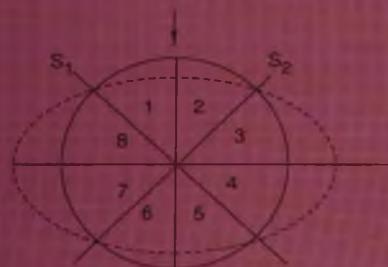


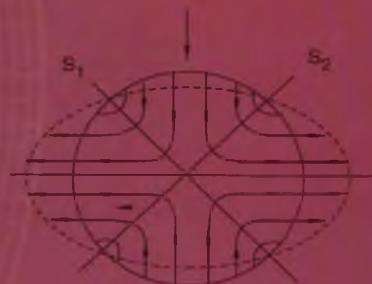
LÊ NHƯ LAI

# GIÁO TRÌNH

# DỊA CHẤT CẤU TẠO



C  
A — B — A  
—  
C



UYÊN  
LIEU

NHÀ XUẤT BẢN XÂY DỰNG



NGƯT. GS. TSKH. LÊ NHƯ LAI

**GIÁO TRÌNH**  
**ĐỊA CHẤT CẤU TẠO**

NHÀ XUẤT BẢN XÂY DỰNG  
HÀ NỘI - 2001

Structural Geology  
Prof. Dr. Habil. Le Nhu Lai  
Vietnam (SRV)

## LỜI NÓI ĐẦU

Giáo trình "Địa chất cấu tạo" được soạn làm tài liệu giảng dạy đại học, cao học, sau đại học cho sinh viên và học viên thuộc các khoa Địa chất, Dầu khí, Mỏ và Kinh tế quản trị doanh nghiệp của Trường Đại học Mỏ - Địa chất và là tài liệu tham khảo cho sinh viên và học viên các ngành tương ứng của các trường đại học khác.

Giáo trình Địa chất cấu tạo vừa chứa đựng những kiến thức lý thuyết, vừa hội tụ những kỹ năng thực hành trong nghiên cứu cấu trúc địa chất và những vấn đề liên quan. Do đó, hi vọng giáo trình này sẽ có những đóng góp tích cực cho quá trình học tập và rèn luyện tay nghề của sinh viên và độc giả quan tâm đến lĩnh vực này.

Tác giả chân thành cảm ơn Prof. Dr. Habil. J. Hofmann đã có những ý kiến trao đổi quý báu, cảm ơn DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst) đã tạo điều kiện cho tác giả tham khảo tài liệu và trao đổi với đồng nghiệp ở CHLB Đức. Xin chân thành cảm ơn PGS. TSKH Bùi Học, Hiệu trưởng Trường Đại học Mỏ - Địa chất đã động viên và cho xuất bản cuốn giáo trình này.

Quá trình biên soạn và xuất bản tuy đã rất cố gắng nhưng không tránh khỏi những thiếu sót, rất mong nhận được sự trao đổi ý kiến của bạn đọc.

Hà Nội, ngày 20 tháng 7 năm 2001

Tác giả

NGUT, GS. TSKH. Lê Như Lai

# **Chương I**

## **MỞ ĐẦU**

### **MỤC ĐÍCH, NHIỆM VỤ VÀ MỐI LIÊN QUAN CỦA MÔN HỌC VỚI CÁC MÔN HỌC KHÁC**

#### **1.1. NHỮNG VẤN ĐỀ CHUNG VỀ MÔN HỌC**

Trong chương trình đào tạo kĩ sư thuộc khoa Địa chất, khoa Dầu Khí, khoa Mỏ, khoa Kinh tế và Quản trị doanh nghiệp, ... của Trường Đại học Mỏ - Địa chất, môn học Địa chất cấu tạo giữ một vị trí quan trọng. Từ trước đến nay, sinh viên đều học giáo trình Địa chất cấu tạo và vẽ bản đồ địa chất. Đây là giáo trình ghép của hai môn học: môn Địa chất cấu tạo và môn Vẽ bản đồ địa chất. Để nâng cao chất lượng đào tạo, các môn học này được viết thành những giáo trình riêng.

Thuật ngữ Địa chất cấu tạo tương đương với "Structural Geology" (tiếng Anh), "Géologie Structurale" (tiếng Pháp), "Strukturgeologie" (tiếng Đức) hoặc "Структурная геология" (tiếng Nga)... Theo cuốn từ điển Nga - Việt địa chất do Nhà xuất bản Khoa học Kỹ thuật xuất bản năm 1970 tại Hà Nội thì "Структурная геология" được dịch ra tiếng Việt là "Địa chất kiến trúc". Dịch như vậy tuy có sát hơn nhưng ít được thông dụng; nhiều nhà địa chất vẫn sử dụng thuật ngữ Địa chất cấu tạo cho chuyên từ này. Ở nhiều nước khác vẫn thường có sự không thống nhất giữa các từ cấu tạo và kiến trúc. Vậy Địa chất cấu tạo hay Địa chất kiến trúc là gì? Hiện nay vẫn tồn tại nhiều ý kiến khác nhau.

Thứ nhất, một số nhà địa chất cho rằng Địa chất cấu tạo là một ngành của Địa kiến tạo (Geotectonics hoặc Tectonic Geology - tiếng Anh, Géotectonique - tiếng Pháp, Geotektonik - tiếng Đức, Геотектоника - tiếng Nga). Thuộc quan điểm này có thể dẫn ra một số tác giả như V. V. Belousov, 1961; Từ điển Địa chất của Liên Xô, 1961; ... G. Đ. Ashgirei, 1963; A. E. Mikhailov, 1973; V. E. Khain, A. E. Mikhailov, 1985; V. E. Khain và M. G. Lomize, 1995; v. v... Họ cho rằng Địa chất cấu tạo chính là Địa kiến tạo hình thái, chuyên nghiên cứu tất cả các dạng cấu trúc xuất hiện do quá trình biến dạng cấu tạo. Theo trường phái nói trên, Địa kiến tạo là "một môn học về cấu trúc, về chuyển động, về biến dạng và về sự phát triển của vỏ Trái Đất cũng như của manti trên hoặc vỏ kiến tạo trong mối quan hệ với sự phát triển chung của Trái Đất" (V. E. Khain và A. E. Mikhailov, 1985; 1987). Theo nghĩa tương tự như vậy, V. E. Khain và M. G. Lomize, 1995, cho rằng Địa kiến tạo

gồm một số chuyên ngành, phát triển như là "những môn học riêng biệt, trong đó, trước hết là môn học Địa kiến tạo hình thái, thường gọi là Địa chất cấu tạo hoặc đơn giản hơn gọi là "Kiến tạo học" (Тектоника).

Thứ hai, cũng không ít nhà địa chất lại xem Địa chất cấu tạo là một môn học độc lập, một chuyên ngành của Địa chất học, chuyên nghiên cứu "các yếu tố cấu trúc địa chất riêng biệt, các cấu trúc biến dạng, uốn nếp, đứt gãy, các kiểu quan hệ không chính hợp v.v..." (M. M. Tetiaev, 1965); trong khi đó Địa kiến tạo lại là môn học "nghiên cứu về cấu trúc của Trái Đất và quy luật phát triển của chúng" (M. M. Tetiaev, 1941, xem Iu. A. Cossighin, 1969).

Lại có người cho rằng Địa chất cấu tạo (Structural Geology) và Kiến tạo (Tectonics) là hai môn học riêng biệt "cùng nghiên cứu chuyển động của vỏ Trái Đất và phần trên của manti". Sự khác nhau giữa hai môn học này là ở quy mô của đối tượng nghiên cứu. R. J. Twiss và E. M. Moores (1992) cho rằng Địa chất cấu tạo nghiên cứu các đối tượng là sản phẩm biến dạng của đá có quy mô từ rất nhỏ đến quy mô khu vực, còn Kiến tạo học lại nghiên cứu các đối tượng có quy mô lớn hơn, từ khu vực đến toàn cầu và do đó đương nhiên có những thể địa chất lại là đối tượng chung của hai môn học này. Theo các tác giả nói trên thì Kiến tạo học (Tectonics) lại đồng nghĩa với Địa kiến tạo (Geotectonics).

Như vậy, có thể thấy quan niệm của giới Địa chất về Địa chất cấu tạo, Địa kiến tạo, Kiến tạo cũng chưa thống nhất.

"Tectonics" xuất phát từ tiếng Hy Lạp "tektonicos" có nghĩa là thuộc về xây dựng, còn "structure" có gốc từ chữ Latinh, "struere" có nghĩa là xây dựng, là sắp xếp. Chính vì vậy muôn dịch chính xác hai từ tectonics và structure không phải đơn giản. Trong giáo trình này các từ Structural Geology, Tectonics và Geotectonics được hiểu lần lượt là Địa chất cấu tạo (hoặc Địa chất kiến trúc), Kiến tạo và Địa kiến tạo. Trong đó, Địa chất cấu tạo là môn học chuyên nghiên cứu về hình dạng thể nám và sự phân bố trong không gian của các cấu trúc, mô tả và phân loại các cấu trúc có kích thước từ nhỏ đến trung bình. Địa chất cấu tạo chủ yếu nghiên cứu về hình thái các cấu trúc. Môn Kiến tạo học ít nhiều đồng nghĩa với Địa kiến tạo, chuyên nghiên cứu cấu tạo, chuyển động, biến dạng và những quy luật phát triển của vỏ Trái Đất cũng như của cả Trái Đất; tức là nghiên cứu các cấu trúc trong mối quan hệ động học và động lực học liên quan với chúng. Trong quá trình phát triển của Địa chất cấu tạo, người ta không phải chỉ dừng lại ở mô tả, phân loại các cấu trúc, mà còn đi sâu xác định điều động học và động lực học dẫn đến sự thành tạo các hình thái cấu trúc đó. Ngược lại những nhà Địa kiến tạo trong nghiên cứu của mình cũng đề cập đến những vấn đề như lực tác dụng kiến tạo, trường ứng suất kiến tạo..., những vấn đề mà khi nghiên cứu Địa chất cấu tạo không thể bỏ qua. Do đó, có thể xem nghiên cứu Địa chất cấu tạo thường ở quy mô nhỏ nhằm phục vụ việc nghiên cứu các cấu trúc ở quy mô lớn hơn, thậm chí quy mô toàn cầu của Địa kiến tạo.

## 1.2. CÁC MÔN HỌC LIÊN QUAN

Trong quá trình phát triển của môn Địa chất cấu tạo, xuất phát từ yêu cầu thực tế, nhiều lĩnh vực nghiên cứu khác cũng đã xuất hiện, thậm chí trở thành những môn học độc lập, có tính chất hỗ trợ đặc biệt cho nghiên cứu Địa chất cấu tạo hoặc nghiên cứu Địa kiến tạo. Đó là Thạch học cấu tạo (Structural Petrology, ví dụ các công trình của B. Sander, 1948, 1950; H. W. Fairbairn, 1942; H. W. Fairbairn và F. Chayes, 1949), Kiến tạo định lượng (Quantitative Tectonics, ví dụ H. Breddin, 1968), Vi kiến tạo (Microtectonic, ví dụ C. W. Passchier và R. A. J. Trouw, 1996), Kiến tạo thực nghiệm (Experimental Tectonics, ví dụ H. Cloos, 1939, 1955; H. Ramberg, 1955, 1968, 1970, ...; R. E. Wilcox và nnk, 1973...), Cấu tạo nhỏ (B. Engels, 1959), Kiến tạo thực dụng (Ampliated Tectonics), Kiến tạo mô phỏng (Modeltectonics), Kiến tạo vật lí (Tectonophysics), Địa chất cơ học (Geomechanics), v.v... Trong số các hướng nghiên cứu nói trên, Thạch học cấu tạo gần đây được phát triển khá mạnh mẽ với các công trình của A. Watznauer và H. J. Benr, 1960; J. Hofmann, 1974; v.v... và cùng với Kiến tạo vật lí đem lại những kết quả quan trọng đối với việc tìm hiểu động học và động lực học của quá trình biến dạng kiến tạo.

Kiến tạo thực nghiệm và Kiến tạo mô phỏng giúp các nhà địa chất xác định các điều kiện biến dạng cũng như góp phần phát hiện các cấu trúc ẩn không dễ dàng nhận biết được ngoài trời. Trong những năm gần đây việc sử dụng tin học và máy vi tính trong nghiên cứu cấu trúc đã nâng cao chất lượng của các công trình, đồng thời giảm nhẹ một phần đáng kể công việc trong gia công và xác định các thông số biến dạng và trường ứng suất. Các hướng nghiên cứu nói trên liên quan mật thiết với môn Địa chất cấu tạo và trong nhiều trường hợp, chúng được sử dụng như là những phương pháp hữu hiệu trong nghiên cứu cấu tạo địa chất.

Để phát triển môn Địa chất cấu tạo nhất thiết phải nắm vững các kiến thức cơ bản và cơ sở, đặc biệt là kiến thức về Toán, Vật lí, Lí thuyết đàn hồi, Lí thuyết dẻo. Những hiểu biết về các môn học này giúp cho các nhà địa chất phát triển môn Địa chất cấu tạo theo hướng toán hóa, phương trình hóa hình dạng và định lượng các cấu trúc (Lê Như Lai, 1973, 1974, 1981), giải thích sự phân bố trong không gian của các dạng cấu tạo, xác định các trường ứng lực đã sinh ra chúng (M. V. Gzopxki, 1964, 1975; S. I. Serman, Ju. I. Dnheppobxki, 1989; v.v...).

Kiến thức của các môn như Tinh thể, Khoáng vật, Thạch học, Viễn thám, Địa vật lí, v.v... giúp chúng ta hiểu biết sâu sắc hơn về sự định hướng của khoáng vật cũng như các yếu tố của chúng và sự phân bố của các yếu tố ấy trong không gian khi nghiên cứu cấu trúc từ vi mô đến vĩ mô.

Địa chất cấu tạo cung cấp những kiến thức quan trọng cho công tác đo vẽ bản đồ địa chất và tìm kiếm khoáng sản. Trên cơ sở phân tích địa chất cấu tạo khu vực, nhà địa chất có thể đưa ra những phương án tìm kiếm khoáng sản hợp lí cũng như dễ xuất các mô hình hữu

hiệu trong việc đánh giá tiềm năng khoáng sản khu vực. Nghiên cứu địa chất cấu tạo rút ra được những kết luận về quy luật phân bố cấu trúc, về các pha và lịch sử biến dạng, về điều kiện động học và động lực học đã xuất hiện, do đó góp phần hiểu rõ hơn bản chất kiến tạo và lịch sử phát triển địa chất - địa động lực của vùng.

Hiện nay đã có nhiều sách giáo khoa và tài liệu phục vụ môn học Địa chất cấu tạo. Dưới đây là một số tài liệu quan trọng cần tìm đọc để了解更多 nội dung phong phú và sự ứng dụng rộng rãi của môn học này: J. Goguel, 1952; G. D. Ashgirei, 1956; K. Metz, 1957; L. U. De Sitter, 1964; E. S. Hills, 1967; Iu. A. Cosughin, 1969; J. G. Dennis, 1972; A. E. Mikhailov, 1973; Lê Như Lai, 1977, 1979; R. G. Park, 1983; G. Moebus, 1989; G. H. Eisbacher, 1991; J. G. Ramsay và P. Vergely, 1992; R. J. Twiss và E. M. Moores, 1992; M. Meschede, 1994; C. W. Passchier và R. A. J. Trouw, 1996; v.v...

## Chương II

# CÁC DẠNG CẤU TẠO

### 2.1. NHỮNG KHÁI NIỆM CHUNG

Các thể địa chất được hình thành tự nhiên hoặc là hậu quả của các quá trình biến dạng, đều có hình thù và chiếm một khoảng không gian nhất định được gọi là dạng cấu tạo. Các dạng cấu tạo luôn luôn biến đổi, phát triển, phù hợp với quy luật biến chứng duy vật, có sinh ra, có phát triển, tiến hóa và rồi cũng bị tiêu diệt (biến đổi), như tất thấy các thể vật chất khác. Tuy nhiên, cũng cần nhận thức rằng, các thể địa chất có quá trình phát triển khác nhau, thường rất lâu dài, mà đời sống của một con người không phải dễ dàng có thể xác nhận được. Các thể địa chất hoặc các vật thể địa chất tồn tại xung quanh chúng ta, được phân loại theo đặc điểm và ý thức chủ quan của con người, của từng tác giả. Mọi sự phân loại đều nhằm một mục đích cụ thể, phản ánh hoặc làm nổi bật những đặc điểm nào đó, hoàn toàn do con người, do từng tác giả đề xuất. Vì thế không nên để cho một sự phân loại nào đó ảnh hưởng đến nhận thức của chúng ta và càng không được xem các "mốc" hay các tiêu chuẩn phân loại đó tồn tại như một điều tự nhiên không thể thay đổi. Lấy ví dụ, trong Thạch học, việc phân loại đá ra làm một số nhóm dựa vào thành phần khoáng vật và thành phần hóa học và việc giới hạn hàm lượng  $\text{SiO}_2$  của từng nhóm hoàn toàn phụ thuộc vào chủ quan của tác giả, đều mang tính quy ước. Ranh giới giữa các nhóm đá đó đều không rõ ràng và có nhiều loại đá trung gian. Vì thế, không thể dựa vào sự phân loại này để đi đến kết luận trong tự nhiên chỉ có những loại đá đó. Người ta hoàn toàn có thể đưa ra bảng phân loại khác, chẳng hạn dựa vào sự có mặt của olivin để chia các loại đá magma ra làm 2 loại: loại có và loại không có olivin hoặc dựa vào hornblen cũng có thể chia đá magma ra làm 2 loại: có và không có hornblen. Trong Địa chất cấu tạo cũng vậy, mọi sự phân loại đều có tính tương đối. Dựa vào những tiêu chuẩn hoặc dấu hiệu này, thì cấu trúc đó có thể được xếp vào loại này và dựa vào những tiêu chuẩn hoặc dấu hiệu khác, chúng lại có thể xếp vào loại khác. Những tiêu chuẩn và những dấu hiệu đó do nhà nghiên cứu đưa ra, nhằm những mục đích cụ thể, phục vụ cho việc nghiên cứu. Chính vì vậy, ngay cả những mục phân loại trong cuốn giáo khoa này cũng chỉ là một cách phân loại, không nên xem là cách duy nhất. Cách phân loại đó chỉ đáp ứng cho một số điều kiện nhất định và nếu dựa vào những điều kiện khác thì lại có thể có một bảng phân loại khác.

Xét về hình dạng của các thể địa chất hoặc các cấu trúc về cơ bản có thể thấy chúng hoặc là phát triển theo một phương, hai phương hoặc là ba phương trong không gian, và do

đó người ta gọi chúng lần lượt là cấu tạo đường, cấu tạo mặt và cấu tạo khối. Như vậy chúng ta đã phân loại các thể địa chất, các dạng cấu tạo hoặc các cấu trúc theo không gian ba chiều. Tuy nhiên chúng còn biến đổi theo thời gian, và thời gian được xem là chiều thứ tư trong sự phát triển của vật thể.

## 2.2. CÁC DẠNG CẤU TẠO CƠ BẢN

Như đã nói trên, dựa vào sự phát triển của vật thể trong không gian, người ta có thể phân chia các thể địa chất ra làm ba dạng cơ bản sau đây:

### 2.2.1. Cấu tạo đường

Cấu tạo đường là những cấu tạo, những thể địa chất có đặc điểm là chỉ phát triển theo một phương nào đó trong không gian ba chiều, theo hai phương còn lại, vật thể rất ít hoặc hầu như không phát triển. Cấu tạo đường nói chung là những cấu tạo dạng tuyến, dạng đường thẳng giống như các đường trong Toán học. Tuy nhiên cũng còn gặp các cấu tạo dạng đường cong hoặc có hình thù phức tạp. Cấu tạo đường có loại là những vật cụ thể, nhưng cũng có thể chỉ là những cấu tạo không có thực trong không gian, phải tưởng tượng, hình dung mới có thể nhận thức được. Cũng như trong toán học, cấu tạo đường thường là giao tuyến của hai mặt (cấu tạo mặt) nào đó. Trong địa chất, cấu tạo đường diễn hình cho các tinh thể dạng kim, dạng que (thường sắp xếp định hướng), là cạnh của các tinh thể (giao tuyến của hai mặt tinh thể), là giao tuyến của hai mặt (thực, có thật) nào đó như giao tuyến của mặt lớp và mặt dứt gãy, của mặt khe nứt với mặt tinh thể, giao tuyến của các khoáng vật dạng tấm, của các mặt khe nứt với nhau v.v... Đó là những cấu tạo đường thực, có thực trong tự nhiên. Các cấu tạo đường còn là các trục (đối xứng) của tinh thể, là giao tuyến của mặt lớp với mặt trục nếp uốn (mặt không có thật, phải dựa vào định nghĩa để hình dung và xác định chúng) v.v... Đó là những cấu tạo đường ảo, tức là những cấu tạo đường không có thật trong tự nhiên. Thực tế người ta thường gặp các cấu tạo đường như các đường dứt gãy (giao tuyến của mặt dứt gãy với mặt địa hình), các ranh giới địa chất (giao tuyến của mặt tiếp xúc giữa các đá có thành phần, có tuổi hoặc có nguồn gốc khác nhau với mặt địa hình), các trục nếp uốn (hình chiếu trên mặt phẳng nam ngang của giao tuyến giữa mặt trục và mặt lớp bị uốn nếp), đường bùn lề nếp uốn (giao tuyến của mặt trục và mặt lớp), các fotolineamen (các cấu tạo dạng tuyến phát hiện được nhờ phân tích ảnh chụp từ máy bay hoặc từ vệ tinh), các trục quang học thạch anh, các trục tường tượng vuông góc với mặt nào đó của tinh thể v.v...

Các cấu tạo đường có ý nghĩa rất quan trọng trong việc xây dựng các đô thị nghiên cứu biến dạng, xác định các kiểu đá biến dạng (tectonit), xác định hình dạng các cấu tạo, tìm hiểu hướng vận động trong quá trình biến dạng ~~v.v.v.~~. Nghiên cứu sự định hướng của các quang trục thạch anh hoặc sự định hướng của các trục vuông góc với mặt cát khai, mặt

[001]) của biotit, cũng như các cạnh của một số khoáng vật khác, người ta đã xác định được các kiểu tectonit khác nhau, từ đó góp phần tìm hiểu quá trình động lực và địa động lực của hiện tượng biến dạng. Nghiên cứu các vết xước, các đường gờ, tức là các cấu tạo dạng tuyến trên mặt trượt của đứt gãy, người ta có thể xác định được hướng dịch chuyển của đứt gãy.

### 2.2.2. Cấu tạo mặt

Cấu tạo mặt là cấu tạo điển hình của các thể địa chất phát triển trong không gian hai chiều, nghĩa là các cấu tạo, chỉ phát triển theo hai chiều, còn chiều thứ ba thì không hoặc hầu như không phát triển. Cấu tạo mặt có thể là những mặt phẳng, mặt gồ ghề không phẳng lâm, mặt cong, mặt uốn lượn phức tạp. Điểm hình cho cấu tạo mặt là các mặt phẳng như mặt lớp, mặt tinh thể, mặt đứt gãy... Sự uốn lượn của cấu tạo mặt liên quan với những nguyên nhân nào đó xuất hiện trong quá trình thành tạo chúng. Như vậy ít nhiều, cấu tạo mặt thỏa mãn định nghĩa về mặt trong toán học; chúng có thể là mặt phẳng, mặt cong, v.v...

Trong thực tế địa chất thường gặp các cấu tạo mặt thực (có thực) như mặt tinh thể, mặt lớp, mặt móng (mặt không chính hợp), mặt phiến, mặt đứt gãy, mặt phiến hóa, mặt khe nứt, v.v... và các cấu tạo mặt ảo (không có thực, phải hình dung, tương tự theo định nghĩa để nhận biết) như mặt trục của nếp uốn, mặt uốn của nếp uốn, v.v...

Các cấu tạo mặt có ý nghĩa lớn trong việc xác định các đô thị và các elipxit biến dạng. Phân lớn các loại đứt gãy hoặc khe nứt phẳng, nhẵn gấp trong tự nhiên liên quan với các mặt có ứng suất tiếp xúc đại diện xuất hiện trong quá trình biến dạng (xem chương III). Các mặt trục của nếp uốn thường vuông góc với phương của lực (kiến tạo) tác dụng v.v... Các cấu tạo mặt còn là ranh giới của các thể địa chất có tuổi, thành phần hoặc nguồn gốc khác nhau. Nghiên cứu cấu tạo mặt có thể hiểu rõ hơn các cấu tạo đường liên quan với chúng và ngược lại với một cấu tạo đường người ta có thể xác định được các cấu tạo mặt có quan hệ với chúng.

### 2.2.3. Cấu tạo khối

Cấu tạo khối đặc trưng bởi sự phát triển của vật thể theo cả ba phương trong không gian ba chiều. Đối với một vật thể nếu có sự phát triển theo ba phương đồng đều thì vật thể có cấu tạo đẳng thước và nếu không đồng đều thì vật thể có cấu tạo không đẳng thước, nếu chỉ phát triển theo một phương thì vật thể có cấu tạo đường, nếu vật thể chỉ phát triển theo hai phương thì vật thể có cấu tạo mặt. Lẽ dĩ nhiên, giữa các cấu tạo đường, cấu tạo mặt và cấu tạo khối còn có các loại cấu tạo trung gian.

Thuộc về cấu tạo khối có thể kể như các khối magma (nói chung giới hạn bởi bề mặt phức tạp), các khối xâm nhập dạng mạch (giới hạn bởi 2 mặt tương đối phẳng và song song với nhau), các teran (terrane) (các khối địa chất giới hạn bởi các đứt gãy sâu...), các mảng (plate) (giới hạn bởi các đứt gãy sâu, thường là một tổ hợp của các teran), v.v...

Các cấu tạo khối có đặc điểm là phức tạp từ đồng nhất đến không đồng nhất. Tính đồng nhất hoặc không đồng nhất của các cấu tạo khối phụ thuộc vào quy mô của phạm vi nghiên cứu. Xét đến cùng thì các vật thể địa chất đều không đồng nhất. Ví dụ, một khối đá granit

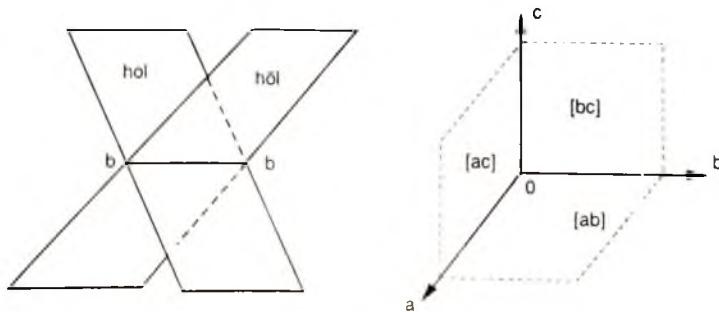
chẳng hạn, chúng ta có thể xem đó là một cấu tạo khối đồng nhất vì chúng đều cấu tạo bởi 25% thạch anh, 70% fenspat và 5% khoáng vật màu, có cấu tạo khối, có kiến trúc toàn tinh, kiến trúc granit v.v... Chúng được xem là đồng nhất vì ta đang xem xét ở quy mô một mẫu thạch học, ở quy mô nhỏ hơn, chỗ này là thạch anh, chỗ kia lại là fenspat, không thể là đồng nhất. Vì vậy khái niệm về đồng nhất cũng chỉ là tương đối. Không những thế, một cấu tạo khối có thể cấu tạo bởi một hoặc nhiều loại đá có nguồn gốc khác nhau, có thể cấu tạo bởi một hoặc nhiều teran, có lịch sử phát triển khác nhau. Cấu tạo khối có thể có hình dạng và cấu trúc biến đổi theo thời gian. Trong mọi trường hợp cấu tạo khối là những thể địa chất đơn giản hoặc phức tạp được giới hạn bởi các cấu tạo mặt.

Cấu tạo đường, cấu tạo mặt và cấu tạo khối thường gặp đồng thời trong không gian. Như trong toán học, giao nhau của các cấu tạo mặt cho ta cấu tạo đường, giao nhau của cấu tạo khối cho ta cấu tạo mặt, giao nhau của cấu tạo đường với cấu tạo đường hoặc cấu tạo đường với cấu tạo mặt cho ta cấu tạo điểm. Cấu tạo điểm có thể xem là cấu tạo khối có quy mô nhỏ nhất. Ở ngoài trời, trong nhiều vết lở, chúng ta có thể phát hiện rất nhiều cấu tạo đường, những cấu tạo đường này thường là giao tuyến của cấu tạo mặt với mặt địa hình, khi mặt địa hình thay đổi thì bức tranh cấu tạo đường nói trên cũng thay đổi theo.

## 2.3. CÁCH XÁC ĐỊNH VÀ BIỂU DIỄN CÁC DẠNG CẤU TẠO

### 2.3.1. Hệ trục tọa độ cấu tạo và cách gọi tên các cấu tạo mặt

Trong Địa chất cấu tạo và đặc biệt là trong Thạch học cấu tạo người ta dùng một hệ trục tọa độ gồm ba trục  $oa$ ,  $ob$ ,  $oc$  vuông góc với nhau từng đôi một, gọi là hệ trục tọa độ cấu tạo  $abc$ , trong đó theo phương của trục  $a$  vật thể di chuyển, vận động rõ ràng nhất, trục  $b$  thường là giao tuyến của các cấu tạo mặt sinh ra trong một pha biến dạng, chẳng hạn bắn lề của một nếp uốn, giao tuyến của hai mặt nứt có tính chất tương tự và sinh ra trong cùng một điều kiện, cùng một thời gian. Sử dụng hệ trục tọa độ này vào trong một cấu trúc nào đó (chẳng hạn một nếp uốn) người ta có thể gọi tên các cấu tạo mặt như sau: mặt  $[ab]$  là những mặt song song hoặc chứa trục  $a$  và trục  $b$ ; tương tự như vậy ta có mặt  $[bc]$ , mặt  $[ac]$ . Nếu



**Hình 2.1:** Kí hiệu mặt theo hệ trục tọa độ cấu tạo.

như một mặt nào đó chỉ song song với trục a. thì, như phép gọi tên các mặt trong tinh thể học, người ta gọi chúng là mặt okl, nếu chỉ song song với trục b thì gọi là mặt hol và nếu chỉ song song với trục c ta có mặt hko. Người ta thường gấp hai nhóm mặt okl, hai nhóm mặt hol và hai nhóm mặt hko ở một vật thể bị biến dạng. Để phân biệt những nhóm mặt này người ta đưa thêm một dấu gạch ngang lên dấu một chữ nào đó, chẳng hạn mặt hol và hōl (hình 2.1). Những mặt cắt cả 3 trục abc kí hiệu là mặt hkl.

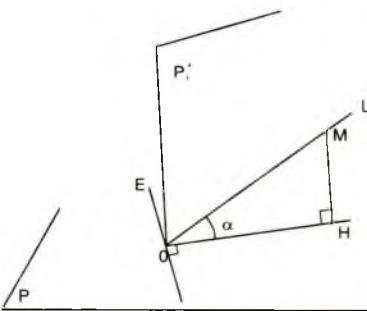
### 2.3.2. Phương pháp xác định và biểu diễn các dạng cấu tạo

#### 2.3.2.1. Xác định cấu tạo đường

Cấu tạo đường được xem như một đường thẳng. Trong trường hợp cấu tạo đường là đường cong khi biểu diễn cần phân chia thành một số đoạn thẳng rồi biểu diễn từng đoạn thẳng thành phần đó. Người ta cũng có thể chọn một đường trung bình đại diện cho đường cong đó để biểu diễn. Mỗi một đường thẳng trong không gian đều có thể được xác định bởi hướng dốc (hướng cắm) và góc dốc (góc cắm) của chúng. Góc dốc của một đường thẳng là góc tạo bởi đường thẳng đó và hình chiếu của nó trên mặt phẳng nằm ngang. Để xác định góc dốc nói trên người ta lập một mặt phẳng chứa đường thẳng đó và vuông góc với mặt phẳng nằm ngang P (mặt phẳng P<sub>1</sub> trong hình 2.2).

Trong hình 2.2, L là cấu tạo đường cần xác định góc dốc và hướng dốc. O là giao điểm của L với mặt phẳng nằm ngang P. M nằm trên L có hình chiếu trên P là H. Ké OE trên mặt phẳng P sao cho  $OE \perp OH$ . Theo định lí ba đường vuông góc ta có  $OM \perp OE$ , do đó  $\widehat{MOH}$  là góc nhị diện phẳng của mặt phẳng MOE (chứa L) và mặt phẳng P, chính là góc dốc  $\alpha$  của cấu tạo đường L. Đường MO chính là đường dốc của L với hướng dốc từ M về O. Để do

phương vị hướng dốc của L ta có thể dùng địa bàn địa chất. Trong thực tế để xác định phương vị (địa từ) của cấu tạo đường L ta chỉ việc đưa dấu Bắc của chiếc địa bàn địa chất theo chiều dốc xuống của L sao cạnh địa bàn nằm trong mặt phẳng thẳng đứng chứa L, kim Bắc của địa bàn sẽ chỉ cho ta góc phương vị (địa từ) của L. Như vậy, bất cứ một cấu tạo đường L nào, bằng cách như đã nêu ở trên, người ta dùng địa bàn địa chất đều có thể xác định được góc phương vị của hướng dốc MO, thực tế là xác định góc phương vị (địa từ) của vectơ  $\overrightarrow{HO}$  cũng như xác định được góc nghiêng cực đại của L đối với mặt phẳng nằm



Hình 2.2: Xác định góc dốc  $\alpha$  của  
cấu tạo đường OL.

ngang. Với hai giá trị, góc phương vị của  $\overrightarrow{HO}$  và góc dốc  $\alpha$  của L, hoàn toàn có thể xác định được vị trí của L trong không gian.

### 2.3.2.2. Xác định cấu tạo mặt

Xác định cấu tạo mặt chính là xác định các yếu tố nằm của cấu tạo mặt, bao gồm các góc phương vị đường phương, góc phương vị hướng dốc và góc dốc của cấu tạo mặt. Để xác định các yếu tố nằm trên người ta dùng địa chất. Cách dùng địa bàn địa chất để xác định (do) các yếu tố nằm của cấu tạo mặt (chẳng hạn mặt lớp) đã được trình bày trong giáo trình Địa chất đại cương (Lê Như Lai và nnk, 1978) hoặc Địa chất cơ sở (Lê Như Lai, 1964, 1965, 1974). Ở đây cần lưu ý góc phương vị địa lí (hoặc địa từ) của một phương L nào đó là góc tao bởi phương Bắc địa lí (hoặc địa từ) tới phương đó theo chiều thuận kim đồng hồ. Khi dùng địa bàn địa chất người ta chỉ đo được góc phương vị địa từ. Muốn có số đo là góc phương vị địa lí thì người ta phải cộng hoặc trừ đi độ lệch từ thiên hoặc dùng thủ thuật quay vòng chia độ trong địa bàn địa chất một góc bằng độ lệch từ thiên theo chiều thích hợp. Chỉ được phép đưa góc phương vị địa lí lên bản đồ vì bản đồ xác định theo phương Bắc địa lí. Ở những nước, như nước ta, độ lệch từ thiên nhỏ nên có thể xem góc phương vị địa từ bằng góc phương vị địa lí. Đối với một cấu tạo mặt bao giờ người ta cũng chú ý tới đường phương (đường tường tượng nằm ngang trên mặt lớp), đường dốc (đường vuông góc với đường phương và nằm trên mặt lớp), hướng dốc (hình chiếu của đường dốc trên mặt phẳng nằm ngang, lấy theo chiều về phía dốc xuống) và góc dốc (góc nhị diện phẳng giữa mặt lớp và mặt phẳng nằm điện ngang hoặc góc giữa đường dốc và hướng dốc). Người ta chỉ cần đo góc phương vị hướng dốc và góc dốc là đủ để xác định vị trí của cấu tạo mặt trong không gian. Ví dụ góc phương vị hướng dốc của một cấu tạo mặt nào đó là a và góc dốc của cấu tạo mặt đó là b, người ta thường ghi a  $\angle$  b (dấu  $\angle$  trên chéo dưới ngang, kí hiệu cho góc, không viết nhầm là dấu nhỏ hơn...). Ở một số nước khác người ta đo và ghi giá trị đường phương, sau đó đến hướng dốc rồi đến góc dốc. Việc ghi chép cả 3 số liệu như vậy rườm rà, không cần thiết, vì biết hướng dốc là có thể suy ra ngay giá trị góc phương vị đường phương bằng cách cộng hoặc trừ đi  $90^\circ$ ; ngược lại biết giá trị của góc phương vị đường phương không phải dễ dàng bằng phép tính cộng trừ để có thể suy ra góc phương vị hướng dốc mà phải ghi chép thêm cấu tạo mặt đó dốc về phương nào! Cần đây để cho giản tiện chúng tôi đề nghị kí hiệu thế nằm của cấu tạo mặt (hoặc cấu tạo đường) là a/b (góc phương vị hướng dốc/góc dốc), chỉ cần gạch chéo mà không cần phải viết kí hiệu góc như đã nêu ở trên.

### 2.3.2.3. Biểu diễn các dạng cấu tạo theo phương pháp chiếu cấu

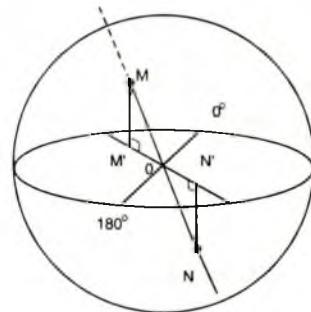
Trong các công trình nghiên cứu địa chất người ta thường dùng phép chiếu cấu để biểu diễn cấu tạo đường và cấu tạo mặt. Chúng ta hãy hình dung, giả sử có một quả cầu, hãy để cho mặt phẳng xích đạo của nó song song với mặt phẳng nằm ngang và từ đó ta có hai bán cầu, bán cầu trên và bán cầu dưới (so với mặt phẳng xích đạo). Khi biểu diễn các yếu

tô cầu tạo người ta dùng một trong hai bán cầu này và phải nói rõ bán cầu sử dụng trong công trình của mình là bán cầu nào.

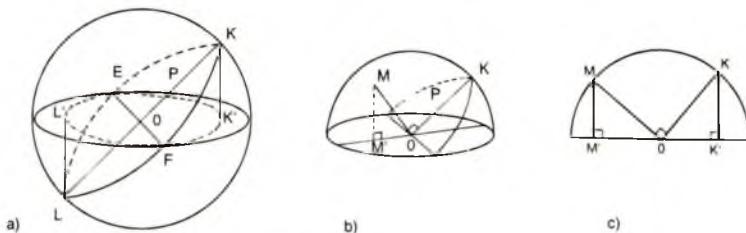
Ở mặt phẳng xích đạo người ta định hướng Bắc Nam và chia vòng tròn xích đạo theo các phương địa lí từ  $0^\circ$  hoặc  $360^\circ$  (ở Bắc) đến  $10^\circ, 20^\circ, \dots, 350^\circ, 360^\circ$  theo chiều thuận kim đồng hồ. Muốn biểu diễn cầu tạo đường L nào đó ta dựa vào hướng dốc (góc phương vị hướng dốc a) và góc dốc b của nó để tưởng tượng vị trí của nó trong bán cầu. Lê dĩ nhiên phải dựng L đi qua tâm O của vòng tròn xích đạo (đáy bán cầu). Đường thẳng đi qua O của cầu tạo L cắt bán cầu trên ở M. Hình chiếu M' của M trên đáy bán cầu được xem là điểm biểu diễn của L theo phép chiếu cầu và ở bán cầu trên. Tương tự như vậy, cầu tạo đường L cắt bán cầu dưới ở N; hình chiếu N' của N trên đáy bán cầu được xem là điểm biểu diễn của L theo phép chiếu cầu với bán cầu dưới. Như vậy chiếu xuống bán cầu trên hoặc dưới về nguyên tắc không có gì khác nhau, biết M' có thể suy ra N' và ngược lại (đối xứng với nhau qua O).

Đối với các cầu tạo mặt, khi biểu diễn chúng bằng phương pháp chiếu cầu, người ta tưởng tượng đưa pháp tuyến của cầu tạo mặt đó qua O. Các cầu tạo mặt được thể hiện thông qua pháp tuyến của chúng (đi qua O); tức là lại quay về cách biểu diễn cầu tạo đường.

Một cầu tạo mặt chỉ có một pháp tuyến đi qua O cho nên chỉ có một giao điểm của pháp tuyến đó với bán cầu trên (hoặc bán cầu dưới) và chỉ có một điểm là hình chiếu của giao điểm nói trên trong mặt phẳng đáy bán cầu. Như vậy mỗi một cầu tạo mặt đều có thể biểu diễn bằng một điểm (hoặc là theo bán cầu trên hoặc bán cầu dưới). Người ta còn có thể biểu diễn một cầu tạo mặt bằng một cung, đó là hình chiếu của giao tuyến giữa mặt đó với mặt bán cầu (trên hoặc dưới) trên mặt phẳng nằm ngang (đáy bán cầu).



**Hình 2.3:** Biểu diễn cầu tạo đường L theo phép chiếu cầu.



**Hình 2.4:** Biểu diễn cầu tạo mặt bằng điểm và bằng cung.

Trong hình 2.4a, P là cầu tạo mặt. Cầu tạo mặt này cắt bán cầu trên theo cung EKF, cắt bán cầu dưới theo cung ELF. Hình chiếu của các cung này trên đáy bán cầu (EK'F hoặc

$EL'F$ ) là cung biểu diễn hình chiếu cầu của mặt phẳng  $P$ . Hình 2.4b cho thấy cách biểu diễn cầu tạo mặt theo pháp tuyến. Ở đây  $OM$  là pháp tuyến của mặt phẳng  $P$ .  $M$  là giao điểm của pháp tuyến với bán cầu trên. Hình chiếu của  $M$  trên đáy bán cầu là  $M'$ . Gọi  $K$  là giao điểm của giao tuyến giữa mặt phẳng  $P$  và mặt thẳng đứng chứa  $OM$ .  $K'$  là hình chiếu của  $K$  trên đáy bán cầu (hình 2.4c). Khi cầu tạo mặt  $P$  dốc đứng, góc dốc bằng  $90^\circ$  thì điểm  $M$  ở trên chu vi, điểm  $K'$  trùng với  $O$  là tâm đồ thị. Khi cầu tạo mặt nằm ngang, góc dốc bằng không,  $M'$  trùng với  $O$  và  $K'$  nằm trên chu vi vòng tròn đáy bán cầu. Về mặt nguyên tắc đoạn  $M'K'$  có số đo bằng bán kính. Tuy nhiên khi sử dụng phép chiếu cầu người ta dùng mạng Schmidt (do W. Schmidt đề xuất) hoặc mạng Wulff (do Wulff đề xuất). Lúc đó khoảng cách đó có thể không đúng bằng bán kính.

Trong giáo trình này, từ nay về sau, chúng ta sử dụng cả hai bán cầu. Để lưu ý người đọc, khi sử dụng bán cầu trên người ta có thể thông báo ngay từ đầu hoặc vẽ kí hiệu  $\triangle$  bên cạnh các đồ thị, ngược lại nếu dùng bán cầu dưới người ta vẽ  $\square$  bên cạnh đồ thị.

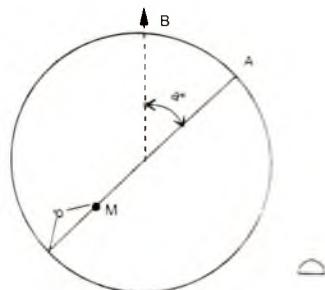
#### 2.3.2.4. Biểu diễn các cầu tạo bằng toán học

Trong những năm gần đây người ta đã vận dụng toán học vào môn học Địa chất cầu tạo, đặc biệt là biểu diễn các dạng cầu tạo bằng các phương trình toán học quen thuộc. Tất cả các cầu tạo đường đều có thể quy về phương trình có dạng  $Ax + By + C = 0$ ; trong đó  $A, B, C$  là hằng số và  $A, B$  không đồng thời bằng không. Trong không gian các cầu tạo đường được biểu diễn là phương trình có dạng:  $Ax + By + Cz + D = 0$ ; trong đó  $A, B, C, D$  là hằng số và  $A, B, C$  không đồng thời bằng không. Phương trình mặt cầu có tâm  $I(a, b, c)$  và bán kính  $R$  là:  $(x - a)^2 + (y - b)^2 + (z - c)^2 = R^2$ ; mặt elipxit có phương trình:  $\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1$ ; mặt hyperboloid 1 tầng có dạng:  $\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - \frac{z^2}{c^2} = 1$  và 2 tầng có dạng:  $\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - \frac{z^2}{c^2} = -1$ .

Nếu biết cầu tạo đường  $L$  là giao tuyến của 2 mặt  $f(x)$  và  $g(x)$  thì có thể xác định được phương trình của  $L$  bằng cách giải  $f(x) - g(x) = 0$ . Việc phương trình hóa các cầu trúc uốn nếp, đứt gãy bước đầu đã được tiến hành có kết quả (Lê Như Lai, 1973, 1974, 1981).

#### 2.3.2.5. Sử dụng các mạng chiếu cầu

Giả sử chúng ta dùng mạng Schmidt hoặc mạng Wulff để biểu diễn cầu tạo đường có số đo là  $a/b$ ; trong đó  $a$  là góc phương vị hướng dốc và  $b$  là góc dốc. Vị trí  $M$  biểu diễn cho cầu tạo có số đo là  $a/b$



Hình 2.5: Nguyên tắc biểu diễn cầu tạo đường và cầu tạo mặt.

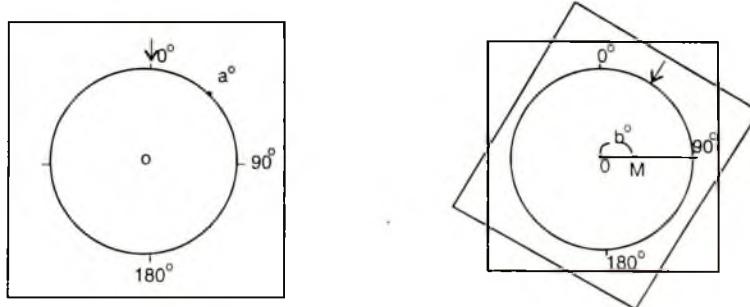
được xác định trên đường bán kính với  $\widehat{BOA} = a^\circ$  và với đoạn OM trên bán kính đó bằng  $b^\circ$ , với điều kiện chia bán kính OA ra làm  $90^\circ$  phần bằng nhau, mỗi phần tương ứng với  $1^\circ$  hoặc theo cách phân chia khác nhau của các mạng chiếu cầu. Tương tự như vậy vòng tròn tâm O có bán kính là OA (thường bằng 10cm) cũng được chia ra làm 360 phần, mỗi phần ứng với  $1^\circ$  (hình 2.5). Khi dùng mạng Schmidt hoặc mạng Wulff (thường dùng là mạng Schmidt đối với Địa chất cấu tạo) người ta tiến hành theo các bước sau đây:

- Đặt lên trên mạng Schmidt (hoặc mạng Wulff) một tờ giấy can có kích thước bao trùm mạng đó, khoảng  $25 \times 22\text{cm}$ .

- Vẽ vòng tròn lên giấy can, vòng tròn này có tâm trùng với tâm của vòng tròn mạng, có đường kính bằng đường kính của vòng tròn mạng (thường là 20cm) và đánh dấu phương Bắc bằng một gạch dọc hoặc mũi tên trên giấy can.

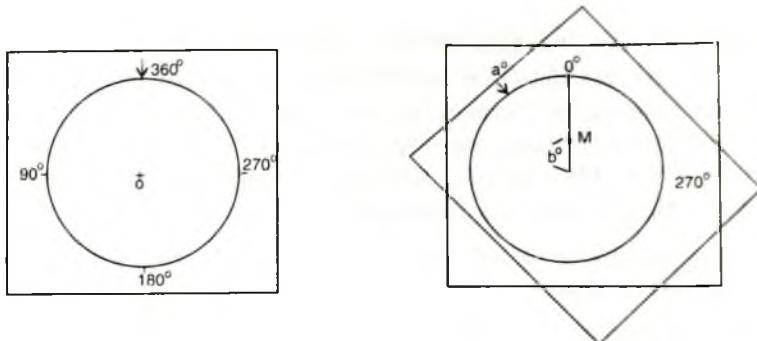
- Dùng đinh ghim ấn vào tâm hai vòng tròn. Có hai trường hợp xảy ra:

Thứ nhất, ở mạng có vòng tròn chia độ thuận chiều kim đồng hồ, ta chỉ việc nhìn qua giấy can tìm vị trí của số độ  $a^\circ$  trên chu vi của mạng, đánh dấu trên giấy can, sau đó quay tờ giấy can xung quanh đinh ghim sao cho điểm đánh dấu nói trên trùng với số  $90^\circ$  trên mạng; rồi từ tâm O theo đường bán kính O -  $90^\circ$  ta tìm vị trí đã được ghi sẵn trên bán kính ứng với  $b^\circ$ . Tại đó ta chấm 1 điểm, đó chính là điểm M cần tìm (hình 2.6a). Ta cũng có thể đưa điểm đánh dấu trùng với số  $360^\circ$  trên mạng rồi trên đoạn tâm O đến  $360^\circ$ , tìm một điểm M với OM =  $b^\circ$ , M là điểm cần tìm.



Hình 2.6a: Cách xác định điểm chiếu cầu theo mạng chia độ thuận chiều kim đồng hồ.

Thứ hai, nếu mạng Schmidt chia ngược chiều kim đồng hồ (thường thuận lợi hơn) người ta đánh dấu phương Bắc (của mạng) trên giấy can rồi xoay tờ giấy can xung quanh đinh ghim ở tâm, sao cho mũi tên đánh dấu nói trên chỉ vào  $a^\circ$  (nhìn qua giấy can xuống mạng); rồi từ trục tâm O đến  $360^\circ$  ta tìm vị trí có giá trị là  $b^\circ$ , đó chính là điểm M cần xác định (hình 2.6b).



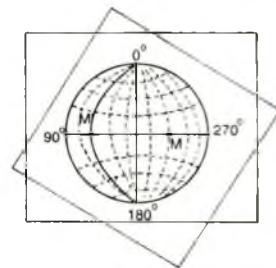
**Hình 2.6b:** Các xác định điểm chiếu cần theo mạng chia độ ngược chiều kim đồng hồ.

Tùy theo cách chia độ trên mạng, người ta có thể xoay giấy can theo chiều khác nhau, miễn là đảm bảo nguyên tắc như đã nêu ở hình 2.5. Do cấu tạo mặt được biểu diễn bằng một điểm dựa vào pháp tuyến (đi qua tâm O) nên về nguyên tắc cũng giống như biểu diễn cấu tạo đường đã trình bày ở trên. Muốn biểu diễn cấu tạo mặt là một cung ta tiến hành bằng nhiều cách, chẳng hạn khi tìm được điểm M rồi, ta đưa điểm M về nằm trên đường kính  $270^\circ - 90^\circ$ . Tìm điểm M' trên đường kính này sao cho  $M'OM = 90^\circ$ ; vẽ theo mạng Schmidt (bên dưới) cung đi qua  $360^\circ - M' - 180^\circ$ . Đó chính là cung phải tìm (hình 2.7). Có rất nhiều cách khác nhau để biểu diễn cung và điểm đối với cấu tạo mặt, và điểm đối với cấu tạo đường.

Ngược lại, người ta cũng có thể biểu diễn cấu tạo mặt bằng một điểm sau khi đã xác định cung biểu diễn cấu tạo đó. Các cung biểu diễn cấu tạo mặt thường được gọi là vòng tròn lớn, điểm biểu diễn cấu tạo mặt gọi là cực.

Khi có mạng Schmidt trong tay, nắm vững nguyên tắc, chắc chắn sẽ có nhiều phương pháp mới, sáng tạo được phát hiện để xác định điểm chiếu cầu hoặc cung chiếu cầu của các dạng cấu tạo.

Về phép chiếu cầu và biểu diễn các dạng cấu tạo, có thể tìm hiểu thêm các tài liệu trong các công trình của R. Adler, W. Fenchel, H. - J. Martini và A. Pilger, 1967; R. Adler, W. Fenchel và A. Pilger, 1969; G. Moebius, 1988; Lê Như Lai, 1977, 1996, 1998; v.v...

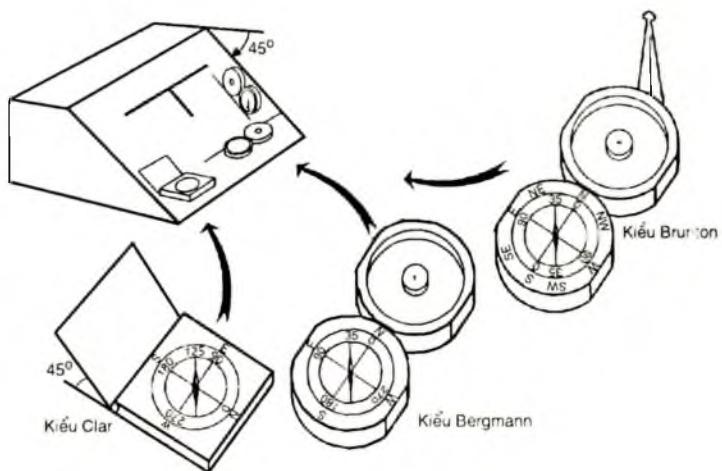


**Hình 2.7:** Cách biểu diễn cấu tạo mặt bằng một cung sau khi xác định được điểm chiếu cầu M của cung đó.

Trong thời gian gần đây, việc ứng dụng tin học trong gia công các số liệu cấu tạo mặt, cấu tạo đường qua máy vi tính đã được một số tác giả đề cập và đã có những kết quả tốt đẹp. Trước hết, bằng máy vi tính với các phần mềm thích hợp việc gia công các số liệu nói trên đã rút ngắn được nhiều thời gian làm việc. Về vấn đề này sinh viên sẽ được học trong phần thực tập của giáo trình này. Tuy nhiên những vấn đề nêu trong giáo trình này sinh viên cần nắm vững để kiểm tra kết quả cũng như để vận dụng khi cần thiết.

#### CÁC HÌNH THAM KHẢO (Bạn đọc tự tìm hiểu)

##### Các kiểu địa bàn thường dùng



## **Chương III**

# **HIỆN TƯỢNG BIẾN DẠNG CỦA ĐÁ**

### **3.1. NHỮNG KHÁI NIÊM CƠ BẢN VỀ HIỆN TƯỢNG BIẾN DẠNG**

Trái Đất nói chung và các thành phần của nó, như vỏ Trái Đất hoặc các bộ phận của vỏ Trái Đất, các loại đá, đều có thể bị biến dạng trước sự tác động của nhiều nhân tố khác nhau, đặc biệt là các lực kiến tạo. Lực kiến tạo là lực gây ra do các quá trình hoạt động kiến tạo, có nguồn gốc từ bên trong Trái Đất. Những lực này tác dụng vào những phần khác nhau của Trái Đất làm cho chúng bị biến dạng.

#### **3.1.1. Biến dạng**

Biến dạng (strain) là hiện tượng biến đổi vị trí tương quan giữa các phần tử tạo nên vật thể, làm biến đổi hình dạng (shape change) và có khi làm biến đổi cả thể tích (volume change) của vật thể. Hiện tượng biến dạng của các đá có thể gây nên bởi các lực cơ học bên ngoài tác động vào vật thể, thường là các lực kiến tạo, và cũng có thể do những nguyên nhân khác xuất hiện ngay trong vật thể như sự thay đổi nhiệt độ, sự biến đổi về tướng khoáng vật. Những sự biến đổi này dẫn đến sự thay đổi hình dạng hoặc thể tích của vật thể. Ngoài ra các nguyên nhân vật lý, hóa học khác (từ hóa, điện tích, v.v...) cũng là những tác nhân gây biến dạng. Môn học về biến dạng gọi là Động học (Kinematics).

Như đã định nghĩa ở trên, biến dạng của vật thể dẫn đến sự biến đổi về thể tích của vật thể (dilatation, volume change), vật thể thường nhỏ hơn so với lúc đầu, nhưng có hình dạng tương tự; hoặc hiện tượng biến dạng có thể làm cho vật thể bị thay đổi về hình dạng (distortion, shape change) hoặc có thể gây cho vật thể bị biến dạng cả về thể tích lẫn hình dạng ban đầu của nó. Trong một số trường hợp, quá trình biến dạng có thể không (hoặc rất ít) gây ra hiện tượng biến đổi thể tích của vật thể nhưng lại làm cho vật thể bị xoay gọi là biến dạng quay (rotation). Quá trình biến dạng dẫn đến sự thay đổi hình dạng, thay đổi thể tích có kèm theo hiện tượng xoay gọi là biến dạng toàn phần (total strain).

#### **3.1.2. Ngoại lực**

Ngoại lực là lực tác dụng của môi trường bên ngoài hoặc của vật thể khác lên vật thể đang xét. Trong Địa chất cấu tạo, ngoại lực là những lực kiến tạo, những lực phát sinh từ bên trong Trái Đất, thường theo phương nằm ngang hoặc theo phương thẳng đứng, có khi theo không gian ba chiều (trung gian giữa nằm ngang và thẳng đứng), và còn biến đổi theo thời gian. Ngoại lực còn có thể là tai trọng hoặc phản lực. Tai trọng là lực tác dụng lên vật

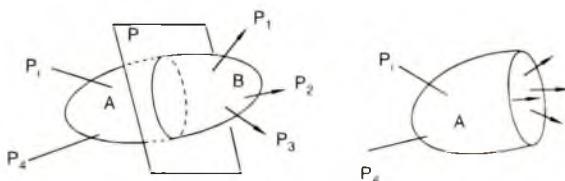
thể mà vị trí, trị số và tính chất của nó đã được biết trước. Khi có tải trọng tác dụng thì tại chỗ tiếp xúc của tải trọng với vật thể đang xét xuất hiện phản lực. Giá trị của phản lực phụ thuộc vào tải trọng. Trong một số tác phẩm địa chất, ngoại lực còn được gọi là stress (stress). Cách gọi như vậy có thể gây nhầm lẫn với ứng suất (stress) sẽ được bàn đến ở phần sau. Cũng không nên nhầm lẫn khái niệm về ngoại lực và nội lực ở đây với thuật ngữ ngoại lực và nội lực trong phản hoạt động địa chất ngoại lực (xảy ra bên ngoài) và hoạt động địa chất nội lực (xảy ra ở bên trong Trái Đất) trong các giáo trình Địa chất đại cương và Cơ sở địa chất (Lê Như Lai, 1964; 1965; 1974; ...)\*.

### 3.1.3. Nội lực

Một vật thể có được một hình dạng nào đó là do giữa các phần tử cấu tạo nên vật thể có các lực liên kết. Khi ngoại lực tác dụng vào vật thể thì lực liên kết đó phải thay đổi để thích ứng, thậm chí phải tăng lên để chống lại hiện tượng biến dạng do ngoại lực gây ra. Độ tăng của lực liên kết ấy gọi là nội lực. Nội lực còn được gọi là lực đàn hồi hoặc ứng lực. Môn học chuyên nghiên cứu về các lực gọi là Động lực học (Dynamics).

### 3.1.4. Ứng suất

Giả sử có một vật thể đàn hồi ở trạng thái cân bằng dưới tác dụng của một hệ ngoại lực  $P_1, P_2, \dots, P_i$ . Cắt qua vật thể này một mặt cắt P bất kì, vật thể bị chia thành hai phần A và B. Hãy tưởng tượng bỏ phần B đi, rõ ràng A không còn ở trạng thái cân bằng. Như vậy chứng tỏ rằng A chỉ có thể ở trạng thái cân bằng khi B tác động lên A một hệ lực phân bố trên khắp mặt cắt. Ngược lại, nếu xét sự cân bằng của B ta cũng thấy A đã tác động lên B một hệ lực tương tự nhưng có chiều ngược lại (hình 3.1). Hệ lực này được gọi là hệ nội lực hay hệ ứng lực, xuất hiện bên trong của vật thể. Chúng sinh ra nhằm chống lại sự biến dạng do ngoại lực gây ra. Hợp lực của hệ nội lực này xác định được vì chúng cân bằng với ngoại lực tác dụng lên mỗi phần.



**Hình 3.1: Xác định ứng suất.**

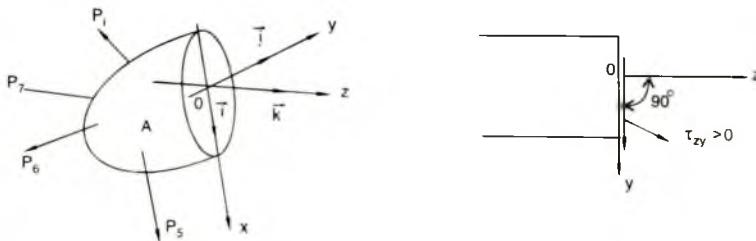
Ứng suất (stress) được xác định là cường độ của nội lực tác dụng trên một đơn vị diện tích. Giả sử trên diện tích  $\Delta F$  có nội lực tác dụng là  $\Delta P$  thì ứng suất trung bình là:

\* Những trích dẫn của tác giả (Lê Như Lai) nếu không ghi rõ phản tài liệu tham khảo, xin xem ở Thư mục các công trình khoa học của trường Đại học Mỏ - Địa chất; tập 1 (1999); tập 2 (2001).

$$\bar{p}_{tb} = \frac{\Delta \vec{P}}{\Delta F}$$

Dưới đây chúng ta hãy xét ứng suất tại điểm M bất kì trên mặt cắt P của vật thể. Giả sử  $dF$  là nhân tố diện tích xung quanh M có ứng lực trên  $dF$  là  $d\vec{P}_1$ . Phương của  $d\vec{P}_1$  nói chung không vuông góc với P. Ứng suất tại M được xác định bằng tỉ số  $\bar{p} = \lim \frac{d\vec{P}_1}{dF}$ , ( $N/cm^2$ ) khi  $dF$  tiến đến 0.

Nếu trên mặt cắt P ta chọn một hệ trục tọa độ thuận Oxyz, trong đó Oz vuông góc với P và gọi  $\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$  là các vecto đơn vị trên các trục Ox, Oy, Oz thì  $\bar{p}$  được biểu diễn bằng các thành phần hình chiếu của nó như sau:  $\bar{p} = \sigma_z \vec{k} + \tau_{zy} \vec{j} + \tau_{zx} \vec{i}$ .  $\sigma_z$  là ứng suất pháp (normal stress),  $\tau_{zy}$  và  $\tau_{zx}$  là ứng suất tiếp (shear stress). Trong đó, chỉ số thứ nhất z để chỉ t nằm trên mặt cắt vuông góc với trục z, chỉ số thứ hai để chỉ phương song song của  $\tau$ . Nói cách khác, ứng suất tại một điểm có thể tách làm hai thành phần. Thành phần thứ nhất vuông góc với mặt cắt (hoặc song song với pháp tuyến của mặt cắt) gọi là ứng suất pháp, kí hiệu là  $\sigma$  (xích ma); thành phần nằm trong mặt cắt gọi là ứng suất tiếp, kí hiệu là  $\tau$  (tô).  $\tau$  nằm trên mặt phẳng P nên lại có thể tách làm hai thành phần song song với hai phương nằm trong mặt P của hệ tọa độ Oxyz. Phương của  $\sigma_z$  được xem là dương nếu vecto biểu diễn nó có chiều trùng với chiều của pháp tuyến ngoài của mặt cắt và  $\tau_{zy}$  được quy ước là dương khi đứng về phía dương của trục x nhìn vào mặt yOz thấy chiều của vecto biểu diễn  $\tau_{zy}$  là chiều của z quay theo chiều kim đồng hồ một góc  $90^\circ$  trong mặt yOz (hình 3.2).



Hình 3.2: Xác định chiều của ứng suất.

Theo lí thuyết đàn hồi, một vật thể nhỏ, đồng nhất, đằng hướng nếu bị biến dạng đàn hồi thì ứng suất pháp chỉ gây ra biến dạng dài và ứng suất tiếp chỉ gây ra biến dạng góc.

### 3.1.5. Trạng thái ứng suất

Trong ví dụ trên, nếu cắt qua M những mặt P khác nhau đi qua điểm đó thì ứng với mỗi một mặt P ta có một vecto ứng suất  $\bar{p}$ .

Ta hãy lấy một phần tử chứa M trong một vật thể cân bằng để xem xét. Để đơn giản và thuận tiện cho tính toán, giả sử phần tử đó là một tứ diện có ba mặt vuông góc với nhau

từng đôi một, tạo nên một tam diện vuông và mặt thứ tư là một mặt nghiêng bất kì như tứ diện OABC ở hình 3.3. Chọn hệ trục Oxyz là các cạnh của tam diện và gọi  $\vec{v}$  là vectơ đơn vị trên pháp tuyến của mặt phẳng nghiêng. Cosin chỉ phương của  $\vec{v}$  kí hiệu lần lượt là  $\cos(v, x) = l$ ,  $\cos(v, y) = m$  và  $\cos(v, z) = n$ . Ứng suất trên các mặt  $yOz$ ,  $xOz$ ,  $xOy$  và ABC kí hiệu lần lượt là  $\vec{p}_x$ ,  $\vec{p}_y$ ,  $\vec{p}_z$  và  $\vec{p}_v$ . Thành phần hình chiếu của chúng trên các trục tọa độ là:

$$\vec{p}_x = \sigma_x \vec{i} + \tau_{xy} \vec{j} + \tau_{xz} \vec{k}$$

$$\vec{p}_y = \tau_{yx} \vec{i} + \sigma_y \vec{j} + \tau_{yz} \vec{k}$$

$$\vec{p}_z = \tau_{zx} \vec{i} + \tau_{zy} \vec{j} + \sigma_z \vec{k}$$

$$\vec{p}_v = X \vec{i} + Y \vec{j} + Z \vec{k}$$

Với  $\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$  là các vectơ đơn vị;  $X, Y, Z$  là thành phần hình chiếu của ứng suất  $\vec{p}_v$  trên các trục tọa độ.

Gọi  $S_1, S_2, S_3, S_4$  lần lượt là diện tích của các mặt ABC, AOC, AOB và BOC thì  $S_2 = S_1 \cdot l$ ,  $S_3 = S_1 \cdot m$ ,  $S_4 = S_1 \cdot n$ .

Vì phân tố ở trạng thái cân bằng nên ứng lực do ứng suất  $\vec{p}'$  tác động trên một mặt nào đó phải cân bằng với ứng lực trên các mặt còn lại. Ta có:

$$\vec{p}_x S_1 l + \vec{p}_y S_1 m + \vec{p}_z S_1 n + \vec{p}_v S_1 = 0 \text{ hay } \vec{p}_x l + \vec{p}_y \cdot m + \vec{p}_z \cdot n + \vec{p}_v = 0$$

Chiếu xuống các trục ta có:

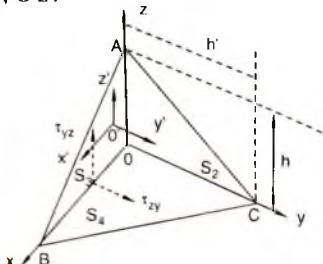
$$X = \sigma_x l + \tau_{yx} \cdot m + \tau_{zx} \cdot n$$

$$Y = \tau_{xy} l + \sigma_y \cdot m + \tau_{zy} \cdot n$$

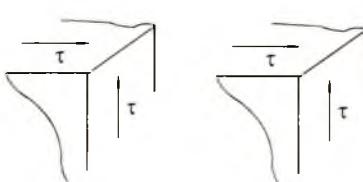
$$Z = \tau_{xz} l + \tau_{yz} \cdot m + \sigma_z \cdot n$$

Ngoài điều kiện vectơ chính bằng không cần phải có mômen chính bằng không.

Gọi  $O'$  là trọng tâm của tam giác ABC, lập hệ trục tọa độ  $O'x'y'z'$  song song với hệ trục tọa độ Oxyz. Các thành phần mômen chính tại  $O'$  là tổng mômen của các lực đối với trục  $O'x'$ ,  $O'y'$ ,  $O'z'$ .



Hình 3.3: Xác định trạng thái ứng suất.



Hình 3.4: Chiếu của các ứng suất.

Tính tổng mômen của các lực theo trục O'x' ta thấy chỉ có mômen do lực của hai thành phần  $\tau_{yx}$  và  $\tau_{xy}$  là khác không và có chiều như được vẽ trên hình 3.3; các mômen do các lực khác gây ra đều bằng không. Gọi h và h' là chiều cao của tứ diện ứng với các đáy OBC và AOB (hình 3.3), ta có:  $S_4 \frac{h}{3} \tau_{xy} - S_3 \frac{h'}{3} \tau_{yz} = 0$ , vì  $S_4 \frac{h}{3} = S_3 \frac{h'}{3} = V$  (thể tích của tứ diện), nên:  $|\tau_{xy}| = |\tau_{yz}|$ .

Chứng minh tương tự ta có:  $|\tau_{xy}| = |\tau_{yx}|$ ;  $|\tau_{xz}| = |\tau_{zx}|$ .

Từ đó ta có định luật về đối ứng của ứng suất tiếp: các thành phần ứng suất tiếp trên các mặt vuông góc với nhau có chiều cùng hướng vào cạnh chung hoặc cùng hướng ra khỏi cạnh chung và có trị số bằng nhau (hình 3.4). Như vậy trong chín thành phần ứng suất trên các mặt của tam diện vuông chỉ có 6 thành phần độc lập, chúng là thành phần của một đại lượng vật lí không thay đổi khi hệ trục tọa độ thay đổi, gọi là tenxơ ứng suất:

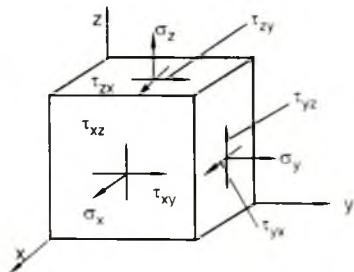
$$T_\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_x & \tau_{yx} & \tau_{zx} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{vmatrix}$$

Đây là một tenxơ hạng hai đối xứng. Tenxơ ứng suất nói trên đặc trưng cho trạng thái ứng suất tại M, nghĩa là với các thành phần đó đủ để cân bằng với các ứng suất trên các mặt cắt khác đi qua M. Vì thế để biểu diễn trạng thái ứng suất tại M ta tách ra khỏi vật thể bị biến dạng một phần tử hình hộp tại M, vô cùng nhỏ có thể tích được xem là bằng không và kí hiệu các thành phần ứng suất như ở hình 3.5.

### 3.1.6. Phương chính và ứng suất chính

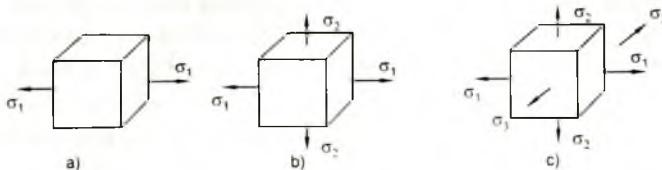
Người ta đã chứng minh được rằng, tại một điểm bất kì của vật thể chịu lực bao giờ cũng có thể tìm được ba mặt phẳng vuông góc với nhau cùng đối một, trên những mặt phẳng ấy chỉ có ứng suất pháp mà không có ứng suất tiếp. Những mặt đó gọi là mặt chính (principal stress plane). Ứng suất pháp nếu có trên những mặt chính gọi là ứng suất chính (principal stress). Khi không có ứng suất pháp xuất hiện trên các mặt đó chứng tỏ ứng suất pháp bằng không. Phương vuông góc với mặt chính gọi là phương chính hoặc trục ứng suất chính (principal stress axes). Ứng suất chính còn được gọi là ứng suất cực trị của trạng thái ứng suất. Các ứng suất chính được kí hiệu là  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  (với quy ước  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) còn được gọi là ứng suất chính lớn nhất, ứng suất chính trung bình và ứng suất chính nhỏ nhất.

Nếu cả ba ứng suất chính đó đều khác không, ta có trạng thái ứng suất khôi. Nếu một trong ba ứng suất chính đó bằng không, ta có trạng thái ứng suất phẳng hoặc trạng thái ứng



Hình 3.5: Các thành phần ứng suất

suất mặt. Nếu hai trong ba ứng suất chính bằng không, ta có trạng thái ứng suất đơn hoặc trạng thái ứng suất đường (hình 3.6). Các dạng cấu tạo khối, cấu tạo mặt và cấu tạo đường (xem 2.2) thường được thành tạo liên quan với các trạng thái ứng suất hoặc trạng thái biến dạng tương ứng nói trên.



**Hình 3.6:** Các trạng thái ứng suất:  
a) Khối; b) Mặt; c) Đường.

### 3.2. PHÂN LOẠI BIẾN DẠNG

Có nhiều cách phân loại biến dạng. Dưới đây là một số cách phân loại biến dạng cơ bản nhất.

#### 3.2.1. Dựa vào tính chất cơ lí của vật thể bị biến dạng

Dựa vào tính chất cơ lí của vật thể bị biến dạng hoặc dựa vào tính chất cơ lí của vật thể trong từng giai đoạn biến dạng người ta chia ra các kiểu biến dạng sau đây:

##### 3.2.1.1. Biến dạng đàn hồi

Các vật thể trong thiên nhiên nói chung đều có tính đàn hồi. Tính đàn hồi của vật thể được thể hiện ở chỗ, nó làm cho vật thể bị biến dạng có thể khôi phục lại hình dạng và vị trí ban đầu của nó, nếu ngừng tác dụng lực vào vật thể. Có những vật thể khi bị biến dạng chỉ thể hiện tính đàn hồi ở một giai đoạn nào đó (giai đoạn đàn hồi), sau giai đoạn này vật thể không còn tính đàn hồi nữa. Biến dạng khi vật thể còn có khả năng đàn hồi gọi là biến dạng đàn hồi. Tính đàn hồi lí tưởng là khả năng của vật thể khôi phục lại toàn vẹn hình dạng ban đầu khi nguyên nhân gây ra biến dạng bị loại bỏ. Theo lí thuyết đàn hồi thì độ lớn của biến dạng đàn hồi tỉ lệ thuận với độ lớn của ứng suất. Nói cách khác, tương quan giữa biến dạng và ứng suất là tương quan tuyến tính. Tương quan này không phụ thuộc vào thời gian tác dụng của lực vào vật thể bị biến dạng. Đây cũng là nội dung cơ bản của định luật Húc (do Hooke nêu ra) về biến dạng đàn hồi trong trường hợp kéo (căng) đơn trực. Định luật Húc có thể viết dưới dạng đơn giản như sau:  $\sigma = E \cdot e$ , trong đó  $\sigma$  là ứng suất;  $E$  là hằng số tỉ lệ, không đổi đối với từng loại vật liệu còn được gọi là módun đàn hồi;  $e = \frac{\Delta l}{l}$  với  $\Delta l$  là độ dãn dài,  $l$  là chiều dài ban đầu của vật thể bị biến dạng.  $e$  gọi là độ biến dạng dài tương đối của vật thể theo phương  $\sigma$ .

### **3.2.1.2. Biến dạng dẻo**

Biến dạng dẻo là hiện tượng biến dạng đặc trưng cho các vật thể dẻo. Đó là các vật thể bị biến dạng cho dù đã loại bỏ nguyên nhân gây ra biến dạng, vật thể vẫn không có khả năng khôi phục lại hình dạng ban đầu. Đối với các vật thể đàn hồi, khi lực tác dụng vào vật thể vượt quá một giới hạn nào đó, vật thể không còn khả năng biến dạng đàn hồi, lúc đó vật thể chỉ có thể khôi phục lại hình dạng ban đầu ở một phần nào đó, còn lại phần lớn không khôi phục lại được. Phần không khôi phục được hình dạng ban đầu sau khi đã ngừng tác dụng lực là phần đã bị biến dạng dẻo hoặc biến dạng dư. Lí thuyết về quy luật hình thành biến dạng dẻo và trạng thái ứng suất của quá trình biến dạng đó gọi là lí thuyết dẻo. Biến dạng dẻo không những tu lệ với lực tác dụng mà còn tu lệ với thời gian tác động (kéo dài) của lực gây ra biến dạng.

### **3.2.1.3. Biến dạng quánh**

Biến dạng quánh là hiện tượng biến dạng đặc trưng cho các vật thể quánh, vật thể có tính cơ lí trung gian giữa đàn hồi và dẻo. Đặc điểm của hiện tượng biến dạng quánh là khi ngừng tác dụng lực gây ra biến dạng, vật thể không hoặc rất khó phục hồi được hình dạng ban đầu của chúng.

### **3.2.1.4. Biến dạng dòn**

Biến dạng dòn là loại biến dạng mà vật thể bị phá hủy ngay khi lực tác dụng còn nhỏ. Loại biến dạng này đặc trưng cho vật thể có tính dòn. Tuy nhiên, các vật liệu dẻo hoặc vật liệu đàn hồi khi chịu tác dụng của các lực vượt quá một giới hạn nào đó cũng có thể bị biến dạng dòn. Biến dạng dòn còn gọi là biến dạng phá hủy.

Trong thực tế, các kiểu biến dạng nói trên không xảy ra riêng lẻ mà thường xuất hiện cùng một lúc hoặc chuyển tiếp từ kiểu này sang kiểu khác. Trạng thái của vật thể bị biến dạng khi chuyển từ kiểu này sang kiểu khác gọi là trạng thái đột biến hay trạng thái giới hạn, chúng tương ứng với những chỗ uốn cong hoặc những điểm đặc trưng trên các đường cong được lập theo các số liệu nghiên cứu biến dạng.

Các kiểu biến dạng kể trên thường gặp trong thực tế địa chất. Biến dạng đàn hồi phổ biến trong các đá kết tinh, đặc biệt trong móng kết tinh. Biến dạng dẻo thường gặp trong các tầng trầm tích còn tính dẻo với sản phẩm là các nếp uốn hoặc các nếp oằn. Biến dạng quánh là hiện tượng biến dạng đặc trưng cho các khối magma đang nguội lạnh hoặc các đá ở giai đoạn siêu biến chất. Biến dạng dòn là hiện tượng biến dạng tạo ra các khe nứt, các đứt gãy, v.v...

Nghiên cứu chi tiết các sản phẩm của hiện tượng biến dạng, một mặt chúng ta có thể xác định được trạng thái vật lí của các thể địa chất khi bị biến dạng, mặt khác còn có thể xác định được các pha biến dạng cũng như lập lại lịch sử phát triển của quá trình biến dạng. Ví dụ, khi nghiên cứu cấu trúc địa chất của một vùng nào đó, chúng ta thấy các đá trầm tích bị uốn thành các nếp uốn và lại bị cắt qua bởi các khe nứt và đứt gãy thì có thể giả thiết một

cách hợp lí rằng hiện tượng uốn nếp xảy ra trước (ở giai đoạn vật thể còn có tính dẻo) và hiện tượng đứt gãy xảy ra muộn hơn (ở giai đoạn vật thể đã có tính đàn hồi hoặc dòn). Đối với đá magma, nếu trong chúng vừa có dấu hiệu của các nếp uốn (dựa vào sự xếp sắp của các khoáng vật hoặc dựa vào phân tích thạch học cấu tạo) vừa có biểu hiện của đứt gãy thì cần xác định các nếp uốn liên quan với pha biến dạng quanh (pha thứ nhất), các khe nứt, đứt gãy do co rút thể tích khi nguội lạnh (pha thứ hai), các khe nứt, đứt gãy sau khi khối magma đã rắn chắc (pha thứ ba), các khe nứt, đứt gãy xảy ra sau pha thứ ba nói trên (pha thứ tư) rồi tương tự có thể có các pha thứ năm, thứ sáu....

### **3.2.2. Dựa vào tính chất của ngoại lực**

Theo phương và chiều của ngoại lực tác dụng vào vật thể, người ta chia ra các kiểu biến dạng sau đây:

#### **3.2.2.1. Biến dạng kéo**

Biến dạng kéo hay biến dạng căng là hiện tượng biến dạng làm cho vật thể bị biến dạng dãn ra theo một phương nào đó. Người ta thường nghiên cứu hiện tượng biến dạng kéo của một thanh. Để có được một định nghĩa về thanh, chúng ta hãy tưởng tượng như sau: giả sử có một hình phẳng và một đoạn đường cong trong không gian sao cho độ dài của đoạn đường cong đó lớn hơn nhiều lần so với kích thước lớn nhất của hình phẳng. Cho hình phẳng di chuyển trong không gian sao cho mặt phẳng của hình luôn luôn vuông góc với đường cong và trọng tâm của hình luôn luôn nằm trên đường cong, hình phẳng sẽ quét ra một hình trong không gian. Hình đó gọi là thanh. Đoạn đường cong đó gọi là trục của thanh. Hình phẳng được gọi là mặt cắt ngang của thanh. Trong thí nghiệm biến dạng kéo người ta thường tiến hành với các thanh thép. Biến dạng kéo của một thanh là hiện tượng biến dạng mà lực tác dụng có phương song song với trục của thanh. Trong biến dạng kéo các thanh phẳng (thanh có trục là một đoạn thẳng) bị dãn dài ra nhưng vẫn thẳng.

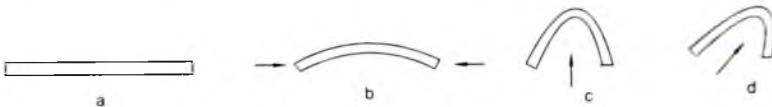
#### **3.2.2.2. Biến dạng nén**

Biến dạng nén hay biến dạng ép là hiện tượng biến dạng làm cho vật thể bị biến dạng ép nén lại theo một phương nào đó, thường dọc theo trục của vật thể. Trong quá trình làm thí nghiệm người ta thấy rằng, nếu không dùng chất nhờn, chống ma sát bôi xung quanh trục của vật liệu thì tại giới hạn bền của vật liệu, trên vật liệu thí nghiệm xuất hiện các mặt nghiêng với trục của mâu (phương của lực tác dụng) một góc  $45^\circ$ . Nhưng nếu bôi trơn chống ma sát sinh ra trong thí nghiệm, thì các mặt nứt hình thành song song với trục của mâu. Thí nghiệm còn cho thấy độ bền của đá thay đổi, khi ép lớn hơn khi kéo khoảng 30 lần và lớn hơn khi cắt khoảng 10 lần (xem 3.4.2).

#### **3.2.2.3. Biến dạng uốn**

Biến dạng uốn thể hiện ở chỗ khi vật thể (thanh) bị biến dạng thì chúng bị uốn. Nếu lực tác dụng song song với trục của thanh thì thanh bị uốn cong đi. Hiện tượng uốn với lực tác

dụng dọc theo trục của thanh gọi là uốn dọc. Lực tác dụng trong trường hợp này còn gọi là lực tiếp tuyến. Ngược lại, khi lực tác dụng vuông góc với thanh làm cho các thanh bị uốn, người ta gọi đó là hiện tượng uốn ngang. Trong Địa chất học, một tập hợp các lớp bị uốn thành các nếp uốn cũng có thể là do hiện tượng uốn dọc (lực nằm ngang hoặc song song với mặt lớp) hoặc hiện tượng uốn ngang (lực tác dụng vuông góc với mặt lớp). đồng thời cũng có thể do hiện tượng uốn nghiêng (lực tác dụng theo một phương nào đó, không nhất thiết phải song song hoặc vuông góc với mặt lớp) (hình 3.7).



**Hình 3.7:** Các loại uốn cơ bản.

- a) Vị trí ban đầu; b) Uốn dọc; c) Uốn ngang; d) Uốn nghiêng.
- Mũi tên chỉ phương và chiều của ngoại lực (lực kiến tạo).

#### 3.2.2.4. Biến dạng xoắn

Biến dạng xoắn là hiện tượng biến dạng với lực tác dụng theo các phương pháp nhau. Biến dạng xoắn là kiểu biến dạng phức tạp thường là một tổ hợp của các kiểu biến dạng nói trên.

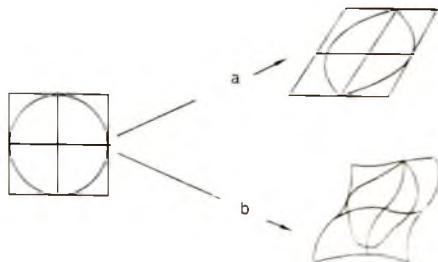
#### 3.2.2.5. Biến dạng cắt

Biến dạng cắt hoặc biến dạng trượt là hiện tượng biến dạng của vật thể khi có phần này của vật thể bị trượt đi tương đối so với phần khác của nó.

#### 3.2.3. Dựa vào tính đồng nhất của vật thể bị biến dạng và trường lực tác dụng

Dựa vào tính đồng nhất trong biến dạng người ta chia ra làm hai loại là biến dạng đồng nhất (homogeneous strain) và biến dạng không đồng nhất (inhomogeneous strain). Đặc điểm của biến dạng đồng nhất là mọi phân tử trong vật thể đều biến dạng như nhau. Các đường thẳng vẽ trên mẫu thí nghiệm hoặc các cấu tạo dạng tuyến (đường) có trong mẫu thí nghiệm sau quá trình biến dạng vẫn là các đường thẳng, không bị uốn cong. Biến dạng kéo, biến dạng nén, biến dạng cắt có thể xem là biến dạng đồng nhất.

Biến dạng không đồng nhất có đặc điểm là các phân tử trong vật thể bị biến dạng khác nhau. Các đường thẳng vạch trên mẫu thí nghiệm sau biến dạng không đồng nhất bị uốn cong đi (hình 3.8).



**Hình 3.8:** a) Biến dạng đồng nhất.  
b) Biến dạng không đồng nhất.

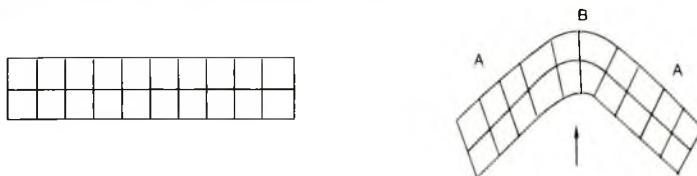
Dựa vào nguyên nhân gây ra hiện tượng không đồng nhất trong biến dạng, người ta chia ra:

- Biến dạng không đồng nhất nội sinh: nguyên nhân gây ra hiện tượng biến dạng không đồng nhất nội sinh là do cấu trúc không đồng nhất của vật thể bị biến dạng.

- Biến dạng không đồng nhất ngoại sinh: nguyên nhân gây ra hiện tượng biến dạng không đồng nhất ngoại sinh là sự không đồng nhất của trường lực tác dụng.

- Biến dạng không đồng nhất hỗn hợp: nếu vật thể không đồng nhất lại chịu tác dụng của trường lực cũng không đồng nhất thì sẽ gây ra hiện tượng biến dạng không đồng nhất hỗn hợp.

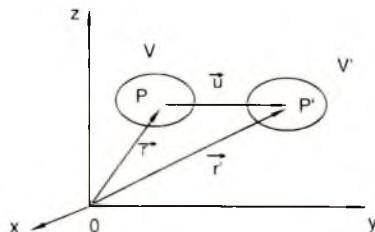
Một vật thể đồng nhất chịu tác dụng của một trường lực đồng nhất có thể tạo ra một sản phẩm có những phân thoa mãn định nghĩa của hiện tượng biến dạng đồng nhất, nhưng lại có những phân thể hiện là biến dạng không đồng nhất. Ví dụ như hiện tượng biến dạng tạo thành một nếp uốn. Phần ở cánh (A) nói chung thuộc biến dạng đồng nhất; trong khi đó phần vòm (B) lại bị biến dạng không đồng nhất (hình 3.9).



**Hình 3.9: Phạm vi biến dạng đồng nhất A và không đồng nhất B.**

### 3.3. TRẠNG THÁI BIẾN DẠNG

Xét một vật thể đàn hồi, trong không gian Oxyz ở trạng thái chưa chịu lực có thể tích là  $V$ . Một điểm  $P$  bất kì trong  $V$  được xác định bởi vectơ  $\vec{r}(x, y, z)$  với  $x, y, z$  là tọa độ của  $P$  trong hệ tọa độ Oxyz. Khi bị biến dạng,  $P$  bị dịch chuyển đến vị trí mới là  $P'$ , được xác định bởi vectơ  $\vec{r}'(x', y', z')$ . Như vậy,  $PP'$  là độ chuyển vị của  $P$ . Các thành phần hình chiếu của  $\overrightarrow{PP'}$  được xác định bởi:  $u = x' - x$ ,  $v = y' - y$ ,  $w = z' - z$ . Các thành phần chuyển vị của vectơ  $\overrightarrow{PP'}$  là  $u, v, w$  tương ứng với Ox, Oy, Oz của hệ trục tọa độ (hình 3.10).



**Hình 3.10: Chuyển vị trong biến dạng.**

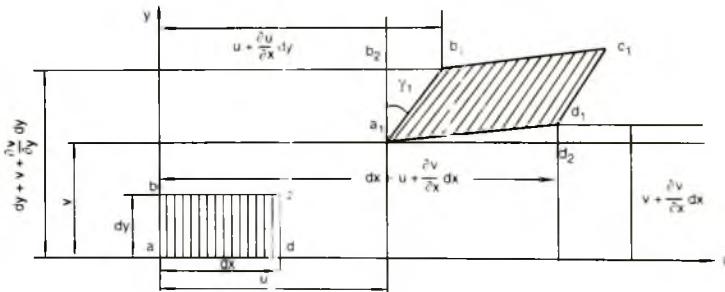
Trong Địa chất học, hiện tượng chuyển vị từ nơi này đến nơi khác thường gặp khi nghiên cứu hiện tượng trôi của lục địa (thuyết Trôi lục địa). Các khối lục địa, trong quá trình phát triển địa chất thường di chuyển từ vị trí này đến vị trí khác, chủ yếu theo phương nằm ngang. Thuyết Kiên tạo mảng cho rằng các mảng di chuyển trong không gian ba chiều theo

thời gian, với vận tốc từ vài milimet/năm đến vài centimet/năm. Ngoài những hiện tượng di chuyển nói trên, trong thực tế địa chất còn gặp rất nhiều hiện tượng di chuyển, chuyển dịch khác nhau như: sự di chuyển liên quan với các đứt gãy, các đới phá hủy, các đới uốn nếp, liên quan với hiện tượng xâm nhập magma, hiện tượng địa dí v.v...

### 3.3.1. Các yếu tố biến dạng

Giả sử chúng ta có một phân tố trong vật thể bị biến dạng, lúc đầu phân tố đó là hình chữ nhật abcd, có a trùng với gốc của hệ tọa độ  $xOy$ . Sau quá trình biến dạng phân tố này bị di chuyển và lệch đi, sang vị trí mới  $a_1b_1c_1d_1$ . Phân tố đó đã bị biến dạng, thay đổi cả chiều dài của các cạnh và góc. Điểm a chuyển vị tới  $a_1$  với tọa độ  $u, v$ . Chuyển vị của d theo phương trục  $x$  là điểm  $d_1$ , trong trường hợp biến dạng nhỏ thì tọa độ của  $d_1$  là:  $dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx$  và theo phương của trục  $y$  là  $v + \frac{\partial v}{\partial x} dx$ . Tương tự như vậy  $b_1$  có tọa độ theo

phương của trục  $x$  là:  $u + \frac{\partial u}{\partial y} dy$  và theo phương của trục  $y$  là:  $dy + v + \frac{\partial v}{\partial y} dy$  (hình 3.11).



Hình 3.11: Xác định biến dạng dài và biến dạng góc.

#### 3.3.1.1. Biến dạng dài tương đối

Biến dạng dài tương đối (extention) theo phương  $x$  kí hiệu là:  $e_x = \frac{\overline{a_1d_2} - \overline{ad}}{\overline{ad}} = \frac{\partial u}{\partial x}$ , theo phương  $y$  là:  $e_y = \frac{\overline{a_1b_2} - \overline{ab}}{\overline{ab}} = \frac{\partial v}{\partial y}$  v.v... trong đó đại lượng  $\overline{a_1d_2} - \overline{ad}$  gọi là độ dãn dài tuyệt đối của đoạn  $dx$  theo phương  $x$ ;  $\overline{a_1b_2} - \overline{ab}$  gọi là độ dãn dài tuyệt đối của đoạn  $dy$  theo phương  $y$ .

Tương tự như vậy, nếu vật thể ban đầu có chiều dài  $l_0$ , bị biến dạng có chiều dài mới là  $l$  ta có biểu thức độ biến dạng dài tương đối (extention):  $e = (l - l_0)/l_0$ . Trong trường hợp  $e > 0$ , ta có hiện tượng dãn dài (elongation) và trong trường hợp  $e < 0$ , ta có hiện tượng co rút (shortening).

### 3.3.1.2. Biến dạng góc (biến dạng trượt) (shear strain)

Gọi  $\gamma$  là góc lêch của  $a_1 b_1$  so với  $ab$ . Trong trường hợp  $\gamma$  nhỏ ta có :

$$\gamma_1 = \operatorname{tg} \gamma_1 = \frac{\overline{b_1 b_1}}{a_1 b_2} = \frac{\frac{\partial u}{\partial y}}{1 + \frac{\partial v}{\partial y}}$$

Do giả thiết  $\gamma_1$  là nhỏ nên lượng  $\frac{\partial v}{\partial y}$  có thể bỏ qua, ta có:  $\gamma_1 = \frac{\partial u}{\partial y}$ . Tương tự như vậy,

$\gamma_2 = \operatorname{tg} \gamma_2 = \frac{\partial v}{\partial x}$ . Từ đó  $\gamma_{xy} = \gamma_1 + \gamma_2 = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$ . Theo cách làm nói trên ta có thể xác định được  $e_x = \frac{\partial u}{\partial x}$ ,  $e_y = \frac{\partial v}{\partial y}$  và  $e_z = \frac{\partial w}{\partial z}$ ; cũng như  $\gamma_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$ ;  $\gamma_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$ ;  $\gamma_{zy} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}$ .

Đây là các phương trình hình học còn gọi là phương trình Côsi, trong đó  $\gamma_{xy}$  là độ biến dạng góc tương đối trong mặt phẳng Oxy,  $\gamma_{yz}$  là độ biến dạng góc tương đối trong mặt phẳng Oyz, v.v...

### 3.3.2. Tenxơ biến dạng

Xét trong hệ tọa độ vuông góc tenxơ biến dạng  $T_e$  đặc trưng cho trạng thái biến dạng tại lân cận điểm khảo sát được xác định là:

$$T_e = \begin{vmatrix} e_x & \frac{1}{2}\gamma_{xy} & \frac{1}{2}\gamma_{xz} \\ \frac{1}{2}\gamma_{yx} & e_y & \frac{1}{2}\gamma_{yz} \\ \frac{1}{2}\gamma_{zx} & \frac{1}{2}\gamma_{zy} & e_z \end{vmatrix}$$

Trong hệ tọa độ phù hợp với các phương của trục chính ta có:

$$T_e = \begin{vmatrix} e_1 & 0 & 0 \\ 0 & e_2 & 0 \\ 0 & 0 & e_3 \end{vmatrix}, \text{ với } e_1, e_2, e_3 \text{ là thành phần của tenxơ biến}$$

dạng theo phương chính, gọi là biến dạng chính và quy ước  $e_1 > e_2 > e_3$ .

Trong biến dạng đàn hồi ở trường hợp biến dạng nhỏ, người ta đã chứng minh được phương của các ứng suất chính và phương của các biến dạng chính trùng nhau.

## 3.4. HIỆN TƯỢNG BIẾN DẠNG ĐỒNG NHẤT

Để nghiên cứu hiện tượng biến dạng đồng nhất nội sinh chúng ta giả thiết vật thể phải thỏa mãn các điều kiện sau đây:

- Vật thể có tính liên tục, đồng nhất và đáng hướng.
- Vật thể làm việc trong giai đoạn đàn hồi và tính đàn hồi của vật thể là tuyệt đối.
- Biến dạng của vật thể do ngoại lực gây ra được xem là nhỏ.

Những tiên đề này không phù hợp với nhiều cơ sở khoa học của các môn học khác. Trong thực tế không có vật thể nào thỏa mãn các điều kiện đó. Bởi vì theo Vật lí học thì vật thể ở mọi điểm là không liên tục, thường là dị hướng và không có tính đàn hồi tuyệt đối. Các vật thể địa chất lại càng phức tạp. Tuy nhiên, nếu xét trong phạm vi nhỏ bé, lúc đó tính cơ lí của vật liệu không khác nhau nhiều làm thì có thể chấp nhận được. Vì vậy đối với vật thể địa chất, việc ứng dụng lí thuyết đàn hồi để nghiên cứu biến dạng là cần thiết. Tuy nhiên phải thận trọng, cân nhắc, đối sánh với thực tế khi sử dụng kết quả nghiên cứu theo hướng cơ học vật rắn biến dạng để giải quyết các vấn đề thực tế địa chất.

#### 3.4.1. Trạng thái ứng suất phẳng (trạng thái ứng suất mặt)

Xét một phần tố thể tích lấy tại điểm C của vật thể đàn hồi bị ngoại lực tác động. Giả sử ứng suất tại C là trạng thái ứng suất phẳng, có những mặt vuông góc với trục z là những mặt chính và trên những mặt đó không có ứng suất. Những mặt còn lại có ứng suất pháp và ứng suất tiếp (hình 3.12).

Từ phương trình cân bằng mômen đối với trục z ta có:  $\tau_{xy} = -\tau_{yx}$ ; điều này có nghĩa là, nếu trên mặt nào đó có ứng suất tiếp thì trên mặt vuông góc với phương của ứng suất tiếp đó cũng phải có ứng suất tiếp. Các ứng suất tiếp đó có giá trị bằng nhau nhưng khác dấu (định luật đối ứng của ứng suất tiếp, xem 3.1.5).

Xét mặt phẳng P bất kì song song với trục Oz và có pháp tuyến u tạo với trục Ox góc  $\alpha$  thì cosin chỉ phương của u là:  $\cos(u, x) = l = -\cos\alpha$ ,  $(\cos u, y) = m = \sin\alpha$ ,  $\cos(u, z) = n = 0$ .

Thành phần hình chiếu trên các trục toa độ (xem 3.1.5) của  $\vec{p}_u$  là:

$$X = -\sigma_x \cos\alpha + \tau_{yx} \sin\alpha$$

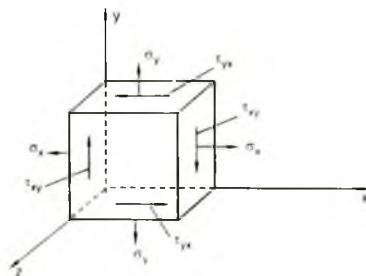
$$Y = -\tau_{yx} \cos\alpha + \sigma_y \sin\alpha$$

$$Z = 0$$

Chiều các thành phần này xuôi pháp tuyến u và trục v (vuông góc với u và z) ta có ứng suất pháp  $\sigma_u$  và ứng suất tiếp  $\tau_{uv}$  của mặt phẳng P lần lượt là:

$$\sigma_u = -X \cos\alpha + Y \sin\alpha = \sigma_x \cos^2\alpha + \sigma_y \sin^2\alpha - 2\tau_{xy} \sin\alpha \cos\alpha$$

$$\tau_{uv} = X \sin\alpha + Y \cos\alpha + (\sigma_x - \sigma_y) \sin\alpha \cos\alpha + \tau_{xy} (\sin^2\alpha - \cos^2\alpha)$$



Hình 3.12: Trạng thái ứng suất phẳng

Tiếp tục biến đổi ta có:

$$\sigma_u = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} + \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \cos 2\alpha - \tau_{xy} \sin 2\alpha \quad (1)$$

$$\tau_{uv} = \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \sin 2\alpha + \tau_{xy} \cos 2\alpha \quad (2)$$

Vì mặt chính là mặt có ứng suất tiếp bằng không, nên ta có thể cho (2) bằng không và đặt  $\tan \beta = -2 \frac{\tau_{xy}}{\sigma_x - \sigma_y}$ , ta được  $\alpha = \frac{\beta}{2} + k90^\circ$  (3). Biểu thức (3) chứng tỏ luôn luôn có

hai mặt chính song song với trục z và vuông góc với nhau. Để xác định ứng suất cực trị, hãy coi  $\sigma_u$  và  $\tau_{uv}$  là hàm số của  $\alpha$ . Lấy đạo hàm bậc nhất của chúng rồi cho đạo hàm bậc nhất đó bằng không, có thể xác định được:

$$\sigma_{\max \min} = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} \pm \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2}$$

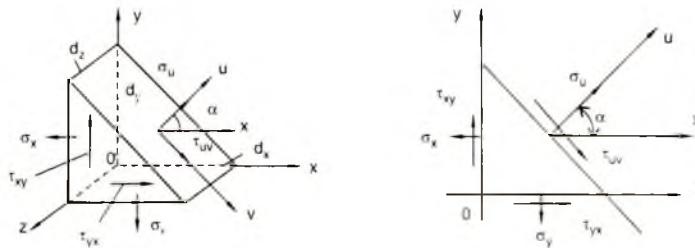
$$\tau_{\max \min} = \pm \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2}$$

Bằng phương pháp tính toán người ta xác định được rằng các mặt có ứng suất tiếp cực trị tao với những mặt chính một góc  $45^\circ$ .

Để xác định  $\sigma_u$  và  $\tau_{uv}$  người ta cũng có thể viết các phương trình cân bằng hình chiếu của các lực theo phương pháp tuyến u hoặc theo phương tiếp tuyến v. Khi đó ta có (hình 3.13):

$$\sum u = \sigma_u ds dz - \sigma_x dy dz \cos \alpha - \sigma_y dx dy \sin \alpha - \tau_{xy} dy dz \sin \alpha - \tau_{yx} dx dz \cos \alpha = 0$$

$$\sum v = \tau_{uv} ds dz - \sigma_x dy dz \sin \alpha - \sigma_y dx dz \cos \alpha - \tau_{xy} dy dz \cos \alpha - \tau_{yx} dx dz \sin \alpha = 0$$



Hình 3.13: Xác định các ứng suất trên mặt phẳng bất kì song song với trục z.

Thay  $\tau_{xy} = \tau_{yz}$ ,  $dx = ds \sin \alpha$ ,  $dy = ds \cos \alpha$ ,  $\sin^2 \alpha = \frac{1 - \cos 2\alpha}{2}$ ,  $\cos^2 \alpha = \frac{1 + \cos 2\alpha}{2}$  và

$2 \sin \alpha \cos \alpha = \sin 2\alpha$ , ta có:  $\tau_{uv} = \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \sin 2\alpha + \tau_{xy}$ . Nếu  $\alpha = 0$  hoặc  $90^\circ$  thì  $\sigma_u$  và  $\tau_{uv}$

có giá trị là  $\sigma_x$ ,  $\tau_{xy}$  hoặc  $\sigma_y$ ,  $\tau_{yx}$ . Để tìm mặt chính ta cho  $\tau_{uv} = 0$ , biến đổi tiếp ta có:  
 $\operatorname{tg}2\alpha = -\frac{2\tau_{xy}}{\sigma_x - \sigma_y} = \operatorname{tg}\beta$ , do đó  $\alpha = \frac{\beta}{2} + k90^\circ$ .

Điều này chứng tỏ hai mặt chính, 2 phương chính song song với trục z và vuông góc với nhau. Trên mỗi mặt chính có ứng suất cực trị. Ứng suất này được xác định bằng cách tính đạo hàm và cho đạo hàm bằng không. Từ đó ta có giá trị của  $\sigma_{\max}$ ,  $\sigma_{\min}$ ,  $\tau_{\max}$ ,  $\tau_{\min}$  như đã nêu ở trên.

### 3.4.2. Trạng thái ứng suất đường

Trong trạng thái ứng suất đường (hay trạng thái ứng suất đơn) có hai ứng suất chính bằng không. Giả sử  $\sigma_x = \sigma_y = 0$ , muốn tìm trị số ứng suất pháp  $\sigma_u$  và trị số ứng suất tiếp  $\tau_{uv}$  trên mặt phẳng bất kì tạo với trục x một góc  $\alpha$  ta có thể viết các phương trình cân bằng hình chiếu của các lực lên phương pháp tuyêt u hoặc phương tiếp tuyêt v hoặc có thể trực tiếp thay  $\sigma_y = 0$  vào (1) và (2). Với  $\sigma_y = 0$  thì  $\tau_{xy} = 0$ , thay vào (1) và (2) ta có:

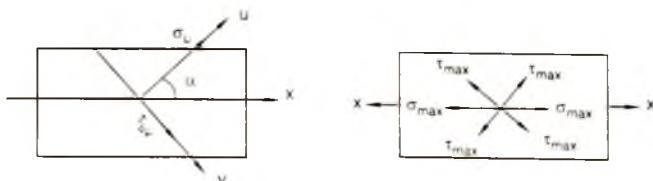
$$\sigma_u = \sigma_x \cos 2\alpha \quad (4)$$

$$\tau_{uv} = \frac{\sigma_x}{2} \sin 2\alpha \quad (5)$$

Do  $\cos 2\alpha \leq 1$  nên  $\sigma_u$  cực đại ứng với  $\alpha = 0$ . Nói cách khác: ứng suất pháp tác dụng trên tiết diện vuông với lực ép nén có giá trị cực đại. Biểu thức (5) đạt cực đại khi  $\sin 2\alpha = 1$ ,  $\alpha = 45^\circ$ . Như vậy mặt có ứng suất tiếp cực đại là mặt có pháp tuyến tạo với trục x một góc là  $45^\circ$ . Chính vì vậy ta thấy trong biến dạng dòn, các khe nứt thường tạo một góc  $45^\circ$  đối với phương của lực tác dụng. Như vậy, ở trạng thái ứng suất đường ta có:

$$\sigma_{\max} = \sigma_x, \quad \tau_{\max} = \frac{\sigma_x}{2}$$

Vị trí các ứng suất cực đại thể hiện ở hình 3.14.

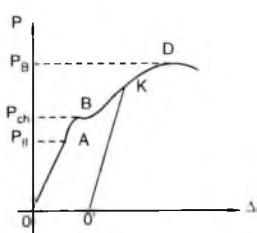


Hình 3.14: Trạng thái ứng suất đường và vị trí các ứng suất cực đại.

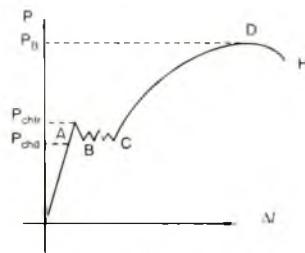
Trạng thái ứng suất đường đặc trưng cho các vật thể bị nén hoặc bị kéo. Trong thí nghiệm vật thể bị kéo trải qua ba giai đoạn. Giai đoạn thứ nhất gọi là giai đoạn tương quan tỉ lệ bậc nhất. Gọi  $l_0$  là chiều dài ban đầu của vật thí nghiệm.  $\Delta l$  là độ dãn dài khi tác dụng vào vật thí nghiệm một lực P.

Tăng lực đến một giá trị xác định chằng hạn  $P_{tl}$ . Tương quan giữa  $P$  và  $\Delta l$  ở giai đoạn này được thể hiện bằng đoạn OA trên biểu đồ (hình 3.15). Trong phạm vi  $P < P_{tl}$  mẫu thí nghiệm bị dãn với  $\Delta l$  tương ứng và khi giảm từ từ cường độ của  $P$  thì  $\Delta l$  nhỏ dần, trên biểu đồ A trùng với O. Nói cách khác định luật Hooke hoàn toàn đúng trong giai đoạn này, vì vậy giai đoạn này còn gọi là giai đoạn đàn hồi tí lệ. Biến dạng của vật thể tương tự một lò xo chịu kéo.

Giới hạn tỉ lệ  $\sigma_{tl}$  được quy ước  $\sigma_{tl} = \frac{P_{tl}}{F_o}$  ( $N/cm^2$ ) với  $F_o$  là diện tích mặt cắt ngang của mẫu thí nghiệm lúc ban đầu chưa biến dạng.



Hình 3.15: Các giai đoạn biến dạng trong thí nghiệm kéo.



Hình 3.16: Giai đoạn chảy.

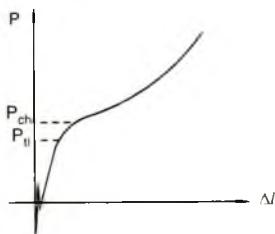
Giai đoạn thứ hai được gọi là giai đoạn chảy. Giai đoạn này gồm 2 đoạn, đoạn AB và BC trên biểu đồ (hình 3.16). Thời đoạn từ A đến B quá ngắn đôi khi không nhận thấy trong thí nghiệm. Do tốc độ thí nghiệm không đủ chậm, bút ghi vạch đường OA lên quá điểm B rồi hạ xuống tạo nên đoạn ziczac BC. Tương ứng với B ta có lực  $P_{ch}$  và gọi  $\sigma_{ch}$  là giới hạn chảy quy ước bằng  $\sigma_{ch} = \frac{P_{ch}}{F_o}$  ( $N/cm^2$ ). Có hai điểm chảy là điểm chảy trên ứng với  $P_{chfr}$  và điểm chảy dưới với  $P_{chd}$ ; trong đó điểm chảy dưới là điểm chảy thực của vật liệu và được dùng trong các phép tính toán. Ở giai đoạn này lực tác dụng không tăng nhưng hiện tượng biến dạng vẫn tiếp diễn. Đoạn BC trên biểu đồ được gọi là diện chảy, vật liệu càng dẻo thì diện chảy càng dài, với vật thể dẻo lí tưởng thì BC dài vô hạn.

Giai đoạn thứ ba còn gọi là giai đoạn cung cổ, được biểu diễn trên đồ thị bằng đoạn CDH. Ở giai đoạn này khi lực tác dụng thay đổi thì sự biến dạng cũng thay đổi nhưng tương quan giữa chúng không phải là tương quan bậc nhất.

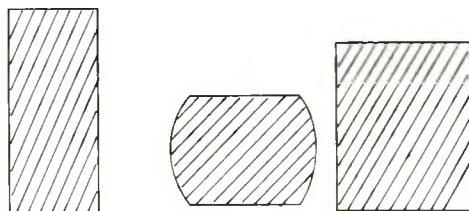
Nếu tăng lực đến một điểm K nào đó rồi giảm lực đi thì bút sẽ vạch từ K một đường song song với OA đến vị trí O' (hình 3.15). Như vậy vật thể có biến dạng OO' không bị triệt tiêu khi đã thôi tác dụng lực. Biến dạng đó gọi là biến dạng dẻo, biến dạng vĩnh cửu hoặc biến dạng đứt. Nếu lại tiếp tục tăng lực thì bút sẽ vạch đường O'KD, trong đó O'K xem như giai đoạn tí lệ. Như vậy giới hạn tỉ lệ được tăng lên và người ta gọi hiện tượng này là

hiện tượng biến cứng nguội. Khi  $P$  đạt đến giá trị cao nhất  $P_B$  ứng với thời điểm trên mẫu xuất hiện một chỗ thắt, lúc đó trên biểu đồ ta thấy lực giảm nhưng ứng suất thực trên mặt cắt ngang ở chỗ thắt lại tăng lên vì diện tích thu hẹp lại. Khi ứng suất này đạt đến giá trị nào đó thì vật thể thí nghiệm bị đứt. Vậy khi lực đạt đến  $P_B$  vật liệu bị hỏng, ta có giới hạn bền  $\sigma_B$  được quy ước là:  $\sigma_B = \frac{P_B}{F_0}$  ( $N/cm^2$ ).

Giới hạn tỉ lệ, giới hạn chảy và giới hạn bền thể hiện tính chịu lực của vật thể. Khi nghiên cứu biến dạng của các vật thể địa chất cần xem xét tính biến dạng ở các giai đoạn biến dạng và các giới hạn biến dạng nói trên.



Hình 3.17: Biểu đồ tương quan giữa  $P$  và  $\Delta l$  đối với vật liệu dẻo.



Hình 3.18: Hình dạng của mẫu trong quá trình biến dạng nén vật liệu dẻo.

Trong trường hợp nén, khi làm thí nghiệm các mẫu thường được chọn có hình dạng tròn hoặc hình hộp có chiều cao gấp 1 đến 1.5 lần đường kính hoặc kích thước lớn nhất của đáy. Đối với vật liệu dẻo biểu đồ tương quan giữa  $P$  và  $\Delta l$  cho thấy có ba giai đoạn là giai đoạn tỉ lệ, giai đoạn chảy và giai đoạn cùng cõi (hình 3.17). Trường hợp nén không có giới hạn bền, càng nén mẫu càng phình ra theo chiều ngang và bẹp xuống mà không vỡ. Nếu giữa bàn ép và mẫu có lực ma sát thì khi ép mẫu có dạng hình trống, nếu giữa chúng được bôi trơn thì sự phình ra theo chiều ngang đều như nhau (hình 3.18). Đối với vật liệu dòn, biểu đồ tương quan giữa  $P$  và  $\Delta l$  là một đường cong gần giống như kéo nhưng  $P_B$  lớn hơn nhiều so với thí nghiệm kéo. Khi  $P$  đạt đến  $P_B$  vật bị vỡ. Trong biến dạng nén vật liệu dòn, giữa bàn nén và mẫu không bôi trơn thì khi nén trên mặt mẫu xuất hiện các vết nứt nghiêng một góc  $45^\circ$  so với phương trục nén, còn được gọi là các đường Lude - Trenlop, nếu được bôi trơn thì các vết nứt xuất hiện song song với trục nén (hình 3.19).



Hình 3.19: Hình dạng vật thể dòn bị biến dạng nén.

Từ thí nghiệm cho thấy khi vật thể bị nén, ứng suất pháp cực đại xuất hiện trên các tiết diện vuông góc với lực tác dụng, các ứng suất tiếp cực đại xuất hiện trên những mặt tạo với phương của lực tác dụng một góc  $45^\circ$ .

### 3.4.3. Trạng thái ứng suất khôi

Trạng thái ứng suất khôi đặc trưng bởi sự tồn tại các ứng suất trên ba mặt chính, nghĩa là  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  đều khác không. Đối với trạng thái ứng suất phẳng và ứng suất khôi người ta không thể xác định được điều kiện bền bằng thí nghiệm. Để tính độ bền của chúng người ta phải sử dụng các thuyết bền. Đối với trạng thái ứng suất khôi, nếu chỉ xét những mặt song song với một phương chính nào đó, người ta có thể tiến hành nghiên cứu như đối với trạng thái ứng suất phẳng.

## 3.5. VÒNG TRÒN MO (MOHR)

Để nghiên cứu trạng thái ứng suất một cách thuận lợi người ta thường dùng pháp đồ thị hay còn gọi là phương pháp vòng tròn Mo (do Mohr đề xuất) hay vòng tròn ứng suất.

Ở phần 3.4.1 ta có:

$$\sigma_u = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} + \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \cos 2\alpha - \tau_{xy} \sin 2\alpha \quad (1)$$

$$\tau_{uv} = \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \sin 2\alpha + \tau_{xy} \cos 2\alpha \quad (2)$$

Nếu chuyển  $\frac{\sigma_x + \sigma_y}{2}$  ở phương trình (1) sang vế trái rồi bình phương hai vế của cả 2 phương trình nói trên, sau đó cộng lại ta có:

$$\left( \sigma_u - \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} \right)^2 + \tau_{uv}^2 = \left( \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \right)^2 + \tau_{xy}^2$$

Đặt  $\frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} = C$  và  $\left( \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \right)^2 + \tau_{xy}^2 = R^2$  thì phương trình trên là:

$$(\sigma_u - C)^2 + \tau_{uv}^2 = R^2 \quad (6)$$

Đây chính là phương trình của đường tròn và gọi là vòng tròn Mo. Từ (6) có thể thấy đây là đường tròn có bán kính  $R$ , có tâm nằm trên trục  $\sigma_u$  và cách gốc tọa độ một đoạn là  $C$ .

Khi biết  $\sigma_x, \sigma_y$  và  $\tau_{xy}$  thì dựng vòng tròn Mo theo thứ tự sau đây:

- Lập hệ trục tọa độ có trục hoành biểu thị trạng thái ứng suất pháp ( $\sigma$ ), trục tung biểu thị trạng thái ứng suất tiếp ( $\tau$ ).

- Lấy trên trục hoành hai điểm E và F có hoành độ lần lượt là  $\sigma_x, \sigma_y$ .

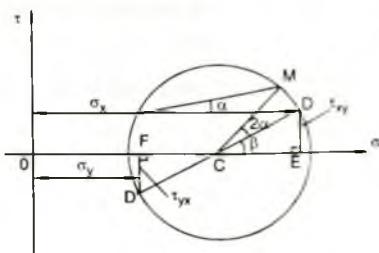
- Từ E và F dựng những đoạn thẳng vuông góc với trục hoành  $\overline{ED} = \tau_{xy}$ ,  $\overline{FD}' = \tau_{yx}$ .

- Nối DD'. Gọi C là giao điểm của DD' với trục hoành. Lấy C làm tâm, vẽ vòng tròn đường kính DD', ta được vòng tròn Mo (hình 3.20).

Với cách dựng như trên ta có :

$$\overline{OC} = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} = C$$

$$\overline{CD}^2 = \left( \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \right)^2 + \tau_{xy}^2 = R^2$$



Hình 3.20: Vòng tròn Mo (Mohr).

Nói cách khác vòng tròn vừa dựng thỏa mãn (6) và gọi là vòng tròn Mo.

Muốn tính trạng thái ứng suất trên mặt phẳng bất kì song song với trục z, tức là muốn tính  $\sigma_u$ ,  $\tau_{uv}$  (ứng suất pháp và ứng suất tiếp trên mặt phẳng đó) ta có thể thay  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\tau_{xy}$  và góc  $\alpha$  vào (1) và (2) hoặc có thể dựng vòng tròn Mo rồi từ vòng tròn Mo tìm điểm M có tọa độ là  $\sigma_u$ ,  $\tau_{uv}$ . Trên hình 3.21, điểm D( $\sigma_x$ ,  $\tau_{xy}$ ) đặc trưng cho các thành phần ứng suất trên mặt cắt vuông góc với trục x và được gọi là điểm gốc, CD gọi là bán kính gốc. Nếu quay CD một góc  $2\alpha$  ngược chiều kim đồng hồ ta có được điểm M trên vòng tròn Mo. M là điểm tương ứng cho ứng suất trên mặt nghiêng có pháp tuyến u và lúc đó M có hoành độ là  $\sigma_u$  và tung độ  $\tau_{uv}$ .

M có hoành độ là  $\overline{OM}'$  và tung độ là  $\overline{MM}'$  ( $M'$  là hình chiếu của M trên trục hoành). Gọi  $\beta$  là góc giữa CD và trục hoành, ta có:

$$\overline{OM}' = \overline{OC} + \overline{CM}' = \overline{OC} + \overline{CM} \cos(\beta + 2\alpha)$$

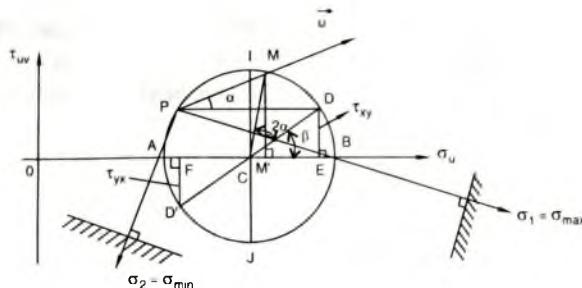
$$\overline{MM}' = \overline{CM} \sin(\beta + 2\alpha)$$

Do  $\overline{CM} \cos \beta = \overline{CD} \cos \beta = \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2}$  và  $\overline{CM} \sin \beta = \overline{CD} \sin \beta = \tau_{xy}$  (hình 3.21);

nên 
$$\overline{OM}' = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} + \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \cos 2\alpha - \tau_{xy} \sin 2\alpha = \sigma_u$$

và 
$$\overline{MM}' = \frac{\sigma_x - \sigma_y}{2} \sin 2\alpha + \tau_{xy} \cos 2\alpha = \tau_{uv}$$

Để xác định vị trí của M trên vòng tròn Mo hoặc là ta quay bán kính gốc CD một góc bằng  $2\alpha$  ngược chiều kim đồng hồ, hoặc là từ D kẻ đường song song với trục hoành, đường này cắt vòng tròn Mo ở P; từ P kẻ đường song song với pháp tuyến u của mặt phẳng song song với z; đường này tạo với PD một góc  $\alpha$  và cắt vòng tròn Mo ở M cần tìm (hình 3.21).



**Hình 3.21:** Ý nghĩa hình học trong nghiên cứu ứng suất của vòng tròn Mo.

Gọi I và J là hai điểm trên vòng tròn Mo có tung độ cực trị ( $\tau_{\max}$ ,  $\tau_{\min}$ ) thì những mặt phẳng vuông góc với PI và PJ là những mặt có ứng suất tiếp cực trị. Gọi A và B là giao điểm của vòng tròn Mo với trực hoành thì  $OA = \sigma_{\min}$ ,  $OB = \sigma_{\max}$ , và những mặt vuông góc với PA và PB là những mặt chính (các mặt được vạch trên hình 3.21).

Ở trạng thái ứng suất phẳng, ứng suất theo các phương chính là ứng suất cực trị. Xem  $\sigma_u$  và  $\tau_{uv}$  là hàm số của  $\alpha$ , lấy đạo hàm bậc nhất của (1) và (2), sau đó cho đạo hàm đó bằng không, ta được:

$$\sigma_{\max} = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{\sigma_x - \sigma_y}{2}\right)^2 + \tau_{xy}^2} = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} \pm \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2} \quad (7)$$

$$\tau_{\max} = \pm \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2} \quad (8)$$

Trên hình 3.21 ta có  $\sigma_{\max} = \overline{OB}$ ,  $\sigma_{\min} = \overline{OA}$ ,  $\tau_{\max} = \overline{CI}$ ,  $\tau_{\min} = \overline{CJ}$ .

Do đó, (7) và (8) cũng có thể xác định bằng giải bài toán hình học từ hình 3.21.

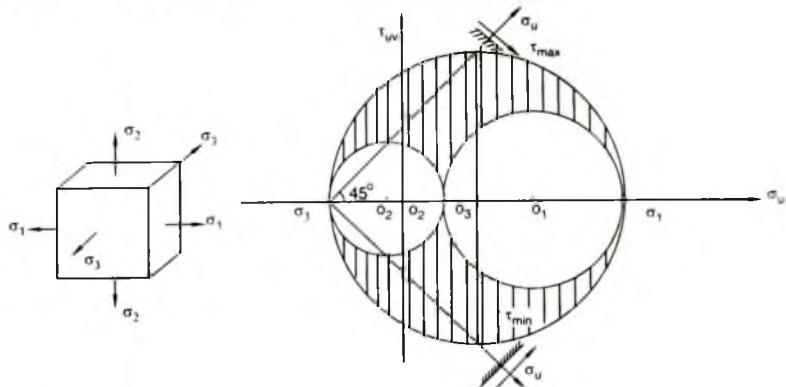
$$\text{Thật vậy: } \sigma_{\min} = \overline{OA} = \overline{OC} - R = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} - \sqrt{\left(\frac{\sigma_x - \sigma_y}{2}\right)^2 + \tau_{xy}^2}$$

$$\sigma_{\max} = \overline{OB} = \overline{OC} + R = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} + \sqrt{\left(\frac{\sigma_x - \sigma_y}{2}\right)^2 + \tau_{xy}^2}$$

$$\tau_{\max} = \overline{CI} = R = \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2}$$

$$\tau_{\min} = \overline{CJ} = -R = -\frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2}$$

Đối với trạng thái ứng suất khôi người ta vẽ các vòng tròn ứng suất với các giá trị đối mặt của  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  và  $\sigma_3$  với đường kính bằng trị số khoảng cách giữa hai ứng suất đó. Theo lí thuyết đàn hồi thì miền gạch chéo trong hình 3.22, giới hạn bởi ba vòng tròn ứng suất thể hiện trạng thái ứng suất khôi.



**Hình 3.22: Vòng tròn Mo và phạm vi biểu diễn trạng thái ứng suất khôi**

Từ đồ thị ta thấy ứng suất tiếp cực trị lần lượt là:

$$\tau_{1,2} = \tau_3 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}, \tau_{2,3} = \tau_1 = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}, \tau_{1,3} = \tau_2 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$$

Để xác định các trị số ứng suất trên những mặt phẳng nghiêng song song với  $\sigma_3$  người ta sử dụng vòng tròn Mo ứng suất tạo bởi  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ . Các vòng tròn này vẽ trên hệ tọa độ  $\sigma_u$  và  $\tau_{uv}$ . Từ những vòng tròn Mo này có thể thấy mặt phẳng có ứng suất tiếp cực đại là mặt song song với  $\sigma_2$  (đối  $\sigma_2$ ) có pháp tuyến tạo với  $\sigma_1$  một góc  $45^\circ$ . Mặt có ứng suất cực tiểu là mặt vuông góc với mặt trên.  $\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ . Ứng suất pháp trên mặt đó là  $\sigma_u = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ .

### 3.6. CÁC LOẠI MÔMEN XUẤT HIỆN TRONG CẤU TẠO MẶT

Trong địa chất có nhiều cấu tạo (dạng) mặt. Những mặt này nếu xét trong phạm vi hẹp cũng có thể xem như những hình phẳng. Nếu một hình phẳng (cấu tạo mặt) nào đó có diện tích là  $F$ , đặt trong tọa độ vuông góc  $xOy$  (hình 3.23) ta đều có thể tìm được một điểm bất kì  $M_i(x, y)$  có khoảng cách từ  $O$  đến  $M_i$  là  $r$ . Khi đó mômen tĩnh của  $F$  đối với  $O$  là  $S_o = \int_{F'} \overline{OM}_i.dF$  có các thành phần hình chiếu xuống các trục tọa độ  $Ox$ ,  $Oy$  lần lượt là

$$S_x = \int_F y.dF \text{ và } S_y = \int_F x.dF. \text{ Các thành phần này được gọi là mômen tĩnh của } F. \text{ Mômen}$$

quán tính của  $F$  đối với  $O$  là  $J_p = \int_F r^2 dF$ ,

còn được gọi là mômen quán tính đặc cực đối với  $O$ . Nếu thay  $r$  bằng khoảng cách từ  $M_i$  đến một trục nào đó ta sẽ có mômen quán tính của  $F$  đối với trục đó, chẳng hạn đối với trục  $x$  ta có:  $J_x = \int_F y^2 dF$ ; đối với

trục  $y$  ta có:  $J_y = \int_F x^2 dF$ . Mômen quán tính

lì tâm của  $F$  đối với hệ trục tọa độ  $xOy$  là  $J_{xy} = \int_F xy dF$ . Hệ tọa độ có mômen quán

tính lì tâm của  $F$  đối với hệ đó bằng không gọi là hệ trục quán tính chính. Trong diện tích  $F$  người ta luôn luôn có thể tìm được một điểm  $G$  sao cho  $\bar{S}_G = \int_F \bar{GM}_i dF = 0$ , khi đó điểm  $G$

được gọi là trọng tâm của câu tạo mặt (hình phẳng).

Do  $\bar{OM}_i = \bar{OG} + \bar{GM}_i$  nên  $\bar{S}_G = \int_F (\bar{OG} + \bar{GM}_i) dF = \bar{OG} \cdot F$ , suy ra  $x_G = \frac{\bar{S}_x}{F}$ ;  $y_G = \frac{\bar{S}_y}{F}$ . Hệ

trục quán tính chính di qua  $G$  gọi là hệ trục quán tính chính trung tâm. Khi hệ trục tọa độ  $xOy$  quay đi một góc  $\alpha$  để hình thành một hệ trục tọa độ mới  $uOv$ , gọi  $M_i$  là hình chiếu của  $M_i$  trên  $Ox$ , lúc đó ta có thành phần hình chiếu của phương trình này trên  $Ou$  và  $Ov$  là:  $u = x \cos \alpha + y \sin \alpha$ ,  $v = y \cos \alpha - x \sin \alpha$ . Từ đó, theo định nghĩa ta có:

$$J_u = \int_F v^2 dF = \int_F (y \cos \alpha - x \sin \alpha)^2 dF$$

$$J_v = \int_F u^2 dF = \int_F (x \cos \alpha + y \sin \alpha)^2 dF$$

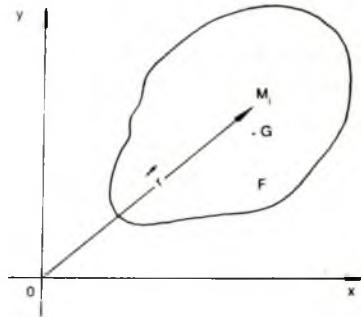
$$J_{uv} = \int_F uv dF = \int_F (x \cos \alpha + y \sin \alpha)(y \cos \alpha - x \sin \alpha) dF$$

Tiếp tục biến đổi ta có :

$$J_u = \frac{J_x + J_y}{2} + \frac{J_x - J_y}{2} \cos 2\alpha - J_{xy} \sin 2\alpha$$

$$J_v = \frac{J_x + J_y}{2} + \frac{J_x - J_y}{2} \cos 2\alpha + J_{xy} \sin 2\alpha$$

$$J_{uv} = \frac{J_x - J_y}{2} \sin 2\alpha + J_{xy} \cos 2\alpha$$



Hình 3.23: Giải thích các định nghĩa

Nếu hệ trục uOv là hệ trục quán tính thì  $J_{uv} = 0$ , ta có  $\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{-2J_{xy}}{J_x - J_y}$ . Phương trình này

luôn luôn có hai nghiệm, nghĩa là luôn có thể xác định được 2 trục quán tính chính vuông góc với nhau và  $J_u, J_{uv}$  thể hiện là những phương trình toán học giống với  $\sigma_u$  và  $\tau_{uv}$  đã nói ở trên. Vì thế nếu dùng hệ trục tọa độ có trục hoành biểu diễn  $J_u$ , trục tung biểu diễn  $J_{uv}$  thì tương quan giữa chúng cũng là một đường tròn:  $\left( J_u - \frac{J_x + J_y}{2} \right)^2 + J_{uv}^2 = \left( \frac{J_x - J_y}{2} \right)^2 + J_{xy}^2$ .

Vòng tròn này được gọi là vòng tròn Mo quán tính. Vì  $J_x, J_y$  và  $J_u$  luôn luôn dương, nên vòng tròn Mo quán tính luôn ở bên phải của trục tung.

Những kiến thức cơ bản trên đây rất có ý nghĩa vì chúng có thể giúp ta tìm hiểu đặc trưng hình học của các cấu tạo mặt; nói rộng hơn đó là các đặc trưng hình học của các mảng (cấu trúc) khi chúng di động trong không gian.

### 3.7. BIẾN DẠNG CỦA CẤU TẠO ĐƯỜNG

Các cấu tạo đường cũng tương tự các thanh trong giáo trình Lí thuyết dàn hồi và Sức bền vật liệu; chúng có đặc điểm chung là có kích thước rất lớn theo một phương so với các phương còn lại. Mặt khác, nếu xem xét sự biến dạng của các cấu tạo mặt trong từng mặt cắt riêng lẻ ít nhiều cũng có thể vận dụng các kiến thức về thanh để nghiên cứu chúng. Giả sử có một cấu tạo đường chịu tác dụng bởi một hệ ngoại lực, khi cắt ngang qua thanh, bỏ một phần đi, hợp lực của nội lực trên mặt cắt ở phần còn lại phải cân bằng với ngoại lực tác dụng. Gọi O là trọng tâm của mặt cắt, lập hệ trục Oxyz với Oxy là hệ trục quán tính chính trung tâm của mặt cắt ngang và Oz nằm trên đường tiếp tuyến của trục cấu tạo đường. Nội lực xuất hiện trên mặt cắt gồm lực dọc  $N_z$ , lực cắt  $Q_x, Q_y$  xuất hiện theo phương x, y. Vì hệ nội lực phải cân bằng tĩnh học với hệ ngoại lực nên:

$$N_z + \sum_{i=1}^n P_{iz} = 0 \quad (\sum_{i=1}^n P_{iz} \text{ là tổng hình chiếu của } P_i \text{ lên trục z})$$

$$Q_y + \sum_{i=1}^n P_{iy} = 0 \text{ và } Q_x + \sum_{i=1}^n P_{ix} = 0$$

$$M_x + \sum_{i=1}^n m_x P_i = 0 \text{ và } M_y + \sum_{i=1}^n m_y P_i = 0 \quad (M_x, M_y: mômen uốn quay xung quanh trục x, y)$$

$M_z + \sum_{i=1}^n m_z P_i = 0$ ; với  $m_x P_i, m_y P_i, m_z P_i$  là mômen hợp lực của các lực  $P_i$  đối với các trục x, y, z. Gọi  $\vec{p}$  là ứng suất tại điểm C(x, y) bất kì trên mặt cắt với các thành phần hình chiếu của  $\vec{p}$  là  $\sigma_z, \tau_{zx}, \tau_{zy}$  và gọi  $dF$  là diện tích xung quanh C ta có các thành phần nội lực sau đây:

$$N_z = \int_F \sigma_z dF,$$

$$Q_y = \int_F \tau_{zy} dF,$$

$$Q_x = \int_F \tau_{zx} dF,$$

$$M_x = \int_F y \sigma_z dF,$$

$$M_y = \int_F x \sigma_z dF,$$

$$M_z = \int_F (\tau_{yz}x - \tau_{zx}y) dF$$

Người ta quy ước:  $N_z > 0$  nếu có chiều đi ra khỏi mặt cắt (làm cho vật thể bị kéo); lực cắt  $Q_y > 0$  nếu quay pháp tuyến ngoài của mặt cắt  $90^\circ$  theo chiều kim đồng hồ thì chiều của  $Q_y$  trùng với chiều của pháp tuyến; mômen uốn  $M_x > 0$  khi nó làm cho тор phiến phía dưới bị căng và là âm ( $M_x < 0$ ) khi тор phiến phía trên bị căng.

Đáng chú ý là trong nhiều trường hợp cho thấy biểu đồ nội lực có hình dạng giống với kết quả của hiện tượng biến dạng. Nói cách khác dựa vào hình dạng của cấu tạo (sản phẩm của quá trình biến dạng) có thể suy đoán được biểu đồ nội lực và từ đó dự đoán được ngoại lực đã tác dụng lên chúng (Lê Như Lai, 1979). Ngoài ra cũng có thể đưa ra các nhận xét sau đây: nơi có bước nhảy trên biểu đồ lực cắt  $Q_y$ , thì nơi đó ngoại lực tập trung, cũng có nghĩa là vùng có đứt gãy (bước nhảy trên biểu đồ lực cắt) là vùng chịu tác dụng lực kiến tạo mạnh mẽ nhất. Biểu đồ mômen ( $M_x$ ) cho thấy khá rõ hiện trạng biến dạng, nơi có bước nhảy trên biểu đồ mômen (trùng với bước nhảy trên biểu đồ lực cắt) là nơi có mômen tập trung. Trị số của bước nhảy được xác định bằng trị số của mômen tập trung, nói cách khác, cự li của đứt gãy phản ánh và tỉ lệ thuận với lực tác dụng kiến tạo...

### 3.8. QUAN HỆ GIỮA ỨNG SUẤT VÀ BIẾN DẠNG

Gọi  $e_x$  là độ biến dạng dài tương đối theo phương  $x$ ,  $e_y$  là biến dạng dài tương đối theo phương  $y$ , v.v... và gọi  $\gamma_{xy}$  là độ biến dạng góc tương đối trong mặt phẳng  $xOy$ , ta có tenxơ biến dạng  $T_e$  là một bảng có 9 thành phần biến dạng lân cận điểm khảo sát trong hệ tọa độ vuông góc.

Mục 3.3.2 cho thấy các tenxơ biến dạng đó. Tenxơ biến dạng và tenxơ ứng suất có hình thái tương tự nhau. Nếu thay thế  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$  bằng  $e_x, e_y, e_z$  và  $\tau_{xy}, \tau_{yz}, \tau_{xz}$  bằng  $\frac{1}{2}\gamma_{xy}, \frac{1}{2}\gamma_{yz}, \frac{1}{2}\gamma_{xz}$  ta có thể tìm được các giá trị biến dạng bằng vòng tròn Mo.

Ở trạng thái ứng suất đơn, với vật liệu đồng nhất, dẳng hướng ta có:  $\sigma_1 = \sigma, \sigma_2 = \sigma_3 = 0$  và  $e_1 = e, e_2 = e_3 = -\mu e_1$ . Như vậy biến dạng dài (căng) theo phương này lại gây ra biến dạng ép theo hai phương khác. Gọi  $E$  là módun đàn hồi  $(E = \frac{\sigma}{e})$ ,  $G$  là hằng số lưu biến  $\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_{th}}{e_x - e_{th}} = 2G\right)$ , người ta đã thiết lập được mối quan hệ giữa ứng suất và biến dạng theo các phương trình sau:

$$e_x = \frac{1}{E} [\sigma_x - \mu(\sigma_y + \sigma_z)]$$

$$e_y = \frac{1}{E} [\sigma_y - \mu(\sigma_x + \sigma_z)]$$

$$e_z = \frac{1}{E} [\sigma_z - \mu(\sigma_x + \sigma_y)]$$

$$\gamma_{xy} = \frac{\tau_{xy}}{G}, \gamma_{xz} = \frac{\tau_{xz}}{G}, \gamma_{yz} = \frac{\tau_{yz}}{G}$$

Tương quan giữa ứng suất và biến dạng cũng còn được viết là:

$$\sigma_x = \lambda\theta + 2Ge_x$$

$$\sigma_y = \lambda\theta + 2Ge_y$$

$$\sigma_z = \lambda\theta + 2Ge_z$$

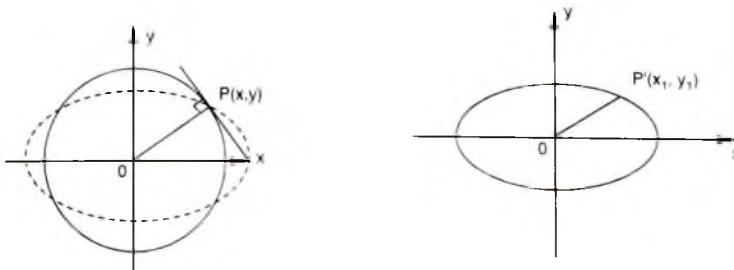
$$\tau_{xy} = G.\gamma_{xy}, \tau_{xz} = G.\gamma_{xz} \text{ và } \tau_{zy} = G.\gamma_{zy}$$

Trong đó,  $\lambda$  là hằng số  $= \frac{2\mu G}{1-2\mu}$ ;  $\theta$  là độ biến dạng thể tích  $= e_x + e_y + e_z$ .

### 3.9. ELIP, ELIP XỐI BIẾN DẠNG VÀ CÁC CẤU TẠO MẶT DO BIẾN DẠNG

#### 3.9.1. Elip và elip xoit biến dạng

Giả sử ta có một vật thể là cấu tạo mặt có dạng là một vòng tròn. Sau quá trình biến dạng vòng tròn này trở thành một hình elip. Elip đó được gọi là elip biến dạng (hình 3.24). Đối với các cấu tạo đường độ biến dạng tương đối  $e$ , như đã nêu ở trên, được biểu thị là  $e = \frac{l-l_0}{l_0}$ . Trong biến dạng góc, với góc lệch  $\gamma$  so với vị trí ban đầu là nhỏ, ta có  $\gamma = \operatorname{tg}\gamma$ ; đối với trục  $x$  ta có  $\gamma_x = \operatorname{tg}\gamma_x$  ... hoặc cũng có thể kí hiệu trục  $x$  bằng số 1, trục  $y$  bằng số 2, ta có  $\gamma_1 = \operatorname{tg}\gamma_1; \gamma_2 = \operatorname{tg}\gamma_2; \gamma_{xy} = \operatorname{tg}\gamma_{12} = \gamma_1 + \gamma_2$  (xem mục 3.3).

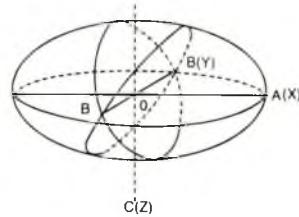


Hình 3.24: Elip biến dạng.

Giả sử vòng tròn ban đầu có bán kính là 1 đơn vị. Một điểm P có tọa độ x, y nằm trên vòng tròn đó, khi bị biến dạng dịch chuyển đến vị trí P'(x<sub>1</sub>, y<sub>1</sub>) (hình 3.24). Gọi s<sub>n</sub> là độ dãn (stretch) theo phương n tính bằng  $\frac{l}{l_0}$ , lúc đó độ biến dạng dài tương đối theo phương n là

$$e_n = \frac{l - l_0}{l_0}, \text{ ta có: } s_n^2 = \left( \frac{l}{l_0} \right)^2 = (1 + e_n)^2.$$

Nếu vật thể ban đầu là hình cầu chịu tác dụng một lực P nào đó thì kết quả là vật thể đó sẽ biến thành elipxoit. Elipxoit đó gọi là elipxoit biến dạng. Elipxoit biến dạng có ba trục được kí hiệu như sau: trục dài A (hoặc X), trục ngắn là C (hoặc Z) và trục trung gian giữa chúng là B (hoặc Y). Như thế cũng có nghĩa là theo phương của trục A, vật thể bị căng cực đại hoặc bị ép cực tiểu; theo phương của trục C vật thể bị ép cực đại hoặc bị căng cực tiểu và theo phương của trục B vật thể bị căng hoặc bị ép trung bình. Ba trục A, B, C (hoặc X, Y, Z) lập thành một hệ trục tọa độ ABC (hoặc XYZ) có các trục vuông góc với nhau từng đôi một. Hệ trục tọa độ đó gọi là hệ trục tọa độ biến dạng. Trục B của hệ trục tọa độ biến dạng thường trùng với trục b của hệ trục tọa độ cầu tạo. Người ta cũng thường dùng kí hiệu hkl để thể hiện các mặt trong hệ trục tọa độ biến dạng như trong kí hiệu đối với hệ trục tọa độ cầu tạo. Để phân biệt hệ trục tọa độ cầu tạo với hệ trục tọa độ biến dạng, trong các mặt có chữ O người ta thường viết chữ O lớn, ví dụ hOl, hkO, v.v... (hình 3.25).



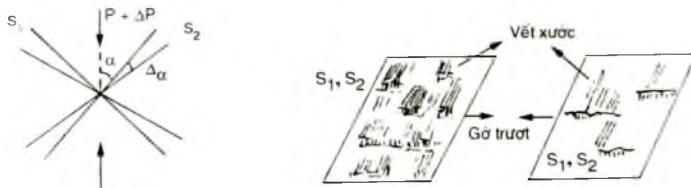
Hình 3.25: Elipxoit biến dạng và hệ trục tọa độ biến dạng ABC.

### 3.9.2. Các mặt cầu tạo hình thành do biến dạng

Khi hình cầu biến dạng trở thành hình elipxoit thì đồng thời cũng xuất hiện một số những mặt nứt (mặt cầu tạo). Những mặt nứt đó có những nét đặc trưng như sau:

- **Mặt nứt (cầu tạo) cắt:** các mặt này tạo thành hai hệ thống thường được kí hiệu là S<sub>1</sub> và S<sub>2</sub>. Vị trí của các mặt này phụ thuộc vào cường độ, thời gian kéo dài của lực tác dụng và đặc biệt là tính chất cơ lí của vật bị biến dạng. Nếu vật thể bị biến dạng là vật thể đàn hồi hoặc ở trạng thái đàn hồi thì góc giữa S<sub>1</sub> và S<sub>2</sub> với phương của lực tác dụng P là  $\alpha < 45^\circ$ . Vì S<sub>1</sub>O S<sub>2</sub> chứa P (gọi tắt là góc S<sub>1</sub>S<sub>2</sub>) nên góc này là  $2\alpha < 90^\circ$ . Nếu vật thể ở trạng thái dẻo thì khi biến dạng góc S<sub>1</sub>S<sub>2</sub> > 90° và khi vật thể bị biến dạng ở trạng thái dẻo tuyệt đối thì góc S<sub>1</sub>S<sub>2</sub> ≈ 180° (hình 3.26). Trong biến dạng đàn hồi và biến dạng dẻo khi lực tác dụng tăng lên một đại lượng là ΔP thì góc α cũng tăng lên tương ứng là Δα. Nếu ở thời điểm t<sub>1</sub> quá trình biến dạng đã tạo ra được góc α thì ở thời điểm t<sub>1</sub> + Δt, góc α sẽ biến đổi, trở thành α + Δα. Nói chung, trong biến dạng đàn hồi các góc α + Δα đều nằm trong giới hạn của nó (< 90°); còn trong biến dạng dẻo các góc α + Δα > 90°.

Quan sát các mặt cấu tạo cắt  $S_1$ ,  $S_2$  người ta thấy chúng là những mặt nhẵn, phẳng, thanh nét, kéo dài, trên chúng có những vết xước theo phương chuyển động và các gờ gân như vuông góc với các vết xước đó. Trong quá trình biến dạng, mặt  $S_1$  và  $S_2$  là mặt có ứng suất tiếp xúc cực đại và trực cấu tạo a trùng với phương phát triển của các vết xước này. Mặt  $S_1$  và  $S_2$  chính là mặt [ab] của hệ trục tọa độ cấu tạo và là mặt hOl của hệ trục tọa độ biến dạng (hình 3.26).

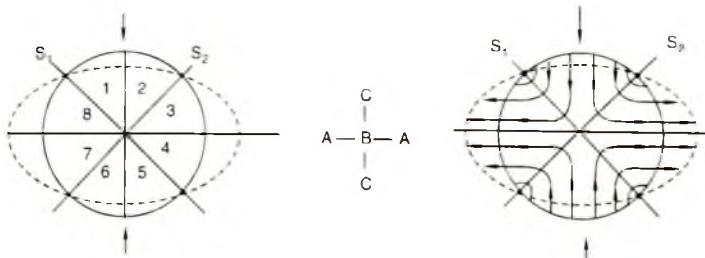


Hình 3.26: Vết xước và gờ trên mặt cấu tạo  $S_1$ ,  $S_2$ .

Các mặt cấu tạo  $S_1$  và  $S_2$  ít nhiều bị dịch chuyển nên còn gọi là các mặt chuyển động, trong nhiều trường hợp khi sự dịch chuyển có giá trị lớn chúng trở thành các đứt gãy. Các mặt  $S_1$ ,  $S_2$  rất khít nên không thuận lợi cho sự xâm nhập của các thể magma. Nếu gặp magma trong chúng thì có thể nghĩ đến sự tái hoạt động của  $S_1$ ,  $S_2$  ở pha sau. Các mặt  $S_1$ ,  $S_2$  còn được kí hiệu là  $K_{c_1}$  và  $K_{c_2}$ .

- Mật nứt (cấu tạo) tách: các mặt nứt tách phát triển theo phương vuông góc với lực tác dụng kéo (phương cảng lớn nhất) và song song với phương của lực ép. Trong hệ tọa độ cấu tạo, chúng là các mặt [BC]. Đó là những mặt kém phát triển, bề mặt gồ ghề, có nhiều khe nứt nhỏ ở rìa và có độ hở lớn rất thuận lợi cho sự xâm nhập của các thể magma hoặc nhiệt dịch. Mật nứt (cấu tạo) tách thường được kí hiệu là  $K_t$ .

- Mật nứt (cấu tạo) ép dẹp: các mặt nứt ép dẹt phát triển theo phương vuông góc với lực ép hoặc song song với lực cảng, thường gặp trong biến dạng dẻo, được kí hiệu là  $K_d$ . Các mặt này phù hợp với mặt [AB] của hệ trục tọa độ biến dạng.



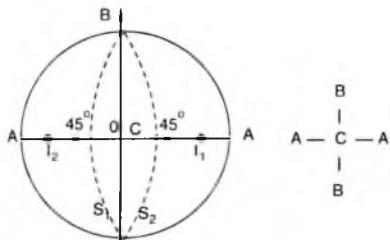
Hình 3.27: Các phản tư biến dạng

I và II: Phản tư ép nén; III và IV: Phản tư căng giãn (căng trồi - extrusion).  
ABC (XYZ) - hệ trục tọa độ biến dạng.

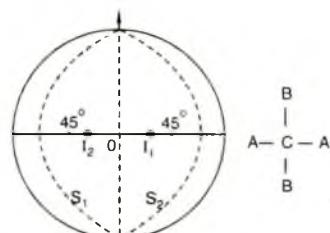
Vật thể hình cầu khi biến dạng bị tách ra làm 8 phần (hình 3.27), kí hiệu là 1, 2, ..., 8. Nếu chỉ xét hiện tượng chuyển động trong biến dạng, thì hình cầu, hoặc elipxoit biến dạng bị chia làm 4 phần gọi là 4 phần tư biến dạng. Phần tư thứ I (1 và 2) và phần tư thứ III (5 và 6), trong quá trình biến dạng có xu hướng bị ép vào trung tâm, nên gọi là phần tư ép nén. Ngược lại phần tư thứ II (3 và 4) và phần tư thứ IV (7 và 8), trong quá trình biến dạng, vật chất trong chúng có xu hướng dần ra khỏi trung tâm vì thế chúng thường được gọi là phần tư căng dần (căng trồi - extrusion).

### 3.9.3. Hình thái chiếu cầu của các đồ thị cầu tạo mặt do biến dạng

Để nhận biết các loại cầu tạo mặt nói trên bằng các đồ thị chiếu cầu chúng ta chú ý đến vị trí của chúng trong elipxoit biến dạng, chọn đáy bán cầu là mặt [AB] và xem mặt này có vị trí nằm ngang. Do  $S_1$  tạo với phương của lực tác dụng P (song song với OC) trong biến dạng đàn hồi một góc là  $\alpha < 45^\circ$ . Góc giữa  $S_1$  và  $S_2$  với [AB] chính là góc dốc  $\beta_1$  và  $\beta_2$  của các mặt  $S_1$  và  $S_2$  tương ứng với  $\beta_1$  và  $\beta_2 > 45^\circ$ . Để giản tiện, chúng ta đặt trục OB theo hướng Bắc. Như vậy hình chiếu cầu của  $S_1$  và  $S_2$  có thể thấy như ở hình 3.28.



Hình 3.28: Trạng thái biến dạng đàn hồi.



Hình 3.29: Trạng thái biến dạng dẻo.

Gọi  $I_1$  là điểm chiếu cầu của  $S_1$  và  $I_2$  là điểm chiếu cầu của  $S_2$ , do  $2\alpha < 90^\circ$ , nên  $I_1 - I_2$  chiếm khoảng chia (trên đường kính của mạng chiếu cầu) lớn hơn  $90^\circ$  (tức là lớn hơn bán kính) và khi quá trình biến dạng tiến triển, góc  $2\alpha$  lớn dần thì  $I_1$  và  $I_2$  gần nhau hơn. Do đó dựa vào khoảng cách giữa cực đại ta có thể hiểu thêm về trạng thái biến dạng của vật thể.

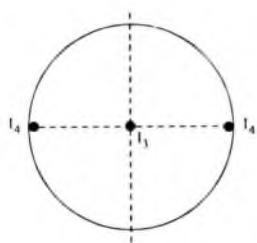
Trường hợp biến dạng dẻo, góc  $\alpha < 45^\circ$  nên  $I_1 - I_2$  đi qua tâm vòng tròn chiếm khoảng chia nhỏ hơn  $90^\circ$  và khi quá trình biến dạng tiến triển thì  $I_1$  và  $I_2$  tiến dần về phía tâm của đồ thị, cũng có nghĩa là khoảng cách  $I_1I_2$  ngày càng nhỏ dần.

