xuất hiện lần lượt của các khoáng vật rema khác (Hình 2.44).

Nếu môi trường có những nguyên tố cần thiết (Ca, K v.v..) thì đến lượt enstatit sẽ không bền vững trong sự có mặt của SiO_2 và sẽ cho amphibol. Rồi chính khoáng vật này, không bền vững khi có SiO_2 , sẽ nhường chỗ cho

mica. Nếu còn sót, thì SiO_2 sẽ kết tinh ở khoảng 900°C ở dạng thạch anh. Đây là phản ứng gián đoạn. Gọi là loạt vì những khoáng vật sinh sớm chỉ là quá độ, nó gián đoạn là do các khoáng vật không cùng cấu trúc tinh thể.

2.6.2. Loạt phản ứng liên tục của alumo-silicat (nhóm sial)

- **Felspat plagioclas**: (anortit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$): alumo-silicat Ca và Na (Hình 2.45). Những khoáng vật này thuộc một dãy đồng hình, chúng hòa tan ở mọi nhiệt độ Ab-An.

Nếu ta lấy hỗn hợp của albit và anortit với tỷ lệ biết trước 55%An + 45%Ab, cùng với sự giảm nhiệt độ liên tục, các tinh thể thu được sẽ có cùng thành phần đúng với tỷ lệ Ab/An của hỗn hợp. Hai trường hợp phải xem xét tùy theo tốc độ của phản ứng:

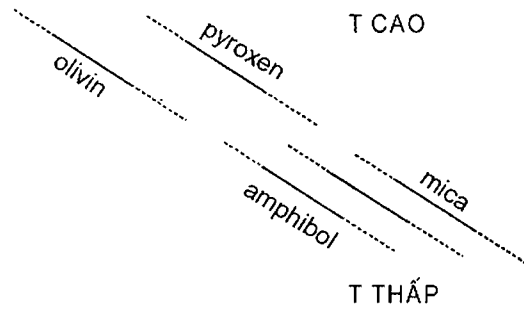
a/ Nếu hạ nhiệt độ chậm, tinh thể kết tinh sớm sẽ phản ứng hoàn toàn với thể lỏng bao quanh và đối với hỗn hợp 55% An và 45% Ab, một plagioclas duy nhất thu được là labrador: An 55. Trong điều kiện động học này, với cùng tỷ lệ Ab/An, nếu môi trường có những nguyên tố cho phép amphibol phát sinh, thì Ca sẽ tách một phần khỏi mạng tinh thể plagioclas để nhập vào mạng của amphibol. Dãy đồng hình của plagioclas nghèo Ca sẽ biến thiên về phía giàu Ab hơn so với hỗn hợp đã thử nghiệm.

b/ Nếu nhiệt độ hạ nhanh, tinh thể kết tinh sớm và thể lỏng sẽ không phản ứng hoàn toàn với nhau nữa; các nguyên tố chứa trong tinh thể sẽ không kịp trao đổi với các nguyên tố chứa trong thể lỏng. Tinh thể xuất hiện đầu tiên sẽ giàu Ca (anortit), thể lỏng lại giàu Na. Cùng với sự hạ nhiệt độ, tinh thể lớn lên giữa môi trường lỏng ngày càng giàu Na. Ở nhiệt độ kết tinh của hỗn hợp trong điều kiện cân bằng, từ thể lỏng còn lại sẽ phát triển một vỏ bọc mới giàu Na nhất cho tinh thể. Đến khi thể lỏng cạn hết, các lớp vỏ càng về sau càng giàu Na (albit hơn). Ta có hiện tượng đối trạng của plagioclas.

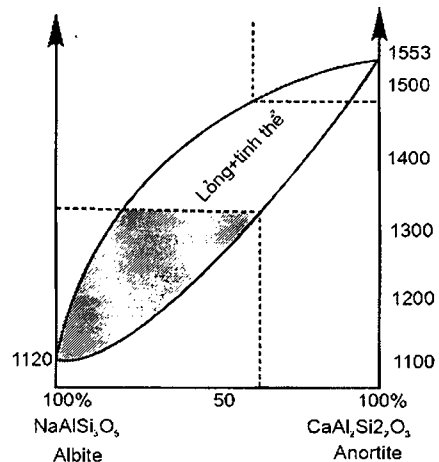
Loạt phản ứng của plagioclas là loạt liên tục. Gọi là loạt, vì giữa khoáng vật sinh ra đầu tiên và khoáng vật sinh ra sau chót có sự chuyển hóa tuần tự. Loạt được coi là liên tục, do các khoáng vật của dãy đều có chung một kiểu sắp xếp nguyên tử.

- **Felspat kiềm** (Hình 2.46): Orthoclas KAlSi_3O_8 và albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Khi môi trường ban đầu chứa KAlSi_3O_8 và $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ở hàm lượng xấp xỉ và ở nhiệt độ rất cao, thì một felspat sẽ kết tinh, một dung dịch rắn của felspat Na và felspat K. Lúc nhiệt độ hạ xuống hai khoáng vật này tách nhau ra và các mảng felspat K cùng tồn tại với các mảng felspat Na trong cùng một tinh thể. Đó là *perthit* thường gặp trong các đá sâu, granit và biến chất.



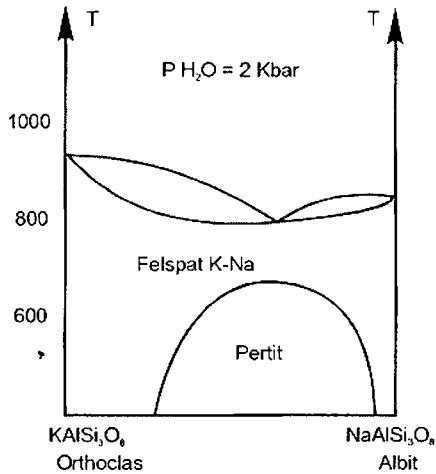
Hình 2.44. Loạt phản ứng gián đoạn của khoáng vật fema



Hình 2.45. Giảm độ kết tinh của một thể lỏng trong hệ albit-anortit

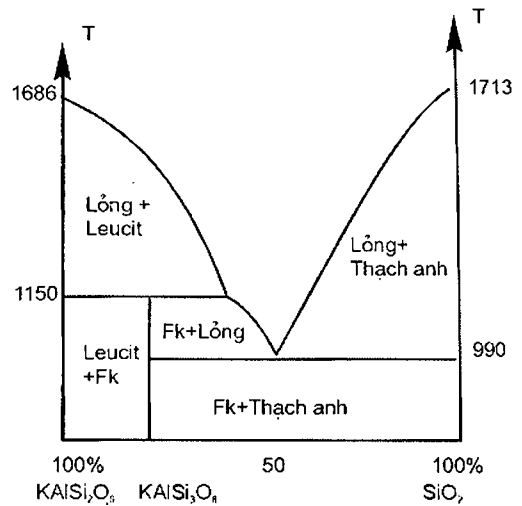
Màu xám: Tinh thể plagioclas giàu anortit được tách ngay, khi vừa xuất hiện trong môi trường (Bowen N.L. 1913)

- **Felspatit** (Hình 2.47). Ta lấy leucit làm thí dụ để khảo nghiệm. Nó sẽ không bền vững nữa khi có mặt SiO_2 và khi nhiệt độ hạ xuống (Hình 2.44).



Hình 2.46. Hỗn hợp orthoclas-albit

Đường cong với điểm cực tiểu được xác lập cho áp suất hơi nước lớn hơn 2 kbar. Đường cong một cấu tử tách riêng vùng perit khỏi vùng felspat K-Na. (Dercourt J. & Paquet J. 1979)



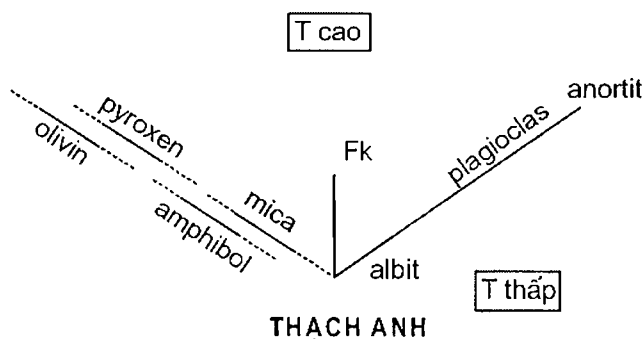
Hình 2.47. Giản đồ kết tinh của thể lỏng trong hệ $\text{KAlSi}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2$. (Fk: felspat kali) (Schairer J.K. & Bowen N.L. 1947)

2.6.3. Tóm tắt

Sơ đồ tổng hợp dưới đây (Hình 2.48) do hai loạt phản ứng tổ hợp lại. Nếu chất lỏng chứa đủ các nguyên tố tham gia vào thành phần của các khoáng vật chính, đồng thời có chứa một lượng lớn SiO_2 , tiến trình của các phản ứng sẽ theo hai nhánh của sơ đồ. Kết cục, chỉ những khoáng vật cuối bảng cùng tồn tại, những khoáng quá độ biến mất.

Nếu chất lỏng nghèo SiO_2 , các phản ứng sẽ dừng lại giữa chúng và những khoáng vật phía bên trên của bảng sẽ bền vững dù nhiệt độ hạ thấp. Cuối cùng, nếu chất lỏng rất nghèo SiO_2 thì những khoáng vật thu được sau khi nguội hơn sẽ là olivin và felspatit.

Các loạt phản ứng Bowen khẳng định rằng chính là thành phần của chất lỏng ban đầu sẽ quy định những khoáng vật nào bền vững trong một loạt đá. Đó không phải là một tổ hợp bất kỳ; thành phần khoáng của một tổ hợp bị chi phối bởi những qui ước chặt chẽ vừa nói ở trên.



Hình 2.48. Sơ đồ tổng hợp quá trình kết tinh các khoáng vật

Chương 3

CÁC LOẠI ĐÁ

3.1. ĐÁ VÀ KHOA HỌC NGHIÊN CỨU VỀ ĐÁ

3.1.1. Định nghĩa

Thông thường nói đến đá ta hình dung đó là những vật thể rắn như cuội, đá tảng v.v..., tức là ở thể rắn; điều đó đúng với phần lớn các loại đá. Trong địa chất học, đá được hiểu là thành phần vật chất tạo nên vỏ Trái Đất, bất kể đặc điểm thể trạng của chúng ra sao. Phần lớn chúng ở thể rắn như đá vôi, granit, hoặc mềm dẻo mà thường ngày ta quen gọi là đất sét, hay bờ rời như cát. Dầu mỏ ở thể lỏng, khí đốt ở thể khí cũng là những đá. Một cách tổng quát có thể định nghĩa *đá là tập hợp của một hoặc nhiều khoáng vật tạo nên một thể địa chất độc lập trong tự nhiên*. Theo Rosenbusch, nhà địa chất lớn người Đức, ba điều kiện qui định cho một thể địa chất độc lập là

- Được phân biệt rõ rệt với các thể xung quanh về nguồn gốc, tức là do những quá trình địa chất riêng tạo nên;
- Có thành phần vật chất xác định, khác biệt với thành phần vật chất của các thể bao quanh;
- Giữa các hợp phần tạo đá có một cách thức tập hợp đặc trưng.

Các nguyên tố hoá học tạo nên đá lập thành một nhóm tự nhiên trong hệ thống tuần hoàn, chúng có hoá tính riêng khiến dễ ion hoá, tạo những hợp chất bền vững với oxi thành những anion dạng $[\text{SiO}_4]^{4-}$, rồi thành hợp chất với liên kết ion. Đá hình thành từ những nguyên tố ưa đá (sinh đá, tạo đá), trước hết là 8 nguyên tố đã nói ở tiểu mục 2.3.1. Một số nguyên tố khác được gọi là nguyên tố sinh quặng, ví dụ như nhóm nguyên tố ưa lưu huỳnh, chúng hoá hợp với lưu huỳnh bằng liên kết cộng hoá trị.

3.1.2. Thạch học – Khoa học nghiên cứu về đá

Thạch học là khoa học nghiên cứu về các đá, bên cạnh việc mô tả nhận biết các đá, thạch học nghiên cứu về nguồn gốc sinh thành của đá. Trong Địa chất học người ta phân biệt ba nhóm đá là magma, biến chất và trầm tích; hai nhóm đầu có nguồn gốc nội sinh còn nhóm thứ ba có nguồn gốc ngoại sinh. Trong việc nghiên cứu bất cứ đá thuộc nhóm nào thì thạch học cũng đều phải giải quyết ba vấn đề cơ bản là 1) Dạng nằm của đá trong tự nhiên và mối quan hệ của chúng với các đá khác; 2) Thành phần khoáng vật và hoá học của đá; 3) Kiến trúc và cấu tạo của đá, tức là cách thức sắp xếp của các phần tử hợp thành đá.

Là sản phẩm của các quá trình biến động xảy ra trong vỏ Trái Đất, đá đã ghi lại dấu ấn của các biến cố xảy ra trong lịch sử địa chất. Chính vì vậy muốn nghiên cứu các biến cố đã xảy ra trong lịch sử địa chất không thể không có hiểu biết về đá được cung cấp trong bộ môn thạch học. Vì thế thạch học là một trong những bộ môn cơ sở quan trọng bậc nhất của Địa chất học, quan hệ của nó với các bộ môn khác của Địa chất học đã được trình bày ở phác đồ đã giới thiệu ở mục 2.2.1.

Thông thường thì việc nghiên cứu thạch học bắt đầu từ những quan sát bằng mắt thường ở ngoài trời về thành phần khoáng vật, vế cấu trúc đá, nhưng vì các cấu phần của đá gồm những hạt rất nhỏ mà mắt thường không thấy rõ, vì vậy cần phải mài mỏng đá (khoảng 0,02 - 0,03 mm) và quan sát chúng dưới kính hiển vi.

Thành phần hoá học của đá có ý nghĩa đặc biệt quan trọng trong nghiên cứu thạch học. Hành vi của các nguyên tố hoá học liên quan với những biến động diễn ra trong lòng đất là nội dung nghiên cứu của địa hoá học, do đó mà thạch học và địa hoá học có mối quan hệ hữu cơ.

Thạch học có quan hệ chặt chẽ với môn học khoáng sản vì chính các khoáng sản có ích luôn đi kèm với những loại đá nhất định, đá cũng là môi trường vây quanh quặng (những tập hợp khoáng vật chứa khoáng sản), và trong nhiều trường hợp chính các đá cũng là khoáng sản. Kết quả nghiên cứu thạch học giúp nhà địa chất đặt phương hướng điều tra khoáng sản.

Đá là đối tượng sử dụng làm vật liệu xây dựng dưới nhiều hình thức khác nhau, vì thế thạch học cũng là môn học quan trọng đối với công tác xây dựng cơ bản, trong đó tính chất cơ lí của đá được chú ý đặc biệt.

3.2. ĐÁ MAGMA

3.2.1. Định nghĩa magma và đá magma

Magma là những dung thể trong manti của Trái Đất với thành phần chủ yếu là silicat giàu chất bốc và tồn tại ở nhiệt độ cao và áp suất lớn. Người ta chỉ có thể quan sát được magma khi nó trào ra trên bề mặt Trái Đất, ở hòng núi lửa trên lục địa hay dọc các sống núi giữa đại dương.

Thực nghiệm cho thấy các liên kết hóa học vẫn được duy trì trong dung thể magma. Đặc biệt là liên kết Si-O, vốn bền vững hơn các liên kết khác, chịu ảnh hưởng của tỷ lệ Si/O, mối liên kết càng cao khi tỷ lệ này tiệm cận 1/2. Khi lượng SiO₂ càng lớn thì độ nhớt của magma càng tăng, nhưng một lượng nhỏ H₂O cũng làm độ nhớt giảm đáng kể; khi phản ứng H₂O → [OH]⁻ + [H]⁺ xảy ra thì liên kết Si-O bị gián đoạn và pha lỏng trở nên linh động; các chất bốc khác như CO₂ và H₂S cũng đóng vai trò tương tự v.v.. Ngược lại, sự thất thoát chất bốc, như vẫn thường xảy ra, sẽ làm cho độ nhớt tăng nhanh và magma đông rắn dễ dàng.

Đá magma được hình thành do magma kết tinh trong lòng đất hoặc trên bề mặt của vỏ Trái Đất. Các sản phẩm của magma kết tinh ở đới sâu gọi là *đá xâm nhập*; được thành tạo do magma xuyên qua giữa các đá sinh ra trước ở một độ sâu nhất định, và có

điều kiện kết tinh chậm (kết tinh hoàn toàn). Khi magma phun lên bề mặt Trái Đất, dù trên cạn hay dưới đáy nước, sẽ thành *đá phun trào* hay đá núi lửa và thường kết tinh kém, hoặc nhiều khi có dạng thủy tinh. Trong các đá phun trào thì basalt (bazan) chiếm đến 95%, granit cũng chiếm một tỷ lệ như vậy trong số các đá xâm nhập.

+ *Magma nghèo silic*. Tỷ lệ Si/O thấp, linh động, magma này dâng thoát nhanh lên khỏi vỏ Trái Đất nên chỉ một số ít khoáng vật kịp kết tinh. Do nghèo silic, liệt phản ứng Bowen không tiến triển đến cùng và sản phẩm bền vững của nó là những khoáng vật sinh ra ở nhiệt độ cao.

Nếu phun nhanh và mạnh, magma bị xáo trộn sẽ sinh ra loại basalt đồng nhất; vốn là một loại magma ít nhớt, nếu phun lên chậm, những khoáng vật kết tinh trước có xu hướng lắng xuống, làm biến đổi thành phần dung nham còn lại ở trên. Hiện tượng xảy ra là quá trình kết tinh phân đoạn và các đá kết tinh hoàn hảo hơn, thành phần lại đa dạng.

+ *Magma giàu silic*. Tỷ lệ Si/O cao, magma rất nhớt và kết tinh trọn vẹn trên đường dịch chuyển chậm trong vỏ Trái Đất. Liệt phản ứng Bowen phát triển đến cùng và khi kết tinh hoàn tất thì sản phẩm bền vững là các loại khoáng vật cùng có mặt với silic. Magma này tạo ra granit và các đá cùng họ.

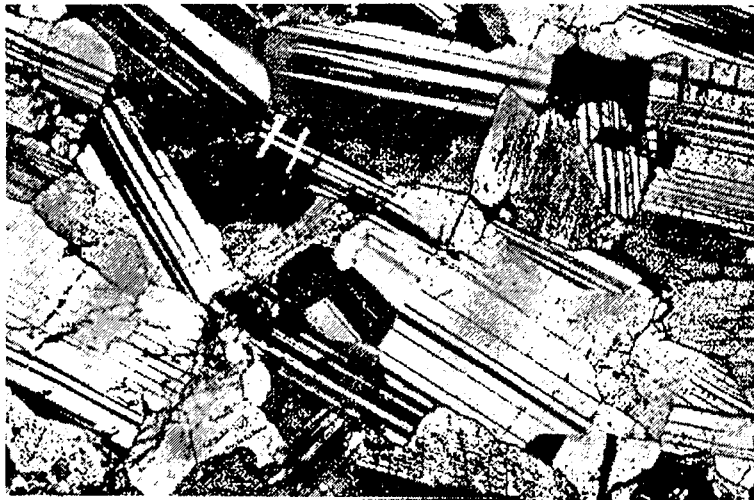
3.2.2. Kiến trúc của đá magma

Kiến trúc của đá magma bao gồm những dấu hiệu được hình thành tùy thuộc vào trình độ kết tinh, kích thước và hình dáng của các tinh thể, quan hệ tương hỗ giữa chúng với nhau và giữa chúng với thủy tinh trong đá. Bên cạnh khái niệm về *kiến trúc*, còn có khái niệm về *cấu tạo* vẫn được dùng trong nhiều tài liệu địa chất. Theo các tác giả Nga, những dấu hiệu cấu tạo có thể nhận biết bằng mắt thường, còn những đặc điểm kiến trúc thì chỉ nhận biết được bằng kính hiển vi. Các tác giả Tây Âu như Turner, Verchoogen coi sự phân biệt các khái niệm ấy dễ gây nhầm lẫn.

* *Kiến trúc hiển tinh*. Loại kiến trúc này có thể phân biệt bằng mắt thường, đặc trưng cho các đá đồng đều trong toàn khối lớn (đá sâu); đá kết tinh cả khối (nên cũng gọi là *kiến trúc toàn tinh*), kích thước hạt từ vài milimet đến vài centimet. Những đặc điểm này là do sự kết tinh đã diễn ra một cách tuần tự; những tinh thể hình thành trước phát triển theo hình thái đa diện đặc trưng của chúng, đó là các *tinh thể tự hình*. Những tinh thể ra đời muộn hơn, chèn vào những khoang trống do các tinh thể đã kết tinh trước để lại, do đó chúng không có điều kiện để đạt dạng đa diện mà "lấy khuôn" theo khoảng không gian có sẵn – đó là những *tinh thể tha hình*.

Dựa vào kích thước hạt khoáng vật ta phân biệt các loại kiến trúc sau đây:

- Kiến trúc hạt – là loại phổ biến nhất, tinh thể đạt cỡ milimet (ảnh 3.1)
- Kiến trúc aplit – tinh thể có kích thước cỡ vài milimet
- Kiến trúc pegmatit – tinh thể đo bằng centimet hay decimet



Ảnh 3.1. Kiến trúc hạt

Gabro: plagioclas song tinh và pyroxen. x 50 (Dercourt J. & Paquet J. 1981)

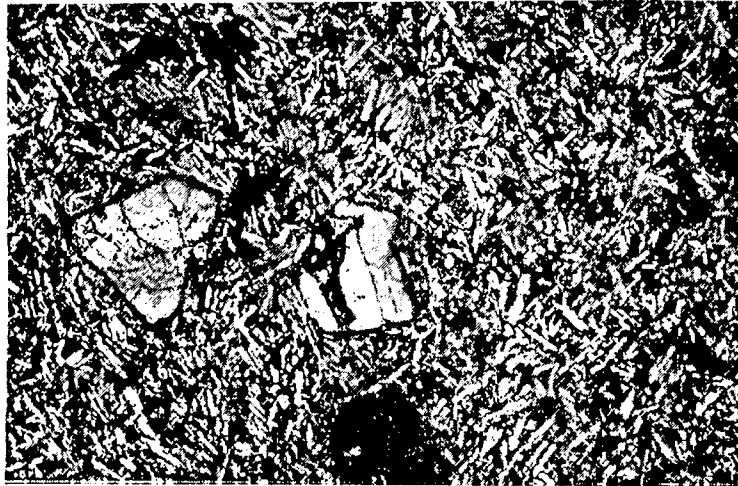
* *Kiến trúc porphyr hay ban trang* là kiến trúc chỉ có một số hạt phân biệt được bằng mắt thường nổi bật trên nền hạt vi tinh và đặc trưng cho đá núi lửa (đá phun trào) và các loại đá dạng mạch. Những tinh thể tự hình (ban tinh) cỡ centimet nổi bật giữa một khối đồng nhất. Bằng kính hiển vi ta phân biệt các loại kiến trúc nền sau đây.

- *Kiến trúc hạt nhỏ* (ảnh 3.2). Các tinh thể đồng loạt như nhau, giống kiến trúc nói trên, nhưng các hạt rất nhỏ (kiến trúc này đặc trưng cho đá mạch, đá nông).
- *Kiến trúc vi tinh*. Số rất lớn tinh thể kéo dài ngập giữa khối thủy tinh đồng nhất (ảnh 3.3), đây là loại kiến trúc thường gặp nhất.
- *Kiến trúc thủy tinh*. Không chứa ban tinh và vi tinh, chỉ có thủy tinh, loại kiến trúc này khá hiếm.



Ảnh 3.2. Kiến trúc porphyr nền hạt nhỏ

Granit: feldpat bị phong hóa. X 75



Ảnh 3.3. Kiến trúc porphyr nền vi tinh

Basalt: ban tinh olivin X 75 (Dercourt J. & Paquet J. 1981)

3.2.3. Thành phần khoáng vật của đá magma

Trong tự nhiên có tới hơn ba nghìn khoáng vật khác nhau nhưng chỉ một số ít khoáng vật đóng vai trò chủ chốt trong thành phần các đá magma (loại đá chiếm tỷ lệ chủ yếu của thành phần vỏ Trái Đất). Đó là những *khoáng vật tạo đá*, chúng hầu như đều thuộc lớp silicat như fenspat, thạch anh, mica, nephelin, amphibol, olivin, pyroxen v.v.. Theo màu sắc, chúng được phân thành khoáng vật sẫm màu (amphibol, pyroxen, olivin) và khoáng vật sáng màu (thạch anh, fenspat, nephelin). Hàm lượng khoáng vật sẫm màu là một đặc điểm quan trọng để nhận biết các nhóm đá, ví dụ chúng chiếm đến 50% trong đá gabbro và chỉ dưới 5-10% trong đá granit.

Bên cạnh những *khoáng vật chính*, hàm lượng đạt hàng chục phần trăm trong đá, một số khác cũng có mặt trong các đá, nhưng với tỷ lệ rất nhỏ (dưới 1%), đó là *khoáng vật phụ*, như apatit, magnetit, zircon v.v.. Một số khoáng vật chiếm vị trí trung gian là khoáng vật thứ yếu như chlorit, epidot, serpentinit, caolinit v.v.. Chúng chỉ chiếm dưới 10% trọng lượng của đá, thường xuất hiện trong khi bị phân huỷ và biến đổi. Đáng chú ý là một số khoáng vật phụ rất *đặc trưng* cho một loại đá nhất định như cromit, spinel đặc trưng cho peridotit; ilmenit, titanit, hematit đặc trưng cho một số granit v.v.. Nghiên cứu thành phần và hàm lượng khoáng vật phụ cho phép tìm hiểu nguồn gốc sinh thành của đá và cũng giúp giải thích đặc điểm di cư của các nguyên tố, dẫn tới sự tập trung khoáng vật phụ thành mỏ.

3.2.4. Phân loại và mô tả các loại đá magma chủ yếu

Cơ sở phân loại

Đá magma được phân loại trên cơ sở kết hợp hai nguyên tắc sau đây:

- Kiến trúc của các đá là những dấu hiệu liên quan đến điều kiện thành tạo của chúng, theo đó đá magma gồm đá xâm nhập và đá phun trào.

- Thành phần vật chất, tức là bản chất của các khoáng vật có mặt thường xuyên nhất trong đá magma.

Dựa vào hàm lượng silic (SiO_2) trong các khoáng vật chính người ta chia ra các loại đá sau đây: 1) đá siêu mafic với $<45\% \text{SiO}_2$; 2) đá mafic với $45-52\% \text{SiO}_2$; 3) đá trung tính với $52-65\% \text{SiO}_2$; 4) đá axit với $>65\% \text{SiO}_2$.

Theo đó, đá giàu silic có tỷ trọng thấp và sáng màu; đá nghèo silic và giàu các khoáng vật chứa sắt, magnesi thì có tỷ trọng cao hơn và sẫm màu (Bảng 3.1).

Bảng 3.1. Phân loại đá xâm nhập (1) và đá phun trào (2)

	Đá chứa thạch anh	Đá chứa felspat	Đá chứa felspat & felspatit	Đá chứa felspatit (=foidit)
Đá chứa felspat kiềm Đá chứa felspat kiềm và plagioclas	1. Granit 2. Ryolit	1. Syenit 2. Trachyt	1. Syenit nephelin 2. Phonolit	1. Ijolit 2. Nephelinit
(A) Nhóm sáng màu (chứa plagioclas)	1. Diorit thạch anh 2. Đacit	1. Diorit 2. Andesit	1. Essexit 2. Tephrit	
(B) Nhóm màu sẫm vừa (không chứa felspat kiềm)	1. Gabro thạch anh 2. Basalt toleit	1. Gabro 2. Basalt	1. Teralit 2. Basanit	1. Missouriit 2. Leucitit
(C) Nhóm sẫm màu (không có plagioclas)		1. Hornblendit, pyroxenit, peridotit 2. Picrit		

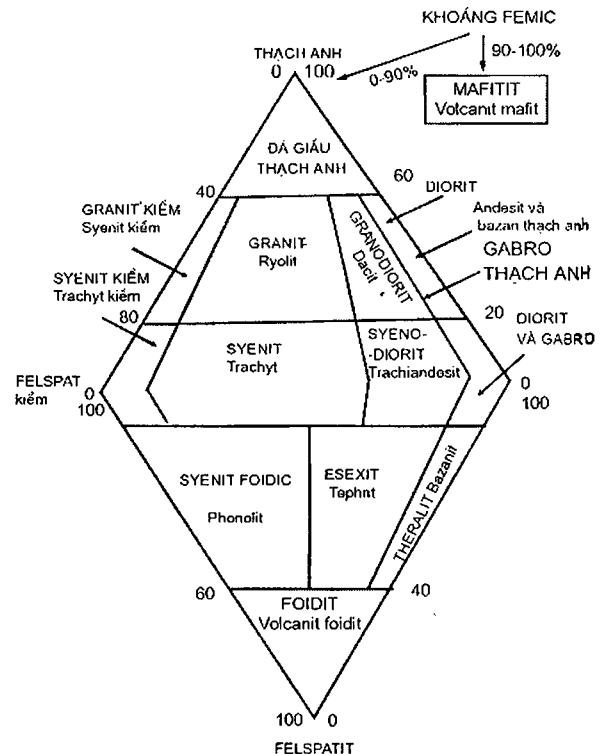
Phân loại Streckensen (1966)

Các công trình thực nghiệm đã chứng minh rằng thạch anh và felspatit không cùng tồn tại. Cách phân loại này thực hiện (trên hai giản đồ tam giác ghép lại (Hình 3.1) đối với hàm lượng khoáng vật femic (khoáng vật của Fe và Mg) nằm giữa 0% và 90% về thể tích; các đá giàu (90-100%) khoáng femic không trình bày ở đây.

Để nhấn mạnh giới hạn biến thiên thành phần khoáng vật của các đá chính, ta đưa chúng lên giản đồ kiểu như hình 3.2.

Mô tả các đá magma chủ yếu

* *Nhóm granit-liparit.* Đây là nhóm đá axit với thành phần silic trên 60%. Các khoáng vật tạo đá chính gồm thạch anh, felspat kali, plagioclas và biotit, đôi khi có muscovit và hornblend. Khoáng vật phụ thường gặp là apatit, zircon,



Hình 3.1. Phân loại đá xâm nhập (chữ hoa) và đá phun trào (chữ thường) theo Streckensen
 Chú ý: Thuật ngữ FOIDit được cấu tạo từ Felspatit, còn mafit là do hai nguyên tố Mg và Fe

turmalin. Hàm lượng khoáng vật màu 10%, do đó đá có màu sáng. Đá xâm nhập rất phổ biến và thường gặp hơn đá phun trào. Các đá chủ yếu của nhóm này là granit, liparit (ryolit), porphy liparit hay porphyr thạch anh, đá mạch có pegmatit và aplit.

Granit - đá thường dạng khối, thường có kiến trúc toàn tinh. Đá sáng màu, có thể màu hồng, đỏ thẫm do màu của feldpat quyết định vì nó chiếm tới 60% khối lượng của đá. Granit có độ chịu lực cao nên được dùng làm vật liệu xây dựng các công trình kiến trúc lớn.

Obsidian - thủy tinh núi lửa, kiến trúc thủy tinh thường màu nâu sẫm. *Đá bọt* là đá có nhiều lỗ rỗng, xốp do dung nham nhiều hơi bốc, bị đông cứng đột ngột.

Pegmatit - đá mạch có thành phần như granit nhưng các tinh thể rất lớn. Nhiều khi thạch anh và feldpat xen kẽ nhau như dạng chữ cổ gọi là pegmatit vân chữ. Trong pegmatit thường chứa nhiều khoáng vật như fluorit, turmalin, beryl v.v.. Liên quan với pegmatit thường có mỏ quý như mica, kim loại hiếm (liti, beryli, thiếc, tantal v.v..).

Aplit là đá mạch nhưng hạt nhỏ, đều, màu trắng.

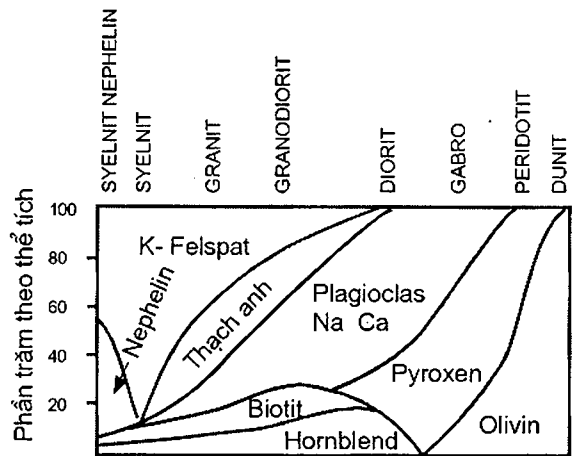
* *Nhóm syenit-trachyt*. Gồm các đá trung tính, hàm lượng SiO_2 từ 52 đến 65%. Khoáng vật tạo đá gồm feldpat kali, plagioclas và hornblend, đôi khi có augit.

Syenit là đá xâm nhập toàn tinh, hạt nhỏ và trung bình. Thành phần gồm feldpat kali (70-80%), plagioclas (10-15%), hornblend, khoáng vật màu chiếm 15% nên đá thường có màu xám. Syenit khác với granit là không có thạch anh.

Trachyt là đá phun trào, kiến trúc porphyr hoặc ẩn tinh, ban tinh thường là plagioclas, orthoclas. Khoáng vật gồm feldpat kali, biotit, amphibol, pyroxen.

* *Nhóm diorit-andesit*. Diorit-andesit cũng là nhóm đá trung tính có hàm lượng SiO_2 từ 52 đến 65%. Khoáng vật chính tạo đá là plagioclas và hornblend, đôi khi có pyroxen, biotit và thạch anh. Khoáng vật màu chiếm 25%.

Diorit là đá xâm nhập, toàn tinh, hạt trung bình thường có màu xám, sắc xanh. Có thể coi diorit là đá chuyển tiếp giữa granit và gabro. Sự chuyển tiếp từ diorit sang gabro thể hiện ở sự tăng lượng khoáng vật màu và plagioclas nghiêng về phía anorit (trên 60% anorit) và qua đá gabro-diorit. Khi trong đá xuất hiện thạch anh thì sẽ hình thành diorit thạch anh, lượng thạch anh cao hơn nữa sẽ thành đá granodiorit là đá trung gian giữa diorit và granit. Granodiorit chứa cả thạch anh (15-20%) và feldpat kali.



Hình 3.2. Các đá xâm nhập phổ biến với thành phần khoáng vật gần đúng (Dercourt J. & Paquet J. 1979)

Andesit là đá phun trào có thành phần khoáng vật như diorit. Bề ngoài andesit rất giống với basalt. Porphyrit andesit khác với andesit ở chỗ đá bị biến đổi thứ sinh, thường có màu lục thẫm do xuất hiện epidot và chlorit.

Dacit là đá phun trào có thành phần tương tự với granodiorit.

* *Nhóm gabro-basalt*. Gabro-basalt là nhóm đá mafic với hàm lượng SiO_2 từ 45 đến 52%. Khoáng vật tạo đá gồm plagioclas, pyroxen, đôi khi có thêm olivin, hornblend và biotit. Lượng khoáng vật màu khoảng 45-50%, đá có màu xám sẫm lục thẫm và đen.

Sự thay đổi thành phần khoáng vật sẽ dẫn đến hình thành các đá chuyển tiếp như tăng khoáng vật màu sẽ dẫn đến chuyển tiếp sang nhóm peridotit-pyroxenit.

Gabro là đá xâm nhập, toàn tinh, hạt trung bình, ngoài khoáng vật chính, có thể có các khoáng vật phụ như apatit, ilmenit, magnetit và có thể cả cromit. Thường có thể nấm, trụ, đôi khi là thể tường (dyke = đacơ).

Basalt là đá phun trào có kiến trúc vi tinh, màu xám, xám sẫm, và đen. Thành phần khoáng vật giống với gabro, đôi khi có chứa thủy tinh núi lửa.

Porphyrit basalt khác với basalt là có khoáng vật thứ sinh như chlorit và hornblend thứ sinh và thể đá có màu lục thẫm.

Basalt và porphyrit basalt thường nằm ở dạng lớp phủ và dòng chảy. Nhiều khi chúng lặp đi lặp lại, chồng lên nhau hình thành hệ phun trào bậc thang. Hình loại này nhiều khi phổ biến trên diện tích hàng triệu km vuông như ở Tây Siberia, cao nguyên Decan (Ấn Độ).

Diabas là đá mạch có thành phần khoáng vật tương tự với gabro và basalt.

Có nhiều mỏ liên quan với gabro-basalt như sắt, titan, nikel, đồng. Do cường độ chịu lực tốt, các đá thuộc nhóm này được sử dụng rộng rãi làm vật liệu xây dựng.

* *Nhóm đá peridotit-pyroxenit*. Nhóm đá peridotit-pyroxenit có hàm lượng SiO_2 thấp (40-45%) và là đá siêu mafic, không chứa feldspat. Thành phần của đá chỉ gồm khoáng vật màu-olivin, hornblend, pyroxen, do đó đá có màu lục thẫm, nâu đen và đen. Trong các khoáng vật thứ yếu và khoáng vật phụ có cromit, magnetit, ilmenit, bạch kim, v.v.. Đá có tỷ trọng lớn (3-3,4). So với các loại đá magma khác thì đá của nhóm này ít phổ biến hơn (chỉ chiếm khoảng 0,4% khối lượng đá magma) và đá phun trào của nhóm lại càng rất ít khi gặp.

- *Peridotit* là đá xâm nhập có thành phần khoáng vật gồm olivin, pyroxen. Kiến trúc toàn tinh hạt lớn màu lục thẫm đến đen.

- *Dunit* là đá xâm nhập gần như chỉ gồm một khoáng vật là olivin, đá có màu vàng lục, khi bị serpentin hóa thì chuyển sang màu lục thẫm hoặc đen.

- *Pyroxenit* là đá xâm nhập cũng chỉ gồm olivin và pyroxen như đá peridotit nhưng pyroxen chiếm vai trò chủ yếu. Màu gần đen.

Các đá xâm nhập siêu mafic thường nằm ở thể trụ, thể batolit nhỏ.

Kimberlit là đá siêu mafic giàu chất bốc có độ kiềm kali cao. Những tinh thể lớn là ilmenit giàu magie, pyrop giàu titan, olivin, pyroxen xiên nghèo chrom, phlogopit, enstantit và chromit nghèo titan. Trong đó olivin chiếm ưu thế.

Picrit cũng là đá phun trào, kiến trúc porphyr, giàu olivin.

Các đá xâm nhập siêu mafic có liên quan chặt chẽ với sự hình thành các mỏ đồng (ví dụ mỏ đồng Bản Sang ở Tây Bắc), crom (mỏ cromit Cổ Định ở Thanh Hóa), nikel, bạch kim, kim cương.

* *Nhóm syenit nephelin*. Nhóm đá này có đặc điểm là trong thành phần khoáng vật có các alumo-silicat chưa no SiO_2 tức là felspatit; chủ yếu là nephelin. Ngoài nephelin trong đá còn có felspat kiềm, biotit, amphibol và pyroxen kiềm. Người ta thường gọi đây là nhóm đá kiềm, chúng rất hiếm so với các nhóm đá khác, trong chúng phổ biến hơn cả là syenit nephelin.

Syenit nephelin là đá xâm nhập, toàn tinh. Thành phần khoáng vật gồm nephelin, felspat kiềm, khoáng vật màu như biotit, pyroxen kiềm, amphibol. Các khoáng vật phụ có magnetit, ilmenit, apatit, zircon, titanit. Liên quan với syenit nephelin thường có các mỏ apatit, đất hiếm, titan, zircon.

ĐỌC THÊM

PHÂN BỐ ĐÁ MAGMA Ở VIỆT NAM

(Theo Đào Đình Thục & Huỳnh Trung và *nnk*. 1995)

Sự hình thành đá magma và sản phẩm của chúng (xâm nhập và phun trào) mang tính giai đoạn, rất phổ biến, phong phú và đa dạng, được phân bố đều khắp trên lãnh thổ Việt Nam, nhưng đặc điểm của chúng không giống nhau, tùy từng thời kỳ địa chất thành tạo chúng.

Những thành tạo xâm nhập đầu tiên được ghi nhận là ở *giai đoạn Proterozoi muộn*, tại vùng Tây Bắc Bộ và Kon Tum. Trước hết là khối Po Sen (ở tây bắc dãy Fansipan) diện tích lộ ra $\approx 500\text{km}^2$ và các khối nhỏ khác ở Sa Pa, Lũng Lô, Ngòi Bo với thành phần biến đổi từ diorit thạch anh, tonalit tới granodiorit và granit. Cũng ở vùng này còn có khối granit Xóm Giấu và các khối cùng phức hệ như khối Mường Hum (granit kiềm, granosyenit kiềm) và các khối Đèo Mây, Tchouva liên quan.

Các thành tạo xâm nhập granitoid trong phạm vi địa khối Kon Tum gồm khối Chu Lai, diện lộ hàng trăm kilômet vuông, nam thị xã Tam Kỳ, liên quan với nó là khối Sa Huỳnh cũng với diện lộ hàng trăm kilômet vuông. Với diện lộ 50km^2 khối Ba Tư cùng phức hệ với các khối nhỏ khác vùng Quảng Ngãi, tây Bình Định.

Giai đoạn Paleozoi sớm-giữa

Hoạt động magma phong phú và phổ biến cả ở Bắc Bộ và Bắc Trung Bộ, bắt đầu bằng loạt phát triển liên tục từ siêu mafic đến mafic và plagiogranit.

Khối siêu mafic lớn nhất Việt Nam là khối Núi Nưa cách thành phố Thanh Hóa 18km về phía tây, diện lộ hình elip 50km^2 kéo dài hướng tây bắc – đông nam. Các thể nhỏ mafic thuộc phức hệ Bó Xình (thượng lưu sông Mã) là những thể xâm nhập nông á núi lửa xuyên giữa đá phiến lục. Ở rìa phía bắc và phía tây địa khối Kon Tum là phức hệ Hiệp Đức gồm 23

khối xâm nhập mafic và siêu mafic nhỏ, diện lộ từ hàng trăm m² tới 50km², phân bố ở Tam Kỳ, Hiệp Đức, Khâm Đức, Trà Trung, Đắc Sút, Plei Mo, Chư Todron.

Đá plagiogranit phân bố hạn chế ở thượng nguồn sông Mã gồm các khối Chiềng Khương, Bản Phúng v.v..

Các thành tạo núi lửa Paleozoi sớm-giữa có mặt chủ yếu ở Bắc Trung Bộ (các hệ tầng Long Đại, sông Cả) và Tây Nam Bộ, các quần đảo ở vịnh Thái Lan (hệ tầng Nam Du), thành phần trung tính, axit.

Thuộc các thành tạo xâm nhập trung tính, axit có hai phức hệ sông Chảy (Bắc Bộ) và Đại Lộc (Trung Bộ). Với diện lộ lớn nhất (2500km²), khối sông Chảy có dạng dải thước kéo dài hướng đông bắc – tây nam, liên quan với nó là các khối Núi Láng (đông bắc Phú Thọ), khối Núi Pháo nằm dọc hạ lưu sông Đáy. Granitoid phức hệ Đại Lộc gồm các khối kéo dài, diện lộ hàng chục đến hàng trăm km² phân bố ở phía bắc địa khối Kon Tum, Bắc Trung Bộ.

Hoạt động magma Paleozoi giữa phát triển ở Bắc Bắc Bộ, Tây Bắc Bộ và Bắc Trung Bộ, chủ yếu là xâm nhập granitoid và xâm nhập axit kiềm (khối Pia Ma, khối Ngòi Biệc, khối Tầng Khoảng).

Với diện lộ 15-20km², khối Ngân Sơn có thể đạt độ sâu 30km; cùng phức hệ là các khối khác ở Loa Sơn, Nghiêm Sơn, Núi Là v.v.. ở Bắc Bộ.

Khối Mường Lát (Thanh Hóa) kéo dài 30km dọc hướng á vĩ tuyến theo trung lưu sông Mã, có diện tích ≈300km²; liên quan với nó là khối Sầm Sơn, vùng lộ không quá 2km².

Khối Trường Sơn kéo dài hướng tây bắc – đông nam, tây Hà Tĩnh, diện lộ 500km² (chưa kể phần ở lãnh thổ Lào); khối Đồng Hới phía tây thị xã cùng tên, diện lộ 300km² cũng thuộc phức hệ này.

Giai đoạn Paleozoi muộn - Mesozoi sớm

- Các thành tạo xâm nhập Paleozoi muộn thể hiện dãy biến thiên thuận từ gabro đến granit với granodiorit chiếm ưu thế, bắt đầu bằng các khối Suối Cùn, Bản Lũng, Khắc Thiệu, Khau Mía, Nguyên Bình v.v..

Các thành tạo granitoid Bến Giằng-Quế Sơn gồm nhiều khối lớn nhỏ từ vài chục đến vài trăm km²; diện lộ phân bố ở Kon Tum và phần nam của Bắc Trung Bộ.

Thuộc tuổi Permi, ở Tây Bắc Bộ, Bắc Trung Bộ, Kon Tum có các hệ tầng đá phun trào basalt-trachyt (hệ tầng Cẩm Thủy), trung tính (hệ tầng Dak Lin). Chúng là sản phẩm của những đợt hoạt động căng giãn phá vỡ những khối lục địa cổ, mở đầu quá trình hoạt hóa magma mạnh.

- Tham gia vào nhịp magma Trias sớm-giữa chủ yếu là các thành tạo núi lửa. Xuất hiện sớm nhất là hệ tầng Mường Trai ở đới rift cổ Sông Đà và phát triển mạnh mẽ hơn chủ yếu là đá núi lửa thành phần axit của hệ tầng Sông Hiến (Bắc Bộ), hệ tầng Đồng Trâu (Bắc Trung Bộ) và hệ tầng Măng Giang. Riêng các đá núi lửa axit trong hệ tầng Măng Giang chiếm diện tích khoảng 2750km² thuộc phần rìa nam của khối nâng Kon Tum.

Các xâm nhập granitoid á núi lửa gồm các khối Núi Động, Núi Pháo, Đèo Khế, Khuôn Ngàn, Đồng Tiến ven rìa dãy Tam Đảo. Granitoid phức hệ Sông Mã gồm hàng loạt các khối kích thước khác nhau, lớn nhất là khối Sông Mã (tỉnh Hòa Bình) với diện lộ 420km². Granitoid phức hệ Vân Canh gồm nhiều thể xâm nhập lớn nhỏ khác nhau, chủ yếu ở phần phía nam khối nhỏ Kon Tum.

- Ngoài các thành tạo núi lửa hệ tầng Mường Trai gồm chủ yếu basalt, diabas (dọc sông Đà từ Phong Thổ đến Suối Rút), trong các thành tạo magma Trias muộn còn có các thể xâm nhập gabroid phức hệ Núi Chúa gồm các khối Núi Chúa, Khao Quế, Núi Hồng, Sơn Dầu,

vùng Tạ Khoa v.v.. (Bắc Bộ), Tri Năng, Cửa Rào v.v.. (Bắc Trung Bộ). Các granitoid giàu nhôm phát triển rộng rãi nhất ở Bắc Việt Nam được xếp vào phức hệ Phia Bioc. Các khối nằm ở Bắc Bắc Bộ, Tây Bắc Bộ, Bắc Trung Bộ.

Ngoài khối Hải Vân lớn nhất, phức hệ granitoid này còn gồm các khối Mang Cá, Sơn Trà, Cù Lao Chàm v.v.. chủ yếu phân bố ở phía bắc địa khối Kon Tum.

Giai đoạn Mesozoi muộn - Kainozoi sớm

Hoạt động magma mãnh liệt, phổ biến trên toàn lãnh thổ.

- Các thành tạo núi lửa phát triển chủ yếu ở Tây Bắc Bộ trong các hệ tầng Văn Chấn, Ngòi Thia với thành phần chính là axit kiềm, kiểu thành hệ trachy-basalt-trachyryolit. Hệ tầng Pu Tra là kiểu thành hệ trachyt-leucitophyr. Trong vùng có các xâm nhập granit-granosyenit (phức hệ Pu Sa Phìn, Bản Chiêng, Ye-Yên-Sun) và syenit kiềm, granit kiềm (các phức hệ Pu Sam Cap, Chợ Đồn).

- Trong khu vực Nam Trung Bộ phun trào trung tính thuộc thành hệ andesit-dacitryolit trong các hệ tầng đèo Bảo Lộc, Đơn Dương. Xâm nhập sau phun trào thuộc thành hệ diorit-granodiorit-granit (các phức hệ Định Quán, Ankroet).

Vùng ven biển Nam Bộ các đá núi lửa phân bố hẹp và lộ ra ở ven Vũng Tàu, ở núi Trà Dược (vùng Tây Ninh, Hà Tiên) và ở các đảo (Hòn Nghê, Côn Đảo, Hải Tặc, Bà Lụa). Thành phần gồm các đá trung tính, trừ vùng ven biển Vũng Tàu (axit và á kiềm).

Giai đoạn Kainozoi muộn

Gồm các thành tạo basalt, thành phần thay đổi chủ yếu là từ basalt toleit sang basalt kiềm. Basalt tuổi Kainozoi của Việt Nam phân bố trên 23 000km² ở địa hình với độ cao 40m đến 1700m ở phía tây địa khối Kon Tum, ở Bắc Trung Bộ và Nam Bộ.

3.3. ĐÁ TRẦM TÍCH

Đá trầm tích là những đá được thành tạo từ những vật liệu bờ rời, tích đọng trong các bồn trũng và trở thành đá sau quá trình gắn kết, biến đổi lâu dài và phức tạp. Vật liệu tạo đá trầm tích là sản phẩm của các quá trình phong hoá phá huỷ đá gốc, chúng có thể có thành phần như đá gốc nếu là do phá huỷ cơ học, hoặc đã bị biến đổi nếu là sản phẩm của quá trình phong hoá hoá học, sinh học (xem chương 8). Những sản phẩm phong hoá này bị dòng nước hoặc gió vận chuyển và đọng lại ở những vùng trũng, trải qua quá trình biến đổi phức tạp để thành đá trầm tích.

Về khối lượng, đá trầm tích chỉ chiếm 5% vỏ Trái Đất, nhưng nó lại phủ gần 80% bề mặt hành tinh và gắn liền với hoạt động của con người.

3.3.1. Kiến trúc, cấu tạo đá trầm tích. Các loại ximăng

Khái niệm kiến trúc bao gồm các đặc tính về kích thước, hình dạng, đặc tính bề mặt và số lượng tương đối của các phần tử tạo nên đá. Còn cấu tạo phản ánh đặc điểm phân bố trong không gian của các phần tử đó.

- Kiến trúc của đá trầm tích vụn cơ học và đá sét

Đá trầm tích vụn cơ học gồm hai phần là hạt vụn (khoáng vật tha sinh) và ximăng gắn kết (khoáng vật tự sinh). Mỗi thành phần có những nét kiến trúc riêng.

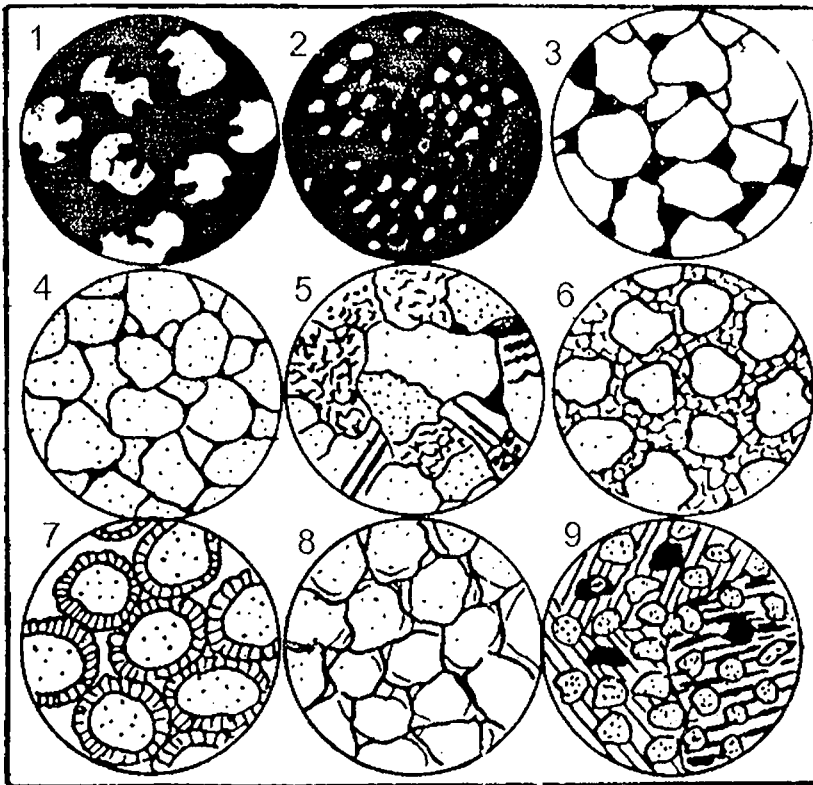
+ *Kiến trúc của hạt vụn. Độ hạt và hình dáng*

- Độ hạt là kích thước của hạt vụn, dựa vào đó người ta có 4 kiểu kiến trúc:

- . Kiến trúc cuội (psephit) đặc trưng cho đá hạt vụn mà phần lớn (>50%) có kích thước lớn hơn 2mm.
- . Kiến trúc cát (psamit) đặc trưng cho đá vụn có kích thước hạt 0,1-2mm.
- . Kiến trúc bột (aleurit) của đá vụn với kích thước hạt 0,01-0,1mm.
- . Kiến trúc sét, có kích thước nhỏ hơn 0,01mm.

- Hình dáng bao gồm những đặc tính về độ tròn, độ cầu, độ dẹt và những dấu vết bề mặt. Hạt vụn được vận chuyển càng xa thì càng bị mài tròn. Thành phần và tính chất cơ lý cũng chi phối hình dáng. Thí dụ, mica thường có dạng vảy.

+ *Kiến trúc của ximăng*. Trong đá trầm tích vụn cơ học ngoài thành phần hạt vụn còn có thành phần gắn kết các hạt vụn với nhau, gọi là ximăng. Nó thường có nguồn gốc tự sinh, lắng đọng từ dung dịch thật hay ngưng keo với thành phần phổ biến là carbonat, silic, phosphorit v.v.; cát, bột, sét là ximăng gắn kết đá vụn thô. Ximăng cũng có kiến trúc riêng, thường là vô định hình, ẩn tinh, tái kết tinh v.v.. Trong thực tế thường gặp các kiểu ximăng sau (Hình 3.3)



Hình 3.3. Các kiểu ximăng

1. Ximăng cơ sở và găm mòn; 2. Ximăng cơ sở dạng đốm; 3. Ximăng lấp đầy; 4. Ximăng tiếp xúc; 5. Ximăng ép nén; 6. Ximăng cơ sở tái kết tinh; 7. Ximăng kết vỏ; 8. Ximăng tái sinh; 9. Ximăng khảm.

. *Ximăng cơ sở*, thành phần ximăng thành tạo đồng thời với hạt vụn và có tỷ lệ thành phần lớn hơn. Hạt vụn nằm rời rạc nhau. Đá gắn kết chắc chắn.

. *Ximăng tiếp xúc*, ximăng chỉ phát triển ở nơi tiếp xúc giữa các hạt vụn. Kiểu này có thể thành tạo do sự rửa lũa ximăng tại các lỗ hổng chỉ để lại nơi tiếp xúc. Đá gắn kết yếu.

. *Ximăng lấp đầy*, ximăng chỉ lấp đầy các lỗ hổng, trừ lại chỗ các hạt giáp nhau.

. *Ximăng nén ép*, thường phát triển khi đá nghèo ximăng, do quá trình nén ép các hạt vụn nằm sát, nôm vào nhau.

. *Ximăng gặm mòn*, thành phần ximăng không những lấp đầy chỗ trống giữa các hạt, mà còn lấp đầy những chỗ lồi lõm của hạt. Đó là do hạt vụn bị gặm mòn, hòa tan, sau đó ximăng thể chân vào.

- Kiến trúc của đá trầm tích hóa học và sinh hóa

Đá trầm tích hóa học và sinh hóa có các loại kiến trúc sau:

- *vô định hình*, gặp trong đá trầm tích do ngưng keo;

- *tha hình*, gặp trong các đá vôi, hạt có dạng méo mó;

- *tự hình*, khoáng vật dạng đa diện;

- *thay thế*, do sự thay thế lẫn nhau trong biến đổi thứ sinh;

- *sinh vật*, là kiến trúc của đá do xương của sinh vật tạo nên, di tích sinh vật vẫn được bảo tồn;

- *tàn tích sinh vật*, di tích sinh vật đã bị chà nát, vỡ vụn;

- *hóa hạt*, hình thành do sự tái kết tinh thành những tinh thể lớn nằm rời rạc trong nền hạt nhỏ.

Những loại kiến trúc trên chỉ phát hiện được bằng kính hiển vi.



Hình 3.4. Sơ đồ khối các kiểu phân lớp.
a) Phân lớp nằm ngang; b) Phân lớp sóng xiên.

- Cấu tạo của đá trầm tích

Thông thường đá trầm tích có cấu tạo *phân lớp*, đây là nét đặc trưng điển hình của đá trầm tích, chỉ một số ít đá trầm tích không thể hiện rõ tính phân lớp. Tính phân lớp thể hiện các chu kỳ kế tiếp nhau của sự thành tạo, lắng đọng vật liệu trầm tích (Hình 3.4).

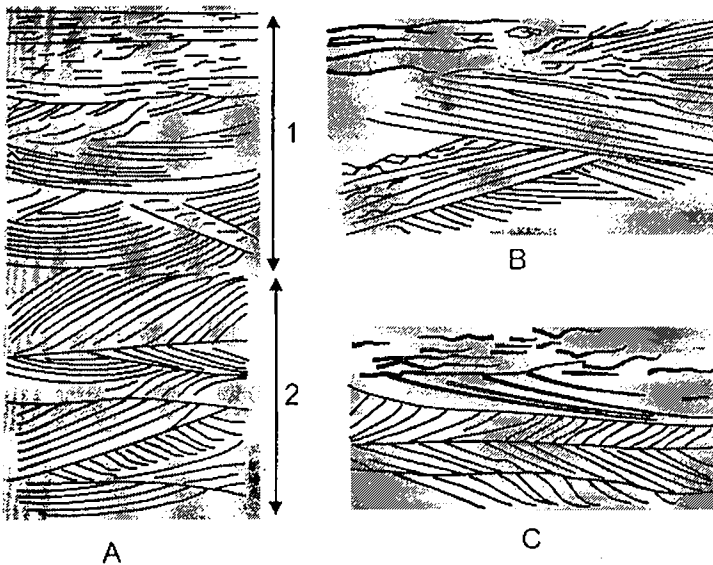
. *Phân lớp nằm ngang* (Hình 3.4a) thường hình thành trong trầm tích đầm lầy, hồ, biển sâu, vũng vịnh v.v.. Độ dày mỗi lớp biến đổi từ vài milimet tới hàng trăm mét, đặc trưng cho vùng nước yên tĩnh.

. *Phân lớp lượn sóng* (Hình 3.4b) thường thành tạo ở vùng ven bờ do tác dụng của sóng. Các lớp cong có thể song song hoặc không, dày từ vài milimet tới vài centimet.

. *Phân lớp xiên chéo ở sông* - ở lòng sông thường phát triển kiểu xiên chéo cùng hướng với góc nghiêng khác nhau. Giữa những loạt lớp xiên cũng thường có lớp nằm ngang ở dạng thấu kính hay vĩa mỏng. Mỗi lớp dày khoảng vài centimet, mỗi loạt lớp có thể dày hàng mét (Hình 3.5A).

. *Phân lớp xiên chéo ở tam giác châu* (Hình 3.5B) tương đối phức tạp hơn, gồm các loạt xen nhau như nằm ngang, xiên chéo và xiên đơn (xiên đơn là các lớp nằm nghiêng về một phía theo dòng chảy), chiều dày mỗi lớp chỉ vài centimet, mỗi loạt lớp có thể dày hàng mét.

. *Phân lớp xiên chéo ở bờ biển* (Hình 3.5C) thường gặp trong trầm tích ven bờ do tác dụng của sóng, của dòng nước, gồm nhiều loạt như sóng xiên, xiên đơn, xiên chéo với góc nghiêng và hướng nghiêng khác nhau. Mỗi lớp có thể dày từ vài centimet tới vài decimet, mỗi loạt có thể dày hàng mét.



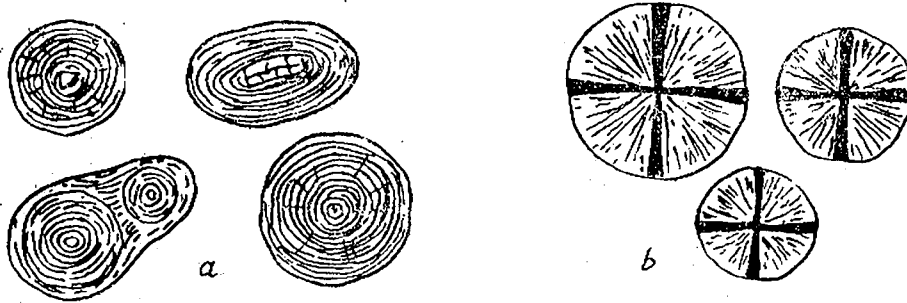
Hình 3.5. Phân lớp xiên chéo ở lòng sông (1) và bãi bồi (2) (A); ở tam giác châu (B); ở bờ biển (C).

Các loại cấu tạo khác

Kết hạch - Dạng cầu, elipsoit v.v., kích thước từ vài milimet tới vài centimet. Bên trong thường có cấu tạo đồng tâm, đôi khi đồng nhất hoặc toả tia (giả kết hạch). Thành phần của kết hạch thường là sét, silic, phosphorit, sắt, mangan, carbonat v.v..

Dạng vết, dạng cuội, dạng dăm kết - thường gặp trong các đá trầm tích sinh hóa hoặc sét; tạo nên do các quá trình dolomit hóa, silic hóa, calcit hóa v.v.. hoặc do hiện tượng hóa hạt, lồi kết tinh không đồng đều v.v..

Cấu tạo trứng cá, pisolit, spherolit- trứng cá (Hình 3.6a) gồm những hạt hình cầu, elipsoit đều đặn 1-2mm, bên trong phân lớp đồng tâm với nhân là một mảnh vụn sinh vật, một mảnh vụn khoáng. Nếu không có nhân và cấu tạo đồng nhất thì gọi là giả trứng cá. Nếu trứng cá dạng cầu kích thước lớn hơn 5mm thì đó là cấu tạo pisolit. Hạt đậu gồm các hạt không đều về kích thước (1-4mm), bề mặt lồi lõm, thành phần đồng nhất. Nếu dạng ngoài giống trứng cá, nhưng bên trong lại cấu tạo tỏa tia thì gọi là spherolit (Hình 3.6b).



Hình 3.6. Cấu tạo trứng cá spherolit (a); quan sát dưới kính hiển vi phân cực (b).

- Tác dụng phân dị trầm tích

Quá trình phân dị trầm tích có thể coi là sự tuyển lựa của tự nhiên, biến những hỗn hợp vật chất phức tạp phân tán thành những thể đơn giản tập trung. Đó là nguồn gốc hình thành các mỏ sa khoáng vàng, bạch kim v.v.. và các mỏ trầm tích hóa học của nhôm, sắt, muối v.v..

. *Phân dị trầm tích cơ học.* Trong loại phân dị này yếu tố quyết định là kích thước hạt, tỷ trọng, thành phần, chế độ động lực học của quá trình vận chuyển v.v.. Tùy lưu lượng, tốc độ mà dòng nước có thể vận chuyển vụn cơ học với kích thước khác nhau. Nhưng hạt càng lớn càng ít di chuyển, hạt càng nhỏ càng trôi xa. Vào vùng trung lưu, hạ lưu, dòng chảy chậm lại dần; các hạt lớn lắng đọng sớm, các hạt bé trôi tiếp lắng đọng muộn. Ở bồn nước, do sóng lại phân dị tiếp, ở ven bờ có trầm tích hạt thô, càng xa bờ độ hạt càng nhỏ dần.

Hạt có tỷ trọng càng lớn thì di chuyển theo dòng nước càng chậm, càng sớm lắng đọng khi tốc độ dòng giảm. Ngược lại, tỷ trọng nhỏ khiến hạt dịch chuyển xa và nhanh, lắng đọng muộn hơn. Hạt hình cầu, đẳng thước dễ lắng đọng hơn; hạt hình tấm, dạng vảy dễ bị trôi xa hơn.

. Phân dị trầm tích hóa học

Trong quá trình phân dị, các hợp chất hóa học lắng đọng từ dung dịch (kết tinh) theo những qui luật nhất định, chủ yếu là do độ hòa tan. Căn cứ vào độ hòa tan khác nhau của các khoáng vật, Pustovalov (1954) đã xếp các loại khoáng theo độ hòa tan tăng dần từ trái sang phải:

Oxyt Al/Mn/Si → Phosphat → Silicat → Carbonat → Sulfat → Haloit.

Khi các điều kiện khác (nhiệt độ, áp suất v.v..) không đổi, từ trong dung dịch có sự bay hơi tuần tự của dung môi làm cho nồng độ tăng dần, những hợp chất khó hòa tan nhất sẽ lắng đọng trước, tiếp đến là những chất dễ hòa tan hơn. Phân dị trầm tích hóa học thực ra đã bắt đầu ngay từ khi đá gốc bị phá hủy, bằng sự cuốn trôi của những hợp chất dễ hòa tan nhất của kiềm và kiềm đất.

Đương nhiên quá trình phân dị cơ học, hóa học trong tự nhiên thường diễn biến phức tạp; nó còn chịu tác dụng đồng thời của điều kiện địa lý tự nhiên, của hoạt động sinh học, của các nhân tố hóa-lý và điều kiện động lực của môi trường.

3.3.2. Nhóm đá vụn và phân loại, mô tả các loại đá chính

Đá trầm tích vụn cơ học khá phổ biến, chiếm khoảng 50% tổng số đá trầm tích, gồm mảnh vụn kích thước trên 0,01mm và ximăng. Mảnh vụn là sản phẩm phá hủy các đá khác do quá trình phong hóa cơ học. Ximăng gắn kết mảnh vụn là sản phẩm lắng đọng từ dung dịch thật hay ngưng keo, hay sinh thành trong quá trình biến đổi hậu sinh. Theo độ hạt, có thể chia đá vụn cơ học thành ba nhóm sau:

- đá vụn thô - đá chứa trên 50% các mảnh vụn có kích thước lớn hơn 1mm;
- đá vụn trung bình (cát), là đá chứa các mảnh vụn có kích thước từ 0,1 đến 1mm;
- đá vụn nhỏ (bột), kích thước hạt từ 0,01 đến 0,1mm.

Thành phần khoáng vật của đá trầm tích vụn phụ thuộc thành phần đá gốc bị phá hủy, ximăng của đá có thể là sét, vôi, silic v.v..

Đá vụn thô

. *Dăm kết* là đá gồm các hạt chưa được mài tròn, sắc cạnh, kích thước lớn hơn 2cm và ximăng gắn kết. Trong tự nhiên dăm kết không phổ biến lắm, chúng được gọi tên theo thành phần của dăm như dăm kết vôi, dăm kết silic, dăm kết hỗn tạp v.v..

. *Cuội kết và sạn kết* là đá do cuội hoặc sạn được ximăng gắn kết, hạt thường được mài tròn và có kích thước lớn hơn 2mm. Cuội kết khá phổ biến trong tự nhiên và được thành tạo trong nhiều thời kỳ của lịch sử địa chất.

Theo kích thước hạt ta có sạn kết khi hạt có kích thước 1mm đến 10mm, cuội kết khi hạt lớn từ 10mm trở lên. Theo thành phần chiếm ưu thế trong cuội ta có cuội kết đơn khoáng và cuội kết hỗn tạp như cuội kết đá vôi, cuội kết granit, cuội kết thạch anh v.v..

Ngoài ra, cuội kết còn được phân loại theo nguồn gốc như cuội kết sông, cuội kết biển, cuội kết sa mạc. Điển hình của cuội kết sông là loại được thành tạo do lũ tích. Cuội kết trong tự nhiên thường hình thành các lớp bề dày hay thay đổi, nhất là cuội kết sông.

. *Cát kết* là đá trầm tích do cát được ximăng gắn kết. Ximăng có thể là sét, vôi, oxyt sắt. Kích thước hạt của cát kết thay đổi từ 0,1mm đến 2mm. Cát kết hạt thô (1-2mm), cát kết hạt lớn (0,5-1mm), cát kết hạt trung bình (0,25-0,5mm), cát kết hạt nhỏ (0,1-0,25mm). Cát kết cũng được phân loại theo thành phần hạt. Khi hạt gồm một loại

khoáng, ta gọi là cát kết đơn khoáng; ví dụ cát kết thạch anh, cát kết felspat. Cát kết đa khoáng khi hạt có thành phần hỗn hợp các khoáng khác nhau.

Một số cát kết đáng lưu ý là 1) *Cát kết arkos* với thành phần gồm thạch anh, felspat và mica là cát kết thành tạo từ sản phẩm phá hủy cơ học của granit và gneis; 2) *Cát kết grauvac* là cát kết có thành phần thạch anh hàm lượng cao (dưới 60%), felspat (20-30%), và một số sản phẩm khác như đá phun trào mafic v.v... Hạt có độ chọn lọc, độ mài tròn kém.

Nói chung cát kết là loại đá trầm tích có độ chịu lực cao và có dạng nằm theo lớp dễ khai thác; thường được dùng làm vật liệu xây dựng.

Bột kết (siltstone hay aleurolit) là đá trầm tích có độ hạt 0,005mm – 0,1mm. Tính chất của bột kết và cát kết có nhiều điểm tương đồng, trong tự nhiên bột kết lại thường gặp xen kẽ với cát kết nên cũng hay bị nhầm là cát kết hạt mịn. Thành phần hạt của bột mịn thường đơn giản hơn. Ximăng của bột kết thường là sét và có khi hạt cũng nhiều sét, cùng với tính phân lớp mỏng và đi kèm với đá phiến sét nên đôi khi bột kết cũng bị nhầm với đá phiến sét.

Đá sét

Đá sét cũng có khi được liệt vào nhóm đá vụn, nhưng thực tế chúng có nhiều đặc điểm khác đá vụn. Các đá thuộc nhóm này rất phổ biến trong tự nhiên; chúng chiếm đến 50-60% khối lượng của đá trầm tích. Hạt của đá sét có kích thước chủ yếu nhỏ hơn 0,005mm. Bản thân đá sét gồm hai thành phần, ngoài khoáng vật sét, còn có những hạt khoáng vật thuộc thành phần thứ hai chưa bị phân hủy hóa học như felspat, thạch anh. Khoáng vật sét là sản phẩm của sự biến đổi hóa học các khoáng vật magma như felspat, mica. Chính do có hai thành phần đó mà đá sét có thể coi là trung gian giữa đá vụn và đá trầm tích hóa học.

Sét có tính chịu nhiệt cao, dẻo khi chứa nước, thể tích tăng tới 45% khi no nước, một số sét có khả năng hút màu – sét tẩy màu. Khi chịu tác dụng của áp suất và nhiệt độ cao, đá sét mất nước và bị gắn kết trở thành argilit (không dẻo, không hút nước).

Đá phiến sét do đá sét bị nén ép trong điều kiện nhiệt độ, áp suất cao nên phân lớp mỏng, các hạt dạng vảy của khoáng vật sét sắp xếp song song với bề mặt lớp.

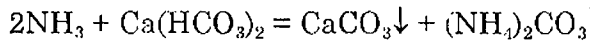
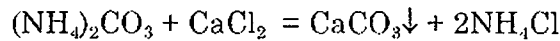
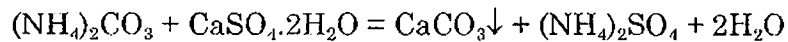
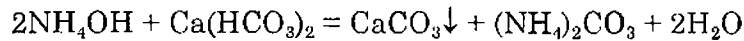
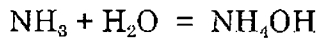
3.3.3. Nhóm các đá trầm tích hữu cơ. Sự thành tạo chúng

Nhóm này bao gồm các đá trầm tích nguồn gốc sinh vật. Sự thành tạo của chúng có sự tham gia trực tiếp của động vật và thực vật; hơn nữa đó còn là sản phẩm biến đổi của bản thân sinh chất do ảnh hưởng của ngoại lực và nội lực.

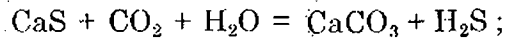
- **Đá vôi.** So với đá vôi nguồn gốc hóa học, đá vôi nguồn gốc sinh vật phổ biến hơn. Chúng là sản phẩm của hoạt động sinh vật hoặc do xác, vỏ, xương của chúng với calcit (CaCO_3) trong thành phần.

Thực vật có khả năng thu nhận CO_2 trong nước chứa $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ dẫn tới lắng đọng CaCO_3 ; theo phản ứng hóa học tạo tuf vôi: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$

Vi khuẩn khi bị phân hủy tạo nên NH_3 , H_2S v.v.. có tác dụng làm biến đổi dung dịch chứa $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ thành CaCO_3 kết tủa dạng vi hạt calcit:



Vi khuẩn còn khử sulfat: $\text{CaSO}_4 + 8\text{H} = \text{CaS} + 4\text{H}_2\text{O}$;



Như vậy, ngay trong quá trình hoá học tạo thành đá vôi, sự can thiệp của sinh vật cũng đóng vai trò rất quan trọng.

Đá vôi chưa bị biến đổi là sản phẩm tích đọng vỏ, xác sinh vật; tuy chủng loại sinh vật có mặt trong đó, người ta chia ra:

+ *Đá vôi ám tiêu* được thành tạo từ san hô, tảo vôi v.v.. là sinh vật cố định ở đáy biển; loại đá vôi này có dạng thấu kính, không phân lớp, độ hồng lớn.

+ *Đá vôi tàn tích sinh vật* tạo thành do vỏ sò, vỏ ốc v.v.. dưới tác dụng của sóng, dòng chảy, ít nhiều bị vỡ nát, mài tròn, rồi lắng đọng.

+ *Đá phấn do vỏ vi sinh vật* (Foraminifera, Coccolithofera) tạo nên, chúng có dạng vi hạt, gắn kết yếu, không phân lớp, tỷ trọng gần bằng 1.

Theo thời gian, những đá vôi chưa bị biến đổi này sẽ mất dần những dấu hiệu nguồn gốc (di tích sinh vật) của chúng dưới tác dụng của sự hòa tan, tái kết tinh v.v.. ở mức độ thấp, do khô cạn, do phong hóa, hoạt động kiến tạo, chúng bị nứt nẻ. Dọc theo các khe nứt, khi có nước đá vôi tái kết tinh thành tinh thể lớn, đá có dạng nứt nẻ lẫn với đá vôi vụn cơ học. Quá trình tiếp tục, khe nứt càng mở rộng, sự tái kết tinh phát triển, đá mất hẳn những dấu hiệu ban đầu.

Dưới tác dụng của nhiệt độ, áp suất cao trong hoạt động địa chất, *đá vôi bị hóa hạt*, tái kết tinh; những tinh thể calcit lớn thay thế dần các di tích sinh vật.

Ngoài ra, nhiều khi dưới tác dụng của nước, calcit của vỏ sinh vật bị dolomit $\text{Ca}, \text{Mg}(\text{CO}_3)_2$, hay silic (SiO_2) thay thế dưới dạng calcedon (khi $\text{pH} < 7$).

- *Đá silic (silicit)*. Ngoài thành phần chính là các khoáng vật của silic (opal, calcedon, thạch anh), đá này còn chứa carbonat, sét, than, bitum v.v.. Sinh vật tạo đá chủ yếu là Diatomeae (Khuê tảo hay tảo silic), Radiolaria, Hải miên v.v..

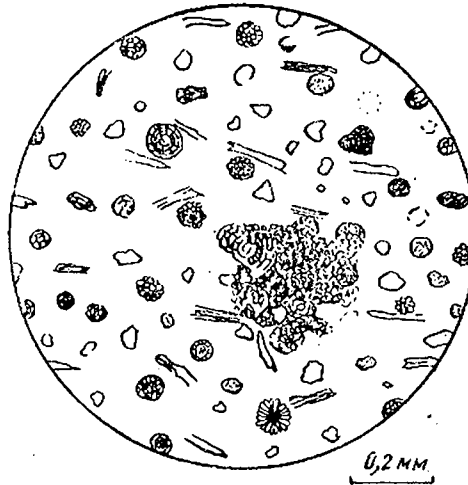
Silicit thường có cấu tạo khối đồng nhất, phân lớp, kết hạch, kiến trúc vô định hình, ần tinh, vi tinh thay thế, chứa tàn tích sinh vật. Tỷ trọng thay đổi 0,4 - 1,5. Tùy loại tạp chất, đá có thể màu trắng, phớt đỏ, phớt lục, xám đen, trong hoặc đục.

Diatomit có tỷ trọng 0,42-0,46, gồm những mảnh Diatomeae gắn kết yếu, 1cm^3 có thể chứa 3-6 triệu Diatomeae. Ngoài ra, đá còn chứa opal, sét, Hải miên, Radiolaria v.v... Diatomit không bền vững, theo thời gian sẽ bị phân hủy, được thay thế, biến thành những đá khác; càng biến đổi chúng càng chặt xít hơn, tỷ trọng tăng lên theo thứ tự: 1) *Trepen*

và *đản bạch* - giống như diatomit, chứa opal như khoáng vật chủ yếu, nhưng không còn kiến trúc sinh vật (đôi khi có thể gặp ít gai Hải miên, vỏ Radiolaria, sét, carbonat). 2) *Spongolit* chủ yếu gồm gai Hải miên, đôi khi rất giống ngọc bích.

Ngọc bích là đá silic phổ biến nhất, thành phần chính là SiO_2 (calcedon, thạch anh), chủ yếu có nguồn gốc hóa học. Màu sắc thay đổi do lẫn tạp chất - nâu đỏ do lẫn hydroxyt sắt, màu lục do lẫn chlorit, đen do than v.v.. Cấu tạo phân lớp song song, lượn sóng, dạng vết, dạng dải. Rất cứng và rắn chắc. Phổ biến ở những vùng nước biển có nồng độ SiO_2 cao, đặc biệt ở những vùng có núi lửa hoạt động dưới đáy nước.

. *Radiolarit* chủ yếu gồm vỏ Radiolaria, gần giống ngọc bích (Hình 3.7).



Hình 3.7. Radiolarit (nicon X 50)

- Than đá

Than đá là một trong những đá trầm tích nguồn gốc sinh vật, có thể cháy với nhiệt lượng cao. Cùng với những đá sinh vật cháy khác, than đá là một sản phẩm đặc biệt mà bản thân sinh vật (thực vật) vừa là đối tượng bị phân hủy, vừa là tác nhân (vi sinh vật) gây phân hủy dưới ảnh hưởng kết hợp của nước, của không khí và trước hết là của năng lượng Mặt Trời. Không phải ngẫu nhiên mà Svetsov (năm 1968) đã coi đá cháy là thuộc nhóm có nguồn gốc quang hợp, gồm đá phiến cháy và than (than bùn thối và than mùn cây), dầu mỏ và khí đốt.

Than đá là sản phẩm do than bùn biến đổi sâu trong điều kiện có sự tương tác của nhiệt độ cao và áp suất cao. Than mùn cây, than bùn¹ thành tạo trong điều kiện đầm lầy vùng ven biển hay lục địa và mang di tích sinh vật nước mặn hay nước ngọt. Môi trường đầm lầy có thể có những đặc điểm khác nhau về sinh hóa, thủy hóa.

Ở đầm lầy nước dầy, lặn, môi trường khử với tác động của sinh vật kỵ khí, thực vật sẽ biến thành keo vitrinit (sản phẩm chính của than mùn cây), một loại than ánh,

¹ Than bùn là các loại đá sinh vật cháy cho nhiệt lượng cao, than mùn cây và than bùn khá phổ biến và có ý nghĩa kinh tế. Đá phiến cháy và than bùn thối sinh ra chủ yếu từ thực vật bậc thấp và sinh vật trôi nổi. Hàm lượng vật chất hữu cơ thấp, không dùng làm nhiên liệu đốt ngay, mà thường qua chưng cất để lấy khí, dầu mỏ v.v..

đồng nhất, giòn, vết vỡ nhẵn vỏ sò. Dưới tác dụng của nhiệt nó có thể chuyển thành trạng thái dẻo có khả năng kết dính; đó là quá trình keo hóa. Do thiếu nước, thuận lợi cho oxy hóa với loạt vi khuẩn ưa khí, thực vật chuyển hóa thành fusinit ánh tơ, nhẹ, xốp, nhiệt lượng cao; đó là quá trình fusain hóa. Trong trường hợp đầm lầy có dòng chảy, những hợp phần thực vật kém bền vững bị dòng nước rửa lũa cuốn đi, để lại những sản phẩm khó phá huỷ của thực vật như chất sừng, bào tử, phấn hoa v.v., đây là quá trình cutin hóa. Sự thành tạo than trải qua hai giai đoạn:

+ *Giai đoạn thành tạo than bùn* xảy ra ở môi trường đầm lầy, trong khoảng thời gian kéo dài hàng ngàn năm.

+ *Giai đoạn hóa than*, chuyển biến từ than bùn thành than màu nâu → than đá → antraxit, đôi khi tới graphit. Giai đoạn này kéo dài hàng chục triệu năm trong lòng đất, dưới sự tương tác của nhiệt độ và áp suất cao. Đây là giai đoạn biến chất mạnh mẽ về mặt hóa lý v.v.. làm cho vật chất than thay đổi sâu sắc: giảm độ ẩm, giảm chất bốc, tăng tỷ trọng, tăng độ cứng và nhất là tăng hàm lượng carbon.

Nếu than bùn chưa biến đổi nhiều, còn lưu giữ di tích thực vật, hàm lượng carbon chưa cao (<60%) thì than nâu, sản phẩm trung gian giữa than bùn và than đá, chứa carbon có thể đạt 75%, màu nâu đen, rắn hơn. Sản phẩm của quá trình hóa than là than đá; nó chứa tới 90% carbon, màu đen, tỷ trọng cao.

- *Dầu mỏ và khí đốt*

Dầu mỏ và khí đốt là những đá cháy nguồn gốc sinh vật ở dạng lỏng và khí. Dầu và khí đốt liên quan chủ yếu với các đá trầm tích. Cát và cát kết, sau đến đá vôi, cuội kết, dăm kết v.v.. có nhiều lỗ hổng và khe nứt, đều có thể là những *đá chứa dầu*. Nhờ có độ rỗng cao, các đá chứa dầu có thể trở thành những *kết chứa dầu và khí*; kết bao gồm một hay nhiều lớp đá chứa dầu nằm cạnh nhau trong mặt cắt với màn chắn dầu ở phía trên và lớp không thấm nước lót dưới. *Bẫy dầu khí*, một phần của kết, là nơi có thể xác lập sự cân bằng giữa dầu, khí và nước dưới tác dụng của trọng lực. *Vĩa dầu khí* là một phần của bẫy, được coi như tích tụ cơ sở của dầu mỏ và khí đốt.

Thành phần hóa học cơ bản của dầu khí là hydrocarbur với C: 83-87%; H: 11-14%; S: 0,5-5%; N: 0,1-1%. Hydrocarbur có ba nhóm:

Metan C_nH_{2n+2} (parafin); *Napten* C_nH_{2n} ; *Hydrocarbur thơm* C_nH_{2n-6} .

Về tính chất vật lý, dầu mỏ có màu khác nhau từ vàng sáng, vàng ánh, đến lục tối, đỏ sẫm và cuối cùng là màu đen, trường hợp ngoại lệ cũng có thể không màu. Tỷ trọng thay đổi tùy nhóm hydrocarbur: 0,77-0,82 – hydrocarbur nhóm parafin; 0,82-0,87 – hydrocarbur nhóm napta; 0,87- 0,90 – hydrocarbur thơm.

Nhiệt lượng của dầu mỏ phụ thuộc hàm lượng hydrocarbur nhẹ (nhóm parafin); đốt 1kg dầu mỏ thì nhiệt lượng thu được 40000-46000KJ.

Khi chiếu tia cực tím thì dầu nhẹ phát quang màu xanh da trời, dầu nặng cho màu nâu. Độ nhớt thay đổi theo tỷ trọng và lượng khí hoà tan. Dầu nặng có độ nhớt cao, khi chứa nhiều khí thì độ nhớt giảm. Tùy theo thành phần, nhiệt độ và áp suất, 1

tấn dầu có thể hòa tan 40 - 420m³ khí. Khi áp suất tăng, lượng khí hòa tan vào dầu càng lớn, nhưng nếu áp suất tăng đến một giới hạn nhất định thì dầu lại hoá thành các vỉa khí ngưng tụ.

Nhiệt độ sôi thay đổi theo thành phần loại hydrocarbur trong dầu mỏ; điều này được áp dụng trong chưng cất của công nghiệp hóa dầu. Khí đốt có 3 loại: khí bùn, khí mỏ và khí đốt thực thụ. Khí đốt thực thụ chủ yếu gồm metan (97-99%), ngoài ra còn chứa CO₂, N, H₂S, khí trơ; tỷ trọng so với không khí khoảng 0,675.

Khí đốt thường đi kèm dầu trong các mỏ, trừ những mỏ nằm gần mặt đất. Trong phần lớn trường hợp khí đốt ở trạng thái phân tán hoặc tụ tập ở phần trên của vỉa. Cũng có những mỏ khí độc lập.

Nguồn gốc dầu mỏ và khí đốt

Đã có nhiều giả thuyết về nguồn gốc của dầu khí, như nguồn gốc hữu cơ, nguồn gốc vô cơ (Mendeleev), nguồn gốc magma, nguồn gốc vũ trụ. Hiện nay giả thuyết về nguồn gốc hữu cơ của dầu khí được chấp nhận rộng rãi.

Nguồn hữu cơ bao gồm cả động vật và thực vật, mà chủ yếu là sinh vật trôi nổi sống trong lớp trên mặt nước, dày đến 5mm, giàu chất khoáng như ở vùng thềm lục địa gần cửa sông. Người ta tính ra cứ 1m² mặt biển thềm lục địa tích tụ được 1-2,5kg/năm vật liệu hữu cơ khô. Xét về điều kiện tích tụ và bảo tồn vật liệu hữu cơ thì vùng thềm lục địa và cửa sông với độ sâu không lớn, trầm tích hạt mịn ở đáy và môi trường khử nên có khả năng sinh dầu lớn nhất.

Từ đá sinh dầu, dầu mỏ di chuyển sang đá chứa dầu có thể do áp lực thủy tĩnh, do hoạt động của nước hoặc của khe nứt kiến tạo.

Giả thuyết hữu cơ về nguồn gốc của dầu mỏ có những minh chứng sau đây.

Về sinh địa hóa

- Thành phần hóa học của dầu với các nguyên tố C, H, O, N, S, P cũng là thành phần chính của sinh vật.

- Thành phần đồng vị: tỷ lệ hàm lượng ¹²C/¹³C trong dầu và trong vật chất hữu cơ tương tự nhau. Tỷ lệ hàm lượng ³²S/³⁴S trong dầu và trong sulfat của các đá cùng tuổi biến đổi tương tự nhau.

- Hoạt tính quang học (quay mặt phân cực) của dầu do có chứa hợp chất cholesterol; trong nhiễm sắc thể của tế bào sinh vật cũng chứa chất này.

- Trong thực nghiệm, đã tổng hợp được dầu từ hợp chất hữu cơ.

Về địa chất

- Đa số các mỏ dầu khí nằm trong đá trầm tích.

- Trong vùng chứa dầu khí đã phát hiện các thấu kính cát kết chứa dầu nằm lọt hoàn toàn trong đá không thấm.

- Trong trầm tích hiện đại người ta đã quan sát được vật chất hữu cơ biến đổi theo hướng tạo dầu.

3.3.4. Nhóm các đá trầm tích hóa học và sự thành tạo của chúng

Các đá trầm tích hoá học ít phổ biến hơn đá trầm tích sinh vật, nhưng lại liên quan nhiều đến khoáng sản. Sự thành tạo của chúng phần lớn phụ thuộc vào đặc tính hoá học, nhất là độ hoà tan.

- *Laterit*

Laterit nằm trong trầm tích trẻ và là sản phẩm của các đá giàu alumosilicat bị phá huỷ bằng phong hoá hoá học ở điều kiện nhiệt đới hay cận nhiệt đới. Mùa mưa nước thấm qua khe hở thâm nhập vào đá, phá huỷ khoáng vật; những nguyên tố kiềm, kiềm đất (Na, K, Ca v.v..) hoà tan trước tạo môi trường kiềm. Trong điều kiện đó, oxyt silic được mang đi khỏi đá gốc, còn oxyt nhôm, sắt không hoà tan được tập trung lại. Mùa khô, đá nứt nẻ tiếp, mở đường mới cho phong hoá hoá học của mùa mưa sau. Sự thay đổi của khí hậu theo chu kỳ làm cho sự phá huỷ (cơ học và hoá học) xảy ra mạnh mẽ, có thể đạt độ sâu hàng trăm mét.

Địa hình thuận lợi cho tạo laterit là vùng đồi núi thoải. Địa hình bị phân cắt mạnh sẽ tạo dòng nước tốc độ lớn cuốn đi hết những sản phẩm phong hoá. Trong điều kiện địa hình bằng phẳng silic và kiềm cũng nằm lại.

Laterit thường có màu nâu, đỏ, vàng; cấu tạo hạt đậu, pisolit, kết hạch, rỗng dạng tổ ong, rắn chắc không thấm nước (đá ong). Bề dày của đới laterit thường từ 100 mét đến 250 mét. Thành phần: Fe_2O_3 thường là 50-60%, SiO_2 hơn 20%, Al_2O_3 đạt cao nhất là 16%. Trên lãnh thổ Việt Nam laterit phát triển ở trung du như Nghệ An (Quỳ Châu), Thanh Hoá (Cẩm Thủy), Vĩnh Phúc, Hà Tây, Lai Châu (Điện Biên) v.v..

- *Bauxit*. Bauxit là quặng nhôm có giá trị công nghiệp, hàm lượng nhôm của bauxit gấp ba lần của laterit, còn oxyt sắt, silic lại chỉ bằng một nửa. Điều kiện thành tạo của chúng càng khác nhau; nếu như laterit chủ yếu là tàn dư của vỏ phong hoá hoá học hiện đại thì bauxit thành tạo trong những điều kiện khác nhau.

Một giả thiết phổ biến (Malievkin, 1937) cho rằng bauxit là sản phẩm tái kết tinh của vỏ phong hoá laterit, oxyt nhôm tự do được tái trầm tích có thể ở dạng hạt hoặc huyền phù, cũng có thể bằng dung dịch keo. Một số tác giả khác (Arkhangelski, 1927) lại cho rằng do năng lượng phong hoá, oxyt nhôm có thể tách khỏi khoáng vật alumosilicat, sau đó được vận chuyển dưới dạng dung dịch thật và keo (do độ hoà tan thấp) theo dòng nước rồi lắng đọng tại bồn địa. Bauxit cũng được thành tạo do đá vôi chứa oxyt nhôm bị hoà tan (theo thuyết Terra Rosa). Bauxit có thể liên quan tới hoạt động núi lửa ở đáy biển làm cho nước biển trở nên giàu oxyt nhôm và được lắng đọng bằng con đường hoá học (thuyết trầm tích phun trào).

Như vậy, sự thành tạo bauxit dù là tàn tích của vỏ phong hoá hay là trầm tích ở hồ hoặc biển, đều cần có những điều kiện sau (Svetsov, 1948):

a) Có oxyt nhôm tự do

- Oxyt silic phải được mang đi, để oxyt nhôm ở lại tập trung thành bauxit tàn tích (giống laterit). Nếu oxyt silic lắng đọng lại oxyt nhôm phải được tải đi bằng một lượng lớn axit sulfuric.

- Đá gốc phải giàu khoáng vật nhôm và trong môi trường dễ bị phân huỷ.

b) Độ pH < 4, hoặc pH = 7 nếu môi trường giàu axit hữu cơ.

c) Hàm lượng oxyt silic lắng đọng cùng với oxyt nhôm không vượt quá giới hạn nào đó; nếu không như vậy thì khoáng vật sét sẽ phát sinh thay vì bauxit.

Ở Việt Nam có cả hai loại bauxit; loại tàn tích vỏ phong hoá gặp ở Miền Nam (Tây Nguyên), loại trầm tích phổ biến ở Miền Bắc (Hà Giang, Cao Bằng, Lạng Sơn, Nghệ An). Cấu tạo thường gặp là dạng hạt đậu, trứng cá, dạng cuội kết, dăm kết.

- Đá trầm tích mangan ,

So với trầm tích sắt, trầm tích mangan ít gặp hơn nhưng rất giống nó về điều kiện thành tạo, về nguồn gốc và sự phân bố. Oxyt mangan là quặng mangan chủ yếu, có lẽ phát sinh từ sự phân huỷ các khoáng vật nguyên sinh như silicat mangan. Quặng này có màu sẫm đen, vết vỡ dạng đất, cấu tạo kết hạch, trứng cá, pisolit. Quặng carbonat mangan thường xám nhạt, phớt hồng; phân lớp mỏng rất giống đá vôi, tỷ trọng lớn. Ngoài khoáng vật của mangan, đá trầm tích mangan còn chứa sét, sắt, oxyt silic, carbonat v.v.. và di tích sinh vật (gai hải miên, trùng tia v.v.).

Các đá kết tinh giàu mangan bị phong hoá hoá học phá huỷ mà mangan được giải phóng, di chuyển dưới dạng dung dịch thật hoặc dung dịch keo, sau đó phân ly ở giá trị pH = 8,5-8,8 với sự can thiệp của sinh vật.

Đá trầm tích mangan có hai nguồn gốc. 1) Tàn tích – sản phẩm của phong hoá hoá học đối với các đá chứa nhiều mangan ở điều kiện nóng ẩm, địa hình ít dốc, 2) Trầm tích.

. Trong điều kiện hồ, đầm lầy thành phần thường là oxyt hay hydroxyt mangan lẫn nhiều sắt, thường cấu tạo lớp hoặc thấu kính mỏng, diện tích không lớn lắm.

. Trong môi trường biển nước lạnh, thân quặng được thành tạo có dạng vữa, bề dày ổn định và nằm trong vùng trầm tích silic, silic-sét. Trong đới sóng vỗ và có dòng chảy, thân quặng có dạng thấu kính, lẫn vụn cơ học. Thành phần oxyt và hydroxyt đặc trưng cho môi trường oxy hóa gần bờ; còn carbonat – môi trường khử.

Đá trầm tích mangan Cao Bằng chứa 35-40% Mn; ở Nghệ An đá chỉ có hàm lượng mangan 10% đến 15%.

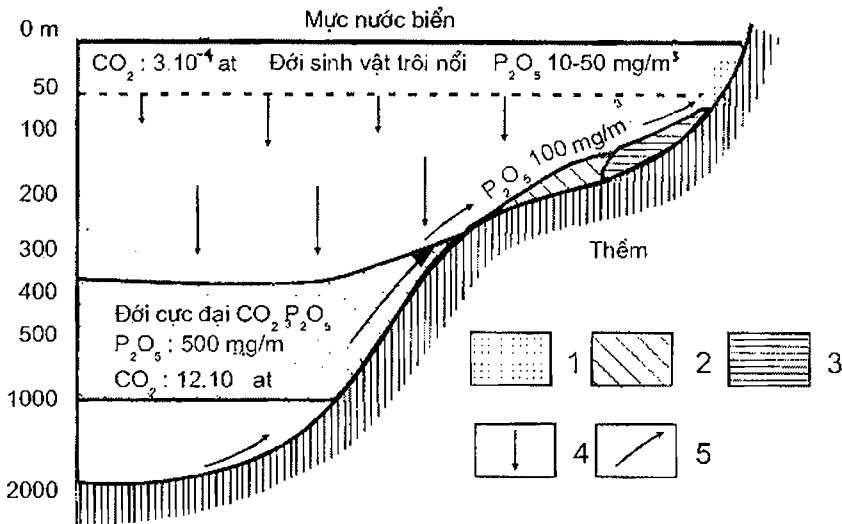
- Phosphorit

Thuật ngữ phosphorit lúc đầu (Kierwan, 1794) dùng để chỉ apatit ẩn tinh, về sau được coi là một loại đá trầm tích chứa 15 - 40% P₂O₅. Về thành phần khoáng vật, phosphorit gồm hydroxylapatit – Ca₅(PO₄)₃OH, carbonapatit – Ca₁₀(PO₄)₆CO₃, cuazit – Ca₈(PO₄)₄(CO₃)₄Fe₂, colofanit – mCaO.nP₂O₅.pH₂O v.v..

Khoáng vật hỗn hợp thường gặp trong đá này gồm silic, glauconit, sét v.v.. Ngoài ra còn có các mảnh vụn cơ học, các di tích hữu cơ v.v..

Phosphorit thường có màu xám trắng, phốt lục, cấu tạo phân lớp, kết hạch, trứng cá, giả trứng cá, spherolit, có khi giống cát kết, sét kết, cuội kết. Căn cứ vào sự biến thiên hàm lượng P_2O_5 trong nước biển theo độ sâu, Kazacov (1937) đã đưa ra sơ đồ giải thích sự thành tạo của phosphorit (Hình 3.8).

Trên bề mặt, hàm lượng P_2O_5 rất thấp ($5-10\text{mg/m}^3$), càng xuống sâu càng tăng do sinh vật trôi nổi bị chết phân hủy tạo ra. Ở độ sâu khoảng 500m hàm lượng P_2O_5 có thể đạt 300mg/m^3 . Nhưng ở độ sâu này, với áp suất cao (có thể tới $12,1 \times 10^{-4}\text{at}$) CO_2 lại ngăn cản quá trình trầm tích phosphorit.



Hình 3.8. Sơ đồ thành tạo trầm tích phosphorit (Kazakov A.V. 1937)

1. Trầm tích cát ven bờ; 2. Phosphorit; 3. Đá vôi; 4. Xác sinh vật lắng đọng; 5. Hướng dòng nước.

Nếu gặp dòng nước dâng, P_2O_5 sẽ được tải lên phía trên, thoát khỏi vùng áp suất CO_2 , thuận lợi cho sự lắng đọng của phosphorit. Điều kiện như vậy tương ứng với độ sâu 50m đến 100m và môi trường kiềm yếu (miền thêm lục địa); phosphorit sẽ lắng đọng sau trầm tích carbonat. Do thêm biển rộng, thoải nên trầm tích phosphorit trải rộng, độ dày nhỏ, đá tồn tại ở dạng kết hạch, đi kèm với trầm tích cát, glauconit. Ở thêm biển hẹp, phosphorit thường tạo trầm tích dạng vĩa, độ dày lớn, đi đôi với trầm tích carbonat.

Mỏ phosphorit ở Lào Cai thuộc kiểu trầm tích biến chất, các thân quặng thường có dạng vĩa, thấu kính, nằm trong trầm tích carbonat-sét.

- Trầm tích muối

Muối được thành tạo do kết tinh từ dung dịch thật, kết quả của sự bốc hơi của dung môi nên đây là trầm tích hóa học đơn thuần. Cùng với sự bốc hơi của dung môi, nồng độ của dung dịch gia tăng, khi nồng độ đạt đến độ bão hòa thì muối sẽ kết tinh.

Độ bão hòa của một muối phụ thuộc vào độ hòa tan của nó trong dung môi (ở nhiệt độ và áp suất nhất định, độ hòa tan của một chất trong một dung môi xác định là không đổi và là giá trị đặc trưng của chất đó).

Trong tự nhiên có hai loại trầm tích muối phổ biến:

a. **Sulfat**, quan trọng nhất là các sulfat calci.

- **Anhydrit** (CaSO_4) thường có dạng lớp, thấu kính; màu trắng, phớt hồng lục. Cấu tạo phân lớp kiến trúc hạt. Trên mặt đất, anhydrit thường bị hydrat hóa và trở thành thạch cao: $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Quá trình này kèm theo sự tăng thể tích tới 6 lần và làm thay đổi cả kiến trúc. Anhydrit thường xen kẽ với các trầm tích muối chlorur, sét, carbonat.

- **Thạch cao** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) có màu trắng, xám, vàng, hồng. Cấu tạo của thạch cao thường là phân lớp, kiến trúc hạt kết tinh hoặc dạng sợi. Ở độ sâu khoảng 100-200m, thạch cao mất nước chuyển thành anhydrit.

b. **Chlorur** phổ biến và có ý nghĩa nhất là halit, carnalit và silvinit.

- **Halit** còn gọi là muối mỏ. Trong thành phần khoáng vật halit (NaCl) còn có oxyt sắt, anhydrit, vụn cơ học. Halit thường không màu, phớt xám, phớt đỏ hoặc phớt xanh tùy thành phần tạp chất, hay bao thể (lông, hơi). Kiến trúc hạt kết tinh, tự hình; thường cấu tạo phân lớp.

- **Carnalit** gồm chủ yếu là khoáng vật carnalit ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) (50-80%) và halit. Ngoài ra có thể lẫn anhydrit, vật chất sét. Carnalit thường có màu đỏ, da cam, có vị mặn, dễ hút ẩm và trương phồng mạnh.

- **Silvinit** chủ yếu gồm khoáng vật silvin (KCl). Màu trắng sữa, nâu, nâu đỏ; cấu tạo phân lớp mỏng xen kẽ giữa các lớp halit, anhydrit. Vị mặn chát và dễ hút ẩm.

Điều kiện cần thiết cho sự thành tạo trầm tích muối:

- Lượng bốc hơi của nước lớn hơn lượng nước mang đến, khí hậu khô nóng, thường nằm trong đới giữa 10 vĩ độ bắc và 55 vĩ độ nam.

- Bồn địa nơi muối kết tủa phải khép kín, cách biệt với biển.

- Kiến tạo vùng trầm tích muối phải ổn định.

Bằng thực nghiệm với nước biển, Uzilio (1927) đã chứng thấy cùng với sự bốc hơi của nước thì oxyt sắt là chất kết tủa sớm nhất; kế đến, khi thể tích của nước biển giảm một nửa sẽ đến lượt carbonat lắng đọng, sau đó là sulfat calci. Các muối chlorur (có độ hòa tan lớn nhất) chỉ bắt đầu kết tinh khi thể tích dung dịch còn 1/10.

Trường hợp đặc biệt như hồ Xam Kho (Ấn Độ), cách biển 400km, diện tích 5700km², tiếp nhận hàng năm tới 3000 tấn muối do gió tải từ biển vào.

3.3.5. Quá trình thành tạo đá trầm tích

Đá trầm tích được thành tạo trong quá trình dài lâu, dưới những tác dụng phức tạp của những yếu tố vật lý, hóa học, sinh học. Sự phát sinh, phát triển đá trầm tích trải qua các giai đoạn sau đây:

- Giai đoạn hình thành vật liệu trầm tích, vận chuyển và lắng đọng chúng.

- Giai đoạn thành đá - vật liệu trầm tích biến thành đá. Bị biến chất sớm (dưới tác dụng của áp suất và nhiệt độ) ở mức độ mạnh nha, đá trầm tích vẫn bảo toàn được những dấu vết riêng.

- *Quá trình hình thành vật liệu, vận chuyển và lắng đọng*

+ *Hoạt động phong hóa*

Phong hóa là quá trình phá hủy đá trên mặt đất do tác động của không khí, nước, nhiệt độ, sinh vật. Theo bản chất của các tác nhân ta có phong hóa vật lý (cơ học), phong hóa hóa học và phong hóa sinh học.

Phong hóa vật lý là sự phá hủy đá gốc, làm cho nó bị nứt vỡ thành từng mảnh kích thước khác nhau, dưới tác dụng của sự thay đổi nhiệt độ và của hoạt động sinh vật, của nước (sóng, dòng chảy v.v..) và của không khí (gió). Ngoài ra, tác nhân băng hà rất nổi bật ở vùng cực và núi cao.

Phong hóa hóa học bao gồm tác dụng hòa tan, hydrat hóa, oxy hóa, carbonat hóa, trong đó nước, O_2 , CO_2 , axit hữu cơ v.v.. đóng vai trò rất quan trọng. Nước hòa tan các tầng muối, thạch cao, đá vôi v.v.. gây hydrat hóa kéo theo sự tăng thể tích các khoáng vật. Nước còn thủy phân các khoáng, chẳng hạn feldpat biến thành caolinit ở pH < 7, thành montmorillonit ở pH > 7.

Oxy chiếm 21% khí quyển, 30-35% lượng khí trong nước, oxy cũng có trong đá ở một độ sâu nhất định. Oxy hóa là tác nhân rất quan trọng, ví dụ: $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ làm biến màu của đá. *Dioxyt carbon* (CO_2) chủ yếu có nguồn gốc từ hoạt động của sinh vật, của núi lửa v.v.. . Hàm lượng dioxyt carbon trong nước gấp hàng trăm lần trong không khí, kết hợp với nước dioxyt carbon có vai trò đẩy mạnh sự hòa tan, carbonat hóa. *Axit humic* là sản phẩm của sự phân hủy các di vật hữu cơ, cũng gây phá hủy các silicat và alumosilicat, làm tăng độ di chuyển của chất keo, của nhôm và sắt.

Những sản phẩm phong hóa sẽ bị di chuyển một phần ra khỏi khu vực đá gốc bị phá hủy, phần còn lại tập trung tại chỗ tạo thành vỏ phong hóa (xem chương 8).

+ *Vận chuyển và lắng đọng trầm tích*

* *Vận chuyển và lắng đọng vụn cơ học*

. Ở vùng núi do địa hình dốc nên vào mùa mưa lũ sự vận chuyển mạnh mẽ, nhưng vật liệu không di chuyển xa, không được mài tròn, kích thước không đều (cuội, sỏi lẫn cát, sét), không phân lớp. Thành phần khoáng không khác so với đá gốc. Trong khi di chuyển theo dòng các mảnh vụn tiếp tục bị phá hủy, mài tròn, chọn lọc. Càng xuống hạ lưu, tính chọn lọc, độ mài tròn càng tăng; thành phần hạt trở nên đơn khoáng, độ hạt nhỏ đều (cát, bột, sét). Sự lắng đọng cũng xảy ra trong quá trình vận chuyển, tùy tương quan giữa tốc độ dòng và trọng lượng của hạt vụn.

. Trong bồn nước (biển, hồ, v.v..) sự vận chuyển xảy ra nhờ dòng đối lưu, thủy triều v.v.. vật liệu cát, bột, sét là chủ yếu thì vận chuyển theo phương thức cân bằng. Dưới tác dụng

của sóng chúng lại tiếp tục bị mài tròn và chọn lọc theo kích thước và tỷ trọng. Kết quả là ở vùng ven bờ lắng đọng hạt thô (cát) còn xa bờ là hạt mịn (bột, sét).

Tốc độ lắng đọng vật liệu trong môi trường nước yên tĩnh phụ thuộc vào kích thước, tỷ trọng và hình dáng của hạt. Dưới đây là công thức Stock áp dụng cho sự lắng

đọng của cát, bột:
$$V = \frac{2}{9} gr^2 \frac{d_1 - d}{\mu}$$

(V: tốc độ lắng đọng; d_1 : tỷ trọng của mảnh hạt ; d : tỷ trọng của nước ; μ : độ nhớt của nước; r : bán kính của mảnh vụn ; g : gia tốc trọng trường).

* Vận chuyển và lắng đọng từ dung dịch keo

Do phong hóa hóa học, một số lớn nguyên tố hóa học (Si, Fe, Al, Mn, V v.v.), vật chất hữu cơ, khoáng vật sét v.v.. chuyển vào nước dưới dạng keo. Các dung dịch keo này di chuyển theo dòng nước và keo lắng đọng ở cửa sông, ven biển hoặc ở xa bờ cùng với sét. Hệ thống keo có đặc tính sau:

- Kích thước hạt keo (1-100 μ) ở vị trí trung gian giữa hạt mịn và ion (trong dung dịch thật).
- Độ khuyếch tán của dung dịch keo nhỏ hơn của dung dịch thật.
- Các hạt keo luôn ở trạng thái lơ lửng, khó lắng đọng.
- Dung dịch keo chỉ ở nồng độ nhất định, quá giới hạn ấy hạt keo sẽ lắng đọng.
- Các hạt keo đều mang điện tích. Keo $Al(OH)_3$, $CaCO_3$ v.v.. mang điện dương; SiO_2 ; $Mn(OH)_2$, sét, hữu cơ v.v.. mang điện âm.

Sự lắng đọng xảy ra cùng với sự ngưng keo. Từ trong lục địa keo ở trạng thái phân tán bị cuốn ra cửa sông ven biển, gặp nước biển với nồng độ muối cao, keo sẽ ngưng kết mạnh mẽ. Tại đây, nước biển đóng vai trò của chất điện phân, gặp dung dịch keo nó có tác dụng trung hòa điện tích các hạt keo. Trong điều kiện tác động của sóng mạnh hay dòng chảy thì dung dịch keo sẽ lắng đọng gần bờ. Những hạt keo tích điện trái dấu (hỗn hợp keo) sẽ kết hợp, ngưng kết, ví dụ như keo nhôm (+) kết hợp với keo sét (-) tạo bauxit.

* Vận chuyển và lắng đọng từ dung dịch thật

Trong tự nhiên, các muối chlorur, sulfat của kim loại kiềm hay kiềm đất thường vận chuyển dưới dạng dung dịch thật. Sự lắng đọng từ dung dịch thật xảy ra khi nồng độ đạt hoặc vượt độ hòa tan của muối. Độ hòa tan của một chất phụ thuộc vào áp suất, nhiệt độ và các đặc điểm hóa lý (pH, Eh v.v..) của môi trường, những yếu tố này lại liên quan lẫn nhau. Ví dụ sự thay đổi hàm lượng CO_2 tự do của dung dịch sẽ làm thay đổi độ pH, Eh của môi trường; nồng độ CO_2 lại cũng bị nhiệt độ của môi trường chi phối.

- Quá trình thành đá

Sau khi lắng đọng, vật liệu trầm tích chịu tác dụng của nhiều tác nhân hóa học, sinh học. Trong quá trình thành đá xảy ra các tác dụng nén ép, mất nước, gắn kết, tái

kết tinh. Tác dụng thành đá của vật liệu trầm tích xảy ra từ khi nó bắt đầu bị phủ và nhấn chìm cho tới khi đạt đến chiều sâu hàng trăm mét. Strakhov (1954) đã chia quá trình thành đá ở các trầm tích biển hiện đại thành 4 giai đoạn.

Giai đoạn một, trầm tích nằm trong đới oxy hóa hoặc trung tính, có sự hoạt động tích cực của thế giới sinh vật. Các phản ứng hóa học dẫn tới thành tạo kết hạch và các khoáng vật đóng vai trò xi măng để gắn kết vụn cơ học. Ở đới ven bờ thường sinh ra kết hạch oxyt sắt-mangan, xa bờ là glauconit, phosphorit.

Giai đoạn hai, khi trầm tích bị phủ hàng chục mét thì tác dụng khử thay cho oxy hóa, các khí H_2S , CH_4 , NH_3 v.v.. nhiều lên, giảm hoạt động của sinh vật, nhất là vi khuẩn. Xuất hiện một số khoáng vật điển hình cho điều kiện khử như silicat sắt; carbonat sắt, magnesi, calci, mangan, sulfur sắt v.v..

Giai đoạn ba, thành phần khoáng vật trong đá trầm tích được phân bố lại do xảy ra sự tái kết tinh vì điều kiện hóa lý thay đổi, như mất khí, nhất là CO_2 .

Giai đoạn bốn, diễn ra sự chặt xít trầm tích và biến đổi thành đá. Đồng thời, sự tái kết tinh xảy ra cùng với quá trình hydrat hóa.

Tùy theo đặc điểm về thành phần, độ hạt của trầm tích, điều kiện địa lý tự nhiên, tác dụng sinh vật, chế độ địa kiến tạo mà quá trình thành đá có tốc độ và cường độ khác nhau. Quá trình thành đá của trầm tích sét diễn biến nhanh hơn vì sét là loại dễ biến đổi, độ hạt nhỏ, chứa nhiều nước; nhiều vật liệu hữu cơ, nhất là vi khuẩn.

3.4. ĐÁ BIẾN CHẤT

3.4.1. Những khái niệm chung

- Định nghĩa

Biến chất là tổng hợp những chuyển hóa và phản ứng xảy ra đối với một loại đá (vốn trạng thái rắn) khi gặp những điều kiện nhiệt độ và áp suất khác với lúc nó phát sinh. Các đá biến chất là đá bị biến đổi từ các đá trầm tích, đá magma.

Quá trình biến chất đá trầm tích bắt đầu ngay từ khi những điều kiện nhiệt độ và áp suất khác đi so với những điều kiện khi thành đá. Thông thường sự thành đá (diagenesis) xưa nay được coi là tập hợp những quá trình biến chất làm chuyển hóa (gắn kết và đông rắn) các sản phẩm trầm tích thành một thứ đá bền chắc. Khi áp suất và nhiệt độ tăng đủ, mọi loại đá đều nóng chảy – magma granit ra đời sớm sẽ kết hợp với các khoáng vật sót; những khoáng vật ấy sẽ bị biến chất ngay ở trạng thái rắn và cũng sẽ nóng chảy khi áp suất và nhiệt độ tăng. Như thế, đường cong xuất hiện magma granit phân cách dung thể khối vùng biến chất (Hình 3.9).

