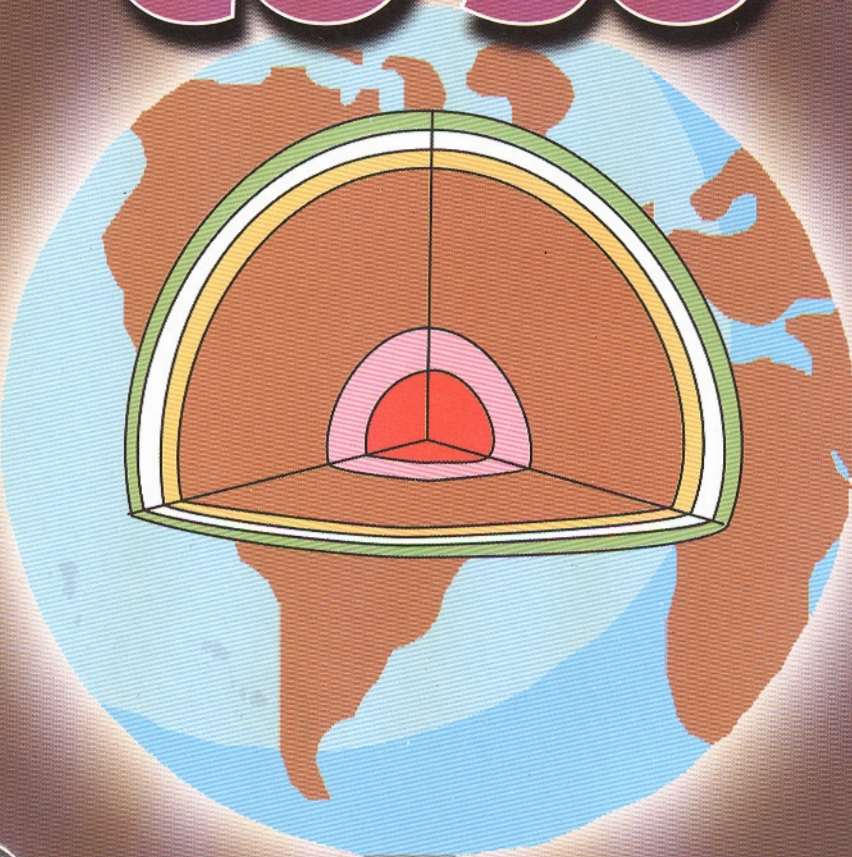


TỔNG DUY THANH (Chủ biên)

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 Duy 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 lội 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

nhiên 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.

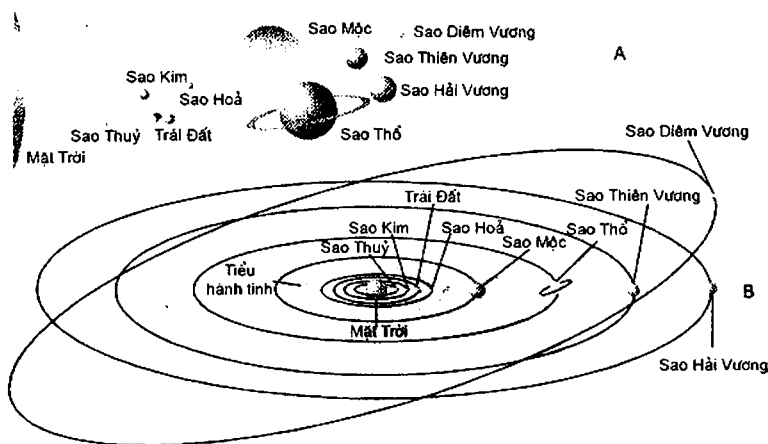
Trong hệ Mặt Trời (Hình 1.1, Bảng 1.1) có tất cả 9 hành tinh quay xung quanh Mặt Trời và 64 vệ tinh, nhiều tiểu hành tinh, thiên thạch và Sao Chổi. Nói chung, quỹ đạo của các hành tinh nằm trên cùng một mặt phẳng của xích đạo Mặt Trời và gần như tròn xoay. Hướng xoay của các hành tinh xung quanh Mặt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



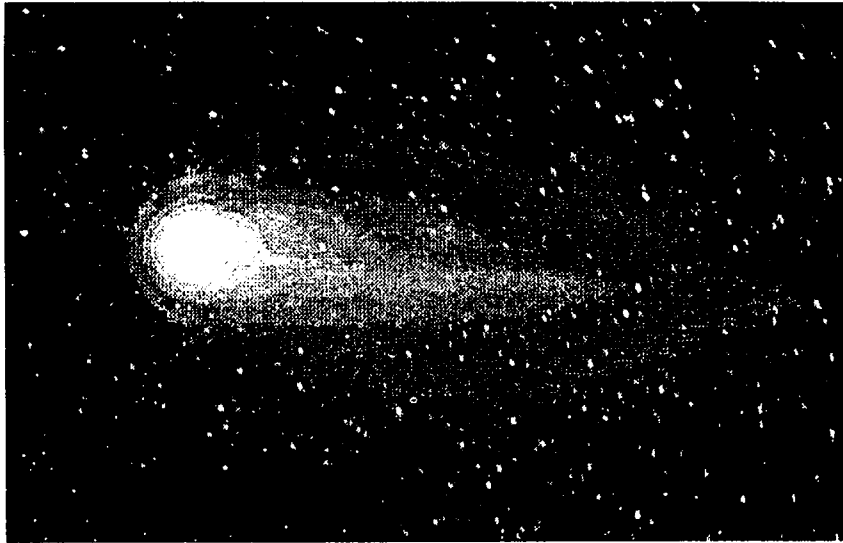
Hình 1.1. Sơ đồ hệ Mặt Trời

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 Hỏa và Sao Mộc có khoảng vài nghìn tiểu hành tinh. Chúng có kích thước không lớn, chỉ độ vài kilomet, tiểu hành tinh lớn nhất (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 rã khác nhau, ví dụ U^{238} có chu kỳ bán rã 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, thủy 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.

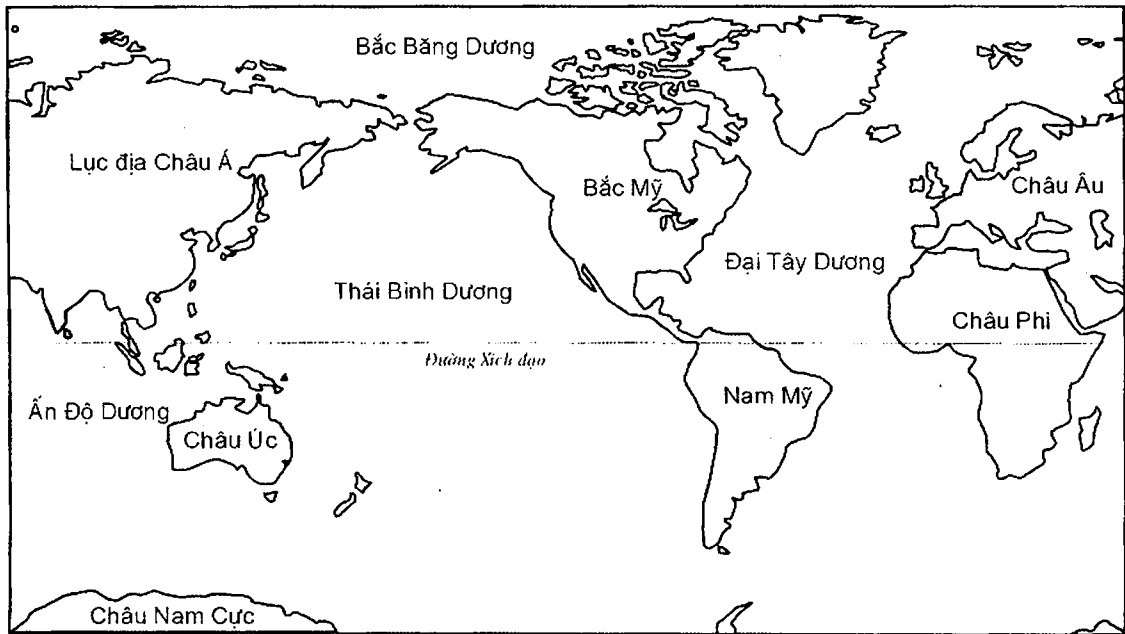
Đại dương thế giới có diện tích lớn và phân bố liên tục, phân cách giữa các đại lục và có hình dáng khác nhau. Sự phân chia các đại dương có tên riêng chỉ mang tính ước lệ, còn các lục địa mang tính thực thể tự nhiên (Hình 1.3).

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.



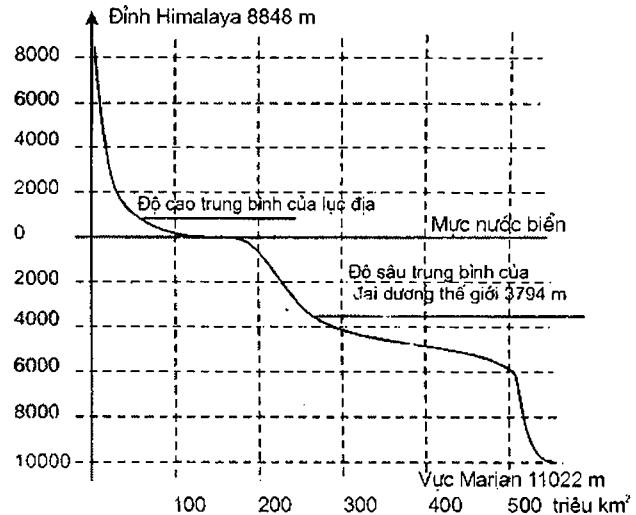
Hình 1.3. Phân bố lục địa và đại dương trên Trái Đất

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)

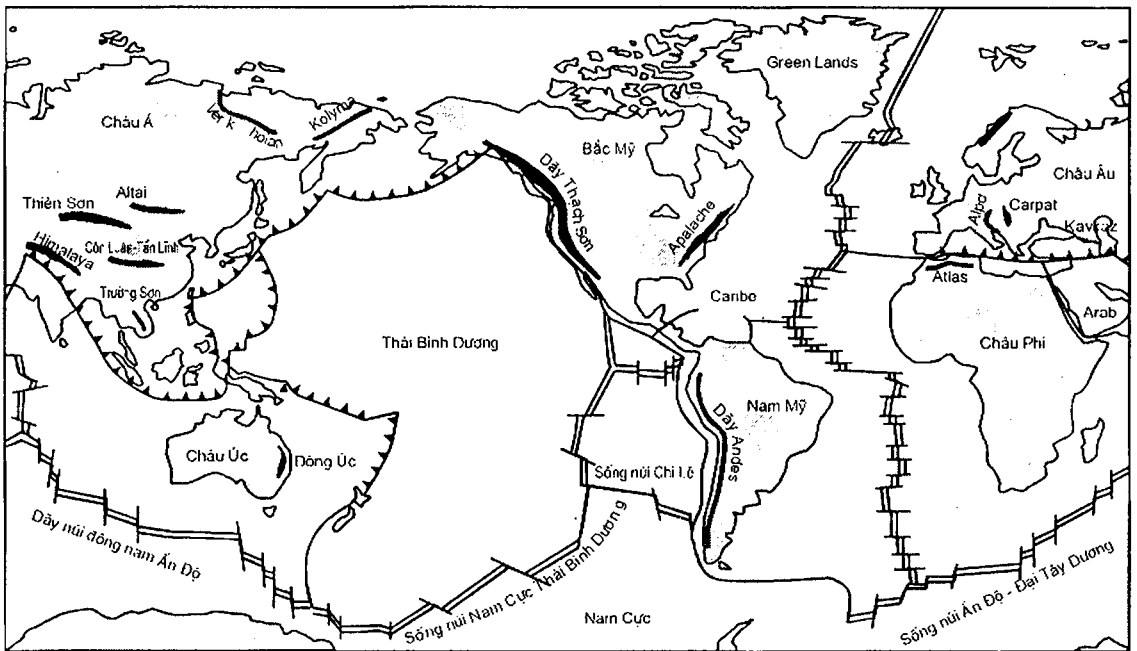
chỉ không quá 5 triệu km² nghĩa là chiếm chưa đầy 1% tổng diện tích bề mặt Trái Đất.

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 $2,8\text{g/cm}^3$. 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).

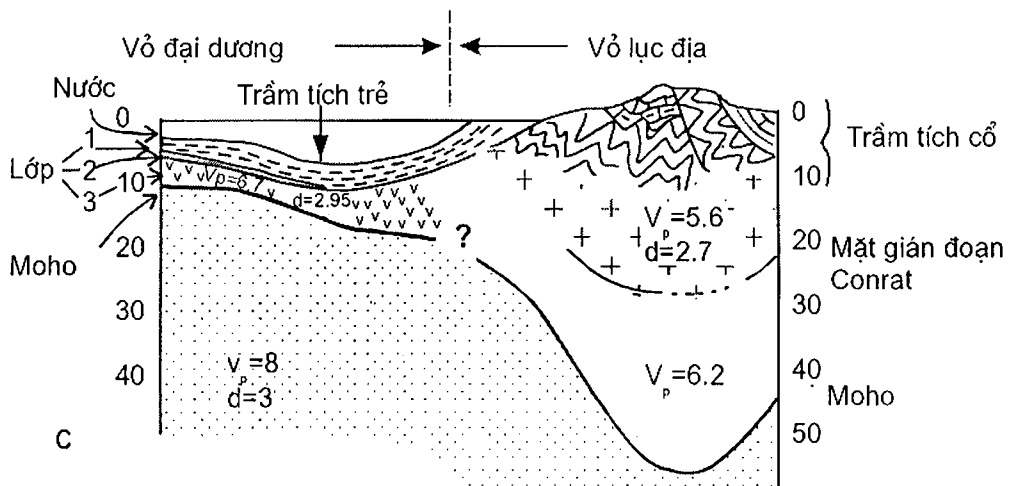
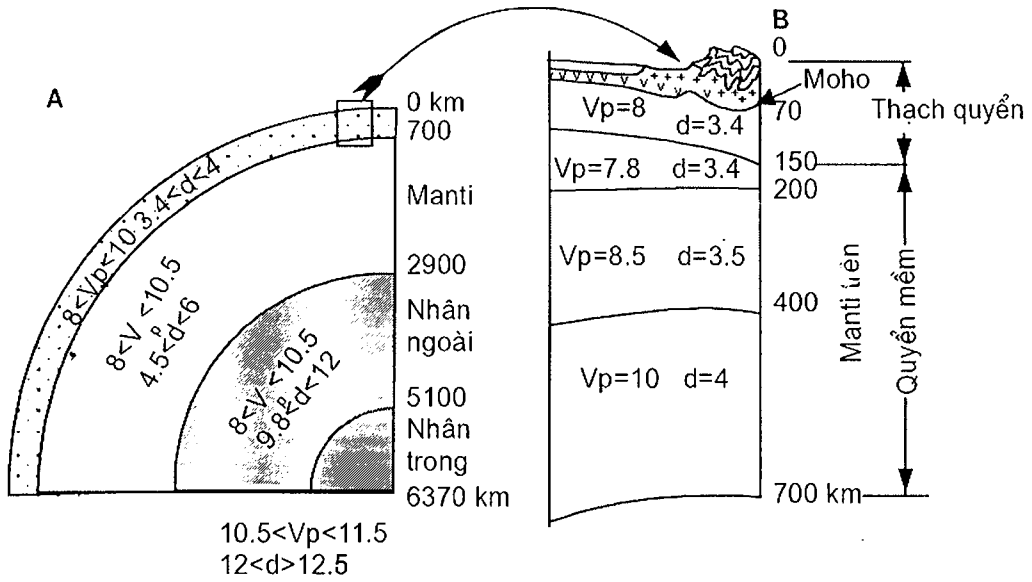
Thạch quyển. Ngày nay phần lớn các nhà địa chất coi thạch quyển gồm cả vỏ (như vừa nói trên) và một phần của manti trên còn manti là lớp đệm giữa vỏ Trái Đất và nhân Trái Đất (Hình 1.6).

