第三篇

地质构造

第一章　岩层构造及产状

岩层和岩体是构成地壳地质构造的物质基础，而岩层和岩体的产状是研究地壳构造的形态基础，也是构造地质学研究的基本内容之一。在地壳表层，沉积岩是分布最广的岩石类型。占地球表面71%的海洋，绝大部分被沉积物覆盖，陆地部分据估计也有75%的面积是沉积岩。成层构造是沉积岩中普遍存在的构造现象，在许多变质岩和部分火成岩中（如火山岩和一些重力分异比较明显的深成岩）也可见到。因此，我们研究地质构造首先要研究岩层的成层构造和产状。

第一节　岩层的成层构造

一、岩层和地层

岩层，主要指成层的沉积岩，也包括喷出岩和由二者经区域变质作用而成的变质岩。它们是一定地质时期和一定地质作用的产物，大都具有层理或成层特征。因此也比较清楚地反映了它们原始沉积（堆积）状况和后来构造变形的特征。同时，根据它们的叠覆关系进行岩层的分层和确定其形成顺序。从地壳发展历史的意义来说，有了时代（或层位）概念的岩层也就是地层。

二、层理及其识别

层是组成层状岩石的最基本单位，它是由上下界面与其他岩石分开的、性质一致的

地质体。层与层的界面叫层面，上下层面之间的垂直距离就是层的厚度。层可以很薄，如页岩和千枚岩厚度还不到 1mm ；也可以相当厚，如一些石灰岩、砂岩厚度可达几米。层状岩石被许多层面分割，由于岩石成分、结构、颜色的交替而显示出来的成层现象，叫做层理。它是层状岩石最重要的原生构造，认识层理，是研究岩石变形的基础。可根据以下几方面来识别层理：

1. 岩石成分、结构上的变化。如岩石组分上或矿物颗粒粗细的变化，出现成层，显示出层理。有时扁平砾石或原生结核排列成带，或云母成面状分布，也能显示出层理。这些都是块状砂岩或粗粒碎屑岩确定层理的良好标志。

2. 在层理隐蔽的岩石中，如看到一层或数层颜色稍有不同的条带或夹层，可作为确定层理的标志。这些条带和夹层必须是岩石的原生颜色，次生风化颜色则不能作为层理识别依据。

3. 一些巨厚层岩石，如碳酸盐岩、砂岩、泥岩、砾岩等，可以从成分上或粒度上不同的夹层或透镜体（如砂岩中夹砾岩层，碳酸盐岩夹泥质岩层，泥岩中夹砂砾岩层），或砾岩中砾石排列等来识别层理。

4. 根据某些原生层面构造，如波痕、泥裂、雨痕等的分布特征和一些生物化石分布、埋藏状态，可以帮助识别层理。

对于火山岩则可从以下几方面来识别层理：

5. 在喷出岩中注意寻找沉积岩或成层明显的火山碎屑岩夹层，利用它们可以识别层理。

6. 中酸性火山岩系中，凝灰岩常与熔岩互层，一般凝灰岩成层比较稳定，可以利用它来识别层理。

7. 熔岩中的扁平或长条形气孔和杏仁体、捕虏体、斑晶等的定向排列以及平行的流纹构造、条带状构造和流面构造，都可以作为识别层理的标志。

三、岩层层序的确定

在野外观察研究地质构造时，首先要正确判别岩层层序，可以说，岩层层序的确定是观察研究地质构造的前提。因为岩层形成后，经过构造变动，可以保持正常产状，即上层面（顶面）在上方，下层面（底面）在下方 如果出现相反的情况，上层面（顶面）在下方，下层面（底面）在上方，层序颠倒了，即岩层产状发生了倒转。因此，不弄清岩层层序，就会对观察研究地质构造带来困难，甚至做出错误的判断，对找矿勘探和解决某些地质问题造成损失。确定地层时代和层序，主要还是根据古生物化石，但对一些化石稀少的岩层，

如火山岩或变质岩就需依据岩层中的一些原生构造或次生构造特征来确定岩层的顶、底面，从而判别岩层产状的正常或倒转。关于次生构造确定层序，在后面有关章节论述，这里只介绍如何根据岩层中的一些原生构造来确定岩层层序。

1. 对称波痕：对称波痕具有尖棱波峰（脊）和圆弧的波谷，波峰向上为正常层序，向下为倒转层序。

2. 泥裂：是沉积物还未固结时露出水面，经暴晒而发生收缩和裂开形成的裂缝。常见于泥岩中，粉砂岩和碳酸盐中也有。泥裂在层面上多呈多边形网络状，有时呈放射状或不规则分叉状。断面上呈“V”字形裂缝，常为上覆沉积物所充填。泥裂尖端指向岩层底面，所以尖端指向下方为正常层序，反之为倒转层序。

3. 雨痕和冰雹印痕，稀疏的雨滴或冰雹落在露出水面尚未固结的泥质或粉砂质沉积物面上形成的圆形或椭圆形凹坑。印痕常为上覆沉积物所充填，故上覆岩层底面形成圆形或椭圆形的瘤状突起的印模。因此，凹坑印痕总是出现在岩层顶面，而瘤状印模则出现在岩层的底面（图 3－1－1）。以此可以判别岩层的

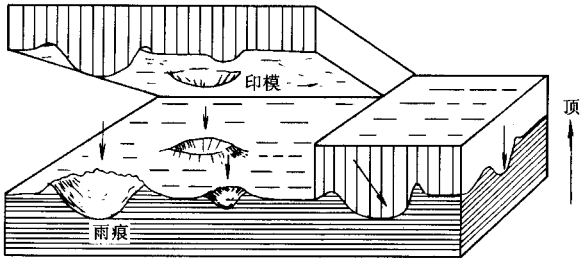


图 3－1－1　雨痕及其印模的立体示意图

（据 R·R·施劳克，1948）

图中的小箭头指示雨痕或冰雹的下落方向层序。

4. 斜层理：某些呈收敛型的斜交层理和交错层理的呈弯曲状的细层，通常其上端与平直层理成大角度相交，其下端变缓与平直层理趋于平行或相切，即弯曲的细层与平直层理成大角度相交的一边是顶面，趋于平行或相切的是底面。

5. 冲刷面：岩层沉积后，出露水面或在水下因水流流速加大，发生冲刷破碎，造成凸凹不平的冲刷面，接着在不平整的冲刷面上再堆积时，往往就形成含有下伏岩层的岩块。根据这种现象，可以判别岩层层序。

6. 韵律层理：也叫韵律层或粒级层，是岩石的粒度和物质成分按一定顺序作有规律的递变交替出现。如一个岩层中每一层（一个粒度层）都是由下而上粒度逐渐由粗变细，而两个相邻粒级层之间，在粒度上有较大差别。根据韵律层的这种特征，可以帮助判别

岩层层序。

7. 熔岩的枕状构造和多孔状顶部。海底喷发的熔岩常具枕状构造，枕状体的顶面通常是向上凸出的(图 3－1－2)。另外，由于熔岩内气体向上逸散，某些熔岩顶部可见到气孔构造或杏仁构造密集的地段，它们也具有指示岩层层序的作用。

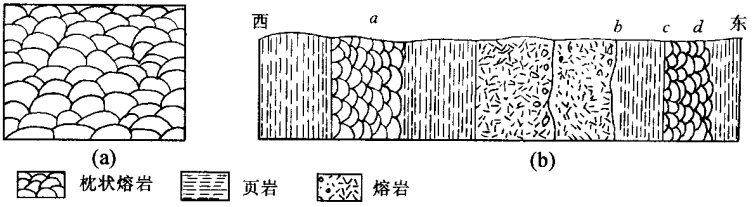


图 3－1－2　熔岩流的顶面

(a)正常的枕状构造；(b)枕状构造和气孔构造说明顶面向右

第二节　岩层产状、出露特征及厚度

一、岩层的产状

所谓产状是指地质体(岩层、岩体、矿体等)在地壳中的空间分布位置和产出状态。

在比较广阔而平坦的沉积盆地(海洋、湖泊)中的沉积物，其原始产状一般是水平或近于水平的。但是，由于沉积盆地的古地形影响，岩层的原始产状并不都是水平的。例如，沉积在沉积盆地(海洋、湖泊)边缘、岛屿周围或者在水底隆起等处的沉积岩层，由于原始地形的影响，形成局部倾斜产状，即原始倾斜。至于陆相沉积，如残积、坡积、冰川沉积及风成沉积等大都具有一定的原始倾斜。

岩层形成后，由于受地壳运动的影响，其原始产状发生了不同程度的改变，有的还保持了原来近于水平的产状，形成水平岩层；有些则发生倾斜，形成倾斜岩层；有些发生弯曲，甚至倒转，或者发生破裂错断，形成了各种各样的地质构造。

岩层在地壳中的产状是各种各样的，但是基本产状有三种：水平的、倾斜的和直立的，即水平岩层、倾斜岩层和直立岩层。

二、岩层产状要素及其测定

1. 岩层产状要素

(1)走向　岩层面与水平面相交的线称为走向线,走向线两端所指方向即为走向,用走向线与地理子午线之间的夹角来表示(图 3－1－3)。岩层的走向都有两个方位角值。在实测记录时,为了简便,一般只测量、记录靠北一端的方位数值。岩层的走向表示岩层在空间的水平延伸方位。

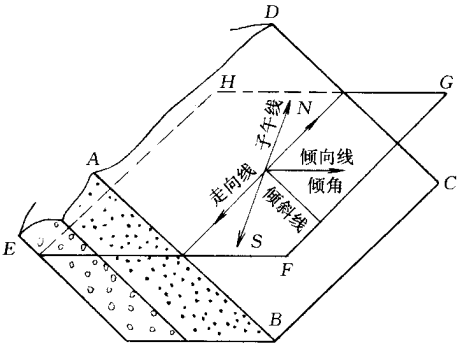


图 3－1－3　岩层产状要素

ABCD—岩层层面;EFGH—水平面

(2)倾向　在岩层面上垂直岩层走向线沿倾斜面向下所引的直线称倾斜线(图 3－1－3)它在水平面上的投影称真倾向线,简称倾向线。倾向线所指岩层倾斜一端的方位即为岩层的真倾向,简称倾向。倾向能说明岩层向下延伸的方位。一个测点只有一个倾向,倾向数值加上或减去 90°便得出走向值。在岩层面上,凡不与走向线直交的任一倾斜线均称假(视)倾斜线,它在水平面上的投影称假(视)倾向线,所指的方位为假(视)倾向。在一个层面上假(视)倾向有无数个。

(3)倾角　岩层倾斜线与倾向线之间的夹角称岩层真倾角,简称倾角。假(视)倾斜线与相应的假(视)倾向线之间的夹角称假(视)倾角。在一个测点上,岩层倾角只有一个,出现在与岩层走向相直交的剖面上;假(视)倾角有无数个,都出现在与岩层走向斜交的剖面上。因此,在绘制方向与岩层走向斜交的剖面时,该剖面上的岩层倾角需按假(视)倾角数值绘制。

真、假(视)倾角的关系如图 3－1－4 所示。其间的换算关系可用下式表示:

$$\mathrm{tg}\alpha' = \mathrm{tg}\alpha \cdot \cos\omega$$

上述关系表明,当 $\omega = 0°$ 时,$\cos\omega = 1$,则 $\mathrm{tg}\alpha' = \mathrm{tg}\alpha$,$\alpha' = \alpha$,即垂直岩层走向的剖面上出现的岩层倾角为真倾角;当 $\omega \neq 0°$ 时,$\cos\omega > 1$,则 $\mathrm{tg}\alpha' < \mathrm{tg}\alpha$,$\alpha' < \alpha$,即斜交岩层走向的剖面上出现的岩层视倾角总是小于真倾角;当 $\omega = 90°$ 时,$\cos\omega = 0$ 则 $\alpha' = 0$,即平行岩层走向的剖面上,岩层视倾角为 0°。

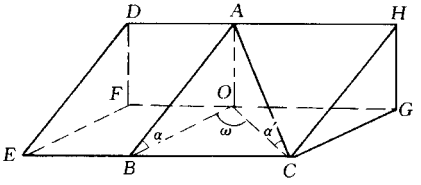


图 3－1－4　真倾角与假倾角关系

DECH—岩层层面；FECG—水平面；DH—走向线；AB—倾斜线；OB—倾向线；AC—假倾斜线；OC—假倾向线；α—真倾角；α'—假倾角；ω—真假倾向线间夹角

在野外测量岩层产状，通常是测得真倾向、真倾角，通过换算可求得作剖面图的视倾角。地质工作者用的野外记录簿内均附有“倾角换算表”，该表是根据上述关系式编制而成。如利用罗盘已测得岩层倾角值，并已知岩层走向与剖面间夹角值后，就可在该表中查得与之对应的视倾角值。

2. 岩层产状要素的测定与表示方法

(1)岩层产状要素的测定　测量岩层的产状要素，是地质调查中的一项基础工作。只有掌握岩(矿)层在各个地段的产状要素，才可能正确认识区内的地质构造特征。测定岩层产状要素，可以在野外直接测定，也可利用其他方法间接测定。

直接测定　用地质罗盘直接在岩层层面上测量其倾向、倾角，测量时要注意选择有代表性又便于施测的层面。

间接测定　在不能直接用地质罗盘测量产状的地方，可根据地质调查所得有关资料和数据进行间接测定。

(2)产状要素的表示方法　有文字表示法、符号表示法。

文字表示法　这种方法多用于野外记录、地质报告以及剖面素描中，一般采用方位角表示。将方位角分为 360°，以正北方为 0°(360°)。通常只记倾向和倾角，如岩层倾向 205°，倾角 25°，记为 205°∠25°。

符号表示法　用于地质平面图上，常用的符号有：



岩层倾斜，长线表示走向，短线表示倾向，数字为倾角值；


岩层水平，倾角 0°～5°；


岩层直立，箭头指向新岩层；



岩层倒转，箭头所指为倒转后倾向，数字为倾角值。

三、水平岩层的出露特征及厚度

岩层形成以后，虽然经过一次或多次构造运动，仍保持水平状态，即岩层的同一层面上的各点具有相同的海拔高程，这就是水平岩层。所谓水平岩层，其产状也是相对水平，绝对水平是少有的，在实际的地质工作中，一般将倾角在 0° ~ 5°范围的岩层就视为水平岩层。

在岩层没有发生倒转的前提下，水平岩层具有下列特征：

1. 老岩层在下，新岩层在上，显示正常的沉积层序。

2. 岩层在地面上出露情况与地形切割程度有密切关系。切割越深，岩层出露越多。老岩层出露在冲沟、河谷等低洼处。

3. 水平岩层顶面与底面的高差，就是岩层的厚度。

4. 水平岩层出露的宽度，决定于岩层厚度与地形。当厚度一定时，地形越平缓出露宽度越大(图 3 - 1 - 5)。

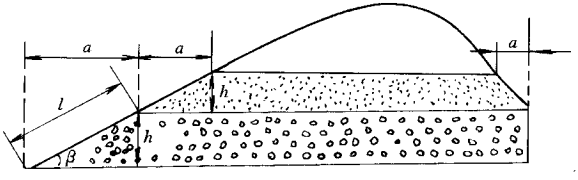


图 3 - 1 - 5　水平岩层的厚度和露头宽度

h—岩层厚度；a—露头宽度；l—岩层顶底界线间斜长；β—地形坡度角

5. 水平岩层的厚度(h)，可以根据沿斜坡测得视厚度(l)和地形坡度角(β)计算出来(图 3 - 1 - 5)。

$$h = l \cdot \sin\beta \qquad (1-1)$$

水平岩层的露头线平行于地形等高线，露头形态决定于地形。

四、倾斜岩层的出露特征及厚度

由于构造运动的影响，使原始水平产状的岩层发生变动，形成在一定地区内岩层大致向一个方向倾斜，其倾角介于水平岩层与直立岩层之间，就叫做倾斜岩层。

倾斜岩层在自然界最普遍、最常见，它往往是某种地质构造的一个组成部分，如为褶曲的一翼，断层的一盘。因此，正确认识倾斜岩层的特征，是分析、认识各种地质构造的基础。

1. 正常的倾斜岩层，新岩层在上，老岩层在下，显示和水平岩层类似的层序关系。但是有一部分倾斜岩层是倒转的，显示相反的新老关系，即老岩层在上，新岩层在下。

2. 岩层新老和地形高低没有一定关系。但是，倾斜平缓的岩层近似水平岩层，老岩层出露与否受到地形切割深度的影响。

3. 倾斜岩层露头线与地形等高线斜交，露头形态取决于倾斜程度和岩层的倾斜方向与地形倾斜方向的关系。一般说来呈波状弯曲。

4. 当岩层厚度一定时，露头宽度受岩层倾角、地形坡度以及岩层的倾斜方向与地形倾斜方向的关系诸因素影响。

当地面水平时，露头宽度与岩层倾角（α）有关，倾斜越小出露宽度越大（图 3－1－6）。岩层厚度可按下述公式计算：

$$h = l \cdot \sin\alpha \tag{1-2}$$

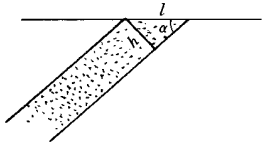


图 3－1－6

当地面与岩层向同一方向倾斜，地形坡度角（β）大于岩层倾角（α）时（图 3－1－7）：

$$h = l \cdot \sin(\beta - \alpha) \tag{1-3}$$

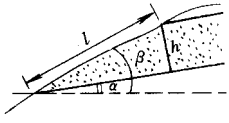


图 3－1－7

当地面与岩层向同一方向倾斜，地形坡度角（β）小于岩层倾角（α）时（图 3－1－8）：

$$h = l \cdot \sin(\alpha - \beta) \tag{1-4}$$

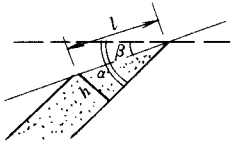


图 3－1－8

当地面与岩层向相反方向倾斜时，岩层厚度与露头宽度一般有如下关系（图 3－1－

9)：

$$h = l \cdot \sin(\alpha + \beta) \qquad (1-5)$$

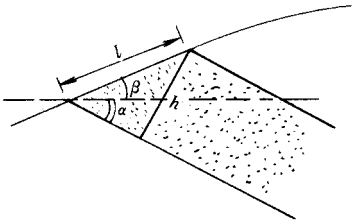


图 3－1－9

以上(2)～(5)诸式，都适用于沿垂直岩层走向方向测量露头宽度的情况，如果露头宽度不是沿垂直走向测量的，那么应先换算成沿这个方向的宽度。

五、直立岩层的出露特征及厚度

岩层产状直立，一般是局部的现象，也可以看做是倾斜岩层的特例。

直立岩层的特征是：

1. 不显示上下关系，即不能按一般重叠次序判断岩层新老次序。

2. 直立岩层露头线是一条直线，不受地形切割影响。

3. 当地面水平时，直立岩层露头宽度就是它的厚度。当地面倾斜方向与岩层走向正交时，露头宽度与岩层厚度间有如下关系(图 3－1－10)：

$$h = l \cdot \cos\beta \qquad (1-6)$$

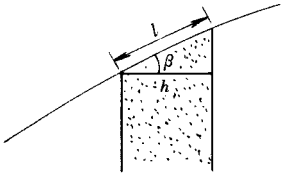


图 3－1－10

第三节　地层的接触关系

由于岩层的形成受控于地壳运动，也由于地壳运动是很复杂的，因而反映在岩层之

间的接触关系也有各种类型,但大致可归为整合和不整合两种基本类型。

一、地层接触关系的类型

1. 整合　当一个地区较长时期处在持续下降的沉积环境下,沉积物一层层连续堆积,这样形成的一套岩层,它们在时代上是连续的,在产状上是平行一致的,这样的一套岩层之间的接触关系称为整合接触。因此,具有整合接触关系的岩层特征是:上下岩层产状平行一致,时代连续、岩性稳定或做有规律的递变。

2. 不整合　如果一个区域在沉积了一套岩层以后上升出水面,沉积作用中断了,并遭受一定程度的剥蚀,然后再次下降又接受沉积。这样一个过程,表现在先后沉积的两套地层之间缺失了一部分地层,上下地层时代是不连续的,也就是在一定的地质时期发生过沉积间断。上下地层之间这种接触关系称为不整合。新老地层之间存在一个沉积间断面,这个沉积间断面称为不整合面,不整合面在地面的出露线为不整合线,它是重要的地质界线之一。不整合面以上的较新地层,称为上覆地层,以下较老地层称为下伏地层。

3. 不整合的类型　根据不整合面上下地层的产状及所反映的地壳运动特征,不整合一般分为两大类,即平行不整合(假整合)和角度不整合(不整合)。在生产实践中,不整合即指角度不整合,否则应予以说明。

(1)平行不整合　表现为上下两套地层产状彼此平行,但两套地层之间缺失部分地层,说明在它们之间发生过一定时期的沉积间断。其形成过程可以概括地表示为:下降沉积→平缓上升遭受剥蚀(沉积间断)→再下降接受新的沉积(图 3-1-11(a))。

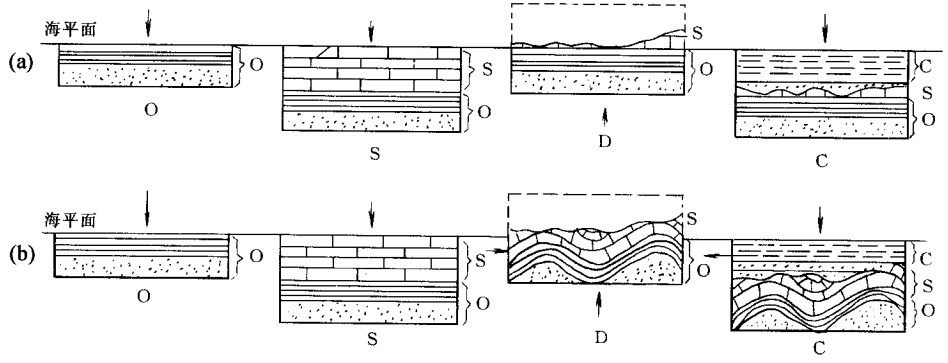


图 3-1-11　平行不整合(a)和角度不整合(b)的形成过程示意图

O—奥陶系;S—志留系;D—泥盆系;C—石炭系

箭头代表地壳运动垂直或水平运动方向

(据成都地院编《动力地质学原理》,1978)

(2)角度不整合　角度不整合主要表现为不整合面上下两套地层之间既缺失部分地层,彼此的产状又相交,其形成过程可以概括为:下降沉积→隆起、褶皱、断裂并遭受剥蚀(沉积间断)→再下降接受新的沉积(图 3-1-11(b))。

二、地层接触关系的确定

不整合是地壳构造运动的产物。构造运动引起地表自然地理环境的变化,从而影响到生物界的演化和沉积岩性的变化。同时,构造运动还与岩层变形、区域变质作用和岩浆活动有着密切联系。因此,在这许多方面的反映,都可作为确定不整合的直接或间接的标志。

1. 古生物地层方面的标志:上下地层所含的化石如出现古生物演化不连续或突变,说明当地在某时期自然地理环境发生过巨大变化,有过沉积间断。根据化石和区域地层对比,确定两地层之间缺失了某些地层而又不是断层造成的地层缺失,则是不整合存在的确切证据。

2. 沉积方面的标志:不整合面是古大陆剥蚀面。因此,两套地层之间有一个较平整的或高低不平的剥蚀面,面上还可能保存有古风化壳、古土壤层和其他风化剥蚀痕迹或古代风化淋滤矿产,如高岭土、褐铁矿等。上覆地层的底部常有下伏地层的岩石碎块、砂砾等,形成底砾岩。这些都是确定不整合的良好标志。

3. 构造方面的标志:一般来说,不整合以下的老地层受到的构造变形总是比上覆的新地层受到的次数要多,故其构造也要强烈而复杂些。如存在角度不整合,其上下两套地层的产状有明显不同,或两套地层所表现的构造形态有明显差异,或二者构造线方向截然不同(图 3-1-12);上下两套地层中裂隙或断层的发育差异,下伏地层中发育的某些裂隙或断层,在与上覆地层接触处突然中断,这些都可以作为不整合存在的依据。

4. 岩浆活动和变质作用方面的标志:不整合上下两套地层是地壳构造发展的不同阶段的产物,所以它们常常各有相伴生的,不同特点的岩浆活动和区域变质作用。

以上各种标志,从不同方面说明不整合存在的一些特征,其中地层古生物的标志是决定性的,其他方面的标志是旁证性的。所以在野外调查时要仔细观察,综合分析各种标志,才能得出正确的结论。

三、研究地层接触关系的意义

地层不整合接触是一个重要地质现象,是地质历史上构造运动的性质和发生时期的一种直接记录:是研究地壳地质发展历史的重要依据,特别是反映巨大的、广泛的构造运

动的区域性不整合，常常是地质历史阶段划分的重要标志之一，同时也是划分、对比地层的一个重要的、清楚的分界面，是地质填图的一个重要的地质界线。研究不整合还可以帮助我们了解古地理的变化。接近不整合面的上下岩层也常常成为重要的成矿带。如不整合面上常形成象铁、锰、磷、黏土矿等不同类型的沉积矿床和沉积型的稀有元素矿床。不整合还是构造上一个软弱带，是岩浆及其他含矿溶液易于进行活动的地带，在此有可能形成交代或填充的内生矿床。

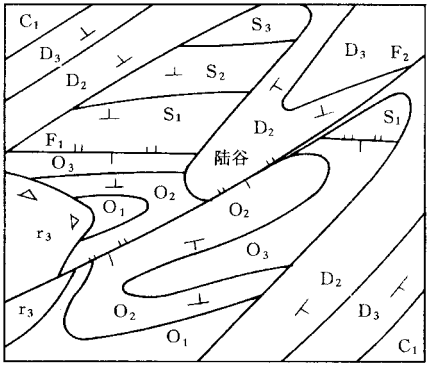


图 3－1－12　陆谷地区地质图

表示 $O_1 - S_3$ 与 $D_2 - C_1$ 两套地层的构造线方向截然不同，二者为角度不整合接触关系

由此可见，不整合的观察研究，在理论上和生产实践上都有重大意义。

第二章　岩石应变分析

地壳中岩石的变形，除少数是在沉积物固结或岩浆凝固以前发生的，绝大多数是在固体状态下发生的，因此可以用研究一般固体变形的原理来研究它们。

第一节　应力的概念

地壳中的岩石发生变形，基本原因是受到其他物体所作用的力，这种力称为外力。岩石内部某一部分与其他部分之间也存在相互作用的力，叫做内力。例如，组成岩石的各原子、各分子间本来就有相互作用着的力，也就是岩石内部本来就有内力存在，不过这种内力不是我们这里所要研究的主要对象。

外力使岩石发生变形，同时在岩石内部引起附加内力。岩石具有弹性，就是因为这种附加内力不但能抵抗外力引起形变，而且还能消除这些形变。这种附加内力随外力加大而相应增加，对处于平衡状态的固体来说二者相等。但附加内力的增加，对于某一种材料（如某一种岩石）来说，具有一定限度，超过了这个限度，岩石就要破坏，这个限度就是岩石的强度。下面我们再讲内力的时候，指的就是这种由外力引起的附加内力。

为了研究内力在岩石中的分布和特征，采用截面法，即以一假想平面把岩石分成 A、B 两部分，这时对于 A 部分来说，内力就是 B 部分对它的作用力；反之，对于 B 部分来说，内力是 A 部分对它的作用力。当我们研究岩石某平面上的内力时，可以任意选取其中一部分。

现在沿截面 CD 截取岩石的一部分，从截面上某一点 M 附近划取一块微小面积 ΔF（图 3－2－1），如果作用在这块面积上的内力为 ΔP，那么：

$$P_{CD} = \frac{\Delta P}{\Delta F} \tag{2-1}$$

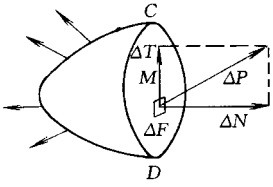


图 3－2－1

式中 P_{CD} 就是 ΔF 上的平均应力。由于截面上内力的分布一般是不均匀的，所以平均应力将与所取面积 ΔF 的大小有关。为了尽量缩小截面上内力分布不均匀的影响，可将 ΔF 尽量减小，在极限情况下就得到：

$$P = \lim_{F \to 0} \frac{\Delta P}{\Delta F} = \frac{\mathrm{d}P}{\mathrm{d}F} \tag{2-2}$$

p 称为截面上 M 点的应力。即作用于物体单位面积上的（附加）内力称为应力。它表示内力的大小，其单位用 $\mathrm{kg/m^2}$ 或 $\mathrm{kg/mm^2}$ 表示。与力一样，应力也是有方向的。正应力矢量相向的，称为压应力，相反的称为张应力。在地质学中，通常规定压应力符号为正，张应力符号为负，这与材料力学中的用法正好相反。

应力作用于截面上又可分解为垂直截面方向的正应力（σ）和平行于截面方向的剪应力（τ），它们之间的关系可用矢量合成法（图 3－2－2）：

$$p^2 = \sigma^2 + \tau^2 \tag{2-3}$$

$$\sigma = p \cdot \cos\alpha \tag{2-4}$$

$$\tau = p \cdot \sin\alpha \tag{2-5}$$

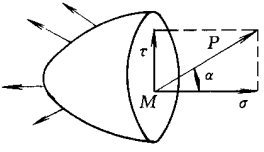


图 3－2－2

压应力、张应力和剪应力是可以互相派生、转化的。例如受到挤压的岩层除产生压应力外，在垂直压应力的方向上可以出现张应力，在斜交压应力的方向上可以出现剪应力。关于应力性质的转化，见下面应变椭球体方面的内容。

第二节　变形的概念

当物体或岩石受到外力作用时，它的形状或体积发生变化，或者形状和体积同时发生变化，而其质量不变，称为变形。

岩石的变形是由于地壳运动产生的地应力所引起的，也可以由于温度的变化，或者其他因素所引起。由于岩石受到外力作用的方式不同和岩石的形状不同，所以，岩石变形也是多种多样的。但是，最常见的、基本的变形形式有五种：拉伸、压缩、剪切、弯曲和扭转（图 3－2－3）。

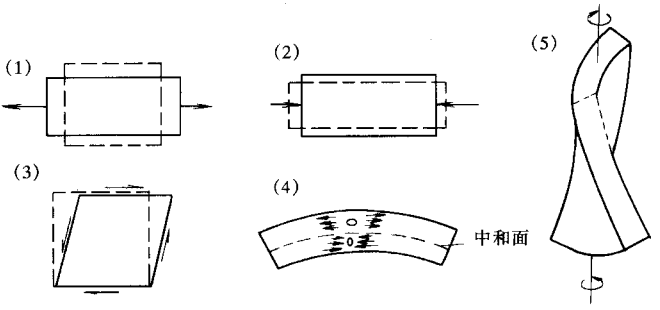


图 3－2－3　岩石变形的五种方式

（1）—拉伸；（2）—压缩；（3）—剪切；（4）—弯曲；（5）—扭转

按变形的性质，岩石和其他物体一样，在受外力作用时，一般都经历三个变形阶段：弹性变形、塑性变形和断裂变形（图 3－2－4）。岩石这三个变形阶段虽然依次发生，但不是截然分开的。由于岩石的性质（脆性和塑性）不同，因而三个阶段表现的程度就不同。如脆性岩石的塑性变形阶段很小（图 3－2－5），而塑性岩石的塑性变形就很大（图 3－2－4）。

1. 弹性变形

岩石在外力作用下发生变形，当外力取消后，又恢复到变形前的状态，这种变形称为弹性变形。弹性变形的特征是应力与应变成正比关系，这种关系符合虎克定律，相当于（图 3－2－4）中的 OA 直线段。

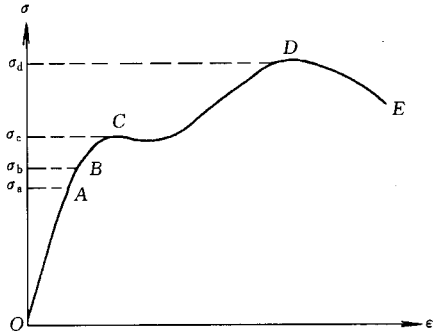


图 3－2－4　塑性材料(低碳钢)做拉伸实验时的应力－应变曲线
(引自徐开礼、朱志澄主编的《构造地质学》,1989)

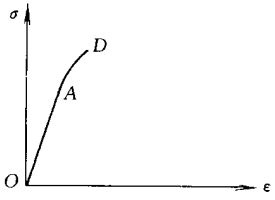


图 3－2－5　脆性材料拉伸时的应力应变曲线

2. 塑性变形

外力继续增加,变形继续增加,当应力超过岩石的弹性极限时,岩石的变形就进入塑性变形阶段。如图中从 B 点开始,岩石进入塑性变形,在这种状态下即使外力去掉后,岩石也不能完全恢复到原来的形状,产生永久变形。过 B 点后,曲线显著弯曲,当达到 C 点时曲线很快就变成水平,这就意味着在没有增加应力的情况下,变形却显著地增加,这种现象称为材料的屈服。此时岩石抵抗变形的能力就很弱了。对应 C 点的应力值称屈服极限。过 C 点后应力缓慢增加,一直到 D 点,应力值增加到最大值,相当于 D 点的应力值叫强度极限。过 D 点后,塑性材料的变形进入另一新的变形阶段,即断裂变形。

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,如应力达到或超过岩石的强度极限时,塑性材料在 E 点而脆性材料在 D 点断裂,形成断裂变形。

第三节　应变椭球体

一、应变椭球体的概念

应变椭球体的理论是贝克尔在 1893 年从弹性力学中的应力椭球体的概念中引申出来，并应用于地质构造的力学成因和形成规律的分析。应指出，应变椭球体，只适用于对均质体发生均匀的弹性变形所作的几何形象的解析。

在各向同性的岩石中任取一立方体，假想其中存在一个圆球体，当立方体受力发生均匀变形时，在不超过极限的范围内，原来的圆球体变成三轴椭球体，叫做应变椭球体。

应变椭球体中的最长轴称最大应变轴（A 轴），它和拉伸最长或压缩最小的方向一致；最短轴称最小应变轴（C 轴），它和压缩最大或拉伸最小的方向一致；而中等轴称中等应变轴（B 轴），它反映了拉伸和压缩程度在最大和最小之间，或者保持原来球体直径的长度而没变化。这三个轴彼此垂直。

