目　录

绪论
第一章　岩层产状和地层的接触关系 …… 1
第一节　层状岩石的原生构造及确定顶底面的标志 …… 1
一、层理 …… 1
二、层面标志 …… 1
三、生物标志 …… 3
四、同生变形 …… 4
第二节　岩层的产状 …… 5
一、岩层的产状要素 …… 5
二、水平岩层 …… 6
三、倾斜岩层 …… 7
四、直立岩层 …… 8
第三节　地层层序及其接触关系 …… 8
一、层序的概念 …… 8
二、整合与不整合 …… 8
三、平行不整合、角度不整合和非整合 …… 10
四、不整合的分布 …… 11
五、超覆、退覆和尖灭 …… 13
第四节 不整合的识别和表示 …… 15
一、确定不整合的标志 …… 15
二、不整合在地质图上的表现 …… 16
三、地下不整合的表示方法 …… 16
第五节　研究不整合的意义 …… 19
第二章　地质构造分析的力学基础 …… 20
第一节　应力和地应力场 …… 20
一、应力和应力状态 …… 20
二、应力场和构造应力场 …… 22
第二节　变形分析 …… 24
一、变形和应变 …… 24
二、岩石的变形阶段 …… 26
第三节　影响岩石力学性质与岩石变形的因素 …… 28
一、围压 …… 28
二、温度 …… 29
三、溶液 …… 29
四、孔隙压力 …… 29

五、时间 …… 29
第三章 褶皱 …… 31
第一节 褶皱和褶皱要素 …… 31
一、褶皱的基本类型 …… 31
二、褶皱要素 …… 31
第二节 褶皱的几何形态 …… 32
一、圆柱状褶皱和非圆柱状褶皱 …… 32
二、褶皱的波长和波幅 …… 32
三、褶皱形态分类 …… 33
第三节 褶皱构造分析及其图件编制 …… 36
一、褶皱地质图分析 …… 36
二、褶皱剖面图的编绘 …… 37
三、构造等值线图的绘制 …… 39
第四节 褶皱的组合形式 …… 40
一、长垣 …… 40
二、雁列式褶皱 …… 42
三、隔挡式和隔槽式褶皱 …… 42
四、复背斜和复向斜 …… 42
第五节 褶皱的形成机制 …… 43
一、褶皱形成机制的基本类型 …… 43
二、同沉积褶皱和底辟构造 …… 44
第六节 褶皱形成的时代 …… 46
一、角度不整合分析法 …… 46
二、岩相和厚度分析法 …… 46
第四章 节理 …… 48
第一节 节理的分类 …… 48
一、几何分类 …… 48
二、力学成因分类 …… 48
三、节理组和节理系 …… 49
第二节 节理分布的基本规律 …… 50
一、与纵弯褶皱有关的节理 …… 50
二、与横弯褶皱有关的节理 …… 51
三、节理与断层的关系 …… 51
四、张节理在褶皱中的密集规律 …… 52
第三节 节理的观测与研究 …… 52
一、节理的观测 …… 52
二、节理的分期与配套 …… 53
三、常用节理图 …… 54
四、利用节理恢复构造应力场 …… 56
第四节 覆盖区节理研究方法 …… 57

一、利用地应力资料评价地下节理 …… 57
二、利用曲率评价构造节理 …… 58
三、利用测井方法识别节理 …… 60
第五章 断层 …… 62
第一节 断层的几何要素 …… 62
一、断层面 …… 62
二、断盘 …… 62
三、断层位移 …… 63
第二节 断层的分类和组合类型 …… 64
一、断层的分类 …… 64
二、断层的组合类型 …… 66
第三节 断层成因分析 …… 70
一、均匀介质中断层与主应力轴的关系 …… 70
二、正断层的成因分析 …… 71
三、逆断层的成因分析 …… 72
四、平移断层的成因分析 …… 73
第四节 断层的标志 …… 75
一、构造线的不连续 …… 75
二、擦痕、阶步和纤维状晶体 …… 76
三、断层破碎带和构造岩 …… 77
四、地层的重复与缺失 …… 79
五、牵引构造和逆牵引构造 …… 80
六、派生构造 …… 80
七、地貌标志 …… 80
八、地震时间剖面上的标志 …… 81
九、重力异常平面标志 …… 82
十、测井资料上的标志 …… 82
十一、磁异常图上的标志 …… 82
第五节 断层的观察与研究 …… 84
一、断层面产状的测定 …… 84
二、断层两盘相对运动方向的确定 …… 84
三、断层效应 …… 85
第六节 生长断层 …… 88
一、生长断层的概念 …… 88
二、生长断层的基本特征 …… 88
三、生长断层的成因 …… 89
四、生长断层的研究方法 …… 90
第七节 区域性大断裂 …… 90
一、区域性大断裂的特点 …… 90
二、裂谷 …… 91

三、冲断一推覆构造 …… 92
四、走向滑移断层 …… 93
五、顺层滑脱或折离断裂 …… 93
第六章 大地构造的基本概念 …… 94
第一节 地球内部的划分 …… 94
一、地球内部的成分分层 …… 94
二、大陆地壳和大洋地壳 …… 94
三、岩石圈和软流圈 …… 95
第二节 大陆漂移、海底扩张和板块构造的发展 …… 96
一、大陆漂移说的兴衰 …… 96
二、海底扩张说的依据和要点 …… 97
三、板块构造的提出 …… 99
第三节 岩石圈板块及其几何特征 …… 103
一、岩石圈板块 …… 103
二、三联点 …… 104
三、转换极 …… 105
第四节 岩石圈板块边界及其构造作用 …… 105
一、离散型边界 …… 106
二、聚敛型边界 …… 107
三、转换型边界 …… 109
第五节 板块运动的驱动机制 …… 111
一、地幔对流说 …… 112
二、重力驱动的推一拉模式 …… 112
第六节 地体构造 …… 114
一、地体构造学说的研究简史 …… 114
二、地体的概念 …… 115
三、地体的分类 …… 115
四、地体的来源 …… 116
五、地体的发育过程 …… 118
六、地体的破坏过程和变态:分裂和分散作用 …… 119
七、环太平洋造山带地体概况 …… 119
第七节 地壳基本构造单元 …… 122
一、地裂带 …… 122
二、造山带 …… 123
三、坚稳带 …… 126
第七章 含油气盆地 …… 128
第一节 盆地的概念 …… 128
一、地貌盆地 …… 128
二、沉积盆地 …… 128
三、构造盆地 …… 128

第二节　含油气盆地及其特征…… 129
一、必须具备的地质条件 …… 129
二、含油气盆地的结构 …… 129
三、含油气盆地的生油凹陷 …… 129
四、含油气盆地的内部构造 …… 130
第三节　盆地的分类…… 131
一、伸展型 …… 132
二、挤压造山带型 …… 132
三、扭动型 …… 132
四、克拉通型 …… 132
第四节　我国的含油气盆地…… 132
一、松辽盆地 …… 133
二、华北盆地 …… 134
三、鄂尔多斯盆地 …… 138
四、四川盆地 …… 140
五、塔里木盆地 …… 141
主要参考文献…… 144

第一章　岩层产状和地层的接触关系

第一节　层状岩石的原生构造及确定顶底面的标志

在地壳变动微弱的地区，用下部地层时代较老，上部地层时代较新的地层层序律是完全适用的。然而在地壳运动强烈地区，岩石发生直立、甚至倒转的情况下，确定岩层顶、底面就不是那么简单和容易，而是需要利用各种能够示顶底的原生构造，其中包括沉积层在沉积、成岩过程中形成的，也包括火山岩在冷凝过程中所形成的。下面仅列举常用的一些构造。

一、层理

层理是一种普遍存在的原生成层构造，常见于沉积岩及火山岩中，它是由岩石成分、粒度、颜色变化和层面构造而显现出来的。层理有渐变的和突变的。按其形态、结构有水平层理和斜层理。通常用于鉴别顶、底面的标志有下列几种：

1. 递变层理

又称粒级层理，多是在浊流沉积中形成的。特点是在一单层内由底至顶逐渐变细，但相邻粒级层的粒度是突变的。利用这种变化特点可确定岩层顶、底面(图 1-1)。但有时也有反向粒序出现，因此要结合其它构造综合判断。

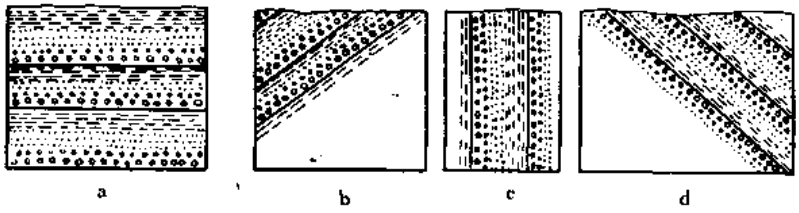


图 1-1　不同产状岩层的递变层理(据 Billings)

a—水平岩层；b—倾斜岩层；c—直立岩层；d—倒转岩层。

2. 斜层理

斜层理类型有多种，有的细斜层面为上陡下缓的铲形，其上并被主层理面所截切，利用这种几何关系可以判断岩层的顶、底面(图 1-2)。

二、层面标志

层面标志包括波痕、泥裂、雨痕、底面印模等

1. 波痕

波痕有浪成波痕和水流波痕两种，浪成波痕的剖面形态是尖波峰和圆弧波谷组成的对称波形，无论是原形还是印模都是尖峰凸向岩层的顶面，圆弧波谷凹向岩层底面(图 1-3)。

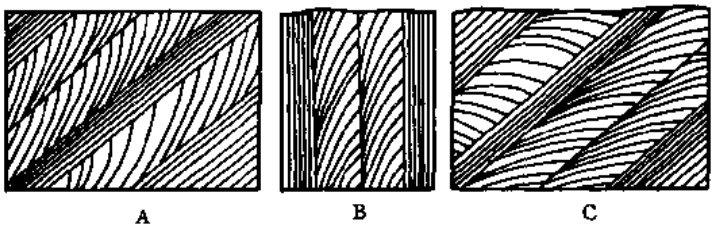


图 1-2　依斜层理确定岩层顶、底面

A—正常层序；B—直立岩层；C—倒转岩层

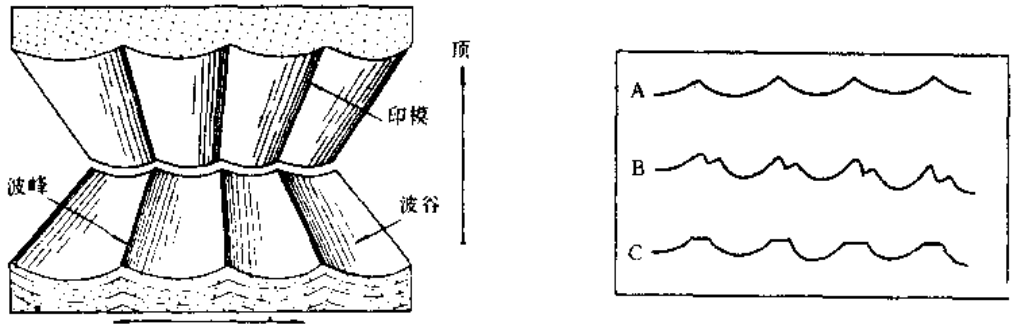


图 1-3　浪成波痕及其印模(据 shrock)

2. 泥裂

泥裂在剖面上呈“V”形或“U”形裂口，其内被沉积物充填，形成楔形印模。无论裂口还是楔形印模，其尖端都是指向岩层的底面(图 1-4)。

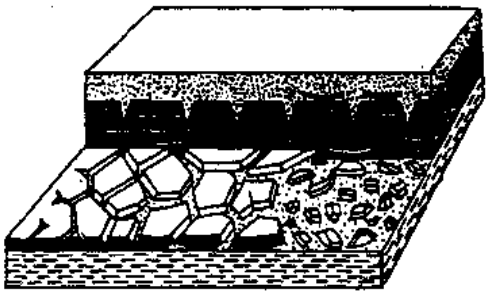


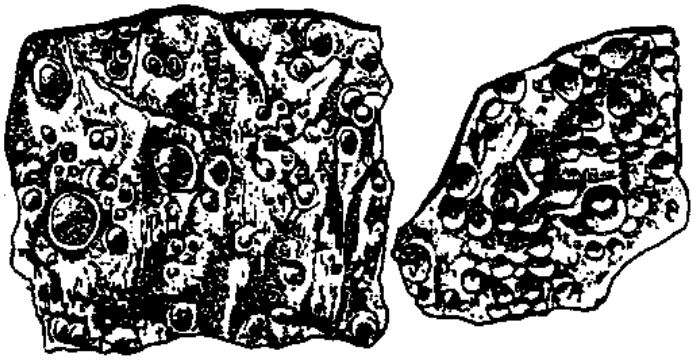
图 1-4　泥裂及充填物示意图(据 shrock)

3. 雨痕

雨滴冲打到泥质或粉砂质沉积物表面上所形成的凹坑以及在上覆岩层底所形成的向下突出的印模，都指示岩层底面(图 1-5)。

4、底面印模

流水或浊流在松散泥质沉积物表面上刻划和侵蚀可产生各种形状的凹痕，这些凹痕又常被砂质充填产生各种形状(如舌形、瘤状、脊状等)的凸痕印模。根据凹痕和凸痕印模可确定岩层顶、底面(图 1-6)。



A　　B

图 1-5　雨痕(A)及其印模(B)

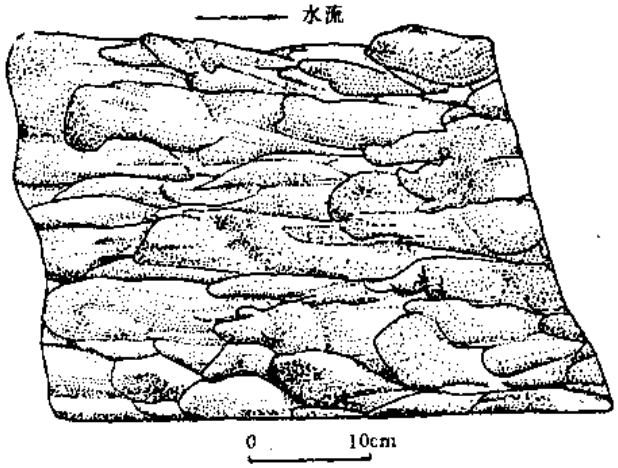


图 1-6　舌形底面印模

三、生物标志

利用一些化石的生长和埋藏情况可确定岩层的顶底面，如叠层藻形态的向上分枝和穹形生长纹层均指示岩层顶面(图 1-7)。古植物的根系分叉可指示底面。在水流或波浪作用下的贝壳通常在凸面朝上时最易稳定保存。

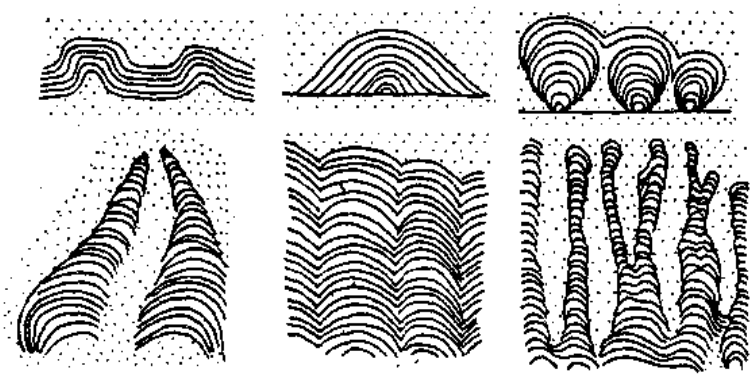


图 1-7　示叠层藻向上分枝和穹形生长纹层

四、同生变形

指沉积物在沉积同时或紧随其后发生的软沉积变形，是在沉积物未固结或半固结时形成的。

1. 滑移作用产生变形

在不稳定斜坡上的松散沉积物，由于重力、水流、地震等因素引起下滑产生褶皱、断裂和卷曲层理，其后产生剥蚀。故被截顶的一面常代表岩层的顶面(图 1-8)。

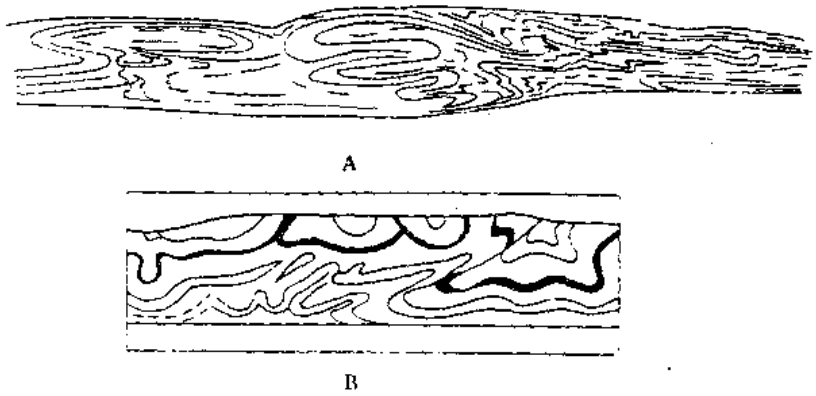


图 1-8　松软沉积物的同生变形和卷曲层理(据 William，1969；Kuenen，1953)

2. 差异负荷压实作用

差异负荷压实作用可使沙层下的塑性泥质物发生向上的垂向流动，形成瘤状构造、火焰状构造和砂岩球、砂岩枕。凸出的瘤体指示泥质沉积物之上的砂岩底面，是一种底面印痕(图 1-9)。火焰状构造是下面泥岩挤入上覆砂岩，其舌尖指向岩层顶面(图 1-10)。砂岩球和砂岩枕是由于水体扰动、震动和局部负荷重量使砂层破裂、下沉形成，也可能与滑塌作用有关，其凹面多指向岩层顶面(图 1-11)。

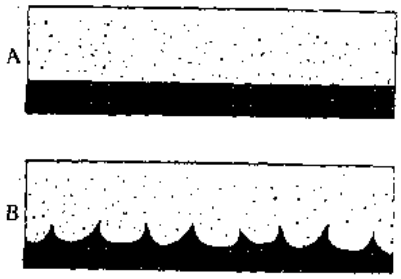


图 1-9　负荷引起瘤状构造

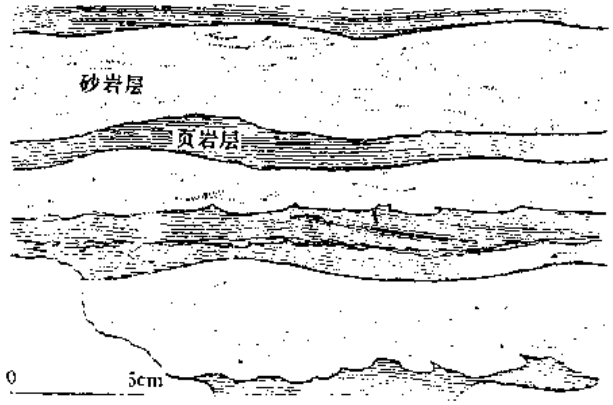


图 1-10　火焰状构造(据 R. W. B. Davis 修改)

3. 异常孔隙压力作用

当饱和水的砂层被不透水层封闭并受到重压作用时，砂层中的孔隙水会产生异常的高压，这就是异常孔隙压力。它可引起地表滑坡、滑塌构造，甚至大规模冲断构造。一些沉积岩中的

砂岩墙和碟状构造可能与水份向上流动有关。碟状构造纹层的凹面指向岩层顶面(图 1-12)。

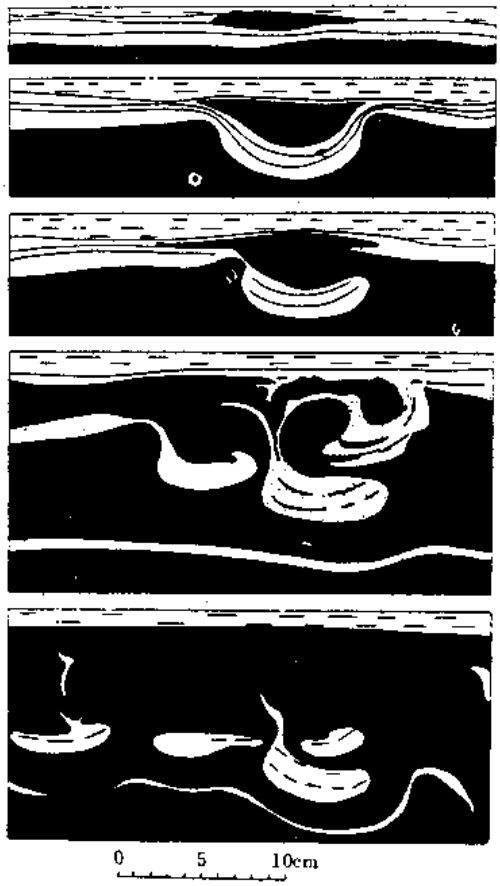


图 1-11 砂岩球和砂岩枕(据 Kuenan)



图 1-12 砂岩中的碟状构造(据 potter)

第二节 岩层的产状

一、岩层的产状要素

岩层面和任何地质界面(如不整合面、节理面、断层面、劈理面、岩浆岩体面等)的产状,即其空间方位和形状都是由走向、倾向和倾角来确定和表示的,这就是通常所说的产状三要素。

1. 走向

倾斜界面与水平面的交线(走向线)的延伸方向(图 1-13,A,B)。

2. 倾向

倾斜界面上与走向线垂直的向下倾方向线(OD)的方位(OD')。

3. 倾角

倾斜线与其在水平面上投影线间的夹角(α)。

当剖面不垂直于走向时,则界面和水平面间的夹角称视倾角或假倾角(图 1-14,β,β'角),它比真倾角(α)的值小。真倾角与视倾角间关系式如下:

$$\tan\beta = \tan\alpha \cdot \cos\omega$$

地质上的线状构造的产状要素常用倾伏向、倾伏角和侧伏角表示。倾伏向指任一下倾线在平面上投影的方位。倾伏角是下倾直线与其水平投影间所夹的锐角(图 1-15,γ)。侧伏角系该

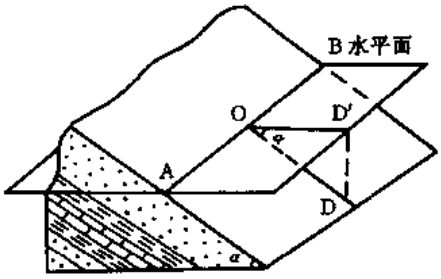


图 1-13　产状要素

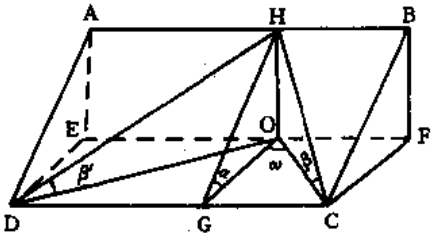


图 1-14　真倾角与视倾角的关系

α—真倾角；β，β'—视倾角；ω—真倾角与视倾角的夹角

线与所在平面走向线间所夹的锐角(图 1-15，θ)

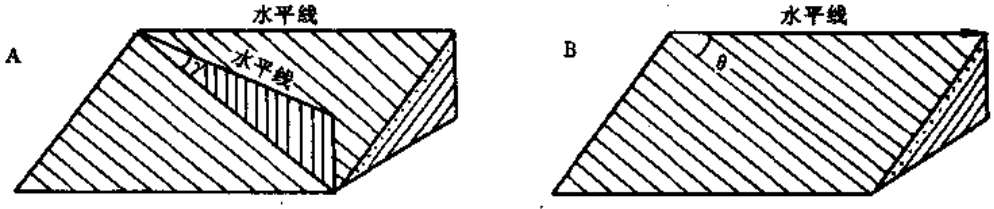


图 1-15　线状构造的产状要素

A—箭头示倾伏向；γ 为倾伏角

B—箭头示侧伏向；θ 为侧伏角

二、水平岩层

沉积岩层的原始产状多为水平或近于水平；由于盆缘和盆内隆起，也会出现原始倾斜。水平岩层多出现在未经变动或变形微弱的地区，如北美克拉通中部、俄罗斯克拉通中部和我国川中、鄂尔多斯盆地中部等地区。

水平岩层在地质图上具如下特征(图 1-16)：

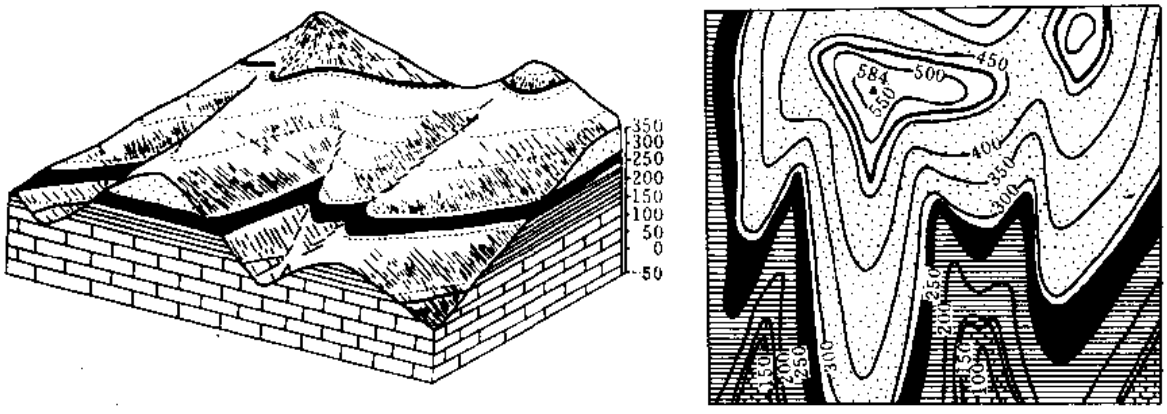


图 1-16　水平岩层的出露特征

(1) 水平岩层的地质界线与地形等高线是平行的或是相合的。水平岩层的尖牙状曲线指向沟谷上游。

(2) 新地层分布于山顶；老地层分布于谷地。

(3) 水平岩层厚度值与出露顶底面界线的高差值相同。

(4) 水平岩层露头的宽度取决于地形坡度和岩层的厚度。

三、倾斜岩层

由于构造作用，水平岩层大都要变成倾斜岩层。倾斜岩层在地表出露线的分布规律遵循"V"字型法则。

(1) 岩层倾向与地面坡向相反时，沟谷处"V"字形出露线尖端指向上游，但其弯度小于等高线(图 1-17)。

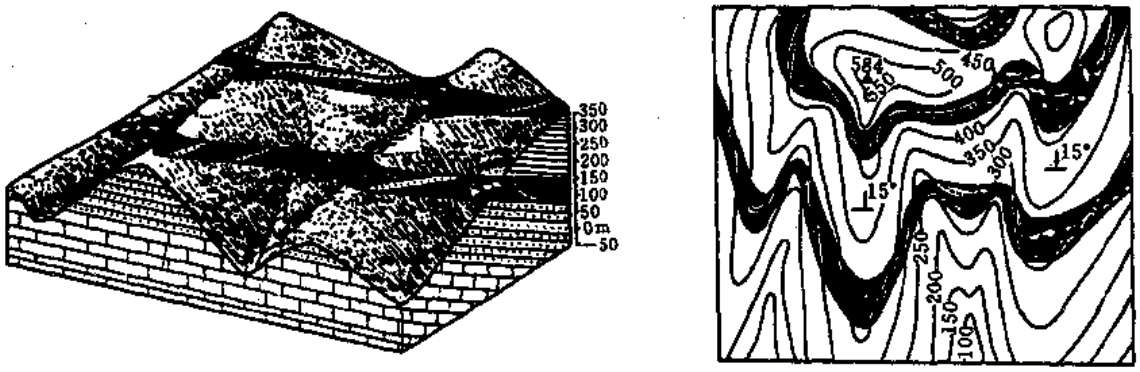


图 1-17 "V"字型法则之一

(2) 岩层倾向与地面坡向相同，且岩层倾角大于地面坡度时，"V"字形出露线尖端指向沟谷下游(图 1-18)。

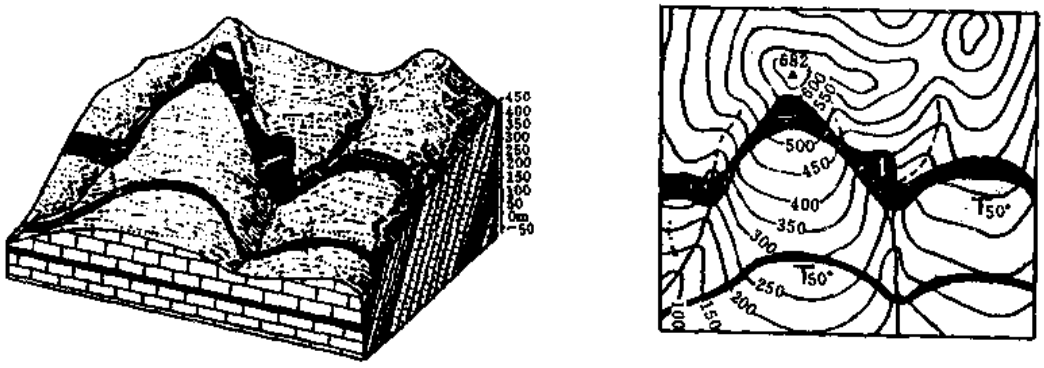


图 1-18 "V"字形法则之二

(3) 岩层倾向与地面坡向相同，且岩层倾角小于地面坡度时，"V"字形出露线尖端指向沟谷上游，其弯度大于等高线(图 1-19)。

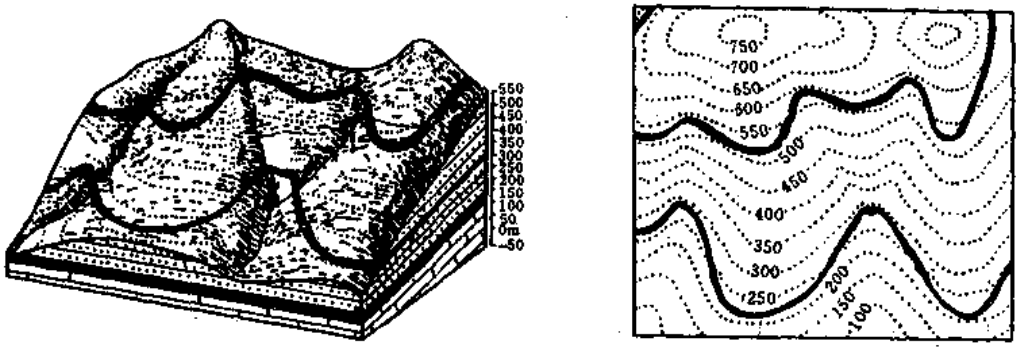


图 1-19 "V"字形法则之三

四、直立岩层

岩层直立时，岩层出露线投影于平面为一直线，不受地形的影响(图 1-20)。

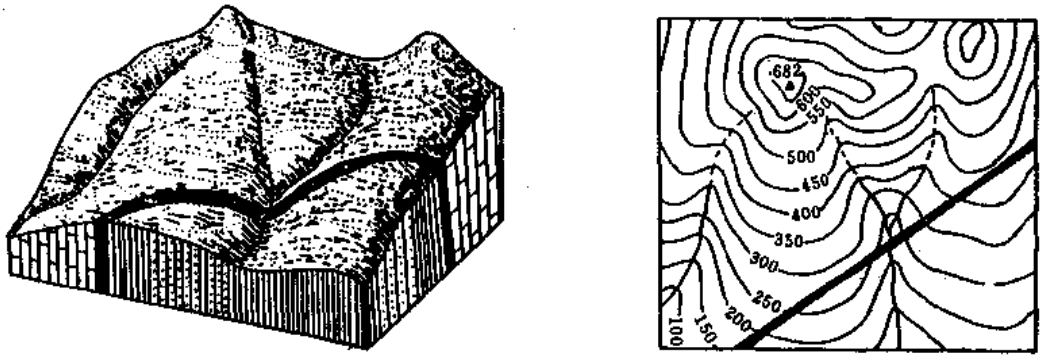


图 1-20　直立岩层的出露特征

第三节　地层层序及其接触关系

地层层序的接触关系是构造地质学中的重要问题之一。地层接触关系的研究对于解决地层层序的划分和对比、古地理环境及其演变、构造运动的性质、构造发展史及找寻油气藏和某些重要矿产，均具重要意义。

一、层序的概念

Sloss. L. L. (1963)提出的地层层序是比群、大群或超群更高一级的地层单元，在一个大陆的大部分地区可以追溯，并且以区际的不整合面为界。

以后，Mitchum，R. M. ，Vail，JR. P. R. 和 Thompson，S 等对 Sloss 的层序概念修订为：一个沉积层序是一个地层单元，它由一套谐和的、连续的、成因上有联系的地层组成，其顶底以不整合面或与之可比的整合面为界。

后一概念所指的层序量级较小，其中所提出的超层序大体相当于 Sloss 的层序，是指叠加在一起的沉积层序的组合。层序又可分为亚层序。

沉积层序的年龄是指一个沉积层序沉积期间的总的地质时间间隔。一个层序年龄是由变成整合面处的沉积层序的顶底界面的时间间隔决定的。一个沉积层序顶底整合面可能处于不同地区，故在一个地区常不易得到整个层序的真正年龄(图 1-21)。层序常包括几百万年的时间间隔，而超层序可达亿年之上。

二、整合与不整合

层序间的接触关系有两种基本类型：一种是整合接触，一种是不整合接触。

1. 整合接触

整合接触指上、下两套层序间为连续沉积，其间无明显的沉积间断，在产状上，上下两套层序是彼此平行或大致平行的。

2. 不整合接触

不整合接触指上、下两套层序间有明显的沉积间断，造成地层缺失。

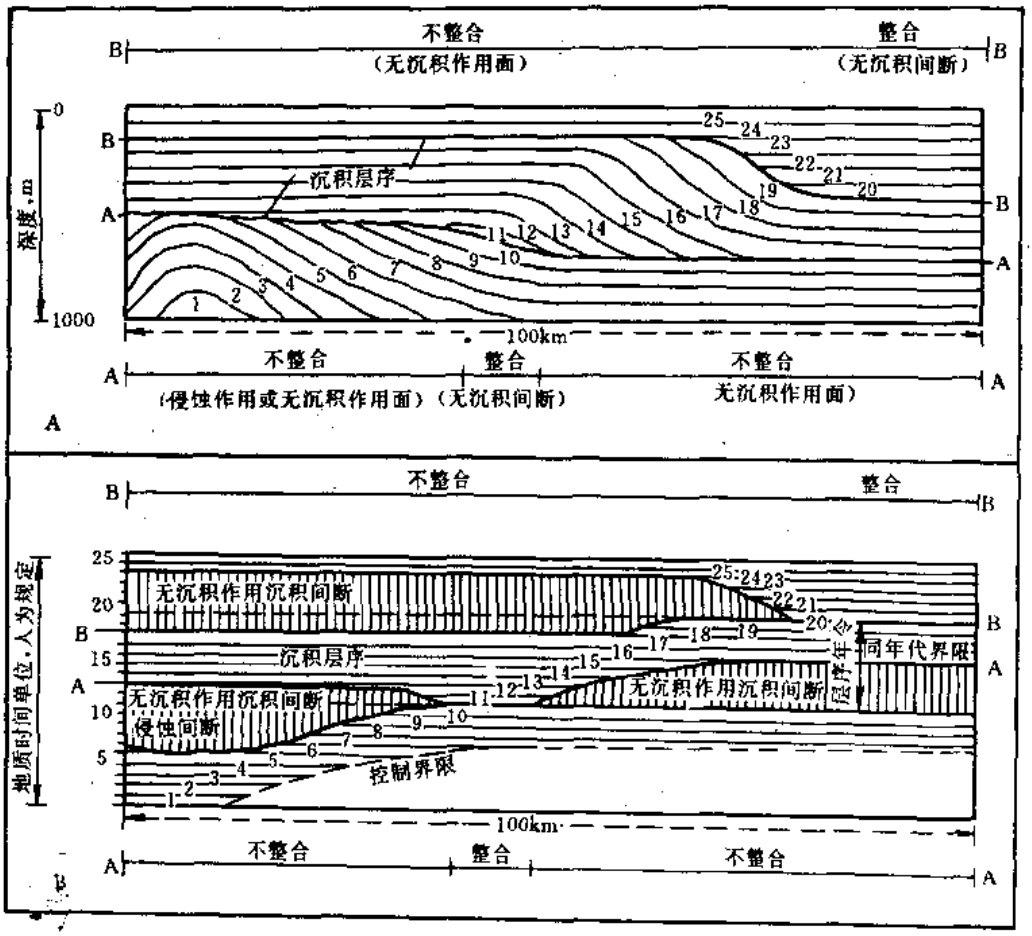


图 I-21　沉积层序的基本概念(据 Payton, C. E. 等)

A. 一个沉积层序的概括性地层剖面　　B. 一个沉积层序的概括性年代地层剖面

以不整合关系的上、下两套层序相接触的面称为不整合面。不整合面在地面出露线或剖面出露线叫不整合线。其上覆和下伏的两套层序有时也称作不整合的上、下两盘。

沉积间断主要是侵蚀作用所致。有时可能出现侵蚀作用和沉积作用达到平衡状态，即无沉积的现象，但这种平衡多是短暂的。

海相及深海相地层可以沉积较厚地层而无间断，但陆相的洪积和淤积物的形成过程中，经常出现沉积与侵蚀的交替。由于这种侵蚀时间极短，地层间断较小，故常称为小间断，通常并不把这种小间断视作不整合。

确定不整合缺失地层的下限，是至少要缺失一个化石带，因为这是划分地质时代最小单位。在实际工作中确定一个化石带有时是困难的，因此，判别不整合常需用比一个化石带更明显的地层缺失来确定，即应相当于阶、段或其一部分。

研究不整合要区分地层时差和侵蚀时间的概念。所谓地层时差是指不整合上覆地层和下伏地层地质时代的间隔，也即缺失了哪些时代的地层，只要确定了不整合面上、下地层年代，就可知地层时差是多少，有时可从同位素年龄获得定量时差数字。而侵蚀时间则是指该区发生侵蚀作用的时间，由于侵蚀作用要剥掉原已沉积的地层，故侵蚀时间永远不会大于地层时差，有时远远小于地层时差。

不整合形成时代应是以上面一套地层的最老年代为其上限和以下面一套地层的最新年代

为其下限来确定。由于不整合面的上超下削，造成不整合面上、下接触的地层年代各异，故只有通过详细的区域对比才能正确确定全区上覆地层层序中最老的地层和下伏层序中最新的地层；以及不整合面的位置。上、下两盘地层时差间隔愈少时，确定不整合时代愈准确，反之，间隔愈长，就难以精确，因为其间有可能发生过多次运动。

三、平行不整合、角度不整合和非整合

通常依上下两套地层的产状，分为平行不整合和角度不整合。

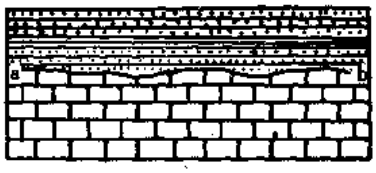


图 1-22　平行不整合示意图

1. 平行不整合(图 1-22)

又称假整合或平合，其特点是上下两套地层的产状表现为彼此平行或基本一致，但有明显沉积间断。缺失地层可以差别很大，可缺失一个系以上或缺失很少。华北的中石炭统与中奥陶统间为缺失很多地层的平行不整合；下伏岩系受风化侵蚀可见古喀斯特地形，顶面凹凸不平，上覆岩系底部有代表风化产物的铁铝沉积物或底砾岩。古风化壳及上覆沉积可因原始倾斜、差异压实等作用随底部地形起伏而有产状的局部差异，这种现象与外力和重力等因素有关，并不表明有角度不整合存在。

平行不整合代表着已堆积的沉积物受到地壳的上升露出水面，遭受剥蚀，以后又下沉于水面下，沉积代替了剥蚀，。平行不整合由升降运动所造成，其形成经历了下沉－上升－再下沉三个阶段。

2. 角度不整合(图 1-23)

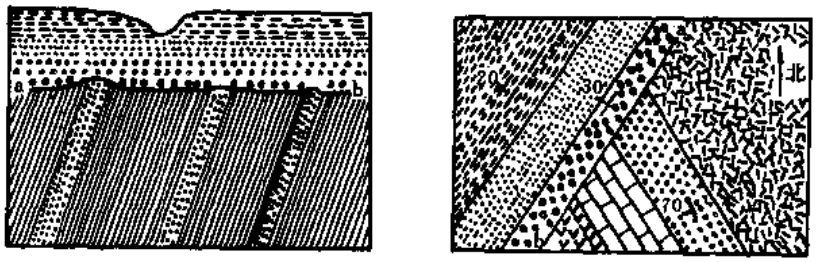


图 1-23　角度不整合示意图

也称斜交不整合或截合。其特点是上下两套地层间构造形式不同，产状呈明显的角度接触，它们可以表现为走向的不一致，倾向的不一致，或者二者全不一致。

角度不整合的形成条件是原先沉积的岩层经受了构造变动，继之升至水面之上，遭受剥蚀，以后又再度下沉，接受新的沉积。故区域性的角度不整合是大面积的构造幕或构造事件。

3. 非整合

也称作异岩不整合或异合，是专指成层岩石与地下很深处形成的深成岩、变质岩的接触关系。这种非整合形成过程是原先下伏地层在深处形成后上升、剥蚀，使深成岩或变质岩上面巨厚覆盖层全部移去，之后再下沉覆以新地层。故非整合的剥蚀量及其所经历的形成时期是可观的。通常比平行不整合剥蚀还要多，时间还要长(图 1-24)

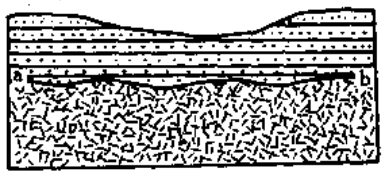


图 1-24　非整合示意图

123865

四、不整合的分布

各个不整合有其不同的分布面积，可以相差很大。依其展布范围可分为区际不整合、区域不整合和局部不整合。大的区际不整合是与全球海平面水位高、低期的周期变化有关。如在全球低水位时期，海平面多低于陆架坡折，陆架上受侵蚀作用和无沉积作用。这些重大的海平面下降与重要的区际不整合相伴生。区域不整合如华北的中石炭统与中奥陶统的不整合遍及整个华北板块。新、老第三系间的不整合也在渤海湾和苏北等地区普遍存在。渤海湾盆地上第三系馆陶组到处不整合覆于不同时代老地层之上。馆陶组底部经常是含石英及燧石的砂砾岩层，为该区区域性标准层，也是最好的地震标准层。局部不整合的展布规模小，可能局限于一个隆起和背斜的顶部、翼部，也可能只限于一条河谷或盆地的部分边缘。这是由于差异运动及短期上升剥蚀所致。

盆地的不整合是常有横向变化的，如在盆地边缘、盆内隆起边缘的角度不整合向盆内、盆内坳陷部位追溯变为平行不整合或整合。此外，在发生时间上有时也有差别或表现出迁移性。不整合在空间上的变化为了解地壳运动的不均衡性提供了依据。

在垂直剖面中不整合的出现往往不只是一个，其分布是不均一的。有的地区多些，有的地区少些。有的阶段多些，有的阶段少些。那些在垂直剖面上出现角度不整合很少的地区和阶段，标志着该区和该阶段地壳活动比较宁静。而在另一些地区常见到许多角度不整合分布于剖面中，代表该区或该阶段地壳运动不断变化的复杂过程。不整合愈多，构造运动愈剧烈，下伏老地层所受到的改造也愈复杂(图 1-25)。为了恢复较早时期的构造面貌，就需要采取将晚期构造运动对老构造所叠加的结果进行扣除，图 1-26 就是一种扣除的方法。



图 1-25　示多个不整合

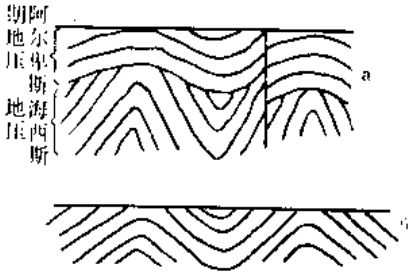


图 1-26　扣除晚期构造影响
(B. B 别洛乌索夫)

地层中的角度不整合代表地壳某地段发生了褶皱和抬升隆起、剥蚀、超复和再沉积过程，故角度不整合的出现标志着有一构造运动增强的地质事件，是一个构造格局发生突变的时期。这一变革期或事件的发生通常被称为构造幕，也曾被称为褶皱幕、褶皱作用幕和造山幕。在华北地区整个古生代地层剖面中多见到平行不整合，而无区域性的角度不整合，表明经历了漫长的、相对平静的上升幕和下降幕。而侏罗、白垩系中的角度不整合的发育表明燕山期是地壳发展的强烈活动时期，发生了几幕显著的构造运动，产生了显著的构造变形。各地区有其产生变形的主要幕，有时在主幕前后还有前期幕和后期幕。

根据世界上各地区地壳运动的特点可分别提出适用于各地区的构造幕表，至少大部分幕都不是在全世界各地同时出现的。表 1-1 列出了在中国常用的重要地壳运动的发生时期。

大陆岩石圈由早期的张裂阶段进一步发展到裂谷期后的伸展漂移阶段时，常以一不整合为标志，这种不整合常被称为解体不整合。研究表明，这种转变时期在不同地区是不同步的，具

表 1-1　中国重要的地壳运动发生时期

地质时代			距今年龄(亿年)	重要的地壳运动名称	构造期			
新生代	第四纪		0.02	陇山运动，台湾运动(东宁运动，蓬莱运动)	喜马拉雅期		阿尔卑斯期	新地阶段
	第三纪	新第三纪	0.23	东喜期末运动				
		老第三纪	0.65	燕山运动Ⅴ幕、间断运动				
中生代	白垩纪	晚白垩世		燕山运动Ⅳ幕	燕山期	太平洋期		
		早白垩世	1.37	燕山运动Ⅲ幕宁镇运动				
	侏罗纪	晚侏罗世		燕山运动Ⅱ幕				
		中侏罗世						
		早侏罗世		燕山运动Ⅰ幕 三都运动				
	三叠纪	晚三叠世	1.95	南象运动、三海运动				
		中三叠世		安源运动				
		早三叠世		金子运动、龙华运动	印支期			
				桂西运动				
古生代	晚古生代	二叠纪 晚二叠世	2.30	苏皖运动	海西(华力西)期			古地阶段
		早二叠世		东南运动				
				东吴运动				
		石炭纪 晚石炭世	2.80	云南运动 天山运动				
		中石炭世		昆明运动、鲁中运动				
		早石炭世		淮南运动				
				建康运动、萨乌尔运动				
	早古生代	泥盆纪 晚泥盆世	3.50	柳江运动、南山运动				
		中泥盆世		曲靖运动				
		早泥盆世		平阳运动				
		志留纪 晚志留世		百越运动				
		中志留世	3.75	广西运动 祁连运动	加里东期			
		早志留世						
		奥陶纪 晚奥陶世	4.40					
		中奥陶世						
		早奥陶世		怀远运动				
		寒武纪	5.00	治里运动 兴凯运动	(兴凯期)			
			6.00	云南运动				
元古代	中晚元古代	震旦纪 晚震旦世		晋宁运动	(扬子期)			
		早震旦世	7.00	澄江运动	震旦期			
		青白口纪	8.00					
		蓟县纪	10.50	水峪运动 芹峪运动				
		长城纪	14.00	霍庄运动、东安运动、东川运动、武陵运动				
	早元古代	晚期	18.00	中条运动 嵩山运动、邑案运动				
		早期	20.00	五台运动、滹阳运动	前震旦期			元地阶段
太古代			25.00	阜平运动、鞍山运动、泰山运动、太行运动				
冥古代			38.00	天文阶段				

注：以上所列地壳运动名称包括了褶皱幕，也包括一些造成平行不整合的升降运动

有迁移性。例如在南海的由张裂阶段向裂后阶段的转变时间是东早西晚，东部始于早渐新世，西部为晚渐新世末。全区转入裂后热沉降时间应为老第三纪末。

五、超覆、退覆和尖灭

1. 超覆和退覆

不整合的下伏地层在受剥蚀的过程中或剥蚀后，常形成不平坦的地形，除了准平原化的情况例外，在许多情况下，上覆新地层常是逐渐覆于其上的。当水侵时期，新地层依次超越下面较老地层的覆盖范围，而直覆于盆地周缘或隆起区的剥蚀面上，这种情况称为超覆。在超覆区形成不整合(图 1-27)。退覆情况则相反，新地层覆盖范围比老地层覆盖范围小(图 1-28)。

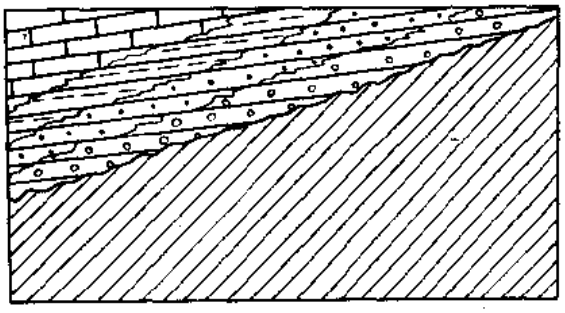


图 1-27　超覆

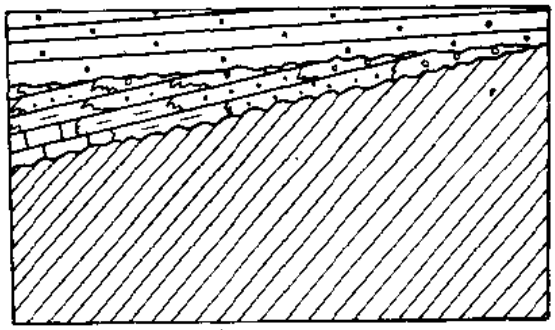


图 1-28　退覆

当海侵时，随着新沉积盆地范围超越老盆地，新地层必然大于老地层。老盆地边缘形成的原始倾斜层位被新盆地内呈水平的平缓层所跨覆，二者间局部可形成微小交角(有时不及1°)。它一般在近岸处明显，远离岸线则为整合或平行不整合所代替。这种不整合通常叫海侵不整合。由于交角小，常常是依据在大范围内看出的上面海侵层与下面不同层相接触的现象来判断，故又称地理不整合(图 1-29)。



图 1-29　海侵层位与下伏层间的不整合

2. 超覆的类型(图 1-30)

(1) 底部超覆

简称底超，指在层序底界面上的超覆。其中向着原始倾斜面向上的超覆叫上超。顺原始水平面或原始倾斜面向下的超覆叫下超。根据上、下超方向与物源远近关系分别有近端上超、远端上超、远端下超。上、下超可能是无沉积作用的标志，也可能是侵蚀的标志。

(2) 顶部超覆

简称顶超，指在层序上界面处超覆尖灭现象，原来倾斜的地层向着层序顶、底面突然消失。它大都是无沉积作用沉积间断，但也可能发生大的侵蚀作用。

3. 尖灭及其类型

按产生的原因尖灭有以下几种类型(图 1-31)：

① 岩性尖灭。由于岩性变化而产生，如砂砾岩体。

② 岸线尖灭。由于接近岸线岩层向上倾，边界减薄并收敛呈楔形尖灭。

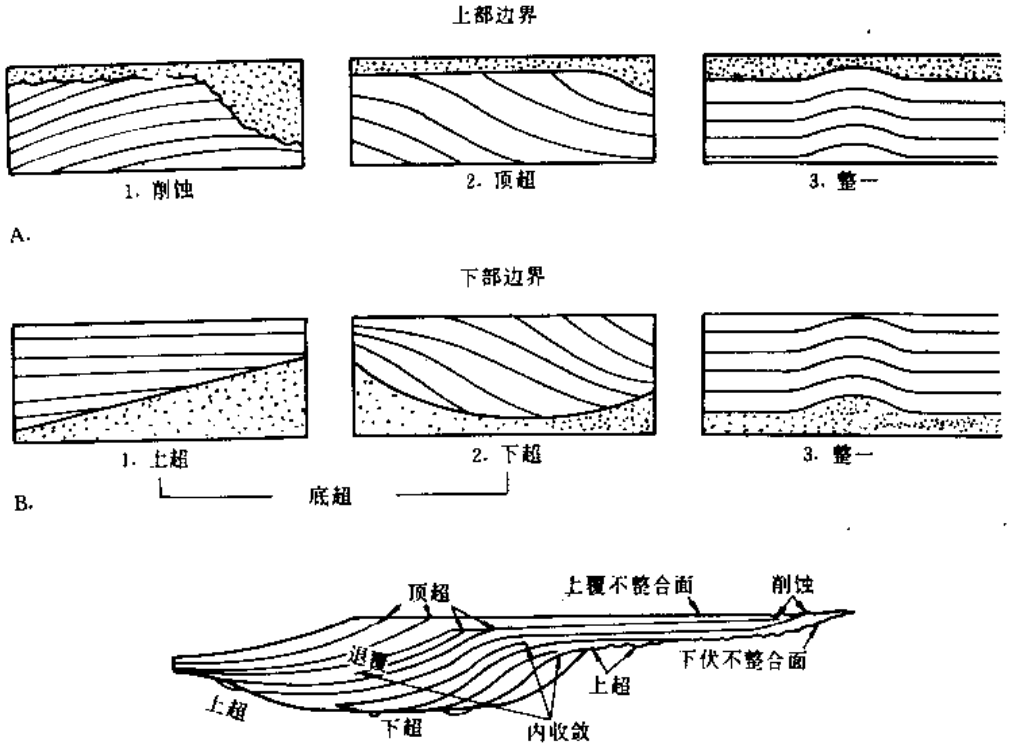


图 1-30　超覆的类型(据 C. E. Payton 等)

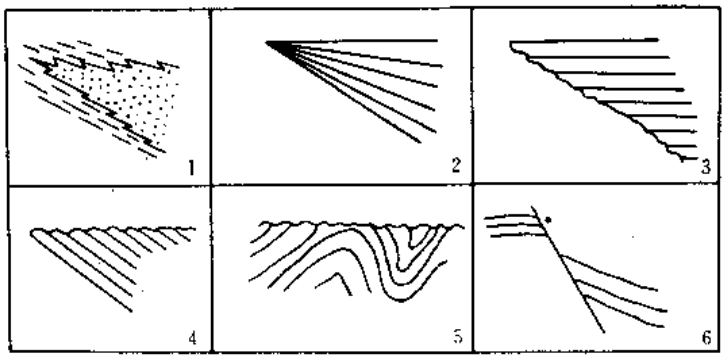


图 1-31　尖灭及其类型

③ 超覆尖灭。超覆地层在原始沉积边界上侧向消失。

④ 退覆尖灭。退覆地层与下伏地层形成侧向尖灭。

⑤ 侵蚀削截尖灭。不整合面以下地层受侵蚀被切掉而形成的侧向消失。

⑥ 断层削截尖灭。地层因断裂而引起侧向尖灭。构造凸镜体也可造成地层尖灭。

前三种主要是沉积原因形成,亦称原生尖灭。后三种主要是构造—剥蚀或构造原因造成,可称为次生尖灭。

不同成因的尖灭,具有各自层序的排列。岸线尖灭从顶面俯视和底面仰视都只能见到一层(图 1-32,A-A′)。退覆尖灭则不同,从上部俯视可见许多被剥地层(图 1-32,B-B′)。而超覆尖灭,从下部剥蚀面下仰视可见许多依次超覆的地层(图 1-32,C—C′)。

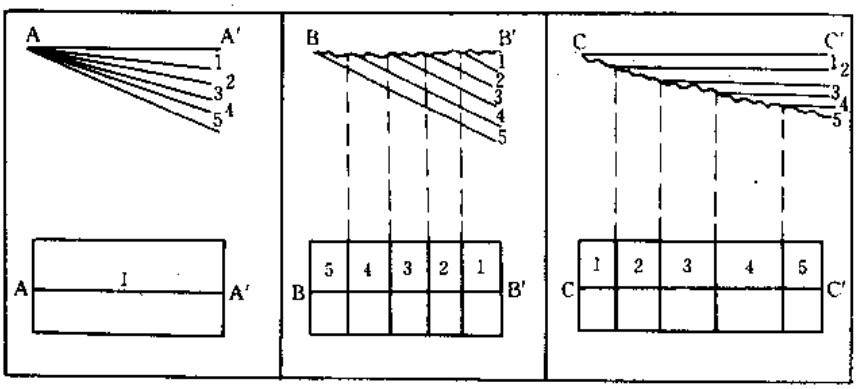


图 1-32　不同类型的尖灭在平面图上的表现

第四节　不整合的识别和表示

一、确定不整合的标志

辨认不整合的标志是多方面的

1. 古生物地层学标志

生物化石带的缺失和生物演化中出现的突然中断，可能说明不整合的存在。

2. 古风化壳和残积标志

一个地区受长期风化侵蚀后常形成起伏不平的风化侵蚀面，其上堆积着残积物或与残积有关的再沉积物质，如在剥蚀面上有红色或黄色松散古土壤物质堆积，有时有铁矿、铝土矿、锰矿、磷矿等矿床，或为单矿、或是共生皆可作为判断标志。古风化壳是要在古地形较为平坦，近于准平原状态下才能大量保存下来。在华北青白口系下马岭页岩底部和中石炭统底部均有风化壳。

3. 底砾岩

由于较老地层经受长期风化、剥蚀、搬运，在不整合面上常有底砾岩产生。它分布于进侵层位底部，厚度一般不大。砾石成分可能是从远方运来的坚硬砾石，也可能紧接在不整合面以下的岩石的碎块，圆度好差取决于搬运距离。并不是所有不整合面上都有底砾岩。但是底砾岩可指示不整合的存在。前已述及，渤海湾地区新第三系馆陶组底部常见含燧石、石英组成的底砾岩层，向上过渡为含砾砂岩、砂岩。

4. 构造变形标志

角度不整合面上、下两套地层构造变形特征包括产状、构造线方向、类型、强度等常有不同。角度不整合面以上的新地层总是与下伏不同层位相接触。在地震剖面上常可清楚地反映出不整合。强烈侵蚀面反射条件好，可连续追踪。角度不整合表现下部反射界面向上部靠拢和被削截，而超覆则表现为上部反射层向下部靠拢。还要注意有时倾角的变化是与断层接触关系有关，并不一定都是不整合。

5. 岩浆活动和变质作用的标志

不整合上、下两套地层的岩浆活动成分、产状、规模、变质程度、变质岩类型及矿产常有差异，可作为确定不整合的标志。

6. 同位素年龄资料的依据

两套地层同位素年龄的差异也是分析不整合应予以考虑的，特别是在同位素年龄值相差较大的情况下，不应忽视。

总之，要充分利用地面和地下的上述各方面标志，通过综合分析来确定不整合的存在及其类型才是可靠的。地下不整合主要是通过反射地震剖面、钻井和测井资料的配合来研究。

二、不整合在地质图上的表现

平行不整合在地质图上表现为新老岩层分界线都是彼此大致平行的。而角度不整合在剖面上表现为不整合面覆盖下面一套岩层，并与其下的岩层层面成一角度相交，而与上面一套岩层面是大致平行的。在地质图上，不整合面就是新岩层的最下部切过下伏的、不同时代的老岩层的分界线。图 1-33 表示了角度不整合的三种情况：ab 表示不整合上下岩层的走向各不相同；cd 表示上下岩层走向和倾向近于一致，但倾角不同；ef 表示上下岩层走向相近，但倾向不同。

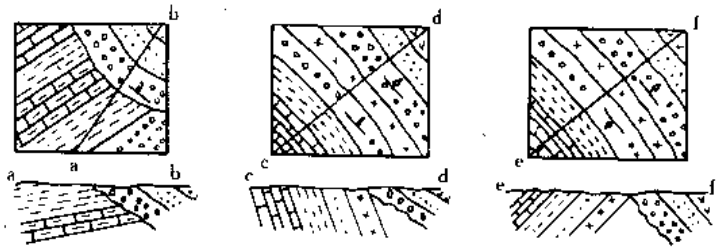


图 1-33　角度不整合在平面图和剖面图上的表现

图 1-34 表示了具有三个角度不整合的地质图。地层从老至新就是从 A 到 E，然后是从 1 至 5。三个不整合分别是在 S 层底部，层 1 的底部和层 5 的底部。

区域制图的结果能给出找寻不整合的线索，但是若从图上作出肯定角度不整合的结论，还要排除是断层的可能性。

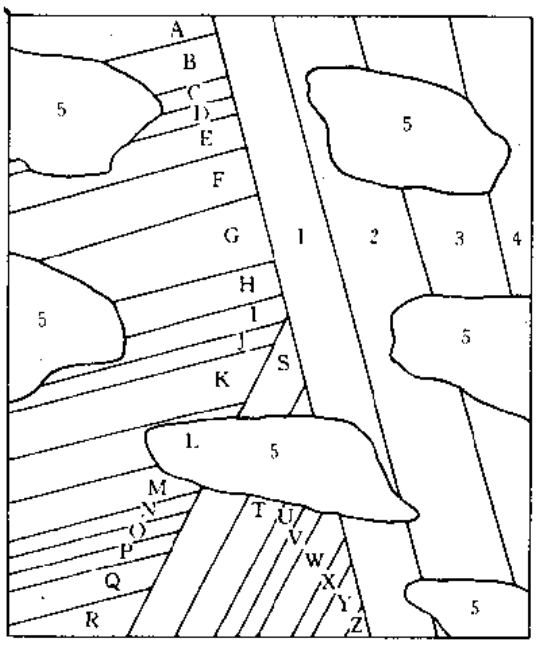


图 1-34　角度不整合在地质图上的表现

三、地下不整合的表示方法

用以表示地下不整合的图件很多，主要有以下几种：

1. 不整合面构造图

与一般构造等值线图相似，不过它是表示不整合面现今起伏形态的，一般也以海平面为基准。确定不整合面闭合度和闭合面积也很有意义。若起伏的不整合面被上覆地层覆盖后未受后期地壳运动影响而变形，这样的构造等值线所显示的高差变化能代表古地

貌。但如受后期运动而抬起、褶皱、断裂，不整合面经受了改造，这样的不整合面必须通过消除后期演变的影响才能再造初始情况。

2. 不整合面上覆地层单元等厚图

当不整合的侵蚀地貌逐步被上覆沉积地层埋藏，沉积层顶面为一平面或为一原始倾斜面如图 1-35。可利用不整合以上的某一标准层为基面，以一定比例尺往下画出这一段上覆岩系的厚度，所得出的曲线就是原先古地貌的“倒影”或“印模”。用这样拉平上面标准层来观察下面不整合面起伏的方法，可消除后期运动对不整合面古地貌的影响(图 1-35)

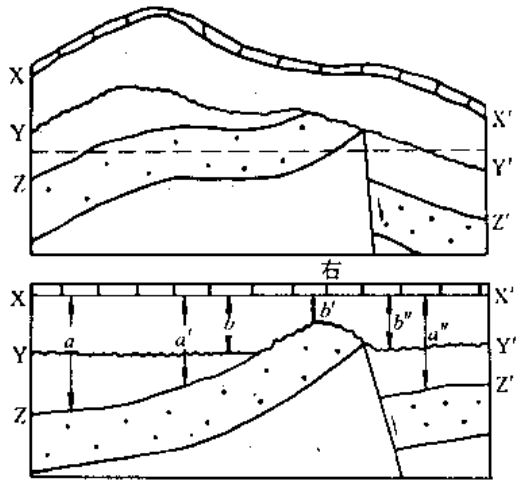


图 1-35　用侵蚀面以上地层的厚度剖面反映古侵蚀面地形(已消除后期运动影响)

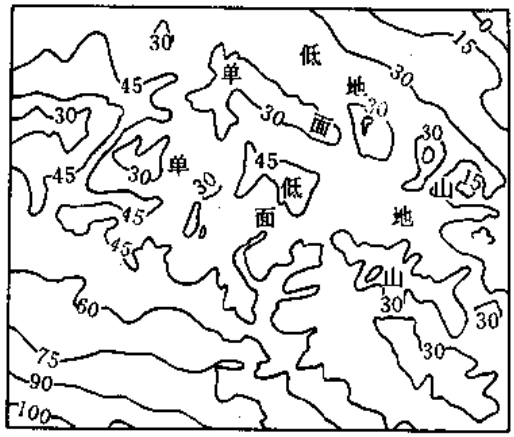


图 1-36　不整合面上覆岩系等厚图

平面上可作上覆地层单元等厚图反映不整合面起伏程度(图 1-36)。当变化数值未超过每公里几米时，可认为基本上是准平原状态。用厚度资料反映古地形起伏量，需要进行压实校正，来恢复原来厚度。

如果为了更清楚地反映古侵蚀地形的轮廓和变化趋势，还可编制峰面剖面和平面图。峰面是指古地貌高点连成的面。此外，根据等厚图，还可编制不整合面的古山川水系图。

3. 不整合面下伏地层残余厚度图

这是表示下伏地层受侵蚀后最终残存下厚度的图件。它是不整合面以下所遇第一个标准层(最好是时间地层单位界线)之上的地层厚度图。

残余厚度的变化可概略地反映下伏岩系沉积时或沉积后地壳相对隆起与坳陷的分布。残余厚度不一定都反映侵蚀程度。它可能是以下两种因素结合的结果，即沉积厚度变化因素和后期的侵蚀作用因素。只有根据区域性岩相古地理研究和厚度变化规律证实排除了前者的可能性，才有理由认为残余厚度图能基本上反映侵蚀程度。