Như vậy trường hợp biến dạng đàn hồi  $I_1, I_2$  nằm ở ngoài điểm chia  $45^\circ$  (về phía A) và ở biến dạng dẻo  $I_1$  và  $I_2$  ở trong điểm chia  $45^\circ$  đó (về phía tâm đồ thị). Khoảng cách  $I_1OI_2$  cho biết đặc trưng của quá trình biến dạng (hình 3.29).

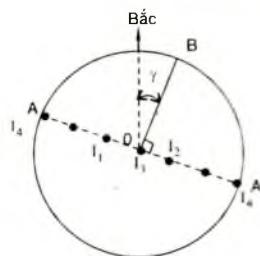
Trong các đồ thị chiếu cầu nói trên ta thấy điểm chiếu cầu của  $K_q$  nằm ở tâm của đồ thị ( $I_3$ ) và điểm chiếu cầu  $K_t$  nằm trên chu vi của đồ thị, trường hợp này chung trùng với vị trí của trục A trên đồ thị ( $I_4$ ). Như vậy trong một số đồ thị ở phạm vi sát biên của chu vi có cả

$I_1$ ,  $I_2$  và  $I_4$ , đồng thời ở phạm vi sát tâm của đồ thị có cả  $I_1$ ,  $I_2$  và  $I_3$ . Tuy nhiên hoàn toàn có thể tách  $I_1$  và  $I_2$  ra khỏi  $I_3$  và  $I_4$  nếu như chúng ta chú ý ngay khi thu thập số liệu ban đầu (xem hình 3.30).

Chú ý, nếu không chọn OB trùng với trục Bắc thì đồ thị chỉ quay đi một góc nào đó phụ thuộc vào phương vị của OB, lúc đó trục OB sẽ theo đúng góc phương vị của nó, và hình dạng của đồ thị không có gì thay đổi, các điểm chiếu  $I_1$ ,  $I_2$ ,  $I_3$ ,  $I_4$  nằm trên đường kính vuông góc với OB (hình 3.31).

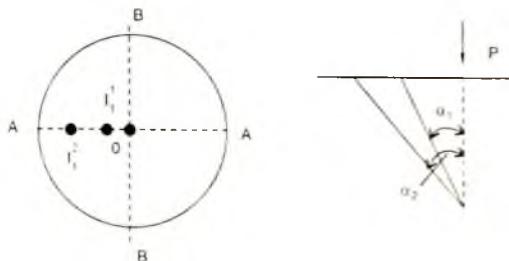


**Hình 3.30:** Vị trí điểm chiếu cầu  
của  $K_t$  ( $I_4$ ) và  $K_d$  ( $I_3$ ).



**Hình 3.31:** Trục OB bất kì,  
ví dụ có góc phương vị là  $\gamma$ .

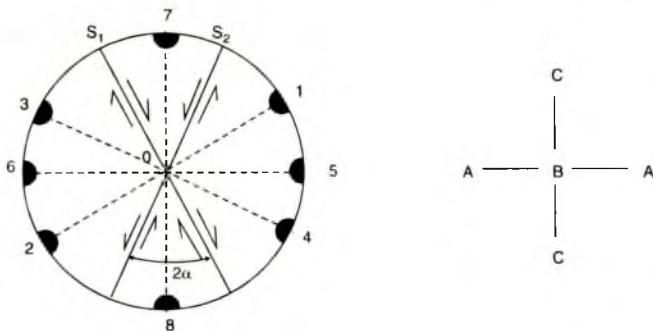
Với các đồ thị có nhiều cầu tạo mặt với thể nằm ít nhiều khác nhau, đặc biệt trong biến dạng tăng triển thì phạm vi phân bố của các điểm chiếu cầu càng rộng (hình 3.32). Lúc đó phạm vi trong  $I_1^1$  và phạm vi ngoài  $I_1^2$  của  $S_1$  (hoặc của  $S_2$ ) cho thấy dao động về góc dốc của các mặt  $S_1$  (hoặc  $S_2$ ). Khoảng cách  $I_1^1 - I_1^2$  hoặc  $I_1^1 - I_2^2$  cho thấy đặc điểm biến dạng của vật thể. Trong biến dạng nói chung  $I_1^1$  (hoặc  $I_2^2$ ) thuộc pha trước so với  $I_1^2$  (hoặc  $I_2^1$ ). Gọi  $\theta = \alpha_2 - \alpha_1$  thì hiệu số  $\theta$  này phản ánh đặc điểm của quá trình biến dạng và được thể hiện trên đồ thị bởi đoạn  $I_1^1 - I_1^2$  hoặc  $I_1^1 - I_2^2$ . Trong một số trường hợp  $I_1$  và  $I_2$  hoặc các điểm chiếu cầu riêng lẻ của  $S_1$  và  $S_2$  không có tính đối xứng qua tâm đồ thị. Điều này chứng tỏ hoặc là các mặt  $S_1$ ,  $S_2$  có sự khác nhau (không nhiều lắm) về đường phương (khi  $I_1$ ,  $I_2$  nằm trên các đường kính khác nhau) hoặc về góc dốc (khi  $I_1$ ,  $I_2$  cùng trên đường kính nhưng  $I_1O \neq I_2O$ ) hoặc khác nhau cả hai yếu tố đó (khi  $I_1$ ,  $I_2$  không trên cùng đường kính và  $I_1O \neq I_2O$ ). Tất cả những điều nói trên thể hiện sự không đồng nhất của hiện tượng biến dạng.



**Hình 3.32:** Đặc điểm của đồ thị biến dạng tăng triển.

Nếu chúng ta lại chọn đồ thị chiếu cầu là mặt  $[AC]$  vuông góc với trục B thì hình thái của đồ thị có thể thấy ở hình 3.33. Lúc đó ứng với  $S_1$  ta có điểm chiếu cầu là  $I_1$ ,  $S_2$  là  $I_2$  nằm trên chu vi đồ thị. Vì trục OB thẳng đứng nên  $I_1$  được thể hiện bởi hai cực đại 1 và 2 ( $I_1^1, I_1^2$ ) và  $I_2$  bởi 3 và 4 ( $I_2^1, I_2^2$ ). Hình chiếu cầu của  $K_t$  trên đồ thị này ở điểm 5 và 6 trùng với vị trí của trục A và hình chiếu cầu của  $K_d$  trùng với vị trí 7 và 8, trùng với trục C. Ở biến dạng đàn hồi góc  $2\alpha$  bằng góc  $S_1OS_2 < 90^\circ$  nên góc  $301$  hoặc  $204 > 90^\circ$ , góc  $104$  hoặc  $203 < 90^\circ$ .

Do đó dựa vào vị trí các cột dài 1, 2, 3, 4 có thể suy đoán đặc điểm biến dạng của vật thể.



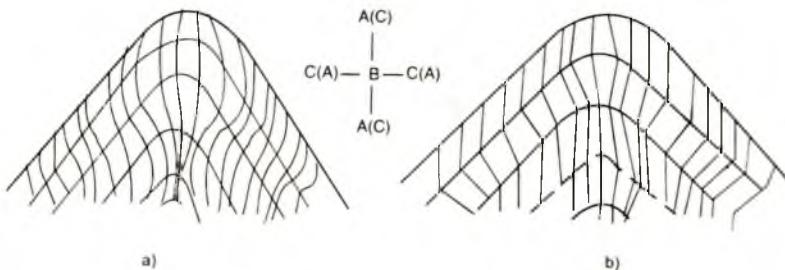
**Hình 3.33:** Vị trí điểm chiếu cầu của  $S_1, S_2$  trên mặt phẳng vuông góc với trục B.

Trong nhiều trường hợp các hình chiếu cầu không được lập theo các mặt vuông góc với trục B mà thường tạo với trục B một góc nào đó. Khi ấy giao nhau của hai cung biểu diễn  $S_1$  và  $S_2$  trên đồ thị cho thấy vị trí của trục B. B càng gần tâm đồ thị chiếu cầu, mặt cắt càng gần như vuông góc với trục B và ngược lại. Nếu B không trùng với O, tâm đồ thị, thì A và C cũng không nằm trên chu vi của đồ thị. Để tìm vị trí của A và C trong trường hợp này, về mặt nguyên tắc, có thể tiến hành như sau:

- Vẽ các cung chiếu cầu của mặt  $S_1$  và mặt  $S_2$ . Giao nhau của  $S_1$  và  $S_2$  ta được điểm B. OB là trục biến dạng B. Trục A và trục C nằm trên mặt phẳng vuông góc với OB.
  - Vẽ mặt phẳng vuông góc với OB bằng cách kéo dài BO về phía O một đoạn OI sao cho IOB bằng bán kính của mạng chiếu cầu.
  - Dựa vào mạng chiếu cầu kẻ đường vuông góc với OB, đi qua O và cắt chu vi của mạng chiếu cầu ở M và N. Theo mạng chiếu cầu vẽ cung MIN, cung này cắt  $S_1$  ở E, cắt  $S_2$  ở F. Nếu cung EF có số đo nhỏ hơn  $90^\circ$  chứng tỏ biến dạng dàn hồi trục C sẽ nằm ở giữa cung này và trục A nằm ngoài cách cung này một độ cung theo mạng chiếu cầu là  $90^\circ$ . Nếu cung EF lớn hơn  $90^\circ$  thể hiện hiện tượng biến dạng dẻo, trục C nằm ở trung điểm của cung EF và trục A nằm ở ngoài cách C là một cung bằng  $90^\circ$  theo mạng chiếu cầu (xem 7.4.2.1.4).

Trong nhiều trường hợp người ta thấy trục  $OB//ob/\sigma_2$ ; trục  $OA//\sigma_3$  và trục  $OC//\sigma_1$  với  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . Các trục biến dạng và các trục ứng suất nói trên cũng có thể xác định bằng các phần mềm vi tính.

Nghiên cứu sự biến dạng của một tập đá có  $n$  lớp xen kẽ nhau kí hiệu  $l_i$  với tính cơ lí biến đổi từ từ, chẳng hạn từ  $l_1$  đến  $l_n$  có tính cơ lí giảm dần, thì sự hình thành các mặt cầu tạo cắt  $S_1, S_2$  trong chúng có góc dốc  $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$  cũng thay đổi dần dần. Nếu  $l_1$  có độ đàn hồi lớn hơn  $l_2\dots$  thì  $\alpha_1 < \alpha_2$  và cứ thế nếu  $l_2$  lại đàn hồi hơn  $l_3$ , v.v... đến  $l_n$  ta có  $\alpha_n < \alpha_{n+1}$ . Trong mặt cắt [BC] hoặc gần như song song [BC] hoặc mặt cắt [AB] các đường giao tuyến giữa  $S_1$  và  $S_2$  với mặt cắt có dạng uốn cong và nếu như tập hợp các lớp  $l_1, \dots, l_n$  có tính nhịp thì sẽ tạo ra trên các mặt cắt đó các cầu tạo chữ S (khi biến đổi từ từ) hoặc chữ Z (khi tính cơ lí của các lớp đá biến đổi đột ngột) thuận hoặc ngược (hình 3.34) (Lê Như Lai, 1977, 1979).



**Hình 3.34: Cầu tạo chữ S (a) và chữ Z (b).**

Dựa vào cầu tạo chữ S hoặc chữ Z trong các mặt cắt địa chất hoặc ở vết lộ có thể xác định được sự thay đổi độ hạt và tính cơ lí của các lớp đất đá, cũng như có thể dựa vào chúng để tìm hiểu phạm vi phân bố của vòm nếp uốn. Vòm của các nếp uốn nằm ở vị trí chuyển từ cầu tạo chữ S sang chữ Z hoặc ngược lại (Lê Như Lai, 1977).

## Chương IV

# CÁC DẠNG THẾ NÀM CỦA ĐÁ TRÂM TÍCH

### 4.1. LỚP VÀ SỰ PHÂN LỚP

#### 4.1.1. Khái niệm chung

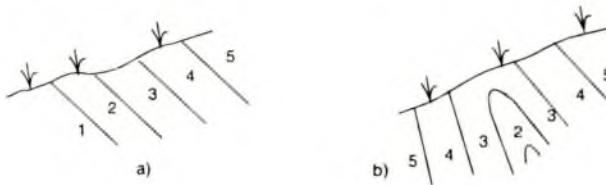
Lớp là thể địa chất đặc trưng cho đá trầm tích và đá phun trào. Về mặt hình thái lớp là thể địa chất phát triển trong không gian ba chiều, trong đó có hai chiều phát triển tạo nên mặt lớp và chiều thứ ba ít phát triển chính là bề dày của lớp. Nhìn vây lớp có dạng tam.

Lớp là sản phẩm của quá trình trầm tích. Trong quá trình lắng đọng trầm tích các sản phẩm chịu ảnh hưởng trước hết bởi nguồn năng lượng dòng nước dẫn đến trầm tích, ngoài ra chúng còn chịu ảnh hưởng của tác dụng trọng lực. Trong một số trường hợp, các đá trầm tích được thành tạo liên quan với các quá trình sinh học và hóa học của môi trường. Các vật liệu trầm tích được các dòng nước lôi cuốn từ lục địa đến các bồn địa trầm tích như hồ, biển, v.v... Trong quá trình di chuyển đó, nếu trọng lượng của các vật liệu lớn hơn năng lượng của dòng thì chúng dừng lại, không tiếp tục di chuyển, nói cách khác chúng tích tụ hoặc trầm tích. Vì vậy, nói chung các vật liệu thô hoặc có tỉ trọng lớn thường lắng đọng tích tụ trước, các vật liệu nhỏ, nhẹ thường bị dòng nước vận chuyển đi xa và tích tụ muộn hơn. Chính do phương thức lắng tụ như vậy, các lớp trầm tích có đặc điểm khác nhau về độ hạt. Lớp còn là những thể địa chất ít nhiều đồng nhất về thành phần, về độ lớn của các hạt trầm tích, về tính chất cơ lý, về tính chất vật lí hoá học, về màu sắc, cấu tạo, kiến trúc, các bao thể và tập hợp hoá đá có trong chúng.

Đá phun trào được hình thành từ dung nham nóng chảy, phun ra theo từng đợt, cho nên thế nằm của chúng cũng có dạng lớp. Lớp phun trào nọ khác với lớp phun trào kia và phụ thuộc vào nguồn vật chất phun ra từ miệng núi lửa.

Lớp được coi là đơn vị cấu tạo cơ bản của đá trầm tích và đá phun trào. Lớp no phân biệt với lớp kia bởi những mặt lớp. Mặt lớp có thể phẳng, cong hoặc gồ ghề, nói chung dễ dàng nhận biết được ở ngoài trời. Mặt trên của lớp được gọi là nóc hoặc mái của lớp. Đó là phạm vi bao gồm các sản phẩm được thành tạo hoặc tích tụ muộn nhất trong một lớp. Mặt dưới của lớp được gọi là tường, đáy hoặc trụ của lớp. Đó là phạm vi được hình thành sớm nhất trong quá trình thành tạo một lớp. Lớp nọ thường nằm chồng lên lớp kia. Hiện tượng này gọi là sự phân lớp. Tường hoặc đáy của lớp thành tạo muộn hơn phủ trực tiếp trên nóc của lớp được thành tạo sớm hơn. Các mặt lớp có thể song song hoặc không song song với nhau.

Ở các trung trầm tích lớn, sự phân bố của các lớp thường rộng, các mặt lớp song song hoặc gần như song song với nhau. Ở các bồn trầm tích hẹp, đặc biệt ở sông và ở hồ, các mặt lớp thường không song song với nhau, tạo nên các lớp vát nhọn dạng nêm hoặc dạng thau kính. Như vậy, hình thái của lớp chịu ảnh hưởng của môi trường và điều kiện lăng động. Bình thường tường hoặc trụ của lớp bao giờ cũng nằm dưới nóc hoặc mái của lớp. Tuy nhiên, trong thực tế cũng thấy hiện tượng ngược lại, nóc của lớp nằm dưới đáy của cùng một lớp. Những trường hợp không bình thường như vậy là do lớp bị biến dạng về sau.



**Hình 4.1: Thể nằm bình thường và thể nằm đảo của các lớp.**

Trong hình 4.1, các lớp được thành tạo theo thứ tự lớp 1, 2, 3,... Thể nằm bình thường thể hiện ở hình 4.1a, thể nằm đảo (do uốn nếp) có thể thấy ở một phần của hình 4.1b.

Đối với đá trầm tích, sự phân biệt giữa lớp này với lớp khác trước hết ở kích thước các hạt vụn trầm tích. Trầm tích cấu tạo bởi các hạt có kích thước trên 1.000mm gọi là khối, 100 - 1.000mm gọi là tảng, 100 - 10mm gọi là cuội, 10 - 1mm gọi là sỏi, từ 1 - 0,1mm gọi là cát, 0,1 - 0,01mm gọi là bột và nhỏ hơn 0,01 gọi là sét. Nếu chúng gắn kết rắn chắc, thành tạo thì tên gọi của chúng lần lượt là khối kết, tảng kết, cuội kết, sỏi kết, cát kết, bột kết và sét kết.

Lớp còn được thành tạo bằng con đường sinh vật và hóa học. Các đá thuộc loại này được thành tạo từ dung dịch thật hoặc dung dịch keo với sự tham gia trực tiếp hoặc gián tiếp của sinh vật. Đó là các đá cacbonat, silic, các đá nhóm nhôm, sắt, mangan, phốtphorit, muối, các loại than, dầu khí...

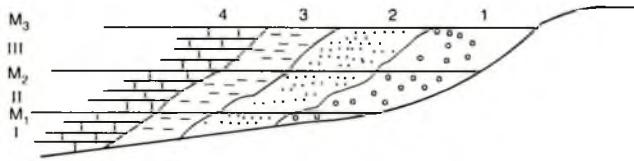
Sự chuyển tiếp các lớp có thể rõ ràng, tức là chuyển tiếp đột ngột, hoặc không rõ ràng hay chuyển tiếp từ từ dần đến ranh giới các lớp có thể rõ ràng, khẳng định hoặc chỉ là ranh giới dự đoán, giả định.

Hiện tượng phân lớp có thể đơn điệu nhưng cũng có thể xuất hiện từng tập lặp đi lặp lại, chẳng hạn lần lượt từ dưới lên là cuội kết, sỏi kết, cát kết, bột kết, sét than, than rồi lại tiếp tục một tập như thế.... Hiện tượng phân lớp có sự xuất hiện từng tập lặp đi lặp lại gọi là hiện tượng phân nhịp hoặc flisơ (fish). Nếu như tập (nhịp) sau không hoàn toàn đầy đủ các thành phần của tập (nhịp) trước thì gọi là hiện tượng phân nhịp thiếu. Một số nhà địa chất cho rằng, sở dĩ có hiện tượng phân nhịp là do quá trình trầm tích xảy ra phụ thuộc vào mùa, tức là phụ thuộc vào năng lượng (vận tải) của dòng nước. Vào mùa khô, dòng nước nhỏ, năng lượng yếu chỉ vận chuyển được các hạt có kích thước nhỏ, đến mùa mưa, dòng nước lớn, năng lượng dòng nước lớn có thể di chuyển các hạt có kích thước lớn. Mùa khô và mùa

mưa kế tiếp luân phiên nên tạo ra sự xen kẽ các lớp hạt mịn, hạt thô và hình thành cấu tạo phân nhíp. Một số nhà địa chất khác lại cho rằng chính chuyển động kiến tạo, cụ thể là chuyển động thăng trầm (nâng hạ) của vỏ Trái Đất là nguyên nhân dẫn đến sự thành tạo phân nhíp trong đá trầm tích. Khi vỏ Trái Đất ở vùng nào đó được nâng lên, bồn trũng trở thành nông hơn, các vật liệu hạt thô được tích tụ và khi vỏ Trái Đất cũng tại vùng ấy bị hạ (sụt) xuống trở thành biển sâu hơn, các vật liệu hạt mịn hơn lại được lắng đọng. Nếu quá trình nâng hạ xảy ra liên tục thì các lớp thô, mịn tiếp tục thành tạo xen kẽ nhau tạo ra cấu tạo phân nhíp trong trầm tích. Thực ra quá trình hình thành tầng phân lớp và tính phân nhíp của đá trầm tích rất phức tạp vừa có yếu tố địa lí, vừa có nguyên nhân kiến tạo, cần được xem xét kĩ lưỡng ở từng vùng cụ thể. Tính phân nhíp của đá cũng có thể được thấy rõ qua các tài liệu địa vật lí lô khoan.

Bên cạnh thuật ngữ về lớp đối với đá trầm tích, người ta còn dùng thuật ngữ vỉa. Vì là thuật ngữ thường dùng trong thực tế sản xuất để chỉ các lớp khoáng sản, ví dụ vỉa than, vỉa apatit, v.v... Đôi khi người ta còn dùng thuật ngữ "tầng" để chỉ khái niệm về lớp hoặc dùng từ "lớp" để chỉ một phân vị địa tầng nhất định, đồng nhất về thạch học và cổ sinh. Những "lớp" địa tầng như vậy được gọi kèm theo tên địa phương, tên đá hay tên hoá đá, có thể chỉ tương ứng với một lớp hay một số lớp theo nghĩa của Địa chất cấu tạo.

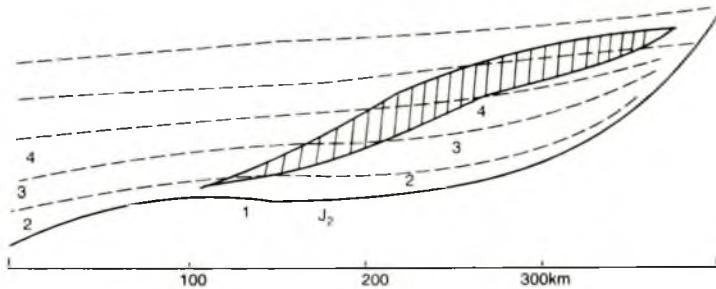
Như đã nêu ở trên, quá trình trầm tích phụ thuộc vào năng lượng của dòng vận chuyển, ở gần bờ trầm tích các hạt thô hơn, ở xa bờ tích tụ các trầm tích hạt mịn hơn. Hiện tượng này đã được N. A. Golopkinxki ngay từ năm 1869 chú ý tới. Giả sử ở mực nước biển  $M_1$  (hình 4.2), thứ tự trầm tích từ gần bờ đến xa bờ là cuội, cát, sét, đá vôi; ở mực nước biển  $M_2$  cao hơn, ta cũng có bức tranh trầm tích tương tự, tiếp theo đến mực  $M_3$ ,  $M_4$ ..., cao hơn và cao hơn nữa v.v...



**Hình 4.2: Tầng địa tầng và tầng thạch học theo N. A. Golopkinxki, 1869.**

Như vậy, các tầng I, II, III (hình 4.2) là những tầng có vật chất được thành tạo ít nhiều trong cùng một khoảng thời gian, nghĩa là cùng tuổi, nhưng có thành phần thạch học rất khác nhau, gồm cuội kết, cát kết, sét kết và đá vôi, được gọi là tầng địa tầng (cùng tuổi). Tầng địa tầng là một đơn vị địa tầng hay một nhóm các lớp có ranh giới rõ ràng, được thành tạo trong một khoảng thời gian nhất định nhưng cấu tạo bởi các đá khác nhau và những đá đó có tính chuyển tiếp theo chiều ngang. Nếu nói các đá có cùng kích thước hạt lại với nhau, ta có tầng 1 (cuội kết), 2 (cát kết), 3 (sét kết), 4 (đá vôi) thì các tầng 1, 2, 3, 4 nói trên

gọi là tầng thạch học. Rõ ràng tầng thạch học có ranh giới không rõ ràng, ziczac, tuỳ thuộc vào người quan sát, nhưng lại có thành phần thạch học tương đối đồng nhất. Đôi khi tầng thạch học là tầng khoáng sản rất quan trọng, ví dụ như ở vùng Volga, theo A. W. Kasakov, 1935 các thành tạo phốtphorit trong các phân vị địa tầng khác nhau đã tạo ra một khoáng thể phốtphorit rất lớn (hình 4.3).



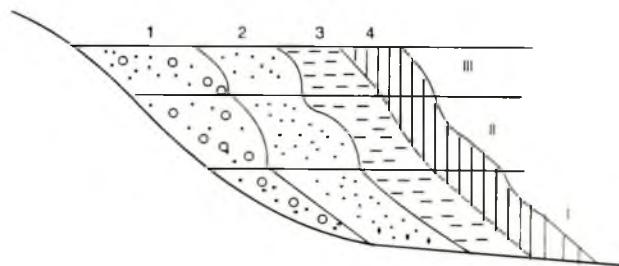
Hình 4.3: Khoảng thế phôtphorit vùng Volga theo A. V. Kasakov, 1939 - xem A. D. Ashgirei, 1963.

Phản gạch chéo là khoáng thể phốtphorit; 1: *J*<sub>2</sub>; 2: *Kelloway*; 3: *Oxford*; 4: *Kimmeridge*.

Các thành tạo chứa than (ví dụ ở vùng Quảng Ninh) cho thấy tầng thạch học than cắt chéo các lớp của đá trầm tích. Trong trường hợp này cần xác định chính xác tầng thạch học than, không nên xem chúng là tầng (địa tầng) than khi tính toán trữ lượng than của từng vùng (hình 4.4).

Hình 4.4:

Các tầng thạch học  
cuối két 1, cát két 2,  
sét két và sét than 3,  
than 4, và các tầng  
đi a tầng I, II, III.



Khi biến chất nhiều loại đá được thành tạo; trong đó có những loại đá đồng nhất về thành phần khoáng vật, cấu tạo kiến trúc và cũng có dạng tâm. Những thể địa chất đó không gọi là lớp mà thường được gọi là các tầng. Xét về phương diện hình học các tầng như vậy cũng có hình thái của một lớp và cũng có thể dùng các phương pháp của Địa chất cấu tạo để nghiên cứu chúng.

#### 4.1.2. Bề dày và các loại bề dày của lớp

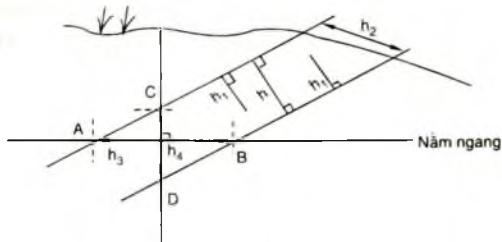
Khoảng cách giữa nóc và tường của lớp gọi là bê dày của lớp. Người ta phân biệt ba loại bê dày là bê dày thật (gọi tắt là bê dày), bê dày thiếu và bê dày biến kiển (hình 4.5).

Bề dày thật ( $h$ ) của lớp là khoảng cách ngắn nhất giữa nóc và tường của một lớp.

Bề dày thiếu ( $h_1$ ) của lớp là khoảng cách vuông góc từ một điểm bất kì trong lớp đến nóc hoặc đến tường của lớp đó.

Bề dày biểu kiến của lớp ( $h_2$ ) là khoảng cách giữa hai điểm bất kì giữa nóc và tường của một lớp. Bề dày biểu kiến ngắn nhất chính là bề dày thực của lớp. Bề dày biểu kiến là bề dày do đo được, quan sát được dựa vào hai điểm bất kì của nóc và tường của một lớp.

Ngoài các loại bề dày nói trên người ta còn phân biệt bề dày nằm ngang, bề dày thẳng đứng và bề dày xiên. Bề dày nằm ngang  $h_3$  (AB) là khoảng cách nằm ngang giữa nóc và tường của lớp. Bề dày thẳng đứng  $h_4$  (CD) là khoảng cách thẳng đứng giữa nóc và tường của một lớp. Bề dày xiên là khoảng cách giữa hai điểm bất kì của nóc và tường của lớp, tương tự như bề dày kiểu kiến ( $h_2$ ).



Khi các lớp nằm ngang thì bề dày thẳng đứng chính là bề dày thật. Khi lớp nằm nghiêng bề dày thẳng đứng được xác định theo tài liệu lỗ khoan thẳng đứng. Bề dày của lớp không ổn định, đặc biệt là đối với các lớp thành tao ở môi trường sông, hồ, ở những bồn địa quy mô nhỏ. Ở ngoài trời tùy theo diện lô, thế nằm của lớp, đặc điểm của địa hình người ta có thể xác định được bề dày của lớp. Gọi  $\alpha$  là góc dốc của lớp,  $\beta$  là góc nghiêng của sườn địa hình.  $h$  là bề dày thực,  $h_2$  là bề dày biểu kiến ta thấy: ở trường hợp  $\alpha = 0$ ,  $h = h_2 \sin \beta$ ; trường hợp  $\beta = 0$ ,  $h = h_2 \sin \alpha$ ; trường hợp  $\alpha > \beta \neq 0$  và cùng dốc về một phía, ta có  $h = h_2 \sin(\alpha - \beta)$ ; trường hợp  $\alpha > \beta \neq 0$  và dốc về 2 phía khác nhau, ta có  $h = h_2 \sin(\alpha + \beta)$ ; trường hợp  $\beta > \alpha \neq 0$  và dốc về 1 phía, ta có  $h = h_2 \sin(\beta - \alpha)$ ; trường hợp lỗ khoan thẳng đứng  $h = h_2 \cos \alpha$ ; trường hợp khoan xiên một góc là  $\beta$  ta có  $h = h_2 \sin(\alpha + \beta)$ ; trường hợp  $\alpha > \beta$  và dốc về cùng một phía ta có:  $h = \frac{l \sin(\alpha - \beta)}{\cos \beta}$ ; trường hợp  $\beta > \alpha \neq 0$  và dốc về cùng một phía, ta có

$$h = \frac{l \sin(\beta - \alpha)}{\cos \beta}. Khi \alpha \text{ và } \beta \text{ dốc về 2 phía, ta có } h = \frac{l \sin(\alpha + \beta)}{\cos \beta}, \text{ với } l \text{ là hình chiếu của } h_2$$

trên mặt phẳng nằm ngang (hình 4.6).

## 4.2. PHÂN LOẠI CÁC LỚP

### 4.2.1. Phân loại theo bề dày

Phân loại các lớp theo bề dày của lớp được nhiều nhà địa chất sử dụng. Bề dày của lớp phản ánh thời gian tích tụ, tốc độ trầm tích và hoạt động kiến tạo của vùng. Việc phân loại

**Bảng 1: Phân loại các lớp theo bề dày dựa vào tổng hợp  
của L. N. Botvinkinna, 1962 (tính bằng cm)**

Theo E. P. Bruns 1954	Theo L. B. Rukhin 1953. đối với đá nằm ngang	Theo V. A. Aprodov 1952	Theo N. B. Vassoevit 1951	Theo từ điển địa chất của Liên Xô 1950
Trên 50: rất dày	Trên 50: dày	Trên 100: rất dày 500 - 1000: lớp thô	Trên 500: rất dày 100 - 400: dày 50 - 90	Vài dm: rất dày
10 - 50: phản lớp dày	10 - 50: (không phản chia)	10 - 50: trung bình	10 - 40: trung bình	
2 - 10: trung bình	5 - 10: dày 2 - 10: trung bình	2 - 10: mỏng	5 - 9: khá mỏng 1 - 4: mỏng	Vài cm: phản lớp (trung bình)
0,2 - 2: mỏng	0,2 - 2: mỏng	0,2 - 2: vi phản lớp	0,5 - 0,9: hầu như phiến rất mỏng	Vài mm: rất mỏng
< 0,2: vi phản lớp hoặc phiến rất mỏng	< 0,2: rất mỏng	< 0,2: vi phản lớp	0,1 - 0,4: phiến rất mỏng	Vài phân của mm: vi phản lớp

các lớp theo bề dày phụ thuộc vào từng tác giả (bảng 1). Ranh giới các khoảng phân loại không thống nhất, vì thế, tốt hơn cả là trong quá trình nghiên cứu cần nói bề dày cụ thể của từng lớp hoặc tập lớp (một số lớp).

A. E. Mikhaïlov, 1958 dựa vào bề dày của lớp phân chia như sau: 10cm - 100cm: phân lớp dày, vài cm: phân lớp trung bình, vài mm: phân lớp mỏng, và nếu phải sử dụng kính hiển vi mới phát hiện được tính phân lớp thì gọi là phân lớp hiển vi.

Nhìn chung có thể cho rằng các lớp có bề dày trên 1m thuộc loại rất dày; từ 0,5 - 1m thuộc loại dày; từ 0,1 - 0,5m thuộc loại trung bình; từ 0,02 - 0,1m thuộc loại mỏng, và nhỏ hơn 0,02m thuộc loại vi phân lớp hoặc phân lớp rất mỏng.

Bề dày của lớp thay đổi mạnh ở các trầm tích hồ, sông hoặc nơi có dòng chảy ngầm xáo trộn. Vì vậy sự biến đổi bề dày của lớp có thể cho thấy đặc điểm của môi trường và quá trình trầm tích. Sự biến đổi bề dày theo một đơn vị khoảng cách gọi là gradient bề dày.

#### **4.2.2. Phân loại theo hình dạng của lớp**

Dựa vào hình dạng của lớp người ta chia ra các loại sau đây:

##### **4.2.2.1. Phân lớp song song (*parallel bedding*)**

Hiện tượng phân lớp song song đặc trưng bởi sự song song của các mặt lớp, bề dày thực của lớp không đổi, phản ánh môi trường, trầm tích và hoạt động kiến tạo ổn định. Phân lớp song song thường gặp trong các trầm tích biển, ở hồ rộng, dưới mục tác dụng của sóng. Theo G. N. Sappirov, 1965, có ba loại phân lớp song song là phân lớp vạch (có sự xen kẽ của các lớp mỏng với thành phần thanh học, cấu tạo, kiến trúc và màu sắc khác nhau), phân lớp gián đoạn (thể hiện trong phân lớp dày có các lớp mica, thực vật hoặc vật liệu vụn gián đoạn xen kẽ) và phân lớp dạng dài (có sự thay đổi các lớp mỏng thành phân khác nhau). Phân lớp dạng dài (lamination) đặc trưng bởi sự phân lớp với các lớp rất mỏng chỉ khoảng gần 1cm.

##### **4.2.2.2. Phân lớp hình sóng (*sinuous bedding*)**

Phân lớp hình sóng đặc trưng là thành tạo ở môi trường động, trên bề mặt các lớp có cấu tạo nếp nhăn hình sóng, do môi trường trầm tích chuyển động theo hai hướng khác nhau như thủy triều lên và xuống hoặc do sóng nước ở ven bờ. Hiện tượng uốn hình sóng xảy ra đối với cả một lớp, không phải chỉ có ở mặt lớp.

##### **4.2.2.3. Phân lớp xiên (*cross bedding*)**

Phân lớp xiên là phân lớp của các lớp bên trong nó lại có các lớp mỏng bắt chéo vào nóc và tường của lớp nói trên theo những góc khác nhau thường từ  $20^\circ$  đến  $30^\circ$ . Phân lớp xiên chủ yếu được thành tạo trong môi trường chuyển động theo một hướng, nơi có dòng nước chảy, hoặc do gió tạo thành. Dựa vào nguồn gốc thành tạo A. E. Mikhaïlov, 1958 và G. N. Sappirov phân chia ra các loại phân lớp xiên sau đây (hình 4.7a):

+ Phân lớp xiên châu thổ: đặc trưng của phân lớp xiên châu thổ là các thớ lớp xiên càng xuống đến tường càng thoải, về phía nóc các thớ lớp xiên trở nên không rõ ràng. Ở đó xuất hiện các vật liệu hạt thô hơn. Phần trên của các thớ lớp xiên thường bị bóc mòn và giống như bị đáy của lớp bên trên cắt qua.

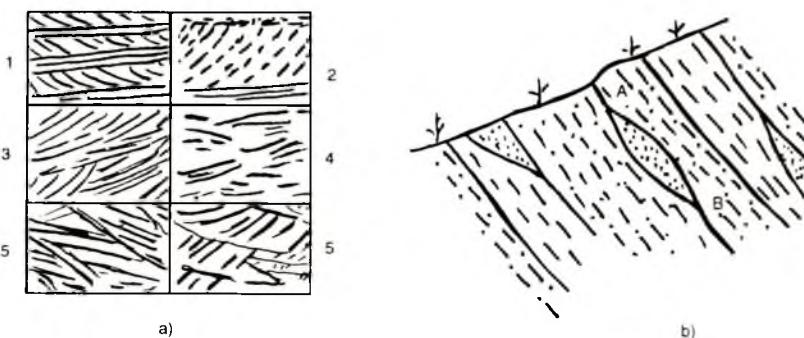
+ Phân lớp xiên ở sông: phân lớp xiên ở sông gồm các thớ lớp xiên có góc dốc không đổi và hướng theo dòng nước chảy.

+ Phân lớp xiên ở biển: phân lớp xiên ở biển có kích thước tương đối lớn, phạm vi phân bố của các thớ lớp xiên dày, các thớ lớp xiên không dốc lắm, có nơi như bệ thùng vận xoắn. Ở môi trường trầm tích biển nông phân bố xiên tách biệt nhau hướng theo nhiều hướng có lẽ phù hợp với hướng của sóng.

+ Phân lớp xiên có nguồn gốc do gió: đây là loại phân lớp xiên không có quy luật, các thớ lớp xiên có bề dày thay đổi và phát triển theo nhiều hướng khác nhau.

#### **4.2.2.4. Phân lớp dạng thấu kính (*lenticular bedding*)**

Phân lớp (dạng) thấu kính có rất nhiều kiểu khác nhau, đặc điểm chung là có bề dày thay đổi. Mái và tường của lớp không song song và chập lại với nhau ở một vùng nào đó. Về hình dạng khai quật, phân lớp thấu kính có dạng thấu kính tức là bị vát nhọn theo mọi hướng. Ở vùng ven bờ, phân lớp thấu kính chỉ có một đầu, trông giống như dạng nêm (hình 4.7b).



**Hình 4.7: a) Các loại phân lớp xiên (theo A. E. Mikhailov, 1973)**

1. Phân lớp xiên do sông; 2. Phân lớp xiên châu thổ; 3. Phân lớp xiên ở biển;

4. Phân lớp xiên ở biển nóng; 5. Phân lớp xiên do gió.

b) Phân lớp thấu kính, cấu tạo chập via và tách via (Lê Như Lai, 1986)

Phân lớp thấu kính thành tạo trong điều kiện môi trường nước hoặc gió thay đổi hướng chuyển động một cách nhanh chóng, đặc biệt gặp ở trầm tích sông, hồ, đầm lầy, vũng vịnh hoặc ven biển. Rất ít khi gặp phân lớp thấu kính ở vùng nước sâu. Ở những vùng như vậy, hiện tượng phân lớp thấu kính chỉ xuất hiện khi có dòng nước ngầm. Ở những vùng nước yên tĩnh, phân lớp thấu kính có thể xuất hiện nếu như hiện tượng vận chuyển vật liệu trầm tích hạt

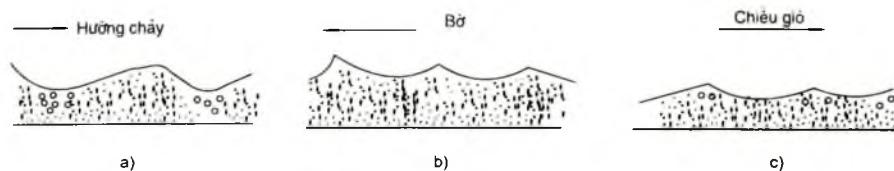
thô có tính chu kỳ. Phân lớp thấu kính tạo nên cấu tạo tách via và chập via. Ở hình 4.7, giả sử thấu kính là cuội kết, xung quanh nó là than, thì điểm A có thể xem là điểm (trong không gian là đường) tách via, điểm B là điểm chập via, từ hai via than chập lại làm một (Lê Như Lai và nnk, 1986).

### 4.3. CẤU TẠO MẶT LỚP TRẦM TÍCH

Trên mặt lớp có nhiều cấu tạo phức tạp, có quy mô và nguồn gốc khác nhau. Nghiên cứu cấu tạo mặt lớp cho phép xác định nguồn gốc và thể nấm của các lớp trầm tích, cũng như đặc điểm của môi trường thành tạo. Những dạng cấu tạo thường gặp trên mặt lớp là vết gợn, khe nứt nguyên sinh, dấu vết hoạt động của sinh vật, vết giọt mưa, vết tinh thể nước đá, v.v...

#### 4.3.1. Vết gợn

Dựa vào điều kiện thành tạo người ta chia ra các loại vết gợn (ripple - mark) sau đây (hình 4.8):



*Hình 4.8: Các loại vết gợn*

a) Vết gợn dòng; b) Vết gợn sóng; c) Vết gợn gió.

##### 4.3.1.1. Vết gợn dòng

Vết gợn dòng (current ripple - mark) là vết gợn do dòng chảy tạo nên, các gờ thường nhòe nhung đinh gờ sắc. Các gờ cắt ngang hoặc chạy dọc theo hướng chảy, chúng sắp xếp như mái lợp ngói. Trong mặt cắt ngang các vết gợn sóng không đối xứng. Tỉ lệ chiều cao h và chiều rộng l của gợn là:  $a = \frac{l}{h} = 4 \div 5$ .

##### 4.3.1.2. Vết gợn sóng

Trong các loại vết gợn, vết gợn sóng (wave or oscillation ripple - mark) có kích thước nhỏ nhất, đinh nhọn hai sườn gờ không đối xứng, sườn dốc hơn hướng về phía bờ. Vật liệu hạt thô tập trung ở phần thấp giữa hai gờ, tỉ số  $a = \frac{l}{h} = 3 \div 5$ . Vết gợn sóng chỉ tồn tại ở trên mặt lớp, chúng khác với phân lớp hình sóng có dạng sóng cà bên trong của lớp. Các trầm tích ở vùng biển nông, đặc biệt ở vùng hồ, ví dụ trầm tích Neogen ở Na Dương (Lang Sơn) có các cấu tạo vết gợn rất điển hình. Các vết gợn gặp ở vùng này uốn lượn nhẹ theo một phương, phát triển không liên tục, có chiều cao của gợn từ 1 - 2cm, chiều rộng từ 3 - 6cm.

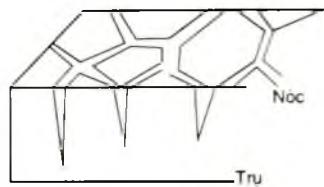
#### 4.3.1.3. Vết gợn gió (wind ripple - mark)

Vết gợn gió là loại vết gợn do gió tạo nên. Loại vết gợn này có kích thước tương đối lớn, các gờ thường có dạng uốn cong, các vật liệu hạt thường tập trung ở đỉnh của gờ.  $\text{số} a = \frac{l}{h} = 12 - 14$ .

Khi nghiên cứu vết gợn cần chú ý phân biệt chúng với các cấu tạo có hình dạng tương tự gọi là thớ nhíu. Các thớ nhíu có kích thước nhỏ thường gặp trong đá biến chất. Thớ nhíu là sản phẩm của hiện tượng ép nén xảy ra trong quá trình biến chất, ít nhiều có liên quan với hiện tượng trượt biến độ nhỏ.

#### 4.3.2. Khe nứt do khô cạn (mud or sun cracks)

Khe nứt do khô cạn là loại khe nứt nguyên sinh thành tạo ở nóc của lớp do hiện tượng khô cạn của môi trường trầm tích tạo nên. Khi hình thành lớp tiếp theo thì vật chất lấp đầy vào các khe nứt nguyên sinh của lớp bên dưới. Các khe nứt nguyên sinh có dạng hình sao hoặc hình đa giác, mở rộng về phía nóc của lớp và vát nhọn về phía trụ của lớp (hình 4.9).



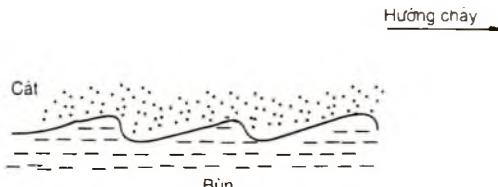
Hình 4.9: Khe nứt nguyên sinh

Khe nứt nguyên sinh hình thành do sự khô cạn, cho nên kèm theo hiện tượng thành tạo khe nứt là hiện tượng phai (làm giảm bớt hàm lượng) cacbonat, làm cho mặt lớp bị cứng, tách ra và làm cho đá đổi màu, thường có màu đỏ. Các khe nứt nguyên sinh (primary jointing) có thể còn xuất hiện ở dưới nước, do sự co thắt tích của đá vì một nguyên nhân nào đó. Chúng có dạng hình sao, thường xuất hiện ở giữa lớp.

Ở những miền bằng giã, do quá trình đóng băng, thể tích của nước tăng, gây phá hủy và tạo ra các khe nứt nguyên sinh trong đá.

#### 4.3.3. Dấu vết hoạt động của sinh vật và của môi trường

Trên mặt lớp đôi khi còn tìm thấy dấu vết hoạt động của các sinh vật cổ đương thời (lúc mặt lớp được thành tạo). Có nhiều vết nổi trên mặt lớp rất phức tạp, gọi là dấu vết "chữ cổ" (hypoglyph) (trong giống như chữ cổ) và các vết bám dây. Các vết này hay gặp ở phần cao của các lớp cát kết hoặc đá cacbonat trong các tầng cấu tạo



Hình 4.10: Cấu tạo khuôn dây (flute casts) đang rãnh.

phân nhịp (flish). Chúng có thể là vết bò của sinh vật, vết đất chảy ngầm, các luống bào mòn xuất hiện khi lớp chưa cứng thành đá. Sự lồi lõm, tạo rãnh trên mặt lớp lại là cơ sở để cho trụ của lớp thành tạo về sau in lên, như kiểu đúc khuôn. Những vết đó ở trụ của lớp trên nên còn gọi là các dấu vết ở đáy (bottom markings). Tùy theo hình dạng dấu vết của đáy, chúng có thể là vết đúc rãnh (flute casts), đó là những vết do sự tích tụ của cát vào các vũng lõm có dạng cái muôi (spoon - shaped depressions) nằm trên lớp bùn, khi dòng chảy có tốc độ cao đưa tới (hình 4.10) hoặc cũng có thể có hình dạng phức tạp.

Hình dạng của cấu tạo cho thấy hướng chảy của dòng. Đó là hướng đi từ cánh thoải sang cánh dốc của cấu tạo gờ (hình 4.10). Ở mặt lớp nằm dưới cũng như ở đáy của lớp nằm trên còn có cấu tạo lồi lõm do cát lấp vào các hố nhỏ của mặt lớp sét, giống như cát nén chặt vào chỗ mềm của lớp nằm dưới. Các cấu tạo như vậy gọi là các vết in do trọng lực (load casts). Cấu tạo này thường nằm rải rác, biệt lập trên lớp bùn. Nếu như các lớp bùn phía dưới tạo ra những gờ nhọn hướng lên phía trên và cát tích tụ xung quanh xuyên xuống lớp bùn thì người ta gọi là cấu tạo ngọn lửa (flame structure). Trên mặt lớp còn có các cấu tạo dòng bị lấp đầy (channel structure hoặc scour and fill structure), đó là các luống, rãnh, kẽn do dòng chảy đào khoét, chủ yếu được lấp đầy bởi cuội hoặc đồi khi còn thấy các vật liệu trầm tích hạt nhỏ hơn. Các dấu vết giọt mưa cổ cũng có thể tìm thấy trên mặt lớp, thường có dạng bán cầu, có trục nghiêng theo hướng gió vào lúc mưa v.v... Trong thực tế còn có nhiều dấu vết khác, khi nghiên cứu cần quan sát kỹ phát hiện giải thích nguồn gốc và điều kiện thành tạo của chúng. Ở nóc của lớp thường gặp lối đào vào và lối ra của sinh vật (giun), các vỏ sinh vật thường nằm úp xuống do sự cân bằng bên tạo ra bởi dòng nước, rễ cây mọc theo hướng từ nóc đến trụ của lớp. Các dấu vết nói trên thường gặp trong trầm tích Trias, trầm tích Neogen... ở Việt Nam, đặc biệt trong Neogen vùng Na Dương, Lạng Sơn. Các dấu hiệu ở đáy cũng như ở mặt lớp được sử dụng để xác định thứ tự thành tạo và thời gian của các lớp.

#### 4.4. CẤU TẠO MẶT CỦA ĐÁ PHUN TRÀO

Các đá phun trào được thành tạo từ dung nham nóng chảy phun ra ngoài thành dòng chảy. Khi động năng gây ra hiện tượng chảy (phụ thuộc vào tốc độ phun từ họng núi lửa, sườn dốc của địa hình và trọng lượng của dung nham) bị triệt tiêu, tức là dòng dung nham không chảy nữa, hình thành một lớp phun trào phủ trên các đá có trước. Mặt lớp phun trào này có đặc điểm là có nhiều lỗ rỗng, bọt khí, do đó mặt lớp thường xốp, có nhiều lỗ hồng (vesicles cavities) tạo ra cấu tạo lỗ hồng, cấu tạo bọt (vesicular structure). Mặt khác, do có nhiều lỗ hồng ở trên mặt lớp phun trào nên bề mặt của chúng lồi lõm, dễ gầy vỡ, tạo ra một đồi dăm, gọi là dăm kết định dòng chảy (flow top breccia). Khi lớp phun trào nguội đi, thể tích của chúng giảm, tạo ra các khe nứt nguyên sinh (primary jointing), làm cho mặt lớp nứt nẻ, tạo thành các khối, đặc biệt đối với các dòng dung nham ở dưới nước. Khi đó các

lớp dung nham bị nứt tách dạng gối gọi là dung nham dạng gối (giống như cái gối, cái đệm) (pillow lavas) và cấu trúc như vậy gọi là cấu trúc dạng gối (pillow structure).

Khi dòng dung nham di chuyển thì các vật liệu bị nó cuốn theo thường nằm phía dưới của dòng chảy, vì vậy đáy của dòng (lớp) phun trào thường có thành phần phức tạp hơn.

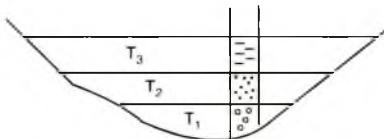
Khi dòng dung nham kết tinh, một số tinh thể đã kết tinh trước cùng các chất **nặng** (thường chứa nguyên tố Fe, Mn...) chìm xuống đáy của lớp; vì thế phần trên mặt thường có tính axit hơn, ít hạt khoáng vật (đã kết tinh) hơn, nghĩa là nhiều thủy tinh hơn v.v...

#### 4.5. MỐI QUAN HỆ GIỮA CÁC TẦNG PHÂN LỚP

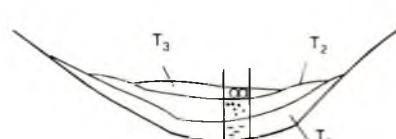
Khi nghiên cứu các bồn trầm tích, người ta chú ý đến quan hệ giữa các lớp lấp đầy trong đó với nhau cũng như với đá móng cổ hơn. Người ta chia ra ba kiểu thế nấm sau đây:

##### 4.5.1. Thế nấm biển tiến (transgressive)

Đặc trưng của kiểu thế nấm biển tiến là diện phân bố của đá trẻ ngày càng mở rộng. Các lớp đá trẻ không chỉ phủ trên các lớp trầm tích được thành tạo ngay ở giai đoạn trước mà còn phủ lên móng đá cổ. Như vậy, ở rìa bồn trũng sau khi khoan qua một vài lớp đá trẻ là đã đến móng. Cột địa tầng lỗ khoan ở vùng rìa vì thế không dày đủ. Chỉ có ở vùng trung tâm của bồn trũng, cột địa tầng lỗ khoan mới có dày đủ các tầng của các trầm tích phủ trên đá móng. Hình 4.11 minh họa kiểu thế nấm này. Bồn trũng được lấp đầy bởi các trầm tích Trias sớm, giữa, muộn. Trong mặt cắt thấy rõ các trầm tích Trias giữa phủ rộng hơn các thành tạo Trias sớm và các trầm tích Trias muộn lại phủ rộng hơn các thành tạo Trias giữa.



Hình 4.11: Thế nấm biển tiến.



Hình 4.12: Thế nấm biển thoái.

Ở vùng có thế nấm biển tiến lỗ khoan ở vùng trung tâm có dày đủ các phân vị địa tầng và trong cột địa tầng ấy theo thứ tự từ dưới lên trên kích thước các hạt trầm tích nói chung nhỏ dần.

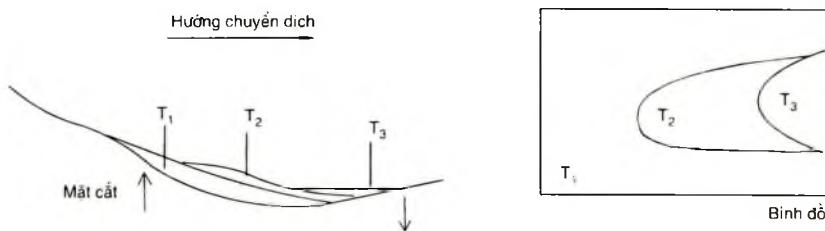
Kiểu thế nấm biển tiến đặc trưng cho các bồn trũng (có thể là hồ, biển) sụt lún lâu dài, sau đó nâng lên nhanh chóng, biển mở rộng phạm vi ra xung quanh. Quá trình biển tiến có thể chia thành hai giai đoạn. Giai đoạn đầu gọi là giai đoạn biển xâm hay biển lấn (ingressive), nước biển tiến vào làm ngập vùng địa hình thấp như châu thổ, thung lũng, sông, tạo ra các lớp trầm tích biển phủ trực tiếp trên trầm tích châu thổ, đầm ven biển hoặc trầm tích sông. Giai đoạn sau, biển tiếp tục mở rộng, phủ lên cả những miền địa hình cao hơn kể cả miền đá gốc.

#### 4.5.2. Thể nầm biển thoái (regressive)

Đặc trưng của kiểu thể nầm biển thoái (hoặc biến lùi) là sự phân bố của các lớp trẻ hơn ngày càng thu hẹp lại. Các lớp đá trẻ nói chung không phủ kín diện tích mà các trầm tích trước đó đã hình thành. Như vậy, cột địa tầng lỗ khoan ở rìa các bồn trũng cũng không đầy đủ, thiếu vắng các trầm tích trẻ. Cột địa tầng ở trung tâm thường có đầy đủ các phân vị địa tầng thành tạo trong vùng trũng và trong cột địa tầng ấy, nhìn chung theo hướng từ dưới lên trên, kích thước hạt của vật liệu trầm tích tăng dần (hình 4.12). Ở hình 4.12 minh họa một cấu trúc biển thoái, trong đó trầm tích Trias sớm, Trias giữa và Trias muộn lần lượt thu hẹp lại. Kiểu thể nầm biển thoái hình thành khi miền nào đó sụt lún nhanh, sau đó từ từ nâng lên toàn bộ hay chỉ nâng lên ở miền ven biển.

#### 4.5.3. Thể nầm chuyển dịch (migrative)

Thể nầm chuyển dịch ít gặp hơn, đặc trưng bởi sự dịch chuyển của trung tâm bồn trầm tích theo một phương nào đấy. Diện phân bố của các đá trẻ hơn có xu hướng phát triển về một phía nào đó (phía biển chuyển dịch hoặc phía biển tiến) và lùi dần ở phía đối diện (phía biển thoái). Chỉ có một đới nhất định, cột địa tầng lỗ khoan có thể có đủ các phân vị địa tầng. Ở vùng biển càng ngày càng lùi xa lộ dần các đá trẻ với quy luật gần bờ bồn trũng nguyên thủy lộ ra các đá cổ hơn. Trái lại ở vùng biển chuyển dịch tới, ở gần bờ là đá trẻ nhất (hình 4.13). Vì vậy có thể xem kiểu thể nầm chuyển dịch là kiểu trung gian giữa hai kiểu nói trên. Thể nầm chuyển dịch thành tạo khi hai phia (đối diện) của bồn trũng có hướng chuyển động thẳng đứng trái chiều nhau, biến dịch dần về phía vỏ Trái Đất hạ xuống.



Hình 4.13: Thể nầm chuyển dịch.

Hiện tượng biển tiến, biển thoái hay biển chuyển dịch có thể xảy ra đơn độc hoặc xảy ra vào những thời gian khác nhau ở ngay một bồn trũng. Vào thời gian này có thể có hiện tượng biển tiến, sau đó lại là biển thoái, rồi lại biển tiến v.v... Muốn xác nhận các quá trình ấy cần phân tích chi tiết các cột địa tầng lỗ khoan ở nhiều vị trí khác nhau, cũng như vẽ bản đồ xem xét sự phân bố của các tầng từ cổ đến trẻ trong một bồn trũng, đồng thời không thể không chú ý đến việc phân tích địa động lực và kiến tạo khu vực.

## 4.6. ĐIỀU KIỆN THÀNH TẠO BỀ DÀY TRÂM TÍCH

Nhiều nhà địa chất cho rằng độ dày trâm tích chủ yếu liên quan với hiện tượng vân động kiến tạo theo phương thẳng đứng của vỏ Trái Đất, cụ thể là của đáy bồn trũng. Nếu như hiện tượng sụt lún xảy ra từ từ thì quá trình trâm tích xảy ra liên tục và tại một điểm nào đó trong bồn trũng cũng liên tục thành tạo một loại đá. Nếu phương chuyển động kiến tạo thay đổi, chẳng hạn vùng đó được nâng lên thì các trâm tích hạt thô hơn sẽ thay thế các trâm tích hạt mịn hơn được thành tạo trước đó. Ngược lại, nếu một phạm vi nào đó trong bồn trâm tích bị sụt lún sâu hơn thì tại đó, các vật liệu hạt mịn hơn sẽ tiếp tục phủ lên các trâm tích hạt thô đã thành tạo ở giai đoạn trước. Trong hai trường hợp nói trên, các trâm tích hạt thô thay thế các trâm tích hạt mịn hoặc ngược lại, nghĩa là đã có sự hình thành lớp mới.

Nếu gọi  $v_s$  là vận tốc sụt lún,  $v_t$  là vận tốc trâm tích thì khi  $v_s > v_t$ , bồn trâm tích sụt lún mạnh, vật liệu trâm tích liên tục tích tụ, các lớp trâm tích có bề dày lớn; khi  $v_s < v_t$  rõ ràng hiện tượng trâm tích kết thúc, bồn trũng trở thành miền lục địa (đất liền); khi  $v_s = v_t$  bồn trũng liên tục tạo thành một loại đá, bề dày của lớp lớn.

## 4.7. THẾ NẰM NGANG CỦA CÁC LỚP

### 4.7.1. Nhận xét chung

Các lớp trâm tích được thành tạo nói chung có thể nằm ngang hoặc hơi nghiêng. Ở vùng biển, nơi môi trường trâm tích rộng lớn, các lớp trâm tích, hoặc phun trào dưới nước, nói chung có thể nằm ngang điển hình; mặt lớp phẳng và rộng. Ở những vùng trâm tích nhỏ hẹp hoặc ở ven biển, các lớp trâm tích nói chung có thể nằm nghiêng hoặc hơi nghiêng. Một bồn trâm tích bao giờ cũng có đáy không bằng phẳng. Các vật liệu trâm tích đầu tiên lấp đầy vào vùng thấp của đáy bồn trũng và nơi không bằng phẳng, tạo ra các lớp đầu tiên có cấu tạo rất phức tạp. Sau khi địa hình được san bằng, các lớp trâm tích tiếp theo, nói chung, có thể nằm ngang điển hình. Ở nhiều bồn trũng, đáy bồn trũng thường uốn cong dạng lòng chảo, cho nên các trâm tích được thành tạo có thể nằm hơi nghiêng về phía trung tâm của bồn trũng. Sườn dốc của địa hình và tác động của trọng lực là nguyên nhân dẫn đến thế nằm nghiêng nguyên sinh này. Đối với vùng rộng lớn, có thể xem thế nằm ban đầu của đá trâm tích là nằm ngang. Sự thay đổi thế nằm ngang ban đầu có thể do đặc điểm địa hình, nhưng chủ yếu lại do hoạt động kiến tạo xảy ra sau quá trình trâm tích. Tuy nhiên, không phải các đá có thể nằm ngang đều là đá trâm tích hoặc thế nằm ngang là thế nằm ban đầu của đá trâm tích. Có những vùng do đất đá bị uốn nếp vẫn có thể tạo ra thế nằm ngang của các lớp, chẳng hạn như phần vòm của các nếp uốn hình hộp. Cũng có nhà địa chất quy định thế nằm ngang là thế nằm có góc dốc nhô hơn 1°.

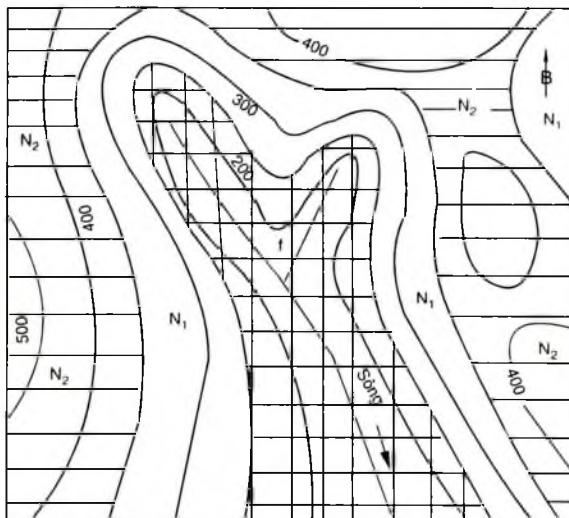
### 4.7.2. Đặc điểm của vùng có thể nằm ngang

Vùng các lớp nằm ngang có đặc điểm là bất kì một điểm nào đó cùng ở trên nóc hoặc cùng ở trên trụ của cùng một lớp hoặc cùng một phân vị địa tầng cũng có độ cao tuyệt đối

như nhau. Vì vậy ranh giới của các lớp hoặc các phân vị địa tầng nằm ngang trong các bản đồ địa chất đều song song với đường đồng mức; ở nơi địa hình cao nhất lộ ra các đá trẻ nhất; ở nơi địa hình thấp nhất lộ ra các đá nằm ngang có tuổi cổ nhất (hình 4.14). Các lỗ khoan thẳng đứng ở vùng có thể nằm ngang luôn luôn gặp ranh giới của cùng một lớp ở cùng một độ cao tuyệt đối.

Chính vì ranh giới sóng lượn theo các đường đồng mức, nên bề dày của các tầng hoặc các lớp nằm ngang có thể xác định dựa vào các đường đồng mức liên quan với chúng.

Đối với những bản đồ địa hình không vẽ đường đồng mức, có thể nhận ra các lớp có thể nằm ngang, nếu như ranh giới của các lớp hoặc các tầng viền đều theo các dòng sông suối.



*Hình 4.14: Bản đồ địa chất vùng có thể nằm ngang*

Ở những vùng có thể nằm ngang, ranh giới của lớp có bề dày lớn không thể hiện trên địa hình, nóc của lớp đó nằm cao hơn mốc địa hình cao nhất và trụ của lớp đó lại thấp hơn mốc địa hình thấp nhất.

Thể nằm ngang của lớp còn điển hình cho các trầm tích trẻ, đặc biệt là các trầm tích Neogen và các thành tạo Đệ Tứ. Điều này có thể nhận thấy trong nhiều mặt cắt, ví dụ các mặt cắt địa chất ở vùng Biển Đông, nơi đang được tìm kiếm và khai thác dầu khí. Thể nằm ngang của các trầm tích Kainozoi ở vùng này chỉ biến đổi ở những vùng chịu ảnh hưởng của hoạt động núi lửa, hoặc chịu ảnh hưởng tái hoạt động của đứt gãy dưới móng. Sở dĩ các trầm tích trẻ có thể nằm ngang vì sau khi chúng được thành tạo không có những hoạt động kiến tạo đáng kể xảy ra làm thay đổi thể nằm của chúng.

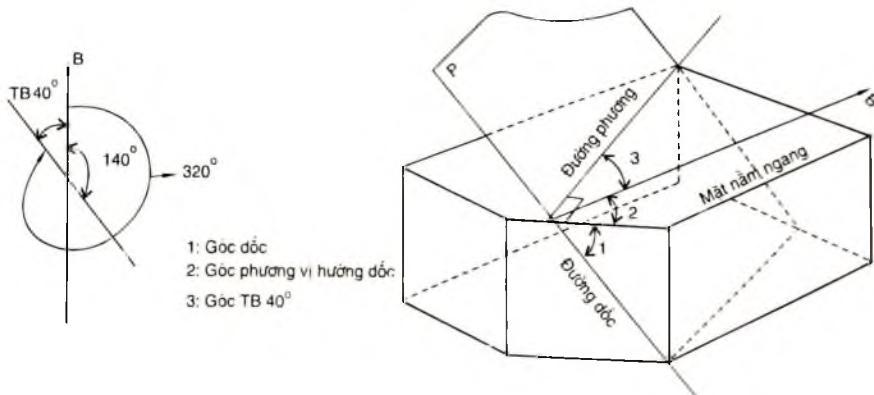
Do sườn của địa hình thường nằm nghiêng, chẳng hạn nghiêng một góc  $\beta$  nào đó, cho nên khi đo bề dày của lớp nằm ngang ở sườn địa hình ta được trị số là  $h_2$  theo địa hình, đó là độ dày biểu kiến. Bề dày thực  $h$  của lớp sẽ là:  $h = h_2 \sin \beta$ .

Để thấy rõ cấu trúc của vùng có thể nằm ngang, người ta thường vẽ mặt cắt đi qua điểm có mốc địa hình cao nhất (lộ ra đá trẻ nhất) và nơi địa hình thấp nhất (lộ ra đá cổ nhất) hoặc đi qua lỗ khoan sâu nhất để có thể có được tài liệu ở dưới sâu.

## 4.8. THẾ NẰM NGHIÊNG CỦA CÁC LỚP

### 4.8.1. Những vấn đề chung

Thế nằm nghiêng của các lớp thể hiện ở chỗ các lớp đều nằm nghiêng về một phía. Phạm vi các lớp nằm nghiêng về một phía người ta gọi là vùng có cấu tạo đơn tà (đơn nghiêng). Địa hình của những vùng như vậy gọi là địa hình đơn tà hoặc địa hình cuesta (cuesta). Trên đường ra Quảng Ninh, nhìn về khu mỏ than Mao Khê hoặc trên đường đi Na Dương, nhìn lên núi Mẫu Sơn có thể thấy các bức tranh điển hình về dạng cấu trúc này. Các lớp cát kết, cát kết thạch anh trong tầng than hoặc các lớp cát kết dạng quarcit ở vùng Mẫu Sơn do có tính cơ lí rắn chắc ít bị bào mòn nên chúng nhô cao lên và tạo ra các gờ rõ nét trên sườn núi; các lớp sét kết hoặc sét than, than dễ bị phong hóa, bị bào mòn, vật liệu bị lôi cuốn đi, tạo ra những vùng thấp hơn, lõm hơn. Địa hình nhấp nhô, chỗ cao, chỗ thấp và sườn địa hình nghiêng cùng về một phía trông như ngôi lớp là bức tranh điển hình về cấu trúc cuesta ở các vùng nói trên. Đối với các lớp nằm nghiêng, để xác định chúng trong không gian, người ta chú ý đến các yếu tố thế nằm (attitude) của chúng. Như chúng ta đã biết, muốn xác định vị trí của một cấu tạo mặt ( $P$ ) trong không gian, chỉ cần xác định giá trị phương vị hướng dốc và góc dốc của cấu tạo mặt đó là đủ. Tuy nhiên trong các sách giáo



Hình 4.15: Một số yếu tố thế nằm của lớp.

khoa tiếng Anh (R. J. Twiss và E. M. Moores, 1992; v.v...) người ta chú ý đến một số yếu tố sau đây (hình 4.15).

- Góc nằm ngang của đường phương (strike): đây là góc tạo bởi giữa phương Bắc địa lí tới phương đó, thường được kí hiệu kèm theo phương địa lí của góc đó (3).

- Đường phương (strike line) là đường nằm ngang trên mặt cấu tạo (mặt lớp) hoặc là giao tuyến của mặt nằm ngang với mặt lớp. Ở hình 4.15, góc nằm ngang của đường phương (strike) là TB 40°. Góc phương vị của đường phương (góc tạo bởi phương Bắc tới phương đó theo chiều thuận kim đồng hồ) là 140° và 320°.

- Góc hướng dốc (trend of dip line) là góc nằm ngang tính từ phương Bắc địa lí đến hướng dốc theo chiều thuận kim đồng hồ (2).

- Đường dốc (dip line) là giao tuyến của mặt lớp (cấu tạo mặt) với mặt thẳng đứng, cũng có nghĩa là đường vuông góc với đường phương và nằm trên mặt lớp.

- Góc dốc (dip angle, đôi khi gọi tắt là dip) là góc giữa mặt phẳng nằm ngang và mặt lớp (góc nhí diện phẳng giữa hai mặt này).

- Hướng dốc (dip direction) là giao tuyến của mặt nằm ngang với mặt phẳng thẳng đứng vuông góc với đường phương, cũng chính là hình chiếu của đường dốc trên mặt phẳng nằm ngang.

Đối với cấu tạo đường, trong các sách tiếng Anh, sử dụng các thuật ngữ sau đây:

- Góc hướng (trend) đó là góc nhọn tạo bởi trục Bắc địa lí đến giao tuyến của mặt phẳng thẳng đứng có chứa cấu tạo đường với mặt phẳng nằm ngang.

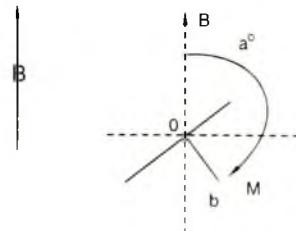
- Góc cắm (flunge) là góc giữa mặt phẳng nằm ngang và cấu tạo đường, do trong mặt phẳng thẳng đứng chứa cấu tạo đường.

- Hướng cắm (trend line, down plunge direction) là hình chiếu của cấu tạo đường trong mặt phẳng thẳng đứng lên mặt phẳng nằm ngang hoặc giao tuyến của mặt phẳng nằm ngang với mặt phẳng thẳng đứng chứa cấu tạo đường đó.

Những khái niệm nói trên tuy không có gì đặc biệt nhưng nên biết để có thể tiếp cận nhanh chóng với các chương trình phần mềm vi tính dùng trong gia công các số liệu về cấu tạo mặt và cấu tạo đường của một số nước sử dụng Anh ngữ.

Như đã nói ở trên, đối với cấu tạo mặt chỉ cần hai thông số là góc phương vị hướng dốc và góc dốc là đủ để xác định vị trí của chúng trong không gian. Để biểu diễn cấu tạo mặt người ta dùng kí hiệu giống như chữ T.

Thân chữ T chỉ phương vị hướng dốc, và như vậy nét gạch ngang đầu chữ T chỉ đường phương. Giá trị góc dốc được ghi bên cạnh, với quy ước các số viết đúng theo chiều dọc của



Hình 4.16: Kí hiệu thé nằm của cấu tạo mặt.

bản đồ hoặc theo phương Bắc. Chẳng hạn, tại điểm O ta đo được cầu tạo mặt (mặt lớp) có phương vị hướng dốc là  $a^\circ$ , góc dốc là  $b^\circ$ , ta ghi  $a/b$ . Để biểu diễn, ta hãy tương đương có hệ trục tọa độ vuông góc tại O, có trục tung song song với phương Bắc. Từ phương Bắc (B) ta quay thuận chiều kim đồng hồ một góc là  $a^\circ$ , nói cách khác ta vẽ  $\widehat{BOM} = a^\circ$ , (xuất phát từ OB, tức là từ phương Bắc), sau đó kẻ đường vuông góc với OM tại O, ta được kí hiệu thể nằm có số đo  $a/b$  (hình 4.16). Nếu là cầu tạo đường ta chỉ cần vẽ đường OM, ghi số độ dốc bên cạnh theo quy định về chiều chữ nối trên.

Nếu góc dốc càng lớn thì đoạn OM càng dài và không dài hơn đoạn biểu diễn đường phương (đoạn đi qua O vuông góc với OM). Kích thước của đoạn biểu diễn đường phương theo quy ước thường từ 4 - 6mm, đoạn biểu diễn hướng dốc từ 2 - 3mm. Đầu của đoạn biểu diễn hướng dốc thông thường không ghi mũi tên.

#### 4.8.2. Địa bàn địa chất

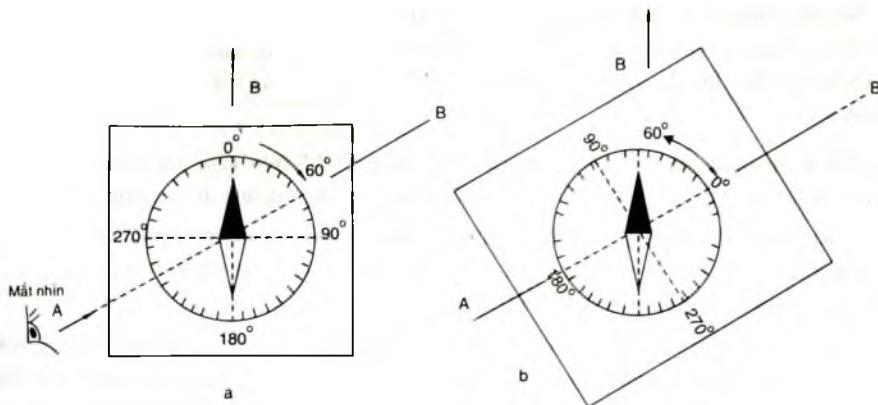
##### 4.8.2.1. Đặc điểm cầu tạo

Để xác định thể nằm của các cầu tạo người ta dùng địa bàn địa chất. Địa bàn địa chất về nguyên tắc cũng như địa bàn địa lí thông thường. Địa bàn địa chất khác với địa bàn địa lí trước hết ở vòng chia độ. Trong địa bàn địa chất vòng chia độ lại chia ngược chiều kim đồng hồ. Việc chia ngược này giúp cho nhà địa chất đo thể nằm một cách thuận lợi hơn, nhanh chóng và chính xác hơn. Ngoài ra, trong địa bàn địa chất còn có một số bộ phận chuyên dụng khác, đặc biệt là bộ phận dùng để đo góc nghiêng. Bộ phận này có dạng như một quả lắc (quả dơi) hoặc được thiết kế ngay ở bàn xoay của nắp địa bàn. Cạnh dài của địa bàn địa chất song song với trục Bắc - Nam của vòng chia độ. Ở giữa vòng tròn chia độ có một trục nhọn, bên để đỡ kim nam châm. Kim nam châm gắn với một vòng nhỏ ở giữa và đặt trên trục nhọn và sắc nối trên. Trục nhọn và sắc này tạo điều kiện cho kim nam châm quay một cách nhạy cảm.

##### 4.8.2.2. Phạm vi sử dụng

Địa bàn địa chất thường xuyên sử dụng ở ngoài thực địa, nên trong địa bàn địa chất có một bộ phận hâm kim nam châm, không cho nó dao động vào những lúc không sử dụng để tránh làm mòn trục, dẫn đến số chỉ thiếu chính xác. Người ta cũng có thể dùng địa bàn địa lí để đo góc phương vị của một phương, nhưng vì vòng chia độ lại chia thuận chiều kim đồng hồ, nên thao tác chậm và số đo kém chính xác. Thật vậy, giả sử đo phương vị của phương AB bằng địa bàn địa lí ta "thao tác" như sau:

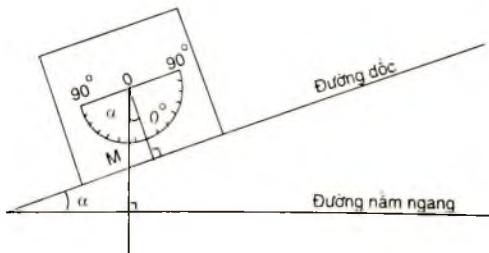
Ta phải đưa tâm địa bàn đến điểm nào đó trên đường AB, xoay địa bàn sao cho kim Bắc của địa bàn chỉ đúng chữ Bắc ( $0^\circ$ ) trong vòng chia độ. Giữ nguyên như vậy, ta nhìn xem đường AB cắt vòng chia độ ở số nào thì số ấy chính là góc phương vị của đường phương AB. Đường AB cắt vòng tròn ở hai điểm, nên đường phương AB có hai giá trị. Hai giá trị hơn kém nhau  $180^\circ$  (hình 4.17).



Hình 4.17: Dùng địa bàn địa lí (a) và địa bàn địa chất (b) để đo góc phương vị.

Ở ngoài trời, giả sử ta có một mốc nào đó thấy được ở ngoài trời và có vẽ trên bản đồ, muốn biết mốc đó ở phía nào so với chỗ ta đang đứng. Ta cũng làm tương tự như trên. Trải bản đồ ra chỗ bằng phẳng, xoay bản đồ sao cho phương Bắc của bản đồ đúng phương Bắc do kim dia bàn chỉ. Để tâm dia bàn vào vị trí đang đứng (đã biết trên bản đồ) sao cho đầu kim Bắc của dia bàn song song và trùng với phương Bắc của bản đồ. Giữ nguyên như vậy, ta lùi ra ngầm qua tâm của dia bàn đến mốc cố định đó. Đường ngầm này cắt vòng tròn chia độ của dia bàn ở đâu, đó chính là góc phương vị của đường đi qua chỗ ta đứng và mốc đã biết ở ngoài trời, nói cách khác đó là góc phương vị của phương đi qua điểm quan sát và mốc nói trên.

Dùng dia bàn địa chất (có vòng chia độ ngược chiều kim đồng hồ) đơn giản hơn nhiều. Chỉ việc hướng đầu Bắc của dia bàn về mốc đó, rồi nhìn kim Bắc (có thể hâm lại để xem). Kim Bắc của dia bàn chỉ vào đâu trên vòng chia độ thì đó chính là góc phương vị của phương phải tìm. Không cần phải chỉnh dia bàn, lùi ra để ngầm, chỉ cần bấm hâm kim để xem. Rõ ràng dia bàn địa chất với vòng chia độ ngược chiều kim đồng hồ thuận tiện hơn dia bàn địa lí rất nhiều. Hình 4.17 giải thích rõ hơn những điều đã nói ở trên.  
Khi muốn đo phương vị của một cầu tạo đường ta chỉ cần để phương Bắc của dia bàn hướng về phía dốc xuống của cầu tạo đường và giữ sao cho dia bàn nằm trong mặt phẳng thẳng đứng và chứa cầu tạo đường đó, kim Bắc của dia bàn sẽ chỉ góc phương vị của cầu tạo đường cần đo.



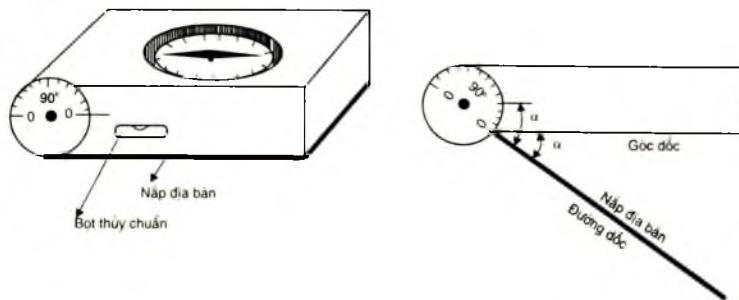
Hình 4.18: Xác định góc dốc của mặt lớp.

Bộ phận dùng để đo góc dốc thường là một quả lắc (quả dọi) và vòng chia độ  $0^\circ$  -  $90^\circ$  về hai phía). Khi áp cạnh dài của địa bàn vào mặt lớp, sao cho địa bàn ở vị trí thẳng đứng có chứa đường dốc, lúc đó số chỉ của quả lắc chính là góc dốc của mặt nằm nghiêng định đo (hình 4.18).

Góc nghiêng  $\alpha$  của một góc được xác định bằng  $0^\circ$ OM trên vòng chia độ ở phía cạnh dài của địa bàn địa chất. Trên hình 4.18, OM là hướng chỉ của quả dọi (vuông góc với mặt đất - mặt phẳng nằm ngang)  $0^\circ$ OM (ở đây  $0^\circ$  là góc  $0^\circ$  và O là tâm của địa bàn địa chất, nơi treo quả lắc - kim chỉ), khi đó góc dốc bằng góc  $\alpha$  vì đó là 2 góc nhọn có các cạnh tương ứng vuông góc với nhau tùng đôi một.

Muốn đo góc dốc của cầu tạo đường người ta đặt cạnh dài của địa bàn nằm nghiêng (song song) với cầu tạo đường, giữ cho địa bàn nằm trong mặt phẳng chứa cầu tạo đường và vuông góc với mặt phẳng nằm ngang. Nói cách khác, đo cầu tạo đường cũng giống như đo góc phương vị và góc dốc của hướng dốc.

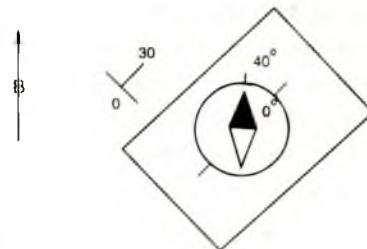
Đối với địa bàn có vòng chia độ gắn cố định với nắp địa bàn như những địa bàn sản xuất theo mẫu Clar người Áo. Nắp địa bàn mở ra xoay vòng chia độ xung quanh một trục. Khi đó thế nằm của lớp người ta chỉ cần để nắp địa bàn song song với mặt lớp, giữ cho địa bàn nằm ngang (nhìn bợ thủy chuẩn) và đọc số do góc dốc ở vòng chia độ dựa vào nét vạch trên thân địa bàn. Khi chưa đo, nét vạch này chỉ vào số không của vòng chia độ. Khi đo nắp địa bàn xoay quanh trục và vạch chỉ vào số độ của góc dốc (hình 4.19). Với cách làm như trên, đường nối tâm trục xoay và vạch không độ trên bàn xoay ở trục địa bàn (quay cùng với nắp địa bàn) song song với đường dốc, nên vạch ở sườn của địa bàn chỉ vào số nào, thì số đó chính là góc dốc của mặt lớp.



**Hình 4.19:** Dùng địa bàn có vòng chia độ ở trục xoay để đo góc dốc.

Địa bàn địa chất còn được dùng để đưa số liệu đo được về thế nằm của các dạng cầu tạo lên trên bản đồ. Muốn vậy người ta đặt bản đồ ở nơi bằng phẳng (chẳng hạn trên mặt bàn), dùng địa bàn để chỉnh cho phương Bắc của bản đồ quay đúng về phương Bắc. Chẳng hạn tại điểm O ta đo được thế nằm của cầu tạo mặt là  $40/30$ . Để biểu diễn thế nằm này

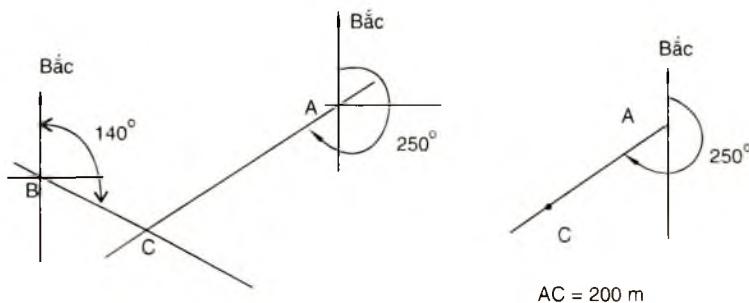
ta để cạnh dài của địa bàn đi qua điểm O, sau đó xoay địa bàn xung quanh O cho đến khi kim Bắc của địa bàn chỉ  $40^{\circ}$ . Kẻ từ O theo cạnh dài của địa bàn về phía Bắc của vòng chia độ một đoạn dài 2 - 3mm. Đoạn đó chỉ phương vị hướng dốc ( $40^{\circ}$ ). Kẻ đường vuông góc với đoạn nối trên cân đối về hai phía của O, dài 4 - 6mm. Đoạn đó chỉ đường phương của cấu tạo mặt có thể nằm là  $40/30$ . Góc dốc  $30^{\circ}$  được viết sát phần biểu diễn hướng dốc với con số 30 được viết theo chiều Bắc của bản đồ (hình 4.20). Việc đưa thế nằm lên bản đồ, lẽ dĩ nhiên, có thể dùng thước đo góc.



**Hình 4.20:** Biểu diễn thế nằm bằng địa bàn địa chất

Địa bàn địa chất còn dùng để xác định vị trí nghiên cứu trên bản đồ khi đang khảo sát ở thực địa. Nguyên tắc của phương pháp này là giao hội hoặc dùng khoảng cách. Ở phương pháp giao hội cần tìm 2 mốc cố định ở ngoài trời. Hai mốc đó phải có trong bản đồ cầm di thực địa. Từ chỗ đứng nghiên cứu, hướng đầu Bắc của địa bàn về mốc nào đó, ví dụ mốc A (hình 4.21), số chỉ của kim Bắc cho ta biết mốc A ở về phía nào so với chỗ ta đứng, kim Nam cho ta biết ta ở về phía nào đối với mốc đó. Cũng như vậy với mốc B. Tim chỗ đứng (gọi là định điểm) bằng cách, giả sử chỗ đó ở Tây Nam  $250^\circ$  của mốc A và Đông Nam  $140^\circ$  của mốc B thì trên bản đồ từ mốc A và mốc B ta vẽ các phương đi qua A và B có góc phương vị lần lượt là  $250^\circ$ ,  $140^\circ$ . Hai đường đó giao nhau tại C. C là điểm cần tìm. Ở đây có thể xem C vừa nằm trên phương đi qua A với góc  $250^\circ$ , vừa nằm trên phương đi qua B với góc  $140^\circ$ , nên C phải nằm trên giao điểm của chúng. Phương pháp giao hội còn gọi là phương pháp "quỹ tích".

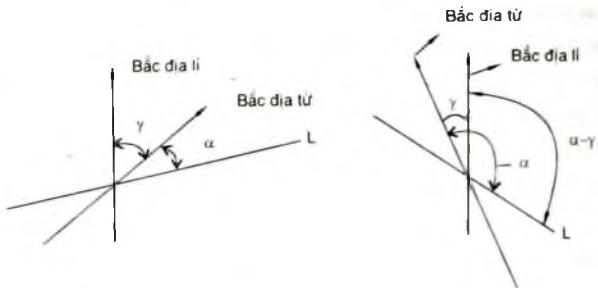
Nếu như ta biết điểm C cách A là 200m chừng hạn, thì trên đường phương đi qua A với góc phương vị là  $250^\circ$  ta chọn 1 điểm C, cách A (theo tỉ lệ bản đồ) là 200m.



**Hình 4.21:** Phương pháp định điểm

Khi sử dụng địa bàn địa chất trước hết cần xem các bộ phận của địa bàn có hoạt động bình thường không, đặc biệt cần xem  $0^\circ$  trong vòng chia độ (hoặc  $360^\circ$ ) có nằm đúng ở vị trí đánh dấu trong địa bàn hay không, vì trục Bắc Nam của vòng chia độ phải song song với cạnh dài của địa bàn. Trong trường hợp vùng nghiên cứu có độ từ thiên lớn, là  $\gamma$  chẳng hạn, không thể xem góc phương vị địa từ (đo bằng địa bàn) bằng góc phương vị địa lí (để đưa lên bản đồ), mà phải điều chỉnh.

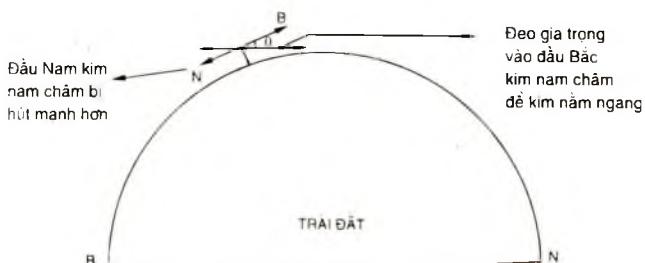
Giả sử vùng có độ lệch từ thiên Đông là  $\gamma$ , nghĩa là phương Bắc địa từ ở về phía Đông của phương Bắc địa lí và tạo với phương Bắc địa lí một góc là  $\gamma$ . Nếu góc phương vị địa từ của phương L là  $\alpha$  thì góc phương vị địa lí là  $\alpha + \gamma$ . Ngược lại vùng có độ lệch từ



Hình 4.22: Độ lệch từ thiên.

thiên Tây là  $\gamma$ , nếu phương L có góc phương vị địa từ là  $\alpha$  thì phương vị địa lí của L là  $\alpha - \gamma$  (hình 4.22).

Để tránh phải cộng trừ từng số liệu, khi sử dụng địa bàn địa chất người ta xoay vòng chia độ đi một góc  $\gamma$  xung quanh dấu vạch trục Bắc Nam (song song với cạnh dài địa bàn ở rìa ngoài vòng chia độ). Ở vùng có độ lệch từ thiên Đông, người ta quay vòng chia độ ngược chiều kim đồng hồ một góc là  $\gamma$  (độ lệch từ thiên). Ở vùng có độ lệch từ thiên Tây cần quay ngược lại. Ở Bắc bán cầu, kim Bắc của nam châm bị hút mạnh hơn, tạo thành một góc  $\theta$  so với mặt phẳng nằm ngang, làm cho kim bị chúc xuống, không chuyển động được. Góc  $\theta$  đó gọi là độ từ khuynh. Muốn khử độ từ khuynh, người ta deo vào kim nam châm một vòng đeo trọng. Khi  $\theta$  lớn thì vòng đeo trọng cần được kéo xa trục nam châm. Ở Nam bán cầu thì xử lý ngược chiều (hình 4.23).



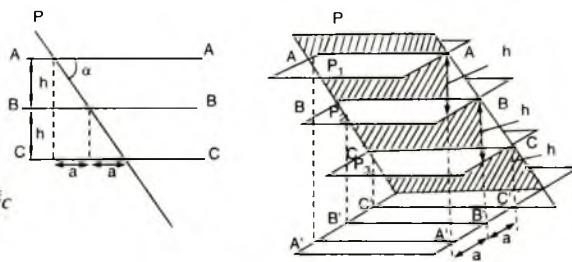
Hình 4.23: Độ lệch từ khuynh.

### 4.8.3. Một vài phương pháp xác định thể nǎm và vị trí của các lớp nǎm nghiêng

#### 4.8.3.1. Phương pháp cự li chiếu

Phương pháp này thường dùng để xác định vị trí của vỉa trên bản đồ. Giả sử chúng ta có một cầu tạo mặt (nóc hoặc tường của lớp). Trên hình 4.24 mặt đó kí hiệu là P. Cắt P bởi các mặt  $P_1, P_2, P_3, \dots$  song song với nhau và cách đều nhau một đoạn là  $h$ . Nếu  $P_1, P_2, P_3, \dots$  là mặt nǎm ngang, thì giao tuyến của chúng với P là các đường AA, BB, CC, ... Chúng chính là đường phương của mặt phẳng P. Chiếu các giao tuyến này xuống mặt nǎm ngang P ta được các đường A'A', B'B', C'C', ... Khoảng cách giữa các đường A'A', B'B', C'C', ... giả sử bằng  $a$ , a được gọi là cự li chiếu của các đường phương. Nếu góc dốc của P là  $\alpha$  thì:  $a = h \cot \alpha$ .

Như vậy a phụ thuộc vào khoảng cách giữa các mặt song song cách đều ( $h$ ) và phụ thuộc vào góc dốc  $\alpha$  của mặt lớp P mà không phụ thuộc vào địa hình. Quan hệ giữa a và  $h$  là quan hệ tỉ lệ thuận. Quan hệ giữa a và  $\alpha$  là quan hệ tỉ lệ nghịch. Khi  $\alpha = 0$ , lớp nǎm ngang,  $a = \infty$  (không xác định) và khi  $\alpha = 90^\circ$ ,  $\cot \alpha = 0$ ,  $a = 0$ . Điều này giải thích tại sao phương pháp cự li chiếu chỉ áp dụng cho các cầu tạo mặt nǎm nghiêng  $0 < \alpha < 90^\circ$ .



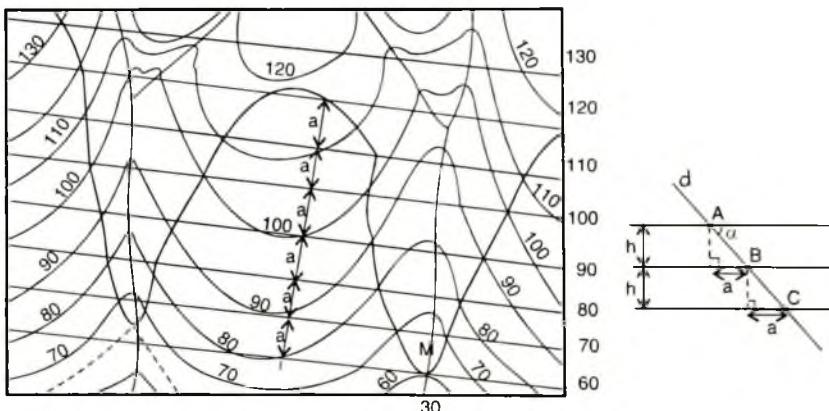
Hình 4.24: Nguyên tắc xác định cự li chiếu.

Người ta sử dụng phương pháp cự li chiếu để vẽ diện lô của lớp, của vỉa lên bản đồ. Chúng ta hãy tưởng tượng, nếu  $P_1, P_2, P_3, \dots$  là những mặt phẳng song song cách đều nhau thì chúng được xem như là những mặt dǎng cao của từng mức cao (đồng mức). Giao tuyến của các mặt này với địa hình chính là các đường đồng mức. Để có được a thì khoảng cách giữa hai đường đồng mức  $h$  phải nhận biết được trên bản vẽ, tức là tính theo tỉ lệ bản đồ, chúng phải có trị số là một khoảng nào đấy. Vì thế tỉ lệ bản đồ có ý nghĩa quan trọng. Nếu tỉ lệ quá nhỏ,  $h$  sẽ rất nhỏ, việc sử dụng phương pháp cự li chiếu không có hiệu quả. Mặt khác nếu P uốn lượn hoặc  $\alpha$  luôn thay đổi thì cũng không thể sử dụng được phương pháp cự li chiếu. Vì thế phương pháp này chỉ sử dụng trong phạm vi thể nǎm của lớp (vỉa) ổn định, không bị uốn nếp, đứt gãy phá hủy, trên các bản đồ có tỉ lệ lớn.

#### 4.8.3.2. Tam giác vỉa

Diện lô có dạng chữ V trên bản đồ của lớp nǎm nghiêng gọi là tam giác vỉa. Tại điểm M trên bản đồ lô ra nóc của một vỉa than, thể nǎm do được là  $185/30$ , cần tìm đường lô của vỉa

than (vẽ trên bản đồ). Nếu không nắm được kiến thức về tam giác via có thể cứ dò theo đường phương để tìm nơi via lộ ra hoặc đào (phóng) hào hố theo đường phương để tìm chúng ở thực địa. Làm như vậy chắc chắn sẽ lãng phí và không gặp được via. Muốn xác định vị trí của via chúng ta phải sử dụng phương pháp tam giác via. Muốn vậy, chúng ta để ý đến tỉ lệ của bản đồ, chẳng hạn bản đồ tỉ lệ 1: 2000, các đường đồng mức cách nhau, ví dụ 10m. Hãy tìm cự li chiếu a. Vẽ các đường song song cách nhau một khoảng là h bằng khoảng cách giữa hai đường đồng mức trên bản đồ, tính theo tỉ lệ bản đồ. Khoảng cách đó là 10m, tính theo tỉ lệ 1: 2000 là  $h = 5\text{mm}$ . Vẽ một đường thẳng d tạo với các đường song song nối trên một góc là  $\alpha$  (góc dốc của via). Trên hình 4.25 ta thấy đường thẳng d cắt các đường song song ở A, B, C. Hình chiếu của AB hoặc BC trên các đường song song chính là cự li chiếu a. Đường vuông góc với mặt giấy tại A, B,... là đường phương (còn gọi là đường phương chiếu) của via, d chính là đường dốc của via.



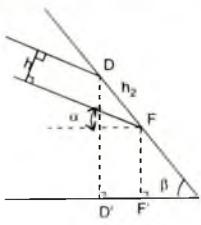
**Hình 4.25: Xác định đường lô via. Bản đồ tỉ lệ 1: 2000.  
Đường đồng nước cách nhau 10m (theo A. E. Mikhailov, 1973).**

Trên bản đồ, tại M ta biểu diễn thế nám 185/30 của via. Kéo dài đoạn biểu diễn hướng dốc ngược chiều hướng dốc của via. Trên đoạn kéo dài ấy người ta chia ra từng đoạn là a. Vẽ các đường song song với đường phương (theo kí hiệu của thế nám). Các đường song song này chính là các đường phương chiếu. Via sẽ lộ ra ở nơi giao nhau của đường phương chiếu và đường đồng mức có cùng độ cao. Nối những điểm lộ của via ta được đường lô via (hình 4.25). Nếu điểm M không nằm đúng trên đường đồng mức thì ta vẽ các đường đồng mức phụ trợ đi qua M, sau đó lại tiến hành vẽ theo nguyên tắc nói trên. Bằng phương pháp cự li chiếu chúng ta đã vẽ được đường lô của nóc via hoặc ranh giới giữa nóc via với nầm trên chúng. Từ đó có thể vẽ được đáy của via, nếu biết chiều dày của via. Tương tự như vậy, nếu vẽ được trụ (tường) của via thì cũng có thể vẽ được nóc của via. Giả sử góc dốc

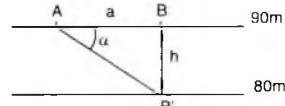
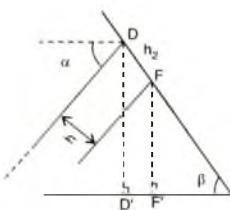
của via là  $\alpha$ , góc dốc của địa hình là  $\beta$ , bê dày của via là  $h$ , bê dày biêu kiến trên địa hình là  $h_2$  (đoạn DF trên hình 4.26) thì đoạn cần phải vẽ trên bản đồ là  $D'F'$  có thể tính theo công thức:

$$D'F' = \frac{h \cos \beta}{\sin(\beta \pm \alpha)} \quad (\text{Lê Như Lai, 1977})$$

Dấu cong trong trường hợp hướng dốc của via khác chiều hướng dốc của địa hình, dấu trừ trong trường hợp hai hướng nói trên cùng chiều (hình 4.26).



Hình 4.26: Xác định bê rộng  
của via trên bản đồ.



Hình 4.27: Xác định góc dốc  
của cầu tạo mặt.

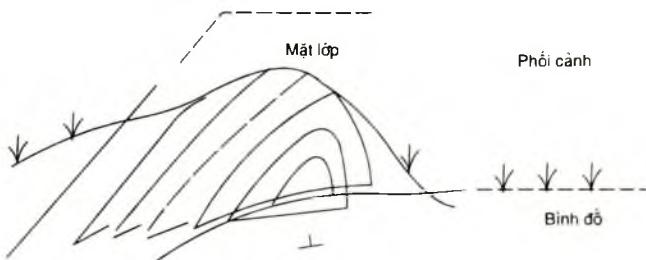
Nếu biết được đường lộ via (nóc hay tường của via); chúng ta có thể xác định được thể nǎm của via. Đây chính là bài toán ngược của ví dụ nêu trên. Dựa vào sự giao cắt của các đường phương chiếu với đường đồng mức và tỉ lệ bản đồ, ta có thể xác định được góc phương vị hướng dốc và góc dốc. Đường nối các điểm giao cắt của via với cùng một đường đồng mức chính là đường phương. Dựa vào phương Bắc của bản đồ, dễ dàng xác định được góc phương vị của đường phương. Hướng dốc được vẽ vuông góc với đường phương, có chiều đi từ đường phương cao đến đường phương thấp. Biết được hướng dốc, lại dựa vào phương Bắc xác định được góc phương vị của hướng dốc. Để xác định góc dốc ta vẽ hai đường song song cách nhau một đoạn là  $h$ , với  $h$  là độ cao của hai đường đồng mức liên tiếp trong bản đồ và tính theo tỉ lệ bản đồ. Cụ li chiều  $a$  do trên bản đồ. Trên đường phương chiếu ở cao độ 90m, lấy 1 đoạn  $AB = a$ ,  $B'$  là hình chiếu của  $B$  trên đường phương chiếu 80m.  $\widehat{BAB'} = \alpha$  là góc dốc của via. Nói cách khác, ta dựng một tam giác vuông có hai cạnh là  $a$  và  $h$ ;  $\alpha$  là góc nhọn kề với cạnh  $a$  của tam giác vuông đó (hình 4.27). Cũng có thể xác định  $a$  dựa vào công thức  $a = h \cot \alpha$ .

Phương pháp tam giác via còn được áp dụng để xác định đường lộ của các dạng cầu tạo khác, trong những phạm vi nhất định, thỏa mãn các điều kiện của tam giác via (thể nǎm của cầu tạo mặt ổn định, bản đồ tỉ lệ lớn).

Nghiên cứu về tam giác via người ta nhận thấy có mối liên hệ giữa hình dạng chữ V với thể nǎm của lớp và đặc điểm địa hình (Lê Như Lai, 1977). Dưới đây chỉ là một ví dụ.

Chúng ta biết rằng giao tuyến của mặt phẳng với mặt cong là một đường cong. Mặc dù mặt lớp phẳng khi lật ra ở sườn cong của một quả đồi, giao tuyến giữa chúng lại là đường cong dẽ lâm với một nếp uốn (hình 4.28). Trong trường hợp via và địa hình dốc cùng chiều, nếu chiếu mặt của một lớp nào đó lên trên bình đồ thì có thể thấy rằng dạng chữ V có mũi nhọn của tam giác ở nơi địa hình cao ngược chiều với thế nằm của cấu tạo mặt. Ở nơi địa hình thấp mũi nhọn của chữ V cùng chiều với hướng dốc của via.

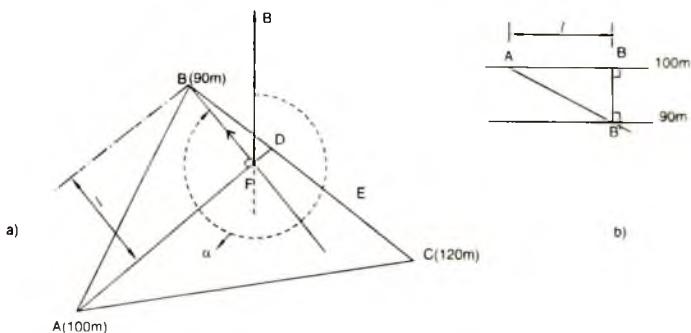
Ngược lại, nếu hướng dốc ngược chiều với hướng dốc của địa hình thì ở nơi địa hình cao, hướng chi của chữ V ngược chiều với hướng dốc và ở nơi địa hình thấp, hướng chi của chữ V cùng chiều với hướng dốc (hình 4.28).



Hình 4.28: Nếp uốn giã.

#### 4.8.4. Xác định thế nằm của lớp dựa vào tài liệu ba lỗ khoan

Giá sú có ba lỗ khoan A, B, C. Miệng lỗ khoan A ở độ cao tuyệt đối là 500m, khoan sâu 400m thì gặp vỉa than. Tương tự như vậy ở lỗ khoan B và C ta có các số liệu lần lượt là 550m, 460m và 520m, 400m. Độ cao tuyệt đối của vỉa tại ba lỗ khoan A, B, C lần lượt là  $500m - 400m = 100m$ ;  $550m - 460m = 90m$  và  $520m - 400m = 120m$ .



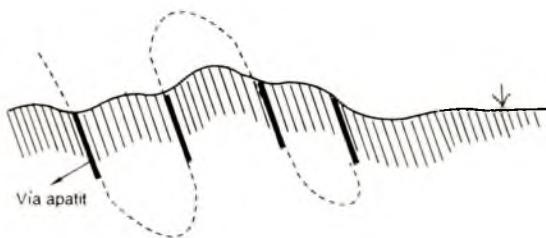
Hình 4.29: Xác định hướng dốc (a) và góc dốc (b).

Nối hai lỗ khoan có độ cao tuyệt đối của vỉa cao nhất và thấp nhất, ở đây là B và C. Chia đoạn BC ra làm 3 phần ứng với điểm D và E, thì D tương ứng với 100m và E tương ứng với 110m. A và D có cùng độ cao nên AD cho biết đường phương của vỉa than. Hướng dốc của vỉa vuông góc với đường phương và có chiều từ cao đến thấp. Ké BF vuông góc với AD (tại F); FB là hướng dốc, chiều đi từ F đến B (hình 4.29a). Để xác định góc dốc của vỉa ta vẽ 2 đường (phương chiếu) song song với nhau ở mức 90m và 100m và cách nhau một khoảng là h. h là khoảng cách giữa hai đường đồng mức nói trên (100m - 90m) tính theo tì lệ bản đồ. Trên đường 100m lấy đoạn AB = l. B' là hình chiếu của B trên đường 90m. BAB' chính là góc dốc của vỉa than (hình 4.29b). Nếu chưa biết có thể xác định theo định nghĩa (góc  $\alpha$  trong hình 4.29a).

#### 4.9. THẾ NẦM ĐẢO CỦA CÁC LỚP (overturned bedding reverse position)

#### 4.9.1. Định nghĩa và ví dụ

Như chúng ta đã biết thế nàm bình thường của các lớp là thế nàm có các lớp thành tạo trước (cổ hơn) nàm dưới, các lớp thành tạo sau (trẻ hơn) nàm trên; như vậy các lớp trong thế nàm bình thường có mái nàm trên tường. Ở thế nàm đảo, các lớp trẻ nàm dưới, các lớp cổ hơn lại nàm trên và trong một lớp đáy (tường) lại nàm trên mái. Thế nàm đảo là thế nàm của các lớp đã bị biến dạng mạnh, góc dốc của lớp lớn hơn  $90^\circ$ . Những lớp như thế thường gặp ở vùng hoạt động kiến tạo mạnh mẽ, hình thành các nếp uốn hoặc đứt gãy rất phức tạp. Ta có thể lấy ví dụ như ở vùng mỏ apatit Cam Đường, Lào Cai. Ở đây, các nhà địa chất Pháp cho rằng có bốn via apatit nàm song song với nhau. Những kết quả nghiên cứu chi tiết của chuyên gia Liên Xô A. F. Kalmukov (1959), cho thấy ở Cam Đường chỉ có một via apatit bị uốn nếp đảo và bị các đứt gãy nghịch phá hủy nên trong mặt cắt có thể lặp đi lặp lại nhiều lần. Phần vòm của các nếp uốn đã bị bào mòn cho nên không thấy được hình dạng của các nếp uốn. Quá trình khai thác về sau ở vùng Mỏ Cóc (Cam Đường) đã chứng minh được quan điểm chỉ có một via apatit bị uốn nếp là hoàn toàn đúng đắn (hình 4.30). Thế nàm đảo còn gặp ở những vùng có cấu trúc địa đi, nơi có các khối đá từ xa đưa đến (allochthonous).



Hình 4.30: Thể nằm dáo của vỉa apatit ở vùng Cam Đường, Lào Cai.

#### 4.9.2. Cơ sở xác định thể nǎm dǎo

Muốn khẳng định có thể nǎm dǎo thì phải chứng minh được hiện tượng đá già nǎm trên đá trẻ hoặc tường của một lớp nǎm trên mái của nó. Người ta chú ý đến các dấu hiệu sau đây:

##### 4.9.2.1. Dựa vào việc xác định tuổi

###### 4.9.2.1.1. Dựa vào tập hợp hóa đá

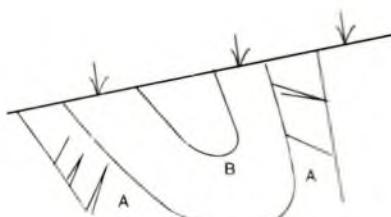
Nếu ở một vùng nào đó, trên cơ sở nghiên cứu các hóa đá có thể khẳng định được tuổi tương đối của các phân vị địa tầng, lại thấy tập chứa hóa đá trẻ hơn nằm dưới tập chứa hóa đá cổ hơn thì có thể xem là một dấu hiệu của thể nǎm dǎo. Phương pháp xác định thể nǎm dǎo dựa vào hóa đá cũng không đơn giản vì tập hợp các hóa đá giữa tầng dưới và tầng trên thường thay đổi không đáng kể, ít khi tìm được những hóa đá chỉ đạo (diển hình) dù đã khẳng định tuổi các phân vị địa tầng, các lớp hoặc các tập lớp. Mặt khác cũng cần phải xem xét giữa hai tầng có chứa hóa đá chỉ đạo ấy, tầng cổ nằm trên tầng trẻ có phải là do đứt gãy tạo nên hay không. Nếu chúng là sản phẩm của đứt gãy thì không thể kết luận quan hệ giữa chúng là quan hệ thể nǎm dǎo.

###### 4.9.2.1.2. Dựa vào việc xác định tuổi tuyệt đối

Trong một số trường hợp có thể dùng các phương pháp phân tích tuổi tuyệt đối để tìm hiểu tuổi của lớp nǎm dưới và lớp nǎm trên. Tuy nhiên phương pháp này tôn kém, độ chính xác không cao dẫn đến độ thuyết phục không lớn.

###### 4.9.2.1.3. Dựa vào quan hệ xuyên cắt của các thể magma

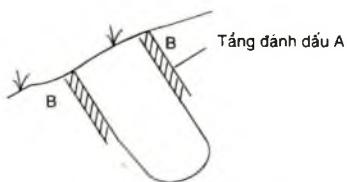
Về nguyên tắc có thể dựa vào quan hệ xuyên cắt của các thể magma để xác định quan hệ về tuổi giữa hai tập lớp. Ví dụ ở mặt cắt nào đó lớp A có các mạch thạch anh nhiệt dịch xuyên cắt, trên chúng là lớp B không có biểu hiện tương tự, sau đó lại gặp lớp bị thạch anh xuyên cắt (hình 4.31) thì có thể nghĩ đến hiện tượng thể nǎm dǎo do uốn nén. Tuy nhiên trường hợp như vậy rất hān hưu và chưa thật chắc chắn, vì rất có thể các lớp bị mạch thạch anh xuyên cắt là do tính chất cơ lí của chúng. Các đá rắn hơn, trong quá trình biến dạng nứt nẻ với các khe nứt thuận lợi cho sự xuyên nhập của các dung thể magma, còn những lớp mềm dẻo hơn thì ít có các khe nứt thuận lợi cho sự xuyên nhập đó. Nếu quả thực hai lớp chứa các mạch thạch anh nói trên chỉ là một, thì giữa lớp A và B phải có một gián đoạn trầm tích. Hoạt động nhiệt dịch xảy ra vào thời gian gián đoạn đó, trước khi lớp B được thành tạo. Vì vậy trong trường hợp này phải nghiên cứu chi tiết quan hệ giữa hai lớp, thành phần thạch học, cấu tạo, kiến trúc của các lớp.



Hình 4.31: Xác định thể nǎm dǎo

#### 4.9.2.2. Dựa vào cấu tạo bên trong của lớp hoặc của lớp và tầng đánh dấu

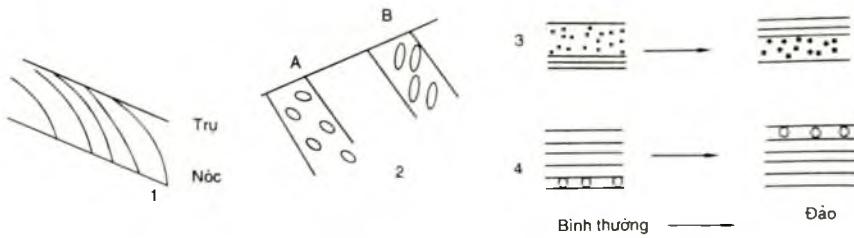
Thể nằm đảo không phải chỉ xảy ra với một lớp mà với một tập lớp (một số lớp). Cần nghiên cứu chi tiết cấu trúc ở ngoài trời dọc theo một mặt cắt nào đó. Khi nghiên cứu cần chú ý đến tính lặp lại của một tập lớp, nếu như có thể khẳng định được sự lặp lại của một tập lớp không thể hiện tính phân nhịp và có đủ cơ sở chứng minh được tập lặp lại đó chính là tập đã có trong mặt cắt. Ví dụ ở mặt cắt nào đó ta gấp từ dưới lên các lớp lần lượt là 1, 2, 3 tiếp theo là 3, 2, 1, rồi lại 1, 2, 3... thì có thể nghĩ đến cấu trúc uốn nếp đảo. Khi đó cần phải nghiên cứu chi tiết cấu trúc bằng các phương pháp cấu tạo nhỏ (xem xét thứ chè, khe nứt, tiếp xúc, quan hệ giữa các lớp, v.v...) hoặc bằng phương pháp thạch học cấu tạo, lấy mẫu định hướng v.v... Trong những trường hợp như vậy cần cố gắng phát hiện tầng đánh dấu. Đó là tầng có tính cơ lí, màu sắc, thành phần khoáng vật, cấu tạo, kiến trúc, tổ hợp hóa đá, sự có mặt của các vật chất lạ (nếu có), đặc tính nứt nẻ, thậm chí cả vết rêu bám v.v... khác hẳn với các tầng, các lớp xung quanh và lại phổ biến trong phạm vi tương đồng rộng và dễ nhận biết. Các tầng đánh dấu có giá trị trong công tác đo vẽ bản đồ địa chất cũng như có thể dựa vào chúng để xác định thể nằm là bình thường hay là đảo. Ví dụ, có tầng đánh dấu A, tầng này nằm trên lớp sét kết B, trong mặt cắt lại thấy có nơi sét kết B lại nằm dưới tầng A, thì có thể nghĩ đến một thể nằm đảo (hình 4.32).



Hình 4.32: Xác định thể nằm đảo dựa vào tầng đánh dấu A.

Đối với các lớp phân lớp xiên, dựa vào góc của các thứ lớp xiên với các mặt lớp chính cũng có thể xác định nóc và trụ của lớp. Các thứ lớp xiên thường thoái về phía trụ cũng như có các hạt thô hơn ở phía trụ và bị bào mòn phủ cuội lên ở phía nóc. Đây chính là cơ sở xác định nóc hoặc tường của lớp, dựa vào đó có thể kết luận về thể nằm của lớp có phân lớp xiên. Đối với các lớp có cấu tạo định hướng, ví dụ như sự sắp xếp của các hạt cuội, có thể dựa vào tính định hướng này để tìm hiểu thể nằm của đá. Các hạt cuội thường sắp xếp định hướng ngược chiều dòng chảy. Giả sử sự định hướng của chúng như vẽ ở lớp A, quan sát lớp B ở gần đó, nếu thấy sự định hướng của các hạt cuội định hướng ngược lại, chúng ta có thể nghĩ đến thể nằm đảo và nên tiếp tục tìm thêm các dấu hiệu để xác định chúng.

Các cấu tạo vi phân lớp, hoặc sự rải rác một số hạt cuội, một loại cuội đặc biệt nào đó chẳng hạn thấy chúng luôn luôn nằm ở gần đáy của lớp, đến đây lại thấy chúng nằm sát nóc của một lớp tương tự... cho ta dự đoán khả năng có thể nằm đảo. Đương nhiên, cũng như đã nói ở trên, phải tìm thêm các dấu hiệu khác để kết luận có đủ sức thuyết phục.



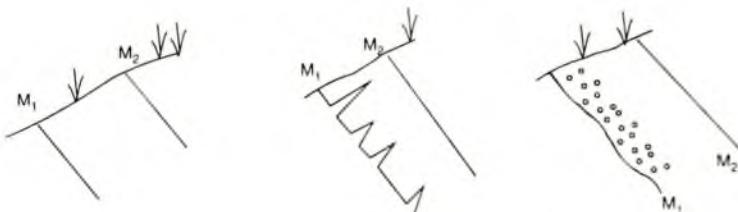
**Hình 4.33: Dấu hiệu thể nằm đảo.**

1. *Dựa vào phân lớp xiên;*
2. *Dựa vào sự định hướng của cuội;*
3. *Dựa vào vi phân lớp;*
4. *Dựa vào sự phân bố của cuội.*

#### 4.9.2.3. *Dựa vào các dấu hiệu ở mặt hoặc đáy lớp*

Các đặc điểm cấu tạo của mặt lớp như vết gợn, vết chữ cổ, khe nứt do khô cạn, vết hoạt động sinh vật, vết giọt mưa v.v... Các vết này nằm ở mặt (nóc) của lớp.

Nếu như, trong không gian lại thấy chúng nằm dưới trụ của lớp thì đó chính là thể nằm đảo. Hình 4.34 thể hiện các thể nằm đảo dựa vào cấu tạo mặt lớp. Nếu M<sub>1</sub> của lớp A phát hiện dấu vết chữ cổ, dấu vết giọt mưa, vết gợn hoặc vết hoạt động của sinh vật cổ v.v... thì có thể khẳng định về thể nằm đảo của lớp A. Nếu thấy lớp A nào đó, trên mặt M<sub>1</sub> có các khe nứt do khô cạn, khe nứt này vát nhọn về phía M<sub>2</sub> thì có thể khẳng định M<sub>1</sub> là mái (nóc) của A và M<sub>2</sub> là đáy (tường) của A. Rõ ràng đây là thể nằm đảo. Đối với đá phun trào nếu thấy phân vỡ vụn, đá có nhiều bọt hoặc maific hơn nằm ở dưới thì đó là thể nằm đảo.



**Hình 4.34: Xác định thể nằm đảo dựa vào cấu tạo mặt lớp.**

Người ta cũng có thể dựa vào mặt bào mòn (giữa tầng) để xác định thể nằm đảo của lớp; các vật liệu hạt thô thường lấp đầy vào phần lõm của mặt bào mòn nên ở thể nằm bình thường, trên mặt bào mòn, đặc biệt là trên mặt bào mòn của đá hạt mịn thường có các hạt cuội, các đá hạt thô. Ngược lại nếu như lại thấy ổ, túi, các đá hạt thô nằm dưới mặt bào mòn, thì đó chính là thể nằm đảo (hình 4.35).

Để xác định thể nằm đảo trong các nếp uốn đảo người ta còn chú ý nghiên cứu chi tiết thớ chè và khe nứt, cũng như sự định hướng quang học thạch anh v.v... Về phần này chúng ta sẽ nghiên cứu ở các chương sau.



**Hình 4.35:** 1. Lớp hạt mìn; 2. Lớp hạt thô.  
a) Thé nầm bình thường; b) Thé nầm đảo.

#### 4.10. MỘT SỐ DẠNG NẦM ĐẶC BIỆT CỦA ĐÁ TRẦM TÍCH

Thé nầm ngang, thé nầm nghiêng và thé nầm đảo của các tầng phản lớp (trầm tích, phun trào) là thé nầm thường gấp. Trong thực tế người ta còn gặp một số thé nầm đặc biệt khác. Những thé nầm này nói chung được thành tạo trong các quá trình ngoại sinh, quá trình tích tụ (hoặc quá trình phun trào) của vật liệu. Đối với đá trầm tích cơ học, các vật liệu trầm tích được phá hủy từ các loại đá rắn chắc có trước. Dưới tác dụng của quá trình phong hóa, đá gốc bị biến đổi, vỡ vụn nấm lại tại chỗ, gọi là tàn tích (eluvium), hoặc do một nguyên nhân nào đó, chẳng hạn do gió, do trọng lực v.v... bị di chuyển đến sườn núi, tích tụ lại, gọi là sườn tích (debris), hoặc đưa đến chân dốc của núi tích tụ ở cửa suối, tạo thành các khối có dạng hình nón, gọi là nón phóng vật (proluvium), hoặc tiếp tục theo dòng rồi tích tụ ở lòng sông, suối gọi là bồi tích (alluvium). Mỗi một loại nói trên đều có kiểu thé nầm riêng. Các loại đá này nói chung bở rời không gắn kết tạo đá, nên cho dù vị trí thành tạo của chúng khác nhau, chúng đều không có thể nầm ổn định và không được nghiên cứu chi tiết ở phần này. Dưới đây là một số dạng thé nầm đặc biệt cần quan tâm. Những thé nầm do quá trình biến dạng (uốn nếp, đứt gãy...) sẽ được nghiên cứu riêng.

##### 4.10.1. Mạch đá vụn (clastic dike)

Mạch đá vụn là những thể đá trầm tích có dạng tấm, kéo dài, giới hạn bởi những mặt tương đối bằng phẳng, thẳng đứng hoặc gần như thẳng đứng. Mạch đá vụn có kích thước rất khác nhau, bề rộng của chúng từ vài mm đến 4 - 5mm, đôi khi còn gấp mạch đá vụn dày tới 300m; chiều dài từ rất ngắn đến hàng km; chiều sâu từ rất nhỏ đến 1 - 2km. Mạch đá vụn vát nhọn theo chiều sâu nên có dạng nêm. Thường thấy mạch đá vụn rắn hơn so với đá vây quanh. Chúng là cát kết, bột kết, sét kết, cuội kết, đá vôi, than đá, bauxit và các loại đá trầm tích trung gian khác. Đá vây quanh mạch đá vụn rất khác nhau, có thể là đá magma, đá biến chất hoặc đá trầm tích được thành tạo ở giai đoạn trước. Những đá vây quanh này bị biến dạng mạnh mẽ, tạo ra các khe nứt, dập vỡ, đứt gãy, hoặc các hang hốc caestơ để rồi các vật liệu trầm tích lấp đầy vào. Các vật liệu trầm tích có thể khác nhau về thành phần, về kích thước cũng như độ gắn kết. Các vật liệu này chủ yếu được nước mặt đưa đến, rơi vào

khe nứt, chõ trũng và tích tụ lại ở đó. Rất ít trường hợp các vật liệu trầm tích được đưa đến bằng nước ngầm hoặc do dầu khí. Dựa vào phương thức lắp đáy các khoảng trống (khe nứt, hang hốc) người ta phân biệt hai loại mạch đá vụn sau đây:

#### **4.10.1.1. Mạch đá vụn tiêm nhập (injectible clastic dike)**

Mạch đá vụn tiêm nhập thường được thành tạo dọc theo các đứt gãy. Các vật liệu vụn thường theo các mạch nước ngầm, kẽ cát nước khoáng và nước nóng, có áp lực lớn luôn từ dưới đáy khe nứt đưa lên. Các vật liệu mịn hoặc vật chất hòa tan khi chuyển dịch theo dòng nước di lên, gặp điều kiện thuận lợi tích tụ tạo nên những mạch đá vụn với thành phần chủ yếu là sét.

#### **4.10.1.2. Mạch đá vụn neptunit (neptunite clastic dike)**

Các mạch đá vụn neptunit được thành tạo trong các khe nứt, đứt gãy, do vật chất lắp đáy từ phía trên xuống. Sự lắp đáy các vật liệu vào khe nứt có nhiều nguyên nhân khác nhau, có thể do trọng lực, áp lực thủy tĩnh, trọng lượng của vật liệu trầm tích, áp lực của các tầng ở trên v.v... Những vật liệu vụn lắp đáy có thành phần và kích thước khác nhau, có thể do dòng nước, do gió hoặc do sụt lở từ trên xuống.

Nhìn chung về mặt hình thái các mạch đá vụn với các bờ mặt của chúng là những cầu tạo mặt, dễ bị lấn với các đai đá mạch magma. Các mạch đá vụn cứng hơn đá vây quanh nên nhiều khi bị phong hóa bào mòn, rửa lũa chúng vẫn nhô cao hơn.

### **4.10.2. Các dạng thái nầm liên quan với hiện tượng trượt dưới nước (underwater landslide)**

Những biến động do hiện tượng trượt ở dưới nước là những nguyên nhân làm cho các lớp trầm tích liên quan với chúng bị vò nhau, vặn xoắn, uốn nếp, đảo lộn và nhiều dạng lộn xộn, không có thứ tự khác. Hiện tượng này thường gặp ở vùng lân cận với bờ sườn nghiêng của bồn trầm tích. Những khối đất đá ở trên bờ trượt, lấn xuống đáy làm cho các lớp đang tích tụ bị biến dạng, uốn cong, vò nhau và có thể làm cho bề dày tại vùng tiếp xúc tăng lên. Ở xung quanh những khối sụt lớn còn gây ra hiện tượng phá hủy thế nầm ban đầu, hình thành cấu trúc không chỉnh hợp (xem chương sau) trong cấu trúc. Người ta thường gặp các đá cổ hơn nầm trong nầm trên các đá trẻ, hình thành cấu tạo rất phức tạp. Các đá cổ nầm trong đá trẻ, bị đá trẻ bao bọc gọi là các thể ẩn nhập, giống như các đá "tù binh" (xenolith) trong đá magma. Người ta gặp nhiều đá gonai, gonai migmatit với các tầng lớn nầm trong tầng Neogen ở dọc sông Hồng. Nếu không nghiên cứu chi tiết có thể nhầm lẫn cho rằng Neogen ở đây đã bị biến chất cao (!). Hiện tượng sụp, trượt lở các tầng đá lớn, kéo theo những vật liệu lân cận (cây cối) xuống bồn trầm tích rất phổ biến. Năm 1975 người ta thấy các khối đá vôi rất lớn sụp xuống lòng sông Đáy. Những khối magma, biến chất, đá vôi, xuất hiện giữa các trầm tích trẻ khác là dấu hiệu cần phải xem xét về nguồn gốc của chúng. Xung quanh những khối magma lấn từ nơi khác xuống đáy trầm tích như thế rõ ràng

chỉ có hiện tượng biến dạng, không có hiện tượng biến chất nhiệt, không có gốc... đó là dấu hiệu để phân biệt magma xâm nhập và khối magma lớn bị trượt vào tầng trầm tích. Người ta đã từng phát hiện các tảng đá lân tuổi Creta trong trầm tích Neogen. Các tảng lân này có kích thước từ nhỏ đến hàng trăm m<sup>3</sup> và được nước hoặc băng hà di chuyển đi xa tới vài kilômét. Trong quá trình di chuyển các đá có thể bị vỡ vụn tạo ra dãm kết với bê tông dày từ vài mét đến vài chục mét. Ngoài những loại dãm kết nói trên còn có sét dãm kết hình thành trong môi trường tương đối yên tĩnh, sụt lún mạnh, lắng đọng nhanh, bao gồm các hạt mài tròn hoặc góc cạnh có thành phần là đá vôi, quarcit, cát kết, v.v... được gắn lại bằng sét. Những loại dãm kết trầm tích như vậy còn được gọi là olistostrom. Những tảng đá lớn do trượt lở, băng hà lôi cuốn hoặc không rõ nguồn gốc có kích thước tối trên 2km nằm trong các trầm tích trẻ gọi là olistolit.

#### 4.10.3. Thể nầm của các thể ám tiêu (reef)

Ám tiêu là những khối đá vôi có nguồn gốc hữu cơ, cấu tạo chủ yếu bởi xác sinh vật, đặc biệt là san hô, vì thế còn gọi là ám tiêu san hô. Các ám tiêu được thành tạo trong các lớp cát hoặc lớp sét có hình dạng rất khác nhau. Có ám tiêu phát triển dạng nón, to lớn như quả đồi; có loại nhỏ, dạng thấu kính hoặc có hình thù phức tạp không rõ rệt. Ở châu Úc có khối ám tiêu kéo dài tới 2.000km, rộng tới 200km và dày tới 400m. Cũng có những khối ám tiêu phát triển dạng vòng tạo nên hình dạng một cái hồ trong biển cả. Sườn của khối ám tiêu san hô thường dốc, có khi tới 60°. Ở phần trên của sườn, nơi san hô đang phát triển, độ dốc của ám tiêu còn có thể lớn hơn. Các ám tiêu đang phát triển hiện nay có độ dốc nhỏ hơn, chỉ khoảng 8° - 20°. Những loại như vậy phổ biến ở Biển Đông, chúng tạo nên những quần đảo san hô, như Hoàng Sa, Trường Sa. Mặt của ám tiêu khá bằng. Mặt cắt qua ám tiêu có dạng như một nếp lồi mà phần đỉnh đã bị bào mòn. Các ám tiêu thường phát triển trên cát, sét và cát, sét cũng được thành tạo đồng thời xung quanh ám tiêu ở dạng kẽm, lượn hình với miền tiếp xúc rất phức tạp. Do sườn ám tiêu rất dốc, tiếp xúc với đá vây quanh đột ngột, nên có thể nhầm lẫn ranh giới tiếp xúc tự nhiên này với các phá hủy kiến tạo. Khi nghiên cứu mặt cắt địa chất qua vùng có ám tiêu cần thấy rõ sự chuyên hóa đột ngột theo chiều ngang giữa các đá cát, bột, sét kết với đá vôi do ám tiêu san hô tạo nên và nếu như nghiên cứu ở một vùng nào đó thấy đá vôi sinh vật nằm giữa các đá trầm tích khác thì cần để ý tới cấu trúc ám tiêu, trước khi nghĩ đến địa di hoặc nếp uốn. Các trầm tích trẻ hơn thường có bề dày lớn ở ngoài sườn của khối ám tiêu, và do gờ khối ám tiêu khá cao, nên trầm tích ở vùng gờ bị vát mỏng đi, sau đó có thể lại dày hơn đôi chút ở trên mặt của ám tiêu. Sự vát mỏng của trầm tích trẻ ở gờ của ám tiêu có thể bị nhận là các cấu trúc nếp oằn hoặc nếp uốn ở khu vực này.

#### 4.10.4. Tàn tích và sườn tích bị chôn vùi

Trong nhiều trường hợp sau khi tàn tích và sườn tích được thành tạo, toàn vùng bị sụt xuống hoặc bị biến tiến phủ lên trên tạo thành một lớp đá tại chỗ và gắn kết lại. Ở những

vùng có các đá granit bị phong hóa, các sản phẩm phong hóa chưa bị lôi cuốn, rửa lũ mang đi, có thành phần giống như đá gốc bên dưới. Chính vì vậy, nếu như những vùng như thế bị biến tiến bao phủ hoặc bị sạt lún thì việc xác định ranh giới giữa các sản phẩm phong hóa của granit đã gần lại và đá gốc của chúng rất khó khăn. Tuy nhiên nếu nghiên cứu chi tiết chúng ta vẫn có thể phát hiện được sự khác nhau của chúng, đặc biệt là mức độ phân hang chọn lọc các thành phần hạt, tính sắp xếp các hạt khoáng vật dạng tám và mức độ đồng nhất của đá.

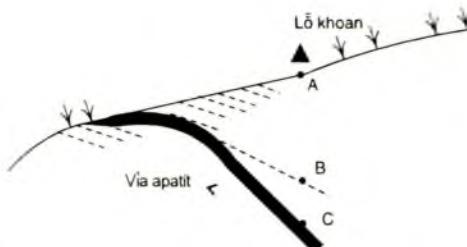
#### 4.10.5. Nếp uốn ở đới phong hóa do trọng lực

Trong các công trường khai thác lộ thiên người ta có thể thấy rõ phân bân dưới của vách (tà li) công trường các lớp đất đá không bị uốn nếp, trong khi đó phân bân trên, trong đới phong hóa lại có thể nhận ra các cấu trúc uốn nếp, đặc biệt là các nếp lồi. Ở sườn thung lũng, ở các tà li đường cũng thường thấy các nếp uốn như vậy.

Ở các nước Bắc Âu người ta cho rằng các nếp uốn như vậy là do băng hà gây ra. Khi băng hà di chuyển mang theo những tảng đá lớn đè lên các lớp đá bên dưới làm cho chúng bị uốn cong hoặc bị đứt gãy.

Tuy nhiên hiện tượng uốn cong như thế không phải chỉ có ở Bắc Âu, mà ngay cả ở nước ta hiện tượng này cũng thường gặp. Vì vậy ngoài hiện tượng liên quan với băng hà như đã nói ở trên, còn có một nguyên nhân khác. Nguyên nhân đó chính là do các sản phẩm trong đới phong hóa (chủ yếu là eluvium) bị uốn cong do trọng lực ở sườn dốc và do tác động của nước chảy xô đẩy vào đới eluvium ở sườn dốc. Vì vậy cần khẳng định rằng các nếp uốn đó không có nguồn gốc kiến tạo, chỉ tồn tại trong đới phong hóa, chỉ phát triển đơn độc và gọi là nếp uốn trượt do trọng lực, một dạng của nếp uốn phi kiến tạo.

Chính do hiện tượng hình thành nếp uốn ở đới phong hóa cho nên thế nằm của đá trong đới này khác với thế nằm của chúng trong đá gốc. Ở đới phong hóa góc dốc của lớp giảm đi. Vì vậy, muốn tìm hiểu thế nằm của đá gốc, nhất thiết phải đào hào qua đới phong hóa. Nếu lấy thế nằm ở đới phong hóa để thiết kế lỗ khoan tìm kiếm tham



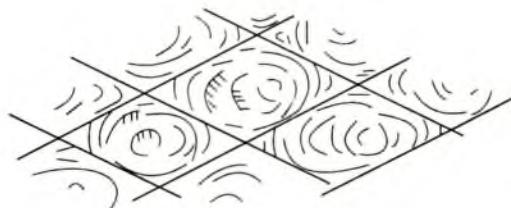
Hình 4.36: Nếp uốn phi kiến tạo ở đới phong hóa và việc thiết kế lỗ khoan tìm kiếm.

dò thì có thể dẫn đến những sai lầm đáng tiếc. Hình 4.36 là một mặt cắt ở vùng apatit Lào Cai. Ở ven đường lộ ra via apatit. Góc dốc của via do ở đới phong hóa là  $30^\circ$  cho nên lỗ khoan ở A dự kiến chỉ cần khoan sâu một khoảng là AB là gấp via; nhưng không gấp. Bởi vì góc dốc thực của via tới  $50^\circ$  và phải khoan một đoạn là AC mới gấp được via.

#### 4.10.6. Các dạng đặc biệt khác

##### 4.10.6.1. Khối phong hóa hình cầu (*spheroidal weathering*)

Ở những tầng trầm tích, đặc biệt là các đá cát kết, bột kết có màu xám đen hoặc sẫm màu cũng như trong các tầng bazan, người ta thường gặp các dạng cấu tạo hình cầu, có thể tách ra thành các lớp vỏ, trông giống như một đóa hoa khổng lồ. Đó chính là các khối nứt hình cầu, rất dễ nhầm với các tầng đá trượt từ nơi khác đến vùng trầm tích hoặc nhầm chúng với các kết hạch trầm tích. Những khối nứt này gặp ở nhiều nơi như trong các trầm tích Indi ( $T_{1i}$ ) vùng Lạng Sơn, trầm tích Nori-Reti ( $T_{3n-r}$ ) vùng than Quảng Ninh, trong bazan Neogen - Đệ Tứ, Tây Nguyên, Quảng Ngãi (Dung Quất), v.v... Do các đá có màu xám đen hoặc sẫm màu dễ hấp phụ nhiệt của Mặt Trời, ban ngày nóng, ban đêm lạnh, lúc dần lúc co dãn theo các khe nứt ban đầu là các khối hình bình hành có thâm nước, ẩm dễ bị bóc tách ra các khối cong tiếp xúc với các cạnh hình bình hành của khối nứt. Hiện tượng co, giãn xảy ra nhiều lần, hình thành nhiều lớp bóc tách hình cầu, để lại một nhân đá hình tròn hoặc hình bầu dục ở phần trung tâm. Những nhân đá này về sau nước kéo xuống vùng địa hình thấp, sông suối. Bản thân chúng đã tròn hoặc bầu dục nên độ tròn của chúng nói chung không liên quan với sự bào mòn do dòng nước lôi cuốn mà có nguồn gốc từ phong hóa hình cầu. Các khối phong hóa hình cầu có thể hình thành trọn vẹn xung quanh một khối nứt hình bình hành giới hạn bởi các khe nứt dạng khối bình hành với các mặt nứt đối một ít nhiều song song với nhau, nhưng cũng có thể chỉ hình thành ở mặt ngoài, nơi nhận được nhiều năng lượng (nhiệt) của Mặt Trời hơn cả (hình 4.37).



Hình 4.37: Khối phong hóa hình cầu.

##### 4.10.6.2. Các kết hạch (concretion)

Trong đá trầm tích, nhất là các trầm tích thành tạo ở môi trường đầm hồ, thường gặp các kết hạch. Đó là những thể trầm tích được thành tạo đồng thời với tầng phân lớp chứa chúng. Các kết hạch có kích thước từ nhỏ đến lớn, có dạng elip xoay dẹt với ba trục, trong đó có hai trục gần bằng nhau tạo ra tiết diện tương đối tròn. Các kết hạch thành tạo chủ yếu ở môi trường có độ keo cao, thường xuất phát từ một xác sinh vật lơ lửng trong nước và hội tụ các sản phẩm lơ lửng khác trong nước xung quanh chúng, phát triển lớn dần thành từng lớp bọc xung quanh một cái nhân (thường là vỏ sò, hến) nào đó. Thành phần chủ yếu của kết hạch là sét có chứa silic hoặc cacbonat. Thể nấm của kết hạch nói chung phù hợp với thể nấm của lớp đồng sinh với nó. Cũng có một loại kết hạch hình thành trong khe nứt: loại này cắt ngang lớp.

Ở Việt Nam có thể gặp kết hạch trong nhiều địa tầng khác nhau, đặc biệt trong các đá Neogen ở vùng mỏ than Na Dương, Lạng Sơn. Phần lớn các kết hạch ở đây có dạng elipxoit, trục dài tới 1 - 2m, trục ngắn 0,2 - 0,4m và trục trung gian 0,8 - 1,5m. Đôi nơi cũng gặp nhiều kết hạch nhỏ chiều dài chỉ khoảng 2 - 5cm. Cá biệt lại gặp các kết hạch rất lớn. Ngoài các kết hạch dạng elipxoit còn gặp nhiều kết hạch không có hình thù rõ ràng, chúng là những khối góc cạnh, có thành phần là sét hoặc cát chứa vôi hoặc đá vôi bẩn, có kích thước khác nhau, hay gặp trong các lớp sét than hoặc than... Sự có mặt của các kết hạch ở vùng mỏ than Na Dương có nguồn từ trầm tích hồ, hồ sông đã được chứng minh bởi một tập hợp hóa đá điển hình.

#### **4.10.6.3. Các cấu tạo dạng ruột (dạng lò xo) (enterolithic)**

Trong các lớp đá thạch cao, muối, đá vôi có khi gặp các lớp mỏng bị uốn nếp mạnh có dạng xoắn lò xo hoặc dạng ruột. Hiện tượng hình thành cấu tạo này chủ yếu liên quan với hiện tượng ép nén mạnh mẽ và theo E. S. Hills, 1967 có lẽ hiện tượng này liên quan với sự biến đổi thể tích của đá. Các cấu tạo dạng ruột chỉ phát triển trong một lớp, chúng có dạng như những nếp uốn nhỏ, phát triển liên tục, các đoạn có các nếp uốn rất đều xen với các đoạn có nếp uốn rời rạc. Các lớp dạng ruột này cũng có thể xem là các vi uốn nếp, phát triển thành lớp, lớp nọ có thể phát triển ngay trên lớp kia hoặc giữa chúng lại là một lớp không có các nếp uốn nhỏ dạng ruột.

#### **4.10.6.4. Phân lớp vân xoắn (convolute bedding)**

Phân lớp vân xoắn thể hiện ở cấu trúc xáo trộn mặt lớp, đặc trưng cho các lớp được thành tạo trong môi trường động do hoạt động của các dòng đáy, hoạt động của sóng hoặc do ảnh hưởng của hiện tượng trượt lờ dưới nước. Diễn hình của cấu tạo này là phần mặt lớp và lân cận với chúng bị biến dạng, hình thành các cấu trúc vi uốn nếp, lồi lõm, hình thù rất khác nhau, dễ nhầm với bề mặt của không chính hợp giữa tầng.

## Chương V

# KHÔNG CHỈNH HỢP

### 5.1. KHÁI NIỆM CHUNG

Chỉnh hợp và không chỉnh hợp là những thuật ngữ địa chất chỉ quan hệ giữa các tầng đất đá hoặc các tầng phản lớp và đối khi giữa các loại đá trong không gian. Quan hệ này cho biết tính liên tục hoặc không liên tục của quá trình hình thành tạo các lớp đất đá hoặc các tầng phản lớp ấy.

Thế nằm chỉnh hợp (conformity) là thế nằm của các lớp đất đá thể hiện tính liên tục của quá trình thành tạo, nghĩa là sau khi thành tạo xong lớp này thì liên tục thành tạo lớp tiếp theo, không xảy ra hiện tượng gián đoạn trong quá trình thành tạo. Đối với các đá trầm tích, thế nằm chỉnh hợp thể hiện ở tính liên tục của quá trình thành tạo chúng, các lớp nằm chồng chất lên nhau với mặt lớp song song với nhau.

Ngược lại, thế nằm không chỉnh hợp (unconformity) là thế nằm của các lớp đất đá phản ánh sự gián đoạn, không liên tục của quá trình thành tạo. Đối với đá trầm tích, cấu tạo không chỉnh hợp đặc trưng bởi sự gián đoạn trầm tích, gây nên sự vắng mặt của một phân vị địa tầng hoặc một tầng trầm tích nào đó trong cột địa tầng.

Về mặt hình thái không chỉnh hợp là một cấu trúc gồm có hai phần: phần dưới gồm các đá thành tạo ở giai đoạn trước, sau quá trình thành tạo chúng bị nâng lên bào mòn, tạo ra một bề mặt gọi là bề mặt không chỉnh hợp. Các đá được thành tạo ở giai đoạn sau phủ trên mặt không chỉnh hợp đó. Nếu các đá được thành tạo ở giai đoạn trước là đá cổ, đặc biệt là các đá kết tinh, có thể là đá magma, hay đá biến chất, v.v... thì người ta gọi chúng là phức hệ đá móng, hoặc phức hệ đá móng kết tinh. Các đá phủ trên mặt không chỉnh hợp gọi là phức hệ lớp phủ, về tuổi chúng trẻ hơn các đá của phức hệ đá móng. Điều này là đương nhiên, vì sau khi thành tạo đá móng, toàn vùng bị nâng lên xảy ra quá trình bào mòn, gián đoạn, tiếp theo toàn vùng lại bị sụt lún thành tạo lớp phủ. Như vậy, theo quan điểm kiến tạo kinh điển, sau khi một vùng nào đó được nâng lên mạnh mẽ, chịu sự bào mòn, rồi bị sụt lún trầm tích phủ trên mặt bào mòn đó sẽ tạo nên cấu trúc không chỉnh hợp. Nếu phức hệ bên dưới mặt không chỉnh hợp cũng là đá trầm tích thì có thể hình dung quá trình nâng lên bào mòn ứng với giai đoạn biến thoái và quá trình trầm tích hình thành ứng với giai đoạn biến tiến vào khu vực này. Giữa hai giai đoạn đó là giai đoạn vùng bị nâng lên có thể kèm theo xâm nhập, biến chất, uốn nếp, đứt gãy, tạo khoáng, v.v... Chính vì vậy, người ta dựa vào

không chỉnh hợp, đặc biệt là không chỉnh hợp phô biến ở vùng rộng, với thời gian ngắn nghỉ trãm tích lâu dài, để phân chia các giai đoạn phát triển kiến tạo, phân chia các phức hệ thành hệ kiến trúc, tức là phức hệ đá được thành tạo trong một điều kiện địa chất - kiến tạo và môi trường nhất định. Như vậy với một bức tranh cấu tạo không chỉnh hợp theo quan điểm chuyển động kiến tạo chủ yếu xảy ra theo phương thẳng đứng thì ít nhất cũng có thể trình bày được 4 giai đoạn (hoặc thời kỳ) sau đây:

- Giai đoạn tạo đá móng.

- Giai đoạn đá móng bị nâng lên (có thể bị uốn nếp, đứt gãy, xâm nhập magma, biến chất, sinh khoáng, biến thoái, chế độ lục địa, bào mòn, hình thành cấu tạo mặt không chỉnh hợp, v.v...).

- Giai đoạn sụt lún biến tiến (hình thành phức hệ lớp phủ).

- Giai đoạn nâng lên để tạo ra bức tranh hiện tại của cấu trúc.

Quan niệm về không chỉnh hợp cũng rất khác nhau. Những người theo thuyết Kiến tạo tinh xem chuyển động theo phương thẳng đứng là chuyển động cơ bản của Trái Đất, nên không chỉnh hợp được hình thành vào giai đoạn kết thúc chế độ sụt lún tạo thành các bồn trũng (địa máng) gắn với chuyển động nâng cao kèm theo uốn nếp, đứt gãy, v.v... Những người theo thuyết Kiến tạo động lại xem chuyển động kiến tạo chủ yếu xảy ra theo phương nằm ngang, và vì thế không phải tất cả các cấu tạo không chỉnh hợp đều được thành tạo theo bốn giai đoạn nói trên mà chính chuyển động ngang cũng có thể tạo nên cấu tạo không chỉnh hợp. Về vấn đề này chúng ta sẽ bàn đến ở những phần sau.

## 5.2. CÁC LOẠI KHÔNG CHỈNH HỢP

Có rất nhiều loại không chỉnh hợp. Theo thống kê của Iu. A. Cósughin và L. M. Pappheanova, 1970 chỉ riêng những tài liệu xuất bản bằng tiếng Nga cho đến năm 1966, có tới 41 loại không chỉnh hợp.

Dưới đây là một số không chỉnh hợp thường gặp:

### 5.2.1. Không chỉnh hợp song song hay không chỉnh hợp địa tầng song song

Đặc trưng của không chỉnh hợp song song (disconformity, parallel unconformity) là thế nằm của đá thuộc phức hệ lớp phủ và phức hệ móng, đều là các phân vị địa tầng có thể nằm song song với nhau và thường là thế nằm ngang hoặc gần như ngang. Không chỉnh hợp song song có mặt không chỉnh hợp nằm nghiêng, dốc thế hiện sau quá trình hình thành lớp phủ vùng này lại bị biến dạng làm cho thế nằm của các lớp đá và mặt không chỉnh hợp bị biến dạng. Mặt không chỉnh hợp, tức là bề mặt bào mòn giữa chúng, thế hiện quá trình trầm tích giữa hai phức hệ đá nói trên không liên tục, thiếu vắng một số lớp hoặc một số phân vị địa tầng. Hình 5.1 thế hiện cấu trúc không chỉnh hợp song song, trong đó các đá của hệ Devon (D) và thống Trias ( $T_3$ ) trên đều nằm ngang. Nếu hiện tượng không chỉnh

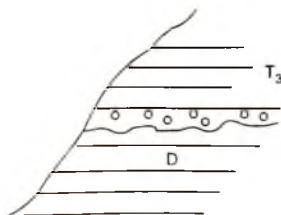
hợp song song phô biến trên một diện tích lớn thì vào sau thời gian thành tạo các đá nằm dưới mặt không chỉnh hợp, không xảy ra hoạt động kiến tạo, magma, biến chất mạnh mẽ; thời gian ngừng nghỉ của quá trình trầm tích ngắn. Loại không chỉnh hợp như vậy rất phổ biến trong các trầm tích Kainozoi, đặc biệt là trong trầm tích Neogen và Đệ Tứ. Nhiều mảng cắt địa chất lập theo tài liệu lỗ khoan thăm dò, tìm kiếm dầu khí ở các trũng Cửu Long, Nam Côn Sơn, đồng bằng Bắc Bộ, v.v... cũng như tài liệu địa vật lí ở những vùng đó đã chứng minh có nhiều không chỉnh hợp song song ở khu vực này. Những giàn đoạn trầm tích nói trên đều xảy ra trong một thời gian ngắn. Ở bể Sông Hồng, bể Cửu Long và lân cận, các không chỉnh hợp, giàn đoạn trầm tích, xảy ra vào cuối Eoxen, cuối Oligoxen, cuối Miocene giữa, cuối Miocene muộn và có nơi vào cuối Pliocene. Những không chỉnh hợp ở khu vực Biển Đông và lân cận, đặc biệt là ở thềm lục địa Việt Nam liên quan chủ yếu với các chuyển động thẳng đứng gắn bó với chuyển động khối tầng của đá móng (Lê Như Lai, 2000). Thông thường, một không chỉnh hợp bao giờ cũng liên quan với một quá trình biến thoái (để tạo ra cấu tạo mặt không chỉnh hợp) và một quá trình biến tiến để tạo ra trầm tích phủ trên mặt không chỉnh hợp đó.

Những không chỉnh hợp song song quy mô nhỏ và đơn độc có khi thường chỉ là không chỉnh hợp phát triển trên vòm nằm ngang của một nếp uốn hình hộp, hoặc chúng là những không chỉnh hợp được hình thành trong một bồn trũng nhỏ, biệt lập nào đó.

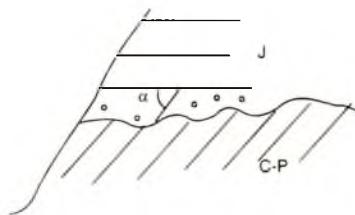
Trường hợp các đá nằm trên và nằm dưới mặt không chỉnh hợp có thành phần thạch học, cấu tạo, kiến trúc giống nhau thì việc chứng minh tồn tại một cấu tạo không chỉnh hợp giữa chúng gặp nhiều khó khăn; khi đó cần phát hiện dấu vết của một bể mặt bào mòn, các biểu hiện của vỏ phong hóa cổ v.v... hoặc phải dựa vào tập hợp hóa đá có trong các phức hệ trầm tích.

### 5.2.2. Không chỉnh hợp góc

Không chỉnh hợp góc (angular unconformity) là không chỉnh hợp trong đó các lớp nằm trên và nằm dưới mặt không chỉnh hợp không song song với nhau, trong mảng cắt có thể thấy rõ góc tạo bởi thế nằm của lớp phủ và thế nằm của đá móng. Các đá của phức hệ lớp phủ nói chung có thể nằm ngang, trong khi đó các lớp ở móng lại có thể nằm nghiêng (hình 5.2).



Hình 5.1: Không chỉnh hợp song song.



Hình 5.2: Không chỉnh hợp góc.

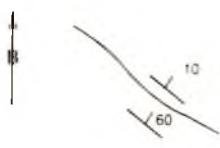
Không chính hợp góc phô biến trên một diện rộng là dấu hiệu chứng tỏ sau khi thành tạo các đá của phức hệ móng, toàn vùng chịu hoạt động kiến tạo mạnh mẽ, các đá bị biến dạng uốn nếp, đứt gãy, magma xâm nhập, biến chất, v.v... rồi sau đó bị nâng lên bào mòn. Khi đó các đá của móng không chỉ nằm nghiêng mà có thể còn bị uốn nếp, đứt gãy hoặc magma xuyên cắt. Trong những trường hợp như vậy có thể phân loại không chính hợp góc ra làm một số loại khác nhau dựa vào cấu trúc của móng như không chính hợp góc có móng đơn nghiêng; không chính hợp góc có móng uốn nếp; không chính hợp góc có móng xâm nhập hoặc không chính hợp góc có móng phức tạp (tổ hợp các loại trên) v.v...

Nếu phức hệ lớp phủ có thể nằm ngang phô biến ở diện rộng thì đó là dấu hiệu chứng tỏ sau quá trình thành tạo lớp phủ, khu vực nói chung bình ổn không có biểu hiện hoạt động kiến tạo đáng kể. Những cấu trúc như vậy có tuổi khá trẻ, thường thành tạo từ cuối Mezozoi, đặc biệt là trong Kainozoi.

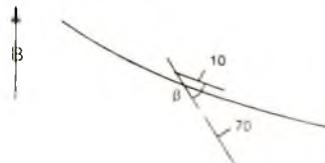
Không chính hợp góc được nhận biết bởi góc không chính hợp, đó là góc nhọn giữa đường dốc của các lớp đá móng và mặt nằm ngang (vì lớp phủ nói chung có thể nằm ngang), nói cách khác góc không chính hợp ( $\alpha$ ) chính là góc dốc của các lớp đá móng (góc  $\alpha$  trong hình 5.2). Như vậy, góc không chính hợp  $\alpha$  có thể thay đổi từ  $0^\circ$  -  $90^\circ$ , với  $\alpha = 0^\circ$  ta có cấu tạo không chính hợp song song và với  $\alpha \approx 1^\circ$  người ta gọi là không chính hợp địa lí. Không chính hợp địa lí có góc  $\alpha$  nhỏ nên rất khó nhận biết, vì thế để xác định chúng phải nghiên cứu trên những vùng rộng lớn.