根据虎克定律在各向同性弹性物体中，应力与应变成正比关系，那么三个应变轴与三个主应力轴就相应一致（图 3－2－6）。

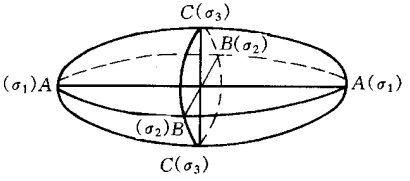


图 3－2－6　椭球体中应变轴与主应力轴的关系

同时，在微量变形条件下，应变椭球体中，位于与 A 轴和 C 轴相交成 45°的方位上，存在着一对成直角交叉的圆切面。这对圆切面的交叉线（共轭线）与 B 轴一致，这对圆切面叫最大剪切应力面。平行于此二圆切面上的剪切应力最大（图 3－2－7）。

二、应变椭球体的应用

应变椭球体只适用于在各向同性连续的均质体中，发生微量的均匀的弹性变形时所作的几何形象的解释。但是，地壳中的岩石不是各向同性的介质，所产生的变形也较复

杂。因此，我们仅把应变椭球体作为一种对地质构造进行定性分析的工具。

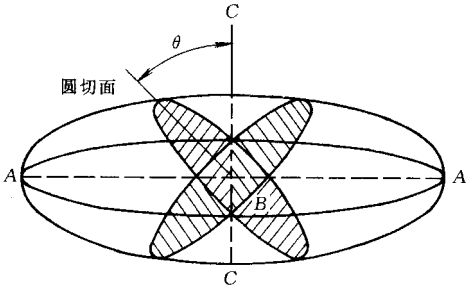


图 3－2－7　应变椭球体中等伸缩最大圆切面的位置及其与 C 轴的夹角

1. 应变椭球体的 A 轴反映最大张应力(或最小压应力)作用的方位，可用以表明岩石变形的最大拉伸方向，或物质塑性流动、矿物重结晶及定向排列方向。

2. 应变椭球体的 C 轴反映最大压应力(或最小张应力)作用的方位，可用以表明岩石变形的最大压缩方向。如褶皱的轴线、逆断层走向线、岩浆岩体的流线、片理走向等构造线都与 C 轴垂直，而与 A 轴平行。

3. 垂直于 C 轴，而由 A 轴和 B 轴所构成面，为承受最大压应力的变形面，一切挤压构造面可与之一致。

4. 垂直于 A 轴，而由 C 轴和 B 轴所构成的面，为承受最大张应力的变形面，一切张裂构造面可与之一致。

5. 应变椭球体中两个圆切面反映最大剪切应力作用的方位，可用以表明岩石发生剪切位移的方向，一切剪裂隙、平移断层等都可与之平行。

第四节　影响岩石力学性质和变形的主要因素

在地表常温常压条件下进行岩石试验所表现出的力学性质，与同一种岩石在自然条件下受地应力变形所表现的力学性质不是完全一样的。岩石的力学性质不仅决定与岩石本身，还决定与影响变形过程的许多因素，如围压、温度、时间、溶液等。

1. 围压(静水压力)　围压能增加岩石塑性变形的能力和提高它的强度。例如，对石灰岩在常压条件下进行实验，表现为弹性变形，当所施压力达到 $2800kg/cm^2$ 时，发生破裂，基本不存在塑性变形阶段。如果在 2000 个大气压条件下进行实验，则石灰岩表现为

塑性变形，所施压力达到 6000 kg/cm^2，石灰岩被压缩了 30% 还未破坏。这说明，在地表附近，大多数岩石表现是脆性的；但当岩石处于围压随深度而增加的地下，则变为具有高度塑性的物质。这是因为围岩能增强物质质点的内聚力，使晶格不易破坏，因而不易形成断裂的缘故。

2. 温度　许多固体物体，在常温下是脆性的，而在高温下则变成塑性的。例如，对大理石在围压 10000 个大气压条件下进行实验，当温度为常温时，其弹性极限为 2000kg/cm^2；当温度为 750℃时，其弹性极限则减为 1000 kg/cm^2，也就是扩大了塑性变形的范围。这是因为温度增高可以增加物体内部质点的运动强度，使之容易产生位移，所以在较小的应力下也能发生塑性变形的缘故。显而易见，地壳中岩石在地热和高围压影响下，松弛现象就更显著，塑性变形的范围也会更加扩大。

3. 时间　施力与物体的时间长短，对岩石力学性质有很大的影响。一般来说，岩石所受的应力小于它的弹性极限时，不会产生永久变形。但是，如果作用时间很长或作用次数增多，也会引起缓慢的变形，这种现象称为蠕变。这种蠕变表现为弹性变形和塑性变形相互重叠的两种变形的总合。在蠕变中的弹性变形部分，当作用力消失后，经过一个较长的时间，可以逐渐复原，而蠕变中的塑性变形部分则可保留下来。

还需指明，如果作用时间继续延长或作用次数增多到一定程度时，还可以使物体由塑性变形发展到破裂变形。但在一定条件下，使某物质发生破裂的压力不能小于一定限度，如小于这个限度，即使重复施力多少次，也不能使物体发生破裂。

时间对岩石变形的影响，是与松弛作用密切相关的，当物体受缓慢的长时间的力的作用，质点有充分时间重新排列，于是产生永久变形。今天观察到的各种构造形态是与岩石遭受长时间的作用力密切相关的。

4. 溶液　岩石中存在有溶液和水汽时，在力的作用下，特别有利于与岩石变形相伴随的溶液和新矿物的形成（重结晶作用），从而促进了岩石的塑性变形，因此，溶液可以使岩石的弹性极限降低，提高岩石的塑性。

5. 压力状态　当岩石受到张力时会使岩石脆性增高，最容易发生张性断裂；而岩石受到压力时，岩石塑性相应提高，这时剪裂隙比张裂隙更易于产生。

观察分析地质构造时，必须综合考虑地质构造是岩石在地壳运动所引起的地应力作用下，经历了漫长的地质时代，处于地壳表层以下不同深处，受着不同围压、温度以及溶液的复杂影响而发生变形的结果。

第三章　地质构造类型及特征

第一节　褶皱构造

褶皱是岩层在构造运动作用下所产生的一系列弯曲，是地壳中广泛发育的地质构造的基本形态之一。

一、褶皱的概念

褶皱的基本单位是褶曲。褶曲是岩层的一个弯曲，两个或两个以上的褶曲组合称为褶皱。

（一）褶曲要素

为了更好地研究和描述褶曲形态及其空间展布特征，首先应该对褶曲要素加以了解。任何褶曲都具有以下各要素（图 3－3－1）。

核 :褶曲的中心部分。通常只把褶曲出露地表最中心部分的岩层叫核。

翼 :指褶曲核部两侧的岩层。一个褶曲具有两翼。两翼的岩层面与水平面的夹角叫翼角。

转折端 :褶曲两翼会合部分，即从褶曲的一翼转到另一翼的过渡部分。没有太严格的界线，它可以是一点，也可以是一段曲线。

轴面 :平分褶曲两翼的对称面称轴面。它可以是一个简单的平面，也可以是复杂的曲面。轴面产状可以是直立的、倾斜的、水平的。

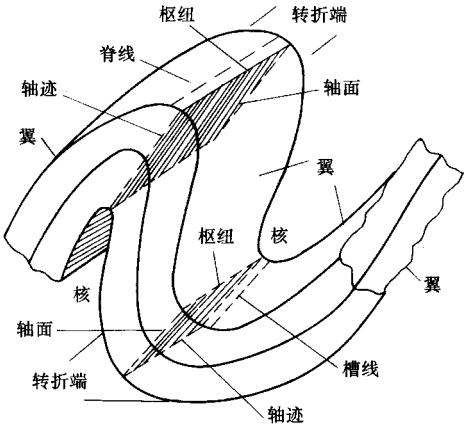


图 3－3－1　褶皱要素示意图

枢纽：褶曲岩层的层面与轴面交线称枢纽。枢纽可以是水平的、倾斜的、直立的或波状起伏的。它表示褶曲在其延长方向上产状的变化。

轴迹：是指轴面与任何平面的交线。在褶曲的枢纽倾伏较缓的情况下，轴面和地面的交线在地质图上的投影叫轴迹或称褶轴。

脊线和槽线：在背斜构造中，同一个层面各横剖面上的最高点叫脊，它们的连线叫脊线；向斜构造中，同一个层面各横剖面上的最低点叫槽，它们的连线叫槽线。

（二）褶曲的基本形式

自然界岩层弯曲有各种各样的形态，但基本的形式只有两种，即背斜或向斜。

背斜：一般情况下背斜是一向上拱的弯曲，核部地层相对较老，两翼地层相对较新。

向斜：一般情况下向斜是一向下拗的弯曲，核部地层相对较新，两翼地层相对较老。

（三）褶曲的形态分类

1．褶曲的横剖面形态

（1）根据轴面和两翼产状分类（图 3－3－2）。

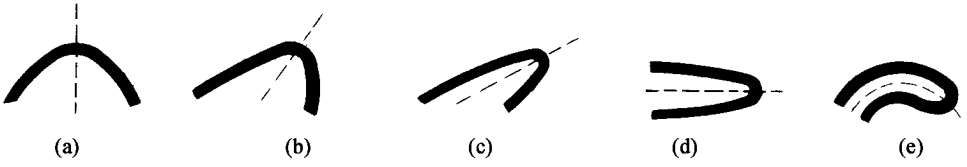


图 3－3－2　按轴面产状的褶曲分类

（a）直立褶曲；（b）倾斜褶曲；（c）倒转褶曲；（d）平卧褶曲；（e）翻卷褶曲

直立褶曲 轴面直立,两翼向不同方向倾斜,两翼角大致相等,两翼对称,故又称对称褶曲。

倾斜褶曲 轴面倾斜,两翼向不同方向倾斜,两翼角不等,两翼不对称,又称斜歪褶曲。

倒转褶曲 轴面倾斜,倾角更小,两翼向同一方向倾斜,其中一翼岩层发生倒转,两翼角不等,若两翼角相等则称为同斜褶曲或等斜褶曲。

平卧褶曲 轴面水平或近于水平,两翼岩层的产状也近于水平;一翼层位正常,另一翼层位倒转。

翻卷褶曲 轴面呈水平状且前端向下弯曲的褶曲,通常由平卧褶曲转折端部分翻卷而成。

(2)按转折端及两翼特点分类(图 3－3－3)。

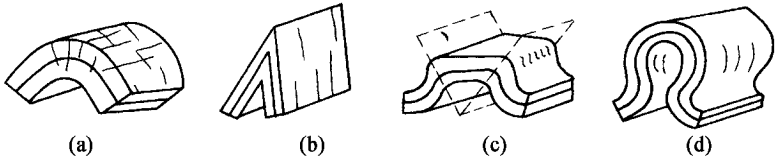


图 3－3－3　褶曲按岩层弯曲形态分类的示意图
(据徐开礼、朱志澄主编的《构造地质学》,1989)
(a)圆弧状褶曲;(b)尖棱状褶曲;(c)箱状褶曲;(d)扇形褶曲

圆弧状褶曲 两翼产状正常,较平直,转折端为圆滑弧形,这一类褶曲较常见。

尖棱状褶曲 两翼平直,转折端急转过渡成尖棱状。

箱状褶曲 转折端平直而两翼陡直。

扇形褶曲 转折端平缓弯曲而两翼岩层都发生倒转,核部岩层是正常的。

2. 褶曲的平面形态

(1)按枢纽产状分类(图 3－1－4)。

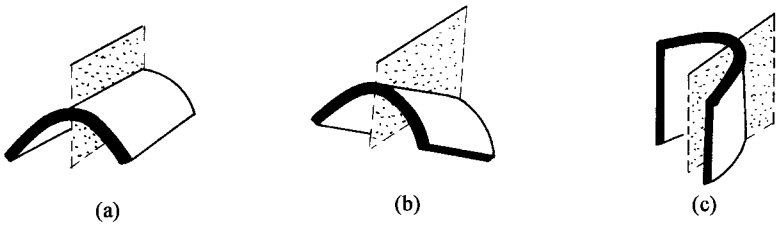


图 3－3－4　按枢纽产状的褶曲分类
(a)水平褶曲;(b)倾伏褶曲;(c)倾竖褶曲

水平褶曲：也称平行褶曲，枢纽产状水平，两翼岩层走向平行。

倾伏褶曲：枢纽产状倾伏，两翼岩层走向不平行而逐渐转折汇合。

倾竖褶曲：枢纽产状直立，两翼产状也直立。

严格地说，在自然界褶曲的枢纽几乎都是倾伏的，而水平褶曲常是倾伏褶曲的一部分。而倾竖褶曲则是局部现象。

(2)按平面长宽比例分类。

线型褶曲：长度与宽度之比大于 10∶1，褶曲在褶轴方向延伸较远，有的可从数十到上百公里以上。此种线形褶曲往往背向斜连续分布，褶曲的强度较大，是由强烈的水平挤压作用形成的(图 3－3－5(a))。

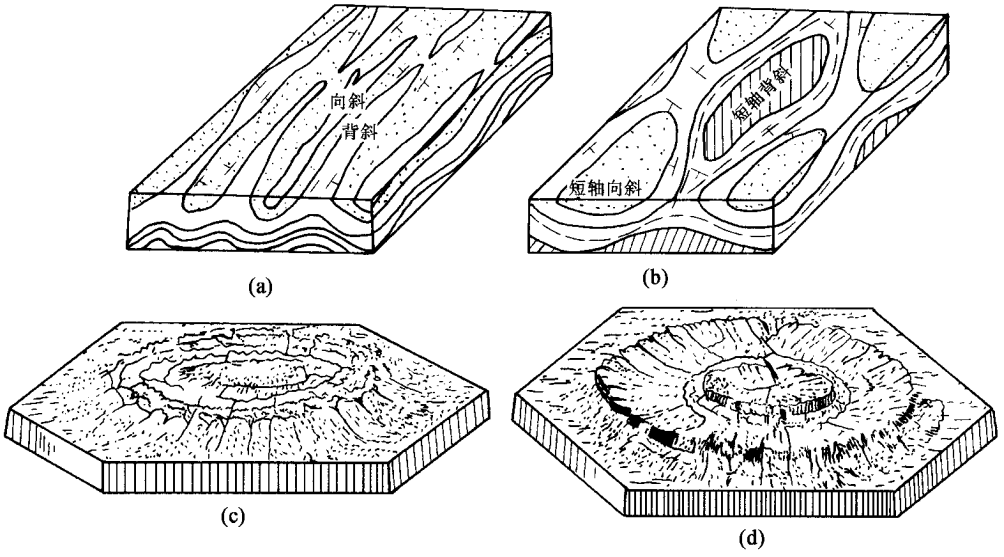


图 3－3－5　褶曲的平面形态类型

(a)线状褶曲；(b)短轴背、向斜；(c)穹隆；(d)构造盆地

((c)、(d)两图据朱志澄、宋鸿林主编的《构造地质学》，1990)

长圆形褶曲：也叫短轴褶曲，长宽比在 10∶1～3∶1 之间。若为背斜叫短轴背斜，向斜则叫短轴向斜(图 3－3－5(b))。

浑圆形褶曲：长宽之比小于 3∶1，褶曲延长方向不明显。若为背斜称穹隆(图 3－3－5(c))，向斜则称构造盆地(图 3－3－5(d))。

3. 其他褶曲形态

平行褶曲：也叫同心褶曲。在褶曲中岩层作平行弯曲，岩层厚度不变。这种褶曲通常是由一套岩性较一致的强硬岩层组成，由于层间滑动而形成。这种褶曲不能无限地向

下延伸，因为往下核部变窄，必为其他形式所取代（图 3－3－6）。

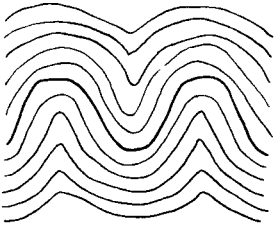


图 3－3－6　平行褶曲

相似褶曲 岩层弯曲形态相似，在垂直方向上褶曲基本一致。岩层在弯曲过程中物发生流动，两翼流向核部。因此，岩层在核部变厚，翼部变薄（图 3－3－7）。

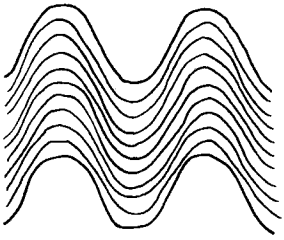


图 3－3－7　相似褶曲

二、褶皱的主要类型

褶曲在地壳中并非孤立存在，常在空间上作有规律的分布。褶皱形态种类繁多，大体有以下一些形态类型：

（一）剖面上的褶皱类型

1. 复背斜和复向斜　都是由一系列线形褶曲组成。复背斜是一规模巨大的背斜，两翼为与轴向延伸一致的次级褶皱复杂化。复向斜则是两翼为次级褶皱所复杂化的巨大向斜。平面上看复背斜核部地层较老，两翼次级褶皱核部地层依次变新，复向斜则相反（图 3－3－8）。复背斜、复向斜规模巨大，常常出现在构造运动强烈地区。如我国一些著名的大山脉，昆仑山、祁连山、秦岭等都是这样复杂的褶皱山脉。

2. 隔档式褶皱　平面上一般为线形延伸，背斜和向斜的轴线平行，横剖面上是陡峻的背斜和平缓开阔的向斜相间出现（图 3－3－9）。

3. 隔槽式褶皱　平面上一般为线状延伸，横剖面上是较宽的箱状背斜和狭长的陡峻的向斜相间排列（图 3－3－10）。

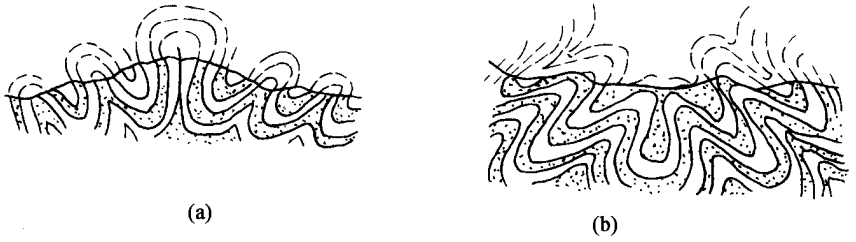


图 3－3－8　复背斜(a)、复向斜(b)示意图

(据《地质辞典》第一卷,1983)

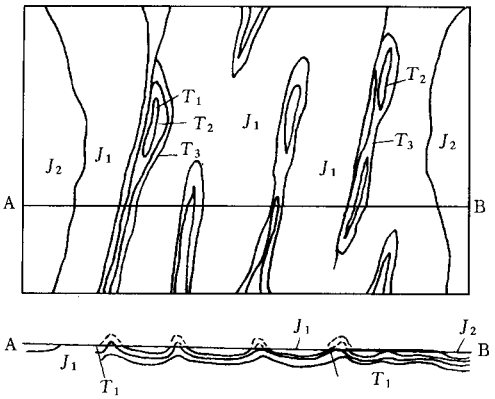


图 3－3－9　隔档式褶皱示意图

上面是地质图,下面是剖面图

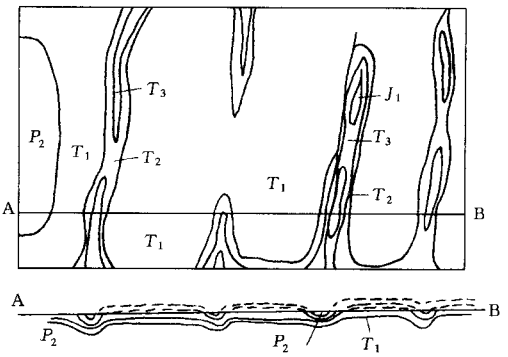


图 3－3－10　隔槽式褶皱示意图

上面是地质图,下面是剖面图

4. **紧密褶皱**　**由紧密的线状背向斜组成,常伴有迭瓦状断层。其规模有大有小,在褶皱带内常见。**

5. 同斜褶皱　由一系列倒转褶曲所组成，褶曲轴面和两翼岩层都向同一方向倾斜。

(二)平面上的褶皱排列形式

1. 平行排列　背向斜相间排列，轴向大致平行。复杂褶皱区大都属于这种类型。

2. 雁列或斜列　一系列褶皱呈雁行状排列，轴向大致平行。如柴达木盆地茫崖地区雁列式褶皱(图 3－3－11)。

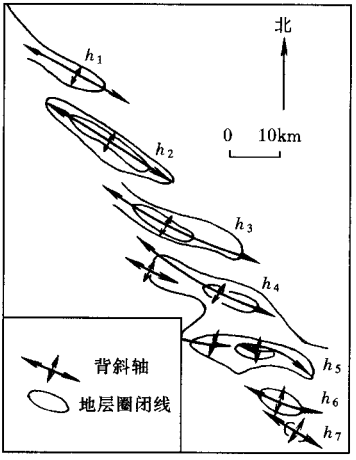


图 3－3－11　柴达木茫崖雁列褶皱

3. 弧形排列　褶皱弯曲呈弧形排列。

三、褶皱的成因分析

岩层弯曲形成褶皱，其内因是岩性特征和岩石的力学性质，外因是构造运动力的作用方式。因此，可以从这两方面来分析褶皱的成因。

(一)外力作用方式对褶皱变形的影响

造成岩层弯曲的力，一般可分为水平作用力和垂直作用力两种。

1. 水平作用力　使岩层发生弯曲变形的外力是水平的，也就是作用力平行水平层理方向，力学上类似杆的纵弯曲，此类褶曲就称纵弯褶曲。自然界绝大多数褶皱形成于这种水平作用力。

2. 垂直作用力　使岩层发生弯曲变形的力的方向是垂直的，也就是作用力垂直沉积岩的层理方向，在力学上相当于横梁弯曲情况，此类褶曲就称为横弯褶曲。岩浆底辟和盐丘构造是此类褶曲的典型例子。

(二)岩石力学性质、岩性特征和对褶皱变形的影响

1. 层理的作用　根据野外观察和模拟实验的结果，岩层的弯曲是由于层间彼此滑动

或层内物质流动造成的，或者两者兼而有之。可见，层理在褶皱形成中起两种作用：第一，由于层理的存在，在变形过程中相邻岩层沿层面发生相对滑动，易于弯曲而成褶皱。这一点极易得到证明，取一副纸牌，将所有纸牌粘在一起，那么很难使之弯曲。如果各张纸牌都是自由叠放，那么就很容易弯曲，而且可以清楚地看到，每张牌之间都有相对滑动。第二，在变形过程中，层面起着限制物质流动的界面作用，岩石沿层面发生塑性流动。如果没有层理，只表现为岩石的缩短，而不会形成规则的弯曲形态。因此沉积岩的层理构造是产生褶皱的基本条件。

2. 岩石力学性质的影响　岩石的力学性质直接影响褶皱的形态和类型。当力学性质不同的两组岩层（厚度相同）一起褶皱时，往往出现下述鲜明对比：一组岩层形成平行褶皱，另一组形成相似褶皱；一组岩层形成平缓开阔褶皱，另一组岩层形成紧密褶皱。

3. 岩层厚度的影响　岩性相同的岩层，在同样的外力条件下，厚度大的岩层抗弯能力强，形成褶皱较为开阔，而厚度小的岩层常形成复杂的紧密褶皱。

四、褶皱的观察与研究

（一）确定褶皱的存在

确定褶皱的存在并对其观察研究，主要是靠野外的直接观察和填绘地质图。由于褶皱构造的规模差异很大，小型褶皱可直接在露头上观察到，对其判别也较为容易。较大型的褶皱占据的范围也大，需要通过分析已有的地质图或进行地质填图，并做综合分析后才能较全面地判定。如在观察区内有出露较好的倾斜岩层，在判别清楚地层层序和产状的基础上，且横穿岩层走向发现有某一岩层构成核部，有比它更新或更老的岩层在两侧呈对称分布时，就可以初步确定有褶皱存在。在根据岩层层序、新老展布关系确定背、向斜的位置之后，还应系统测量岩层产状和褶曲要素，如轴面、枢纽产状等，以判定其形态和产状类型。

（二）褶皱内部小构造的研究

褶皱形成过程中产生的许多小型构造称为褶皱内部小构造，其中包括层面擦痕、层间小褶皱、节理、脱顶构造等。观察、测量和分析这些小构造的产状、形态特征、性质和分布特征等。不仅有助于理清层序，也有助于了解与它们形成有关的主褶皱的形态和产状。

如在倾斜岩层中观察到有层间小褶皱，并已确认该倾斜岩层是褶皱的一翼时，利用层间小褶皱轴面和层理间锐角的指向判断其上、下岩层错动方向则有可能确定该倾斜岩层处于正常或倒转层序如图 3－3－12 所示，上岩层向下，下岩层向上判定为倒转产状。据此，可进一步判定背斜核部必定位于该岩层左侧，向斜核部必定位于该岩层右侧。

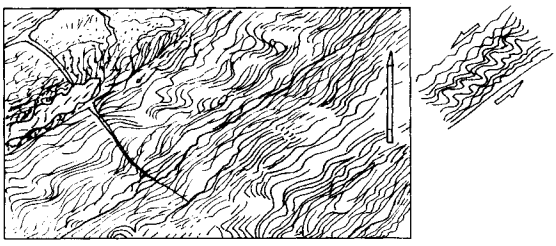


图 3－3－12　震旦纪硅质灰岩中发育的层间小褶皱素描图
据层间小褶皱的轴面和层理的锐夹角的指向，
判定该岩层是处于倒转产状
（据蓝淇锋等编绘的《野外地质素描》，1979）

（三）褶皱形成相对时期的确定

确定褶皱形成时期，也是观察、研究褶皱的重要工作。褶皱形成时期都和某时期的地壳运动有关。常用的是角度不整合分析法。

根据区域性角度不整合形成时代来确定褶皱形成的相对时期的方法是 如不整合面以下的地层都褶皱，而其上的地层未褶皱，则褶皱形成时期通常看做与角度不整合所代表的时期一致，即不整合面下伏褶皱中的最新地层沉积之后，上覆最老地层沉积之前（图 3－3－13）。

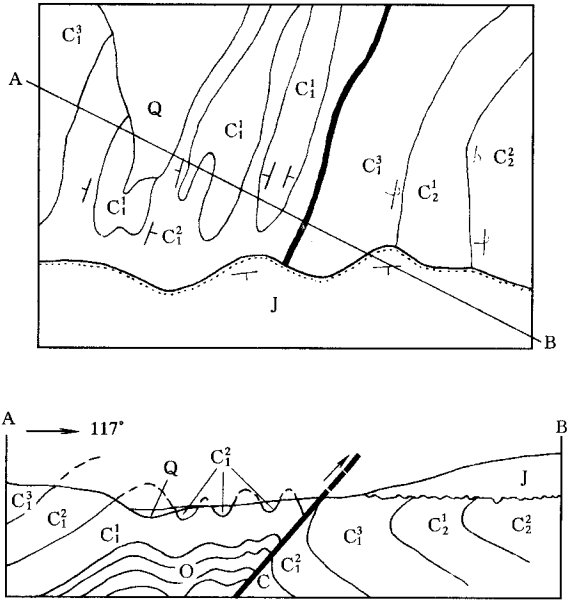


图 3－3－13　褶皱形成的相对时期的确定
侏罗系和石炭系呈角度不整合接触，但侏罗系未褶皱，
褶皱是形成在中石炭纪之后、侏罗纪之前

由某一角度不整合所分开的上、下两套地层，它们各自的时代、沉积特征都不同，其所形成的褶皱在形态、产状类型、延展方向也各有差异，以至与其有关的岩浆活动、变质作用、成矿作用等也不同。可以分别地称它们为不同地质发展历史中某一地壳运动时期中形成的构造层，即不同的构造层以其间的不整合面来划分。由此，划分和确定褶皱形成相对时期可依据：

1. 如角度不整合面上、下地层都已褶皱，但它们的延伸方向和形态各自不同，这说明至少发生过两次褶皱。

2. 如发现地层中有两个或两个以上的角度不整合面，而且几个不整合面上、下的地层都已褶皱，则说明该地区发生了三次或三次以上的褶皱 ;褶皱的次数愈多，早期的褶皱总是要比晚期的褶皱强烈、复杂。

确定褶皱形成时期还有其他方法，如根据与褶皱岩层相接触的岩浆岩体中或岩层中矿物同位素年龄的测定和根据褶皱岩层再次被褶皱（即褶皱的叠加）等的分析来确定多期褶皱的存在和各期褶皱形成的先后。

（四）褶皱与矿产的关系

1. 褶皱与沉积矿产关系

就大的区域构造来说，大型向斜或构造盆地是各种沉积矿产形成的有利场所，它既控制沉积区的范围和环境，同时也控制着沉积矿产的形成范围和环境。

沉积形成的层状矿床随同其顶、底的岩层一起褶皱，其赋存规律和分布特征要受到褶皱的展布、产状类型和形态等因素的控制。

2. 褶皱与内生矿产关系

在地壳运动的强烈时期，伴随着褶皱形成的同时或后期，常伴随着各类岩浆活动，同时也伴随着矿化作用，在褶皱岩层中形成各种内生矿产。

与褶皱有关的小型构造，如脱顶构造、层间滑动中产生的剥离和破碎，转折端的张节理、核部的小型断裂等都可以为内生矿产的形成提供矿液运移的通道和沉淀、停积的空间，控制着内生矿床、矿体的产状、形状、赋存的位置和分布的规律。如在脱顶构造中形成的鞍状矿体（图 3－3－14）;背、向斜倾伏端有脱顶、裂隙发育的脆弱部位和背斜顶部发育的纵张节理、翼部的层间剥离破碎带（图 3－3－15）等可控制矿体的分布。

3. 褶皱与地下水和石油、天然气等资源的关系

由良好的蓄水岩层如砂岩或砂砾岩层和隔水层如页岩、泥岩等相结合构成的平缓、开阔的向斜有利于地下水的汇集和蓄积。向斜的核部沿着槽线的延伸地段是布置井位开采地下水的理想地段。如云南楚雄饱满街开采向斜构造中的地下水（图 3－3－16）就

是一个很好的实例。

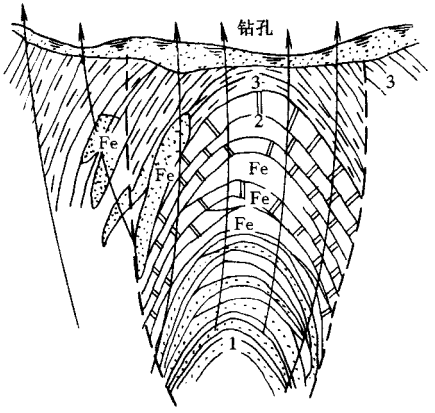


图 3－3－14　产在转折端中的鞍状矿体

（据武汉地院编的《构造地质学》，1975，内刊教材）

Fe—铁矿体；1—砂岩、板岩互层；

2—泥质白云岩；3—炭质板岩

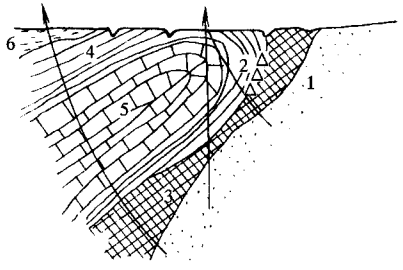


图 3－3－15　产在翼部层间破碎带中的矿体

（据 В·И·斯米尔诺夫，1976）

1—砂岩；2—角砾岩；3—矿体；4—泥质页岩；5—石灰岩；6—坡积层

倾伏背斜的外倾转折端，由于纵张节理发育，并处于背斜的低处，尤其是外倾转折端处，地势也低洼的情况下，背斜中含水层的水会沿着裂隙和层间空隙向倾伏端汇集使该地段成为富水的地段。

石油、天然气矿产与褶皱的关系更为密切。背斜顶部，尤其穹隆构造的顶部为石油，天然气的集积部位并构成良好的封闭条件，这些含油、气的构造部位叫油气藏。

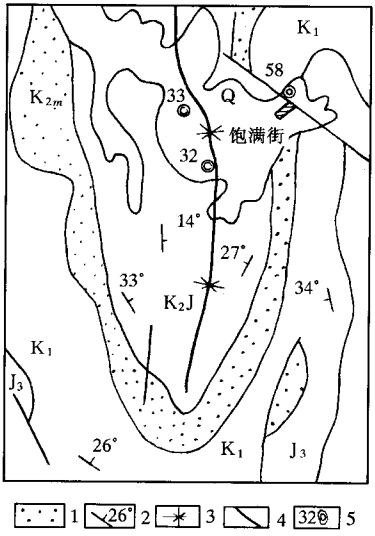


图 3－3－16　云南楚雄饱满街附近的地质图及地下水开采实例

（据《怎样找地下水》，1975）

布置在白垩系砂岩向斜核部的两个钻孔

（32 号、33 号），孔深分别为 125m 和 212m，水头高出地面 11.3m 和 16.3m。

1—白垩系砂岩；2—岩层的产状；3—向斜轴；4—断层；5—钻孔及编号

第二节　节　　理

节理是英语 joint 的译名，原意为“接合”，源出自英国煤田，矿工们认为岩石犹如砖墙，是由许多块体拼接而成。其实正好相反，岩石是由整体破裂而成为碎块的。

一、节理及其分类

（一）节理的概念

节理是指岩石中的破裂，这种破裂以两侧岩石未发生明显的相对位移为特征。

节理的长度、密度往往相差悬殊，有的节理仅几厘米长，有的几米、几十米；节理之间的距离也不等。它们在坚硬的岩石中往往有规律地成群出现。在同一地段，同一露头上可以看到许多产状不同，性质不同的节理。凡是同一时期，同一成因条件下形成的、性质相同而且互相平行的节理称节理组；同一作用力形成的彼此有规律结合的两组或两组以

上的节理组,称节理系。节理与断层、褶皱往往是伴生的,它们是在统一构造作用力的条件下形成的,通过节理分析,可以帮助解决有关褶皱和断层的构造成因问题。

(二)节理的分类

节理的分类方案很多,主要有三种。

1. 节理的几何分类

据节理走向与岩层(或片理、片麻理)走向平行、正交或斜交,分为走向节理,倾向节理,斜交节理 据节理走向与褶曲轴向平行、正交或斜交,分为纵节理、横节理、斜节理(图 3 – 3 – 17)。