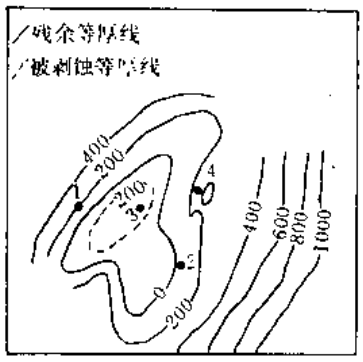


图 1-37　残余厚度图

编制这种图要求详细地作不整合面下伏地层的划分对比工作，尽可能在紧靠不整合面的部位找到标准层或时间地层单位界线，利用该界线以上残余厚度资料编制。图 1-37 表示了残余厚度的变化趋势是东部和东南部增大、中间变薄，井 1 和井 4 间为一轴向北东—南西向隆起

区。零线之内是剥蚀区。

4. 不整合面下伏地质图

也称地下露头图、地下地质图、古地质图。它是紧贴在不整合面以下岩层的地质图，可以反映不整合形成时地壳运动使下伏地层发生构造变动的结果。因此，它与地表地质图相似，可根据现存结果去分析各种地质构造的相互关系、地壳运动的性质和强度，恢复该地区发展史。

编制下伏地质图必须具备的条件是下伏地层不同界线投影到平面上要有分带和分区的表现。再有就是要求有尽可能丰富的地下资料，包括深、浅钻井资料和地震等各种地球物理资料。它随着地质情况的不断被揭露而渐趋精确。地质构造复杂时会影响图件质量。

这种图的编制步骤首先要选定一个不整合面，揭去其上覆地层，和地质图编制一样，需要有一定的点数控制地质界线和勾绘地质界线，并分别以不同花纹符号及颜色表示，即可制成。当一个地区存在多个角度不整合时，需要由上而下逐层揭开。

图 1-38 表示了其编制步骤和方法。

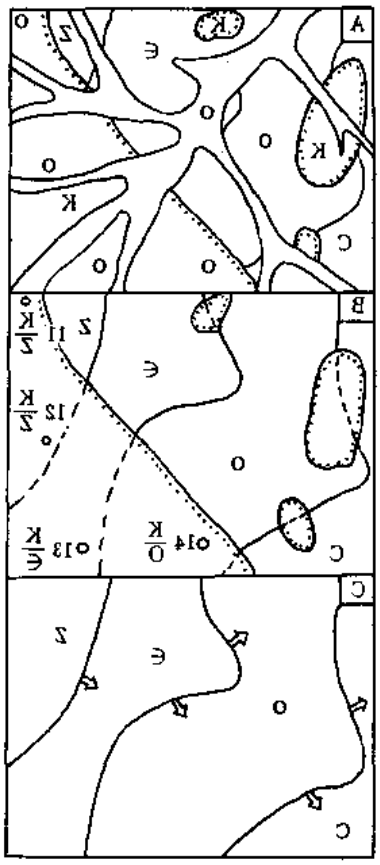


图 1-38　不整合面下伏地层图的编制(据 Levorson 修改)

图 A 是一张区域地质图，出露六套地层，有两个角度不整合，其一位于第四系与以前的地层之间，另一个位于白垩系与以前的地层之间，现要求编出前白垩系下伏地质图。

图 B 是图 A 中所作的区域控制图。表示白垩系以下地层及其控制点。粗线表示白垩系和较老地层的接触。下伏地层可用虚线表示。点 11～14 都是钻井控制点，白垩系分别覆于 E、∈、O、C 地层之上。

图 C 是前白垩系下伏地质图。根据 B 图中已出露地质界线及控制点，用圆滑曲线连结即

可。若本区白垩系以下不整合面是一准平面，可依地质界线弯曲情况识别本区地质构造特点。地层分布特点是东北老、西南新，有一向西倾伏的鼻状构造。

不整合面下伏地质图的用途很广泛，常和岩相古地理图、等厚图、构造图结合一起使用，解决深部地质的许多问题，可解释构造变形的特点、时间、程度，恢复构造发展史、提供古地动力环境的信息。一个地区编出的一套下伏地质图，将可对地史中各幕演化作出合理的解释。

从下伏地质图还可定出古河道。凡经河流侵蚀者，出露地层最老。

第五节　研究不整合的意义

不整合既是一种地层现象，又是一种构造现象，对其研究不仅在地学上有重要的理论意义，在油气藏形成和演化中也是一种具控制性的、起多方面作用的因素。

在传统的地层学和新兴起的层序地层学中，层序的划分都离不开不整合的确定和追溯，在找到化石定出年代后，具体界线仍须依不整合确定。研究不整合可为海陆分布、海水进退、海平面升降提供依据。

不整合作为一种构造现象，指示了地壳运动发生的时间、次数、所涉及范围及运动的性质。

研究不整合对于找寻隐蔽油气藏十分有用。不整合面以下可形成削蚀不整合圈闭；不整合面之上可形成超覆不整合圈闭、岩性上倾尖灭圈闭和透镜体圈闭(图 1-39)。不整合面以下的剥蚀凸起可形成各种潜山圈闭。不整合面之下常可形成石灰岩和白云岩的岩溶带。明显改善剥蚀面下碳酸盐岩的性能。不整合可作为油气运移的通道，是渗透性较好的地带。其它诸如岩浆热液、矿液、地下水等均可顺其渗透和作为储集场所。在含油气盆地中，每一大的不整合形成后，即旋回初期常发育较好的水进式砂岩储集层，造成油气富集的有利条件。在旋回中后期常有大段暗色泥岩，故生储盖组合常与不整合发育有密切联系。形成不整合的多次运动造成多次生烃、多次运移、多次圈闭和多期成藏。但是，在某些情况下，不整合也可使油气藏受到破坏，甚至是严重的破坏。因此，在一个多期构造运动发育的盆地，研究不整合及其与油气藏形成和破坏作用，是十分重要的课题。此外，一些外生矿床，诸如铁、锰、磷、铝矿床及一些内生矿床也与不整合有着密切关系。

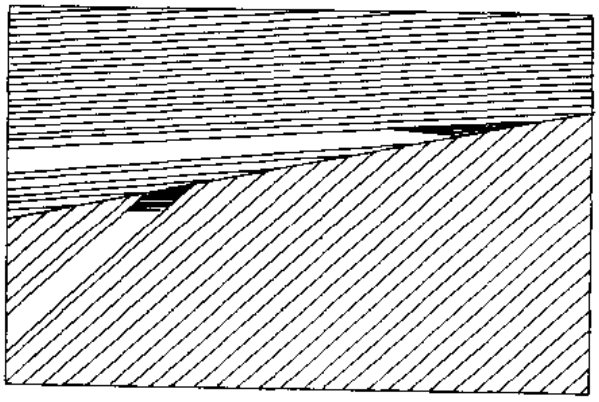


图 1-39　与角度不整合有关的油气圈闭(据 W. L. Russell)

第二章　地质构造分析的力学基础

构成地壳的各种岩层，由于受到地壳运动所引起的力的作用，发生变形和相对位移，形成了地壳中各式各样的地质构造，故研究地壳的地质构造，除对各种构造形态进行观察和描述外，还必须研究岩层的变形特征与应力活动的规律，以便分析各种形态的构造发生、发展和组合规律。因此在讨论各种构造形态特征前，有必要简单介绍关于固体变形的有关力学理论和流变学理论。

第一节　应力和地应力场

一、应力和应力状态

1. 应力的概念

力是物体间的相互作用。对于一个物体来说，另一个物体施加于这个物体的力称之为外力。有通过接触面而传递的力，叫面力；有不通过接触，而是相隔一定距离相互作用的，叫体力，如太阳与地球之间的吸引力、物体的重力等都是体力，体力是物体的每个质点上都受到的力。

内力是同一物体内各部分之间的相互作用力，它使物体在未受外力作用时保持内部各质点处于相对平衡状态，从而使物体保持一定形状。当物体受到外力作用时，其内部各质点相对位置发生变化，它们的相互作用力也会发生改变，致使达到一个新的平衡，因此，在外力作用下内力的改变量称为附加内力。这些附加内力反映了外力的效果，它阻止物体继续变形并力图恢复其原来形状，这种附加内力才是与地层发生变形有关的力；下文所说的内力均指附加内力。内力与外力亦是一个相对概念，视所研究的物体的范围而定。

当外力 P 作用于物体时，物体内部便产生了与外力作用相抗衡的内力 p，如图 2-1 所示，假定将这个物体沿 A 面切开，取出其中一部分而保留它对截面 A 的内力 p 不变，这时截面 A 上的内力 p 与外力 P 大小相等，方向相反，在内力均匀分布情况下，这个作用于截面 A 上的应力值为：

$$\sigma = \frac{P}{A} \tag{2-1}$$

σ 代表应力，即表示作用于物体内 A 截面单位面积上的附加内力，它表示内力的大小，应力单位为(Pa)。

在物体内任意选取一个外力作用方向斜交的小截面 $\mathrm{d}F$，作用于截面 $\mathrm{d}F$ 上的内力为 $\mathrm{d}P$(图 2-2)，根据平行四边形法则，可将内力 $\mathrm{d}P$ 分解为垂直于截面 $\mathrm{d}F$ 的分力 $\mathrm{d}N$ 和平行于截面 $\mathrm{d}F$ 的分力 $\mathrm{d}T$，那么，作用于截面 $\mathrm{d}F$ 上的合应力为

$$\sigma f = \frac{\mathrm{d}P}{\mathrm{d}F}$$

垂直于截面 $\mathrm{d}F$ 上的应力又叫正应力，

$$\sigma = \frac{\mathrm{d}N}{\mathrm{d}F}$$

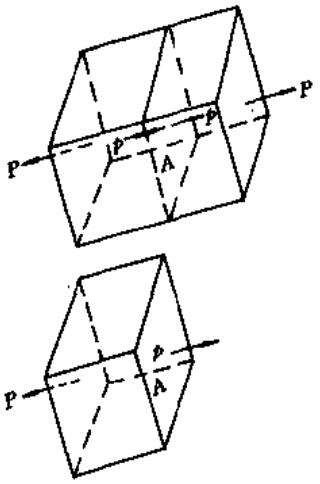


图 2-1　外力和内力

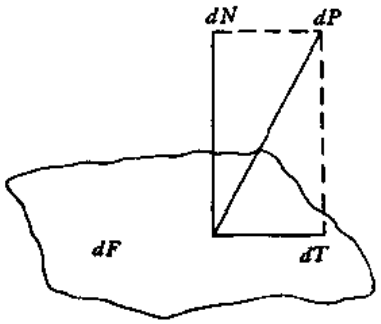


图 2-2　内力的分解

正应力既可以是压应力，也可以是拉应力。

平行于截面 dF 的应力称为剪应力或切应力，为

$$\tau = \frac{dT}{dF}$$

剪应力 τ 的作用是使截面相对发生剪切滑动。

2. 应力状态

物体受外力作用后，内部各点附加内力的分布是不相同的，为了研究内部的应力分布，常从点应力状态研究入手，受力物体内任意点的应力分布可截取包含该点的小单元体——正六面体来考虑考察，当物体受力而处于平衡状态时，通过该物体内部任意点总是可以截取这样一个微小单元体，使其 6 个面上都只有正应力的作用，而无剪切力的作用（图 2-3），在单元体这 6 个面上的正应力称为主应力。当这三对主应力值都相等时，物体只会发生体积改变，而形状不变。当三对应力大小不等时，物体就会发生形状变化，这时三对主应力可以分别为最大主应力 σ_1，中间主应力 σ_2，最小主应力 σ_3，σ_1 与 σ_3 之差称为应力差，应力差越大，其所引起的形状改变亦最明显。每对主应力作用的方向线称主应力轴，其作用面称主应力面或主平面。

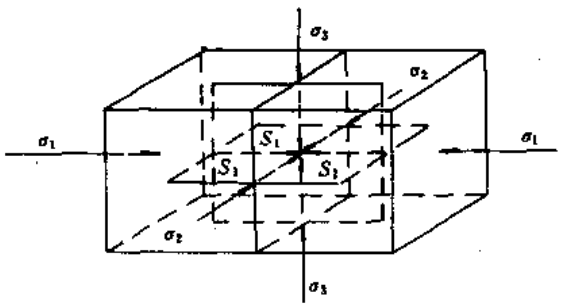


图 2-3　单元体的三对主应力 σ_1、σ_2、σ_3 方位

物体中一点的空间应力状态可以分为下列三类（图 2-4）。

① 三轴应力状态：指主应力 σ_1、σ_2 和 σ_3 均不等于零的应力状态，这是自然界中最普遍的一种应力状态。

② 双轴应力状态：指两个主应力值不等于零，而另一个主应力值为零的应力状态。

③ 单轴应力状态：其中只有一个主应力值不等于零，另外两个主应力值均等于零的应力状态。

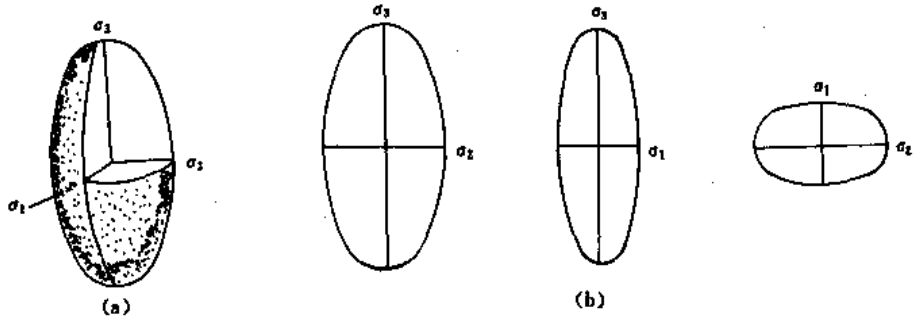


图 2-4 (a) 一般三轴应力椭球的透视图；(b) 垂直于椭球体每一主平面的正视图
(据 W. D. Means)

二、应力场和构造应力场

以上讨论的是受力物体内一点瞬时的应力状态，而物体内一点到另一点应力如何改变和变化，整个物体和区域应力状态又如何，这是下面要讨论的主要内容。

1. 应力场的概念

任一物体或岩体中的每一点都存在着一个与该点对应的瞬时应力状态，一系列瞬时的点应力状态组成的空间称为应力场，应力场中各点的应力状态如果都相同，则称为均匀应力场，如果各点的应力状态并不相同，从一点到另一点的应力状态存在着变化，则称为非均匀应力场。

构造应力场是指地壳内某一瞬时一定范围内的应力状态，构造应力场中应力的分布和变化是连续而且有规律的，研究构造应力场的目的，就在于揭示一定范围内应力分布的规律，构造应力场的性质，地壳运动的方式和方向，及其对区域构造发育的制约关系和推断可能在何处出现某种构造等。

构造应力场可按其研究对象的规模划分为局部构造应力场，区域构造应力场和全球构造应力场，它们是一个相对概念。从时间上看，构造应力场又可分为古构造应力场和现代仍在活动的构造应力场，前者只能从地壳上已经存在的构造及其组合特征去加以分析推断，后者则可以用仪器测定出来，石油勘探所涉及的主要是古构造应力场，而油田开发则在有些研究领域（如油层改造等方面）要涉及到现在仍在活动的应力场。

构造应力场中的应力状态可用应力轨迹来表现，应力轨迹又称为应力迹线、或应力网络，它可定性地表示主应力和最大剪应力的作用方位。应力轨迹可通过实验方法和计算方法得出，但在地质构造研究中，更多的是根据地质构造特征求得各主应力轴的方位编联而成，再用实验方法加以验证。

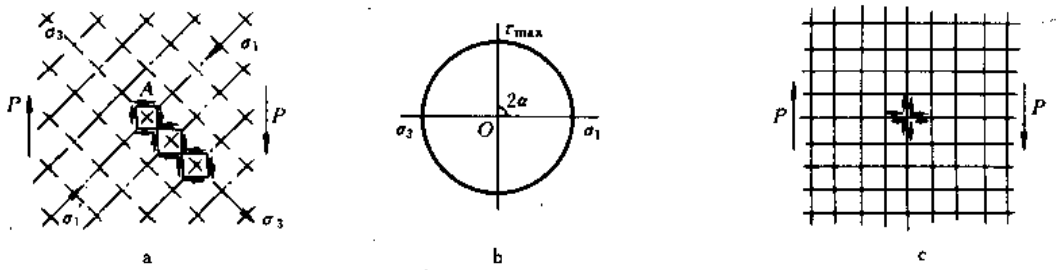


图 2-5　纯剪切应力场的应力轨迹

(a) 主压力轨迹(σ_1)和主张应力轨迹(σ_3)；(b) 单元体 A 的纯剪切应力莫尔图；(c) 最大剪应力轨迹

应力轨迹的形态在一定程度上反映了构造应力分布状况，构造应力的分布状况又同一定的边界条件——作用外力的性质、大小、方向及受力岩块边界的几何形态等有密切关系，而影响构造应力场的上述边界条件，却只能从构造本身的力学性质、分布和组合特征去反推出来。因此，对各种地质构造及其组合特征的研究就成为分析构造应力场的重要基础，图 2-5(a)、(c)分别为主应力轨迹图与最大剪应力轨迹图，图 2-6 表示应力轨迹与边界条件的关系，应力轨迹随边界条件的不同而不同，图 2-6(a)上图，在单向拉伸下仅有主张应力 σ_3 轨迹和最大剪应力轨迹，当边界条件发生变化时，已经形成的构造应力场，将随边界条件的变化而改变，从而引起构造形态及其力学性质的转化。

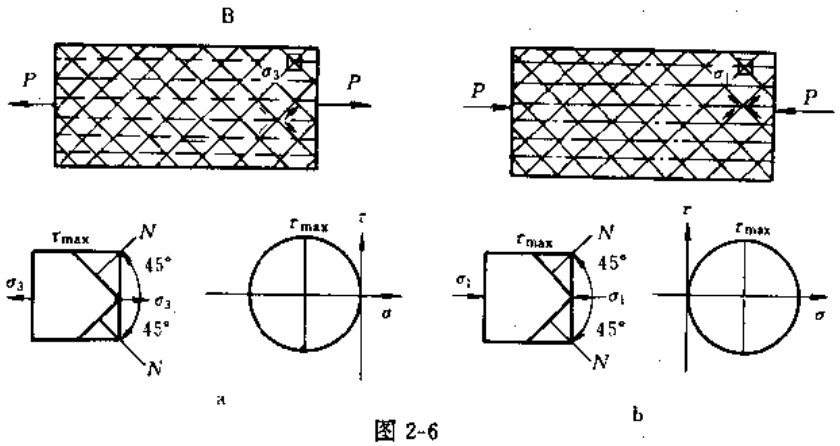


图 2-6

(a) 单向拉伸应力轨迹；(b) 单向挤压应力轨迹

断线表示主张应力 σ_3 轨迹，点画线表示主压应力 σ_1 的轨迹，细实线表示最大剪应力 τ_{max} 轨迹

据材料力学计算，当物体内部有孔洞、缺口或微裂隙存在时，就会在该处产生局部的应力集中，岩体中常有许多裂隙，可见，应力集中的现象是地壳中常见的，因此也影响构造应力场中应力分布状态。

当岩体和岩层内有早期断裂存在，如再次发生构造变形时，则在早期断裂附近，特别是断裂带的端点、拐点、分枝点、错列点和交汇点附近最容易出现应力集中。

此外，有先存破裂的岩石受力后的应力集中现象同受力条件也有密切关系，若张力方向与先存断裂面垂直，则在该破裂面的两端产生应力集中区，反之，如压力方向与先存破裂面垂直，则不出现应力集中区；其次，还与岩石的力学性质有关，当岩石呈韧性状态时，虽有先存断裂，

亦不易造成应力集中现象。反之，当岩石呈脆性状态时，则易造成先存断裂处的应力集中现象。

2. 构造应力场分析在油田开发中的应用

在油田开发过程中，如果要对油层进行注水开发，则由于注水压力会引起地应力的变化。反过来，地应力的变化则反映地层岩石力学性质的变化。因此，用各种手段测试或者计算地层应力的变化，就可以判断裂缝的产生及其变化。在同一张图上作出初始地层压力及改变后的地应力，以及井底注水压力与注入时间的关系图(如图 2-7)，我们从图中可以看到经过一段时间后，井底注入压力和变化后的地层应力相交于一点，这一点所对应的注入压力和注入时间分别为裂缝产生时的井底注入压力和裂缝产生时的注入时间。

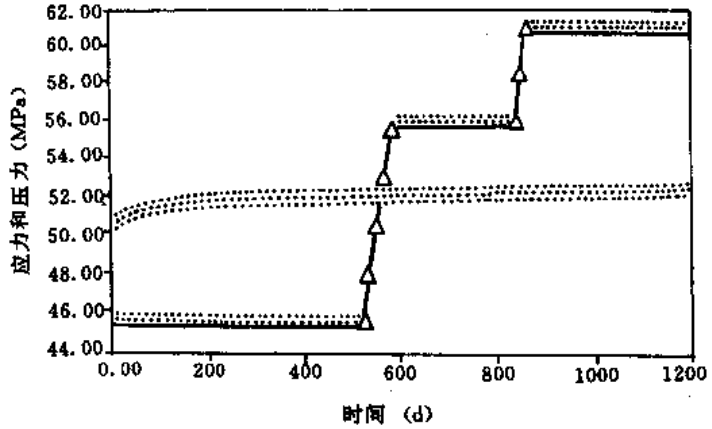


图 2-7　文 33—24 井井底注入压力与改变后应力对比图

第二节　变形分析

一、变形和应变

物体受力作用后，其内部各点间相互位置发生改变，称为变形，变形可以是体积的改变，也可以是形状的改变，或二者均有改变。在地质学上，还包括地质体位置的变化和方位的变化。

物体变形的程度用应变来度量，即以其相对变形来度量。应变所涉及的物体形态的变化总是与物体的两个状况有关，谈论某时刻的应力状态是指该物体在某时刻的形态与另一早先的形态(一般指初始、未变形的状态)之间的差别，一般应变只涉及物体两个特定时刻的状态，如果涉及二者之间的一系列连续变化状态，则称之为递进变形。

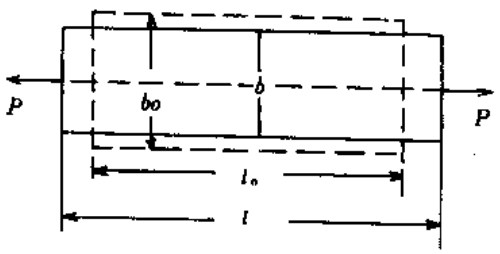


图 2-8　杆件的简单拉伸变形

1. 线应变和剪切应变

应变分两种方式，一是线应变，即物体变形前后的相对伸长或缩短；另一是剪切应变，即原来互呈直交的两条直线，变形后所改变的角度值。

图 2-8 为一杆件在纵向拉伸下的变形。设杆件原始长为 l_0，拉伸变形后的长度为 l，杆件纵

向绝对伸长为 $\Delta l=l-l_0$，纵向线应变为

$$\varepsilon=\frac{\Delta l}{l_0}$$

纵向线应变可用百分数来表示，但是，在简单拉伸下，不但有纵向变形，而且还有横向变形，如图 2-8 所示，杆件除纵向伸长外，还有横向缩短，设杆件横向宽度为 b_0，缩小后为 b，其横向线应变为

$$\varepsilon_0=\frac{\Delta b}{b_0}$$

实验证明，在弹性变形范围内，一种材料的横向线应变与纵向应变之比的绝对值是一个常数，即

$$v=\frac{|\varepsilon_0|}{|\varepsilon|}\text{ 或 }\qquad \varepsilon_0=-v\varepsilon$$

常数 v 称为泊松比，各种材料(包括岩石)的泊松比都不相同，但均不超过 0.5。常见几种岩性的泊松比见表 2-1。

表 2-1　一些岩石力学性质的参考数字　　强度单位：MPa

	泊松比 v	抗压强度	抗拉强度	抗剪强度 τ_0	内摩擦角 φ
钢	0.25～0.30	略大于抗拉强度	3000～7000	1800～4200	—
花岗岩	0.14～0.27	1500 (370～3790)	50～70*	200 (150～300)	58°
砂　岩	0.10～0.30	750 (110～2520)	10～30*	100 (50～150)	48°
灰　岩	0.2～0.31	960 (60～3600)	30～60*	170 (100～200)	48°
大理岩	0.19～0.30	1000 (310～620)	30～90*	80 (50～200)	48°
玄武岩	0.22～0.30	2500 (1500～3500)	—	150 (100～200)	50°
页　岩	0.20～0.39	(200～800	—	20 (17～33)	//25° ⊥45°
混凝土	1.5～2.3	(0.16～0.18)	(50～350)	—	—

根据近来实验，岩石抗拉强度比这些值要高些。

图 2-9 表示剪切变形，物体原来的形状 $acfd$，剪切变形后变为 $bcfe$，原来与 cf 垂直的 ac 线变为 be 线，旋转了 γ 角度，这就是剪切应变，剪应变以旋转角度的正切函数表示。

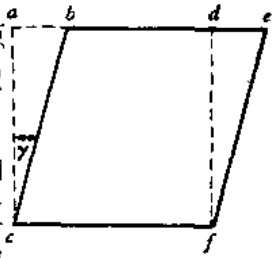


图 2-9　剪切变形

通过变形物体内部任意点总是可以截取这样一个立方体，在其三个相互垂直的面上都只有线应变而无剪应变，即仅有伸长与缩短，这三个相互垂直的平面称为主应变面，三个主应变方向称为主应变轴，并规定最大伸长方向为最大应变轴(A 轴)，最大缩短方向为最小应变轴(C 轴)，介于二者之间为中间应变轴(B 轴)。

2. 均匀变形和非均匀变形

岩石变形方式有五种：拉伸、挤压、剪切、弯曲和扭转(图 2-10)，这五种变形归纳起来，可概括为两种变形类型：均匀变形和非均匀变形。

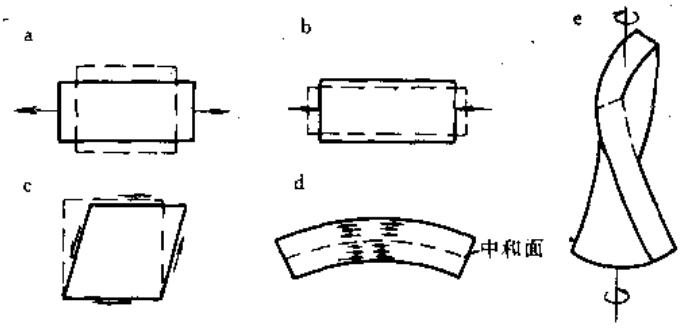


图 2-10　岩石变形的五种方式

a 拉伸；b 挤压；c 剪切；d 弯曲；e 扭转

(1) 均匀变形

岩石的各个部分的变形性质，方向和大小都相同，这种变形称均匀变形，其特点是原来的直线变形后仍然是直线；原来互相平行的直线，变形后仍然互相平行，拉伸，挤压和剪切三种变形属均匀变形。

(2) 非均匀变形

岩石各点变形后的方向、大小和性质有变化，这种变形称为非均匀变形。弯曲和扭转属非均匀变形。非均匀变形的岩石中各点的主应变轴方位是变化的。在讨论岩石变形时，常将整体的非均匀变形近似地看作是若干连续的局部均匀变形的总和，如图 2-11 所示，就整体的弯曲变形而言，属非均匀变形，但就相邻的诸小圆来看，则是由圆逐渐连续变为椭圆的，即由若干个相邻小圆的均匀变形总合而成的弯曲变形，而任意两个相邻的小圆所反映的变形方向、大小、性质的差别是很不明显的，因此，可近似地看作是均匀变形。

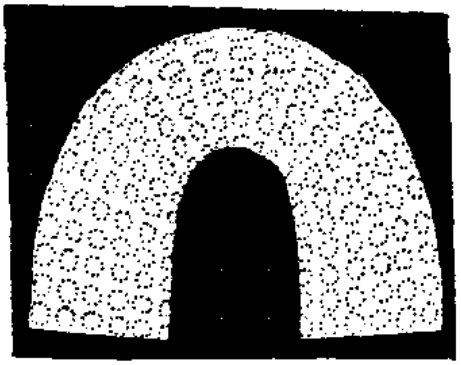


图 2-11　弯曲变形整体为非均匀变形，局部可近似地看作是均匀变形

二、岩石的变形阶段

岩石和其它固体物质一样，在外力作用下，一般都经历弹性变形、塑性变形和断裂变形等三个阶段。岩石的这三个变形阶段虽然依次发生，但绝不是截然分开的，而是互相过渡的。由于岩石力学性质不同，各类岩石的三个变形阶段长短和特点也就各不相同，如脆性岩石的塑性变形阶段就短，而韧性岩石的塑性变形阶段就长。

1. 弹性变形

岩石在外力下发生变形，当外力取消后，又完全恢复到变形前的状态，这种变形称为弹性变形。其主要特点是应力和应变之间成正比，符合虎克定律。

图 2-12 是一个韧性材料沿轴向简单拉伸实验所表示的应力应变曲线图，线段 OA 为直线，说明应力与应变成正比，与 A 点对应的应力值为比例极限，以 σ_r 表示，线段 AB 为曲线，这时应力与应变不成正比，与 B 点对应的应力值 σ_e 称弹性极限，在 B 点前卸载，可以恢复到变形前的状态。

地震冲击波的传播就是岩石具有弹性变形的一个表现，但是岩石发生纯粹弹性变形是很

少在地壳中留下痕迹的。石油勘探开发中，利用不同岩层对人工地震波的不同传播速度，来探测地下不同的岩层及其构造形态，这就是地震勘探方法。

2. 塑性变形

当外力继续增加，变形继续增强，以致当应力超过岩石的弹性极限时，如将外力去掉，变形后岩石不能恢复到原来的形状，这种变形称为塑性变形，即发生了剩余变形或永久变形。如图 2-12，从 B 点开始，韧性材料进入塑性变形阶段，过 B 点后，曲线显著弯曲，当达到 C 点时，曲线就变成水平，这就意味着在没有增加载荷的情况下，变形却显著增加，岩石抵抗变形的能力很弱，这种现象称为屈服或塑性流变，C 点为屈服点，对应此点的应力值 σ_r 称屈服极限，过 C 点后应力缓慢增加，一直到 D 点，应力值增加到最大值，岩石或其它材料在断裂前塑性变形的应变达到 5%～8%，被认为具中等韧性，超过 10%则称为韧性，而小于 3%～5%者则称为脆性。因岩石类型及围压、温度、应变速率和应力类型等条件的差异，出现从脆性到韧性的一系列变化现象(图 2-13)。

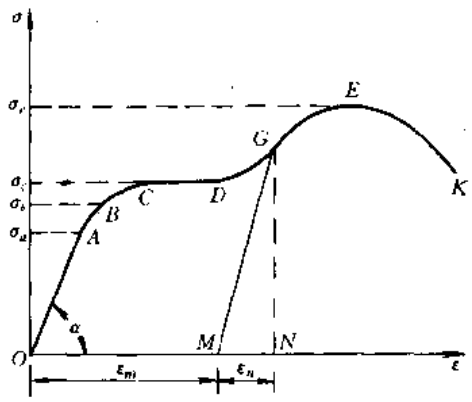


图 2-12　韧性材料拉伸时的应力应变曲线

σ_e — 比例极限；σ_y — 弹性极限；

σ_r — 屈服极限；σ_B — 强度极限

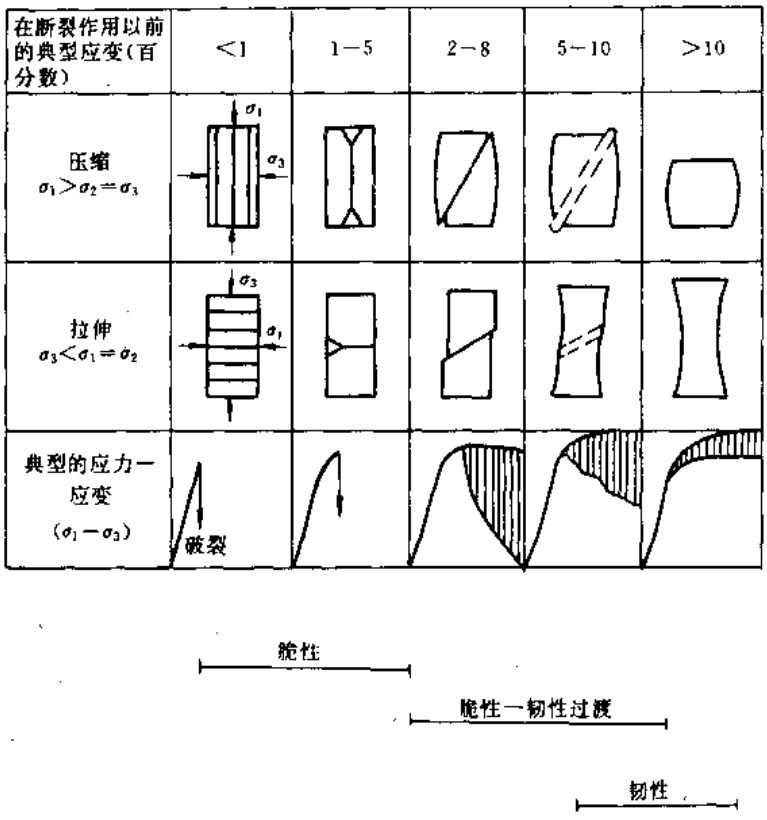


图 2-13　从完全脆性到完全韧性的性能变化系列示意图

表示破裂前的典型应变以及典型拉伸和压缩时的应力应变曲线。竖线部分表明每种情况的内部变化和第 3,4 与第 5 种情况之间的重叠

遭受塑性变形的岩石，其外貌虽有改变，但内部结合力基本未被破坏，仍保持其连续完整性，组成地壳的岩石既可处于弹性状态，又可处于塑性状态，因此岩石的弹塑性变形是形成地壳中相当一部分构造现象的重要因素。

3. 断裂变形

任何岩石的弹性变形和塑性变形总是有一定限度的，当应力达到或超过岩石的强度极限时，岩石内部的结合力遭到破坏，就会产生破裂面，岩石失去连续完整性，这时就发生破裂变形，强度极限又称破裂极限，是指常温常压下使固体物质开始破坏时的应力值，如图 2-12 中 D 点所对应的应力值 σ_B。

岩石在外力作用下抵抗破坏的能力称为强度，同一岩石的强度极限值，在不同性质的应力作用下差别很大，在常温常压下，某些岩石的抗张强度、抗压强度和抗剪强度数值列于表 2-1。一般情况下，岩石的抗压强度大于抗剪强度和抗张强度。抗压强度约为抗张强度的 30 倍，为抗剪强度的 10 倍。

岩石断裂变形有两种方式，即张裂和剪裂。张裂是在外力作用下，张应力达到或超过岩石抗张强度时，在垂直于主张应力轴或平行于主压应力轴方向上产生的断裂，剪裂是岩石在剪应力作用下发生剪切破坏时所产生的断裂。

第三节　影响岩石力学性质与岩石变形的因素

岩石变形特征不仅与受力大小、方向、性质等有关，而且与岩石本身的力学性质有关，岩石的力学性质主要取决于其成分、结构、构造等内在因素，但岩石所处的地质环境因素，诸如围压、温度、溶液、孔隙压力、时间及岩石变形的应力状态等，也会影响岩石的力学性质，从而影响到岩石的变形特征。因此，研究各种外界因素对岩石力学性质的影响，对于分析和阐明岩石变形特征是十分重要的。

一、围压

岩石处于地下深处，承受着周围岩石对它施加的围压作用，岩石所处深度越大，围压也越大，其效应是一方面增强了岩石的韧性，另一方面大大提高了岩石的强度极限，而弹性极限也有所增高。

罗伯逊(E. Robertson)对石灰岩所作的实验，说明了围压对岩石的力学性质的影响，图 2-14 是石灰岩在从 0.1MPa 到 400MPa 的围压下进行实验而得出的应力—应变曲线。在围压为 0.1MPa，即地表条件下，从零一直到所施加应力为 280MPa 时，石灰岩表现为弹性，超过此值岩石便破裂，围压在 30MPa 和 70MPa 时，即相当于地下 1,500～2,700m 深处时，石灰岩表现出弹性变形和一个很短的塑性变形阶段，这相当于我国东部各油田

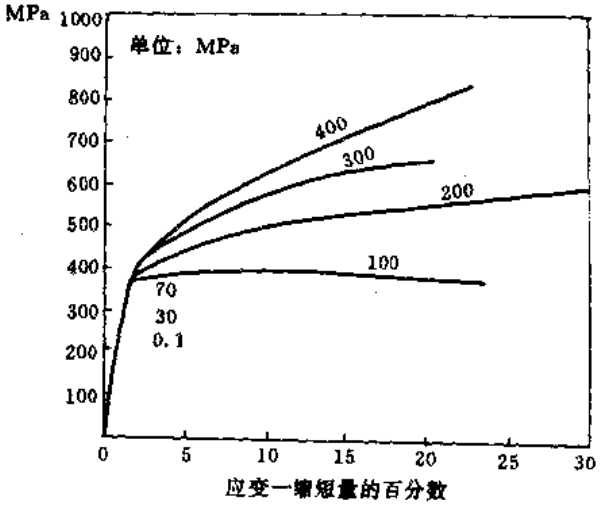


图 2-14　石灰岩在不同围压下的应力—应变曲线　单位：MPa
(据 E. Robertson)

的石油钻井深度，当压应力在350～380MPa时发生破裂。当围压增加到100MPa以上，石灰岩在受到400MPa左右的压应力时，开始显示塑性变形，这相当于在地下3,800m左右的深处。围压在200MPa时，即相当于地下深处7,700m左右的环境，石灰岩被缩短30%尚未破裂，表明岩石塑性极大地增强了，图中围压100MPa以上的实验曲线，并不表示石灰岩到此就破裂了，而是实验未继续进行。

上述实验证明岩石强度极限是随着围压增大，即随着岩石所处深度的增大而增大的。当围压相当于地表条件下时，石灰岩的抗压强度是280MPa；在地下3,800m左右的环境时，其抗压强度大于390MPa；到地下7～8km时，岩石具有极强的塑性，这就说明，地表呈脆性的岩石，到地壳深部就具有高度的韧性，乃至呈现粘性流动，形成各种塑性变形的现象。

二、温度

许多岩石在常温常压下是脆性的，随着温度的升高，岩石强度便会降低，弹性就有所减弱，韧性则大为增加，易于变形。温度增高对岩石力学性质影响的原因是，当温度增高时，岩石质点(分子)的热运动增强，从而减弱它们之间的联系能力，使物质质点更容易移动，因此，在升高温度的条件下，较小的应力也能使岩石发生较大的塑性变形，且抗压强度降低，易于形成剪裂。

三、溶液

在干燥和潮湿状态下，岩石的力学性质是大不相同的。当岩石中有溶液或水汽时，一方面降低了岩石的弹性极限，增加了岩石的塑性，使岩石易于变形；另一方面，在应力作用下，溶液有利于重结晶作用，或促使矿物的溶解与新矿物的形成，从而使岩石易于发生塑性变形。实验还表明，同一岩石，因溶液介质性质不同，其强度降低程度也不相同，例如处于围压0.1MPa的大理岩，在煤油介质内的抗压强度为810MPa；但在水中，其抗压强度却降低为156MPa，仅为在煤油中的抗压强度的五分之一。图2-15是温度和溶液对大理岩变形的影响。

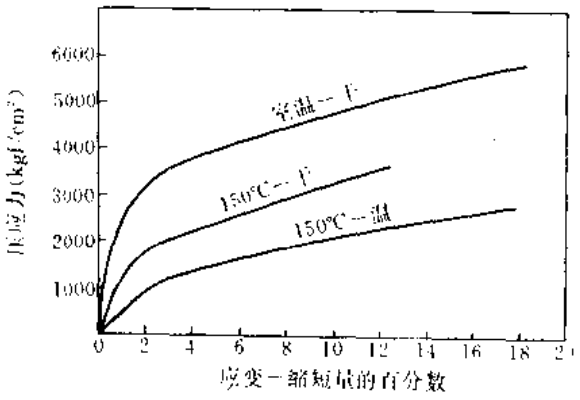


图2-15 温度和溶液对大理岩变形的影响
(据D.F.Griggs,1951)

四、孔隙压力

岩石孔隙内流体的压力称为孔隙压力。在沉积物堆积时，一些流体封闭在粒间孔隙内，水是常见的一种，常以胶体形式吸附在粘土矿物中，在沉积物压实以后，大部分残留在岩石内部，或作为孔隙溶液存留在孔隙中，或作为包裹体存于结晶岩石中。如果不透水层阻挡含水层中孔隙流体从岩层中的自由流走的情况下，岩石中的孔隙压力就会很大，甚至接近围压。由于孔隙压力抵消了部分围压的影响，所以当其它条件不变，而孔隙压力提高时岩石会变脆，促使岩石更易于破裂。

五、时间

时间因素对于岩石的力学性质与变形的影响有以下三个方面：

1. 快速施力与缓慢施力对岩石变形的影响

快速施力能加快岩石变形速度，使岩石表现为脆性变形，缓慢施力则会使脆性物质发生塑性变形，长时间缓慢持续施力，会使物体破坏所需要的应力远比迅速施力使之破坏的应力要小得多，当岩石受到缓慢的长时间外力作用时，质点就有充分时间固定下来，于是产生了永久变形；当快速变形时，质点来不及重新排列就破裂了，故呈现出脆性变形的特征。

2. 重复受力对岩石变形的影响

使岩石多次重复受力，虽然作用力不大，也能使岩石破裂。当力的作用次数增加时，破裂时的应力值便降低。

3. 蠕变与松弛对岩石变形的影响

蠕变是指在应力不增加的情况下，随着时间的增长变形继续缓慢增加的现象；松弛则指当应变保持不变时，随时间的增长应力逐渐减小的现象。这两种现象均与时间有关，实际上都反映了一条规律，即长时间缓慢变形会降低材料的弹性极限。

第三章　褶　　皱

褶皱是指岩石受力发生的弯曲变形，它是由岩石中原来近乎平直的面变成了曲面表现出来的，形成褶皱的变形面绝大多数是层理面。

褶皱是地壳中分布最普遍的一种地质构造。褶皱的规模差别极大，从巨大的褶皱系和构造盆地到出现在个别露头上或手标本上的褶皱，以至显微褶皱构造。褶皱的形态也是千姿百态，复杂多变的。

第一节　褶皱和褶皱要素

一、褶皱的基本类型

褶皱的形态是多种多样的，而其基本形式有两种（图 3-1）：一种是岩层向上弯曲，核心部分岩层时代较老，两侧岩层时代较新，叫做背斜构造；另一种是岩层向下弯曲，核心部分岩层时代较新，而两侧岩层时代较老，叫做向斜构造。

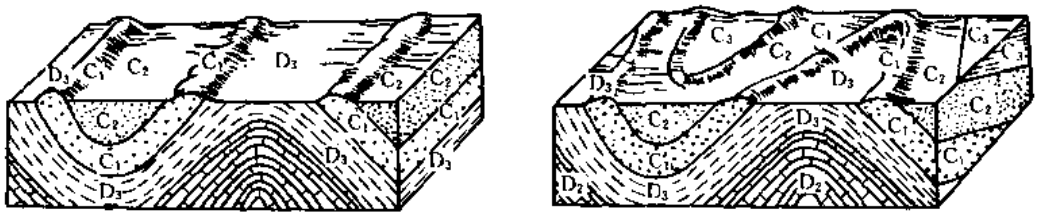


图 3-1　背斜和向斜在平面上和剖面上的特征

A、B 两图中左侧是向斜，右侧是背斜

岩层在形成褶皱之后，若地壳上升，遭受剥蚀破坏，在地表上若看不到向上或向下弯曲的整体形状，则只能根据地层对称排列的新老顺序来判断。如虽看不到岩石向上拱起，但中心是时代较老的地层，两侧对称排列新地层，则必然是背斜，反之则是向斜。因此，确定地层新老关系，是鉴别剥蚀后残存的背斜和向斜构造的关键。而第一章所讲的沉积岩原生构造，可以帮助我们正确鉴定岩层的层序。

二、褶皱要素

为了正确描述和研究褶皱，首先要搞清楚褶皱的各个组成部分及其相互关系，即要认识褶皱要素，褶皱要素主要有以下几部分（图 3-2）：

① 核部：褶皱中心部分的地层。

② 翼部：褶皱核部两侧对称分布的地层，在横剖面上，构成两翼的同一褶皱面的拐点的切线的夹角称为“翼间角”。

③ 转折端：系指从一翼向另一翼过渡的弯曲部分，在横剖面上常呈弧线形，但也可能是一

个点或直线。

④ 枢纽：在褶皱的各个横剖面上，同一褶皱面的各最大弯曲点的连线叫做枢纽。枢纽可以是直线，也可以是曲线或折线，可以是水平线，也可以是倾斜线。

枢纽的延伸方向，也叫枢纽的走向，若是倾斜的枢纽，则它倾没的方向叫倾伏方向，枢纽与水平线之间的夹角，叫它的倾伏角，因此枢纽是可以用类似产状三要素的表示方法来描述它在空间状态的。枢纽的产状代表褶皱延伸的情况。

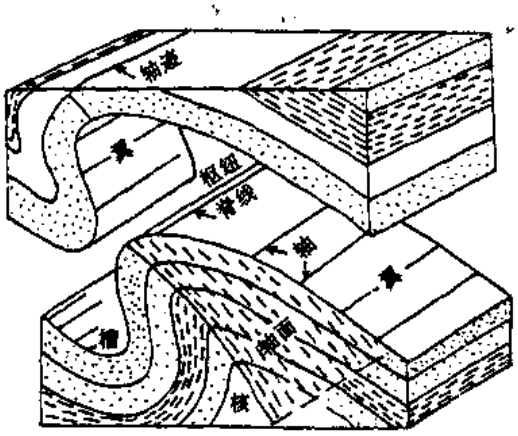


图 3-2 褶皱要素示意图（据 E.S. Hills 修改）

⑤ 轴面：是指由许多相邻褶皱面上的枢纽联成的面，也可称枢纽面。如果褶皱各层的厚度在两翼基本不变时，可以把轴面看成是翼间角的平分面，或者是大致平分褶皱两翼的对称面，轴面可以是平面，也可以是曲面，轴面可以用走向、倾向、倾角三要素来表示它在空间的产状。

轴面与水平面，包括地平面在内的交线，称为轴迹。

⑥ 脊、脊线、槽、槽线：某一褶皱面横剖面上背斜的最高点称为脊，脊的连线称为脊线，向斜的最低点称为槽，槽的连线称为槽线，油气在地下往往聚集在脊的附近，而地下水则往往聚集在槽的附近。

脊、脊线有可能与褶皱的转折端、枢纽重合，但也可能不重合。槽、槽线也有类似情况，要注意区别。

褶皱的核部，翼部，转折端等都是实际存在着的要素，而枢纽，轴面，翼间角等都是看不见的，只具有几何学上的意义，可称为标志性要素。

第二节 褶皱的几何形态

一、圆柱状褶皱和非圆柱状褶皱

从几何学观点，把转折端浑圆的褶皱面看成是具有一条直线平行自身移动而形成的曲面。这种几何形状的褶皱称为“圆柱状褶皱”（图 3-3a，b）。其特点是褶皱的枢纽是一条直线。不具有这种特点的，都称为“非圆柱状褶皱”，地壳中大多数褶皱从整体上来看，都是非圆柱状的，即枢纽不是呈直线状的，而是褶皱延伸一定距离之后，其方位和形态就可能发生变化，甚至褶皱完全消失。但是为了对褶皱的形态和产状进行几何学研究，可采用把一个褶皱按其枢纽和轴面产状变化情况划分成若干个圆柱状区段的方法。这样可以对各区段研究结果进行综合分析，以得出整个褶皱的几何形态特征和变化规律。后面几节关于褶皱形态及其描述，都是在圆柱状褶皱的基础上为主进行论述的。

二、褶皱的波长和波幅

褶皱的波长和波幅可以从两个包络面（图 3-4 中的 S'_0）之间的褶皱层周期性波形上进行度量。在这个横剖面上连接各个波的拐点的面叫褶皱的中间面，当褶皱层为规则的周期性波形，其中间面又位于两个包络面正中（图 3-4a），则该褶皱规模可用波长（W）和波幅（A）来表

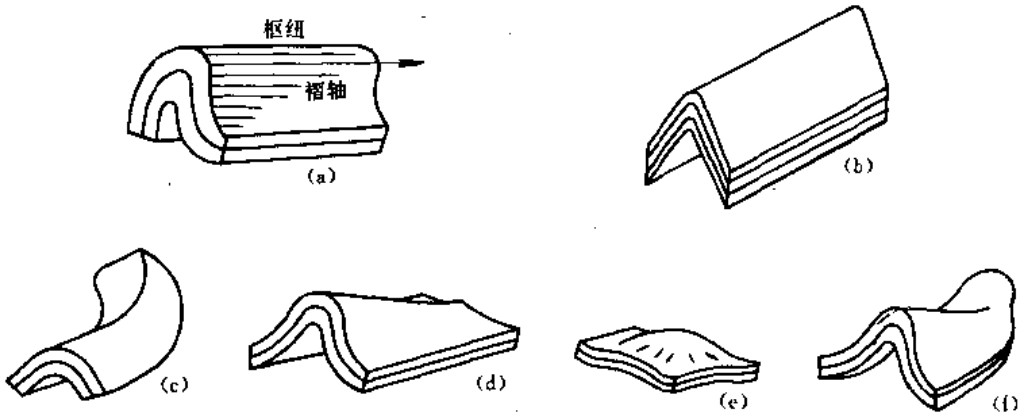


图 3-3　圆柱状褶皱和非圆柱状褶皱

(a)、(b)圆柱状褶皱；(c)、(e)非圆柱状褶皱，其中(d)(f)为圆锥状褶皱

达，波长为一个周期波长度，即等于两个相间拐点之间的距离；波幅则相当于两个包络面之间垂直距离的一半。当褶皱为不对称波形(即褶皱的两翼不等长)时，波长和波幅也可以用前述方法度量，分别表示为 W_m 和 A_m(图 3-4b)。

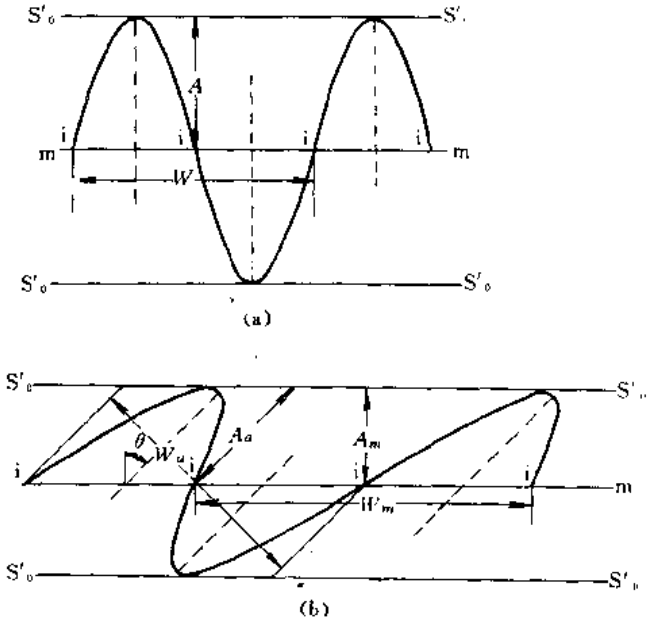


图 3-4　褶皱的波长(W)和波幅(A)　据(J. G. Ramsay，1967)

(a)对称褶皱波长(W)和波幅(A)；(b)不对称褶皱波长(W_m，W_a)和波幅(A_m，A_a)

S'_0-包络面；mm-中间面；θ-轴面与中间面相交的余角

三、褶皱形态分类

褶皱形态是各种各样的，可以从不同方面来研究和描述，因而出现了大量的褶皱名称术语，比较重要而又常用的有以下几种：

1. 横剖面上的褶皱形态

① 根据轴面产状和两翼产状，褶皱可分为下列几种类型：

a. 直立褶皱：轴面近于直立，两翼倾向相反，倾角近乎相等(图 3-5，A)。

b. 斜歪褶皱：轴面倾斜，两翼倾向相反，倾角不等(图 3-5，B)。

c. 倒转褶皱：轴面倾斜，两翼倾斜方向一致，一翼地层倒转(图 3-5，C)。

d. 平卧褶皱：轴面近于水平，一翼地层正常，一翼地层倒转(图 3-5D)。

e. 翻卷褶皱：轴面弯曲的平卧褶皱(图 3-5，E)。

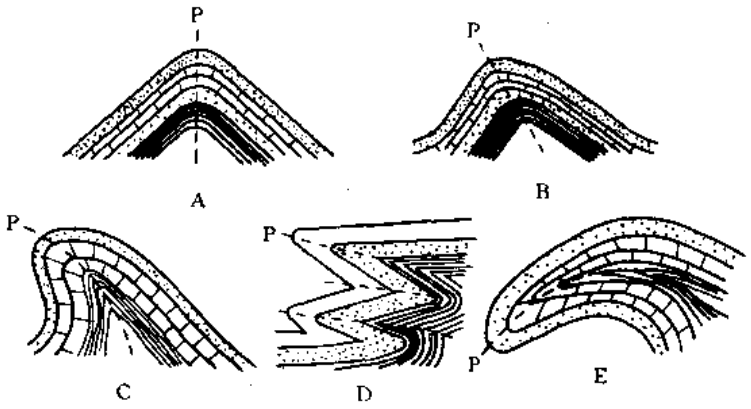


图 3-5　根据轴面和两翼产状来描述褶皱的术语

A-直立褶皱；B-斜歪褶皱；C-倒转褶皱；D-平卧褶皱；E-翻卷褶皱；P-轴面(或横剖面上的轨迹)

② 根据褶皱的对称性，可以将褶皱分为两类：

a. 对称褶皱：褶皱的轴面与水平面垂直，或与褶皱包络面垂直，而且两翼长度基本相等(图 3-6a，c)。

b. 不对称褶皱：褶皱轴面与水平面或其包络面斜交，且两翼不等长(图 3-6b，d)。

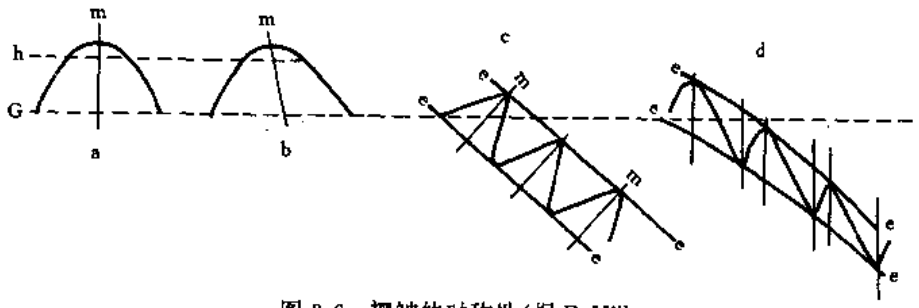


图 3-6　褶皱的对称性(据 E. Hills)

a-对称背斜(直立)；b-不对称背斜(在 h 之上基本上是对称的)；c-在地平线 G 露头看到的是不对称褶皱，从轴面与褶皱包络面相垂直看，实际上是对称褶皱；d-地平面露头上看是对称的，从轴面与褶皱包络面斜交，两翼不等长看，实际上是不对称褶皱。ee'-褶皱包络面(线)；m-轴面；G、h-水平面(地平面)

③ 根据翼间角大小可将褶皱分为以下几类：

a. 平缓褶皱：翼间角小于 180°，大于 120°(图 3-7a)。

b. 开阔褶皱：翼间角小于 120°，大于 70°(图 3-7b)。

c. 闭合褶皱：翼间角小于 70°，大于 30°(图 3-7c)。

d. 紧闭褶皱：翼间角小于 30°(图 3-7d)。

e. 等斜褶皱：两翼紧闭，翼间角近于 0°(图 3-7e)。

④ 根据褶皱面的弯曲形态可将褶皱分为以下几类：

a. 圆弧褶皱：岩层呈圆弧形弯曲(图 3-8a)。

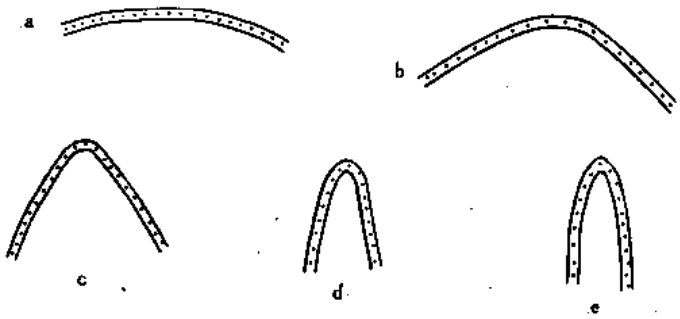


图 3-7　根据翼间角来描述褶皱的术语

a-平缓褶皱;b-开阔褶皱;c-闭合褶皱;d-紧闭褶皱;e-等斜褶皱;

b. 尖棱褶皱:两翼平直相交,转折端尖角状(图 3-8b)。

c. 箱状褶皱:两翼陡而转折端平直,褶皱呈箱状,常常具有一对共轭轴面(图 3-8c)。

d. 扇状褶皱:两翼岩层均呈倒转,褶皱面呈扇状弯曲(图 3-8d)。

e. 挠曲:缓倾斜岩层中的一段突然变陡形成台阶状弯曲(图 3-8e)。

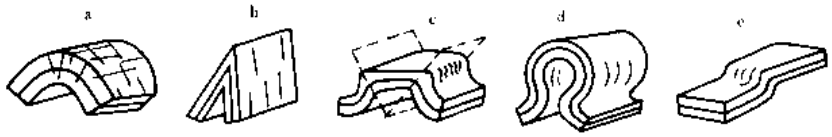


图 3-8　根据褶皱面的弯曲形态来描述褶皱的术语

a-圆弧褶皱;b-尖棱褶皱; c-箱状褶皱;d-扇状褶皱;e-挠曲

⑤ 根据同一褶皱中各层弯曲形态的变化规律,褶皱可划分为两类:

a. 协调褶皱,褶皱中各层的弯曲形态在剖面上趋向于保持不变或作有规律的变化,其间没有不协调的突变现象。如平行褶皱和相似褶皱(图 3-9a,b)。



图 3-9　典型的平行褶皱(a)和相似褶皱(b)

(据 J. G. Ramsay 1962)

b. 不协调褶皱:各褶皱层的弯曲形态彼此明显不同,有显著的突变现象(图 3-10)。

褶皱的不协调现象是普遍的,一个影响深度较大的褶皱从整体上看可能是不协调的,而在一些局部可以看作是协调褶皱。

2. 平面上的褶皱形态

根据褶皱中间一岩层界面在平面上迹线圈闭面积的平面形态，可将褶皱分别称为：

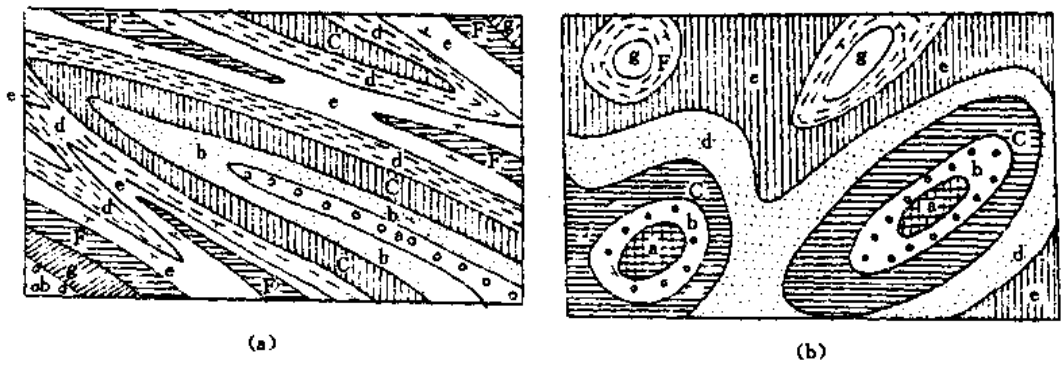
① 穹隆和构造盆地：如图 3-11，(b)图左侧所示，同一岩层界面在平面上迹线所圈闭面积的长宽之比小于 3∶1 的背斜，称为穹隆构造，同样形状的向斜则称为构造盆地，穹隆构造的褶皱面自脊点向四周作放射状倾斜，而构造盆地的褶皱面则从四周向中心倾斜。



图 3-10　不协调褶皱

② 短轴褶皱：长度与宽度之比在 3∶1～10∶1的褶皱(图 3-11b 的右侧)。

③ 线状褶皱：长度与宽度之比超过 10∶1 的各种狭长形褶皱(图 3-11，a)。



(a)　　(b)

图 3-11　褶皱在平面上形态的描述

(a) 表现为线状褶皱；(b)右侧为短轴褶皱，左侧为穹隆构造和构造盆地

abc……h 等代表地层层序

第三节　褶皱构造分析及其图件编制

表示褶皱构造的图件，仍是地质图，它主要反映褶皱在平面上的形态及其相互关系，但是为了更好地表示褶皱的整体形态，还需要有地质剖面图，构造等值线图等。

一、褶皱地质图分析

地质图上褶皱主要是通过地层的对称分布，及同一地层界线在某一地区闭合而表现出来的，因此，在地质图上认识分析褶皱，先要从地层分布是否有对称重复，并结合地层新老关系和地层产状，分辨出背斜和向斜，再进而分析褶皱的形态及其相互之间的关系。认识褶皱形态的关键是确定褶皱的两翼、枢纽的产状，及在平面上的形态。

1. 首先，对单个褶皱形态的认识和分析

区分背斜和向斜：先从地质图上最新或最老地层着手，横过地层总体延伸方向观察，如老地层两侧依次对称地分布着新地层者为背斜，反之，在新地层两侧对称地分布着老地层者则为向斜，通常是一个背斜两侧毗邻着向斜，一个向斜两侧则发育着背斜。

如果同一轴向上两个褶皱，枢纽向相反方向倾伏，其中间地段在地质图上看来似乎为平坦或简单的构造，但有些是一种假象掩盖着复杂的褶皱，如图 3-12 所示，在该图 *A-B* 剖面上，表

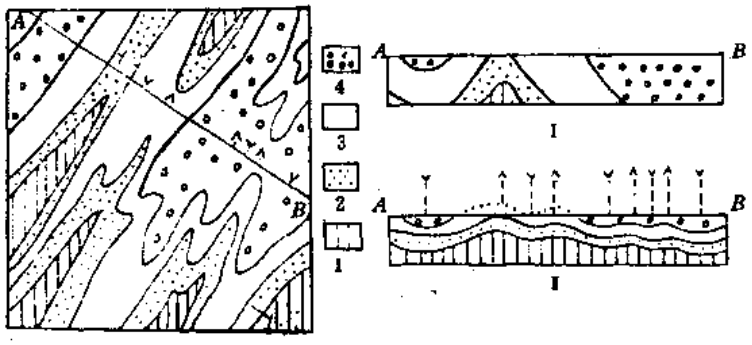


图 3-12　复杂褶曲剖面

1-震旦纪片麻岩；2-寒武纪火山岩；3-奥陶纪灰岩；4-志留纪砾岩

现似乎为剖面图 I 所示的构造，但详尽分析全图后，实际则是如剖面图 II 所示的构造情况，这是因为两个倾伏方向相反的褶皱实际上是同一个褶皱，而且褶皱波幅较低，该平面只能表示同一层内弯曲，所以看来似乎构造平坦。

2. 在区分了背斜和向斜之后，要对褶皱进行逐个分析，应该用褶曲在平面上的特征，来推断它的横剖面上的特征及褶皱在纵向上的表现，以及其它一些特征。

二、褶皱剖面图的编绘

一般褶皱地区剖面图是横切褶皱的延伸方向，即垂直于褶皱枢纽方向的。其编制方法如下：

① 分析平面图上褶皱特征。

② 按垂直于主要褶皱枢纽方向，并穿过大部分褶皱的原则，选定剖面位置。并用铅笔标绘在地质图上。

③ 绘出地形剖面图：在方格绘图纸上画出剖面基线，长短与剖面相等，两端注上垂直线条比例尺，且与地质图水平比例尺一致。按等线高线间距注明标高。基线标高一般取比剖面所切过最低等高线高度再低一、二个间距。然后以基线高程为起点，按等高距依次注明，并将基线与地质图上剖面放平行，最后将地质图上的剖面线与地形等高线的各个交点一一投影到相应高程的剖面标高位置（如图 3-13），再按实际地形用平滑曲线连接相邻点即得出地形剖面图。