Trên bình đồ, các không chính hợp góc thể hiện ở ba loại cơ bản sau đây:

- Loại thứ nhất - đó là các không chính hợp, được nhận biết bởi đường phương của các lớp ở trên và ở dưới mặt không chính hợp song song với nhau nhưng góc dốc khác nhau. Loại này gọi là các không chính hợp góc dốc. Trong trường hợp này góc dốc của các đá thuộc phức hệ lớp phủ có thể bằng không hoặc nhỏ (hình 5.3).
- Loại thứ hai - đó là các không chính hợp có các góc phương vị đường phương khác nhau. Trên bình đồ đường phương của các đá thuộc phức hệ móng và lớp phủ không song song với nhau, chéo cắt chéo nhau. Đó là các không chính hợp phương vị (đường phương) (azimuthal unconformity) (hình 5.4).



Hình 5.3: Không chính hợp góc dốc.



Hình 5.4: Không chính hợp phương vị.

Ở trường hợp không chính hợp phương vị người ta chú ý đến góc tạo bởi giữa đường phương của hai phức hệ đá ( $\beta$ ). Góc  $\beta$  thường được xác định là góc nhọn giữa hai đường phương đó.

Sự khác nhau của bình đồ cấu trúc trước và sau quá trình gián đoạn trầm tích phụ thuộc vào góc  $\beta$ ,  $\beta$  càng lớn sự khác nhau đó càng lớn. Khi các đường phương của hai phức hệ vuông góc với nhau ( $\beta = 90^\circ$ ), ta bảo khu vực có cấu tạo  $B \perp B'$ .

-Loại thứ ba mang tính tổ hợp giữa hai loại trên. góc dốc và góc phương vị đường phương đều khác nhau.

Dựa vào mức độ thể hiện (rõ hoặc không rõ) người ta chia các loại không chính hợp sau đây:

#### 5.2.3. Không chính hợp ẩn

Theo N. A. Bordanov, 1949 thì không chính hợp ẩn (non-evident disconformity, paraconformity) là loại không thể xác định được mặt không chính hợp vì thành phần thạch học, cấu tạo của đá ở lớp phủ và ở móng đồng nhất. Tuy nhiên giữa chúng vẫn tồn tại một giai đoạn ngưng nghỉ, gián đoạn trầm tích. Không chính hợp ẩn thường gặp ở những mặt cắt dưới là các đá, đặc biệt là đá granit, trên là lớp vỏ phong hóa của chúng, chuyển dần sang cát kết thạch anh mica (ackô) hạt thô phân lớp không rõ. Mặt không chính hợp không thể xác định được vì thành phần của granit và sản phẩm phong hóa của chúng đã được gắn kết lại rất giống nhau. Ở những vùng đá trầm tích, không chính hợp ẩn thường có trong cấu tạo gồm các lớp song song với nhau nhưng giữa chúng lại có sự thiếu vắng, gián đoạn trầm tích. Vì vậy có nhà địa chất (P. N. Kropotkin, 1961) gọi không chính hợp ẩn, trong trường hợp như vậy, là chính hợp có sự gián đoạn trong lắng đọng trầm tích.

#### 5.2.4. Không chính hợp rõ ràng

Trái với không chính hợp ẩn là không chính hợp rõ ràng, nghĩa là dễ nhận biết cấu tạo mặt không chính hợp, cũng như dễ dàng phân biệt các đá thuộc phức hệ lớp phủ và đá của phức hệ móng. Các loại không chính hợp góc đã nêu ở trên có thể xếp vào loại này.

Dựa vào phạm vi phân bố của cấu tạo không chính hợp người ta chia ra các loại sau đây: không chính hợp địa phương, không chính hợp khu vực và không chính hợp hành tinh.

#### 5.2.5. Không chính hợp địa phương

Không chính hợp địa phương (local unconformity) là cấu tạo không chính hợp chỉ biểu hiện trong phạm vi hẹp, chúng phản ánh quá trình hoạt động kiến tạo chỉ xảy ra ở từng miền, từng đới hoặc từng bồn trũng riêng biệt. Không chính hợp địa phương hay gặp ở những vùng có các bồn trầm tích đặt lòng trên móng bị chia cắt bởi nhiều đứt gãy, tạo ra những khối nâng sụt không đồng thời với nhau trong quá trình phát triển địa chất - kiến tạo. Không chính hợp địa phương còn thấy trong các trũng có hiện tượng trầm tích xảy ra đồng thời với sụt lún hoặc uốn nếp. Ở đó vòm các nếp uốn hoặc đới nâng cao bị bào mòn nhưng

cánh hoặc ở các phần thấp hơn lại xảy ra hiện tượng tích tụ (đồng trầm tích). Hiện tượng nói trên dẫn đến bức tranh cấu tạo đặc biệt đó là không chỉnh hợp chỉ phát triển ở vùng dâng cao, vùng ven bờ bồn trũng. Vì vậy người ta gọi chúng là không chỉnh hợp ven rìa (margin hoặc edge unconformity). Như vậy không chỉnh hợp ven rìa thường gặp ở các trũng trầm tích có phần rìa bị nâng cao, chịu quá trình bào mòn, tạo nên các lớp có dạng thau kính vát nhọn về phía rìa và dày hơn về phía trung tâm.

### 5.2.6. Không chỉnh hợp khu vực

Không chỉnh hợp khu vực (regional unconformity, disconformity) là loại không chỉnh hợp phổ biến ở diện rộng, có tính khu vực và thường là không chỉnh hợp góc. Trong cấu tạo của không chỉnh hợp khu vực, cấu trúc của móng khác hẳn cấu trúc của lớp phủ. Đá móng bị biến dạng mạnh mẽ (uốn nếp, đứt gãy), bị magma xâm nhập, bị biến chất, v.v... nên có thể nằm thay đổi phức tạp trong không gian. Các đá trong phức hệ lớp phủ nói chung bình ổn, có thể nằm ngang. Gián đoạn trầm tích xảy ra trong thời gian dài với nhiều biến cố địa chất - kiến tạo phức tạp. Thuyết tĩnh (địa máng) cho rằng chuyển động theo phương thẳng đứng chiếm ưu thế trong các chuyển động của vỏ Trái Đất. Cấu tạo không chỉnh hợp khu vực liên quan với quá trình dâng lên mạnh mẽ của một bồn địa trầm tích lớn (địa máng), kèm theo hiện tượng uốn nếp đứt gãy, xâm nhập magma, kết thúc chế độ phát triển địa máng. Về sau toàn vùng lại sụt lún tạo thành bồn địa trầm tích mới. Chính quá trình dâng lên mạnh mẽ này đã chuyển miền trũng thành lục địa. Ở đó chế độ lục địa, bào mòn thay thế chế độ trầm tích và thời gian tồn tại chế độ lục địa cũng chính là thời gian hình thành mặt không chỉnh hợp. Giai đoạn sụt lún tiếp theo sau khi đã hình thành mặt không chỉnh hợp chính là giai đoạn thành tạo phức hệ lớp phủ.

Theo quan điểm của thuyết động (Kiến tạo máng) thì không chỉnh hợp khu vực được thành tạo ở những vùng va chạm đụng độ, xô húc của các mảng, các khối vỏ của Trái Đất, làm cho các đá trầm tích ở giữa chúng, bị ép nén, uốn nếp, đứt gãy v.v... và là nguyên nhân dẫn đến hình thành các cấu trúc không chỉnh hợp khu vực.

Do không chỉnh hợp khu vực phát triển trên một diện rộng nên người ta thường dựa vào mặt không chỉnh hợp khu vực để phân chia các giai đoạn phát triển kiến tạo, các tầng hoặc phụ tầng kiến trúc.

### 5.2.7. Không chỉnh hợp hành tinh

Không chỉnh hợp hành tinh (planete disconformity) do A. K. Basarin nêu ra năm 1961. Là loại không chỉnh hợp phổ biến trên một diện tích rất rộng, cả một châu lục hoặc khắp hành tinh. Để có thể xác nhận một không chỉnh hợp là không chỉnh hợp hành tinh phải nghiên cứu ở nhiều nơi, phải khảo sát, đối sánh nhiều mặt cắt, phải thu thập đầy đủ tài liệu để chứng minh được sự đồng nhất về các giai đoạn thành tạo đá móng, giai đoạn bào mòn, gián đoạn trầm tích và giai đoạn thành tạo lớp phủ. Không chỉnh hợp hành tinh có thể xem là cơ sở chắc chắn cho sự phân chia các tầng kiến trúc. Tuy nhiên một không chỉnh hợp có

hành tinh như vậy chắc chắn là rất hiếm, bởi vì sự phát triển địa chất - kiến tạo không phải đồng nhất toàn cầu. Trong những khoảng thời gian nhất định, vùng này nâng lên bào mòn thì vùng khác lại sụt lún trầm tích. Ngoài ra theo quan điểm Kiến tạo mảng thì vỏ Trái Đất bị phân chia thành các mảng, ở khu vực này các mảng hội tụ, va chạm vào nhau có thể tạo ra không chỉnh hợp thì ở vùng khác các mảng lại tách rời nhau. Do đó, không chỉnh hợp hành tinh cũng chỉ phát triển ở những đới nhất định, đối đó có thể có quy mô rất lớn được xem như là cõi hành tinh mà thôi.

Người ta còn phân chia không chỉnh hợp ra một số loại khác dựa vào điều kiện hình thành cấu tạo không chỉnh hợp. Đó là các loại không chỉnh hợp thật, không chỉnh hợp giả, không chỉnh hợp giữa tầng (gian tầng) và không chỉnh hợp do trượt dưới nước.

#### **5.2.8. Không chỉnh hợp thật**

Không chỉnh hợp thật là không chỉnh hợp thỏa mãn định nghĩa về không chỉnh hợp, nghĩa là có gián đoạn trong quá trình lắng đọng trầm tích, hoặc có đầy đủ dấu hiệu chứng minh các thành tạo ở giai đoạn trước đã bị bào mòn sau đó tích tụ phức hệ tiếp theo. Nhiều nhà địa chất cho rằng không chỉnh hợp thật là do chuyển động thẳng đứng gây nên.

#### **5.2.9. Không chỉnh hợp giả**

Không chỉnh hợp giả (pseudo - disconformity) là loại cấu trúc về mặt hình thái trông như không chỉnh hợp, nhưng quan hệ giữa các phức hệ hoặc các lớp đá không có biểu hiện gián đoạn trầm tích, mặc dù có thể tìm thấy những dấu hiệu bào mòn, thể hiện trong phạm vi hẹp. Cấu tạo phân lớp xiên với các thớ tầng xiên chéo thành tạo do sự thay đổi thường xuyên của mặt tích tụ là ví dụ về không chỉnh hợp giả. Trong quá trình lắng đọng trầm tích, có trường hợp một lớp bị xáo trộn do tác động của biến dạng dòng chảy (transposition disturbance) tạo nên các lớp xoắn vặn, uốn nếp (convolute bedding) nhưng quá trình tích tụ vẫn xảy ra liên tục. Cấu trúc như vậy cũng có thể xem là không chỉnh hợp giả.

#### **5.2.10. Không chỉnh hợp giữa tầng hoặc gian tầng**

Không chỉnh hợp giữa tầng hoặc gian tầng (intraformation (interstratified) disconformity) là không chỉnh hợp có mặt bóc tròn hoặc bào mòn xảy ra đồng thời với quá trình tích tụ trầm tích. Hiện tượng bào mòn chỉ có tính địa phương và xảy ra trong thời gian ngắn. Nguyên nhân của hiện tượng bào mòn chủ yếu là do dòng chảy ở đáy, làm cho phần đáy của các lớp hạt thô như cuội kết, cát kết thường có lân vật liệu mịn. Mặt tiếp xúc giữa các lớp hạt mịn (nằm dưới) và hạt thô (nằm trên) thường gồ ghề, lồi lõm phức tạp. Một số nhà địa chất xem không chỉnh hợp giữa tầng là không chỉnh hợp giả (N. A. Bordanov, 1949; N. I. Buiakov, 1953).

#### **5.2.11. Không chỉnh hợp do trượt dưới nước**

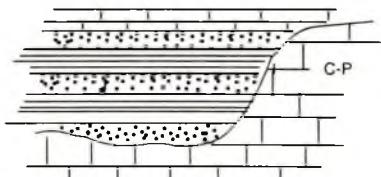
Không chỉnh hợp do trượt dưới nước được thành tạo do hiện tượng trượt dưới nước gây ra. Hiện tượng trượt dưới nước có nhiều nguyên nhân, đã được bàn đến ở mục 4.10.2. Hiện

tương trượt dưới nước làm cho mặt lớp bị uốn lượn, các lớp bị cắt xén, có chỗ bị vò nhau, tạo nên bề mặt lồi lõm của cấu tạo không chỉnh hợp. Hiện tượng trượt dưới nước do các tầng, khối vật liệu từ trên mặt đưa xuống phá hủy thể nằm của các lớp đã được hình thành, trong đó đáy của lớp thường dốc hơn nóc của nó. Không chỉnh hợp dưới nước thực chất cũng là một loại không chỉnh hợp già. Các loại không chỉnh hợp già, không chỉnh hợp giữa tầng, không chỉnh hợp do trượt dưới nước, đều không liên quan trực tiếp với hoạt động kiến tạo, vì vậy còn được gọi là không chỉnh hợp phi kiến tạo (non tectonic disconformity).

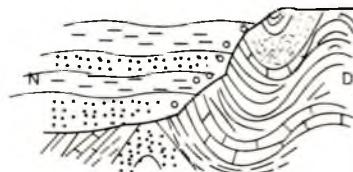
Dựa vào sự thay đổi mực nước của bồn trầm tích, người ta chia ra các loại không chỉnh hợp sau đây:

#### 5.2.12. Không chỉnh hợp biển tiến

Không chỉnh hợp biển tiến (unconformity of overlap hoặc of transgression) là không chỉnh hợp liên quan với chế độ biển tiến, các lớp trầm tích trẻ ngày càng mở rộng và phủ trên đá móng hoặc các trầm tích cổ hơn. Dưới cùng của trầm tích trẻ, thường là các lớp hạt thô: tầng kết, cuội kết, v.v... Không chỉnh hợp biển tiến có thể là không chỉnh hợp song song hoặc không chỉnh hợp góc (Iu. A. Cosughin, 1958). Trường hợp trước khi tích tụ các đá trẻ, mặt không chỉnh hợp không được bào bằng phẳng, biển tràn vào những vùng địa hình thấp gọi là biển lấn. Không chỉnh hợp liên quan với quá trình này gọi là không chỉnh hợp biển lấn (ingression unconformity). Khi đó thể nằm của các đá thuộc phức hệ lớp phủ kê áp vào sườn địa hình. Nếu như các đá của lớp phủ nằm ngang và song song với đá móng, thì gọi là kê áp song song (hình 5.5). Nếu các đá ở lớp phủ nằm ngang, trong khi đá móng nằm nghiêng, người ta gọi là kê áp có góc (hình 5.6).



Hình 5.5: Ké áp song song.



Hình 5.6: Ké áp có góc.

#### 5.1.13. Không chỉnh hợp biển thoái

Không chỉnh hợp biển thoái (unconformity of off-lap) là loại không chỉnh hợp liên quan với chế độ biển thoái. Đặc điểm của cấu trúc này là các thành tạo sớm hơn chưa rắn chắc đã bị bào mòn và tái tích tụ để tạo ra các lớp trẻ hơn. Trong mặt cắt, mặt không chỉnh hợp là mặt bào mòn ở phần rìa cao của các lớp và phủ trên chúng là các thành tạo trẻ hơn.

#### 5.2.14. Không chỉnh hợp kiến tạo

Thực tế thì các không chỉnh hợp, dù loại nào đi nữa, xét cho cùng, đều liên quan với hoạt động kiến tạo. Các không chỉnh hợp kiến tạo (structural discordance) ở đây nên hiểu là

các không chỉnh hợp do hoạt động kiến tạo trực tiếp, như hiện tượng đứt gãy tao nén. Giữa các phức hệ nằm dưới và nằm trên trong cấu trúc không chỉnh hợp kiến tạo là mặt đứt gãy hoặc là một đới phá hủy kiến tạo. Như vậy trong cấu trúc của không chỉnh hợp kiến tạo không có mặt bào mòn nằm giữa hai phức hệ đá. Ở đây, người ta cũng chú ý đến sự vắng mặt của một tầng, một lớp hoặc một phân vị địa tầng nào đó nhưng do đứt gãy tạo nên.

Lại có một số nhà địa chất xem không chỉnh hợp kiến tạo như là một loại của không chỉnh hợp góc. Iu. A. Kuznetsov, 1956 gọi các không chỉnh hợp gồm các đá nằm dưới mặt không chỉnh hợp có thể nằm nghiêng và các đá nằm trên mặt không chỉnh hợp có thể nằm ngang hoặc gần như nằm ngang là không chỉnh hợp kiến tạo.

Trong thuật ngữ tiếng Anh, không chỉnh hợp kiến tạo là structural discordance, tiếng Pháp là discordance tectonique hoặc discordance mechanique, tiếng Đức là techtonische discordanz. Tuy nhiên nhiều nhà địa chất vẫn dùng thuật ngữ structural discordance để chỉ không chỉnh hợp kiến tạo. Từ điển địa chất Liên Xô, 1955, lại cho rằng структурное несогласие (không chỉnh hợp cấu trúc) là không chỉnh hợp trong đó phức hệ đá trẻ nằm ngang, phô biến trên diện rộng và nằm trên đới phá hủy kiến tạo (với các đá bị vò nhau, uốn nếp và đứt gãy).

Các không chỉnh hợp kiến tạo còn được V. E. Khain, 1950, 1954 phân ra làm hai loại là không chỉnh hợp kiến tạo thứ sinh (xuất hiện sau quá trình thành tạo một tầng trầm tích nào đó) và không chỉnh hợp kiến tạo nguyên sinh (xuất hiện trong quá trình trầm tích và không liên quan đến hoạt động kiến tạo về sau).

Dựa vào cấu trúc của phức hệ móng có thể chia ra các loại không chỉnh hợp móng đứt gãy, không chỉnh hợp móng uốn nếp, không chỉnh hợp móng magma, không chỉnh hợp móng biến chất v.v... Một số loại không chỉnh hợp nói trên đã được Lê Như Lai, 1977, mô tả.

Có nhiều cách phân chia và phân loại không chỉnh hợp. Cũng còn nhiều loại không chỉnh hợp khác không trình bày trong sách giáo khoa này. Trong quá trình nghiên cứu, chắc chắn các nhà địa chất sẽ còn phát hiện nhiều loại không chỉnh hợp khác mà sách vở chưa nói tới. Tùy theo mục đích nghiên cứu của mình và cấu trúc địa chất của vùng nghiên cứu hoàn toàn có thể đưa ra bảng phân loại thích hợp.

Ví dụ trong tài liệu tiếng Anh, chẳng hạn trong cuốn Địa chất cấu tạo của F. J. Twiss và E. M. Moores, 1992, người ta thấy chỉ có bốn loại không chỉnh hợp sau đây:

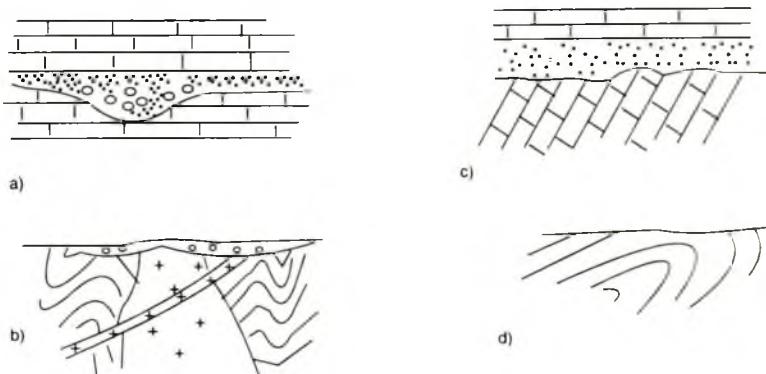
- Không chỉnh hợp song song (disconformity) là loại không chỉnh hợp có các mặt phân lớp ở trên và ở dưới mặt không chỉnh hợp song song với nhau, nhưng mặt không chỉnh hợp (mặt của lớp bên dưới) bị bào mòn với các chỗ trũng được lấp đầy bằng các vật liệu hạt thô (hình 5.7a).

- Không chỉnh hợp (nonconformity) là loại không chỉnh hợp có móng là đá magma và đá biến chất, phủ trên chúng là các lớp trầm tích nằm ngang với các đá hạt thô lấp vào chỗ

trũng của mặt không chỉnh hợp. Như vậy không chỉnh hợp ở đây bao gồm không chỉnh hợp góc, không chỉnh hợp móng magma và uốn nếp (hình 5.7b).

- Không chỉnh hợp góc (angular unconformity). Đây là loại không chỉnh hợp góc như đã định nghĩa ở mục 5.2.2. Đặc trưng của không chỉnh hợp này là các đá ở phức hệ móng nằm nghiêng, các đá của phức hệ lớp phủ nằm ngang và thường bắt đầu bằng lớp hạt thô (hình 5.7c).

- Không chỉnh hợp góc do móng bị uốn nếp (folded angular unconformity). Đây là loại không chỉnh hợp có móng bị uốn nếp (hình 5.7d).



*Hình 5.7: Các loại không chỉnh hợp theo R. J. Twiss và E. M. Moores (1992).*

Những cấu trúc liên quan với đứt gãy, ở phần trên mô tả là các không chỉnh hợp kiến tạo, không được các tác giả nói trên xem là không chỉnh hợp mà mô tả chi tiết ở phần đá biến dạng. Ngoài không chỉnh hợp song song (disconformity), E. S. Hills, 1967 chỉ chú ý đến các không chỉnh hợp góc và không chỉnh hợp biến tiến và biến thoái gọi chung là không chỉnh hợp (unconformity).

### 5.3. CẤU TRÚC VÀ DẤU HIỆU NHẬN BIẾT MẶT KHÔNG CHỈNH HỢP

Mặt không chỉnh hợp được hình thành ở chế độ lục địa, vì vậy trước hết đó là một đới phong hóa sau đó bị bào mòn ghề không đồng đều. Nước và gió là yếu tố quan trọng làm cho đới phong hóa bị bào mòn một phần hoặc hoàn toàn cho đến tận đá gốc, tức là đến phần rắn chắc của móng. Dòng nước lôi cuốn làm cho mặt bào mòn có nơi bị san bằng nhưng nói chung vẫn lõi lõm. Các trầm tích trẻ phủ trên mặt bào mòn này hoặc rải đồng đều trên mặt làm cho những lớp trầm tích đầu tiên cũng uốn lượn theo địa hình lõi lõm của mặt bào mòn, nói cách khác chúng lượn hình theo mặt không chỉnh hợp. Các lớp lượn hình này chồng chất lên nhau, dần dần san bằng phần lõi lõm và tạo thành các lớp nằm ngang. Ở

những vùng mặt không chỉnh hợp có độ phân cắt lớn hoặc ở những bờ dốc, vách cao, các lớp trầm tích phủ trên mặt không chỉnh hợp, kê áp vào sườn dốc.

Mặt không chỉnh hợp có thể là mặt của đá móng và cũng có thể là mặt hình thành trong đới phong hóa do đó phần bên dưới của bề mặt không chỉnh hợp có khi còn là một phần của đới phong hóa cổ. Những phần cao của mặt không chỉnh hợp có thể bị nước cuốn và lôi các sản phẩm phá hủy ấy xuống trầm tích ở phần thấp của mặt không chỉnh hợp.

Những dấu hiệu cơ bản để nhận biết cấu tạo không chỉnh hợp là:

- **Mặt không chỉnh hợp:** mặt không chỉnh hợp thường là mặt lồi lõm, có nhiều dấu vết bào mòn, phong hóa, có nhiều hydroxit sắt, mangan, các ổ bướu phốtphorit, glöcônit, các đới silic hóa trên mặt đá vôi, các đới laterit hóa trên cát kết, bột kết, sét kết, các hạt cuội bị rám nẵng, v.v...

- **Cuội kết cơ sở:** đó là tầng cuội nằm trên mặt không chỉnh hợp, có tính chọn lọc kém, kích thước và độ bào mòn không đồng đều, nhiều hạt cuội góc cạnh, thành phần cuội phức tạp, nhiều loại (đá khoáng). Tuy nhiên, cần chú ý rằng không phải tầng dưới nào của phức hệ lớp phủ cũng đều là cuội kết cơ sở. Ở đáy của tầng biến tiến trong cấu tạo không chỉnh hợp thường gấp lại các cát kết, sét kết, đá macno hoặc đá vôi.

Đồng thời cũng cần lưu ý rằng, không phải cứ gặp cuội kết là chứng tỏ có không chỉnh hợp. Cuội kết cũng có trong các tầng trầm tích liên tục, không có gián đoạn trầm tích; loại cuội kết như vậy gọi là cuội kết gian tầng.

- **Sự khác nhau về thế nằm** của các lớp đá: đây cũng là một dấu hiệu cần chú ý của cấu tạo không chỉnh hợp. Thế nằm khác nhau của đá có thể phát hiện khi vẽ bản đồ địa chất. Những khu vực các đất đá có đường phương cắt nhau hoặc có góc dốc rất khác nhau, nhất là có loại đá nằm ngang bên cạnh đá nằm nghiêng, là những dấu hiệu của một cấu tạo không chỉnh hợp. Tuy nhiên không phải có sự khác nhau về thế nằm của đá là có cấu tạo không chỉnh hợp vì sự khác nhau về thế nằm của đá còn do hoạt động kiến tạo, phá hủy đứt gãy gây ra.

- **Sự khác nhau về hóa đá** của hai phức hệ trầm tích nằm kề nhau, giữa chúng lại không có biểu hiện của đứt gãy cũng có thể xem là dấu hiệu của không chỉnh hợp. Sự khác nhau đột ngột trong sưu tập hóa đá chứng tỏ các đá nằm cạnh nhau, có tuổi khác nhau, không liên tục về tuổi; nói cách khác giữa chúng có gián đoạn trầm tích dẫn đến sự vắng mặt của các trầm tích chứa hóa đá thuộc loại trung gian của các phức hệ hóa đá nói trên. Dấu hiệu về sự khác nhau rõ rệt của các sưu tập hóa đá trong các phân vị địa tầng chính là sự khác nhau về tuổi giữa chúng. Vì vậy bên cạnh phương pháp sử dụng hóa đá chỉ đạo (đặc trưng) để kết luận về tuổi, cũng có thể sử dụng các phương pháp xác định tuổi khác kê cả phương pháp xác định tuổi tuyệt đối. Những thành tạo đất đá nằm gần nhau, nhưng có tuổi khác nhau, thậm chí giữa chúng thiếu vắng một hoặc một vài phân vị địa tầng nào đó, thể hiện sự gián đoạn trầm tích của một cấu trúc không chỉnh hợp. Dấu hiệu này quan trọng với việc

xác định các không chỉnh hợp song song, nhất là những không chỉnh hợp ở miền bình ổn về mặt kiến tạo, không có những hoạt động biến dạng kiến tạo gây thay đổi thế nâm như uốn nếp đứt gãy, v.v...

- Sự khác nhau về mức độ biến chất của hai phức hệ đá nầm gần nhau cũng là một dấu hiệu về cấu tạo không chỉnh hợp. Phức hệ đá bị biến chất được thành tạo trước, sau đó bị nâng lên bào mòn rồi lại sụt lún để phủ lên các thành tạo không bị biến chất. Giữa giai đoạn biến chất và không biến chất rõ ràng có một khoảng thời gian, trong khoảng thời gian ấy không có trầm tích (gián đoạn trầm tích). Khi xem xét dấu hiệu này cần nghiên cứu kĩ, bởi vì bên cạnh hiện tượng biến chất rộng rãi, tạo thành các phức hệ biến chất khu vực có thể dựa vào để xác định không chỉnh hợp, lại có những biểu hiện biến chất liên quan với quá trình xâm nhập magma (biến chất tiếp xúc nhiệt) nên không thể dựa vào chúng để khẳng định một cấu tạo không chỉnh hợp. Vì rất có thể quá trình trầm tích là liên tục nhưng quá trình xâm nhập sau đó xuyên cắt chúng và chỉ gây ra đới biến chất ở vùng tiếp xúc, cho nên dấu hiệu biến chất này không thể xem là dấu hiệu của cấu tạo không chỉnh hợp.

- Sự khác nhau về mức độ xâm nhập được xem là một dấu hiệu của không chỉnh hợp. Ví dụ có một vùng nào đó, ở phần này các đá bị xâm nhập xuyên cắt mạnh mẽ, trong khi ở bên cạnh lại không thấy có biểu hiện xâm nhập. Trong trường hợp này, nếu chứng minh được rõ ràng hoạt động xâm nhập xảy ra sau phức hệ trầm tích (bị nó xuyên cắt) và xảy ra trước khi trầm tích của phức hệ không bị magma xuyên cắt thì có thể nghĩa đến dấu hiệu của cấu tạo không chỉnh hợp giữa chúng.

- Dựa vào mức độ biến dạng: nếu như một phân vị địa tầng hoặc một cấu trúc nào đó bị biến dạng (uốn nếp, đứt gãy) mạnh mẽ xuất hiện bên cạnh một cấu trúc không bị biến dạng, thì cũng như trường hợp trên, có thể xem giai đoạn biến dạng xảy ra vào giữa hai giai đoạn thành tạo các tầng hoặc các cấu trúc nói trên; nghĩa là tồn tại một gián đoạn trầm tích, một không chỉnh hợp.

- Dựa vào sự chuyển tiếp đột ngột giữa các tướng, chẳng hạn giữa tướng trầm tích biến và tướng lục địa hoặc ngược lại, cũng có thể nghi ngờ về một sự gián đoạn trầm tích.

Để xác định một cấu trúc không chỉnh hợp cần nắm vững định nghĩa về không chỉnh hợp. Thực tế địa chất còn có rất nhiều dấu hiệu khác để chứng tỏ có một cấu tạo không chỉnh hợp tồn tại trong khu vực nghiên cứu. Những dấu hiệu đó là đáng tin cậy, nếu như chúng chứng tỏ có sự gián đoạn trầm tích giữa các cấu trúc nào đó hoặc tồn tại một thời gian có chế độ lục địa giữa hai giai đoạn trầm tích, v.v...

Dấu hiệu của một không chỉnh hợp kiến tạo là biểu hiện của một đới phá hủy đứt gãy, những biểu hiện liên quan với địa di, những vỡ vụn và xáo trộn trong các tầng đất đá v.v...

Ở những vùng hoạt động kiến tạo mạnh mẽ, với các chuyển động ngang chiếm ưu thế, cấu tạo không chỉnh hợp xuất hiện chủ yếu ở đới va chạm hoặc đới hội tụ giữa các mảng. Tại đây các đá vò nhau, uốn nếp mạnh mẽ, làm cho vỏ đại dương chìm lên vỏ lục địa hình

thành đới xáo trộn phức tạp, hoặc là vỏ đại dương chuí xuống dưới vỏ lục địa hình thành đới nhăn chìm với các cấu trúc nêm tảng trưởng dien hình, trong đó các lớp đá trẻ lại bị chuí xuống nằm dưới các lớp cổ hơn, hình thành các cấu tạo thể nằm đảo và không chính hợp. Vì thế các dấu hiệu vỏ nhau, uốn nếp, dứt gãy và các dấu hiệu biến dạng khác được xem là những dấu hiệu để tìm hiểu và góp phần chứng minh cho một xác định cấu trúc không chính hợp.

#### 5.4. Ý NGHĨA CỦA VIỆC NGHIÊN CỨU CẤU TẠO KHÔNG CHÍNH HỢP

Các cấu tạo không chính hợp bất kì là loại gì, đều đánh dấu một thời kì biến đổi về môi trường hoặc chế độ kiến tạo, vì vậy nghiên cứu cấu tạo không chính hợp có thể giúp ta phân chia lịch sử phát triển địa chất của vùng ra các giai đoạn khác nhau: giai đoạn trước không chính hợp, giai đoạn xảy ra quá trình hình thành không chính hợp và giai đoạn sau khi mảnh không chính hợp đã xuất hiện. Với những đặc điểm của phức hệ đá móng, tức là phức hệ đá có mặt không chính hợp, cũng như nghiên cứu các đá thuộc phức hệ lớp phủ, người ta có thể hình dung về hoàn cảnh cổ địa lí, tướng đá, đặc điểm môi trường, đặc điểm kiến tạo... của giai đoạn hình thành chúng. Nghiên cứu chi tiết mảnh không chính hợp, người ta cũng có thể nhận định về những hoạt động nội sinh và ngoại sinh trong suốt giai đoạn ngừng nghỉ trầm tích. Những biểu hiện hoạt động uốn nếp, dứt gãy, magma xâm nhập, biến chất, tạo khoáng chỉ có trong đá móng đều có thể xem là được hình thành vào giai đoạn ngừng nghỉ trầm tích và thành tạo không chính hợp. Do đó, như đã nêu ở phần 5.1, nghiên cứu không chính hợp cho ta những tài liệu quan trọng để lập lại lịch sử phát triển địa chất và phân chia cấu trúc (các tầng và phụ tầng kiến trúc) của vùng.

Cấu tạo không chính hợp chính là nơi thuận lợi cho sự hình thành và tích tụ các khoáng sản ngoại sinh như sa khoáng cổ, bauxit, mangan, sắt, dầu mỏ v.v... là nơi có các khoáng sản nội sinh (nhiệt dịch). Vì vậy việc nghiên cứu cấu trúc không chính hợp có ý nghĩa thực tế lớn lao đối với công tác tìm kiếm khoáng sản.

#### 5.5. VÀI NÉT VỀ KHÔNG CHÍNH HỢP ĐỊA TẦNG Ở VIỆT NAM (phần đọc thêm)

Trong các tài liệu ở nước ta, không chính hợp còn được gọi là bất chính hợp hoặc trái khớp (kiến tạo). Dựa theo các tài liệu hiện có về địa tầng ở Đông Dương, từ Ackeozoi đến Đề Tứ, Lê Thạc Xinh và Tạ Hoàng Tinh (1975) đã cho biết có 14 đợt ngừng nghỉ trầm tích và hình thành cấu trúc không chính hợp. Những giai đoạn trầm tích dài đều đi theo các đợt uốn nếp mãnh liệt và hoạt động magma rõ rệt, phô biến. Trước Cambri mới tìm thấy có hai cấu tạo không chính hợp là không chính hợp giữa gonal Ackeozoi và đá phiến mica amphibolit Proterozoi ở vùng Kon Tum (E. Saurin, 1941) và không chính hợp giữa đá phiến mica Proterozoi và các đá Paleozoi sớm ở đới Phanxipang và đới Sông Hồng. Trong Paleozoi có 6 đợt ngừng nghỉ trầm tích là sau Cambri sớm, sau Ordovic muộn, cuối Silua.

Cacbon giữa và Permi muộn. Trong Mezozoi có 5 đợt ngừng nghỉ trầm tích: Trias, sau Ladini, trước Nori, sau Jura sớm và đầu Permi muộn... Những nhận xét nói trên của Lê Thạc Xinh và Tạ Hoàng Tình được rút ra từ các cột địa tầng địa chất địa phương thuộc phạm vi toàn Đông Dương. Vì vậy các đợt ngừng nghỉ, các cấu tạo không chính hợp nói trên, có nhiều cấu tạo chỉ mang tính địa phương. Một khác khi nghiên cứu chi tiết hơn, người ta đã phát hiện nhiều cấu tạo không chính hợp khác nữa và những cấu tạo không chính hợp ấy chủ yếu cũng chỉ là các không chính hợp địa phương.

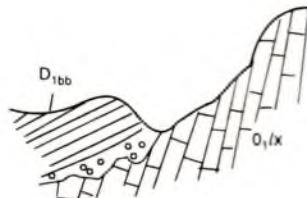
Các thành tạo từ Tiên Cambri đến Cambri sớm ở Việt Nam được nhiều nhà địa chất phân chia thành nhiều đơn vị địa tầng khác nhau. Do các đá thành tạo ở giai đoạn này bị biến dạng rất mạnh, cho nên quan hệ giữa một số đơn vị địa tầng đó với nhau không rõ ràng; ngoài một vài nơi thấy được quan hệ chuyển tiếp, chưa phát hiện được quan hệ không chính hợp rõ rệt giữa chúng. Cấu tạo không chính hợp vào đầu Cambri được thấy ở một số nơi như không chính hợp giữa hệ tầng Nậm Cò ( $PR_2^- \in_{l_{nc}}$ ) và bậc Cambri trung. Quan hệ

không chính hợp này được Phan Sơn (1974) phát hiện ở cánh Đông Bắc nếp lồi sông Mã. Ở đó thấy được cuội kết cơ sở của Cambri trung phủ trên mặt bào mòn của đá phiến và quarcit của hệ tầng Nậm Cò. Như vậy gián đoạn trầm tích vào cuối Cambri sớm, được phát hiện ở một số nơi. Tuy nhiên trong một vài mảnh cắt quan hệ giữa chúng còn chưa rõ, có nơi chỉ là không chính hợp giả thiết (như quan hệ giữa hệ tầng Hà Giang  $\in_{l_{hg}}$  và hệ tầng Sông

Chày  $PR_2^- \in_{l_{sc}}$  - xem Trần Đức Lương, Nguyễn Xuân Bao và nnk, 1988, trang 59). Trong

khi đó ở một số nơi lại quan sát thấy các thành tạo của điệp Cam Đường  $\in_{cd}$  nằm chính hợp trên đá hoa dolomit của hệ tầng Sapa như quan sát của Nguyễn Tường Tri ở vết lộ L.5027 - xem trang 79 sđd\* cũng như quan sát của chính tác giả giáo trình này ở một số thung lũng phía Tây vùng Quý Xá, Bản Léch. Như vậy không chính hợp vào đầu Paleozoi chỉ là không chính hợp địa phương, không có tính khu vực.

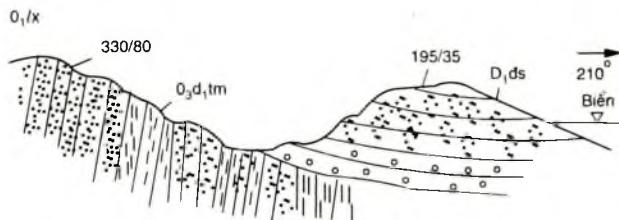
Các thành tạo trầm tích tiếp theo có tuổi Cambri giữa, Cambri muộn, Cambri không phân chia, Cambri - Ordovic sớm, Ordovic - Silua, Silua muộn - Devon sớm phát triển theo kiểu biến chuyển dịch, hoặc chỉ tồn tại trong một số bồn trũng riêng biệt. Hoàng Xuân Tình phát hiện tại chân thác nước Bắc Bun (cấu tạo không chính hợp giữa đá vôi, điệp Luxia và trầm tích lục nguyên của điệp Bắc Bun (xem trang 77, sđd) (hình 5.8).



**Hình 5.8:** Không chính hợp góc  
giữa trầm tích điệp Bắc Bun ( $D_{1bb}$ )  
và trầm tích điệp Luxia  $O_{1/x}$

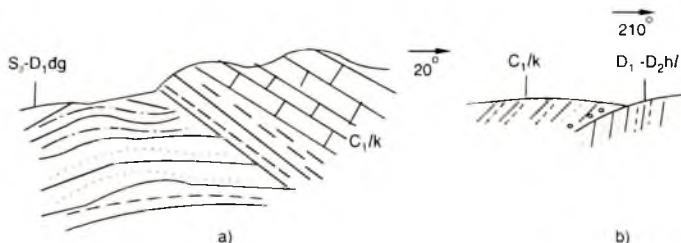
\* Sách đã dẫn (Trần Đức Lương, Nguyễn Xuân Bao và nnk, 1998). Thuật ngữ "điệp" gắn dày nhiều người muốn đổi là "hệ tầng". Trong giáo trình này tác giả tôn trọng nguyên bản.

Hình 5.9 cho thấy không chỉnh hợp góc giữa hệ tầng Tân Mài ( $O_3$ -S<sub>1</sub>tm) và diệp Đô Sơn ( $D_1$ ds) (xem trang 97, 129, sđd).



**Hình 5.9: Không chỉnh hợp góc giữa hệ tầng Tân Mài và diệp Đô Sơn.**

Trầm tích Devon sớm nằm chỉnh hợp và gắn bó với thành tạo Paleozoi sớm và muộn hình thành trong các trũng Pa Ham ( $O_3$ -D<sub>1</sub>), Bó Hiềng ( $S_2$ -D<sub>1</sub>), Pia Phương ( $S_2$ -D<sub>1</sub>), Huổi Nhì ( $S_2$ -D<sub>1</sub>), Đại Giang ( $S_2$ -D<sub>1</sub>); đồng thời cũng trở thành những sản phẩm trong các trũng riêng biệt có thể nằm không chỉnh hợp trên các thành tạo cổ hơn. Ở Việt Nam, các trũng Đô Sơn - Dưỡng Động - Lỗ Sơn phát triển từ Devon sớm đến Devon giữa theo kiểu biến chuyển dịch với các thành tạo sớm nhất phủ bát chỉnh hợp góc trên trầm tích Paleozoi dưới. Tương tự như vậy trũng Devon vùng Bản Bun, Mia Lé, Bản Páp hình thành vào Devon sớm và giữa, trũng Devon sông Mua - Bản Nguồn - Bản Páp với thế nằm chuyển dịch về phía Đông Bắc vào Devon muộn. Phần lớn các trũng Devon kết thúc vào cuối Devon giữa (trũng Ta Khóa, trũng Huổi Lôi) đôi nơi kết thúc vào Devon muộn (trũng Tân Lâm - Cò Bai, Trũng Tốc Tát...) và đều thể hiện cấu trúc không chỉnh hợp giữa các thành tạo Devon và đá cổ hơn. Ở đôi nơi có thể còn có không chỉnh hợp địa phương giữa Devon giữa và Devon muộn.

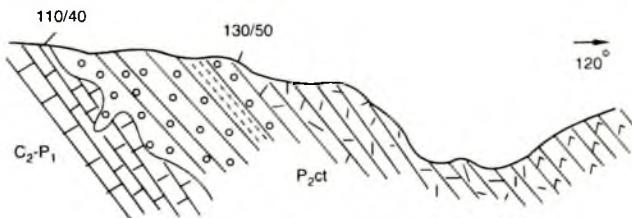


**Hình 5.10: Không chỉnh hợp giữa trầm tích diệp La Khê và hệ tầng Đại Giang (a); giữa diệp La Khê và hệ tầng Huổi Lôi (b).**

Không chỉnh hợp phổ biến xảy ra vào cuối Paleozoi giữa, thể hiện trong quan hệ trầm tích giữa các đá của hệ Cacbon hoặc các đá của hệ Cacbon và hệ Permi với đá cổ hơn. Đó là không chỉnh hợp song song giữa đá vôi của hệ tầng Bắc Sơn (C-Pbs) và các đá của diệp Tốc Tát ( $D_3$ tt) (trang 181, sđd); không chỉnh hợp giữa tầng cuội của diệp Đá Mài ( $C_{dm}$ )

trên đá vôi mầu đen tuổi Devon (trang 186, sđd); không chỉnh hợp giữa trầm tích của diệp La Khê ( $C_1lk$ ) và trầm tích của hệ tầng Đại Giang ( $S_2-D_1dg$ ) hoặc hệ tầng Huối Lôi ( $D_{1,2}hl$ ) (hình 5.10) (sđd, trang 199 - 200).

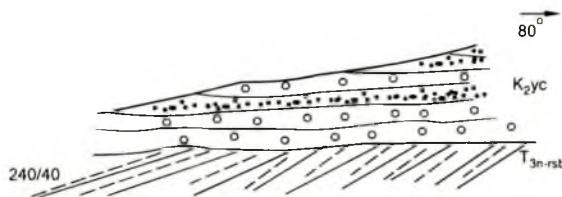
Các thành tạo Paleozoi muộn, Mezozoi sớm, đặc biệt là các thành tạo có tuổi Cacbon muộn - Permi (hoặc Permi sớm), Permi hoặc Permi muộn, Permi muộn - Trias sớm, nói chung có thể nằm không chỉnh hợp với các đá cổ hơn, ví dụ không chỉnh hợp giữa hệ tầng Cẩm Thủy ( $P_2ct$ ) và đá vôi Cacbon giữa - Permi dưới, theo quan sát của Trần Xuyên tại vết lô L.13805 (sđd, trang 192) (hình 5.11).



**Hình 5.11:** Không chỉnh hợp giữa hệ tầng Cẩm Thủy và đá vôi Cacbon - Permi.

Các trầm tích có tuổi Paleozoi muộn - Mezozoi thường có nhiều đá phun trào (chủ yếu là bazan) xen kẽ, có cấu tạo rất phức tạp. Người ta đã tìm thấy nhiều cấu trúc không chỉnh hợp, như không chỉnh hợp giữa các đá của diệp Cò Nòi ( $T_1cn$ ) trên những mức địa tầng khác nhau của Permi trên ( $P_2$ ) (mặc dù đây còn là vấn đề nghi vấn, vì theo tác giả giáo trình này nhiều tập được các tác giả khác xem là cuội kết của diệp Cò Nòi, thực chất chỉ là agglomerat thành tạo bom, cuội núi lửa gắn kết lại chứ không phải là cuội kết cơ sở của một cấu trúc không chỉnh hợp), không chỉnh hợp giữa diệp Mường Trai ( $T_2mt$ ) và phun trào của hệ tầng Cẩm Thủy ( $P_2ct$ ); không chỉnh hợp của diệp Suối Bàng ( $T_3sb$ ) trên đá vôi Paleozoi muộn, không chỉnh hợp giữa các đá của diệp Đồng Trâu nằm trên đá Paleozoi thuộc hệ tầng Sông Cả. Trong các không chỉnh hợp xảy ra vào Trias thì không chỉnh hợp xảy ra vào thời gian sát trước Nori được nhiều nhà địa chất xem là không chỉnh khu vực, dấu hiệu kết thúc của một giai đoạn phát triển kiến tạo có quy mô lớn ở Đông Dương. Ở các thành tạo trẻ hơn, có thể thấy rõ các không chỉnh hợp góc giữa hệ tầng Hà Cối ( $J_{1,2}hc$ ) với các đá cổ hơn, như các đá của hệ tầng Tấn Mài ở vùng Hà Cối (Quảng Ninh); hệ tầng Tam Lang ( $J_3-K_1tl$ ) phủ không chỉnh hợp trên các trầm tích chứa than Trias (Trần Tính, 1982, xem sđd, trang 278); hệ tầng Mụ Giạ ( $Kmg$ ) phủ không chỉnh hợp trên các trầm tích cổ hơn thấy được ở vùng Đinh Lập, Dương Hưu (sđd, trang 297); các không chỉnh hợp giữa hệ tầng Văn Chân ( $J_3-K_1vc$ ) trên các đá Proterozoic cũng như trên các đá của diệp Đá Mài ( $C$ ) và tầng chứa than suối Bàng ( $T_3n-r sb$ ), các không chỉnh hợp giữa hệ tầng Ngòi Thia ( $Knt$ ) và hệ tầng Văn Chân (sđd, trang 286, 287); các không chỉnh hợp giữa diệp Yên Châu ( $K_2yc$ ) và

trầm tích Nori - Reti chứa than của diệp Suối Bàng (hình 5.12); không chỉnh hợp giữa các đá của diệp Bản Đôn ( $J_{1,2}bd$ ) và các đá cổ hơn; không chỉnh hợp giữa cuối kết cơ sở của hệ tầng Đơn Dương trên granodiorit phức hệ Ancroet - Định Quán (theo Nguyễn Kinh Quốc, sđd, trang 302), v.v...

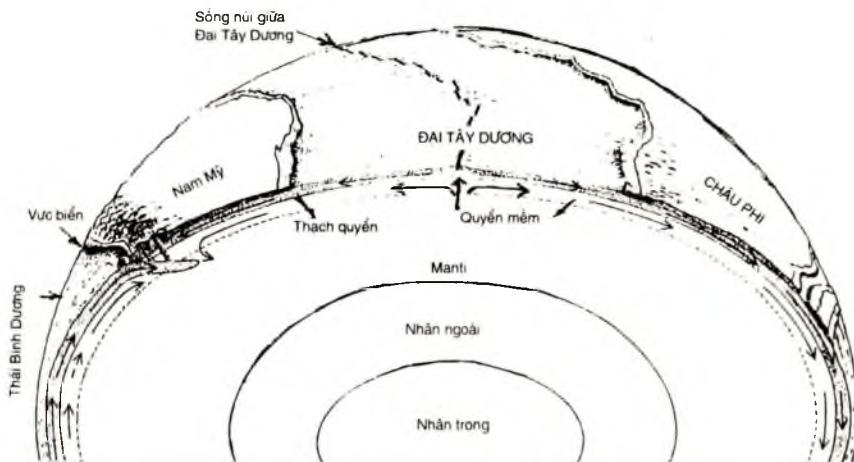


**Hình 5.12:** Không chỉnh hợp góc giữa diệp Yên Châu và diệp Suối Bàng  
(vết lộ L.7800 của Nguyễn Bá Hùng, sđd, trang 287).

Các không chỉnh hợp phổ biến trong Kainozoi, đặc biệt trong Neogen - Đệ Tứ, chung thể hiện là các không chỉnh hợp song song như đã nêu ở mục 5.2.1.

Có thể nhận xét rằng theo thứ tự thời gian, ở Đông Dương nói chung, Việt Nam nói riêng số lượng các bồn trũng ngày một tăng, quan hệ không chỉnh hợp địa tầng ngày càng phát triển.

#### HÌNH THAM KHẢO (Bạn đọc tự tìm hiểu)



Cấu tạo bên trong và bề mặt Trái Đất (theo R. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).

## Chương VI

# HIỆN TƯỢNG UỐN NẾP

### 6.1. KHÁI NIỆM CHUNG

Trong thực tế chúng ta thường gặp các lớp đất đá bị uốn cong. Hiện tượng uốn cong của đá gọi là hiện tượng uốn nếp (folding). Hiện tượng uốn nếp tạo ra các nếp uốn (fold). Các đá trầm tích, đá phun trào, đá biến chất do có cấu tạo mặt nên dễ nhận biết các nếp uốn. Các đá magma cũng có thể bị uốn nếp nhưng rất ít khi có cấu tạo mặt nên khó nhận biết hơn. Hiện tượng uốn nếp là kết quả của quá trình biến dạng dẻo thể hiện ở sự uốn cong của các cấu tạo mặt. Vì vậy đối với các đá phân lớp dày hoặc không phân lớp thì cho dù các đá đó có bị biến dạng dẻo, tạo thành các nếp uốn cũng không phải dễ dàng có thể nhận biết được hình dạng của các nếp uốn đó. Trong trường hợp này để nghiên cứu hiện tượng uốn nếp của đá cần phải phát hiện các dạng cấu tạo mặt có ở trong đá, chẳng hạn các mặt do sự sắp xếp của các khoáng vật dạng tấm, sự định hướng của các khoáng vật, các hạt, các cấu tạo nhỏ... thậm chí, nếu không có những yếu tố đó thì phải lấy mẫu định hướng để nghiên cứu bằng phương pháp thạch học cấu tạo.

Hiện tượng uốn cong không phải chỉ xảy ra đối với các lớp đá trầm tích, mà là của tất cả các loại đá, nhưng chỉ nhận biết được nhờ sự uốn cong của các dạng cấu tạo mặt. Các cấu tạo mặt như mặt lớp, mặt phiến, mặt thớ chè, mặt khe nứt và thậm chí cả mặt đứt gãy đều có thể bị uốn nếp để tạo thành nếp uốn. Các mặt khe nứt, đứt gãy thường xuất hiện trong các vật thể có tính đàn hồi, bị biến dạng đàn hồi là chính và rất ít khi bị biến dạng hình thành các nếp uốn. Sự biến dạng tạo thành các nếp uốn ở các cấu tạo mặt chỉ xảy ra trong những điều kiện nhất định. Đối với các đá biến chất phân phiến có thể nhận thấy hiện tượng uốn nếp qua sự uốn cong của mặt phiến. Sự uốn cong này đồng thời hoặc xảy ra sau quá trình tạo phiến. Các đá biến chất có kèm theo hiện tượng tái nóng chảy, lúc đó trạng thái vật lí của đá thay đổi từ đàn hồi sang dẻo, nên cũng có thể hình thành các nếp uốn. Chính vì vậy, nhiều cấu trúc uốn nếp nhỏ nhưng phức tạp được thấy trong các đá siêu biến chất - migmatit hóa.

Hiện tượng uốn nếp xảy ra cả trong phạm vi rất nhỏ, chẳng hạn ngay trong một khoáng vật, mặt thường khó nhận biết, nhưng chủ yếu thường gặp các nếp uốn có quy mô lớn hơn, mặt thường có thể nhận thấy được, tức là có kích thước từ vài centimét đến hàng mét và lớn hơn.

Nếu như cấu trúc không chỉnh hợp được nhiều nhà địa chất xem là sản phẩm của chuyển động kiến tạo theo phương thẳng đứng, thì các nếp uốn lại được coi là kết quả của hiện

tương biến dạng dẻo với lực kiến tạo tác dụng chủ yếu theo phương nằm ngang. Lực kiến tạo hoặc chuyển động kiến tạo theo phương nằm ngang tác động vào các đá có tính dẻo, như đá trầm tích gây ra một chuỗi các nếp uốn, gọi là một phức hệ các nếp uốn, nếp uốn nó liên tiếp với nếp uốn kia. Vận động kiến tạo theo phương thẳng đứng cũng có thể gây ra các nếp uốn, nhưng các nếp uốn này thường xuất hiện đơn độc và ít khi tạo ra một chuỗi, một tập hợp dạng tuyến của các nếp uốn.

Các nếp uốn có thể sinh ra ở dưới và chạm kiến tạo mảng với quy mô lớn. Hiện tượng xâm nhập của magma cũng có thể gây biến dạng uốn nếp ở vùng tiếp xúc. Các nếp uốn cũng có thể được hình thành ở dưới đứt gãy (phá hủy kiến tạo) liên quan với các lực trượt làm di chuyển và uốn nếp các cấu tạo mặt ở phạm vi lân cận. Những nếp uốn như vậy, nói chung, đều có nguồn gốc kiến tạo.

Ngoài những loại nếp uốn nói trên, chúng ta còn gặp các lớp uốn cong như ở lớp lót trên đáy cong của trũng trầm tích, hoặc ở dưới phong hóa... Những nếp uốn như vậy không liên quan trực tiếp với các lực kiến tạo và gọi là các nếp uốn phi kiến tạo.

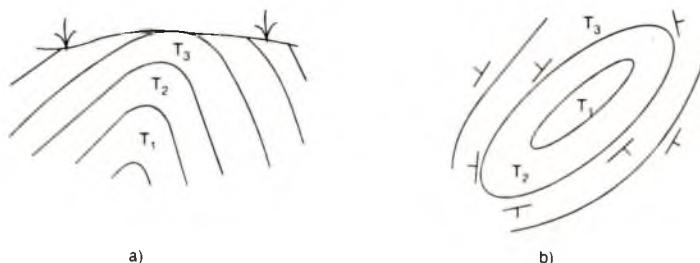
Cần phân biệt hai khái niệm uốn nếp và nếp uốn. Uốn nếp (folding) là một hiện tượng, một quá trình dẫn đến sự uốn cong của các cấu tạo mặt, đặc biệt là mặt lớp, tức là dẫn đến sự hình thành các nếp uốn. Nếp uốn (fold) là một cấu trúc uốn cong của đá được nhận biết qua sự uốn cong của các cấu tạo mặt. Nếp uốn là sản phẩm của hiện tượng uốn nếp.

## 6.2. CÁC NẾP UỐN CƠ BẢN

Tất cả các nếp uốn có thể chia ra làm hai loại cơ bản là nếp lồi và nếp lõm. Ngoài hai loại này còn có một số dạng đặc biệt khác.

### 6.2.1. Nếp lồi

Nếp lồi (anticline, anticlinal fold, antiform) là nếp uốn có phần lồi, phần uốn cong hướng lên phía trên. Vì vậy trong một tập đá trầm tích khi bị uốn cong thành nếp lồi thì phần uốn cong bị phá hủy, do đó càng xuống sâu đá càng cổ hơn.



**Hình 6.1:** Cấu trúc nếp lồi a) Mặt cắt; b) Bình đồ.

Trên bình đồ, cấu trúc nếp lồi thể hiện ở chỗ: thế nằm của lớp nghiêng ra phía ngoài từ một trung tâm nào đó (hình 6.1).

Từ mặt cắt và bình đồ của một nếp lồi có thể thấy rằng: trên bình đồ vùng cấu trúc nếp lồi có đặc điểm là phần trung tâm lộ ra đá cổ hơn, từ trung tâm đó đi ra các phía khác nhau đá trẻ dần và thế nằm của đá nghiêng ra phía ngoài. Trong hình 6.1, thấy rõ trầm tích Trias sớm nằm ở trung tâm, ra khỏi trung tâm đá trẻ dần.

Cân chú ý nếp lồi là một nếp uốn, chỉ có những nếp uốn có đặc điểm như trên mới thỏa mãn định nghĩa về một nếp lồi. Trong thực tế chúng ta có thể gặp nhiều cấu trúc, có trung tâm là đá cổ hơn, xung quanh là đá trẻ hơn; nhưng cấu trúc này không do hiện tượng biến dạng uốn nếp tạo thành nên không gọi là các nếp lồi. Những cấu trúc như vậy có thể kể như cấu tạo không chỉnh hợp, chẳng hạn các thành tạo trầm tích phủ không chỉnh hợp trên một khối đá cổ hơn (hình 6.2) hoặc một tảng đá cổ bị trượt vào một môi trường trầm tích và những vùng có thế nằm biến tiến bị bào mòn v.v... cũng tạo nên hình ảnh đá cổ nằm giữa đá trẻ, v.v... Những cấu trúc như vậy gọi là cấu trúc giả nếp lồi, chúng có dạng nếp lồi nhưng không do quá trình uốn nếp tạo nên. Nếp lồi có thời cũng còn được gọi là bối tà.



Hình 6.2: Cấu trúc giả nếp lồi.

### 6.2.2. Nếp lõm

Nếp lõm (syncline, synclinal fold, synform) là nếp uốn có phần lõi, phần uốn cong hướng xuống phía dưới. Vì vậy một tập đá trầm tích khi bị uốn cong thành nếp lõm, thì từ trung tâm của nếp lõm đi về các phía ta gặp các đá ngày càng cổ hơn.

Trên bình đồ, cấu trúc nếp lõm thể hiện ở chỗ thế nằm của các lớp đều hướng về một trung tâm (hình 6.3).

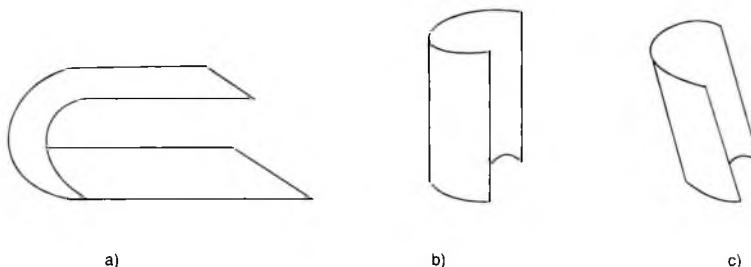


Hình 6.3: Cấu trúc nếp lõm: a) Mặt cắt; b) Bình đồ.

Hình 6.3 cho thấy ở phần trung tâm, trên mặt của nếp lõm đá trẻ hơn, di ra khỏi trung tâm đó đá cổ hơn và có thể nằm đều nghiêng về phía trung tâm. Nếp lõm trước đây còn gọi là hướng tà.

### 6.2.3. Các cấu trúc trung gian

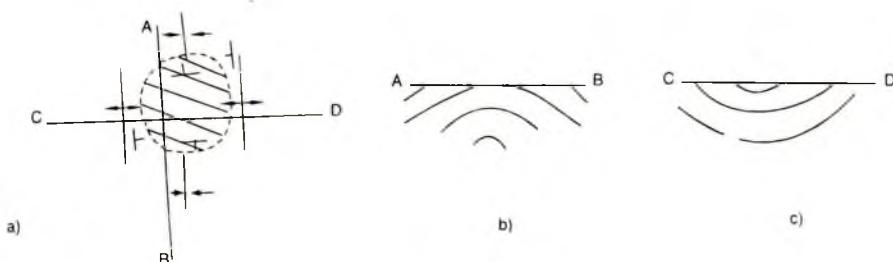
Trong thực tế chúng ta có thể gặp các nếp uốn không thỏa mãn một trong hai định nghĩa nói trên. Những cấu trúc này cũng là những sản phẩm của quá trình uốn nếp, chúng là những nếp uốn nhưng có phần uốn cong không hướng lên phía trên, cũng không hướng xuống phía dưới mà hướng về một phía nào đó, có khi lại nằm ngang hoặc thẳng đứng. Các nếp uốn như vậy gọi là nếp uốn trung gian (neutral fold) và là những nếp uốn đặc biệt, khi mô tả cần nêu rõ đặc trưng hình thái và sự định hướng của các nếp uốn đó. Hình 6.4 cho thấy các cấu trúc uốn trung gian; đó là nếp uốn nằm (hình 6.4a), nếp uốn hình trụ thẳng đứng (hình 6.4b) và nếp uốn hình trụ nghiêng (hình 6.4c).



*Hình 6.4: Các nếp uốn trung gian.*

### 6.2.4. Cấu tạo dạng yên ngựa

Các cấu trúc nếp lồi và nếp lõm phát triển thành các đới ít nhiều song song với nhau. Giữa các nếp lồi và các nếp lõm người ta lại thấy có một cấu trúc có dạng đặc biệt. Trong mặt cắt theo phương vuông góc với trục các nếp uốn lân cận, cấu trúc này thể hiện là một



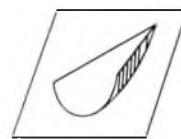
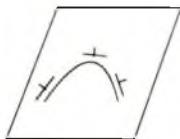
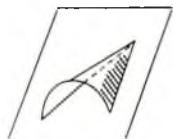
*Hình 6.5: Cấu tạo yên ngựa.*

nếp lồi và theo phương vuông góc với phương nói trên, cấu trúc lại thể hiện là một nếp lõm. Cấu trúc như vậy gọi là cấu trúc (hoặc cấu tạo) yên ngựa. Hình 6.5a cho thấy cấu trúc yên ngựa (phân gạch chéo) nằm giữa các nếp lồi C, D và nếp lõm A, B. Theo mặt cắt AB, cấu trúc có dạng nếp lồi nhưng theo mặt cắt CD cấu trúc lại có dạng nếp lõm (hình 6.5c).

#### 6.2.5. Cấu tạo nghiêng quanh - đầu tụ và đầu tòe

Cấu tạo nghiêng quanh hoặc đầu tụ (nếp lõm), đầu tòe (nếp lồi) (pericline, periclinal structure) là một phần của nếp uốn hoặc là một nếp uốn không đầy đủ. Ở trường hợp cấu tạo này độc lập thì chúng giống như phần tận cùng theo phương kéo dài của nếp uốn. Các cấu tạo này thường xuất hiện ở rìa của một bồn trũng bị uốn nếp, tại đó có một số bộ phận của các lớp bị uốn nếp nhưng không hình thành một nếp uốn hoàn chỉnh; mà chỉ xuất hiện như một phần ở đầu của một nếp uốn thông thường. Người ta phân biệt hai loại cấu tạo nghiêng quanh.

- Loại thứ nhất, cấu tạo có dạng như phần cuối lộ ra của một nếp lồi. Trên bình đồ các lớp không đóng kín, thế nằm của các lớp hướng ra phía ngoài từ một trung tâm nào đó (hình 6.6). Người ta gọi cấu trúc nghiêng quanh như vậy là cấu trúc nghiêng quanh lồi hoặc đầu tòe của nếp lồi.



Hình 6.6: Cấu trúc nghiêng quanh lồi (đầu tòe).

Hình 6.7: Cấu trúc nghiêng quanh lõm (đầu tụ).

- Loại thứ hai, cấu tạo nghiêng quanh có dạng như phần cuối lộ ra của một nếp lõm. Trên bình đồ, các lớp không đóng kín, thế nằm của các lớp hướng vào một trung tâm nào đó. Cấu trúc như vậy gọi là cấu trúc nghiêng quanh lõm hoặc đầu tụ của nếp lõm (hình 6.7).

Cấu trúc nghiêng quanh hoặc đầu tòe, đầu tụ của nếp uốn là nơi trên bình đồ các lớp bị uốn cong mạnh mẽ nhất, thế nằm thay đổi theo từng vị trí. Ở cấu trúc đầu tòe, thế nằm hướng ra phía ngoài, đường bản lề chìm xuống. Ở cấu trúc đầu tụ, thế nằm hướng vào trung tâm và đường bản lề đi xuống (Lê Như Lai, 1977). Phần trung gian giữa các cấu trúc nghiêng quanh (đầu tụ và đầu tòe) thường là cấu tạo yên ngựa. Khi một nếp uốn bị đứt gãy cắt qua và dịch chuyển đi thì một phần của chúng cũng giống như cấu tạo nghiêng quanh và gọi là cấu tạo nghiêng quanh kiến tạo.

### 6.3. CÁC YẾU TỐ CƠ BẢN CỦA MỘT NẾP UỐN

Trong một nếp uốn chúng ta thấy có các yếu tố cơ bản sau đây:

### 6.3.1. Vòm của nếp uốn

Nếu xét trong phạm vi một mặt lớp (cấu tạo mặt) bị uốn nếp thì vòm của nếp uốn (fold hinge) là phạm vi uốn cong cực đại của lớp. Phạm vi uốn cong của vòm gọi là đới vòm (hinge zone). Để đơn giản, nhiều khi đới vòm được gọi tắt là vòm của nếp uốn. Trong một tập hợp lớp bị uốn nếp thì vòm của các lớp tạo nên nhân (core) của nếp uốn. Điểm uốn cong cực đại, thấy được trên mặt cắt ngang qua nếp uốn, gọi là điểm đỉnh vòm (hinge point); tập hợp các đường đỉnh vòm của nhiều lớp trong một nếp uốn gọi là mặt đường đỉnh vòm (hinge line). Tập hợp các đường đỉnh vòm, hoặc mặt chứa các đường đỉnh vòm gọi là mặt đường đỉnh vòm (hinge line surface). Mặt này có thể phẳng hoặc cong tùy thuộc vào hình dạng của nếp uốn. Tại điểm đỉnh của vòm, nếp uốn như được khép lại, vì vậy điểm đỉnh vòm còn được gọi là điểm khép (closure) của nếp uốn. Tập hợp các điểm khép của một lớp trong cấu trúc nếp uốn gọi là đường khép và tập hợp các đường khép của mặt lớp trong một cấu trúc nếp uốn gọi là mặt khép. Mặt khép có thể là mặt phẳng hoặc mặt cong tùy thuộc vào hình dạng của nếp uốn. Ở những nếp uốn vòm thoải có hai điểm đỉnh vòm thì điểm khép được xác định là điểm ở nơi uốn cong cực tiêu, nằm giữa hai điểm đỉnh vòm đó (hình 6.8).



Hình 6.8: Một số yếu tố của nếp uốn.

A - Điểm đỉnh vòm; AB - Đường đỉnh vòm; EAF - Đới vòm;  
EH, FG - Cánh nếp uốn; r - Bán kính vòm.

Điểm đỉnh vòm hay điểm giữa của vòm còn gọi là điểm bán lề; đường nối các điểm bán lề trên một lớp gọi là đường bán lề hay đường trục của nếp uốn. Mặt chứa các đường bán lề của các lớp trong một nếp uốn gọi là mặt bán lề của nếp uốn. Đối với nếp lõm người ta dùng từ điểm đáy thay cho từ điểm đỉnh. Đối với các nếp uốn có vòm uốn cong người ta tương tự có một vòng tròn tiếp xúc với chúng. Bán kính của vòng tròn này gọi là bán kính vòm ( $r$ ).

### 6.3.2. Cánh của nếp uốn

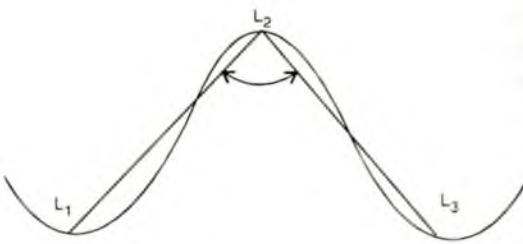
Cánh của nếp uốn (limb, flank) là phần kế tiếp với vòm của nếp uốn. Một nếp uốn thường có một vòm và hai cánh ở hai phía của vòm. Trường hợp nếp uốn có hai điểm đỉnh vòm thì cánh là phần nằm tiếp theo đường đỉnh vòm ở phía đối diện với đường khép, nói cách khác, cánh của nếp uốn chính là sườn của nếp uốn.

### 6.3.3. Góc nếp uốn

Góc nếp uốn (inter limb angle) hoặc góc mở là góc hướng về phía vòm, tạo bởi phần kéo dài của hai cánh nếp uốn. Trường hợp vòm nếp uốn gập góc có thể nhìn thấy trực tiếp góc

nếp uốn. Đối với các nếp uốn có vòm cong thì không thể nhận biết trực tiếp mà phải tương tựa kéo dài các cánh để tìm góc giao nhau giữa chúng. Trong trường hợp hai cánh của nếp uốn không bằng phẳng thì góc nếp uốn được xác định bởi sự giao nhau của hai mặt trung bình song song với hai cánh. Góc nếp uốn của cùng một nếp uốn, xét theo một mặt lớp, ở những vị trí khác nhau có thể cũng khác nhau tùy thuộc vào hình dạng của nếp uốn, đặc biệt là phụ thuộc vào mức độ biến dạng của nếp uốn dọc theo đường bàn lề của chúng. Trong một mặt cắt, góc nếp uốn cũng có thể không đồng nhất nếu như hình dạng vòm của các lớp khác nhau.

Đôi khi người ta chú ý tới góc trung bình của một nếp uốn. Góc trung bình của một nếp uốn có thể xác định dựa vào các mặt cắt vuông góc với đường bàn lề hoặc các mặt chứa đường bàn lề. Trong mặt cắt, góc trung bình của một nếp uốn là góc tạo bởi các đường nối liền các điểm bàn lề của cùng một lớp trong các nếp uốn lân cận nhau (hình 6.9). Trong không gian, góc trung bình được xác định bởi giao tuyến của 2 mặt phẳng chứa các đường bàn lề của cùng một lớp trong các nếp uốn liên tiếp. Hình 6.9 cho thấy  $L_1$ ,  $L_2$ ,  $L_3$  là các đường bàn lề (vuông góc với mặt giấy). Góc trung bình của nếp lồi có đường bàn lề  $L_2$  là  $L_1L_2L_3$  hoặc góc giao nhau của hai mặt phẳng ( $L_1L_2$ ) và ( $L_2L_3$ ) (chú ý lấy góc nằm trong vòm của nếp lồi). Góc trung bình tính theo các phương pháp nói trên cũng có thể thay đổi ít nhiều phụ thuộc vào hình dạng của các lớp cũng như hình dạng của nếp uốn và phụ thuộc vào vị trí hoặc mặt lớp được chọn để xác định. Góc nếp uốn và góc trung bình của nếp uốn có thể có cùng hoặc không cùng một trị số. Đối với các nếp uốn có cánh là những mặt cong phức tạp thì xác định góc trung bình của nếp uốn thuận lợi hơn việc xác định góc nếp uốn.



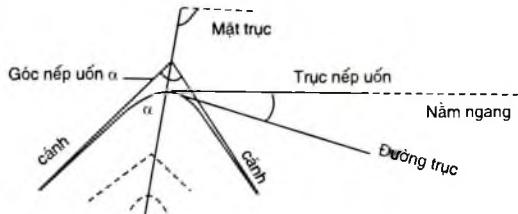
Hình 6.9: Xác định góc trung bình của nếp uốn.

#### 6.3.4. Mật trục và trục của nếp uốn

Mật trục của nếp uốn là mặt chia góc nếp uốn ra làm hai phần bằng nhau; nói cách khác mật trục là mặt phân giác của góc nếp uốn. Mật trục không có thật, phải tưởng tượng để nhận biết. Mật trục có thể là mặt phẳng (axial plane) hoặc mặt cong (axial surface). Cần phân biệt mặt đường đỉnh vòm, mặt khép, mặt bàn lề, mặt trục của một nếp uốn... Những mặt này phải được xác định theo đúng định nghĩa của chúng. Trong thực tế, có nhiều trường hợp những mặt đó lai trùng nhau hoặc gần như trùng nhau.

Có nhiều định nghĩa khác nhau về trục nếp uốn. Trục của nếp uốn cho biết phương kéo dài của nếp uốn, vì thế những đường thẳng nào thể hiện phương kéo dài của nếp uốn có thể

xem là trục của nếp uốn. Người ta phân biệt đường trục và trục của nếp uốn. Đường trục có thể nằm ngang hoặc nằm nghiêng. Hình chiếu của đường trục trên mặt phẳng nằm ngang gọi là trục của nếp uốn. Do mặt trục có thể phẳng hoặc không phẳng nên nhiều nhà địa chất xem trục nếp uốn là hình chiếu trên mặt phẳng nằm ngang của giao tuyến giữa mặt trục và mặt địa hình. Góc tạo bởi giữa đường trục và hình chiếu của nó trên mặt phẳng nằm ngang gọi là góc dốc (góc cắm) của đường trục nếp uốn. Cũng có người xem trục nếp uốn chính là đường trục, vì thế ở ngoài trời vừa đo hướng dốc của đường trục (chính là góc phương vị của trục nếp uốn) vừa đo góc dốc của đường trục (angle of plunge) và xem chúng như là một cấu tạo đường. Quan niệm xác định trục nếp uốn dựa vào đường trục có lẽ hợp lí hơn vì với số liệu đo được từ đường trục người ta có thể dễ dàng hình dung vị trí của nếp uốn trong không gian ba chiều.

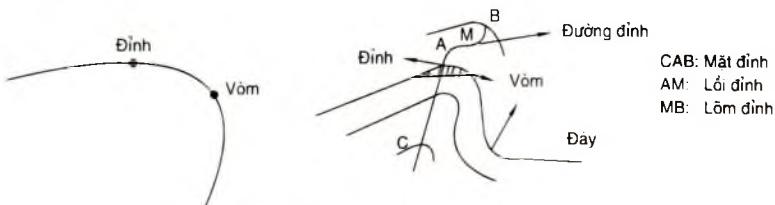


**Hình 6.10: Đường trục và góc dốc của đường trục.**

Với quan niệm như vậy trục nếp uốn (fold axis) song song hoặc là trùng với đường đỉnh vòm và nhiều trường hợp cũng song song hoặc trùng với đường bùn lề (hình 6.10).

### 6.3.5. Đỉnh và đáy của nếp uốn

Đỉnh (crest) của nếp lồi là vị trí cao nhất của nếp lồi. Đỉnh của nếp lồi có thể trùng hoặc không trùng với điểm đỉnh của vòm. Đới đỉnh của nếp lồi là phạm vi lân cận đỉnh của nếp lồi. Đường đỉnh (crest line) của nếp uốn là điểm nối các đỉnh của cùng một lớp trong một nếp uốn. Mặt đường đỉnh của nếp uốn là mặt chứa các đường đỉnh trong một nếp uốn. Trong nếp uốn, đường đỉnh có thể thay đổi độ cao. Vùng cao của đường đỉnh gọi là lồi đỉnh (crest line culmination); vùng thấp của đường đỉnh gọi là lõm đỉnh (crest line depression). Đỉnh và đới đỉnh, đặc biệt là vùng lồi đỉnh của nếp lồi rất quan trọng đối với công tác tìm kiếm - thăm dò dầu khí; bởi vì đây, chứ không phải vòm, là nơi tập trung khoáng thể dầu khí (hình 6.11).



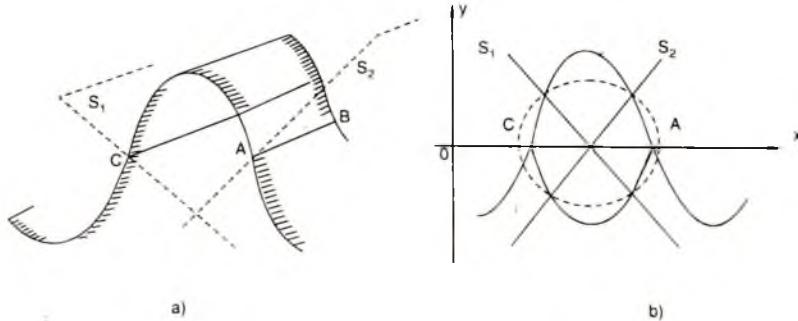
**Hình 6.11: Đỉnh của nếp lồi.**

Đáy (trough) hoặc điểm đáy của nếp lõm là nơi thấp nhất của nếp lõm. Đáy của nếp lõm có thể trùng hoặc không trùng với đỉnh của vòm. Đới đáy của nếp lõm là phạm vi lân cận của đáy nếp lõm. Đường đáy (trough line) của nếp lõm là đường nối những (điểm) đáy của cùng một lớp trong một nếp lõm. Mặt đường đáy của nếp lõm là mặt chứa các đường đáy của các lớp khác nhau trong một nếp lõm. Nơi cao nhất của đường đáy gọi là lồi đáy (trough line culmination) và nơi thấp nhất của đường đáy gọi là lõm đáy hoặc trũng đáy (trough line depression).

### 6.3.6. Điểm uốn của nếp uốn

Trong mặt cắt vuông góc với phương kéo dài của nếp uốn, có những điểm tại đó cấu trúc nếp lồi chuyển sang cấu trúc nếp lõm và ngược lại. Điểm đó gọi là điểm uốn (hình 6.12a).

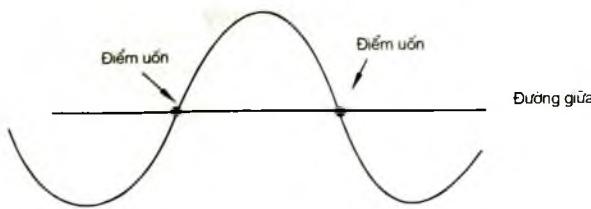
Nếu hình dung trong những mặt cắt nói trên, giao tuyến của cấu tạo mặt (mặt lớp) và mặt cắt như là đô thị của một hàm số nào đó, thì điểm uốn của đô thị chính là điểm uốn của nếp uốn. Đường nối tất cả các điểm uốn trên mặt của một lớp gọi là đường uốn (inflection line). Đường uốn có thể xem là ranh giới giữa nếp lồi và nếp lõm trong một cấu tạo mặt bị uốn nếp. Mặt uốn của cánh bên này nhiều khi song song với cánh bên kia của một nếp uốn và ngược lại. Vì vậy các cấu tạo mặt uốn có thể xem như những mặt động học trong nghiên cứu biến dạng. Thật vậy, giả sử ta có một cấu trúc uốn nếp, gồm các nếp lồi và nếp lõm xen kẽ nhau được vẽ trên mặt cắt vuông góc với trực của nếp uốn. Nếu cắt và xé dịch cấu trúc nếp lõm về phía cấu trúc nếp lồi để có một elip thì có thể thấy các cấu tạo mặt uốn nằm song song với các mặt  $S_1$ ,  $S_2$  trong elip xoay biến dạng (hình 6.12b).



Hình 6.12: a) Điểm uốn ( $A, C$ ) và đường uốn  $AB$ . b) Nghiên cứu biến dạng dựa vào mặt uốn.

### 6.3.7. Đường giữa và mặt giữa của nếp uốn

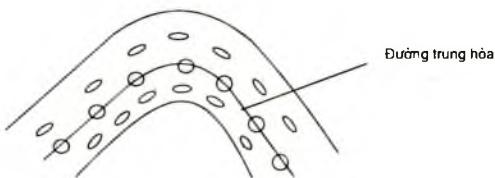
Đường nối giữa hai điểm uốn của một lớp trong một nếp uốn gọi là đường giữa (median line) của nếp uốn và mặt phẳng chứa hai đường uốn trên cùng một lớp của một nếp uốn gọi là mặt giữa (median surface) của nếp uốn (hình 6.13).



*Hình 6.13: Đường giữa và mặt giữa của một nếp uốn.*

### 6.3.8. Đường và mặt trung hòa của nếp uốn

Khi một mặt lớp bị uốn nếp để thành tạo một nếp lồi thì nóc của lớp bị căng dãn và tường của lớp bị ép nén. Người ta có thể tìm thấy trong mặt cắt vuông góc với trục của nếp uốn, một đường dọc theo nó các vật chất của lớp không bị dãn và không bị ép gọi là đường trung hòa (neutral line). Trong thực nghiệm, các vòng tròn vẽ ở phần nóc của lớp bị ép dẹt thành hình elip. Tại vòm về phía nóc của lớp trực elip nằm ngang. Các vòng tròn vẽ ở phần tường của lớp cũng bị biến thành elip nhưng trục lại thẳng đứng. Ở đường trung hòa hình dạng của vòng tròn vẫn giữ nguyên (hình 6.14).



*Hình 6.14: Đường trung hòa và mặt trung hòa.*

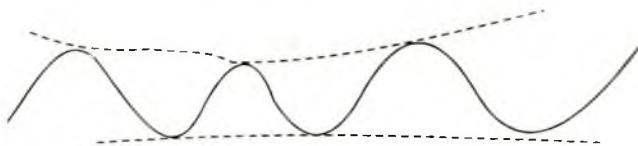
Mặt chứa các đường trung hòa trong một nếp uốn gọi là mặt trung hòa (neutral surface).

### 6.3.9. Gương và mặt gương của nếp uốn

Trong mặt cắt, đường nối các điểm đỉnh vòm của các nếp uốn liên tiếp gọi là gương của nếp uốn. Theo các tài liệu tiếng Anh, gương của nếp uốn gọi là đường bao (enveloping line). Mặt chứa các đường gương của nếp uốn gọi là mặt gương của nếp uốn. Tương tự như trên mặt gương của nếp uốn gọi là mặt bao (enveloping surface). Đường gương và mặt gương hoặc đường bao, mặt bao được xác định theo một cấu tạo mặt (mặt lớp) cụ thể nào đó. Trong một tập lớp bị uốn nếp, mỗi một mặt lớp đều có hai đường gương và hai mặt gương riêng. Những đường gương và mặt gương của một phức hệ uốn thường song song hoặc uốn lượn theo nhau (hình 6.15).

Một số nhà địa chất lại xem đường bao của nếp uốn là giao tuyến của nóc hoặc tường của lớp với mặt địa hình. Giao tuyến này nếu lộ ra liên tục thì trên bình độ thể hiện là một đường khép kín, có dạng elip bao quanh trung tâm của nếp uốn. Nóc và tường của mỗi lớp

lai cho ta một đường bao. Nhìn chung, trong những nếp uốn bình thường, những đường bao này sóng lượn theo nhau.



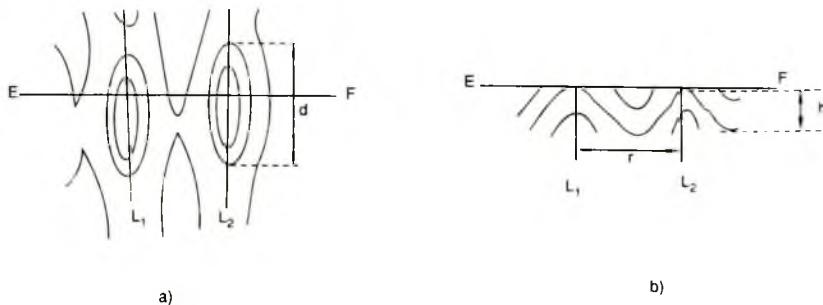
*Hình 6.15: Đường gương và mặt gương của phác họa nếp.*

### 6.3.10. Kích thước của nếp uốn

Khi nghiên cứu nếp uốn người ta chú ý tới các kích thước của nếp uốn vì kích thước nếp uốn cho biết mối tương quan của sự biến dạng theo các phương khác nhau cũng như cho biết hình dạng của nếp uốn trong không gian ba chiều. Sự thay đổi kích thước của các nếp uốn theo một phương nào đó cho thấy cường độ uốn nếp (tăng hay giảm) theo phương đó.

Nếp uốn có các kích thước sau đây:

- Chiều dài của nếp uốn: chiều dài của nếp uốn là khoảng cách đo theo trực của nếp uốn giữa hai điểm trên cùng một mặt lớp. Như vậy mỗi một mặt lớp đều cho một giá trị chiều dài của nếp uốn. Giao điểm của trực nếp uốn với mặt nào đó trong nếp lõi gọi là điểm chìm và trong nếp lõm gọi là điểm nổi của nếp uốn. Chiều dài lớn nhất trong số các chiều dài do theo từng lớp thường được xem là chiều dài của nếp uốn.
- Chiều cao của nếp uốn: chiều cao của nếp uốn là khoảng cách thẳng đứng giữa đỉnh của nếp lõi và điểm đáy của nếp lõm kề tiếp. Trong các nếp uốn đối xứng, chiều cao của nếp uốn gấp hai lần khoảng cách giữa đỉnh và đường nối giữa hai điểm uốn của hai cánh trong một nếp uốn tính theo từng lớp.



*Hình 6.16: Kích thước của nếp uốn.*

A - Bình đồ; B - Mặt cắt (theo đường EF);

$L_1, L_2$  - Trục (trên bình đồ) và mặt trục của nếp uốn (trong mặt cắt).

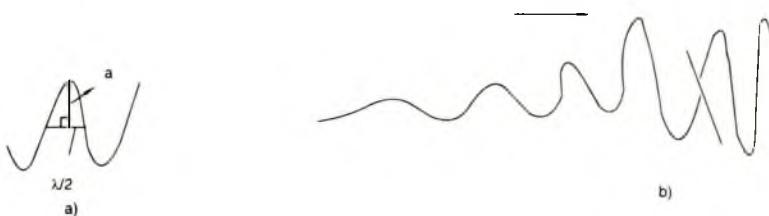
- Chiều rộng của nếp uốn: chiều rộng của nếp uốn là khoảng cách giữa hai trục của hai nếp lồi hoặc của hai nếp lõm lân cận nhau.

Chiều dài của nếp uốn được kí hiệu là  $d$ , chiều cao kí hiệu là  $h$  và chiều rộng kí hiệu là  $r$  (hình 6.16).

Một phức hệ nếp uốn trong không gian có dạng như một làn sóng, vì vậy chiều rộng chính là chiều dài của bước sóng (wavelength) và chiều cao như biên độ của sóng (amplitude). Khi đó chiều rộng của nếp uốn được kí hiệu là  $\lambda$  (lamda) và chiều cao của nếp uốn kí hiệu là  $2a$ , với  $2a$  là khoảng cách thẳng đứng từ điểm đỉnh của nếp lồi đến điểm đáy nếp lõm, hoặc  $a$  là khoảng cách thẳng đứng từ điểm đỉnh nếp lồi hoặc điểm đáy nếp lõm đến đường nối giữa hai điểm uốn của một nếp uốn (đường giữa, xem 6.3.7). Đoạn nối giữa hai điểm uốn trên cùng một mặt cắt vuông góc với trục của nếp uốn có chiều dài bằng  $\lambda/2$  (hình 6.17a).

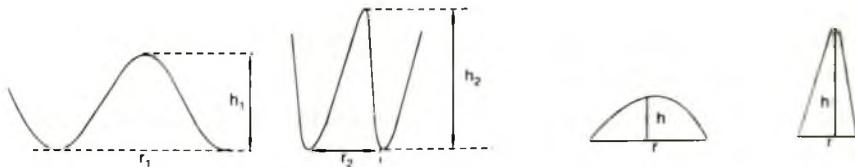
Chiều dài, chiều rộng và chiều cao của nếp uốn phải được xác định theo cùng một mặt lớp. Trong một nếp uốn có nhiều mặt lớp sẽ có nhiều giá trị về kích thước của nếp uốn. Nếp uốn có hình dạng càng phức tạp thì những giá trị của chiều dài, chiều rộng hoặc của chiều cao đo theo những mặt lớp khác nhau sẽ rất khác nhau. Vì vậy, khi nghiên cứu kích thước của nếp uốn cần thu thập nhiều số liệu để tìm hiểu sự biến đổi của các kích thước chẳng những ở những điểm nghiên cứu khác nhau, mà còn ở từng cấu tạo mặt (mặt lớp) khác nhau.

Hệ các nếp uốn có chiều rộng giảm dần theo một phương nào đó, có nghĩa là cường độ uốn nếp tăng dần về phương đó, gọi là hệ uốn nếp tăng dần; theo phương ngược lại gọi là hệ uốn nếp giảm dần. Hiện tượng tăng hoặc giảm dần cường độ uốn nếp phải được xác định theo phương và phải được chứng minh bằng sự biến đổi chiều rộng của nếp uốn (hình 6.17b).



**Hình 6.17:** a) Kích thước nếp uốn; b) Hiện tượng uốn nếp tăng dần theo hướng mũi tên.

Nếu xem vật thể ban đầu có chiều dài là  $d$ , khi bị uốn nếp, giả sử chiều dài đó không đổi thì nói chung có thể thấy tương quan tỉ lệ nghịch giữa  $r$  và  $h$  (hình 6.18). Hình 6.18 cho thấy nếu  $r_1 > r_2$  thì  $h_1 < h_2$  nghĩa là  $r$  càng nhỏ,  $h$  càng lớn và ngược lại,  $h$  càng lớn,  $r$  càng nhỏ hiện tượng uốn nếp càng mạnh mẽ.



**Hình 6.18:** Tương quan tỉ lệ nghịch giữa  $r$  và  $h$ .

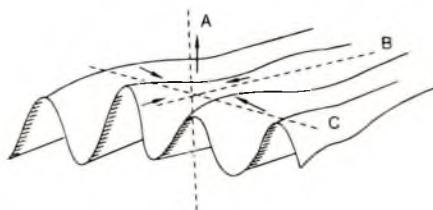
Các khái niệm và định nghĩa nói trên không mang tính quốc tế. Các tác giả khác nhau thường có những khái niệm và định nghĩa giống hoặc khác nhau. Nhà địa chất cần phải chú ý đến những khái niệm, định nghĩa được các nhà địa chất khác dã nêu và cần sử dụng chúng, nhưng hoàn toàn có thể đưa ra những khái niệm và định nghĩa mới, hợp lí, có cơ sở khoa học và phù hợp với mục đích nghiên cứu của mình.

#### 6.4. PHÂN LOẠI CÁC NẾP UỐN

Ở phần 6.1, chúng ta đã nêu những dạng cơ bản của các nếp uốn. Phần dưới đây tiếp tục đi sâu để mô tả và phân loại các nếp uốn cơ bản đó. Để phân loại các nếp uốn người ta có thể dựa vào hình thái hoặc nguồn gốc thành tạo các nếp uốn. Hiện nay có rất nhiều cách phân loại khác nhau. Đương nhiên, cũng như tất cả những vấn đề cần phải phân loại khác, những bảng phân loại dã có là tài liệu tốt để chúng ta sử dụng, nhưng không phải chỉ có vậy. Tùy thuộc vào đặc điểm cấu trúc và biến dạng của vùng nghiên cứu hoặc tùy thuộc vào mục đích của mình, nhà địa chất có thể đưa ra cách phân loại mới cho thích hợp. Trong trường hợp đó cần phải đưa ra những khái niệm và định nghĩa rõ ràng, có cơ sở khoa học.

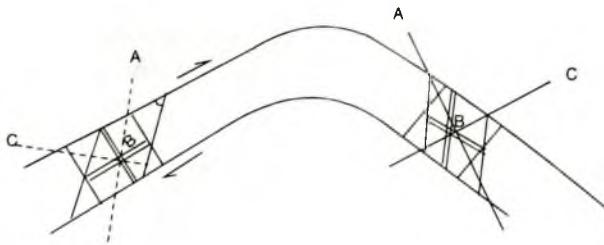
##### 6.4.1. Dựa vào các trục tọa độ

Kết quả nghiên cứu biến dạng ở các miền uốn nếp điển hình, nơi va chạm của các mảng, các khối (teran) cho thấy các nếp uốn có chiều cao lớn, chiều rộng nhỏ, hệ trục tọa độ biến dạng có các trục phù hợp với các trục của elipxit biến dạng; với trục A thẳng đứng, trục B và C nằm ngang. Lực kiến tạo chủ yếu phát triển theo trục C. Trục B song song với trục b và trục A song song với trục a của hệ tọa độ cấu tạo (hình 6.19).



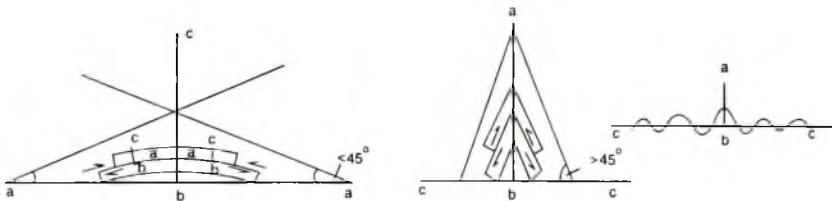
**Hình 6.19:** Sơ đồ minh họa sự định hướng chung của các trục biến dạng trong phức hệ nếp uốn (G. D. Ashgirei, 1956).

Vị trí trục A thẳng đứng là dấu hiệu về sự nâng lên của vùng khi bị uốn nếp. Sự định hướng của các trục như đã nói ở trên có tính khái quát cho toàn vùng; đối với từng nếp uốn riêng lẻ hoặc đối với từng vị trí trong một nếp uốn, sự định hướng của các trục ở từng vị trí (trục địa phương) có thể bị thay đổi (hình 6.20).



Hình 6.20: Các trục biến dạng địa phương

Tương tự như vậy, trong hệ trục tọa độ cấu tạo abc, trục a song song với phương chuyển động chính trong quá trình uốn nếp. Do trục b (song song với trục B) phát triển theo phương trục nếp uốn, nên mặt phẳng [ac]  $\perp$  B được xem là mặt biến dạng. Mặt [ac] cho thấy rõ nhất hình thái của uốn nếp. Trong phân phân loại nếp uốn, các mặt cắt đều được vẽ dọc theo trắc diện vuông góc với trục B, tức là trắc diện thể hiện mặt [ac]. Mặt [ac]  $\perp$  B, trong mặt đó việc xác định vị trí của trục a và trục c cũng không đơn giản. Ở những nếp uốn có góc uốn nhỏ hơn  $90^\circ$ , trục a được vẽ qua điểm đỉnh vòm, nếu góc uốn lớn hơn  $90^\circ$ , trục c đi qua điểm đỉnh vòm của nếp uốn (hình 6.21).



Hình 6.21: Vị trí của hệ trục tọa độ trong các nếp uốn.

Như vậy, dựa vào vị trí của các trục trong hệ tọa độ biến dạng cũng như trong hệ tọa độ cấu tạo có thể phân chia các nếp uốn ra làm nhiều loại khác nhau, ví dụ nếp uốn có trục a thẳng đứng, trục a nằm ngang, trục a nằm nghiêng (và nghiêng cụ thể là bao nhiêu) v.v... Tương tự như vậy ta có thể phân loại nếp uốn theo vị trí trong không gian của các trục khác.

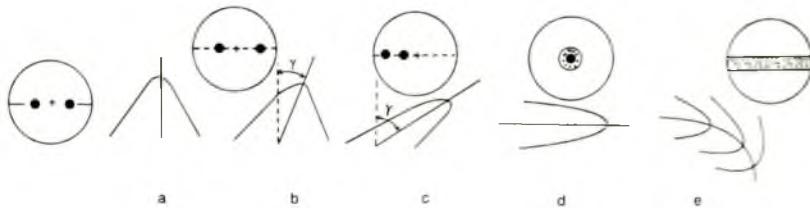
#### 6.4.2. Dựa vào vị trí của mặt trục

##### 6.4.2.1. Các dạng nếp uốn

Dựa vào vị trí của mặt trục người ta chia ra các loại nếp uốn sau đây (hình 6.22).

###### 6.4.2.1.1. Nếp uốn đối xứng

Nếp uốn đối xứng (symmetric fold) là nếp uốn có mặt trục thẳng đứng, góc dốc của hai cánh bằng nhau. Nếp uốn đối xứng còn gọi là nếp uốn thẳng đứng (upright fold), góc dốc  $\alpha$  của mặt trục bằng  $90^\circ$ . Góc giữa mặt trục và phương thẳng đứng  $\gamma = 0$  (hình 6.22a).



**Hình 6.22:** Phân loại nếp uốn dựa vào mặt trục.

#### 6.4.2.1.2. Nếp uốn không đối xứng

Nếp uốn không đối xứng (asymmetric fold) là nếp uốn có mặt trục nằm nghiêng, góc dốc của hai cánh khác nhau. Độ nghiêng của nếp uốn phụ thuộc vào độ nghiêng của mặt trục, xác định bởi góc dốc của mặt trục ( $\alpha$ ) hoặc góc giữa mặt trục và mặt phẳng đứng theo chiều kim đồng hồ  $\gamma = 90^\circ - \alpha$  (hình 6.22b).

#### 6.4.2.1.3. Nếp uốn đảo

Nếp uốn đảo (overfold, returned fold) là một loại của nếp uốn không đối xứng, trong đó hai cánh của nếp uốn đảo cùng về một phía, một cánh có thể nằm bình thường và một cánh có thể nằm đảo. Các nếp uốn đảo thường có  $\gamma$  lớn (hình 6.22c).

Dựa vào hướng nghiêng của mặt trục người ta còn chia chúng ra làm 2 loại. Đó là nếp uốn chữ S (S-fold) nếu vết mặt trục nghiêng sang trái và nếp uốn chữ Z (Z-fold), nếu mặt trục nghiêng sang phải, trông như chữ S hoặc chữ Z (hình 6.23).



**Hình 6.23:** Các nếp uốn chữ S và chữ Z.

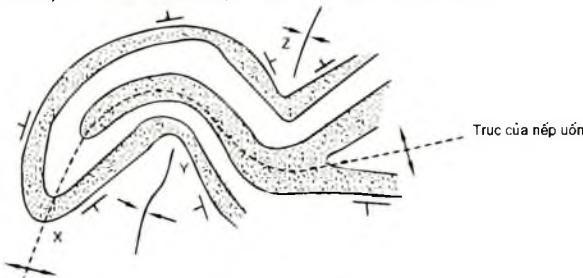
#### 6.4.2.1.4. Nếp uốn nằm

Nếp uốn nằm (recumbent fold) là nếp uốn có mặt trục nằm ngang,  $\gamma = 90^\circ$  (hình 6.22d). Trong nếp uốn nằm góc dốc của hai cánh rất dốc trong phạm vi hẹp ở phần gần vòm, ngoài phạm vi đó có thể coi góc dốc  $\alpha = 0$ .

#### 6.4.2.1.5. Nếp uốn chúc đầu

Nếp uốn chúc xuống hoặc nếp uốn chúc đầu (pitch fold) là dạng đặc biệt của nếp uốn đảo, có mặt trục cong và thường chúc xuống. Góc  $\gamma$  thay đổi theo từng vị trí, nói chung  $> 90^\circ$  (hình 6.22e).

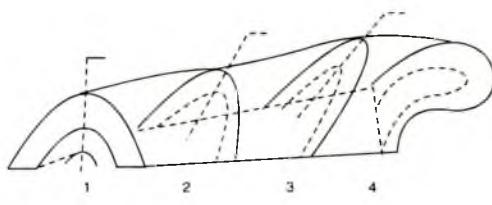
Nếp uốn chúc đầu và nếp uốn nằm nhiều khi còn bị biến dạng hết sức phức tạp dẫn đến hình thành các cấu tạo nghiêng quanh hoặc các cấu tạo nếp lồi dạng nếp lõm (synformal anticline), nếp lõm dạng nếp lồi (antiformal syncline) hoặc nếp lõm dạng nếp lõm (antiformal syncline) như R. G. Park (1982) đã mô tả (hình 6.24).



Hình 6.24: Nép lồi nằm bị uốn nếp

X - Nép lồi dạng nếp lõm; Y - Nép lõm dạng nếp lồi; Z - Nép lõm dạng nếp lõm (R. G. Park, 1982).

Các nếp uốn nói trên có thể phát triển đơn dốc hoặc thành từng đồi. Trong đồi uốn nếp có thể gập các nếp uốn biến đổi trong không gian từ loại này sang loại khác. Hình 6.25 cho thấy một cấu trúc có sự biến đổi hình dạng của nếp uốn từ đối xứng (1) sang nghiêng (2), đảo (3), chúc đầu (4) (theo O. Wagenbreth, 1958).



Hình 6.25: Sự chuyển tiếp các dạng nếp uốn  
(O. Wagenbreth, 1958).

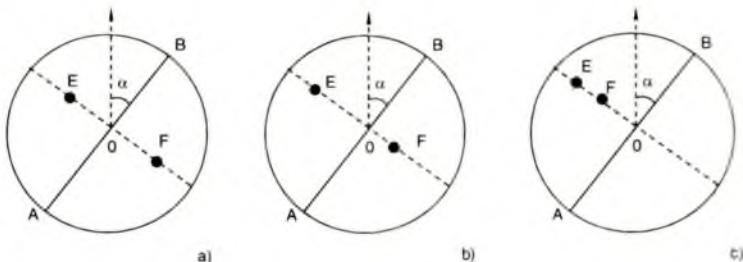
#### 6.4.2.2. Hình thái của các nếp uốn đối xứng và không đối xứng qua phép chiếu cầu

##### 6.4.2.2.1. Trường hợp trực nếp uốn nằm ngang

Các nếp uốn phân loại theo mặt trực có thể nhận biết qua các đồ thị chiếu cầu của các cấu tạo mặt (mặt lớp) B. Engels, 1959). Muốn vậy, ở ngoài trời cần thu thập các cấu tạo mặt, càng nhiều càng chính xác, sau đó sử dụng phương pháp tìm điểm đại diện (cực đại) cho hai cánh (xem chương VII) và chú ý tới sự phân bố của các cực đại này trong đồ thị. Để đơn giản, ở phần này ta chỉ xét một lớp bị uốn nếp. Điểm hoặc cung chiếu cầu của các cánh do một mặt bị uốn nếp nói trên có thể xem như cực đại của các cánh trong một phức hệ đá, một tập hợp các lớp bị uốn nếp. Ở những vị trí có đường bán lề (đường trực nếp uốn) nằm ngang, điểm chiếu cầu trực B của nếp uốn nằm trên chu vi của vòng tròn đồ thị và tại một vị trí nào đó được xác định dựa vào góc phương vị của trực nếp uốn (hoặc bán lề). Trong các hình vẽ dưới đây, giả thiết góc phương vị của trực nếp uốn AB là  $\alpha$ . Đồ thị điểm chiếu cầu của nếp uốn đối xứng được thể hiện bởi hai điểm E và F nằm trên bán kính vuông góc

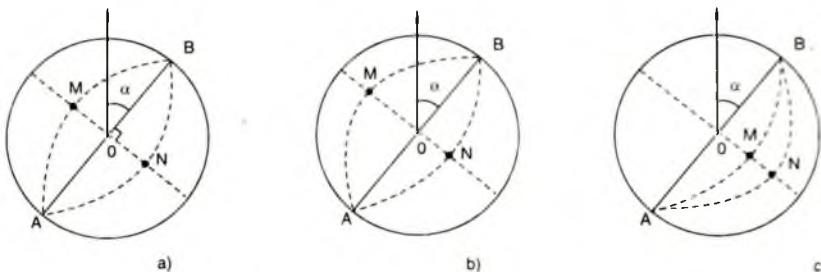
với trục  $AB$ , với  $OE = OF$ . Ở nếp uốn nghiêng ta có  $OE \neq OF$ , ở nếp uốn đảo  $E, F$  cùng nằm về một phía của  $O$ , tức là cùng nằm trên một bán kính (hình 6.26).

Nếu biểu diễn bằng các cung chiếu cầu, chúng ta có các đồ thị tương tự (G. Moebius, 1988) (hình 6.27). Ở hình 6.27,  $M$  và  $N$  là giao điểm của các cung chiếu cầu và đường vuông góc với trục nếp uốn  $AB$  đi qua  $O$ .



**Hình 6.26:** Đồ thị điểm chiếu cầu của các loại nếp uốn

a) Đối xứng; b) Không đối xứng; c) Đảo.



**Hình 6.27:** Đồ thị cung chiếu cầu của nếp uốn

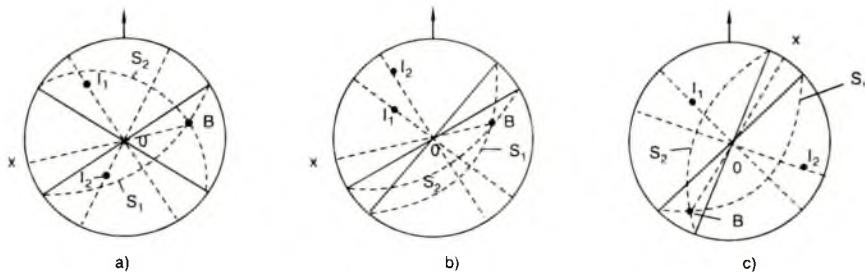
a) Đối xứng; b) Không đối xứng; c) Nếp uốn đảo;  $MN \perp AB$  tại  $O$ , tâm của đồ thị.

Ở nếp uốn đối xứng  $MO = ON$ ; nếp uốn không đối xứng  $MO \neq ON$ ; hai trường hợp này  $M$  và  $N$  nằm trên cùng một đường kính và ở hai phía của  $O$ . Trường hợp nếp uốn đảo  $MN$  nằm trên cùng một bán kính.

#### 6.4.2.2.2. Trường hợp trục nếp uốn nằm nghiêng

Đối với nếp uốn có đường trục nằm nghiêng, giao điểm của các cung chiếu cầu cho ta biết vị trí của trục nếp uốn. Giả sử có một nếp uốn nghiêng, hai cánh của nếp uốn biểu diễn theo phép chiếu cầu là  $S_1$  và  $S_2$ . Các cung  $S_1$  và  $S_2$  cắt nhau ở  $B$ .  $B$  là điểm chiếu cầu của đường trục nếp uốn. Nối  $B$  qua  $O$  cho đến gặp vòng tròn đồ thị ở  $X$ . Phương vị hướng dốc của đường trục nếp uốn được xác định là góc tính từ phương Bắc đến  $OX$  theo chiều thuận kim đồng hồ. Độ dốc của đường trục được xác định theo doan  $OB$  trên

mạng chiếu cầu. OB càng ngắn đường trục càng dốc. Khi B trùng với O, đường trục dốc đứng. Khi B nằm trên chu vi vòng tròn, đường trục nằm ngang (hình 6.28). Điểm chiếu cầu  $I_1$  và  $I_2$  của các cánh trong trường hợp nếp uốn có đường trục nghiêng không nằm trên cùng một đường kính. Ở nếp uốn đối xứng  $OI_1 = OI_2$  (hình 6.28a). Ở nếp uốn không đối xứng  $OI_1 \neq OI_2$  (hình 6.28b). Đoạn  $OI_1$  (hoặc  $OI_2$ ) càng dài thì cánh các nếp uốn càng dốc và ngược lại. Ở nếp uốn đảo có trục nằm nghiêng  $I_1$  và  $I_2$  nằm cùng về một phía của BOX (O là tâm vòng tròn đồ thị) (hình 6.28c).



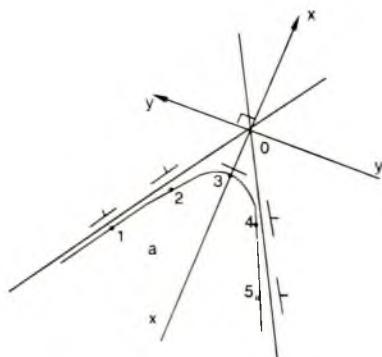
**Hình 6.28:** Hình chiếu cầu của các nếp uốn có đường trục nằm nghiêng.

Trường hợp trục nếp uốn nằm nghiêng, phạm vi do đạc lúc đó giống như do đạc một cấu trúc nghiêng quanh. Giá sử đường bán lề có số đo là 30/60, thế nằm của một mặt lớp do ở các vị trí 1, 2, 3, 4, 5 lần lượt là 340/50, 350/55, 30/60, 80/60, 90/55. Nối các đường phương tại 1, 2, 3, 4, 5 ta được một cung. Cung này chính là cấu tạo nghiêng quanh (đầu tòa) trên bình đồ. Trong trường hợp nếp uốn đối xứng thì đường phương kéo dài tại 1 và 5 sẽ gặp nhau tại O trên đường trục XX và đường phương kéo

dài tại 2 và 4 sẽ gặp nhau ở O' trên đường XX. Nếu chọn một hệ trục tọa độ có gốc là O (hoặc O'), trục hoành là XX và trục tung là YY thì trên bình đồ có thể xem cung nghiêng quanh là đồ thị của hàm số  $f(x) = \frac{X^2}{a^2} - \frac{Y^2}{b^2}$  được vẽ trong hệ trục tọa

độ XOY. Lúc đó đường phương tại các điểm đối xứng là đường tiêm cận của hàm số nói trên. Trường hợp nếp uốn không đối xứng có thể chọn các đường phương thích hợp để nhận dạng nếp uốn theo hàm số nói trên.

Nếu có hai đường phương nào đó của hai cánh vuông góc với nhau, nên sử



**Hình 6.29:** Bình đồ cấu tạo nghiêng quanh (đầu tòa) của một nếp lồi (a) và đồ thị chiếu cầu (giải thích trong bài).

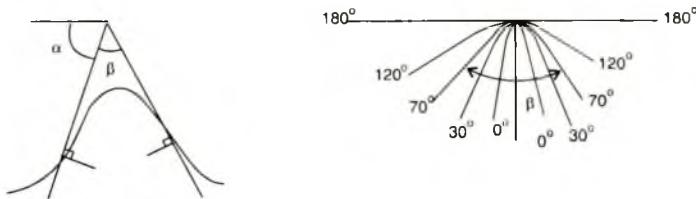
dụng chúng làm hệ trục tọa độ. Đô thị cầu tạo nghiêng quanh lúc này ứng với  $f(X) = \frac{aX + b}{cX + d}$  với  $a$  và  $c \neq 0$ . Nếu các đường phương không vuông góc với nhau, có thể chọn một trong chúng làm trục tung hoặc tiệm cận đứng, lúc đó đô thị cầu tạo nghiêng quanh có dạng  $f(X) = \frac{aX^2 + bX + c}{dX + e}$  với  $a, d \neq 0$ .

Đây là cơ sở để vận dụng toán học xem xét sự biến đổi hình dạng của các nếp uốn (hình 6.29).

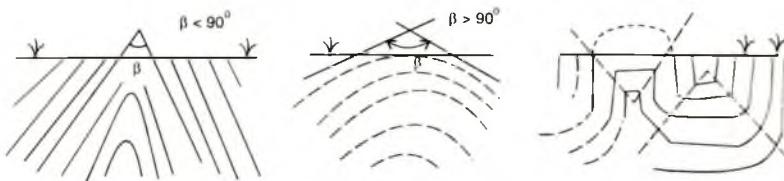
#### 6.4.3. Dựa vào góc nếp uốn

Phân loại nếp uốn dựa vào góc nếp uốn, cũng có nghĩa là dựa vào thể nằm của các cánh.

Người ta sử dụng mặt [ac] để thấy rõ thể nằm của các cánh và góc nếp uốn; trên cơ sở đó để phân loại nếp uốn (hình 6.30).



Hình 6.30: Phân loại nếp uốn theo góc nếp uốn.



Hình 6.31: Phân loại nếp uốn dựa vào góc nếp uốn (A. E. Mikhailov, 1973).

Theo phương pháp này, tại điểm uốn người ta vẽ các đường pháp tuyến với mặt lớp. Các đường thẳng vuông góc với đường (hoặc mặt nếu xét trong không gian ba chiều) pháp tuyến này cắt nhau một góc  $\beta$  nhìn về phía vòm của nếp uốn. Góc  $\beta$  này là góc nếp uốn hay góc mở. Dựa vào độ lớn của góc  $\beta$  người ta phân ra các loại nếp uốn sau đây:  $\beta = 180^\circ - 120^\circ$ : nếp uốn rất thoải (gentle);  $\beta = 120^\circ - 70^\circ$ : nếp uốn mở (hoặc thoải) (open);  $\beta = 70^\circ - 30^\circ$ : nếp uốn đóng hoặc dốc (close);  $\beta = 30^\circ - 0^\circ$ : nếp uốn rất dốc hoặc nếp uốn kín (tight) và khi  $\beta = 0^\circ$  gọi là nếp uốn đẳng tà (isoclinal fold) (theo M. J. Fleuty, 1964; xem R. G. Park, 1983). Trong nếp uốn đối xứng, góc  $\beta$  có thể xác định theo góc dốc của mặt lớp  $\alpha$ , với  $\beta = 2(90^\circ - \alpha)$ . Khoảng độ phân chia nói trên lại tùy thuộc vào từng tác giả. Một số nhà địa chất chẳng hạn như A. E. Mikhailov, 1973 phân chia nếp uốn dựa vào góc nếp  $\beta$  (cũng

là dựa vào hình dạng của vòm) thành nếp uốn nhọn ( $\beta < 90^\circ$ ), nếp uốn thoái ( $\beta > 90^\circ$ ) và nếp uốn hình hộp ( $\beta \approx 180^\circ$ ) (hình 6.31).

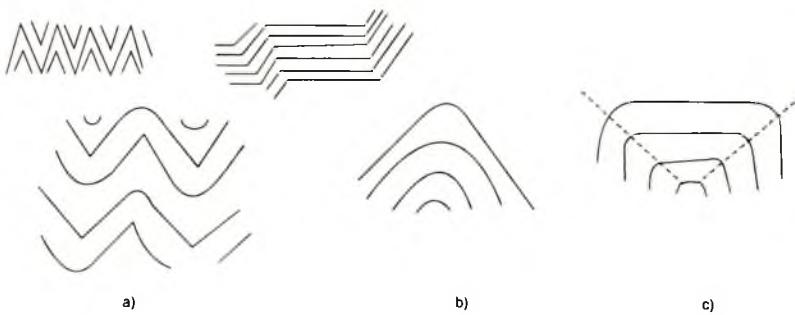
Nếp uốn hình hộp có thể xem là một nếp uốn vòm phẳng hoặc là một cấu trúc gồm hai nếp uốn có cánh chung nằm ngang, các cánh còn lại dốc đứng.

Trường hợp nghiên cứu các nếp uốn riêng lẻ, vẽ trong mặt cắt [ac] có vòm cong thì có thể vận dụng đồ thị của hàm số  $f(x) = ax^2 + c$  để xem xét chúng. Khi  $a > 0$  đồ thị thể hiện các cấu trúc nếp lõm,  $a < 0$  thể hiện các cấu trúc nếp lồi, đồ thị có cực trị khi  $x = 0$ ,  $f(x) = c$ .

#### 6.4.4. Dựa vào hình dạng của vòm

Dựa vào hình dạng của vòm người ta chia nếp uốn ra làm ba loại: loại có vòm gãy, khi đó các lớp như bị gãy tại vòm; loại có vòm uốn cong và loại có vòm phẳng. Các nếp uốn có vòm gãy (khác với các nếp uốn có góc mở nhỏ hơn  $90^\circ$ ) có cánh phẳng, đỉnh vòm rõ, tạo ra cấu trúc có dạng ziczác, còn gọi là nếp uốn đàn gió (chevron, accordion fold). Nếp uốn có vòm gãy là sản phẩm của quá trình biến dạng đàn hồi hoặc đàn hồi dẻo, khi đó tính dẻo thuận lợi cho sự uốn cong đã biến mất, hoặc chúng là những nếp uốn sinh ra dưới tác dụng của lực kiến tạo mạnh mẽ, xảy ra nhanh chóng (hình 6.32).

Các nếp uốn có vòm gãy chia thành hai loại là nếp uốn vòm gãy đối xứng (chevron) và nếp uốn vòm gãy không đối xứng (kink fold). Trong cấu trúc phân lớp gồm cát kêt, sét kết xen kẽ thì nếp uốn vòm gãy có thể xen với vòm cong (R. J. Twiss và E. M. Moores, 1992).



**Hình 6.32:** Phân loại nếp uốn theo hình dạng của vòm.

a) Nếp uốn vòm gãy; b) Nếp uốn vòm cong; c) Nếp uốn vòm phẳng.

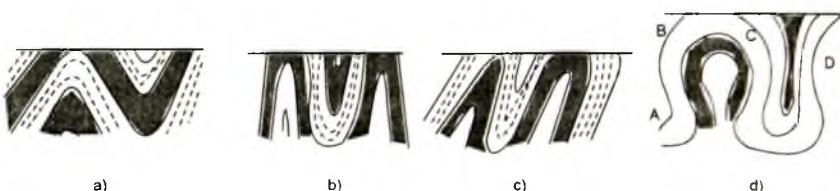
Các nếp uốn vòm cong chủ yếu được thành tạo trong biến dạng dẻo. Các nếp uốn vòm phẳng có thể xem là một cấu trúc với hai nếp uốn (vòm gãy hoặc vòm cong) có chung một cách nằm ngang.

Khi phân loại nếp uốn theo hình dạng của vòm cũng có người chỉ để ý đến góc mở mà không để ý đến hiện tượng biến dạng (gãy hoặc cong) của vòm (xem 6.4.3). Theo cách

phân chia này thì nếu góc mở lớn hơn  $90^\circ$ , gọi là nếp uốn vòm thoái, nhỏ hơn  $90^\circ$  gọi là nếp uốn vòm nhọn và bằng  $90^\circ$  gọi là nếp uốn hình hộp (A. E. Mikhailov, 1958, 1973).

#### 6.4.5. Dựa vào mối tương quan giữa các cánh

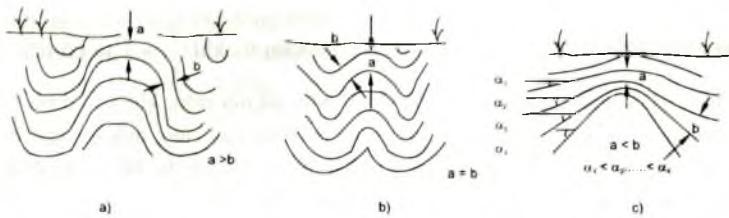
Dựa vào mối tương quan giữa các cánh người ta chia ra các loại sau đây: nếp uốn đơn giản hoặc bình thường (normal, symmetrical, upright fold) là nếp uốn có hai cánh đối về 2 phía khác nhau (hình 6.33a). Nếp uốn đồng tà (isoclinal fold) là những nếp uốn có cánh và mặt trực song song với nhau. Nếu mặt trực thẳng đứng thì gọi là nếp uốn đồng tà thẳng đứng (hình 6.33b). Nếu mặt trực nằm nghiêng thì gọi là nếp uốn đồng tà dào (hình 6.33c). Nếp uốn hình quạt (fan shaped, fan type fold) là nếp uốn có nhân (trong mặt cắt) hình quạt có khi bị thắt lại thể hiện quá trình biến dạng dẻo phức tạp. Nếp uốn hình quạt cũng có thể kèm theo một số nếp uốn nhỏ ở cánh của chúng và được gọi là các nếp uốn đồng sinh hoặc sinh đôi. Trong nếp uốn hình quạt thường có các nếp lõi nhỏ (B và C) hoặc nếp lõm nhỏ (A và D) (hình 6.33d).



Hình 6.33: Phân loại nếp uốn dựa vào tương quan giữa các cánh.

#### 6.4.6. Dựa vào sự biến đổi bề dày ở cánh và ở vòm

Dựa vào sự biến đổi bề dày ở cánh và ở vòm (của từng lớp) có thể chia ra các loại sau đây: nếp uốn tương tự (similar fold) là nếp uốn có bề dày (của từng lớp) ở cánh nhỏ hơn ở vòm nhưng hình dạng của vòm không thay đổi khi xuống sâu (hình 6.34a). Nếp uốn đồng tâm còn gọi là nếp uốn song song (concentric, parallel fold) là nếp uốn có bề dày (của từng lớp) ở cánh và ở vòm như nhau, không thay đổi; càng xuống sâu vòm của nếp lõi càng nhọn, vòm của nếp lõm càng thoái (hình 6.34b). Nếp uốn có vòm mỏng là nếp uốn có bề dày (xét theo từng lớp) ở vòm mỏng hơn so với ở cánh (hình 6.34c). Cũng có người gọi nếp uốn vòm mỏng là nếp uốn dạng diaphia (G. D. Ashgirei, 1956). Nếp uốn vòm mỏng còn thể hiện ở độ dốc của các lớp của cánh, càng xuống sâu càng lớn. Loại nếp uốn này được thành tạo ở những miến hoặc là bị nâng lên ở phần vòm hoặc là bị sụt lún ở phần các cánh. Nếp uốn có vòm dày thường là nếp lõm, trong đó bề dày của lớp ở vòm lớn hơn ở cánh (hình 6.34), chúng được thành tạo trong điều kiện sụt lún ở phần vòm và nâng lên ở các cánh. Nếp uốn có vòm mỏng hoặc vòm dày thường là nếp uốn đồng trầm tích.



**Hình 6.34:** Phân loại nếp uốn theo sự biến đổi bề dày ở cánh và ở vòm.

#### 6.4.7. Dựa vào hình dạng của mặt trục và đường trục (đường bản lề)

Theo cách phân loại này người ta chia ra các loại nếp uốn sau đây:

- Nếp uốn hình trụ với mặt trục phẳng (cylindrical fold) là nếp uốn có mặt trục phẳng, đường trục (đường của bản lề thẳng), mặt lớp uốn cong hình trụ (hình 6.35a).
- Nếp uốn không có dạng hình trụ với mặt trục phẳng là nếp uốn có mặt trục phẳng nhưng đường bản lề bị gãy góc hoặc uốn cong tạo ra nếp uốn thứ sinh trên cánh nếp uốn chính (hình 6.35b).
- Nếp uốn hình trụ với mặt trục hình trụ là loại nếp uốn phức tạp, đường bản lề thẳng nhưng mặt trục bị uốn cong (hình 6.35c).
- Nếp uốn không có dạng hình trụ với mặt trục hình trụ có đặc điểm là đường bản lề cong, mặt trục uốn cong, các lớp uốn không có dạng hình trụ (hình 6.35d).
- Nếp uốn không có dạng hình trụ và mặt trục cũng không có dạng hình trụ. Đây là nếp uốn phức tạp, đường bản lề bị uốn, mặt trục bị uốn (hình 6.35e).

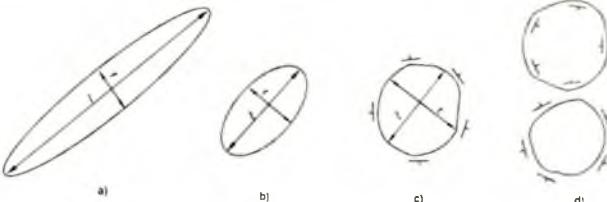


**Hình 6.35:** Phân loại nếp uốn dựa vào hình dạng của mặt trục và đường trục (Lê Như Lai, 1977).

#### 6.4.8. Dựa vào kích thước của nếp uốn

Dựa vào kích thước của nếp uốn bình thường người ta chia ra các loại sau đây: nếp uốn dạng đường (tuyến) (linear fold) là nếp uốn có chiều dài lớn hơn nhiều lần so với chiều rộng. Nếp uốn ngắn (ngắn) (brachy-fold) là nếp uốn có chiều dài không lớn hơn chiều rộng nhiều lắm. Nếp uốn dạng vòm (lồi) (dome shaped fold) hoặc nếp uốn dạng lòng chảo (basin shaped fold) là những nếp uốn có chiều dài xấp xỉ bằng chiều rộng. Nếu gọi  $l$  là chiều dài của nếp uốn (tính theo đường trục) và chiều rộng cũng tính theo lớp đó là  $r$  thì khi  $\frac{l}{r} > 3$  ta

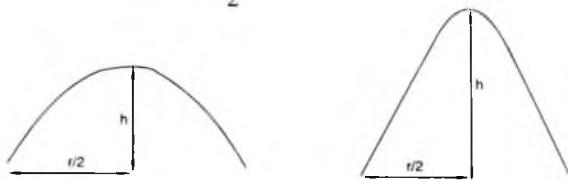
có nếp uốn dạng đường; khi  $\frac{l}{r} < 3$  ta có nếp uốn đoàn và khi  $\frac{l}{r} \approx 1$  ta có nếp uốn dạng vòm (nếp lõi), trũng hoặc lòng chào (nếp lõm). Như đã nói trên, khi xác định  $l$  và  $r$  phải tính theo cùng một cấu tạo mặt, hoặc là nóc hoặc là tường của cùng một lớp nào đó. Vì mỗi mặt trong một nếp uốn lại cho ta một giá trị khác nhau, không thể lấy trị số  $l$  của cấu tạo mặt này để so sánh với giá trị  $r$  của cấu tạo mặt khác (hình 6.36).



**Hình 6.36:** Phân loại nếp uốn dựa theo kích thước của nếp uốn.

- a) Nếp uốn dạng đường;
- b) Nếp uốn đoàn;
- c) Nếp uốn dạng vòm;
- d) Nếp uốn lòng chào (nếp lõm), dạng vung (nếp lõi).

Dựa vào kích thước của nếp uốn trong mặt cắt vuông góc với trục của nếp uốn người ta cũng có thể chia ra các loại nếp uốn như nếp uốn vòm nhọn khi  $h > \frac{r}{2}$ ; nếp uốn vòm tù khi  $h < \frac{r}{2}$  và nếp uốn vòm vuông khi  $h = \frac{r}{2}$  (hình 6.37).



**Hình 6.37:** Phân loại nếp uốn dựa theo tỉ lệ giữa  $h$  và  $r$ .

#### 6.4.9. Dựa vào điều kiện động học và động lực học

Các nếp uốn được hình thành theo nhiều cơ chế khác nhau. Động học và động lực học của quá trình biến dạng dẫn đến sự hình thành các nếp uốn cũng rất khác nhau. Vì vậy, nếu chỉ xem xét hình dạng của các nếp uốn thì chưa đủ cơ sở để chứng minh về các kiểu biến dạng.

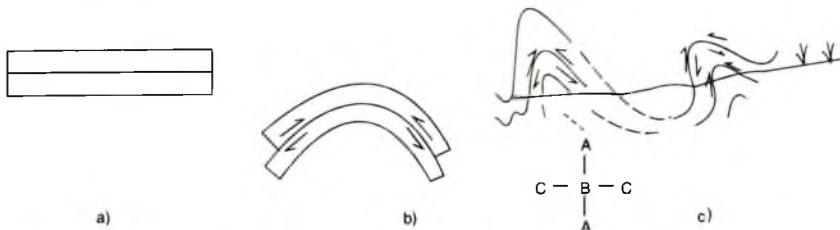
##### 6.4.9.1. Các kiểu động học uốn nếp

Có 4 kiểu động học uốn nếp sau đây:

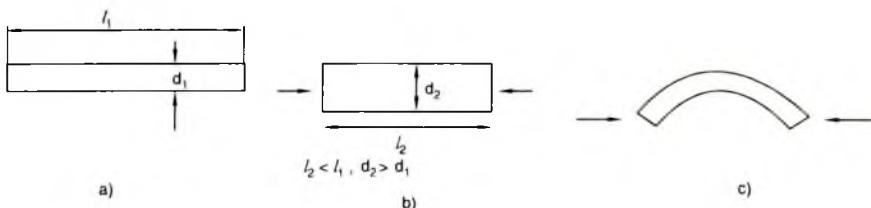
###### 6.4.9.1.1. Kiểu uốn dọc

Kiểu uốn dọc (longitudinal flexure) (V. V. Belousov, 1962) của các lớp là hiện tượng uốn nếp của lớp do lực tác dụng song song với mặt lớp (buckling). Hiện tượng uốn dọc làm cho

các lớp dịch trượt theo mặt lớp đồng thời bị uốn cong đi. Hiện tượng trượt và uốn cong như vậy gọi là trượt đồng tâm (V. N. Danilowitsch, 1953). Đặc điểm của hiện tượng trượt này là phần dưới của các lớp trượt về phía vòm nếp lõi; phần trên của lớp trượt về phía nếp lõm. Hình 6.38a vẽ hai lớp khi chưa bị biến dạng. Hình 6.38b khi chúng bị lực tác dụng theo mặt lớp (còn gọi là lực tiếp tuyến). Hình 6.38c là ví dụ cấu trúc uốn nếp ngoài thực tế. Trong uốn dọc trực biến dạng C và B nằm ngang, trực A thẳng đứng.



**Hình 6.38:** Các nếp uốn dọc.



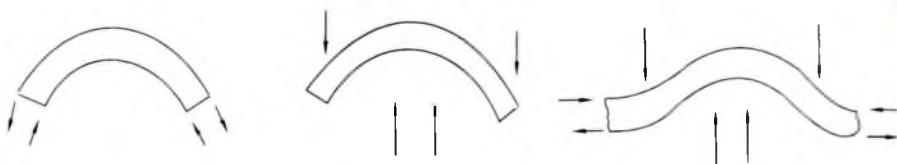
**Hình 6.39:** Thí nghiệm hình thành các nếp uốn.

R. J. Twiss và E. M. Moores, 1992 cho rằng các nếp uốn dọc còn do các lực xoắn và ngẫu lực gây ra. Theo các giả thiết trên thì khi làm thí nghiệm với một vật thể dạng tấm (hình 6.39a), nếu ép cố định (không để vật thể uốn cong), bề dài của vật thể giảm đi, bề dày lại tăng lên (hình 6.39b), khi ép không cố định (để vật thể uốn cong) thì vật thể bị uốn cong (hình 6.39c). Quá trình biến dạng nói trên còn có thể xảy ra khi tác dụng vào vật thí nghiệm một ngẫu lực có phương song song với mặt lớp. Vật thí nghiệm dưới tác dụng của ngẫu lực cũng bị uốn nếp. Những nếp uốn như vậy gọi là nếp uốn trượt hoặc nếp uốn cắt (flexural shear fold).

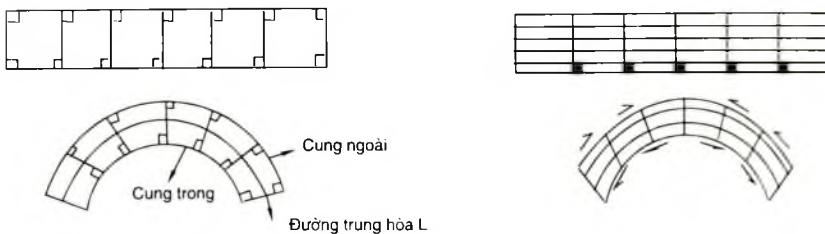
Hiện tượng uốn do ngẫu lực song song hoặc vuông góc với mặt lớp gọi là hiện tượng uốn xoắn hoặc uốn do ngẫu lực (bending) (hình 6.40).

R. J. Twiss và E. M. Moores, 1992 chia các nếp uốn dọc ra làm hai loại. Loại thứ nhất là uốn chuẩn (orthogonal flexure). Đặc trưng của hiện tượng này là các đường vẽ vuông góc với tường và nóc của một lớp sau khi bị biến dạng vẫn giữ nguyên các góc vuông, mặc dù

phản mái bị uốn cong, dãn ra (gọi là cung ngoài) và phản tường của lớp đó lại bị uốn cong nhưng co lại (gọi là cung trong). Giữa chúng tồn tại một đối gân như không bị biến dạng gọi là đường trung hòa (đường L trong hình 6.41).



**Hình 6.40:** Uốn cong do ngẫu lực.



**Hình 6.41:** Kiểu uốn chuẩn và uốn cắt.

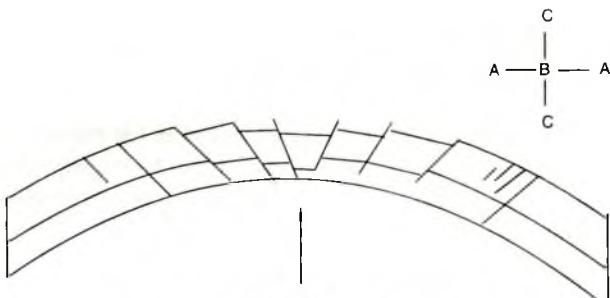
Loại thứ hai các đường vê vuông góc ở mẫu thí nghiệm nói trên bị xê dịch đi, chỉ có vạch dấu ở điểm đỉnh vòm là còn vuông góc, gọi là uốn cắt (flexural shear fold). Hiện tượng trượt xảy ra ở đây giống như hiện tượng trượt của các con bài khi ta uốn cà cỗ bài, các con bài nằm trên trượt về phía bị uốn cong. Hiện tượng trượt xảy ra song song với mặt từng con bài. Mặt đó gọi là mặt cắt hay mặt trượt (shear plane).

Hiện tượng uốn dọc tạo ra các nếp uốn được xếp vào kiểu thứ nhất. Uốn nếp kiểu thứ nhất rất phổ biến và thường phát triển ở phần nông của vỏ Trái Đất.

Hiện tượng uốn nếp liên quan với lực ép dọc theo mặt lớp còn gọi là hiện tượng uốn tích cực (active buckling).

#### 6.4.9.1.2. Kiểu uốn ngang

Kiểu hoặc hiện tượng uốn ngang (transversal, cross flexure) là hiện tượng uốn nếp do lực tác dụng vuông góc với mặt lớp, làm cho lớp chủ yếu bị căng dãn. Phần nóc của phức hệ các lớp chịu uốn ngang thường bị nứt nẻ, đứt gãy hình thành các cấu tạo tách dãn. Vào giai đoạn đầu của quá trình uốn ngang, hiện tượng trượt dọc theo mặt lớp xảy ra với hướng trượt ngược lại so với quá trình uốn dọc (hình 6.42). Trong uốn ngang, trục A và B nằm ngang, trục C thẳng đứng.



**Hình 6.42: Kiểu uốn ngang.**

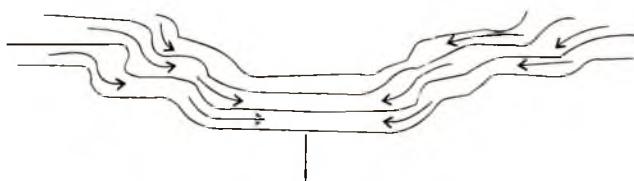
Vào giai đoạn cuối của quá trình uốn ngang, sau khi hình thành các đới nứt nẻ ở vòm, các khối do khe nứt, đứt gãy chia cắt ở vòm chuyển động tương đối và tạo nên các đứt gãy thuận, sau đó lại tiếp tục sụt dưới ảnh hưởng của trọng lực. Quá trình uốn ngang xuất hiện dọc theo một đới dẫn đến sự hình thành một cấu trúc dạng tuyên gồm các hệ thống phá hủy ở vòm với một cấu trúc gờ nâng, bên cạnh cấu trúc địa hào dạng bậc.

Hiện tượng uốn ngang tạo ra các nếp uốn được nhiều người xếp vào kiểu uốn nếp thứ hai. Đặc trưng cho các nếp uốn kiểu thứ hai là nếp uốn diapir (diapir fold) hoặc các nếp uốn dạng vòm (dome).

Hiện tượng uốn nếp liên quan với sự sụt lún của móng gọi là hiện tượng uốn thu động (passive bending).

#### 6.4.9.1.3. Kiểu uốn do vật liệu chảy

Kiểu hoặc hiện tượng uốn nếp do vật liệu chảy (flow folding) là kiểu hoặc hiện tượng hình thành các nếp uốn do hiện tượng chảy theo lớp. Cơ chế thành tạo nếp uốn chảy rất khác nhau. Ở những tầng phân lớp có các lớp chứa vật liệu dễ chảy, dẻo, dưới tác dụng của lực theo phương thẳng đứng, tạo ra vùng sụt lún thì vật liệu dễ chảy, dẻo đó dồn về phía thấp hơn dưới tác dụng của trọng lực. Nhìn chung hướng chảy của vật liệu vuông góc với phương của lực tác dụng và có chiều đi từ phía nâng lên đến phía hạ xuống. Hiện tượng chảy của vật liệu là nguyên nhân dẫn đến sự hình thành các nếp uốn (hình 6.43).



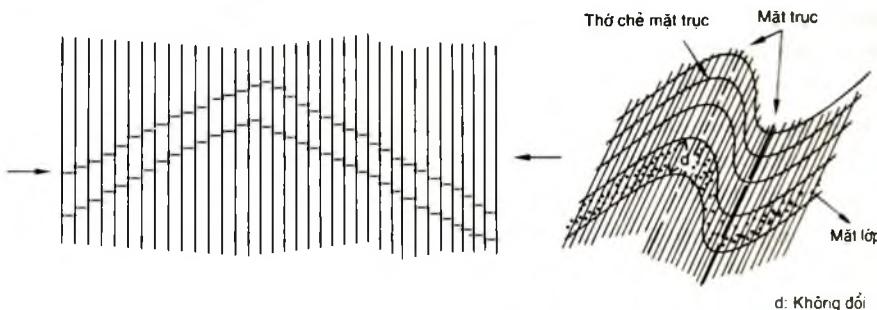
**Hình 6.43: Kiểu uốn chảy.**

Nếp uốn chảy còn xuất hiện trong các thể magma và thể biến chất, đặc biệt là siêu biến chất, khi vật thể ở trạng thái dẻo quánh. Các nếp uốn như vậy có quy mô nhỏ, hình dạng rất phức tạp.

Các nếp uốn do vật liệu chảy xuất hiện khi một tầng phân lớp bao gồm các lớp đá cứng hơn (ví dụ cát kết) xen với các lớp dẻo hơn (ví dụ sét kết) bị uốn nếp. Khi đó các lớp đá cứng hơn bị uốn thành các nếp uốn bình thường, các lớp dẻo hơn lại bị dồn ép giữa các lớp đá cứng hơn, tạo thành các nếp uốn phức tạp.

#### 6.4.9.1.4. Kiểu uốn cắt

Kiểu nếp uốn cắt (flexural - shear folding) liên quan chủ yếu với quá trình biến dạng dẻo hoặc hiện tượng chảy của vật liệu, dẫn đến hình thành các mặt cầu tạo cắt song song với nhau và nói chung vuông góc với phương của lực tác dụng kiến tạo (hình 6.44).



**Hình 6.44:** Kiểu uốn cắt.

Kiểu uốn cắt chủ yếu là do quá trình trượt không đồng nhất ngoại sinh gây ra. Bốn kiểu uốn nói trên về mặt động học lần lượt được gọi là kiểu 1, kiểu 2, kiểu 3 và kiểu 4.

#### 6.4.9.2. Phân loại động học các nếp uốn

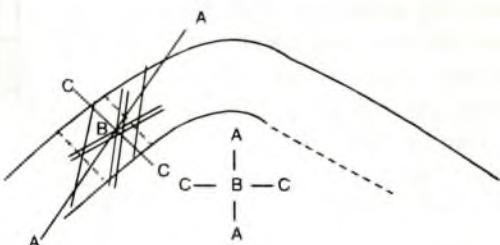
##### 6.4.9.2.1. Nếp uốn trượt đồng tâm

Nếp uốn trượt đồng tâm (flexural concentric - slip fold) được thành tạo chủ yếu liên quan với lực ép tiếp tuyến (uốn cọc, kiểu 1), đôi khi cũng có thể được hình thành do trượt trọng lực của các lớp dẻo trong một phức hệ lớp bị uốn nếp. Vị trí của các trục biến dạng chính trong nếp uốn trượt đồng tâm được xác định dựa vào hiện tượng trượt song song với mặt lớp (hình 6.45) và thể hiện sự biến đổi vị trí của chúng trong không gian.

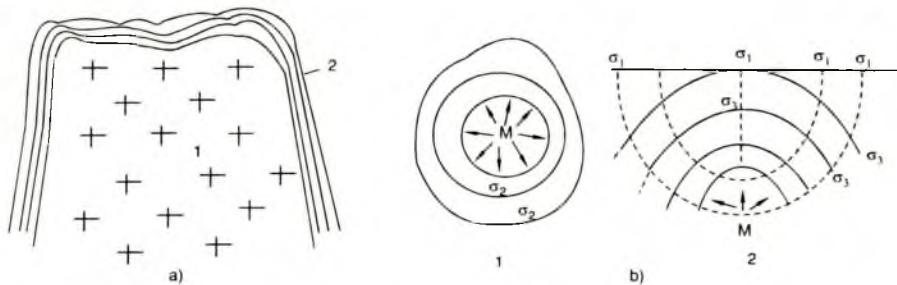
Hình 6.45 cho thấy trục biến dạng chính A và C thay đổi vị trí trong không gian tùy thuộc vào cường độ của lực tác dụng và góc nghiêng của các cánh. Như vậy chỉ có trục B là phù hợp với bình đồ biến dạng chung của cả một phức hệ các nếp uốn và nói chung không đổi trong bình đồ cấu trúc uốn nếp; các trục A, C thay đổi từ điểm này sang điểm khác. Uốn nếp trượt đồng tâm trong các tầng phân lớp dày, đồng nhất gọi là uốn nếp song song

kiểu thứ nhất. Kiểu này thành tạo ở những vùng không sâu lâm với sự chảy của vật liệu dẻo dọc theo trục biến dạng A, theo hướng từ dưới lên trên đối với cấu trúc nếp lồi và từ trên xuống đối với cấu trúc nếp lõm. Ranh giới giữa chúng chính là mặt uốn. Ở những vùng uốn nếp song song kiểu này không thấy xuất hiện các mặt phiến hóa.

Nếp uốn kiểu thứ hai liên quan chặt chẽ với sự xuất hiện của nguồn nhiệt, chùm manti, hot spot hoặc vòm magma ở dưới sâu. Dưới tác dụng của nhiệt độ, các đá tiếp xúc có độ dẻo tăng lên, bị biến chất nhiệt, tái kết tinh, hình thành đối biến chất và bị biến dạng uốn nếp. Lực tác dụng gây ra bởi chính nguồn nhiệt đó, tạo nên các nếp uốn song song kiểu thứ hai (hình 6.46a). Trường ứng suất của hiện tượng biến dạng này được nêu ở hình 6.46b (R. G. Park, 1983).



Hình 6.45: Sự biến đổi vị trí của các trục



Hình 6.46: a) Nếp uốn song song kiểu thứ 2: 1. Nguồn nhiệt (ví dụ magma granit);  
2. Đá phiến thạch anh clorit (G. Đ. Ashgirei, 1963).

b) Quỹ đạo trường ứng suất liên quan với các vòm magma: 1. Bình đồ; 2. Mặt cắt;  $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$ ; M - Thể xâm nhập.

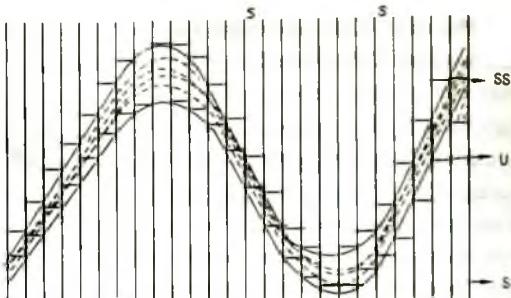
#### 6.4.9.2.2. Nếp uốn cắt

Nếp uốn cắt (shear fold) chủ yếu do hiện tượng biến dạng không đồng nhất ngoại sinh gây ra. Hiện tượng biến dạng này tạo ra các mặt cắt hoặc mặt trượt dưới tác dụng của lực ép ngang. Ở những nếp uốn cắt đối xứng, các trục biến dạng địa phương trùng với trục biến dạng chung của cả khu vực. Các mặt trượt xảy ra hiện tượng cắt tương ứng với mặt [AB]. Nếp uốn cắt điển hình là nếp uốn tương tự (hoặc nếp uốn đồng dạng) kiểu thứ nhất. Về hình thái chúng là các nếp uốn tương tự, tức là các nếp uốn có bề dày của lớp ở vòm lớn hơn ở cánh. Trong quá trình thành tạo nếp uốn cắt, dọc theo các mặt cầu tạo cắt đã được hình

thành, xảy ra hiện tượng dịch chuyển tương đối giữa chúng với nhau. Theo quy luật chung, ở vòm cự li dịch chuyển nhỏ nhất; ở cánh, đặc biệt là ở phạm vi đường uốn, cự li dịch chuyển này đạt tới giá trị cực đại (hình 6.47).

Chính do hiện tượng dịch chuyển vật chất trong quá trình uốn nếp dẫn đến hiện tượng bề dày của lớp ở vòm lớn hơn ở cánh. Nếu đo bề dày của lớp không chú ý đến định nghĩa thông thường về bề dày thực, tức là không đo khoảng cách ngắn nhất giữa nóc và tường của cùng một lớp, mà đo theo sự dịch chuyển trên các mặt cắt (S) thì bề dày của chúng lại như nhau.

Nguồn nhiệt ở dưới sâu dâng lên, càng lên cao nhiệt độ của chúng càng giảm đi. Khi nguồn nhiệt không đủ làm nóng chảy tất cả các loại đá trong một tầng dày gồm đá dẻo (sét kết) xen kẽ đá cứng (cát kết); mà chỉ đủ nhiệt để làm tăng tính dẻo của đá vốn đã tương đối dẻo (sét kết), dẫn đến sự hình thành các nếp uốn tương tự kiểu thứ hai. Trong đó các lớp đá tương đối cứng uốn bình thường, các đá dẻo có phần nóng chảy bị dồn ép và tăng bề dày về phía vòm (hình 6.48).



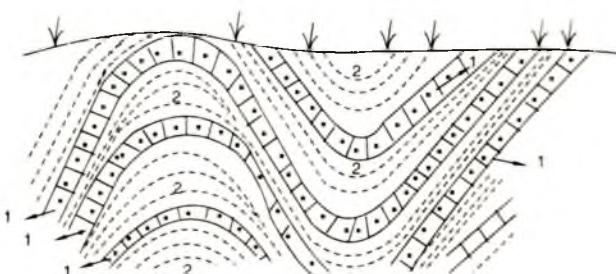
**Hình 6.47: Nếp uốn cắt**

SS - Mặt lớp. S - Mặt cắt; U - Điểm uốn.

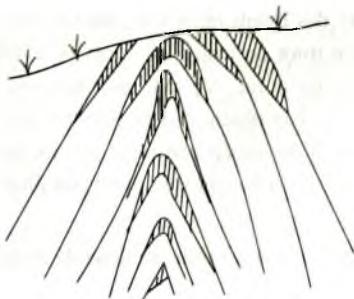
**Hình 6.48:**

*Nếp uốn tương tự  
kiểu thứ hai*

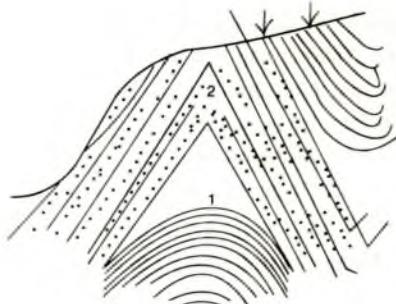
1. Đá cứng. 2. Đá dẻo.



Loại nếp này có các trục biến dạng B và C nằm ngang, A thẳng đứng. Ở loại nếp uốn tương tự kiểu thứ hai còn gặp những cấu tạo đặc biệt, chẳng hạn như các nếp uốn vòm rỗng về sau magma xuyên vào, hoặc bị ép khi magma xen trong các lớp còn dẻo, dồn đến vòm của nếp uốn (hình 6.49). Cũng có những nếp uốn cấu tạo bởi các đá có tính cơ lí khác nhau, khi uốn nếp, các lớp đá cứng tạo ra vòm nhọn, các lớp đá dẻo tạo ra vòm tù, hình thành một cấu trúc uốn nếp gọi là nếp uốn chồng vòm nhọn xen vòm thoái hoặc tổ hợp các nếp uốn theo chiều thẳng đứng (hình 6.50).



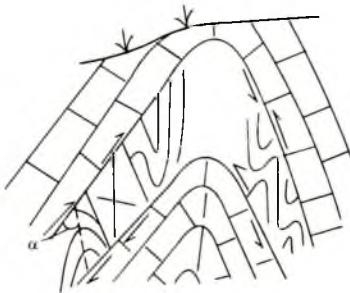
**Hình 6.49:** Nép uốn vòm magma hoặc vòm rỗng  
(Lê Như Lai, 1972, 1977).



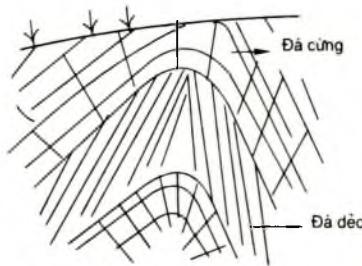
**Hình 6.50:** Nép uốn chùng vòm thoái 1  
và vòm nhọn 2 (Lê Như Lai, 1977).

Trong thực tế còn gặp các nep uốn của một tập các đá dẻo và cứng xen kẽ. Khi uốn nep các lớp đá vẫn duy trì hình dạng tương tự như nhau. Các lớp đá dẻo bị dồn ép tạo thành các nep uốn nhỏ nằm giữa các lớp đá cứng. Những nep uốn như vậy gọi là nep uốn kéo theo (drag folds) và cấu trúc uốn nep chung đó cũng được xem là nep uốn tương tự kiểu thứ hai (hình 6.51).

đá



**Hình 6.51:** Nép uốn kéo theo.



**Hình 6.52:** Các cấu trúc hình quạt.

Trong nep uốn kéo theo, mặt trục của các nep uốn thành phần tao với mặt lớp một góc nhọn. Mũi nhọn của góc này chỉ hướng dịch chuyển của lớp nằm trên (và nằm dưới) của lớp có nep uốn kéo theo đó. Ở hình 6.51, góc nhọn bởi mặt trục và mặt lớp kí hiệu là  $\alpha$ . Sự dịch chuyển của các lớp được kí hiệu bằng mũi tên trong hình vẽ. Nếu trong nep uốn xuất hiện các thớ chè thì ở đá cứng và các thớ chè này chụm lại ở nhân (trung tâm của nep uốn) tạo thành cấu trúc hình quạt thuận; trong khi đó, ở đá dẻo, các thớ chè lại chụm lại ở vòm (đỉnh) của nep uốn tạo nên cấu trúc hình quạt ngược (hình 6.52).

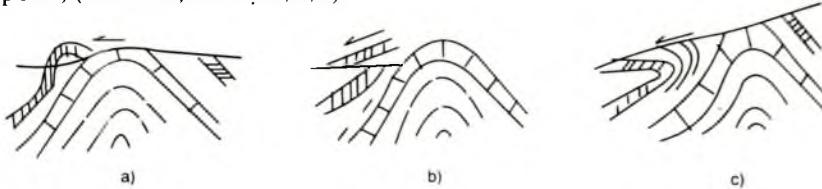
#### 6.4.9.2.3. Nép uốn chảy theo lớp

Về mặt động học và động lực học nep uốn chảy theo lớp (flow fold) có nhiều nguồn gốc khác nhau. Sự hình thành các nep uốn này phụ thuộc vào tính chất cơ lí của đá bị uốn nep.

quan hệ và điều kiện địa chất khi biến dạng, sự thay đổi thành phần vật chất của tập lớp v.v... Thường gặp hơn cả của loại này là các nếp uốn trượt do trọng lực (gravity sliding). Các nếp uốn trượt do trọng lực còn gọi là các nếp uốn trọng lực. Về mặt hình thái các nếp uốn trượt trọng lực giống với các nếp uốn chảy theo lớp. Tuy nhiên, trong các nếp uốn trượt trọng lực thì hiện tượng chảy của vật chất không phải là do lực ép bên sườn gây ra, mà do lực ép của trọng lực. Nếp uốn trượt trọng lực cũng có thể gây ra cấu trúc địa đi rất phức tạp (hình 6.53).