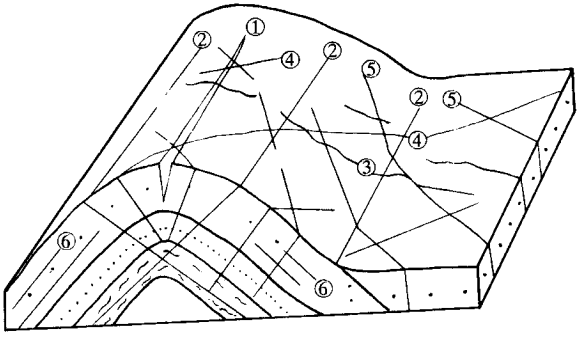


图 3 – 3 – 17　节理形态分类示意图

①、②为走向节理或纵节理 ;③为倾向节理或横节理 ;④、⑤为斜向节理 ;⑥为顺层节理

2. 节理的力学性质分类

根据节理力学性质可分张节理和剪节理两类。张节理是张应力超过岩石的抗张强度所形成,节理面垂直张应力方向,剪节理是剪切应力超过岩石的抗剪强度所形成,往往成对出现。

3. 节理的成因分类

节理的成因是多种多样的,大体可分为原生节理与次生节理两大类。原生节理是指岩石形成过程中产生的节理,如玄武岩中常见的柱状节理。次生节理,指岩石形成以后产生的节理,它又可分为构造节理和非构造节理,前者是由于地壳运动产生的,后者是由于风化、滑坡、崩塌等原因生成的。

二、节理的特征及其与褶皱、断层的关系

(一)节理的特征

1. 张节理的特征　节理多为开口,呈楔状 裂隙面粗糙不平,常无擦痕,在砾岩中绕

砾石而过；延伸不深不远，沿走向和倾斜都尖灭很快；常成群出现，往往排列成雁行状或羽状；不同地段频度不同，疏密不均。

2. 剪节理的特征　节理面平直，裂口窄；延长、延深较大而变化较小；可切穿砾石、结核等；节理面上常见擦痕或摩擦镜面；疏密有规律，常等间距出现。

（二）节理与褶皱的关系

当岩层受弯曲形成褶皱的过程中，相应的产生下列节理：

岩层弯曲前，形成平面上的共轭剪节理系，节理面与层理大致垂直，剪节理走向与随后生成的褶曲轴向斜交。

随后，在岩层弯曲时，形成横剖面上的一对共轭剪节理系，节理面与层理面斜交，剪节理走向与褶曲轴向平行。

随着岩层弯曲加剧，在背斜顶部往往派生出纵张节理；同时，由于层间滑动，在褶皱翼部常有层间剪节理形成。这种层间剪节理，规模相对较小，被限定在某一岩层中，节理不穿透层面，它与层面所交锐角指示相邻岩层滑动方向。

（三）节理与断层的关系

由于断层主要是剪切作用，在作用过程中，紧靠断层两侧可以伴生或派生相应的张节理和剪节理。

根据断层作用派生的节理与断层面的交角关系，可以推断断层两盘位移方向和断层性质（图 3－3－18）。正断层和逆断层在剖面上判断，平移断层在平面上判断。张节理与断层面所夹锐角方向为本盘相对运动方向；剪节理多成对出现构成共轭节理系，其中一组与断层交角极小，其锐角也指向本盘运动方向，另一组与断层交角较大，其锐角所指方向为对盘运动方向。

三、节理的分期与配套

（一）节理的分期

所谓分期是指对节理形成时期的划分和鉴别节理形成的先后关系。节理的分期对探讨构造发育史和成矿作用都有重大意义。

在多组节理存在的情况下，区别节理的同期与不同期（即先后关系），大体有以下一些标志：

1. 对应错开关系。不同期的节理相交，往往后期节理将前期切断、位移，表现为对应的错开关系（图 3－3－19）。

2. 两组节理互相错切，表明该两组剪节理同期形成且为共轭剪节理（图 3－3－20）。

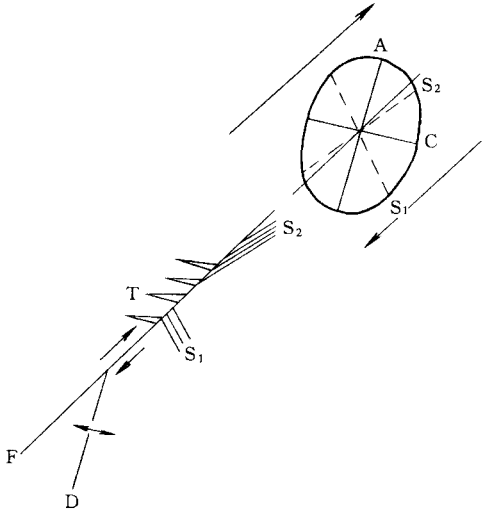


图 3－3－18　断层派生的节理和小褶皱示意图

（据徐开礼、朱志澄主编《构造地质学》，1989，略有修改）

F—主断层；T—张节理；S_1、S_2—剪节理；D—小褶皱轴面；

A、C—分别为应变椭球体最长轴和最短轴

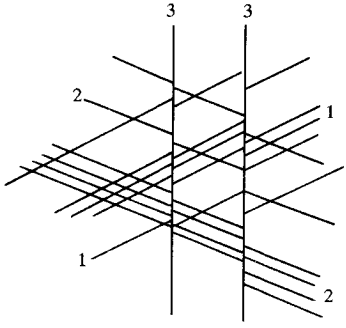


图 3－3－19　不同期节理的对应错开现象

（前期的 1、2 组被后期的 3 组错开）

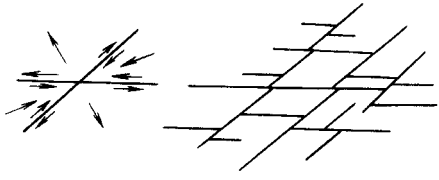


图 3－3－20　共轭剪节理的互切现象

3. 一组节理被限制在另一组节理之间或其一侧，使被限制者不能穿切通过，则限制者为先期形成的节理，被限制者为后期形成的节理（图 3－3－21）。

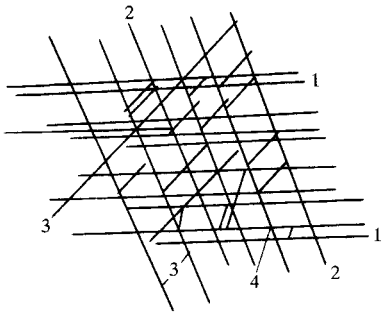


图 3－3－21　石灰岩中不同期节理的限制现象

（据马宗晋、邓起东，1965）

3、4 组被 1、2 组所限制

（二）节理的配套

所谓配套是指对多组节理中分别找出有成因联系的同期节理组合。在实际应用中，通常是对共轭剪节理配套，因为共轭轴（共轭剪节理的相交线）代表中等应变轴，再根据有关标志确定最小应变轴和最大应变轴，从而确定节理所在地段的应力和应变状况。具体的配套标志有：

1. 同一岩层、同一岩性和同一构造部位上同期的两组剪节理常具有稳定的夹角和相似的节理特征（如发育程度、充填物、延伸形态等），据此可以配套。

2. 利用同期形成的两组剪节理相互切错关系进行配套（图 3－3－20）。

3. 呈锯齿状的张节理通常是追踪于早先发育的共轭剪节理系，据此可以将张节理追踪的两组剪节理配套（图 3－3－22）。

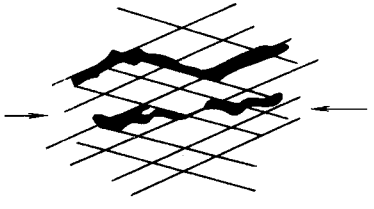


图 3－3－22　追踪张节理与剪节理配套

（箭头代表主应力方向）

第三节　断　　层

一、断层的概念

岩石受力达到一定强度，破坏了它的连续完整性，发生断裂，并且沿着断裂面（带）两侧的岩层发生显著的位移，称为断层。所以断层包括断裂和位移两重意义，断层是构造运动中所产生的一种很广泛的构造形态，其规模大小不等，从小于一米、数百米，到数百、数千千米。

（一）断层要素

断层基本组成部分称断层要素，断层要素包括以下方面（图 3－3－23）。

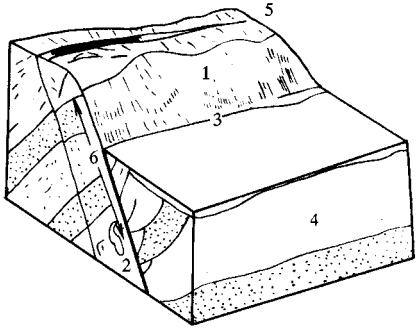


图 3－3－23　断层的几何要素示意图

（据张寿常编《构造地质学》，1956（内刊教材））

1—断层面；2—破碎带；3—断层线；

4—上盘；5—下盘；6—倾斜滑距

1. 断层面和破碎带　把岩层或岩体断开，并发生错动位移的破裂面叫做断层面。它可以是平面，也可以是弯曲或波状起伏的面；它可以是直立的，但大多数是倾斜的。确定断层面的产状，用走向、倾向和倾角来表示。大规模的断层不是沿着一个简单的面发生，而往往是沿着一个错动带发生，带内岩石发生各种破碎（破碎类型与断层性质有关），称为断层破碎带，其宽度从数厘米到数十米，甚至更宽。

2. 断层线　断层面与地面的交线称断层线。断层线表示断层的延伸方向。断层线

的形状决定于断层面的产状和地面起伏形状。

3. 断盘　断层面两边的、发生相对位移的岩块叫做断盘。当断层面是倾斜的，那么位于断层面以上的岩块叫上盘，断层面以下的岩块叫下盘。如果断层面是直立的，则往往以方向来说明，如断层的东盘或西盘，左盘或右盘等。断盘又可以根据两盘的相对运动方向分别称为上升盘与下降盘。

(二)断距

断层两盘相对移动开的距离叫断距。假定在错开前有一原点，错开后分为两点，分别在上下两盘上，其间的距离是总断距，如图 3－3－24(AA')断层上下两盘顺断层面走向的移动量叫走向断距($A'B$)；顺断层面倾斜方向的移动量叫倾斜断距(AB)；上下两盘在水平方向的移动量叫水平断距(AD)；在铅直方向的移动量叫铅直断距(BC)。这些断距都是总断距在不同方向上的分量。

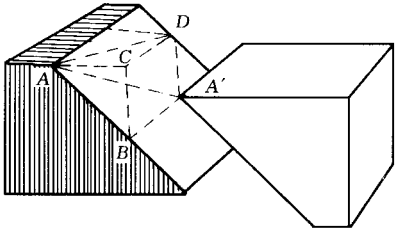


图 3－3－24　断距图解

但是，在自然界要找到总断距是很困难的。所以实际上在野外或地质图上所求得的断距是根据某一标准层的错开程度量得的。其中经常采用的是在垂直岩层走向的剖面上测量断距(图 3－3－25)，计有下列各种：

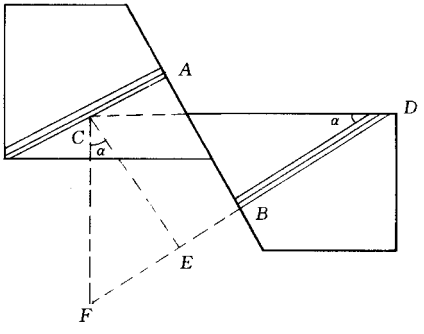


图 3－3－25　垂直岩层走向断距图解

AB 视断距；CE 地层断距；CF 铅直地层断距；CD 水平错开；α 地层倾角

1. 视断距：断层两盘上同一岩层的同一层面错开后的位移量(图 3－3－25 *AB*)。

2. 地层断距：断层两盘同一岩层的同一层面间垂直距离(图 3－3－25 *CE*)。

3. 铅直地层断距：断层两盘同一岩层的同一层面在铅直方向上的距离(图 3－3－25 *CF*)。

4. 水平错开：断层两盘上同岩层的同一层面在水平方向上的距离(图 3－3－25 *CD*)。

二、断层的分类

为了认识断层存在的几何规律和断层的成因，可以从不同角度对断层分类：

(一)根据断层走向与岩层走向的关系分类(图 3－3－26)

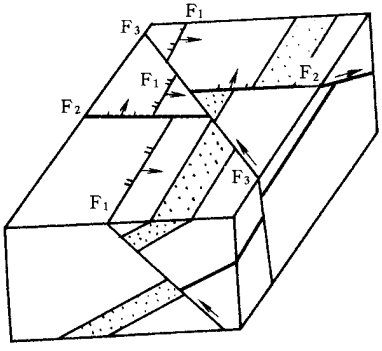


图 3－3－26　断层走向与岩层走向的关系

(据成都地质学院编《构造地质学》，1977，(内刊教材))

F_1—走向断层；F_2—倾向断层；F_3—斜交断层

1. 走向断层：断层走向与岩层走向一致，可以造成同一岩层的重复或缺失。

2. 倾向断层：断层的走向与岩层走向垂直，可以造成岩层中断或走向不连续。

3. 斜交断层：断层的走向与岩层走向斜交。

(二)根据断层走向与褶曲轴向或区域构造线的关系分类(图 3－3－27)

1. 纵断层：断层的走向与褶曲轴向或区域构造线一致。

2. 横断层：断层的走向与褶曲轴向或区域构造线垂直。

3. 斜断层：断层的走向与褶曲轴向或区域构造线斜交。

(三)按断层两盘相对运动分类

根据断层两盘的相对运动，可将断层分为三种类型(图 3－3－28)。需要指出的是，自然界断层的相对运动是复杂的，有些断层既有水平运动，又有上下运动，这里只介绍下

面三种基本类型：

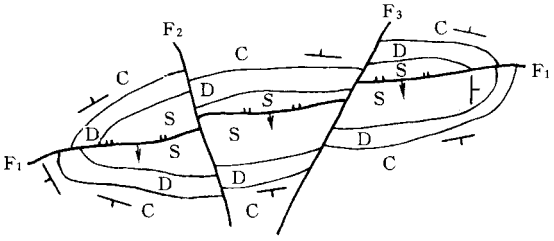


图 3－3－27　断层走向与褶曲轴向的关系

（据成都地质学院编《构造地质学》，1977，（内刊教材））

F_1—纵断层；F_2—横断层；F_3—斜断层

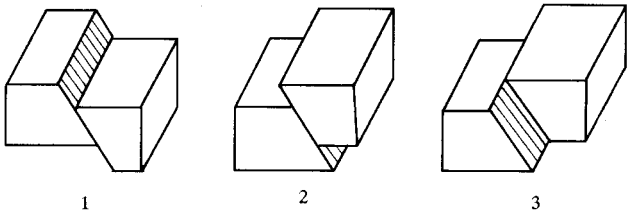


图 3－3－28　按断层两盘相对运动划分的断层和组合性命名

1—正断层；2—逆断层；3—平移断层

1. 正断层　断层上盘相对下盘向下滑动的断层。

2. 逆断层　断层上盘相对下盘向上滑动的断层。

3. 平移断层　断层两盘顺断层面走向相对滑动的断层。

三、常见断层一般特征

1. 正断层

（1）正断层的基本特征　上盘相对下降，下盘相对上升，断层面倾角较陡，通常在 45° 以上。主要由于地块受到水平引张而拉伸，一般认为正断层是地壳岩块受水平张应力和重力作用而形成的。正断层的规模有大有小，两盘相对位移可以小到不足 1m，大到上千米，在地面延伸由数十米至几百千米，甚至上千千米。正断层由于倾角陡直，故在地面多呈直线延伸。

（2）正断层的组合类型　常见的正断层组合类型有：

阶梯状断层：由若干条产状大致相同的正断层组成，它们各自的上盘相对在一个方向呈阶梯状下降（图 3－3－29）。

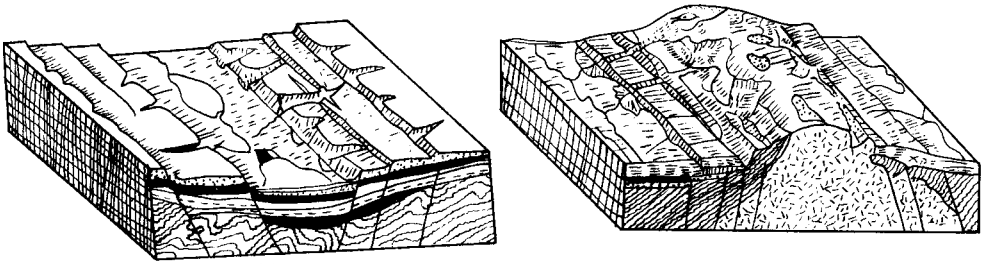


图 3－3－29　由阶梯状正断层组成的地堑和地垒
(引自成都地院编《构造地质学》,1977.(内刊教材))
(a)地堑;(b)地垒

地堑和地垒:两条或两组大致平行,断层面相向倾斜,中间岩块相对下降,两边岩块相对上升的正断层组合称地堑(图 3－3－29);与地堑相反,断层面相背倾斜,中间岩块相对上升,两边岩块相对下降的正断层组合称地垒(图 3－3－29)。

地堑和地垒常常共生。两个地堑之间必为地垒;同样,两个地垒之间必为地堑。大规模的地堑和地垒构造多与区域性的隆起和陷落有关。

在地形上地堑常造成狭长的凹陷地带,如世界著名的东非大裂谷(规模巨大的地堑又称裂谷)和我国的汾渭地堑等。

2. 逆断层

(1)逆断层的基本特征　上盘相对上升,下盘相对下降,断面倾角变化较大,一般把倾角大于 45°的称冲断层;小于 45°的称逆掩断层;小于 25°则称辗掩断层。主要由于地块水平挤压而压缩,一般认为逆断层是岩块受到水平挤压作用形成的。

(2)逆断层的组合类型　常见的逆断层组合类型有:

叠瓦状构造:一系列产状大致相同且逆冲方向一致的冲断层组合(图 3－3－30)。

推覆构造(图 3－3－31):由一条或若干条大规模的逆掩断层或辗掩断层所组成,同一断层的断层产状总体平缓,而变化较大,呈波状起伏。它的一个重要特征是将老岩层推覆在新岩层之上,这些来自异地的老岩层称外来系统或推覆体,相对地停留在原地的称原地系统。如果在外来系统中间因剥蚀而露出一块原地系统,称构造窗(图 3－3－32)。如果在原地系统上因剥蚀而残留一块孤立的外来系统则称飞来峰(图 3－3－32)。

3. 平移断层

(1)平移断层的基本特征　断层产状陡直,两侧岩块沿断层走向方向发生错断,是地块受到挤压、拉伸和剪切等方式的变形而沿直立的共轭剪切面形成的。又可按两盘平移

方向分为左推(左旋)和右推(右旋)两种(图 3－3－33)。观察者视线垂直于断层走向,断层线对侧的断盘相对向左位移者为左推(左旋)平移断层;相对向右位移者为右推(右旋)平移断层。

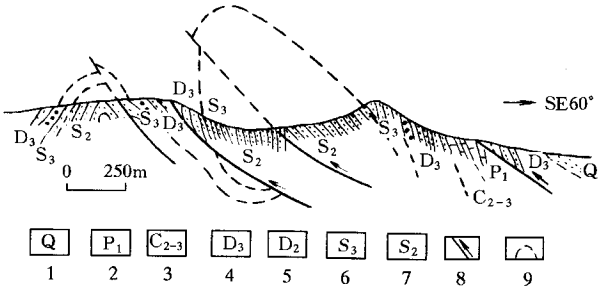


图 3－3－30　江苏茅山地区叠瓦式构造剖面图

(据长春地质学院编《构造形迹》,1979)

1—第四系;2—下二迭统;3—中、上石炭统;4—上泥盆统;5—中泥盆统;6—上志留统;7—中志留统;8—逆断层;9—推测被剥蚀的褶皱

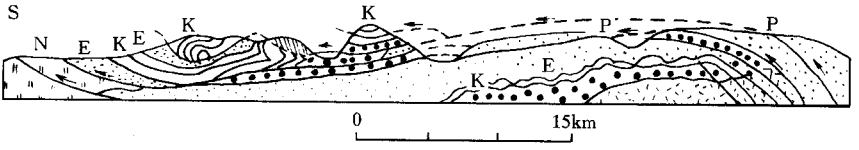


图 3－3－31　瑞士格拉鲁斯推覆构造

(据 M·P·毕令斯,1956)

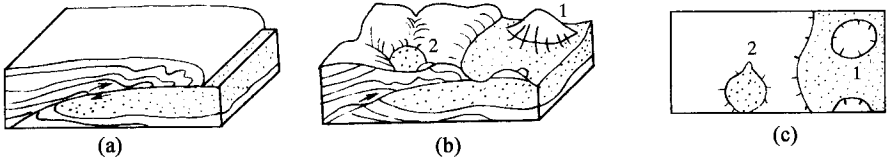


图 3－3－32　飞来峰和构造窗形成的示意图

(据 M·马托埃,1980)

(a)未被剥蚀的状态;(b)经风化剥蚀后形成的飞来峰和构造窗;(c)平面图;

1—飞来峰;2—构造窗

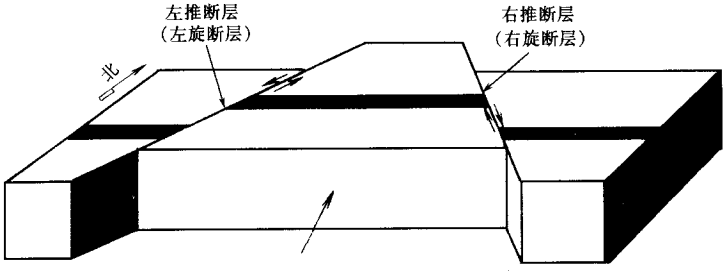


图 3－3－33　左推(左旋)断层与右推(右旋)断层

(2)平移断层组合类型　平移断层在平面上组合形式常呈平行式或斜列式。

四、断层的观察和研究

在野外观察和研究断层时,首先要确定断层是否存在,然后确定断层面的产状,两盘相对位移方向和断层性质、成因等。现在把判断断层存在的各种标志分述如下。

(一)断层存在标志

1. 构造不连续

岩层、矿层、岩墙、岩脉、变质岩相带和侵入体相带以及褶曲、断层等,在正常情况下,它们各自按产状和形态有一定的延伸展布规律。当我们发现某些岩层、岩体等地质体或其他地质界线在平面或剖面上突然中断或错开,这是断层存在的直接标志。

2. 地层的重复和缺失

在横穿岩层走向的路线观察或钻孔剖面中,按照这个地区的正常的地层层序,如发现某些地层按顺序重复出现 或者按区内正常地层层序应该存在的某些地层,发现它突然缺失,这是断层存在的一个重要标志,地层的不对称重复和缺失主要由走向逆断层和走向正断层所造成的。其具体表现则决定于断层位移类型和断层产状与地层产状的关系(表 3－3－1、图 3－3－34)。

表 3－3－1　走向断层造成的地层重复和缺失

断层性质	断层倾斜与地层倾斜的关系		
	二者倾向相反	二者倾向相同	
		断层倾角大于岩层倾角	断层倾角小于岩层倾角
正断层	重复(a)	缺失(f)	重复(c)
逆断层	缺失(b)	重复(e)	缺失(d)

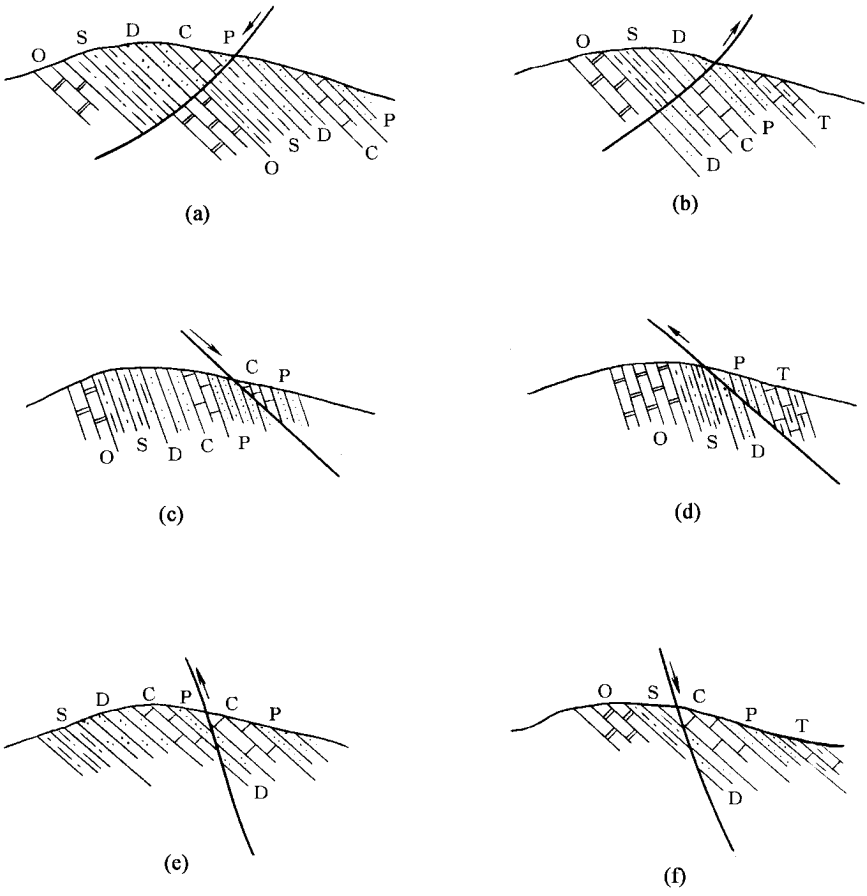


图 3－3－34　走向正(逆)断层造成的地层重复与缺失的六种剖面
(a)、(c)、(f)为正断层；(b)、(d)、(e)为逆断层

3. 断层的伴生构造

在断层形成过程中，由于断盘相互挤压、错动和搓碎，常使断层面上、断裂带中或附近产生一些错动痕迹和伴生构造，这是认识断层的直接标志。

(1)擦痕和阶步

擦痕是断层两盘沿断层面错动摩擦在断层面上留下的滑动痕迹，常成平行的比较均匀的线条状，擦痕方向平行断盘相对运动方向。在断层滑动面上常有与擦痕同时存在而与擦痕线条相垂直的小阶坎，称为阶步。阶步的陡坎指示对盘运动方向。

(2)断裂带和构造岩

在断层发生过程中，两盘岩块相互挤压、错动，常使主断面附近的岩石发生破碎，形成与断层面大致平行的断层破碎带。断层破碎带的宽度(厚度)有的只有几厘米，有的达

几百米，甚至几千米。在断层带中的岩石受构造力的作用，使原来岩石，矿物发生破碎、变形而形成构造岩。构造岩是断层存在的直接标志之一。较常见的构造岩有：

构造角砾岩 在断层错动过程中，使岩石发生碎块，碎块之间则为压碎研磨成的细粒和粉末填充胶结。正断层中发育的构造角砾岩，其角砾多呈棱角状；逆断层和平移断层的构造角砾岩，其角砾多呈磨圆状和压扁的透镜状。

糜棱岩 岩石及其组成矿物几乎都被压碎成微粒，碎粒和残留的碎斑均呈明显的定向排列，形成糜棱结构。此类构造岩也是产生在逆断层和平移断层中，一般不发生在正断层中。

断层泥 断层两侧的岩石性质较软而磨成细粉者称断层泥。

(3)断层旁侧牵引构造

断层形成过程中，常使断层面旁侧岩层发生明显的弯曲，这种弯曲称为牵引褶曲或拖曳褶曲。牵引褶曲除了作为断层标志外，其弯曲突出的方向还被认为代表本盘的位移方向(图 3－3－35)。



图 3－3－35　断层引起两盘岩层的牵引现象

(4)地形、水文和植被上的标志

断层崖、断层三角面 断层上升盘可以露出地表形成悬崖，称断层崖。断层崖因受垂直于断层面的流水侵蚀而形成 V 形谷，谷与谷之间形成三角面，称做断层三角面。假如沿山前有一系列三角面存在，则很可能有断层存在。

山脉错开或中断 当平行排列的山脊彼此错开或截然与平原相接触，也可推测断层的存在。

断层谷、断层泉 顺断层线或地堑构造常形成断层谷，或者一系列湖泊、湿地或泉水出现。著名的北京玉泉山泉水就是出现在石炭、二迭纪煤系与奥陶纪灰岩的断层线上。云南东部的草海、嵩明湖、阳宋海、滇池、抚仙湖、异龙湖等大小几十个湖泊，都是沿着滇东大断裂分布的。

植被变化 植物分布的特点有时也可以作为分析断层存在的一种标志。例如有时沿着断裂带两侧因岩性不同而生长着不同的植物群落，有时在断层带因水分充足，生长着喜湿的高大植物等。

(二)确定断层两盘相对位移方向

确定断层存在以后,应进一步测量断层产状,然后再确定断层两盘相对位移方向。确定断层两盘相对位移方向的方法可以归纳为以下几点:

1. 根据断层两盘岩石的新老判断　倾斜岩层中的走向断层,一般情况下是较老地层出露的一盘为上升盘,较新地层的一盘为下降盘。但也有例外,如当断层倾向与地层倾向一致,而断层倾角小于地层倾角时,则正相反,上升盘出露的地层反而比下降盘的地层新;又如地层产状发生倒转,情况也相反。

2. 根据褶曲核部宽窄变化或错开方向判断　切过褶曲的横断层或斜断层,在背斜中一般是上升盘一侧的核部比下降盘的核部宽;向斜则相反(图 3-3-36)。如两盘核部宽度并无突变,只是核部和轴线错开,这是平移断层的表现。

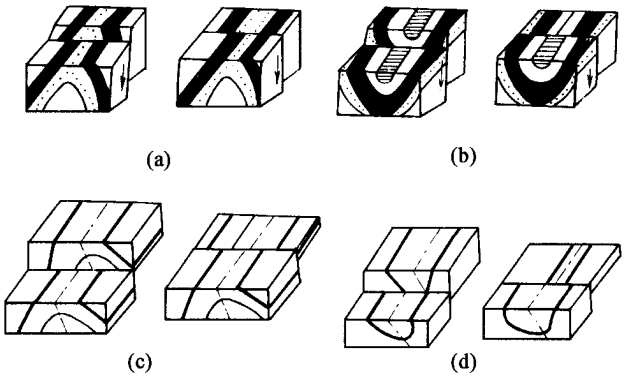


图 3-3-36　横向正断层造成褶皱宽窄突变和轴线错位
(a)、(b)轴面直立的背、向斜;(c)、(d)轴面斜歪的背、向斜

3. 根据牵引褶曲判断　柔性较大的岩石断开时,断层两侧岩层常发生小型牵引褶曲。断层一盘的牵引弯曲末端指向另一盘滑动方向。

4. 根据断层擦痕阶步(参见前述断层存在标志)。

如果已经查明断层的产状和两盘位移方向,则断层的性质(正断层、逆断层和平移断层)就很容易判断了。

(三)确定断层形成的相对时期

断层总是在被它切错的地层的时代之后形成的。如果被断层切断的一套地层之上被另一套较新的地层以角度不整合所覆盖。那么,我们可以确定该断层的形成时期是在不整合面以下一套地层中最新地层时代之后,而在不整合面以上一套地层中的最老一层时代之前。即其时代下限为下伏地层最新时代,其上限为上覆地层最老地层时代。

如果断层切错早期侵入岩体，后被晚期侵入体充填或吞蚀。那么，该断层时代下限为早期侵入体形成时代，其上限为晚期侵入体形成时代，即形成于早期侵入体之后，晚期侵入体之前。

如果一组断层被另一组断层错断，被错断的断层产生在前。两组断层互相错断，一般可认为是同期形成。

第四节　劈理和线理

劈理和线理是地壳上特别是变质岩区和强烈构造变形地带最常见的构造形态之一，是构造地质研究的重要对象。

一、劈理

(一)概述

劈理是岩石沿着一定方向平行排列的、密集的，能劈开成薄板或薄片的一种构造形态。劈理在强烈褶皱岩层、断层两侧和变质岩中较发育。劈理发育在岩石变形过程中的塑性变形到断裂变形的过渡阶段，它通常未破坏岩石的连续完整性，因而劈理不能简单理解为岩石的破裂变形 实际上，各种劈理都表现出不同程度的塑性变形的特征。

劈理面之间的岩石窄片叫做微劈石，劈理面之间的距离叫间距。劈理大多数是很密集的，间距多为 1～2mm 至几厘米，不足 1mm 的也很常见，劈理密集程度也可以用频度表示，如每毫米或每厘米多少条。

(二)劈理的类型和特征

1. 破劈理　这是一种剪裂现象，表现为一组密集的破裂面，岩石中的矿物通常无定向排列现象。破劈理一般发育在强岩层所夹的弱岩层中。当几个岩层都出现破劈理时，由于岩性、层厚的差异，破劈理往往具不同的产状。如图 3－3－37 是一个典型实例。

2. 流劈理　是一种穿层劈理。此种劈理沿劈理面方向矿物定向排列和重结晶明显，常使岩石原始成层构造(如层面)消失或仅留下轻微痕迹。劈理面上一般矿物的重结晶较小，如果重结晶较好，有明显的片状矿物如云母等的平行排列，则称为片理(图 3－3－38)。

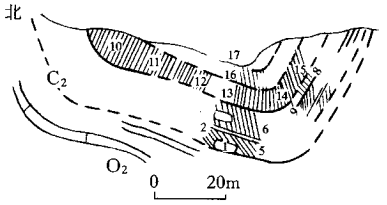


图 3－3－37　京西野溪龙泉务向斜中之劈理

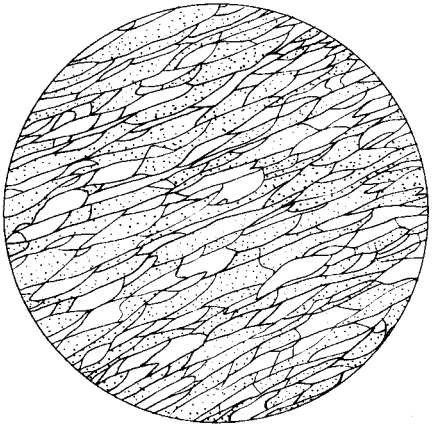


图 3－3－38　大理岩中的流劈理

3. 滑劈理　也是一种剪裂现象，以沿劈理面上发生小而可见的位移（滑动）为特征。如果滑劈理的滑劈面与岩石微层理不平行，此时微劈石中的微层理常发生一定程度的小弯曲（图 3－3－39）。