④ 在剖面线上和地形剖面上用铅笔轻标出背斜（如用“∧”为记号），和向斜（如用“V”为记号）的位置，对于剖面附近的可能隐伏延伸到剖面切过处的次级褶皱，应将其轴迹线延到与剖面线相交，也在剖面线和地形剖面上标出相应位置（图 3-14）。

⑤ 绘出褶皱形态：将剖面线切过的地层界线的交点和褶皱（包括次级褶皱）的转折端位置均投影到地形剖面上，作图时应注意以下几点：

a. 剖面切过不整合界线时，应先画不整合面以上的地层和构造，然后再画不整合面以下的。被不整合面所掩盖的地质界线和构造，可顺其延伸趋势延至剖面线上（如图 3-14 中的 m 点）再将该点投影到不整合面，从该点绘出不整合面以下的地层界线和构造。

b. 绘褶皱构造应先从褶皱核部地层界线开始，逐次绘出两翼，并要注意次级褶皱。

c. 剖面线与地层走向斜交时，要换算成该方向上的视倾角，如剖面切过的地点无岩层产状数值，可按同一翼两侧最邻近的产状数据来推断。

d. 褶皱同一翼相邻岩层倾角相差较大，上下岩层又是整合接触关系，而又没有断层等构

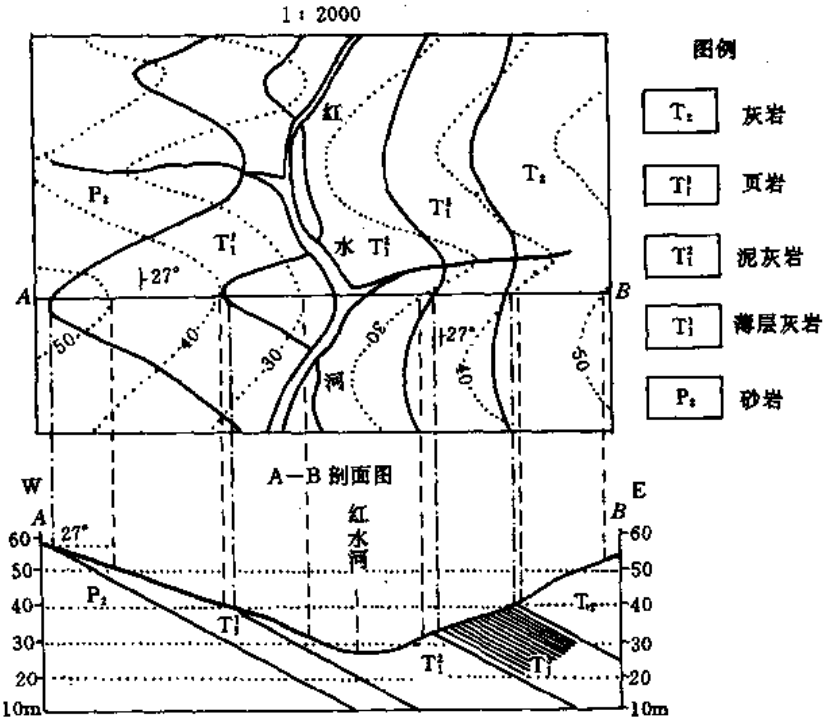


图 3-13　绘制倾斜岩层地质剖面图示意图

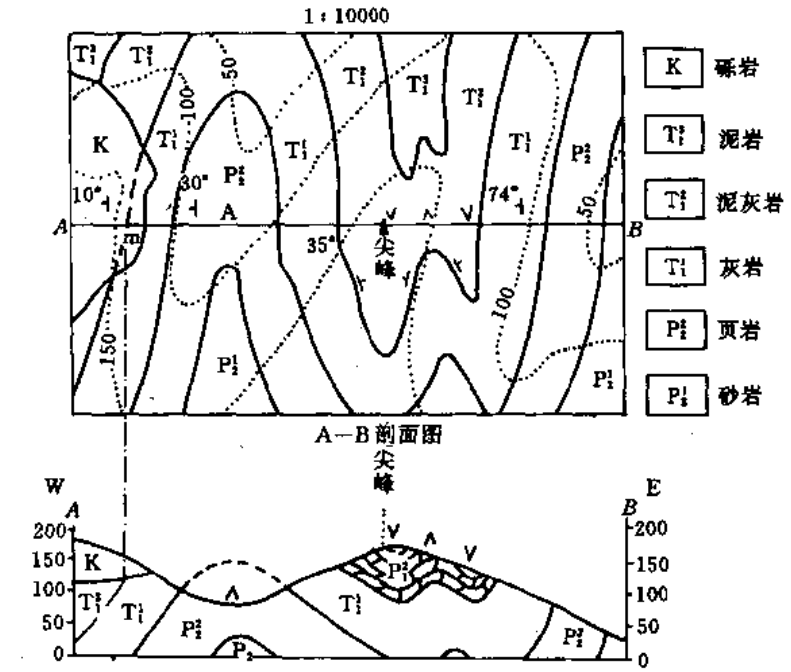


图 3-14　褶皱构造剖面图的绘制

造影响，这只能是岩层倾角局部变陡或变缓造成的，可按两翼同一岩层厚度基本不变的前提，将岩层倾角在地表处按所测数值绘，向深处加以适当修正，使之逐渐与主要产状协调一致(图3-15)。

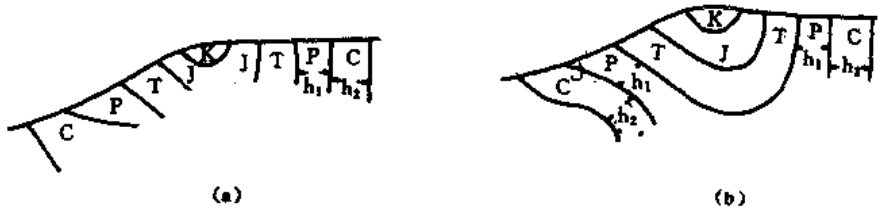


图 3-15　根据同一岩层厚度不变校正同翼岩层产状

(a) 校正前；(b)校正后

e. 恢复褶皱转折端形态：轴面直立或近于直立的褶皱转折端的形态与它在平面上的倾伏转折端形态大致相似，在绘制时也可以根据枢纽倾伏角作纵向切面，求出到所作剖面处核部地层枢纽的深度，然后结合该层两翼倾角及枢纽位置绘成圆弧(图3-16)。

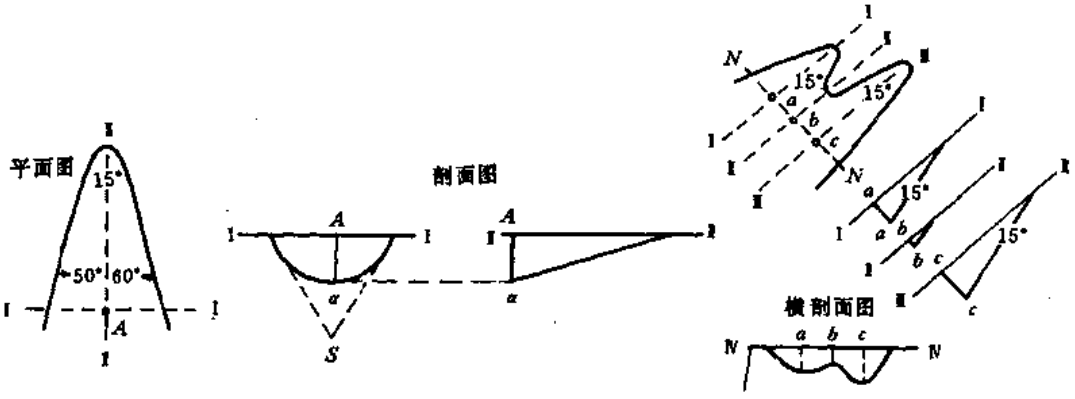


图 3-16　绘褶皱转折端形态的方法

f. 按地质剖面图的内容和格式整饰。

三、构造等值线图的绘制

根据用等高线表现地面起伏形态的地形图绘制原理，用等高线来反映某一特定岩层的顶面或底面的起伏形态的图件，称之为构造等值线图或构造等高线图。这种图定量地反映了地下构造，特别是褶皱的平面形态，是油气田勘探开发的重要图件。其绘制步骤如下：

① 换算目的层层面标高：所谓目的层是指选定并用来反映地下构造的一个特定的岩层、地质界面或油层，要绘目的层层面的等高线就必须测定或换算出它在各处的标高，如图3-17所示，每个钻孔孔

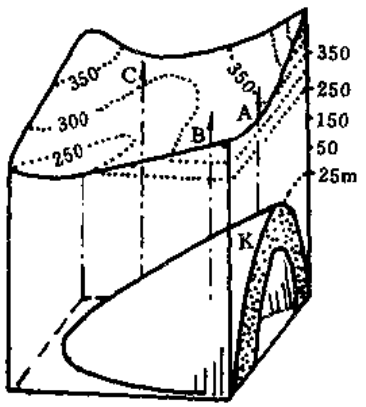


图 3-17　换算目的层层面标高示意图

口地面标高减去到达目的层的孔深，即得出每个钻孔处的目的层层面标高。在钻孔 A 地面标高是 350m，到目的层层面的孔深是 375m，则在 A 点目的层层面标高为 −25m。

② 将计算结果标在地形图各相应点上，如图 3-18 中，“0 $\frac{5}{55}$”，“0”为钻孔位置，“5”为孔号，“55”为该点目的层层面标高。

③ 分析目的层层面高程变化规律：找出层面高程变化趋势，首先是层面的最高点、最低部位及高程突变位置（往往可能有断层存在），初步确定构造形态类型和枢轴线或脊线、槽线的方位或位置。

如图 3-19，以 11 号孔为中心，附近各点高程变化特点是，朝北西和南东方向变低，向北东方向也逐渐降低，可以判断这是一个枢纽向北东倾伏的背斜，沿 11-9-7 号孔的的连线应大致是背斜枢纽或脊线的位置。

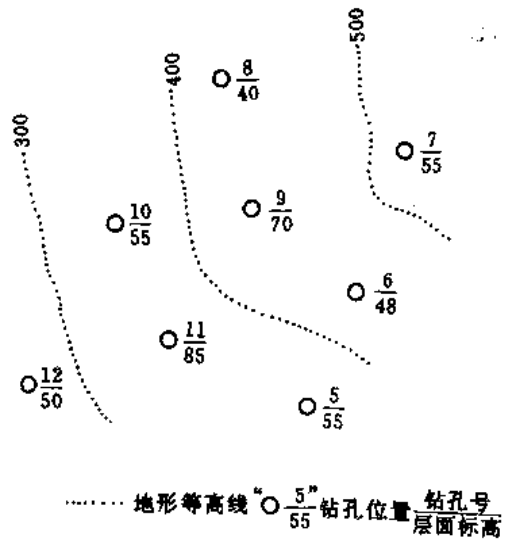


图 3-18　分析目的层层面高程变化的特点

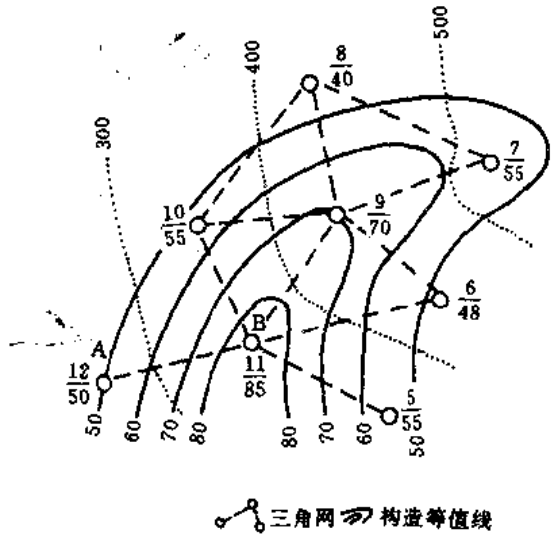


图 3-19　以图 3-18 的资料连三角网并绘等高线

④ 连三角网：从估计的脊线位置开始，从最高点（或槽线最低点）开始，向相邻点连线，用铅笔构成三角网（图 3-19），连线时应尽量垂直于岩层走向，即在距离短，高差较大的方向上连线，避免把不同翼上的点相连，以免歪曲构造形态（图 3-20）。

⑤ 用插入法求等高线点：

按所定的等高线距，在三角网各边线上用内插法求等高距点。

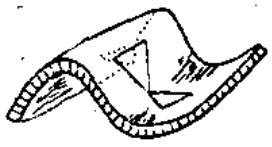


图 3-20　连线不能穿越轴面

⑥ 绘等高线：以平滑曲线依次连接各等高点即得出等高线图（3-19）。连线时应从最高（或最低）线向外依次完成，注意相邻等高线形态的协调。也要注意高程的突变。

⑦ 整饰：擦去三角网等辅助线条，重描等高线或用碳素墨水加绘。

第四节　褶皱的组合形式

在地壳中，各种各样的褶皱大都不是单个或孤立地出现，而往往是不同形态，不同规模和

级次的褶皱以一定的组合形式分布于不同地区。研究褶皱的组合和分布特点，对于探讨褶皱形成机制及地壳运动方式和强度，具有重要意义。褶皱的组合形式多种多样，可以从不同方面去划分其组合类型，这里只简要讨论几种常见的褶皱组合形式。

一、长垣

长垣实际上是背斜带的一种，一群次级背、向斜组成一个长条形的隆起带，如大庆长垣由七个短轴背斜及其间的向斜组成一个轴向近南北的背斜构造带，两翼不对称，东翼倾角 2 度到 7 度，西翼 3 度至 10 度，最北端的两个次级背斜是喇嘛甸子和萨尔图构造，它们的两翼倾角一般为 14 度至 19 度，最大为 24 度，顶部宽而平，是大庆油田的主要产油构造。（图 3-21）。

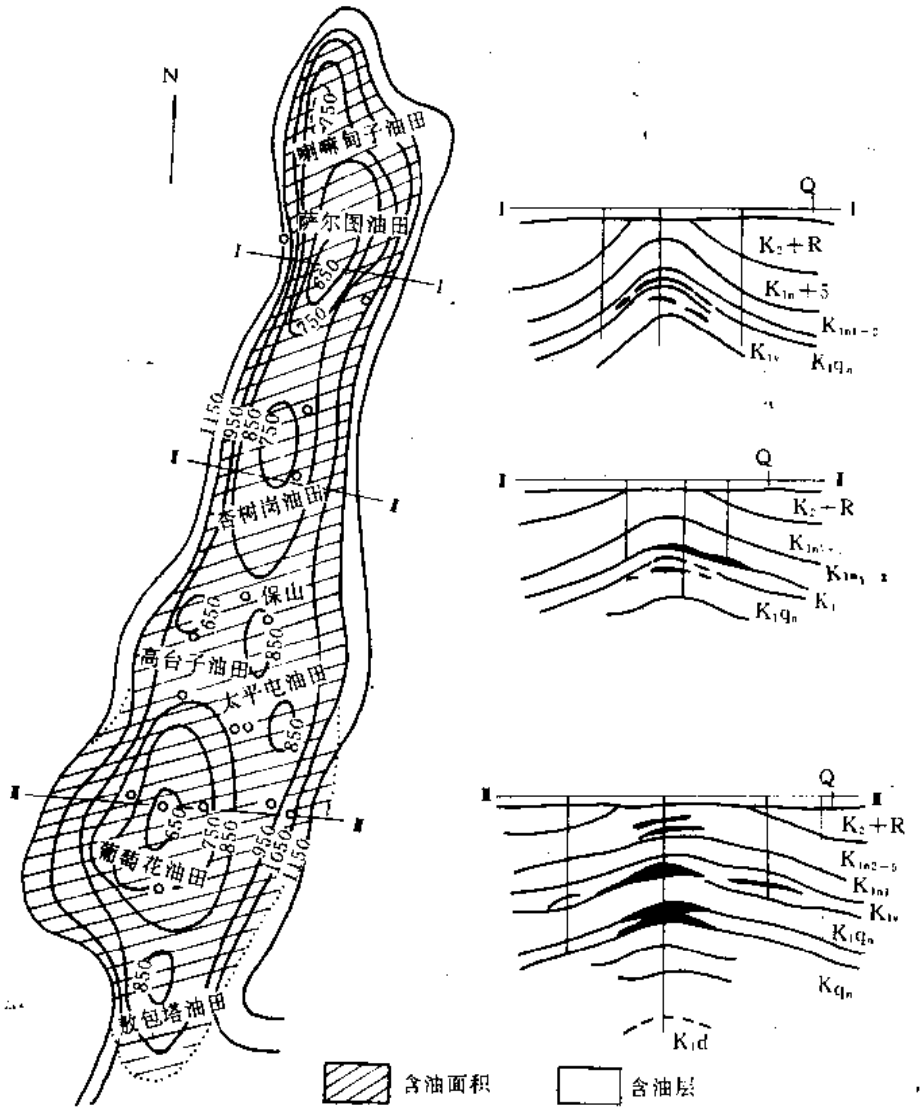


图 3-21　大庆长垣

二、雁列式褶皱

为一系列短轴背斜或向斜，彼此平行如雁行排列，可以由不同规模和级次的背斜或向斜所组成(图 3-22)。

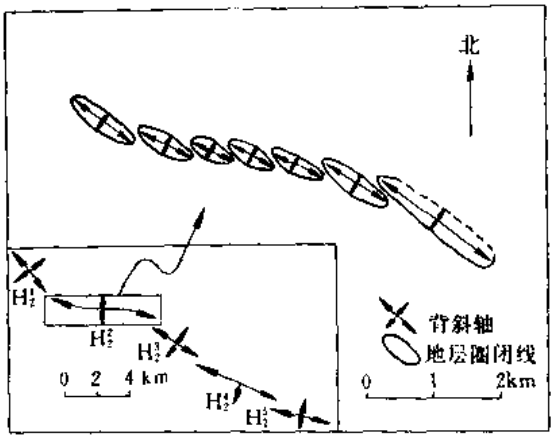
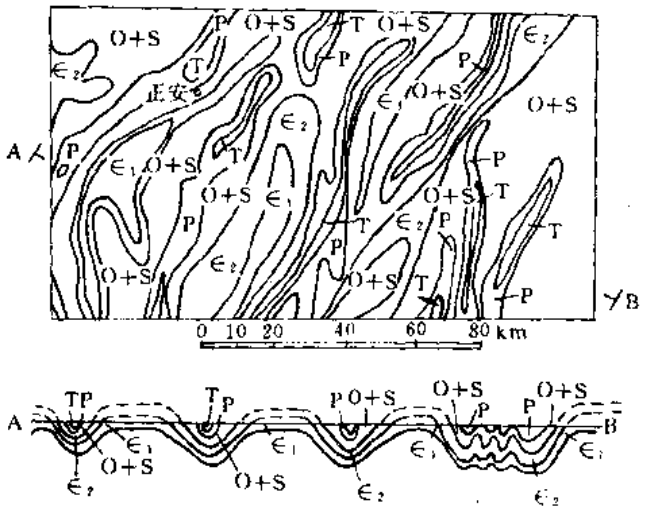


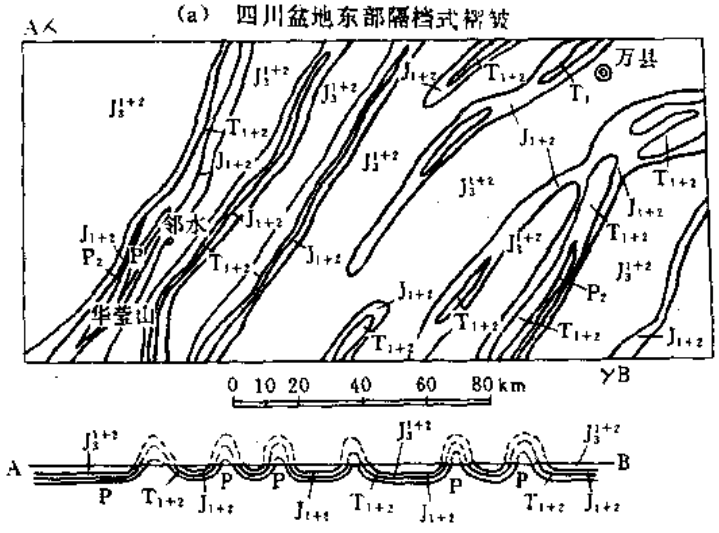
图 3-22 青海柴达木盆地内红三旱地区多级雁行褶皱
(据孙殿卿，1985)

三、隔挡式和隔槽式褶皱

隔挡式褶皱又称梳状褶皱，是由一系列平行的背斜和向斜相间组成，其中背斜是窄而紧闭的，形态完整清楚，呈线状延伸，而两个背斜之间的向斜则开阔平缓，四川盆地东部一系列北北东向褶皱就是这类褶皱的典型实例(图 3-23a)。



(a) 四川盆地东部隔挡式褶皱



(b) 贵州正安及以东地区隔槽式褶皱

图 2-23(据中华人民共和国地质图简化)

隔槽式褶皱也是由一系列平行的背、向斜相间排列的褶皱组成的，但是其中背斜和向斜形态正好与隔挡式褶皱相反，向斜紧闭且形态完整，呈线状排列，而两个向斜之间的背斜则平缓开阔成箱状，因而也称箱状褶皱，黔北—湘西一带的褶皱就表现为这种组合形式(图 3-23b)。

隔挡式和隔槽式褶皱的共同特点是变形强度不相同：较紧闭的褶皱与较开阔的褶皱相间并列。

四、复背斜和复向斜

复背斜或复向斜是由许多次级褶皱所组成的巨大背斜或巨大向斜，各次级褶皱与总体褶皱常有一定的几何关系，如一般认为典型的复背斜和复向斜的次级褶皱的轴面常向该复背斜或复向斜的核部收敛(图 3-24)，不过由于复背斜和复向斜大都经历过多次构造变形，因而其次级褶皱的形态和产状都极为复杂。认识复背斜和复向斜主要根据新老地层的分布特征。

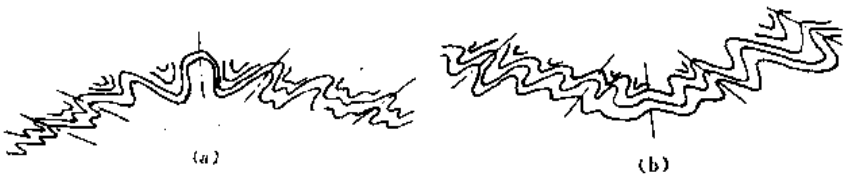


图 3-24　复背斜(a)和复向斜(b)

第五节　褶皱的形成机制

褶皱是如何形成的，它们经历了哪些变形过程，褶皱的形成受到哪些因素和条件的影响，褶皱的形态、产状和分布特点与形成方式之间有哪些内在联系等等，都是关系到褶皱形成机制的问题，由于岩石受力发生褶皱是一个十分漫长、十分复杂的变形过程，因此，褶皱形成机制是一个十分复杂、尚待深入认识的问题，本节只作一些简略的讨论。

一、褶皱形成机制的基本类型

根据褶皱的形态及其内部构造特征所反映的褶皱岩层各部分的应力、应变分析，并结合模拟实验，可以得出下列几种褶皱形成机制。

1. 纵弯褶皱作用

岩层受到顺层或水平方向的挤压力而发生褶皱，称为纵弯褶皱作用，地壳中大部分褶皱是纵弯褶皱作用形成的。

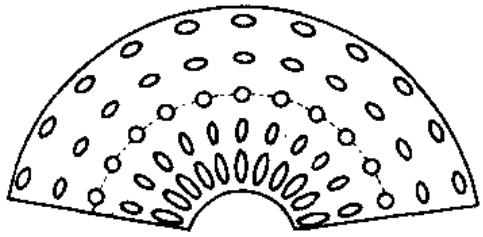


图 3-25　单层纵弯曲的应变分布
(据 B. E. Hobbs. 1971)
注意原来成行的小圆圈，板弯曲后成为椭圆的分布特征

单层纵弯曲的应力和应变分布特点，通过在一个结构均一的板状材料侧面上画若干排小圆圈，然后使板材发生纵弯变形，观察小圆圈发生变形可以形象地说明。如图 3-25，原来的小圆圈大部分变成椭圆，而且外凸侧的小圆圈变成扁椭圆，内凹侧的小圆圈变成长椭圆，二者之间有一行小圆圈仍保持不变，说明板材外凸侧受到平行于弯曲弧的拉张应力作用，内凹侧受到平行于弯曲弧的挤压应力作用，而中间有一个无应变面，说明二种应力在此中和，因而该面叫中和面。中和面的位置随着弯曲的加剧和曲率的增大而逐渐向内凹侧迁移，这种应力应变条件下岩层各部分可能发生的变形如图 3-26 所示。

当一套层状岩层受到顺层挤压时，层面在形成褶皱过程中往往起着重要的作用，以致岩层常通过下列两种不同方式形成褶皱，一种是弯滑作用，另一种是弯流作用。

① 弯滑作用：指一系列岩层通过层间滑动而弯曲成为褶皱，其主要特点是：

a. 各单层有各自的中和面，而整个褶皱没有统一的中和面，各相邻褶皱面保持平行关系，各岩层的真厚度在褶皱各部位基本一致，因而这种作用往往产生平行褶皱(参见图 3-9a)。

b. 纵弯褶皱作用引起的层间滑动规律是：

各相邻上层相对向背斜转折端滑动，各相邻下层则相对向向斜转折端滑动。

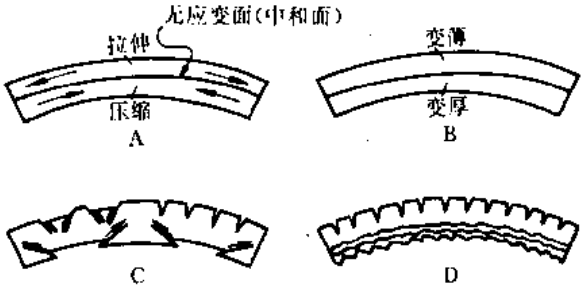


图 3-26　单层纵弯曲的应变状态及内部小构造(据 M. P. Billings)

A 纵弯曲的应变状态；B 韧性层的变形；C 脆性层的断裂变形；D 上部断裂下部褶皱

(注意垂直层面的直线，弯曲后发生错位所反映的层间滑动特点)

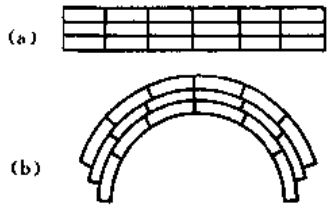


图 3-27　纵弯褶皱的弯滑作用

(a)—弯曲前；(b)—弯曲后

a. 层内物质流动方向，一般是从翼部流向转折端，致使岩层转折端处不同程度的增厚，翼部相对减薄，从而形成相似褶皱(参见图 3-9b)。

b. 当软硬岩层相间时，硬岩层流动不大，组成平行褶皱，而软岩层发生明显流动，形成相似褶皱。

② 弯流作用：纵弯褶皱作用使岩层产状发生弯曲时，不仅发生层间滑动，而且某些岩层的内部还出现物质流动现象，不同力学性质的岩层其流动程度也不同，而上下层面对褶皱物质的流动起着控制作用(图 3-28)。纵弯褶皱的弯流作用主要变形特征是：

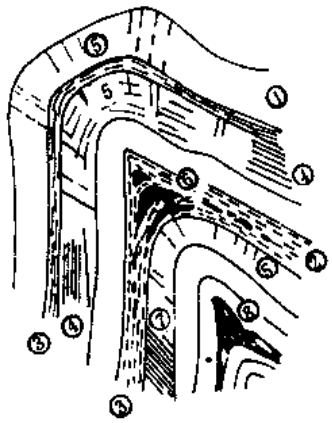


图 3-28　弯流褶皱的内部构造　(河北兴隆，据武汉地质学院)

①-厚层硅质灰岩；②-炭质板岩夹薄层硅质灰岩；③-顺层流劈理；④-顺层剪裂面；⑤-张节理；⑥-由硅质灰岩形成的构造透镜体；⑦-翼部剪节理；⑧-反扇形流劈理

2. 横弯褶皱作用

岩层受到和层面垂直的外力作用而发生褶皱，称为横弯褶皱作用。地壳差异升降运动，岩浆上升的顶托作用，岩盐的底辟作用以及同沉积作用形成的褶皱都属于横弯褶皱，与纵弯褶皱作用相比，这种褶皱作用是局部的、次要的。

横弯褶皱作用也会引起弯滑作用和弯流作用，但它们与纵弯褶皱作用有明显不同的特点：

① 横弯褶皱的岩层整个处于拉伸作用状态下，各层都没有中和面。

② 横弯褶皱作用往往形成顶薄褶皱，尤其是岩浆或岩盐等上拱造成的横弯褶皱作用更是如此，顶部因拉伸而变薄，并形成放射状或呈同心圆状分布的断裂系统。

二、同沉积褶皱和底辟构造

这几种褶皱都可归入横弯褶皱作用形成的褶皱之内，因它们往往与油气聚集关系密切，故在此略加描述。

1. 同沉积褶皱

大多数褶皱是在岩层形成后受力而形成的，但是，也有一些褶皱是在地层沉积的同时逐渐变形而形成的，这类褶皱称为同沉积褶皱，由于地壳的差异运动，导致某一部分地壳在岩层沉积时呈相对上升趋势，而造成此类褶皱，它往往具有下列特点(图 3-29)。

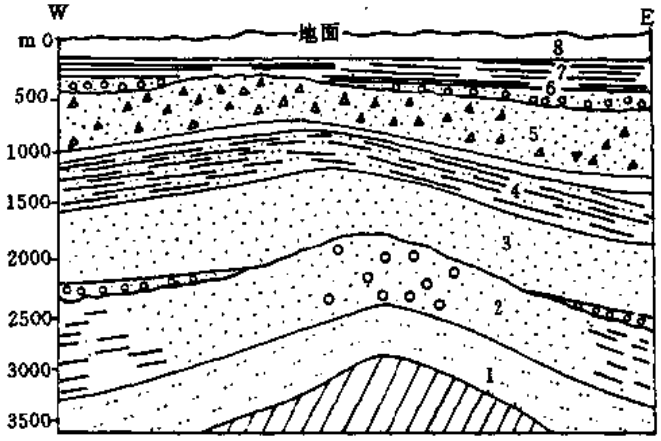


图 3-29 同沉积背斜示意图

① 两翼倾角往往是上部较平缓，往下逐渐变陡。

② 总形态是开阔褶皱

③ 背斜顶部岩层厚度变薄，有些层位甚至缺失，两翼岩层则厚度增大。向斜则中心部位厚度最大。

④ 背斜顶部常沉积浅水粗粒物质，翼部则沉积较细物质，向斜中心部位沉积细粒物质。

2. 底辟构造

底辟构造是地下高韧性岩体如岩盐、石膏、粘土或煤层等，在构造应力的作用下，或者由于岩石物质间密度差异所引起的浮力作用，向上流动并挤入上覆岩层之中而形成的各种构造。当岩浆体上拱、侵入围岩，使上覆岩层发生拱曲，则形成岩浆底辟。

盐丘是由岩盐和石膏向上流动和挤入围岩，使上覆岩层发生拱曲隆起(图 3-30)，它是一种特殊的底辟构造。底辟构造附近是油气聚集的有利场所。

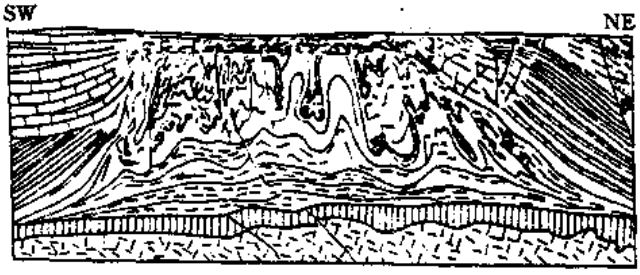


图 3-30 德国汉诺威附近的盐丘构造(据 E. S. Hills)

第六节　褶皱形成的时代

有些褶皱是在地质历史中短暂的地史时期内形成的，有些则是在较长的地史时期内逐渐形成的。前者常常是岩层成岩后受力而发生褶皱，其形成时期总是与某个时期的构造运动相联系，可用角度不整合来分析其形成时代；后者如同沉积褶皱，其形成时间是根据沉积岩相和厚度分析来确定的。

一、角度不整合分析法

大多数褶皱是成岩后，或主要是成岩后形成的，它们的形成时代也主要是根据区域性角度不整合时代来确定。不整合面以下的一套地层均褶皱，而其上的地层未褶皱，则褶皱形成时代通常看作与角度不整合所代表的时代相一致。即不整合面下伏褶皱地层中最新地层沉积之后，上覆未褶皱地层中最老地层沉积之前。如果不整合面上下地层均褶皱，但褶皱方式，方向，形态都互不相同，则至少发生过两次褶皱运动。如果一个地区存在两个角度不整合，且两个角度不整合面上、下地层均褶皱，而褶皱特征又不相同，则该地区至少发生过三次褶皱运动。如图 3-31 所示，江西上饶东田大坟山地质剖面图上显示两个角度不整合面，其中下二叠统和上二叠统之间的不整合代表的时间很短，可以确定下二叠及其以下地层褶皱是早二叠世末的东吴运动形成的。侏罗系与上二叠统之间的不整合时间相当长，但根据大区域地层对比得知，这一带二叠系与三叠系是连续沉积，而三叠纪晚期的印支运动对本地区影响较广泛，因此可以确定上二叠统地层褶皱是印支运动形成的，而侏罗系及其下不整合面也都呈倾斜产状，显然也褶皱过，因此本区还发生过第三次褶皱运动。

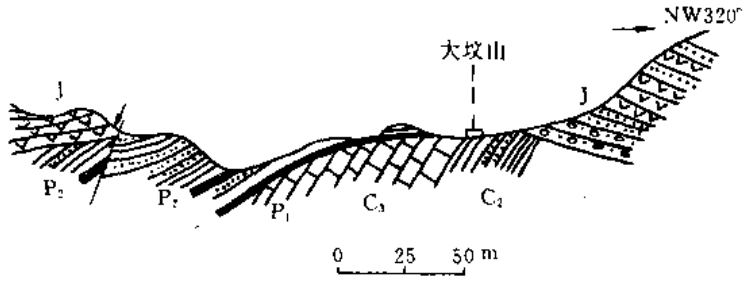


图 3-31　江西上饶东田大坟山地质剖面图

从上述可以看出，由不整合，特别是角度不整合所分开的上、下两套地层，它们各自由一套不同沉积建造特征和不同时代的岩系组成，并有相应构造变形，即形成不同形态和类型的褶皱、断裂甚至还有不同的岩浆活动、变质作用等，它们分别是地壳发展历史过程中某一个构造运动中形成的综合地质体，在构造地质上称为“构造层”，两个构造层之间往往是区域性角度不整合或平行不整合接触关系。一个构造层分布的地区，代表这个阶段构造运动影响的范围。

二、岩相和厚度分析法

对于在较长时间的地史时期内逐渐变形而形成的褶皱，可以通过褶皱地层的岩相厚度分析来确定其形成时代。如前所述同沉积褶皱是在岩层沉积过程中，地壳不断缓慢升降运动中逐渐形成的。背斜顶部岩层薄，层位少，而向两翼和向斜中心岩层逐渐增厚，层位多，顶部和槽部

岩层倾角小，两翼倾角自上而下，逐渐变陡；顶部岩层粒度粗，而两翼和向斜部位粒度逐渐变细等。根据地层剖面中的上述变化特点，可以推断同沉积褶皱的形成时代。以图 3-32 为例，对这个同沉积褶皱可以得出以下推断：该背斜在 1 层沉积以前尚未隆起，背斜隆起时期是在 1～3 层沉积时期，第 4 层沉积时背斜又停止隆起，4～8 层则是在第 8 层沉积以后才又褶皱的。

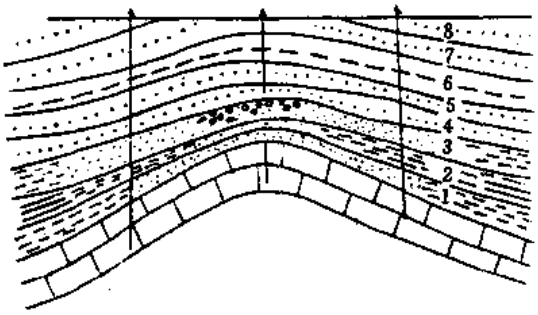


图 3-32　同沉积褶皱示意剖面图

第四章　节　　理

节理又称为裂缝或裂隙，它们是岩石受力发生破裂，两侧的岩石沿破裂面没有发生明显位移的一种断裂构造。节理与油气的关系很密切。从世界上已开发的油气田统计数字看，裂隙性储集层的油气资源和生产能力约占世界总量的一半。裂隙是碳酸盐岩储集油气的主要形式，我国的碳酸盐岩分布十分广泛，已在很多地区不同时代的地层中，找到了碳酸盐岩裂隙性油气田。

第一节　节理的分类

节理的分类主要包括几何分类与力学成因分类。前者考虑节理与所在岩层或其他构造的几何关系，后者考虑形成节理的力学性质。

一、几何分类

节理经常同其他构造，如褶皱、断裂相伴出现，或作为它们的派生构造存在。因此，几何分类的主要标志就是节理与其他构造在空间方位上的关系。具体分类如下：

① 根据节理与所在岩层产状要素的关系，可将节理分为走向节理、倾向节理、斜向节理和顺层节理。

② 根据节理走向与区域构造线或局部构造线的关系，可将节理分为纵节理、横节理、斜节理(图 4-1)。

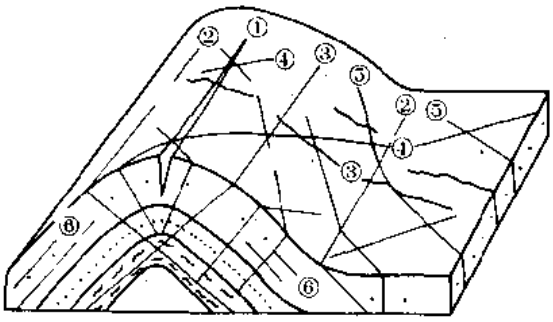


图 4-1　节理的几何分类

①、②-走向节理、纵节理；③-倾向节理、横节理；④、⑤-斜向节理、斜节理；⑥-顺层节理

二、力学成因分类

节理按力学成因可分为剪节理和张节理。

1. 剪节理

剪节理是由剪应力产生的破裂面，具有以下主要特征：

(1) 剪节理产状较稳定，沿走向和倾向延伸较远。

(2) 剪节理面较平直光滑，有时具有因剪切滑动而留下的擦痕。当剪节理未被矿物质充填时是闭合的，如被充填，脉宽较为均匀，脉壁较为平直。

(3) 发育于砾岩和砂岩等岩石中的剪节理，一般穿切砾石和胶结物。

(4) 典型的剪节理常常组成共轭 x 型节理系。

(5) 主要剪裂面由羽状细微裂面组成(图 4-2)。



图 4-2　剪节理的羽列现象

a-右列；　b-左列

(6) 各剪节理尾端变化或连接形式，共有三种：折尾、菱形结环和分叉(图 4-3)。这三种形式均反映了两组共轭剪节理的结合方式。

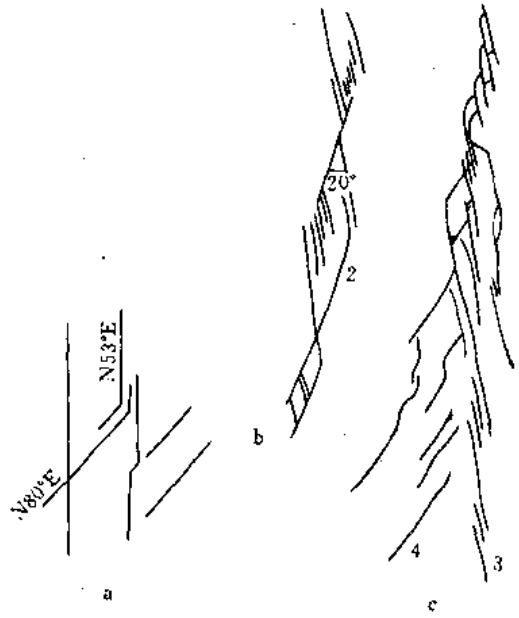


图 4-3 剪节理的尾端变化(据马宗晋)

a-折尾；b-菱形结环；c-分叉；1 与 2,3 与 4 分别为两组共轭剪节理



图 4-4 湖北某地第三系砂岩中张节理的侧列现象(据马宗晋等)

2. 张节理

张节理是由张应力产生的破裂面，具有以下主要特征：

① 张节理产状不甚稳定，延伸不远。单条节理短而弯曲，一组节理常侧列产出(图 4-4)。

② 张节理面粗糙不平，无擦痕。

③ 在砾岩或砂岩中的张节理常常绕砾石或粗砂粒而过，如切穿砾石，破裂面也凹凸不平。

④ 张节理多开口，一般被矿脉充填，成楔形、扁豆状以及其它不规则形状。脉宽变化较大，脉壁不平直。

⑤ 张节理有时成不规则的树枝状，各种网络状，有时也成一定几何形态，如追踪 X 型节理的锯齿状张节理、单列或共轭雁列式张节理，有时也成放射状或同心圆状组合形式。

⑥ 张节理尾端变化或连接形式有：树枝状、多级分叉、杏仁状结环以及各种不规则形状等(图 4-5)。

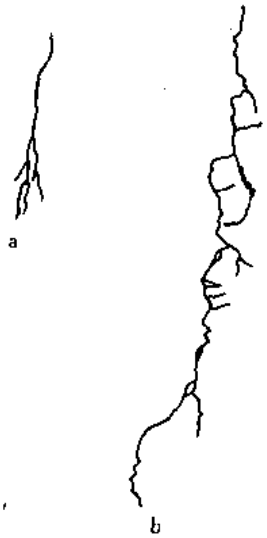


图 4-5 张节理尾端变化形式(据马宗晋等)

a-树枝状分叉；b-杏仁状结环

三、节理组和节理系

一次构造作用中形成的节理一般是有规律的，并且是成群产出的，构成一定的组合型式，即组成节理组和节理系。

节理组是指在一次构造作用的统一应力场中形成的，产状基本一致的和力学性质相同的一群节理。在一次构造作用的统一构造应力场中形成的两个或两个以上的节理组，则构成节理系。如 X

型共轭节理系等。对于在一次构造作用的统一应力场中形成的产状呈规律性变化的一群节理，也称为节理系，如一群放射状节理或同心状节理，在野外工作中，一般都是以节理组、系为对象进行节理观测，所以应注意划分节理和节理系。

第二节　节理分布的基本规律

节理往往与褶皱或断层相伴生，或者由它们所派生。无论是伴生还是派生关系，节理与褶皱及断层都有着密切的联系。认识节理与褶皱、断裂的关系，了解节理分布规律及其影响因素，以便寻找孔渗条件好的节理发育带，这在油气勘探开发中具有十分重要的意义。

一、与纵弯褶皱有关的节理

1. 水平共轭剪节理系

产状平缓的岩层受到与岩层面平行的侧向水平挤压力作用，若压应力强度已能使岩层发生破裂，而尚未弯曲之前，往往先形成直立的一对共轭剪节理(图 4-6).

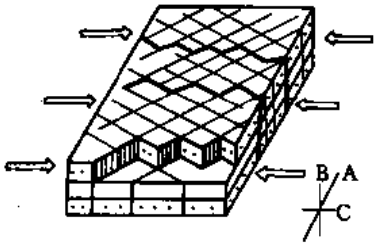


图 4-6　水平挤压下褶皱发育之初可能孕育的共轭剪节理

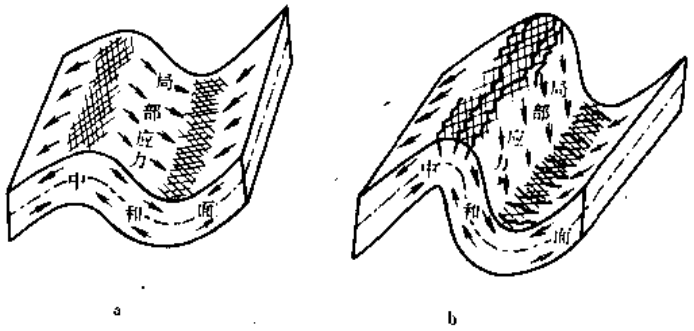


图 4-7　水平挤压作用形成的背斜和向斜中节理发育示意图（据张文佑）　a-剪节理；b-张节理

当应力作用使岩层弯曲形成褶皱时，同样可以产生平面共轭剪节理。(图 4-7a)。与岩层褶皱前相比，虽然总的挤压方向未变，但因岩层褶皱改变了边界条件，从而诱导出新的局部应力场。在背斜顶部岩层的上弯部分出现了垂直于褶皱枢纽方向的张应力，两组共轭剪节理的锐角指向褶皱枢纽方向。

2. 剖面共轭剪节理系

在挤压应力持续作用下，岩层褶皱发展到一定程度，伴随着褶皱的形成导致局部应力发生相应的变化，可以产生共轭剪节理，其交线平行于褶皱枢扭方向，在剖面上呈交叉状，故也称剖面 "x"型剪节理(图 4-8)。

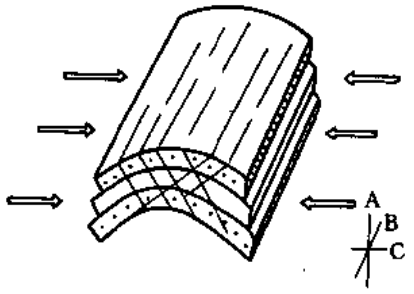


图 4-8　剖面共轭剪节理

3. 横张节理

发生于岩层弯曲前的横张平面，常追踪早期的两组平面"x"型节理而呈锯齿状延伸(图 4-6)，它是由于沿褶皱枢纽方向的张应力作用而产生的，故锯齿状横张节理的走向垂直于褶皱枢纽方向。

发生于岩层褶皱后的横张节理有两种情况，一是在向斜部位，往往追踪晚期的平面"x"型扭节理呈锯齿状延伸(图 4-7)；另一种情况则系发生在背斜的倾伏部位，同样反映了沿枢纽方

向的拉伸应变，但不呈锯齿状延伸；节理面与层面垂直，节理面倾向与枢纽倾伏方向相反，二者倾角互为余角。据此可以利用这种横张节理的倾斜推断该地段褶皱枢纽的倾伏方向和倾角。

4. 纵张节理

纵张节理的发育与背斜岩层拱弯部位的局部张应力直接作用有关(图 4-7b)。其走向平行于褶皱枢纽方向（图 4-9)，节理垂直于层面，并呈上宽下窄的楔形开口，一般在脆性岩层中发育较好，但沿走向延伸不远。纵张节理也可追踪背斜拱弯部位的两组晚期平面“x”型剪节理而呈锯齿状延伸。

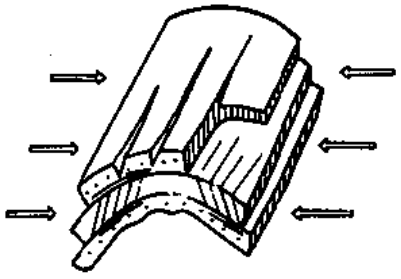


图 4-9　纵张节理和层间剪节理

5. 层间剪节理

层间节理的发育与褶皱两翼层间滑动诱导的局部剪应力有关。在脆性岩层中形成一组与岩层层理斜交的剪节理，其走向平行于褶皱枢纽方向，其锐角指向邻侧岩层的滑动方向(图 4-9)。由于褶皱两翼层间滑动的剪切作用还可产生旋转剪节理和同心状剪节理(图 4-10)。前者的方位大致垂直于层面，后者则平行于层面，随岩层而弯曲。

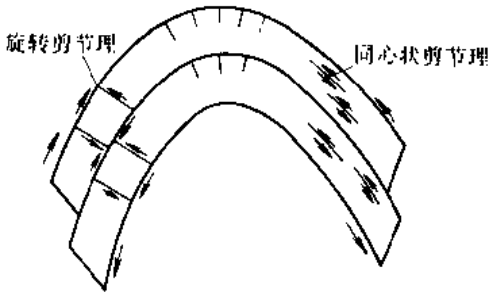


图 4-10　旋转节理与同心节理

二、与横弯褶皱有关的节理

在穹隆或短轴背斜中，由于其形成时自上而下的挤压力，常使岩层表面在各个方向上普遍经受张应力的作用，从而形成环型张节理系；另外，岩层向上隆起，还伴随着同心状的拉伸效应，因而也可以产生放射型张节理系。

三、节理与断层的关系

节理的发育程度，与断层的出现有密切的关系。从岩石发生断裂变形的角度上来讲，节理与断层均属断裂变形，断层往往是节理发育的继续，反过来，断层又促进了新的节理的形成。

断层对节理的影响首先表现在断层附近节理的数量显著增加，密度相对增大，因为断层的形成是应力集中的结果。

其次，断层附近的节理带的宽度加大了。因为在断块错动的过程中，派生次一级应力，使其两盘产生一系列剖面羽状张节理，在平面上这一组张节理与断层的走向近于平行。例如四川的自流井构造，一般情况下节理密集带的宽度为几米到几十米，而断层附近节理密集带的宽度可达 770m。

另外，根据格里菲思(Griffith)应力集中理论，在断层带的端点，拐点，交汇点，分枝点和错列点，最容易出现节理。

四、张节理在褶皱中的密集规律

在同一褶皱中，不同岩性特征的岩层具有不同的节理发育特点，相同岩性尤其是同一岩层的节理发育规律，主要受构造部位控制，生产实践的统计资料表明：张节理常在褶皱的下列部位密集发育：

① 背斜枢纽或轴的延伸方向；
② 背斜构造高点的范围之内；
③ 枢纽发生弯曲的部位；
④ 背斜的倾伏端；
⑤ 岩层倾角突然变陡的地带。

第三节　节理的观测与研究

节理研究的目的在于配合褶皱与断层的研究，分析构造应力场，阐明构造的分布和发展规律；对石油地质工作者来讲，研究节理的主要目的还包括确定与油气分布关系密切的节理密集带，从而确定与预测可能的油气高产区。

节理的研究内容主要包括：单个节理的研究、节理组系的研究，节理发育程度的研究，划分节理的发育区。研究节理必须建立在齐全准确的第一性资料的基础之上，然后将大量的资料经过归纳整理，编成图件，并与褶皱和断层联系起来，通过综合分析，寻找节理的分布规律。

一、节理的观测

1. 观测点的选择

观测点密度或数量的布置，视研究任务和地质图的比例尺而定。进行观测的地点，必须布置在既能容易测量节理的产状，收集到有关的地质资料，又能解决工作任务的地段。因此，一般不机械地采用均匀布点方法进行节理的观测，而是为了解决某些具体问题，选在特殊的位置上。每一观测点的范围视节理的发育情况而定，观测点的面积不要太大，最好是长宽一致的正方形，以照顾到不同方向发育的节理，避免统计偏差。一般要求在几平方米内，至少有几条节理可供观测，而且最好是将节理点选在既有平面又有剖面的露头，以利于对节理的全面观察。除了考虑观测点的面积外，还应考虑岩石的出露情况。在构造变动微弱地区，点的数量可以少些，在构造变动比较复杂的地区，点的数量要适当加密。例如要研究节理与背斜构造的成因联系时，应将观测点选在构造的顶部、两翼和倾伏部分，而不要选择在大的断裂带附近，以免因断层的影响使节理的方向不能如实地反映原来应力的方位。当要研究节理与断层的关系时，则应沿断层的两盘布点。这就要求在观测点与观测地段选择之前，先对该区的地质构造发育特征及岩层出露情况有较清楚的了解。

2. 节理观测的内容

观测节理应首先区别张节理和剪节理，并按几何形态和力学成因加以分类；观察节理的空间展布规律及形成时间的先后顺序和彼此穿插情况，节理所在岩层(体)的岩性特征，并对每一个节理进行编号，以免观测混乱，造成重复或遗漏现象。

对单个节理的观测内容包括：节理的产状测量，节理的长度和宽度，节理的穿层和分支情况，节理在平面上和剖面上有关力学特征的各种现象，节理的充填物及其充填程度等。

测量节理的产状要素时，可将一个硬纸片或塑料垫板插入节理缝内，然后用罗盘测量纸片或塑料垫板的走向、倾向和倾角。

研究充填物时要划分先后充填顺序，如金属矿脉、石英脉、方解石脉、重晶石脉等等，并记录矿化的先后及原生矿化和次生矿化的特征，以便获得节理形成的先后顺序。

观察和测定的结果应如实填在节理观测点记录表内（表4-1），不应分散记录在野外记录薄中，以便于整理和编图。有些专门项目，如油气苗和水泉等，则应专列项目进行描述。

表 4-1　节理观测点记录表

观测日期										
点号及点位				所在褶皱或断层的部位			地层时代层位及岩性			
岩层产状							露头情况及面积			
观察序号	节理产状			节理宽度（cm）	节理长度（cm）	节理面及充填物的特征	节理的力学性质及其旋向	节理组系归属及相互关系	节理频度（条/米）	备注
	走向	倾向	倾角							

观察人_____　　记录人_____

二、节理的分期与配套

1. 分期

节理的分期就是区分不同时期的节理的先后关系。野外所见的大量节理，往往不是一次形成的，它们可能是不同时期构造运动的产物，也可能是同一时期构造运动不同阶段的构造应力作用的产物。不论何种情况，均应首先区分出不同的节理组（或系）的形成先后，然后才能进行其它的分析研究。

下面叙述几种判断节理形成先后关系的常见现象。

（1）切断错开

后期形成的节理常切断前期形成的节理，如后期节理属剪节理，则被切断的前期节理往往还表现为具少量位移的相对错开现象，图 4-11 系两组前期节理①、②被后期节理③错开现象。

（2）限制中止

一组节理被限制在另一组节理的一侧而中止的现象，则说明前者形成较晚，图 4-12 示③、④两组节理被①、②两组节理限制中止，说明③、④两组节理形成晚于①、②两组节理。

如果节理被岩脉充填，除利用节理与岩脉之间的穿插、切断和限制关系判断它们的先后关系外，尚须注意节理边缘有无烘烤现象和岩脉边缘有无冷凝边。

（3）相互切断错开

相交时均不中止，而是相互切断并彼此被错开，或者在一处甲组被乙组错开，而在另一处乙组被甲组错开，这种节理属于一对共轭剪节理（图 4-13）。它们彼此错开的方向也必然符合

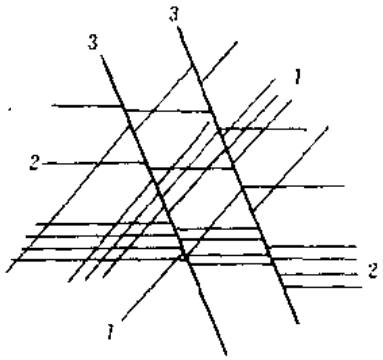


图 4-11　不同期节理对应错开关系
1,2-早期节理；　3-后期节理

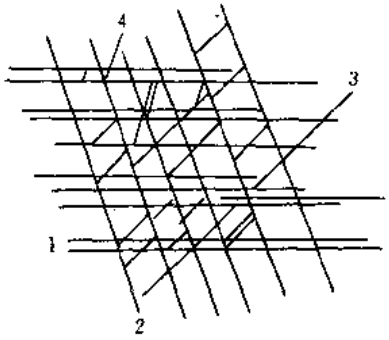


图 4-12　湖北香溪石灰岩中不同节理的限制现象(据马宗晋等)

产生共轭剪节理时的统一扭动方向，即其中一组显示左行扭动，另一组为右行扭动。

2. 配套

节理的配套就是将一定地区不同时期形成的节理加以区分，将同期节理组合在一起。节理主要依据共轭节理的组合关系，并辅之以节理发育的总体特征及其与有关地质构造的关系来进行配套。

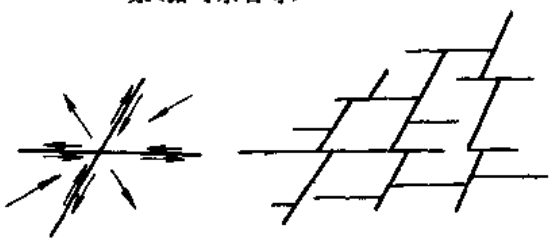


图 4-13　节理的相互切断错开现象

(1) 由于同期形成的两组共轭剪节理具有统一的扭动关系，并常留下擦痕和其他标志，因此，可以利用扭节理面上的擦痕、节理的羽列和派生的张节理所显示的扭动关系来确定其共轭关系。

(2) 利用剪节理的尾端变化确定其共轭关系，两组剪节理的折尾和菱形结环所交之锐角等分线，一般情况下即为主压应力的方向。

(3) 利用两组剪节理相互切错的对应关系确定其共轭关系。如图 4-13 中 σ_1 方向为北东东—南西西。在确定两组剪节理共轭关系的同时，还须观察和研究其它的构造，如横张节理及褶皱等，以检验根据共轭节理确定的主应力轴方位的可靠性，必要时利用赤平投影方法确定 σ_1、σ_2、σ_3 的准确位置。

三、常用节理图

节理图类型很多，最常用的有玫瑰花图、极点图和等密图

1. 节理玫瑰花图

节理玫瑰花图的特点是编制简便容易，反映节理的产状也比较明显；缺点是不能反映各种节理的确切产状，故此种方法多用来定性地分析构造。节理玫瑰花图可分为三种：走向玫瑰花图，倾向玫瑰花图和倾角玫瑰花图。现分别介绍其编制方法。

(1) 走向玫瑰花图

a. 整理资料：将观测点所测定的节理走向换算成北西和北东两个方向，按其方位角的大小，依次以每 10°为一间隔分组，如 0°～10°，10°～20°，……350°～360°、习惯上把 0°归入 0°～10°组内，10°归入 10°～20°组内。然后统计每组的节理条数，计算每组的节理平均走向，把统计

好的数据填入节理统计表中，以备作图时使用。

b. 确定作图的比例尺及坐标：根据作图的要求和各种节理的数目，选取一定长度的线段代表一条节理，然后按比例将数目最多的那一组节理的线段长度为半径作圆，过圆心作南北线及东西线，并在圆周上标明方位角。因节理走向有两个方位角数值，两者相差 180°，作节理走向玫瑰花图时，只用半个圆即可。

c. 找点连线：从 0°～10°一组开始，顺序按各组节理平均走向方位角在半圆周上作一个记号，再从圆心向圆周上该点的半径方向，按该节理数目和所定比例尺定出一点，此点即代表该组节理平均走向和节理数目。在某一组内若无节理，连线时连到圆心，然后再经圆心连出。各组的点确定以后，用折线依次连接各点，构成一个封闭形状的好像玫瑰花一样的节理图，即得节理走向玫瑰花图(图 4-14)。

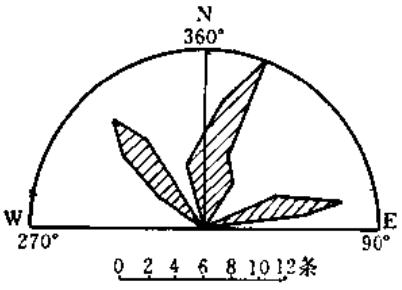


图 4-14 节理走向玫瑰花图

(2) 倾向玫瑰花图

倾向玫瑰花图的编制方法与走向玫瑰花图基本相同，只要把平均走向的数据改用为平均倾向的数据即可，不过用的是整圆(图 4-15)。

(3) 倾角玫瑰花图

倾角玫瑰花图的编制方法与倾向玫瑰花图基本相同，只是半径的长度代表节理的平均倾角。通常把倾角和倾向玫瑰花图作在同一图上，合称为节理倾向玫瑰花图(图 4-15)。比例设定关系是圆心处代表节理平均倾角为 0°，圆周上的点代表平均倾角为 90°，节理倾向玫瑰花图可以定性而形象地反映节理走向、倾向及倾角的优势分布。

2. 节理极点图

极点图是用节理面法线的极点投影绘制的，投影网有等面积(或施氏网)与等角距(或吴氏网)两种。图(4-16)是直接按节理面产状投影到极等面积投影网的节理极点图。图上放射线代

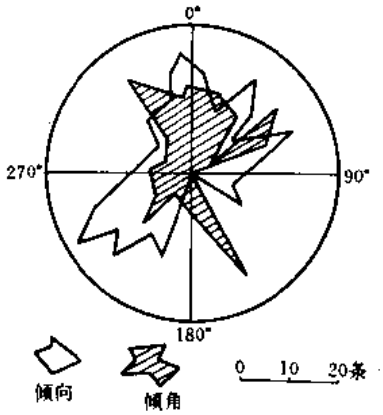


图 4-15 节理倾向玫瑰花图

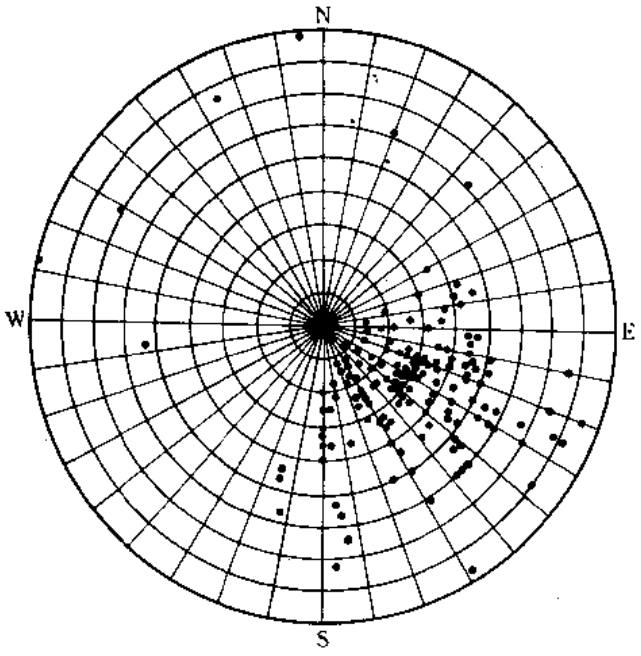


图 4-16 节理极点图

表节理倾向方位角，自正北方向顺时针转动 0°～360°方位角；同心圆代表节理倾角，自圆心至圆周为 0°～90°。该图的优点在于制作方法简便，所表示的各个节理产状确切，且能定性地反映节理发育密集的优势方位。

3. 节理等密图

等密图是在极点图基础上绘制的。如极点图系用等面积网制作，则用密度计统计节理极点的密度，如极点图利用等角距网制作，则用普洛宁网统计节理极点的密度。为了绘制方便，极点图一般多采用等面积网，用密度计统计其密度。等密图的绘制方法如下：用透明纸蒙在编好的极点图上，并在透明纸上画好投影网圆周及方位，以大圆半径长度的十分之一为边分成许多小正方形（多用方格透明纸）（图 4-17）。然后用中密度计（图 4-17 中之 c c）和边缘密度计（图 4-17 中之 Pc）来统计节理极点百分数。中心密度计和边缘密度计的小圆半径为大圆半径的 1/10，以中心密度计统计圆内的节理极点百分数，从左到右每次移动小圆半径的距离，把每次小圆中的节理点百分数记在十字中心。在一行移动完后，则向上或向下移动一个小圆半径，再依次如前单行移动，直至把大圆内的正方形统计完为止，用边缘密度计统计位于边缘的节理极点百分数，每次统计时把两个小圆内的节理点百分数加在一起分别记在两个圆心上，同样每次移动一个小圆半径距离，直至绕一周为止。在全部统计完以后，根据节理点百分数选择等密线间距，通常图上等密线不少于四条，不多于十条。然后用插入法勾绘出极点密度的等值线，为了阅读方便起见，可用不同的符号或颜色，把密度不同的部分分别表示出来，即绘制出节理等密图。图（4-18）系根据图 4-17 节理极点图绘制的节理等密图。这种方法较繁，工作量较大，但能定量地反映节理发育的密集程度及其优势方位。

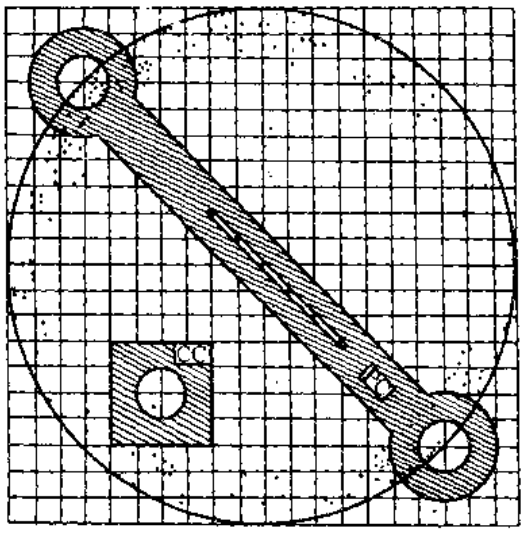


图 4-17　节理密度计（据 M. P. Billings）

运用电子计算机制作极点图和等密度图既迅速又精确，由于充分发挥了统计学的优点，可以更客观地反映节理发育规律。上述各种图件现在已有成熟的软件在计算机上完成。

四、利用节理恢复构造应力场

构造应力场的研究要求确定三个主应力轴在三度空间中的方位。节理的配套和统计研究在这方面有着重要意义。前已述及，两组剪节理的交线平行于中间主应力轴（σ_2），它们的夹角分别为最大主应力轴（σ_1）与最小主应力轴（σ_3）所平分。根据这个原理，在对节理野外观测和统计研究的基础上，利用两组共轭剪节理所反映的统一扭动方向关系，在吴氏网上能够比较精确地定出三个主应力轴的方位，确定点应力状态。如果有了足够的点应力状态资料，即可编绘出主应力网络图，从而恢复区域构造应力场，解释区域内构造的成因和阐明构造的分布发育规律。