- Các yếu tố biến chất

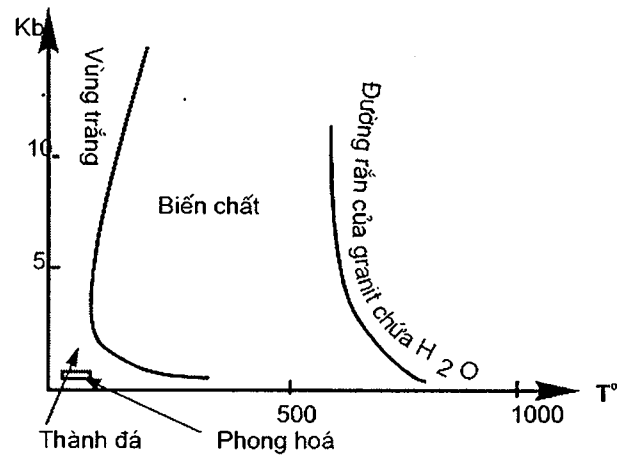
* *Sự tăng nhiệt độ do đá bị chìm ở những độ sâu khác nhau của vỏ Trái Đất.* Cùng với sự tích tụ vụn cơ học, đá trầm tích, đá núi lửa v.v... bị một khối lượng đá phủ

ngày càng lớn và sẽ bị nhấn chìm sâu vào vùng nhiệt độ cao của vỏ Trái Đất. Càng xuống sâu nhiệt độ càng tăng theo gradien địa nhiệt. Nói chung, cứ xuống sâu 30m thì nhiệt độ tăng khoảng 1°C , người ta biết có vùng giá trị đạt $1^{\circ}\text{C}/10\text{m}$. Khi một lớp đá trầm tích nằm ở độ sâu 4000m tại một vùng với gradien địa nhiệt cao ($50^{\circ}\text{C}/\text{km}$ chẳng hạn) thì nó có thể phải chịu một nhiệt độ 200°C .

* *Sự tăng nhiệt độ do các khối đá dịch chuyển.* Hai khối đá dịch chuyển ngược chiều, va chạm nhau sẽ phát sinh nhiệt và khuếch tán ra vùng kế cận.

* *Sự tăng áp suất do đá bị vùi lấp.* Một lớp đá nằm trong lòng đất chịu một tải trọng từ phía trên. Tải trọng đồng đều ấy gọi là *áp suất thuỷ tĩnh*.

* Sự tăng áp suất liên quan với hoạt động kiến tạo. Bỏ trợ cho áp suất thạch tinh còn có ứng lực hướng ngang (áp suất kiến tạo) gây ra biến dạng ở mọi thang độ.



Hình 3.9. Biểu đồ áp suất và nhiệt độ (P - T) của quá trình biến chất tách biệt (về phía trái) với quá trình phong hoá và thành đá, với quá trình granit hoá (về phía phải). (Dercourt J. & Paquet J. 1979)

3.4.2. Kiến trúc, cấu tạo, tướng của đá biến chất. Cách gọi tên đá

- *Kiến trúc.* Đá biến chất có ba kiểu kiến trúc được gọi tên là kiến trúc sót, kiến trúc cà nát và kiến trúc biến tinh.

Kiến trúc sót là kiến trúc còn giữ những đặc điểm kiến trúc của đá nguyên thủy.

Kiến trúc cà nát được thành tạo khi đá chịu tác dụng đập vỡ do chuyển động kiến tạo. Kiến trúc xi măng (Hình 3.10) là dạng kiến trúc cà nát hạt không đều, hạt lớn chiếm ưu thế. Kiến trúc mylonit (nát nhừ) là dạng kiến trúc cà nát hạt tương đối đều, trong đó hạt cỡ nhỏ sắp thành chuỗi song song chiếm ưu thế (Hình 3.11).

Kiến trúc biến tinh được hình thành khi các thành phần của đá được tái kết tinh trong điều kiện thể rắn. Theo hình dạng của các hạt khoáng vật và mối tương quan sắp xếp giữa chúng người ta phân ra các loại kiến trúc sau đây: Kiến trúc hạt biến tinh khi các hạt tương đối đều và đẳng thước, tha hình (Hình 3.12). Kiến trúc vảy hạt biến tinh (Hình 3.13) là dạng kiến trúc chủ yếu gồm những hạt tấm vảy (tha hình). *Kiến trúc que biến tinh* là dạng kiến trúc gồm những hạt hình trụ, que, gần song song (Hình 3.14). *Kiến trúc ban biến tinh* khi có những tinh thể khá tự hình đạt kích thước lớn trên nền hạt biến tinh hay vảy biến tinh.

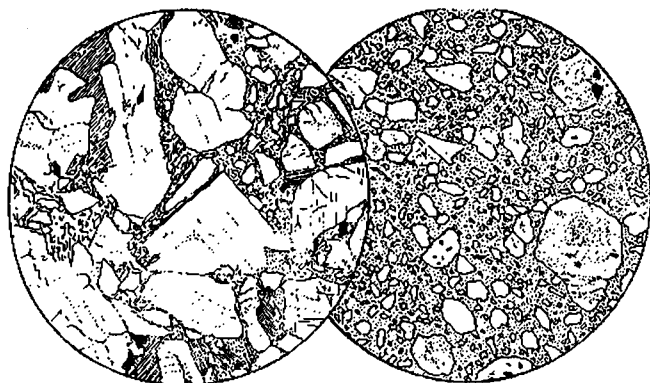
- *Cấu tạo.* Có hai kiểu cấu tạo là cấu tạo sót và cấu tạo biến chất. Cấu tạo sót là dạng kế thừa những nét cấu tạo của đá nguyên thủy. Thí dụ, đá biến chất nguồn gốc trầm tích vẫn giữ được đặc tính phân lớp.

Cấu tạo biến chất được hình thành trong quá trình biến chất và có hai loại là *cấu tạo khối* gồm các hạt không định hướng, đồng nhất trong cách phân bố; *cấu tạo phiến* gồm các hạt hình tấm dẹt xếp song song. Nếu cấu tạo khối thành tạo trong điều kiện tĩnh thì cấu tạo phiến bộc lộ tác dụng của áp suất định hướng. Đá có *cấu tạo phiến cà nát* trong trường hợp bị tác dụng của động lực thuần túy. *Cấu tạo phiến uốn nếp* điển hình cho biến chất nhiệt động trình độ thấp, chưa có tái kết tinh mạnh. *Cấu tạo phiến kết tinh* điển hình cho biến chất nhiệt động trình độ cao, đá bị biến dạng có kèm theo tái kết tinh, mặt phân phiến trùng với mặt định hướng của hạt dạng tấm, dạng que. *Cấu tạo gneis* là cấu tạo phiến kết tinh hạt không đều về kích thước.

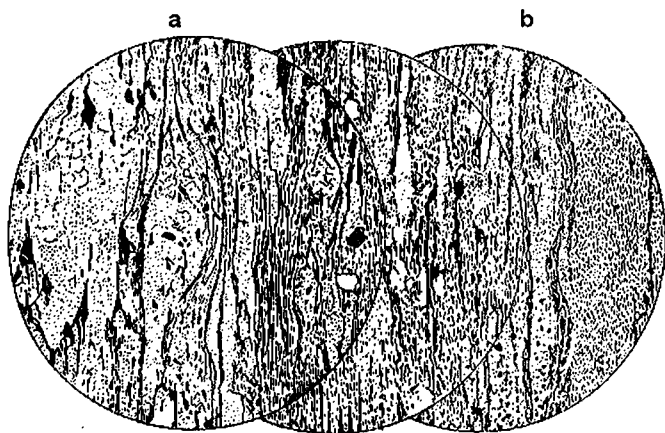
- Cách gọi tên đá biến chất

Tên của một đá biến chất thể hiện đặc điểm cấu tạo và thành phần khoáng vật chính của nó. Ví dụ, đá sừng gồm những đá biến chất có cấu tạo khối hạt mịn. Đá sừng fenspat biotit cordierit (hàm lượng khoáng vật giảm dần). Đá phiến có cấu tạo phiến; ví dụ – đá phiến thạch anh mica disten.

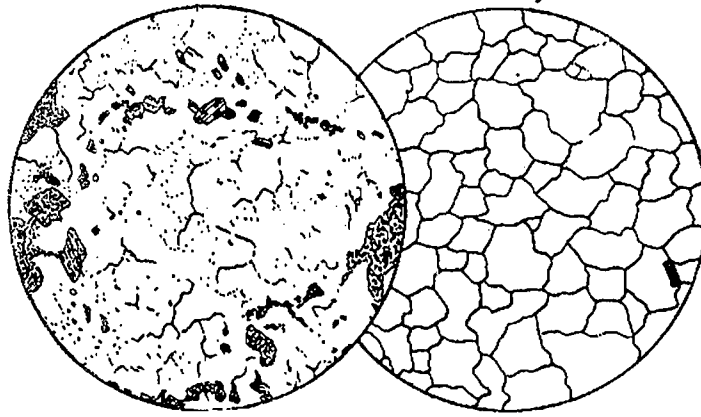
Có những tên đá gọi theo thành phần khoáng vật như amphibolit là đá chủ yếu gồm amphibol và fenspat; hay theo thói quen như đá hoa, skarn, greisen v.v.. Tên đá biến chất còn gọi theo nguồn gốc bằng cách thêm tiếp đầu ngữ *para* chỉ nguồn gốc trầm tích; ví dụ – paraamphibolit, orto chỉ nguồn gốc magma; ví dụ – ortogneis.



Hình 3.10. Kiến trúc xi măng (cà nát)
(Harker A. 1960)
a) Cataclazit của gabro; b) granit porphyr



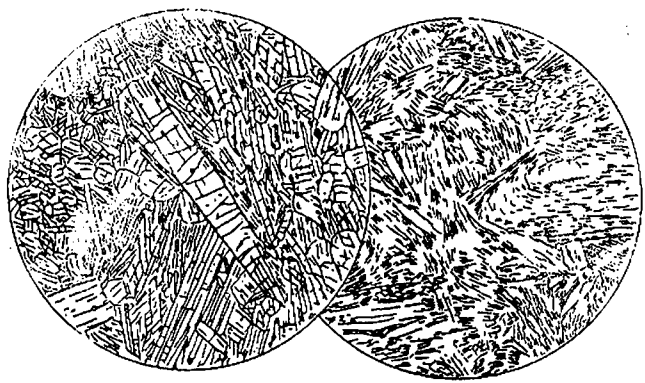
Hình 3.11. Kiến trúc mylonit (nát nhừ)
(Harker A. 1960)



Hình 3.12. Kiến trúc hạt biến tinh của quartzit (Nguyễn Văn Chiến và nnk, 1973)



Hình 3.13. Kiến trúc vảy hạt biến tinh
Greisen d = 4,1mm (Polovinkina I 1966)



a
b
Hình 3.14. a- Kiến trúc que biến tinh. Đá phiến antophyllit.
b- Kiến trúc sợi biến tinh. Đá phiến tremolit. (Harker A. 1960)

ĐỌC THÊM

- *Tướng của đá biến chất* (tướng biến chất)

Khái niệm tướng biến chất do Eskola (1915) đưa ra đầu tiên. Một tướng biến chất bao gồm nhiều loại đá có thành phần hóa học rất khác nhau, nhưng đều bị biến chất trong cùng những điều kiện giống nhau về áp suất và nhiệt độ. Ngày nay, dựa vào những thành tựu nghiên cứu thực nghiệm về sự thành tạo của các khoáng biến chất, có thể quan niệm mỗi tướng biến chất là sự thể hiện một trình độ biến chất tương ứng với một giới hạn nhất định của điều kiện áp suất và nhiệt độ (trường P-T). Các đá thành tạo trong môi trường P-T xác định gọi là những đá của cùng một tướng. Biểu đồ P-T bao gồm những trường P-T, trường bền vững của những khoáng vật biến chất tiêu biểu nhất. Đó là những khoáng vật phổ biến và nhạy cảm với sự thay đổi của áp suất và nhiệt độ (Hình 3.15). Tên khoáng vật dùng được đặt tên cho tướng mà nó đặc trưng.

I. *Tướng zeolit*. Không phải tất cả zeolit là khoáng vật biến chất; một số có thể thành tạo trên mặt đất. Ngược lại, một số khác lại cần có nhiệt độ cao; ví dụ: laumontit $\text{Ca}[\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{12}].4\text{H}_2\text{O}$

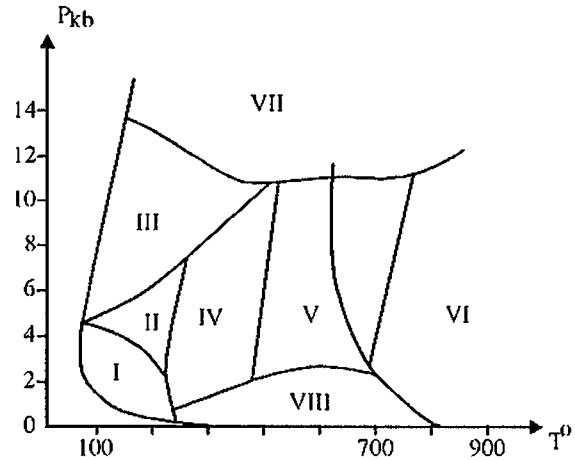
chỉ xuất hiện ở 300°C. Bởi thế giữa hiện tượng thành đá (trầm tích chuyển hóa thành đá) và tương zeolit vẫn có một bước quá độ.

II. *Tương prenit-pumpelyit*. Khi nhiệt độ tăng ($T = 350^{\circ} - 400^{\circ}\text{C}$) laumontit không bền vững nữa, những khoáng vật khác xuất hiện – prenit, pumpelyit.

III. *Tương phiến xanh với glaucophan và lausonit*. Hai khoáng vật này có mặt đồng thời chứng tỏ áp suất rất cao, nhưng nhiệt độ không khác lắm so với tương prenit-pumpelyit.

IV. *Tương phiến lục*. Khoáng vật đặc trưng là amphibol (actinolit và tremolit) và plagioclas nghèo calci (albit, oligoclas). Biotit có thể xuất hiện trong bộ phận biến chất nhiều nhất của tương.

V. *Tương amphibolit*. Gồm có các phụ tương được xác lập trên hàm lượng calci trong plagioclas và trên sự xuất hiện của hornblend. Trong phạm vi giá trị P và T của tương có điểm ba cấu tử các biến thể đa hình $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. So với tương phiến lục thì áp suất không khác mấy, chỉ nhiệt độ là thay đổi nhiều; nó có thể đạt nhiệt độ nóng chảy của tổ hợp thạch anh, albit, ortoclas; như thế từng chỗ có sự tái tạo magma granit, chất lỏng này tiêm nhập vào giữa các phiến của đá biến chất và tạo tương của migmatit.



Hình 3.15. Biểu đồ P-T của tương biến chất (Dercourt J. & Paquet J. 1979)

VI. *Tương granulit*. Tổ hợp của tương này có đặc trưng là thiếu vắng mica và có mặt pyroxen, silimanit, disten và granat. Trong dung thể tập trung hầu hết lượng hơi nước của môi trường. Các pha rắn như gneis sẽ nghèo nước và sự tiến hóa xảy ra chủ yếu ở thể rắn; P và T tăng cao; nó cũng có thể đạt tới tương granulit. Ngay cả đá mafic chỉ nóng chảy ở áp suất và nhiệt độ cao cũng có thể đạt tới tương này.

VII. *Tương eclogit*. Đây là trường bền vững của gabro, basalt; điều kiện nhiệt độ, áp suất cao ở độ sâu lớn cho phép một sự chuyển hóa liên tục từ gabro/basalt (qua giai đoạn quá độ granulit) sang eclogit (Green & Ringwood 1967). Eclogit là loại đá có thành phần gồm granat và pyroxen.

VIII. *Tương sừng*. Tương sừng hình thành khi áp suất tác động ít, nhiệt độ là nhân tố chủ yếu ấn định thành phần khoáng vật. Nhiệt độ tăng thì từ sừng amphibol ta có sừng pyroxen.

Turner & Verhoogen (1955) chia ra hai nhóm tương biến chất (trong mỗi nhóm, các tương liệt kê theo trình tự từ thấp đến cao). *Nhóm tương biến chất tiếp xúc*: Tương sừng epidot - albit; tương sừng hornblend; tương sừng pyroxen; tương sanidin. *Nhóm tương biến chất khu vực*: Tương zeolit; tương đá phiến lục; tương đá phiến glaucophan; tương epidot - amphibolit; tương almandin - amphibolit; tương granulit; tương eclogit.

3.4.3. Phân loại và mô tả các đá biến chất chủ yếu

- Phân loại đá biến chất

Theo đặc điểm về nguồn gốc, đá biến chất được phân làm ba nhóm là biến chất khu vực, biến chất tiếp xúc và biến chất động lực (Bảng 3.2.).

Theo đặc điểm thạch học, đá biến chất được phân thành đá phiến biến chất, đá phiến kết tinh, gneis và migmatit v.v.. Giữa sự phân loại theo nguồn gốc và phân loại

theo đặc tính thạch học có mối quan hệ chặt chẽ. Thí dụ các đá phiến kết tinh, gneis v.v.. lại chính là đá biến chất khu vực.

Bảng 3.2. Các kiểu biến chất

Kiểu biến chất	Điều kiện biến chất		Các đá đặc trưng
Biến chất khu vực	- Đới trên Nhiệt độ và áp suất thủy tĩnh không cao, ứng lực thể hiện rõ.		Đá phiến sét, philit, đá phiến chlorit, đá phiến talc, đá phiến lục v.v.. Đá phiến mica, quartzit, đá hoa, amphibolit. Gneis, quartzit, đá hoa.
	- Đới giữa Nhiệt độ, áp suất cao, ứng lực rõ nhưng có thể không có.		
	- Đới dưới Nhiệt độ, áp suất cao không có ứng lực.		
	Đới siêu biến chất Tái nóng chảy		
Biến chất tiếp xúc	Chỉ có tác dụng của nhiệt độ cao. Tác dụng của nhiệt độ cao và hoạt chất hóa học.		Đá phiến đốm, đá phiến, quartzit, đá hoa, đá sừng. Skarn, greisen, serpentinit.
Biến chất động lực	Dập vỡ, cà nát trong đới vỡ kiến tạo		Cataclasit, mylonit

- Mô tả đá biến chất

*** Đá biến chất khu vực**

Đá phiến sét là đá được hình thành ở giai đoạn biến chất đầu của nhóm đá sét. Đá sét bị biến đổi thành đá rắn, dạng phiến lớp mỏng. Điển hình là đá phiến lợp, đá phiến bảng. *Phylit* - đá biến chất từ phiến sét khi chịu tác dụng của nhiệt độ và áp suất cao hơn. Phân phiến mỏng, mặt lớp có ánh tơ, lóng đc có các khoáng vật mới như sericit, chlorit, thạch anh. Thành phần khoáng vật dạng hạt chỉ quan sát được dưới kính hiển vi. Đá phylit phân bố rộng rãi trong các đới uốn nếp, đặc biệt là các đới uốn nếp trẻ.

Đá phiến chlorit - khá mềm so với các đá khác, phân phiến rõ, màu lục thẫm. Trong đá phổ biến thạch anh, calcit, actinolit, talc, nhưng chlorit ưu trội hơn cả.

Đá phiến talc - đá phân phiến, mềm, thường có màu xám, xám lục, lục. Thành phần ưu trội trong đá là talc, ngoài ra còn có thạch anh, carbonat, epidot, sericit. Có loại đá giống với đá phiến talc nhưng có cấu tạo khối, được thành tạo do biến chất magma mafic.

Đá phiến lục là sản phẩm biến chất của đá magma mafic và siêu mafic, màu xám lục, lục do ưu trội khoáng vật màu như epidot, chlorit, amphibol; phân phiến, rắn chắc; trong đá còn có albit, thạch anh. Hạt rất nhỏ, chỉ quan sát được dưới kính hiển vi. Nhìn ngoài rất giống đá phiến chlorit và đá phiến talc nhưng rắn chắc hơn.

Đá phiến kết tinh - đá phân phiến rõ nét, thường quan sát được dạng vi uốn nếp. Thành phần khoáng vật chủ yếu gồm mica, thạch anh, granat, disten. Trong số đá phiến kết tinh phổ biến nhất là đá phiến mica với khoáng vật chủ yếu là muscovit, biotit, thạch anh, chlorit. Khi xuất hiện granat đá trở thành đá phiến mica - granat,

khi xuất hiện disten – đá phiến mica disten. Khi hàm lượng thạch anh cao ta có đá phiến thạch anh mica, hoặc đá phiến thạch anh.

Quartzit – đá gồm chủ yếu là thạch anh hoặc toàn thạch anh, thường có thêm thành phần mica, turmalin và khoáng vật sắt. Đá kết tinh dạng khối, ít khi dạng phiến. Đá quartzit màu xám sáng, rất cứng. Do độ chịu lực cao nên được sử dụng phổ biến làm vật liệu xây dựng. Đặc biệt, quartzit cũng được sử dụng làm vật liệu chịu lửa nhiệt độ cao. Một dạng quartzit đặc biệt là quartzit sắt, phân lớp rất mỏng, xen với các lớp mỏng quặng sắt hematit, magnetit. Quartzit sắt phổ biến trong các trầm tích cổ Tiền Cambri và là nguồn quặng sắt lớn nhất trên thế giới.

Đá hoa (cẩm thạch) là đá biến chất từ đá vôi, thành phần chủ yếu là hạt kết tinh của calcit. Màu của đá hoa tùy thuộc vào màu của khoáng vật thứ yếu trong đá, do đó có nhiều màu khác nhau và được dùng trong xây dựng làm đá ốp lát trang trí. Đá hoa tinh khiết có màu trắng là nguyên liệu quý cho điêu khắc. Đá nằm thành vĩa và thường xen trong các tầng đá biến chất khác như gneis, đá phiến kết tinh v.v..

Amphibolit – đá biến chất có thành phần khoáng vật chủ yếu là hornblend, plagioclas, ngoài ra còn có thạch anh, epidot, granat v.v., đá thường có màu xám lục, xám đen. Tính phiến kém hơn đá phiến kết tinh, phổ biến nhất là amphibolit có cấu tạo khối. Amphibolit là sản phẩm biến chất của đá magma mafic và siêu mafic, một số ít trường hợp có nguồn gốc từ biến chất các đá marn (sét vôi) bị dolomit hóa.

Gneis – đá kết tinh, thành phần chủ yếu là thạch anh, felspat, mica, ngoài ra còn có hornblend, granat, augit v.v.. Gneis dạng mắt là loại có tinh thể lớn (thường là felspat) nằm trong khối hạt nhỏ của khoáng vật màu. Đặc điểm của gneis là có cấu tạo dạng dải do sự sắp xếp luân phiên các lớp dạng thấu kính khoáng vật màu và khoáng vật sáng màu. Gneis là đá biến chất khu vực ở mức biến chất cao nhất. Paragneis là đá biến chất từ đá trầm tích (đá phiến sét); ortogneis là đá biến chất từ granit.

Migmatit - là đá biến chất ở đới siêu biến chất; đá được hình thành từ các mạch tiêm nhập của magma vào giữa các đá khác (như gneis, đá phiến kết tinh).

* *Đá biến chất tiếp xúc*

Đá sừng – đá chặt xít hạt nhỏ hoặc trung bình, kiến trúc hạt biến tinh hoặc kiến trúc sừng, đôi khi có kiến trúc porphyr biến tinh, không có dạng phiến. Đá được thành tạo do tiếp xúc của magma axit với đá sét. Thành phần khoáng vật chủ yếu là thạch anh, mica, felspat, granat, andalusit, silimanit, đôi khi có amphibol.

Đá phiến sừng – khác với đá sừng là có dạng phiến, trên mặt lớp nguyên thủy phát triển các tinh thể mica và amphibol. Thành phần khoáng vật chủ yếu là thạch anh, biotit, đôi khi có muscovit. Đá được thành tạo ở đới xa magma hơn đá sừng.

Đá phiến mica đốm – được thành tạo xa magma hơn đá phiến sừng, trên mặt phiến xuất hiện những đốm sẫm màu do vật chất than cùng với andalusit, silimanit, cordierit.

Đá phiến sét đốm – xa magma hơn nữa. Xuất hiện các đốm gồm graphit, chlorit, andalusit. Phần còn lại của đá gần như vẫn giữ nguyên là đá phiến sét.

Skarn là đá biến chất tiếp xúc, thành tạo ở đới tiếp xúc của đá granitoid và đá carbonat, chủ yếu là đá vôi. Cả đá vôi và magma đều biến đổi do sự trao đổi thành phần khoáng vật. Pyroxen và granat là hai khoáng vật đặc trưng, ngoài ra còn có hornblend, epidot, magnetit, plagioclas, olivin, calcit, thạch anh. Liên quan với skarn thường có các mỏ kim loại như sắt, đồng, chì, kẽm, vàng, thiếc, wolfram, molybden.

Greisen là đá biến chất hạt trung bình và hạt lớn, gồm chủ yếu là thạch anh và muscovit, ngoài ra còn chứa biotit, topaz, turmalin, beryl, fluorit và các khoáng vật quặng như cassiterit, wolframit, molybdenit, magnetit, pyrit v.v.. Greisen được thành tạo do quá trình biến chất trao đổi khí diễn ra ở đới tiếp xúc của đá granit. Quá trình greisen hóa diễn ra trong cả đá xâm nhập và đá tiếp xúc; khi đó fenspat của granit do tác dụng của khí bốc bị thạch anh, mica thay thế.

Serpentinit – đá biến chất từ đá siêu mafic do tác dụng của dung dịch magma và hậu magma. Thành phần khoáng vật có serpentin, magnetit, cromit. Màu lục với các đốm đen trắng, vàng xen nhau như da rắn. Liên quan với serpentinit có mỏ asbet.

** Đá biến chất động lực*

Cataclasis – đá bị càn nát thành các mảnh góc cạnh do tác dụng của các phá hủy kiến tạo. Quá trình này không làm tái kết tinh khoáng vật của đá nguyên thủy, không tạo khoáng vật mới mà chủ yếu làm thay đổi kiến trúc của đá. Các hạt bị phá hủy méo mó và xuất hiện khối liên kết (xi măng) hạt nhỏ đa khoáng.

Mylonit - đá bị nghiền mạnh, các hạt trở thành vụn bột nhỏ rồi sau liên kết lại thành đá đặc xít, phân phiến. Đôi khi xuất hiện khoáng vật mới như sericit.

Chương 4

CƠ SỞ ĐỊA CHẤT CẤU TẠO

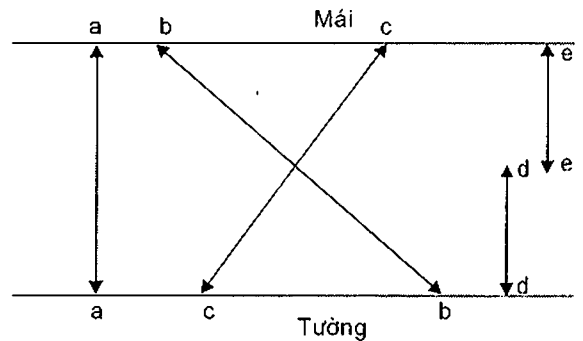
4.1. LỚP, TÍNH PHÂN LỚP VÀ CẤU TRÚC MẶT PHÂN LỚP

4.1.1. Lớp và tính phân lớp

Một khối lượng trầm tích tương đối đồng nhất và được giới hạn bởi những bề mặt song song hay gần song song gọi là một lớp. Người ta cũng dùng thuật ngữ "vía" để chỉ các lớp khoáng sản, ví dụ vỉa than, vỉa phosphorit v.v...

Tính đồng nhất của mỗi lớp được thể hiện trong thành phần, màu sắc, các dấu hiệu cấu tạo và hoá thạch. Sự xen kẽ nhau của các lớp được gọi là tính phân lớp; đó là một trong những đặc tính quan trọng và đặc trưng nhất của đá trầm tích và là cơ sở để nghiên cứu các đá trầm tích, địa tầng, địa chất thuỷ văn, địa chất công trình, địa mạo v.v... Tính phân lớp cho phép ta đối chiếu và so sánh các mặt cắt địa tầng, xác định hướng và cự ly dịch chuyển của các chuyển động kiến tạo thẳng đứng, tiến hành tìm kiếm và theo dõi các tầng quặng, các vỉa dầu mỏ, nước ngầm v.v..., Do có tính phân lớp mà khi các đá trầm tích bị biến dạng sẽ xuất hiện các nếp uốn, vì vậy tính phân lớp là cơ sở để nghiên cứu các cấu tạo uốn nếp.

Mặt giới hạn giữa các lớp hoặc vỉa gọi là mặt lớp, thường không tuyệt đối phẳng và song song nhau mà có thể gồ ghề và có độ cong nhất định. Mặt trên của lớp (vía) gọi là mái, mặt dưới gọi là tường hoặc đáy (Hình 4.1), sự chuyển tiếp từ lớp này sang lớp khác có thể đột ngột hoặc từ từ. Trong trường hợp chuyển tiếp từ từ thì ranh giới giữa các lớp kế nhau được vạch ra một cách ước lệ theo bề mặt mà trên đó xảy ra sự thay đổi thành phần đá. Đặc điểm thay đổi từ lớp này sang lớp khác cho chúng ta suy luận về những biến đổi xảy ra khi lắng đọng trầm tích.



Hình 4.1. Các yếu tố của lớp, bề dày lớp
a-a: bề dày thật; b-b, c-c: bề dày biểu kiến;
d-d, e-e: bề dày thiếu

Khoảng cách giữa mái và tường là bề dày của lớp, người ta phân biệt hai loại bề dày là *bề dày thật* và *bề dày biểu kiến*. Bề dày thật là khoảng cách ngắn nhất giữa mái và tường, còn bề dày biểu kiến là khoảng cách bất kỳ giữa mái và tường quan sát được trong tự nhiên (Hình 4.1).

Phân lớp xiên là loại phân lớp có bề mặt phân lớp vừa phẳng lại vừa cong, chúng cắt nhau theo những góc khác nhau và ở bên trong mỗi lớp lại có sự phân lớp nhỏ hơn. Dạng phân lớp này được hình thành trong môi trường chuyển động theo một hướng. Ví dụ ở các dòng sông, dòng nước biển hoặc sự chuyển động của không khí. Tùy thuộc điều kiện thành tạo, người ta phân ra một số loại phân lớp xiên khác nhau (Hình 3.5).

Trong các dòng chảy của sông, sự phân lớp xiên thường nghiêng về phía nước chảy. Tính phân lớp xiên ở các tam giác châu thường có kích thước lớn. Ở đây sự phân lớp xiên có đặc điểm là càng xuống gần đáy của lớp càng thoải; ở mái tính phân lớp xiên biến mất và xuất hiện các vật liệu thô hơn. Thường phần trên của các tập phân lớp xiên bị bào mòn và hình như chúng bị cắt bởi đáy của các lớp nằm trên.

Trong trầm tích biển tính phân lớp xiên có kích thước lớn và góc nghiêng tương đối nhỏ. Ở những vùng nước nông, trong đối tác động của sóng, tính phân lớp xiên rất đa dạng, rất mỏng, định hướng theo các hướng khác nhau tương ứng với hướng chuyển động của sóng trong thời gian tích tụ trầm tích. Chúng ta sẽ dễ dàng mắc sai lầm khi tính bề dày các lớp nếu không chú ý đến tính phân lớp xiên của lớp.

Tính phân lớp xiên do gió thường rất phức tạp, không đều đặn, có hướng khác nhau và bề dày thường biến đổi.

Tính phân lớp dạng thấu kính thể hiện ở sự thay đổi bề dày của lớp, các lớp thường có dạng thấu kính, bị vát nhọn và tách thành từng phần. Khi sự vát nhọn đột ngột thì mặt đáy của các thấu kính thường bị uốn cong.

Tính phân lớp dạng thấu kính được thành tạo trong điều kiện dòng nước hoặc luồng gió thay đổi một cách nhanh chóng, ví dụ ở các dòng chảy của sông hay các dải biển có thủy triều lên xuống. Sự thành tạo tính phân lớp dạng thấu kính thường liên quan với sự bào mòn vật liệu trầm tích được thành tạo trước và đáy nước không bằng phẳng. Phân lớp dạng thấu kính với kích thước nhỏ có thể được thành tạo trong các biển yên tĩnh khi vật liệu hạt thô vận chuyển đến biển có chu kỳ. Sự vát nhọn của các lớp thường xảy ra khi có sự thay đổi thành phần trầm tích được tích tụ hoặc do sự bào mòn về sau của các trầm tích đã được tích tụ trước kia.

Bề dày của lớp phản ảnh cường độ chuyển động của môi trường tích tụ trầm tích và số lượng vật liệu được đưa đến khu vực trầm tích. Tùy thuộc vào bề dày người ta chia ra 4 loại phân lớp: *phân lớp thô* - bề dày của lớp từ hàng chục cm đến hàng chục mét, *phân lớp nhỏ* - bề dày của lớp từ 1 - 10 cm, *phân lớp mỏng* - bề dày của lớp vài milimét, *vi phân lớp* - chỉ nhìn thấy được dưới kính hiển vi.

4.1.2. Cấu trúc của mặt phân lớp

Nghiên cứu đặc điểm cấu trúc mặt phân lớp giúp ta hiểu rõ được nguồn gốc và điều kiện thế nằm của các hệ tầng trầm tích. Những đặc điểm cấu trúc đó là dấu vết gợn, khe nứt nguyên sinh, dấu vết hoạt động của sinh vật, dấu vết giọt mưa, các tinh thể nước đá v.v... Dấu vết gợn thường chỉ thể hiện ở mặt trên của lớp, tùy theo điều kiện thành tạo mà người ta phân biệt vết gợn gió, vết gợn dòng chảy, vết gợn sóng.

- Vết gợn gió có kích thước tương đối lớn và các gờ sắp xếp thành dạng vòng cung trên bình đồ, trầm tích hạt thô tập trung trên các đỉnh gờ.

- Vết gợn dòng chảy, các gờ có kích thước nhỏ hơn nhưng đỉnh biểu hiện rõ rệt hơn. Các gờ có thể định hướng ngang hoặc dọc theo hướng dòng chảy và chúng sắp xếp theo kiểu lợp ngói trên bình đồ.

- Vết gợn sóng có kích thước nhỏ nhất, các gờ phân bố không đối xứng và cánh hướng về phía bờ dốc hơn, trầm tích thô được tích tụ ở chỗ lõm giữa hai gờ.

Khe nứt nguyên sinh cũng có nguồn gốc khác nhau nhưng phần lớn được hình thành do quá trình khô cứng, các khe nứt này được các vật liệu khác lấp đầy, tạo nên những đường gờ và đường viền trên bề mặt lớp.

Khe nứt ngầm dưới nước xuất hiện do sự keo đặc lại và bùn ở đáy co thể tích, tạo nên các nhóm khe nứt hình sao từ phần giữa của lớp toả ra.

Trên bề mặt phân lớp thường thấy dấu vết hoạt động của sinh vật, những dấu vết này bắt đầu xuất hiện từ các loại đá khá cổ, gọi là vết chữ cổ vì có dạng loằng ngoằng như chữ cổ (hieroglyph). Chúng thường gặp ở mặt dưới của các lớp cát kết và đá carbonat trong các hệ tầng flysh. Đó chủ yếu là vết giun bò, vết trườn của sinh vật và các rãnh xói mòn phát triển trên mặt trầm tích bùn chưa đông cứng. Khi tích tụ các lớp cát kết và carbonat tiếp sau thì các vết lõm được in lại trên mặt đáy của lớp ở dạng các rãnh và các đường gờ gỗ ghề có kích thước và hình dạng khác nhau. Vết chữ cổ giống như những bản đúc theo khuôn ở bề mặt của lớp dưới khi còn là trầm tích bùn. Về sau do những chuyển động biến dạng, những "khuôn" ở bề mặt lớp dưới dễ dàng bị phá huỷ vì có nguồn gốc là bùn mịn, trong khi đó những bản được đúc lại ở mặt dưới lớp trên là thành phần đá thô cứng nên được bảo tồn. Như vậy, vết chữ cổ chỉ có ở dưới các lớp thô, khác với những gỗ ghề nguyên sinh của mặt lớp.

Một tính chất quan trọng nữa của đá trầm tích là sự định hướng của hạt vụn, điều này giúp ta biết được hướng vận chuyển vật liệu trong thời gian lắng đọng trầm tích. Trong cuội kết và sỏi kết của sông các hạt cuội và sỏi thường nghiêng theo hướng ngược với chiều nước chảy, nghĩa là ngược với hướng phân lớp xiên chéo. Trong khi đó, ở cửa sông mở ra biển thì hướng nghiêng của cuội cũng như sỏi và tính phân lớp xiên chéo thường trùng với hướng dòng chảy.

4.1.3. Thế nằm nguyên sinh và thế nằm biến dạng của lớp

Trầm tích được tích tụ ở đáy biển hoặc các bồn nước nội địa hay các miền đồng bằng ven bờ, bề mặt tích tụ trầm tích thường có độ nghiêng nhỏ dưới 1° , cá biệt mới có những trường hợp góc nghiêng lớn hơn. Do đó, phần lớn đá trầm tích khi mới hình thành có thể nằm ngang hoặc gần như ngang. Quá trình trầm tích lâu dài và liên tục đã san bằng dần đáy bồn trầm tích và làm cho nó ngày càng bằng phẳng hơn.

Độ nghiêng của thế nằm nguyên sinh rất ít khi đạt 10° và chỉ xuất hiện ở những nơi trầm tích lắng đọng trên sườn dốc của các khối nhô ngầm dưới nước. Góc nghiêng nguyên sinh được thành tạo do kết quả của các chuyển động thẳng đứng không đều đặn

xảy ra đồng thời với quá trình tích tụ trầm tích. Sự sai lệch của bề mặt phân lớp so với phương nằm ngang rất hay gặp do tốc độ và lượng trầm tích được tích tụ khác nhau trong các khu vực của đáy bồn. Khi đó bề dày của các lớp được thành tạo không đồng nhất và cuối cùng làm cho bề mặt phân lớp có độ nghiêng lớn. Thế nằm nghiêng nguyên sinh cũng còn do sự đông cứng không đồng đều của trầm tích khi thành đá và sự gồ ghề của mặt bất chỉnh hợp. Thế nằm nguyên sinh của đá trầm tích ít khi được bảo tồn mà bị biến đổi do chuyển động kiến tạo về sau, đá bị nghiêng đi, bị uốn nếp và bị đứt gãy. Các thế nằm sau này của các đá gọi là *thế nằm biến dạng*.

4. 2. CHỈNH HỢP VÀ BẤT CHỈNH HỢP

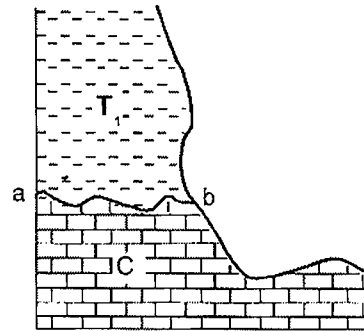
Mối tương quan giữa các đá tạo nên các tầng phân lớp thường thể hiện hai trường hợp. Trường hợp thứ nhất, một lớp hay hệ lớp nằm trên phủ trực tiếp ngay trên các đá nằm dưới mà không có dấu hiệu gián đoạn lắng đọng trầm tích, phản ánh tính liên tục của quá trình lắng đọng trầm tích và tạo nên *thế nằm chỉnh hợp* của các lớp đá. Trường hợp thứ hai, giữa các lớp nằm trên và nằm dưới mất tính liên tục và trong mặt cắt thiếu đi trầm tích của một số lớp nào đó. Mối tương quan như vậy là kết quả một sự gián đoạn trong quá trình lắng đọng trầm tích và tạo nên *thế nằm bất chỉnh hợp*. Có nhiều cách phân loại bất chỉnh hợp, dưới đây trình bày một số dạng bất chỉnh hợp phổ biến.

4.2.1. Bất chỉnh hợp địa tầng

Trong bất chỉnh hợp địa tầng sự vắng mặt của lớp đá nào đó trong mặt cắt là do sự ngừng lắng đọng trầm tích. Sự gián đoạn trầm tích này không kèm theo biến động đảo lộn mà chỉ có thể là sự nâng lên để gây bào mòn, mất đi một phần trầm tích đã được hình thành. Bất chỉnh hợp địa tầng được chia ra một số dạng.

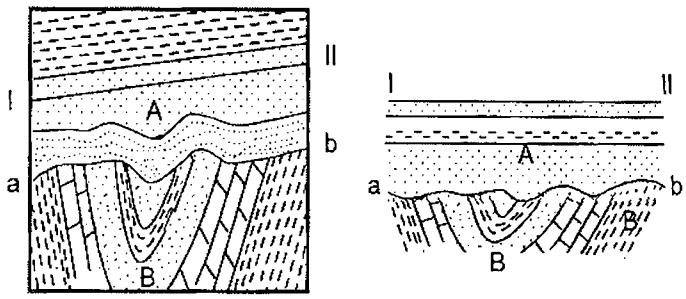
Bất chỉnh hợp song song thể hiện ở sự gián đoạn của các lớp nằm song song với nhau. Các lớp nằm trên và dưới mặt bất chỉnh hợp đều nằm song song nhau nhưng khác nhau về thành phần đá và hoá thạch chứa trong đá. Mặt bất chỉnh hợp phân chia các lớp này biểu hiện rất rõ ràng (Hình 4.2), nó thường là mặt xâm thực cổ ở dưới nước hoặc là mặt bào mòn trên lục địa, được hình thành trong khoảng thời gian xảy ra vận động nâng và quá trình ngừng thành tạo trầm tích.

Trường hợp bất chỉnh hợp song song giữa các lớp có thành phần thạch học đồng nhất hay gần đồng nhất thì khó nhận biết hơn. Tuy nhiên, nghiên cứu các đới tiếp xúc cũng cho phép ta vạch được vị trí của mặt bất chỉnh hợp nhờ những dấu hiệu gián đoạn trong tầng trầm tích và bào mòn phần trên của hệ tầng cổ hơn, vì ở đây có thể có dấu vết phong hoá hoặc cuội kết cơ sở v.v...



Hình 4.2. Mặt cắt bất chỉnh hợp song song
C - đá vôi Carbon; T₁ - Trầm tích Trias hạ. a-b - Mặt bất chỉnh hợp. Như vậy, giữa Carbon và Trias sớm đã gián đoạn trầm tích.

Bất chỉnh hợp góc thể hiện ở sự gián đoạn giữa hai phức hệ lớp nằm trên và dưới mặt bất chỉnh hợp có góc dốc khác nhau (Hình 4.3). Góc bất chỉnh hợp có thể thay đổi từ 0° đến 90° và có thể thay đổi nhiều trong các khu vực khác nhau. Bất chỉnh hợp góc phương vị là bất chỉnh hợp trong đó đường phương của các hệ tầng nằm trên và dưới mặt bất chỉnh hợp không trùng hợp nhau. Như vậy, bất chỉnh hợp góc đặc trưng bằng hai đại lượng – giá trị của góc bất chỉnh hợp và độ lớn của góc bất chỉnh hợp phương vị. Các đại lượng này phụ thuộc vào thời gian hình thành mặt bất chỉnh hợp. Có nhiều ví dụ cho thấy rằng tuy thời gian gián đoạn ngắn nhưng góc bất chỉnh hợp lại rất lớn. Ngược lại, đối với bất chỉnh hợp phương vị, góc sẽ càng lớn nếu thời gian gián đoạn càng dài.



Hình 4.3. Bất chỉnh hợp góc
 A. Tầng trẻ nằm thoải về phía bắc-tây bắc; B. Tầng cổ bị vỡ nhàu thành các nếp uốn; a-b: mặt bất chỉnh hợp (A.A. Bordanov)

4.2.2. Bất chỉnh hợp địa lý

Bất chỉnh hợp địa lý là loại bất chỉnh hợp góc có góc nhỏ hơn 1° ; vì góc quá nhỏ nên các bất chỉnh hợp này chỉ có thể phát hiện được khi nghiên cứu một lãnh thổ rộng lớn. Hệ tầng nằm bất chỉnh hợp ở trên phủ chồng lên hệ tầng nằm dưới và vẫn giữ được tính song song trong phương của mặt bất chỉnh hợp. Có thể coi bất chỉnh hợp địa lý là trung gian giữa bất chỉnh hợp góc và bất chỉnh hợp song song.

4.3. DẠNG NẪM CỦA LỚP

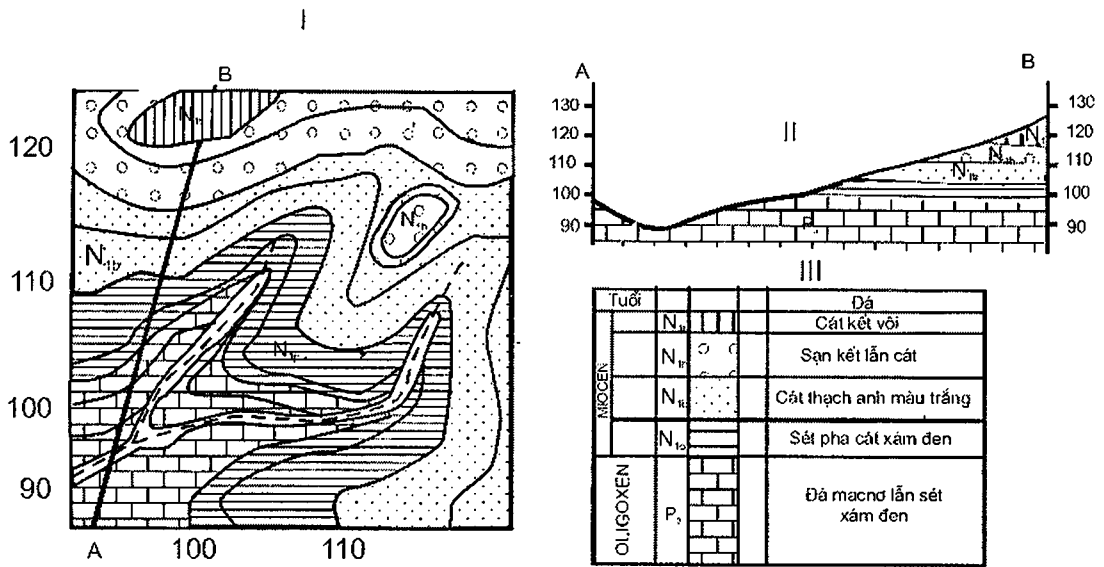
4.3.1. Dạng nằm ngang

Thể nằm ngang là dạng thể nằm khi mặt phân lớp của đá nằm ngang hay gần ngang, nhưng trong thực tế gần như không gặp các mặt phân lớp nằm ngang một cách lý tưởng. Ngay cả trong quá trình tích tụ trầm tích các lớp được thành tạo cũng đã có một độ nghiêng nào đó, thường độ nghiêng này không lớn, chỉ vài phút, nhưng cũng có trường hợp góc nghiêng đó đạt tới vài độ. Khi nằm ngang thì bề dày thật của các lớp được xác định bằng hiệu số độ cao giữa mái và tường của lớp (Hình 4.4). Trong trường hợp địa hình phân cắt, bề dày thật của lớp có thể tính theo bề dày biểu kiến đo được và góc nghiêng của mặt địa hình.

4.3.2. Dạng nằm nghiêng và các yếu tố thể nằm

Lớp có thể nằm nghiêng là lớp nghiêng về một phía trên một khu vực rộng lớn; ta cũng gặp thể nằm nghiêng khi nghiên cứu cánh nếp uốn và nếp oằn. Muốn định hướng

các lớp trong không gian phải xác định được các *yếu tố thể nằm* của chúng như đường phương, đường hướng dốc và góc dốc.



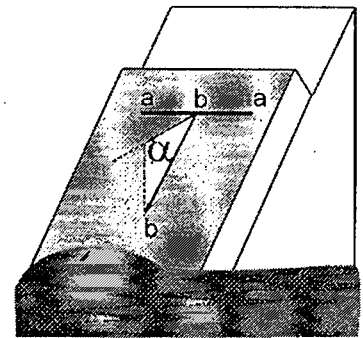
Hình 4.4. Bản đồ địa chất, mặt cắt, cột địa tầng vùng có thể nằm ngang (A.E. Mikhailov).

I: Bản đồ địa chất và tuyến mặt cắt (AB); II: Mặt cắt địa chất theo tuyến AB; III: Cột địa tầng theo lỗ khoan.

- *Đường phương* là giao tuyến của mặt lớp với mặt phẳng nằm ngang; nói cách khác – đường nằm ngang trên mặt lớp là đường phương của lớp (Hình 4.5) và trên một lớp có thể vạch vô số đường phương. Nói chung, trên diện rộng thì đường phương của lớp có thể thay đổi hướng, nhưng trong một vết lộ hoặc trong một phạm vi hẹp ta có thể coi đường phương của lớp là một đường thẳng.

- *Đường hướng dốc* là đường nằm ngang, vuông góc với đường phương và hướng về phía dốc xuống của lớp (Hình 4.5). Đường hướng dốc tạo một góc nghiêng lớn nhất giữa mặt lớp và mặt phẳng nằm ngang.

- *Góc dốc* là góc kẹp giữa đường hướng dốc và hình chiếu của nó trên mặt phẳng nằm ngang. Hướng dốc chỉ có một chiều nên ta chỉ đo được một giá trị phương vị hướng dốc và nó hơn, kém nhau 90° so với phương vị đường phương. Cần chú ý rằng góc dốc không vượt quá 90° . Vị trí của đường phương và đường hướng dốc trong không gian được xác định bằng góc phương vị của chúng.



Hình 4.5. Các yếu tố thể nằm
aa - Đường phương; bb- Đường hướng dốc; α - Góc dốc.

4.3.3. Sử dụng địa bàn địa chất

Để đo các yếu tố thể nằm của lớp đá người ta sử dụng địa bàn địa chất. Khi đo phương vị của một hướng cho trước ta quay đầu bắc của địa bàn về hướng đó và đọc kết quả theo đầu bắc của kim nam châm chỉ trên bàn chia độ. Khi xác định phương vị đường phương, trước hết phải tìm đường phương trên mặt lớp bằng cách xê dịch cạnh

dài của địa bàn trên mặt lớp và luôn luôn giữ cho địa bàn ở vị trí nằm ngang (bọt thủy chuẩn nằm giữa). Khi đó đường tiếp xúc của cạnh dài địa bàn với mặt lớp là đường phương. Để đo phương vị ta thả cho kim địa bàn quay tự do, đặt cạnh dài của địa bàn sát vào đường phương, vẫn giữ địa bàn nằm ngang, và đọc kết quả theo đầu bắc của kim nam châm. Để đo phương vị đường phương ta có thể đặt cạnh dài của địa bàn sát vào đường phương cũng được. Khi đó ta sẽ được hai giá trị hơn kém nhau 180° .

Để đo phương vị hướng dốc, trước hết cần phải xác định vị trí đường dốc trên mặt lớp và tìm hình chiếu của nó trên mặt phẳng nằm ngang. Để làm việc đó, ta đặt cạnh dài của địa bàn sát mặt lớp, giữ cho địa bàn thẳng đứng và xô dịch nó đến lúc rằng quả dọi chỉ một góc lớn nhất. Khi đó cạnh dài của địa bàn trùng với đường dốc của lớp. Để đo phương vị hướng dốc ta đặt cạnh ngắn của địa bàn trùng với đường phương, hướng đầu bắc của địa bàn về phía dốc xuống của lớp và đọc kết quả theo đầu bắc của kim nam châm. Khi đo đạc đúng thì phương vị đường phương và phương vị hướng dốc chênh lệch nhau 90° .

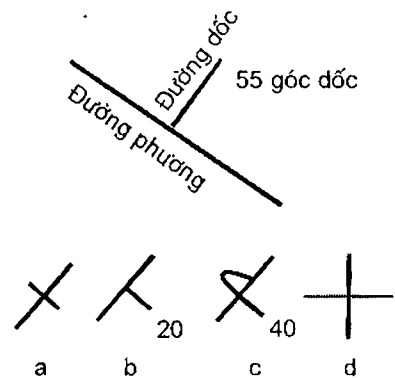
Để đo góc dốc ta đặt cạnh dài của địa bàn sát với đường dốc và giữ cho địa bàn ở vị trí thẳng đứng, đọc kết quả theo rằng quả dọi chỉ trên thước đo góc nghiêng. Cách ghi đầy đủ kết quả đo đạc các yếu tố của thể nằm nghiêng như sau: Phương vị đường phương 174° phương vị hướng dốc 264° , góc dốc 32° . Trong thực tế, để chỉ thể nằm của một lớp người ta thường ghi phương vị hướng dốc và góc dốc: $264 \angle 32$. Phương vị đường phương thường được suy ra bằng cách $\pm 90^\circ$ với kết quả đo của phương vị hướng dốc. Để tránh sự nhầm lẫn, sau các số đo phương vị và góc dốc ta không ghi kí hiệu độ.

Khi góc dốc bằng 90° thì ta không thể đo được phương vị hướng dốc, bởi vì khi đó hình chiếu của đường dốc lên mặt phẳng nằm ngang trở thành một điểm. Trong trường hợp đó ta đo phương vị đường phương, và cách ghi thể nằm thẳng đứng của các lớp như sau: phương vị đường phương $104 \angle 90$. Để biểu diễn thể nằm nghiêng trên bản đồ ta sử dụng các dấu hiệu quy ước trên hình 4.6.

4.3.4. Dạng nằm uốn nếp

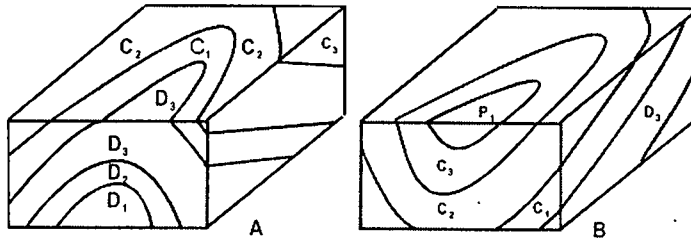
Những phần uốn cong dạng sóng trong các tầng phân lớp được hình thành khi các đá biến dạng dẻo (trong quá trình uốn nếp) gọi là các nếp uốn. Chúng ta có thể quan sát chúng ở nhiều nơi trong các miền núi Bắc Bộ và Trường Sơn v.v... Tuy nhiên, ngay ở những nơi các đá lộ trên mặt đất hầu như nằm ngang và nghiêng, thì ở phần móng cơ sở của chúng cũng thường phổ biến các thành tạo uốn nếp. Như vậy dạng nằm uốn nếp phổ biến hầu như khắp mọi nơi trong vỏ Trái Đất.

Các yếu tố của nếp uốn. Có hai loại nếp uốn cơ bản là nếp lồi và nếp lõm; nếp lồi là những nếp uốn mà phần trung tâm của nó phân bố các đá cổ hơn so



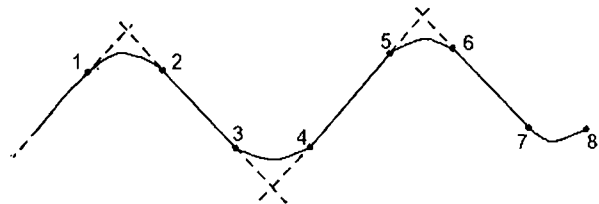
Hình 4.6. Các dấu hiệu quy ước để biểu diễn các yếu tố thể nằm. Thể nằm: thẳng đứng (a); nghiêng (b); đảo (c); ngang (d)

với phần rìa xung quanh (Hình 4.7.A). Trong các nếp lồi thì ở phần trung tâm của chúng là đá trẻ hơn so với các đá ở phần rìa (Hình 4.7.B). Người ta phân biệt các yếu tố sau đây trong nếp uốn.



Hình 4.7. Nếp lồi (A) và nếp lõm (B)

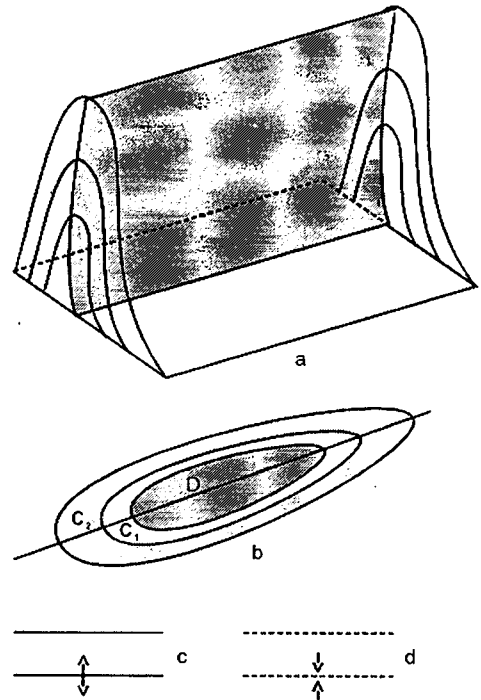
Phần của nếp uốn bị uốn cong gọi là vòm hay là nhân (1-2, 3-4, 5-6, 7-8 trên hình 4.8). Thuật ngữ "nhân nếp uốn" dùng để chỉ các đá tạo nên phần trung tâm của nếp uốn, còn khi mô tả hình dạng nếp uốn ta dùng thuật ngữ "vòm". Những phần của nếp uốn nối liền các vòm được gọi là *cánh* (2-3, 4-5, 6-7 trên hình 4.8). Nếp lồi và nếp lõm kế tiếp nhau có một cánh chung. Góc hợp bởi các đường kéo dài của cánh nếp uốn được gọi là *góc nếp uốn*.



Hình 4.8. Các yếu tố nếp uốn

Mặt trục nếp uốn là một mặt đi qua các điểm uốn cong của các lớp tạo nên nếp uốn. Mặt đó chia góc nếp uốn làm hai phần bằng nhau (Hình 4.9.a).

Đường trục của nếp uốn (hay trục nếp uốn) là giao tuyến của mặt trục với mặt địa hình. Đường trục đặc trưng cho sự định hướng của nếp uốn trên bình đồ. Vị trí của nó được xác định bằng phương vị đường phương. Trên bản đồ, đường trục được xác định bằng cách nối các điểm nằm ở chỗ uốn cong của các lớp. Trên hình 4.9 thì c và d là dấu hiệu quy ước để biểu diễn đường trục trên bản đồ.



Hình 4.9. Mặt trục nếp uốn trong mặt cắt (a); đường trục trên bình đồ (b). Ký hiệu biểu diễn trên bản đồ: đường trục nếp lồi (c) và nếp lõm (d)

Bản lề nếp uốn là giao tuyến của mặt trục với mặt của một lớp nào đó (mái hay tường) tạo nên nếp uốn (Hình 4.10). Bản lề được phân bố trong nếp uốn và trên mặt của lớp ở chỗ uốn cong nhất. Bản lề đặc trưng cho cấu tạo của nếp uốn dọc theo mặt trục của nó (Hình 4.11. a và b). Vị trí của bản lề được xác định bằng góc phương vị chìm (hay nổi) và góc chìm (hay nổi). Có khi người ta coi khái niệm về bản lề và trục nếp uốn trùng nhau, tuy vậy khi biểu diễn trên bản đồ vị trí của bản lề không phải bao giờ

cũng trùng với trục nếp uốn. Chỉ khi mặt trục nếp uốn thẳng đứng thì bản lề và trục của nó mới trùng nhau trên bản đồ. Khi nếp uốn có mặt trục nghiêng hay ngang thì vị trí của bản lề và trục trên bản đồ rất cách biệt nhau. Chú ý rằng kích thước của các nếp uốn giảm nhiều khi biểu diễn trên bản đồ nên khi đó đa số các nếp uốn có bản lề trùng với trục, chỉ trừ các nếp uốn có vị trí mặt trục nghiêng rõ rệt và nằm ngang. Trên hình 4.11. c, d, e là các dấu hiệu biểu diễn bản lề nếp uốn.

Mặt đỉnh nếp uốn là mặt nối liền các điểm có vị trí cao nhất của các lớp tạo nên nếp uốn. **Đường đỉnh** nếp uốn là giao tuyến của mặt đỉnh với mái hay đáy của bất kỳ một lớp nào đó trong nếp uốn. Việc xác định đường đỉnh trong nếp uốn rất quan trọng khi nghiên cứu các nếp uốn nghiêng và đảo có chứa dầu mỏ hay khí đốt. Thường dầu mỏ, khí đốt được tập trung ở phần cao nhất của nếp lồi gắn với mặt đỉnh.

Chiều dài của nếp uốn là khoảng cách dọc theo đường trục giữa hai điểm uốn cong cùng chiều của bản lề. **Chiều rộng** của nếp uốn là khoảng cách giữa hai đường trục của hai nếp lồi hay hai nếp lõm kế nhau. **Chiều cao** của nếp uốn là khoảng cách theo chiều thẳng đứng giữa vòm của nếp lồi và vòm nếp lõm liền kề với nó đo theo cùng một lớp.

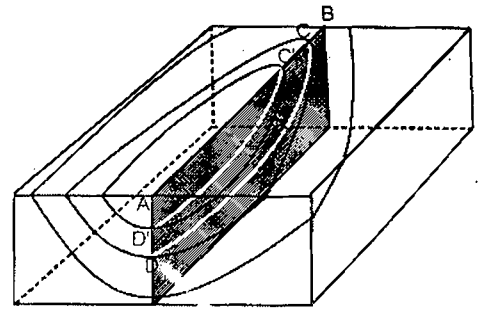
4.3.5. Phân loại nếp uốn

Nếp uốn được phân loại theo những nguyên tắc khác nhau; dưới đây là cách phân loại nếp uốn theo hình thái các yếu tố của chúng.

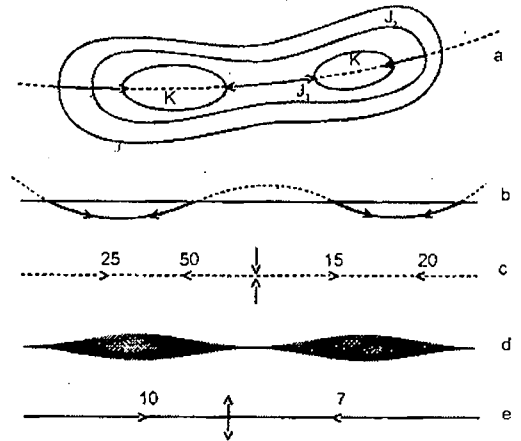
Theo vị trí của mặt trục

Nếp uốn đối xứng với mặt trục thẳng đứng và góc nghiêng ở các cánh bằng nhau (Hình 4.12₁).

Nếp uốn không đối xứng có mặt trục nằm nghiêng hay nằm ngang, góc nghiêng của các cánh khác nhau (Hình 4.12₂). Các nếp uốn không đối xứng lại có thể chia ra 4 loại: 1) **Nếp uốn nghiêng** với các cánh đổ về các hướng ngược nhau, góc dốc của các cánh khác nhau và mặt trục nghiêng (Hình 4.12₃). 2) **Nếp uốn đảo** có các cánh nghiêng về một phía và mặt trục nghiêng (Hình 4.12₄).



Hình 4.10. Vị trí đường trục (AB) và bản lề (CD, C'D') trong nếp uốn. (α và β : góc chìm của bản lề)



Hình 4.11. Vị trí bản lề trong nếp lồi thể hiện trên bản đồ

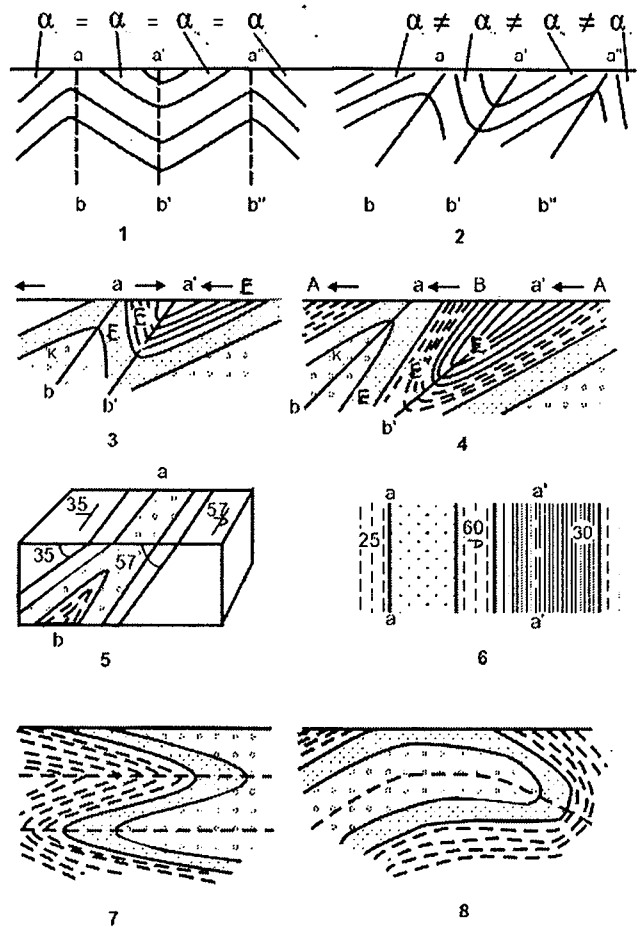
Dấu hiệu quy ước nếp lồi trên bản đồ (a) và trên mặt cắt (b); bản lề nếp lồi (c); và bản lề nếp lõm (d, e). Hướng chìm của bản lề được ký hiệu bằng các mũi tên (a, b, c, e) hoặc tô dày đường bản lề. Các chữ số thể hiện góc chìm của bản lề.

Trong nếp uốn đảo người ta phân biệt cánh bình thường và cánh đảo (Hình 4.12₄); ở cánh bình thường thì đá trẻ nằm trên đá cổ, còn ở cánh đảo – các đá có mối quan hệ không bình thường; đá cổ nằm trên đá trẻ. 3) *Nếp uốn nằm* với vị trí mặt trục nằm ngang (Hình 4.12₇). 4) *Nếp uốn chức đầu* với mặt trục bị uốn cong đến hướng dốc ngược lại (Hình 4.12₈).

Theo mối tương quan giữa các cánh của nếp uốn

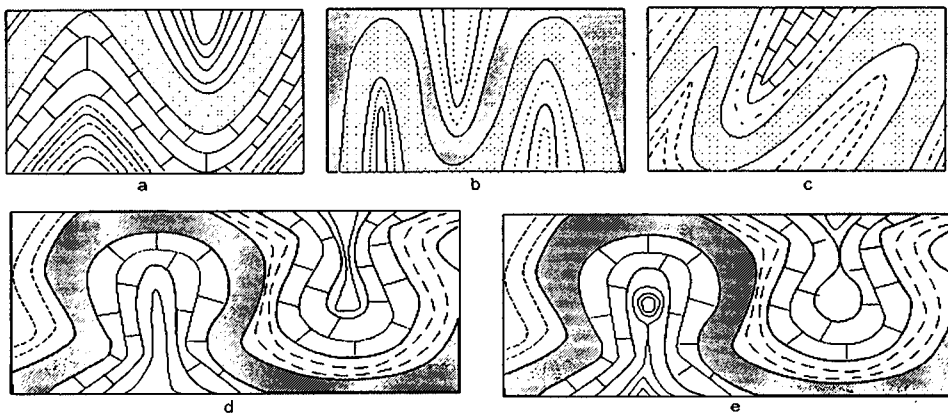
Nếp uốn bình thường có các cánh nghiêng về các hướng khác nhau (Hình 4.13_a).

Nếp uốn đẳng nghiêng có các cánh nằm song song nhau; khi các cánh thẳng đứng thì gọi là "đẳng nghiêng thẳng đứng"; khi các cánh nằm nghiêng thì gọi là "đẳng nghiêng dốc" (Hình 4.13_{b,c}). *Nếp uốn hình quạt* có các lớp sắp xếp theo kiểu hình quạt, nhân các nếp uốn này thường bị thất lại và tách khỏi các phần còn lại của chúng (Hình 4.13_{d,e}).



Hình 4.12. Phân loại nếp uốn theo vị trí mặt trục

Các nếp uốn : 1- đối xứng; 2- không đối xứng; 3- nghiêng; 4- đảo trong mặt cắt thẳng đứng; 5- đảo trên sơ đồ khối; 6- đảo trên bình đồ; 7- nằm, 8- chức đầu (trong mặt cắt) aa- Các trục uốn nếp; ab, a'b', a''b''- mặt trục uốn nếp (A.E. Mikhailov 1973).

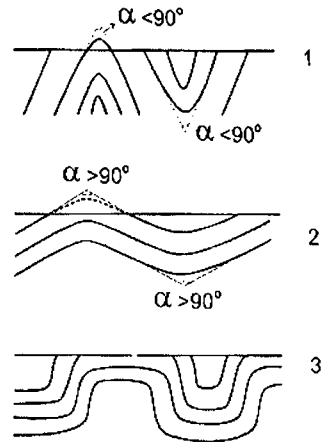


Hình 4.13. Phân loại nếp uốn theo tương quan giữa các cánh

Các uốn nếp : a- đơn giản; b- đồng nghiêng thẳng; c- đồng nghiêng đảo; d- hình quạt; e- hình quạt nhân thất (biểu diễn trong mặt cắt). (A.E. Mikhailov 1973)

Theo hình dạng của vòm

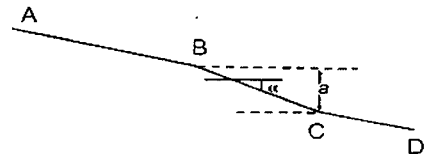
Nếp uốn nhọn với góc của nếp uốn nhỏ hơn 90° (Hình 4.14₁). *Nếp uốn tù* với góc của nếp uốn lớn hơn 90° (Hình 4.14₂). *Nếp uốn hình hộp* là nếp uốn có vòm phẳng và cánh dốc đứng (Hình 4.14₃). *Nếp oằn* là những chỗ cong gãy khúc trong các tầng phân lớp. Chúng thường được biểu hiện bằng sự nghiêng đi của các lớp khi thể nằm chung của chúng là ngang hoặc là dốc hơn trên một nền chung nằm nghiêng. Trong nếp oằn ở mặt cắt thẳng đứng người ta phân biệt các yếu tố sau (Hình 4.15): cánh trên hay cánh nâng (AB), cánh dưới hay cánh sụt (CD), cánh liên kết (BC), góc nghiêng của cánh liên kết (α).



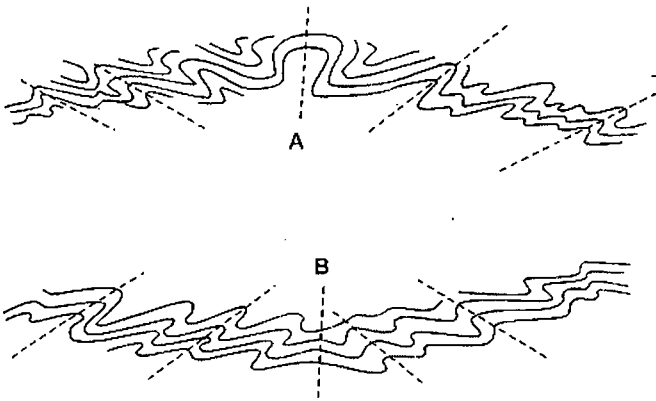
Hình 4.14. Phân loại nếp uốn theo hình dạng của vòm. Các nếp uốn: 1- nhọn, 2- tù, 3- hình hộp (Mikhailov A.E. 1973).

4.3.6. Phức nếp lồi và phức nếp lõm

Các cấu trúc uốn nếp lớn (kéo dài hàng chục, hàng trăm kilomet) và phức tạp, bao gồm nhiều nếp lồi và nếp lõm, nhưng có cấu tạo chung là một nếp lồi được gọi là phức nếp nếp lồi; có cấu tạo chung là



Hình 4.15. Sơ đồ cấu trúc nếp oằn. AB: cánh trên hay cánh nâng; CD: cánh dưới (cánh sụt); BC: cánh liên kết; α : góc nghiêng của cánh liên kết; a: cự ly đứng của cánh liên kết (Mikhailov A.E. 1973).



Hình 4.16. Sơ đồ phức nếp lồi (A) và phức nếp lõm (B) (Agiray G.D. 1966)

một nếp lõm gọi là phức nếp lõm (Hình 4.16).

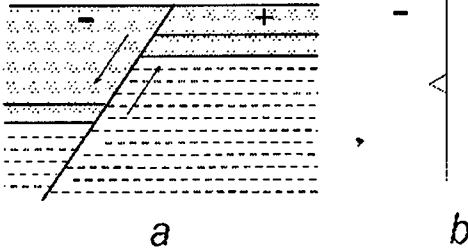
Hướng đổ của các nếp uốn thành viên phức nếp lồi và phức nếp lõm là nét đặc trưng và rất quan trọng đối với việc nghiên cứu điều kiện thành tạo nếp uốn. Mặt trực của các nếp uốn thành viên nghiêng chồm về phía trong đối với phức nếp lõm và nghiêng chồm ra phía ngoài từ phần trực của phức nếp lồi.

4. 4. ĐỨT GÃY VÀ CÁC YẾU TỐ CỦA ĐỨT GÃY

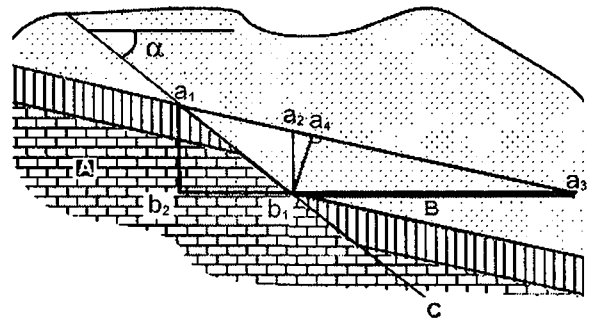
4.4.1. Đứt gãy

Đứt gãy là dạng phá huỷ kiến tạo kèm theo sự dịch chuyển của các phần bị đứt tách ra của thể địa chất. Đứt gãy rất phổ biến và được chia ra sáu nhóm: thuận, nghịch, trượt bằng, rời, nghịch chồm và lớp phủ. Mỗi nhóm có dấu hiệu hình thái đặc trưng và được hình thành trong những điều kiện địa động lực khác nhau.

Đứt gãy thuận là đứt gãy có mặt trượt nghiêng về phía đá sụt xuống (Hình 4.17). Trong đứt gãy thuận người ta phân biệt các yếu tố (Hình 4.18): cánh nâng hoặc là cánh nằm (A), cánh sụt hay cánh treo (B), mặt trượt (C), góc dốc của mặt trượt (α), cự ly theo mặt trượt (a_1-b_1), cự ly đứng (a_1-b_2), cự ly ngang (b_1-b_2), cự ly địa tầng (a_4-b_1), gián cách đứng (a_2-b_1), gián cách ngang (b_1-a_3).

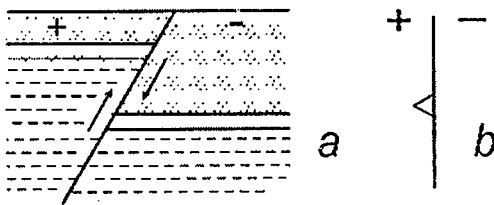


Hình 4.17. Sơ đồ đứt gãy thuận trong mặt cắt (a) và trên bình đồ (b)

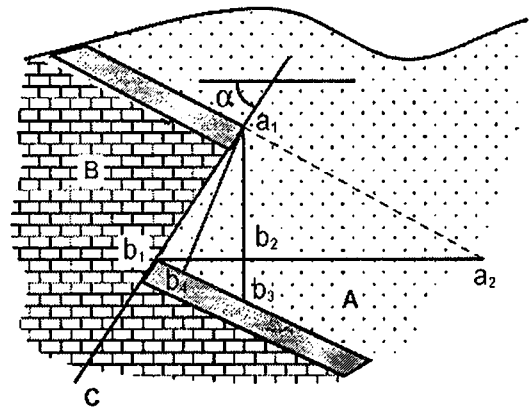


Hình 4.18. Các yếu tố của đứt gãy thuận

Đứt gãy nghịch có mặt trượt nghiêng về phía đá trôi lên (Hình 4.19). Trong đứt gãy nghịch (Hình 4.20) có các yếu tố: cánh sụt hay là cánh nằm (A), cánh nâng hay là cánh treo (B), mặt trượt (C), góc dốc của mặt trượt (α) cự ly thẳng đứng (a_1-b_2), cự ly nằm ngang hay là cự ly phủ (b_1-b_2), cự ly địa tầng (a_1-b_4), gián cách đứng (a_1-b_3), gián cách ngang (b_1-a_2), cự ly theo mặt trượt (a_1-b_1).



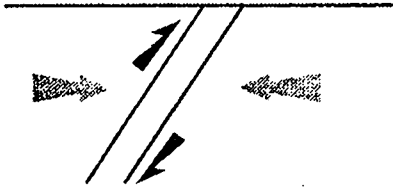
Hình 4.19. Sơ đồ đứt gãy nghịch trong mặt cắt (a) và trên bình đồ (b)



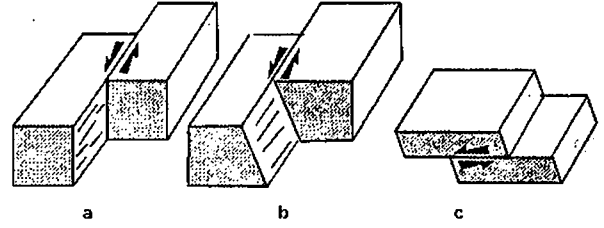
Hình 4.20. Các yếu tố của đứt gãy nghịch

Cấu trúc của đứt gãy nghịch đặc trưng là cánh nọ phủ lên cánh kia, điều đó chỉ ra rằng các khu vực của vỏ Trái Đất bị dồn ép lại theo hướng nằm ngang và tạo ra các đứt gãy nghịch. Khi hướng tác dụng của lực nằm ngang thì nó gây ra sự nén ép và làm xuất hiện mặt trượt của đứt gãy nghịch nghiêng gần 45^0 ; nếu lực tác dụng nghiêng một góc nào đó so với phương nằm ngang thì mặt trượt có thể nghiêng thoải hoặc dốc đứng (Hình 4.21).

Đứt gãy trượt bằng. Những đứt gãy có các cánh chuyển dịch theo phương nằm ngang được gọi là các đứt gãy trượt bằng (Hình 4.22). Trong đứt gãy trượt bằng có các yếu tố: các cánh, mặt trượt, góc dốc mặt trượt và cự ly dịch chuyển.



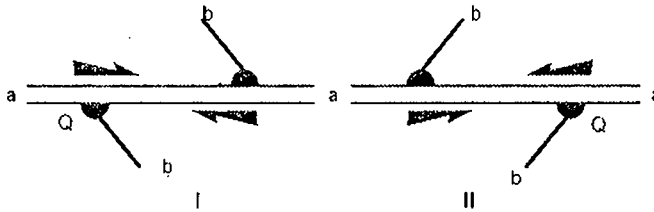
Hình 4.21. Sơ đồ thành tạo đứt gãy nghịch. Mũi tên đậm: lực tác dụng. Mũi tên mảnh: hướng chuyển động. (Mikhailov A.E. 1973)



Hình 4.22. Các đứt gãy trượt bằng thẳng đứng (a); nghiêng (b) và ngang (c) (Mikhailov A.E. 1973)¹

Đứt gãy trượt bằng được thành tạo do tác dụng của các lực có hướng nằm ngang và ngược nhau. Chúng thường phát triển dọc theo các khe nứt lớn đã xuất hiện từ trước. Hầu hết các đứt gãy lớn đều là đứt gãy trượt bằng; ví dụ như đứt gãy Sông Hồng ở Việt Nam, đứt gãy San Andreas ở Bắc Mỹ v.v.. Cự li dịch chuyển của đứt gãy trượt bằng có thể đạt tới hàng chục, hàng trăm kilomet.

Trên hình 4.23 chỉ rõ phương pháp xác định trượt bằng phải và trái. Để xác định đặc tính chuyển dịch người quan sát quay mặt nhìn vào mặt trượt ở điểm lớp bị đứt ra. Nếu trên cánh đối diện của đứt gãy trượt bằng các lớp dịch chuyển về bên phải thì đứt gãy được gọi là trượt bằng phải, nếu lớp chuyển dịch về trái trượt bằng trái.



Hình 4.23. Các đứt gãy trượt bằng phải (I) và trái (II). a: mặt trượt; b: các lớp bị đứt tách; Q: vị trí quan sát. (Mikhailov A.E. 1973)

Đứt gãy rời. Những đứt gãy có sự chuyển dịch của các cánh theo hướng vuông góc với mặt nứt vỡ được gọi là đứt gãy rời. Cự li dịch chuyển của đứt gãy được đo theo hướng vuông góc với mặt nứt vỡ và chúng có độ lớn khác nhau. Trong một số trường hợp chúng đạt tới vài chục mét, còn hầu hết không vượt quá vài mét. Đứt gãy rời được hình thành khi có lực căng tác dụng vuông góc với mặt nứt vỡ.

Đứt gãy nghịch chồm. Tất cả các loại đứt gãy mà chúng ta đã nghiên cứu trên kia không có dấu hiệu của biến dạng dẻo hoặc hiện tượng biến dạng dẻo biểu hiện rất yếu. Trong tự nhiên cũng khá phổ biến những đứt gãy được hình thành đồng thời với quá trình thành tạo nếp uốn. Trong trường hợp này, hiện tượng biến dạng dẻo của các đá biểu hiện rõ rệt và đã sinh ra đứt gãy nghịch chồm. Đứt gãy nghịch chồm có một loạt tính chất đặc trưng, chúng phát triển chủ yếu trong các nếp uốn nghiêng và đảo, làm cho các nếp uốn thêm phức tạp.

Trên bình đồ đứt gãy nghịch chồm có liên quan về mặt không gian với nếp uốn, chúng phát triển dọc theo đường trục của nếp uốn hoặc trên cánh nằm song song với đường trục. Khi nếp uốn tắt dần thì đứt gãy nghịch chồm cũng mất dần. Trên hình 4.24 trình bày một

¹ Hình thức trượt bằng ngang ở hình 4.22c của Mikhailov A.E. (1973) không phù hợp với thực tế (Chủ biên TDT)

dãy mặt cắt biểu diễn các nếp uốn có sự phát triển đứt gãy nghịch chồm. Đứt gãy nghịch chồm phát triển ở chỗ các nếp uốn bị ép mạnh và bị đảo lộn.

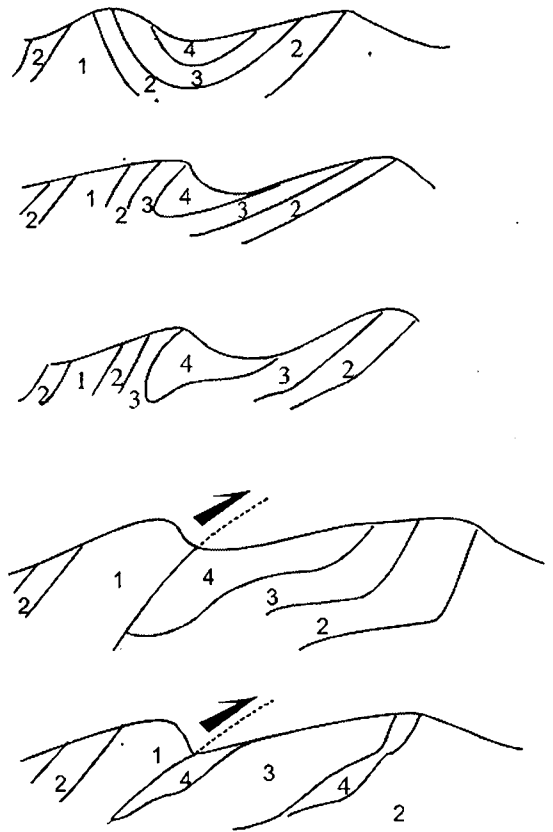
Các đứt gãy nghịch chồm thường được nối với nhau và bao trùm trên một hay nhiều nếp uốn. Trong phức hệ uốn nếp đảo về một phía thì các đứt gãy nghịch chồm thường phát triển song song nhau và tạo nên "cấu trúc dạng vảy".

4.4.2. Lớp phủ kiến tạo (địa di)

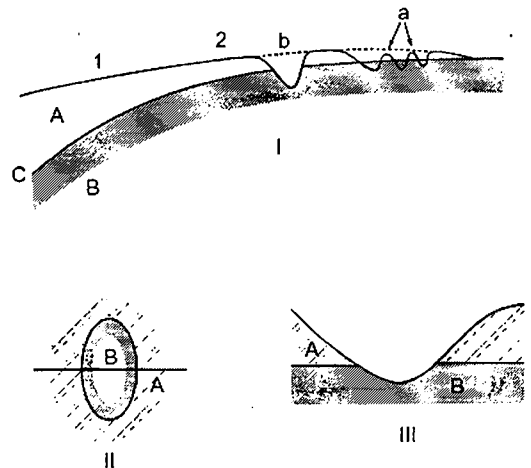
Lớp phủ kiến tạo hay địa di là đứt gãy nghịch chồm lớn có cự ly dịch chuyển trên vài kilômet hoặc hàng chục kilômet theo một bề mặt thoai thoải hay lượn sóng (Hình 4.25). Lớp phủ kiến tạo thường phổ biến trong những vùng có cấu trúc uốn nếp phức tạp, làm di chuyển những khối đá lớn chiếm toàn bộ một phức hệ đá uốn nếp. Trong lớp phủ kiến tạo, cánh treo là khối bị dịch chuyển đi và gọi là ngoại lai, cánh nằm nguyên tại chỗ gọi là nguyên địa; các đá nguyên địa thường trẻ hơn các đá ngoại lai. Đá ở đáy lớp phủ kiến tạo thường có độ dẻo cao, chúng đóng vai trò như một chất bôi trơn khi lớp phủ kiến tạo chuyển động. Bề mặt theo đó cánh ngoại lai di chuyển gọi là mặt trượt. Ở cánh ngoại lai có các yếu tố là trán (phần phía trước), thân (khiên) của lớp phủ kiến tạo và gốc của nó. Gốc của phần ngoại lai là vùng mà lớp phủ kiến tạo bắt đầu di chuyển, thường được xác định theo sự giống nhau về tướng đá của khối ngoại lai với các đá cùng tuổi nhưng không di chuyển (Hình 4.25).

4.4.3. Đứt gãy sâu

Một kiểu đứt gãy khác biệt hẳn với các đứt gãy kiến tạo thông thường là đứt gãy sâu và là một trong những loại hình kiến trúc nguyên thủy của vỏ Trái Đất. Nhiều



Hình 4.24. Sơ đồ thành tạo đứt gãy nghịch chồm trong nếp uốn đảo ở Đông Carpat: 1: flysh Kreta thượng; 2: cát kết K₂; 3: flysh Eocen - Paleocen; 4: argillit Oligocen (Pusharovski 1959).

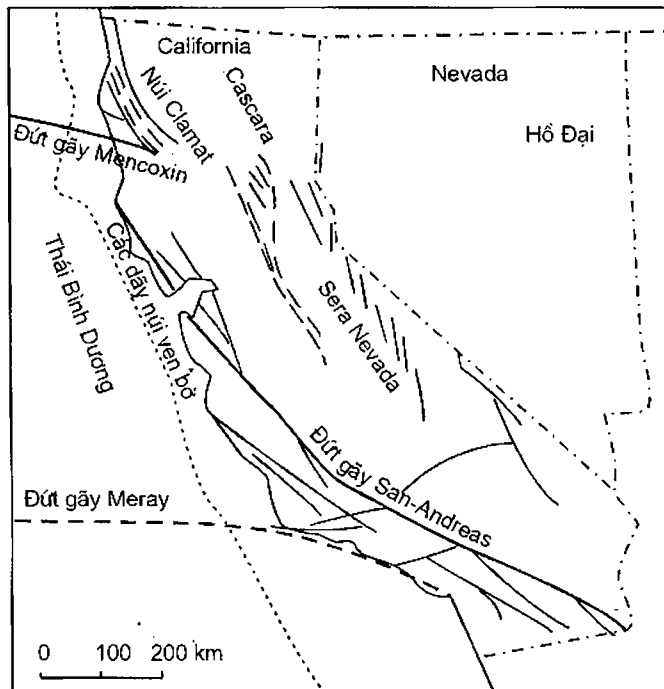


Hình 4.25. Sơ đồ cấu trúc lớp phủ kiến tạo

I. Cấu trúc lớp phủ: 1- Gốc lớp phủ; 2- Thân hoặc khiên lớp phủ; a- Tàn dư bào mòn; b- Cửa sổ bào mòn hay cửa sổ kiến tạo; II. Trên bình đồ; III. Trong mặt cắt; A- Ngoại lai; B- Nguyên địa; C- Mặt trượt. (Mikhailov A. E. 1973)

đứt gãy sâu xuất hiện ngay từ những thời kỳ sớm nhất trong lịch sử vỏ Trái Đất và thời gian hoạt động của chúng kéo dài hàng trăm triệu năm. Các đứt gãy sâu có độ sâu xuyên cắt ít nhất là đến đáy của vỏ, thậm chí đạt tới phạm vi của manti trên. Như vậy, đứt gãy sâu là đới chia cắt động của vỏ Trái Đất và manti trên.

Đứt gãy sâu có ba đặc điểm cơ bản sau đây: 1) Kích thước lớn – dài từ hàng trăm đến hàng ngàn kilômét, rộng hàng chục kilômét; 2) Độ sâu sinh thành lớn, từ độ sâu cắt vỏ Trái Đất đến độ sâu 100-300 km, hoặc sâu hơn nữa trong manti; 3) Thời gian phát triển kéo dài qua nhiều pha, nhiều kỷ địa chất, và thường có sự đổi dấu chuyển động theo đứt gãy. Ngoài ra, đứt gãy sâu còn đóng vai trò phân tách các bộ phận thạch quyển có lịch sử và đặc điểm chuyển động kiến tạo khác hẳn nhau.



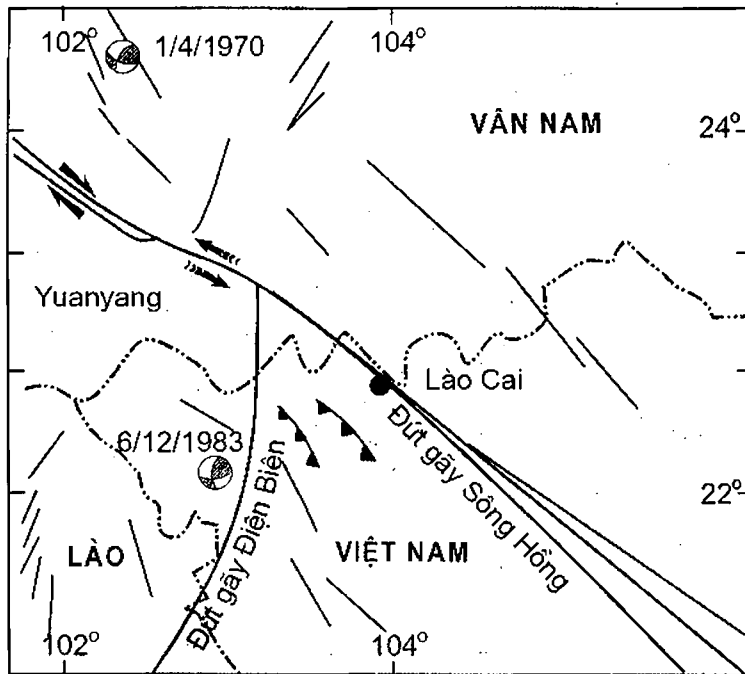
Hình 4.26. Đứt gãy San Andreas
và hệ đứt gãy đi kèm ở California (Khain A.E. 1973)

Trên bề mặt, đặc biệt trong tầng phủ trầm tích, đứt gãy sâu thường biểu hiện dưới dạng một đới phá hủy đứt gãy liên tục với chiều rộng vài kilômét hoặc vài chục kilômét. Đứt gãy sâu được nghiên cứu, theo dõi trên quy mô khu vực, và được xác định trên cơ sở phân tích một tập hợp các dấu hiệu như kiến trúc, địa vật lý, magma, trầm tích, địa mạo v.v...

Một trong những đứt gãy sâu được nghiên cứu đầy đủ nhất là đứt gãy San Andreas ở California (Bắc Mỹ) thuộc hệ thống các đứt gãy của vành đai Thái Bình Dương. Đứt gãy này kéo dài từ mũi Point-Arena về phía bắc, từ San Francisco đến vịnh California gần như một đường thẳng theo hướng tây bắc (320°) trên chiều dài 900 km (Hình 4.26). Dọc đứt gãy này đã nhiều lần đo được các chuyển dịch ngang khi động đất. Hiện nay các chuyển dịch dọc theo đứt gãy San Andreas vẫn tiếp tục diễn ra với tốc độ trung bình 4 cm/năm. Sự chuyển dịch ngang còn được thể hiện trong sự dịch

chuyển tương đối của các lòng sông ở hai cánh đứt gãy đạt đến 24 km, các đứt gãy khác hướng bị cắt bởi đứt gãy San Andreas, các nếp uốn kéo theo được hình thành gần đứt gãy và phân bố dưới một góc nhọn so với phương của đứt gãy này.

Đới đứt gãy Sông Hồng cũng là một đứt gãy sâu đã được nhiều nhà địa chất trong và ngoài nước nghiên cứu. Đứt gãy kéo dài theo phương TB – ĐN (330° - 340°) từ vịnh Bắc Bộ qua Hà Nội, Lào Cai rồi tiếp tục về phía Vân Nam (Trung Quốc) với chiều dài chung trên 1000 km (Hình 4.27). Theo các tài liệu địa vật lý, đứt gãy này có độ sâu 60 – 70 km, đạt tới mặt Moho. Mặt đứt gãy nghiêng về đông bắc với góc dốc 72° . Trong Oligocen – Miocen ($E - N_1$) chuyển động của hai cánh đứt gãy xảy ra theo cơ chế trượt bằng trái. Từ Pliocen đến nay chuyển dịch dọc đứt gãy lại xảy ra theo trượt bằng phải. Việc nghiên cứu trường ứng suất thể hiện theo các trận động đất từ thập kỷ 60 đến nay cho thấy hiện nay đứt gãy sông Hồng đang hoạt động theo cơ chế trượt bằng phải.



Hình 4.27. Hệ đứt gãy Sông Hồng (theo P. H. Leloup, giản lược và bổ sung)

- Cơ cấu chấn tiêu động đất
- Hướng dịch chuyển trong $N_2 - Q$
- Hướng dịch chuyển trong $E - N_1$ (trượt bằng phải)
- (trượt bằng trái);

4.5. BẢN ĐỒ ĐỊA CHẤT

4.5.1. Các loại bản đồ địa chất

Bản đồ địa chất là loại bản đồ mà trên nền của bản đồ địa hình người ta biểu diễn sự phân bố của các loại đá ở trên mặt đất; các đá này được phân chia theo tuổi và thành phần. Trên bản đồ địa chất có thể biểu diễn cả sự phân bố của các khoáng vật hoặc các nguyên tố riêng biệt trong đá. Các kết quả khoan sâu và địa vật lý cũng có thể được thể hiện để trên cơ sở đó các nhà địa chất có được những khái niệm về thành phần và dạng

nằm của các đá bên dưới mặt đất và nêu ra các kết luận về cấu trúc sâu của vỏ Trái Đất. Trên bản đồ địa chất, tuổi và thành phần các đá được biểu diễn bằng màu sắc, các chữ cái, chữ số hoặc các đường gạch. Tùy theo tỉ lệ, bản đồ địa chất được chia thành 4 loại bản đồ chính là khái quát, khu vực, chi tiết và tỉ lệ lớn.

Bản đồ địa chất khái quát cho ta những khái niệm về cấu trúc địa chất của một lãnh thổ rộng lớn, của một nước, của toàn bộ một lục địa hoặc cả thế giới. Tỉ lệ của loại bản đồ này có thể khác nhau, phổ biến là 1:1.000.000. Cơ sở địa hình của các bản đồ địa chất khái quát được đơn giản đi rất nhiều. Trên đó người ta thường chỉ vẽ các sông chính, các điểm dân cư lớn, biển và hồ mà theo tỉ lệ có thể biểu diễn được.

Bản đồ địa chất khu vực biểu diễn các đơn vị cấu trúc địa chất điển hình của một vùng, một khu vực. Ví dụ, bản đồ địa chất miền Bắc Việt Nam tỉ lệ 1:500.000, bản đồ địa chất tỉ lệ 1:200.000 v.v... Tỉ lệ của bản đồ địa chất khu vực thay đổi từ 1:1.000.000 đến 1:200.000. Cơ sở địa hình của bản đồ địa chất khu vực cũng được đơn giản hoá đi nhiều. Trên đó chỉ biểu diễn mạng lưới thuỷ văn và các đường giao thông chính, các điểm dân cư và hệ thống đường bình độ giản lược.

Bản đồ địa chất chi tiết có tỉ lệ từ 1:200.000 đến 1:25.000, được thành lập theo từng tờ; khung của mỗi tờ bản đồ này tương ứng với mạng lưới địa hình đã được phân định. Các bản đồ này phản ánh chi tiết cấu trúc địa chất trên diện tích của tờ bản đồ. Cơ sở địa hình của bản đồ địa chất chi tiết phải chính xác, trên đó có hệ thống đường bình độ, chỉ lược bỏ đường giao thông phụ, điểm dân cư nhỏ, v.v...

Bản đồ địa chất tỉ lệ lớn được thành lập với tỉ lệ từ 1:25.000 đến 1:1000 và 1:500. Cơ sở địa hình của các bản đồ này được thành lập riêng cho các diện tích cần lập bản đồ địa chất. Bản đồ địa chất tỉ lệ lớn được thành lập cho những vùng hoặc những khu vực có các mỏ. Trên bản đồ này, tương ứng với đặc điểm cấu trúc của mỏ ta có thể biểu diễn tài liệu chuyên môn khác để nhờ đó có thể theo dõi được cấu trúc và đặc điểm mỏ.

Ngoài bản đồ địa chất thông thường đã nêu, ta còn cần thành lập các bản đồ chuyên đề khác như bản đồ các thành tạo Đệ Tứ, bản đồ thạch học, bản đồ kiến tạo, bản đồ địa mạo, bản đồ địa chất thuỷ văn, địa chất công trình, bản đồ khoáng sản, bản đồ dự đoán các loại khoáng sản v.v..

4.5.2. Các dấu hiệu quy ước trên bản đồ địa chất

Trên bản đồ địa chất, tuổi, thành phần và nguồn gốc của đá được thể hiện bằng những dấu hiệu quy ước: 1) màu sắc; 2) đường vạch; 3) chữ cái và chữ số.

- Màu sắc để biểu diễn tuổi của đá trầm tích, phun trào và biến chất, tuổi càng cổ gam màu càng đậm. Đối với đá xâm nhập thì màu sắc thể hiện thành phần của đá.

- Đường vạch dùng để biểu diễn thành phần đá; trường hợp các bản đồ địa chất không có điều kiện dùng màu thì tuổi và thành phần các đá được biểu thị bằng các đường vạch và sọc khác nhau.

- Dấu hiệu quy ước chữ cái và chữ số dùng để chỉ tuổi và nguồn gốc các đá được quy định như sau:

Cấp giới ký hiệu gồm hai chữ cái cùng viết hoa –Arkei: AR; Paleoproterozoi: PP; Mesoproterozoi: MP; Neoproterozoi: NP; Paleozoi: PZ; Mesozoi: MZ; Kainozoi: KZ. Các phụ giới được ký hiệu bằng các chữ số Ả Rập 1, 2 hay 3 và được viết ở bên phải ký hiệu giới nhưng hơi thấp xuống. Ví dụ – Paleozoi hạ: PZ₁; Paleozoi trung: PZ₂; Paleozoi thượng: PZ₃.

Cấp hệ ký hiệu bằng một chữ cái viết hoa như sau – hệ Cambri: E; hệ Ordovic: O; hệ Silur: S; hệ Devon: D; hệ Carbon: C; hệ Permi: P; hệ Trias: T; hệ Jura: J; hệ Kreta: K; hệ Paleogen: E; hệ Neogen: N; hệ Đệ Tứ: Q.

Cấp thống được biểu diễn bằng chữ số Ả Rập, viết ở bên phải ký hiệu hệ nhưng đặt thấp hơn một chút. Các hệ thường được chia thành ba thống, khi đó ta dùng số 1, 2, 3 lần lượt chỉ thống dưới, thống giữa và thống trên. Khi hệ được chia thành hai thống, ta dùng số 1 và 2 lần lượt chỉ thống dưới và thống trên. Ví dụ hệ Devon chia thành ba thống, và ta có các ký hiệu D₁ – thống hạ; D₂ – thống trung và D₃ là thống thượng. Các thống của hệ Paleogen, Neogen và Đệ tứ có tên riêng. Paleogen có ba thống là Paleocen (E₁), Eocen (E₂) và Oligocen (E₃). Neogen gồm hai thống là hạ hay Miocen (N₁); thượng hay Pliocen (N₂). Hệ Đệ Tứ (Q) gồm hai thống là Pleistocen và Holocen (Hiện đại). Các nhà địa chất Việt Nam thường dùng cách phân chia Đệ Tứ của giới địa chất Nga là Holocen (Hiện đại): Q_{IV}; Pleistocen thượng: Q_{III}; Pleistocen trung: Q_{II}; Pleistocen hạ: Q_I.

Ký hiệu bậc được ghi bên phải ký hiệu thống, phụ thuộc vào tên gọi của bậc đã được latin hoá và được viết tắt bằng hai hay một chữ in thường là chữ đầu tên bậc. Ví dụ: T_{1i} là hệ Trias, thống hạ, bậc Indi. C_{1v} là hệ Carbon, thống hạ, bậc Visei.

Ký hiệu các phân vị thạch địa tầng

Theo quy phạm địa tầng Việt Nam (1994) hệ thống cấp bậc từ lớn đến nhỏ của các phân vị thạch địa tầng gồm loạt, hệ tầng, tập, lớp (hệ lớp); trong đó phân vị cơ bản là *hệ tầng*. Ngoài ra còn có phức hệ là một loại phân vị mang tính tạm thời trong bước đầu nghiên cứu.

Ký hiệu của phân vị hệ tầng được thành lập từ hai chữ cái latin không viết hoa tương ứng với chữ đầu của từ thứ nhất và từ thứ hai trong tên gọi hệ tầng. Ký hiệu này đặt bên phải ký hiệu bậc và phải viết nghiêng; ví dụ hệ tầng Mia Lé thuộc bậc Praga của Devon hạ được ký hiệu là D₁^P ml. Chú ý là để tránh sự nhầm lẫn khi đọc, không dùng một nguyên âm liền một phụ âm; ví dụ để ký hiệu hệ tầng Kiến An tuổi Silur muộn không nên viết ký hiệu S₂ka mà viết S₂kn.

4.5.3. Cột địa tầng, mặt cắt địa chất

Trên các bản đồ địa chất tỉ lệ lớn, cột địa tầng và mặt cắt địa chất thường được thành lập kèm theo, nhằm thể hiện những thông tin ngắn gọn về bản đồ.

Cột địa tầng là một cột có bề rộng từ 2-4 cm (Hình 4.28). Trong cột này ta dùng các dấu hiệu quy ước đường vạch để biểu diễn thành phần của các đá trầm tích, phun trào và biến chất phát triển trong vùng lập bản đồ. Trong cột địa tầng các thể

địa chất được phản ánh tương ứng với các thể đá đã được thể hiện trên bản đồ địa chất. Bên trái cột địa tầng thể hiện các phân vị thời địa tầng (giới, hệ, thống, bậc, hệ tầng v.v...) và các ký hiệu của chúng; bên phải cột ta ghi bề dày, mô tả đặc điểm thạch học và hoá thạch tìm thấy. Tỷ lệ của cột địa tầng có thể khác nhau và phụ thuộc vào bề dày tổng hợp của các thể địa chất được trình bày trên bản đồ.

Ranh giới chỉnh hợp được biểu diễn bằng một đường thẳng, còn ranh giới bất chỉnh hợp biểu diễn bằng một đường lượn sóng. Ví dụ cụ thể về một cột địa tầng xem trên hình 4.28.

Mặt cắt địa chất là một mặt cắt tưởng tượng, theo chiều thẳng đứng qua vỏ Trái Đất từ trên bề mặt đến một độ sâu nào đó. Nó có thể được thành lập theo bản đồ địa chất, các tài liệu lỗ khoan, tài liệu địa vật lý hoặc các tài liệu khác. Mặt cắt địa chất lập theo bản đồ địa chất được tiến hành theo một đường thẳng cắt xuyên từ mép này đến mép kia của tờ bản đồ gọi là đường mặt cắt. Hướng của đường mặt cắt phải chọn như thế nào để ta nhận được thông tin nhiều nhất về thể nằm của các đá đã biểu diễn trên bản đồ.

Tuổi	Cột địa tầng	Bề dày (m)	Thành phần thạch học và hoá thạch
T ⁻		150	Đá phiến sét với phân lớp mỏng
P ²		200-400	Đá vôi màu xám đen phân lớp, đá phiến sét chứa <i>Nakinella</i>
C ² -P ¹		800-1000	Đá vôi dạng khối, trứng cá màu xám chứa: <i>Neoschwagerina</i> , <i>Graticuliphra</i>
C ¹		250-800	Đá vôi dạng trứng cá, xen phiến sét
D ²		0-400	Đá vôi sọc dải nhiễm silic màu sặc sỡ
D ²		400-1000	Đá vôi phân lớp có dolomit, bitum xen kẽ đá phiến sét vôi
D ¹		700-1000	Đá vôi silic phiến hoá có mangan, đá phiến sét vôi, cát kết chứa Otracoda
O			Đá phiến sét vôi xen kẽ bột kết vôi

Hình 4.28. Cột địa tầng giản lược của trầm tích Paleozoi vùng Lô - Gâm

Chương 5

ĐỊA TẦNG VÀ LỊCH SỬ VỎ TRÁI ĐẤT

5.1. ĐỊNH NGHĨA VÀ VAI TRÒ CỦA ĐỊA TẦNG HỌC

5.1.1. Định nghĩa, đối tượng và nhiệm vụ của Địa tầng học

Địa tầng học là một trong những bộ môn cơ bản của địa chất học, nghiên cứu các lớp các tầng đá của vỏ Trái Đất, quy luật hình thành chúng, xác định mối quan hệ giữa chúng với nhau trong quá trình hình thành.

Ba nhiệm vụ cơ bản của địa tầng học là: 1) nghiên cứu và mô tả các lớp đá trong mặt cắt địa chất cụ thể, xác định được trình tự địa tầng của chúng; 2) liên hệ các mặt cắt, xác định mối tương quan giữa chúng và vị trí của chúng trong tiến trình chung của sự hình thành các tầng đá của vỏ Trái Đất nói chung; 3) lý giải biên sử địa tầng để làm sáng tỏ lịch sử hình thành và phát triển của vỏ Trái Đất.

Để giải quyết những nhiệm vụ của mình, địa tầng học dựa trên các nguyên lý cơ bản về 1) *tính kế tục*, theo đó các lớp mới hình thành đều nằm ngang, lớp hình thành sau phủ lên lớp hình thành trước, trẻ hơn lớp trước và ngược lại; 2) *tính liên tục bề mặt*, theo đó tại cùng một lớp ở mọi điểm đều cùng tuổi tức là các yếu tố của chúng được thành tạo đồng thời; 3) *tính đồng nhất thành phần hoá thạch*, theo đó các tầng đá chứa các tập hợp hoá thạch (di tích sinh vật bảo tồn trong đá trầm tích) giống nhau thì cùng tuổi, tức là được hình thành đồng thời.

5.1.2. Vai trò của địa tầng học

Là một bộ môn khoa học cơ bản, địa tầng học có vai trò đặc biệt quan trọng trong Địa chất học và trong hoạt động xã hội nói chung. *Thứ nhất*, trong mọi công tác nghiên cứu địa chất đều phải tìm hiểu lịch sử và quy luật hình thành của đối tượng nghiên cứu, muốn giải quyết nhiệm vụ này mọi nhà nghiên cứu đều phải dựa vào các dẫn liệu về địa tầng học của vùng. Chính vì vậy trong mọi công tác nghiên cứu cơ bản của địa chất học như địa chất khu vực, đo vẽ bản đồ địa chất, kiến tạo học v.v.. thì công việc hàng đầu và có tầm quan trọng đối với chất lượng công trình của nhà địa chất là xác định địa tầng của vùng nghiên cứu. Những kết quả nghiên cứu chính xác về địa tầng giúp cho nhà địa chất đánh giá đúng đắn về lịch sử và quy luật hình thành, quy luật phân bố của các đối tượng nghiên cứu. Những kết luận không chính xác về địa tầng sẽ dẫn đến những đánh giá sai về địa chất khu vực dẫn đến hậu quả xấu không những đối với các công tác khác của địa chất mà thậm chí có thể kim hãm sự phát triển kinh tế của xã hội. Ví dụ, nếu xác định rằng ở Việt Nam không phổ biến trầm tích tương thêm lục địa có vị trí địa tầng

Đệ Tam tức Paleogen và Neogen là một tiền đề quan trọng cho việc tìm dầu mỏ, sẽ đi đến kết luận Việt Nam không có dầu mỏ. *Thứ hai*, trong các công tác địa chất ứng dụng như địa chất công trình, địa chất thuỷ văn v.v.. công việc nghiên cứu địa tầng cũng là nhiệm vụ rất quan trọng. Xác định địa tầng sai dẫn đến đánh giá sai về nền móng công trình thì hậu quả xấu sẽ khôn lường vì các công trình xây dựng trên nền móng yếu sẽ luôn luôn là mối đe dọa cho sinh mạng và tài sản của xã hội. Những sự cố về các công trình xây dựng, các công trình giao thông cũng có thể cho ta thấy được điều quan trọng này.

5.2. TUỔI ĐỊA CHẤT VÀ PHƯƠNG PHÁP XÁC ĐỊNH

Muốn biết được lịch sử hình thành vỏ Trái Đất, trước hết cần phải tìm được cách xác định tuổi của đá trên Trái Đất, cũng tức là xác định tuổi của các sự kiện địa chất, những biến cố đã xảy ra trên Trái Đất. Trong những thế kỷ trước nhiều người đã đề ra những phương pháp khác nhau để định tuổi địa chất, song chưa có phương pháp nào có cơ sở chắc chắn. Có thể kể đến cách xác định tuổi mà trong những thế kỷ trước đã được nhiều người lưu ý là dựa trên giả định rằng xưa kia nước biển và đại dương cũng chỉ là nước nhạt (hay nước ngọt như ta thường gọi), giống như nước sông suối hiện nay. Nước biển mặn như ngày nay chính là do nước hoà tan các muối từ trong lục địa và đưa ra biển, qua nhiều triệu năm tích lũy nước biển mới trở nên mặn. Từ nhận định trên, nếu đo tính được tổng lượng muối mà hiện nay các hệ thống sông hàng năm đưa ra biển, đo tính được thể tích nước biển và tổng lượng muối chứa trong các đại dương, ta có thể tính được thời gian mà sông suối đã làm cho biển trở thành mặn như ngày nay. Bằng cách này người ta đã tính ra thời gian đó vào khoảng vài trăm triệu năm. Cách tính tuổi địa chất như vậy không có đủ sức thuyết phục, trước hết là lập luận ban đầu đã không có cơ sở. Ai có thể khẳng định nước biển xưa kia là nước nhạt; thêm nữa ai biết được là xưa kia lục địa có rộng như ngày nay không và lượng mưa trên đó ra sao để có được lượng nước của các hệ thống sông mang theo lượng muối hoà tan ra biển hàng năm như ngày nay.

Nửa đầu thế kỷ 19 các nhà nghiên cứu tìm được cách xác định tuổi tương đối của các tầng đá một cách chắc chắn, bằng phương pháp cổ sinh đã xác định được mối quan hệ già hơn hay trẻ hơn giữa các đá cấu tạo nên vỏ Trái Đất. Đến thế kỷ 20, nhờ phát hiện ra đặc tính của các nguyên tố phóng xạ và các chu kỳ bán huỷ của chúng mà người ta đã tìm ra cách xác định tuổi tuyệt đối của các đá, tức là tính tuổi của chúng bằng đơn vị thời gian, hàng nghìn và hàng triệu năm.