图 3－3－39　秦岭绿色片岩中的滑劈理素描

（三）与褶皱断层有关的劈理

1. 与褶曲有关的劈理 在许多地方劈理与大型构造有一定的关系，尤其是与褶曲关系更为密切。劈理现象的观察和分析，是研究褶曲的一种手段。

(1)轴面劈理　轴面劈理大部分是流劈理,也有滑劈理。轴面劈理是一种穿层劈理的组合形式,往往劈理贯穿整个褶曲岩层,产状稳定,并且劈理与褶曲轴面平行。

用轴面劈理与两翼产状关系可以判断岩层产状是否发生倒转。从(图 3－3－40(d))可以看出,只有在劈理与层理倾向相同且倾角较小情况下,岩层是倒转的,其他情况岩层产状总是正常的。轴面劈理还可以用以确定褶曲枢纽的产状,从(图 3－3－40(a)、(b)、(c))可以看出,当褶曲枢纽水平时,劈理与层理走向彼此平行;如果是倾伏的,劈理走向就与层理走向斜交。

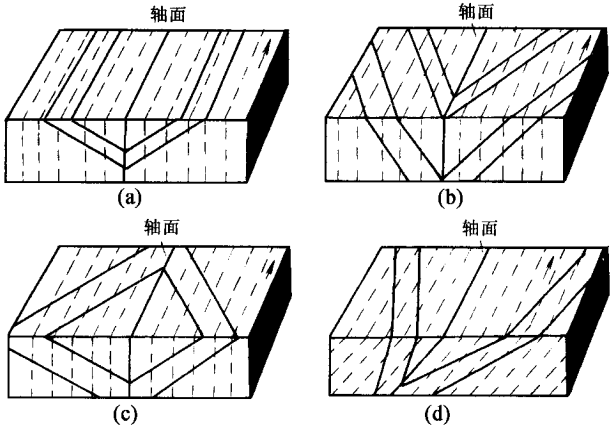


图 3－3－40　轴面劈理与水平褶曲和倾伏褶曲的关系

断线表示劈理。劈理与轴面的严格平行性是示意的;在许多背斜中劈理向下就趋向不一致。(a)对称无倾伏褶曲;(b)对称向北倾伏褶曲;(c)对称向南倾伏褶曲;(d)倒转向北倾伏褶曲。

(2)层间劈理　层间劈理绝大部分是破劈理,劈理面与岩层层面斜交,并与褶曲轴面成一定的交角,因而在同一岩层中,在褶曲的横剖面上构成扇形排列。这类劈理一般限制在某些岩石内,而不是在一个地区的褶皱中所有岩层都发育。

层间劈理与层面相交的锐角,通常指示相邻岩层滑动方向。一般情况下,利用它可以判断岩层层序及背斜、向斜位置(图 3－3－41)。与上层面相邻岩层相对滑向背斜顶部,与下层面相邻岩层相对滑向向斜槽部。

2. 与断层有关的劈理　是指与断层有成因联系的劈理,它分布在断裂带中或附近,远离断裂带就不发育,甚至消失。与断层有关的劈理在成因上一般属破劈理,往往发育两组,其中一组大致与断面平行,另一组斜交;当断层构造作用加强时,亦可表现为滑劈理和流劈理。在野外当断层面产状不易测量时,可以测定与断面平行的破劈理产状来代表断层面产状。有时与断层斜交的破劈理发育时,其相交锐角指示对盘运动方向,进而

判断断层的类型。

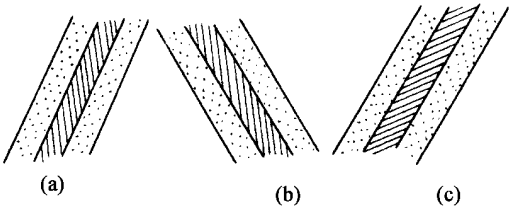


图 3－3－41　利用劈理确定岩层层序及背、向斜的位置
(据徐开礼、朱志澄主编的《构造地质学》,1989)
(a)层序正常,背斜在右;(b)层序正常,背斜在左;
(c)层序倒转,背斜在左

二、线理

(一)概述

线理是岩层中的小型和微型的相互平行的线状构造形态。例如岩石中的角闪石、蓝晶石或红柱石晶体的长柱作平行定向排列,就构成了线理。广义的线理包括沉积岩、岩浆岩和变质岩中所有的线状构造。

(二)线理的类型

从成因上,可将线理分为原生线理、次生线理和矿物生长线理。

1. 原生线理　原生线理最典型的例子就是流线。流线是侵入岩岩体中针状、柱状等矿物作定向平行排列而成的,也可以由暗色矿物透镜状析离体和长条形捕虏体顺长轴方向定向排列而成(图 3－3－42)。它一般分布于侵入体与围岩接触带附近。流线的方向在一定程度上反映了岩浆相对流动方向,但不能指出岩浆流动的绝对方向。

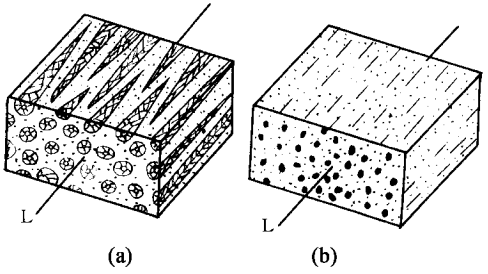


图 3－3－42　小型线理的类型
(据 E·J·特纳和 L·E·韦斯,1963)
(a)等轴颗粒拉长构成的线理;(b)柱状矿物呈定向排列构成的线理

2. 次生线理　次生线理是岩石在变形时产生的一类线状构造，如香肠构造、窗棂构造和杆状构造等。

香肠构造：有的研究者将其称为布丁构造、串珠状构造、肿缩构造或构造透镜体。香肠构造是强硬岩层（如石灰岩、砂岩）与软弱岩层（各种泥质岩石）互层的岩系，在垂直于层面的挤压力作用下所形成的一种构造。在横剖面上，强硬岩层不易塑性变形而被拉断成各不连续的块体，样子很像一串香肠，故称香肠构造。

杆状构造：又称棒状构造或石英棒，是经受强烈变形的岩石中形成的一种线状构造（图 3－3－43）。其形态为比较细的圆柱体，它们成带成束的并排出现，构成明显的线状定向。杆状构造一般出现于变质较深的变质岩系中。其长度方向代表应变椭球体 B 轴方向。

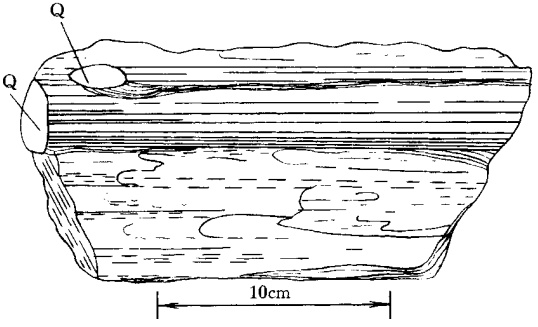


图 3－3－43　硅质片岩中未被变形的石英杆（Q）

（据 C·威尔逊和 J·W·科斯格洛夫，1982）

3. 矿物生长线理　岩石强烈变形和变质作用过程中，沿垂直压应力方向所产生的针状矿物、柱状矿物或矿物集合体的平行定向排列，常构成很好的线状构造，这种线状构造称为矿物生长线理。它是由于矿物在挤压方向压溶，在垂直压力方向上重结晶生长而成，主要发育于深变质岩区或强烈动力变质带中。其线理方向代表应变椭球体 A 轴方向。

第四章　地质构造与矿藏

第一节　岩石圈及其板块构造环境

一、岩石圈

固体地球具有层圈结构，自地表向地球中心的一级层圈单位包括地壳、地幔和地核。这些一级层圈还包含次级的层圈结构。现代固体地球科学认为地球表壳的构造运动主要与地壳和上地幔所构成的岩石圈的构造作用有关。沉积盆地是地壳表面在一定地质时期内的沉降区，它的形成和演化也是受控于地壳及上地幔的构造作用。

1. 关于岩石圈的概念

“岩石圈”的概念早在19世纪末、20世纪初就提出来了，开始是指由岩石物质组成的地球的石质外壳(Dana，1896)，以区别于大气圈和水圈。Clarke(1908)在计算各种化学元素的丰度时也使用了岩石圈的概念，认为岩石圈代表已知物质的各种化学元素的相对丰度深达海平面以下10mi(1mi = 1.0693km，下同。)的岩石圈的外部。尔后，Kemp(1911)将地球外部的石质壳称为岩石圈，Barrell(1914)将‘地壳’划分为‘刚性的’的上层并称为岩石圈和‘弱性的’的下层并称为软流圈。20世纪50年代，岩石圈的定义包括地球化学和地球物理学两方面，地球化学方面将岩石圈定义为地球的硅酸盐壳，地球物理学方面将古登堡不连续面(gutenberg discontinuity，深2900km)定义为岩石圈的下界。

现代岩石圈的概念是与板块构造相联系的。美国地球动力学委员会于1982年在得

克萨斯大学举行了一次关于岩石圈及岩石圈动力学的研讨会，所提出的关于岩石圈的定义和鉴别准则有所不同，其要点是，地球外部的刚性壳由能够独立地相互运动的不连续的板块组成，而这种板块的组合就构成了地球的岩石圈。

有关岩石圈的含意至少有四种：

弹性或挠曲的岩石圈，从地表载荷或卸载调整计算得出，通常为 20～30km。

热岩石圈，即支撑一个传导热梯度的地球的冷的外层，计算得出的厚度约为 100km。

地震波的岩石圈，即位于覆盖范围广泛但不一定是在全球规模的地震波低速带之上的地球外壳。这个岩石圈的深度在年青大洋下不到 45km，在大陆下约为 150km。一般将这个岩石圈底下的地震波低速带称为软流圈。

化学—矿物学的岩石圈，如果地幔的顶部是层状的或大体上是不均匀的话，就可推断出岩石圈与软流圈的化学或矿物学的边界。

2. 岩石圈的组成

在实际应用中，多数学者接受‘地震波的岩石圈’的概念，并按照地震波速讨论岩石圈的分层结构。岩石圈具有分层性，宏观上包括被 moho 面（mohorovicic discontinuity，上部 P 波速度显著增大，其下是一低速层）分隔的地壳和上地幔（或称岩石圈地幔）两大部分。地壳和上地幔也可以依据地震波波速进一步分层。岩石圈也有明显的横向不均一性，大陆与大洋岩石圈在物质组成和地震波波速上有明显的差异。不同地区的大陆岩石圈也存在差异，大洋岩石圈的差异相对小一些。不同地区大陆地壳的差异又比它们的上地幔的差异更大一些。

大陆地壳一般可以分为四个层次：①沉积岩层，v_P 为 2.0～5.8km/s；②上地壳层，也称花岗质岩层，v_P 为 5.9～6.3km/s；③中地壳层，也称花岗闪长质岩层，v_P 为 6.4～6.7km/s；④下地壳层，也称玄武质岩一变质玄武质岩层，v_P 为 6.8～7.6km/s。

大洋地壳一般可以分为三个层次：①海洋沉积层，v_P 约为 2.2km/s；②洋壳上层，也称玄武岩层，主要由玄武质枕状熔岩组成，v_P 约为 5.2 km/s；③洋壳下层，也称大洋层，是由辉长岩、辉绿岩组成的席状岩墙杂岩体，v_P 为 6.7 ± 0.25km/s。

大洋地壳与大陆地壳之间呈过渡状态，称为过渡型地壳，它们具有横向变化大、结构复杂的特点。有些过渡型地壳具有很多的大陆地壳特征，称为陆壳型过渡地壳；另一些则具有更多的大洋地壳特征，称为洋壳型过渡地壳。

地壳与上地幔之间的 moho 面是地震速度明显跳跃的薄层，速度跳跃幅度为 1.0～1.5km/s，v_P 为 8.0～8.2 km/s。关于 moho 面的解释至少有两种：①化学相变界面，即辉长质下地壳变为榴辉岩质上地幔的界面；②构造界面，由纹层状构造引起地震波波速的

不连续带(Hele & Thompson,1982),或是在超高静压载荷下的张裂隙发育带,或是由高速与低速薄互层组成的地质过渡带。

moho 面之下的岩石圈地幔的地震速度 v_P 在稳定大陆区为 8.1 ~ 8.5 km/s,大洋盆地区为 7.9 ~ 8.5km/s。关于岩石圈地幔的物质组成的认识也有不同的看法。一种解释称为"习惯型模型",认为物质成分自地壳浅层向岩石圈深部由硅铝质逐渐变为铁镁质,岩石圈地幔由纯橄榄岩、橄榄岩组成;另一种解释称为"反转模型",认为玄武质岩下地壳向下变为花岗质、安山质岩石,岩石圈地幔是由榴辉质岩石组成的,而地壳是榴辉质岩石演化的产物。

岩石圈之下是软流圈,一般认为是由部分熔融到全部熔融的岩浆组成。软流圈上部为一低速带,v_P 约为 7.7km/s,v_S 约为 4.2km/s。软流圈在大洋区一般发育在 50 ~ 400km 深度上,厚度约为 350km;在大陆区一般发育在 100 ~ 220km 深度上,厚度约为 100 ~ 150km。

3. 岩石圈的流变学特征

从力学和流变学角度看,岩石圈有足够的刚度构成比较连续的板块,而软流圈是具有流变学特征的地球内部层圈。但是,岩石圈本身的强度在垂向上和横向上也是有变化的。大洋岩石圈和大陆岩石圈的流变学特征的差异十分明显(图 3 - 4 - 1)。不同的大陆岩石圈的流变学特征也有差异。一些地区(如华北地区)的大陆地壳内部具有明显的低速层,甚至多个低速层。造成低速的原因可能有多种因素,如:①含水层;②破碎的变质岩层(含矿水溶液);③水塑化的花岗岩层内的蠕变变形带或韧性剪切带(糜棱岩带);④滑脱(面)带等。无论何种解释都说明这些壳内低速层在岩石圈强度上是相对的韧性层,它们在岩石圈构造变形以及地壳表层沉积盆地的形成过程中具有很重要的意义。

二、全球板块构造系统

板块构造学说是 20 世纪 60 年代在"海底扩张"学说基础上发展起来的一门"新全球构造学说"。它的关键点是认为地球外壳的岩石圈包括六大板块以及一些小板块,这些岩石圈板块受地幔对流的驱动而发生大规模的相对水平运动(图 3 - 4 - 2)。

1. 板块运动与板块边界

板块的相对水平运动包括三种端元方式,即离散运动、汇聚运动和走滑运动。而多数情况下,板块的相对水平运动是斜向的位移矢量,包含有与板块边界垂直的倾向位移(离散或汇聚运动)分量和与板块边界平行的走向位移分量。根据相邻板块的相对运动状态,板块的边界类型也可以分为三类,即离散边界(divergent plate boundary)或增生边界(accreting

plate boundary)、聚敛边界(convergent plate boundary,包括俯冲边界和碰撞边界)和转换边界(transform plate boundary)或稳定边界(包括不同类型的转换边界)。岩石圈板块以不同类型的边界相连,并在不停地运动着,构成了全球板块构造系统(图 3－4－2)。

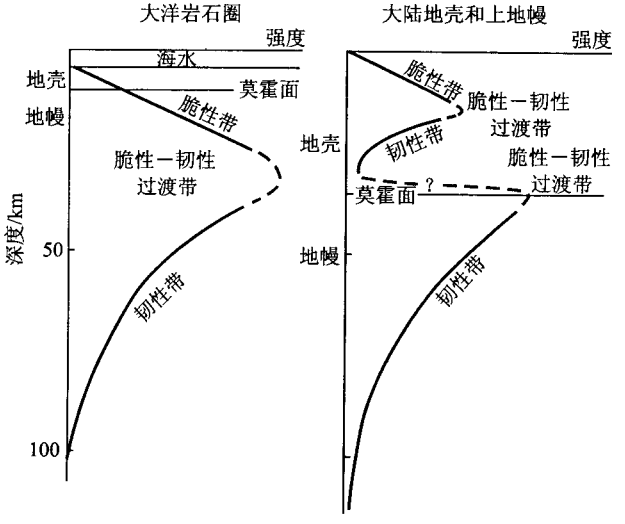


图 3－4－1　大洋岩石圈与大陆岩石圈的屈服强度与深度的关系曲线

(据 Molnar,1988 转引自 P.A.Aelln 等,1995)

大洋岩石圈具有很强的弹性核,深度一直延伸到 50km 以下 大陆岩石圈在其地壳下面有一层弱的塑性层,使得按流变结构分层,像一个果酱三明治。岩石圈的上部能在几个地质时期储存弹性应力。热学岩石圈底部为一个力学边界,它分隔相对高强度的岩石圈外壳与非常软弱的软流圈

当两个板块相对离散运动时,岩石圈深部和软流圈的熔融物质上涌并形成新大洋岩石圈。这种情况下的相邻板块的边界称为离散型边界或增生边界。典型的离散型边界是大洋盆地扩张中心的洋中脊。新生的大洋岩石圈在洋中脊形成时将较早形成的大洋岩石圈推向两侧。因此,在这里可以根据洋中脊两侧岩石圈的年龄来推算板块相对离散运动的速率。

板块相对汇聚运动有两种情况。第一种情况是大洋岩石圈板块相对于大陆岩石圈板块的汇聚运动,密度较大的大洋板块俯冲于密度较小的大陆板块之下,使大洋岩石圈在俯冲带不断消亡,这种俯冲作用称为 B 型俯冲。相邻的大洋板块和大陆板块之间的边界称为俯冲型边界(subduction boundary)。第二种情况是两个大陆岩石圈板块发生相对汇聚运动,密度基本相同的两个大陆板块在汇聚运动中发生碰撞形成造山带,而碰撞造山的表现也可以是一个大陆板块俯冲于另一个大陆板块之下,这种俯冲作用称为 A 型俯冲。相邻的两个大陆板块之间的边界称为碰撞型边界(collision boundary)。

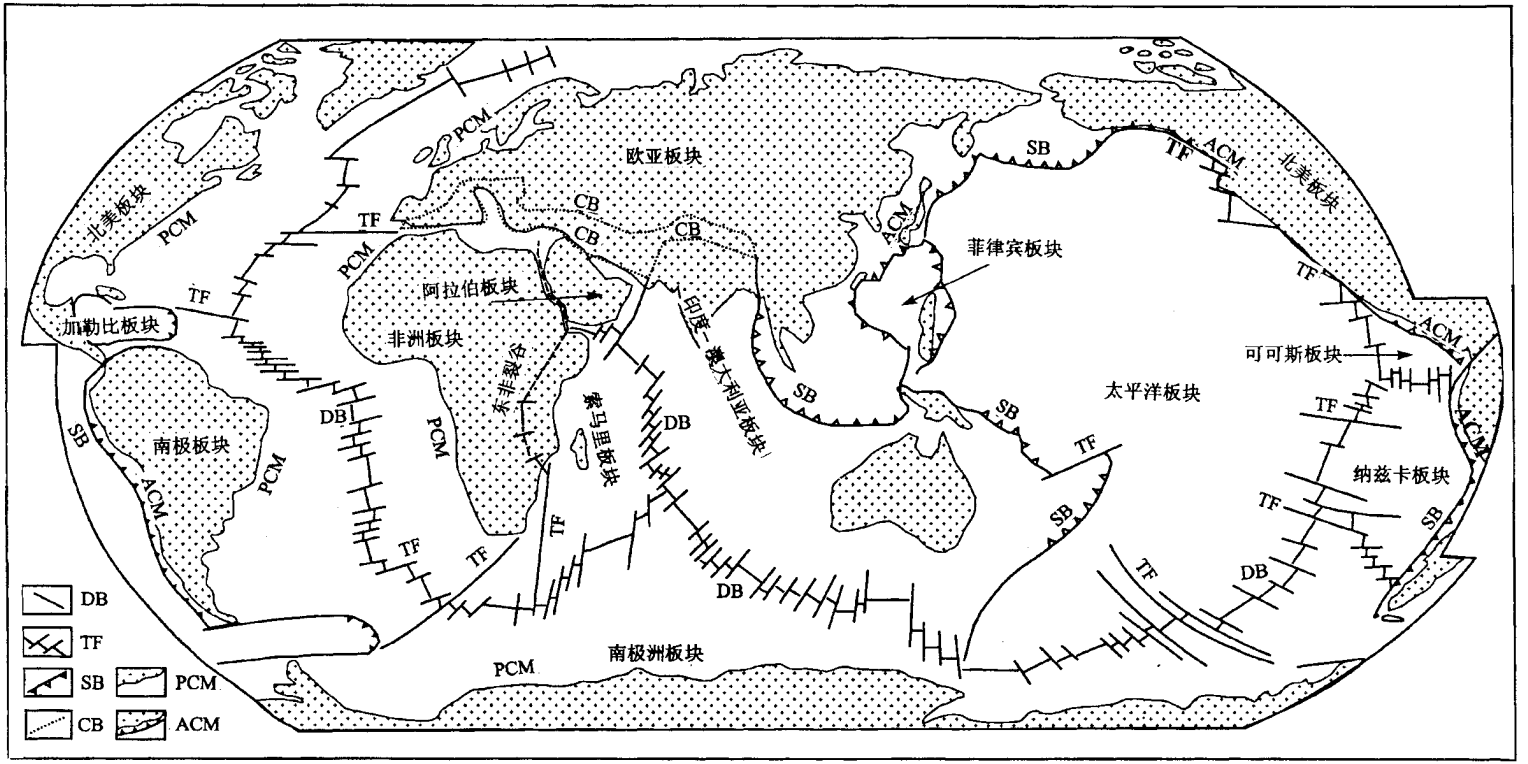


图 3-4-2 全球板块构造及各种板块构造要素

DB—离散边界；SB—俯冲边界；CB—碰撞边界；TF—转换断层；PCM—被动大陆边缘；ACM—主动大陆边缘

两个相邻板块的走滑运动形成一种特殊类型的走滑断层——转换断层(transform fault)。转换断层是在板块离散和汇聚运动中起转换位移作用的岩石圈尺度的断层,与普通的走滑断层的最大差异是其两盘的走滑位移可以突然中止,甚至突然改变走滑运动方向。相邻板块发生相对走滑运动时,其边界则是以转换断层接触,称为转换边界。典型的转换断层是那些切错洋中脊的横断层,洋中脊的离散运动致使它们发生走滑运动。

一般认为,板块运动是由地幔热对流驱动的。板块本身在运动过程中可以发生裂解和拼合。当热地幔柱从地幔深处上升到一个统一的岩石圈板块底部时,它对这个岩石圈板块产生强大的'底辟'作用,致使这个统一的岩石圈板块(通常最初是大陆板块)裂解成两个或多个岩石圈板块。这种地球动力学过程可以通俗地描述为岩石圈板块的'一分为二或化整为零'过程。当两相邻的大陆板块发生碰撞后,造山作用最终可能使这两个板块'焊接'起来成为一个统一的板块。这种地球动力学过程可以通俗地描述为岩石圈板块的'合二为一或聚小成大'过程(两个或多个岩石圈板块拼合成更大的板块)。

板块并非真正的'刚体',板块之间相对运动的同时,板块内部也会发生变形。板块内部的构造作用、构造运动直接或间接地受到岩石圈板块构造的动力学过程的控制。一个地区的板块动力学过程、板块构造环境决定了这个地区的区域构造活动的基本方式。

2. 主动大陆边缘和被动大陆边缘

主动大陆边缘也称活动边缘、太平洋型边缘或聚敛型大陆边缘,是由板块俯冲作用所致。通常是大洋板块俯冲于大陆板块或大洋板块之下。在这种边缘,以垂直于板块边界的挤压分量为主。然而也发育着伸展构造,尤其在弧后区伸展盆地是常见的。几乎所有的俯冲边缘中,都有走滑断层系统发育,这与斜向聚敛有关。主动大陆边缘最重要的特征是俯冲作用产生的弧－沟系。弧－沟系有两种基本类型,即西太平洋型(或马里亚纳型)和安底斯型(或科迪勒拉型)。前者的火山岛弧与大陆之间有一个或多个弧后边缘海盆或小洋盆,故也称洋内弧－沟系;后者的大陆岩浆弧与大陆衔接于一体,故称为陆缘弧－沟系。俯冲作用产生了地表最大的地形高差、地球上最频繁最强烈的地震带、超巨型和达清夫－贝尼奥夫冲断型滑动带、重力异常突变带、最显著的热流变化带、最强烈的岩浆活动带、强烈的区域变质带和大量增生楔形体。这种板块俯冲或地体聚敛实际上是一种造山作用,但与此同时也伴随有造盆作用。在主动大陆边缘的盆岭耦合发展中有多种类型的沉积盆地形成、发展和消亡,如海沟、弧前、弧内、弧间、弧后、走滑盆地等。

被动大陆边缘也称稳定边缘、不活动边缘、大西洋型或离散型边缘。这种边缘位于板内,其两侧的大陆与大洋属于一个统一的板块,如北美和南美的东部边缘、欧洲西部边缘和非洲边缘、印度南部边缘、澳大利亚南缘、欧亚大陆和北美北缘等。Deitz 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。被动边缘由大陆架、大陆坡和陆隆（或称陆基）所组成。被动边缘的形成与岩石圈离散活动有关，岩石圈张开经历了大陆内部裂谷阶段—红海或原始大洋阶段—窄大洋或内海阶段—大西洋式被动边缘阶段。每个阶段均形成各自的层序并依次叠置。被动边缘下伏的较早形成的裂谷层序主要受张裂作用所控制。红海阶段形成的层序以软泥沉积和膏盐层最为发育。陆架上面的飘移层序以碳酸盐岩和碎屑岩为主。被动边缘主要的地动力表现是沉降，但沉积层序厚薄有别。被动大陆边缘中，一种是补偿型被动边缘，如北美大西洋海岸，陆架的厚度可达 5 ~ 12km；另一种是欠补偿型被动边缘，其陆架下厚度仅 2 ~ 4km，如欧洲西部大西洋边缘。被动边缘下沉的主要原因可归因于岩石圈的拉伸变薄变冷、壳的蠕变、沉积负荷、深层变质诸因素。在被动边缘有复杂的推进过程，它受陆架沉降、海平面变化、构造运动和沉积供给等多方面控制（Boillot，1981）。

一些专门研究大陆边缘的学者除了分出主动和被动大陆边缘外，有时还强调另一种转换大陆边缘类型。这种边缘以走向滑移断层系发育为主，如美国西部加利福尼亚及其沿岸海湾有圣安得利斯断层系及与之平行的断层、盆岭发育，伴有浅层地震活动，也称之为加利福尼型大陆边缘。但从总体上来看，这种大陆边缘所占比例很小。此外，各段聚敛型边缘间也常由转换断层来连接。

三、板块构造运动与盆地的沉降机制

板块构造理论特别强调岩石圈板块的巨大水平运动，盆地的沉降是地壳垂向运动的表现。但是，正是板块的水平运动和板块之间的相互作用派生了地壳和岩石圈的垂向运动。板块的水平运动可以直接地导致地壳的垂向运动，例如板块的俯冲和碰撞过程中的垂向运动分量就是水平运动直接转换为垂向运动的表现。更主要的是板块运动过程中使岩石圈或地壳的厚度、地温场和均衡条件等发生了变化，从而导致地壳发生垂向运动。

沉积盆地的沉降机制大致可以归纳为七个方面（Dickinson，1974、1976、1994；Ingersoll & Busby，1995）：

①伸展作用、剥蚀或岩浆侵位导致的地壳薄化作用；

②下地壳和上地幔的冷却作用；

③地壳和岩石圈的沉积和火山的负载作用；

④地壳和岩石圈的构造负载作用；

⑤岩石圈的板底垫托作用导致的下地壳负载作用；

⑥下降岩石圈穿入软流圈的动力流；

⑦高压相变导致的地壳密度增大。

这些不同的机制都是引起地壳或岩石圈均衡条件破坏的原因，地壳的均衡作用则是使不均衡的地壳或岩石圈最终达到均衡状态。在大多数情况下，地壳表面沉降是由地壳的均衡作用引起的，也就是说在地壳的均衡作用过程中形成沉积盆地。

第二节　沉积盆地类型

沉积盆地可以依据不同的原则分为各种类型，这样有利于我们去认识沉积盆地的特点，比较不同盆地之间的差异。

一、沉积盆地的分类原则

影响沉积盆地特征的地质因素很多，如沉积物类型、水动力系统特点、盆地结构（包括地壳结构和盆内构造等）和空间形态等等。因此，盆地分类是一个复杂的系统工程。不同学者可以根据自己研究之需要来选取盆地分类的基本参数和原则。而不同的分类方案列出的沉积盆地类型在用于认识盆地特征和比较盆地之间的差异时也自然有它的方便之处。

下面仅将盆地分类原则概括为如下四个方面来加以讨论。

1. 盆地赋存的大地构造位置

沉积盆地作为一个地壳构造单位，它的形成和发展无疑受控于大地构造环境。不同的大地构造位置上发育的沉积盆地会有不同的特点，据此可以将沉积盆地分为不同的类型。我国一些学者曾习惯将我国的沉积盆地列入特定的构造体系中加以讨论，划分出新华夏系、帚状构造系、旋卷构造系、人字型、棋盘格式等各种构造体系中的盆地。在板块构造理论流行之前，国内外学者根据槽台学说或地台活化说来确定盆地所处的大地构造位置，将沉积盆地分为发育在活动区（带）、稳定区和过渡区的盆地，还可以依据沉积盆地在大地构造的位置进一步将盆地分为山间盆地、山前盆地、地台或克拉通内部盆地、地台或克拉通边缘盆地、地台活化型或地洼型盆地等不同的类型。板块构造理论问世后，很多学者根据沉积盆地所处的板块构造位置来划分盆地类型，如将盆地分为与不同类型的板块边缘有关的盆地（离散型边缘、聚敛型边缘、转换型边缘）和板块内部盆地。

一些学者认为，在地球历史发展过程中，大地构造运动体制可能发生了变化，不同的

大地构造运动体制中的沉积盆地的特点也有所不同。因此可以按照老全球构造体制、过渡体制和新全球构造体制来讨论和划分盆地类型。

2. 盆地形成的动力学环境

不同的动力学环境中形成的盆地在结构构造、沉降与沉积充填特点等方面都有差异。因此,盆地形成的地球动力学环境也是划分盆地类型的一个重要标志。通常可以依据盆地形成的动力学环境划分为引张型(或裂陷型)盆地、挤压型盆地、扭动型盆地和混合型盆地等。也有分为造陆和造山环境下形成的盆地的。

大地热流值或地温梯度值是反映地球动力学环境的参数,因而可以根据盆地形成过程中的地温梯度将盆地划分为高温盆地、正常温度盆地和低温盆地等。

盆地演化过程中的岩浆活动也是地球动力学标志,它们也可以作为划分盆地类型的参考依据。在地槽学说盛行的年代,一些学者习惯将沉积盆地分为优地槽、冒地槽(斜)和熔岩盆地等。

盆地形成的机理是盆地分类研究中的一项重要主题。如原生和次生;重力成因、热成因、应力成因和地球各层圈相互作用成因;单因素成因和多因素成因;主动成因和被动成因等。这些分类原则和名词术语也都涉及到盆地形成的动力学问题。

3. 盆地的形态和结构

沉积盆地的形态、规模和结构都存在很大差异,它们也可以作为划分盆地的依据。

依照盆地的规模可以划分为:超巨型盆地,面积大于 $100\times10^4\,km^2$;巨型盆地,面积为 $(50\sim100)\times10^4\,km^2$;大型盆地,面积为 $(10\sim50)\times10^4\,km^2$;中型盆地,面积为 $(1\sim10)\times10^4\,km^2$;小型盆地,面积小于 $1\times10^4\,km^2$ 等。

盆地平面形态可以是圆形、椭圆形、长条形或槽形、菱形,盆地剖面形态可以是碟状的拗陷,也可以是以断层为边界的断陷,而断陷又可以是对称的和不对称的。这些形态参数也可以作为盆地分类的依据。

沉积盆地可以发育在不同类型的地壳的表层,依据地壳结构的差异可以将沉积盆地划分为发育在如陆壳或克拉通壳上的、洋壳上的、残余洋壳上的、过渡洋壳上的盆地;花岗岩型和无花岗岩型盆地;薄壳和厚壳盆地;地壳缓变带上和陡变带上的盆地等等。

沉积盆地是由两个结构层次组成的,即盆地的沉积岩层和下伏的盆地基底。盆地的基底可以直接是地壳结晶基底,也可以是沉积岩层经过褶皱变质作用形成的基底,甚至是早期的沉积盆地中的沉积岩层经过一定的构造变形而形成的基底。依据盆地基底性质的差异,可以将沉积盆地划分为发育在结晶基底上的盆地、变质岩基底上的盆地和变形的沉积岩层基底之上的盆地等等。褶皱-变质基底还可以按褶皱时代划分为前寒武

纪褶皱基底、加里东褶皱基底、华力西褶皱基底和阿尔卑斯褶皱基底等。有些盆地基底的褶皱时代或基底性质是单一、较均匀的，而有些则是由不同时代、不同性质的基底拼合而成的复杂的盆地基底。

从盆地基底构造来看，有在复背斜或复向斜基础上发育的盆地，也有在基底断裂活动过程中发展起来的盆地。盆地基底的埋深和起伏有很大的变化。基底断裂和起伏对盆地发育有控制作用，并随时间不断演化。

在变质基底之上有单旋回的或多旋回的沉积盆地盖层，每一旋回形成的层序都有其沉积和构造变形特征。它们是在基底演化和前期盆地控制下发育的，后期的构造和沉降作用可以改造前期盆地，既有继承又有新生。构造变形与沉积作用相互影响和控制。在一些盆地中，上覆未变形或变形很小的顶盖不整合覆于变形的沉积盖层之上，如热沉降期盆地沉积。

根据盆地基底构造变形和沉积盖层的关系可以将盆地划分为褶陷型盆地、断陷型盆地和拗陷型盆地。褶陷是指在基底褶皱基础上发育的盆地，基底向斜部位的盆地沉积盖层更厚一些，而且通常是呈平行不整合与基底岩层接触，基底背斜部位的盆地沉积盖层较薄或缺失，而且造成基底岩层的剥蚀，形成基底与盖层的微角度不整合。断陷是指由同沉积的基底断层控制盆地的形成和演化，并构成盆地的某些边界。根据基底断层的性质又可以分为由同生基底正断层作为边界的‘裂陷’和由同生基底逆断层作为边界的‘压陷’。还可以分为对称的断陷（两侧都有边界断层）和不对称的断陷（通常只有一侧有边界断层）。