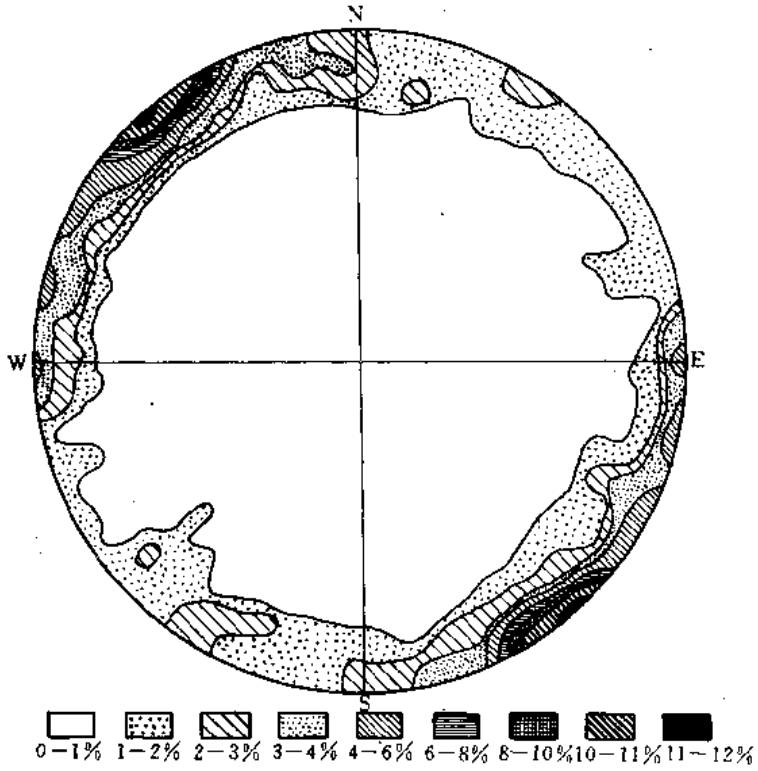


图 4-18　节理等密图(据 M. P. Billings)

第四节　覆盖区节理研究方法

岩芯观察是覆盖区节理研究的直接手段，但岩芯数量少，难于详细反映节理的发育与富集规律，覆盖区较常用的研究方法包括根据地应力预测、根据岩层曲率预测、测井节理识别以及多波地震勘探。由于多波地震勘探目前主要处于探索与实验阶段，在此暂不作介绍。

一、利用地应力资料评价地下节理

现今地应力(构造应力)是指中更新世以来(0.7MPa 以来)或现代正活动的、由现代构造运动产生的构造应力。可以通过直接和间接方法确定地层目前的应力状态，推断地下节理的发育程度。

地应力可以直接用应力测量仪从井下直接测得，利用静力学方法与压裂资料等也可以间接估算地应力，然后通过编绘应力分布图，可以进行节理预测解释。间接的地应力计算方法很多，这里介绍一些主要方法。

目前地应力状态是：$S_v(\sigma_1)$垂直应力(上覆岩层应力)；$S_H(\sigma_2)$侧向最大主应力；$S_h(\sigma_3)$侧向最小主应力。

储集层的有效应力(即储集层颗粒间应力值)分为：σ_v为垂向有效应力；σ_h为水平有效应力。

如果储集层孔隙压力为 P，则可以得出应力之间的关系式

$$\sigma_v = S_v - P$$

$$\sigma_H = S_h - P$$

$$\sigma_h = \frac{v}{1-v}\sigma_v\text{(水平应变为零)}$$

式中 v——储集层泊松比系数

$$S_h = f \times S_v$$

式中 f——围限应力系数。

通常将 S_h/S_v 称为总应力比率，σ_h/σ_v 称为有效应力比率。将 $\frac{S_v + 2S_h}{3}$ 称为平均应力。

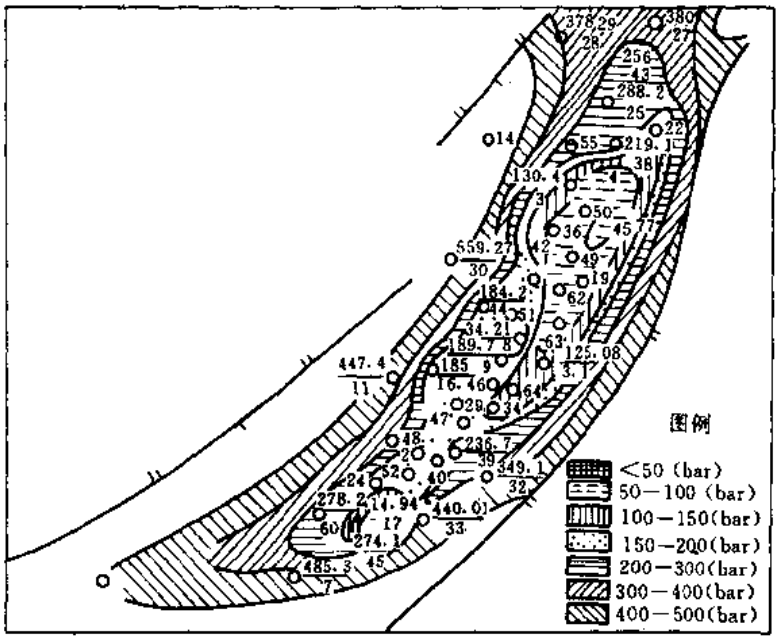


图 4-19 中坝气田须二段岩石应力分布图(据王允诚、周文等)

在非构造活动区，可以利用有效应力比率、垂直有效应力、平均有效应力的关系，对地应力作出判断。所需地应力值求得后，即可绘制相应的应力分布平面图(图 4-19)，并对节理预测。

二、利用曲率评价构造节理

曲率是反映某一线、面弯曲程度的数学参数。曲率值被引入研究地下岩石的破裂，首先见到的是 Murray(1968)对美国北达科他州 Sanish 油田的成功应用。这一方法从 70 年代初被引入到国内对节理的预测后，经过近 20 年的不断探索，已得到进一步的完善。

曲率法用于研究节理分布的前提是：

① 研究的地层必须是变形弯曲岩层，而不是非变形弯曲岩层，即岩层弯曲是受力的结果时(如横弯或纵弯褶皱)，才能应用该方法。

② 曲率值只能反映弯曲岩层面上由于弯曲派生的拉张应力而形成的张性节理的多少(相对值)。

③ 该方法假设与弯曲有关的节理将产生于曲率值最大处，但未考虑岩层的塑性变形，即将岩层看作是一个完全的弹性体。

图 4-20 所示以一维变形为例，岩层沿某一方向变形弯曲(初始情况是无弯曲的岩层)。岩

层受力弯曲后，中性面以上部位承受拉张应力，岩石可以形成张节理；中性面以下承受挤压力，不能形成节理，只可能有一些压溶构造（如缝合线等）；中性面即是岩层中受力前后长度不变的面。

设岩层中性面以上厚度为 T，根据变形前后面积变化，得到

$$\phi_f = \frac{T}{2R+T}$$

式中 ϕ_f ——张节理的孔隙度，小数；

R ——岩层弯曲的曲率半径(m)；

T ——中性面以上厚度，(m)。

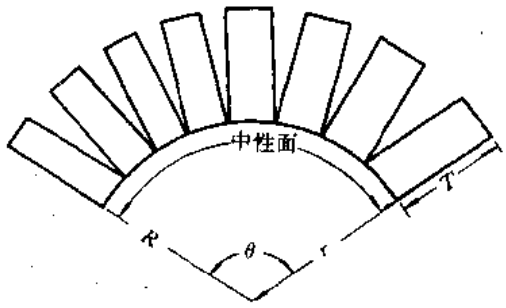


图 4-20 岩层弯曲后的断裂单元
（据 Murray，1968）

由于 $R \gg T$，则可将分母中的 T 忽略，得到

$$\phi_f = \frac{T}{2R}$$

将曲率半径用曲率表示，有

$$R = \frac{1}{d^2z/dx^2}$$

则：

$$\phi_f = \frac{1}{2}T(d^2z/dx^2)$$

上式即为 Murray(1968)推出的公式。上式表明，节理孔隙度与曲率值呈正比。因此可用曲率来反映节理的相对发育程度。

实际上在许多情况下，地层并非受单一应力而产生一维变形，可以存在几个方向的变形。在这样的变形特征下，节理的发育程度应由多个单向变形的曲率叠加来描述。然后绘制相应的曲率分布图（图 4-21），即可预测节理的相对发育程度。生产资料表明：在油气圈闭的有效范围内，储层曲率与其油气产能具有较好的正相关关系。

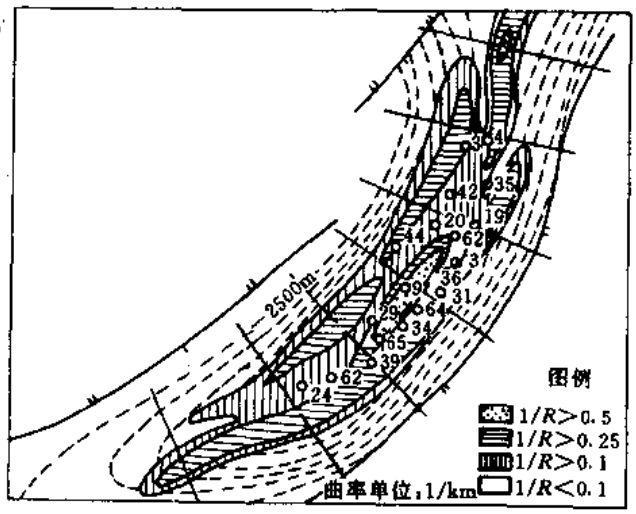


图 4-21 中坝构造须二段顶面纵向曲率分布图（据王允诚、周文等）

三、利用测井方法识别节理

可用于节理预测及研究的测井方法很多，如电阻率测井、声波测井、中子测井、岩性测井、电磁波测井与裂缝识别测井等，举几例作简要说明。

1. 声波测井响应

裂缝性储集层研究中经常应用的声波测井包括声波时差测井(Δt)，声波全波波形(WF)及声波变密度(VDL)测井等。

声波时差测井记录声波通过 $1m$ 地层所需的时间。不同岩性具有不同的骨架时差，对致密层段可以用声波时差曲线划分岩性。裂缝在声波时差曲线上的反映与井筒周围裂缝的产状及发育程度有关，因声波按最短时间选择声程，传播过程中将尽可能绕过裂缝，因此声波时差对高角度裂缝反映较差。由于水平或低角度裂缝与声波传播路径正交，小裂缝可近似地看成孔隙，因此声波可以反映小的水平裂缝。但当遇到大的水平裂缝或网状裂缝时，声波能量急剧衰减，往往导致首波不能触发接收器，有待于后续波触发接收器，因而声波时差相应增大，显示出时差突然增高的跳跃现象，称做周波跳跃。图 4-22 为华北某井声波时差曲线在裂缝发育段 3169-3172m 产生周波跳跃的实例。含气层也会造成声波能量严重衰减，出现周波跳跃。对裂缝性储集层而言，声波时差这种周波跳跃只作为裂缝发育带或含气层的指示，一般不作定量解释。

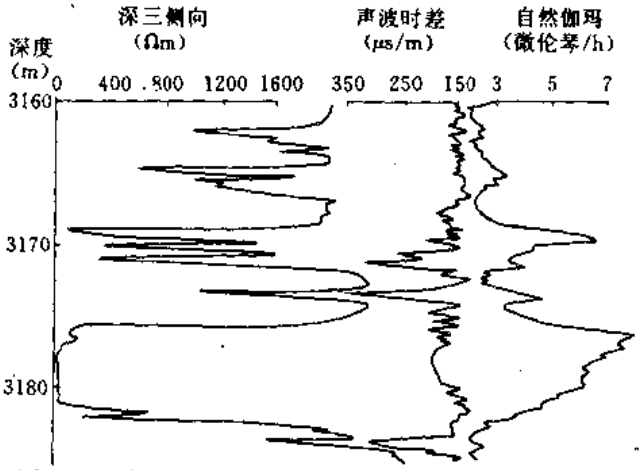


图 4-22 声波时差曲线在裂缝发育处产生周波跳跃(据王允诚、陆正元等)

声波全波波形测井曲线上记录了从发射探头出发经过泥浆与地层到达接受探头的声波波列，包括纵波、横波、泥浆波和斯通利波等。

它们的振幅和频率各有特征(图 4-23)。目前主要是根据纵波和横波幅度衰减来确定裂缝。对于致密岩层段，纵横波均不出现衰减，不同深度上的波形曲线几乎一致。而裂缝层段纵、横波能量出现衰减。对于不同倾角的裂缝，波的能量衰减不同。例如对于高角度裂缝，纵波和横波的能量衰减都比较小，横波能量衰减稍大些；对于低角度裂缝或网状缝，纵波能量衰减大，横波能量衰减特别严重。因此声波全波波形测井资料，可用于确定裂缝的位置并定性解释裂缝的性质。

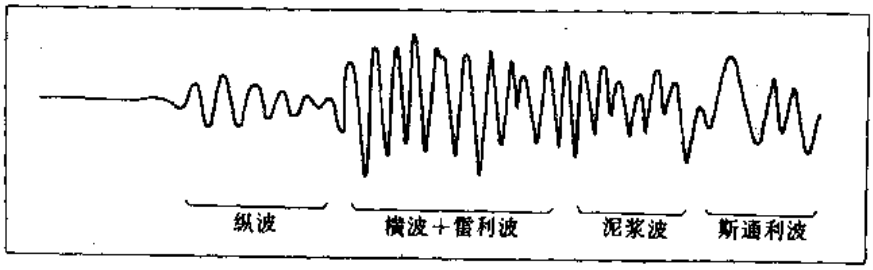


图 4-23 全波波形示意图

2. 电磁波测井响应

电磁波测井主要记录电磁波沿地层的传播时间(TPL)和电磁波信号衰减(EATT)，下井仪器通过推靠器贴向井壁，探测范围很小，仅能反映井壁附近的冲洗带情况。

电磁波在不同介质中的传播时间不同，在致密岩层中可用来识别岩性。电磁波在不同流体中的传播时间也不同。在水中的传播时间为 25～30ns/m，在油和气中的传播时间分别为 4.7～5.2ns/m 和 3.3ns/m，且在水中的传播时间基本上与水的矿化度无关。对于孔隙性储集层，可根据电磁波传播时间区分油、气、水。

裂缝性储集层易于被泥浆侵入，电磁波测井只能探测冲洗带地层，不能用电磁波传播曲线区分油、气、水层。但是由于它的下井仪器带推靠器紧贴井壁且有极高的垂直分辨率，划分裂缝带及分析裂缝性质极为有用。水平缝呈极明显的薄而尖锐的传播时间增大异常；垂直缝则有两种可能，或无显示，或呈较长地段的传播时间增大异常。

电磁波衰减主要与传播范围内的地层水导电性有关，矿化度越高衰减越严重。一般情况下，泥浆矿化度低于地层水矿化度，所以裂缝段的电磁波衰减不如泥质层或高束缚水层那样尖锐，尽管它们的电磁波传播时间可能比较接近。

3. 裂缝识别测井响应

裂缝识别测井(FIL)是利用高分辨率地层倾角仪进行测量。每次下井取得 9 条曲线，包括互成 90°的 4 个极板上的 4 条微电导率率曲线和井斜、方位、相对方位(1 号极板和井斜方向的夹角)以及相互垂直的两对极板所测的井径曲线(C_1、C_2)。

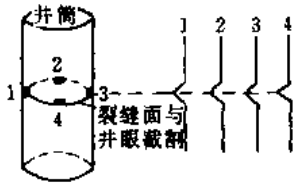


图 4-24　水平缝 FIL 示意图

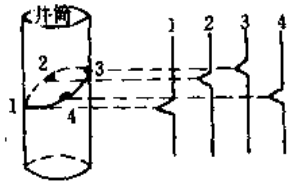


图 4-25　斜交缝 FIL 示意图

水平裂缝的特点是 4 条电导率曲线在同一深度上出现一边倒的尖刺状异常(图 4-24)。

斜交缝的特点是 4 条电导率曲线在不同深度上出现异常(图 4-25)。

垂直缝的显示，由于极板有一个、一对或全部没有遇上裂缝而有所不同。可能是某一个或某一对极板上有异常，也可能全无异常。但是一般说来，垂直缝的异常井段较长，形状不像水平缝尖锐，电阻率也不如水平缝低。在重复测量中，下井仪如旋转一个方位，则可能见得到异常出现在另一个(或另一对)极板的曲线上。

根据出现异常的极板号、井斜方位角和相对方位角，可以估算出裂缝的发育方向。

第五章　断　　层

断层是岩层或岩体顺破裂面发生明显位移的断裂构造。断层和节理虽均属断裂构造，但二者有明显差别。这种差别反映在其发育规模、位移量大小，伴生和派生构造特征，形成机制、地质意义、研究方法等方面。

断层是一种常见的，也是十分重要的地质构造。研究断层，包括断层的空间形态、分类、组合规律，成因以及对矿产的控制等，是各类地质工作不可缺少的任务。

第一节　断层的几何要素

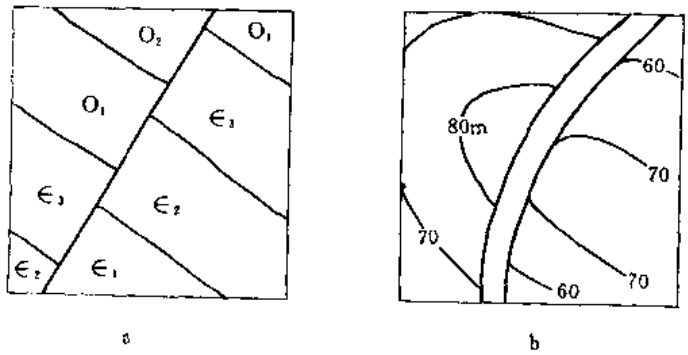
断层的几何要素，包括断层的基本组成部分以及与阐明断层空间位置和运动性质有关的具有几何意义的要素。

一、断层面

断层的断裂滑动面，称为断层面。断层面可以是一个平面，也可以是一个曲面，其空间方位和形态可用走向、倾向和倾角加以描述。

有些断层面并不是一个单一的断裂面，往往是具有一定宽度的破碎带，称为断层带。断层带可以是由一系列近于平行或相互交织的断层组合而成，也可以是由构造岩或破碎岩所充填的破碎带。断层带的宽度由不足 1 米至数公里不等。

断层面与地表或地下某层面的交线，称为断层线。一条断层在地质图上常为一条断层线，在构造图上为近于平行的两条断层线(图 5-1)。断层线可以是直线，也可以是曲线，其形态决定于断层面的产状和地面或地下层面的起伏形态，符合“V”字形法则。



a　　b

图 5-1　断层线

a-地质图　　b-构造图

二、断盘

断盘是断层面两侧的岩层或岩体。如果断层面是倾斜的，位于断层面上侧的一盘称为上盘，位于断层面下侧的一盘称为下盘。用相对于断层走向的方位来描述断盘，如东盘、西盘、或

南东盘、北西盘等。根据两盘的相对升降情况，则用上升盘和下降盘来描述断盘。

三、断层位移

断层位移是指断层两侧岩层或岩体的相对移动。断层的位移距离的确定，需要根据相当点和相当层。

相当点系指未断前的一个点在断层位移以后出现在两盘上的两个点。如图 5-2 中，a、b 两点为相当点。两相当点必定位于断层面上。

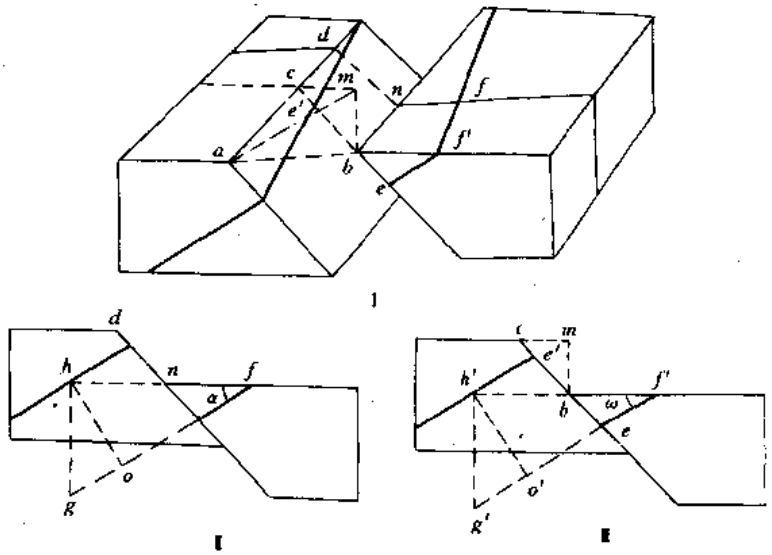


图 5-2　断层滑距和断距

Ⅰ. 断层位移立体图；Ⅱ. 垂直于被错断地层走向的剖面图；Ⅲ. 垂直于断层走向的剖面图

ab-总滑距；ac-走向滑距；cb-倾斜滑距；am-水平滑距；ho-地层断距；$h'o'$-视地层断距；$hg=h'g'$-铅直地层断距；hf-水平断距；$h'f'$-视水平断距；α-岩层倾角；ω-岩层视倾角

相当层指出现在断层两盘的同一岩层。

两相当点之间的距离是断层的真位移，称为总滑距。总滑距的分量及再分量也都是真位移的分量，均以“滑距”称之。在不同的位置和方向上可观测到不同的断层位移。

1. 在断层面上可观测到：

总滑距：图 5-2(Ⅰ)中的 ab。

水平滑距：是总滑距的水平投影，图 5-2(Ⅰ)中的 am。

走向滑距：是总滑距在断层面走向线上的分量图，5-2(Ⅰ)中的 ac。

倾斜滑距：是总滑距在断层面倾斜线上的分量，图 5-2(Ⅰ)中的 cb。

铅直滑距：也称为断层落差，是总滑距的铅直分量，图 5-2(Ⅰ)中的 mb。

倾向滑距：是倾斜滑距的水平分量，图 5-2(Ⅰ)中的 cm。

总滑距、水平滑距、走向滑距、倾斜滑距、铅直滑距和倾向滑距六者组成一个四面体，其每个面都是一个直角三角形。如果知道总滑距及其倾斜角和断层面产状，就可求出其它的滑距，其中总滑距的倾伏角就是擦痕的倾伏角。

2. 在垂直于被断地层走向的剖面上可观测到：

地层断距：指断层两盘相当层层面之间的垂直距离，图 5-2(Ⅰ)中的 ho。地层断距相当于

两盘相当层之间重复和缺失的那一部分地层的真厚度。

铅直地层断距：指两盘相当层层面之间的铅直距离，图 5-2(Ⅰ)中的 hg。

水平断距：指两盘相当层层面之间的水平距离，图 5-2(Ⅰ)中的 hf。

地层断距、铅直地层断距和水平断距三者构成两个直角三角形。如果已知地层产状和其中一种断距，就可求得其它两种断距。

3. 在垂直于断层走向的剖面上可观测到：

倾斜滑距，倾向滑距和铅直滑距

另外，还可观测视地层断距(图 5-2(Ⅱ)中的 $h'o'$)，视铅直地层断距(图 5-2(Ⅱ)中的 $h'g'$)和视水平断距(图 5-2(Ⅱ)中的 $h'f'$)。通常情况下，岩层走向与断层走向是不一致的，故视地层断距、视铅直地层断距和视水平断距通常分别大于地层断距、铅直地层断距和水平断距。

4. 在平面上可观测到：

水平断距、走向滑距、倾向滑距和水平滑距。

第二节　断层的分类和组合类型

一、断层的分类

断层分类是一个涉及因素较多的问题。它涉及到地质背景、运动方式、力学机制和各种几何关系等因素，因此有各种不同的断层分类。现在只对目前常用的分类加以介绍：

1. 按断层与有关构造的几何关系分类

根据断层产状和所在岩层产状的关系，可将断层分为走向断层、倾向断层、斜向断层和顺层断层(图 5-3)。

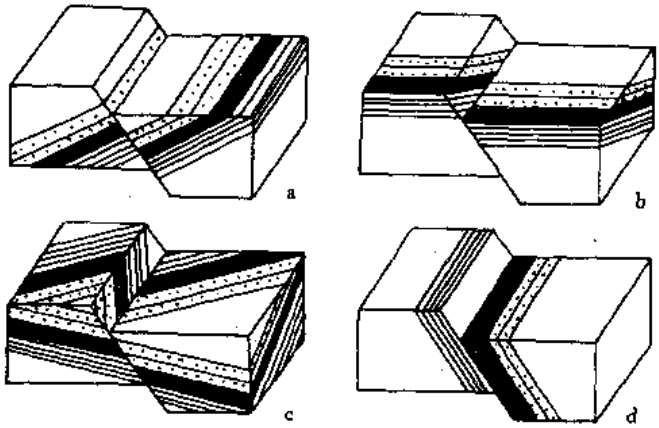


图 5-3　根据断层产状和岩层产状关系的断层分类示意图

a-走向断层；b-倾向断层；c-斜向断层；d-顺层断层

根据断层走向与褶皱轴向的关系，可将断层分为纵断层，横断层，斜断层(图 5-4)。

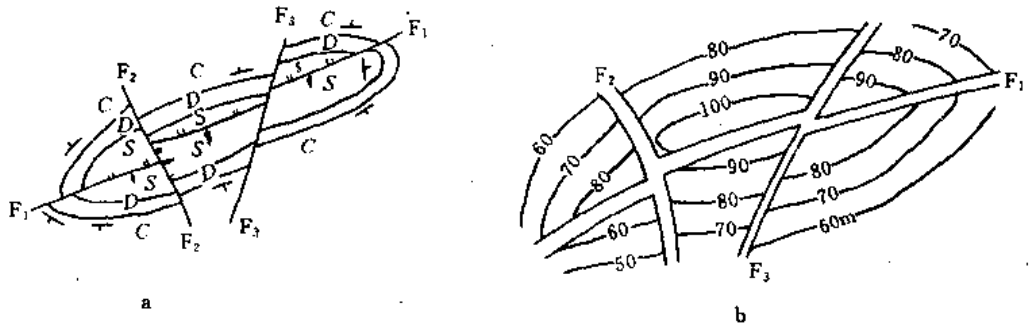


图 5-4　地质图(a)和构造图(b)中的断层

F_1-纵断层；F_2-横断层；F_3-斜断层

2. 按断层两盘相对运动的方向分类

(1) 正断层

正断层是上盘相对下盘向下滑动的断层。正断层一般较陡，其断层面倾角多在45°～90°之间。有些正断层面的产状基本一致，呈板形，另一些正断层面上陡下缓呈铲形(图5-5)。正断层带内岩石破碎相对不太强，角砾岩多带棱角，通常没有强烈挤压形成的复杂小褶皱等现象。

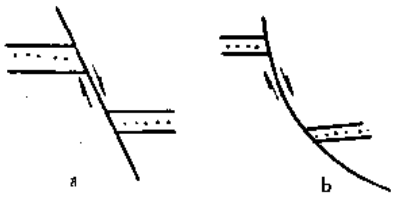


图5-5 正断层的剖面形态

a-板形 b-铲形

根据正断层与被断开地层的产状关系，可把正断层分为正向正断层、反向正断层、屋脊式正断层，反屋脊式正断层(图5-6)。

(2) 逆断层

逆断层是上盘相对于下盘向上滑动的断层。断层面倾角大于45°的逆断层称为高角度逆断层，断层面倾角小于45°的逆断层称为低角度逆断层，也称逆掩断层。

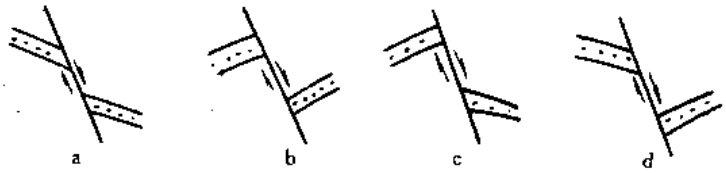


图5-6 正断层的剖面类型

a-正向正断层；b-反向正断层；

c-屋脊式正断层；d-反屋脊式正断层

逆掩断层的断面从总体上看较为平缓，以30°左右最为常见。断层推移距离愈远，断层倾角也愈平缓，有时断层面呈波状起伏或阶梯状。逆掩断层常显示出强烈的挤压破碎现象，形成角砾岩、碎裂岩等构造岩。顺逆掩断层还常出现劈理、节理化、剪切带或各种复杂揉皱。逆掩断层带两侧岩层常强烈褶皱并变形。

推移距离可达十公里以上至数百公里，倾角极其平缓的巨大逆掩断层，称为冲断推覆构造(推覆体)或辗掩构造。推覆构造的上盘是由远处推移而来，称外来岩块，下盘称原地岩块。在剥蚀作用下，部分外来岩块可被剥蚀掉，局部地区露出原地岩块。这种由上盘岩块环绕，四周以断层线为界的下盘局部露头，称为构造窗(图5-7)。在强烈的剥蚀作用下，外来岩块被大面积剥蚀，仅局部有残留。这种四周被断层环绕的，孤立于大片下盘岩块之上的小片上盘岩块，称为飞来峰(图5-7)。

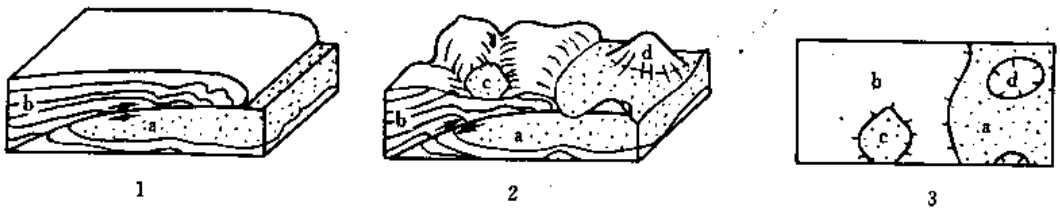


图5-7 构造窗和飞来峰的形成发育过程(据M. Mattauer)

a-原地岩块；b-外来岩块；c-构造窗；d-飞来峰

(3) 平移断层

平移断层是两盘顺断层面走向相对移动的断层。根据两盘相对移动方向，平移断层又有右行(右旋)和左行(左旋)之分。当顺断层走向观察时，若右盘向观察者移动，则是右行平移断层；若左盘向观察者移动，则是左行平移断层(图5-8)。

断层两盘通常不是完全顺断层面或走向滑动，而是斜交断层面或走向滑动，因此断层常同时有正或逆和平移性质，故常对断层采用组合命名，即平移－正断层、平移－逆断层、正－平移断层、逆－平移断层（图 5-9）。

此外，还可依据上述一、二两种断层分类对断层作复合命名，如纵向逆断层，横向正断层等。

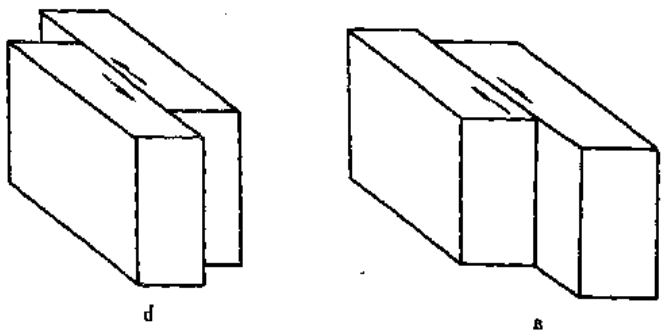


图 5-8　右行平移断层(a)和左行平行断层(b)

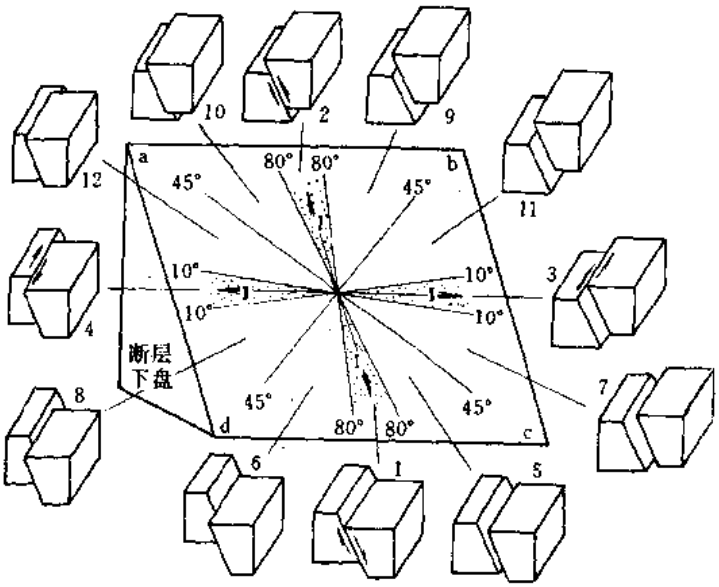


图 5-9　根据断层滑动线侧伏角的分类示意图

abcd-断层面；Ⅰ-断层面倾斜线；Ⅱ-断层面走向线；10°、45°、80°-断层滑动线的倾伏角；1-正断层；2-逆断层；3、4-平移断层；5、6-平移－正断层；7、8-正－平移断层；9、10-平移－逆断层；11、12-逆－平移断层

正、逆、平移断层两盘的相对运动都是直移运动，事实上有许多断层常常有一定程度的旋转运动。断盘的旋转有两种情况，一种是旋转轴位于断层的一端，表现为横过断层走向的各个剖面上的位移量不等，一种是旋转轴位于断层的中点，表现为旋转轴的两侧的相对位移的方向不同，如一侧为上盘上升，而另一侧为上盘下降。对于旋转量比较大的断层可称为枢纽断层（图 5-10）。

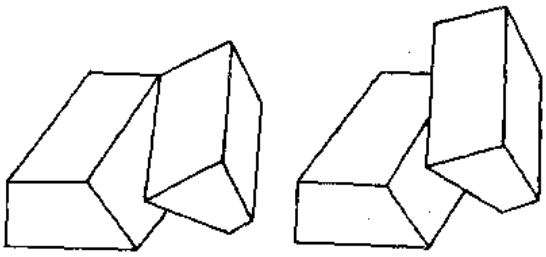


图 5-10　两种旋转的枢纽断层

二、断层的组合类型

同一地区、同一时期在相同应力作用下形成的断层，有共生组合关系。在一个地区，根据断

层有规则的排列组合，可寻找它们之间的共生组合关系。断层的组合型式，可以从平面上和剖面上进行观察。

1. 平面组合类型：

从地质图，构造图，卫星照片等图件上和实地考察，常见的断层平面组合类型有如下几种（图 5-11）。

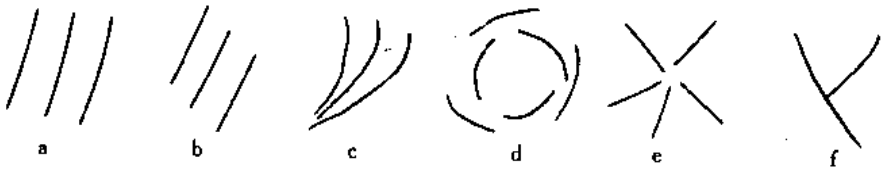


图 5-11　常见的断层平面组合类型

a-平行式断层；b-雁列式断层；c-帚状断层；d-环状断层；e-放射状断层；f-斜交式断层

（1）平行式断层

平行式断层由若干条走向大致相似的断层组合而成。组成平行式断层的可以是正断层，逆断层，也可以是平移断层。同一组合内各条断层的断面倾向可以相同，也可以相反，但其性质应该是相同的，即正断层只能与正断层组合在一起，逆断层只能与逆断层组合在一起，平移断层也只能与平移断层组合在一起。平行式组合内各断层的规模大致相当，相邻两条断层之间的距离也大致相同。

（2）雁列式断层

雁列式断层由相同性质的若干条断层在平面上呈雁行状排列而成，也具有等规模性和等间距性。正断层、逆断层，平移断层均可各自组合成雁列式。雁列式断层的存在与剪切构造应力场有关。

（3）帚状断层

帚状断层由若干条弧形断层组合而成，它们向一端收敛，向另一端撒开。在帚状断层的旁侧常存在高级别的主干断层，正是主干断层的活动，导致了帚状断层的形成。帚状断层可以出现在平面上，也可以出现在剖面上，平面上的帚状断层有平移性质，两者的旋向是相同的，即主干断层为左旋，帚状断层也为左旋。帚状断层不仅具有剪切性质，而且具有张性或压性。若帚状断层凸侧盘相对凹侧盘向收敛方向移动，则帚状断层具有拉张性质，常为张剪性断层；若凸侧盘相对凹侧盘向撒开方向移动，则帚状断层具有挤压性质，通常为压剪性断层（图 5-12）。

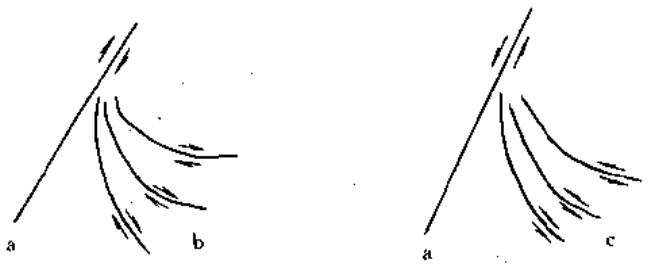


图 5-12　帚状断层的旋向与力学性质

a-主干断层；b-张剪性帚状断层；c-压剪性帚状断层

（4）环状断层与放射状断层

环状断层由若干条弧形或半环状断层围绕一个中心呈同心圆状排列而成。放射状断层由若干条断层自一个中心呈辐射状排列而成。环状和放射状断层往往是隆拱作用引起平面引张的结果，是正断层的组合类型。两者可以在同一构造上产出，也可以单独发育。

(5) 斜交式断层：

斜交式断层指一条断层不垂直相交并终止于另一条断层之上。在具有共生组合关系的斜交式断层中，限制断层常具有剪切性质，被限制断层可以是正断层，逆断层，也可以是平移断层。若被限制断层为正断层或逆断层，其常由平移断层所派生(图 5-13a，b)。若限制断层和被

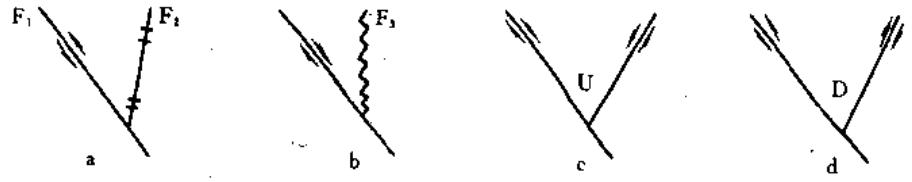


图 5-13 斜交式断层

F_1-平移断层；F_2-正断层；F_3逆断层；U-上升；D-下降

限制断层均为平移断层，则两者可以为派生关系，也可以是共轭关系，往往造成块体之间的相对升降活动。若两断层的旋向相同，则块体的升降无规律可循；若两断层旋向相反，其升降规律如图 5-13c，d 所示。

2. 剖面组合类型

通过地质剖面图，地震剖面、实地考察等，常见的断层剖面组合类型有如下几种(图 5-14)。

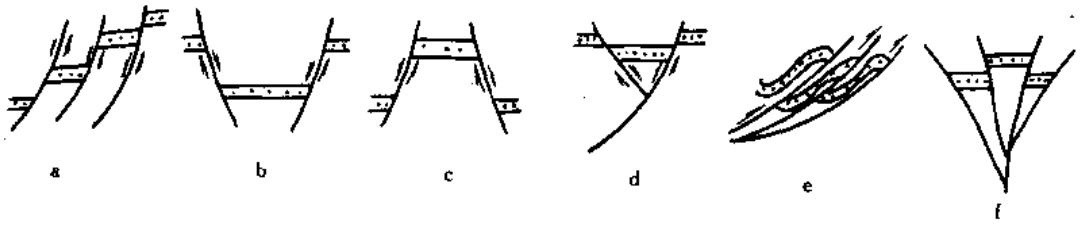


图 5-14 断层剖面组合类型

a-阶梯状；b-地堑；c-地垒；d-"y"字型；e-叠瓦状；f-花状

(1) 阶梯状断层

阶梯状断层由若干条产状基本一致的正断层组成，各断层面可呈板形，也可呈铲形。阶梯状排列的各条断层向下延伸可交于主干断层，也可交于某一水平滑脱面，后者可被水平滑脱面相切，也可呈多米诺式(图 5-15)。规模较小的阶梯状断层向下延伸不深便自行消失。

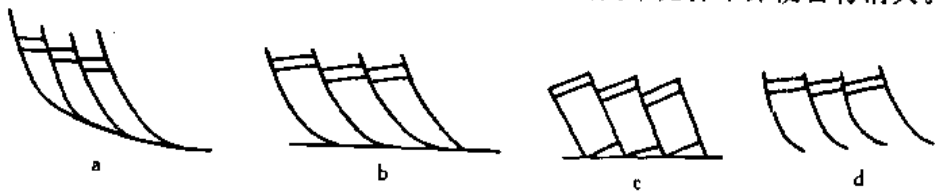


图 5-15 阶梯状断屋的深部延伸

a-相交于主干断层；b-相切于水平滑脱面；c-多米诺式；d-自行消失

(2) 地堑和地垒

地堑由走向大致平行，倾向相反，性质相同的两条(或数条)断层组成，它们中间共用一个下降盘；地垒则正好相反，它们中间共用一个上升盘。组成地堑和地垒的断层通常为正断层，有时也可以是逆断层。

裂陷盆地常为地堑构造，其内部的坳陷、凹陷和洼陷等也常为地堑。地垒在裂陷盆地中常构成隆起、凸起等正向构造(图 5-16)。有些裂陷盆地或盆内负向构造呈半地堑形式，即其一侧

受正断层控制，向另一侧基底呈单斜，盖层呈超覆状态，如济阳坳陷早第三纪为多个半地堑构造(图 5-17)。半地堑也称为箕状断陷。

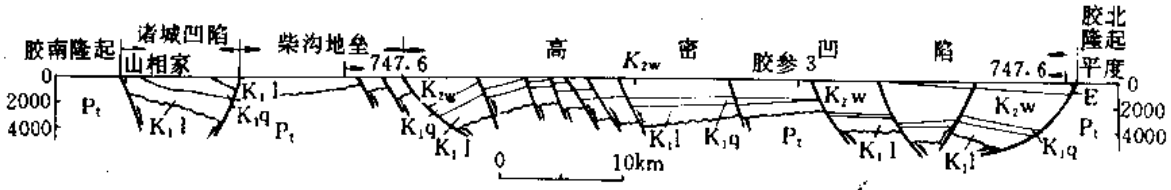


图 5-16 胶莱盆地构造剖面图

高密凹陷、诸城凹陷为地堑构造，柴沟地垒为地垒构造

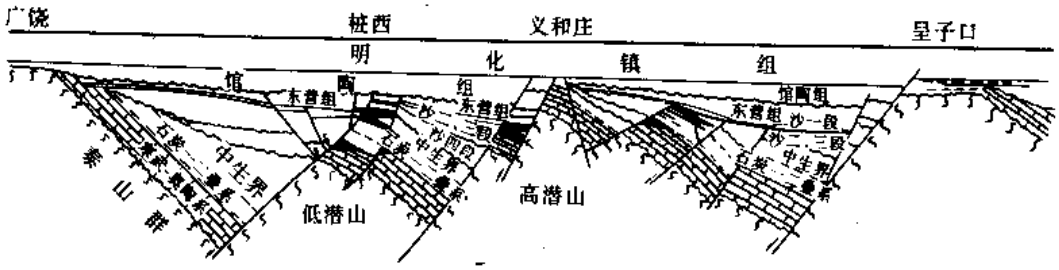


图 5-17 济阳坳陷横剖面示意图(据王秉海等，1992)

(3) "y"字形断层

"y"字形断层由主干断层和其上盘低级次断层组合而成，在剖面上呈"y"字形，是生长断层的组合类型，在裂陷盆地中发育较多，根据上盘低级次断层的数量及与主干断层的倾向关系，"y"字形断层可分为反向"y"字形，同向"y"字形，复式"y"字形等(图 5-18)。"y"字形断层的产生是在伸展作用和重力作用下，由主干断层派生的。

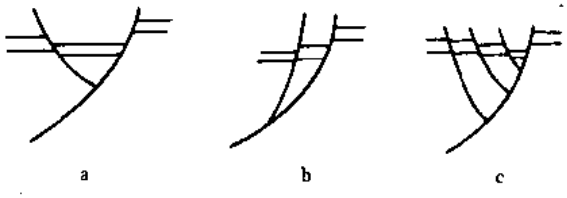


图 5-18 "y"字形断层

(4) 叠瓦构造

叠瓦构造是一系列产状大致相同呈平行排列的逆断层的组合型式，各断层的上盘岩块依次逆冲，在剖面上呈屋顶瓦片一样依次叠覆(图 5-19)。叠瓦构造中各断层面倾角常向下变缓与深处的主冲断层交汇。

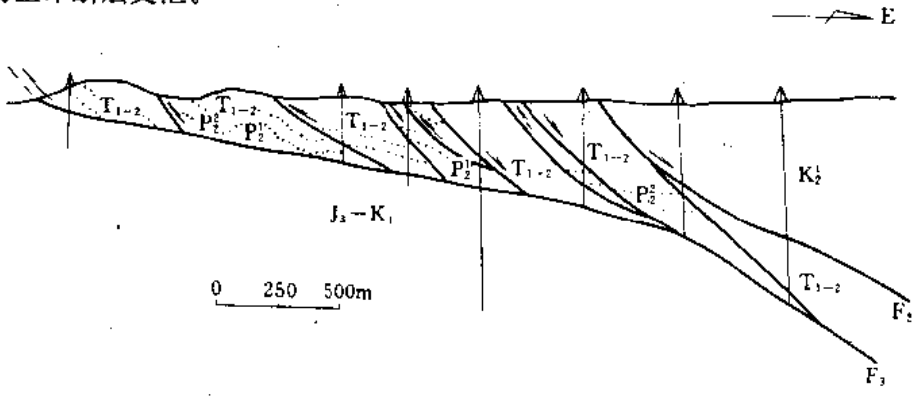


图 5-19 江苏句容茅山南段花山叠瓦构造

(5) 花状构造

剪切断裂带在浅部常表现为向上分叉、撒开的断层组合，在剖面上形似花朵，称为花状构造，也称棕榈树构造。组成花状构造的断层可具有张剪性质或压剪性质，据此可将花状构造分为正花状构造(图 5-20)和负花状构造(图 5-21)两种。

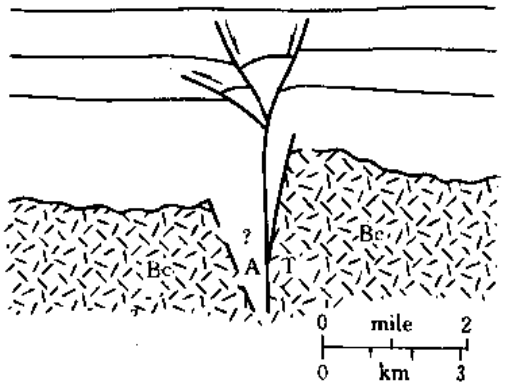


图 5-20 负花状构造(据 T. P. Harding, 1983)

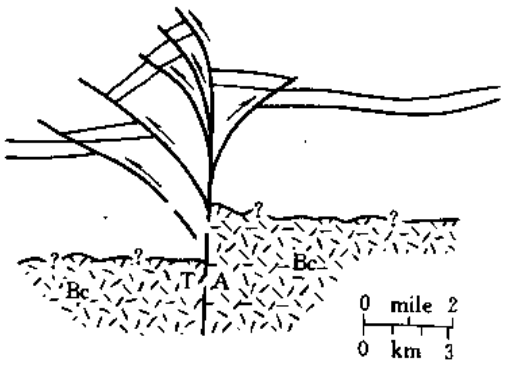


图 5-21 正花状构造(据 T. P. Harding, 1985)

负花状构造由剪切断层产生的剪张作用形成，向上分叉、撒开，断层在剖面上主要表现为正断层，倾向相反的断层之间为相对下落的地堑断片，构造形态为向形，因为只是形态与向斜相似在深处其翼部已分别抬起或根本没形成一个完整的弯曲。在负花状构造中也可有逆断距。

正花状构造由剪切断层产生的剪压作用所形成，分叉，撒开的断层多具有逆断层性质，也见有正断距。构造形态为背形。

第三节 断层成因分析

断层两盘沿断裂面有明显的剪切滑动，是一切断层的共有特征，也是形成断层的普遍的力学模式。

当岩石受力超过其强度，即应力差超过其强度时便开始破裂。破裂之初，出现微裂隙，微裂隙逐渐发展，相互联合，形成一条明显的破裂面。破裂面一旦形成而且应力差超过摩擦阻力时，两盘即开始相对滑动，形成断层。随着应力释放或应力差($\sigma_1-\sigma_3$)趋向于零，一次断层作用即告终止。

一、均匀介质中断层与主应力轴的关系

正断层的倾角一般较陡，逆断层的倾角一般较缓，平移断层多近于直立。这些特征与构造应力场的主应力方位有关。

安德生(E. M. Anderson, 1951)认为，在地面以下的一定深度内，三个主应力中必定有一个主应力轴与地面垂直，其余两个主应力轴呈水平状态，提出了下述被长期广泛应用的断层成因模式。

1. 当 σ_1 直立，σ_2 和 σ_3 水平时，形成正断层。也就是说，正断层的走向与 σ_2 呈水平平行，与 σ_3 呈水平垂直，σ_1 呈直立状态，断层倾角约 60°(图 5-22a)。因为在这种构造应力状态下，当 σ_1 逐渐增大或 σ_3 逐渐减小时，都可以导致正断层的形成。因此，地块上隆及水平拉张都是形成正断层的有利条件。

2. 当 σ_3 直立，σ_1 和 σ_2 水平时，形成逆断层。也就是说，逆断层的走向与 σ_2 呈水平平行、与 σ_1 呈水平垂直，σ_3 呈直立状态，断层倾角约 30°（图 5-22b）。水平挤压最容易形成逆断层。

3. 当 σ_2 直立，σ_1 和 σ_3 水平时，形成平移断层。平移断层的走向与 σ_2、σ_3 都是水平斜交，断层面近于直立（图 5-22c）。

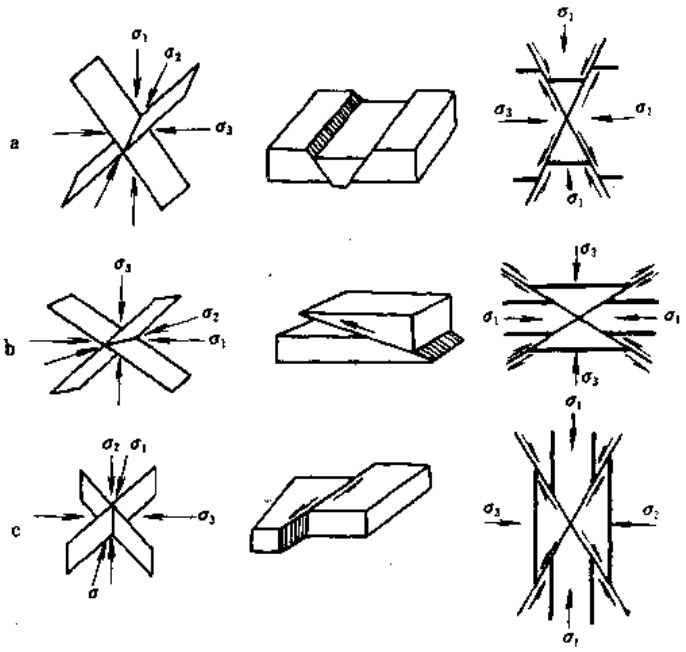


图 5-22 形成断层的三种应力状态（据 Anderson E. M.，1951）
a-正断层；b-逆断层；c-平移断层

二、正断层的成因分析

1. 区域水平拉伸背景下形成的正断层

① 侧向水平拉伸导致沉降盆地的形成，盆地边缘造成了正断层所要求的应力条件。裂陷盆地边缘的断层就是这样形成的。水平拉伸作用使 σ_3 为水平，沉积荷载使 σ_1 铅直，符合安德生的正断层形成模式。

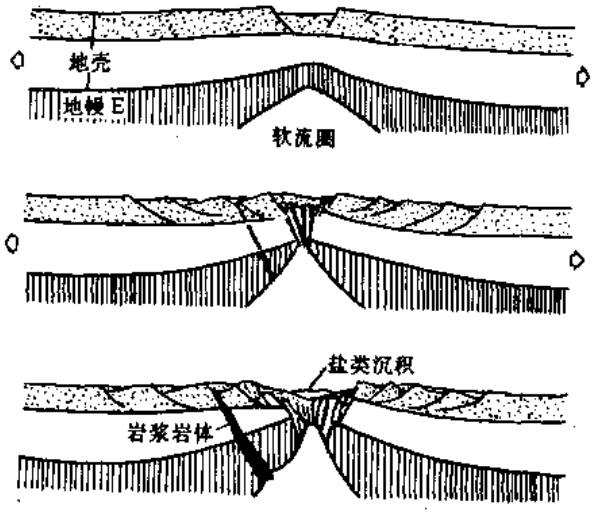


图 5-23 裂谷发育过程中正断层发育示意图

② 在板块的分离边界—裂谷发育过程中，由于板块的背离运动，形成了大规模的区域性水平拉伸的应力条件，因而产生一系列正断层以及它们组成的地堑和地垒（图 5-23）。

2. 派生拉伸作用下形成的不同等级正断层

（1）背斜构造上发育的正断层

无论是纵弯作用或横弯作用形成的背斜、在其外弯层必然诱导出与背斜枢纽垂直的顺层张应力。而在铅直方向上则由于岩体重力造成直立应力。在这两种应力的作用下可产生两组相向倾斜的正断层，并常组合成背斜顶部的纵向地堑（图 5-24）。

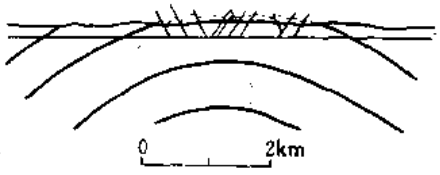


图 5-24 美国海员山背斜顶部的正断层和小型地堑（据 De. Sitter，1956）

在短轴背斜中，沿枢纽方向也可引起局部拉伸，从而形成走向与背斜枢纽垂直的两组倾向相反的横向正断层（图 5-25）。

穹窿构造形成过程中的垂直上隆，必定产生以

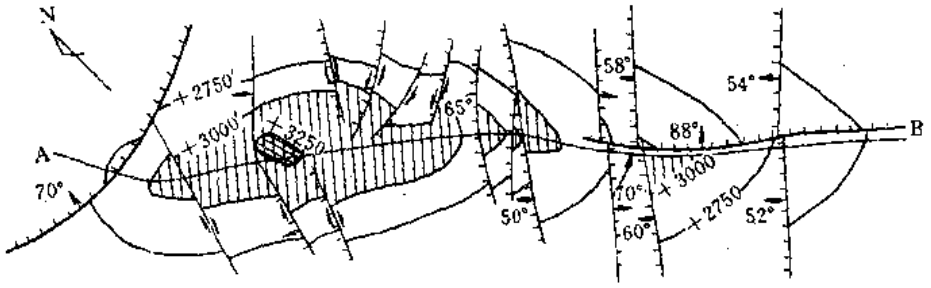


图 5-25　短轴背斜中的横断层(据 De. Sitter，1964)

穹窿为中心呈辐射状向穹窿外围缓倾的拉伸(σ_3)和向穹窿中心陡倾或近直立的挤压(σ_1)，从而在穹窿构造顶部形成环状正断层和放射状正断层。

(2) 海沟外隆处发育的正断层

海洋板块向大陆俯冲时，在海沟外侧发育有略微隆起的海沟外隆构造，与背斜顶部相似，在与外隆垂直(即与海沟方向垂直)的方向上产生倾向拉伸，造成纵向正断层，并组成地堑和地垒构造(图 5-26)。

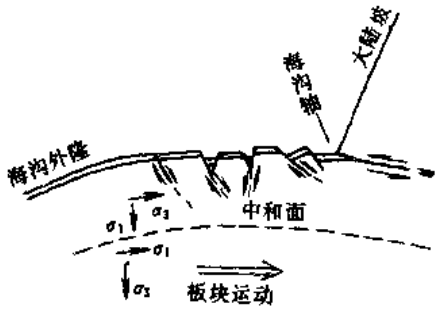


图 5-26　海沟外隆上的正断层
(据 Schweller etal，1981)

3. 区域性的差异升降运动形成的正断层

差异升降运动可以在升与降过渡的挠曲地段产生正断层，其产状向下降一侧陡倾。

4. 重力滑动的正断层

这种正断层产生要有足够重力势能与必要的自由面。在低粘度的介质中，重力滑动正断层面很平缓。在浅海或大陆坡的未固结的沉积物中，常有这类断层发育。

三、逆断层的成因分析

1. 高角度逆断层的成因

(1) 造山带中与褶皱同时发育的高角度逆断层

在一些造山带中一系列轴面陡倾的紧闭同斜褶皱的倒转翼，常发育有很多同造山期的，但比褶皱形成略晚的高角度逆断层。其倾向与褶皱轴面倾向一致，甚至倾角也一致。它们是在水平侧向挤压下，造山带物质垂向差异塑性流动的一种表现(图 5-27)。

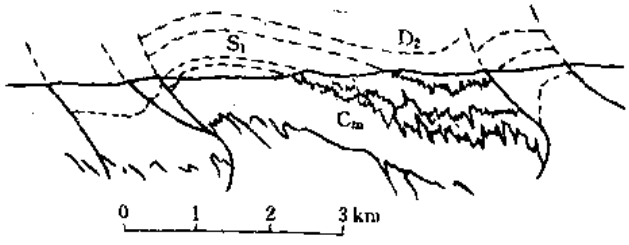


图 5-27　萨拉伊尔山梁与同斜褶皱同时发育的高角度逆断层
(据 A. ЖГпел，1956)

(2) 造山带中与深成岩浆活动有关的高角度逆断层

在许多造山带的主要褶皱构造形成之后，往往有剧烈的岩浆活动。当岩浆从深部楔入地壳时，常形成高角度逆断层(图 5-28)。

(3) 差异升降运动造成的高角度逆断层

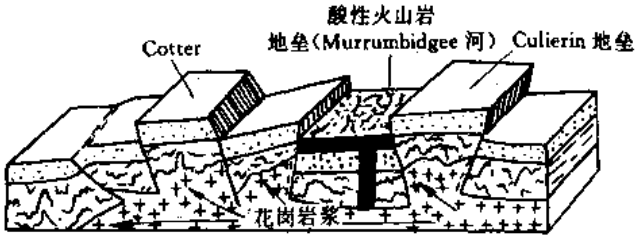


图 5-28 堪培拉区与花岗岩侵入有关的高角度逆断层
(据 Hills, 1972)

在侧方受限，差异升降运动造成挠曲时，由上下剪切作用导生的一组次级同旋向剪裂面，可进一步发展成为高角度逆断层(图 5-29)。

2. 低角度逆断层的成因

低角度逆断层的形成符合安德生的逆断层模式。

(1) 由褶皱进一步发展而成的延伸逆断层

在水平挤压甚强并向一侧减弱的情况下，褶皱发生倒转。倒转翼在持续变形的过程中，会逐渐被拉薄，最后沿剖面 X 剪裂面中的一组断开而形成逆断层(图 5-30b)。这种成因的逆断层常见于造山带边缘强烈不对称褶皱的地带。

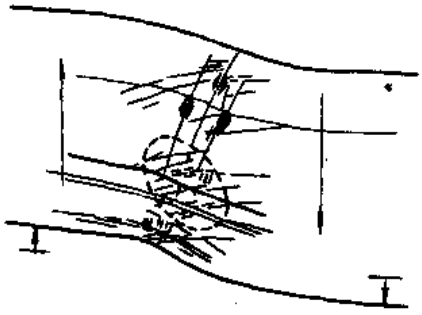


图 5-29 上下剪切作用导致的高角度逆断层
(据 Hills, 1972)

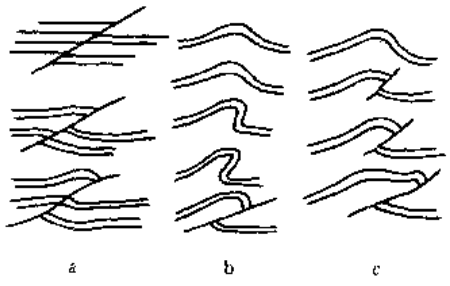


图 5-30 逆断层与褶皱的关系
(据 De. Sitter, 1964)
a-剪开逆断层；b-延伸逆断层；c-破裂逆断层

(2) 与褶皱同时发育的破裂逆断层

脆性岩层在水平挤压作用下可以形成开阔褶皱，同时也很快出现破裂。形成一系列在剖面 X 剪切面基础上发育起来的破裂逆断层(图 5-30c)。破裂逆断层与延伸逆断层的区别在于前者形成过程中不伴有褶皱翼部岩层的减薄现象，而是与同心褶皱相联系。

(3) 早于褶皱形成的剪开逆断层

剪开逆断层发生之前并无明显褶皱现象，它是在水平地层的背景上发展起来的，是水平挤压作用的结果(图 5-30a)。剪开逆断层的某些段常顺岩层面滑动，进一步褶皱作用可导致无根褶皱的形式(图 5-31)。

四、平移断层的成因分析

1. 平移断层的形成方式

(1) 由于不均匀的侧向挤压使不同部分的岩块在垂直于纵向逆断层和褶皱枢纽的方向上，作不同程度的向前推移，可形成走向垂直于逆断层或褶皱枢纽的平移断层(图 5-32)。其规模一般不太大，旋向也无一定规律。

(2) 在侧向水平挤压作用下，当 σ_2 直立时，顺平面 X 剪裂面可发育成平移断层。其规模可大可小，旋向具有一定规律，常有共轭的两组发育，一般斜交断层枢纽。

(3) 褶皱带中的一些纵向逆断层，碰撞带边界的一些逆断层，以及某些弧后扩张的纵向正

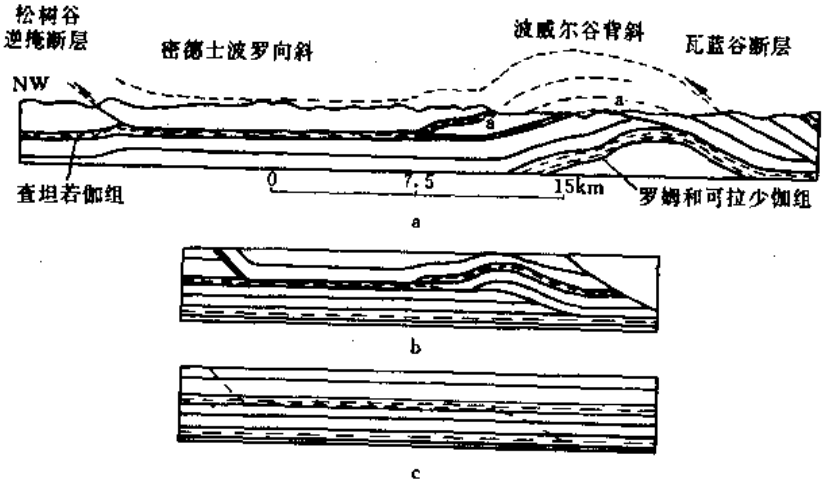


图 5-31　松树谷剪开逆断层和无根褶皱(据 P. B. King，1951)

断层，均可因构造应力场主压应力方向的变化而转化为平移断层。通常它们规模巨大，平行褶皱带，且有长期的活动历史。

2. 平移断层的派生构造

平移断层的剪切活动可派生出次级应力场，从而形成张裂，剪裂及拖褶皱等派生构造(图 5-33)。愈近主断层，派生构造愈发育，但不会越过主断层。派生张节理与主断层面所夹的锐角指向本盘运动方向。派生拖褶皱轴与主断层面所夹的锐角指向对盘运动方向。派生剪节理有两组，S_1 为与主断层旋向相同的一组，其方位比较稳定，与主断面的交角一般不超过 20°，锐夹角指向本盘运动方向；S_2 为与主断层旋向相反的一组，与主断层交角较大，且随主断层剪切运动的发育而不断变化，在实际中不能用其判断主断层的旋向。