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 nhân trong từ độ sâu 2900km đến độ sâu 5100 - 5120km. Theo tài liệu nghiên cứu địa chấn, nhân 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 nhân 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 nhân 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.

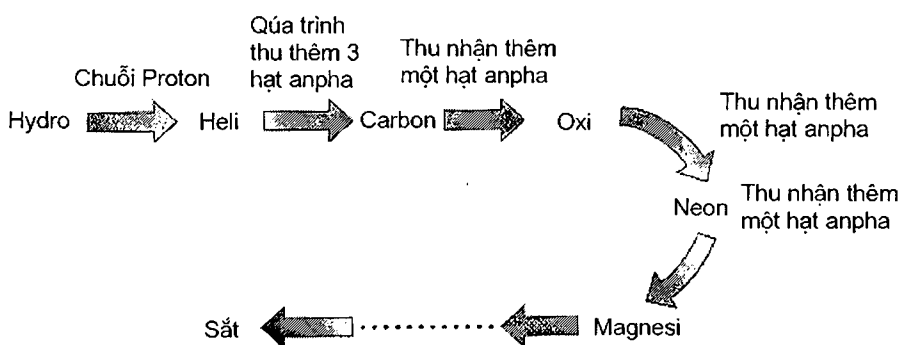
xuống 3000 K và khi đó electron kết hợp với các hạt nhân được thành tạo trước đó để hình thành các nguyên tử hoàn chỉnh của hydro và heli. Vào thời điểm này *photon* (hạt năng lượng của ánh sáng) tách khỏi vật chất và vũ trụ trở thành trong suốt, và đó là sự bùng nổ ánh sáng đầu tiên.

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

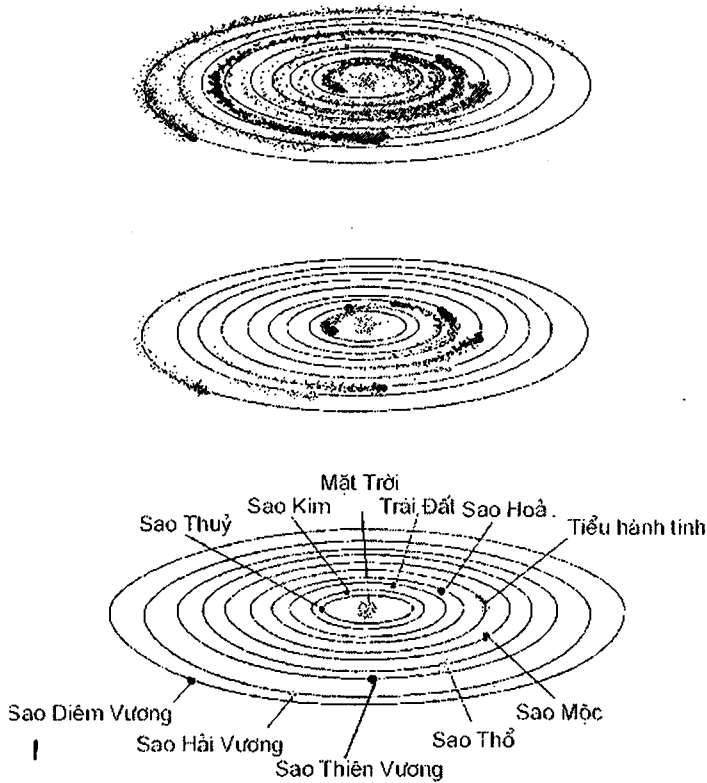
Nhà khoa học và triết học Pháp R. Descartes là người đầu tiên đề xuất (1644) giả thuyết tiến hoá về nguồn gốc hệ Mặt Trời. Ông cho rằng hệ Mặt Trời được hình thành từ khối chất lỏng vũ trụ xoay tít. Từ khối xoáy lốc này những khối nhỏ tạo thành các hành tinh và vệ tinh. Mặc dù R. Descartes không nêu 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)

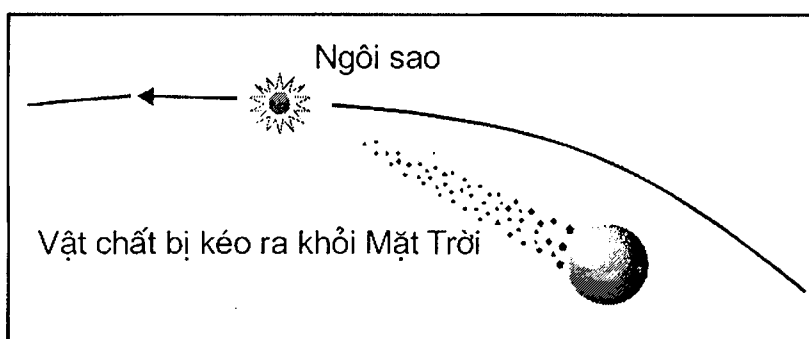
Các giả thuyết ngẫu biến

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 sót 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.

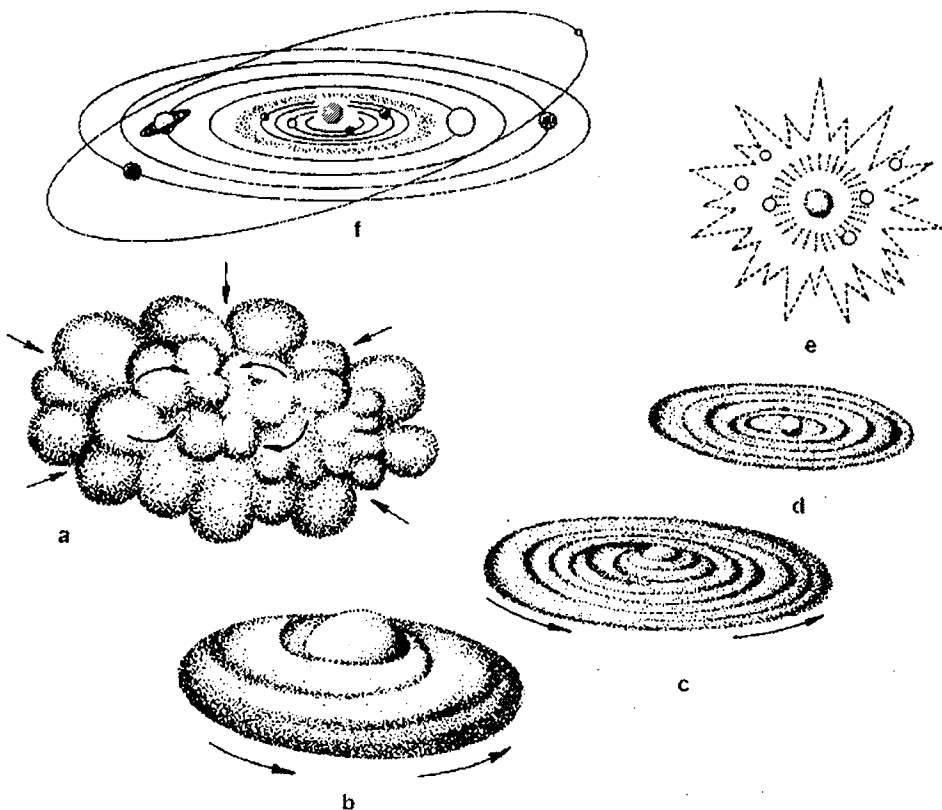
Một nhà khoa học khác của Nga là V. G. Fesekov (1889 - 1972) đã đưa ra luận điểm mới, bổ sung cho giả thuyết của Otto Smith. Fesekov cho rằng Mặt Trời và các hành tinh của nó đã sinh ra đồng thời từ đám mây bụi thiên thạch. Lúc đầu chưa có sự cách biệt Mặt Trời và các hành tinh, sau đó theo quy luật 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.

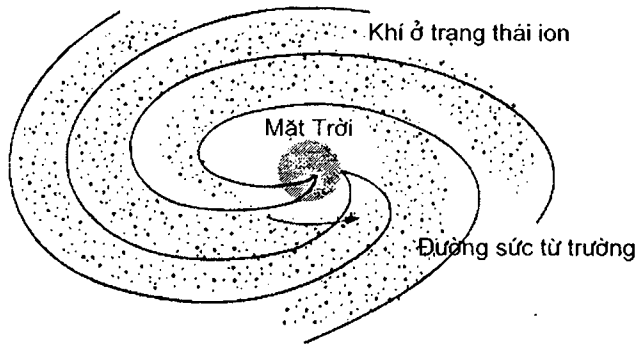
Khi sự đông kết diễn ra thì các hạt khí, chất lỏng và chất rắn bắt đầu bồi tụ vào các khối cực lớn. Các khối này trở thành nguyên hành tinh và tiếp tục bồi tụ lên thể hành tinh thực sự với thành phần tùy thuộc vào khoảng cách của chúng từ Mặt Trời. Thí dụ, các "hành tinh Đất" được cấu thành từ đá và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

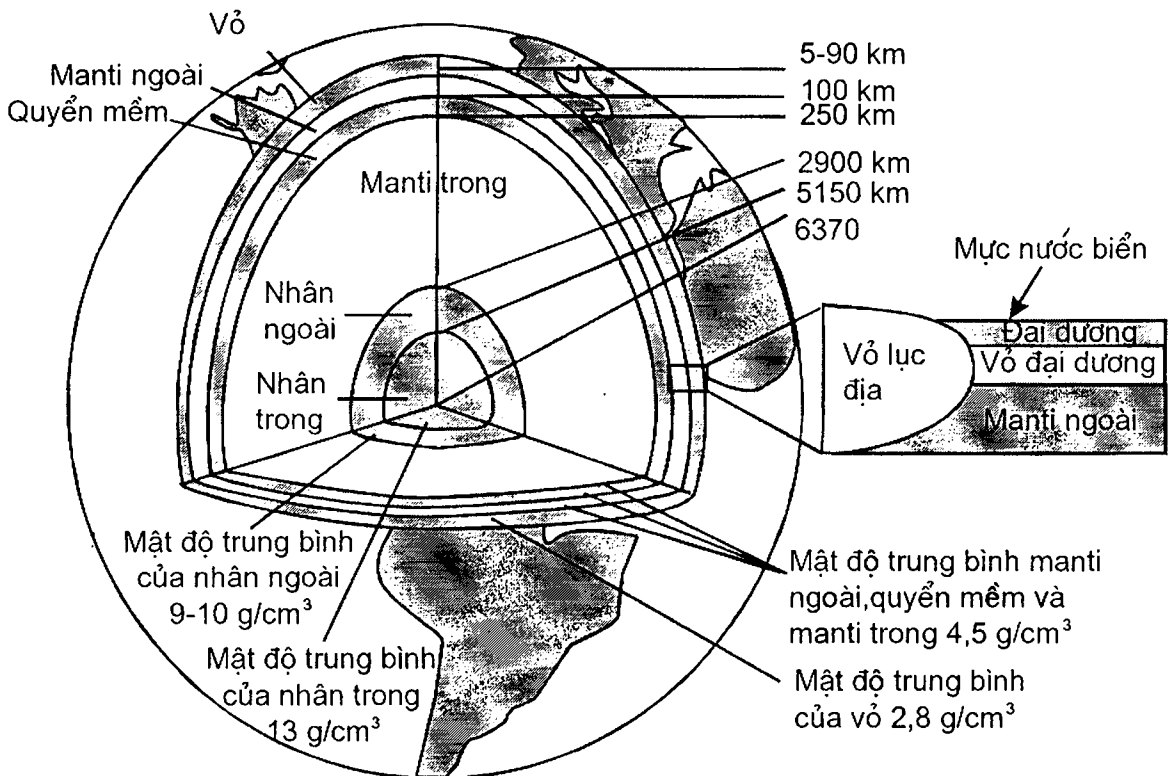


Hình 1.11. Nguyên nhân sự quay chậm của Mặt Trời

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

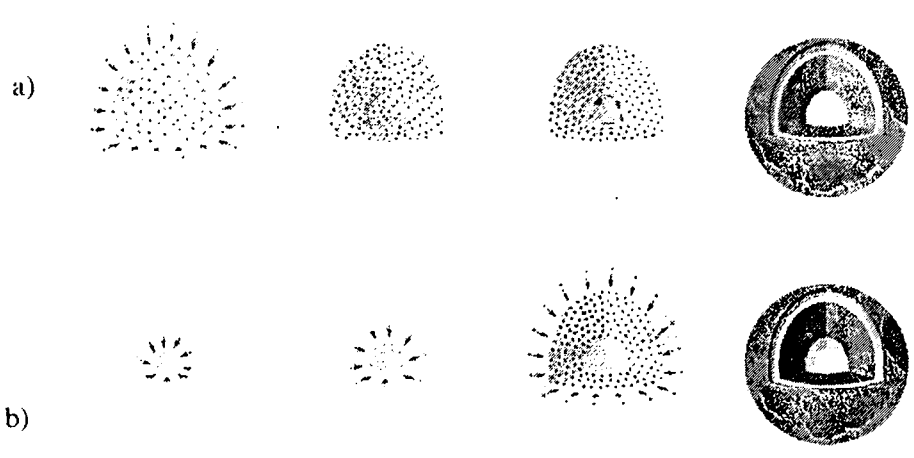
Vỏ Trái Đất phân thành vỏ lục địa (20 - 90km) và vỏ đại dương (5 - 10km)
(R. Wicander & J. S. Monroe, 1993)

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.

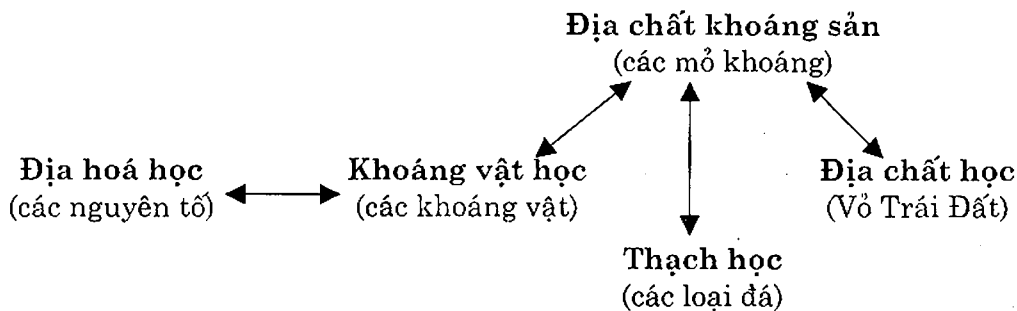
- Việc đánh giá ý nghĩa công nghiệp của một mỏ khoáng liên quan đến việc thẩm định hàm lượng các nguyên tố có ích, các khoáng vật có giá trị.

- 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.

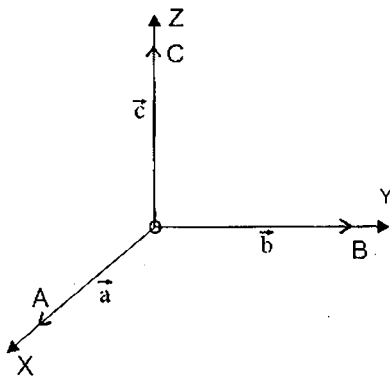
2.2. KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ TINH THỂ HỌC

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.