4. 盆地的沉降与充填

盆地沉积或沉降速率等参数也可作为盆地分类的依据，如快速下沉、慢速下沉、高聚集速率、低聚集速率、加速和减速盆地等。

根据盆地下沉和充填补偿的关系可分为过补偿盆地、补偿盆地和欠补偿盆地等。

根据盆地内发育的主要沉积系统、沉积环境和沉积相特点可以划分为大陆环境、陆缘环境和海洋环境盆地。在我国，常划分出陆相碎屑岩盆地和海相碳酸盐岩盆地两大类。

若从盆地内构造－岩石组合或建造来论，有复理石盆地、磨拉石盆地、红色盆地等。

5. 盆地的含油气性和含矿性

根据沉积盆地的含油气和含矿情况，可以划定含油气盆地、含煤盆地和含盐盆地等。按油气充满程度或饱和程度也可分出等级。有些沉积盆地的液态烃含量很少，却含有大量天然气，可成为含气盆地。按照生油层演化的程度可分为未成熟、成熟、过成熟等类型的盆地。

二、国外学者提出的盆地分类方案举例

1. 前板块构造时期的盆地分类方案

1) Umbgrove 的盆地分类

J.H.F. Umbgrove(1947)曾根据盆地形状及其周围褶皱带关系分为槽地和盆地两大类,并进一步划分盆地的亚类型,如表 3-4-1、图 3-4-3 所示。

2) Weeks 的盆地分类

L.G. Weeks(1952)根据盆地所处的构造环境,将盆地分为活动带和稳定区两大类,用于所有目的,尤其是石油勘探,如表 3-4-2 所示。

表 3-4-1　Umbgrove 的分类

大　类	亚　类
槽地(trough)	Ⅰ. 边缘深渊(marginal deep)
	Ⅱ. 山间槽地(intermontane trough)
盆地(basin)	Ⅲ. 核心盆地(nuclear basin) Ⅲ$_1$. 周缘褶皱格架为同期的(with isochronous frame) Ⅲ$_2$. 周缘褶皱格架为非同期的(with anisochronous frame)
	Ⅳ. 不谐和盆地(discordant basin)

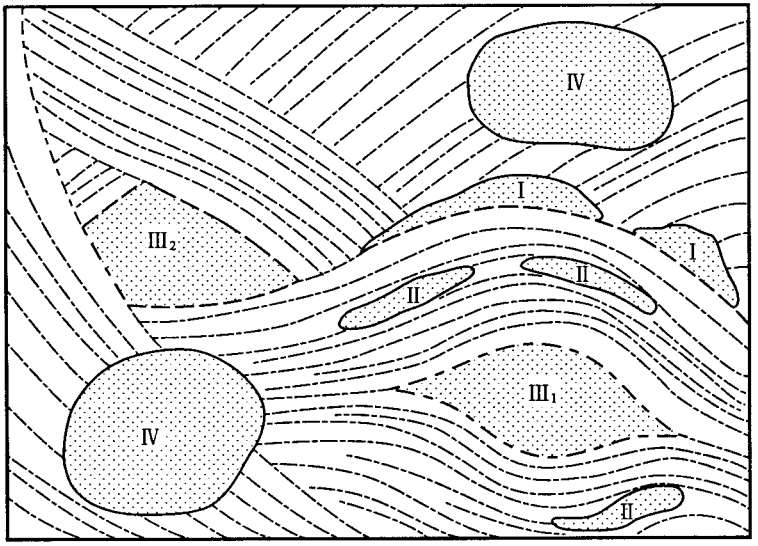


图 3-4-3　Umbgrove 的盆地分类(1947)
Ⅰ—边缘深渊;Ⅱ—山间槽地;Ⅲ—核心盆地;Ⅲ$_1$—周缘褶皱格架为同期;Ⅲ$_2$—周缘褶皱格架为非同期;Ⅳ—不谐和盆地

表 3－4－2　Weeks 的盆地分类

大　类	类和亚类		实　例
活动带	边缘盆地(marginal)或外大陆盆地(extracontinental)	开阔的(open marginal)	湾岸区
		封闭的(closed marginal)	波斯湾
	内大陆盆地(intracontinental)		阿尔伯达
	山间盆地(intermontane)		落基山诸盆地 盆岭区晚期诸地堑
	中间地块盆地(median mass)		潘农盆地 伊朗中部盆地
稳定区	前陆大陆架盆地(地台边缘坳陷)(foreland shelf)		
	内部盆地(interior) (内克拉通盆地)	近内部盆地(near)	密歇根、伊利诺斯、威利斯顿
		远内部盆地(remote)	巴拉那、莫斯科、澳洲大沙漠盆地
	地堑或半地堑盆地(graben or half graben)		东非、莱茵、巴西地盾上的地堑等
	稳定海岸盆地(stable coastal)		北美大西洋海岸,非洲、澳洲浅大陆架,其他稳定海岸

3) Dallmus 的盆地分类

K. F. Dallmus(1955)将所有卷入变形的或不是纯地形的盆地称作动力盆地,认为有两种动力盆地的基本类型,即原生盆地和次生盆地。原生盆地(primary basin)是指对称的、圆形或椭圆形的碟形盆地,其发展中无大型断层作用;而次生盆地(secondary basin)是指那些不对称盆地,常以半地堑开始,也包括真正的地堑,在沉降中断层起了明显作用。实际上前者是拗陷盆地,而后者是断陷盆地。Dallmus 指出次生盆地要比原生盆地数量多,下沉幅度和总充填量大,石油生成和富集程度高。

4) Блод(布罗德)的盆地分类

Блод(1957)编制了世界含油气盆地图,又于 1959 年据槽台学说将盆地分为三大类,如表 3－4－3。

5) Uspenskaya 的盆地分类

Uspenskaya(1967)的分类根据也是稳定区和活动区,但进一步划分则有所不同,强调了地台内深坳陷和活动区横向坳陷,如表 3－4－4。

表 3－4－3　Блод 的盆地分类

大　类	类	实　例
地台型平原含油气盆地	1. 基底由前寒武系组成	莫斯科、下亚马逊、西德、密歇根、西非等盆地
	2. 基底由古生界组成	英国、巴黎、西西伯利亚等盆地
	3. 基底由不同年代构造单元地层组成	北里海、墨西哥等盆地
山前坳陷含油气盆地	1. 古生代褶皱山脉山前带	别乔拉－吉曼、阿巴拉契、中澳、南非等盆地
	2. 中新生代褶皱山脉山前带	中里海、勒拿－威吕河、西里海、卡拉库姆等盆地
山间含油气盆地	1. 在中间地块或其大单元的基础上	潘农、南里海、塔里木、北意大利、中伊朗等盆地
	2. 在个别坳陷或局部地堑基础上	莱茵、缅甸、落基山、埃及、楚河、日本、哥伦比亚、伊里安等盆地

表 3－4－4　Uspenskaya 的分类

大　类	类
地台区	1. 台间坳陷(interplatform depression) 2. 边缘坳陷至前渊(marginal depression－foredeep) 3. 台内地堑凹陷(interior graben trough) 4. 深下沉坳陷(deeply sunk depression)
活动区	1. 横向坳陷(transverse depression) 2. 巨型复背斜内的上叠地堑凹陷(superposed graben trough) 3. 中间地块的上叠坳陷(superposed depression)

从以上所列的分类方案不难看出，前板块时期的盆地分类主要依据三个方面：根据盆地形状及位置(如 Umbgtrove)；按构造类型分出断陷和坳陷(如 Dallmus)；依据槽台理论，分出活动区和稳定区(或地台区)两大构造单元。

2. 板块构造时期的盆地分类

60 年代中期板块构造理论提出后，很多学者依据板块构造理论提出了新的盆地分类方案，形成了一个盆地类型研究的高潮。

1) Halbouty－Klemme 的盆地分类

M. T. Halbouty 等(1970)根据地壳的结构提出了盆地分类方案，以后 H. D. Klemme 又作了多次的修改。他们认为地壳分为三类，即克拉通地壳、过渡壳和洋壳，目前含油气盆地主要在前两种地壳上，洋壳虽也有盆地，已超出勘探能力。根据地壳结构分为克拉通的和大陆边陲的两大类，其下又分为八类(表 3－4－5 和图 3－4－4～3－4－13)。在其分类中缺少走滑盆地，所用拉分盆地一词并不是指走滑拉分盆地，而是大西洋型张裂形成的被动大陆边缘盆地。

表 3－4－5　Klemme(1980)的盆地分类

内大陆盆地 (intercontinental)	克拉通盆地 (cratonic)		1. 内部简单盆地(interior simple basin) 2. 复合盆地(composite basin) A. 复杂盆地(complex basin) 3. 裂谷盆地(rift) 4. 坳陷为小洋盆(downwarps into small basin) A. 封闭式(closed) B. 槽式(trough) C. 开阔式(open) 5. 拉分盆地(pull－apart) A. 平行的(parallel) B. 横向的(transverse) 6. 俯冲作用形成的盆地(subduction) A. 弧前盆地(fore－arc) B. 弧后盆地(back－arc) C. 非弧盆地(non－arc) 7. 中间盆地(median) 8. 三角洲(delta)
外大陆盆地 (extracontinental)	大陆边陲 (continental Borderland)	山间盆地 (intermontane)	

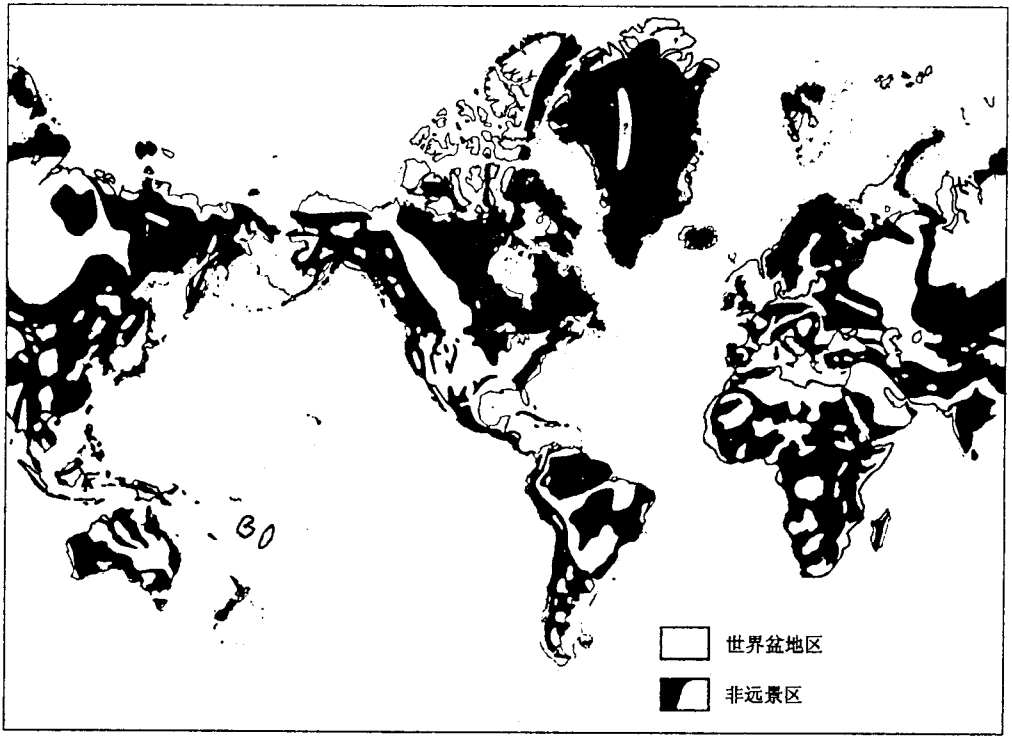


图 3－4－4　世界盆地图(据 Klemme,1980)

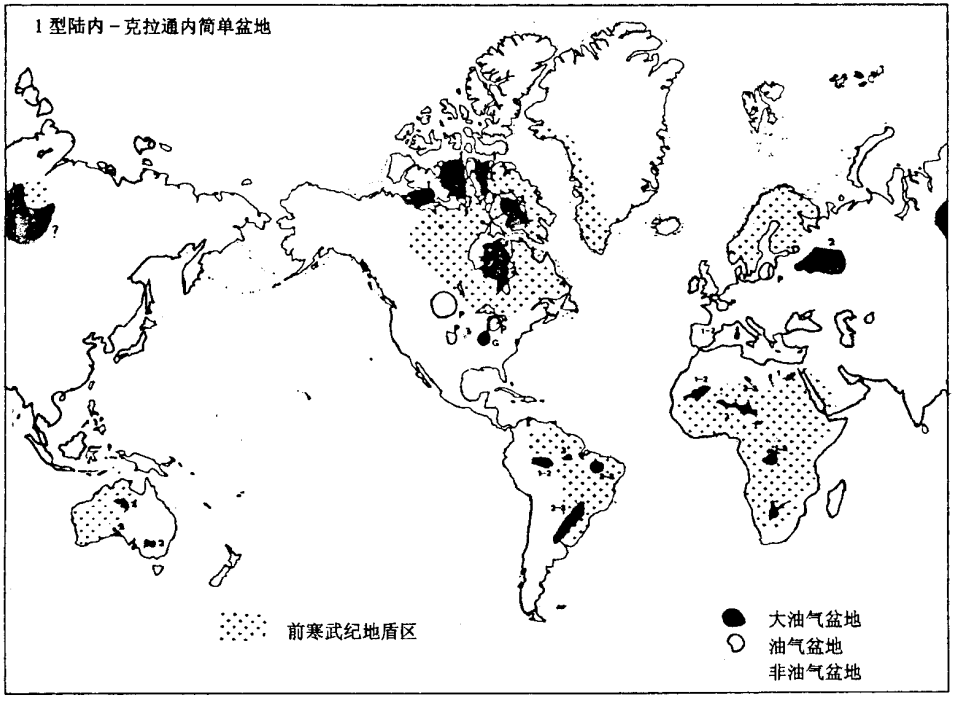


图 3－4－5　克拉通内部简单盆地分布图(据 Klemme,1980)

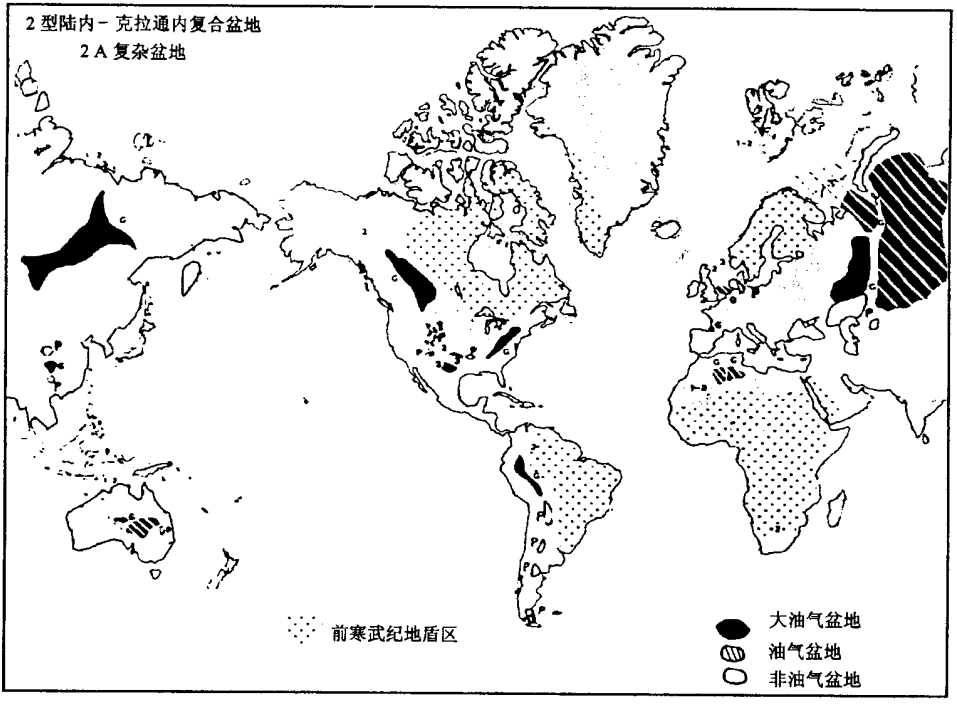


图 3－4－6　克拉通内部复合和复杂盆地分布图(据 Klemme,1980)

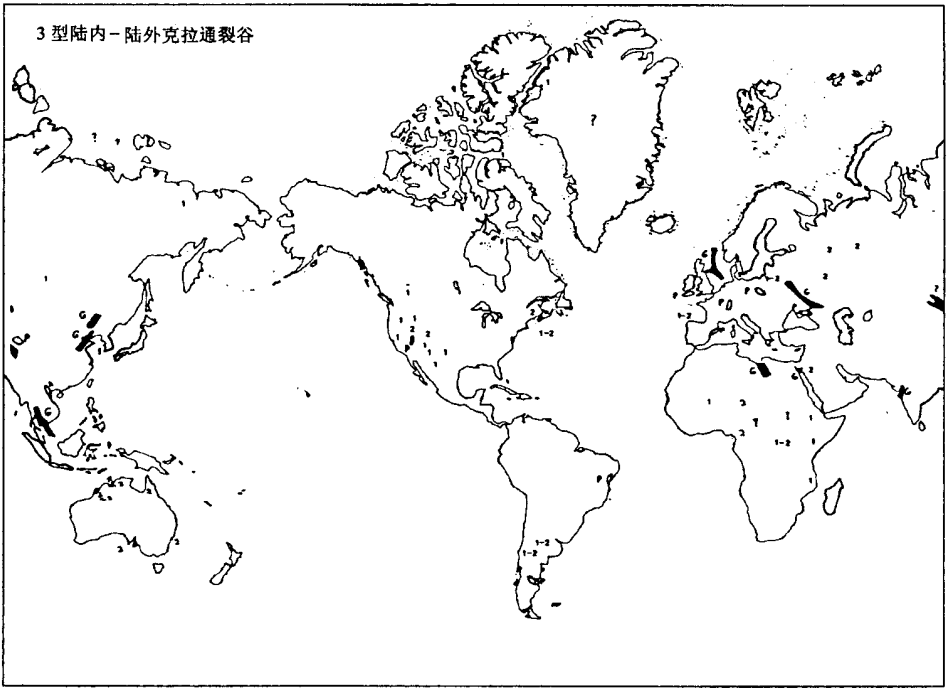


图 3－4－7　**裂谷盆地分布图(据** Klemme,1980)

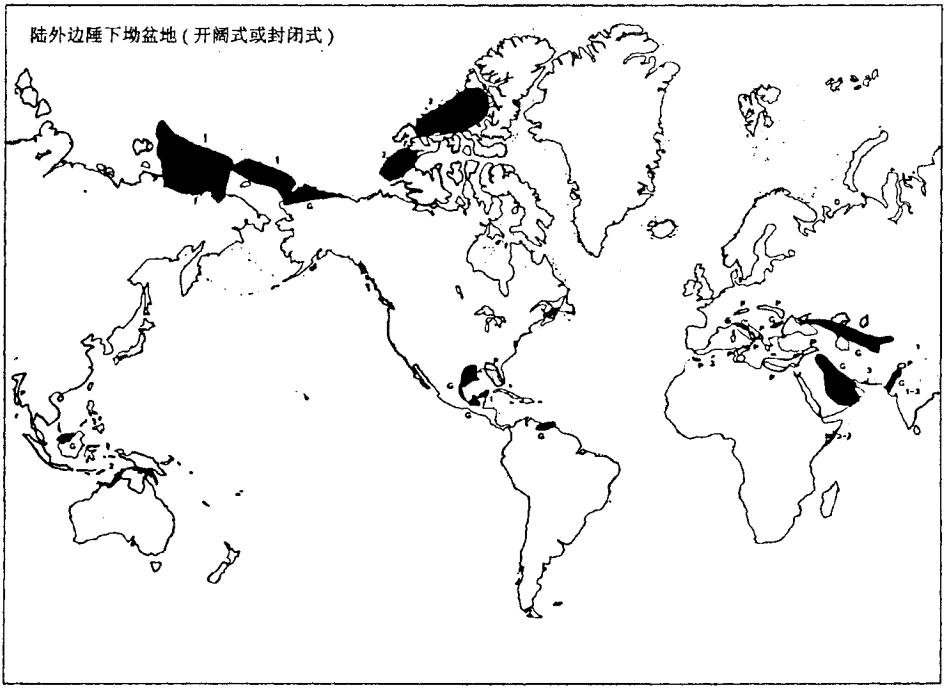


图 3－4－8　**坳陷盆地分布图(据** Klemme,1980)

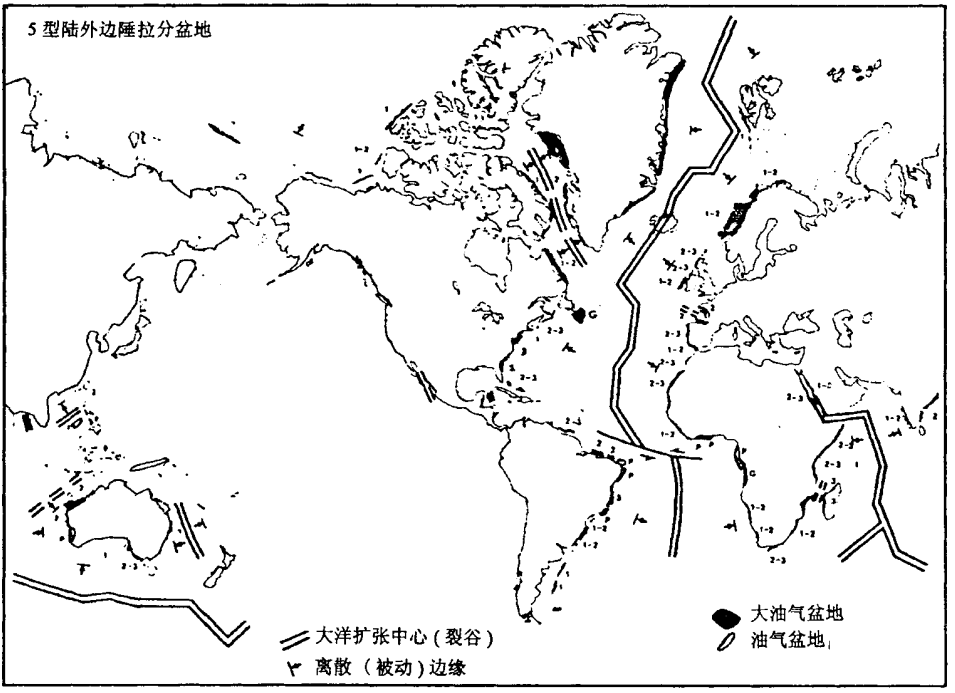


图 3－4－9　拉分盆地分布图(据 Klemme,1980)
这里所用拉分盆地概念与一般走滑拉分概念不同

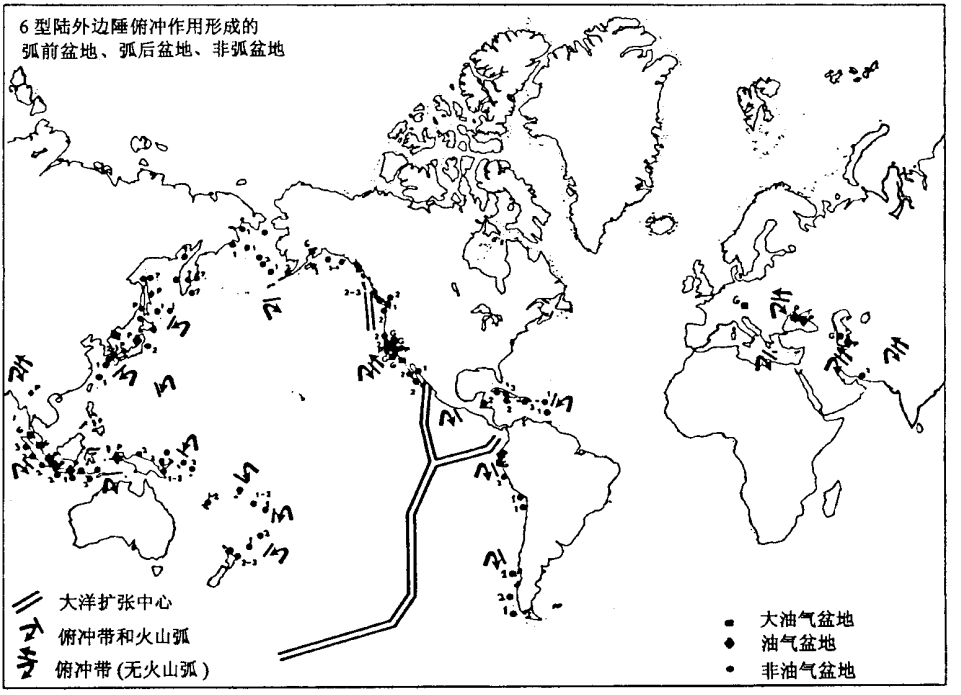


图 3－4－10　俯冲作用形成的盆地分布图(据 Klemme,1980)

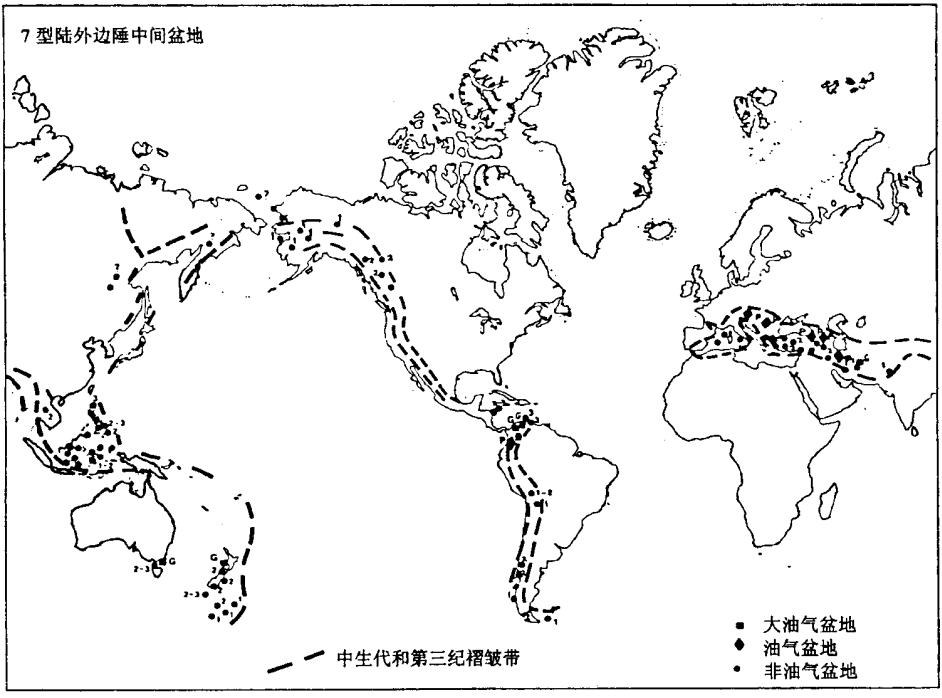


图 3－4－11　中间盆地分布图(据 Klemme,1980)

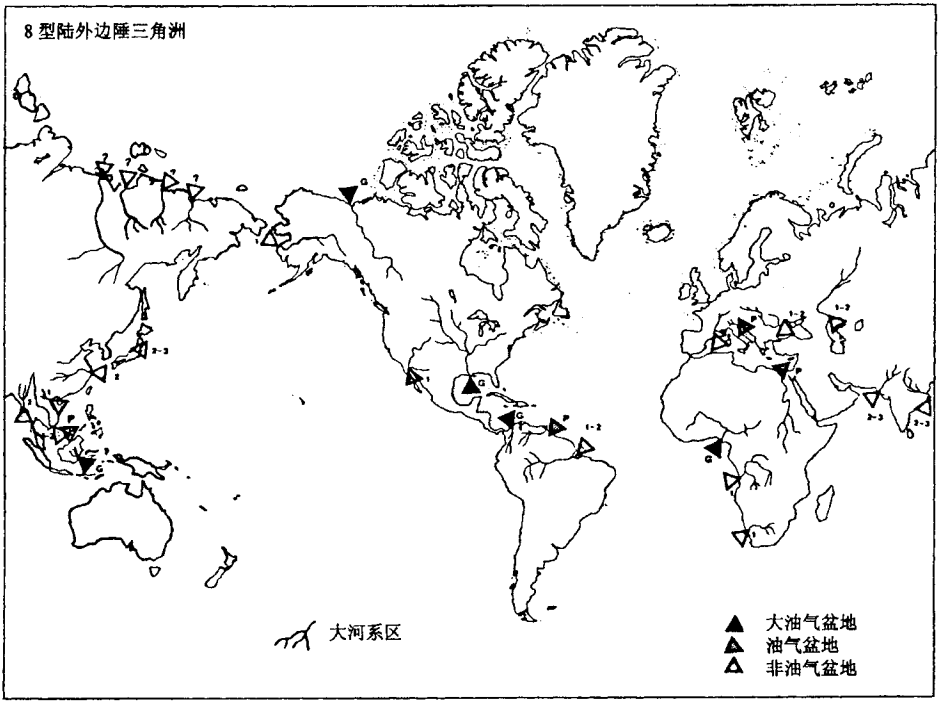


图 3－4－12　三角洲盆地分布图(据 Klemme,1980)

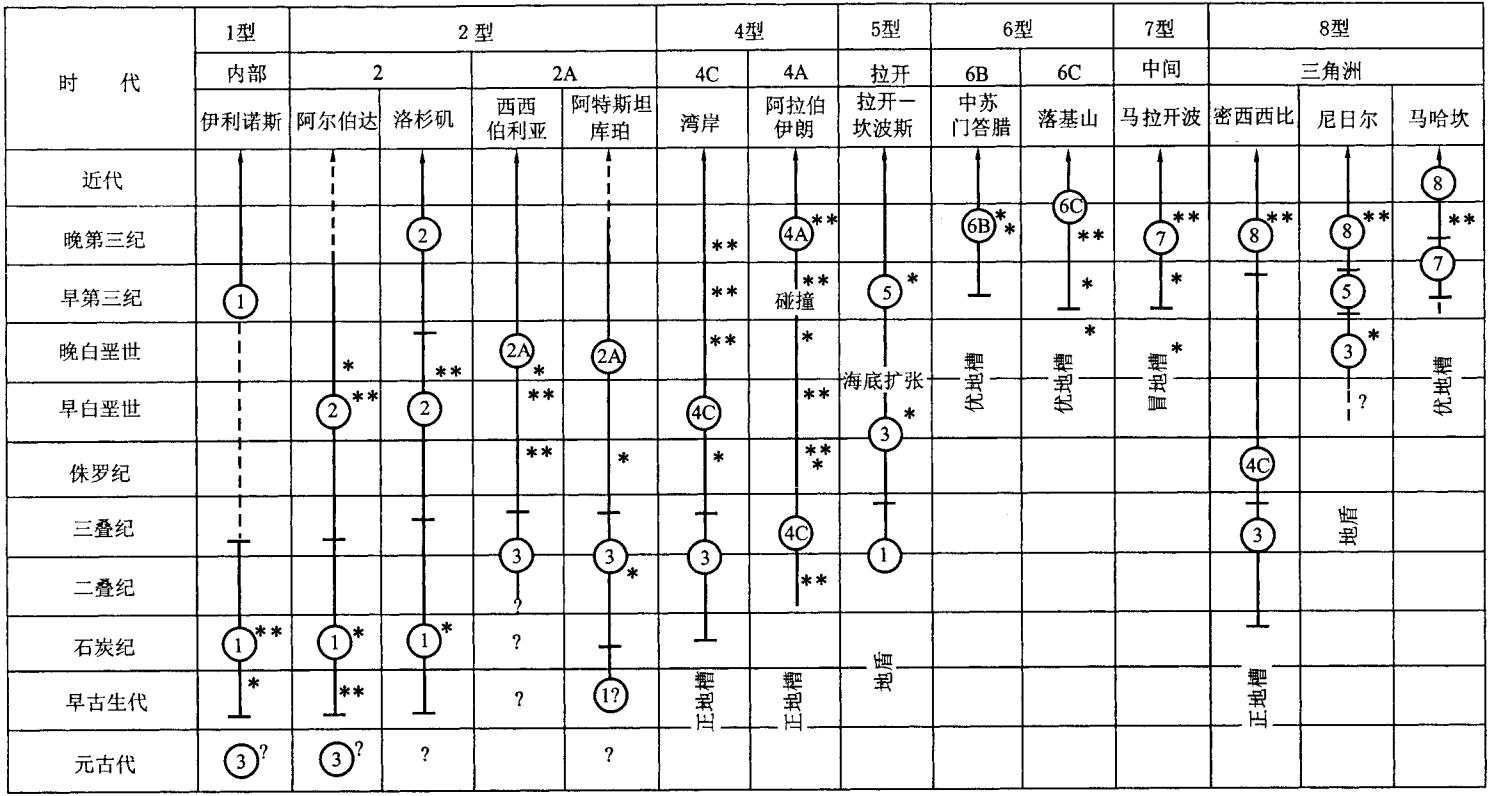


图 3-4-13 典型盆地的构造演化图（据 Klemme, 1980）

＋盆地类型演化；*烃聚集；① 盆地类型

2）Dickinson 的盆地分类

Dickinson（1974，1976）根据板块的开合和盆地形成的地动力环境将形成盆地的环境分为裂谷环境和造山环境（表 3－4－6），并将扭张性和扭压性盆地分别归属到两种构造环境中。这种方案没有突出克拉通盆地，而是将底克拉通盆地列于裂谷型盆地大类中。

表 3－4－6　Dickinson 的盆地分类

盆地类型			实例
裂谷型盆地	陆块未完全裂开情况下形成的盆地	底克拉通盆地（infracratonic basin）	北海盆地、西西伯利亚盆地
		边缘拗拉槽盆地（marginal aulacogen）	贝努埃盆地、阿德莫尔盆地
		原洋裂谷盆地（protoceanic rift）	红海、加利福尼亚湾
	陆块完全裂开情况下形成的盆地	冒地斜棱柱体（mlogeoclinal Prism）	北美大西洋沿岸
		陆堤（continental embankment）	湾岸地区
		新生大洋盆地（nascent ocean basin）	大西洋
	与转换断层和聚敛板块活动有关的混合型裂谷盆地	扭张性盆地（transtensional basin）	加利福尼亚及其近海第三纪
		弧间盆地（interarc basin）	盆地、劳盆地、日本海
造山型盆地	沿岛弧造山带、海沟一侧与消减带杂岩体发育有关的盆地	海沟（trench）	环太平洋海沟
		斜坡盆地（slope basin）	
		弧前盆地（forearc basin）	加利福尼亚大谷盆地
	与造山带变形翼部毗连的克拉通边缘前陆环境中形成的盆地	周缘（前陆）盆地（peripheral foreland basin）	波斯湾盆地
		弧后（前陆）盆地（retroarc foreland basin）	落基山白垩纪盆地
		破裂前陆盆地（broken foreland basin）	拉腊米带
	在岛弧造山带和碰撞造山带以外，由压缩而形成的盆地	扭压性盆地（transpressional basm）	加利福尼亚晚近褶皱
		残留大洋（remnant ocean basin）	孟加拉湾海底扇