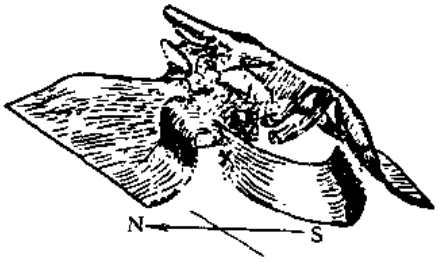


图 5-32　平移断层的一种形成方式(据 Goguel，1962)

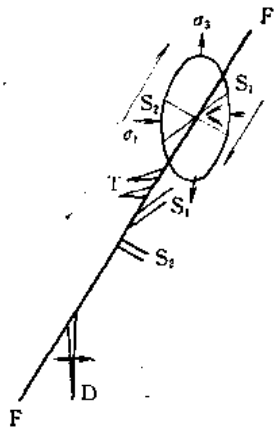


图 5-33　平移断层派生构造示意图
F-主断层；T-派生张节理；D-派生拖褶皱轴；S_1、S_2-派生剪节理

3. 平移断层的聚敛和离散作用

在平移断层带中，由于断层走向的局部弯转，断层的一盘便出现在平面上突出的透镜状岩块(图 5-34 中 I′)。当断层平移活动时，必然在透镜状岩块的一端引起挤压和重叠(图 5-34*A*)，

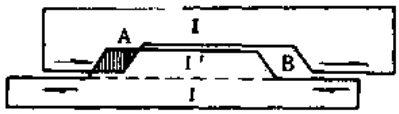


图 5-34　平移断层聚敛和离散作用平面示意图(据 *Spener*，1977)

形成褶皱或逆断层，此为平移断层的聚敛作用。在透镜状岩块的另一端则引起岩块的拉分与陷落(图 5-34B)，形成正断层或裂陷盆地，此乃平移断层的离散作用。

4. 平移断层的垂向运动

(1) 不同旋向的平移断层相交所产生的升降运动

若两条走向不同，旋向相反的平移断层相互交截，在平面上便会形成楔形岩块。这种楔形岩块随着其两侧断层的剪切位移而发生升降运动(参见图 5-13cd)。

(2) 平移断层剪切中心附近的升降运动

同一条平移断层的剪切运动通常是均匀的，以剪切运动量最大的地段为剪切中心，沿断层走向向两端剪切量均减小。在任一断盘上，沿断盘运动方向，剪切中心的前方岩块处于挤压状态，地面隆起；后面岩块属于拉伸状态，地面下降(图 5-35)。

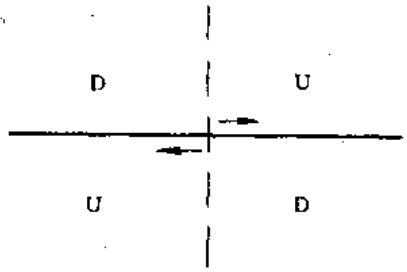


图 5-35　平移断层引起的地面升降
D-下降区；U-上升区；虚线表示剪切中心

(3) 雁列式平移断层引起的升降运动

雁列式的两条同旋向平移断层沿断层走向有一段重叠区，该重叠区常发生升降活动。若断层排列与旋向相同，即左列的左旋断层和右列的右旋断层使重叠区处于挤压状态，可以形成与平移断层相垂直的褶皱和逆断层，使地面隆起。若断层排列与旋向相反，即左列的右旋断层和右列的左旋断层使重叠区处于拉张状态，可以形成与平移断层垂直的正断层和裂陷盆地，此种盆地称为拉分盆地(图 5-36)。

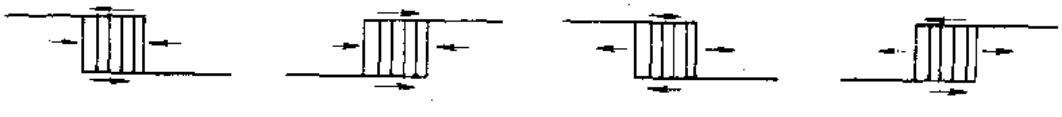


图 5-36　雁列式断层引起的升降运动
a、b-雁列断层重叠区处于挤压状态
c、d-雁列断层重叠区处于拉张状态

第四节　断层的标志

断层活动总会在产出地段的有关地层，构造，岩石，地貌，地球物理等方面反映出来，成为断层的判别标志。

一、构造线的不连续

任何线状或面状地质体，如地层，矿层，岩脉，侵入体的地质界面，片理或相带等均顺其产状延伸。如果这些线状或面状地质体在平面上或剖面上突然中断、错开，不再连续，说明有断层存在。

图 5-37 表示了断层造成的构造线不连续现象。走向断层(F_1)，倾向断层(F_2)和斜向断层(F_3)分别切断地层或早期断层，或在平面上或在剖面上，或者既在平面上又在剖面上，两者均

显示出构造线的中断。为了确定断层的存在和错开的距离，应尽可能查明错断的对应部分。

二、擦痕、阶步和纤维状晶体

1. 擦痕

擦痕是断层两盘相对错动时在断层面上留下的摩擦痕迹，是两盘岩石被磨碎的岩屑和岩粉在断层面上刻划的结果，表现为一组比较均匀的细纹。擦痕有时表现为一端粗而深，一端细而浅，由粗而深端向细而浅端一般指示对盘运动方向。用手顺擦痕方向轻轻抚摸，常可以感觉到顺一方向比较光滑，而相反方向比较粗糙。感觉光滑的方向指示对盘运动方向。

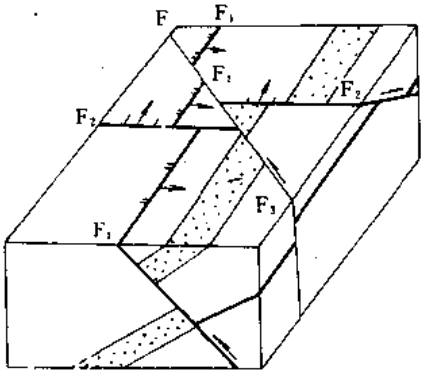


图 5-37　断层引起的构造线不连续的现象
F_1-走向断层；F_2-倾向断层；F_3-斜向断层

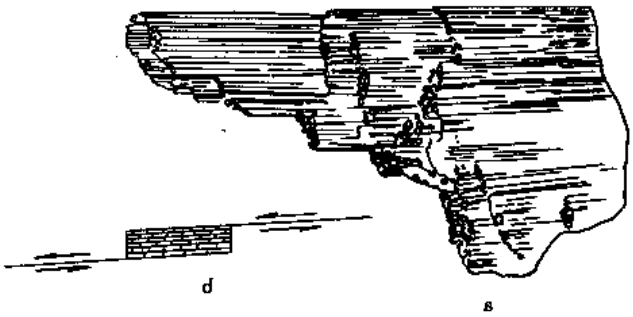


图 5-38　断层带中纤维状晶体及其形成过程示意图
a-纤维状晶体；b-纤维状晶体的形成过程

2. 纤维状晶体

纤维状晶体又称为滑抹晶体。最常见的是石英或方解石纤维状晶体(图 5-38)。当断层两盘相对位移时，垂直位移方向的一些断口上会出现小空隙，淋滤到小空隙中的溶液所含的 SiO_2 或 $CaCO_3$ 析出结成石英或方解石晶体，随着位移不断进行，空隙不断增大，晶体沿着空隙增大的方向不断增长，最终形成纤维状晶体。所以，纤维状晶体的延伸方向指示了断层两盘相对位移方向。

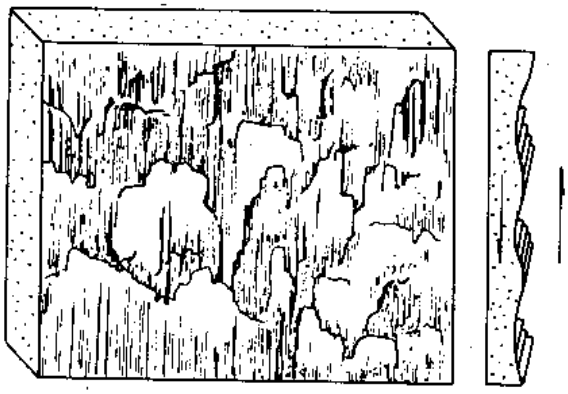


图 5-39　北京西山奥陶系灰岩断层面上的擦痕和阶步(据李东旭、杨光荣)
擦痕和阶步由方解石纤维状晶体构成

3. 阶步和反阶步

阶步是发育在断层面上或纤维状晶体中的一种小陡坎，其高度一般不超过数毫米，延伸方向大致与擦痕或纤维状晶体的延伸方向垂直(图 5-39)。小陡坎是一组横向拉断面或者纤维状晶体的顶面，由于是背着断层两盘相对位移的方向而被保留了下来，因此它指向断层对盘相对位移方向。

反阶步与阶步形态十分相似，所不同的是在小陡坎的根部有切入岩石中的小裂缝。这是由于断层两盘相对位移时，断层面受到剪切应力的作用，使两侧产生羽状剪切面切入岩石或形成

楔形张节理(图 5-40)。小陡坎的倾向指向本盘相对运动方向。

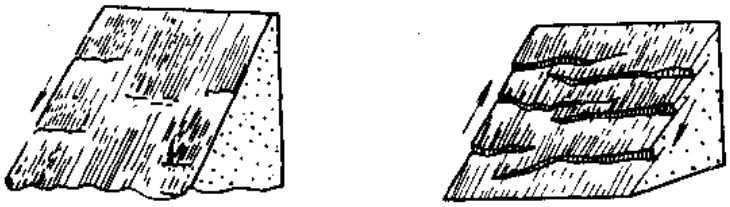


图 5-40 断层面上的阶步和反阶步
a-由摩擦形成的阶步； b-由羽状剪裂形成的反阶步

三、断层破碎带和构造岩

1. 断层破碎带

断层两盘相对活动，互相挤压，使附近的岩石破碎，形成与断层面大致平行的破碎带，称为断层破碎带，简称断裂带。断层破碎带的宽度有大有小，小者仅数厘米，大者达数公里，甚至更宽，与断层的规模和力学性质有关。

在压性和剪性断层的破裂带中，经常可以看到透镜状的岩石碎块，称为构造透镜体(图 5-41、42)。一般认为，构造透镜体是在挤压作用下，出现的两组剪裂面把岩石切成菱形块体，后经研磨、压扁而成。构造透镜体长轴和中间轴组成的平面往往与断层面斜交，锐夹角指示同侧盘的运动方向。

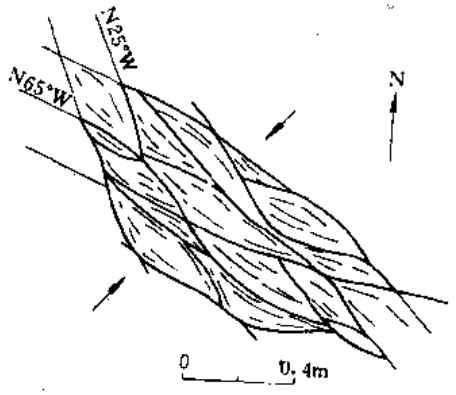


图 5-41 南京九华山断层带中的构造透镜体(据董钟瑾)

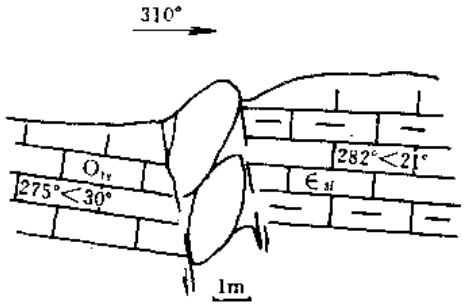


图 5-42 秦皇岛潮水峪断层带中的构造透镜体
O_1y-冶里组； $\in_2f$-凤山组

2. 构造岩

断层构造岩是断层带上的岩石在断层作用中被搓碎、研磨，甚至重结晶，再定向又固结的岩石。根据断层构造岩研磨破碎程度以及重结晶和定向性，将构造岩分为以下几类：

(1) 断层角砾岩

断层角砾岩是由仍保持原岩特点的岩石碎块组成。角砾胶结物为磨碎的岩屑、岩粉以及岩石压溶物质和外源物质。张裂角砾岩主要出现在张性断裂带中，角砾常形状不规则，大小不一，杂乱无定向(图 5-43)。压碎角砾岩主要分布于压性和剪性断裂带中，角砾多

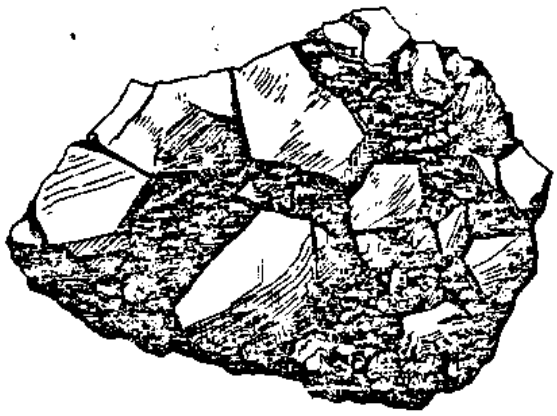


图 5-43 苏州泥盆系砂岩中张裂角砾岩
(据孙岩、韩克从)

呈透镜状，椭圆状，常定向排列，有时排成雁列式，胶结物有时显示定向，围绕角砾，甚至发育成流劈理(图 5-44)。

(2) 碎裂岩

碎裂岩是断层研磨得更细的构造岩，组成碎裂岩的是原岩的岩粉或细粒，或是组成原岩的矿物碎粒。

(3) 糜棱岩

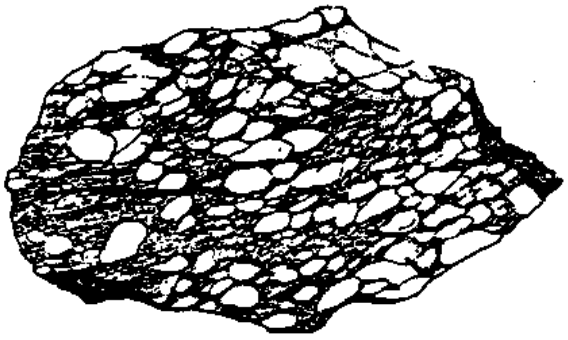


图 5-44 苏州一逆掩断层中的角砾岩
(据孙岩、韩克从)

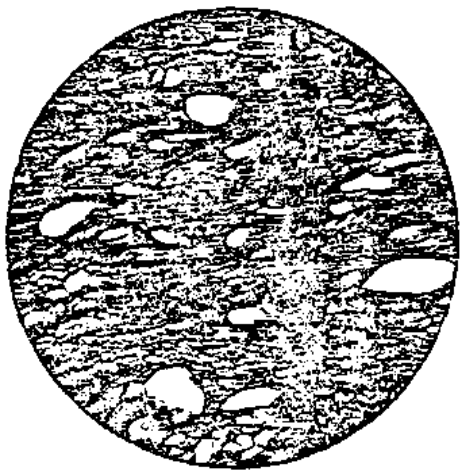


图 5-45 江西定南眼球状构造糜棱岩显微照片(正交×170，据孙岩、韩克从)
原岩为砂岩，眼球状颗粒为石英，被更细的动态重结晶颗粒包围，黑域为再次糜棱岩化作用的产物

糜棱岩是岩石韧性变形的产物，其中的矿物通常发生动态重结晶细化。岩石一般致密坚实，肉眼有时难以辨认。外观具有显著的面状构造。镜下观察可见矿物具有强烈的塑性变形，，并有定向排列现象。其中矿物晶体具有一定的定向分布规律。岩石通常分残斑和基质两部分(图 5-45)。残斑是那些未被彻底细化的矿物晶体残余，常显眼球状，对于那些坚硬矿物(如长石)构成的眼球状斑，基质多为动态重结晶细化的矿物颗粒，以及低温变质的新生应力矿物，如绿泥石、方解石、绿帘石等。

(4) 片理化岩

在断层两盘相对错动和构造应力作用下，研磨的岩石和岩粉呈定向排列，拉长和压扁。有时还发生定向重结晶作用，从而形成片理化岩石(图 5-46)。如果重结晶显著，岩石外貌似片岩则称构造片岩，如果岩石颗粒粗大，成似眼球状结构，则称构造片麻岩。如果岩石极细，重结晶和流动构造明显并具丝绢光泽，则称千糜岩。

从角砾岩——→碎裂岩——→糜棱岩以至玻化岩和片理化岩，在一定程度上可以看作是一个动力变质强化系列。这个系列的完整程度，既决定于断层错动强度和持续时间，还决定于断层错动时的温压状态和岩石性质，此外还有构造应力和应力状态的影响。因此，在一条断层上，尤其是在大型断层中，各类构造岩的发育程度和分布、排列及其产状是千差万别的。有时在同一断裂带中可以同时看到几类构造岩，有时还表现出水平分带和垂直分带现象。



图 5-46　雅鲁藏布江断裂带内透镜体化和片理化岩石(据宋鸿林)

1-石英绿泥石片岩；2-绿泥石片岩；3-透镜体化石英脉

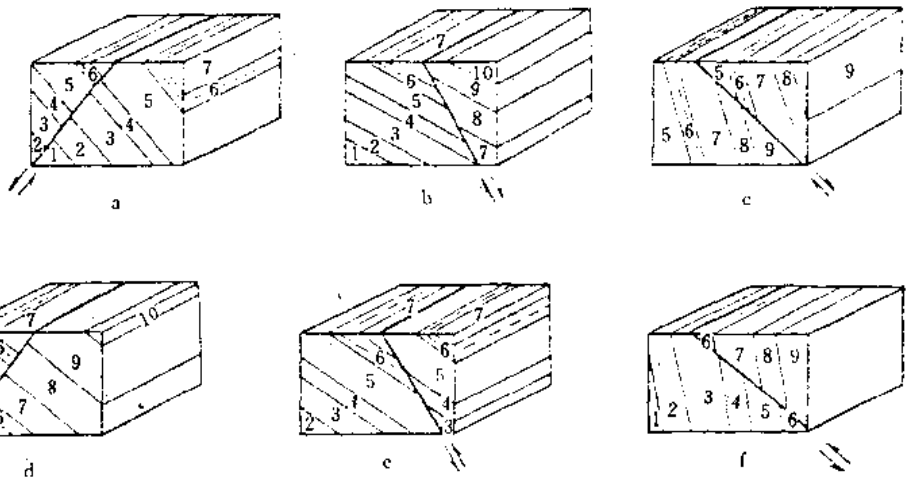


图 5-47　走向断层造成的地层重复与缺失

a-平面重复、垂向缺失；b-平面缺失、垂向缺失；c-平面重复、垂向重复

d-平面缺失、垂向重复；e-平面重复、垂向重复；f-平面缺失、垂向缺失

四、地层的重复与缺失

一套顺序排列的地层，由于走向断层的影响，常在平面上和垂向上造成两盘地层的缺失和重复。这种重复和缺失现象与断层性质(正断层或逆断层)、断层面与地层二者的倾向和倾角关系有关(图 5-47，表 5-1)。

表 5-1　走向断层造成的地层重复与缺失

断层性质	观察剖面	断层倾向与地层倾向的关系		
		相　反	相　同	
			断层倾角大于岩层倾角	断层倾角小于岩层倾角
正断层	平　面	重　复	缺　失	重　复
	垂　向	缺　失	缺　失	重　复
逆断层	平　面	缺　失	重　复	缺　失
	垂　向	重　复	重　复	缺　失

五、牵引构造和逆牵引构造

1. 牵引构造



图 5-48　牵引褶皱及其指示的两盘位移方向

断层一盘或两盘紧邻断层的岩层，常发生明显的弧形弯曲，这种弯曲叫做牵引褶皱。牵引褶皱的枢纽平行于断层面，弯曲凸出的方向指示本盘位移方向(图 5-48)。关于牵引褶皱的成因有两种看法，一种认为是断层两盘相对错动对岩石拖曳的结果；另一种认为先挠曲后断层。实际工作中要具体情况具体分析。

2. 逆牵引构造

在正断层的上盘常发育逆牵引褶皱，弯曲凸出方向与本盘位移方向相反(图 5-49)。

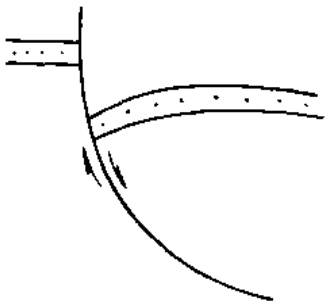


图 5-49　逆牵引构造示意图

六、派生构造

断层两盘相对运动可派生出次级构造应力场，从而形成断层的派生构造。派生构造不会穿过主干断层。利用派生构造可确定断层两盘的位移方向(参见图 5-33)。逆牵引构造和部分牵引构造属于断层的派生构造。

七、地貌标志

断层带是破碎带，通常有软弱和多孔隙的特点，容易在地貌上显示出来。

1. 断层崖

由于断层两盘的相对滑动和差异剥蚀作用，常使断层面裸露地表，形成陡崖，这种陡崖通常称为断层崖。

2. 断层三角面

在山区，断层崖受到与崖面垂直方向的水流侵蚀切割，乃形成沿断层走向分布的一系列三角形陡崖，即断层三角面(图 5-50)。

另外，山脊被错开，河流折线式改变方向，湖泊洼地的串珠状分布，泉水的带状分布等通常都是断层活动造成的。

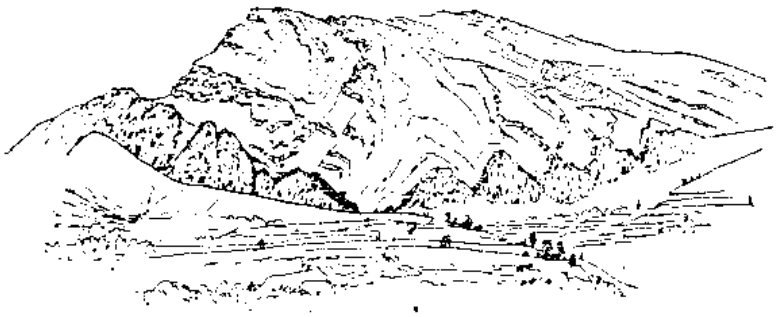


图 5-50　河南偃师五佛山断层形成的断层三角面(据马杏垣)

八、地震时间剖面上的标志

断层在地震剖面上的主要标志：

1. 反射波同相轴错断

由于断层规模不同，可表现为反射标准层的错断和波组波系的错断。在断层两侧波组关系稳定，波组特征清楚。这一般是中小型断层的反映。其特点是断距不大，延伸较短，破碎带较窄。

2. 反射同相轴数目突然增减或消失，波组间隔突然变化

在断层的下降盘地层变厚，而上升盘地层变薄甚至缺失。这种情况往往是基底大断裂的反映，其特点是断距大，延伸长，破碎带宽。这种断层对地层厚度起着控制作用，一般是划分区域构造单元的分界线。

3. 反射波同相轴突变，反射零乱或现空白带

这是由于断层错动引起的两侧地层产状突变，或是断层面的屏蔽作用和对射线的畸变造成的。

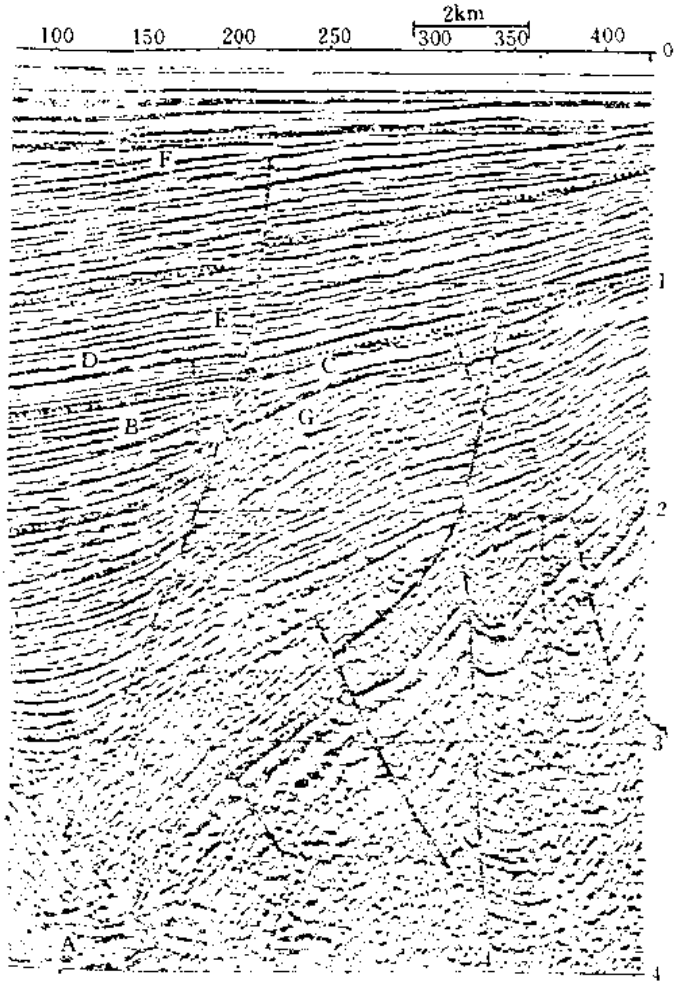


图 5-51　具有断层的地震剖面

4. 标准反射波同相轴发生分叉，合并，扭曲，强相位转换等现象

一般这是小断层的反映。但应注意，这类变化有时可能是因为地表条件变化或地层岩性变化以及波的干涉等引起的，为了区别它们，要综合考虑上下波组关系进行分析。对于地表条件引起的同相轴的扭曲，通常表现为对不同深度的同相轴都是一样的影响。

5. 异常波的出现，这是识别断层的重要标志

在时间剖面上，反射层中断处，往往伴随出现一些异常波，如绕射波，断面反射波等，它们一方面使记录复杂化，另一方面也成为确定断层的重要依据(图 5-51)。

九、重力异常平面标志

在布格重力异常 Δg 平面图(图 5-52)上，下列部位常存在断层：

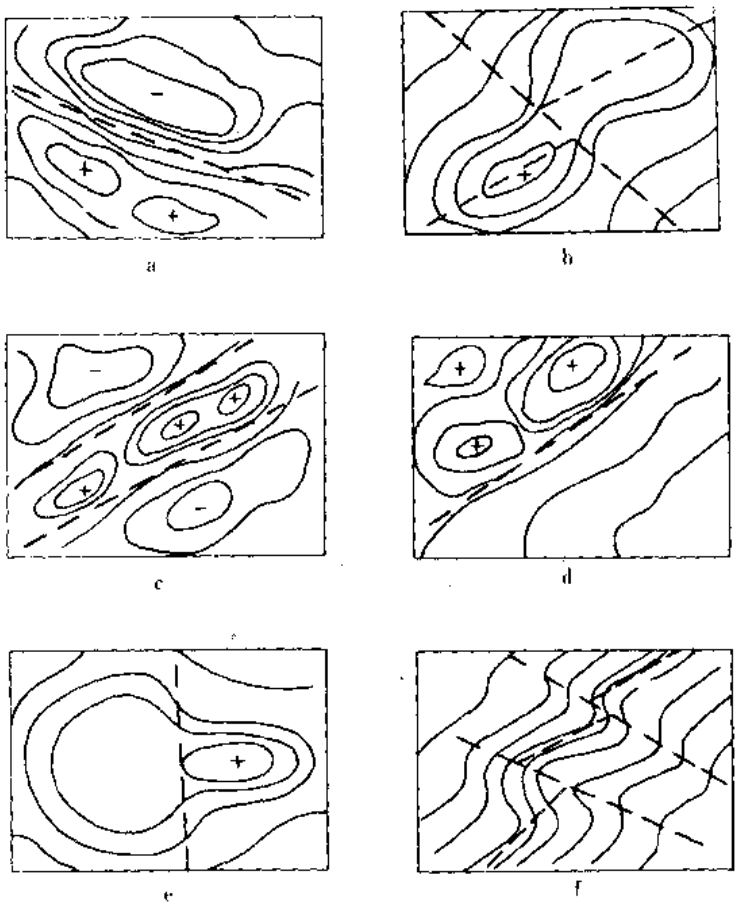


图 5-52　标有断层的 Δg 平面图

线性重力高与重力低之间的过渡地带(图 5-52a)。

异常轴线明显错动的部位(图 5-52b)。

串珠状异常的两侧或轴部所在位置(图 5-52c)。

两侧异常特征明显不同的分界线(图 5-52d)。

封闭异常等值线突然变宽，变窄的部位(图 5-52e)。

等值线同形扭曲部位(图 5-52f)。

十、测井资料上的标志

断层造成上下盘不同岩性相接触，在自然电位，电阻率等测井曲线上有明显反映。断层两盘常发育牵引构造，逆牵引构造等派生构造，利用地层倾角测井资料也能较好地确定断层(图 5-53)。

十一、磁异常图上的标志

一个磁性层或磁性体当其为断层错开时，不论是上下错动还是水平错动，只要断距较大时，都会使磁异常发生明显变化。一般上盘的磁异常强度大，而范围小，下盘的磁异常反映为

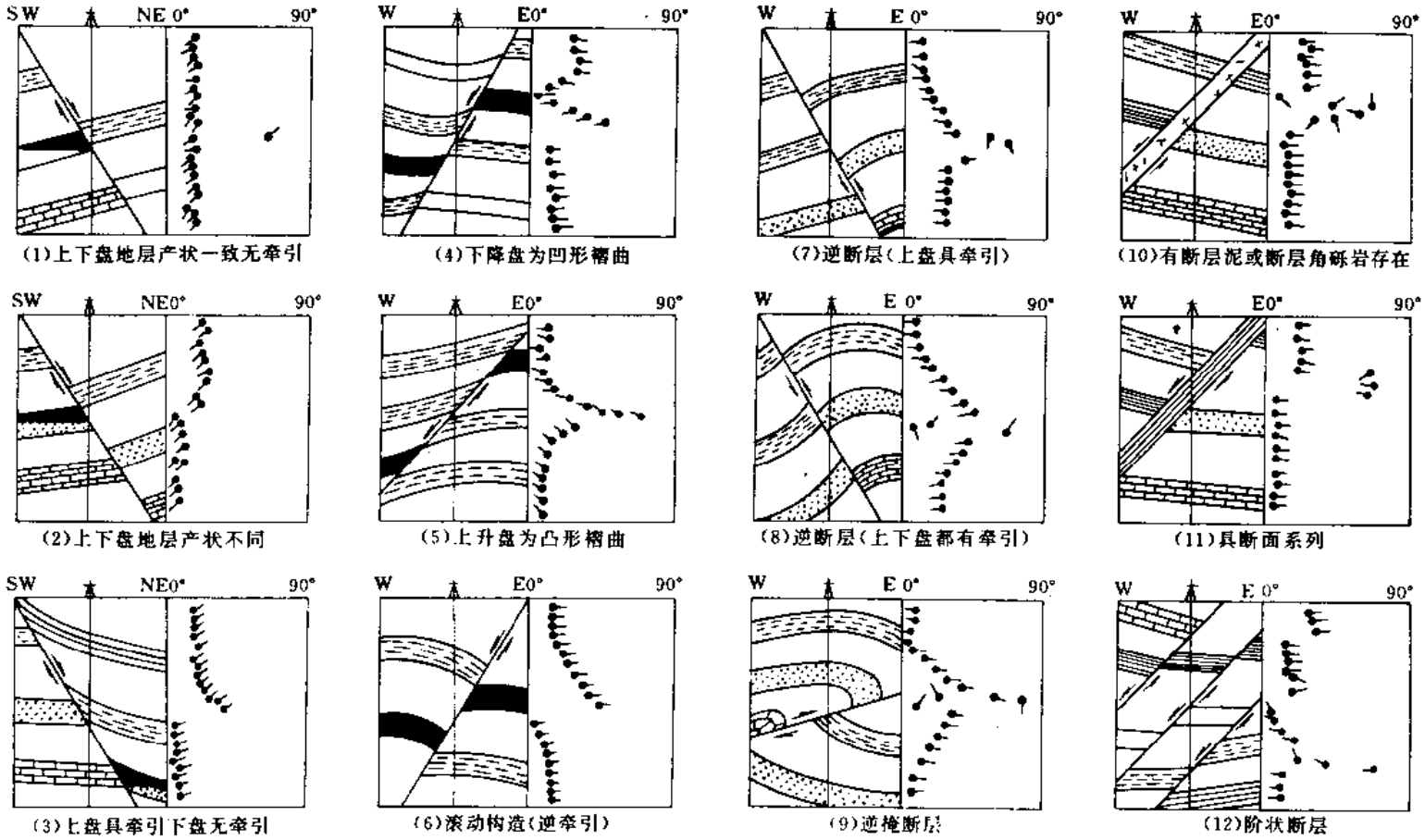


图 5-53　不同类型断层的倾斜矢量特征图(据 Schlumberger，1970)

缓、宽、弱和较平稳；若为水平错动，磁异常等值线会发生扭曲，异常轴向发生明显变化(图 5-54)。

在地质研究中，应注意观察，发现和收集指示断层存在的各种标志，结合其它地质条件和背景，加以综合分析。以做出正确的结论。

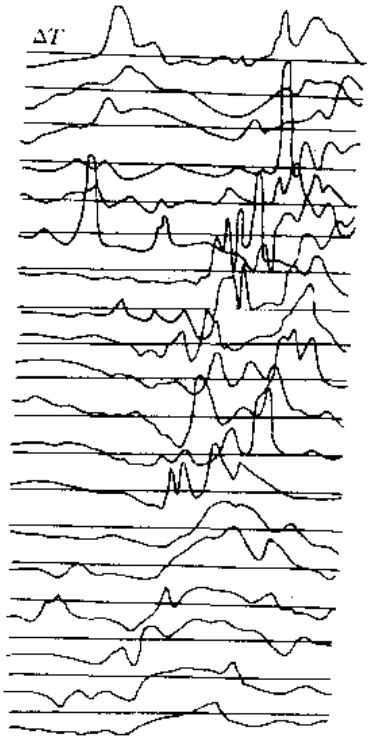


图 5-54　沂沭断裂磁异常图

第五节　断层的观察与研究

断层观察和研究的任务是分析断层的几何学特征，运动学特征和动力学特征。在通过观察断层标志、确定断层存在的基础上，测量断层产状，确定两盘相对运动方向和幅度，分析断层的活动时代、活动历史，分析断层组合规律以及与其它构造的关系，探讨断层的形成机制及其产出的地质背景和物理背景。

一、断层面产状的测定

在露头区，断层面有时出露于地表，可以直接测量断层面产状。如果断层面比较平直，地形切割强烈而且断层线出露良好，可以根据断层线的"V"字形来判定断层面的产状。

在覆盖区，根据钻孔资料，可以用三点法测定断层面的产状。地震资料也可用来判定断层面产状，但不能仅根据一条地震剖面确定断层面产状，因为地震剖面不一定与断层走向垂直，应根据两条或多条相互不平行的剖面来测定、根据重力资料也可计算出断层面的产状。

断层伴生和派生的小构造也有助于判定断层产状，断层伴生的剪节理带和劈理带一般与断层面近乎一致。断层派生的同斜紧闭揉褶带，片理化构造岩的面理，以及定向排列的构造透镜体带等，常与断层面成小角度相交。这些小构造变形愈强烈，愈压紧，与断层面也愈接近。需要指出，这些小构造的产状常常是易变的，应大量测量并进行统计分析，以确定代表性的产状，然后加以利用。

二、断层两盘相对运动方向的确定

确定断层两盘的相对运动方向，不仅对确定断层性质，分析其成因机制有重要意义，而且对找矿，预报灾害等，同样具有重要意义。

1. 根据两盘地层的新老关系

走向断层或纵断层，上升盘一般出露老地层。但是如果地层倒转或断层倾角小于岩层倾角，则老岩层出露盘为下降盘(参见图 5-47)。

2. 根据褶皱核部的宽窄变化

横断层或迅断层切过褶皱核部，对背斜来讲，上升盘核部变宽，下降盘核部变窄。对于向斜来讲，上升盘核部变窄，下降盘核部变宽(图 5-55)。

3. 根据地层的重复与缺失

在已知断层面产状和地层产状的情况下，根据地层的重复和缺失情况可以确定断层两盘的相对运动方向。

4. 根据牵引构造和逆牵引构造

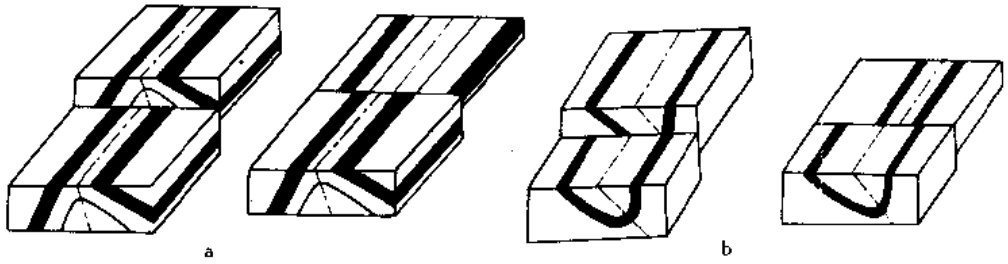


图 5-55　横断层造成褶皱核部的宽窄变化

a-背斜；　b-向斜

牵引构造中岩层弯曲所指示的两盘相对运动方向与逆牵引构造正好相反(参见图 5-48、5-49)，应注意区分二者。

5. 根据擦痕，阶步和反阶步

单独利用擦痕判断两盘的相对运动方向难度较大，若以阶步结合起来既容易又准确。要注意辨别阶步和反阶步(参见图 5-40)。

6. 根据构造透镜体和断层角砾岩

单个构造透镜体最大切面与断层面的夹角关系和多个构造透镜体的雁列式排列可用于判断断层两盘的相对运动方向(参见图 5-42)。压碎角砾岩中砾石的雁列式排列同样可用于判断断层两盘的相对运动方向。如果断层切断并挫碎某一标志性岩层或矿层。根据该层角砾在断层带中的规律性分布可以判断两盘相对运动方向(图 5-56)。

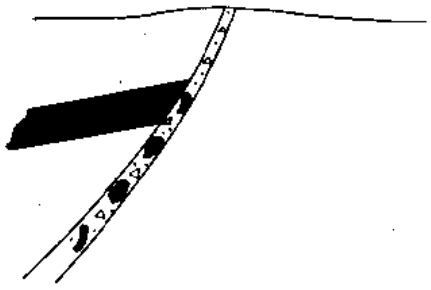


图 5-56　断层带中标志层角砾的分布示上盘上升

7. 根据生长正断层两盘的厚度

生长正断层地层厚度大的一盘为下降盘，地层厚度小的一盘为上升盘。

8. 根据平移断层聚敛、离散作用和升降活动

根据平移断层的形态和收敛、离散作用发生的部位，可以判断断层两盘的相对运动方向(参见图 5-34)。斜交平移断层，雁列平移断层间可引起岩块的升降活动，平移断层剪切中心附近也可发生升降活动(参见图 5-13、5-35、5-36)。根据这种升降活动和断层的形态，可以判断平移断层两盘的相对运动方向。

须要指出的是，断层活动是复杂多变的，常是多期次的，先期活动留下的各种现象常被后期活动所磨失、破坏、叠加、改造，而最后留下的只是改造变动过的或最后一次活动的遗迹。因此，在运用上述标志时，要进行统计分析并互相印证。

三、断层效应

断层效应指被断地层表现出的位移情况。它是由断层的产状，断层的真位移，地层的产状以及不同的剖面位置等因素及其不同的组合情况决定的。同一条断层，当其切过不同产状的地层，或在不同的剖面上进行观察时，可以发现以断层两侧地层的错开关系为依据而测算的位移方向和距离也各不相同(图 5-57)，这种现象叫断层效应。

1. 倾向－正(逆)断层引起的效应

当断层横切岩层走向而且两盘顺断层倾斜滑动时，侵蚀夷平后的两盘岩层表现为水平错移，给人以平移断层引起的岩层错移的假象（图 5-58）。

2. 倾向－平移断层引起的效应

倾向断层顺层面走向滑动时，剖面表现为正、逆断层（图 5-59）。顺倾向滑动的一盘剖面上表现为上升盘。如果断面向着顺倾向滑动盘倾斜，剖面上表现为逆断层。

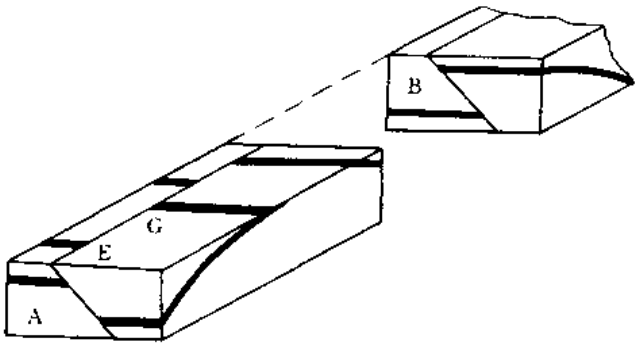


图 5-57　切过背斜的横向平移断层在褶皱两翼上分别显示正断层和逆断层的假象（据 Gill）

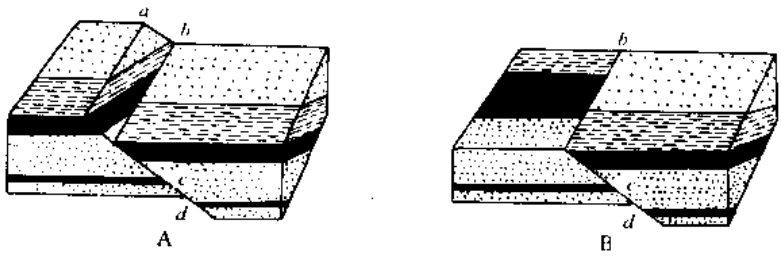


图 5-58　倾向正断层引起的平移断层的假象（据 Billings，1972）

ab-总滑距；A-剥蚀前；B-剥蚀后

3. 倾向－平移正（逆）断层或倾向－正（逆）平移断层引起的效应

当倾向断层的上盘在断层面上斜向下滑时，会出现三种效应。第一，如果滑移线与岩层在断层面上的迹线平行，则不论总滑距大小如何，水平面上或剖面上岩层好象没有错移（图 5-60）。第二，如果滑移线的侧伏角大于岩层在断层面上迹线的倾伏角，剖面上表现为正断层，水平面上表现为平移错开（图 5-61）。第三，如果滑移线的侧伏角小于岩层在断层面上迹线的侧伏角，剖面上表现为逆断层，水平面上表现为平移错开（图 5-62）。当倾向断层的上盘在断层面上斜向上滑时，上述三

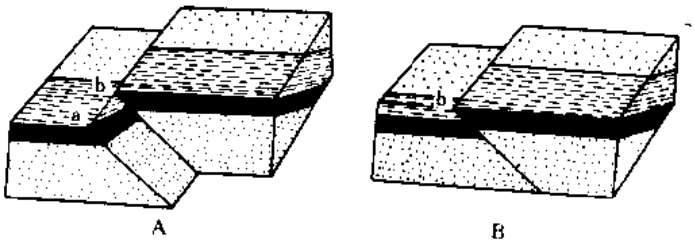


图 5-59　倾向平移断层中，上盘顺倾向滑动在剖面上表现为逆断层（据 Billings，1972）

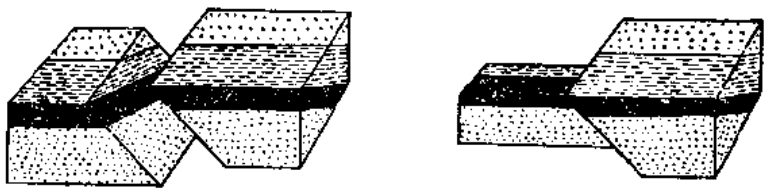


图 5-60　滑移线与岩层在断层面上的迹线平行，剖面或平面上岩层好像未被错移（据 Billings）

点的第二、三点则出现相反情况。

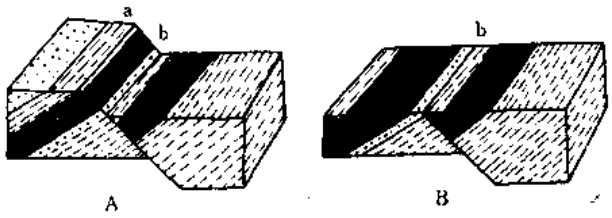


图 5-61　滑移线的侧伏角大于岩层在断层面上交迹的侧伏角，
剖面上表现为正断层，平面上表现为平移断层（据 Billings）

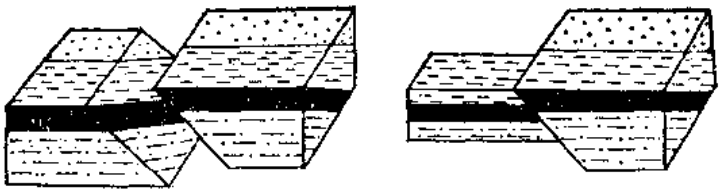


图 5-62　滑移线的侧伏角小于岩层在断层面上交迹的侧伏角，
剖面上表现为逆断层，平面上表现为平移断层（据 Billings）

4. 横断层错断褶皱引起的效应

褶皱被横断层切断后，在水平面上常有两方面的表现，一是断层两盘中褶皱核部宽度的变化，一是褶皱轴迹的错移。

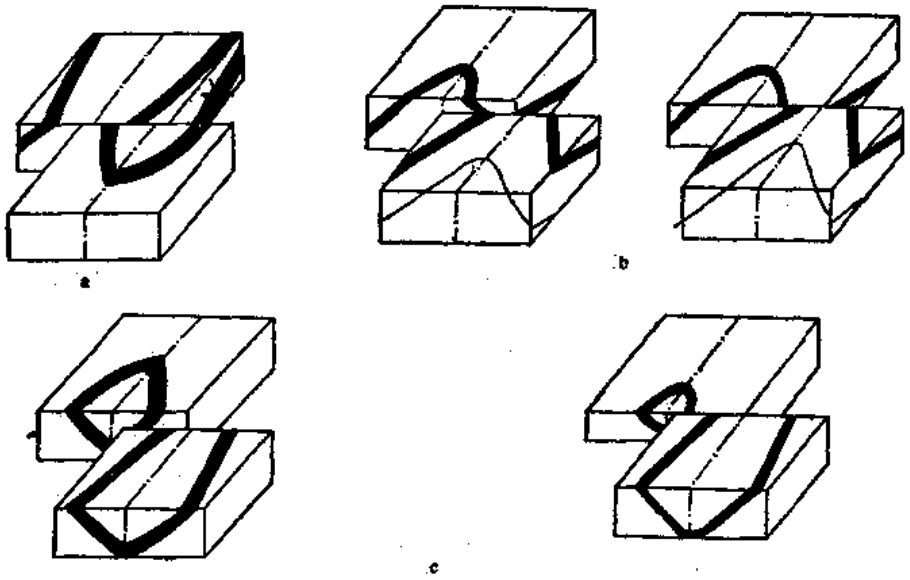


图 5-63　错断褶皱的断层引起的效应
a-顺断层面走向滑动的横断层，褶皱核部宽度没有变化；
b、c-顺断层面斜向滑动的横断层，褶皱核部宽度发生变化

如果被错断褶皱的核部在两盘中宽度相等，说明横断层完全是顺断层面走向滑动的，而没有顺倾斜滑动的分量（图 5-63a）。如果断层两盘中褶皱核部出露宽度不等，则说明断层两盘曾顺断层面倾斜滑动。被横断层切穿的背斜，上升盘中核部变宽，或核部出露较宽的一盘为上升盘，对于向斜，上升盘核部变窄，或核部出露较窄的一盘为上升盘（图 5-63b、c）。

第六节　生长断层

一、生长断层的概念

生长断层是在沉积过程中长期发育，逐渐"生长"起来的断层。其落差随深度增加而增大，下降盘地层厚度比上升盘相应的地层厚度明显增大。图 5-64 是以三角洲前积过程中前缘部位断层发育为例，说明生长断层发育过程的模式图。

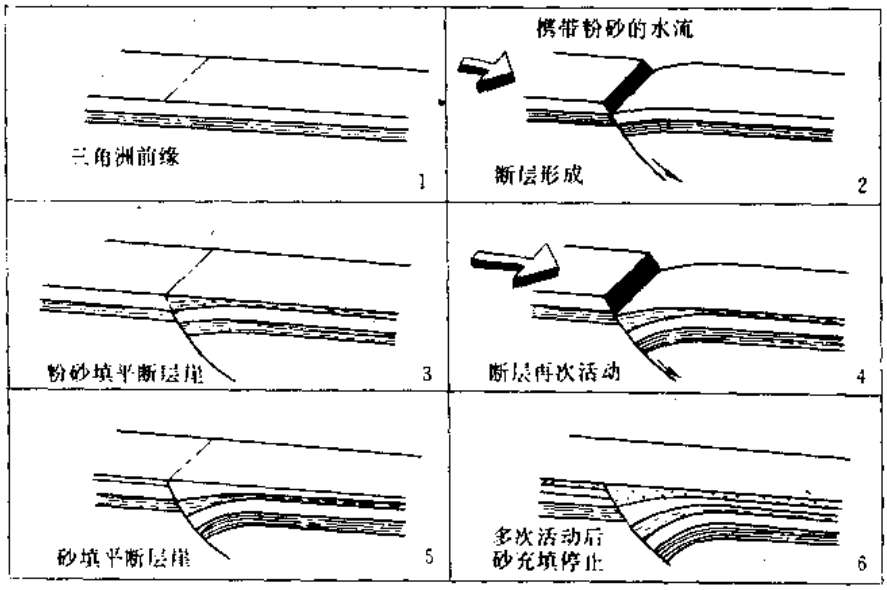


图 5-64　理想的生长断层演化模式图（据 M. H. Rider，1978）

1-三角洲前缘部位粉砂质沉积环境中出现薄弱带 2-沿薄弱带形成断裂

3-三角洲前缘部位断层崖被填平 4-断层再次活动，出现新的断层崖

5-三角洲向前推进，断层崖又被砂质沉积物填平，可以看出砂层向断层面方向加厚

6-断层不断活动，沉积物不断充填，形成一套复杂的砂质层系，该层系向断层面方向加厚

生长断层的上升盘和下降盘是一个相对的概念。事实上，大部分生长断层发育过程中，两盘都在下降，都处于接受沉积的状态，只不过上升盘的沉降速度明显低于下降盘。

生长断层发育过程中，沉积物都以牵引负荷方式搬运的，不会呈悬浮状态。因为悬浮状态的搬运、沉积不可能造成上、下盘地层的厚度差。所以，生长断层主要发育在碎屑岩系中，特别是较粗的碎屑岩。就世界范围来讲，生长断层主要发育在被动大陆边缘、断陷盆地中。

生长断层也称为同生断层，同沉积断层等。

二、生长断层的基本特征

1. 断层性质

目前发现的生长断层主要为张性和张韧性断层。柴达木盆地第三纪沉积中相当广泛地发育着生长逆断层，我国东部含油区也见到生长逆断层的报导。

2. 平面特征

按照断层走向与区域构造线的关系，可分为走向生长断层和非走向生长断层。前者受区域

构造运动的影响，和区域构造线走向一致，而且往往和基底断裂有一定的成因联系。非走向生长断层主要受局部构造因素的控制，例如盐丘，泥丘的上拱，或差异压实等因素。

单条生长正断层在平面上常呈弧形，凹面指向下降盘，具有中段倾角小而位移量大，两端位移量小而倾角大的特点(图 5-65)。

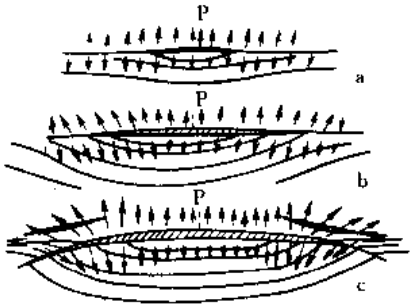


图 5-65 弧形正断层发育图(据 De Sitter, 1964)

3. 下降盘地层明显增厚

这是识别生长断层最基本的标志，两盘厚度差越大说明断层活动越强烈。

4. 落差随深度增大而增大

生长断层由于是长期发育的，上部年轻地层沉积时断裂活动产生的落差必定累积叠加到下部较老地层中的落差上。所以层位愈老，愈深，落差应愈大。理论上，如果一条生长断层在沉积过程中，始终在活动，那么，断层上的任何一个标准层的落差，都应等于上下盘该标准层以上全部地层的厚度差。即反映了该层以上全部地层沉积过程中断层活动的总和。

对于基底卷入式大型生长断裂，即控制巨型沉积盆地的边界断裂来说，它可能延入基底很深以至达到上地幔。对于中小型沉积盆地以及盆内发育的次级生长断裂来说，其落差向深部增大显然不是无限的。再向深处逐渐减小，以至消失。消失的形式：

① 断面向深部逐渐变缓，垂直落差减小，水平位移增大，最终成为顺层滑动断层。更多的是成为顺基底面滑动的断层。而水平位移则通过岩石的侧向压实将能量释放。

② 向深部断入塑性岩层中，断裂的能量被缓冲或吸收掉。

③ 断裂的岩层本身具有弹塑性，向深部逐渐将能量吸收。

5. 断层面上陡上缓呈铲形

这是生长断层普遍具有的引人注目的特征。一系列重复的构造现象都和这一特征有关。渤海湾地区的生长断层，浅层断面倾角多在 70°以上，向深层逐渐变到 40°～30°以下。

6. 沉积滑动构造

生长断层活动期间，由于岩层尚未固结成岩，受到扰动或其它应力而发生塑性形变，产生沉积滑动构造，其主要形态为塑性—半塑性的滑塌构造、流动褶皱、砂岩脉、微型沉积间断和搅混构造等等，其规模自几米到几百米，由于这种构造和地史期间的生长断层活动有着极为密切的联系，因此，常作为生长断层附近岩层结构的一种标志性特征。

7. 生长断层下降盘砂层的层数增多，单层厚度增大

这是生长断层控制沉积相当普遍、也是相当重要的特征。这一特征为油气提供了良好的储集条件。

8. 掀斜断块和逆牵引构造

生长断层发育过程中，由于发生掀斜式旋转和拉张，常在上升盘形成掀斜断块，下降盘形成逆牵引构造。

三、生长断层的成因

以基本动力来源分析，生长断层有两种成因：一是构造运动因素，强调基底断裂活动对上覆沉积盖层的影响。就是说沉积盖层中的生长断层受基底断层控制，是区域构造运动的产物，

它可能是地壳的垂直运动，也可以是水平运动引起的。另一种是重力因素，沉积盖层自身的重力以及由此产生的重力滑动，沉积压实，异常孔隙流体压力和塑性流动导致了生长断层的发育。

四、生长断层的研究方法

在确定了生长断层的存在和性质之后，需要对其进行定量研究。目前的主要研究包括生长指数的分析、正断层拉张量的计算、铲形断层滑脱深度的计算、铲形断层面形状的恢复等。

1. 生长指数分析

断层生长指数是下降盘地层厚度与上升盘地层厚度的比值。即：

$$\text{生长指数}(Q)=\frac{\text{下降盘厚度}}{\text{上升盘厚度}}$$

对同一条断层应分别计算各个时期的生长指数。生长指数大，说明断层活动比较强烈；生长指数小，说明断层活动比较微弱；生长指数为1，说明断层不活动。生长指数小于1，说明断层性质反转，即正断层在某一时期表现为逆断层。

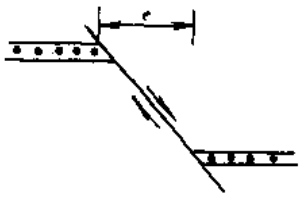


图 5-66　水平岩层正断层剖面图

2. 拉张量的计算

拉张量也称为伸展量，是正断层活动过程中岩块的水平拉开距离。当岩层水平时拉张量(e)等于断层的水平滑距(图 5-66)。

若岩层为倾斜或弯曲时，拉张量等于断层活动前后剖面长度之差。图 5-67、5-68 中，拉张量 $e=x-l$。

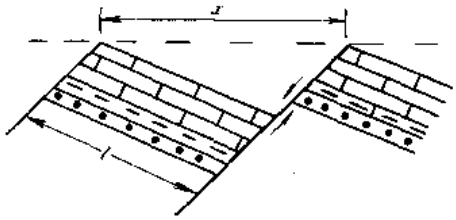


图 5-67　旋转断层剖面图

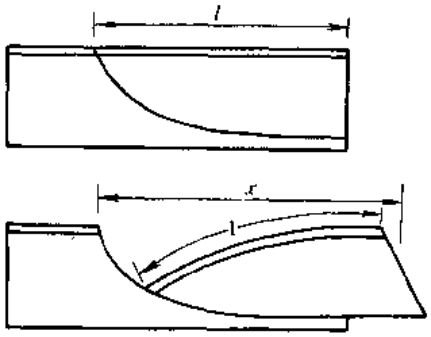


图 5-68　铲形断层剖面图

第七节　区域性大断裂

一、区域性大断裂的特点

地壳中除了常见的一般规模的断层外，还存在着一些区域性巨型断裂。

区域性大断裂的规模很大，空间延伸达数百公里甚至上千公里。向下切割可达硅镁层，甚至切穿地壳或岩石圈。由于切割深，常常称作深断裂或深大断裂。区域性大断裂一般都是深断裂。张文佑主要根据切割深度，将深断裂分为岩石圈断裂、壳断裂、基底断裂、盖层断裂和层间

断裂五种。深断裂主要通过区域地质资料的综合，结合区域地球物理资料的分析和卫片的解释确定的。区域地质综合分析应包括以下几方面：

① 区域构造特征方面　深断裂是一条巨大而复杂的构造变动带。常由一条以上主干断裂和若干次级断裂组成，还包括破碎带、劈理—片理化带、揉褶带、岩浆活动和混合岩化带等。

深断裂常常是地质构造和发展演化不同的区域构造单元的分界线。因此，区域性大断裂长期控制了区域古地理、古构造的发展，从而控制了区域性地层、岩相和厚度的变化，有时则是侵蚀区与沉积区的分界。

② 岩浆活动和成矿作用方面　深断裂的活动一方面会改变地下深部的温压状态，促使岩浆的形成；另一方面又成为岩浆和热液的运移通道和停积场所。因此，长期活动的深断裂带也常常是多期次岩浆活动带和矿化作用带。由于切割深度不同，岩浆活动类型也不相同。切割较浅的断裂常形成酸性和中酸性岩的岩浆活动带，而切割深达硅镁层的断裂，则可成为基性、超基性岩的岩浆活动带。

③ 地球物理方面　深断裂带的本身常常是一条地球物理异常带，而且是区域性地球物理场的分界线。

④ 地貌及新构造运动方面　近代活动的深断裂带常常是现代火山和地震带。从受其控制的地震震源的深度和分布上，可以推断断裂的深度和产状。深断裂常常是大地貌单元的分界，深断裂带本身也常常表现出引人注目的地貌景观。

根据深断裂的地质特征和性质，可分为以下几类：裂谷、推覆体或辗掩构造、走向滑动断层以及基底折离或层圈滑动。以下对这几类断裂分别简述之。

二、裂谷

裂谷是在区域隆起背景上，以断陷谷为特征的大型复杂地堑系，它在地质和地球物理等方面均具有一定特征。有人强调裂谷是岩石圈的伸展构造，延伸长，切割深，切穿岩石圈。

按照裂谷发育的区域构造部位及其地质构造特征，可分为大洋裂谷、大陆裂谷和陆间裂谷。大西洋中央海岭上的裂谷是大洋裂谷的典型，东非裂谷是大陆裂谷的典型，红海裂谷是陆间裂谷的典型。大洋裂谷、陆间裂谷与大陆裂谷共同构成了全球裂谷系。

大陆裂谷的主要特征如下：

① 裂谷是由一系列以正断层为主的地堑、半地堑组成的复杂地堑系，通常发育于区域性隆起轴部，表现为断陷谷，断陷盆地和洼地等构造-地貌景观，反映地壳或岩石圈的伸展作用。

② 裂谷中常常沉积一套巨厚的陆相碎屑岩沉积，常伴有蒸发岩、火山熔岩和火山碎屑沉积。

③ 裂谷常常是浅源地震带和火山带。裂谷带内的地球物理场一般表现为巨大的负布格重力异常和负磁异常，或者是负背景值上的正异常。裂谷的边界一般表现为明显的重力梯度带和磁力梯度带。

④ 深部结构上，裂谷下的地幔隆起，地壳变薄，玄武岩层下普遍存在着高温、低密度、低波速的壳幔物质混合组成的异常地幔，也称作地幔垫。

陆间裂谷是大陆裂谷进一步分离、加宽形成，其地壳强烈减薄（如红海中段），部分出现新洋壳（如红海南段）。堑垒构造发育，海水开始入侵，火山活动持续不断。

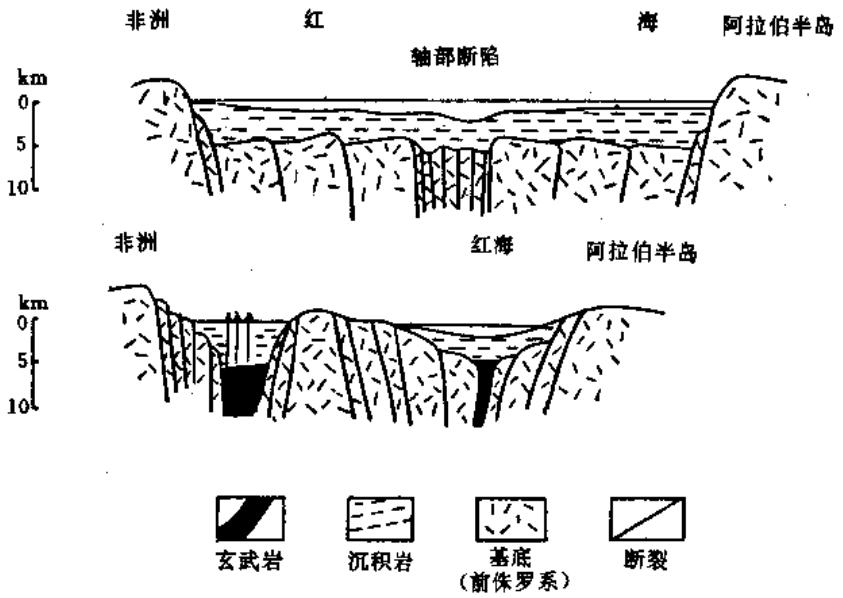


图 5-69　红海裂谷剖面(据 Г. Гавиев 和 Ж. Вире 简化)
上图—过红海中段；下图—过红海南段

三、冲断—推覆构造

推覆体构造，即辗掩构造，乃巨型逆掩断层。这是十九世纪后期研究阿尔卑斯的地质学家们提出的。他们认为构成阿尔卑斯的主体构造的就是一些推移距离很远的巨型辗掩构造或推覆体。Heim(海穆)和 Bertrand(贝特朗)认为，这些推覆体是水平挤压引起的褶皱进一步发展的结果(图 5-70)。

可是进一步的研究后又发现，一些推覆体与强烈的褶皱没有直接联系，一些推覆体前锋虽然成上下叠置的翻卷平卧等褶皱，而后端又出现正断层等拉伸构造；而且一些滑动面是低角度正断层而不是逆掩断层。这些现象与重力滑动构造的特点十分相似。于是一些学者，如杜隆　(R. Trümp)提出了阿尔卑斯赫尔维特推覆体重力滑动成因说。

当前构造地质学家比较普遍认为重力作用是引起多数造山带中侧向运动的重要因素。造山带一旦隆起，重力滑动和重力扩展就会在相应的构造活动动中，尤其是侧向逆冲作用中发生重要作用。

侧压作用和重力作用可能是推覆体形成的两

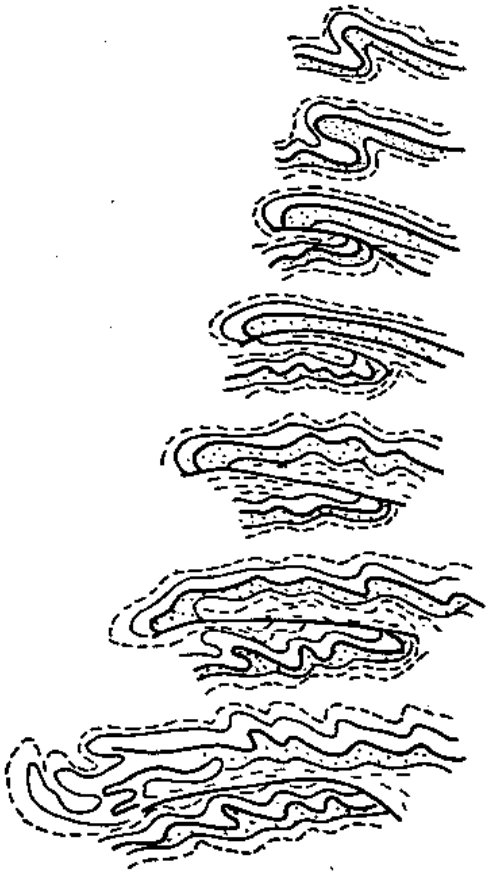


图 5-70　推覆体发展示意图(据 *A. Heim*)

种基本作用。这两种因素在不同的情况下作用各不相同，或以一者为主，或共同活动。

在研究推覆体构造中还有一个重大问题，就是推覆体的规模和推覆体的距离。以阿尔卑斯格拉鲁斯推覆体为例，长达 30 公里，上盘推移距离长达 40km。要把如此巨大的岩块推移这样长的距离而又未引起岩块碎裂，必须对如何克服块体的巨大重力和滑动面的摩擦力问题作出合理解释。为此哈伯特(M. K. Hubbert)等提出了孔隙液压说。他们认为高孔隙液压可以起着浮力作用，从而降低了上覆推覆块的重力以及推覆体与原地岩块之间的摩擦。孔隙液压理论是重要的，但内聚强度不能忽略不计。

四、走向滑移断层

人们对于区域性走向滑动断层的认识比起对区域性正断层和辗掩构造的认识晚得多，现在人们已经认识到区域性走向滑移断层在区域构造中的重要地位。

现在已查明了一些巨大的走向滑移断层，如美国西海岸的圣安德列斯断裂、我国东部的郯庐断裂等。

许多巨大走向滑动断层表现以下特点：

① 走向滑动断层常成直线延伸，断层产状陡峻以至直立。次级断层复杂，各级各类断层分叉交织构成发辫式或一套平行的断裂组合。

② 在走向滑动断层两盘中，常派生一系列雁列断层和褶皱，或表现出地层－构造的巨大弯转。

③ 走向滑动断层带两侧的地层-岩相带成有规律的错移，地层-岩相带的时代愈老，平移距离也愈远。

④ 走向滑动断层带上常出现构造凹陷和构造凸起，表现为拉张性断陷盆地和挤压性冲断－褶皱拱起。走向滑动断层两则还常常出现地形高差的显著变化。

五、顺层滑脱或折离断裂

顺层大断裂有下列表现特点：

第一，区域性顺层滑动，往往引起具一定特色的区域性的与下伏构造强烈不协调的薄皮构造，如有叠瓦式逆掩断层伴生的侏罗山式褶皱，以及顺层推覆体；

第二，地震源的顺层分布(图 5-71)；

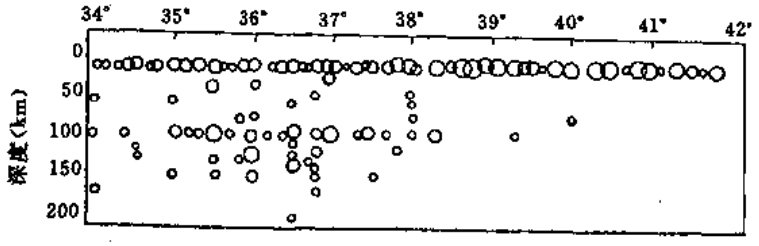


图 5-71　希腊地震源的顺层分布(据 N. Detibasis 和 A. G. Golanopoulus)

第三，深断裂顺一定深度面的截然终止；

第四，地震波速的截然变化面。

如前所述，一些推覆体，甚至地壳表层高角度断层，向地下深层可能顺层圈滑动或折离。

第六章　大地构造的基本概念

第一节　地球内部的划分

一、地球内部的成分分层

根据地球内部的成分，可将其分为不同的同心圈层。其分层主要是依据地震波在地球内部传播速度的变化。波速或速度梯度有明显变化的深度称为不连续面或分界面。

有两个一级成分不连续面，即莫霍面和古腾堡面，它将地球分为三大部分，即地壳、地幔和地核。它们各占地球体积的0.5%，83.3%和16.2%和质量的0.3%，68.4%和31.3%。布仑(1955)进一步划分为七个深度区，即地壳(A)、上地幔(B)、过渡带(C)、下地幔(D)、外核(E)、过渡层(F)、内核(G)。

地壳是指地球最外的一圈，即在地面以下至莫霍面以上的地球表层。地幔是从地壳底部至地核外圈的圈层，由富含铁和镁的硅酸盐类矿物所组成。地核由古腾堡面至地心，由2898km到6371km。

二、大陆地壳和大洋地壳

地壳是不均一的。大陆地壳和大洋地壳有明显的区别。

① 大陆地壳简称陆壳，分布于大陆、大陆架及某些岛屿地区。厚度一般为30～50km，最厚处达70km，平原薄山区厚，呈镜像倒影关系。过去认为大陆地壳具有双层结构，上为硅铝层，下为硅镁层，其间为康拉德面所隔。但进一步研究表明陆壳是由不同地震波速层相间的介质所组成。现一般将大陆地壳分为三层。上部地壳平均成分接近花岗闪长岩，纵波速度一般为5.4～6.4km/s；中部地壳与上部地壳成分相似，但具有不同的物理状态，层内有低速层，易产生塑性流动，它是上、下两部地壳的过渡层，而不是一个简单的速度界面；下部地壳的上部组分偏中性，下部含较多的基性岩、超基性岩，纵波波速由6.2～7.8km/s。大陆地壳的平均成分接近安山岩。陆壳岩石时代分布从太古代至现代都有。地质构造复杂，具有各种褶皱、断裂类型。重力异常以负异常为主。

② 大洋地壳简称洋壳，分布于洋盆、海岭系统和部分边缘海。洋壳厚度比陆壳小，仅5～15km，太平洋最薄，仅有5公里，大西洋、印度洋10～15km。过去认为大洋壳为单层结构，无硅铝层。现据地震波速洋壳可分为三层。第一层为未固结沉积，厚0～2km，纵波波速为1.7～2.5km/s；第二层为玄武岩夹固结沉积岩，厚0.5～2km，纵波波速为3.5～6.5km/s；第三层为未蚀变的辉长岩或玄武岩，也有人认为是蛇纹石化的橄榄岩或是变质的镁铁质绿片岩和角闪岩。大洋成分相当于玄武岩，类似于洋脊上产生的低钾拉斑玄武岩。洋壳比陆壳新，没有老于2亿年的岩石。构造也比大陆简单，无强烈挤压褶皱，多为张性或剪性大断裂。重力异常以正异常为主。

介于陆壳和洋壳之间的，通常称为过渡壳，包括陆坡、陆隆、岛弧、部分边缘海、部分大洋岛屿和部分海底高原，地壳厚度为15～30km。具有沉积层、花岗－玄武岩质层(纵波波速为5.