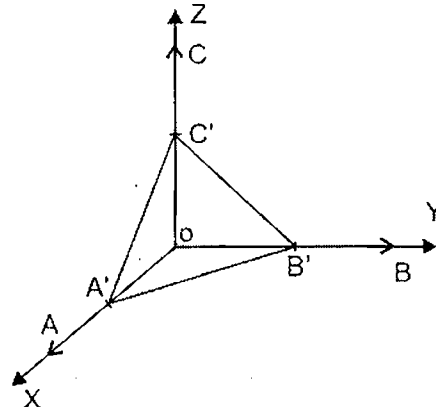
Sự sắp xếp ba chiều tuần hoàn của các nguyên tử, các ion và các tập hợp phức tạp hơn có thể coi như sự trùng hợp của một mẫu hình* đặc biệt theo ba chiều không gian.

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).



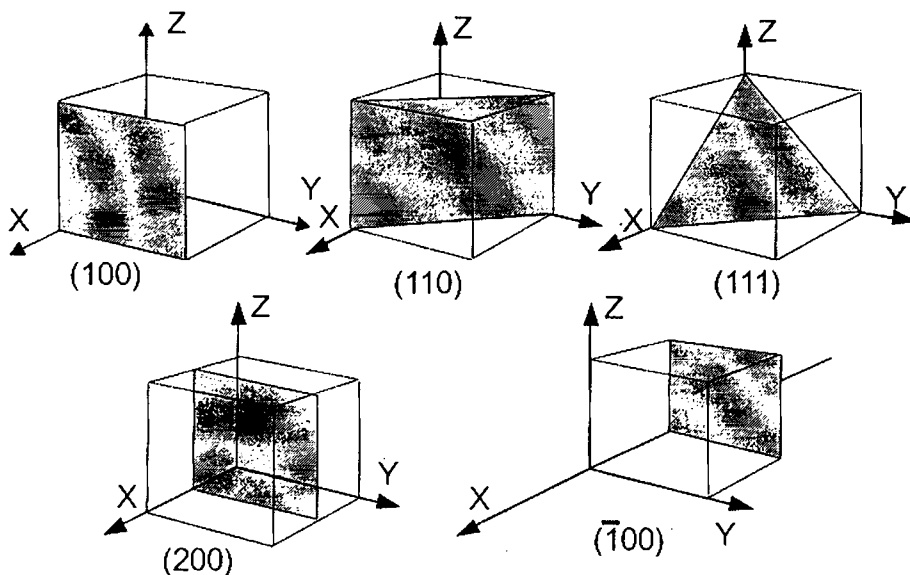
Hình 2.1. Hệ trục tọa độ trong tinh thể



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}.

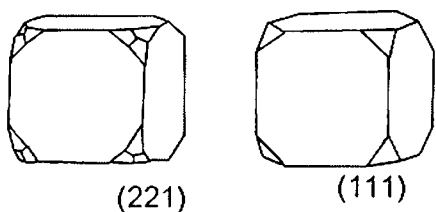
* Mẫu hình (motif) gồm một hay nhiều nguyên tử phân bố theo một trật tự nhất định; mẫu hình thường tương ứng với một ô mạng (xem mục 2.2.1 và 2.2.2).



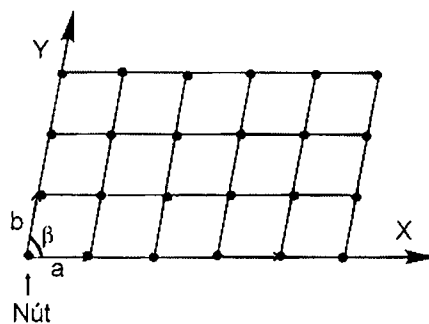
Hình 2.3. Ký hiệu của các mặt thuộc một hình lập phương

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



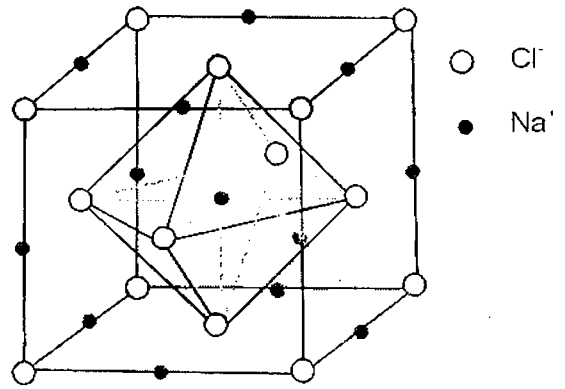
Hình 2.5. Mặt mạng xy, được xác định bằng các bước tịnh tiến a, b và góc β .

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.

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.

- **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

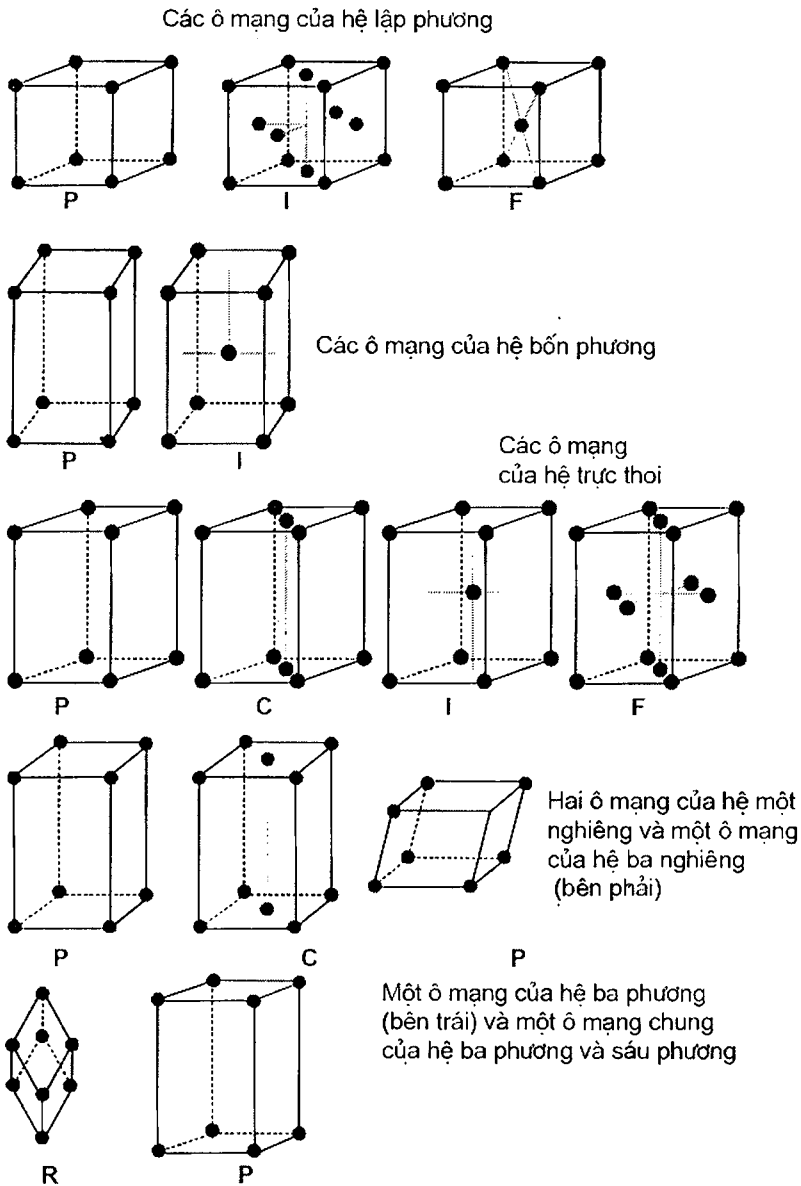
¹ Ba vectơ a, b, c còn gọi là ba bước tịnh tiến của các trục tọa độ.

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).

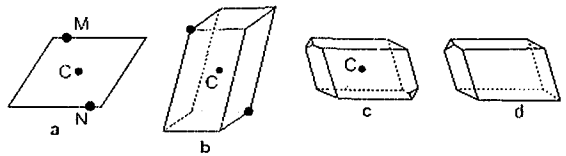


Hình 2.7. Mười bốn ô mạng Bravais

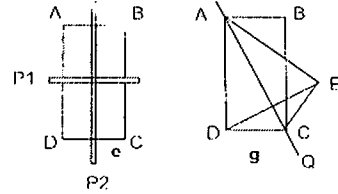
Trục đối xứng L_n (với n là một số nguyên) hay trục xoay (Hình 2.9) là một đường thẳng khi quay quanh nó các phần bằng nhau của hình được lặp lại một cách đều đặn. Khi quay hình quanh trục đủ một vòng (360°) bao giờ hình cũng chiếm những vị trí tương tự vị trí đầu tiên một số nguyên n lần; n được gọi 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.

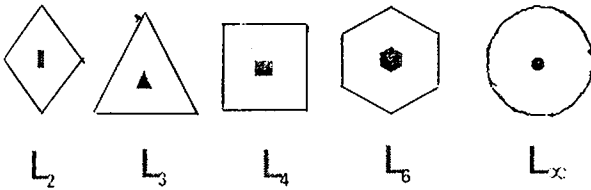


Một số hình có tâm đối xứng (a, b, c) và không có tâm đối xứng (d)



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. Bảng 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

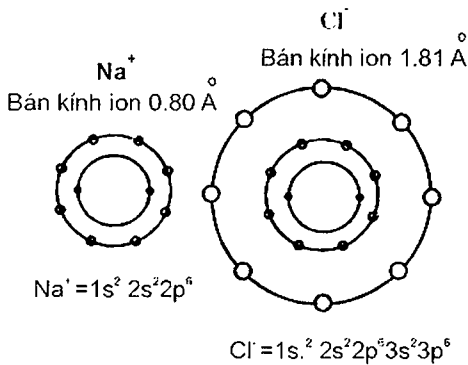
ĐỌC THÊM

2.2.3. Các dạng liên kết trong tinh thể

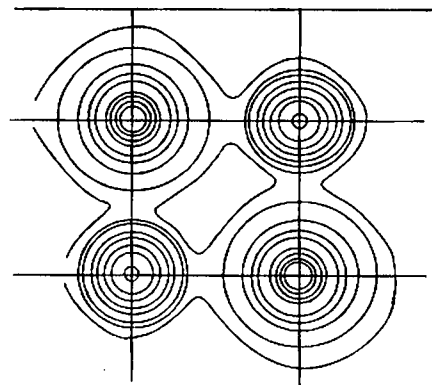
Vật rắn kết tinh theo các mẫu hình lặp lại trong không gian; mẫu hình này lại từ những ion, nguyên tử hay phân tử kết tụ lại bằng mối liên kết các loại mạnh yếu khác nhau. Trong thể vô định hình, các lập hợp nguyên tử không phân bố tuần hoàn như thế.

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). Si 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.

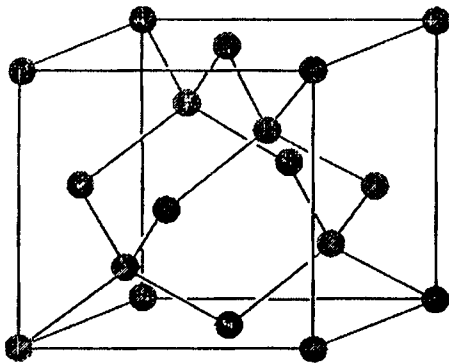
- **Tinh thể với dạng liên kết Van der Waals** (Hình 2.14a). Lấy ví dụ tinh thể argon (trong suốt và nóng chảy ở 84°K) là tinh thể đơn giản nhất, có lớp ngoài cùng đầy đủ điện tử, các nguyên tử này xếp chặt theo luật xếp cầu lập phương để tạo thành tinh thể. Mỗi liên kết này rất yếu và do các lực Van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



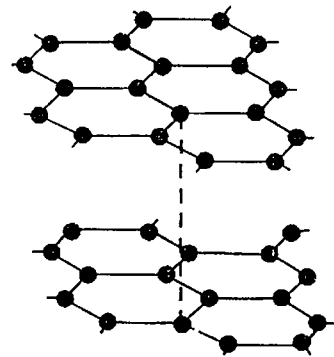
Hình 2.10. Cấu hình điện tử của ion Na^+ và Cl^-



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.

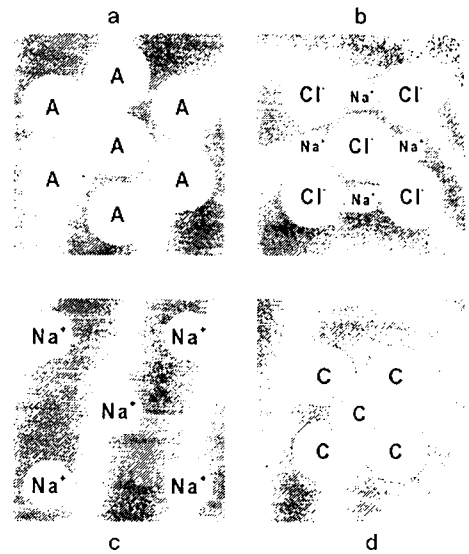
- Tinh thể với dạng liên kết kim loại (Hình 2.14c).

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.

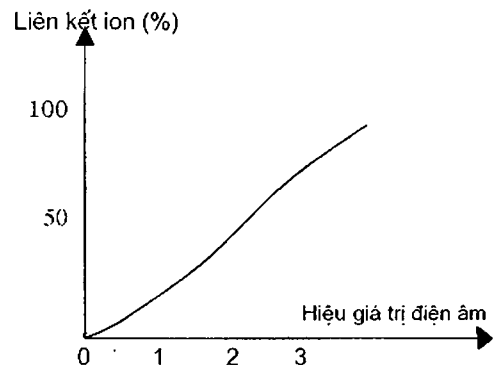


Hình 2.14. Các liên kết trong tinh thể:

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⁻,

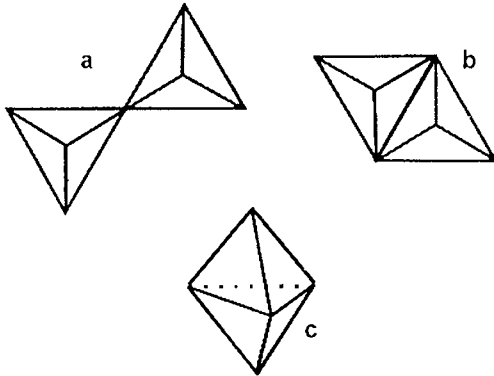
- Một tứ diện, khi ba anion nằm cùng mặt phẳng, anion thứ tư ở ngoài mặt phẳng; ví dụ [SiO₄]⁴⁻

- 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^- .

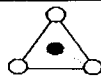
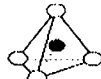
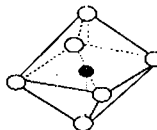
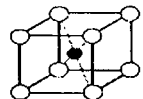
Trong một đa diện phối trí, khoảng ngắn nhất phân cách nhân anion với nhân cation bằng tổng bán kính các ion. Người ta ngầm hiểu ion có dạng cầu.

- **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 kế 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 chân 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 hổ 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 chứng 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: $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	1	2,4	bút chì	1
Thạch cao: $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	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: $K[Si_3AlO_8]$	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_2O_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 graphit 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 wolframat</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 sẫm, 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 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.

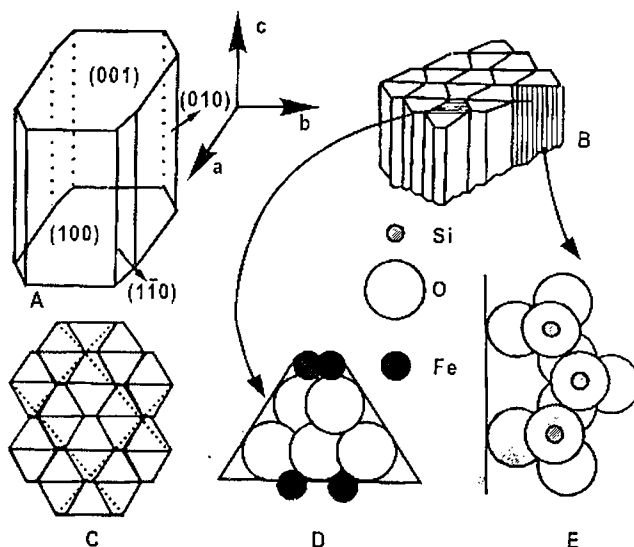
Thông thường, trong cấu trúc ấy, có sự *thay thế một Si bằng một Al* trong tứ diện.