5.2.1. Phương pháp xác định tuổi tuyệt đối

- *Cơ sở khoa học.* Việc tính tuổi tuyệt đối của đá đã được thực hiện có cơ sở khoa học nhờ phát minh của A. Becquerel, của Pierre và Marie Curie về hiện tượng phóng xạ. Trong tự nhiên các nguyên tố hoá học thường có những đồng vị khác biệt nhau ở trọng lượng nguyên tử, có những đồng vị bền vững bên cạnh những đồng vị không bền vững. Những đồng vị không bền vững do hiện tượng phân huỷ phóng xạ sẽ bị phân rã và bị

biến đổi để trở thành những đồng vị bền vững của nguyên tố khác. Thí dụ các đồng vị của chì Pb^{206} và Pb^{207} là sản phẩm cuối cùng và bền vững của quá trình phân rã phóng xạ của các đồng vị urani U^{238} và U^{235} . Mỗi một nguyên tố phóng xạ có một tốc độ phân rã phóng xạ không thay đổi, tốc độ đó không chịu ảnh hưởng của bất kỳ tác nhân ngoại sinh nào, có lẽ chỉ trừ trường hợp nhiệt độ cực cao ở các ngôi sao trong vũ trụ mới có thể làm thay đổi tốc độ này. Bằng thực nghiệm có thể xác định được chu kỳ bán huỷ của mỗi nguyên tố phóng xạ. Từ những điều vừa trình bày trên đây, ta xác định được tuổi của đá chứa các đồng vị phóng xạ. Biết được chu kỳ bán huỷ của đồng vị phóng xạ và khối lượng của đồng vị bền vững do quá trình phóng xạ phân rã tạo nên trong đá, ta sẽ tính được tuổi của đá chứa chúng.

Quy luật của quá trình phân rã phóng xạ là cứ qua một thời gian nhất định có tính chu kỳ thì số của nguyên tử mất đi một nửa do phân rã phóng xạ; chu kỳ đó gọi là *chu kỳ bán huỷ*. Như vậy sau một chu kỳ bán huỷ sẽ mất đi 50% số nguyên tử của nguyên tử để cho ra đồng vị con; sau hai chu kỳ 75% bị phân rã, sau ba chu kỳ – 88% và tiếp tục như vậy cho đến khi số của nguyên tử mẹ trở thành cực nhỏ.

Chính dựa trên cơ sở đó mà người ta đã xác định tuổi của đá chứa các đồng vị phóng xạ. Biết được chu kỳ bán huỷ của chất phóng xạ và khối lượng của đồng vị bền vững do quá trình phóng xạ phá huỷ tạo nên trong đá, ta sẽ tính được tuổi của đá. Để tính tuổi của đá cổ, người ta dựa vào các nguyên tố có chu kỳ bán huỷ lâu dài như Urani²³⁵ có chu kỳ bán huỷ 710 triệu năm, còn để định tuổi các đá trẻ người ta dựa vào nguyên tố có chu kỳ bán huỷ ngắn như carbon phóng xạ (C^{14}) có chu kỳ phân huỷ chỉ 5,5 - 6 nghìn năm. Chính nhờ phương pháp phóng xạ mà ngày nay người ta đã có thể xác định được tuổi của tất cả các thể địa chất. Đá có tuổi già nhất trên Trái Đất là một loại đá biến chất được tìm thấy ở Canada và được xác định tuổi là 3,96 tỷ năm. Việc xác định tuổi của di tích khảo cổ thuộc các nền văn hoá vài nghìn năm được xác định nhờ carbon phóng xạ C^{14} . Vậy là con người đã tìm ra cách thức tin cậy để xác định tuổi của các sự kiện lịch sử của hành tinh mà mình cư trú.

Phải có đá gốc để hình thành đá biến chất có tuổi 3,96 tỷ năm vừa nói trên, như vậy tuổi của Trái Đất phải cổ hơn nhiều so với tuổi của đá biến chất đó. Nếu vũ trụ được thành tạo sau vụ nổ Big Bang, cách đây khoảng 20 tỷ năm thì Trái Đất phải được hình thành sau Big Bang, từ những vật chất khí bị bắn ra và nguội đi kết nhau lại. Từ đó, nếu đá cổ nhất có tuổi 3,96 tỷ năm thì người ta đoán định rằng Trái Đất phải được hình thành trước đó, từ cách đây khoảng 4,6 tỷ năm.

Ngày nay nhiều phương pháp xác định tuổi tuyệt đối đã được sử dụng trong các phòng thí nghiệm địa niên đại, trong đó các phương pháp quan trọng nhất là phương pháp Rubidi - Stronti, phương pháp Kali - Argon, phương pháp Urani - Thori - Chì, phương pháp Samari - Neodymi, phương pháp Carbon 14.

Phương pháp Rubidi - Stronti là một trong những phương pháp định tuổi được áp dụng rộng rãi trong địa chất. Phương pháp này cho phép xác định tuổi khoáng vật và đá có chứa rubidi như mica, sét, felspat, granit.

Phương pháp Kali - Argon cũng là phương pháp được sử dụng rộng rãi trong địa chất, điều hạn chế là khí argon dễ bị bay mất sau khi được hình thành. Do đó thường xảy ra trường hợp tuổi của đá được xác định sẽ trẻ hơn tuổi thực, mặc dầu cũng có những loại khoáng vật giữ được argon khá tốt. Phương pháp Kali - Argon cũng sử dụng những khoáng vật giống như phương pháp Rubidi - Stronti. Ngày nay phương pháp Kali - Argon được sử dụng rộng rãi đối với đá phun trào trẻ và xác định thời gian của sự nâng trôi các lục địa. Phương pháp Argon-40/Argon-39 cũng là một loại của phương pháp Kali - Argon được sử dụng định tuổi cho hiện tượng nung nóng của vỏ Trái Đất, định tuổi tro núi lửa và sự từ hoá cổ trong đá.

Phương pháp Urani- Thori - Chì. Hai đồng vị của urani và thori trải qua sự phân rã alpha và beta sẽ cho đồng vị chì bền vững. Điều này cho nhiều khả năng định tuổi vì các đồng vị trung gian lại cũng phóng xạ. Zircon là khoáng vật thường có trong nhiều loại đá và đặc biệt thích hợp cho phương pháp Urani - Chì. Phương pháp Urani - Chì - Zircon là một trong những phương pháp chính xác nhất để định tuổi đá granit rất cổ với khả năng đạt độ chính xác 5 triệu năm với đá có tuổi 3 tỷ năm.

Phương pháp Samari - Neodymi. Samari 147 phân rã thành neodymi 143 có chu kỳ bán huỷ rất dài, khoảng 106 tỷ năm. Cả hai đồng vị mẹ và con đều là nguyên tố đất hiếm và có hành vi địa hoá tương tự nhau. Các quá trình địa chất hậu sinh như phong hoá, biến chất không thể tách hai đồng vị này giống như chúng đã tách cặp đồng vị mẹ-con trong các phương pháp định tuổi khác. Vì vậy phương pháp Samari - Neodymi có khả năng "nhìn thấu" các sự kiện địa chất hậu sinh và ghi được thời gian đầu tiên khi đá tách từ bên trong Trái Đất để trở thành thành phần của vỏ. Vì vậy tuổi theo phương pháp Samari - Neodymi thường được coi là tuổi thành tạo vỏ Trái Đất.

Phương pháp Carbon 14. Carbon-14 có vai trò quan trọng trong định tuổi địa chất trẻ; nó sinh ra do một neutron đụng độ với nguyên tử nitơ (nitrogen) trong khí quyển và phát ra một proton. Sau đó carbon phóng xạ kết hợp với oxy và tạo thành dioxit carbon (carbonic – CO₂). Dioxit carbon phóng xạ này được cây cối hấp thụ trong quá trình quang hợp, đồng thời cũng được phân tán trong nước biển và nước ngọt. Cuối cùng, động vật lại đồng hoá carbon-14 vào cơ thể của chúng do tiêu thụ nước và thức ăn thực vật. Khi động vật và cây cối chết, carbon không còn tăng thêm trong mô của chúng được nữa và carbon-14 bắt đầu bị phân rã theo chu kỳ bán huỷ 5730 năm.

5.2.2. Phương pháp xác định tuổi tương đối

Tuy phương pháp xác định tuổi tuyệt đối ngày nay được hoàn thiện nhiều so với trước đây, song việc xác định tuổi luôn luôn phải gắn liền với các thiết bị phân tích hiện đại và đắt tiền; thêm vào đó, sai số có thể tới 5%. Nếu vậy khi xác định đá có tuổi 100 triệu năm thì sai số là 5 triệu năm. Sai số này là quá lớn nếu ta nhớ rằng loài người với đại biểu nguyên thủy là các dạng người khỉ chỉ mới xuất hiện trên Trái Đất khoảng dưới 1 triệu năm, còn ngày nay tuổi thọ 100 năm của con người cũng rất hiếm. Một phương pháp khác xác định tuổi địa chất đơn giản hơn tuy không tính được năm tháng, song lại xác định được chắc chắn mối tương quan già trẻ của các đá

và nhiều khi còn có thể hiệu chỉnh cả sai lầm của máy móc khi phân tích tuổi tuyệt đối, đó là phương pháp xác định tuổi tương đối.

Cơ sở khoa học của phương pháp này là so sánh mối tương quan giữa các đá để tìm ra mối quan hệ già trẻ của chúng. Có nhiều cách để xác định tuổi, so sánh tuổi tương đối của các đá và các tầng đá khác nhau như dựa vào trật tự sắp xếp của các tầng đá – đá già hơn nằm ở dưới còn đá trẻ hơn nằm ở trên theo thứ tự thời gian thành tạo chúng. Người ta cũng xác định đá già hơn hay trẻ hơn dựa vào mức độ biến chất của đá. Các đá già hơn do trải qua nhiều biến động của các vận động địa chất nên có mức độ biến chất cao hơn, còn các đá trẻ hơn thì ngược lại, có mức độ biến chất thấp hơn. Càng ngày người ta càng tìm ra những cách thức khác nhau để xác định tuổi tương đối của đá như dựa vào cổ tử, độ dẫn điện của các đá v.v..

Cách xác định tuổi tương đối của đá một cách khoa học nhất mà hiện nay được áp dụng rộng rãi là theo phương pháp cổ sinh vật, dựa vào *hoá thạch* – di tích của sinh vật hoặc di tích hoạt động của chúng được giữ lại trong các tầng đá được thành tạo đồng thời với sinh vật.

Đặc tính quan trọng của sinh vật là biến đổi, tiến hoá không ngừng để thích nghi với sự thay đổi của điều kiện môi trường. Sự tiến hoá của sinh vật trong lịch sử địa chất là không lặp lại trạng thái mà tổ tiên chúng đã có. Do đó, mỗi một giai đoạn phát triển của lịch sử Trái Đất, hình thái của sinh vật không giống với hình thái của chúng trong thời gian lịch sử trước và sau đó. Trên cơ sở này, khi nghiên cứu xác định các hoá thạch ta biết được đá chứa chúng đã được thành tạo vào thời gian nào và trong điều kiện môi trường nào của lịch sử vỏ Trái Đất. Thành tựu nghiên cứu của các nhà địa chất, các nhà cổ sinh vật học từ vài thế kỷ qua đã cho phép xác định được các dạng sinh vật cổ xưa đặc trưng cho mỗi giai đoạn của lịch sử Trái Đất. Tất nhiên, sinh giới không phải đã xuất hiện đồng thời với sự xuất hiện của Trái Đất mà chỉ xuất hiện vào giai đoạn cách nay vài tỷ năm. Tuy vậy, di tích sinh vật trong các đá có tuổi hàng tỷ năm đã bị phá huỷ do những biến cố khổng lồ của lịch sử Trái Đất. Vì thế, việc xác định tuổi tương đối của đá bằng phương pháp cổ sinh vật chỉ có thể thực hiện được đối với các đá được hình thành cách nay khoảng 1 tỷ năm. Trong thực tế thì lịch sử Trái Đất chỉ được biết tường tận nhờ di tích sinh vật trong các tầng đá thành tạo cách đây 600 - 700 triệu năm, nhất là trong các đá được thành tạo bắt đầu từ kỷ Cambri (cách đây 540 triệu năm).

5.3. CƠ SỞ ĐỊA TẦNG HỌC

5.3.1. Nguyên lý hiện tại đối với Địa tầng học và Địa chất lịch sử

Nguyên lý hiện tại (actualism) do Ch. Lyell (1797 - 1875) đề xuất có ý nghĩa rất quan trọng trong nghiên cứu địa tầng và lịch sử địa chất. Các nhà địa chất đã dựa trên nguyên lý này để suy luận các sự kiện và hiện tượng xảy ra trong quá khứ địa chất trên cơ sở những hiện tượng đang xảy ra hàng ngày hiện nay trên Trái Đất. Nội dung của nguyên lý đó như sau - *Các hiện tượng tự nhiên hiện nay đang diễn ra một cách từ từ chậm chạp gây ra những biến đổi để thay đổi bộ mặt Trái Đất; trong quá*

khử cũng chính những hiện tượng tương tự như thế đã gây nên những biến đổi lớn lao của vỏ Trái Đất. Sự ra đời của nguyên lý hiện tại có ý nghĩa rất lớn trong địa chất học và trong tự nhiên học nói chung vì trước Ch. Lyell thuyết biến hoá do nhà tự nhiên học G. Cuvier (1769 - 1832) chủ xướng đã kìm hãm sự phát triển của khoa học. Để giải thích cho những biến đổi lớn lao trong lịch sử thiên nhiên, thuyết biến hoá đã cho rằng trong lịch sử thiên nhiên đã xảy ra những biến động có tính chất tai hoạ tiêu diệt cả thế giới, rồi sau đó một lực siêu phàm lại tái tạo ra thế giới mới. Với nguyên lý hiện tại, Ch. Lyell đã có đóng góp lớn cho sự phát triển của địa chất học, trước hết là cho việc lập lại quá trình lịch sử của vỏ Trái Đất. Vì thế "Lyell" là người đầu tiên đưa chân lý vào địa chất học bằng cách thay thế những đột biến tùy hứng của chúa tạo nên, bằng những tác động từng bước của những biến đổi chậm chạp của Trái Đất". (Engel F. Phép biện chứng của tự nhiên).

5.3.2. Các phương pháp địa tầng học

Để nghiên cứu địa tầng người ta áp dụng nhiều phương pháp khác nhau, nhưng hai phương pháp cơ bản là phương pháp địa tầng và phương pháp cổ sinh hay còn gọi là phương pháp sinh địa tầng.

Phương pháp địa tầng. Trong phương pháp địa tầng người ta áp dụng sự đối chiếu tính chất của các lớp, các tầng đá trong trình tự sắp xếp của chúng ở các mặt cắt địa chất để xác định trình tự già trẻ khác nhau của các tầng các lớp trong mặt cắt, đối sánh trật tự địa tầng của các mặt cắt, các vùng với nhau và xác lập nên trật tự địa tầng của các tầng đá trong vùng. Tính chất của đá được xác định có thể là đặc tính về thạch học, khoáng vật, đặc tính vật lý (độ dẫn điện, từ tính, đặc tính phản hồi sóng địa chấn v.v.), nhưng đặc tính thạch học của đá vẫn là cơ sở quan trọng nhất để đối sánh địa tầng và do đó các nhà địa chất rất chú trọng phương pháp so sánh thạch học (gọi là phương pháp thạch học) trong nghiên cứu địa tầng. Thông thường phương pháp địa tầng được áp dụng để nghiên cứu địa tầng của các mặt cắt trong phạm vi địa lý không lớn.

Phương pháp sinh địa tầng. Phương pháp sinh địa tầng là phương pháp cơ bản của địa tầng học. Phương pháp này dựa vào di tích sinh vật (hoá thạch) được bảo tồn trong các tầng đá trầm tích. Khi sinh vật chết, di tích của chúng được biến đổi thành phần hoá học và được bảo tồn trong đá với hình thái cấu trúc cơ bản của chúng, gọi là *hoá thạch*. Nghiên cứu, so sánh hoá thạch chứa trong các tầng đá người ta có thể phân biệt được sự già trẻ khác nhau của các đá chứa những hoá thạch đó. Mặt khác, dựa vào di tích hoá thạch ta cũng có thể đối sánh và xác định các tầng đá cùng tuổi tuy chúng phân bố ở các địa phương khác nhau.

Dù hiện nay nhiều phương pháp khác được áp dụng để nghiên cứu địa tầng nhưng phương pháp sinh địa tầng vẫn là phương pháp thực tiễn và phổ biến nhất trong công tác địa tầng. Trong sinh địa tầng cũng lại có nhiều phương pháp khác nhau được áp dụng rộng rãi và có hiệu quả lớn. Việc đối sánh địa tầng trên phạm vi hành tinh và lập nên thang địa tầng trên phạm vi toàn cầu chủ yếu nhờ phương pháp sinh địa tầng.

Một trong những phương pháp đơn giản của sinh địa tầng là phương pháp hoá thạch chỉ đạo hay hoá thạch định tầng. Mỗi đơn vị địa tầng có những hoá thạch đặc trưng, khi bắt gặp hoá thạch đó chúng ta có thể biết ngay địa tầng chứa chúng có tuổi gì. Ví dụ, gặp hoá thạch *Redlichia* (Bọ ba thùy) chúng ta biết ngay địa tầng chứa nó có tuổi Cambri, *Tetragraptus* cho tuổi Ordovic, *Calceola sandalina* cho tuổi Devon sớm-giữa v.v.. Mỗi giai đoạn lịch sử địa chất có những sinh vật đặc trưng không giống với sinh vật của giai đoạn trước và sau đó.

Các phương pháp khác. Ngoài các phương pháp phổ biến trên, ngày nay trong địa chất học người ta còn sử dụng nhiều phương pháp khác để nghiên cứu địa tầng, nhất là các phương pháp địa vật lý, như phương pháp cổ từ, phương pháp địa chấn v.v.. Mỗi phương pháp có những đặc thù riêng, song nét chung của các phương pháp địa vật lý là ứng dụng những thành tựu của vật lý học trong nghiên cứu địa tầng. *Phương pháp địa chấn địa tầng* dựa vào đặc tính khác nhau về phản xạ sóng địa chấn của các đá khác nhau. Trên cơ sở đó mà nhà địa chất có thể biết được đặc tính của các tầng đá khác nhau ở dưới sâu bằng sóng địa chấn, tuy chúng không lộ ra trên mặt đất. *Phương pháp cổ từ* dựa trên cơ sở sự bảo tồn độ từ dư. Trong các đá, nhất là đá phun trào, khi hình thành thì từ tính của chúng được định hình, từ tính đó được bảo tồn (gọi là độ từ dư) dù sau đó vị trí địa lý nơi chúng được thành tạo có đổi thay. Do đó biết được độ từ dư ta có thể khôi phục được vị trí địa lý của đá khi chúng được thành tạo. Trong một khu vực, các đá được thành tạo cùng thời sẽ có độ từ dư giống nhau, trên cơ sở đó mà ta có thể so sánh tuổi của các đá trong cùng một khu vực. Đặc biệt, trong lịch sử địa chất có nhiều giai đoạn xảy ra hiện tượng đảo cực từ, mỗi giai đoạn xảy ra trong một thời gian giống nhau trên phạm vi toàn cầu. Di tích của hiện tượng này cũng được lưu giữ trong đá, dựa vào đó ta có thể đối sánh địa tầng các đá chứa những di tích đó.

5.3.3. Phân chia địa tầng

a. Phân vị địa tầng

Một trong những nhiệm vụ cơ bản của địa tầng học là phân chia các thể đá phân lớp thành các đơn vị có quy mô khác nhau gọi là *phân vị địa tầng*. Phân vị địa tầng được phân định trên những cơ sở khác nhau. Tùy theo nhu cầu thực tiễn và mục tiêu sử dụng mà chúng có thể được phân định trên cơ sở một tính chất đặc trưng nào đó hoặc trên cơ sở tổng hợp các đặc tính của đá. Do đó, có nhiều hình loại phân vị địa tầng khác nhau, các hình loại phân vị cơ bản là *thạch địa tầng*, *sinh địa tầng* và *thời địa tầng*, mỗi hình loại có hệ thống cấp bậc riêng (Bảng 5.1).

b. Các phân vị thạch địa tầng

Các phân vị thạch địa tầng là loại phân vị được phân định trên cơ sở đặc tính của đá tạo nên thể địa tầng. Chúng có thể gồm các lớp có thành phần đá đồng nhất hoặc thành phần đá ưu trội trong mặt cắt địa chất mà nhà địa chất có thể nhận biết trực tiếp trong tự nhiên và thể hiện dễ dàng trên bản đồ địa chất. Phân vị thạch địa tầng có thể chỉ gồm một trong các loại đá trầm tích, magma, biến chất hoặc tổ hợp của các

loại đá đó miễn là phải có tính đồng nhất hay ưu trội trong mặt cắt địa chất. Các hàng cấp bậc của các phân vị thạch địa tầng từ lớn đến nhỏ gồm *loạt*, *hệ tầng*, *tập*, *đới*; trong đó phân vị cơ bản nhất, thông dụng nhất là hệ tầng. Ngoài các cấp phân vị này còn có loại phân vị *phức hệ* để chỉ những thể địa tầng mà vì một lý do nào đó nhà địa chất chưa có thể khẳng định chúng thuộc hàng cấp bậc nào trong số các cấp phân vị thạch địa tầng (Bảng 5.1). Các phân vị thạch địa tầng được gọi tên theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình để mô tả phân vị; thí dụ hệ tầng Hàm Rồng, hệ tầng Lạng Sơn, phức hệ Sông Hồng v. v.. Dưới đây là những hàng phân vị phổ biến và thông dụng nhất trong công tác thực tế địa chất.

Bảng 5.1. Hệ thống cấp bậc các phân vị địa tầng

Hình loại phân vị	Các phân vị cơ bản	Đương lượng thời gian
THẠCH ĐỊA TẦNG	Loạt <i>Hệ tầng</i> Tập Lớp (Hệ lớp)	Phức hệ
SINH ĐỊA TẦNG	Các loại đới sinh địa tầng	
THỜI ĐỊA TẦNG	Liên giới Giới Hệ Thống Bậc Đới	Liên đại Đại Kỷ Thế Kỷ Thời

Hệ tầng là phân vị cơ bản và phổ biến của hệ thống phân loại thạch địa tầng, đó là một thể địa tầng có thành phần thạch học tương đối đồng nhất, hoặc bao gồm một thứ đá chủ yếu xen những lớp kẹp các đá khác. Khối lượng địa tầng của hệ tầng tùy thuộc vào tính chất đồng nhất của các lớp hình thành hệ tầng; bề dày không phải là tiêu chuẩn để phân định các phân vị thạch địa tầng, do đó hệ tầng có thể dày hàng nghìn mét nhưng cũng có thể chỉ dày một vài mét. Nhằm phản ánh tính chất đồng nhất của thành phần các phân vị thạch địa tầng, cũng là phản ánh điều kiện địa lý tự nhiên của sự hình thành hệ tầng nên ranh giới của hệ tầng không bắt buộc phải mang tính chất đẳng thời trong mọi điểm phân bố hệ tầng. Nói cách khác, ranh giới của phân vị thạch địa tầng nói chung và hệ tầng nói riêng có thể mang tính xuyên thời hay còn gọi là ranh giới chéo. Hệ tầng có tên riêng đặt theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình tức là chuẩn (stratotyp) của nó.

Tập là hàng phân vị nhỏ hơn hệ tầng trong hệ thống phân vị thạch địa tầng và gồm hai loại. Loại thứ nhất là *tập chính thức* trong hệ thống phân loại, được đặt tên riêng theo địa danh. Đó cũng gọi là loại *tập chính danh* (có tên riêng). Đối với tập chính danh – không nhất thiết phải phân chia hết khối lượng của hệ tầng thành các

tập mà chỉ phân định tập khi có nhu cầu cần thiết. Như vậy một hệ tầng có thể không được phân chia thành tập hoặc có thể chỉ có một vài tập mang tính đặc trưng nào đó trong vị trí bất kỳ của hệ tầng. Loại thứ hai là *tập mang tính chất tự do và tạm thời*. Loại tập này chỉ dùng để mô tả các mặt cắt và được ghi thứ tự trong mặt cắt theo thứ tự số học hoặc thứ tự chữ cái a,b,c.

Loạt là phân vị thạch địa tầng lớn hơn hệ tầng, nó có thể gồm hai hoặc ba hệ tầng liên kế nhau theo chiều đứng của cột địa tầng. Không bắt buộc mọi hệ tầng thành viên của loạt đều phải có diện phân bố không gian liên kế nhau. Loạt có tên riêng đặt theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình của loạt.

Phức hệ là thể địa tầng, do nhiều nguyên nhân khách quan chưa được nghiên cứu đầy đủ nhưng cần thiết phải mô tả trong địa chất khu vực. Phức hệ có tên riêng đặt theo địa danh, nơi đá của phức hệ được mô tả. Về sau, khi những vấn đề khúc mắc thuộc phức hệ được giải quyết thì nội dung của phức hệ có thể trở thành một hoặc một vài hệ tầng hoặc tập thì phức hệ bị loại bỏ trong địa tầng khu vực.

c. Các phân vị sinh địa tầng

Phân vị sinh địa tầng là tập hợp các lớp đá được phân định trên cơ sở hoá thạch chứa trong chúng. Đối sinh địa tầng gồm nhiều loại như đối phức hệ, đối phân bố, đối cực thịnh v. v., mỗi loại được phân định theo tiêu chuẩn nhất định trong các yếu tố hoá thạch được sử dụng để phân định đối. Đối được gọi tên theo giống loài hoá thạch đặc trưng của nó. Trong số các loại đối sinh địa tầng thì đối phức hệ và đối phân bố taxon¹ được sử dụng phổ biến nhất.

Đối phức hệ là đối được phân định dựa theo một phức hệ hoá thạch phong phú chứa trong các lớp đá của đối chứa phức hệ đó. Tên của đối phức hệ gọi theo tên của giống loài đặc trưng nhất của đối; ví dụ ta có đối phức hệ *Euryspirifer tonkinensis* là đối của địa tầng Devon hạ ở Miền Bắc Việt Nam, trong đó loài hoá thạch của tay cuộn *Euryspirifer tonkinensis* là đặc trưng nhất trong toàn bộ hoá thạch phong phú của đối.

Đối phân bố taxon. Khác với đối phức hệ, đối phân bố taxon chỉ dựa vào một dạng hoá thạch đặc trưng nhất để phân định đối và tên đối gọi theo tên của dạng hoá thạch này; ví dụ ta có đối *Endothyra communis* là đối phân bố taxon được phân định dựa theo loài hoá thạch Foraminifera có tên là *Endothyra communis* đặc trưng cho phân trên của bậc Famen (Devon thượng).

d. Các đơn vị thời địa tầng và thời gian địa chất

Bằng kết quả nghiên cứu tổng hợp của các khoa học địa chất như cổ sinh học, địa tầng học, kiến tạo học, thạch học v.v., kết hợp với các phương pháp xác định tuổi địa chất ta vừa tìm hiểu trên kia, ngày nay địa chất học phân chia địa tầng trên toàn bộ vỏ Trái Đất theo các cấp đơn vị địa tầng thống nhất (Bảng 5.1). Mỗi cấp đơn vị địa tầng này được thành tạo trong một đơn vị thời gian nhất định. Như vậy mỗi một đơn vị thời

¹ Taxon là hàng đơn vị phân loại sinh vật, có thể là loài, giống (hay chi), họ, bộ v.v..

gian địa chất hay là đơn vị địa niên biểu sẽ ứng với một đơn vị của các thể địa chất, tức *phân vị địa tầng*, được thành tạo trong đơn vị thời gian địa chất đó. Những phân vị địa tầng này gọi là *phân vị thời địa tầng*, đơn vị thời gian để thành tạo phân vị thời địa tầng gọi là *phân vị tuổi địa chất* hay *phân vị địa niên biểu*.

Cấp lớn nhất của đơn vị thời gian địa chất (địa niên biểu) là *liên đại*, các thể địa chất được hình thành trong một liên đại được gọi là *liên giới*. Các nhà địa chất dựa trên lịch sử phát triển của sinh giới đã chia lịch sử Trái Đất làm hai liên đại là *Ẩn sinh* hay Kriптоzoï¹ và liên đại *Hiển sinh* hay Phanerozoï. Tương ứng với hai liên đại này là các thể đá được tạo thành trong mỗi liên đại là *liên giới Ẩn sinh* (Kriптоzoï) và *liên giới Hiển sinh* (Phanerozoï). Cũng như vậy, các cấp khác của đơn vị thời gian địa chất và đơn vị địa tầng tương ứng (các đá được thành tạo trong đơn vị thời gian địa chất đó) đều được gọi cùng tên. Tên gọi Ẩn sinh và Hiển sinh là do trong các đá của giới Hiển sinh đã phát hiện nhiều di tích giới sinh vật, còn trong đá của giới Ẩn sinh người ta không phát hiện được hoá thạch rõ ràng. Thực ra cách phân chia và cách gọi tên như vậy ngày nay chỉ còn mang tính chất quy ước bởi vì càng ngày với mức độ nghiên cứu càng sâu, người ta càng phát hiện ra nhiều di tích sinh vật trong các đá trẻ của liên giới Kriптоzoï (Ẩn sinh).

Cấp thứ hai của đơn vị thời gian địa chất (địa niên biểu) là *nguyên đại*, gọi tắt là *đại*. Tập hợp các đá được thành tạo trong một đại được gọi là *giới*. Trong liên đại Kriптоzoï có hai đại là Arkei (hay Thái cổ) có tuổi từ 2600 triệu năm trở về trước và Proterozoï (hay Nguyên sinh) có tuổi cách đây 540 triệu năm đến 2600 triệu năm.

Trong liên đại Hiển sinh (Phanerozoï) từ cổ đến trẻ có các đại Paleozoï hay Cổ sinh (ký hiệu là PZ) cách đây từ 540 triệu năm đến 250 triệu năm, đại Mesozoï hay Trung sinh (ký hiệu là MZ) cách đây từ 250 triệu năm đến 65 triệu năm, đại Kainozoï hay Tân sinh (ký hiệu là KZ) cách đây 65 triệu năm và kéo dài cho đến ngày nay. Đá được thành tạo trong các đại gọi là giới và ta có các giới Paleozoï (Cổ sinh), Mesozoï (Trung sinh) và Kainozoï (Tân sinh). Tên gọi của các nguyên đại dựa theo đặc điểm của sinh giới phát triển trong nguyên đại. Paleozoï có nghĩa là nguyên đại của sinh vật cổ (tiếng latin *Paleo* là cổ xưa, *Zoa* là sinh vật), Mesozoï có nghĩa là nguyên đại của sinh vật trung gian (Meso là trung gian, giữa) còn Kainozoï là nguyên đại của sinh giới mới (Kainos tiếng Hy Lạp là mới). Trong mỗi nguyên đại trên Trái Đất đã diễn ra những biến cố có tính chất hành tinh về các vận động của vỏ Trái Đất và về biến đổi thế giới sinh vật.

Cấp thứ ba của đơn vị thời gian địa chất là *kỷ*, các thể đá được thành tạo trong một kỷ được gọi là *hệ*. Trong mỗi kỷ trên Trái Đất đã diễn ra những biến cố lịch sử có tính chất khu vực, đôi khi có tính chất hành tinh về các vận động của vỏ Trái Đất. Sự biến đổi của sinh giới cũng lớn nhưng ở mức độ thấp hơn so với sự thay đổi sinh vật

¹ Gần đây liên đại Ẩn sinh (Kriптоzoï) cũng còn được phân thành hai liên đại là Arkei (Thái cổ) và Proterozoï (Nguyên sinh). Theo cách này thì lịch sử Trái Đất gồm ba liên đại Arkei, Proterozoï, Phanerozoï thay vì hai liên đại (Kriптоzoï, Phanerozoï) như trước đây.

giữa các nguyên đại. Nếu như giữa các nguyên đại sự biến đổi của sinh giới diễn ra ở cấp ngành thì ở giữa các kỷ, sự biến đổi của sinh giới diễn ra ở cấp lớp, cấp bộ và họ. Kỷ và hệ tương ứng có cùng tên gọi.

Do mức độ nghiên cứu chưa đầy đủ, Arkei (Thái cổ) chưa được phân ra các hệ (kỷ). Đối với Proterozoi tuy cũng đã có đề nghị phân chia chi tiết hơn nhưng cho đến nay chưa có sự nhất trí giữa các nhà địa chất, trừ kỷ Vanda đã được thừa nhận rộng rãi từ cuối thế kỷ 20*.

Nguyên đại Paleozoi từ cổ đến trẻ có sáu kỷ – Kỷ *Cambri* cách đây 540 - 500 triệu năm, *Ordovic* cách đây 500 - 435 triệu năm, *Silur* cách đây 435 - 410 triệu năm, *Devon* cách đây 410 - 355 triệu năm, *Carbon* cách đây 355 - 295 triệu năm, *Permi* cách đây 295 - 250 triệu năm (Bảng 5.4).

Nguyên đại Mesozoi từ cổ đến trẻ gồm ba kỷ, *Trias* cách đây 250 - 203 triệu năm, *Jura* cách đây 203 - 135 triệu năm, *Kreta* cách đây 135 - 65 triệu năm (Bảng 5.4).

Nguyên đại Kainozoi gồm ba kỷ, *Paleogen* cách đây 65 - 23,5 triệu năm, *Neogen* cách đây 23,5 - 1,7 triệu năm, *Đệ Tứ* cách nay trên 1,7 triệu năm và kéo dài đến ngày nay (Bảng 5.4).

Tên gọi các kỷ (hệ) có nhiều nguồn gốc khác nhau. Một số lớn được gọi tên theo địa phương, nơi hệ được mô tả lần đầu như tên hệ Devon – theo tên của quận Devonshire ở Anh; hệ Permi – theo tên thành phố Permi ở vùng núi Ural của Nga (hiện nay là thành phố Ekaterenburg); hệ Jura – theo tên dãy núi Jura nằm giữa Pháp và Thụy Sĩ; hệ Cambri – theo tên bằng tiếng latin của xứ Wales ở Tây Nam nước Anh. Hệ Ordovic và hệ Silur gọi theo tên các bộ tộc dân sống ở Miền Trung nước Anh, nơi lần đầu các hệ này được mô tả. Một số các hệ được gọi theo đặc điểm đá của hệ, như hệ Carbon (do phổ biến than đá; *carbon* là than), hệ Kreta (do phổ biến đá phấn trắng; *kreta* là đá phấn), hệ Trias (do khi mô tả lần đầu hệ này người ta thấy hệ gồm ba phần rõ rệt). Một số các hệ khác lại gọi tên theo đặc điểm của sinh giới phát triển trong kỷ (hệ Paleogen do có động vật cổ xưa; *Paleo* là cổ xưa, *gennan* tiếng hy lạp là sinh ra); cũng như vậy Neogen là hệ có động vật mới (*Neo* là mới). Riêng tên gọi của hệ Đệ Tứ lại mang tính chất lịch sử, đá của hệ này ứng với thành hệ đá thứ tư do Arduno mô tả lần đầu ở Italia vào thế kỷ 16, cũng như đá của các hệ Paleogen và Neogen trước đây thuộc hệ Đệ tam vì ứng với phức hệ thứ ba do Arduno mô tả lần đầu. Ngày nay các tên Đệ Tam và Đệ Tứ mang tính chất lịch sử vẫn được sử dụng.

Dưới cấp kỷ là cấp *thế* và tương ứng với nó là cấp *thống* của địa tầng, mỗi hệ thường có ba thống, đôi khi là hai thống¹. Thế được gọi tên theo tên của hệ kèm theo các tiếp đầu ngữ sớm, giữa và muộn để chỉ vị trí các thế trong kỷ, cũng vậy ta dùng tiếp đầu ngữ hạ trung thượng để chỉ tương quan vị trí địa tầng của thống trong hệ; ví dụ thống *Devon hạ* là thống dưới cùng của hệ Devon ứng với nó là thế *Devon sớm*. *Devon trung* là thống giữa của hệ Devon, ứng với nó là thế *Devon giữa*.

* Phần lớn các nhà nghiên cứu coi Vanda là kỷ trẻ nhất của Proterozoi, nhưng cũng có ý kiến coi là hệ sớm nhất của Paleozoi. Gần đây Proterozoi được đề nghị phân thành Paleoproterozoi, Mesoproterozoi và Neoproterozoi.

¹ Gần đây số lượng các thống của một số hệ được đề nghị nhiều hơn và có tên riêng; ví dụ hệ Silur trước đây gồm hai thống, nay được đề nghị thành 4 thống, từ dưới lên trên gồm Landoverly, Venlock, Ludlov và Pridoli (Bảng 5.4)

Cấp *kỳ* là hàng phân vị nhỏ của thang địa niên biểu, tương ứng với nó là *bậc* của thang địa tầng. Tên của kỳ gọi theo địa danh, nơi có mặt cắt điển hình của bậc. Số lượng của kỳ (bậc) tùy thuộc mức độ nghiên cứu chi tiết của mỗi hệ, mỗi thống. **Bậc** của thời địa tầng và *kỳ* của địa niên biểu thường được coi như cấp cơ sở. Trong trường hợp phân chia chi tiết địa tầng người ta còn dùng cấp *đôi* và ứng với nó là *thời* của địa niên biểu.

5.4. NHỮNG MỐC LỚN TRONG LỊCH SỬ ĐỊA CHẤT

Hiện nay chúng ta không có được những dẫn liệu trực tiếp về giai đoạn mới hình thành Trái Đất vì cho đến nay chỉ mới có những giả thuyết về nguồn gốc của Trái Đất. Tuổi của đá già nhất trên Trái Đất được xác định là 3,96 tỷ năm, tuổi của thiên thạch cổ nhất rơi trên mặt đất là 5 - 5,5 tỷ năm. Coi thiên thạch là những mảnh vỡ của một hành tinh nào đó trong hệ Mặt Trời thì tuổi của thiên thạch đó cũng là tuổi của các hành tinh nói chung và của Trái Đất nói riêng. Tuy vậy, hiện nay nhiều ý kiến cho rằng tuổi của Trái Đất vào khoảng 4,6 tỷ năm.

Dù theo thuyết ngẫu biến hay thuyết Kant - Laplace thì cũng phải giả định buổi ban đầu Trái Đất chưa có vỏ như hiện nay. Vỏ Trái Đất lúc đó còn rất mỏng và ở trạng thái dễ bị gãy vỡ tạo hiện tượng hoạt động phun trào theo kiểu qua các khe nứt. Khi vỏ Trái Đất dày hơn thì mới xuất hiện núi lửa dạng chóp, trạng thái này có lẽ tương tự như trạng thái còn để lại dấu vết trên Mặt Trăng hiện nay. Từ sản phẩm hơi của hoạt động núi lửa gồm hơi nước, khí metan, carbonic, amoniac, nitơ, hydro v.v.. đã hình thành những yếu tố đầu tiên của khí quyển.

Đời sống của Trái Đất đã qua một ngưỡng cửa quan trọng khi nhiệt độ nguội dần để hơi nước có thể ngưng tụ và hình thành những bồn nước đầu tiên. Cũng từ đây, trên Trái Đất xuất hiện các quá trình bào mòn và trầm đọng để hình thành các loạt đá trầm tích đầu tiên bên cạnh các sản phẩm phun trào.

5.4.1. Arkei và những chứng liệu lịch sử đầu tiên

Nguyên đại này kết thúc cách đây 2600 triệu năm còn nó bắt đầu từ khi nào chưa ai có thể khẳng định được. Chỉ có thể ước định được là nguyên đại này bắt đầu cùng với sự hình thành các khu vực biển đầu tiên để ở đó cũng hình thành lần đầu các đá trầm tích. Bản thân các đá trầm tích thuở đó cũng rất khác với các đá trầm tích hiện nay vì đó chủ yếu là các sản phẩm phá huỷ của đá phun trào, độ pH có thể tới 1 - 2. Trong khí quyển lúc đó thành phần CO₂ đóng vai trò chủ yếu, sau đó là hơi nước, amoniac, nitơ v.v..

Nửa sau của Arkei, cách đây khoảng 3 tỷ năm, trên mặt Trái Đất đã có nhiều biến đổi, thành phần khí quyển và thuỷ quyển cũng tiếp tục thay đổi. Trong khí quyển, thành phần nitơ, sau đó là oxy đã tăng thêm nhiều. Trong biển tích đọng nhiều sản phẩm trầm tích hoá học, đặc biệt phổ biến loại trầm tích silic - sắt mà từ đó hình thành trữ lượng khổng lồ của quặng sắt hiện nay. Người ta tính ra trữ lượng loại quặng sắt này trên thế giới gấp 22 lần tổng các loại quặng sắt khác hiện biết.

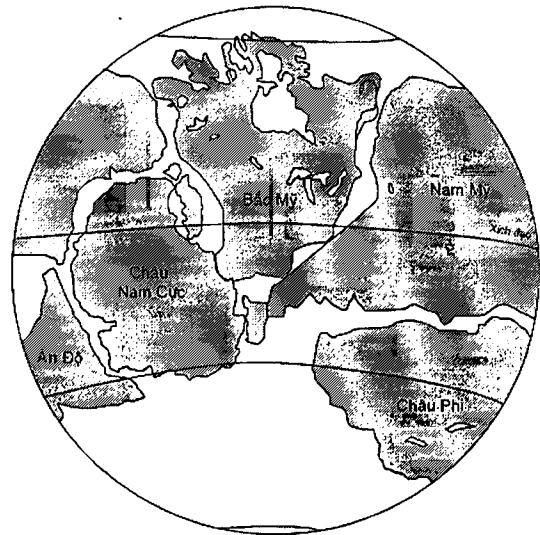
Có khả năng là những sinh vật sơ đẳng nhất đã xuất hiện từ bắt đầu nửa sau của nguyên đại Arkei. Người ta phát hiện được dấu vết của tảo lam trên bề mặt Trái Đất trong đá có tuổi cách đây khoảng 3 tỉ năm. Như vậy chắc là từ nửa sau của Arkei hoạt động quang hợp của tảo lam đã làm tăng nhanh chóng lượng oxy trong khí quyển, oxy do tảo lam tạo nên lại thúc đẩy thêm sự phát triển của sinh giới.

Sự kiện quan trọng đã diễn ra vào cuối đại Arkei là hoạt động tạo núi trên các phạm vi rộng lớn và hình thành nhân của các nền cổ được hoàn thiện vào Proterozoi tiếp theo. Hiện nay những cấu trúc nguyên nền này gồm những đá biến chất rất cao thuộc tương đá granulit, amphibolit, các đá gneis (gơnai) quan sát được rõ nét ở cả Bắc Mỹ, Tây Bắc Âu, Châu Phi, Siberia và cả ở Australia, Nam Mỹ. Một số nhà địa chất cho rằng đá biến chất cao thuộc hệ tầng Kan Nack ở Nam Trung Bộ và Tây Nguyên của Việt Nam có lẽ cũng đã được hình thành trong giai đoạn này.

5.4.2. Proterozoi và sự hình thành các lục địa

Vẫn còn nhiều điều bàn luận về ranh giới thời gian của nguyên đại (hay liên đại) này, song đa số các nhà địa chất cho rằng Proterozoi (Nguyên sinh) bắt đầu từ cách đây 2600 triệu năm và kết thúc cách đây 540 triệu năm. Tên gọi Proterozoi hay Nguyên sinh đã phản ánh sự phát triển của giới sinh vật nguyên thủy trên mặt Trái Đất lúc bấy giờ. Đó chủ yếu là sinh vật đơn bào, chính bằng các hoạt động sống của chúng mà các tầng đá vôi dày đã được thành tạo và rồi trải qua nhiều biến động ngày nay trở thành đá hoa. Vai trò của những sinh vật đơn bào nguyên thủy này cũng còn quan sát được trong các nguyên đại lịch sử địa chất sau và cả ngày nay nữa. Đến cuối Proterozoi, trên Trái Đất rõ ràng là đã có sinh vật đa bào, cùng với sinh vật nguyên sinh chúng là chủ nhân của đời sống trong các đại dương thuở đó. Nhiều di tích sinh vật nguyên thủy thuộc ngành Thích ty¹ (Cnidaria) đã được phát hiện trong các tầng đá của hệ Venda cách đây 600 - 700 triệu năm, các di tích của sinh vật đa bào khác cũng đã được phát hiện nhiều trong những đá có tuổi cách đây khoảng 1 tỉ năm.

Trong Proterozoi đã xảy ra nhiều lần vận động tạo núi ở cả Siberia, Bắc Mỹ, Nam Mỹ, Châu Phi và Australia. Tất cả các vận động tạo núi này dẫn đến sự hình thành các lục địa đầu tiên trên thế giới (Hình 5.1). Các vận động tạo núi này ở Nga cũng như ở



Hình 5.1. Vị trí các lục địa ở Proterozoi
(Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

¹ Ngành động vật này trước đây quen gọi là ngành Ruột khoang (Coelenterata); hiện nay được gọi là Thích ty, hay Sợi chích (Cnidaria). Cnidaria có nguồn gốc từ tiếng Hy Lạp cổ có nghĩa là cây tầm gai, có những gai như cây lá han khi đâm vào người gây đau, ngứa.

Việt Nam thường gọi là vận động Baicali, còn ở nhiều nước khác quen gọi là Assinti (vận động tạo núi Toàn Phi ở Châu Phi cũng có tuổi gần tương tự). Khí hậu của giai đoạn cuối Proterozoi cũng dần được sáng tỏ, nhờ phát hiện được dấu vết của một thời kỳ băng hà mà ta biết đã có đới khí hậu lạnh vào thời gian này. Người ta cũng đã chứng minh được là một bộ phận lớn bề mặt Trái Đất nổi cao trên mực nước biển hình thành các lục địa cổ.

Đá của Proterozoi đều bị biến chất cao và có mặt ở nhiều cấu trúc nổi cao trên thế giới hiện nay như Bắc Mỹ, Bắc Âu, Châu Phi, Triều Tiên và Đông Bắc Trung Quốc. Ở Việt Nam các đá có tuổi Proterozoi đã được xác định ở các đới Sông Hồng, Sông Mã, Phu Hoạt và ở khối nâng Kon Tum.

Lịch sử 2 tỷ năm của Trái Đất trong Proterozoi có nhiều sự kiện lớn, song tri thức loài người về giai đoạn lịch sử này cũng còn hạn chế so với các nguyên đại kế tiếp sau. Có thể nêu tóm tắt một số sự kiện lớn sau đây của lịch sử Proterozoi. *Thứ nhất*, do sự biến đổi dần của khí quyển và thủy quyển đã tạo điều kiện để sinh giới phát triển từ nguyên sinh vật đến động vật đa bào đầu tiên. *Thứ hai* là do các vận động tạo núi Baicali (hay Assinti) mà đến cuối Proterozoi đã hình thành các phần cơ bản của lục địa Bắc Mỹ, Đông Âu, Siberia, Bắc Trung Quốc, Nam Mỹ, Châu Phi, Ấn Độ và Australia (Hình 5.2). Các lục địa đó tất nhiên không ở dạng như ngày nay. Kết quả nghiên cứu của địa chất học bắt đầu từ A. L. Wegener (1880 - 1930) cho ta thấy vào cuối Proterozoi ở bán cầu nam đã từng có một lục địa duy nhất được gọi tên là Gondwana, bao gồm cả các lục địa mà hiện nay thuộc Nam Mỹ, Châu Phi, Ấn Độ và Australia.

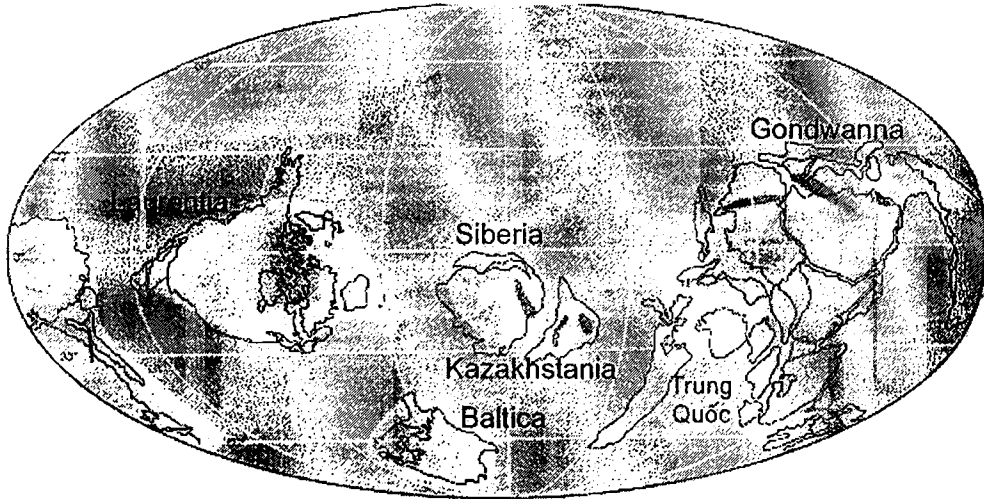
5.4.3. Paleozoi – nguyên đại của sinh giới cổ và hai vận động tạo núi lớn

Tên gọi của nguyên đại Paleozoi hay Cổ sinh phản ánh tính chất của giới sinh vật cổ xưa đã sống trong khoảng gần 300 triệu năm của nguyên đại này (từ cách đây 540 triệu năm đến 250 triệu năm). Thế giới sinh vật biến đổi để thích nghi với môi trường và chính sự biến đổi của điều kiện môi trường đã thúc đẩy sự tiến hoá của sinh giới. Chúng ta trước hết xem xét những biến cố lớn về vận động của vỏ Trái Đất dẫn đến sự thay đổi môi trường trong Paleozoi.

Nổi bật nhất của hoạt động địa chất trong Paleozoi là hai kỳ vận động tạo núi Caledoni và Hercyni (Bảng 5.2; 5.4), sự hình thành *Toàn lục* (hay Pangea tức là một lục địa duy nhất và khổng lồ trong thời gian từ cuối Paleozoi đến đầu Mesozoi). Đầu Paleozoi, trong kỷ Cambri trên bề mặt Trái Đất đã hình thành các lục địa phần lớn nằm ở bán cầu nam như Gondwana, Siberia, Kazakhstania, Baltica và đại bộ phận lục địa Laurentia (Hình 5.2).

Hoạt động tạo núi Caledoni diễn ra vào các kỷ Ordovic và Silur (Bảng 5.2; 5.4). Kết quả của vận động tạo núi này là biến nhiều vùng rộng lớn trước kia là biển thành vùng núi hoặc chỉ ít cũng thành vùng đất liền. Các vùng gần rìa Đông Australia, một phần của dãy núi Thiên Sơn, vùng Saian, Altai, vùng Bắc Anh và tây bắc bán đảo Scandinave, Đông Bắc Mỹ và đảo Groenland v.v.. trở thành các vùng núi. Ở Đông Á, thuộc về cấu trúc Caledoni có thể kể đến vùng trung tâm của dải Côn Luân - Tần Lĩnh

(Trung Quốc) cũng như cấu trúc Katazia (đông nam Quảng Đông của Trung Quốc và cực Đông Bắc Việt Nam - vùng Cô Tô, Tấn Mài). Nhiều vùng rộng lớn không còn ngập dưới làn nước đại dương để gia nhập vào các thành phần đất liền. Sự biến đổi hoàn cảnh địa lý – biến thành đất liền diễn ra trên phạm vi rộng lớn này đã thúc đẩy sự biến đổi quan trọng của sinh giới trong Paleozoi.



Hình 5.2. Cổ địa lý thế giới vào đầu Paleozoi (kỷ Cambri)
(Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

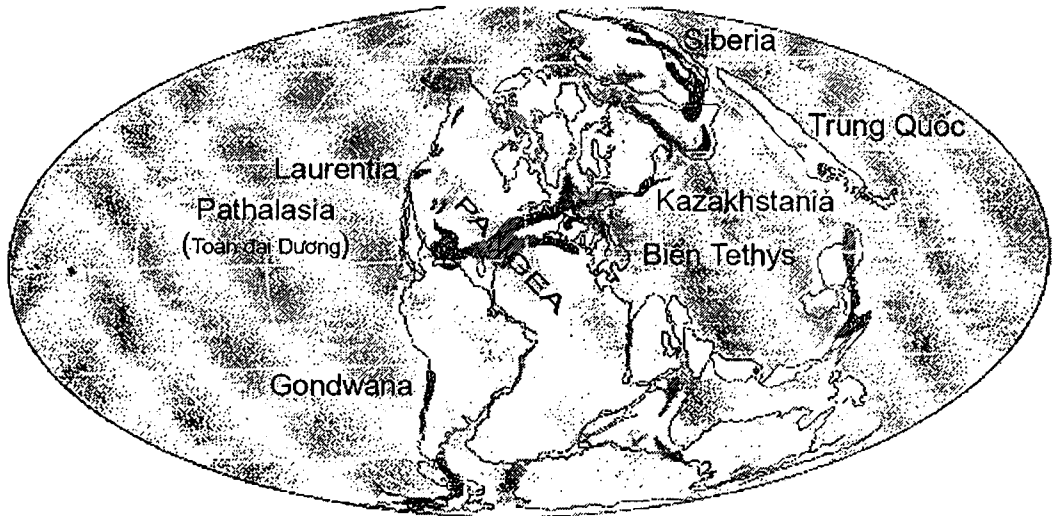
Sau vận động tạo núi Caledoni, vỏ Trái Đất lại hoạt động khá ổn định trong suốt kỷ Devon và đến đầu kỷ Carbon biển lại dần dần tiến vào những miền lục địa mà trước kia chúng đã rút khỏi. Thời gian ngót trăm triệu năm này giống như thời kỳ tích lũy năng lượng để rồi từ kỷ Carbon, một quá trình tạo núi lớn nữa lại diễn ra trên mặt hành tinh là vận động tạo núi Hercyni hay còn gọi là Varisca kéo dài suốt từ kỷ Carbon¹ đến hết kỷ Permi. Cấu trúc uốn nếp do vận động Hercyni trải rộng suốt cả lãnh thổ Đông Bắc Hoa Kỳ (vùng núi Apalache), Tây Âu, Đông Âu và cả vùng rộng lớn giữa dải Ural và Thiên Sơn, cả vùng Côn Luân - Tân Lĩnh ở Trung Quốc và phần còn lại của Đông Australia v.v.. Thuộc về cấu trúc Hercyni ở Đông Á là những công trình tạo núi rộng lớn như đại bộ phận Côn Luân - Tân Lĩnh. Có lẽ phần lớn lãnh thổ Bắc Việt Nam cũng chịu tác động của chu kỳ Hercyni. Kèm theo sự biến đổi đáy biển thành vùng núi là nhiều vùng đáy biển trở thành đất liền rộng lớn hơn cả trước trong kỷ tạo núi Caledoni.

Biến cố lớn của lịch sử vỏ Trái Đất đã xảy ra trong Paleozoi là sự hình thành *Toàn lục* hay Pangea (Hình 5.3), gắn liền với chuyển động hội tụ của các mảng và hoạt động tạo núi Caledoni và Hercyni.

Thế giới sinh vật của Paleozoi khác hẳn với Proterozoi, ngay từ đầu nguyên đại này sinh vật đa bào đã rất phát triển. Gần đủ mặt đại biểu của các ngành động vật, nhưng cả động vật và thực vật đều mang tính chất cổ xưa, hoàn toàn khác với sinh vật ngày nay. Các nhóm động vật tiêu biểu có thể kể đến là san hô cổ, bọ ba thùy,

¹ Người ta cũng coi pha tạo núi Breton diễn ra vào cuối kỷ Devon bắt đầu cho chu kỳ tạo núi Hercyni.

bút đá, cá cổ v.v.. (Bản ảnh 5.1; 5.2). Tất cả chúng đều đã từng có thời làm chủ biển cả, nhưng rồi theo quy luật tự nhiên chúng lại lần lượt biến mất khỏi thế gian. Một mốc quan trọng của lịch sử sinh giới trong Paleozoi là sự chuyển biến của giới sinh vật từ dưới nước lên cạn (Bản ảnh 5.2; 5.3).



Hình 5.3. Cổ Địa lý thế giới cuối Paleozoi (kỷ Permi) và sự hình thành Pangea (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Bảng 5.2. Những sự kiện địa chất lớn trong Paleozoi

Kỷ	Động vật không xương sống	Động vật có xương sống	Thực vật	Sự kiện địa chất cổ địa lý
PERMI	Tiêu diệt đồng loạt: San hô bốn tia, Tabulata, Bọ ba thùy, nhiều nhóm Tay cuộn v.v...	- Tiêu diệt cá Da phiến (Placodermi) - Bò sát <i>Pelicosaurus</i>	Phát triển Quyết thực vật, thực vật Hạt trần,	Hình thành Pangea Những pha cuối của tạo núi Hercyni
CARBON	- Fusulinid phong phú. - Phát triển San hô, Tay cuộn, Crinoid, Blastoid, Eurypterids	- Lưỡng cư cổ phát triển, đa dạng - Xuất hiện, tiến hoá Bò sát cổ	- Xuất hiện thực vật Hạt trần, Quyết thực vật phong phú.	- Tạo than đá - Băng hà Gondwana - Tạo núi Hercyni
DEVON	- Mất nhiều dạng tạo ám tiêu - Phong phú Tay cuộn, San hô, Stromatoporoid.	- Xuất hiện, tiến hoá Lưỡng cư cổ - Cá cổ phát triển	Phong phú Psilophyta. Xuất hiện Quyết thực vật (cuối kỷ).	Pha tạo núi Breton Trầm tích màu đỏ cổ (Old Red Sandstone)
SILUR	- Phong phú dạng tạo ám tiêu Đa dạng San hô, Tay cuộn, Bọ ba thùy, Bút đá v.v..	- Xuất hiện cá có hàm - Phát triển cá không hàm	- Xuất hiện thực vật lộ trần (Psilophyta)	Những pha cuối của tạo núi Caledoni
ORDOVIC	Phát triển toả tia: San hô, Tay cuộn, Bọ ba thùy, Bút đá, Da gai cổ v.v..	Phát triển cá không hàm	Tản thực vật phát triển	Pha tạo núi Tacon
CAMBRI	Phong phú: Bọ ba thùy nhóm I (tiêu biến cuối kỷ), Dạng Chén cổ, Tay cuộn không khớp.	Xuất hiện Cá không hàm (Ostracodermi)	Tản thực vật phát triển	- Pha tạo núi Salair - Băng hà Gondwana - Tạo núi Toàn Phi

Trong các kỷ đầu của Paleozoi sự sống trên Trái Đất chỉ gắn liền với môi trường nước, từ cuối kỷ Silur cách đây 410 triệu năm, hoạt tạo núi Caledoni làm môi trường thay đổi dần, nhiều thủy vực lớn trở thành lục địa. Sự biến đổi đó của môi trường đã thúc đẩy sự biến đổi của sinh giới; xuất hiện những dạng có thể sống trên lục địa.

Cuối Silur và đầu Devon xuất hiện thực vật lộ trần (Psilophyta), đó là loại thực vật đầu tiên thoát dần môi trường nước để lên sống trên cạn. Thực vật lộ trần thực ra chưa đủ tính chất của một loại cây vì chúng có dạng rễ nhưng chưa phải là rễ, có dạng của thân cây nhưng cũng chưa có cấu trúc của thân cây vì chưa có mạch dẫn truyền như cây cối hiện nay. Bước nhảy vọt từ thực vật lộ trần đến thực vật cao cấp có đủ rễ, thân, cành, lá đã diễn ra rất nhanh, chỉ trong kỷ Devon. Đến cuối kỷ Devon, trên Trái Đất đã có những cánh rừng đầu tiên để rồi sau đó sang kỷ Carbon đã hình thành các lục địa màu xanh với những cánh rừng bạt ngàn.

Trong điều kiện xen kẽ các thời gian ngập chìm dưới nước và trở thành đất liền, đầm lầy mà lần lượt các cánh rừng bạt ngàn cứ lớp này bị chết do ngập nước trở thành đất tốt để hình thành rừng đợt sau. Từ các nguyên liệu là di tích thực vật tầng này chồng chất lên tầng khác mà hình thành các vỉa của mỏ than đá. Đây là thời kỳ tạo than lớn thứ nhất trong lịch sử Trái Đất. Các mỏ than với trữ lượng hàng trăm triệu, hàng tỷ tấn với chất lượng tốt ở Bắc Mỹ, Tây Âu, Ba Lan, Ukrain (Donbas), Nga (Kuzbas), ở Bắc Trung Quốc v.v.. đã được thành tạo vào thời này.

Đồng thời với sự xuất hiện thực vật trên cạn là sự xuất hiện của động vật trên cạn đầu tiên. Loại cá Vây máu (Crossopterigyi) với hai bộ cơ khỏe của vây trước đã là dẫn liệu đầu tiên của sinh vật từ môi trường nước chuyển lên sống trên đất liền. Có lẽ loại cá này là tổ tiên trực tiếp của lưỡng cư nguyên thủy trên Trái Đất còn mang nhiều đặc điểm của cá. Hoá thạch của loại lưỡng cư nguyên thủy (Bản ảnh 5.2) được phát hiện trong đá có tuổi Devon (cách đây 410-350 triệu năm), chúng có đuôi to khỏe, bộ giáp cứng ở đầu nên gọi là Đầu giáp (*Stegocephali*; stegos là giáp cứng, cephal là đầu). Sự tiến hoá từ lưỡng cư đầu tiên sang các dạng tổ tiên của bò sát xảy ra ở cuối kỷ Carbon, cách đây khoảng hơn 300 triệu năm.

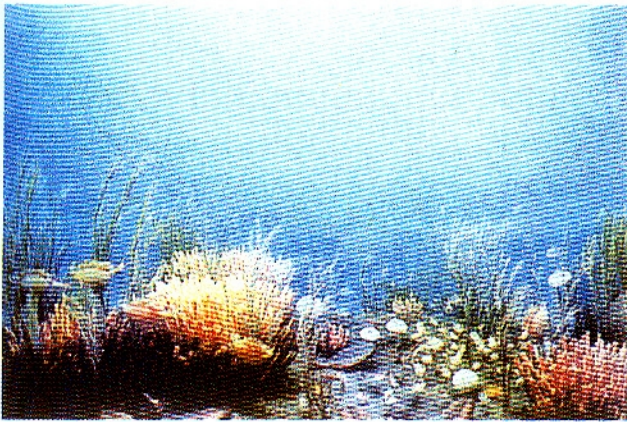
Trong Paleozoi muộn cũng xuất hiện những động vật không xương sống trên cạn, đặc biệt là các đại biểu của ngành chân khớp. Nếu trong Silur và Devon chúng ta chỉ gặp Eurypterid là đại biểu của chân khớp sống dưới nước, thì trong Carbon đã gặp dạng chuẩn chuẩn. Không có đối thủ cạnh tranh, chúng có kích thước khổng lồ với sải cánh dài đến 1,5 m.

Cuối Paleozoi, đại bộ phận sinh vật đặc trưng của nguyên đại này bị tuyệt diệt trước khi Trái Đất bước vào trang sử mới – nguyên đại Mesozoi hay Trung sinh. Những nhóm sinh vật của Paleozoi bị tiêu diệt là bộ ba thủy (Bộ ba thủy), bút thạch (Graptolitina), san hô sôn tia, san hô Tabulata, đại bộ phận tay cuộn có khớp v.v..

5.4.4. Mesozoi – nguyên đại tách dần lục địa và của bò sát khổng lồ

Hiện tượng tách dần lục địa là một sự kiện quan trọng trong lịch sử gần 200 triệu năm của nguyên đại Mesozoi (Trung sinh). Đã có đủ dẫn liệu về địa vật lý, về

BẢN ẢNH 5.1. SINH CẢNH PALEOZOI SỚM



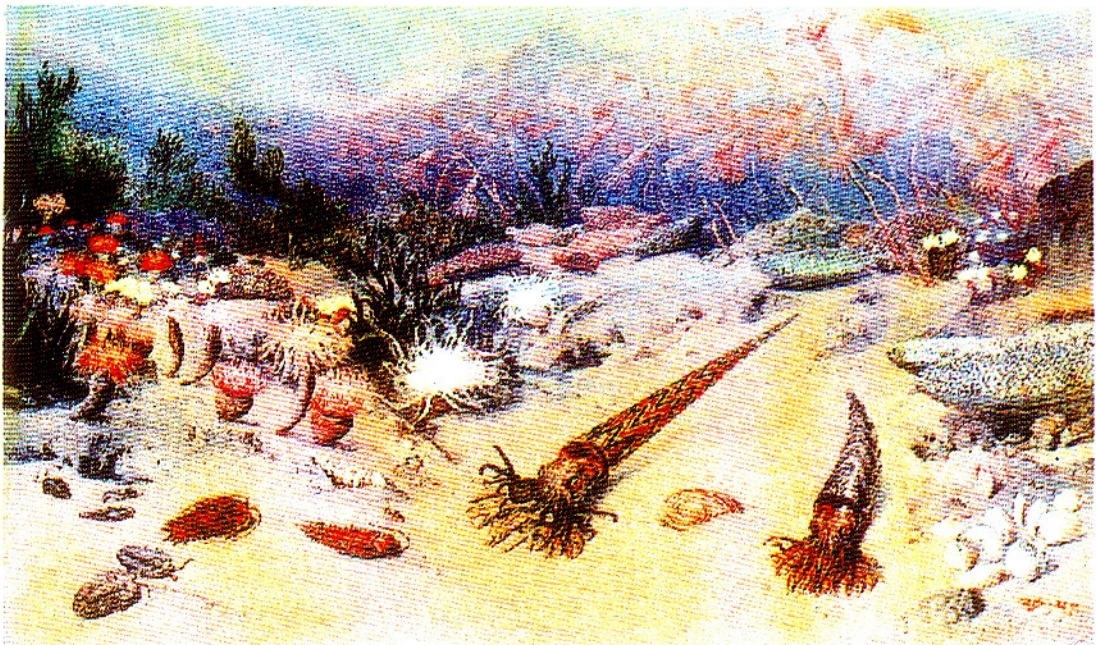
Sinh cảnh động vật biển trong kỷ Cambri

Trên hình thể hiện Sứa, Chân khớp
bơi lội, Hải miên bám đáy, Bộ ba thùy
(Wicander R. & Monroe J.S. 1993)



Quang cảnh sinh vật biển trong kỷ Ordovic

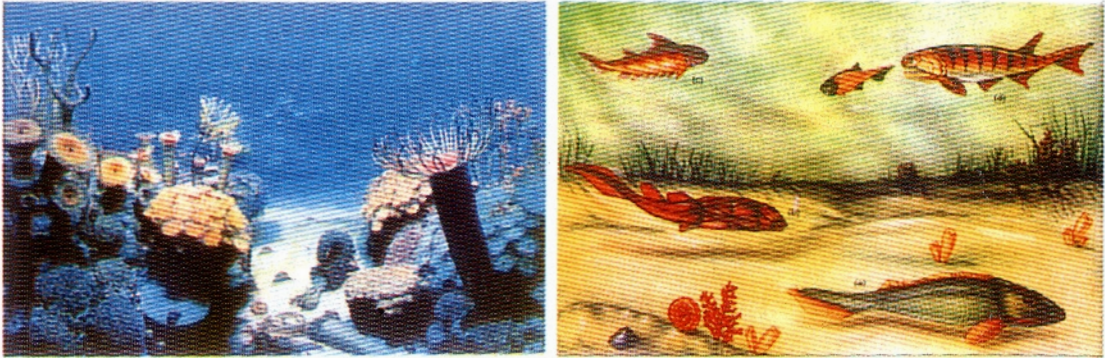
Trên hình thể hiện động vật Chân đầu,
Huệ biển, San hô quần thể, Bút đá,
Bộ ba thùy, Tay cuộn
(Wicander R. & Monroe J. 1993)



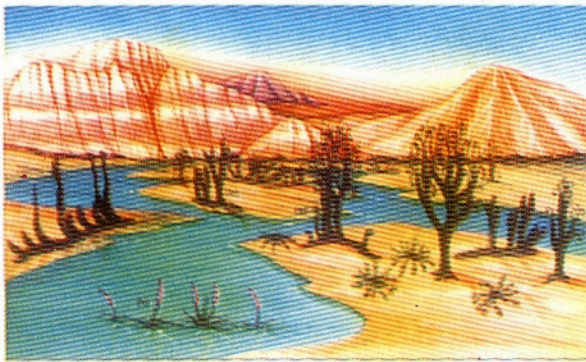
Quang cảnh sinh vật biển trong kỷ Silur (Burian Z. 1951)

BẢN ẢNH 5.2. SINH CẢNH PALEOZOI MUỘN

Sinh cảnh sinh vật biển trong kỷ Devon

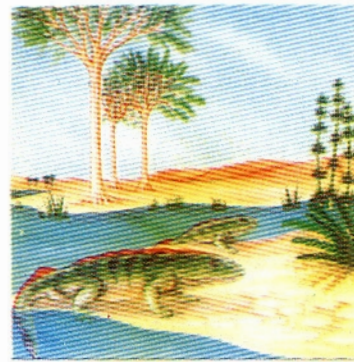


Hình bên trái: San hô, Cúc đá, Bọ ba thùy, Tay cuộn. Hình bên phải: Phía trên Cá gai *Parex* (trái) và Cá vây tia *Cheirolepis* (giữa và phải). Phía dưới Cá da phiến *Bothriolepis* (trái); Cá da giáp *Hemicyclops* (phải) (Wicander R. & Monroe J.S. 1993)



Sinh cảnh lục địa Devon sớm.

Thực vật trên cạn: *Protolpidodendron* (trái), *Dawsonites* (phải), *Bucheria* (giữa suối). (Wicander R. & Monroe J. 1993)



Sinh cảnh lục địa Devon muộn

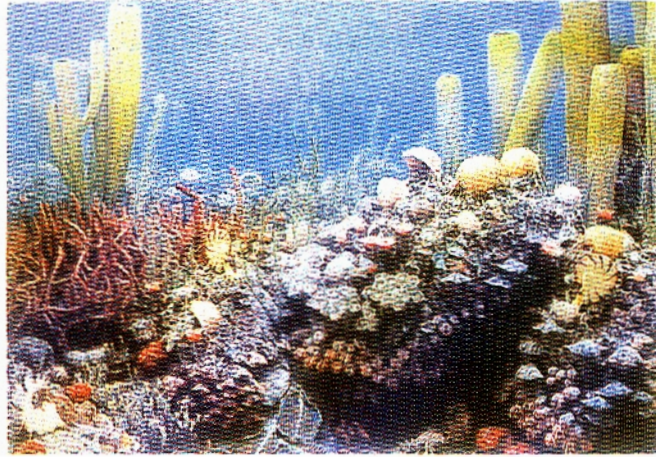
Lưỡng cư cổ – *Ichthyostega*, cây có mạch không hạt (Wicander R. & Monroe J. 1993)



Sinh cảnh rừng nguyên thủy kỷ Carbon

Trong rừng Quyết thực vật: lưỡng cư cổ *Dolichosoma* (giữa suối), *Eryops* (dưới), *Branchiosaurus* (giữa). (Theo Wicander R. & Monroe J. 1993).

BẢN ẢNH 5.3. SINH CẢNH PERMI - TRIAS

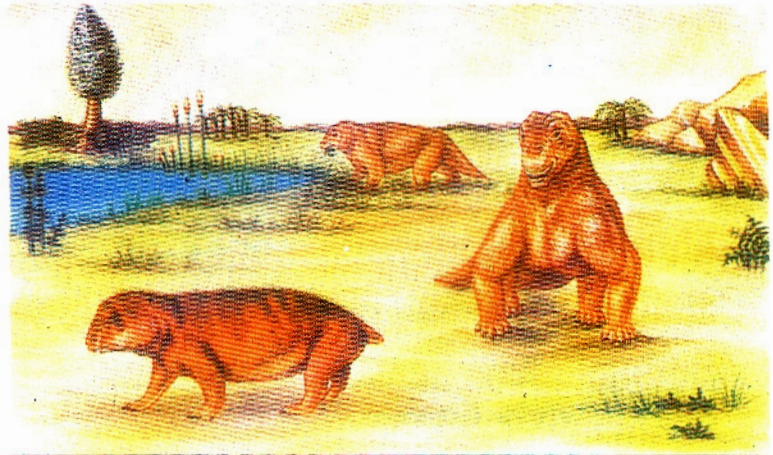


Sinh cảnh biển kỷ Permi

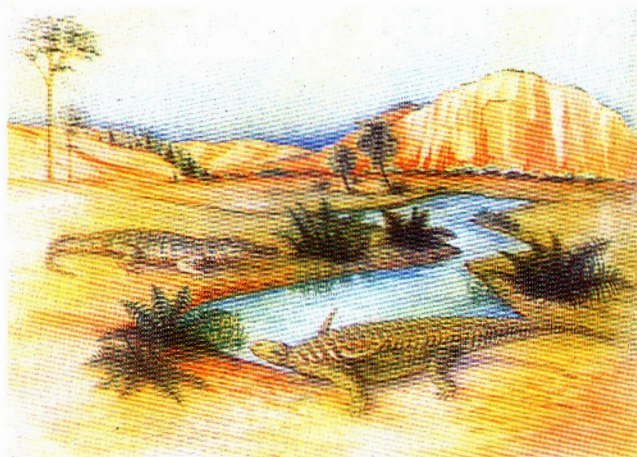
Quần xa gồm: tảo, tay cuộn (*Productidae*), chân đầu và san hô
(Wicander R. & Monroe J.S. 1993)



Bò sát ăn thịt Pelycosauria kỷ Permi
(S.J. Gould 1993)

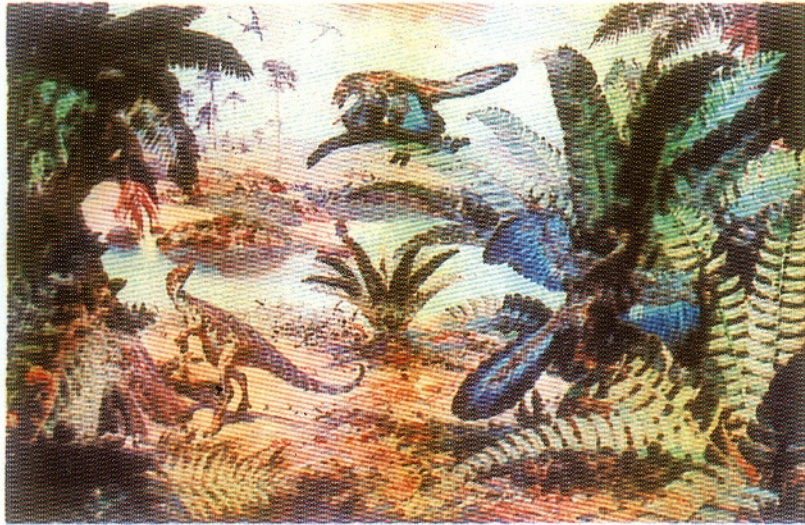


Bò sát dạng thú Permi: *Dicynodon* (trái), *Moschops*
(phải) (Wicander R. & Monroe J. 1993)



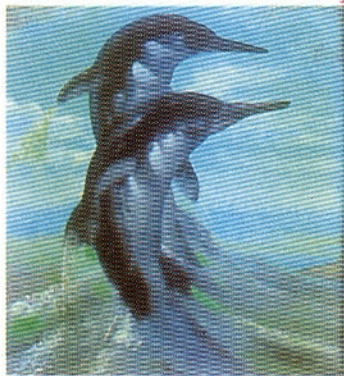
Bò sát Trias: *Rutiodon* (trên) - dạng cá sấu ăn thịt, *Desmatosuchus* (dưới) - động vật ăn cỏ dáng hung dữ.

BẢN ẢNH 5.4. SINH CẢNH JURA - KRETA

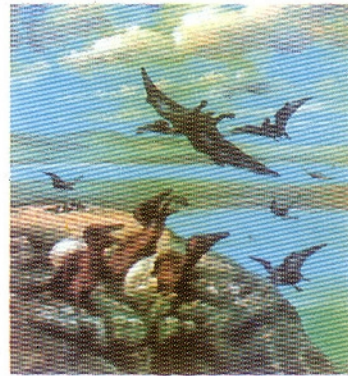


Sinh cảnh Jura muộn (Z. Burian 1950): Cây hạt trần, bò sát *Compsognathus* và chim cổ *Archaeopteryx*

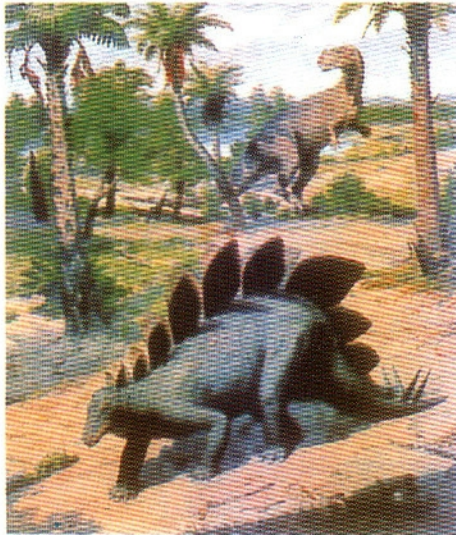
BÒ SÁT JURA – KRETA



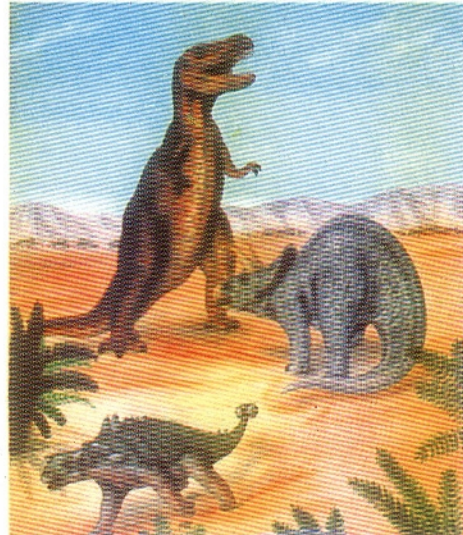
Jura: Bò sát *Ichthyosaurus* (Gould S. J. 1993)



Jura: Bò sát bay *Pterodactylus* (Gould S. J. 1993)

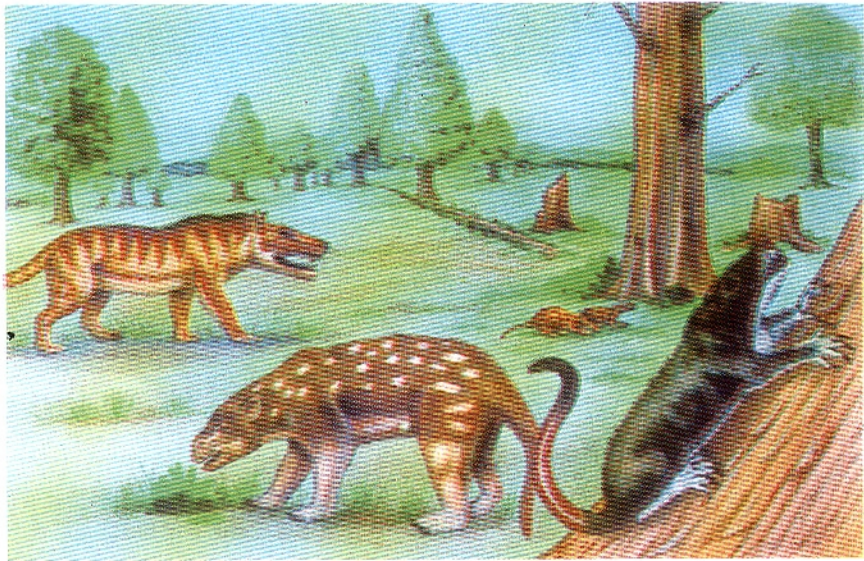


Jura: *Ceratosaurus*, ăn thịt (trên).
Stegosaurus (dưới), ăn cỏ (Z. Burian, 1980)

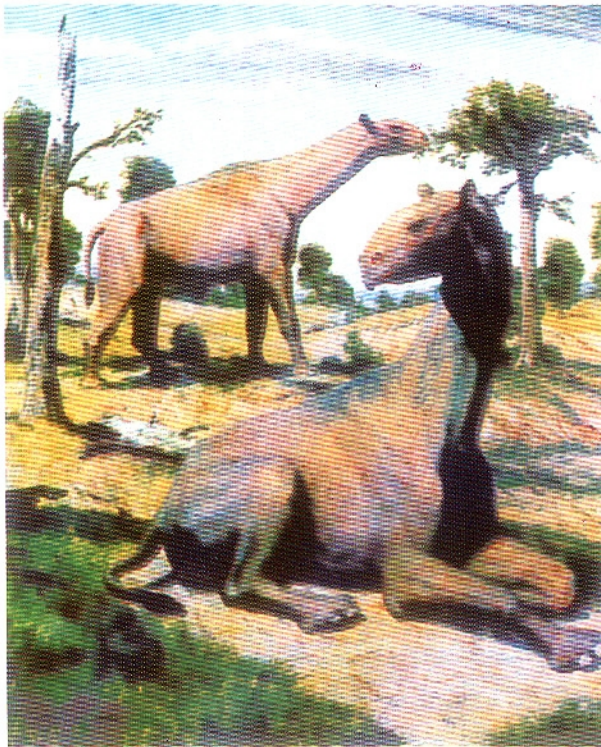


Kreta muộn: *Tyrannosaurus* (trên); *Triceratops* (giữa);
Euocephalus (dưới) (Wicander & Monroe 1993)

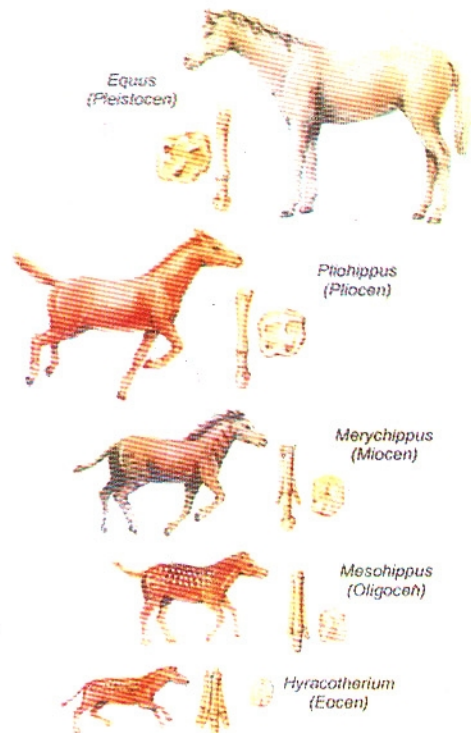
BẢN ẢNH 5.5. SINH CẢNH KỶ ĐỆ TAM (PALLEOGEN - NEOGEN)



Một số động vật có vú cổ trong Paleocen (đầu kỷ Đệ Tam)
(Theo Wicander R. & Monroe S.)



Một loài động vật có vú khổng lồ, ngón lẻ (cao 5,5m) trong Đệ Tam (Oligocen, cách nay gần 30 triệu năm)
Indricotherium transoiralicum (Z. Burian 1950)

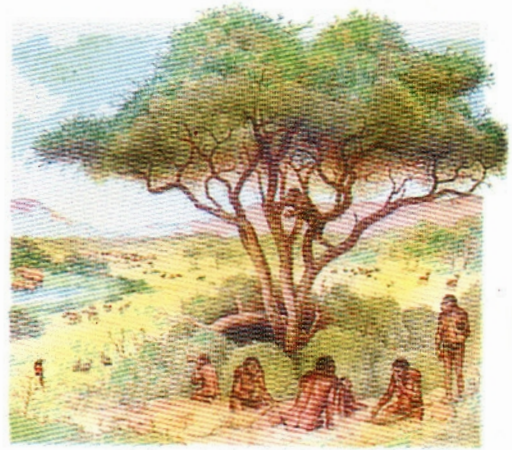


Sơ đồ tiến hoá của họ ngựa
(Từ giữa Paleogen đến đầu Đệ Tứ)

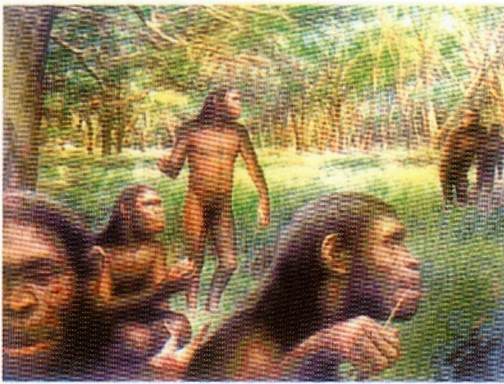
BẢN ẢNH 5.6. SINH CẢNH ĐẦU KỶ ĐỆ TƯ



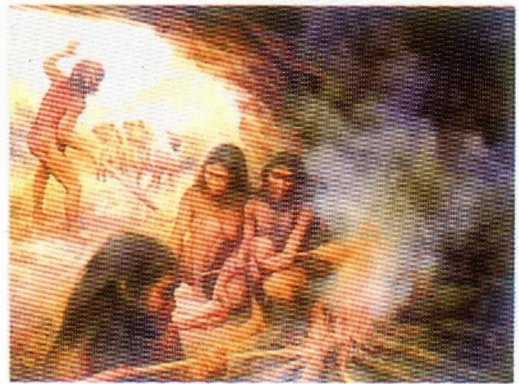
Voi Mamut, cao 4m (đầu Đệ Tứ)



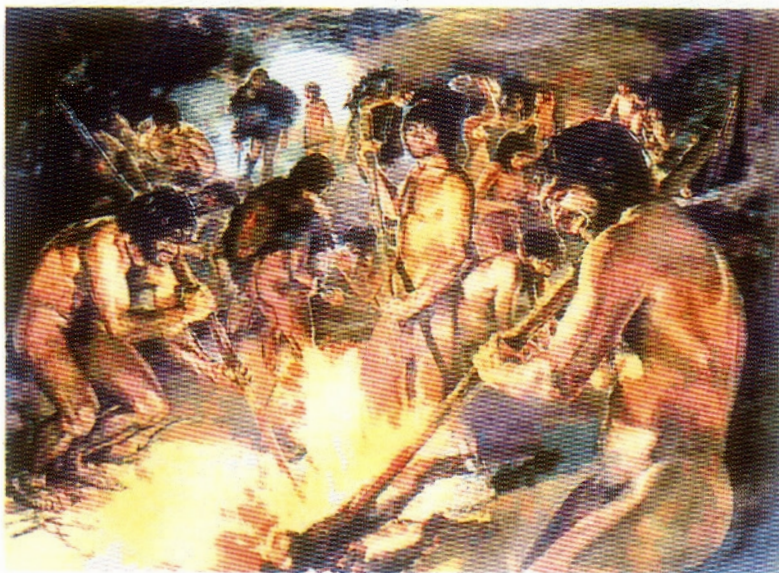
Vượn người *Australopithecus afarensis*
(cuối Đệ Tam đầu Đệ Tứ)



Người *Homo habilis* và vượn người
Australopithecus afarensis (bên phải)
(cách nay 1,5-2 tr.năm)



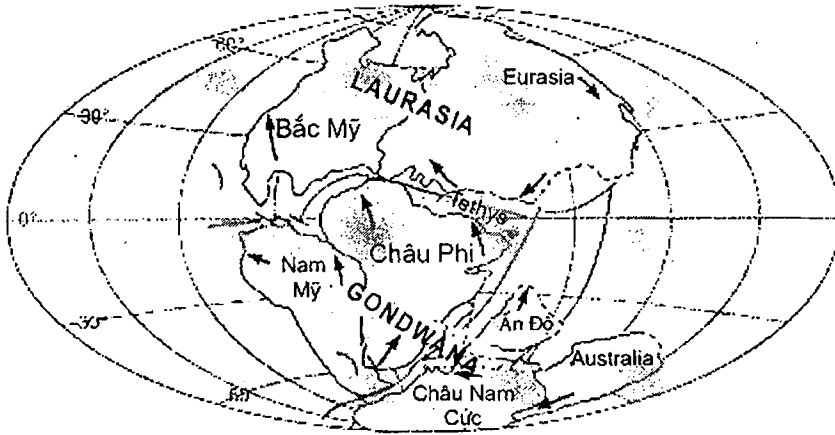
Homo erectus (người vượn Bắc Kinh)
(cách nay 250-500 nghìn năm)



Homo neanderthaliensis (cách nay 50.000 năm),
Tiền thân của người hiện đại (*Homo sapiens*)

cấu trúc địa chất đáy các đại dương v.v.. để khẳng định các lục địa đã bị tách dần từ một *Toàn lục* (Pangea). Như ta đã nêu trên, sự kiện tách dần này biểu hiện rõ nét từ cuối Trias. Sự tách chia lục địa này đã bắt đầu từ hai phía của lục địa Châu Phi. Ta hãy hình dung trước đó toàn bộ các lãnh thổ Nam Mỹ, Châu Phi, bán đảo Arabia (Ả Rập), Ấn Độ và Australia chỉ là một khối lục địa Gondwana khổng lồ (Hình 5.4) thì bắt đầu từ kỷ Trias của Mesozoi lại tách ra từ phía Tây Phi và Đông Phi. Sự tách lục địa này theo cơ chế tách dần (xem chương 10) và lúc đầu hình thành một eo biển ở Tây Phi (như kiểu Hồng Hải hiện nay) để rồi dần dần mở rộng thành Nam Đại Tây Dương còn ở Đông Phi hình thành eo biển Mozambic để sau này mở rộng dần thành Ấn Độ Dương.

Sự hình thành Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương làm tách lục địa Châu Phi khỏi Nam Mỹ và Arabia, Ấn Độ. Tiếp theo, vào cuối Trias đầu Jura hai đại lục Laurasia và Gondwana bắt đầu được hình thành do tách ra dọc theo biển Caribe.

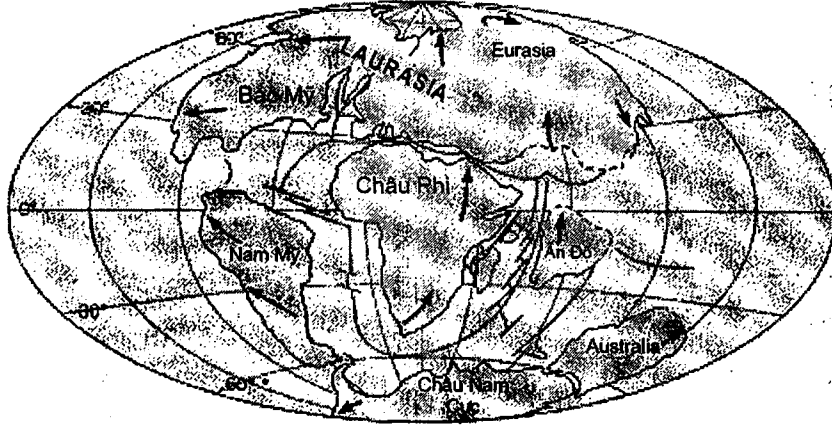


Hình 5.4. Cổ địa lý thế giới đầu Mesozoi (Trias)

Pangea bắt đầu bị phá vỡ. Mũi tên: hướng di chuyển lục địa (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Biển Tethys được mở rộng ra ở phía tây song lại thu hẹp lại ở phía đông, đồng thời Ấn Độ Dương bắt đầu được mở ra (Hình 5.4). Nam Mỹ, Châu Phi, Ấn Độ và Australia đã dần dần tách ra và trôi dạt đến vị trí hiện nay, Ấn Độ di chuyển dần về phía Châu Á (Hình 5.5) để sau này gắn liền với châu lục này. Quá trình tách dần xảy ra kèm theo nhiều biến động khác về địa chất như hoạt động phun trào núi lửa rộng rãi ở Ấn Độ, Nam Mỹ v.v..

Vận động tạo núi Mesozoi (tạo núi Kimeri) diễn ra trong ba kỷ của nguyên đại (Bảng 5.3; 5.4), song chủ yếu trong Jura và Kreta. Kết quả là đã hình thành cấu trúc núi của những lãnh thổ rộng lớn ở Đông Bắc Nga, Tây Bắc Mỹ, một phần của dải đất quanh Địa Trung Hải. Tạo núi Mesozoi diễn ra sớm nhất ở Đông Nam Á, đúng hơn là Đông Dương. Đó là pha tạo núi Indosini đã biến cả vùng rộng lớn Việt Nam, Lào, Thái Lan, Miến Điện và Vân Nam (Trung Quốc) trở thành vùng núi uốn nếp. Sau tạo núi Indosini nhiều nơi đã hình thành trầm tích lục địa thuộc thành hệ molas chứa than; các mỏ than Hòn Gai, Nông Sơn của Việt Nam đều được hình thành trong thời kỳ này.



Hình 5.5. Cổ địa lý thế giới cuối Mesozoi (Kreta)

Vị trí các lục địa gần như hiện nay. Ấn Độ di chuyển về phía Châu Á (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Bảng 5.3. Những sự kiện địa chất lớn trong Mesozoi

Kỷ	Động vật không xương sống	Động vật có xương sống	Thực vật	Sự kiện địa chất, cổ địa lý
KRETA	Cúc đá, Tên đá và một số dạng Trùng lỗ trôi nổi bị tiêu diệt vào cuối kỷ. Rudistes đa dạng và tạo ám tiêu.	Khủng long, Bò sát dạng cá, Bò sát bay bị tiêu diệt (cuối kỷ). Xuất hiện Thú có nhau	Thực vật hạt kín xuất hiện, phát triển nhanh. Thực vật hạt trần và không hạt kém phát triển.	- Pangea tiếp tục tan rã, Nam Mỹ tách rời Châu Phi, Australia tách Nam Mỹ nhưng vẫn dính liền với Châu Nam Cực. - Mở rộng Bắc Đại Tây Dương.
JURA	Phát triển, đa dạng Cúc đá, Tên đá. Xuất hiện Rudistes. Âm tiêu San hô Sáu tia phát triển	- Thời đại của Bò sát khổng lồ (Khủng long), Bò sát bay, Bò sát dạng cá. - Xuất hiện chim	Thực vật hạt trần, Dương Xỉ phát triển	- Pangea tiếp tục tan rã, các lục địa còn liền kề nhau. Bắc Đại Tây Dương bắt đầu hình thành. - Khí hậu dịu mát hơn Trias.
TRIAS	Động vật thay đổi cơ bản so với Permi. Chân riu, Huệ biển phát triển.	Xuất hiện Bò sát bay, Bò sát dạng cá. Xuất hiện động vật có vú.	Tiếp tục phát triển thực vật hạt trần và Dương Xỉ	Pangea bắt đầu tan rã (cuối kỷ). Khí hậu cận nhiệt đới, nhiều nơi khô hạn. Tạo than ở Đông Nam-Á.

Mesozoi có hoạt động biến tiến lớn nhất trong lịch sử Trái Đất. Trong kỷ Kreta biển đã tràn vào nhiều lãnh thổ rộng lớn của các lục địa mà trước và sau đó không bị ngập dưới làn nước đại dương. Một phần lớn các lục địa rộng lớn như Trung Quốc, Siberia, Đông Âu, Bắc Mỹ và cả một phần của Gondwana đều bị biển ngập.

Đặc điểm của sinh giới trong Mesozoi đã lôi cuốn sự chú ý đặc biệt của các nhà tự nhiên học. Những dạng bò sát nguyên thủy đã xuất hiện từ cuối Paleozoi (kỷ Carbon) nhưng đến Mesozoi chúng mới phát triển rầm rộ và chiếm vị trí bá chủ trong giới động vật cả trên cạn, dưới nước và trên không, có đủ cả loại bò sát ăn thịt và bò sát ăn cỏ (Bản ảnh 5.3; 5.4). Nhiều dạng bò sát to lớn “kinh khủng” mà dạng đặc trưng nhất có

tên là Khủng long (*Dinosauria* – từ tiếng Hy Lạp cổ: *deinos* là khủng khiếp, *saura* là thần lằn). Có những con vật dài đến 26 mét, nặng hàng chục tấn như *Diplodocus* sống ở vùng đầm lầy ven biển. Bò sát sống dưới nước điển hình là *Ichtyosaurus* có thân hình dạng cá (tiếng Hy Lạp cổ: *ikhthus* là cá). Dạng bò sát bay *Pterosauria* (tiếng Hy Lạp cổ: *pteron* là cánh) có cánh màng như của loài dơi hiện nay. Trong biển của Mesozoi có những động vật không xương sống rất đặc trưng, như Cúc đá (*Ammonites*) và Tên đá (*Belemnites*). Đó là những động vật không xương sống đặc trưng của biển cả; hoá thạch của chúng được sử dụng để xác định chính xác tuổi địa tầng.

Điều bí ẩn đã xảy ra, đến cuối kỷ Kreta toàn bộ bò sát khổng lồ từng phong phú đa dạng đã cùng với hàng loạt động vật biển đặc trưng như Cúc đá và Tên đá đã đột nhiên biến mất trên Trái Đất (Bảng 5.3): Kỷ Kreta trở thành một mốc lớn của sự khủng hoảng trong lịch sử phát triển sinh giới trên hành tinh. Có nhiều ý kiến giải thích hiện tượng này, số này giải thích bằng sự biến đổi điều kiện tự nhiên của bản thân Trái Đất, số khác cho rằng hiện tượng bí ẩn này liên quan với các chu kỳ có tính chất vũ trụ.

Gần đây, một giả thuyết mới dựa trên cơ sở về sự tích đọng một lượng lớn iridi ở những lớp dưới cùng của Paleogen, phủ trực tiếp trên Kreta. Cần chú ý rằng hàm lượng cao của iridi chỉ thấy trong thiên thạch, còn ngay trong đá núi lửa hàm lượng iridi cũng rất nhỏ bé. Người ta đã phát hiện chúng tích về một khối thiên thạch khổng lồ rơi xuống miền Đông Nam Mexico cách đây 64 triệu năm, tức là vào cuối kỷ Kreta. Chắc chắn rằng khối thiên thạch khổng lồ này khi rơi xuống mặt đất đã tạo ra trong bầu khí quyển một lượng bụi khổng lồ làm cho phần lớn bề mặt Trái Đất tối sầm lại, dẫn đến quá trình quang hợp cũng bị ngừng trệ lâu dài, cây cỏ bị chết rụi. Hậu quả là động vật ăn cỏ bị tiêu diệt vì hết thức ăn (với kích thước khổng lồ thì Khủng long ăn cỏ hàng ngày phải tiêu thụ hàng trăm kilo thức ăn từ cây cỏ), từ đó động vật ăn thịt cũng bị tiêu diệt. Hiện tượng bụi che lấp ánh sáng Mặt Trời chỉ kéo dài trong một thời gian ngắn trong lịch sử địa chất nhưng cũng đủ gây nên biến hoại khổng lồ như vừa nêu. Với giả thuyết này dường như đã tìm được lời giải thích đáng tin cậy về sự tuyệt diệt của toàn bộ bò sát khổng lồ cũng như của 40% động vật có xương sống vào cuối kỷ Kreta.

Giới thực vật trong Mesozoi chủ yếu là thực vật có hoa hạt trần thuộc các nhóm tuế, tùng, bách v.v.. bên cạnh thực vật dương xỉ. Đến cuối kỷ Kreta, thực vật hạt kín xuất hiện và rất nhanh chóng chiếm vị trí hàng đầu trong giới cây xanh. Sự phát triển phong phú của thực vật và với khí hậu thuận lợi trong Jura và phần lớn thời gian của Kreta đã tạo điều kiện hình thành các bể than đá lớn, đây là thời kỳ tạo than lớn lần thứ hai trong lịch sử Trái Đất. Nhiều bể than đá với trữ lượng hàng tỷ tấn đã được thành tạo trong các kỷ Jura và Kreta như ở phía bắc Siberia. Riêng than đá Việt Nam như than Quảng Ninh lại được thành tạo vào cuối kỷ Trias.

5.4.5. Kainozoi – hoàn thành tạo núi Alpi và phát triển động vật có vú

So với các nguyên đại trước thì nguyên đại Kainozoi (Tân sinh) có thời gian ngắn nhất, chỉ 64 triệu năm, tương đương với 1/3 nguyên đại Mesozoi và 1/5 nguyên đại

Paleozoi, thế nhưng các biến cố trong lịch sử 64 triệu năm ấy cũng không kém phần đặc sắc (Bảng 5.4). Tên gọi Kainozoi tức Tân sinh xuất nguồn từ đặc điểm hoàn toàn mới của sinh giới từ đầu nguyên đại rồi nhanh chóng có những dạng như ngày nay, kể cả sự xuất hiện của con người trên Trái Đất.

Trong Kainozoi vận động tạo núi Alpi tiếp diễn các quá trình tạo núi diễn ra từ Mesozoi. Quá trình tạo núi Alpi trong Kainozoi đã hình thành các dải núi trẻ cao của vành đai núi Thái Bình Dương và Địa Trung Hải, nói đúng hơn là mở rộng và hoàn thiện các công trình núi đã được hình thành trong các hoạt động tạo núi Mesozoi (hay Kimeri). Chính các dải núi, các đảo từ Viễn Đông Nga qua Nhật Bản, Đài Loan, Philipin và Indonesia, dải Andes ở Tây Nam Mỹ, dải Nevada ở Tây Bắc Mỹ v.v.. đã được thành tạo do vận động tạo núi Alpi trong Kainozoi. Dải núi dọc theo Địa Trung Hải được vận động này hoàn thiện, kéo dài từ tây sang đông gồm các dải núi Pyrene, Atlas, Alpes, Carpate, Kavkaz, Pamir và Himalaya. Cùng với vận động tạo núi Alpi là các vận động kiến tạo trẻ, chủ yếu là chuyển động xô húc (xem chương 10) của các mảng lục địa làm cho các dải núi nói trên càng cao hơn và hình thành những “nóc nhà” của thế giới như Pamir, Himalaya v.v..

Trầm tích Kainozoi là một kho chứa dầu khổng lồ của thế giới; các mỏ dầu ở Trung Cận Đông (Koweit, Iran, Irac, Arabia Saoud v.v.), Indonesia và ở vùng thềm lục địa của nước ta đều được hình thành trong trầm tích Kainozoi. Nguyên đại Kainozoi mà chủ yếu là kỷ Neogen cũng là thời kỳ tạo than đá lớn thứ ba trong lịch sử Trái Đất.

Đầu nguyên đại Kainozoi biển Bắc Đại Tây Dương được mở ra giữa Tây Bắc Phi và Đông Bắc Mỹ, nhưng Bắc Mỹ và Châu Âu vẫn còn nối với nhau qua đảo Groenland, tuy nhiên bản thân đảo này đang bắt đầu được tách biệt ra. Đại Tây Dương được hình thành từ kỷ Jura tiếp tục được mở rộng. Đảo Madagasca được tách ra khỏi Châu Phi song bán đảo Arabia vẫn còn gắn với nó. Mảng Ấn Độ tách khỏi Gondwana ở phía bán cầu nam tiếp tục trôi về phía bắc song vẫn chưa tiếp giáp được với lục địa Châu Á. Khởi đầu cho Paleogen hai mảng Bắc Mỹ và Nam Mỹ được nối với nhau qua một “cầu tạm thời” và đến Pliocen chúng lại được tách ra. Một sự kiện rất quan trọng là vào cuối Oligocen hai lục địa Âu và Á bị ngăn cách bằng biển Ural, còn đầu Paleocen thì lục địa Châu Phi bị một nhánh biển cắt qua. Điều đáng lưu ý nữa là từ khởi đầu của Paleogen, biển Bắc Băng Dương có thể chưa nối liền với Đại Tây Dương. Vào Paleocen, động vật có vú đã di cư từ Châu Mỹ sang Châu Âu theo đường qua đảo Groenland, nhưng rồi Bắc Đại Tây Dương được mở ra hoàn toàn vào cuối Eocen, đồng thời biển Ural được khép trong Oligocen nên động vật có vú lại di chuyển từ Mỹ sang Âu qua hành lang Bering (trong Neogen). Như vậy nguyên đại Kainozoi có sự phát triển kiến tạo mạnh mẽ, Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương tiếp tục tách dần với tốc độ từ 2 đến 4 cm một năm. Đồng thời các dải núi được hình thành do chuyển động Alpi tạo cho bề mặt hành tinh có một địa hình gần giống với hiện tại.

Khí hậu lạnh giá băng hà trong kỷ Đệ Tứ (Bảng 5.4) cũng là một sự kiện lớn xảy ra trong lịch sử Kainozoi. Băng hà Đệ Tứ phủ trên những diện tích rộng lớn của bề mặt Trái Đất, chỉ trừ những vùng từ xích đạo đến cận nhiệt đới như Việt Nam. Tuy

trong lịch sử Trái Đất đã nhiều lần có khí hậu băng giá như cuối Proterozoi và trong kỷ Carbon, nhưng chỉ băng hà Đệ Tứ có tầm quan trọng đặc biệt có ảnh hưởng trực tiếp đến lịch sử phát triển loài người.

Nét đặc trưng nhất của sinh giới trong Kainozoi là sự phát triển của động vật có vú (Bản ảnh 5.5). Vai trò ngự trị thế giới của động vật có vú trong Kainozoi cũng tựa như vai trò của bò sát trong Mesozoi. Các nhà cổ sinh vật đã có đủ chứng cứ để nói rằng những dạng đầu tiên của động vật có vú đã xuất hiện trên Trái Đất từ đầu Mesozoi (kỷ Trias). Tuy vậy trong hơn 200 triệu năm của nguyên đại Mesozoi chúng không thể phát triển được bên cạnh bò sát khổng lồ là chúa tể của sinh giới lúc đó. Thế nhưng, ngay từ đầu nguyên đại Kainozoi, khi bò sát khổng lồ không còn là đối thủ cạnh tranh nữa thì động vật có vú phát triển rầm rộ và chẳng bao lâu chúng đã trở thành chủ nhân của Trái Đất với tất cả sự đông đúc cả về số lượng cũng như về các giống loài. Con đường tiến hoá và hoàn thiện của động vật có vú diễn ra chỉ trong hai kỷ Paleogen và Neogen mà đã đạt được sự phong phú và đa dạng như hiện nay để chiếm vai trò thống trị trong giới động vật. Chúng không những chỉ có trên lục địa mà cả trên không và dưới nước. Thủy tổ của cá voi xuất hiện từ Paleogen, dơi và vài loài động vật có vú biết bay khác cũng xuất hiện khá sớm trong lịch sử Kainozoi.

Giới thực vật trong Kainozoi không có những biến đổi lớn mang tính chất đột biến mà chỉ là sự hoàn thiện của thực vật hạt kín đã xuất hiện từ cuối kỷ Kreta. Trong Kainozoi người ta quan sát được rõ nét những biến đổi về sự phân bố, di cư thực vật để thích nghi với những biến đổi về các đại khí hậu.

Sự xuất hiện và tiến hoá của loài người – đỉnh cao của sự phát triển động vật có vú. Tuy những dạng vượn người đầu tiên đã xuất hiện từ cuối Đệ Tam nhưng sự xuất hiện và tiến hoá của loài người (*Homo sapiens*) gắn liền với lịch sử của kỷ Đệ Tứ, do đó cũng có ý kiến đề nghị gọi kỷ này là kỷ Nhân sinh (Anthropogene).

Tổ tiên của loài người đã trải qua một lịch sử lâu dài của tiến hoá của bộ linh trưởng (Primates) ở Châu Phi, nơi mà phần lớn các nhà nhân chủng học đều coi là cái nôi của nhân loại. Những dạng Vượn người đầu tiên của họ người (Hominidae) là *Australopithecus* (Bản ảnh 5.6) đã có mặt trên Trái Đất cách nay 3 triệu năm – 1,6 triệu năm; còn giống người (*Homo*) xuất hiện ở Châu Phi cách nay gần 2 triệu năm. *Homo habilis* là đại biểu sớm nhất của giống người (*Homo*), đã tiến hoá cách nay hơn 2 triệu năm và đã tiếp tục sinh sống như một loài cho đến cách nay 1,4 triệu năm. *Homo erectus* tiến hoá cách nay 1,8 triệu năm và cách nay 1 triệu năm có mặt ở Đông và Đông Nam Á (người vượn Bắc Kinh và người vượn Java), nơi mà chúng sống cho đến cách nay 250.000 năm (Bản ảnh 5.6).

Dạng đầu tiên của người *Homo sapiens* (người hiện đại) xuất hiện ở Đông Phi cách đây 300.000 năm và nhanh chóng phân bố trên các lục địa khác. Người Neanderthale (Bản ảnh 5.6) sống cách nay 150.000 - 32.000 năm, không khác gì nhiều so với người hiện nay mà chỉ có kích thước to lớn hơn, vì thế nhiều nhà nghiên cứu coi Neanderthale chỉ là một phân loài – *Homo sapiens neanderthalensis*. Từ sự tiến hoá của người Neanderthale cách nay 150.000 năm đến nay loài người đã đi từ văn hoá đồ đá lên văn

minh khoa học kỹ thuật cao cho phép con người có thể bằng tàu vũ trụ đưa người lên Mặt Trăng và rồi đây còn có thể đến thăm hành tinh khác nữa.

Khảo cổ học phân biệt lịch sử kỹ phát triển loài người trong kỷ Đệ Tứ thành các thời kỳ đồ đá cũ, thời kỳ đồ đá giữa, thời kỳ đồ đá mới và thời kỳ kim khí. Thời kỳ đồ đá cũ (Paleolit) bắt đầu từ Đệ Tứ và gồm: Sơ kỳ đồ đá cũ – Vượn người *Australopithecus* chỉ biết dùng “cuội văn hoá” gồm những hòn cuội tự nhiên, to và không được gọt đẽo. Trung kỳ đồ đá cũ – người Neanderthal có khí cụ cỡ trung bình được tu sửa từ những mảnh đá vỡ (mảnh tước). Hậu kỳ đồ đá cũ – người *Homo sapiens* có những khí cụ đá được chế tác tinh tế hơn, xuất hiện những hoa văn trạm trổ trên xương thuộc nhóm người đầu tiên. Thời kỳ đồ đá giữa (Mesolit) – có lẫn lộn những dụng cụ đồ đá thô và dụng cụ đồ đá mài nhẵn đầu tiên. Thời kỳ đồ đá mới (Neolit) – có khí cụ đá tinh tế mài nhẵn và xuất hiện đồ gốm. Thời kỳ kim khí – lúc đầu là đồ đồng rồi đồ sắt. Nếu như một quãng thời gian dài của thời kỳ đồ đá cũ và đồ đá mới sự tiến hoá của loài người diễn ra một cách chậm chạp thì vào giai đoạn mới, từ khi biết sử dụng kim khí, loài người đã đi những bước rất dài và nhanh chóng của sự phát triển văn hoá, khoa học kỹ thuật cao.

BẢNG 5.4. THỜI ĐỊA TẦNG VÀ ĐỊA NIÊN BIỂU

LIÊN GIỚI	GIỚI	HỆ	THỐNG	TUỔI (triệu năm)	SỰ KIỆN LỊCH SỬ ĐỊA CHẤT			
P H A N E O Z O I	K A I N O Z O I	ĐỆ TỬ (Q)	Holocen		0,01	T a o n ú i A l p i	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%;"><i>Tiến hoá Người</i></div> <div style="width: 45%;"><i>Băng hà</i></div> </div>	
			Pleistocen	Thượng				1.7
				Trung				
		NEOGEN (N)	Pliocen	Thượng	5,3			
				Trung				
				Hạ				
			Miocen	Thượng	23,5			
				Trung				
				Hạ				
		PALEOGEN (E)	Oligocen		23,5			
	Eocen							
	Paleocen							
	M E S O Z O I	KRETA (K)	Thượng		65	T a o n ú i A l p i	<ul style="list-style-type: none"> - Động vật có vú dạng mới - Hoàn thành cấu trúc núi của đại Thái Bình Dương. Hoạt động núi lửa mạnh mẽ ở nhiều nơi. 	
			Hạ					
		JURA (J)	Thượng	135				
			Trung					
			Hạ					
		TRIAS (T)	Thượng	203				
			Trung					
			Hạ					
		PERMI (P)	Thượng (Loping)		250		T a o n ú i H e r c y n i	<ul style="list-style-type: none"> - Phát triển thực vật hạt trần. Bò sát khổng lồ, Cúc đá, Tên đá phát triển cực thịnh. - Pangea tan rã, các lục địa chưa tách rời. - Biểu hiện rõ nét sự tan rã của Pangea. - Tạo núi Indosini. Xuất hiện động vật có vú chim. Khí hậu khô, ẩm.
	Trung (Guadalup)							
	Hạ (Cisural)							
	CARBON (C)	Pennsylvan	Gjel.	295				
			Kasimov					
			Moscov					
		Mississippi	Baskir		325			
			Serpukhov					
Vise								
DEVON (D)	Thượng		355	T a o n ú i H e r c y n i	<ul style="list-style-type: none"> - Xuất hiện thực vật có hoa hạt trần - Pangea hình thành rồi có biểu hiện tan rã. 			
	Trung							
	Hạ							
SILUR (S)	Pridol		410	T a o n ú i C a l e d o n i	<ul style="list-style-type: none"> - Khí hậu ẩm và ấm. Băng hà ở Gondwana. - Tạo than đá. - Các pha tạo núi lớn của chu kỳ Hercyni (Sudetes và Asturi) 			
	Ludlov							
	Venloc							
	Landoverly							
ORDOVIC (O)	Thượng		435	T a o n ú i C a l e d o n i	<ul style="list-style-type: none"> - Pha tạo núi Breton. Khí hậu khô. Hình thành cát kết đỏ cổ. Dạng cá phong phú. Xuất hiện động vật và thực vật trên cạn. 			
	Trung							
	Hạ							
CAMBRI (E)	Thượng		500	T a o n ú i C a l e d o n i	<ul style="list-style-type: none"> - Động vật tạo ám tiêu phát triển và tiếp tục phát triển sang kỷ Devon. - Các pha chính của chu kỳ Caledoni 			
	Trung							
	Hạ							
				540		<ul style="list-style-type: none"> - San hô, Tay cuộn, Bọ ba thùy v.v.. bắt đầu quá trình phát triển toả tia để tiếp tục phong phú trong vài kỷ sau. - Pha tạo núi Tacon 		
						<ul style="list-style-type: none"> - Bọ ba thùy, Dạng Chén cổ, Tay cuộn không khớp phát triển. - Tạo núi Salair. Băng hà ở Gondwana 		

BẢNG 5.4. THỜI ĐỊA TẦNG VÀ ĐỊA NIÊN BIỂU (tiếp)

LIÊN GIỚI	GIỚI	HỆ	TUỔI (triệu năm)	SỰ KIỆN LỊCH SỬ ĐỊA CHẤT	
P R O T E R O Z O I (P R)	NEOPROTEROZOI (NP)	Venda	540	<p style="text-align: center;">Nhiều biểu u hiện hoạt động tạo núi</p> <ul style="list-style-type: none"> - Hoạt động tạo núi Assintic - Những dạng Trilobitomorpha đầu tiên, tạo đơn giản <p style="text-align: center;">Các dạng vi sinh tạo đá vôi đầu tiên</p>	
		Cryogen	650		
		Ton	850		
	MESOPROTEROZOI (MP)	Sten	1000		
		Ectas	1200		
		Calym	1400		
	PALEOPROTEROZOI (PP)	Stather	1600		
		Orosir	1800		
		Rhyac	2050		
		Sider	2300		
	A R K E I (A R)	NEOARKEI			2500
		MESOARKEI			2900
		PALEOARKEI			3200
		EOARKEI			3600

Chương 6

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT NỘI SINH

Nhiều hoạt động địa chất biểu hiện thường xuyên trên bề mặt Trái Đất như núi lửa, động đất có nguồn gốc từ năng lượng bên trong của Trái Đất tạo nên và có liên quan trực tiếp với những hoạt động của các mảng thạch quyển, đó là những quá trình hay hoạt động địa chất nội sinh. Những quá trình địa chất nội sinh không chịu ảnh hưởng của những tác nhân bên ngoài do năng lượng Mặt Trời như nắng, mưa, gió v. v.. là những tác nhân của các quá trình địa chất ngoại sinh. Như vậy các quá trình địa chất nội sinh và ngoại sinh khác nhau về bản chất, vì chúng do những động lực khác nhau gây ra. Các quá trình địa chất nội sinh gồm hai loại chính là hoạt động magma (núi lửa, xâm nhập) và động đất.