Trong quá trình thành tạo nếp uốn trọng lực, yếu tố địa hình và tính cơ lí của đá đóng vai trò quan trọng.

Những cấu trúc uốn nếp trọng lực có quy mô lớn ở Iran đã được mô tả trong nhiều sách giáo khoa. Ở đó những tập đá vôi rắn chắc rất dày bị trượt phủ lên đá phiến chứa anhydrit có tính dẻo, dẫn đến sự hình thành các cấu trúc uốn nếp, các nếp uốn đảo, nếp uốn nằm có hình dạng phức tạp. Những nếp uốn như vậy, J. V. Harrison và N. L. Falcon gọi là nếp uốn "thác đổ" ("cascade" fold), nếp uốn trượt lớp (slip sheet fold) và nếp uốn "nhô" (flap fold) (hình 6.53, lần lượt a, b, c).



**Hình 6.53:** Các nếp uốn trọng lực ở Iran (J. V. Harrison, N. L. Falcon, xem R. G. Park, 1983).

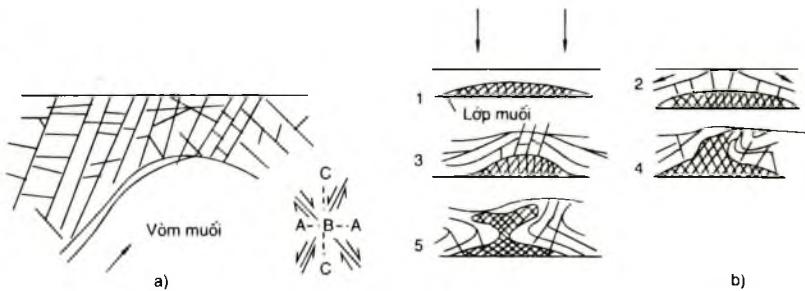
Trong nếp uốn trượt do trọng lực, mặt trục của nếp uốn vuông góc với hướng chảy, hướng trượt; trục biến dạng C song song với phương lực trượt. Mặt [AB] vuông góc với phương này. Do các nếp uốn trượt hình thành theo nhiều phương trượt khác nhau nên vị trí các trục biến dạng ABC thay đổi trong không gian.

#### 6.4.9.2.4. Nếp uốn diapia

Diapia xuất phát từ tiếng Hy Lạp (diapero) nghĩa là xuyên vào, thâm nhập vào, chọc thủng.

Nếp uốn diapia (diapir fold) thường xuất hiện ở vùng rìa của đới động, nơi tiếp giáp với vùng tương đối bình ổn về mặt kiến tạo. Chúng là sản phẩm biến dạng của những tập lớp có các đá dẻo, dễ chảy xen kẽ như thạch cao, muối mỏ hoặc các đá có tì trong rất khác nhau. Vì vậy nếp uốn diapia thường được nghiên cứu trong "kiến tạo vòm muối" (salt - dome tectonics). Điều hình đối với nếp uốn diapia là vòm của chúng là các đá rắn chắc bị phá hủy, căng dãn tạo thành đới nứt nẻ, đứt gãy thuận do lực đẩy theo phương thẳng đứng, từ dưới lên trên gây ra (hình 6.54a). Sự định hướng của hệ trục tọa độ biến dạng đặc trưng bởi trục C thẳng đứng, trục A và B nằm ngang. Tuy nhiên, cũng có một số nhà địa chất lại cho rằng nếp uốn diapia là sản phẩm của lực ép nằm ngang. Dưới tác dụng của lực ép này đá dẻo bị dồn từ cánh vào nhau lồi rồi chọc thủng đá bên trên tạo nên nếp uốn diapia

(A. Đ. Ackhangghenxki, 1940; N. M. Strakhov, 1948; H. Stille, 1925, v.v...). Trong trường hợp này trục biến dạng C, B nằm ngang, trục A thẳng đứng. Thực tế có lẽ tồn tại cả hai cơ chế thành tạo nói trên. Diapia có dạng vòm (nếp lồi), mặc dù ở phần rìa của các vòm này có thể xuất hiện các cấu trúc dạng nếp lõm nằm dọc các đứt gãy nghịch. Kiến tạo vòm muối trải qua các giai đoạn 1) nâng lên tạo vòm (do lực ép thẳng đứng ở phần bên cạnh); 2) phá hủy nóc vòm (hình thành đới cảng dãn, đứt gãy thuận); 3) trồi lên của vòm (có hình dạng phức tạp) thậm chí có bộ phận đá dẻo (muối) bị dồn theo các đường đứt gãy, các đới phá hủy; 4) sụt vũng ở rìa vòm (kèm theo các đứt gãy nghịch); 5) do bị dồn ép mạnh, phía trên của vòm bị cảng dãn, lớp muối trồi lên, mở rộng tạo ra dạng nấm; phần dưới của nấm bị thắt lại gọi là cổ (neck) (hình 6.54b).



**Hình 6.54:** a) Diapia vòm muối với cấu trúc địa hào tạo bởi hệ đứt gãy thuận vùng Hamburg (Đức) (theo F. J. Twiss và E. M. Moores, 1992; G. Đ. Ashgirei, 1963);  
 b) Quá trình hình thành nếp uốn diapia (F. Trusheim, 1960)

1, 2, 3, 4, 5 - các giai đoạn phát triển (xem trong bài).

#### 6.4.9.2.5. Nếp uốn vòm gonai

Nếp uốn vòm gonai (hoặc vòm gonai) mantled gneiss domes) là những nếp lồi có quy mô lớn, vòm rộng, thoái; cấu tạo bởi khối đá kết tinh có thành phần là gonai, granitoit ở nhân của các đai uốn nếp hoặc ở khrien Tiền Cambri. Cấu trúc này bao gồm các đá gonai nằm ở trung tâm, dạng vòm được "bao bọc" xung quanh bởi các đá trầm tích và phun trào bị biến chất. Kiểu cấu trúc này được mô tả đầu tiên ở Phần Lan với tên gọi là vòm gonai bị bao (mantled gneiss dome). Nhiều trường hợp "vò bao" là cuội kết cơ sở thể hiện quan hệ không chỉnh hợp giữa lớp phủ và đá móng đã bị biến dạng và biến chất.

#### 6.4.10. Dựa vào độ sâu thành tạo

Dựa vào độ sâu thành tạo người ta chia nếp uốn ra làm 2 loại là nếp uốn trên mặt và nếp uốn dưới sâu.

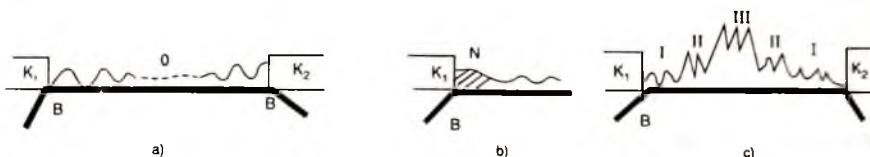
##### 6.4.10.1. Nếp uốn trên mặt

Nếp uốn trên mặt là những nếp uốn thành tạo ở độ sâu không lớn lắm, chỉ khoảng vài kilômét, các đá không bị biến chất, hoặc chỉ bị biến chất yếu, không xảy ra hiện tượng tái

kết tịnh. Các nếp uốn trên mặt chủ yếu xuất hiện ở vỏ granit, trong các phức hệ trầm tích của các bồn trũng, đặc biệt là ở phạm vi va chạm, hội tụ giữa các mảng, các teran (terrane) với lực ép chủ yếu theo phương nằm ngang, hoặc ở phạm vi chuyển động khối tảng với lực ép theo phương thẳng đứng. Thuộc nhóm nếp uốn trên mặt có các loại sau đây:

#### 6.4.10.1.1. Nếp uốn do lực ép khu vực

Các nếp uốn do lực ép khu vực hay lực tiếp tuyến, tức là lực ép song song với mặt lớp (uốn dọc, xem 6.4.9.1.1) thường gặp ở đới va chạm kiến tạo mảng, đới khâu giữa các mảng hoặc các teran. Các phức hệ trầm tích hoặc trầm tích - phun trào hình thành trong các bồn trũng nằm giữa hai mảng, khi hai mảng đó xích lại gần nhau thì các lớp đá trong bồn trũng đó bị uốn nếp. Nếu tốc độ di chuyển của hai mảng và cường độ lực tác dụng của hai mảng vào phức hệ trầm tích, trầm tích - phun trào nằm giữa chúng là tương đối như nhau thì lúc đầu ở rìa bồn trũng xuất hiện các đới uốn nếp ít nhiều đối xứng qua trục của bồn trũng. Nếu quá trình xích lại gần nhau tiếp tục xảy ra thì có thể các lớp trầm tích trẻ bị chui xuống dưới các lớp cổ hơn, cứ như thế, nhiều lần như vậy tạo nên cấu trúc nêm tảng trường hoặc nêm bồi tụ (accretionary wedge hoặc prism). Một số lớp trầm tích cùng với phần trên của manti có thể bị chui xuống dưới mảng (lục địa) kế cận hình thành đới hút chim (subduction zone). Phần lớn các lớp trầm tích bị dồn ép ngang tạo thành đới uốn nếp. Nếu trong quá trình các mảng xích lại gần nhau các đá trầm tích không bị hút chìm, thì đến một lúc nào đó, những nếp uốn ở rìa bồn trũng hình thành trong giai đoạn trước lại tiếp tục bị uốn nếp phức tạp hơn. Phần trầm tích còn lại ở giữa hai đới uốn nếp ven rìa này, tức là phần trung tâm bồn trũng, lần lượt bị biến dạng uốn nếp từ rìa, cả hai phía, vào trung tâm, rồi cuối cùng phần trung tâm cũng bị uốn nếp. Quá trình uốn nếp đó có thể liên tục hoặc tách ra từng pha riêng biệt. Có những mặt cắt cho thấy toàn vùng bị uốn nếp với phần trung tâm bị uốn mạnh nhất. Hình ảnh tương tự cũng xảy ra ngay cả khi đới hút chìm được thành tạo, khi hai mảng càng ngày càng xích lại gần nhau (hình 6.55). Trong quá trình hội tụ giữa hai mảng, chỉ có một mảng di động, một mảng đứng yên (hoặc có tốc độ dịch chuyển nhỏ

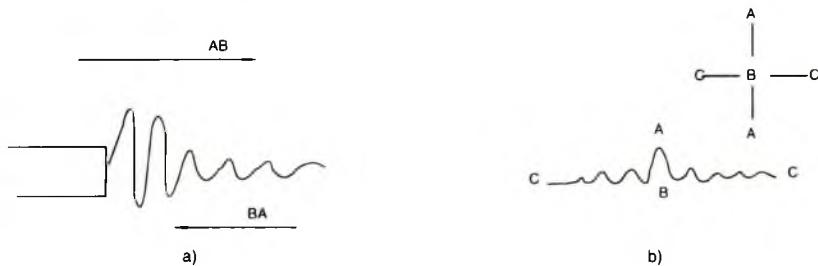


**Hình 6.55: Nếp uốn do lực ép khu vực**

$K_1, K_2$  - Các mảng hoặc teran (lục địa); O - Bồn trũng (biển) giữa các mảng;  
N - Nêm tảng trường; B - Đới hút chìm; I - Pha uốn nếp thứ nhất; II - Pha uốn nếp thứ 2;  
III - Pha uốn nếp thứ ba; v.v... a) Ép cùng vận tốc; b) Ép khác vận tốc tạo đới hút chìm;  
c) Ép, đá trầm tích không tham gia đới hút chìm.

hơn nhiều so với mảng kia) thì các nếp uốn chủ yếu phát triển ở rìa bồn trũng kè sát với mảng di chuyển với vận tốc lớn hơn. Tại đó hình thành một phức hệ nếp uốn có cường độ giảm dần theo một phương (gọi là hệ nếp uốn tắt dần) hoặc tăng dần theo một phương nào đó (hình 6.56a).

Tương tự như vậy, nếu một mảng nào đó bị phá hủy, tách dãn tạo ra các cấu trúc địa hào, tiền rift (prerift) hoặc rift, giữa chúng hình thành bồn trũng, sau đó lại bị ép lại theo kiểu kiến tạo li hợp (Lê Như Lai, 2000) thì các trầm tích và phun trào trong bồn trũng này cũng bị biến dạng với cơ chế động học như đã nói ở trên

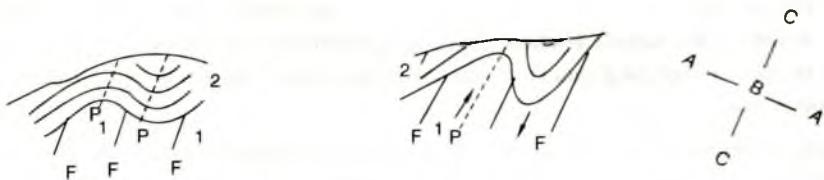


**Hình 6.56:** a) Nếp uốn tắt dần (theo phương AB), tăng dần (theo phương BA);  
b) Phương của hệ trục tọa độ biến dạng.

Trong các mặt cắt song song với phương của lực tác dụng, các nếp uốn do lực ép khu vực thường có dạng hình sin. Hệ trục tọa độ biến dạng diễn hình cho phức hệ các nếp uốn trong mặt cắt này là B và C nằm ngang, A thẳng đứng (hình 6.56b).

#### 4.6.10.1.2. Nếp uốn khôi tảng

Nếp uốn khôi tảng còn gọi là nếp uốn phản ánh (V. E. Khain, 1864) hoặc nếp uốn lượn hình (A. E. Mikhailov, 1973). Đặc điểm của nếp uốn khôi tảng (V. V. Belousov, 1971) là các nếp uốn của các tầng trầm tích phủ trên móng. Móng này bị chia cắt thành nhiều khối, tảng bởi các đứt gãy. Trong khi chuyển động, các khối nâng hạ tương đối so với nhau (chuyển động khôi tảng) làm cho trầm tích trên chúng bị uốn nếp. Do các đá trầm tích ở trên móng bị uốn, chở khôi tảng nhô lên, hoặc chuyển động lên phía trên, các đá uốn theo, tạo thành nếp lồi; chở khôi tảng hạ xuống... tạo thành nếp lõm. Nghĩa là các nếp uốn ở trên mặt phản ánh thực trạng chuyển động của móng (vì thế còn gọi là nếp uốn phản ánh). Cũng có thể cho rằng các lớp trầm tích ở trên móng uốn nếp "lượn hình" theo sự dao động của móng (nên gọi là nếp uốn lượn hình). Nhìn chung, các nếp uốn khôi tảng là những nếp uốn thoái. Mật trục của các nếp uốn khôi tảng cho phép dự đoán hướng vận động của các khôi tảng ở dưới móng. Nếu các nếp uốn khôi tảng là những nếp uốn đối xứng thì có thể cho rằng các khôi tảng đã nâng hạ theo phương thẳng đứng. Nếu các nếp uốn khôi tảng là các nếp uốn nghiêng thì phương chuyển động của các khôi tảng có thể dự đoán là song song với mật trục của các nếp uốn ở bên trên chúng (hình 6.57).



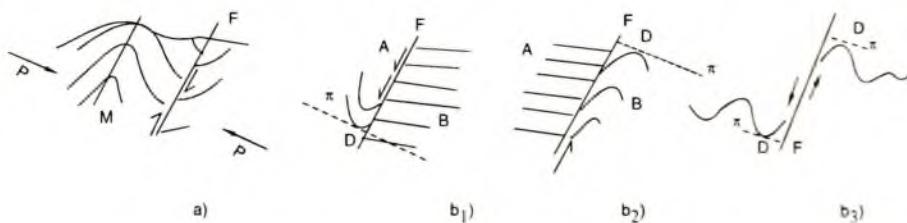
**Hình 6.57: Nếp uốn khói tảng**

1. Đá móng; 2. Lớp phủ; F - Đứt gãy; P - Mặt trục;

Mũi tên - Hướng vận động của các khối ở móng; ABC - Hệ trục tọa độ biến dạng.

#### 6.4.10.1.3. Nếp uốn liên quan với đứt gãy

Ở rìa của đứt gãy hoặc trong đới phá hủy đứt gãy thường gặp các nếp uốn có quy mô nhỏ. Các nếp uốn này phát triển ở phạm vi sát với mặt trục. Ra khỏi phạm vi đó thể nằm của các lớp lại bình thường, không bị uốn nếp. Ở những đới phá hủy đứt gãy có mặt trục nằm nghiêng thường thấy đới uốn nếp rộng liên quan với chúng. Các nếp uốn này do tác dụng của lực gây ra đứt gãy hoặc do chính sự vận động của đứt gãy tạo ra. Ở trường hợp thứ nhất, khi một lớp đá dẻo bị ép, chúng bị uốn nếp. Nhưng khi lực ép vượt quá giới hạn bên của nó thì lớp đá bị biến dạng phá hủy (đứt gãy). Trong trường hợp này, mặt đứt gãy và mặt trục của nếp uốn đều là những mặt ép nén, có cùng tính chất động học và động lực học, nên nói chung chúng song song với nhau (hình 6.58a). Sau khi đứt gãy, nếu các lực tác dụng vẫn còn tiếp tục thì các cấu trúc uốn nếp hoặc là lại tiếp tục uốn nếp để hình thành các nếp uốn của pha sau hay các nếp uốn bậc "cao" hơn (ví dụ nếp uốn ở giai đoạn trước là bậc 1, thì sau đó là các nếp uốn bậc 2, v.v...), hoặc là cũng lại bị phá hủy làm cho cấu trúc phức tạp hơn. Ở trường hợp thứ hai, các nếp uốn chỉ liên quan với đứt gãy, xuất hiện ở các đới đứt gãy. Hình dạng và sự phân bố của các nếp uốn này hoàn toàn phụ thuộc vào điều kiện



**Hình 6.58: Nếp uốn liên quan đứt gãy**

a) Lực gây uốn nếp cũng là lực tạo ra đứt gãy;

M - Mặt trục; F - Mặt đứt gãy.  $M \parallel F$ . P - Lực kiến tạo ( $P \perp F$ ).

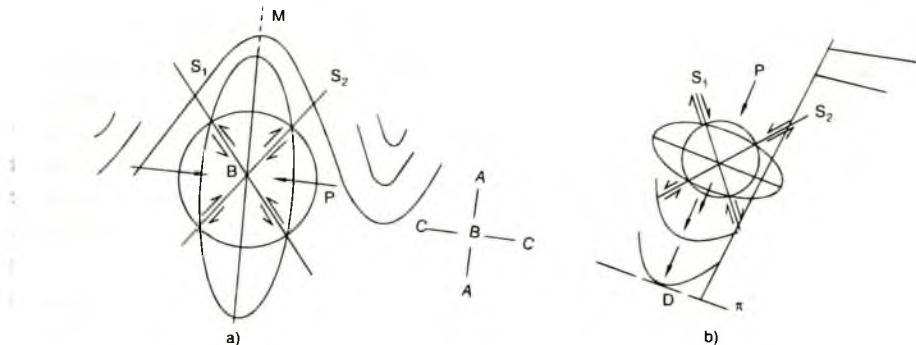
b) Đứt gãy uốn nếp, A và B là hai cánh của đứt gãy; b<sub>1</sub>: A chuyển động, B dừng yên.

b<sub>2</sub>: A dừng yên; B chuyển động. → hướng trượt của đứt gãy

(vuông góc với mặt tiếp xúc  $\pi$  tại điểm đỉnh của vòm D);

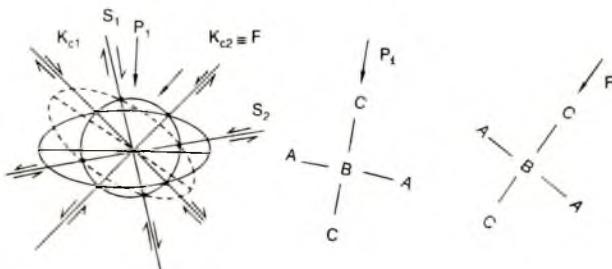
b<sub>3</sub>: khi cả hai cánh cùng dịch chuyển: → hướng của vòm nếp uốn

động học và động lực học của quá trình, hình thành đứt gãy. Nếu như trong quá trình hoạt động đứt gãy, chỉ có một cánh nào đó di chuyển thì các nếp uốn chỉ xuất hiện ở bên cánh di chuyển đó (hình 6.58b). Trong trường hợp này, hướng của vòm nếp uốn phù hợp với hướng di chuyển của đứt gãy. Khi đứt gãy có hai cánh cùng dịch chuyển, ta có hình ảnh tổ hợp của hai loại trên. Cần chú ý rằng ở trường hợp a, trong mặt cắt, hệ các nếp uốn không có biểu hiện của hệ tắt dần; ngược lại trong trường hợp b, đó là hệ các nếp uốn tắt dần (cường độ uốn nếp giảm dần khi xa đứt gãy).



**Hình 6.59:** a) Elipxoit biến dạng trường hợp a; b) Elipxoit biến dạng, trường hợp b.

Nếu cấu trúc lại là tổ hợp của a và b thì tại vùng lân cận của đứt gãy thấy được các nếp uốn của hai pha đó. Các nếp uốn của pha a bị các nếp uốn của pha b phá hủy, gây biến dạng. Trong trường hợp a, elipxoit biến dạng làm cho các nếp uốn có trục A song song với mặt trục M (nếu biến dạng ở trạng thái dẻo) hoặc song song với S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> - giao tuyến của hình cầu với elipxoit nói trên - xem 3.9.1 (nếu biến dạng ở trạng thái đàn hồi). Khi đó góc giữa P và S<sub>1</sub> hoặc S<sub>2</sub> < 90°; P ⊥ M; hướng dịch chuyển của đứt gãy (F//S<sub>1</sub> hoặc S<sub>2</sub>) như ở hình 6.59.



**Hình 6.60:** Vị trí các elipxoit biến dạng ở giai đoạn hình thành đứt gãy và giai đoạn uốn nếp liên quan với đứt gãy.

Đôi khi cũng có thể thấy được  $S_1$ ,  $S_2$  xuất hiện ở trạng thái biến dạng dẻo, góc  $PS_1$  hoặc  $PS_2 > 45^\circ$  hoặc chuyển từ  $> 45^\circ$  sang  $< 45^\circ$  (biến dạng dẻo sang biến dạng dòn). Hình 6.60 cho thấy  $Kc_1$  và  $Kc_2$  là hệ các khe nứt cắt đã phát triển thành đứt gãy, trong đó  $F \equiv$  (trùng với)  $Kc_2$ , và biến dạng xảy ra ở trạng thái đàn hồi với lực tác dụng kiến tạo  $P_1$ . Elipxoit về đường liên biều diễn trạng thái biến dạng sinh ra đứt gãy  $Kc_1$ ,  $Kc_2$ .  $S_1$  và  $S_2$  là các cấu tạo cắt liên quan với đứt gãy  $F$ . Elipxoit biến dạng ở giai đoạn này được vẽ bằng đường không liên tục. Nếu  $S_1 \equiv Kc_1$  ta bảo  $Kc_1$  tái hoạt động trong đứt gãy, đối  $Kc_1 S_1$  chiếm ưu thế trong bình đồ kiến tạo phá hủy khu vực.

#### 6.4.10.1.4. Nếp uốn liên quan với magma

Ở trên chúng ta đã mô tả các nếp uốn song song kiểu thứ 2. Đó là các nếp uốn liên quan với các nguồn nhiệt, trong đó có vòm dung nham magma từ dưới sâu di lên. Ngoài những hiện tượng như đã nêu ở phần 4.6.9.2.1 chúng ta cần chú ý rằng, trên đường dâng lên của vòm magma, vòm này choán chỗ, đồng hóa các đá, gây ra những lực ép đáng kể vào đá vây quanh và làm cho đá vây quanh bị uốn nếp. Ở vùng tiếp xúc biến chất cao/mạnh, các nếp uốn bị hiện tượng biến chất xóa nhòa, khó nhận biết. Ra khỏi đối biến chất cao có thể nhận rõ các nếp uốn do vòm dung nham magma xuyên lên gây ra.

Nếu xem lực tác dụng gây uốn nếp là lực của lò magma thì mặt trục của các nếp uốn liên quan với chúng phải vuông góc hoặc có quan hệ nhất định với phương tác dụng và như thế mặt tiếp xúc với tất cả các mặt trục của các nếp uốn xung quanh khối magma trong nhiều trường hợp phản ánh bề mặt tiếp xúc của thể xâm nhập với đá vây quanh. Từ hình dạng của bề mặt này có thể dự đoán hướng chính của khối magma nóng chảy tác động vào đá vây quanh. Nếp uốn song song kiểu thứ hai chủ yếu được thành tạo trên vòm của thể xâm nhập. Cùng với các nếp uốn ở sườn của thể xâm nhập, chúng là các nếp uốn liên quan với khối magma.

Như sẽ trình bày ở phần sau, hiện nay những hiểu biết của chúng ta về các nếp uốn ở dưới sâu còn hạn chế. Những nếp uốn đã được mô tả trong sách giáo khoa này đều có thể xem là các nếp uốn trên mặt.

#### 6.4.10.2. Nếp uốn dưới sâu

Nếp uốn dưới sâu là nếp uốn được thành tạo ở dưới sâu, khoảng trên vài kilômét, vào lúc chúng được thành tạo. Thực ra không có một độ sâu nào cụ thể được xem là giới hạn của hiện tượng uốn nếp trên mặt và uốn nếp dưới sâu. Những nếp uốn mà hiện nay chúng ta quan sát được ở ngoài trời hoặc do hoạt động kiến tạo đã nâng cả vùng từ dưới sâu lên, trong đó có các nếp uốn, hoặc do bào mòn làm chúng lộ ra. Từ những nếp uốn đã lộ ra này không phải dễ dàng gì có thể xác định được độ sâu thành tạo chúng. Người ta thường gắn các dời uốn nếp sau với các dời migmatit hóa, granit hóa vì cho rằng các loại đá này được thành tạo trong điều kiện tái nóng chảy, nghĩa là phải xảy ra ở điều kiện nhiệt độ rất lớn, nói cách khác phải ở rất sâu. Lập luận như vậy cũng không hoàn toàn đúng, bởi vì migmatit hóa và granit hóa có thể xảy ra ngay ở dời biến chất tiếp xúc, ở độ sâu không nhất thiết phải thật lớn.

Theo các đới hút chìm (subduction zone), vật chất ở trên mặt bị đẩy xuống sâu, nhiệt độ cao, áp suất lớn, chúng bị biến chất, nóng chảy đồng hóa trở thành magma. Khi đó các cấu tạo ban đầu (các cấu tạo mặt) không thể tồn tại, vì vậy không thể có được những nếp uốn nhân biết trên cơ sở các tầng phân lớp đã bị nhún chìm. Các dòng dung nham mới được thành tạo chịu áp lực mạnh mẽ dọc theo đới hút chìm có thể xuất hiện các dạng cấu tạo mới và chúng cũng không thể duy trì các dạng cấu tạo đó trong điều kiện nhiệt độ cao, áp suất lớn. Ở phạm vi giữa móng chảy và déo quanh, vật chất có thể bị uốn nếp, đặc biệt là khi chúng tiêm nhập vào các đá rắn chắc hơn ở bên trên. Vật chất hình thành trong môi trường như vậy rất phức tạp. Các nếp uốn của các dòng vật chất cũng chỉ có quy mô nhỏ, thuộc loại các nếp uốn chảy. Những lực tác dụng theo phương nằm ngang dẫn đến sự thành tạo các nếp uốn chảy đứng. Theo A. E. Mikhalov, 1973 thì những nếp uốn chảy đứng thường có dạng tuyến, vòm nhọn, cách dốc, bắn lề nằm ngang hoặc hơi nghiêng, đá phiến hóa mạnh, mặt phiến song song với mặt trực của nếp uốn. Nếp uốn chảy ngang, theo A. E. Mikhalov, 1973 là do lực tác động theo phương thẳng đứng gây ra, thường thoải, bắn lề dốc đứng, cánh dốc đứng.

Như đã nói ở trên, các nếp uốn ở dưới sâu chưa được nghiên cứu đầy đủ. Quan niệm cho rằng chỉ có lực thẳng đứng hoặc nằm ngang mới gây ra các nếp uốn cũng không thực tế, vì lực kiến tạo, ngay cả ở dưới sâu cũng tác động theo không gian ba chiều.

#### **6.4.11. Dựa vào quan hệ giữa uốn nếp và trầm tích**

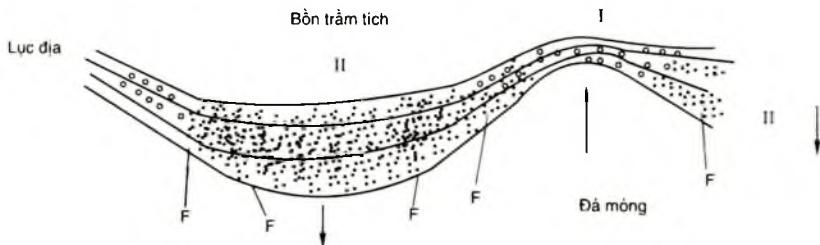
Các nếp uốn có thể được hình thành ngay trong quá trình trầm tích hoặc sau quá trình trầm tích. Nếu gọi quá trình uốn nếp là U, quá trình trầm tích là T, ta thấy quan hệ giữa chúng có thể là T/U (trầm tích rồi sau đó mới xảy ra hiện tượng uốn nếp), T + U (trầm tích đồng thời với uốn nếp hay còn gọi là uốn nếp đồng trầm tích), T/T + U/T (với kí hiệu này ta có thể hiểu là trầm tích được một số lớp mới xảy ra quá trình vừa trầm tích vừa uốn nếp và sau khi uốn nếp lại tiếp tục trầm tích, v.v...). Chúng ta cần dùng các kí hiệu để mã hóa các quá trình đó.

##### **6.4.11.1. Nếp uốn đồng trầm tích (T + U)**

Như đã nói ở trên, nếp uốn đồng trầm tích là nếp uốn được hình thành ngay trong quá trình trầm tích. Chúng có thể là nếp lồi hoặc nếp lõm, quy mô lớn. Trong các phần trước đây đã nêu, nếp lồi đồng trầm tích có đặc điểm là bề dày của các lớp ở vòm mỏng hơn so với bề dày ở cánh. thậm chí ở vòm còn có thể vắng mặt một số lớp nào đó. Các thành tạo ở vòm nói chung có kích hạt thô hơn ở cánh. Sở dĩ có hiện tượng này vì, trong quá trình trầm tích phần vòm được nâng lên; là nơi nóng hơn các vùng xung quanh cho nên trầm tích các vật liệu hạt thô và nếu hiện tượng nâng lên mạnh mẽ thì còn có thể xuất hiện các mặt bào mòn, thiếu vắng các lớp trầm tích (so với cánh). Nói cách khác có thể tạo nên cấu trúc không chỉnh hợp ở phần đỉnh trong nếp uốn. Nếp lõm đồng trầm tích thường xuất hiện đơn độc hoặc có mối liên quan về nguồn gốc với các nếp lồi đồng trầm tích. Đặc điểm chung của nếp lõm đồng trầm tích là bề dày của lớp ở vòm dày hơn so với bề dày của lớp đó ở

cánh. Nếp lõm đồng trám tích có những điểm tương phản với nếp lồi đồng trám tích lân cận. Đá trám tích ở vòm, nơi trung nhất của nếp lõm, có kích thước hạt nhỏ nhất. Nếu như ở vòm nếp lồi đồng trám tích có thể thiếu vắng một số lớp thì ở vòm nếp lõm đồng trám tích lại có đầy đủ các lớp. Không những thế, nếu lớp nào đó thiếu vắng, hoặc có bề dày mỏng ở phạm vi nếp lồi thì chúng lại có mặt hoặc có bề dày lớn ở phạm vi nếp lõm đồng trám tích lân cận (hình 6.61).

Sự xuất hiện nếp lồi đồng trám tích bên cạnh nếp lõm đồng trám tích thường liên quan với chuyển động khói tảng của móng. Phần cánh trung gian giữa chúng ở dưới móng thường là đới phá hủy dứt gãy thuận có mặt trượt nghiêng về phía nếp lõm, hoặc dứt gãy nghịch với mặt trượt nghiêng về phía nếp lồi. Đường uốn của các nếp uốn này phù hợp với đường dứt gãy của đá móng. Nếu các cấu trúc nếp lồi và nếp lõm đồng trám tích phát triển liên tục theo một mặt cắt nào đó thì móng của nếp lõm tương ứng với cấu trúc dia hào, móng của nếp lồi tương ứng với dia lũy. Nhiều trường hợp móng của nếp lồi có thể là một hệ các dứt gãy nghịch, được nâng lên có tính hệ thống tạo nên cấu trúc nêm trồi (Lê Như Lai, 2000). Trong khi đó nếp lõm đồng trám tích bên cạnh chủ yếu lại được hình thành ở phần sụt tương đối ở rìa của cấu trúc nêm trồi này (xem 8.4.7; hình 8.65).



**Hình 6.61: Nếp lồi (I) và nếp lõm (II) đồng trám tích**

1, 2, 3... - Các lớp trám tích; → Mũi tên chỉ hướng vận động của móng; F - Dứt gãy

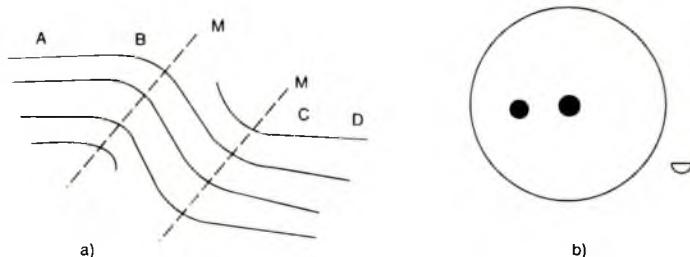
#### 6.4.11.2. Nếp uốn đồng trám tích phân đoạn ( $T/T + U$ )

Các nếp uốn đồng trám tích phân đoạn thể hiện ở quá trình phát triển của chúng, bắt đầu hiện tượng trám tích bình thường sau đó chuyển sang giai đoạn đồng trám tích. Ở giai đoạn sau, các lớp trám tích nằm ngang hình thành ở giai đoạn trước bị uốn nếp liên quan với chuyển động của móng. Nếu móng bị sụt lún, các lớp này bị dồn ép, tạo ra các nếp uốn trượt theo sườn, các nếp uốn chảy, dồn về phía trung tâm sụt lún làm cho cấu trúc ở đây rất phức tạp, phủ trên chúng là các thành tạo của nếp lõm đồng trám tích tiếp theo. Nếu móng bị nâng lên, tương ứng với phạm vi của móng là cấu trúc nếp lồi của các lớp thành tạo ở giai đoạn trước. Rìa của khối nâng này là cấu trúc nếp lõm. Các nếp lồi và nếp lõm đồng trám tích phát triển trên các cấu trúc nếp lồi, nếp lõm nói trên tạo ra cấu trúc nếp uốn chồng.

#### 6.4.12. Dựa vào tổ hợp các nếp uốn theo chiều ngang

##### 6.4.12.1. Nếp oằn

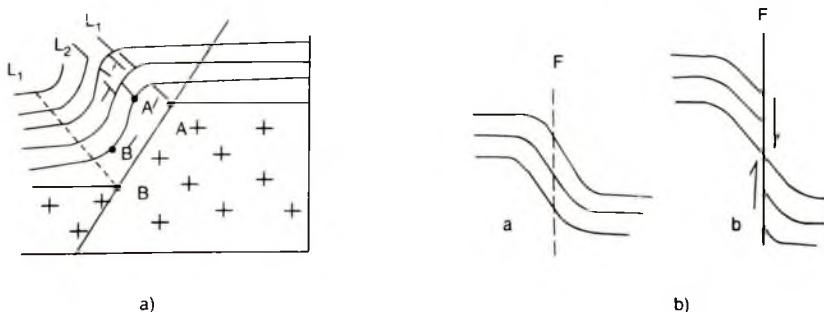
Trong các nếp uốn thường gặp có những nếp uốn phát triển dài dù, nhưng cũng có những nếp uốn lại chỉ thể hiện bởi cường độ uốn nếp yếu ớt của chúng. Những nếp uốn như vậy gọi là nếp oằn (flexure). Nếp oằn là những nếp uốn cấu tạo bởi một nếp lồi và một nếp lõm có cánh chung nằm nghiêng hoặc thẳng đứng và cánh còn lại nằm ngang (hình 6.62). Cánh chung gọi là cánh nối của nếp oằn. Khoảng cách giữa hai cánh nằm ngang gọi là chiều cao của nếp oẰn. Mặt chứa cánh chung gọi là mặt oằn hoặc mặt chung.



**Hình 6.62:** a) Nếp oẰn: AB, CD - nằm ngang, BC - cánh chung, M - Mặt trục;  
b) Đồ thị chiếu cầu của nếp oẰn.

Do có cánh nằm ngang nên đồ thị chiếu cầu của nếp oẰn bao giờ cũng có một cực đại ở tâm đồ thị và một cực đại khác nằm trên bán kính hoặc chu vi của đồ thị tùy thuộc vào góc dốc của cánh chung.

Cũng có người cho rằng nếp oẰn là nếp uốn rất thoải (gentle fold), có góc nếp uốn trên  $120^\circ$  (R. G. Park, 1983). Các nếp oẰn thường phát triển đơn độc.

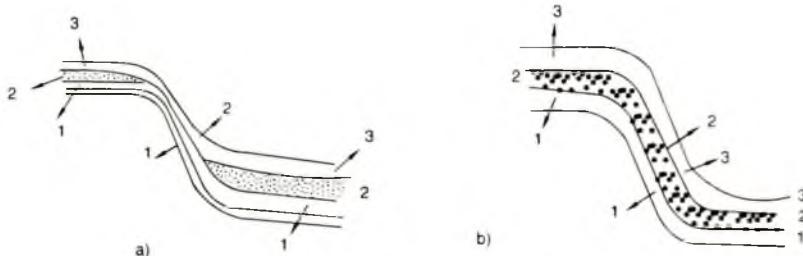


**Hình 6.63:** a) Nếp oẰn liên quan đứt gãy: AB - Cụ li theo mặt trượt của đứt gãy;  
A'B' - Chiều dài cánh nối của nếp oẰn; L<sub>1</sub> - Phương đứt gãy; L<sub>2</sub> - Phương nếp oẰn;  
b) a - Nếp oẰn (trước đứt gãy); b - Đứt gãy từ nếp oẰn; F - Đứt gãy.

Những nếp oằn liên quan với dứt gãy ở dưới móng thường có cánh chung song song với mặt dứt gãy, chiều cao của nếp oằn phản ánh biên độ chuyển dịch của dứt gãy và phạm vi phân bố của nếp oằn (trục của nếp oằn) phù hợp với phạm vi phân bố của dứt gãy, phương của nếp oằn tương ứng với phương của dứt gãy, mặt chung của nếp oằn song song với mặt dứt gãy (hình 6.63).

Nếp oằn cũng có thể là trạng thái trước dứt gãy của một cấu trúc hoặc một cấu trúc chưa phát triển đến mức dứt gãy (hình 6.63). Nếp oằn cũng có thể là hai cánh của một nếp uốn hình hộp về nguồn gốc chúng liên quan với khối nâng dạng địa lũy của móng. Cũng như vòm của các loại nếp uốn khác, vòm của các nếp uốn thành phần của nếp oằn có thể uốn cong hoặc gãy góc với các góc khác nhau. Đối với các nếp oằn có vòm gãy góc người ta gọi chúng là nếp oằn gãy, tương ứng với các nếp uốn gãy không đối xứng (kink fold).

Đối với các nếp oằn người ta cũng phân biệt các loại theo mối quan hệ đối với quá trình trầm tích. Các nếp oằn đồng trầm tích ( $T + O$ ,  $T$  là trầm tích,  $O$  là oằn) có cấu tạo phức tạp, bề dày và tướng đá ở hai cánh khác nhau. Cột địa tầng lập cho phạm vi cánh dưới (thấp) thường dày dù, các lớp dày hơn, đá hạt mịn hơn so với cánh trên (cao). Ở phạm vi cánh nổi, các lớp có bề dày mỏng nhất, hiện tượng chảy vật liệu phổ biến dẫn đến thiếu vắng các lớp, gián đoạn trầm tích... Nếp oằn thành tạo sau trầm tích ( $T/O$ ) có đặc điểm là bề dày và tướng đá của hai cánh không thay đổi. Hiện tượng chảy ở cánh nổi chỉ xảy ra khi vật liệu còn ở trạng thái dẻo, chưa gắn kết thành đá; khi đó các lớp ở cánh nổi có thể có bề dày giảm đi và tăng cường vật chất cho vòm nếp lõm cũng như làm cho vòm nếp lõm trong cấu trúc nếp oằn phức tạp hơn (hình 6.64).



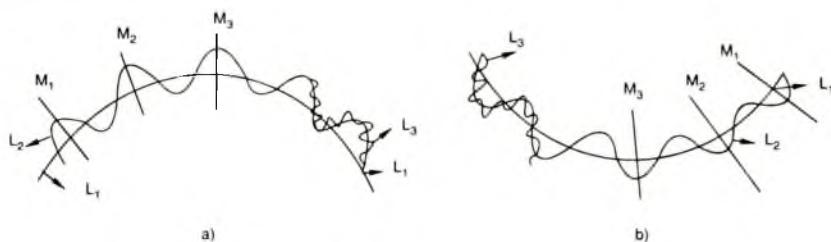
Hình 6.64: Nếp oằn đồng trầm tích (a) và sau trầm tích (b).

#### 6.4.12.2. Phức nếp lồi và phức nếp lõm

Phức nếp lồi (anticlinorium) là một hệ thống các nếp uốn phức tạp. Trong mặt cắt ngang vuông góc với trục của các nếp uốn thành phần, phức nếp lồi có dạng là một nếp lồi lớn, cánh của chúng lại bị phức hóa bởi các nếp uốn có kích thước nhỏ hơn và ngay trên cánh của các nếp uốn nhỏ hơn này lại bị phức tạp hóa bởi các nếp uốn kích thước nhỏ hơn nữa. Nếp lồi khai quát có kích thước lớn nhất trong một phức nếp lồi gọi là nếp lồi bậc I; các nếp uốn có quy mô nhỏ hơn phát triển trên cánh nếp lồi bậc I gọi là các nếp uốn bậc II, trên cánh bậc II, gọi là các nếp uốn bậc III, v.v...

Phức nếp lõm (synclinorium) là một hệ thống các nếp uốn phức tạp. Trong mặt cắt ngang vuông góc với trục của các nếp uốn thành phần, phức nếp lõm có dạng một nếp lõm lớn, cánh của chúng lại bị phức tạp hóa bởi các nếp uốn có kích thước nhỏ hơn và trên cánh của các nếp uốn nhỏ hơn này lại có thể phát triển các nếp uốn nhỏ hơn nữa... Các nếp uốn của một phức nếp lõm cũng được phân bậc tương tự như phức nếp lồi.

Các phức nếp lồi hoặc các phức nếp lõm thường có quy mô rất lớn. Chúng được thành tạo riêng biệt hoặc cũng có thể được thành tạo liên tiếp với nhau trong mặt cắt ngang. Các tổ hợp nếp uốn nói trên có thể nhận biết dựa vào các mặt cắt địa chất. Trên bình đồ các cấu trúc này chỉ có thể xác định dựa vào sự phân bố của các đá có tuổi khác nhau theo một quy luật nhất định đủ để xác định rằng chúng là thành phần của các nếp uốn phát triển trên cánh của một nếp uốn khác. Theo G. Đ. Ashgirei (1963), A. E. Mikhailov (1958) và một số các nhà địa chất khác thì trong lát cắt ngang của một phức nếp lõi có mặt trực nghiêng vào trung tâm của phức nếp lõi bậc cao hơn và như vậy mặt trực của các nếp uốn trên cánh chum lại ở phần trung tâm (nhân) của phức nếp lõi, hay nói cách khác chúng tạo ra cấu tạo hình quạt thuận (hình 6.65).



**Hình 6.65: Phức nếp lồi (a) và phức nếp lõm (b).**

L<sub>1</sub> - Nếp uốn bậc I; L<sub>2</sub> - Nếp uốn bậc II; L<sub>3</sub> - Nếp uốn bậc III, ...

I - trung tâm của phức nếp uốn, M<sub>1, 2, 3, 4</sub> ... Mặt trực của các nếp uốn.

Đối với phức nếp lõm thì sự phân bố của các nếp uốn trên hai cánh và sự định hướng mặt trực các nếp uốn thành phần lại ngược lại. Trên mặt cắt, mặt trực các nếp uốn thành phần nghiêng ra phía ngoài của trung tâm phức nếp lõm; các mặt trực giao nhau ở một điểm bên ngoài phức nếp lõm, hình thành cấu tạo hình quạt ngược. Tuy nhiên, đặc điểm phân bố và vị trí không gian của các nếp uốn thành phần trong cấu trúc phức nếp lõi, phức nếp lõm của các nếp uốn thành phần trong cấu trúc phức nếp lõi, phức nếp lõm như đã nêu ở trên chỉ đúng cho cơ chế thành tạo với lực tác dụng (kiến tạo) theo phương thẳng đứng (chiếm ưu thế). Nếu lực tác dụng kiến tạo định hướng theo phương nằm ngang (là chính) thì tính phân bố các cấu tạo thành phần trong cấu trúc phức hệ nếp lõi và phức nếp lõm lại ngược lại (Lê Như Lai, 1977, 1979).

Một số nhà địa chất chia các cấu trúc phức nếp lõi và nếp lõm ra làm hai loại là phức nếp lõi thực hoặc bình thường (normal anticlinorium) nếu mặt trực các nếp uốn nhỏ, bậc

thấp chụm theo hình quạt thuận và phức nếp lồi không bình thường (anormal anticlinorium) nếu chúng thể hiện là hình quạt ngược. Ở trường hợp phức nếp uốn thực hoặc bình thường (normal synclinorium) các mặt trục nếp uốn nhô tạo ra hình quạt ngược. Trường hợp phức nếp lõm không bình thường (anormal synclinorium) chúng tạo ra hình quạt thuận.

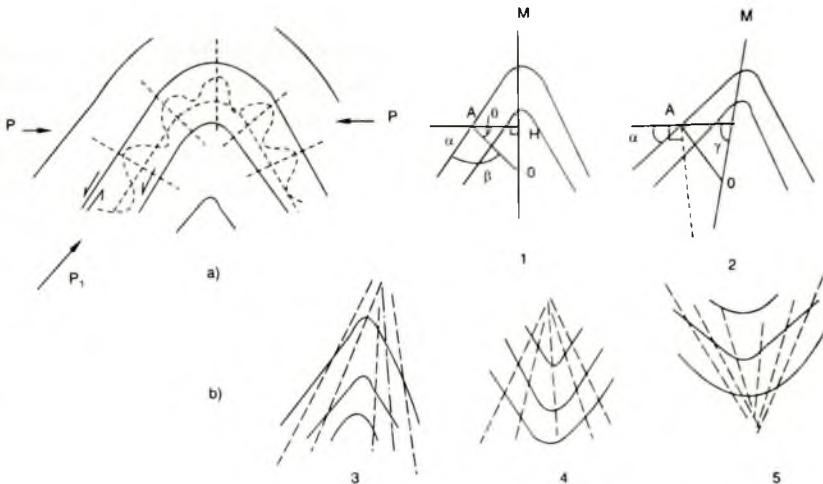
Trong thực tế cấu trúc của phức nếp lồi, phức nếp lõm rất phức tạp, phải nghiên cứu chi tiết, do các số liệu cấu tạo mặt, cấu tạo đường ở nhiều điểm mới hi vọng vẽ được chính xác các cấu trúc đó và mới có thể xác định được điều kiện động học, động lực học của quá trình thành tạo chúng.

#### 6.4.12.3. Nếp uốn kéo theo

Ở những tập đá trầm tích có các lớp đá rắn xen kẽ với các lớp đá dẻo bị uốn nếp, các lớp đá dẻo nằm giữa các lớp đá rắn đó bị uốn nếp rất phức tạp. Hiện tượng hình thành các nếp uốn nhỏ giữa các lớp đá rắn khi uốn nếp gọi là hiện tượng uốn nếp kéo theo (drag folding) giống như các nếp uốn tương tự kiểu thứ hai. Các đá rắn không chế đổi với đá dẻo hơn (sét kết, sét than, đá macnơ, v.v...) và làm cho các đá dẻo bị dồn ép trong khuôn của đá rắn là nguyên nhân dẫn đến sự hình thành các nếp uốn kéo theo. Thế nằm của mặt trục các nếp uốn kéo theo nói chung gần như vuông góc với hướng đẩy dọc theo mặt lớp ( $P_1$ ) và không vuông góc với phương lực kiến tạo gây ra nếp uốn chính ( $P$ ). Với hình thái, các nếp uốn kéo theo cũng được xem là tổ hợp các nếp uốn theo chiều ngang.

Trường hợp lực ép là lực tiếp tuyến, phần trên của lớp dẻo dịch chuyển về phía vòm của nếp lõm lân cận (tức là dịch chuyển ra khỏi vòm của nếp lồi), phần dưới dịch chuyển ngược lại. Trường hợp lực ép thẳng đứng thì phần trên của lớp dẻo dịch chuyển về phía vòm của nếp lồi, phần dưới dịch chuyển ngược lại. Cả hai trường hợp đều dẫn đến sự xuất hiện ngẫu lực trong lớp dẻo làm cho mặt trục của các nếp uốn kéo theo nghiêng đi một góc  $\beta$  với mặt lớp và không vuông góc với  $P_1$ .

Nếu gọi góc dốc của cánh nếp uốn là  $\alpha$  thì khi  $\alpha + \beta < 90^\circ$  ta có cấu tạo hình quạt ngược, tạo bởi mặt trục các nếp uốn kéo theo. Nếu  $\alpha + \beta$ , ta có cấu tạo hình quạt thuận, khi  $\alpha + \beta > 90^\circ$  mặt trục của nếp uốn kéo theo tạo với mặt trục của nếp uốn một góc  $90^\circ - \gamma$ , trong đó  $\gamma$  là góc dốc của mặt trục nếp uốn chính. Nếu nếp uốn chính là nếp uốn có mặt trục thẳng đứng  $\gamma = 90^\circ$ , mặt trục của các nếp uốn kéo theo song song với mặt trục của nếp uốn chính (chứa các nếp uốn kéo theo). Do góc dốc của các cánh  $\alpha$  thường nhỏ hơn  $90^\circ$  nên để  $\alpha + \beta < 90^\circ$  thì mặt trục của nếp uốn kéo theo phải dốc (nghiêng) cùng chiều với cánh nếp uốn chính chứa nó; để  $\alpha + \beta > 90^\circ$  thì chúng phải dốc ngược chiều. Như vậy khi thấy cánh nếp lồi chính (hoặc còn gọi là nếp lồi chung) dốc cùng chiều với mặt trục của nếp uốn kéo theo, thì tập hợp mặt trục của các nếp uốn kéo theo có dạng hình quạt ngược, và nếu mặt trục của các nếp uốn kéo theo dốc ngược chiều với thế nằm của cánh nếp uốn chính, ta có cấu tạo hình quạt thuận. Ở trường hợp nếp uốn chính là nếp lõm ta có kết luận ngược lại.



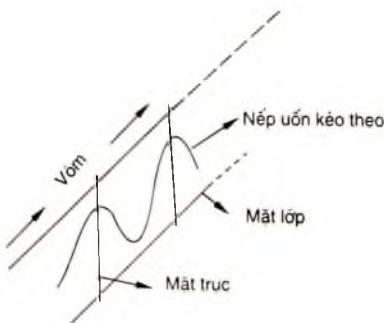
**Hình 6.66:** a) Định hướng các mặt trục trong nếp uốn kéo theo;

b) Mối quan hệ giữa thể nằm của cánh nếp uốn chính và mặt trục của nếp uốn kéo theo:

1. Nếp lồi đối xứng; 2. Nếp lồi không đối xứng. Mặt trục nếp uốn kéo theo và mặt lớp đổ ngược chiều, cấu tạo hình quạt thuận; 3. Nếp lồi, đổ thuận chiều, cấu tạo hình quạt ngược; 4. Nếp lõm, đổ ngược chiều, cấu tạo hình quạt ngược; 5. Nếp lõm, đổ cùng chiều, hình quạt thuận
- $\alpha$  - góc dốc của cánh;  $\beta$  - góc giữa mặt trục nếp uốn kéo theo và mặt lớp
- $\theta$  - góc nghiêng của mặt trục nếp uốn kéo theo;  $\gamma$  - góc nghiêng của mặt trục nếp uốn chính;
- M - Mặt trục nếp uốn chính; OA - Mặt trục nếp uốn kéo theo.

Nếu gọi  $\theta$  là góc dốc của mặt trục nếp uốn kéo theo ta cũng có thể thấy được các kết luận nói trên. Khi mặt trục nếp uốn kéo theo đổ ngược chiều với cánh của nếp uốn chính ta có cấu trúc hình quạt thuận. Khi các yếu tố trên cùng đổ về một phía ta có cấu trúc hình quạt ngược. Trong cấu trúc nếp lõm ta có kết luận ngược lại (hình 6.66).

Ở những vùng uốn nếp mạnh, hình thành các nếp uốn đảo, về sau vòm của chúng bị bào mòn, có thể dựa vào mặt trục của các nếp uốn kéo theo để xác định hình dạng của nếp uốn. Góc nhọn tạo bởi mặt trục của nếp uốn kéo theo và mặt lớp có mũi nhọn chỉ hướng dịch chuyển của phần dưới thuộc lớp nằm trên chúng. Trong biến dạng do lực tiếp tuyến, hướng này chỉ về phía vòm nếp lồi (hình 6.67).



**Hình 6.67:** Xác định vòm nếp uốn dựa vào vị trí mặt trục nếp uốn kéo theo.

#### **6.4.12.4. Nếp uốn không diều hòa**

Nếp uốn không diều hòa (disharmonic fold) về hình thái và cơ chế thành tạo cũng giống như nếp uốn kéo theo. Tuy nhiên, nếp uốn không diều hòa có quy mô lớn. Đặc trưng của nếp uốn không diều hòa là sự xuất hiện các nếp uốn nhò trong đá dèo nằm giữa đá cứng làm mất tích song song, tính tương tự trong các lớp của một nếp uốn, hay nói cách khác, làm mất tính diều hòa (harmonic) của một cấu trúc uốn nếp. Dựa vào đặc điểm này người ta phân chia các nếp uốn ra làm hai loại, loại diều hòa (harmonic) như nếp uốn song song, nếp uốn đồng tâm và loại không diều hòa (disharmonic) là nếp uốn không diều hòa, nếp uốn kéo theo và nếp uốn diapia.

Phản đá dèo bị uốn nếp trong những nếp uốn không diều hòa lớn lộ ra bị phá hủy, bào mòn. Trên chúng có nơi còn có các lớp đá rắn chắn nằm dưới dạng tàn dư, rất dễ nhầm với địa đi. Những khối đá rắn đó như khối địa đi, từ nơi khác đưa đến. Các nếp uốn kéo theo có thể nhầm với đới vò nhau do hiện tượng địa đi gây ra.

Nếp uốn diều hòa và nếp uốn kéo theo không phải là cấu trúc kiểu phức nếp uốn điển hình. Tính phức tạp của các nếp uốn này chỉ thể hiện ở sự biến dạng phức tạp của lớp đá dèo giữa lớp đá rắn hơn, trong một nếp uốn hoặc trong một đới nhiều nếp uốn. Chúng không mang tính tổ hợp theo chiều ngang của một dãy nếp uốn một cách toàn diện như phức nếp lồi và phức nếp lõm.

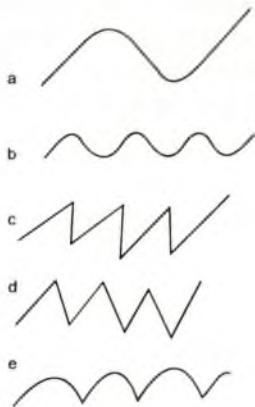
#### **6.4.13. Tổ hợp các nếp uốn theo chiều thẳng đứng**

Các nếp uốn chồng (superimposed folds) hoặc các nếp uốn có các lớp uốn cong dạng vòm cong xen kẽ với các lớp uốn vòm gãy có thể xếp vào loại này. Trong mặt cắt AB hoặc AC các lớp có tính cơ lí khác nhau tạo ra các nếp uốn khác nhau nằm chồng lên nhau.

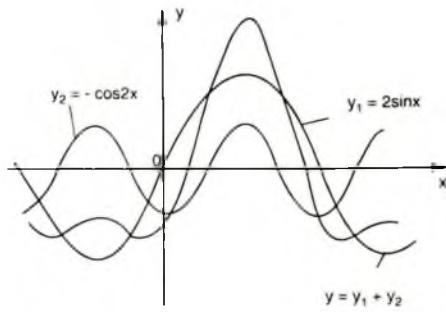
#### **6.4.14. Dựa vào hình dạng toán học của các nếp uốn**

Trong các mặt cắt vuông góc với trục B của nếp uốn, hình dạng của một nếp uốn được nhận biết dựa vào giao tuyến của mặt một lớp nào đó với mặt cắt vuông góc đó. Hình dạng của giao tuyến này phức tạp, tuy nhiên, xét tổng thể hoặc xét trong phạm vi nhất định và lựa chọn hệ trục tọa độ vuông góc thích hợp có thể xem chúng là đường biểu diễn của các hàm số nào đó. Dưới đây là một số ví dụ.

Nếp uốn có dạng như ở hình 6.56a, có thể đưa về  $f(x) = ax^3 + bx^2 + cx + d$ ; hình 6.56b, đưa về  $f(x) = \sin bx$ ; hình 6.56c, đưa về  $f(x) = \sin bx + \cos bx$ ; hình 6.68d, đưa về  $f(x) = -\frac{2a}{\pi} \left[ \sin x + \frac{\sin 2x}{2} + \frac{\sin 3x}{3} + \dots \right]$ , hoặc  $f(x) = |\sin x|$  hoặc  $|\cos x|$ ; hình 6.56e, đưa về  $f(x) = \frac{8a}{\pi^2} \left[ \frac{\sin x}{1^2} - \frac{\sin 3x}{3^2} + \frac{\sin 5x}{5^2} - \dots \right]$  hoặc  $f(x) = |x|$  với  $-\pi < x < \pi$ .



Hình 6.68: Hình dạng toán học các nếp uốn.



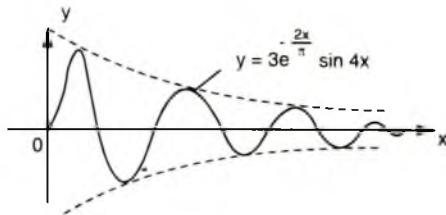
Hình 6.69: Uốn nếp có dạng hàm số  $y = y_1 + y_2$ .

Về mặt toán học, hình dạng các nếp uốn gần gũi với các hàm số sin và hàm số cosin. Giả sử các nếp uốn có dạng như ở hình 6.69, lựa chọn một hệ trục tọa độ thích hợp, ta có thể biểu diễn chúng dưới dạng  $y = y_1 + y_2 = 2\sin x - \cos 2x$ . Với nếp uốn có dạng tắt dần như ở hình 6.70, cũng có thể xác định được hàm số của đồ thị ấy gần gũi với:

$$y = 3e^{-\frac{2x}{\pi}} \sin 4x.$$

Việc hàm số hóa hình dạng các nếp uốn

rất có lợi khi chúng ta muốn xác định độ co rút gây ra khi uốn nếp, cũng như tìm hiểu mối liên quan toán học trong các cấu trúc (Lê Như Lai, 1973, 1974, 1979).

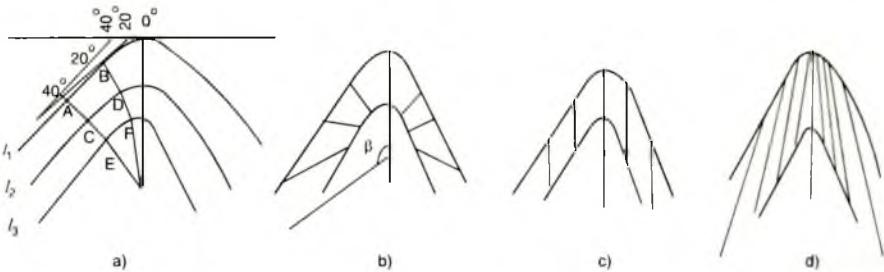


Hình 6.70: Đồ thị của nếp uốn tắt dần.

#### 6.4.15. Dựa vào đường đẳng dốc (đẳng giác)

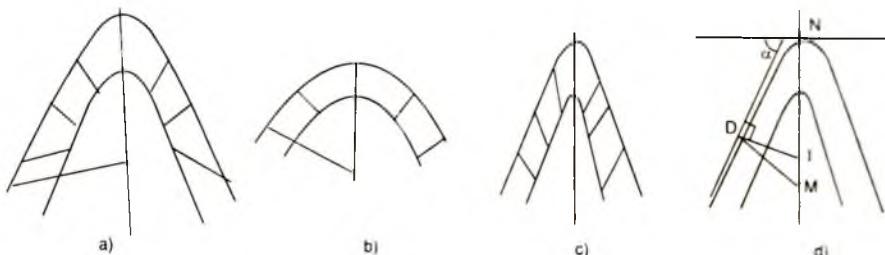
Trong mặt cắt vuông góc với trục nếp uốn, đường đẳng dốc (dip isogons) là đường nối các điểm có cùng góc dốc ở trên mặt các lớp thuộc cùng một cánh của một nếp uốn. Để xác định góc dốc  $\alpha$  tại các điểm trên mặt lớp thuộc cánh của nếp uốn người ta vẽ mặt phẳng tiếp tuyến với mặt lớp tại điểm đó. Góc dốc  $\alpha$  của mặt tiếp tuyến được xem là góc dốc của mặt lớp tại điểm đó. Giả sử lớp  $l_1$  tại điểm A và điểm B có góc dốc  $\alpha$  là  $40^\circ$  và  $20^\circ$ ; lớp  $l_2$  tại C và D và lớp  $l_3$  tại E và F cũng có các góc dốc  $\alpha$  lần lượt là  $40^\circ$  và  $20^\circ$ , v.v..., nối các điểm có cùng góc dốc như A, C, E; B, D, F; ... ta được những đường đẳng dốc (hoặc đẳng giác)  $40^\circ, 20^\circ, \dots$  (hình 6.71a). Dựa vào đặc điểm của các đường đẳng dốc, J. G. Ramsay, 1967 chia nếp uốn có mặt trực thăng đứng ra làm ba loại. Loại 1: các nếp uốn có đường

đẳng dốc dạng hình quạt thuận, hội tụ ở phía trong của vòm nếp lồi còn gọi là nếp uốn có đường đẳng dốc hội tụ (convergent isogons fold) hình (5.71b). Loại 2: các nếp uốn có đường đẳng dốc song song với nhau và song song với mặt trục (parallel isogons) còn gọi là nếp uốn có đường đẳng dốc song song (hình 6.71c). Loại 3: các nếp uốn có đường đẳng dốc phân tách, cắt nhau ở phía trên của nếp lồi (hình quạt ngược) hoặc phía dưới của nếp lõm còn gọi là nếp uốn có đường đẳng dốc phân tách (hình 6.71d).



Hình 6.71: Phân loại nếp uốn dựa vào đường đẳng dốc

Loại 1 lại được chia ra làm 3 phụ loại kí hiệu 1A, 1B và 1C. Phụ loại 1A đặc trưng bởi sự hội tụ mạnh của các đường đẳng dốc, nghĩa là các nếp uốn có góc  $\beta$  (góc tạo bởi đường đẳng dốc xác định theo mái hoặc tường của một lớp nào đó với mặt trục) lớn hơn góc  $\alpha$ . Khi đó điểm hội tụ của các đường đẳng dốc nằm sát vòm của nếp uốn (hình 6.72a). Phụ loại 1B là những nếp uốn có  $\beta = \alpha$ , khi đó các điểm A, E có cùng góc dốc cùng nằm trên pháp tuyến của những mặt phẳng tiến tuyến song song với nhau đi qua A và E (hình 6.72b). Phụ loại 1C là các nếp uốn có  $\beta < \alpha$  (hình 6.71c). Giả sử pháp tuyến tại A của mặt phẳng tiếp tuyến với mặt lớp tại A cắt mặt trục ở I: đường đẳng dốc cắt mặt trục ở M, gọi N là điểm đỉnh vòm nếp lồi (hình 6.72d) thì, khi  $MN < NI$ , ta có nếp uốn phụ loại 1A, khi M trùng với I ( $MN = NI$ ), ta có nếp uốn phụ loại 1B và khi  $MN > NI$  ta có nếp uốn phụ loại 1C.

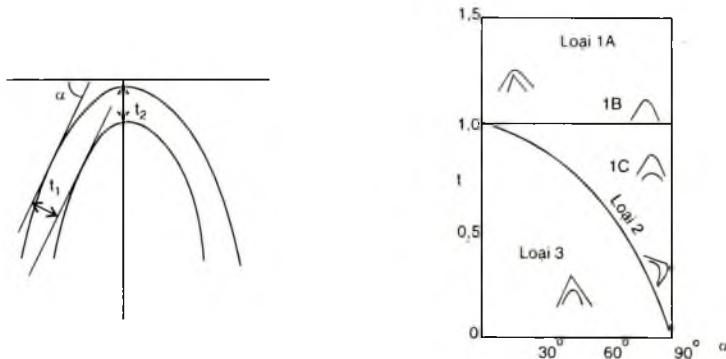


Hình 6.72: Các nếp uốn loại 1.

Phụ loại 1A tương ứng với nếp uốn vòm mỏng, phụ loại 1B tương ứng với các nếp uốn song song, các đường đẳng dốc vuông góc với mặt lớp và tạo góc  $\alpha$  với mặt trục; loại 2 và loại 3 liên quan với các nếp uốn có vòm dày (chiều dày của lớp ở vòm lớn hơn ở cánh).

Gọi  $t_1$  là khoảng cách của 2 mặt song song đi qua hai điểm đẳng dốc ở mái và ở tường của cùng một lớp,  $t_2$  là bề dày của lớp ở điểm đỉnh vòm, đặt  $t = \frac{t_1}{t_2}$ , rồi vẽ biểu đồ quan hệ

giữa  $\alpha$  và  $t$  thì theo J. G. Ramsay, 1967, trường phân bố của các loại nói trên có thể thấy ở hình 6.73. Cách phân loại của J. G. Ramsay, 1967, ít được sử dụng trong thực tế.



Hình 6.73: Phân loại nếp uốn dựa vào quan hệ  $\alpha$  và  $t$ .

#### 6.4.16. Phân loại theo thể nằm của nếp uốn

Thể nằm của nếp uốn thể hiện ở phương trục của nếp uốn, hướng dốc của mặt trục, góc dốc của mặt trục và thể nằm của cánh. Mỗi một nếp uốn đều được đặc trưng bởi phương của trục nếp uốn. Những nếp uốn sinh ra trong cùng một điều kiện động học và động lực học đều có cùng một phương (của) trục nếp uốn. Hiện tượng đổi phương của trục nếp uốn (trên bình đồ) chứng tỏ hoặc là các nếp uốn đó được thành tạo vào các pha khác nhau, hoặc là chúng bị biến dạng sau khi đã uốn nếp và cũng có thể, hoặc là chúng thể hiện sự biến đổi bình đồ lực tác dụng kiến tạo đặc biệt là sự thay đổi hướng chuyển động hoặc đổi hướng ranh giới của các mảng trong quá trình uốn nếp. Thông thường các nếp uốn trong cùng một pha đều có chung một đường phương (của trục nếp uốn), vì thế dựa vào sự khác nhau về phương trục nếp uốn có thể chia các loại nếp uốn theo các phương hoặc các pha khác nhau. Người ta dùng các phương địa lí để phân chia các nhóm nếp uốn, ví dụ nhóm các nếp uốn có phương Đông Bắc/Tây Nam hoặc Tây Bắc/Đông Nam, hoặc kinh tuyến, vĩ tuyến, v.v... Cũng có thể phân loại các nếp uốn theo giá trị cụ thể của góc phương vị trục nếp uốn, như các nếp uốn có phương (trục)  $40^\circ, 120^\circ$ , v.v... Nếu hai pha uốn nếp nào đó tạo ra các nếp uốn cùng phương trục thì pha sau đó làm tăng thêm cường độ uốn nếp của pha trước và làm cho cấu trúc của vùng phức tạp hơn. Khi đó ta có cấu trúc  $B = B'$  (trùng). Nếu phương

trục của pha sau ( $B'$ ) vuông góc với phương trục của pha trước ( $B$ ), ta có các cấu trúc uốn nếp  $B \perp B'$ . Nếu chúng cắt nhau hoặc song song với nhau ta có cấu trúc  $B/B'$  ( $B$  cắt  $B'$ ) hoặc  $B//B'$ . Ở trường hợp  $B/B'$  có thể nói rõ trị số góc nhọn giữa  $B$  và  $B'$ .

Ngoài việc phân loại nếp uốn theo phương trục nếp uốn, cũng có thể phân loại nếp uốn theo hướng dốc của mặt trục. Cách phân loại này có thể đưa ra các nhóm nếp uốn có mặt trục đổ về Tây Bắc, nhóm các nếp uốn có mặt trục đổ về Đông Nam, v.v....

Mặt trục của nếp uốn là mặt  $[AB]$  hoặc mặt  $[BC]$  trong hệ tọa độ biến dạng, có ý nghĩa nhất định đối với việc tìm hiểu phương của lực tác dụng kiến tạo.

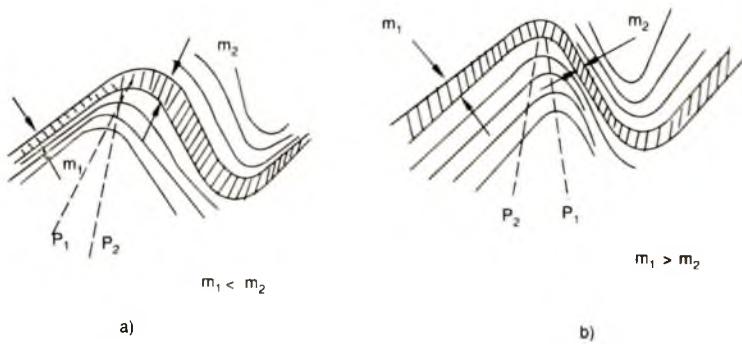
Đôi khi người ta cũng phân loại nếp uốn theo các nhóm dựa vào góc dốc của mặt trục ( $\alpha$ ), chẳng hạn như nếp uốn có mặt trục thẳng đứng  $\alpha = 90^\circ$ , nếp uốn có mặt trục nằm nghiêng ( $0 < \alpha < 90^\circ$ ), nếp uốn có mặt trục nằm ngang (xem 6.4.2), hoặc phân ra các nhóm nếp uốn có góc dốc mặt trục nhỏ hơn  $45^\circ$ , nhóm có góc dốc mặt trục  $45^\circ \div 60^\circ$ , nhóm có góc dốc mặt trục  $60^\circ \div 90^\circ$ .

Phân loại nếp uốn theo thể nằm của cánh có thể chia ra các loại nếp uốn có hai cánh đổ về hai phía (nếp uốn đối xứng, nếp uốn nghiêng); loại nếp uốn có hai cánh đổ cùng về một phía (nếp uốn đảo); loại nếp uốn có hai cánh dốc đứng (nếp uốn đẳng tà).

Đối với các nếp uốn có các cánh đổ về một phía hoặc hai phía lại có thể chia ra từng nhóm theo góc nghiêng cụ thể của các cánh.

#### 6.4.17. Dựa vào bề dày của hai cánh

Những nếp uốn có bề dày thật của cùng một lớp ở hai cánh như nhau thường gặp trong tự nhiên và được gọi là nếp uốn cánh đẳng dày (isopach fold), và nếu như khác nhau thì được gọi là nếp uốn có cánh không đẳng dày (anisopach fold) (H. Breddin, H. Furtak, 1963). Các nếp uốn có cánh không đẳng dày (gọi tắt là nếp uốn không đẳng dày) được G. Moebius, 1899 chia ra làm hai kiểu (hình 6.74).



**Hình 6.74:** Các kiểu nếp uốn không đẳng dày

a) Kiểu nếp uốn Thuring; b) Kiểu nếp uốn Rhein; P<sub>1</sub> - Mặt trục; P<sub>2</sub> - Mặt trung bình.

Kiểu thứ nhất do W. Schwan, 1958 mô tả ở vùng Thuring và gọi là kiểu Thuring (tiếng Đức: Thueringer Faltentyp). Kiểu này có đặc điểm là bề dày của cùng một lớp ở cách thoái, mỏng hơn so với bề dày của chúng ở cánh dốc (hình 6.74a).

Kiểu thứ hai do E. Engels, 1959 mô tả ở vùng Rhein và gọi là kiểu Rhein (Rheinische Faltentyp). Kiểu này đặc trưng bởi bề dày của cùng một lớp ở cánh thoái lại lớn hơn so với bề dày của chúng ở cánh dốc. Cả hai trường hợp nói trên cánh dốc hơn có chiều dài ngắn hơn (hình 6.74b).

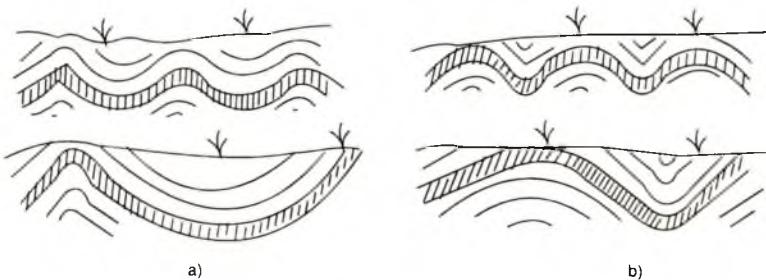
Độ đắng dày của nếp uốn được xác định bởi tỉ số giữa bề dày thực của một lớp ở hai cánh  $k = \frac{m_1}{m_2}$ . Khi  $k < 1$  ta có nếp uốn kiểu Thuring;  $k > 1$  ta có nếp uốn kiểu Rhein;  $k = 1$  ta có

nếp uốn đắng dày (isopach folds). Giá trị  $k$  càng lớn thì sự chênh lệch bề dày của cùng một lớp ở hai cánh càng lớn. Với  $m_1 = 0$ , một cánh bị ép rất mạnh vật chất bị dồn qua vòm về cánh đối diện. Với  $m_2 = 0$ , cách này bị ép mạnh, vật chất bị dồn sang cánh đối diện.

Nếu gọi mặt trung bình là mặt chia nếp uốn ra làm 2 phần tương đối bằng nhau thì mặt này (trong nếp uốn không đắng dày) không trùng với mặt trực.

#### 6.4.18. Dựa vào sự thay đổi bề rộng của nếp uốn

Trong các mặt cắt vuông góc với trục B của nếp uốn người ta chú ý đến sự thay đổi chiều rộng của các nếp lồi, nếp lõm gần kề nhau. Trên cơ sở đó người ta chia ra hai kiểu uốn nếp sau đây (hình 6.75):



Hình 6.75: a) Uốn nếp kiểu Girlanden; b) Uốn nếp kiểu Arkaden.

- Kiểu uốn nếp Girlanden (R. von Gaetner, 1951) đặc trưng cho hiện tượng uốn nếp thành tạo dãy uốn nếp trong đó bề rộng của nếp lõm lớn hơn nhiều lần bề rộng của nếp lồi lân cận (hình 6.75a). Những nếp lồi trong cấu trúc như vậy gọi là nếp lồi hẹp (H. Stille, 1917).

- Kiểu uốn nếp Arkaden\* (G. Moebus), 1989 là loại uốn nếp hình thành dãy các nếp uốn, trong đó bề rộng của lõi lớn hơn nhiều lần bề rộng của nếp lõm bên cạnh (hình 6.75b). Về

\* Arkaden là một dạng hoa văn trong kiến trúc.

mặt toán học hình dạng của mặt lớp trong mặt cắt vuông góc với trục B gần gũi với đó  
thì của hàm số:  $f(x) = \frac{2a}{\pi} \left[ 1 + \frac{2}{1 \cdot 3} \cos 2x - \frac{2}{3 \cdot 5} \cos 4x + \frac{2}{5 \cdot 7} \cos 6x - \dots \right]$  hoặc của hàm số  
 $f(x) = |sin x|$  hay  $f(x) = |cos x|$ .

Nhóm các nếp uốn kiểu uốn nếp Girlanden hoặc Arkaden có thể xem là tổ hợp các nếp uốn phát triển theo chiều ngang.

#### 6.4.19. Dựa vào nguồn gốc lực tác dụng

Dựa vào nguồn gốc lực tác dụng người ta chia các nếp uốn ra làm hai loại là nếp uốn (có nguồn gốc) kiến tạo và nếp uốn không có nguồn gốc kiến tạo (phi kiến tạo).

Phân lớp các nếp uốn nêu ở trên đều có nguồn gốc kiến tạo. Trong thực tế cũng gặp các nếp uốn được hình thành không liên quan trực tiếp với các quá trình kiến tạo. Thuộc loại nếp uốn này có thể kể như:

- Nếp uốn ở đới phong hóa do trượt trong lực.
- Nếp uốn do trầm tích phủ trên móng không bằng phẳng, gọi tắt là nếp uốn trầm tích phủ. Đây bồn địa trầm tích có những nơi nhô cao, không bằng phẳng. Các lớp trầm tích phủ trên những nơi địa hình cao cũng bị uốn lượn, theo kiểu lượn hình, càng lên trên càng thoải dần cho đến khi các lớp trở thành nằm ngang.
- Nếp uốn nén. Đây là loại nếp uốn thành tạo trong các tầng trầm tích khi gắn kết rắn chắc. Các lớp đất rắn ép không đều xuống các lớp đá mềm làm cho các lớp bị uốn cong tạo thành nếp uốn.
- Nếp uốn do trương nở. Các lớp trầm tích đặc biệt là anhydrit khi bị trương nở biến thành thạch cao, thể tích tăng lên gây sức ép vào đá nằm trên và làm cho chúng bị uốn nếp.
- Nếp uốn trôi. Đó là nếp uốn hình thành do tải trọng của các lớp ở trên thay đổi. Ví dụ các lớp sét nằm dưới các lớp cát kết. Các lớp cát kết bị bào mòn một khu vực nào đó, tại đây tải trọng giảm, các lớp sét có thể trôi lên hình thành nếp uốn.
- Nếp uốn trượt trọng lực. Loại nếp uốn này thường xuất hiện ở sườn dốc của địa hình. Ở rìa các buôn trũng, sườn địa hình dốc, các đá trầm tích có thể bị trượt về phía trung tâm của buôn trũng và tạo ra các nếp uốn.
- Nếp uốn diaquia. Phần lớn các nếp uốn diaquia liên quan với tải trọng của các lớp nằm trên. Trọng lực của các lớp đá nằm trên là nguyên chính dồn các lớp đèo ở dưới sâu như muối, thạch cao được dồn lên phía trên theo những đới phá hủy hoặc đới bào mòn làm giảm tải trọng của đá nằm trên. Nếp uốn diaquia đã được trình bày ở mục 6.4.9.2.4. Nếp uốn diaquia là hình ảnh đặc trưng của kiến tạo vòm muối (salt tectonics) và là những cấu trúc vòm muối (salt structures) có hình dạng rất phức tạp gặp ở nhiều nơi trên thế giới.

## 6.5. NGHIÊN CỨU HIỆN TƯỢNG UỐN NẾP

### 6.5.1. Một số phương pháp cơ bản nghiên cứu nếp uốn

Nghiên cứu hiện tượng uốn nếp phải xuất phát từ việc nghiên cứu các nếp uốn. Khi nghiên cứu các nếp uốn người ta chú ý đến các nếp uốn riêng lẻ và sau đó là tập hợp các nếp uốn theo mặt cắt ngang và mặt cắt thẳng đứng, tìm hiểu sự biến đổi quy mô, hình dạng của từng nếp uốn và sự biến đổi quy mô hình dạng cũng như điều kiện động học và động lực học của quá trình thành tạo các nếp uốn. Để giải quyết những vấn đề nói trên người ta tiến hành các phương pháp cơ bản sau đây.

#### 6.5.1.1. Phương pháp phân tích ảnh viễn thám

Phương pháp phân tích ảnh viễn thám là phương pháp dùng các dụng cụ đơn giản như kính lật để đến các thiết bị hiện đại để phân tích ảnh viễn thám tức là ảnh chụp từ vệ tinh hoặc từ máy bay, nhằm tìm hiểu các yếu tố địa chất nói chung, các nếp uốn nói riêng. Trên những ảnh đó cấu trúc nếp uốn được thể hiện rõ bởi giao tuyến của mặt lớp (các cấu tạo mặt) với địa hình (hình 6.76). Các giao tuyến này thường phức tạp, phản ánh hình dạng của nếp uốn theo một mặt lớp hoặc một số mặt lớp nào đó.



Hình 6.76: Nếp uốn qua ảnh viễn thám (R. J. Ryall và E. M. Moores, 1992).

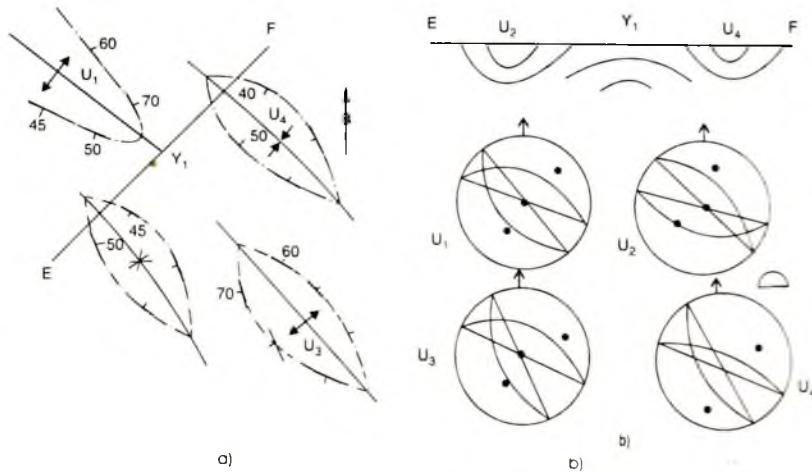
Các giao tuyến đó gọi là các đường bao của nếp uốn. Chúng có thể khép kín hoặc không khép kín, phản ánh hình dạng và sự phân bố của nếp uốn trong không gian. Trường hợp các đường bao khép kín có thể xác định được chiều dài, chiều rộng của nếp uốn theo đường bao nào đó; phương kép dài (phát triển) của nếp uốn; vạch ra được đường bắn lề, điểm chìm, điểm nổi và một số yếu tố khác của nếp uốn. Phân tích ảnh viễn thám không những cho

chúng ta biết đặc điểm của từng nếp uốn mà còn cho chúng ta toàn cảnh cấu trúc uốn nếp ở một khu vực. Những thông tin thu được từ việc phân tích ảnh viễn thám sẽ có độ tin cậy cao nếu như được kiểm tra bằng việc nghiên cứu khảo sát thực địa.

Việc phân tích ảnh viễn thám để tìm hiểu cấu trúc uốn nếp của một vùng nào đó được tiến hành trong một nhiệm vụ chung, không chỉ riêng cho việc xác định các nếp uốn, mà giải quyết nhiều nội dung địa chất khác như địa tầng, đứt gãy, các yếu tố cấu trúc, v.v...

#### 6.5.1.2. Phương pháp vẽ bản đồ và lập mặt cắt địa chất

Phương pháp do vẽ bản đồ địa chất là phương pháp xác định trực tiếp các nếp uốn. Các nếp uốn gặp ở ngoài trời có thể hoàn chỉnh hoặc không hoàn chỉnh cần được mô tả, thu thập các số liệu về hình dạng, kích thước và các yếu tố của nếp uốn. Việc do thám nằm của các cánh ở nhiều lớp, nhiều vị trí trong không gian sẽ cho chúng ta những tài liệu để xác định hình dạng của nếp uốn. Việc do các đường trục, trục nếp uốn, các đường bùn lề, các đường uốn, mặt uốn, cũng như việc xác định bề dày và sự biến đổi bề dày của từng lớp v.v... sẽ giúp chúng ta có cơ sở để phân loại nếp uốn cũng như tìm hiểu đặc điểm động học và động lực học của quá trình hình thành tạo chúng. Các thông tin thu được ở ngoài trời càng nhiều càng tốt và ngay trong quá trình thu thập thông tin cần định hướng việc thu thập thông tin đó nhằm mục đích gì cho việc nghiên cứu tiếp theo, từ đó có thể thấy rõ hơn những thông tin còn thiếu, kịp thời nghiên cứu bổ sung ngay ở ngoài thực địa. Các số liệu đo được ở một phạm vi nào đó cần đưa ngay lên bản đồ để theo dõi sự biến đổi của chúng trong không gian. Sự thay đổi thế nằm của lớp có thể xem là cơ sở để xác định các nếp uốn. Hình 6.77a là bình đồ có ghi thế nằm của các lớp đá trầm tích.



**Hình 6.77:** a) Bình đồ cấu trúc vùng uốn nếp:  $U_1, U_2, U_3, U_4$  - các nếp uốn;  $Y_1$  - yết ngựa;  
b) Mặt cắt các nếp uốn:  $U_1, U_2, U_3, U_4$  và đồ thị chiếu cấu (cung và điểm) kèm theo

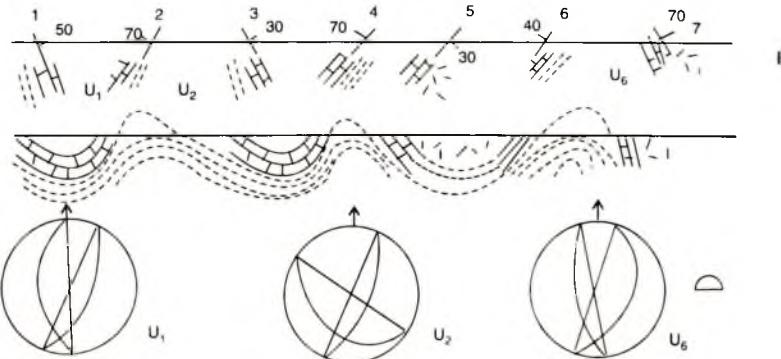
Sự thay đổi thể nằm của các lớp đá được đưa lên bình đồ, từ đó có thể thấy vùng có cấu trúc gồm 2 nếp lõi, nếp lõm và một yên ngựa giữa các nếp uốn đó. Từ số liệu trên bình đồ, dùng các mặt cắt nhỏ vuông góc với trục nếp uốn và lập các đồ thị chiếu cầu có thể thấy rõ hơn hình dạng của nếp uốn.

Các số liệu về thể nằm, đường trục, phương trục v.v... phải thu thập ngay từ thực địa (ngoài trời) và xem chúng như là các số liệu cơ bản để đối sách với số liệu của nếp uốn được xác định dựa vào các phương pháp khác nhau (mặt cắt, chiếu cầu, v.v...) ở trong phòng.

Bên cạnh việc nghiên cứu các nếp uốn trên bình đồ, cần tiến hành xác định các nếp uốn dựa vào phương pháp lập mặt cắt địa chất.

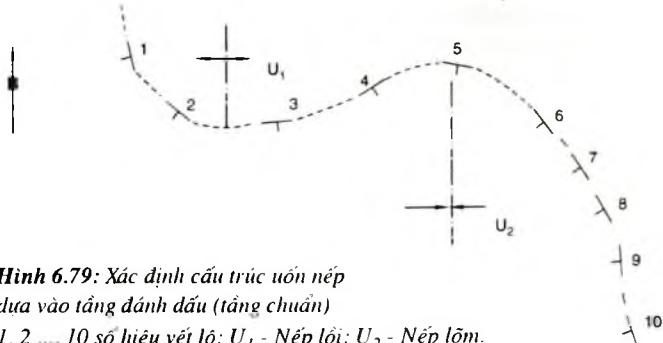
Ở những vùng uốn nếp cần bố trí các lộ trình chuyên nghiên cứu về hiện tượng uốn nếp (gọi là lộ trình chuyên dề). Nội dung của lộ trình này là theo dõi sự thay đổi thể nằm của lớp dọc theo một tuyến. Tuyến được chọn sao cho vuông góc với phương cấu trúc chung của vùng, cũng có nghĩa là vuông góc hoặc gần vuông góc với đường phương của lớp. Khi vẽ bản đồ địa chất hoặc lập mặt cắt địa chất cần phát hiện tầng đánh dấu (xem 4.9.2.2) hoặc mặt tiếp xúc giữa hai lớp nào đó có đặc điểm dễ nhận biết để theo dõi vị trí của chúng trong không gian. Từ đó có thể xác định được dễ dàng các cấu trúc uốn nếp dọc theo mặt cắt hoặc trong toàn vùng. Hình 6.78 cho thấy các điểm lộ và thể nằm của lớp tại các điểm lộ đó và hình dạng các nếp uốn dọc theo mặt cắt nói trên. Các điểm lộ 1, 2, 3, 4, 6 do tại ranh giới giữa lớp sét kết (dưới) và đá vôi (trên). Các điểm 5, 7 do tại ranh giới giữa đá vôi và phun trào (phủ trên đá vôi). Giữa các điểm lộ này không phát hiện được đứt gãy và magma xâm nhập.

Khi có tầng đánh dấu, cần theo dõi chúng và đưa các điểm lộ của chúng lên bản đồ, từ đó có thể thấy được hình dạng của nếp uốn trong không gian. Hình 6.79 cho thấy các điểm lộ của tầng đánh dấu (tầng chuẩn) và hình dạng của cấu trúc uốn nếp.



**Hình 6.78:** a) Tuyến lộ trình khảo sát và các vết lộ. Thể nằm do được tại 1: 90/50; 2: 290/70; 3: 45/30; 4: 300/70; 5: 110/30; 6: 310/40; 7: 80/70;

b) Hình dạng cấu trúc uốn nếp; C - Đồ thị chiếu cầu cho các nếp uốn U<sub>1</sub>, U<sub>2</sub>, ... U<sub>6</sub>.



**Hình 6.79:** Xác định cấu trúc uốn nếp

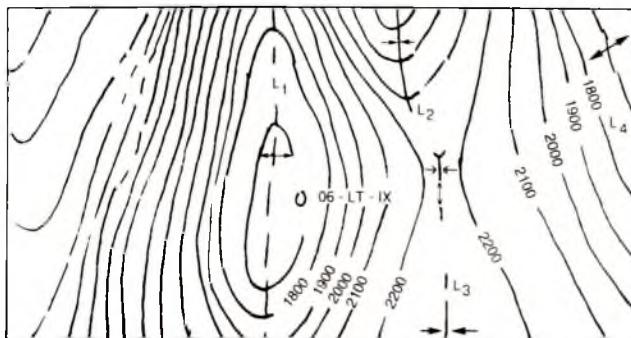
dựa vào tầng đánh dấu (tầng chuẩn)

1, 2 ... 10 số hiệu vết lõi;  $U_1$  - Nép lõi;  $U_2$  - Nép lõm.

Trên cơ sở các tài liệu thu thập được ở ngoài trời, thành lập bản đồ tài liệu thực tế (bản đồ) trên đó ghi đầy đủ các số liệu đã thu thập được ở ngoài trời như số hiệu các điểm lõi, thể nám và loại đá, các biểu hiện về cấu tạo, các ranh giới địa chất, các đứt gãy, v.v...). Từ đó xây dựng bản đồ cấu trúc - kiến tạo trong đó có các trục nếp uốn được phân cấp và chia pha cũng như mối liên quan của chúng với các yếu tố kiến tạo khác, đặc biệt là với magma và đứt gãy.

#### 6.5.1.3. Phương pháp lập bản đồ dâng dày

Phương pháp lập bản đồ dâng (isochore map) dày rất quan trọng đối với những vùng bị trầm tích trẻ bao phủ và đối với công tác tìm kiếm dầu khí. Ở những nơi bị trầm tích trẻ hoặc bị nước biển bao phủ, không thể nghiên cứu trực tiếp các vết lõi. Những vùng như vậy phải tiến hành khoan và khảo sát địa vật lí. Tài liệu lỗ khoan và tài liệu địa vật lí, đặc biệt là tài liệu địa chấn, cho phép nhận chia cấu trúc địa chất theo phương thẳng đứng thành các phức hệ hoặc hệ tầng khác nhau, phân biệt với nhau bởi thành phần thạch học, các gián đoạn không chỉnh hợp hoặc các thông số địa lí. Tài liệu lỗ khoan và tài liệu địa vật lí cho phép xác định độ sâu tuyệt đối của bề mặt móng (ví dụ móng trước Kainozoi của lớp phủ Kainozoi), hoặc của nóc một phân vị địa tầng nào đó v.v... Từ những số liệu này người ta thành lập bản đồ mặt móng, bản đồ nóc (của một phân vị địa tầng nào đó), bản đồ dâng dày

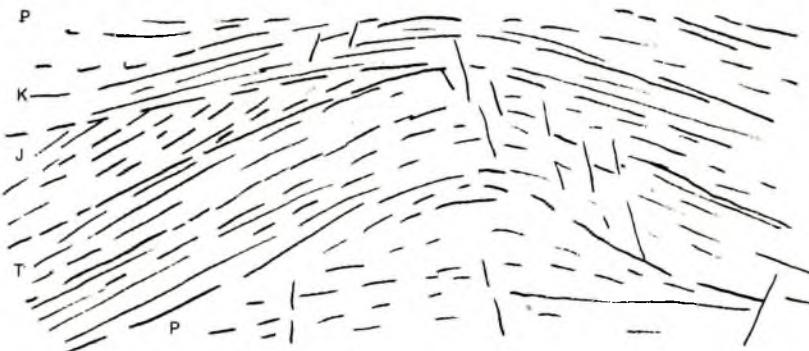


**Hình 6.80:**

Cấu tạo dạng vòm  
vẽ theo mặt đỉnh  
(mái) tầng cacbonat  
xung quanh giếng  
khoan GK-06-LT-IX.  
mô Lan Tây, Nam  
Côn Sơn.

(cho một phân vị địa tầng nào đó hoặc cho toàn bộ trầm tích phủ trên móng) v.v.... Những bản đồ này cho phép nhận biết những trung tâm sụt lún (trầm tích dày) và những vùng nâng, những khối nhô... (trầm tích mỏng), hoặc các cấu tạo vòm (dạng nếp lồi) v.v.... Trên cơ sở đó có thể luận giải về cấu trúc kiến tạo, đặc điểm uốn nếp của vùng. Hình 6.80 là bản đồ mặt mái tầng cacbonat (top carbonate map) xung quanh giếng khoan 06-LT-IX, mỏ Lan Tây, bể Nam Côn Sơn, thăm lục địa Nam Việt Nam.

Đường dâng sâu cho thấy vùng xung quanh giếng khoan 06-LT-IX thể hiện là một cấu tạo vòm có trục á kinh tuyến  $L_1$ . Phía Đông Bắc và Đông Nam của cấu tạo này là các nếp lõm có trục theo phương á kinh tuyến hoặc Đông Bắc - Tây Nam  $L_2, L_3$ ; phía Đông là cấu tạo vòm cùng phương  $L_4$ ; giữa  $L_1, L_2, L_3, L_4$  là cấu tạo yên ngựa Y.

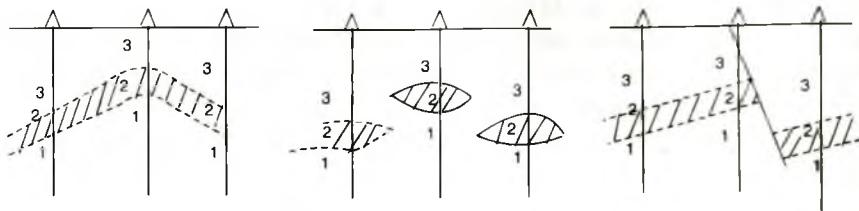


**Hình 6.81:** Cấu trúc nếp lồi xác định theo mặt cắt địa chấn (P. F. Owen và N. G. Taylor, 1983).

Các mặt cắt địa vật lí (địa chấn) cho phép nhận thấy các cấu trúc uốn nếp, đứt gãy, magma xâm nhập hoặc phun trào. Hình 6.81 là mặt cắt địa chấn ở phía nam Biển Bắc (North Sea) cho thấy cấu trúc nếp lồi (theo P. F. Owen và N. G. Taylor, 1983, xem J. D. Lowell, 1990).

#### 6.5.1.4. Phương pháp khoan

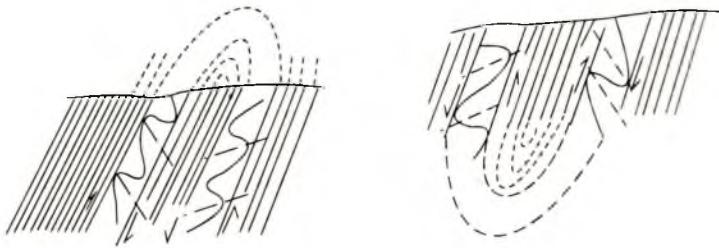
Phương pháp khoan thường được kết hợp với các phương pháp địa vật lí, đặc biệt là địa vật lí giếng khoan nhằm xác định thành phần thạch học, thứ tự phân lớp, bề dày của các tập, các lớp, các thông số địa vật lí theo chiều sâu của lỗ khoan. Từ các số liệu nói trên của nhiều lỗ khoan kết hợp với các tài liệu khác có thể đề xuất các phương án khác nhau để nối các phân vị địa tầng có cùng đặc điểm thạch học, đặc tính địa vật lí v.v... và từ đó có thể nhận biết hình dạng của chúng trong không gian. Việc nối các tầng có cùng đặc điểm, tính chất qua tài liệu lỗ khoan cần phải thận trọng vì có thể có nhiều phương án nối khác nhau. Hình 6.82 là một ví dụ, trong đó chú ý tới các tầng đất đá giống nhau trong 3 lỗ khoan trên cùng một tuyến. Ở phương án 1, có thể nối thành một nếp uốn. Phương án 2 có thể nối thành ba thấu kính. Phương án 3 có thể nối thành 2 thấu kính. Phương án 4 có thể giả thiết có đứt gãy v.v...



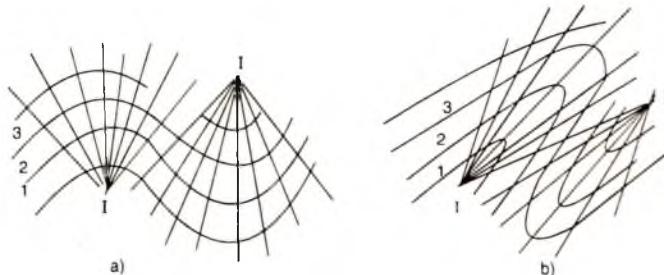
**Hình 6.82:** Vài khả năng nối via qua tài liệu lỗ khoan.

#### 6.5.1.5. Các phương pháp kiến tạo vật lí

Để nghiên cứu nếp uốn người ta chú ý đến các cấu tạo nhỏ đó là các dấu vật trên cấu tạo mặt lõp, các vi phân lõp, các hệ thống khe nứt, đặc biệt là thớ chẽ liên quan với hiện tượng uốn nếp, các mặt trục của các nếp uốn kéo theo. Khả năng sử dụng các yếu tố nói trên để nghiên cứu uốn nếp đã được trình bày ở những phần trên. Dưới đây chỉ là một số ví dụ. Khi gấp các nếp uốn kéo theo như ở hình 6.83 có thể xác định vị trí vòm của chúng, tức là xác định cấu trúc là nếp lồi hoặc nếp lõm.



**Hình 6.83:** Xác định cấu trúc uốn nếp dựa vào nếp uốn kéo theo.



**Hình 6.84:** Xác định cấu trúc uốn nếp dựa vào thớ chẽ; I - Điểm chum của thớ chẽ.

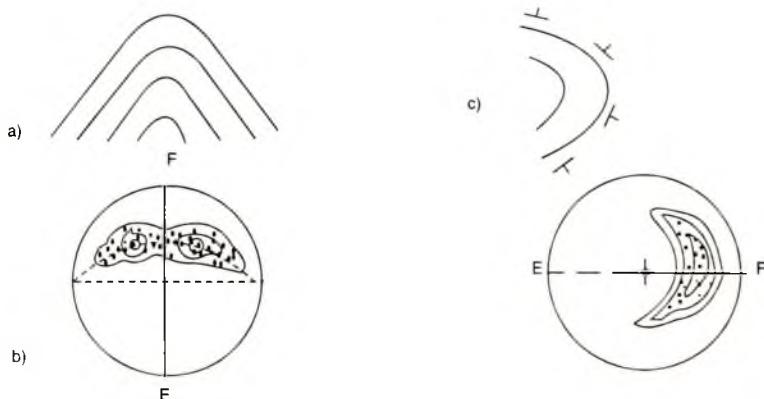
Ở hình 6.84, dựa vào thớ chẽ có thể xác định hình dạng của nếp uốn. Các thớ chẽ được thành tạo cùng với quá trình uốn nếp có đặc điểm là chúng giao nhau trên mặt trục của nếp

uốn. Ở nếp lồi các thớ chẻ hình quạt thuận giao nhau ở nhân (đá cổ) của nếp uốn. Ở nếp lõm chúng giao nhau ở phía đá trẻ hơn tạo ra hình quạt ngược (hình 6.84a).

Như vậy ở nếp uốn bình thường, thớ chẻ hình quạt thuận hoặc hình quạt ngược nói chung có thể nằm đối ngược chiều với mặt lớp. Dựa vào điểm chum của thớ chẻ có thể xác định cấu trúc là nếp lồi hay nếp lõm. Trong nếp uốn đảo ngoài việc dựa vào vị trí điểm chum của thớ chẻ như đã nêu ở trên còn thấy trên cánh bình thường thớ chẻ dốc hơn mặt lớp, trên cánh đảo thớ chẻ thoải hơn mặt lớp (hình 6.84b).

Như đã nói ở mục 3.9.3, đối với các cấu trúc uốn nếp cấu tạo bởi một tập đất đá gồm các lớp đá cứng (ví dụ cát kết) và đá dẻo (ví dụ sét kết) xen kẽ nhau thì khi bị nứt nẻ chúng sẽ tạo ra các cấu tạo chữ S và chữ Z. Vòm của nếp uốn nằm ở phạm vi đổi chiều của các cấu tạo chữ S và Z, tức là nơi chuyển từ S thuận (hoặc Z thuận) sang S ngược (hoặc Z ngược) và ngược lại (Lê Như Lai, 1979).

Nếu chúng ta do được thế nằm liên tục của các lớp thuộc hai cánh nếp uốn rồi biểu diễn chúng trên đồ thị chiếu cầu thì điểm chiếu cầu của tất cả các điểm đo phân bố trên một cung, cung đó được gọi là vòng tròn  $\pi$  (pi) (hình 6.85). Đường vuông góc với đường kính cung cung này, cho biết phương trực nếp uốn. Điểm chiếu cầu tương ứng với cung này chính là điểm chiếu cầu của trục nếp uốn. Do các điểm đo không liên tục và của nhiều lớp cho nên các điểm chiếu cầu của chúng nằm rải rác và tạo ra các cực đại (nơi tập trung cao nhất) xung quanh vòng tròn  $\pi$  đó. Vì thế, nếu đồ thị chiếu cầu có dạng vòng tròn  $\pi$  thì có thể nghĩ đến cấu trúc uốn nếp ở vùng đó. Do có nhiều khe nứt có phương song song với mặt lớp nên đồ thị đáng trị của khe nứt cũng có dạng vòn tròn  $\pi$ . Nếu các mặt lớp được đo ở đầu tòe hoặc đầu tụ của nếp uốn thì đồ thị chiếu cầu của chúng thể hiện là dối cực đại rộng. Đường kính đi qua trung điểm của dối này song song với phương trực nếp uốn.



#### **6.5.1.6. Các phương pháp thực nghiệm và mô phỏng**

Khi nghiên cứu hiện tượng uốn nếp và sản phẩm của chúng người ta thường sử dụng các phương pháp thực nghiệm (experimental) và mô phỏng (imitative methods).

Nội dung của phương pháp thực nghiệm là từ các loại vật liệu tiến hành thí nghiệm theo các điều kiện động học và động lực học khác nhau để có được những kết quả nào đó hoàn toàn khách quan. Bài toán ngược lại là từ các nếp uốn đã biết, đối sách với các mẫu được thành tạo qua thực nghiệm, nếu chúng tương tự thì có thể cho rằng điều kiện động học và động lực học cũng như trạng thái vật liệu bị biến dạng có những nét tương tự với thực nghiệm. Từ kết quả đối sánh của nhiều kiểu uốn nếp với thực nghiệm tạo ra các nếp uốn có thể rút ra những nét chung nhất của quá trình biến dạng.

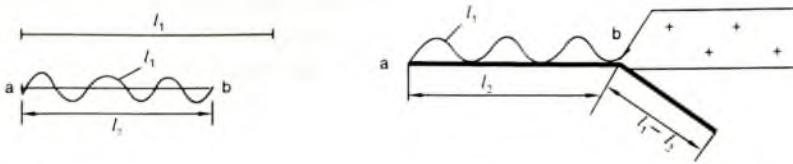
Nội dung của thí nghiệm mô phỏng là tìm mọi vật liệu, thay đổi điều kiện động học, động lực học, v.v... tiến hành thực nghiệm sao cho kết quả thực nghiệm giống như một cấu trúc nào đó đã được thấy ở ngoài trời. Khi có được kết quả mô phỏng giống như ở thực địa, người ta chẳng những có thể dự đoán có cơ sở về điều kiện động học và động lực học của quá trình biến dạng (ví dụ thành tạo nếp uốn) mà còn phát hiện thêm các cấu trúc đi kèm có trong mô phỏng để tiến hành tìm kiếm chúng ở ngoài trời, cho dù đến lúc đó, những cấu tạo này vẫn chưa được phát hiện. Như vậy, tính chất của vật liệu và điều kiện trong mô phỏng là cơ sở chính để suy luận cho quá trình biến dạng đã xảy ra ở vùng nghiên cứu.

Dụng cụ thực nghiệm và mô phỏng hoàn toàn có thể tự tạo. Các thực nghiệm (thí nghiệm) và mô phỏng có thể tiến hành đối với các nếp uốn riêng lẻ, hoặc theo một tổ hợp nếp uốn dọc theo mặt cắt, thậm chí cho cả một khu vực. Trong thực tế khi tiến hành thực nghiệm hoặc mô phỏng, bên cạnh các nếp uốn còn có nhiều dạng cấu tạo khác như khe nứt, đứt gãy, v.v... cũng xuất hiện. Vì thế sản phẩm của quá trình biến dạng nói chung đều được là đối tượng để thực nghiệm và mô phỏng. Từ kết quả nghiên cứu thực nghiệm và mô phỏng người ta đã đưa ra các sơ đồ biến dạng (D. H. Kupfer, 1968). Đó là bản vẽ cho thấy vị trí các sản phẩm của quá trình biến dạng có thể có trong không gian.

#### **6.5.1.7. Các phương pháp nghiên cứu khoảng co rút khi uốn nếp**

Một vật thể có chiều dài là  $l_1$  bị uốn nếp tạo thành một dây nếp uốn, làm cho phạm vi phân bố của chúng chỉ còn là  $l_1$ . Như vậy,  $l_1 - l_2$  là khoảng cách đã bị co rút (hình 6.86). Làm thế nào để tính được doa  $l_1 - l_2$ ? Chúng ta thấy  $l_2$  đã biết, vấn đề còn lại là tính  $l_1$ . Độ dài  $l_1$  chính là độ dài của đường cong tạo bởi một dây các nếp uốn. Muốn tính chiều dài đường cong của một dây các nếp uốn ta tiến hành theo cách sau:

- Cách thứ nhất, vẽ chính xác đường cong uốn nếp của một mặt lớp nào đó rồi cố gắng phương trình hóa đường cong ấy (xem 6.4.14). Giả sử đường cong các nếp uốn gần gũi với hàm  $f(x)$  thì chiều dài của đường cong ấy là  $l_1 = \int_a^b \sqrt{1+f'^2(x)} dx$ . Tuy nhiên hình dạng đường cong rất phức tạp, không phải dễ dàng gì có thể phương trình hóa chúng được.



**Hình 6.86: Xác định độ co rút do uốn nếp (Lê Như Lai, 1981, 1983).**

- Cách thứ hai, vẽ chính xác hình dạng đường cong các nếp uốn nếp trên theo một tỉ lệ nào đó. Rải chỉ theo đường cong, rồi cung đoạn chỉ dã dài ta được chiều dài  $l_1$  của đường cong uốn nếp. Từ giá trị này tính theo tỉ lệ dã vẽ, ta có được chiều dài thực của  $l_1$  (Lê Như Lai, 1981, 1983).

Về mặt lí thuyết có thể xem đoạn  $l_1 - l_2$  chính là phần bị chui xuống dưới mảng lân cận với quan hệ kiến tạo mảng va chạm tạo thành đới hút chìm (subduction zone). Vì thế, tính được  $l_1 - l_2$  chính là tính được khoảng không gian đã bị nhún chìm theo một phương nào đó. Tuy nhiên, cần lưu ý rằng các nếp uốn ở phân tiếp xúc giữa hai mảng rất phức tạp kèm theo đứt gãy, xâm nhập... cho nên khi xác định đường uốn nếp ( $l_1$ ) cần phải lưu ý đến tất cả các yếu tố đó (hình 6.86).

### 6.5.2. Các chu kì và pha nếp uốn

Theo thuyết Địa kiến tạo tĩnh túc là thuyết xem chuyển động kiến tạo chủ yếu xảy ra theo phương thẳng đứng thì vỏ Trái Đất được phân chia thành hai đơn vị kiến tạo chính là địa máng (geosyncline) và nền (platform). Đặc điểm chung của miền địa máng là vào giai đoạn đầu của quá trình phát triển địa máng, toàn vùng bị sụt lún mạnh mẽ, hình thành các trầm tích dày, tướng biển nông (J. Hall, 1859; J. Dana, 1866, 1873, ...) hoặc tướng biển sâu (E. Haug, 1898) nằm ở ven rìa lục địa (J. Hall, 1859; J. Dana, 1873) ở giữa hai khối lục địa (E. Haug, 1898) hoặc liên quan chặt chẽ với đứt gãy sâu trong quá trình hình thành và phát triển của đới động (mobile belt) (A. Peive, 1945, 1960; M. V. Muratov, 1962; v.v...). Vào giai đoạn cuối của quá trình phát triển địa máng, toàn vùng bị uốn nếp mạnh mẽ, magma xâm nhập gây biến chất và nâng lên, tạo núi. Những miền địa máng khi bị sụt lún, trầm tích có kèm theo hoạt động magma mafic gọi là địa máng thực (eugeosyncline) và nếu không có hoạt động magma mafic (hoặc có nhưng không đáng kể) gọi là địa máng ven (miogeosyncline) (H. Stille, 1941). Như vậy, địa máng có thể chia thành hai loại, loại địa máng lục nguyên (miogeocline) và địa máng núi lửa (eugeosyncline). Hiện tượng uốn nếp ở miền địa máng xảy ra mạnh mẽ theo nhiều pha khác nhau hình thành các nếp uốn dạng tuyến với trục A và B nằm ngang, C thẳng đứng. Hiện tượng uốn nếp như vậy ở miền địa máng được H. Stille, 1941 xếp vào uốn nếp kiểu Alpi (Alpinotype folding).

Đơn vị kiến tạo cơ bản thứ hai của vỏ Trái Đất là nền. Nền là miền vỏ Trái Đất tương đối bình ổn về mặt kiến tạo, trầm tích mỏng, hoạt động magma yếu ớt, hoạt động uốn nếp không đáng kể thường tạo thành các nếp uốn ngắn, dạng vòm, liên quan chủ yếu với hoạt động của đứt gãy và chuyển động khôi tảng của móng. H. Stille, 1941 gọi kiểu uốn nếp như vậy là uốn nếp kiểu Đức (Germanotype folding).

Thời gian của quá trình phát triển địa máng được tính kể từ khi địa máng xuất hiện cho đến khi toàn vùng trở thành miền núi uốn nếp gọi là chu kỳ kiến tạo hay chu kỳ uốn nếp. Như vậy, nói đến chu kỳ kiến tạo là nói đến một khoảng thời gian gắn bó với quá trình phát triển địa máng từ sự lún ban đầu, đến nâng lên uốn nếp tạo núi. Những đặc điểm động học, động lực học trong một chu kỳ kiến tạo ảnh hưởng trực tiếp đến quá trình trầm tích, hoạt động magma, hoạt động biến chất, uốn nếp, sinh khoáng, v.v... và tạo ra một chế độ nhất định, gọi chung là chế độ địa máng. Trong một chu kỳ kiến tạo, chỉ có ở giai đoạn cuối toàn vùng mới bị uốn nếp. Khoảng thời gian đó được gọi là thời kỳ uốn nếp. Vào thời kỳ này hệ địa máng bị biến đổi trở thành phức nếp lồi, phức nếp lõm. Thời kỳ chuyên hóa từ miền sụt lún trầm tích thành miền uốn nếp tạo núi gọi là thời kỳ nghịch đảo kiến tạo.

Trong thời kỳ uốn nếp, các phức hệ nếp uốn được thành tạo vào những khoảng thời gian khác nhau. Một khoảng thời gian như vậy gọi là một pha uốn nếp. Pha uốn nếp cuối cùng của một chu kỳ kiến tạo gọi là pha uốn nếp kết thúc chế độ địa máng.

Lịch sử phát triển của Trái Đất được chia ra làm 7 chu kỳ kiến tạo, lần lượt là: Bélomôri với thời kỳ uốn nếp Bélomôri, cách chúng ta vào khoảng 3000 - 3200 triệu năm về trước. Careli kết thúc vào khoảng 1600 triệu năm trước đây. Baicali (hoặc Assynti, Cadomi) kết thúc vào khoảng 600 - 800 triệu năm về trước. Caledoni bắt đầu từ Cambri, kết thúc vào cuối Silua. Hecximi (Varixi) bắt đầu từ Silua muộn hoặc từ Ocdovic kết thúc vào cuối Cacbon. Kimmeri bắt đầu từ Cacbon kết thúc vào Creta sớm. Alpi bắt đầu từ Trias kết thúc vào cuối Paleogen. Tân kiến tạo bắt đầu từ Piloxen đến nay. Thực ra thời điểm bắt đầu và kết thúc của một chu kỳ không đồng nhất; ở nơi này có thể sớm hay muộn hơn ở nơi khác. Theo H. Stille, 1941; M. Atltermann và nnk, 1981 thì ở Châu Âu có các chu kỳ và các pha uốn nếp quan trọng sau đây:

1. Chu kỳ Belomôri có các pha Saami (AR/PR), Bélomôri (PR<sub>1</sub>), Careli/Svecofinni (PR<sub>1</sub>/PR<sub>2</sub>), Gotidi (PR<sub>2</sub>) và Dalslandi (PR<sub>2</sub>).
2. Chu kỳ Assynti có các pha: Baicali (PR<sub>2</sub>/PR<sub>3</sub>), Eisengebirgi (PR<sub>3</sub>) và Assynti PR<sub>3</sub>/ε.
3. Chu kỳ Caledoni có các pha Sarddi (ε/O), Takoni (O/S), Caledoni muộn (S/D).
4. Chu kỳ Hecxini (Varixi) có các pha Reussi (D<sub>1</sub>), Bretoni (D<sub>3</sub>/C<sub>1</sub>), Sudeti (C<sub>1</sub>/C<sub>3</sub>), Erzgebirgi (C<sub>3</sub>), Asturi (C<sub>3</sub>), Estereli (P<sub>1</sub>), Saali (P<sub>1</sub> - P<sub>2</sub>), Pfalzi (P<sub>2</sub>) và Labini (T<sub>2</sub><sub>1</sub> - T<sub>3</sub>c).
5. Chu kỳ Alpi có các pha Kimmeri sớm (R<sub>3</sub>n-r), Kimmeri muộn (J-K), Astri (K<sub>1</sub>), Wernigeroder (K<sub>2</sub>), Pyrenê (Eoxen/Oligoxen), Savi (Oligoxen/Mioxen), Steiri (Mioxen giữa - muộn), Atti (Mioxen/Plioxen), Rhodani (Plioxen giữa) và Pasadeni (Pleixtoxen).

Cần thấy rằng các chu kì và các pha uốn nếp trên thực ra không có tính toàn cầu, trái lại chúng chỉ mang tính địa phương hoặc khu vực. Ở Đông Dương, J. Fromaget, 1937 đã tách ra chu kì uốn nếp Indosini gồm hai thời kì chủ yếu là thời kì Indosini và thời kì Hymalaya. Thời kì uốn nếp Indosini bắt đầu từ Antracolit (C-P giữa) với pha uốn nếp thứ nhất hình thành các đứt gãy, các hố sụt, các trũng sau trầm tích cacbonat đến cuối Permi và gây ra hiện tượng uốn nếp lún sóng luôn di động trong không gian. Pha thứ hai đặc trưng bởi sự mở rộng từ từ các đứt gãy lớn, biến tiến dọc theo chúng hình thành các bồn trũng vào Cacni. Pha thứ ba bắt đầu từ cuối Cacni, ứng với giai đoạn tạo núi đầu tiên, những vùng bị tách ra trước đây, nay lại ráp lại "hàn gắn các vết phân li cũ" gây ra hiện tượng biến lùi. Pha thứ tư, bắt đầu bằng biến tiến Nori và là pha cuối cùng của thời kì uốn nếp này.

Thời kì Hymalaya ứng với chuyển động tạo núi Hymalaya sau giai đoạn uốn nếp Indosini và có lẽ mạnh mẽ nhất vào đầu Plioxen.

Hiện tượng uốn nếp kết thúc vào cuối Cacni, sát trước Nori do J. Fromaget, 1937 nêu ra ở Đông Dương được nhiều nhà địa chất sau này thừa nhận.

Hiện nay có nhiều ý kiến khác nhau về khoảng thời gian kéo dài của một chu kì và một pha kiến tạo. V. E. Khain và A. E. Mikhailov, 1985, cho rằng chu kì Grenvilli từ 1350 - 1000 triệu năm về trước, chu kì Baicali từ 1100 - 550 triệu năm, chu kì Caledoni 550 - 400 triệu năm, chu kì Varixi 400 - 210 triệu năm, Kimmeri 200 - 110 triệu năm và Alpi 100 triệu năm về trước đến nay. Như vậy khoảng kéo dài của một chu kì lần lượt là 650, 450, 150, 190, 90, trên 100 triệu năm. V. E. Khain, 1985 phân biệt ba cấp chu kì kiến tạo theo thời gian là chu kì ngắn kéo dài khoảng 30 - 40 triệu năm, chu kì lớn 150 - 200 triệu năm và đại chu kì 450 - 600 triệu năm. Tuy nhiên đây còn là vấn đề đang tranh cãi.

Dưới ánh sáng của Kiến tạo mảng, hiện tượng uốn nếp chỉ xảy ra ở phạm vi hội tụ giữa hai mảng hoặc hai teran. Vì vậy thời gian kéo dài của một bồn trũng cũng như thời gian xảy ra va chạm giữa các mảng phụ thuộc vào chế độ động học và động lực học ở phạm vi giữa hai mảng, cũng như khoảng cách và vận tốc xích lại gần nhau của hai mảng ấy. Vì vậy thời gian kéo dài của một chu kì, hiểu theo nghĩa kiến tạo mảng, không thể cố định, không có tính toàn cầu. Ở đâu, lúc nào có va chạm kiến tạo mảng thì ở đó, lúc đó có uốn nếp. Ở đâu có quá trình hợp mảng, hội tụ mảng như theo quan điểm của thuyết Li hợp thì ở đó có uốn nếp (Lê Như Lai, 2000). Mặt khác, thời gian cũng không phải là yếu tố bất biến (Lê Như Lai, 1998), vì thế việc xác định số năm tháng theo quan điểm thời gian bắt biến cũng chưa đủ sức thuyết phục.

## Chương VII

# THÓ CHẺ VÀ KHE NỨT

### 7.1. KHÁI NIỆM CHUNG

Trong các chương trên, chúng ta đã nhắc đến thớ chẻ và khe nứt. Thớ chẻ và khe nứt là sản phẩm của quá trình biến dạng. Các sản phẩm biến dạng này có đặc điểm là chia cắt các đá bị biến dạng ra thành các khối, có quy mô khác nhau và nói chung không xảy ra hiện tượng dịch chuyển đáng kể dọc theo chúng. Khi một vật thể bị tác dụng lực lớn hơn giới hạn bền của chúng, thì vật thể bị phá huỷ. Quá trình phá huỷ có thể xảy ra đột ngột hoặc từ từ, chủ yếu phụ thuộc vào cường độ của lực tác dụng và tính cơ lí của vật thể. Trường hợp lực tác dụng không đủ cường độ để phá huỷ đá và vật liệu có tính cơ lí thoả mãn điều kiện tồn tại nguyên vẹn của đá, thì trong vật thể xuất hiện các cấu tạo mảnh không dễ dàng có thể nhận biết được. Tuy nhiên, nếu chúng ta dùng lực thì có thể tách vật thể thành những tấm, theo những mặt nhất định song song với nhau. Những vật thể như vậy ta bảo chúng có tính cắt hay có tính chẻ (divisibility, partibility). Đối với vật liệu dẻo, khi bị uốn nếp, chúng chẳng những bị uốn cong mà trong chúng còn xuất hiện nhiều khe nứt nhỏ, thanh nét, phân bố có quy luật, trông như phiến hoá. Những khe nứt, phiến hoá liên quan với hiện tượng uốn nếp gọi là thớ chẻ (cleavage). Khi một vật thể bị biến dạng, tách nứt ra thành các khối và dọc theo chỗ tách, nứt này vật thể bị dịch chuyển không đáng kể thì các sản phẩm biến dạng nói trên được gọi là khe nứt (fractures, fissures, cracks, joint, cleft). Dưới đây là một số định nghĩa cơ bản.

#### 7.1.1. Tính chẻ

Tính chẻ là một thuật ngữ để chỉ khả năng hoặc tính chất của đá có thể tách ra theo những mặt phẳng song song nào đó. Những mặt như vậy gọi là mặt chẻ hoặc thớ chẻ. Tính chẻ không thể hiện bởi các khe nứt cho dù là những khe nứt nhỏ phải xác định bằng kính hiển vi.

Nguyên nhân chính tạo ra tính chẻ trong đá là sự sắp xếp, định hướng theo một phương của các khoáng vật tạo đá dạng tấm, dạng kim, dạng lăng trụ (như mica, cloritoit, amphibon, v.v....). Do sự định hướng như vậy nên có thể tách đá thành các tấm song song với nhau rất quan trọng đối với việc khai thác đá trong xây dựng. Sự định hướng của các khoáng vật tạo đá nói ở trên do tác dụng của lực đối với dòng dung nham xuyên lên hoặc do dung nham magma kết tinh trong điều kiện bị ép bên sườn. Những thí nghiệm về sự kết tinh của các khoáng vật trong môi trường ép nén đều cho thấy trục dài của khoáng vật hoặc mặt phẳng của khoáng vật dạng tấm vuông góc với phương của lực tác dụng (F. E. Wright, 1906).

Hiện tượng định hướng cũng có thể do tập hợp hạt, các dị li thể ở trong đá bị dãn dài song song với hướng chuyển động của các mặt trượt hoặc do lực kiến tạo gây ra hiện tượng ép và trượt khác nhau dọc theo các mặt cấu tạo cắt (shear surface) hoặc mặt ép dẹt (pressure surface).

### 7.1.2. Nứt né

Nứt né (jointing) là một khái niệm chung, không có ý nghĩa nguồn gốc, đặc trưng bởi sự phá huỷ đá theo các mặt và dọc theo các mặt đó không có sự dịch chuyển đáng kể.

### 7.1.3. Khe nứt phi kiến tạo

Khe nứt phi kiến tạo (atectonic joints) có người còn gọi là khe nứt nội động. Khe nứt nội động (endokinetic joints hoặc endokinetic fissures) là những khe nứt xuất hiện liên quan với sự biến đổi vật chất ở bên trong của đá như do sự tăng thể tích của đá khi khoáng vật tạo đá bị hydrat hoá, do sự co rút thể tích của vật thể, ví dụ do sự nguội lạnh của khối magma nóng chảy, do sự giảm thể tích khi bị khô cạn của các tầng trầm tích vốn rất ẩm. Như vậy khe nứt nội động là các khe nứt phi kiến tạo.

### 7.1.4. Khe nứt kiến tạo

Khe nứt kiến tạo (tectonic Joints) cũng có người gọi là khe nứt ngoại động (exokinetic joints hoặc exokinetic fissures). Đó là những khe nứt xuất hiện do lực bên ngoài tác dụng vào đá tức là các khe nứt kiến tạo và trong chừng mực nào đó là các khe nứt thoát tái.

Thuật ngữ khe nứt nội động và khe nứt ngoại động do Lasaulx nêu ra từ năm 1882. Năm 1914, Lasaulx chia khe nứt ra làm hai nhóm là các khe nứt nội động và các khe nứt ngoại động. Nhóm nội động gồm hai loại là các khe nứt dãn (hoặc nở) (Dilatationsspalten) và các khe nứt co ép (Contractionsspalten). Loại khe nứt co ép có hai kiểu là khe nứt do nguội lạnh (durch Erkalten) và khe nứt do khô cạn (durch Austrocken). Các khe nứt ngoại động được chia ra làm bốn loại là các khe nứt (do) sụt (Einsturz spalten), các khe nứt (do) nâng (Aufbruchsspalten), các khe nứt (do) uốn cong (Biegungsspalten) và các khe nứt (do) ép (Pressungsspalten). Các khe nứt do uốn cong lại được chia ra làm hai loại là các khe nứt (do) uốn nếp (Faltungsspalten) và các khe nứt do xoắn (Torisionsspalten). Các khe nứt (do) uốn nếp gồm ba loại là các khe nứt gãy (Bruchspalten), các khe nứt cắt (Schubspalten) và các khe nứt ép dẹt (Aufblätterungsspalten) (phản này chú thích bằng nguyên bản tiếng Đức).

Các khe nứt nội động về sau được nhiều nhà địa chất gọi là các khe nứt nội sinh (endogenetic) (Iu. A. Cosughin, 1958) hoặc nguyên sinh (initial joints) (S. S. Sulx, 1964) và các khe nứt ngoại động gọi là các khe nứt ngoại sinh (exogenetic) (Iu. A. Cosughin, 1958) hoặc thứ sinh (secondary) hoặc phi kiến tạo (atectonic hoặc nontectonic) (S. S. Sulx, 1964) (xem Iu. A. Cosughin và L. M. Parphenova, 1970).

Tuy nhiên, như đã nêu ở trên, trong giáo trình này, các khe nứt nội động được gọi là các khe nứt phi kiến tạo hoặc khe nứt ngoại sinh và các khe nứt ngoại động được gọi là các khe nứt kiến tạo hay khe nứt nội sinh.

### **7.1.5. Khối nứt**

Khối nứt (jointing) là những thể địa chất giới hạn bởi các khe nứt, đặc biệt là các khe nứt phi kiến tạo, ví dụ như khối nứt hình cột của đá bazan, khối nứt hình cầu do phong hoá của đá sẫm màu. Các khối nứt cũng có thể được hình thành bởi các khe nứt kiến tạo.

### **7.1.6. Thớ chẻ**

Thớ chẻ (cleavage) là những khe nứt liên quan với hiện tượng uốn nếp của đá trầm tích, thường xuất hiện thành từng đới gồm những mặt phẳng, có thể tách thành lớp mỏng, trông như các thớ phiến; song song với nhau hoặc phân bố có quy luật trong quan hệ với nếp uốn.

### **7.1.7. Thớ phiến**

Thớ phiến (schistosity, cleavage) là những khe nứt mặt phẳng, khít, thường xuất hiện ở các đới đứt gãy lớn, được hình thành liên quan với hiện tượng trượt của vật chất theo các mặt song song. Nhiều nhà địa chất xem thớ phiến cũng là thớ chẻ. Về mặt hình thái những cấu tạo này rất khó phân biệt với nhau. Trong thực tế người ta còn dùng từ thớ phiến cho các cấu tạo dạng mặt song song với nhau xuất hiện trong các đá magma và các đá khác bị biến chất động lực hoặc nhiệt động.

Tính chẻ, thớ chẻ, thớ phiến và khe nứt được xem như là một dãy sản phẩm liên tục của quá trình biến dạng.

### **7.1.8. Khe nứt, đới, hệ khe nứt và pha kiến tạo khe nứt**

Các khe nứt ít khi phát triển đơn độc mà thường xuất hiện thành từng đới. Khi nói tới khe nứt là nói tới một cấu tạo cụ thể, đó là phạm vi bị tách ra của đá. Khe nứt cấu tạo bởi hai mặt, mỗi một mặt là một mặt nứt, khe nứt là phạm vi giữa hai mặt này. Trong thực tế, khoảng cách giữa hai mặt này rất nhỏ, vì thế cả hai mặt đó được gọi là khe nứt. Khe nứt là một cấu tạo mặt, phát triển trong không gian hai chiều, được xác định trong không gian bởi góc phương vị hướng dốc và góc dốc của mặt nứt. Đới khe nứt (zone of joints) là tập hợp các khe nứt có đường phương gần như thống nhất, có hướng dốc và góc dốc ít nhiều giống nhau. Nếu tất cả các khe nứt trong một đới khe nứt đều xuất hiện trong cùng một thời gian thì ta bảo đó là đới khe nứt đơn (một) pha; nếu chúng lại gồm các khe nứt thành tạo vào những thời gian khác nhau thì ta bảo đó là đới khe nứt đa pha. Các đới khe nứt có bề rộng từ vài centimét đến vài mét. Nếu các khe nứt ở một vùng nào đó có đường phương gần như nhau thì tập hợp các khe nứt như vậy gọi là một (hệ thống) khe nứt (system of joints). Một hệ khe nứt có thể có một hoặc nhiều đới khe nứt. Nếu một hệ khe nứt có các đới khe nứt xuất hiện vào cùng một thời gian, trong cùng một trường ứng suất thì ta bảo đó là hệ khe nứt đơn (hoặc một pha). Nếu hệ khe nứt gồm nhiều đới khe nứt xuất hiện vào các khoảng thời gian khác nhau, người ta gọi đó là hệ khe nứt đa pha. Pha khe nứt là khái niệm về thời gian, chỉ khoảng thời gian xuất hiện các khe nứt. Tuy nhiên, các khe nứt lại sinh ra trong một điều kiện địa động và địa động lực nhất định, cho nên pha khe nứt hoặc pha kiến tạo

khe nứt chằng những chi có ý nghĩa về thời gian mà còn có ý nghĩa về động học và động lực học nhất định. Trong thực tế có những dối khe nứt hoặc hệ khe nứt gồm nhiều khe nứt sinh ra trong cùng một pha (một thời gian), có tính chất địa đông và địa động lực giống nhau, phản ánh cùng một kiểu ứng suất, có đặc điểm hình thái tương tự. Những dối, hệ hoặc cặp những khe nứt như vậy gọi là dối, hệ hoặc cặp khe nứt sinh đôi. Các dối hệ hoặc cặp khe nứt sinh đôi thường cắt nhau tạo thành một góc nào đó tuỳ thuộc vào cường độ của lực tác dụng, thời gian tác dụng của lực và tính chất của vật thể bị nứt nẻ. Những dối, hệ hoặc cặp khe nứt sinh đôi thường là những cặp cấu tạo mặt cắt (xem 3.9.2). Những cặp cấu tạo này thường song song với những mặt có ứng suất tiếp cực đại. Nếu dối hoặc các hệ khe nứt sinh ra trong cùng một thời gian (một pha), cùng một trường ứng suất, nhưng phản ánh đặc điểm địa động khác nhau, thì chúng được gọi là dối, hệ hoặc các khe nứt đồng sinh. Như vậy  $S_1$ ,  $S_2$  (xem 3.9) là cặp khe nứt sinh đôi;  $S_1$ ,  $K_i$ ;  $S_1$ ,  $K_d$  hoặc  $K_l$  và  $K_d$  là những cặp khe nứt đồng sinh (Lê Như Lai, 1977).

Khái niệm về dối, hệ, cặp khe nứt đồng sinh, khe nứt sinh đôi v.v... như đã nêu ở trên cũng dùng cho các cấu tạo thớ chè, thớ phiến; nghĩa là ta cũng có thớ chè sinh đôi, thớ phiến đồng sinh v.v... Các khái niệm dối, hệ... thường chỉ dùng đối với các khe nứt kiến tạo. Nghiên cứu các dối, hệ khe nứt thường gắn với nghiên cứu các nếp uốn hoặc đứt gãy liên quan nhằm mục đích khôi phục trường ứng suất biến dạng đã tạo ra chúng.

## 7.2. PHÂN LOẠI CÁC KHE NỨT

Có nhiều cách phân loại khe nứt khác nhau. Người ta thường phân loại khe nứt dựa vào nguồn gốc và hình thái cũng như vị trí của các khe nứt trong không gian.

### 7.2.1. Dựa vào nguồn gốc

Dựa vào nguồn gốc của các khe nứt người ta chia các khe nứt ra làm hai loại là khe nứt phi kiến tạo và khe nứt kiến tạo (xem 5.1).

#### 7.2.1.1. Các khe nứt phi kiến tạo

Ở những phần trên chúng ta đã bàn đến các khe nứt phi kiến tạo. Các khe nứt phi kiến tạo thường gặp nhất là các loại sau đây:

##### 7.2.1.1.1 Các khe nứt nguyên sinh của đá trầm tích

Các khe nứt nguyên sinh của đá trầm tích được thành tạo chủ yếu vào giai đoạn biến đổi từ đá bờ rời thành đá rắn chắc. Quá trình này xảy ra do sự nén chặt các đá làm cho độ rỗng của đá giảm bớt, nước ở trong đá bờ rời cũng bị thoát đi (vì thế còn gọi là quá trình thoát hoá). Các khe nứt nguyên sinh trong đá trầm tích chỉ gặp ở vùng đá nằm ngang, không bị biến dạng uốn nếp hoặc đứt gãy. Ở những vùng hoạt động kiến tạo mạnh mẽ, các dạng cấu tạo do hoạt động kiến tạo gây ra chiếm ưu thế làm nhòa đi các khe nứt nguyên sinh. Các khe nứt nguyên sinh của đá trầm tích có thể có độ mờ khác nhau và phụ thuộc vào các loại

đá. Trong sét kết, đá vôi các khe nứt nguyên sinh thường nhẵn, độ hở nhỏ. Trong các đá hạt thô hơn như cát kết, cuội kết... các khe nứt nguyên sinh thường thô và gồ ghề. Mật các khe nứt nguyên sinh trong đá vôi, dolomit thường có mâu. Các khe nứt nguyên sinh thường chỉ giới hạn trong từng lớp. Chúng có thể là những khe nứt có mặt phẳng hoặc mặt cong, vuông góc hoặc cắt chéo với mặt lớp. Ngoài những khe nứt nguyên sinh thành tạo do quá trình thoát hoá, còn có các khe nứt nguyên sinh hình thành do sự khô cạn của các lớp bị nâng lên khỏi mặt nước của các bồn địa trầm tích. Những khe nứt thuộc loại này đã được trình bày ở phần cấu tạo mặt lớp trầm tích (xem 4.9.2.3).

#### 7.2.1.1.2. Các khe nứt nguyên sinh của đá phun trào

Các khe nứt loại này được thành tạo vào lúc dung nham nguội lạnh làm giảm thể tích của đá. Sự giảm thể tích dẫn đến hiện tượng co rút, xuất hiện những lực hướng vào một trung tâm nào đó, làm cho dung nham bị nứt thành hình cầu, hình gối, hình trụ và đặc biệt thường gấp là hình cột. Do sự nguội lạnh của dung nham nóng chảy, xuất hiện nhiều trung tâm co rút, tạo ra lực căng giữa các trung tâm và xuất hiện các khe nứt giữa chúng. Các khe nứt này hình thành theo một số phương làm xuất hiện khe nứt đang đa giác tương đối đều, phát triển xuống sâu tạo nên các trụ đa giác (hình 7.1).



Hình 7.1: Khe nứt nguyên sinh trong đá phun trào

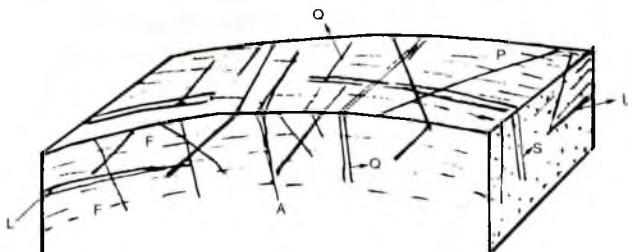
Ở nước ta, các đá bazan lộ ra ở Tây Nguyên và nhiều nơi khác thường có các khe nứt hình cột nói trên.

Dung nham phun lên gặp mưa hoặc tiếp xúc với nước (biển, hồ) bị giảm nhiệt độ đột ngột, xuất hiện các khe nứt do nguội lạnh nhanh, có dạng hình cầu, hình gối, bầu dục, v.v... Vấn đề này cũng đã được trình bày ở 4.4.

#### 7.2.1.1.3. Các khe nứt nguyên sinh của đá xâm nhập

Magma sau khi xâm nhập vào đá vây quanh, nhiệt độ giảm đi, thể tích của chúng co lại gây ra các khe nứt trong đá. Các khe nứt này được gọi là các khe nứt nguyên sinh (primary joints), nói chung không liên quan với lực ép kiến tạo. Dựa vào quan hệ của các khe nứt

nguyên sinh đối với các cấu trúc định hướng H. Cloos, 1922, đã phân biệt các loại khe nứt sau đây (hình 7.2).

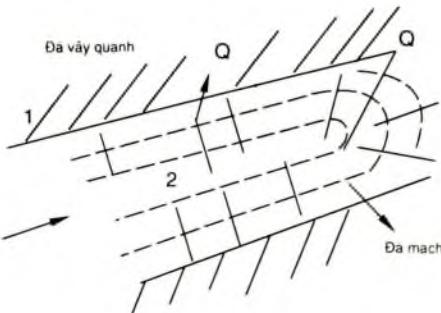


**Hình 7.2:** Các khe nứt nguyên sinh trong khối xâm nhập  
Q - Khe nứt ngang; S - Khe nứt dọc; L - Khe nứt dạng lớp; P - Khe nứt chéo.  
F - Định hướng của khoáng vật; A - Các mạch pecmatit, aplit.

#### 7.2.1.1.3.1. Các khe nứt ngang

Các khe nứt ngang (transverse fissures) hay khe nứt Q (kí hiệu theo H.Cloos, 1922, Q từ chữ Querkluefte, tiếng Đức là khe nứt ngang) là những khe nứt nguyên sinh trong khối magma, định hướng vuông góc với các cấu trúc đường hoặc cấu tạo chảy. Chúng thường đối thẳng, có mặt bằng phẳng, thấy rõ ở rìa của khối xâm nhập, nơi mà cấu tạo đường hoặc cấu tạo chảy thể hiện rõ nhất. Ở phần trung tâm của khối xâm nhập, các cấu tạo đường, cấu tạo chảy thể hiện không rõ, các khe nứt ngang cũng không tồn tại. Khi cấu tạo đường, cấu tạo chảy đổi hướng, các khe nứt ngang cũng thay đổi theo và luôn luôn vuông góc với các cấu tạo đó. Vì thế, ở phần trên (vòm) của các thể xâm nhập nhỏ, các dai mạch, trong mặt cắt song song với hướng chảy thường thấy các khe nứt ngang xoè ra như nan quạt (Lê Như Lai, 1977) (hình 7.3).

Các khe nứt ngang có lẽ xuất hiện vào lúc khối dung nham mới bắt đầu nguội lạnh. Về mặt cơ học, chúng là những khe nứt tách nằm vuông góc với hướng căng. Các khe nứt ngang có độ hở lớn, thường bị các loại đá mạch xuyên vào. G. Đ. Ashgirei, 1956 xem các khe nứt ngang là các khe nứt kiến tạo nguyên thuỷ (prototectonic joints) tương ứng một phần với khe nứt Q của H. Cloos. Chúng có lẽ không phải là những khe nứt thành tạo trong điều kiện căng dẫn diễn



**Hình 7.3:** Các khe nứt ngang trong xâm nhập nhỏ  
(Lê Như Lai, 1977)  
1: Đá vây quanh; 2: Thể xâm nhập.  
Mỗi tên: Hướng xuyên của mạch;  
Q: Các khe nứt ngang.

hình đối với thể magma nguội lạnh vì người ta thấy hệ thống khe nứt này còn cắt qua đá vây quanh. Từ đó G. Đ. Ashgirei xem các khe nứt ngang liên quan với hiện tượng trượt ngang do lực ép tiếp tuyến gây ra. Về nguồn gốc của khe nứt ngang còn nhiều vấn đề chưa rõ ràng và cũng không loại trừ sự xuất hiện của khe nứt ngang vào lúc magma nguội lạnh, chịu tác dụng của môi trường (bình đồ) kiến tạo chung của cả khu vực. Trong trường hợp này các khe nứt ngang định hướng song song với lực tác dụng và hầu như vuông góc với trực nếp uốn hoặc phương kéo dài của thể magma.

#### 7.2.1.1.3.2. Các khe nứt dọc

Các khe nứt dọc (lengthwise joints) hay khe nứt S (kí hiệu theo H. Cloos, 1922, tiếng Đức: Laengkluefte) là những khe nứt nguyên sinh trong khối magma, định hướng song song với cấu tạo đường và như vậy cũng có nghĩa là vuông góc với hệ thống khe nứt Q. Về mặt hình thái chúng rất đa dạng, nói chung, đó là các khe nứt ngắn với mặt nứt không bằng phẳng thường rất dốc hoặc dốc đứng. G. Đ. Ashgirei, 1956 xem chúng là các khe nứt kiến tạo nguyên thuỷ, tương ứng một phần với khe nứt S của H. Cloos (1922) và định hướng vuông góc với phương lực kiến tạo. Các khe nứt dọc ít gặp hơn các loại khe nứt khác và thường là những khe nứt kín, nhưng vẫn thường bị các loại đá mảnh lấp đầy. Những khe nứt dọc hình thành vào giai đoạn đầu của thể magma nguội lạnh trong môi trường kiến tạo thường bị lực kiến tạo khu vực khống chế, chúng thường có đường phương song song với trực kéo dài của thể xâm nhập hoặc song song với trực của các nếp uốn.

#### 7.2.1.1.3.3. Các khe nứt dạng lớp

Các khe nứt dạng lớp hoặc dạng via (bed sharped joints) hay khe nứt L (kí hiệu theo H. Cloos, 1922, tiếng Đức: Lagerkluefte) còn gọi là khe nứt thoải. Trong thể xâm nhập, các khe nứt này song song hoặc uốn lượn theo các cấu tạo dài và thường song song với mặt ngoài, phần trên của thể xâm nhập. Các khe nứt dạng lớp thường thoải hoặc nằm ngang, định hướng song song với bề mặt Trái đất (A. A. Malakhov, 1962). Các khe nứt dạng lớp hình thành vào lúc magma nguội lạnh, lực tác dụng chính là trọng lực của các lớp bên trên ép xuống theo phương thẳng đứng gây ra các khe nứt dạng lớp nằm song song với mặt tiếp xúc nguyên thuỷ của khối magma và các đá vây quanh.

Về nguyên nhân thành tạo, có lẽ các khe nứt dạng lớp không liên quan với kiến tạo nguyên thuỷ (prototectonics) (G. Đ. Ashgirei, 1956).

#### 7.2.1.1.3.4. Các khe nứt chéo

Các khe nứt chéo (oblique hoặc diagonal joints) trong khối magma thường được kí hiệu bằng chữ P. Đó là những khe nứt cắt chéo cấu tạo đường; chúng tạo thành một góc nào đó đối với các khe nứt Q và khe nứt S. Trong khối xâm nhập các khe nứt chéo thường phát triển theo hai hệ thống gần vuông góc với nhau hoặc tạo với nhau một góc nào đó. Nói chung hai hệ thống này phát triển không đồng đều, thường thấy hệ thống này phát triển mạnh hơn so với hệ thống kia. Trên mặt các khe nứt chéo có các vết xước chứng tỏ doc

theo chúng có sự dịch chuyển nhỏ. Các khe nứt chéo cũng bị lấp đầy bởi các loại đá mạch. Các khe nứt chéo thành tạo vào lúc khối magma nguội lạnh, bắt đầu rắn chắc, ngoài những lực do quá trình nguội lạnh magma gây ra, rất có thể còn chịu ảnh hưởng nhất định của môi trường kiến tạo khu vực. Nghiên cứu thạch học cấu tạo về tính sắp xếp các khoáng vật trong thể magma và tính định hướng của các yếu tố khoáng vật, đặc biệt là của trục quang học thạch anh, có thể thấy mối quan hệ của chúng đối với vị trí các khe nứt chéo (Lê Như Lai, 1973, 1974).

H. J. Behr và A. Watznauer, 1968; J. Hofmann, 1974 đã chỉ ra mối quan hệ giữa khe nứt Q và tính định hướng quang trục thạch anh. Theo các tác giả nói trên, các đá magma có hai kiểu định hướng của các đồ thị thạch học cấu tạo. Kiểu thứ nhất ứng với góc mở  $\varphi = 60^\circ$  và kiểu thứ hai  $\varphi = 140^\circ$ . Nếu đá magma chỉ thể hiện một trong hai kiểu định hướng nói trên thì trục vòng tròn nhỏ vuông góc với Q. Nếu magma thể hiện cả hai kiểu định hướng này thì vòng tròn nhỏ của kiểu định hướng thứ hai vuông góc với Q. Đối với các đá magma đồng kiến tạo có cấu tạo mặt rõ ràng, cũng như trong các đá mạch hoặc đá tiêm nhập còn thấy được cấu tạo mặt thì trục các vòng tròn nhỏ của kiểu định hướng thứ hai vuông góc với các mặt đó.

#### 7.2.1.1.3.5. Các khe nứt rìa

Các khe nứt rìa (edge, side joints) là những khe nứt phát triển ở rìa của thể xâm nhập. Chúng thường phát triển thành dốc và cắt qua cấu tạo dài của đá magma với một góc khoảng  $20 - 45^\circ$ . Các khe nứt rìa đi kèm với các đứt gãy, đặc biệt là đứt gãy nghịch. Các khe nứt rìa hình thành chủ yếu vào lúc magma xuyên lên, khi đó ở rìa thể magma bị ép mạnh, khi nguội lạnh phần rìa giảm nhiệt độ nhanh, lại chuyển từ trạng thái ép (vào đá vây quanh) sang trạng thái co rút (về phía magma) gây ra các khe nứt ở riềm tiếp xúc, tức là các khe nứt rìa.

#### 7.2.1.1.4. Các khe nứt do phong hoá

Hiện tượng phong hoá vật lí là một trong những nguyên nhân gây ra các khe nứt ở dối phong hoá. Những khe nứt này thường xuất hiện trong các đá sẫm màu, chúng thành tạo các khe nứt hình cầu với nhiều lớp vỏ bóc, trông giống như một bông hoa (xem 4.10.6.1). Các khe nứt do phong hoá (weathering) chỉ gặp ở dối phong hoá, càng xa mặt đất hiện tượng phong hoá càng giảm và các khe nứt ỏ phong hoá không phát triển. Trong một số trường hợp quá trình phong hoá học làm thể tích của đá tăng lên gây ra hiện tượng nứt nẻ trong đá và trong các đá vây quanh chúng. Những khe nứt như vậy cũng được xếp vào các khe nứt phong hoá.

#### 7.2.1.1.5. Các khe nứt liên quan với hiện tượng trượt, sụt đất

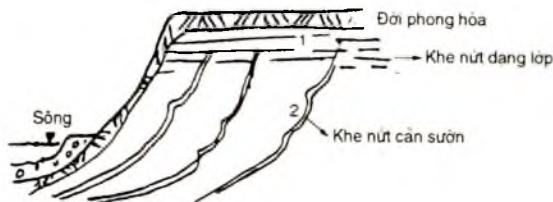
Các khe nứt do trượt đất (landslide) phát triển ở trong khối đá có phần đá đã bị trượt đi. Người ta chia ra bốn nhóm khe nứt dựa vào vị trí của chúng trong khối trượt lở. Nhóm các khe nứt trên xuất hiện ở phần bên trên của khối trượt, thường là các khe nứt hở, phát triển

theo phương nằm ngang. Các khe nứt bên xuất hiện ở rìa của khối trượt, định hướng theo phương trượt. Các khe nứt giữa, nằm ở giữa khối trượt, thường kéo dài, có phương vuông góc với phương chuyển động của khối trượt. Các khe nứt dưới, nằm ở dưới cùng của khối trượt. Các khe nứt do trượt đất chỉ phân bố trong phạm vi hẹp, trên mặt trượt của đá gốc. Khi một bộ phận nào đó của đá bị trượt đi, tại đó xuất hiện các ứng suất làm cho đá bị nứt nẻ. Mặt khác chính phân đá bị trượt đi cũng gây biến dạng phần còn lại, tức là biến dạng trên mặt trượt. Sự xuất hiện các khe nứt trong trường hợp này ít nhiều cũng giống với các khe nứt trên các mặt trượt dứt gãy sẽ được nghiên cứu trong chương 8. Các khe nứt do đá sụt còn gặp ở dưới hang động ngầm. Hình dạng của các khe nứt do sụt đất (đá) rất phức tạp, uốn lượn và phanh nhánh.

#### 7.2.1.1.6. Các khe nứt thoát tải

Các đá trong vỏ Trái Đất bị ép mạnh bởi trọng lực của các lớp nằm trên. Khi lớp nằm trên bị trượt đi, các lớp đá nằm dưới tựa như thoát khỏi một lực ép theo phương thẳng đứng. Hiện tượng giảm tải trọng của lớp nằm trên gọi là thoát tải (relaxation joints). Khi được thoát tải, các đá tựa như được dỡ ra theo phương thẳng đứng và xuất hiện các khe nứt. Hiện tượng thoát tải thường xảy ra ở những địa hình thích hợp như bờ sông, bờ biển, sườn thung lũng. Các khối đá trượt đi theo những mặt nghiêng nên các khe nứt thoát tải ít nhiều song song với mặt trượt hoặc mặt địa hình.

Người ta thấy có hai loại khe nứt thoát tải. Loại thứ nhất gồm các khe nứt phát triển song song với mặt trượt, gọi là các khe nứt cản sườn (ở bờ dốc) (slope, scarp) thường gặp ở vách thung lũng, bờ sông suối. Các khe nứt cản sườn thường nghiêng  $30 - 50^\circ$ , dốc về phía thung lũng, càng xuống sâu chúng càng thoải hơn và ít nhiều phù hợp với hình dạng của thung lũng. Đây là những khe nứt có độ hở lớn, rất thuận lợi cho việc phát triển các hang động cacstơ. Vì vậy, khi nghiên cứu địa chất phục vụ các công trình thuỷ điện người ta rất quan tâm đến các loại khe nứt này. Loại thứ hai là các khe nứt gần như nằm ngang, vuông góc với phương của trọng lực, gọi là các khe nứt dạng lớp (exfoliation desquamation). Chúng thường phát triển ở phần trên và phần dưới cùng của vết lở (hình 7.4).