5km/s)和玄武岩质层(波速为 6.6km/s)。

三、岩石圈和软流圈

根据地球内部力学和流变学特征可分成岩石圈、软流圈、中间圈和地核(图 6-1)。

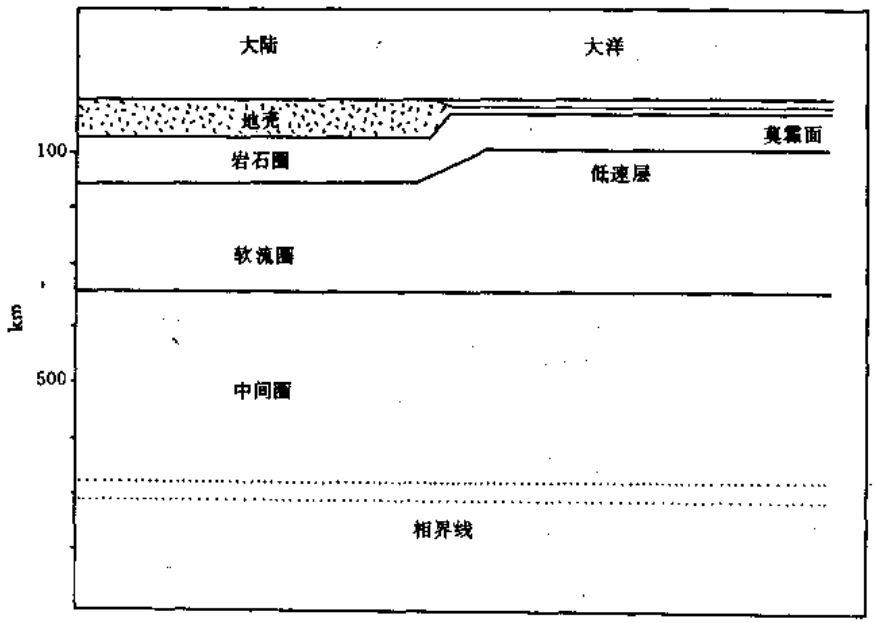


图 6-1 地球成分和力学分界面示意图

(Bully, A. W., 1988)

1. 岩石圈

岩石圈又叫构造圈,是地球的刚性外壳,包括地壳和上地幔的刚性顶盖。厚度为 20～150km。大陆地盾区为 110～150km,大洋盆地为 70～80km,洋脊、岛弧区为 20～50km。

2. 软流圈

在岩石圈以下的弱流变区。下界难确定,有不同划法,一般认为不超过 400km,但有些地方可延伸到 700km。软流圈顶部有厚约 100 公里的地震低速带,具有强度小、粘度低、塑性较高的特点,易蠕动变形。其纵波、横波都突然减低,横波波速减低大于纵波。软流圈和低速带是板块构造理论的基础。岩石圈板块因软流圈的存在而能运动。

低速带的形成被认为是上地幔有部分(小于 3%)的熔融。这主要取决于地球内部地热梯度和热流分布。图 6-2 表示了地球内部地热梯度曲线和地幔物质熔融温度曲线。在两个曲线相切处,地幔的部分熔融发生,造成一低速带。

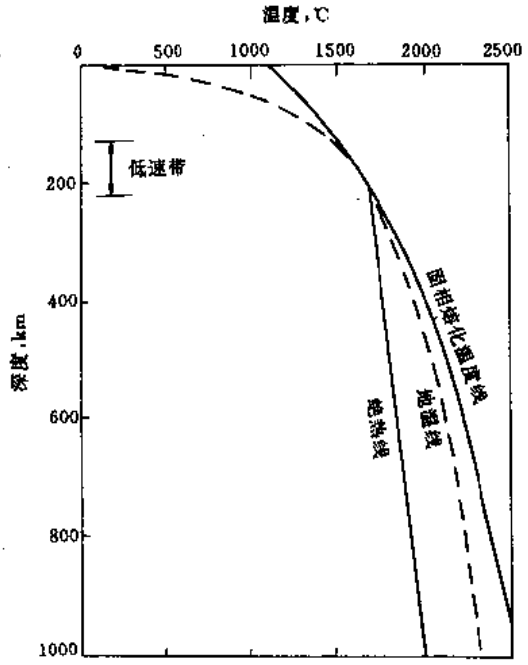


图 6-2　示地热梯度和地幔物质熔融温度曲线的关系
(Bally, A. W., 1988)

第二节　大陆漂移、海底扩张和板块构造的发展

长期以来，地学界曾广泛遵循着大洋和大陆基本轮廓一成不变的固定论。但也有人认为海洋和大陆在地质时期中并不是固定不动的，大陆可以有长距离的移动，这种活动论也由来已久。

一、大陆漂移说的兴衰

大西洋两岸的相似性早已受到注意，大陆漂移的概念是由 Snider, A., Pelligrini(1858)和 Taylor, F. B. 所提出，Baker(1911)还注意到大西洋两岸构造的连续性。Wegener, A. (1912)提出了大陆漂移说，随后(1915)发表了《海陆的起源》专著。他不仅根据大洋两侧的大陆海岸线形状，而且还建立在地层、构造、岩相、古生物等的分布相似性和连续性以及古气候重建、大地测量、地球物理等方面证据的基础之上。他认为古代全球只有一个超级大陆，名为联合古陆或泛大陆，在泛大陆的周围是一片广阔的海洋，名为泛大洋。中生代时，由于地球自转速度的加快而使泛大陆开始分裂、漂移，一直漂移到现在的位置。泛大陆分成为几个大陆和若干岛屿，泛大洋分成几个大洋和若干小海。这样，大西洋、印度洋都是大陆漂移中形成的，而太平洋是泛大洋的残余。Wegener 认为，这种漂移是硅铝层在硅镁层之上滑动产生的，犹如船在水中航行一样。当船头受到水的阻力而出现波浪，使滑动中的硅铝层前缘受阻形成许多褶皱山脉。地球自转一方面产生离极力，另一方面产生离心力。离极力使破碎陆块由两极向赤道方向漂移，而离心力却使破碎大陆由东向西漂移(图 6-3)。

大陆漂移说曾轰动一时，冲击了固定论观点，引起了强烈争论。但这个假说所提示的运动缺乏圆满的机制，硅铝层在较强硬的硅镁层上的漂移在力学上是不可能的。许多地球物理学

家、地质家都拒绝接受大陆漂移说。但在南半球一些地质学家，如 Du Toit，A. L. 等依然坚持，英国的 Holmes，A(1928)将地幔对流与大陆漂移说结合起来，认为大陆驮在地幔对流体上，上升流造成扩张带，挤压带则处于下降流上，这一概念的发展在当时并未受到广泛重视，未能挽救大陆漂移说的衰落，但对它的再度兴起是有重要意义的。

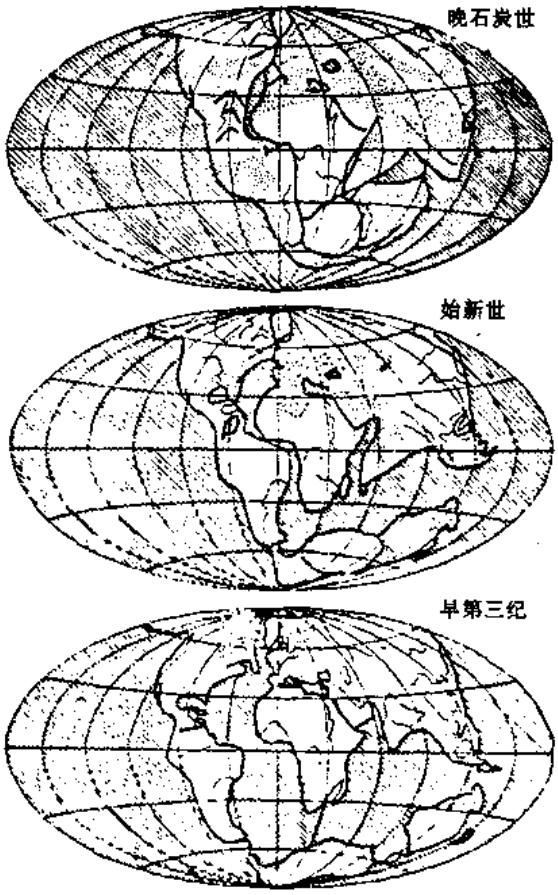


图 6-3　Wegener 设想的大陆漂移(1915)

二、海底扩张说的依据和要点

直到 50 年代前后，由于全世界大规模的海洋地理、海洋地球物理和海洋地质研究工作的开展，才发现了许多新的令人信服的证据。

对于大洋详细考察，证明了洋底不是简单的深海盆地。Hess，H. H. (1946)发现海底平顶火山，它是由海岭上火山岛熄灭、山顶被浪削蚀后下沉水下形成，可深达几千米。Ewing. M. E 和 Heezen，B. C. 在大洋中发现了绵延很长的海岭系统。将北冰洋、中大西洋、印度洋的海底山脉称作脊，脊上通常有一狭窄裂谷；而将东太平洋海底山脉称作隆，其上比较简单，未发现裂谷。海洋地貌另一醒目的地貌形态就是岛弧及其邻近海沟，组成弧—沟系统。

Menard，H. W. 和 Deitz，R. S. (1952)对太平洋中巨大破裂带的发现也是大洋研究中最重要成果之一。已知在所有大洋中都有这种破裂带，它们是长而窄的海底山脉带，可长达几千公里、宽数十公里，多与海岭相垂直，分隔着不同块体。

海洋地质研究还表明海底沉积厚度小，海底岩石年龄比大陆要年轻得多。洋壳最老岩石的年龄不超过 2 亿年。离中脊或中隆愈远，火山岛愈老。沉积物厚度也从中脊或中隆处的无沉积或少量沉积向大陆坡脚下明显增厚。

50 年代古地磁学兴起，证明在各地史时期磁极位置多变。二叠纪以来在不同大陆采集岩石标本所确定的古地磁极迁移轨迹不同，较老地质时期各大陆极移轨迹相离很远，时代变新渐移至现在磁北极位置。如果把大陆重新拼合，极移轨迹则可重叠在一起。这证明各大陆间相对位置的确有过变化(图 6-4，6-5)

Hess，H. H. 和 Dietz，R. S. (1961)根据地理、地质及地球物理各方面证据首先提出了一个新的重要设想，即大洋中脊(或中隆)是地幔物质上升不断形成新地壳的地带。Dietz(1961)将此论断定名为海底扩张说，以反映这一全部过程。Hess(1962)在《大洋盆地的历史》一文中提出了所需的模式。

海底扩张说的要点是：软流层的超基性物质由海岭断裂中涌出，形成新的洋底条带，并推动较老的洋底条带向外扩张，愈扩张愈远，岩石层在深海沟处下沉而返回软流层，这样造成一

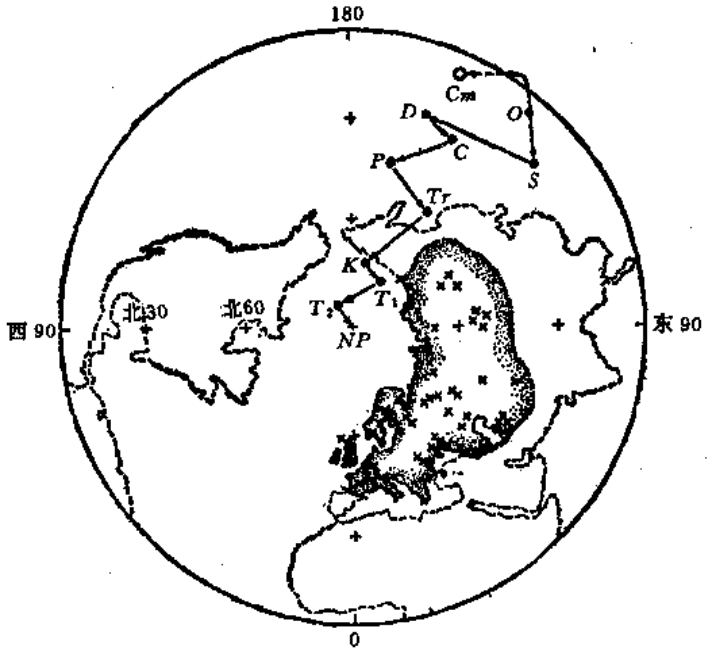


图 6-4　由欧亚地块岩石标本所测定的各地质时期古地磁的迁移轨迹

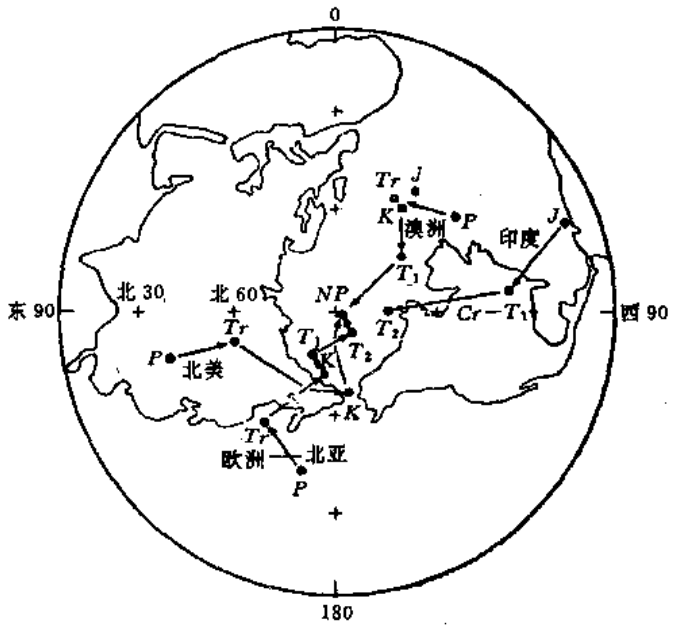


图 6-5　二叠纪以来各大地块的古地磁极迁移轨迹

个物质循环。由于洋底一面生长，一面消亡，不断更新，洋底上下就没有比中生代更老的沉积和岩石。运动最主要的动力是由于地幔物质的对流。运动的速度约为每年一至几厘米。整个大洋底每 3 或 4 亿年更新一次。对流循环的尺度可达几千公里。在地质时期循环系统的位置不是固定不变的，因而导致大地构造形态的变化。对流发生在软流层内，对流所产生的拽力，作用于岩石圈的底部，而不是地壳的底部。海岭处于对流的上升区，故那里的热流较高。海岭两边

的地形崎岖，海底的死火山和平顶山离海岭愈远，其年龄愈老，这都是海底扩张所致。各大陆确实曾经发生过大幅度移动，大陆仿佛坐在传送带上在对流上慢慢移动。当大陆达到对流的汇集点时，因较轻则停止不动。大陆常位于对流汇集的地点，因处于压缩应力状态下，形成挤压型构造，而大洋盆地则处于张应力状态下。但如果有一新的对流循环由大陆下面上升时，大陆将被冲破而产生新的断裂。当对流循环的形态改变，原来的海岭也要改变，故海岭不是永久的形态。

三、板块构造的提出

海底扩张说提出后，又有大量观测、研究成果支持这种设想。其中令人信服的最重要的证据是地磁地层学在洋底的应用，地磁场的反转和大洋中许多地区的磁异常的线性排列可以确定大洋底的运动方向和运动量。

岩石磁化方向有正向和反向的变化，是普遍的现象。正向和反向的时间在全球是一致的，这可用地磁场本身转换了方向来解释。地磁场转向的时间间隔很不规则，但转向的时间是可以确定的，故可按照地磁场的方向及转动时间编出地磁极转向（或反向）年表。Cox，A.（1964）编出 450 万年以来的地磁极性时间表（图 6-6）。Heirtzler，J. R. 等（1968）编制了 7600 万年地磁反向年表，其中有 171 次地磁场倒转事件（图 6-7）。

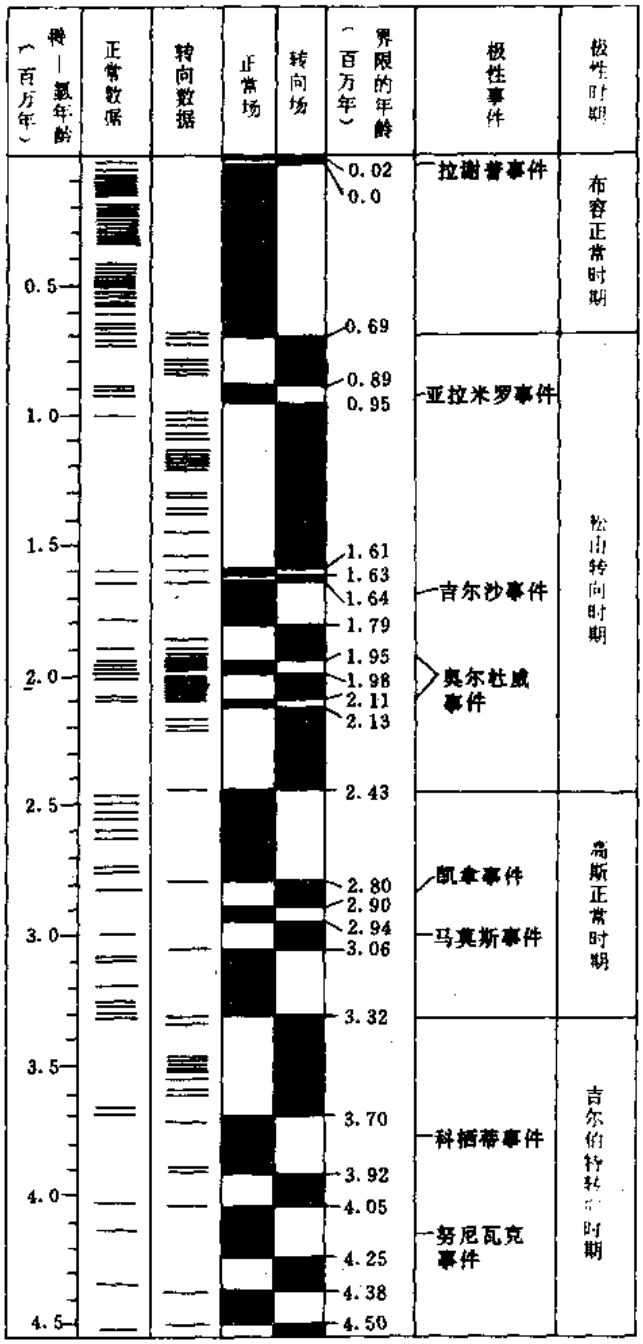


图 6-6　450 万年以来的地磁极性时间表

（据 Cox，A.，1969 简化）

大洋中许多地区的磁异常分布有明显的特征，在海岭两边的正异常和负异常条带与海岭的走向平行、并且呈对称分布，尤其在海岭附近更为明显，常可延至很远的距离，只有当跨过大断裂时，磁异常条带的图案才整体被错动（图 6-8 和 6-9）。这种情况在各大洋中均有。根据这些结果，Vine，F. J. 和 Matthews（1963）进一步提出以下解释：海底是软流层上升的物质由海岭涌出向两边扩张所造成的。当它们一面扩张，一面冷却时，便取得磁性，其方向与当时的地磁场方向一致。由于在扩张的过程中，地磁场多次转向，而海底凝固后的磁性又是稳定的，所以扩张的海底在不同的时期磁化方

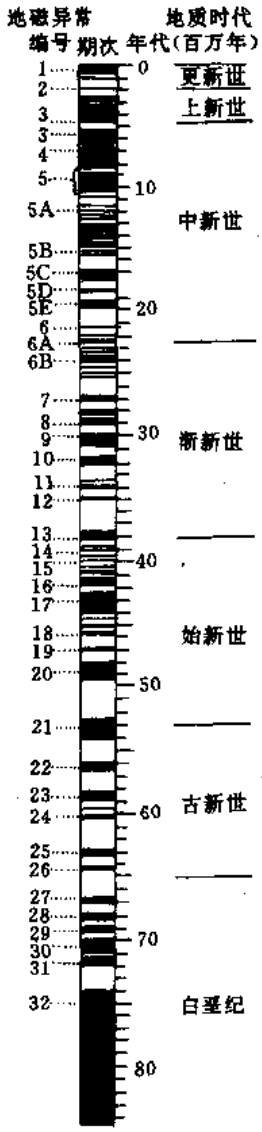


图 6-7 地磁转向年表

(据 Heirtzler 等,1968)

黑色示正向时期； 空白示反向时期

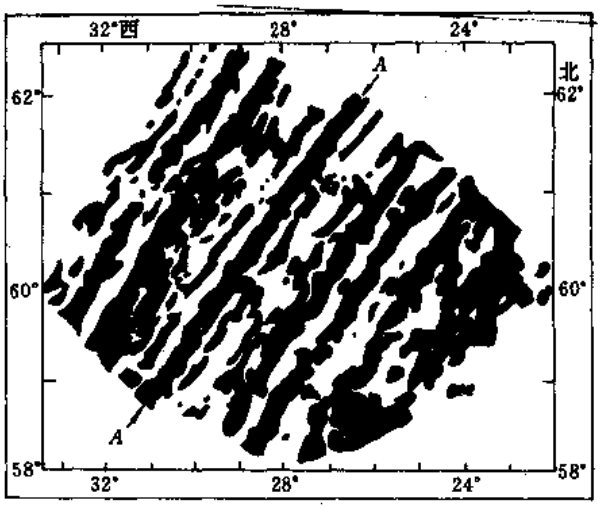


图 6-8 水岛南面海岭及其附近的正负磁异常条带分布

(据 Heirtzler 等,1966)

A—A 示海岭位置

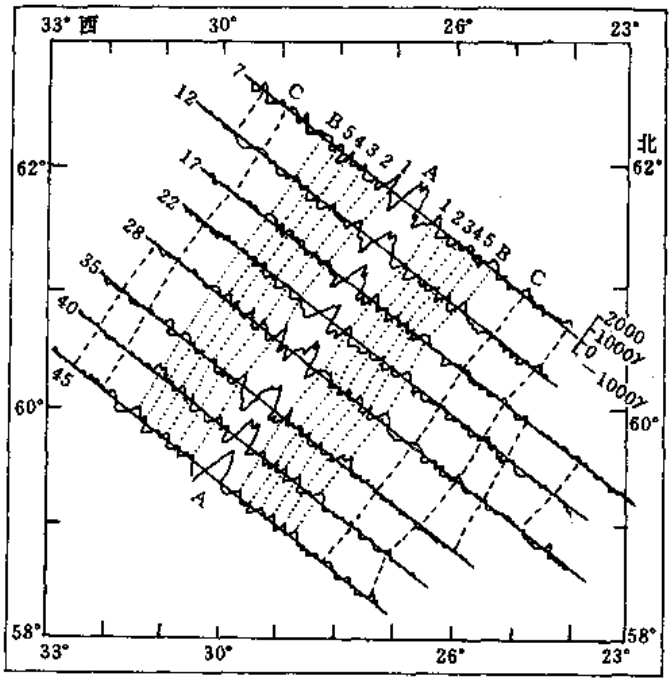


图 6-9 磁异常剖面的线性排列(地区同上)

向不同。就是说，与海岭距离不同的海底是由正负磁化相间的磁块连结而成的。海底好像是一个巨大的磁带，上面记录着地磁场转向和海底扩张的信息。磁异常在海岭两边的对称性只不过是两边扩张速度相等的结果。海底扩张速度可以根据同位素年龄和观测到的磁异常间隔计算出来(图 6-10)。

Bullard，F. M. (1965)利用电子计算机将大陆坡中点 500 ㎩等水深线(1 ㎩＝1.8288m)为

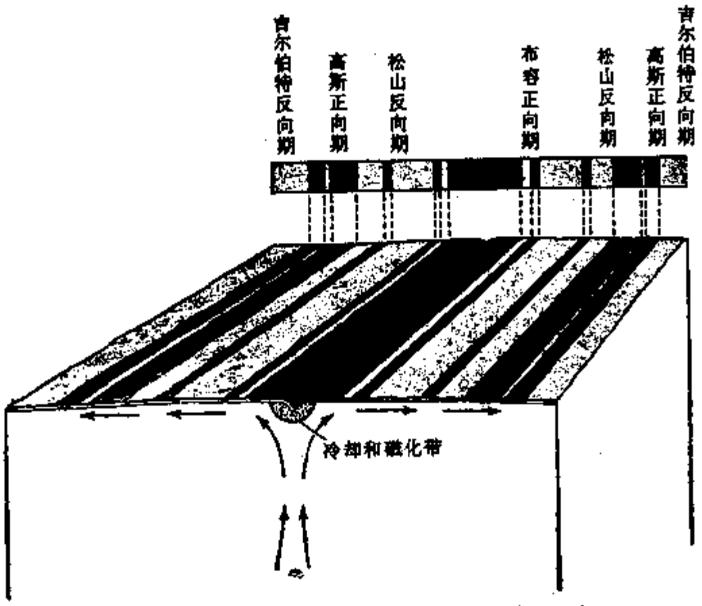


图 6-10　海底扩张与地磁异常的线性排列(据 Cox,A.,1967)

拼接线,将大西洋两岸海岸线详细而准确地拼合(图 6-11)。在其拼接图上,南美洲和非洲老于 20 亿年的前寒武系和 6 亿年左右的岩石区衔接得很好。

Wilson, J. T. (1965)提出了转换断层的概念进一步证实了海底扩张说(详见本章第四节)。

1966 年在世界范围内建立新的地震站网,大量地震资料测定出地震位置和岩石圈各部分现代构造活动的深度和方向。地震带代表着岩石圈块体的边界(图 6-12)。

60 年代中期,由于执行了国际上的"上地幔计划",开展了多学科研究,几乎同时出现了一系列重要的理论概括。Morgan, W. J.

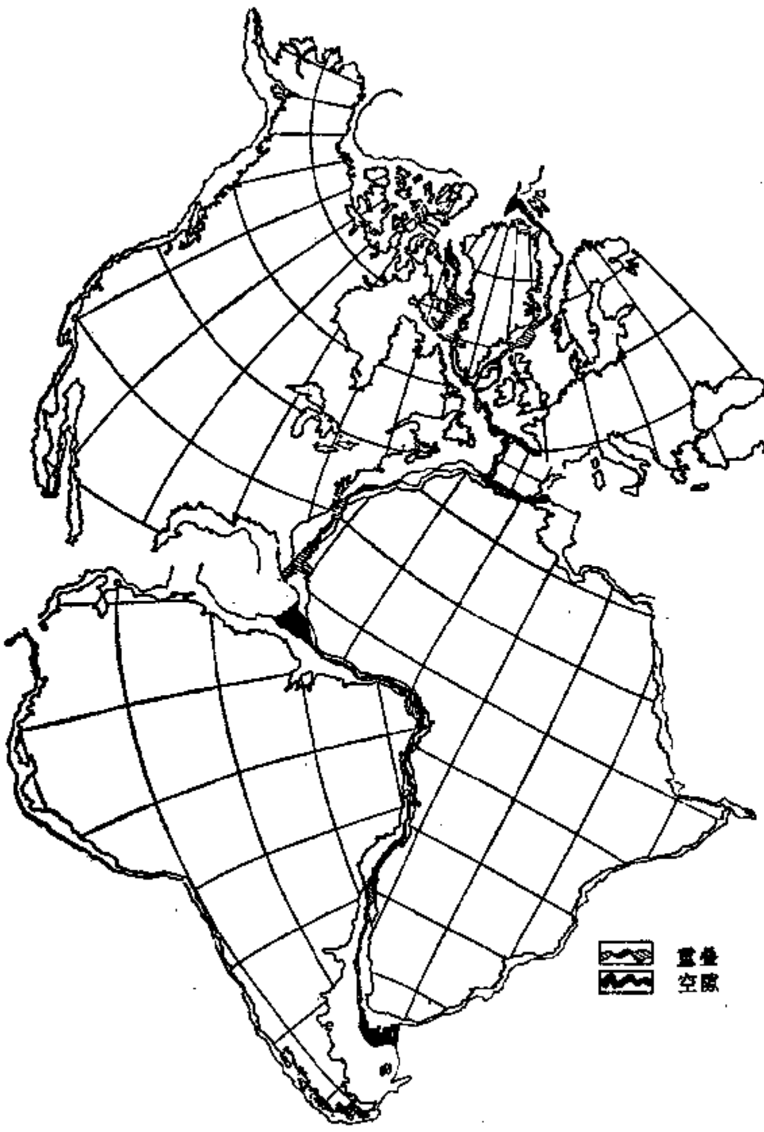


图 6-11　大西洋两岸大陆边缘的拼合

(据 Bullard 等,1965),黑色为不吻合区

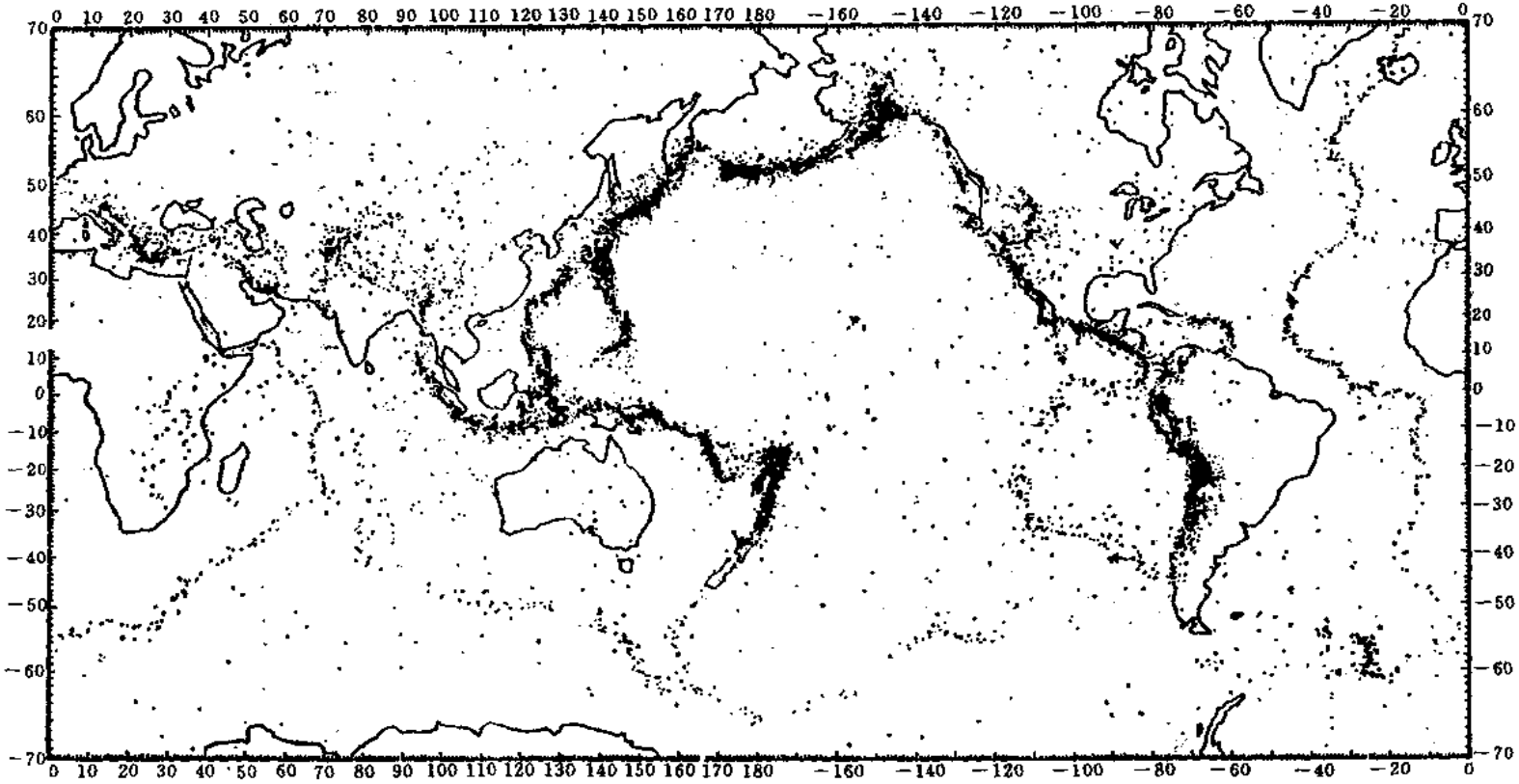


图 6-12　世界震中的分布(1961－1967)

(据 Barazangi 和 Dorman,1968)

(1967、1968)将分隔的坚硬岩石层的各部分称作块。Mckenzie,D. P. (1967)则称之为板块。Vine,F. J. 和 Hess,H. H. (1968)明确提出了"板块构造"假说这一名称。Isacks,B. 等研究全球构造和其地震现象,定名为"新全球构造"。

板块构造学说运用各方面资料,把地球作为一个统一的整体,提出了地球上层(包括软流圈在内)的运动学和动力学模型。它的提出是地学发展史的一次重大革命。70 年代的国际的"地球动力学计划",对这个学说进行了更严密的审查和验证。当把板块构造简单模式运用于大陆构造时,遇到不少的矛盾和问题。因此,板块构造学说需要不断补充、完善和发展。

第三节　岩石圈板块及其几何特征

一、岩石圈板块

地球的坚硬外壳——岩石圈不是一个整体,而是被断裂网络和活动带分成分隔的块体,这些块体称为板块。分隔板块的线或边界,叫做板块分界线或板块边界。

板块构造认为,大地构造活动的基本原因是几个巨大岩石圈板块的相互作用而引起的。这些板块的强度很大,主要变形发生在其边缘部分。由于板块之间相互活动,在边界及其附近常产生一些特殊的复杂地质现象。岩石圈在板块离散边界处(洋中脊、洋中隆)增生,由于其下软流圈对流的带动,岩石圈板块由海岭向两边扩张。在聚敛边界处(弧沟系、碰撞造山带)大洋岩石圈消减或消亡,大陆岩石圈增长,通过软流圈完成对流的循环。在转换边界上形成巨型走向滑移断裂带。在岩石圈运动过程中,这些板块边界是最重要的构造带,它们是互相制约的(图 6-13)。

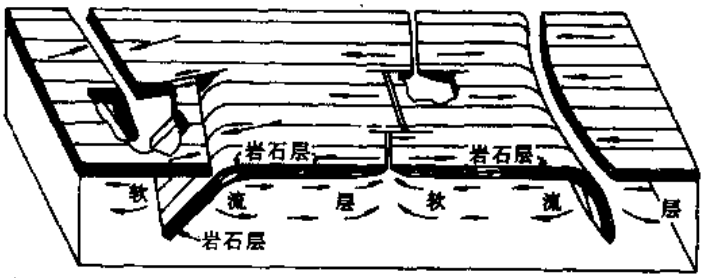


图 6-13　岩石圈板块运动的示意图

(据 Isack,B. 等,1968)

Le Pichon,X. (1968)将岩石圈分成六大板块(图 6-14),即太平洋板块、欧亚板块、印度－澳洲板块、美洲板块、非洲板块、南极洲板块。这些板块边界不一定都是大陆边缘。非洲和美洲的大西洋边缘位于板块内部,通常称为稳定大陆边缘或被动大陆边缘。环太平洋的边缘与板块边缘一致,常称为活动大陆边缘或主动大陆边缘。除太平洋板块外,其它大板块既有大洋岩石圈,又有大陆岩石圈。

板块还可更细的划分出一些中、小板块,如东南亚、菲律宾、阿拉伯、伊朗、纳兹卡、可可斯、加勒比等板块。微、小板块多在大、中板块之间。

在板块学说的开始发展阶段,认为板块在所有情况下都视为刚体,仅经历了较小的内部变形,但现在已认识到板块的边缘既然受力,这个力必然要向板内传递,甚至可有板内造山作用,故研究板块内部应力和变形问题是十分重要的。

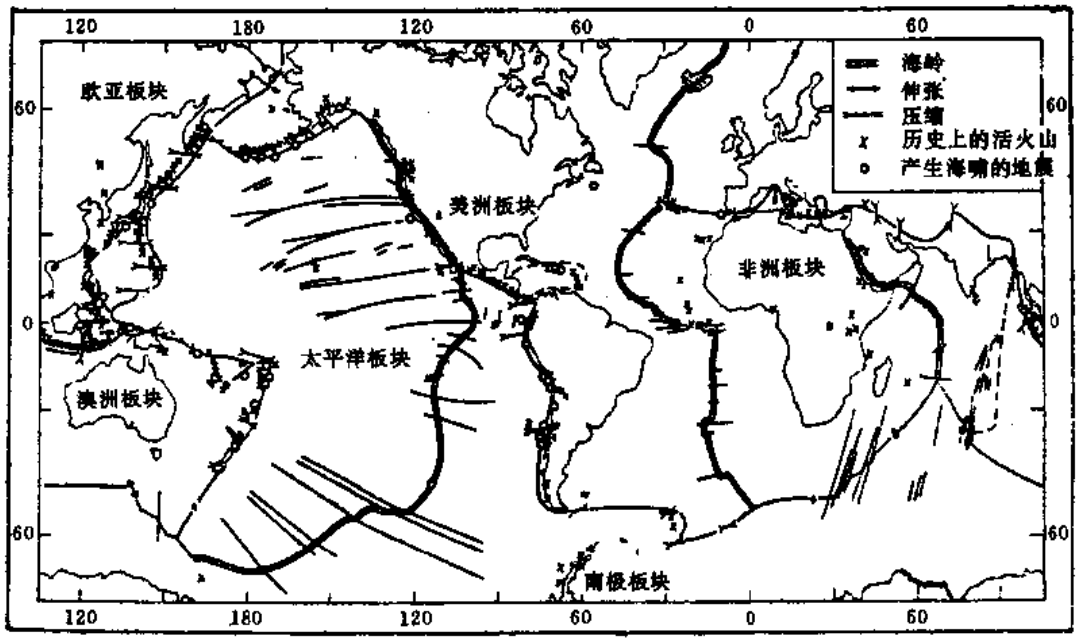


图 6-14　六大板块的划分

二、三联点

是三个板块或三条板块边界的会合点。三条板块边界汇聚在一起，形成三联构造(图 6-15)。地球上有许多三联点。如太平洋、可可斯、纳兹卡三个板块汇聚于北纬 2°11′和西经 102°10′，非洲、索马里、阿拉伯板块汇聚于阿法尔。三联点的组合型式是很多的。

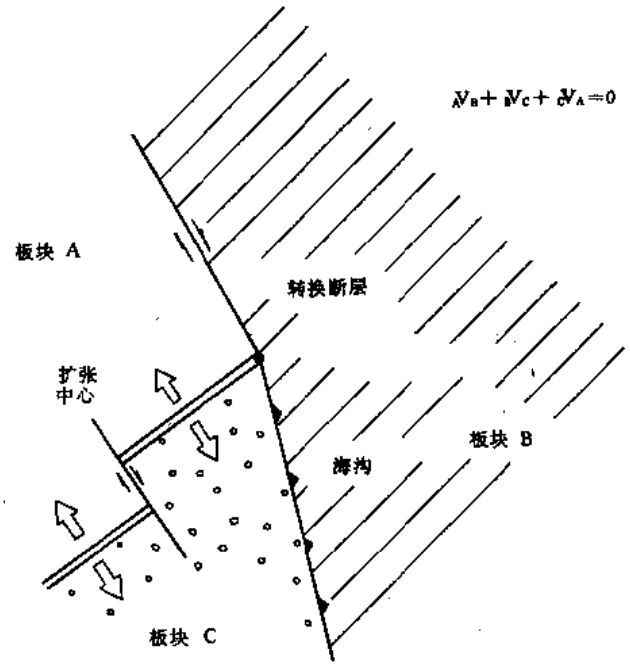


图 6-15　示三联点

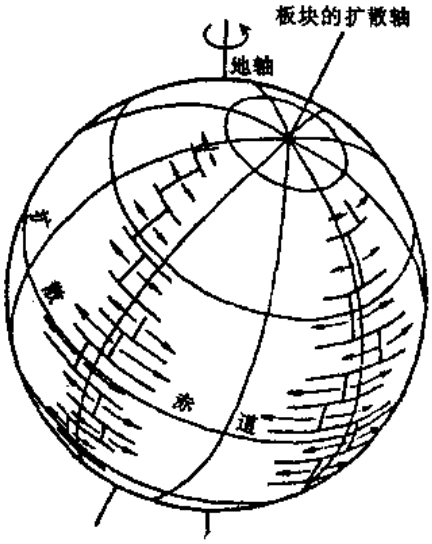


图 6-16　板块的旋转扩张(据 Heirtzler, J. R., 1968)

三、转换极

岩石圈板块的活动通常在直线座标系中被描述成平板状态。实际上，在地球表面，板块是一些球形薄壳(图 6-16)。这些球形薄壳间的相对活动都是以围绕一个极为中心旋转运动。这个极就是欧拉极(图 6-17)。它可用一旋转扩张球体来表示。这样，在直线座标系中的直线就在球面座标系中被转换成圆。线速度也变成为角速度。所有的平移都被视为旋转。球的最大圆周为扩张赤道，扩张速度最大。旋转极的扩张速度为零。纬度线与转换断层或扩张方向一致，经度线与洋脊平行。欧拉极并非是实际存在的，它只是一个几何特征。每个特定系统都有其各自欧拉极的位置，并且由于板块间相对速度的改变，其欧拉极位置也将改变。对于一个特定系统的欧拉极位置的确定可通过下列三种方法：

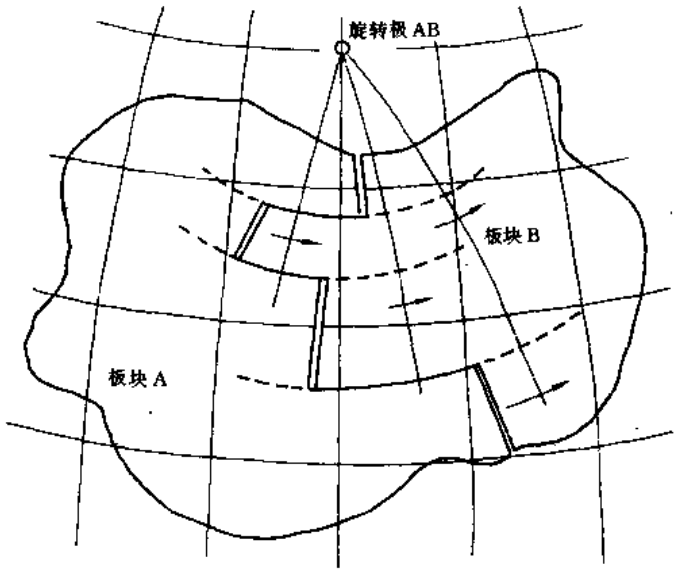


图 6-17　球面上两个板块相对活动
AB 为旋转极(据 Morgan)

① 作两个板块间转换断层线段正交的大圆，找出其交点；
② 作为扩张中心轴平行的大圆，找出其交点；
③ 找出线速度等于零的区。

第四节　岩石圈板块边界及其构造作用

根据板块的相对活动有离散型、聚敛型和转换型三种边界：

一、离散型边界

两个板块作垂直于边界走向的分离运动。其应力状态是拉张的。在大洋盆地中有发育良好的大洋中脊或中隆，大洋中脊是一个巨大破裂带。它们被转换断层所切错(图 6-18)。

中脊顶部存在巨大的裂谷，有基性、超基性岩浆喷发和侵入。

中脊的重要性和海底扩张的存在是根据磁条带和地震初动研究。正负磁异常对大洋中脊轴呈对称排列，自中脊向两侧时代渐老。大洋中脊多为正断层型浅震，而转换断层多为走滑断层型的浅震。

大洋中脊的自由空气异常与两侧洋盆相等，一般是+20～+40mGal。布格异常约+120～+200mGal，明显低于两侧洋盆区(+400mGal 左右)，反映了中脊轴部之下存在着低密度的层次。这种密度亏损抵消了正向中脊地形所引起的多余质量，从而使洋中脊仍大体处于地壳均衡状态。

大洋中脊表现为高热流值、高地温梯度。地热流值可达 84～335mW/m²，向两侧变低，计算表明，洋底热流值与洋底年龄的平方根成反比。

洋中脊(或中隆)为地幔物质对流的出口，新洋壳从这里产生，又称增生边界或建设型边界。地幔岩浆物质沿洋中脊(或中隆)轴部上升，冷却凝固成薄而长的岩墙。新的岩浆又从墙下裂缝钻出，冷却凝固成新墙，这样形成一堵一堵的薄而长的岩墙，一墙推一墙的向两边扩张而形成新洋壳。

早期的离散型边界为大陆裂谷系，进一步分裂为陆间裂谷，最后演变为大洋裂谷和离散型大陆边缘(图 6-18)。

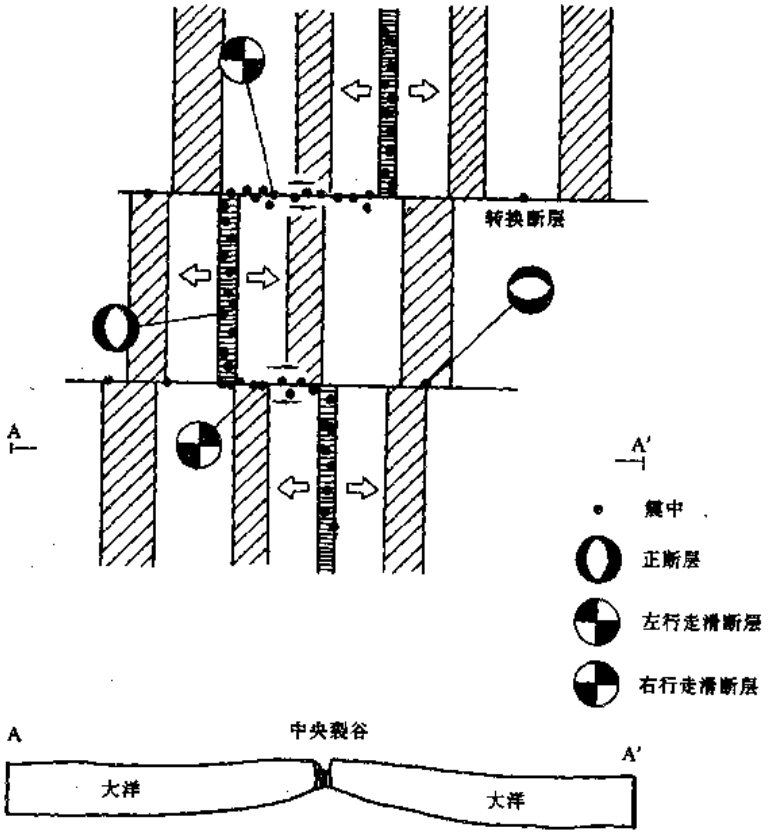


图 6-18　离散型边界示意图(Bally, A. W., 1992)

二、聚敛型边界

两个板块作垂直于边界走向的相向运动。其应力状态是挤压的。聚敛型边界有两类：俯冲型和碰撞型。

1. 俯冲型边界

俯冲带是地表最大地形高差带，海沟地形最低，典型呈“V”字形，海沟向洋一侧有海沟外斜坡和外部隆起，海沟向陆有海沟内斜坡及岛弧。

大洋岩石圈由于其比重较大为下行板块，在与陆圈或另一较小洋圈板块聚敛活动时，总是发生俯冲、消亡作用，发生这种作用的地带通常叫做俯冲带、消亡带或消减带(图 6-19)。

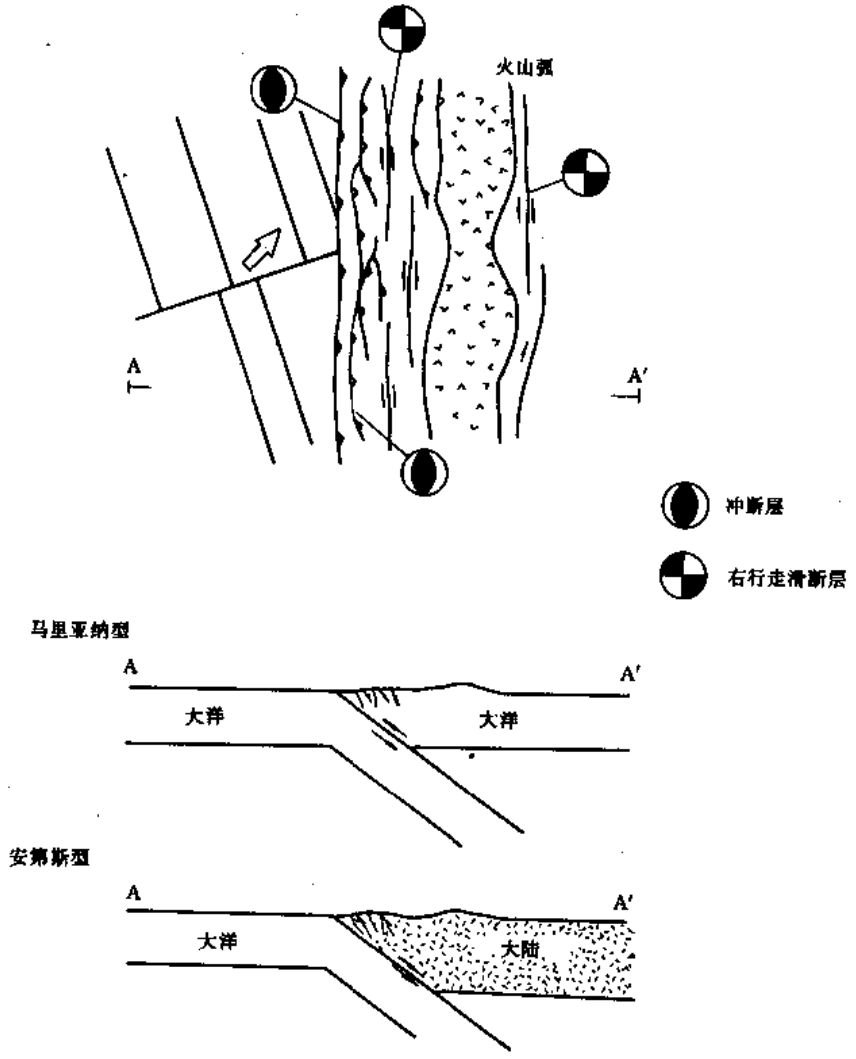


图 6-19　俯冲型板块边界示意图

(据 Bally, A. W. 1992)

俯冲边界的基本特征是发育弧沟系。弧沟系有两种。一是岛弧系(马里亚纳型洋内弧沟系)；一是山弧系(安底斯型陆缘弧沟系)。前者是大洋板块俯冲到另一大洋板块之下，弧后是大洋地壳或过渡壳；后者是大洋板块俯冲到大陆板块之下，岩浆弧后为陆地。

俯冲边界附近发育有浅、中、深震源。世界上80%的浅源地震(0～70km)、90%的中源地震、100%的深源地震(300～700km)分布在环太平洋地震带上。俯冲边界是地球上最强烈的地震带,其所释放的能量占全球总量的80%以上。浅震多集中在海沟的陆侧斜坡。中深源地震见于弧后地区,震源在海沟下向大陆的倾斜面上分布,地震是沿此面作冲断层型滑动所致,一般称此带为贝尼奥夫带或和达清夫－贝尼奥夫带。贝氏带常随深度加大而变陡(图6-20)。

俯冲带地壳类型复杂,以过渡壳为主,大洋型、过渡型和大陆型壳都有。地壳厚度比洋中脊要厚。

俯冲带是重力异常突变带,海沟是地球上最大负重力异常带,自由空间异常低达负200mGal以下,该带的地壳均衡被剧烈破坏。外部隆起为重力高,岛弧出现重力高为100～200mg。弧后近于零或不大的重力正异常。

俯冲带是热流值变化最显著地带,海沟作为冷板块下潜之处,是热流值最低地带,约为42mW/m² 左右,而一些活火山岛弧区及弧后边缘区的热流值陡增至84～126mW/m² 以上,外部隆起为正常热流值。

俯冲带岩浆活动十分强烈复杂,是地球上最强烈火山带。岩浆活动随地而异,与俯冲角、聚敛速度、壳厚及母浆深度有关。海沟内斜坡有蛇绿岩套,原生于大洋中脊,后经历了海底扩张及逆冲作用而形成。火山岛弧有钙碱性系列,以安山岩为主,也有拉斑玄武岩和碱性系列。

俯冲带是强烈的区域变质带,海沟一侧有高温低压变质带,而在岛弧一侧有低压高温变质带。此外,还有时见到高温高压变质带,这形成于深部,后折返到地表(图6-21)。

在海沟内斜坡一侧,常发育俯冲杂岩体或称混杂堆积。它是由下降板块的洋壳物质、深海沉积在俯冲过程中混杂于一起,形成逆冲断片。板块的俯冲作用导致地壳褶皱、断裂、岩浆活动、变质作用,形成弧和山脉,实际上是一种造山作用。可形成岛弧式造山带和科迪勒拉(安底斯)式造山带。

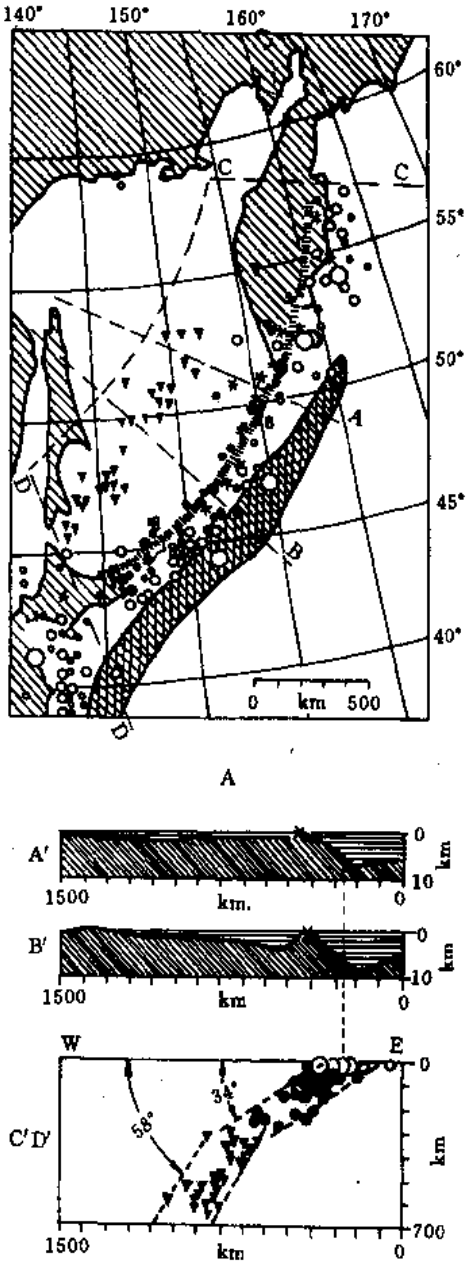


图6-20 岛弧、海沟和贝尼奥夫带
(据 Benioff, H., 1954)

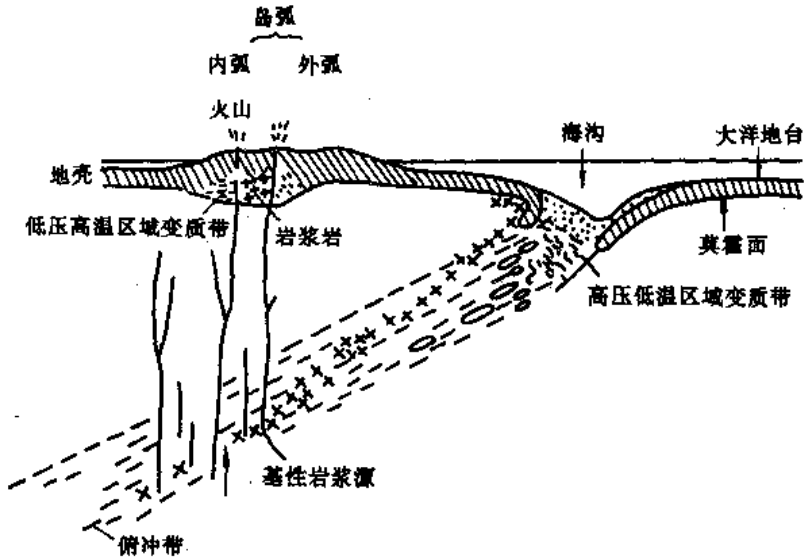


图 6-21　俯冲型板块边界岩浆活动和变质作用示意图

与俯冲作用有关的沉积盆地有海沟、弧前、弧间、弧后盆地等。

2. 碰撞型边界

也是一种聚敛型边界。当聚敛边界两侧都是大陆岩石圈板块或者大陆板块与岛弧板块相互聚敛时，由于两者比重小，浮力较大，一个板块难以俯冲到另一个板块之下，两者发生碰撞。两个大陆相撞受挤压成山脉，原来两个板块的接触地带叫做地缝合带，也即碰撞带。

沿此带大陆壳叠加在一起而大大增厚。碰撞不但不能增长大陆而且使大陆缩短。强烈变形造山形成巍峨的褶皱山脉。山根是硅铝质的，并伴有广泛区域变质及岩浆侵入，有蛇绿岩套和高压低温变质带，地缝合带附近有地震分布，多为浅震(图 6-22)。

欧亚大陆与印度－澳洲板块间原有一古地中海(Tethys)，那里原存在着洋壳，后洋壳逐渐向欧亚大陆俯冲下去，插入亚洲大陆之下。最初的碰撞可能在始新世。雅鲁藏布江深断裂就是两大板块的缝合带。沿着这条缝合带出现大量蛇绿岩套和混杂岩堆积。

随着两大陆日益接近和碰撞，在印度河－雅鲁藏布江以南造成喜马拉雅山逆冲褶皱带。巨大地壳缩短(估计 300～700km)是由包括印度板块基底在内的逆冲断片叠覆所致。那里地壳厚度达 70km，是中国东部壳厚的两倍。

三、转换型边界

相邻两板块的相对运动严格平行于边界，因此沿此边界岩石圈既无增长也无消失，故也称守恒型边界。

转换断层是由 Wilson, J. T. (1965)提出的一种新的断层，它不同于一般走向滑移断层。这种断层的活动方向与大洋中脊所观察的错位方向恰好相反，是一种位移突然终止或形式、方向突然改变的水平剪切断层。它是切穿岩石圈的深断裂(图 6-23)。

转换断层不仅连接着离散边界，而且连接着聚敛边界，若与凹、凸弧(或沟)结合起来，其连接情况共有六种。

① 洋脊－洋脊型(图 6-25, a)