6.1. HOẠT ĐỘNG MAGMA

6.1.1. Khái quát về hoạt động magma

a. Khái niệm về magma

Magma là một hỗn hợp phức tạp của các chất ở trạng thái nóng chảy (thường là silicat, mặc dù có thể có cả các sulfur v.v...), có nguồn gốc từ manti và khi đông nguội sẽ trở thành đá magma. Magma có thể có thành phần khác nhau, các kiểu magma chủ yếu là siêu mafic, mafic và axit (acid). Magma kiềm xuất hiện từ magma mafic hoặc axit trong quá trình phân dị hoặc khi đồng hoá các đá vây quanh. J. Aubouin cho rằng duy nhất chỉ có một loại magma basalt (bazan) và từ đó trong quá trình phân dị kết tinh mới xuất hiện các kiểu magma còn lại. Levinson-Lessing thừa nhận có hai loại magma độc lập – granit và basalt. Phổ biến nhất là quan điểm cho rằng các magma thành phần siêu mafic và mafic xuất hiện do vật chất nóng chảy của manti trên, magma granit được thành tạo trong các quá trình nóng chảy cục bộ, siêu biến chất của các đá thuộc lớp granit của vỏ. Rittmann (1948) đề nghị phân biệt magma nguyên sinh, hoặc là nguyên thủy ở những phần sâu của Trái Đất từ trước Paleozoi; magma thứ sinh, hoặc là magma siêu biến chất xuất hiện trong các quá trình siêu biến chất, magma đồng hoá được thành tạo do sự nóng chảy và đồng hoá; magma hỗn nhiễm xuất hiện do sự pha lẫn của các magma.

Thành phần chủ yếu của magma gồm SiO_2 , Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O₂, H, Cl, F, B v.v.. . Các hợp phần không phải chất bốc gồm các oxyt như SiO_2 , Al_2O_3 , FeO - Fe_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , K_2O . Các nguyên tố chất bốc của magma chủ yếu ở trạng thái hoà tan

trong nước và một lượng nhỏ hơn là các khí CO_2 , CO , H_2 , N_2 , SO_2 , S_2 , SO_3 , HCl , H_2S cũng như một số nguyên tố khác như F, B v.v...

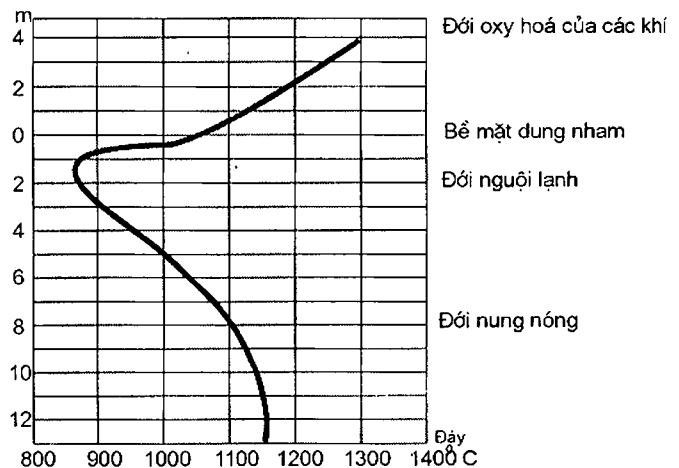
Trong hỗn hợp của magma có các khí hoà tan; các tứ diện tạo thành từ một nguyên tử silicat được bao quanh bởi bốn oxy. Các tứ diện này hoặc là tách biệt, hoặc được nối lại vào các chuỗi, các mặt hoặc các khối rồi chúng được nối lại với nhau nhờ các nguyên tử oxy khác. Khi hàm lượng silic càng thấp thì lượng các tứ diện biệt lập càng nhiều, điều đó làm cho magma có tính linh động cao (hoặc độ nhớt thấp); chính do vậy mà magma mafic có độ linh động rất cao. Ngược lại, khi hàm lượng silic tăng lên sẽ làm tăng sự kết hợp của các tứ diện $(\text{SiO}_4)^4-$; điều đó làm tăng độ nhớt nên magma axit có độ nhớt cao.

Một điều rất quan trọng về mặt địa chất là trong magma có các chất với các điểm nóng chảy khác nhau. Điểm nóng chảy của một hỗn hợp bao giờ cũng thấp hơn so với các hợp phần không chất bốc biệt lập, nhờ đó ở điểm eutecti do sự trộn lẫn của các hợp phần mà chúng ở trạng thái nóng chảy. Ví dụ, thạch anh nóng chảy ở khoảng 1700°C và phần lớn các silicat tạo đá nóng chảy giữa 1100°C và 1600°C . Hỗn hợp của chúng lại nóng chảy ở khoảng 1000°C , khi có mặt của nước thì nhiệt độ đó còn thấp hơn nữa. Vì thế nhiệt độ đông cứng của magma nói chung thấp hơn nhiều so với nhiệt độ đông cứng của các khoáng vật trong thành phần của đá. Như vậy, chúng ta không thể sử dụng các điểm nóng chảy của khoáng vật như nhiệt kế địa chất của magma. Các nguyên tố chất bốc là những nguyên tố làm hạ thấp điểm nóng chảy và độ nhớt của magma. Mặc dù toàn bộ các nguyên tố chất bốc của magma chiếm một phần nhỏ bé về trọng lượng, nhưng chúng lại đóng vai trò rất quan trọng, vì các nguyên tố này làm giảm điểm đông cứng, làm tăng độ linh động và thành tạo một số lượng lớn các khoáng vật chất bốc.

b. Nhiệt độ của magma

Đôi khi có thể xác định trực tiếp nhiệt độ của magma ở các núi lửa đang hoạt động. Jaguar đã đo được nhiệt độ của dung nham trong các bồn dung nham ở Hawaii (Hình 6.1) và quan sát được sự thay đổi nhiệt độ theo độ sâu.

Nhiệt độ của magma dưới các độ sâu lớn của vỏ Trái Đất dao động từ $800 - 900^\circ\text{C}$, nhiệt độ này được biết trên cơ sở nghiên cứu khoáng vật khác nhau được thành tạo ở những nhiệt độ thực nghiệm trong phòng thí nghiệm. Một trong các khoáng vật đó, thạch anh là khoáng vật gặp trong các pha kết



Hình 6.1. Sự thay đổi nhiệt độ của dung nham theo độ sâu trong núi lửa Kialauea, Hawaii

Sự nung nóng được thực hiện trong đới oxy hoá của các khí do các phản ứng oxy hoá là nhiệt ngoại sinh (Leinz V. et al. 1975).

khác nhau tương ứng với nhiệt độ thành tạo. Một số khoáng vật khác, khi hạ xuống đến một nhiệt độ tới hạn xác định, chúng tách ra thành hai khoáng vật cùng tồn tại trong một hỗn hợp đồng hình như magnetit và ilmenit, các felspat, hoặc cùng với thạch anh và các khoáng vật khác. Chúng được gọi là *các nhiệt kế địa chất*.

c. Độ nhớt của magma

Độ nhớt của magma phụ thuộc vào nhiệt độ và thành phần hoá học của nó; magma axit giàu silic hơn nên độ nhớt lớn hơn so với magma mafic. Các thuật ngữ axit và mafic là liên quan với hàm lượng silic, mà không có ý nghĩa về sự tập trung ion hydro. Tuy gọi như vậy không đúng về mặt hoá học, nhưng khái niệm này đã được sử dụng rộng rãi trong danh pháp thạch học. Dung nham mafic của các đảo Hawaii có tính linh động cao nên nó di chuyển đạt đến tốc độ 11cm/s trên bề mặt dốc 2°; ngược lại, dung nham axit thường rất quánh đến nỗi không chảy được. Độ nhớt rất quan trọng đối với cơ chế của sự xâm nhập và phun trào, cũng như đối với quá trình phân dị magma. Các tinh thể được thành tạo trong lúc còn nóng chảy thường có tỷ trọng khác nhau so với magma, do đó có thể nâng lên hoặc chìm xuống; vì thế một số khoáng vật nhất định có thể được tập trung nhờ độ nhớt cho phép sự di chuyển của các tinh thể hoặc là lên phía trên, hoặc là xuống phía dưới. Hiện tượng đó gọi là *sự phân dị magma theo trọng lực*.

d. Các nguyên tố chất bốc của magma

Chúng ta hãy còn ít biết về bản chất của các nguyên tố chất bốc, vì một dung nham khi đã trào ra mặt đất thì phần lớn các khí đã mất đi, còn trong magma cũng rắn ở dưới sâu lại có ít chất bốc được giữ lại. Nguyên nhân cơ bản của sự mất các nguyên tố chất bốc là do đường kính nguyên tử thường rất bé và hoá trị không phù hợp với sự kết hợp của các silicat tạo đá magma phổ biến nhất. Sự tách rời như vậy thường kết hợp với nước là một chất bốc phổ biến nhất. Các phương thức cơ bản nhất mà qua đó gặp được các nguyên tố này trong các mạch nhiệt dịch hoặc trong pegmatit là tính linh động vốn có của chất bốc, chính nó tạo ra kích thước lớn của các tinh thể khoáng vật trong các thể pegmatit. Người ta cho rằng magma axit có thể có tới 8% chất bốc, chủ yếu là hơi nước. Ngoài các nguyên tố đã được kể trên, còn các nguyên tố khác lẫn vào các chất bốc của magma, trong đó có nhiều nguyên tố có ý nghĩa kinh tế rất lớn đã được tìm thấy trong tổ hợp với các chất bốc của magma. Tiếp theo là lưu huỳnh, sắt (dưới dạng hematit) có thể được đọng lại từ các khí núi lửa. Trong các magma sâu thì quan trọng nhất là các nguyên tố fluor (dẫn đến sự tạo thành topaz và fluorit), bor (turmalin), beril. Trong số các kim loại có thiếc (trong casiterit), wolfram (trong wolframit), tantal và niobi (trong tantalit), tất cả chúng đều liên quan một cách trực tiếp với magma. Theo Barth, các khí fumarol của "Thung lũng Vạn Hoa" ở bang Alasca (Hoa Kỳ), mỗi phút sản ra trung bình khoảng 2,4 tấn axit chlohydric và 380 kilogram axit fluoric.

e. Sự nguội lạnh của magma

Một khối lượng lớn magma nằm dưới độ sâu hàng kilomet, truyền nhiệt lượng đi và dần dần bị nguội lạnh. Trải qua hàng triệu năm, phụ thuộc vào các điều kiện nguội

lạnh, khối magma đông cứng hoàn toàn, kết quả là đá magma sâu được hình thành, gọi là đá xâm nhập (pluton). Trong quá trình đông cứng này các khoáng vật được thành tạo phụ thuộc chủ yếu vào độ hoà tan của khoáng vật trong môi trường magma, trong đó nhân tố chính là thành phần hoá học, áp suất và nhiệt độ. Trong các giai đoạn đầu của sự đông cứng magma, phần lớn các silicat được kết tinh. Những khoáng vật phụ được thành tạo đầu tiên, chúng có một số lượng ít và không tác động vào việc phân loại đá, tên đá vẫn như vậy cho dù các khoáng vật phụ này có hay không; ví dụ như các khoáng vật zircon, apatit, titanit, ilmenit, monazit và nhiều khoáng vật khác. Do có vị trí kết tinh đầu tiên nên các khoáng vật có hình dạng đặc biệt, kết tinh tốt, có dạng đồng hình. Nguyên tố chất bốc ít can dự vào quá trình kết tinh mà chỉ trong một vài khoáng vật có chất bốc tham gia dưới dạng kết hợp, như chlor và fluor trong apatit. Tiếp theo, một số lượng lớn silicat được kết tinh, tạo thành một số khoáng vật như olivin, pyroxen, amphibol, plagioclas calci (canxi), plagioclas natri và ortoclas. Trong các pha này các chất bốc tiếp tục không tham dự vào sự thành tạo các amphibol và biotit.

f. Sự phân dị magma

Nói đến sự *phân dị magma* tức là nói đến quá trình hình thành những đá magma khác nhau từ một hoặc hai kiểu magma. Sự phân dị có thể được thực hiện trong một pha hoàn toàn lỏng hoặc trong một pha hỗn hợp của chất lỏng cùng với các khoáng vật đã được kết tinh.

Sự dung ly của các thể lỏng. Nhiều thể lỏng không hoà tan nhau nhưng khi đạt một nhiệt độ thích hợp thì chúng hoà đồng với nhau. Ví dụ như anilin có thể hoà lẫn với nước trong tất cả mọi hợp phần khi nhiệt độ cao hơn 166°C. Khi nhiệt độ giảm, hai dung dịch lỏng này sẽ được tách ra ngày càng nhiều, đến một nhiệt độ xác định thì chúng hoàn toàn tách biệt khỏi nhau. Từ đó, một giả thuyết cho rằng từ một magma nguyên thủy được tách thành hai, magma axit sau tạo thành rhyolit và granit; magma mafic tạo thành gabro hoặc basalt. Tuy nhiên, nghiên cứu thực nghiệm và các quan sát thực địa chưa khẳng định ý tưởng này.

Sự di chuyển của pha lỏng. Sự di chuyển của pha lỏng liên quan tới giá trị của các chất bốc, chúng có thể mất đi và tăng lên, cùng với điều đó chúng quyết định các kiểu magma hoàn toàn khác nhau mặc dù có cùng một nguồn gốc. Các quá trình sau đây có thể xảy ra trong pha này.

Sự phân dị trọng lực. Ngay sau khi magma bắt đầu kết tinh, các tinh thể đầu tiên được thành tạo có thể được tập trung trong đới bên dưới nếu tỉ trọng lớn hơn so với dung dịch, nếu không vậy thì chuyển động đối lưu sẽ hình thành. Cũng có thể có trường hợp khoáng vật được thành tạo trước lại nhẹ hơn dung dịch và được tập trung trong một đới nằm ở bên trên của lò magma, ở đó sẽ xảy ra quá trình đông cứng. Nghiên cứu thực địa cho thấy các khoáng vật phổ biến nhất được tập trung trong quá trình phân dị trọng lực thường là olivin, amphibol hoặc pyroxen, chúng tạo thành các đá peridotit, hornblendit hoặc pyroxenit tương ứng. Kiểu phân dị này có thể quyết định sự thành tạo của các mỏ có giá trị kinh tế quan trọng, như sự tập trung chromit

trong các magma mafic. Phân dị trọng lực là quá trình dẫn đến sự hình thành tính phân lớp nguyên sinh trong magma.

Sự phân dị do đối lưu. Có những trường hợp các tinh thể được thành tạo trước trong thời kỳ đông đặc của magma được phân bố tập trung theo kiểu của các chuyển động đối lưu. Do kết quả của quá trình đó mà các khoáng vật được tập trung và sắp xếp thành dải trong thể magma.

Sự phân dị do thấm lọc và ép nén. Khi số lượng khoáng vật của magma tăng, chúng được tập trung lại tạo thành tập hợp trong một mô hình động các tinh thể, các dung dịch magma tàn dư chiếm những khoảng không giữa các tinh thể. Những dung dịch này có thể bị đẩy ra, vì thế sự tách biệt của mạng tinh thể hình thành trước do sự nén ép có thể có hai nguồn gốc là: 1) do trọng lượng của đá bên trên, trong trường hợp của sự xâm nhập kiểu các thể nấm, thể mạch; 2) do áp lực kiến tạo ngang.

Sự đồng hoá. Sự đồng hoá là quá trình khối magma làm nóng chảy hoàn toàn những vật liệu của các đá vây quanh rơi vào magma, làm mất hết các dấu tích kiến trúc của đá này, dẫn đến thành tạo một loại magma lai và khi kết tinh sẽ thành đá lai tạp. Sự đồng hoá có thể xảy ra ở nơi tiếp xúc của khối magma xâm nhập với đá vây quanh hoặc ở dưới sâu do sự sụp đổ của đá mái vào magma.

Sự hỗn nhiễm. Sự trộn lẫn của magma với các đá vây quanh bị nó đồng hoá hoặc các đá khác được gọi là sự hỗn nhiễm. Trong quá trình hỗn nhiễm vật liệu lạ bị magma đồng hoá bằng cách trực tiếp làm nóng chảy nó hoặc bằng phương thức phản ứng hoá học và đưa một phần các sản phẩm khí vào magma.

Một số nhà nghiên cứu cho rằng có một số loại đá có nguồn gốc từ sự trộn lẫn magma granit với magma basalt, tạo thành loại đá trung gian. Tuy nhiên giả thiết này chưa được xác nhận bằng nghiên cứu thực nghiệm và quan sát thực địa.

Một cách tổng quát, hoạt động magma là toàn bộ các quá trình phun trào và xâm nhập của magma xảy ra ở các miền có chế độ kiến tạo khác nhau của vỏ Trái Đất. Có thể cho rằng hoạt động magma hiện đại là chìa khoá mở cửa cho sự hiểu biết về bối cảnh cổ kiến tạo. Hơn 90% hoạt động magma hiện đại (núi lửa) phân bố dọc theo rìa các mảng thạch quyển. Trên cơ sở các bối cảnh kiến tạo có thể chia ra 4 kiểu hoạt động magma chính: 1) *Kiểu rìa mảng kiến sinh* bao gồm hoạt động magma ở các sống núi giữa đại dương, các tâm lách dẫn sau cung và các biển rìa. 2) *Kiểu rìa mảng phá huỷ* gồm hoạt động magma cung đảo và rìa lục địa tích cực. 3) *Kiểu nội mảng đại dương* bao gồm các đảo đại dương và các rift đại dương. 4) *Kiểu nội mảng lục địa* bao gồm các hoạt động basalt trên các nền lục địa, các đới rift lục địa. Các thành tạo magma kali và siêu kali (gồm cả kimberlit) không liên quan với đới rift cũng được xếp vào kiểu này.

6.1.2. Hoạt động magma xâm nhập

a. Khái niệm chung

Hoạt động magma xâm nhập là quá trình magma xuyên vào vỏ Trái Đất ở dưới sâu trong lòng đất. Nhờ sự nâng trôi sau tạo lục hoặc tạo núi của các lục địa và sự bóc

món lâu dài mà các thể xâm nhập sau đó lộ lên mặt đất giúp ta có thể quan sát và nghiên cứu chúng một cách trực tiếp. Các đá magma xâm nhập phân bố đặc biệt rộng rãi trong vỏ Trái Đất. Theo điều kiện thành tạo, các thể xâm nhập được chia ra các nhóm chính sau đây:

- Nhóm thứ nhất là trong các phức hệ uốn nếp cổ tuổi Proterozoi tạo nên các khiên kết tinh phổ biến các khối granit lớn do quá trình granit hoá tạo thành.
- Nhóm thứ hai là các xâm nhập thể nền (batolit) phổ biến chủ yếu trong các công trình núi uốn nếp Paleozoi, Mesozoi và Alpi. Trong đa số trường hợp chúng được thành tạo ở độ sâu lớn, magma nguội lạnh từ từ đủ điều kiện tạo ra các đá có kiến trúc toàn tinh, kiến trúc hạt lớn và hạt trung bình.
- Nhóm thứ ba gồm các thể xâm nhập nông, có kích thước tương đối nhỏ, độ sâu thành tạo không lớn (từ 1,4 - 2 km), có kiến trúc hạt mịn và nhỏ.
- Nhóm thứ tư là những thể xâm nhập kích thước nhỏ, bao gồm các đá xâm nhập nông và á phun trào có nguồn gốc liên quan với các quá trình núi lửa. Chúng được thành tạo trong các kênh dẫn, theo đó magma trào ra mặt đất khi núi lửa phun hoặc lấp đầy các kênh không có liên hệ với mặt đất.
- Nhóm cuối cùng bao gồm các thể tường và các mạch xâm nhập.

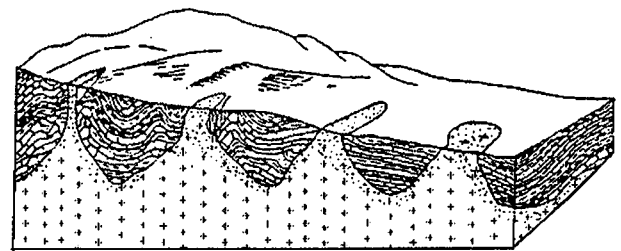
b. Dạng nằm của đá xâm nhập

Các thể đá magma xâm nhập có nhiều hình dạng khác nhau, dưới đây là một số dạng nằm phổ biến nhất.

Thể nền (batolit) gồm các khối đá xâm nhập lớn, diện tích lộ ra trên mặt đất trên 100 km² và tiếp xúc xuyên cắt các đá vây quanh. Thể nền gồm chủ yếu là các đá granit và các đá khác như granodiorit, diorit, syenit hoặc gabro thường tập trung ở phần rìa và phần tiếp xúc của chúng.

Mặt trên của thể nền thường có dạng uốn lượn thoải thoải do các khối nhỏ dạng vòm có hình dạng khác nhau (Hình 6.2). Mặt bên của thể nền có cấu tạo rất khác nhau, chúng thường nghiêng từ trung tâm ra phía ngoài của khối, tuy nhiên ta cũng gặp các khối có mặt bên thẳng đứng hoặc nghiêng vào tâm của chúng.

Cấu tạo mặt dưới của thể nền chưa được biết rõ ràng. Nhiều tài liệu địa vật lý cho thấy kích thước thẳng đứng của các thể nền thường từ 4 đến 10 km. Ranh giới phía dưới của chúng với các đá vây quanh không bằng phẳng và thường có dạng một kênh bị thu hẹp dần về phía dưới.

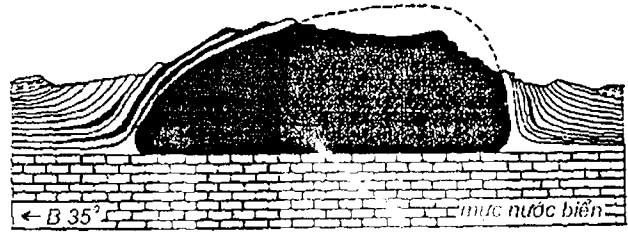


Hình 6.2. Thể nền (batolit) của granit (Leinz V. et al.1975).

Như vậy, các thể nền hoặc là có dạng bánh mì to hình tròn với kênh dẫn từ phần trung tâm ở mặt đáy của khối (thể nền kiểu trung tâm), hoặc là dạng lưới với kênh

dẫn từ bên hông (thể nền kiểu khe nứt). Có thể coi các khối granitoid Phia Bioc (Bắc Cạn), Mường Lát (Thanh Hoá), Trường Sơn (Hà Tĩnh), Đồng Hới (Quảng Bình) v.v.. thuộc thể nền.

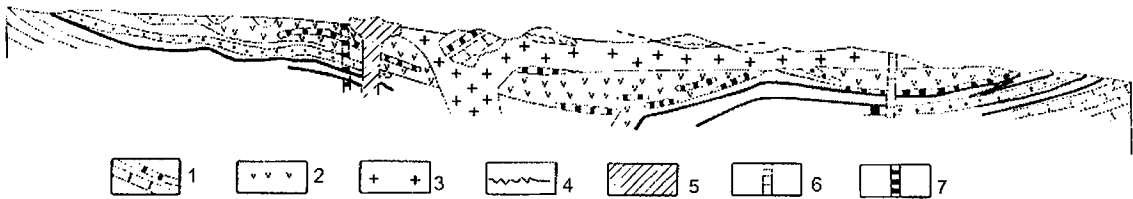
Thể cán (Stock) là các thể xâm nhập có dạng hình tròn hoặc kéo dài mà diện tích lộ ra trên mặt đất nhỏ hơn 100 km². Khi thể cán tạo nên những khối độc lập thì có đặc điểm cấu trúc như thể nền. Thường thể cán là nhánh tách từ các thể nền dưới dạng vòm và dạng răng lược, trên mái của thể nền.



Hình 6.3. Các thể nấm (Mikhailov A.E. 1973)

Thể nấm (Lacolit) (Hình 6.3) có kích thước nhỏ (đường kính 3-6 km), hình nấm nằm chĩnh hợp với mặt phân lớp của đá vây quanh và là dạng phổ biến của các thể xâm nhập nông. Chúng được tạo thành do magma bơm vào khoảng không gian giữa các vỉa hoặc giữa các thành hệ (Hình 6.3). Các lớp nằm phủ ở phía trên thể nấm chịu tác dụng cơ học mạnh mẽ của magma và thường bị uốn cong theo viền của thể nấm. Bề cao của thể nấm thường nhỏ hơn bề dài nằm ngang của chúng, còn bề dày thì bị giảm về phía rìa. Sự tạo thành thể nấm thường xảy ra ở phần trên của vỏ Trái Đất.

Thể chậu (Lopolit) là thể xâm nhập có dạng đĩa và nằm chĩnh hợp với đá vây quanh. Thể chậu có kích thước rất khác nhau và chủ yếu được tạo nên từ các đá mafic, siêu mafic và các đá kiềm. Chúng tạo nên các vỉa nhỏ và những thể rộng hàng trăm kilomet theo chiều ngang, có trường hợp dài đến gần 300 km (Hình 6. 4).



Hình 6.4. Sơ đồ mặt cắt địa chất của thể chậu Bushwend (Mikhailov A.E. 1973).

1- Đá của hệ tầng Transvaal bị các mạch diabas (nét đen đậm) tiêm nhập; 2- norit; 3- granit; 4- mái của hệ tầng Roiberg; 5- tâm núi lửa Pilandberg; 6- họng núi lửa Spiskov; 7- ống nổ kimberlit.

Thể thấu kính (Facolit). Các thể xâm nhập nhỏ có dạng lưỡi liềm trong mặt cắt được gọi là thể thấu kính; chúng được thành tạo ở nhân các nếp lồi hoặc đôi khi ở nhân các nếp lõm. Bề dày của các thể thấu kính thường độ vài trăm mét, hiếm hơn có thể đạt tới hàng nghìn mét. Magma tạo nên thể thấu kính được bơm vào những khu vực xung yếu giữa các lớp ở vòm nếp uốn.

Thông thường các thể thấu kính được thành tạo ở vùng bản lề của nếp uốn dốc đứng (Hình 6.5).

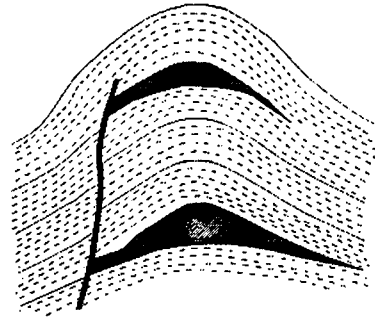
Thể tường (Dyke) là xâm nhập dạng tấm có kích thước rất khác nhau và phân bố trong các khe nứt của vỏ Trái Đất, chúng có thể được lấp đầy bằng các đá xâm nhập hoặc phun trào có thành phần khác nhau. Phần lớn các thể tường dài hàng trăm mét hay hàng chục mét và dày vài mét. Tuyệt đại đa số các thể tường nằm dốc đứng hoặc thẳng đứng, chúng tiếp xúc xuyên cắt với các đá vây quanh (Hình 6.6).

Thể vỉa (Sil). Xâm nhập dạng vỉa được thành tạo khi magma xâm nhập dọc theo bề mặt các lớp. Có những xâm nhập dạng vỉa đạt diện tích đến 10.000km². Bề dày của chúng thay đổi rất lớn, từ những thể tiêm nhập mỏng nhất đến các vỉa dày tới 400 - 600m. Thành phần các vỉa gồm những đá khác nhau từ granit đến gabro, nhưng thường gặp nhất là các đá mafic (Hình 6. 6). Xâm nhập dạng vỉa thường xuất hiện khi vỏ Trái Đất bị sụt lún đồng thời với quá trình tích tụ trầm tích, nhưng chúng cũng có thể được thành tạo muộn hơn trong các tầng trầm tích vây quanh, khi có hoạt động núi lửa mạnh mẽ.

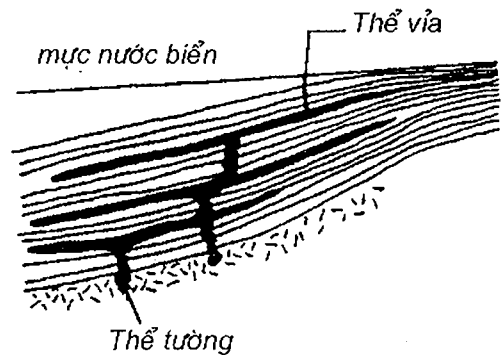
Thường magma tiêm nhập giữa lớp tạo nên một loạt vỉa, vỉa này nằm trên vỉa khác và nối liền với nhau bằng các nhánh cắt qua đá vây quanh. Hầu hết các vỉa xâm nhập được tạo nên bởi đá gabro-diabas. Thể vỉa thường dễ lẫn với dạng đá phun trào, tuy vậy xâm nhập dạng vỉa bao giờ cũng trẻ hơn đá ở mái và tường của nó, trong khi đó đá phun trào lại trẻ hơn đá lót dưới và già hơn đá phủ trên. Dấu hiệu chắc chắn nhất để xác định xâm nhập thể vỉa là sự biến đổi tiếp xúc trong đá vây quanh ở mái và tường của thể xâm nhập, sự bào phá ở mặt tiếp xúc cũng như sự có mặt các mạch phân nhánh nhỏ ở đá mái.

Thể nhánh (Apophise) là những tàn dư nhỏ bé cuối cùng của các phân nhánh tách ra từ thể magma lớn.

Dạng nằm của đá siêu mafic có một loạt đặc điểm riêng biệt. Chúng chủ yếu gồm các thể xâm nhập chỉnh hợp với đá vây quanh và tạo thành những vỉa kéo dài theo đường phương hoặc các thể mạch dạng thấu kính, thể chấu, thể nấm, thể tường. Thường các khối siêu mafic có liên quan với các đứt gãy kiến tạo và kéo dài thành từng chuỗi dọc theo hướng đứt gãy. Các chuyển động về sau dọc đứt gãy làm biến đổi mạnh mẽ hình dạng ban đầu của khối.



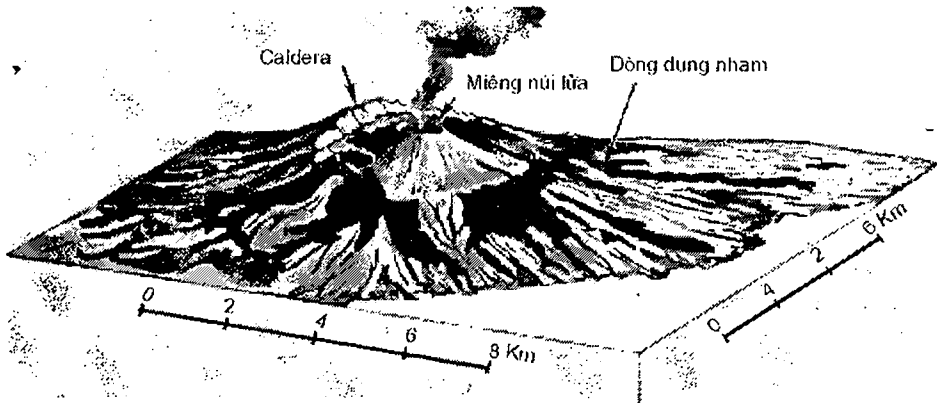
Hình 6.5. Thể thấu kính ở nhân nếp lồi



Hình 6.6. Các vỉa xâm nhập và các dyke cung cấp magma của chúng

6.1.3. Hoạt động núi lửa

Hoạt động núi lửa là hiện tượng xuyên lên của vật liệu nóng bỏng từ trong lòng đất lên bề mặt Trái Đất, vật liệu nóng bỏng này có thể ở trạng thái khí, lỏng và cứng. Có loại núi lửa đang hoạt động và núi lửa đã tắt, núi lửa hoạt động là núi lửa hiện đang phun liên tục hay theo chu kỳ; núi lửa tắt là những núi lửa hiện nay không hoạt động và trong lịch sử cũng như trong truyền thuyết đều không thấy nói đến sự phun của chúng. Hiện nay trên thế giới có trên 400 núi lửa hoạt động và trên 4000 núi lửa tắt. Đa số núi lửa có hình nón, miệng tròn ở trên đỉnh và có lối thông chạy từ miệng vào trong núi lửa.

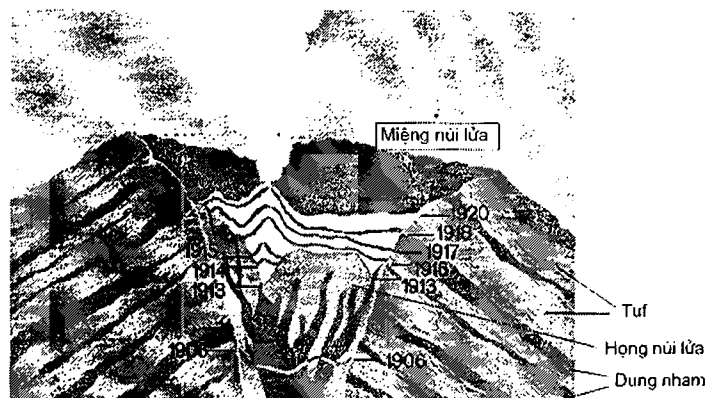


Hình 6.7. Sơ đồ khối núi lửa Vesuve

Trên hình chỉ rõ các dòng dung nham và công trình núi lửa cổ Monte Somma, từ đó núi lửa Vesuve được nâng lên, sau đó phần trung tâm bị hạ thấp (Leinz V. et al. 1975).

a. Cấu trúc và hình dạng của núi lửa

Kiểu núi lửa phổ biến nhất là kiểu phân tầng, ví dụ như núi lửa Vesuve (Hình 6.7 và 6.8). Trong cấu trúc núi lửa trước hết có lò magma nằm ở dưới sâu (Hình 6.9), ống núi lửa (họng núi lửa) nối từ lò magma ra ngoài mặt đất, theo ống này vật liệu từ lò magma thoát ra ngoài. Trong kiểu núi lửa phân tầng có sự xen kẽ của vật liệu vụn và dung nham, vật liệu vụn thường chiếm ưu thế và chúng là kết quả của sự vụn nát của đá có trước. Những đá đó có nguồn gốc núi lửa hoặc phi núi lửa được tạo ra do sự vụn nát của các đá kề cận với phức hệ núi lửa. Trong hoạt động núi lửa, vật liệu từ dưới sâu trong vỏ Trái Đất, hoặc là từ lò magma, hoặc là từ các đá vụn quanh rơi vào hệ thống núi lửa, được tích tụ lại



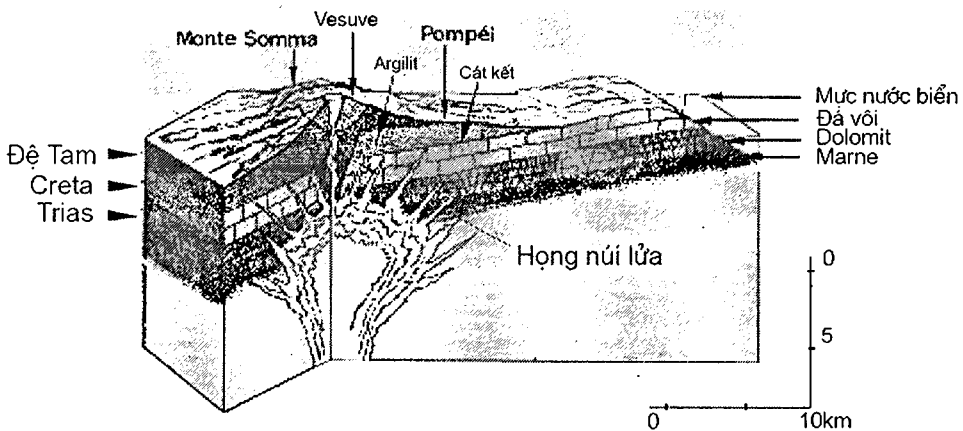
Hình 6.8. Sơ đồ mặt cắt chỉ sự phát triển của núi lửa Vesuve từ lần phun trào 1906. Các sườn có sự xen kẽ của các tuff và các dung nham (Leinz V. et al. 1975).

xung quanh ống dẫn (có thể nhiều ống dẫn), tạo thành các núi với kích thước lớn, có dạng một hình nón, như núi Phú Sĩ (Nhật Bản). Hướng chính của gió trong lúc phun nổ có thể tạo ra các dạng không bình thường, ví dụ các dòng dung nham có thể trào ra chủ yếu theo một sườn dốc. Sự bào mòn về sau cũng có thể làm biến đổi dạng hình nón lý tưởng, nhất là trên các núi lửa tắt.

Miệng núi lửa (Cratera). Miệng núi lửa có dạng phễu được thành tạo do sự nổ xảy ra vào lúc khởi đầu hoạt động của núi lửa. Nó không liên quan đến núi lửa nổ mà là một cửa từ đó các dung nham trào ra. Sau mỗi lần phun trào chính, miệng núi lửa trở nên sâu hơn so với đường kính và với các vách dốc đứng. Nói chung đường kính của các miệng núi lửa thường là nhỏ hơn 1km. Miệng núi lửa trên đảo Lý Sơn (Quảng Ngãi) có đường kính gần 300m, sâu 40 - 60m, khá tròn trĩnh.

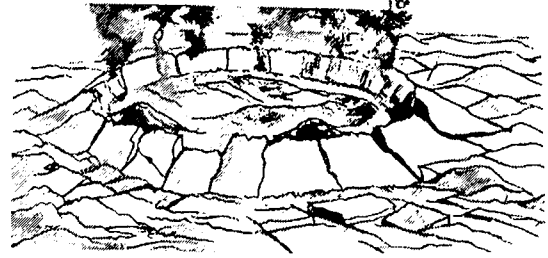
Miệng của các núi lửa đã tắt hoặc không hoạt động thường chứa đầy nước, tạo thành các hồ núi lửa như ở Nam Tây Nguyên. Theo nguồn gốc có thể chia ra 3 kiểu miệng núi lửa:

- Miệng núi lửa tích tụ, được tạo thành do tích tụ vật liệu bị đẩy ra khỏi ống núi lửa.
- Miệng núi lửa do nổ, trong đó có các đá thành tạo trước đã bị hất tung đi do lực nén ép của khí bị giam hãm bên trong núi lửa.
- Miệng núi lửa bị hạ thấp do sự sụp đổ của cấu trúc núi lửa, hoặc do sự mất chỗ dựa bên trong, hoặc do khoảng trống tạo thành vì magma thoát ra ngoài, hoặc do magma hạ xuống vì mất khí, kết quả là tạo ra một khoảng trống ở bên trên. Kiểu này quyết định sự thành tạo của các sụt trũng lớn có tên gọi là caldera.



Hình 6.9. Mặt cắt địa chất núi lửa Vesuve (Leinz V. et al. 1975).

Caldera. Vật liệu được đưa ra ngoài núi lửa dưới dạng dung nham, hoặc dưới dạng tuf, nhiều khi đạt tới nhiều kilomet khối. Sự thải ra ngoài một khối lượng vật chất lớn như vậy dẫn đến sự thiếu hụt khối lượng bên trong gây sự sụp đổ của các phần bên ngoài. Vì vậy, xung quanh núi lửa và lò magma của nó hình thành các đới nứt vỡ và lún chìm có dạng gần hình tròn (Hình 6.10). Kết quả là hình thành gờ núi hình tròn bao quanh một trung tâm hạ thấp, có tên gọi là caldera. Tiếp sau đó, có thể bên trong caldera một miệng núi lửa mới được hình thành cùng với một hình nón mới.



Hình 6.10. Sự tiến hoá của núi lửa Poxos De Caldas

Phần trung tâm sụp đổ tạo thành caldera, đường kính 30m (Leinz V. et al.1975)

Các gờ núi vòng tròn của Vesuve là một ví dụ điển hình. Núi Vesuve chiếm phần bên trong, tạo nên một đỉnh cao của dạng núi lửa hiện đại sau sự sụp đổ, và các núi bao quanh nó tạo thành đỉnh núi lửa khác (đỉnh Monte Somma) (Hình 6.9). Một trường hợp khác, caldera lớn được hình thành do sự chìm lún (Hình 6.10), tạo ra xung quanh phức hệ núi lửa một hệ thống khe nứt, được dung nham lấp đầy. Các hệ thống khe nứt bao quanh công trình núi lửa tạo điều kiện hình thành các thể tường (dyke) dạng vòng. Kích thước miệng một số núi lửa trên thế giới thể hiện trên bảng 6.1.

Bảng 6.1. Kích thước một số miệng núi lửa trên thế giới

Tên núi lửa	Đường kính (m)	Độ sâu (m)
Monte Nuovo	370	117
Etna	420	240
Vesuve (1906)	700	340
Popocatepeet	600	300

b. Các dạng và kiểu hoạt động núi lửa

Mỗi kiểu hoạt động núi lửa có những nét đặc trưng về cơ chế của sự phun trào, bản chất của vật liệu được tung ra, sự chuẩn bị của các công trình núi lửa (ví dụ – sự phun trào tuyến tính), vị trí của núi lửa lục địa hoặc trên đáy biển.

Hoạt động khởi đầu. Hoạt động khởi đầu của núi lửa liên quan đến các quá trình xảy ra trên các vùng có núi lửa phun. Sự khởi đầu của các núi lửa Paricutin (Bảng 6.2) đã được quan sát kỹ và sự tiến hoá của nó được nghiên cứu một cách chi tiết. Vài tháng trước khi núi lửa hoạt động có các trận động đất, vào ngày 20/2/1943 đột nhiên hình thành một khe nứt dài, và ngay tức khắc từ đó phun ra khí và tro. Sau đó hai ngày dung nham bắt đầu tràn ra, chủ yếu là theo phương thức nổ. Sự phun trào dung nham diễn ra xen kẽ với sự thành tạo những lớp vật liệu vụn núi lửa, kết quả tạo ra một đồi cao gần 170m trong vòng một tuần. Sản phẩm dung nham và tro rất lớn – từ 20/2/1943 đến 20/10/1943 núi lửa này đã sản ra 423 triệu mét khối tro và 30 triệu mét khối dung nham, tính trung bình mỗi phút sản ra 1.300 tấn sản phẩm núi lửa. Chỉ

trong vài tháng núi lửa này đã đạt đến độ cao 330m, nhưng từ năm 1946 các hoạt động đã bị hạn chế dần.

Núi lửa Monte Nuovo ở Flegrean (Italia) trong vòng 3 ngày đã nâng lên cao 139m hoàn toàn gồm vật liệu vụn núi lửa, mà không có dung nham. Trong các hoạt động khởi đầu, sản phẩm của vụ nổ có nhiều vật liệu phi núi lửa. Cung ứng vật liệu chủ yếu của pha bắt đầu này là sản phẩm từ trần núi vỡ nát, nghiền vụn thành bột và tung ra ngoài, chỉ trong pha tiếp sau vật liệu magma nóng bỏng mới chiếm ưu thế. Pha khởi đầu của sự phun trào được bắt đầu với sự khum lên của mặt đất kèm theo các trận động đất. Các khe nứt được thành tạo

Bảng 6.2. Hoạt động của núi lửa Paricutin trong những ngày đầu

Ngày (II /1943)	Độ cao nón núi lửa (m)	Hoạt động magma	Vật liệu vụn núi lửa
20	8	"	"
21	8	"	"
	24	"	"
	6 - 7	Chạm	Bom
	30	"	"
	30	"	"
22	30 - 40	"	"
23	60	Phun trào nhanh	Lăn lộn
		tốc độ 6-12m/h	
24	164	Tốc độ 3m/h	"
26	167	Tốc độ 1-2m/h	"
26	Không	Tro	

trên các vùng yếu nhất của đới vòm khum, theo khe đó các chất nổ khí thoát ra cùng với nước ngầm và đất. Tiếp theo, một lỗ hổng và ống núi lửa thực thụ được xác lập cùng với sự tung ra tro bụi, tảng, bom và cuối cùng là sự phun trào dung nham.

Hoạt động núi lửa kiểu Hawaii (Hồ dung nham). Các núi lửa trên đảo Hawaii là mẫu của kiểu núi lửa này, ở đây có núi lửa Mauna Loa (cao 4200m) và Kilauea. Địa hình của Mauna Loa thoải thoải và hình dạng giống như một cái khiên. Các núi lửa có hình dạng tương tự được gọi là núi lửa kiểu khiên. Miệng núi lửa rất lớn, kiểu caldera, với độ sâu lún chìm rất khác nhau, ở bên trong xuất hiện một hồ lớn gồm dung nham nóng chảy thành phần mafic, rất ít khí, sôi sùng sục với nhiệt độ trên bề mặt khoảng 1.040°C. Một số chỗ dung nham đông cứng lại ở phía bên trên tạo thành các đảo thực thụ với hình dạng phức tạp. Phần giữa của dung nham có các khối bọt khí lớn, trong trạng thái sôi ùng ục. Dung nham rất lỏng, tràn lấp đầy hồ và bắt đầu tràn bờ dưới dạng chảy tràn và nhanh; vì vậy mực của hồ bị hạ thấp tương đối nhanh, chỉ còn giữ lại được phần dưới sâu của hồ. Lò magma của các núi lửa Hawaii có độ sâu rất lớn, đạt đến 30 - 40 km (độ sâu lò magma của Vesuve là 4 km). Hoạt động núi lửa kiểu này diễn ra một cách "yên tĩnh", trước và trong quá trình phun không có động đất và tiếng nổ.

Hoạt động kiểu Stromboli. Điển hình của kiểu núi lửa này là sự phun trào của núi lửa Stromboli ở Địa Trung Hải, có đặc trưng là dung nham nóng chảy, có thành phần mafic, khá lỏng và dễ chảy. Trên ống núi lửa, và một phần trên miệng núi lửa, có thể gặp dung nham nóng chảy sôi sục. Trong dung nham có nhiều khí, sự bành trướng của khí dẫn đến các vụ nổ, dung nham bị bắn tung ra, nhiều khi bị đông cứng lại trong không khí tạo thành bom. Mặt ngoài của bom núi lửa thường nhẵn và tròn trĩnh có dạng quả lê, chứng tỏ rằng vật chất của các bom ở trạng thái dẻo và mềm khi chúng đang bay trên không trung. Phần lớn vật liệu ở dạng mảnh vụn được gọi là *lapilli* (tiếng

Italia là viên đá nhỏ) hay là cuội núi lửa, và tro bụi; dạng bên ngoài những vật liệu giống như các đồng xỉ luyện kim. Nhiều khi các hoạt động nổ xảy ra theo nhịp; ví dụ núi lửa Stromboli có hoạt động khởi đầu bằng sự bốc lên của khí, tiếp theo là các vụ nổ nhẹ làm bắn tung các mảnh dung nham, chúng lại bị rơi vào bên trong miệng núi lửa đã trở lại trạng thái yên tĩnh. Sau đó khoảng 14 phút, một chu kỳ tương tự được lặp lại và kéo dài 1 - 2 phút.

Hoạt động kiểu Vulcaniana. Điểm đặc trưng của hoạt động núi lửa kiểu này là có sự xen kẽ của các pha ngừng nghỉ khá lâu (từ nhiều năm đến nhiều thế kỷ) với các phun trào mạnh mẽ và đột ngột, đôi khi gây ra những vụ nổ gây tai họa lớn. Bắt đầu là sự phun khí mạnh mẽ, tiếp theo là tung ra một lượng lớn vật liệu vụn núi lửa và cuối cùng là dung nham đặc quánh trào ra với số lượng nhỏ hơn so với vật liệu vụn. Khí tạo thành một cột và từ đó toả rộng kiểu hình nấm, có sức tàn phá như các vụ nổ bom nguyên tử. Núi lửa Vesuve đã hoạt động theo kiểu này.

Hoạt động khởi đầu của núi lửa Paricutin là thuộc kiểu *Vulcaniana*, cấu trúc núi lửa dạng phân tầng do dung nham và vật liệu tro bụi xen kẽ nhau, trong đó tro bụi chiếm phần lớn (Hình 6.8). Một dạng khác của hoạt động núi lửa kiểu nổ, cũng sau một pha ngừng nghỉ lâu dài là núi lửa Tamboro, trên một đảo núi lửa của Indonesia. Năm 1814 hoạt động của núi lửa này đã phá nát 100km³ của chính nó, tạo nên một lớp dày vật liệu vụn núi lửa phủ trên một diện tích có bán kính hơn 300 km. Hiện tượng tương tự cũng xảy ra ở núi lửa nổi tiếng thế giới là Krakatau và Katmai.

Kiểu Maar. Phun trào kiểu Maar chỉ xảy ra trong các thời đại địa chất xa xưa, hiện nay không gặp. Những miệng núi lửa dạng phễu của loại núi lửa này quan sát được ở nhiều nơi trên thế giới, trước hết là ở Đức. Trong phun trào kiểu Maar hình như có sự nổ khá mạnh, một khối lượng lớn các đá vây quanh bị tung lên cùng với tro núi lửa, không có dung nham nóng chảy tràn ra. Kết quả là sinh ra những dạng phễu nổ có đường kính lên tới hàng trăm mét cho tới vài kilomet. Đôi khi bao quanh những phễu này có một gờ chắn không cao lắm do những sản phẩm tung ra tạo thành mà chủ yếu là các mảnh vụn núi lửa, các phễu đó có thể trở thành những hồ nước (hồ Laac ở Đức). Núi lửa kiểu này rất phổ biến ở Đức, chỉ trong một khu vực nhỏ thuộc xứ Bravaria có tới 130 phễu. Các Maar ở Eifel rất đặc trưng, hình dạng phễu đều đặn và phân bố theo một tuyến xác định, ống thông của một số Maar kéo dài xuống sâu tới 400 - 800 mét và chứa những khối tuf khác nhau.

Kiểu Diatrema là kiểu gần gũi với kiểu Maar; đó là một thứ ống hình trụ, cắt thẳng đứng các lớp thuộc hệ Permi, chứa đầy dăm kết của đá serpentin và các vụn đá phiến, cát kết. Các dăm kết này chứa kim cương và chúng đã được khai thác nhiều ở Nam Phi và Siberi.

Kiểu Krakatau. Điển hình của kiểu này là phun trào xảy ra năm 1883 ở núi lửa Krakatau nằm giữa đảo Sumatra và Java. Sau mấy trăm năm không hoạt động, vào ngày 20/4/1883 các vụ nổ đầu tiên cùng với các trận động đất bắt đầu xảy ra. Sự phun trào kèm theo những đợt nổ rất mạnh và phun lên một số lượng lớn tro núi lửa cùng đá bọt trong 3 ngày. Những vụ nổ với cường độ khác nhau tiếp tục diễn ra đến ngày 24

tháng 8, một ngày cực điểm với một vụ nổ cực mạnh, sau đó yên lặng một cách nhanh chóng. Trong ngày đó hai phần ba đảo (với diện tích 33km²) đã biến mất, núi cao 2.700m bị hạ thấp xuống 1400m, một miệng núi lửa sâu 300m dưới mực nước biển được hình thành. Đám mây được hình thành do vụ nổ đạt đến độ cao 60 - 80km, làm tối đen hoàn toàn một diện tích rộng lớn xung quanh núi lửa. Các bụi nhỏ nhất bốc lên đến tầng cao của khí quyển, trong nhiều năm sau đó gây ra sự khúc xạ các tia sáng Mặt Trời trên nhiều vùng khác nhau của thế giới, tạo ra trên bầu trời những ráng đỏ kỳ quái. Hiện tượng hoàng hôn và bình minh kỳ ảo xảy ra trong những năm đó ở Paris, Sant. Peterburg và nhiều nơi khác là liên quan đến mây bụi núi lửa Krakatau này. Số lượng tro được tung lên không trung nhiều đến nỗi thành phố Batavia, ở cách Krakatau gần 200km, trong nhiều giờ liền hoàn toàn bị tối đen giữa ban ngày. Bốn làng đã bị phá hủy hoàn toàn và số người chết ước tính trên 36.000, phần lớn bị chết đói do một đợt sóng thần khổng lồ (đạt đến độ cao 34m) được hình thành do vụ nổ. Kiểu núi lửa này không có dung nham nóng chảy trào ra. Hiện tượng phun trào của núi lửa Bandaishan ở Nhật Bản cũng được xếp vào loại này.

Sự vắng mặt dung nham nóng chảy cùng sự tung lên một khối lượng khí lớn trong phun trào kiểu Maar và Krakatau được giải thích là do thành phần magma rất axit nên đặc quánh đã nuôi dưỡng núi lửa lâu ngày, tạo áp suất lớn nên gây ra các phun nổ dữ dội như vậy.

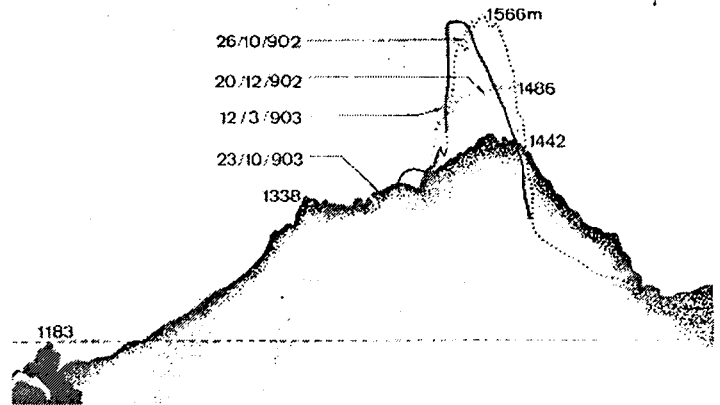
Kiểu Pele. Phun trào của núi lửa Pele được kể làm kiểu mẫu cho kiểu núi lửa này. Ngày 8 tháng 4 năm 1902, núi lửa Pele cách thành phố Saint Pierre vài kilomet (đảo Martinic thuộc quần đảo Antille nhỏ) đã hoạt động phun trào trở lại sau lần hoạt động cuối cùng vào năm 1846. Hai tuần trước khi xảy ra phun trào người ta quan sát thấy một đám mây đen lớn bốc lên trời, tro bụi và các mảnh dung nham rơi lả tả xuống mặt đất. Hiện tượng trên tăng cường rõ rệt ba ngày trước khi xảy ra các hoạt động tích cực, làm cho 24 người chết. Dân cư trong vùng hoảng sợ tuy được các nhà chức trách trấn an, nhưng đến sáng ngày 8 tháng 4 thì một sườn núi bị sụp đổ và bị phá hủy gần như hoàn toàn, một đám mây nóng bỏng bao trùm toàn bộ thành phố trong vài phút và giết chết 28.000 cư dân. Tiếng âm vang đã được mô tả như là sự xuất hiện của hàng triệu xe tải đang chạy và đám mây nóng bỏng như một cơn bão lửa đồng thời với các đám mây đen cuộn cuộn bốc lên bầu trời.

Kiểu Vesuve và sự phun trào chậm chạp. Kiểu phun này có động đất báo trước, có những đợt nổ khí kèm theo các đợt phun một số lượng lớn tro núi lửa. Những đợt phun mạnh đùn ra những dòng bùn khổng lồ, chảy xuống sườn núi lửa, sau đó đến lượt dung nham nóng chảy trào ra một cách chậm chạp. Sườn núi lửa kiểu Vesuve có độ dốc lớn, nón núi lửa có dạng phân tầng gồm các lớp dung nham đông cứng xen kẽ các lớp tro núi lửa cùng với tuf và dăm kết núi lửa.

Sự phun trào chậm chạp biểu thị một giai đoạn rất thường gặp, xảy ra ở các núi lửa Vesuve và Etna. Dung nham có độ nhớt bình thường, thấp hơn kiểu Pele, xuất phát từ miệng hoặc từ sườn núi lửa, rồi lấp đầy miệng núi lửa hoặc phá vỡ các sườn núi để trào ra. Do tác dụng của trọng lực nên dung nham di chuyển dần xuống dưới với tốc độ khác

nhau, ở Vesuve (1906) lúc khởi đầu 60 mét trong một phút, sau đó giảm xuống vài mét trong một phút và cuối cùng vài mét trong một ngày.

Cũng có trường hợp dung nham có thể tăng độ nhớt, sản phẩm nằm lại bên trong miệng và ống núi lửa. Tại núi Pele (Monte Pelé, đảo Martinic) đã xảy ra như vậy (Hình 6.11); dung nham bị cứng lại và độ nhớt cao tạo thành nguyên một khối đá ở bên trong ống núi lửa như một cái nút chai khổng lồ với đường kính gần 140 m. Năm 1902 "nút chai" này đã được đẩy ra ngoài một cách chậm chạp và đạt tới độ cao 440m so với phần sâu của miệng núi lửa, hoặc



Hình 6.11. Biến đổi địa hình của Monte Pele (đảo Martinic). Khối đá hình tháp xuất hiện do phun trào chậm chạp đạt đến độ cao 1566m. Sau đó 6 tháng, khối đá dạng tháp này bị phá hủy và độ cao còn lại của núi là 1442m. (Leinz V. et al. 1975).

384m so với đỉnh núi. Lacroix đã tính rằng tổng thể "nút chai" đó đã nâng lên 840m. Cuối năm 1903 đá nguyên khối này đã tạo nên một cột dung nham khổng lồ có độ nhớt lớn và chỉ được cứng rắn từng phần, sau đó đã bị phá hủy do các vụ nổ tiếp theo.

Sự phun trào tuyến tính. Kiểu phun trào tuyến tính hiện nay ít gặp, nhưng trong quá khứ địa chất đã xảy ra nhiều. Tại các khu vực kém bền vững, các khe nứt lớn có thể được hình thành do tác động của những lực lớn. Nếu các khe nứt này đạt đến độ sâu của magma và chúng được mở rộng thêm bởi các lực căng tiếp diễn thì sẽ xảy ra hoạt động núi lửa nổ hoặc phun trào. Hiện nay Băng đảo (Iceland) có những hoạt động núi lửa kiểu này. Vào thế kỷ X ở đây xuất hiện một khe nứt có tên là Eldzja dài đến 30 km, và năm 1783 đã xuất hiện khe nứt Laki với chiều dài 24 km. Dọc theo khe nứt này một khối dung nham khổng lồ đến 12 km^3 đã trào lên và phủ một diện tích 464 km^2 . Năm 1886 sự phun trào tuyến tính tương tự cũng xảy ra ở đảo Newzeland, một khe nứt dài 14 km đã được mở ra, trên đó đã hình thành một số lớn các miệng núi lửa. Tuy nhiên, sản phẩm chính của hoạt động này ở Newzeland không phải là dung nham mà là vật liệu vụn núi lửa.

Phun trào dưới biển. Kiểu hoạt động này của núi lửa rất phổ biến trong quá khứ địa chất. Do hoạt động núi lửa kiểu này xảy ra ở sâu dưới đáy biển nên không thể quan sát một cách trực tiếp các hiện tượng và sản phẩm của chúng. Phun trào ở các độ sâu lớn có lẽ xảy ra một cách yên lặng; ở độ sâu 2000m áp suất thủy tĩnh lớn hơn áp suất tới hạn của nước nên không có khả năng hình thành hơi nước. Trong một số trường hợp ghi nhận được các chuyển động địa chấn và hiện tượng nước bị nung nóng, hơi nước đôi khi cũng thoáng xuất hiện trên các đảo.

Hiện tượng vừa nêu đã xảy ra vào ngày 28 tháng 9 năm 1947 ở quần đảo Axoret ở đông Đại Tây Dương. Đầu tiên là động đất nhẹ, tiếp theo đó là một trận động đất mạnh

dẫn đến phá trụi làng Capelo gây nỗi kinh hoàng lớn cho cư dân. Vùng biển này bắt đầu sôi lên, giữa các đám cháy và hơi nước xuất hiện một cột khói và bụi núi lửa khổng lồ. Chín ngày sau, hướng gió thay đổi, kết quả là làng Capelo bị chôn vùi, cũng may là dân cư đã bỏ đi hết. Chỉ sau ba tháng, một đảo mới được hình thành và đạt đến độ cao 200m so với mực nước biển. Một tháng sau, khi hoạt động dừng lại thì sóng biển lại đã phá trụi đảo núi lửa mới vừa hình thành này. Trường hợp tương tự cũng đã xảy ra vào năm 1942 ở khu vực ở phía nam Tokyo 420 km. Lúc đầu, nước bị nung nóng, tiếp theo là hơi bốc lên dữ dội, cuối cùng nổi lên một đỉnh núi lửa, tạo thành một đảo có đường kính 100m, cao 30m. Một tuần sau, một loạt vụ nổ đã làm tan biến hoàn toàn hòn đảo này.

Hoạt động núi lửa ngầm dưới biển có điểm đặc trưng là dung nham tạo thành các thể dạng gối với cấu trúc rất kỳ dị, và được xếp thành đống như kiểu xếp các gối đệm có kích thước chừng nửa mét. Các khối dung nham này nối liền với nhau bằng các mạng ống nối, chúng tạo thành một mối liên hệ thực sự giữa khối này và khối khác. Giữa các khối thường có radiolarit, điều đó có lẽ do sự giàu lên của silic trong nước biển. Ngoài radiolarit và các trầm tích biển khác ta còn gặp những mảnh vụn dung nham như hiện nay quan sát trực tiếp được trên quần đảo Samoa. Có thể giải thích điều này như sau, khi dung nham chảy tràn dưới nước thì bề mặt của nó đông cứng rất nhanh tạo thành một vỏ thực sự, trong khi đó ở bên trong dung nham vẫn còn ở trạng thái nóng chảy. Do bản chất linh hoạt của dung nham basalt và áp suất lớn bên trong của khí nên vỏ cứng đã được thành tạo lại bị phá vỡ và một khối mới được hình thành, tương tự như một chồi non mọc lên trên vỏ đã được hình thành trước. Các khối này, sau khi đông cứng, có cấu trúc theo mọi hướng tỏa tia bên trong, tùy thuộc vào sự thoát ra của các khí.

c. Sản phẩm của hoạt động núi lửa

Sản phẩm được thành tạo do hoạt động núi lửa có thể chia ra ba nhóm:

- *Dung nham* là magma ở trạng thái nóng chảy từng phần hoặc toàn bộ, chúng trào lên và chảy tràn trên mặt đất.

- *Vật liệu vụn núi lửa* gồm các mảnh vụn có thể có hai nguồn gốc; hoặc xuất phát trực tiếp từ magma theo phương thức nổ (trong giai đoạn nóng chảy từ vật liệu đã đông cứng), hoặc từ sự vụn nát của các đá có trước do sự nổ, do đó có thành phần thạch học hoàn toàn khác biệt với magma của núi lửa.

- *Khí núi lửa* đóng vai trò quan trọng trong cả thời kỳ phun trào và thời kỳ yên tĩnh. Khí núi lửa có thể vẫn còn được tiếp tục phun trong một thời gian dài sau khi các hoạt động núi lửa đã tắt.

Dung nham là dòng chảy của magma; kiến trúc và cấu tạo cũng như tốc độ chảy của dòng trước hết phụ thuộc vào độ nhớt của dung nham; ngoài ra cũng chịu ảnh hưởng của điều kiện địa hình và khối lượng của bản thân dung nham. *Dung nham nhớt* là dung nham giàu silic, có thành phần hoá học giống với các đá granit, nên gọi là dung nham axit. Vì độ nhớt cao nên kiểu dung nham này tạo thành các dòng chảy ngắn, dày, hiếm khi tách đôi; mặt trước và các sườn của dòng rất dốc. Trong trường hợp độ nhớt quá cao thì dung nham không chảy ra được mà tạo thành các vòm chắn, đến lúc có thể dồn ra thì

hầu như đã cứng lại như trường hợp của đỉnh núi Pele. *Dung nham lỏng* là những dung nham nghèo silic, có thành phần hoá học giống với đá basalt, độ linh động cao nên khi tràn ra ngoài thì chảy tràn theo địa hình mặt đất. Nếu địa hình có độ dốc lớn thì dung nham di chuyển với tốc độ nhanh nên bề dày nhỏ, diện phân bố hẹp.

Khi dung nham là axit, độ nhớt cao, sự nguội lạnh lại xảy ra nhanh chóng, không có đủ thời gian cho sự thành tạo các tinh thể nên hình thành *thuỷ tinh núi lửa* (obsidien), dạng vô định hình màu đen, đôi khi có màu đỏ nhạt hoặc trắng sữa. Màu sắc đó phụ thuộc vào sự khuếch tán của các vi bọt khí; màu đỏ là kết quả của sự oxy hoá của sắt. Khi điều kiện áp suất và độ nhớt thuận lợi cho sự bành trướng của khí chứa trong dung nham thì khối bọt thực thụ được thành tạo và khi đông cứng lại cho ta *đá bọt*.

Tốc độ chảy tràn của dung nham rất khác nhau, ở núi Vesuve và Etna trong vài ngàn mét đầu tốc độ chảy tràn đạt tới 40-100m/phút, tiếp sau đó, sự đông đặc xảy ra và tốc độ di chuyển trung bình khoảng 1,4m/phút. Núi lửa Mauna Loa nhiệt độ rất cao nên độ lỏng dung nham lớn và chảy tràn với tốc độ khởi đầu đạt đến 30 km/h. Năm 1840 dung nham này đã đạt được một hành trình khổng lồ tới 44km với tốc độ trung bình đạt tới 27km/h. Phụ thuộc vào số lượng dung nham, độ nhớt và địa hình mặt đất, phạm vi chảy tràn của dung nham cũng rất khác nhau (từ vài mét đến nhiều kilomet). Tại Hawaii và Băng đảo dung nham chảy tràn trên một độ dài từ 30 đến 60km, còn bề rộng thường không vượt quá 1 km. Khi khu vực địa hình bằng phẳng thì bề dày dung nham có thể đạt tới 10m, ở các sụt trũng thì dung nham đạt tới bề dày 30-40m. Số lượng dung nham trong các dòng chảy thay đổi từ vài chục đến vài trăm triệu mét khối.

Cơ chế chuyển động của dung nham giống như của một chất lỏng, tốc độ chảy nhanh hơn ở phần giữa của dòng và giảm dần ở hai bên rìa. Sự đông cứng xảy ra do sự lan toả nhiệt của dung nham vào khoảng không và sự truyền nhiệt vào nền lót dưới. Khi đó dung nham bị bao bằng một vỏ cứng và thay đổi diện mạo liên tục tùy thuộc vào sự chuyển động của dòng chảy, vào độ nhớt và lượng khí chứa trong dung nham. Theo diện mạo dung nham người ta phân biệt dung nham dạng khối và dung nham dạng dây xoắn (Hình 6.12).



Hình 6.12. Dung nham dạng dây xoắn ở núi lửa kiểu Hawai (Leinz V. et al.1975).

d. Vật liệu vụn núi lửa

Vật liệu vụn núi lửa là sản phẩm vụn, rời rạc do hoạt động núi lửa tạo ra; trong hoạt động núi lửa hiện đại, vật liệu vụn chiếm ưu thế hơn hẳn so với dung nham.

Tuf núi lửa là vật liệu nhỏ nhất của vụn núi lửa, nhiều núi lửa chỉ sản sinh ra một loại vật liệu này, nó có thể là tái sinh, liên hệ trực tiếp với magma, cũng có thể là ngoại lai, có nguồn gốc từ vụn của trần, của các lò magma và tường của các ống núi

lửa. Trong phun trào khởi đầu thì sản phẩm này chiếm ưu thế tuyệt đối. Bên cạnh tuf núi lửa là loại phổ biến nhất, các sản phẩm khác của vụn núi lửa được phân loại theo kích thước của các mảnh vụn được tung ra.

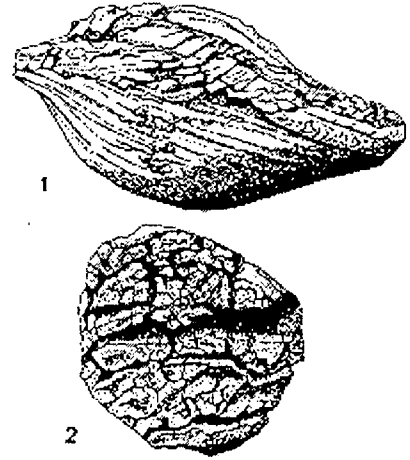
Khôi tảng là sản phẩm vụn núi lửa có đường kính trên 4cm, hình dạng không đều đặn, gồ ghề, nhiều khi có thể trên $1m^3$. Chúng đã được tung ra từ núi lửa ở trạng thái cứng, như các mảnh vụn của dung nham đã cứng rắn hoặc của đá vây quanh. Nguồn gốc của các mảnh vụn này có thể rất khác nhau, một số từ dưới sâu của lò magma, một số khác từ vách của ống núi lửa, chúng cho ta ý niệm về thành phần thạch học của đá vây quanh núi lửa.

Bom núi lửa là những khối dung nham bị đông cứng ngay trong lúc đang rơi trong không khí, có kích thước từ vài centimet đến một mét (Hình 6.13). Chúng có dạng kéo dài hoặc tròn trĩnh, thường có dạng xoắn vặn, thể hiện trạng thái dẻo của chúng khi chưa đông cứng. Nhờ chuyển động quay khi bay trong không trung mà chúng có hình dạng của một viên đạn. Đôi khi bom núi lửa có vỏ nứt nẻ, do sự nguội lạnh nhanh chóng của màng bên ngoài và sự phồng lên của nhân nhão vì sự bành trướng của khí chứa trong đó.

Lapili là các thể dung nham được tung ra có dạng hình tròn hoặc góc cạnh với kích thước từ 2 - 40mm. Các thể này được tạo thành từ dung nham còn tươi, đôi khi từ các dung nham cổ. Trong trường hợp thứ nhất, các mảnh vụn có dạng tròn trĩnh, nếu dung nham rất lỏng và chịu tác động của những cơn gió giật mạnh thì có thể tạo thành dạng sợi và giọt kéo dài (ví dụ ở các núi lửa vùng Hawaii). Trong trường hợp thứ hai, vật liệu núi lửa tạo ra các mảnh vụn góc cạnh, đôi khi là dạng các tinh thể có hình dạng khá đẹp.

Tro núi lửa là vật liệu dạng cát, được tạo nên từ những mảnh vụn nhỏ có kích thước dưới 4mm, nhiều khi có kích thước của tro bụi rất mịn. Tro bụi có thể được tạo ra từ sự nổ của các đá đã được cứng rắn hoặc từ magma bị vụn nát thành bột do các vụ nổ. Tro núi lửa được đưa lên tầng cao của khí quyển và có khi bay đi rất xa, ví dụ tro núi lửa từ Philipin (1997) đã bay sang và phủ một lớp màu xám trên các mái nhà ở thành phố Hồ Chí Minh.

Số lượng vật liệu vụn sản ra bởi một núi lửa có thể rất lớn, ví dụ núi lửa Katmai (Alasca), vào năm 1912 đã nghiền vụn thành bột gần như toàn bộ đỉnh của nó, sản ra gần $30km^3$ vật liệu vụn núi lửa. Núi lửa Krakatau nằm giữa Java và Sumatra, vào năm 1883 đã nghiền vụn $18km^3$. Năm 1906 núi lửa Vesuve trong vòng 18 ngày đã sản ra 20 triệu mét khối tuf, dung nham đã tràn ngập làng mạc ở gần khu vực núi lửa.



Hình 6.13. Bom núi lửa
1. Dạng thoi; 2. Dạng cục (A. Foucault & J.F. Raoult)

Ngoài các dạng vật liệu vụn núi lửa nêu trên còn có các dòng chảy bùn. Khi có mưa to trong lúc cực điểm núi lửa, thì một lượng lớn nước mưa có thể tích tụ ngay trong công trình núi lửa. Lượng nước này trộn lẫn với vật liệu vụn núi lửa rời rạc tạo thành một loại bùn loãng tương đối linh động có thể di chuyển với tốc độ cao, tạo ra dòng thác thực sự và có thể gây ra tác hại nghiêm trọng cho con người.

e. Khí núi lửa

Khí núi lửa bao gồm hơi và khí được tạo ra do hoạt động núi lửa; trong chúng còn có cả chất rắn mà lúc khởi đầu là khí hoặc hơi và sau đó bị thay đổi trạng thái, ví dụ như sự ngưng đọng từ hơi nước và lưu huỳnh. Phổ biến nhất là hơi nước, chúng có thể chiếm 80 đến 90% tổng các khí và hơi. Nước có thể là nguyên sinh, hoặc được giải phóng ra từ chính magma (nước nóng bỏng), hoặc do sự thấm lọc từ nước chảy trên mặt. Cũng có thể nước được thành tạo do phản ứng của H_2 và O_2 của khí quyển, hoặc có thể tạo ra từ các khoáng vật hydrat do sự đồng hoá bởi magma.

Magma có chứa một lượng lớn chất khí hoà tan, những khí này được giải phóng khi magma kết tinh và đông cứng, do vậy không gặp chúng trong thành phần của các đá magma. Sự giải phóng khí bắt đầu từ sự phun trào đầu tiên, tiếp tục trong quá trình hình thành dung nham và sau khi đã ngừng các vụ nổ trong chu kỳ hậu magma, bao gồm các giai đoạn sau đây:

Fumarol. Trong giai đoạn này khí có nhiệt độ khoảng từ 200 đến 800°C, các nguyên tố phổ biến nhất trong thành phần của khí núi lửa gồm hydro, chlor, lưu huỳnh, nitơ, carbon và oxy. Các nguyên tố này hoặc tồn tại dưới dạng nguyên tố, hoặc dưới dạng kết hợp, như HCl, H_2S , SO_2 , SO_3 , H_2O , $(NH_4)^+$, NH_4Cl , CO, CO_2 , CH_4 v.v.. Ngoài ra còn có các khí giàu nguyên tố kim loại, như đồng, sắt, chì. Chỉ trong vài ngày do các đợt phun trào mà một mạch quặng hematit với bề dày gần một mét đã được thành tạo trong một khe nứt ở gần núi lửa Vesuve.

Solfata. Nhiệt độ của khí ở giai đoạn này từ 100 đến 200°C, thành phần của solfata chủ yếu gồm hơi nước và một số lượng ít hơn của các khí CO_2 và H_2S , ngoài ra S, FeS_2 v.v... cũng được kết tủa.

Mofeta là giai đoạn phun khí CO_2 lạnh, hầu như khô, nhưng cũng có khi lẫn với nước, tạo nên các nguồn axit. Khí thoát ra từ miệng núi lửa hoặc theo khe nứt kế cận với tâm núi lửa. Khí càng nóng gây phản ứng hoá học càng mạnh với đá bề rời. Khoáng vật của dung nham nhiều khi bị hoà tan từng phần hoặc toàn bộ, dung dịch đã được làm giàu này được kết tủa trong các hang mới và khe nứt của đá.

Geysir là những nguồn nước nóng được đẩy ra ngoài không liên tục, có những khoảng thời gian ngừng nghỉ khá đều đặn, 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 nhiều tuần lễ. Nhiệt độ nước cũng thay đổi, thường thấp hơn điểm sôi của nước, ngoại lệ có thể đạt đến 138°C. Geysir có trong các khu vực núi lửa hiện đại, đặc trưng nhất là ở Mỹ, Park Yellowstone, Băng đảo, Newzeland, Nhật Bản và Nam Mỹ. Tại Park Yellowstone có gần 200 geysir, mỗi geysir có chu kỳ hoạt

động riêng. Chiều cao của vòi phun thay đổi từ vài mét đến 300 mét, số lượng nước có thể đạt tới hàng trăm mét khối trong mỗi lần hoạt động. Mỗi geyser thường hình thành một đồi bị chọc thủng ở trung tâm và từ đó nước phun ra ngoài, các đồi này thường được tạo nên do silic gọi là geyserit (opal hoặc calcedon).

f. Phân bố núi lửa trên Trái Đất

Trên bề mặt Trái Đất núi lửa phân bố tập trung thành bốn khu vực rõ nét.

- Vành đai núi lửa Thái Bình Dương, bao gồm Thái Bình Dương, các đảo và bờ biển nhìn ra Thái Bình Dương của lục địa Châu Mỹ và Châu Á.
- Dải Địa Trung Hải chạy theo phương vĩ tuyến.
- Dải Đại Tây Dương chạy theo phương kinh tuyến, dọc theo giữa đại dương này nhưng chệch nhiều về phía đông hơn.
- Dải Đông Phi chạy theo phương kinh tuyến từ Hồng Hải đến gần Mozambic.

Trong lịch sử người ta đã biết được trên 440 núi lửa hoạt động, trong đó trên 340 núi ở Thái Bình Dương và khoảng 100 núi lửa ở Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương (Bảng 6.3). Phần lớn núi lửa tập trung trên các đới dọc theo rìa đại dương, ví dụ các núi lửa ven Thái Bình Dương tạo thành "vòng lửa Thái Bình

Bảng 6.3. Số núi lửa hoạt động từ 1400 đến 1914 (theo Sapper)

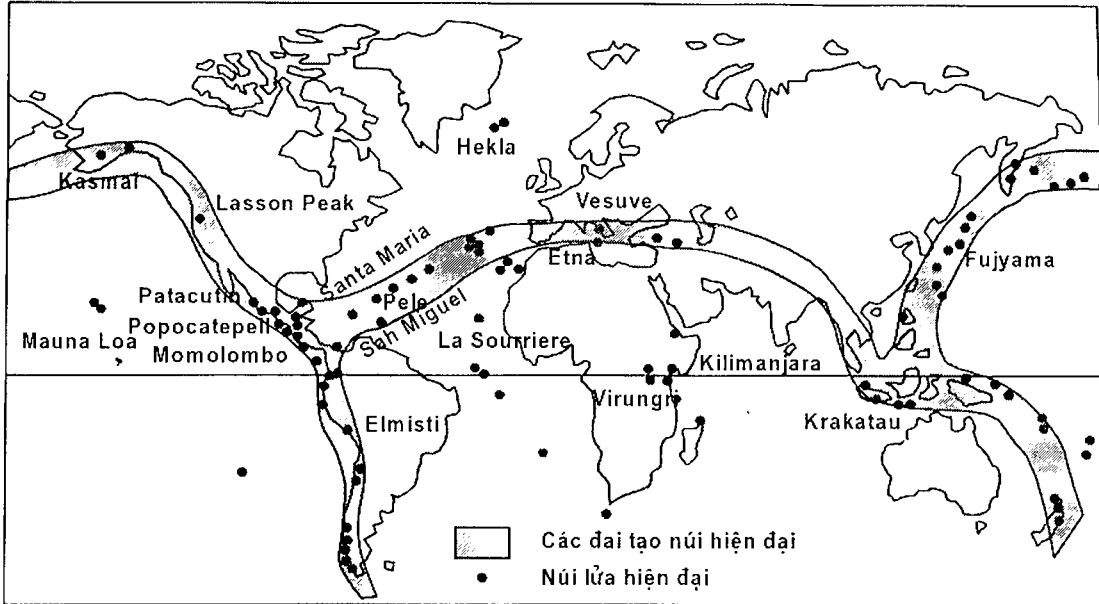
Vành đai Thái Bình Dương	339
Đới Địa Trung Hải	21
Âu - Á và Châu Phi	24
Đại Tây Dương	44
Thái Bình Dương	14

Dương" (Hình 6.14). Trên lục địa rất hiếm núi lửa hoạt động, chỉ ở Đông Phi có một dải hoạt động kiến tạo tích cực chạy theo hướng bắc - nam, kéo dài từ Hồng Hải đến gần Mozambic, nhiều hệ thống đứt gãy và núi lửa đang hoạt động trong phạm vi dải kiến tạo tích cực này.

Vành đai Thái Bình Dương là nơi có nhiều núi lửa nhất trên thế giới. Tại Viễn Đông của Nga, trên các đảo Aleuti có chừng 40 núi lửa; trên bán đảo Kamshatka có khoảng 40 núi lửa, trong đó 13 núi đang hoạt động. Núi Kliusevski cao 4850 mét là một trong những núi lửa cao nhất thế giới, cứ khoảng 7 - 8 năm lại phun một lần; từ núi này thoát ra nhiều fumarol, nhiều suối nước nóng và nhiều vòi nước phun. Ngọn Avasinski (cao 2457met) cũng là một núi lửa lớn đang hoạt động. Các ngọn núi Kronot và Zhupanov là những núi lửa đã tắt. Trên quần đảo Kuril có trên 20 núi lửa, trong đó có chừng một nửa đang hoạt động.

Trên các đảo Nhật Bản có trên 200 núi lửa, trong đó 40 núi lửa đang hoạt động, có những núi được nhiều người biết như Phú Sĩ, Bandaisan v.v... Tại nam và tây nam Thái Bình Dương có nhiều núi lửa trên quần đảo Philipin, quần đảo Indonesia (Borneo, Celebe, Java). Trên đảo Java có hơn 100 núi lửa, trong đó có 20 núi lửa còn đang hoạt động, 10 núi lửa ở vào giai đoạn phun khí lưu huỳnh (solfata), các núi lửa

này cao từ 2000 đến 3.000m. Núi lửa Krakatau nằm giữa Sumatra và Java nổi tiếng với đợt phun ngày 20 / 4 / 1883 đã mô tả ở trên.



Hình 6.14. Phân bố núi lửa hiện đại trên Trái Đất (Leinz V. et al.1975)

Trên đảo Tân Ghine có 5 núi lửa, trên địa phận Australia chỉ gặp núi lửa đã tắt ở miền Victoria, ở Newzeland và Châu Nam Cực cũng có một số núi lửa. Vòng núi lửa Thái Bình Dương kéo dài tiếp theo bờ phía tây của nam và bắc Châu Mỹ; tại đây có các núi lửa đang hoạt động trong miền Đất lửa (ở cực nam của Nam Mỹ), trong dãy núi Andes có trên 200 núi lửa. Có nhiều núi lửa ở cách xa đại dương 150 đến 300 kilomet, ngọn núi lửa Cotopatxi là núi lửa cao nhất thế giới (5960m). Đặc trưng của dạng núi lửa này là khi phun có thể tung những khối đá nặng tới 200 kilogam đi xa đến 14km.

Ngay chính giữa Thái Bình Dương, các núi lửa hoạt động trên các quần đảo Hawai, Tân Bretagne, Bismarck; trên các đảo Solomon, Fidji, Samoa, Tahiti và Mackize. Tại đây có tới 40 núi lửa đang hoạt động, trong đó hai ngọn núi lửa Mauna Loa và Kilauea (quần đảo Hawai) là nổi tiếng nhất.

Núi lửa Pele trên đảo Martinic thuộc quần đảo Antille nhỏ đã hoạt động mạnh mẽ vào năm 1902. Ở Mexico, phần phía tây của Bắc Mỹ, trong phạm vi dãy Siera Nevada và ở Alasca, đều có núi lửa đang hoạt động.

Trong dải Địa Trung Hải, núi lửa thường phân bố dọc theo bờ biển, trên các đảo của Địa Trung Hải, một số nằm trong các vịnh. Trong số đó những núi được biết đến nhiều nhất là Vesuve ở trên bờ vịnh Napoli, Stromboli và Vuncano ở quần đảo Lipari, Etna ở đảo Sicile, Panteleriaj ở giữa Sicile và Châu Phi, Santorin trên đảo Phira thuộc quần đảo Hy Lạp. Kéo dài về phía đông, dải này gồm các núi lửa đã tắt ở Tiểu Á, ở Kazbeck, Elbruse và các núi lửa ở vào giai đoạn phun solfata như Ararat và Kavkaz. Núi lửa Elbruse cao 5633 mét, núi lửa Kazbeck cao 5046 mét; cả hai núi lửa này đều hoạt động ở đầu Đệ Tứ.

Trong địa phận miền núi Vitimski có các núi lửa tắt Mushketov nằm ở bờ trái và núi Obrushev ở bờ phải sông Vitim. Tiếp đến là những núi lửa vừa mới tắt cách đây không lâu ở Mông Cổ, Mãn Châu và đông Siberia.

Dải Đại Tây Dương gồm những núi lửa phân bố trên các đảo Ian-Maien, Băng đảo, đảo Axo, Canari, đảo Saint Helen và đảo Tristan da Cunha v.v.. Trong số các núi lửa thuộc dải này thì núi Hekla cao 1520 mét ở Băng đảo được biết đến nhiều nhất.

Dải Đông Phi có các núi lửa trong địa phận Ethiopi nhất là ở miền phía nam nước này. Các núi lửa Kenia và Kilimandzaro rất nổi tiếng, chúng đều nằm ở phía đông hồ Victoria. Ngọn thứ nhất cao 5600 mét, ngọn thứ hai cao 6110 mét.

Qua những điều trình bày trên đây về sự phân bố các núi lửa hiện nay trên thế giới chúng ta thấy rõ, hơn 90% núi lửa đang hoạt động phân bố dọc theo rìa của các mảng thạch quyển. Phần lớn các núi lửa tập trung vào các miền ven rìa đại dương, các miền đại dương và biển.

6.1.4. Dạng nằm của đá phun trào

Các thành tạo phun trào phân bố rộng rãi trong vỏ Trái Đất dưới dạng những dung nham đông nguội, tuf và các sản phẩm phun trào khác. Chúng được thành tạo ở tất cả các tuổi địa chất từ cổ nhất cho đến Đệ Tứ. Tuy nhiên, đá phun trào thành tạo trong Tiền Cambri thường bị biến đổi mạnh mẽ do bị biến chất và biến thành đá phiến kết tinh, porphiroid và porphiritoid. Sự phun trào vật liệu núi lửa có cấu trúc rất phức tạp và đa dạng. Người ta phân biệt các kiểu phun trào trung tâm, khe nứt và lớp phủ.

Kiểu phun trào trung tâm tạo ra một núi lửa phân tầng, dạng nón phân lớp dốc đứng hoặc thoải. Sườn các núi lửa này có góc dốc 20-30° và được tạo nên từ dung nham, tuf, dăm kết dung nham, đá trầm tích nguồn gốc biển hoặc lục địa. Các thành tạo này bao phủ các sườn không đồng đều, bề dày của chúng giảm dần khi ra xa khỏi tâm núi lửa.

Trong kiểu phun trào khe nứt, sản phẩm được tung ra từ nhiều núi lửa khác nhau nhưng theo cùng một khe nứt hoặc đứt gãy của vỏ Trái Đất. Thường núi lửa xuất hiện ở nơi giao cắt của các đứt gãy có hướng khác nhau. *Trong kiểu phun trào lớp phủ* – núi lửa phân bố không theo một trật tự xác định, sản phẩm phun ra có thể hợp nhất lại và bao phủ một diện tích rộng lớn.

Đặc tính phun trào magma từ núi lửa phụ thuộc vào nhiều nguyên nhân, nhưng cơ bản nhất là chế độ khí. Theo đó người ta chia ra ba kiểu phun trào là phun xuất, phun nổ, ép trào.

Trong kiểu phun xuất dung nham trào ra bề mặt tương đối yên tĩnh và đông đặc lại dưới dạng lớp phủ hoặc dạng dòng chảy. Thường các núi lửa dạng này phun dung nham thành phần mafic hoặc trung tính.

Kiểu phun nổ khi phun kèm theo sự nổ, do áp suất lớn của khí và hơi sẽ làm tung lên những vật thể cứng hoặc nửa lỏng, dung nham; có dạng tia nước, dạng cục cứng. Kiểu phun trào này đặc trưng cho các dung nham thành phần axit và kiềm.

Khi phun nổ sẽ xuất hiện các đám mây nóng bỏng gồm hỗn hợp khí - tro bụi núi lửa. Dưới áp suất lớn chúng được tung ra từ họng núi lửa và di chuyển như những đám mây đen mù mịt. Khi nguội lạnh các mảnh dung nham bị dẹt ra và gắn lại với nhau, tạo thành đá được gọi là ignimbrit. Các ignimbrit có thể phủ trên một diện tích hàng chục ngàn kilomet vuông và có bề dày đến 1-2 km.

Trong kiểu ép trào – dung nham ở trạng thái dính nhớt hoặc đã bị lạnh cứng bị ép đẩy lên mặt đất. Hình dạng của các thể ép trào phụ thuộc vào hình dạng của kênh dẫn núi lửa đẩy ép chúng. Chúng tạo thành các vòm, các cột kỳ dị, các thể không đều đặn; các thể này có thể chuyển tiếp sang lớp phủ hoặc dòng dung nham. Vòm núi lửa thường được tạo thành từ đá cứng chắc hơn so với các thành tạo vây quanh và phân biệt rất rõ trong địa hình.

Thế nằm của đá phun trào phụ thuộc rất nhiều vào thành phần của chúng và điều kiện địa lý tự nhiên của nơi xảy ra sự phun trào và lắng đọng trầm tích. Dung nham trung tính và mafic nghèo silic nên rất linh động và chúng lan tràn đến một khoảng cách rất lớn so với tâm phun trào. Dung nham axit chứa nhiều silic nên thường được tích tụ ở gần miệng núi lửa và tạo thành một nón núi lửa cao với sườn dốc đứng. Sự phun trào của dung nham axit thường kèm theo những vụ nổ và tung ra một lượng lớn sản phẩm dưới dạng bom núi lửa, mảnh vụn dung nham, tro bụi.

Tính phân lớp trong dung nham đã đông lạnh thường biểu hiện không rõ ràng. Bề mặt chuẩn trong các lớp phủ dày có thể là ranh giới giữa các dòng có thành phần, màu sắc, kiến trúc hoặc cấu tạo khác nhau. Các lớp và các tầng vụn núi lửa nằm giữa các dòng dung nham cũng là những tầng chuẩn đáng tin cậy. Dạng dòng chảy thường có trong đá phun trào thành phần axit và kiềm, thường không song song với bề mặt giới hạn dòng mà chỉ phản ánh sự chuyển dòng của các phần tử dung nham bên trong các dòng. Sự di chuyển của các phần tử thường rất không đồng đều và có dạng xoắn với các xoáy và lệch khỏi hướng chung.

Điều kiện tích tụ của các hệ tầng núi lửa ở môi trường nước và trên mặt đất rất khác nhau. Đặc điểm của phun trào trên mặt đất là dạng mặt đáy dòng dung nham phụ thuộc chặt chẽ vào sự lồi lõm của địa hình. Dung nham thường phủ lên thêm sông và điều đó cho phép ta xác định thời gian thành tạo của chúng. Đá phun trào được thành tạo trên mặt đất thường nằm xen kẽ với các lớp vật liệu vụn núi lửa, tro bụi, dăm kết núi lửa, bom núi lửa. Dạng elip và xoắn là đặc điểm của bom núi lửa xuất hiện khi dung nham đông đặc trong không khí. Dạng thấu kính và các tích tụ đá khối tập là đặc điểm của phun trào trên mặt đất xuất hiện đồng thời với những trận mưa rào. Trong các đá có nguồn gốc núi lửa đôi khi xuất hiện các thành tạo lục địa khác như các trầm tích proluvi và eluvi, than v.v...

Các hệ tầng đá nguồn gốc núi lửa tích tụ trong điều kiện lục địa thường tạo nên các thể địa tầng độc lập, không đi cùng các đá có nguồn gốc khác cùng tuổi trong mặt cắt. Các phức hệ này thường tách biệt với các thành tạo nằm dưới và phủ trên bằng các bất chỉnh hợp.

Các thành tạo núi lửa do phun trào dưới nước khác biệt so với các thành tạo đã mô tả trên. Do địa hình của đáy biển tương đối bằng phẳng nên có khả năng tạo thành một lớp phủ có bề dày ổn định và nằm chỉnh hợp trong các trầm tích biển. Các lớp tro núi lửa trong lớp phủ dung nham thường được chọn lọc tốt. Đá trầm tích thường nằm xen kẽ với dung nham (đá vôi, cát kết, sét v.v...) có nguồn gốc biển, các đá đó có thể thay thế dung nham theo đường phương. Đá phun trào tích tụ trên đáy biển dễ dàng bị tái sinh thành đá lục. Trong các đá mafic thường có mặt các spilit. Khối nứt trong đá núi lửa được thành tạo khi phun trào dưới nước có hình dạng đều đặn, đặc trưng nhất là các khối nứt hình cầu, hình gối.

6.2. ĐỘNG ĐẤT

6.2.1. Khái quát về động đất và nguyên nhân động đất

Sự rung chuyển đột ngột của thạch quyển tại một điểm nào đó trong lòng đất gây nên sự dao động lan truyền trên một diện tích lớn hoặc nhỏ là hiện tượng động đất (địa chấn). Ngày nay các máy ghi địa chấn (địa chấn kế) có thể ghi được những trận động đất cách xa lò động đất hàng ngàn kilomet và qua phân tích các biểu đồ của địa chấn ký ta có thể biết được đặc trưng của các trận động đất này.

Bảng 6.4. Một số trận động đất lớn trên thế giới

Thời gian	Nơi xảy ra	Thiệt hại
Năm 1556	Sơn Tây (T. Quốc)	830 000 người thiệt mạng
1/11/1755	Lisboa (Bồ Đào Nha)	Phá huỷ toàn bộ cảng, hàng chục nghìn người chết
1906	San Francisco	700 người chết
1923	Tokyo (Nhật Bản)	Hơn 100 000 người chết. Hạ tầng cơ sở bị phá huỷ.
1960	Pêru	6.600 người chết
1976	Đường Sơn (T. Quốc)	240 000 người chết
1976	Philippin	10.000 người chết
1978	Iran	25.000 người chết
7/12/1988	Armenia	25 000 người chết.
21/6/1990	Iran	50 000 người chết.
16/7/1990	Philippin	2000 người chết
30/9/1993	Nêpan và Bắc Ấn Độ	22 000 người chết
17/1/1995	Côbe (Nhật Bản)	6055 người chết, thiệt hại hàng trăm tỉ đôla
17/8/1999	Thổ Nhĩ Kỳ	20.000 người chết, sức tàn phá lớn

Động đất có nhiều nguyên nhân, có thể do các vụ nổ của núi lửa, sự thành tạo các đứt gãy lớn và sự dịch chuyển của hai cánh theo mặt trượt, các vụ nổ nhân tạo có năng lượng lớn để lấp sông, hồ v.v... cũng gây ra động đất cường độ yếu.

Tuy nhiên, các trận động đất lớn đều liên quan tới sự dịch chuyển của các mảng thạch quyển, nhất là ở các đới hút chìm, các đới xô húc giữa các mảng. Động đất thường gây thiệt hại cả về người và vật chất, sự thiệt hại lớn hay nhỏ không chỉ tùy

thuộc vào cường độ động đất mà một phần còn tùy thuộc vào bối cảnh phát sinh động đất. Trên bảng 6.4 liệt kê một số trận động đất đáng chú ý.

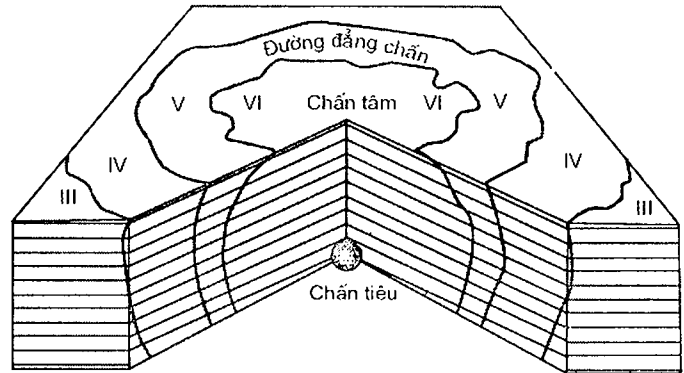
Ở Việt Nam động đất xảy ra chủ yếu ở vùng Lai Châu - Điện Biên, trong thế kỷ 20 và gần đây đã có nhiều trận động đất khá mạnh, thí dụ năm 1935 ở Điện Biên (6,8 độ Richter), 23/4/1983 – Tuần Giáo (6,7 độ Richter), 23/6/1996 – đông nam Điện Biên 35 km (7 độ Richter) và gần đây ngày 19/02/2001 ở Điện Biên (5,3 độ Richter).

6.2.2. Cơ chế của động đất

a. Chấn tiêu và chấn tâm

Người ta phân biệt hai khái niệm trong cấu trúc một trận động đất là chấn tiêu và chấn tâm.

Chấn tiêu (trước đây cũng gọi là tâm trong) là một điểm ở trong lòng đất đã nảy sinh chấn động vì vậy cũng còn gọi là lò động đất. *Chấn tâm* động đất (trước đây cũng gọi là tâm ngoài) là điểm tương ứng gần nhất trên bề mặt Trái Đất, tại đó sự chấn động là lớn nhất hay nói một cách khác từ chấn tiêu chiếu thẳng lên mặt đất ta sẽ được chấn tâm.



Hình 6.15. Khối đồ biểu diễn các đường đẳng chấn và mối liên quan của chúng với chấn tâm và các sóng xuất phát từ chấn tiêu của một trận động đất (Bellair P. & Pomerol 1982).

Trên bề mặt Trái Đất, xung quanh chấn tâm, nếu ta nối tất cả các điểm có cường độ chấn động như nhau hay có cùng cường độ động đất, ta được các *đường đẳng chấn* (Hình 6.15; 6.16). Các trận động đất có chấn tiêu nông hơn 60 km được coi là động đất bề mặt, từ 60 đến 300 km là động đất trung gian và khi chấn tiêu nằm sâu hơn 300 km được gọi là động đất sâu.

Như vậy cường độ động đất tỉ lệ thuận với độ sâu của chấn tiêu động đất. Chấn tiêu sâu nhất mà các nhà địa chấn đã xác định được là 700 km, nằm ở đới hút chìm trên bề mặt Benioff giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Nam Mỹ cũng như giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Á- Âu.

b. Cấp động đất, cường độ và hậu quả của động đất

Cấp động đất. Ngay từ thế kỷ trước, các nhà địa chấn đã phân chia ra các cấp động đất khác nhau, năm 1883 Rossi và Forel đã đề nghị một thang về động đất gồm 10 cấp dựa vào địa chấn ký, và dựa vào hậu quả của tàn phá mang tính địa phương và khu vực đối với các công trình xây dựng và đối với vỏ Trái Đất. Sau đó, hai nhà địa chấn khác là F. Mercali và Sieberg đã hoàn thiện bảng này thành 12 cấp.

Amori (1891) đã đưa ra một bản phân chia theo gia tốc ngang mà đơn vị đo là milimet trên giây bình phương. Gutenberg và Richter (1949) đã đưa ra một thang phân chia khác dựa vào cường độ (magnitude). Trong bảng 6.5 các cấp động đất theo cả ba

phương pháp được trình bày và đối sánh với nhau, trong đó thang 12 cấp của Mercalli và Sieberg chỉ mang tính tương đối, nhưng rất tiện sử dụng (dựa vào mức độ thiệt hại do động đất gây ra). Chỉ cần tập hợp các số liệu thông qua phỏng vấn tại địa phương bị động đất, ta có thể vạch ra được một bản đồ đẳng chấn.

Thang phân cấp động đất này không dùng số liệu về người chết để đánh giá cấp động đất vì tai họa gây chết người liên quan chặt chẽ với hoàn cảnh ngẫu nhiên. Thí dụ trận động đất ở Tokyo và Yokohama năm 1923 làm chết hơn

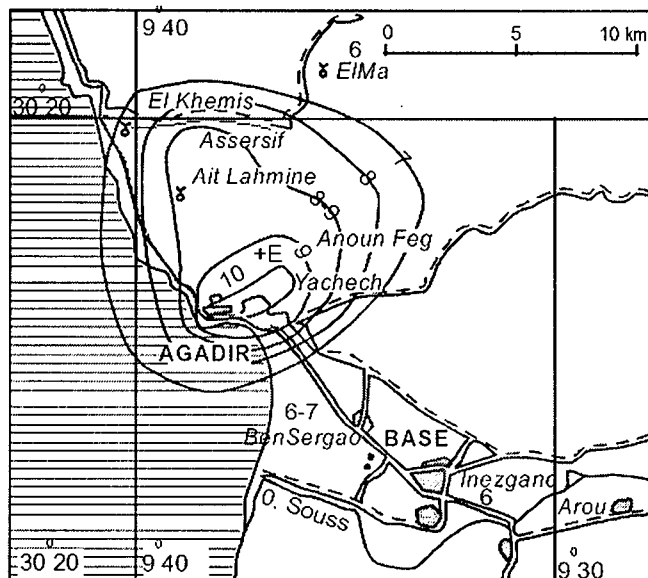
100.000 người, trong khi đó trận động đất ở San Francisco năm 1906 có mức độ phá huỷ tương tự nhưng chỉ có 700 người chết. Một ví dụ khác, hai trận động đất xảy ra ở Thổ Nhĩ Kỳ và Đài Loan (tháng 8/1999 và 9/1999) có gần cùng một cấp độ (trên 7^o Richter), nhưng ở Thổ Nhĩ Kỳ có đến 20.000 nghìn người chết, còn ở Đài Loan chỉ vài nghìn người thiệt mạng. Trong các trận động đất xảy ra ban đêm, số người chết luôn cao hơn động đất xảy ra ban ngày, về mùa đông luôn cao hơn mùa hè.

Cường độ và hậu quả của động đất. Động đất biểu thị sự giải toả năng lượng một cách nhanh chóng, việc xác định năng lượng này rất khó, vì vậy năm 1935 Richter đã đưa ra một thang cường độ đơn giản: logarit cơ số 10 của biên độ cực đại đo bằng micron của một địa chấn kế chuẩn có chu kỳ ngắn với khoảng cách 100 km kể từ chấn tâm. Khi đó, theo vị trí sẽ có nhiều cường độ đối với cùng một trận động đất, nó được đặc trưng chỉ bởi một cường độ mà thôi. Những tính toán thu được qua việc so sánh cho phép khôi phục lại biên độ các dao động đã được quan sát có khoảng cách chuẩn là 100 km. Thang Richter cho $M = 8,9$ đối với các trận động đất lớn nhất đã biết (tương ứng cấp 11 theo thang chia cường độ động đất của Mercalli và Sieberg).

Cường độ M gắn liền với năng lượng theo công thức : $aM = \log \frac{E}{E_0}$ (1)

(Trong đó $a = 1,5$, $E_0 = 2,5 \cdot 10^{11}$ ergs. Đối với các vụ nổ thí nghiệm mà năng lượng đã biết thì cho phép tính được một hệ số độ sâu của chấn tiêu).

Từ công thức (1) ta có thể tính được năng lượng E cho các trận động đất khi biết được cường độ của chúng. Nếu $M = 0$ thì $E = 2,5 \cdot 10^{11}$ ergs ($= E_0$). Nếu $M = 8,9$ (trận động đất ở Chilê năm 1960) thì $E = 5,6 \cdot 10^{24}$ ergs. Năng lượng này lớn gấp 100 lần các quả bom nguyên tử cỡ lớn đã được nổ thí nghiệm của các cường quốc hạt nhân. Quả bom nguyên tử 20 kiloton mà Mỹ ném xuống Hiroshima có năng lượng $E = 10^{19}$ ergs. Sự thiệt hại của các trận động đất có M bắt đầu từ 4,5; ở mức độ $M = 7,5$ thì đó là giới hạn



H.6.16. Đường đẳng chấn động đất ở Agadir, 1960 (J. P. Rothé)

dưới của các trận động đất lớn. Theo Richter từ năm 1904 đến 1957 có tới 16 trận động đất có M lớn hơn 8,6.

Bảng 6.5. Các cấp động đất

Cấp	Theo Rossi, Forel, Mercalli và Sieberg (1883)	Theo gia tốc mm/s ² . Amori (1891)	Thang Gutenberg & Richter (1949)
1	Động đất chỉ ghi được bằng máy.	2,5	1
2	Rất yếu, người có cảm giác tốt mới nhận biết.	2,5 - 5	2
3	Yếu, nhiều người cảm giác được lúc nghỉ.	6- 10	3
4	Trung bình, người đang đi trên biển và lúc làm việc cảm giác được, kính cửa sổ rung động.	11- 25	3
5	Hơi mạnh, mọi người đều cảm giác được. Các vật treo (đèn, quạt trần v.v...) lúc lắc, dao động.	26 - 50	4
6	Manh, người ngủ bị thức giấc, con lắc đồng hồ dừng lại.	51 - 100	4
7	Rất mạnh, thiệt hại lớn, nước cuộn đục, gậy nứt đất, đường sụt lở. Mực nước giếng thay đổi.	101 - 250	5
8	Gây đổ nát: công trình xây dựng dịch chuyển khá xa, tượng đài nứt hoặc sụp đổ, ống khói nhà máy, gác chuông nhà thờ sụp từng phần.	251 - 500	6
9	Tàn phá thảm hại: công trình xây dựng kiên cố bị sụp đổ từng phần hoặc hoàn toàn.	501 - 1000	6,3
10	Tàn phá rất thảm hại: dè điều sụt lở, ống dẫn nước, dầu - khí bị đứt, đường sắt bật tung, cong vênh. Đường bị trượt lở thành gò đồng, xuất hiện khe nứt cả trong đất đá dẻo và mềm.	1001 - 2500	7,6
11	Thảm họa: cầu kiên cố và rắn chắc bị phá huỷ, đường ray hoàn toàn bị bật tung, lở đất, sụp đất và trượt đất rất lớn.	2501 - 5000	7,6
12	Tai biến thảm khốc: các công trình xây dựng bị phá huỷ hoàn toàn, cảnh quan địa lý bị biến đổi hoàn toàn. (Mức độ này chưa quan sát được).	>5000	8,6

Tần số động đất giảm rất nhanh khi cường độ tăng nhưng hầu như toàn bộ năng lượng đều có nguồn gốc từ các trận động đất lớn. Gutenberg và Richter đã ước tính năng lượng toàn bộ các trận động đất trong một năm vào khoảng 10^{25} ergs, tức là bằng một phần nghìn nhiệt phát ra từ manti và khoảng 80% năng lượng này bắt nguồn từ các trận động đất có cường độ lớn hơn 7,9 (tương đương với năng lượng bằng 10^{23} ergs).

Cường độ phụ thuộc vào "cú sốc" ban đầu và độ sâu chấn tiêu của trận động đất. Chính các trận động đất bề mặt là đáng sợ nhất vì thường có cú sốc ban đầu lớn, gây sự tàn phá bề mặt không thể lường trước được.

Các trận động đất thường gây ra hậu quả rất khác nhau. Khi động đất xảy ra, ngoài các chấn động thẳng đứng và chấn động ngang, còn có các vận động xoay tròn và vận động xoắn vô độ gây đổ vỡ nhà cửa và các công trình xây dựng, đặc biệt sự gãy nứt, toác đất là các hậu quả rất nghiêm trọng. Nhiều trận động đất còn tạo ra các chòm khe nứt, các đứt gãy (Hình 6.17), cắt phá hệ thống đường bộ, đường sắt hoặc tạo ra các trượt ngang rất lớn như trường hợp đứt gãy San Andreas ở California (Mỹ). Tại

dây động đất đã gây nên trượt lở đất rất lớn, một con đập ở thung lũng Chelif bị đổ sập. Tại Algeri, nhiều trận động đất đã tàn phá cả một vùng ven biển, làm đứt cả hệ thống dây cáp viễn thông. Những trận động đất như ở Đường Sơn (Trung Quốc - 1976), ở Armeni (1988), Thổ Nhĩ Kỳ (1999), không chỉ tàn phá cả thành phố trên diện rất rộng mà còn gây thảm họa làm chết rất nhiều người (động đất 1976 ở Đường Sơn làm chết hơn hai trăm nghìn người).

Trong mỗi trận động đất, trước khi diễn ra cú sốc thường xuất hiện sự rung chuyển mặt đất gây cảm giác bồn chồn lo sợ cho cả người và động vật. Nhiều trận động đất diễn ra sự chấn động nhiều lần, gây chao đảo cho người và mọi vật, thí dụ trận động đất ở Cobe (Nhật Bản) vào ngày 17 - 1 - 1995 làm cho 6055 người chết.



Hình 6.17. Một đứt gãy lớn hình thành sau trận động đất ngày 10/11/1946 ở dãy núi Andes (Peru) (ảnh - Heim A.).

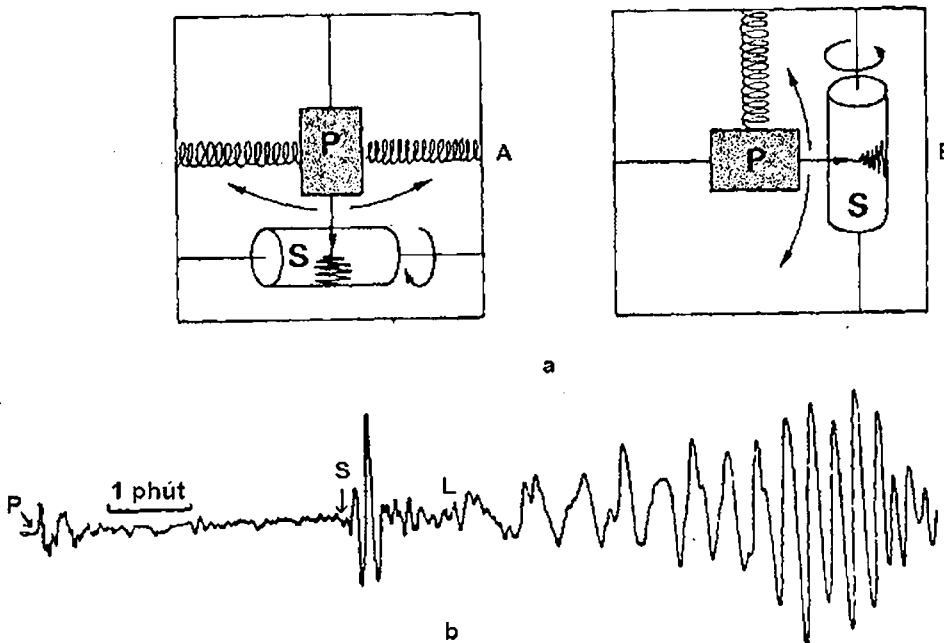
Động đất dưới biển và các đới ven biển làm xuất hiện những đợt sóng thần (người Nhật gọi là tsunami) và những dòng nước mạnh. Nguyên nhân tạo thành những đợt sóng thần là do đáy biển bị sập; những hố sập này thường có kích thước khổng lồ, đáy biển bị sập xuống một cách nhanh chóng dọc theo các đứt gãy sâu dạng khung. Khối nước biển khổng lồ sập theo xuống hố này (có khi đạt hàng triệu km³) đã gây cú sốc đột ngột, tạo ra xung động sóng to lớn, lan truyền thẳng lên mặt biển rồi từ đó chuyển thành những con sóng khổng lồ đập vào các bờ biển gây ra những tai họa khổng lồ. Mạnh mẽ nhất là các trận động đất dưới biển có chấn tâm gần bờ. Trong các trường hợp này, ngay từ cú sốc đầu tiên đã tạo nên những đợt sóng rất cao (tới 30 m như ở Chilê, 1960), lấn rất sâu và rất nhanh vào đất liền rồi lại rút đi cũng rất đột ngột, phá huỷ và cuốn theo hầu hết mọi công trình xây dựng trên đường đi của chúng. Lịch sử đã ghi lại được nhiều trận động đất gây ra sóng thần có sức tàn phá ghê gớm. Trận động đất ở Lisboa (1755) đã làm

cho sóng lấn sâu vào đất liền 15 km, cuốn theo hơn 6000 người và hàng trăm tàu thuyền, phá hủy hầu như tất cả công trình xây dựng dọc dải đất gần biển. Các đợt sóng thần đập vào bờ biển Chile năm 1868, 1960 đã tàn phá nặng nề miền duyên hải nước này. Bờ biển đảo Hawaii, Nhật Bản, Newzeland đã bị nhiều đợt sóng thần phá hoại với qui mô to lớn. Tại bờ biển Nhật Bản thuộc tỉnh Kamishi, sóng thần do trận động đất gây ra năm 1896 đã tàn phá một diện tích 1127 km². Trận động đất năm 1925, trên bờ Kamshatka, sóng thần đã cuốn theo những khối băng khổng lồ phá hủy hàng loạt công trình xây dựng.

c. Sóng động đất, cơ chế lan truyền, ghi chép động đất

Để ghi được cường độ các trận động đất, người ta đã chế tạo ra máy ghi gọi là *địa chấn kế*. Trong máy này, một con lắc được gắn với một lò xo rất nhạy, đầu con lắc là một kim ghi tì lên một hình trụ quay đều. Biểu đồ mà kim ghi được trên cuộn giấy từ mỗi trận động đất gọi là *địa chấn ký* (Hình 6.18a, 6.18b).