**Hình 7.4: Các khe nứt thoát tải.**  
1. Khe nứt dạng lớp; 2. Khe nứt cản sườn.

### 7.2.1.2. Các khe nứt kiến tạo

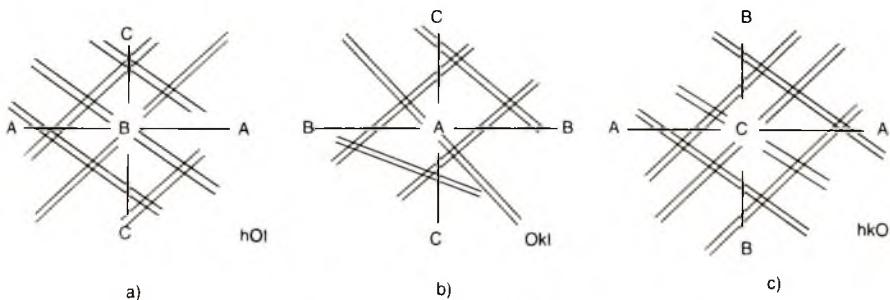
Các khe nứt kiến tạo là những khe nứt có nguồn gốc kiến tạo. Phần lớn các khe nứt gấp trong tự nhiên là các khe nứt kiến tạo. Các khe nứt kiến tạo thường phát triển trong phạm vi rộng, có mặt trong nhiều loại đá khác nhau. Các sản phẩm phá huỷ kiến tạo có thể chia ra làm ba loại theo mức độ phá huỷ và dịch chuyển. Loại thứ nhất là thớ chè (cleavage). Đó là các phá huỷ nhưng không dịch chuyển và thường liên quan với hiện tượng uốn nếp. Dạng đặc biệt của loại này là thớ phiến hoặc phiến hoá (slate cleavage, schistosity, fissility), xuất hiện chủ yếu liên quan với hiện tượng ép nén, thường gặp trong đá biến chất. Loại thứ hai là khe nứt và loại thứ ba là đứt gãy. Vì vậy việc phân loại các khe nứt dưới đây cũng có thể ứng dụng cho hai loại còn lại.

### 7.2.2. Dựa vào đặc điểm động học

Trên cơ sở động học người ta phân chia khe nứt ra làm ba loại là khe nứt cắt (shear joint), khe nứt tách (extension joint) và khe nứt ép dẹt (flattening compression joint). Những khe nứt này đã được trình bày ở mục 3.9.2. Chúng là sản phẩm của biến dạng dòn<sup>\*</sup>.

#### 7.2.2.1. Các khe nứt cắt

Các khe nứt cắt thường xuất hiện dưới dạng cặp khe nứt liên hợp hoặc sinh đôi (conjugate shear fracture pair). Chúng là những khe nứt xuất hiện song song với mặt có ứng suất tiếp xúc đại xuất hiện khi vật thể bị biến dạng; vì thế người ta thường sử dụng chúng để xác định trường ứng suất đã sinh ra chúng. Như chúng ta đã biết, trong biến dạng hiện tượng co rút (ép nén) cực đại xảy ra theo trục biến dạng C (hoặc Z), hiện tượng căng giãn cực đại phát triển theo trục A (hoặc X) vì vậy hệ khe nứt cắt rõ ràng nhất là các cặp khe nứt song song với trục B (hoặc Y). Tất cả các khe nứt này tạo thành đối khe nứt (cắt) trục B (hoặc Y) hay các khe nứt hOI (hình 7.5a). Các khe nứt hOI rất phổ biến ở vùng tạo núi uốn nếp. Ngoài ra, cũng có thể thấy hiện tượng co rút, ép nén xảy ra theo trục A và trục B, cho dù theo các phương trục đó, hiện tượng co rút không điển hình. Vì thế người ta vẫn gặp các



Hình 7.5: Vị trí các khe nứt cắt đối với trục biến dạng.

\* Thường gặp ở các vật thể đàn hồi bị biến dạng vượt quá giới hạn bền của chúng (biến dạng phá hủy).

cáp khe nứt cắt song song với trục A hoặc với trục C và gọi lần lượt là các khe nứt dối trục A hay các khe nứt Okl (hình 7.5b) và khe nứt dối trục C hoặc các khe nứt hkO (hình 7.5c).

Đặc điểm của các khe nứt cắt là thẳng, kéo dài, phát triển cả theo đường phuong lân hướng dốc. Đường phuong của khe nứt cắt ít thay đổi. Khi cắt qua tập lớp có tính cơ lí khác nhau thì đường phuong của khe nứt cắt không thay đổi, nhưng góc dốc của chúng lại thay đổi, nên trong các mặt vuông góc với đường phuong của chúng có thể thấy dạng cấu tạo chữ S hoặc chữ Z, thuận hoặc ngược. Khi gặp những vật thể cứng (như hạt cuội thạch anh v.v...) khe nứt cắt thẳng như nhát dao chém. Các khe nứt cắt thường rất khít, mặt nứt phẳng, nhẵn có gờ và vết xước dựa vào các gờ và xước này có thể xác định được hướng dịch chuyển dọc theo mặt nứt. Do khe nứt cắt kín nên không thuận lợi cho sự xuyêñ nhập của dung dịch nhiệt dịch hoặc các loại đá mạnh. Sự xuất hiện các loại đá này trong khe nứt cắt chứng tỏ các khe nứt này đã tái hoạt động, bị tách ra tạo điều kiện cho các dung dịch magma xuyêñ vào. Các khe nứt cắt chủ yếu được thành tạo trong điều kiện ép nén, chúng tạo một góc  $\alpha$  với lực tác dụng. Trị số của góc  $\alpha$  phụ thuộc vào tính cơ lí của vật thể bị biến dạng, vào cường độ của lực tác dụng và thời gian duy trì của lực đó (xem 3.9.2).

#### 7.2.2.2. Các khe nứt tách

Các khe nứt tách có thể phát triển theo những mặt vuông góc với lực kéo, gọi là khe nứt kéo dãn (tension fracture) hoặc song song với lực ép, gọi là khe nứt ép dãn (extention fracture). Trong thí nghiệm, khi ép vật thể hình trụ theo chiều dài của mẫu, vật thể bị vỡ tách thành các khe nứt theo chiều dài; các khe nứt này gọi là khe nứt (vỡ) dọc (longitudinal splitting). Cả ba loại nói trên gọi chung là khe nứt tách. Trong elipxoit biến dạng với hệ trục toạ độ ABC (hoặc XYZ), các khe nứt cắt song song với mặt [BC] hoặc [YZ] tức là vuông góc với trục A (hoặc trục Z). Như vậy, về mặt động học, khe nứt tách hoặc là song song với phuong của lực ép, hoặc là vuông góc với phuong của lực kéo, chúng nằm trong phản tư ép nén và luôn thể hiện là cấu trúc căng dãn.

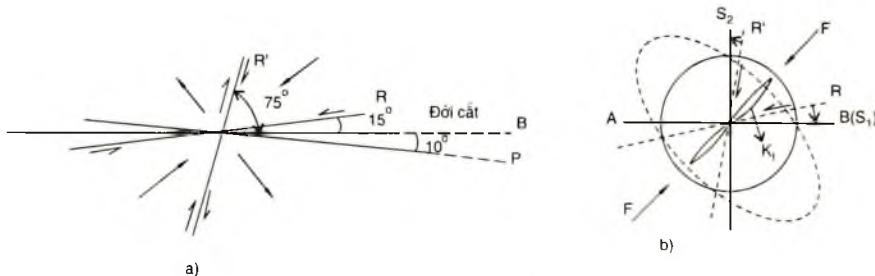
Đặc điểm của các khe nứt tách là ngắn, mặt không bằng phẳng, hở, đường phuong thường thay đổi, khi gặp vật thể cứng, chúng không cắt qua mà lượn vòng, rìa có những khe nứt nhỏ dạng lông chim. Do khe nứt cắt không kín, bị hở nên thuận lợi cho sự xuyêñ nhập của các dung dịch magma.



Hình 7.6: Các khe nứt cắt xuất hiện (a) và bị phá hủy (b) do ngẫu lực

Trong thực nghiệm người ta còn gặp các khe nứt tách xuất hiện do tác dụng của ngẫu lực. Dưới tác dụng của ngẫu lực lúc đầu vật thể bị tách ra có dạng thấu kính nhỏ; khi lực tăng lên, các khe nứt tách bị uốn cong dạng chữ S, và nếu tiếp tục tăng lực tác dụng thì chúng bị cắt ngang và có thể bị dịch chuyển hoặc bị phá huỷ theo phương của ngẫu lực (hình 7.6).

Dọc theo các đới khe nứt cắt (gọi tắt là đới cắt - shear zone) do có sự dịch chuyển ngược chiều nhau của hai khối đá ở hai phía của đới này nên phát sinh ngẫu lực. Ngẫu lực ở đới cắt đã tạo ra các cấu trúc khe nứt tách có dạng thấu kính, vát nhọn, gọi là cấu trúc tách thấu kính (gash structure). Chúng nằm dọc theo đới cắt, song song và gần như cách đều nhau. Trong không gian chúng song song với phương của lực tác dụng tạo ra đới cắt, tức là song song với trục ép nén cực đại C và vuông góc với trục căng dãn cực đại A. Sự phân bố các khe nứt tách dạng thấu kính nói trên tạo ra cấu trúc dạng lông chim (pinnate structure), sắp xếp như kiểu cánh gà sân khấu hoặc dạng bậc, nên còn gọi là cấu trúc cánh gà (hoặc dạng bậc) (en echelon). Các cấu trúc cánh gà phát triển dọc theo cả hai cặp khe nứt cắt (đới cắt) sinh đôi (conjugate shear zone) và thường được lấp đầy bởi các đá magma và quặng. Các khe nứt tách dạng thấu kính này có thể bị uốn quay xung quanh điểm giữa của chúng tạo ra các cấu trúc kiểu chữ Σ (xích ma) hoặc cấu trúc kiểu chữ S (sigmoidal structure). Các cấu tạo tách dạng lông chim cũng có thể tạo ra các khe nứt cắt thứ sinh (secondary shear joints) gọi là các khe nứt cắt Riedel kí hiệu là R và R' (R Riedel shears) và đôi khi còn tạo ra các khe nứt cắt thứ sinh P (P secondary shears). Thực nghiệm cho thấy cặp khe nứt cắt Riedel liên hợp (sinh đôi) tạo thành các góc  $15^\circ$  và  $75^\circ$  quay ngược chiều kim đồng hồ đối với trục của đới cắt liên quan với chúng (imposed shear) và khe nứt cắt P tạo với trục của đới cắt một góc từ  $10$  đến  $15^\circ$  theo chiều thuận kim đồng hồ (hình 7.7a).

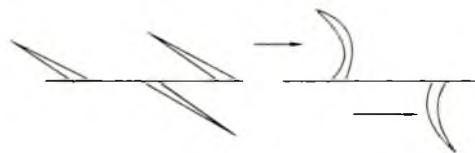


**Hình 7.7:** a) Các khe nứt cắt Riedel R và R'. AB: Trục của đới cắt chính gây ra bởi  $\sigma_1$ .  
b) Giải thích sự thành tạo R và R'.

Thực ra, các khe nứt cắt Riedel R và R' cũng chỉ là các khe nứt cắt đồng sinh với khe nứt tách dạng cánh gà và được hình thành vào giai đoạn sớm của vật thể đàn hồi bị biến dạng. Khi đó, các khe nứt tách dạng cánh gà ( $K_1$ ) tạo với R một góc là  $(75^\circ - 15^\circ)/2 = 30^\circ$ . Trong quá trình phát triển tiếp theo, các khe nứt cắt R mở rộng đến phạm vi của trục đới cắt AB

(hoặc  $S_1$ ) một góc  $15^\circ$  và như vậy chúng tạo với  $\sigma_1$  một góc là  $45^\circ$ . Đương nhiên đến lúc đó  $R'$  cũng mở rộng đến vị trí vuông góc với  $S_1$  và trở thành  $S_2$  trong biến dạng dàn hồi thông thường (hình 7.7b). Ở hình 7.7b,  $S_1$  là phương trục của dối cắt, đồng thời cũng là dối biến dạng cắt xuất hiện dưới tác dụng của lực ép  $F$  ( $/\sigma_1$ ).  $R$  tạo với  $S_1$  một góc  $15^\circ$ .  $R'$  tạo với  $S_1$  một góc là  $75^\circ$ .  $F$  nằm giữa  $R$  và  $R'$ . Khi  $R$  quay đến  $S_1(15^\circ)$ ,  $R'$  cũng quay  $15^\circ$  thì sẽ trùng với  $S_2$ . Góc giữa  $S_1$  và  $S_2$  chứa  $F$  là  $75^\circ + 15^\circ = 90^\circ$ . Đây là góc giữa các khe nứt sinh dời trong biến dạng dàn hồi điển hình và đạt giá trị cực đại.

Hiện tượng nói trên cũng tương tự như hiện tượng biến dạng dọc mặt lớp. Khi các lớp bị dịch chuyển theo một mặt nào đó, đặc biệt là mặt lớp, ở rìa của mặt dịch chuyển cũng xuất hiện các khe nứt tách. Góc nhọn tạo bởi mặt dịch chuyển (mặt lớp) và khe nứt tách chỉ hướng dịch chuyển của phía (cánh) chứa khe nứt tách đó. Đôi khi các khe nứt tách còn bị uốn cong, phần lồi của khe nứt tách phù hợp với hướng dịch chuyển (hình 7.8).



**Hình 7.8:** Khe nứt tách xuất hiện dọc theo mặt dịch chuyển.

Các khe nứt tách thường gặp ở vòm các nếp uốn, chúng xuất hiện ở mái (nóc) của lớp trong cấu trúc nếp lồi hoặc ở trụ của lớp trong cấu trúc nếp lõm (hình 7.9).



**Hình 7.9:** Các khe nứt tách xuất hiện ở vòm nếp uốn.

Dựa vào hình dạng của khe nứt tách ở mặt lớp trong nếp uốn người ta có thể nhận xét về hình dạng của nếp uốn. Ở nếp lồi các khe nứt tách mở rộng về phía trên, tức là về phía nóc của lớp; ở nếp lõm chúng mở rộng theo phía ngược lại, tức là mở rộng về phía trụ của lớp (hình 7.9).

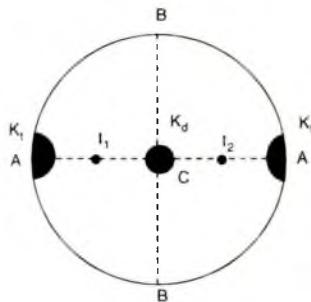
### 7.2.2.3. Các khe nứt ép dẹt

Các khe nứt ép dẹt (flattened joints) là các khe nứt xuất hiện vuông góc với lực ép hoặc song song với lực căng, thường gặp trong các đá bị biến dạng dẻo hoặc trong đá biến chất. Trong hệ trục tọa độ biến dạng ABC (hoặc XYZ), các khe nứt ép dẹt song song với mặt [AB] hoặc [XY]. Chúng là những khe nứt phát triển thành dồi nhỏ, mặt nhẵn nhưng ít nhiều gợn sóng, kín, không thuận lợi cho sự xuyênh nhập của các dung dịch magma.

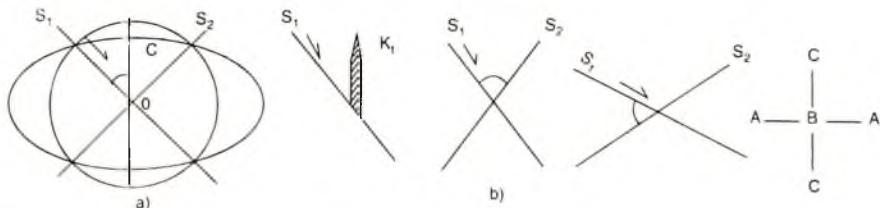
Các khe nút ( $S_1$ ,  $S_2$  hoặc  $KC_1$ ,  $KC_2$ ), khe nút tách ( $K_t$ ) và khe nút ép dẹt ( $K_d$ ) có vị trí nhất định trong elipxoit biến dạng (xem 3.9.2). Trong elipxoit biến dạng, vị trí của  $K_t$  và  $K_d$  nói chung không thay đổi, chúng song song hoặc trùng với các mặt [AC] hoặc mặt [AB]. Vị trí của  $S_1$  và  $S_2$  thay đổi tùy thuộc vào tính chất cơ lí của vật thể bị biến dạng, cường độ lực tác dụng và thời gian duy trì lực tác dụng. Trong biến dạng đàn hồi, góc  $S_1OS_2$  (chứa lực tác dụng P) nhỏ hơn  $90^\circ$ . Từ đây, chúng ta có thể suy ra những đặc điểm sau về đồ thị chiếu cầu của các khe nút và quan hệ động giữa các khe nút.

Trong đồ thị vuông góc với trục C (C trùng với O), tức là vuông góc với phương ép nén cực đại, điểm chiếu cầu của các khe nút  $K_d$  nằm ở C hoặc lân cận C; điểm chiếu cầu của  $K_t$  nằm ở A hoặc lân cận A, điểm chiếu cầu của  $S_1$ ,  $S_2$  nằm trên đường kính A - C - A với góc  $I_1CI_2$  nhỏ hơn  $90^\circ$  (khoảng chia trên mạng Schmidt) hoặc nhỏ hơn bán kính đồ thị trong trường hợp biến dạng đàn hồi, hoặc lớn hơn  $90^\circ$  trong trường hợp biến dạng dẻo (hình 7.10).

Quan hệ động học giữa  $Kc_1$ ,  $Kc_2$ ,  $K_t$  và  $K_d$  có thể nhận biết dựa vào elipxoit biến dạng. Khi biến dạng các khe nút cắt thường bị dịch chuyển theo mặt nút và có thể phát triển trở thành đứt gãy. Trong biến dạng dòn<sup>\*</sup> cũng như biến dạng dẻo, góc nhọn tạo bởi khe nút cắt và khe nút tách đồng sinh với nó, có mũi nhọn chỉ hướng dịch chuyển của cánh (phía) chứa khe nút tách đó. Ở hình 7.11, góc nhọn  $S_1OC$  có mũi nhọn chỉ theo hướng dịch chuyển của cánh (khối đá) chứa khe nút tách  $K_t$ . Trong biến dạng dòn góc nhọn tạo bởi khe nút cắt ( $S_1$ ) và khe nút cắt sinh đôi với nó ( $S_2$ ) có mũi nhọn chỉ hướng dịch chuyển của cánh (khối) chứa khe nút cắt  $S_2$ . Trường hợp biến dạng dẻo thì góc nói trên có mũi nhọn chỉ hướng dịch chuyển của cánh đối diện (Lê Như Lai, 1977, 1979). Trong biến dạng dẻo góc  $S_1OS_2$  (chứa trục C)  $> 90^\circ$ , nên góc  $S_1OS_2$  (chứa trục A) là góc nhọn. Mũi nhọn của góc này chỉ hướng dịch chuyển của cánh đối diện.



Hình 7.10: Vị trí cực đại các khe nứt cắt ( $I_1$ ,  $I_2$ ), tách (A) và ép dẹt (C).



Hình 7.11: a) Elipxoit biến dạng; b) Xác định hướng dịch chuyển; ABC: Hệ trục toạ độ biến dạng.

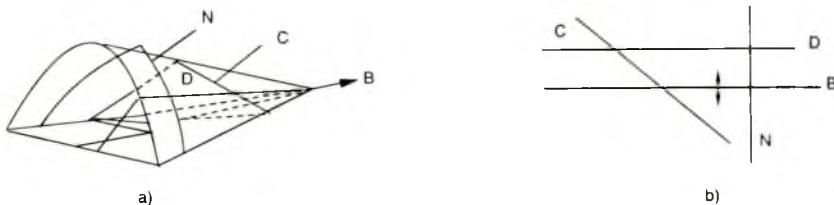
\* Hoặc chuyển từ biến dạng đàn hồi sang biến dạng dòn (phá hủy).

### 7.2.3. Dựa vào quan hệ giữa đường phương của khe nứt và đường phương của lớp đá hoặc trục của nếp uốn

Dựa vào quan hệ giữa đường phương của khe nứt với đường phương của lớp đá hoặc với trục của nếp uốn người ta chia ra các loại khe nứt sau đây.

#### 7.2.3.1. Các khe nứt ngang (N)

Các khe nứt ngang (transverse fissures, joints) là những khe nứt có đường phương vuông góc với phương cấu trúc chung hoặc phương của trục nếp uốn hay phương của các lớp.

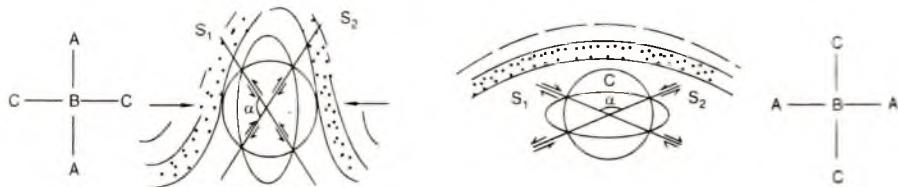


**Hình 7.12:** a) Các loại khe nứt ngang (*N*), dọc (*D*), chéo (*C*) và theo lớp (*L*);  
b) Bình đồ, *B* - Trục nếp uốn.

Trong vùng uốn nếp, khe nứt ngang vuông góc với trục *B* của hệ trục toạ độ biến dạng và như vậy chúng chính là các khe nứt [AC] hoặc khe nứt [ac] của hệ toạ độ cấu tạo. Ở vùng uốn nếp mạnh, các khe nứt ngang có thể nằm nghiêng, lúc đó chúng song song với trục *A* và trở thành các khe nứt Okl. Ở vùng uốn nếp thoải, các khe nứt này song song với trục *C* và là khe nứt hKO. Các khe nứt ngang thường là khe nứt thẳng đứng hoặc gần như thẳng đứng, thuộc khe nứt hở, thuận lợi cho sự xâm nhập của các dung dịch magma (hình 7.12).

#### 7.2.3.2. Các khe nứt dọc (D)

Các khe nứt dọc (longitudinal joints) là khe nứt song song với đường phương của các lớp hoặc song song với trục của nếp uốn, vì vậy còn gọi là khe nứt theo phương hoặc khe nứt đường phương (strike Joints). Khe nứt dọc là những khe nứt ho/l trong hệ trục toạ độ cấu tạo hoặc hOl trong hệ trục toạ độ biến dạng. Giao tuyến của các khe nứt hOl chính là trục của nếp uốn hoặc đường phương của lớp. Trong elipxit biến dạng lập cho các cấu trúc uốn nếp, các khe nứt hOl thường có ở hai cánh của một nếp uốn và thường là những cặp khe nứt cắt sinh đôi (conjugate shear fractures). Ở vùng ép nén mạnh, các nếp uốn có trục *A* thẳng



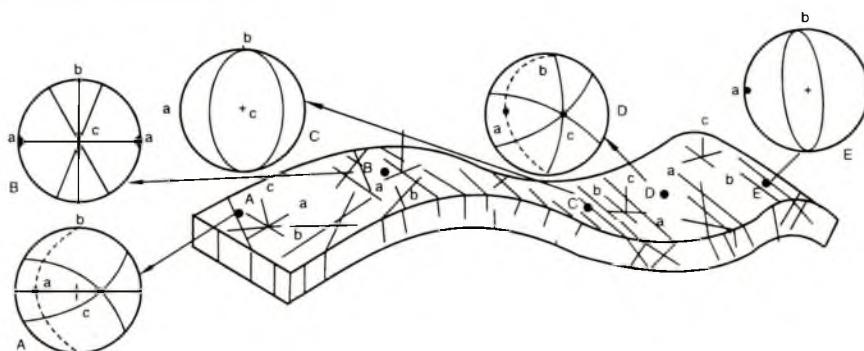
**Hình 7.13:** a) Vùng uốn nếp mạnh; b) Vùng uốn nếp thoải

đứng, trục C nằm ngang, các cặp khe nứt cắt sinh đôi  $S_1$ ,  $S_2$  nói trên tạo với nhau một góc  $\alpha$  (chứa trục C) thường lớn hơn  $90^\circ$  (biến dạng dẻo, đồng uốn nếp) hoặc nhỏ hơn  $90^\circ$  (biến dạng tiếp theo, sau uốn nếp). Ở vùng uốn nếp thoải, trục C thẳng đứng, trục A và B nằm ngang, các khe nứt hOI ( $S_1$ ,  $S_2$ ) tạo thành một góc  $\alpha$  (chứa trục C) lớn hơn  $90^\circ$  (đồng uốn nếp) hoặc nhỏ hơn  $90^\circ$  (sau uốn nếp) (hình 7.13).

Các khe nứt dọc có dấu vết dịch chuyển, thường khít, kín, không tạo điều kiện cho magma xuyên nhập. Chúng được hình thành chủ yếu trong điều kiện ép nén. Mặt cắt [AC] của các nếp uốn có các tầng đá cứng xen kẽ với đá mềm có thể thấy rõ cấu tạo chữ S, chữ Z thuận hoặc ngược tạo bởi các khe nứt dọc.

#### 7.2.3.3. Các khe nứt chéo (C)

Các khe nứt chéo (diagonal joints) là những khe nứt cắt chéo đường phương của lớp hoặc cắt chéo trục nếp uốn. Nếu dùng hệ trục tọa độ cấu tạo abc, trong đó trục a song song với các cấu tạo đường (lineation) hoặc song song với vết xước (chỉ phương dịch chuyển); trục b song song với trục nếp uốn và trục c vuông góc với mặt [ab] thì các trục abc nói chung thay đổi vị trí trong không gian. Chỉ ở vòm của nếp uốn trục c mới ở vị trí thẳng đứng, khi đó trục a và b chỉ nằm ngang khi đường bản lề của nếp uốn nằm ngang. Ở các vị trí khác trục tọa độ cấu tạo luôn luôn thay đổi vị trí trong không gian. Hình 7.14 cho thấy một nếp uốn có bản lề nằm ngang, tại điểm A, trục a và c đều nằm nghiêng, trục b nằm ngang, các khe nứt chéo tại đây có thể biểu diễn như ở hình 7.14a. Tại điểm B, trục c thẳng đứng, trục a và b nằm ngang, các khe nứt chéo thẳng đứng, hình chiếu cầu biểu diễn các khe nứt chéo cho thấy ở hình 7.14b. Tương tự như vậy, chúng ta có thể luận giải các đồ thị chiếu cầu ở các điểm C, D, E.



Hình 7.14: Các khe nứt liên quan với nếp uốn.

Trường hợp các nếp uốn có đường bản lề nằm nghiêng điểm biểu diễn các trục a, b, c trên hình chiếu cầu không nằm ở tâm hoặc ở chu vi đồ thị. Tại vòm của nếp uốn giao điểm của cung chiếu cầu của các khe nứt chéo là trục a (vùng bị ép mạnh, trục a thẳng đứng) hoặc là trục c (vùng bị ép không lớn, trục c thẳng đứng). Các khe nứt chéo hoặc song song

với trục a nên còn gọi là các khe nứt okl, hoặc song song với trục c và gọi là các khe nứt hko. Cũng có những khe nứt chéo không song song với trục nào, chúng là các khe nứt hkl. Các khe nứt chéo nói chung là khe nứt kín không thuận lợi cho sự xuyênh nhập của magma. Về mặt động học hình như chúng không cùng bình đồ biến dạng với cấu trúc uốn nếp. Giữa cấu trúc uốn nếp và các khe nứt chéo có lẽ tồn tại kiểu cấu tạo  $B \perp B'$  hoặc  $B/B'$ .

#### 7.2.3.4. Các khe nứt theo lớp (L)

Các khe nứt theo lớp (bed shaped joints) còn gọi là các khe nứt chỉnh hợp (conformable, concordant joints). Đó là các khe nứt song song với mặt lớp hoặc mặt phiến. Các khe nứt này thường là các khe nứt xuất hiện do sự trượt theo lớp và nhiều khi chúng thể hiện như những thớ phiến.

#### 7.2.4. Dựa vào góc dốc của mặt nứt

Dựa vào góc dốc  $\alpha$  của mặt nứt người ta chia các khe nứt theo các nhóm sau đây: Các khe nứt nằm ngang có  $\alpha = 0 - 10^\circ$ , các khe nứt thoai có  $\alpha = 10 - 45^\circ$ , các khe nứt dốc có  $\alpha = 45 - 80^\circ$  và các khe nứt rất dốc  $\alpha = 80 - 90^\circ$ . Các khoảng độ phân chia nói trên tùy thuộc vào từng tác giả. Khi phân loại theo góc dốc tốt hơn cả là nêu rõ phạm vi từng khoảng nhóm góc dốc. Đôi khi người ta cũng liên hệ giữa góc dốc  $\alpha$  của khe nứt và góc dốc  $\beta$  của cấu tạo mặt nào đó chọn cho toàn vùng. Theo cách phân loại đó có nhóm các khe nứt với  $\alpha > \beta$ , nhóm các khe nứt có  $\alpha < \beta$ ; nhóm các khe nứt có  $\alpha = \beta$  hoặc nhóm các khe nứt có  $\alpha$  và  $\beta$  đều cùng chiều, đều khác chiều v.v...

#### 7.2.5. Dựa vào phương địa lí của khe nứt

Dựa vào phương địa lí của khe nứt có thể phân chia các khe nứt theo các nhóm, như nhóm khe nứt có phương tây bắc - đông nam, nhóm các khe nứt có phương đông bắc - tây nam, nhóm kinh tuyến (hoặc á kinh tuyến), nhóm vĩ tuyến (hoặc á vĩ tuyến). Trong những trường hợp có thể, người ta nêu cụ thể khoảng góc phương vị đường phương của từng nhóm khe nứt, ví dụ nhóm các khe nứt có góc phương vị đường phương từ  $10 - 30^\circ$ , nhóm các khe nứt có góc phương vị đường phương từ  $70 - 100^\circ$ ; v.v...

#### 7.2.6. Dựa vào quy mô của khe nứt

Dựa vào quy mô của khe nứt trước hết người ta dựa vào độ hở của khe nứt. Theo dấu hiệu này người ta chia các khe nứt ra làm ba loại là các khe nứt ẩn, các khe nứt kín và các khe nứt hở. Các khe nứt ẩn là những khe nứt rất thanh, đèn mức mắt thường khó nhận biết. Những khe nứt này chỉ có thể xác định được nếu ta bôi mầu lên đá hoặc đập vỡ đá. Khi đập đá, đá thường bị vỡ theo các khe nứt ẩn. Các khe nứt kín (hay đóng) là những khe nứt thanh nét, mắt thường có thể nhận thấy được. Các khe nứt hở là những khe nứt có khoảng trống rõ rệt giữa hai mặt nứt. Tuỳ theo khoảng cách lớn nhất giữa hai mặt của một khe nứt người ta chia các khe nứt hở ra thành nhiều loại khác nhau. Các loại đó được xác định bằng khoảng cách cụ thể tính bằng milimét hoặc centimét.

Dựa vào quy mô của khe nứt người ta còn có thể phân loại khe nứt theo kích thước, đặc biệt là theo chiều dài của chúng hoặc theo mật độ của các dải khe nứt. Việc nghiên cứu khe nứt theo hướng này rất cần thiết đối với địa chất công trình.

### 7.3. PHÂN LOẠI THỔ CHẺ

Thổ chẻ hoặc các loại cấu tạo mặt khác đều có thể phân loại giống như với khe nứt. Như đã nói ở trên, về thực chất thổ chẻ cũng chỉ là những khe nứt. Những khe nứt này liên quan với hiện tượng uốn nếp hoặc đứt gãy. Trong đá góc thổ chẻ thường là những khe nứt ẩn khó nhận biết. Ở dưới phong hoá thổ chẻ dễ nhận biết hơn. Thổ chẻ thường là các khe nứt, các mặt trượt nhỏ, phát triển dày đặc và song song với nhau.

#### 7.3.1. Dựa vào quan hệ với mặt lớp hoặc với nếp uốn

Dựa vào quan hệ của thổ chẻ với mặt lớp người ta chia thổ chẻ ra làm bốn loại. Loại thứ nhất là thổ chẻ song song với mặt lớp, còn gọi là thổ chẻ theo lớp hoặc thổ chẻ mặt lớp. Chúng được thành tạo vào giai đoạn sớm nhất của quá trình biến dạng dẻo. Loại thứ hai là thổ chẻ hình quạt thuận (convergent fan hoặc cleavage fan) và thổ chẻ hình quạt ngược (divergent fan hoặc reverse cleavage fan). Những thổ chẻ này xuất hiện trong đá do quá trình biến dạng uốn nếp. Loại thứ ba là thổ chẻ song song với mặt trục của nếp uốn, còn gọi là thổ chẻ chính (basal cleavage hoặc axial plane cleavage). Thổ chẻ chính có ý nghĩa rất lớn đối với việc xác định vị trí của mặt trục nếp uốn (xem 6.5.1.5). Loại thứ tư là các thổ chẻ duy trì đường phương thay đổi góc dốc khi cắt qua các đá có tính cơ lí khác nhau tạo nên cấu tạo chữ S, Z thuận hoặc ngược. Các loại thổ chẻ nói trên đều có thể xem là các mặt do quá trình biến dạng của đá tạo nên. Vì vậy thổ chẻ và các cấu tạo' mặt khác như thổ phiến, mặt phiến, khe nứt ẩn v.v... đều được xem là các cấu tạo mặt do biến dạng tạo thành gọi chung là mặt biến dạng (foliation). Các thổ chẻ hình quạt thuận, hình quạt ngược cũng như các thổ chẻ chữ S, chữ Z là những thổ chẻ mang tính chất của các mặt cấu tạo cắt, trong nếp uốn hoặc trong hệ trục toạ độ biến dạng, chúng là những mặt song song với trục B hoặc b nén.còn gọi là các thổ chẻ hOl hoặc hol, chuyển dần sang các thổ chẻ [AB]. Đối với các đá dày hỏi, hiện tượng biến dạng tạo nếp uốn đồng thời cũng tạo ra khe nứt hOl; đối với các đá dẻo quá trình này lại tạo ra các thổ chẻ cùng tên. Như vậy cũng có thể cho rằng thổ chẻ hOl hoặc là thành tạo trong đá dẻo, hoặc là thành tạo vào lúc đá còn có tính dẻo. Nói cách khác, chúng có thể được thành tạo vào giai đoạn sớm của quá trình biến dạng uốn nếp. Các thổ chẻ hOl thường tạo với trục C (ở vùng ép mạnh) hoặc trục A (ở vùng ép yếu) một góc  $\alpha$  thay đổi trong phạm vi từ  $45 - 90^\circ$ . Ở xung quanh điểm uốn của nếp uốn góc  $\alpha$  có giá trị nhỏ nhất khoảng  $10 - 20^\circ$ .

Trong thực tế ngoài bốn loại thổ chẻ nói trên, người ta còn gặp các thổ chẻ song song với nhau nhưng cắt mặt lớp hoặc cắt mặt trục của các nếp uốn. Những thổ chẻ như vậy được thành tạo trong một bình đồ biến dạng riêng thường là sau giai đoạn thành tạo các nếp uốn.

Lực tác dụng gây ra các thớ chẻ này có phương vuông góc với mặt phẳng thớ chẻ. Sau khi thành tạo các thớ chẻ này, nếu lại chịu tác dụng của một pha kiến tạo mới, các thớ chẻ lại có thể bị biến dạng, uốn nếp hoặc đứt gãy. Trong trường hợp này có thể tách ra một số pha biến dạng như pha uốn nếp (và thớ chẻ liên quan với chúng), pha hình thành thớ chẻ và pha uốn nếp sau khi xuất hiện thớ chẻ.

### 7.3.2. Thớ chẻ liên quan với đứt gãy

Các thớ chẻ không liên quan với hiện tượng uốn nếp thường là các thớ chẻ liên quan với đứt gãy, đặc biệt là đứt gãy nghịch. Chúng là những thớ chẻ hình thành do sự ép nén mạnh mẽ, tạo thành từng đới, xen với các đới đá biến chất động lực khác như các đới đá dâm kết, đá cà nát (cataclazit), đới milonit, đới filonit, v.v... Đới thớ chẻ và các đới đá biến chất động lực nói trên thường song song với mặt trượt của đứt gãy. Trong chúng đôi khi cũng có các mặt trượt nhô có thể nằm thay đổi, nhưng nói chung song song với mặt trượt chính của đứt gãy. Các thớ chẻ liên quan với đứt gãy là các thớ chẻ kín hoặc ẩn, nhiều khi chỉ hiện dưới dạng các khe nứt ép dẹt, được thành tạo vào giai đoạn sớm (ép nén mạnh mẽ) của quá trình thành tạo đứt gãy. Vì vậy khi lực gây biến dạng vượt quá giới hạn bền của đá, đứt gãy xuất hiện và dịch chuyển, sinh ra lực tác dụng vào các đới thớ chẻ hoặc khe nứt đã được thành tạo trước đó và làm cho chúng bị uốn cong, hình thành các đới uốn nếp ven đứt gãy. Các thớ chẻ liên quan với đứt gãy có thể gặp trong các mặt cắt vuông góc với phương của đứt gãy. Đứt gãy Sông Hồng có nhiều đới chẻ xen với các đới đá biến dạng khác, lặp đi lặp lại nhiều lần với bề rộng hàng chục mét.

### 7.3.3. Dựa vào sự định hướng của khoáng vật

Theo dấu hiệu này G.Đ.Ashgirei, 1956 chia các thớ chẻ ra làm ba loại là thớ chẻ chảy, thớ chẻ đứt và thớ chẻ tách. Thớ chẻ chảy (flow cleavage) là các mặt được xác định bởi sự sắp xếp song song với nhau của các khoáng vật dạng tấm, dạng kim. Các mặt thớ chẻ chảy gần như song song với mặt trục của nếp uốn. Do sự sắp xếp song song nói trên nên người ta có thể dễ dàng tách đá thành từng tấm theo mặt của các thớ chẻ chảy. Thớ chẻ đứt (fracture cleavage) là các thớ nứt rất mịn song song với nhau cắt khối đá ra thành từng tấm mỏng. Các khoáng vật trong đá nói chung không tái định hướng, trừ một vài khoáng vật ở sát các mặt nứt. Các thớ chẻ đứt vì vậy không liên quan với hiện tượng biến dạng quan trọng của cả khối đá. Hiện tượng biến dạng liên quan với chúng chỉ là sự chuyển động dọc theo những mặt phẳng nào đó, hoàn toàn có tính cục bộ. Cường độ biến dạng hình thành thớ chẻ đứt về cơ bản nhỏ hơn nhiều so với cường độ biến dạng hình thành thớ chẻ chảy. Thớ chẻ cắt (shear cleavage) là loại trung gian giữa hai loại nói trên. Các hạt khoáng vật định hướng song song với mặt thớ chẻ cắt ở phạm vi sát mặt thớ chẻ.

Về mặt động học các loại thớ chẻ nói trên đều là các cấu tạo cắt, tương ứng với các mặt hOl. Về nguồn gốc chúng là những thớ chẻ liên quan với hiện tượng trượt song song theo

mặt cắt lớp. Quá trình biến dạng này dẫn đến sự hình thành hai hệ thống khe nứt cắt (hoặc thớ chẽ cắt). Hệ thống thứ nhất song song và hệ thống thứ hai vuông góc với mặt lớp (hình 7.15).

### 7.3.4. Dựa vào đặc điểm biến dạng

Khi đá bị biến dạng, trong chúng xuất hiện cấu tạo mặt gọi chung là các mặt biến dạng hoặc mặt phiến (foliation). Theo R. G. Park, 1983 các mặt phiến hoặc foliation có các loại cơ bản sau đây:

#### 7.3.4.1. Thớ phiến

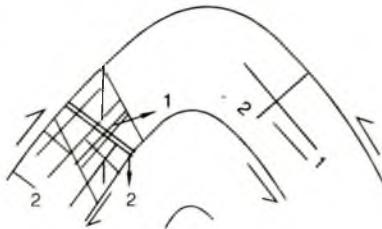
Thớ phiến (slaty cleavage) hay thớ chẽ phiến thấy rõ nhất trong các đá hạt mịn vôi bị biến dạng trong điều kiện biến chất ở mức độ thấp. Thớ phiến được thấy rõ ràng hơn nhiều, nếu như quan sát mẫu đá dưới kính hiển vi. Các mặt thớ chẽ phiến có được là do sự sắp xếp định hướng song song của các khoáng vật dạng tấm như mica và khoáng vật sét. Thực nghiệm cho thấy các thớ phiến được hình thành do lực ép vuông góc với mặt của chúng. Hiện tượng ép làm quay các khoáng vật đã thành tạo từ trước cũng như khống chế sự phát triển của các khoáng vật mới làm cho chúng phải định hướng theo mặt của thớ chẽ phiến. Các thớ chẽ phiến chỉ xuất hiện khi đá bị ép làm giảm khoảng 30% chiều dài ban đầu của chúng.

#### 7.3.4.2. Thớ chẽ đứt

Thớ chẽ đứt (fracture cleavage) đã được trình bày ở trên. Thớ chẽ đứt gồm các khe nứt kín song song, khác với thớ phiến ở chỗ chúng chỉ là những mặt sau khi đập đá vỡ ra mới có thể nhận biết được. Sự xê dịch dọc theo thớ chẽ đứt chỉ có thể thấy khi nghiên cứu các lát mỏng; ở đó chúng thể hiện như những vi đứt gãy (microfaults). Thớ chẽ đứt được thành tạo trong điều kiện nhiệt độ thấp, đặc biệt đối với đá tương đối cứng như cát kết hoặc đá vôi. Thớ chẽ đứt thường đi kèm với thớ phiến trong đá và trong một số trường hợp sự xê dịch cũng xảy ra ngay cả trên mặt các thớ phiến được thành tạo trước đó. Thớ chẽ đứt được thành tạo hoặc là ở điều kiện ép hoặc là ở điều kiện giãn. Thớ chẽ đứt thành tạo do tách giãn thường được lấp đầy bởi các mạch thạch anh hoặc canxit.

#### 7.3.4.3. Thớ nhú

Thớ nhú (crenulation cleavage) đặc trưng bởi sự hình thành các dải nếp uốn rất nhỏ gọi là nếp nhú, nếp nhăn của các lớp mỏng trong đá. Nếu mặt trục của các nếp uốn rất nhỏ này là thớ chẽ kín và song song với nhau thì chúng tạo ra các mặt biến dạng (foliation). Các mặt này được tăng cường bởi các khoáng vật tái kết tinh dẫn đến sự tập trung những thành phần



Hình 7.15: Các hệ thống thớ chẽ và khe nứt.

1. Song song với mặt lớp;
2. Vuông góc với mặt lớp  
(G. Đ. Ashgirei, 1959).

nào đó, chẳng hạn như mica, ở trong lớp. Mica thường tập trung ở cánh dài của các vỉ nếp uốn (nếp nhíu) không đối xứng hoặc ở cả hai cánh của nếp nhíu đối xứng (hình 7.16) do sự di chuyển của thạch anh hoặc canxit về phía cánh ngắn hoặc về vòm của nếp nhíu. Sự liên hợp giữa các mặt ép và sự định hướng song song của các khoáng vật dạng tấm làm rõ thêm đặc điểm của thớ chẽ trong đá.



**Hình 7.16: Thớ nhíu**

a) Không đối xứng; b) Đối xứng.

Thớ nhíu thường được hình thành ở giai đoạn muộn hơn, sau khi đã hình thành thớ phiến và như vậy, chính thớ nhíu được hình thành từ thớ phiến. Tuy nhiên thớ nhíu cũng có thể được thành tạo trực tiếp từ đá chưa bị biến dạng.

#### 7.3.4.4. *Mặt phiến*

Khi mức độ biến chất tăng thì đá phiến (slates) biến thành đá phiến kết tinh (schists) do có sự tăng lên của các khoáng vật mới được thành tạo. Trong đá phiến các khoáng vật dạng sợi, dạng tấm tạo nên thớ phiến không thể nhìn thấy được bằng mắt thường, trong khi đó, ở đá phiến kết tinh, các khoáng vật như mica, hornblen lại có thể nhận biết bằng mắt thường. Các mặt biến dạng (foliation) được nhận biết do sự định hướng song song của các khoáng vật dạng tấm trong đá biến chất gọi là mặt phiến.

### 7.4. NGHIÊN CỨU KHE NÚT VÀ THỐ CHẼ

#### 7.4.1. *Nghiên cứu khe nứt ở ngoài trời*

Nghiên cứu các khe nứt ở ngoài trời được tiến hành ở những nơi đá gốc lộ ra (vết lộ) đồng thời với việc nghiên cứu về tính phân lớp, phân phiến, thành phần thạch học, cấu tạo kiến trúc của đá và thế nằm của đá nói chung. Đặc điểm và tính chất cũng như thế nằm của khe nứt liên quan chặt chẽ với tính cơ lí của đá biến dạng, và gắn bó chặt chẽ với các dạng cấu tạo khác như nếp uốn, đứt gãy, v.v... vì vậy không thể chỉ nghiên cứu khe nứt mà không chú ý đến các vết đứt khác. Nghiên cứu khe nứt cần có mục đích cụ thể và tập trung vào những vết đứt cụ thể đó. Chẳng hạn như, nếu nghiên cứu khe nứt nhằm phục vụ các công trình thuỷ điện, thuỷ lợi, nền móng, hầm lò khai thác, hầm giao thông, thì ngoài những vết đứt chung, người ta còn chú ý đến quy mô của khe nứt (chiều dài, chiều rộng, chiều sâu), mật độ khe nứt (số khe nứt trên một đơn vị chiều dài) các chất lấp nhét hoặc xuyên vào khe

nứt, hình dạng tính chất và thể nambi của khe nứt v.v... Nghiên cứu khe nứt nhằm mục đích xác định các pha biến dạng, xây dựng các đồ thị trường ứng suất, người ta quan tâm thu thập các số liệu để phân chia động học các khe nứt, các cặp khe nứt sinh đôi, các khe nứt đồng sinh, các nhóm khe nứt theo phương, theo hướng dốc, các nhóm khe nứt theo pha (theo tuổi), các phương khe nứt phát triển mạnh nhất, đặc điểm của từng loại khe nứt, thể nambi của chúng, hướng dịch chuyển (dù nhỏ), cũng như do các trục biến dạng và trục ứng suất ngay ở ngoài trời.

Để nghiên cứu khe nứt người ta phải chọn các vết lở đều khắp tuyến lộ trình hoặc diện tích vùng nghiên cứu và tăng dày vết lở nghiên cứu ở những vùng có cấu trúc đặc biệt như gần đứt gãy, gần nếp uốn và đặc biệt là ngay trên đứt gãy hoặc trên một nếp uốn. Ở ngoài trời phải tìm hiểu quan hệ của khe nứt với đứt gãy, nếp uốn cũng như với các thể magma xâm nhập. Từ đó cố gắng xác định tính cơ lí của vật thể khi biến dạng.

Người ta đo tất cả các khe nứt có ở vết lở, nên do theo thứ tự, do theo cụm nhóm (theo phương). Những khe nứt cùng phương giống hệt như nhau, đều phải đo và phải tránh không đo lặp lại; nghĩa là mỗi khe nứt chỉ đo một lần: Số lượng khe nứt cần đo tối thiểu cho một vết lở là 50 và càng nhiều càng tốt, thậm chí có thể là 200, 300 khe nứt hoặc hơn nữa. Số lượng khe nứt cần đo nên là số gọn ví dụ 50, 70, 95, 120, v.v... Không nên lấy số quá lẻ như 131, 133, 134, ... vì lấy lẻ như vậy sẽ khó khăn lúc tính phân trăm, một việc làm bắt buộc khi gia công số liệu khe nứt.

Những đặc điểm của khe nứt quan sát được ở ngoài trời được xem là tài liệu quan trọng nhất, thậm chí là số liệu quyết định. Vì vậy, ngay ở ngoài trời cố gắng xác định loại (động học) khe nứt (cắt, tách, ép dẹt), các hệ thống sinh đôi, hướng dịch chuyển của các cánh, các trục biến dạng và ứng suất. Nhiều khi kết quả gia công số liệu khe nứt, ngay cả dùng máy tính, cũng nhận được những cặp giá trị khe nứt khác nhau. Không dễ dàng có thể xếp vào các cặp sinh đôi, các cặp đồng sinh. Nhiều trường hợp rất khó phân biệt các trục ứng suất  $\sigma_1$  và  $\sigma_3$  hoặc các trục biến dạng A, C.... Trong những trường hợp như vậy, những nhận xét ở ngoài trời rất có giá trị, thậm chí có tính quyết định.

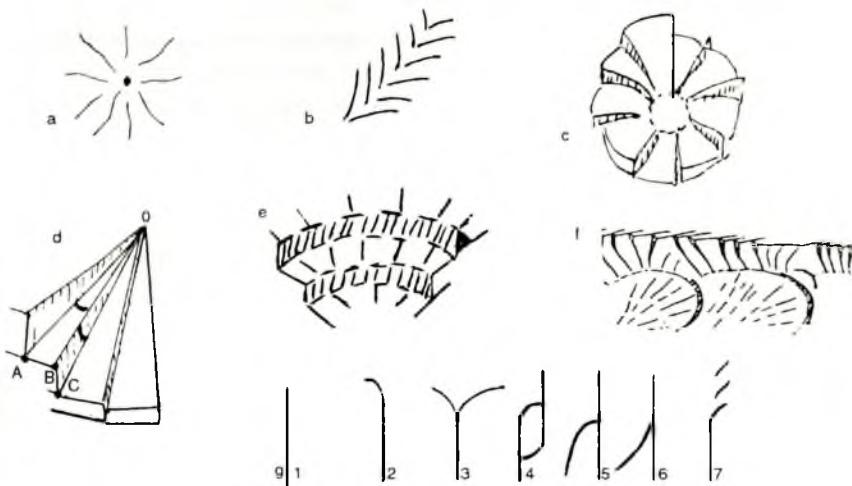
Khi nghiên cứu khe nứt ở ngoài trời cần vẽ hình minh họa, cố gắng xác định để thể hiện trên hình minh họa (dưới dạng bình đồ hoặc mặt cắt) thể nambi của khe nứt, quan hệ xuyên cắt hoặc làm dịch chuyển của các khe nứt, các hệ thống có đá mạch lấp đầy, quan hệ của khe nứt với các dạng cấu tạo khác, quy mô, kích thước và mật độ của từng khe nứt hoặc từng nhóm khe nứt. Nên lập biểu bảng với các cột theo thứ tự (chiều ngang) sau đây: Số thứ tự vết lở, tên đá khe nứt cắt qua, thể nambi của đá, trạng thái vật lí của đá khi biến dạng thể nambi của khe nứt (phương vị hướng dốc và góc dốc), loại động học khe nứt ( $K_c$ ,  $K_t$ ,  $K_d$ ), loại hình thái khe nứt (N, D, C, L), các cặp sinh đôi ( $S_1$ ,  $S_2$ ), các cặp đồng sinh, các trục toạ độ biến dạng (A, B, C), các vết xước trên mặt nứt (hướng dốc, góc dốc), mật độ khe nứt (số khe nứt/m), đá mạch và khoáng hoá, phương phát triển chính (chiếm ưu thế ở vết lở, hướng dịch chuyển), mức độ thể hiện (rõ, tương đối rõ, nghi ngờ...), vẽ hình minh họa.

Trường hợp các khe nứt chỉ gấp trong mẫu lõi khoan, cần sử dụng các thiết bị định hướng để có thể xác định vị trí của chúng trong không gian, qua mẫu lõi khoan. Nghiên cứu chi tiết mẫu lõi khoan và đặc biệt chú ý tới quan hệ của chúng với bình đồ uốn nếp và phâ huỷ đứt gãy ở trong vùng (Lê Như Lai, 1977).

Khi nghiên cứu khe nứt ở ngoài trời và khe nứt trong mẫu lõi khoan người ta còn chú ý mô tả các yếu tố sau đây của khe nứt hoặc nhóm khe nứt:

- Cấu tạo nguyên thuỷ của khe nứt. Cấu tạo nguyên thuỷ của khe nứt hoặc hệ thống khe nứt thường gấp là cấu tạo lông chim, cấu tạo dạng chồi, cấu tạo toả tia. Các cấu tạo này xuất hiện ở trên mặt của cả hai phía của khe nứt. Đặc điểm của chúng là, trên mặt nứt có các vân nứt, những gân, gờ nhô, cao độ vài milimét đến vài centimét, sắp xếp dọc theo một tuyếnn, trông như các sợi lông nhô trên một chiếc lông chim (vì vậy gọi là cấu tạo lông chim) hoặc xoè ra như cái chồi (gọi là cấu tạo dạng chồi), đôi khi lại xuất phát từ một điểm toả ra các phương như dạng (nan hoa) bánh xe (gọi là cấu tạo toả tia) (P. Bankwitz, 1965, 1966). Điểm hoặc trung tâm tại đó các vân nứt xoè ra gọi là điểm nhân (nucleation point) hoặc gốc nứt (fracture origins), hướng xoè ra của các vân như cành lá gọi là hướng lan truyền (propagation direction). Các mặt nứt có vân nứt, gân, gờ nhô nói trên lại bị chặn bởi các gờ dạng bậc (ramp shaped rib marks) với các đỉnh gờ nhọn uốn cong như xương sườn (cuspatate rib) hoặc như vết gợn (ripple mark).

- Khe nứt toả tia. Khe nứt toả tia có hình dạng như cấu tạo toả tia, nhưng vân nứt gân, rãnh trên mặt nứt phát triển xuống sâu. Tập hợp các khe nứt này trông giống như cỗ bài tay cầm xoè ra. Đường kính của cấu tạo toả tia với các khe nứt nói trên chỉ khoảng vài centimét đến vài mét. Các khe nứt xuất phát từ một trung tâm, chia đá ra làm nhiều phần, nhiều góc cùng chung một đỉnh. Do dọc theo khe nứt có sự dịch trượt nên trông chúng như khối nẹp phủ lên một phần của khối kia. Góc ở tâm (đỉnh chung) tạo bởi rìa trên của khe nứt này đến rìa dưới của khe nứt lân cận gọi là góc mờ. Các góc mờ gần như bằng nhau. Góc tạo bởi giữa mặt trên và mặt dưới của một khối nứt (do theo một mặt nứt) gọi là góc nghiêng. Các khe nứt toả tia thường thẳng đứng Khoảng cách từ mặt khe nứt này đến mặt khe nứt lân cận gọi là độ cao của khe nứt. Càng xa trung tâm khe nứt, độ cao này càng lớn. Độ cao khe nứt ở vùng trung tâm (đỉnh chung của các khối nứt) có thể xem là bằng không. Như vậy các khe nứt toả tia có dạng bắn lề, xoay trong mặt phẳng vuông góc với mặt nứt chính và xoay xung quanh điểm chung (trung tâm). Cấu tạo toả tia với các khe nứt toả tia có thể chia ra làm hai phần dọc theo một khe nứt đi qua trung tâm nhưng không bị dịch chuyển. Dựa vào sự thay đổi độ cao của các khe nứt trong mỗi phần nói trên, từ lớn đến nhỏ, người ta bảo phần này quay trái (ngược kim đồng hồ); phần kia quay phải (thuận kim đồng hồ). Phần mặt nứt của khe nứt toả tia lộ ra cũng có dạng tam giác gọi là mặt trán (tiếng Đức: Stirnflaeche) (P. Bankwitz, E. Bankwitz, 1984) (hình 7.17).



**Hình 7.17:** Cấu tạo nguyễn thuỷ của khe nứt.

- a) Cấu tạo toả tia; b) Cấu tạo chổi; c) Khe nứt toả tia;
- d) AOB - Góc mõi; BOC - Góc nghiêng; BC - Chiều cao; e) Cấu tạo vòng;
- f) Các khe nứt rìa; g) Phần tận cùng (đuôi) khe nứt (đứt gãy).

- Các cấu tạo vòng hình thành bởi các khe nứt uốn cong dạng vòng tròn hoặc dạng elip xung quanh một trung tâm tạo ra cấu tạo dạng bậc do sự chênh lệch độ cao giữa các khe nứt vòng (hình 7.17e).

Khi nghiên cứu khe nứt người ta chú ý phân biệt các khe nứt (mặt nứt) chính (main joint) và khe nứt rìa (fringe joint). Mặt các khe nứt chính có các vân nứt, gờ nhô dạng lông chim, dạng chổi với các vòng gờ hoặc các mặt dạng bậc. Ở rìa của khe nứt chính lại có các khe nứt nhỏ tạo nên một đới song song với khe nứt chính gọi là vai nứt hay đới riềng (fringe shoulder). Trên đới này lại xuất hiện các mặt nứt dạng bậc có gờ vân phát triển theo hướng vuông góc với phương lan truyền trên khe nứt chính. Rìa bậc của các khe nứt này có thể phẳng hoặc uốn cong lại xuất hiện các khe nứt nhỏ dạng cánh gà (hình 7.17).

Phần tận cùng hoặc đuôi (termination) của khe nứt (đứt gãy) thường có nhiều dạng khác nhau, chẳng hạn như 1: thẳng (kết thúc đột ngột), 2: uốn cong, 3: phân nhánh (với các nhánh không theo phương khe nứt), 4: tách thành hai khe nứt có đoạn chèm nhau, 5: phân nhánh với một nhánh lúc đầu vuông góc với phương khe nứt chính sau đó uốn cong, 6: phân nhánh, uốn cong tại vùng tiếp xúc gần như song song với khe nứt chính, 7: đứt đoạn tạo thành một loạt các khe nứt đứt đoạn dạng cánh gà (en echelon) (hình 7.17g) (R. J. Twiss và E. M. Moores, 1992).

### **7.4.2. Gia công số liệu khe nứt trong phòng**

Gia công (xử lí) số liệu khe nứt trong phòng nhằm mục đích xác định phương pháp phát triển khe nứt chiếm ưu thế của vùng nghiên cứu; xác định các pha biến dạng khe nứt và các trực ứng suất, biến dạng của các pha khe nứt, xác định đặc điểm động học các khe nứt. Gia công số liệu khe nứt trong phòng có thể tiến hành theo phương pháp thủ công hoặc sử dụng máy tính.

#### **7.4.2.1. Các phương pháp thủ công**

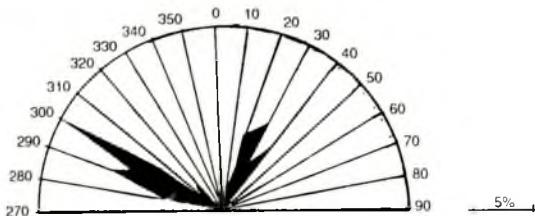
Các phương pháp thủ công được xem là các phương pháp truyền thống, mất nhiều thời gian, tuy nhiên cũng cần làm để kiểm tra kết quả của phương pháp máy tính.

##### **7.4.2.1.1. Phương pháp đồ thị hoa hồng**

Phương pháp này nhằm mục đích xác định hướng phát triển mạnh mẽ nhất của đường phuong, hướng dốc hoặc góc dốc của khe nứt ở một vết lộ hoặc một vài vết lộ lân cận nhau. Để lập đồ thị hoa hồng cho đường phuong người ta đổi tất cả số liệu phuong vị hướng dốc đã xác định được ở ngoài trời sang phuong vị đường phuong, bằng cách cộng vào hoặc trừ đi giá trị phuong vị hướng dốc một góc là  $90^\circ$  sao cho kết quả của phép tính cho góc nằm ở khoảng  $0 - 90^\circ$  và  $270 - 360^\circ$  (hay  $0^\circ$ ). Ví dụ có góc phuong vị hướng dốc là  $185^\circ$ , muốn đổi sang phuong vị đường phuong nằm trong khoảng nói trên ta phải cộng  $90^\circ$  và bằng  $275^\circ$ . Nếu có góc phuong vị hướng dốc là  $150^\circ$ , thì ta phải trừ đi  $90^\circ$  ( $150^\circ - 90^\circ = 60^\circ$ ) để cho kết quả nằm trong khoảng  $0 - 90^\circ$ . Tiếp theo ta chia thành từng nhóm phuong vị đường phuong, nhóm nọ cách nhóm kia  $5 - 10^\circ$ , ví dụ ta chia nhóm  $5^\circ$  một, ta có các nhóm  $0 - 5^\circ$ ,  $6 - 10^\circ$ ,  $11 - 15^\circ$ ,  $16 - 20^\circ$ ,  $21 - 25^\circ$ , ...  $86 - 90^\circ$ ,  $270^\circ - 275^\circ$ ,  $276^\circ - 280^\circ$ , ...  $356 - 360^\circ$  (hay  $0^\circ$ ). Rồi ta lai tính xem trong mỗi khoảng đó có bao nhiêu khe nứt. Từ số lượng khe nứt có trong một khoảng như vậy, ta đổi ra số phần trăm khe nứt.

Việc đổi ra số phần trăm tương ứng thuận lợi cho việc so sánh mật độ khe nứt giữa vết lộ này và vết lộ khác, nhất là khi số đo khe nứt ở những vết lộ đó chênh lệch nhau nhiều. Sau khi đã đổi số khe nứt ra số phần trăm khe nứt ở các khoảng, người ta chọn một độ dài nào đó tương ứng với số phần trăm nhất định để biểu diễn chúng. Để đơn giản, ví dụ các khe nứt ở một vết lộ tập trung ở ba khoảng độ  $331^\circ - 335^\circ$ ,  $61^\circ - 65^\circ$ ,  $81^\circ - 85^\circ$ , với số phần trăm lần lượt là 50%, 10% và 40%. Khi chọn một độ dài làm thước tỉ lệ, cần chú ý sao cho với độ dài đó khoảng độ có số phần trăm lớn nhất tính theo thước tỉ lệ đó cũng không kéo dài và khoảng độ có số phần trăm nhỏ nhất cũng không quá ngắn để hình biểu diễn có hình dạng vừa phải. Với số phần trăm nói trên ta chọn thước tỉ lệ cm ứng với 10% thì 50% được vẽ là 5cm, 10% được vẽ là 1cm và 4% được vẽ là 4cm. Vẽ một nửa vòng tròn  $270 - 0^\circ - 90^\circ$ , rồi từ tâm vòng tròn vẽ theo đường phan giác của các khoảng độ những đoạn dài tương ứng với số phần trăm tính theo thước tỉ lệ, rồi nối các đầu mút của các đoạn dài lại với nhau. khoảng độ nào không có khe nứt thì nối thẳng vào tâm, ta được hình vẽ giống như cánh hoa

hồng và gọi là đồ thị hoa hồng (phương vị) đường phương khe nứt (hình 7.18). Bên cạnh đồ thị này cần vẽ thước tỉ lệ và ghi rõ số phần trăm tương ứng.



**Hình 7.18: Đồ thị hoa hồng đường phương khe nứt.**

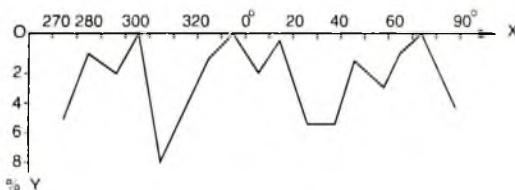
Để lập đồ thị hoa hồng cho hướng dốc các khe nứt ở một vết lõi, người ta cũng tiến hành tương tự như trên. Vì hướng dốc thay đổi từ  $0$  đến  $360^\circ$ , cho nên đồ thị biểu diễn là cả một vòng tròn. Người ta cũng chia khoảng tính phần trăm khe nứt trong từng khoảng, chọn thước tỉ lệ... như lập đồ thị hoa hồng đường phương.

Các đồ thị hoa hồng đường phương, hướng dốc sau khi thành lập có thể vẽ kèm bên rìa bản đồ hoặc tại điểm đo trong bản đồ sao cho phương bắc của đồ thị trùng với phương Bắc của bản đồ. Do đường phương vuông góc với hướng dốc lên trên bản đồ hoa hồng đường phương, phương phát triển mạnh nhất phải vuông góc với phương phát triển mạnh nhất trên đồ thị hoa hồng hướng dốc và ngược lại.

Đồ thị hoa hồng góc dốc cũng được lập tương tự như trên, nhưng vì góc dốc chỉ thay đổi từ  $0 - 90^\circ$ , nên chỉ cần biểu diễn bởi  $1/4$  vòng tròn, sao cho đường nằm ngang ứng với  $0^\circ$  và đường thẳng đứng ứng với  $90^\circ$  (phía dưới đường nằm ngang).

#### 7.4.2.1.2. Phương pháp đồ thị

Người ta có thể biểu diễn tính vượt trội của các khe nứt trong khoảng độ nào đó bằng đồ thị. Cách làm cũng tương tự như đồ thị hoa hồng. Ở đây, người ta chọn một hệ trục tọa độ, trục ox biểu diễn khoảng độ, trục oy biểu diễn số phần trăm khe nứt (hình 7.19).

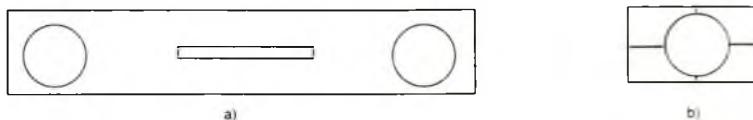


**Hình 7.19: Biểu đồ % khe nứt.**

#### 7.4.2.1.3. Phương pháp đồ thị dâng trị

Ở mục 2.3.2, chúng ta đã bàn đến việc biểu diễn các dạng cấu tạo đường và cấu tạo mặt bằng phương pháp chiêu cầu. Các số liệu khe nứt thu thập ở ngoài trời được đưa lên mạng

chiếu cầu. Mỗi một khe nứt được biểu diễn bằng một điểm chiếu cầu. Đó là thị chiếu cầu có bán kính bằng bán kính của mạng Schmidt. Để lập đồ thị đẳng trí người ta cần hai chiếc thước. Thước thứ nhất là thước dài, bằng nhựa hoặc bằng giấy cứng, dài chừng 24cm, rộng 3cm, có hai vòng tròn khoét rỗng ở hai đầu; tâm của hai vòng tròn này cách nhau một khoảng bằng đường kính của mạng Schmidt (20cm). Khoảng giữa hai vòng tròn này là một rãnh hẹp dài 3 - 4cm, rộng 1 - 2mm (càng hẹp càng chính xác).



**Hình 7.20:** Thước dài a; thước ngắn b.

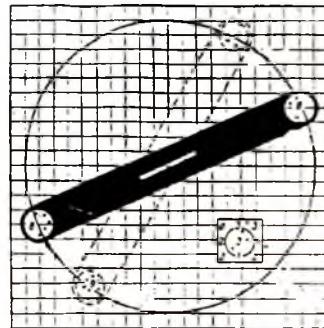
Thước thứ hai là thước ngắn, hình vuông, cạnh 2,5 - 3cm, ở giữa là một vòng tròn rỗng đường kính 2cm, có vạch hai đường kính vuông góc với nhau ở phần rìa để dễ xác định tâm của vòng tròn (hình 7.20). Ngoài hai thước nói trên, người ta cần một tờ giấy kẻ lì hoặc kẻ ô vuông với kích thước các ô là 1cm x 1cm. Các bước tiến hành như sau:

- Đặt tờ giấy kẻ lì có vẽ vòng tròn đường kính 20cm, tâm vòng tròn trùng vào giao điểm của hai đường kẻ ô.

Đặt giấy can có vòng tròn đường kính 20cm (gọi là đồ thị điểm chiếu cầu) có các điểm chiếu cầu là các điểm biểu diễn các khe nứt tại một vết lở, sao cho phương bắc của đồ thị chiếu cầu trùng với đường kẻ lì thẳng đứng đi qua tâm vòng tròn.

- Dùng thước ngắn xê dịch trên giấy can, sao cho tâm của vòng tròn của thước tiếp xúc với 4 ô vuông liên tiếp trên giấy kẻ lì, đương nhiên lúc này tâm của vòng tròn cũng nằm trên đường giao nhau của các đường kẻ lì (1cm x 1cm). Đếm số điểm chiếu cầu có trong vòng tròn đó và ghi vào tâm của vòng tròn, tức là vào điểm giữa của 4 ô vuông mà vòng tròn của thước tiếp xúc (hình 7.21). Xê dịch thước nhỏ, dèm và ghi, sao cho tất cả các đường giao nhau trên giấy kẻ lì (1cm x 1cm) đều đã được ghi số lượng điểm chiếu cầu.

- Với các điểm nằm sát chu vi đồ thị, nếu dùng thước ngắn, cho vòng tròn tiếp xúc, thì một phần của vòng tròn nhỏ trên thước ngắn chồm ra ngoài vòng tròn đồ thị. Khi đó người



**Hình 7.21:** Cách tính mặt đồ thị điểm chiếu cầu.

ta dùng thước dài. Cắm định ghim qua rãnh thước dài, qua tâm của vòng tròn đồ thị và giấy kẻ li. Xê dịch thước dài dọc theo rãnh trên thước và quay thước sao cho l trong 2 vòng tròn trên thước dài tiếp xúc với 4 ô vuông, ở rìa và phần ngoài đồ thị. Đếm số điểm chiếu cầu trong cả hai vòng tròn và chỉ ghi vào tâm của vòng tròn nào tiếp xúc với 4 ô vuông nói trên. Khi xê dịch sao cho l vòng tròn tiếp xúc với 4 ô vuông mà lại thấy vòng tròn ở đâu kia cũng tiếp xúc với 4 ô vuông thì người ta đếm điểm chiếu cầu có trong cả hai vòng tròn và ghi vào tâm cả hai vòng tròn đó. Cứ tiếp tục làm cho hết các điểm giao nhau trên giấy kẻ ly và làm cả phần bên ngoài gần với vòng tròn đồ thị.

- Chuyển số lượng điểm chiếu cầu ghi ở tâm vòng tròn nhỏ (trên thước) ra số lượng phần trăm.

- Chia các khoảng phần trăm, chặng hạn 0 - 2 - 5 - 8 - 10%.

- Nối tất cả những điểm có cùng số phần trăm (đã chia khoảng nói trên) với nhau, nghĩa là nối các đường 0%, 2%, 5%, 8%... lại với nhau. Những đường g đó là đường đẳng trị phần trăm khe nứt. Khi vẽ đường đẳng trị người ta sử dụng phương pháp phân chia trung bình, chặng hạn vẽ đường 5% đi qua những điểm 5%, đi vào giữa hai điểm 4 và 6% lân cận nhau, đi vào khoảng 1/3 giữa điểm 4 và 7%, v.v... Trong quá trình lập đồ thị đẳng trị phải cố định giấy kẻ li, giấy can, không được xê dịch. Khi nối cần thận trọng, chính xác. Đô thị đẳng trị có tính chính xác cao khi đầu mút của đường đẳng trị ở rìa vòng tròn đồ thị ở phía này, phải tìm được đường tiếp nối của chúng ở phía bên kia, đối xứng qua tâm của đồ thị. Các đường đẳng trị cần vẽ uốn lượn mềm mại, không nên vẽ gãy góc. Các đường đẳng trị bao nhau có trung tâm là nơi mật độ cao nhất tạo nên các đường bao cực đại và điểm cao nhất đó được gọi là (điểm) cực đại của đồ thị đẳng trị. Từ điểm cực đại này, theo phép ngược lại, xác định được giá trị (phương vị hướng dốc và góc dốc) của cầu tạo mặt (khe nứt) mà nó đại diện.

Đô thị đẳng trị được làm cho tất cả các loại cầu tạo mặt (mặt lớp, mặt phiến, thớ chè, v.v....). Từ đồ thị đẳng trị người ta có thể kết hợp với tài liệu thực địa để nhận dạng các cặp sinh đôi, các cầu tạo mặt đồng sinh. Trên cơ sở những thông tin này người ta phân chia các pha kiến tạo, biến dạng và xác định các trục ứng suất, v.v...

#### 7.4.2.1.4. Phương pháp xác định trường ứng suất dựa vào cặp cầu tạo mặt sinh đôi (M. V. Gzopksi, 1971, 1975)

Từ đồ thị đẳng trị, kết hợp với quan sát ở ngoài trời giả sử chúng ta xác định được cặp cầu tạo mặt (khe nứt, đứt gãy) sinh đôi  $S_1, S_2$ . Từ số liệu  $S_1, S_2$  người ta tiến hành lập đồ thị trường ứng suất dựa vào mạng Schmidt theo các bước sau đây:

Đặt giấy can có vẽ vòng tròn cùng bán kính với mạng Schmidt lên trên mạng Schmidt.

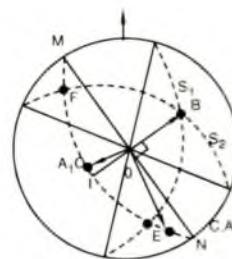
- Dùng định ghim qua tâm vòng tròn trên giấy can và trên mạng Schmidt. Đánh dấu phương bắc trên vòng tròn của giấy can với phương bắc của mạng Schmidt.

- Dựa vào mạng Schmidt vẽ cung biểu diễn  $S_1$  và  $S_2$  (xem 2.3.2.3.). Trên giấy can hai cung này cắt nhau ở B. B chính là trực biến dạng trong hệ trục toạ độ biến dạng ABC (xem 2.3.1.).

- Từ B kẻ qua O một đoạn OI, sao cho BOI bằng bán kính của mạng Schmidt.
- Kẻ đường vuông góc với BI, đi qua O. Đường này cắt vòng tròn trên giấy can ở M và N.
- Dựa vào mạng Schmidt vẽ cung đi qua MIN, cung này cắt cung biểu diễn  $S_1$  ở E, cung biểu diễn  $S_2$  ở F.

- Nếu vật thể biến dạng dàn hồi, cung EF nhỏ hơn  $90^\circ$  (tính theo mạng Schmidt) thì trục C nằm ở trung điểm của cung EF. Trục A nằm trên cung EF, cách trục A là  $90^\circ$  (tính theo mạng Schmidt).

- Nếu vật thể biến dạng dẻo, cung EF lớn hơn  $90^\circ$ , trục C nằm ở giữa cung EF. Trục A nằm trên cung EF và cách C là  $90^\circ$  (hình 7.22). Thường trục  $C/\sigma_1$ ,  $B/\sigma_2$ , và  $A/\sigma_3$ . Từ đó có thể xác định được giá trị của các trục OA, OB, OC hoặc  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  (xem Lê Như Lai, 1999).



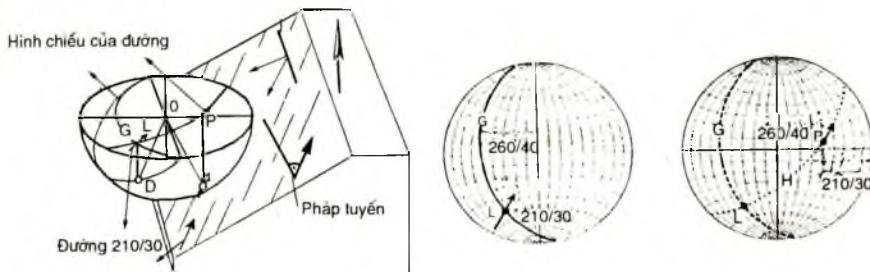
Hình 7.22: Xác định trường ứng suất.

#### 7.4.2.1.5. Thể hiện cấu tạo đường (vết xước) của mặt nứt (hoặc đứt gãy) trên đồ thị chiếu cầu

Trên mặt các khe nứt, nhất là các khe nứt cắt và trên các mặt đứt gãy (xem 8.1) thường có các vết xước. Các vết xước thể hiện là các cấu tạo đường có thể biểu diễn bằng phép chiếu cầu (xem 2.3.2). Ở phần này, chúng ta sử dụng bán cầu dưới, nhằm làm quen với cách biểu diễn các dạng cấu tạo, đặc biệt là giúp cho việc đối sánh kết quả xử lí số liệu cấu tạo mặt (khe nứt) bằng phương pháp thủ công và bằng máy vi tính được dễ dàng. Bởi vì phần lớn các chương trình máy tính đều được giải quyết trên cơ sở chiếu xuống bán cầu dưới.

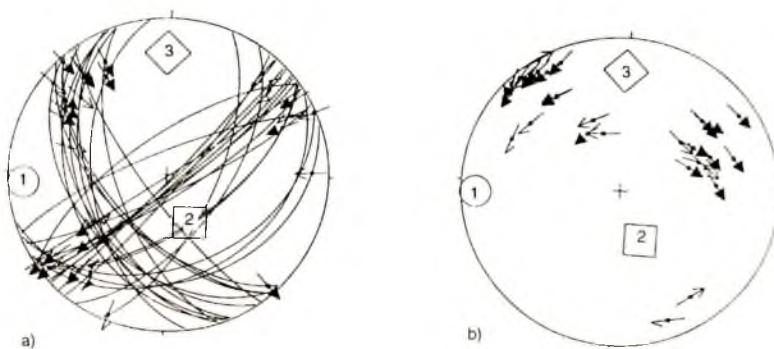
Hình 7.23 cho thấy một cấu tạo mặt P (mặt khe nứt hoặc mặt đứt gãy), trên chúng có các vết xước L với hướng dịch chuyển của phần bên trên theo chiều mũi tên (trượt lên ghi +, trượt xuống ghi -). Mặt cấu tạo cắt P được thể hiện theo phép chiếu cầu, bán cầu dưới là vòng tròn lớn G. Vết xước L được biểu diễn bởi đường OD, trong đó O là tâm bán cầu chiếu, D là giao điểm của l với bán cầu dưới. Hình chiếu của D trên đáy bán cầu chiếu là E. Từ E kẻ mũi tên hướng về O, chiều của mũi tên này cho thấy hướng chuyển động dọc theo vết xước. Vẽ một cung chiếu cầu phụ trợ H đi qua E và P, trong đó P là điểm chiếu cấu của mặt phẳng P. nói cách khác, P là hình chiếu trên mặt phẳng nằm ngang (đáy bán cầu) của

giao tuyến giữa pháp tuyến của mặt phẳng P và bán cầu dưới. Tại điểm P vẽ mũi tên theo cung. Nếu cánh trên trượt lên phía trên (+), mũi tên được vẽ theo hướng từ tâm đồ thị đi ra, nếu cánh trên trượt xuống phía dưới (-), mũi tên được vẽ theo hướng vào trung tâm đồ thị. Mũi tên này được gọi là hình chiếu của vết xước hoặc của cấu tạo đường L (hình 7.23).



**Hình 7.23:** Thể hiện cấu tạo đường (lineation) trên đồ thị chiếu cầu. Cấu tạo mặt chứa cấu tạo đường có số đo 260/40 (Theo M.Meschede, 1994).

J. Angelier, 1984 ghi trên vòng tròn lớn các câu tạo đường liên quan bằng các loại kí hiệu dựa vào mức độ thể hiện của chúng. Mũi tên thể hiện câu tạo đường bằng bốn cấp chất lượng: 1, 2, 3, 4, lần lượt là rất rõ (đen); rõ (trắng); tương đối rõ (để hờ) và không có dấu mũi tên (nghi ngờ) (hình 7.24). Khi biểu diễn bằng cung ghi rõ hướng dịch chuyển của mặt bằng chiều của mũi tên, phân biệt trượt phải (dextral), trượt trái (sinistral), phía nâng, phía hạ (hình 7.24).



**Hình 7.24:** Thể hiện các cấu tạo mặt bằng cung (a), bằng điểm chiếu cầu (b) và các vết xước trên chúng bằng mực tên theo phương pháp thủ công hoặc theo chương trình F - S và F - SH (xem 7.4.2.2).

Với cách biểu diễn cấu tạo mặt bằng một cung làm cho đồ thị chiếu cầu sẽ rất phức tạp, nhất là khi ở vết lõi đó được nhiều cấu tạo mặt (khe nứt). Vì thế người ta thường biểu diễn các cấu tạo mặt bằng một điểm như đã trình bày ở phần trên (hình 7.24).

#### 7.4.2.2. Xử lí số liệu bằng các chương trình vi tính

Hiện nay đã có nhiều chương trình vi tính (computer program) để lập đồ thị đẳng trị, xác định tenxơ ứng suất và tenxơ biến dạng, trường ứng suất, phân tích biến dạng mặt, biến dạng khôi, phân tích các mặt phá huỷ, đứt gãy, v.v... Dưới đây là một số ví dụ: F-S (B. Sperner và nnk. 1993), STRESS (H. Peresson, 1992); INVERS (B. Sperner và nnk. 1993), SPLIT (D. Krejci, C. Richter, 1991), GEFUEGES 5 (E. Wallbrecher, W. Unzog, 1993), BRUTE 3 (K. C. Hardcastle, L. S. Hill, 1991), DIPS 3.0 (University of Toronto, 1989) và một số chương trình khác như F - SH, TUNER, CONBRUTE, SELECT, KINEMAT, TRISEC, STRAIN, FERG 2, SPAR 4, v.v... (xem M. Merschede, 1994).

Các chương trình vi tính làm giảm nhẹ rất nhiều công việc trong gia công xử lí số liệu khe nứt, nhưng cũng cần lưu ý rằng, nhiều khi kết quả do máy tính đưa ra rất khó xử lí ở các công đoạn tiếp theo. Trong mọi trường hợp cần phải coi trọng tài liệu thực tế. Chính tài liệu thực tế giúp ta xác nhận một cách đúng đắn các kết quả của vi tính cũng như phân chia các pha biến dạng kiến tạo khe nứt một cách hợp lý, đáng tin cậy.

## Chương VIII

# ĐÚT GÃY

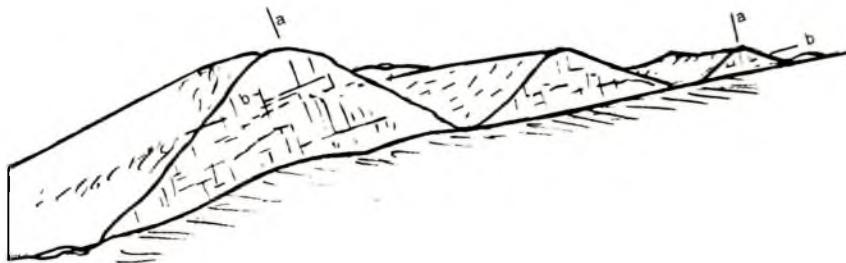
### 8.1. KHÁI NIỆM CHUNG

Khi đá bị ngoại lực (lực kiến tạo) tác dụng, trong đá xuất hiện ứng lực. Khi ứng lực vượt quá một giới hạn nào đó (gọi là giới hạn bền), đá bị biến dạng phá huỷ, trong đá xuất hiện các mặt nứt gọi là các khe nứt. Nếu đọc theo các mặt nứt này các khối đá bị nứt ra, dịch chuyển tương đối với nhau thì các khe nứt đó được gọi là đứt gãy (fault). Vậy đứt gãy là sản phẩm biến dạng của đá, là một mặt hoặc một dải, đọc theo mặt hoặc dải ấy có hiện tượng dịch chuyển theo phương song song với mặt hoặc dải đó. Khối đá ở hai phía của đứt gãy gọi là hai cánh của đứt gãy (wall block). Đứt gãy phát triển chủ yếu theo không gian hai chiều, tức là một dạng cấu tạo mặt, thể hiện trên địa hình là một đường; đường này là giao tuyến của (mặt) đứt gãy và mặt địa hình. Hình chiếu trên mặt phẳng nằm ngang của giao tuyến giữa (mặt) đứt gãy và mặt địa hình thường được gọi là (dường) đứt gãy, nó cho biết phương kéo dài trong không gian của đứt gãy. Đứt gãy có cấu tạo dạng mặt, nên để định vị chúng, cũng như tất cả các cấu tạo trong mặt khác, người ta cần xác định góc phương vị hướng dốc và góc dốc của chúng.

Về mặt động học, các đứt gãy cũng có vị trí tương tự như những khe nứt trong elipxoit biến dạng. Khi ngoại lực  $P$  tác dụng vào một vật thể, giả sử là một hình cầu, thì vật thể đó bị biến dạng và trở thành một elipxoit, đồng thời xuất hiện trên chúng cặp khe nứt sinh đôi  $S_1, S_2$ , các khe nứt tách  $k_t$  và các khe nứt ép dẹt  $k_d$ . Nếu có sự dịch chuyển rõ ràng đọc theo các khe nứt này thì các khe nứt đó gọi là các đứt gãy. Như vậy những đặc điểm chung của các khe nứt đã được trình bày ở chương VII cũng chính là những đặc điểm của đứt gãy tương ứng. Các trục toạ độ biến dạng ABC hoặc XYZ cũng như phép gọi tên theo các hệ trục toạ độ này và theo hệ trục toạ độ hkl cũng được sử dụng đối với các đứt gãy. Trong biến dạng đồng nhất, các cặp  $S_1$  và  $S_2$  phát triển như nhau về quy mô và mật độ, nhưng trong biến dạng không đồng nhất, một trong hai hệ thống đó phát triển mạnh mẽ hơn hệ thống kia, thậm chí chỉ có một trong hai hệ thống đó phát triển trở thành đứt gãy, còn hệ thống kia chỉ là khe nứt hoặc dải khe nứt.

Các mặt nứt, tựa vào chúng, các khối (cánh) dịch chuyển tương đối với nhau gọi là các gương trượt, mặt trượt (slickensides) hoặc các mặt đứt gãy (fault surfaces). Phần lớn các mặt trượt là mặt cắt (shear fractures), tương ứng với các mặt có ứng suất tiếp cực đại trong

biến dạng. Đó là những mặt nhẵn (do co xát mạnh) khi chuyển động (dịch chuyển), trên chúng có những vết xước (slickenlines), các rãnh trượt hoặc khía trượt (striations), gọi chung là các cấu tạo đường (lineations) hoặc đường trượt (slickenside lineations). Các cấu tạo đường này có thể chia làm ba loại: loại thứ nhất hoàn toàn do sự dịch chuyển tạo ra gọi là vết xước (scratching) hoặc rãnh lõm (như đục) (gouging) ở trên mặt đứt gãy. Loại thứ hai là những gờ (ridge) và rãnh (grooves) nhỏ hoặc các đường sọc khoáng vật (mineral streaks) tạo ra những rãnh lõm bên cạnh phần đá cứng hơn. Loại thứ ba là các sợi khoáng vật (mineral fibers) gọi là sọc sợi (slickenfibers) phát triển không đều trên mặt đứt gãy, thành tạo các cấu tạo dạng đường, gờ rãnh (ridge in groove lineations) còn gọi là cấu tạo dạng chấn song (cửa sổ) (mullions). Cấu tạo sợi sọc (slickenfibers) thường là các sợi đơn tinh thể dài, phát triển song song với phương dịch chuyển của đứt gãy. Các vết xước có dạng vát nhọn cùng theo một chiều, hình như liên quan với hiện tượng ép: một mảnh vỡ của đá rơi vào giữa hai cánh đứt gãy, lúc đầu to (rãnh to), cuối cùng nhỏ đến vụn nát hoàn toàn (rãnh nhỏ và kết thúc), nên có thể dựa vào đó để xác định hướng dịch chuyển dọc theo mặt trượt. Trên mặt còn có các khe nứt tách, tạo ra những gờ tách dạng bậc (ramp hoặc step) hoặc các cấu tạo tách dạng lưỡi liềm (crescent shaped hoặc lunate extention fractures). Nếu như vuốt bàn tay nhẹ trên mặt trượt không thấy bị vuông bởi các gờ tách dạng bậc này thì chúng tỏ cánh đứt gãy nằm phía trên mặt trượt chuyển động theo chiều vuốt của tay. Nếu bị vuông thì cánh đứt gãy này chuyển động theo chiều ngược lại. Các đứt gãy cắt qua các dải núi, mặt trượt có hình tam giác (cũng có thể do bào mòn) thường gặp ở ven sông, suối gọi là faxét kiến tạo (tectonic facet) (hình 8.1).



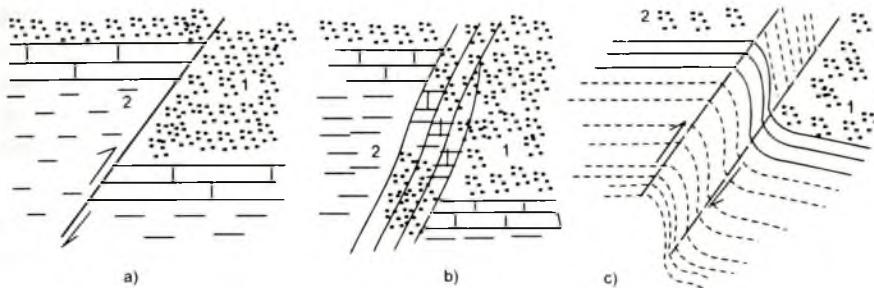
Hình 8.1: Faxét kiến tạo.

a) Vết xước; b) Gờ trượt.

Người ta thường sử dụng thuật ngữ đứt gãy (fault) cho các phá huỷ hoặc đới cắt có sự dịch chuyển ít nhất cũng từ một mét trở lên. Những phá huỷ cắt có biên độ vài cm và nhỏ hơn gọi chung là phá huỷ cắt (shear fractures) và nếu biên độ nhỏ hơn nữa, nghĩa là chỉ vài mm và nhỏ hơn, thì gọi là vi đứt gãy (micro faults). Loại này chỉ có thể quan sát bằng kính hiển vi. Ở đây, rõ ràng cũng không thể lấy cự li dịch chuyển để phân biệt đứt gãy và khe nứt; giữa chúng là những khái niệm tương đối: khe nứt là đứt gãy không dịch chuyển hoặc dịch chuyển không đáng kể.

Đứt gãy cắt đất đá ra làm hai khối, gọi là các khối đứt gãy (fault blocks); mỗi khối là một cánh của đứt gãy. Dựa vào vị trí của các khối, có thể phân loại cánh đứt gãy thành cánh treo (hanging wall) và cánh nằm (foot wall). Đối với các đứt gãy có mặt đứt gãy nằm nghiêng thì khối đá nằm trên mặt đứt gãy gọi là cánh treo và khối đá nằm dưới mặt đứt gãy gọi là cánh nằm. Các đứt gãy thẳng đứng không phân biệt cánh treo và cánh nằm. Lê dĩ nhiên người ta có thể dùng phương địa lí để gọi tên các cánh, như cánh Đông Bắc, cánh Tây Nam, v.v...

Nếu cấu trúc đứt gãy không phải chỉ có một mặt trượt mà là một đới mặt trượt kèm theo các sản phẩm biến dạng khác, thì gọi là đới đứt gãy (fault zone). Nếu đới đứt gãy không phải là các mặt trượt mà là một đới khe nứt uốn cong dạng nếp oằn thì gọi là đới trượt dẻo hoặc đới cắt dẻo (ductile shear zone) (hình 8.2).



**Hình 8.2:** a) *Đứt gãy* (chỉ có một mặt trượt);  
b) *Đới đứt gãy* (nhiều mặt trượt); c) *Đới trượt* (cắt) dẻo: 1. *Cánh nằm*; 2. *Cánh treo*.

Trong các tài liệu tiếng Việt trước đây, đứt gãy còn được gọi là fay (tiếng Pháp faille), đoạn tầng.

## 8.2. CÁC LOẠI ĐÚT GÃY ĐẶC BIỆT

### 8.2.1. Lineamen

Lineamen (lineament) hay đường xé hành tinh là khái niệm do W. Hobbs, 1904, đề xuất. Lineamen là đới đứt gãy rất lớn, cỡ hành tinh, nghĩa là chúng có thể cắt qua một vài châu lục, có bề rộng hàng chục, thậm chí hàng trăm km. Đặc điểm của lineamen là có lịch sử phát triển lâu dài, có biểu hiện hoạt động lặp đi lặp lại nhiều lần, là đới xung yếu của vỏ Trái Đất, nơi sụt lún vào các thời kì địa chất khác nhau để thành tạo các bồn địa trầm tích dọc theo nó, nơi vỏ Trái Đất khi căng giãn, thuận lợi cho magma xâm nhập và phun trào núi lửa, khi ép nén gây uốn nếp, biến dạng các đá dọc theo nó. Đây cũng là đới các đá bị biến chất động lực, biến chất nhiệt động, biến chất trao đổi, v.v... rất phức tạp. Đới lineamen có các thông số địa vật lí khác hẳn với vùng xung quanh. Về mặt địa hình, lineamen thường

trùng với các thung lũng sông suối, kéo dài, thẳng. Các lineamen thường phát triển theo các phương Đông Bắc/Tây Nam, Tây Bắc/Dông Nam, kính tuyến hoặc á kính tuyến, vĩ tuyến hoặc á vĩ tuyến. Nhiều nhà địa chất cho rằng lineamen là sản phẩm động học do Trái Đất quay xung quanh trục của nó gây ra. Hiện tượng này biến Trái Đất từ hình cầu chuyên dần sang hình elipxoit; giao tuyến của hai hình này chính là các dải lineamen Tây Bắc/Dông Nam và Đông Nam/Tây Bắc. Ngoài ra, về mặt động học, với sự biến dạng nói trên, chúng cũng có thể tạo ra các lineamen kính tuyến và vĩ tuyến. Tuy nhiên, nếu lineamen là sản phẩm động học do Trái Đất quay như đã nói ở trên, thì cần chú ý rằng cực quay của Trái Đất bị thay đổi trong không gian theo thời gian, vì vậy các hướng Đông Bắc/Tây Nam, Tây Bắc/Dông Nam, Bắc/Nam và Đông/Tây chắc chắn cũng phải thay đổi theo. Sự thay đổi đó dẫn đến có rất nhiều lineamen kể từ khi Trái Đất được hình thành cho đến nay. Mặt khác các mảng (khối vỏ Trái Đất) mang trên mình nó các lineamen nào đó, thì khi nó dịch chuyển hoặc quay, các cấu trúc lineamen trên mình nó cũng phải di chuyển hoặc quay theo. Vì các mảng di chuyển theo các hướng rất khác nhau, nên các lineamen trong chúng không thể luôn luôn giữ được hướng ban đầu (Đông Bắc/Tây Nam, Tây Bắc/Dông Nam, Đông/Tây, Bắc/Nam) của chúng, mà sẽ chiếm vị trí địa lí mới. Các lineamen theo các hướng Đông Bắc/Tây Nam, Tây Bắc/Dông Nam, Đông/Tây, Bắc/Nam hiện nay có lẽ được hình thành trong giai đoạn gần đây, tức là trong bình đồ biến dạng hiện đại.

Vấn đề lineamen rõ ràng còn phải bàn thêm. Trong những năm gần đây, khoa học viễn thám phát triển, người ta cũng nói nhiều đến lineamen. Khái niệm lineamen trong trường hợp này để chỉ tất cả các cấu tạo dạng tuyến, dạng đường có thể nhận được qua ảnh viễn thám. Các cấu tạo dạng tuyến hoặc dạng đường nói trên, nếu có nguồn gốc kiến tạo, người ta gọi là lineamen kiến tạo (tectonolineament); nếu không có nguồn gốc kiến tạo, chẳng hạn chỉ là dòng sông, dòng suối hoặc là giao tuyến giữa mặt lớp và mặt địa hình, v.v... thì gọi là lineamen phi kiến tạo (nontectonolincament).

### 8.2.2. Đứt gãy sâu

Đứt gãy sâu (deep fault) là thuật ngữ thường được sử dụng ở Liên Xô và một số nước Đông Âu trong khi những cấu trúc tương tự như vậy được các nhà địa chất Tây Âu gọi là lineamen. Cũng có người lại cho rằng lineamen chính là đứt gãy sâu liên quan với hiện tượng quay của Trái Đất xung quanh trục của nó.

Theo A. V. Peive, 1945, thì đứt gãy sâu là những đứt gãy có chiều dài lớn, phát sinh rất sâu trong lòng đất, có lịch sử lâu dài, nhiều pha với hướng vận động khác nhau và có vai trò quan trọng trong việc hình thành các dải xâm nhập và phun trào, các dải địa máng, các đai uốn nếp, các dải sinh khoáng, v.v...

Các nhà địa chất theo quan điểm kiến tạo tĩnh cho rằng các đứt gãy sâu thường là ranh giới các yếu tố kiến tạo cơ bản được phân chia theo thuyết tĩnh, như miền địa máng, miền nền và miền chuyên tiếp. Đứt gãy sâu trở thành một học thuyết. Sự nghiên cứu, phân loại và

dánh giá vai trò của đứt gãy sâu được xem xét gắn bó với các đơn vị kiến tạo của thuyết tĩnh. V. A. Đêđeев và nnk, 1963, chia đứt gãy sâu ra làm 3 loại. Loại thứ nhất gọi là kiểu đứt gãy sâu Saligen (Salic), đó là các đứt gãy sâu liên quan với lớp granit của vỏ Trái Đất, nghĩa là chúng có thể đạt đến mặt trên của Conrad, còn gọi là các đứt gãy sâu đến (mực) lớp granit, ứng với độ sâu từ 10 - 30km. Loại thứ hai gọi là đứt gãy sâu kiểu Simagen (Sima), đạt đến lớp bazan của vỏ Trái Đất, còn gọi là đứt gãy sâu đến (mực) bazan, ứng với độ sâu từ 10 - 15km đến 50 - 70km. Loại thứ ba là các đứt gãy sâu đến mực manti, hoặc đứt gãy sâu kiểu Femagen (Fema), tức là các đứt gãy sâu đến (mực) manti, ứng với độ sâu từ 50 - 700km. Femagen có mặt ở cả ba yếu tố kiến tạo phân chia theo thuyết tĩnh, được V. A. Đêđeев và nnk, 1963, gọi là lineamen hoặc địa khâu (geosuture) hoặc đường khâu sâu (deep suture) theo quan niệm của A. E. Mikhailov, 1960. Ở miền địa máng hoặc miền chuyển tiếp chúng được gọi là đường khâu ven rìa (marginal suture) theo quan niệm của N. S. Satxki, 1945, A. A. Bogdanov và nnk, 1963..., tức là các đứt gãy sâu nằm giữa khiên và địa máng. I. N. Tomson, 1993 chia đứt gãy sâu ra làm 5 cấp theo quy mô của chúng. Cấp I, đứt gãy sâu kéo dài hàng chục ngàn kilômét nằm giữa lục địa và đại dương. Cấp II, đứt gãy sâu kéo dài hàng ngàn kilômét nằm ở các đai động. Cấp III, kéo dài vài ngàn kilômét ngăn cách các miền hoặc hệ uốn nếp hoặc các nền. Cấp IV, khoảng 1000km; ngăn cách phức hoặc đại phức nếp lõi, nếp lõm. Cấp V, vài chục đến vài trăm kilômét cắt qua khối nâng hoặc miền võng trong phạm vi phức nếp lõi và phức nếp lõm. V. A. Aprodov, 1964 chia đứt gãy sâu ra các nhóm đứt gãy sâu cỡ hành tinh cắt qua vỏ lục địa và manti, nhóm đứt gãy sâu cỡ hành tinh cắt qua vỏ đại dương và manti. Các nhóm này lại chia ra các phụ nhóm sau đây: các đứt gãy sâu (nội) nền Tiền Cambri với các loại giữa nền và rìa nền; các đứt gãy sâu (ngoài nền) thuộc địa máng Paleozoi với các loại cận nền và giữa nền; các đứt gãy sâu (trong) nền trẻ... Các loại trên lại phân chia thành các đứt gãy dọc, ngang, aulacogen, cung đảo, v.v... V. E. Khain, A. E. Mikhailov, 1985 chia đứt gãy sâu ra làm ba cấp. Cấp thứ nhất, các đứt gãy sâu là ranh giới của các mảng thạch quyển chính. Cấp thứ hai, giới hạn các mảng nhỏ và vi mảng. Cấp thứ ba, là tất cả các đứt gãy sâu khác trong phạm vi lục địa hoặc đại dương. Chúng có thể là rift, rift cổ, đứt gãy biến dạng và đứt gãy đới Benioff có tính khu vực.

Rõ ràng là, chẳng những việc phân loại đứt gãy sâu mà ngay cả lí thuyết về đứt gãy sâu còn là những vấn đề tranh cãi. Tác giả của cuốn giáo trình này xem đứt gãy sâu như là ranh giới giữa các mảng (cấp I) hoặc ranh giới giữa các teran (cấp II)...; nói cách khác, đứt gãy sâu là sản phẩm phá huỷ của vận động kiến tạo lớn, phân chia Trái Đất ra thành các mảng, các vi mảng, các teran và chính chúng là ranh giới của các thể địa chất này. Đứt gãy sâu còn là những đới kiến tạo xuất hiện ở phạm vi tương tác, va chạm, tách dãn hoặc dịch trượt giữa các mảng, các vi mảng. Chúng vừa là yếu tố phân chia các mảng, các teran, vừa là nguyên nhân dẫn đến hoạt động kiến tạo ở phạm vi giữa các cấu trúc đó.

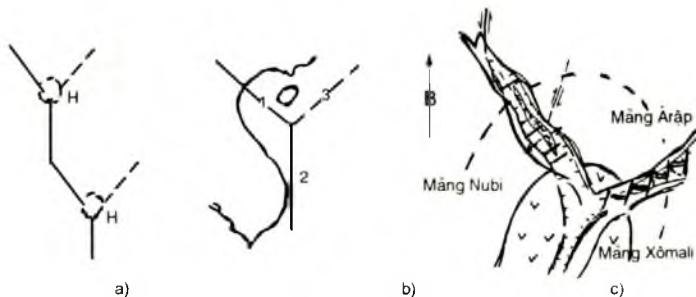
Trong bình đồ cấu trúc kiến tạo mảng, đới đứt gãy sâu thể hiện theo bốn cơ chế. Thứ nhất, các đứt gãy sâu xuất hiện ở đới va chạm (hội tụ) giữa các mảng, tạo nên một đới hút chìm (subduction zone), trong đó có bộ phận của mảng này chui xuống dưới mảng khác. Sự chui xuống của mảng này với mảng khác không thể hiện như một đới đứt gãy thông thường mà về nguồn gốc chúng liên quan với các dòng xoáy thuận trong manti. Ở mảng chìm, dọc theo đới hút chìm này xuất hiện những đứt gãy sâu lớn, tao thành đới, phát triển song song với ria tiếp xúc giữa hai mảng, chủ yếu là các đới đứt gãy nghịch, hình thành trong điều kiện động học và động lực học ép nén hết sức mạnh mẽ. Các đới đứt gãy này gây xung yếu vỏ Trái Đất ở phạm vi ria tiếp xúc của mảng chìm và tạo điều kiện cho magma xâm nhập hoặc phun trào hình thành cung magma (magmatic arc), cung núi lửa (volcanic arc) hoặc cung đảo (island arc). Các đứt gãy này gọi là đứt gãy (sâu) chìm mảng (Lê Như Lai, 1983). Thứ hai, đứt gãy sâu xuất hiện ở các đới căng dãn của vỏ Trái Đất, dạng điển hình và đặc biệt của chúng là các đới rift, sẽ được bàn đến ở phần sau. Thứ ba, đó là các đứt gãy chủ yếu dịch chuyển theo phương nằm ngang, gọi là đứt gãy biến dạng. Rift và đứt gãy biến dạng có thể xem là các đới đứt gãy sâu lớn, có cơ chế thành tạo đặc biệt và thường được mô tả thành các cấu trúc riêng. Lê Như Lai, 1977, 1983,... xem đới hút chìm và hệ các đứt gãy sâu song song liên quan với chúng và các cấu trúc tách dãn rift là hai mặt đối lập trong một cơ chế vận động thống nhất của Trái Đất. Thứ tư, đứt gãy sâu xuất hiện ở các đới cắt trượt lớn của vỏ Trái Đất, về nguồn gốc liên quan với các mặt có ứng suất tiếp cực đại khi Trái Đất bị biến dạng do chính hiện tượng quay xung quanh trục của nó.

### 8.2.3. Đới rift

Đới rift (rift zone) là đới tách dãn. Cơ chế vận động ở đới này là sự tách dãn của vỏ Trái Đất. Thuật ngữ rift là do J. Gregory đưa ra từ cuối thế kỉ XIX khi ông nghiên cứu ở Đông Phi. Loại cấu trúc rift có quy mô lớn nhất là các đới sườn núi giữa đại dương (ridge), nơi vỏ Trái Đất bị tách dãn mạnh mẽ, trở thành các ranh giới tách dãn của các mảng (divergent plate boundaries), nơi hình thành lớp vỏ mới của Trái Đất.

Các cấu trúc rift điển hình thường liên quan với cấu trúc ba chac hoặc chac ba (triple junction), tức là cấu trúc gồm có ba nhánh xuất phát từ một trung tâm, hình thành do quá trình biến dạng của Trái Đất. Hiện tượng tách dãn này thường xảy ra trong lục địa. Những cấu trúc ba chac hiện đại thường có ba nhánh, nhánh thứ nhất theo phương Tây Bắc/Đông Nam; nhánh thứ hai theo phương Đông Bắc/Tây Nam và nhánh thứ ba phát triển theo hướng ánh sáng tuyển hoặc kinh tuyển. Trong ba nhánh đó, thường thường chỉ có hai nhánh phát triển từ đứt gãy, chuyển sang cấu trúc địa hào và trở thành rift. Chúng nối liền các cấu trúc ba chac này với ba chac khác lân cận chúng và tạo thành cấu trúc rift có quy mô lớn. Nơi giao nhau của các nhánh gọi là trung tâm thường có dạng vòm, có xâm nhập hoặc núi lửa gọi là điểm nóng (hot spots) (hình 8.3a). Nhánh thứ ba kém phát triển hơn, "tắt dãn" (failed arm) và trở thành các đới sụt vồng lấp đầy vật liệu hình thành cấu trúc mảng nền

hay aulacogen (aulacogen structure). Cấu trúc ba chạc Nam Hải Nam là một cấu trúc thuộc loại này, trong đó nhánh Tây Bắc và nhánh kinh tuyến phát triển thành các cấu trúc địa hào, tiền rift (prerift) và rift, nhánh Đông Bắc lại trở thành aulacogen (Lê Như Lai, 1983) (hình 8.3b).



**Hình 8.3: a) Cấu trúc ba chạc và điểm nóng (H); b) Cấu trúc ba chạc Nam Hải Nam.**

1. Nhánh Tây Bắc (hệ diết gãy Sông Hồng); 2. Nhánh kinh tuyến  $109^{\circ}$  -  $110^{\circ}$ ; 3. Nhánh Đông Bắc;

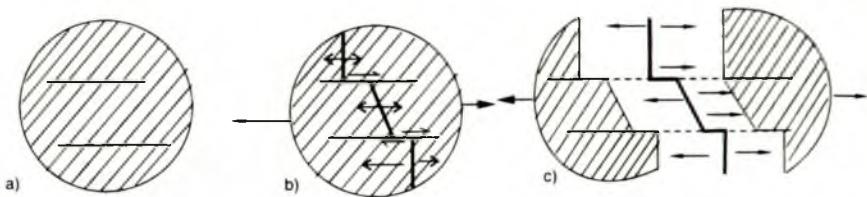
c) Cấu trúc ba chạc Đông Phi; Đường không liên tục - cấu tạo lồi.

Một cấu trúc ba chạc điển hình khác là cấu trúc ba chạc Đông Phi có trung tâm là vùng Afar thuộc Êtiopia. Cấu trúc này gồm 3 nhánh, nhánh thứ nhất theo phương Tây Bắc tạo rift giữa mảng Arập và mảng Nubi gọi là rift Hồng Hải (Red Sea rift); nhánh thứ hai phát triển theo hướng Đông Đông Nam hoặc á kinh tuyến, giữa mảng Arập và mảng Xômali; nhánh thứ ba theo phương Tây Nam, lấp đầy bởi các thành tạo núi lửa Kainozoi. Tại vùng trung tâm hình thành một cấu trúc lồi dạng vòm, cao 1km, đường kính trên 100km (I. G. Gass, 1970) (hình 8.3c).

#### 8.2.4. Đứt gãy biến dạng

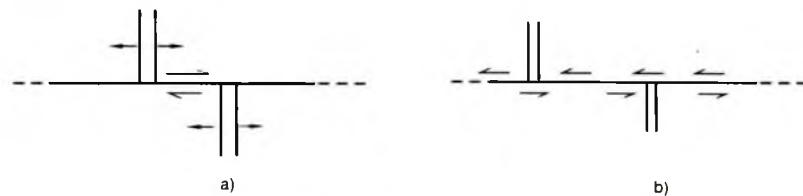
Đứt gãy biến dạng (transform faults) do J. T. Wilson đề xuất năm 1965, là đứt gãy trượt ngang lớn làm dịch chuyển sống núi giữa đại dương (middle oceanic ridge), là ranh giới trượt ngang (conservative plate boundaries) giữa các mảng; ở đó không xảy ra hiện tượng tách dãn hoặc chìm chuí. Đứt gãy biến dạng cũng có những đặc điểm khác biệt so với đứt gãy trượt bằng (strike slip faults) thường gặp ở trên đất liền (lục địa). Các đứt gãy biến dạng phổ biến ở đại dương liên quan với sống núi giữa đại dương và các đường sọc từ (magnetic striping pattern). Tuy nhiên ở những vùng trước đây là đại dương, sau đó là lục địa, các đứt gãy biến dạng ở giai đoạn đại dương vẫn có thể tiếp tục hoạt động ở giai đoạn lục địa. Đứt gãy San Andreas ở phía Tây nước Mỹ được nhiều nhà địa chất xếp vào loại này. Lê Như Lai, 1993 xem đứt gãy Điện Biên - Lai Châu là đứt gãy biến dạng được hình thành vào cuối Paleozoi đầu Mezozoi, sau đó trở thành đứt gãy trượt bằng. Hình 8.4 minh họa quá trình hình thành đứt gãy biến dạng và các cấu tạo liên quan với chúng. Xuất phát từ các đường (đới) xung yếu cổ (lines of old weakness) (hình 8.4a) hình thành các đới rift và địa chấn

mới do sự tách dãn theo phương của đới xung yếu, dãn đến hiện tượng trượt ngang dọc theo đới xung yếu và mở rộng các cầu tạo rift (hình 8.4b và c). Các đới địa chấn và rift nói trên chính là rift thuộc sống núi giữa đại dương.



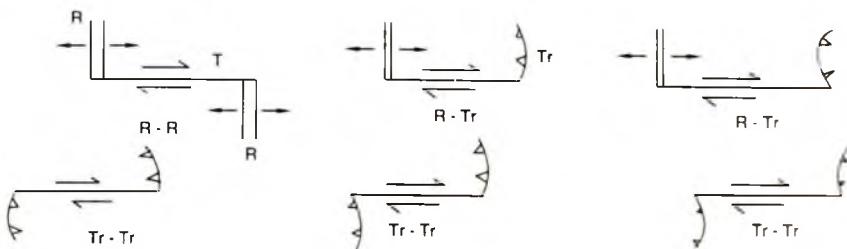
**Hình 8.4:** Mô hình giải thích quá trình thành đứt gãy biển dạng và các cấu trúc liên quan.

Quá trình hình thành đứt gãy kiểu này có thể xảy ra hai trường hợp. Trường hợp thứ nhất, sự dịch chuyển dọc theo đới xung yếu đi kèm với hiện tượng mở rộng tách dãn tạo rift ở sống núi giữa đại dương thì đới xung yếu đó được gọi là các đứt gãy biển dạng (transform faults); trường hợp thứ hai nếu không có hiện tượng mở rộng các cầu tạo rift thì người ta gọi chúng là các đứt gãy trượt bằng hoặc trượt ngang (transcurrent faults) (hình 8.5).



**Hình 8.5:** a) Đứt gãy biển dạng; b) Đứt gãy trượt bằng.

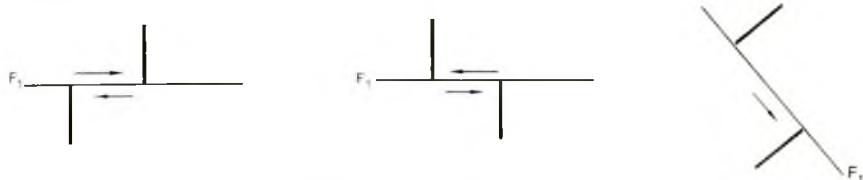
Trong thực tế người ta gặp 6 mối quan hệ giữa đứt gãy biển dạng ( $T$ ), các rìa mảng tách dãn (sống núi giữa đại dương, kí hiệu bằng  $R$ ) và đới vực biển (trench, kí hiệu bằng chữ  $Tr$ ) hoặc đới hút chìm (hình 8.6).



**Hình 8.6:** Các kiểu quan hệ giữa đứt gãy biển dạng ( $T$ ) với sống núi giữa đại dương ( $R$ ) và đới vực biển ( $Tr$ ) (theo J. T. Wilson, 1965).

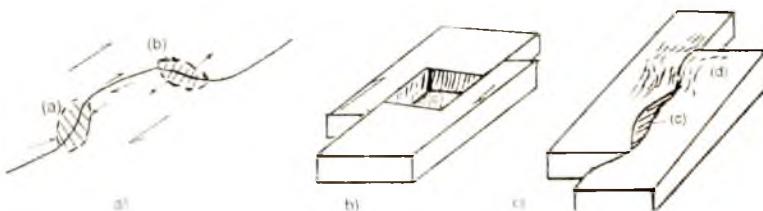
### 8.2.5. Đứt gãy trượt băng

Đứt gãy trượt băng (wrench faults, strike slip faults) là những đứt gãy lớn, có hiện tượng dịch chuyển theo phương nằm ngang với cự li rất khác nhau. Nếu nhìn bình đồ, thấy phía trên bị trượt sang bên phải thì gọi là đứt gãy trượt băng phải (dextral), nếu thấy chúng trượt sang bên trái thì gọi là đứt gãy trượt băng trái (sinistral). Cách gọi tên như vậy dùng cho tất cả các loại đứt gãy có hiện tượng dịch chuyển ngang hoặc gần như ngang. Cần chú ý rằng có đứt gãy ví dụ như đứt gãy  $F_1$  ở hình 8.7, cánh Tây Nam dịch chuyển về phía Đông Nam, trong khi đó cánh Đông Bắc lại đứng yên, theo cách gọi nói trên  $F_1$  là đứt gãy trượt băng trái. Cách gọi tên như vậy không thể hiện được đặc điểm động học thực sự của quá trình biến dạng (hình 8.7).



Hình 8.7: Đứt gãy  $F_1$  và cách gọi tên.

Đứt gãy trượt băng có quy mô và biên độ trượt rất khác nhau, từ nhỏ đến rất lớn. Về mặt động học các đứt gãy trượt băng nói chung liên quan với các mặt có ứng suất tiếp cực đại trong biến dạng. Đứt gãy trượt băng cũng có thể có nguồn gốc từ một loại đứt gãy nào đó, không nhất thiết phải là mặt có ứng suất tiếp cực đại, nhưng tái hoạt động thể hiện tính trượt băng rõ ràng. Một số đứt gãy biến dạng hình thành ở đai dương, khi đai dương đã bị chuyển hóa thành lục địa, hiện tượng tách dãn tạo rift kết thúc, nhưng hiện tượng trượt vẫn tiếp tục, chúng chuyển từ đứt gãy biến dạng sang đứt gãy trượt băng, đồng thời các thành tạo trong rift cũng bị ép mảnh liệt. Hiện tượng trượt băng ở các đứt gãy có mặt trượt không bằng phẳng tạo ra cấu trúc ép trượt (a) (transpression) gồm các nếp uốn và đứt gãy nhỏ ở phản lồi trên mặt trượt cản trở sự dịch trượt và cấu trúc trượt tách (b) (transtension) ở phía đối diện (hình 8.8a). Đứt gãy trượt băng còn có thể tạo ra cấu trúc kéo doãng hoặc kéo dài (pull apart structures) (hình 8.8b) và cấu trúc uốn nếp, đứt gãy nghịch (hình 8.8c).



Hình 8.8: a) Vùng ép trượt (a), tách trượt (b).  
b) Trường kéo doãng (c); c) Vùng uốn nếp hoặc đứt gãy (d).

### 8.2.6. Đới trượt

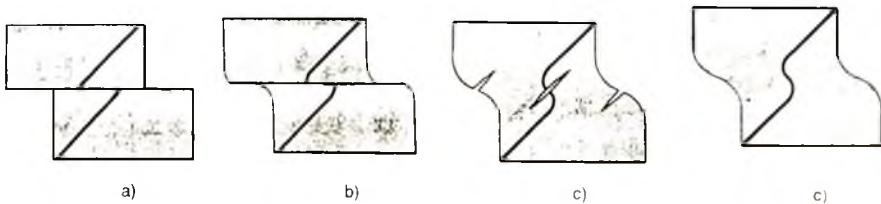
Đới trượt, đới cắt, cắt trượt hay đới dịch trượt (shear zone) là đới biến dạng dẻo hoặc biến dạng đòn, thường xuất hiện thành đới trong khối đá không bị biến dạng. Hiện tượng đứt gãy do biến dạng đòn chỉ xảy ra đến độ sâu khoảng 10 - 15km trong vỏ Trái Đất. Dưới độ sâu đó tính chất vật lí của đá bị biến đổi. Do nhiệt độ và áp suất tăng lên, tính dòn của đá dần chuyển sang tính dẻo và quá trình biến dạng dần hồi của đá có thể chuyển thành biến dạng dẻo (hình 8.9).



**Hình 8.9:** Sự chuyển tiếp từ đứt gãy đòn sang đới cắt dẻo theo độ sâu (R. G. Park, 1983).

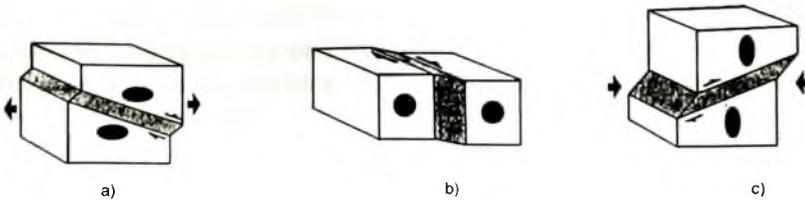
1. Vùng biến dạng đòn; 2. Vùng biến dạng dẻo.

Mặt khác, khi một khối đá bị biến dạng, năng lượng gây biến dạng thường không phân bố đồng đều trong đá mà tập trung vào những mặt phẳng nào đó. Những mặt phẳng đó như chúng ta đã biết là  $S_1$ ,  $S_2$ , nơi có ứng suất tiếp cực đại;  $K_t$ : những mặt phẳng vuông góc với ứng suất pháp cực đại. Về mặt động học đới cắt có nguồn gốc liên trực tiếp với các mặt  $S_1$ ,  $S_2$ , mặc dù trong những hoàn cảnh biến dạng nhất định, những đới này cũng có những biểu hiện khác nhau, đặc biệt là trong trường hợp các đới cắt xảy ra ở dưới sâu, trong môi trường đàn hồi chuyển sang môi trường biến dạng dẻo. Vì vậy, giữa các mặt hoặc các đới cắt bị biến dạng phá huỷ đứt gãy và các đới cắt bị biến dạng dẻo cũng có những kiểu chuyển tiếp. Hình 8.10 cho thấy các đới trượt (hoặc đới cắt) với các dạng chuyển tiếp đó. Hình 8.10a cho thấy hiện tượng đứt gãy. 8.10b thể hiện quá trình chuyển tiếp giữa đứt gãy và uốn nếp (biến dạng dẻo). 8.10c cho thấy sự thành tạo các khe nứt tách và 8.10d thể hiện biến dạng uốn nếp.



**Hình 8.10:** Các đới cắt khi biến dạng đứt gãy và biến dạng dẻo (J. G. Ramsay, 1980).

Biến dạng cắt hoặc là thể hiện ở phạm vi tách (hình 8.11a) liên quan với đứt gãy thuận hoặc ở phạm vi liên quan với biến dạng ép (hình 8.11b) liên quan với đứt gãy nghịch hoặc chèm nghịch và cũng có thể liên quan với đới đứt gãy trượt ngang (hình 8.11c, d).



**Hình 8.11: Các kiểu đới cắt (M. Meschede, 1994).**

Như vậy, về mặt hình học, một đới cắt lí tưởng thường nằm giữa hai cầu tạo dạng mặt song song với nhau và là sản phẩm của các ứng suất cắt thuần tuý (simple shear stresses) tác động song song với các mặt đó. Điều đó cũng có nghĩa đới cắt là đới biến dạng nằm giữa hai khối không bị biến dạng; hai đới không bị biến dạng này dịch chuyển tương đối so với nhau.

#### 8.2.6.1. Sản phẩm của đới cắt

Trong đới cắt có thể gặp rất nhiều loại đá biến chất khác nhau, đặc biệt là các đá biến chất động lực sau đây:

##### 8.2.6.1.1. Dăm kết kiến tạo

Đây là loại đá đặc trưng của quá trình biến chất động lực, gồm các mảnh vụn sắc cạnh, kích thước từ nhỏ đến vài chục centimét, gắn kết chặt chẽ bởi vật liệu tương tự của đá nằm kề đới dứt gãy phá huỷ. Dăm kết kiến tạo thường đi kèm với các đá biến chất động lực khác và đó là dấu hiệu để phân biệt chúng với dăm kết trầm tích và dăm kết núi lửa.

Các đá biến chất động lực phân bố dọc theo đứt gãy, chiều rộng hẹp, chiều dài lớn, kích thước thay đổi, tuy nhiên cũng có những đới cà nát rộng hàng kilômét, kéo dài hàng trăm kilômét. Ở những đới như vậy các đá bị cà nát, chẳng hạn đá cà nát của granitoit Posen (Fanxipang) rất dễ nhầm với đá gonalai. Đặc điểm dễ nhận biết đối với đá biến chất động lực là sự chuyên tiếp hoặc xen kẽ các đá từ hạt thô dăm kết kiến tạo (D), đến cataclazit (K), milonit (M), filonit (F). Chúng đan xen vào nhau, trong đới đá vẫn tìm thấy các đá khác và thậm chí thấy được sự chuyên tiếp từ đá không bị biến chất động lực sang các đá biến chất động lực.

Không những thế ở các đới dứt gãy lớn, người ta còn thấy các đới D, K, D, M, F; thậm chí các đới này phân bố không quy luật. Đôi khi trong chúng còn gặp các mặt trượt dứt gãy.

Sự dịch trượt dọc theo các đới biến chất động lực, các đới cắt, phụ thuộc vào độ lớn của các đới đá biến chất động lực. Đứt gãy Sông Hồng có pha thể hiện là một đới cắt, dịch trượt lớn phát triển theo phương Tây Bắc/Đông Nam và dến Biển Đông chúng nhập vào nhánh kinh tuyến  $110^\circ$  trở thành đới cắt trượt lớn, có chiều rộng hàng trăm và chiều dài hàng nghìn kilômét.

#### *8.2.6.1.2. Kakirit*

Kakirit là loại đá biến chất động lực liên quan với đứt gãy, chúng hoàn toàn bị nghiền nát và không gắn kết lại được với nhau. Ở vết lô chúng thể hiện như các đá có dạng lô hông và do đó rất ít khi tồn tại.

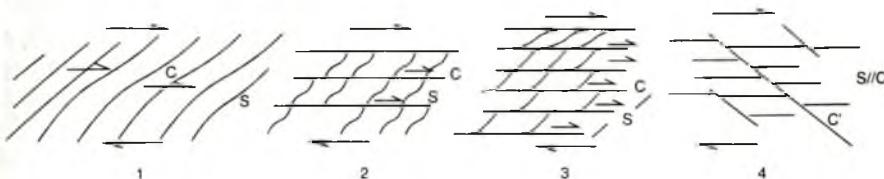
#### *8.2.6.1.3. Cataclazit*

Cataclazit là biến chất động lực gồm nhiều mảnh vụn, dạng dăm sặc cạnh, kích thước không đều, thường từ nhỏ đến 1 - 2mm được gắn kết chặt chẽ bởi các vật liệu tương tự nhưng nhỏ hơn hoặc một số khoáng vật mới thành tạo (clorit, epidot, xerixit...). Cataclazit còn gọi là đá cà nát và thường gọi kèm theo tên đá nguyên thuỷ của chúng, ví dụ cataclazit granit v.v... Trong đối cataclazit có nơi cũng thấy các dải biến chất mạnh hơn trở thành milonit. Khi lượng khoáng vật thứ sinh chiếm ưu thế, thậm chí trên 90%, người ta gọi chúng là ultracataclazit; loại này có thể bị chảy dẻo hình thành các cấu tạo mặt song song. Đối với cùng biến chất động lực mạnh có thể xuất hiện các loại đá hạt mịn hoặc dạng vi tinh kiêu thấu kính hoặc đai mạch nhỏ xuyên vào đá vây quanh gọi là pseudotachylit (giả tachylit). Chúng thường gắn bó với milonit hoặc siêu milonit (ultramylonit).

#### *8.2.6.1.4. Milonit*

Thuật ngữ milonit được dùng từ cuối thế kỉ 19 khi C. Lapworth (1885) nghiên cứu đứt gãy chformData Moine ở Schottland. Đó là biến chất động lực bị ép nát (nhìn) với cường độ mạnh nhất, hạt mịn, cấu tạo phản phiến và phản dái song song. Dưới kính hiển vi có thể thấy các dải hoặc các thấu kính song song với nhau. Chúng là sản phẩm của một hạt khoáng vật lớn đã bị ép nát vụn, đôi khi còn thấy vài hạt sót có kích thước 1 - 2mm nằm rải rác kiêu pocfia (nội ban) với nền vi tinh giống như đá phun trào. Thành phần khoáng vật của milonit giống với đá nguyên thuỷ, ngoài ra còn có một số khoáng vật mới thành tạo như clorit, xerixit, epidot. Nếu các khoáng vật mới này chiếm tỉ lệ lớn thì gọi là blastomylonit. Khi đó đá có kiến trúc kiêu vây biến tinh. Milonit thường đi với các đá biến chất động lực khác và đây là một trong những dấu hiệu để nhận biết chúng. S. H. White, 1982 phân biệt hai nhóm milonit dựa vào kiêu biến dạng. Nhóm C - milonit (C xuất phát từ tiếng Anh: cataclastic) là loại milonit cà nát vào giai đoạn cuối có thể chuyển sang biến dạng deo và nhóm R - milonit (R viết tắt từ tiếng Anh: tái kết hợp recrystallized) là các milonit chủ yếu liên quan với biến dạng dẻo. Ngoài hai nhóm nói trên, M. Mattauer, 1973; D. Berthé và nnk, 1979; S. H. White, 1982, J. G. Ramsay, M. I. Huber, 1983, C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, 1996; v.v... còn chia ra các loại khác nhau. SC - milonit (D. Berthé và nnk, 1979) là milonit trong đó có các mặt phiến hoá S và các mặt cat (C). Loại này được G. S. Lister và A. W. Snoke, 1984 chia ra làm hai kiêu. Kiêu I xuất hiện khi biến dạng tiến triển, cấu tạo mặt S hình thành trước, cấu tạo mặt C thành tạo sau cắt qua S. Sự thành tạo các mặt C là do sự tăng lên đột ngột của tốc độ biến dạng. Tuy nhiên về thứ tự thành tạo các cấu tạo mặt S và C cũng chưa thật rõ ràng thậm chí là đồng thời (J. P. Platt, 1984). Trong nhiều đối cat người ta còn

gặp các mặt C' hoặc các tẩm mỏng do quá trình biến dạng cao hơn. Kiểu II xuất hiện chủ yếu ở đá phiến thạch anh mica, trong điều kiện nhiệt độ và áp suất giảm. Khác với kiểu I, ở kiểu II vắng cấu tạo mặt S và phát triển rất mạnh cấu tạo C và các vẩy mica thường tập trung dọc cấu tạo mặt này (hình 8.12).



**Hình 8.12:** 1. Biến dạng yếu, xuất hiện cấu tạo S đồng nhất và có thể có cấu tạo C;  
2. Cường độ biến dạng tăng, cấu tạo C phát triển; 3. Cấu tạo mặt S quay theo mặt C;  
4. S và C gần như song song và có thể có mặt C'.

LS - milônít là loại milônít thấy rõ cấu tạo mặt phiến milônít S và cấu tạo dạng đường nổi bật L. Loại L - milônít hình thành do sự kéo mạnh theo phương trục A của elipxit biến dạng, trục B và C gần như nhau, trong điều kiện cường độ biến dạng mạnh. Đặc trưng cho L - milônít là cấu tạo dạng đường L rất nổi bật nhưng lại vắng cấu tạo S hoặc mặt chuyển động C. Theo thứ tự nghiên nát từ đá mẹ chuyển sang protomilônít, rồi đến milônít hạt thô, milônít hạt nhỏ, cuối cùng là siêu milônít hoặc ultra - milônít. Tất cả các đá này đều được gọi kèm với tên đá ban đầu của chúng, ví dụ milônít granit, v.v... Trong milônít nói chung còn có các tàn dư đá ban đầu và gọi là porphyroblast.

#### 8.2.6.1.5. Filônít

Filônít là đá biến chất động lực ở mức độ rất cao, hạt rất mịn, phân phiến mỏng, có thể bị uốn nếp, dẻo và mềm, rất giống với filit. Sự xuất hiện mica trong filônít chủ yếu xảy ra theo phản ứng biến chất giật lùi fenspat + nước → thạch anh + muscovit; khác với filit thể hiện là quá trình biến chất tiến triển.

#### 8.2.6.2. Các kiểu dời cắt trượt

Hiện tượng biến dạng cắt thường tạo thành dời cắt, trong khi đó những phần lân cận lại không bị biến dạng. S. H. White và nnk, 1986 chia ra 3 kiểu dời cắt chính sau đây:

##### 8.2.6.2.1. Các phá huỷ không kết dính

Các dời phá huỷ không kết dính (incohesive faults) là dời phá huỷ có sự gián đoạn rõ ràng giữa hai khối đá chuyển động đối với nhau. Những đứt gãy loại này thường gặp ở tầng cấu trúc trên trong miền tao núi uốn nếp, nơi không xảy ra quá trình biến dạng dẻo vì ở đó nhiệt độ và áp lực thấp. Các đá chủ yếu bị biến dạng đàn hồi và xuất hiện các cấu tạo phá huỷ đứt gãy; các đá bị biến đổi nhưng không thành tạo các khoáng vật mới.

D. V. Wise và nnk, 1984 phân chia đứt gãy không kết dính ra làm ba loại. Loại thứ nhất là đứt gãy không liên, loại đứt gãy kể từ pha hoạt động cuối cùng của chúng cho đến nay, đọc theo mặt trượt vẫn y nguyên, không có biến hiện gắn kết lại. Loại thứ hai gọi là đứt gãy lấp dây; trong đó một phần hoặc toàn bộ không gian bị cắt trượt, đứt gãy đã được gắn kết lại, tuy nhiên độ kết dính ở những phạm vi đó vẫn kém hơn so với vùng lân cận và nếu lại xảy ra sự biến dạng mới thì đọc theo chúng có thể xảy ra đứt gãy yếu. Loại thứ ba là đứt gãy liền, là đứt gãy có các khoáng vật mới thành tạo hàn gắn lại vết đứt gãy trước đây làm cho tính chất kết dính giữa chúng bằng hoặc còn cao hơn so với xung quanh. Loại đứt gãy này không tái hoạt động khi có biến hiện biến dạng mới.

#### 8.2.6.2.2. Các phá huỷ với đới cà nát kết dính

Đó là các đới đứt gãy có đới cà nát tương đối rộng song song với mặt đứt gãy liên quan với quá trình phá huỷ. Trong đó các đá nằm ngay trong đới cà nát cũng bị phá huỷ vỡ vụn kết dính lại và gọi là đới cà nát kết dính (cohesive cataclasite). Trong đới này chất lỏng bao hoà tạo nên các ứng suất lớn (áp lực nước lỗ hổng) tác dụng vào đá xung quanh mặt đứt gãy, mài mòn các mảnh dăm sắc cạnh và gắn kết chúng lại, làm nhoà đi các cấu tạo mặt đã được hình thành trong đới cà nát trước đó.

#### 8.2.6.2.3. Các phá huỷ với đới milonit kết dính

Khi hiện tượng phá huỷ không tạo ra các mặt đứt gãy riêng lẻ mà tạo thành một đới cắt trượt, điển hình bởi quá trình biến dạng dẻo, thì cường độ biến dạng ở phần trung tâm đới cắt trượt là lớn nhất. Bề rộng của đới cắt trượt phụ thuộc vào mức độ của quá trình biến dạng. Cụ li dịch chuyển từ vài milimét đến vài trăm mét. Vật chất của đới biến dạng dẻo phát triển mạnh theo hướng từ trong ra ngoài. Đới cắt trượt lúc đầu hẹp sau đó mở rộng theo hướng vuông góc với phương cắt, với hiện tượng milonit hoá hình thành nhiều loại milonit khác nhau (xem 8.2.6.1.4).

#### 8.2.6.3. Xác định đặc điểm động học đới cắt trượt

Hướng chuyển động đọc theo đới cắt trượt (hoặc dịch trượt) đã được nêu lên khi phân tích sự dịch chuyển đọc theo các mặt cấu tạo cắt  $S_1$ ,  $S_2$  trong elipxit biến dạng. Những đặc điểm đó hoàn toàn có thể vận dụng để nghiên cứu các đứt gãy cắt trượt (shear zone). Hình 8.13 là mặt cắt song song với mặt phẳng XZ của mặt cắt trượt, trong đó X (= A) tương ứng với hướng cẳng dãn lớn nhất là Z (= C) ứng với hướng ép nén mạnh nhất trong đới cắt milonit. Đây là mặt cắt duy nhất để phân tích động học trong đá biến dạng vì chỉ có mặt cắt này cho thấy tính không đối xứng trong biến dạng góc. Để đánh giá đặc điểm động học người ta cần phải tìm hiểu các mặt song song hoặc gần như song song với mặt XZ nói trên. Mặt biến dạng này nằm vuông góc với mặt phiến và song song với các cấu tạo đường cong hình thành vào một pha biến dạng. Để xác định hướng cắt có thể dựa vào hai nhóm yếu tố. Nhóm thứ nhất dựa vào sự biến đổi các mặt biến dạng và sự định hướng của các khoáng vật

và nhóm thứ hai dựa vào sự quay hoặc sự hình thành các budina của các đá cứng hơn cũng như sự xuất hiện các hạt hoặc tập hợp khoáng vật không đổi xứng.

Thuộc nhóm thứ nhất, chúng ta để ý đến các đặc điểm sau đây:

#### 8.2.6.3.1. Hiện tượng xoay (uốn cong) của các mặt biến dạng đã có từ trước

Đây là dấu hiệu quan trọng để xác định hướng trượt của đới cắt. Nếu các mặt biến dạng (foliation) đã có từ trước bị uốn cong đi thì hướng dịch chuyển của khối chứa chúng ngược chiều với góc nhọn tạo bởi giữa các mặt này và rìa của đới cắt. Hình 8.13, 1 là các mặt biến dạng có trước, chúng tạo với rìa đới cắt một góc nhọn, hướng dịch chuyển của cánh chứa chúng được vẽ bằng mũi tên trong hình 8.13. Điều này cũng giống như cách xác định hướng dịch chuyển của các cánh dựa vào các nếp uốn kéo theo liên quan với đứt gãy (6.4.10.1.3). Tuy nhiên, ở rìa của đới cắt, các cấu tạo mặt này bị phá huỷ ít khi lộ ra nên khó có thể dựa vào chúng để xác định được hướng trượt.

#### 8.2.6.3.2. Hiện tượng xoay và kéo dài của các thể bị biến dạng

Các thể địa chấn bị biến dạng đặc trưng có thể kể như các mạng migmatit (2, trong hình 8.13), chúng bị biến dạng và vát nhọn về phía đới cắt và do đó cũng có thể xác định được hướng dịch trượt.

#### 8.2.6.3.3. Các nếp uốn không đổi xứng trong mặt biến dạng

Trong mặt XZ của đới milonit thường có các mặt biến dạng (3, trong hình 8.13) với các nếp uốn nhỏ (intrafolial folds), có mặt trực tạo với rìa đới cắt một góc nhọn, mũi nhọn của góc này ngược chiều với hướng dịch chuyển của cánh chứa các nếp uốn nhỏ đó.

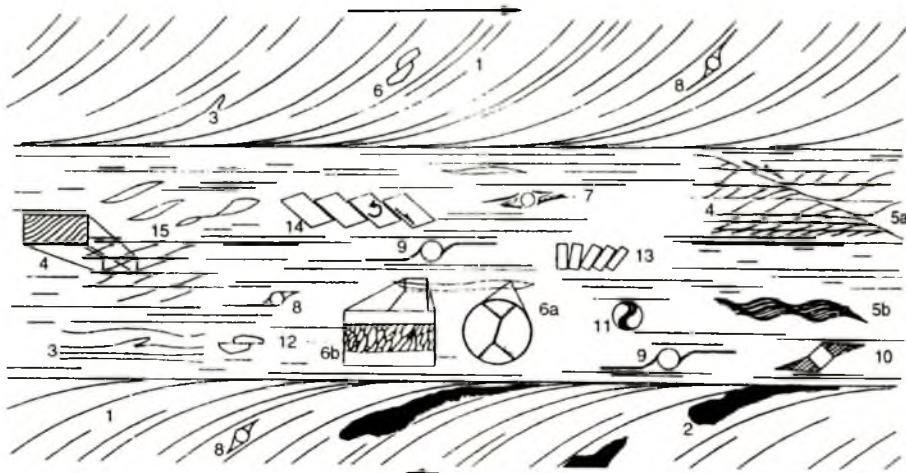
#### 8.2.6.3.4. Cấu tạo SC

Cấu tạo SC hoặc CS do D. Berthé và nnk nêu lên vào năm 1979, sau đó được một số nhà địa chất khác sử dụng (P. Jegouzo, 1980; M. I. Ponce de Leon; P. Choukroune, 1980). Chữ C được viết tắt từ chữ cisaillement, tiếng Pháp nghĩa là cắt hoặc trượt, tương ứng với shear, tiếng Anh. Chữ S viết tắt từ tiếng Pháp schistosité, nghĩa là phiến hoá (xem 6.2.8.1.4). Vậy cấu tạo SC hoặc CS là cấu tạo vừa có các mặt cấu tạo cắt vừa có các mặt cấu tạo phiến hoá. Các mặt C gần như song song với ranh giới của đới cắt, song song với phương chuyển động. Các mặt S tuy theo giai đoạn phát triển có thể tạo thành một góc  $45^\circ$  đến  $0^\circ$  so với mặt C, đồng thời nghiêng ngược chiều với hướng cắt. Các mặt S phát triển vuông góc với phương co ép chính và phù hợp với mặt XY (AB) của elipxoit biến dạng. Tại nơi tiếp xúc giữa mặt S và mặt C, các mặt S hơi bị uốn cong theo chiều mặt C và tạo ra cấu tạo dạng chữ S. Điều này tương ứng với nhận xét cho rằng cấu tạo chữ S (S - shaped structure) nằm trong đới cắt, tạo với ranh giới của đới cắt các góc nhọn, mũi nhọn của góc nhọn này chỉ hướng trượt của khối không chứa cấu tạo chữ S mà chúng ta đang xét. Các mặt S (4, trong hình 8.13) thường bị các mặt C cắt qua và chính các mặt C là các mặt phẳng, thanh, nét, kéo dài và chứa nhiều vảy mica. Trong một số trường hợp các cấu tạo SC rất nhỏ, khó nhận biết,

cần được nghiên cứu lát mỏng, dưới kính hiển vi. Cấu tạo SC khi mới xuất hiện thường có một góc lớn giữa mặt S và mặt C, tức là mặt S tạo một góc lớn khoảng  $30^\circ$  -  $45^\circ$  so với ranh giới của đới cắt. Góc này phụ thuộc vào lực tác dụng gây biến dạng và tính chất cơ lí của đá bị biến dạng. Lúc đầu S và C được xem như các mặt cắt sinh đôi, nhận phương trục ứng suất  $\sigma_1$  làm phân giác; khi quá trình biến dạng tiếp tục phát triển mạnh mẽ hơn, các mặt S có thể bị xoay trong đới cắt đến vị trí song song hoặc trùng với các mặt C. Ở trường hợp biến dạng cao có thể xuất hiện các mặt cắt dạng tám mỏng SB (shear bands) (D. K. O'Brien và nnk, 1987) nghiêng ngược chiều với mặt S, cắt mặt S và mặt C. Cấu tạo SC còn được gọi là cấu tạo SA/SB (R. D. Law và nnk, 1986).

#### 8.2.6.3.5. Các tám cắt và cấu tạo ECC

Các tám cắt (shear bands) là những khe nứt cắt, những mặt chuyển động phụ, nhô nghiêng theo hướng cắt và nằm trong đới cắt chính. Mặt C và các tám cắt SB là những mặt



Hình 8.13: Đặc điểm động học trong đới cắt milonit (theo M. Meschede, 1994).

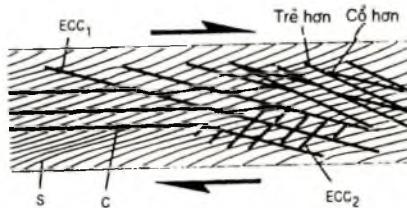
1. Sự uốn cong (xoay) của các mặt biến dạng (foliation) đã có trước;
2. Sự uốn cong và kéo dài của các thể biến dạng;
3. Các nếp uốn nhỏ không đổi xứng trong các mặt biến dạng;
- 4, 6. Cấu tạo SC;
- 5a. Các tám cắt;
- 5b. Cấu tạo EEC;
- 6a. Cấu tạo trực quang học thạch anh không đổi xứng;
- 6b. Các hạt thạch anh tái kết tinh không đổi xứng;
7. Tinh không đổi xứng của các mặt biến dạng xung quanh các hạt kiêu ban biến tinh cà nát bị quay ( $\theta$ );
8. Tinh không đổi xứng của các dưới cạnh các hạt kiêu ban biến tinh cà nát bị quay ( $\sigma$ );
9. Tinh không đổi xứng của các dưới cạnh các hạt ban biến tinh cà nát bị quay ( $\delta$ );
10. Các hạt ban biến tinh cà nát với các sợi tinh thể không đổi xứng;
11. Cấu tạo hạt cầu tuyết trong các ban biến tinh;
12. Các ban biến tinh bị phá hủy;
13. Cấu tạo dạng giá sách;
14. Các budina không đổi xứng nghịch hướng;
15. Các ban biến tinh mica bị vỡ vụn hoặc uốn cong dạng chữ S.

phẳng chuyển động, cắt qua các cấu tạo mặt khác. Trong khi đó các mặt S được xem là các mặt ép dẹt K<sub>d</sub> trong clipxoit biến dạng, và dọc theo chúng không xảy ra hiện tượng dịch chuyển. Các tách cắt SB là những đới có bề rộng vài mm, trong đó có nhiều mặt biến dạng (foliation) bị uốn cong mạnh và nghiêng theo phía các đới cắt phụ. Quá trình cắt trượt tiếp theo là vỡ vụn các tách cắt SB và tạo ra các mặt chuyển động phụ cùng hướng. Ở rìa, các tách cắt SB bị uốn cong theo các mặt chuyển động chính. Các mặt hoặc các đới chuyển động phụ được C. Simpson, 1984 gọi là các mặt C (5a trong hình 8.13) và có thể tạo một góc tới 45° đối với mặt tường (mặt) của đới cắt.

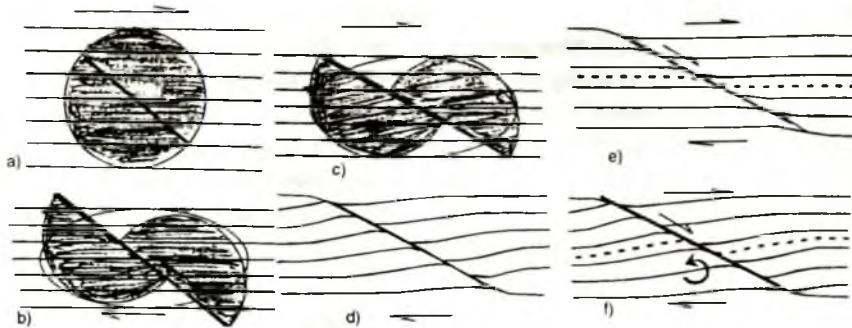
Cấu tạo thớ chè nhíu hay cấu tạo EEC được xem là một dạng của cấu tạo tách cắt (SB), thường gặp ở những vùng biến dạng căng dãn. EEC được viết tắt từ tiếng Anh: extensional crenulation cleavage, nghĩa là thớ chè uốn tách hoặc các thớ nhíu. Cấu tạo EEC đặc trưng bởi các nếp uốn nhỏ (vi nếp uốn) gần như đối xứng, phát triển trên các mặt phiến hoá đã có từ trước trong đới cắt (xem 7.3.4.3). Cánh của các nếp uốn nhỏ (thớ nhíu) này nghiêng khoảng từ 15° - 25° so với các mặt milonit (5b, hình 8.13), có góc nếp uốn khoảng 130°, có bề dày của cánh này mỏng hơn nhiều lần so với cánh kia. Chúng được hình thành trong điều kiện biến dạng cao làm dịch chuyển, biến dạng thậm chí xoá mờ các mặt phiến. Cấu tạo EEC thể hiện sự căng dãn song song với phương chuyển động của đới cắt. Các mặt EEC không liên tục và thường cắt qua các mặt C của đới cắt ban đầu. Các mặt EEC nhiều khi phát triển thành các cặp mặt sinh đôi (J. P. Platt, 1984).

Các phà huỷ sinh đôi tạo một góc thoải (15° - 20°) và tạo một góc dốc (75° - 70°) đến rìa của đới cắt được gọi lần lượt là ECC<sub>1</sub> và ECC<sub>2</sub>; trong đó ECC<sub>1</sub> thuận hướng, ECC<sub>2</sub> nghịch hướng với các mặt S. Các cấu tạo ECC có kích thước vài mm, chủ yếu nghiên cứu bằng lát mỏng, đến kích thước khoảng vài mét có thể thấy được ở vét lô (hình 8.14).

Bên cạnh cấu tạo ECC, người ta còn gặp mối liên kết giữa cấu tạo ECC và cấu tạo budina. Có thể giả thiết rằng vào giai đoạn cuối của quá trình biến dạng dẻo, cường độ biến dạng dẻo giảm dần, dẫn đến sự hình thành các đứt gãy không kết dính, lúc đó trường ứng suất thay đổi đỏi chút so với ban đầu, làm cho các đới cắt phát triển ở giai đoạn này cũng lệch đi so với đới cắt chính. Trong mẫu thí nghiệm với tính khái quát cao, chẳng hạn vật liệu ban đầu có dạng vòng tròn nằm xung quanh đứt gãy không bị biến dạng dẻo mà trái lại chịu biến dạng đàn hồi, thì vòng tròn đó bị phá huỷ và quay ngược hướng trong giai đoạn biến dạng tiếp theo. Các mặt biến dạng trong phạm vi đới cắt cũng bị xoay và uốn cong ngược hướng (hình 8.15).



**Hình 8.14:** Các kiểu mặt ECC  
(theo M. Meschede, 1994, từ J. P. Platt, 1984).



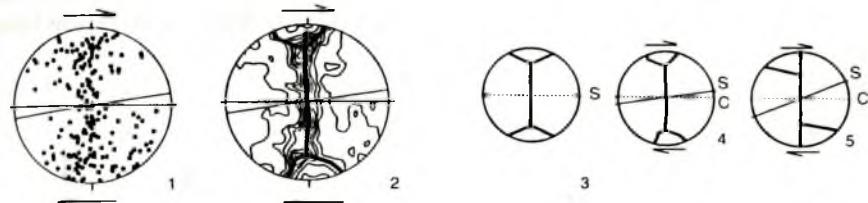
**Hình 8.15:** a) Đới phá huỷ cắt. Vòng tròn màu đen tượng trưng cho các ban biến tinh cà nát trong phạm vi xung quanh đới phá huỷ cắt; b) Hiện tượng cắt của khối rắn; c) Quay ngược hướng của các phần vỡ; d) Các mặt biến dạng tương ứng; e) Bên cạnh khe nứt cắt hoặc mặt ECC; f) Các biến dạng không đối xứng (theo M. Meschede, 1994, từ J. P. Platt, R. L. M. Vissers, 1980).

#### 8.2.6.3.6. Cấu tạo định hướng trục quang học và trục a thach anh

Các hạt thạch anh trong đới đá bị milonit hoá chịu quá trình động học tái kết tinh ở nhiệt độ 250 - 270°C. Trục của các hạt tinh thể trải qua quá trình biến dạng trượt. Nghiên cứu sự định hướng quang trục (trục c) của các hạt thạch anh trong đá magma cũng như đá biến chất được trình bày trong nhiều công trình thạch học cấu tạo quan trọng của B. Sandei (1948, 1949), H. W. Fairbairn (1949), A. Watznauer (1969), A. Watznauer, H. -J. Behr (1960); J. Hofmann (1965), G. S. Lister (1977); G. S. Lister, B. E. Hobbs (1980); S. M Schmid, M. Casey (1986); v.v... Những kiến thức cơ bản nhất về thạch học cấu tạo cũng được giới thiệu trao đổi và phát triển ở Việt Nam (Lê Như Lai, 1975, 1976, ...).

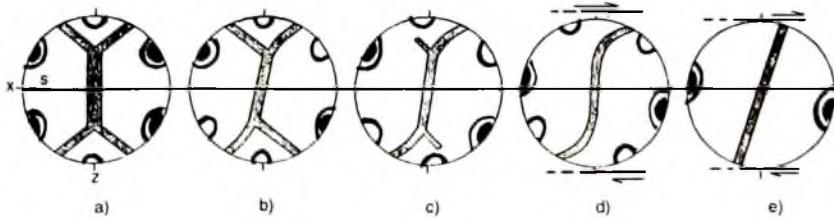
Môn Thạch học cấu tạo nghiên cứu tính định hướng của trục tinh thể hoặc các yếu tố tinh thể (J. Hofmann, 1969; G. Moebus, 1968; Lê Như Lai, 1975; D. Shelley, 1979, 1994, v.v...), trong đó đặc biệt là sự định hướng của trục quang học thạch anh trong môi trường biến dạng (tái) kết tinh. Tính định hướng ưu thế của mạng tinh thể (Lattice - Preferred Orientation - LPO - viết tắt theo C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, 1996), gọi tắt là tính định hướng, không xảy ra một cách ngẫu nhiên mà hoàn toàn phụ thuộc vào môi trường và điều kiện biến dạng. Trong môi trường biến dạng trục quang học thạch anh định hướng theo phương chuyển động của đới cắt trượt (G. S. Lister, P. F. Williams, 1979) hoặc tiếp xúc với hai mặt nón đối đỉnh có trục vuông góc với trục của hai hình nón đó. Trong mặt cắt [ac] phương  $\sigma_1$  tạo với các tiếp tuyến của hai hình nón đối đỉnh này một góc  $\alpha$  giống như  $\sigma_1$  tạo với  $\alpha$  với  $S_1$  và  $S_2$  trong elipxit biến dạng (Lê Như Lai, 1973, 1974, 1975...) dẫn đến sự hình thành các đồ thị cấu tạo trục quang học thạch anh kiểu vòng tròn lớn với góc mờ  $\phi = 120^\circ - 140^\circ$  và kiểu vòng tròn nhỏ  $\phi = 60^\circ - 70^\circ$  (H. - J. Behr, 1967; J. Hofmann, 1965, 1974; ...).

Các đồ thị thạch học cấu tạo được xây dựng trên cơ sở xác định các yếu tố tinh thể như trục c, trục a của hạt thạch anh, trục vuông góc với mặt [001] của biotit v.v... nhờ bàn kính van nangen (Fedorov) dưới kính hiển vi với các lát mỏng định hướng. Các yếu tố nói trên được biểu diễn bằng điểm theo mạng W. Schmidt và từ đó được vẽ tiếp các đường đẳng trị để xác định hình thái của các đồ thị thạch học cấu tạo, hình thái của LPO nhằm xác định các kiểu định hướng hoặc các kiểu biến dạng kiến tạo (tectonit) (hình 8.16). Các đường vẽ đậm đi qua các cực đại gọi là khung cấu tạo (fabric skeleton) cho thấy hình dạng khái quát nhất của cấu tạo (tectonit).