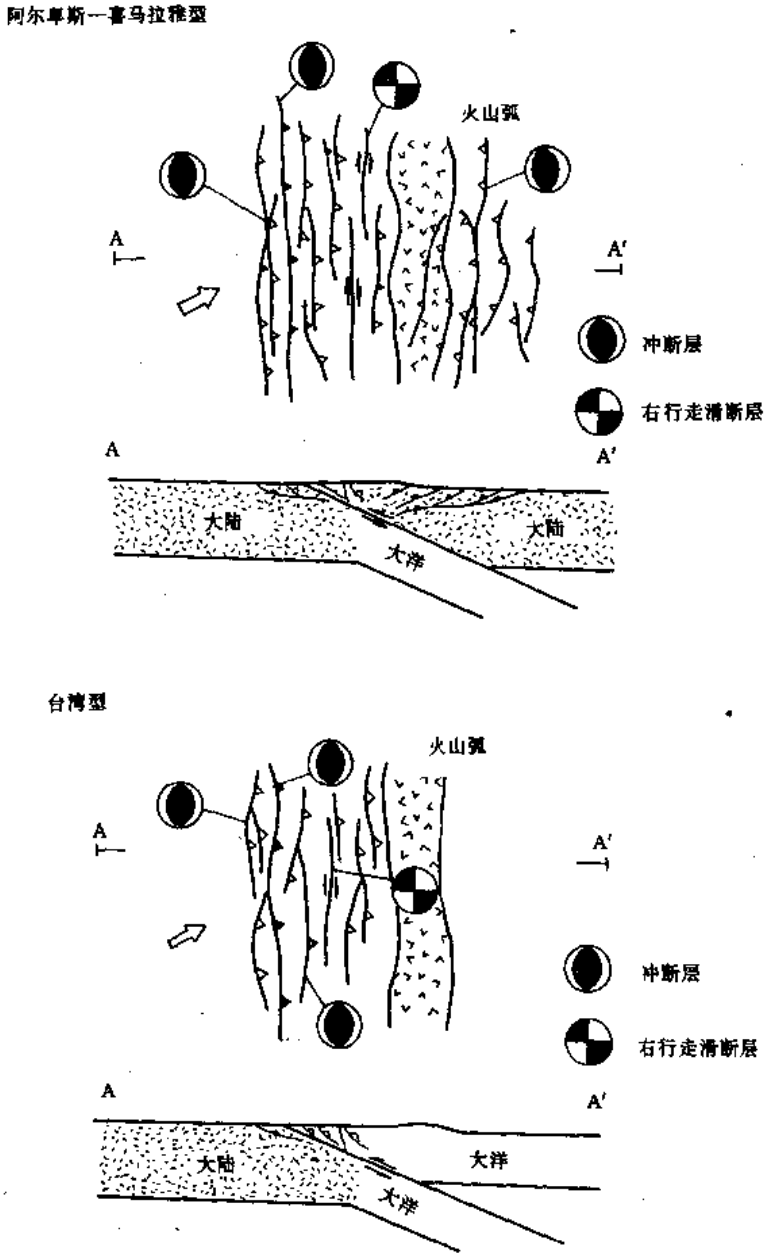


图 6-22　碰撞型边界示意图(Bally, A. W.,)

② 洋脊－凹弧型(图 6-25, b)

③ 洋脊－凸弧型(图 6-25, c)

④ 凹弧－凹弧型(图 6-25, d)

⑤ 凹弧－凸弧型(图 6-25, e)

⑥ 凸弧－凸弧型(图 6-25, f)

若再考虑到左旋和右旋，那就有六种左旋的和六种右旋的。如圣安得列斯断层就是右旋洋脊－洋脊型的转换断层，它将胡安·德·富卡扩张中心和加里福尼亚湾扩张中心连接起来。左旋的死海转换断层连接着红海扩张中心

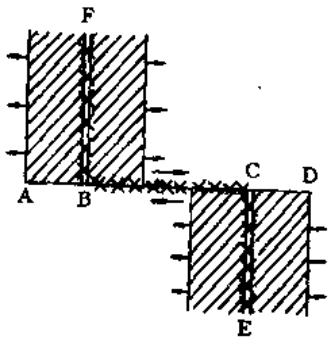


图 6-23　转换断层
(据 Isacks 等, 1968)

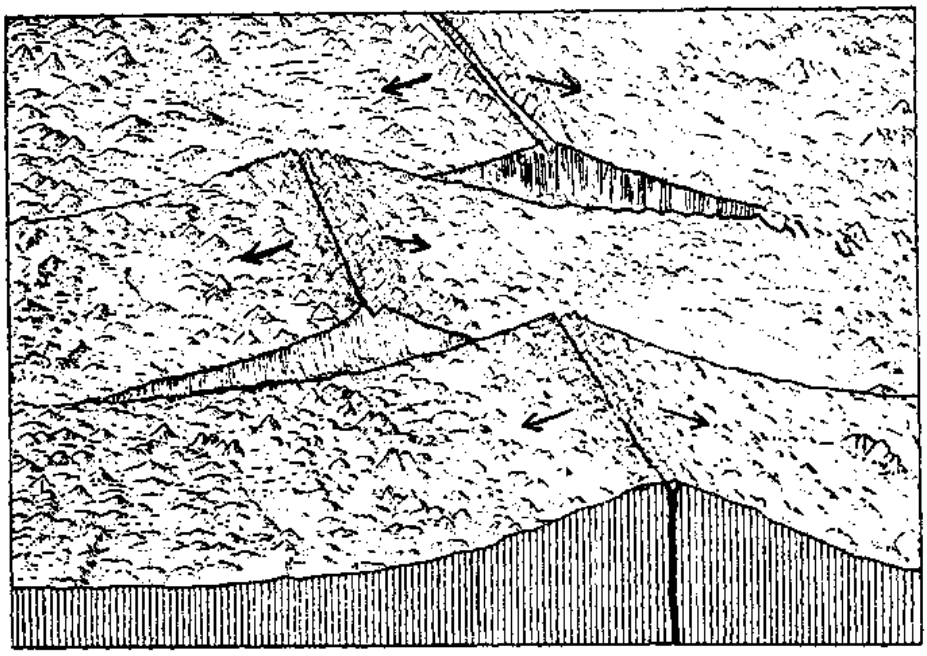


图 6-24　转换断层两侧的地形变化

(据 Menard, H. W., 1969)

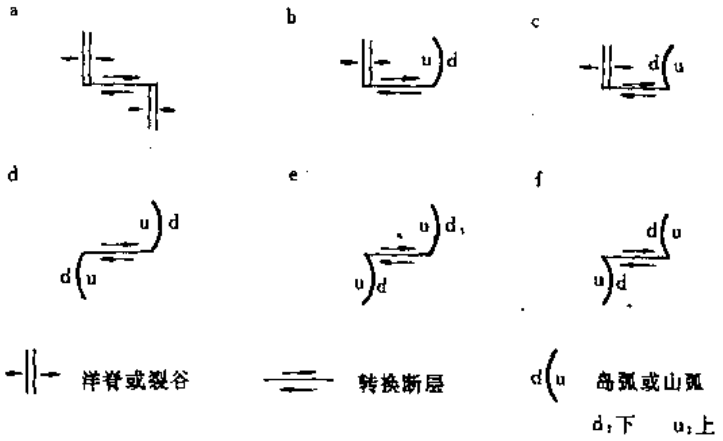


图 6-25　表示右旋转换断层的六种类型

(Wilson, J. T., 1965)

和聚敛的托罗斯带。新西兰右旋阿尔卑斯转换断层连接着两个相反倾斜的海沟。

转换断层处缺乏岩浆活动。变质作用主要是碎裂变质作用。

转换断层附近不仅有走向剪切滑动，常兼具拉张和挤压，形成坳陷和隆起。

第五节　板块运动的驱动机制

岩石圈下有软流圈的存在是板块运动的物质基础，对其驱动力的来源则有不同的假说。

一、地幔对流说

板块运动多归因于地幔的热对流说。热而低密度的地幔物质上涌，在近岩石圈处向两侧扩散转为平流，平流过程中热传导使之变冷，冷而重的物质沉入深处，在深处重新加热再升起，如此往复循环。

用地幔对流首先解释大陆漂移的是 Holmes，A.（1928），他也率先用此说解释海底扩张的成因（图 6-26）。

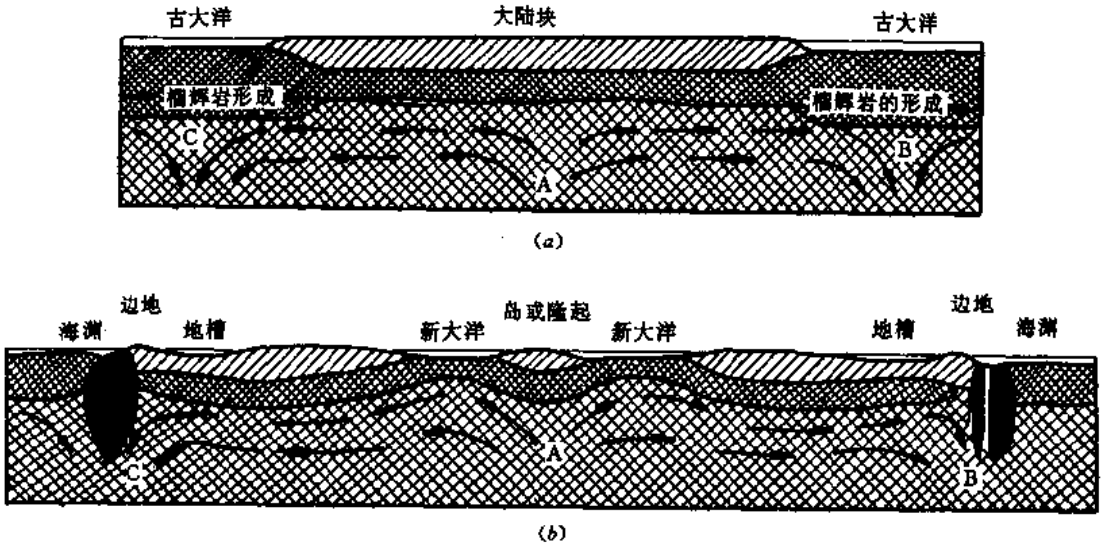


图 6-26　Holmes 的对流机制（1928）

对地幔发生对流有不同模式

1. 深地幔对流模式

认为对流体发生于下地幔内或整个地幔内。引起对流的热能是由外地核供给的。

2. 浅地幔对流模式

认为对流体发生于上地幔软流圈中。引起对流的热能是由上地幔岩石中局部浓集的放射性元素蜕变而供给的。

3. 深-浅地幔对流相结合的热柱对流模式

认为由液态外核供给热能使热的地幔物质从幔核边界上沿着狭窄的圆柱状通道成羽绫状上涌。当其达到岩石圈底部时，在地表形成热点，部分熔融的物质从热点喷出地表形成火山。当岩石圈板块经过热点向前运动时，形成了定向分布的线形火山链（图 6-27）。

在近岩石圈处向两侧扩散的水平流只在软流圈中扩散开来。变冷的物质在平流过程中逐步下降而回到地幔深处（图 6-28）。

产生地幔对流的基本原因要有足够的温差或温度梯度，造成密度差。主要的热源是放射性蜕变和地幔重物向下集中，重力能转换为热能。

二、重力驱动的推-拉模式

Elsasser，W. M.（1967）认为在重力场中运动的板块，主要是受洋脊推力和下沉板片的拉力而运动。岩浆在洋中脊轴部贯入，推着岩石圈向两翼斜坡滑动，海沟处致密的下沉板片产生下拉力，应力长距离地传送，在推力和拉力的驱动下，板块不断沉入软流圈中，并排走周围软流

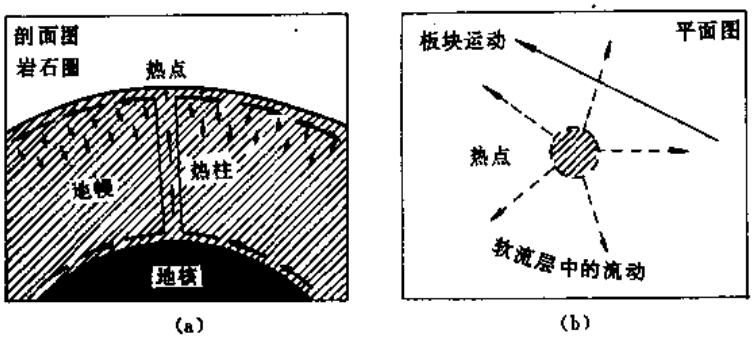


图 6-27　热柱、热点假说的图解说明

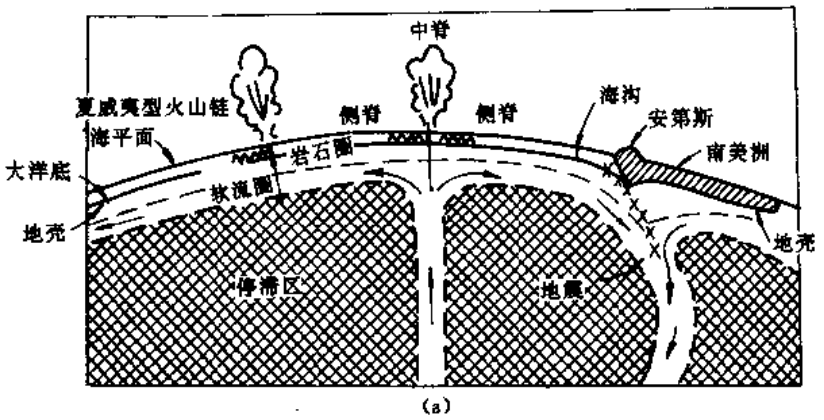


图 6-28　深-浅层对流模式

圈物质，这些物质又在拉张的洋中脊升起，构成一个对流环。对流环的上半部是在推力和拉力下的岩石圈，而下半部是发生回流的软流圈。

Uyeda，S. 等(1975)认为板块运动是八种力综合作用的结果，板块运动的速度主要由板块拉力所控制(图 6-29)。

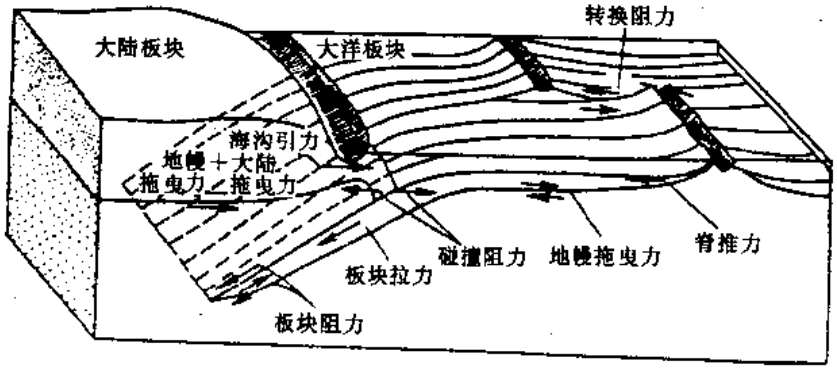


图 6-29　作用于岩石圈板块的八种力示意图

(Uyeda 等，1975)

这八种力可分为两种：

1. 作用于板块底部的力

(1) 地幔拖曳力

是岩石圈和软流圈之间的粘结力，可作为板块移动原动力，也可为阻力减缓板块移动。

(2) 大陆拖曳力

大陆壳多了一个硅铝层，要加一个大陆拖曳力。

2. 作用于板块边界的力

(1) 拉张边界的脊推力

由地幔物质上升、占据空间所产生和由地形抬高而产生重力推动。

(2) 转换边界的转换阻力

无原动力，只有摩擦力。

(3) 挤压边界

受力复杂，包括板块拉力、下降板块前缘和两侧的阻力、碰撞阻力、海沟引力。

据估算，拉力和脊推力远比拖曳力重要得多。板块运动的驱动力是洋脊推力和下降片的净拉力，净拉力等于下降板片的拉力减去板片的前缘阻力。板块运动的主要阻力是作用于大陆底部的地幔粘结力和下降板块的前缘和两侧的阻力。

第六节　地体构造

一、地体构造学说的研究简史

板块构造学说是一地球科学的革命，它能满意地解释一系列的地质作用和地质现象。然而深入研究发现，用板块构造聚敛边缘的简单解释模型，解释不了造山带的复杂的地质作用和地质现象。地体构造学说的诞生，是地球科学研究取得重大进展之一，它补充和发展了板块构造的造山带的模型。这一理论对古生物地层分区、古地理和古构造重建、油气盆地形成和演化、矿产分布、地震产生机制的研究都具有重要的意义。

Kobayshi(1953)曾指出，亚洲大陆由各种大小不一的刚性克拉通块体、塑性地槽和过渡状态的准克拉通或准地槽不规则地集合而构成，并称为杂块(Heterogen)。这些大陆地块与造山带的集合体，反映了现今的地体特征。

Monger 和 Ross(1971)在加拿大科迪勒拉发现一些地体的𫚉科化石群，更近似特提斯动物区，而不近似于北美动物区，并与非特提斯化石群在空间上并列。

Irwin (1972)通过对加里福尼亚克拉马茨山的古生界和三叠纪地层研究，提出了地体(Terrane)一词，表示有统一地质经历的地层和岩体。

Jones, Irwin, Orenshine(1972)据古生物资料提出，南阿拉斯加的亚历山大地体是由南方移置过来的。

Irwing 和 Yole(1972)应用古地磁资料证实，温哥华岛的古生代和三叠系来自南半球。

只是在 Jones, Silberling, Hillhouse(1977)综合利用古生物地理、地层、构造、古地磁资料有力地证明了阿拉斯加兰格尔地体(Wrangellia terrane)位移了几千公里后，这一学说和解释才得到广泛的承认。

Coney, Jones, Monger(1980)在"科迪勒拉的疑源地体"一文中对北美西海岸及阿拉斯加

作了全面研究，从阿拉斯加—加里福尼亚半岛划分出五十多个地体。

此后，地体研究不断扩展，不仅限于北美西部，而且在整个环太平洋地区、特提斯构造域、阿帕拉契亚等造山带都有。地体已引起各国地学工作者的广泛重视。郭令智(1984)也对中国东部地体进行了研究和划分。

自80年代以来已召开多次地体会议。第一届国际环太平洋地体构造学术讨论会于1981年在日本东京举行；第二届于1983年在美国斯坦福大学；第三届于1985年在澳大利亚悉尼大学；第四届于1988年在中国南京大学举行。在第四届会议上讨论的主要议题为：①地体的特征和分布；②地体的增生的形成和过程；③古大洋的古地理重建；④地体运动形成的沉积盆地；⑤与地体构造有关的岩浆活动、变质作用及地球化学研究；⑥地体的地球物理研究；⑦地体构造分析在能源和矿产勘探、研究中的应用；⑧地体构造在地震形成机制和水文工程地质中的应用。

二、地体的概念

Coney(1980)曾给出的明确定义是："周围被断层所围限，具有一致的地质学特征的地层和岩体的集合体。相邻的地体之间具有各种不同的地质发展史。"

Howell(1986)的定义进一步解释为："构造地层地体是以断层为边界的、具有区域性延伸的地质实体，每个地体内沉积、构造、火成作用和变质作用应当是统一的和连续的。而两个并列地体，如有不同时代地层，其间绝不可能出现把两者联系起来的过渡岩相，即两者必定是截然不同的，在地质历史上毫不相关。"

Coney(1989)再次补充地体的概念，指出："从定义上看，独特的岩石序列，代表着一定程度上与相邻地体或克拉通不同的地质历史。基底可以保存也可以没有保存，可以已知也可以未知。如果原来的岩石序列受到强烈的变形或变质，就可以以所产生的组构和岩石来定义地体。按定义，所有地体均由断层围限。事实上，地体为巨大的沉积和岩石的不连续带所围限，而断层可以是证实了的，也可以是待证明的。"

Ben-Avraham(1981)曾指出：太平洋底存在大量的不同性质的海底山脉、海底高原和火山岛，它们是地体的早期存在形式，是由洋底扩张、弧后扩张而分裂的大陆碎块，或是洋底火山喷溢建造的山体，它们随着太平洋底运动最终都将增生到环太平洋造山带上去。因此，地体的定义应考虑到地体的早期形式和增生到大陆边缘的运动特征，即"地体是曾经作为洋底高原或岛屿的岩石圈碎块或地壳碎块，随板块运移到大陆边缘的增生体。"(卢华复等，1990)

地体可以具有完整的岩石圈结构，在许多文献中也称作微板块。但郭令智(1984)指出，从那些地体边界的逆掩断层可看出，多数地体并不是真的像岩石圈板块那样，作为一个有根的(伸入上地幔)块体而存在和运动，而常是巨大的岩石圈的上部或顶部的岩片，即板片。

地体大部分是外来的，不在现存位置，故又称移置地体(allochthonous terrane)或外来地体(exotic terrane)。有的有大幅度的平移和旋转。当地体的来源不确定时，常称作疑源地体(suspect terrane)(coney，1980)。

三、地体的分类

根据地体的组成，可分为四种类型，即地层地体、分裂地体、变质地体和联合地体。各类的特征及实例详见表6-1。

地体的大小不等。有的规模仅次于大陆，而另一些只有几百、几十平方千米或更小。科迪

勒拉增生地体达 800 平方千米，地体达 200 多个。

表 6-1　地体分类及其特征(据 Howell，Jones)

分类		特征		地体实例	
				东太平洋区	西太平洋区
地层地体	大陆碎块	以一套连续地层层序为特征	前寒武系大陆基底，上覆古生代和中生代浅水沉积	阿拉斯加　尼克逊港义 南加洲　图将卡	西伯利亚　奥摩龙 新西兰　图华
	洋盆碎块		以洋壳基性和超基性岩(蛇绿岩套基底)为特征，上覆深海沉积	阿拉斯加　邱利纳 加州　德耳普尔托	西伯利亚　安龙伊 中国　昆仑
	岛弧碎块		主要为火山岩或弧根侵入岩、火山碎屑岩	阿拉斯加　半岛 加州　萨利纳	中国　秦岭 新西兰　霍考努力伊
	陆缘盆地碎块		浅—深海相硬砂岩，主要来自大陆的石英长石碎屑组成的海底扇	南阿尔斯加　邱盖奇	新西兰　托莱斯 日本　日万十
分裂地体		不同岩性、不同时代的岩块嵌于片理化的硬砂岩和蛇纹岩基质中，相当混杂堆积体，又称混杂地体。许多分裂地体与大陆边缘地层地体相伴。		北加州弗兰西斯科组合中的中央混杂地体 大不列颠—哥伦比亚的卡奇河	
变质地体		区域性的透入性的变质组构和矿物发育，掩盖了原有地层、岩性特征		阿拉斯加　育空—塔那那　南加州　巴尔底	中国　鲁东 大别山
联合地体		又称复合或组合地体，是两个或两个以上的断层为界的不同地体，在增生前合并，并在以后具有共同的演化历史		南加州　圣鲁西亚—奥罗考比亚	

四、地体的来源

地体是活动带中的外来岩体，原来在聚敛陆缘外的大洋板块中。它们可能是沉没的大陆碎块，或者是海山、海台、残弧等。Ben-Avrahans(1981)认为某些海底高原可能是随大洋板块运动的现代移置地体(图 6-30)。

海底高原是指海底异常高的止息弧、停息的扩张脊、分离并沉没的大陆碎片、异常的火山柱，或抬升的洋壳等各种隆起。在各大洋中已识别出 100 多个海底高原，约占洋底面积 10%。其中以西太平洋和印度洋较多，在大西洋、加勒比海、地中海也有。它们从洋底高出几千米，可至海平面以上(如塞舌尔沙洲)，有的低于海平面以下 2000m(翁通爪哇高原)。其地壳厚度多为 20～40km，上部 5～15km 地壳的纵波为 6～6.3km/s，为典型的沉没大陆碎块。大部分海底高原具有微弱或没有磁条带，说明不是典型的洋壳区，无明显的均衡异常，近于完全补偿。一些高原见有老花岗质基底证明属大陆碎块，如印度洋中塞舌尔群岛，中国西沙群岛，阿古赫斯高原等。有些洋底高原属火山成因。海山带则往往是地幔热点造成海底火山的结果。大多数高原是镶嵌于大洋板块之上随其一起运动。有少数海底高原正在俯冲带消减，碰撞增生，形成新的板块边界，产生新的地质效应和构造迁移。

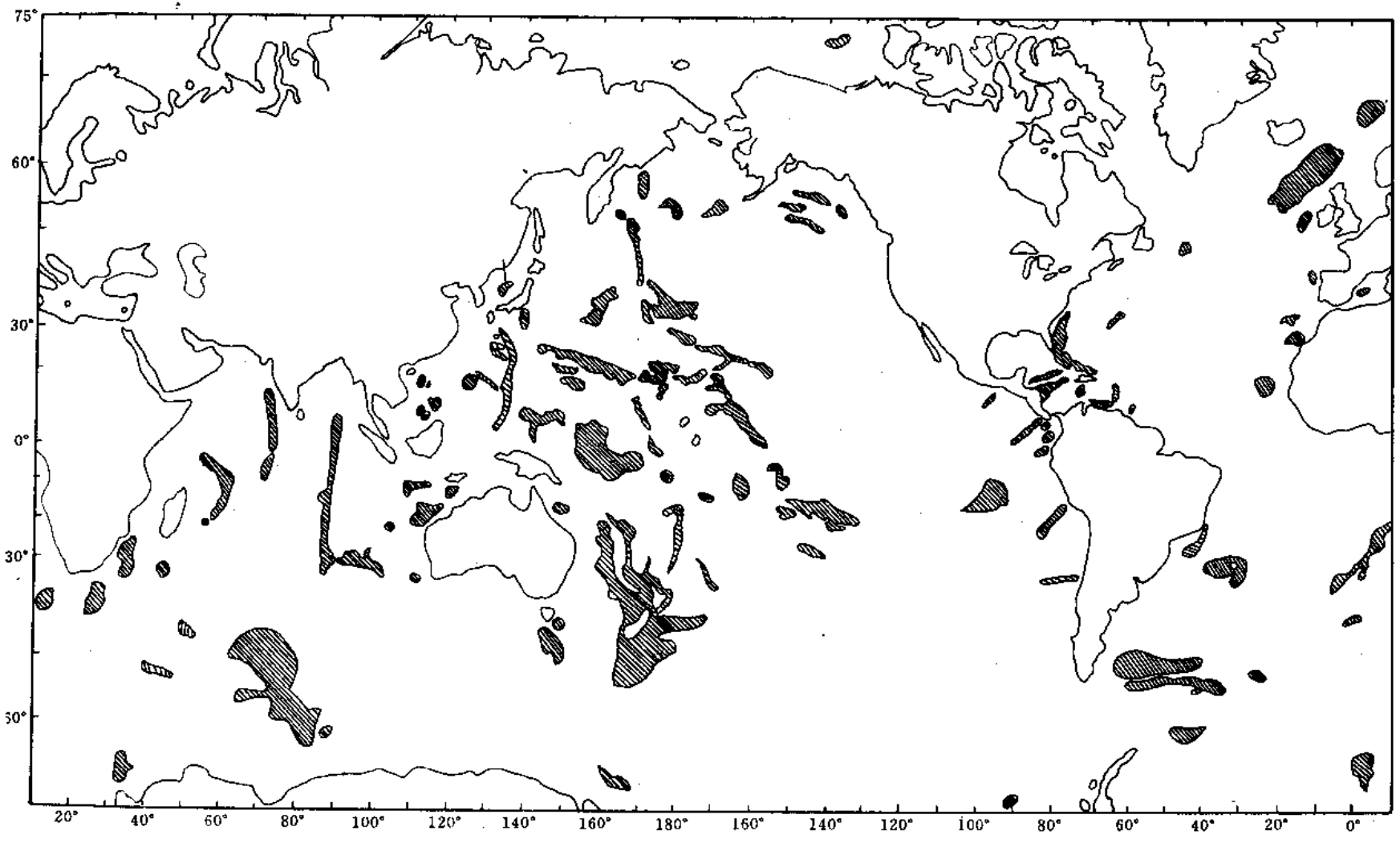


图 6-30　全球各大洋中洋底高原分布图

（据 Ben-Avraham，Z.，Nur，A. 和 Cox，A.，1981，简化）

斜线部分示洋底高原

五、地体的发育过程

在地体发育过程中可见到两种重要的作用和事件，即地体的合并和增生作用。

1. 合并作用

也有称作拼合作用。是指地体增生到大陆边缘前两个或更多的地体先合并成一个联合地体，并开始相同的地质发展史。

2. 增生作用

地体或合并了的地体与大陆发生碰撞、拼贴，并加到大陆前缘，形成大陆新增部分，使大陆地壳空间扩大，这是一个使大陆复杂化的过程。

增生作用对地体构造历史有非常深刻影响，常可以抹掉原始地质历史的证据，造成强烈的褶皱，形成冲断层和很厚叠置的冲断席，产生混杂堆积、蓝片岩、绿片岩和角闪岩级变质作用，在某些情况下可发现高温变质、深成和深熔作用，造成不整合、磨拉石沉积和沉积极性变化等。

大陆的增生除可以是洋壳对大陆边缘的俯冲作用，弧－陆碰撞作用，大陆－大陆的碰撞作用及驮着大陆碎块（或中间地块）的洋壳由于俯冲作用而产生的地块与大陆之间的碰撞作用外，还可以是地体的增生作用，这是大陆增生作用的一种新类型。

地体增生后的持续聚敛使地体边界断裂继续挤压或平移活动，导致陆缘内侧前陆地带的板内变形。Uyeda，s.（1982）把增生作用引起的地壳运动称之为造山运动，并把它与太平洋型（俯冲型）和碰撞型造山运动并列为三种主要的造山运动。

地体合并和增生可以相隔一段时间，也可以紧接着发生。多数学者认为在环太平洋地区地体的增生作用发生在中、新生代时期。郭令智等认为我国华南地区的地体增生始于中元古代。对于地体合并和增生出现具体时间的确定可通过三个方面研究取其上限：

① 侵入岩体，把两个或两个以上地体连接在一起，可指示合并的最小年龄；

② 较新的上覆盆地沉积（超复组合）盖覆于两个地体之上；

③ 来自一个地体的碎屑可以出现于另一个地体沉积中，这是由于物源区连接所致。

地体拼贴增生模式有三种基本方式：即是俯冲拼贴式、仰冲拼贴式和停靠拼贴式

（1）俯冲拼贴式

此式表现为大洋板块上所镶嵌的洋底高原（通常为大陆亲缘性地体），在到达大陆边缘时，随着大洋岩石圈的俯冲消亡，其上的移置地体阻塞于俯冲带外侧，导致俯冲作用停止，新的俯冲带在地体靠洋一侧重新产生。在这一拼贴过程中，上叠板块往往向俯冲板块上的地体发生逆掩推覆作用，同时沿地体拼贴带出现蛇绿混杂岩。

（2）仰冲拼贴式

此式指地体拼贴增生于大陆边缘过程中，俯冲板块上的地体沿一定深度层次的界面发生折离，地体被完全劈开，其上盘逆冲到上叠板块之上，形成规模较大的褶皱—冲断带。

（3）停靠拼贴式

此式是一种特殊的地体拼贴方式，即大洋板块中的地体可以一较小的平面夹角，沿大陆边缘发生走向滑动。准确地说，是围绕某个欧拉极的旋转运动，逐渐靠拢于大陆边缘，犹如船靠向码头的过程，故称之为 Docking 式，即停靠式。以停靠方式增生的地体边界表现为一系列走滑断层及相关的块体旋转构造。

六、地体的破坏过程和变态：分裂和分散作用

增生可使陆缘增长，而分裂和分散作用会使地体边界变得脆弱，并侵蚀它的边缘。

1. 分裂作用

分裂作用是使一片片陆壳离开克拉通的作用，在澳大利亚边缘有许多这样的碎块，如昆士兰海台、豪勋爵海隆和埃克斯茅斯海台等，这些碎块离开克拉通，奔向另一消亡边缘。

2. 分散作用

分散作用是以前在一起的地体分成许多散布在陆缘上的小片的作用。它可以因分裂作用和走滑作用而发生。分散作用能造成不连续的地体，即由地层上可对比但空间上各据一方的碎块组成的地体。分散作用可产生新的扭断盆地。如北美西部沿圣安德列斯等右旋断层正发生分散作用，日本的中央构造线左滑和新西兰的阿尔卑斯断裂右滑产生分散作用。兰格尔地体就是不连续地体的良好实例。它是由若干个可对比的，以断层为界的地质体组成的地体，从俄勒冈－不列颠哥伦比亚－阿拉斯加跨纬度达 24°，但据古地磁资料，这些地质体原本彼此相距不超过 7°。

七、环太平洋造山带地体概况

1. 北美－阿拉斯加地区

科迪勒拉中、新生代造山带中有为数众多、成因各异的地体，约占造山带成分的 70%（图 6-31）。它们大多在侏罗－白垩纪期间运到北美大陆边缘，至白垩纪末拉拉米运动增生到陆缘上，构成统一复杂的科迪勒拉造山带。其中研究最详的是兰格利亚地体，其分布可从阿拉斯加至俄勒冈州（图 6-32）。这些地体早期本同属一个大陆碎块，均具有二叠－三叠纪共同构造－地层特征，古生物群明显区别于邻区，后被移置到北美大陆边缘，在增生过程中被分成五个不相连续的次一级地体，其分布纬度宽达 24°以上。

2. 日本本州岛

本州岛有四个地体，即飞弹变质地体（HD）、美浓地体（Mi）、四万十地体（SH）和北上山南部－阿武隈地体（SK－AB）（图 6-33）。它们都具有不同的地层、构造特征。

综合分析认为：美浓、北上山－阿武隈、四万十等地体全在晚古生代～中生代早中期在靠近赤道南纬地区，同属冈瓦纳古陆的一部分，到晚中生代～早第三纪时，冈瓦那古陆分裂形成碎块，分别镶嵌到库拉板块之上，并随库拉板块作向极运动，最后与飞弹地体碰撞合并，而四万十地体至早第三纪末才增生到美浓地体的边缘。

3. 亚洲大陆

亚洲大陆的地体分布广、数量多，类型和合并、增生方式复杂多样。

古地磁资料表明，各地体在二叠纪时，彼此相距甚远。当时西伯利亚克拉通及其早期增生地体在北纬 57°附近，而塔里木地体所在位置为北纬 40°，奥莫朗地体在北纬 33°，包括锡霍特山脉为北纬 34°，中朝地体和扬子地体相距甚远，其古纬度分别在北纬 10°及 2°，说明它们可能都是外来地体。马来半岛古纬度在北纬 15°。

在亚洲大陆，连续地发生向南递进的增生作用。在南西伯利亚形成的一些地体是从晚元古代开始增生的，形成贝加尔褶皱带和加里东褶皱带。在古生代末期，塔里木地块、中朝地块和若干碎块添加在其南缘和北缘，形成[illegible]

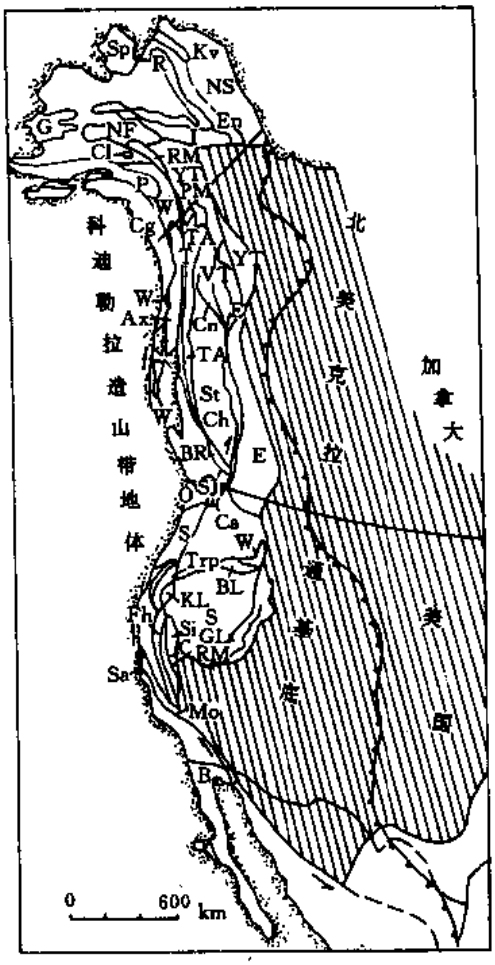


图 6-31 北美主要构造地层地块分布图
(据 Ben Avraham,1981)

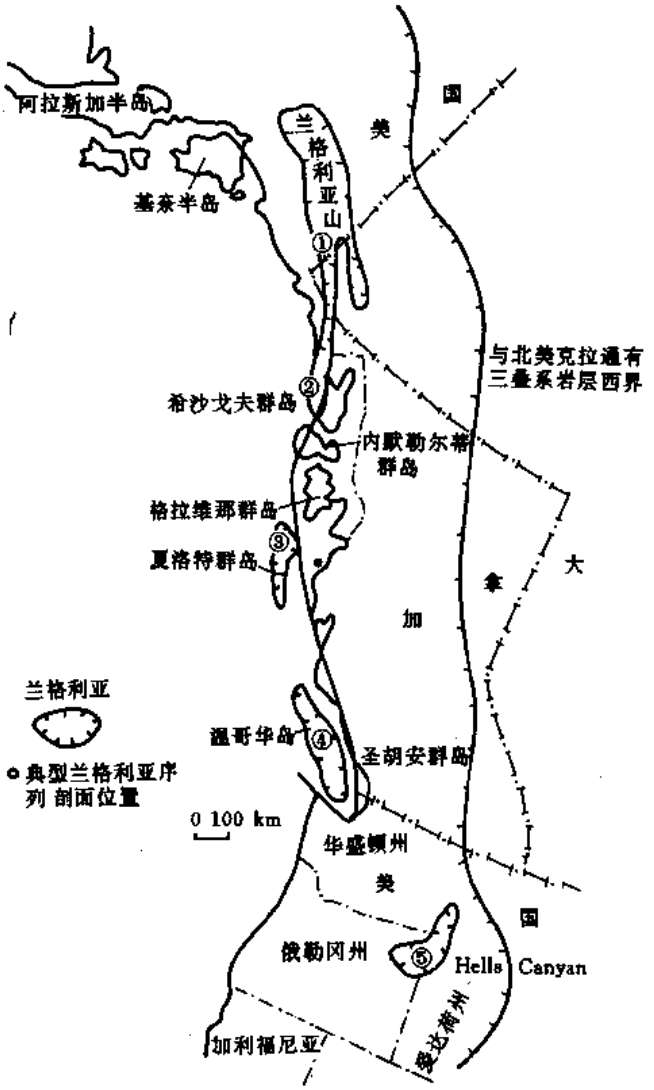


图 6-32 兰格利亚地体分布图(据 Jones 等,1977)



图 6-33 日本本州岛地体略图(据斋滕,1980)

造成扬子与印支地块的碰撞。印度与西藏则在始新世碰撞。印度板块在西藏下面继续向北运动,正引起华北和华东地体的走向滑移分散作用。总之,这些地区是一个增生地体的复杂拼凑体。

在我国东部，由郯城—庐江深断裂分割的鲁东和鲁西两个不同构造单元区，可能是两个地体。因为两区的基底，盖层沉积，古生物，构造，岩浆活动及演化历史截然不同。

郭令智等(1984)指出，中国东南部有16个不同时代的地体，按其演化与增生时代可分为三类，即江南元古代地体、华南加里东地体和东南沿海与台湾地体(图6-34)。江南元古代地体为古岛弧形式，古岛弧是由不同时代的亲大洋型的外来地体所组成，约在8亿年左右的雪峰运动结束时，它们已在扬子大陆边缘拼贴成统一的江南元古代古岛弧。华南加里东地体是不同方向、不同性质、不同时代的地体的拼合，最后在早古生代末，增生拼贴成一个统一的华东加里东地体的镶嵌造山带。这些地体大多与大陆地壳有亲缘关系。其开始可能类似于现今东南亚岛弧区构造格局。

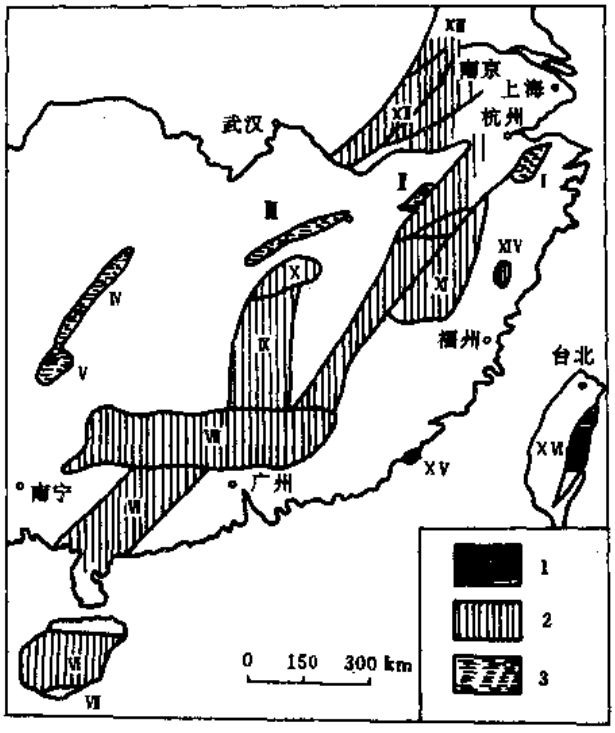


图6-34 中国东南地区地体构造分布略图(据郭令智等，1984)

1-东南沿海与台湾地体；2-华南加里东地体；3-江南元古代地体；

Ⅰ-会稽地体；Ⅱ-怀玉地体；Ⅲ-九岭地体；Ⅳ-雪峰地体；

Ⅴ-九万大山地体；Ⅵ-云开地体；Ⅶ-南海地体；Ⅷ-大瑶山地体；

Ⅸ-赣南地体；Ⅹ-武功山地体；ⅩⅠ-闽西山地体；ⅩⅡ-皖东地体；

ⅩⅢ-宁镇地体；ⅩⅣ-南溪地体；ⅩⅤ-东山地体；ⅩⅥ-大南澳地体

从环太平洋造山带地体研究中可知地体构造研究丰富了板块构造内容，洋壳上镶嵌的前中生代亲大陆型碎块随大洋板块运移，经拼接、碰撞、增生于大陆边缘，形成复杂的构造图案。环太平洋中—新生代造山带中，亲大陆型地体的复原，至少上推至中二叠世，推测在现今西南太平洋赤道附近，可能存在过一个“太平洋古陆”，中生代时分裂、运移、拼接、增生。欧亚大陆内有不少块体来自低纬度，阿尔卑斯—喜马拉雅带和环太平洋带内有许多地体来自低纬度，说明冈瓦那大陆范围应扩大，而劳亚大陆应缩小。这两带有大量的大小不一的地体，经拼接增生而成，而地体后期又经历了复杂的变化，常转化为走向滑移断层，造成已拼贴地体再次分离、错开

以至重新拼贴、再生。研究还表明不仅中新生代，而且古生代、元古代可能都有地体存在和活动。

第七节　地壳基本构造单元

地壳基本构造单元，是地壳大型构造的基本单元，即大地构造单元。它们是根据地质构造特点、地壳运动性质和历史而划分的。地壳可分为三大类基本构造单元：地裂带、造山带、坚稳带。

一、地裂带

地裂带也称裂陷带，是由裂陷运动产生广泛而强烈的拉张区。

裂谷是指大型岩石圈拉张破裂而形成的纵长型断陷或坳陷。它们是拉张区域最醒目的部分。

大洋裂谷系和大陆裂谷系的发现具有重大意义。几乎所有的大洋裂谷系都和一部分大陆裂谷系相通，它们具有相似的成因和构造意义，构成全球裂谷系，是板块边界的一种重要类型。由于洋圈比陆圈薄，大洋裂谷比大陆裂谷更为发育。

按照裂谷系的岩石圈或地壳性质及演化阶段可分为：大陆内部裂谷、陆间裂谷、弧间和弧后边缘海、大洋中脊裂谷等类型。

1. 大陆内部裂谷

大陆内部裂谷是大陆岩石圈内的有限伸展带，如非洲裂谷、莱茵裂谷、贝加尔裂谷、山西裂谷。它们形成于不同的板块构造环境中。

裂谷系通常由裂谷支组成。发育于地幔隆起之上。裂谷以正断层控制边界，或为半地堑，或为地堑。

裂谷的断裂活动对于沉积系统、分散途径、相带和盆地结构有明显控制作用。大陆裂谷发育陆相碎屑岩，初期由红色粗碎屑岩开始，中期许多裂谷有湖相生油岩，甚至在某些情况下有海相层。伴随断裂有多期的基性，碱性－基性、中性岩浆的喷发和侵入活动。岩浆来源于上地幔的异常地幔垫部位或下地壳。

裂谷形成有两类模式。一类是要有热源，如地幔柱和上升热对流，由于热岩石圈变弱和变薄而产生。另一类是归因于应力使岩石圈拉伸，引起热软流圈被动上拱。前者称主动裂谷，后者则称被动裂谷。

2. 陆间裂谷（原始大洋裂谷）

由大陆内部裂谷进一步分离、加宽形成。其地壳为强烈减薄的陆壳和部分新洋壳。红海和加里福尼亚湾是其代表。

红海南部在渐新世时为拱起，顶部开始形成裂谷，有河湖相沉积及大陆玄武岩和橄榄岩。中新世海水入侵，沉积海相砂岩，蒸发岩和玄武岩，厚 2000～5000m。上新世以来再次裂开，形成洋壳并有软泥沉积。火山活动各阶段均有，一直持续至今。热流值高，达 92～180mW/m²。由于热构造上升形成的裂谷边缘高地，阻止了大河流入，故形成红层-熔岩-蒸发岩沉积组合。

在加里福尼亚湾，由于科罗拉多河流入，形成了红层-熔岩-三角洲和浊流沉积组合，未出现大量蒸发岩。

3. 弧间和弧后边缘海

边缘海盆地为弧间和弧后张裂带，多分布于西太平洋和南亚地区。主要位于大陆和岛弧间或大陆与残留弧间。边缘海是仅次于海沟的负地形，故又称小洋盆。如阿留申海、鄂霍茨克海、日本海、南海、冲绳海槽、菲律滨海、安达曼海、加勒比海、塔斯曼海等。

边缘海地壳薄，为 5～9km。大部为过渡壳部分，局部有洋壳。布格重力为正异常，反映热地幔隆起的存在。磁异常条带有的海盆明显，有的则不明显。热流值取决于活动扩张程度。

边缘海深海盆都是未补偿盆地，主要为深海软泥、火山灰及放射虫组成的砂质碎屑等。有基性岩浆活动。

边缘海的一侧为大陆边缘时，其情况与正常的张裂大陆边缘类似，故在陆壳或过渡壳上形成相当规模的裂陷－坳陷型盆地。东海西部盆地、珠江口盆地、莺歌海盆地都属之。

4. 大洋中脊裂谷

大洋中脊为大板块分离带，是洋圈形成之处。以大西洋中脊、印度洋中脊、东太平洋海岭、南极洲周缘的洋脊为代表。中脊处形成蛇绿岩套。靠近顶部为枕状熔岩，向下过渡为蚀变熔岩和变质熔岩，并为玄武岩岩脉和岩床群所切割。在底部堆积辉长岩和橄榄岩，再向下则是地幔的超镁铁质构造岩。中脊顶部沉积盖层很少。

二、造山带

1. 概念

造山带是造山运动的产物。Boue(1874)和 Gilbert 指出，造山运动是通过构造作用形成山脉的过程。Stille(1919)认为，造山运动是一个改变岩石组构的幕式过程，这个过程产生一些肉眼能看到的构造变动，如断层、褶皱、逆冲构造等。造山运动最明显的证据就是角度不整合。角度不整合，是不整合面上、下岩层有不同组构的结果。Sengor(1991)则强调，造山运动是一个用以表征聚敛板块边缘所有地质过程的集合名词，即指板块聚敛时而产生的一系列地质过程。造山带就是板块聚敛边缘各种地质过程共同作用下形成的大型构造带。有许多造山区是由大量造山带组成的，有的地区用造山拼合体一词描述可能更为准确。造山运动与裂陷运动是一相对立的过程。前者以聚敛型运动为主，后者以离散型运动为主。

2. 造山带和地槽

造山带演化是与早期地槽理论联系在一起的。地槽这个概念，曾对地质科学发展有过重大影响。

Hall, J. 研究北美阿帕拉契山脉时，发现古生代海相地层厚达 12000m 以上，并发生强烈褶皱，较之相邻密西西比河流域，同一时代地层厚度相差在 10 倍以上；由于认为巨厚地层是在浅水环境下形成，故推断这些褶皱山系过去曾是一个具向斜形态的下沉地带，在 1857 年的讲话中他提出大向斜轴一词，后又于 1859 年发表了这个概念。他认为沉积作用是由沉积物负荷所致，褶皱和变质作用也和下沉有关，沉积负荷是阿帕拉契山脉比大陆内厚度大 10 倍以上的唯一原因，也是以后地层变形的唯一原因。

Dana, J. D. (1886)接受 Hall 概念的许多方面，但在下沉机制方面有不同意见。Dana(1873)撰文创造了地向斜或地槽(Geosyncline)一词以代替大向斜轴，并用 Geoanticline 表示其间的隆起带。Dana 也认为地向斜有巨厚的浅水相沉积，并且是一边下沉、一边沉积所致，由地背斜供给沉积物。但他否认沉积负荷能造成地槽，也拒绝下沉引起褶皱的概念，而是指出了短期褶皱作用的重要性。地槽带的位置沿陆缘发育，由大陆经地向斜、地背斜至大洋依次出现。Dana 推测地槽的下陷和地背斜的隆起是洋底向着大陆方向的侧向挤压所致，而这完全是变冷地壳不

均衡收缩的结果。Dana 还提出新形成地槽平行于老地槽发展、地槽依次向洋迁移、褶皱带增生、大陆增长等重要概念。

欧洲学者 Bertrand,M.(1887)、Hung,E.(1900)和 Suess,E.(1909)研究阿尔卑斯造山带后发现,在造山前并无巨厚的浅海沉积,而发现不甚厚的半深海沉积物。地槽形成于两大陆间的海槽谷中,开始形成蛇绿岩层,继之为硅质和泥质沉积,最终造成山脉。

由上可知,地槽沉积既可形成于浅水,也可形成于深水,半深水盆地中。其发生位置既有陆缘,也有陆间。

自本世纪初以来,许多学者都讨论过地槽概念、分类和演化,直至板块构造理论问世前,一直居于统治地位。

对于板块构造和地槽学说的关系有着很不一致的看法。有些学者试图用板块构造学的一些术语来重新解释地槽,如 Mitchell 和 Reading(1969)将现代地槽分为五种类型:1. 大西洋型地槽;2. 安第斯型地槽;3. 岛弧型地槽;4. 日本海型地槽;5. 地中海型地槽。但是另有些学者认为应当对地槽这一术语弃之不用,如 Dickinson,Sengor 等为代表。

3. 板块构造与造山运动

板块运动引起的位移使得板块聚敛处形成应变而造山。Wilson(1968)根据现代一些板块活动的实例来概括洋盆发展,提出了大洋盆地发展旋回包括了六个阶段,如表 6-1,这个大洋盆地的发生、发展和消失的过程已被称之为威尔逊旋回。

表 6-1 大洋盆地发展旋回阶段及其特征

阶段	实例	运动方式	沉积	火成岩	变质程度
1. 胚胎期	东非裂谷	抬升	很少	拉斑质玄武岩流、碱性玄武岩中心	轻
2. 青年期	红海和亚丁湾	抬升和扩张	窄陆架,蒸发岩	拉斑玄武岩、海底玄武岩质岛屿	轻
3. 成年期	大西洋	扩张	宽陆架、冒地槽式	拉斑玄武岩、海底碱性玄武岩质岛屿	轻
4. 衰退期	太平洋	挤压	岛弧,优地槽式	安山质火山岩、花岗闪长岩、片麻岩、深成岩	有些
5. 终止期	地中海	挤压和抬升	蒸发岩、红层碎屑岩	安山质火山岩、花岗闪长岩、片麻岩、深成岩	可观的
6. 遗痕期(地缝合线)	印度河喜马拉雅	挤压和抬升	红层	深成岩	重大的

Wilson(1968)根据板块构造理论解释了造山带内部巨大的三维活动。大的造山带具有复合特征,由大量并入造山带的岛弧以及走滑作用形成的碎块聚集组成。

Dewey 和 Bird(1970)指出,俯冲作用既可产生大陆边缘岩浆造山带(如安第斯山),也可产生岛弧(如马里亚纳群岛或日本)。碰撞造山运动可发生在两大陆之间(如喜马拉雅山)或大陆与岛弧之间,或两个岛弧之间(图 6-35)。

Sengor(1991)认为,所有造山带都是聚敛型板块边界的产物。现代板块有三种环境可发生聚敛,即 1. 俯冲带;2. 碰撞带;3. 转换断层的压紧弯曲部位。它们构成造山带的主要类型。事

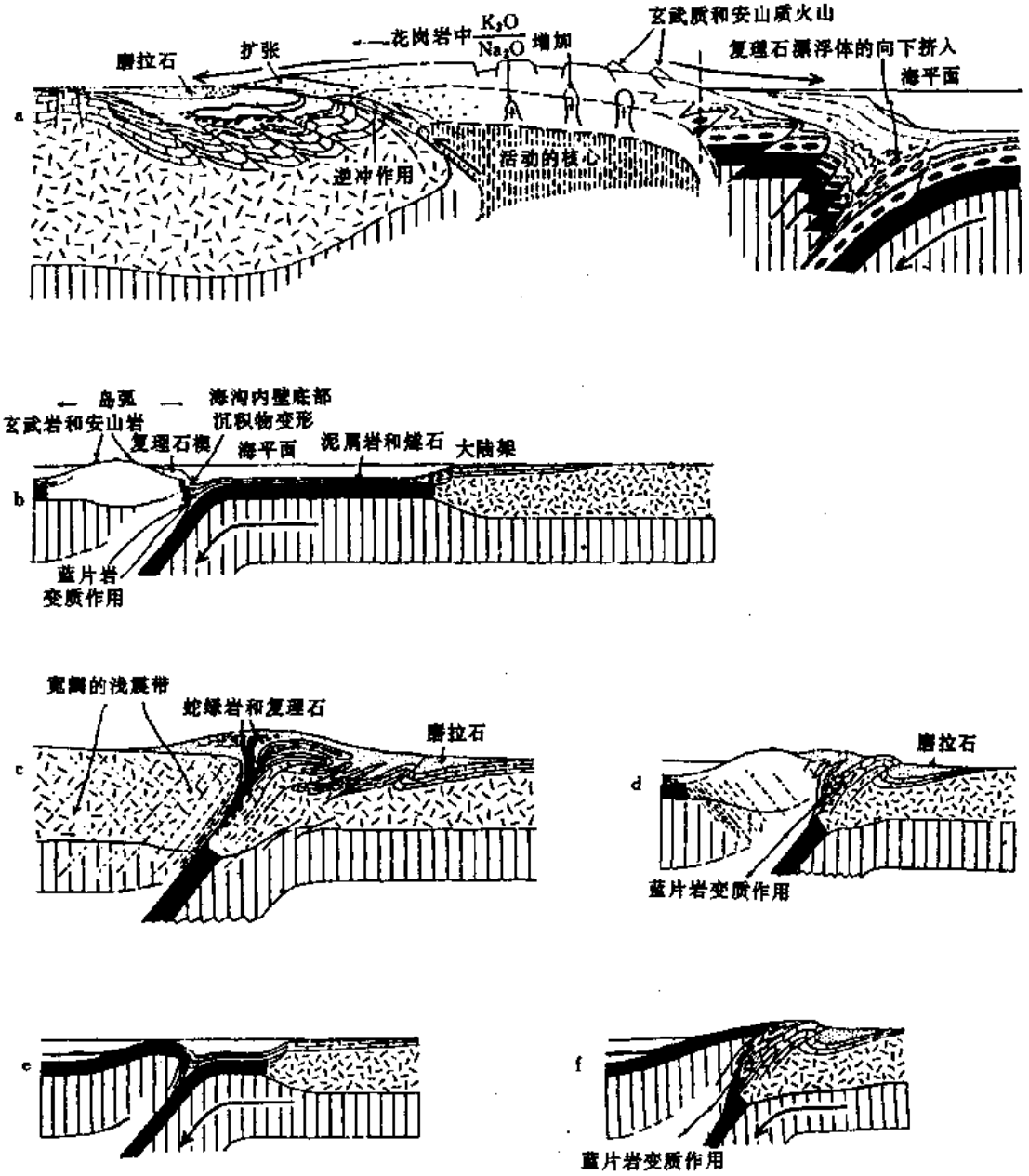


图 6-35 Dewey 和 Bird 对造山带的分类(1970)

a-大陆边缘岩浆弧造山带；b-岛弧造山带；c-陆-陆碰撞形成的碰撞造山带；
d-大陆-岛弧-碰撞形成的碰撞造山带；e 和 f 由蛇绿岩仰冲至变形的造山带

实上，每一造山带都有其独自的特殊性。

多数造山带在其演化史的所有阶段中伴有相当规模的走滑运动。造山带的任何部位无一不遭受与造山带呈低角度相交的走滑断层作用，甚至连褶皱－逆冲带也不能例外。

多数造山带由无数的地壳块体组成，偶尔也有来自上地幔的块体，这些块体的边界为缝合带、断层和滑动面所限，将块体镶嵌或拼贴而形成造山拼贴体。拼贴体沿原先的陆核增生。造

山拼贴体形成过程中会引起变形，发生滑动和裂离。

三、坚稳带

是指板块内部相对稳定的地带。包括地台、被动大陆边缘和大洋盆地。

1. 地台

地台的概念是由 Suess(1885)首先提出，表示地壳上稳定的、自形成后不再遭受褶皱变形的地区。Haug(1900)首次明确地将地槽和地台作为两大构造单元。

地台具有双层结构。下为褶皱基底，上为沉积盖层。地台以升降运动为主，升降幅度、速率及差异性都小，厚度和岩相稳定，构造变动、岩浆活动和区域变质作用都较弱。通常认为地台是由地槽褶皱后转化而来的。但实际上地台形成后，仍在发展，并非僵化不变，只是变得较为稳定。

地台内部有大面积基底出露的地区，称作地盾。它长期隆起、遭受剥蚀、缺少盖层或仅局部有沉积。世界上较大的地盾有加拿大地盾、波罗的地盾等。

克拉通一词，同样是指地壳上已达稳定，并在以后发展中很少受到变形的单位。Kober (1921)用 Kratogen 表示地壳较稳定部分，与造山带相对照。Stille(1936)改称克拉通，泛指前寒武系为基底的稳定地区。克拉通应包括前述地盾和地台。少数人也将古生代褶皱带包括在内。

按照地台形成时期有古地台和年青地台之分。古地台通常指形成于古生代以前的地台，其基底为前寒武系组成，盖层为寒武系及其以后地层组成。年青地台是形成于显生宙期间的地台。

黄汲清根据地台活动性分为正地台及准地台。前者以北美中部地台、俄罗斯地台为代表；后者以中国地台为代表。在中国有三个古地台，即中朝地台(也称华北地台)、扬子地台、塔里木地台(图 6-36)。

地台活化的概念是由 B. B. 别洛乌索夫(1954)提出，系指地台由相对稳定而转化为活动性较大的现象。陈国达提出了地台活化说(1956)和地洼学说(1959)，认为地洼区是一种新的大地构造单元。地壳基本构造单元为地槽、地台和地洼区。在地洼区有三层结构，即地槽构造层、地台构造层和地洼构造层。

2. 被动大陆边缘

是位于板内，由大陆至大洋的过渡地带，如北美和南美的东部边缘、非洲边缘、印度南部边缘、澳大利亚南缘、欧亚大陆和北美的北缘等。被动大陆边缘又常称为稳定边缘、不活动边缘、大西洋型或离散型边缘。Dietz 将这一地区称作冒地斜。Dickinson 将这种边缘的浅海沉积层序称作冒地斜棱柱体。

被动大陆边缘是由裂谷逐渐张开而形成的，其下伏以较早的裂谷系。

被动边缘由大陆架、大陆坡和陆隆所组成。在陆架上层序以碳酸盐岩和碎屑岩为主。在被动边缘有复杂的推进过程。

大陆坡和陆隆通常在－3000m 至－4000m 深，有时略高些。与深海平原的界限约在－5000m 深处，但无明显坡折。陆隆上有一些海山，可能是熄灭的火山。此外还有深海扇，由浊积组成。

被动边缘下伏裂谷层主要构造特征是块断作用，而上面飘移层序的构造变形主要是重力控制，由软沉积和盐层控制产生铲形生长断层和刺穿构造。

3. 大洋盆地

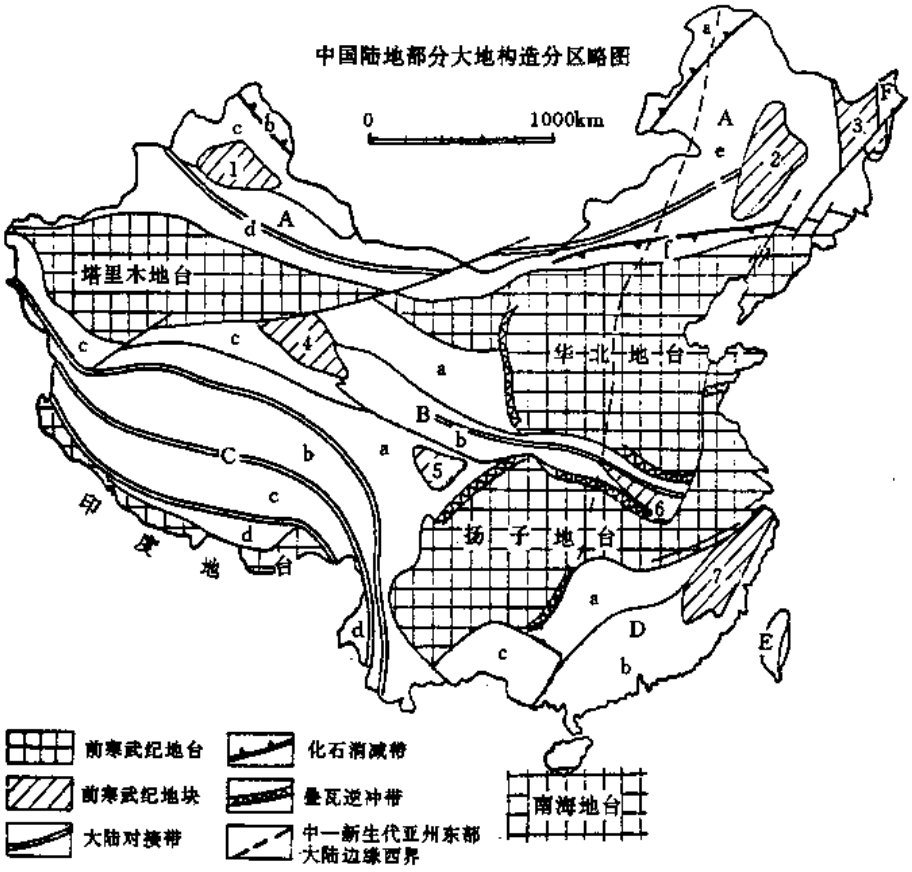


图 6-36　中国陆地部分大地构造分区略图

A. 天山-兴蒙褶皱系：

a-额尔古纳褶皱带；b-阿尔泰褶皱带；c-斋桑-额尔齐斯褶皱带；

d-天山褶皱带；e-兴安岭褶皱带；f-内蒙褶皱带

B. 秦祁昆仑褶皱系：

a-祁连山褶皱带；b-秦岭-大别褶皱带；c-昆仑褶皱带

C. 滇藏褶皱系：

a-巴颜喀拉褶皱带；b-羌塘-保山陆块；

c-拉萨-腾冲陆块；d-印度地台北部陆缘

D. 华南褶皱系：

a-湘桂褶皱带；b-赣粤褶皱带；c-右江褶皱带

E. 台湾褶皱带。

F. 乌苏里褶皱带：

1-准噶尔地块；2-松辽地块；3-布列亚-佳木斯地块；4-柴达木地块；

5-松潘地块；6-大别地块；7-华夏地块

位于大洋中脊和海沟或陆隆之间的过渡区。如太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋广阔深水盆地。为深水远海沉积。在方解石补偿深度(CCD)之上，沉积深海相碳酸盐岩为主，在更深处为深海硅质软泥、红色粘土、铁锰结核。局部有海底火山堆积及火山岛周围的礁块和碎屑沉积。离海岭愈远，热流值降低，地势变低。

第七章　含油气盆地

石油和天然气聚集在含油气盆地内，石油地质学家们认为："没有盆地便没有石油"，寻找和开发油气资源，一定要先建立盆地的概念，无论是现今仍出露在地表的盆地，或是已隐没在地下的盆地，都是石油工作者工作的对象。

第一节　盆地的概念

"盆地"一词从不同角度出发，有不同的理解，其含意也不尽相同，一般在学术上有以下三个范畴：

一、地貌盆地

即在地理上，四周被天然高地围绕的盆形洼地。四周高，中间低，是两者相对而言，它们是现今仍出露在地表的盆地，其中可以被水体占据，成为湖泊、海盆、洋盆等，也可以直接暴露在大气中，成为陆地无水洼地，如我国的四川盆地、塔里木盆地、柴达木盆地等。

地貌盆地又叫地形盆地，含义就是地形上的凹地。

二、沉积盆地

是地壳上具有巨厚沉积物的构造单元，即该单元在地史上某个时期内，曾处于水下环境，相当于在那个时期有水体占据的地貌盆地，而且接受有大量的沉积物，而后水体退出，沉积物变成沉积岩。它的特点是沉积物厚度比周围地区大得多，沉积物所反映的环境也是中央为较深水的沉积，四周为较浅水的沉积，或是滨岸沉积。一般来说，盆地中心的沉积物厚度大，粒度较细，而不同沉积物的分布和性质以及携带沉积物注入洼地的水流方向，均受盆地的控制。沉积盆地现在的地貌可以仍然是盆地，也可以是其它的地貌单元(图 7-1)。