3）Bally 的盆地分类

A．W．Bally（1975，1976，1980）根据新全球大地构造概念作了盆地分类，他强调盆地与巨缝合带的关系及 B 俯冲带和 A 俯冲带的差异。巨缝合带（megasuture zone）是指巨型非刚性的造山带。B 俯冲带是大洋岩石圈向大陆俯冲而产生的 Benioff 带，A 俯冲带是根据 Ampferer 所提出的大陆岩石圈的有限俯冲作用产生的。A 俯冲带的俯冲速率远逊于 B 俯冲带，有时也被译作推掩带边缘，其分布如图 3－4－14 所示。在环太平洋地区，A 俯冲带在南北美、阿拉斯加、俄罗斯都有分布，但在蒙古和中国则未发现一个和 B 俯冲带相对应的 A 俯冲带存在。在这种情况下，Bally 只好用中生代侵入岩分布西界来划出一条相应的边界。Bally 将盆地分为三大类，即位于刚性岩石圈内的盆地（图 3－4－15）、缝合带边的盆地（图 3－4－16）和缝合带上的盆地（图 3－4－17）。详细划分如表 3－4－7。

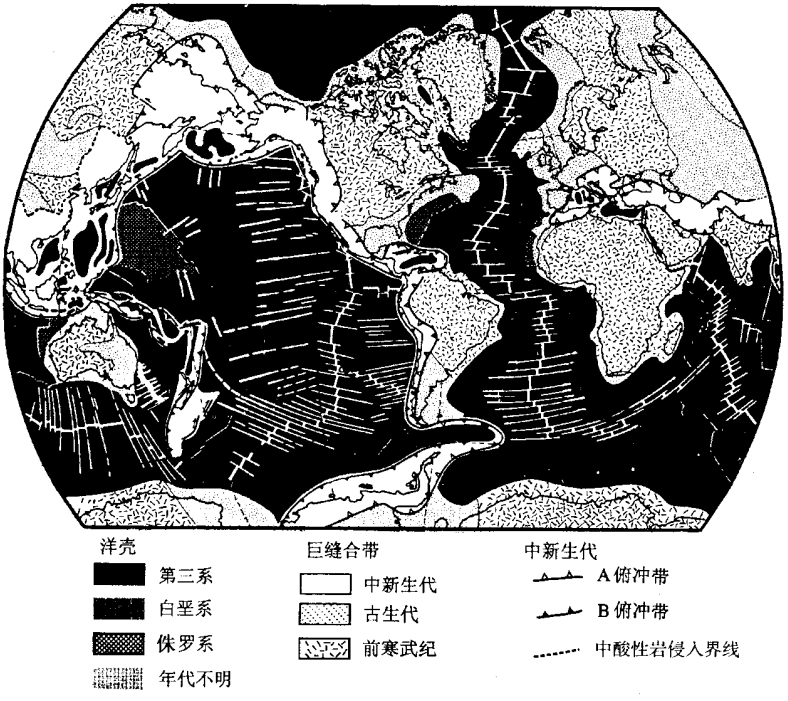


图 3－4－14　世界大地构造图(据 Bally 和 Snelson，1980)

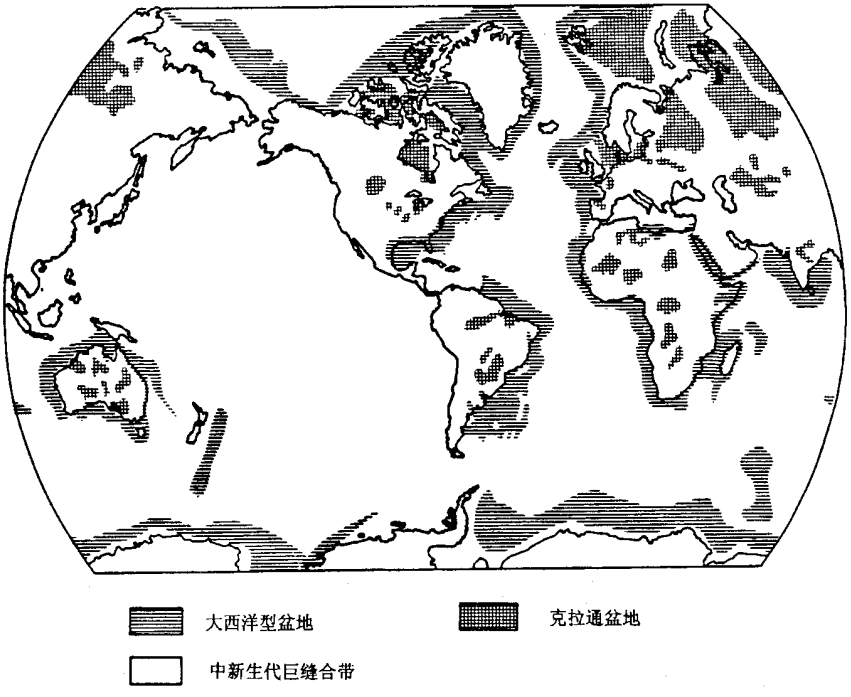


图 3－4－15　刚性岩石圈内的盆地(据 Bally 和 Snelson，1980)

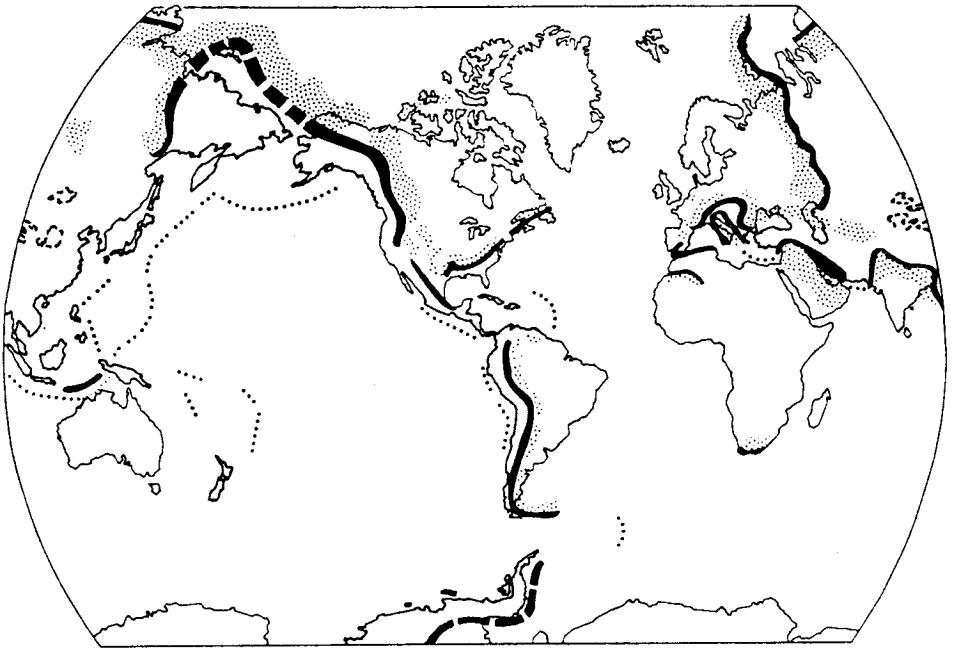


图 3－4－16　缝合带边盆地图(据 Bally 和 Snelson,1980)
粗点表示海沟 细点表示前渊 短虚线表示中国型盆地 粗黑线表示 A 俯冲带

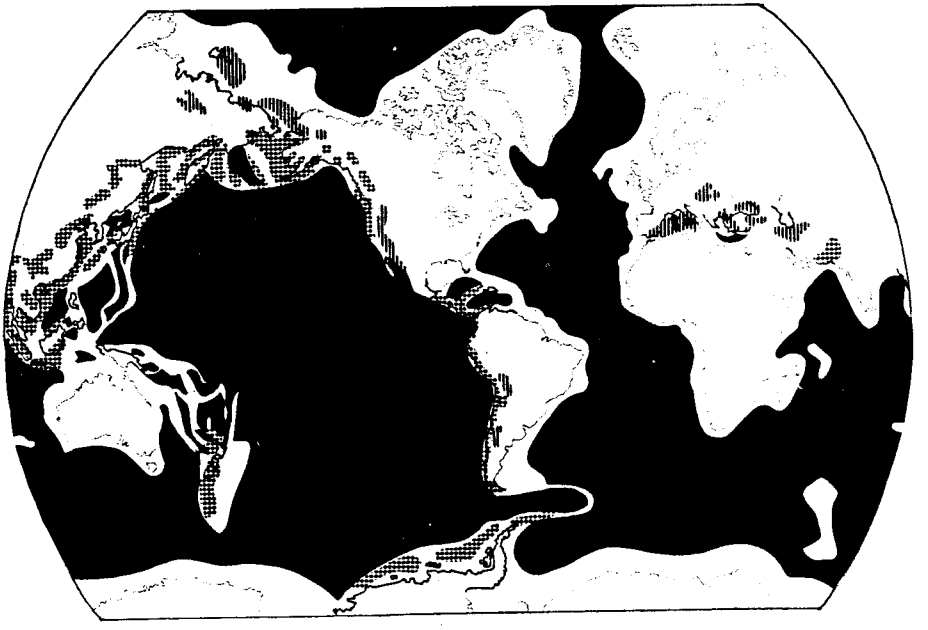


图 3－4－17　位于中新生代巨缝合带上的盆地(据 Bally 和 Snelson,1980)
格线表示弧前、弧后盆地及加利福尼亚型盆地 竖线表示潘农型盆地；
黑色表示洋壳盆地或边缘海 白色为前寒武纪及古生代大陆壳 灰色表示中新生代巨缝合带

表 3－4－7　Bally 的盆地分类

Ⅰ. 位于刚性岩石圈之上的盆地,与巨缝合带形成无关

1. 与洋壳形成有关的盆地

(1)裂谷。

(2)大洋转换断层有关的盆地。

(3)大洋深海平原。

(4)大西洋型被动边缘(大陆架、大陆坡和陆隆),它跨越陆壳和洋壳。

①上覆在较早裂谷系上的;

②上覆于较早转换断层系上的;

③上覆于较早的潘农型和西地中海型的弧后盆地上的。

2. 位于前中生代大陆岩石圈之上的盆地

(1)克拉通盆地。

①位于较早的裂谷上;

②位于以前的潘农型弧后盆地上。

Ⅱ. 与压性巨缝合带形成有关的刚性岩石圈上的'缝合带边'盆地(perisutural basins)

1. 深海沟或相邻于 B 俯冲带边缘的洋壳上的沟

2. 前渊(foredeep)和下伏的地台沉积物,或相邻于 A 俯冲带边缘的在陆壳上的沟

(1)具有埋藏的地堑,但极少或无块断作用。

(2)以块断作用为主的。

3. 与压性或巨缝合带有关,伴随远侧块断作用的中国型盆地,没有伴随的 A 俯冲带边缘(或译为 A 推掩带边缘)

Ⅲ. 位于压性巨缝合带之上和之内的'缝合带上'盆地(episutural basins)

1. 与 B 俯冲带有关的

(1)弧前盆地。

(2)环太平洋弧后盆地。

①在洋壳之上的、和 B 俯冲带有关的弧后盆地(边缘海);

②在陆壳或过渡壳上的、与 B 俯冲带有关的弧后盆地(后渊)。

2. 弧后盆地,伴随大陆碰撞并位于 A 俯冲带的凹侧

①在陆壳上或潘农型盆地;

②在过渡壳或洋壳上或西地中海型盆地。

3. 与'缝合带上'的巨型剪切系有关的盆地

①大盆地型盆地;

②加利福尼亚型盆地。

Bally(1992)指出可将巨缝合带视为具有复杂滑脱面的造山浮置体(orosenic float,或译作造山飘浮体或造山筏),整个造山带都是外来的,滑脱面在力学上将沉积层和上部壳层与下伏岩石圈根部分开,并在下伏岩石圈上飘浮。这一术语引自 H. Laubscher(1977)和随后的 Oldow 等(1989,1990)。

Bally(1992)的分类方案中突出了巨缝合带,也考虑了巨缝合带以外的刚性岩石圈内的盆地,但将洋壳和陆壳上的盆地归属在一大类中有些轻视了由于岩石圈结构的差异对盆地性质的影响。此外,巨型剪切系也不一定都发育于缝合带上。

4）Selley 的盆地分类

R.C.Selley（1975，1985）的分类已考虑到各种板块边界及其动力学，表 3－4－8 是 Selley 盆地分类和 Halbouty－Klemme 方案的比较。

表 3－4－8　Selley 沉积盆地分类与 Halbouty－Klemme 方案的比较

Selley 方案（1975，1985）			Halbouty 方案（1970） Klemme 方案（1975，1980）
与稳定地壳有关的克拉通组	Ⅰ．盆地（basin）	克拉通内（intracratonic） 克拉通边缘（epicratonic）	Ⅰ类　简单碟形内部盆地 Ⅱ类　大陆内部复合前陆大陆架
聚敛板块边界上的地槽组	Ⅱ．槽地（trough）	冒地槽（miogeosyncline） 优地槽（eugeosyncline） 磨拉石（molasse）	Ⅵ类　山间盆地 Ⅳ类　外大陆坳陷 Ⅶ类　山间盆地
横推板块边界	Ⅲ．裂谷（rift）	走向滑移（strike slip）	
离散板块边界上的裂谷－漂移组		山间（intermontane，或称后造山，postorogenic）	Ⅲ类裂谷
		克拉通内（intracratonic） 克拉通间（intercratonic）	Ⅳ类海岸地堑拉分盆地
	Ⅳ．大洋边缘盆地（ocean margin basin，或称大陆边缘坳陷，continental margin downwarp）		Ⅶ类第三纪三角洲

5）Fischer 的盆地分类

A.G.Fischer（1975）按照盆地形成或下沉机制提出将盆地分为两大类，即原生海洋盆地和次生盆地。海洋盆地和大陆台地是地表一级单元，在地形上为两个主要平面，由不同的岩石圈组成。海洋岩石圈平均密度与软流圈相近，有初生的特点，全为不补偿盆地。次生盆地是指原生海洋盆地或大陆台地经次生改造而形成的盆地。这种改造可能为均衡状态下的物质调整，也可能像消减带和海沟那样为非均衡性的凹陷。

Fischer（1975）分析了可能引起或促进盆地形成机理的诸种因素（图 3－4－18）后指出，没有一个因素是单独起作用的，一般是复合成因，即两种以上成因机制复合起作用；一个次要因素可以触发主要因素起作用；后来的因素有时会超过原来的因素；有些外部和浅部因素可能触发深部因素。因此，进行盆地动力学分析要区别各种不同因素的程度、比重、时间、次序及相互联系，要把盆地成因分析与运动学分析结合起来。

6）Poulet 的盆地分类

M.Poulet 依据盆地与板块构造边界性质的关系将盆地分为与扩张带有关的、与造山带有关的和克拉通内部的三大类盆地（表 3－4－9、图 3－4－19），没有专门列出与走滑带有关的盆地类型。

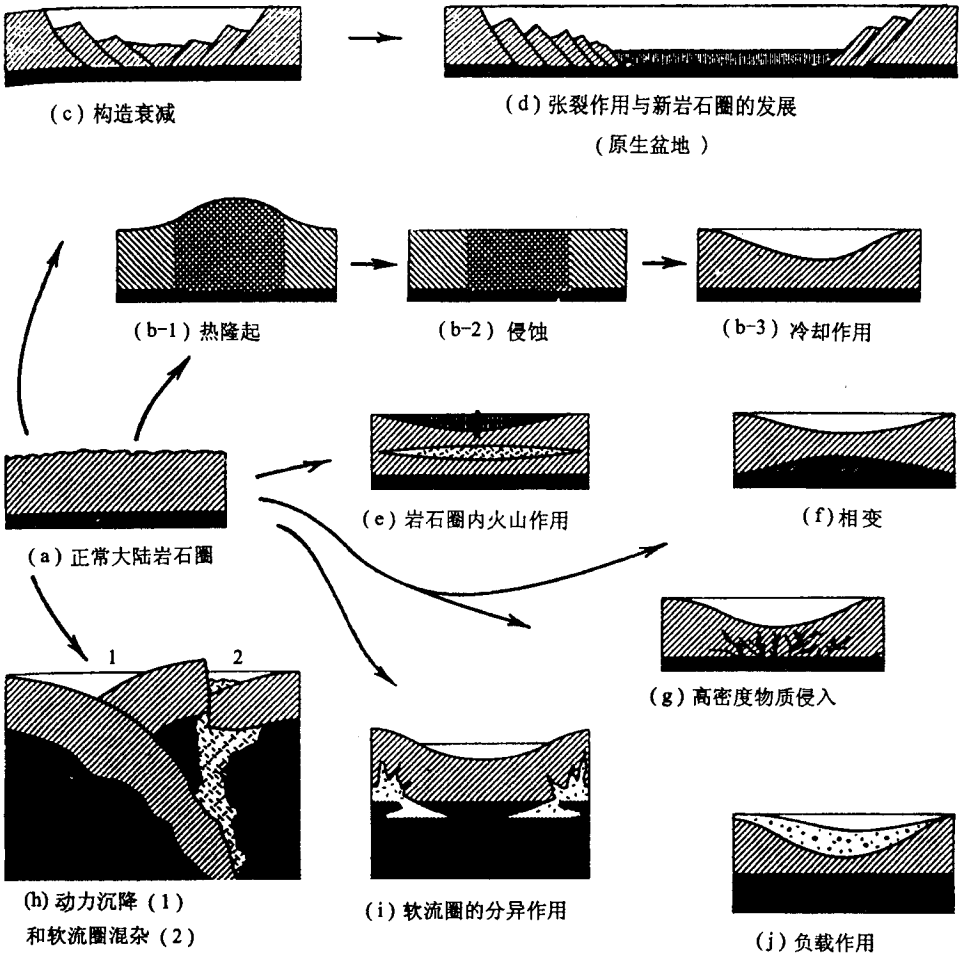


图 3－4－18　盆地形成的各种因素(Fischer,1975)

表 3－4－9　Poulet 的盆地分类方案

与扩张带有关的沉积盆地	早期型(莱茵地堑) 中期型(红海) 晚期型(大西洋被动边缘)
与接合带(造山带)有关的沉积盆地	洋壳板块与陆壳板块间的接合带(沿大陆边缘的造山带)如南美安第斯、加拿大落基山 1. 沿海盆地 2. 山间盆地 3. 克拉通边缘盆地
	在海洋区的接合带(岛弧) 1. 内部盆地 2. 火山弧内盆地 3. 边缘盆地
板内(克拉通内)有关盆地	

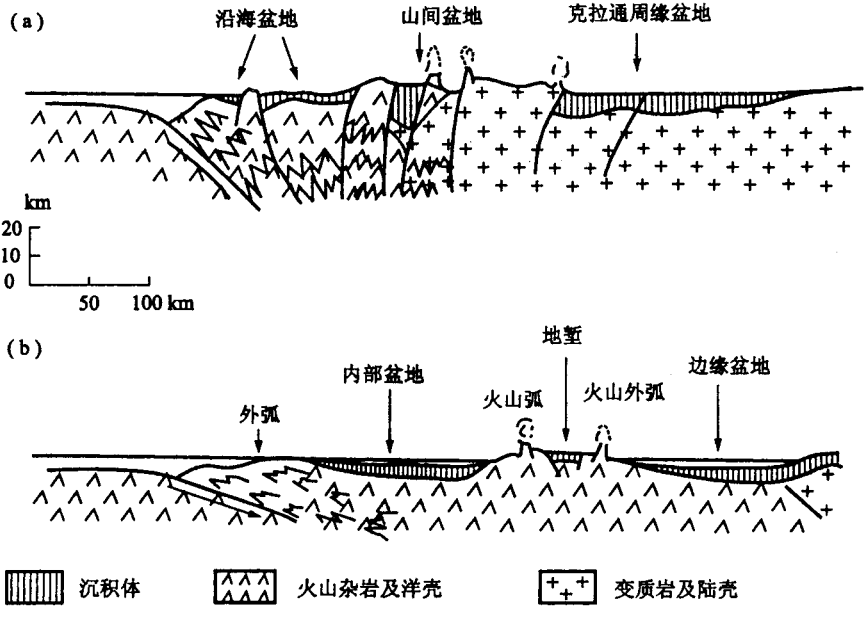


图 3－4－19　安第斯型和岛弧型盆地

7) Porter－McCrossan 的盆地分类

J.W.Porter 和 R.G.Mc Crossan(1973,1975)以加拿大盆地分析为基础,将盆地类型和地史发展阶段相联系。他认为克拉通中心型盆地和克拉通边缘盆地出现于整个显生宙 裂陷型盆地在晚古生代—三叠纪才出现 ;不稳定海岸边缘型和稳定海岸边缘型开始出现于侏罗—白垩纪,而在第三纪更为重要。根据盆地形成的主要构造事件划分出四个超层序,不同超层序中发育了不同类型的盆地。

(1)下古生界超层序。

①克拉通中心盆地(CC)。盆地沉降少,分布广泛的碳酸盐岩地层碟形凹陷,层序内受到了广泛剥蚀,如威利斯顿盆地。

②克拉通边缘盆地(CM)。以前陆的楔形沉积体为特征,由克拉通中心向外厚度加大,地层发育全。几乎所有的加拿大石油都发现于这类盆地中。

③挠动的克拉通边缘盆地(CMD)。是克拉通边缘盆地的一种,是盆地向造山带边缘部分,其油气潜力、沉积和构造特征与克拉通边缘盆地有很大不同。

(2)古生界—三叠系超层序。裂谷盆地(R)是拉张作用的结果,其下为古老克拉通基底, 盆地具广泛发育的蒸发岩沉积,并伴有铁、镁质岩浆活动,如北极的斯维尔德罗普(sverdoup) 盆地。

(3)侏罗—白垩系超层序。

①稳定海岸边缘盆地(SCM)。在加拿大东部,如东海岸斯考特、巴芬陆架。

②不稳定海岸边缘盆地(UCM)。如加拿大北海岸的麦肯齐盆地。

⑧山间盆地。位于科迪勒拉山西部地区,包括走向和横向山间盆地。

(4)第三系超层序。主要是三角洲型盆地,如麦肯齐盆地。

上述分类方案主要是在概括加拿大的盆地特征基础上提出来的,而全球范围的盆地显然更加丰富多彩,如裂谷盆地具有多期发育特点等。

8) Stoneley 的盆地分类

R. Stoneley(1981)依据板块构造作用将盆地分为地壳扩张型、地壳破坏型、转换断层型、板内盆地四类(表 3 – 4 – 10)。这种分类方案将碰撞造山带内、造山带上和山前盆地都归属于板内,忽略了造山带演化过程对盆地发育的影响。

表 3 – 4 – 10　R. Stoneley(1981)的分类

板块构造作用	盆　地		实　例
地壳扩张型	裂谷—漂移过程的五个阶段 Ⅰ. 隆起和断裂 Ⅱ. 裂谷作用,地幔物质进入裂谷 Ⅲ. 进一步裂谷作用,海水侵入 Ⅳ. 初始大洋形成,地幔物质侵入轴部 Ⅴ. 大洋形成,被动边缘发育,裂谷—漂移过程中断,未成大洋,形成拗拉槽		 东非裂谷 苏伊士湾 红海南部 大西洋 北海
地壳破坏(俯冲)型	海沟 弧前盆地 弧间盆地 弧后盆地 大陆壳弧后盆地 洋壳弧后盆地		阿拉斯加湾、新生代厄瓜多尔、秘鲁 库克湾盆地 缅甸、苏门答腊 安达曼
转换断层型			加利福尼亚中南部
板内盆地	克拉通内盆地		北非、莫斯科、威利斯顿
	褶皱带盆地	带内稳定地块后沉降成盆	潘农
		带上可能构造塌落成盆	维也纳、马拉开波
	被动大陆边缘	大陆架	加蓬、安哥拉、中东第三纪前
		陆坡	
		大河口外三角洲	密西西比、尼日尔
	前渊盆地(磨拉石盆地)		磨拉石、波河 锡瓦利克、札格罗斯

9) Bois 的盆地分类

C.Bois(1982)将盆地聚集速率的大小作为划分盆地大类的指标,将盆地分为两大类:第一类是地台或克拉通盆地,沉积速率一般小于 20～25m/Ma;第二类是快速下沉盆地,沉积速率一般大于 100m/Ma。并进一步划分为九类盆地,如表 3－4－11。

表 3－4－11　Bois 的盆地分类方案

分　布	类　型	举　例
Ⅰ. 地台型或克拉通盆地(沉积速率 < 25m/Ma)		
与活动带无关的	1. 结晶基底上的内克拉通盆地	密歇根、巴黎、北撒哈拉、阿拉伯地台
	2. 在另一类以前盆地上的内克拉通盆地	德国西北部、北海中的福里格弗提斯
与活动带有关的	3. 被褶皱前陆盆地所覆的边缘盆地	中东山前带的中生代界、玻利维亚山前带
	4. 被 1 未褶皱的前陆盆地所复的边缘盆地	阿尔伯达的古生界,马拉开波的白垩系、始新统
Ⅱ. 快速下沉盆地(沉积速率高达 100m/Ma)		
被动边缘	5. 拉开盆地	尼日利亚、加蓬、苏伊士湾、锡尔特盆地
聚敛带	6. 克拉通边缘上未褶皱的前陆盆地	东委内瑞拉的奥菲西纳、阿科马盆地
	7. 褶皱的前陆盆地	罗马尼亚前陆盆地、特里尼达
	8. 山间盆地或中国型盆地	维也纳、潘农、加利福尼亚、柴达木
	9. 弧后盆地	婆罗洲西北部、苏门答腊

Bois 指出这九种盆地油气储量相差很大,统计结果如表 3－4－12。

表 3－4－12　不同类型盆地的油气储量

拉开盆地(5 类)		地台盆地(1、2 类)		克拉通边缘盆地(3、4 类)		快速下沉盆地(6、7、8、9 类)	
油/%	气/%	油/%	气/%	油/%	气/%	油/%	气/%
14.2	16.9	47.4	42.4	13.9	21.4	24.5	19.3

Bois 也强调了不同性质盆地的重叠,3 类和 7 类、6 类和 4 类为同一地区不同类型盆地的叠加。

10) Kingston 的盆地分类

D.R.Kingston(1983)的分类是以板块构造为基础,依盆地的构造成因和演化历史进行划分的。分类的基本单位是旋回。分类中考虑的地质发展史要素有:①沉积旋回或沉积层序;②形成盆地的构造;③改造盆地的构造(图 3－4－20)。

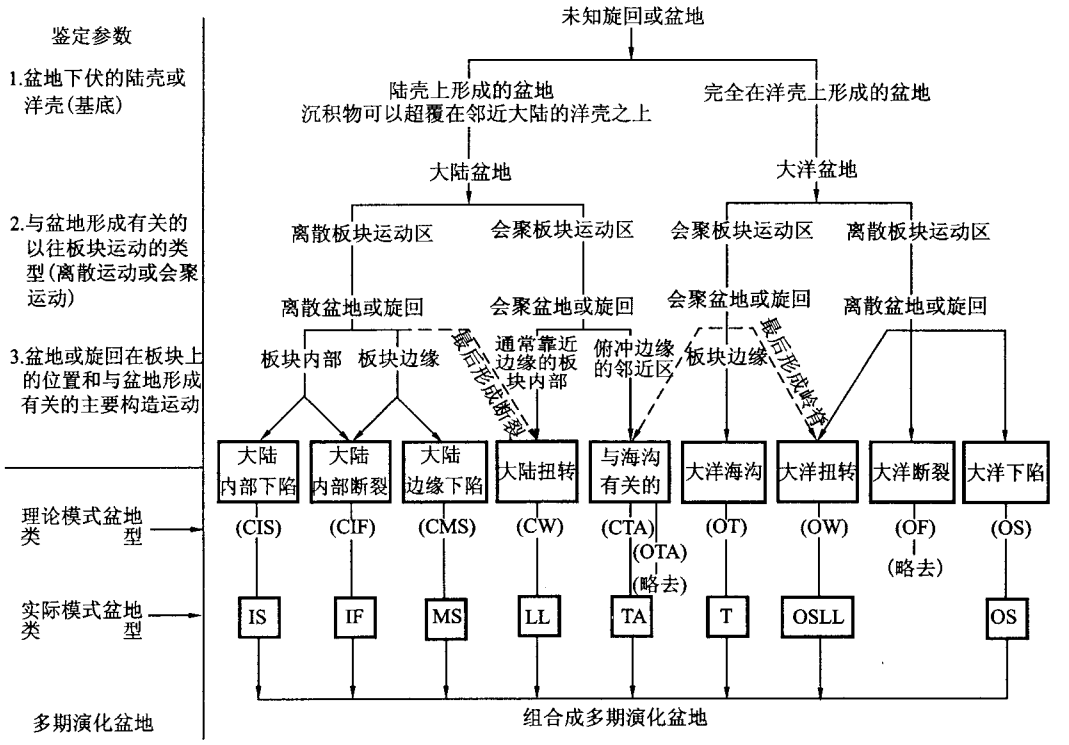


图 3－4－20　盆地鉴别表(据 Kingston，1983)

这里的旋回是指一个构造幕期间形成的沉积，旋回间是以不整合所分开的，这一概念相当于构造层。简单盆地只有一个构造旋回或沉积旋回，但多数盆地包含不止一个构造旋回或沉积旋回，称之为多期演化盆地。在 Kingston 的分类中‘盆地’和‘旋回’两个术语可互换使用，两者都是一种构造方式下形成的单位。每一个旋回再划分为三个阶段，每个阶段有其沉积环境、物质组成、圈闭类型等特点。有的盆地各阶段发育齐全，而有的发育不全或被侵蚀。Kingston 提出的盆地发育的表达式如表 3－4－13。

表 3－4－13　盆地发育的表达式(据 Kingston，1983)

表达式	$Q-T_m$ MS－21	T_m LC	T_m-K_2 MS－321	K_2 LC	K_2-K_1 IS－321	K_1-J_3 IF－31
旋回号	4		3		2	1
序列	A		B		C	D
时代	$Q-T_m$		T_m-K_2		K_2-K_1	K_1-J_3
旋回或盆地	边缘坳陷		边缘坳陷		内部坳陷	内部断陷
构造事件		LC		LC		
阶段	2、1		3、2、1		3、2、1	3、1

11）Miall 的盆地分类

A. D. Miall（1984）依板块边缘和板块内部将盆地分为五类（表 3 – 4 – 14），并将前四类进 一步分出不同的次级类型，第五类克拉通盆地未作进一步划分。

12）Klein 的盆地分类

G. D. Klein（1987，1989）将地球动力学的地质、地球物理描述性特征与力学成因特征相结合提出了一个分类方案。主要的分类标志是：

表 3 – 4 – 14　A. D. Miall 的盆地分类（1984）

Ⅰ. 离散边缘盆地
- A. 裂谷盆地
  - 1. 拱起张裂盆地（rifted archbasins）
  - 2. 边缘盆地（rim basins）
  - 3. 凹陷盆地（sag basins）
- B. 大洋边缘盆地
  - 1. 红海型（年轻的）
  - 2. 大西洋型（成熟的）
- C. 拗拉谷和衰退裂谷
- D. 大洋岛屿、海山、海底高原

Ⅱ. 聚敛边缘盆地
- A. 海沟和俯冲杂岩
- B. 弧前盆地
- C. 弧间盆地和弧后盆地（backarc basins）
- D. 弧后前陆盆地（retroarc foreland basins）

Ⅲ. 转换断层和横推断层（transcurrent fault）盆地
- A. 盆地背景
  - 1. 板块边界转换断层
  - 2. 离散边缘转换断层
  - 3. 聚敛边缘横推断层
  - 4. 缝合带横推断层
- B. 盆地类型
  - 1. 网状断层系中的盆地
  - 2. 断层终端盆地（fault termination basins）
  - 3. 雁列断层系中的拉分盆地（pull – apart basins）
  - 4. 扭动旋转系中的盆地（transrotational basins）

Ⅳ. 大陆碰撞和缝合期发育的盆地
- A. 缘前陆（peripheral foreland）或周缘前渊（peripheral foredeep）盆地（在俯冲板块 上）
- B. 在缝合带内的海湾盆地（embayment basins）（残留洋盆）
- C. 内陆前陆（Hinterland foreland）盆地、走滑盆地和地堑盆地（在仰冲板块上）

Ⅴ. 克拉通盆地

(1)缘的性质。分为主动的、被动的、转换的、碰撞的、板内的。

(2)在板块上或板块内的位置。分为内部、边缘、边缘以外。

(3)缝合带地壳性质。分为陆壳、洋壳、过渡壳。

(4)盆地形成的地动力作用。有裂谷作用、拉伸作用、挠曲、挤压、伸展、平移等。

前三个标志与 Dickinson(1974)、Klemme(1975)和 Bally(1980)等分类中提出的相同。与 Dickinson 分类的主要区别是将其四种过渡壳合为一种简单的(单一的)过渡壳。

因此,Klein 提出的分类既包括了描述性参数,也包括了成因方面的参数(表 3－4－15)。

表 3－4－15　G.D. Klein 的盆地分类(1987,1989)