**Hình 8.16:** 1. Đồ thị chiếu cấu trúc quang học thạch anh; 2. Đồ thị đẳng trị với hình đặc trưng cực đại; 3, 4, 5. Các đồ thị trực quang học thạch anh từ biến dạng cắt thuần túy, hoặc đồng trục (coaxial) sang biến dạng xoay hoặc không đồng trục (non-coaxial); S - Mặt phiến; C - Mặt cấu tạo cắt (dịch trượt); ⇔ Mũi tên định hướng dịch trượt.

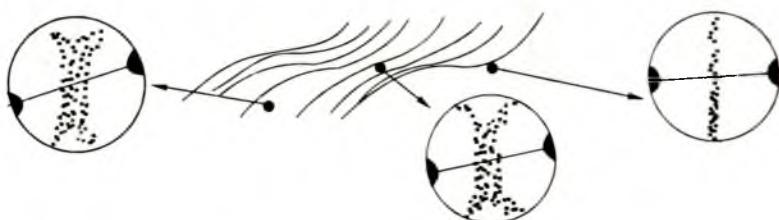
Hình 8.17 cho thấy đặc trưng của đồ thị thạch học cấu tạo trục c (quang học) hạt thạch anh theo mức độ biến dạng tăng dần (từ trái sang phải) từ dạng chữ X chuyển sang dạng chữ I. Điều này chứng tỏ khi mức độ biến dạng tăng lên tính định hướng trục quang học thạch anh càng tập trung, các trục đó gần nhau nằm trong cùng một mặt phẳng, tương ứng với mặt phẳng cắt, tạo thành góc nhọn với rìa của đới cắt, với hướng của mũi nhọn chỉ phương dịch chuyển của khối nằm ngoài đới cắt (hình 8.17e): điều này cũng có thể nhận thấy trong hình 8.17d với mặt đặc trưng cho các điểm chiếu cấu trúc quang học thạch anh có dạng chữ S, dấu chữ S cũng hướng theo hướng dịch chuyển của khối đá nằm trực tiếp bên ngoài của đới cắt (shear zone).



**Hình 8.17:** Các tectonit xác định theo trục quang học thạch anh trong đới cắt (shear zone), với mức độ biến dạng tăng dần từ a đến e; XYZ - Hệ trục toạ độ định hướng của mẫu; S - Mặt phiến; ⇔ Mũi tên chỉ hướng trượt (theo S. M. Schmid, M. Casey, 1986, có bổ sung).

Kiểu định hướng đơn, không phân nhánh của trục quang học thạch anh (hình 8.17d và e) xuất hiện trong đới dịch trượt bị biến dạng xoay (các trục của hệ toạ độ thay đổi vị trí trong không gian) (non-coaxial) đôi khi còn thấy trục c song song với trục trung gian B hoặc Y của elip xoay biến dạng. Trục a của thạch anh không bị phân tán. Theo S. M. Schmid và M. Casey, 1986, kiểu này đặc trưng cho phạm vi biến chất cao.

Theo C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, 1996 thì ở đới cắt biến dạng cắt dẻo (ductile shear zone), kiểu PLO của các mẫu lấy từ rìa vào trung tâm của đới dịch trượt có thể thấy ở hình 8.18. Các tectonit ở đây tương đương với các kiểu ở hình 8.17a, 8.17b và 8.17e. Đường đậm và các điểm chấm thể hiện các mặt biến dạng và các cấu tạo đường chính. Đường không liên tục thể hiện các mặt đặc trưng của cấu tạo.

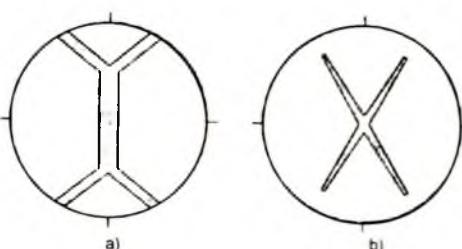


**Hình 8.18:** Các kiểu định hướng trục quang thạch anh (LPO) ở những vị trí khác nhau trong đới cắt trượt biến dạng dẻo (theo C. W. Paschier và R. A. J. Trouw, 1996).

Kiểu định hướng trục quang học thạch anh dạng chữ X (X - tectonit) gồm hai loại I (hình 8.19a) và loại II (hình 8.19b), trong đó kiểu I rất thường gặp trong đá biến chất.

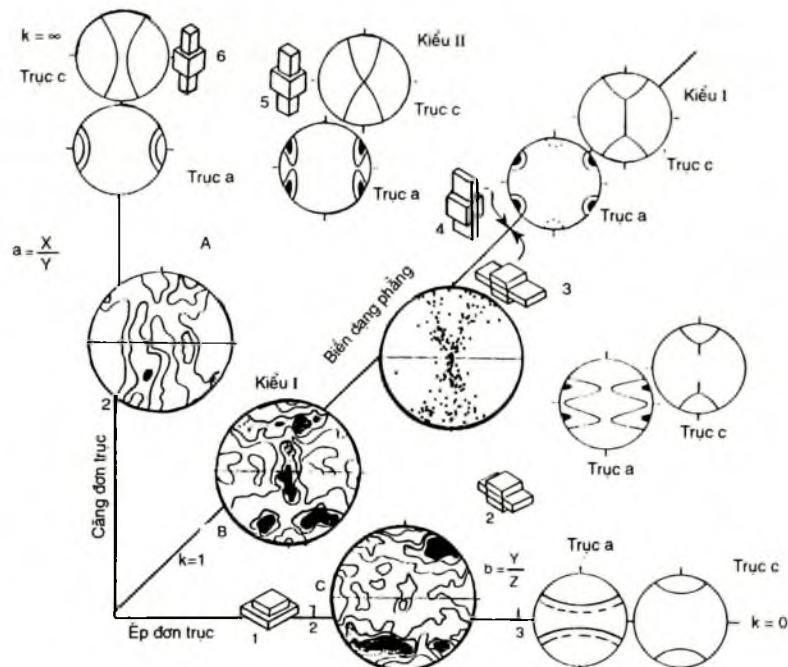
Kiểu I (type I crossed girdle) thể hiện trục quang học thạch anh phân tán đều, đá bị ép, biểu hiện dịch trượt không đáng kể. Kiểu II (type II crossed girdle) đặc trưng cho đá biến chất ở những mức độ rất khác nhau về cơ bản đã được B. Sander (1970); G. S. Lister (1977); J. Hofmann (1974), M. Kurze (1970); v.v...

nghiên cứu hình thái và xác định động học khá chi tiết. Theo chúng tôi, kiểu II ít nhiều gần gũi với X - tectonit thể hiện sự định hướng trục quang học thành từng nhóm nằm trong hai hệ mặt phẳng cắt  $S_1$ ,  $S_2$  có góc nhọn chứa  $\sigma_1$  trong biến dạng đàn hồi, hoặc chứa  $\sigma_3$  trong biến dạng dẻo. Ở không gian ba chiều các trục quang học thạch anh phân bố trên những mặt tiếp xúc với mặt biến dạng Cossi (Lê Như Lai, 1974, 1976).

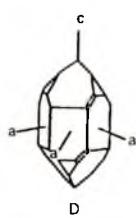


**Hình 8.19:** Các tectonit trong biến dạng đồng trục (cắt thuần túy) xác định theo trục quang học thạch anh. a) Kiểu I; b) Kiểu II (theo G. S. Lister, P. F. Williams, 1970).

Sự định hướng quang trục thạch anh theo các vòng tròn nhỏ, như đã nêu ở trên, được nhiều nhà địa chất phát hiện ở vùng đá magma xâm nhập với độ sâu khác nhau, trong các đá biến chất tái nóng chảy (siêu biến chất) và migmatit hoá (A. Watznauer, H. - J. Behr, 1960; J. Hofmann, 1965; v.v...).



Hình 8.20:



1, 2, 3, 4, 5, 6 - Trạng thái biến dạng không gian trong đồ thị Flinn; Truc c - Các tectonit theo trục quang học thạch anh; Truc a - Các tectonit xác định theo trục a thạch anh; XYZ - Các trục elipxit biến dạng; A - Vùng biến dạng kéo, B - Vùng biến dạng ép; C - Vùng biến dạng mịn; D - Tinh thể thạch anh và các trục c, a; Đường kính trong các vòng tròn thể hiện các mặt biến dạng ưu thế (tổng hợp theo tài liệu của D. Flinn, 1962, S. M. Schmid, M. Casey, 1986; G. S. Lister, B. E. Hobbs, 1980, M. Meschede, 1994; C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, 1996; G. Moebus, 1989).

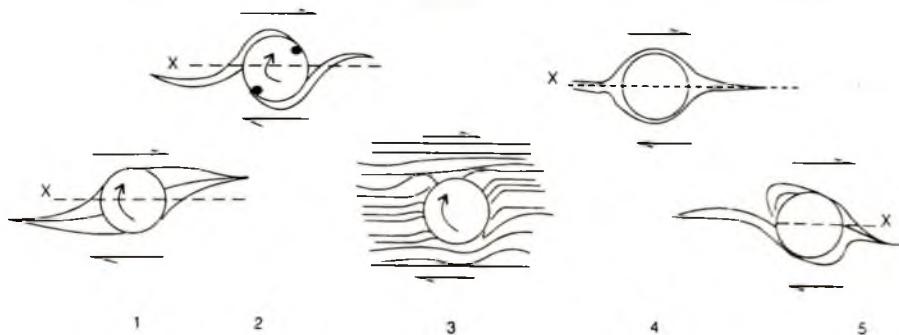
Để có thể hiểu rõ hơn sự phân bố trục quang học thạch anh trong các kiểu biến dạng khác nhau người ta chú ý đến đồ thị Flinn (do D. Flinn nêu ra vào năm 1962). Trong đồ thị Flinn người ta đặt  $a = \frac{X}{Y}$ , trong đó X là trục biến dạng lớn nhất, Y là trục biến dạng trung

bình, và  $b = \frac{Y}{Z}$ , trong đó Z là trục biến dạng nhỏ nhất trong elipxoit biến dạng. XYZ tương ứng với ABC, ba trục biến dạng của elipxoit biến dạng đã được nêu ở mục 3.9.1. **Đại lượng**  $k = \frac{a-1}{b-1}$  cho biết mức độ kéo dài hoặc độ ép dẹt của elipxoit biến dạng. Khi k tiến đến 0, tức là a tiến đến 1, lúc đó elipxoit biến dạng có  $X = Y > Z$ , có dạng ép dẹt (oblate, flattening strain). Với  $0 < k < 1$  lúc đó vật thể bị biến dạng ép dẹt, với elipxoit biến dạng ép dẹt. Với  $k = 1$ , trong đó thị Flinn thể hiện là đường chéo (phản giác) của đồ thị, khi đó vật thể bị biến dạng phẳng hoặc biến dạng cắt đơn với  $X > Y = 1 > Z$ , elipxoit kéo dài theo trục X. Với  $k > 1$ , elipxoit có dạng kéo dài (prolate) và nếu k tiến đến  $\infty$  thì elipxoit có dạng như điếu "xì gà" dài, lúc đó  $X > Y = Z$ , elipxoit kéo dài theo X, co ép theo trục Y và Z như nhau. Các tectonit xác định theo tính định hướng của trục quang học và trục a của thạch anh tương ứng với đồ thị Flinn được trình bày ở hình 8.20.

Thuộc nhóm thứ hai người ta chú ý đến sự định hướng và đặc điểm của các bộ phận cứng rắn có trong đá.

#### 8.2.6.3.7. Sự quay của các hạt dạng ban biến tinh cà nát

Như đã nêu ở trên, các thành phần khoáng vật khác nhau trong dồi milonit có phản ứng khác nhau khi bị biến dạng. Các thành phần cứng rắn thường không bị nghiền nát hoàn toàn mà để lại những phần giống như các ban tinh, ban biến tinh trên nền bị nghiền vụn; gọi là các ban biến tinh cà nát. C. Simpson, S. M. Schmid, 1983 và một số nhà địa chất khác đã phân biệt bốn kiểu ban biến tinh cà nát bị xoay trong dồi dịch trượt và gọi tên là ban biến tinh cà nát,  $\sigma$ ,  $\delta$ ,  $\theta$  và  $\phi$  (hình 8.13). Tên của các ban biến tinh này gọi theo hình dạng của chúng thấy được trong mặt [XZ] và giống với hình các chữ Hy Lạp  $\sigma$ ,  $\delta$ ,  $\theta$  và  $\phi$  (hình 8.21).

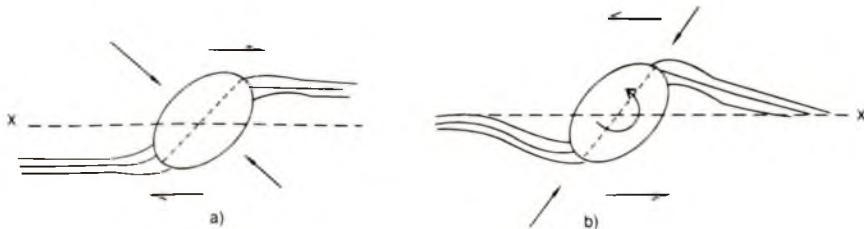


**Hình 8.21:** Các kiểu ban biến tinh cà nát xoay trong biến dạng không đồng trục.

X - Đường trung bình; R - Tốc độ tái kết tinh; γ - Vận tốc biến dạng cắt (dịch trượt);

1. Kiểu  $\sigma$  ( $\sigma$ -type); 2. Kiểu  $\delta$  ( $\delta$ -type); 3. Kiểu  $\theta$  ( $\theta$ -type); 4. Kiểu  $\phi$  ( $\phi$ -type); 5. Các kiểu hỗn hợp (theo C. Simpson, S. M. Schmid, 1986; M. Meschede, 1994; C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, 1996; G. H. Eisbacher, 1991; J. Mercier, P. Vergely, 1992; v.v... có bổ sung).

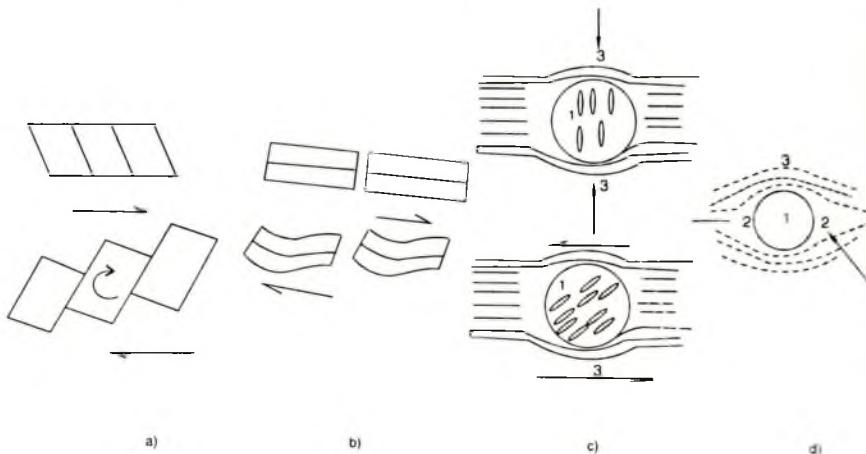
Ban biến tinh cà nát (porphyroclasts) θ có đặc điểm là xung quanh chúng không xảy ra hiện tượng tái kết tinh tạo đuôi hoặc các cánh (wings) bằng các khoáng vật mới, chỉ có các mặt biến dạng (foliation) bị uốn cong diễn hình, tao thành các vi uốn nếp với mặt trực nghiêng xoay phù hợp với hướng xoay của ban biến tinh cà nát hoặc của đới dịch trượt (đới cắt). Ban biến tinh cà nát gần như thẳng thước, không kéo dài, chúng thể hiện rõ hiện tượng xoay trong đới cắt. Ban biến tinh cà nát kéo dài thì trực dài của chúng bị quay phù hợp với hướng dịch trượt của đới cắt. Ở phạm vi không chịu ảnh hưởng của biến dạng, hay bóng râm biến dạng (strain shadow) các ban biến tinh cà nát không tạo ra các kiêu σ hoặc δ. Những loại này xuất hiện phụ thuộc vào quan hệ giữa tốc độ tái kết tinh R đối với vận tốc biến dạng cắt γ hoặc tốc độ xoay trong biến dạng. Tốc độ xoay càng lớn thì phần đuôi tạo bởi các khoáng vật mới được thành tạo phát triển dài và bao quanh ban biến tinh cà nát tạo nên kiêu δ. Nếu tốc độ tái kết tinh tạo khoáng vật mới nhỏ so với tốc độ biến dạng cắt, lúc đó xuất hiện riêm khoáng vật mới kết tinh rộng hơn, tạo ra kiêu σ. Kiêu φ, đặc trưng bởi tính đối xứng của các đuôi (cánh) hoặc các cánh, không tạo thành bậc. Giữa các kiêu nói trên, còn gặp nhiều dạng trung gian. Sự uốn lượn của cánh bên rìa các hạt ban biến tinh cà nát ít nhiều giống với cấu tạo chữ S trong đới cắt và cũng có thể sử dụng chúng tương tự như cấu tạo chữ S để xác định hướng dịch trượt của đới cắt. Tuy nhiên khi xác định hướng dịch trượt cần thận trọng. Trong nhiều trường hợp có thể thấy sự kéo dài hoặc vát nhọn của đuôi hoặc cánh bên rìa hạt ban biến tinh cà nát, hoặc các mặt biến dạng luôn hướng theo hướng dịch chuyển của cánh bên rìa ngoài đới cắt (dịch trượt). Đối với các ban biến tinh cà nát xoay, có dạng kéo dài hoặc elipxoit thì việc xác định hướng chuyển động của đới trượt phải cân nhắc và phải kết hợp các yếu tố khác. Thực nghiệm cho thấy các ban biến tinh này bị xoay và phụ thuộc vào hướng xoay của vị trí trực dài nhất của ban biến tinh đối với hướng ép chính và thường thể hiện là xoay đồng hướng. Hiện tượng xoay ngược hướng chỉ xuất hiện khi trực dài của ban biến tinh cà nát ít nhiều song song với hướng ép trong biến dạng xoay (không đồng trực) và chỉ tương đối rõ ràng đối với biến dạng đồng trực. Hình 8.22a cho thấy ban biến tinh cà nát dạng elipxoit không xoay nằm nghiêng có trực dài vuông góc với phương của lực tác dụng với các đuôi (cánh) tinh thể mới phát triển dạng bậc (stair stepping), trong khi đó đới cắt (dịch trượt) thể hiện trượt bằng phai. Hình 8.22b, ban biến tinh cà nát bị xoay làm cho đuôi các tinh thể mới kết tinh chuyển động, lực tác dụng song song với trực dài của elip ban biến tinh, đới cắt thể hiện tinh trượt bằng trái.



Hình 8.22: Xác định hướng trượt của đới cắt dựa vào các ban biến tinh cà nát.

### 8.2.6.3.8. Các ban biến tinh cà nát có hoặc không có các tinh thể dạng sợi trong phạm vi bóng râm biến dạng

Trong các đá bị milonit hoá thường gặp các ban biến tinh cà nát không xoay, ở rìa của chúng, vùng bóng râm biến dạng xuất hiện một tập hợp tinh thể dạng que dạng sợi, đặc biệt là canxi, thạch anh... Các tinh thể hoặc tập hợp tinh thể đó thường gặp là các hạt pyrit, các hoá đá, các ban biến tinh, các khoáng vật mới được thành tạo như gronat, các dị lì thể, các budina của các ban biến tinh cà nát và budina của thành phần cứng v.v... Nghiên cứu chi tiết các vật thể này cũng có thể xác định được đặc điểm động học của đới cắt trượt. Hình 8.23a cho thấy budina trước và sau khi biến dạng. Khi bị biến dạng cấu tạo budina bị tách ra như cỗ bài và quay thuận chiều với hướng dịch trượt. Hình 8.23b thể hiện sự hình thành các budina không đổi xứng với các nếp uốn nhỏ xoay thuận hướng. Hình 8.23c cho thấy sự xuất hiện các mặt tách vuông góc với trục ép nén, hoặc các mặt tách do dịch trượt ngẫu lực sinh ra. Giữa các mặt tách này được lắp đầy bởi các loại đá mạch. Hình 8.23d mô tả khái niệm hiện tượng bóng râm biến dạng và các đỉnh mũ biến dạng (strain cap) xung quanh một vật rắn tại đây không hình thành các khoáng vật dạng sợi trong các đá có các mặt biến dạng.



**Hình 8.23:** Các kiểu khác nhau của ban biến tinh cà nát.

1. Ban biến tinh cà nát; 2. Bóng râm biến dạng; 3. Đỉnh mũ biến dạng

### 8.2.6.3.9. Các đặc điểm khác và dõi điều cần lưu ý khi nghiên cứu đới cắt (dịch) trượt

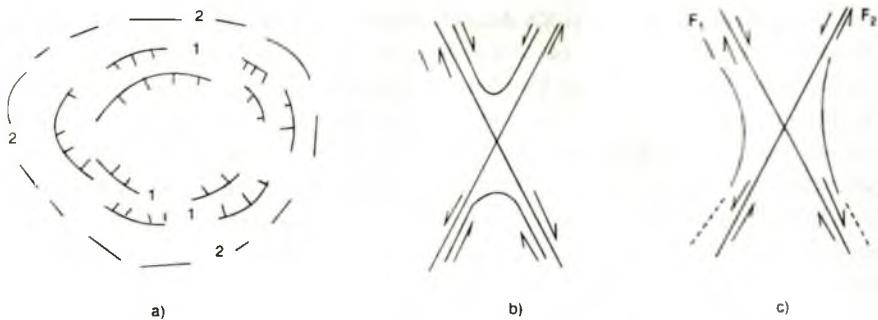
Để xác định động học đới dịch trượt (cắt) còn có thể dựa vào nhiều yếu tố khác. Trước hết là dựa vào sự xê dịch của các tầng, lớp hoặc ranh giới địa chất, dù điều kiện xem như tầng đánh dấu. Cần vận dụng triệt để các kiến thức về biến dạng, elipxoit biến dạng, phân tích chi tiết các dạng cấu tạo từ vi mô đến vĩ mô, trong đó cần đặc biệt quan tâm đến các loại khe nứt cắt, tách và ép dẹt cũng như những biến thể của chúng.

Từ những năm cuối của thế kỉ XX đến nay, nhiều nhà địa chất trong và ngoài nước quan tâm nghiên cứu rất chi tiết đối với (đối dịch trượt). Vì vậy, tác giả dành một số trang để trình bày những nét chung và các kiến thức quan trọng nhất về vấn đề này. Tuy nhiên, nếu xem tất cả những dạng cấu tạo thấy được trong đối với (dịch trượt) đều là sản phẩm biến dạng liên quan với pha biến dạng dịch trượt, thì có thể có những sai lầm đáng tiếc. Cần phân biệt những dạng cấu tạo có trước, trong và sau pha biến dạng tạo đối với (dịch trượt) để có những kết luận đúng đắn về động học của quá trình biến dạng dịch trượt, cũng như tính kế thừa hoặc phát triển biến dạng của chúng. Quá trình dịch trượt cũng có thể lập đi lập lại nhiều lần với đặc điểm động học của mỗi lần lại khác nhau, cho nên xác định được một đối với (dịch trượt), biến dạng cắt đã không dễ, việc phân chia động thái các pha dịch trượt (có thể đan xen với các pha biến dạng khác), lại càng phức tạp. Trong thực tế, các đối với (dịch trượt) không phải chỉ dịch trượt ngang, chúng thay đổi phương, chiều, hướng trong không gian ba chiều, đồng thời lại biến đổi theo thời gian. Vì vậy phải sử dụng nhiều phương pháp khác nhau, nhất là các phương pháp kiểm tạo vật lý, thạch học cấu tạo và cấu tạo nhỏ để nghiên cứu đối với (dịch trượt), đối với.

#### 8.2.7. Đứt gãy vòng

Đứt gãy vòng (ring faults) là một dạng của cấu tạo vòng (ring structures) có đặc điểm là đường phương của đứt gãy thấy được trên bình đồ có dạng vòng tròn khép kín hoặc không khép kín; thường xuất hiện thành một đối với ít nhiều sóng lượn theo nhau. Các đứt gãy vòng có thể liên quan với cấu tạo nâng dạng vòm, cấu tạo sụt lún dạng trũng núi lửa (calderas). Hiện tượng nâng lên dạng vòm có thể liên quan với chuyển động nâng khôi tảng của móng của các vòm magma, chùm manti, v.v... Trong những trường hợp này ngoài các đứt gãy dạng vòm nằm ở vùng ranh giới giữa các thềm được nâng lên và đá vây quanh, còn có các đứt gãy dạng toả tia (radial faults). Các đứt gãy dạng vòng liên quan với họng núi lửa, thành tạo các bồn trũng trên họng núi lửa có kích thước rất lớn, với đường kính rộng hơn nhiều lần so với họng núi lửa (hình 8.24a). Các đứt gãy vòng thường thể hiện tính chất của đứt gãy nghịch ở giai đoạn nâng lên của các thành phần bên dưới. Sau đó, nói chung chúng thể hiện là các đứt gãy thuận. Ở quy mô toàn cầu, các đứt gãy vòng còn là tổ hợp theo đường phương của nhiều cấu trúc đứt gãy, thậm chí các đối với hút chìm giữa lục địa và đại dương. Loại đứt gãy này có thể thấy trong bình đồ kiểm tạo hiện đại ví dụ ranh giới giữa Thái Bình Dương và vùng lân cận.

Bên cạnh các đứt gãy dạng cong còn gặp các đứt gãy dạng cung hoặc dạng vòng không khép kín. Một số trường hợp thuộc loại này là sự tổ hợp của các đứt gãy trượt bằng  $F_1$ ,  $F_2$  ( $S_1$ ,  $S_2$ ) bị uốn cong, nối kết trước vùng giao nhau của chúng tạo nên các đứt gãy dạng cung cẳng (hình 8.24b) hoặc dạng cung ép (hình 8.24c). Đôi khi cũng gặp các đứt gãy dạng cung ở phạm vi đầu tụ hoặc đầu toà của các nếp uốn hoặc ở nơi đứt sán gãy lớn phân cách nhánh. Đứt gãy vòng còn có thể là một thành phần trong cấu tạo chữ sơn của Lý Tử Quang (1959) (xem Lê Như Lai, 1979).



**Hình 8.24:** Các kiểu đứt gãy vòng.

- a) Liên quan đến cấu trúc họng núi lửa: 1. Đứt gãy vòng; 2. Rìa địa hình  
(theo F. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).  
b) Đứt gãy dạng cung ép; c) Đứt gãy dạng cung căng.

### 8.3. PHÂN LOẠI ĐÚT GÃY DỰA VÀO TÍNH CHẤT DỊCH CHUYỂN CỦA CÁC CÁNH

Dựa vào sự dịch chuyển của các cánh người ta phân chia các đứt gãy thành các loại sau đây:

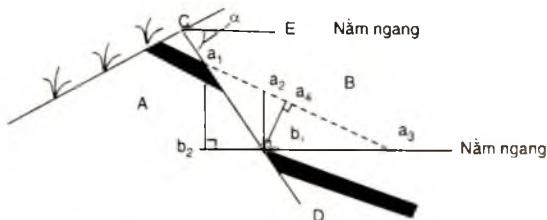
#### 8.3.1. Đứt gãy thuận

##### 8.3.1.1. Định nghĩa và các khái niệm chung

Đứt gãy thuận (normal faults) là đứt gãy có mặt đứt gãy (mặt trượt) nghiêng về phía đá bị trượt xuống. Như vậy đứt gãy thuận là đứt gãy có cánh treo (cánh nằm trên mặt trượt trượt xuống phía dưới so với cánh nằm). Trong mặt cắt thẳng đứng vuông góc với đường phương của mặt đứt gãy, đứt gãy thuận có các yếu tố sau đây (hình 8.25):

A - Cánh trời hay cánh nằm. Khi xác định được cánh A bị dịch chuyển thì cánh A được gọi là cánh trời. Nếu cánh A không bị dịch chuyển (cánh B dịch chuyển) thì cánh A gọi là cánh nằm.

B - Cánh trượt hay cánh treo. Khi cánh A được xác định là cánh trời thì cánh B là cánh trượt và khi cánh A được xác định là cánh nằm thì cánh B gọi là cánh treo.



**Hình 8.25:** Các yếu tố cơ bản của đứt gãy thuận (A. E. Mikhailov, 1973)

CD là giao tuyến của mặt trượt và mặt cắt, trong trường hợp này, mặt cắt vuông góc với đường phương của mặt trượt nên CD chính là đường dốc, CE nằm ngang chính là hướng dốc và góc  $\alpha = ECD$  là góc dốc (angle of dip, dip angle) của mặt trượt (hoặc mặt đứt gãy). Đôi khi người ta còn chú ý tới góc  $\theta$ , góc phụ của  $\alpha$ , hay góc tạo bởi mặt trượt và phương thẳng đứng ( $\theta = 90^\circ - \alpha = \text{angle of hade}$ ). Lớp đen trong hình vẽ là lớp chuẩn để theo dõi sự dịch chuyển của đứt gãy. Ké đường nằm ngang di qua  $b_1$  và kéo dài mặt lớp chuẩn di qua  $a_1$  cho đến khi gặp đường nằm ngang di qua  $b_1$  ở  $a_3$ . Đường thẳng đứng di qua  $b_1$  gặp  $a_1 - a_3$  ở  $a_2$ . Ké  $b_1$  vuông góc với  $b_1 - a_3$  ở  $a_4$  và ké  $a_1$  vuông góc với  $b_1 - a_3$  ở  $b_2$  ta có các yếu tố sau:

$a_1 - b_1$ : Cự li (dịch chuyển) theo mặt trượt.

$a_1 - b_2$ : Cự li thẳng đứng.

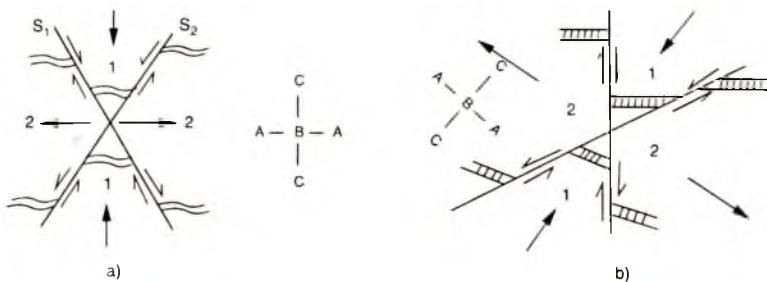
$b_1 - b_2$ : Cự li nằm ngang.

$b_1 - a_2$ : Dẫn cách (khoảng cách) thẳng đứng.

$b_2 - a_3$ : Gián cách ngang.

$b_1 - a_4$ : Cự li địa tầng.

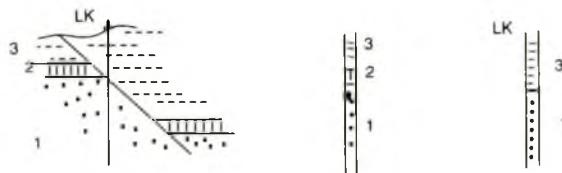
Trong đứt gãy thuận hiện tượng trượt xảy ra song song với hướng dốc của mặt trượt, tức là từ điểm  $a_1$  đến điểm  $b_1$ , vì vậy các mặt cắt không vuông góc với đường phương, tức là không chứa đường dốc (CD) sẽ chỉ cho giá trị biểu kiến của các số liệu nói trên. Trong đứt gãy thuận có mặt trượt nằm nghiêng, các lớp bị đứt gãy chằng những dịch chuyển theo mặt trượt mà còn tách rời ra (với cự li nằm ngang  $b_1 - b_2$ ) nên một số người cho rằng về động học, các đứt gãy thuận liên quan với hiện tượng căng dãn. Điều này thực ra chỉ đúng nếu như đứt gãy thuận là một trong hai hệ  $S_1, S_2$  trong elipsoit biến dạng phát triển mạnh còn hệ kia không phát triển. Bởi vì khi cả hai hệ  $S_1, S_2$  cùng phát triển với mức độ tương tự như nhau thì bên cạnh lực căng dãn (theo trục A) còn có lực ép nén (theo trục C) của elipsoit biến dạng. Đó chính là cơ sở để giải thích sự uốn cong hình thành các nếp uốn kèm theo đứt gãy trong đới ép nén 1 và trong đới căng dãn (thoát lực) 2 (hình 8.26a).



Hình 8.26: Vị trí động học của đứt gãy thuận.

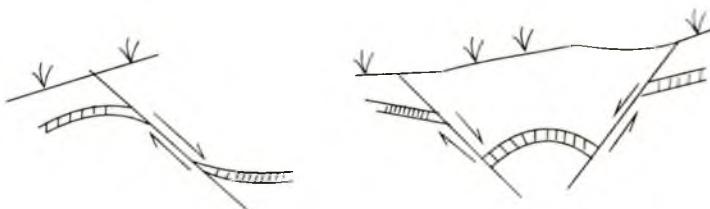
1. Phản ứng ép nén; 2. Phản ứng căng dãn; ABC - Hệ trục toạ độ biến dạng.

Các đứt gãy thuận có mặt đứt gãy thẳng đứng cũng được thành tạo theo cơ chế như trên, nhưng phương ép nén và căng dãn cũng như phương của các trục trong hệ trục tọa độ biến dạng thay đổi và bùn thâm các đứt gãy thuận trong nhiều trường hợp, nhìn toàn diện cũng không thể xem là sản phẩm của quá trình căng dãn đơn thuần (hình 8.26b) (Lê Như Lai, 1977). Trong đứt gãy thuận có những vị trí cột địa tầng không phản ánh đúng trình tự địa tầng của cấu trúc. Mặt cắt cột địa tầng lỗ khoan 1 không phản ánh đúng cột địa tầng thực tế (hình 8.27).



Hình 8.27: Cột địa tầng qua đứt gãy thuận. LK - lỗ khoan.

Nhìn chung, các nếp uốn kéo theo (drag folds) liên quan với đứt gãy thuận thường tạo ra các nếp lõm ở cánh treo. Tuy nhiên cũng có trường hợp ở cánh treo sát đứt gãy lại hình thành nếp lồi (hình 8.28). Ở trường hợp này, nhất là vùng có thể nằm ngang hoặc hơi nghiêng, cần lưu ý đến hệ thống đứt gãy thuận sinh đôi với chúng, phân tạo thành nếp lồi thuộc phân tư ép nén trong elipxoit biến dạng.



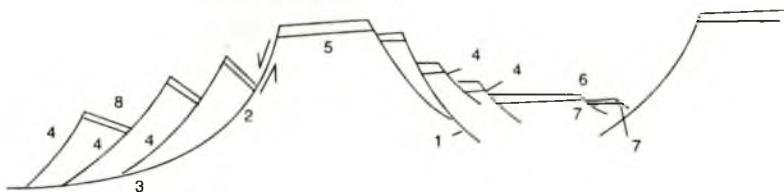
Hình 8.28: Nếp uốn kéo theo liên quan đến đứt gãy thuận.

### 8.3.1.2. Phân loại đứt gãy thuận

#### 8.3.1.2.1. Dựa vào hình dạng của mặt đứt gãy

Trong một số trường hợp góc dốc của mặt trượt ngay trong một đứt gãy cũng thay đổi, thường là thoái dần theo hướng từ trên xuống dưới. Ở phần dốc có mặt trượt uốn cong gọi là đứt gãy (thuận) dốc (listric normal fault). Tiếp tục xuống sâu mặt đứt gãy thoái dần đến gần như nằm ngang gọi là đứt gãy đáy (detachment fault) được xem như ranh giới giữa phần bị biến dạng (nằm trên) với các đứt gãy phân cắt cánh treo thành các khối dạng vẩy hoặc bán địa hào (half grabens) và phần không bị biến dạng. Các đứt gãy dạng vẩy phát triển cùng

hướng với đứt gãy thuận chính (main normal fault) gọi là các đứt gãy thuận thứ cấp thuận hướng (subsidiary synthetic normal faults).

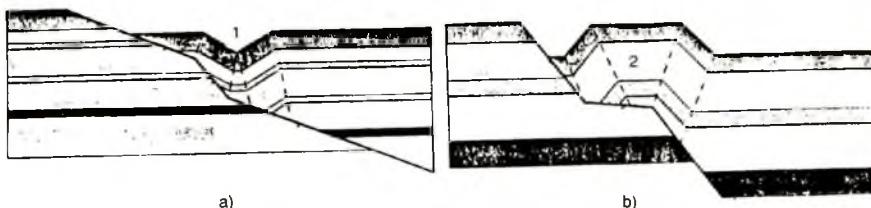


**Hình 8.29:** Đứt gãy thuận có mặt trượt thay đổi độ dốc.

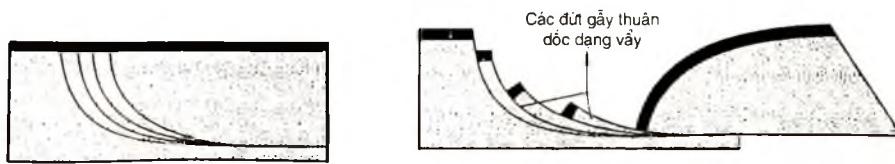
1. Đứt gãy chính; 2. Đứt gãy thuận dốc; 3. Đứt gãy đáy; 4. Các đứt gãy thuận thứ cấp thuận hướng; 5. Địa luỹ; 6. Địa hào; 7. Các đứt gãy thuận thứ cấp nghịch hướng; 8. Bán địa hào - địa hào chữ Y.

Nếu bên cạnh đứt gãy thuận chính có các đứt gãy thuận nhỏ với hướng dốc ngược lại (so sánh giữa 7 và 1 ở bên phải hình vẽ 8.29) thì các đứt gãy thuận nhỏ này gọi là các đứt gãy thuận thứ cấp nghịch hướng (antithetic normal faults) (hình 8.29).

Các đứt gãy thuận có thể có mặt trượt phân bậc, đoạn thi dốc, đoạn thi nghiêng, đoạn thi nằm ngang (hình 8.30). Phản cánh treo hình thành bên trên mặt trượt dốc (ramp) (1, trong hình 8.30a) thường xuất hiện các cấu trúc nếp lõm gọi là nếp lõm sườn đứt gãy (faults ramp syncline), bên trên mặt trượt nằm ngang hoặc thoái (flat) (1, hình 8.30b), lại xuất hiện cấu trúc nếp lõi, gọi là nếp lõi đứt gãy (2, hình 8.30b).



**Hình 8.30:** Các đứt gãy thuận có mặt trượt tạo thành bậc.

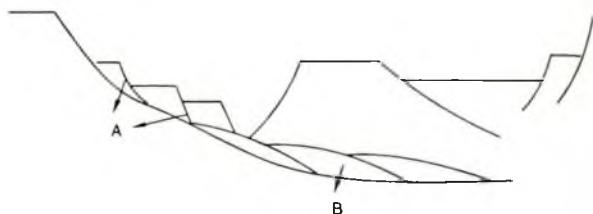


**Hình 8.31:** Giải thích sự hình thành các đứt gãy thuận dốc dạng vẩy.

a) Trước khi dịch chuyển; b) Sau khi dịch chuyển  
(R. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).

Khi đứt gãy thuận chính có kèm theo một loạt đứt gãy thuận nhỏ cũng có các mặt trượt phán trên rất dốc, phần dưới rất thoái hoặc nằm ngang giống như mặt trượt của đứt gãy thuận chính thì tập hợp các đứt gãy thuận này gọi là các đứt gãy thuận, dốc dạng vẩy (listric imbricate normal faults) hoặc gọi tắt là đứt gãy dạng vẩy (imbricate faults) (hình 8.31).

Phạm vi bờ dốc của mặt trượt có thể xuất hiện các mặt trượt phụ cắt đá thành các khối dịch chuyển tương đối so với nhau tạo nên cấu tạo nhóm các đứt gãy gọi là đứt gãy kép hoặc nhóm, cụm đứt gãy dọc mặt trượt (fault duplex). Chúng bao gồm một số các cấu trúc dạng khối giới hạn bởi đứt gãy chính và các đứt gãy chéo vát thứ cấp (subsidiary splay fault). Các khối này gọi là các khối đứt gãy hay cấu tạo vẩy (horse) (hình 8.32). Hiện tượng thành tạo các khối đứt gãy ở phạm vi dốc, dọc mặt trượt chẳng những gấp ở đứt gãy thuận mà còn gấp ở các loại đứt gãy khác.



**Hình 8.32:**

A - Cụm đứt gãy ở sườn dốc;

B - Khối đứt gãy

(R. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).

#### 8.3.1.2.2. Dựa vào độ lớn của góc dốc mặt trượt ( $\alpha$ )

Đối với các đứt gãy thuận có góc dốc mặt trượt không đổi, người ta phân ra các loại sau đây:

- Đứt gãy thoái với  $\alpha < 30^\circ$ .
- Đứt gãy dốc khi  $30^\circ \leq \alpha < 80^\circ$ .
- Đứt gãy dốc đứng  $\alpha > 80^\circ$ . Những đứt gãy có  $\alpha = 90^\circ$  được quy ước là đứt gãy thuận thẳng đứng.

Khoảng độ phân chia nói trên phụ thuộc vào từng tác giả. Vì vậy, trong khi mô tả các đứt gãy cần nói rõ giá trị của góc dốc mặt trượt.

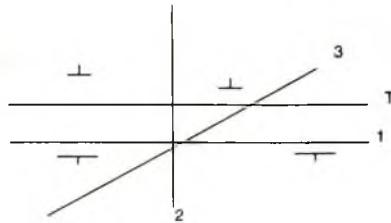
#### 8.3.1.2.3. Dựa vào quan hệ giữa đường phương của mặt đứt gãy và đường phương của cấu trúc khu vực, cấu trúc uốn nếp

Trường hợp này cũng giống như phân loại khe nứt, người ta chia đứt gãy ra các loại sau đây:

- Đứt gãy (thuận) dọc (strike, longitudinal (normal) faults): là những đứt gãy có phương của mặt đứt gãy song song với phương của các lớp đá bị phá huỷ, hoặc song song với phương của trục nếp uốn (1, trong hình 8.33).
- Đứt gãy (thuận) ngang (cross (dip, transverse) faults): là những đứt gãy (thuận) có phương của mặt trượt vuông góc với phương của trục nếp uốn (2, trong hình 8.33).

**Hình 8.33:**

Phân loại đứt gãy (thuận) theo quan hệ giữa đường phương của mặt đứt gãy và đường phương của mặt trục nếp uốn hoặc của lớp. T - Trục nếp uốn hoặc phương của lớp (bình dô).

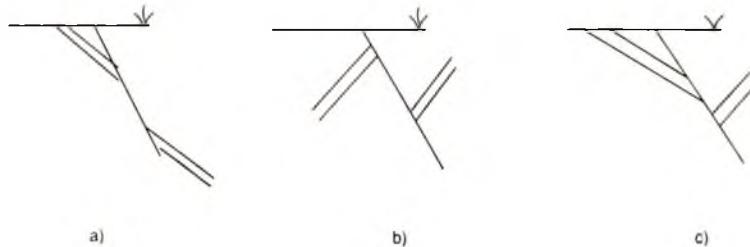


- Đứt gãy (thuận) chéo (diagonal, oblique (normal) faults): là những đứt gãy có phương của mặt đứt gãy cắt chéo phương của trục nếp uốn (3, trong hình 8.33).

Ở trường hợp chỉ thấy quan hệ giữa phương mặt trượt và phương của các lớp đá bị đứt gãy cắt qua, người ta cũng chia ra đứt gãy (thuận) theo phương (của lớp đá) (strike (normal) faults), đứt gãy (thuận) theo hướng dốc (của lớp đá) (dip (normal) faults), đứt gãy (thuận) chéo (cắt chéo phương của lớp đá) (oblique (normal) faults). Nếu đứt gãy (thuận) trùng với mặt lớp của đá bị biến dạng phá huỷ thì người ta gọi chúng là đứt gãy (thuận) theo lớp (bedding (normal) faults).

**8.3.1.2.4. Dựa vào quan hệ giữa hướng dốc của mặt đứt gãy và hướng dốc của mặt lớp, mặt phiến**

Dựa vào quan hệ nói trên người ta chia đứt gãy ra làm 2 loại, loại có mặt trượt và mặt lớp dốc cùng về một phía gọi là đứt gãy (thuận) hợp (hoặc chính hợp) (faults dipping follow the dip) và loại có mặt trượt và mặt lớp dốc về hai phía khác nhau gọi là đứt gãy (thuận) không hợp (không chính hợp) (faults dipping (hading, throwing) against the dip, counter inclined faults). Giữa hai loại này lại có loại trung gian, cảnh này thế nằm của lớp phù hợp, cảnh kia không phù hợp với mặt đứt gãy (hình 8.34). Những loại nói trên lại có thể dựa vào góc dốc của các lớp ở hai cánh đứt gãy (bằng nhau hoặc không bằng nhau) để phân chia ra các loại khác nhau.



**Hình 8.34: Các loại đứt gãy thuận chính hợp (a), không chính hợp (b) và trung gian (c).**

Hình 8.34a thể hiện đứt gãy thuận chính hợp có góc dốc của các lớp ở hai cánh dốc về cùng một phía; hình 8.34b cho thấy đứt gãy thuận không chính hợp có góc dốc của lớp mặt

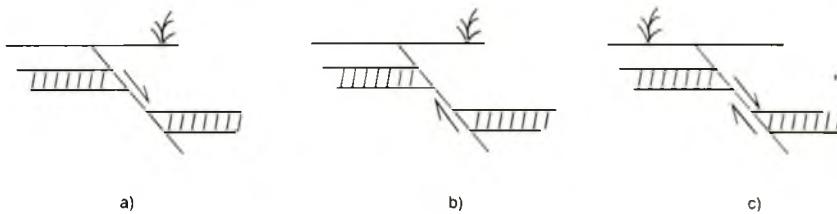
trượt và của các lớp đổ về hai phía khác nhau và hình 8.34c mô tả một đứt gãy thuận có ~~th~~ nằm của các lớp ở hai bên cánh ngược chiều nhau.

Người ta cũng có thể dựa vào các cấu tạo mực, ví dụ mực phiến, thành tạo ở giai đoạn trước để phân chia đứt gãy theo quan hệ với mực phiến như đã nêu ở trên.

#### 8.3.1.2.5. Dựa vào hướng dịch chuyển của các cánh

Dựa vào hướng dịch chuyển của các cánh người ta chia ra các loại như: đứt gãy thuận xuôi nếu xác định được cánh treo dịch chuyển xuống dưới hoặc cánh nằm không dịch chuyển (hình 8.35a); đứt gãy thuận ngược nếu xác định được cánh nằm dịch chuyển lên trên hoặc cánh treo không dịch chuyển (hình 8.35b) và loại đứt gãy thuận có hai cánh cùng dịch chuyển (hình 8.35c).

Vì vậy, khi không xác định được sự dịch chuyển của các cánh, tốt hơn cả khi vẽ các đứt gãy không nên ghi mũi tên chỉ hướng dịch chuyển.



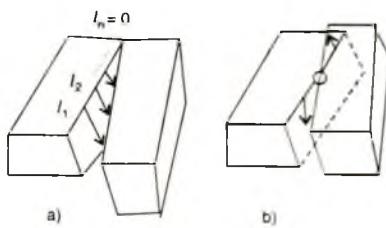
**Hình 8.35:** Phân loại đứt gãy thuận theo sự dịch chuyển của các cánh (mặt cắt).

Việc nghiên cứu đầu (mút) hoặc phần cuối cùng (termination) của đứt gãy rất quan trọng, bởi vì không ít trường hợp đứt gãy xoay xung quanh một điểm tựa hoặc một trục gọi là đứt gãy (thuận) trục xoay (pivotal faults) trong đó cự li dịch chuyển thay đổi từ một giá trị nào đó  $l_1, l_2, \dots$  đến  $l_n$  với  $l_n = 0$ . Những đứt gãy như vậy gọi là đứt gãy bàn lề (articulate faults) (hình 8.36a). Thậm chí có trường hợp còn gấp phía bên này của bàn lề thể hiện là đứt gãy thuận, phía bên kia lại là đứt gãy nghịch. Những đứt gãy như vậy cũng gọi là đứt gãy bàn lề hoặc đứt gãy xoay (hình 8.36b).

Các đứt gãy phân nhánh từ một đứt gãy nào đó như đứt gãy Sông Chày, Sông Lô,... trong hệ đứt gãy Sông Hồng, nói chung đều thuộc loại này (Lê Như Lai, 1977).

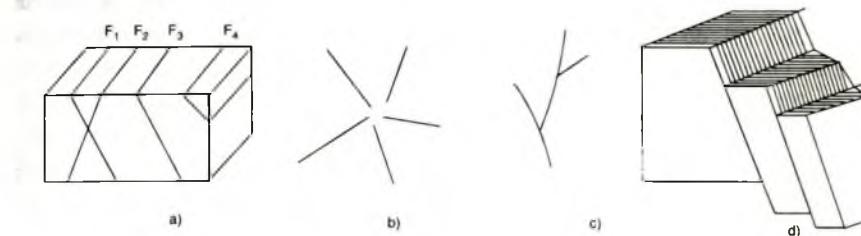
#### 8.3.1.2.6. Dựa vào vị trí của đứt gãy trên bình đồ

Trên bình đồ, người ta có thể phân chia các đứt gãy theo phương địa lí, ví dụ các đứt gãy phương Tây Bắc - Đông Nam, Đông Bắc - Tây Nam, kinh tuyến, á kinh tuyến, vĩ tuyến, á vĩ



**Hình 8.36:** Các loại đứt gãy bàn lề

tuyến hoặc theo số đo của góc phương vị cụ thể của mặt trượt dứt gãy, ví dụ dứt gãy phương  $50^\circ$ ,  $120^\circ$ , v.v... Dựa vào sự phân bố của nhóm các dứt gãy người ta chia ra các dứt gãy song song (parallel faults) (có hướng dốc như nhau hoặc ngược nhau, có góc dốc bằng nhau hoặc không bằng nhau; có biến độ dịch chuyển bằng nhau hoặc không bằng nhau v.v...); các dứt gãy tỏa tia (radial faults) nếu chúng như cùng xuất phát từ một trung tâm và phát triển theo nhiều hướng nhánh khác, với các cấp bậc khác nhau (pinnate, feathery, feather - like faults). Các dứt gãy song song cả về đường phương lẫn hướng dốc tạo ra cấu tạo dạng bậc (scalariform, step - like, stepping faults) (hình 8.37).



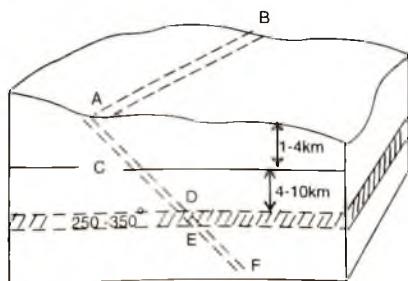
**Hình 8.37:** a) Sơ đồ khối cho thấy các dứt gãy song song theo đường phương nhưng có hướng dốc ngược nhau  $F_1, F_2$  và có cùng hướng dốc  $F_1, F_3, F_4$ .

có cùng hướng dốc nhưng góc dốc khác nhau  $F_3, F_4$ .

b) Các dứt gãy tỏa tia (bình đồ); c) Các dứt gãy phán nhánh; d) Các dứt gãy dạng bậc.

#### 8.3.1.2.7. Dựa vào các yếu tố khác

Người ta cũng có thể dựa vào các yếu tố khác để chia dứt gãy (thuận) như dựa vào độ hở để chia ra dứt gãy (thuận) kín (closed (normal) faults), trong chúng khoảng cách giữa hai cánh rất hẹp hoặc khít lại và dứt gãy (thuận) mở (open (normal) faults) với khoảng cách rõ ràng giữa hai cánh. Dựa vào mức độ kết dính giữa hai cánh người ta cũng có thể chia ra các dứt gãy (thuận) kết dính và các dứt gãy (thuận) không kết dính (cohesive và incohesive (normal) faults). Nói chung các dứt gãy loại nhỏ phát triển trong lớp vỏ, có độ sâu từ 1 - 4km thường là các dứt gãy cà nát không kết dính (incohesive cataclastic faults); từ độ sâu khoảng từ 4 - 10km tức là đến giới hạn nhiệt độ từ  $250^\circ - 350^\circ\text{C}$  thuộc loại dứt gãy cà nát



**Hình 8.38:**

AB - Dứt gãy trên mặt địa hình.

AF - Dứt gãy.

AC - Dứt gãy cà nát không kết dính.

CD - Dứt gãy cà nát không kết dính.

DE - Phạm vi nhiệt độ từ  $250^\circ - 300^\circ\text{C}$ .

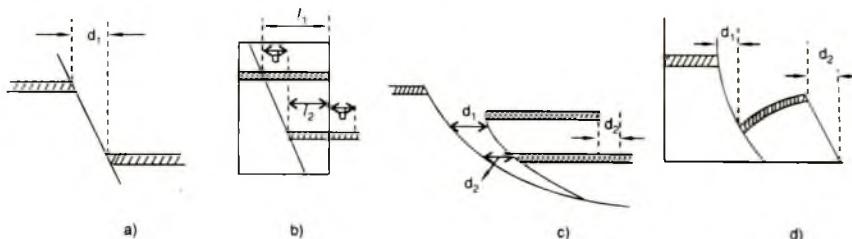
EF - Dứt gãy milônít.

kết dính (cohesive cataclasite faults) và sâu hơn 10km xuất hiện đới milonit hoá; ở đó hình thành các đứt gãy milonit (mylonitic faults), đặc biệt là các đới cắt, đới dịch trượt (xem 8.2.6) (hình 8.38).

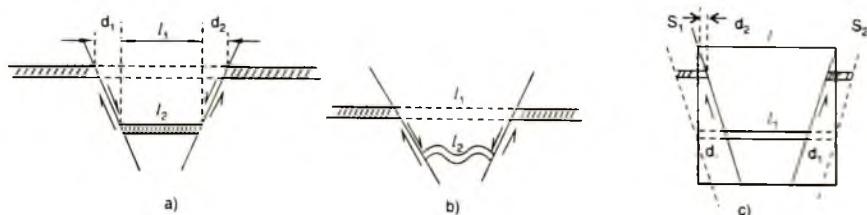
Trong thực tế có thể dựa vào nhiều yếu tố khác để phân chia đứt gãy thuận một cách hợp lí và phù hợp với mục đích nghiên cứu của mình.

### 8.3.1.3. Đặc điểm động học của đứt gãy thuận

Nếu xét các đứt gãy thuận ở phạm vi xảy ra đứt gãy, chúng ta dễ dàng thấy được sự liên quan của chúng với trường ứng suất căng dãn. Các đứt gãy thuận có góc dốc của mặt đứt gãy không thay đổi, độ căng dãn đó tương ứng với cự li dịch chuyển ngang của đứt gãy (hình 8.39a). Giá trị của  $d$  càng lớn khi góc dốc của mặt đứt gãy càng nhỏ,  $\alpha_1 > \alpha_2 \rightarrow d_2 > d_1$ . Tuy nhiên nếu xét trong khuôn khổ hình chữ nhật, khi  $l_1$  dịch chuyển xuống dưới còn lại là  $l_2$  trong khuôn khổ đó thì cũng có nghĩa là nó đã bị ép một đoạn là  $l_1 - l_2 = d$ , tức là đúng bằng độ căng dãn trong đứt gãy thuận (hình 8.39b). Đối với các đứt gãy thuận có mặt đứt gãy thay đổi hướng dốc, độ căng dãn  $d$  thay đổi (nhỏ dần theo chiều sâu,  $d_1 > d_2 > d_3$ , v.v...) (hình 8.39c). Nếu cánh treo bị uốn cong đi thì độ dãn  $d = d_1 + d_2$  (hình 8.39d).



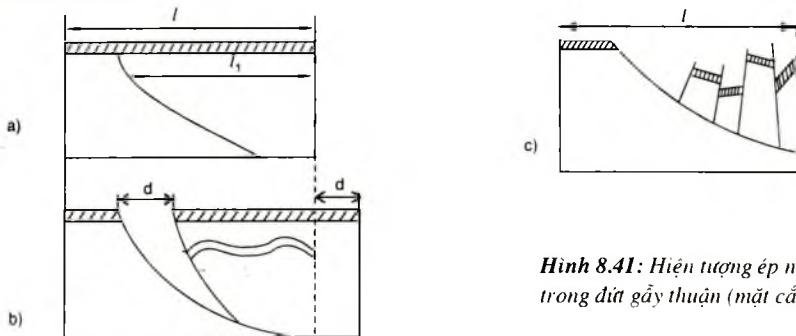
Hình 8.39: Độ tách dãn và co ép của đứt gãy thuận (mặt cắt).



Hình 8.40: Xác định độ co ép và tách dãn trong đứt gãy thuận (mặt cắt).

Tuy nhiên hiện tượng căng dãn nói trên luôn đi kèm với hiện tượng ép nén. Ở trường hợp các đứt gãy thuận  $S_1, S_2$  (hình 8.40a) tạo ra được độ căng là  $d_1 + d_2$ , thì cũng trong phạm vi đó đoạn  $l_1$  đã bị co ép một khoảng là  $l_1 - l_2 = d_1 + d_2$ .

Xét trong phạm vi các đá biến dạng đàn hồi, không xảy ra quá trình chảy dẻo, giả sử  $S_1$  và  $S_2$  cắt nhau và tiếp tục phát triển xuống sâu thì hiện tượng căng dãn và co ép phức tạp hơn nhiều (xem 8.3.2.1). Nếu đoạn  $l_1$  sau biến dạng chỉ còn là  $l_2$ , chắc chắn quá trình biến dạng đó đã làm cho  $l_1$  bị biến dạng phá huỷ, thậm chí uốn nếp để tổng chiều dài của các đoạn vụn  $l_2$  phải bằng  $l_1$  hoặc nếu khai triển đoạn uốn nếp  $l_2$  thì chiều dài của  $l_2$  cũng phải bằng  $l_1$  (hình 8.40b). Trường hợp cánh trái của  $S_1$ , cánh phải của  $S_2$  nâng lên, phần giữa chúng giữ nguyên và tướng tương vật thể bị biến dạng giới hạn trong hình chữ nhật có một chiều dài  $l = 2d_1 + l_1$ , khi tiến đến vị trí mới  $d_1$  bị ép lại chỉ còn là  $d_2$ , thì độ ép nén đổi với từng đứt gãy là  $d_2 - d_1$  (hình 8.40c). Do đó xét toàn diện, trong phạm vi rộng, đứt gãy thuận không chỉ liên quan với hiện tượng căng dãn, mặc dù chúng có thể tạo ra các đới căng dãn. Hình 8.41a cho thấy mẫu nguyên thuỷ với một mặt đứt gãy cong. Khi xảy ra hiện tượng trượt theo mặt đứt gãy thì có một khoảng  $l_1 - l_2$  vượt ra khỏi chiều dài ban đầu của mẫu kí hiệu (hình 8.41b). Nếu ở phía phải bị cản, hiện tượng trượt vẫn xảy ra thì rõ ràng là  $l_2$  hoặc là phải đứt đoạn (hình 8.41c), hoặc là phải uốn nếp (hình 8.41b) hoặc là phải xảy ra cả 2 hiện tượng đó, sao cho tổng các đoạn bị đứt chiều trên mặt nằm ngang, hoặc chiều dài của  $l_1$  bị uốn nếp khi triển khai cũng có chiều dài đúng bằng  $l_1$ . Hiện tượng uốn nếp để cho chiều dài  $l_1$  không đổi và vẫn nằm trong khuôn mẫu thí nghiệm thể hiện tính ép nén trong biến dạng đứt gãy thuận.



**Hình 8.41:** Hiện tượng ép nén trong đứt gãy thuận (mặt cắt).

### 8.3.2. Đứt gãy nghịch

#### 8.3.2.1. Định nghĩa và các khái niệm chung

Đứt gãy nghịch (reverse faults) là đứt gãy có mặt đứt gãy nghiêng về cánh bị trồi lên; tức là đứt gãy có cánh treo được đẩy lên cao hơn dân đền đá cổ lại nằm trên đá trẻ. Đứt gãy nghịch thể hiện trong một số mặt cắt dọc theo lỗ khoan bởi sự lặp lại của các địa tầng (hình 8.42a).

Đứt gãy nghịch có các yếu tố cơ bản sau đây (A. E. Mikhailov, 1973) (hình 8.42c). Hình 8.42b là mặt cắt thẳng đứng chứa đường dốc (đường trượt) của mặt đứt gãy CD và b<sub>1</sub> - a<sub>2</sub> nằm ngang.

A: Cánh trượt hoặc cánh nầm.

B: Cánh trôi hay cánh treo.

CD: Giao tuyến của mặt đứt gãy và mặt cắt (song song với đường trượt).

Góc ECD =  $\alpha$ : Góc dốc của mặt đứt gãy.

a<sub>1</sub> - b<sub>1</sub>: Cự li dịch chuyển theo mặt trượt.

a<sub>1</sub> - b<sub>2</sub>: Cự li dịch chuyển thẳng đứng.

b<sub>1</sub> - b<sub>2</sub>: Cự li dịch chuyển nằm ngang.

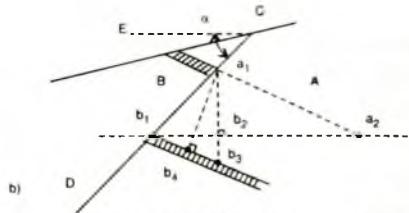
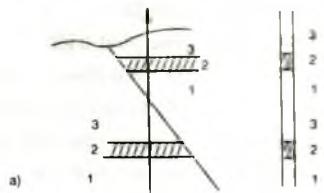
b<sub>1</sub> - a<sub>2</sub>: Gián cách ngang.

a<sub>1</sub> - b<sub>3</sub>: Gián cách đứng.

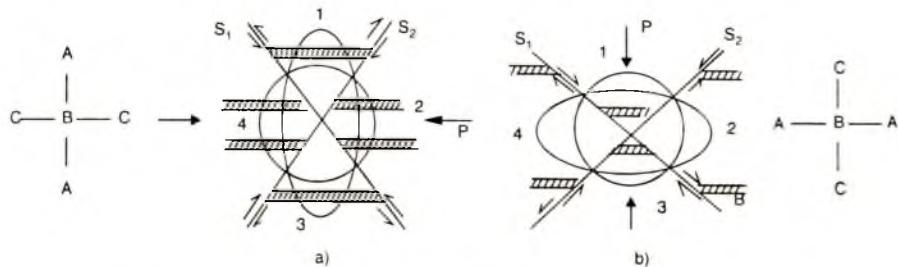
a<sub>1</sub> - b<sub>4</sub>: Cự li dịch chuyển địa tầng.

Nếu mặt cắt vẽ không theo phương thẳng đứng và không chứa đường dốc thì các cự li do được đều nhỏ hơn các cự li nói trên. Trong trường hợp này các số liệu do được chỉ là số liệu biểu kiến.

Nhiều nhà địa chất khi quan sát đơn độc một đứt gãy nghịch, cho rằng các đứt gãy nghịch nói chung liên quan với trường ứng suất ép nén. Điều này chỉ rõ ràng khi đứt gãy nghịch đó thuộc một trong cặp S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> của elipxit biến dạng phát triển mạnh, còn đứt gãy sinh đôi với chúng lại kém hoặc không phát triển. Khi cả hai hệ thống S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> cùng phát triển thì đặc điểm động học đặc trưng bởi phân thứ tư thứ nhất và thứ ba của elipxit biến dạng thể hiện sự căng giãn, thứ hai và thứ tư thể hiện sự ép nén. Trong trường hợp này cánh treo của S<sub>1</sub> và S<sub>2</sub> nằm trong phân tư thứ nhất thể hiện sự căng giãn; quan hệ giữa S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> ở phân trên trực C - B - C thể hiện là cấu trúc địa luỹ; cánh treo của S<sub>1</sub> ở phân tư thứ 2 và cánh treo của S<sub>2</sub> ở phân tư thứ tư thuộc phân tư ép nén. Quan hệ giữa S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> ở phạm vi ở dưới trực C - B - C lại thể hiện cấu trúc địa hào (hình 8.43a).



Hình 8.42: a) Đứt gãy nghịch (mặt cắt);  
b) Các yếu tố cơ bản của đứt gãy nghịch.

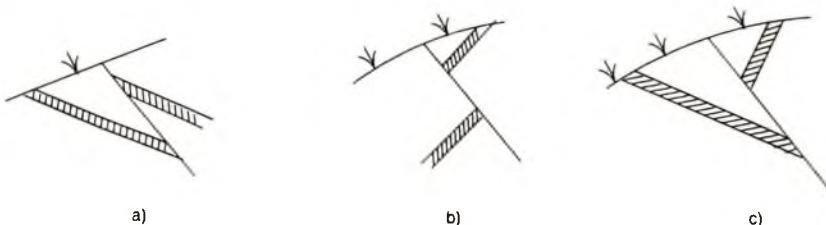


Hình 8.43: a) Ellipxit biến dạng trong hệ đứt gãy nghịch;  
b) Ellipxit biến dạng trong hệ đứt gãy thuận: 1, 2, 3, 4. Các phân tư động học:  
ABC - Hệ trục toạ độ biến dạng; P - Phương chính của lực tác dụng.

Trong trường hợp này phần tư thứ nhất và thứ ba là các phần tư ép nén, các phần tư thứ hai và thứ tư là các phần tư cāng dān của elipxit biến dạng. Như vậy  $S_1$  và  $S_2$  trong phạm vi phần tư thứ nhất có cánh treo thuộc phần tư ép nén và ở phần tư thứ hai và thứ tư có cánh treo thuộc phạm vi cāng dān. Phần phía trên trục A - B - A,  $S_1 S_2$  tạo ra cấu trúc địa hào và ở phần dưới trục A - B - A thể hiện cấu trúc địa luỹ (Lê Như Lai, 1977, 1979; Lê Như Lai, Phan Việt Nhân, 1996). Ở biến dạng đàn hồi, các đứt gãy nghịch (hoặc thuận) chủ yếu mới được nghiên cứu hoặc là phần này của địa hào hoặc phần kia của địa luỹ (hình 8.43b), cần nhìn nhận đầy đủ tính đối lập nhưng thống nhất ngay cả trong các hiện tượng địa chất (Lê Như Lai, 1979, 1984).

### 8.3.2.2. Phân loại đứt gãy nghịch

Phân loại đứt gãy nghịch về cơ bản có thể tiến hành như đối với đứt gãy thuận. Có thể dựa vào góc dốc của mặt đứt gãy để phân chia ra các loại đứt gãy thoải, dốc, rất dốc theo những khoảng độ nhất định tùy thuộc vào các tác giả khác nhau; hoặc theo những khoảng như đã nêu ở mục 8.3.1.2.2. Một số nhà địa chất xem các đứt gãy có góc dốc mặt đứt gãy nhỏ hơn  $45^\circ$  là các đứt gãy thoải (low - angle faults). Nếu là đứt gãy nghịch thì gọi là đứt gãy chèm nghịch (thrust faults) và nếu là đứt gãy thuận thì gọi là đứt gãy thuận thoải (lay faults) (R. G. Park, 1983). Tuy nhiên đứt gãy chèm nghịch phải là đứt gãy nghịch liên quan với hiện tượng uốn nếp phát triển càng rõ. Theo quan hệ với trục nếp uốn hoặc phương của các lớp, các đứt gãy nghịch cũng được chia như đứt gãy thuận, nghĩa là ta cũng có đứt gãy (nghịch) dọc (strike, longitudinal (reverse) faults), đứt gãy (nghịch) ngang (transverse (reverse) faults), v.v... (xem 8.3.1.2.3). Ở mục này (8.3.1.2.3) và những mục tiếp theo chỉ việc thay chữ thuận (in trong ngoặc) bằng chữ nghịch và ở chú thích tiếng Anh chuyển normal (in trong ngoặc) thành reverse...; nghĩa là ta cũng có đứt gãy nghịch chính hợp (hình 8.44a), đứt gãy nghịch không chính hợp (hình 8.44b), đứt gãy nghịch trung gian (hình 8.44c), v.v...

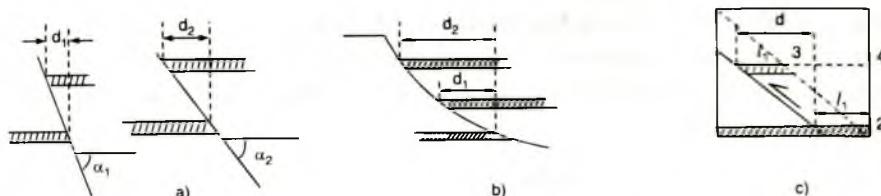


**Hình 8.44: Các loại đứt gãy nghịch.**  
a) Chính hợp; b) Không chính hợp; c) Trung gian (mặt cắt).

Bằng cách làm tương tự, chúng ta có thể chia đứt gãy nghịch dựa theo các yếu tố như đã chia đứt gãy thuận.

### 8.3.2.4. Đặc điểm động học của đứt gãy nghịch

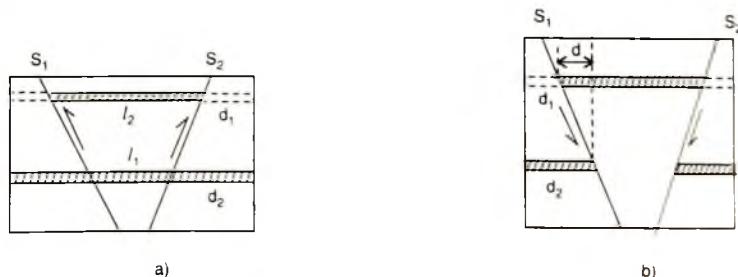
Khi nghiên cứu đứt gãy nghịch ở phạm vi xảy ra đứt gãy, dễ dàng nhận đứt gãy nghịch liên quan với trường ứng suất ép nén. Các đứt gãy nghịch có góc dốc của mặt đứt gãy không thay đổi có độ ép nén, tương ứng với cự li dịch chuyển ngang  $d_n$  của đứt gãy nghịch.



Hình 8.45: Độ co ép và tách dãn trong đứt gãy nghịch.

Cự li dịch chuyển  $d_n$  này càng lớn khi mặt đứt gãy càng thoái, tức là khi góc dốc  $\alpha$  của mặt đứt gãy càng nhỏ ( $\alpha_1 > \alpha_2 \rightarrow d_2 > d_1$ , hình 8.45a). Đối với đứt gãy nghịch có mặt đứt gãy thoái dần khi xuống sâu thì độ co ép càng giảm ( $d_2 > d_1$ , hình 8.45b). Thực ra, trong các trường hợp này bên cạnh sự co ép còn có sự căng dãn. Chúng ta hãy tưởng tượng mảnh cắt hình chữ nhật có chiều rộng là  $l$ ; phần bên phải của đứt gãy nghịch được nâng lên, phần nâng lên có chiều rộng là  $l_1$ , độ ép nén được xác định là  $d$ , điểm 2 rời đến điểm 3; đoạn 3 - 4 được xem là phần căng dãn và cũng bằng  $d$  (hình 8.45c). Trường hợp cánh phải được nâng lên, đoạn  $l_1$  ở vị trí mới, muốn bảo toàn khung chữ nhật thì hoặc là phải co lại tạo ra khoảng trống có bề dài bằng  $d$  (bằng độ co ép trong đứt gãy nghịch) hoặc là phải dãn mỏng giảm độ dài, hoặc là phải cắt ra thành những đoạn nhỏ không liên tục có tổng bề dài là  $l_1$ .

Ở trường hợp các đứt gãy nghịch  $S_1, S_2$  tạo ra được độ co ép  $d_1, d_2$  muốn đảm bảo  $l$  bằng  $l_1$  thì vật thể phải vát mỏng hoặc bị đứt gãy phân đoạn (hình 8.46a). Nếu phần trung tâm không dịch chuyển, cánh trái của  $S_1$  và cánh phải của  $S_2$  di chuyển xuống phía dưới thì lúc đó  $d_1$  trở thành  $d_2$ , độ dãn ở đây là  $d_2 - d_1$  bằng độ co ép trong đứt gãy nghịch (hình 8.46b).



Hình 8.46: Căng dãn trong đứt gãy nghịch.

Trường hợp các đứt gãy nghịch  $S_1$  và  $S_2$  cắt nhau trong dối biến dạng đàn hồi gây ra hiện tượng co ép và căng dãn rất phức tạp (xem 8.3.2.1).

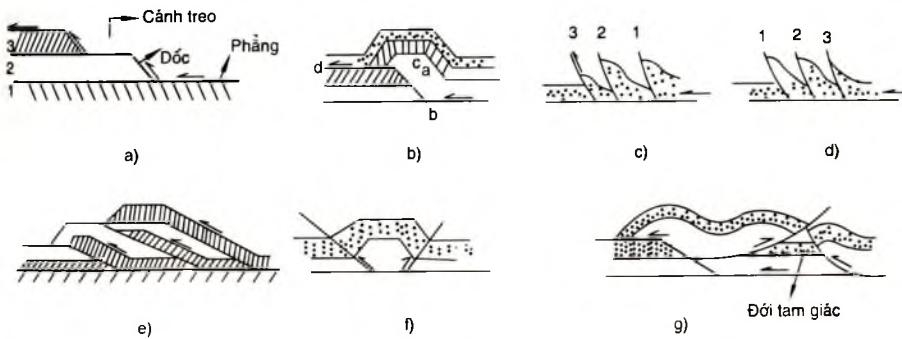
### 8.3.3. Đứt gãy chòm nghịch và địa di

#### 8.3.3.1. Định nghĩa và khái niệm chung

Đứt gãy chòm nghịch hay đứt gãy chòm (thrust faults) là những đứt gãy nghịch có kèm theo hiện tượng uốn nếp. Các đứt gãy chòm nghịch thường có mặt trượt thoái, với góc dốc mặt đứt gãy  $\alpha < 45^\circ$ . Góc  $\alpha$  càng nhỏ tính chòm nghịch càng phức tạp, thậm chí dẫn đến hiện tượng địa di (nappe, thrust sheet) làm cho các khối đá từ vùng này bị trượt đi rất xa đến vùng khác gây ra những hiện tượng biến dạng rất phức tạp.

#### 8.3.3.2. Các kiểu chuỗi đứt gãy chòm nghịch

Các đứt gãy chòm nghịch thường tạo thành dối, mặt trượt có thể uốn lượn hoặc tạo bờ dốc. Hình 8.47a là mặt cắt cho thấy cánh nằm gồm các lớp 1, 2, 3 mặt trượt có những đoạn thẳng (flat) và những đoạn dốc (ramp) mũi tên chỉ hướng dịch chuyển của cánh treo trên sườn dốc của mặt đứt gãy (fault ramp hoặc fault-bend fold). Hình 8.47b thể hiện sự thành tạo cấu trúc nếp lồi ở cánh treo, lớp 3, 4 bị uốn cong tạo ra khoảng trống giữa cánh nằm và cánh treo, ở đây có thể thấy rõ bờ dốc của cánh nằm (footwall ramp) (a-b) và bờ dốc của cánh treo (hanging wall ramp) (c-d). Nếu uốn của cánh treo là do bờ dốc của cánh nằm gây ra. Cánh treo có thể thành tạo đơn độc hoặc là một tổ hợp cấu trúc dạng vẩy, theo thứ tự tiến dần về phía trước (forwards) hoặc lùi dần về phía sau (backwards). Hình 8.47c cho thấy sau khi thành tạo cánh treo thứ nhất (1), tiếp tục thành tạo cánh treo thứ hai (2), thứ (3),... theo hướng dịch trượt của cánh treo chung. Như vậy, cánh treo muộn nhất nằm trên



Hình 8.47: a) Hình dạng mặt đứt gãy chòm nghịch; b) Nếp uốn trên cánh treo;

c) Kiểu chuỗi đứt gãy chòm lùi; d) Kiểu chuỗi đứt gãy chòm tiến.

1, 2, 3, ... - Các lớp xếp theo thứ tự thành tạo;

(1), (2), (3)... - Thứ tự các đứt gãy chòm trên cánh treo;

e) Đứt gãy chòm nóc (a) và chòm mái (b); f) Cấu trúc trồi; g) Dối tam giác.

cánh nằm ban đầu, cánh treo thành tạo đầu tiên được dịch chuyển về phía trước theo kiểu giật lùi, ở phía sau các đứt gãy chèm muộn hơn, cho ta kiểu chuỗi đứt gãy chèm lùi (piggyback thrust sequence). Loại này đặc trưng ở chỗ, đứt gãy chèm muộn nhất nằm trực tiếp trên cánh nằm. Hình 8.47c mô tả một chuỗi đứt gãy chèm lùi, trong đó đứt gãy các chèm thành tạo theo thứ tự 1, 2, 3. Trái lại, nếu các đứt gãy chèm phát triển theo kiểu các đứt gãy chèm muộn hơn nằm trên cánh treo của đứt gãy chèm nghịch có trước thì được gọi là kiểu chuỗi đứt gãy chèm tiến (overstep thrust sequence) (hình 8.47d).

Như vậy trên mặt cắt, theo hướng nghiêng của mặt trượt nếu các đứt gãy chèm nghịch thành phần xếp theo thứ tự thành tạo ..., 3, 2, 1 thì đó là cấu trúc (chuỗi) chèm lùi (backthrust; piggyback thrust sequence), trái lại theo thứ tự 1, 2, 3,... thì đó là cấu trúc chuỗi chèm tiến (overstep thrust sequence) (hình 8.47c, d).

Cuối chuỗi đứt gãy nghịch thường tạo thành một tổ hợp, đứt gãy nọ phát triển trên hoặc dưới đứt gãy kia, tạo nên một chuỗi cấu trúc chồng chất (thành đồng - stacking) các đứt gãy chèm nghịch, tạo ra đới cấu tạo dạng vẩy (imbricate zone hoặc schuppen structure). Trong tổ hợp kiểu đứt gãy chèm lùi, đới cấu tạo vẩy có thể bị giới hạn ở trên nóc hoặc dưới đáy bởi mặt đứt gãy chèm nghịch chính. Tập hợp các đứt gãy chèm nghịch trong đới cấu trúc dạng vẩy được gọi là cấu tạo nhóm các đứt gãy lồng hay đứt gãy kép (duplex). Chữ "kép" ở đây không phải là "hai" mà có thể nhiều hơn hai (đứt gãy chèm nghịch trong cấu tạo vẩy đó). Mỗi một cấu trúc riêng lẻ trong cấu tạo đứt gãy tách ra hoặc khối đá bị giới hạn bởi các đứt gãy và bị di chuyển với một khoảng cách nhất định nào đó. Đứt gãy nằm ở đáy của đới cấu tạo vẩy gọi là đứt gãy chèm (nghịch) đáy (floor raults); đứt gãy nằm ở nóc cấu tạo vẩy gọi là đứt gãy chèm mái (hoặc nóc) (roof fault) (hình 8.47e). Cấu tạo nhóm các đứt gãy chèm nghịch điển hình gồm những đứt gãy đáy và nóc bao kín một nhóm các đứt gãy chèm nghịch lén nhau. Những đứt gãy nghịch có hướng dịch chuyển ngược chiều so với chiều chuyển động của đứt gãy nghịch chính gọi là các đứt gãy chèm nghịch ngược chiều (back thrust). Loại này có lẽ là do lực ép phụ song song với mặt lớp của cánh chèm trên mặt trượt dốc (hình 8.47f). Trong trường hợp này cánh treo bị nâng lên hình thành cấu trúc trồi (pop - up structure) (hình 8.47f). Nếu đứt gãy chèm ngược chiều cắt xén cánh treo của một đứt gãy chèm thành tạo sớm hơn sẽ tạo ra đới tam giác (triangle zone) (hình 8.47g). Như vậy, cấu trúc trồi (hoặc lồi, phồng) và đới tam giác được thành tạo liên quan với hiện tượng chèm ngược chiều (backthrusting).

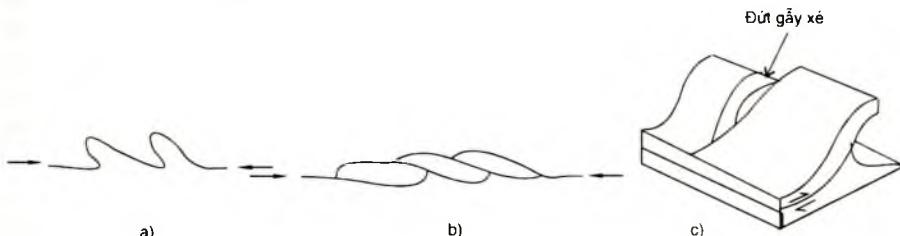
Các đứt gãy chèm nghịch thường xuyên xuất hiện cùng với quá trình uốn nếp, chúng được xem như là sản phẩm của quá trình biến dạng dẻo và kết thúc bằng biến dạng đòn, thường gặp ở miền nếp uốn mạnh mẽ, có nhiều nếp uốn nghiêng hoặc đảo. Mặt đứt gãy của đứt gãy chèm nghịch thường song song với mặt trục của các nếp uốn liên quan với chúng. Một số đứt gãy chèm được xem như sản phẩm tiếp theo của quá trình biến dạng uốn nếp: mặt đứt gãy chèm chính là mặt chia cánh nếp uốn ra làm hai phần, phần có vòm lồi bị dịch

lên cao trở thành cánh treo, phần có vòm lõm bị đẩy xuống sâu tạo thành cánh nằm của đứt gãy chìm. Quá trình này tạo nên mặt cắt có các nếp uốn và đứt gãy liên tục hình thành đới cầu tạo vẩy (hình 8.48).



**Hình 8.48:** Quá trình chuyển biến từ biến dạng uốn nếp A thành đứt gãy chìm B.  
F - Đứt gãy chìm (mặt cắt).

Ở những vùng các đá trầm tích hoặc biến chất có tính dẻo cao, bề dày không lớn, hiện tượng đứt gãy chìm xảy ra rất phức tạp hình thành một loạt các đứt gãy chìm có cánh treo chồng chất lên nhau (hình 8.47c, d, f; hình 8.49). Đôi khi do cánh treo trượt không đều tạo ra đứt gãy xé (tear faults); những đứt gãy này gần như thẳng đứng có phương vuông góc với phương của đứt gãy chìm nghịch hoặc vuông góc với mặt trục nếp uốn kèm theo đứt gãy chìm nghịch (hình 8.49c).



**Hình 8.49:** Sơ hình thành cấu trúc đứt gãy chìm b từ hiện tượng uốn nếp a. Đứt gãy xé c.

### 8.3.3.3. Địa di

Ở dưới sâu, mặt đứt gãy chìm thoái dần, gần như nằm ngang. Quá trình biến dạng mạnh mẽ có thể dẫn đến hiện tượng địa di. Ở hiện tượng này các lớp đất đá bị trượt đi rất xa, có khi tới hàng chục kilômét, tạo nên cấu trúc phức tạp với các sản phẩm uốn nếp và phá huỷ, các đá cổ phủ lên trên và gây biến dạng các đá trẻ. Phần đá trẻ nằm tại chỗ bị đá từ nơi khác phủ lên trên gọi là nguyên địa (autochthon). Các đá từ nơi khác di chuyển đến gọi là ngoại địa (allochthon). Ranh giới giữa chúng là đứt gãy chìm nghịch. Phần ngoại địa còn gọi là lớp phủ. Phía trước của lớp phủ gọi là phán trán (đầu) của lớp phủ. Phản trán của lớp phủ dễ bị bào mòn để lại các chòm lớp phủ nằm lộ ra giữa các đá nguyên địa có ranh giới của chúng với đá nguyên địa là các đứt gãy, gọi là tàn dư vòm phủ hay cliff (clippe). Ciff (tiếng Đức) nghĩa là vách đá, từ này gọi theo dạng địa hình của vòm phủ liên quan với cấu

trúc địa đi vùng Alps, đặc trưng bởi sự giới hạn của chúng là các vách đá. Trong phạm vi ngoại địa, có những nơi do hiện tượng bào mòn làm lộ ra các đá nguyên địa. Những nơi như vậy gọi là cửa sổ (window hoặc fenster) kiến tạo (hình 8.50).

**Hình 8.50:** Mặt cắt cấu trúc địa đi.

1. Nguyên địa;

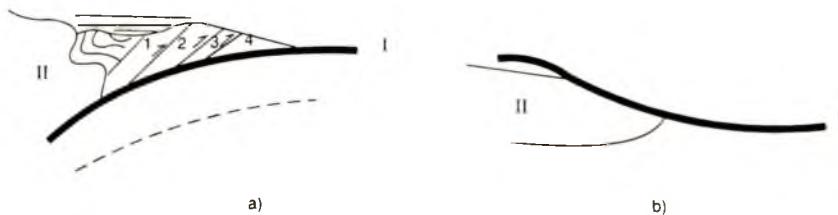
2. Ngoại địa;

3. Cửa sổ kiến tạo;

4. Tàn dư vòm phủ.



Theo thuyết Kiến tạo mảng thì ở vùng tiếp xúc hội tụ xảy ra hiện tượng chuí xuống của mảng đại dương dưới mảng lục địa. Các thành tạo trầm tích ở vùng tiếp giáp cũng bị nhấn chìm theo kiểu các tập trầm tích thành tạo sau lại bị chuí xuống dưới các tập thành tạo trước, tạo nên một cấu trúc dạng vẩy, có hình dạng trong mặt cắt như "các nêm" hoặc lăng kính, gọi là nêm hoặc lăng kính tăng trưởng, hoặc gọi là nêm bồi tích (arcetionary wedge hoặc prism). Các thành tạo trầm tích thuộc phạm vi nêm tăng trưởng được gọi là phức hệ nhấn chìm (subduction complex) nằm ở sườn bên trong (về phía lục địa) của vực đại dương (ocean trench) bao gồm các thành tạo trong môi trường dạng chảy rối (turbidite) với các lớp cát, sét xen kẽ dạng nhấp (flysch). Ở trường hợp này, mảng lục địa chìm lên mảng đại dương tạo ra cấu trúc Kō (Lê Như Lai, 1983). Ngược lại, ở ranh giới hội tụ giữa hai mảng lục địa và đại dương, vỏ đại dương chìm lên vỏ lục địa, tạo nên cấu trúc chìm mảng (obduction) điển hình cho cấu tạo Kō. Cấu trúc Kō hoặc Kō cũng có thể xem là biểu hiện của quá trình địa đi ở vùng tiếp giáp giữa hai mảng theo quan niệm của thuyết Kiến tạo mảng. Quá trình này chẳng những tạo ra cấu trúc dạng vẩy điển hình (vùng nêm tăng trưởng) mà còn tạo ra hiện tượng chìm gây uốn nếp, đứt gãy phức tạp của các thành tạo vỏ đại dương trên vỏ lục địa. Hình 8.51a thể hiện cấu tạo dạng vẩy trong cấu tạo Kō và hình 8.51b cho thấy đối hỗn tạp (melange) do vỏ đại dương chìm lên vỏ lục địa trong cấu tạo Kō và bị uốn nếp phá huỷ mạnh mẽ.



**Hình 8.51:** a) Nêm tăng trưởng, thứ tự thành tạo: 1, 2, 3, 4, ...

Quan hệ giữa 1, 2, 3, 4... là đứt gãy chìm nghịch.

I - Vỏ đại dương; II - Vỏ lục địa; b) Vỏ đại dương I chìm lên vỏ lục địa II

Hiện tượng chformData, chuí giữa các mảng nói trên còn thấy ở phạm vi giữa các khồi (terran - terrane), trong pha hợp (nén) của kiến tạo li hợp, với cường độ thường nhỏ hơn sự chformData. chuí giữa các mảng.

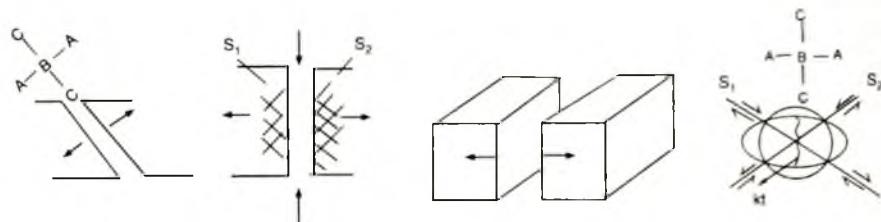
Cấu trúc địa điểm hình nhất được mô tả ở vùng Alpo. Vì thế H. Stille, 1920 đã dùng thuật ngữ "kiến tạo Alpo" để cho những vùng uốn nếp mạnh mẽ, đứt gãy chformData, địa điểm. Các cấu trúc địa điểm ở vùng này thực chất là sản phẩm va chạm kiến tạo mảng giữa châu Âu, châu Á với các mảng phía Nam của chúng. Các nhà địa chất Pháp vào những thập niên đầu thế kỷ XX cũng đã vận dụng thuyết địa điểm để giải thích các cấu trúc phức tạp ở Đông Dương. J. Fromaget, 1937 cho rằng cùng với giai đoạn biến tiến vào Nori, xảy ra pha cuối cùng của thời kỳ uốn nếp Indosini, gọi là pha địa điểm, ứng với giai đoạn cực đại thứ hai và là cực đại cuối cùng của uốn nếp Indosini, đặc trưng bởi sự thành tạo "nếp tài Sông Đà" mà nguồn gốc của chúng là các sản phẩm xuất phát ở vùng dọc theo sông Mã. Thanh Hoá. Theo J. Fromaget, 1937 thì "nếp tài Sông Đà" được đưa ra từ Thanh Hoá. Vì phần bên trên đã được chuyển đi, nên dọc theo đứt gãy sâu Sông Mã, dung nham Sima ở dưới sâu có điều kiện trồi lên tạo ra một dải đá siêu mafic (peridotit, bronzitit bị xecpentin hoá...) kéo dài tới 400km. Tuy nhiên, nhiều cấu trúc địa điểm ở Đông Dương do các nhà địa chất Pháp nêu ra trước đây đã bị các nhà địa chất Liên Xô và Việt Nam, khi do vẽ bản đồ địa chất tỉ lệ 1: 500.500 miền Bắc Việt Nam, phủ nhận (A. E. Đojicov và nnk, 1965). Chính E. Saurin, ngay từ năm 1956, cũng đã phủ nhận nhiều cấu trúc địa điểm do các đồng hương của mình nêu ra ở Đông Dương và cho rằng ở khu vực này chỉ còn hai cấu trúc địa điểm được công nhận là cấu trúc địa điểm liên quan với uốn nếp Hexcini với hai lớp phủ (Silua - Devon và Cacbon sớm) kéo dài theo phương Tây Bắc - Đông Nam nằm ở phân giữa các dải Trường Sơn và cấu trúc địa điểm "lớp phủ Sông Đà" phương Tây Bắc - Đông Nam giữa sông Mã và sông Đà từ biên giới Trung Quốc đến bờ biển vịnh Bắc Bộ. Những công trình nghiên cứu của chúng tôi (Lê Như Lai, 1992, 1993; Lê Như Lai và nnk, 1995) ở Tây Bắc Việt Nam cho thấy dải uốn nếp Sông Mã - Sông Đà rất phức tạp, liên quan đến quá trình "đóng rift" cuối Trias với sự hình thành nhiều uốn nếp chformData nghịch trong dải biến dạng kéo dài theo phương Tây Bắc - Đông Nam, nhưng lực ép gây ra dải cấu trúc này lại theo phương vuông góc với hướng kéo dài của chúng. Những hiện tượng chformData nghịch biều hiện khá rõ ở Bắc Đông Dương nhưng ở tính địa phương với biên độ dịch chuyên lớn.

#### 8.3.4. Đứt gãy rời

Đứt gãy rời (gaping fault) là đứt gãy có hướng dịch chuyển vuông góc với mặt đứt gãy, làm cho các cánh của đứt gãy tách rời nhau. Về mặt động học, trong elipxoid biến dạng, các đứt gãy rời phát triển song song với phương của lực ép nén hoặc vuông góc với lực căng (hình 8.52); về vị trí tương ứng với các cấu tạo tách K,... Đứt gãy rời thẳng đứng có trục C thẳng đứng, trục A và B nằm ngang. Do tạo ra khe hở nên các đứt gãy rời thường thuận lợi cho việc xâm nhập của các thể magma, đặc biệt là các đá mạch hoặc dung dịch nhiệt dịch.

Dựa vào góc nghiêng của mặt đứt gãy ( $\alpha$ ) người ta chia đứt gãy rời thành các loại đứt gãy rời thẳng đứng  $\alpha \approx 90^\circ$ ; đứt gãy rời rất dốc ( $70^\circ < \alpha < 90^\circ$ ); đứt gãy rời dốc ( $45^\circ < \alpha < 70^\circ$ ) và đứt gãy rời thoái  $\alpha < 45^\circ$ . Cự li của đứt gãy rời được xác định bằng khoảng cách giữa hai cánh đứt gãy do theo phương vuông góc với hướng dịch chuyển của các cánh. Cũng có thể dựa vào quan hệ giữa các yếu tố của đứt gãy rời với các yếu tố khác để phân loại đứt gãy rời (tương tự cách phân loại của đứt gãy thuận).

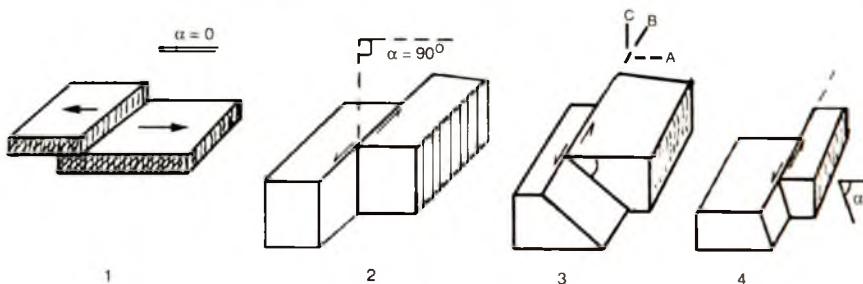
Các đứt gãy rời có thể có hai cánh cùng dịch chuyển, hoặc có một cách dịch chuyển, một cách đứng yên hoặc cả hai cánh cùng dịch chuyển nhưng với vận tốc khác nhau. Sự tách rời ở phạm vi đứt gãy rời lại gây ép nén ở phần lân cận chúng. Rìa của đứt gãy rời thường thấy các khe nứt cắt  $S_1, S_2$  (hình 8.52).



Hình 8.52: Đứt gãy rời và elipxoit biến dạng liên quan. ABC - Hệ trục tọa độ biến dạng.

### 8.3.5. Đứt gãy dịch chuyển ngang

Đứt gãy dịch chuyển ngang gọi tắt là đứt gãy ngang (wrench, transcurrent, strike-slip, lateral fault) là đứt gãy có các cánh dịch chuyển theo phương nằm ngang. Về mặt động học, các đứt gãy ngang chủ yếu tương ứng với các khe nứt  $S_1, S_2$  trong elipxoit biến dạng. Trên bình đồ, trực biến dạng B thẳng đứng, các trục A và C nằm ngang. Dựa vào góc dốc  $\alpha$  của mặt trượt người ta chia ra đứt gãy dịch chuyển ngang thành đứt gãy nằm ngang (horizontal displacement) với  $\alpha = 0^\circ - 10^\circ$ , đứt gãy (ngang) thoái với  $\alpha = 10^\circ - 45^\circ$ , đứt gãy ngang dốc



Hình 8.53: Các loại đứt gãy ngang.

1. *Đứt gãy ngang nằm ngang*: 2. *Đứt gãy ngang thẳng đứng*.
- 3, 4. *Đứt gãy ngang thoái, dốc (nghiêng)*: ABC - Hệ trục tọa độ biến dạng

với  $\alpha = 45^\circ - 80^\circ$  và dứt gãy ngang thẳng đứng (wrench fault). Nếu dứt gãy ngang phát triển thành tùng capse (kiểu S<sub>1</sub> và S<sub>2</sub>) thì giao tuyến của chúng ứng với trục biến dạng B ( $\parallel \sigma_2$ ). Độ nghiêng của trục biến dạng B phu thuộc vào vị trí của các dứt gãy ngang S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>; khi S<sub>1</sub> và S<sub>2</sub> thẳng đứng thì trục B ( $\parallel \sigma_2$ ) thẳng đứng (hình 8.53).

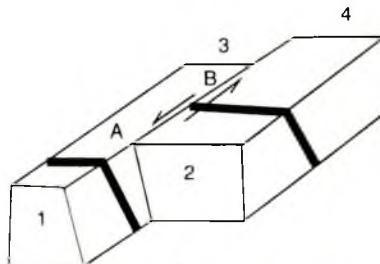
Theo cách phân chia loại của dứt gãy thuận, các dứt gãy ngang cũng có thể phân chia ra nhiều loại khác nhau... Các dứt gãy ngang dịch chuyển theo phương nằm ngang nên cự li dịch chuyển của chúng được xác định bằng khoảng di dời của vật thể theo phương nằm ngang (hình 8.54). Những đặc điểm của dứt gãy trượt bằng (xem 8.2.5) cũng có thể xem là những tính chất của các dứt gãy ngang.

Các dứt gãy ngang cũng có thể chỉ có một cánh dịch chuyển hoặc hai cánh cùng dịch chuyển ngược chiều nhau, hoặc cũng có thể dịch chuyển cùng chiều nhưng với vận tốc khác nhau. Chính sự vận động này tạo ra những vùng căng giãn (ví dụ phạm vi 3, 4), phạm vi ép nén (2, 3) hoặc phạm vi chồng lấn (overlap) ở trong hoặc ở đầu (termination) của các cánh (hình 8.54).

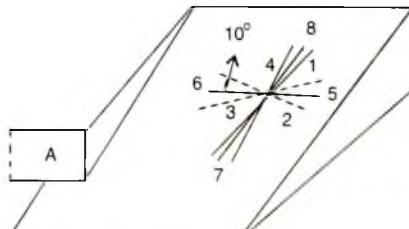
### 8.3.6. Các dứt gãy trung gian và dứt gãy phức tạp

Trong thực tế người ta thường gặp các dứt gãy có tính trung gian giữa các loại dứt gãy đã được mô tả ở trên; nghĩa là sự dịch chuyển của các cánh dứt gãy không hoàn toàn nằm trong mặt phẳng thẳng đứng vuông góc với mặt trượt hoặc không hoàn toàn nằm trong mặt phẳng nằm ngang. Những dứt gãy như vậy gọi là dứt gãy trung gian. Người ta quy ước phạm vi sai số cho phép khoảng  $10^\circ$  so với hướng dịch chuyển cần phải có của dứt gãy đó để gọi tên của dứt gãy. Ví dụ, đối với dứt gãy thuận (chuẩn) thì đường trượt (hướng dịch trượt của cánh treo) phải vuông góc với đường phương và trùng với đường dốc. Tuy nhiên nếu đường trượt nói trên lại lệch đi so với đường dốc  $10^\circ$  cũng vẫn được xem là dứt gãy thuận. Nếu độ lệch vượt quá  $10^\circ$  thì gọi là các dứt gãy trung gian. Hình 8.55 cho thấy các loại dứt gãy trung gian khác nhau. Mũi tên trong hình vẽ chỉ hướng dịch chuyển của cánh treo (A).

Phạm vi xung quanh phương nằm ngang hoặc xung quanh đường dốc ( $10^\circ$  về hai phía) là phạm vi quy ước cho phép.

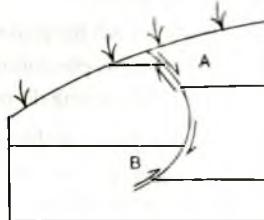


Hình 8.54: AB - Cự li dịch chuyển  
của dứt gãy ngang.



Hình 8.55: Các dứt gãy trung gian.

Như vậy, đứt gãy có đường trượt trong phạm vi 7 là đứt gãy thuận, 8 là đứt gãy nghịch, 5, 6 là đứt gãy ngang. Các đứt gãy thuộc phạm vi 1, 4 là đứt gãy thuận - ngang (oblique - slip normal dip (strike - slip fault)); trong phạm vi 2, 3 gọi là đứt gãy nghịch - ngang (oblique - slip reverse fault, reversed strike - slip faults). Trong thực tế còn gặp các đứt gãy có mặt trượt thay đổi hướng, uốn cong, phần trên thế hiện là đứt gãy thuận (A, hình 8.56), phần dưới lại là đứt gãy nghịch (B, hình 8.56).



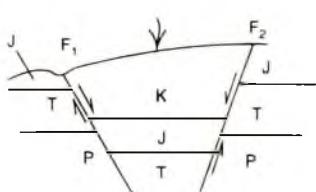
**Hình 8.56: Đứt gãy phức tạp (mặt cắt).**

#### 8.4. TỔ HỢP CÁC ĐỨT GÃY

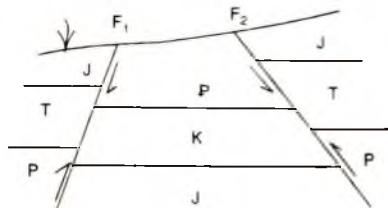
Các đứt gãy có thể xuất hiện thành từng nhóm và tạo ra các cấu trúc đặc biệt.

##### 8.4.1. Địa hào

Địa hào (graben) là một cấu trúc tạo bởi một số các đứt gãy thuận, nghịch hoặc đứt gãy trung gian. Trên bình đồ, các đá trẻ nằm ở phần trung tâm, giới hạn bởi các đứt gãy, ngoài rìa là các đá cổ hơn. Địa hào chủ yếu liên quan với tập hợp các đứt gãy thuận. Vùng trung tâm bị sụt lún, phần ngoại vi được nâng lên (hình 8.57). Các địa hào liên quan với đứt gãy nghịch thường có vách bị phá huỷ mạnh mẽ còn gọi là địa hào dạng ném (A. Heim, 1988) Khi phân tích elipxoit biến dạng, thừa nhận  $F_1$ ,  $F_2$  là các hệ đứt gãy sinh đôi, thì ở phần dưới của địa hào A lại là cấu trúc địa luỹ (không lộ ra), phần trên của địa hào B là địa luỹ (đã bị phá huỷ, bào mòn) (xem 8.3.1.1). Trên thế giới có nhiều cấu trúc địa hào. Quy mô các địa hào rất khác nhau. Ví dụ địa hào Sông Ranh (Rhein) dài tới 288km, rộng từ 32 - 40km, cự li dịch chuyển của đứt gãy thuận tới trên 1km.



a)

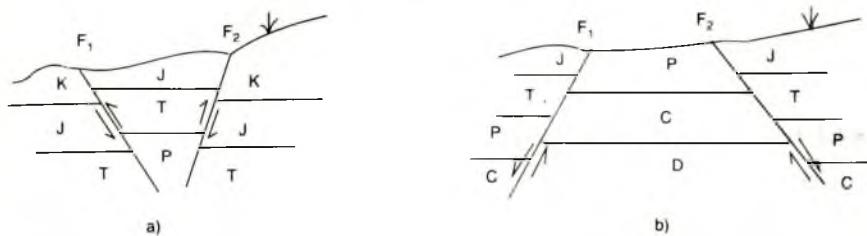


b)

**Hình 8.57: a) Địa hào liên quan với đứt gãy thuận.; b) Đứt gãy nghịch.  $F_1$ ,  $F_2$  - Đứt gãy. P, T, J... - Tuổi của các tầng (mặt cắt).**

### 8.4.2. Địa luỹ

Địa luỹ (horst) là một cấu trúc bao gồm một tổ hợp các đứt gãy thuận, đứt gãy nghịch hoặc đứt gãy trung gian. Trên bình đồ phân trung tâm lộ ra đá cổ, giới hạn bởi đứt gãy, ngoài rìa là đá trẻ hơn. Địa luỹ thường liên quan với các cặp đứt gãy nghịch còn gọi là địa luỹ dạng nêm (A. Heim. 1888). Vùng trung tâm bị nâng lên (hình 8.58).

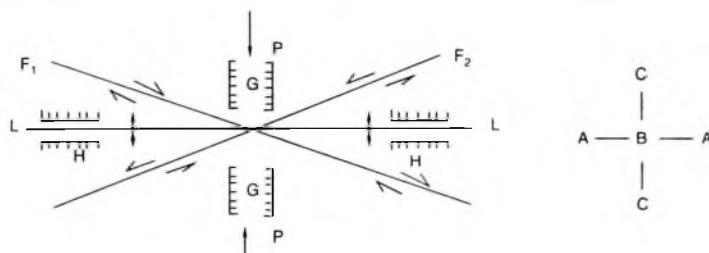


**Hình 8.58: Địa luỹ. a) Liên quan với đứt gãy nghịch; b) Liên quan với đứt gãy thuận.**

F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> - Đứt gãy (mặt cắt). C, P, T, J... - Tuổi địa chất của các tầng (mặt cắt).

Các địa luỹ có quy mô khác nhau, thường thường kéo dài chỉ vài chục km, rộng vài km.

Dựa vào quan hệ giữa phương kéo dài của địa hào (hoặc địa luỹ) với phương của cấu trúc người ta chia ra các địa hào (địa luỹ) dọc (song song với phương cấu trúc), ngang (vuông góc với phương cấu trúc), chéo (cắt chéo phương cấu trúc của vùng)...



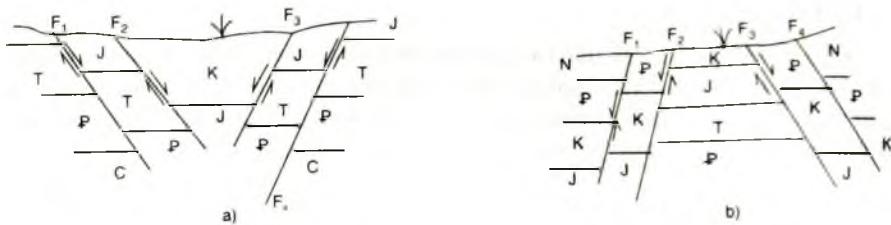
**Hình 8.59: Vị trí của địa hào và địa luỹ trong bình đồ biến dạng (theo D. H. Kupfer, 1968).**

P - Phương của lực tác dụng.

Trong bình đồ biến dạng (D. H. Kupfer, 1968), F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> là đứt gãy dịch chuyển ngang, phương chung của các nếp uốn là L, phương chung của địa hào là G và phương chung của địa hào luỹ là H (hình 8.59). Sự phân bố các yếu tố cấu trúc trong đồ thị biến dạng nói trên phù hợp với động học và elipxoit biến dạng. Góc F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> chứa P nhỏ hơn 90°, nếu là biến dạng dòn và lớn hơn 90°, nếu là biến dạng dẻo.

### 8.4.3. Cấu trúc lồng

Đó là những cấu trúc gồm các địa hào (hoặc địa luỹ) lại thành tạo trong địa hào (hoặc trong địa luỹ) (graben in graben, horst in horst structure) (hình 8.60). Các đứt gãy F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> có thể là những đứt gãy sinh đôi hoặc hình thành vào các pha khác nhau.



**Hình 8.60:** a) Cấu trúc địa hào trong địa hào; b) Địa luỹ trong địa luỹ (mặt cắt)

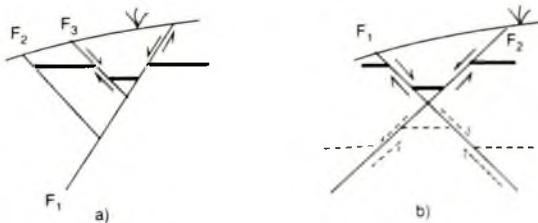
#### 8.4.4. Địa hào chữ Y, địa hào chữ X

Địa hào chữ Y (Y - shaped graben), địa hào chữ X (X - shaped graben) là những cấu tạo địa hào, trong mặt cắt chúng có dạng chữ Y hoặc chữ X (hình 8.61).

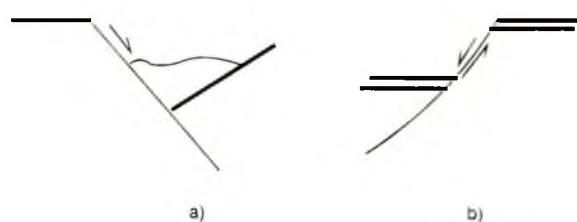
Địa hào chữ X chính là phần địa hào nằm trên địa luỹ.

#### 8.4.5. Bán địa hào, bán địa luỹ

Bán địa hào (half graben), bán địa luỹ là cấu trúc địa hào hoặc địa luỹ chỉ liên quan với một đứt gãy (hình 8.62). Theo H. Stille, 1925, thì bán địa hào và bán địa luỹ là những cấu trúc bị giới hạn bởi một (hệ thống) đứt gãy ở về một phía của cấu trúc.



**Hình 8.61:** a) Địa hào chữ Y (R. Brinkmann, 1961);  
b) Địa hào chữ X (F. Lotze, 1931).

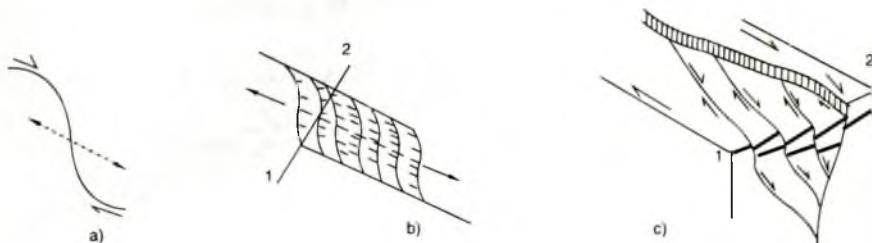


**Hình 8.62:** a) Bán địa hào; b) Bán địa luỹ

#### 8.4.6. Cấu trúc bông hoa âm

Cấu trúc bông hoa âm, bông hoa thuận, hay cấu trúc hoa tulip (negative flower structure, normal flower structure, tulipe structure) là dạng cấu trúc kép của các đứt gãy dịch chuyển ngang (strike - slip duplex), xuất phát từ một đứt gãy dịch chuyển ngang lớn hơn. Thoạt đầu đứt gãy dịch chuyển ngang này hình thành một phạm vi uốn cong (hình 8.63a), tại phần cong này các đá bị căng dãn làm xuất hiện một loạt các đứt gãy thuần túy chéo đứt gãy chính, tức là tạo thành một cấu trúc kép tách dãn (extensimal duplex) với các đứt gãy ngang chính (hình 8.63b). Trong mặt cắt 1 - 2 có thể thấy rõ một loạt địa hào trong

địa hào chữ Y, tạo nên hình dạng một bông hoa, có phần trung tâm sụt lún, gọi là cấu trúc bông hoa âm, cấu trúc bông hoa thuận hoặc cấu trúc bông hoa tulip (hình 8.63). Cũng có thể xem cấu trúc bông hoa âm là cấu trúc lồng của các địa hào, bán địa hào.

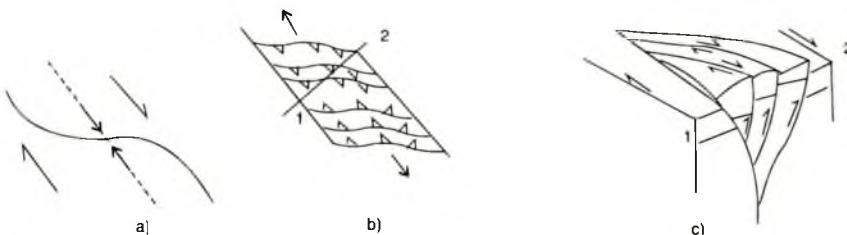


*Hình 8.63: Cấu trúc bông hoa âm (R. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).*

Hiện tượng tách (hình 8.63a) cũng có thể dẫn đến sự hình thành trũng kéo doang (pull-apart basins), tạo thành các trũng, các hồ nước.

#### 8.4.7. Cấu trúc bông hoa dương

Ở vùng uốn cong (hình 8.64a) của đứt gãy dịch chuyển ngang, các đá bị ép nén mạnh mẽ, hình thành cấu trúc kép ép nén mạnh (contractional duplex) (hình 8.64b) và xuất hiện các đứt gãy ngang - nghịch.



*Hình 8.64: Cấu trúc bông hoa dương.*

Mặt cắt 1-2 cho thấy dạng cấu trúc địa luỹ trong địa luỹ, chữ Y, phần trung tâm được nâng lên (hình 8.64c), gọi là cấu trúc bông hoa nghịch hoặc dương (reserve hoặc positive, flower structure) hoặc có khi còn gọi là cấu trúc cây cọ (falm tree structure). Cấu trúc bông hoa dương là cấu trúc lồng của các địa luỹ và bán địa luỹ.

Trong cấu trúc kép của các đứt gãy dịch chuyển ngang có thể đầu này là nhóm các đứt gãy thuận - ngang, ở đầu kia lại là các đứt gãy nghịch - ngang. Những đứt gãy như vậy gọi là đứt gãy bẻ lè trước đây, có khi còn gọi là đứt gãy dạng cái kéo (scissor fault) phản ánh hiện tượng quay của khối địa luỹ trong cấu tạo đứt gãy lồng hoặc đứt gãy kép (duplex).

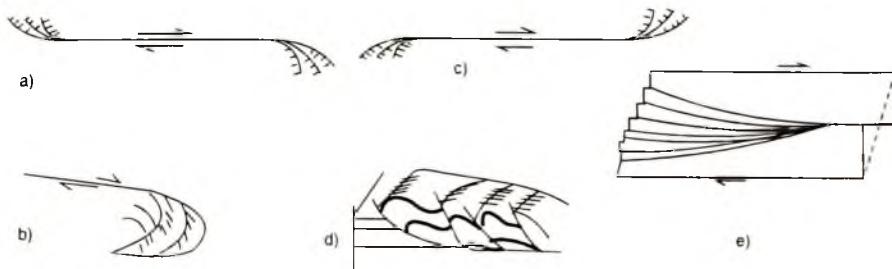
Cấu trúc bông hoa âm và bông hoa dương điển hình cho địa hào, địa luỹ chữ Y kiểu địa hào trong địa hào, địa luỹ trong địa luỹ, đặc biệt là phần trên mặt có cấu tạo dạng đuôi ngựa (termination). Phần cấu trúc trung gian giữa hai loại này là cấu trúc nêm trôi, trong mặt cắt, một phía là cấu tạo dạng vẩy và một phía là tổ hợp các đứt gãy thuận (hình 8.65).

**Hình 8.65:**  
Cấu tạo nêm trôi  
theo tài liệu địa chất  
(Lê Như Lai, 2000).



#### 8.4.8. Cấu trúc đuôi ngựa

Ở phạm vi kết thúc một đứt gãy hay cũng có thể gọi là phần đầu của đứt gãy, nhất là đứt gãy dịch chuyển ngang, thường xuất hiện một loạt các đứt gãy nhỏ, phân nhánh từ đứt gãy lớn. Cấu trúc như vậy gọi là cấu trúc đuôi ngựa (horse tail structure, fan of strike - slip faults). Các đứt gãy nhỏ này có thể là các đứt gãy thuận, tạo thành một dải, gọi là dải cấu trúc đứt gãy dạng vẩy tách dãn (extensional imbricate fans); hoặc có thể là tập hợp các đứt gãy nghịch, gọi là dải cấu trúc dạng vẩy ép nén (contractional imbricate fans). Hình 8.66a và b cho thấy cấu trúc dạng vẩy với các đứt gãy thuận ở hai đầu của đứt gãy trượt bằng. Hình 8.66c và d thể hiện cấu trúc dạng vẩy với các đứt gãy nghịch ở hai đầu của đứt gãy trượt ngang (trượt bằng). Các đứt gãy ở hai đầu đứt gãy đôi khi chính có dạng uốn cong. Hướng cong lồi của chúng cho biết hướng dịch chuyển của các cánh (hình 8.66a, c) đứt gãy chính. Cấu trúc đuôi ngựa có thể do một loạt các đứt gãy trượt bằng phân nhánh tạo nên. Hình 8.66e cho thấy cấu tạo đuôi ngựa liên quan với các đứt gãy trượt bằng. Biên độ dịch chuyển của từng đứt gãy thành phần nhỏ. Tổng biên độ dịch chuyển của chúng bằng biên độ dịch chuyển của đứt gãy lớn.



**Hình 8.66:** Cấu tạo ở phần cuối các đứt gãy.

## 8.5. MỘT SỐ VẤN ĐỀ CẦN CHÚ Ý KHI NGHIÊN CỨU CÁC ĐÚT GÃY

Khi nghiên cứu đứt gãy người ta thường chú ý tìm hiểu quy mô, phạm vi phân bố, tính chất và cự li dịch chuyển các đứt gãy cũng như tìm hiểu quan hệ của đứt gãy với các hiện tượng địa chất khác như hiện tượng trầm tích, magma, biến chất, uốn nếp, khoáng hoá, v.v... Đồng thời, khi nghiên cứu đứt gãy người ta còn chú ý đến tuổi của đứt gãy và xác định các pha biến dạng trong lịch sử phát triển cấu trúc - kiến tạo chung của cả vùng. Khi nghiên cứu đứt gãy cần tiến hành các lộ trình chuyên đề theo phương và vuông góc với phương của đứt gãy, lập sơ đồ khái, phân tích chi tiết các dạng cấu tạo kèm theo đứt gãy. Ngoài việc khảo sát đứt gãy bằng mắt thường cần sử dụng các phương pháp địa vật lí, phân tích ánh viễn thám, thạch học cấu tạo, kiến tạo vật lí, thực nghiệm và mô phỏng để xác định chi tiết các thông số liên quan với đứt gãy. Ở ngoài trời, người ta chú ý đến một số nhiệm vụ cơ bản sau đây:

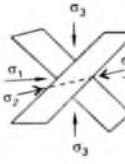
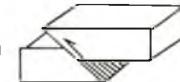
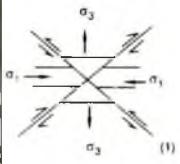
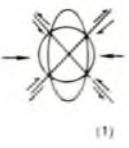
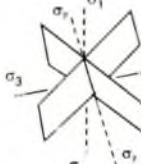
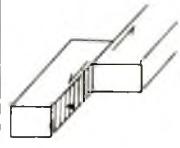
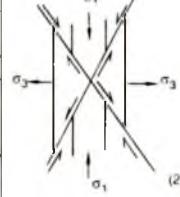
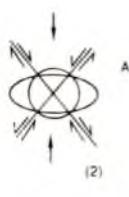
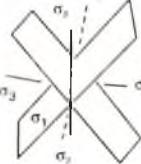
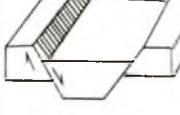
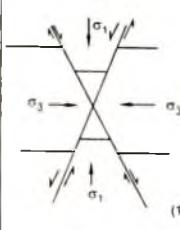
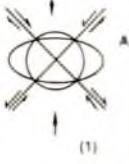
### 8.5.1. Nghiên cứu đới phá huỷ đứt gãy

Khi nghiên cứu đới phá huỷ đứt gãy người ta thường bố trí các lộ trình vuông góc với phương của đứt gãy hoặc theo phương của đứt gãy. Ở các lộ trình vuông góc với phương của đứt gãy người ta quan sát, mô tả các sản phẩm liên quan với hiện tượng biến chất động lực, như dăm kết kiến tạo, đá cà nát, milonit, blastomilonit, filonit, các vi uốn nếp, các budina và budina kiến tạo. Các mặt trượt và các vết xước, gờ trượt trên mặt trượt, đặc biệt là các mặt trượt nhẵn bóng (gương trượt) với các sản phẩm bị cà nát, ép vụn, với các vết xước chồng chéo trên gương trượt sẽ cho số liệu để xác định hướng dịch chuyển và số pha dịch trượt, quy mô của đứt gãy. Nghiên cứu thành phần của dăm kết kiến tạo có thể biết được đứt gãy cắt qua những loại đá nào, từ đó có thể xác định được tuổi tương đối của đứt gãy. Trong trường hợp mặt đứt gãy phẳng, xem như cấu tạo mặt, ở bán đồ tỉ lệ lớn, có thể sử dụng phương pháp cự li chiếu để xác định diện lộ của mặt đứt gãy và cự li dịch chuyển của chúng. Ở đới phá huỷ cần tìm hiểu và xác định các mốc địa tầng, các ranh giới magma, các biểu hiện của đá mạch ở hai cánh của đứt gãy để xác định cự li dịch chuyển và tuổi của đứt gãy. Ở đới phá huỷ đứt gãy thường gặp nhiều mạch khoáng hoá nhiệt dịch, vì vậy chúng trở thành đối tượng tìm kiếm các loại khoáng sản. Đới phá huỷ là nơi các tính chất vật lí của đá bị biến đổi mạnh có thể thuận lợi cho việc tàng trữ nước ngầm nên chúng trở thành đối tượng của công tác tìm kiếm nước dưới đất...

### 8.5.2. Xác định các elipxot biến dạng, vị trí các trục biến dạng và trục cấu tạo

Ở ngoài trời cố gắng xác định vị trí của hệ trục tọa độ biến dạng ABC (XYZ) và hệ trục tọa độ cấu tạo abc. Trục B thường trùng với trục b và song song với gờ trượt. Trục C (đứt gãy thuận hoặc trục A của đứt gãy nghịch) tạo với mặt đứt gãy một góc nhỏ hơn  $45^\circ$  (biến dạng dòn, biến dạng dàn hồi) hoặc lớn hơn  $45^\circ$  (biến dạng dèo). Trục A đứt gãy thuận (hoặc trục C đứt gãy nghịch) vuông góc với mặt [BC] đứt gãy thuận) hoặc AB (đứt gãy nghịch). Để có thể xác định vị trí của hệ trục tọa độ cấu tạo abc, cần chú ý trục b thường

trùng với trục B, trục A theo phương của chuyển động (song song với vết xước) và trục vuông góc với mặt [ab]. Trong quá trình xác định vị trí của các trục biến dạng cần để ý đến các hệ thống khe nứt liên quan với đứt gãy, chú ý tới quan hệ động học giữa chúng (xem 7.2.2.1). Số đó biến dạng của E. M. Anderson (1951) (hình 8.67) cũng có thể giúp chúng ta xác định được đặc điểm của đứt gãy. Khi trục C thẳng đứng thì đó là dấu hiệu của đứt gãy thuận. Khi trục A thẳng đứng thì đó là dấu hiệu của đứt gãy nghịch. Khi trục B thẳng đứng thì đó là dấu hiệu của đứt gãy dịch chuyển ngang.

Trạng thái Đứt gãy	Không gian	Sơ đồ khối	Mặt cắt (1) Bình đồ (2)	Elipxit Biến dạng	Trục tọa độ
Nghịch					C— B—C A
Nhang (bằng)					A A—B—A C C
Tbuán					A A—B—A C C

Hình 8.67: Vị trí các trục biến dạng ABC, trục ứng suất  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  trong các cấu trúc phá hủy (theo E. M. Anderson, 1951; Lê Như Lai, 1977).

### 8.5.3. Xác định các cấp đứt gãy

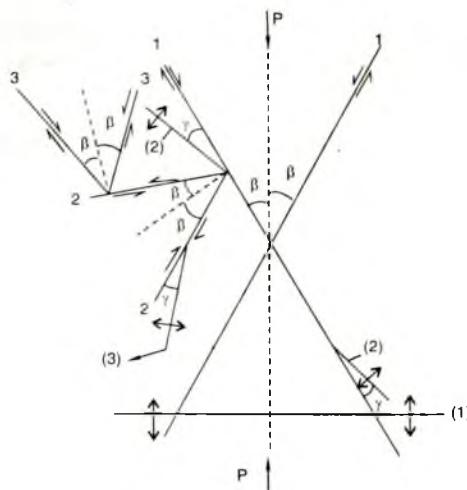
Theo J. D. Moody và M. J. Hill, 1956, ứng với phương lực tác dụng  $P$  vùng bị uốn nếp và đứt gãy có bình đồ như hình 8.68. Các đứt gãy và uốn nếp này được xếp vào bậc 1. Các nếp uốn bậc 1 có phương vuông góc với phương của lực tác dụng. Các đứt gãy bậc 1 tạo với phương của lực tác dụng một góc  $\beta = 30^\circ$ . Dọc theo các đứt gãy bậc 1 do có sự dịch chuyển nên một hệ thống các nếp uốn bậc 2 xuất hiện. Trục của các nếp uốn bậc 2 tạo với các đứt gãy bậc 1, một góc  $\gamma = 15^\circ$ . Các đứt gãy bậc 2 thường tạo với đứt gãy bậc 1, một góc  $\beta = 30^\circ$ , v.v... (hình 8.68).

Sơ đồ của J. D. Moody và M. J. Hill, 1956 chỉ có tính chất khái quát, các góc  $\alpha$ ,  $\beta$  thực tế bị thay đổi chủ yếu phụ thuộc vào tính cơ lí của đá bị biến dạng. Bên cạnh việc sử dụng đồ thị phân bố các trục nếp uốn và đứt gãy nói trên cần chú ý phân tích biến dạng theo sơ đồ của D. H. Kupfer (1968) (xem 8.4.3) cũng như sự phân bố các đứt gãy theo đồ thị Riedel (xem 7.2.2.1) nhằm tìm hiểu và xác định các cấu trúc liên quan với đứt gãy và vị trí phân bố của chúng trong không gian.

### 8.5.4. Xác định tính chất của đứt gãy theo quan hệ với cấu trúc uốn nếp

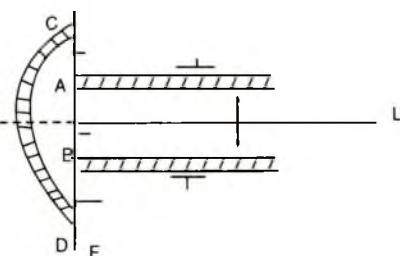
Khi một nếp uốn bị một đứt gãy cắt qua, do hình dạng của nếp uốn nên có thể dựa vào diện lộ của các lớp đá dọc theo đứt gãy để xác định tính chất chuyển động của các cánh. Hình 8.69 cho thấy đứt gãy F cắt vuông góc với trục nếp lồi L.

Mặt đứt gãy F nghiêng về phía tay phải. Khoảng cách của via ở phía phải là AB, ở phía trái là CD ( $CD > AB$ ), do vùng có cấu trúc nếp lồi; nên phía trái được nâng lên hoặc phía bên phải trượt xuống, mặt trượt nghiêng về



**Hình 8.68:** Các bậc uốn nếp và đứt gãy (theo J. D. Moody và M. J. Hill, 1956).

1. Đứt gãy bậc 1; (1) Nếp uốn bậc I.
2. Đứt gãy bậc II; (2) Nếp uốn bậc II.
3. Đứt gãy bậc III; (3) Nếp uốn bậc III.



**Hình 8.69:** Xác định tính chất của đứt gãy (Bình đồ).

phía trục xuống, F là đứt gãy thuận... Tuỳ thuộc vào tính đối xứng của nếp uốn và khoảng cách AC, BD người ta còn có thể xác định F là đứt gãy thuận, nghịch hoặc thuộc loại đứt gãy trung gian.

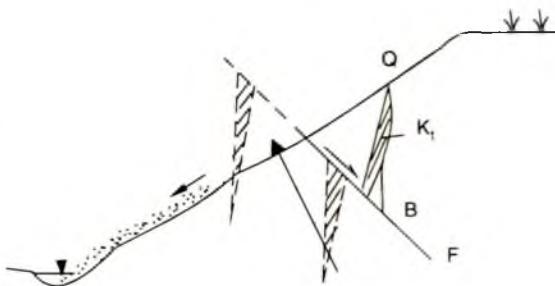
Ngoài ra, ở những phần trên, chúng ta cũng đã nêu lên hiện tượng uốn nếp đi kèm đứt gãy và đã đưa ra những khả năng có thể dựa vào các nếp uốn này để xác định tính chất dịch chuyển của đứt gãy (6.4.10.1.3).

### 8.5.5. Xác định tính chất của đứt gãy dựa vào đặc điểm động học

Ở mục 7.2.2.1 chúng ta đã nêu quy luật phân bố trong không gian của các mặt động học  $S_1, S_2, k_1$  và khả năng dựa vào chúng để có thể xác định tính chất của đứt gãy.

Hình 8.70 cho thấy  $k_1$  là mạch quặng trong khe nứt tách đồng sinh với đứt gãy F. Mạch quặng Q này lộ ra trên sườn địa hình. Nếu đã xác định được vị trí của mạch quặng Q trong mặt cắt QB

thì rõ ràng muốn tìm kiếm Q ta chỉ nên tìm ở cánh trái của đứt gãy. Do  $k_1$  tạo với F một góc nhọn, góc này có mũi nhọn chỉ hướng dịch chuyển của cánh chứa Q nên F là đứt gãy thuận. B là điểm sâu nhất của mạch quặng ở cánh phải. Việc tìm kiếm Q cần tiến hành ở cánh trái của đứt gãy (trong mặt cắt này). Ở cánh này Q có thể lộ ra trên mặt hoặc cũng có thể đã lộ ra, bị phá huỷ bào mòn, trở thành các sản phẩm eluvi, deluvi, thậm chí bị lôi cuốn xuống sông suối (aluvi) gần đó. Vì vậy trước khi khoan để tìm Q ở dưới sâu trong cánh trái của đứt gãy, cần tìm kiếm Q trong eluvi, deluvi và aluvi ở phạm vi cánh trái của đứt gãy...



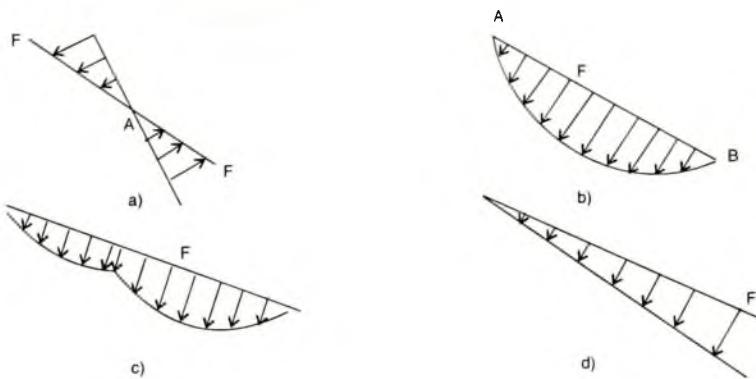
Hình 8.70: Tìm kiếm quặng Q

### 8.5.6. Xác định cấu trúc ở phần tận cùng của đứt gãy và vẽ biểu đồ phân bố lực

Phần tận cùng, phần cuối hay đầu của đứt gãy là phạm vi bắt đầu hình thành hoặc kết thúc của đứt gãy. Đây là vùng rất phức tạp, chỉ có thể xác định được đầy đủ tính chất của một đứt gãy khi nghiên cứu chi tiết cấu trúc của vùng này. Từ phạm vi này của đứt gãy lập biểu đồ cự li dịch chuyển để thấy được hình ảnh đầy đủ về tính chất của đứt gãy. Nhiều đứt gãy, nếu chỉ quan sát một khoảng nào đó có thể kết luận là đứt gãy thuận (hoặc nghịch) nhưng nếu chú ý đến phần tận cùng (termination) của đứt gãy, rất có thể phải thừa nhận chúng là đứt gãy trung gian hoặc đứt gãy dạng bắn lề.

Hình 8.71a cho thấy biểu đồ đứt gãy xoay quanh A. Hình 8.71b cho thấy sự biến đổi biên độ của đứt gãy thuận theo dạng vòng cung... Với quan niệm độ lớn của cự li dịch

chuyển tì lệ thuận với lực tác dụng gây ra đứt gãy, việc vẽ các biểu đồ lực dựa vào cự li dịch chuyển của đứt gãy có thể cho chúng ta biết chẳng những về định tính mà cả về mật độ lượng của các đứt gãy (Lê Như Lai, 1983).



**Hình 8.71:** Biểu đồ phân bố lực xuất hiện khi thành tạo đứt gãy.

F - Đứt gãy. a) Đứt gãy bắn lè; b) Đứt gãy thuận có vùng trung tâm dịch chuyển lớn nhất.  
c) Đứt gãy thuận nghịch dịch chuyển không đồng đều; d) Đứt gãy thuận bắn lè v.v...  
Độ lớn mũi tên tỉ lệ với cự li dịch chuyển (mật cát).

### 8.5.7. Tuổi của đứt gãy

Tuổi của đứt gãy có thể xác định tương đối hoặc tuyệt đối. Nguyên tắc xác định tuổi tương đối của đứt gãy là dựa vào quan hệ của đứt gãy với các yếu tố khác. Đứt gãy cắt qua đá nào hoặc cấu trúc nào thì có tuổi trẻ hơn đá đó hoặc cấu trúc đó. Đứt gãy bị đá nào xuyên qua, cắt qua hoặc phủ lên thì có tuổi cổ hơn đá đó. Trong cùng một bình đồ biến dạng được lập cho một pha biến dạng thì đứt gãy và các thành phần khác của bình đồ biến dạng được xem là cùng tuổi. Tuổi tuyệt đối của đứt gãy được xác định dựa vào tuổi của tập hợp khoáng vật được hình thành cùng với đứt gãy. Trong thực tế người ta thường xác định tuổi tương đối của các đứt gãy.

### 8.5.8. Nghiên cứu các đứt gãy tân kiến tạo và đứt gãy hiện đại

Đối với việc xây dựng các công trình (thuỷ điện, thuỷ lợi, dân dụng...) người ta rất quan tâm đến biểu hiện hoạt động tân kiến tạo (neotectonics). Tân kiến tạo được nhiều nhà địa chất xem là khoảng thời gian tiếp sau chu kỳ kiến tạo Alpi, tức là vào khoảng từ Neogen đến nay. Cũng còn tồn tại một số ý kiến khác nhau về chu kỳ tân kiến tạo. Một số nhà địa chất cho rằng, tùy từng nơi, chu kỳ tân kiến tạo có thể bắt đầu từ cuối kỷ Đệ Tam, hoặc có thể bắt đầu từ Plioxen cho đến nay. Một số ý kiến khác lại cho rằng chu kỳ tân kiến tạo kết thúc vào nửa đầu kỷ Đệ Tứ. Theo E. M. Moores, F. J. Twiss (1995) các hoạt động kiến tạo

từ Neogen đến nay được chia thành hai giai đoạn. Giai đoạn thứ nhất là tân kiến tạo với các hoạt động kiến tạo xảy ra từ vài nghìn đến vài triệu năm về trước. Giai đoạn thứ hai là giai đoạn kiến tạo đang (còn) hoạt động (active tectonics) cũng có thể gọi là kiến tạo hiện tại và tương lai. Một trong những biểu hiện của kiến tạo đang hoạt động là các đứt gãy đang (còn) hoạt động (active fault). Đây là những đứt gãy trẻ, dọc theo nó xảy ra hiện tượng chuyển động lặp đi lặp lại, với những dịch chuyển quy mô khác nhau, có tính chu kỳ và các biểu hiện hoạt động địa chấn. Như vậy, tân kiến tạo và kiến tạo đang hoạt động về thực chất là những biểu hiện kiến tạo trẻ, những biến cố (tai biến) kiến tạo (tectonics hazards), xảy ra một cách ngẫu nhiên trong thời gian từ Neogen đến gần đây hoặc hiện tại kể cả tương lai gần.

Để nghiên cứu tân kiến tạo và kiến tạo đang (còn) hoạt động, ngoài các phương pháp nghiên cứu kiến tạo truyền thống, người ta còn đặc biệt chú ý đến các phương pháp sau đây:

- Đo đặc trực tiếp cự li dịch chuyển, vận tốc dịch chuyển theo các phương khác nhau, trong không gian ba chiều, bằng vệ tinh hoặc đo trắc địa trực tiếp.

- Nghiên cứu các đặc điểm địa chất - địa mạo, chú ý tới các dấu hiệu địa chấn, các tài liệu về sự cắt qua hoặc bị phủ của các đứt gãy bởi các thành tạo trẻ, các tài liệu về sự biến đổi độ cao của các đường bờ biển, sự phản ứng của dòng chảy đối với chuyển động kiến tạo, sự giật lùi và thoái dãn của sườn địa hình, sự bào mòn đá góc với sự thành tạo các nón trầm tích (phóng vật) ở các sườn dốc liên quan với vách các đứt gãy thuận v.v...

- Xác định tuổi tương đối và tuổi tuyệt đối của các cấu trúc đặc biệt là các cấu trúc trẻ.

- Xác định biểu hiện hoặc hành vi tân kiến tạo của các đứt gãy và các nếp uốn v.v...

Các đứt gãy tân kiến tạo và đứt gãy đang hoạt động thể hiện theo nhiều loại khác nhau, thường là các đứt gãy trượt băng, có tính phân đoạn (đứt gãy phân đoạn - segmented fault). Mỗi đoạn đứt gãy đó có thời gian thể hiện, cường độ, mức độ hoạt động địa chấn thường không đồng nhất. Chúng có phần bị uốn cong (bend), có phần bị ép (contractional hoặc restraining) có phần bị tách (extensional hoặc releasing). Phạm vi ép (doạn ép - creeping hoặc stuck segment, pinned) xảy ra hiện tượng dồn ép; phạm vi tách, không bị dồn ép (unpinned) xảy ra hiện tượng tách dãn và phạm vi uốn cong (bend) xảy ra hiện tượng dồn ép; phạm vi tách, không bị dồn ép (unpinned) xảy ra hiện tượng thay đổi góc phương vị đường phương của đứt gãy. Hệ đứt gãy San Andreas (San Andreas fault) là một hệ đứt gãy trượt băng lớn được nhắc đến trong nhiều sách giáo khoa. Hệ đứt gãy này ở California (Mỹ) đi qua San Francisco và phía Đông Los Angeles được xem là ranh giới giữa mảng Thái Bình Dương ở phía Tây và mảng Bắc Mỹ ở phía Đông; thuộc loại trượt băng phai, gồm nhiều đứt gãy song song với nhau tạo thành đới có bề rộng từ 100 - 150km; kéo dài hàng nghìn km. Có thể chia đứt gãy San Andreas thành 4 đoạn. Đoạn phía Bắc có biểu hiện dịch chuyển gần đây nhất vào năm 1906; đoạn trung tâm là đoạn đang hoạt động; đoạn Nam trung tâm có lịch sử chuyển động phức tạp xảy ra khoảng 1500 năm về trước và gần đây nhất là vào năm 1857; đoạn phía Nam lại thể hiện bởi một số lún động đất xảy ra gần đây.

vào những năm đầu của thập niên cuối cùng của thế kỉ XX. Dựa vào sự dịch chuyển đường bờ của trũng Oligoxen, người ta đã xác định được cự li dịch chuyển ngang của đứt gãy San Andreas khoảng 300km kể từ Oligoxen (E. M. Moores, R. J. Twiss, 1995)... Đứt gãy tân kiến tạo và đứt gãy đang hoạt động có thể chỉ là biểu hiện của một pha trẻ của đứt gãy đã có từ trước. Một số nhà địa chất cho rằng đứt gãy San Andreas hoạt động từ kỉ Jura, cự li dịch chuyển từ kỉ Jura đến nay tới 560km (M. L. Hill, T. W. Dibblee, 1953; xem G. D. Ashgirei, 1963).

## 8.6. VÀI NÉT VỀ ĐÚT GÃY Ở VIỆT NAM VÀ LÂN CẬN

### 8.6.1. Kiến sinh phá huỷ chính

Nghiên cứu lịch sử phát triển địa chất - kiến tạo ở Việt Nam và lân cận có thể xác nhận một số chu kì kiến sinh phá huỷ (taphrogenesis) chính sau đây:

- Chu kì kiến sinh phá huỷ cuối Proterozoi. Vào chu kì này các đá có tuổi Tiên Cambri bị phá huỷ mạnh mẽ, đặc biệt ở ven rìa các teran dương thời. Phá huỷ cuối Proterozoi đã phân chia rìa các địa khối thành các cấu trúc tách dãn, rift hoặc tiền rift, các cấu trúc địa hào và aulacogen làm cơ sở hình thành các trũng cuối Proterozoi - đầu Paleozoi hoặc các trũng Paleozoi sớm. Ở Việt Nam đáng chú ý hơn cả là các trũng cuối Proterozoi - đầu Paleozoi hoặc Paleozoi sớm, trong đó trũng Cam Đường có thể xem là trũng điển hình. Trũng này nằm dọc các đới địa hào, bán địa hào thuộc rìa Tây Nam của teran Việt - Trung, có phương Tây Bắc - Đông Nam và được lấp đầy bởi các vật liệu Paleozoi sớm với các thành tạo apatit - photphorit điển hình.

- Chu kì kiến sinh phá huỷ Paleozoi muộn. Chu kì kiến sinh Paleozoi muộn ở Đông Dương có lẽ xảy ra từ Cacbon, đá phá huỷ các cấu trúc được thành tạo vào giai đoạn trước, hình thành một loạt các đứt gãy có phương Tây Bắc - Đông Nam, từ sông Mã đến sông Hồng, với trung tâm là phạm vi Sông Đà. Các phá huỷ ở giai đoạn này chủ yếu có tính tách dãn, hình thành các đới đứt gãy dạng rift với mức độ khác nhau, được lấp đầy bằng các thành tạo núi lửa có thành phần mafic (bazan) và đồi nòi là trầm tích lục nguyên - núi lửa với các đá điển hình là agglomerat (cuội kết núi lửa), tuf, tufit và tufogen. Kiến sinh phá huỷ này có lẽ xảy ra vào đầu Paleozoi muộn, tiếp theo là giai đoạn căng dãn với phun trào xảy ra từ Paleozoi muộn đến đầu Mezozoi sớm. Sự khép kín các cấu trúc phá huỷ vào đầu Mezozoi sớm ở vùng sông Đà dãn đến sự hình thành các cấu trúc phá huỷ vào cuối Mezozoi với sự hình thành cấu trúc tách dãn - phun trào Tú Lê.

- Chu kì kiến sinh phá huỷ Kainozoi. Chu kì này có thể tách ra thành hai giai đoạn. Giai đoạn thứ nhất vào cuối Mezozoi, đầu Kainozoi, đặc biệt vào khoảng Creta - Paleogen. Ở giai đoạn này xuất hiện các phá huỷ mạnh mẽ, hình thành các cấu trúc đứt gãy dạng địa hào, cấu trúc bong hoa âm dọc theo các đới đứt gãy lớn phương Tây Bắc - Đông Nam, trong đó đáng chú ý nhất là đới đứt gãy Sông Hồng. Đứt gãy này cùng với hệ đứt gãy

phương Đông Bắc - Tây Nam và dứt gãy kinh tuyến 110 tạo nên cấu trúc ba chac Nam Hải Nam. Bình đồ biến dạng vào giai đoạn này được xem là cơ sở hình thành các bồn trũng Neogen, Neogen - Đệ Tứ ở Việt Nam và lân cận, trên lục địa, thềm lục địa và vùng biển kế cận. Giai đoạn thứ hai vào cuối Neogen, hình thành một loạt các dứt gãy trẻ, cắt qua các thành tạo Pale - Neogen, tạo điều kiện cho phun trào bazan hoạt động và gây tái hoạt động các đới phá huỷ có trước.

#### 8.6.2. Vài nét về việc nghiên cứu các dứt gãy ở Việt Nam và lân cận

Các dứt gãy ở Việt Nam và lân cận đã được nhiều nhà địa chất quan tâm nghiên cứu. Trước năm 1945, trong quá trình điều tra và vẽ bản đồ địa chất các nhà địa chất Pháp đã phát hiện nhiều dứt gãy ở Đông Dương nói chung và Việt Nam nói riêng. Ngoại trừ các cấu trúc địa dendir và một số dứt gãy liên quan với chúng sau này nhiều nhà địa chất phủ nhận, có thể nói rằng nhiều dứt gãy lớn đóng vai trò như khung cấu trúc địa chất ở Đông Dương đã được các nhà địa chất Pháp trình bày trong các công trình của mình. Sau 1954, đặc biệt là từ những năm đầu của thập niên 60, thế kỷ thứ XX, các nhà địa chất Liên Xô và Việt Nam, đứng đầu là A. E. Đopjicov đã tổng hợp tài liệu địa chất, tiến hành do bản đồ địa chất 1: 500.000 miền Bắc Việt Nam và phần vùng kiến tạo khu vực này theo nguyên tắc đổi - tướng kiến trúc (thành hệ - kiến trúc). Các tác giả đã xác định một loạt các đới dứt gãy, phá huỷ được xem như là ranh giới của các miền uốn nếp hoặc ranh giới của các đới tướng - kiến trúc trong các miền đó. Sau khi nước nhà thống nhất, công tác thành lập bản đồ địa chất Việt Nam, tỉ lệ 1: 500.000 được tiến hành từ năm 1976 đến năm 1981, xuất bản năm 1988, dưới sự chủ biên của Trần Đức Lương và Nguyễn Xuân Bao. Các dứt gãy chính thuộc lãnh thổ Việt Nam được trình bày trên tờ bản đồ này. Bên cạnh những công trình lớn nói trên, trong thời gian vừa qua còn có một số công trình nghiên cứu tổng thể dứt gãy ở Việt Nam và lân cận, hoặc nghiên cứu chi tiết các dứt gãy ở từng vùng do vẽ bản đồ tỉ lệ 1: 200.000, 1: 100.000, 1: 50.000. Dưới đây chúng tôi chỉ nêu lên một vài ví dụ. E. Saurin, 1967, trong bài viết về tân kiến tạo Đông Dương, cũng đã chỉ ra các dứt gãy Neogen, chủ yếu có phương Tây Bắc - Đông Nam trùng với các trũng Neogen, như dứt gãy Cao Bằng; dứt gãy Sông Lô, dứt gãy Sông Hồng, dứt gãy Sông Cà, dứt gãy Sông Ba và các trục phun trào bazan, xem chúng như là các dứt gãy tạo điều kiện cho bazan phun lên. Iu. G. Gatinxki, Trần Văn Trị và nnk, 1970, cũng đã bàn đến các dứt gãy chủ yếu nhất ở miền Bắc Việt Nam. Dựa vào tài liệu địa chất, vật lí, các tác giả nói trên chia ra các hệ thống dứt gãy theo các phương khác nhau. Hệ thứ nhất theo phương Đông Bắc, trong đó một số là dứt gãy rìa và đi đến kết luận các dứt gãy phương Đông Bắc và có thể có tuổi trước Cambri. Hệ thống thứ hai theo phương Tây Bắc, phổ biến hơn, có chiều dài đáng kể và có lẽ trẻ hơn hệ thống Đông Bắc. Ngoài hai hệ thống chính nói trên còn có các dứt gãy theo phương á - vĩ tuyến (thường là dứt gãy ngắn hơn và trẻ hơn các dứt gãy Tây Bắc, Đông Bắc, có cánh nam bị hạ xuống) và các dứt gãy theo phương á - kinh tuyến (thường là dứt gãy không sâu

và có lẽ là các đứt gãy trẻ hơn cả). Các tác giả nói trên đã mô tả sơ bộ một số đứt gãy chính ở khu vực này.

Tác giả cuốn giáo trình này (Lê Như Lai, 1983) cũng đã tổng hợp tài liệu và mô tả 59 đứt gãy và đổi pha huỷ gắn với quan điểm động học và kiến tạo mảng ở phạm vi rìa Tây và Tây Nam Thái Bình Dương, trong đó có Việt Nam. Các đứt gãy ở khu vực này được chia thành 4 nhóm theo phương Tây Bắc - Đông Nam, Đông Bắc - Tây Nam, á kinh tuyến và á vĩ tuyến. 59 đứt gãy ở khu vực này được xác định theo phương, hướng dốc, góc dốc, chiều dài, chiều rộng của đổi pha huỷ, độ thị tiến hoá (quá trình phát triển) với tuổi và kiểu thể hiện ở từng giai đoạn, magma và khoáng hoá đi kèm, cũng như kiểu loại động lực v.v...

Trong những năm gần đây, một số nhà địa chất đã tiến hành phân loại đứt gãy ở Việt Nam. Dưới đây là một vài ví dụ: Nguyễn Trọng Yên (1995) đã bàn đến các đứt gãy chính đang hoạt động ở Việt Nam; Cao Đình Triều, Nguyễn Danh Soạn (1998) đưa vào các tài liệu địa vật lí, địa chất đã mô tả đứt gãy và đưa ra các thông tin về đường phương, hướng dốc và góc dốc của các đứt gãy ở Việt Nam. Hoàng Anh Khiêm (1999) liệt kê các đặc điểm về mức độ biểu hiện, phương phát triển, chiều dài, chiều rộng, độ sâu, hướng cắm và phân loại 87 đứt gãy ở Việt Nam. Lê Triều Việt, Đặng Văn Bát, Nguyễn Văn Hùng (2000) đã xác định mạng lưới 25 đứt gãy ở Tây Bắc Việt Nam và mô tả tóm tắt các đứt gãy lớn ở khu vực này.

Nhiều nhà địa chất đã quan tâm nghiên cứu từng đứt gãy cụ thể, đặc biệt là đứt gãy Sông Hồng (J. Fromaget, 1941; I. A. Rezanov và nnk, 1965; Iu. G. Gatinskii và nnk, 1970; P. Tapponier và nnk 1982, 1990; Phan Văn Quỳnh và nnk, 1995; Trần Ngọc Nam, 1999; Văn Đức Chương và nnk, 2000; Lê Như Lai, 1983, 1995, 2000; v.v...). Kết quả nghiên cứu về đứt gãy Sông Hồng của các tác giả khác nhau cho thấy còn nhiều vấn đề cần được làm sáng tỏ hơn nữa.

Nhìn chung các đứt gãy ở Việt Nam và lân cận chưa được nghiên cứu đầy đủ, mặc dù vai trò kiến tạo và mối liên quan với quặng hoá của chúng rất quan trọng.

## Chương IX

# THẾ NÀM CỦA ĐÁ MAGMA

### 9.1. KHÁI NIỆM CHUNG

Đá magma là loại đá được hình thành do quá trình kết tinh của dung nham magma, tức là khói silicat (đôi khi là cacbonat, sunfua, oxit) nóng chảy. Các dung nham magma được thành tạo ở dưới sâu trong điều kiện nhiệt độ cao, áp suất lớn, dâng lên phần trên của vỏ Trái Đất hoặc trào ra khỏi mặt đất. Ở đó nhiệt độ và áp suất giảm, dung nham magma kết tinh, đông cứng, nguội lạnh trở thành đá magma. Các sản phẩm magma kết tinh và nguội lạnh ở dưới sâu, trong vỏ Trái Đất gọi là magma xâm nhập. Trái lại khi dung nham magma trào ra khỏi mặt đất mới kết tinh và nguội lạnh thì gọi là đá magma phun trào. Như vậy đối với đá magma xâm nhập, thành tạo ở dưới sâu nhiệt độ cao, áp suất lớn, nên chúng kết tinh hoàn toàn và có kiến trúc hạt. Quá trình kết tinh chịu ảnh hưởng mạnh mẽ của nhiệt độ và áp suất cao, trong điều kiện dòng magma xuyên lén rồi nguội lạnh, giảm thể tích và chịu lực ép của đá vây quanh dẫn đến sự hình thành cấu trúc nhất định của từng thể magma xâm nhập. Người ta phân biệt ba quá trình chính thể hiện sự tiến hóa của magma là quá trình (phân dị) kết tinh, quá trình phân dị magma (tương tác với chất lưu) và quá trình phân dị - trao đổi - đồng hóa giữa đá magma và đá vây quanh. Magma ở trong lòng đất có trạng thái lỏng, do nhiệt độ cao, chúng gồm hai tướng là tướng lỏng và tướng khí; khi nhiệt độ giảm, một số tinh thể kết tinh, tạo nên tướng cứng. Magma càng nhớt, độ khuếch tán các nguyên tố càng chậm, các tinh thể có tốc độ phát triển kém. Độ phun trào. Độ nhớt của magma phụ thuộc vào tính axit của magma; tính (độ) axit của magma càng lớn thì magma càng khó di động. Sau khi phun ra ngoài mặt đất, do magma mafic rất lỏng (ví dụ bazan ở đảo Hooai, có thể cháy với tốc độ 17,7 km/giờ, có nơi 60 km/giờ), nên chúng dễ dàng cháy đi xa tạo ra lớp phủ rộng, gần như nằm ngang. Trái lại, dung nham axit quánh, đặc sệt, nên sau khi phun ra khỏi mặt đất, chúng không di chuyển được xa, thường phân bố ngay ở miệng phun trào (núi lửa) tạo nên những lớp phun trào có độ dốc lớn (hình 9.1). Dung nham axit và trung tính thường cháy chậm, ví dụ dòng andezit núi lửa Crum dịch chuyển chỉ khoảng 7m/ngày-đêm.