Tùy thuộc vào vị trí lò xo gắn vào con lắc, địa chấn kế có thể ghi được sóng ngang S khi lò xo ngang và sóng dọc P khi lò xo thẳng đứng. Ngày nay để hoàn thiện các máy đo địa chấn, người ta đã mắc con lắc với một điện kế, khối lượng dao động được đặt trong một bobin và vận động của chúng sẽ làm thay đổi dòng điện cảm ứng mà người ta có thể khuếch đại lên đáng kể.

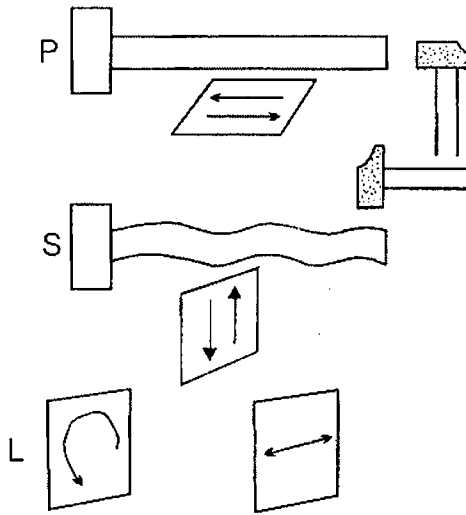


Hình 6.18. Địa chấn kế (a) và địa chấn ký (b)

P. Sóng dọc hay sóng nén; S. Sóng ngang hay sóng cắt; L. Sóng dài xoáy tròn (Rayleigh) và xoắn (Love) (Bellair P. & Pomerol 1982).

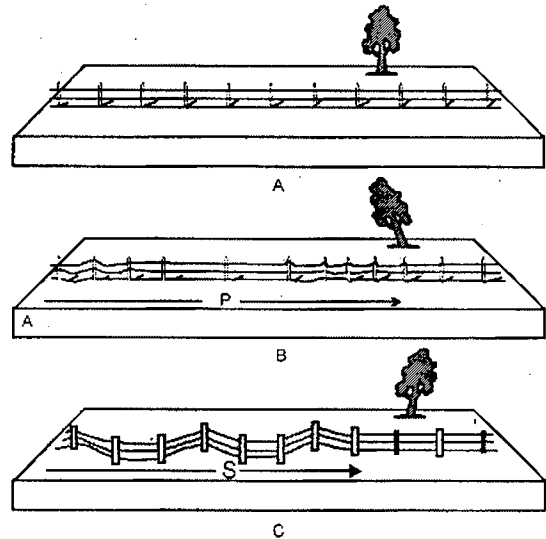
Việc phân tích các địa chấn ký đôi khi cũng gặp khó khăn do các phản xạ phức tạp trên các bề mặt gián đoạn khác nhau bên trong Trái Đất. Tuy nhiên, trong điều kiện thuận lợi, ta có thể đo được ba dạng sóng, đó là sóng dọc hay sóng nén, kí hiệu là P, thứ đến là sóng ngang hay sóng cắt, kí hiệu là S và cuối

cùng là sóng dài kí hiệu là L sinh ra biên độ lớn nhất, chúng gồm sóng xoáy tròn (sóng Rayleigh) và sóng xoắn hay vặn (sóng Love) (Hình 6.19a, 6.19b). Sóng L là sóng theo lớp vì vậy đường đi của nó dài hơn sóng P và sóng S là hai dạng sóng đi sâu vào Trái Đất. Tốc độ của chúng tăng theo chiều sâu đồng thời liên quan đến tỉ trọng của đá. Tốc độ của sóng P tăng từ 5,6 km/s trong lớp Sial đến 13 km/s khi tiếp xúc với nhân ngoài, còn đối với sóng S ở các vị trí tương tự thì tăng từ 3,3 đến 7 km/s. Mặt khác chúng ta cũng thấy rõ sóng P khi đi qua bề mặt Moho tăng từ 6,5 đến 8 km/s, nhưng khi vào đến đới có tốc độ sóng yếu (phần trên của quyển mềm) thì có sự giảm tốc độ rõ rệt; từ 10 xuống 7,6 km/s (Hình 6.20a, 6.20b). Các sóng L có một tốc độ trung bình (4 km/s) nhưng tương đối ổn định vì chúng được truyền trong cùng môi trường (cùng lớp).



Hình 6.19a. Sơ đồ các sóng địa chấn

P: Sóng dọc hay sóng nén; S: Sóng ngang hay sóng cắt; L: Sóng dài xoáy tròn và xoắn



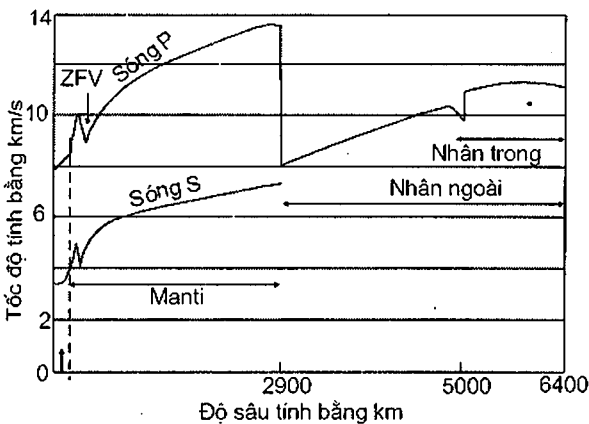
Hình 6.19b. Hàng rào biến dạng do động đất

A. Trạng thái ban đầu; B. Biến dạng do sóng P; C. Biến dạng do sóng S (theo Zumberge)

Khi một trận động đất xảy ra, trên địa chấn kí ở trạm đo ghi rõ thời điểm đến của sóng P, S và L. Nhờ ba thông số này ta có thể xác định được khoảng cách từ trạm đo đến chấn tâm. Đối với các trận động đất có chấn tâm ở xa, ta dùng công thức: $A = (S-P) \cdot 1$; trong đó A là khoảng cách từ điểm đo đến chấn tâm đo bằng đơn vị megamet (=1000 km). S - P là hiệu số thời gian lúc đến điểm đo của sóng S và sóng P. Thí dụ trận động đất tại Pulkovo ở Nga ngày 9/2/1909, hiệu số S - P = 3 phút 43 giây = 3,71 phút. Vậy $A = 3.71 \cdot 1 = 2,71$ megamet = 2710 km. Đối với các trận động đất gần, khoảng cách từ điểm đo đến chấn tâm, gọi tắt là *khoảng chấn tâm* được xác định bằng công thức: $A = \frac{L-P}{3}$; trong đó

A cũng đo bằng megamet, L - P là hiệu số thời gian lúc đến trạm đo của sóng L và P. Theo A. Holmes, khi xác định được 3 khoảng chấn tâm tại ba trạm đo khác nhau không nằm trên một đường thẳng thì giao điểm của ba đường tròn bán kính là 3 khoảng chấn tâm đã biết sẽ là chấn tâm của trận động đất.

Ngoài bề mặt Moho và đôi có tốc độ yếu (ZFV) mà người ta biết được qua theo dõi sóng địa chấn; đi sâu hơn vào nhân Trái Đất, cũng nhờ sóng địa chấn, chúng ta có thể xây dựng được mô hình cấu trúc bên trong Trái Đất một cách đáng tin cậy. Đến độ sâu 2900 km (mặt gián đoạn Gutenberg), các sóng lại trở ra ở 104° và khi chúng vượt qua 2900 km thì lại trở ra ở 142° . Khoảng giữa 11.000 đến 15.000 km (trên bề mặt kể từ chấn tâm trên hình 6.20b) các trạm địa chấn chỉ đo được sóng L, tức là dạng sóng truyền theo lớp. Chính dải từ 104° đến 142° này là bóng của nhân Trái Đất phản ánh trên bề mặt vì vậy người ta gọi là dải lặng yên hay vùng bóng râm động đất. Tại 142° , người

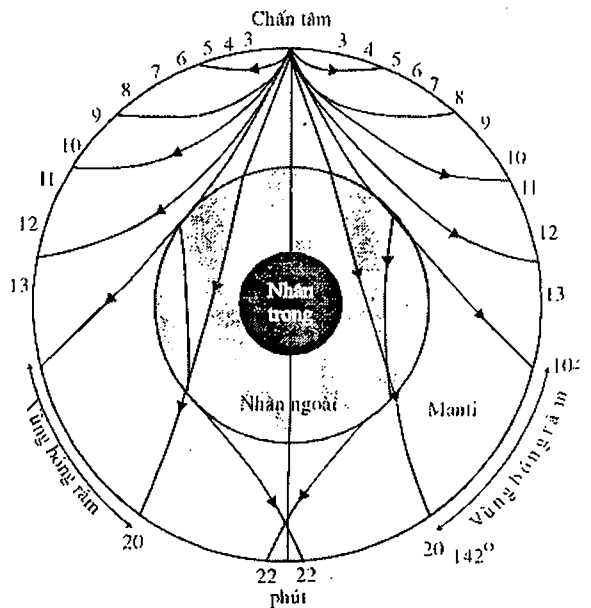


Hình 6.20a. Tốc độ truyền sóng địa chấn theo độ sâu. Sự biến đổi đột ngột của tốc độ sóng (ở các bề mặt gián đoạn) tương ứng với sự thay đổi cấu trúc của Trái Đất; ZFV: Đôi có tốc độ sóng yếu (Bellair P. & Pomerol 1982).

ta không thấy sóng S tái hiện nữa mà chỉ còn sóng P. Thực tế đó cho phép các nhà nghiên cứu suy ra rằng nhân ngoài của Trái Đất có thành phần như một chất lỏng vì nó không cho sóng S truyền qua. Khoảng sâu giữa 4982 và 5121 km có sự thay đổi to lớn của sóng P. Trước tiên đến 4982 km tốc độ giảm sau đó tăng đột ngột; đó chính là ranh giới với nhân trong Trái Đất (Bảng 6.6). Đôi chuyển tiếp này dày khoảng 200 km, gọi là đôi Jeffreys hoặc là mặt gián đoạn Lehman (Hình 6.20a). Nhân trong của Trái Đất có lẽ được thành tạo từ một chất rắn. Nhờ sử dụng sóng địa chấn, các nhà địa chất đã xây dựng được một mô hình cấu trúc bên trong Trái Đất (Bảng 6.6).

Bảng 6.6. Cấu trúc bên trong của Trái Đất

Từ 20 đến 60 km	Vỏ Trái Đất Mặt gián đoạn Moho
từ 100 đến 700 km	Manti trên đôi có tốc độ sóng yếu (phần trên) và quyển mềm
từ 700 đến 2900 km	Manti dưới Mặt gián đoạn Gutenberg
5000 km	Mặt gián đoạn Lehman
	Nhân trong
6371 km	Tâm Trái Đất.



Hình 6.20b. Vùng bóng râm

Các số chỉ thời gian lan truyền tính bằng phút. Để cho hình vẽ không phức tạp người ta không vẽ hướng phản xạ (Bellair P. & Pomerol 1982).

6.2.3. Phân bố động đất trên thế giới

Việc nghiên cứu địa chấn trên khắp bề mặt hành tinh đã cho phép các nhà khoa học vạch ra được các đới địa chấn và đã khẳng định được các đới địa chấn chính là ranh giới xô húc, hút chìm hoặc trôi trượt của các mảng. Các đới gây động đất có khi rất lớn gồm :

- Đới xô húc giữa hai mảng đại dương (thí dụ vòng cung đảo Thái Bình Dương, quần đảo Antille).
- Đới xô húc giữa hai mảng lục địa như Châu Phi và Châu Âu (gây động đất ở El - Asnam, ở Nam Italia năm 1980); xô húc giữa Ấn Độ và Châu Á gây động đất ở Iran, Apganistan, Pakistan, Trung Quốc v.v..).
- Đới hút chìm giữa mảng đại dương và mảng lục địa (động đất ở Chilê, Pêru, Bolivi, ở Trung Mỹ v.v..).

Ngoài ra, các đứt gãy lớn trượt thẳng đứng hoặc trượt bằng đều gây ra động đất, thí dụ đứt gãy San Andreas ở California, đứt gãy Lai Châu - Điện Biên ở Việt Nam. Nhìn chung thiệt hại do động đất gây ra bao giờ cũng lớn hơn hoạt động núi lửa. Trong trường hợp có sự cộng hưởng của hai hiện tượng này thì mức độ tàn phá càng lớn hơn nhiều.

6.2.4. Ý nghĩa thực tiễn của việc nghiên cứu động đất

Ngày nay dù với những phương tiện khoa học và kỹ thuật hiện đại nhất, con người vẫn chưa thể chinh phục được sức mạnh tàn phá của các trận động đất. Vì vậy việc nghiên cứu động đất chỉ có thể giúp con người hạn chế tới mức tối đa sự phá hoại của chúng. Việc nghiên cứu động đất cho phép chúng ta: a) Xác định những vùng có khả năng phát sinh động đất mạnh; b) Dự báo gần đúng cường độ động đất có thể xảy ra ở một vùng cụ thể nào đó; c) Tìm các phương thức kháng chấn trong xây dựng, tức là công trình xây dựng có khả năng tồn tại khi có động đất xảy ra ở một cấp nào đó; d) Dự báo thời điểm xảy ra động đất mạnh.

Việc xác định những vùng có khả năng xảy ra động đất mạnh được tiến hành theo nguyên lý hiện tại, tức là thừa nhận rằng tại những vùng đã và đang xảy ra động đất mạnh thì trong tương lai cũng xảy ra động đất mạnh. Qua phân tích các tài liệu về động đất đã xảy ra trong quá khứ có thể thành lập được những bản đồ trên đó khoanh định những vùng có cường độ động đất cao và trong tương lai cũng là những vùng sẽ xảy ra động đất mạnh. Do đó cần phải tổng hợp số liệu về động đất ghi được ở các trạm địa chấn khắp đất nước và các lãnh thổ lân cận. Mặt khác cần phải nghiên cứu cấu trúc địa chất khu vực để làm sáng tỏ và khoanh định được các đới đứt gãy trẻ, nhất là những đới có liên quan đến chấn tiêu các trận động đất đã xảy ra.

Cường độ động đất xảy ra trong tương lai có thể dự báo được trên cơ sở cường độ các trận động đất đã xảy ra trong quá khứ. Trên cơ sở đó chúng ta có thể khoanh định được lãnh thổ thành các vùng có cường độ động đất dự báo khác nhau.

Trong công tác xây dựng nhà ở hoặc các xí nghiệp, cầu, đường v.v., biết được mức độ động đất có thể xảy ra, chúng ta có thể tìm được giải pháp nhằm tăng độ kháng chấn cho các công trình trong các vùng động đất. Trước hết cần chọn nền móng phù hợp cho việc xây dựng. Thực nghiệm địa chất công trình đã chứng minh rằng các ngôi nhà xây dựng trên các đá khối ít hoặc không phong hoá thì khi động đất xảy ra đỡ thiệt hại hơn các công trình xây trên các thành tạo Đệ Tứ, nhất là các thành tạo có bê dầy nhỏ. Thực tế nhiều vùng động đất cũng cho ta thấy rõ rằng các ngôi nhà được sông ngòi, ao hồ bao quanh thì ít thiệt hại hơn vì sóng địa chấn thường bị giảm cường độ khi chuyển từ môi trường này sang môi trường khác. Đối với các vùng nông thôn, đồ hạn chế bớt thiệt hại do động đất gây ra, nhà ở cần được xây dựng gọn nhẹ, kết cấu chắc chắn. Kháng chấn có hiệu quả nhất là các ngôi nhà được xây dựng hoàn toàn bằng gỗ. Trên địa bàn các đô thị, công trình xây dựng và nhà ở bằng bê tông phải được tính móng chịu lực đủ bền tới cường độ động đất có khả năng xảy ra. Hình dáng các ngôi nhà, cửa sổ cũng vậy, nên thiết kế có hình dạng ovan, tròn, bán nguyệt, vì hình dáng như vậy tạo cho các ngôi nhà kháng chấn tốt hơn các ngôi nhà thiết kế theo hình khối chữ nhật hoặc khối vuông.

Độ bền các công trình xây dựng trong các vùng có động đất cần được tính theo gia tốc lớn nhất của các trận động đất có thể xảy ra. Gia tốc này được tính bằng công thức:

$$A = \frac{k \pi^2 a}{t^2} \quad (a = \text{biên độ dao động}; t = \text{chu kỳ dao động}; k = \text{hệ số đàn hồi công trình}; \pi = 3,14).$$

Rõ ràng là khi biên độ tăng thì gia tốc tăng, ngược lại khi chu kỳ tăng thì gia tốc giảm. Trận động đất năm 1923 tại Nhật có $a = 50$ cm và $t = 1$ giây.

Trong công tác xây dựng ở những vùng có động đất, các thiết bị về dầu, khí, điện cần được bố trí thật an toàn, vì khi có động đất chúng là nguyên nhân gây ra hoả hoạn. Ngoài ra cũng cần phải tính đến khả năng cấp cứu hữu hiệu khi có biến cố xảy ra. Tại Nhật Bản, các cầu thang và lối ra đều được lắp đặt hệ thống đèn sáng đặc biệt, nếu có động đất và mất điện, các bóng đèn đặc biệt ấy vẫn sáng trong vòng 15 đến 20 phút, giúp cho những người bị nạn có thể tìm đường thoát ra từ ngôi nhà bị đổ.

Dự báo động đất là công việc cần phải tiến hành thường xuyên ở những vùng có khả năng xảy ra động đất, tuy nhiên công việc này không phải bao giờ cũng đạt được kết quả. Để có thể làm được công tác dự báo động đất trước hết cần có sự hiểu biết về tai biến của động đất. Phải thống kê được tất cả các trận động đất trong khu vực cả về vị trí và cường độ của chúng.

Hệ thống các trạm quan trắc địa chấn đã ghi được các dấu hiệu trước khi có động đất bao gồm các số liệu sau: 1) độ bền vững các đá bị giảm đi; 2) có sự thay đổi từ trường địa phương; 3) nước ngầm có tốc độ lưu thông tăng, hàm lượng radon trong các mạch ngầm cũng tăng (radon là nguyên tố có hàm lượng tăng trong các đới ứng suất); 4) mực nước và lưu lượng các giếng thay đổi; 5) hoạt động địa chấn biểu hiện rõ hơn một chút so với các dao động nhỏ thông thường; 6) bề mặt đất có sự biến dạng nhẹ (vận động thẳng đứng và xiên); 7) trước chấn động một chút, động vật biểu hiện sự lo sợ (rắn bò ra khỏi hang, loài vật bị xích tìm cách thoát thân, chó, mèo bỏ nhà đi mất v.v.).

Cần lưu ý là khi các đới địa chấn đi càng lâu thì năng lượng được tích lũy khi được giải phóng càng lớn. Vì vậy mà đứt gãy San Andreas ở phía nam San Fransisco trượt ngang một cách liên tục với tốc độ vài milimet một năm chưa gây ra động đất lớn. Ngược lại ở phía bắc, vận động của nó đã ngưng từ năm 1906 nên khi có dịch chuyển thì lại xảy ra động đất lớn.

Trong thực tế việc dự báo động đất không thể đạt được một sự chắc chắn tuyệt đối. Ta lấy một ví dụ về hai trận động đất ở Trung Quốc. Trận động đất ở Liêu Ninh (năm 1975) cách Bắc Kinh về phía đông bắc 400 km, với cường độ 7,3 Richter đã được hệ thống quan trắc dự báo rất tốt, dân cư được sơ tán nên số người chết không đáng kể. Nhưng trận động đất năm 1976 ở Đường Sơn, trong một vùng thành thị đông dân cư nhưng lại không được báo trước nên số thiệt hại về người là lớn nhất trong lịch sử.

Nếu như ngày nay người ta đã có hiểu biết rất tốt về nguồn gốc các ứng suất phát sinh địa chấn thì ta hiểu về cơ chế hình thành của chúng lại còn rất ít. Để trả lời được những vấn đề ấy đòi hỏi các nhà khoa học tiếp tục nghiên cứu.

Chương 7

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT NGOẠI SINH (HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA KHÍ QUYỂN VÀ SINH QUYỂN)

Các quá trình địa chất xảy ra trên bề mặt Trái Đất hoặc trong những phần trên cùng của thạch quyển nhờ nguồn năng lượng Mặt Trời, hoặc trong chừng mực nào đó nhờ trọng lực, được gọi là các quá trình ngoại sinh. Hoạt động phong hoá, hoạt động địa chất của sinh giới, của gió, của nước (trên mặt đất và nước ngầm), v.v.. đều thuộc các quá trình địa chất ngoại sinh.

Các quá trình địa chất ngoại sinh là nguyên nhân phá huỷ đá và khoáng vật, vận chuyển sản phẩm phá huỷ đó tới vị trí khác, tạo nên những đá và khoáng vật mới, bên vững trong những điều kiện lý - hoá mới. Sự thành tạo khoáng vật mới chủ yếu xảy ra trong quá trình phong hoá, dưới tác dụng của nước và sinh vật. Trọng lực đóng vai trò một tác nhân điều tiết và định hướng quá trình vận chuyển vật liệu đã bị phá huỷ. Do tác động của các quá trình địa chất ngoại sinh, bề mặt Trái Đất dần dần thay đổi, địa hình trở nên bằng phẳng hơn, những dãy núi cao bị phá huỷ và trở nên thấp dần, những thung lũng sâu và các thuy vực được bồi đắp dần lên. Các đồng bằng châu thổ dần dần ra biển, các con sông uốn khúc quanh co v.v.. Sự hình thành các cảnh quan địa lý hiện nay ở mức độ khác nhau đều gắn liền với các quá trình địa chất ngoại sinh đã và đang xảy ra trên bề mặt Trái Đất.

7.1. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA KHÍ QUYỂN

7.1.1. Thành phần và cấu trúc phân tầng của khí quyển

Khí quyển là lớp vỏ khí bao bọc bên ngoài Trái Đất, nó phát sinh, tồn tại và tiến hoá trong mối quan hệ chặt chẽ với các quyển khác của Trái Đất và với cả các quá trình xảy ra trong vũ trụ.

Không khí sạch là một hỗn hợp không màu, không mùi vị của nhiều chất khí khác nhau, trong đó nitơ (nitrogen) chiếm khoảng 78%, oxy – 20,9%, argon – 0,9%, carbonic – 0,03 %, tỉ lệ phần trăm ít ỏi còn lại thuộc về 8 loại khí là neon, heli, metan, cripton, oxy, hydro, xenon, ozon. Các loại khí hợp thành khí quyển kể trên, trừ ozon và carbonic, đều có thành phần khá ổn định. Ngoài ra, trong không khí bao giờ cũng chứa ít nhiều phần tử ngoại lai, gọi là *xôn khí*, như hơi nước, cát bụi, hợp chất bay hơi, vi khuẩn, nấm mốc và bào tử, phấn hoa v.v.. Như vậy, trong khí quyển có mặt các yếu tố của thạch quyển, thủy quyển, sinh quyển và cả vật chất có nguồn gốc vũ trụ nữa. Sự có mặt của các xôn khí chính là nguyên nhân của nhiều hiện tượng vật lý của khí

quyển như mây mưa, sương mù, ráng, cầu vồng v.v.. Các hiện tượng đó góp phần tăng cường tác động qua lại giữa khí quyển với các quyển khác của Trái Đất.

Sự giảm dần của trọng lực cũng như sự gia tăng của bức xạ Mặt Trời và vũ trụ theo chiều cao là nguyên nhân khiến cho khí quyển có cấu trúc phân tầng rõ rệt. Từ thấp lên cao người ta phân biệt được các tầng khí quyển sau đây:

- *Tầng đối lưu* nằm ở phần thấp nhất của khí quyển, có bề dày khoảng 10 - 11 km tính từ mực nước biển. Tuy là tầng khí quyển mỏng nhất nhưng nó lại chiếm tới 75% khối lượng khí quyển ở vùng vĩ độ trung bình và cao, hoặc 90% ở vùng vĩ độ thấp. Trong phạm vi tầng đối lưu nhiệt độ giảm dần theo độ cao, trung bình giảm 6-7°C khi lên cao mỗi kilômét. Đến những lớp trên cùng của tầng đối lưu nhiệt độ xuống đến khoảng từ -55 đến -80°C tùy thuộc vào vùng vĩ độ.

Không khí trong tầng đối lưu luôn bị xáo trộn và di chuyển theo cả chiều ngang và chiều thẳng đứng. Đây là nơi thể hiện rõ nhất quá trình trao đổi nhiệt và ẩm giữa khí quyển với thạch quyển và thủy quyển. Tầng đối lưu chứa gần toàn bộ lượng hơi nước trong khí quyển và là nơi xảy ra hầu hết các hiện tượng thời tiết hàng ngày.

- *Tầng bình lưu* nằm phủ tiếp trên tầng đối lưu với ranh giới trên ở độ cao khoảng 50 - 55 km. Trong tầng này nhiệt độ tăng dần theo độ cao, tuy nhiên trong khoảng 10 km đầu nhiệt độ tăng rất ít hoặc không đổi. Đến giới hạn trên của tầng bình lưu thì nhiệt độ đã đạt 0°C. Nguyên nhân tăng nhiệt độ là do khí ozon hấp thụ bức xạ nhiệt của Mặt Trời và nóng lên. Trong tầng bình lưu không khí gần như yên tĩnh, thẳng hoặc có sự xáo trộn chút ít theo chiều ngang.

- *Tầng trung quyển* nằm phủ tiếp trên tầng bình lưu với ranh giới ở trên độ cao khoảng 85 km. Trong tầng trung quyển không khí lại lạnh dần theo độ cao; đến ranh giới trên của tầng này nhiệt độ thường là -80 đến -90°C vào mùa hạ và -40 đến -50°C vào mùa đông (đối với vùng vĩ độ trung bình).

- *Tầng nhiệt quyển* nằm sát trên tầng trung quyển và phát triển đến độ cao khoảng 500 km. Trong tầng này nhiệt độ tăng nhanh theo độ cao do sự phân rã của các phân tử oxy thành các nguyên tử riêng biệt. Nhiệt độ ở những lớp trên cùng của tầng nhiệt quyển lên tới 1400°C.

- *Tầng ngoại quyển* nằm trên tầng nhiệt quyển. Không khí của tầng này rất loãng, các phân tử khí thường tách khỏi trường hấp dẫn của Trái Đất để khuếch tán vào vũ trụ. Các tia vũ trụ và tia cực tím tác động mãnh liệt vào các hợp phần khí của tầng nhiệt quyển và tầng ngoại quyển gây ra những hiện tượng phức tạp như phát xạ, ion hoá v.v.. mà đến nay con người chưa hiểu biết hết.

Theo thành phần không khí, khí quyển cũng được phân thành hai tầng sau đây.

- *Tầng khí quyển đồng nhất* là tầng phủ trực tiếp lên bề mặt Trái Đất, có ranh giới trên ở độ cao khoảng 90-95 km. Trong tầng này thành phần không khí hầu như đồng nhất, chủ yếu bao gồm nitơ (nitrogen), oxy và argon.

- *Tầng khí quyển phân dị* phủ ngoài tầng khí quyển đồng nhất, là lớp vỏ ngoài cùng của Trái Đất. Trong tầng này mật độ không khí rất thấp, oxy và nitrogen (nitơ)

tồn tại ở dạng phân tử và cả dạng nguyên tử nữa; ngoài ra nguyên tử của nguyên tố cũng bị ion hoá.

Ở độ cao giữa 20 và 55 km, khí quyển có chứa một lượng ozon khá tập trung, thành *lớp ozon* (có khi còn gọi là tầng ozon) của Trái Đất. Ngoài lớp này, khí ozon còn phân tán trong phần thấp của tầng khí quyển đồng nhất, trong khoảng độ cao từ 40 đến 70 km. Ozon có khả năng hấp thụ mạnh bức xạ nhiệt của Mặt Trời và hầu hết các tia cực tím vốn rất có hại đối với sự sống trên mặt đất, vì thế tầng này giống như một áo giáp che chở cho sự sống trên Trái Đất. Chính vì thế trong những năm gần đây, khí tầng ozon có dấu hiệu bị hư hại, vấn đề bảo vệ tầng ozon đã trở thành một trong những mối quan tâm hàng đầu của nhân loại.

Trong những lớp cao của khí quyển các phân tử khí bị ion hoá mạnh, tạo thành các ion dương và âm. Mật độ ion lớn nhất tương ứng với các khoảng cao 60-80 km, 110-140 km và 200-500 km. Các lớp giàu ion kể trên hợp thành *tầng ion* hay còn gọi là *tầng điện li*. Nguyên nhân khiến cho các phân tử khí bị ion hoá là tác động của các tia cực tím và bức xạ của Mặt Trời. Các lớp của tầng điện li có khả năng phản hồi sóng vô tuyến điện với bước sóng khác nhau. Điều đó được loài người sử dụng trong kỹ thuật truyền thông bằng vô tuyến điện.

7.1.2. Sự chuyển động của không khí

Trong tất cả các quyển của Trái Đất thì khí quyển có đặc tính linh động hơn cả. Không khí không bao giờ ở trạng thái tĩnh, nó luôn chuyển từ vị trí này tới vị trí khác do sự chênh lệch áp suất giữa các khối không khí, do sự tự quay của Trái Đất quanh trục của nó v.v..

Trong phần thấp của khí quyển, các dòng khí có nguồn gốc từ sự chênh lệch bức xạ Mặt Trời theo vĩ độ (và khí áp cũng chênh lệch theo) và sự tự quay của Trái Đất đã tạo nên các *vòng hoàn lưu khí quyển*. Khí áp tối thiểu thấy ở khoảng giữa các vĩ tuyến 60-65° của hai bán cầu và ở vùng xích đạo. Khí áp cực đại thấy ở khoảng các vĩ tuyến 30-35° và hai vùng cực. Trên mỗi bán cầu có 3 vòng hoàn lưu khí quyển:

- *Vòng thứ nhất* khởi nguồn từ khoảng 30 vĩ độ Bắc và Nam bán cầu, từ đó các luồng khí di chuyển về vùng xích đạo ở lớp sát mặt đất, do vùng này luôn bị Mặt Trời thiêu đốt nhiều hơn nên có khí áp thấp hơn. Vì chịu ảnh hưởng của sự tự quay của Trái Đất nên các dòng khí trên đều bị lệch hướng về phía tây; đó là các *dòng tín phong* (còn gọi là gió Mậu dịch) *Bắc và Nam bán cầu*. Đến vùng xích đạo, các dòng tín phong kể trên bốc lên cao rồi lại đổ về vùng 30 độ vĩ Bắc và Nam bán cầu.

- *Vòng hoàn lưu thứ hai* xảy ra khoảng giữa các vĩ độ từ 30 đến 60; trong khoảng không gian này các lớp không khí sát mặt đất di chuyển từ tây sang đông, các lớp trên cao lại chuyển dịch theo chiều ngược lại.

- *Các vòng hoàn lưu thứ ba* xảy ra sát mặt đất, ở khoảng giữa vĩ độ 60 và các cực. Gió từ các vùng cực thổi về khoảng vĩ độ 60 và bị lệch về phía tây, sau khi bốc lên đến phần cao của tầng đối lưu thì lại bắt đầu đổ dồn về các cực (Hình 7.1).

Ngoài các vòng hoàn lưu kể trên, không khí còn di động do ảnh hưởng của sự chênh lệch về nhiệt độ và áp suất không khí giữa biển và đất liền. Vào mùa hè đại dương lạnh hơn lục địa nên trở thành vùng khí áp cao, là nơi khởi nguồn của gió, về mùa đông thì ngược lại. Loại gió kể trên thường thổi theo các mùa và có hướng khá ổn định, được gọi là *gió mùa*. Nước ta về mùa đông thường có nhiều đợt gió mùa đông bắc lạnh, ảnh hưởng tới hầu hết các tỉnh ở phía bắc đèo Hải Vân. Về mùa hè tại một số vùng lại có gió mùa tây-nam.

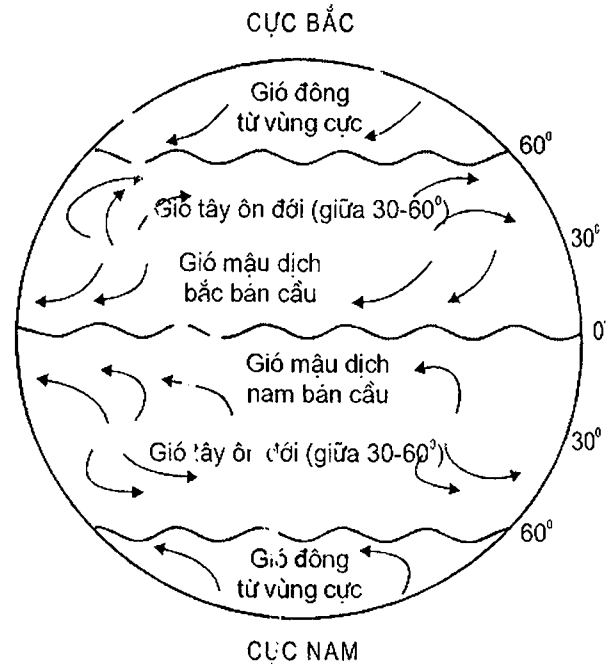
Với những nguyên nhân tương tự như thế người ta còn thấy có nhiều loại gió khác như gió đất-biển, gió sa mạc, gió sườn núi, lốc, bão, vòi rồng v.v.. Tất cả các loại gió đều ít nhiều có tác động địa chất, góp phần làm thay đổi bề mặt Trái Đất.

7.1.3. Hoạt động địa chất của gió

Vai trò của khí quyển trong hoạt động địa chất rất lớn. Trước hết khí quyển đóng vai trò là môi trường thúc đẩy mọi hoạt động phong hoá phá huỷ đá, làm thay đổi bề mặt Trái Đất. Hoạt động địa chất của gió bao gồm các hoạt động phá huỷ, vận chuyển và tích tụ trầm tích.

Hoạt động phá huỷ của gió thể hiện rõ nhất trên những vùng đất đá trơ trọi, có khí hậu lục địa khô khan, thảm thực vật nghèo nàn. Trong những điều kiện đó, gió có thể thổi mòn và mài mòn các loại đất đá trên đường đi của nó. Khả năng đó có được trước hết do gió cuốn theo các vật liệu rắn như cát, bụi v.v.. từ những nơi các vật liệu đó chưa được cố kết chặt chẽ. Các hạt vận được gió cuốn đi đến lượt mình lại có tác dụng như một thứ bột mài, khiến cho các loại đá có độ bền vững hơn bị mòn dần khi gió thổi qua.

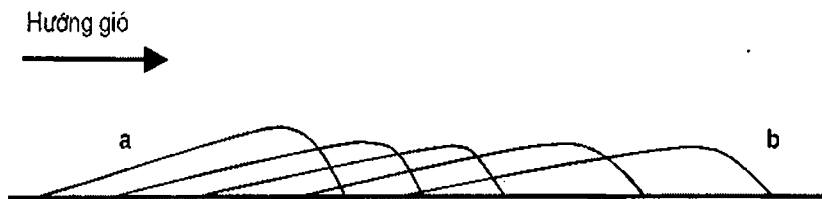
Tốc độ bị thổi mòn và mài mòn của đá phụ thuộc vào độ bền vững của chúng. Những khối đá có độ cứng đồng nhất thì thường bị bào mòn đều đặn, trong khi đó các loại đá cấu thành từ khoáng vật có độ cứng khác nhau thường bị gặm mòn nham nhở, có bề mặt gồ ghề hang hốc. Ở những hoang mạc đá người ta có thể thấy các cảnh quan kỳ thú của đá do kết quả hoạt động mài mòn và thổi mòn của gió như "thành phố gió tạo", "rừng đá", với các hàng cột đá, các cổng đá, đá du đưa, quả cầu đá, nấm đá v.v.. Tại Vân Nam (Trung Quốc) có một "rừng đá" (thạch lâm) khổng lồ, trong đó có vô vàn cột đá tựa như thân cây to nhỏ nhô lên giống như vết tích của một khu rừng bị cháy.



Hình 7.1. Sơ đồ một phần các vòng hoàn lưu (lớp khí quyển sát mặt đất) (Lounsbury & Ogden 1973)

Gió có thể khoét sâu một vùng có trầm tích chưa được cố kết chặt chẽ, tạo nên các thung lũng gió. Tại một sa mạc thuộc vùng Zakavkaz (LB Nga) có những thung lũng do gió tạo nên, sâu hàng trăm mét với nhiều khe rãnh định hướng theo hướng gió chính trong năm.

Các hạt vụn bị gió cuốn không bay liên tục trên không trung mà thường bị hạ xuống đất khi sức gió yếu đi. Các hạt vụn hạ xuống nhiều hay ít, có thể tiếp tục bay hay tích đọng lại, còn phụ thuộc vào kích thước của chúng. Hạt vụn bay càng xa khi kích thước của chúng càng nhỏ và sức gió càng lớn; hạt bụi mịn do núi lửa phun ra có khi bay nhiều vòng quanh Trái Đất trước khi rơi xuống. Các hạt bụi có kích thước nhỏ hơn 0,2 mm cũng có thể được cuốn đi rất xa. Bằng cách đó trầm tích có nguồn gốc gió được phân loại theo kích thước và trọng lượng. Tại trung tâm các hoang mạc, nơi đầu gió, thường có các loại *đá sỏi* chưa bị gặm mòn hết, các tảng đá hoặc những đồng đá vụn ngổn ngang. Kích thước các hạt vụn giảm dần ra phía rìa hoang mạc, nơi có những cồn cát mênh mông trên một vùng rộng lớn.



Hình 7.2. Sơ đồ giải thích sự di chuyển của cồn cát

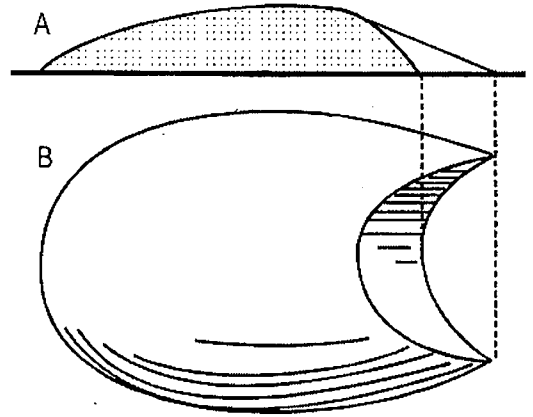
a- Sườn đón gió; b- Sườn khuất gió

Cồn cát do gió tạo thành, bao giờ cũng có hai sườn không đối xứng, *sườn đón gió* thường thoải và *sườn khuất gió* thường dốc hơn. Các hạt cát được kéo lên từ chân lên đỉnh sườn đón gió rồi lăn xuống theo sườn khuất gió (Hình 7.2). Ở bên sườn khuất gió thường xuất hiện gió xoáy khiến cho các hạt cát bị xô đẩy về hai bên và kéo dài thành hai dải nhọn như hai cái sừng. Vì thế, nhìn từ trên xuống có thể thấy các cồn cát điển hình đều có dạng lưỡi liềm (Hình 7.3) và chúng thường nối liền thành chuỗi. Do các hạt cát tiếp tục bị di chuyển từ sườn đón gió sang phía sườn khuất gió nên cồn cát cũng được dịch chuyển theo hướng đó.

Tốc độ dịch chuyển của cồn cát có thể từ 1 đến 20m một năm, tùy thuộc sức gió. Những sa mạc lớn trên thế giới gặp ở Châu Phi (sa mạc Sahara), Trung Á, Trung Cận Đông, Mông Cổ, Trung Quốc, Australia. Ở Việt Nam không có sa mạc điển hình, song vùng cát đỏ ở bắc Phan Thiết (Bình Thuận) mang đặc điểm của bán sa mạc, khan hiếm nước, cũng có nhiều cồn cát hình lưỡi liềm. Trên đó chủ yếu phát triển các bụi cây gai và các loại xương rồng là những thực vật chịu hạn giỏi. Những hạt vụn nhỏ hơn cát (bụi sa mạc, bụi trên các cao nguyên v.v.) được gió cuốn đi rất xa, về sau tích đọng lại thành những tầng đất xốp mịn, màu nâu vàng, gọi là hoàng thổ (loess).

Thông thường mỗi năm gió qua sa mạc chỉ cuốn theo và tạo được một lớp bụi mỏng; nhờ những cơn mưa hiếm hoi ở vùng này mà cây cỏ thưa thớt được mọc lên. Đám cỏ chưa kịp tốt thì đã bị khô héo do nóng hạn, rồi lại bị một lớp bụi khác phủ lên.

Quá trình đó lặp lại năm này qua năm khác, tạo nên một tầng đất màu mỡ trong đó còn di tích cây cỏ đã hoá than hoặc các khe dạng mao mạch khiến hoàng thổ càng xốp hơn. Hoàng thổ thường phủ trên những diện tích rất rộng và là thứ đất nông nghiệp lý tưởng. Chúng tơi, xốp, giữ được hơi ẩm khiến rễ cây dễ phát triển, lại chứa nhiều muối khoáng có ích cho cây trồng. Tuy nhiên cũng có thể thấy cuộc sống trong vùng hoàng thổ thật chẳng mấy dễ dàng. Khi trời khô ráo, gió cuốn bụi bay mù mịt; khi trời mưa, hoàng thổ bị biến thành một thứ bùn quánh trên khắp nẻo đường. Những con sông chảy qua vùng hoàng thổ thường có bờ dốc đứng.



Hình 7.3. Sơ đồ một cồn cát hình lưỡi liềm
A- Mặt cắt, B- Bình đồ (Theo Sarugin M.M., 1962)

Hiện nay ở Châu Á hoàng thổ phổ biến nhiều nhất ở miền đông Mông Cổ và tây bắc Trung Quốc. Tại lưu vực sông Hoàng Hà hoàng thổ tạo thành lớp dày tới 100-300m. Toàn bộ cuộc sống của cư dân nơi đó gắn liền với hoàng thổ. Người ta khoét sâu vào trong tầng hoàng thổ để làm nhà ở; kiểu nhà này mùa hè thì mát, mùa đông lại ấm áp. Nước sông Hoàng Hà quanh năm màu vàng là do chứa nhiều phù sa có nguồn gốc từ hoàng thổ. Tại Bắc Mỹ, hoàng thổ phân bố rộng rãi ở miền trung Alasca và đồng bằng hạ lưu các sông Mississipi và Misuri thuộc Hoa Kỳ. Khác với hoàng thổ ở Âu - Á, hoàng thổ Bắc Mỹ không xuất nguồn từ sa mạc mà có nguồn gốc băng hà. Khi băng tan, một lượng bụi đáng kể được giải phóng và được gió vận chuyển đi.

Gió cũng góp phần tạo nên những cồn cát ở ven biển và các sông, hồ lớn; cát được dòng nước đưa tới các vùng bờ thoải, sau đó được sóng đánh giạt lên bờ (Hình 7.4). Ta thấy từ A đến B tốc độ của sóng giảm dần, động năng của nó cũng giảm theo. Tốc độ sóng rút từ B đến A lại tăng dần, một phần vật liệu vụn trước đó được mang đến đoạn B-A lại bị sóng lôi ra khỏi bờ. Vật liệu vụn được tích đọng tại B, nơi động năng của sóng từng bị triệt tiêu, cũng có thể bị lôi trở về biển do những đợt sóng mạnh hơn sau đó. Nếu C là điểm xa nhất cách bờ mà sóng có thể tràn tới thì tại đó vật liệu vụn mới được thành tạo liên tục, tạo thành một *cồn chắn* có thành phần chủ yếu là cát. Loại cồn cát này cũng có sườn đón gió (phía biển) thoải (5-12°), còn sườn khuất gió dốc hơn (30-35°).

Cồn cát ven biển thường là các cồn kéo dài theo phương thẳng góc với hướng gió, có chiều cao trung bình 5-30m. Tương tự như cồn cát ở sa mạc, vật liệu vụn liên tục được đưa từ sườn đón gió sang sườn khuất gió. Quá trình này khiến cồn cát không ngừng di chuyển, tiến sâu vào nội địa. Khi cồn cát rời khỏi vị trí C thì tại đó lại bắt đầu hình thành một cồn cát mới. Các quá trình kể trên tái diễn khiến cho hàng loạt cồn

cát xuất hiện. Chúng có hướng gần song song với nhau và cùng tiến vào nội địa theo hướng gió ưu thế trong năm.

Đọc bờ biển Miền Trung Việt Nam, từ Hà Tĩnh đến Khánh Hoà, có nhiều cồn cát khổng lồ, có khi cao tới hàng chục mét. Các cồn cát này khi di chuyển có thể lấp cả làng mạc, ruộng đồng và chúng là mối đe dọa lớn đối với người dân vùng ven biển. Để ngăn chặn cát di chuyển, nhân dân ven biển Miền Trung đã trồng nhiều loại cây chắn gió; đặc biệt các rừng cây phi lao đã có tác dụng hữu hiệu trong chắn gió, chống cát biển di chuyển vào đất liền.

Trầm tích có nguồn gốc gió thường có độ gắn kết yếu hơn so với trầm tích hình thành trong các thủy vực. Do sự di động của cát theo các sườn dốc của cồn nên trầm tích có nguồn gốc gió thường có cấu tạo phân lớp xiên chéo điển hình.

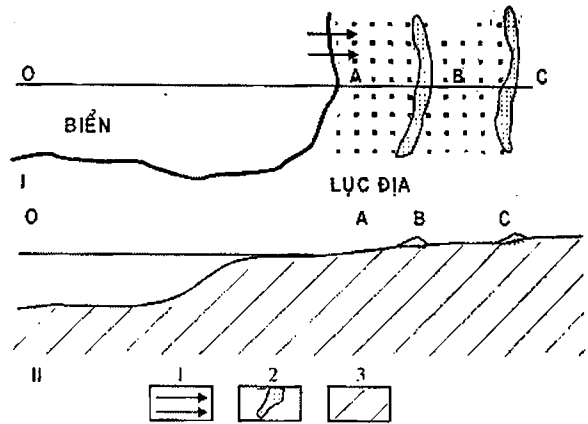
7.2. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA SINH QUYỂN

7.2.1. Khái quát về sinh quyển

Trên Trái Đất, các quần xã sinh vật (biocenosis) và các sinh cảnh (biotope) là những đơn vị cơ bản của môi trường hữu sinh và vô sinh trong một tổng thể thống nhất được gọi là hệ sinh thái (biosystems). Trong mỗi hệ sinh thái, sinh vật tương tác với nhau và với môi trường, hình thành nên các chu trình vật chất. Các hệ sinh thái của Trái Đất không tồn tại độc lập mà quan hệ khăng khít với nhau, tạo nên một tổng thể lớn, đó chính là *sinh quyển*. Có thể coi sinh quyển là một hệ sinh thái khổng lồ, bao trùm lên toàn bộ hành tinh và sự tồn tại, phát triển của nó gắn chặt với nguồn năng lượng do Mặt Trời cung cấp.

Khó có thể tính toán chính xác khối lượng của sinh quyển; con số này dao động trong khoảng $1,5 \times 10^{13}$ đến 36×10^{10} tấn. Trong trường hợp sau thì thuộc về đại dương khoảng 20×10^{10} tấn, thuộc về lục địa khoảng 16×10^{10} tấn

Hiện nay khoảng 0,5 triệu loài thực vật và 1,5 triệu loài động vật đã được xác định; chúng sống ở khắp nơi, từ miền xích đạo nóng bức đến các vùng băng giá. Trong đại dương người ta đã bắt được những con cá ở độ sâu hơn 8000 mét, đã phát hiện vi sinh vật trong mẫu bùn lấy lên từ những đáy biển sâu nhất. Phần lớn sinh vật ở cạn sống trên mặt đất, một số động vật sống chui rúc, làm tổ, đào hang không sâu dưới mặt đất. Vi sinh vật thường tụ tập đông đảo trong lớp thổ nhưỡng màu mỡ, nhưng trong một giếng khoan dầu, ở độ sâu 4500 m dưới mặt đất, người ta cũng đã gặp những vi khuẩn yếm khí.



Hình 7.4. Sơ đồ giải thích sự hình thành cồn cát ven biển

I- Bình đồ; II- Mặt cắt dọc theo đường OC.

1- Hướng gió ưu thế trong năm; 2- Cồn cát, 3- Đá góc (Sarugin M.M., 1962)

Một bộ phận chim, côn trùng, động vật có vú thường bay lượn trong tầng thấp của khí quyển. Trên những độ cao lớn, khoảng 20 km kể từ mặt đất, vẫn có thể có vi khuẩn do các dòng khí cuốn lên. Do phổ biến khắp nơi nên sinh vật không ngừng tương tác và làm biến đổi môi trường từng giờ, từng phút.

Năng lượng Mặt Trời phát ra là 4×10^{33} erg/s, nhưng bề mặt Trái Đất chỉ nhận được 2 phần tỉ năng lượng kể trên. Tuy vậy phần năng lượng 2 phần tỉ đó của Mặt Trời lại là nguyên nhân phát sinh và duy trì sự sống trên Trái Đất.

Hàng năm quá trình quang hợp của cây xanh đã sản sinh 115 tỉ tấn chất hữu cơ. Những hợp chất này khi bị phân huỷ lại giải phóng năng lượng, tạo điều kiện cho những hoạt động muôn vẻ diễn ra trên Trái Đất. Cũng cần biết, nếu việc tổng hợp chất hữu cơ dưới tác dụng của ánh sáng Mặt Trời là thuộc tính của cây xanh thì vai trò chủ yếu trong việc phân huỷ chất hữu cơ lại thuộc về vi sinh vật; chúng phân giải xác sinh vật thành những chất vô cơ để nuôi dưỡng cỏ cây đang sống. Đó là chiếc cầu nối liên sự sống và cõi chết, làm nhiệm vụ khép kín vòng tuần hoàn vật chất trên Trái Đất.

Hoạt động sống của sinh vật làm biến đổi sâu sắc thành phần của khí quyển. Hai nguyên tố chủ yếu của khí quyển là nitơ và oxy đều là sản phẩm hoạt động sống của sinh vật. Nitơ do vi khuẩn cung cấp trong quá trình phân giải các hợp chất chứa nitơ, còn oxy là sản phẩm của quá trình quang hợp. Nhờ có oxy mà ngày nay khí quyển của Trái Đất thực sự là bầu sinh khí, khác hẳn khí quyển của Trái Đất nguyên thủy ngột ngạt và chứa đầy độc tố.

Sinh vật tham gia tích cực vào một số quá trình địa chất ở gần bề mặt Trái Đất. Trong thạch quyển hiện khá phổ biến nhóm đá hữu cơ và đá có nguồn gốc sinh vật như graphit, diatomit, đá phiến cháy, than đá, nhiều mỏ dầu lớn trên thế giới cũng có nguồn gốc sinh vật. Ngoài ra sinh vật còn tham gia vào sự hình thành của nhiều loại đá và khoáng sản như đá vôi, quặng bauxit, sắt, mangan, lưu huỳnh v.v..

7.2.2. Phân bố của sinh vật trên Trái Đất

Một số lượng khổng lồ của động vật thực vật sống trong biển và đại dương, số còn lại sống trên các lục địa và hải đảo. Sự phân bố của chúng tuân theo các quy luật của tính địa đới và tính vành đai theo độ cao rõ nét.

♦ Tính địa đới trong sự phân bố của sinh giới

Bề mặt Trái Đất được phân chia thành các vành đai địa lý. Sự phân chia này chủ yếu dựa vào đặc điểm khí hậu tương ứng với các khoảng vĩ độ khác nhau. Người ta thường phân biệt các vành đai địa lý sau: cực, cận cực (các vành đai lạnh), ôn đới, cận nhiệt đới (các vành đai ôn hoà), nhiệt đới, cận xích đạo, xích đạo (các vành đai nóng). Ranh giới giữa các vành đai không hoàn toàn trùng với vĩ tuyến mà đi theo các đường đẳng nhiệt. Như vậy các vành đai địa lý phản ánh sự phân bố nhiệt (yếu tố địa đới chính yếu) trên bề mặt Trái Đất; sự phân bố nhiệt lại phụ thuộc vào hàng loạt yếu tố như góc chiếu của tia Mặt Trời tới mặt đất, độ dài chiếu sáng trong ngày, độ cao và mức độ phân dị địa hình v.v..

Ở trên lục địa, trong các vành đai địa lý người ta lại phân biệt các đới cảnh quan tức là bộ phận lớn của vành đai trong đó vị trí thống trị thuộc về một kiểu *cảnh quan địa lý*¹ nào đó. Tên gọi của các đới cảnh quan thường được đặt theo đặc điểm của thảm thực vật phát triển trên đó, bởi vì thảm thực vật là chỉ thị nhạy bén và dễ thấy nhất của điều kiện địa lý tự nhiên.

Sinh vật, nhất là thực vật phải biến đổi thích nghi với điều kiện môi trường mới có thể tồn tại và phát triển. Phần lớn động vật có khả năng di động tích cực, có thể lựa chọn môi trường cư trú hoặc di chuyển định kỳ vào những khoảng thời gian xác định trong năm; còn thực vật lại bám trụ tại chỗ. Sự phụ thuộc của động vật vào môi trường tuy thể hiện ở mức độ thấp hơn, song rõ ràng cùng với thực vật chúng đã góp phần tạo nên những dáng vẻ tiêu biểu của bất kỳ cảnh quan địa lý nào. Môi trường sống là tổng thể tự nhiên của các yếu tố cấu thành vỏ cảnh quan Trái Đất, nó biến đổi từ miền này qua miền khác và mang tính địa đới rõ nét. Do đó tính địa đới cũng thể hiện rõ ở sinh giới, trước hết ở lớp phủ thực vật.

Trong các vành đai lạnh (vùng cực và cận cực, ở bán cầu bắc và nam) có các đới cảnh quan hoang mạc Bắc cực, đài nguyên, đài nguyên - rừng, rừng thưa, hoang mạc băng Nam cực và đài nguyên đồng cỏ.

Trong các vành đai ôn hoà, nằm ở hai bán cầu, trên một dải rộng giữa các đường đẳng nhiệt 10°C (ranh giới với các vành đai lạnh) và 20°C (ranh giới với vành đai nhiệt đới ở khoảng vĩ tuyến 30°) người ta phân biệt các đới cảnh quan như rừng taiga, rừng hỗn hợp và rừng lá rộng, thảo nguyên-rừng, thảo nguyên, nửa hoang mạc, hoang mạc, cảnh quan Địa Trung Hải, rừng hỗn hợp cận nhiệt đới thường xanh, savan cận nhiệt đới, hoang mạc và nửa hoang mạc cận nhiệt đới.

Các vành đai nóng nằm ở khoảng giữa các đường đẳng nhiệt hàng năm 20°C thuộc hai bán cầu, gần trùng với vĩ độ 30°. Đây là khu vực của Trái Đất được Mặt Trời chiếu sáng nhiều hơn cả. Trong phạm vi các vành đai này có thể phân biệt 4 đới cảnh quan là rừng nhiệt đới, savan nhiệt đới, hoang mạc nhiệt đới và rừng xích đạo ẩm ướt.

♦ Sự phân bố sinh vật trong các vành đai theo độ cao

Một số quá trình xảy ra trong vỏ cảnh quan Trái Đất không phụ thuộc vào sự phân bố bức xạ Mặt Trời được gọi là những quá trình phi địa đới. Ví dụ như sự vận động của vỏ Trái Đất (quá trình tạo núi, sụp võng, hiện tượng động đất), hoặc phun trào núi lửa, biển tiến, biển lùi v.v..

Nguồn gốc của mỗi cảnh quan địa lý có thể hoàn toàn mang tính chất phi địa đới, ví dụ sơn nguyên núi lửa là kết quả hoạt động phun trào của núi lửa dù ở bất cứ vĩ độ nào. Tuy nhiên trong quá trình tồn tại và phát triển ở một vành đai địa lý nào

¹ Cảnh quan địa lý là một tổng thể tự nhiên đồng nhất về mặt phát sinh, có cùng một kiểu nền địa chất, địa hình, khí hậu và bao gồm tập hợp các dạng diện địa lý phân bố trong không gian một cách có quy luật, đặc trưng cho cảnh quan đó.

đó sơn nguyên núi lửa cũng mang tính địa đới xác định. Điều đó cũng đúng với mức độ cao thấp của địa hình mà nguyên nhân chủ yếu là sự chuyển động của vỏ Trái Đất dưới tác dụng của các lực bên trong. Ở miền núi tính vành đai theo độ cao biểu hiện rõ hơn cả, có thể thấy nó qua sự giảm nhiệt độ và thay đổi lượng mưa theo độ cao. Dù rằng yếu tố nhiệt có vai trò quyết định trong cả tính địa đới (theo vĩ độ) cũng như trong tính vành đai theo độ cao, nhưng bản chất sự thay đổi không giống nhau. Trường hợp thứ nhất có liên quan đến sự thay đổi góc tới của tia Mặt Trời theo vĩ độ, còn trường hợp sau phụ thuộc vào độ cao trên mực nước biển. Như trong mục 7.1.1. đã đề cập, trong phạm vi tầng đối lưu của khí quyển (đỉnh núi cao nhất trên Trái Đất cũng chưa đạt tới đỉnh của tầng này) trung bình cứ lên cao 1km nhiệt độ lại giảm đi 6-7°C. Như vậy nhiệt độ thay đổi theo chiều cao nhanh hơn nhiều so với theo hướng nằm ngang từ xích đạo tới các miền địa cực.

Khác với tính địa đới, tính vành đai theo độ cao ở miền núi chịu chi phối của hàng loạt yếu tố như đặc điểm địa hình khu vực, hướng đón nắng của sườn núi, hướng gió chủ đạo theo mùa v.v.. Chính vì thế các vành đai theo độ cao của cùng một miền núi thường không có dạng đối xứng. Có thể lấy vùng bắc Trường Sơn làm thí dụ; dải núi này chạy dọc theo hướng tây bắc - đông nam, sườn phía tây tương đối thoải, sườn đông lại dốc tạo thành một vách chắn gió đông bắc từ biển thổi vào. Do vậy từ tháng 8 đến tháng giêng ở sườn phía đông mưa nhiều và kéo dài hàng tuần lễ liền. Trong khi đó ở sườn tây hầu như không mưa, hoặc lượng mưa không đáng kể. Lượng mưa và độ ẩm không khí khác nhau dẫn tới sự khác nhau của thảm thực vật và hệ động vật ở hai sườn, dù trên những mức cao như nhau.

Giữa tính địa đới theo vĩ độ và tính vành đai theo độ cao cũng vẫn có mối quan hệ chặt chẽ; tính địa đới theo vĩ độ thường là xuất phát điểm của tính vành đai theo độ cao. Đối với mỗi dải núi, chân núi thường ứng với cảnh quan mang tính địa đới đặc trưng cho khu vực, khi lên cao cảnh quan đó được thay thế bằng những cảnh quan mang tính vành đai theo độ cao. Như vậy miền núi càng cao và càng gần xích đạo càng có nhiều vành đai khác nhau; trái lại, miền núi càng thấp, càng xa xích đạo thì số cảnh quan càng ít. Chúng ta tưởng tượng, nếu như dãy núi Himalaya mà nằm trên dải ven bờ Bắc Băng Dương thì dù có nhiều đỉnh cao trên 8000m nó cũng chỉ có thể bao gồm vành đai đài nguyên và trên đó là vành đai băng tuyết vĩnh viễn.

Cũng như các vành đai theo vĩ độ, các vành đai theo độ cao có các kiểu thảm thực vật khác nhau. Nếu có dịp theo chân nhà địa chất lên đỉnh dãy Hoàng Liên Sơn (Fansipan) – mái nhà của Việt Nam, ta có thể chứng kiến những thay đổi kỳ thú của cảnh quan sau mỗi chặng đường. Từ thị xã Lao Cai lên thị trấn Sa Pa (ở độ cao 1500-1650 m), một đoạn đường không xa nhưng khí hậu đã đổi khác. Sa Pa có tới 200 ngày lạnh trong năm và nhiệt độ trung bình tháng nóng nhất (tháng 7) cũng chỉ 17°5. Trong rừng Sa Pa đã ít hẳn các cây nhiệt đới, có thể coi đây là loại rừng ôn đới núi cao với sự ưu trội của các cây lá kim (pơ mu, sa mu, thông, liễu, sam) bên cạnh các cây lá rộng thuộc họ sồi dẻ và đỗ quyên. Từ độ cao 2100m rừng hỗn hợp không còn, thay vào đó là rừng pơ mu bạt ngàn. Đến độ cao 2400-2900m có rừng thiết sam, còn vân sam chỉ xuất hiện từ 2600m trở lên.

Thảm thực vật đặc trưng của khu vực đỉnh núi Fansipan là rừng trúc lùn dày đặc, cây cao nhất chỉ ngang tầm mắt, rễ bám chặt vào khe đá khô cằn; có khi rễ còn to hơn thân trúc. Lác đác trên thảm thực vật này nhô lên những bụi cây thuộc các họ hoa hồng, thạch nam, cúc và hoàng liên – tên gọi của vị thuốc nam này được dùng để gọi chung cho cả dải núi cao nhất của nước ta.

7.2.3. Vai trò của sinh vật trong sự biến đổi vật chất trên Trái Đất

- *Vai trò sinh vật trong quá trình phong hoá hoá học*

Sinh vật là một trong những tác nhân quan trọng phá huỷ các loại đá. Trong tự nhiên nhiều loại sản phẩm phong hoá (xem chương 8, mục 8.6.) có nguồn gốc sinh vật, liên quan chặt chẽ với hoạt động sống hoặc với các di tích hữu cơ. Ngoài hoạt động phá huỷ cơ học của sinh vật đã được trình bày ở phần trước, các cơ thể sống còn tham gia vào quá trình phong hoá hoá học. Thật vậy, trong quá trình dinh dưỡng sinh vật lấy từ đá một số chất (K, Ca, SiO₂, Mg, Na, P, S v.v..) và thải ra những chất có hoạt tính hoá học cao tiếp tục phá huỷ đá, trong đó phải kể tới vai trò không nhỏ của các chất axit hữu cơ được tiết ra ở đầu rễ cây.

Những sinh vật đi tiên phong trong quá trình phá huỷ đá chính là đội ngũ vi khuẩn, sinh thể lam và tảo lục động đảo. Chúng bám vào mặt đá trơ trọi, gây những hoạt động sinh học đầu tiên phá huỷ đá và tạo đất sống cho những sinh vật bậc cao hơn. Sự xuất hiện tiếp theo của các sinh vật khác trên vách đá thường tuân theo một quy luật nhất định; sau đội ngũ vi khuẩn và tảo là các loại nấm đơn giản rồi đến những sinh vật ưa đá điển hình như địa y và rêu, tiếp đó là thực vật bậc cao cùng hệ động vật đi kèm. Nghiên cứu rêu, địa y cũng như các sinh vật bậc cao sống trên đá người ta thấy thành phần hoá học của chúng luôn có alumin và silic. Điều đó chứng tỏ những sinh vật ưa đá có khả năng phá huỷ mối liên kết bền vững giữa alumin và silic trong mạng lưới tinh thể alumosilicat.

Các axit hữu cơ (axit humic) hình thành do sự thối rữa và phân huỷ của xác sinh vật cũng có khả năng phân huỷ silicat, alumosilicat và giải phóng cation. Sự có mặt của các cation này làm tăng đáng kể tính linh động của các hợp chất nhôm và sắt ba, khiến chúng có thể bị đưa đi xa (trong dung dịch) khỏi nơi đá bị phân huỷ. Trong quá trình phong hoá hoá học, vai trò của oxy tự do và carbonic rất quan trọng đối với sự phân huỷ đá. Trong thiên nhiên hai chất này chủ yếu có nguồn gốc sinh vật; một lượng carbonic khổng lồ đã được sinh ra từ quá trình hô hấp của động vật và thực vật cũng như sự cháy và phân huỷ của các hợp chất hữu cơ. Theo V.I.Vernadski thì hầu như toàn bộ oxy tự do trên Trái Đất là sản phẩm của quá trình quang hợp của cây xanh. Điều này càng cho thấy rõ vai trò to lớn của sinh vật đối với sự phong hoá hoá học các đá.

- *Vai trò của sinh vật trong chu trình biến đổi vật chất*

So với khí quyển, thủy quyển và thạch quyển thì sinh quyển ra đời muộn nhất; những sinh vật đầu tiên xuất hiện trên Trái Đất kể từ khi các giọt coaserva "tiền sự sống" vượt qua "ranh giới bí ẩn" giữa vô sinh và hữu sinh. Từ đó đến nay sinh vật đã

trải qua những chặng đường tiến hoá lâu dài, phức tạp và có quan hệ mật thiết với các quyển ngoài của Trái Đất (khí quyển, thuỷ quyển) cũng như phần trên của thạch quyển và là tác nhân quan trọng trong quá trình biến đổi vật chất trên bề mặt hành tinh. Chính nó đã góp phần tạo nên dáng vẻ của các cảnh quan của Trái Đất. Sự có mặt của sinh quyển từng bước đã làm thay đổi thành phần của khí quyển, thuỷ quyển và thạch quyển. Thực trạng của các quyển hiện nay là kết quả của các quá trình địa chất mà trong đó sinh vật là một tác nhân quan trọng.

Khi sự sống xuất hiện thì khí quyển cũng bắt đầu biến đổi, nhất là khi các tảo xanh lục được hình thành trong đại dương nguyên thuỷ. Do quá trình quang hợp chúng đã nhả ra những lượng oxy đầu tiên; phản ứng cơ bản của quá trình này được biểu diễn bằng phương trình: $6\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O} + 67 \text{ kcal} = \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2$. Năng lượng cần thiết cho phản ứng là từ ánh sáng Mặt Trời. Nhưng để cho quá trình quang hợp thực hiện được cần có hệ men liên quan với diệp lục tố, đó chính là chất xúc tác kỳ diệu giúp cây xanh sử dụng ánh sáng Mặt Trời một cách có hiệu quả.

Như vậy nhờ có thực vật có màu xanh mà oxy tự do mới được tích lũy trong khí quyển. Đó là một nhân tố mới, quyết định bước đường phát triển tiếp theo của sinh giới, đặc biệt là giới động vật vốn chỉ biết sử dụng oxy trong quá trình hô hấp. Khoảng 700-800 triệu năm trước đây lượng oxy tự do trong khí quyển đã tương đương với lượng carbonic rồi nhanh chóng vượt lên. Tuy nhiên, từ lâu lượng chất hữu cơ do cây xanh tổng hợp được hàng năm đã cân bằng với lượng chất hữu cơ bị oxy hoá thành H_2O và CO_2 trong quá trình phân giải và hô hấp của chúng. Vậy là quá trình quang hợp của cây xanh ngày nay không còn làm giàu thêm lượng oxy trong khí quyển nữa. Điều này có ý nghĩa rất quan trọng, sẽ được nói đến ở phần sau.

Trong lịch sử Trái Đất đã có những khoảng thời gian dài lượng chất hữu cơ được tạo thành đã không bị sử dụng hết làm thức ăn cho động vật hoặc bị phân giải cho vi khuẩn. Nhiều cây xanh sau khi chết đã rơi vào những điều kiện mà oxy không thể đạt tới; đó là điều kiện hình thành than đá dưới đáy đầm, hồ, vũng, vịnh. Những vỉa than lớn nhỏ đã giữ carbon dưới lòng đất sâu. Thế là có lượng oxy dư thừa trong khí quyển.

Vernadski viết: "Lượng carbon chứa trong các khoáng sản cháy và đá vôi tương ứng với lượng oxy tự do trong khí quyển". Riêng về than đá, Stepanov đã thành lập một biểu đồ về sự tương quan giữa trữ lượng của nó trên toàn thế giới với thời gian tạo thành. Ông rút ra từ biểu đồ đó ba thời kỳ tích lũy nhiều than nhất: 1) từ giữa kỷ Carbon đến hết kỷ Permi, trong thời gian này tạo thành 40% trữ lượng than của thế giới; 2) kỷ Jura - 5% ; 3) cuối kỷ Kreta, kỷ Paleogen và kỷ Neogen - hơn 50%. Điều lý thú là tương ứng với các thời gian tạo than kể trên nhiều loại khoáng sản cháy khác cũng được tích lũy. Kết quả là, trong các thời gian đó lượng oxy tự do trong khí quyển tăng vọt. Đó là điều kiện cho sự tiến hoá và tồn tại của các dạng sống cao.

Thành phần khí quyển cũng ảnh hưởng lớn đối với sự phát triển của động vật. Thực vậy, nếu so sánh biểu đồ về sự thay đổi thành phần khí quyển giữa oxy và carbonic với cây phả hệ của động vật có xương sống tá sẽ thấy có sự tương đồng nhất định. Hàng loạt sinh vật bị tiêu diệt hoặc phát sinh có liên quan với những biến đổi

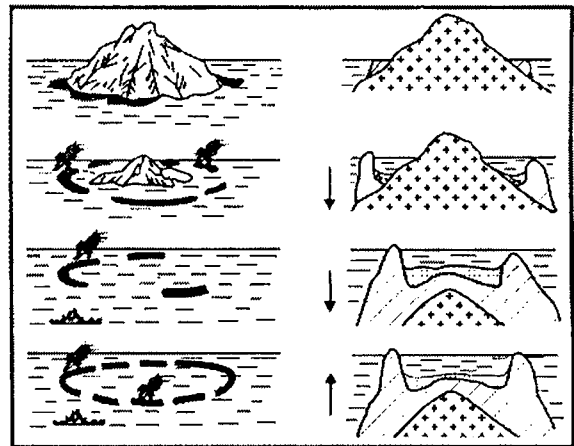
này. Các động vật chính thức thở bằng phổi chỉ có thể ra đời vào thời kỳ Carbon - Permi, khi tỷ lệ oxy trong khí quyển tăng rõ rệt do sự chôn vùi của những cánh rừng nguyên thủy rậm rạp trên quy mô toàn cầu.

Nếu kỷ Carbon là thời gian hình thành những bể than lớn của Trái Đất thì kỷ Kreta là thời kỳ tạo thành những tầng đá vôi, đá phấn khổng lồ có nguồn gốc sinh vật. Vào kỷ Kreta, nhiều vùng rộng lớn của lục địa bị biển ngập, trở thành thêm lục địa. Đó là nơi hoạt động náo nhiệt của những sinh vật nhỏ li ti (chủ yếu là trùng lỗ và tảo vôi). Những sinh vật này đã sử dụng CO_2 hoà tan trong nước biển để tạo nên vỏ vôi (CaCO_3) của mình. Sau khi chết, xác của chúng chìm xuống đáy và phần lớn bị hoà tan trong nước biển. Một phần vỏ vôi được bảo tồn, góp phần tạo nên các tầng trầm tích vôi - vật liệu khởi nguồn của những tầng đá vôi, đá phấn sau này.

Ngoài những sinh vật nhỏ bé trên, không thể thống kê hết danh sách các loài động vật mà trong hoạt động sống chúng thường xuyên khai thác CO_2 hoà tan trong nước biển. Dưới đây ta sẽ tìm hiểu một chút về san hô - một trong những loại sinh vật điển hình của nhóm đó.

Hiện nay khoa học biết tới trên 2500 loài san hô đang sống và cũng chừng ấy loại đã vĩnh viễn biến mất trong các kỷ nguyên địa chất xa xăm. Bộ khung xương vôi của chúng còn lại đã tạo nên những công trình kiến trúc ngoạn mục, nhiều khi có quy mô khổng lồ. Đó là các đảo san hô hình vành khuyên (rạn vòng), hình móng ngựa và các rạn chắn. Rạn chắn lớn nhất thế giới nằm trong biển San Hô ở đông bắc Australia, cao khoảng 20m, dài 2200km, rạn chắn lớn thứ hai ở gần đảo Tân Caledonia dài tới 1500 km. Chính những kiến trúc tương tự như thế trong lịch sử Trái Đất đã góp phần tạo nên những tầng đá vôi có mặt ở nhiều nơi.

Cá thể san hô trong quần thể chỉ nhỏ bằng đầu kim, đầu tăm; vậy làm thế nào chúng tạo ra những công trình đồ sộ như thế? Cũng như nhiều sinh vật sống ở biển khác, san hô hút từ biển chất carbonat canxi (CaCO_3) để tạo cho mình một cái ổ vôi chắc chắn. Phần lớn san hô không có khả năng di động, chúng sống tại chỗ, sinh sản bằng cách phân chia hoặc mọc chồi như thực vật. Bằng cách đó hình thành những quần thể san hô bao gồm hàng tỉ cá thể; chúng "mọc" lên với tốc độ không lớn lắm (tại quần đảo Hoàng Sa người ta tìm



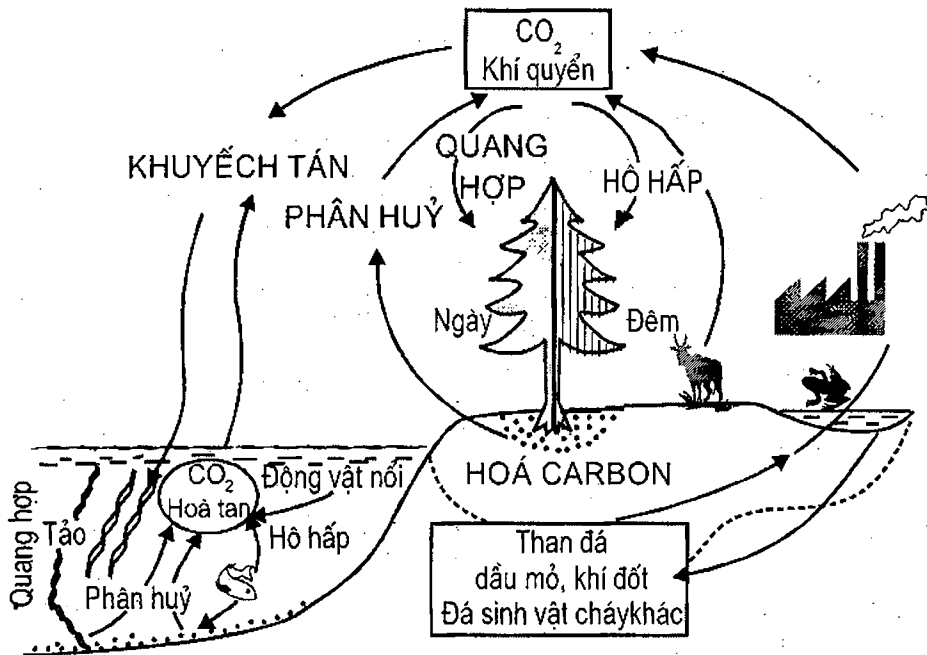
Hình 7.5. Các giai đoạn thành tạo đảo san hô hình vành khuyên

(Mũi tên chỉ hướng vận động của vỏ Trái Đất)

được những đồng tiền Tây Ban Nha từ thế kỷ 15 ngập sâu trong lớp san hô chỉ dày nửa mét). San hô tạo rạn (ám tiêu) chỉ sống ở vùng biển nóng nhiệt đới, nước trong sạch, độ mặn vừa phải và nhiệt độ trung bình hằng năm không dưới 18°C . Ch. Darwin là người đầu tiên khám phá bí mật của sự hình thành đảo san hô vòng. Tại

những nơi có các đảo san hô hiện nay thì vào thời kỳ lịch sử nào đó đã từng có một hòn đảo nhỏ bình thường. Xung quanh đảo, ở khoảng độ sâu thích hợp (không quá 50 m) san hô tạo rạn đến sinh sống (Hình 7.5).

Chúng vây thành vòng kín mít xung quanh đảo và mọc cao ngấp nghé mặt nước. Rồi dưới tác dụng của các lực bên trong lòng đất (nội lực), khu vực đảo bị hạ xuống từ từ. Đảo hạ tới đâu san hô lại mọc cao đến đó nên cự ly của chúng với mặt nước luôn ổn định. Nếu tốc độ lún chìm của đảo lớn hơn tốc độ vươn cao của các quần thể san hô thì chúng sẽ bị chết. Thức ăn và oxy cần thiết cho sự hô hấp của san hô do một loài tảo đơn bào màu xanh sống ký sinh trong cơ thể san hô cung cấp. Ở dưới độ sâu lớn, ánh sáng Mặt Trời yếu không còn cung cấp đủ năng lượng cho quá trình quang hợp nữa, tảo chết và san hô cũng chết theo. Nhưng nếu như hòn đảo chìm từ từ thì thậm chí khi ngấp hấn dưới nước các quần thể san hô vẫn tiếp tục mọc cao hơn trên nền tảng của các công trình cũ đã bị nén ép thành đá vôi san hô. Chẳng bao lâu vành đai san hô sẽ mọc cao hơn nền đảo cũ, lúc này nếu khu vực đảo được nâng lên do tác động của nội lực thì hiển nhiên cái "vành khuyên" kết bằng san hô kia sẽ nổi lên mặt biển trước tiên. Đó chính là tiền thân của những đảo san hô hình vành khuyên, hoặc khi vòng không khép kín thì có hình vành không liên tục hoặc hình móng ngựa. Những đảo san hô hình móng ngựa điển hình cũng gặp nhiều ở quần đảo Trường Sa ngoài Biển Đông. Các rạn chắn cũng được hình thành tương tự như các đảo san hô kể trên, chỉ khác là ban đầu san hô sống quần tụ trong dải nước nông dọc theo bờ của các đại lục hoặc các hòn đảo lớn.



Hình 7.6. Chu trình sinh - địa - hoá của carbon trong thiên nhiên

Như vậy, để tạo cho mình vỏ hoặc khung xương bằng chất vôi, nhiều sinh vật đã sử dụng CO₂ hoà tan trong nước biển. Hàm lượng CO₂ hoà tan trong nước biển nghèo đi, kéo theo sự nghèo CO₂ trong khí quyển. Sự thiếu hụt của CO₂ trong khí quyển vào

ky Kreta đã tạo điều kiện cho thực vật hạt kín nhanh chóng tràn lan, lần đầu tiên của chúng là thực vật hạt trần và khoe hương phở sắc tới ngày nay.

Các ví dụ trên đã cho thấy phần nào vai trò của sinh vật trong sự biến đổi lượng oxy và carbonic của khí quyển và thủy quyển, cũng như sự tích đọng của carbon dưới dạng đá vôi, đá phấn và các khoáng sản cháy trong lòng đất. Chu trình sinh - địa hoá của carbon trong thiên nhiên được biểu diễn trong hình 7.6.

Chương 8

CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT NGOẠI SINH (HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA THUỶ QUYỂN, HOẠT ĐỘNG PHONG HOÁ)

8.1. THÀNH PHẦN VÀ PHÂN BỐ CỦA THUỶ QUYỂN

Thuỷ quyển bao gồm tất cả các loại nước ở các trạng thái khác nhau có trên Trái Đất. Trong không khí cũng có một lượng nước không nhỏ ở dạng hơi và trong những điều kiện nhất định hơi nước có thể ngưng lại thành nước, hoặc đông lại thành băng tuyết. Vai trò của hơi nước trong không khí đối với khí quyển rất quan trọng, góp phần chủ yếu gây ra các hiện tượng thời tiết và khí hậu, nên mặc nhiên người ta cũng coi chúng như là thành phần chính thức của khí quyển.

Nước chủ yếu tích tụ trong các thuỷ vực nước mặn và nước ngọt (đại dương, biển, hồ, đầm), chảy trong các dòng trên mặt đất (mạng sông suối) và cả trong các khe nứt, các lỗ hổng của đất đá dưới lòng đất (nước ngầm). Khi nhiệt độ hạ thấp xuống dưới điểm băng thì dù ở trong biển, trên đất liền hay trong lòng đất, nước sẽ bị đóng băng. Khác với thạch quyển và khí quyển, thuỷ quyển không tạo thành một vỏ liên tục của Trái Đất mà xen kẽ với các yếu tố của thạch quyển.

Do đặc điểm phân bố của nước trên lục địa rất phức tạp nên cho tới nay không có số liệu đo đạc chính xác về lượng nước này. Đối với khối lượng nước trong các biển và đại dương thì việc đo lường thuận lợi hơn. Hiện nay biển và đại dương thế giới chiếm tới 70,8% tổng diện tích bề mặt Trái Đất (khoảng 360 triệu km²). Do vậy, nhìn từ trong vũ trụ, các phi công thấy Trái Đất giống như một quả cầu bằng nước. Thái Bình Dương chiếm gần một nửa diện tích của toàn bộ biển và đại dương thế giới (179,7 triệu km²). Đại Tây Dương có diện tích 93,36 triệu km², Ấn Độ Dương - 74,9 triệu km², Bắc Băng Dương - 13,1 triệu km².

Sự phân bố của biển và đại dương trên Trái Đất không đồng đều. Trong khi chiếm tới 81% diện tích bán cầu nam thì biển và đại dương lại chỉ chiếm 61% diện tích bán cầu bắc; giữa các vĩ độ 80°-90° nam không hề có biển thì giữa các vĩ độ 85°-90° bắc lại không có lục địa v.v..

Dung tích biển và đại dương khoảng 1370 triệu km³, trong đó riêng Thái Bình Dương chiếm 53% (khoảng 724 triệu km³), Đại Tây Dương - 337 km³, Ấn Độ Dương - 291,9 triệu km³, Bắc Băng Dương - 13,1 triệu km³. Thái Bình Dương có độ sâu trung bình 4030 m, Đại Tây Dương - 3330 m, Ấn Độ Dương - 3900 m. Lượng nước chứa trong các biển và đại dương thế giới đủ để phủ đều trên bề mặt Trái Đất một tầng nước dày tới 2400 m.

Nước trong thiên nhiên luôn vận động, thay đổi trạng thái và nằm trong một chu trình tuần hoàn khép kín gọi là hoàn lưu nước trên Trái Đất. Từ các thủy vực trên mặt đất, từ hoạt động sống của sinh vật (hô hấp, bài tiết, phân huỷ sau chết v.v..) cũng như từ mặt đất, từ các hoạt động địa chất (magma, núi lửa v.v..) có một lượng hơi nước rất lớn được bốc lên, hoà lẫn vào khí quyển. Sau đó, lượng hơi nước đó lại rơi xuống mặt đất dưới dạng mưa, tuyết v.v.. Lượng nước bốc hơi và lượng mưa hàng năm ước chừng 518 600 km³, trong số đó biển cung cấp khoảng 86% lượng nước bốc hơi.

Do phân bố rộng rãi trên Trái Đất và bản chất rất linh động, đặc biệt lại nằm trong một hoàn lưu mang tính toàn cầu, nên nước đóng một vai trò quan trọng trong các quá trình địa chất.

8.2. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA NƯỚC TRÊN LỤC ĐỊA

Nước từ khí quyển rơi xuống mặt đất, dưới dạng mưa hoặc tuyết, một phần thấm sâu xuống đất, trở thành nguồn cung cấp chủ yếu cho các loại nước ngầm, một phần bị bốc hơi quay trở lại khí quyển, phần thứ ba chảy trên bề mặt Trái Đất theo các mạng sông suối. Nước chảy trên bề mặt đất có ba hoạt động địa chất rõ rệt là *xói mòn* đất đá trên đường chảy, *vận chuyển* vật liệu do xói mòn và sau đó *tích tụ* những vật liệu đó ở những vùng trũng.

8.2.1. Hoạt động xói mòn và vận chuyển

Khi trời mưa, nước chảy trên mặt đất từ chỗ cao xuống chỗ thấp, cuốn theo rất nhiều thứ nên thường đục ngầu. Thông thường nước mưa xói mòn và lôi cuốn theo những hạt đất nhỏ; do đó nước mưa chảy thành dòng, thường mang màu sắc của những hạt đất mà nó cuốn theo. Mưa càng lớn thì các dòng nước chảy trên mặt đất càng nhanh và khả năng xói mòn đất càng lớn. Tốc độ dòng nước chảy và khả năng xói mòn đất của nó phụ thuộc vào độ dốc của bề mặt nơi dòng nước chảy qua. Ở những chỗ dốc thoải, dòng nước chảy chậm, đào những rãnh nông và khả năng xói mòn hạn chế, độ vẩn đục của nước không lớn. Những chỗ dốc hơn thì nước chảy nhanh, đào khoét mặt đất sâu hơn và lôi cuốn được nhiều hạt đất vụn hơn; các hạt vụn có thể có kích thước lớn và khi đó nước thường đục hơn. Hoạt động của dòng nước mưa chảy trên mặt đất có hai tác dụng chủ yếu là *xói mòn* và *vận chuyển* các hạt vụn do xói mòn sinh ra.

Từ các dòng chảy nhỏ như thế, nước tập trung thành các dòng chảy ngày càng lớn hơn, thành khe rãnh, mương xói, thành ngòi, thành suối, rồi thành sông con, sông cái trước khi đổ vào hồ lớn hay biển cả. Như vậy, hồ và biển là nơi thu nhận các vật liệu do sông ngòi chuyển tới. Ngoài các vật liệu ở thể rắn như phù sa, còn có nhiều chất hoà tan trong nước. Những vật liệu này được lắng đọng trên bề mặt đáy, đó chính là tác dụng thứ ba của dòng nước chảy trên mặt đất – tác dụng trầm tích.

8.2.2. Sự hình thành và hoạt động địa chất của mương xói

Bề mặt Trái Đất không bằng phẳng, chỗ cao chỗ thấp nhấp nhô. Đó là điều kiện để hình thành các dòng chảy trên mặt đất khi trời đổ mưa hoặc khi tuyết tan. Nước

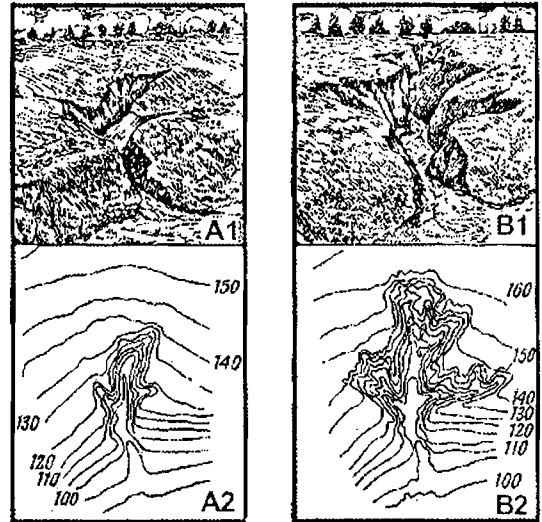
chảy từ chỗ cao xuống chỗ thấp, dồn thành dòng, đào khoét đất đá nơi chúng chảy qua để tạo thành các khe rãnh trên mặt đất. Trên những sườn đồi, hai bên thung lũng sông, dọc bờ biển v.v., nhất là ở những chỗ đất đá mềm không có cây cối che phủ, có khi chỉ sau vài mùa mưa từ các khe rãnh ban đầu đã hình thành các mương xói. Quá trình hình thành và phát triển một mương xói trải qua một số giai đoạn sau đây (H. 8.1).

Giai đoạn đầu, các dòng nước xuất hiện trên sườn dốc trong cơn mưa, tạo thành những khe rãnh nông (khoảng 0,5 m). Lúc này mặt cắt dọc của mương xói phụ thuộc vào địa hình sườn dốc ban đầu.

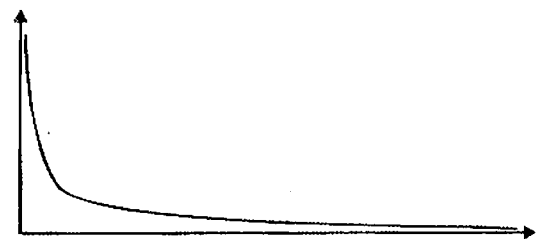
Giai đoạn tiếp theo, các khe rãnh kể trên hội lưu ở những chỗ trũng, tạo nên những rạch nước lớn hơn, bắt đầu đào khoét sườn dốc một cách mãnh liệt mỗi khi trời mưa to. Sau mỗi cơn mưa lớn, rạch nước trở thành sâu hơn, rộng hơn và tiến dần về phía đỉnh sườn dốc tạo thành thác đầu nguồn. Trong giai đoạn này mặt cắt dọc của mương xói đã khác biệt với sườn dốc nơi nó đi qua. Phần cửa mương có thể có thác, nhô cao trên gốc xói mòn (là nơi nước của mương xói đổ vào trong cơn mưa).

Giai đoạn thứ ba mương xói tiếp tục phá hủy bờ cho tới khi sức cản của đất đá ở bờ và lòng mương cân bằng với động năng của dòng nước chảy trong mương, cửa mương xói đạt tới góc xói mòn. Khi đó mặt cắt dọc theo mương đạt được sự cân bằng, gọi là *mặt cắt cân bằng dọc*. Đường cong đó tiệm cận với mặt phẳng đứng ở đầu nguồn và với mặt phẳng ngang ở cuối nguồn (H. 8.2). Mương xói mở rộng lòng, đá ở hai bên sườn tiếp tục bị bóc mòn, mương xói bắt đầu tắt dần. Thác đầu nguồn giảm dốc, mương xói đã đạt độ dài tối đa, sự xói mòn sâu giảm. Độ dốc hai bên sườn mương xói đạt tới góc cân bằng tự nhiên, có cây cối che phủ, có sự lắng đọng trầm tích ở đáy mương.

Mương xói thường chỉ có nước chảy trong cơn mưa; nếu đáy mương xói đạt tới mực nước ngầm thì trong lòng mương có nước chảy thường xuyên, khi đó mương xói biến thành suối. Mương xói phá hủy đất đá xảy theo qui luật từ chỗ thấp đến chỗ cao, tức là phá hủy dạt lùi về phía đỉnh dốc cho tới khi đạt được mặt cắt cân bằng dọc. Nơi thấp nhất của mương xói, tức là nơi khởi đầu sự xói mòn, gọi là *gốc xói mòn*. Trong quá trình phát triển tiếp theo, mương xói được kéo dài ra, trở thành dòng tạm thời. Đáy dòng tạm



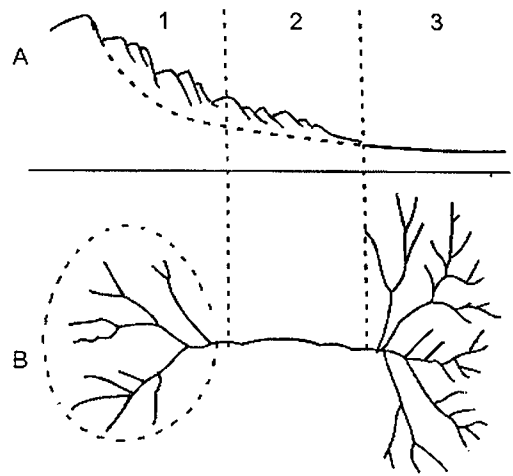
Hình 8.1. Sơ đồ biểu thị quá trình phát triển của một mương xói. A1, B1- Hình vẽ phối cảnh. A2, B2- Bình đồ với các đường đồng mức cao tính bằng mét. (Gorchkov và Yakomchova, 1976)



Hình 8.2. Đường cong mặt cắt cân bằng dọc của mương xói.

thời chưa đạt mực nước ngầm, nên trong khe không thường xuyên có nước. Khác với mương xói, dòng tạm thời đã có rạch nước chảy nhưng không thường xuyên (H. 8.3).

Nhìn trên bình đồ có thể thấy mỗi dòng tạm thời gồm ba phần: 1) *Bồn thu nước* bao gồm nhiều nhánh mương đang ở giai đoạn phát triển mạnh mẽ và là nơi hoạt động xói mòn thể hiện mạnh nhất; 2) *Rạch chảy* là nơi có dòng nước chảy khi lượng mưa đủ lớn và là bộ phận đảm nhận chính việc chuyên chở vật liệu do bồn thu nước phá huỷ bờ mà có; 3) *Cửa dòng tạm thời* là nơi tích tụ những vật liệu vụn do rạch chảy mang tới, thường có dạng nón nên còn có tên là *nón phóng vật*. Trong nón phóng vật vật trầm tích được phân bố theo độ hạt, hạt lớn nhất đọng lại gần gốc xói mòn, hạt càng nhỏ càng được vận chuyển đi xa. Trầm tích của nón phóng vật có tên là *lũ tích* (proluvi).



Hình 8.3. Giản đồ một dòng tạm thời
A- Mặt cắt dọc, B- Bình đồ. 1- Bồn thu nước, 2- Rạch nước chảy, 3- Nón phóng vật. (Gorchkov & Yakouchova, 1967)

Tác dụng phá huỷ của mương xói rất lớn, đặc biệt ở những nơi đất trống, đồi trọc; ở những nơi này lượng đất đá bị dòng nước mặt cuốn trôi lớn tới hơn 60 lần so với những nơi có thảm thực vật che phủ. Để tránh những thiệt hại to lớn do xói mòn đất đai, biện pháp hữu hiệu duy nhất là bảo vệ rừng, nhất là rừng đầu nguồn; tích cực trồng cây, phủ xanh đất trống đồi trọc. Có như vậy mới giữ gìn được đất và để phòng được lụt lội trong mùa mưa, giữ được nước cho mùa kiệt, vì một lượng nước mưa đáng kể được hệ rễ cây giữ lại rồi thấm xuống đất thành nước ngầm và là nguồn dự trữ bổ sung nước cho sông suối, nhất là mùa khô cạn.

8.2.3. Mạng sông suối

Mương xói là phôi thai của sông suối; từ các mương xói chỉ có nước chảy khi mưa, dần dần hình thành một hệ thống các mương xói và dòng tạm thời cạn kiệt vào mùa khô, đầy nước vào mùa mưa hay mùa tuyết tan. Quá trình phát triển tiếp theo dẫn tới sự hình thành các hệ thống sông suối trên mặt đất. Hoạt động phá huỷ, vận chuyển và trầm tích của mương xói cũng diễn ra ở hệ thống sông suối nhưng trên một quy mô lớn hơn nhiều.

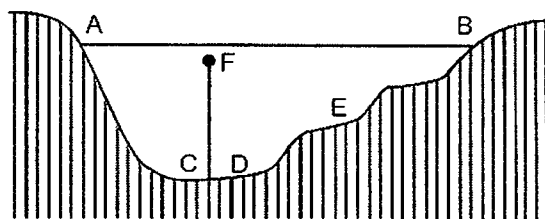
Sông được nuôi dưỡng bằng nhiều nguồn khác nhau như nước rơi xuống từ khí quyển (mưa, tuyết), nước do băng, tuyết tan, nước ngầm; cũng có sông bắt nguồn từ một hồ nước. Thoạt nhìn tưởng chừng như nước sông chảy với tốc độ đều đều, song thực ra không phải vậy. Nghiên cứu một mặt cắt ngang qua sông (gọi là mặt cắt sinh hoạt của sông), người ta thấy tốc độ dòng nước không giống nhau ở các điểm khác nhau (H. 8.4). Nơi có tốc độ dòng chảy lớn nhất là phần nằm trên chỗ sâu nhất của lòng sông, thấp hơn mặt nước sông một chút (điểm F). Càng gần đây, tốc độ dòng nước càng nhỏ, tuy nhiên trên mặt đáy thì càng sâu tốc độ càng lớn (A-B), nơi đáy càng

nông, tốc độ dòng nước càng nhỏ (C-D). Ngoài ra tốc độ dòng nước còn phụ thuộc vào nhiều yếu tố khác.

Động năng của dòng nước chảy qua một tiết diện bất kỳ được biểu thị bằng công thức $W = \frac{mv^2}{2}$, trong đó m là khối

lượng nước chảy qua tiết diện đó, v là tốc

độ trung bình của dòng nước. Qua đó ta thấy rõ, động năng của dòng sông ở một vị trí nào đó phụ thuộc rất nhiều vào tốc độ dòng nước, thứ đến là lưu lượng nước qua vị trí đó. Tốc độ dòng chảy ở từng đoạn sông phụ thuộc vào độ nghiêng của đáy sông. Đoạn sông có đáy càng dốc thì tốc độ dòng nước càng lớn. Lưu lượng nước sông phụ thuộc vào lượng nước mà sông thu nhận được, điều này lại phụ thuộc chủ yếu vào điều kiện khí hậu nơi dòng sông chảy qua. Sức chuyển tải vật liệu vụn của dòng nước càng lớn khi động năng của nó càng lớn. Như vậy khả năng vận chuyển của dòng nước cao nhất ở những đoạn sông có độ dốc lớn, đặc biệt là vào mùa mưa. Trong giai đoạn này, nước sông có thể cuốn theo rất nhiều loại hạt vụn có kích thước khác nhau. Người ta có thể tính toán kích thước cực đại của hạt vụn mà dòng nước với động năng nhất định có thể cuốn đi, cũng như kích thước cực tiểu của hạt vụn mà dòng nước không thể vận chuyển được nữa mà để lắng đọng lại. Sau mỗi mùa mưa lũ, động năng của dòng nước giảm đáng kể, cuội sỏi và các vật liệu khác có thể tạm thời bị tích tụ tại một số vị trí nào đó để tới mùa lũ tiếp theo lại tiếp tục cuộc hành trình xuôi dòng.

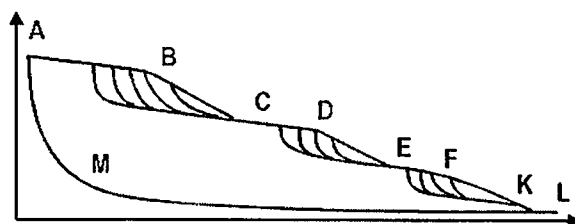


Hình 8.4. Mặt cắt ngang của sông. F- Vị trí có dòng chảy mạnh nhất (Sarughin, 1962)

a. Các thời kỳ phát triển của sông

Mỗi con sông đều có xu hướng tạo cho mình một mặt cắt cân bằng dọc. Quá trình phát triển của chúng thường trải qua một số thời kỳ.

1) Thời kỳ trẻ. Trong thời kỳ này mặt cắt cân bằng dọc của sông chưa hoàn thành. Lòng sông gồm những đoạn dốc và thoải xen kẽ. Nơi lòng sông có độ dốc lớn thường xuất hiện ghềnh, thác, nước đổ hoặc chảy xiết, trong khi đó ở những chỗ lòng sông thoải tốc độ dòng nước giảm đi rõ rệt. Tác dụng xói mòn, đào sâu lòng sông tiếp diễn, đặc biệt là ở những chỗ có độ dốc lớn. Kết quả là vị trí của các thác lui dần về phía thượng nguồn, mặt cắt cân bằng dọc của từng đoạn sông dần dần hình thành (H. 8.5). Thung lũng sông có dạng chữ V hoặc dạng khe hẻm. Quá trình xói mòn sâu còn xảy ra khi trên toàn bộ con sông chưa tạo được một mặt cắt cân bằng dọc duy nhất.



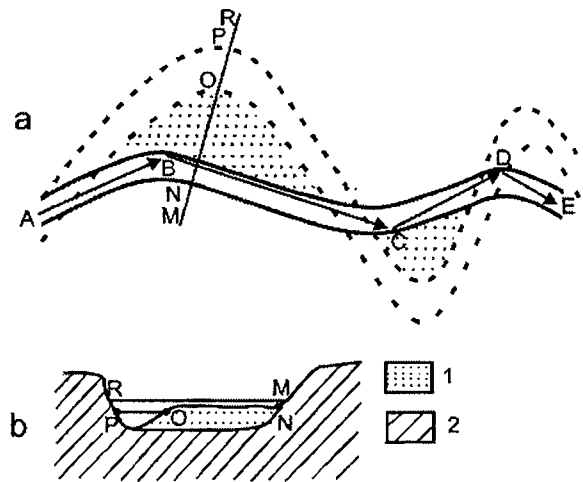
Hình 8.5. Mặt cắt dọc của đáy sông. Khi trẻ: (A, B, C, D, E, F, K). Khi trưởng thành: (AML) (Sarughin, 1962)

2) Thời kỳ trưởng thành. Thời kỳ này tương đối ngắn, mặt cắt cân bằng dọc của sông đã hoàn thành. Tốc độ dòng nước giảm đi một cách có quy luật từ thượng lưu đến cửa sông, phù hợp với quy luật giảm dần độ dốc lòng sông. Trong thời kỳ này ở phần

trung lưu của sông đã chấm dứt tác dụng xói mòn sâu. Tác dụng này còn tiếp diễn ở phần thượng lưu và sông vẫn có xu hướng vươn dài về phía thượng nguồn. Phần trung lưu đảm nhiệm việc chuyển tải vật liệu vụn là chính, còn phần hạ lưu - tích đọng các vật liệu vụn đó (H. 8.5).

3) *Thời kỳ già.* Trong thời kỳ này tác dụng xói mòn sâu cũng chỉ còn thể hiện ở phần thượng lưu, ở trung và hạ lưu tác dụng xói mòn bờ (xói mòn bên) xảy ra mạnh mẽ, vì thế thung lũng sông có dạng chữ U và trở nên rất rộng. Các khúc uốn được hình thành và hiện tượng trầm tích trở thành phổ biến. Nhờ các khúc uốn mà dòng sông được kéo dài, tốc độ dòng nước giảm nhiều, nhất là ở phần hạ lưu.

Chúng ta hãy xem xét *sự hình thành các khúc uốn* của dòng sông (H. 8.6). Do ảnh hưởng của nhiều yếu tố như địa hình ban đầu, cấu tạo địa chất, thành phần đất đá nơi dòng sông đi qua, nên mỗi con sông thường có một độ cong nhất định. Đoạn sông trên hình 8.6 nước chảy từ tây sang đông, với tốc độ lớn nhất dọc theo các hướng AB, BC, CD, DE. Tại các điểm B, C, D bờ sông chịu sức va đập của dòng nước và của các vật liệu vụn do dòng nước chuyển tải, do vậy bờ sông ở những chỗ này bị xói mòn hoặc lở dần từng mảng, trở thành dốc đứng và lui dần. Ngược lại, ở phía bờ đối diện, tốc độ dòng nước nhỏ, động năng của dòng không đủ để chuyển tải hết vật liệu vụn nên chúng được tích đọng lại.



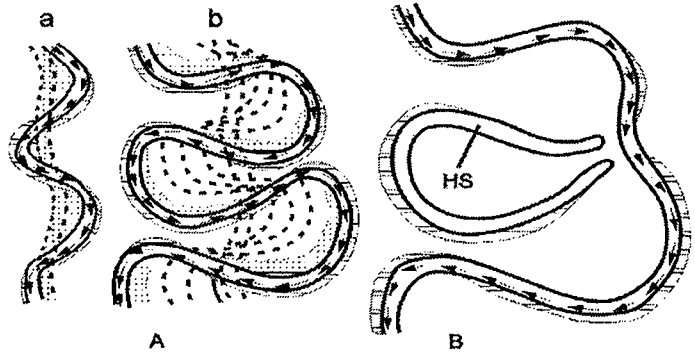
Hình 8.6. Sơ đồ thành tạo các khúc uốn của sông

a - Bình đồ; b - Mặt cắt ngang thung lũng sông.
RM: Mức nước sông vào mùa lũ, P-O: Mức nước sông mùa khô. 1 - Trầm tích của thung lũng sông (bồi tích); 2 - Đá gốc. (Sarugin, 1962)

Những bãi ngầm bao gồm cuội, sỏi, cát, bùn được hình thành, gọi là bồi tích (alluvi), ngày càng lớn và nhô cao trên mặt nước vào mùa nước cạn, đó chính là các bãi bồi. Bề mặt bãi bồi thường hơi nghiêng về phía dòng sông và bị ngập nước vào mùa mưa lũ. Cát và sỏi trong các bãi bồi thường có thứ lớp xiên, chứa vỏ động vật Chân bụng, Chân rìu và các di tích thực vật. Bồi tích là những tầng chứa nước rất tốt, nhờ vậy mà các sông được cung cấp nước vào mùa khô hạn. Do nước chảy qua bãi bồi thường bị cản chậm lại rất nhiều so với nước chảy trong dòng sông nên cả những vật liệu rất mịn cũng được tích tụ lại. Đất bãi bồi (đất phù sa) thường rất màu mỡ, có cây cỏ mọc xanh tốt, đó chính là đất canh tác rất giá trị của nông dân.

Câu "con sông bên lở bên bồi" đã phản ánh thực trạng bồi lở ở hai bên bờ một con sông. Bằng cách đó, sau một thời gian, từ những đoạn sông hơi cong ban đầu đã xuất hiện những khúc uốn thực thụ (đường ngắt quãng trên hình 8.6). Các khúc uốn không chỉ chuyển dịch về hai bên sông mà còn chuyển dịch cả về phía dưới theo dòng nước.

Các chỗ bờ sông nhô ra ban đầu lần lượt bị cắt xén, nhường chỗ cho một thung lũng sông khá rộng và sâu, trong đó các khúc uốn của dòng sông ngày càng phình rộng (H. 8.7A). Vào mùa nước lên thung lũng sông ngập nước, có những thời kỳ khi nước mới dâng hoặc khi rút gần hết, nước sông có thể xẻ lạch qua những lớp bồi tích còn chưa cố kết chặt chẽ để chảy thẳng từ khúc sông này sang khúc sông khác.



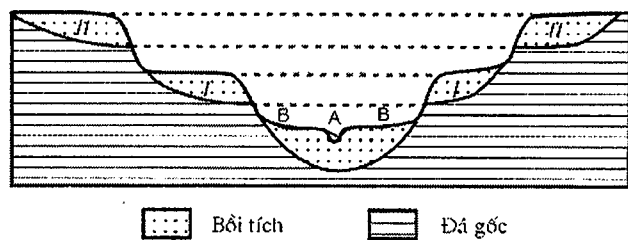
Hình 8.7. Sơ đồ về sự phát triển của khúc uốn sông (A) và sự hình thành hồ sót (B). a- Pha uốn khúc đầu tiên, b- Tuần tự các pha tiếp sau, HS- Hồ sót. (Theo E. Haug)

Dần dần lạch nước đó trở thành dòng chảy mới của sông, lối vào ra của khúc uốn bị lấp kín. Khi đó khúc uốn bắt đầu bị tách biệt với dòng sông, nước trong đó trở thành tù hãm. Đó chính là những hồ sót, còn được gọi là hồ móng ngựa hay hồ hình cung do hình dạng ban đầu của chúng (H. 8.7B). Về sau, những hồ kể trên có thể biến dạng do nhiều nguyên nhân, nhưng cũng không khó nhận ra nguồn gốc "sót" của chúng. Hồ Bán Nguyệt ở thị xã Hưng Yên, hồ Tây ở Hà Nội chính là những hồ sót của sông Hồng.

b. Chu kỳ xói mòn, sự hình thành thêm sông

Khi đạt được mặt cắt cân bằng dọc, mỗi con sông đã hoàn thành một chu kỳ xói mòn. Sau đó nó có thể bước vào thời kỳ già với sự hình thành các khúc uốn và các bãi bồi. Tuy nhiên, do chuyển động của vỏ Trái Đất làm cho mặt cân bằng bị phá hủy, mà mọi quá trình phá vỡ mặt cắt cân bằng dọc đều có thể là nguyên nhân khiến cho sông trẻ lại. Một chu kỳ xói mòn khác lại bắt đầu, sông lại đào sâu lòng và vận chuyển các vật liệu vụn xuôi dòng.

Nguyên nhân khiến sông trẻ lại có thể là gốc xói mòn được hạ thấp, có sự thay đổi về khí hậu khiến lượng mưa tăng lên trong vùng sông chảy qua, trong lưu vực sông có vùng được nâng cao v.v.. Tuy thuộc vào từng nguyên nhân cụ thể mà con sông trẻ lại theo các cách khác nhau, có thể trẻ lại toàn phần, cũng có khi chỉ trẻ lại từng bộ phận. Một chu kỳ xói mòn mới khởi đầu bằng sự tăng cường xói mòn sâu từ cửa sông hay từ một khúc nào đó của nó theo hướng ngược về nguồn. Cuối cùng, mặt cắt cân bằng dọc của chu kỳ xói mòn sau cũng được thiết lập, rồi con sông lại bước vào thời kỳ già với các khúc uốn và các bãi bồi mới. Các bãi bồi của chu kỳ trước trở thành khô cạn kể cả trong mùa mưa lũ, có vị trí cao hơn so với bãi bồi hiện tại và được gọi là thêm sông.



Hình 8.8. Mặt cắt ngang qua thung lũng với các thêm sông. A. Dòng sông. B - Đồng bằng có thể ngập nước vào mùa mưa lũ. I - Thêm bậc một; II - Thêm bậc hai (Gorchkov & Yakuchova, 1967)

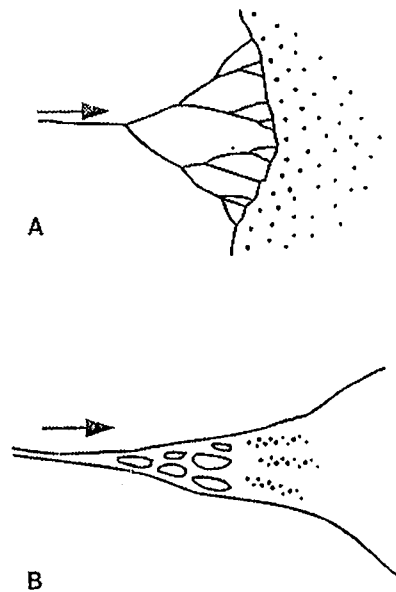
Như vậy, con sông càng trải qua nhiều chu kỳ xói mòn thì càng có nhiều thêm sông, những bậc thêm càng cao thì có tuổi càng cổ. Thêm sông đầu tiên ngay trên bãi bồi được gọi là thêm bậc một, lên cao hơn là các thêm bậc hai, bậc ba v.v.. và thường được ký hiệu bằng chữ số La Mã (H. 8.8). Lớp bồi tích trên mặt các bậc thêm cổ trong nhiều trường hợp bị bóc mòn hết, làm lộ ra các lớp đá gốc bên dưới. Loại thêm này được gọi là thêm bóc mòn để phân biệt với các thêm tích tụ là loại thêm vẫn còn giữ lại lớp phù sa cổ. Việc nghiên cứu các thêm sông cho phép lập được mặt cắt cân bằng dọc của sông vào các chu kỳ xói mòn khác nhau, qua đó tìm hiểu được nguyên nhân dẫn đến sự trẻ lại của sông trong mỗi chu kỳ đó. Thường trong trầm tích của các thêm có chứa những khoáng sản (sa khoáng) nên việc nghiên cứu thêm sông cũng có ý nghĩa thực tiễn lớn.

c. Miền cửa sông

Các con sông thường đổ vào biển hay hồ nước lớn. Miền cửa sông, nơi sông hội nhập với biển hoặc hồ rất đa dạng, song có thể quy về hai loại chính là cửa sông dạng châu tam giác (delta) và cửa sông dạng phễu (estuary).

Châu tam giác là là miền đất thường có dạng tam giác do sông lấn ra biển bằng phù sa của nó. Miền đất đó chính là đồng bằng châu thổ nghiêng về phía biển và bị các nhánh sông xẻ lối chảy qua. Đồng bằng Bắc Bộ, đồng bằng Nam Bộ chính là những châu tam giác của sông Hồng và sông Cửu Long (Mê Công).

Toàn bộ diện tích của châu tam giác trước đây đều từng bị biển bao phủ. Các vật liệu bồi tích đã được vận chuyển đến tận cửa sông. Tại đây, chúng được lắng đọng và tạo thành những lớp nghiêng về phía biển, song song với mặt đáy ở khu vực ven bờ. Nếu lượng phù sa sông đưa ra biển nhiều và sự chênh lệch về độ mặn giữa nước sông và nước biển khá lớn thì quá trình hình thành châu tam giác càng nhanh. Bãi bồi tích lớn dần, tiến về phía biển, đến một mức độ nào đó lại trở ngại cho việc thoát nước và phù sa của sông. Khi đó sông sẽ đào lòng mới để thoát nước, chính vì thế mà trên các vùng châu tam giác đang hình thành thường có hiện tượng sông đổi dòng hoặc chia thành nhiều nhánh trước khi đổ vào biển (H. 8.9 A). Trên đồng bằng Nam Bộ trước đây chín nhánh sông (Cửu Long) thuộc phần cuối của sông Mê Công đã cắt qua và chia khu vực này thành những "hòn



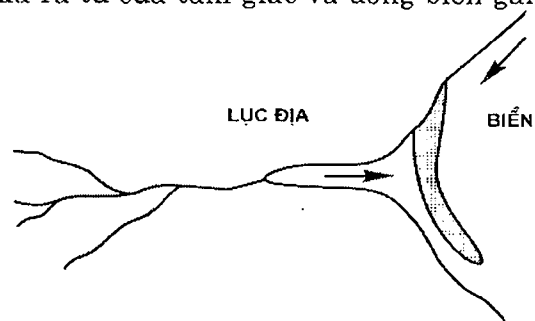
Hình 8.9. Sơ đồ biểu thị hai dạng miền cửa sông chủ yếu. A: Miền cửa sông dạng châu tam giác. B: Miền cửa sông dạng phễu. (Mũi tên chỉ hướng dòng sông đổ ra biển). (Gorchkov & Yakuchova, 1967)

đảo" riêng rẽ. Vào mùa nước lớn các đồng bằng cửa sông thường bị ngập, khi nước rút đi để lại những lớp phù sa màu mỡ trên bề mặt. Các lớp này nằm ngang hoặc rất thoải so với các lớp bồi tích được hình thành vào giai đoạn trước đó (H. 8.9 A). Trong những kỳ lũ lớn sông có thể đổi dòng, đào hẳn một nhánh mới để dẫn nước ra biển. Trong mùa lũ năm 1852 sông Hoàng Hà (Trung Quốc) vốn chảy ra biển ở phía nam bán đảo Sơn Đông, đã chuyển hẳn dòng lên phía bắc bán đảo này, cách cửa sông cũ 480 km, quét qua đồng bằng Hoa Bắc khiến cho 5 triệu người thiệt mạng. Đến năm 1887 nó lại đổi dòng một lần nữa làm 3 triệu người chết.