图 7-1　沉积后盆地与同生沉积盆地(引自 R.C. Sellyey)

三、构造盆地

沉积物形成之后，由于断裂或褶皱作用，四周抬高而形成低洼地区，如大型向斜、地堑等。盆地内沉积物厚度与周围无明显区别，岩相的走向延伸方向，古水流方向等均与盆地的结构无关，说明沉降作用发生在沉积岩层形成之后。但在构造盆地形成之后，其中可以被水体占据，形成新的沉积盆地。

从一个地区的地质发展过程看，地表凸凹不平，接受沉积的洼地存在，是沉积盆地形成的必要条件，当地貌盆地形成之后，水流及其携带的沉积物和生物遗体等，汇集到洼地内沉积下

来，这些沉积物以及盆地内特有的物理化学环境，是油气生成的物质基础，若沉积盆地受到地壳运动影响而抬升，水体退出，不再接受沉积，在特定条件下又可形成构造盆地，构造盆地的终结可以是地貌盆地，也可以是短暂时期后水流再次注入，形成新的沉积盆地。

第二节　含油气盆地及其特征

具有工业油气藏形成、聚集的沉积盆地，叫做含油气盆地，下面简介它的特征：

一、必须具备的地质条件

(1) 必须具有包含丰富有机物质的巨厚沉积物，这些沉积物在成岩过程中，其中的有机物质可以转化为石油或天然气。

(2) 该地区地壳要在沉积巨厚沉积物的同时有稳定持续的沉降作用，间或有周期性上升的大地构造环境，这样的环境能使有机物质大量堆积，并迅速埋藏，以避免氧化。随着埋藏加深，逐渐形成了促使有机质向油气转化的地温和压力等条件。周期性振荡上升，是指盆地的发展过程是在稳定下沉历史中有间断性上升，其结果将使巨厚细粒沉积物之内夹有较粗粒的沉积物，为油气储集提供场所。

(3) 含油气盆地必须经历一定的构造运动，一方面为油气运移提供动力，同时构造运动使沉积岩层产生褶皱和断裂，为油气聚集提供场所。

含油气盆地的大小及形态差别很大，如俄罗斯的西伯利亚盆地，面积为 $200\times10^4\ km^2$ 以上，而我国大民屯盆地仅几百平方千米。含油气盆地的平面形态，一般为封闭的圆形、椭圆形、菱形及半封闭状态等。盆地形成受其周围地块的区域构造格局的控制。

二、含油气盆地的结构

一般盆地都由三部分组成，即盆地的基底、周边和盖层，基底是盆地接受沉积物的凹形底盘，在某一地质时期内，该地区长期稳定下沉接受大量沉积。组成基底的岩石是盆地形成以前各个时期的岩系，可以是结晶岩系，叫做结晶基底，也可以是盆地形成以前各时代的沉积岩系，有人把这种性质的基底叫做盆地的“基础”。也可以既有结晶岩系又有沉积岩系。

盖层亦称为表层，就是覆于基底之上的沉积岩层，或是盆地形成之后沉积的岩层。沉积盖层与基底之间的接触关系，可以是平行不整合或角度不整合。

盆地周边即盆地的沉积层与盆地周围古老岩层相接触的部分，也就是盆地的边界。盆地周围的古老岩层，可以是盆地基底岩石在盆地周围的露头，也可以是与基底的时代、岩性、构造特征相似的岩层，但沉积环境，厚度等差别较大。

盆地周边与其紧邻的地质体(古老岩层等)的接触关系，有断层构造接触和沉积过渡接触两种，断层接触边界是以某一大断裂为界，尤以区域性深大断裂为界。沉积过渡式边界常因原始沉积盆地受后来地壳运动的改造、叠置和解体而不易确定，在此情况下，一般以最老的含油层系以下的地层出露为盆地边界。

三、含油气盆地的生油凹陷

含油气盆地与一般沉积盆地的差异在于具有油气生成，运移并聚集成工业油气藏的特征，而最本质的特征是生油能力。任何一个含油气盆地都必须具有至少一个生油凹陷，没有生油凹

陷只能叫沉积盆地，而不能叫含油气盆地。

生油凹陷都是盆地基底局部下降的结果，在总的沉降的背景上，长期稳定下沉的深凹陷，造成沉积物大量堆积，沉积层厚度大，有机质含量高，保存条件好，有机质向油气转化较为有利，特别是在盆地主要沉降阶段。

四、含油气盆地的内部构造

由于基底结构不同，以及构造活动性的差异，盆地沉降时，其基底并不是简单的平面，而是不均一沉降，有些部分沉降较快，较深，有些地方沉降较慢，较浅，甚至局部露出水面成为剥蚀区，前者称为坳陷、凹陷等，后者则标为隆起、凸起等。前述生油凹陷一般都是盆地内较大、较深、形成较早的凹陷，在一个盆地内，可以按照隆起—坳陷等的规模，把它们分成几级，如以盆地为单位，其内部最大规模的隆起－坳陷称作一级构造，每个一级构造内又按相对隆起和坳陷，划分若干二级构造，以此类推三级，甚至四级构造。

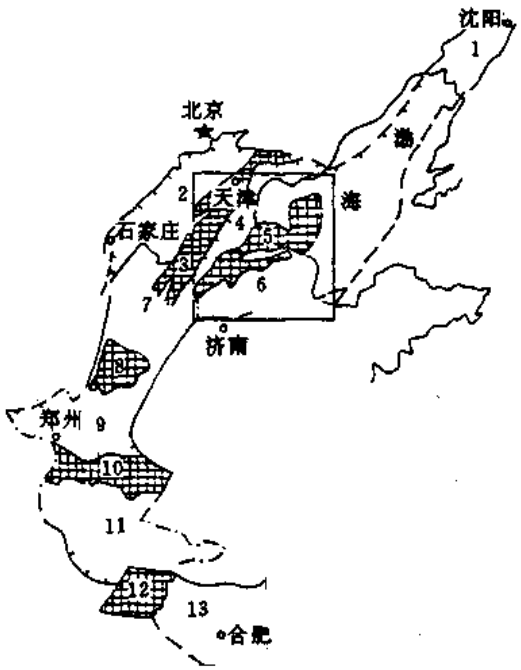


图 7-2　华北盆地一级构造分区略图

1-下辽河坳陷；2-冀中坳陷；3-沧县隆起；4-黄骅坳陷；5-埕宁隆起；6-济阳坳陷；7-临清坳陷；8-内黄隆起；8-开封坳陷；10-太康隆起；11-周口隆起；12-阜南隆起；13-合肥坳陷

1. 一级构造——隆起、坳陷和斜坡

如图 7-2 所示，隆起是盆地的基础和基底相对隆起的地区，其上的沉积盖层往往发育不全，甚至有时古老的结晶基底露出水面而成为剥蚀区，但由于隆起在盆地中起着分隔或围限坳陷的作用，它与坳陷邻接的一翼上经常有地层超覆和出现岩层尖灭。当坳陷内有利于油气生成时，隆起翼部的超覆和尖灭就很容易使邻近坳陷内的油气聚集起来，形成油气藏。

盆地内基底下陷最深的地区，具有沉积盖层发育全，边续性好和厚度大等特征，是沉积盆地内生油最有利的地区，往往形成生油凹陷。含油气盆地内的一级构造还有一种叫斜坡，它的特点是盆地的基底向边缘升起，向中心下降呈斜坡状。由于它具有和隆起朝向坳陷一翼所具有的同样的地质条件，故斜坡区也是勘探油气藏的有利地区之一。

在含油气盆地内一些较大的坳陷内，基底又有一些范围更小的隆起、坳陷和斜坡，它们是盆地内比一级构造带稍小的次一级构造或亚一级构造，称为凸起和凹陷(图 7-3)，如华北盆地的济阳坳陷内还存在车镇凹陷，无棣凸起，惠民凹陷，沾化凹陷，滨县凸起等亚一级构造。这些亚一级构造起着分割坳陷的作用，在坳陷发展的早期，凸起将坳陷分割为几个互不连通的单元，当坳陷强烈下降时，水域则连成一片，但处于水下的凸起仍起着一定的分割作用，使之呈半连通作用，在沉积特征上可能各不相同。

2. 二级构造

盆地的二级构造带是由位置相邻的、有一定成因联系的三级构造所组成。二级带常是一个复式油气聚集带。二级带种类很多，大体可归纳为盖层二级构造带和基岩潜山二级构造带。在

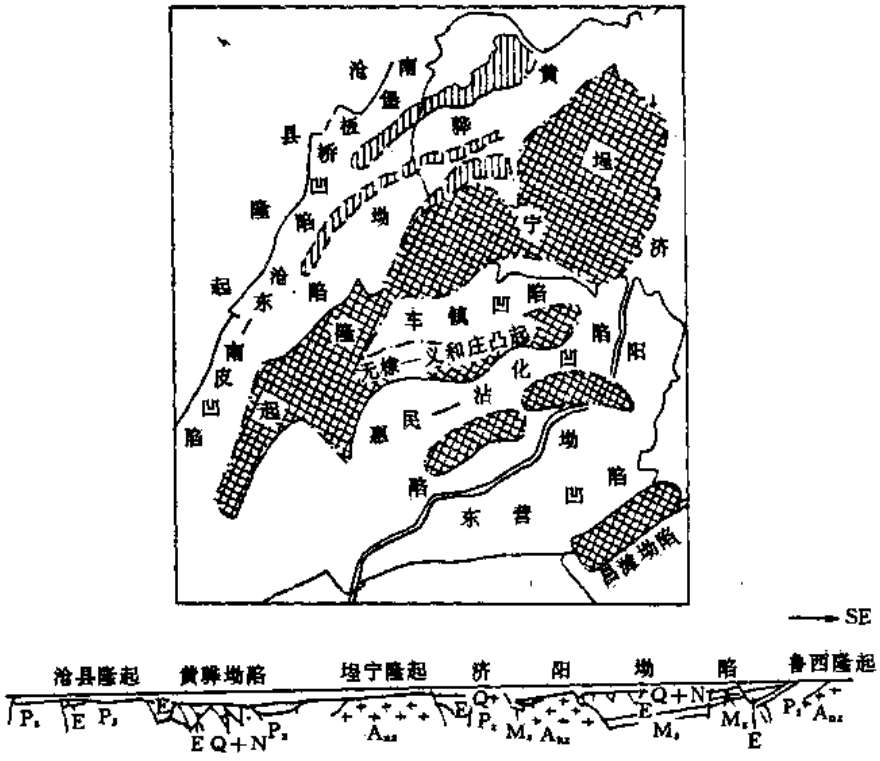


图 7-3 华北盆地黄骅坳陷和济阳坳陷构造分区略图

盖层二级构造带中有三种类型：背斜型、断裂型和单斜型。许多二级带属于上述三类的复合型。

(1) 背斜型构造带

由若干背斜组成。其成因各异，包括同沉积成因、披覆成因、断层伴生、塑流、挤压和扭压形成的各种背斜。长垣是一种长条形同沉积背斜带。

(2) 断层构造带

包括正断层带、逆冲-推覆构造带、扭断层带。此外，还有断裂阶状构造带、断裂鼻状构造带。

(3) 单斜型构造带

在单斜带上超退覆及尖灭现象发育，此外，还有向盆倾的鼻状构造和挠曲带。

3. 三级(局部)构造

包括背斜、向斜、鼻状构造、断鼻、小断块、断背斜等。

第三节 盆地的分类

盆地的分类原则是各种各样的，可根据盆地的规模、平剖面形态、构造类型、盆地基底、盆地形成时间、盆地与造山带关系、盆地所处构造体系、盆地的大地构造位置、盆地下伏岩石圈或地壳性质、盆地的动力环境、盆地所处大陆边缘类型、盆地形成的大地构造体制、盆地形成机理、盆地的沉积和沉降、盆地的岩石组合、盆地的地热参数、盆地含油气性等进行分类。

自本世纪 70 年代以来，国外有代表性的盆地分类方案有 Halbouty(1980)、Klemme(1980)，Dickinson(1974，1975，1976)，Bally(1975，1976，1980)，Selley(1975，1985)、Fischer(1975)、Porter 和 Mc Crossan(1973，1975)、Stoneley(1981)、Bois(1982)、Kingston(1983)、Mi-

all(1984)、Klein(1987)、Ingersoll(1988)、Perrodon(1992)等。在国内，朱夏(1965，1982，1983)、赵重远(1978)、叶连俊、孙枢(1980)、关士聪(1989)、李德生(1982)、甘克文(1992)、刘和甫(1993)等也提出了各自的分类方案。根据盆地形成的地动力条件、板块构造环境、基底类型、可分为伸展型、挤压造山带型、扭动型和克拉通型四大类，并可进一步划分为下列亚类：

一、伸展型

(1) 大陆内部裂谷。指大陆岩石圈内的有限伸展破裂形成纵长型断陷。

(2) 大陆内部裂陷-坳陷盆地。大陆岩石圈早期裂陷、晚期裂后坳陷充填。

(3) 陆间裂谷(原始大洋裂谷)。大陆内部裂谷进一步分离，加宽使陆壳强烈减薄，局部出现洋壳。

(4) 被动大陆边缘盆地。陆壳完全裂开，在大洋和大陆的过渡带形成的盆地。

(5) 衰退裂谷或坳拉槽。被动边缘裂开时，三叉裂谷系留在大陆上，趋于衰退的裂谷支称衰退裂谷或坳拉槽。

(6) 弧间或弧后边缘海盆地。指大陆和岛弧间、岛弧与岛弧间的伸展型盆地。

(7) 大洋岛屿、无震中脊和洋底高原。形成于洋内而非岩浆弧环境的沉积。

二、挤压造山带型

(1) 海沟。由大洋岩石圈俯冲的深海槽。

(2) 弧前盆地(包括海沟斜坡盆地)。发育于俯冲杂岩和岩浆弧间的盆地。

(3) 残留洋盆。由碰撞陆缘及弧—沟系间形成的收缩洋盆。

(4) 前陆盆地。介于山系前缘及相邻克拉通之间的沉积盆地。

(5) 造山带间盆地。位于造山带间的大型盆地。

(6) 造山带内(上)盆地。位于造山带内或造山带上的盆地。

三、扭动型

1. 扭张盆地或拉分盆地。沿着走向滑移断层，在扭张环境下形成的盆地。

2. 扭压盆地。沿着走向滑移断层，在扭压环境下形成的盆地。

四、克拉通型

1. 克拉通内部坳陷盆地，发育于克拉通内部沉降盆地。

2. 克拉通边缘坳陷盆地，发育于克拉通边缘沉降盆地。

许多地区都是多期异类盆地的叠置。在不同阶段的构造应力场和构造运动体制下形成不同性质、不同类型、不同规模的盆地，它们依次叠加和改造前期盆地。

第四节　我国的含油气盆地

我国沉积岩总面积约354万平方千米，分布着近300个沉积盆地(图7-4)。根据中、新生代以来盆地演化，可将中国含油气盆地分为三大区。

中国东部含油气盆地以伸展型(有些为扭张型)为主，为陆内裂陷、陆内裂陷-坳陷、陆缘裂陷、陆缘裂陷-坳陷为特色。地壳薄，为25～35km。布格重力异常值较高，自0至-50mGal。地

温梯度高，为 3.5～3.5℃/100m。中新生界大部为陆相沉积，岩浆活动广泛。主要盆地有松辽盆地、渤海湾盆地、江汉盆地、苏北-南黄海盆地、珠江口盆地、北部湾盆地、莺歌海-琼东南盆地、东海盆地等。

中国中部含油气盆地以克拉通内部坳陷盆地为主。地壳厚度为 35～45km。布格重力异常值为－100 至－250mGal。地温梯度为 2.5～3.0℃/100m。主要盆地有陕甘宁盆地、四川盆地和楚雄盆地等。陕甘宁盆地二叠纪以前为海相和海陆交互相地层，二叠纪以后为陆相沉积。四川盆地晚三叠世以前为海相，其后为陆相。浅部陆相成油，深部海相古生界成气。

中国西部含油气盆地以与造山带有关的挤压型盆地（有些为扭压带）为主。在造山带边形成前陆盆地，在造山带间形成大型山间盆地，在造山带内（上）形成小型山间盆地。地壳厚，为 45～70km。布格重力值低，自-100 至-575mGal。地温梯度低，为 2.0～2.5℃/100m。主要盆地包括准噶尔盆地、塔里木盆地、柴达木盆地、吐哈盆地等。

一、松辽盆地

1. 概况

松辽盆地位于我国东北部，现今为松嫩平原，包括黑、吉、辽、内蒙，面积约 26 万平方千米。西部为兴安、内蒙造山带，北部、东部为吉黑造山带、那丹哈达造山带。它是在古生代造山带基础上发育起来的中新生代活动陆缘内侧大陆内部裂陷-坳陷型盆地。

盆地深部是上地幔隆起，莫霍面深度由 29～35km（图 7-5），盆地的基底由早古生代和晚

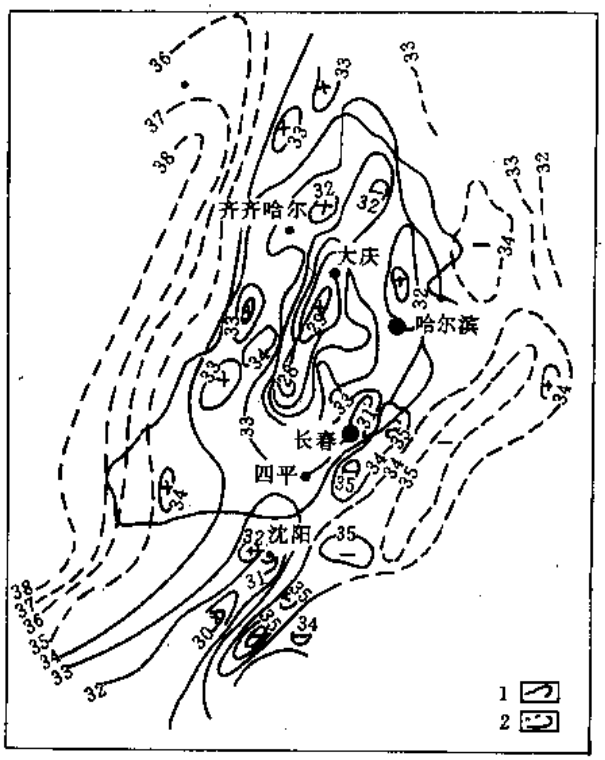


图 7-5　松辽盆地莫霍面等深线图

1-盆地边界；　2-莫霍面深度

古生代褶皱带组成。基底最深处超过 7000m。盆内主要为侏罗白垩系地层。晚侏罗世兴安岭期区域隆起，大面积火山喷溢，直覆于古生代浅变质岩之上。早白垩世的营城子期和沙河子期

为伸展期，形成一系列 NNE 向裂陷盆地，为河湖、沼泽相，有火山活动。早白垩世登娄库-泉头-青山口-姚家-嫩江期为岩石圈热收缩造成坳陷期，为河湖相，偶见火山岩。其后四方台-明水期为构造反转期，经受侧向挤压产生褶陷和大庆长垣构造。新生代初在局部有火山活动，自渐

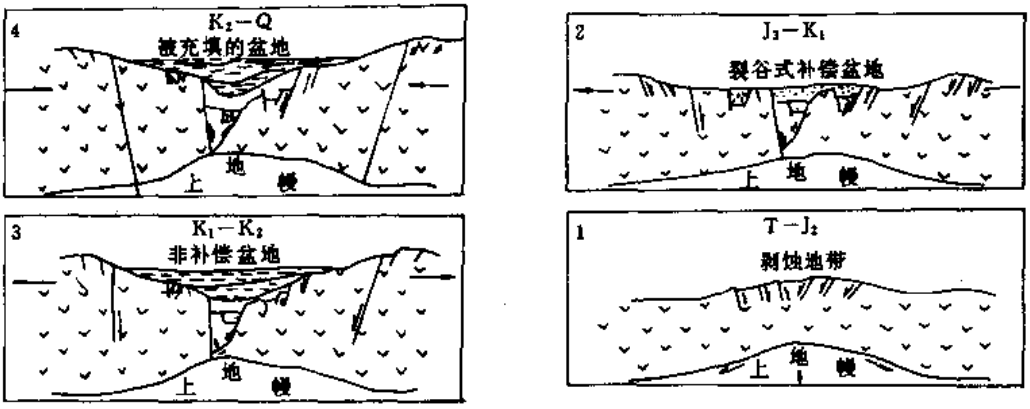


图 7-6　松辽盆地构造演化图

新世-第四纪为萎缩坳陷，主要分布于西部，以河流相为主(图 7-6)。

2. 基本构造特征

根据松辽盆地基底形态特征所划分的一级构造单位包括：中央坳陷区、东北隆起区、东南隆起区、西南隆起区、西部斜坡区、北部倾没区(图 7-7、图 7-8)。

松辽盆地裂陷期的主要断层以铲形为主，由铲形正断层控制半地堑发育。具不同形态断陷之间的过渡，是由变换带来连接、调节的。

嫩江期末至明水期的构造反转是盆地重要构造作用，形成大庆长垣和一些背斜。在一些地区的背斜还伴有逆冲断层。

3. 含油气层系

松辽盆地含油层系自上而下可分为五套含油组合：

① 浅部含油组合。产自四方台组和明水组下部。

② 上部含油组合。黑帝庙油层，产自嫩三段和嫩四段。

③ 中部含油组合。包括萨尔图油层(姚二、三段及嫩一段)、葡萄花油层(姚一段)、高台子油层(青山口组)，为大庆油田的主要含油层系。

④ 下部含油组合。在主要含油层系下还有广泛分布的另一套含油层系，包括扶余油层(泉四段)和杨大城子油层(泉三段)。

⑤ 深部含油组合。指上侏罗统、下白垩统登娄库组和泉一、二段中的油层。

二、华北盆地

1. 概况

华北盆地，位于我国北方，包括京、津、冀、鲁、豫、辽等省市的全部或一部及渤海海域。面积近 20 万平方千米。盆地东临胶辽隆起，西靠太行山隆起，北为燕山构造带，南抵豫淮构造带，是一个新生代沉降平原，第四系广为覆盖。该区是一个多期成盆和多期反转的地区(图 7-9)。

华北盆地基底由太古界、下元古界变质岩系组成。中晚元古代发育坳拉槽，分布在克拉通边缘。坳拉槽沉积可达 9500m。从中晚元古代至古生代末，地壳运动性质都是以升降运动为主。古生代时，盆地性质为克拉通内部坳陷型，早古生代(早寒武世—中奥陶世末)，为广阔陆表海

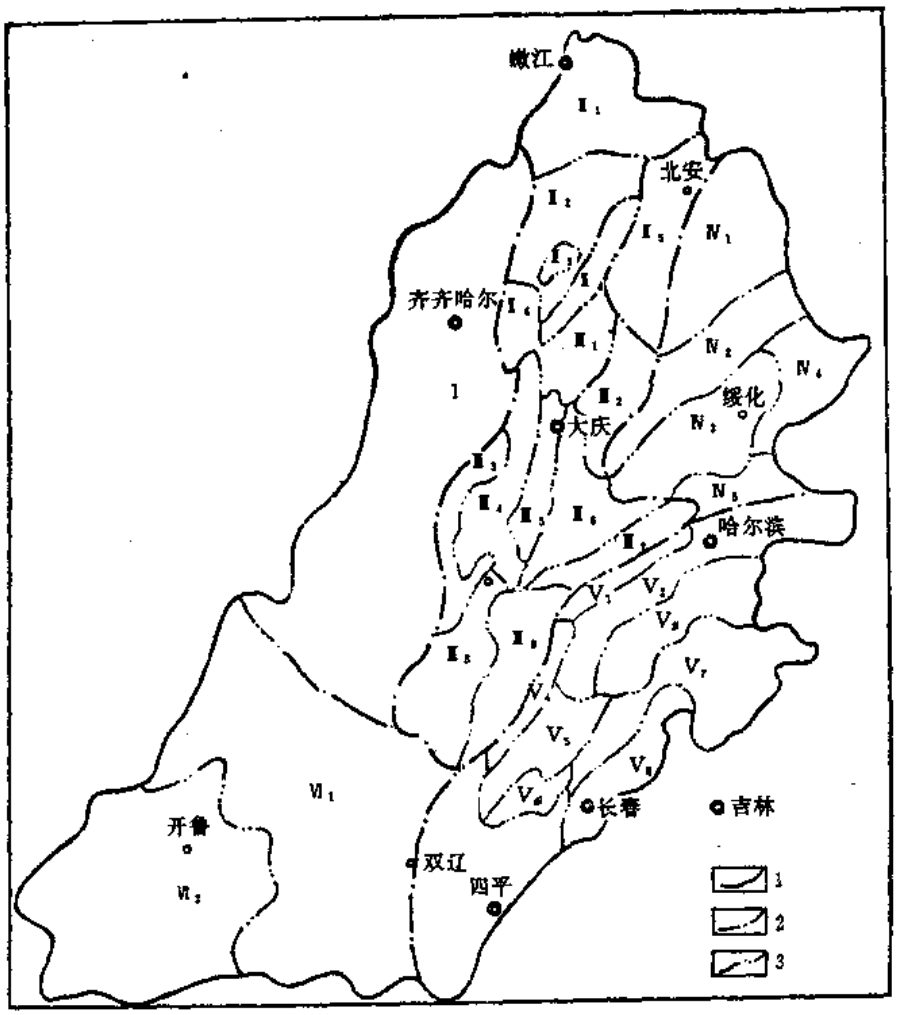


图 7-7　松辽盆地构造区划图

1-盆地边界；　2-一级分区线；　3-二级分区线；　Ⅰ-西部斜坡区；

Ⅱ-北部倾没带；　Ⅲ-中央坳陷带；　Ⅳ-东北隆起区；

Ⅴ-东西隆起区；　Ⅵ-西南隆起区

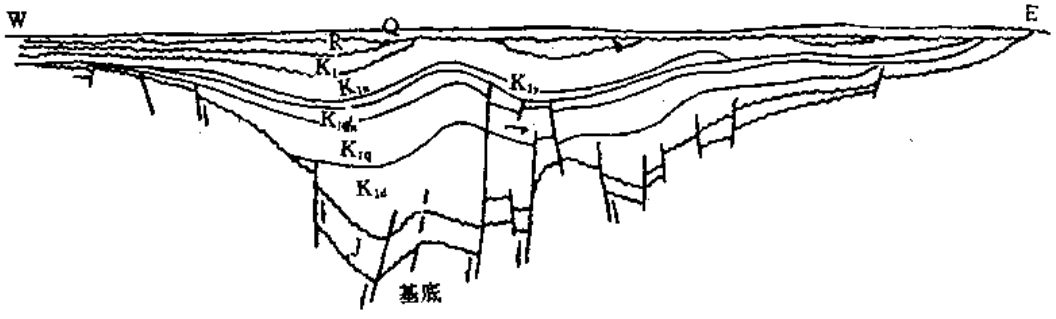


图 7-8　松辽盆地构造横剖面示意图

条件下碳酸盐岩为主，夹有粘土岩及蒸发岩，厚 1000～1500m。加里东运动使该区整体上升，经历长期风化剥蚀，岩溶作用强烈。中石炭世又下沉接受沉积。石炭二叠系由海陆交互相含煤碎屑岩－陆相含煤碎屑岩－陆相暗色碎屑岩-陆相红色碎屑岩沉积组合，厚度由数百米至

1500m。早中三叠世在本区为紫红色碎屑岩沉积。印支运动在本区是一次重要的变革运动，改变了本区的构造格架。

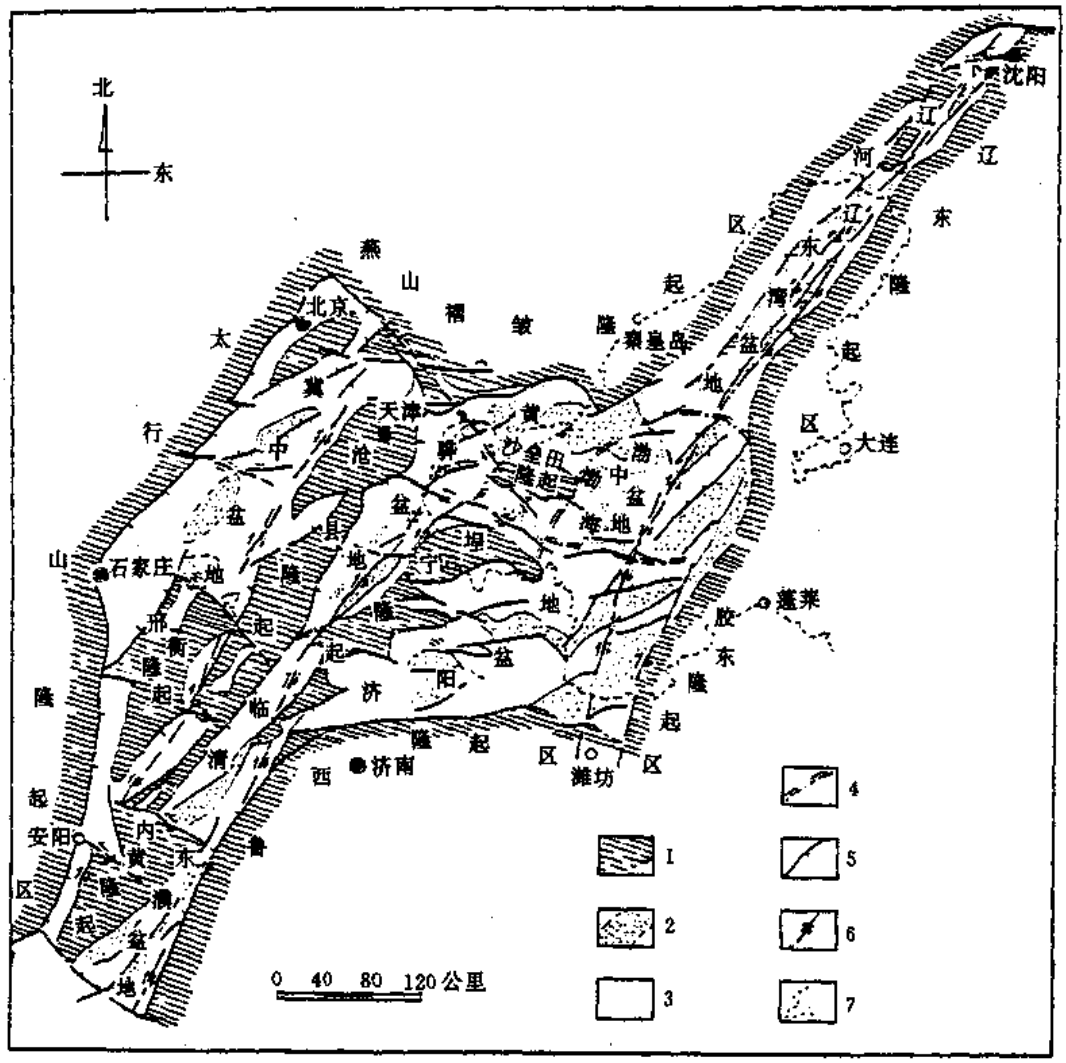


图 7-9　渤海湾盆地区构造单元分布图(据漆家福，1992)

1. 隆起(区)；2. 盆地中的凸起或低凸起构造带；3. 盆地中的凹陷(带)；
4. 盆地之间的大致边界线(未标部分以隆起或断裂为边界)；5. 主干伸展断层；
6. 主干走滑断层及隐蔽走滑断层；7. 海岸线。

侏罗白垩纪时，本区多次裂陷，产生众多小型裂陷盆地。燕山期褶皱，断裂活动、火山活动、岩浆侵入强烈，具有多期性、分带性。早第三纪裂陷作用产生宽阔的盆-岭构造，同生正断层和掀斜断块发育。裂陷盆地形态为半地堑和地堑，其中沉积巨厚陆相碎屑岩，深达 7000～10000m。其深湖相为最重要的生烃岩。老第三纪末是一次重要构造反转事件。新第三纪以来转变为广阔的坳陷。

2. 基本构造特征

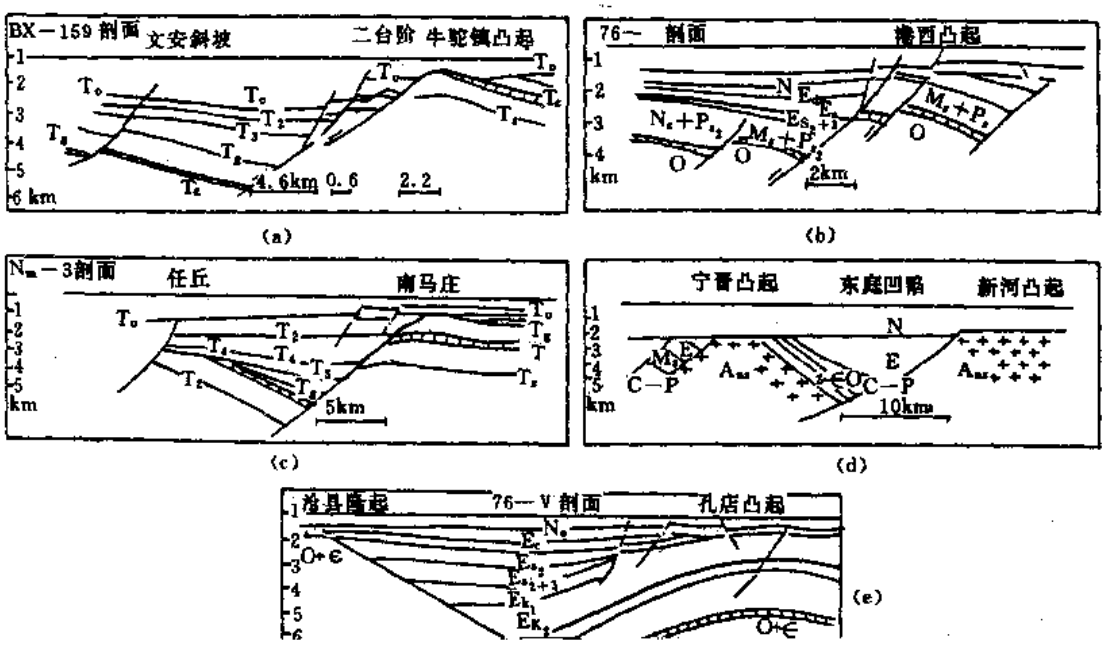
(1) 块断构造是华北盆地最突出的构造特征

在印支、燕山、喜马拉雅运动多期作用下，本区形成了一系列大型断裂。主要有四组方向，即北东向、北北东向、东西向和北西向。这些大断层将本区分隔成不同规模的、不同产状的块断

构造(图 7-10)。这些块断构造既有绕水平轴的掀斜活动，又有绕垂直轴的扭转作用。块断掀斜和扭转控制着盆地的形成、演化，控制着盆地的充填，也控制着盆地盖层的构造发育。

(2) 多隆多坳相间分布的多支裂谷系

盆内有多个隆起和坳陷。主要的隆起有沧县隆起、埕宁隆起、海中隆起、内黄隆起等。主要的坳陷有冀中坳陷、辽河坳陷、黄骅坳陷、济阳坳陷、临清坳陷、周口坳陷、合肥坳陷等。



武一奥陶系灰岩、白云岩组成的古潜山，由于储集层缝洞发育，常形成高产油气田。

三、鄂尔多斯盆地

鄂尔多斯盆地位于陕、甘、宁、晋、蒙等省区，东界太行山，西界贺兰山，北临河套盆地，南临渭河盆地，是我国近年来天然气勘探的重点地区(图 7-11)。

1. 概况

鄂尔多斯盆地基底之上最早的沉积盖层是中元古界滨海浅海相的碎屑岩和碳酸盐岩，早古生代除北部为古陆外，一般以沉积较薄(800m 以下)的稳定陆表海碳酸盐岩为主。加里东晚期盆地整体抬升，缺失上奥陶统至下石炭统地层，由于下古生界碳酸盐岩长期暴露地表，遭受溶蚀，因而在侵蚀面上形成比较典型的岩溶地貌。海西旋回中期，鄂尔多斯盆地又发生沉降，进入海陆过渡发展阶段，沉积一套含煤地层。晚石炭世海侵扩大，盆地成为华北海的一部分。早二叠世早期海水退出，盆地内主要为海陆交互沉积。早二叠世晚期，转入河流三角洲、湖泊、河流沉积，完全进入大陆沉积发展阶段。印支旋回形成大型内陆坳陷盆地，沉积了河湖相上三叠统延长组地层，这是鄂尔多斯盆地主要含油层系。燕山旋回盆地西部隆坳相间的构造格局进一步发展，盆地东部逐渐抬升，从而形成四周封闭的独立的侏罗系沉积盆地。喜山旋回盆地均衡上升，逐渐消失，而原盆地的西北和东南两角，形成河套、银川和汾渭等第三纪地堑型盆地。

2. 构造单元划分

鄂尔多斯盆地划分为五个构造单元：

① 伊盟隆起：自晚元古代以来一直处于隆起状态，其高部缺失下古生界，上古生界的石炭、二叠及三叠系均由南向北逐层超覆。

② 伊陕斜坡：位于盆地中、东部，基底性质稳定，盖层构造简单，古生代沉积历史与华北盆地相同，唯二叠纪接受大量的内陆河流与沼泽相沉积，厚度达 2,000m。印支运动奠定盆地下沉基础，三叠纪末上升，剥蚀，造成上三叠统顶部高低起伏不平，在其上沉积了侏罗系古河道砂岩。燕山运动使盆地内大面积岩层以平缓角度(每公里十米)向西倾斜。

③ 渭北隆起：位于渭河地堑以北，黄陵、长武一线以南，形成于印支期，古生代地层出露，并形成四排局部构造。

④ 天环坳陷：位于盆地西部，西与断褶带以深断裂相接，东与斜坡相邻，其主要特征是白垩系厚度大，为盆地中白垩纪沉降中心之所在。

⑤ 晋西挠褶带：位于晋西，二叠－三叠系出露地表，并有成排成带分布的背斜构造。石炭－二叠系煤层发育。

⑥ 西缘断褶带：位于盆地西桌子山至平凉一带，其构造特征、地质演化与盆地其它部分均有差别，是一个由断裂、褶皱组成的复杂构造带。

3. 含油气层系

鄂尔多斯盆地除志留系－下石炭统缺失外，中元古界至第三纪各时代地层发育较全，沉积多旋回清楚，目前已查明有四套含油气层系：

(1) 侏罗系延安组含油层系

侏罗系延安组为河流－湖泊沉积，为一套灰黑色泥岩与灰白色砂岩夹煤系沉积，砂岩呈透镜体分布，厚层、块状、中细粒。储油物性中等，渗透率一般为 $10\times10^{-3}\sim100\sim10^{3}\mu m^{2}$。

(2) 三叠系延长组含油层系

三叠系延长组主要为内陆湖相砂泥岩沉积，延长世是鄂尔多斯盆地主要发育时期，经历了

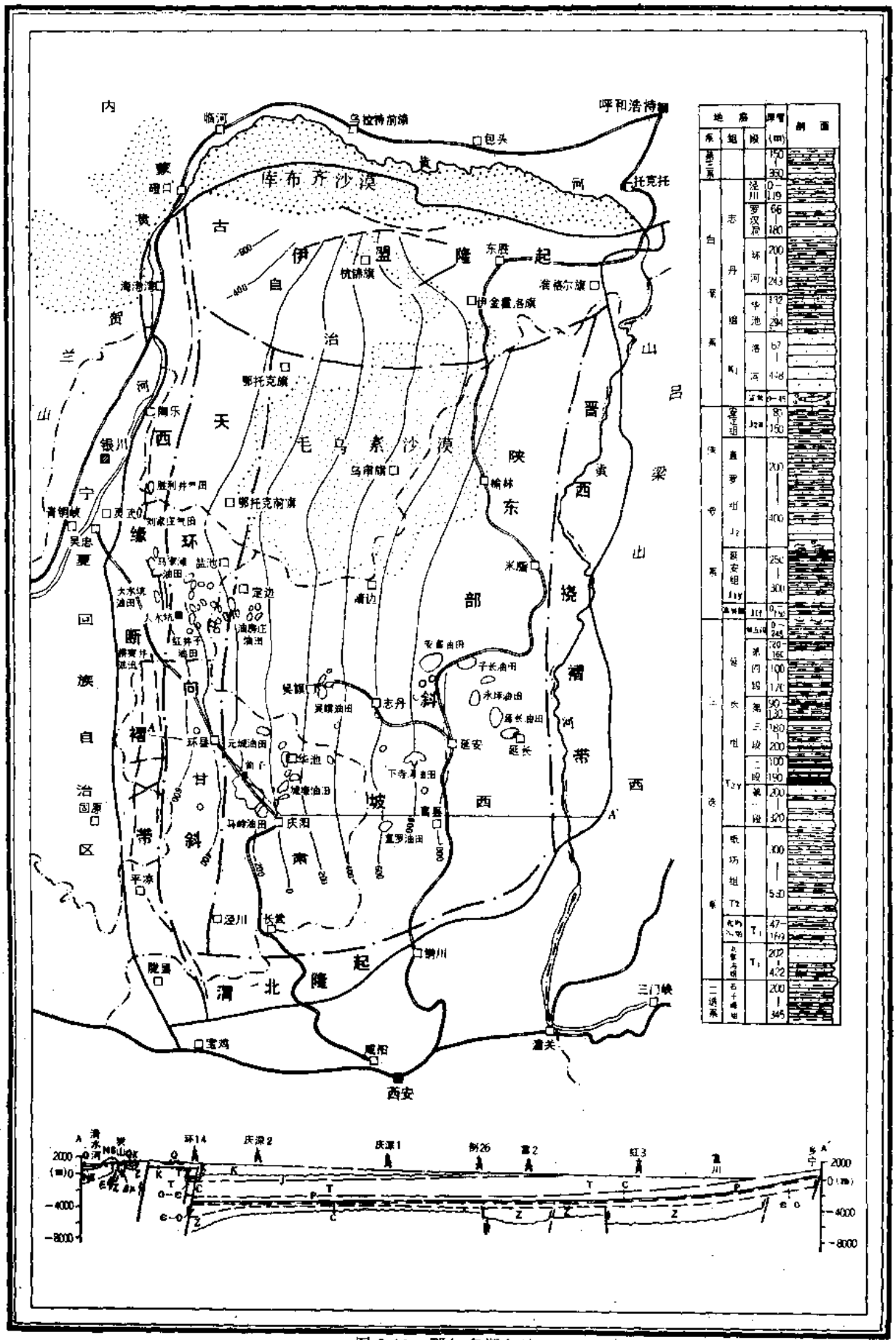

内
蒙
古
自
治
区
呼和浩特
包头
临河
乌拉特前旗
库布齐沙漠
黄
河
托克托
东胜
伊
盟
隆
起
杭锦旗
准格尔旗
伊金霍洛旗
海勃湾
贺
兰
山
鄂托克旗
天
毛
乌
素
沙
漠
吕
梁
山
银川
陶乐
西
陕
晋
西
乌审旗
榆林
青铜峡
吴忠
灵武
鄂托克前旗
胜利井气田
刘家洼气田
宁
夏
回
族
自
治
区
缘
环
向
斜
褶
带
断
裂
构
造
带
马家滩油田
盐池
大水坑油田
定边
油房庄油田
红井子油田
吴旗
吴旗油田
志丹
斜
坡
南
部
褶
皱
带
西
部
安塞油田
子长油田
永坪油田
延安
延长
环县
元城油田
华池
城壕油田
下寺湾油田
庆阳
马岭油田
镇原
甘
肃
平凉
泾川
长武
彬县
黄陵
渭
北
隆
起
陇县
宝鸡
咸阳
西安
三门峡
潼关
A
A'
地层
厚度(m)
剖面
界
组
段
白垩系
志丹群
洛河
华池
环河
罗汉洞
泾川
侏罗系
安定组
直罗组
延安组
三叠系
延长组
纸坊组
和尚沟组
二迭系
石千峰组
清水河
环14
庆深2
庆深1
例26
富2
红3
宁
2000
0
-4000
-8000
0 40 80 120km

图 7-11　鄂尔多斯盆地

湖盆的形成、发育及消失，形成粗－细－粗的完整沉积旋回，是盆地内最主要的生油层系和主要的含油层系，油层物性较差，渗透率为 $8\times10^{-3}\mu m^2$ 左右。

(3) 石炭－二叠系含油层系

石炭－二叠系是一套海陆交互沉积的煤系地层，下部太原组和山西组为滨浅海与湖沼相沉积，暗色泥岩和煤层发育，是主要的气源岩。中部下石盒子组以河床相沉积为主，砂岩也发育，储油物性好。

(4) 寒武－奥陶系

寒武－奥陶系暗色泥岩、灰黑色石灰岩有可能是较好的气源岩。陕甘宁一带发现的天然气田主要储集在中奥陶统顶部与中石炭统底部之间的不整合面之下，即奥陶系地层的风化带中。

四、四川盆地

1. 概况

四川盆地位于四川省龙门山以东地区，是一个四周环山，中间低凹，状似菱形的沉积盆地(图 7-12)。

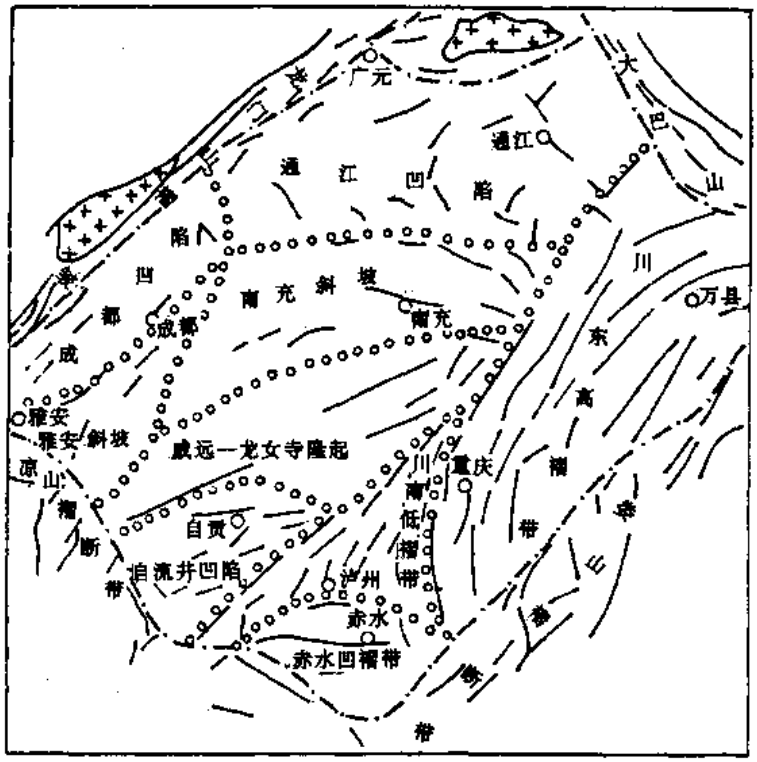


图 7-12　四川盆地区域构造划分图

四川盆地内沉积岩层面积广，厚度大，层系全，在前震旦亚界浅变质基底岩系上，沉积了震旦亚界到第四系，总厚度超过万米，其中震旦亚界到中三叠统为海相沉积，三叠系上统以上为陆相沉积。

加里东运动期间，盆地内堆积了寒武、奥陶纪以碳酸盐岩为主的沉积和中、下志留统的粘土碎屑沉积，在盆地中部的乐山－龙女寺一带形成了大型古隆起，向东北延伸于营山、渠县一

带，横贯盆地中央，联系到其东南和西北两侧的川东南坳陷和川西北坳陷，隆起带的形成显然与两侧的区域挤压力有关(图 7-13)。

海西旋回期间，泥盆－石炭纪时期四川盆地整体上升为陆，仅川东及川西边缘地区有少量沉积。

晚二叠世早期峨眉玄武岩的喷发，显示了深断裂带拉张性活动。

印支运动对四川盆地的产生和发展起了划时代的影响，中三叠世末全面上升，海水退出，结束了从震旦纪以来海相沉积历史，北边的秦岭构造带和西部松潘甘孜构造带褶皱成山，四川盆地的雏形开始出现，晚三叠世须家河组沉积之后，周围山系相继隆升，构成四川侏罗纪陆相盆地的边界，进入陆相盆地的发育时期。

在印支运动时期，由于边界挤压力的作用。特别是来自东南方向的挤压力，在盆地范围内形成一些北东方向的古隆起，如泸州隆起，开江隆起，天井山隆起，九龙山隆起等(图 7-14)。



图 7-13　加里东古隆起及志留系残厚图

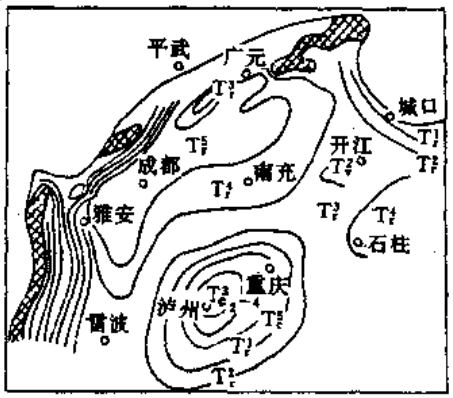


图 7-14　四川盆地印支古隆起

燕山、喜山运动在四川盆地发展史上很重要，四川盆地在周边山系及内部基底等边界条件制约下，在来自东南－西北方的挤压力作用下，盖层全面褶皱，形成今日盆地构造之全貌。

2. 油气地质基本特征

四川盆地与其它含油气盆地相比较有它特有的油气地质特征。

① 储集层是裂缝型的。四川盆地油层储集层无论是海相碳酸盐岩还是陆相沉积岩系，主要是裂缝型的，其渗透率通常极小，大部分小于 $0.01\times10^{-3}\mu m^{-2}$。

② 碳酸盐岩既是丰富的气源岩，又是良好的储集层，如震旦系灯影组白云岩，石炭系生物碎屑灰岩，二叠系阳新统石灰岩，长兴组石灰岩，三叠系飞仙关组石灰岩，嘉陵江组石灰岩，雷口坡组石灰岩和白云岩等。主要是一个产气盆地。

五、塔里木盆地

1. 概况

塔里木盆地位于天山与昆仑山之间，面积约 5.6×10^6 km²，是我国最大的内陆盆地。

塔里木盆地是在中、新生代发育起来的沉积盆地，盆地内沉积岩系包括震旦系碎屑岩，下古生界碳酸盐岩，上古生界早期以海相碳酸盐岩为主，晚期为陆相红色碎屑岩，缺失中、上志留统。中生界陆相碎屑沉积，分布在几个断陷盆地内。晚白垩世开始，古地中海北支海水经阿莱山口侵入喀什一和田地区。新生代是统一的塔里木盆地形成时期，沉积物覆盖全区，以陆相碎

屑红色岩系为主，厚度可达 6～8km，白垩纪沿阿莱山口入侵的海水，直至中新世才完全退出。

在塔里木盆地构造发展史上，形成众多的不整合（图 7-15）。影响最大的构造运动是海西运动和喜马拉雅运动，海西运动使塔里木古生代沉积盖层褶皱。伴随周边褶皱山系的形成，塔里木四周的菱形边框开始形成。喜马拉雅运动使盆地边缘沉积物褶皱，盆地内部大幅度下降，大型内陆盆地形成。

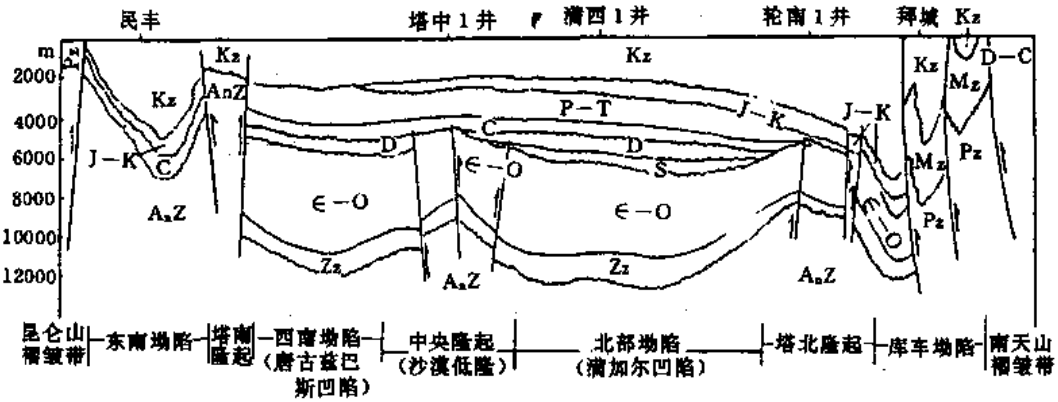


图 7-15　塔里木盆地的层序及其接触关系（据塔里木石油勘探指挥部）

2. 盆地内部构造区划

根据目前资料，盆地内部划分如下几个构造分区（图 7-16）。

（1）中央隆起

中央隆起横贯于盆地中部，南北两侧为断裂所限，为一向南突出的弧形隆起带，中部被于田河平移大断裂错断，分为二个次构造单元，巴楚高凸起和沙漠低凸起。

（2）塔北隆起

塔北隆起两侧为断裂。隆起可分三个次级构造单元：柯吐尔－沙雅构造带，位于隆起西部；雅克拉－轮台构造带，位于隆起中部；库尔勒鼻状隆起，位于隆起东部。

（3）东南隆起

位于且末－罗布庄以北，为一狭长的北东东向隆起，南北亦为大断裂。西端抵于田河平移大断裂，东界不明。可分两个次级构造单元：民北凸起，位于东南隆起且末平移断裂以西部分；罗布庄凸起，位于且末平移断裂以东部分。

（4）北部坳陷

位于塔北隆起和中央隆起之间，西以沙井子大断裂与柯坪块隆相邻，东界尚不清楚。可划分为四个次级构造单元：阿瓦提凹陷，位于坳陷西部，具有底平，边陡、内部构造简单及断裂不发育的特点；满加尔凹陷，位于坳陷中部；英吉沙凹陷，位于坳陷东部；孔雀河斜坡，位于坳陷东北部，是库鲁克塔格块隆与坳陷之间的过渡构造单元，其中局部构造、断裂构造及不整合发育。

（5）西南坳陷

位于中央隆起以南的盆地西南缘，呈北西－南东向向南突出的弧形展布，南北以断层为界，可划分四个次级构造单元：喀什凹陷、叶城凹陷、齐姆根凸起和麦盖堤斜坡。

西南坳陷是一复合前陆坳陷。新生界厚度在喀什凹陷、叶城凹陷都超过 10000m。构造变形以冲断－褶皱带为特征。

（6）库车坳陷

位于盆地北部，北为南天山构造带，南为塔北隆起，呈近东西向展布。坳陷内局部构造成排成带分布，自北而南为：北部背斜带、拜城向斜带、秋之塔格背斜带。

(7) 东南坳陷

位于盆地东南缘，北为东南隆起，南为阿尔金块隆，北北东向展布。可划分为两个次级构造单元：民丰凹陷和若羌凹陷。

3. 含油气层系

塔里木盆地共有三套碳酸盐岩含油层系和两套陆相碎屑岩含油层系，它们是：

(1) 上震旦统－寒武系－奥陶系－下志留统

根据地震资料和宏观分析，这一套地层分布广，厚度大，为灰色、暗色碳酸盐岩，沙参 2 井于奥陶系地层中喷出大量油气。

(2) 石炭－二叠系

石炭系碳酸盐岩分布广，在石灰岩晶洞中已见有原油，曲 1 井在石炭系中曾见原油及天然气。

(3) 上三叠统－中下侏罗统

为陆相碎屑岩含油层系，已发现的有吐格尔明含油构造和依奇克里克油田。

(4) 上白垩统－下第三系

古地中海北支海水通过阿莱依山口侵入喀什－和田地区，在该地区形成五套灰色、灰绿色泥岩、石灰岩、泥灰岩等，在玉力群井等地发现该层为含油层系。

(5) 上第三系中新统：中部有 50m 左右的灰绿色膏泥岩，在局部地区可能成为生油岩系。

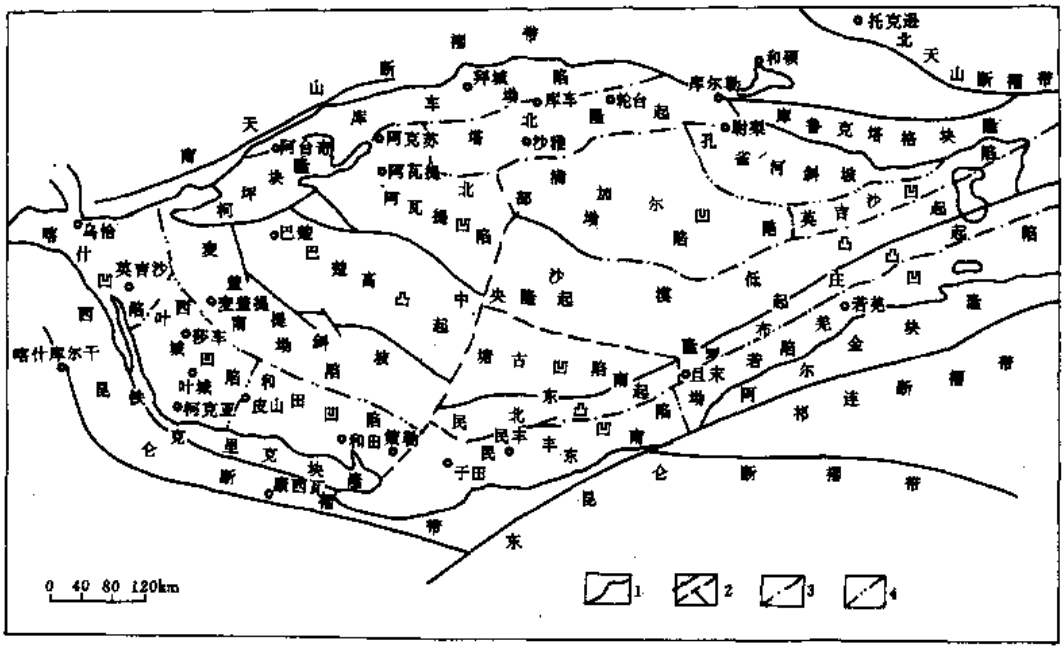


图 7-16　塔里木盆地构造单元划分图

1-盆地边界；2-断裂；3-二级构造单元界线；4-一级构造单元界线

主要参考文献

1 关士聪主编.中国中新生代陆相盆地发育沉积与油气．石油工业出版社,1987

2 郭令智等．论地体构造－板块构造理论研究的最新问题．中国地质科学院院报,1984,第10号

3 甘克文主编．世界含油气盆地图说明书．石油工业出版社,1992

4 黄汲清,尹赞勋．中国地壳运动命名问题．地质论评,22卷增刊,1965

5 黄汲清,任纪舜等．中国大地构造及其演化．科学出版社,1980

6 黄汲清,陈炳蔚．中国及邻区特提斯海的演化．地质出版社,1987

7 贾东,何东明,施央申,卢华复．山东地体构造及其拼贴运动学研究．南京大学出版社,1993

8 李四光．地质力学概论．科学出版社,1962

9 李德生．石油地质论文集．石油工业出版社,1992

10 陆克政．不整合的分类和含油盆地不整合分布．华东石油学院学报,1980,(3),10～18

11 陆克政,戴俊生等.胶莱盆地的形成和演化．石油大学出版社,1994

12 迈尔,A.D..(孙枢等译,1991)沉积盆地分析原理．石油工业出版社,1984

13 马文璞.区域构造解析－方法理论和中国板块构造．地质出版社,1992

14 马杏垣.论伸展构造．地球科学,1982(3)

15 马杏垣.构造解析学刍议．地球科学,1983(3)

16 马杏垣,刘昌栓,刘国栋.江苏响水至内蒙古满都拉地学断面．地质学报,1991(3)

17 帕克,R.G..(李东旭等译)构造地质学基础．地质出版社,1988

18 佩罗东,A..(冯增昭等译,1993)石油动力学．石油工业出版社,1980

19 普雷斯,N.J.和麦克莱 K.R.主编.(杨俊杰、张伯荣等译,上册,1984,下册,1986)冲断推覆构造．甘肃人民出版社,1981

20 漆家福,陈发景．辽东湾－下辽河盆地构造样式．石油与天然气地质,1992.3期(2)

21 漆家福,陈发景．下辽河－辽东湾新生代裂陷盆地的构造解析．地质出版社,1995

22 王燮培,费琪,张家骅．石油勘探构造分析．中国地质大学出版社,1991

23 王允诚等．裂缝油气储集层．地质出版社,1994

26 王鸿祯,杨森楠,刘本培．中国及邻区构造古地理和生物古地理．中国地质大学出版社,1990

27 王鸿祯主编．中国古地理图集．地图出版社,1985

28 万天丰．古构造应力场．地质出版社,1988

29 万天丰．中国东部中、新生代板内变形构造应力场及其应用．地质出版社,1993

30 徐嘉炜．郯庐断裂带研究的十年回顾．地质论评,1992.4期(38卷)31 徐开礼、朱志澄主编,1984,构造地质学,地质出版社,

32 许志琴,侯立玮,王宗秀等．中国松潘－甘孜造山带的造山过程．地质出版社,1992

33 谢仁海．构造地质学．中国矿业大学出版社,1991

34 尹赞勋,张守信，谢翠华．论褶皱幕．地质出版社,1978

35 杨巍然,杨森楠等．造山带结构与演化的现代理论和研究方法——东秦岭造山带剖析．

中国地质大学出版社，1991
36 徐开礼，朱志澄主编．构造地质学．地质出版社，1984
37 张文佑等．中国及邻区海陆大地构造．科学出版社，1986
38 张文佑等．断块构造导论．石油工业出版社，1984
39 张文佑．中国大地构造纲要．科学出版社，1959
40 张恺，陆克政，沈修志．石油构造地质学．石油工业出版社，1989
41 赵重远，刘池洋等．华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存．西北大学出版社，1990
42 朱夏．论中国含油气盆地构造．1986
43 朱志澄．逆冲推覆构造．中国地质大学出版社，1989
44 朱志澄，宋鸿林主编．构造地质学，中国地质大学出版社，1990
45 Allen，P. A. and Allen，J. R.. Basin analysis；principles and applications，Blackwell Scientific Publication，London，1990
46 Bally，A. W.. Basin and subsidence－A summary ，in "Dynamics of plate interior"，Geodynamics Series，V. 1，5－20，1980
47 Bally，A. W.. Folded belts and their associatec basins，as seen on reflection profiles，A short course note in China，1992
48 Einsele，G.. Sedimentary basins－evolutian，facies，and sediment budget，Springer－Verlag，1992
49 Gibbs，A. D.. Linked fault families in basin formation，J. struct，Geol. 12，795～803. 1990
50 Harding，T. P.. Petroleum traps associated with wrench faults，AAPG Bull. ，V. 58，No. 7，1290～1394. 1974
51 Harding，T. P.. Divergent wrench fault and negative flower structure ，Andaman sea，AAPG Studies in Geology Series，No. 15，4. 2～1 to 4. 2～8. 1983
52 Harding，T. P. ，Gregory R. F. and Stephens，L. M.. Convergent wrench fault and positive flower structure，Ardmore basin，Oklahoma，Ibld，4. 2～23 to 4. 2～17. 1983
53 Harding，T. P.. Identification of Wrench faults using subsurface structural data；criteria and pitfall，APPG Bull. ，V. 74，No. 10，1590～1609. 1990
54 Huang，T. K.. Selected works of Huang Jiqing，V. 2，Regional geology and geotectonics，Geological Publishing House，1992
55 Jackson，J. A. and Mckenzie，P. P.. The geometric evolution of normal fault system，Jour. Struct. Geol. ，5，471～482. 1983
56 Lowell，J. D.. Structural styles in petroleum exploration，OGCI，1985
57 Mckenzie，D. P.. Some remarks on the development of sedimentary basin. Earth Planet Science Letters，40，25～32. 1978
58 Morley，C. K. ，Nelson，R. A. ，Patton，T. L. and Munn，S. G.. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exloration in rifts，AAPG Bull. ，74，1234～1256. 1990
59 Sylvester，A. G.. Wrench fault tectonics，AAPG Reprint series，No. 28. 1984
60 Wernicke，B.. Low－angle normal faults in Basin and Range province；Nappe tectonics in

123865

extending orogen, Nature, 291, 645－648. 1981

61 Wernicke, B.. Uniform－sense normal single shear of the continental lithosphere, Can, J. Earth sci., 22, 106～125. 1985

62 Wernicke, B., and Burchfiel, B. C.. Modes of extensional tectonics, Jour. Struct, Ceol., 4, 105～115. 1982

63 Zolnai, G.. Continental wrench－tectonics and hydrocarbon habitat, AAPG. Continuing Education Course Note Series 30, second edition, 1991



石油0114953