Độ nhớt của magma còn phụ thuộc vào nhiệt độ, áp suất và hàm lượng chất bốc có trong chúng. Khi magma kết tinh, một số tinh thể được thành tạo, làm cho magma khó di động hơn; dẫn đến sự phân bố các tinh thể trong khối magma không có tính quy luật cao.



**Hình 9.1:** Mặt cắt thể hiện thể nambi của đá phun trào axit (a) và mafic (b).

1. Đá móng; 2. Họng núi lửa; 3. Các lớp phun trào.

Trong quá trình kết tinh, một số khoáng vật phụ được kết tinh sớm, sau đó là các silicat sắt, manhê; manhê - canxi và sắt - canxi tạo nên các khoáng vật sẫm màu (olivin, pyroxen, amphibon, biotit v.v...), tiếp đến là các khoáng vật sáng màu với silicat vôi, kiềm vôi và kiềm (bắt đầu là anoctit, sau đó là fenspat kiềm); cuối cùng là thạch anh. Nói cách khác, magma kết tinh theo sơ đồ do Bowen đề ra, gọi là sơ đồ Bowen. Sơ đồ Bowen chỉ cho biết thứ tự kết tinh của các khoáng vật tạo đá chủ yếu. Các khoáng vật phụ kết tinh vào những giai đoạn khác nhau và có thể dựa vào sự cộng sinh của chúng với các khoáng vật tạo đá để phỏng đoán vị trí của chúng trong sơ đồ Bowen.

Biết được thứ tự kết tinh của các khoáng vật tạo đá, có thể dựa vào quy luật phân bố của những khoáng vật đó để tìm hiểu môi trường kiến tạo khi từng nhóm khoáng vật này được hình thành, mặt khác, khi biết được nhiệt độ kết tinh của khoáng vật hoặc hình dạng của chúng (ví dụ ở  $870^{\circ}$  thì thạch anh  $\alpha$  được thành tạo, ở  $575^{\circ}$  thì thạch anh  $\beta$  xuất hiện; olivin bắt đầu kết tinh ở  $1200 - 1250^{\circ}$  với các tinh thể đắng thước ở  $170^{\circ}$ , ở  $1170^{\circ}\text{C}$  olivin có dạng kéo dài, ở  $1150 - 1130^{\circ}\text{C}$  olivin dạng bao bì hình lăng trụ ngắn, ở  $1100^{\circ}\text{C}$  có dạng lăng trụ dài v.v...) cũng có thể có được nhận thức về mối liên quan giữa hình dạng và sự phân bố của khoáng vật với điều kiện thành tạo và từ đó có thể suy đoán môi trường kiến tạo theo từng giai đoạn kết tinh nhất định.

Dĩ nhiên, đây là một vấn đề phức tạp, cần nghiên cứu tỉ mỉ, phải chú ý đến sự biến đổi của cấu trúc (tính phân bố của khoáng vật) sau khi khoáng vật đã được hình thành cũng như khoảng thời gian rất ngắn giữa thời điểm kết tinh của nhóm khoáng vật này đến nhóm khoáng vật khác v.v... Từ đó mới có được các kết luận hợp lý về môi trường kiến tạo - địa động khi các nhóm khoáng vật kết tinh, hoặc ở khoảng nhiệt độ nào đó khi magma dần dần nguội lạnh. Nghiên cứu sự định hướng của trục quang học thạch anh, các song tinh fenspat, các yếu tố của các khoáng vật mafit; trục vuông góc với mặt [001] của biotit, v.v... trong các loại đá khác nhau, đặc biệt là trong đó magma đã được nhiều nhà Thạch học cấu tạo rất quan tâm (B. Sander, 1948, 1950; A. Watznauer, 1969; H.-J. Behr, 1967; J. Hofmann, 1969; G. Moebus, 1967; v. v...).

## 9.2. THẾ NAM CỦA ĐÁ PHUN TRÀO

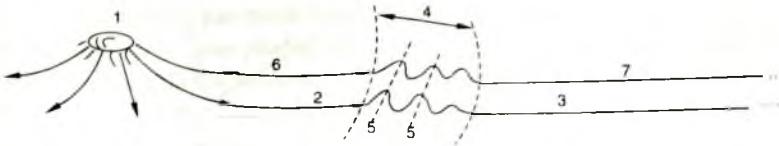
Như đã nêu ở trên, đặc điểm của đá phun trào là dung nham magma được nguội lạnh ở trên bề mặt Trái Đất (trên lục địa hoặc trong môi trường nước). Dung nham magma phun ra

đọc theo các đới phá huỷ hoặc dưới dạng các họng, cụm họng núi lửa, rải rác hoặc tập trung. Nhìn chung, thể nambi của đá phun trào dạng lớp phủ, dạng thè tường, thè dòng, thè họng (cổ), thè vòm, thè kim, thè tích đồng, thè nón v.v... Núi lửa có thể phun ra một lần (đơn kì) hoặc nhiều lần (đa kì) đối với từng họng núi lửa, đồng thời hoặc không đồng thời đối với một tập hợp nhiều họng hoặc nhiều trung tâm núi lửa. Hiện tượng phun trào xảy ra từng đợt có thể dẫn đến hiện tượng các lớp phun trào nằm xen trong các lớp trầm tích. Chúng phủ lên một tổ hợp các lớp đá có trước và lại bị các lớp trầm tích trẻ hơn phủ lên trên. Trường hợp này, các lớp phun trào thường được nghiên cứu đồng thời với tập trầm tích chứa chúng. Khi nghiên cứu cấu trúc (vùng) đá phun trào người ta chú ý đến những vấn đề sau đây:

#### 9.2.1. Xác định tuổi, nguồn gốc và thể nambi của đá phun trào

Tuổi của đá phun trào có thể xác định dựa theo quan hệ với đá vây quanh (tuổi tương đối) hoặc sử dụng các phương pháp phân tích phóng xạ để xác định tuổi tuyệt đối của chúng. Khi xác định tuổi tương đối của đá phun trào người ta chú ý đến đặc điểm dòng chảy của đá phun trào. Dòng chảy của đá phun trào xuất phát từ miệng núi lửa hoặc trung tâm phun trào chảy theo các hướng khác nhau, từ nơi địa hình cao đến vùng địa hình thấp. Tốc độ dòng chảy càng lớn nếu địa hình càng dốc và phụ thuộc vào tốc độ ban đầu (phun lên) của dòng dung nham. Tốc độ dòng dung nham càng nhỏ khi chúng càng xa vùng xuất phát (miệng hoặc trung tâm phun trào). Trên đường di chuyển của mình, dòng dung nham được xem là một nguồn lực tác động vào đá vây quanh, đặc biệt là các cấu trúc ngăn chặn sự chuyển động của dòng phun trào. Vì vậy, khi gặp các lớp trầm tích còn có tính dẻo, ở một phạm vi nhất định, dòng dung nham chẳng những gây biến chất nhẹ, mà còn làm cho đá trầm tích ở vùng tiếp xúc bị biến dạng. Tính phân lớp có thể bị phá huỷ thậm chí còn hình thành các nếp uốn nhỏ. Các nếp uốn này tất dẫn theo chiều dòng chảy dung nham, với mặt trực gần như vuông góc với dòng chảy của dung nham (hình 9.2). Tuổi của lớp phun trào này được xem là cùng tuổi với lớp trầm tích do chúng gây ra uốn nếp. Trong mặt cắt (hình 9.2), lớp phun trào 2 cùng tuổi với lớp trầm tích 3; lớp 6 cùng tuổi với 7; giữa 3 và 7 có những lớp trầm tích được thành tạo vào giai đoạn ngưng nghỉ của phun trào và rõ ràng lớp phun trào 6 trẻ hơn lớp phun trào 2.

Cũng có thể xác định tuổi tương đối của phun trào dựa vào hoá đá (dù hiếm gặp). Các hoá đá này là những sinh vật bị dung nham bao bọc và tiêu huỷ chỉ để lại các khung rỗng. Nếu đổ thạch cao vào các khung rỗng này, người ta có thể nhận dạng được sinh vật. Khi lớp phun trào xen trong trầm tích thì tuổi của đá trầm tích (xác định bằng hoá đá) nằm trên, nằm dưới hoặc ở vị trí tương đương với tầng phun trào có thể dùng làm cơ sở để xác định tuổi của đá phun trào. Các đá ngoại lai ở dạng tù binh, bắt cóc (xenolit) trong đá phun trào rõ ràng có tuổi cổ hơn tuổi của đá phun trào chứa chúng. Bom, cuội hoặc tro núi lửa nằm trong trầm tích nào thì phun trào tạo ra bom, cuội hoặc tro núi lửa ấy cùng tuổi với trầm tích đó.



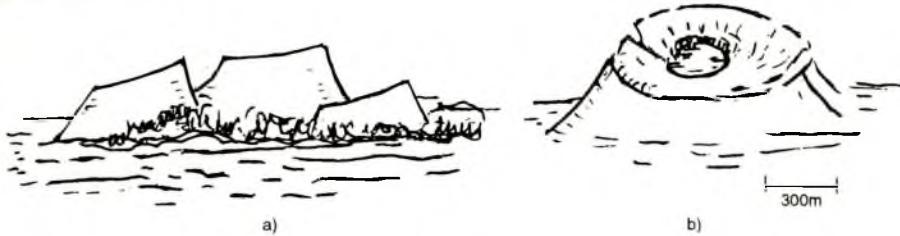
**Hình 9.2:** 1. Họng núi lửa; 2. Lớp phun trào; 3. Lớp trầm tích; 4. Đới uốn nếp và biến chất tiếp xúc với cường độ giảm dần từ 2 sang 3; 5. Mặt trực các nếp uốn nhỏ (mặt cắt).  
Lớp phun trào 6 cùng tuổi với lớp phun trào 7; Mũi tên chỉ hướng chảy của dung nham.

Khi xác định tuổi của phun trào cần cố gắng tìm hiểu mối liên quan của chúng đối với các thể xâm nhập, rồi từ tuổi của xâm nhập có thể suy ra tuổi và nguồn gốc của phun trào.

Phân lớn các thể phun trào có dạng lớp, vì vậy người ta nghiên cứu chúng như nghiên cứu các lớp trầm tích nói riêng hoặc có thể địa chất có cấu tạo mặt nói chung.

### 9.2.2. Tìm lò phun trào

Các lò phun trào hoặc miệng núi lửa có thể xác định được dựa vào phân tích ảnh viễn thám hoặc phân tích các bản đồ địa hình. Trên các tài liệu này cấu trúc miệng núi lửa thường là các cấu tạo vòng khép kín hoặc không khép kín. Những họng núi lửa trẻ tuổi Đệ Tam hoặc Đệ Tứ có thể nhân ra ngay khi quan sát địa hình. Đảo Lý Sơn chính là một tập hợp các miệng núi lửa trẻ. Ở xa thấy chúng như những hình chóp cụt. Từ trên nhìn xuống, các họng núi lửa giống như một "sân vận động" cổ; ở giữa trũng và bằng phẳng, xung quanh là gờ nổi cao khá tròn hoặc dâng thước (hình 9.3).

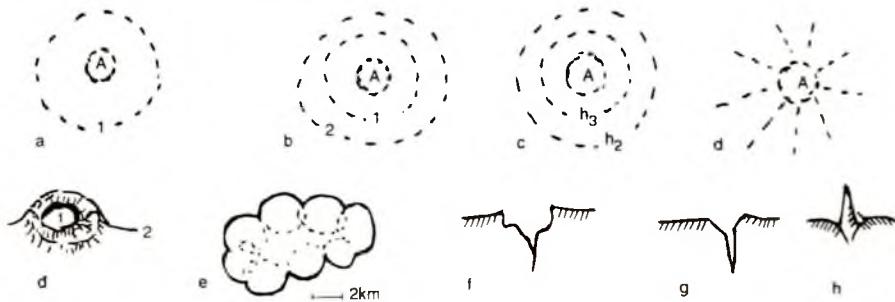


**Hình 9.3:** a) Đảo Lý Sơn nhìn từ xa; b) Họng núi lửa ở đảo Lý Sơn (Lê Như Lai, 1977).

Những miệng núi lửa hình chóp cụt có thể thấy phổ biến ở Tây Nguyên trong đó đỉnh Chưprong (phía Nam Pleiku) là một chóp núi lửa điển hình; Biển Hồ (Pleiku) là một tập hợp các họng núi lửa Kainozoi v.v... (Lê Như Lai, 1977). Các họng núi lửa trước Kainozoi thường bị phá huỷ mạnh. Để xác định chúng người ta tiến hành đo vẽ địa chất; lấy mẫu phân tích định hướng, xác định dòng chảy bằng phương pháp thạch học cấu tạo. Hình 9.4 là bình đồ cho thấy tính định hướng dạng đường của các khoáng vật trong đá phun trào. Tính định hướng dạng đường cho biết hướng của dòng chảy, nơi giao nhau của dòng chảy chính là họng núi lửa hoặc trung tâm phun trào.

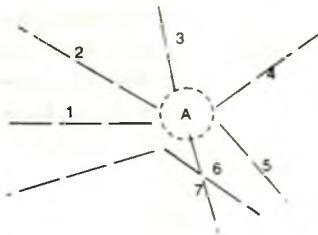
Phương của dời biến chất tiếp xúc nhẹ hoặc phương của các dời uốn nếp nhỏ, liên quan với các tầng phun trào, như đã nói ở trên (mục 9.2.1) bao quanh họng núi lửa. Vì vậy xác định được các dời biến chất nhẹ, các dời uốn nếp nhỏ, trong một số trường hợp cũng có thể giúp ta xác định được trung tâm phun trào. Các bom (10 - 1000mm), cuội (10 - 100mm), tro (0,01 - 10mm), bụi núi lửa (0,01mm) xuất phát từ một họng núi lửa, phân bố có quy luật: loại có kích thước lớn, nặng thường phân bố ở gần họng núi lửa, loại có kích thước nhỏ, nhẹ nằm xa hơn. Nếu xác định được các đai phân bố này, chúng ta cũng có thể tìm được vị trí của họng núi lửa.

Họng núi lửa là nơi tập trung nhiều dãy kết núi lửa, là vùng có các thê phun nghẹn, lấp đầy họng núi lửa, là nơi có nhiều lớp phun trào nhất và lớp phun trào có bề dày lớn nhất v.v... Khi núi lửa phun, sức công phá ở phạm vi họng núi lửa rất lớn, phá vỡ đá vây quanh, tạo ra các khe nứt, đứt gãy. Các cấu tạo phá huỷ này phân bố dạng tia, có trung tâm chính là họng núi lửa. Vùng miệng núi lửa thường bị sụt lún do magma bị co ngót hoặc do xâm thực, tạo nên những chảo núi lửa đường kính đến vài kilômét, về sau trở thành hồ nước trên vùng cao, sườn dốc hoặc có khi bị lấp đầy bởi các đá rắn chắc tạo nên địa hình nhô cao hơn so với xung quanh. Ngoài ra, cần chú ý rằng, càng xa lò phun trào số lượng các bọt khí càng giảm và kích thước các bọt khí càng nhỏ... Tất cả những dấu hiệu nêu trên có thể sử dụng để xác định vị trí của họng núi lửa (hình 9.5).



**Hình 9.5: Dấu hiệu xác định họng núi lửa**

- A - Họng núi lửa: a) 1. Đai, dời biến chất, uốn nếp nhẹ giới hạn (lưỡi) của phun trào.
- b) 1. Phạm vi phân bố bom núi lửa; 2. Agglomerat...
- c) Đường đẳng dày của lớp phun trào ( $h_1 > h_2$ ).
- d) Khe nứt dạng tia.
- e) Họng dạng nón (hồ trên núi) 1, sườn dốc 2.
- f) Họng núi lửa sụt (caldera).
- g) Họng dạng phễu.
- h) Họng dạng trụ (thê kim).



**Hình 9.4: Xác định lò phun trào A bằng phương của dòng dung nham 1, 2...**

Do cấu trúc và thành phần thạch học đặc điểm địa hoá của lò phun trào khác với vùng xung quanh nên có thể dùng phương pháp địa vật lí để xác định vị trí của miệng núi lửa. Những nơi có dị thường địa vật lí rất có thể là những vùng liên quan với diện phân bố đá phun trào và họng núi lửa.

### 9.2.3. Vị trí của phun trào trong bình đới kiến tạo mảng

Trong kiến tạo mảng, các đá phun trào thường liên quan với cung đảo, với các đới rift và các cấu trúc điểm nóng (hot spot). Các cung đảo núi lửa (volcanic arc) thường xuất hiện ở phạm vi mảng đại dương chui xuống dưới mảng lục địa trong cấu trúc hút chìm (subduction) kiểu Kō. Các cung đảo (island arc) hiện tại có thể thấy rõ ở rìa tây Thái Bình Dương, suốt từ đảo Aleutian ở phía Bắc đến cung đảo Tonga Kermadet ở phía Nam. Một số cung đảo thể hiện là các đảo đại dương hẹp, nằm ngay trên vỏ đại dương. Phần lớn cung đảo lại nằm trên vỏ lục địa thực thụ, tạo thành rìa lục địa, ngăn cách các khối lục địa thực thụ với đại dương bởi các bồn trũng đại dương hẹp (narrow ocean basins). Các trũng đại dương hẹp này có thể nằm trên những vùng có dòng địa nhiệt bình thường tạo ra các trũng hoặc biển sau cung (back-arc basins) thường gọi là vùng biển rìa (marginal sea).

#### 9.2.3.1. Tính phân đới của bazan

Tất cả các cung đảo đều đặc trưng bởi hoạt động địa chấn cao, hoạt động núi lửa hiện tại mạnh mẽ và có giới hạn về phía đại dương bởi vực biển hay mảng nước sau (trench) lớn và có dòng nhiệt trong lớp vỏ cao. Hoạt động núi lửa chiếm vai trò quan trọng ở các cung đảo. Các cung đảo hẹp hơn thường thể hiện hoạt động hiện tại mạnh mẽ hơn. Các cung đảo rộng (ví dụ cung đảo Nhật Bản) có lịch sử phát triển lâu dài. Nhìn chung, diện phân bố của núi lửa liên quan với độ sâu của mảng bị nhún chìm. Hoạt động núi lửa chỉ thể hiện trên bề mặt khi mảng chui đạt đến độ sâu khoảng 100km, khi mảng chui nghiêng  $45^\circ$  thì vùng thể hiện của phun trào ở trên mặt cung cách vực biển là 100km. Vì thế càng xa vực biển, các thành tạo phun trào càng trẻ. Người ta thấy có ba loạt (series) núi lửa liên quan với sự tiến hóa của cung đảo sau đây:

1. Loạt toleit (tholeitic series) (loạt giàu FeO). Loạt này được hình thành vào giai đoạn sớm trên cung đảo núi lửa, điển hình bởi các đá andezit, bazan toleit và một ít daxit. Lượng SiO<sub>2</sub> chiếm khoảng 48 - 63% trọng lượng. Trong đá có pyroxen nghèo canxi, pyroxen xiên và plagioclase canxi, cũng có thể có olivin.
2. Loạt kiêm - vôi (calc-alkali series). Loạt này có bazan (giàu) nhôm, hoặc trung bình, một ít đá axit với SiO<sub>2</sub> chiếm từ 52 - 70% trọng lượng. Trong đá thường có pyroxen trực thoi, có thể có hoenblen và biotit.
3. Loạt kiêm (alkali series). Loạt này gồm hai nhóm đá kiêm, nhóm sodic (natri) (sodic group) với bazan olivin kiêm, andezit kiêm, trachit và ryolit kiêm và nhóm soshonite (shoshonite group) với các đá magma có tỉ lệ K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O gần bằng một, như trachit andezit, andezit giàu fenspat kiêm...

Các loạt phun trào nói trên phân bố thành đới, chặng hạn như ở Nhật Bản, sát với vực biển là đới phun trào tolite (và phun trào kiềm - vôi) (1) tiếp theo là đới phun trào kiềm - vôi (2), xa hơn nữa là phun trào kiềm vôi và natri-kiềm (3), tiếp theo là các đá natri-kiềm (4), cuối cùng là bazan cao nguyên olivin kiềm Đệ Tam (hình 9.6). Đáng chú ý là các đới nói trên tương ứng với các đá chấn tiêu động đất: (1), tương ứng với chấn tâm sâu 60 - 300km; (2), tương ứng với đới chấn tâm sâu 300 - 600km; (4) tương ứng với đới chấn tâm sâu trên 600km.



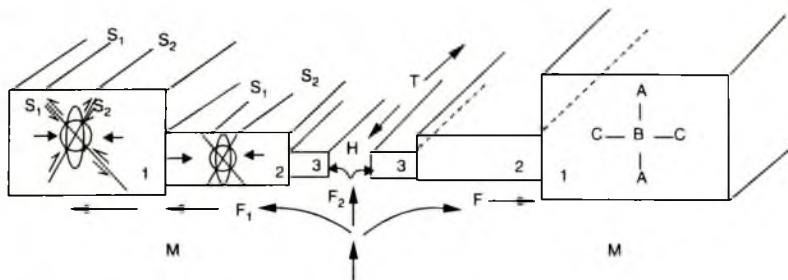
**Hình 9.6: Tính phân đới của bazan và chấn tâm động đất ở Nhật Bản và lân cận (A. A. Maracusev, 1979; H. Kuno, 1970; H. H. Hess, 1962; A. Miyasiro, 1972).**

Ba loạt phun trào nói trên lần lượt tương ứng với bazan tolite, bazan andezit và bazan trachit, lần lượt tương ứng với giai đoạn địa máng sớm (rift là chính), giai đoạn ép nén và giai đoạn kết cố (A. A. Maracusev, 1979). Như vậy, cũng có thể cho rằng loạt phun trào thứ nhất liên quan chủ yếu với môi trường địa động tách dãn, loạt thứ hai ứng với môi trường địa động ép nén và loạt thứ ba liên quan với môi trường kiến tạo sâu. Các loạt phun trào nói trên tương ứng với hai giai đoạn tiến hóa thạch học của cung đảo. Giai đoạn thứ nhất liên quan với hiện tượng khử nước của amphibolit bị nhân chìm ở độ sâu 70 - 100km. Nước tham gia vào quá trình gây nóng chảy manti trên và tạo ra các magma với sản phẩm phân đị đầu tiên của chúng là loạt tolite. Giai đoạn thứ hai khi đới hút chìm đạt đến độ sâu 100 - 150km, vỏ đại dương bị nóng chảy bộ phận ứng với manti tạo ra các vòm (rise) diapria xâm nhập vào đáy cung đảo gây ra các quá trình tái nóng chảy. Vật chất được đưa lên mức cao hơn trong vỏ, tạo ra magma kiềm vôi hình thành các lò phun trào andezit và phun trào axít cũng như tạo ra các thể xâm nhập granit dạng batolit có độ sâu lớn đến trung bình đi kèm với biến chất khu vực trong điều kiện nhiệt độ và áp suất cao (A. E. Ringwood, 1974).

#### **9.2.3.2. Biến dạng của bazan ở vùng sông núi giữa đại dương**

Các đá phun trào liên quan với rift, đặc biệt là rift ở (giữa) đại dương, là loại phun trào từ đáy biển. Dung nham phun ra gấp nước biển, nhiệt độ giảm đi nhanh chóng, chất bốc thoát ra mạnh mẽ, có những phản ứng nhất định với môi trường nước, cho nên về cấu trúc, kiến tạo các loại phun trào này cũng có những đặc điểm riêng biệt. Các đá bazan phun trào ở dưới nước thường có cấu tạo dạng cầu và dạng gối. Khi bazan nguội lạnh chúng tách ra thành các khối có kích thước khác nhau. Giữa các khối đó là các rãnh được lấp đầy bởi các

vật liệu trầm tích. Bazan sống núi giữa đại dương (Mid-Ocean Ridge Bazalt - viết tắt là MORB) có đặc điểm là xuất hiện ở hai bên sườn của dải rift. Bazan thành tạo sau (trê hơn) đáy bazan thành tạo trước (cổ hơn) về phía lục địa tức là làm cho chúng dịch chuyển theo phương vuông góc với trục kéo dài (T) của rift (sông núi giữa đại dương). Lực đáy này được xem như là lực tổng hợp  $F$  chủ yếu gây ra bởi lực vận động  $F_1$  của manti bên dưới và lực đáy của bazan trê  $F_2$  đối với bazan cổ. Ở vùng gần họng núi lửa trê (H) lực đáy của bazan trê mạnh nhất. Elipxoit biến dạng ở vùng bazan cổ thường có trục B (//T) và C nằm ngang, trục A thẳng đứng. Lực  $F$  là nguyên nhân gây ra hiện tượng uốn nếp trong các khối bazan, với trục uốn nếp B (//T) cũng như tạo ra các hệ khe nứt  $S_1$ ,  $S_2$ . Các hệ khe nứt này tạo với lực  $F$  (chủ yếu nằm ngang) một góc  $\alpha$  phụ thuộc vào tính cơ lí của đá bị biến dạng, thường  $\alpha < 45^\circ$ .  $S_1$ ,  $S_2$  nhìn chung song song với T (hình 9.7). Lực đáy  $F$ , trong đó đặc biệt là  $F_1$  có tác dụng làm các khối bazan ( $1 + 2 + 3 \dots$ ) dịch chuyển ngang, theo dải đứt gây biến dạng. Lực đáy  $F_2$  mạnh mẽ nhất ở vùng gần họng núi lửa (H), do đó những vùng bazan cổ gần họng phun trào (H) sẽ bị biến dạng phức tạp hơn.



**Hình 9.7:** Mô hình khôi phục hiện sur biến dạng của các tầng bazan có tuổi khác nhau.

1, 2, 3... - Các khối bazan từ cổ đến trẻ. M - Mantle

*ABC - Hệ trục tọa độ biến dạng trong mặt cắt vuông góc với trục rift (T).*

Các đá phun trào được chia thành hai kiểu là kiểu cũ và kiểu mới. Cũ và mới ở đây không phải là khái niệm về tuổi, mà để chỉ về mức độ biến đổi thứ sinh. Đá phun trào kiểu mới là đá không bị biến đổi thứ sinh, trong đá có thuỷ tinh núi lửa, các fenspat trong suốt, tươi, fenspat kali là xanidin, plagioclase thuộc loại nhiệt độ cao, có hoenblen bazantic và lxit; hiếm có khoáng vật thứ sinh. Ngược lại phun trào kiểu cũ đặc trưng bởi hiện tượng biến đổi thứ sinh, fenspat bị xoxurit hoá, amphibon là hoenblen thường, lxit biến thành octocla và nefelin; có mặt khoáng vật thứ sinh (clorit, epidot, xerixit, caolinit, actinolit...). Với đá phun trào kiểu cũ khi gọi tên người ta thêm chữ pocfia (nếu đá chứa fenspat kali) hoặc chữ porfirit (nếu đá không chứa fenspat kali) trước tên đá kiểu mới.

Trong mô hình bazan kiến tạo mảng (hình 9.7) các khối bazan 1, 2, 3 cũng có thể là kiêu cũ hoặc kiêu mới. Trong nhiều trường hợp các đá phun trào ở đây đều bị biến đổi do tác dụng của các thẻ phun trào tiếp theo, nên chúng thường thẻ hiện là phun trào kiêu cũ.

### 9.3. THẾ NÀM CỦA XÂM NHẬP

#### 9.3.1. Những khái niệm chung

Đá magma xâm nhập là loại đá được thành tạo từ dung nham silicat nóng chảy xuyên vào và nguội lạnh ở bên trong vỏ Trái Đất. Thế nằm của đá magma xâm nhập là thế nằm xuyên cắt không chỉnh hợp. Trong các tài liệu giáo khoa hiện nay, nhiều nhà địa chất phân chia thế nằm của đá magma xâm nhập ra làm 2 loại là thế nằm chỉnh hợp và thế nằm không chỉnh hợp (R. A. Daly, 1933; N. I. Buiakov, 1957; Nguyễn Văn Chiển và nnk, 1973; A. A. Maracusev, 1979; ...). Một số nhà địa chất lại chia thế nằm của đá magma xâm nhập ra làm ba loại là xâm nhập chỉnh hợp, chỉnh hợp một phần và không chỉnh hợp (V. V. Belousov, 1971) hoặc xem thế nền (batholith) và thế liềm (harpolith) là những thế xâm nhập đặc biệt, còn lại các thế magma xâm nhập khác cũng được chia làm hai loại là chỉnh hợp và không chỉnh hợp (A. G. Ashgirei, 1956). Các đá xâm nhập còn được phân loại dựa vào độ sâu của nóc xâm nhập vào lúc chúng được thành tạo. Theo cách phân loại này các thế xâm nhập được phân thành hai loại là xâm nhập sâu và xâm nhập nông. Xâm nhập sâu được thành tạo ở độ sâu lớn, đá có kiến trúc toàn tinh (kết tinh hoàn toàn), kích thước hạt lớn ( $> 5\text{mm}$ ) hoặc trung bình (1 - 5mm); xâm nhập nông được thành tạo ở độ sâu từ 1,5 - 2km, có kiến trúc hạt nhỏ ( $< 1\text{mm}$ ). Như đã nói ở trên, độ sâu của xâm nhập ở đây là độ sâu ban đầu, lúc chúng được thành tạo; về sau do quá trình kiến tạo và do sự bào mòn chúng có thể lộ ra ngay trên mặt đất... Cũng có nhà địa chất phân loại các magma xâm nhập theo quy mô, chia ra các xâm nhập nhỏ (minor intrusion), các xâm nhập lớn (major intrusions). Khái niệm nhỏ hoặc lớn ở đây cũng chỉ có tính tương đối. Các thế xâm nhập lớn còn gọi là các pluton, có quy mô lớn, ít nhất cũng có thể tích khoảng vài kilômét khối. Các xâm nhập nhỏ thường có dạng ống (pipe-like), dạng tấm (sheet-like), như các dai mạch (dyke), các mạch (sill, filon), hoặc thế nút (plug). Các xâm nhập lớn có ranh giới chỉnh hợp, không chỉnh hợp hoặc chỉnh hợp một phần với đá vây quanh, như thế nấm (laccolith), thế châu (lopolith)... và thế xâm nhập lớn nhất là thế nền (batholith) (R. G. Park, 1983). Xâm nhập và phun trào thường xuất phát từ một nguồn; giữa hai loại đá này, đôi khi còn gấp các loại trung gian gọi là á xâm nhập và á phun trào.

Bên cạnh việc xác định tuổi tuyệt đối theo phương pháp phóng xạ cho các khối magma, dựa vào quan hệ thế nằm của magma với đá vây quanh có thể xác định được tuổi tương đối của chúng (xem 9.5.1).

#### 9.3.2. Cơ học thành tạo các thế xâm nhập

Về mặt cơ học, các thế xâm nhập chiếm vị trí (emplacement) của nó trong không gian theo bốn kiểu cơ bản sau đây:

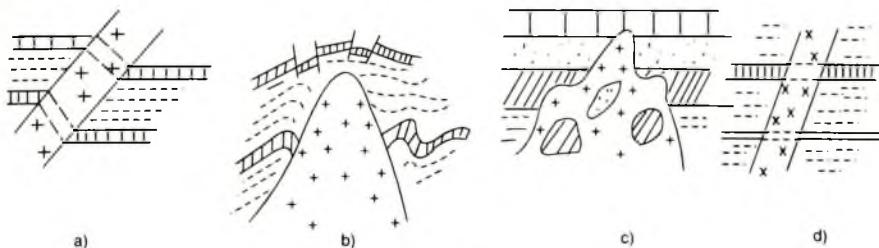
- Kiểu thứ nhất liên quan với hiện tượng tách (dilatation) của đá vây quanh. Trong trường hợp này, đá vây quanh bị tách dãn, thành tạo các hệ thống khe nứt tách (K<sub>t</sub>) tạo điều

kiến cho magma xuyên lén lấp đáy khoáng không gian được tách ra đó (hình 9.8a). Cấu tạo tách giãn này cũng có thể do chính magma gây ra.

- Kiểu thứ hai, magma xuyên lén choán chỗ bằng lực đáy rất mạnh của vòm magma (forceful emplacement), làm biến dạng (dứt gãy, uốn nếp) đá vây quanh (hình 9.8b). Hai kiểu cơ học nói trên được xem là hiện tượng choán chỗ "tích cực" của thế magma; trong đó áp lực của thế magma đóng vai trò quan trọng trong việc thành tạo khoảng không gian cho xâm nhập.

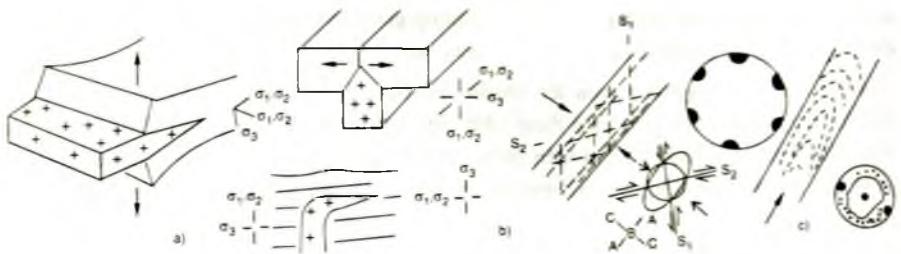
- Kiểu thứ ba gọi là kiểu sụp (stoping) (R. A. Daly, 1933). Ở kiểu này, magma chuyển dịch lên phía trên là nhờ các đá ở phía trên sụp xuống, rơi vào trong khối magma làm cho magma trồi lên thường tạo ra các đá mạch dạng vòng xuyên vào khe nứt quanh khối sụt (hình 9.8c).

- Kiểu thứ tư là kiểu choán chỗ do nóng chảy và đồng hoá (melting and assimilation). Ở kiểu này magma chiếm chỗ bằng cách gây nóng chảy và đồng (tiêu) hoá các đá trên đường magma đi qua (hình 9.8d). Hai kiểu thứ ba và thứ tư là những ví dụ về xâm nhập thụ động (passive).



Hình 9.8: Các kiểu choán chỗ của thế xâm nhập (R. G. Park, 1983).

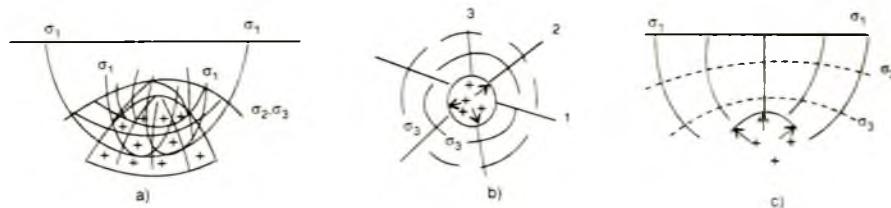
Ở kiểu thứ nhất lực kiến tạo hoặc chính các thế xâm nhập tác động vào đá vây quanh, làm cho đá vây quanh bị tách ra và magma xuyên vào các hệ thống tách đó. Kiểu này đặc trưng cho các đá mạch. Tuy nhiên, nhìn chung ở kiểu này, đá vây quanh gần như không bị biến dạng. Trường hợp đá mạch xuyên lén theo mặt xâm nhập (intrusion plane), mặt này vuông góc với  $\sigma_3$  (hình 9.9). Tuy nhiên khi dung thể magma nguội lạnh, các thế magma xâm nhập đang dai mạch lai ép bên sườn. Hiện tượng ép nén này xảy ra vào lúc magma nguội dần, kết tinh, có tác dụng rõ ràng đến sự định hướng của các khoáng vật. Ở pha xuyên lén, trường ứng suất  $\sigma_3$  song song với phương tách:  $\sigma_1$  theo phương phát triển của thế magma (nằm trong mặt xâm nhập),  $\sigma_2$  nằm trong mặt phẳng vuông góc với  $[\sigma_1\sigma_3]$ ; vị trí của  $\sigma_2$  và  $\sigma_3$ , tuỳ đặc điểm động học cụ thể, có thể hoán vị cho nhau (R. G. Park, 1983). Ở pha này, các khoáng vật đang que, dạng tẩm uốn cong theo đầu mút của các dai mạch. Trong pha kết tinh, khi magma bắt đầu nguội lạnh, lực đẩy của dung thể magma đã bị triệt tiêu, lực ép bên sườn của đá vây quanh chiếm ưu thế, lúc đó  $\sigma_1$  chiếm vị trí của  $\sigma_3$  trong giai đoạn trước; vuông góc với  $\sigma_1$  là mặt phẳng chứa  $\sigma_2$  và  $\sigma_3$  (Lê Như Lai, 1977).



**Hình 9.9:** Các kiểu xâm nhập của đá mạch.

- a) Các trục ứng suất ở pha xâm nhập (R. G. Park, 1983);  
 b) Các trục ứng suất và elip xoay biến dạng ở pha nguội lạnh kết tinh (Lê Như Lai, 1977) với lực ép bên sườn. Định hướng các cầu tạo mặt ở pha xâm nhập (xuyên lén) (Lê Như Lai, 1977);  
 1, 2 - Đồ thị thạch học cầu tạo thể hiện cực đại của các pháp tuyến cầu tạo mặt.

Ở kiểu thứ hai, khi magma xâm nhập xuyên lén mạnh mẽ, quỹ đạo các trục ứng suất đối với đá vây quanh được trình bày ở hình 9.10.



**Hình 9.10:** a) Quỹ đạo ứng suất gây ra bởi xâm nhập dạng vòm, với σ<sub>1</sub> xác định chắc chắn;

b) (Bình đồ), 1, 2, 3... - giao tuyến của mặt [σ<sub>1</sub>, σ<sub>3</sub>] và mặt địa hình;

c) Mặt cắt của b (R. G. Park, 1983).

Ở kiểu thứ ba, khi khối xâm nhập dâng lên, các đá vây quanh ở phía trên bị phá huỷ rơi vào trong magma, có khi sụt cả những khối lớn, chỉ để cho magma xâm nhập lên ở phạm vi giữa đá vây quanh và khối sụt. Trường hợp này dẫn đến sự thành tạo các đá mạch dạng nón, dạng vòng với các vùng sụt lún ở trung tâm, nơi đá vây quanh bị rơi với những khối lớn vào trong magma (hình 9.8c).

Cơ học thành tạo các thể xâm nhập còn là những vấn đề chưa được sáng tỏ. Theo thuyết Kiến tạo tĩnh, đặc biệt là thuyết Địa máng, người ta liên hệ các giai đoạn phát triển magma với các giai đoạn phát triển của cấu trúc: chia các đá magma thành magma miền nền, magma miền địa máng. Các magma miền nền thành tạo trong điều kiện môi trường kiến tạo bình ổn, phát triển chủ yếu theo các đứt gãy, khe nứt. Các đá magma ở miền địa máng, nơi vỏ Trái Đất không ổn định, hoạt động mạnh mẽ vào giai đoạn kết thúc chế độ địa máng và giai đoạn tạo núi uốn nếp; do đó có các phức hệ magma trước, đồng và sau tạo núi.

Theo thuyết kiến tạo động đặc biệt là thuyết kiến tạo mảng, cơ chế hoạt động của magma gắn với đặc điểm địa động học và động lực học khu vực, với các chế độ động học điển hình: tách dãn (tạo rift), cắt trượt, chìm chuí. Các thể magma được thành tạo do dung nham từ dưới sâu ở đới Benioff (Benioff zone) hoặc đới nhún chìm (subduction) rồi xuyên lên phần trên của vỏ Trái Đất hoặc phun ra ngoài mặt đất. Dung nham magma có thể phun dọc theo các đới tách dãn rift ở lục địa cũng như ở đại dương (xem chương XI).

## 9.4. HÌNH DẠNG VÀ ĐẶC ĐIỂM ĐỘNG HỌC CỦA CÁC THỂ XÂM NHẬP CHÍNH

### 9.4.1. Thể via

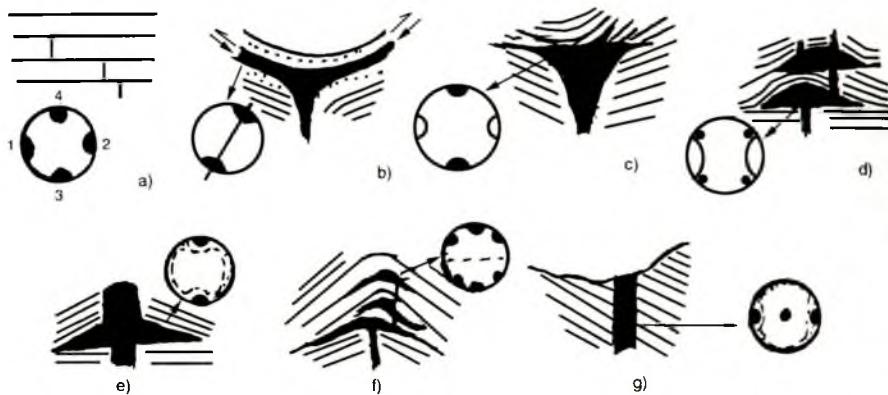
Thể via (sill) là những thể xâm nhập có dạng via hay dạng thau kính xuyên theo mặt lớp hoặc mặt phiến của đá vây quanh. Thể via thường phát triển thành một hệ thống, bao gồm một số via, nằm xen theo mặt lớp, mặt phiến và via nọ nối với via kia bởi một đường dẫn duy nhất. Theo đường dẫn này magma từ dưới sâu đi lên xuyên theo các cấu tạo mặt đá có trước. Khác với dòng dung nham dạng lớp phủ chỉ gây ra biến chất cho các đá nằm dưới chúng, thể via gây biến chất tiếp xúc cả mái và tường của chúng. Không những thế, ở mái cũng như ở tường của thể via, các đá vây quanh còn bị biến chất trao đổi và dung nham của thể via ở dạng các mạch rất nhỏ còn xuyên cắt vào đá vây quanh ở trên hoặc dưới chúng. Bề dày của thể via từ vài milimét đến hàng trăm mét, kéo dài từ vài mét đến hàng trăm kilômét, có diện tích từ vài mét vuông đến hàng ngàn kilômét vuông. Thể via ở vùng Caru (Nam Phi) rộng tới  $570.000\text{km}^2$ . Tập hợp các via nằm song song với nhau xen trong đá trầm tích, có thành phần mafic với các đá gabro-diaba gọi là torap. Những thể via lớn, magma xuyên vào mặt không chỉnh hợp, thành phần chủ yếu là granitoit, gọi là thể liêm (harpolith). Các thể via chủ yếu có thành phần bazan, đôi khi có thành phần trung tính hoặc axit. Thể via có thành phần bazan, bề dày có khi tới 10m, trong đó có thể thấy được hiện tượng phản dị vật chất, phần giáp đáy được làm giàu bởi các thành phần nặng hơn và được kết tinh ở giai đoạn sớm.

Magma tạo nên thể via có thể xuyên lên một lần (đơn kì) hoặc nhiều lần (đa kì); loại một lần còn gọi là thể via đơn giản, nhiều lần gọi là thể via phức tạp. Thể via thường có thể nằm ngang hoặc hơi nghiêng. Khi magma kết tinh, chịu áp lực của các lớp nằm trên vuông góc với mặt via; vì vậy các khoáng vật dạng que, dạng tấm nói chung định hướng song song với mặt via. Đồ thị thạch học cấu tạo của các khoáng vật dạng que có cực đại ở 1 và 2; pháp tuyến của các khoáng vật dạng tấm có cực đại ở 3 và 4 (hình 9.11a).

### 9.4.2. Thể chậu

Thể chậu (lopolith) là thể xâm nhập, nhìn chung chỉnh hợp với đá vây quanh, trừ phần (cuồng) magma cắt qua các lớp. Sau khi dung nham magma xuyên theo mặt lớp, mặt phiến, chúng bị sụt xuống, làm cho các lớp các phiến vây quanh magma cũng bị uốn cong giống

như một nếp lõm, hoặc có hình dạng một cái chậu, gọi là thể chậu (hình 9.11b). Như vậy magma của thể chậu bị uốn đồng thời với đá vây quanh. Thể chậu có thể đối xứng hoặc không đối xứng, có thể nằm nghiêng về trung tâm với góc nghiêng nhỏ hơn  $30^{\circ}$ . Đường kính của thể chậu nhỏ, chỉ vài kilômét, ít khi gặp loại có đường kính hàng trăm kilômét; bề dày bằng khoảng 1/20 đường kính. Nhìn chung, hiện tượng phân dị magma trong thể chậu rất rõ ràng. Các đá magma của thể chậu chủ yếu có thành phần mafic và siêu mafic, rất hiếm khi gặp thành phần axit. Thể chậu Bushveld (Nam Phi) có diện tích hình báu dục, trục dài 480km, trục ngắn khoảng 300km, thuộc loại phức tạp với các đá norit, granit, granofia và fenzit. Thể chậu Sotberi (Ontario-canada) thuộc loại đa kì, magma có thành phần gabronorit, nằm rất thoải, diện tích trên 200.000km<sup>2</sup>.



**Hình 9.11:** Các thể xâm nhập ít nhiều chính hợp với đá vây quanh (mặt cắt).

Phản đen trong hình vẽ là đá magma. Các vòng tròn là đồ thị thạch học cấu tạo.

Đáng chú ý là khi thể chậu lộ ra trên mặt, ở rìa của chúng đá vây quanh có thể nằm cắm xuống dưới thể chậu. Dựa vào thế nằm của đá vây quanh có thể xác định hình dạng của thể chậu, cấu trúc nếp lõm cấu tạo bởi đá magma thể chậu và đá vây quanh. Nghiên cứu đặc điểm động học của cấu trúc có thể tiến hành theo phương pháp nghiên cứu một nếp uốn. Mặt trục của nếp uốn này thường chứa kênh dẫn magma từ dưới lên. Quá trình động lực học của xâm nhập thể chậu có thể tách ra làm hai pha liên tiếp nhau. Pha thứ nhất gắn với quá trình xuyên lén của magma. Ở pha này magma xuyên lén đến một mặt lớp (mặt phiến) thích hợp, chúng thay đổi hướng vận động, từ (chủ yếu theo) phương thẳng đứng sang phương nằm ngang, dồn ép magma đi xa khỏi phần trung tâm, xen vào giữa các lớp (các phiến). Giai đoạn thứ hai, khi đó nhiệt độ và áp suất của dòng magma đã giảm, một số khoáng vật đã kết tinh, hướng vận động của dòng magma theo chiều ngược lại. Cùng với sự uốn nếp của đá vây quanh, magma chuyển động từ những nơi xa nhất, đã đạt được ở giai

đoạn trước, đòn ép trở lại trung tâm, thậm chí có phần còn đòn xuống kẽm dẫn magma thẳng đứng, cuồng hoắc họng của thể châu. Sự vận động nói trên để lại dấu ấn trong cấu tạo và kiến trúc của thể châu. Hiện tượng ép nén mạnh mẽ nhất xảy ra ở phạm vi vòm nếp lõm, vật liệu cháy dẻo đòn từ cánh vòm; ở đáy elipxit biến dạng có trục B gần như nằm ngang, trục A thẳng đứng, trục C gần như nằm ngang hoặc theo đường trung bình của nếp uốn.

Ở phần rìa của thể châu, đồ thị thạch học cấu tạo lập theo pháp tuyến của các cấu tạo mặt, có đường nối cực đại gần như vuông góc với mặt tiếp xúc của thể châu với đá vây quanh. Các hệ khe nứt và thớ chè xuất hiện ở thể châu định hướng như các khe nứt và thớ chè của một nếp lõm thoái.

#### 9.4.3. Thể phẫu

Thể phẫu (etmolith) là những thể xâm nhập nhỏ, phía trên phình ra có dạng như cái phễu, không đều đặn, thường gặp ở vùng uốn nếp mạnh. Tính chỉnh hợp của loại này với đá vây quanh không rõ ràng. Thể phẫu có thể nằm dốc, giống như thể châu ở giai đoạn đầu. Magma xuyên lên, không đủ "sức" trào ra khỏi vùng dâng lên để xuyên vào các mặt phân lớp, phân phiến của đá vây quanh. Thể phẫu gắn bó với núi lửa và các đai dạng vòng (hình 9.11c).

#### 9.4.4. Thể nấm

Thể nấm (laccolith, laccolite) là thể xâm nhập có dạng thấu kính hoặc dạng cái nấm, bề lõi hướng lên, uốn cong, chỉnh hợp với đá vây quanh; phần dưới (đáy) gần như nằm ngang, chỉnh hợp với đá vây quanh và có ống dẫn magma nối với nguồn hoặc nối với các thể nấm khác (hình 9.11d). Magma theo các đường dẫn (khe nứt, đứt gãy) xuyên lên tác động mạnh vào mặt lớp, mặt phiến hoặc mặt không chỉnh hợp làm cho chúng bị uốn cong tạo thành nếp lồi hoặc khói nắng lồi, nhìn chung có tính đối xứng. Đường kính của thể nấm khoảng 3 - 6km; bề dày vài kilômét, giảm dần ra phía rìa. Đối với thể nấm, nếu bề dày mỏng, chúng trở thành thể via. Thể nấm có thành phần từ mafic đến axit; trong một khối có thể có nhiều loại đá, chủ yếu là các đá magma đã mất hết chất bốc, có độ nhót cao. Thể nấm đặc trưng cho các xâm nhập sâu vừa hoặc nông, thường gặp chúng ở tầng kiến trúc trên hoặc ở ranh giới giữa hai tầng kiến trúc. Theo phương thức thành tạo có thể cho rằng, ở giai đoạn magma xuyên lên hình thành thể nấm, trục biến dạng C thẳng đứng, trục A và B nằm ngang. Trường hợp ống dẫn không nằm ở trung tâm của thể nấm chứng tỏ magma chẳng những xuyên lên mà còn tìm hướng phát triển về phía có cấu trúc thuận lợi hơn (phía thể nấm có khoảng cách từ ngoại vi đến đường dẫn lớn hơn). Ở phía ấy, magma trong thể nấm ở dưới lại theo đường dẫn phát triển thành các thể nấm nằm ở vị trí cao hơn. Magma theo những đường dẫn có thể hình thành các thể nấm mới (nếu nguồn cung cấp và lực đẩy còn mạnh), hoặc chỉ tạo ra các thể via ít nhiều sóng lượn theo mái của thể nấm bên dưới và khi

không đủ nguồn cung cấp, chúng chỉ có thể tạo thành các **đai mạch** cắt qua đá vây quanh ở phía trên của thể nám.

#### 9.4.5. Thể chüm

Thể chüm (bismalith) có hình dạng giống thể nám nhưng bị phức tạp hoá bởi các đứt gãy hình trụ làm cho phần trung tâm của chúng trồi lên (hình 9.11e). Ở phần này magma cắt đá vây quanh (hình 9.11e).

#### 9.4.6. Thể yên

Thể yên (phacolith, phacolite) là thể xâm nhập không lớn thường nằm ở phần vòm của nếp lõi hoặc đôi khi cũng gặp ở phần trũng của nếp lõi; còn gọi là **thể thấu kính** (hình 9.11f). Thể yên được hình thành hoặc là do magma theo đường dẫn di lên, đến vòm các nếp uốn, nhất là các nếp uốn chồng, có khoảng trống, chúng xuyên vào và chiếm thể tích của khoảng trống đó. Có ý kiến cho rằng, cũng có thể magma đã xuyên vào phạm vi giữa các lớp sau đó cùng với các lớp bị uốn nếp. Tuy nhiên, nếu để ý đến vị trí của magma thể yên (chỉ ở vòm các nếp uốn) thì có thể nghiêng về ý kiến cho rằng đá xuyên vào và chiếm vị trí rỗng trong cấu tạo nếp uốn chồng. Các thể yên không có chân (đường dẫn) có lẽ được thành tạo theo kiểu dồn ép uốn nếp. Để xác định quá trình thành tạo chúng, cần nghiên cứu chi tiết, đặc biệt là cần sử dụng phương pháp thạch học cấu tạo. Trường hợp magma xuyên vào trước rồi cùng uốn nếp thì đó là một cấu trúc không đồng nhất gồm đá cứng (magma) xen đá dẻo (trầm tích còn có thể uốn nếp được) bị biến dạng. Khi đó các thể magma thường tách đoạn và bị bao bởi các đá dẻo, tạo ra các cấu trúc budina. Vật liệu magma rắn chắc không dễ dàng gì có thể dồn về vòm nếp uốn. Điều này chỉ có thể xảy ra khi quá trình uốn nếp đồng thời với quá trình xâm nhập, nghĩa là khi cả hai loại đá cùng còn khả năng biến dạng dẻo. Tính định hướng các khoáng vật và trực quang học thạch anh phù hợp với đá vây quanh và thể hiện tương ứng với nếp uốn. Ngoài ra dấu hiệu trượt ở vùng tiếp xúc giữa hai loại đá phải rõ ràng. Trường hợp magma choán khoảng trống của nếp uốn thì đó thị thạch học cấu tạo của chúng khác hẳn, không liên quan đến bình đồ uốn nếp. Đặc tính biến đổi, biến chất của đá vây quanh chỉ thể hiện ở vùng tiếp xúc trực tiếp. Mặt khác ở trường hợp này magma xuyên lên, ngoại lệ lạnh co lại nên luôn để lại khe hở giữa hai loại đá. Ở Việt Nam, thể thấu kính dunite bị xecpentinit hoá ở Bàn Xang là một ví dụ về loại này (Nguyễn Văn Chiên và nnk, 1973).

Trên bình đồ cũng như trong mặt cắt, thể yên có dạng cong lưỡi liềm, do đó cũng có người xem thể liềm (harpolith) đồng nghĩa với thể yên. Thể yên có đường kính (chiều rộng nhất) nhỏ, một vài mét đến khá lớn, hàng trăm mét và hơn nữa.

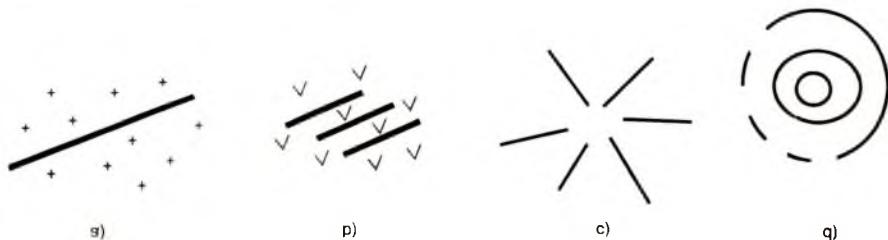
Thành phần của thể yên có thể rất khác nhau, từ siêu mafic đến axit. Thể yên thuộc loại xâm nhập nóng, thậm chí là các đá mạch (lamprophia, aplit hoặc pecmatit).

#### 9.4.7. Thể cổ

Thể cổ (neck) là thể magma dạng ống, dạng trục, là sản phẩm magma lấp đầy các kênh dẫn. Thể cổ rất điển hình với đá phun trào núi lửa (họng, chũm phun trào hoặc còn gọi là ống (nỏ) núi lửa). Trên bình đồ thể cổ có dạng gần tròn, dáng thướt, đường kính từ nhỏ, một vài mét, đến vài kilômét. Thể cổ có vách dốc đứng. Thể cổ được thành tạo trong vỏ Trái Đất, nhưng cũng có thể cắt qua vỏ Trái Đất như họng núi lửa. Ở trường hợp này một phần thể cổ nằm trong lớp vỏ của đá mỏng, một phần (bên trên) cắt qua các đá phun trào mới được thành tạo. Khi gấp thể cổ là họng núi lửa cần nghiên cứu chi tiết vì ở đó có thể có kim cương (hình 9.11g).

#### 9.4.8. Thể tường

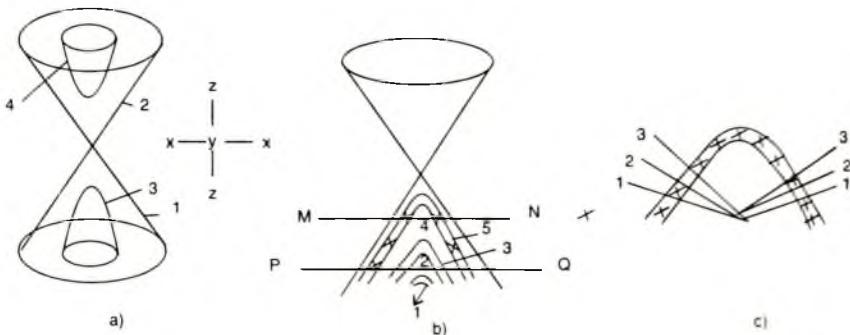
Thể tường hay đá mạch, còn gọi là đai cơ (dyke) là những thể xâm nhập dạng mạch, dạng tấm, nghĩa là chỉ phát triển theo đường phương (chiều dài) và theo hướng dốc (chiều sâu). Bề dày của thể tường nhỏ hơn nhiều so với các kích thước khác, chỉ khoảng vài centimét đến vài mét, nhưng cũng có khi tới hàng kilômét; trong khi đó chiều dài của thể tường có thể tới hàng trăm kilômét. Thể tường là thể xâm nhập theo khe nứt tách hoặc các khe nứt cắt ở giai đoạn trước, vào lúc magma hoạt động lại thể hiện là khe nứt tách, khe nứt rời. Thể tường cũng có thể thành tạo trong các đứt gãy, đặc biệt là khe nứt rời. Về hình thái, thể tường giống như bức tường, với hai mặt tiếp xúc với đá vây quanh (gần như) song song với nhau. Thể tường hoặc là lấp đầy vào khe nứt, đứt gãy; hoặc là gây biến đổi đá có trước theo kiểu thay thế và không làm biến đổi hoặc phá huỷ thế nằm của chúng (xem 9.3.2). Có ba dạng thể tường là thể tường thẳng, thể tường toả tia và thể tường vòng. Thể tường thẳng có thể đơn độc hoặc là một nhóm (hình 9.12). Thể tường nhóm thường phát triển theo các khe nứt song song với nhau nên còn gọi là thể tường song song. Chúng được xem là một nhóm các thể tường thẳng. Thể tường toả tia thường phát triển từ trung tâm núi lửa, hoặc khối xâm nhập, từ đó toả đi theo các phương khác nhau. Thể tường dạng vòng, trên bình đồ có dạng vòng tròn khép kín hoặc gần như khép kín. Trong thực tế còn có thể tường ít nhiều uốn lượn theo đường phương. Các đá trong thể tường bị ép mạnh theo phương vuông góc với mặt tiếp xúc vào lúc magma kết tinh nên khoáng vật kết tinh có tính định hướng (xem 9.3.2.)



Hình 9.12: Các loại thể tường.

a) Thể tường thẳng; b) Thể tường nhóm song song; c) Thể tường toả tia; d) Thể tường vòng.

Các thể tường vòng thuộc pha thứ nhất gồm các đá mạch lấp đầy vào các mặt nứt liên quan với các mặt biến dạng Côsi (Cauchy) (Lê Như Lai, 1976). Những mặt biến dạng này tạo thành các hình chép đồng trục, đối đỉnh hoặc các mặt hyperboloid hai nhánh lồng vào nhau (hình 9.13a). Các mặt được lấp đầy magma là những mặt chép hoặc hyperboloid có đỉnh hướng lên phía trên, trong phương trình toán học, đó là các mặt ứng với  $z \leq 0$ . Cơ chế thành tạo chúng có thể giải thích như sau. Ở những miền hoạt động magma, dưới tác dụng lực đẩy của magma (kể cả núi lửa) theo phương thẳng đứng, các đá ở phía trên của magma bị biến dạng tạo thành hệ thống các mặt nứt phù hợp với biến dạng Côsi. Dung nham magma dâng lên theo các mặt biến dạng đó, chủ yếu chỉ đạt đến đỉnh của hình chép hoặc hyperboloid có  $z \leq 0$  và tạo thành các thể đá mạch uốn cong như một nếp lồi, mạch nẹp lồng vào trong mạch kia, giữa chúng là đá bị biến dạng, đá có trước, gọi là đá chắn. Khi bị bào mòn, các vòm đá mạch này bị phá huỷ, để lại trên địa hình các mạch tường vòng, đó chính là giao tuyến của dai đá mạch có dạng hình chép hoặc hyperboloid với mặt địa hình. Nếu địa hình nằm ngang, giao tuyến này (vòng thể tường) có dạng tròn, gần tròn, đằng thước; nếu địa hình nghiêng, chúng có dạng gần gũi với hình elip. Các dai tường dạng vòng có đường kính lớn hơn, nằm trên các dai tường dạng vòng có đường kính nhỏ hơn, trên bình độ chúng bao quanh các dai có đường kính nhỏ hơn. Vì hình thái của chúng giống với nếp lồi cho nên khi nghiên cứu khảo sát chúng có thể thu thập các thông tin như với nếp lồi, ví dụ thế nằm của cánh, biến đổi bề dày ở cánh; đặc điểm của vòm v.v... (hình 9.13b).



**Hình 9.13:** a) Mặt biến dạng Côsi, hình chép đối đỉnh 1 ( $z \leq 0$ ), 2 ( $z \geq 0$ ); các hình hyperboloid 3 ( $z < 0$ ), 4 ( $z > 0$ ); xyz - Hệ trục tọa độ toán học; b) Các đá mạch 1, 3, 5; Đá chắn 2, 4; MN, PQ - Mực bào mòn. Ở mực MN chỉ thấy một thể tường dạng vòng; Ở mực PQ lộ ra hai thể tường vòng; c) Mạch nón dạng vòng: 1, 2, 3 (mặt cắt).

Các mạch nón magma thành tạo ở pha sau. Magma xuyên theo hệ thống các khe nứt dạng hình chép đồng trục, có cùng đỉnh ở dưới sâu. Chúng được xem như các mặt nón toán học với  $z \geq 0$ ; phần  $z \leq 0$  ở dưới sâu, không lộ ra trên mặt hoặc không tồn tại trong magma. Các mạch nón này khi bị bào mòn lộ ra có dạng vòng. Vòng càng rộng thế nằm của mạch

càng thoái. Các vòng hướng vào trung tâm, trong mặt cắt có dạng như nếp lõm. Vì thế, về nguyên tắc cũng có thể dùng phương pháp khảo sát nếp lõm để nghiên cứu chúng. Tuỳ từng vị trí, các vòng đá mạch của pha thứ nhất và pha thứ hai có thể cắt nhau. Đáng chú ý là thế nằm của các thể tường thuộc hai pha này, ở phạm vi các tường cắt nhau, đổ ngược chiều nhau (hình 9.13c).

Thể tường được thành tạo thường liên quan với hiện tượng sụp lún ở trung tâm thể magma, theo phương thẳng đứng. Nếu hiện tượng sụp lún không theo phương thẳng đứng thì thể tường không đối xứng và thường không khép kín.

Các thể mạch đang nón cấu tạo bởi đá magma liên quan với sự nổ mạnh, bị dồn lên phía trên, xuyên vào hệ khe nứt dạng nón. Thể tường nói chung khác với các mạch đá xâm nhập ở chỗ mái và tường của chúng phẳng, không lõi lõm, dạng thấu kính như các mạch magma thông thường.

Thể tường lớn nhất gặp ở Rodézi (Đông Phi), dài tới 480km, dày từ 3 - 12km, gồm magma siêu mafic và mafic lắp đầy một dải phá huỷ dứt gãy.

Thể tường vòng gặp ở nhiều nơi như vùng trung tâm Cazactan, ở Mỹ với đường kính của vòng thay đổi từ 1 - 25km; bề dày có nơi đạt tới 2,5km.

Thể mạch nón gặp ở đảo Annô (Thuy Điển); ở đây gặp các thể vòng thuộc cả hai pha.

Thể tường toả tia ở vùng Sanlite, Veioming ở Mỹ, kéo dài tới 11km tính từ họng núi lửa.

Thành phần chính của thể tường là magma siêu mafic, mafic và trung tính, rất hiếm khi gặp magma axit.

#### 9.4.9. Thể nền

Thể nền (batholith) là thể xâm nhập sâu, rất lớn có thành phần là granit hoặc granodiorit. Trong mặt cắt nóc của thể nền có dạng răng cưa, với những phần nhô cao, dạng hình trụ, trên một bệ mặt dạng vòm. Phần nhô cao hình trụ đó gọi là thể cán hoặc thể trụ (stock, boss). Ngoài các thể trụ ra còn gặp các thể dạng nhánh, gọi là thể nhánh (apophysis), có kích thước khác nhau, rất đa dạng thường phát triển theo các dải phá huỷ dứt gãy. Sườn của thể nền rất dốc, có khi thẳng đứng (hình 9.14a). Đã có thời gian người ta cho rằng thể nền không có đáy. Gần đây người ta tìm được đáy của một số thể nền; những nơi đó, bề dày thẳng đứng của thể nền tới 4 - 5km. Thể nền thường kéo dài theo đường phương của cấu trúc, nhưng nhiều nơi thấy rất rõ, chúng cắt qua đá vây quanh. Tuỳ theo mức độ xâm thực, thể nền có hình dạng rất khác nhau. Ở vùng xâm thực chủ yếu, chỉ có thể cán lộ ra, rải rác, đằng thước, dạng vòng tròn hoặc elip, với diện tích khoảng 100km<sup>2</sup>. Thể cán chứa nhiều khoáng vật màu hơn phần thể nền ở dưới chúng. Ở vùng xâm thực sâu, các thể cán gần như bị bào mòn hết, lộ ra thể nền, kéo dài hàng nghìn kilômét, chiều rộng hàng trăm kilômét. Ngoài ra, người ta còn gặp thể cán độc lập, không liên quan với thể nền. Thể nền Andac (Nam Mỹ) kéo dài tới 1100km, bê rộng 110km. Ở Alasca có thể nền dài 2000km, rộng

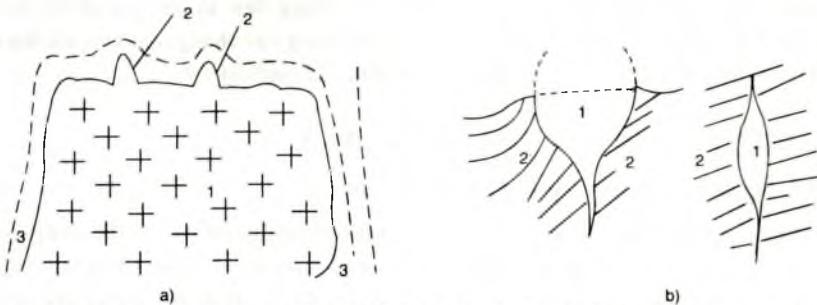
200km. Tuy nhiên cũng có thể nền kích thước nhỏ hơn; chỉ dài khoảng vài trăm kilômét, rộng vài chục kilômét.

Cho đến nay còn có nhiều ý kiến khác nhau về khoảng không gian của thể nền. Thật khó hình dung, với một kích thước rất lớn, thể nền đã chiếm được khoảng không gian của mình như thế nào. Nhiều nhà địa chất cho rằng magma choán chỗ theo phương thức phá sụp mái, tiêm nhập cưỡng bức và thay thế magma (xem 9.3.2). Hiện tượng phá sụp mái do tác dụng cơ nhiệt của dòng magma làm cho các tầng, khối trên nóc rơi vào magma, nếu có tỉ trọng lớn hơn tỉ trọng của magma, chúng sẽ chìm và tiêu biến trong magma; để lại một số tàn dư, dạng "bắt cóc" (xenolit). Tuy nhiên ở thể cán và thể nền, rất hiếm gặp các tàn dư hoặc các dạng "bắt cóc" này. Quá trình tiêm nhập cưỡng bức của magma diễn hình đổi với các thể nám. Cơ chế thay thế magma hình thành do magma tác dụng và đồng hoá đá vây quanh. Cơ chế thay thế liên quan mật thiết với hiện tượng granit hoá. Các loại đá trầm tích biến chất bị nhấn xuống sâu dọc theo các đới hút chìm (subduction) ở phạm vi tiếp xúc va chạm (collision) giữa hai mảng. Khi bị nhấn chìm xuống sâu, nhiệt độ cao áp suất lớn dẫn đến quá trình anatecxit, migmatit và granit hoá. Các chất lưu từ manti đi lên còn gọi là chất lưu xuyên magma, xuyên qua phạm vi các đá đang bị biến chất, gây biến chất trao đổi và nóng chảy chọn lọc, đồng thời làm biến đổi thành phần của chúng, biến chúng thành magma. Nói cách khác chúng tạo ra magma thay thế đá ban đầu. Quá trình thay thế ở đây thực chất là quá trình biến đổi các đá ban đầu thành magma, rồi dung nham magma này được đưa lên phần trên của vỏ Trái Đất hoặc kết tinh tại chỗ (dưới sâu) để hình thành các thể xâm nhập.

Thể nền là thể xâm nhập sâu, vì thế, có lẽ chúng là một khối granit hoá lớn và phần vây quanh chúng là các đá biến chất, migmatit. Những đá này không phải do khối granit kế cận với chúng trực tiếp gây ra, mà là sản phẩm của các đá có trước chưa đủ điều kiện granit hoá; nói cách khác chúng chỉ mới đạt đến mức độ biến chất hoặc siêu biến chất, nóng chảy bộ phận chưa bị granit hoá hoàn toàn. Có lẽ vì thế thể nền ở dưới sâu gần như xuyên cắt đá vây quanh. Do chất lưu xuyên vận động theo phương thẳng đứng từ dưới lên trên, sườn thể nền lại dốc đứng nên vùng tiếp xúc của thể nền với đá vây quanh ở rìa tương đối hẹp. Magma của thể nền được thành tạo theo kiểu thay thế tại chỗ (*in situ*), sau đó một phần cùng với chất lưu xuyên, xâm nhập lên phía trên tạo ra các magma thể cán, thể bướu, xâm nhập nóng, dai đá mach và thậm chí núi lửa. Do quá trình thay thế, granit hoá không đồng nhất, nên trong khối magma có thể tìm thấy các cấu trúc tàn dư của đá nguyên thuỷ và đổi biến chất nằm ở dưới thể magma. Vì thế, thể nền có nơi có đáy, có nơi lại tương như không có đáy.

Quan niệm như vậy có thể giải thích được sự chuyển tiếp theo đường phương một cách từ từ giữa granitoit thể nền và đá trầm tích như được thấy ở vùng Barrois (Pháp) hoặc có thể giải thích được quan hệ chính hợp giữa thể nền và đá vây quanh với riềm migmatit diễn hình, được một số nhà địa chất trước đây xếp vào granit đồng tạo núi. Những thể granitoit được xem là thể nền sau tạo núi với đá vây quanh chỉ là đá sừng, có lẽ là loại thể nền với

magma được thành tạo, dâng lên, xuyên vào đá vây quanh chỉ đủ điều kiện gây biến chất tiếp xúc, không gây ra hiện tượng migmatit - granit hoá. Với cách giải thích như trên granitoit chính là S-granit, tức là granit thành tạo do sự nóng chảy của vỏ lục địa cổ.



Hình 9.14: a) 1. Thể nén; 2. Thể cản; 3. Đới biến chất chưa đủ điều kiện granit hoá.  
b) 1. Diapria magma; 2. Đá vây quanh.

#### 9.4.10. Diapria magma

Diapria (diapir) magma là thể magma xâm nhập; trong mặt cắt có dạng elip với chiều dài gần như thẳng đứng, chiều ngang nhỏ hơn chiều dài vài lần. Trên bình đồ, diapria magma có dạng gần dâng thước đường kính khoảng vài kilômét. Người ta còn gặp diapria magma dạng mạch thẳng đứng, đôi khi có chỗ phình to hơn, liên tục hoặc đứt đoạn. Diapria magma là thể xâm nhập nhỏ, cắt qua đá vây quanh, thường bắt đầu từ một ống dẫn magma nhỏ, phồng lên như một cái bong bóng, một giọt nước hoặc một quả lê treo ngược. Diapria magma là những thể magma nhỏ, chủ yếu phát triển ở phần trên của các thể magma lớn, hoặc ở phần trên của các đới hút chìm. Có lẽ diapria magma hình thành trong điều kiện ép nén nên hình dạng của nó giống như hình elipxit và phản ánh cấu trúc elipxit biến dạng với các trục ABC có thể xác định được (hình 9.14b).

#### 9.4.11. Chùm manti, điểm nóng

Chùm manti (mantle plumes) và điểm nóng (hot spots) là các thể magma, về hình dạng giống với diapria magma. Thành phần chính của chúng là bazan olivin kiềm (Alkali olivine Bazalt - AOB) có nguồn gốc từ manti. Điểm nóng hiện tại được xem là trung tâm cung cấp dung nham cho núi lửa, có đường kính từ 100 - 200km tồn tại trong khoảng vài chục triệu năm gần đây và thể hiện ở trên mặt bởi các núi lửa hoạt động vào những khoảng thời gian cách nhau, kế tiếp nhau, không liên quan với cung đào núi lửa, cũng có thể có loại liên quan với sống núi giữa đại dương. Những điểm nóng cổ, ở vùng núi lửa đã ngừng hoạt động, tàn dư magma trong chúng kết tinh hình thành các thể magma trong vỏ Trái Đất. Chùm manti là những thể magma dạng ống với dung nham rất nóng, từ manti xuyên lên vỏ Trái Đất. Sự thể hiện ở trên mặt của chúng giống như điểm nóng. Những chùm manti còn ở

bên trong vỏ Trái Đất, dung nham kết tinh, tạo ra các thể magma như diapia magma hoặc có dạng thể cổ (ống nổ núi lửa). Trong nhiều trường hợp núi lửa liên quan với biến hiện trên mặt của chùm manti.

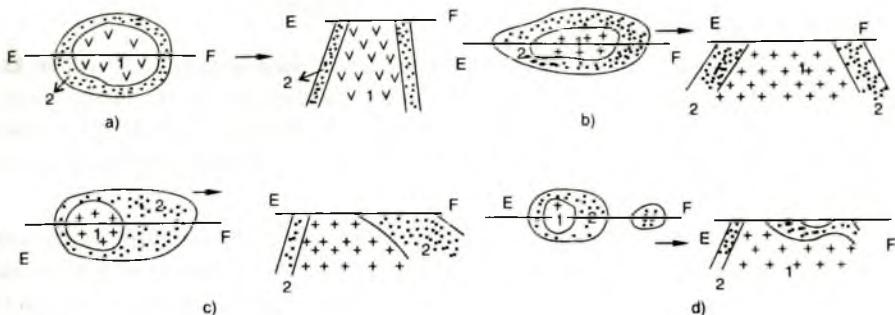
Ngoài những thể xâm nhập chính đã nêu ở trên, trong thực tế còn gặp nhiều thể xâm nhập khác, nói chung có quy mô nhỏ. Dựa vào hình dạng của chúng người ta đặt tên ví dụ như thể riu (acmolith), thể theo (chonolith), thể nêm (sphenolith) v.v...

## 9.5. NGHIÊN CỨU CẤU TRÚC CÁC THỂ XÂM NHẬP

### 9.5.1. Nghiên cứu vùng tiếp xúc với thể xâm nhập

Magma là dung nham có nhiệt độ cao, áp suất lớn. Dung nham này có thể có nguồn gốc khác nhau. Nếu chúng là sản phẩm nóng chảy tại chỗ, anatecxit, granit hoá thì vùng tiếp xúc giữa thể magma và đá vây quanh thể hiện là một đới với phần bên ngoài (thể magma) là đới ngoại tiếp xúc, trong trường hợp này là phần tàn dư chưa bị granit hoá của vỏ Trái Đất cổ; phần bên trong là đới biến chất nội tiếp xúc, thực chất là đới granit hoá của vỏ Trái Đất, ít nhiều vẫn còn những thể tàn dư, thể sót, gọi là thể bị bắt cóc (xenolit). Ranh giới giữa xâm nhập và đá vây quanh không rõ ràng, chuyển tiếp từ từ, có biến hiện thay thế magma. Nếu chúng là dung nham nóng chảy, có nhiệt độ cao, áp suất lớn, được đưa từ dưới sâu theo kênh dẫn vào phần trên của vỏ Trái Đất, chúng sẽ gây ra hiện tượng biến chất do chính nhiệt và áp suất của chúng tác động vào đá vây quanh. Trong trường hợp này đới biến chất tiếp xúc là biến chất nhiệt, hiện tượng đồng hoá đá vây quanh có vai trò thứ yếu, ranh giới giữa xâm nhập và đá vây quanh rõ nét, đột ngột, có dấu hiệu tiêm nhập. Dung nham và chất bốc hoặc chất lưu xuyên magma dâng lên chủ yếu theo chiều thẳng đứng. Vì vậy ở rìa của thể magma, đặc biệt ở thể magma có sườn dốc đứng bê dày của đới biến chất tiếp xúc nhỏ, trong khi đó ở sườn thoai của thể magma cũng như ở nóc của khối xâm nhập, bê dày của đới biến chất tiếp xúc lớn. Nhiệt độ do dung nham magma tác động vào đới vây quanh giảm dần từ phía tiếp xúc ra phía ngoài của thể magma cho nên theo chiều vuông góc với ranh giới tiếp xúc, đá biến chất có tính phân đới. Các khối magma có tập hợp khoáng vật thành tạo ở nhiệt độ cao, áp suất lớn, định hướng rõ ràng. Ở xa khối magma chỉ tồn tại các đới biến chất tiếp xúc với tổ hợp khoáng vật được thành tạo ở điều kiện nhiệt độ và áp suất thấp, tính định hướng của các khoáng vật không rõ ràng. Những thể magma giàu chất bốc (như magma axit) thường tạo được các đới biến chất tiếp xúc lớn, phức tạp có chiều rộng tới một vài kilômét; các thể magma nghèo chất bốc (như magma siêu mafic và mafic) chỉ tạo ra những đới biến chất tiếp xúc với bê dày nhỏ, mức độ biến chất yếu, có bê rộng chỉ khoảng vài centimét đến vài mét. Vì vậy nghiên cứu đới biến chất tiếp xúc chẳng những có thể suy đoán được phản nào hình dạng của thể xâm nhập mà còn có thể xác định được tính chất (axit hay mafic v.v...) của thể xâm nhập. Khi bị bào mòn, các đá magma lò ra, xung quanh chúng là đới biến chất tiếp xúc... mức độ xâm thực bào mòn quyết định diện lô của

magma xâm nhập, vì vậy khi gặp diện lõi nhỏ không vội kết luận đó là khối xâm nhập nhỏ. Hình 9.15 cho thấy sự suy đoán có cơ sở thế nào của magma xâm nhập từ hình dạng của chúng được biết trên bình đồ.



**Hình 9.15:** a) Xâm nhập có sườn dốc đứng; b) Xâm nhập sườn dốc đều;  
c) Xâm nhập có sườn dốc và sườn thoái; d) Xâm nhập có khối lõi ra và chưa lõi ra. EF là đường lấp  
mặt cắt trên bình đồ và mặt cắt kèm theo. 1. Đá magma xâm nhập; 2. Đá biến chất tiếp xúc  
(theo A. E. Mikhailov, 1973).

Nghiên cứu chi tiết vùng tiếp xúc cho ta tài liệu để xác định loại hình và nguồn gốc của magma, cấu tạo của đá vây quanh (từ cấu tạo tàn dư của đá vây quanh ở gần và trong thể xâm nhập), khoáng hoá liên quan đặc biệt là khoáng hoá nhiệt dịch, skacnơ (biến chất trao đổi giữa magma axit và đá cacbonat), có tài liệu để xác định bình đồ biến dạng trước, trong và sau xâm nhập, cũng như xác định vai trò của xâm nhập đối với hiện tượng biến dạng (có hệ thống uốn nếp, đứt gãy liên quan) và biến chất của khu vực. Nghiên cứu khu vực tiếp xúc giữa đá magma và đá vây quanh còn giúp chúng ta xác định được tuổi tương đối của khối xâm nhập. Khối magma cắt qua đá nào thì có tuổi trẻ hơn đá đó và bị đá nào cắt qua, hoặc phủ lên trên thì cổ hơn đá đó. Khi khối magma bị phá hủy trở thành vật liệu trầm tích, hoặc nằm trong đá nào thì cổ hơn đá đó. Chính do việc nghiên cứu chi tiết vùng tiếp xúc, Lê Như Lai, Lê Viết Tân (1976) đã thấy granitoit Posen (Lào Cai) xuyên cắt các đá của điệp Cam Đường và di đến kết luận tuổi của granitoit Posen trẻ hơn tuổi của điệp Cam Đường; nếu điệp Cam Đường có tuổi Cambri sớm thì granitoit Posen phải trẻ hơn Cambri sớm; mặc dù cho đến thời điểm đó nhiều nhà địa chất xếp lại chúng vào tuổi Arkei (Thái Cổ) như J. Fromaget (1941), Trần Quốc Hải (1967), Nguyễn Xuân Tùng (1968), v.v... (xem Lê Như Lai, 1977).

Nghiên cứu vùng tiếp xúc có thể xác định đó là tiếp xúc nóng (có tác dụng của nhiệt độ ở vùng tiếp xúc) hay tiếp xúc lạnh (loại tiếp xúc không có sự thể hiện của nhiệt độ, không có đổi biến chất tiếp xúc). Thuộc loại tiếp xúc lạnh có thể kể như tiếp xúc kiến tạo, tiếp xúc do sự trườn của bazan đại dương lên vỏ lục địa v.v...

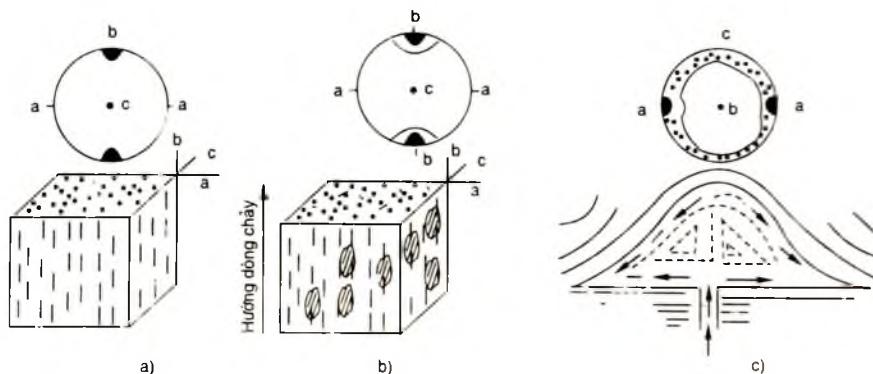
### 9.5.2. Nghiên cứu cấu trúc bên trong của khối xâm nhập

Khi nghiên cứu cấu trúc bên trong của thể xâm nhập người ta chú ý đến cấu tạo nguyên sinh, cấu tạo tàn dư và cấu tạo thứ sinh.

#### 9.5.2.1. Cấu tạo nguyên sinh

Cấu tạo nguyên sinh là các cấu tạo được hình thành vào giai đoạn magma xuyên lên, kết tinh, nguội và đông cứng. Cấu tạo nguyên sinh thường gấp hơn cả là cấu tạo đường, cấu tạo mặt và cấu tạo trung gian giữa chúng (cấu tạo đường - mặt); trong đó đáng chú ý là cấu tạo đường của dòng chảy, cấu tạo mặt của dòng chảy, cấu tạo dài, cấu tạo định hướng và các khe nứt nguyên sinh.

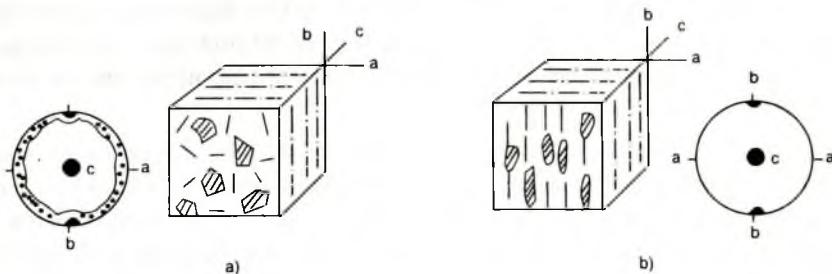
Cấu tạo đường là loại cấu tạo đặc trưng bởi sự định hướng tuyến tính (dạng đường) của các khoáng vật, nhất là khoáng vật hình kim (kéo dài theo một phương), cũng như của các dị li thể (thể dị li) và của các đá bị bắt cóc (xenolit) (hình 9.16a). Trục dài của các yếu tố nói trên nằm song song với nhau hoặc có khi uốn lượn theo nhau, định hướng theo dòng chảy; vì vậy còn gọi là cấu tạo đường chảy (hình 9.16b). Cấu tạo đường cũng có thể do các tinh thể dạng tấm tuy nằm theo hướng khác nhau nhưng đều có một điểm chung là trục dài của chúng nói chung song song với hướng chảy. Trong thể xâm nhập, cấu tạo đường có thể nằm ngang, thẳng đứng hoặc nghiêng. Khi nghiên cứu các cấu tạo đường người ta thu thập góc phương vị hướng dốc và góc dốc của chúng để tìm hiểu sự biến đổi của chúng trong không gian (xem 2.2.1). Trong khối xâm nhập, nếu có các cấu tạo đường định hướng khác nhau thì có thể kết luận về sự đổi hướng của dòng chảy dung nham trong khối magma, đặc biệt là đổi với magma thể nấm, thể chậu... Magma xuyên lên thẳng đứng, sau đó chảy đi theo các phương khác nhau, thậm chí tạo bầu đổi lưu và khoáng vật hình kim phân bố theo quy đạo của dòng trong bầu đổi lưu đó (hình 9.16c).



Hình 9.16: a) Cấu tạo đường; b) Cấu tạo đường chảy; c) Cấu tạo đường trong thể nấm.

1, 2, 3. - Đồ thị chiếu cấu của cấu tạo đường. abc - Hệ trục tọa độ cấu tạo.

Cấu tạo mặt có đặc điểm là trục dài của khoáng vật hình kim, chiều dài hoặc chiều rộng của khoáng vật dạng tấm đều nằm trong cùng một mặt phẳng nhưng hướng của chúng có thể khác nhau (hình 9.17a). Ở rìa của khối xâm nhập, cấu tạo mặt song song với mặt tiếp xúc. Vì vậy nghiên cứu cấu tạo mặt có thể suy đoán được hình dạng của thể xâm nhập.



Hình 9.17: a) Cấu tạo mặt; b) Cấu tạo đường-mặt. Các kí hiệu khác xem hình 9.16.

Cấu tạo đường-mặt là cấu tạo trung gian giữa cấu tạo đường và cấu tạo mặt có đặc điểm là các khoáng vật hình trụ và hình tấm sắp xếp song song với nhau và cùng nằm trên một mặt phẳng (hình 9.17b).

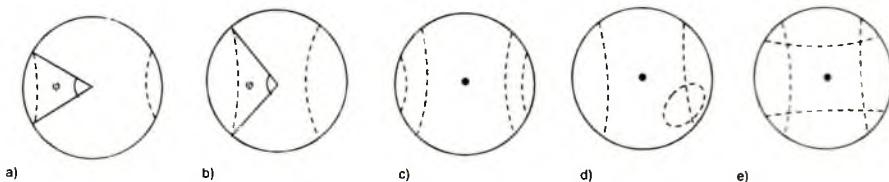
Khi magma kết tinh trong trường ứng suất ép nén, các mặt song song với mặt có ứng suất tiếp cực đại thường là các cấu tạo mặt tập hợp bởi một số khoáng vật dạng tấm hoặc dạng đường song song với chúng. Các cấu tạo mặt này cắt nhau theo trục biến dạng B và trở thành các mặt hOI (xem 9.3.2).

Cấu tạo dài trong đá magma thể hiện bởi sự sắp xếp có tính xen kẽ của các dải khoáng vật có thành phần, màu sắc hoặc kích thước khác nhau. Bề dày của các dải có thể thay đổi từ vài milimét đến hàng trăm mét. Cấu tạo dài có thể gặp trong các loại magma khác nhau, nhưng phổ biến và điển hình nhất là trong các đá mafic và siêu mafic. Trong đá mafic, ví dụ trong gabro vùng Núi Chúa, Thái Nguyên, luôn luôn gặp các dải khoáng vật sẫm màu (pyroxen, olivin, amphibon) xen trong các dải khoáng vật sáng màu (plagioclase). Cấu tạo dài phổ biến ở vùng rìa tiếp xúc, vào phía trong của khối xâm nhập chúng có thể biến mất. Người ta còn gặp các cấu tạo dài nằm ngang hoặc gần như nằm ngang, thậm chí bên trên là dải gabro, tiếp đến là dải norit, dưới cùng là dải peridotit. Nguyên nhân chính của sự hình thành cấu tạo dài là quá trình phân dị trọng lực khi magma kết tinh. Các khoáng vật feric trong magma mafic kết tinh vào giai đoạn đầu lắng xuống nằm ở dưới đáy khối magma, các khoáng vật salic kết tinh muộn hơn nằm lên trên tạo ra cấu tạo phân dài. Tuy nhiên, trong khối magma hiện tượng phân dài lặp đi lặp lại nhiều lần. Các dải không chỉ nằm ngang mà có thể nghiêng, thậm chí đổi hướng và thẳng đứng. Vì vậy giải thích hiện tượng phân dài theo phân dị trọng lực không hoàn toàn có tính thuyết phục. Có lẽ magma dâng lên nhiều lần, hiện tượng đổi lưu trong bầu magma đã dâng lên còn tiếp tục và quá trình kết tinh phân

dị trong lực có tính phân đoạn (đá kì) là một trong những nguyên nhân dẫn đến sự phân dài của đá xâm nhập. Các khoáng vật trong cùng một dải có thể định hướng khác nhau tạo nên đá có tính phân dài nhưng không định hướng, hoặc các khoáng vật vừa phân bố theo dải và trong cùng một dải lại định hướng song song với nhau tạo nên đá vừa phân dài vừa định hướng. Nếu tất cả các khoáng vật trong khối magma đều định hướng và không phân dài thì có thể xem là đá có tính đồng nhất - định hướng. Những kiểu định hướng và phân bố nói trên phụ thuộc vào bối cảnh kiến tạo và địa động học của quá trình thành tạo. Các cấu tạo dải là những cấu tạo mờ, vì vậy có thể sử dụng các phương pháp nghiên cứu cấu tạo mờ thông thường (xem 2.2.2) để tìm hiểu chúng.

Thuộc về cấu tạo nguyên sinh cần kể đến hệ các khe nứt thành tạo vào lúc magma co lại do nguội lạnh. Các khe nứt này gọi là các khe nứt nguyên sinh, có quan hệ mật thiết với tính định hướng của các khoáng vật (xem 7.2.1.1.3). Các cấu tạo nguyên sinh như khe nứt, cấu tạo dải, v.v... là các cấu tạo được thành tạo vào giai đoạn kiến tạo nguyên sinh (prototectonics) (G. Đ. Ashgirei, 1956).

Các khoáng vật kết tinh trong đá magma chịu ảnh hưởng bởi các lực sinh ra ngay trong khối dung nham magma nóng chảy và chịu tác động mạnh mẽ của môi trường kiến tạo khu vực, do đó chúng định hướng. Nghiên cứu tính định hướng đó có thể lặp lại được lịch sử phát triển kiến tạo - địa động lực của quá trình thành tạo khối xâm nhập. Môn học chuyên nghiên cứu những nội dung nói trên là Thạch học cấu tạo (Petrotectonics). Nghiên cứu tính định hướng của trực quang học thạch anh đã được nhiều nhà địa chất quan tâm. Vào những năm 60, 70 của thế kỷ trước môn Thạch học cấu tạo được phát triển ở phần phía Đông của nước Đức với trường phái Freiberg, đứng đầu là Giáo sư Viện sĩ A. Watznauer (1960). Trường phái Freiberg đã xác định được tính định hướng của trực quang học thạch anh trong đá xâm nhập nông và phun trào (kiểu 1) có góc  $\varphi = 50^\circ - 60^\circ$ , trong đá xâm nhập sâu (kiểu 2) có góc  $\varphi = 120^\circ - 140^\circ$ . Giữa hai kiểu nói trên còn có các kiểu trung gian (hình 9.18).



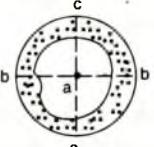
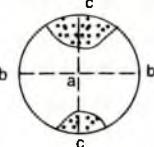
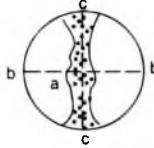
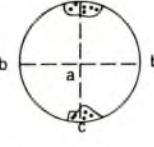
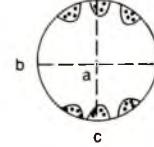
*Hình 9.18: Các kiểu định hướng trực quang học thạch anh*

a) Kiểu 1. b) Kiểu 2; c) Kiểu hỗn hợp 1 + 2; d) Kiểu hỗn hợp không đồng nhất; e) Kiểu  $b \perp b'$ .

Lê Như Lai, 1973, 1974 cũng đã cho thấy mối quan hệ giữa sự định hướng trực quang học thạch anh với tính định hướng của các khe nứt.

Nghiên cứu tính định hướng của các khoáng vật mafic (sẫm màu) G. Moebus (1968) đã chỉ ra mối quan hệ giữa cơ học định hướng và kiểu định hướng của biotit trong điều kiện magma đông cứng (bảng 2).

**Bảng 2. Sư định hướng của biotit trong đá magma (G. Moebus, 1968)**

Môi trường	Cấu tạo	Đô thị cấu tạo biotit	Cơ học định hướng	Kiểu định hướng
Hiện tượng đông cứng tăng dần ↓	Dòng chảy		I. Chảy dạng sợi. Định hướng theo dòng song song với a.	A-tectonit. Vòng cực đại xung quanh a theo bc.
			II. Chảy dạng sợi ổn định. Định hướng theo mặt chảy ab.	S-tectonit. Cực đại tại c.
	Tai chỏ		III. Chảy dạng tách không ổn định. Định hướng theo mặt chảy ab.	B-tectonit. Cực đại theo ab.
			IV. Phát triển theo mặt ab. Định hướng theo mặt S	S-tectonit. Cực đại tại c.
			V. Phát triển trên các mặt cắt. Định hướng theo cấu tạo chéo.	S-tectonit. Tổ hợp các cực đại theo okl, hol, hko.

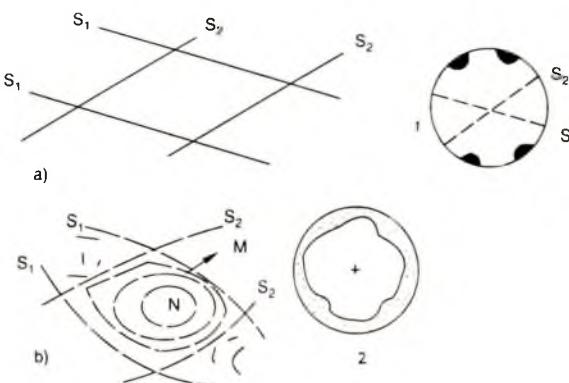
### 8.5.2.2. Cấu tạo tàn dư

Cấu tạo tàn dư là cấu tạo của đá vây quanh tồn tại trong thể xâm nhập. Để nghiên cứu cấu tạo tàn dư người ta chú ý đến các thể dị li, các thể bắt cóc (xenolit), các đám thạch anh

ở dạng hạt vụn, các hạt zircon mài mòn, các lớp mỏng graphit bị bắt cóc trong magma, chú ý đến cấu tạo bên trong cũng như sự phân bố của chúng trong khối magma. Ở rìa của các khối magma, đặc biệt là magma granitoit, kiểu S có thể thấy tồn tại nhiều cấu trúc tàn dư phản ánh tính đồng nhất về cấu trúc của chúng với đá vây quanh. Những thể bắt cóc nằm sâu trong khối magma, tuy trong chúng có những cấu trúc nhất định như tinh phan phiến, vi uốn nếp v.v... nhưng vị trí định hướng của các cấu trúc đó đã thay đổi có thể khác xa vị trí ban đầu của chúng trong không gian, do tác động của lực magma đối với chúng. Sự sắp xếp mới của các thể ngoại lai này liên quan chủ yếu với môi trường địa động học của quá trình kết tinh magma, tức là liên quan với các cấu tạo nguyên sinh.

#### 8.5.2.3. Cấu tạo thứ sinh

Cấu tạo thứ sinh là những cấu tạo được hình thành sau khi magma đã nguội lạnh. Cấu tạo phổ biến nhất là các cấu tạo khe nứt, đứt gãy cắt qua khối xâm nhập. Hệ thống khe nứt, phá huỷ đứt gãy cắt qua khối xâm nhập. Hệ thống khe nứt, phá huỷ đứt gãy này định hướng phù hợp với bình đồ biến dạng khu vực trong đó có khối magma và chịu ảnh hưởng trực tiếp bởi tính cơ lí của thể magma. Để xác định các cấu tạo thứ sinh như khe nứt, đứt gãy cần nghiên cứu cả trong, xung quanh và bên ngoài của thể magma. Kết quả nghiên cứu đó sẽ xác định được các cấu tạo có trước thể magma (chỉ cắt qua đá vây quanh, không cắt qua thể magma), các cấu trúc có sau magma (epitectonics) có thể trùng hoặc không trùng với các cấu trúc được hình thành vào giai đoạn magma kết tinh (prototectonics). Các khe nứt sau magma (thứ sinh) thường cắt qua các mạch aplit, pegmatit và các mạch thach anh trong khối magma và tương ứng với bình đồ biến dạng của toàn khu vực. Cấu tạo thứ sinh còn thể hiện ở các cấu tạo mặt liên quan với biến chất động lực, như mặt phiến hoá, mặt milonit, filonit hoá và các mặt cà nát. Các mặt này tạo thành dốc theo các đứt gãy xuyên cắt đá vây quanh và khối magma, hoặc xuất hiện ở vùng tiếp xúc cà trong khối magma và đá vây quanh. Các cấu tạo mặt thứ sinh ở phạm vi này bọc xung quanh thể magma với cường độ ép



**Hình 9.19:**

- a) Khe nứt thứ sinh phân chia magma thành các khối thoi;
- b) Khối thoi bị ép nén xuất hiện các cấu tạo mặt M bao quanh nhân (budina) N.

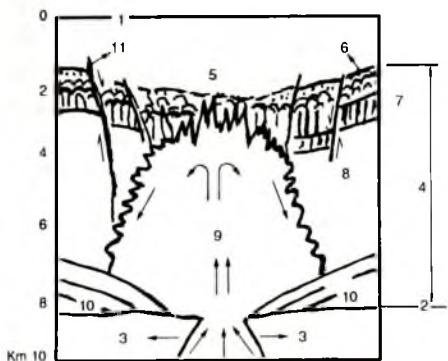
1, 2, - Đồ thị cấu tạo mặt tương ứng.

nén tăng dần về phía khối magma. Đối với các thể magma nhỏ, các cấu tạo mặt sau magma bọc lấy các phần riêng biệt của thể magma và tạo ra cấu trúc budina có quy mô khác nhau (hình 9.19).

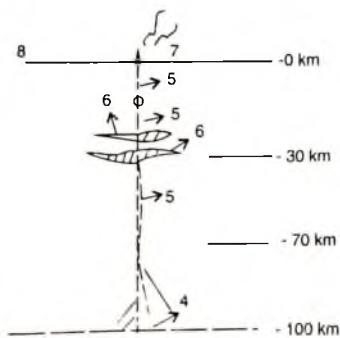
## 9.6. CÁC MÔ HÌNH CHÍNH VỀ PHÂN BỐ MAGMA VÀ ĐỊA ĐỘNG LỰC TRONG BÌNH ĐỒ KIẾN TẠO MẢNG

### 9.6.1. Mô hình phân bố magma ở vùng sống núi giữa đại dương

Vùng sống núi giữa đại dương là nơi tách giãn mạnh mẽ của vỏ Trái Đất. Ở đây magma từ manti di lên theo các xoáy ngược, gọi là đới xoáy ngược hoặc đới dâng trồi (zone of upwelling) tạo nên lò magma đối lưu (convecting magma chamber), hoặc các diapir của manti nóng chảy từng phần cũng như các đới dung lỏng của khối magma. Xuất phát từ lò magma này các thể gabro, peridotit được kết tụ ở phần đáy, các thể đá mạch xuyên cắt phức hệ đá mạch, dung nham phun trào bazan dạng gối và gabro của vỏ đại dương (hình 9.20).



**Hình 9.20:** Mặt cắt qua sông núi giữa đại dương 1. Mực nước biển; 2. Ranh giới giữa vỏ đại dương (4) và manti (3). 5) Địa hào, rift trung tâm sống núi giữa đại dương. 6. Lớp bazan; 7. Phức hệ đá mạch mafic; 8. Vỏ gabro; 6, 7, 8. Thành phần vỏ đại dương; 9. Lò magma, khối nóng chảy. 10. Các thể gabro, peridotit; 11. Dứt gãy. Mũi tên chỉ hướng vận động của dung nham di lên từ manti.



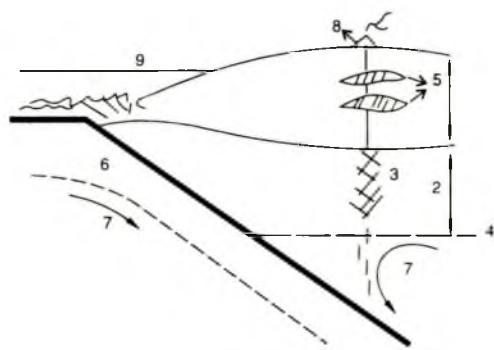
**Hình 9.21:** Hệ thống các bồn magma phía dưới cung đảo 1. Vỏ Trái Đất; 2. Thạch quyển (lithosphere); 3. Quyển mềm (Asthenosphere); 4. Đới gốc magma; 5. Đường (kênh) dẫn; 6. Các bồn (thể) magma; 7. Núi lửa (tạo cung đảo); 8. Mực nước biển (Theo M. Wilson, 1996, từ J. B. Gill, 1981, có sửa đổi).

### 9.6.2. Mô hình phân bố magma ở vùng cung đảo

Ở phạm vi hai mảng va chạm tạo ra mô hình địa động vỏ đại dương chói xuống dưới vỏ lục địa, các thể magma từ dưới sâu lên, tạo ra cung đảo (island arc) (hình 9.21). Cung đảo này nằm về phía lục địa, ngăn cách với phần lục địa thực thụ bởi trũng sau cung (back - arc basin).

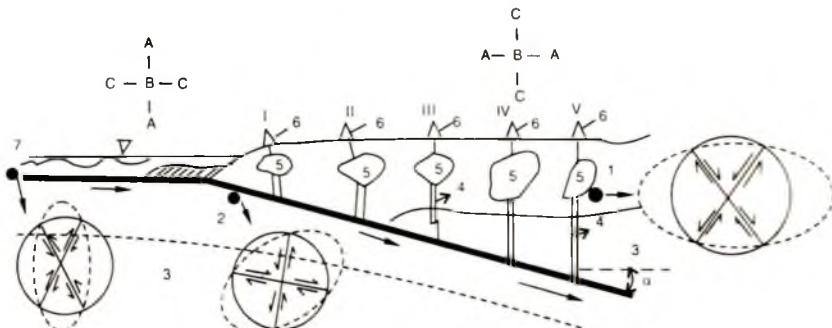
### 9.6.3. Mô hình phân bố magma và địa động lực ở rìa lục địa hoạt động

Rìa lục địa hoạt động (active continental) hay là phạm vi mảng lục địa tiếp giáp với mảng đại dương; ở đó xảy ra sự va chạm (collision) mảng đại dương chói xuống dưới mảng lục địa (cấu trúc Kō) (hình 9.22).



**Hình 9.22:** Mô hình phân bố magma và địa động lực ở rìa lục địa hoạt động.

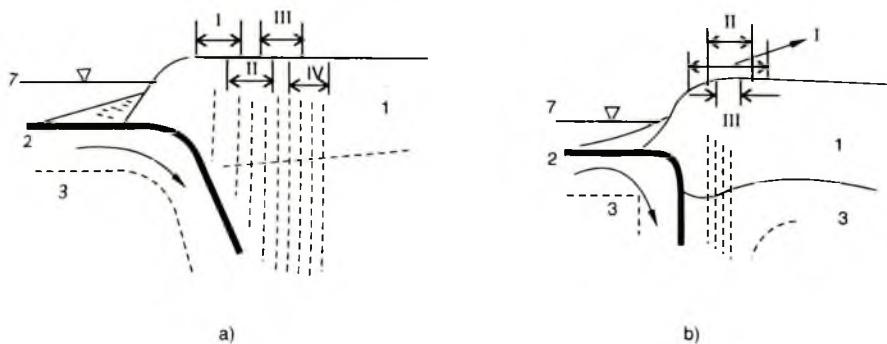
1. Vỏ lục địa;
2. Thạch quyển á lục địa (subcontinental lithosphere).
3. Đới nóng chảy bộ phận (zone of partial melting);
4. Đáy nóng chảy;
5. Magma hõn nhiễm (contamination) và phân đoạn (fractionation);
6. Thạch quyển đại dương;
7. Mũi tên chỉ dòng đối lưu trong quyển mềm;
8. Núi lửa;
9. Mực nước biển (M. Wilson, 1996).



**Hình 9.23:** Mô hình phân bố magma ở mảng lục địa trong quan hệ mảng đại dương chói xuống dưới mảng lục địa (Kō). I - Magma siêu mafic; II - Magma mafic; III - Magma trung tính; IV - Magma axit; V - Magma kiềm. 1. Vỏ thạch quyển lục địa; 2. Vỏ thạch quyển đại dương; 3. Quyển mềm; 4. Kênh dẫn; 5. Xâm nhập; 6. Phun trào; 7. Mực nước biển;  $\alpha$  - Góc nghiêng của đới hút chìm. ABC - Hệ trục tọa độ biển dạng; 8. Ellipsoit biển dạng.

Ở phạm vi này magma được thành tạo từ đới nóng chảy theo kênh dẫn hình thành các thể magma trong vỏ Trái Đất hoặc phun ra dưới dạng núi lửa. Đới hút chìm đạt đến những độ sâu khác nhau lại sinh ra các loại magma có tính chất khác nhau. Theo thứ tự từ nóng đến sâu của đới hút chìm các magma chuyển từ nhóm siêu mafic sang mafic, đến trung tính, axit và cuối cùng là magma kiềm. Vì đới hút chìm nghiêng về phía lục địa nên thứ tự phân bố của các đá magma (cả phun trào lẫn xâm nhập) từ vùng tiếp xúc giữa mảng đại dương và mảng lục địa, về phía lục địa lần lượt là các thể siêu mafic, mafic, trung tính, axit và kiềm cũng như khoáng hoá liên quan với chúng. Các thể magma thành tạo sau cắt qua các thể thành tạo trước và làm cho chúng biến dạng. Khoảng cách của các đới magma phụ thuộc vào góc nghiêng ( $\alpha$ ) của đới hút chìm.

Về mặt lí thuyết có thể cho rằng, nếu góc  $\alpha$  lớn hoặc gần như thẳng đứng, magma được đưa lên phần trên của vỏ Trái Đất theo cùng một đới kênh dẫn, do đó magma trẻ hơn xuyên vào trung tâm của khối magma có trước và như thế trên bình đồ có thể thấy các cấu trúc dạng vành khuyên (vòng) có trung tâm là magma trẻ nhất; ra khỏi trung tâm đó magma trẻ dần và chuyển từ kiềm sang axit, trung tính... Nếu  $\alpha$  khá dốc thì bình đồ xâm nhập có dạng lưỡi liềm, khối sau xuyên cắt ở rìa (về phía lục địa) của khối trước, để lại cho chúng phần không bị xuyên cắt có hình lưỡi liềm (hình 9.24).



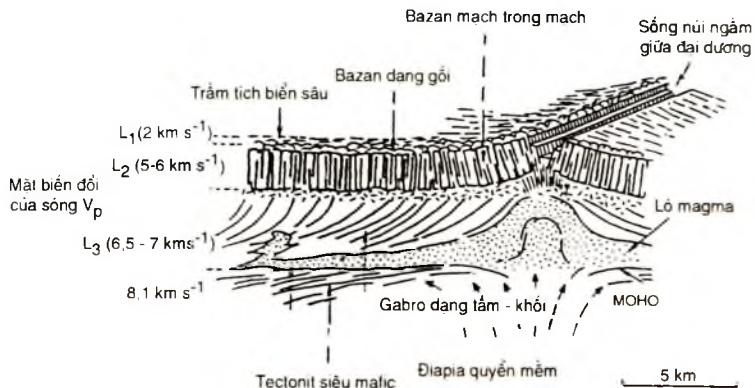
**Hình 9.24:** Mô hình phân bố các đới và các thể magma phụ thuộc vào góc dốc của đới hút chìm.  
a) Với  $\alpha = 70 - 80^\circ$ ; b)  $\alpha = 90^\circ$ . Các kí hiệu khác xem hình 9.23.

Trong các trường hợp trên hiện tượng biến dạng chủ yếu liên quan với lực tác động theo phương thẳng đứng, hình thành các đới phá huỷ tạo, các gờ sụt lún (địa hào) hoặc nâng trồi (địa luỹ) chạy song song với đường tiếp xúc giữa mảng đại dương (O) và mảng lục địa (K). Về mặt động học, các cấu tạo đứt gãy này thuộc cấu tạo mặt hOl, nơi có ứng suất tiếp cực đại. Các mặt biến dạng hOl, nơi có ứng suất tiếp cực đại. Các mặt biến dạng hOl và mặt [CB] thuận lợi cho sự xuyên lén của magma, đặc biệt là đá mạch của các pha sau.

## 9.7. VÀI NÉT VỀ NGHIÊN CỨU MAGMA Ở VIỆT NAM

Các đá magma ở Việt Nam và lân cận đã được nghiên cứu từ trước năm 1945, với công trình có giá trị hơn cả là của A. Lacroix, 1933. Từ sau năm 1945, đặc biệt là từ 1960 trở lại đây việc nghiên cứu đá magma gắn với công tác đo vẽ bản đồ địa chất theo các tỉ lệ khác nhau (1: 500.000, 1: 200.000, 1: 100.000, và 1: 50.000). A. E. Đopjicov và nnk, 1965; Trần Văn Trị và nnk, 1977; Phan Cự Tiến và nnk, 1989; Những kết quả nghiên cứu về đá magma chủ yếu được trình bày trong các công trình của Trần Đức Lương, Nguyễn Xuân Bảo, 1988; v.v... Các đá magma ở khu vực này được phân chia theo tuổi thành các loạt, phức hệ, phân chia theo các chu kỳ phát triển kiến tạo địa chất hoặc phân chia ra các thành hệ, tổ hợp, v.v... Các thể magma được tiến hành mô tả về vị trí phân bố, hình dạng thê nam thành phần khoáng vật, thành phần hóa học, cấu tạo, kiến trúc, quan hệ với đá vây quanh, tuổi tương đối, tuyệt đối, đặc điểm sinh khoáng, vị trí trong bình đồ cấu trúc - kiến tạo và gắn dây dâ chú ý đến nguồn gốc thành tạo và vị trí của chúng trong bình đồ cấu trúc - kiến tạo mảng (Nguyễn Xuân Tùng, Trần Văn Trị và nnk, 1992; Bùi Minh Tâm và nnk, 1999). Nhiều mặt cắt địa chất, bình đồ cấu trúc các thể magma đã được xác định, có ý nghĩa quan trọng đối với việc nghiên cứu quá trình tiến hóa địa chất - kiến tạo và sinh khoáng khu vực. Tuy nhiên, cấu trúc bên trong của các khối magma, tính định hướng của khoáng vật, nguồn gốc kiểu loại và sự gắn bó của chúng với kiến tạo đặc biệt là kiến tạo mảng cũng như với sinh khoáng còn là những vấn đề cần được tiếp tục giải quyết.

### CÁC HÌNH THAM KHẢO (Bạn đọc tự tìm hiểu)



Kiểu vỏ đại dương (theo F. Boudier, A. Nicolas, 1988)

$L_1, L_2, L_3$  - Các lớp vỏ đại dương và vận tốc sóng địa chấn.

## Chương X

# THẾ NÀM CỦA ĐÁ BIẾN CHẤT

### 10.1. KHÁI NIỆM CHUNG

Đá biến chất là loại đá được thành tạo từ một loại đá nào đó có trước như là đá trầm tích, đá magma hoặc đá biến chất dưới tác dụng của các yếu tố gây ra hiện tượng biến chất như nhiệt độ, áp suất, các dung dịch nước và khí v.v... Hiện tượng biến chất chủ yếu xảy ra trong môi trường cứng, trừ trường hợp siêu biến chất, anatecxit, đá bị nóng chảy tùng phần hoặc toàn bộ, tái kết tinh để trở thành một loại đá mới. Các yếu tố gây biến chất có tác dụng khác nhau trong quá trình biến chất.

Nhiệt độ gây ra biến chất trước hết phụ thuộc vào địa nhiệt. Địa nhiệt thay đổi theo phương thẳng đứng, đặc trưng bởi gradien địa nhiệt, trung bình là  $33^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ; với độ sâu của vỏ Trái Đất khoảng  $35 - 40\text{km}$  thì nhiệt độ của đáy lớp vỏ có thể đạt đến khoảng  $1000^{\circ} - 1200^{\circ}\text{C}$ . Thực nghiệm cho thấy trên  $200^{\circ}\text{C}$ , các lớp trầm tích bắt đầu biến chất, thông thường, giới hạn dưới của nhiệt độ có thể gây biến chất là từ  $350^{\circ} - 400^{\circ}\text{C}$ , giới hạn trên khoảng  $900^{\circ} - 1000^{\circ}\text{C}$ . Khi magma xâm nhập vào vỏ Trái Đất, nhiệt độ của magma rất cao, ví dụ dung nham mafic có nhiệt độ tới  $1200^{\circ}$ , axit có nhiệt độ khoảng  $600 - 700^{\circ}\text{C}$ , với nhiệt độ này vùng tiếp xúc với magma, các đá đều bị biến chất. Không những thế các chất lưu (fluid) trong magma có nhiệt độ cao, khi thoát ra khỏi khối dung nham nóng chảy đi vào đá vây quanh, đặc biệt là chất lưu xuyên magma, có thể gây ra hiện tượng biến chất các đá trên đường di chuyển của chúng. Nhiệt độ còn có thể được sinh ra bởi các phản ứng hóa học hoặc bởi hiện tượng phân huỷ của các nguyên tố phóng xạ. Nhiệt độ cũng có thể xuất hiện do sự cọ sát của các khối đất đá dịch chuyển theo đứt gãy. Nguồn nhiệt gây biến chất chính có lẽ vẫn là từ dưới sâu, trong manti đưa lên với các dung thể magma thành tạo các khối xâm nhập, phun trào, các điểm nóng hoặc các chùm manti.

Áp suất là yếu tố rất quan trọng trong quá trình biến chất. Trong vỏ Trái Đất có các loại áp suất khác nhau tác động vào vật thể, đó là áp suất thuỷ tĩnh, áp suất định hướng, áp suất của các chất lưu và các dòng dung nham magma. Áp suất thuỷ tĩnh hay tải trọng là áp suất gây ra bởi trọng lượng của các lớp nằm trên đối với các lớp nằm dưới. Nếu gọi áp suất thuỷ tĩnh là  $P$ ,  $\rho$  là trọng lượng riêng của các lớp nằm trên với độ cao là  $h$ ,  $g$  là gia tốc trọng trường thì  $P = \rho \cdot g \cdot h$ . Tính trung bình cứ mỗi một kilômét xuống sâu trong vỏ Trái Đất thì áp suất thuỷ tĩnh có thể tới  $10 - 15\text{kbar}$ . Cũng cần lưu ý rằng cấu tạo của Trái Đất nhìn chung là chặt xít, nên không thể chỉ chú ý đến tải trọng theo hướng từ trên xuống dưới mà

còn xuất hiện áp suất theo nhiều hướng khác nhau, dẫn đến áp suất ở một điểm trong Trái Đất có thể cân bằng (bằng không). Bởi vì, nếu chỉ chú ý đến áp suất là tai trọng, là cột đá kể từ mặt đất lên độ sâu nào đó thì, bất kì vật gì ở dưới sâu cũng bị ép dẹt, điều này không phù hợp với thực tế (Lê Như Lai, 1977). Áp suất thuỷ tĩnh chỉ có tác dụng khi cấu trúc bị phá huỷ dẫn theo cân bằng bền bị phá huỷ hoặc chỉ xuất hiện ở những vùng chưa đạt đến chế độ cân bằng đẳng tĩnh.

Áp suất định hướng là áp suất liên quan với hiện tượng chuyển động kiến tạo (ví dụ hoạt động đứt gãy, uốn nếp, động đất, núi lửa phun...), hiện tượng dịch chuyển và chấn giữa các mảng, các teran; hiện tượng trượt giữa các mảng, hiện tượng tách dần vỏ Trái Đất, hiện tượng nhân chìm các lớp vỏ ở vùng hút chìm (subduction), trượt chồm (obduction), hiện tượng xâm nhập của các thể magma và vận động của các chất lưu v.v... Áp suất định hướng là nguyên nhân trực tiếp gây ra hiện tượng biến dạng các đá, làm tăng vận tốc của các phản ứng hóa học, đẩy mạnh hiện tượng tuần hoàn của chất lưu, hình thành các cấu tạo và kiến trúc biến chất v.v...

Chất lưu, chất bốc hay dung dịch biến chất đóng vai trò quan trọng trong quá trình biến chất. Chất lưu là những chất ở thể lỏng, thể khí, tiềm trữ trong đá, trong khe nứt, trong không gian giữa các hạt, trong thành phần của dung nham, thường là  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $Cl$ , ... và khí tro. Khi nhiệt độ tăng lên, dưới áp suất lớn, chất lưu càng dễ dàng di chuyển trong đá. Mỗi chất lưu đều có thể tạo ra áp suất riêng phần, vì vậy áp suất chung của chất lưu là  $\bar{P}_l = \bar{P}_{H_2O} + \bar{P}_{CO_2}$  ... Chất lưu còn có tác dụng vận chuyển các nguyên tố hoặc hợp chất hóa học tham gia các phản ứng biến chất, gày trao đổi biến chất, làm thay đổi thành phần nguyên thuỷ, không chế hiện tượng cân bằng hóa học. v.v... hoặc đưa chúng ra khỏi phạm vi biến chất. Với các nguyên tố như Bo, Fluo, ... chất lưu trở thành chất trợ dung hạ thấp nhiệt độ nóng chảy, thúc đẩy quá trình nóng chảy bộ phận của đá. Áp suất hơi nước có tác dụng không chế hiện tượng cân bằng của các phản ứng hóa nước và mất nước; áp suất cacbonic lại có tác dụng không chế các phản ứng phản ứng phân huỷ cacbonat... Chất lưu còn là tác nhân tạo ra môi trường oxy hoá, hoặc môi trường khử, quyết định đến sự có mặt của một tổ hợp khoáng vật nào đó.

Ngoài ba yếu tố nói trên, thời gian gây biến chất và thành phần nguyên thuỷ của đá biến chất cũng đóng một vai trò nhất định trong quá trình biến chất.

Khi nghiên cứu hiện tượng biến chất người ta chú ý đến tướng biến chất. Tướng biến chất (P. Eskola, 1915) là hiện điều kiện nhiệt độ và áp suất của hiện tượng biến chất và được đặc trưng bởi một tổ hợp khoáng vật phổ biến trong tự nhiên và nhạy cảm với sự thay đổi điều kiện môi trường.

## 10.2. CÁC LOẠI BIẾN CHẤT

Các yếu tố biến chất không phải có tác dụng như nhau trong mọi quá trình biến chất. Dựa vào yếu tố gây biến chất chính người ta chia ra các loại biến chất sau đây:

- Biến chất nhiệt. Biến chất nhiệt (thermometamorphism) là hiện tượng biến chất chủ yếu do nhiệt độ gây ra. Biến chất nhiệt phổ biến nhất là biến chất tiếp xúc, hay biến chất nhiệt tiếp xúc (contact thermometamorphism), xảy ra ở vùng tiếp xúc của đá với magma, nhiệt gây ra biến chất khoảng từ  $500^{\circ}$  -  $1200^{\circ}$  xuất phát từ magma, trong điều kiện áp suất thấp, không quá 3000bar, trong một thời gian tương đối ngắn; hình thành các loại đá phiến đốm, đốm sần thuộc tướng epidot-anbit, các loại đá sừng có nguồn gốc khác nhau (sét, magma mafic, trung tính), các đá bukhit, đá hoa, quacxit v.v... Nếu quá trình biến chất tiếp xúc có kèm theo hiện tượng trao đổi giữa dung dịch magma đặc biệt là chất lưu magma với đá vây quanh gọi là hiện tượng biến chất (tiếp xúc) trao đổi (metasomatic metamorphism). Nếu chất lưu chỉ gây biến chất trong khối magma thì gọi là hiện tượng tự biến chất.

- Biến chất động lực. Biến chất động lực (dynamo-metamorphism) hoặc biến chất cà nát (cataclastic metamorphism) là hiện tượng biến chất chủ yếu gây ra bởi áp suất định hướng, xuất hiện dọc theo các đới phá huỷ đứt gãy, đới va chạm đựng độ giữa các mảng, các teran, nơi va chạm của thiên thạch vào hành tinh. Biến chất động lực gây biến đổi cấu tạo, kiến trúc của đá và chỉ trong trường hợp có sự tham gia của các yếu tố khác chúng mới làm thay đổi thành phần thạch học (khoáng vật) của đá. Sản phẩm của biến chất động lực là dãm kết kiến tạo, cataclazit, milonit, filonit... đã trình bày ở mục 8.2.6.1.

- Biến chất nhiệt động. Biến chất nhiệt động (dynamo-thermal metamorphism) (J. Holmes, 1920; H. G. F. Winkler, 1974) là hiện tượng biến chất, trong đó nhiệt độ và áp suất đều đóng vai trò quan trọng. Hiện tượng biến chất nhiệt động xảy ra trong một phạm vi rộng lớn, các đá bị biến đổi sâu sắc, hình thành các tổ hợp khoáng vật đặc trưng, duy trì đường phuong của đá thông nhất ở cả một miền rộng lớn... gọi là biến chất khu vực (regional metamorphism) hay biến chất nhiệt động khu vực. Hiện tượng biến chất nhiệt động xảy ra trong phạm vi hẹp thì gọi là biến chất nhiệt động địa phương hay biến chất địa phương (local metamorphism). Biến chất địa phương thường thể hiện là một đới hẹp, phát triển dọc theo các đứt gãy sâu. Biến chất nhiệt động thường được chia thành 2 kiểu là kiểu Abucuma với khoáng vật silimanit phổ biến thể hiện nhiệt độ cao, áp suất thấp và kiểu Baroa với khoáng vật disten phổ biến, đặc trưng cho áp suất cao, nhiệt độ thấp (H. G. F. Winkler, 1967). Các đá biến chất nhiệt động điển hình là các loại đá phiến, đá phiến kết tinh, các loại gonai, amphibolit, đá hoa, quacxit, granulit và eclogit. Gần đây một số nhà địa chất (K. Bucher, M. Frey, 1994) xếp biến chất tiếp xúc (contact), biến chất cà nát (cataclastic) biến chất va đập (impact) thường là va đập của thiên thạch vào hành tinh (R. S. Dietz, 1961), cũng như biến chất nhiệt dịch (hydrothermal metamorphism) vào biến chất địa phương và phân chia biến chất khu vực thành các loại biến chất tạo núi (orogenic), biến chất đáy đại dương (ocean-floor) và biến chất chôn vùi (burial) và biến chất tuần hoàn nhiệt (diastathermal metamorphism). Biến chất tạo núi (A. Miyashiro và nnk, 1973) xảy ra ở các đai uốn nếp tạo núi (orogenic belts) rộng vài nghìn kilômét vuông, về mặt động học liên quan với quá trình biến dạng đa pha, ở nhiệt độ khoảng  $150^{\circ}$  -  $1100^{\circ}$ , áp suất khoảng 2 - 30kbar,

gradient nhiệt từ 5 - 60 °C/km theo chiều thẳng đứng, thường liên quan với các đới hút chìm tạo ra đá phiến, phyllit, đá phiến kết tinh, gneiss, migmatit, quartzite, đá phiến lục, amphibolite, granulite, eclogite. Biến chất đáy đại dương (A. Miyashiro và nnk, 1971) xảy ra ở vỏ đại dương, phần manti trên, rộng vài nghìn kilômét vuông ở nhiệt độ khoảng 150°C đến 500 °C/km theo phương thẳng đứng hoặc nằm ngang, liên quan với hiện tượng dâng lên của quyển mềm, chịu ảnh hưởng của sự đổi lưu tuần hoàn của nước biển nóng, thành tạo metabazan, đá phiến lục, metagabbro, serpentinit... Biến chất chôn vùi (D. S. Coombs, 1961) là hiện tượng biến chất khu vực nhiệt độ thấp của các đá trầm tích và phun trào xen kẽ trong chúng, ở các bồn trũng, không chịu ảnh hưởng của hiện tượng tạo núi và xâm nhập magma. Áp suất gây biến chất chủ yếu là do lực ép nén (trọng lực) của các lớp nằm trên đối với các lớp nằm dưới. Hiện tượng biến chất chôn vùi đóng vai trò quan trọng trong quá trình chuyển hóa vật chất hữu cơ thành dầu khí. Biến chất chôn vùi xảy ra ở vùng chịu chế độ kiến tạo tách dãn có sự tham gia của các dòng nhiệt gọi biến chất tuần hoàn nhiệt (D. Robinson, 1987).

- Siêu biến chất. Siêu biến chất (ultrametamorphism) là hiện tượng biến chất khu vực có kèm theo hiện tượng tái nóng chảy bộ phận hoặc với quy mô lớn, tạo ra migmatit và magma granit. Migmatit gồm hai phần, phần đá biến chất và phần đá nóng chảy. Phần đá biến chất gọi là paleosom, hay phần cũ, bộ phận

tái nóng chảy gọi là neosom (K. Mehnert, 1971) có thành phần granitoit và có hình dạng rất kì dị (lò so, thấu kính...), có quan hệ không rõ ràng với đá vây quanh (hình 10.1). Cần phân biệt migmatit siêu biến chất và migmatit tiêm nhập. Loại migmatit tiêm nhập có bộ phận granitoit xuất phát từ dung nham axit, tức là từ khối magma granit xuyên vào đá vây quanh dưới dạng các mạch nhỏ, hình dạng phức tạp nhưng có quan hệ rõ ràng, không thể hiện sự chuyển tiếp từ từ sang đá vây quanh.

Hiện tượng biến chất xảy ra nhiều lần trên cùng một khu vực gọi là đa biến chất. Nếu điều kiện nhiệt độ và áp suất của pha biến chất sau cao hơn pha biến chất trước thì gọi là hiện tượng biến chất tiến triển, ngược lại là biến chất giật lùi.



**Hình 10.1: Các kiểu migmatit.**

1. Paleosom; 2. Neosom.

### 10.3. NGHIÊN CỨU CẤU TẠO ĐÁ BIẾN CHẤT

Khi nghiên cứu vùng đá biến chất người ta cần xác định thành phần khoáng vật, cấu tạo, kiến trúc của đá, tìm hiểu khoáng sản liên quan; xác định thành phần ban đầu cũng như đá

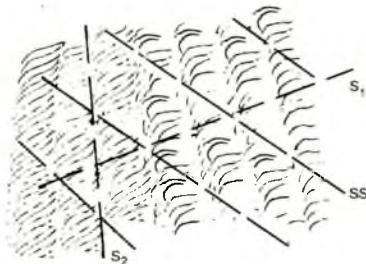
nguyên thuỷ của chúng, tìm hiểu tổ hợp khoáng vật cộng sinh, tướng biến chất, tức là tìm hiểu điều kiện nhiệt độ, áp suất của các pha biến chất cũng như tìm hiểu quan hệ giữa hiện tượng biến chất với các hiện tượng địa chất khác.

### 10.3.1. Nghiên cứu các dạng cấu tạo

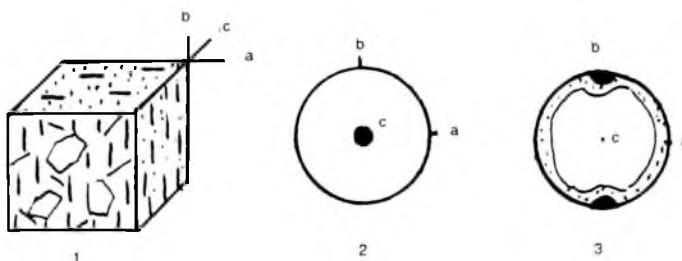
#### 10.3.1.1. Nghiên cứu cấu tạo mặt, cấu tạo đường

Ở vùng đá biến chất cần phát hiện các cấu tạo mặt, cấu tạo đường. Có hai loại cấu tạo mặt cơ bản là cấu tạo mặt của đá nguyên thuỷ và cấu tạo mặt được hình thành do quá trình biến chất, biến dạng gọi là các mặt biến dạng (foliation). Thường lệ, ứng với một pha biến chất có một hệ cấu tạo mặt. Tuy nhiên cũng có thể cấu tạo mặt của một pha nào đó trùng hoặc gần như trùng với hệ cấu tạo mặt của một pha khác. Vì vậy xác định các hệ cấu tạo mặt có ý nghĩa rất quan trọng đối với việc phân chia các pha biến chất. Hình 10.2 là mặt cắt vết lô đá biến chất; ở đó thấy được cấu tạo tần dư mặt lớp SS, cấu tạo mặt của pha thứ nhất  $S_1$  và của pha thứ hai  $S_2$ . Các cấu tạo mặt của đá biến chất là mặt phiến và các mặt liên quan với biến chất động lực.

Các mặt thành tạo sau cắt qua hoặc gây biến dạng đổi với các mặt đã được thành tạo ở các pha sớm hơn. Thông thường cấu tạo mặt của một pha biến dạng được hình thành do sự sắp xếp các khoáng vật dạng tấm, dạng kim trong những mặt phẳng song song với nhau, gọi là mặt [ab] theo hệ trục toạ độ cấu tạo (hình 10.3).



Hình 10.2: Các dạng cấu tạo mặt.



Hình 10.3: 1. Cấu tạo mặt; 2. Đồ thị chiếu cấu của pháp tuyến các khoáng vật dạng tấm;  
3. Đồ thị chiếu cấu của các khoáng vật dạng kim. abc - Hệ trục toạ độ cấu tạo.

Mặt [ab] tương ứng với mặt ép dẹt trong elip xoay biến dạng, vì vậy các cấu tạo khe nứt liên quan thuộc loại khe nứt ít nhiều song song với các mặt chéo trong khối lập phương

(hình 10.3-1) và có giao tuyến song song với trục b. Đồ thị chiếu cầu của các khoáng vật hình kim có cực đại tập trung ở b (hình 10.3-3) hoặc ở a tuỳ theo đặc điểm của quá trình biến dạng.

Các cấu tạo đường (xem 2.2.1) được xác định bởi tính định hướng của các vật thể kéo dài theo một phương (các khoáng vật dạng que) hoặc được xác định bởi các vết xước, rãnh trượt, các giao tuyến của các mặt cấu tạo v.v...

Trong tự nhiên ở vùng đá biến chất hoặc biến dạng thường gặp các cấu tạo đường chính sau đây: Các vết xước, rãnh trượt trên mặt đứt gãy, các rãnh trượt trên mặt lớp do uốn nếp, trục các vi nếp uốn (crenulation); giao tuyến giữa mặt lớp và thớ chè; định hướng phương kéo dài của khoáng vật dạng que hoặc hạt cuối, giao tuyến của các khoáng vật dạng tấm, hoặc các cấu tạo mặt v.v... Các cấu tạo đường thường gặp trong các lớp dung nham dạng gói (pillow lava) bị biến dạng mạnh mẽ; khi đó chúng hình thành các cấu tạo có dạng que, gãy (rod-shaped hoặc rodding structure). Các cấu tạo này nếu có đường kính hàng chục centimét thì gọi là cấu tạo chân song hoặc cấu tạo ống (mullion structure) (hình 10.4). Đây là dạng cấu tạo rất phổ biến ở vùng đá biến chất.

#### 10.3.1.2. Nghiên cứu budina

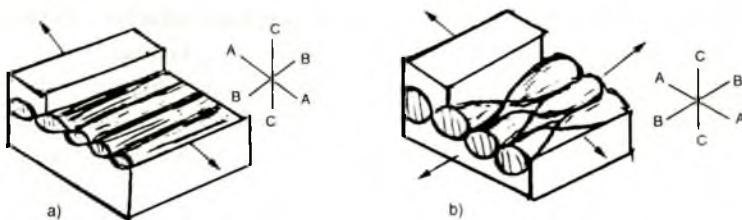
Trong đá biến chất còn gặp các cấu tạo budina hay cấu tạo "khúc dồi". Loại cấu tạo này hoặc là được thành tạo do các khối nứt hình bình hành, hình thoi bị ép, phần rìa bị vụn nát (cataclazit), milonit hoá, phần nhân trở thành budina và gọi là budina kiến tạo hoặc là do biến dạng của một lớp đá cứng nằm trong các lớp mềm hơn. Khi bị biến dạng, lớp đá tương đối cứng hơn bị kéo dài, đứt ra thành từng khối, dạng thau kính hoặc dạng gối, ngăn cách giữa khối nọ với khối kia bởi một phạm vi rất hẹp gọi là cổ (necks): Mỗi một khối đá cứng như vậy gọi là "khúc dồi" (boundins). Chúng bị các đá mềm hơn bao bọc xung quanh. Do tính chất kéo dứt, tách rời nhau khi thành tạo, cấu tạo khúc dồi còn gọi là cấu tạo kéo vát hay kéo dứt (pull apart structure) (R. G. Park, 1983).

Quá trình biến dạng hình thành cấu tạo khúc dồi, chúng ta vẫn quen gọi là cấu tạo budina hay cấu tạo boudin (boudins), gọi là quá trình hoặc hiện tượng budina (boudinage). Hiện tượng này tạo ra chỗ dẹt và những chỗ phồng, tức là chỗ lõm và chỗ lồi, nên còn gọi là cấu tạo lõm và lồi (pinch and swell structure). Cấu tạo khúc dồi có thể kéo dài, chỉ đứt ra theo một phương gọi là budina dạng tuyến hoặc dạng đường (linear boudinage) và nếu



Hình 10.4: Cấu tạo dạng chân song hoặc dạng ống (mullion).

chúng bị đút ra theo hai phương trong cùng một mặt của lớp thì gọi là budina viên hoặc thỏi socola (chocolate tablet boudinage) (hình 10.5).



**Hình 10.5:** a) Budina dạng tuyến; b) Budina dạng viên socolat  
(theo R. G. Park, 1983 có bổ sung). Mũi tên chỉ hướng căng dãn.

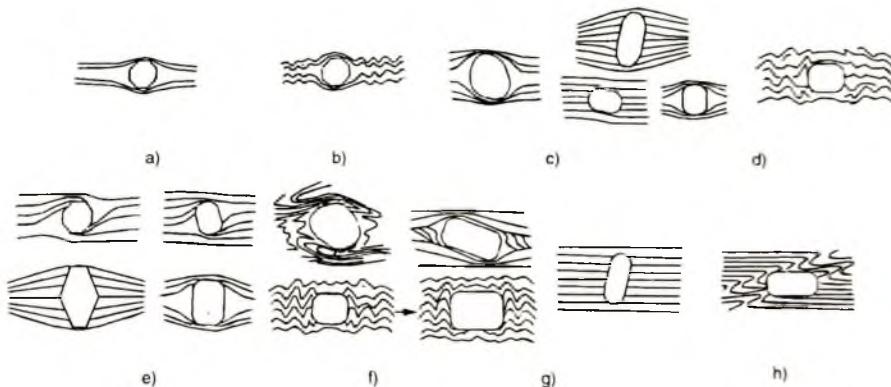
Ngoài những budina lớn còn có các budina nhỏ hoặc vi budina (microboudinage). Đó là những budina hình thành do sự vỡ vụn của các tinh thể kéo dài gấp trong lát mỏng (P. Misch, 1969; R. H. Vernon, 1976, C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, 1996). Những tinh thể đó thường là tuamalin trong các đá khác nhau. Có thể sử dụng vi budina để xác định độ biến dạng. Chiều dài của một hạt bị budina hoá bằng tổng chiều dài của các budina thành phần. Như vậy nếu một hạt có độ dài ban đầu theo một phương nào đó là  $l_0$ , độ dài sau biến dạng là  $l$  thì độ giãn dài là  $l - l_0$ .

Budina cho ta thấy hình ảnh của elipxoit biến dạng; trục B định hướng theo chiều dài của budina, trục A theo hướng căng dãn; trục C vuông góc với mặt [AB]. Trường hợp budina thỏi socola; trục B định hướng theo chiều dài của từng "thỏi" socola. Vì vậy, nghiên cứu budina có thể thấy được hướng căng dãn của trường lực tác dụng.

### 10.3.2. Nghiên cứu vi cấu trúc các ban biến tinh

Các ban biến tinh (porphyroblasts) với các bao thể (inclusions) trong chúng và các riềm phản ứng (reaction rims) của các khoáng vật có thể gặp trong nhiều loại đá khác nhau. Các ban biến tinh thường gặp trong đá biến chất là các hạt khoáng vật (thường cứng hơn so với phản vây quanh) ví dụ như hạt thạch anh, fenspat (trong biến chất động lực của granitoit), biotit, grønat, chiastolit, v.v... (trong đá biến chất nhiệt động). Chúng có thể cho biết bản chất của các hiện tượng biến chất và biến dạng cũng như tuổi tương đối của sự phát triển và biến dạng khoáng vật. H. J. Zwart, 1962 và một số nhà địa chất khác đã phân loại sự phát triển của các ban biến tinh thành kiểu sau đây. Kiểu phát triển ban biến tinh tiền kiến tạo (biến dạng) (precetectonic) (hình 10.6a, b) gặp ở những miền bị biến chất khu vực (trừ trường hợp biến chất ở điều kiện nhiệt độ cao, áp suất thấp) đôi khi cũng gặp ở vùng biến chất tiếp xúc. Các ban biến tinh này bị bao quanh bởi phản nén, trong chúng có các bao thể định hướng tự nhiên. Như vậy ban biến tinh (P) được thành tạo trước biến dạng nếu đó ( $D_n$ ),

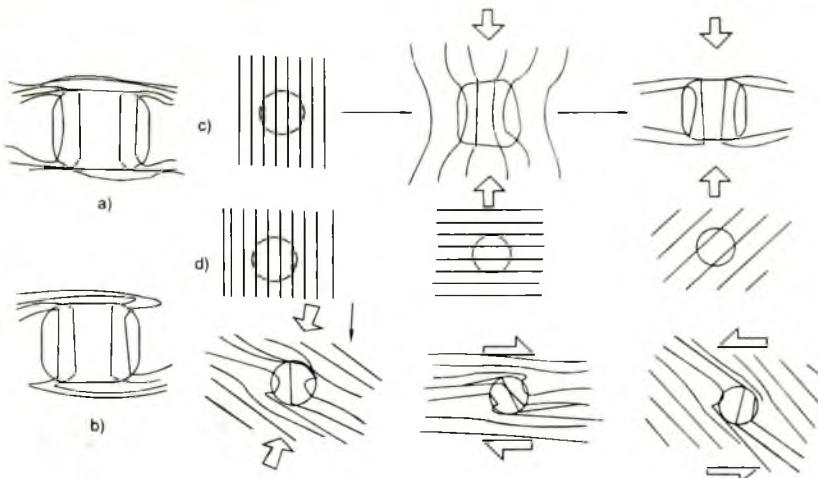
kí hiệu  $P < D_n$ . Kiểu phát triển ban biến tinh giữa các pha kiến tạo (biến dạng) (intertectonic) (hình 10.6c, d) là loại ban biến tinh có các mặt biến dạng (xác định bằng các bao thể trong ban biến tinh) thành tạo ở giai đoạn trước và bị bao quanh bởi các mặt biến dạng (foliation), ở đây là mặt phiến, thành tạo vào giai đoạn muộn hơn. Sự phát triển của ban biến tinh (P) nằm vào giữa hai pha biến dạng  $D_n$  và  $D_{n+1}$ , kí hiệu:  $D_n < P < D_{n+1}$ . Các bao thể xếp thành đường thẳng (trong mặt cắt, lát móng) hoặc có hình dạng phức tạp. Kiểu phát triển ban biến tinh đồng kiến tạo (syntectonic) (hình 10.6e, f) có đặc điểm là xảy ra trong một pha biến dạng. Các cấu tạo mặt xác định theo sự định hướng của các bao thể trong ban biến tinh (P) bị uốn cong và liên tục với cấu tạo bên ngoài (mặt phiến) và phương của mặt phiến thay đổi khi qua các ban biến tinh, kí hiệu  $D_n \subset P$  (đọc là ban biến tinh thuộc pha biến dạng  $D_n$ ). Kiểu phát triển ban biến tinh sau kiến tạo (post-tectonic) (hình 10.6g, h) hay sau biến dạng hình thành sau khi pha biến dạng ( $D_n$ ) nào đó đã ngừng. Các bao thể trong ban biến tinh định hướng theo các mặt tương tự và liên tục với mặt phiến bên ngoài, nhưng không có bóng râm hoặc mõm biến dạng, kí hiệu  $D_n < P$ . Các kí hiệu nói trên do C. W. Passchier và R. A. J. Trouw đề xuất năm 1996. Tuy nhiên, trong một số trường hợp, dùng kí hiệu mũi tên có thể thấy rõ hơn tính liên tục của quá trình biến dạng và phát triển của ban biến tinh, ví dụ  $D_n \rightarrow P \rightarrow D_{n+1}$ , thể hiện sau quá trình biến dạng  $D_n$  đến hình thành và phát triển P và sau đó là quá trình biến dạng  $D_{n+1}$ . Ở đây D (pha) biến dạng (deformation) và n là thứ tự pha biến dạng (hình 10.6).



**Hình 10.6: Các ban biến tinh trong đá biến chất**  
(trích từ C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, 1996; A, C, E, G không xảy ra uốn nếp  
của các mặt biến dạng của nền. B, D, F, H - Nền bị uốn nếp (xem trong bài)).

Các ban biến tinh phát triển đồng kiến tạo thường hình thành cấu tạo xoắn chữ S trong ban biến tinh, đặc biệt là trong gneiss.

Thực tế nhiều khi rất khó phân biệt được các ban biến tinh giữa và đồng kiến tạo (xem C<sub>2</sub> và E<sub>3</sub> hình 10.6). Trong trường hợp này người ta gọi chung là cấu trúc "milipt" (milliped microstructure). Đó là cấu trúc với các ban biến tinh đồng hoặc giữa (các) pha biến dạng (hình 10.7).



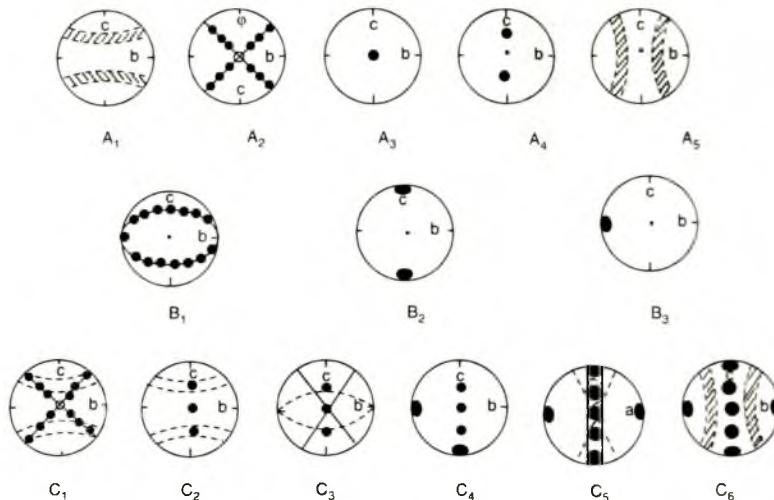
**Hình 10.7:** a) Cấu trúc "milipt"; b) Cấu trúc milipt uốn nghiêng (deflection fold structure); c) Sự phát triển và hình thành cấu trúc milipt do ép đồng trục; d) Các kiểu hình thành cấu trúc milipt uốn nghiêng. 1. Cắt thuần túy, ban biến tinh không xoay, mặt biến dạng (mặt phiến) bị xoay; 2. Cắt trượt phải, ban biến tinh xoay và 3. Cắt trượt trái ban biến tinh và mặt phiến đều xoay.

Nghiên cứu động học phát triển các ban biến tinh không chứa các bao thể thường gặp khó khăn, mặc dù quanh các bao thể đó vẫn xuất hiện các mặt biến dạng (mặt phiến) với nhiều dạng khác nhau. Trường hợp ban biến tinh có trước biến dạng, chúng được xem như một vật thể cứng nằm giữa các bộ phận mềm hơn, bộ phận này xuất hiện các cấu tạo mặt (mặt phiến bao quanh chúng). Ở mức độ biến dạng cao, các ban biến tinh cũng bị phá huỷ với các cấu tạo mặt cho phép lặp lại elipxit biến dạng. Các khoáng vật biến chất như chiastolit có các dài chéo là tập hợp của các bao thể. Lê Như Lai, 1972 cho biết các dài chéo này song song với S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> của elipxit biến dạng. Nói cách khác từ sản phẩm biến dạng trong ban biến tinh và mặt phiến bao quanh chúng người ta có thể xác định được vị trí của các trục biến dạng ABC.

### 10.3.3. Nghiên cứu tính định hướng của trục quang học thạch anh

Trong các đá biến chất thường gặp các hạt thạch anh. Các hạt này được thành tạo trong điều kiện biến chất, vì vậy sự định hướng của chúng phản ánh môi trường (áp suất và nhiệt

độ) thành tạo. Nghiên cứu tính định hướng của trục quang học thạch anh của nhiều nhà địa chất (B. Sander, 1948, 1950; H. W. Fairbairn, 1949; G. Kojima và K. Hide, 1958; F. J. Turner và L. E. Weiss, 1963; H. - J. Behr, 1964, 1965; M. Kurze, 1970); J. Hofmann, 1974, 1975; v.v...) đã xác định được các kiểu định hướng của trục quang học thạch anh trong đá biến chất (hình 10.8).



**Hình 10.8:** Các kiểu định hướng trục quang học thạch anh của đá biến chất theo J. Hofmann 1974, 1975.

A<sub>1</sub> - Kiểu giả hai dài với các vòng tròn nhỏ xung quanh c, đặc trưng cho các tảng kiến tạo dưới, các đá biến chất cao như granulit.

A<sub>2</sub> - Kiểu okl/okl với góc mở  $\varphi = 45^\circ - 120^\circ$  phổ biến trong các đá biến chất của tảng kiến tạo giữa, với lực ép vuông góc với mặt [ab]; phổ biến trong gneiss.

A<sub>3</sub> - Kiểu định hướng cực đại I. Thường gặp trong dải cắt trượt (shear zone), phạm vi gần đứt gãy.

A<sub>4</sub> - Kiểu định hướng cực đại IV phản ánh đặc điểm địa động học như A<sub>3</sub>.

A<sub>5</sub> - Kiểu định hướng vòng tròn nhỏ xung quanh b; thể hiện cấu tạo cắt theo mặt [ab].

B<sub>1</sub> - Kiểu hol/hol với góc mở φ thay đổi.

B<sub>2</sub> - Kiểu định hướng cực đại V. B<sub>3</sub> - Kiểu định hướng cực đại VIII.

C<sub>1</sub> - C<sub>6</sub> kiểu liên hợp. C<sub>1</sub> = A<sub>1</sub> + A<sub>2</sub>, C<sub>2</sub> = A<sub>1</sub> + A<sub>3</sub> hoặc A<sub>4</sub>, C<sub>3</sub> = A<sub>2</sub> + A<sub>3</sub> hoặc A<sub>4</sub> hoặc B<sub>1</sub>, C<sub>4</sub> = A<sub>3</sub> hoặc A<sub>4</sub> và B<sub>2</sub> hoặc B<sub>3</sub> (còn gọi là định hướng đai ac), C<sub>5</sub> = C<sub>4</sub> + tàn dư của A<sub>2</sub>, C<sub>6</sub> = C<sub>5</sub> + A<sub>5</sub>.

Ngoài những kiểu định hướng nêu trên, trong các đá biến chất ở mức độ trung bình và thấp còn có nhiều kiểu định hướng khác nhau (xem 8.2.6.3.7).

Nghiên cứu tính định hướng của trục quang học thạch anh có thể rút ra được đặc điểm địa động lực của quá trình biến chất. Tuy nhiên đây là công việc tốn mì đòi hỏi độ chính xác cao và cần tính hệ thống trên cơ sở phân tích mẫu ở nhiều vùng cũng như phải có thực nghiệm chứng minh.

Nghiên cứu tính định hướng của trục quang học thạch anh còn có thể xác định được quan hệ giữa uốn nếp (biến dạng) và biến chất (kết tinh), tức là xác định được quan hệ giữa biến dạng và kết tinh, chia ra được biến dạng trước, cùng (đồng) hoặc sau kết tinh. Nếu như triển khai nếp uốn theo đường thẳng AB (hình 10.9) thấy các trục định hướng xác định từ đó thì trục quang học thạch anh song song với nhau, thì có thể kết luận hiện tượng biến chất xảy ra trước hiện tượng uốn nếp.

Ngược lại, nếu chúng không song song với nhau thì chứng tỏ hiện tượng uốn nếp xảy ra trước hiện tượng biến chất. Khi nghiên cứu các nếp uốn nhỏ, nếu thấy các vẩy mica không uốn cong theo nếp uốn mà nằm tạo góc thì có thể kết luận quá trình kết tinh xảy ra sau uốn nếp, nếu chúng định hướng song song với uốn nếp, chứng tỏ hiện tượng biến dạng đồng kết tinh v.v...

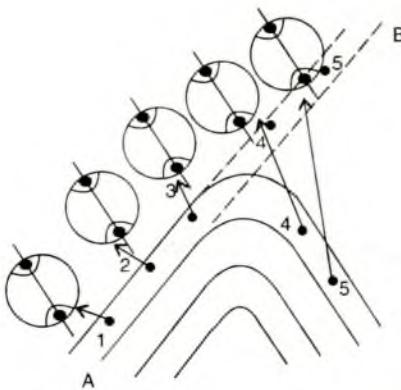
Nghiên cứu tính định hướng của trục quang học thạch anh của đá biến chất còn có khả năng luận giải về nguồn gốc các đá magma. Những đá biến chất có cấu tạo gần gũi với định hướng hai vòng tròn nhỏ hoặc lớn có tính liên hệ về nguồn gốc với đá magma; nói cách khác chúng là đá bị anatexit, migmatit hoá để trở thành đá magma.

#### 10.3.4. Các tectonit đá biến chất

Nghiên cứu thạch học cấu tạo đá biến chất người ta gặp một số kiểu đá biến dạng (tectonit) sau đây:

\* B-tectonit. Đây là kiểu biến dạng của đá đặc trưng bởi đồ thị thạch học cấu tạo, trong đó các điểm chiếu cầu của pháp tuyến các cấu tạo mặt tạo thành một dải xung quanh trục b (hình 10.10a).