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.



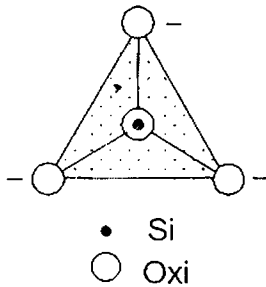
Hình 2.18. Hình dạng và cấu trúc của pyroxen $Fe[SiO_3]$

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.

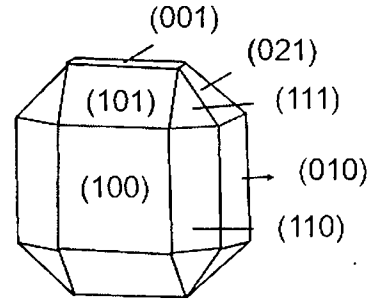
- **Silicat đảo** (Hình 2.19). Bốn hóa trị dư sẽ được trung hòa, hoặc bằng một cation hóa trị bốn (ví dụ: zircon $Zr[SiO_4]$ hoặc bằng hai cation (ví dụ: forsterit $Mg_2[SiO_4]$ hay fayalit $Fe_2[SiO_4]$). Hai khoáng vật này là thành viên đầu và cuối của một dãy đồng hình mang tên olivin (hay peridot).

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 $CaAl_2[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$.



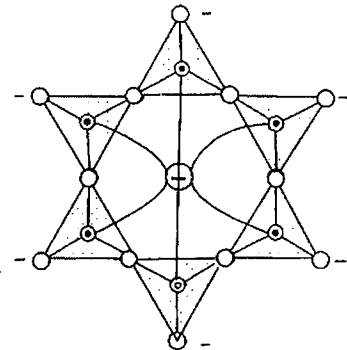
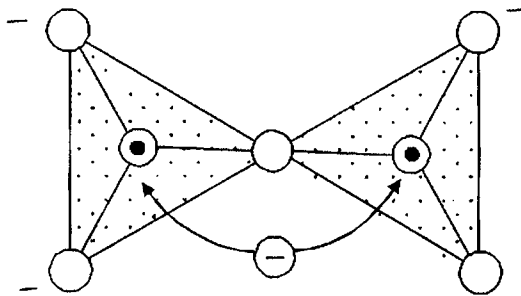
Hình 2.19. Tứ diện đơn $[SiO_4]^{4-}$



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.

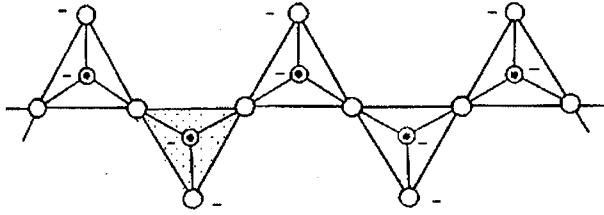
- *Silicat đảo vòng*. Ba, bốn hoặc sáu tứ diện có thể kết lại thành vòng khép kín. Trong trường hợp vòng sáu (Hình 2.22), mỗi tứ diện liên quan với tứ diện bên cạnh qua một oxy phối trí. Vậy là có 6 oxy phối trí, còn 12 oxy khác thì mỗi oxy có một hóa trị tự do. Công thức chung của tập hợp này là $[Si_6O_{18}]^{12-}$. 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.



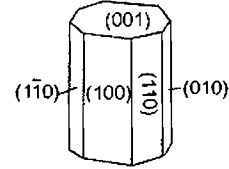
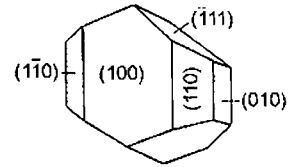
Hình 2.21. Ghép đôi tứ diện $[SiO_4]^{4-}$: $[Si_2O_7]^{6-}$ Hình 2.22. Sáu tứ diện $[SiO_4]^{4-}$ ghép thành vòng $[Si_6O_{18}]^{12-}$

- *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 $[\text{SiO}_4]^{4-}$: $[\text{SiO}_3]_n^{2n-}$



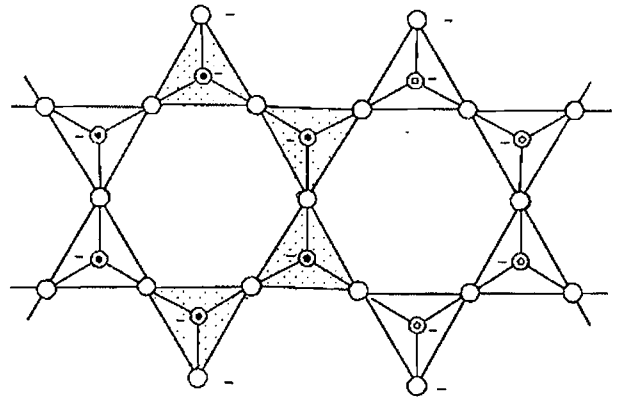
Hình 2.24. Pyroxen

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: $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$.

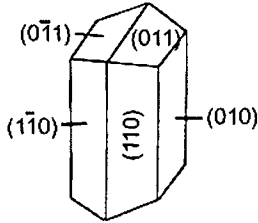
Một gốc $[\text{OH}]^-$ nằm vào tâm hình lục giác do các tứ diện tạo thành, làm tăng hóa trị của đơn vị cơ sở, ta có: $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}[\text{OH}]^-$ hay là $[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})]^{7-}$. ứng với công thức này là amphibol – khoáng vật của đá kết tinh, như antophylit $\text{Mg}_7[(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})]_2$, tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})]_2$.



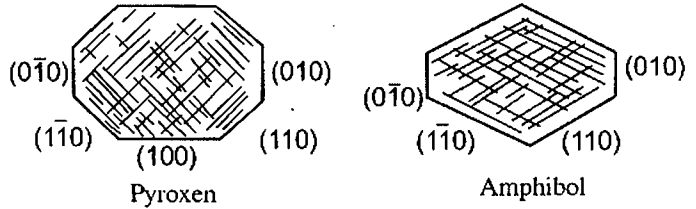
Hình 2.25. Hai chuỗi kết hợp $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$

Tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[(\text{Si}_4\text{O}_{11})(\text{OH})]_2$ - 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.



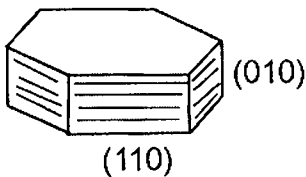
Hình 2.26. Hornblend



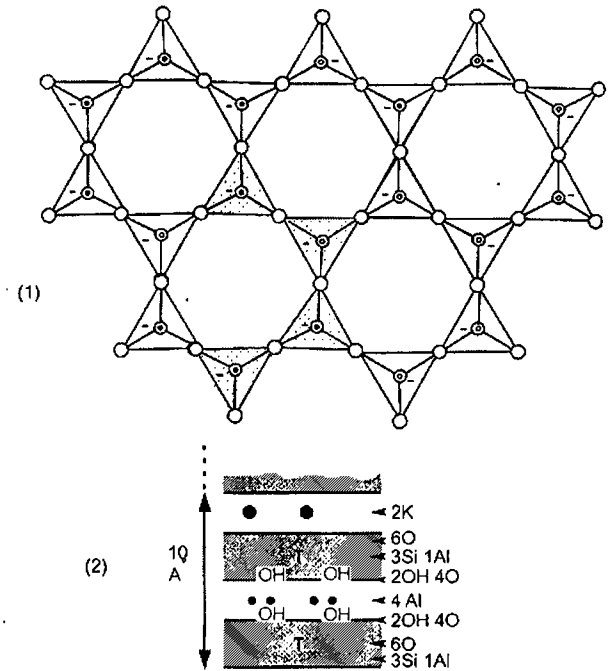
Hình 2.27. Lát cắt của pyroxen và amphibol

- *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 $[\text{OH}]^-$ 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 $\text{K}_{0,5}\text{Al}_2[\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

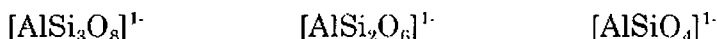
Talc $\text{Mg}_3[(\text{Si}_4\text{O}_{10})](\text{OH})_2$ – Hệ một nghiêng. Dạng quen: vảy hay tấm. Cát khai: Rất hoàn toàn theo $\{001\}$ thành dạng lá mỏng. Độ cứng: 1. Màu sắc: xám hay xanh lục nhạt. Khoáng vật của đá biến chất giàu Mg.

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.

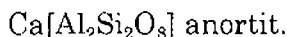
Thạch anh (SiO_2) – hệ ba phương (Hình 2.30). Dạng quen: tinh thể dạng lăng trụ, hai đầu tháp tạo bởi hai hình mặt thoi, cái này xoay 60° so với cái kia quanh trục chính của tinh thể. Cát khai: không, vết vỡ dạng vỏ sò. Độ cứng: 7. Tỷ trọng: 2,65. Màu sắc: không màu, trong, trong mờ (màu sữa), xám (màu 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.

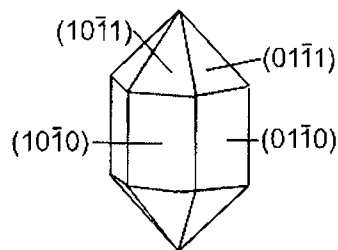
- Felspat: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ albit; $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ orthoclas

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.



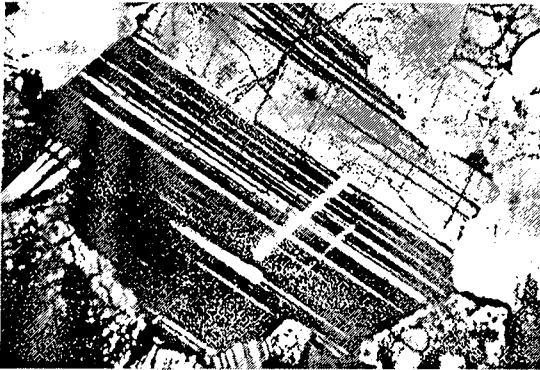
- Felspatit: $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ nephelin; $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ leucit

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

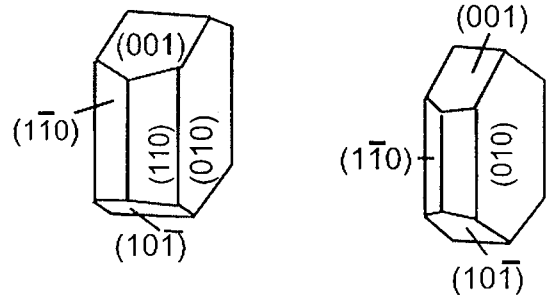


Hình 2.30. Tinh thể thạch anh

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.

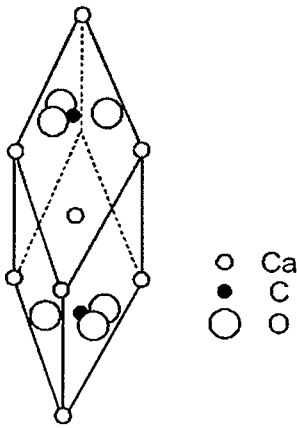
2.4.6. Lớp carbonat

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:

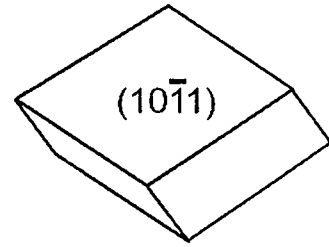
Ion	Mg	Zn	Fe	Mn	Ca	Sr	Pb	Ba
Bán kính	0,65	0,74	0,76	0,80	0,94	1,13	1,20	1,35

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 .

$$P + F = c + 2$$

$$1 + F = 1 + 2$$

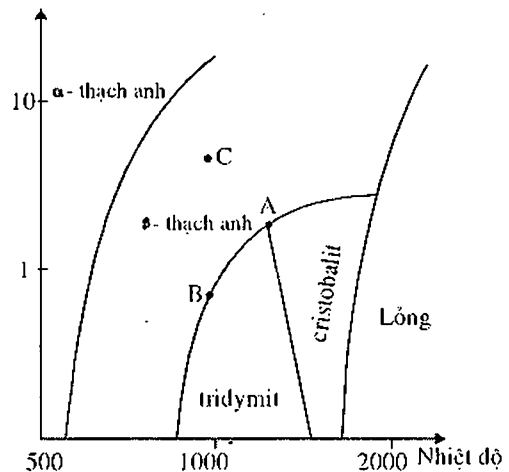
$$F = 2$$

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)

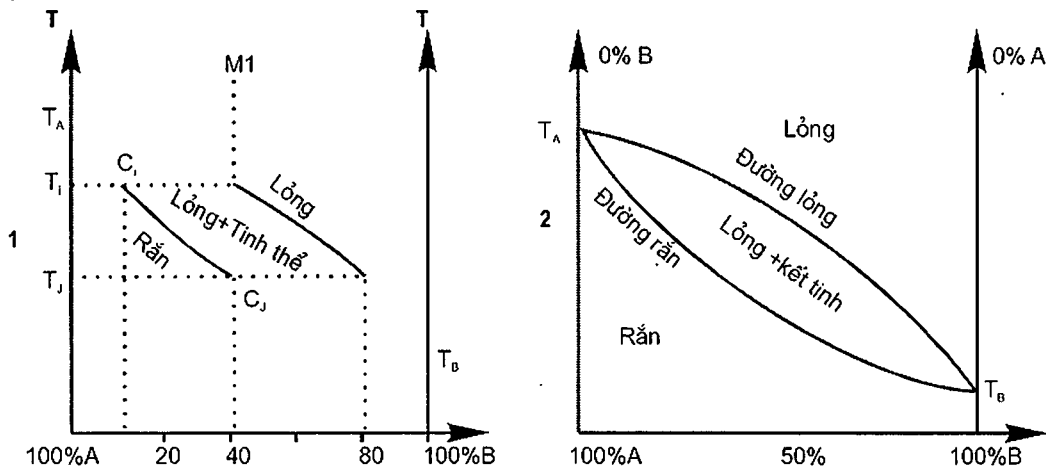
tạo nên các khoáng vật này. Một khoáng vật là một pha và một loại đá là một tập hợp khoáng vật, một hệ.
Thí dụ :

- 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.

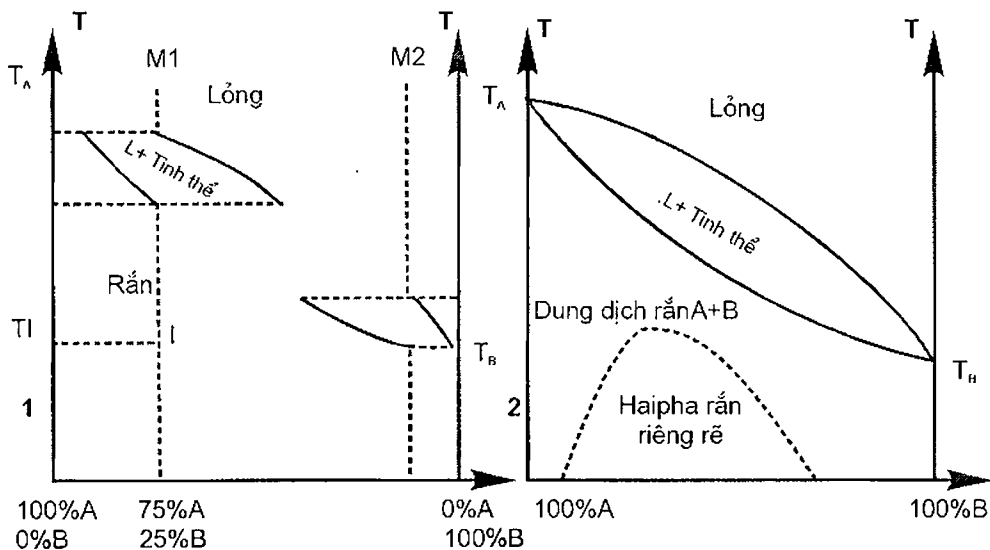
Chỉ trong trường hợp quá trình hạ nhiệt độ từ T_1 đến T_j xảy ra hết sức chậm thì hệ mới đủ thời gian chuyển từ vị trí cân bằng này sang vị trí cân bằng khác. Khi đó các tinh thể đã kết tinh trước mới kịp khuếch tán các phân tử A, để trở thành các tinh thể có hàm lượng A thích hợp với điều kiện nhiệt 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).