大陆边缘	盆地类型	板块上或板内盆地位置	壳类型	盆地形成的地球动力学模式
板块内部	克拉通内盆地	内部	陆壳	张裂作用、拉伸和热沉降
	克拉通边缘盆地	边缘	陆壳	张裂作用、拉伸和热沉降
被动边缘	裂谷盆地	内部和边缘	陆壳、过渡壳	张裂作用和拉伸
	拗拉槽	边缘至内部	过渡壳、陆壳	张裂作用和拉伸
	挠曲盆地	边缘	陆壳	负荷作用、弹性和粘弹性挠曲
主动边缘	海沟盆地	边缘	洋壳	聚敛、挤压
	海沟斜坡盆地	边缘	洋壳或较老沉积物	挤压－拉张,褶皱
	弧前盆地	边缘以外	洋壳或较老沉积物	挤压
	弧内盆地	弧	陆壳－岩浆物质	张裂作用
	弧后(弧间)盆地	内部	洋壳	张裂作用、拉伸
	弧后盆地	内部	陆壳	挤压
转换边缘	拉分盆地	转换边缘	陆壳－过渡壳或洋壳	张裂作用、平移和热沉降
	转换盆地	转换边缘	陆壳－过渡壳或洋壳	张裂作用、平移和热沉降
碰撞边缘	前陆盆地	内部	陆壳与洋壳	压性褶皱、挠曲
	叠覆(或拼接)盆地	缝合带	陆壳/过渡壳或洋壳	挤压
与边缘无关	多期盆地	内部或边缘	陆壳/过渡壳或洋壳	多重作用
	继承盆地	内部或边缘		多重作用
	再生盆地	内部或边缘		多重作用

挠曲盆地(flexure basin)是一个新词,指被动边缘粘弹性或弹性挠曲作用所形成的盆地。海沟斜坡盆地是指海沟斜坡上由拉伸造成的地堑型盆地。叠覆盆地(superposed basin)或拼接盆地(college basin)是 Kleinsphehn(1985)据英属哥伦比亚拼接碰撞缝合带内发育的盆地而提出的一种新类型。继承盆地或后继盆地(successor basin)由 Klemme

(1975)定义为沿着构造软弱带接替变化的盆地类型。再生盆地(resurgent basin)这一新词是指沿着较老构造边界和构造线(带)重复和保持原来盆地样式的多期盆地。

13) Demaison 的盆地分类

Demaison(1989)对盆地的分类主要根据能否形成有经济价值的油气,主要考虑三方面因素,即富含有机物的丰度、运移排放型式和圈闭的数量和质量。这一统一过程受化学和物理作用的控制。根据这些因素将盆地分为三类:

(1)高度充满油气的盆地。或称为高饱和含油气盆地,如尼日尔三角洲、洛杉矶、下刚果、札格罗斯山前、西西伯利亚、二叠等盆地。

(2)正常充满油气的盆地。或称为饱和含油气盆地,如密西西比三角洲、怀俄明逆冲带 、利比亚依尼兹、威利斯顿、苏丹内陆等盆地。

(3)低充满油气盆地。或称低饱和含油气盆地,如麦肯齐盆地、中亚得利亚盆地。

14) Picha 的盆地分类

Picha(1989)将世界上 243 个沉积区分为五大类,即克拉通内盆地、离散边缘、洋盆、聚敛边缘、前陆,详见表 3 – 4 – 16 和图 3 – 4 – 21。在这种分类方案中,作者认为转换拉分盆地仅发育在聚敛边缘。

表 3 – 4 – 16　Picha(1989)的盆地分类(简化)

板块构造背景	克拉通内	离散边缘(被动)	洋盆	聚敛边缘(主动)	前陆
地壳类型	陆壳	陆壳 – 洋壳	洋壳	洋壳 – 陆壳	陆壳
构造作用	裂陷 – 凹陷	漂移 – 凹陷	凹陷 – 扩张	俯冲 – 碰撞	碰撞 – 逃逸
盆地类型	克拉通内裂谷(IF) 克拉通内凹陷(IS)	边缘凹陷(MS)	大洋裂谷(OF) 大洋凹陷(OS) 大洋转换盆地(OW)	深海沟(AT) 增生棱柱体(AP) 增生板片(AS) 弧前盆地(AF) 弧后盆地(AB) 转换拉分盆地(TW)	前陆褶皱冲带(FT) 前陆盆地(FB) 扭动褶皱带(FW) 断裂和褶皱的克拉通(FF) 山间盆地(FI)

14) Хаин 和 SokoHob 的盆地分类

Хаин 和 SokoHob(1989)根据板块构造理论划分出五种盆地类型。

(1)内陆隐伏裂谷(拗拉谷)。如普里亚特 – 第聂伯 – 顿涅茨裂谷、西西伯利亚盆地下部。

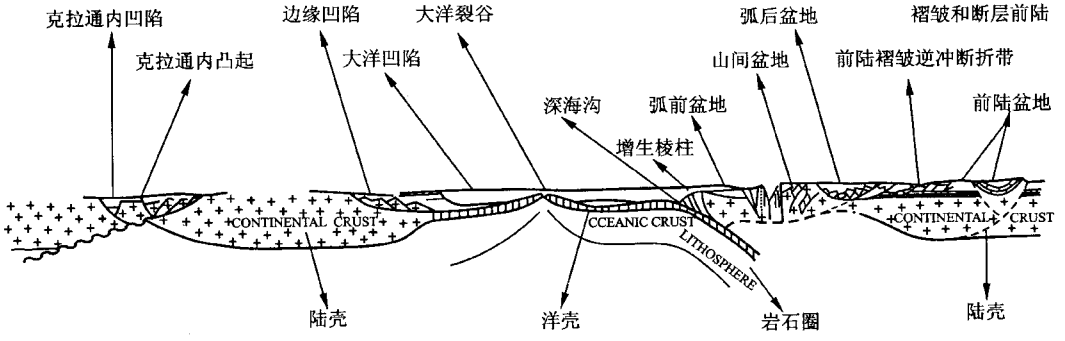


图 3－4－21　沉积盆地分类示意图

(Picha,1989)

(2)古代被动边缘盆地一般经历裂陷、裂陷后期和山前凹陷、逆冲断层带三个阶段,如伏尔加－乌拉尔、蒂曼－皮可拉盆地。

(3)欧亚大陆北极被动边缘。以北极圈东部陆架盆地最重要。

(4)欧亚大陆活动大陆边缘。多为弧前和弧后盆地,在萨哈林弧前、西堪察加弧后及安纳迪尔弧后盆地已发现油气。

(5)碰撞盆地。包括欧亚板块南缘碰撞带和陆内地区,如黑海东部盆地、南里海盆地、费尔干纳和塔吉克盆地。

15) Ingersoll 的盆地分类

R. V. Ingersoll(1988)将 Dickinson 的盆地分类(1974,1976)作了补充和修改。随后,Ingersoll 和 Busby(1994)又进一步作了调整。他们强调的是沉积盆地的板块构造模式和控制盆地形成、演化的板块构造环境因素,这些因素基本包括基底类型(洋壳、陆壳、过渡壳、异常壳)、距板块边界的远近(板缘、板内)、板缘类型(离散、聚敛、转换)。将盆地分为五大类,即离散环境、板内环境、聚敛环境、转换环境和混合环境。在这些背景下,又细分出 26 种盆地,如表 3－4－17。

上面列举的国外学者对盆地的分类方案,只是 70 年代以来提出的分类方案的一部分,是在我国比较受到重视的方案。其中最受重视的当属 Halbouty、Klemme、Dickinson、Bally、Kingston 等的分类,得到了广泛应用。地质文献中同时出现如此多的盆地分类方案是有其原因的,许多学者曾希望通过盆地分类的途径,以直接明确各种类型盆地的油气分布和丰度,从而指导油气勘探,预测油气潜能。特别是在板块理论提出后,将不同类型盆地及油气分布放在板块构造运动框架中研究更引起了众多学者的理论兴趣。

表 3－4－17　Ingersol 和 Busby 的盆地分类(1994)

Ⅰ. 离散环境

1. 大陆裂谷(terristrial rift valley)：陆壳内裂谷，常伴随双峰火山活动；
2. 原始大洋裂谷槽(proto－oceanic rift troush)：初生洋盆，以新洋壳为底，侧向为年轻张裂大陆边缘

Ⅱ. 板内环境

1. 大陆隆和陆阶(continental rise and terrace)：在陆洋交界板内环境的成熟张裂大陆边缘；
2. 大陆堤(continental embankment)：在张裂大陆边缘向海一侧建造的推进沉积物，
3. 克拉通内盆地(intracratonic basin)：在轴部下面为古裂谷的宽阔克拉通盆地；
4. 大陆地台(continental platform)：被薄而广泛的沉积覆盖的稳定克拉通；
5. 活动大洋盆地(active ocean basin)：在离散板块边界形成的、以洋壳为底的盆地，与弧－沟系无关(扩张仍在活动)；
6. 大洋岛屿、无震中脊和洋底高原(oceanic island，aseimic ridge and plateau)：形成于洋内而非岩浆弧环境的沉积裙和台地；
7. 休眠大洋盆地(dormant ocean basin)：为以洋壳为底的盆地，既无扩张，也无俯冲(盆内或邻盆无活动板块边界)

Ⅲ. 聚敛环境

1. 海沟(trench)：由大洋岩石圈俯冲作用形成的深海槽；
2. 海沟－斜坡盆地(trench－slope basin)：在俯冲杂岩上发育的局部构造坳陷；
3. 弧前盆地(forearc basin)：发育于弧－沟间隙内的盆地；
4. 弧内盆地(intraarc basin)：沿岩浆弧台地发育的盆地，包括被叠覆和超覆的火山；
5. 弧后盆地(backarc basin)：在洋内岩浆弧后发育的洋盆(包括活动弧和残留弧间的弧间盆地)，和大陆边缘岩浆弧后的大陆盆地，无前陆褶皱冲断带；
6. 弧后前陆盆地(retroarc foreland basin)：大陆边缘弧－沟系大陆一侧发育的前陆盆地(由俯冲或碰撞产生的挤压力形成)；
7. 残留洋盆(remnant ocean basin)：在碰撞陆缘及弧－沟系间形成的收缩洋盆，在缝合带中最终被俯冲和变形；
8. 周缘前陆盆地(perlpheral foreland basin)：当壳发生碰撞时，被拖入俯冲带的张裂大陆边缘上的前陆盆地；
9. 背式盆地(piggy basin)：形成和被拖带在移动的冲断层席顶部的盆地；
10. 前陆山间盆地(foreland intermontane basin)或破裂前陆盆地(broken foreland)：在前陆环境中以基底为核心的隆起中形成的盆地

Ⅳ. 转换环境(及与平推断层有关的盆地)

1. 扭张盆地(transtensional basin)：沿走向滑动断层系拉张而形成的盆地；
2. 扭压盆地(transpressional basin)：沿走向滑动断层系挤压形成的盆地；
3. 旋扭盆地(transrotational basin)：走向滑动断层系内地块环绕垂直轴旋转而形成的盆地

Ⅴ. 混合环境

1. 陆内扭性盆地(intracontinental wrench basin)：由远距离碰撞作用在陆壳内或其上形成的各种盆地；
2. 拗拉槽(aulacogen)：前期与大陆边缘呈高角度接触的衰退裂谷，至后期聚敛活动时再活化，以致它们与造山带呈高角度接触；
3. 撞击裂谷(impactogen)：与造山带呈高角度接触的裂谷，无前造山的历史(与拗拉槽不同)；
4. 继承盆地(suceessor basin)：在局部造山或地裂活动停止后，于山间环境形成的盆地

三、国内学者提出的盆地分类方案举例

1. 朱夏的盆地分类

朱夏(1965,1982,1983)以“两个世代、两种体制”的思想对古生代与中新生代盆地作了“双重分类”。将古生代盆地分为六种原型,将中新生代盆地分为七种原型。

1)古生代盆地原型

古生代盆地的六种原型如下:

(1)拗拉槽(aulacogen)和台向斜(syneclise)。

①拗拉槽。最早的拗拉槽出现在中元古代,晚元古代强烈发育,古生代仍在形成和发育。长期处于张应力作用下,最后挤压褶皱,如第聂伯－顿涅茨和南俄克拉荷马。

②在拗拉槽基础上发育的台向斜。后期沉降广泛改变早期槽形,如莫斯科、拉曼伯绍拉、二叠、阿纳达科等。

(2)克拉通周边(cratonic border)沉降盆地及其后期发育的前渊(foredeep)。克拉通周边是指从地台中心稳定部分到外缘活动带之间的沉积逐渐加厚,岩相不断变化的地区。

①基底是块断型的克拉通周边盆地。包括一些晚元古代的拗拉槽,其上为早古生代的以碳酸盐岩为主的地台沉积,如伏尔加－乌拉尔地区。

②基底完整的克拉通周边盆地。加拿大西部有晚元古代阿萨巴斯考(athapuscow)拗拉槽,晚元古代－早古生代为碎屑岩、碳酸盐岩(有礁体)和蒸发岩。北美阿巴拉契中部早古生代地层明显向地台中心减薄。

③克拉通周边早古生代沉积之上所覆的晚古生代的前渊或山前坳陷。在油气勘探上周边盆地与前渊构成一个整体,乌拉尔前渊石炭－二叠系以碳酸盐岩为主。阿巴拉契前渊的晚古生代(中泥盆世－宾西法尼亚纪)以碎屑沉积为主。还有加拿大西部晚古生代的前渊等。

(3)塌陷盆地(collapse basin)。

①以热事件为主要导因的海西褶皱带内或其附近塌陷盆地。如欧洲海西带一些山间盆地、西北欧海西前陆的北与南二叠纪盆地、西西伯利亚盆地晚古生代和三叠纪具火山喷发物的裂谷、我国准噶尔盆地北部晚石炭世含火山物质的沉积等。

②克拉通上,与岩浆活动相联系的晚古生代盆地。已知者有南非的卡鲁盆地、南美的马腊尼昂和巴拉那盆地、苏联东西伯利亚的通古斯盆地等。

(4)克拉通凹陷(cratonic depression)。

①克拉通早古生代凹陷。沉降幅度较大、厚度较大的碟状平底锅状或圆盘状地区，常为短轴状穹拱所分开，如密歇根、伊利诺斯、俄罗斯地台中部盆地等。

②克拉通复合的古生代凹陷。包括早、晚古生代沉积，相当于 Klemme 的陆内复合盆地。

(5)拉张地堑(extensional graben)。断陷的一部分可发展成拗拉槽、小洋盆，也有一部分停止发育，如北美元古代和古生代裂谷的一部分演化成为拗拉槽。北海油气区二叠纪开始断陷，以后一再活动。

大规模平移断层是产生拉张作用的一个重要原因，如古生代末冈瓦纳和北美大陆间的大规模右旋平移导致乌拉尔和阿巴拉契间产生许多断陷和半地堑(滚板式盆地，trap - door basin)。

(6)由于地壳粘性流动(ductile flow)而产生的大陆边缘盆地。

2)中新生代盆地原型

中新生代盆地原型分为以下七类：

①A 型俯冲(A - subduction)；

②基底拆离(basement decoupling/ramp)；

③大陆碰撞(collision)；

④导源于壳幔关系的差异沉降(differential subsidence)；

⑤拉张断陷(extensional fault - down)；

⑥断层走向滑移(fault strike - slip)及其引起的拉张与断陷；

⑦重力滑移(gravitational sliding)的改造作用。

一个大型盆地常是由几种原型组合而成。在多旋回盆地中，中新生代盆地同古生代盆地又往往是部分叠加在一起。图 3 - 4 - 22 中分别表示了古生代盆地、中新生代盆地和两个世代盆地的叠加。

2. 叶连俊、孙枢的盆地分类

叶连俊、孙枢(1980)首先分出先成盆地、同生盆地及次生盆地三大类，然后根据其形成时的地壳活动背景、基底地壳的物理性质和特点，以及它们在形成过程方面的新特点进行次一级的划分。

1)先成盆地(antecedent basin)

(1)水上先成盆地(subaerial antecedent basin)。

(2)水下先成盆地(subaqueous antecedent basin)。

2)同生盆地(growth or Syndepositional basin)。

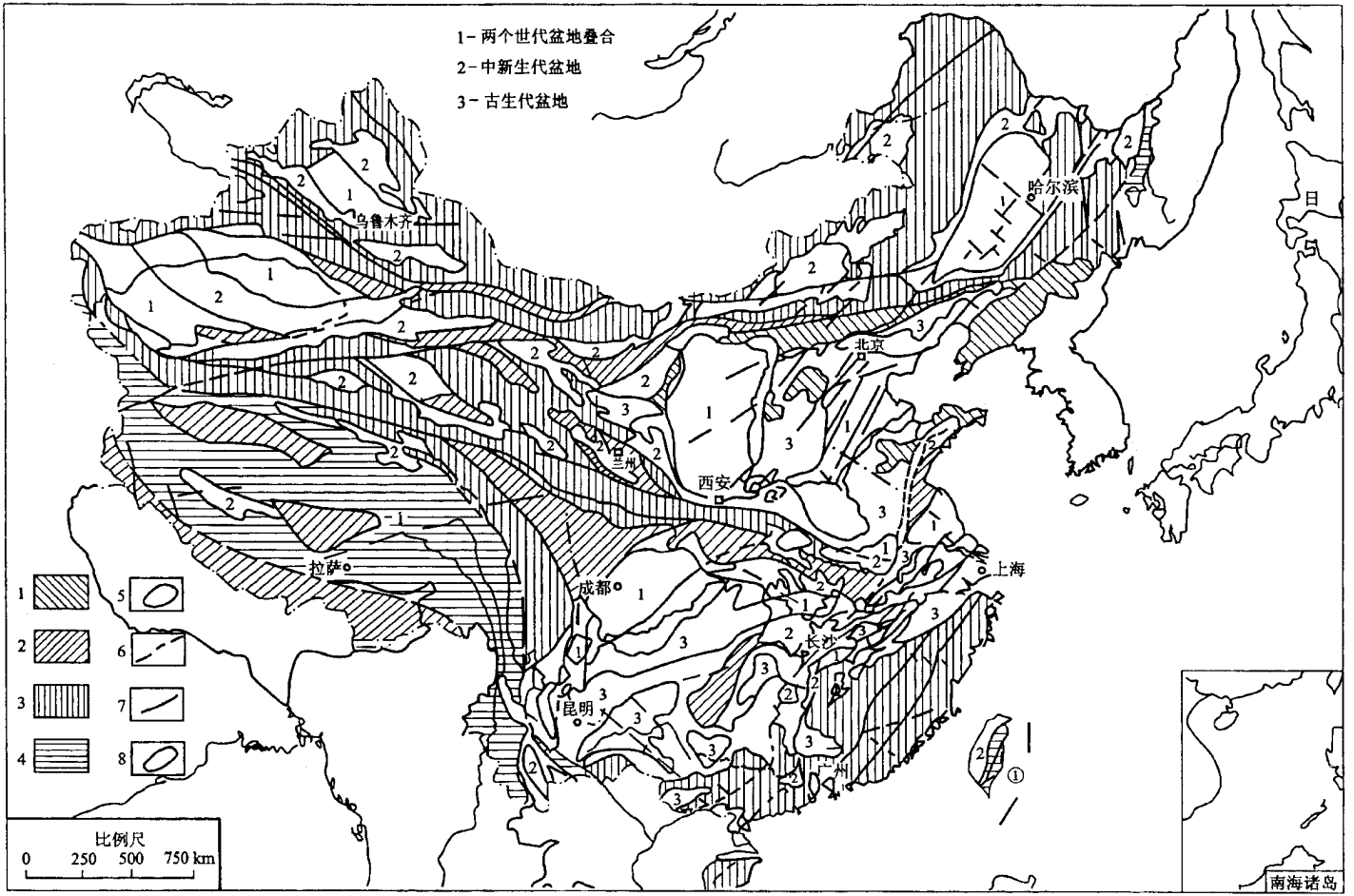


图 3-4-22　中国含油气盆地分布略图（据朱夏，1980）

1—中条旋回基底；2—扬子旋回基底；3—古生代褶皱基底；

4—中新生代褶皱基底；5—油气远景区；6—板块界线；7—主要断裂；8—盆地及其类型

(1)同生褶皱盆地(flexuring growth basin)。

①薄壳同生褶皱盆地(thin crust flexuring basin)。

A. 熔岩盆地(lavatic basin)；

B. 优地槽盆地(eugeosyncline basin)。

②厚壳同生褶皱盆地(thick crust flexuring basin)。

A. 地台盆地(platform basin)；

B. 准地槽盆地(parageosynclinal basin)；

C. 冒地槽盆地(miogeosynclinal basin)。

(2)同生断陷盆地(fault growth basin)。

①单断同生断陷盆地(one – side fault growth basin)；

②双断同生断陷盆地(two – side fault growth basin)。

3)次生盆地(secondary basin)

(1)断层陷落盆地(fault – subsided basin)。

(2)向斜残余盆地(remnant synclinal basin)。

(3)山间盆地(intermontane basin)。

3. 关士聪等的盆地分类

关士聪等根据盆地发展的时空辩证关系将中国中新生代陆相盆地划分为槽盆(trough basin)和广盆(open basin)两大基本类型。这两大类型盆地的成因与发育各具特色,其沉 积建造和后期改造也各不相同(表 3 – 4 – 18)。

表 3 – 4 – 18　中国中新生代陆相沉积原型盆地分类简表

类型	主要形态	主要地质特征	成因	实例
槽盆	具一定展布方向的狭长槽状	沉降速度快于沉积速度,补偿不足,还原环境下具成油成煤条件,并形成中、小型油气田,甚至高产油气田	受压扭力作用和边缘构造因素控制	华北地区始新世(沙河街下亚组)盆地
广盆	无定向展布的椭圆形、长方形和菱形等	深水相及边缘相带发育且稳定,有利于生、储油岩发育,常形成各种类型油气田,一般以背斜型为主	以缓慢垂直沉降和脉动应力作用为主,较少或不受边缘构造影响	松辽中白垩世—古新世(泉头组—明水组)盆地
碟盆	原始形态不规则,后期多被切割成槽状	水体相对较浅,沉积厚度相对较薄,有的可发育生油岩,形成中、小型油气田	受基底和边缘构造控制,以断折和断拗作用为主	河西走廊早白垩世盆地和浙东红盆群
台盆	基本上依古地形展布	具多个沉积凹陷的不均一发育,局部地区有成油条件,但多数为成煤沉积	为地台向陆盆发展阶段过渡,以升降应力作用为主	川滇黔早侏罗世、中侏罗世盆地

类型	主要形态	主要地质特征	成因	实例
斜盆	不规则的海湾形态，一面向海，一面向陆	滨海沼泽相发育，湖相沉积具生油条件，但多数有利于成煤、成气（包括煤成气）	受区域构造和陆地边缘沉降作用的控制，构成大陆斜坡或海湾	川西北晚三叠世（须家河下亚组）盆地
带盆	串珠状成带展布	多期火山喷发沉积旋回，间歇期或火山喷发后期具湖沼相沉积，具成煤或成油条件	受断裂带和火山喷发控制	闽浙东部沿海和大兴安岭火山岩带

槽盆是指小型的窄长盆地，以沉降速度快、活动性强、震荡频繁、快速充填或呈饥饿状态为特征，如我国东部的一些晚三叠纪、晚侏罗纪—早白垩世和早第三纪陆相盆地。

广盆是指较大型的宽阔盆地，以沉降速度较慢，稳定、连续沉积为特征，如我国东部晚三叠世、中晚白垩世、渐新世的许多陆相盆地。

4. 刘和甫的盆地分类

刘和甫（1986）认为从盆地形成的动力学系统来看，主要有三种应力环境：①裂陷盆地，其最大主压应力轴是垂直的；②压陷盆地，其最大主压应力轴是水平的；③走滑盆地，其最大主压应力轴与最小主压应力轴都是水平的（图 3－4－23）。这种分类与板块边界的三种基本类型和盆地边界的控盆断层是一致的。

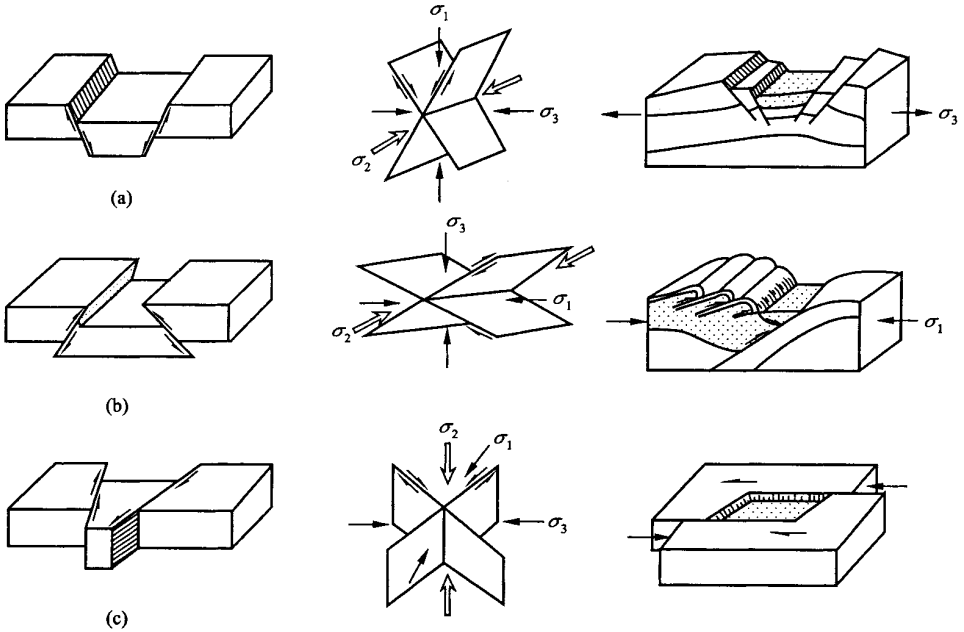


图 3－4－23　沉积盆地形成与三个主应力系方位（刘和甫，1986）

（a）正断层与裂陷盆地，（b）冲断层系与压陷盆地；（c）走滑断层与走滑盆地

刘和甫(1987)按地球动力学特征,将沉积盆地划分为三大序列、12 种类型,如表 3 – 4 – 19 所示。并将张、压、剪三元作为盆地地球动力学分类的三个单元,而将克拉通内盆地视为可能是叠置在早期古裂谷盆地之上的缓慢热沉降盆地,暂置于图解中部(图 3 – 4 – 24)。表 3 – 4 – 20 列出了各个构造阶段盆地演化及其特征。

表 3 – 4 – 19　沉积盆地类型(据刘和甫,1987)

盆地序列	盆地类型	实　例
Ⅰ. 裂陷盆地序列	1. 大陆裂谷盆地	北海盆地
	2. 陆间海盆地	红海
	3. 张裂陆缘盆地	大西洋近海盆地
	4. 边缘海 – 弧后盆地	安达曼海盆地
	5. 拗拉谷盆地	南俄克拉荷马盆地
Ⅱ. 压陷盆地序列	1. 深海沟盆地	秘鲁 – 智利海沟
	2. 弧前盆地	大谷盆地
	3. 残留盆地	黑海盆地
	4. 前陆盆地	阿尔伯达盆地
	5. 山间盆地	费尔干纳盆地
Ⅲ. 走滑盆地序列	1. 走滑 – 拉分盆地	美国死谷、中国依兰 – 伊通盆地
	2. 走滑挠曲盆地	中国百色盆地、塔西南坳陷、柴达木西北坳陷

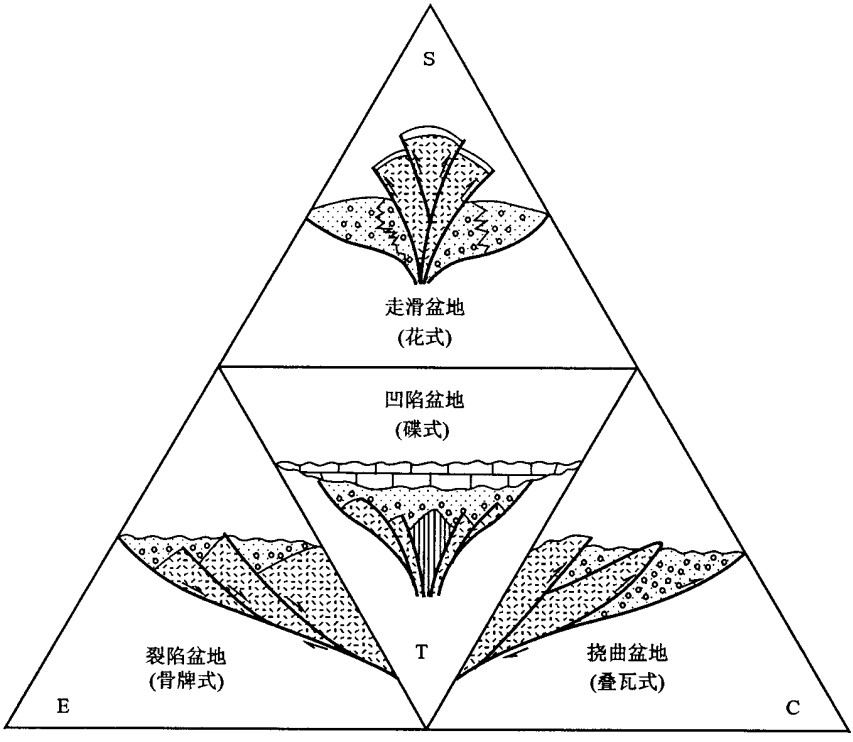


图 3 – 4 – 24　沉积盆地三元分类图解(刘和甫)

5. 甘克文的盆地分类

甘克文(1992)所编制的《世界含油气盆地图》中按‘两种世代’的观点划分了古生代和中新生代盆地的基本类型(表 3－4－21、3－4－22)。

6. 本书的盆地分类方案

本书采用盆地成因动力学分类方案,即将沉积盆地按其形成的动力学原因分为裂陷盆地、压陷(挠曲)盆地、扭陷盆地(或走滑盆地)和克拉通盆地。裂陷盆地是指在引张力作用下,地壳或岩石圈伸展变形过程中形成的盆地,控制盆地形成的主要因素是正断层作用或地壳减薄过程。压陷(挠曲)是指在挤压力作用下,地壳或岩石圈收缩变形过程中形成的盆地,控制盆地形成的主要因素是逆断层作用或地壳增厚过程。扭陷盆地是指在近水平的扭动剪切作用下,地壳或岩石圈走滑变形过程中形成的盆地,控制盆地形成的主要因素是走滑断层作用。克拉通盆地是在大陆克拉通内部或边缘形成的拗陷盆地,主要的动力学机制可能是热的作用,因此也可以称为热拗陷盆地。这些盆地的动力学环境又可以产生在不同的板块构造背景上,因而还可以进一步分出盆地的次级类型。

这一方案的主题思路与刘和甫的分类方案类似,但进一步的有关盆地次级类型的划分参照了 Ingersoll 的分类方案。

四、小结

大量的分类方案不断涌现是由于已提出分类方案不够完善,如前面介绍的许多方案都有其优点,但也存在着某些缺陷。如有的分类方案强调了地动力,而忽略了克拉通或板块边界;有的强调了克拉通和造山带,又忽视了走滑盆地;某些方案只适用于部分地区,不能普遍应用。于是拟定新方案势在必行。

来自不同学科的学者在研究盆地分类时常强调某一种或某一些特征、属性和参数,反映出应用者需求的不同和所持观点的差异。

研究盆地分类的原则和历史是很重要的。它可以使我们知道这一问题的来龙去脉,分析出各种方案的优点和不足,认识一些早期方案对后来盆地分类的明显影响,在对比中考察新分类中有哪些是继承,哪些是创新。

油气勘探实践证明,无论根据哪一种分类,同类盆地含油气情况的差别总是很大的。这是因为盆地划分类型常常只依据某一两个或几个方面的标志,而油气富集则取决于更多方面因素的配合,只有充分具备各方面条件才能造成油气聚集。因此,仅从单个盆地分类还不能直接提供油气潜能的结论。但是,盆地分类确实反映了盆地发育的某些主要特点,这些特点又是油气富集的背景和必要条件。因此,在进行综合分析和评价时,对盆

表 3-4-20 盆地演化序列与构造旋回

地球动力学体系及盆地序列	盆地类型	威尔逊-里丁旋回		下伏地壳	构造样式	沉积体系	沉积速率/(m/Ma)	热流值 $HFU/(mW/m^2)$	盆地类型实例	
		构造阶段	实例						世界	中国
伸展构造体系裂陷盆地序列	大陆裂谷盆地	离散初始期	东非型	陆壳	伸展断块、半地堑、地堑、基底拆离断层、铲式正断层、滚动背斜、盐构造等	冲积扇、扇三角洲、湖相沉积	100～500	(65～80)/(1.6～2.0)	北海盆地	渤海湾盆地
	陆间海盆地	离散发展期	红海型	新生洋壳		红层、熔岩、蒸发岩及碳酸盐沉积	50～100	75/1.8	红海	南盘江盆地
	张裂大陆边缘	离散成熟期	大西洋型	过渡壳和洋壳		大型三角洲、陆坡扇、海底扇沉积	10～50	50/1.2	大西洋近海盆地	东海陆架盆地
	边缘海/弧后盆地	俯冲作用产生离散期	西太平洋型	过渡壳/洋壳		滑塌、碎屑流及浊流沉积	100～200	85/2.0	安达曼海	南海
	夭折谷/拗拉槽	离散夭折期	顿涅茨型	陆壳	伸展断块/挤压断块	浊流或块体流沉积	50～100	50/1.2	南俄克拉荷马盆地	架兰拗拉槽
压缩构造体系压陷盆地序列	海沟	俯冲初始期	马里亚纳型	洋壳	未变形或弱变形沉积洋壳冲断片，冲断混杂构造	滑积岩、混杂岩、野复理石	1000～5000	40/1.0	秘鲁-智利海沟	琉球海沟
	弧前盆地	聚合发展期	大谷型	过渡壳/洋壳		深水/半深水浊流沉积	100～200	40～1.0	大谷盆地	日喀则弧前盆地
	残留盆地	离散衰退期	地中海型	过渡壳/洋壳	基底冲断系	深水浊流、海底扇，以复理石沉积为主	200～300	40/1.0	黑海盆地	松潘-甘孜盆地
	前陆盆地	碰撞造山期	阿尔卑斯型	陆壳	盖层冲断系，叠瓦扇、断弯褶皱，断层褶皱	浊流沉积、三角洲体系、冲积扇以磨拉石沉积为主	300～1000	40/1.0	阿尔伯达盆地	龙门山前陆盆地
	缝间盆地 山间盆地	再旋回造山期	中亚型	陆壳		冲积扇、辫状河及湖相沉积	500～1000	(35～45)/(0.9～1.1)	费尔干纳盆地	塔里木盆地
走滑构造体系走滑盆地序列	走滑-拉分盆地	转换-伸展期	加利福尼亚湾型	陆壳/洋壳	雁列断块、负花构造	冲积扇、扇三角洲、湖泊沉积、半深水浊流沉积，相带狭窄、相变快	500～100	(60～80)/(1.5～2.0)	死谷	伊兰-伊通盆地
	走滑-挠曲盆地	转换-挤压期	阿尔金型	陆壳	雁列褶皱、正花构造			40/1.0	里奇盆地	百色盆地