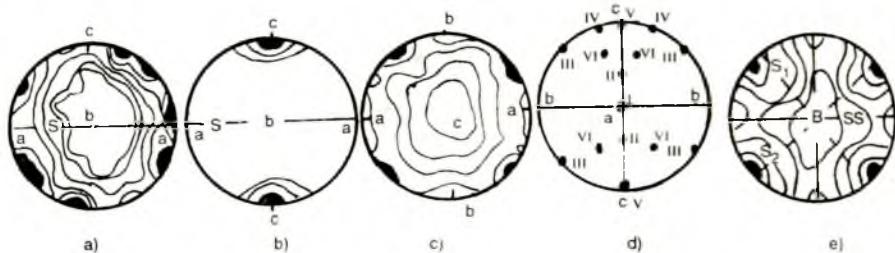
S-tectonit. S-tectonit là kiểu biến dạng của đá được xác định chủ yếu dựa vào các vẩy mica. Pháp tuyến mặt [ab] (vuông góc với trục c) và mặt [ab] này chính là mặt S (mặt biến dạng, foliation). S-tectonit đặc trưng cho đá biến dạng luôn luôn xác định được một cấu tạo mặt (hình 10.10b).



Hình 10.9: Xác định quan hệ giữa uốn nếp và biến chất. 1, 2, 3... - Điểm lấy mẫu

\* R-tectonit. R-tectonit là kiểu biến dạng của đá hoặc đặc trưng cho một loại đá biến dạng có đồ thị thạch học cấu tạo tập trung thành một đai vuông góc với trục c. R-tectonit liên hệ với quá trình biến dạng quay (hình 10.10c).

H. W. Fairbairn, 1942, phát hiện cực đại trục quang học thạch anh tập trung ở những vị trí nhất định được kí hiệu từ I đến VIII (số La Mã) trên đồ thị thạch học cấu tạo (hình 10.10d). Từ đó cũng có thể gọi tên là tectonit cực đại I, II, v.v... Tương tự như vậy, các kiểu định hướng trục quang học thạch anh trong đá biến chất do H. J. Hofmann, 1974, 1975 (hình 10.7) cũng có thể xem là các tectonit. Ngoài những tectonit đã nêu trên, trong thực tế còn gặp các tectonit tổ hợp của 2 hoặc 3 tectonit thành phần, ví dụ S + B-tectonit (hình 10.10e) (theo B. Sander, 1950); v.v...

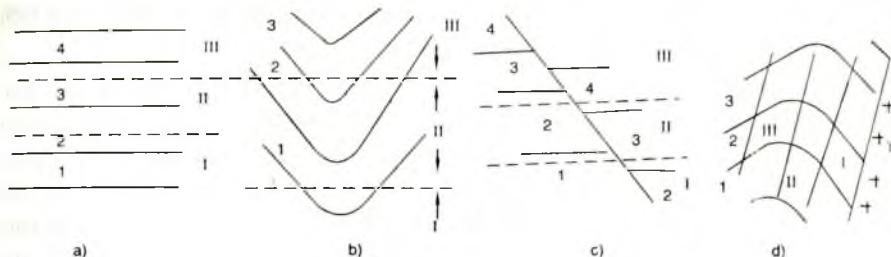


**Hình 10.10:** Các loại tectonit a)- B-tectonit; b)- S-tectonit; c)- R-tectonit; d)- Các cực đại (theo H. W. Fairbairn, 1942); e)- S + B-tectonit; a, b, c - Hệ trục tọa độ cấu tạo.

Khi nghiên cứu vùng đá biến chất, đương nhiên phải xác định thành phần thạch học, cấu tạo, kiến trúc, (biến chất và tàn dư), khoáng hoá liên quan của đá biến chất: nhằm mục đích xác định tên đá, nguồn gốc của đá ban đầu, kiểu, loại biến chất, tương biến chất, các pha biến chất, v.v... Kết quả của việc nghiên cứu nói trên rất quan trọng đối với việc nghiên cứu xác định điều kiện động học của từng pha biến chất và biến dạng của đá. Khi nghiên cứu biến chất cần phân biệt tầng địa tầng và tầng thạch học, hay tầng biến chất. Bình thường, ở những đới nhấp chìm, các lớp nằm ở dưới cùng bị nhấp chìm sâu nhất, nhiệt độ và áp suất lớn nhất, dẫn đến tương biến chất cao nhất. Ngược lại, không thể suy diễn, các đá biến chất sâu nhất, cao nhất, ngay cả biến chất nhiệt động, là các đá cổ nhất. Hình 10.11a cho thấy các đá từ già đến trẻ 1, 2, 3, 4 có ranh giới song song với tầng biến chất I, II... (tương I có mức độ biến chất cao hơn tương II, v.v...).

Trong trường hợp này tầng biến chất cao nhất nói chung trùng với tầng địa tầng cổ nhất (chính xác nhất nếu ranh giới giữa I và II trùng với ranh giới giữa 1 và 2 v.v...). Đối với vùng đá uốn nếp (xảy ra trước khi biến chất) tầng địa tầng không trùng với các tầng biến chất (hình 10.11b) do có việc kết luận tầng biến chất cao nhất gồm các đá cổ nhất rõ ràng không hợp lí. Tương tự như vậy, nếu hiện tượng đứt gãy xảy ra trước khi biến chất tức là biến dạng (D) xảy ra trước biến chất (M), kí hiệu D -> M, thì không thể kết luận phức hệ đá

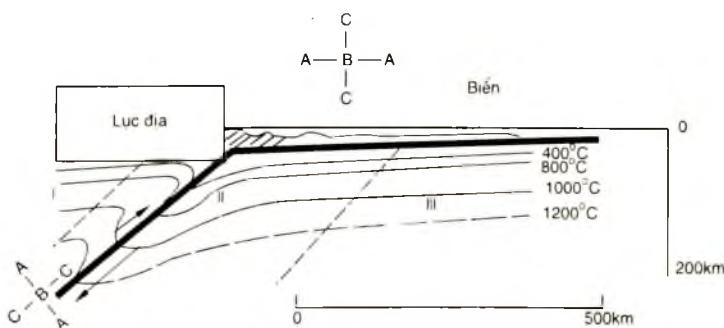
biển chất ở trình độ cao nhất là đá cổ nhất (hình 10.11c). Ở trường hợp biến chất tiếp xúc, khi khối xâm nhập không chính hợp với đá vây quanh, ranh giới các tầng biến chất ít nhiều sóng lượn theo rìa của khối magma và cắt qua tầng địa tầng. Ở đây tầng biến chất cao nhất (sát thể magma) không thể xem là tầng cổ nhất (hình 10.11d). Điều này cần đặc biệt quan tâm khi nghiên cứu phức hệ trầm tích ở phạm vi ném tầng trưởng trong kiến tạo mảng. Ở đó các tầng đá trẻ nằm dưới các tầng đá cổ; chúng có thể bị biến chất cao hơn các tầng đá cổ.



**Hình 10.11:** Tầng địa tầng I, 2, 3 và tầng thạch học (biến chất) I, II...; γ - granit.

#### 10.4. ĐẶC ĐIỂM BIẾN CHẤT THEO THUYẾT KIẾN TẠO MẢNG

Theo thuyết Kiến tạo mảng, tại nơi va chạm giữa hai mảng, các lớp đá của mảng nào đó (thường là mảng có kiểu vỏ đại dương) bị chui xuống dưới mảng lân cận (thường là mảng có kiểu vỏ lục địa). Do hiện tượng các đá và nước biển ở trên mặt bị nhấn chìm xuống sâu cho nên đường đẳng nhiệt của đới nhấn chìm thấp hơn xung quanh.



**Hình 10.12:** Phản ứng biến chất khu vực theo thuyết Kiến tạo mảng

Ví thế, trên mặt cắt có thể ra các vùng biến chất có những vùng chính sau đây:

Vùng I: Biến chất khu vực nhiệt độ cao hơn, áp suất thấp hơn (tương ứng với đới Abucuma) so với vùng II, xuất hiện nhiều vùng biến chất tiếp xúc, liên quan với các thể

xâm nhập, chùm manti v.v... áp suất định hướng chính ở đây theo phương gần như nằm ngang và chịu tác động mạnh mẽ của áp suất do các thể magma gây nên.

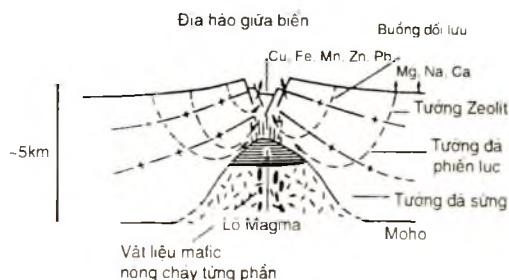
Vùng II: Nhiệt độ thấp, áp suất cao (ứng với đới Baroa trong biến chất khu vực), áp suất định hướng ép theo phương nằm ngang và áp suất nhún chìm dọc theo đới hút chìm, càng sát đới hút chìm, phương áp suất định hướng chuyên dần từ nằm ngang sang song song với đới hút chìm (Benioff).

Vùng III: có đặc điểm tương tự như vùng I nhưng nói chung thiếu vắng hiện tượng biến chất tiếp xúc liên quan với hoạt động của magma.

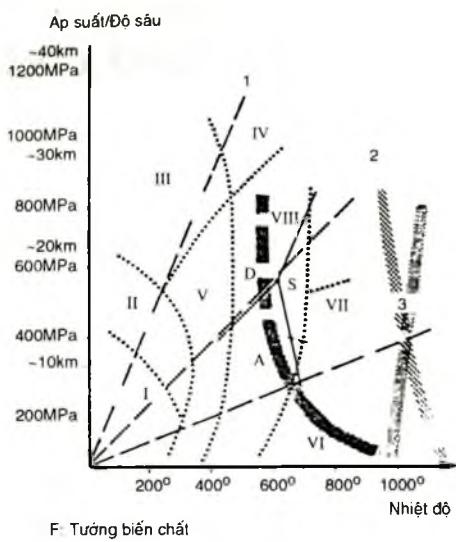
Vùng IV: Nhiệt độ cao, áp suất lớn, tạo ra các đá biến chất khu vực ở mức độ cao, theo thứ tự từ trên xuống dưới, dọc theo đới hút chìm lần lượt là các tecton zeolit, prenit pumpélait, đá phiến lục, đá phiến xanh, epidot amphibolit, amphibolit, granulit và eclogit. Ở phạm vi thạch quyển, áp suất do tải trọng (phương thẳng đứng) chiếm ưu thế. Elipxit biến dạng ở đây có trục biến dạng C thẳng đứng, trục B nằm ngang chạy song song với ranh giới tiếp xúc giữa hai mảng, các mặt hOl có ứng suất tiếp cực đại, trong đó có mặt hOl song song với mặt hút chìm, tức là tạo với trục C một góc khoảng  $45^\circ$ . Ở phạm vi dưới thạch quyển, lực ép liên quan với dòng vận chuyển của bầu đối lưu, theo phương nằm ngang, dịch chuyển về phía hút chìm rồi định hướng theo phương hút chìm. Elipxit biến dạng không hình thành và nói chung vật chất ở đây ở dạng thể quánh và luôn vận động.

### CÁC HÌNH THAM KHẢO (Bạn đọc tự tìm hiểu)

#### 1. Các đới biến chất vỏ đại dương (theo G. H. Eisbacher, 1991)



## 2. Vị trí các tướng biến chất



1. Kiểu Franciscan, biến chất áp suất cao; 2. Kiểu Baroa, áp suất trung bình;  
 3. Kiểu Abucuma, áp suất thấp I - Tướng Zeolit; II - Tướng Prenhit - Pumpellit;  
 III - Tướng đá phiến Glocophan; IV - Tướng Eclogit; V - Tướng đá phiến lục;  
 VI - Tướng đá sừng; VII - Tướng granulit; VIII - Tướng Amphibolit; S - Silimanit;  
 D - Disten; A - Andalusit (theo G. H. Eisbacher, 1991).

## Chương XI

# CÁC CẤU TRÚC CƠ BẢN CỦA TRÁI ĐẤT

### 11.1. CẤU TRÚC BÊN TRONG CỦA TRÁI ĐẤT

Trái Đất có dạng elipxoit, bán kính xích đạo là  $a = 6378,388\text{km}$ , bán kính ở cực là  $b = 6356,912\text{km}$ , bán kính trung bình là  $6371,2\text{km}$ ; độ dẹt ( $a - b$ ):  $a = 1: 298,3$ . Khối lượng của Trái Đất khoảng  $5,976 \cdot 10^{27}\text{g}$ . Mật độ trung bình của Trái Đất khoảng  $5,52 \text{ g/cm}^3$ . Nhiệt độ bên trong Trái Đất thay đổi theo độ sâu, ở trung tâm (nhân) của Trái Đất nhiệt độ rất cao, có thể tới  $5000^\circ\text{C}$  hoặc lớn hơn. Ở đó, áp suất dự đoán khoảng 3,5 triệu atm. Những số liệu nói trên và dưới đây là của hiện tại, chúng không đúng cho quá khứ và chắc chắn cũng biến đổi trong tương lai. Dựa vào số liệu địa chấn, K. E. Bullen, 1956, phân chia cấu trúc bên trong Trái Đất thành các lớp sau đây:

**Bảng 3. Cấu trúc bên trong của Trái Đất (K. E. Bullen, 1956)**

Lớp	Lớp	Độ sâu (km)	Vận tốc (km/s)	
			Sóng dọc (P)	Sóng ngang (S)
A	Vỏ Trái Đất Manti	0 - 40	Thay đổi	Thay đổi
B		40 - 400	8,0 - 9,0	4,35 - 5,0
C		400 - 960	9,0 - 11,4	5,0 - 6,4
D'		960 - 2740	11,4 - 13,6	6,4 - 7,4
D''		2740 - 2900	13,6	7,4
E	Nhân ngoài	2900 - 4990	8,0 - 10,9	~0
F	Đới chuyển tiếp	4990 - 5150	10,9 - 9,6	?
G	Nhân trong	5150 - 6371	11,3 - 11,4	?

#### 11.1.1. Vỏ Trái Đất

Vỏ Trái Đất (Earth's crust) là phạm vi từ mặt đất đến bề mặt phản xạ sóng địa chấn rõ rệt nhất. Bề mặt này do nhà địa vật lí Nam Tư A. Mohorovixic phát hiện năm 1910 và gọi là mặt Mohorovixic hay mặt Moho, đôi khi biết tắt là M. Đây là mặt ranh giới địa chấn. Trong phạm vi vỏ Trái Đất sóng địa chấn thay đổi phức tạp, sóng dọc có giới hạn dưới từ  $6,5 - 7,7$ , giới hạn trên là từ  $7,9$  đến  $8,4\text{ km/s}$ ; sóng ngang có giới hạn dưới từ  $3,7 - 4,1$ , giới hạn trên từ  $4,4$  đến  $4,7\text{ km/s}$ . Vỏ Trái Đất ở phạm vi lục địa có bề dày khoảng  $30 - 70\text{km}$ .

ung bình là 33km; ở đại dương có bể dày từ 4 - 15km, trung bình là 6km (không kể phần nước biển). Vỏ Trái Đất được chia thành 2 lớp. Lớp bên trên gọi là lớp granit có thành phần hoá học chủ yếu là silic (Si) và nhôm (Al) nên còn gọi là lớp Sial. Đá chính trong lớp này có thành phần granitoit (trầm tích, biến chất...). Mật độ trung bình là  $2,7 \text{ g/cm}^3$ ; tốc độ truyền sóng dọc khoảng 6 km/s, sóng ngang khoảng 3,5 km/s. Lớp bên dưới gọi là lớp bazan có thành phần hoá học chủ yếu là silic (Si) và manhê (Mg) nên còn gọi là lớp Sima. Đá chính trong lớp này thuộc loại mafic. Mật độ trung bình của lớp bazan từ 2,8 - 3,4  $\text{g/cm}^3$ ; tốc độ truyền sóng dọc khoảng 7,0 km/s, sóng ngang khoảng 3,75 km/s. Ranh giới giữa lớp granit và lớp bazan gọi là mặt Conrad, do B. Gutenberg (1963) đặt theo tên nhà địa vật lí người Áo V. Conrad, người đầu tiên phát hiện ra ranh giới này (năm 1925). Mặt Conrad nằm ở độ sâu từ 5 đến 25km (hình 11.1).

### 11.1.2. Manti

Manti (mantle) là phần nằm dưới mặt Moho cho đến độ sâu 2900km, ít nhiều tương ứng với các lớp từ B đến D" của K. E. Bullen. Manti là lớp vỏ dày, chiếm tới 2/3 khối lượng và 83% thể tích của Trái Đất. Phần trên của manti có thành phần hoá học chủ yếu là Cr, Fe, Si, Mg nên còn gọi là lớp Crofessima, mật độ trung bình là  $4 \text{ g/cm}^3$ . Phần dưới đặc trưng bởi các nguyên tố Ni, Fe, Si, Mg nên còn gọi là lớp Nifesima, mật độ trung bình từ 5 - 6  $\text{g/cm}^3$ . Vật chất trong manti ở trạng thái dẻo, quánh thậm chí lỏng, luôn luôn vận động theo nguyên tắc đối lưu trong điều kiện nhiệt độ từ 1000 đến 1500°C. Manti có thành phần ít nhiều như dung nham núi lửa, gần gũi với magma peridotit hoặc siêu mafic. Manti còn được chia thành ba lớp theo độ sâu. Từ mặt Moho cho đến độ sâu khoảng 400km gọi là manti trên (upper mantle); từ 400 đến 1100km gọi là đới chuyển tiếp (của manti) (intermediate) và từ 1100 đến 2900km gọi là manti dưới (lower mantle).

### 11.1.3. Nhân của Trái Đất

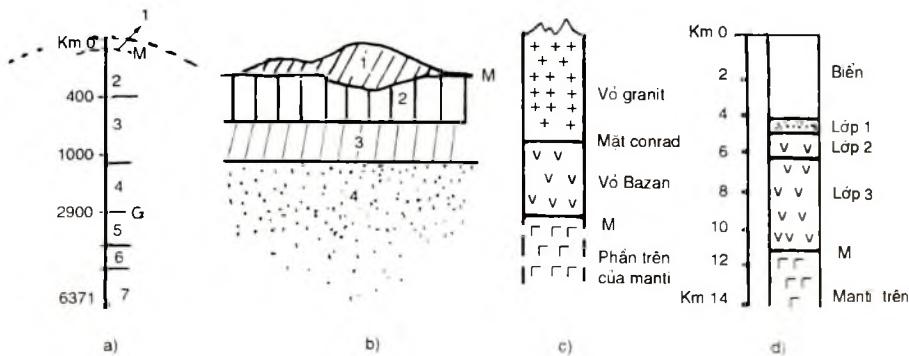
Nhân của Trái Đất (core of the Earth) là phần trong cùng của Trái Đất, từ độ sâu 2900 đến 6371km (tâm Trái Đất). Nhân của Trái Đất có dạng hình cầu, có tâm là tâm của Trái Đất, có bán kính khoảng 3500km. Thành phần chính của nhân Trái Đất là Ni, Fe, S còn gọi là nhân Nife. Mật độ ở nhân Trái Đất khoảng từ 6 đến 12  $\text{g/cm}^3$ , thậm chí lớn hơn. Ở điều kiện nhiệt độ rất cao (~ 5000°), áp suất rất lớn (~ 3,5 triệu atm) vật chất ở nhân Trái Đất bị ion hoá gọi là plasma. Với trạng thái vật chất như vậy, chắc chắn những nhận thức của chúng ta về nhân Trái Đất nói riêng, cấu trúc bên trong của Trái Đất nói chung, phải thay đổi rất nhiều. Nhân Trái Đất được chia làm 3 phần theo độ sâu. Từ 2900km đến khoảng 4980km gọi là nhân ngoài, từ 4980km (hoặc 4990km) đến 5120km hoặc 5150km gọi là đới chuyển tiếp (của nhân) và từ 5120km đến 6371km gọi là nhân trong. Ranh giới giữa manti và nhân gọi là mặt Vikho - Gutenberg (đặt theo tên các nhà địa vật lí E. Wiechert và B. Gutenberg) hoặc mặt Gutenberg.

### 11.2.4. Thạch quyển

Quan niệm về thạch quyển có nhiều thay đổi. Thạch quyển (lithosphere) hiện nay được hiểu là vỏ Trái Đất và phần trên cùng (uppermost) của manti trên. Phần trên của thạch quyển có tính đàn hồi; phần dưới đặc trưng bởi tính đàn hồi - dẻo. Nhìn chung thạch quyển là lớp vỏ dày dòn, dễ bị phá huỷ, là nơi thường phát sinh các chấn động đất, có bề dày từ 70 đến 150km. Ở lục địa thạch quyển dày hơn ở đại dương. Theo thuyết Kiến tạo mảng thì thạch quyển bị phá huỷ thành các mảng, vi mảng và các khối. Chúng có thể di chuyển trên phần còn lại của manti.

### 11.1.5. Quyển mềm

Quyển mềm (asthenosphere) do J. Barreil đặt tên năm 1916, là phần nằm dưới thạch quyển, tức là độ sâu trung bình khoảng 100km đến 700km. Ranh giới trên của quyển mềm ở miền đại dương có độ sâu khoảng 50 - 60km, ở miền lục địa khoảng 100 - 200km. Ở vùng tách dãn rifting, đặc biệt ở vùng sóng núi giữa đại dương (Mid-ocean ridge), mặt trên của quyển mềm ở độ sâu khoảng 400km, ứng với ranh giới dưới của manti trên. Tuy nhiên, lại có nhà địa chất cho rằng, ranh giới dưới của quyển mềm đạt đến độ sâu 700km. Phần bên dưới của quyển mềm là lớp giữa (mesosphere). Từ mặt đất đến độ sâu 700km là nơi xảy ra các quá trình kiến tạo vì vậy còn gọi là quyển kiến tạo (tectonosphere).



**Hình 11.1:** Cấu trúc bên trong của Trái Đất (mặt cắt).

- a) 1. Vỏ Trái Đất; 2. Manti trên; 3. Đới chuyển tiếp (trung gian); 4. Manti dưới; 5. Nhân ngoài; 6. Nhân trung gian; 7. Nhân trong. M - Mặt Moho; G - Mặt Gutenberg.
- b) 1. Vỏ Trái Đất; 2. Phần trên cùng của manti trên; 3. Quyển mềm; 4. Quyển giữa 2 + 3 + 4 - Thuộc manti; 1 + 2 - Thạch quyển; c) Kiểu vỏ lục địa; d) Kiểu vỏ đại dương.

## 11.2. CẤU TRÚC BÊ MẶT (BÊN NGOÀI) CỦA TRÁI ĐẤT

Mặt ngoài của Trái Đất có các cấu trúc sau đây:

### **11.2.1. Lục địa**

Lục địa (continent) là phần mặt đất có địa hình dương (cao hơn mực nước biển dương thời), nếu kể cả các đảo, hiện nay lục địa chiếm khoảng 40% diện tích mặt đất, với diện tích khoảng 149 triệu km<sup>2</sup> gồm các khối lục địa lớn như lục địa Âu - Á, Châu Mỹ, Châu Phi, Châu Úc, châu Nam Cực. Giữa các lục địa là các đại dương hoặc biển. Diện tích các châu lục theo thứ tự nói trên lần lượt là 10,5 + 44,1; 43; 30.243; 7.687 và 13,1 triệu km<sup>2</sup>. Điểm cao nhất của lục địa là đỉnh Evoret trên dãy núi Hymalaya, cao 8848m. Hai dãy núi lớn của các lục địa là dải chạy dọc theo bờ phía Tây châu Mỹ và dải chạy từ Địa Trung Hải qua Trung Á đến Bắc Án Độ rồi vòng xuống phía Nam qua Miền Điện, Indônésia. Ngoài ra còn có dải núi kiêu cung đảo bao quanh rìa Bắc, rìa Tây Thái Bình Dương và rìa Đông Bắc Án Độ Dương.

Lục địa có cấu tạo vỏ riêng biệt, gọi là kiểu vỏ lục địa, có bề dày từ 30 đến 70km, trung bình từ 35 - 40km, điều đó cũng có nghĩa là mặt Moho nằm ở những độ sâu tương tự. Từ trên mặt xuống sâu, vỏ lục địa bình thường có các lớp trầm tích (1) dày từ 0 đến 20km, lớp mafic-granulit (3) dày 15 - 20km (hình 11.1c). Dưới lớp này là phần trên của manti trên. Bề dày của vỏ Trái Đất trong mặt cắt nêu trên khoảng 30 - 40km. Ở vùng lục địa vỏ được tăng dày, cũng cấu tạo bởi các lớp nói trên, nhưng có bề dày lớn hơn, lớp (1): 0 - 15km, lớp (2): 20 - 25km, lớp (3): 25 - 35km; bề dày tổng cộng khoảng 50 - 75km (V. E. Khain, A. E. Mikhailov, 1985). Vùng vỏ lục địa được tăng dày là vùng vỏ lục địa trải qua chế độ địa mảng (sụt lún sâu, trầm tích dày, biến chất mạnh) hoặc chế độ hoạt hóa (hoạt động kiến tạo lại mạnh mẽ, sau khi toàn miền đã ổn định). Các lớp 1, 2 chính là lớp vỏ granit, lớp 3 là vỏ bazan (xem 11.2.1).

### **11.2.2. Đại dương**

Đại dương (ocean) là phần vỏ Trái Đất có địa hình âm, bị nước biển bao phủ, chiếm khoảng 60% diện tích mặt đất. Trong đó khoảng 20% có độ sâu không quá 4000m gọi là miền chuyên tiếp. Phần còn lại có độ sâu từ 4000m và sâu hơn, đáy tương đối bằng phẳng gọi là đáy đại dương. Diện tích của tất cả các đại dương khoảng 361 triệu km<sup>2</sup> (trong đó Thái Bình Dương chiếm 181 triệu, Đại Tây Dương 94 triệu, Án Độ Dương 74 triệu và Bắc Băng Dương khoảng 12 triệu km<sup>2</sup>). Độ sâu trung bình của các đại dương nói trên theo thứ tự lần lượt là 3940, 3575, 3840 và 1117m; trung bình là 3729m. Nơi sâu nhất của đại dương là vực biển Mariana, nằm ở phía đông Philipin, sâu tới 11.040m. Thể tích nước của các đại dương theo thứ tự kể trên, lần lượt là 714, 337, 284 và 14 triệu km<sup>3</sup>. Độ cao chênh lệch trung bình giữa lục địa và đại dương khoảng 5000m. Ranh giới chính xác của lục địa và đại dương không phải là đường bờ biển mà là phạm vi vát nhọn dạng nêm của lục địa. Phạm vi đại dương ở trên dưới vát nhọn (tiếp giáp) này có độ sâu tới 3 - 4000m được xem là vùng biển rìa (marginal ocean) hoặc về cơ bản có thể xếp vào vùng chuyên tiếp (hoặc trung gian, nơi vỏ lục địa vát mỏng) giữa lục địa và đại dương.

Đáy của đại dương là phần trên cùng của vỏ đại dương. Vỏ đại dương gồm có các lớp sau đây:

Lớp thứ nhất (1) hay lớp đại dương 1 (oceanic layer 1) là lớp trầm tích, có tuổi không cổ hơn Jura, khoảng 160 - 180 triệu năm (hình 11.1c) gồm những vật liệu trầm tích nguồn lục địa, gắn kết yếu, chuyển dần sang các trầm tích biển với bề dày trung bình khoảng 0,4km.

Lớp thứ hai, hay lớp đại dương 2 (oceanic layer 2) bề dày thay đổi từ 1 đến 2,5km, sóng địa chấn thay đổi mạnh thể hiện tính không đồng nhất của chúng, có nguồn gốc magma đặc trưng bởi bazan olivin toleit với dung nham dạng gối có thể có các thấu kính trầm tích biển nóng xen kẽ. Lớp thứ hai có bề dày thay đổi từ 1 đến 2,5km, sóng địa chấn thay đổi mạnh thể hiện tính không đồng nhất của chúng. Lớp thứ hai có nguồn gốc magma đặc trưng bởi bazan olivin toleit với dung nham dạng gối có thể có các thấu kính trầm tích biển nóng xen kẽ. Lớp thứ hai gồm ba phụ lớp:

- Phụ lớp (sublayer) 2A chỉ gặp ở sườn núi giữa đại dương, bên cạnh các trung tâm phun trào cổ, cấu tạo chủ yếu bởi các mảnh bazan vỡ vụn, thuận lợi cho di chuyển của các dung dịch nhiệt dịch đi lên từ các lò phun trào. Tốc độ truyền sóng địa chấn dọc ở phụ lớp 2A vào khoảng 3,5 km/s.

- Phụ lớp 2B được xem như là móng của phụ lớp 2A, vận tốc truyền sóng cao hơn (khoảng 5,2 km/s) do độ rỗng trong đá đã bị lấp đầy bởi các khoáng vật thứ sinh như canxit, thạch anh, zeolit, v.v... Phụ lớp 2B gồm chủ yếu là các đá bazan dạng khói và các loại đá mạch mafic.

- Phụ lớp 2C dày khoảng 1km, tốc độ truyền sóng dọc đạt tới 6,1 km/s, thành phần chủ yếu là magma xâm nhập và đá mạch mafic. Nhìn chung lớp thứ hai của vỏ đại dương là lớp bazan, có bề dày từ 0,8 đến 1,2km.

Lớp thứ ba (oceanic layer 3) có bề dày từ 3 - 4km được xem là thành phần chính và thể hiện là móng magma xâm nhập của vỏ đại dương. Dựa vào sự thay đổi của sóng địa chấn, có thể chia lớp thứ ba thành hai phụ lớp.

- Phụ lớp 3A nằm trên, có thành phần gabro, metagabro với các thấu kính plagiogranit và các ổ secpentin. Sóng địa chấn dọc ở lớp này đạt tới 6.8 km/s.

- Phụ lớp 3B nằm dưới, có thành phần là gabro, metagabro, các đá siêu mafic và siêu mafic bị amphibolit hoá và secpentinit hoá. Tốc độ sóng địa chấn dọc đạt tới 7.3 km/s.

Lê Như Lai, 1984 cho rằng lục địa và đại dương là những thể vật chất phát triển tuân theo những quy luật biến chứng duy vật; chúng luôn luôn vận động và biến đổi trong không gian và theo thời gian. Lục địa và đại dương có thể xem như hai mặt đối lập của một thể vật chất thống nhất (Trái Đất).

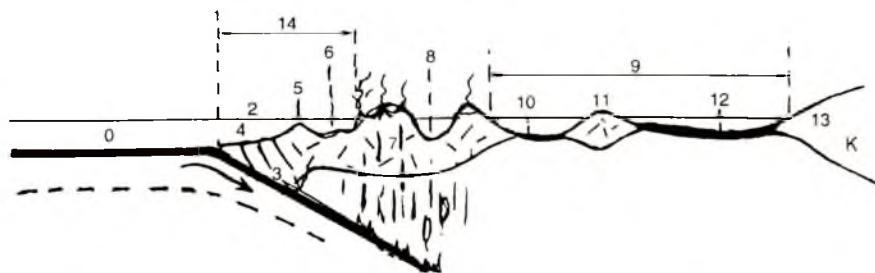
### 11.2.3. Vùng tiếp giáp giữa đại dương và lục địa

Vùng tiếp giáp giữa lục địa và đại dương thường là những đới phá huỷ dữ gây lớn phân chia cấu trúc ra các mảng, các khói. Các mảng (plates), các khói (terranes) có vỏ kiêu lục

điều gọi là mảng hoặc khối lục địa, các mảng, các khối có vỏ chủ yếu là vỏ kiêu đại dương gọi là mảng đại dương. Như vậy mảng là các diện tích có kích thước khác nhau của vỏ Trái Đất, giới hạn trên là mặt đất, dưới là đáy của thạch quyển và giới hạn xung quanh là các đới biển dạng hoặc các đứt gãy có quy mô lớn. Quy mô, hình dạng và vị trí của các mảng luôn luôn biến đổi theo thời gian, trong không gian.

Vùng tiếp giáp giữa đại dương và lục địa thường là ranh giới giữa mảng đại dương và mảng lục địa tức là ranh giới giữa hai mảng. Tại đây chuyên động có thể tách rời nhau, va chạm nhau hoặc trượt bên nhau. Ranh giới tách dãn, phân li (divergent plate boundaries) là kiểu điển hình cho các đới rift, nhất là vùng sông núi giữa đại dương. Ranh giới hội tụ, dung độ, va chạm (convergent plate boundaries) là kiểu ranh giới điển hình cho vùng tiếp xúc giữa mảng lục địa và mảng đại dương, tại đó vỏ đại dương thường bị hút chìm (subduction) chui xuống dưới mảng lục địa, hoặc (đôi khi) chìm lên trên mảng lục địa (obduction). Ranh giới trượt thuần tuý thể hiện mảng nọ trượt tương đối so với mảng kia; thạch quyển ở đây không bị phá huỷ, cũng không tạo mới.

Ranh giới hội tụ giữa các mảng còn gọi là ranh giới huỷ hoại (destructive) hoặc ranh giới động (active boundaries). Có hai kiểu ranh giới huỷ hoại được thấy trong quá trình kiến tạo mảng hiện tại. Kiểu thứ nhất liên quan với các vực biển hay các máng nước sâu đại dương (deep ocean trenches) và kiểu thứ hai gắn bó với các dải núi trẻ thuộc dãy núi Alpin-Hymalaya. Kiểu thứ hai được xem là sản phẩm ở giai đoạn cuối cùng trong dung độ, chìm - chui (subduction) giữa hai mảng. Kiểu thứ nhất ứng với giai đoạn đầu của quá trình đó. Mặt cắt khái quát vuông góc với phương kéo dài của đới hút chìm (subduction) cho thấy các cấu trúc sau đây: Vực biển (1) (trench) (ranh giới của mảng). Vùng trước cung đảo (2) (forearc) với các cấu trúc đới hút chìm (3) (subduction zone) ở đó thành tạo các đá thuộc phức hệ hút chìm hoặc các đá của đới nêm tăng trưởng (4) (subduction complex, trench-subduction complex hoặc accretionary prism) với các dải nâng trước cung (5) (forearc ridges) còn gọi là cung đầu (first arc) hay cung không có hoạt động núi lửa



*Hình 11.2: Mặt cắt khái quát qua đới tiếp xúc và chạm kiến tạo mảng giữa lục địa K và đại dương O, trong quan hệ K̄O.*

(non-volcanic arcs) và các trũng trước cung (6) (forearc basins). Tiếp theo về phía lục địa là cung núi lửa (7) (volcanic arc) hay cung đảo (island arc), cung magma (magmatic arc) hoặc cung hoạt động (active arc), có bề rộng từ 50 đến 100km với sự phân bố magma từ phía biển về phía lục địa lần lượt là magma toleit, kiêm vôi và kiềm dưới dạng phun trào trên mặt và xâm nhập dưới sâu. Ở phạm vi cung đảo cũng có thể có các trũng trong cung (8) (intra-arc basins). Phạm vi từ cung đảo đến lục địa gọi là vùng sau cung (9) (arc-rear area) hoặc biển rìa (marginal sea) gồm có trũng động sau cung (10) (active back-arc basin), tức là trũng sau cung còn có những biểu hiện hoạt động kiến tạo, cung đảo tàn dư (11) (remnant arc) và sau đó là trũng sau cung không hoạt động (12) (inactive back-arc basin) nằm giáp với lục địa (13) (hình 11.2).

Mặt cắt khái quát ở hình 308 cho thấy các yếu tố cấu trúc cung như sự biến đổi trường trọng lực và dòng nhiệt ở vùng mảng lục địa chui xuống dưới mảng đại dương, theo quan hệ địa động lực KO (Lê Như Lai, 1983). Phạm vi giữa vực biển (trench) đến rìa phía trước (theo hướng nhìn ra đại dương) gọi là dối cung vực (14) (arc-trench gap) có bề rộng từ 50 - 250km.

Kiểu ranh giới gây dựng (constructive boundaries) là kiểu ranh giới tách dãn, phân li (divergent) trong bình đồ kiến tạo hiện đại, đó là ranh giới dọc theo sống núi giữa đại dương. Ở đây các mảng lân cận nhau chuyển động tách rời nhau, tạo điều kiện cho vật liệu mới ở dưới sâu đưa lên dưới dạng dung nham, núi lửa (bazan) tạo ra lớp vỏ đại dương mới. Hiện tượng vỏ đại dương mới liên quan với quá trình tách dãn, tạo rift (lục địa và đặc biệt ở đại dương) và chịu ảnh hưởng mạnh mẽ của hiện tượng nâng trồi của quyền mềm (xem 9.2.3.2 hình 9.6). Các dối rift lục địa được xem là ranh giới gây dựng cổ, ở đó quá trình tách dãn tạo vỏ mới đã kết thúc trong quá khứ. Các cấu trúc ba chac cũng thường được xem là các ranh giới gây dựng đặc trưng. Kiểu ranh giới trượt (conservative boundaries) liên quan với các đứt gãy sâu, trượt băng, các đứt gãy biến dạng; ở đó không xảy ra hiện tượng phá huỷ và gây dựng (thành tạo lớp vỏ mới). Điểm hình cho loại này là ranh giới dọc theo đứt gãy San-Andreas.

Trong Kiến tạo mảng người ta phân biệt hai loại rìa lục địa là rìa lục địa thụ động (passive) và rìa lục địa hoạt động hoặc tích cực (active continental margins). Rìa lục địa thụ động (P. Kent và nnk, 1980; A. J. Tankard, H. R. Balk Will, 1989) thường tạo ra thêm lục địa rất rộng của Trái Đất, ở đây có thể vẫn có biểu hiện của hoạt động kiến tạo như các chấn tâm động đất (nằm thành dối rất thoải). Về nguồn gốc rìa thụ động của lục địa liên quan với các địa hào, rift, đứt gãy sâu. Quá trình hình thành rìa lục địa thụ động liên quan với hiện tượng, tạo địa hào của vỏ lục địa. Sau đó tại vùng đã thành tạo địa hào tiếp tục tách dãn, tạo rift, tức là có kèm theo hoạt động núi lửa ở nơi dòng dõi lưu trong manti đi lên, tạo ra lớp vỏ đại dương. Về sau địa hào ngày càng mở rộng hoặc một cánh của địa hào hoặc của rift bị di chuyển theo kiểu trôi lục địa, để lại một rìa lục địa với tàn dư rift, địa hào, đứt gãy ở rìa của chúng. Đó chính là rìa lục địa thụ động. Do có hiện tượng trôi đi của một

bộ phận lục địa hoặc do hiện tượng tách dãn, địa hào hoặc rift ban đầu, ăn thông với biển nên ở đây ngoài trầm tích lục nguyên, kể cả lục nguyên hạt thô còn có các trầm tích muối và các trầm tích giàu vật chất hữu cơ, mâu den rất thuận lợi cho việc hình thành các khoáng thể dầu khí lớn.

G. Boillot, 1981 cho rằng rìa lục địa thụ động còn có thể được hình thành trên cơ sở các đứt gãy biến dạng. Tuy nhiên, trường hợp này ít gặp và không điển hình, mới thấy ở vịnh Bắc thuộc Guinea hoặc ở quần đảo Queen-charlotte bờ biển Canada (J. Scrutton, 1979). Rìa lục địa thụ động là nơi gần như không có hoạt động địa chấn và hoạt động núi lửa. Rìa lục địa thụ động có thêm lục địa thoái đến độ sâu 200 - 500m (nước) phát triển liên tục từ lục địa và có sườn lục địa dốc đến độ sâu 2,5 - 3,5km. Đây của lục địa ở đây thoái đến độ sâu 4 - 4,5km. Như vậy rìa lục địa thụ động đồng nghĩa với ranh giới gây dựng giữa hai mảng. Trên bình đồ kiến tạo hiện đại rìa lục địa thụ động bao quanh Đại Tây Dương, trừ vùng biển Caribé, bao quanh Ấn Độ Dương, trừ riềng Đông và Đông Bắc (vùng Sumatra-Java); vùng rìa Châu Úc, Châu Nam Cực và rìa Bắc Âu - Á.

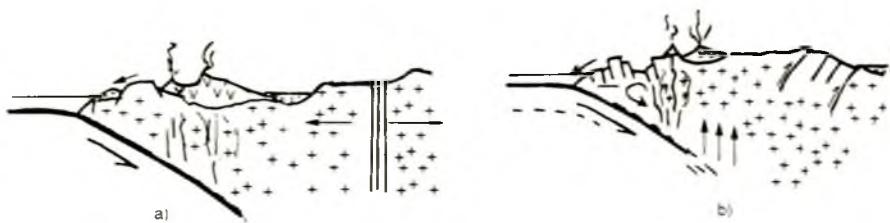
Theo G. Boillot, 1981, có ba nguyên nhân dẫn đến sự hình thành các trũng sut lún trầm tích ở rìa lục địa thụ động, đó là do tải trọng của trầm tích, do tác dụng của các quá trình nhiệt và cuối cùng là do hiện tượng căng dãn, vát móng của vỏ.

Rìa lục địa động (tích cực) là rìa tạo nên các ranh giới huỷ hoại và chạm, chồm chui giữa hai mảng. Điển hình cho loại rìa này là rìa Thái Bình Dương, rìa Đông Bắc Ấn Độ Dương (vùng tiếp giáp với đảo Sumatra, Jawa), vùng Địa Trung Hải - Hymalaya v.v... Rìa lục địa động có ba kiểu cấu trúc là biển rìa, cung đảo và vực biển. Vực biển là nơi hoạt động địa chấn mạnh, gọi là đới Benioff hoặc đới Wadati-Zavaritzki-Benioff (WZB), tức là đới đặt tên theo ba người phát hiện (K. Wadati - 1938; A. N. Zavaritzki - 1946 và G. Benioff - 1946). Đới Benioff là đới tập trung các chấn động đất, nằm ở rìa lục địa, nghiêng về phía lục địa với góc nghiêng từ  $30^\circ$  -  $90^\circ$ , trung bình là  $45^\circ$  -  $60^\circ$ ; các mảng đại dương chui xuống dưới mảng lục địa gây nén. Biển rìa (marginal ocean) là những vùng sut lún ở phạm vi rìa lục địa, có vỏ giông như vỏ đại dương hoặc kiểu vỏ trung gian giữa vỏ lục địa và vỏ đại dương, có độ sâu 4 - 5km (nước biển), có trầm tích dày 10 - 12km; có các đài dị thường từ yếu hơn và khó xác định hơn ở đại dương. Ở phạm vi rìa lục địa động có những cấu trúc tương tự như rìa lục địa thụ động và được xem là đoạn rìa thụ động trong phạm vi rìa lục địa tích cực. Ở đó, vùng tiếp xúc của mảng lục địa với mảng đại dương không có cung đảo và vực biển.

Cung đảo núi lửa đã được nêu ở phần trên. Phần lớn cung đảo núi lửa ở rìa Thái Bình Dương có bề mặt hướng về phía Đông. Cung đảo đặc trưng bởi hoạt động núi lửa mạnh mẽ, có thành phần chủ yếu là andezit. Dựa vào kiểu vỏ ở dưới cung người ta chia cung đảo núi lửa ra làm hai kiểu là kiểu cung đảo ensial, có vỏ dưới cùng là kiểu vỏ lục địa và kiểu cung đảo ensima, nêu vỏ dưới cùng là kiểu vỏ đại dương.

Vực biển hay mảng nước sâu là cấu trúc dạng trũng hẹp nằm trên đáy biển có độ sâu từ 7 đến trên 11km, kéo dài hàng trăm, thậm chí hàng ngàn kilômét, bề rộng hàng chục kilômét. Mật cát qua vực biển có dạng chữ V nhưng không đối xứng, cánh (rìa) phía ngoài (phía đại dương) thoải hơn, cánh phía lục địa dốc hơn, cả hai cánh đều thể hiện cấu tạo dạng bậc, đôi chỗ xảy ra hiện tượng trượt do trọng lực hoặc trượt liên quan với đứt gãy thuận. Ở phần trục của chúng, trầm tích lắp đầy nên tương đối bằng phẳng. Các vách rìa phía đại dương cao khoảng vài trăm mét, chạy song song với trục của vực. Các vách tường đặc trưng bởi dị thường trọng lực dương mạnh mẽ, trong khi đó ở vực biển lại thể hiện dị thường trọng lực âm rõ ràng. Ở cung đảo có dị thường trọng lực dương giá trị lớn. Sự thay đổi của dòng nhiệt theo mật cát ngang qua vực biển cho thấy ở phạm vi vực biển dòng nhiệt giảm rõ rệt, ở cung đảo chúng lại đạt được giá trị lớn (hình 11.2).

Dạng đặc biệt của rìa lục địa tích cực gọi là kiểu Andor hoặc Anden (Andean type). Ở kiểu rìa lục địa này vực biển bao quanh lục địa, đại xâm nhập - núi lửa phát triển ngay trên lục địa (hình 11.3). Kiểu Andor điển hình cho vùng Andor, Trung và Nam Mỹ.

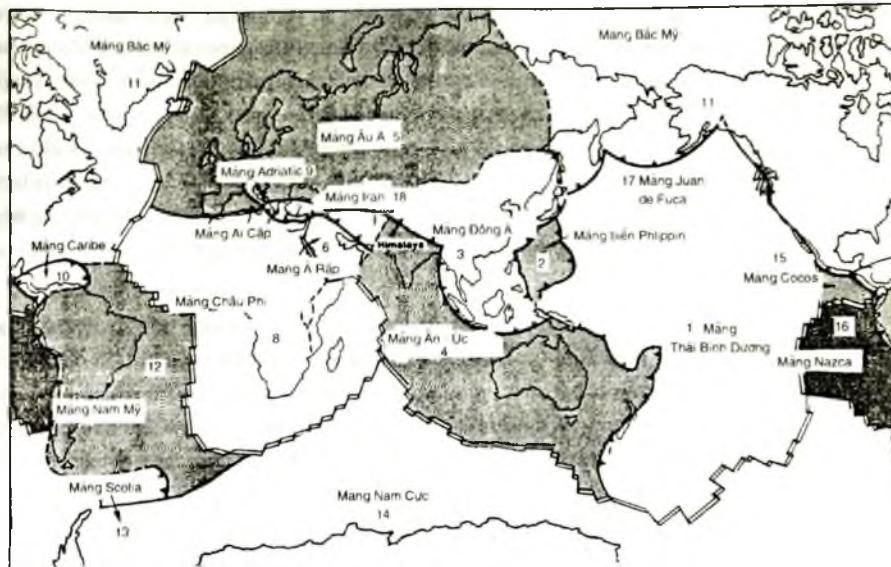


**Hình 11.3: Rìa lục địa tích cực, kiểu Andor (theo M. G. Lomize, 1983)**  
a) Giai đoạn sớm; b) Giai đoạn muộn.

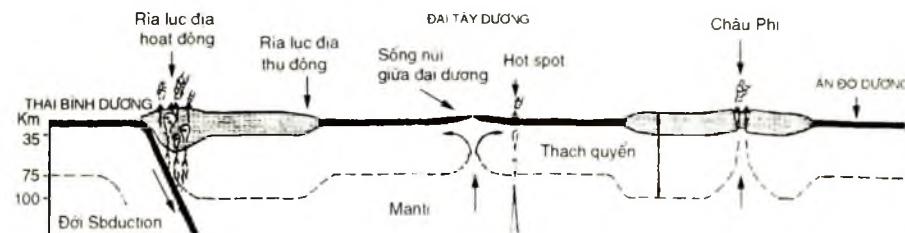
### 11.3. CÁC MÀNG CHÍNH CỦA THẠCH QUYỀN

Theo W. J. Morgan, 1968, thạch quyền của Trái Đất hiện tại cấu tạo bởi các mảng (hình 11.4). Trong quá trình tiến hóa của Trái Đất các mảng được sinh ra, phát triển và bị phá huỷ. Chúng có thể tách ra thành các mảng nhỏ hơn hoặc gắn kết với các khối, các bộ phận của các mảng khác để thành một mảng mới, trong bình đồ kiến tạo mới (Lê Như Lai, 1998). Các mảng có thể trôi trượt như quan điểm của thuyết Trôi lục địa (A. Wegener, 1912) hoặc chèm chuí như nội dung địa động học của thuyết Kiến tạo mảng (Plate tectonics) hoặc Kiến tạo toàn cầu (Global tectonics).

Mặt cắt từ Thái Bình Dương qua Đại Tây Dương, Châu Phi và Ánh Độ Dương cho thấy đặc điểm động học giữa các mang (hình 11.5). Từ mặt cắt này có thể thấy mối tương quan về mặt động học giữa vùng sống núi đại dương (nằm trên xoáy ngược) và đới hút chìm (nằm ở vùng xoáy thuận của bầu đới lưu trong manti). Các cấu trúc này được xem như hai mặt đối lập của một hệ thống nhất là thạch quyền của Trái Đất (Lê Như Lai, 1979).



**Hình 11.4:** Các mảng thạch quyển chính: 1. Mảng Thái Bình Dương; 2. Mảng Philippin; 3. Mảng Đông Á; 4. Mảng Án - Úc. 5. Mảng Âu - Á; 6. Mảng Á Rập; 7. Mảng Ai Cáp; 8. Mảng Châu Phi; 9. Mảng Adriatic; 10. Mảng Caribe; 11. Mảng Bắc Mỹ; 12. Mảng Nam Mỹ; 13. Mảng Scotia; 14. Mảng Nam Cực; 15. Mảng Cocos; 16. Mảng Nazca; 17. Mảng Juan de Fuca; 18. Mảng Iran (theo W. J. Morgan 1986, có sửa đổi).



**Hình 11.5:** Mật cắt khái quát Thái Bình Dương - Châu Phi - Án Độ Dương (theo W. Frisch, J. Loeschke, 1993).

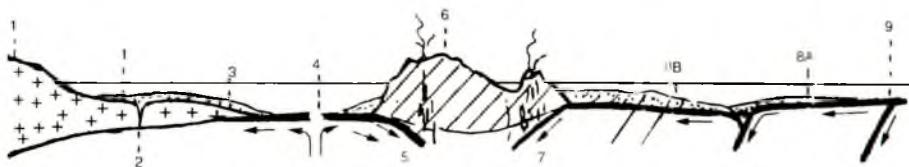
#### 11.4. VÀI NÉT VỀ KIẾN TẠO MẢNG Ở VIỆT NAM VÀ LÂN CẬN

Vận dụng thuyết Kiến tạo mảng để phân tích kiến tạo Việt Nam và lân cận đã được nhiều nhà địa chất quan tâm. Một số nhà địa chất chứng minh về sự tồn tại đới hút chìm dọc theo sông Đà, hình thành đới chìm mảng Hoàng Liên Sơn (Lê Thạc Xinh, Nguyễn

Đặng Đạt, 1984). Cũng có ý kiến chứng minh về sự tồn tại về đới hút chìm Paleozoi muộn ở đới Thà Khet - Huế (phía bắc khối Kontum) (Lê Như Lai, 1983) hoặc phân tích tông quan tiền hoá kiến tạo Việt Nam và lân cận theo thuyết Kiến tạo mảng (Nguyễn Xuân Tùng, 1982) v.v... Tuy nhiên bình đồ kiến tạo mảng khu vực này vào trước Kainozoi còn là vấn đề chưa được nghiên cứu thỏa đáng. Bình đồ kiến tạo mảng hiện đại ở Việt Nam và lân cận được nhiều nhà địa chất quan tâm. Khái quát nhất có thể thấy Việt Nam và lân cận là một phần của mảng Đông Á; tiếp xúc với mảng Thái Bình Dương ở vực biển Mariana và tiếp xúc với mảng Ấn - Úc ở vực biển Sumatra - Jawa. Mặt cắt từ tây sang đông, qua Huế, có các cấu trúc sau đây (hình 11.6):

- Lục địa Việt Nam (1) gồm phần lục địa và thềm lục địa, có cấu trúc vỏ kiểu lục địa, cấu tạo bởi các đá cổ bị biến chất và các thành tạo Paleozoi, Mezozoi phủ trên chúng, có nhiều phức hệ magma xuyên cắt. Thềm lục địa ở đây có vỏ kiểu lục địa (phía gần bờ) hoặc vỏ lục địa bị thoái hoá, bị đứt gãy kinh tuyến 110 cắt qua (2) hình thành địa hào hẹp kiểu chữ Y với cấu trúc địa hào trong địa hào, đồng thời bị dịch chuyển phải, gây ra các cấu trúc căng dãn kéo doãng (pull apart).

- Vùng Biển Đông (3). Đây là vùng biển rìa (marginal ocean) hình thành vào cuối Mezozoi đầu Kainozoi, liên quan đến hiện tượng tương trói của Borneo về phía Nam (J. Fromaget, 1937, 1941) và sự tách dãn và trói về phía Đông và Đông Nam của các mảng vỏ có nguồn gốc từ lục địa Đông Á do hiện tượng quay của Trái Đất xung quanh trục của nó (Lê Như Lai, 1998). Đây là thời gian hình thành rìa lục địa thụ động và là tiền đề quan trọng đối với việc hình thành các mỏ dầu khí ở Biển Đông và lân cận.



Hình 11.6: Mặt cắt kiến tạo mảng Việt Nam - Philippin

- Trung Trung tâm Biển Đông (4). Đây là trung tách dãn tạo rift phương Đông Bắc - Tây Nam, hình thành vỏ đại dương mới ở phía Đông của Biển Đông. Trung này phát triển trên rìa lục địa thụ động, có hình elip với phần đông bắc bị chông lún vào giai đoạn muộn, khi quần đảo Philippin bị đẩy về phía Tây và khi hình thành đới hút chìm Tây Philippin để tạo ra đới cân bằng địa động. Quá trình tách dãn ở đây gây ra lực ép về phía tây Bắc ở phần (cánh) Tây Bắc và về phía Đông Nam ở phần (cánh) Đông Nam của trung Trung tâm Biển Đông ở khu vực này (Lê Như Lai, 1998, 2000).

- Vực biển Tây Philippin (5) có phương gân như vuông góc với trục tách dãy Biển Đông. Sự xuất hiện vực biển này và vực biển đông Philippin dẫn đến sự xuất hiện cung đảo núi lửa Philippin và biển Biển Đông trở thành biển rìa sau cung hoặc trũng sau cung (back - arc basin).

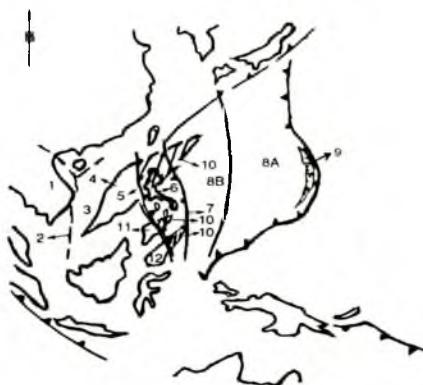
- Quần đảo Philippin (6) giới hạn ở phía Đông bởi đới hút chìm (7) giữa quần đảo Philippin và mảng Biển Philippin (8). Mảng này bị đứt gãy kinh tuyến cắt qua, kiêu chèm nghịch, cắm về phía tây, chia thành 2 khối (terrane): Trũng Parece Vela ở phía đông (8A) và trũng tây (biển) Philippin ở phía tây (8B) (hình 11.6).

- Vực biển Mariana (9) là ranh giới giữa mảng Biển Philippin và mảng Thái Bình Dương, là đới hút chìm, đới Benioff hiện đại. Vực biển Mariana xuất hiện muộn hơn. Các trầm tích ở đông Philippin (8) trở thành trầm tích của trũng trước cung (Fore arc) hoặc trở thành vật liệu của phức hệ hút chìm, nêm tăng trưởng (bồi tụ) (hình 11.7).

Sự ép nén về phía Tây của mảng Thái Bình Dương gây ra hiện tượng chống lấn ở phần đông bắc của các trũng Biển Đông, trũng Sulu, trũng Celebes v.v... Ở khu vực này. Quá trình đáy về phía tây của mảng Thái Bình Dương làm xuất hiện các cấu tạo đứt gãy nghịch ở phạm vi giữa vực biển Mariana và Philippin, dẫn đến sự chói xuiông của phần phía đông Biển Đông, biển Sulu, biển Celebes và chỉ giảm tác dụng khi đạt được trạng thái cân bằng địa động với lực hướng về phía Đông Nam do hiện tượng quay của Trái Đất sinh ra.

Vận tốc dịch chuyển về phía Tây, Tây Bắc của mảng Thái Bình Dương ở phạm vi này được xác định từ 3,1 đến 4,7 cm/năm, thậm chí đến 10,3 cm/năm (ở phía bắc, vùng quần đảo Nhật Bản) tăng dần từ đường xích đạo về phía cực túc là tăng theo chiều giảm dần của lực lì tâm gây ra bởi hiện tượng tự quay của Trái Đất. Vận tốc dịch chuyển về phía Tây, Tây Bắc của mảng Biển Philippin khoảng 9 - 9,5 cm/năm, của mảng Biển Đông chỉ khoảng 4 - 6 cm/năm về phía Đông, Đông Nam chúng tỏ quá trình cân bằng chưa ổn định.

Kiến tạo mảng ở khu vực này còn nhiều vấn đề cần được tiếp tục nghiên cứu.



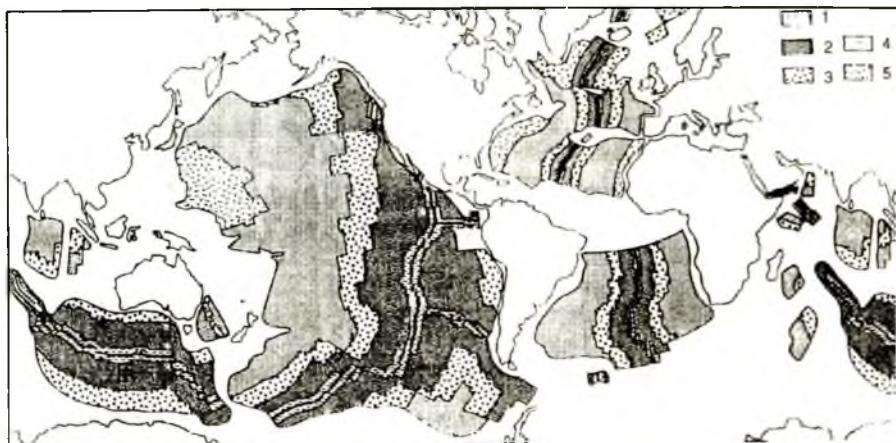
**Hình 11.7: Sơ đồ kiến tạo mảng Kainozoi Đông Nam Á.**

*Chú thích 1-9 xem trong bài; 10 - Phạm vi bị chống lấn;  
11 - Biển Sulu; 12 - Biển Celebes.*

## 11.5. THUYẾT KIẾN TẠO MÀNG

### 11.5.1. Cơ sở khoa học của thuyết Kiến tạo mảng

Để hiểu rõ hơn về vấn đề này bạn đọc nên tìm hiểu những vấn đề đã được đăng trên các tạp chí địa chất hoặc in trong các sách chuyên khảo (Lê Như Lai, 1977, 1998; Lê Nh Lai, Nguyễn Nghiêm Minh, 1983; v.v...). Thuyết Kiến tạo mảng được xây dựng trên cơ s các thành tựu khoa học đương thời, đặc biệt là những hiểu biết mới nhất về địa chất đại dương hiện tại. Những kết quả nghiên cứu về địa chất biển cho thấy trầm tích ở đáy đại dương không cổ hơn Mezozoi, chúng tỏ các đại dương hiện tại chỉ được hình thành t Mezozoi đến nay (hình 11.8).



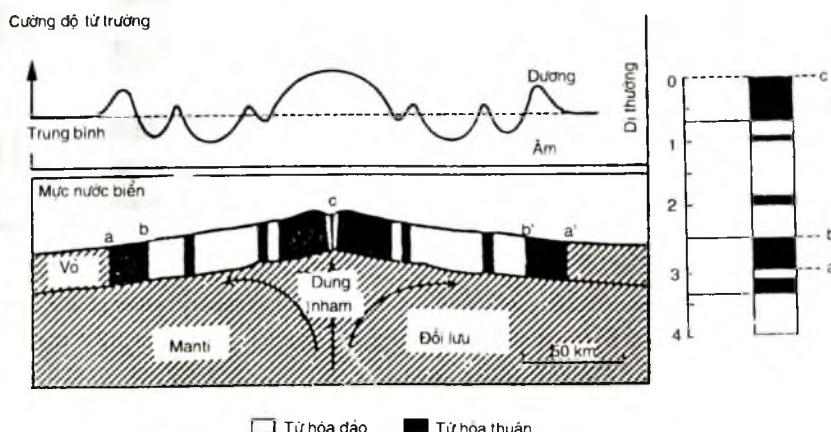
Hình 11.8: Tuổi của vỏ đại dương.

1. Plioxen - Đệ Tứ (0 - 5Ma - triệu năm); 2. Mioxen - Oligoxen (5 - 38Ma);  
3. Eoxen - Paleoxen (38 - 65Ma); Creta (65 - 135Ma); Jura (135 - 190Ma). — MOR  
(theo K. Turekian, 1976; W. Frisch, J. Loeschke, 1993).

Nói như vậy không có nghĩa là trước Mezozoi, Trái Đất toàn là lục địa. Những đại dương cổ đã có mặt từ rất lâu, chúng đã bị biến đổi, trở thành những phần nào đó của lục địa, nơi trong đá người ta đã tìm thấy nhiều sinh vật dưới dạng hoá thạch, trước đây, cách chúng ta hàng trăm triệu năm, thậm chí hơn một ngàn triệu năm về trước đã từng sống trong môi trường biển. Sau đó, toàn bộ những vùng biển như vậy đã biến thành lục địa do các quá trình hoạt động địa chất - kiến tạo khác nhau. Các nhà địa vật lý, địa chất đã phát hiện được các dãy núi ngầm giữa đại dương (MOR : Mid - ocean - ridge). Đây là vùng tách dãn của vỏ Trái Đất. Ở đây phun trào bazan được hình thành và tạo nên những lớp vỏ mới nằm ở đáy đại dương, trên chúng không có trầm tích bao phủ. Hai bên sườn phía ngoài của chúng, các lớp trầm tích có bề dày thay đổi, càng xa trục tách dãn của MOR càng lớn. Tì

trường của MOR có dạng tuyến với các đỉ thường âm và dương đối xứng với nhau qua trục MOR (hình 11.9) dẫn đến sự xen kẽ các vùng có từ hoá thuận (normal) và từ hoá đảo (reverse magnetization).

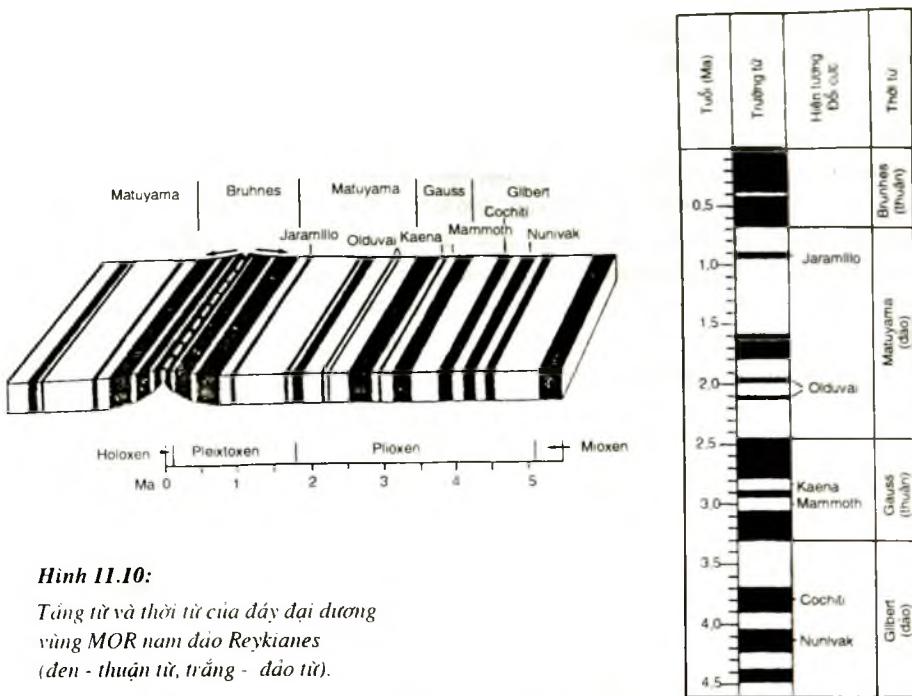
Những thành tựu mới của thuyết "Dân đáy đại dương" (Sea-floor spreading) cho thấy hiện tượng tạo mới và mở rộng đáy biển dọc theo MOR gắn liền với cấu tạo dài từ (R. G. Mason và A. D. Raff, 1961; L. W. Morley, 1963; F. J. Vine, D. H. Matthews, 1963; v.v...). Trong đá của vỏ đại dương cũng như tất cả các loại đá khác đều có chứa oxyt sắt như manhetit, titanomanhetit, hematit. Những khoáng vật này thường gặp trong các đá magma mafic. Ở nhiệt độ cao chúng không có từ tính, nhưng khi nguội lạnh đến một giới hạn nào đó (gọi là nhiệt độ Curie) chúng bị từ hoá và định hướng theo từ trường dương thời. Nhiệt độ Curie đối với hematit khoảng  $680^{\circ}\text{C}$ , titanomanhetit khoảng  $580^{\circ}$  và thấp hơn. Hiện tượng từ hoá của đá được duy trì và có thể đo được sau hàng triệu năm.



**Hình 11.9:** Tảng từ (phản vị địa tầng xác định theo từ) của đáy đại dương.

Hình 11.9 cho thấy thời từ (magnetic epoch) của địa tầng từ hoặc tầng từ (magnetic stratigraphy) ab với a là 2,75Ma và b là 2,25Ma; tầng từ a'b' cũng có giá trị tương tự. Từ đó có thể lập được bảng thời từ với các dài từ thuận (như hiện nay) và các dài từ đảo (hình 11.10). Người ta đã lập được bảng thời từ cho đến Creta (80Ma) (A. Cox, 1969).

Cực từ hiện tại không trùng với cực địa lí của Trái Đất, trước đây cũng như sau này chắc chắn chúng biến đổi theo thời gian. Cực nam từ hiện tại gần trùng với cực bắc địa lí và từ khoảng vài chục nghìn năm hoặc vài triệu năm lại xảy ra hiện tượng đảo cực, tức là cực bắc từ lại đổi thành cực nam từ. Đó là nguyên nhân dẫn đến sự thành tạo các dài từ thuận và từ đảo xen kẽ.

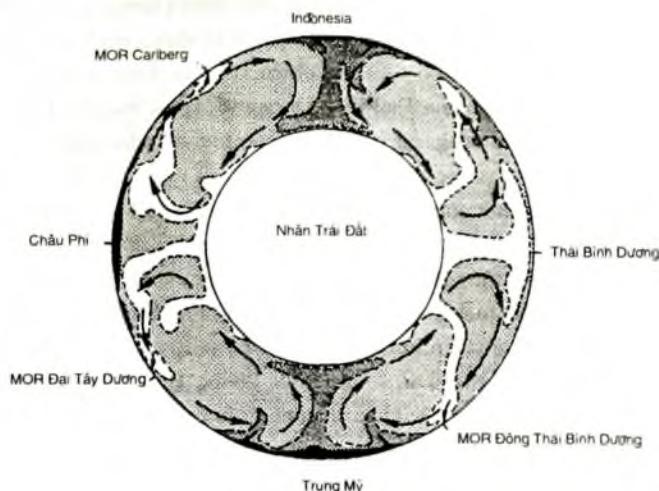


**Hình 11.10:**

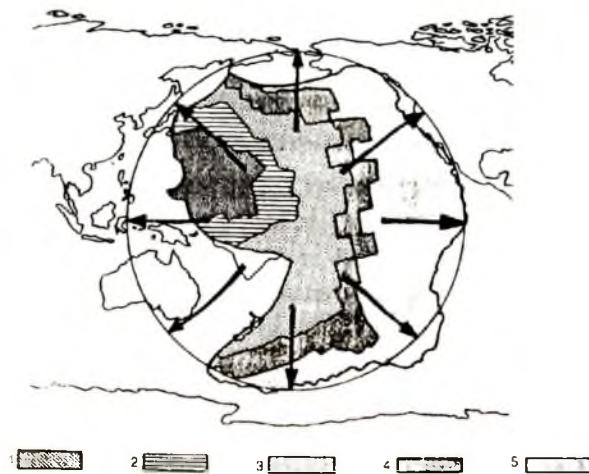
Tảng từ và thời từ của đáy đại dương  
vùng MOR nam đảo Reykjaness  
(đen - thuận từ, trắng - đảo từ).

Những luận điểm cơ bản của thuyết Dòng đối lưu (convection theory) cũng có thể xem là cơ sở khoa học của thuyết Kiến tạo mảng. Theo các tài liệu địa chấn thì manti ở trạng thái cứng. Tuy nhiên, ở điều kiện nhiệt độ cao, vật chất bị nóng chảy làm cho manti có thể chuyển động được theo kiểu dòng đối lưu (hình 11.11). Đến nay người ta cũng chưa rõ hiện tượng dòng đối lưu ở phần trên của manti có xảy ra đến độ sâu của nhân Trái Đất hay không. Có hai mô hình về dòng đối lưu trong manti, thứ nhất: chỉ có một tảng đối lưu và thứ hai: có hai tảng đối lưu. Mô hình hai tảng đối lưu được nhiều người thừa nhận. Theo mô hình một tảng đối lưu thì hệ thống đối lưu chỉ tồn tại ở phần trên của manti, tức là đến độ sâu khoảng 700km (hình 11.11). Mô hình hai tảng đối lưu cho rằng bên dưới tảng đối lưu nói trên còn tồn tại tảng đối lưu thứ hai. Những vấn đề nêu trên chỉ là giả thuyết chưa có tài liệu chứng minh. Cơ chế hoạt động của dòng đối lưu là vật chất ở dưới sâu nóng, dâng lên phía trên, nguội dần và lai chuyển động xuống phía dưới, cứ như vậy tuần hoàn trong một phạm vi, không gian nhất định. Chính sự vận động của dòng đối lưu đã tác động vào thạch quyển bên trên chúng và làm cho thạch quyển chuyển động cùng chiều dòng đối lưu. Nghiên cứu tính phân bố của các đới dâng lên (liên quan với hiện tượng tách dãy phun trào núi lửa), người ta cho rằng toàn cầu có hai vùng dòng đối lưu đi lên (xoáy ngược), đó là

vùng châu Phi và vùng Tây Thái Bình Dương và hai vùng dòng dõi lưu di xuống (xoáy thuận), đó là vùng Indonesia và Trung Mỹ. Vùng xoáy ngược trở thành trung tâm tách dãn với lực đẩy từ trung tâm về mọi phía (hình 11.12).



**Hình 11.11:** Mô hình dòng dõi lưu trong manti theo N. Pavoni, 1991.

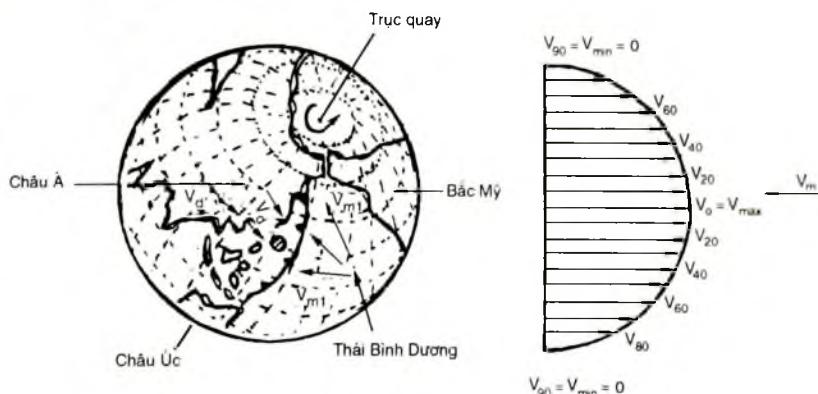


**Hình 11.12:** Mô hình dòng dõi lưu với trung tâm xoáy ngược ở Thái Bình Dương.  
Tuổi của vỏ đại dương: 1: > 143,8; 2: 118,7 - 143,8; 3: 84 - 118,7; 4: 66,2 - 84,5; 5: 66,2 - 0 Ma  
(theo N. Pavoni, 1991).

Các xoáy thuận thường liên quan với các đới hút chìm và được xem là nguồn lực làm cho các mảng chuí xuống sâu. Các xoáy ngược phá vỡ lục địa trên chúng để tạo thành cấu trúc ba chac, rift (ví dụ rift châu Phi). Ở những vùng hướng đáy trên mặt của các cấu trúc tách dãn (ví dụ phía Đông của trung tâm tách dãn Thái Bình Dương) cùng chiều với chiều quay của Trái Đất vận tốc di chuyển của mảng tăng lên. Ở những nơi hướng di chuyển của mảng Thái Bình Dương với vận tốc  $v_m$  cùng chiều với vận động quay của Trái Đất  $v_d$  (chẳng hạn ở phạm vi phía Đông của Thái Bình Dương và rìa lục địa phía tây của châu Mỹ) chỉ tồn tại kiểu rìa lục địa thụ động, rất ít thấy các cấu trúc kiểu hút chìm. Ngược lại, phía Tây Thái Bình Dương, phạm vi tiếp giáp với châu Á,  $v_m$  và  $v_d$  ngược chiều, ở đó xuất hiện rìa lục địa tích cực, với đới hút chìm phân đoạn kéo dài từ phía Đông Nhật Bản đến Nam Philippin. Do  $v_m$  và  $v_d$  ngược chiều, nên ở phạm vi này xuất hiện đới cân bằng địa động giữa mảng Âu - Á, mà phần phía trước của nó là các khói, các teran tách ra ở rìa Đông châu Á và mảng Thái Bình Dương. Các mảng và các khói tách ra từ rìa châu Á này trôi và dịch trượt về phía Đông, Đông Nam, va chạm trực tiếp với các bộ phận của mảng Thái Bình Dương chuyển động về phía tây (Lê Như Lai, 1998, 1999, 2000). Hiện tượng biến dạng này tạo nên các đới biến dạng với các cấu trúc khác nhau như cấu trúc biển rìa thu động (phản nǎm giữa lục địa châu Á và những khói, teran tách ra nằm ở phía Đông châu Á như Borneo, Philippin, v.v...), biển rìa hoạt động (ví dụ trũng Trung tâm Biển Đông), đới cân bằng địa động (cung đảo, cung đảo núi lửa, nằm giữa hai đới hút chìm ngược chiều) (xem hình 11.6). Tương tự như vậy, về cơ bản cũng có thể giải thích được cơ chế động học thành tạo các đới hút chìm, các ranh giới mảng hoạt động ở phía Đông châu Mỹ cũng như các ranh giới rìa mảng thụ động ở phía Tây lục địa châu Âu và châu Phi. Hình 11.13 cho thấy hướng của vectơ vận tốc quay của Trái Đất ( $v_d$ ) cũng như hướng của vectơ vận tốc dịch chuyển của các khói tách ra ở rìa phía Đông châu Á (nói chung dịch chuyển về phía Đông và Đông Nam) và hướng của vectơ vận tốc do trung tâm tách dãn Thái Bình Dương tạo nên ( $v_m$ ).

$v_d$  có giá trị cực đại ( $v_{max}$ ) ở xích đạo ( $v_0$ ) và giảm dần về hai cực và có giá trị cực tiểu ( $v_{min}$ ) ở hai cực ( $v_{90} = 0$ ). Con số 0, 30, ..., 90 bên cạnh chữ v là số vĩ tuyến. Hình 11.13 cho thấy sự biến đổi của  $v_d$  dọc theo một kinh tuyến của Trái Đất. Trong khi đó, ví dụ trung tâm xoáy ngược Thái Bình Dương tạo ra các vectơ tách dãn gần như đồng nhất về mọi phía. Vì tâm (trên mặt) của trung tâm này nằm gần vĩ tuyến  $10^\circ$  bắc nên dọc theo vĩ tuyến  $10^\circ$   $v_d$  và  $v_m$  là những vectơ gần như thẳng hàng và ngược chiều nên tính đối ứng xảy ra mạnh mẽ nhất. Đây có thể xem là nguyên nhân dẫn đến sự hình thành vực biển Mariana sâu nhất thế giới với đới hút chìm gần như dốc đứng.  $v_d$  giảm về hai cực,  $v_m$  cũng thay đổi phuơng, nên nói chung, xa xích đạo  $v_m$  chiếm ưu thế, tốc độ trôi về phía Tây (ví dụ mảng Thái Bình Dương) tăng dần thậm chí đến 9 hoặc trên 10 cm/năm từ phía xích đạo về phía cực Trái Đất. Ở vĩ độ cao  $v_{70}$ ,  $v_{80}$  gần như bằng không, ở đây lực đáy chủ yếu phụ thuộc vào  $v_m$ . Tác giả của cuốn giáo trình này nhận mạnh vai trò chuyên động quay của Trái Đất xung quanh trục của nó và

xem chúng là một trong những nguyên nhân dẫn đến sự li hợp (Kiến tạo Lí hợp - Lê Như Lai, 1999, 2000), tức là hoạt động kiến tạo tách ra thành các teran ở phía Đông và tập trung các teran ở rìa phía Tây của các châu lục hoặc các cấu trúc dương thời tạo nên dải cân bằng địa động trong quá khứ cũng như hiện tại.

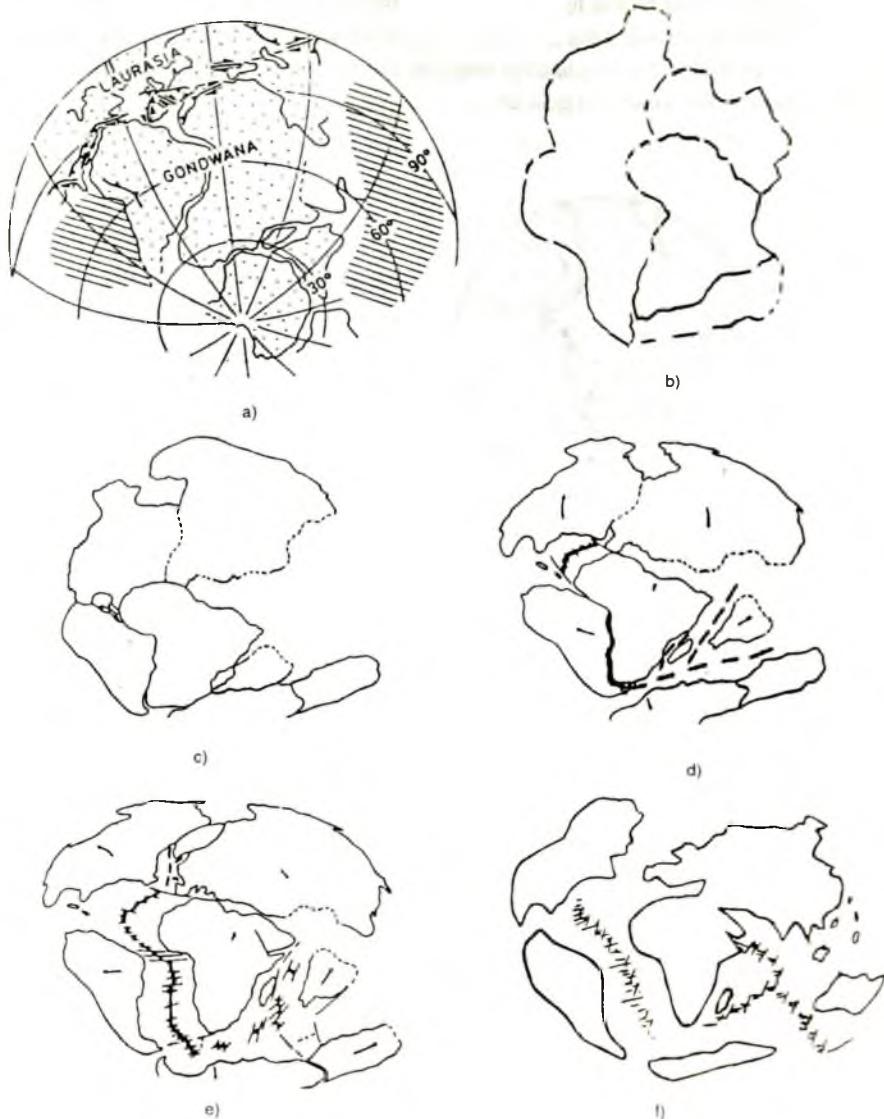


**Hình 11.13:** Sự biến đổi của  $v_d$  và  $v_m$ .

Cơ sở khoa học quan trọng nhất của Kiến tạo mảng là thuyết Trôi lục địa (Continental drift) của A. Wegener (1912). Theo thuyết này thì ban đầu Trái Đất chỉ có một lục địa duy nhất gọi là Pangea. Xung quanh chúng là một đại dương gọi là Pantalat. Khi Pangea về sau bị tách ra, phần phía Bắc gọi là Laurasia và phần phía nam gọi là Gondwana, giữa chúng là biển Tethys cổ. Quá trình tách dần Pangea cũng như hợp nhất các thành phần của nó xảy ra vào nhiều giai đoạn làm cho bộ mặt của Trái Đất thay đổi theo thời gian (hình 11.14).

Nội dung của thuyết Trôi lục địa có thể tìm hiểu qua nguyên bản "The Origin of Continents and Oceans" của Alfred Wegener, 1915 đã tái bản nhiều lần hoặc trong nhiều sách giáo khoa, ví dụ "Địa kiến tạo và sinh khoáng" (Lê Như Lai, 1998).

Thuyết Kiến tạo mảng không phải đã hoàn hảo, trái lại còn nhiều điều bất cập. Trong số những bất cập đó phải kể đến cơ chế gây chuyển động của các mảng, sự tồn tại và vai trò của dòng đối lưu, tác dụng của chuyển động quay của Trái Đất, vai trò của chuyển động thẳng đứng, kiến tạo lục địa v.v... và đặc biệt là hệ phương pháp sử dụng để nghiên cứu kiến tạo mảng ở những vùng khác nhau v.v... Tiến bộ khoa học, thực tế địa chất sẽ tạo điều kiện cho những nhà địa chất hoàn thiện và phát triển thuyết Kiến tạo mảng thậm chí thay đổi dẫn đến sự hình thành một học thuyết mới tiến bộ hơn, mà thuyết Kiến tạo mảng khi đó lại có thể chỉ là một trường hợp riêng của nó.



**Hình 11.14:** Vị trí các chún lục.

a) Vào Carbon muộn; b) Khoảng 200Ma; c) 180Ma; d) 135Ma; e) 65Ma; f) 50Ma và trước  
(Tổng hợp theo A. Wegener, 1915; R. Z. Dietz, J. C. Holden, 1972; G. Bischoff, 1985).

### **11.5.2. Thuyết Địa máng và thuyết Kiến tạo máng**

Từ những năm 60 của thế kỉ XX trở về trước, thuyết Địa máng mà người sáng lập ra nó là J. Hall, 1859, được nhiều nhà địa chất tiếp tục phát triển (M. Bertrand, 1887; V. Decke, 1912; A. A. Borixiac, 1924; V. A. Obrutxep, 1925; E. V. Milanopxki, 1929; N. M. Strakhov, 1940; A. V. Payve, 1945; H. Stille, 1945; V. V. Belouxop, 1954, 1976; V. E. Khain, 1960; v.v...) đã trở thành "sợi chỉ đỏ xuyên suốt" trong nghiên cứu địa chất, kiến tạo và sinh khoáng. Về tiến trình phát triển, thuyết Địa máng cho rằng, vỏ Trái Đất có những vùng bị sụt lún mạnh mẽ, phát triển trở thành trũng trầm tích với bề dày trầm tích và phun trào rất lớn sau đó bị dâng lên uốn nếp, xâm nhập magma, biến chất, chuyển từ miền trũng thành miền núi cao, kết thúc quá trình phát triển địa máng và trở thành miền núi uốn nếp (đọc thêm Lê Như Lai, 1998). Những vùng như vậy gọi là vùng địa máng. Đặc điểm hoạt động trầm tích, magma, kiến tạo, sinh khoáng ở miền địa máng tạo nên chế độ địa máng. Như vậy miền địa máng (geosyncline) là vùng vỏ Trái Đất hoạt động mạnh mẽ, lúc đầu sụt lún sâu, kèm theo chuyển động thẳng trầm (nâng hạ), về sau chuyển động nâng lên, uốn nếp, xâm nhập mạnh mẽ... kết thúc chế độ địa máng. Trong không gian địa máng có thể phát triển thành các trũng (hố) riêng biệt gọi là hố địa máng (intrageosyncline); các trũng địa máng hợp thành hệ địa máng, hệ địa máng hợp thành miền địa máng, rồi lại hợp thành dài địa máng. Dài địa máng thường được giới hạn bởi các nền cổ. Theo định nghĩa này thì hố địa máng hoặc hệ địa máng tương ứng với vực biển (trench) trong kiến tạo máng và dài địa máng có thể xem như vùng trầm tích giữa hai mảng trong cấu trúc KOK (Lê Như Lai, 1983). Quá trình uốn nếp trong hố, hệ hoặc dài địa máng ít nhiều tương ứng với quá trình uốn nếp ở rìa lục địa tích cực. Hoạt động magma ở miền địa máng có thể so sánh với hoạt động magma ở rìa lục địa tích cực, ở cung đảo, cung magma, liên quan với đới hút chìm trong tiến trình phát triển kiến tạo mảng.

Đơn vị kiến tạo cơ bản thứ hai theo thuyết Địa máng là nền. Đây là miền bình ổn về mặt kiến tạo. Nên trong thuyết Địa máng tương ứng với các mảng đặc biệt là mảng (có vỏ kiểu) lục địa. Ranh giới giữa địa máng và nền là các đứt gãy sâu, tương ứng với các đới Benioff, đới hút chìm (subduction zone) trong Kiến tạo mảng. Cũng có thể tìm thấy những nét tương đồng giữa khối trung tâm trong thuyết Địa máng với các teran, các khối, các vi mảng... trong Kiến tạo mảng, giữa địa máng phát triển không hoàn chỉnh với vùng rift, giữa địa máng không phun trào - địa máng ven (miogeosyncline) và các bồn trầm tích rìa thụ động, giữa địa máng có phun trào - địa máng thực (eugeosyncline) với các vực biển ở rìa lục địa hoạt động, giữa cấu trúc diva (vùng đã trải qua chế độ địa máng lại hoạt động trở lại) với vùng Kiến tạo mảng đa kì (Lê Như Lai, 1998)... của Kiến tạo mảng.

Sự khác nhau cơ bản của hai thuyết nói trên trước hết là ở quan điểm về cơ chế vận động của lục kiến tạo. Thuyết địa máng xem vận động theo phương thẳng đứng là chính, trong

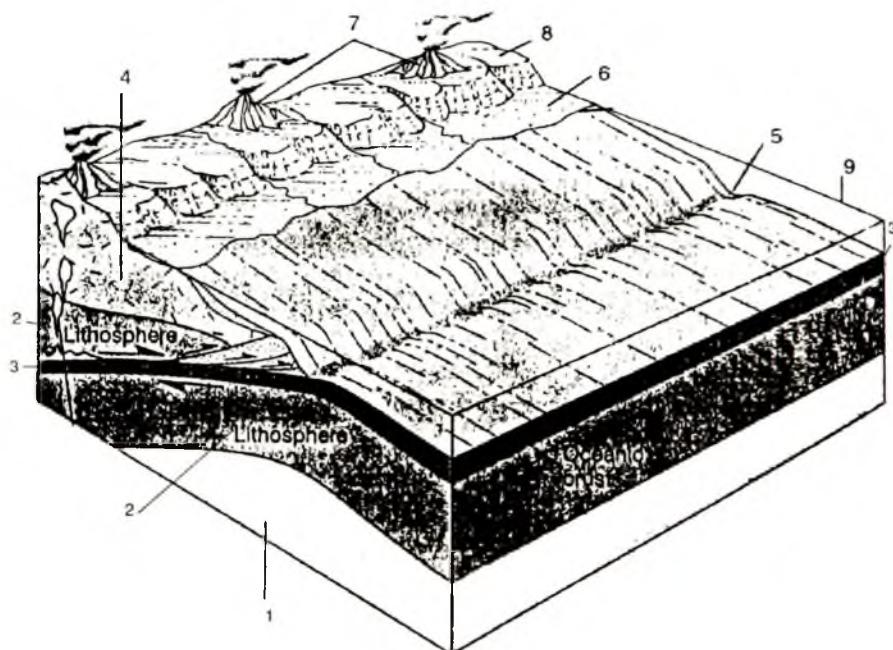
khi đó Kiến tạo mảng lại xem chuyển động nằm ngang đóng vai trò quan trọng. Tuy nhiên, nếu không chú ý đến lực kiến tạo phát triển theo không gian ba chiều và biến đổi theo thời gian thì có thể không phản ánh được đầy đủ các hiện tượng địa chất trong tự nhiên.

## 11.6. MỘT SỐ MÔ HÌNH KIẾN TẠO MÀNG

### 11.6.1. Các mô hình đặc trưng

Kiến tạo mảng đã được ứng dụng để phân tích kiến tạo và sinh khoáng ở nhiều nơi trên thế giới. Dưới đây là một số kiểu kiến tạo mảng điển hình (các hình vẽ và sơ đồ khối không vẽ theo tỉ lệ).

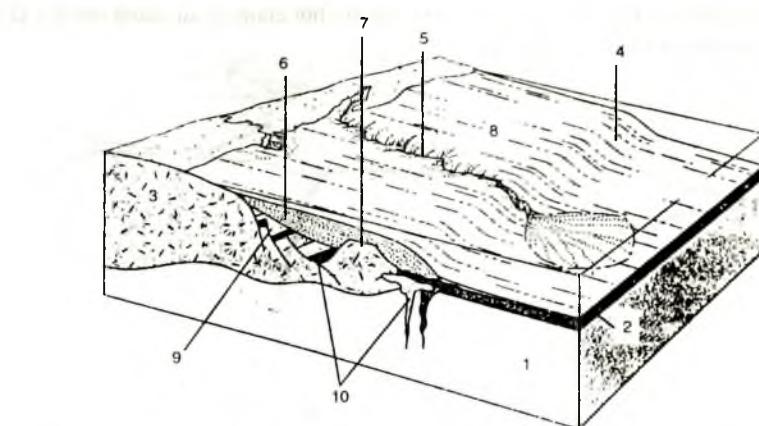
#### 11.6.1.1. Kiểu Andor hoặc Anden (*Andean - style*)



Hình 11.15: Sơ đồ khối rìa lục địa hội tụ kiểu Andor.

1. Quyển mềm; 2. Thạch quyển; 3. Vòm đại dương; 4. Vò lục địa; 5. Trục của vực biển;  
6. Đóng băng ven biển; 7. Núi lửa; 8. Cao nguyên; 9. Mực nước biển  
(theo R. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).

### 11.6.1.2. Kiểu rìa lục địa thu động hoặc kiểu Đại Tây Dương (Atlantic-style)

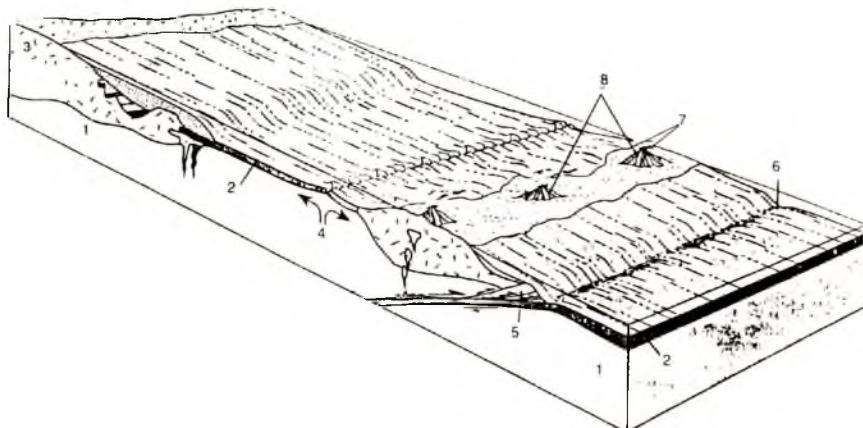


Hình 11.16: Sơ đồ khái niệm rìa lục địa thu động hoặc kiểu Đại Tây Dương.

1. Manti; 2. Vỏ đại dương; 3. Vỏ lục địa; 4. Sườn lục địa; 5. Hẻm vực ven biển;  
6. Trâm tích biển nóng; 7. Gờ ngoài; 8. Thềm lục địa; 9. Trâm tích và phun trào không có nguồn  
gốc biển; 10. Magma xâm nhập và phun trào (theo R. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).

### 11.6.1.3. Kiểu biển rìa Nhật Bản

Đây là kiểu đặc trưng cho rìa lục địa tích cực, phát triển cung đảo núi lửa và trũng sau cung.



Hình 11.17: Sơ đồ khái niệm rìa biển kiểu Nhật Bản.

1. Manti; 2. Vỏ đại dương; 3. Vỏ lục địa;  
4. Trung tâm tách dãn; 5. Phút hạch bồi tụ;  
6. Vực biển; 7. Cung đảo; 8. Núi lửa hoạt động (theo R. J. Twiss, E. M. Moores, 1992).

#### 11.6.1.4. Kiểu Chilé và kiểu Mariana

Hai kiểu này phân biệt với nhau bởi góc dốc của đới hút chìm và sự thành tạo đới cảng dẫn sau cung đảo (hình 11.18).

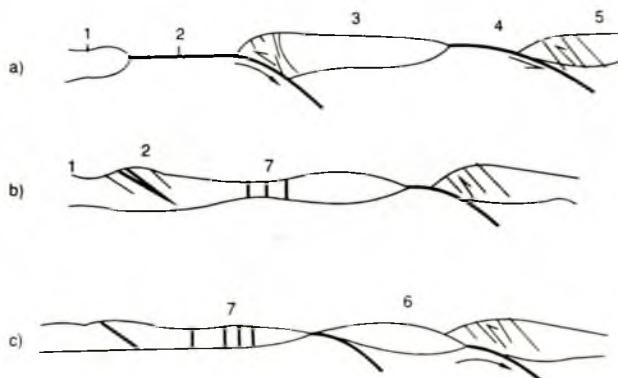


**Hình 11.18:**

- a) Kiểu Chilé: 1. Đới Benioff thoái; 2. Vùng ép nén; 3. Động đất mạnh; 4. Vùng nắng với phun trào andezit kiềm vôi; 5. Trũng trước cung; 6. Ném tăng trưởng trong địa hào sâu, thoái.
- b) Kiểu Mariana (Kiểu hút chìm áp suất thấp): 1. Đới Benioff dốc; 2. Vùng cảng dẫn; 3. Vực biển sâu; 4. Hoạt động núi lửa, không có khối nâng.

#### 11.6.2. Một số mặt cắt kiến tạo mảng khu vực (Phân đọc thêm)

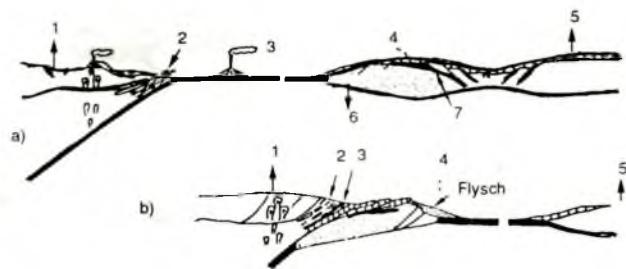
##### 11.6.2.1. Mặt cắt kiến tạo mảng Trung Âu



**Hình 11.19:** Mặt cắt kiến tạo mảng Trung Âu từ Ordovic sớm đến Devon giữa  
(theo W. Frisch, J. Loeschke, 1993; nguồn W. Franke, 1989).

- 1. Khuôn Baltic; 2. Đại dương Caledoni Bắc Đức (Biển Tornquist); 3. Mảng Trung Âu;
- 4. Biển Saxothuringia; 5. Khối Bôme; 6. Đới kết tinh Trung Đức; 7. Trũng Rheno hecxiini.
- a) Ordovic sớm; b) Silua - Devon; c) Devon giữa.

### 11.6.2.2. Mật cắt kiến tạo mảng Đông Anpơ từ Devon tới Cacbon

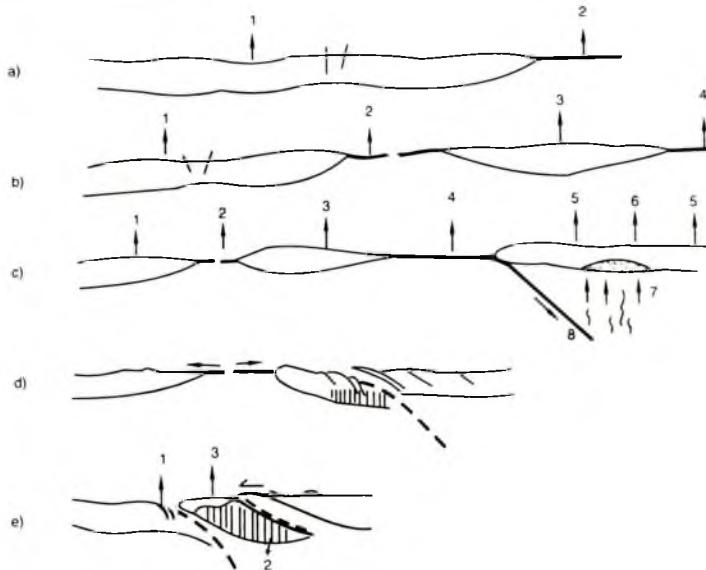


**Hình 11.20:** Mật cắt kiến tạo mảng vùng Đông Anpơ

(theo W. Frisch, J. Loeschke, 1993; W. Frisch, F. Neumann, 1989).

- 1. Khối Pannonic; 2. Teran Koriden; 3. Teran Plankogel; 4. Teran Nori; 5. Châu Phi;
- 6. Teran Kelli; 7. Teran Spelk; a) Devon; b) Cacbon.

### 11.6.2.3. Mật cắt kiến tạo mảng khái quát của 5 giai đoạn tạo núi Anpơ



**Hình 11.21:** Quá trình tạo núi Anpơ: a) Trước 200Ma: 1. Pangea; 2. Tethys.

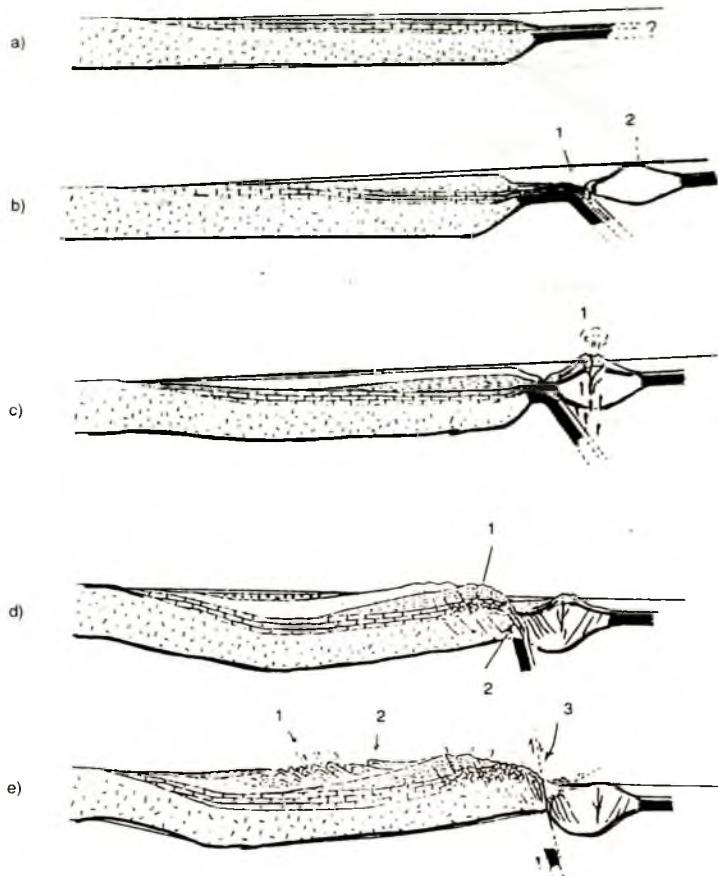
b) Trước 140Ma: 1. Mảng Laurasia; 2. Biển Nam Penni; 3. Mảng Adriatic; 4. Tethys.

c) Trước 110Ma: 1. Mảng châu Âu; 2. Biển Bắc Penni; 3. Vị lục địa Trung Penni;

4. Biển Nam Penni. 5. Đại biển chất; 6. Mảng Adriatic; 7. Biển chất nhiệt độ cao;

8. Biển chất áp suất cao. d) Trước 75Ma; e) Trước 35Ma: 1. Trũng Molas; 2. Biển chất kiểu Baroa; 3. Đá vôi Bắc Alpơ (theo W. Frisch, J. Loeschke, 1993; nguồn W. Frisch, 1979).

#### 11.6.2.4. Mát cắt kiến tạo mảng Đài Loan

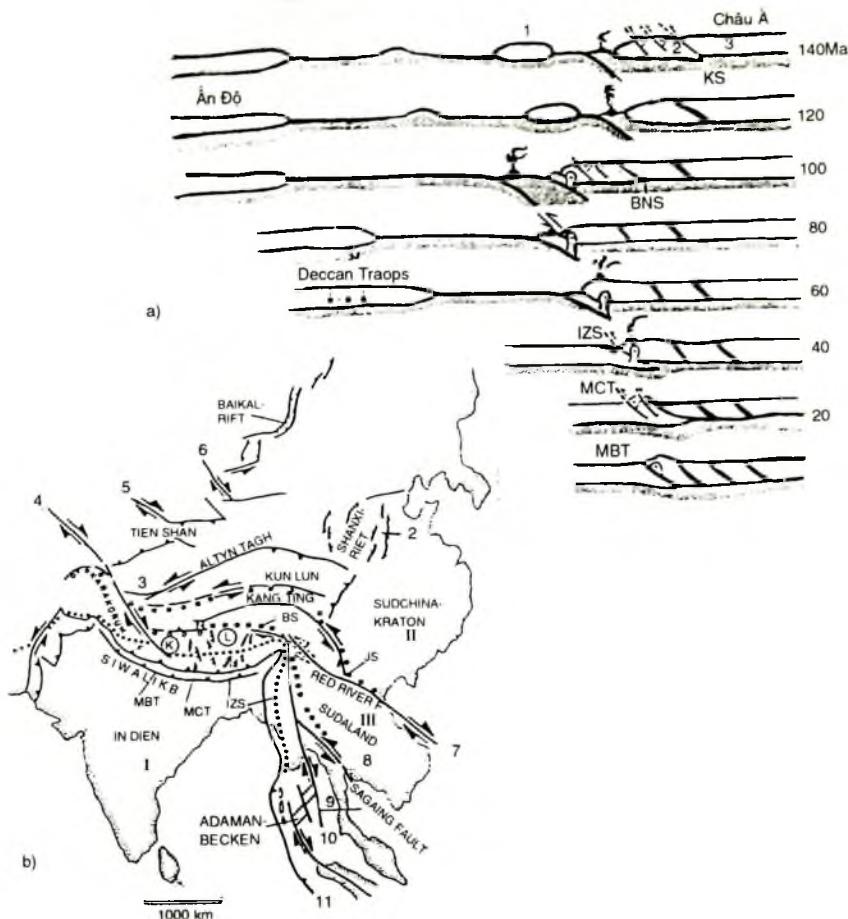


**Hình 11.22: Lịch sử phát triển kiến tạo mảng Đài Loan.**

- a) Trước Kainozoi; b) Paleogen: 1. Vực biển; 2. Cung đảo; c) Miocene: 1. Phun trào andezit
  - d) Pliogen: 1. Tường đá phiến lục; 2. Tường đá phiến glaucophan.
  - e) Pleistogen: 1. Địa gãy chồi dạng vẩy; 2. Địa di; 3. Địa gãy.
- (theo J. D. Lowell, 1985; từ Chai, 1972).

#### 11.6.2.5. Tiến hóa kiến tạo mảng vùng Hymalaya và lân cận

Sự va chạm của mảng Ấn Độ vào lục địa Á - Âu đã gây ra hiện tượng biến dạng quan trọng ở khu vực này. P. Tapponier và nnk, 1982 cho rằng chính sự va chạm này còn dẫn đến sự trồi (kiến tạo trồi, extrusion tectonics) của Đông Dương về phía Đông Nam.



**Hình 11.23: a) Mặt cắt tiến hóa kiến tạo mảng vùng Hymalaya và lân cận.**

1. Nam Tây Tạng; 2. Bắc Tây Tặng; 3. Châu Á; KS - Đới khâu Kokosili.

BNS - Đới khâu Bangong. ISZ - Đới khâu Án Độ - Zangbo.

MCT - Đứt gãy chèm nghịch chính trung tâm. MBT - Đứt gãy chèm nghịch ranh giới  
(theo P. Kearey, F. J. Vine, 1990, nguồn C. J. Allegre và nk, 1984).

b) Sơ đồ động học hiện đại của đới va chạm Án Độ - Âu Á. Các đới khâu Mezozoi.

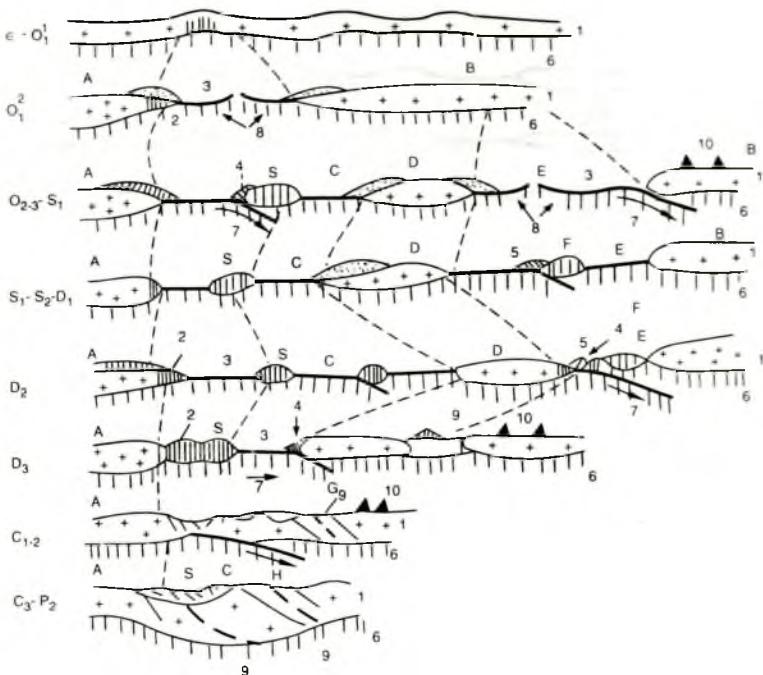
BS - Bangong. JS. Jinsha; 2. Rift Shanxi; 3, 4, 5, 6. Các đứt gãy; 7. Đứt gãy Sông Hồng;

8. Đông Dương; 9. Đứt gãy Sagang; 10. Trũng Adaman. I - Mảng Án Độ;

II - Mảng Nam Trung Quốc; III - Đông Dương;

11. Đới Benioff hoặc đới đứt gãy chèm nghịch.

(theo H. Eissbacher, 1991, nguồn P. Tapponier và nk, 1986).



**Hình 11.24:** Mắt cắt Tây - Đông thể hiện tiến hóa kiến tạo mảng vùng Nam Uran.

(theo V. E. Khain, M. G. Lomize, 1995; nguồn V. N. Putchkov, 1993, có thay đổi).

A - Mảng Đông Âu; B - Mảng Kazakhstan. Các đới kiến tạo: S - Sacmarski,

C - Cung đảo núi lửa phía Đông; D - Đông Mugodzarski; E - Denhitxoski;

F - Đới núi lửa phía Đông. Các khối lớn: G - Ngoại Uran; H - Đông Uran;

V - Trũng ven rìa Tiên Uran. 1 - 3. Vỏ Trái Đất; 1. Vỏ lục địa; 2. Vỏ chuyển tiếp;

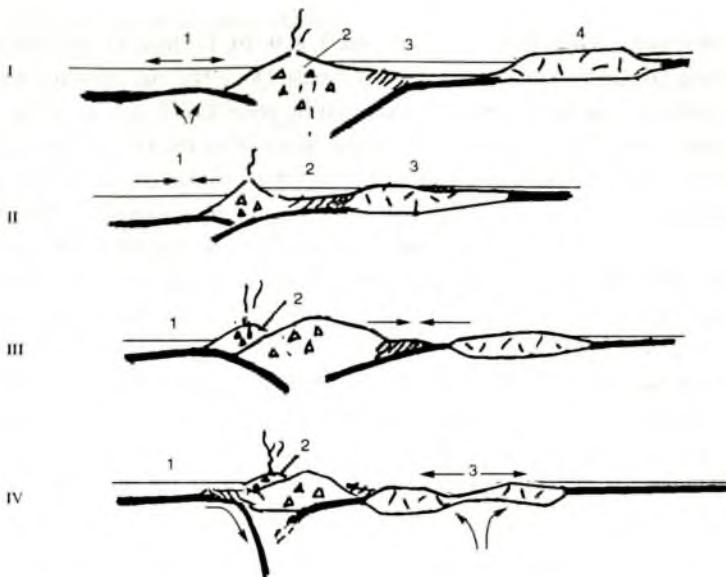
3. Vỏ đại dương; 4. Phức hệ bồi tụ (nêm tăng trưởng); 5. Phức hệ trám tích;

6. Manti; 7. Hướng chuyển động của mảng; 8. Hướng dòng đối lưu;

9. Đới khâu chính; 10. Cung núi lửa.

#### 11.6.2.7. Tiến hóa kiến tạo mảng đối cực

H. Eisbacher, 1991, trên cơ sở tài liệu của D. Karig, 1975, 1983 và của R. Hall và nnk, 1988 đã bàn đến sự đối cực (polarity reverse) theo thời gian và không gian ở đới hút chìm nội đại dương (intraocean) và xem cấu trúc vùng quần đảo Philippin diễn hình cho loại này. Kiến tạo đối cực thể hiện ở chỗ, vào khoảng thời gian nào đó, cấu trúc đại dương - đại dương (OO - Lê Như Lai, 1983) mảng này chui xuống mảng khác, sau đó, vùng trũng sau cung tách dãy (extending backarc basins) tạo vỏ đại dương mới và trong quá trình phát triển chúng chui xuống dưới đới Benioff đã có trước theo chiều ngược lại, tạo nên cung magma trong cung magma, tức là cung magma mới phát triển trên cung magma đã có từ trước (hình 11.25).



**Hình 11.25: Mô hình cắt thể hiện cấu trúc đổi cực.**

I: 1. Trũng tách dãn sau cung hoạt động; 2. Cung magma thứ nhất;

3. Đới hút chìm áp suất thấp; 4. Teran (terrane).

II: 1. Biển rìa tàn dư (relic back - arc basins, relict troughs);

2. Đới hút chìm áp suất cao; 3. Teran bồi tụ.

III: 1. Đới hút chìm áp suất cao; 2. Cung đảo magma thứ hai (trong cung magma).

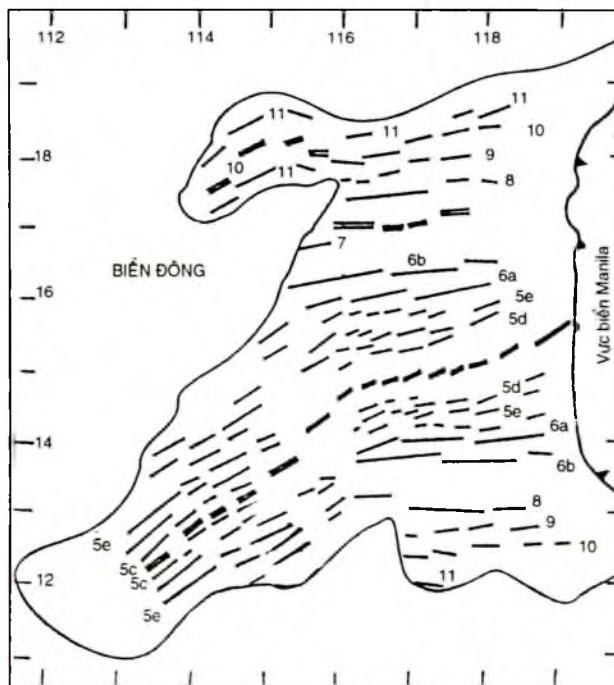
IV: 1. Đới hút chìm áp suất thấp; 2. Cung đảo magma thứ hai (phù trên cung magma thứ nhất); 3. Trũng tách dãn sau cung tạo vỏ đại dương mới.

Theo tác giả cuốn giáo trình này sự thành tạo trũng tách dãn Trung tâm Biển Đông với đới hút chìm Tây Luzon (Philippin) không chỉ có sau đới hút chìm ở phía đông của quần đảo này, thậm chí còn có giai đoạn phát triển đồng thời, tạo nên hai cung magma riêng biệt, giữa chúng là vùng trung gian của hai cung magma đó. Cường độ của đới hút chìm phía này hoặc phía kia yếu mạnh khác nhau, lực đẩy phía nào mạnh hơn sẽ phát triển đới hút chìm rõ ràng hơn, khi đó đới hút chìm ở phía đối diện có thể ngừng hoạt động hoặc hoạt động yếu ớt. Tính đối ứng của hai đới hút chìm có thể dẫn đến sự hòa nhập của hai đới đó ở dưới sâu, hoặc là tạo nên hai đới hút chìm có góc dốc lớn. Sự phát triển hai đới hút chìm dẫn đến quá trình cân bằng địa động khu vực (xem hình 11.6, mục 11.4).

#### 11.6.2.8. Kiến tạo tách dãn trũng trung tâm Biển Đông

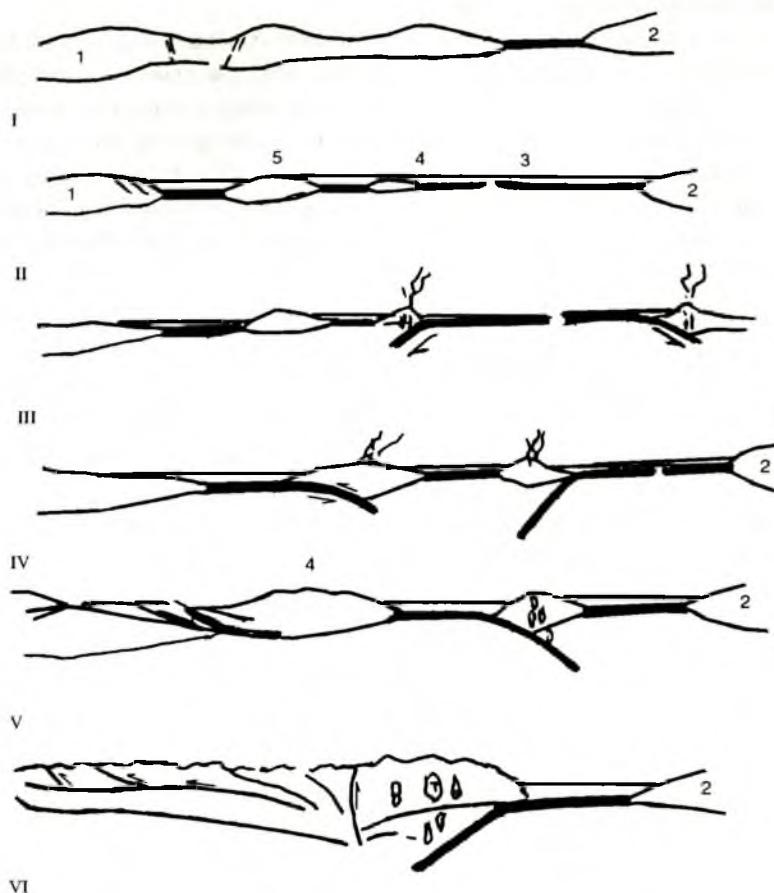
Hiện tượng tách dãn trũng trung tâm Biển Đông nhận biết dựa vào các đường dị thường từ (magnetic anomaly lineations). Nhiều nhà địa chất, địa vật lí cho rằng trũng trung tâm Biển Đông tồn tại các đường từ (đường dị thường từ) (xem Briais và nnk, 1993), được kí

hiệu theo thứ tự từ trẻ đến cổ là 5e, 5d, 5c, 6b, 6a, 7, 8, 9, 10, 11 (hình 11.26). Các đường tì này nhìn chung có phương Đông Bắc Tây Nam; ở phần Đông Bắc của trũng trung tâm Biển Đông, các đường từ chủ yếu có phương á kinh tuyến, phần Tây, Tây Nam, chúng chuyển dần sang phương đông bắc - tây nam. Ở phần Bắc cũng trũng tồn tại các đường từ 10, 11 với sự sắp xếp của chúng cho thấy có thể tồn tại một dải tách dãy song song với đường từ 10 với phương á vĩ tuyến. Trục tách dãy rõ rệt nhất ở trũng trung tâm Biển Đông có phương đông bắc - tây nam được xác định bởi các đường từ liên tục từ 5d đến 11. Các đường từ này bị các đứt gãy biến dạng á kinh tuyến, kinh tuyến cắt qua và làm chuyển dịch Nếu xem Biển Đông được mở ra dọc theo lân cận các đường từ trẻ nhất và đây các cấu trúc chứa các đường từ về hai phía của trục tách dãy thì có thể thấy rằng đường từ 11 đã bị đẩy về phía bắc tây bắc khoảng 300km và đường từ 11 (phía Nam dải tách dãy) cũng bị dịch chuyển một khoảng gần như vậy về phía Nam Đông Nam. Các đường từ ở đây bị vực biển Manila cắt qua do đó có thể cho rằng chúng xuất hiện trước khi hình thành vực biển này đồng thời đây cũng là một dãy chứng thể hiện quá trình chia cắt Biển Đông xảy ra sau tách dãy Biển Đông.



Hình 11.26: Các đường tì ở trũng Biển Đông (theo Briais và nnk, 1993)

#### 11.6.2.9. Kiến tạo mảng trước Paleozoi và Paleozoi sóm ở Bắc Mỹ



**Hình 11.27: Tiến hóa kiến tạo mảng Nam Appalachian (Bắc Mỹ).**

1, II. Proterozoic muộn. 1. Bắc Mỹ; 2. Châu Phi; 3. Biển Iapetus; 4. Inner Piedmont; 5. Eastern Blue Ridge. III. Cambri sóm. IV. Cambri - Ocdovic sóm. V. Ocdovic - Silua  
6. Đại Charlotte - Carolina - Kioke. VI. Devon; 7. Đại Kings Moutain  
(trích từ K. C. Condie, 1989; nguồn K. D. Hatcher, A. L. Odom, 1980).

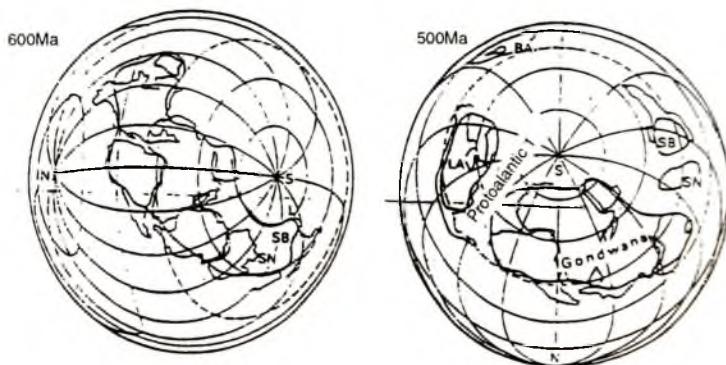
Kiến tạo mảng trước Paleozoi hoặc Tiên Cambri chưa được nghiên cứu đầy đủ trước hết các đá và các cấu trúc trước Paleozoi đã bị biến chất, biến dạng, biến bị rất phức tạp, khó có thể xác định được các thành hệ phức hệ cấu trúc nguyên thuỷ, các mảng, các teran cũng như quan hệ giữa chúng. Mặt khác ngay cả các thông số địa lí và địa vật lí chẳng hạn như

cực địa lí, cực địa từ luôn thay đổi trong không gian theo thời gian nên không thể dễ dàng xác định phương vị các cấu trúc (dạng đường) hoặc hướng dịch chuyển của các cấu trúc theo cực địa lí, địa từ hiện tại hoặc chọn vị trí của chúng ở một thời điểm nào đó, xem là cố định để đối sánh với vị trí của chúng ở các thời điểm khác. Các phương xác định theo cổ từ ở trong các đá tuy có cho vị trí của phương bắc địa từ, nhưng nếu mảng thạch quyển trong đó có vị trí lấy mẫu đã bị "phiêu du" thì hướng chỉ của chúng cũng không cho chúng ta thấy vị trí thực của các cực từ trong quá khứ (Lê Như Lai, 1977, 1979). Ngoài ra, cũng cần chú ý rằng các hiện tượng địa chất xảy ra trong lòng đất (manti, nhân của Trái Đất) cũng như ở lớp vỏ vào thời "lập địa" chắc chắn cũng có những đặc điểm khác với những biểu hiện của chúng về sau.

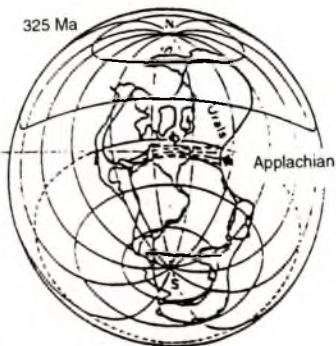
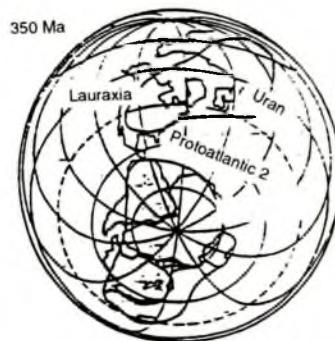
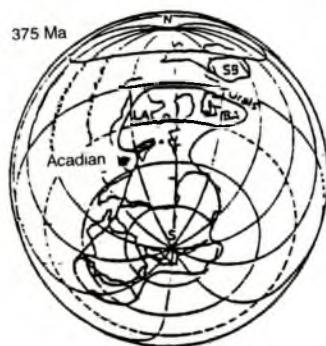
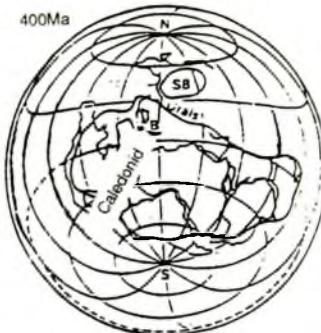
Kiến tạo mảng Paleozoi sớm cũng được một số nhà địa chất quan tâm. Nhiều mảng cát nghiên cứu tiền hoá kiến tạo mảng Paleozoi sớm hoặc Proterozoi - Paleozoi sớm cũng đã được giới thiệu trong nhiều công trình nghiên cứu (hình 11.27). Một số công trình nghiên cứu khác chỉ dừng lại ở phân lập lại bản đồ phân bố các châu lục (hình 11.28).

Hoạt động kiến tạo mảng được nghiên cứu chi tiết vào có kết quả đáng kể chỉ từ cuối Paleozoi đến nay. Một số công trình nghiên cứu kiến tạo mảng đã xác định được các cấu trúc đương thời và chỉ ra những vùng khoáng sản có giá trị cũng như xác định được đặc điểm động học và động lực học của nhiều khu vực.

Phản này sẽ rất có ý nghĩa nếu như bạn đọc tự trình bày lịch sử tiền hoá kiến tạo dựa vào các mảng cát đã nêu. Các con số ở bên trái hình vẽ cho biết thời gian cách chúng ta là bao nhiêu triệu năm về trước.



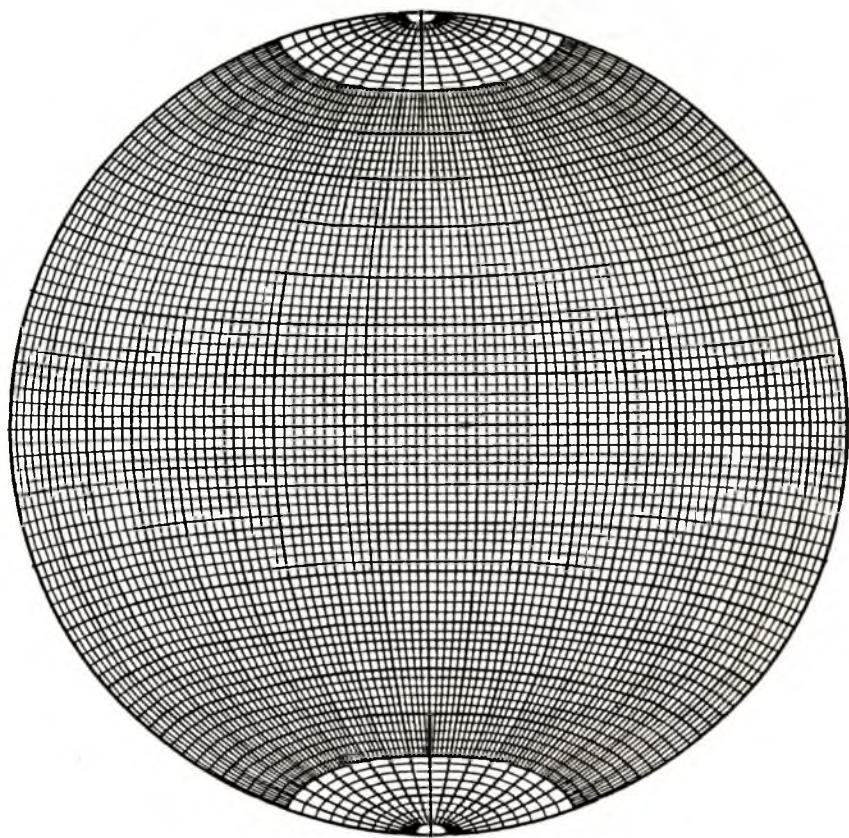
**Hình 11.28:** Diện mạo Trái Đất vào các thời gian trước Mezozoi  
(theo P. Morel, E. Irving, 1978)



**Hình 11.28 (tiếp theo):**

Điện mao Trái Đất vào các thời gian trước Mezozoi (theo P. Morel, E. Irving, 1978).

MẠNG W. SCHMIDT



(Khi sử dụng cần phóng đại sao cho đường kính là 20cm)

## TÀI LIỆU THAM KHẢO CHÍNH

1. R. Adler, W. Fenchel, H. -J. Martin, A. Pilger. *Einige Grundlagen der Tektonik II*. Clausthal. Tekt. Hefte. Clausthal 3. 3. Aufl. 1967.
2. R. Adler, W. Fenchel, A. Pilger. *Stalistische methoden in der Tektonik II*. Clausthal. Tekt. Hefte. Clausthal 4. 4. Aufl. 1969.
3. J. Angelier. *Determination of the main principal directions of stresses for a given fault population*. Tectonophysics, Amsterdam 56. 3/4. 1979.
4. J. Angelier. *Tectonic analysis of fault data sets*. J. Geophys. Res. Washington, D. C 1984.
5. J. Angelier, J. Goguel. *Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles*. C. R. Acad. Sci. Paris. 288, Paris. 1979
6. G. Đ. Ashgirei. *Strukturgeologie*. VEB Deutsch. Verlag der Wissenschaften. 1963.
7. P. Bankwitz. *Ueber Kluefte I*. Geologie. 14. Berlin. 1965.
8. P. Bankwitz *Ueber Kluefte II*. Geologie. 15. Berlin. 1966.
9. P. Bankwitz. *Ueber Kluefte III*. Z. Geol. Wiss. 6/3. 1978.
10. P. Bankwitz, E. Bankwitz. *Die symmetrie von Kluftoberflaechen und ihre Nutzen fuer die Palaeostspannungsanalyse*. Z. Geol. Wiss. 12. Berlin. 1984
11. V. V. Beluxov. *Cơ sở địa chất cấu tạo* (tiếng Nga). Matxcova. 1989.
12. D. Berthé, P. Choukroune, P. Jegouzo. *Orthogneiss, milonite and non coaxial deformation of granites the example of South American shear zone*. J. Struct. Geol. 1. Oxford. 1979.
13. M. P. Billings: Structural geology. Prince - Hall. 1972.
14. A. A. Bogdanov. *Về thuật ngữ "tảng cấu trúc"*. Chuyên ngành Địa chất. Tập XXXVIII (1) (tiếng Nga). 1963.
15. G. Boillot. *Geology of continental margins*. London. 1981.
16. H. Breddin. *Quantitative Tektonik*. 2. Teil. Geol. Mitt. Aachen 7. 1968.
17. H. Breddin, H. Furtak. *Zur Geometrie asymmetrischer Falten*. Geol. Mitt. Aachen 3. 1963.
18. K. Bucher, M. Frey. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag. 1994.
19. Nguyễn Văn Chiên, Trịnh Ích, Phan Trường Thị. *Thạch học*. Hà Nội. 1973.

20. Văn Đức Chương, Trần Văn Thắng, Văn Đức Tùng. *Lịch sử tiến hóa của hệ thống dãy Sông Hồng*. Báo cáo khoa học. Quyển 2. Đại học Mỏ - Địa chất. 2000.
21. H. Cloos. *Hebung - Spaltung - Vulkanismus*. Geol. Rundschau. Stuttgart 30. 4A. 1939.
22. K. C. Condie. *Plate tectonics & Crustal evolution*. Pergamon. 1989.
23. J. G. Dennis. *Structural Geology*. New York. 1972.
24. L. U. De Sitter. *Structural Geology*. New York. 1964.
25. V. A. Đđđđđ và nnk. *Dự án phân loại cấu trúc kiến tạo lớp phôi nén* (tiếng Nga) Leningrad. 1963.
26. A. E. Đđđjđcov và nnk. *Địa chất miền Bắc Việt Nam*. Hà Nội. 1965.
27. G. H. Eisbacher. *Einfuehrung in die Tektonik*. Stuttgart (Enke). 1991.
28. B. Engels. *Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung in deutschen Palaeozoikum*. Geotek. Forsch. Stuttgart 13. 1959.
29. H. W. Fairbairn. *Structural Petrology of Deformed Rocks*. Cambridge. 1954.
30. Đ. Flinn. *On folding during three-dimensional progressive deformation*. Quart. Geol. Soc. London. 118. 1962.
31. W. Frisch, J. Loeschke. *Plattentektonik*. Darmstadt. 1993.
32. J. Fromaget. *L'Indochine Francaise. Sa structure géologique, ses roches, ses minéraux et leurs relations possibles avec la tectonique*. Bull. Serv. Géol. Indochine. Hanoi. 1941.
33. I. G. Gass. *The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts*. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 267. 1970.
34. S. Hanmer. *Natural rotated inclusions in non - ideal shear*. Tectonophysics. 17. Amsterdam. 1990.
35. E. S. Hills. *Elements of structural geology*. London. 1972
36. J. Hofmann. *Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes von Freiberg*. Freib. Forsch. - H. C. 191. 1965.
37. J. Hofmann. *Zur Methodik der Feldspatvermessung bei Gefügeanalytischen Untersuchungen und ein Beispiel ihrer Anwendung*. Freib. Forsch. H. C241. Leipzig. 1969.
38. J. Hofmann. *Das Quarzteilgefüge von Metamorphiten und Anatexiten, dargestellt am Beispiel des Osterzgebirges (DDR)*. Freib. Forsch. H. C. 297. Leipzig. 1974.
39. P. Jegouzo. *The South American shear zone*. J. Struct. Geol. 2. Oxford. 1980.
40. F. Karl. *Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik*. Clausthaler tekt. H. Clausthal. 5. 1964.

41. F. Kearey, F. J. Vine. *Global Tectonics*. Oxford London. 1990.
42. V. E. Khain, M. G. Lomize. *Địa kiến tạo đại cương*. "Nedra" (tiếng Nga). Matxcova 1995.
43. Hoàng Anh Khiển. *Các đứt gãy chính lanh thổ Việt Nam trên cơ sở luận giải ảnh vệ tinh, đối sánh với tài liệu địa chất - địa vật lý. Địa chất và khoáng sản Việt Nam*. Quyển III. Hà Nội. 1999.
44. J. P. Kennett. *Marine Geology*. Prentice - Hall. Englewood cliffs, N. J. 07632 (tiếng Nga), 1987.
45. P. Kent, A. S. Laughton, D. G. Robert, E. W. J. Jones. *The evolution of passive continental margins in the light of recent deep drilling results*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 29. 1980.
46. D. H. Kupfer. *Proposed Deformation Diagram for the Analysis of Fractures and Folds in Orogenic Belts*. XXIII International geol. Congr. Praha. 1968.
47. M. Kurze. *Zur Quarzgefügeregelung in Bewegungszonen*. Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin 12. 1970.
48. A. Lacroix. *Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de L'indochine*. Bull. SGI. XX/3. Hà Nội. 1933.
49. Lê Như Lai. *Địa chất cơ sở*. Tập I. Đại học Mỏ - Địa chất, Hà Nội. 1974.
50. Lê Như Lai. *Địa chất cơ sở*. Tập II. Đại học Mỏ - Địa chất, Hà Nội. 1974.
51. Lê Như Lai. *Giáo trình Địa chất cấu tạo*. Đại học Mỏ - Địa chất. 1977.
52. Lê Như Lai (chủ biên) và nnk. *Địa chất đại cương*. Đại học Mỏ - Địa chất. Tập I. Tập II. Hà Nội. 1978.
53. Lê Như Lai. *Giáo trình Địa chất cơ học*. Đại học Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 1979.
54. Lê Như Lai. *Các phương pháp địa kiến tạo hiện đại và vận dụng chúng để phân tích địa kiến tạo rìa Tây và Tây Nam Thái Bình Dương*. Luận án TSKH. Freiberg. 1982.
55. Lê Như Lai. *Đặc điểm cấu trúc kiến tạo của Trái Đất và hướng nghiên cứu chúng theo quan điểm của thuyết Kiến tạo mảng*. Thông tin KHKT Địa chất. Hà Nội. 4/1984.
56. Lê Như Lai. *Địa kiến tạo*. Đại học Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 1992.
57. Lê Như Lai. *Một số vấn đề nghiên cứu về kiến tạo và sinh khoáng Tây Bắc Việt Nam*. Thông tin KHKT. Viện Thông tin tư liệu địa chất. Số 9 - 10. Hà Nội. 1992.
58. Lê Như Lai. *Điểm nóng và kiến tạo Tây Bắc Việt Nam*. Tập chí Địa chất. Số A 218 - 219. Hà Nội. 1993.
59. Lê Như Lai. *Giáo trình Kiến tạo học*. Đại học Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 1993.

60. Lê Như Lai, Lê Như Linh, Nguyễn Tiến Dũng. *Cấu trúc kiến tạo Biển Đông và lực địa Trung Đông Dương*. Các công trình nghiên cứu Địa chất - Địa vật lí. Tập I. Viện Hải Dương học. NXB Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội. 1995.
61. Lê Như Lai, Lê Như Linh, Nguyễn Tiến Dũng. *Tân kiến tạo thềm lục địa Trung Việt Nam*. Các công trình nghiên cứu Địa chất - Địa vật lí. Viện Hải Dương học. NXB Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội. 1996.
62. Lê Như Lai. *Địa chất cơ học*. Đại học Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 1996.
63. Lê Như Lai. *Địa động lực*. Đại học Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 1996.
64. Lê Như Lai, Phan Viết Nhân. *Đặc điểm động học của các cấu trúc địa hào, aulacogen và rift*. Hội nghị KH. Đại học Mỏ - Địa chất lần thứ 12. Hà Nội. 1996.
65. Lê Như Lai. *Vận động quay của Trái Đất và sự tập trung dầu khí*. Tài nguyên và môi trường biển. NXB Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội. 1998.
66. Lê Như Lai. *Kiến tạo và sinh khoáng*. Nhà xuất bản Giao thông vận tải. Hà Nội. 1998.
67. Lê Như Lai. *Cấu trúc và địa động Biển Đông*. Báo cáo tại Hội nghị Khoa học lần thứ 13. Quyển 2. Đại học Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 1998.
68. Lê Như Lai. *Về quá trình hình thành các biển ria*. Địa chất khoáng sản. Hà Nội. 1998.
69. Lê Như Lai, Nguyễn Sơn Thùy. *Địa động lực vùng Điện Biên trên cơ sở thí nghiệm mô phỏng*. Hội nghị Khoa học Đại học Mỏ - Địa chất lần thứ 13. Quyển 2. 1998.
70. Lê Như Lai. *Kiến tạo lì hợp*. Địa chất và khoáng sản. Tập 7. Tuyển tập các công trình khoa học. Đại học Mỏ - Địa chất. Tập 28. 10/1999. Bộ Công nghiệp. Viện Địa chất và Khoáng sản. Hà Nội. 1999.
71. Lê Như Lai. *Các trũng chứa dầu khí ở Đông Nam Á và vấn đề tìm kiếm dầu khí*. Các công trình nghiên cứu Địa chất và Địa vật lí biển. Tập V. NXB Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội. 1999.
72. Lê Như Lai. *Phân loại các bồn trũng ở Đông Nam Á*. Các công trình nghiên cứu Địa chất và Địa vật lí biển. Tập VI. NXB Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội. 2000.
73. Lê Như Lai. *Về địa động Đông Nam Á*. Báo cáo khoa học Đại học Mỏ - Địa chất, quyển II. Hà Nội, 2000.
74. Lê Như Lai. *Chuyển động kiến tạo thẳng đứng trong Kainozoi vùng biển Đông và lân cận*. Báo cáo khoa học Đại học Mỏ - Địa chất, quyển II. Hà Nội, 2000.
75. C. Lapworth. *The Highland controversy in British geology; its causes, course and consequences*. Nature, 32. London. 1885.
76. R. D. Law, M. Cascy, R. J. Knipe. *Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine Thrust zone*. N. W. Scotland. - Trans. R. Soc. Edinb. 77. Edinburg. 1986.

77. G. S. Lister, P. F. Williams. *Fabric development in shear zone: theoretical controls and observed phenomena*. J. Struct. Geol. 1. Oxford. 1979.
78. G. S. Lister, B. E. Hobbs. *The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history*. J. Struct. Geol. 2. 1980.
79. G. S. Lister, A. W. W. Snook. *S-C Milonites*. J. Struct. Geol. 6. Oxford. 1984.
80. J. D. Lowell. *Structural Styles in Petroleum Exploration*. Tulsa. 1990.
81. Trần Đức Lương, Nguyễn Xuân Bao và nnk. *Bản đồ địa chất Việt Nam tỉ lệ 1 : 500.000*. Tổng cục Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 1988.
82. A. A. Maracusev. *Thạch luận*. Nhà xuất bản Đại học và Trung học chuyên nghiệp. Hà Nội. 1979.
83. M. Mattauer. *Les déformations des matériaux de l'ecorce terrestre*. Paris. 1973.
84. J. Mercier, P. Vergely. *Tectonique*. Orsay. 1992.
85. K. Metz. *Lehrbuch der tektonischen Geologie*. Stuttgart. 1967.
86. A. E. Mikhailov. *Địa chất cấu tạo và vẽ bản đồ địa chất* (tiếng Nga). Matxcova. 1973.
87. A. Miyashiro. *Metamorphism and related magmatismus in plate tectonics*. Am. J. Sci. 272. 1972.
88. G. Moebus. *Die Korngefügeregelung von Mafiten in magmatischen Gestainen*. Freib. Forsch. H. C215. Leipzig. 1967.
89. G. Moebus. *Tektonik. Eine methodische Einfuehrung fuer Studium und Praxis*. Leipzig. 1989.
90. E. M. Moores, R. J. Twiss. *Tectonics*. New York. 1995.
91. W. J. Morgan. *Rises, trenches, great fault, and crustal blocks*. J. Geophys. Res. 73. New York. 1982.
92. D. K. O'Brien, H. -R. Wenk, L. Ratschbacher, Z. You. *Preferred orientation of phyllosilicates in phyllonites and ultramylonites*. J. Struct. Geol. 9. Oxford. 1987.
93. R. G. Park. *Foundations of structural geology*. New York. 1983.
94. C. W. Passchier, R. A. J. Trouw. *Microtectonics*. Springer. 1996.
95. J. P. Platt. *Secondary cleavage in ductile shear zone*. J. Struct. Geol. 6. Oxford. 1984.
96. M. I. Ponce De Leon, P. Choukroune. *Shear zone in Iberian Arc*. J. Struct. Geol. 2. Oxford. 1980.
97. Phan Văn Quýnh, Võ Năng Lạc, Trần Ngọc Nam. *Một số đặc điểm kiến tạo biến dạng Paleozoic muộn - Kainozoi ở lãnh thổ Việt Nam và các vùng phụ cận*. Địa chất, Khoáng sản và Dầu khí Việt Nam. Tập 1. Địa chất. Hà Nội. 1995.

98. J. G. Ramsay, M. I. Huber. *The tectoniques of modern structural geology*. Vol. 1, Vol. 2. London. 1989.
99. J. G. Ramsay. *Shear zone geometry: a review*. J. Struct. Geol. 2. Oxford. 1980.
100. A. E. Ringwood. *The petrological evolution of island arc systems*. J. geol. Soc. London. 1974.
101. B. Sander. *Einfuehrung in die Gefuegekunde der geologischen Koerper*. I. Teil. Wien. U. Innsbruck. 1948.
102. B. Sander. *Einfuehrung in die Gefuegekunde der geologischen Koerper*. II. Teil. Wien. U. Innsbruck. 1950.
103. N. S. Satzki. *Vài nét về kiến tạo vùng dãy mỏ Vonga - Ural ở cánh nghiêng phía Tây, Nam Ural*. Tập 2 (tiếng Nga). Matxcova. 1945.
104. E. Saurin. *La géologie de L' Indochine*. Proceedings of the VIII Pacific science congress of the Pacific science association. Vol. II. Geology. Philippines. 1956.
105. S. M. Schmid, M. Casey. *Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns*. Geophys. Monogr. 36. Am. Geophys. Union. 1986.
106. D. Shelley. *Plagioclase preferred orientation, Foreshore Group metasediments, Bluff, New Zealand*. Tectonophysics. 58. 1979.
107. D. Shelley. *Spider texture and amphibolite preferred orientation*. J. Struct. Geol. 16. 1994.
108. S. Simpson. *Borrego Springs-Santa Rosa mylonite zone: A Late Cretaceous west-directed thrust in southern California*. Geol. Boulder Co. 12. 1984.
109. C. Simpson, S. M. Schmid. *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. 94. Boulder. Co. 1983.
110. A. J. Tankard, H. R. Ballkwill. *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins: Introduction*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. memoir. 46. 1989.
111. P. Tapponier, R. Lacassin, P. H. Leloup và nnk. *The Ailao/shan Red River metamorphic belt: Tertiary left Lateral shear zone between Indochina and South China*. Nature. Vol. 343. 1990.
112. Bùi Minh Tâm, Nguyễn Nghiêm Minh và nnk. *Các kiểu magma Fanerozoi Bắc Trung Bộ*. Địa chất và khoáng sản. Tập 7. Hà Nội. 2000.
113. I. N. Tomson. *Các yếu tố cấu trúc khu vực không chế quặng hóa*. Trong cuốn "Khái quát về khái niệm và thuật ngữ địa chất dùng trong sinh khoáng học" (tiếng Nga). Nhà xuất bản AH CCCP Matxcova. 1963.
114. Nguyễn Xuân Tùng, Trần Văn Trị và nnk. *Thành hệ Địa chất và Địa động lực Việt Nam*. Nhà xuất ban Khoa học và Kỹ thuật. Hà Nội. 1992.

115. R. J. Twiss., E. M. Moores. *Structural Geology*. New York. 1992.
116. Cao Đình Triều, Nguyễn Danh Soạn. *Hệ thống đứt gãy chính lanh thổ Việt Nam trên cơ sở phân tích kết hợp tài liệu trọng lực từ và ánh vệt tinh*. Địa chất. Loạt A. Số 7 - 8. 1998.
117. Lê Triều Việt, Đặng Văn Bát, Nguyễn Văn Hùng. *Báo cáo khoa học*. Quyển 2. Địa chất - Khoáng sản. Hội nghị khoa học lần thứ 14. Đại học Mỏ - Địa chất. Hà Nội. 2000.
118. Lê Thạc Xinh, Nguyễn Đăng Đạt. *Đời sinh khoáng mảng Hoàng Liên Sơn*. Thông tin KHKT Địa chất. Số 4. 1984.
119. O. Wagenbreth, W. Steiner. *Geologische streifzüge VEB Deutsch. Verlag fuer Grundstoffindustrie*. Leipzig. 1982.
120. A. Watznauer. *Gefügeanalytische Untersuchungen in Massengesteinen und ihre Bedeutung fuer die Lösung felsmechanischer Probleme*. Rock Mechanics. 1. Wien. 1969.
121. A. Watznauer, H. - J. Behr. *Quarzregelung in magmatischen Gesteinen*. In: *Tscherm. Petr. Mitt.* 11. 1960.
122. S. H. White. *Fault rocks of the Moine thrust Zone: a guide to their nomenclature. Texture and Microstructures*. 5. 1982.
123. S. H. White, P. G. Bretan, E. H. Rutter. *Fault-zone reactivation kinematics and mechanics*. Phil. Trans. Royal Soc. London. A-317. 1986.
124. J. T. Wilson. *Transform faults. Oceanic ridge and anomalies southwest of Vancouver Island*. Science. 1965.
125. M. Wilson. *Igneous Petrogenesis*. London. 1996.
126. H. G. F. Winkler. *Die Genese der metamorphen Gesteine*. Springer Verlag. 1967.
127. D. U. Wise, D. E. Dunn, J. T. Engelder, P. A. Geiser, R. D. Hatcher, S. A. Kish, A. L. Odom, S. Schamel. *Fault-related rocks: Suggestions for terminology*. *Geology*. 12. Boulder, CO. 1984.
128. Nguyễn Trọng Yêm. *Major active faults in Vietnam's territory*. J. Geol. B/5-6. Hà Nội. 1995.
129. H. J. Zwart. *On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its applications to the Bosost area (central Pyrenees)*. Geol. Rundsch. 52. 1962.



## MỤC LỤC

<b>Chương I. Mở đầu</b>	<b>5</b>
1.1. Những vấn đề chung về môn học	5
1.2. Các môn học liên quan	7
<b>Chương II. Các dạng cấu tạo</b>	<b>9</b>
2.1. Những khái niệm chung	9
2.2. Các dạng cấu tạo cơ bản	10
2.3. Cách xác định và biểu diễn các dạng cấu tạo	12
<b>Chương III. Hiện tượng biến dạng của đá</b>	<b>20</b>
3.1. Những khái niệm cơ bản về hiện tượng biến dạng	20
3.2. Phân loại biến dạng	25
3.3. Trạng thái biến dạng	29
3.4. Hiện tượng biến dạng đồng nhất	31
3.5. Vòng tròn Mo (Mohr)	37
3.6. Các loại mômen xuất hiện trong cấu tạo mặt	40
3.7. Biến dạng của cấu tạo đường	42
3.8. Quan hệ giữa ứng suất và biến dạng	43
3.9. Ellip, elip xoay biến dạng và các cấu tạo mặt do biến dạng	44
<b>Chương IV. Các dạng thể nàm của đá trầm tích</b>	<b>51</b>
4.1. Lớp và sự phân lớp	51
4.2. Phân loại các lớp	56
4.3. Cấu tạo mặt lớp trầm tích	59
4.4. Cấu tạo mặt của đá phun trào	61
4.5. Một quan hệ giữa các tầng phân lớp	62
4.6. Điều kiện thành tạo bể dày trầm tích	64
4.7. Thể nàm ngang của các lớp	64
4.8. Thể nàm nghiêng của các lớp	66

4.9. Thể nàm dào của các lớp	77
4.10. Một số dạng nàm đặc biệt của đá trầm tích	81
<b>Chương V. Không chỉnh hợp</b>	<b>87</b>
5.1. Khái niệm chung	87
5.2. Các loại không chỉnh hợp	88
5.3. Cấu trúc và dấu hiệu nhận biết mặt không chỉnh hợp	96
5.4. Ý nghĩa của việc nghiên cứu cấu tạo không chỉnh hợp	99
5.5. Vài nét về không chỉnh hợp địa tầng ở Việt Nam (phân đọc thêm)	99
<b>Chương VI. Hiện tượng uốn nếp</b>	<b>104</b>
6.1. Khái niệm chung	104
6.2. Các nếp uốn cơ bản	105
6.3. Các yếu tố cơ bản của một nếp uốn	108
6.4. Phân loại các nếp uốn	116
6.5. Nghiên cứu hiện tượng uốn nếp	155
<b>Chương VII. Thớ chè và khe nứt</b>	<b>166</b>
7.1. Khái niệm chung	166
7.2. Phân loại các khe nứt	169
7.3. Phân loại thớ chè	183
7.4. Nghiên cứu khe nứt và thớ chè	186
<b>Chương VIII. Đứt gãy</b>	<b>197</b>
8.1. Khái niệm chung	197
8.2. Các loại đứt gãy đặc biệt	199
8.3. Phân loại đứt gãy dựa vào tính chất dịch chuyển của các cánh	222
8.4. Tổ hợp các đứt gãy	242
8.5. Một số vấn đề cần chú ý khi nghiên cứu các đứt gãy	247
8.6. Vài nét về đứt gãy ở Việt Nam và lân cận	253
<b>Chương IX. Thể nàm của đá magma</b>	<b>256</b>
9.1. Khái niệm chung	256
9.2. Thể nàm của đá phun trào	257
9.3. Thể nàm của xâm nhập	264

9.4. Hình dạng và đặc điểm động học của các thể xâm nhập chính	267
9.5. Nghiên cứu cấu trúc các thể xâm nhập	276
9.6. Các mô hình chính về phân bố magma và địa động lực trong bình đồ kiến tạo mảng	283
9.7. Vài nét về nghiên cứu magma ở Việt Nam	286
<b>Chương X. Thể nặm của đá biến chất</b>	<b>287</b>
10.1. Khái niệm chung	287
10.2. Các loại biến chất	288
10.3. Nghiên cứu cấu tạo đá biến chất	290
10.4. Đặc điểm biến chất theo thuyết Kiến tạo mảng	299
<b>Chương XI. Các cấu trúc cơ bản của Trái Đất</b>	<b>302</b>
11.1. Cấu trúc bên trong của Trái Đất	302
11.2. Cấu trúc bề mặt (bên ngoài) của Trái Đất	304
11.3. Các mảng chính của thạch quyển	310
11.4. Vài nét về kiến tạo mảng ở Việt Nam và lân cận	311
11.5. Thuyết Kiến tạo mảng	314
11.6. Một số mô hình kiến tạo mảng	322
<b>Tài liệu tham khảo</b>	<b>335</b>

# ĐỊA CHẤT CẤU TẠO

*Chịu trách nhiệm xuất bản:*

BÙI HỮU HẠNH

<i>Bìa/tập:</i>	ĐÀO NGỌC DUY NGUYỄN MINH KHÔI
<i>Chép/bản:</i>	TRẦN KIM ANH
<i>Sửa bản in:</i>	ĐÀO NGỌC DUY NGUYỄN MINH KHÔI
<i>Sáng tác bìa:</i>	NGUYỄN HỮU TÙNG

---

In 2500 cuốn, khổ 19 x 27cm tại Xưởng in Nhà xuất bản Xây dựng. Giấy chấp nhận: Tung kí ke  
hoạch xuất bản số 1145/XB-QLXB-10 ngày 21/8/2001. In xong nopol lưu chiểu tháng 12/2001