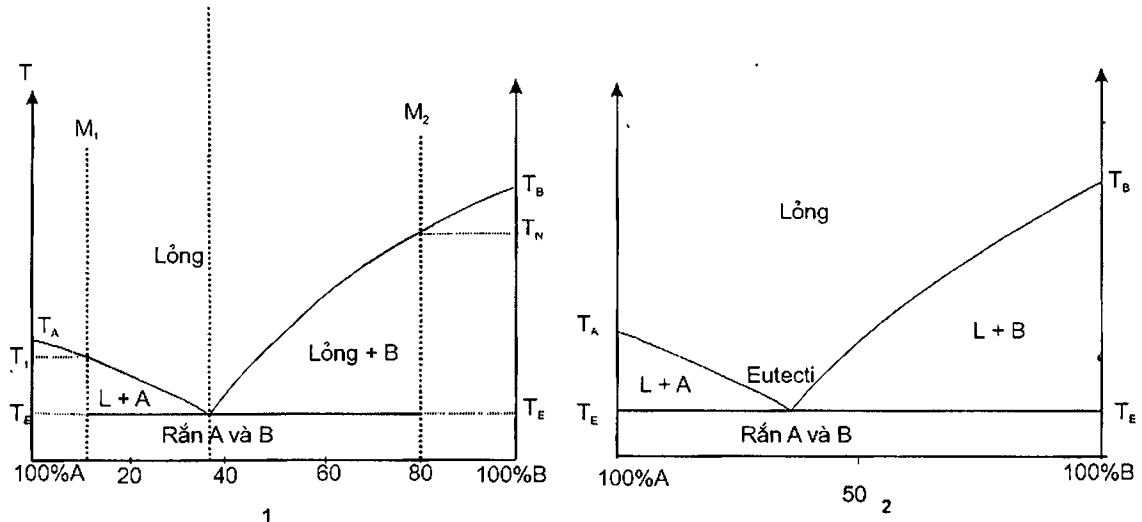
Quy tắc pha cho thấy tại sao nhiệt độ luôn không đổi cho đến khi chất lỏng kết tinh hết. Thật vậy, do áp suất cố định quy tắc pha viết thành:

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

(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

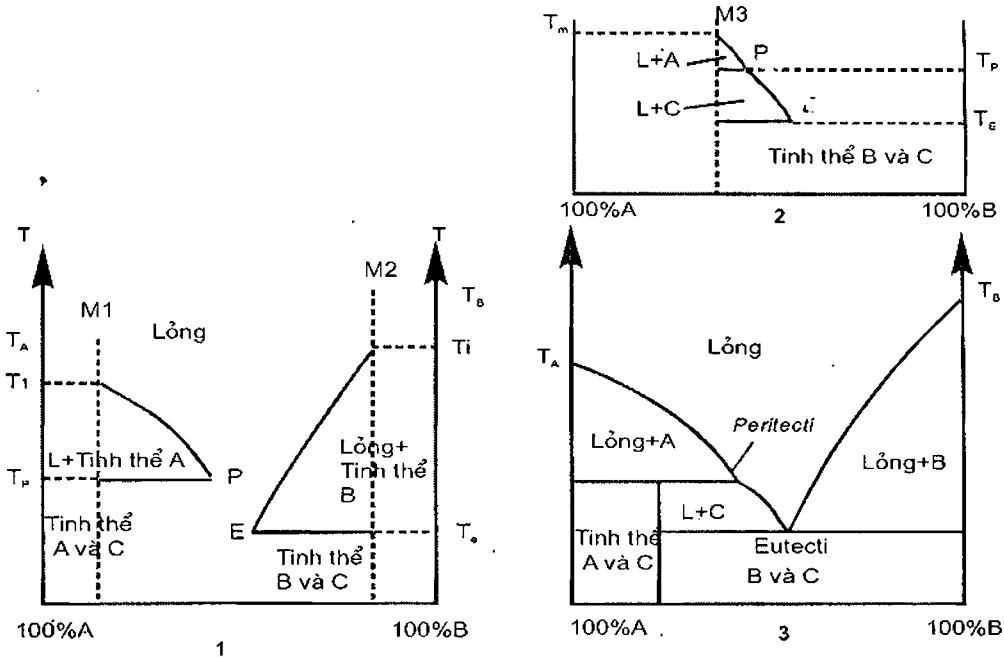
Hai khoáng vật nóng chảy khi kết tinh sinh ra khoáng vật trung gian (Hình 2.38).

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_1 ($T_1 < T_B$) 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 eutecti. 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 eutecti*. Toàn bộ bề mặt với ba đường cotecti và giếng eutecti 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

- 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.

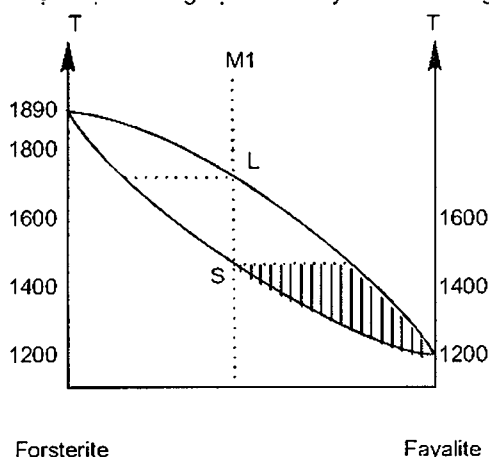
Các kết quả nghiên cứu về sự phát sinh các đá đã chứng minh rằng hai loại ấy thực sự có xảy ra trong tự nhiên và chúng còn giao hòa với nhau.

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

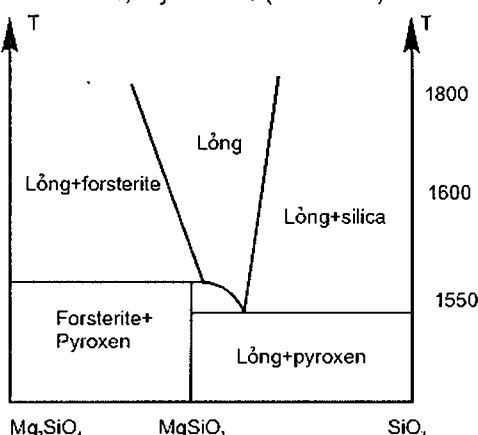
- Tập tính của olivin

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:

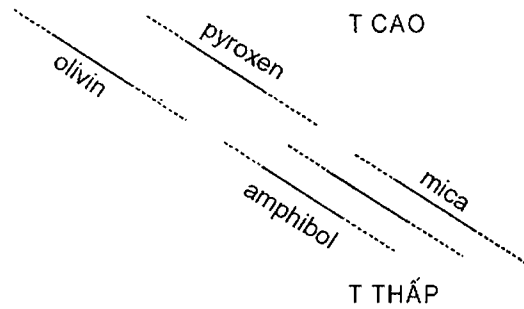
a/ Nếu hạ nhiệt độ chậm, tinh thể kết tinh sớm sẽ phản ứng hoàn toàn với thể lỏng bao quanh và đối với hỗn hợp 55% An và 45% Ab, một plagioclas duy nhất thu được là labrador: An 55. Trong điều kiện động học này, với cùng tỷ lệ Ab/An, nếu môi trường có những nguyên tố cho phép amphibol phát sinh, thì 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.

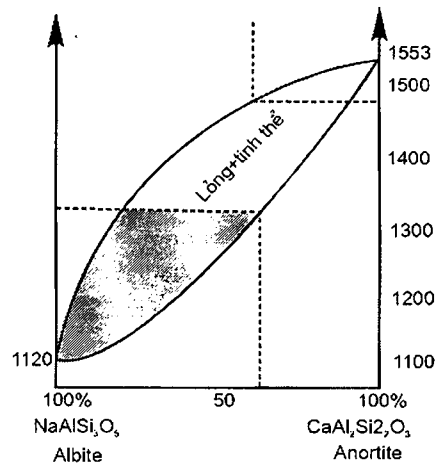
Loạt phản ứng của plagioclas là loạt liên tục. Gọi là loạt, vì giữa khoáng vật sinh ra đầu tiên và khoáng vật sinh ra sau chót có sự chuyển hóa tuần tự. Loạt được coi là liên tục, do các khoáng vật của dãy đều có chung một kiểu sắp xếp nguyên tử.

- **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.



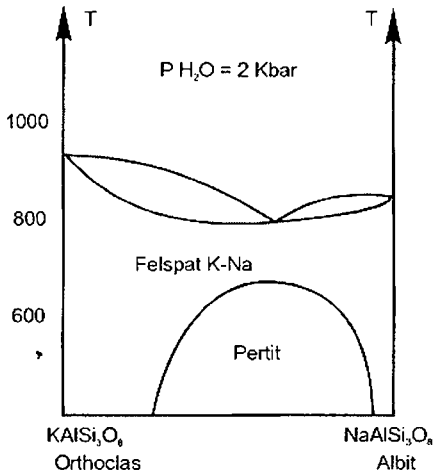
Hình 2.44. Loạt phản ứng gián đoạn của khoáng vật fema



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

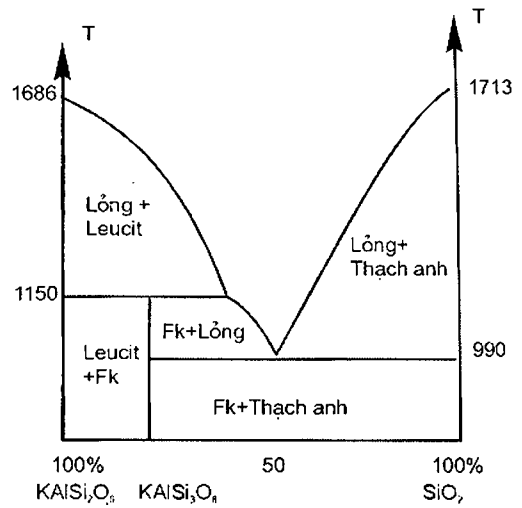
Màu xám: Tinh thể plagioclas giàu anortit được tách ngay, khi vừa xuất hiện trong môi trường (Bowen N.L. 1913)

- **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)



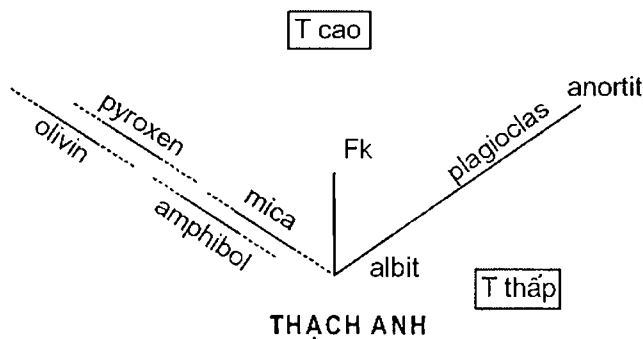
Hình 2.47. Giản đồ kết tinh của thể lỏng trong hệ $\text{KAlSi}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2$. (Fk: felspat kali) (Schairer J.K. & Bowen N.L. 1947)

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.

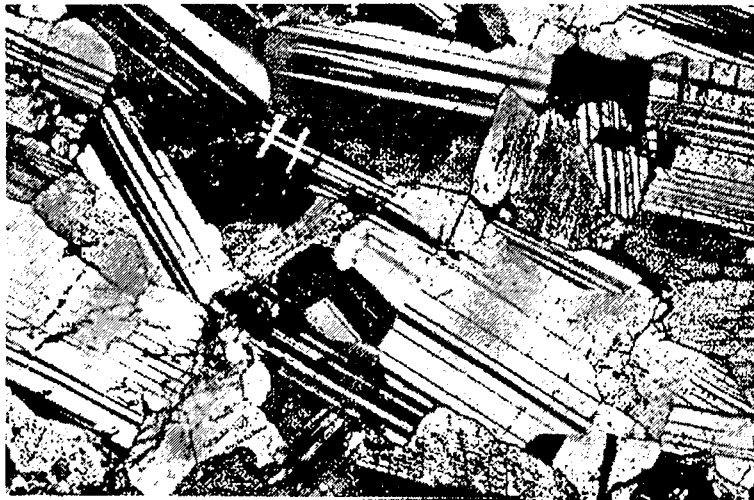
3.2.2. Kiến trúc của đá magma

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)

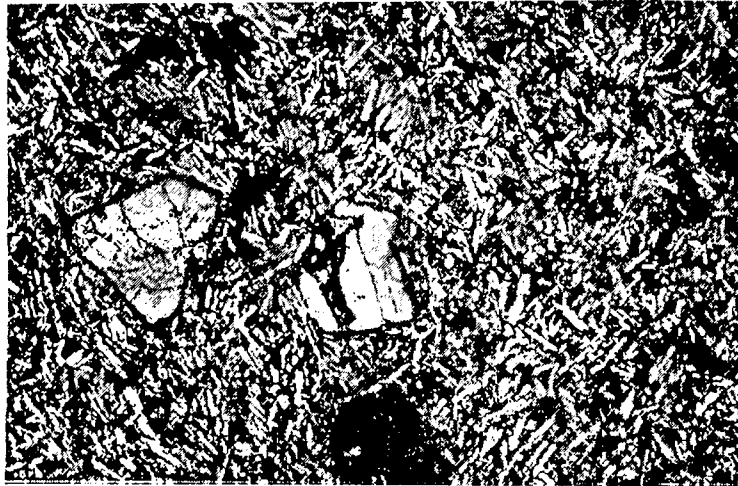
* *Kiến trúc porphyr hay ban trang* là kiến trúc chỉ có một số hạt phân biệt được bằng mắt thường nổi bật trên nền hạt vi tinh và đặc trưng cho đá núi lửa (đá phun trào) và các loại đá dạng mạch. Những tinh thể tự hình (ban tinh) cỡ centimet nổi bật giữa một khối đồng nhất. Bằng kính hiển vi ta phân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

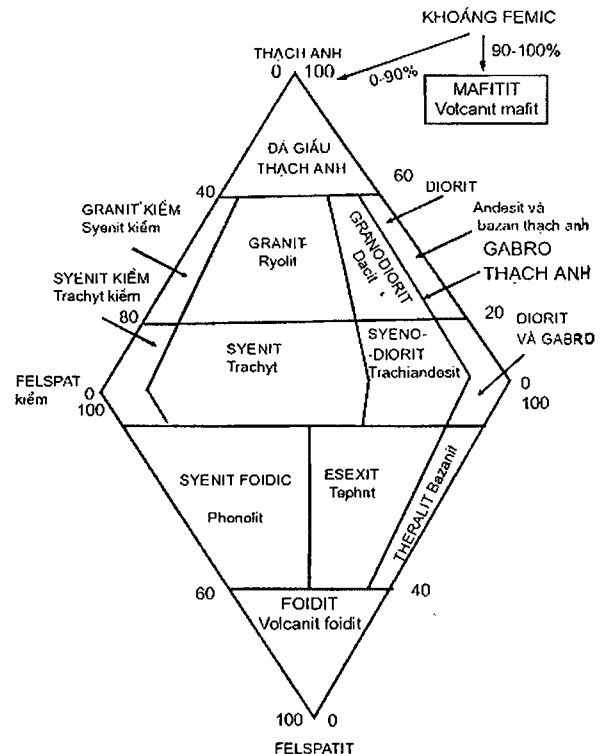
Phân loại Streckensen (1966)

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.