Châu tam giác là nơi có sự tương tác giữa sông và biển, thường là những đồng bằng thấp, lầy lội. Trong trầm tích của châu tam giác người ta có thể gặp cả di tích của động vật, thực vật nước ngọt lẫn nước mặn, có cả di tích xương của các động vật có xương sống. Trong phạm vi châu tam giác sông thường uốn khúc quanh co, có nhiều hồ móng ngựa, nhiều đầm lầy, cù lao giữa sông và bãi ngầm. Bản thân châu tam giác cũng có phần ngâm dưới biển mà theo thời gian nó có thể nhô lên khỏi mặt nước do tiếp tục được phù sa bồi đắp; bằng cách đó châu tam giác tiến dần ra biển. Châu tam giác sông Hồng mỗi năm lấn ra biển khoảng 100 m. Năm 1883 thị trấn Phát Diệm còn là một cảng sát biển, nay đã ở sâu trong đất liền tới gần 15 km.

Cửa sông dạng phễu có dạng vịnh dài, hẹp, ăn sâu vào phía đất liền (H. 8.9 B). Vịnh này được hình thành do sự sụt lún chung ở miền cửa sông, khiến cho một phần thung lũng sông ở miền hạ lưu bị biển lấn vào. Chính vì thế ở đáy của các cửa sông dạng phễu thường vẫn gặp vết tích của các bậc thềm sông. Sự sụt lún của miền cửa sông cũng là một trong những nguyên nhân khiến cho sông trẻ lại. Ở phần trên của sông quá trình xói mòn sâu được tăng cường, cung cấp một lượng phù sa đáng kể. Những vật liệu này được đưa tới và trầm đọng trước hết trong cửa tam giác, một phần được vận chuyển tiếp tới biển. Đáy của sông dạng phễu bị lấp đầy dần nếu như quá trình sụt lún ở đây chấm dứt. Trong cửa tam giác có thể hình thành những bãi ngầm hoặc cù lao cửa sông.

Tác dụng đồng thời của dòng vật liệu đưa ra từ cửa tam giác và dòng biển gần bờ có thể hình thành những lươn cát, tạo điều kiện thuận lợi cho việc thành tạo các vịnh cửa sông (H. 8.10). Khi đó giữa cửa sông dạng phễu và biển bị một "đê ngầm" ngăn cách, nước ở phía trong vịnh cửa sông thường có độ mặn thấp hơn rất nhiều so với nước biển ở phía ngoài. Do vậy, nhiều sinh vật biển vượt qua lươn đất vào vịnh, không thích nghi được với độ mặn thấp sẽ bị chết hàng loạt



Hình 8.10. Sơ đồ về sự hình thành vịnh cửa sông (mũi tên chỉ hướng dòng chảy)

và bị chôn vùi trong các tầng trầm tích đáy vịnh. Sau đó diễn ra quá trình phân giải xác chết trong điều kiện thiếu oxy ở đáy vịnh, khiến cho nước vịnh trở thành một môi trường ô nhiễm và vịnh trở thành một cái bẫy tiêu diệt ngày càng nhiều sinh vật sa vào. Đó chính là điều kiện để tạo thành bùn sapropel; từ loại bùn này về sau sẽ thành

tạo các tầng đá phiến cháy hoặc đá phiến bitum. Các cửa sông dạng phễu sẽ tồn tại chừng nào các điều kiện thành tạo chúng chưa bị biến mất. Nhìn chung, ở những cửa sông dạng phễu lớn hiện nay người ta thấy lượng phù sa của các sông không nhiều, miền cửa sông tiếp tục bị sụt lún, vùng biển ở cửa sông khá sâu và vật liệu vụn do sông đưa ra thường bị dòng biển ven bờ cuốn đi xa. Cửa sông dạng phễu điển hình có thể thấy ở các sông Amazon, Xen, Elbe, Obi, Ienitxei. Miền cửa sông Bạch Đằng của nước ta cũng mang nhiều tính chất của một cửa sông dạng phễu.

8.3. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

8.3.1. Tính thấm nước của đá và nước dưới đất

Nước dưới đất là nước rất phổ biến trong lớp thổ nhưỡng, trong các lỗ hổng và khe nứt của đá ở dưới mặt đất, và tác dụng địa chất của nó rất lớn, đa dạng. Việc nghiên cứu nguồn gốc, sự phân bố, sự vận động, sự thay đổi về số lượng và chất lượng của nước dưới đất có ý nghĩa lý luận và thực tiễn to lớn. Nước dưới đất và quy luật hoạt động của nó là đối tượng của bộ môn địa chất thủy văn.

Tính thấm nước của đá có tầm quan trọng lớn đối với sự tích tụ và tàng trữ nước, nó thể hiện khả năng của đất đá cho nước đi qua và là nguồn gốc tạo nên nước dưới đất. Người ta chia đá làm ba loại theo khả năng thấm nước của chúng. Đá thấm nước gồm cát, cuội, sỏi và các loại đá có khe nứt (cát kết, đá vôi nứt nẻ, cuội kết v.v.). Đá nửa thấm nước gồm á cát, á sét nhẹ, đất lớt, than bùn chưa bị phá hủy v.v... Đá không thấm nước gồm sét, á sét nặng, than bùn đã bị phá hủy và đá kết khối, đá trầm tích gắn kết chặt chẽ không bị nứt nẻ.

Nước thấm được vào đá là nhờ các lỗ hổng giữa các khe nứt nẻ của đá; độ lỗ hổng đó được tính bằng công thức:

$$n = \frac{V_n}{V} \quad \text{hoặc} \quad n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\% \quad (n = \text{độ lỗ hổng}, V_n = \text{thể tích lỗ hổng}, V = \text{thể tích của cả mẫu đá})$$

Nhìn chung, đá có độ lỗ hổng cao thấm nước tốt hơn đá có độ lỗ hổng thấp. Tuy nhiên, sét có độ lỗ hổng tới 50-60% nhưng lại không thấm nước. Nguyên do là tuy tổng thể tích các lỗ hổng đá sét là lớn nhưng kích thước của khe hổng lại vô cùng nhỏ, vì thế nước không thể chảy trong các khe lỗ hổng đó do sức căng bề mặt rất lớn. Cát thường có độ lỗ hổng 30-35% nhưng lại rất dễ thấm nước. Thực tế cho thấy các hạt càng lớn thì đá càng dễ thấm nước, đá cuội, sỏi có độ lỗ hổng khoảng 20% lại cho nước thấm qua rất dễ. Như vậy, tính thấm nước của đá không phụ thuộc vào số lượng lỗ hổng mà phụ thuộc vào kích thước hạt (H. 8.11). Tính thấm nước của các đá nứt nẻ phụ thuộc vào kích thước và tính chất các khe nứt.

8.3.2. Trạng thái của nước trong đá

theo tính chất vật lý của chúng. Trên cơ sở đó, ngày nay các loại nước trong đá được phân ra các loại như nước trạng thái hơi, nước liên kết, nước mao dẫn, nước tự do, nước trạng thái rắn và nước liên kết hoá học (nước kết cấu và nước kết tinh).

Nước trạng thái hơi

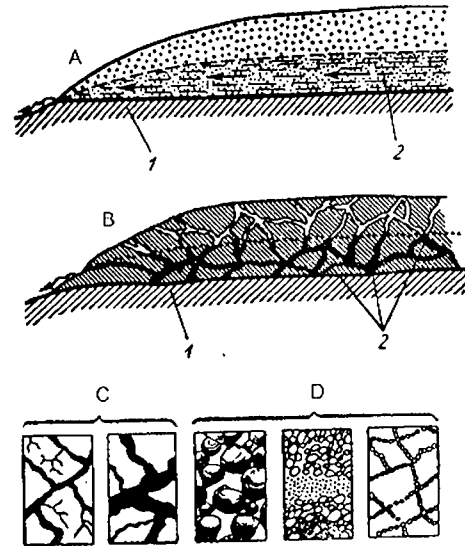
Nước trạng thái hơi là hơi nước lấp đầy các lỗ hổng và khe nứt của đá chưa bị nước lỏng chiếm chỗ. Khi nhiệt độ và áp suất không khí trong lỗ hổng và khe nứt thay đổi thì hơi nước đó có thể ngưng tụ thành nước trạng thái lỏng rồi lại cũng có thể bốc thành hơi. Khi có sự chênh lệch áp suất của hơi nước ở các vị trí khác nhau thì hơi nước sẽ đi từ nơi có áp suất cao tới nơi có áp suất thấp. Hơi nước dưới đất và hơi nước trong khí quyển tạo thành một hệ thống cân bằng động, tức là có sự lưu thông hơi nước dưới đất và hơi nước trên mặt đất, do đó lượng hơi nước dưới đất luôn luôn biến đổi.

Nước liên kết

Nước liên kết được thành tạo do sự hấp phụ phân tử trên bề mặt các hạt vật chất rắn, tạo thành một màng nước bao quanh bề mặt hạt; đó là loại nước liên kết vật lý. So với nước tự do, nước liên kết vận động chậm hơn, nó bị giữ trên bề mặt các hạt do những lực lớn hơn trọng lực rất nhiều. Màng nước liên kết có hai lớp – lớp trong là nước liên kết chặt, lớp ngoài là lớp liên kết yếu.

Nước liên kết chặt là lớp nước rất mỏng ngay sát trên bề mặt các hạt, chủ yếu do lực hút phân tử và lực liên kết tĩnh điện; ở các hạt sét, bề dày của lớp nước này chỉ vài chục phân tử nước (khoảng phần mười micron). Khác với nước thường, nước ở đây có khối lượng riêng gần $2g/cm^3$, nhớt, đàn hồi và độ bền chống cắt cao, không hòa tan muối, không có khả năng di chuyển, chỉ có thể tách khỏi bề mặt hạt bằng con đường bốc hơi ở nhiệt độ cao ($105 - 120^{\circ}C$). Do đó, nước liên kết chặt chỉ dịch chuyển khi biến sang thể hơi, thực vật không thể hút được loại nước này.

Nước liên kết yếu hay nước màng mỏng, nằm ngay bên ngoài lớp nước liên kết chặt bằng mối liên kết phân tử, nhưng lực liên kết yếu đi rất nhiều. Nó cũng dày hơn lớp nước liên kết chặt và thực vật có thể hút được loại nước này. Lượng nước màng mỏng phụ thuộc vào thành phần độ hạt, thành phần khoáng vật của đất đá. Nước màng mỏng không di chuyển dưới tác dụng của trọng lực vì lực hút phân tử lớn hơn trọng lực. Nó cũng không truyền áp lực thủy tĩnh vì không lấp đầy các lỗ hổng của đất đá. Khi các hạt có lớp nước màng mỏng với độ dày khác nhau tiếp xúc nhau thì nước màng mỏng có thể dịch chuyển từ hạt có màng mỏng lớn sang hạt có màng mỏng nhỏ hơn. Khi chiều dày tăng lên đến một giới hạn nào đó thì sức nặng của màng mỏng vượt quá mức lôi kéo bên trong lớp và nó có thể chuyển sang nước tự do, chịu tác dụng của trọng lực. Muốn khử nước màng mỏng cũng phải sấy đất đá ở nhiệt độ từ $105 -$



Hình 8.11. Đặc tính của đá thấm nước

A: Đá có lỗ hổng nhỏ, B: Đá có khe nứt, C: Kích thước của các khe nứt cho nước đi qua, D: Kích thước và mật độ phân bố của các hạt trong đá có lỗ hổng; 1: Đá không thấm nước, 2: Đá bão hoà nước. (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

120°C. Người ta cũng gọi đây là nước liên kết vật lý, nó đóng vai trò đặc biệt đối với các trầm tích hạt nhỏ, nhất là đối với sét, chính nó đã gây ra tính trương nở, co lún, giữ nước của các loại sét.

Nước mao dẫn

Nước mao dẫn là nước nằm trong lỗ hổng và khe nứt nhỏ của đất đá do tác dụng của lực mao dẫn, do đó nước ở vị trí tiếp xúc với đất đá có bề mặt khum. Nước mao dẫn có hai loại – nước mao dẫn tiếp xúc và nước mao dẫn thực sự.

Nước mao dẫn tiếp xúc (nước mao dẫn góc) chỉ nằm riêng biệt tại góc lỗ hổng mà không liên hệ với nhau và không di chuyển. *Nước mao dẫn thực sự* là nước chứa đầy lỗ hổng và có liên hệ với tầng nước ngầm phía dưới, nó thường tạo thành dải liên tục phía trên tầng nước ngầm và dao động tùy theo sự thay đổi của mực nước ngầm. Chiều cao của cột nước mao dẫn phụ thuộc vào kích thước lỗ hổng hoặc khe nứt; lỗ hổng, khe nứt càng nhỏ cột nước mao dẫn càng cao. Ngoài kích thước lỗ hổng, chiều cao cột nước mao dẫn cũng phụ thuộc vào nhiều yếu tố khác như độ khoáng hóa, thành phần hóa học của nước, thành phần khoáng vật của đất đá. Hiện tượng mao dẫn đã gây ra tình trạng phèn, chua, mặn ở một số đồng bằng ven biển như Đồng Tháp Mười và vùng tứ giác Long Xuyên v.v... Nó cũng làm cho một số công trình có nền móng nằm cách mặt nước ngầm không xa bị nghiêng lệch, rạn nứt (do có nước mao dẫn nên tính chất cơ lý của nền đất thay đổi).

Nước tự do (nước trọng lực)

Nước tự do là loại nước dưới đất di chuyển trong các lỗ hổng và khe nứt của đá dưới tác dụng của trọng lực. Trong đới thoáng khí, nước trọng lực di chuyển từ trên xuống dưới và được gọi là nước ngầm, còn trong đới bão hòa thì nước trọng lực di chuyển trong các tầng chứa nước gọi là nước thấm. Nước trọng lực trong đới bão hòa nước là đối tượng nghiên cứu chủ yếu của địa chất thủy văn.

Nước trạng thái rắn

Nước trạng thái rắn là nước trong đá ở các vùng đóng băng quanh năm. Ngoài ra vào mùa đông ở những vùng khí hậu lạnh, nước trong các lỗ hổng, các khe nứt của đá cũng bị đóng băng và chuyển sang trạng thái rắn.

Ngoài các dạng nước kể trên trong đất đá còn một số loại nước tham gia vào mạng tinh thể của khoáng vật; đó là *nước kết tinh* và *nước kết cấu*. Muốn tách được nước này ra phải nung khoáng vật ở nhiệt độ cao (250°C - 1300°C).

8.3.3. Nguồn gốc của nước dưới đất

Nguồn gốc nước dưới đất là một vấn đề còn cần được nghiên cứu để làm sáng tỏ; tuy nhiên, hiện nay ta có thể phân ra các kiểu nước dưới đất sau đây.

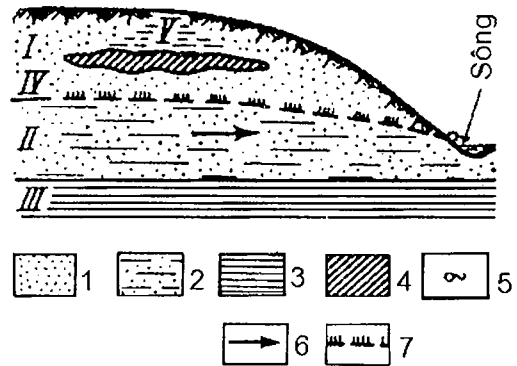
Nước ngầm. Nước ngầm là nước dưới đất do nước mưa ngấm xuống độ sâu từ hàng chục tới hàng trăm mét, mực nước này dao động phụ thuộc vào lượng mưa; đó là

nguồn cung cấp chính của nước ngầm. Mực nước ngầm có nguồn gốc nước ngầm cũng uốn lượn theo dạng địa hình, cho nên nó cũng tạo thành những lưu vực giống như lưu vực của một dòng sông.

Nước ngưng tụ. Phần đất phía trên nước ngầm là đới không bão hoà nước, trong đới này có không khí giống như khí quyển trên mặt đất và được coi như khí quyển dưới đất. Tại đây hơi nước cũng có thể ngưng tụ lại thành nước bám vào đất đá và ngấm xuống dưới sâu, loại nước đó được gọi là nước ngưng tụ. Nước ngưng tụ đóng một vai trò rất quan trọng đối với những vùng ít mưa, khô nóng, lượng nước ngầm không đáng kể, thậm chí mưa vừa xuống tới mặt đất đã bốc hơi hết. Vì không khí dưới đất thông thương với không khí trên mặt cho nên khi hơi nước trong khí quyển dưới đất ngưng tụ thành giọt lỏng thì áp suất riêng của phần hơi nước trong khí quyển dưới đất giảm, nhờ đó có sự di chuyển của hơi nước từ khí quyển trên mặt xuống khí quyển dưới đất. Chính quá trình này làm cho việc ngưng tụ của nước diễn ra liên tục. Sự tập trung hơi ẩm bằng cách ngưng tụ giúp ta hiểu rõ được một hiện tượng là ở một số vùng, mặc dầu không có mưa trong một thời gian dài mà mạ gieo vẫn không chết. Trong thời gian đó mặc dầu đất trên mặt khô đi nhiều nhưng cây cối vẫn nhận được hơi ẩm tập trung lại bằng con đường ngưng tụ trong những tầng đất sâu bên dưới. Tuy quá trình ngưng tụ nước diễn ra không giống với quá trình mưa ngấm xuống đất, nhưng về thực chất cả hai trường hợp đó nước đều có nguồn gốc khí quyển.

Nước sót hay nước tàn dư là nước có nguồn gốc từ các thủy vực cổ (biển, hồ, sông) Trong quá trình thành đá của vật liệu trầm tích, một phần nước trong trầm tích bị ép nên thoát mất, phần còn lại chính là nước sót. Điều kiện tốt nhất cho việc bảo tồn nước tàn dư là có các lớp trầm tích dày không thấm nước phủ lên trên. Chính vì vậy mà loại nước này còn được gọi là nước chôn vùi.

Nước nguyên sinh là nước có nguồn gốc từ magma ở trong lòng đất. Tại những khu vực hoạt động núi lửa hoặc gần núi lửa thì nước ngầm có nhiệt độ cao, chứa nhiều chất hoà tan và nhiều thành phần khí. Hơi nước từ magma dưới sâu bốc lên các lớp có nhiệt độ thấp hơn hoặc phun lên mặt đất sẽ ngưng tụ lại thành giọt tạo nên một loại nước ngầm đặc biệt. Có ý kiến cho rằng nước khoáng nóng từ dưới sâu đi lên là nước nguyên sinh hoặc bắt nguồn từ nước nguyên sinh, nhưng kết quả phân tích đồng vị cho thấy đại đa số nước khoáng nóng có nguồn gốc khí quyển và một số nguồn gốc khác, chỉ một số rất ít trong đó được coi là nước nguyên sinh.



Hình 8.12. Sơ đồ dạng nằm của nước ngầm và quan hệ của nó với nước mạch ngang

I - Đới thoáng khí; II - Đới bão hoà nước (nước ngầm); III - Đáy không thấm nước; IV - Đới nước mao dẫn; V - Nước mạch ngang. 1- Cát; 2- Cát bão hoà nước; 3- Sét; 4- Á sét nặng; 5- Nguồn; 6- Hướng chuyển động của nước ngầm; 7- Gương nước ngầm. (Sarugin M.M. 1962)

8.3.4. Phân loại nước dưới đất

Phân loại nước dưới đất có ý nghĩa thực tiễn và lý luận lớn và đó là một đối tượng nghiên cứu quan trọng của địa chất thủy văn. Nước dưới đất được phân loại theo nguồn gốc, theo điều kiện nằm, tính chất thủy lực, môi trường chứa nước, quan hệ của nước với các loại đá v.v.. Dưới đây chúng ta xem xét cách phân loại theo điều kiện nằm của nước dưới đất (Hình 8.12).

a. Nước trong đới thoáng khí. Đới thoáng khí là khoảng đất đá từ mặt đất đến bề mặt nước ngầm. Không khí có thể tự do lưu thông trong đới này nên được gọi là đới thoáng khí, đôi khi cũng gọi là đới thấm nước nhưng không bão hoà nước. Bề dày và cấu tạo của đới thoáng khí phụ thuộc vào đặc điểm địa hình, cấu trúc và thành phần của đới.

+ **Nước thổ nhưỡng.** Lớp đất trên cùng của đới thoáng khí liên quan trực tiếp đến đời sống của thực vật trên mặt đất được gọi là lớp thổ nhưỡng. Nước thổ nhưỡng là nước nằm trong lớp thổ nhưỡng, chứa một lượng rất lớn vật chất hữu cơ liên quan trực tiếp đến những sinh vật sống trên mặt đất và trong lớp thổ nhưỡng. Loại nước này có ý nghĩa lớn đối với trồng trọt trong nông nghiệp.

+ **Nước lầy** là loại nước nằm trong đất đầm lầy hoặc trong đất lầy hoá. Đất lầy là vùng đất lúc nào cũng ẩm ướt, do thường xuyên chứa đầm nước, nhiều cây cối mọc (xem 8.4.3). Có ba loại nước lầy, tùy thuộc vào nguồn cung cấp nước cho vùng lầy. *Nước đất lầy thấp* do nước ngầm, nước mặt và nước ngầm cung cấp cho vùng lầy; *nước đất lầy cao* là nước chỉ do nước mưa cung cấp cho vùng lầy; nước đất lầy trung gian do nước ngầm và nước ngầm cung cấp. Ngoài ra còn loại nước nằm ở sườn núi và do nước ngầm cung cấp gọi là nước lầy treo; ở đây tuy cũng có sự tham gia của nước mưa nhưng vì địa hình dốc nên chúng nhanh chóng bị thoát mất. Nghiên cứu nước lầy có ý nghĩa cho việc thoát khô vùng lầy, đặc biệt trong cải tạo đất và trong xây dựng công trình.

+ **Nước thượng tầng hay nước mạch ngang** là loại nước quan trọng nhất trong đới thoáng khí, nằm không sâu lắm trong đới thoáng khí và ở bên trên nước ngầm. Đó chính là nước ngầm trong đới thoáng khí, khi gặp thấu kính đất đá không thấm nước hoặc thấm nước kém nước sẽ bị ngăn giữ lại, tạo thành lớp nước có bề dày không lớn, nằm trên bề mặt thấu kính đất đá không thấm nước. Nguồn nước cung cấp cho nước thượng tầng là nước mưa và có khi là nước mặt ngầm qua lớp đất đá phía trên xuống. Do đó mực nước thượng tầng dao động rất mạnh – dầy nhất vào mùa hè, có thể cạn hẳn vào mùa đông, loại nước này cũng dễ bị ô nhiễm do những hoạt động nhân sinh. Nước thượng tầng thường gặp trong thành tạo Đệ Tứ bờ rời, trong các lớp phong hóa của đá gốc. Do phụ thuộc các điều kiện trên bề mặt nên độ khoáng hóa của nước thượng tầng rất khác nhau. Nơi có lượng mưa cao thì nước thượng tầng thường nhạt, độ khoáng hóa thấp; ngược lại ở vùng khô hanh nước thượng tầng có độ khoáng hóa cao.

b. Nước ngầm. Trong cách gọi thông thường, các loại nước dưới đất đều là nước ngầm. Trong địa chất thủy văn thuật ngữ nước ngầm có nội dung hẹp hơn – đó là loại nước trọng lực nằm trong tầng chứa nước thứ nhất kể từ trên mặt xuống; tầng này lại nằm trên một tầng không thấm nước. Phía trên tầng nước ngầm thường không có tầng không thấm nước che phủ, còn nước trọng lực (nước ngầm) không chiếm hết bề dày

của tầng đất đá thấm nước, vì thế bề mặt của nước ngầm (gương nước ngầm) là một mặt thoáng tự do. Chính điều đó quyết định thuộc tính không áp lực của nước ngầm. Khoảng cách từ đáy không thấm nước đến gương nước ngầm được gọi là bề dày tầng nước ngầm. Ngay sát phía trên gương nước ngầm là đới nước mao dẫn. Diện phân bố của nước ngầm phụ thuộc vào điều kiện địa lý tự nhiên, địa hình và cấu tạo địa chất của khu vực. Gương nước ngầm ít khi nằm ngang mà thường lượn theo bề mặt của địa hình, nghiêng về phía sườn dốc. Do vậy mà nước ngầm luôn chuyển động thành dòng và chịu tác dụng của trọng lực chảy về phía mương xói, sông, biển hoặc chỗ thấp của địa hình rồi thoát ra thành nguồn. Khu vực này được gọi là khu vực thoát nước, trong đó nước chảy thành dòng nhỏ song song với nhau nên có tính chảy tầng. Tốc độ chuyển động của nước ngầm phụ thuộc vào độ nghiêng của gương và khả năng dẫn nước của đất đá. Nó được tính theo công thức:

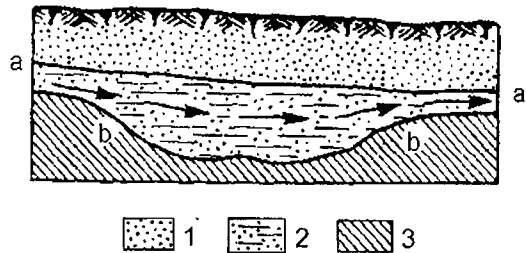
$$v = \frac{kh}{l}$$

(V: vận tốc chảy; k: hằng số phụ thuộc vào hệ số thấm của đá; h: mức chênh lệch độ cao giữa hai điểm; l: khoảng cách giữa hai điểm).

Thông thường hệ số $\frac{h}{l}$ gọi là độ nghiêng của gương nước ngầm hoặc là gradien áp lực và kí hiệu là i. Do vậy $V = ki$.

Hình dạng tầng đáy không thấm nước có ảnh hưởng nhiều đến hình dạng gương nước ngầm, khi đáy không thấm nước nằm ngang hoặc nằm nghiêng thì gương nước ngầm phẳng và dốc về hướng dòng chảy. Khi đáy không thấm nước lồi hoặc lõm thì gương nước ngầm cũng uốn cong theo. Nước ngầm do nằm gần mặt đất và chịu ảnh hưởng rất nhiều của khí hậu, nên cũng có tính phân đới rõ rệt (Hình 8.13).

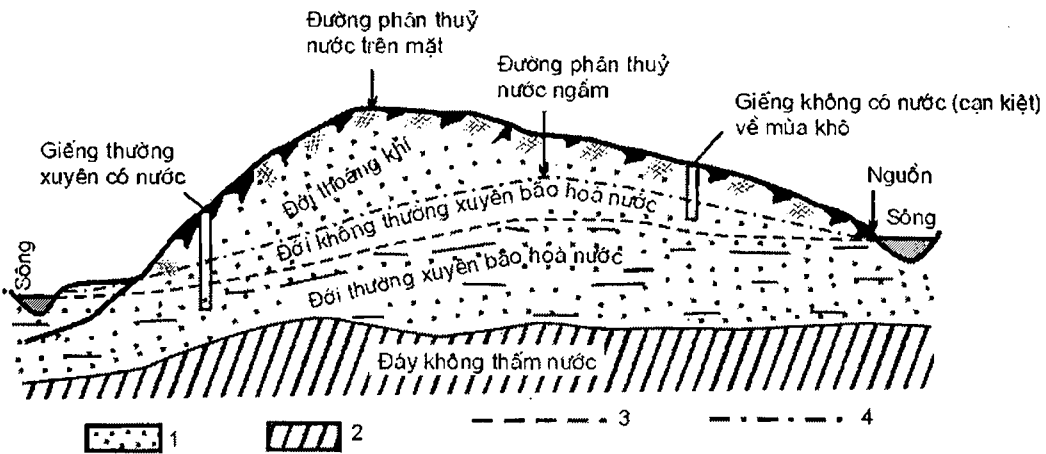
Chế độ nước ngầm. Số lượng và chất lượng của nước ngầm thay đổi theo thời gian và phản ứng rất nhanh với sự thay đổi của các điều kiện khí tượng thủy văn. Sự thay đổi điều kiện cung cấp ảnh hưởng trực tiếp đến chế độ nước ngầm; khi mưa nhiều, mực nước ngầm lên cao, lúc mưa ít mực nước ngầm hạ thấp. Sự thay đổi đó còn thể hiện rõ rệt theo mùa, và mực nước chênh lệch nhau giữa các mùa có thể lên tới hàng mét. Do sự dao động của mực nước ngầm, một số lớp đá có mùa bị khô, có mùa dẫm nước, tạo nên một đới không thường xuyên bão hòa nước nằm trong khoảng mực nước ngầm thấp nhất và mực nước ngầm cao nhất. Do đó, người ta chia khoảng cách từ mặt đất đến đáy tầng nước ngầm thành 3 đới: 1). *Đới thoáng khí* bao giờ cũng nằm trên bề mặt cao nhất của nước ngầm, không bao giờ chứa đầy nước và nước mưa chỉ thấm qua đới này để xuống đới dưới. 2). *Đới chuyển tiếp* nằm ở khoảng giữa mực nước ngầm cao nhất và mực nước ngầm thấp nhất, lần lượt bị dẫm nước và bị rút nước khô đi. 3). *Đới thường xuyên bão hòa nước* nằm giữa mực nước ngầm thấp nhất và đáy không thấm nước.



Hình 8.13. Quan hệ giữa dòng nước ngầm và bồn nước ngầm

a-a: Bề mặt gương nước ngầm, b-b: Ranh giới giữa dòng nước ngầm và bồn nước ngầm. 1- Cát, 2- Cát ngầm nước, 3- á sét (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

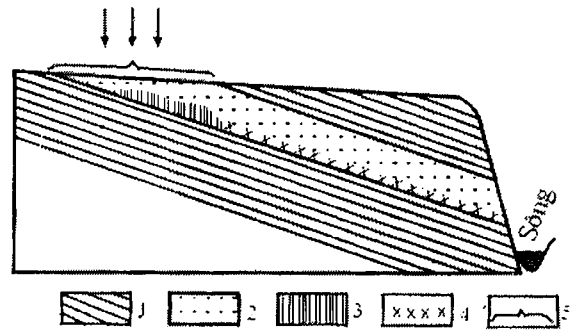
Lưu lượng của nước ngầm thay đổi theo chế độ nước ngầm, điều này có tầm quan trọng thực tế rất lớn trong việc giải quyết các nhiệm vụ kinh tế quốc dân (Hình 8.14).



Hình 8.14. Sơ đồ dạng nằm và chuyển động của nước ngầm

1. Cát, 2. Á sét, 3. Mực nước ngầm thấp nhất, 4. Mực nước ngầm cao nhất (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

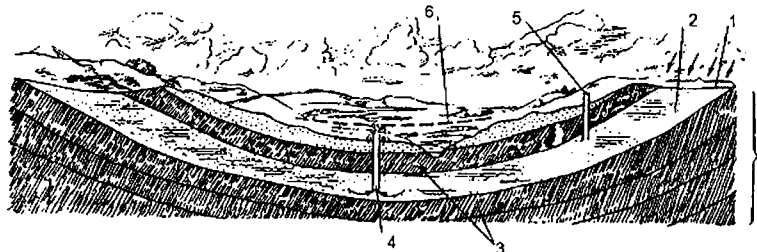
Nước gian vỉa không áp lực. Về bản chất nước gian vỉa không áp lực hoàn toàn giống nước ngầm, chỉ khác nước ngầm ở chỗ nó nằm giữa hai tầng không thấm nước. Nước gian vỉa có vùng cung cấp không trùng với diện phân bố của nó mà chỉ có ở chỗ lớp chứa nước lộ ra trên mặt đất và thường nằm cao hơn gốc xói mòn. Nước gian vỉa không áp lực không lấp đầy lớp chứa nước, không chịu sức ép của lớp mái không thấm nước và có mặt nước thoáng tự do. Như vậy nó cũng giống nước ngầm là chịu ảnh hưởng của trọng lực (Hình 8.15).



Hình 8.15. Dạng nằm nước gian vỉa không áp lực

1- Đá không thấm nước; 2- Đá thấm nước; 3- Nước ngầm; 4- Nước gian vỉa không áp lực; 5- Vùng cấp nước (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Nước artesi. Tên gọi của nước artesi xuất phát từ chữ Artois là tên của một vùng địa lý ở phía bắc nước Pháp, nơi phát hiện đầu tiên một loại nước dưới đất bằng một giếng tự chảy từ thế kỷ 12. Nước artesi có áp lực (do đó đôi khi cũng gọi là nước áp lực) là do bị lớp không thấm nước phủ ở trên (Hình 8.16). Vì vậy, khi khoan hoặc đào đến tầng chứa nước thì nước dưới đất sẽ dâng lên trong giếng khoan, khi có điều kiện thuận lợi nước sẽ trào hoặc phun lên miệng giếng.



Hình 8.16. Sơ đồ dạng nằm của nước áp lực

1- Vùng cấp nước; 2- Lớp chứa nước; 3- Lớp không thấm nước; 4- Giếng tự phun; 5- Giếng không phun; 6- Mức áp lực (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Nước artesi thường được phát hiện trong những cấu tạo địa chất thuận lợi như nếp lồi và đơn nghiêng. Thường thường loại nước gian vữa có áp lực này có trong đá chứa nước trước Đệ Tứ, ít gặp trong đất đá Đệ Tứ và thường nằm sâu hơn nước ngầm, ở phía trên có lớp không thấm nước phủ kín.

Bồn artesi là tập hợp của tầng hay phức hệ nước chứa nước artesi nằm trong những cấu tạo nếp lồi, nhiều trường hợp bồn chỉ có một tầng chứa nước. Miền cung cấp nước là phần diện tích đá chứa nước của tầng hay phức hệ chứa nước artesi lộ ra trên mặt đất tại những vị trí có độ cao tuyệt đối lớn nhất. Miền phân bố áp lực (hay miền dòng chảy có áp lực) thực chất là phần diện tích phân bố chủ yếu của bồn artesi. Áp lực của nước ở đó thường cao hơn mặt ranh giới tầng chứa nước và đỉnh cách nước. Mực áp lực của nước trên toàn bộ diện tích phân bố của bồn artesi phụ thuộc vào quan hệ và độ cao giữa miền cung cấp và miền thoát nước.

Mạch nước. Mạch nước là thuật ngữ phổ biến trong dân gian, nhưng trong địa chất thuỷ văn khái niệm mạch nước có khác chút ít. Mạch nước là những nơi lộ ra của tầng chứa nước, từ đó nước dưới đất có thể chảy ra. Mạch nước không bao gồm các vết lộ nhân tạo như hồ, giếng khoan mà chỉ gồm những vết lộ tự nhiên của nước.

8.3.5. Thành phần hoá học của nước dưới đất

Nước dưới đất chảy qua nhiều loại đất đá, chúng rửa lũa, hoà tan nhiều muối khoáng. Nếu nước lúc đầu có nguồn gốc biển hoặc nguyên sinh v.v... thì lượng khoáng hóa sẽ cao. Lượng chất hòa tan trong nước dưới đất thay đổi rất nhiều, từ loại gần như nước cất đến loại nước bão hòa muối. Tổng lượng vật chất hòa tan trong nước dưới đất gọi là độ khoáng hóa của nước. V. I. Vernadski phân nước tự nhiên thành bốn nhóm lớn: 1) Nước nhạt hay nước ngọt có độ khoáng hóa dưới 1g/l; 2) Nước hơi mặn có độ khoáng hóa từ 1g đến 10g/l; 3) Nước mặn – độ khoáng hóa từ 10 - 50g/l; 4) Nước muối – độ khoáng hóa trên 50g/l. Nước tốt nhất đối với đời sống là nước nhạt có độ khoáng hóa dưới 1g/l. Có nhiều chất hóa học hòa tan trong nước; phổ biến nhất là các ion Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{++} , Fe^{++} , Mn^{++} , các khí CO_2 , O_2 , hiếm khi có H_2S . Tương quan giữa các ion này quyết định tính chất của nước dưới đất – kiềm, mặn hoặc cứng. Nếu giàu các ion Na^+ và Cl^- nước sẽ có vị mặn; chứa nhiều ion Na^+ và HCO_3^- nước sẽ có tính chất kiềm; chứa nhiều ion Ca^{++} và Mg^{++} nước sẽ là nước cứng (Hình 8.17).

Nước khoáng

Bất kỳ một loại nước tự nhiên nào cũng đều chứa các chất khoáng và như vậy các loại nước đó đều có thể được gọi là nước khoáng. Tuy nhiên, thuật ngữ nước khoáng được dành cho những loại nước tự nhiên có thể dùng để chữa bệnh hoặc để tăng cường sức khoẻ vì chúng có những đặc tính hóa lý nhất định có ảnh hưởng tới sinh lý con người. Những đặc tính đó trước hết biểu hiện ở tổng độ khoáng hóa, các thành phần đặc biệt, các chất phóng xạ và nhiệt độ của nước. Các mạch nước khoáng có nhiệt độ cao thường hay gặp trong thiên nhiên, vì thế khi gặp mạch nước nóng người ta cũng thường hay coi nó như nước khoáng. Nước khoáng được phân loại dựa vào một chỉ tiêu nào đó của nó.

Theo độ khoáng hóa, nước khoáng được phân loại như sau:

- Nước có độ khoáng hóa yếu, $M < 2\text{g/l}$
- Nước có độ khoáng hóa thấp, $M = 2 - 5\text{g/l}$
- Nước có độ khoáng hóa trung bình, $M = 5 - 15\text{g/l}$
- Nước có độ khoáng hóa cao, $M = 15 - 35\text{g/l}$
- Nước muối, $M = 35 - 150\text{g/l}$
- Nước muối đậm đặc, $M > 150\text{g/l}$

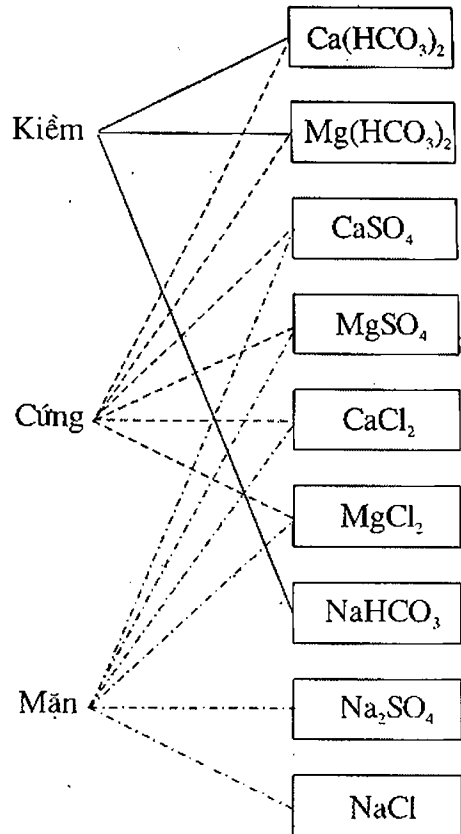
Theo nhiệt độ, nước khoáng có các loại:

- Nước rất lạnh – $0 - 4^{\circ}\text{C}$
- Nước lạnh – $4 - 20^{\circ}\text{C}$
- Nước ấm – $20 - 37^{\circ}\text{C}$
- Nước nóng – $37 - 42^{\circ}\text{C}$
- Nước rất nóng – $42 - 100^{\circ}\text{C}$
- Nước sôi $> 100^{\circ}\text{C}$

Cả hai cách phân loại trên đây đều thể hiện mối liên quan của nước khoáng với mục đích sử dụng chúng. Ví dụ những nước khoáng dùng trong y tế; để uống khi có độ khoáng hóa trung bình ($M = 5 - 15\text{g/l}$), độ thẩm thấu gần bằng độ thẩm thấu của huyết tương; để làm nước tắm khi có độ khoáng hóa cao ($M = 15 - 35\text{g/l}$); còn nước rất nóng và nước sôi để xông trị bệnh.

Ngoài ra, nước khoáng còn được phân loại dựa vào môi trường tồn tại và thành phần đặc biệt của chúng. Ví dụ, nước khoáng sulfur hydro, methan chủ yếu do quá trình sinh hóa xảy ra trong môi trường khử, nước khoáng carbonic sinh ra trong môi trường biến chất nhiệt độ và áp suất cao. Nước khoáng phóng xạ chứa nguyên tố phóng xạ, thường là radi.

Nghiên cứu nguồn gốc thành tạo của nước khoáng, ta thấy nó liên quan nhiều đến những phần sâu của Trái Đất. Trong các loại nước khoáng nổi tiếng nhất hiện nay phải kể đến nước khoáng carbonic, nước khoáng sulfur hydro, nước khoáng phóng xạ. Trong số đó, nước khoáng carbonic được sử dụng rộng rãi nhất để chữa bệnh và phục hồi sức khỏe của con người và cũng là loại nước khoáng được nghiên cứu nhiều hơn cả. Ở Việt Nam cũng đã phát hiện nhiều mạch nước khoáng, nhiều mạch trong số đó đã được khai thác sử dụng như các mỏ nước khoáng Mỹ Lâm (Tuyên Quang), Vĩnh Hảo (Bình Thuận), Quang Hanh (Cẩm Phả), Hội Vân (Phù Cát, Bình Định), nước khoáng nóng hoặc ấm ở đới Sông Đà, Kim Bôi (Hoà Bình), Kênh Gà (Ninh Bình), Yên Bái, Sơn La, nước khoáng sulfur hydro và sulfur hydro-metan ở các đới An Châu và trũng Hà Nội v.v..



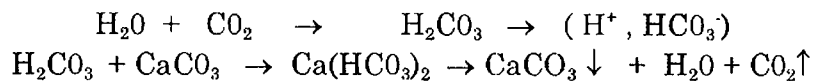
Hình 8.17. Sơ đồ phân loại nước theo thành phần hoá học (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962).

8.3.6. Karst (Carxto)

Karst là hiện tượng địa chất do nước dưới đất và nước trên bề mặt hoà tan, rửa lữa các đá dễ hòa tan. Kết quả của hoạt động karst là thành tạo một hệ thống thủy văn trên bề mặt xâm thực do nước chảy trên mặt và hệ thống thủy văn ngầm dưới đất trong khối đá bị karst hóa. Karst cũng tạo nên những dạng địa hình âm trên bề mặt và dạng địa hình rỗng dưới đất.

Thuật ngữ “karst” xuất nguồn từ tên gọi của cao nguyên đá vôi ở tây bắc Nam Tư, nơi có hiện tượng karst rất điển hình và được nghiên cứu sớm nhất. Những đá có khả năng karst hóa là những loại đá có thể hòa tan được trong nước hoặc trong dung dịch nước chứa CO_2 hay một số axit, ví dụ muối mỏ, thạch cao, anhydrit, đá vôi v.v.. Trong thiên nhiên, muối mỏ, thạch cao ít phổ biến và thường là những thể nhỏ, nên ta ít được thấy hiện tượng karst trên những loại đó. Ngược lại đá vôi và dômômit, đặc biệt là đá vôi, rất phổ biến cho nên ta thường gặp karst trên đá vôi.

Nước thiên nhiên bao giờ cũng hòa tan một lượng muối và khí carbonic. Các loại muối đó và nhất là khí carbonic có ảnh hưởng rất nhiều đến sự hòa tan của đá. Nước bão hòa khí carbonic hoà tan gấp bội đá vôi và dômômit so với nước nguyên chất. Ví dụ, trong nước nguyên chất CaCO_3 chỉ bị hòa tan 11,5 mg/l; nhưng nước chứa 1mg/l khí carbonic tự do sẽ hòa tan lượng CaCO_3 tới 50 - 60 mg/l. Sự có mặt của NaCl trong nước làm tăng độ hòa tan của thạch cao lên 2,5- 3,5 lần, còn sự có mặt của sulfat magnesi làm giảm độ hòa tan của nó xuống số không. Quá trình hoạt động karst diễn ra theo phản ứng hoá học như sau:



Các dạng địa hình karst

Karư hay địa hình luống cày là dạng địa hình nhỏ phát triển rộng rãi trên bề mặt, đặc biệt tại sườn nghiêng của các khối đá vôi trong vùng địa hình karst. Chúng có hình dạng những luống chạy dài gần như song song với nhau và thành những rãnh sâu từ vài cm đến một vài mét do nước mưa hòa tan đá vôi tạo nên. Một khu vực rộng phát triển địa hình karư được gọi là cánh đồng karư hay địa hình đá tai mèo. Dạng địa hình karư này rất phát triển ở các núi đá vôi vùng Bắc Sơn (Lạng Sơn), Sơn La, Ninh Bình, Quảng Bình v. v.. Địa hình karư được thành tạo trong thời kỳ đầu của quá trình phát triển karst.

Địa hình karư phát triển trên mọi độ cao khác nhau từ dải bờ biển đá vôi (trong phạm vi hoạt động của sóng vỗ và thủy triều) cho tới những đỉnh núi cao có băng tuyết. Tuy nhiên, karư phát triển mạnh hơn trong đá vôi tinh khiết, nếu đá vôi có nhiều tạp chất nhất là sét, chúng sẽ phát triển chậm hơn, thậm chí có thể ngừng phát triển sau một thời gian tương đối ngắn vì sét tàn dư có thể lấp kín các khe rãnh và cả bề mặt đá vôi. Quá trình phát triển của karư cũng có thể bị chậm lại nếu trên bề mặt có một lớp phủ thổ nhưỡng và thực vật. Cũng có cả loại karư ngầm hình thành trong các dòng sông ngầm và hang động hoặc phát triển ngầm dưới các lớp trầm tích bờ rời.

Phễu karst là một dạng địa hình karst âm, rất phổ biến trong vùng núi đá vôi. Chúng có dạng phễu, sườn rất dốc, đường kính thay đổi từ vài mét đến vài chục mét, đôi khi tới vài trăm mét, chiều sâu hàng chục mét, thẳng hoặc có thể hơn nữa. Dưới đáy phễu karst có lạc thủy động là những khoang rỗng trong núi đá vôi (do karst), liên thông với đáy phễu karst. Do đó đáy phễu karst không chứa nước được mà nước chảy "lạc" đi, chui xuống những khoang rỗng ở bên dưới (lạc thủy động). Nếu lạc thủy động đã ngừng hoạt động và bị trầm tích lấp kín, nước không bị chảy mất nữa thì phễu karst có thể biến thành hồ. Về nguồn gốc, phễu karst có thể do quá trình karst ngầm sau đó trần bị sụp đổ. Phễu karst có thể gặp ở nhiều nơi trong các vùng núi đá vôi rất phổ biến ở nước ta.

Lòng chảo karst (đĩa karst) là dạng địa hình karst trũng, nông và thường rộng, chiều sâu nhiều khi nhỏ hơn chiều rộng đến 9-10 lần. Đáy thường rất thoải, hơi lõm, sườn thoải và chuyển tiếp từ từ lên khu vực bề mặt xung quanh. Trong đa số trường hợp, đáy đĩa karst có lớp trầm tích vụn phủ và thường là sét tàn dư của các quá trình hòa tan. Tại những miền karst có núi trơ trụi thì những lòng chảo karst kiểu này là nơi có được những đồng ruộng canh tác như ở cao nguyên Đồng Văn, Quản Bạ (Hà Giang), Bắc Sơn (Lạng Sơn). Những lạc thủy động ở dưới đáy bị lấp kín nên về mùa mưa những lòng chảo karst này trở thành những hồ rộng.

Cánh đồng karst là những bồn trũng karst có nguồn gốc phức tạp và thường có kích thước tương đối lớn (có diện tích từ một vài km² đến hàng trăm km²). Cánh đồng karst có đáy phẳng, rộng, có lớp trầm tích vụn, bờ bao phủ, vách cao và dốc đứng. Đôi khi ở đáy còn có những chỏm đá vôi thấp nhỏ nhô lên và dưới đáy còn có thể gặp những dòng sông nhỏ uốn khúc.

Sông suối và hồ ngầm. Ở vùng núi đá vôi nước thường bị hút xuống dưới sâu và chảy theo những sông và hồ ngầm do karst tạo nên. Nhiều nơi, do quá trình hòa tan, trần hang động bị sụp xuống để lộ ra những đoạn dòng sông hoặc những hồ ngầm nhỏ.

Hang động karst là những khoang rỗng có hình dạng và kích thước khác nhau nằm trong các khối đá gốc, thông với bề mặt bằng một hoặc nhiều cửa và có nguồn gốc rất phức tạp. Đáng kể hơn cả về kích thước và ý nghĩa thực tiễn và lý luận là các hang động thành tạo do quá trình karst hóa đá vôi. Trong các vùng đá vôi, hang động karst là một trong những dạng địa hình phổ biến nhất và đôi khi một số trở nên nổi tiếng vì ý nghĩa văn hóa và khoa học của chúng nếu chúng có chứa những di chỉ khảo cổ hay trở thành những điểm danh thắng v.v... Động Phong Nha (Quảng Bình), động Thiên Cung (vịnh Hạ Long), Động Tiên (Hòa Bình), Hang Khỉ (Kim Bôi), Động Tam Thanh, Nhị Thanh (Lạng Sơn), Bích Động (Ninh Bình), Hương Tích (Mỹ Đức, Hà Tây) v.v.. là những hang động karst nổi tiếng ở nước ta.

Các hang động karst thường tạo thành một hệ thống những kênh ngầm hẹp đan xen với những đoạn mở rộng và thường sắp xếp thành nhiều tầng cao thấp khác nhau. Độ cao giữa các tầng hang trong một vùng thường liên quan với các bậc thềm sông chứng tỏ sự phát triển của chúng tương ứng với các chu kỳ xói mòn của hệ thống sông. Trong vùng karst, hang động thường lộ ra bên rìa các núi đá vôi. Trong hang động đá

vôi, do quá trình hòa tan đá vôi và tích tụ carbonat calci, thường hình thành các loại thạch nhũ, trong đó các loại chính gồm chuông đá, măng đá, cột đá.

Cơ chế hình thành chuông đá, măng đá, cột đá diễn ra như sau. Nước hoà tan đá vôi dưới dạng $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ chảy theo các khe nứt trên trần hang và giọt giọt xuống. Do dung dịch $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ gặp không khí thoáng trong hang nên carbonat calci bị kết tủa theo phản ứng: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 \downarrow + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \uparrow$. Khi dung dịch $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ theo những giọt nước rơi xuống sàn hang thì carbonat calci kết tủa và tích đọng dần thành dạng trụ tựa như cái măng nên gọi là măng đá, theo những giọt nước còn treo trên trần hang chúng tích đọng dần thành dạng như một chiếc chuông treo (chuông đá). Chuông đá và măng đá mọc lớn dần và cuối cùng tiếp giao nhau, hợp thành cột đá trong hang.

Hang động được phân thành 3 loại theo chế độ nhiệt trong hang. *Hang động hai cửa* là loại phổ biến, hang thông thoáng với không khí bên ngoài; do đó nhiệt độ, độ ẩm không khí trong hang dao động theo không khí bên ngoài. *Hang cụt* là loại hang chỉ có một lối thông với bên ngoài nằm ở ngang mực đáy hang, nhiệt độ không khí trong hang tương ứng với nhiệt độ đá bao quanh hang. Mùa đông nhiệt độ hạ thấp, không khí ngoài trời nặng hơn đẩy không khí trong hang lên đỉnh vòm hang, vì vậy loại hang này cũng được gọi là *hang nóng*. Loại hang thứ ba cũng thuộc nhóm hang cụt nhưng lối thông với bên ngoài nằm ở đỉnh hang. Về mùa hè, khối khí trong hang vẫn là khối không khí có sẵn từ mùa đông nên lạnh hơn bên ngoài, do đó nặng hơn và không thể thoát ra ngoài được. Do đó, nhiệt độ không khí trong hang về mùa hè thấp hơn ở ngoài rất nhiều và được gọi là *hang lạnh*.

Ngoài những loại hang động do hoạt động karst tạo nên, trên bề mặt đá ở vùng núi đá vôi dọc theo các dòng chảy nhỏ, chúng ta thường gặp những lớp mỏng đá vôi phân lớp rất mịn và thường uốn lượn theo hình dạng của đá bao quanh. Những lớp đá vôi này được thành tạo do nước chảy qua mang theo dung dịch vôi hoà tan có công thức $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, khi gặp thoáng khí CO_2 bay đi và CaCO_3 đọng lại. Chúng có tên gọi là travertin, tên này xuất xứ từ chữ travertino tiếng Italia có nghĩa là đi qua, vì chúng được thành tạo do dòng nước chảy qua.

Phân loại karst

Dựa vào điều kiện khí hậu, đặc điểm nằm của đá bị hoà tan, sự có mặt của các lớp phủ trên, karst được phân thành hai kiểu cơ bản là kiểu karst hở và karst kín.

Karst hở thường gặp ở các miền gần Địa Trung Hải nên cũng được gọi là karst kiểu Địa Trung Hải; ở vùng này thường có những trận mưa rào cuốn đi tất cả những đất bề rời còn sót lại trong quá trình hòa tan đá vôi. Do đó bề mặt của karst luôn luôn hở và chịu tác dụng thường xuyên của những nhân tố trên mặt. Karst phát triển rất mạnh và có đủ các dạng địa hình như karst, phế, lòng chảo, lạc thủy động, sông hồ ngầm và hang động v. v...

Karst kín phát triển ở các miền khí hậu ôn đới, ở đó mưa ít và không lớn, các thành tạo bề rời không bị cuốn trôi đi, bề mặt karst luôn luôn bị phủ kín. Trong điều kiện đó, các quá trình karst phát triển ngầm dưới đất và vì vậy nhiều dạng địa hình

karst không hình thành được; ở đây không có karst, không có lòng chảo karst, còn phếu karst, lạc thủy động, sông và hồ ngầm khá phổ biến.

8.3.7. Trượt đất

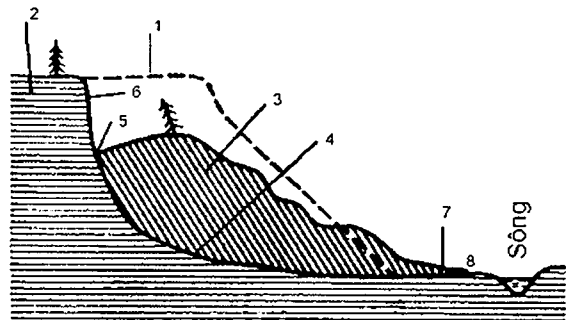
Ở nhiều nơi trên các sườn núi cao, sườn thung lũng, các bờ dốc của sông, hồ, bờ biển và ở các hẻm núi đá hay bị trượt đổ, nhất là về mùa mưa. Nguyên nhân chủ yếu gây ra hiện tượng trượt đất là do hoạt động của nước ngầm rửa trôi, làm suy yếu sự liên kết giữa các khối đất đá trượt và thân sườn dốc. Hiện tượng trượt có thể xảy ra từ từ và lâu dài, nhưng cũng có thể xảy ra trong giây lát và gây ra những hậu quả nghiêm trọng. Dựa theo tính chất và quy mô người ta chia trượt đất thành ba loại:

Trượt chảy là những trượt đất nhỏ, chỉ bao gồm một phần đất trên mặt do đá bị phong hoá; khi bị ướt đất này chảy từ từ xuống dưới.

Trượt đất là trường hợp những khối đất đá lớn, có thể gồm nhiều loại đá khác nhau từ trên sườn núi trượt xuống.

Lở núi là trường hợp những khối đất đá lớn đột ngột tách rời khỏi núi và đổ sập xuống. Lở núi đôi khi có quy mô khổng lồ như vào năm 1911 ở Pamir có khối núi lở tới 7- 8 tỉ tấn, chặn ngang một con sông tạo nên một hồ dài tới 80 km và một đập chắn cao 600m, dài 2km, đáy rộng tới 5km.

Điển hình và phổ biến nhất trong ba loại trên là trượt đất, chúng đã gây rất nhiều thiệt hại cả về kinh tế lẫn tính mạng con người. Trên hình 8.18 mô tả một trường hợp trượt đất điển hình; đường chấm chấm biểu diễn sườn trước khi lở; sau khi lở vách có dạng khác hẳn. Bề mặt trượt (hay gương trượt) là mặt theo đó khối đá trượt xuống, bề mặt này thường bóng láng, bị khía. Khối đất đá bị trượt xuống gọi là thể trượt, phần vách dựng đứng ở bên trên thể trượt gọi là vách trượt. Nhìn mặt cắt ngang của thể trượt giống như một bậc thềm sông, nên còn được gọi là thềm trượt. Nơi tiếp xúc giữa thể trượt và vách trượt gọi là đường khâu duôi. Nơi mặt trượt lộ



Hình 8.18. Sơ đồ trắc diện trượt đất

1- Vị trí ban đầu của sườn dốc; 2- Phần không bị trượt; 3- Thể trượt; 4- Bề mặt trượt; 5- Đường khâu duôi; 6- Vách trượt; 7- Đáy trượt; 8- Mạch (nguồn)
(Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

ra ở dưới sườn gọi là đáy trượt. Tùy theo thành phần đá ở sườn núi và kiểu trượt mà đáy trượt có thể nằm ở các mức cao khác nhau, đa số trường hợp đáy trượt nằm ở trên sườn núi. Thể trượt có thể chỉ là một khối hoặc nhiều khối đá liền nhau, trong đó còn giữ được thứ tự các lớp đá, ở phía dưới đá bị ép mạnh. Dưới chân các khối trượt lớn, đá có thể bị dồn ép ùn lại thành một gò cao và được gọi là gò dồn ép, trên mặt trượt có thể có dăm kết. Nhiều cây cối ở chỗ trượt thường bị nghiêng ngã tạo thành “rừng say”. Trên hình 8.19 thể hiện quá trình hình thành “rừng say”, ta hãy quan sát các lớp 6 -

13, trong đó 9 là lớp cát chứa nước, 8 và 10 là hai lớp sét. Dọc theo chân bờ sông có hàng loạt khe nước chảy từ lớp chứa nước (9) mang theo cát. Do cát cứ bị trôi dần và dưới tác dụng của trọng lực nên khối đất đá ACEFB sẽ đứt rời ra và trượt đi. Theo sơ đồ, đáy của khối đất đá trượt là một đường cong dạng parabol (đường CEFB) giống như trắc diện cân bằng dọc của sông khi trưởng thành. Kết quả là khối ACEFB vỡ thành nhiều khối nhỏ với hàng loạt khe nứt rồi sau đó lại khép lại nhanh chóng, cỏ cây sẽ mọc phủ lên. Mặt khối đất đá nguyên thủy (AC) sau khi trượt sẽ nghiêng về phía bờ kéo theo cây cối hoặc những công trình xây dựng cũng nghiêng theo. Về sau cây cối lại tiếp tục phát triển cao lên; phần cây trước khi trượt vẫn nghiêng, còn phần mới mọc lại hướng thẳng theo quy luật hướng dương và như vậy tạo thành khu vực cây nghiêng ngả gọi là "rừng say". Hiện tượng trượt có thể xảy ra nhiều lần, quá trình cây nghiêng lại lặp lại; khi đó đếm các đợt cây ngả nghiêng ta biết được số lần trượt đã xảy ra.

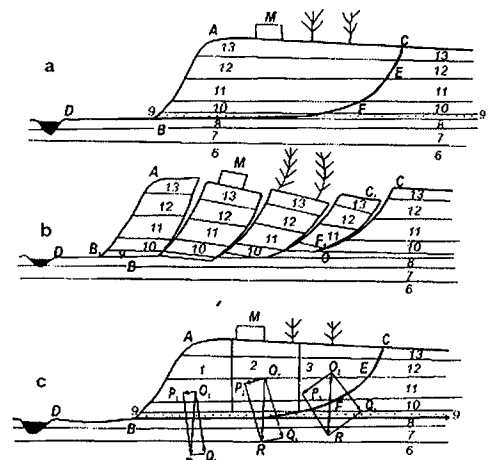
Như vậy trượt đất phát sinh do nhiều nguyên nhân như cấu trúc địa chất của vách, vách dốc đứng, điều kiện thoát nước ngầm, dao động của mực nước sông, v.v., trong đó hoạt động của nước ngầm đóng vai trò rất quan trọng. Do tác dụng của nước ngầm, kéo theo sự mất vật chất ở trên tầng chứa nước cơ sở nên lực liên kết giữa các lớp bị mất. Khi các lớp có độ dốc lớn thì do trọng lực mà các lớp phía trên sẽ trượt và đổ về phía dưới.

8.4. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA HỒ VÀ ĐÀM LẦY

8.4.1. Hồ và đặc điểm của hồ

Hồ là những bồn kín chứa nước, không thông trực tiếp ra biển, tổng diện tích các hồ khoảng 1,8% bề mặt Trái Đất, bằng 6,1% diện tích miền đất liền. Hồ cũng đóng vai trò quan trọng trong đời sống con người nên có hẳn một bộ môn khoa học nghiên cứu về hồ gọi là hồ học (limnology). Tuy hoạt động địa chất của hồ thua xa hoạt động địa chất của sông và biển, nhưng nghiên cứu hồ có ý nghĩa thực tiễn và lý luận rất lớn.

Quy mô của các hồ rất khác nhau, có những hồ nhỏ chỉ có diện tích vài hecta hoặc mấy chục hecta như hồ Hoàn Kiếm, hồ Tây nhưng lại có những hồ có diện tích hàng vạn km² như hồ Caspi (thực ra hồ này là một biển nội lục nằm ở ranh giới giữa các nước Nga, Azerbaijan, Armenia, Iran, Turmenistan và Kazakhstan) có diện tích tới 430.000 km² tức là gấp 1,3 lần diện tích đất liền của Việt Nam. Độ sâu của hồ cũng rất khác nhau, hồ Hoàn Kiếm, hồ Tây chỉ sâu vài mét, trong khi đó hồ Baikal ở Viễn Đông nước Nga sâu đến 1740m, hồ Tanganica ở phía đông Châu Phi sâu đến 1470m.



Hình 8.19. Sơ đồ trượt đất và "rừng say".

a: Trạng thái trước khi trượt đất. b: Sau khi trượt đất, khối đất bị trượt vỡ thành nhiều khối nhỏ nghiêng về phía bờ. Phần thấp của cây cối thẳng góc với mặt đất từ khi chưa trượt, phần ngọn mọc lên sau khi trượt đất, do đó cây trở nên cong uốn. c: Phân tích lực dẫn đến sự trượt đất.

Hồ có nhiều nguồn gốc khác nhau, dựa vào nguyên nhân thành tạo có thể phân biệt các loại hồ sau đây:

Hồ thành tạo do quá trình nội sinh gồm hồ kiến tạo và hồ núi lửa. *Hồ kiến tạo* là hồ được thành tạo do vỏ Trái Đất bị sụt xuống theo các đứt gãy như hồ Baikal (Viễn Đông Nga), hồ Sevan (Armenia), hồ Geneve (Thụy Sĩ), hồ Tanganica (Đông Phi). *Hồ núi lửa* có thể nằm ở miệng núi lửa cổ hoặc miệng các ống nổ như một số hồ ở Kamshatca, ở đảo Kuril, ở Băng đảo, Overgne (Pháp), hồ Tonung ở Plâycu. Ngoài ra có loại hồ do dung nham núi lửa phun ra chặn lấp thung lũng sông.

Hồ thành tạo do quá trình ngoại sinh gồm nhiều loại. *Hồ do băng hà* được thành tạo do tác dụng bào mòn và tích tụ của băng hà, phổ biến rộng rãi ở các miền băng hà lục địa cổ trong kỷ Đệ Tứ, ví dụ như ở bán đảo Kola (Tây Bắc Nga), Bắc Mỹ, Tây Tạng, Scandinavi, v.v.. *Hồ do gió* là hồ được thành tạo ở những vùng khô hạn, gió thổi mạnh khoét mòn mặt đất thành một vùng trũng rồi thành hồ như ở Mông Cổ và miền Bắc Trung Quốc. *Hồ nguồn gốc sông* được thành tạo ở những vùng trung lưu và hạ lưu của sông, nhiều khúc uốn bị tách khỏi dòng sông trở thành những hồ móng ngựa. *Hồ nguồn gốc karst* là do những phếu hay đĩa karst hình thành. Hồ duyên hải hình thành do vật liệu trầm tích bồi lấp ngăn cách chúng với biển. Hồ nhân tạo như hồ Hòa Bình, hồ Thác Bà v.v... do các công trình thủy lợi tạo nên.

Nước hồ

Thông thường nước hồ là nước mưa, nước từ các con sông suối chảy vào và cũng có khi do nước biển tách ra như hồ Caspi. Theo chế độ thủy văn (nguồn cung cấp nước và thoát nước) có thể phân ra hai loại hồ là 1) *Hồ không dòng chảy* (hồ nước tù) là loại hồ có nước do sông suối hoặc do mưa cung cấp, không có dòng chảy ra mà sự mất nước chỉ do bốc hơi ví dụ như hồ Caspi, hồ Aral. 2) *Hồ có dòng chảy* là hồ có dòng sông suối để nước thoát ra ngoài như Biển Hồ hoặc hồ Ba Bể, hồ Baikal. Có hồ nước nhạt (nước ngọt) và hồ nước mặn (30mg/l). Thành phần muối của các hồ cũng rất thay đổi và phụ thuộc vào khí hậu, điều kiện trao đổi nước, tính chất của thổ nhưỡng. Trong nước hồ ngoài thành phần những ion cơ bản như HNO_3^- , CO_3^{++} , SO_4^{--} , Cl , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^{++} , K^+ còn có một số thành phần khác với hàm lượng nhỏ như các hợp chất của nitơ, phosphor và một số ít sắt là những thành phần do hoạt động của sinh vật tạo nên. Trong nước hồ còn có các loại khí hoà tan như O_2 , N_2 , CO_2 .

Theo độ mặn và thành phần muối hồ thường phân bố địa lý theo quy luật như sau: Hồ vùng đài nguyên thường chứa các ion Si và HCO_3 , hồ miền rừng ôn đới chứa các ion HCO_3 , hồ miền rừng ôn đới chứa các ion HCO_3 và Ca, hồ miền thảo nguyên chứa SO_4 , Na, đôi khi HCO_3 , hồ miền sa mạc và bán sa mạc chứa các ion Cl và Na.

8.4.2. Hoạt động địa chất của hồ

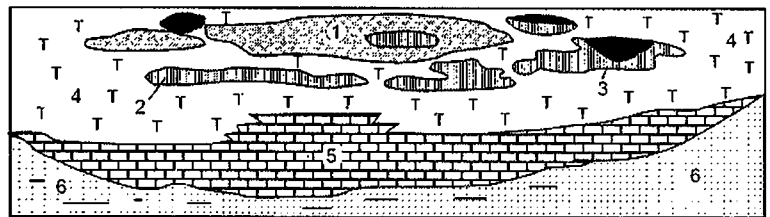
Hoạt động địa chất của hồ cũng giống như hoạt động địa chất của những vùng biển với quy mô nhỏ tức là tác dụng phá bờ và tác dụng trầm tích. Gió tạo cho hồ có sóng vỗ bờ, cũng có tác dụng mài mòn bờ và nhiều khi tác dụng này rất đáng kể.

Trầm tích của hồ gồm nhiều loại khác nhau tùy theo khí hậu, đặc điểm địa hình, cấu trúc địa chất và kích thước của hồ. Trầm tích hồ cũng gồm 3 nhóm là trầm tích lục nguyên, trầm tích hóa học và trầm tích hữu cơ. Trầm tích vụn bờ rời được gắn kết lại cũng tạo thành các loại đá cuội kết, dăm kết, cát kết, sét kết v.v.. Trong một số hồ có rất nhiều sinh vật sống có vỏ bằng chất vôi, khi chết các vỏ này tạo thành các trầm tích vôi. Các hồ Baikal, Sevan có nhiều sinh vật trôi nổi có vỏ silic, khi chết các vỏ này đọng lại thành trầm tích silic.

Các hồ nhỏ thường chứa trầm tích hữu cơ, chủ yếu dưới dạng bùn thối (sapropel). Bùn thối do sinh vật đơn bào sống trôi nổi tạo nên. Lúc còn ướt bùn thối là một khối dạng keo màu lục xám, phớt nâu, lúc khô thành khối dẻo sau cứng lại. Các hồ ở vùng thảo nguyên thường chứa nhiều bùn thối. Bùn thối cổ đã trải qua quá trình biến đổi phức tạp rồi tạo nên một loại than gọi là than bùn thối (sapropelit). Hồ ở miền khí hậu ẩm ướt có hàm lượng hydroxyt sắt và mangan cao, nhiều nơi quặng sắt đọng lại ở các đới gần bờ tới độ sâu từ 3-5m đôi khi đến 10m, quặng sắt này do nước ngầm có chứa sắt mang tới hồ. Các hợp chất sắt tạo thành hình hạt đậu với những lớp đồng tâm hoặc những kết hạch có hình bánh dầy. Trong sự thành tạo quặng sắt này, vi khuẩn đóng một vai trò quan trọng, có nơi quặng sắt, mangan thường rất giàu phosphor và silic. Hồ của các miền khí hậu khô nóng thường chứa nhiều muối do nước hòa tan, rửa lữa chúng từ các đá đưa tới; tùy theo từng loại muối, các hồ có thể được phân thành hồ carbonat, hồ sulfat, hồ chlorur.

8.4.3. Đầm lầy và sự thành tạo than bùn

Đầm lầy là những khu vực của mặt Trái Đất có nước ngầm ở sát mặt đất, lúc nào cũng ẩm ướt, nhiều cây cối mọc. Đó có thể là những vùng hồ nông biến thành hoặc là những miền đất liền bị ngập nước thường xuyên.



Hình 8.20. Trầm tích đầm lầy vùng khí hậu ẩm

1. vivianit; 2. siderit; 3. quặng sắt nâu; 4. than bùn; 5. đá vôi
đầm lầy; 6. cát và sét (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Những chỗ đất nông, gần bờ thường là nơi thuận lợi cho cây cối phát triển và gần hồ thường có nhiều cây lau sậy, cỏ, lác, sâu hơn có các loại cây mọc ngầm dưới nước. Sau khi chết, xác cây cối này rơi xuống đáy và do thiếu oxy chỉ bị phá hủy một phần, các cây khác lại mọc chồng lên trên, trong số đó có rất nhiều rễ mọc lan rộng, bám cả vào gốc cây lớn. Quá trình cứ tiếp diễn, lặp đi lặp lại, về sau xác thực vật này trải qua quá trình biến đổi phức tạp để thành than bùn (Hình 8.20). Vì vậy trong các mỏ than bùn thường thấy ở phần trên là những lớp than rêu, còn ở phần dưới có cả thân và rễ của cây lớn. Quá trình thành tạo đầm lầy bắt đầu trên bề mặt lục địa, trên các loại địa hình khác nhau ở bất cứ nơi nào có điều kiện thổ nhưỡng thừa ẩm ướt, do mực nước ngầm dâng cao hoặc do nước trên mặt không có lối thoát đọng lại. Đầm lầy cũng có thể được thành tạo trên mặt bãi bồi của sông ở chỗ tiếp xúc với thềm vì ở đó thường có

Nhiều nước ngầm rỉ ra. Đầm lầy là một bộ phận không thể tách rời các châu tam giác, chúng cũng có thể được thành tạo ở các vùng trước núi, nơi có nhiều nước ngầm thoát ra; một số khác cũng có thể thành tạo ở các đồng bằng thấp chạy dài dọc theo bờ biển.

Trong các đầm lầy, ngoài than bùn còn có trầm tích sắt nâu (limonit) và siderit thành khối xốp hoặc thành kết hạch, phosphorit sắt, vivianit. Trên thế giới, diện tích đầm lầy tới 175 triệu ha, trữ lượng than bùn rất lớn. Than bùn được dùng làm nguyên liệu phân bón hoặc làm nguyên liệu hóa học.

Ở Việt Nam có nhiều mỏ than bùn như các mỏ than bùn ở đầm lầy ven biển cổ Phú Cường - Tân Hòa, Bình Sơn, U Minh. Than bùn lòng sông cổ như mỏ Làng Le, mỏ Tân Lập, mỏ Đông Bình v.v.. Các mỏ than đầm lầy mới, ven biển như mỏ Cần Giờ, mỏ Bà Hòn v.v..

8.5. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT CỦA BIỂN

Cấu trúc và đặc điểm của biển và đại dương đã được trình bày trong chương 1, trong phần này của giáo trình chúng ta chỉ tìm hiểu về hoạt động địa chất của biển. Hoạt động địa chất của biển bao gồm sự phá huỷ đất đá ven bờ và ở đáy biển nông, sự chuyển vận và tích đọng các sản phẩm phá huỷ đó. Ngoài ra, trong biển còn xảy ra các quá trình hoá học và sinh hoá phức tạp, dẫn đến sự hình thành các tầng trầm tích hoá học và sinh hoá. Hoạt động địa chất kể trên phụ thuộc vào nhiều yếu tố như hình thái và bản chất bờ biển, sự vận động của nước biển, hoạt động sống của sinh vật, hình thái và độ sâu của đáy biển v.v..

8.5.1. Hoạt động phá huỷ của biển

Hoạt động phá huỷ của biển thể hiện rõ nhất ở dải ven bờ biển. Thông thường đường bờ biển có dạng quanh co uốn khúc và trong nhiều trường hợp khó xác định do hoạt động của thủy triều, của đầm phá, của bãi lầy ven biển ở những nơi dải bờ biển rất thoải và bằng phẳng.

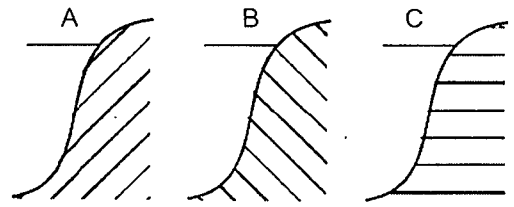
Sóng phá hoại bờ biển bằng tác dụng vỗ bờ, tạo nên các mảnh vật liệu vụn mà về sau các đợt sóng khác hoặc dòng biển sẽ cuốn đi. Khi sóng biển mang theo những mảnh vụn đá đó thì tác dụng phá bờ của chúng trở nên mạnh mẽ hơn. Tác dụng hoá học của nước biển cũng là một tác nhân quan trọng trong sự huỷ hoại đá ở bờ biển.

Tác dụng phá huỷ bờ của sóng biển thể hiện đặc biệt mạnh mẽ ở những nơi bờ biển dốc đứng, đáy biển khá sâu. Tại những nơi đó khi bão lớn, sóng biển có thể dâng rất cao, đôi khi tới 20m, với áp lực hàng chục tấn/m², làm cho những khối đá lớn hàng chục tấn có thể bị đánh sập và lôi đi. Điều đó không thể xảy ra ở những nơi bờ biển thoải. Trong những điều kiện động lực tương tự thì tác dụng phá huỷ bờ của biển phụ thuộc nhiều vào bản chất của đất đá ở bờ biển (độ cứng, đặc điểm thể nằm, mức độ nứt nẻ của đá, cấu trúc địa chất vùng ven biển). Những tầng đá trầm tích có thể nằm cắm vào phía lục địa sẽ bị phá huỷ nhanh nhất (Hình 8.21B), tầng đá cắm dốc về phía biển – mức phá huỷ nhẹ nhất (Hình 8.21A). Đá càng bị nứt nẻ nhiều càng dễ bị phá huỷ do

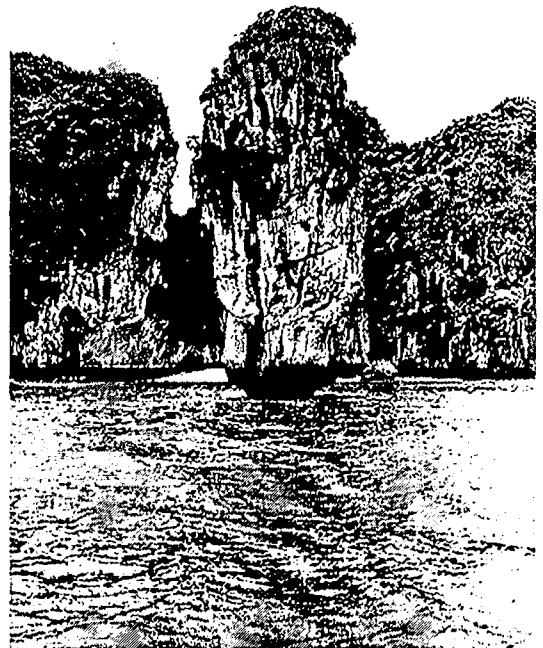
khả năng thâm nhập của nước biển vào sâu trong khối đá. Ở những bờ biển đá có thành phần và độ cứng khác nhau, khả năng chống lại tác dụng phá huỷ của biển không giống nhau thì bờ biển thường có dạng lồi lõm, cắt khía mạnh. Ngược lại, nếu bờ biển hình thành trên những loại đá đồng nhất thì đường bờ thẳng hoặc cong dịu. Phần lớn đoạn bờ biển từ Thanh Hoá đến đèo Hải Vân thuộc loại này.

Những chỗ bờ biển dốc đứng và tương đối sâu, dải bờ biển giữa hai ngấn triều lên xuống bị phá huỷ, lõm vào thành một thứ "ngấn sóng vỡ". Nếu sau này do chuyển động thẳng đứng, vỏ Trái Đất ở khu vực đó được nâng cao, chúng ta có thể thấy các ngấn sóng vỡ ở trên mực nước biển. Hàng loạt đảo của vịnh Hạ Long hiện nay còn giữ lại các ngấn sóng vỡ ở những mức cao khác nhau (ảnh 8.1). Các ngấn tương tự cũng có thể thấy trên vách của nhiều khối núi đá vôi ở vùng Ninh Bình, ở Kinh Môn (Hải Dương), thậm chí trên vùng núi như Kim Bôi (Hoà Bình). Hốc lõm "ngấn sóng vỡ" đó ngày càng ăn sâu vào nội địa, trở thành một thứ "hàm ếch", khối đá ở phía trên trở thành đá treo. Đến một lúc nào đó, do tác dụng của phong hoá, nứt nẻ, của trọng lực, của bão tố v.v.. khối đá treo bị sập xuống, biến thành đá tảng và đá vụn. Số đá vụn này dần dần sẽ bị sóng và dòng biển cuốn đi nơi khác, rồi sóng lại tiếp tục phá huỷ bờ biển lúc này đã lùi vào phía trong. Nền đá mới hình thành dưới đôi triều được gọi là *thêm sóng vỡ* hay *thêm mài mòn* (Hình 8.22).

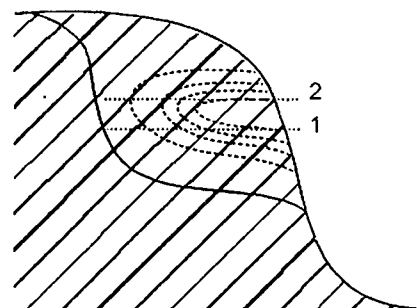
Với cách phá huỷ tiếp tục như vậy, thêm sóng vỡ có thể mở rộng vào đất liền, có khi tới 2 km; sâu khoảng 20m. Nhưng tốc độ mở rộng thêm sóng vỡ ngày một giảm dần do động năng của sóng giảm khi phải trườn theo một mặt đáy (thêm sóng vỡ) khá nông và thoải. Nếu vỏ Trái Đất ở khu vực đang hình thành "thêm sóng vỡ" bị sụt lún do chuyển động thẳng trảm thì thêm sóng vỡ dần dần chuyển thành một phần của *thêm lục địa*.



Hình 8.21. Sơ đồ dạng nằm của đá ở bờ biển (Sarugin M.M. 1962)



Ảnh 8.1. Ngấn sóng vỡ hiện đại ở chân một đảo thuộc vịnh Hạ Long (Ảnh Tạ Hòa Phương)



Hình 8.22. Quá trình hình thành thêm sóng vỡ
1. Mức triều xuống; 2. Mức triều lên (Sarugin M.M. 1962).

Nếu như khu vực có sự nâng cục bộ thì thêm sóng vỗ được phơi trên mặt biển và trở thành *thêm biển*. Chúng ta có thể gặp các thêm biển ở một số vùng duyên hải Miền Trung, ví dụ có thể quan sát thêm biển ở độ cao 20 và 40m trên đảo Hòn La (Quảng Bình), các thêm biển ở độ cao 25m; 40 và 60m ở phía nam Sầm Sơn (Thanh Hoá), thêm biển cao 80m – ở Phan Rang.

8.5.2. Sự chuyển động và vận chuyển của nước biển

Nước biển luôn nằm trong trạng thái vận động với ba dạng chuyển động chính là dòng biển, thủy triều và sóng.

Dòng biển (hải lưu). Có thể coi dòng biển là những dòng sông trong biển cả. Nguyên nhân chủ yếu khiến nước chảy thành dòng trên mặt biển là gió thổi mạnh theo những hướng nhất định. Những khối nước lớn di chuyển thành dòng có thể còn do sự chênh lệch về tỉ trọng của nước, sự chênh lệch áp suất ở các phần khác nhau trong thủy vực và một số nguyên nhân khác nữa. Có những dòng biển chảy thường xuyên, chảy theo chu kỳ, có dòng chảy trên bề mặt, hoặc chảy sát dưới đáy biển. Lại cũng có một số dòng chảy theo chiều thẳng đứng v.v..

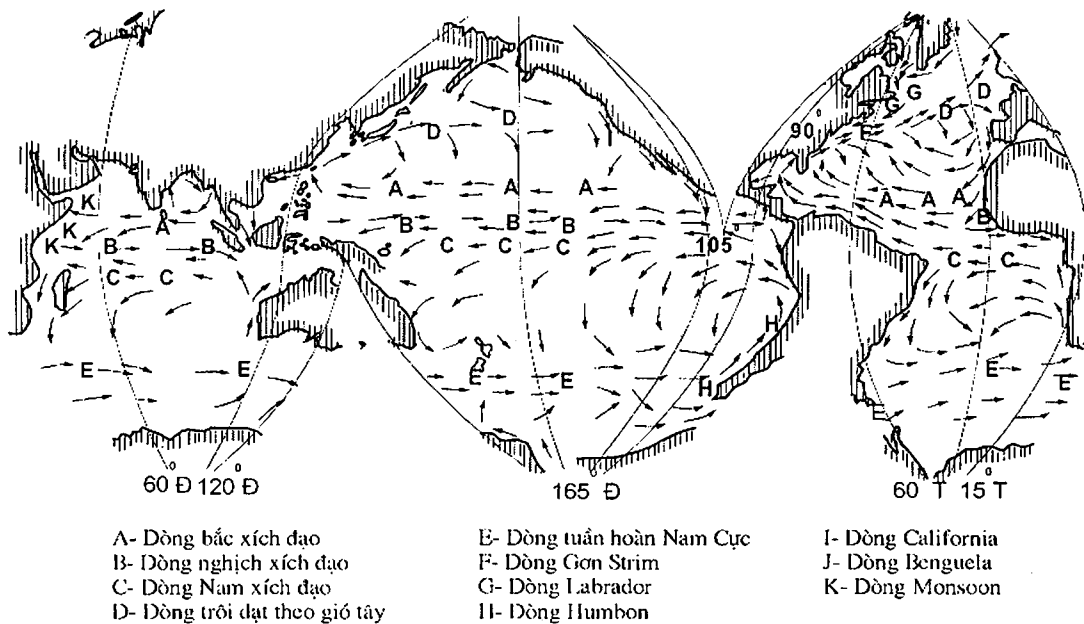
Ví dụ điển hình nhất về các dòng biển là các dòng tín phong ở bắc và nam xích đạo, cùng chảy về phía tây. Các dòng biển ấm này hình thành nhờ có tín phong bắc và nam thổi quanh năm từ đông sang tây. Trong hoàn lưu chung của nước đại dương, tại khu vực nằm giữa các dòng tín phong bắc và nam có dòng nghịch lưu xích đạo, chảy ngược chiều với hai dòng kể trên. Hiện tượng này thấy ở cả Thái Bình Dương, Đại Tây Dương và Ấn Độ Dương (Hình 8.23).

Ở Đại Tây Dương dòng tín phong bắc tiến vào vịnh Mchicô rồi chảy vòng trở lại, tạo thành dòng biển Florida có vận tốc 11 km/giờ. Dòng biển Florida tiến về phía đông bắc, khởi nguồn cho dòng biển ấm Gulf Stream (Gonstrim) có hệ thống phân nhánh phức tạp, với lưu lượng nước lên tới 75 triệu m³/s⁽¹⁾. Ở Thái Bình Dương, dòng tín phong bắc chảy về phía tây rồi khởi nguồn cho dòng biển ấm Curoso với lưu lượng nước lên tới 60 triệu m³/s. Dòng biển này chảy về phía bắc, đông bắc, chủ yếu sưởi ấm cho biển Nhật Bản và miền Viễn Đông của nước Nga. Tại đó, nó gặp dòng biển lạnh Oioasio từ biển Bering chảy ra. Trong tất cả các biển và đại dương thế giới còn có rất nhiều dòng biển nóng và lạnh khác, chúng góp phần điều hoà khí hậu hành tinh, vận chuyển các sinh vật trôi nổi và cá nhỏ. Nơi hội lưu của các dòng biển nóng và lạnh được gọi là "fron", là nơi thường xảy ra gió giạt và mưa dông. Tại đó sinh vật trôi nổi quần tụ đông đặc và vô vàn các loại động vật khác tìm đến kiếm ăn.

Nơi các dòng biển hội lưu thì nước hỗn hợp chìm xuống, mang theo oxy cung cấp cho các lớp nước dưới sâu. Nơi các dòng biển khởi nguồn hoặc phân nhánh thì nước dưới sâu trôi lên bề mặt, mang theo nitơ, phosphat, tăng cường sự sống cho các lớp nước trên của đại dương, cá và nhiều loại sinh vật khác quần tụ rất đông đúc. Chính

⁽¹⁾ Khối lượng nước dòng biển Gulf Stream (Gonstrim) vận chuyển trong một giây lớn gấp 25 lần tổng khối lượng nước của tất cả các dòng sông trên lục địa.

các dòng biển đã tạo nên sức sống trong biển và đại dương, vắng chúng đại dương thế giới sẽ trở thành một cái ao tù khổng lồ và chết chóc.



Hình 8.23. Sơ đồ những dòng biển chủ yếu trên bề mặt đại dương thế giới
 (J.F. Lounsbury & L. Ogden, 1969)

Ở Việt Nam do ảnh hưởng của gió mùa, về mùa đông có một dòng biển chảy về phía tây nam ở ngoài khơi Biển Đông. Khi vòng qua đảo Hải Nam (Trung Quốc) dòng biển này tiến vào vịnh Bắc Bộ rồi uốn theo dải bờ biển vòng về phía nam. Khi đi qua mũi Cà Mau nó còn tiến sâu vào vịnh Thái Lan. Vào mùa hè, theo hướng gió tây nam, ở ngoài khơi Biển Đông lại hình thành một dòng biển chảy về hướng đông bắc. Tuy nhiên các dòng biển chảy trong phạm vi Biển Đông không phải là các dòng biển nóng và lạnh theo đúng nghĩa của chúng. Nhiệt độ nước của chúng còn phụ thuộc vào nhiệt độ nước của các vùng biển mà chúng đi qua.

Thủy triều. Mỗi ngày nước đại dương thường có hai lần dâng lên và hạ xuống. Hiện tượng này được con người quan tâm và lợi dụng từ lâu trong hoạt động sống của mình. Tuy nhiên, nguồn gốc của thủy triều chỉ được làm sáng rõ sau khi Niuton (Newton) phát minh định luật vạn vật hấp dẫn. Lực hấp dẫn giữa Mặt Trăng, Mặt Trời và Trái Đất là nguyên nhân chủ yếu gây hiện tượng thủy triều. Vì Mặt Trăng ở gần Trái Đất hơn Mặt Trời khoảng 390 lần nên đối với Trái Đất, lực hấp dẫn của Mặt Trăng lớn hơn của Mặt Trời khoảng 2,17 lần tuy khối lượng Mặt Trăng nhỏ hơn Mặt Trời tới 30 triệu lần.

Khi Mặt Trăng ở thiên đỉnh, lực hấp dẫn của nó làm cho trọng lượng khối nước đại dương chỉ giảm đi hơn một phần triệu (1/9 triệu lần). Tùy theo vị trí của mình, Mặt Trời có vai trò tăng cường hoặc hạn chế lực hấp dẫn của Mặt Trăng đối với Trái Đất. Khi cả ba thiên thể kể trên cùng nằm trên một đường thẳng, nghĩa là thời kỳ Trăng tròn hoặc vắng Trăng trên bầu trời, tổng lực hấp dẫn của Mặt Trăng và Mặt

Trời sẽ làm nước triều dâng cao nhất, gọi là *triều sóc vọng (triều cường)*. Khi ba thiên thể kể trên hợp thành góc vuông (thượng huyền và hạ huyền) sẽ có thủy triều nhỏ nhất, gọi là *triều trực thể*. Cứ mỗi nửa tháng âm lịch sẽ xảy ra một lần triều sóc vọng và một lần triều trực thể. Như vậy, độ lớn của thủy triều không ổn định, tùy thuộc vị trí tương đối của Mặt Trăng, Mặt Trời và Trái Đất. Cũng cần biết rằng ở ngoài khơi đại dương nước triều dâng cao khoảng 1 m, nhưng khi nước triều lan đến gần bờ có thể làm mực nước dâng cao tới 10-18 m ở một số vùng. Khi triều rút, một dải đáy ven bờ sẽ phơi mình trên ngấn nước, có trường hợp dải này rộng tới vài chục kilômét.

Theo chuyển động biểu kiến của Mặt Trăng quanh Trái Đất, nước đại dương ở nơi này dâng lên, ở nơi khác lại hạ xuống, tạo nên dao động triều có quy mô hành tinh. Sự xáo trộn liên tục các khối nước khổng lồ của đại dương, lực ma sát do dao động triều gây ra đã cản trở sự tự quay của Trái Đất. Tốc độ tự quay của Trái Đất vì thế bị giảm dần trong suốt tiến trình lịch sử lâu dài của nó.

Trong thực tế hoạt động thủy triều diễn ra phức tạp hơn nhiều vì đại dương không bao phủ kín bề mặt Trái Đất. Tính chất vùng bờ, độ sâu của biển và nhiều nhân tố khác đã góp phần tạo nên những nét đặc thù của thủy triều ở các vùng biển khác nhau. Phổ biến nhất là loại thủy triều mỗi ngày lên xuống 2 lần, gọi là *bán nhật triều*. Có những vùng nước triều chỉ lên xuống một lần trong ngày, gọi là *nhật triều*. Do tác dụng phản hồi phức tạp của sóng thủy triều vào vùng bờ có vị trí và địa hình đặc biệt, mực nước biển trong ngày ở một số nơi không thay đổi, những nơi đó gọi là vùng *vô triều*. Cá biệt có những vùng nước triều dâng lên hạ xuống tới 4 lần trong ngày, như ở nước Anh chẳng hạn.

Đọc bờ biển Việt Nam thủy triều thể hiện khá đa dạng. Hiện tượng nhật triều điển hình thấy ở đảo Hòn Dấu (Hải Phòng), cũng có thể thấy ở dải bờ biển từ Quảng Ninh tới Thanh Hoá. Chế độ nhật triều không đều thể hiện ở những đoạn bờ biển Nghệ An - Quảng Bình, Quảng Nam - Bình Thuận, Cà Mau - Hà Tiên. Chế độ vô triều có thể thấy ở Thuận An (Thừa Thiên-Huế). Các đoạn bờ biển còn lại có chế độ bán nhật triều và bán nhật triều không đều.

Trong thủy triều, nước biển dâng lên và hạ xuống tạo ra những dòng triều hướng vào đất liền hoặc ra biển; tốc độ này khác nhau thủy thuộc vào từng vùng biển. Khi dòng biển tràn vào sông sẽ chặn đứng dòng chảy của sông và dồn ép khiến nước sông chảy ngược dòng, có khi tiến sâu vào đất liền tới hàng trăm kilômet (ngấn nước sông biển ở sông Amazon tiến sâu vào trong sông tới 300km).

Sóng biển. Sóng biển do nhiều nguyên nhân tạo nên; phổ biến nhất trong các loại sóng đang ngày đêm lan truyền trên các mặt biển và đại dương là *sóng do gió*. Đó là loại sóng hình thành nhờ sự phân bố không đồng đều của áp suất không khí và ma sát trong các xoáy gió trên mặt nước. Loại sóng do gió lớn nhất là *sóng bão*, phát sinh trong các vùng bão tố giữa đại dương. Độ cao trung bình của sóng bão là 4-4,5m. Độ cao cực đại của chúng có nơi đạt gần 20 m, độ dài bước sóng cực đại là 250m, tốc độ truyền sóng cực đại đạt tới 60 km/h. Nhiều khi sóng đổ bộ vào đất liền cuốn theo vào bờ một khối nước có mặt trước dựng đứng cao tới 8-10 mét mà người ta gọi là *sóng*

thành. Loại sóng này có sức công phá mãnh liệt, dường như có thể cuốn trôi mọi vật cản trên đường đi của nó.

Sau cơn bão, sóng hạ thấp độ cao, bước sóng dài hơn, đỉnh sóng biến mất, trở thành *sóng lừng*. Do bước sóng dài tới vài trăm mét trong khi chỉ cao độ vài mét nên ở ngoài khơi có khi không nhận ra chúng. Khi sóng lừng tiến vào vùng biển nông, bước sóng trở nên ngắn hơn, thân sóng cao và dốc hơn, tạo thành sóng xô bờ. Loại sóng này có mặt thường xuyên trên khắp các vùng bờ biển trên Trái Đất và là tác nhân chủ yếu phá huỷ bờ biển và vận chuyển các vật liệu phá huỷ đó.

Ngoài các loại sóng do gió sinh ra còn có loại sóng hình thành do các nguyên nhân khí tượng hoặc động đất. Những trận động đất hay núi lửa phun ngầm dưới biển gây nên những đợt sóng bao trùm toàn bộ bề dày của lớp nước, được gọi là *sóng thần*. Tuy lan truyền với tốc độ tới 800 km/h nhưng do độ cao không đáng kể (không quá 0,3-0,6 m) nên ở ngoài khơi khó có thể nhận biết sóng thần. Khi tiến vào vùng nước nông sóng thần lớn lên nhanh chóng, đạt độ cao tới 20-30 m và có sức tàn phá khủng khiếp.

Vật liệu vụn do sóng phá huỷ bờ, do sóng mang ra biển sẽ được sóng và dòng biển phân loại theo kích thước rồi vận chuyển, phân bố lại ở những vùng đáy biển khác nhau. Cuội, sỏi hoặc các tảng đá to nặng sẽ được lắng đọng gần bờ nhất, cát và bùn được mang đi xa hơn, tạo nên những bãi biển, cồn cát ngầm, các doi cát ven bờ. Vật liệu sét nhỏ nhất được mang đi xa nữa, tới rìa ngoài của thềm lục địa hoặc tới sườn lục địa, đôi khi còn bị cuốn theo các dòng biển tới tận các vùng biển thẳm.

8.5.3. Hình thái đáy biển và sự lắng đọng trầm tích trong biển

Địa hình đáy biển rất phức tạp và là một trong những yếu tố quan trọng chi phối tác dụng địa chất của biển. Căn cứ vào hình thái và độ sâu đáy biển, người ta phân biệt một số khu vực có những đặc trưng riêng về môi trường và sự tích đọng trầm tích, đó là đới ven bờ, thềm lục địa, sườn lục địa và đáy đại dương.

- *Đới ven bờ* chịu ảnh hưởng của thủy triều và sóng vỗ bờ, phong phú sinh vật và vật liệu thô. Sinh vật ở đây có hình thức thích nghi riêng (chui xuống cát, đục lỗ vào đá, bám cố định vào mặt đá), khi chết xác của chúng bị sóng phá vỡ. Trong phạm vi miền biển nông, phần sát bờ nằm giữa hai ngấn thủy triều lên xuống gọi là *đới thủy triều*. Hoạt động của nước biển trong đới này gắn liền với các miền cửa sông, đầm phá ven biển, rừng ngập mặn v.v...

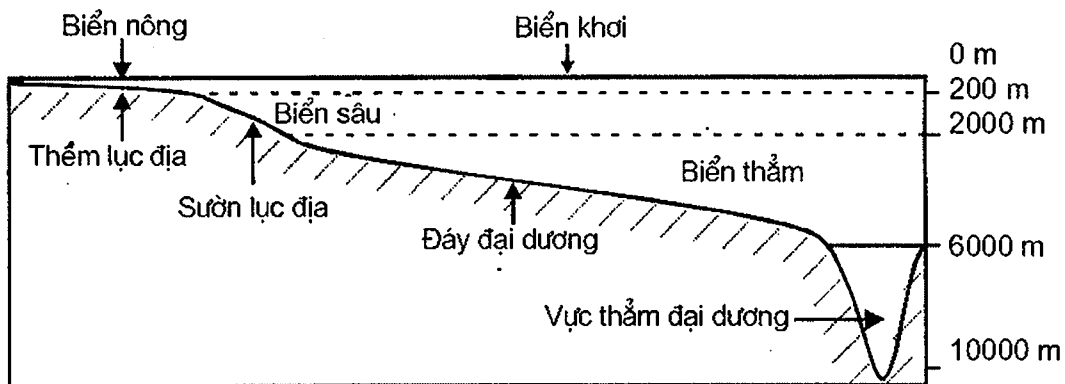
- *Thềm lục địa* (ứng với đới biển nông), chiếm 7,1% diện tích biển và đại dương thế giới, là vùng đáy biển liền kề với lục địa có địa hình khá bằng phẳng (còn gọi là mặt bằng ven lục địa, có độ dốc trung bình 1°) và rìa ngoài cùng đạt độ sâu khoảng 200m. Thềm lục địa có thể rất rộng, tới hàng trăm kilômét, như thềm lục địa thuộc Bắc Băng Dương có nơi rộng tới 400-600 km, toàn bộ vịnh Bắc Bộ nước ta cũng ứng với thềm lục địa. Nếu mực nước biển hạ thấp 200m thì từ Hải Phòng có thể đến đảo Hải Nam (Trung Quốc) một cách dễ dàng bằng đường bộ. Lại có những vùng biển không hề có thềm lục địa hoặc thềm lục địa rất hẹp, ví dụ như biển ven bờ đoạn từ phía nam Huế đến Nha Trang của Trung Bộ nước ta.

Toàn bộ khối lượng nước thuộc đới biển nông nằm trong phạm vi xuyên thấu của ánh sáng Mặt Trời. Do sự tương tác không ngừng giữa bộ phận này của thủy quyển với khí quyển trong các hoạt động của sóng, của dòng biển, dòng đối lưu v.v., nên đây cũng là nơi "thông thoáng" nhất so với các miền biển sâu và biển thẳm. Vì thế, vùng biển nông là nơi rất thuận lợi cho sinh vật phát triển, kể cả động vật lẫn thực vật. Đối với động vật thì ở đây phong phú cả sinh vật đáy (benton), sinh vật bơi lội tự do (nekton) và sinh vật trôi nổi (plankton).

Thêm lục địa là nơi lắng đọng hầu hết sản phẩm, chủ yếu là vật liệu vụn, do các dòng chảy trên đất liền đưa ra biển, tạo nên trầm tích lục nguyên (nguồn gốc lục địa). Trong các trầm tích này thường giàu di tích sinh vật biển mà về sau trong quá trình hoá đá đã trở thành hoá thạch. Trong những điều kiện nhất định thêm lục địa còn là nơi tích tụ trầm tích hoá học và sinh hoá (đá vôi, đá silic, đá vôi san hô, diatomit), là nơi thành tạo kết hạch sắt, mangan, các mỏ sa khoáng và dầu v.v..

- **Sườn lục địa** (ứng với đới biển sâu) là phần đáy biển kế tiếp với thêm lục địa, có độ dốc khá lớn (có thể đạt 30-35°) và độ sâu từ 200 đến 2000m. Sườn lục địa là nơi hầu như tối đen vì ánh sáng Mặt Trời không thấu tới được. Thế giới sinh vật nghèo, chủ yếu gồm sinh vật ăn thịt và ăn xác. Các xác chết từ những tầng nước mặt có thể chìm xuống đây; cũng có thể có một số sinh vật đáy, nhưng thường chúng cũng chỉ tập trung ở phần cao của sườn lục địa.

Bề mặt sườn lục địa thường có lớp phủ từ vật liệu có độ hạt rất nhỏ như bùn sét, bùn vôi, bùn silic, trong đó có thể chứa di tích của sinh vật trôi nổi như xác trùng lỗ. Trong những đá trầm tích cổ ứng với vùng này ta có thể gặp di tích của Bút đá, Răng



Hình 8.24. Sơ đồ các khu vực biển và đáy biển

nón, Cúc đá và Trùng lỗ v.v.. Nhìn chung tốc độ lắng đọng trầm tích ở sườn lục địa rất chậm so với ở thêm lục địa.

- **Đáy đại dương** (ứng với đới biển thẳm) là phần đáy biển có độ sâu vượt quá 2000m, trong đó những nơi có độ sâu trên 6000m được gọi là **vùng thẳm** (Hình 8.24). Đáy đại dương là phần tiếp sau sườn lục địa, độ sâu từ 2000 đến 6000m, nhìn chung khá bằng phẳng với độ dốc trung bình khoảng 1°. Tuy nhiên ở nhiều nơi, nổi lên trên bề mặt bằng phẳng đó là những dải hoặc đỉnh núi ngầm mà những dải đồ sộ nhất nằm

ở khu vực trung tâm Đại Tây Dương và đông nam Thái Bình Dương. Đỉnh của các núi ngầm đó có thể nhô lên khỏi mặt nước tạo thành các hòn đảo hoặc quần đảo giữa vùng sóng nước mênh mông. Ngoài ra, trên đáy đại dương cũng nổi lên các cao nguyên ngầm rộng lớn như cao nguyên Azona ở Đại Tây Dương, cao nguyên Mandiva ở Ấn Độ Dương v.v.. Trong phạm vi phân bố của đáy đại dương còn khá phổ biến những vực thẳm dưới dạng các máng và miền biển thẳm (Bảng 8.1).

Tầng nước bao phủ trực tiếp phía trên đáy đại dương tối đen, lạnh và mặn hơn so với các tầng nước ở phía trên. Thế giới sinh vật ở đây rất nghèo và chưa được hiểu biết đầy đủ. Trầm tích được lắng đọng trên đáy đại dương với tốc độ rất chậm, bao gồm các loại bùn có nguồn gốc hữu cơ và vô cơ.

Trầm tích hữu cơ gồm bùn vôi, chủ yếu được hình thành từ vỏ Trùng cầu, và bùn silic chủ yếu hình thành từ vỏ Trùng tia và Tảo silic (Khuê tảo). Các loại sinh vật kể trên đều sống trôi nổi trong các tầng nước mặt, khi chết đi những vỏ nhỏ li ti của chúng chìm xuống để tạo nên các lớp bùn ở đáy đại dương.

Trầm tích có nguồn gốc vô cơ phổ biến trên đáy đại dương là loại bùn đỏ miền biển thẳm. Loại bùn này có thành phần chủ yếu là oxyt silic, ngoài ra còn có các kết hạch mangan chứa sắt, nikel v.v., hơn 134 triệu km² đáy đại dương được bao phủ bởi loại bùn đặc biệt này. Trong loại bùn đỏ kể trên rất ít di tích sinh vật, người ta chỉ gặp răng cá mập và xương tai cá voi là những bộ phận

Bảng 8.1. Các máng và hố biển sâu trên thế giới

Tên máng, hố biển sâu	Độ sâu (m)	Tên máng, hố biển sâu	Độ sâu (m)
Thái Bình Dương		Chile	8.069
Aleutin	7.822	Đại Tây Dương	
Idzu-Bronin	9.810		
Kermadec	10.047	Kaiman	7.090
Kuril-Kamshatka	9.717	Puerto-Rico	8.742
Marian	11.022	Romans	7.856
Nansay	7.790	Nam Sanvichev	8.264
Peruan	6.601	Ấn Độ Dương	
Tonga	10.882	Zonda	7.209
Philippin	10.265	Bắc Băng Dương	
Trung Mỹ	6.489	"Litke"	5.449

bền vững nhất, không bị huỷ hoại và không bị hoà tan trong quá trình chìm sâu xuống những tầng nước sâu thẳm, nơi áp suất thuỷ tĩnh rất cao. Trong một mẫu khoan dài chừng 30-40 cm, đôi khi người ta có thể tìm được hàng trăm răng cá mập và hàng chục xương tai cá voi. Tầng bùn đỏ có bề dày không lớn, tối đa đạt 50-70 cm, do tốc độ lắng đọng loại trầm tích này không đáng kể. Điều cần lưu ý là cho đến nay trên lục địa chưa gặp những loại đá trầm tích cổ có nguồn gốc bùn đỏ biển thẳm.

Người ta cho rằng bùn đỏ miền biển thẳm chủ yếu được hình thành do sự tích đọng của bụi vũ trụ hoặc tro mịn của núi lửa. Cả hai loại vật liệu kể trên đều có thể rơi xuống khắp nơi trên bề mặt Trái Đất với khối lượng rất nhỏ, tuy nhiên đối với các vùng biển thẳm, nơi các vật liệu lục nguyên ít có khả năng chuyển tới thì đó là nguồn vật liệu gần như duy nhất để hình thành trầm tích trên đáy đại dương.

8.6. HOẠT ĐỘNG PHONG HÓA

Phong hóa là quá trình phá hủy đá do tác dụng của các nhân tố tự nhiên, làm biến đổi đá trên bề mặt đến một độ sâu không lớn của vỏ Trái Đất. Các quá trình này bao

gồm sự phá vỡ đá (phong hóa cơ học), sự phân hủy đá (phong hóa hóa học) do tác dụng của các nhân tố khác nhau như nhiệt độ, phản ứng hóa học của tự nhiên trong khí quyển, nước và sinh vật v.v.. Hoạt động phong hóa xảy ra chẳng những ở trên lục địa mà còn xảy ra cả dưới đáy biển nữa. Có tác giả cho rằng glauconit là sản phẩm phong hóa của biotit ở đáy biển. Tốc độ phong hóa không những chỉ phụ thuộc vào các yếu tố bên ngoài mà còn phụ thuộc rất nhiều vào chính bản thân các đá bị phong hóa. Hoạt động phong hóa có ảnh hưởng rất lớn đối với sự thành tạo mỏ, nó có thể làm tăng hoặc giảm giá trị kinh tế của mỏ.

Tùy thuộc vào bản chất và các nhân tố gây phong hóa, quá trình phong hóa được phân làm ba dạng là phong hóa cơ học, phong hóa hóa học và phong hóa sinh học.

8.6.1. Phong hóa cơ học (hay phong hóa lý học)

Phong hóa cơ học là quá trình phong hóa phá vỡ đá, không thành tạo khoáng vật mới. Những tác nhân chủ yếu gây ra sự phong hóa cơ học của các đá là nhiệt độ, nước, băng, lực kết tinh, gió, sự lớn lên của rễ cây v.v.. Khi nhiệt độ nâng cao vật thể bị nung nóng sẽ nở ra và co lại khi nguội đi, chính điều này gây sự nứt vỡ của đá. Hệ số giãn nở của khoáng vật tạo đá khác nhau; ví dụ feldspat có hệ số giãn nở gấp 10 lần thạch anh. Trong một khoáng vật hệ số giãn nở của tinh thể cũng khác nhau tùy theo phương. Hệ số giãn nở của một số khoáng vật như sau – thạch anh: 0,000.31; orthoclas: 0,000.17; hornblend: 0,000.284; calcit: 0,000.20. Ở những vùng nóng, ban ngày Mặt Trời chiếu lên mặt đá, nung nóng mọi vật, nhiều nơi như ở sa mạc nhiệt độ này cao tới 70 - 80°C, nhưng ban đêm nhiệt độ lại hạ xuống thấp, có nơi xuống rất thấp đến -20°C hoặc -30°C. Sự thay đổi nhiệt độ này làm thay đổi nhanh chóng nhiệt độ của các đá nên đá dễ bị nứt vỡ. Đôi khi ban ngày đang nắng chói chang, đá bị nung nóng bỏng, đột ngột trời đổ mưa rào, nhiệt độ đột ngột giảm hẳn làm cho đá bị nứt vỡ.

Ở sa mạc nhiệt độ chênh lệch giữa ngày và đêm khá cao, thực vật rất nghèo nên phong hóa cơ học xảy ra rất mạnh. Khi bị ánh nắng Mặt Trời nung nóng thì phần ngoài cùng của đá bị nung nóng trước, có nhiệt độ cao hơn so với các phần ở dưới, ở trong. Khi nhiệt độ giảm xuống, phần ngoài cùng cũng thường nứt vỡ đầu tiên thành từng phần nhỏ từ ngoài bề mặt vào trong. Sự thay đổi của nhiệt độ làm cho đá nứt vỡ thành những khối, những tảng to nhỏ khác nhau, làm tăng thêm diện tiếp xúc với ánh nắng Mặt Trời; ánh nắng lại chiếu sâu thêm nữa xuống những phần chưa bị vỡ nhỏ. Cứ như vậy các tảng đá bị vỡ nhỏ tiếp mãi và ngày một nhanh hơn, nhỏ hơn làm tiền đề thuận lợi cho các quá trình phong hóa tiếp sau. Tốc độ phá vỡ các đá còn phụ thuộc vào màu sắc và cấu trúc các đá. Đá sẫm màu hấp thụ và thoát nhiệt mạnh hơn đá sáng màu, đá hạt lớn có hệ số giãn nở lớn hơn đá hạt nhỏ do đó dễ bị nứt vỡ hơn.

Hoạt động phong hóa phá vỡ đá xảy ra ở tất cả các đới khí hậu nhưng mạnh nhất vẫn là các khu vực nhiệt độ thay đổi đột ngột, khô hanh và thực bì ít phát triển. Ở những vùng khí hậu lạnh nước lấp đầy các khe nứt, lỗ hổng trong đá, khi đóng băng thể tích tăng lớn và trở thành như những nêm chèn lớn làm đá bị bửa ra, cứ như vậy đá bị chẻ vụn ra mãi.

Do sự xen kẽ giữa ẩm và khô mà các đá cũng dễ bị vỡ vụn. Đá sét ẩm khi bị khô thường tạo ra những kẽ nứt trên bề mặt, chia mặt đá thành những hình đa giác lớn nhỏ khác nhau; mặt những hình đa giác bị bóc dần và khe nứt cứ sâu xuống mãi làm cho đá vỡ vụn dần. Tương tự như trường hợp nước đóng băng, các dung dịch di chuyển trong các khe nứt, lỗ hổng của đá cũng có thể bị kết tinh làm tăng áp lực lên thành của khe nứt làm cho đá bị phá vỡ. Một kiểu phong hoá cơ học khá đặc trưng là *phong hoá bóc vỏ* (ảnh 8.2). Khi ánh nắng chiếu lên mặt đá sẽ làm đá nóng lên, một phần nước trong các lỗ hổng nhỏ gần bề mặt đá bị bốc hơi và muối hoà tan trong nước sẽ đọng lại trong các lỗ hổng nhỏ đó. Sau đó những lỗ hổng này lại được lấp đầy nước do mưa, hoặc do nước từ không khí chui vào, hoặc do mao quản chui lên, rồi lại bốc hơi và tiếp tục tăng lượng muối trong lỗ hổng ở phần ngoài của đá. Dần dần xuất hiện một vỏ giàu muối; vỏ này có hệ số giãn nở khác với phần còn lại của đá nên giữa vỏ và đá nhanh chóng xuất hiện những khe nứt. Nước sẽ nhanh chóng chui vào các khe nứt đó và chính các hoạt động hoá lý của nước này sẽ là tác nhân trực tiếp làm cho vỏ bị bóc khỏi đá. Quá trình cứ lặp đi lặp lại, cuối cùng sẽ hình thành sự bóc vỏ của đá (ảnh 8.2).

8.6.2. Phong hóa hóa học

Phong hóa hóa học là quá trình phá hủy các đá do tác nhân hoá học, những quá trình này chẳng những làm vỡ vụn đá mà còn làm thay đổi bản chất của đá; khoáng vật cũ bị phá hủy, khoáng vật mới được hình thành làm thay đổi thành phần của đá.