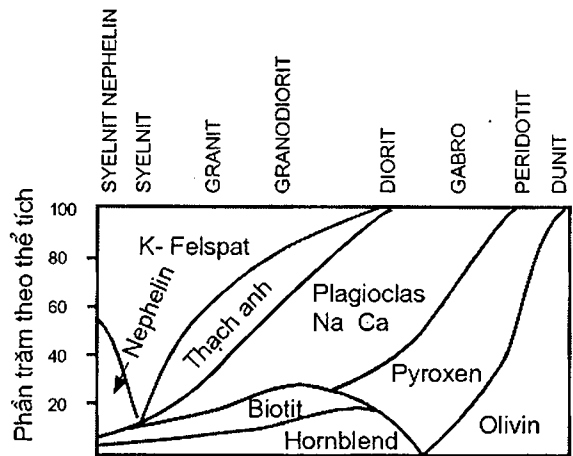
* *Nhóm syenit-trachyt*. Gồm các đá trung tính, hàm lượng SiO_2 từ 52 đến 65%. Khoáng vật tạo đá gồm feldpat kali, plagioclas và hornblend, đôi khi có augit.

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.

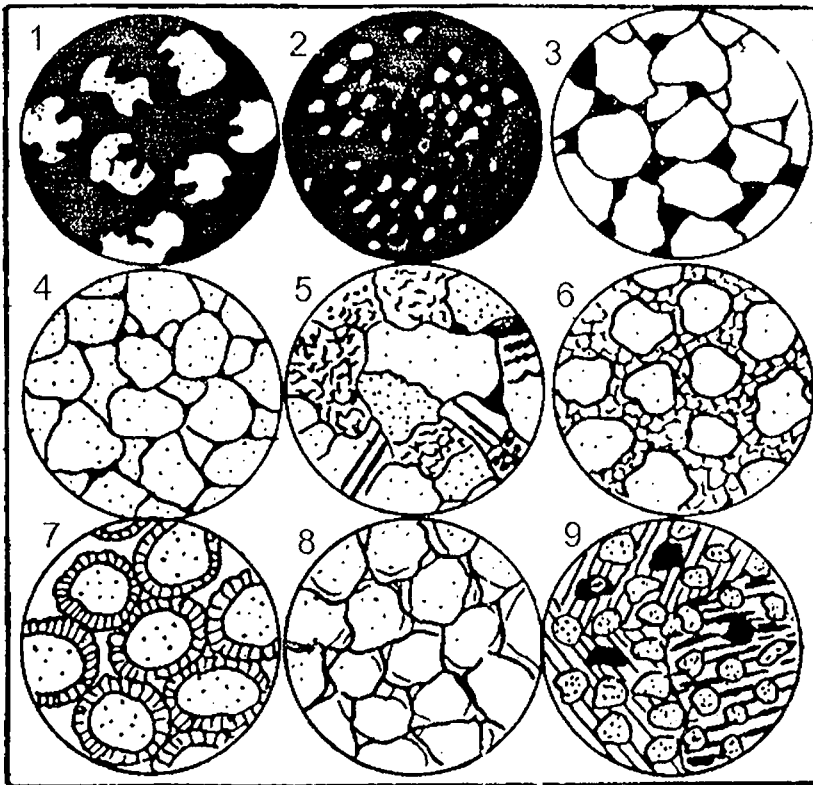
+ *Kiến trúc của hạt vụn. Độ hạt và hình dáng*

- 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 lữa 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).

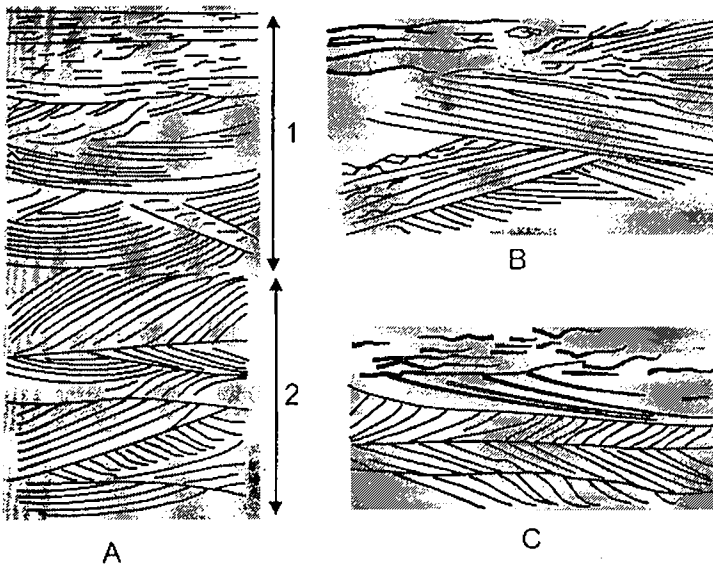
. *Phân lớp nằm ngang* (Hình 3.4a) thường hình thành trong trầm tích đầm lầy, hồ, biển sâu, vũng vịnh v.v.. Độ dày mỗi lớp biến đổi từ vài milimet tới hàng trăm mét, đặc trưng cho vùng nước yên tĩnh.

. *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.



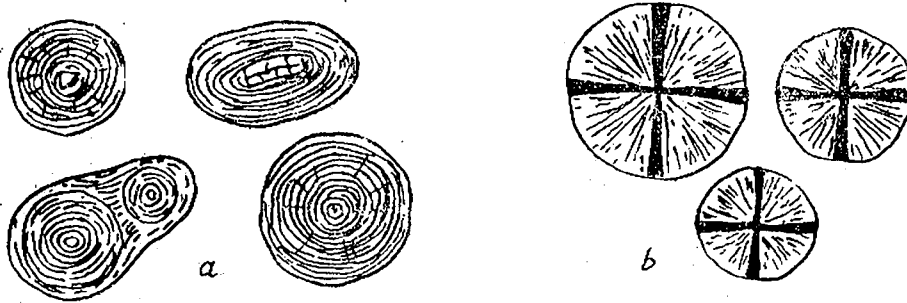
Hình 3.5. Phân lớp xiên chéo ở lòng sông (1) và bãi bồi (2) (A); ở tam giác châu (B); ở bờ biển (C).

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.

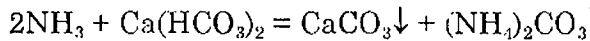
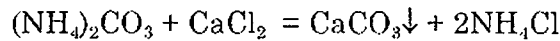
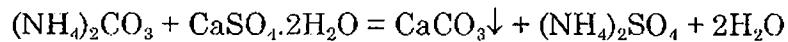
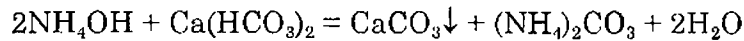
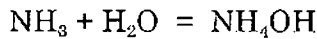
3.3.3. Nhóm các đá trầm tích hữu cơ. Sự thành tạo chúng

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.

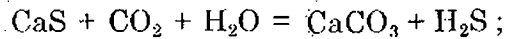
- **Đá vôi.** So với đá vôi nguồn gốc hóa học, đá vôi nguồn gốc sinh vật phổ biến hơn. Chúng là sản phẩm của hoạt động sinh vật hoặc do xác, vỏ, xương của chúng với calcit (CaCO_3) trong thành phần.

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..

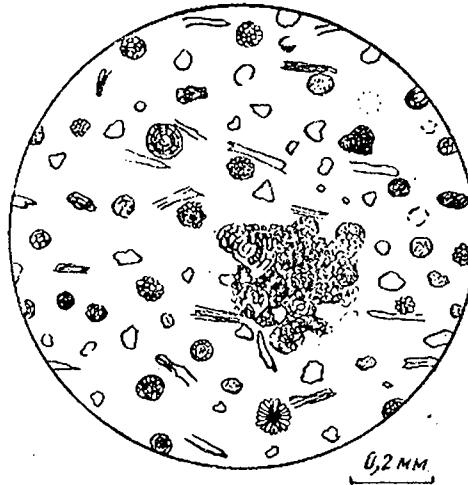
Silicit thường có cấu tạo khối đồng nhất, phân lớp, kết hạch, kiến trúc vô định hình, ần tinh, vi tinh thay thế, chứa tàn tích sinh vật. Tỷ trọng thay đổi 0,4 - 1,5. Tùy loại tạp chất, đá có thể màu trắng, phớt đỏ, phớt lục, xám đen, trong hoặc đục.

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%.

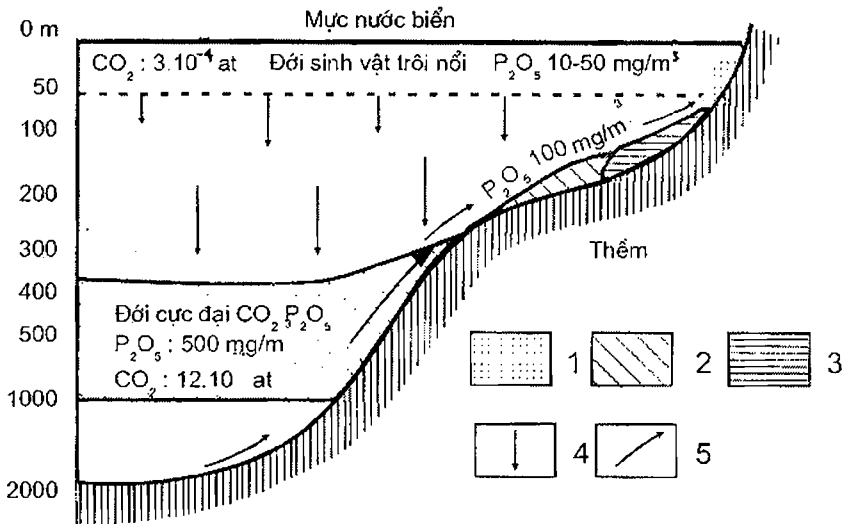
- Phosphorit

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 fenspat biến thành caolinit ở pH < 7, thành montmorilonit 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

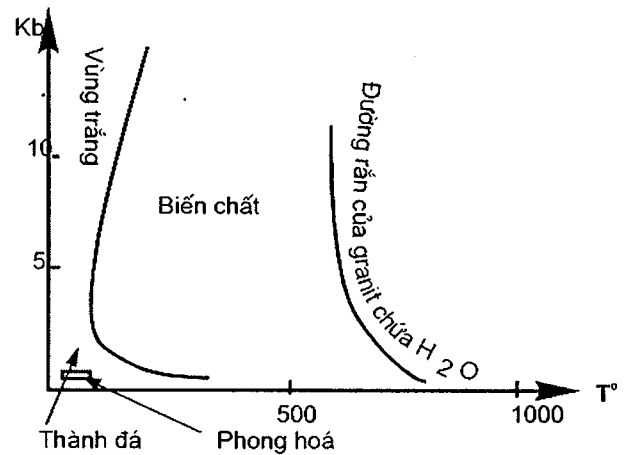
* *Sự tăng nhiệt độ do đá bị chìm ở những độ sâu khác nhau của vỏ Trái Đất.* Cùng với sự tích tụ vụn cơ học, đá trầm tích, đá núi lửa v.v... bị một khối lượng đá phủ

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.

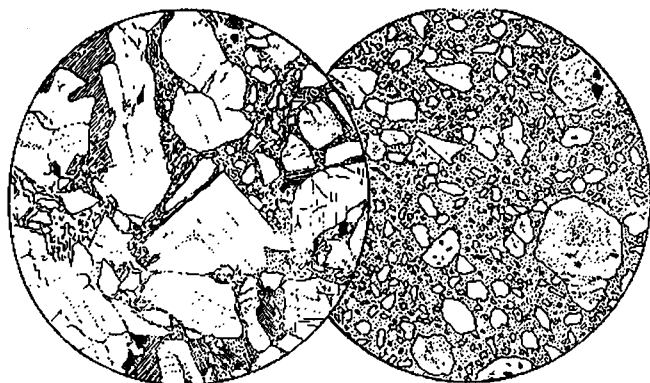
- *Cấu tạo.* Có hai kiểu cấu tạo là cấu tạo sót và cấu tạo biến chất. Cấu tạo sót là dạng kế thừa những nét cấu tạo của đá nguyên thủy. Thí dụ, đá biến chất nguồn gốc trầm tích vẫn giữ được đặc tính phân lớp.

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.

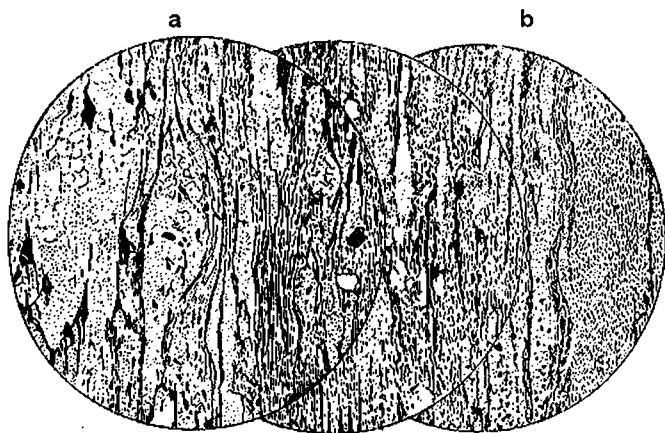
- Cách gọi tên đá biến chất

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.

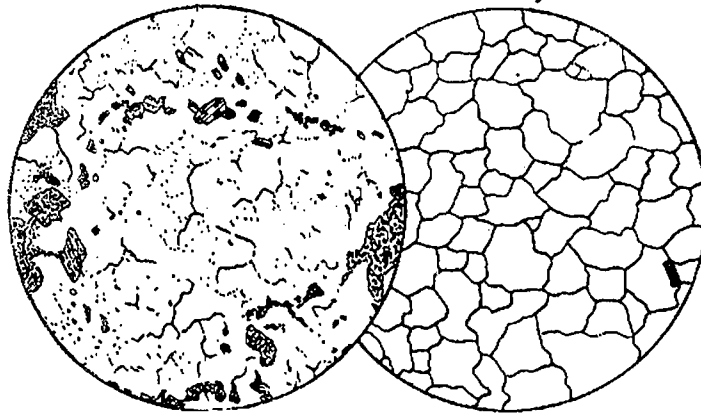
Có những tên đá gọi theo thành phần khoáng vật như amphibolit là đá chủ yếu gồm amphibol và fenspat; hay theo thói quen như đá hoa, skarn, greisen v.v.. Tên đá biến chất còn gọi theo nguồn gốc bằng cách thêm tiếp đầu ngữ *para* chỉ nguồn gốc trầm tích; ví dụ – paraamphibolit, orto chỉ nguồn gốc magma; ví dụ – ortogneis.