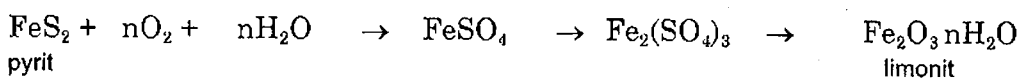
Phong hóa hóa học là kết quả của sự tác động qua lại giữa quyển đá với các yếu tố hóa học tích cực của khí quyển, thủy quyển và sinh quyển. Các yếu tố tích cực nhất là oxy, nước, khí carbonic và axit hữu cơ, chúng gây ra các hiện tượng oxy hoá, hydrat hóa, hoà tan và thủy phân.



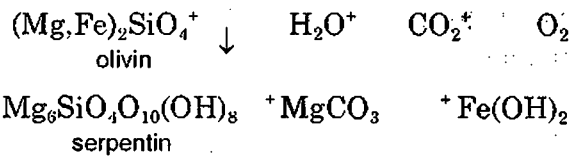
Ảnh 8.2. Phong hoá bóc vỏ

Hiện tượng xảy ra trên đá granit của phức hệ Điện Biên ở Mường Phăng, Điện Biên Phủ (Ảnh Tạ Hoà Phương).

Quá trình oxy hoá. Oxy hóa là một quá trình biến đổi đầu tiên của khoáng vật ở nơi tiếp xúc với khí quyển và đặc trưng cho quá trình phong hoá hóa học. Đá bị oxy hoá thường có màu dễ nhận biết, ví dụ khoáng vật chứa sắt bị phong hoá cho màu đỏ nâu, khoáng vật chứa mangan cho màu nâu đen, khoáng vật chứa đồng cho màu lục. Những chất dễ bị oxy hoá nhất thường là sắt, các oxyt bậc thấp, các sulfur.

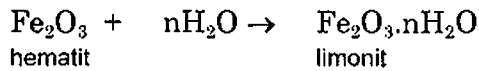


Do oxy hoá mà các mỏ sulfur thường thành tạo mù sắt. Trong điều kiện trên mặt đất, các khoáng vật chứa Fe^{+2} thường bị biến đổi thành khoáng vật chứa Fe^{+3} ; ví dụ như quá trình serpentin hoá biến đổi olivin thành serpentin:



Dầu mỏ là hợp chất hydrocarbur ở trạng thái lỏng khi lộ ra, tiếp xúc với không khí thường bị oxy hoá và biến đổi thành asphalt. Quá trình oxy hoá thường xảy ra ở độ sâu không lớn nhưng cũng có thể xuống rất sâu; độ sâu này phụ thuộc vào mặt giới hạn dưới của tầng phân bố oxy ở từng vùng khí hậu và địa hình.

Quá trình hydrat hoá. Quá trình hydrat hoá là quá trình khoáng vật hấp thụ nước và biến đổi thành khoáng vật mới; ví dụ anhydrit bị hydrat hoá biến thành thạch cao: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Quá trình hydrat hoá của anhydrit làm cho thể tích tăng lên nhiều, kết quả làm cho các tầng đá bao quanh bị phá huỷ thể nằm. Trong điều kiện ở trên mặt đất, hematit bị hydrat hoá nhanh chóng biến thành limonit.

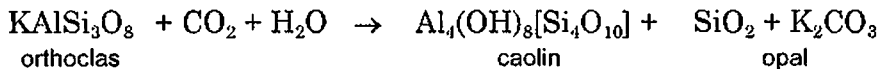


Các silicat và alumosilicat bị hydrat hoá trong những điều kiện phức tạp hơn.

Quá trình hoà tan và thuỷ phân. Đây là quá trình phong hoá hoá học do tác dụng đồng thời của nước và khí carbonic. Nước là một tác nhân hoá học rất tích cực vì nó luôn bị phân ly thành ion H^+ và OH^- , nhiệt độ càng tăng thì nước phân ly càng mạnh. Thí dụ, nếu nhiệt độ tăng từ 0°C lên 30° thì ion hydro tăng lên gấp 2 lần. Khi trong nước có chứa CO_2 tự do thì nồng độ ion hydro tăng lên đến 300 lần hoặc hơn nữa. Nước hoà tan CO_2 sẽ hoà tan thạch cao, đá vôi, dolomit; chính các hang karst trong đá vôi đã được thành tạo do sự hoà tan đá vôi trong nước và chứa carbonic.



Nước và khí CO_2 còn gây ra những hiện tượng thuỷ phân rất phức tạp. Felspat là khoáng vật rất phổ biến trong đá, do tác dụng của nước và CO_2 bị biến đổi như sau:



Thường thì hoạt động phong hoá của alumosilicat dừng lại ở trạng thái caolin, nhưng ở các vùng nóng và ẩm, nhiệt đới thì caolin lại cũng bị phá huỷ, mối liên kết giữa alumin và silic bị cắt đứt và silic bị lôi cuốn đi, phần còn lại cuối cùng sẽ tạo thành bauxit. Như vậy, ở các vùng nhiệt đới ẩm kết quả cuối cùng của sự phong hoá silicat chỉ còn lại oxyt khó hoà tan như oxyt silic, oxyt alumin, oxyt sắt.

8.6.3. Phong hóa sinh học

Trong phong hoá sinh học bao gồm cả các quá trình phong hoá cơ học và phong hoá hoá học. Trên mặt nứt vỡ của đá thường có nhiều loại thực vật sinh sống, rễ của các loại thực vật này luồn lách vào các kẽ nứt của đá, song song với sự phát triển của cây, rễ của chúng cũng lớn lên theo và trở thành những cái nêm bủa vỡ đá. Ngoài ra, trong quá trình sinh trưởng và phát triển, sinh vật cũng tham gia phá huỷ đá do

chúng lấy một số chất dinh dưỡng như K, Ca, SiO₂, Mg, Na, P, S, Al, Fe v.v...; đồng thời nhả ra một số axit tác dụng lên đá.

Vi khuẩn và tảo lục là những sinh vật đầu tiên tác dụng lên đá. Chúng chuẩn bị chất dinh dưỡng cho tảo Diatomeae, nấm đơn giản, rêu đá; tất cả các loại đó chuẩn bị đất cho thực vật cao đẳng. Trong tro của thực vật hạ đẳng có chứa alumin và silic, điều đó chứng tỏ thực vật hạ đẳng cũng có khả năng phá vỡ mối liên kết của silicat alumin. Khi thực vật chết đi, chúng bị thối rữa và biến thành axit humic, axit này kết hợp với alumin và sắt tạo nên những hợp chất dễ hoà tan và bị nước đưa đi xa. Như vậy là do tác dụng của sinh vật, đá cũng bị phá hủy, biến đổi và bị di chuyển đi. Trong quá trình sinh sống, sinh vật nhả ra O₂ và CO₂ là những chất quan trọng và tích cực tham gia vào quá trình phong hoá hoá học đã nói ở trên.

8.6.4. Sản phẩm phong hóa

Tính giai đoạn và tính phân đôi của quá trình phong hóa. Đá gốc khi bị phong hóa tạo nên những sản phẩm phong hóa, chúng không biến mất mà chỉ chuyển sang một trạng thái mới. Sản phẩm phong hóa gồm 2 nhóm là *nhóm sản phẩm vụn* không hoà tan và bị nước lôi cuốn đi như sét và *nhóm vật chất hoà tan*, được vận chuyển đi ở trạng thái dung dịch như K₂O, Na₂O, CaO, MgO v.v... Nhóm sản phẩm vụn là sản phẩm phong hóa cơ học của đá gốc cùng những thành phần vững bền trong phong hóa hóa học triệt để (ví dụ thạch anh, muscovit, zircon v.v...) và các mảnh vụn đá.

Các loại sản phẩm thuộc hai nhóm này tạo nên đá vụn, đá sét, đá sinh hóa và phần lớn xi măng của các đá vụn. Sản phẩm còn sót lại là những thành tạo lục địa và được gọi là tàn tích (eluvi), thành phần hoá học của chúng phụ thuộc vào quá trình phong hóa. Mỗi giai đoạn phong hóa có những sản phẩm riêng.

Trong sự phong hoá đá magma tính giai đoạn thể hiện rõ ràng nhất. Theo B.B. Polymov quá trình phong hoá gồm 4 giai đoạn kế tiếp nhau:

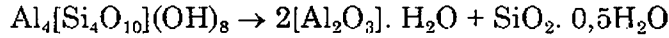
Giai đoạn vụn – đá bị vỡ vụn do kết quả của phong hóa cơ học với thành phần khoáng vật gần như chưa có gì khác với thành phần đá gốc. Kiểu phong hoá này thường thấy ở các núi trỏ, ở các miền cực và sa mạc. Ở miền khí hậu nóng ẩm giai đoạn này ngắn và quá trình phong hóa hóa học chiếm ưu thế.

Giai đoạn sialit kiềm – phong hóa hóa học bắt đầu bằng sự phân hủy silicat và alumosilicat. Kim loại kiềm và kiềm đất tách ra, bị hòa tan dưới dạng ion trong dung dịch thật, tạo ra môi trường kiềm. Thí dụ feldspat kali biến thành hydromica: $K[AlSi_3O_8] + CO_2 + H_2O \rightarrow KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + K_2CO_3 + SiO_2$. Trong điều kiện như vậy các khoáng vật sét trung gian thuộc nhóm monmorilonit và hydromica sẽ được thành tạo. Ở giai đoạn này vỏ phong hoá cũng tập trung muối carbonat calci (CaCO₃) được thành tạo do tác dụng của CO₂ với Ca trong đá và khó hòa tan trong nước. Tàn tích sialit giàu vôi đó thành tạo trong điều kiện khí hậu lục địa khô.

Giai đoạn sialit chua – cation và SiO₂ bị cuốn đi một phần, môi trường chuyển dần sang axit. Các khoáng vật trung gian như monmorilonit và hydromica bị phá hủy, ví dụ hydromica biến đổi tiếp thành caolinit:

$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + CO_2 + H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + K_2CO_3$. Phần lớn calci bị hòa tan và trong tàn tích không thấy $CaCO_3$ nữa.

Giai đoạn alit – khoáng vật nhóm sét biến đổi thành những hợp chất bền vững trên mặt đất như hydroxyt alumin, sắt và silit là những khoáng vật keo.



Do tập trung nhiều alumin nên giai đoạn này có tên là giai đoạn alit, tàn tích có màu đỏ tươi vì có hydroxyt. Kết quả của giai đoạn alit là vỏ phong hóa laterit, đặc trưng cho quá trình phong hóa ở vùng nhiệt đới và cận nhiệt đới. Các vỏ laterit cổ thường là đối tượng tìm kiếm quặng sắt và bauxit (Hình 8.25).

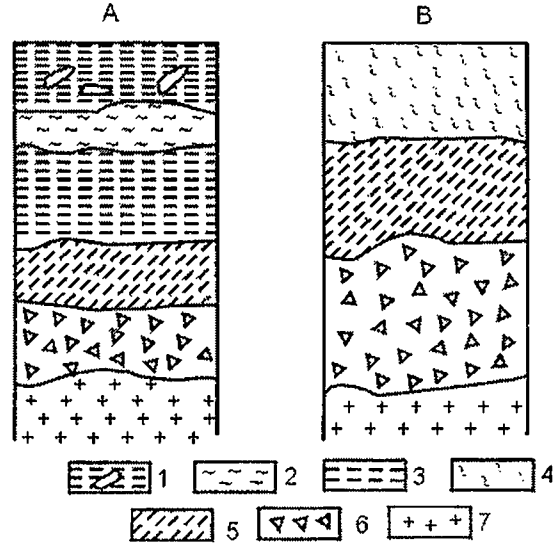
Vỏ phong hóa. Vỏ phong hóa là tầng sản phẩm của quá trình phong hóa, nằm trực tiếp trên đá gốc với bề dày thay đổi từ vài chục cm (ở vùng hàn đới) đến hàng chục mét (ở vùng nhiệt đới ẩm). Tính chất và bề dày của vỏ phong hóa phụ thuộc vào điều kiện khí hậu, địa hình, tính chất, cường độ và thời gian kéo dài của quá trình phong hóa cũng như thành phần đá gốc bị phong hóa. Cần phân biệt vỏ phong hóa (là phần đá vỡ rời) và đới phong hóa (là phần của quyển đá bị phong hoá nằm trên mực nước ngầm).

Tính phân đới của vỏ phong hóa theo chiều thẳng đứng khá rõ.

Theo trình độ phong hoá và thành phần vật chất người ta chia vỏ phong hoá thành các đới, số lượng đới được phân chia phụ thuộc vào thành phần của đá gốc và điều kiện địa lý tự nhiên. Nghiên cứu vỏ phong hóa có ý nghĩa rất lớn, vỏ phong hóa là chứng tích của gián đoạn địa tầng, nó cho ta biết về điều kiện cổ khí hậu và đặc điểm địa hình vùng xâm thực cổ. Vỏ phong hóa còn là nơi tập trung một số nguyên tố có thể tạo thành mỏ.

Laterit. Laterit (đá ong) là một loại sản phẩm trong vỏ phong hoá rất đáng chú ý, nhất là ở những nơi có khí hậu ẩm và ấm như Việt Nam. Đó chính là sản phẩm phong hoá hoá học ở điều kiện nhiệt đới hay cận nhiệt đới của các đá giàu alumosilicat.

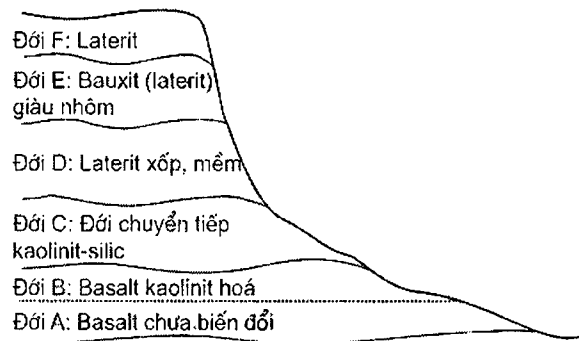
Laterit giàu oxyt sắt, nhôm, nghèo silic, kiềm và kiềm thổ, màu nâu đỏ, vàng, bên ngoài thường màu nâu xám; cấu tạo kết hạch, hạt đậu; độ rỗng lớn nhưng rắn chắc khi khô. Mặt cắt laterit thường thể hiện tính phân đới, phản ánh quá trình biến đổi qua những giai đoạn khác nhau (Hình 8.26).



Hình 8.25. Sơ đồ so sánh mặt cắt đá granit bị phong hoá ở hai miền khí hậu ẩm (A) và khô (B)

1. Đới laterit; 2. Đới caolin-gipxit; 3. Đới caolinit; 4. Đới montmorillonit; 5. Đới hydromica; 6. Đới granit vỡ vụn; 7. Đới granit còn tươi (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

Quá trình thành tạo laterit diễn ra như sau. Mùa mưa nước thấm sâu xuống đất qua các khe nứt sẽ phá huỷ khoáng vật. Các nguyên tố kiềm, kiềm thổ như Na, K, Ca v.v.. hoà tan trước tạo môi trường kiềm, oxyt silic được mang đi khỏi đá gốc, còn *oxyt nhôm, sắt không hoà tan bị tập trung lại*. Mùa khô, đá nứt nẻ tiếp (nhất là khi không có lớp phủ thực vật che phủ), mùa mưa sau nước lại thấm xuống theo các khe nứt mới đó và tiếp tục quá trình biến đổi vừa nêu. Sự xen



Hình 8.26. Mặt cắt sơ lược về tầng đá laterit

Các đới: A - đá kết tinh giàu alumosilicat chưa bị biến đổi (bazalt); B - đá bị kaolinit hoá, C - kaolinit giàu SiO_2 ; D - đới laterit xốp mềm, chủ yếu gồm hydroxyt nhôm và sắt; E - đới laterit giàu nhôm, nghèo sắt; F - đới laterit giàu sắt nghèo nhôm (feralit) (Gorshkov G.P. & Yakushova A.F. 1962)

kê mùa khô và mùa mưa làm cho quá trình trên diễn ra liên tục năm này qua năm khác. Cuối cùng hình thành tầng laterit hay đá ong, màu đỏ tươi, đỏ gụ cấu tạo rỗng với thành phần Fe_2O_3 thường là 50-60%, SiO_2 hơn 20%, Al_2O_3 đạt cao nhất là 16%. Chúng khá dẻo khi còn ướt và nằm sâu dưới đất, khi đưa lên mặt đất bị mất nước chúng sẽ trở thành chắc nên nhân dân thường khai thác làm tường nhà. Quá trình thành tạo laterit thường xảy ra trong những điều kiện thích hợp sau đây: 1) *Địa hình thoải và lớp phủ thực vật kém hoặc không có*. Nếu địa hình dốc thì nước chảy mạnh sẽ cuốn hết những sản phẩm phong hoá hoá học. Ngược lại, nếu địa hình bằng phẳng và có lớp phủ thực vật tốt thì oxyt silic và kiềm không bị mang đi khỏi đá gốc. Những vùng đồi với độ dốc 5-7° nhất là đồi trọc đất trống là nơi thuận lợi cho quá trình tạo đá ong. 2) *Đá mẹ thuận lợi* cho sự thành tạo đá ong là trầm tích lục nguyên, đá biến chất, basalt (bazan) và aluvi cổ. 3) *Thời gian* thành tạo đá ong diễn ra khá dài mà những điều kiện nêu trên ít thay đổi.

Trong điều kiện khí hậu ẩm và ấm như ở nước ta thì tầng laterit khá dày. Vùng đất trống, đồi trọc do phá rừng tạo điều kiện cho hiện tượng laterit hoá phát triển mạnh. Đó chính là nguy cơ làm cho những vùng trung du trở thành cằn cỗi, trơ sỏi đá. Tình trạng như vậy khá phổ biến ở các vùng trung du như ở Nghệ An (Quỳ Châu), Thanh Hoá (Cẩm Thuỷ), Vĩnh Phúc, Hà Tây, Lai Châu (Điện Biên) v.v..

Đất và quá trình tạo đất

Đất là tầng bề rời trên cùng của vỏ phong hóa, gồm khoáng vật bề rời và chất hữu cơ, có khả năng trồng trọt được; nó là kết quả đồng thời của hai quá trình phong hoá và quá trình tạo đất. Theo Docutraev có 5 yếu tố ảnh hưởng đến sự thành tạo đất là đá mẹ, thực vật và động vật, khí hậu, tuổi của vùng và địa hình khu vực. Trong đó yếu tố sinh vật nhất là thực vật giữ vai trò quan trọng nhất và có tính chủ đạo. Các loại thực vật một mặt hút các chất khoáng và nước từ đá, mặt khác khi chết đi lại tập trung chất hữu cơ lại. Các chất hữu cơ đó sẽ bị phân huỷ theo hai cách, *một là* thối rữa và biến thành những hợp chất đơn giản như CO_2 , H_2O , NH_3 và các muối của axit nitric, axit sulfuric và

các axit khác; *hai là* hoá mùn, nghĩa là biến thành những hợp chất hữu cơ phức tạp hơn, có màu nâu hoặc màu đen gọi là chất mùn tạo nên độ phì của đất. Mùn là hỗn hợp các chất hữu cơ trong đó chủ yếu là axit humic, ngoài ra còn có các hợp chất albumin, hydrocarbur, axit hữu cơ, mỡ, nhựa và các hợp chất hữu cơ khác.

Số lượng và chất lượng mùn phụ thuộc vào thành phần thực vật và điều kiện khí hậu, mà nhiệt độ và mưa rất quan trọng. Các chất mùn hợp với các chất kiềm thổ tạo thành humat, các humat hoà tan trong nước thành dung dịch keo và bị nước dần ngấm xuống các lớp bên dưới rồi tập trung lại. Do đó mặt cắt thẳng đứng của đất thường có một số tầng, gồm tầng mùn tích tụ ở trên cùng, tầng tàn tích (ở đây vật chất bị rửa trôi), tầng ứ tích ở đó các hợp chất humat đọng lại. Dưới nữa là đá gốc chưa tham gia vào quá trình tạo đất. Tùy thuộc vào giai đoạn của quá trình tạo đất và tính chất của đất mà các tầng đó có bề dày và thành phần vật chất khác nhau. Do điều kiện nhiệt đới gió mùa nên ở nước ta quá trình phong hóa phát triển rất mạnh, kết quả là tạo nên vỏ phong hóa rất dày và khá đa dạng. Trên các đá carbonat thường gặp các lớp đất màu nâu, nâu đỏ là sản phẩm phong hóa của đá vôi lấp đầy một số dạng địa hình karst.

Trong đá lục nguyên - phun trào axit gặp vỏ phong hóa với thành phần chủ yếu là saprolit, ferosialit, feralit hoặc sialit sắt. *Trong đá lục nguyên - phun trào mafic* gặp vỏ phong hóa với thành phần chủ yếu là ferosialit. *Trong đá phun trào axit - trung tính* gặp vỏ phong hóa saprolit, sialit sắt, sialit hoặc feralit. *Trong đá phun trào mafic* gặp vỏ phong hóa feralit có chỗ tạo bauxit. *Trong đá xâm nhập axit - trung tính* gặp vỏ phong hóa saprolit, chúng thường thấy ở những nơi có địa hình cao. Đặc trưng của nhóm này là vỏ phong hóa sialit và sialit sắt. *Trong đá xâm nhập mafic - siêu mafic* gặp vỏ phong hóa ferosialit.

Trong nhóm đá trầm tích biến chất gặp vỏ phong hóa ferosialit, saprolit (ở nơi có địa hình dốc), feralit (ở ven rìa đồng bằng), trong đá trầm tích Đệ Tứ gặp vỏ phong hóa feralit (đá ong và kết vón).

Chương 9

KHOÁNG SẢN VÀ NGUỒN GỐC CỦA CHÚNG

9.1. KHÁI QUÁT VỀ KHOÁNG SẢN HỌC

Địa chất khoáng sản nghiên cứu những tích tụ khoáng sản trong tự nhiên, điều kiện hình thành và biến đổi của chúng, những yếu tố địa chất ảnh hưởng đến quy luật phát triển, phân bố và khả năng phát hiện chúng trong lòng đất, phương pháp nghiên cứu, phát hiện và xác định giá trị kinh tế của các mỏ khoáng v.v... Địa chất khoáng sản vận dụng kết quả nghiên cứu của các lĩnh vực khoa học địa chất khác để tìm ra nguồn tài nguyên khoáng sản cần thiết cho sự phát triển kinh tế quốc dân.

Khoáng sản học nghiên cứu những thành tạo khoáng chất tự nhiên mà con người có thể khai thác và sử dụng trong cuộc sống của mình.

9.1.1. Khái niệm về khoáng sản và khoa học nghiên cứu chúng

Khoáng sản là những khoáng chất mà con người có thể khai thác để sử dụng trong các lĩnh vực kinh tế và trong đời sống nói chung. Không ít những loại khoáng sản hiện đang được con người khai thác, nhưng cách đây không lâu chỉ là những khoáng chất chưa được quan tâm đến, chẳng hạn như andalusit hoặc đá syenit chứa nephelin mới được một số nước công nghiệp phát triển bắt đầu khai thác làm quặng nhôm cách đây vài ba chục năm. Như vậy, cùng với những tiến bộ của khoa học kỹ thuật và công nghệ, khả năng khai thác và sử dụng tài nguyên khoáng sản của con người không ngừng gia tăng, do đó danh sách những khoáng chất tự nhiên được coi là khoáng sản cũng không ngừng mở rộng.

Khoáng sản trong tự nhiên rất đa dạng, phong phú, và có thể ở trạng thái rắn, lỏng và khí. Đại đa số các khoáng sản gặp ở trạng thái rắn như các loại quặng, than đá, vật liệu xây dựng hoặc nguyên liệu công nghiệp v.v... Chỉ có một số ít khoáng sản gặp ở trạng thái lỏng như nước, nước khoáng, dầu mỏ, còn khí đốt thiên nhiên là loại khoáng sản ở thể khí. Ngoài ra còn có một vài loại khí phóng xạ hoặc hơi nóng thiên nhiên hiếm hoi khác cũng thuộc loại khoáng sản này.

Có thể gặp những biểu hiện khoáng sản trong thiên nhiên ở những quy mô rất khác nhau, từ một vài khoáng vật tạo quặng hoặc tập hợp của chúng lẫn trong các tầng đá vây quanh đến những tích tụ khổng lồ trên cả một khu vực rộng lớn (chẳng hạn như bể than Quảng Ninh). Sự xuất hiện của những khoáng vật tạo quặng là dấu hiệu của các hiện tượng tạo khoáng đã từng diễn ra trong các tầng đá.

Điểm khoáng hoá hay những biểu hiện quặng, báo hiệu khả năng có thể phát hiện ra những tích tụ khoáng sản đáng kể, song chưa được nghiên cứu để khẳng định. Trong những bước nghiên cứu tiếp theo, những biểu hiện này có thể trở thành những mỏ, song cũng có thể trở thành những đối tượng không cần quan tâm tới nữa.

Điểm khoáng sản (hay điểm quặng) là những khu vực có biểu hiện quặng với quy mô lớn hơn, song cũng mới chỉ được phát hiện và nghiên cứu rất khái lược, chưa có đủ cơ sở để đánh giá tiềm năng, triển vọng của khoáng sản còn tiềm ẩn trong các tầng sâu. Chúng là những đối tượng cần được quan tâm nghiên cứu để có thể trở thành những mỏ khoáng, hoặc chỉ là những tích tụ khoáng sản chưa đáp ứng được những chỉ tiêu công nghiệp hiện hành.

Mỏ khoáng (hay mỏ quặng) là khu vực chứa khoáng sản tập trung phát triển với quy mô đủ lớn và chất lượng đủ đảm bảo cho việc khai thác có lợi trong những điều kiện kỹ thuật và công nghệ hiện có. Khối lượng khoáng sản trong mỏ phải đủ đảm bảo cho một cơ sở công nghiệp khai thác hoạt động trong một thời hạn khá dài (ít nhất là hàng chục năm). Một mỏ khoáng thoả mãn được những đòi hỏi như vậy sẽ được xếp vào hàng ngũ các mỏ công nghiệp và thuộc vào danh sách những cơ sở của nguồn nguyên liệu khoáng do Nhà nước quản lý.

Khoáng sản học đại cương là môn khoa học tổng quát về những quá trình hình thành các mỏ khoáng diễn ra trong vỏ Trái Đất. Những điều kiện địa chất liên quan tới các quá trình tạo khoáng và hình thành các mỏ khoáng ở đây được quan tâm hàng đầu. Các mỏ khoáng được xem xét trong các nhóm nguồn gốc khác nhau và trong các kiểu thành tạo khác nhau. Môn khoáng sản học đại cương còn được gọi là môn học về địa chất khoáng sản; những lĩnh vực nghiên cứu chuyên môn về các loại hình mỏ công nghiệp, được xem xét theo từng nhóm khoáng sản trên cơ sở kết hợp giữa mục đích sử dụng nguyên liệu và nguồn gốc của các mỏ. Ví dụ như các mỏ quặng thuộc nhóm kim loại đen gồm có sắt, mangan, titan, crom v.v... lại được xem xét theo từng kiểu nguồn gốc khác nhau như magma, nhiệt dịch hay ngoại sinh.

Các phương pháp nghiên cứu quặng bao gồm tất cả những phương pháp phân tích, nghiên cứu và đánh giá toàn bộ thành phần vật chất của khoáng sản trong phòng thí nghiệm cũng như ngoài thực địa. Tùy theo từng đối tượng khoáng sản và mục đích nghiên cứu mà có các phương pháp khác nhau như phân tích dưới kính hiển vi quang học (khoáng tướng), hay kính hiển vi điện tử, phân tích bao thể, phân tích hoá học, phân tích nhiệt, phân tích quang phổ, phân tích Roengen, phân tích quang phổ hấp phụ nguyên tử v.v...

Các quy luật hình thành, phát triển và phân bố của các mỏ khoáng trong mối liên quan với những vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất được xem xét trong *Sinh khoáng học*. Trong đó, các mỏ khoáng được phân chia theo các thành hệ quặng gắn liền với những thành hệ địa chất được hình thành trong những đơn vị kiến trúc và hoàn cảnh địa động lực khác nhau. Sinh khoáng học không chỉ tìm hiểu những mối quan hệ giữa các hoạt động kiến tạo, magma, trầm tích biến chất với tạo khoáng, mà còn có nhiệm

vụ xây dựng cơ sở khoa học cho việc dự báo, tìm kiếm và phát hiện các mỏ khoáng trong từng khu vực cụ thể.

Kiến trúc trường quặng và mỏ quặng là lĩnh vực nghiên cứu những mối quan hệ giữa các yếu tố cấu trúc kiến tạo và quy luật phát triển, định chỗ của các diện tích chứa quặng trong vỏ Trái Đất. Kết quả nghiên cứu kiến trúc các trường quặng và mỏ quặng tạo ra những tiền đề khoa học làm cơ sở cho việc dự báo, thăm dò và đánh giá triển vọng của các khu vực mỏ ẩn hoặc nằm ở dưới tầng sâu của lòng đất.

Dự báo, tìm kiếm, thăm dò và đánh giá các mỏ khoáng là lĩnh vực khoa học ứng dụng, nhằm tìm ra những nguồn nguyên liệu khoáng có giá trị. Trên cơ sở sử dụng phân tích tổng hợp mọi số liệu về địa chất, ở đây cần xây dựng những tiền đề và dấu hiệu dự báo khả năng có mặt của khoáng sản, xây dựng những phương pháp nghiên cứu, điều tra phát hiện ra chúng, sau đó là thăm dò và xác định những giá trị công nghiệp của chúng.

9.1.2. Chất lượng và trữ lượng của mỏ khoáng

Giá trị kinh tế của các mỏ khoáng được xác định thông qua quá trình điều tra nghiên cứu thăm dò những đặc tính tự nhiên của chúng và dựa theo những chỉ tiêu công nghiệp. Chỉ tiêu công nghiệp là những quy định tối thiểu về các giới hạn chất lượng và trữ lượng của khoáng sản sao cho việc khai thác chế biến và sử dụng chúng sẽ có lợi trong những điều kiện kỹ thuật và công nghệ hiện có. Về chất lượng, chỉ tiêu công nghiệp quy định những hàm lượng tối thiểu của các hợp phần có ích và hàm lượng cao nhất của các hợp phần có hại chứa trong quặng, cho phép có thể chế biến khoáng sản trong điều kiện công nghệ kỹ thuật hiện có mà không ảnh hưởng xấu tới hiệu quả kinh tế. Về trữ lượng, chỉ tiêu công nghiệp quy định những giới hạn thấp nhất về khối lượng khoáng sản có trong mỏ khoáng sao cho có thể tiến hành khai thác mỏ một cách kinh tế trong một khoảng thời hạn nhất định.

Chất lượng khoáng sản phụ thuộc vào thành phần vật chất, vào những đặc tính hoá học và công nghệ của chúng. Hàm lượng của các tổ phần có ích và có hại là những yếu tố chủ yếu quyết định chất lượng khoáng sản. Đối với một số loại quặng, tỷ lệ các hợp phần có ích có thể được tính cho các nguyên tố kim loại (Fe, Mn, Co, Cu, Pb, Zn, Sn, Hg, Sb, Au, Ag, Pt...) hoặc theo các hợp chất oxyt của chúng (WO_3 , V_2O_5 , LiO_2 , BeO , TiO_2 , Cr_2O_3 v.v...). Tổ phần có hại là những tạp chất có trong thành phần của khoáng sản có thể gây những khó khăn phức tạp cho các quá trình gia công chế biến quặng. Những tổ phần có hại đối với quặng sắt là phosphor và lưu huỳnh, quặng bauxit - lưu huỳnh và SiO_2 , quặng vàng - As, v.v... Tỷ lệ phần trăm của các tổ phần có hại càng cao thì chất lượng quặng càng giảm và có thể trở thành quặng phi công nghiệp, mặc dù hàm lượng các tổ phần có ích là đáng kể.

Hàm lượng các tổ phần có ích thường được dùng để vạch ranh giới các thân quặng, nhất là trong trường hợp các thân quặng không có ranh giới tự nhiên rõ ràng. Dựa vào tỷ lệ phần trăm của các tổ phần có ích, quặng được phân thành ba nhóm là giàu, trung bình và nghèo. Ví dụ, một số loại mỏ được phân loại theo chất lượng như sau (bảng 9.1).

Trữ lượng khoáng sản là tổng khối lượng khoáng sản có giá trị công nghiệp nằm trong phạm vi ranh giới các thân quặng đã được khoanh định. Trữ lượng thể hiện qui mô của mỏ, có thể thay đổi trong một phạm vi rất rộng, từ vài chục kilogram đến hàng tỷ tấn. Tùy theo qui mô trữ lượng mà các mỏ khoáng có thể được xếp vào một trong bốn nhóm là khổng lồ, lớn, trung bình hoặc nhỏ. Một vài ví dụ về phân loại mỏ khoáng theo trữ lượng được nêu trong bảng 9.2.

Ngoài chất lượng và trữ lượng của khoáng sản ra, giá trị kinh tế của mỏ còn phụ thuộc nhiều vào những yếu tố như điều kiện địa chất - kỹ thuật và địa lý kinh tế của mỏ. Những điều kiện địa chất - kỹ thuật bao gồm đặc điểm hình dáng, kích thước và thế nằm các thân quặng, mức độ phát triển tập trung của quặng trong các thân quặng, điều kiện địa chất thủy văn và địa chất công trình của mỏ v.v... Những yếu tố này ảnh hưởng trực tiếp tới việc lựa chọn phương thức khai thác mỏ. Những yếu tố địa lý - kinh tế của khu vực có mỏ như giao thông vận tải, mức độ phát triển kinh tế và dân cư v.v... có ảnh hưởng không nhỏ tới việc tổ chức khai thác cũng như giá thành sản phẩm được khai thác.

9.1.3. Phân loại khoáng sản theo đối tượng và mục đích sử dụng

Nguyên liệu khoáng chất rất đa dạng và phong phú ngày nay đang được khai thác và sử dụng trong nhiều lĩnh vực khác nhau của các ngành kinh tế. Tuy nhiên, có thể phân chúng thành ba nhóm lớn với ba mục đích sử dụng khác nhau: a) khoáng sản kim loại; b) khoáng sản phi kim loại; c) khoáng sản cháy và nhiên liệu.

a. Khoáng sản kim loại

Khoáng sản kim loại bao gồm tất cả những loại khoáng chất được khai thác nhằm mục đích thu hồi kim loại thông qua các quá trình luyện kim. Có thể phân ra các nhóm: kim loại đen, kim loại màu, kim loại quý, kim loại phóng xạ, kim loại hiếm và phân tán.

Bảng 9.1. Phân loại chất lượng một số loại khoáng sản

Nguyên liệu quặng	Tổ phần có ích chủ yếu	Phân loại theo hàm lượng (%)		
		Giàu	Trung bình	Nghèo
Sắt	Fe	50	50 - 30	30 - 15
Cromit	Cr ₂ O ₃	45	45 - 30	30 - 20
Phosphorit	P ₂ O ₅	25	25 - 16	16 - 08
Antimon	Sb	10n*	N	0,1n
Chì, kẽm	Pb, Zn			
Đồng, thiếc	Cu, Sn	n	0,1n	0,01n
Thủy ngân	Hg			
Wolfram	WO ₃			
Vàng	Au	15gr/t	5 - 15gr/t	ngr/t
Kim cương		1k/t		
+n = 1,2,3...	++ k - kara, 1kara = 0,2gr			

Bảng 9.2. Phân loại một số mỏ khoáng theo qui mô trữ lượng

Khoáng sản	Phân loại mỏ theo trữ lượng (tấn)			
	Khổng lồ	Lớn	Trung bình	Nhỏ
Quặng sắt	10 ⁹	(10-3).10 ⁸	(30-5).10 ⁷	5.10 ⁷
Apatit	-	2.10 ⁸	(20-5).10 ⁷	5.10 ⁷
Quặng đồng	5.10 ⁶	(5-1).10 ⁶	(10-1).10 ⁵	1.10 ⁵
Quặng thiếc	5.10 ⁴	(5-1,5).10 ⁴	(15-3).10 ³	3.10 ³
Quặng thủy ngân	1,5.10 ⁴	(15-3).10 ³	(3-1).10 ³	1.10 ³
Vàng	1.10 ²	(10-5).10	(5-1).10	10

- *Nhóm kim loại đen* bao gồm sắt và những kim loại khác thường được dùng để chế các loại hợp kim khác nhau cùng với sắt như titan (Ti), mangan (Mn), crom (Cr), nikel (Ni), cobalt (Co), wolfram (W), molybden (Mo) và vanadi (V). Quặng sắt quan trọng nhất là magnetit và hematit, sau đó là siderit và limonit (quặng sắt nâu) có trong các kiểu mỏ magma, biến chất, skarn, nhiệt dịch, trầm tích và phong hoá. Quặng titan chủ yếu là titano-magnetit được khai thác từ các mỏ magma thực sự hoặc các sa khoáng. Mangan được lấy từ các loại quặng oxyt và hydroxyt (pyrolusit, braunit, manganit, psilomelan) và carbonat (rodocrosit, manganocanxit (calcit)...) trong các vỉa trầm tích nằm giữa những tầng đá carbonat. Cromit là loại quặng duy nhất của crom và được khai thác từ hai nguồn chính là các mỏ quặng gốc trong các khối đá magma xâm nhập mafic và siêu mafic, hoặc trong những mỏ sa khoáng do các mỏ quặng gốc bị phá huỷ và tái lắng đọng. Nikel hiện nay đang được khai thác chủ yếu từ các loại quặng sulfur đồng - nikel như pentlandit, milerit và nikel, từ các vỏ phong hoá chứa hydrosilicat nikel là garnierit, nepouit. Quặng cobalt quan trọng nhất là linnaeit, cobaltin, spherocobaltit, smaltit, asbolan và eritritin. Wolframit và sheelit (CaWO_4) là những quặng quan trọng để luyện wolfram. Ngoài ra còn có quặng ferberit. Chúng đều được khai thác từ những mỏ nhiệt dịch hoặc skarn và những sa khoáng do các mỏ này bị phá huỷ và tái tạo. Molybden có nguồn quặng chủ yếu là molybdenit, ngoài ra còn có ferimolybdit, vulferit và povelit. Chúng đều là những thành tạo hậu magma, trong các mỏ nhiệt dịch hoặc skarn. Vanadi được lấy từ những quặng chủ yếu là vanadinit, patronit, roscoelit và carnotit, phát triển trong các đá xâm nhập magma mafic và siêu mafic là chủ yếu. Ngoài ra, vanadit còn có thể được lấy ra từ những tích tụ đi kèm với những thành tạo ngoại sinh như sét, bauxit, quặng sắt nâu v.v...

- *Nhóm kim loại màu* có thành phần khá phong phú, bao gồm chủ yếu là đồng (Cu), chì (Pb), kẽm (Zn), thiếc (Sn), thủy ngân (Hg), antimon (Sb), bismut (Bi), nhôm (Al) và magnesi (Mg). Đồng có nguồn nguyên liệu quặng khá phong phú, bao gồm đồng tự sinh, quặng sulfur (chalcopyrit, bornit, covelin v.v...), quặng oxyt (cuprit, tenorit), quặng carbonat (malachit, aluzit) và một số loại khác. Quặng đồng hầu như có thể gặp trong tất cả các loại hình nguồn gốc khác nhau từ nội sinh, biến chất đến ngoại sinh. Chì và kẽm trong tự nhiên luôn luôn đồng hành với nhau trong quặng đa kim. Đó là những quặng sulfur của chì (galenit) và kẽm (sphalerit). Bên cạnh chúng còn có những loại quặng khác như serucit, anglezit, smisonit, calamin v.v... Chúng thuộc những kiểu mỏ nhiệt dịch và skarn có liên quan với những xâm nhập magma granit.

Casiterit là quặng duy nhất của thiếc. Chúng có trong các mỏ hậu magma (pegmatit, skarn và nhiệt dịch) và trong các sa khoáng được hình thành do các mỏ nội sinh bị phá huỷ và tái lắng đọng. Thủy ngân cũng gần như chỉ có một nguồn quặng chủ yếu là cinabar; trong thiên nhiên cũng còn gặp thủy ngân tự sinh. Antimon có một nguồn quặng gần như duy nhất là antimonit trong các mỏ nhiệt dịch, ngoài ra cũng có ở dạng tạp chất trong quặng galenit. Bismut thường đi kèm với W, Sn, As, và Mo trong các mỏ quặng nhiệt dịch. Quặng chủ yếu của bismut là bismutin và bismutit trong đó có tới trên 80% Bi. Quặng nhôm chính là bauxit, bao gồm một loạt các oxyt và hydroxyt của nhôm (bơmit và diaspor, gypsit, leucit v.v...). Đó là những thành tạo

trong các vỏ phong hoá và trong các tầng trầm tích biển ven bờ. Ngoài ra, nhôm còn có hàm lượng khá cao trong thành phần của một số khoáng vật silicat như alunit, nephelin, caolinit v.v... . Quặng magnesi chủ yếu là magnesit và dolomit có nguồn gốc nhiệt dịch hoặc trầm tích. Ngoài ra, magnesi còn có thể được khai thác từ nước biển có tới 0,12 - 0,13% Mg.

- *Kim loại quý* bao gồm có vàng (Au), bạc (Ag) và platin hay bạch kim (Pt). Vàng trong vỏ Trái Đất là một nguyên tố hết sức phân tán. Trong thiên nhiên vàng được khai thác chủ yếu ở dạng tự sinh. Ngoài ra vàng còn có thể gặp trong thành phần của một số quặng sulfur khác như pyrit, chalcopyrit, pyrôtin v.v... và trong các quặng telur (calaverit, silvanit v.v...). Bạc - trong thiên nhiên không có loại quặng bạc riêng, phần lớn khối lượng bạc được khai thác từ những mỏ đồng và da kim, mà bạc là nguyên tố đồng hành trong thành phần của những khoáng vật tạo quặng chính. Platin có thể gặp ở dạng tự sinh và ở dạng những khoáng vật của nhóm platinoid như feroplatin, cuprit v.v... Phần lớn khối lượng platin được khai thác từ các mỏ quặng phức, chẳng hạn như quặng sulfur đồng - nikel có nguồn gốc magma thực sự. Cũng có thể gặp platin trong các mỏ sa khoáng.

- *Nhóm kim loại phóng xạ* chủ yếu gồm có urani (U), radi (Ra) và thori (Th). Những khoáng chất chứa urani trong thiên nhiên có tới hàng trăm, song quặng chủ yếu là uraninit, nasturan, betafit, samarskit, carnotit v.v... . Quặng urani có trong nhiều kiểu mỏ khác nhau từ nội sinh đến ngoại sinh và biến chất. Radi thường có quan hệ rất chặt chẽ với urani trong thiên nhiên, cho nên hầu hết các mỏ quặng urani đồng thời cũng là quặng radi. Thori có trong thành phần một số quặng nội sinh chủ yếu. Đó là các loại quặng như monazit, torinit, torit, xenotim và zircon. Cũng có thể gặp quặng monazit trong các mỏ sa khoáng.

- *Nhóm kim loại hiếm và phân tán* gồm có beryli (Be), tantal (Ta), niobi (Nb), liti (Li), zircon (Zr), cadmi (Cd), gali (Ga), germani (Ge), indi (In). Quặng chủ yếu của beryli là beryl và genvil có trong các mỏ nội sinh như pegmatit, skarn và nhiệt dịch. Tantal và niobi còn có tên gọi chung là columbi, có trong thành phần của columbit, tantalit, loparit và pyroclor. Hầu hết chúng đều được khai thác từ các mỏ nội sinh và phần nào trong các sa khoáng. Liti có hai loại quặng chính là spodumen và lepidolit trong các mỏ pegmatit và nhiệt dịch. Zirconi với hai loại quặng chủ yếu là zircon và eudialit có trong các mỏ pegmatit và trong các sa khoáng do các mỏ nội sinh bị phá huỷ và tái tạo ra.

b. Khoáng sản phi kim loại

Một số lượng lớn các loại khoáng chất tự nhiên được khai thác và sử dụng trong các ngành kinh tế khác nhau, nhưng không phải với mục đích lấy kim loại, được gọi là những khoáng sản phi kim loại. Tuỳ theo mục đích và lĩnh vực sử dụng nguyên liệu mà người ta phân chúng theo các nhóm khác nhau như nguyên liệu luyện kim, nguyên liệu hoá chất, nguyên liệu mài, các nguyên liệu công nghiệp khác nhau và vật liệu xây dựng.

- *Nguyên liệu luyện kim* là những nguyên liệu khoáng chất được sử dụng phục vụ cho các quá trình luyện kim, như các chất phụ gia, vật liệu chịu lửa cao để xây lò và làm khuôn đúc v.v... Thuộc nhóm này có graphit, kyanit (= cyanit), magnesit, caolin và sét chịu lửa, fluorit. Graphit thường gặp ở dạng vẩy nhỏ trong các tầng đá biến chất cao. Kyanit là vật liệu cao nhôm trong các tầng đá biến chất cao. Magnesit thường có trong những vỉa quặng trầm tích nằm giữa các tầng đá carbonat. Cũng gặp những mạch quặng magnesit không kết tinh nằm trong đá siêu mafic bị biến đổi nhiệt dịch cao độ. Caolin và sét chịu lửa được khai thác hoặc trong các vỏ phong hoá trên các tầng đá giàu nhôm, hoặc trong các vỉa quặng trầm tích. Fluorit được khai thác chủ yếu từ những mạch quặng nhiệt dịch và một phần từ những vỉa quặng trong các tầng trầm tích.

- *Nguyên liệu hoá chất* được khai thác trong thiên nhiên bao gồm những loại khoáng chất có chứa bor (B), brom (Br), iot (I), kali (K), arsen (As), muối ăn (NaCl), muối natri (Na_2CO_3 , NaSO_4), lưu huỳnh (S), và phosphor (P). Quặng quan trọng của bo là kernit và tincan nằm trong các tầng trầm tích nguồn núi lửa trẻ. Bo cũng được khai thác từ các hợp chất borat có trong các mỏ muối hoặc trong một số hồ nước mặn. Brom được lấy ra từ các nguồn nước khoáng hoặc nước biển. Iot có trong quặng lauturin và cũng còn được khai thác đồng thời cùng với dầu mỏ. Kali có trong quặng sylvin nằm giữa những tầng trầm tích chứa muối. Nước biển cũng là nguồn nguyên liệu quan trọng cho kali. Muối ăn và muối natri được khai thác từ nước biển và từ các mỏ muối, trong đó có các loại quặng trona, tenacdit và mirabilit. Nguồn nguyên liệu cung cấp lưu huỳnh quan trọng trong thiên nhiên là lưu huỳnh tự sinh và pyrit. Lưu huỳnh tự sinh có thể gặp trong các vòm muối, trong các tầng trầm tích và trong các kiến trúc hòng núi lửa. Pyrit có trong các mạch quặng nhiệt dịch nằm giữa những tầng đá trầm tích hoặc biến chất. Các loại quặng quan trọng của phosphor là phosphorit và apatit. Phosphorit là những thành tạo trầm tích và còn có trong các tích tụ phân chim ở các đảo ở Nam Thái Bình Dương. Apatit được khai thác từ các mỏ quặng có liên quan với những khối xâm nhập magma kiềm, hoặc từ những vỉa quặng phosphorit bị biến chất cao tạo thành (như vùng mỏ apatit Lao Cai).

- *Nguyên liệu mài* gồm những loại khoáng chất có độ cứng cao được sử dụng làm vật liệu mài trong công nghiệp; kim cương và corindon là hai loại khoáng chất đáp ứng tốt nhất được nhu cầu đó. Kim cương không chỉ là nguyên liệu làm đồ mỹ nghệ trang sức có giá trị, mà còn là vật liệu mài và cắt gọt kim loại rất quý vì có độ cứng cao nhất (theo thang độ cứng Mohs). Kim cương được khai thác chủ yếu từ các ống nổ kimberlit và từ sa khoáng, do các ống này bị phá huỷ và tạo thành. Corindon cũng có độ cứng cao, chỉ đứng sau kim cương, được khai thác chủ yếu từ các mỏ pegmatit, các đới tiếp xúc giữa các tầng đá carbonat với các khối xâm nhập mafic và siêu mafic, một phần từ những sa khoáng do các mỏ nói trên bị phá huỷ và tái tạo ra.

- *Những nguyên liệu khoáng dùng trong các ngành công nghiệp khác nhau* chiếm một danh sách khá dài. Quan trọng nhất gồm asbet, barit và viterit, talc, đá talc và pyrophilit, felspat, mica, nguyên liệu dùng cho quang học và áp điện, đá quý.

Asbet (hay amian) là khoáng chất ở dạng sợi, khả năng chịu lửa và chịu axit cao, được tạo thành từ đá siêu mafic bị biến đổi nhiệt dịch và bị serpentinit hoá mạnh mẽ.

Barit và viterit là những khoáng chất có tỷ trọng lớn, được dùng nhiều trong kỹ thuật khoan sâu, đặc biệt là khoan thăm dò dầu khí, được khai thác chủ yếu từ các mạch nhiệt dịch và phần nào từ các sa khoáng của chúng.

Talc, đá talc và pyrophyllit có đặc tính chung là bóng và nhòn, nên được dùng nhiều trong các ngành công nghiệp giấy, cao su, y tế v.v... Các nguyên liệu này được khai thác từ những mỏ nằm trong các khối đá siêu mafic và phun trào bị biến chất và biến đổi nhiệt dịch mạnh.

Mica với các loại muscovit và phlogopit là những vật liệu cách điện tốt. Có thể khai thác từ những thể pegmatit chứa mica và các ổ trong đá gneis biến chất cổ.

Felspat là nguyên liệu quan trọng làm men sứ gốm, hiện nay đang được khai thác từ một kiểu mỏ duy nhất là các thể pegmatit.

Các nguyên liệu quang học và áp điện là những khoáng chất có tính trong suốt và có khả năng chuyển đổi áp lực thành điện năng. Trong số này đáng chú ý nhất là thạch anh áp điện và quang học, spat Băng đảo, fluorit. Các loại khoáng vật giá trị này được khai thác từ những mỏ pegmatit, nhiệt dịch và những sa khoáng do chúng bị phá huỷ tạo ra.

Đá quý bao gồm những loại khoáng vật có hình dáng tinh thể đẹp, màu sắc và độ phản quang cao, như rubi, topaz, saphir, granat, turmalin, mã não v.v... Chúng hoặc được khai thác cùng với kim cương từ các ống nổ kimberlit, hoặc từ những thể pegmatit, những mỏ skarn và những sa khoáng của chúng.

- *Vật liệu xây dựng* trong thiên nhiên gồm nhiều loại khác nhau như các loại cát, sỏi, đá vôi và các loại đá magma v.v... Phần lớn chúng được khai thác và sử dụng trực tiếp, hoặc thông qua những khâu chế biến mỹ thuật (các loại đá ốp lát).

c. Khoáng sản cháy và nhiên liệu. Tất cả những loại khoáng chất tự nhiên được khai thác và sử dụng với mục đích chính làm nhiên liệu cung cấp năng lượng đều được xếp vào nhóm này. Trước hết phải nói đến dầu mỏ và khí đốt tự nhiên. Chúng là những sản phẩm phân huỷ của các vật chất hữu cơ được tích đọng và chôn vùi trong các tầng trầm tích. Quá trình chuyển hoá diễn ra rất phức tạp trong những điều kiện yếm khí của các tầng sâu. Những kiến trúc có độ rộng cao là những nơi tập hợp, tạo ra những túi dầu và khí trong lòng đất.

Than đá là loại nhiên liệu rất quan trọng hiện nay. Đây là những sản phẩm biến chất cao của các tầng trầm tích chứa nhiều vật liệu thực vật bị chôn vùi trong lòng đất. Trước khi trở thành than đá, những vật liệu thực vật phải trải qua các giai đoạn than bùn, than nâu, cũng là những khoáng sản nhiên liệu có giá trị. Ngoài ra, trong số các khoáng sản cháy còn phải kể tới đá phiến cháy được hình thành từ trầm tích sét có chứa nhiều vật chất hữu cơ bị biến chất.

9.2. NGUỒN GỐC THÀNH TẠO CÁC MỎ KHOÁNG

Theo điều kiện thành tạo, các mỏ khoáng có hai nguồn gốc là nội sinh và ngoại sinh. Mỏ nội sinh được hình thành do các quá trình địa chất bên trong lòng đất và gồm mỏ nguồn gốc magma và mỏ nguồn gốc biến chất.

9.2.1. Mỏ nguồn gốc magma

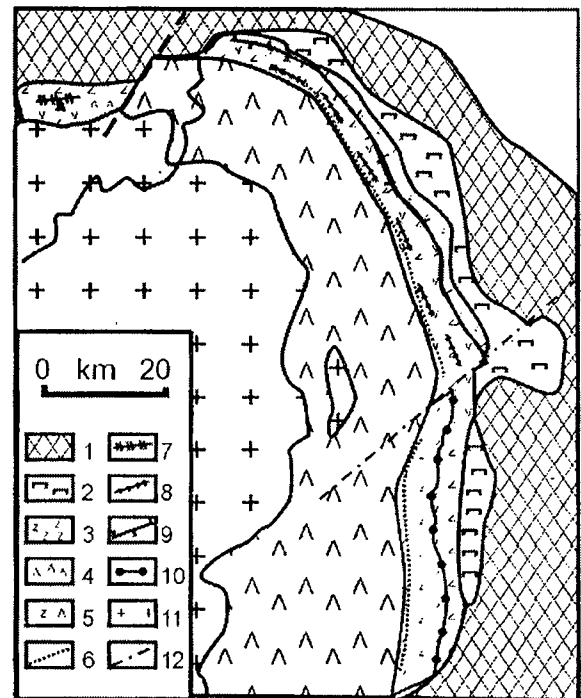
Hoạt động magma là điều kiện cần thiết để hình thành những mỏ khoáng thuộc nhóm này. Mối liên quan giữa hoạt động magma với các mỏ khoáng rất đa dạng, có thể là trực tiếp hoặc gián tiếp, có thể là cộng sinh hoặc mẫu tử, và các mỏ khoáng nhóm này lại có thể là magma thực sự, pegmatit, skarn và nhiệt dịch hậu magma.

a. Các mỏ magma thực sự. Các mỏ magma thực sự được hình thành trong các quá trình phân dị và kết tinh của các khối magma nóng chảy trong vỏ Trái Đất, trong những điều kiện nhiệt độ rất cao (khoảng 800 - 1500°C) và áp suất lớn (hàng trăm atmophe) ở độ sâu 3000 - 5000m. Chúng nằm ngay trong các khối magma xâm nhập và là đối tượng của nhiều loại khoáng sản kim loại (sắt, crom, platin, titan, đồng, nikel) và phi kim loại (kim cương, graphit, apatit v.v.).

Phần lớn các mỏ magma thực sự tập trung trong đá xâm nhập mafic, siêu mafic có thể do trong đó hàm lượng của sắt và một số các nguyên tố khác tăng cao, dễ tập trung tạo thành những tích tụ quặng, lượng oxit silic thấp, độ nhớt kém nên magma dễ linh động, dễ bị phân dị. Dựa vào phương thức hình thành tích tụ quặng trong các mỏ magma thực sự có thể phân biệt ba loại hình nguồn gốc là:

- 1) Mỏ magma sớm;
- 2) Mỏ magma muộn;
- 3) Mỏ magma dung ly.

Mỏ magma sớm được hình thành vào những giai đoạn sớm của quá trình phân dị kết tinh khối magma nóng chảy, do các tinh thể quặng thành tạo trước (pha cứng) được tách ra khỏi khối dung nham nóng chảy (pha lỏng) và tích đọng lại thành các thân quặng. Thân quặng có hình dạng không cân đối, ranh giới không rõ ràng và quặng có kiến trúc hạt tinh thể rõ rệt. Ví dụ kinh điển cho các mỏ magma sớm là khu mỏ quặng platin và cromit Bushwend ở Nam Phi (Hình 9.1).



Hình 9.1. Sơ đồ địa chất vùng mỏ Bushwend (Nam Phi)

1- Đá biến chất cổ; 2- Đới phía dưới; 3- Đới chứa quặng; 4- Đá norit; 5- Đá không phân chia; 6- Quặng sulfur Cu - Ni; 7- Vía chromit phía tây; 8- Vía chromit trong anorthit; 9- Vía chromit trung tâm; 10- Đới quặng chromit phía nam; 11- Đá granit; 12- Đứt gãy. (U. Cameron 1978).

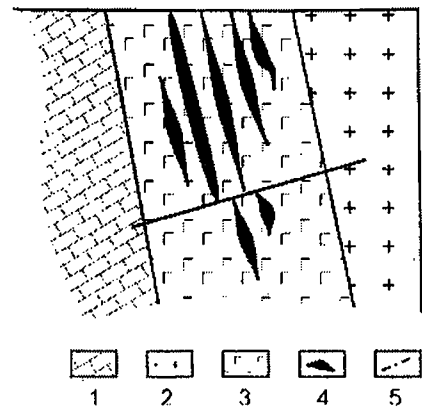
Khối xâm nhập Bushwend thuộc thể chậu (lopalit) xuyên lên giữa các tầng đá biến chất Arkei, trong đó có một dải đá mafic và siêu mafic phân via rộng tới 30km và kéo dài trên 200km. Các vỉa quặng dày 1 - 1,5m tạo thành những đới kéo dài tới hàng chục kilomet. Cromit tập trung ở phần dưới, còn trong các phần trên quặng sulfur chiếm ưu thế hơn. Các vỉa quặng được hình thành do kết quả tích đọng những khoáng vật quặng khó nóng chảy, kết tinh ở nhiệt độ cao và xuất hiện vào giai đoạn sớm trong khi hầu như toàn bộ khối magma còn đang ở trong trạng thái nóng chảy, nên các tinh thể khoáng vật quặng phát triển đầy đủ và rất tự hình. Xen vào khoáng không gian giữa chúng là những khoáng vật của các pha kết tinh muộn hơn sau này.

- *Mỏ magma muộn* được hình thành vào những giai đoạn kết tinh muộn hơn của khối magma, khi mà trong đó đã tích tụ được những hợp chất dễ bốc của clo, fluor, bor và nước, hoặc những hợp chất khó bốc của liti, beryli, wolfram, titan v.v... làm giảm độ nhớt của magma, giảm nhiệt độ kết tinh của các khoáng vật quặng. Những khoáng vật silicat tạo đá được kết tinh trước. Những dấu hiệu điển hình của các mỏ magma muộn là : 1) Các thân quặng có dạng tấm hoặc dạng mạch kéo dài; 2) Ranh giới giữa các thân quặng và đá vây quanh là rõ ràng, đột biến; 3) Khoáng vật quặng nằm xen giữa những khoáng vật phi quặng tạo đá và gắn kết chúng lại với nhau.

Các mỏ magma muộn là những đối tượng quan trọng đối với nhiều loại khoáng sản như cromit, titanomagnetit, apatit. Rất có thể những mỏ quặng titanomagnetit ở vùng Núi Chúa (Thái Nguyên) và cromit trong các khối xâm nhập Núi Nua (Thanh Hoá) thuộc vào kiểu nguồn gốc đang xét. Mỏ quặng titanomagnetit Kusino (vùng Ural - Nga) là một ví dụ tiêu biểu cho kiểu mỏ magma muộn (Hình 9.2). Khối xâm nhập gabro xuyên qua tầng đá vôi và lại bị các đá granit trẻ hơn xuyên cắt. Quặng titanomagnetit tạo thành những thể dạng mạch, dạng thấu kính và dạng ổ nằm tập trung trong đá gabro và đá amphibolit.

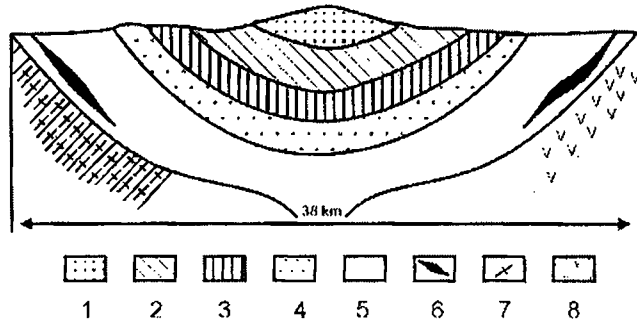
- *Các mỏ magma dung ly* được hình thành do kết quả phân chia dung nham magma ra thành hai phần sulfur và silicat khác nhau và không hoà trộn lẫn vào nhau. Nhiệt độ hạ thấp xuống dưới 1500°C magma bắt đầu bị phân ly ra thành dung nham silicat và dung nham sulfur, trong đó dung nham sulfur có tính năng động cao. Mỏ quặng sulfur đồng - nikel nằm trong đá xâm nhập mafic Sadbery ở Canada đã được hình thành theo cách này (Hình 9.3).

Trong phần đáy khối magma quặng sulfur được tích tụ lại thành những thể dạng tấm hoặc dạng vỉa và có tên gọi là những "vỉa quặng đáy". Trong các mỏ quặng sulfur đồng - nikel ở vùng Norilsk (LB Nga), ngoài những vỉa quặng đáy ra còn gặp những mạch quặng dốc đứng ở phần trên của khối xâm nhập siêu mafic.



Hình 9.2. Mặt cắt địa chất mỏ quặng titanomagnetit

1- Đá vôi; 2- Đá granit; 3- Đá gabro; 4- Thân quặng; 5- Đứt gãy. (V. Vakhromeyev, 1961).



Hình 9.3. Mặt cắt địa chất mỏ Sadbery - Canada

1- Cát kết; 2- Đá phiến; 3- Tuf; 4- Cuội kết; 5- Gabro, norit; 6- Thân quặng; 7- Granit và gneis; 8- Đá phiến lục (V. Smirnov 1981).

Các mỏ nguồn gốc magma thực sự không phổ biến lắm nhưng chúng là những đối tượng quan trọng của nhiều loại khoáng sản có giá trị. Các mỏ hay gặp là 1) Platin tự sinh trong đá siêu mafic; 2) Cromit trong đá dunit và peridotit; 3) Titanomagnetit trong đá gabro và amphibolit; 4) Sulfur đồng - nikel trong đá mafic và siêu mafic; 5) Các ống nổ kimberlit chứa kim cương trong đá siêu mafic; 6) Apatit trong đá syenit kiềm có nephelin; 7) Quặng kim loại hiếm; phóng xạ và phân tán trong các đá kiềm; 8) Quặng columbit trong đá granit (columbit là những khoáng vật phụ trong đá; song có thể tạo thành những sa khoáng có giá trị).

b. Các mỏ pegmatit. Pegmatit là những thành tạo địa chất rất độc đáo mà cho đến nay nguồn gốc của chúng vẫn đang còn nhiều vấn đề bàn luận. Trong pegmatit có thể lấy ra nhiều loại khoáng sản có giá trị khác nhau. Khoáng sản kim loại có Sn, W, Mo, Bi, các nguyên tố hiếm và phân tán như Be, Li, Nb, Ta, Zn, Ge, Hf, Cs, Rb, đất hiếm, các nguyên tố phóng xạ U, Ra, Th. Khoáng sản phi kim loại có muscovit, feldpat, thạch anh, turmalin, corindon, andalusit, đá quý và ngọc v.v...

Pegmatit là sản phẩm của quá trình hoạt động magma, liên quan với nhiều loại đá như granit và granodiorit, syenit và syenit-nephelin, gabro và norit hoặc các phức hệ đá siêu mafic - kiềm, nhưng pegmatit granit phổ biến rộng rãi và có ý nghĩa hơn cả.

Các thể pegmatit có thể nằm ngay trong các khối đá mẹ hoặc nằm trong đá vây quanh ở trên mái khối xâm nhập. Trong pegmatit granit, A. Fersman đã phân ra 5 đới theo thứ tự từ ngoài rìa vào giữa mạch như sau: 1) Đới aplit hạt nhỏ cấu trúc dạng porphyr; 2) Đới pegmatit vân chữ; 3) Đới các tinh thể lớn cấu trúc kiểu pegmatit; 4) Đới lấp đầy các lỗ hổng với cấu trúc tinh đám; 5) Đới khoáng hoá nhiệt dịch.

Đặc điểm nổi bật của pegmatit là có các tinh thể khoáng vật rất lớn (thường từ một vài đến hàng chục centimet), có khi khổng lồ như tinh thể microclin ở Na Uy nặng tới 100 tấn, hay tinh thể beryl ở Mỹ dài tới 5,5m và nặng tới 18 tấn.

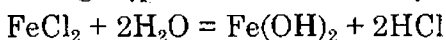
Thành phần khoáng vật của pegmatit granit cũng giống như đá mẹ sinh ra chúng gồm các khoáng vật tạo đá chính là thạch anh, feldpat và mica. Ngoài ra còn gặp một tập hợp những khoáng vật có chứa các hợp phần bốc như muscovit (chứa nước), topaz (chứa fluor), turmalin (chứa bor), beryl (chứa Be). Trong thành phần các khoáng vật

pyroclor, monazit, xenotim, ortit, columbit, tantalit, spodumen và lepidolit của pegmatit còn chứa những hợp chất của nhiều nguyên tố hiếm như Nb, Ta, Zr, Li, Rb, La, Ce, Sn, Y v. v... Các khoáng vật tạo quặng trong pegmatit tuy không phổ biến, song cũng có khi tạo thành những mỏ có giá trị công nghiệp như casiterit, wolframit, molybdenit, ilmenit và bismut.

c. *Các mỏ skarn.* Skarn là đá có thành phần chủ yếu gồm granat và pyroxen, được hình thành trên ranh giới tiếp xúc giữa đá magma xâm nhập và đá trầm tích carbonat. Tác động nhiệt của khối magma nóng chảy làm cho đá vây quanh bị tái kết tinh và đá vôi biến thành đá hoa, cát kết biến thành quartzit, còn đá phiến sét biến thành đá sừng. Những thay đổi sâu sắc trong thành phần vật chất của đá chỉ diễn ra dưới tác động của những sản phẩm hậu magma như hơi và dung dịch tạo ra những mỏ quặng skarn hay còn gọi là những mỏ biến chất tiếp xúc trao đổi. Đá vây quanh thuận lợi nhất cho việc thành tạo skarn là đá vôi, dolomit và marn. Đá xâm nhập thường là granit và granodiorit. Cũng có khi skarn liên quan với xâm nhập syenit và rất ít khi liên quan với xâm nhập mafic. Các mỏ skarn thường nằm ngay trong phạm vi tiếp xúc trực tiếp giữa khối xâm nhập và đá carbonat, song cũng có khi chúng ở cách xa ranh giới tiếp xúc tới 200 - 400m và hãn hữu có khi tới 1 - 2km.

Hình thái các thân quặng của mỏ skarn rất đa dạng; bên cạnh những thể lớn dày hàng chục, hàng trăm mét và kéo dài hàng trăm hoặc hàng nghìn mét, cũng có không ít những mạch nhỏ chỉ dày một vài mét, hoặc có khi chưa tới 1m. Các thân quặng dạng tấm, mạch rất phổ biến, song cũng có những thân dạng ổ, dạng trụ v.v...

Thành phần quặng chủ yếu của các mỏ skarn là những khoáng vật nhóm oxyt (magnetit, hematit, sheelit (CaWO_4), gausmanit, casiterit) và nhóm sulfur (pyrotin, pyrit, chalcopyrit, galenit, sphalerit, cobaltin, molybdenit, arsenopyrit...). Magnetit là một trong những khoáng vật quặng phổ biến nhất trong skarn và được hình thành từ những hợp chất sắt clorua dạng hơi thoát ra từ magma theo phương thức như sau:



Sau đó hydroxyt sắt tiếp tục tham gia phản ứng với sắt clorua, bị mất nước và tạo thành magnetit: $2\text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{FeCl}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{HCl} + \text{H}_2$

Những khoáng vật phi quặng chủ yếu trong skarn là granat và pyroxen. Ngoài ra cũng khá phổ biến những khoáng vật khác như epidot, hornblend, volastonit, clorit, thạch anh, canxit (calcit), fluorit, vesuvian, plagioclas, phlogopit v.v...

Thành phần khoáng vật rất phức tạp của skarn cho thấy chúng được thành tạo trong điều kiện nhiệt độ thay đổi rất nhiều (300 - 800°). Vật chất được huy động từ hai phía (khối xâm nhập và đá vây quanh) càng làm cho thành phần khoáng vật của skarn thêm phong phú. Quá trình hình thành skarn được D. Corjinsky và S. Vakhromeyev (1961) xem xét như một quá trình biến chất trao đổi thay thế hai chiều (bimetasomatos), trong đó các tổ phần trở được trao đổi khuyếch tán giữa một bên là carbonat (đá vôi, dolomit) và một bên là silicat (granitoid, porphyrit). Tổ phần trở từ phía đá vôi có CaO, từ phía silicat có SiO_2 và Al_2O_3 . Trong quá trình trao đổi bimetasomatos CaO từ đá vôi được

khuyếch tán về phía silicat, còn các oxyt nhôm và silic thì ngược lại. Kết quả là hình thành các đới skarn theo một thứ tự nhất định từ phía khối xâm nhập ra ngoài đá vây quanh như trong hình 9.4.

Liên quan với quá trình skarn có nhiều mỏ khoáng kim loại và phi kim loại khác nhau, trong đó nhiều mỏ có giá trị quan trọng:

- Quặng sắt chủ yếu là magnetit và hematit cùng với những khoáng vật sulfur khác như pyrit, chalcopyrit, pyrotin v.v... Các mỏ quặng sắt skarn nhiều khi có những trữ lượng rất lớn và chất lượng quặng rất cao, chẳng hạn như mỏ Thạch Khê (Hà Tĩnh).

- Quặng đồng với tập hợp pyrit, chalcopyrit, pyrotin, sphalerit và một lượng khá lớn magnetit, hematit.

- Quặng wolfram và molybden với những khoáng vật tạo quặng chính là sheelit (CaWO_4) và molybdenit, thường là liên quan với granit và granodiorit.

- Quặng đa kim với galenit và sphalerit

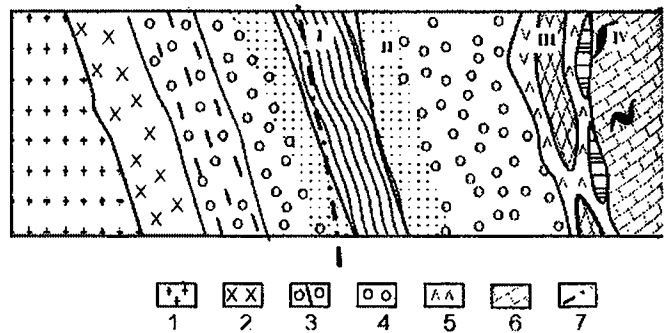
- Quặng thiếc với đại diện là casiterit, thường đi cùng với những sulfur chì - kẽm (như ở Quỳ Hợp - Nghệ An) hoặc với sheelit (Đại Từ - Thái Nguyên).

- Quặng kim loại hiếm như beryli và niobi thường gặp trong những mỏ skarn giữa đá vôi và đá kiềm.

- Khoáng sản phi kim loại trong các mỏ skarn phải kể đến asbet, kyanit, apatit, bor, graphit và đặc biệt là những loại đá quý như granat, rubi hay saphir (vùng Quỳ Hợp - Nghệ An).

d. Mỏ nhiệt dịch hậu magma

Mỏ nhiệt dịch hậu magma phổ biến rất rộng rãi trong vỏ Trái Đất và là những đối tượng có giá trị của nhiều loại khoáng sản khác nhau, trong đó có kim loại màu (Cu, Pb, Zn, Sn, Hg, Sb), kim loại đen (Fe, Mn, Ni, Co, W, Mo), kim loại quý (Au, Ag) và những khoáng sản phi kim loại như asbet, talc, barit, magnesit v.v... Các mỏ nhiệt dịch được hình thành từ những dung dịch nóng và hơi có chứa khoáng chất được thoát ra từ magma. Dung dịch hậu magma được thoát ra khỏi khối đá mẹ và xuyên vào các tầng đá vây quanh. Trong quá trình di chuyển của chúng, do áp suất và nhiệt độ giảm dần, lần lượt các tập hợp khoáng chất được kết tinh và tích đọng lại, do đó thành phần của dung dịch thay đổi dần theo đường đi. Không loại trừ khả năng các dung dịch hơi và nước được thoát nhiều lần từ những khối



Hình 9.4. Sơ đồ mỏ quặng skarn

1- Diorit thạch anh; 2- Diorit tiếp xúc; 3- Skarn pyroxen-granat; 4- Skarn granat; 5- Skarn xalit; 6- Đá vôi bị hoa hoá; 7- Đứt gãy. I - Quặng sọc dải; II- Quặng xâm tán; III- Quặng chặt xít; IV- Quặng trong đá vôi. (D. Korjinsky 1968).

magma đang kết tinh. Mỗi lần như vậy, thành phần của dung dịch có thể thay đổi, vì thế các mỏ nhiệt dịch được hình thành từ những dung dịch khác nhau sẽ có thành phần quặng không giống nhau.

Về phương thức vận chuyển các vật liệu tạo khoáng trong dung dịch nhiệt dịch, số đông các nhà nghiên cứu cho rằng vật liệu tạo khoáng hoà tan trong dung dịch nhiệt dịch ở dạng keo (huyền phù). Hầu hết các hợp chất sulfur của kim loại đều có thể hoà tan ở dạng keo và được vận chuyển ở dạng các dung dịch keo có nồng độ kim loại rất cao và rất ít nước. Theo A. Betekhtin (1955) thì các kim loại được vận chuyển trong dung dịch nhiệt dịch ở dạng những hợp chất fluorur, clorua hoặc hợp chất với bor. Cũng có khả năng vật liệu được vận chuyển trong dung dịch ở dạng những hợp chất haloit dễ hoà tan.

Các mỏ nhiệt dịch có thể được thành tạo trong tất cả những loại đá vây quanh khác nhau, từ đá magma, biến chất đến trầm tích và núi lửa. Tác động tương hỗ giữa dung dịch nhiệt dịch với đá vây quanh thể hiện qua các quá trình biến chất trao đổi thay thế (metasomatose), trong đó các vật chất khoáng thay thế nhau nhưng vẫn giữ nguyên hình dạng, kích thước và thậm chí cả cấu trúc của vật chất ban đầu. Trong các quá trình này, đá hoặc khoáng vật có thể thay đổi thành phần hoá học, cuối cùng là đá vây quanh bị biến đổi và quặng được kết đọng lại thành các tích tụ trong các tầng đá khác nhau.

Những hiện tượng biến đổi đá vây quanh phổ biến là greizen hoá, sericit hoá, berezit hoá, thạch anh hoá, clorit hoá, listvenit hoá, dolomit hoá, propylit hoá, alunit hoá, caolinit hoá và silic hoá.

Greizen hoá là quá trình biến đổi các đá trầm tích, biến chất và magma có sự tham gia của dung dịch nhiệt dịch ở nhiệt độ cao, tạo thành đá greizen có thành phần chủ yếu là thạch anh và mica. Sericit hoá là hiện tượng biến đổi đá vây quanh rất phổ biến, đặc biệt là trong những mỏ nhiệt dịch nhiệt độ trung bình. Sericit là muscovit dạng vảy nhỏ, được hình thành do feldspat bị phân huỷ. Để bị sericit hoá nhất là các loại đá magma axit có chứa feldspat trong thành phần của mình.

Berezit hoá là quá trình phân huỷ feldspat tạo ra sericit, thạch anh đồng thời với pyrit hoá đá vây quanh. Thạch anh hoá là quá trình biến đổi nhiệt dịch rất phát triển trong các đá trầm tích và magma, trong đó đá phiến và cát kết hạt mịn biến thành đá sừng, đá vôi biến thành vôi silic.

Clorit hoá là hiện tượng biến đổi đá vây quanh rất phát triển. Thành phần khoáng vật chủ yếu của đá bị clorit hoá là clorit, thạch anh, sericit, đôi khi có biotit, amphibol, turmalin, granat và carbonat. Listvenit hoá là hiện tượng biến đổi nhiệt dịch của đá với sự tham gia của dung dịch có chứa nhiều axit carbonic. Listvenit là sản phẩm của quá trình biến đổi này với thành phần khoáng vật chủ yếu gồm carbonat, thạch anh, mica, clorit và pyrit xâm tán.

Dolomit hoá là hiện tượng biến đổi đá vôi thành dolomit do có thêm magie. Propylit hoá phát triển chủ yếu trong các đá phun trào magma mafic và trung tính

(andesit, dacit, basalt) và phần nào trong đá axít (ryolit). Các khoáng vật sẫm màu ở đây bị phân huỷ và tạo thành clorit, epidot, carbonat, sericit, alunít, zeolit, pyrit.

Độ sâu thành tạo của các mỏ nhiệt dịch có thể rất khác nhau, từ 3 - 5 km đến vài ba trăm mét cách mặt đất và thậm chí ở gần mặt đất. Nhiệt độ thành tạo của các mỏ nhiệt dịch cũng thay đổi từ 400° đến 50°. Theo độ sâu, các mỏ nhiệt dịch hậu magma được phân thành 3 nhóm chính là 1) Mỏ nhiệt độ cao; 2) Mỏ nhiệt độ trung bình và 3) Mỏ nhiệt độ thấp và viễn nhiệt.

Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ cao (300 - 400°) thường được thành tạo ở những độ sâu lớn và gần sát với những khối xâm nhập đá mẹ, nhiều khi nằm ngay trong phần vòm hoặc trong đới tiếp xúc của chúng. Thành phần quặng nhìn chung khá đơn giản. Có các kiểu mỏ như sau:

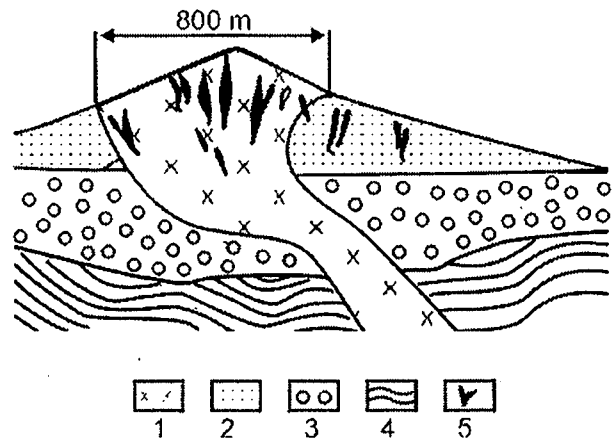
- Quặng vàng trong các mạch thạch anh chứa sulfur như pyrit, pyrotin, arsenopyrit v.v... trong đó vàng phân tán rất nhỏ.

- Quặng wolframit và casiterit trong các mạch thạch anh nằm ngay trong phần rìa các khối xâm nhập granit bị greizen hoá mạnh. Thành phần quặng chủ yếu gồm có wolframit, casiterit cùng ít sulfur lẫn với thạch anh. Kiểu mỏ này đã gặp ở vùng núi Pia Oác (Cao Bằng).

- Quặng molybden trong các mạch thạch anh thường có molybdenit đi kèm với pyrit và bismutin.

- Quặng arsenopyrit đi kèm với pyrit, pyrotin, bulangerit trong các mạch thạch anh.

- Quặng phức Sn, W, Bi, Ag có thành phần khá phức tạp (casiterit, stannit, wolframit, bismutin, argentit và các sulfur), nằm trong các thể xâm nhập nông. Các mạch thạch anh chứa quặng tuy không lớn, nhưng có hình dạng rất phức tạp, ví dụ như mỏ Potosi ở Bolivia (Hình 9.5).



Hình 9.5. Sơ đồ mặt cắt mỏ Potosi - Bolivia

1- Porphyr thạch anh; 2- Cát kết, tuf; 3- Cuội kết; 4- Đá phiến, quartzit; 5- Thân quặng Sn - W. (Evans 1975)

- Các loại quặng hợp Cu - Sn, Cu - Mo và Sn - Pb có thành phần khá phức tạp, chứa nhiều sulfur, nằm trong những mạch thạch anh quanh những thể xâm nhập nông axít và trung tính.

Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ trung bình (200 - 300°) phần lớn nằm khá xa, thường phát triển trong các tầng đá trầm tích hoặc biến chất phủ trên các khối xâm nhập. Mối liên quan giữa các mỏ này với magma thường không rõ ràng, chỉ là những quan hệ không gian hoặc gián tiếp. Khoáng sản trong những mỏ loại này có:

- Các mỏ quặng sulfur - casiterit (Sn, Pb, Zn), trong đó có casiterit và sulfur chì - kẽm lẫn với pyrit, pyrotin, arsenopyrit. Mạch quặng nằm trong các tầng trầm tích

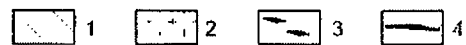
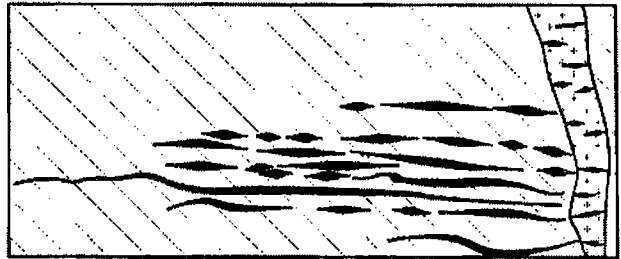
lục nguyên và cả trong các tầng đá phun trào, ví dụ như các mỏ thiếc vùng Sơn Dương - Bắc Tam Đảo.

- Quặng đồng porphyr và quặng molybden với những khoáng vật sulfur (chalcopyrit, quặng đồng xám, molybdenit) xâm tán lẫn trong đá quartzit thứ sinh.

- Quặng conchedan với pyrit là chủ yếu (tới 80%) và có chứa các sulfur Cu, Pb, Zn, As... phát triển trong các tầng trầm tích phun trào siêu mafic, tương tự như những mỏ ở vùng Ba Vi - Ba Trại.

- Quặng đa kim có chứa bạc với thành phần chủ yếu là galenit, sphalerit, quặng đồng xám, pyrit, pyrotin, arsenopyrit, bulangerit... Ngoài Pb, Zn ra, trong quặng này thường có Ag và Au cùng với những nguyên tố hiếm khác.

- Quặng vàng trong các mạch thạch anh, trong đó vàng cộng sinh với khoáng vật sulfur như pyrit, chalcopyrit, galenit v.v... Các mạch nhỏ tạo thành những đới và chuỗi xuyên cắt các thể tường đá granit và nằm cả trong các đá lục vây quanh, ví dụ như mỏ Berezov ở vùng Ural (Hình 9.6).



Hình 9.6. Sơ đồ mỏ quặng vàng Berezovo

1- Đá lục; 2- Đá granit porphyr; 3- Mạch quặng dạng bạc thang trong đá granit; 4- Mạch quặng trong đá lục (M. Borodaevsky 1961)

- Quặng carbonat sắt với khoáng vật chính là siderit, tạo thành những thấu kính hoặc các vỉa nằm trong các tầng trầm tích lục nguyên carbonat.

- Quặng Co - Ni - Ag gồm các mạch carbonat chứa quặng nằm trong các tầng đá phun trào và cuội kết cổ, ví dụ như mỏ coban ở Canada. Thành phần quặng khá phức tạp.

- Quặng phức 5 nguyên tố (Co - Ni - Ag - Bi - U) bao gồm một hệ thống các mạch thạch anh phân bố theo kiểu hình quạt trong đá granit (như các mỏ ở vùng Hồ Gấu Lớn - Canada). Thành phần khoáng vật của quặng rất phức tạp.

Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp và viễn nhiệt (dưới 200^o) rất phổ biến và gặp ở nhiều vùng kiến tạo khác nhau của vỏ Trái Đất. Đối với các mỏ này thông thường mối quan hệ với đá magma là không rõ ràng, nhiều khi không thấy được. Thành phần quặng rất phức tạp, bao gồm nhiều tổ hợp các khoáng vật cộng sinh với nhau. Có những loại quặng chính như sau:

- Quặng antimon với khoáng vật chính là antimonit cùng nhiều sulfur khác trong các mạch thạch anh hoặc thạch anh - carbonat.

- Quặng thủy ngân hoặc thủy ngân - antimon gồm các mạch cinabar hoặc cinabar - antimonit cộng sinh với pyrit, thạch anh, canxit và fluorit. Các mạch như vậy phát triển trong các tầng trầm tích lục nguyên bị uốn cong thành những nếp lồi, ví dụ như ở mỏ Nikitovca - Ucraina (Hình 9.7).

- Quặng cát kết chứa đồng là loại hình mỏ đặc biệt, trong đó các khoáng vật sulfur chứa đồng như bornit, chalcopyrit thay thế cho xi măng carbonat trong cát kết. Do quan hệ giữa chúng với magma không xác lập được, các nhà nghiên cứu gọi các mỏ kiểu này là mỏ viên nhiệt.

- Quặng Au - Ag - Te có liên quan với những vùng hoạt động núi lửa trẻ. Propylit hoá rất phát triển trong các tầng đá phun trào chứa quặng. Thành phần chủ yếu của quặng gồm vàng, bạc tự sinh, một loạt các khoáng vật sulfur có chứa Au, Ag và Te cùng với thạch anh, calcedon, fluorit và carbonat.

- Quặng thủy ngân và arsen trong mạch thạch anh - carbonat chứa sulfur nằm giữa các đá phun trào bị thạch anh hoá, caolinit hoá và propylit hoá mạnh mẽ.

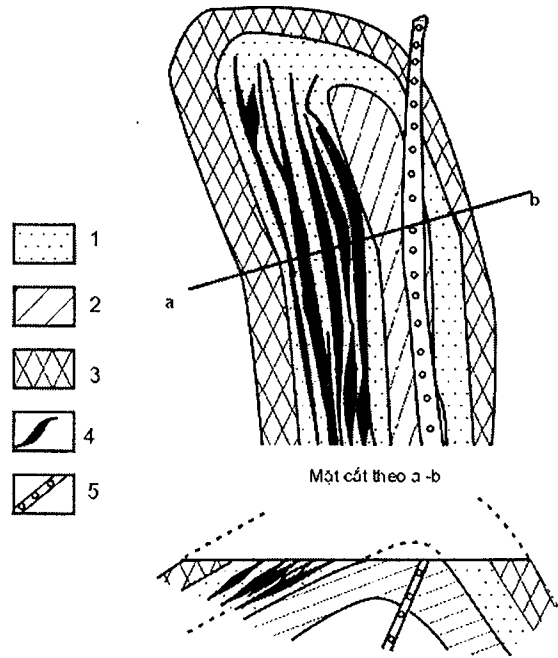
- Quặng barit gồm các mạch thạch anh hoặc thạch anh - carbonat chứa barit nằm trong các tầng đá lục nguyên hoặc lục nguyên - carbonat.

- Spat Bàng đảo trong các mạch phát triển trong các tầng trầm tích núi lửa.

9.2.2. Các mỏ nguồn gốc biến chất

Các mỏ nguồn gốc biến chất được hình thành do kết quả tác động của những biến đổi môi trường địa chất và thường trong những điều kiện nhiệt độ cao (300° và hơn nữa), áp suất lớn (hàng trăm, hàng nghìn atm) và khá sâu trong lòng đất.

Có nhiều kiểu biến chất khác nhau, song đối với việc hình thành các mỏ khoáng thì chỉ một số kiểu là có ý nghĩa, đó là quá trình hoá đá (diagenesis) các thành tạo trầm tích, biến chất nhiệt, biến chất động lực, biến chất tiệm nhập và biến chất khu vực. Trong các quá trình biến chất này, trước hết thành phần hoá học và khoáng vật của đá và quặng bị biến đổi. Những khoáng vật và đá mới xuất hiện có khả năng bền vững hơn, thích ứng với những hoàn cảnh hoá lý mới. Chẳng hạn như từ các hydroxyt sắt tạo thành magnetit và hematit, từ pyrolusit và manganit \rightarrow braunit, bauxit \rightarrow corindon, opal \rightarrow thạch anh, vật liệu than carbon \rightarrow graphit, đá phiến sét biến chất thành đá phiến mica - granat v.v... Các mỏ nguồn gốc biến chất có thể được thành tạo do kết quả biến chất những mỏ đã có từ trước, hoặc do biến chất các tầng đá trầm tích hay magma, do đó có thể phân biệt hai loại mỏ có nguồn gốc biến chất là 1) các mỏ bị biến chất và 2) các mỏ biến chất.



Hình 9.7. Sơ đồ và mặt cắt địa chất mỏ quặng thủy ngân Nikitovka

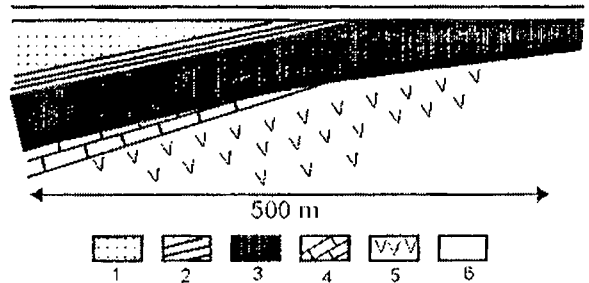
1- Cát kết; 2- Đá phiến lót dưới; 3- Đá phiến phủ trên; 4- Đứt gãy xuyên cắt; 5- Mạch quặng (P. Jacovlev 1975)

a. Các mỏ bị biến chất

Các mỏ bị biến chất được hình thành do các quá trình biến chất những mỏ có nguồn gốc khác nhau đã được thành tạo trước đó, như các mỏ quặng mangan hoặc sắt nâu trầm tích, các mỏ kim loại hậu magma, các mỏ than hoặc các mỏ phi kim loại khác. Các mỏ trầm tích thường là những đối tượng bị biến chất mạnh mẽ nhất, ví dụ như các mỏ sắt khổng lồ bị biến chất trong các miền vỏ lục địa cổ Tiền Cambri, một số mỏ quặng mangan khổng lồ ở Kazakhstan, Brasil, Ấn Độ và mỏ vàng Witoatesrand nổi tiếng ở Nam Phi. Tác nhân gây biến chất là nhiệt độ, áp suất và nước nóng chứa khoáng hoá. Biến chất trao đổi thay thế rất phát triển, trong đó khoáng vật cũ hầu như được thay thế hoàn toàn bằng những khoáng vật mới thành tạo. Ứng với ba tác nhân gây biến chất nói trên có thể phân ra ba kiểu mỏ là: 1). Bị biến chất nhiệt; 2). Bị biến chất động lực và 3). Nguồn gốc phức tạp.

Các mỏ bị biến chất nhiệt được hình thành do đốt nóng các mỏ khoáng do nhiệt độ cao từ những khối magma xâm nhập lên. Các mỏ này thường gặp trong những đới tiếp xúc giữa đá xâm nhập, đặc biệt là xâm nhập axit, với các đá trầm tích. Các thân quặng nằm trong đá biến chất thành phần amphibol - pyroxen. Sự vắng mặt của granat cho phép xem đây không phải là những thành tạo skarn. Do tác động nhiệt của các thể xâm nhập dạng trap đã hình thành những mỏ graphite từ những vỉa than trong các tầng trầm tích Carbon thượng ở Siberia (Hình 9.8).

- *Các mỏ bị biến chất động lực* xuất hiện do tác động của các lực kiến tạo hoặc do áp lực nén ép của các tầng đá nằm trên. Biến chất động lực có thể ảnh hưởng tới nhiều mỏ khoáng khác nhau, trước hết là những vỉa quặng sắt, mangan hoặc các vỉa than trong những vùng bị dồn ép và uốn nếp tạo núi mạnh mẽ. Các vỉa quặng có thể bị nén ép, phân phiến, biến dạng, cắt xén hoặc bị băm nát do những hệ thống khe nứt phức tạp. Hình dạng và thể nằm của các vỉa quặng cũng bị thay đổi, khác hẳn với tình trạng ban đầu. Cấu trúc bên trong của các thân quặng cũng có nhiều thay đổi. Quặng có thể bị tái kết tinh, bị băm vụn và có dạng dăm kết.



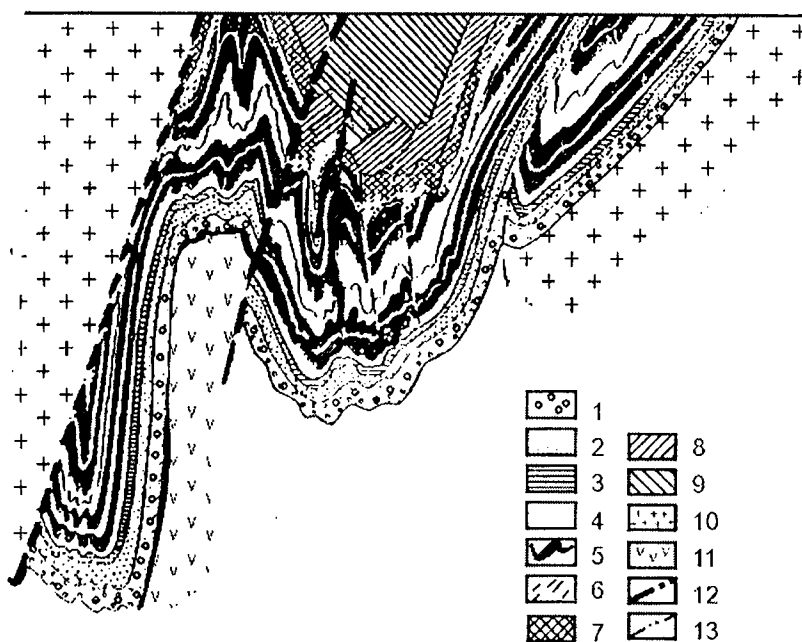
Hình 9.8. Sơ đồ mỏ quặng graphite
 1- Cát kết; 2- Đá phiến sét; 3- Vỉa graphite; 4- Đá hoa;
 5- Đá gabro; 6- Trầm tích bờ rời. (I. Romanovich 1982).

- *Các mỏ có nguồn gốc phức tạp* thường được hình thành do kết quả tác động phối hợp hai kiểu biến chất nói trên cùng với sự tham gia tích cực của các dung dịch hậu magma. Các mỏ quartzit sắt hoặc quặng vàng và urani trong cuội kết cổ là những ví dụ tiêu biểu cho kiểu mỏ này. Trong các mỏ quartzit sắt, ví dụ như ở vùng Krivoi Rog - Ucraina (Hình 9.9), các vỉa quặng trầm tích ban đầu đã biến thành những vỉa quặng quartzit chứa sắt được hình thành trong quá trình biến chất khu vực lâu dài và mạnh mẽ. Sau khi bị biến chất, quặng có thành phần magnetit - mactit, tạo thành những lớp rất

mỏng nằm xen kẽ nhịp nhàng với quartzit (jaspilit). Khi đó các lớp quartzit chứa quặng nằm giữa những lớp đá phiến kết tinh bị vỡ nhàu và uốn nếp rất phức tạp.

b. Các mỏ biến chất

Khác với những mỏ bị biến chất, các mỏ biến chất được hình thành từ các loại đá khác nhau thông qua quá trình biến chất. Thuộc vào nhóm này hầu hết là những mỏ khoáng phi kim loại được hình thành chủ yếu do biến chất khu vực, trong đó đáng chú ý nhất là những mỏ đá hoa, quartzit, đá lợp, vật liệu cao nhôm, graphit.



Hình 9.9. Mặt cắt địa chất mỏ quaczit sắt

1-9- Proterozoi: 1- Cát kết arko; 2- Phyllit; 3- Đá phiến talc; 4- Đá phiến kết tinh; 5- Quặng sắt; 6- Cát kết; 7- Đá phiến thạch anh; 8- Đá phiến graphit; 9- Đá phiến mica; 10-11- Arkei; 10- Đá granit; 11- Amphibolit; 12- Đút gãy; 13- Bất chỉnh hợp địa tầng. (Ia. Belevtsev 1969)

Đá hoa là đá vôi bị biến chất ở mức độ cao, vật liệu trầm tích carbonat bị tái kết tinh, tạo cho đá những màu sắc đẹp, có thể trở thành những vật liệu ốp lát trang trí có giá trị. Các mỏ đá hoa thường gặp trong trầm tích carbonat cổ Tiền Cambri hoặc đầu Paleozoi bị biến chất khu vực mảnh liệt.

Quartzit được hình thành từ cát kết hạt mịn thông qua những quá trình biến chất mạnh mẽ, mà chủ yếu là biến chất khu vực. Quartzit là vật liệu chịu lửa, vật liệu đá mài và là nguyên liệu hoá chất có giá trị.

Đá lợp (hay đá bảng) là đá phiến sét, đôi khi là đá philit, đá phiến silic, phiến mica hoặc phiến thạch anh - clorit. Điểm nổi bật của chúng là hạt mịn, phân phiến mỏng, có thể tách thành những tấm mỏng và phẳng. Đá có độ cứng tương đối cao, độ dẻo đáng kể và do bị nén ép chặt nên tỷ trọng khá lớn và khá bền vững, vì vậy đá trở thành vật liệu

lợp có giá trị. Đá phiến lợp ở Lai Châu có thể tách ra thành những tấm mỏng tới 0,5 - 1cm với kích thước tới 50 x 50cm.

Vật liệu cao nhôm bao gồm andalusit, silimanit và kyanit được dùng nhiều trong công nghiệp luyện kim như các vật liệu chịu lửa cao cấp, dùng trong công nghệ thiết bị điện như những vật liệu cách điện tốt và trong nhiều lĩnh vực khác nữa. Chúng thường gặp trong những tầng đá biến chất khu vực cao và được thành tạo chủ yếu do tầng trầm tích giàu nhôm bị biến chất, ví dụ như một số tập đá biến chất trong phức hệ Sông Hồng có tuổi Proterozoi.

Graphit phổ biến trong các đá biến chất cao như gneis và đá phiến kết tinh, được hình thành do những tầng trầm tích giàu vật chất hữu cơ bị biến chất mạnh mẽ và sâu sắc. Cũng giống như những khoáng sản biến chất khác, các mỏ graphit loại này gặp trong các tầng đá biến chất Tiền Cambri.

9.2.3. Các mỏ ngoại sinh

Các mỏ ngoại sinh được hình thành trong các quá trình phong hoá và lắng đọng trầm tích diễn ra trên bề mặt Trái Đất, bao gồm hai nhóm tương ứng là 1) Các mỏ phong hoá và 2) Các mỏ trầm tích.

a. Các mỏ phong hoá

Trong ba loại phong hoá (cơ học, lý học và sinh học) thì phong hoá hoá học có vai trò lớn hơn cả trong việc thành tạo các mỏ ngoại sinh. Có thể phân ra hai kiểu mỏ chính có liên quan với các quá trình phong hoá là các mỏ tàn dư và các mỏ thấm lọc.

Các mỏ tàn dư được thành tạo từ những khoáng chất khó phân huỷ, còn giữ lại trong các quá trình phong hoá. Những khoáng chất dễ bị hoà tan đã bị mang đi, để lại những vật chất bền vững không bị oxy hoá hay hòa tan trong dung dịch. Thông thường đó là những hợp chất oxyt và hydroxyt Fe, Al, Mn, silicat Ni, casiterit, vàng, platin, kim cương, sét, cát, phosphorit, v.v... Chúng tích đọng tại chỗ tạo thành những mỏ tàn dư vô phong hóa, những mỏ tàn tích hoặc sườn tích và những mỏ kiểu mũ sắt.

Vỏ phong hoá có thể phát triển trên hầu hết các loại đá magma, biến chất và trầm tích, song những vỏ phong hoá phát triển trên đá magma có ý nghĩa tạo khoáng lớn hơn cả. Trong điều kiện khí hậu nhiệt đới phát triển các kiểu vỏ phong hoá laterit, trong đó có tập hợp những khoáng vật bền vững như caolinit, các oxyt và hydroxyt Fe, Mn, Al, Mg, v.v... Các vỏ phong hoá cổ được hình thành trong những khoảng thời gian rất dài, do đó có chứa những mỏ khoáng giá trị với những khối lượng khổng lồ. Có những loại khoáng sản sau đây trong các vỏ phong hoá:

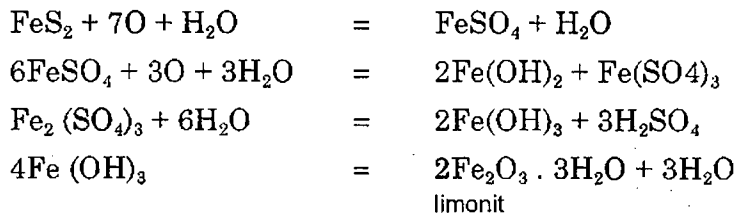
- Quặng sắt nâu (limonit) có chứa Ni và Cr trong các vỏ phong hoá phát triển trên đá magma siêu mafic (dunit, peridotit).

- Caolin gặp trong những vỏ phong hoá phát triển trên đá nhiều felspat như granit, granitogneis, gabro, diabas, v.v...

- Bauxit gặp trong những vỏ phong hoá phát triển trên đá giàu fenspat ở điều kiện khí hậu nhiệt đới nóng ẩm, như các vỏ phong hoá trên đá basalt (bazan) ở Tây Nguyên.

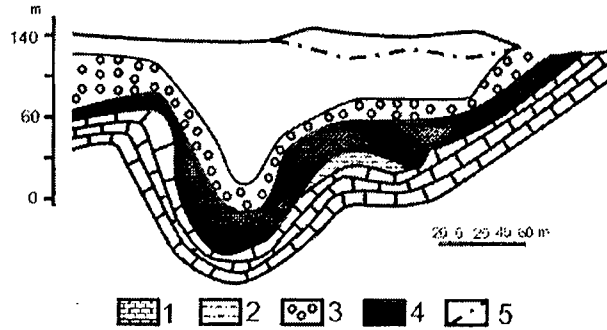
Các mỏ tàn tích và sườn tích được hình thành từ những sản phẩm phong hoá được giữ lại tại chỗ hoặc trượt trôi theo các sườn dốc. Thông thường đó là tích tụ những khoáng vật nặng vốn trước đây là những khoáng vật phụ trong thành phần của đá gốc, chẳng hạn như vàng, platin, wolframit, casiterit, monazit, zircon, cromit, rutin, ilmenit, magnetit v.v... Trong các quá trình phong hoá hoá học, những khoáng vật này bền vững, không bị phân huỷ và được giữ lại, trong khi những vật chất dễ bị phân huỷ khác bị rửa trôi. Tích tụ của chúng đạt tới những khối lượng đáng kể, có hàm lượng cao trong các tầng trầm tích bờ rời và tạo thành những mỏ sa khoáng tàn tích hoặc sườn tích.

Các mỏ kiểu mũ sắt được thành tạo ở phần trên của các thân khoáng sản do kết quả các quá trình phong hoá hoá học và một phần do phong hoá cơ học. Những khoáng vật sulfur trong điều kiện gần mặt đất rất dễ bị phân huỷ để tạo ra một tập hợp những hydroxyt sắt có tên gọi chung là limonit. Ví dụ sự phân huỷ của pyrit diễn ra theo những phản ứng sau:



Sản phẩm cuối cùng trong quá trình phân huỷ pyrit là limonit được lưu giữ lại trên đầu thân quặng sulfur và tạo thành kiểu mỏ mũ sắt. Cũng tương tự như vậy, trên các thân quặng mangan carbonat, các mũ thạch cao hoặc những mỏ phosphorit tàn dư được tạo ra do kết quả phong hoá đá carbonat có chứa $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ ở dạng phân tán.

Các mỏ thấm lọc được tạo thành từ những vật liệu khoáng chất tương đối dễ hoà tan và bị nước trên mặt mang đi khỏi phạm vi vỏ phong hoá. Khi lưu thông theo các hệ thống khe nứt và kẽ hở ở phần trên của vỏ Trái Đất, thành phần của nước và nồng độ khoáng chất hoà tan trong đó bị thay đổi. Khoáng chất được kết đọng lại trong những điều kiện hoá lý phù hợp và tạo ra những mỏ khoáng có giá trị. Vật liệu có thể kết đọng ngay trong tầng trầm tích bờ rời trên mặt đất ở dạng những ổ kết hạch. Phương thức kết đọng có thể là lấp đầy các khe hở trong đá hoặc trao đổi thay thế. Khi nước trên mặt xuyên xuống sâu và hoà nhập với nước ngầm thì vật chất khoáng có thể xuyên theo những khe nứt vào sâu trong đá gốc. Chúng có thể tạo ra ở đây những mạch quặng nhỏ chằng chịt lấp đầy các hệ thống khe nứt khác nhau, hoặc cũng có thể vật liệu nặng tham gia vào thành phần xi măng gắn kết những mảnh vụn của đá bị nghiền nát do những nguyên nhân cơ học khác. Các mỏ thấm lọc có giá trị thường là những mỏ quặng oxyt sắt và mangan kiểu đầm lầy (Hình 9.10), những mỏ quặng silicat nikel và urani - vanadi trong các tầng cát kết hoặc đá vôi, các mỏ quặng borat ở dưới các mũ muối v.v...



Hình 9.10. Sơ đồ mặt cắt mỏ sắt nâu

1- Đá vôi; 2- Cuội kết; 3- Cuội, cát, sét; 4- Quặng sắt nâu; 5- Mực nước ngầm. (V. Aristov 1981)

b. Các mỏ trầm tích

Các quá trình lắng đọng trầm tích diễn ra trên bề mặt Trái Đất và chủ yếu ở trong các bồn nước. Vật liệu được trầm đọng có thể là các mảnh vụn của đá và quặng (với những kích cỡ rất khác nhau), những hợp chất hoá học mới được thành tạo trong tự nhiên hoặc các vật liệu hữu cơ. Phương thức lắng đọng trầm tích có thể là cơ học, hoá học và sinh học. Các mỏ quặng trầm tích cũng có thể được phân thành ba nhóm: 1) Trầm tích cơ học; 2) Trầm tích hoá học và 3) Trầm tích sinh học.

Các mỏ trầm tích cơ học được thành tạo từ những vật liệu mảnh vụn đá và quặng tách khỏi đá gốc nhờ quá trình phong hoá cơ học và được nước trên mặt đất vận chuyển đi trên những khoảng cách rất khác nhau. Kích thước của các mảnh vụn này rất khác nhau, từ những khối, những tảng có đường kính tới một vài mét đến những hạt cát, hạt bụi không quá 1mm chiều ngang. Chúng là những vật chất khoáng bền vững, không bị phân huỷ hoá học, trong số đó không ít là những tinh thể hoặc mảnh tinh thể khoáng vật quặng.

Vật liệu mảnh vụn được vận chuyển đi khỏi nơi sinh ra chúng một phần là do tác động của trọng lực (lăn theo các sườn dốc), song chủ yếu là do bị cuốn trôi theo các dòng nước chảy trên mặt đất, chúng dần dần nằm lại trên đường đi theo trật tự ngược với tỷ trọng và kích thước của chúng. Những mảnh to và nặng tích đọng ở gần nơi xuất phát, còn những hạt mịn và nhẹ trôi theo dòng nước đi rất xa, tạo thành những tầng trầm tích sông, hồ và biển. Các mỏ khoáng được hình thành từ những vật liệu mảnh vụn được gọi chung là các mỏ sa khoáng. Tùy theo vị trí địa hình mà các mỏ sa khoáng có thể là những sườn tích, bồi tích, đầm hồ hoặc ven biển. Trong sa khoáng tích tụ những khoáng sản có giá trị như vàng, kim cương, platin, cromit, wolframit, casiterit, rutin, zircon, monazit, corindon, rubi, saphir, granat, thạch anh, v.v...

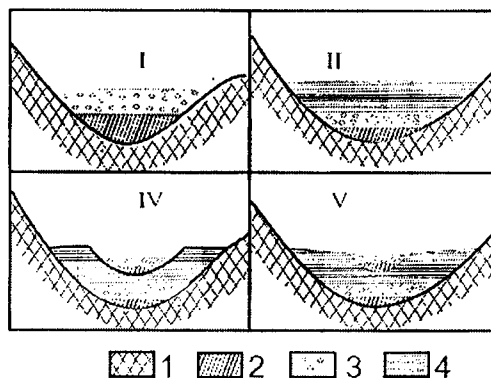
Trong số các kiểu mỏ sa khoáng thì sa khoáng bồi tích là đối tượng cần được quan tâm đặc biệt. Vật liệu tạo thành sa khoáng bồi tích thường đã được các dòng chảy mang đi khá xa, do vậy chúng thường là những hạt được mài gọt nhẵn nhụi. Nguyên nhân làm cho chúng ngưng đọng lại trên đường đi là những biến đổi động lực trong dòng chảy, chẳng hạn như những thay đổi trong lưu lượng nước, trong tốc độ hay hướng dòng chảy v.v... Các sa khoáng bồi tích có cấu tạo phân lớp khá rõ (Hình 9.11).

Sa khoáng bồi tích có thể được hình thành vào những thời đoạn khác nhau trong quá trình phát triển của thung lũng. Chúng có thể bị chôn vùi trong những thung lũng cổ, hoặc được nâng lên cao trở thành những sa khoáng bãi bồi hoặc các bậc thềm. Trong các mỏ sa khoáng bãi bồi (cổ và hiện đại) có thể khai thác nhiều loại khoáng sản kim loại và phi kim loại có giá trị như kim cương, đá quý, magnetit - ilmenit, cinaba, zircon, tantal - niobi, monazit, vàng, platin, thiếc và wolfram.

Các mỏ trầm tích hoá học được thành tạo trong những bồn nước (hồ và biển), do những vật chất khoáng trước đó hoà tan trong nước (ở các dạng dung dịch thực và keo) kết đọng lại. Những thay đổi trong điều kiện hoá lý như thay đổi nhiệt độ, nồng độ của dung dịch, sự hoà trộn các dung dịch với nhau hoặc thay đổi độ pH của môi trường v.v... là những nguyên nhân làm cho vật liệu bị kết tụ và trầm đọng xuống đáy các bồn nước.

Từ các dung dịch thực có thể hình thành các mỏ muối khi nồng độ của chúng tăng cao do nước bị bay hơi. Từ những dung dịch keo có thể hình thành những mỏ trầm tích quặng sắt, mangan và bauxit rất có giá trị. Nguồn cung cấp vật liệu tạo quặng là những vỏ phong hoá laterit, trong đó có những nguyên tố kim loại được giải phóng khỏi đá gốc trong các quá trình phân huỷ và oxy hoá. Một phần vật liệu cũng có thể được lấy từ những đới oxy hoá trên các mỏ quặng sắt và quặng sulfur. Nguyên nhân chủ yếu làm cho các dung dịch keo bị mất cân bằng và vật liệu quặng lắng đọng là sự hoà trộn dung dịch mang quặng với những dung dịch khác, chẳng hạn như nước biển. Nơi tích đọng các mỏ quặng Fe, Mn và Al trầm tích là những khu vực nước nông như các vũng, vịnh, hồ và đầm phá ven biển. Hình dạng đặc trưng cho các thân quặng là những vỉa dày từ một vài mét đến vài ba chục mét và kéo dài hàng trăm, thường là hàng nghìn mét. Bên cạnh dạng vỉa cũng có thể gặp các dạng thấu kính, hoặc những hình dạng không cân đối. Chúng thường nằm chình hợp với các tầng đá trầm tích chứa chúng và nhiều khi bị vỡ nhàu, uốn nếp cũng khá phức tạp.

Các mỏ trầm tích sinh học được hình thành nhờ có sự tham gia tích cực của thế giới sinh vật trên bề mặt Trái Đất. Một số loại sinh vật có khả năng tích tụ trong cơ thể một khối lượng đáng kể các nguyên tố nào đó; sau khi chết xác của chúng được tích đọng lại và trở thành những mỏ khoáng có giá trị, chẳng hạn như carbon trong các mỏ than đá, carbon và hydro trong các mỏ dầu và khí tự nhiên, canxi và carbon trong đá vôi, silic trong diatomit, canxi và phosphor trong phosphorit, v.v... Khoáng sản phi kim loại gồm có đá vôi, diatomit, phosphorit, lưu huỳnh và đá phiến chứa urani. Các mỏ khoáng cháy bao gồm than đá, dầu mỏ và khí đốt tự nhiên.



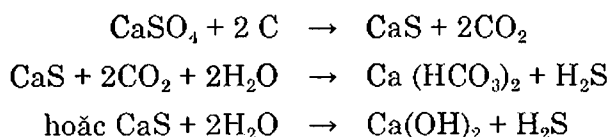
Hình 9.11. Sơ đồ 4 giai đoạn hình thành sa khoáng
1- Móng; 2- Cát; 3- Than bùn; 4- Trầm tích phủ trên.
(lu. Bilibin 1961).

Đá vôi thường là những tích tụ vỏ của một số loài sinh vật như san hô, cúc đá, huệ biển, bọt biển, tay cuộn, v.v... hoặc xác của một số loài tảo có chứa canxi carbonat.

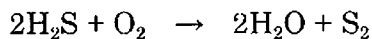
Diatomit là những tích tụ xác các loài tảo như diatome và radiolari chứa oxyt silic trong cơ thể của chúng. Khi chết và tích đọng xuống đáy biển hàng loạt, xác các loài tảo này có thể tạo thành những mỏ vật liệu chịu lửa chất lượng cao.

Phosphorit được hình thành từ những tích tụ xác sinh vật chứa phosphor trong cấu trúc cơ thể của chúng. Đối với một số loài sinh vật như cá, tay cuộn thì phosphor là một hợp phần quan trọng trong thành phần cơ thể, cả trong khung xương hay vỏ cứng cũng như trong phần thịt mềm. Phosphorit được hình thành ở những nơi mà sinh vật loại này bị huỷ diệt hàng loạt do sự thay đổi chế độ nhiệt trong nước biển, thay đổi độ sâu làm cho thay đổi áp lực nước biển liên quan với biển tiến hoặc biển thoái, gia tăng độ muối trong nước biển do bị bay hơi v.v ...

Lưu huỳnh có thể được ngưng đọng và tích tụ từ nước biển nhờ có sự tham gia tích cực của vi khuẩn yếm khí sinh sống trong môi trường thiếu oxy. Loại vi khuẩn này có thể phân huỷ không chỉ những vật chất hữu cơ, mà cả canxi sulphat có trong nước biển. Nhờ hoạt động của chúng mà nước biển có thể bị nhiễm bẩn bởi hydro sulfur. Quá trình phân huỷ các sulphat của vật chất hữu cơ nhờ sự tham gia của vi khuẩn diễn ra theo một phương thức chung như sau:



Hydro sulfur nổi lên trên và tiếp tục bị oxy hoá:



Ngoài ra, hydro sulfur cũng có thể bị phân huỷ bởi vi khuẩn yếm khí:



Lưu huỳnh là nguyên tố có hoạt tính cao, do đó trong thiên nhiên cũng rất dễ dàng diễn ra những quá trình tái kết tinh và tái tích đọng của nó.

Đá phiến chứa urani là những đá phiến sét có chứa nhiều vật chất hữu cơ và có hàm lượng U_3O_8 đạt tới 0,15 - 0,20%. Trong đá phiến màu đen không phát hiện được những khoáng vật quặng urani, song hàm lượng tăng cao của U có thể liên quan với các hợp chất hữu cơ hoặc các vật liệu sét.

Khoáng sản cháy chiếm vị trí đặc biệt trong số các mỏ khoáng có nguồn gốc trầm tích sinh học. Dưới đây sẽ xem xét những điều kiện thành tạo của hai đại biểu chính trong số các mỏ loại này là than đá và dầu mỏ.

Các mỏ than đá được hình thành từ những tích tụ thực vật bị chôn vùi. Thực vật hạ đẳng như các loại tảo chẳng hạn, khi chết bị chìm xuống đáy các bồn nước và tạo thành những lớp bùn. Tích đọng lâu dài, vật chất hữu cơ trong cơ thể tảo vốn nhiều chất đạm và chất béo, bị phân huỷ và trở thành than bùn. Trải qua những quá trình

biến chất muộn hơn, than bùn bị nén ép và trở thành than sapropelit hay than mỡ. Thực vật cao cấp chứa trong cơ thể một lượng chất đạm và chất béo ít hơn, mà thay vào đó là những hợp chất của carbon. Khi chết chúng được tích đọng lại và trong những điều kiện nhất định bị phân huỷ thành vật liệu mùn (humic). Từ những tích tụ xác thực vật cao cấp hình thành loại than humic.

Quá trình phân huỷ vật chất hữu cơ xác thực vật để trở thành than đá phải diễn ra trong môi trường yếm khí, không có sự xâm nhập của oxy trong không khí và nước ngầm. Trên mặt đất, do dư thừa oxy trong không khí, thực vật bị mục nát và phân huỷ hoàn toàn. Các quá trình hoạt động địa chất sau này như hoá đá, biến chất và nén ép kiến tạo v.v... là những yếu tố quyết định việc chuyển hoá vật liệu hữu cơ thực vật bị chôn vùi thành than đá.

Các tầng trầm tích chứa than trong phạm vi vỏ Trái Đất có thể thuộc vào những tuổi khác nhau, song chủ yếu bắt đầu từ kỷ Carbon. Trầm tích chứa than cổ nhất trên lãnh thổ Việt Nam có tuổi Permi ở Phó Bảng (Hà Giang), nhưng các mỏ than có giá trị công nghiệp lớn ở nước ta thuộc các tuổi Trias muộn và Neogen. Việc hình thành những tầng trầm tích chứa than chịu ảnh hưởng của hàng loạt những yếu tố khác nhau trong quá khứ địa chất, trước hết là khí hậu, địa hình mặt đất, thảm thực vật và đặc biệt là những vận động kiến tạo của vỏ Trái Đất. Các tầng chứa than gắn liền với những thành tạo lục địa và á lục địa, thường là trong những loạt biến tiến mở đầu cho việc hình thành những bồn trũng kiến tạo. Vận động kiến tạo mạnh mẽ càng làm cho những khu vực rộng lớn của lục địa, trên đó có những thảm thực vật phong phú bị chôn vùi xuống dưới những tầng trầm tích trẻ mới thành tạo. Mặt khác, vận động kiến tạo cũng là một trong những nguyên nhân làm cho các tầng chứa vật liệu thực vật bị biến chất mạnh mẽ và bị biến dạng phức tạp, tạo ra những vỉa than có chất lượng cao, như các mỏ trong vùng than Quảng Ninh.

Các mỏ dầu (thường hay đi kèm với khí đốt thiên nhiên) có nguồn gốc gắn liền với những tầng trầm tích hữu cơ. Mặc dù có những giả thuyết về nguồn gốc vô cơ của các mỏ dầu, nhưng giả thuyết về nguồn gốc hữu cơ của dầu mỏ hiện nay được đa số các nhà địa chất ủng hộ. Vật liệu tạo ra dầu mỏ là những tích tụ xác vi khuẩn và thực vật cấp thấp bị chôn vùi trong các tầng trầm tích được gọi là đá mẹ. Dầu mỏ được di chuyển từ các tầng đá mẹ dồn về tập trung trong các tầng đá chứa dầu (hay còn gọi là những tầng colector). Đó là những tầng đá trầm tích hạt thô, có độ gắn kết kém hoặc có nhiều khe hở và nứt nẻ.

Các tầng đá mẹ (hay còn gọi là tầng sinh dầu) thường là những tầng đá sét dẻo, trong đó dầu mỏ tồn tại trong trạng thái khuyếch tán hoặc phân tán. Các tầng tập trung dầu thường là cát hoặc cát kết và đá carbonat (đá vôi, dolomit) có nhiều lỗ hổng. Để có thể hình thành được các mỏ dầu, ngoài các tầng đá colector ra còn cần phải có những cấu trúc địa chất thuận lợi. Thông thường thì dầu mỏ di động do áp lực mao mạch và do bị nước đẩy ra khỏi các tập đá sét, xuyên vào các tầng đá colector ở trong các cấu trúc kiểu nếp lồi. Trong những khu vực này khí đốt, dầu và nước được phân bố phụ thuộc vào tỷ trọng của chúng. Trên cùng là khí, tiếp theo là dầu và thấp hơn là nước.

So với than đá, dầu mỏ có chứa nhiều hydro hơn và tỷ lệ C/H là 6,2 - 6,7, trong khi tỷ lệ này ở than là 16. Trong thành phần của dầu mỏ carbon (C) chiếm tới 82 - 87%, hydro (H) - 11,14%, còn lại khoảng 1% là những nguyên tố khác như O, N và S. Các hợp chất của carbon và hydro (hydro cacbua) có thể thuộc một trong những dãy sau: Metan (C_nH_{2n+2}); Naptan (C_nH_{2n}); Benzen (C_nH_{2n-6}).

Để tìm kiếm và phát hiện các mỏ dầu có thể dựa vào những dấu hiệu quan trọng như: 1) Có các tầng đá mẹ sinh dầu là những tầng trầm tích chứa bitum và các vật liệu hữu cơ; 2) Có mặt các tầng chứa dầu (colector) trong mặt cắt địa chất; 3) Có kiểu cấu trúc chứa dầu thuận lợi như các nếp lồi, các kiến trúc dạng vòm; 4) Có các tập đá sét không thấm nước phủ trên các tầng đá colector chứa dầu.

9.3. MỘT SỐ KHÁI NIỆM VỀ ĐIỀU TRA KHOÁNG SẢN

9.3.1. Dự báo khoáng sản

Dự báo khoáng sản là hình dung ban đầu về khả năng chứa khoáng sản của một vùng, một khu vực.

Trên cơ sở sử dụng tổng hợp những số liệu địa chất, địa hoá, địa vật lý và địa mạo để xem xét, đối sánh và đánh giá khả năng phát hiện ra khoáng sản trong những khu vực nghiên cứu. Tất cả những số liệu được đưa lên bản đồ, mặt cắt, cột địa tầng; nhằm vạch ra những dị thường trong các trường địa chất, địa hoá, khoáng vật, địa vật lý v.v... xác định những kiểu thành tạo địa chất, ranh giới phân bố những số liệu trong những khoảng giữa các điểm khảo sát v.v... Bản đồ dự báo được thành lập ở mọi tỉ lệ, trong đó chỉ ra các đới và diện tích có triển vọng để triển khai công tác tìm kiếm. Có thể xem bản đồ dự báo là bản đồ các dị thường vì trên đó thể hiện tất cả những hiện tượng dị thường để xác định và phân tích những tiền đề dự báo và phát hiện các mỏ khoáng. Bản đồ dự báo bao gồm nội dung địa chất, sinh khoáng và dự báo.

Nội dung địa chất. Bản đồ dự báo được xây dựng trên nền bản đồ kiến tạo hoặc bản đồ thành hệ - kiến trúc, trên đó đặc biệt lưu ý thể hiện những yếu tố liên quan với sự hình thành khoáng sản như dị thường, đứt gãy, thành tạo magma v.v...

Nội dung sinh khoáng (hay khoáng hoá) gồm những dẫn liệu về khoáng sản và các dị thường khoáng vật, địa hoá, địa vật lý. Mỏ và những biểu hiện quặng được ký hiệu theo qui ước chung. Quan hệ của chúng với các phức hệ đá, kiểu nguồn gốc, thành hệ quặng và những số liệu khác được trình bày trong một bảng riêng. Các vành phân tán khoáng vật và dị thường địa hoá được ký hiệu riêng cho đá gốc và cho trầm tích bờ rìa.

Nội dung dự báo gồm những kí hiệu về ranh giới địa chất dự báo, diện tích có triển vọng và không triển vọng, những ký hiệu khác liên quan đến điều tra khoáng sản.

9.3.2. Tìm kiếm khoáng sản

Quá trình hình thành và qui luật phân bố của các mỏ không thể tách rời với lịch sử phát triển và cấu trúc địa chất của từng khu vực cụ thể. Do đó tất cả những tài liệu về địa

chất khu vực đều là những cơ sở khoa học được gọi chung là những tiền đề và dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản.

a. Các tiền đề tìm kiếm

Tất cả những yếu tố địa chất có thể cho phép dự đoán khả năng có các tích tụ khoáng sản trong khu vực nào đó được gọi là các tiền đề tìm kiếm mỏ. Đó là các tiền đề địa tầng, thạch học, magma, địa hoá - khoáng vật, kiến trúc và địa mạo.

+ *Tiền đề địa tầng* dựa trên cơ sở những mối quan hệ có qui luật giữa các thành tạo khoáng sản với các thành tạo địa chất có tuổi nhất định. Nội dung cơ bản của các tiền đề này là xác định vị trí của các tầng chứa quặng trong cột địa tầng khu vực làm cơ sở cho việc dự báo và phát hiện các mỏ cùng loại trong khu vực đó.

Các mỏ ngoại sinh, đặc biệt là các mỏ trầm tích có các thân khoáng được thành tạo đồng thời và trong cùng hoàn cảnh địa chất với đá vây quanh; do đó luôn luôn có vị trí địa tầng nhất định; ví dụ than ở nước ta có trong trầm tích Trias thượng và Neogen.

Việc sử dụng các tiền đề địa tầng để dự báo và tìm kiếm mỏ quặng nội sinh có nhiều hạn chế hơn. Tuy nhiên, một số loại khoáng sản như vàng, wolfram, có những thời kỳ xuất hiện nhiều trong lịch sử vỏ Trái Đất. Tuổi của các phức hệ magma xâm nhập chứa quặng và của các mỏ quặng nội sinh liên quan với chúng giúp nhà địa chất xác định những thời kỳ khoáng hoá để dự báo và phát hiện những loại khoáng sản.

+ *Tiền đề trầm tích* dựa trên cơ sở phân tích mối quan hệ giữa các mỏ khoáng với các tầng đá trầm tích hoặc trầm tích - núi lửa sinh. Các thành hệ chứa quặng thực chất là những dạng đặc biệt của các thành hệ địa chất. Các bể than, muối khoáng, phosphorit, quặng sắt và mangan hay các vùng quặng hoá conchedan chứa đồng và da kim không thể tách rời với những thành hệ tương ứng như sắt - sét chứa than, halogen, dolomit - silic, cát - silic - sét gần bờ, spilit - diabas hay spilit - keratophyr và ngọc bích - silic. Trong việc dự báo các mỏ quặng nội sinh, vai trò của các tiền đề trầm tích có nhiều hạn chế. Chỉ có thể vạch ra những tầng hay lớp đá có thành phần thạch học trầm tích hoặc đặc tính cơ học thuận lợi cho việc hình thành các thân quặng hậu magma.

+ *Tiền đề magma* dựa vào những giả định về các mối quan hệ nguồn gốc giữa các mỏ khoáng với những biểu hiện magma xâm nhập hoặc á núi lửa. Tiền đề magma được sử dụng đối với những mỏ liên quan trực tiếp với những thành hệ magma chứa quặng. Các thành hệ đá mafic và siêu mafic là tiền đề cho điều tra các mỏ platin, kim cương, cromit, sulfur đồng - nikel, titanomagnetit và asbet; còn các thành hệ đá kiềm và siêu mafic kiềm thường chứa các mỏ tantal, niobi, zircon, thori, đất hiếm và apatit.

+ *Tiền đề địa hoá - khoáng vật* dựa trên cơ sở những mối quan hệ giữa khoáng sản với đặc điểm thành phần khoáng vật và hoá học của các loại đá. Những hiểu biết về các tập hợp khoáng vật tiêu biểu đóng vai trò quan trọng trong việc phân tích tướng, thành hệ đá và các mỏ khoáng, giúp nhiều cho việc phân chia các tầng đá thuận lợi cho tạo quặng.

+ *Tiền đề kiến trúc* dựa vào những qui luật phân bố của các mỏ khoáng trong những kiến trúc địa chất qui mô khác nhau. Trong mọi giai đoạn tìm kiếm khoáng sản theo những tỷ lệ khác nhau, các tiền đề kiến trúc đều được sử dụng có hiệu quả nếu qui mô của các yếu tố kiến trúc khống chế quặng phù hợp với qui mô của những diện tích mang quặng.

Các thân quặng đều có thể bị khống chế theo những dị thường trong bình đồ kiến trúc địa chất của các mỏ quặng hay trường quặng. Chúng có thể là nơi giao nhau của các khe nứt trong các lớp và các tập đá có những thuộc tính cơ lý tương phản nhau, những yếu tố kiến tạo nguyên thủy của các đá magma, những đới cà nát, dăm kết hay những yếu tố kiến trúc kiến tạo - núi lửa cục bộ v.v...

+ *Tiền đề địa mạo* dựa trên mối quan hệ không gian giữa sự phân bố khoáng sản với các dạng địa hình cổ và hiện đại của các khu vực nghiên cứu. Các tiền đề này được sử dụng có hiệu quả nhất trong dự báo và tìm kiếm mỏ sa khoáng và vỏ phong hoá chứa kim loại.

b. Các dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản

Tất cả những yếu tố địa chất, địa hoá, địa vật lý và những yếu tố khác trực tiếp hoặc gián tiếp chứng tỏ sự có mặt của khoáng sản trong phạm vi những khu vực nghiên cứu của vỏ Trái Đất đều được xem là những dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản. Chúng bao gồm: 1) Biểu hiện quặng hoá; 2) Các vành phân tán nguyên sinh; 3) Các vành phân tán thứ sinh; 4) Các dị thường địa vật lý; 5) Các đá gần quặng bị biến đổi; 6) Dấu vết khai thác cũ, tư liệu địa lý - lịch sử và những tài liệu khác.

+ *Biểu hiện quặng hoá* ở những vết lộ tự nhiên và nhân tạo (các vết lộ quặng) là những dấu hiệu quan trọng để suy đoán không chỉ về sự có mặt của khoáng sản, mà cả về thành phần và chất lượng của quặng.

+ *Vành phân tán nguyên sinh* là sự phân bố của các khoáng vật và các nguyên tố đồng hành (chỉ thị) với quặng hoá xuất hiện ở trong các đá vây quanh đồng thời với quá trình hình thành các tích tụ quặng. Chúng có kích thước lớn hơn các thân quặng nhiều lần và có thể được xem như những đới bên ngoài của các thân quặng đó. Kích thước của các vành phân tán nguyên sinh phụ thuộc trực tiếp vào hàm lượng của các nguyên tố trong các thân quặng và tỷ lệ nghịch với phong (nền) địa hoá của chúng trong các đá vây quanh.

+ *Vành và dòng phân tán thứ sinh* được hình thành do kết quả của các quá trình phong hoá trên bề mặt các thành tạo quặng, các quá trình vận chuyển, phân tán khoáng vật và các nguyên tố có ích. Các vành và dòng phân tán thứ sinh của các nguyên tố tạo quặng có thể gặp trong tất cả các môi trường tự nhiên như đá, nước, không khí và thực vật. Trong thân nhiều loài thực vật cũng có thể phát hiện ra hàm lượng tăng cao của một số các nguyên tố chỉ thị có trong đất trồng.

+ *Dị thường địa vật lý* phản ánh những thuộc tính của một số loại khoáng sản và cũng là dấu hiệu tìm kiếm khoáng sản. Những dị thường từ, xạ, điện với cường độ cao là những dấu hiệu trực tiếp của các mỏ sắt, thori - urani và sulfur tương ứng.

+ *Các đá gần quặng bị biến đổi (metasomatit)* là những dấu hiệu gián tiếp quan trọng của quặng hoá, nhất là đối với các mỏ hậu magma. Tuy theo đặc tính của những biến đổi gần quặng có thể suy đoán không chỉ về tiềm năng quặng hoá của diện tích nghiên cứu, mà cả về kiểu thành hệ, thành phần và chất lượng quặng. Thí dụ, liên quan với skarn có quặng magnetit, sheelit (CaWO_4), đồng, vàng và đa kim, với greizen có quặng liti, beryli thiếc, wolfram và molybden v.v...

+ *Những dấu tích khai thác cũ* như các công trình khai đào, máng tuyển hay bãi thải v.v... cũng là những dấu hiệu trực tiếp của quặng hoá. *Những tư liệu địa lý - lịch sử và khảo cổ* có thể cho biết sự khai khoáng trong quá khứ xa xưa, cũng là những dấu hiệu tìm kiếm gián tiếp. *Địa danh* đôi khi cũng được xem là những dấu hiệu tìm kiếm gián tiếp; ví dụ Ngân Sơn là vùng trước đây đã khai thác bạc, Thần Sa là vùng chứa quặng thuỷ ngân v.v..

Chương 10

VẬN ĐỘNG KIẾN TẠO CỦA VỎ TRÁI ĐẤT

10.1. CẤU TRÚC VỎ TRÁI ĐẤT. CÁC THUYẾT KIẾN TẠO

Sự vận động của vỏ Trái Đất là nguyên nhân của mọi biến cố có nguồn gốc nội sinh như hoạt động tạo núi, sự hình thành các thể đá magma (xâm nhập và phun trào núi lửa), động đất v.v.. Nói cho cùng thì nhiều biến cố trong hoạt động địa chất ngoại sinh lại cũng có nguồn gốc từ những vận động của vỏ Trái Đất, như sự hình thành các thể đá trầm tích trong các bồn, nhưng chính các bồn lại được hình thành từ kết quả của những chuyển động của vỏ Trái Đất. Việc nghiên cứu quy luật và lịch sử những vận động của vỏ Trái Đất và hệ quả của những vận động đó là nhiệm vụ của một ngành học lý thú trong địa chất học là kiến tạo học. Từ hình thái các cấu trúc địa chất, các nhà kiến tạo nghiên cứu nguồn gốc sinh thành của các dạng cấu trúc đó, cơ chế và lịch sử vận động để hình thành các dạng cấu trúc đa dạng và phức tạp của vỏ Trái Đất.

10.1.1. Cấu trúc vỏ Trái Đất

Bề mặt Trái Đất gồm các lục địa và các đại dương, nhưng các lục địa và đại dương cũng không đồng nhất về cấu trúc và lịch sử phát triển mà tùy thuộc vào cấu trúc của vỏ Trái Đất của từng nơi. Vỏ Trái Đất là phần trên cùng của các quyển phía trong của Trái Đất (trên đó là thủy quyển và khí quyển) và có cấu trúc khác nhau tùy theo đó là lục địa hay đại dương (Hình 1.5).

- *Vỏ đại dương*, như tên gọi của nó, kiểu vỏ này phân bố dưới các đại dương và từ trên xuống dưới gồm các lớp sau đây: *Lớp 1* gồm các sản phẩm trầm tích có bề dày từ 0m (như ở sống núi giữa đại dương) đến vài kilomet, nhưng trung bình khoảng 300m. Tốc độ sóng địa chấn $V_p = 2$; tỷ trọng $d = 1,93 - 2,3$. *Lớp 2* gồm chủ yếu là đá basalt (bazan), nên cũng có tên gọi là lớp basalt, và cũng có người gọi là lớp móng (basement) có bề dày vài kilomet. $V_p = 4 - 6$; $d = 2,55$. *Lớp 3* hay còn gọi là lớp đại dương được coi là có thành phần serpentin do hydrat hoá phần đỉnh của manti trên, có bề dày khoảng 5 - 6km; $V_p = 6,7$; $d = 2,95$.

- *Vỏ lục địa* có cấu trúc phức tạp hơn và gồm hai lớp : (1) *Lớp trầm tích* có bề dày vài kilomet; $V_p = 3,5$; $d = 2 - 2,5$. (2) *Lớp phức hợp* chủ yếu gồm các đá axit có bề dày từ 20 đến 70 km; V_p trung bình 6,2. Người ta cũng còn phân biệt trong lớp phức hợp này có hai phần là "lớp granit" ở phía trên với $V_p = 5,6$ và $d = 2,7$; dưới đó là gián đoạn Conrad rồi đến "lớp basalt" với $V_p = 6,5$. Ranh giới dưới của vỏ lục địa là gián đoạn

Moho (hay Mohorovich) được thể hiện rõ nét theo sóng địa chấn. Bề dày của vỏ lục địa khoảng 7 - 12 km ở dưới đại dương và trung bình khoảng 30 - 40km trên lục địa, có thể đạt tới 70 km ở chân các dãy núi (rễ núi).

- *Thạch quyển, manti và quyển mềm*. Manti nằm sát dưới vỏ Trái Đất (dưới ranh giới Moho) gồm manti trên và manti dưới. Phần lớn các nhà địa chất cho rằng vỏ Trái Đất cùng với phần mái của manti trên tạo thành *thạch quyển*; phần dưới đó của manti trên là quyển mềm (Asthenosphere). Quyển mềm có tính chất mềm dẻo nên thạch quyển có thể di chuyển trượt trên nó, do đó quyển mềm có vai trò rất lớn trong chuyển động của các mảng thạch quyển.

10.1.2. Nền và khiên – Hai dạng cấu trúc cổ của bề mặt vỏ Trái Đất

Trong cấu trúc hiện tại của bề mặt vỏ Trái Đất chúng ta gặp những *khiên* là nơi mà đá móng cổ, gồm các đá biến chất cao từ đá trầm tích và đá magma, lộ ra trên một diện khá rộng. Những đá biến chất cao và uốn nếp này chứng tỏ những hoạt động tạo núi phức tạp diễn ra ở Tiền Cambri, các khiên này trở nên ổn định trong Phanerozoi.

Bao quanh các khiên là những vùng rộng lớn, theo mặt cắt đứng những vùng này bao gồm hai yếu tố cấu trúc là móng biến chất, kết tinh tuổi Tiền Cambri ở bên dưới (giống như các đá của khiên) và tầng phủ ở trên gồm các đá trầm tích Phanerozoi. Thông thường người ta gọi những vùng như vậy là vùng nền, nhưng về tổng thể thì cần phải coi *nền* bao gồm khiên và địa dài kề cận (nơi không có móng lộ như ở khiên)¹, chúng tạo thành nhân của các lục địa. Nền là những phần ổn định của các lục địa từ đầu Phanerozoi đến nay; trên thế giới có các nền điển hình như nền Bắc Mỹ, nền Đông Âu và nhiều nền khác như Châu Phi, Siberia v.v..

Nền Bắc Mỹ bao gồm khiên Canada chiếm một diện tích rộng lớn ở đông bắc Canada, phần lớn diện tích Groenland, một phần bắc Hoa Kỳ. Trong phạm vi khiên Canada lộ cả đá Arkei và Proterozoi, trên bề mặt khiên chỉ đôi nơi có những lớp mỏng trầm tích băng hà Pleistocen. Những đá Arkei và Proterozoi này cũng phổ biến rộng rãi trên lãnh thổ Hoa Kỳ, dưới lớp phủ trầm tích Phanerozoi.

Nền Đông Âu hay còn gọi là nền Nga có khiên Baltic trên lãnh thổ Thụy Điển và Phần Lan, các đá Arkei và Proterozoi ở đây đã được nghiên cứu khá kỹ. Nền Nga bao trùm lãnh thổ rộng lớn của Liên Bang Nga cho đến tận dãy núi Ural, có trầm tích Phanerozoi phủ trên các móng kết tinh Arkei và Proterozoi. Các nền Siberia, Trung Quốc, Ấn Độ, Châu Phi, Australia cũng có cấu trúc tương tự.

Trong phạm vi các khiên, đá tuổi Arkei chiếm những diện tích khá lớn và là nhân của cấu trúc khiên. Mức độ biến chất và biến vị rất phức tạp nên việc nghiên cứu, định tuổi chúng nhiều khi dễ có sự nhầm lẫn nếu không sử dụng phương pháp định tuổi đồng vị phóng xạ.

¹ Thuật ngữ *nền* ứng với **платформа** (tiếng Nga) nhưng khác với platform (tiếng Anh) và plateforme (tiếng Pháp) tuy phiên âm gần giống nhau. Theo nội dung về cấu trúc địa chất, các thuật ngữ *nền, khiên, địa dài* dùng trong tiếng Việt lần lượt ứng với các thuật ngữ платформа, щит, và плита (tiếng Nga) và craton, shield, platform (tiếng Anh) hoặc craton, bouclier, plateforme (tiếng Pháp)..

10.1.3. Các thuyết kiến tạo

Có nhiều thuyết về kiến tạo đã ra đời trên cơ sở những quan điểm khác nhau, nhưng có thể phân biệt hai quan điểm chính là quan điểm tĩnh và quan điểm động. *Quan điểm tĩnh* cho rằng vị trí các lục địa không thay đổi, chúng vẫn đứng nguyên ở nơi xưa nay của chúng. Vận động chủ yếu của vỏ Trái Đất là theo phương thẳng đứng, những chuyển động theo phương nằm ngang chỉ có tính chất yếu ớt, và là những chuyển động phân dị từ các chuyển động theo phương thẳng đứng. Đại diện cho quan điểm tĩnh là thuyết địa mảng ra đời từ giữa thế kỷ 19, sau đó trong nửa đầu thế kỷ 20 thuyết này được phát triển rộng rãi ở nhiều nước nhất là ở Châu Âu và Bắc Mỹ. *Quan điểm động* cho rằng vỏ Trái Đất với các mảng thạch quyển có khả năng trượt chuyển theo phương nằm ngang và chính những chuyển động này là nguồn gốc của những hoạt động chủ yếu trong lịch sử phát triển của vỏ Trái Đất. Quan điểm động được thể hiện đầy đủ trong thuyết kiến tạo mảng.

10.2. THUYẾT ĐỊA MÁNG

Thuyết địa mảng ra đời từ thế kỷ 19 với khái niệm đầu tiên của các nhà địa chất Mỹ J. Hall (1849) và J. Dana (1873). Từ đó thuyết địa mảng đã được các nhà địa chất ở nhiều nước bổ sung và phát triển nhờ các công trình của nhiều nhà địa chất, trước hết là của E. Haug (1909), A. Arkhangelski (1923-1927), H. Still (1936-1940), N. Shatski (1932-1964), M. Key (1942-1944), V.V. Belousov (1948-1974), J. Aubouin (1949-1964) v.v... Người ta đã định nghĩa tỷ mỉ, xác định tính chất và phân chia nhiều loại hình địa mảng và xác định các giai đoạn phát triển của địa mảng.

10.2.1. Đặc tính của địa mảng

Theo quan niệm của J. Hall (1849), J. Dana (1873) và những người kế tục thì địa mảng là khu vực của vỏ Trái Đất hoạt động mạnh mẽ, bị sụp võng để hình thành trầm tích dày, hoạt động magma mạnh, về sau bị uốn nếp, nâng cao và trở thành khu vực uốn nếp phức tạp. Một địa mảng có những đặc điểm sau đây:

1) Hoạt động sụp lún mạnh mẽ, hình thành những khu biển sâu có dạng kéo dài hàng trăm kilomet, bề rộng không lớn. Tốc độ sụp võng và tốc độ trầm tích thường tương ứng nhau nên hình thành bề dày trầm tích lớn, tuy vậy trong giai đoạn đầu do tốc độ sụp võng lớn hơn nhiều tốc độ trầm tích nên khu vực trở thành miền biển sâu.

2) Hoạt động đứt gãy diễn ra mạnh mẽ; chính những đứt gãy sâu lại tiếp tục tạo nên sự sụp võng và hoạt động magma tích cực. Trong giai đoạn đầu của hoạt động địa mảng, magma thường thể hiện ở dạng phun trào, nhất là phun trào ngầm xen với đá trầm tích dưới đáy biển sâu. Trong giai đoạn cuối của địa mảng, hoạt động magma diễn ra dưới dạng xâm nhập, hình thành các thể nền (batholit).

3) Các thành tạo đá của địa mảng thường bị uốn nếp mạnh mẽ, trở thành những cấu trúc uốn nếp phức tạp, đảo lộn và nhiều đứt gãy. Các tác giả chủ trương thuyết địa mảng cho rằng tất cả các khu vực núi uốn nếp trên thế giới đều trải qua các giai đoạn phát triển địa mảng vào những thời đại địa chất khác nhau.

4) Đá của khu vực địa máng thường bị biến chất cao. Hoạt động biến chất do những nguyên nhân khác nhau nhưng trước hết là do chịu tác động của sự sụp võng sâu và lực ép lớn tạo nên áp suất và nhiệt độ cao trong quá trình phát triển địa máng.

10.2.2. Các giai đoạn hoạt động của địa máng

Quy luật chung của hoạt động địa máng là ban đầu khu vực bị sụp võng mạnh mẽ, tích đọng trầm tích dày, sau đó bị uốn nếp nâng cao (giai đoạn nghịch đảo kiến tạo) biến khu vực sụp võng thành khu vực núi uốn nếp nâng cao. Quá trình hoạt động địa máng từ sụp võng đến uốn nếp nâng cao được gọi là một chu kỳ kiến tạo, mỗi chu kỳ được phân thành 4 giai đoạn phát triển sau đây.

1) *Giai đoạn khởi đầu.* Trong giai đoạn này địa máng bắt đầu sụp võng và mở rộng phạm vi địa lý. Sự sụp võng với tốc độ lớn tạo biển sâu và độ dày trầm tích lớn, đồng thời cũng tạo nên hoạt động đứt gãy mạnh mẽ tạo magma phun trào và cũng có thể tạo xâm nhập siêu mafic. Thành phần đá thuộc thành hệ aspit và spilit - diabas - keratophyr. Cuối giai đoạn có thể có xâm nhập plagiogranit hay granit syenit.

2) *Giai đoạn trước tạo núi.* Thành hệ trầm tích điển hình của giai đoạn này là flysh, có tính phân nhịp và có vết in dạng chữ cổ (hieroglyphe) và carbonat biển sâu. Cuối giai đoạn này bắt đầu hiện tượng uốn nếp mạnh mở đầu cho hoạt động nghịch đảo kiến tạo. Hoạt động uốn nếp này kéo theo xâm nhập dạng batholit.

3) *Giai đoạn tạo núi sớm.* Hoạt động uốn nếp mạnh mẽ, hình thành những địa vồng dạng đảo, bắt đầu hình thành trầm tích thô dạng molas dưới và có thể có dạng molas chứa than hoặc molas chứa muối tùy theo điều kiện khí hậu ẩm hay khí hậu khô nóng. Hoạt động phun trào yếu đi rõ rệt và chủ yếu là phun trào lục địa.

4) *Giai đoạn tạo núi chính thức.* Trong giai đoạn này hoạt động tạo núi nâng cao diễn ra tích cực, tốc độ nâng cao lớn hơn hẳn tốc độ bào mòn. Cùng ngày hoạt động uốn nếp, nâng cao càng diễn ra mạnh mẽ tạo thành khu vực núi uốn nếp rộng lớn. Đồng thời, trong giai đoạn này cũng hình thành những vùng trũng giữa núi. Do hoạt động tạo núi nâng cao diễn ra mạnh mẽ nên địa hình trở nên tương phản để hình thành thành hệ molas trên. Thành hệ này gồm chủ yếu là cuội kết bồi tích, có thể xen cát kết; về sau trở thành trầm tích lục địa màu đỏ. Hoạt động đứt gãy mạnh trở lại, theo các đứt gãy đó magma xuyên lên hình thành phun trào lục địa thuộc thành hệ andesit - liparit (hay thành hệ porphyr). Đồng thời, hoạt động nhiệt dịch thành tạo các khoáng sản vàng, bạc, thiếc, wolfram, urani, antimon v. v..

Các nhà địa chất Pháp, Mỹ, Nga, Đức v.v.. đã đóng góp hàng đầu cho việc phát triển thuyết địa máng. Từ cuối thế kỷ 19 đến giữa thế kỷ 20 thuyết này dần dần được phổ biến rất rộng rãi trên thế giới và trở thành chỗ dựa để lý giải tiến trình lịch sử hoạt động của vỏ Trái Đất. Tuy nhiên, càng ngày người ta càng thấy thuyết địa máng không giải thích thoả đáng nhiều vấn đề về hoạt động và lịch sử vận động của vỏ Trái Đất, đặc biệt những vấn đề liên quan đến địa chất đại dương.

Một ví dụ điển hình về sự bất cập của thuyết địa máng là đã giải thích sự hình thành Nam Đại Tây Dương, Ấn Độ Dương là do sự sụp chìm của nền Gondwana. Nếu

vậy, dưới đáy các đại dương này phải có thành phần đá cổ và cấu trúc địa chất như ở Nam Mỹ, Châu Phi. Kết quả nghiên cứu đáy Nam Đại Tây Dương không xác nhận điều này. Tuổi già nhất của đá dưới đáy đại dương này chủ yếu là Jura - Kreta. Trong khi đó tuổi của đá ở Nam Mỹ và Châu Phi chủ yếu là Tiền Cambri.

Thuyết địa mảng cũng không giải thích được sự dịch chuyển ngang của các vùng vỏ Trái Đất như đang xảy ra hiện nay của đứt gãy San Andrea (Bắc Mỹ) cũng như hiện tượng vùng núi uốn nếp hiện nay vẫn đang cao thêm như dải núi Alpes, dải núi Himalaya v.v... và nguyên nhân gây động đất ở những vùng này.

Không phải mọi miền địa mảng đều mang các tính chất như đã nêu ở tiểu mục 10.2.1. mà có những miền hoạt động magma rất yếu. Vì thế các nhà địa chất chủ trương thuyết địa mảng đã phân biệt thêm nhiều kiểu địa mảng, trong đó kiểu địa mảng thực thụ (eugeosyncline) có đầy đủ những tính chất đã nêu trên kia và những kiểu địa mảng khác, ví dụ địa mảng thuần (miogeosyncline) là loại địa mảng hoạt động magma yếu, đá ít bị uốn nếp và bề dày không lớn lắm.

10.3. THUYẾT KIẾN TẠO MẢNG

10.3.1. Khái niệm ban đầu về kiến tạo mảng

Trên bản đồ địa lý thế giới chúng ta thấy hình thái bờ phía đông của Nam Mỹ và bờ phía tây của Châu Phi có thể khớp nhau, điều này gợi lên ý niệm ban đầu rằng các lục địa này xưa kia đã từng là một thể thống nhất rồi về sau tách rời nhau và di chuyển đến vị trí như ngày nay. Tuy nhiên, trước đây điều này chưa được biết đến, năm 1858 Antonio Snider-Pellegrini mới đề xuất rằng các lục địa đã từng liên kết với nhau trong Carbon muộn rồi sau đó mới tách nhau [A. Snider-Pellegrini 1858: Sự sáng tạo và bí ẩn được khám phá – *Creation and Its Mysteries Revealed*]. Snider-Pellegrini dựa trên cơ sở sự giống nhau của thực vật trong các tầng chứa than của Châu Âu và Bắc Mỹ và giải thích sự phá vỡ lục địa thống nhất này là do kết quả của một đại hồng thủy. Sau đó (1872) Elisée Reclus trong cuốn sách Trái Đất (*The Earth*) cho rằng sự trôi dạt lục địa không phải do đại hồng thủy mà liên quan với các hoạt động tạo núi, núi lửa và động đất. Cũng trong thời gian nói trên, nhà địa chất Edward Suess (người Áo) đã lưu ý về sự giống nhau của hoá thạch thực vật Paleozoi muộn của Ấn Độ, Australia, Nam Phi, Nam Mỹ, cũng như sự giống nhau của di tích băng hà trong các loạt địa tầng của những lục địa phía nam này. Hoá thạch thực vật *Glossopteris* trong các lớp chứa than nằm trên trầm tích băng hà của các lục địa phía nam này khác hẳn với những thực vật cùng thời của các lục địa phía bắc. Trong tác phẩm xuất bản năm 1885 (Diện mạo Trái Đất – *The Face of the Earth*), E. Suess đặt tên Gondwanaland (hay Gondwana²) cho siêu lục địa bao gồm những lục địa phía nam vừa kể trên. E. Suess cho rằng các lục địa này từng liên hệ với nhau qua những cầu nối, nhờ đó mà động vật, thực vật di cư được.

² Gondwana là tên một vùng ở Ấn Độ, nơi hoá thạch *Glossopteris* rất phong phú trong các trầm tích chứa than tuổi Paleozoi muộn.

Frank B. Taylor (1910) coi những lục địa hiện nay chỉ là những phần của những lục địa rộng lớn ở phía Nam cực đã bị phá vỡ rồi di chuyển về xích đạo. Ông cho rằng sự phá vỡ những lục địa ở phía nam cực này là do tác dụng của một lực thủy triều khổng lồ sinh ra khi Mặt Trăng trở thành vệ tinh của Trái Đất cách đây khoảng 100 triệu năm làm chậm sự quay của Trái Đất (ngày nay chúng ta đều biết là điều này không đúng). Một trong những cống hiến có ý nghĩa của Taylor là ông đã cho rằng sống núi ngầm dưới Đại Tây Dương (được phát hiện trong chuyến khảo sát 1872-1876 của tàu Challenger) có thể là vị trí mà theo đó các lục địa cổ tách rời nhau để hình thành Đại Tây Dương hiện nay.

Alfred Wegener và thuyết trôi dạt lục địa

Trên cơ sở những tư liệu phong phú về địa chất, cổ sinh vật và khí hậu do chính mình thu thập, Alfred Wegener (1915) công bố công trình nổi tiếng "Nguồn gốc lục địa và đại dương" (The Origin of Continents and Oceans), trong đó bằng hàng loạt bản đồ, ông trình bày một cách sinh động quan điểm về sự chuyển động của các lục địa. Ông đề nghị thuật ngữ Toàn lục (Pangea) để chỉ một siêu lục địa xưa kia đã từng là một khối thống nhất, sau đó bị tách vỡ thành các lục địa riêng biệt như hiện nay.

A. Wegener lưu ý rằng những loạt đá trầm tích tương tự nhau đã được tìm thấy ở những lục địa xa cách nhau; những rặng núi và băng tích trở nên xứng hợp nhau khi các lục địa được quy hợp thành một khối; những đường bờ của các lục địa khớp với nhau tạo thành một siêu lục địa. Hoá thạch của nhiều nhóm thực vật và động vật có cùng những đặc tính giống nhau lại được tìm thấy ở những lục địa xa cách nhau chứng tỏ rằng những lục địa này đã một thời từng kề liền nhau. Những dẫn liệu phong phú này chứng tỏ trong quá khứ các lục địa phải gắn liền nhau một thời.

Tiếp sau A. Wegener, nhà địa chất Nam Phi Alexander du Toit là người ủng hộ nhiệt tình thuyết trôi dạt lục địa, ông đối chiếu sự tương phản của băng tích ở Gondwana với trầm tích chứa than cùng tuổi của Bắc bán cầu. Để giải thích sự tương phản này về khí hậu, trên bản đồ ông đã xếp đặt lục địa nam (Gondwana) sát với nam cực và xếp các lục địa phía bắc liền nhau để các trầm tích chứa than nằm ở xích đạo và gọi khối lục địa phía bắc này là Laurasia.

Alexander du Toit lưu ý rằng hoá thạch bò sát nước ngọt *Mesosaurus* tuổi Permi được tìm thấy trong các đá cùng tuổi ở cả Brazil và Nam Phi. Về mặt sinh thái học thì động vật nước ngọt và động vật biển hoàn toàn khác nhau, do đó không thể hình dung rằng những bò sát nước ngọt lại có thể bơi qua Đại Tây Dương để sau đó tìm được một môi trường nước ngọt gần tương tự như nơi cư trú trước đây. Hơn thế nữa, nếu *Mesosaurus* có thể bơi qua Đại Tây Dương thì tại sao hoá thạch của chúng lại không gặp được ở những nơi khác ngoài Brazil và Nam Phi? Chỉ có thể cho rằng *Mesosaurus* đã chiếm lĩnh các hồ nước ngọt rộng lớn ở cả hai lục địa khi hai lục địa này từng là một khối chung liền nhau.

Dù những dẫn liệu hiển nhiên do A. Wegener, Alexander du Toit và những người khác đã đưa ra, trong nhiều thập kỷ phần lớn các nhà địa chất vẫn phủ nhận khả năng các lục địa đã từng di chuyển trong quá khứ.

Cổ từ đối với thuyết trôi dạt lục địa

Thuyết lục địa trôi dạt được hồi sinh vào những năm của thập kỷ 1950 nhờ những dẫn liệu nghiên cứu cổ từ của Trái Đất. Trái Đất được coi như là một thanh nam châm khổng lồ có các từ cực chính gần trùng hợp với địa cực địa lý. Từ trường của Trái Đất được coi là hệ quả của tốc độ quay khác nhau của vỏ ngoài và manti, cường độ của nó yếu nhất ở xích đạo và mạnh nhất ở cực.

Khi magma bị nguội, khoáng vật sắt mang từ tính được định vị cả về cường độ và hướng của từ tính theo từ trường của Trái Đất. Nhiệt độ mà khoáng vật sắt bị từ hoá gọi là điểm Curie. trong điều kiện đá không bị nung nóng trên điểm Curie thì đặc điểm của từ tính sẽ được bảo tồn gọi là từ dư. Như vậy dung nham cổ sẽ cho ta dữ liệu được ghi lại về định hướng và cường độ của từ trường Trái Đất vào thời điểm mà dung nham bị nguội.

Kết quả đo cổ từ của dung nham ở Bắc Mỹ cho thấy từ cực bắc theo đá tuổi Silur ở đó nằm tại Tây Thái Bình Dương hiện nay, từ cực theo dung nham tuổi Permi lại ở Châu Á còn từ cực theo dung nham tuổi Kreta lại ở một điểm khác của Bắc Á. Khi đưa lên bản đồ các dữ liệu về cổ từ của tất cả các dung nham có tuổi khác nhau ở Bắc Mỹ ta thấy sự di chuyển của từ cực qua thời gian. Từ những dẫn liệu trên có thể giải thích bằng ba cách: 1) lục địa cố định và cực bắc địa từ di chuyển; 2) cực bắc địa từ đứng nguyên còn lục địa di chuyển; 3) cả lục địa và cực bắc địa từ di động.

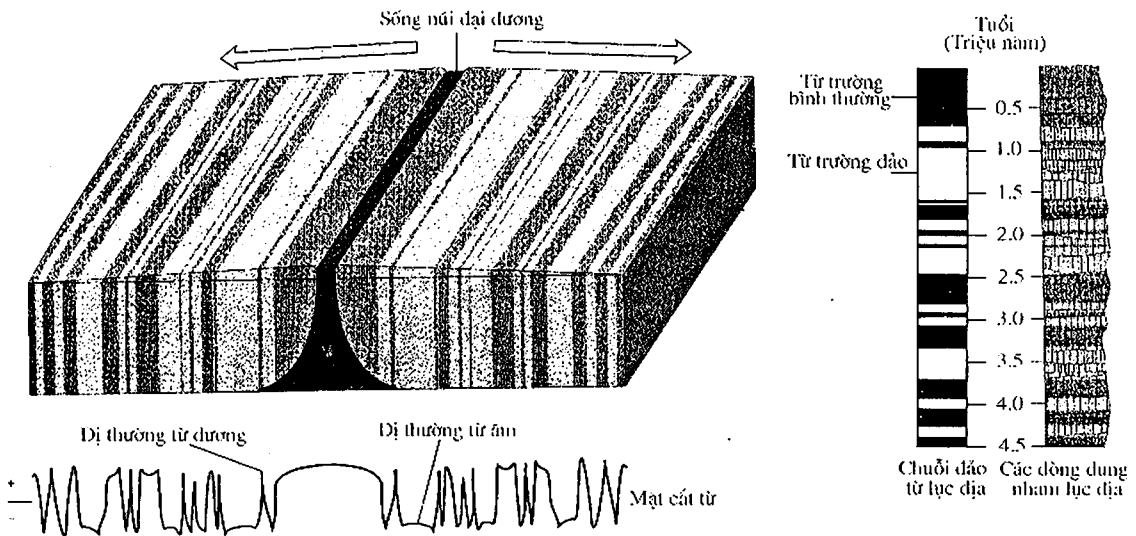
Phân tích dung nham ở tất cả các lục địa cho thấy mỗi lục địa có một loạt các từ cực riêng. Phải chăng đã có những từ cực bắc khác nhau cho mỗi lục địa? Điều này không phù hợp với lý thuyết tính toán về từ trường của Trái Đất. Từ cực được bảo tồn ở trạng thái vị trí của chúng so với cực địa lý bắc nam dù lục địa di chuyển. Khi ta cho các rìa lục địa trên bản đồ khớp nhau để cho tư liệu cổ từ hướng về cùng một từ cực thì các loạt đá và băng tích phù hợp nhau, những chứng liệu cổ sinh cũng xứng hợp với khung cảnh cổ địa lý được tái dựng.

Đảo từ và sự hình thành đáy biển

Coi từ trường hiện tại của Trái Đất là bình thường, tức là các từ cực bắc nam gần trùng với các địa cực địa lý bắc và nam. Nhưng nhiều thời kỳ trong quá khứ địa chất từ trường của Trái Đất đã lại đảo ngược. Hiện tượng đảo từ đã được phát hiện nhờ xác định sự định hướng của từ dư trong dung nham trên lục địa. Sự đảo từ lại cũng được phát hiện ở đá basalt biển trong quá trình lập bản đồ đại dương vào thập kỷ 1960 (Hình 10.1). Tuy nguyên nhân của hiện tượng đảo từ cho đến nay vẫn chưa rõ nhưng cứ liệu về chúng trong tư liệu địa chất đã được minh chứng. Cùng với sự phát hiện đảo từ, việc lập bản đồ đáy đại dương đã giúp phát hiện ra hệ thống sống núi ngầm dài 65 000 km, tạo

nên những rặng núi lớn nhất trên thế giới. Trong số đó quen biết nhất là rặng núi ngầm giữa Đại Tây Dương, chia đại dương này làm hai phần gần bằng nhau.

Từ các kết quả nghiên cứu hải dương học của những năm 50 của thế kỷ 20, đến năm 1962 Harry Hess đã đề xuất lý thuyết về sự mở rộng đáy biển để giải thích cho sự di chuyển lục địa. Ông cho rằng lục địa không di chuyển xuyên qua vỏ đại dương mà vỏ lục địa và vỏ đại dương chuyển động đồng thời. Đáy biển tách rời từ các sống núi đại dương, nơi mà vỏ mới được hình thành do sự xuyên lên của magma; khi magma nguội thì vỏ đại dương mới này sẽ chuyển dịch ngang từ dãy núi ngầm.



Hình 10.1. Đối xứng địa từ ở hai phía của dải núi ngầm đại dương (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

Dãy dị thường từ được bảo tồn trong vỏ đại dương ở hai phía của sống núi đại dương đồng nhất với chuỗi đảo từ đã biết từ các dung nham lục địa. Dị thường từ được thành tạo khi magma basalt xuyên vào sống núi đại dương; khi magma nguội xuống dưới điểm Curie, nó ghi lại từ cực của Trái Đất vào thời đó. Những xâm nhập sau đó sẽ xẻ vỏ được tạo trước thành hai nửa để chuyển dịch ngang từ sống núi đại dương. Những xâm nhập lặp lại sẽ sinh ra những loạt dị thường từ phản ánh các thời kỳ từ cực bình thường và đảo từ cực.

Khi magma xuyên lên và bị nguội dọc theo đỉnh sống núi ngầm thì nó cũng ghi lại từ trường vào thời điểm nó được thành tạo, kể cả các hiện tượng dị thường và đảo từ (Hình 10.1). Một vỏ mới đã được thành tạo, còn vỏ được thành tạo trước đó lại bị đẩy chuyển ngang xa sống núi ngầm. Những dải từ này thể hiện thời gian của từ cực bình thường hoặc đảo, song song và đối xứng dọc theo sống núi ngầm (nơi magma tạo thành vỏ mới) đã xác nhận lý thuyết của Hess về sự mở rộng đáy biển. Như vậy mảng được tạo thành từ các sống núi đại dương. Tư liệu tuổi phóng xạ cho thấy tuổi của vỏ đại dương cổ nhất là chưa đến 180 triệu năm trong khi tuổi của vỏ lục địa cổ nhất là 3,96 tỷ năm.

Vai trò của quyển mềm

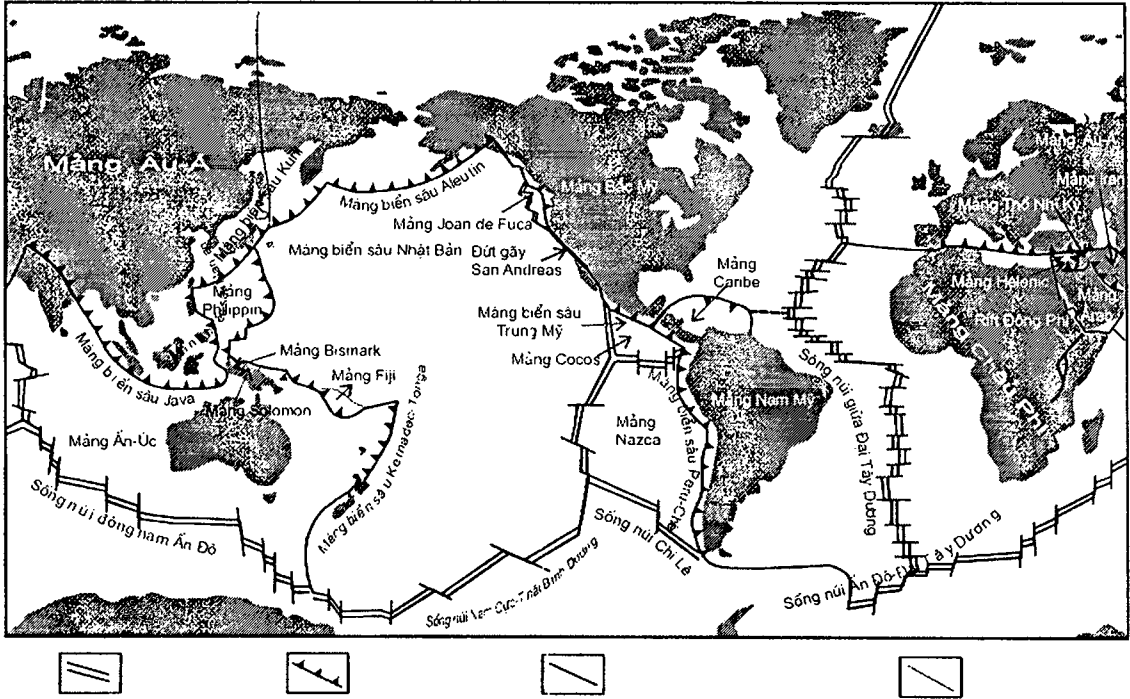
Bằng các phương pháp phát và ghi sóng địa chấn, các nhà địa chất và địa vật lý đã phát hiện ra *quyển mềm* (asthenosphere), một quyển mà khi sóng địa chấn đi qua cho thấy tính chất tương đồng với một quyển địa chất nhớt, thành phần vật chất ở đây có tính chất dẻo và mềm. Quyển này còn được gọi là *quyển lưu biến* (rheosphere) có vị trí được xác định từ khoảng sâu 100 km đến 700 km (ở đáy đại dương bề dày quyển mềm chỉ ở độ sâu khoảng 50 - 60km, song đạt tới 300 - 400km, còn ở lục địa phải ở bề sâu tới 100km mới gặp quyển này). Đây là nơi dự trữ cho mọi hoạt động của núi lửa, vì thế mà có sức bền yếu trước ứng lực, là một đới có các *dòng đối lưu* vận động liên tục và mạnh mẽ. Quyển mềm bao gồm cả phần trên của manti nhưng không phải bao giờ cũng trùng với đới có tốc độ sóng yếu. Việc phát hiện ra quyển mềm có ý nghĩa rất to lớn trong địa chất học nói chung và kiến tạo học nói riêng vì nó góp phần làm sống lại học thuyết trôi lục địa của A. Wegener. Nhờ đó những sự nghi ngờ về sự trôi ngang của các châu lục đã được giải quyết.

Sau những thành tựu nêu trên, *thuyết kiến tạo mảng* đã ra đời và nhanh chóng phát triển để hiện nay trở thành một thuyết có sức thuyết phục nhất trong địa kiến tạo nói riêng và địa chất học nói chung. Thuyết kiến tạo mảng tiêu biểu cho trường phái kiến tạo động, nhìn nhận sự vận động uốn nếp, tạo núi liên quan với sự dịch chuyển của các mảng, xem xét các quá trình phát triển địa chất trong mối quan hệ hữu cơ giữa sự vận động trong quyển mềm và biểu hiện của chúng trên bề mặt.

10.3.2. Các mảng thạch quyển

Nhờ phát hiện ra quyển mềm các nhà địa chất đã chứng minh được thạch quyển là bộ khung của các mảng cơ động trên quyển lưu biến này. Thạch quyển được chia thành sáu mảng chính và một số mảng phụ (Hình 10.2), luôn luôn vận động, liên quan lẫn nhau song cũng tương đối độc lập với nhau. Sự hoạt động của các mảng thạch quyển có mối liên quan chặt chẽ với các kiểu ranh giới giữa các mảng và có ba kiểu ranh giới chủ yếu là ranh giới phân kỳ (với sự tách giãn lục địa và đại dương), ranh giới hội tụ (với các đới hút chìm) và ranh giới chuyển dạng.

Mảng Thái Bình Dương chiếm hầu hết diện tích Thái Bình Dương, là mảng chỉ có vỏ đại dương. Ranh giới phía bắc là đới hút chìm Aleutin, phía tây là toàn bộ các mảng hút chìm Tây Thái Bình Dương kể từ mảng biển sâu Kuril cho đến mảng Puysegur ở phía nam, còn ranh giới phía nam và đông là các sống núi đại dương. Kể từ sống núi Đông Thái Bình Dương, tuổi địa chất tăng nhanh chóng khi tiến về phía tây của mảng, từ Kainozoi - Kreta - Jura, từ 80 triệu năm đến 160 triệu năm. Trên bề mặt đáy Thái Bình Dương người ta đã phát hiện được dấu tích của các điểm nóng (hot spots), đó là các dải núi lửa kéo dài như dải Hawaii, dải Tuamotu, dải Guyot Mac Donal. Dựa vào tuổi của các đá, chiều dài của từng dải và phương của chúng, người ta đã tính được hướng và tốc độ vận động của mảng Thái Bình Dương. Số liệu về dị thường từ cho phép xác định lịch sử phát triển của mảng Thái Bình Dương đã bắt đầu từ cách đây 190 triệu năm.



Ranh giới phân kỳ Ranh giới hội tụ Ranh giới chuyển dạng Ranh giới mảng chưa xác định rõ

Hình 10.2. Phân bố các mảng và kiểu ranh giới của chúng (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Mảng Châu Mỹ chiếm toàn bộ diện tích lục địa Châu Mỹ và nửa phía tây của Đại Tây Dương. Ranh giới phía tây là một máng hút chìm, điển hình nhất là máng Chilê kéo dài hàng ngàn kilomet. Ranh giới phía nam là một đứt gãy chuyển dạng nối từ máng hút chìm Chilê đến máng hút chìm Pantagonia. Ranh giới phía đông là một sống núi đại dương điển hình nằm chính giữa và chia đôi Đại Tây Dương. Phần giáp ranh giữa mảng Thái Bình Dương và mảng Châu Mỹ là một số mảng phụ như mảng Nazca, mảng Cocos, mảng Caribe, mảng Rivera, mảng Gorda, mảng Juan de Fuca (Hình 10.2). Trong số đó mảng phụ Nazca lớn nhất, có ranh giới phía bắc, tây và nam là các sống núi đại dương còn ranh giới phía đông là máng hút chìm Chilê. Hiện nay trên sơ đồ phân bố các mảng thạch quyển người ta thường chia mảng Châu Mỹ thành mảng Bắc Mỹ và mảng Nam Mỹ, ranh giới giữa chúng là một đới trượt bằng trái dọc theo máng biển sâu Cayman và Porto Rico và một đới biến dạng hoà nhập nội đại dương ở phía đông của đới hút chìm Antilles. Giữa hai mảng này còn tách biệt một mảng phụ Caribe.

Mảng Châu Phi chiếm toàn bộ diện tích Châu Phi và phần đáy biển bao quanh, ranh giới phía bắc là đứt gãy chuyển dạng Acores - Gibraltar, ranh giới phía tây là nửa phía nam của sống núi Đại Tây Dương, ranh giới phía đông và nam là sống núi Ấn Độ Dương thuộc nhóm tách giãn chậm.

Giữa mảng Châu Phi và mảng Âu - Á có các mảng phụ như mảng Arabi, mảng Iran, mảng Thổ Nhĩ Kỳ, mảng Ai Cập và mảng Adriatic. Hiện nay hệ thống rift Đông Phi có

xu thế dần dần mở rộng. Vì vậy cũng có người lấy ranh giới này để tách mảng Châu Phi thành hai và gọi mảng phía đông là mảng Somali.

Mảng Ấn Độ - Australia (Ấn - Úc) gồm toàn bộ lãnh thổ Australia, bán đảo Ấn Độ và phần đáy biển bao quanh. Ranh giới phía bắc và phía đông là các mảng hút chìm, ranh giới phía tây nam là sống núi giữa Ấn Độ Dương. Mảng này hiện nay vẫn đang tiếp tục dịch chuyển về phía bắc với tốc độ trung bình 4cm/năm, xô húc vào mảng Âu - Á và đó là lý do làm cho dãy núi Himalaya tiếp tục được nâng cao.

Đã có cơ sở để tách mảng này thành hai, ranh giới giữa chúng là một đới hội tụ đang được hình thành ở phía nam Ấn Độ, trong Ấn Độ Dương – nơi có rất nhiều trận động đất đã ghi được. Đây là một đới uốn dạng sóng của bề mặt geoid có bước sóng khoảng 200 km và quá trình uốn nếp đã tác động đến toàn bộ thạch quyển đại dương. Trên một khoảng rộng chừng 2000 km này, do bị nén ép nên đã tạo ra các nếp uốn và các lớp phủ chòem tác động đến toàn bộ lớp phủ trầm tích. Số liệu địa tầng thu được từ các lỗ khoan cho thấy đới biến dạng này được tạo ra trong Miocen thượng (khoảng 7 triệu năm). Dọc theo ranh giới này tốc độ hội tụ lớn nhất là 1 cm/năm. Nhìn chung, do sự phân bố rộng rãi của hoạt động địa chấn mà từ lâu người ta đã cho rằng Ấn Độ và Australia thuộc một mảng thống nhất.

Mảng Âu - Á chiếm hầu hết diện tích lục địa Âu - Á và đáy các đại dương vây quanh. Ranh giới phía đông của nó là một đới biển ven rìa tích cực điển hình, trong khi đó ranh giới phía tây lại là một đới tĩnh ven rìa tiếp nối với phần phía bắc Đại Tây Dương cho tới nửa phía bắc sống núi Đại Tây Dương. Ranh giới phía nam của mảng này có cấu tạo phức tạp kéo dài từ đứt gãy chuyển dạng Acores - Gibraltar chạy qua Địa Trung Hải, nối tiếp với các dải núi Trung Á và tới vịnh Bengal lại nối liền với mảng biển sâu kéo dài cho tới quần đảo Timor của Indonesia. Trên toàn bộ ranh giới phía nam nhất là dọc theo các đới xô húc Alpes, dải Zagros, Himalaya, mảng này chịu các ứng suất nén. Cách xa các đới xô húc này, sự biến dạng của mảng yếu dần. Tại phía bắc, các sống núi đại dương làm ranh giới cho mảng này gặp nhau, hội tụ tại trung tâm Bắc Băng Dương. Ở phía đông của mảng Âu - Á, các mảng biển sâu Philipin và Nhật Bản cắt nhau tạo thành một mảng phụ Philipin hình thoi khá cân đối. Mảng biển sâu Philipin có hố biển sâu Marian đạt độ sâu hơn 11 km.

Đằng sau các các mảng hút chìm phía tây Thái Bình Dương là các bồn đại dương đã được mở ra trong Đệ Tam và đang được mở ra như bồn Okinawa. Lịch sử trước Kainozoi của mảng Âu - Á rất phức tạp và thể hiện các quá trình xô húc liên tiếp kể từ Paleozoi. Trong các giai đoạn khác nhau, mảng Âu - Á đã bị biến thành các mảng ghép từ các khối bồi tụ, đó là một điểm đặc biệt mà các mảng khác không có.

Mảng Châu Nam Cực – mảng chính thứ sáu của thạch quyển. Những tài liệu địa chất thu được trong thời gian gần đây dần dần làm sáng tỏ bản chất cấu trúc của mảng này. Trên bề mặt lục địa của mảng chỉ có khoảng 1% được lộ ra không có băng tuyết, còn lại bị phủ tới 30 triệu km³ băng, chiếm 70% khối lượng nước ngọt thế giới. Các lớp băng ở đây có bề dày trung bình 2440 m, có chỗ đạt tới 4000m. Các nhà địa chất đã phát

hiện ra có tới 6000 khối thiên thạch đã rơi xuống mảng này, trong khi đó các nơi khác trên bề mặt hành tinh chỉ phát hiện thấy 2400 khối.

10.3.3. Cơ chế hoạt động của các kiểu ranh giới mảng

Trong hoạt động địa chất của các mảng thì cơ chế vận động của các kiểu ranh giới giữa các mảng có một vai trò hết sức quan trọng. Có thể phân định rõ rệt ba kiểu cơ chế hoạt động của ranh giới mảng là *phân kỳ* (divergent), *hội tụ* (convergent) và *chuyển dạng* (transform); trong số đó kiểu ranh giới hội tụ lại phân làm một số loại. Chính dọc theo các kiểu ranh giới này mà các mảng được hình thành, tiêu biến hay trượt ngang từ mảng này qua mảng khác.

a. Ranh giới mảng phân kỳ

Ranh giới phân kỳ gặp ở những nơi mà các mảng đang tách giãn và vỏ đại dương mới đang hình thành. Loại ranh giới này thường thấy dọc các sống núi đại dương, hiếm hơn cũng gặp trên lục địa dưới dạng thung lũng rift. Dọc theo ranh giới mảng phân kỳ (cũng là dọc sống núi giữa đại dương) magma xuyên lên và các mảng chuyển động tách xa nhau. Khi magma nguội, những dải mới của vỏ đại dương được hình thành và ghi lại dấu ấn từ trường vào thời gian đó (Hình 10.1). Địa hình cao, đứt gãy thuận kết hợp với nhiều động đất có chấn tâm nông, dòng nhiệt cao và các dung nham basalt dạng gối (Hình 10.3) là những nét đặc trưng thường đi kèm với các sống núi đại dương này. Ranh giới mảng phân kỳ cũng thấy ở lục địa trong các giai đoạn sớm của sự tách giãn lục địa (Hình 10.5). Khi magma xuyên lên từ dưới một lục địa thì ban đầu vỏ bị phồng lên, căng giãn và bị mỏng đi. Những đứt gãy thuận và thung lũng rift bắt đầu hình thành dọc theo địa hào trung tâm gây nên động đất chấn tâm nông. Trong giai đoạn này magma điển hình xuyên nhập vào các khe đứt gãy thuận tạo thành các vữa, mạch cũng như phủ trên nền địa hào. Các thung lũng rift Đông Phi là ví dụ tốt cho giai đoạn tách giãn sớm lục địa (Hình 10.4).



Hình 10.3. Dung nham basalt dạng gối được thành tạo dọc sống núi giữa Đại Tây Dương (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

Trong quá trình trôi dạt thì lục địa bị vỡ, nếu magma tiếp tục xuyên lên thì hai phần của lục địa sẽ di chuyển rời nhau như hiện nay đang xảy ra dưới Hồng Hải. Bồn đại dương hẹp mới được hình thành tiếp tục mở rộng và sẽ trở thành bồn đại dương bành trướng như các bồn Đại Tây Dương và Thái Bình Dương hiện nay.

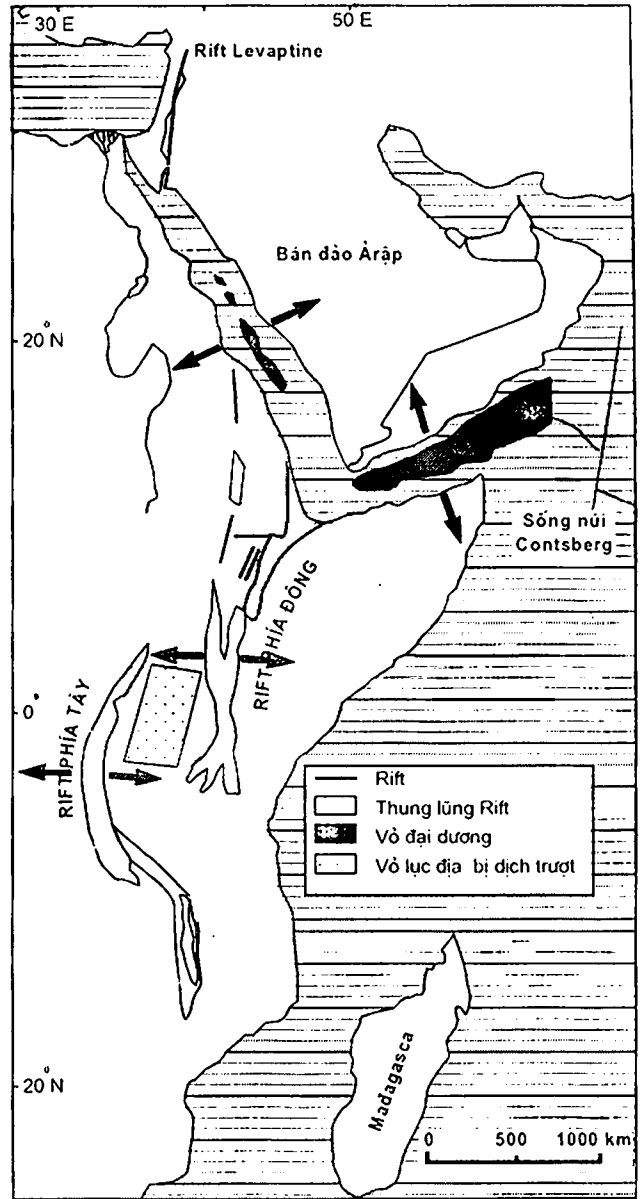
b. Ranh giới mảng hội tụ

Có ba kiểu ranh giới hội tụ: đại dương - đại dương, đại dương - lục địa và lục địa - lục địa. Trong hoạt động của ranh giới mảng hội tụ, các mảng tiến ngược chiều sáp lại nhau theo cơ chế nén ép và gồm ba loại: 1) Cơ chế hút chìm (subduction), 2) Cơ chế chồm trượt (obduction), 3) Cơ chế xô húc (collision).

Cả ba cơ chế hội tụ này cuối cùng đều tạo thành các đồi, các dải núi và tùy thuộc vào cơ chế vận động, tên các dải núi được gọi là dải hút chìm, dải chồm trượt và dải xô húc. Kết quả nén ép của hai mảng thạch quyển đã tạo ra các yếu tố kiến trúc đặc trưng là các đứt gãy chồm nghịch, các trượt bằng và các lớp phủ địa di.

Các dải núi được hình thành ở rìa các lục địa tích cực (hay còn gọi là rìa động) khi có một mảng đại dương (gọi là mảng chúi) chui xuống dưới một mảng lục địa hoặc một vòng cung đảo (gọi là mảng chồm). Thí dụ dải núi Andes là một dải núi được thành tạo theo cơ chế hút chìm rất điển hình (Hình 10.6). Dải này cao 7000 m, rộng 400 km được viền quanh bằng máng biển sâu Peru có độ sâu từ 4000 đến 6000 m. Dọc theo máng này đã phát hiện những thân xâm nhập granit khổng lồ, các lớp phun trào andesit bị biến chất ở nhiệt độ cao, áp suất thấp (tương đá phiến lục). Hệ quả của quá trình hút chìm khi một mảng đại dương chúi xuống một mảng lục địa hoặc một vòng cung đảo biểu thị như sau:

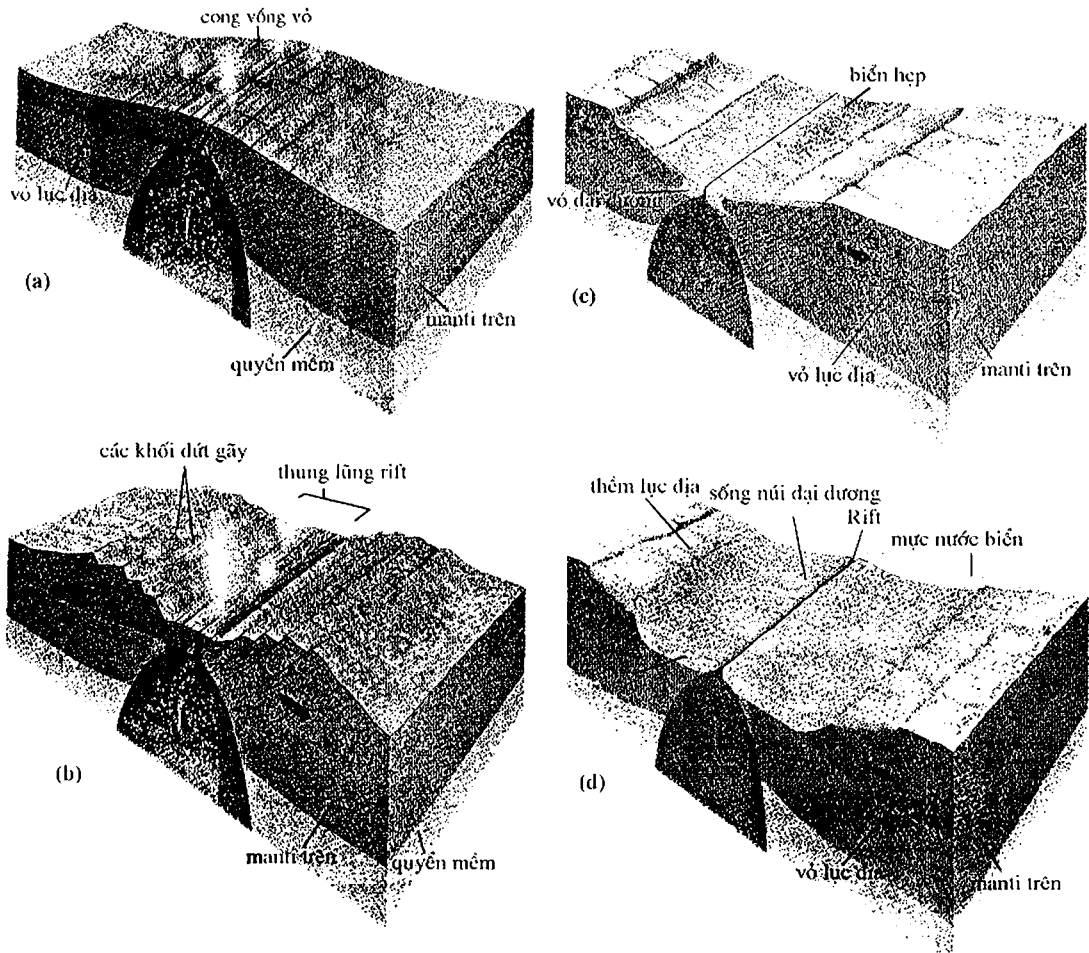
Về địa chấn. Phổ biến động đất với chấn tiêu mức vỏ, mức trung gian và mức sâu phân bố trên bề mặt Benioff cho tới độ sâu khoảng 700 km.



Hình 10.4. Thung lũng rift Đông Phi
Đông Phi đang tách giãn với phần còn lại của lục địa dọc
ranh giới mảng phân kỳ (Wicander R. J. & Monroe S. 1993)

Về trọng lực. Dĩ thường trọng lực âm rất lớn (- 200 miligal) thẳng góc với mảng biển sâu và khi sự hút chìm dừng lại, dĩ thường này dẫn đến một sự khôi phục đẳng tĩnh quan trọng, tạo ra vận động thẳng đứng dương.

Về trầm tích. Lớp phủ trầm tích của mảng chủi chỉ bị quyển mềm tiêu đi một phần và biến thành sản phẩm xâm nhập và hoạt động núi lửa thành phần kiềm vôi. Phần còn lại bị chặn lại và tạo thành một nêm bồi kết (accretionary prism), thường được xếp chồng dạng lớp phủ lợp ngói. Đôi khi người ta quan sát thấy ở đây các mảnh vụn của vỏ đại dương dưới dạng một thể hỗn mang hoặc một tổ hợp hỗn độn các loại đá khác nhau.



Hình 10.5. Lịch sử của một ranh giới mảng phân kỳ

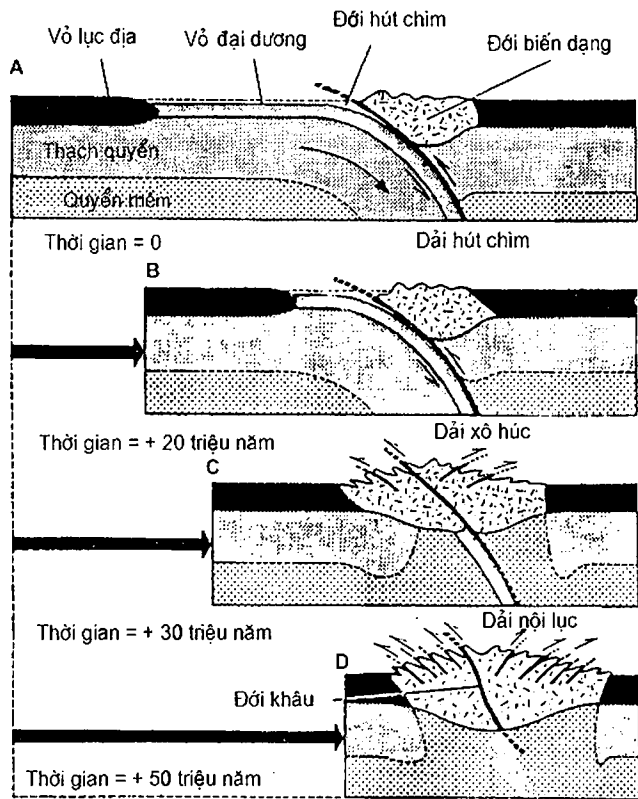
a - Magma dâng trôi dưới lục địa, đẩy vỏ lên tạo nhiều nút vỡ ; b - Khi vỏ bị kéo căng và mỏng đi, các thung lũng rift phát triển và dung nham chảy tràn trên đáy thung lũng ; c - Tiếp tục quá trình tách lục địa, các tuyến biển hẹp phát triển ; d - Khi quá trình mở rộng tiếp tục, hệ thống sống núi giữa đại dương được thành tạo, một bồn đại dương xuất hiện và tăng trưởng dần (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

Về biến chất. Các thành hệ trầm tích và lớp vỏ đại dương của mảng chủi khi xuống đến độ sâu 10 - 14 km thì bị biến chất trong điều kiện áp suất cao, nhiệt độ thấp, đặc trưng là các đá phiến xanh biển, trong khi đó thì các thành hệ của mảng phủ chòm lại bị biến chất trong điều kiện áp suất thấp, nhiệt độ cao mà đặc trưng là đá phiến lục và amphibolit.

Về magma. Sự có mặt của hơi nước được giải toả khi trầm tích bị hút chìm làm cho đá peridotit của manti trên biến thành basalt tholeit. Mặt khác, các đá amphibolit đã được sinh ra do biến chất áp suất thấp, nhiệt độ cao sẽ chuyển thành eclogit thạch anh. Ở độ sâu từ 100 km các thể granit sâu và đá phun trào andesit bị nóng chảy và phân dị thành đá magma nghèo sắt và giàu kali, như vậy vỏ lục địa mới được thành tạo.

- Các dải núi chồm trượt (Hình 10.7). Trong trường hợp chồm trượt, một phần của vỏ đại dương không chúi xuống dưới lục địa mà lại phủ chồm lên nó. Theo M. Mattauer thì sự chồm trượt được sinh ra khi một lục địa chúi xuống một vòng cung đảo và bị chặn. Khi đó lục địa không thể bị cuốn hút sâu hơn 60 km dưới manti. Sự phủ chồm của vỏ đại dương luôn hướng về phía lục địa và có thể đạt biên độ phủ chồm 100 km. Sự phủ chồm này sinh ra biến chất áp suất cao - nhiệt độ thấp (đá phiến xanh). Khi sự hút chìm dừng lại, do sự khôi phục đẳng tĩnh nên các đới vật chất nhẹ được nâng lên. Đó là trường hợp của toàn bộ dải Alps từ đảo Corse và các dải Tây Alps ở một giai đoạn phát triển của nó. Sự có mặt của các phức hệ ophiolit và các đá trầm tích kết hợp, nhất là radiolarit, đã cho phép xác định được các phức hệ ophiolit đặc trưng cho vỏ đại dương. Tuy nhiên, một số nhà kiến tạo khác (như J.H. Brunn) lại cho rằng cấu tạo của dải Alps không thể so sánh được với sự tồn tại của bề mặt các đại dương rộng lớn. Vì vậy các ophiolit này có lẽ là dẫn chứng cho một lớp vỏ nhỏ đại dương của các bồn nội cung. Như vậy việc thu nhỏ thạch quyển có thể hoặc là do sự hút chìm hoặc là do sự phủ chồm.

- Các dải núi xô húc. Các dải núi này được thành tạo trong tiến trình phát triển của các dải hút chìm và chồm trượt khi hai lục địa hội tụ và "chạm trán" nhau tại một đường khâu. G. Boillot đã phân biệt ba dạng xô húc tùy thuộc vào hình thái và bản chất của hai thể (mảng) xô húc.



Hình 10.6. Sự phát triển ba dạng tạo núi: AB - do hút chìm, C - do va đập xô húc, D - do biến dạng nội lục xuất phát từ đới hút chìm trực tiếp từ dưới vỏ lục địa. (M. Mattauer 1981)

- Xô húc giữa hai cung đảo sinh ra một dải uốn nếp nội đại dương (ví dụ dải Ta lang Mayu, biển Moluque ở Indonesia);

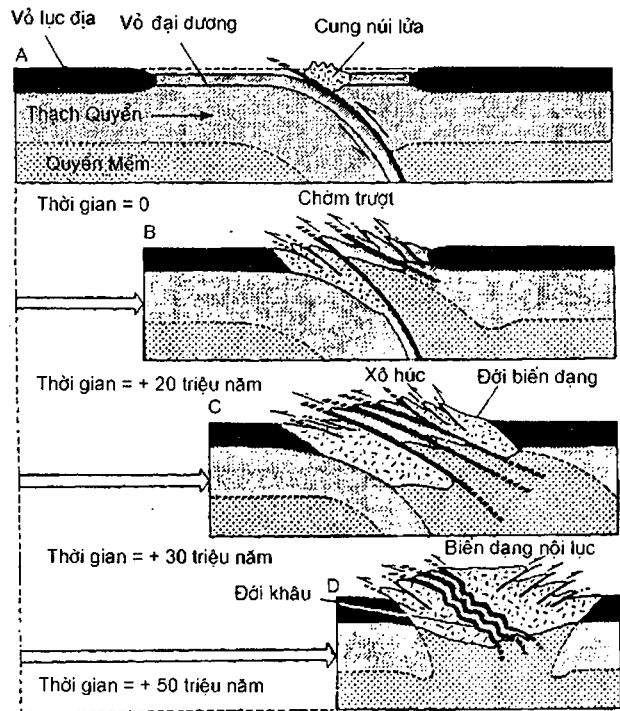
- Xô húc giữa một vòng cung đảo với một rìa lục địa, thí dụ dải California;

- Xô húc lục địa - lục địa, thí dụ Alps, Himalaya, Pyrene. Lớp phủ địa di các dải này rất lớn, có thể vượt 100 km. Rễ của các dãy núi xô húc có thể cắm sâu hơn 40 km, ở đó do đá bị nóng chảy nên tạo thành các thể batholit, tức là các xâm nhập đồng kiến tạo, ngày nay một số đã được lộ ra do bị bào mòn, (thí dụ dải Hercyni ở Tây Âu, Anh, khối Trung tâm Pháp).

Khi hai khối lục địa đã xô húc và tiếp tục xô húc nhau thì sự biến dạng được mở rộng, tạo nên các dải núi mới, M. Mattauer gọi là các dải nội lục (Hình 10.6 ; 10.7). Ở các dải này, các lớp phủ địa di, tính phân phiến lúc đầu ở thể nằm ngang hoặc gần ngang được dựng đứng lên, trong khi đó các thể xâm nhập muộn hoặc hậu kiến tạo được hình thành, các quá trình trượt ngang phát triển phong phú, đạt biên độ có khi hàng trăm kilomet, thí dụ như ở dải Himalaya. Các hiện tượng này thường kèm theo các trận động đất lớn, có khi rất xa đối dụng độ, thí dụ những trận động đất lớn xảy ra ở khu vực Bắc Kinh, tuy rất xa dãy Himalaya song do sự xô húc của mảng Ấn Độ vào mảng Âu - Á nên đã gây ra các trận động đất nêu trên.

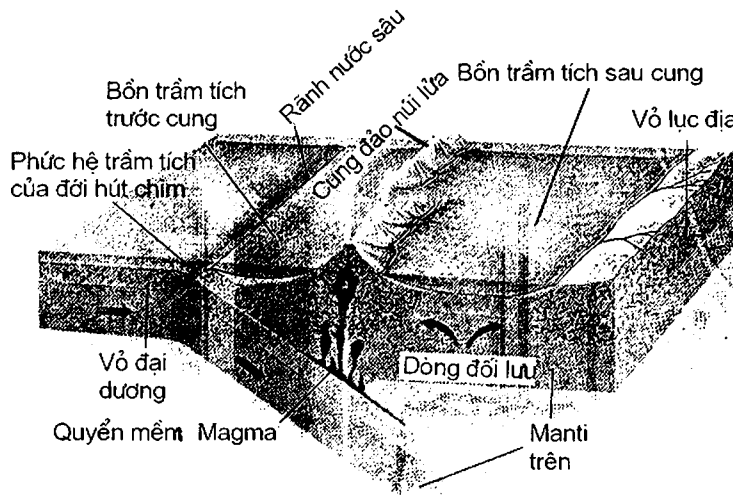
Trong tiến trình phát triển các dải núi do xô húc cũng xảy ra quá trình phong hoá bóc mòn các dải uốn nếp tạo núi này. Kết quả là tạo ra các sản phẩm trầm tích vụn thô bao gồm sỏi, cuội, cát, sét tích đọng dưới dạng molas trong các bồn trước núi. Thí dụ ở dải Alps, trũng molas tiền Alps tuổi Miocen trải dài từ bồn Aix - en - Provence đến bồn Viên của Áo là một trũng molas điển hình.

- *Ranh giới mảng hội tụ đại dương - đại dương.* Khi hai mảng đại dương hội tụ thì một trong chúng bị hút chìm dưới mảng kia dọc theo một ranh giới mảng đại dương - đại dương (Hình 10.8). Mảng hút chìm chui xuống dưới tạo thành vách ngoài của một máng đại dương. Một phức hệ hút chìm hình thành dọc theo vách trong, phức hệ này gồm những thể hình nêm và các trầm tích biển uốn nếp, đứt gãy phức tạp, thạch quyển đại dương của mảng bị kéo theo chui xuống thấp.



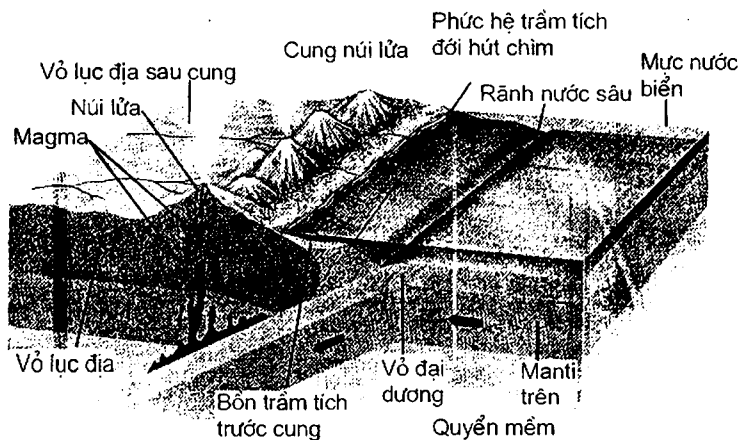
Hình 10.7. Sự phát triển ba dạng tạo núi: do chồm trượt, do xô húc, do biến dạng nội lục xuất phát từ đới hút chìm dưới một cung đảo núi lửa (M. Mattauer 1981)

Khi mảng bị hút chìm hạ thấp xuống đến manti, nó bị nung nóng và bị tan chảy từng phần sinh ra magma có thành phần andesit. Loại magma này có độ đặc kém hơn manti ở chung quanh và nổi lên trên bề mặt của mảng không bị hút chìm, tạo thành dải đảo núi lửa gọi là cung đảo núi lửa. Cung đảo này gần song song với mảng sâu đại dương và tách xa khoảng vài trăm kilomet. Các đảo Aleutin, dải đảo Nhật Bản và vùng đảo Philipin là những ví dụ tốt cho các cung đảo núi lửa do mảng hội tụ đại dương - đại dương.



Hình 10.8. Ranh giới mảng hội tụ đại dương - đại dương

Một mảng đại dương được thành tạo ở nơi một mảng đại dương bị hút chìm xuống dưới mảng khác. Một cung đảo núi lửa được hình thành trên mảng đại dương không bị hút chìm, magma được sinh ra và dâng lên từ mảng hút chìm (Wicander R. J. & Monroe S.1993).



Hình 10.9. Ranh giới mảng hội tụ đại dương - lục địa

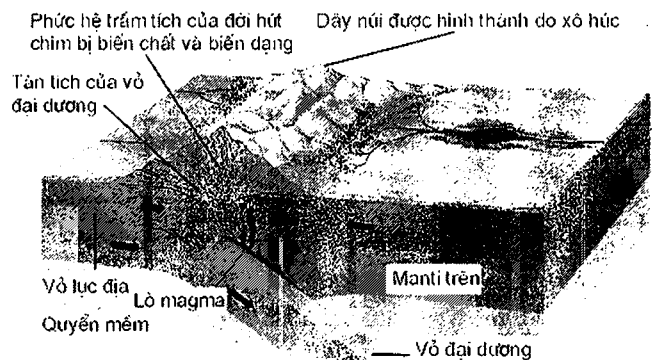
Khi một mảng đại dương bị hút chìm xuống dưới mảng lục địa thì một dải núi lửa andesit được hình thành trên mảng lục địa do kết quả của magma dâng lên (Wicander R. J. & Monroe S.1993).

- Ranh giới mảng hội tụ đại dương - lục địa.

Khi vỏ đại dương bị hút chìm xuống dưới vỏ lục địa dọc theo một ranh giới đại dương - lục địa thì một phức hệ hút chìm dạng nêm của các đá bị uốn nếp phức tạp và đứt gãy, sẽ tạo thành vách trong của máng sâu đại dương. Giữa nó và lục địa là bồn trước cung chứa trầm tích vụn do quá trình bào mòn từ lục địa (Hình 10.9), những trầm tích này thường nằm ngang hoặc chỉ hơi bị biến dạng. Magma andesit được sinh ra từ sự hút chìm sẽ trôi lên ở phía dưới lục địa hoặc bị kết tinh như là pluton trước khi tiến đến bề mặt hoặc phun trào lên bề mặt tạo thành dải núi lửa andesit (cũng gọi là cung núi lửa). Một bồn sau cung có thể bị lấp đầy bằng các trầm tích vụn, vật liệu vụn núi lửa, dòng dung nham, xuất phát và dày dần về phía cung núi lửa. Ví dụ điển hình cho kiểu ranh giới mảng đại dương - lục địa là bờ Thái Bình Dương của Nam Mỹ, nơi mảng Nazca đang bị hút chìm xuống dưới Nam Mỹ. Máng Pêru-Chilê chỉ rõ vị trí của sự hút chìm và dải núi Andes được tạo nên do dải núi lửa trên mảng không bị hút chìm (Hình 10.2).

- Ranh giới mảng hội tụ lục địa - lục địa.

Trong kiểu ranh giới này, hai lục địa cách nhau bởi một đáy đại dương bị hút chìm dưới một lục địa. Rìa của lục địa thể hiện những yếu tố đặc trưng của sự hội tụ đại dương - lục địa. Khi đáy đại dương tiếp tục bị hút chìm thì hai lục địa sẽ xích lại gần nhau cho đến khi chúng xô húc nhau. Do thạch quyển lục địa, gồm vỏ lục địa và manti trên, kém đậm đặc hơn thạch quyển đại dương (vỏ đại dương và manti trên), nên nó không thể chìm xuống dưới quyển mềm. Mặc dù một lục địa có thể trượt một phần trên lục địa kia nhưng nó không thể bị tách hoặc đẩy xuống dưới đối hút chìm (Hình 10.10). Khi hai lục địa xô húc nhau, chúng sẽ được hàn nối với nhau dọc đối hút chìm trước đây. Tại ranh giới hội tụ mảng lục địa - lục địa khi đó một đai núi được hình thành gồm các đá trầm tích, đá xâm nhập, đá biến chất bị uốn nếp và những mảnh của vỏ đại dương. Ngoài ra toàn vùng sẽ có rất nhiều động đất. Dãy núi Himalaya do kết quả của sự xô húc lục địa - lục địa giữa Ấn Độ và Châu Á bắt đầu từ khoảng 40 đến 50 triệu năm trước đây và nay vẫn đang tiếp diễn.



Hình 10.10. Ranh giới mảng lục địa - lục địa
Khi hai mảng lục địa hội tụ, không mảng nào bị hút chìm vì độ dày lớn của chúng và tỷ trọng thấp ngang nhau (Wicander R. J. & Monroe S.)

c. Ranh giới mảng chuyển dạng

Kiểu ranh giới mảng thứ ba là ranh giới mảng chuyển dạng, chạy dọc theo các đứt gãy chuyển dạng, nơi mà các mảng trượt ngang mảng này qua mảng khác, về đại thể song song với hướng của chuyển động mảng. Thạch quyển không được sinh ra hoặc bị phá huỷ dọc theo ranh giới chuyển dạng, nhưng chuyển động giữa các

mảng diễn ra trong đới đá bị vỡ gãy mạnh mẽ và nhiều động đất chấn tâm nông. Phần lớn các đứt gãy chuyển dạng cát vôi đại dương, nhưng các đứt gãy chuyển dạng có thể bành trướng sang cả các lục địa. Một trong những đứt gãy chuyển dạng nổi tiếng là đứt gãy San Andreas ở California phân tách mảng Thái Bình Dương với mảng Bắc Mỹ (Hình 10.11). Động đất nhiều ở California là hệ quả của chuyển động dọc theo đứt gãy này.

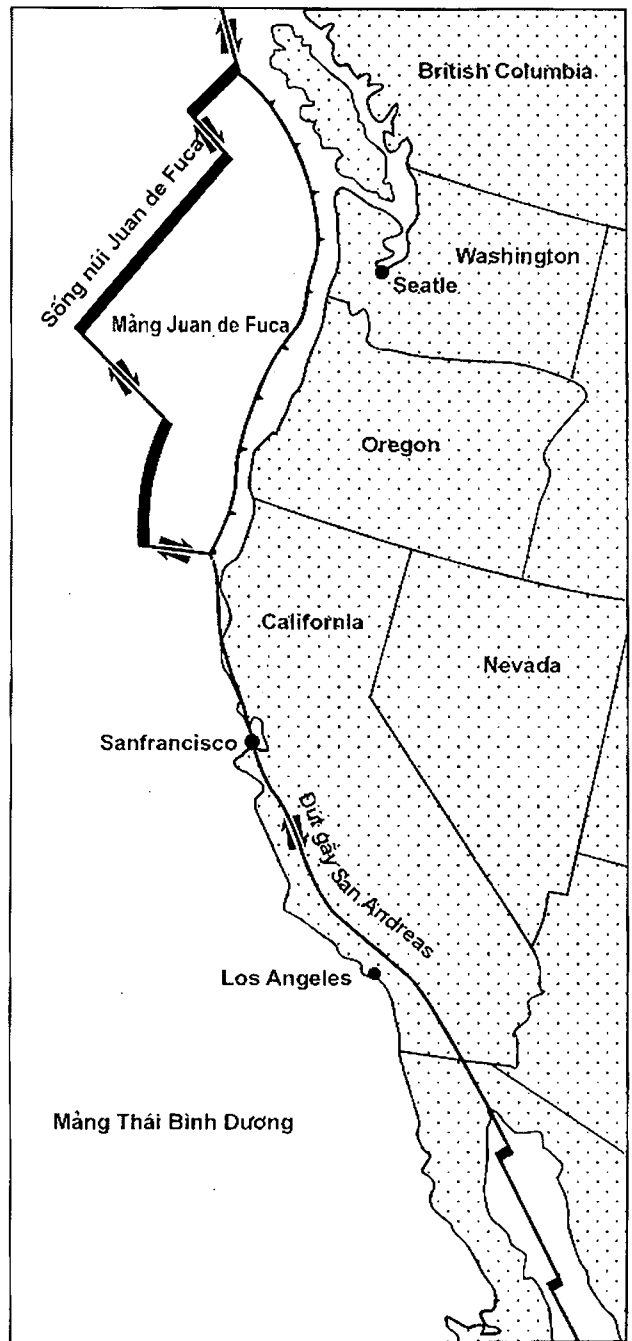
d. Điểm nóng và chùm manti

Một hoạt động đặc biệt gặp ở dưới cả các mảng đại dương và các mảng lục địa là các điểm nóng (hot spots); đó là sự định vị các cột magma khởi nguồn sâu trong manti hình thành chùm manti (mantle plume) trôi lên qua vỏ và thể hiện bằng các núi lửa (H.10.12.). Do các chùm manti giữ vị trí cố định còn các mảng ở phía trên lại di chuyển nên kết quả là các điểm nóng để lại một vệt các núi lửa tắt, già dần gọi là gờ núi phi địa chấn. Dải đảo núi ngầm Emperor – Hawaii là một ví dụ về các gờ núi phi địa chấn và các điểm nóng.

10.3.4. Kiến tạo mảng và phân bố tài nguyên

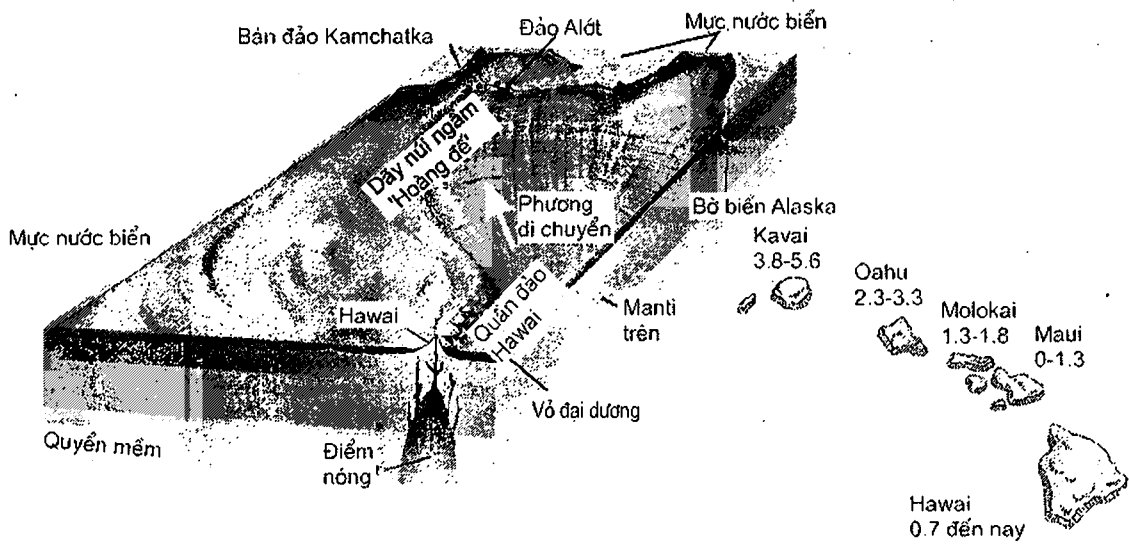
a) Kiến tạo mảng và phân bố sự sống

Lý thuyết kiến tạo mảng là cách mạng và tiến bộ trong ứng dụng đối với địa chất học cũng giống như tiến hoá luận đối với sinh học. Điều lý thú là chính chứng liệu hoá thạch đã làm cho Wegener, Suess, du Toit và nhiều nhà địa chất khác tin chắc vào sự đúng đắn của lý thuyết trôi dạt lục địa. Cùng với điều đó, những lý luận về kiến tạo mảng và tiến hoá đã thay đổi cách thức chúng ta nhìn



Sông núi đại dương Đới hút chìm Đứt gãy chuyển dạng
Hình 10.11. Đứt gãy San Andreas

Ranh giới mảng chuyển dạng phân cách hai mảng Thái Bình Dương và Bắc Mỹ (Wicander R. & Monroe S.1993).



Hình 10.12. Di tích của hoạt động các điểm nóng

Dãy đảo núi ngầm Emperor – Hawaii hình thành do kết quả của chuyển động mảng Thái Bình Dương trên điểm nóng. Tuyến đảo núi lửa vạch theo hướng chuyển động mảng. Các con số chỉ tuổi (triệu năm) của các đảo. (Wicander R. J. & Monroe S. 1993).

nhận về Trái Đất. Khi mối quan hệ giữa các quá trình kiến tạo mảng và tiến hoá của sự sống là một phức hệ lạ kỳ thì chính các tư liệu cổ sinh vật đã cung cấp chứng cứ không thể chối cãi về ảnh hưởng của chuyển động mảng đối với sự phân bố của sinh vật.

Sự phân bố hiện nay của động vật và thực vật không phải là tùy tiện mà là bị chi phối rất lớn bởi các gờ chắn khí hậu và địa lý. Các khu hệ sinh vật của thế giới gồm các sinh tỉnh hay tỉnh sinh địa lý, mỗi sinh tỉnh có những phức hệ riêng biệt về động vật và thực vật. Sinh giới trong mỗi tỉnh có những đòi hỏi về sinh thái giống nhau và ranh giới giữa các tỉnh là sự đứt đoạn tự nhiên về sinh thái. Gờ chắn khí hậu hay gờ chắn địa lý là những ranh giới chung nhất và chúng bị khống chế do các chuyển động mảng. Vì các sinh tỉnh kề nhau thường chỉ có ít hơn 20% các loài chung nên sự đa hệ sinh học toàn cầu phản ảnh trực tiếp số lượng các tỉnh; càng nhiều sự đa hệ sinh học của thế giới chứng tỏ sự đa hệ sinh học toàn cầu càng lớn. Ví dụ như khi các mảng bị đứt vỡ thì cơ hội cho sự hình thành các tỉnh sẽ tăng và kết quả là sự đa hệ sinh học cũng tăng. Tình hình sẽ ngược lại khi các lục địa tiến sát lại với nhau. Như vậy là kiến tạo mảng đóng vai trò quan trọng trong sự phân bố sinh giới và sự tiến hoá của chúng.

Khí hậu thế giới là kết quả của sự tương tác phức tạp giữa gió và dòng đại dương. Các dòng đại dương lại chịu ảnh hưởng của số lượng, sự phân bố, hình thể và sự định hướng của các lục địa. Nhiệt độ là một trong các nhân tố lớn giới hạn sinh giới, vì thế các ranh giới tỉnh thường phản ánh các gờ chắn nhiệt độ. Nhiệt độ khí quyển và đại dương giảm dần từ xích đạo đến các cực do đó đa số các loài biểu lộ sự phân bố chặt chẽ. Sự phân bố khu hệ sinh vật này song song với xu hướng hoàn lưu khí quyển và đại dương

theo vĩ độ của thế giới. Vậy nên sự thay đổi khí hậu có tác động sâu sắc đối với sự phân bố và tiến hoá của sinh giới.

Sự phân bố của các lục địa và bồn đại dương không chỉ ảnh hưởng đến gió và dòng đại dương, mà còn tác động đến sự phân tỉnh bằng cách tạo nên các gờ chắn tự nhiên trở ngại hoặc vạch đường cho sự di cư sinh giới. Các núi lửa gian mảng, cung đảo, dãy núi ngầm giữa đại dương, các dãy núi và các đới hút chìm – tất cả đều từ kết quả của sự tương tác giữa các mảng; và sự định hướng, sự phân bố của chúng ảnh hưởng mạnh mẽ đến số lượng của các tỉnh và từ đó là toàn bộ sự đa hệ sinh học của hoàn cầu. Vậy là sự phân tỉnh và đa hệ sinh học sẽ cao nhất khi có rất nhiều vĩ mảng phân bố qua nhiều đới vĩ tuyến.

Khi một gờ chắn địa lý phân tách một khu hệ sinh vật đã một thời đồng dạng thì các loài có thể chịu sự phân dị. Nếu những điều kiện của một phía kia của gờ chắn khá khác biệt thì các loài phải thích ứng với điều kiện mới, hoặc phải di cư hoặc phải bị tiêu diệt. Do thích nghi với môi trường mới, các loài phải biến đổi đến mức các loài đó đã tiến hoá. Động vật không xương sống ở biển của hai phía đối diện eo đất Panama cho ta một ví dụ tốt về sự phân dị do hình thành gờ chắn địa lý. Trước khi xuất hiện sự nối liền Bắc và Nam Mỹ, quần xã động vật đáy biển nông đồng nhất. Sau khi xuất hiện eo đất Panama do sự hút chìm của mảng Thái Bình Dương (khoảng 5 triệu năm trước đây), thì quần xã nguyên thủy bị phân dị. Đáp ứng sự thay đổi môi trường, những loài mới đã xuất hiện ở hai phía đối diện của eo đất này.

b. Kiến tạo mảng và phân bố khoáng sản

Ngoài vai trò quan trọng đối với các vận động lớn của vỏ Trái Đất và ảnh hưởng đến sự phân bố và tiến hoá của sinh giới, chuyển động mảng cũng tác động đến sự phân bố tài nguyên thiên nhiên của Trái Đất. Do đó, các nhà địa chất đã sử dụng lý thuyết kiến tạo mảng trong tìm kiếm khoáng sản mới và giải thích về các khoáng sản đã biết.

Nhiều khoáng sản kim loại có liên quan với đá magma và liên hệ với hoạt động nhiệt dịch, vì thế sự liên quan chặt chẽ giữa ranh giới mảng và các khoáng sản quý giá này là điều không có gì ngạc nhiên.

Magma một phần sinh ra từ mảng bị hút chìm, nóng chảy rồi lại dâng lên bề mặt Trái Đất, khi bị nguội sẽ lắng đọng và tập trung nhiều quặng sulfur. Nhiều mỏ kim loại lớn của thế giới như thân quặng đồng porphyr ở Tây và Nam Mỹ lộ ra dọc các ranh giới mảng hội tụ cổ hoặc hiện tại.

Ranh giới các mảng phân kỳ cũng chứa nhiều tài nguyên có giá trị. Những chỗ thoát nhiệt dịch là nơi có sự tích đọng khoáng vật quặng đáng kể. Đảo Sip ở Địa Trung Hải rất giàu đồng và là nguồn cung cấp toàn bộ hoặc phần lớn nhu cầu của thế giới trong 3000 năm qua. Nhiều kim loại như đồng, vàng, chì, bạc, kẽm thường hình thành dạng sulfur ở Hồng Hải. Biển hẹp này đang được mở rộng do hệ quả của mảng phân kỳ và thể hiện ở giai đoạn sớm nhất trong sự trưởng thành của một bồn đại dương.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

- AUBOUIN J., 1967, Précis de Géologie, **Masson**, Paris.
- BARONNET A., 1988, Minéralogie, **Dunod**, Paris.
- BELLAIR P. & POMEROL Ch., 1982, Elément de Géologie, **Armand Colin**, Paris.
- BOILLOT G., 1996, La dynamique de la lithosphère, **Masson**, Paris.
- BONTÉ A., 1950, Introduction à la lecture des cartes géologiques, **Masson**, Paris.
- CONDIE K. C., 1988, Plate Tectonics and Crustal Evolution, 3rd Edition, **Oxford**, New York-Beijing-Frankfurt-Sao Paulo-Sydney-Tokyo-Toronto.
- DEBELMAS J. & MACLE J., 1991, Les grandes structures géologiques, **Masson**, Paris-Milan-Barcelone-Bonn.
- DERCOURT J. & PAQUET J., 1979, Géologie, Objets et Méthodes, **Dunod**, Université.
- ĐÀO ĐÌNH THỰC, HUỖNH TRUNG (Chủ biên), 1995, Địa chất Việt Nam, Tập II, Các thành tạo magma, **Cục Địa chất Việt Nam**, Hà Nội.
- EINSELE G., 1992, Sedimentary basins, Evolution, Facies and Sediment Budget, **Springer-Verlag**.
- FOUCAULT A., RAOULT J. F., 1988, Dictionnaire de Géologie, **Masson**, Paris-Milan-Barcelone-Mexico, 352 pgs.
- GORCHKOV G. & YAKOUCHOVA A., 1967, Géologie générale, **Ed. Mir**, Moscou.
- GRASS J. G., SMITH P. J., WILSON R. C. L., 1978, Vamos comprender a Terra, **Livraria Almedina**, Coimbra.
- KALEXNIK X. V., 1978, Những quy luật Địa lý chung của Trái Đất (Đào Trọng Năng dịch, Nguyễn Đức Chính hiệu đính), **Khoa học và Kỹ thuật**, Hà Nội.
- KEAREY P. & VINE F. J., 1990, Global tectonics, **Blackwell scientific** Publication, Oxford-London-Edinburg-Boston-Melbourne.
- KIẾN TẠO MẢNG (Tuyển tập), 1983, **NXB Khoa học và Kỹ thuật**, Hà Nội.
- LEINZ V., ESTAMISLAU DO AMARAL V., 1975, Geologia General, **Compahia Editora Nacional**, São Paulo. Brazil.
- LOUNSBURY J. F. & LAWRENCE O., 1973, Earth Science, **Harper & Row**, Pub. New York-Evanston-san Francisco-London.
- MERCIER J. & VERGELEY P., 1992, Tectonique, **Dunod**, Paris.

- MILOVSKY A.V. & KONONOV O.V., 1988, Mineralogy, Mir Publisher, Moscow.
- NGUYỄN KIM CƯỜNG, 1991, Địa chất Thủy văn, NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
- NGUYỄN VĂN CHIẾN, 1967, Địa chất Đại cương, ĐHTH Hà Nội (in roneo).
- NGUYỄN VĂN CHIẾN, TRINH ÍCH, PHAN TRƯỜNG THỊ, 1973, Thạch học, NXB Đại học và Trung học chuyên nghiệp.
- NGUYỄN XUÂN TÙNG, TRẦN VĂN TRỊ (Chủ biên), 1992, Thành hệ địa chất và địa động lực Việt Nam, NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
- PAULIC S., 1968, Cartographiie geologica, Ed. *Didactica si pedagogica*, Bucuresti.
- REMAINÉ J., 2001, Biểu Địa tầng quốc tế mới và thuyết minh kèm theo, **Địa chất A. 262/ 1-2/2001:32-42.**
- SARUGIN M. M., 1962, Địa chất Đại cương (2 tập), Trương Cam Bảo và Cao Liêm dịch, NXB Giáo dục.
- SITTER U. W., 1985, Structural Geology, New York - Toronto - London, McGraw Hill Company Inc.
- TẠ HOÀ PHƯƠNG, 1983, Trái Đất và sự sống, **Khoa học và Kỹ thuật**, Hà Nội.
- TABRUCK E. J. & LUTGENS F. K., 1997, Earth Science (Eight Edit.), Prentice-Hall, Inc.
- TỔNG DUY THANH, 1977, Địa sử (Lịch sử phát triển vỏ Trái Đất), NXB Đại học và THCN, Hà Nội.
- TỔNG DUY THANH, VŨ KHÚC, PHAN CỰ TIẾN, 1994, Quy phạm Địa tầng Việt Nam, **Cục Địa chất Việt Nam**, Hà Nội
- TRẦN VĂN TRỊ (Chủ biên), 1977, Địa chất Việt Nam (Phần Miền Bắc), NXB Khoa học và Kỹ thuật, Hà Nội.
- VŨ KHÚC & BÙI PHÚ MỸ (Chủ biên), 1989, Địa chất Việt Nam, Phần I, Địa tầng, **Tổng cục Mỏ-Địa chất**, Hà Nội.
- UNESCO, 2000, Explanatory note to the international stratigraphic chart (Introduction by J. Remane – Chairman of the International Commission on Stratigraphy), **Courtesy of the Division of Earth Sciences, UNESCO, Paris.**
- WICANDER R. J. & MONROE S., 1993, Historical Geology, **West Publishing Company**, Minneapolis, St New York, Los Angeles, San Francisco.
- АЖГИРЕЙ Г. Д., 1966, Структурная геология, Изд. МГУ.
- АРИСТОВ В., 1984, Методика геохимических поисков твёрдых полезных ископаемых, "Недра", Москва.
- АРИСТОВ В., РОКОВ А., 1996, Локальный прогноз и методика поисков основных промышленных типов месторождений твёрдых полезных ископаемых, МГУ, Москва.

- БЕТЕТИН А. Г., 1961, Курс Минералогии, Научно-Техническое Издат, Москва.
- ВАХРОМЕЕВ В., 1961, Месторождения полезных ископаемых, Геолтехиздат, Москва.
- ВОЛФСОН Ф., АРХАНГЕЛЬСКАЯ Н., 1987, Стратиформные месторождения цветных металлов, "Недра", Москва.
- ГЗОВСКИЙ И. В., 1975, Основы Тектонофизики, Изд. "Наука", Москва.
- ГОРШКОВ Г. П., ЯКУШОВА А. Ф., 1962, Общая Геология, Издательство МГУ, Москва.
- ИЗОХ Э. П., ЛЕ ДЫК АН, 1988, Геологическая позиция тектитов и их значение для четвертичной геологии и геоморфологии Вьетнама, "Наука", Новосибирск, Сборник Научных трудов.
- МИХАЙЛОВ А., 1973, Структурная геология и геологическое картирование, "Недра", Москва.
- СМИРНОВ В., 1969, Геология полезных ископаемых, "Недра", Москва.
- СМИРНОВ В., 1981, Геология полезных ископаемых, "Недра", Москва.
- ЧУКИН И. С. 1960, Общая Геоморфология, Издательство МГУ, Москва.

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

16 Hàng Chuối - Hai Bà Trưng - Hà Nội

Điện thoại: (04) 9724852; (04) 9724770. Fax: (04) 9714899

Chịu trách nhiệm xuất bản:

• *Giám đốc:* PHÙNG QUỐC BẢO
Tổng biên tập: NGUYỄN BÁ THÀNH

Chịu trách nhiệm nội dung:

Hội đồng nghiệm thu giáo trình
Trường Đại học Khoa học Tự nhiên - ĐHQGHN

Người nhận xét: GS. TS TÔ LINH
GS. TS TRẦN NGHI

Biên tập: NHƯ QUỲNH
NGỌC QUYÊN
QUỐC THẮNG

Biên tập tái bản: NGUYỄN THẾ HIỆN

Trình bày bìa: NGỌC ANH

GIÁO TRÌNH ĐỊA CHẤT CƠ SỞ

Mã số: 1K - 02 ĐH2008

In 1000 cuốn, khổ 19 x 27 cm tại Nhà in Đại học Quốc gia Hà Nội

Số xuất bản: 106 - 2008/CXB/160 - 14/ĐHQGHN, ngày 23/1/2008

Quyết định xuất bản số: 02 KH/XB

In xong và nộp lưu chiểu quý I năm 2008.