Hình 3.10. Kiến trúc xi măng (cà nát)
(Harker A. 1960)
a) Cataclazit của gabro; b) granit porphyr



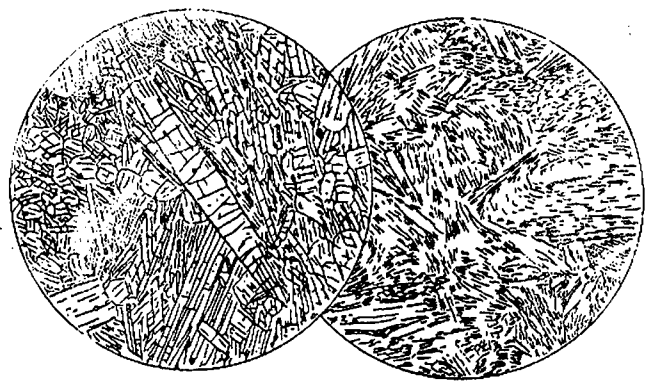
Hình 3.11. Kiến trúc mylonit (nát nhừ)
(Harker A. 1960)



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 $d = 4,1\text{mm}$ (Polovinkina I 1966)



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 $\text{Ca}[\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{12}].4\text{H}_2\text{O}$

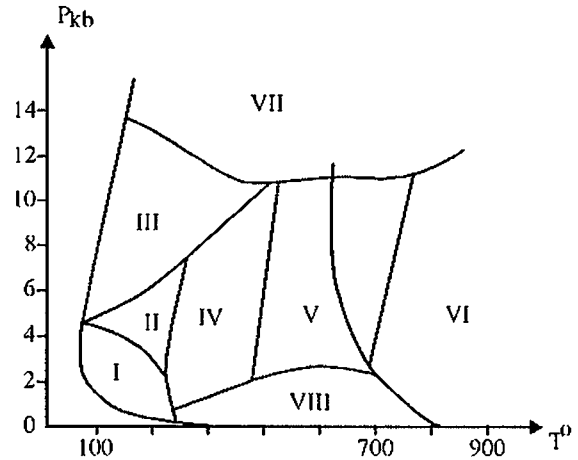
chỉ xuất hiện ở 300°C. Bởi thế giữa hiện tượng thành đá (trầm tích chuyển hóa thành đá) và tương zeolit vẫn có một bước quá độ.

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	<p>- Đới trên Nhiệt độ và áp suất thủy tĩnh không cao, ứng lực thể hiện rõ.</p>		<p>Đá phiến sét, philit, đá phiến chlorit, đá phiến talc, đá phiến lục v.v..</p> <p>Đá phiến mica, quartzit, đá hoa, amphibolit.</p> <p>Gneis, quartzit, đá hoa.</p>
	<p>- Đới giữa Nhiệt độ, áp suất cao, ứng lực rõ nhưng có thể không có.</p>		
	<p>- Đới dưới Nhiệt độ, áp suất cao không có ứng lực.</p>		
	Đới siêu biến chất Tái nóng chảy		
Biến chất tiếp xúc	<p>Chỉ có tác dụng của nhiệt độ cao. Tác dụng của nhiệt độ cao và hoạt chất hóa học.</p>		<p>Đá phiến đốm, đá phiến, quartzit, đá hoa, đá sừng. Skarn, greisen, serpentinit.</p>
Biến chất động lực	<p>Dập vỡ, cà nát trong đới vỡ kiến tạo</p>		<p>Cataclasit, mylonit</p>

- 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 đoc 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

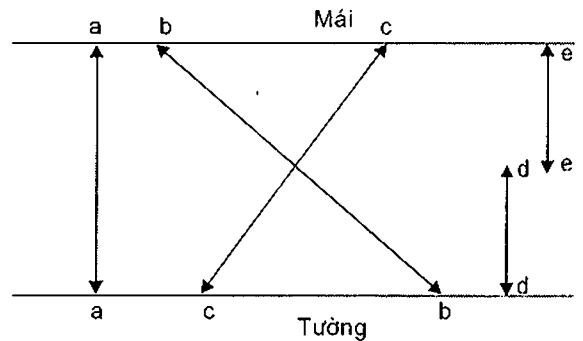
4.1. LỚP, TÍNH PHÂN LỚP VÀ CẤU TRÚC MẶT PHÂN LỚP

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

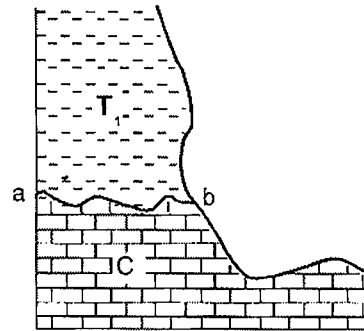
Mối tương quan giữa các đá tạo nên các tầng phân lớp thường thể hiện hai trường hợp. Trường hợp thứ nhất, một lớp hay hệ lớp nằm trên phủ trực tiếp ngay trên các đá nằm dưới mà không có dấu hiệu gián đoạn lắng đọng trầm tích, phản ánh tính liên tục của quá trình lắng đọng trầm tích và tạo nên *thế nằm 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.

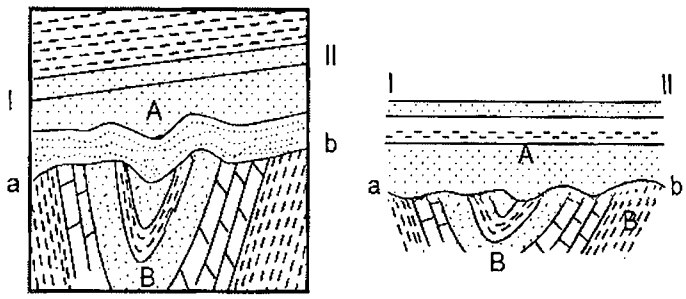
Bất chỉnh hợp song song thể hiện ở sự gián đoạn của các lớp nằm song song với nhau. Các lớp nằm trên và dưới mặt bất chỉnh hợp đều nằm song song nhau nhưng khác nhau về thành phần đá và hoá thạch chứa trong đá. Mặt bất chỉnh hợp phân chia các lớp này biểu hiện rất rõ ràng (Hình 4.2), nó thường là mặt 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

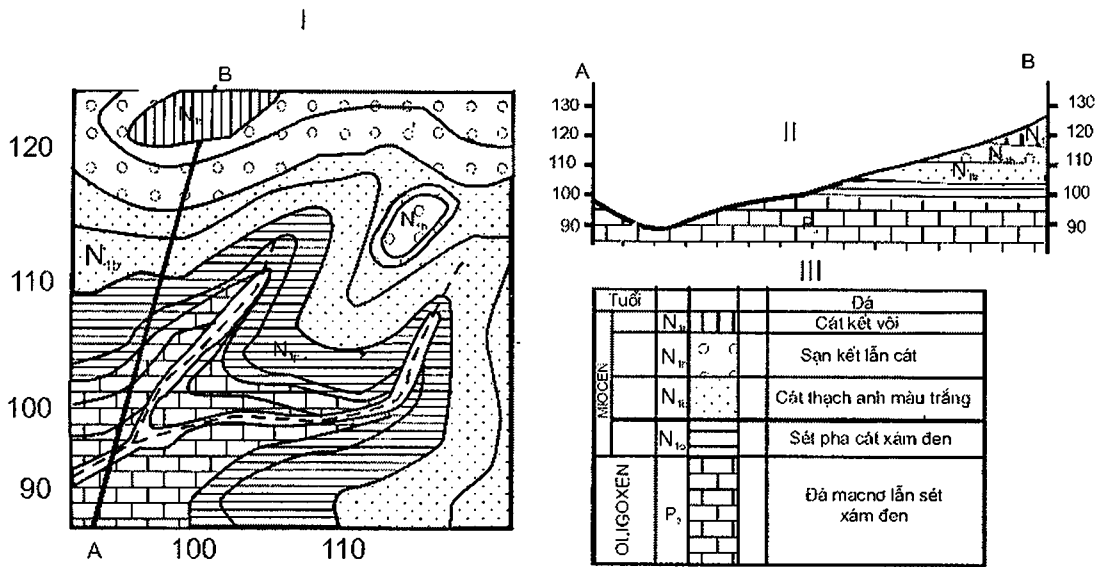
4.3.1. Dạng nằm ngang

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.



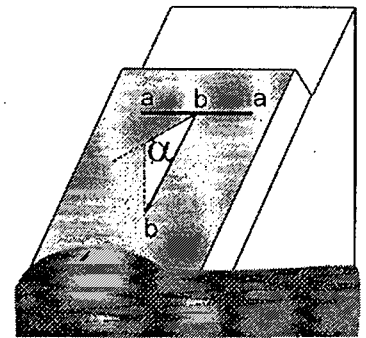
Hình 4.4. Bản đồ địa chất, mặt cắt, cột địa tầng vùng có thể nằm ngang (A.E. Mikhailov).

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° .

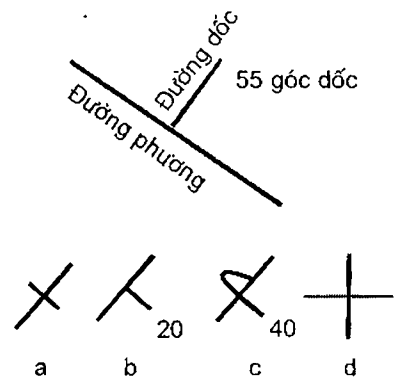
Để đo góc dốc ta đặt cạnh dài của địa bàn sát với đường dốc và giữ cho địa bàn ở vị trí thẳng đứng, đọc kết quả theo rằng quả dọi chỉ trên thước đo góc nghiêng. Cách ghi đầy đủ kết quả đo đạc các yếu tố của thể nằm nghiêng như sau: Phương vị đường phương 174° phương vị hướng dốc 264° , góc dốc 32° . 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

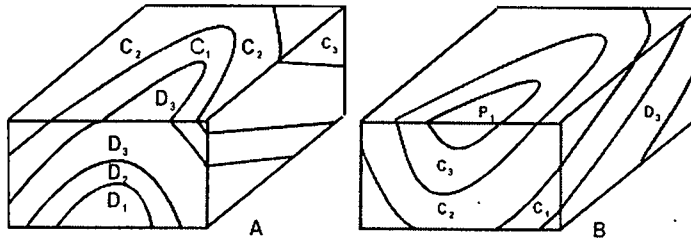
Những phần uốn cong dạng sóng trong các tầng phân lớp được hình thành khi các đá biến dạng dẻo (trong quá trình uốn nếp) gọi là các nếp uốn. Chúng ta có thể quan sát chúng ở nhiều nơi trong các miền núi Bắc Bộ và Trường Sơn v.v... Tuy nhiên, ngay ở những nơi các đá lộ trên mặt đất hầu như nằm ngang và 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



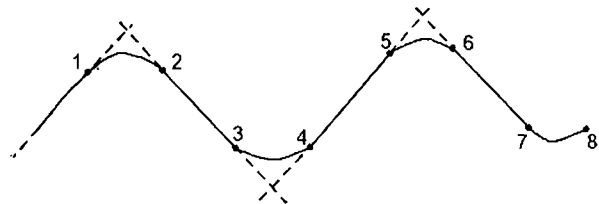
Hình 4.6. Các dấu hiệu quy ước để biểu diễn các yếu tố thể nằm. Thể nằm: thẳng đứng (a); nghiêng (b); đảo (c); ngang (d)

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)

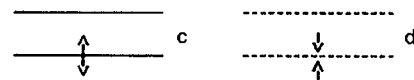
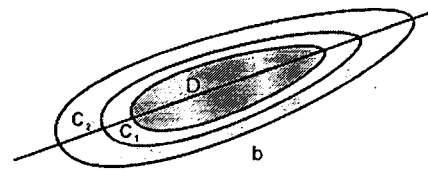
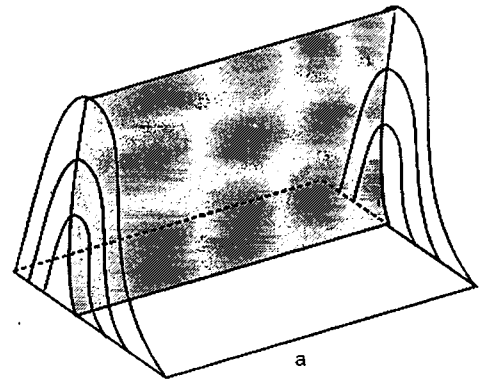
Phần của nếp uốn bị uốn cong gọi là vòm hay là nhân (1-2, 3-4, 5-6, 7-8 trên hình 4.8). Thuật ngữ "nhân nếp uốn" dùng để chỉ các đá tạo nên phần trung tâm của nếp uốn, còn khi mô tả hình dạng nếp uốn ta dùng thuật ngữ "vòm". Những phần của nếp uốn nối liền các vòm được gọi là *cánh* (2-3, 4-5, 6-7 trên 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.

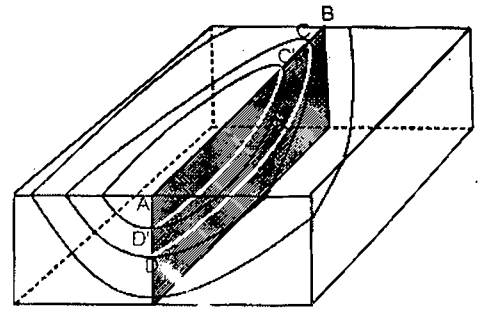
4.3.5. Phân loại nếp uốn

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.

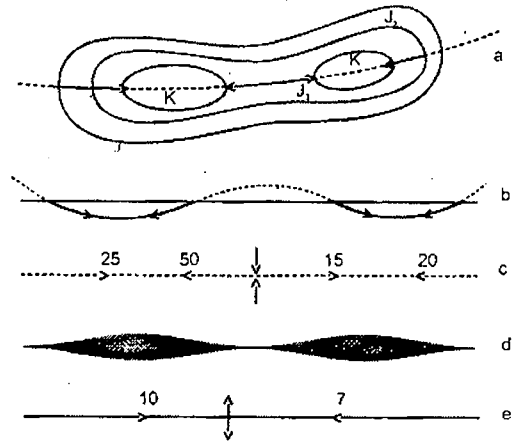
Theo vị trí của mặt trục

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 lõm thể hiện trên bản đồ

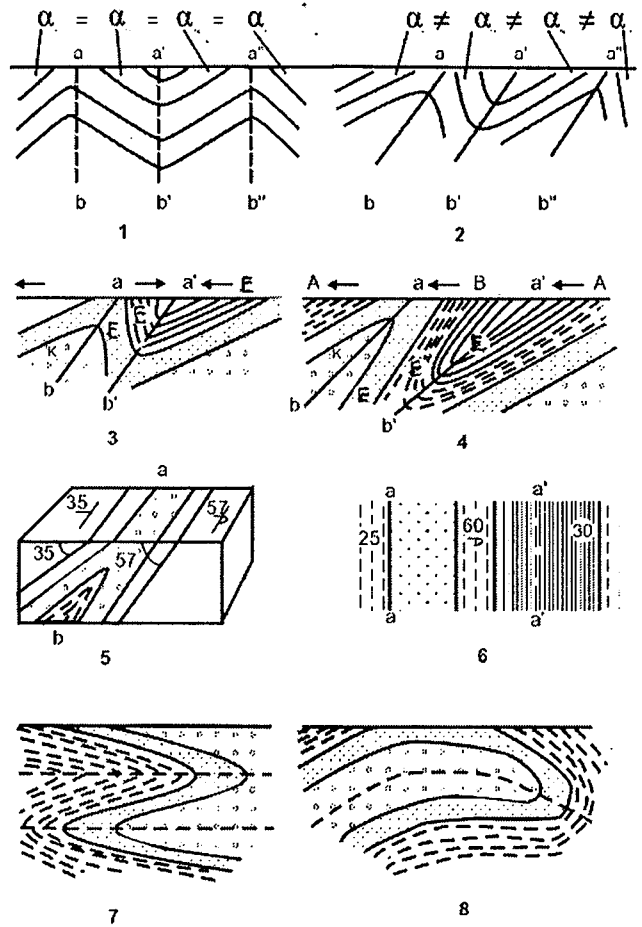
Dấu hiệu quy ước nếp lồi trên bản đồ (a) và trên mặt cắt (b); bản lề nếp lồi (c); và bản lề nếp lõm (d, e). Hướng chìm của bản lề được ký hiệu bằng các mũi tên (a, b, c, e) hoặc tỏ dày đường bản lề. Các chữ số thể hiện góc chìm của bản lề.

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

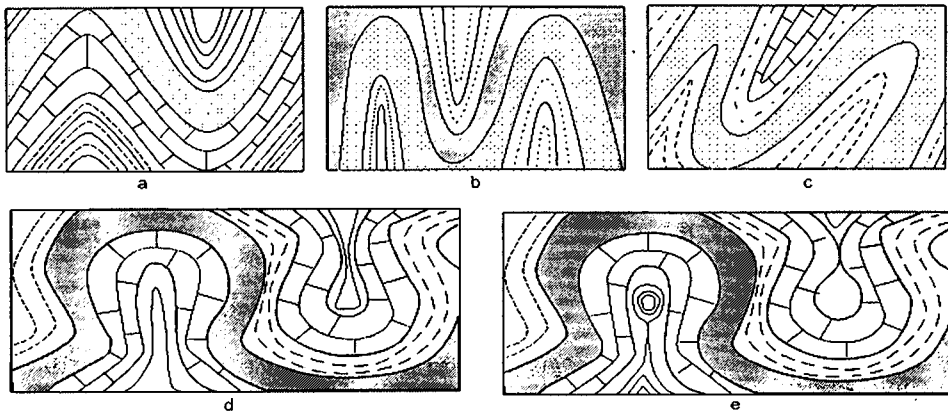
Nếp uốn bình thường có các cánh nghiêng về các hướng khác nhau (Hình 4.13_a).

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

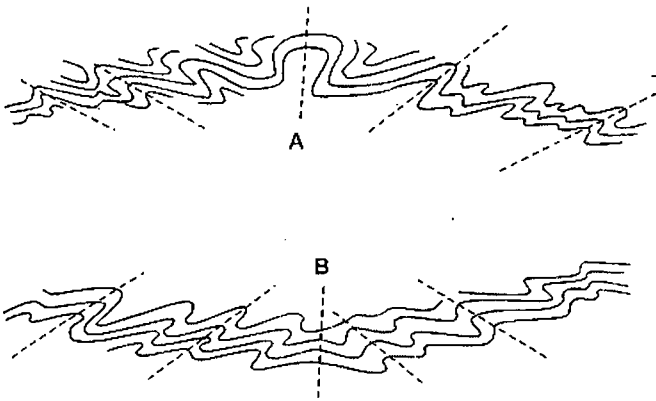
Các uốn nếp : a- đơn giản; b- đồng nghiêng thẳng; c- đồng nghiêng đảo; d- hình quạt; e- hình quạt nhân thất (biểu diễn trong mặt cắt). (A.E. Mikhailov 1973)

Theo hình dạng của vòm

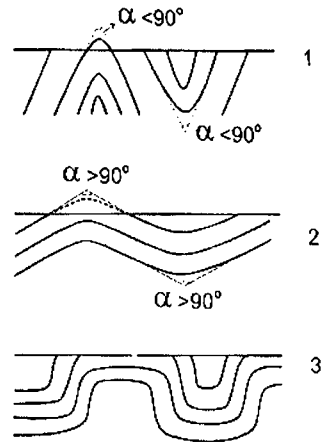
Nếp uốn nhọn với góc của nếp uốn nhỏ hơn 90° (Hình 4.14₁). Nếp uốn tù với góc của nếp uốn lớn hơn 90° (Hình 4.14₂). Nếp uốn hình hộp là nếp uốn có vòm phẳng và cánh dốc đứng (Hình 4.14₃). Nếp oằn là những chỗ cong gãy khúc trong các tầng phân lớp. Chúng thường được biểu hiện bằng sự nghiêng đi của các 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).

4.3.6. Phức nếp lồi và phức nếp lõm

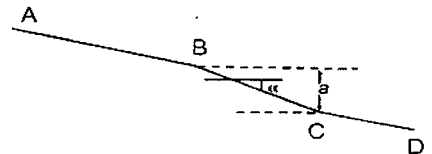
Các cấu trúc uốn nếp lớn (kéo dài hàng chục, hàng trăm kilomet) và phức tạp, bao gồm nhiều nếp lồi và nếp lõm, nhưng có cấu tạo chung là một nếp lồi được gọi là phức nếp nếp lồi; có cấu tạo chung là



Hình 4.16. Sơ đồ phức nếp lồi (A) và phức nếp lõm (B) (Agiray G.D. 1966)



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).



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).

một nếp lõm gọi là phức nếp lõm (Hình 4.16).

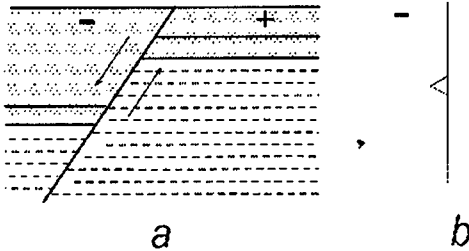
Hướng đổ của các nếp uốn thành viên phức nếp lồi và phức nếp lõm là nét đặc trưng và rất quan trọng đối với việc nghiên cứu điều kiện thành tạo nếp uốn. Mặt trực của các nếp uốn thành viên nghiêng chồm về phía trong đối với phức nếp lõm và nghiêng chồm ra phía ngoài từ phần trực của phức nếp lồi.

4. 4. ĐỨT GÃY VÀ CÁC YẾU TỐ CỦA ĐỨT GÃY

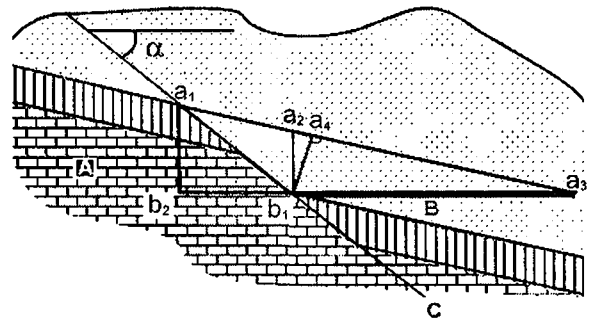
4.4.1. Đứt gãy

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).

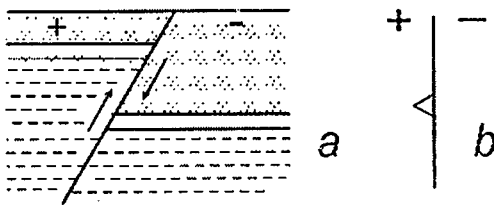


Hình 4.17. Sơ đồ đứt gãy thuận trong mặt cắt (a) và trên bình đồ (b)

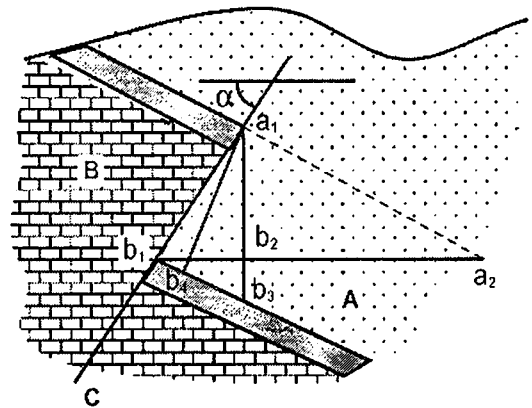


Hình 4.18. Các yếu tố của đứt gãy thuận

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).



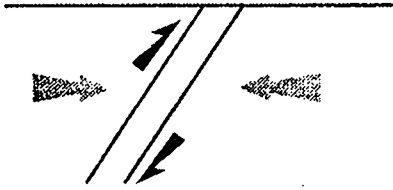
Hình 4.19. Sơ đồ đứt gãy nghịch trong mặt cắt (a) và trên bình đồ (b)



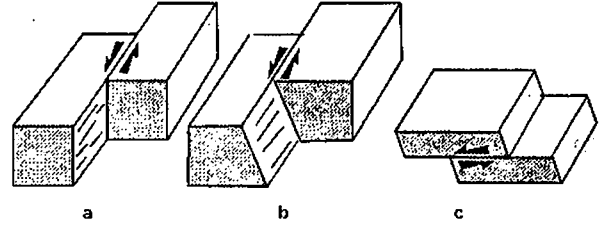
Hình 4.20. Các yếu tố của đứt gãy nghịch

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.



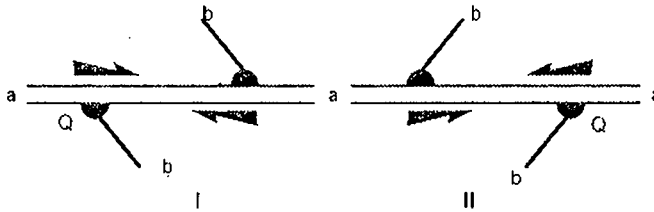
Hình 4.21. Sơ đồ thành tạo đứt gãy nghịch. Mũi tên đậm: lực tác dụng. Mũi tên mảnh: hướng chuyển động. (Mikhailov A.E. 1973)



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.

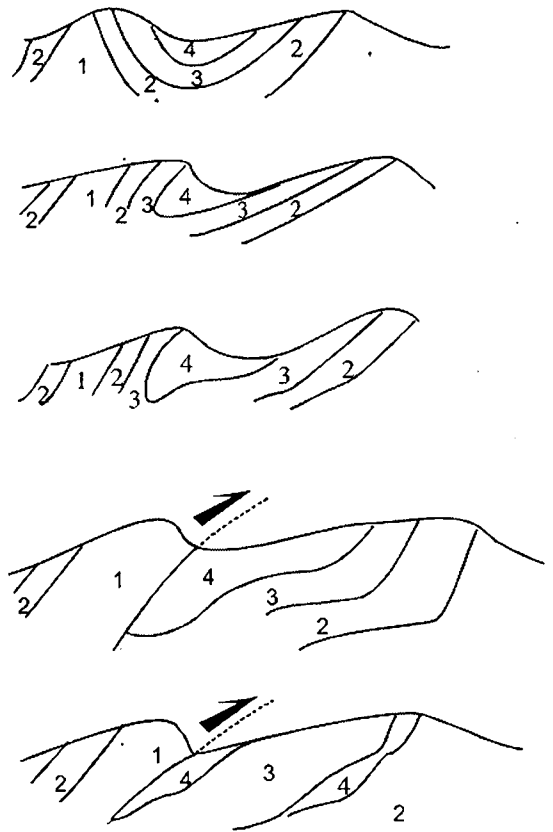
Các đứt gãy nghịch chồm thường được nối với nhau và bao trùm trên một hay nhiều nếp uốn. Trong phức hệ uốn nếp đảo về một phía thì các đứt gãy nghịch chồm thường phát triển song song nhau và tạo nên "cấu trúc dạng vảy".

4.4.2. Lớp phủ kiến tạo (địa di)

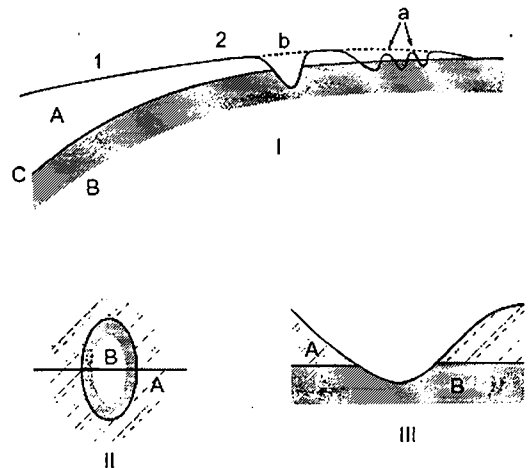
Lớp phủ kiến tạo hay địa di là đứt gãy nghịch chồm lớn có cự ly dịch chuyển trên vài kilômet hoặc hàng chục kilômet theo một bề mặt thoai thoải hay lượn sóng (Hình 4.25). Lớp phủ kiến tạo thường phổ biến trong những vùng có cấu trúc uốn nếp phức tạp, làm di chuyển những khối đá lớn chiếm toàn bộ một 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).

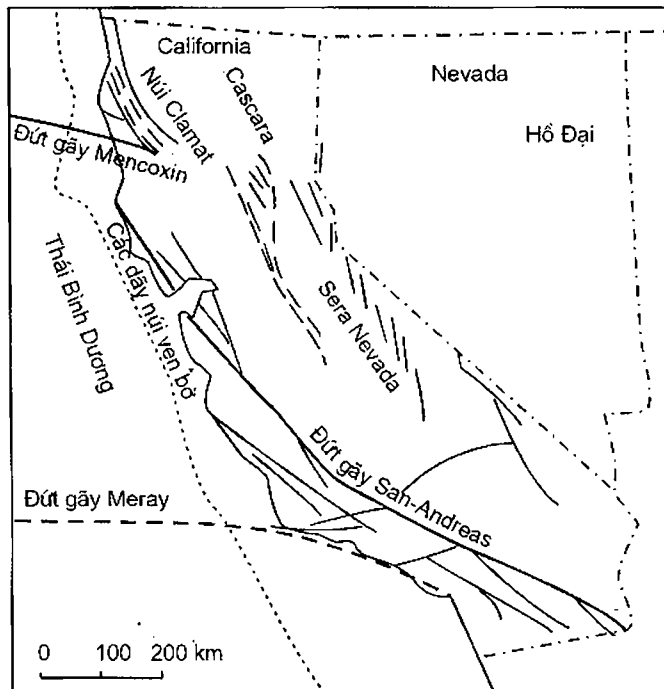


Hình 4.25. Sơ đồ cấu trúc lớp phủ kiến tạo

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.



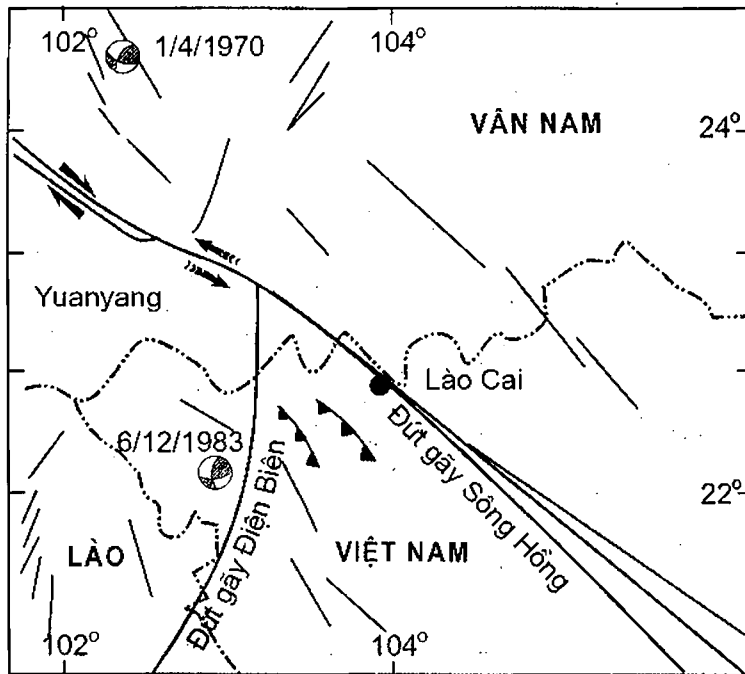
Hình 4.26. Đứt gãy San Andreas
và hệ đứt gãy đi kèm ở California (Khain A.E. 1973)

Trên bề mặt, đặc biệt trong tầng phủ trầm tích, đứt gãy sâu thường biểu hiện dưới dạng một đới phá huỷ 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 $E - N_1$ (trượt bằng trái);
-  Hướng dịch chuyển trong $N_2 - Q$ (trượt bằng phải)

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>Graticuliphera</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