表 3-4-21　古生代盆地的基本类型（据甘克文，1992）

盆地形成构造背景	盆地成因机制		基本特征	实　例
克拉通内部盆地	弯曲沉降盆地	沉陷盆地	基底弯曲沉降，多呈碟形，沉积稳定，厚度小	哈德森湾、福克斯
		塌陷盆地	基底强烈块断，有火山活动，后在热力调整下弯成盆	伊利诺斯
	热力破裂盆地（裂谷或拗拉谷）	衰亡裂谷（断陷盆地）	陆壳裂开成分，因热点转移或上升，地幔垫冷却收缩，使地表沉降，形成断陷-拗陷盆地	阿纳达科、第聂伯-顿涅茨
		流产的裂谷	陆壳裂开，充填后期有大量火山岩浆焊接裂谷而夭折	英格兰中部、奥斯陆地堑
克拉通上与活动带相邻的盆地	克拉通边缘盆地（前陆盆地）	边缘弯曲盆地	大陆克拉通分裂时边缘整体沉降形成，属前陆盆地早期阶段，由大陆架-冒地斜组成	阿巴拉契盆地（P_{z1}）
		边缘块断盆地	大陆克拉通分裂时边缘基底块断沉降	伏尔加-乌拉尔、伯朝拉
		碰撞前渊盆地	陆壳碰撞后周边形成的盆地属前陆盆地的后期发育	阿巴拉契盆地（P_{z2}）沃思保盆地（P）
	中间地块盆地		基底是克拉通，沉积时为深海槽环绕的海台，后大陆拼合，四周海槽逆转成褶皱带，而海台仍保持盆地实体	塔里木盆地（P_z）
活动带上的盆地				加里东拼合带上

表 3-4-22　中新生代盆地的基本类型（据甘克文，1992）

盆地形成构造背景	盆地成因机制		基本特征	实　例
克拉通内部盆地	初始裂谷		至今仍保持地堑或半地堑	东非裂谷系、里奥格兰德
克拉通上与活动带相邻的盆地	弧后前陆盆地		克拉通上，与 B 俯冲火山弧带相邻	苏门答腊、爪哇盆地群
	被动大陆边缘盆地	进积三角洲边缘		尼日尔三角洲
		断陷边缘		卡宾达、宽札
		断离边缘		东非的拉穆、坦桑尼亚

盆地形成构造背景	盆地成因机制		基本特征	实　例
活动带上的盆地	剪切拖离盆地	条片状拖离盆地	在大陆活动带上，在增生拼合中受区域走滑断裂作用形成	土耳其马拉蒂亚、美国萨利纳斯
		块状拖离盆地	同上	美国萨克拉门托、圣华金、洛杉矶
	造山后断裂盆地	造山带上断裂盆地	大陆增生拼合后期，推挤力消失，张裂形成地堑或半地堑盆地	美国阿巴拉契褶皱带上三叠—侏罗系盆地
		复活块断盆地	由原来的克拉通在碰撞影响下复合而成	酒泉盆地晚中生代、南华北盆地
	弧间盆地	大陆火山带盆地		盆岭区
		岛弧盆地	只发育于新生代，分弧前、弧间、弧后三种	
		边缘海被动边缘盆地	形成于边缘海两侧，基底及周边不是克拉通，而是中新生代褶皱带	

地类型的认识是一个不可缺少的重要环节。就总体上看，各类盆地所占的世界油气储量比例方面还是有相当大的差别的。如能在各单因素盆地分类基础上进行盆地分析的综合研究，将会对油气勘探提供可靠的依据。

应该指出，多数盆地的动力学原因并不是单一的，但是一般都有其主要动力学原因。而动力学过程最终形成体现在盆地基底、地壳乃至整个岩石圈的变形上。因此，厘定盆地的动力学成因类型主要还是靠区域构造背景分析和盆地区大尺度的构造变形分析。另一方面，盆地发育过程是一个漫长的地质过程，在这期间可能因为区域构造背景及板块构造位置的变化而使盆地的动力学性质发生变化或转化，造成多期盆地的叠置和复合。

第三节　多期盆地叠置和盆地复合

一、多期异类盆地叠置

多期异类盆地叠置的现象已为大量国内外油气勘探实践所证实。这一概念也日益为人们所重视，并不断完善和发展。在含油气盆地分析中，研究不同期、不同类型盆地的特征、演化、成因及其成油、成藏的规律，是一个重要课题，对于开拓新的勘探领域起着指导作用。

黄汲清在 1943 年就已提出多期盆地的概念，认为一个大的含油气盆地，它的时间长、沉积厚，生油、生气层不是一个时代的，不是一层的，而是多期、多层的。

李四光(1955)所提出的构造体系复合和构造力学性质转化的概念对研究盆地性质及其转变具有重要意义。由于区域应力场的变化，构造可以从压性转变为张性，也可相反，由张性转变为压性。盆地的形成和演化正是受着应力场变化的控制。

朱夏(1965，1979，1982，1984)多次引伸和进一步解释多期或多旋回构造运动对于含油气盆地演化的意义，指出盆地的多旋回发育为油气资源提供了特殊有利的背景。不同地区、不同运动体制下的含油气盆地可以相互并列和叠加，提供多种油气聚集的条件。从油气资源来说，重要的不是油气的多层系，而是含油气盆地发育的多个旋回。在一个已知盆地内，寻找和发现新的隐蔽油气藏固然重要，但通过地壳多旋回运动的探索来找出新的隐蔽盆地更为重要。

在多期构造发展中，各期地动力环境背景、应力场依次发生转变，在不同构造条件下会产生不同类型、不同力学性质、不同规模、不同方向的沉积盆地。这就使得一个地区不同类型的沉积盆地相叠置或部分叠置。这些盆地所形成的各自层序可能具有不同的构造线和构造型式。对它们应予以分别研究。后期的变形和盆地叠加在前期的变形和盆地上，使前期变形更趋复杂，造成恢复原型盆地和勘探上的困难。但另一方面，这种叠加和改造也有可能创造成油、成藏条件和扩大勘探领域。

关士聪(1989)也指出，在一个成盆期形成的单层结构式的盆地是极少数，现今的陆盆多数都是多层次结构体，它代表不同成盆期形成的盆地。他将这些被保存的沉积层所叠置的综合体称之为“叠置盆地”，并进一步分析了中国中新生代构造幕和成盆期(表 3－4－23)、原型盆地叠置关系的型式及其特征(表 3－4－24)。

表 3-4-23　中国中新生代构造幕划分与成盆期对比表

地质年代	习惯的划分	作者的划分	成盆期	主要成盆类型	实　例
第四纪					
上新世	喜马拉雅末幕	第四纪前幕	上新世成盆期	广盆	华北馆陶组、明化镇组，苏北盐城组等
中新世	喜马拉雅四幕	上新世前幕	渐新世—中新世成盆期	广盆	华北沙河街上亚组—东营组、粤北丹霞组等
渐新世	喜马拉雅三幕				
始新世	喜马拉雅二幕（华北运动、吴堡运动、南洋运动）	渐新世前幕	始新世成盆期	槽盆	华北沙河街下亚组、苏北阜宁组、江汉潜江组等
古新世	喜马拉雅一幕	始新世前幕	中白垩世—古新世成盆期	广盆	松辽泉头组—明水组，江汉石门组—新沟咀组，南雄的南雄组—浓山组、竹佳坑组等
晚白垩世	燕山五幕				
中白垩世	燕山四幕				
早白垩世	燕山三幕	中白垩世前幕	早白垩世成盆期	碟盆槽盆	浙东棺头组—朝川组、二连巴彦花组等
晚侏罗世	燕山二幕	早白垩世前幕	晚侏罗世成盆期	槽盆带盆	河西走廊赤金堡组、浙闽地区的完岭组等
中侏罗世	燕山一幕	晚侏罗世前幕	早、中侏罗世成盆期	槽盆台盆	川滇黔的白田坝组
早侏罗世					
晚三叠世	印支末幕	早侏罗世前幕	晚三叠世成盆期	广盆斜盆	鄂尔多斯延长组、川西须家河下亚组
中三叠世	印支三幕	晚三叠世前幕			

表 3-4-24　盆地叠置关系特征

型　式	叠　置　特　征	实　　例
复合式	上、下不同时代盆地的规模和沉积范围基本相近似，呈近似吻合地叠置在一起	川滇黔台盆(J_{1-2})和四川斜盆(T_3)、塔里木广盆(N_1,N_2)与槽盆(J_{1-2})的叠置
交错式	上、下不同时代盆地及其沉积范围之间局部地交叠，呈交错地叠置在一起。叠置的盆地类型可以相同，也可以不同	鄂尔多斯广盆(J_{1-2})与广盆(T_3)、四川盆地台盆(J_{1-2})与广盆(J_3)的叠置
披盖式	上、下不同时代盆地的类型不同，规模大小也不一样，下伏盆地多为槽盆，被广盆所覆盖叠置	松辽广盆(K_2—E_1)与槽盆(K_1)、华北广盆(E_3—N_1)与槽盆(E_3)的叠置
镶嵌式	上、下不同时代盆地的类型不同，规模大小也不一致，上覆盆地多为槽盆，呈小盆坐落于大盆之内，呈镶嵌式叠置在一起	苏北槽盆(E_2)和广盆(K_2—E_1)、松辽槽盆(E_2)与广盆(K_2—E_1)的叠置

各期原型盆地多因后期构造作用或岩浆活动而产生隆升，遭受破坏，致使原先的盆地充填受到局部性或区域性的剥蚀，留下来的只是残留盆地部分。有些学者将盆地后期隆升称作盆地反转。盆地隆升机制也如盆地成因问题一样，常常是有争议的，应根据具体情况予以分析。若概括起来有下列因素可供考虑。

1. 重力因素

由于地球内部各层圈的物质流动和热流，总是出现重力不均衡状态，需要进行均衡调整，引起地壳升隆运动。

2. 挤压和扭压作用

Lowell(1995)强调最常见的反转驱动力应是水平挤压力，而不是均衡垂直力。因为世界上有许多深充填盆地从未发生过反转，若用均衡回跳作为驱动机制的话，这些盆地早该发生反转了。

挤压可以是正交挤压或扭压，通常由挤压和走滑结合，这可能是由于原来的盆地方向与后来最大主压应力方位有一定的角度的差异，而容易产生斜滑分量的缘故。物理模拟结果证实，后来的冲断层不一定都沿着原先形成的正断层层面来滑动，少数沿原断面上滑，多数则另辟新径。

3. 伸展中的重力滑动和块体旋转

在伸展过程中，由于重力滑动引起块体旋转、抬斜，局部出现冲断层和隆升，而遭受剥蚀。

4. 深部岩浆活动

Brodie 和 White(1995)根据英伦三岛和近海的沉降史和地震资料综合研究后指出，第三纪时欧洲西北大陆架的许多盆地所经历的快速和持续隆起和剥蚀作用肯定是由区域火成侵位作用所致。这种火成侵位作用可能与深部地幔羽柱状上升时发生的北大西洋张开有关。

二、盆地的复合

在许多大的盆地中，同一时期常常有不同类型的盆地。朱夏(1979)将此称为盆地的结合。李德生(1982，1990)指出，在中国西部，自北而南、由老到新分布着五条碰撞挤压构造带，其间镶嵌着几个大型的复合盆地，包括准噶尔、塔里木、柴达木和藏北盆地。沿着这些造山带山前发育狭长的山前盆地，这是逆冲作用和构造负荷作用所致。向盆地内部则发育克拉通型盆地。在一些地区，如阿尔金断裂，大规模走滑活动还可导致走滑型盆地的形成。

在中国中部的鄂尔多斯盆地、四川盆地贺兰山—六盘山—龙门山—横断山东侧，由于特提斯板块和印度板块向北北东向推挤，产生地块东移和向中朝、扬子地台的逆冲，导致在这些盆地西缘产生边缘前陆盆地及冲断带，向东则为典型克拉通型盆地。

在中国东部的渤海湾盆地，由于东界受郯庐断裂走滑作用的影响，在郯庐带内及两侧的走滑作用和盆地特征远比西部明显，形成走滑盆地和伸展盆地的复合。

总之，盆地的复合或结合现象是常见的，不同时期、不同地区其复合情况各异，这取决于盆地与周边造山带、断裂带的相互关系及深部因素的配合。

第四节　地质构造与成矿的关系

地壳中矿产资源的形成主要受到两个因素的控制：其一要有成矿物质的来源；其二要有成矿物质运移的通道，以及使成矿物质沉淀、赋存的场所。岩浆和气水热液是携带成矿物质的重要介质。当地壳运动使地壳发生各种构造变动时，形成褶皱、断裂和节理裂隙，往往伴有大规模的岩浆活动。含矿的岩浆或气水热液便在这些构造中运移，并在合适的构造部位沉淀矿质，富集成矿，形成所谓的内生矿产。由于地壳运动产生了构造隆起带和凹陷带。构造隆起带长期遭受风化剥蚀，一些成矿物质被流水携带搬运至凹陷带，在一定的条件下也可发生沉淀富集，形成所谓的外生矿产。地质构造不仅影响成矿的地质条件，而且也决定了矿产资源的分布规律。

控制成矿的构造因素，按其规模大小，可以划分为大、中、小三级。大型的构造因素是大地构造；中型的是褶皱和断层构造；小型的是节理（裂隙）及劈理构造。中小型构造比大型构造对成矿的控制更为直接，中小型构造能控制矿床或矿体的形成、分布和产状。中小型成矿构造的研究，是在一个矿田或矿床范围内进行的。因此，一个矿田或矿床范围内的中小型成矿构造，又称为矿田和矿床构造。矿田是指一系列在空间上、时间上和成因上有密切联系的矿床组合的一个成矿地区。

第五节　地质构造对矿山开采的影响

地质构造和矿产的关系十分密切，它控制矿产的空间分布、矿体的空间形态。采矿

的对象是矿产，因此，地质构造对矿山开采影响也很大。

一、褶皱构造与矿山采掘工作的关系

1）成矿前形成的褶曲，对矿床的形成、矿体分布、空间形态、产状等常起控制作用。在“有利岩层”、“层间剥离”等部位的矿体，形态较为简单，产状与围岩产状基本一致；在褶曲核部破碎带、伴生断裂等内赋存的矿体，一般形态比较复杂、产状多变。而矿体的形状、产状直接影响开拓系统、采矿方法等的选择。

2）成矿后形成的褶曲，常使矿体形态复杂化，给勘探和采矿工作带来麻烦，这是对采掘工作的不利因素。例如，湘东某沉积铁矿中某矿段，由于成矿后褶曲构造影响，使地质构造复杂化。勘探时认为是一向斜构造，向斜的底部标高在 360m 以上，矿山没汁时，拟用 360m 标高的平峒开拓，以回采全部矿石，但施工后发现向斜底部标高低于 360m（图 3－4－25），360m 以上储量减小 42.5%，360m 以下矿石需要增加巷道才能开采出来，浪费了人力和物力。

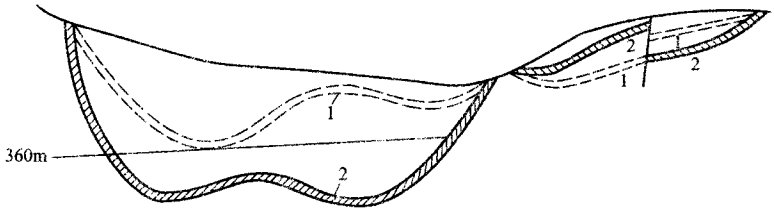


图 3－4－25　湘东某沉积铁矿某矿段勘探时和开拓施工后剖面对比

1—地质勘探时矿层位置；2—开拓施工后实际矿层位置

当矿层受到褶曲作用后，其厚度可发生变化，尤其是强度小，塑性大的矿层，厚度变化更为显著，一般在矿层鞍部或核部厚度相对变大，两翼矿层的厚度相对变小。因此，当沉积或沉积变质矿床受到褶曲构造影响时，在一定范围内矿量相对集中，这样可以减少巷道的总长度，便于开采。

3）在背斜核部顶压一般较小，对采掘工程有利，但是背斜核部的顶部岩层中，张裂隙较发育，对采掘工程又是不利因素，尤其是张裂隙发育可能导致矿山涌水量增加，造成采矿困难。在向斜核部，顶压一般较大，对采掘工程不利。

4）褶曲可使矿层的产状发生变化，若使矿层的倾角变化适当时，可利用于重力搬运，对矿内运输有利。

二、断裂构造与矿山采掘工作的关系

中小型断裂构造能控制矿床或矿体的形成、分布和产状。因此，断裂构造对矿山采掘工作关系极大。

1. 节理(裂隙)与矿山采掘工作的关系

1)在节理发育的岩石中打炮眼时，要注意打眼的位置，不要沿节理面打眼，尤其是张节理面，否则容易卡钎 沿节理面布炮眼，由于裂缝易漏气，影响爆破效果。因此要注意节理的走向、发育程度及延伸情况。

2)节理面的方向有时会影响巷道掘进方向，使其偏离中线。例如，某矿在掘进中，由于有一组张节理斜交中线方向，按正规布置炮眼，爆破后巷道总是偏离中线方向 若改变炮眼排列，有意识地使其稍为偏斜，反而使掘进方向能按中线方向前进。

3)在露天开采中，在节理发育地段，要特别注意边坡角的选择，以防止滑坡、塌方等事故。

4)节理密度大，而节理面是多方向的地段，岩石就比较破碎，容易冒落，要加强支护工作。但在支护中必须注意节理的产状，有时可根据节理的方向来选择适当的支护方式而减小工作量及材料消耗。

5)地下水发育地区，节理也是地下水的良好通道，尤其是张节理。规模大的张节理若与采矿巷道贯通，有发生突水事故的危险。为此，在考虑矿山防排水措施时，要对节理的发育和分布规律予以重视。

6)节理影响采矿方法的选择，在节理特别发育的区段，某些采矿法选择要慎重，如不适于使用空场法等。另外，在某些壁式崩落法采场，在节理很发育地段，须适当缩小放顶距。

2. 断层与矿山采掘工作的关系

1)成矿后断层对矿山探矿工作影响很大，因为成矿后断层常把矿体切成几部分，使矿体的分布、形状和产状复杂化。这样就增加了探矿工作量，必须多打钻孔、坑道等才能探明矿体的形态和产状。

2)断层影响矿床开拓系统的布置。由于大断层的影响，经常使开拓系统复杂化，需要增加开拓巷道的数量和总长度，并造成施工中的许多困难。因此，在开拓设计中，对于主要开拓巷道所经过地段，应弄清较大断层的情况，并使开拓巷道的位置尽量避开这些断层破碎带，尤其是应避开与巷道平行或成小角度斜交的断层破碎带。

3)断层影响采场设计及回采工作。地下开采的矿山，在采场中遇到断层，对回采工

作很不利。因此,在采场设计中如遇见断距较大的断层应尽可能把它作为划分采场的边界以减少它对回采工作的影响。

4)断层影响井巷掘进,在平巷掘进中,若遇到稍大的断层,有时就须考虑使巷道拐弯,以保证平巷和矿体底板的距离。由于巷道的拐弯会增加巷道的长度,同时给运输造成不便,给各种管道工程的铺设也带来困难。此外,在掘进中碰到断层的破碎带较大,还必须加强支护,甚至要采取特殊措施才能通过断层。断层对掘进工作危害很大,所以各种井巷工程都应尽量避免沿着断层面掘进。

5)断层影响矿坑涌水,断层破碎带多数是地下水的良好通道,因此,在大断层附近矿坑水的涌水量常增大,甚至造成突然涌水事故。

6)断层对采掘工作的有利因素。断层对矿山采掘工作危害很大,但在一定条件下,又有积极因素。例如,有些逆断层可使矿体局部变厚或造成矿层局部重复、有利于回采;又如易于发生矿石自燃的矿床,当断层把矿体分割成许多断块时,能实行分区开采,采完后可及时封闭,以防止矿石自燃或火区蔓延。因此,断层对矿山的采掘工作有害因素,要采取措施防止 有利因素又要充分利用。

第六节　大地构造理论简介

究竟是什么力推动地壳运动?地壳运动有些什么规律性?由地壳运动产生的各种地质构造形迹的分布特点如何?这些都是大地构造研究的范畴。因此,大地构造学是地质学的一个分支,是研究地球科学的一门基础理论。它主要是探讨地球岩石圈的结构、形成、演化以及运动、变形规律。它不仅对于深入认识地壳发展史和地壳运动史具有重要的理论意义,而且对研究成矿条件、地震成因以及矿产预测等具有重要的实际意义。

随着科学研究的不断深入,大地构造理论也获得了很大的发展。国内外地质学家对此进行过大量的研究工作,形成了很多学派。尤其是 20 世纪 60 年代末提出的‘板块构造’学说,目前正盛行于全世界。

我国的大地构造理论也有了重大发展。逐渐形成了各种有代表性的学说,主要有黄汲清的多旋回构造理论、李四光的地质力学理论、张文佑的断块大地构造理论、陈国达的地洼学说、张伯声的波浪镶嵌构造理论以及李春昱的中国板块构造理论等。近年来,对大陆岩石圈的结构、演化和动力学研究都有了新的进展,使研究矿产资源的分布和成矿

预测有了更科学的依据。下面仅介绍多旋回构造理论和板块构造理论。

一、多旋回构造理论

地壳运动的多旋回理论，是黄汲清教授于 1945 年提出的。他认为组成地壳的基本构造单元有地槽－活动地带，地台－稳定地带。地槽和地台是可以相互转化的：地台－地槽－地台。并认为地壳发展是多旋回的，地壳从生成到现在 46 亿年的漫长地质年代里，曾经历了四次巨旋回，每次巨旋回都经历了地台－地槽－地台的过程。这种转化过程不是简单的量的增减或历史的重演，而是否定旧的，肯定新的，即肯定－否定－否定之否定的，由简单到复杂的波浪式向前发展的过程。

多旋回理论突破了以西欧大地构造学家史蒂勒为代表的地壳运动单旋回观点。黄汲清教授以天山、祁连山、秦岭等地槽褶皱带为例，建立了地槽发展的多旋回沉积建造、多旋回构造运动、多旋回岩浆活动和多旋回变质作用模式。多旋回理论在实际应用中，如对石油、煤和铁矿的普查起着一定的指导作用。

地壳构造多旋回发展理论，长期以来对国内地质界有较大影响，特别是在区域地质调查中广泛应用。在国外，一些地质工作者（如前苏联、日本和美洲的地质工作者）也采用了多旋回观点来分析褶皱运动、岩浆活动和成矿作用的相互联系。

二、板块构造理论

板块构造理论是在大陆漂移与海底扩张的基础上提出来的，它归纳了大陆漂移和海底扩张的重要成果，及时吸收了当时对岩石圈和软流圈所获得的新认识，从全球整体的角度，系统地阐明了岩石圈活动与演化的重大问题。其基本思想是：在固体地球的上层，存在比较刚性的岩石圈及其下伏的较塑性的软流圈；地表附近较刚性的岩石圈可分为若干大小不一的板块，它们可在塑性较强的软流圈上进行大规模的运移；海洋板块不断新生，又不断俯冲、消减到大陆板块之下（图 3－4－26）；板块内部相对稳定，板块边缘则由于相邻板块的相互作用而成为构造活动强烈的地带；板块之间的相互作用控制了岩石圈表层和内部的各种地质作用过程，同时也决定了全球岩石圈运动和演化的基本格局。

大陆漂移说是魏格纳于 1912 年提出的，该学说认为古生代时全球只有一块大陆（泛大陆），周围是海洋（泛大洋）。到中生代，泛大陆开始解体、漂移，逐渐形成现今全球大陆和海洋的分布状况。这就是地质学史上盛行一时的大陆漂移学说，因论据不足曾被抛弃。

到 20 世纪 60 年代初期，海洋地质调查和全球地震台网工作获得了四个主要的新成

果，即大洋脊扩张带、毕鸟夫带、转换断层的发现及洋底相当新的沉积物等的发现，据此赫斯(H.H.Hess)和迪茨(R.S.Dietz)提出海底在扩张的设想。20 世纪 60 年代末期，才由艾斯克斯和麦肯齐乐提出板块构造理论。

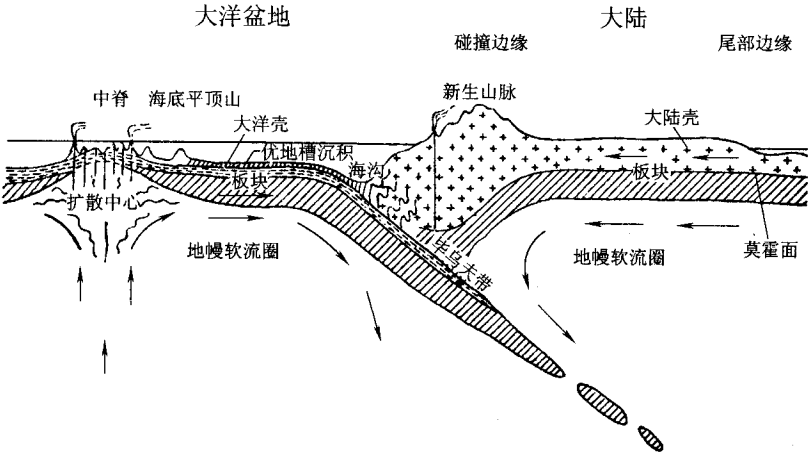


图 3－4－26　板块前缘碰撞俯冲和尾部边缘海岸及有关现象示意图

关于板块的运移机制目前尚无一致的看法，较传统的是地幔对流说(图 3－4－27)，该观点认为地幔中由于存在温度差异或密度差异，可能引起物质的缓慢移动，热的、轻的物质上升，造成大洋脊的热显示，同时带动大洋脊两侧岩石圈板块作相背移动，在俯冲带处大洋板块下插，使冷的、重的物质下沉。于是地幔物质就形成了对流环，好像“传送带”一样带着岩石圈板块运移。这就是板块构造学说早期所主张的地幔对流的“传送带模式”。初看起来，这种板块驱动机制的解释十分精彩，但事实上问题很多。在全球“热点”(即地幔物质向上运动的热显示处)研究中，共发现 100 多处热点，除少数分布在大洋脊上，大多数却都散布在板块内部。由热点位置变化所反映的地幔物质运移速度，一般认为都只有几毫米每年，而岩石圈板块的平均运移速度却比软流圈大一个数量级，即几厘米每年(据 M.H.P.Bott，1984)。于是问题就出来了，低速运行的“传送带”怎么能够带动其上的岩石圈以较高的速度运移呢？更何况，现在能肯定存在的是由热流体所构成的地幔热对流，至于固体的地幔物质是否能够发生大对流，至今尚无足够的证据。

近 20 年来，有些学者认为板块的扩张作用不是主要的，“冷”板块俯冲时下沉拖拉力才是板块运移的主要驱动力，他们用数学模拟的方法论证了这种可能性。然而，近年来也有人证明，这种下沉拖拉力不可能太大，毕竟这些“冷”的洋底玄武岩的密度(约 2.8g/cm^3)不可能比深部地幔岩石的密度(3～5g/cm^3)更大。

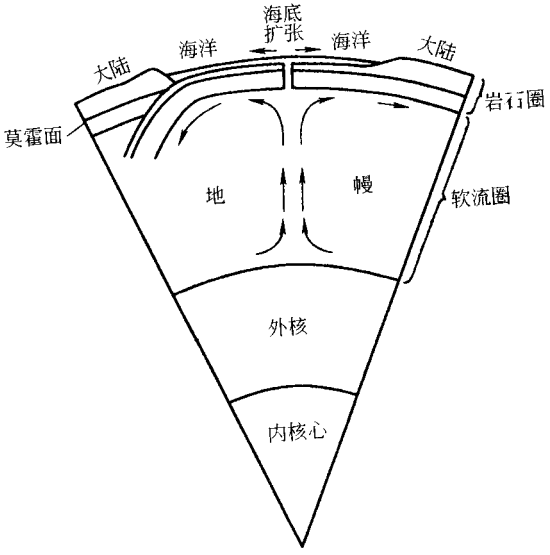


图 3－4－27　地幔对流与板块移动示意图

近年来，根据大洋钻探的成果，发现大洋中有两次巨大的陨石撞击事件（据 B.P.Glass，1982），在海底沉积物中形成上亿吨的微玻璃陨石。撞击中心点正好与几个板块的拼接点位置相近。巨大陨击作用有可能造成直径几十万米、深度几万米的陨击坑，使岩石圈表层物质发生显著的亏损，在岩石圈均衡补偿作用的影响下，诱发深部地幔物质上涌，造成海洋板块的张裂、扩张，从而使周邻板块沿着不同的方向运移。这种观点，尽管似乎比以前的假说更合理一点，然而，受到当前技术条件的限制，所获的资料有限（海底钻探深度一般仅为上千米），只能较好地解释老第三纪以来的两次陨击作用与板块运动的关系。

第五章　盆地构造分析

本章使用的裂陷盆地一词具有广泛的涵义，泛指那些由于盆地的形成和演化而导致岩石圈或地壳发生伸展构造变形的沉积盆地，这类盆地也可以称为伸展型盆地。一个构造单位或某一区域的地壳或岩石圈发生伸展构造变形，意味着构造作用使地壳或岩石圈的剖面长度增大，通常情况下相应的地壳或岩石圈厚度随之减薄。地壳或岩石圈的伸展变形统称为伸展构造，裂陷盆地就是地壳伸展构造的一种表现形式。

第一节　裂陷作用与裂陷盆地的成因

一、裂陷作用与裂陷盆地的地质涵义

1. 裂陷作用与伸展构造

从动力学角度看，地壳和岩石圈发生伸展变形是受引张作用所致。马杏垣教授(1981，1983)曾撰文论述了“伸展构造”和“裂陷作用”等名词的地质涵义，认为“裂陷作用”是既“裂”又“陷”的构造过程，造就伸展构造。同时他建议将“裂陷作用”作为 taphrogenesis 的中文译名(有些文献中将 taphrogenesis 译为“地裂运动”)。taphrogenesis 一词最早是 Krenkel(1922)提出来的，他用裂陷作用一词描述那些造成像东非裂谷系那样的大规模断陷构造的地质作用，并认为是造山作用(orogenesis)的同时期的对应物。随着板块构造理论的发展，地质学家们对裂陷作用的理解愈来愈深刻，在英文文献中更多的地质学家习惯用 rifting 一词来表达岩石圈裂陷作用(rifting 也译为裂谷作用或张裂作用)。因此，可以将“裂陷作用”理解为引张力作用于整个岩石圈并导致地壳和岩石圈发生大规

模的开裂和断陷的地质作用过程，或造就岩石圈“伸展构造”的既“裂”又“陷”的构造过程，它与英文中 taphrogenesis 和 rifting 的地质涵义大致相当。裂陷作用最具特征的产物就是“裂谷”(rift valley)。

伸展构造(extensional tectonics)是指在裂陷作用(或区域引张作用)下形成的一切使地壳或岩石圈沿水平方向发生伸长变形的构造的总称，它与收缩构造(contraction tectonics)是对应的。后者是指在区域挤压作用下形成的一切使地壳或岩石圈发生缩短变形的构造的总称。不同尺度上和不同构造层次中都可以发生伸展构造变形。裂陷盆地(rift basin)或伸展型盆地(extensional basin，或称为伸展盆地)是地壳表浅层的大型伸展构造，其主要特征是沉积盆地是在地壳的伸长减薄过程中形成和发展的。裂谷是裂陷盆地的典型代表。

2. 裂谷与裂陷盆地

裂谷(rift valley)一词首先是由 Gregory 于 1894 年用来描述“那些具有陡而长的、平行的正断层之间的狭长沉降带”而提出的，其典型实例就是“东非裂谷”，并特别强调了裂谷的地貌特征。板块构造学说问世以后，70 年代至 80 年代地学界掀起了“裂谷”研究热潮，裂谷的概念也随之得到更新和赋予更广泛的内涵。Burke(1980)对 Gregory 的裂谷概念作了较大的修正，认为裂谷是引张作用使整个岩石圈破裂而形成的狭长沉降带。他还就裂谷概念作了三点解释。第一，“裂谷”定义中未提到平行断层，这是因为有些裂谷只有一侧发育断层，而另一侧是单斜挠曲，或者说裂谷并非一定是对称的。第二，“裂谷”是整个岩石圈发生破裂，这是强调裂谷是一种大尺度的构造，不包括那些中、小型地堑构造(例如浅层挤压背斜轴部的小型地堑和盐底辟构造上部的小型地堑等)。第三，“裂谷”是引张作用使岩石圈破裂，这是将裂谷与其他深大断裂(例如转换断层、大型走滑断裂和聚敛性断裂等)及其相关的构造相区别。有些区域的岩石圈在引张作用下并不产生由单个“裂谷”构成的“狭长的”沉降带，而是由大量的“裂陷”构成大范围的沉降区，这种构造单元统称为“裂陷盆地”(rift 或 rifting basin，有人译为裂谷盆地，但这一英文名词中并没有“谷”的含义)。

“地堑”(graben)一词也经常出现在描述和讨论裂陷盆地的文献中。“graben”一词来源于德文，是沟槽的意思。早在 17 世纪，这个名词就已用在采矿中，指那些极度下沉的长条形凹槽。在传统地质学的发展过程中，逐渐将“地堑”一词用于描述以近平行的正断层为边界断层所控制的长而窄的断陷构造，如莱茵地堑。与“裂谷”的地质涵义不同，“地堑”只是一个描述性名词，而且多用于描述地壳浅表层次的规模相对小一些的构造。有一些断陷构造只是一侧以正断层为边界，另一侧为构造斜坡，称为“半地堑”(half - graben)。地堑和半地堑中如果充填了沉积层序，就属于伸展型盆地范畴。有些地区，岩石圈或地壳并没有发生裂陷作用，也没有形成地壳尺度的伸展构造变形，但是，如果沉积

盆地是在伸展变形中形成和发展的，都可以称为伸展型盆地，如发育在一些大型区域性隆起顶部或挤压造山带之中的由正断层为限定边界的小型地堑和半地堑盆地。

地壳或岩石圈在引张作用下也可能不发生大规模断陷，而是表现为宏观上的“韧性”的伸长减薄，在地壳表面形成没有明显正断层控制的碟状坳陷。这种沉积盆地也属于伸展型盆地(extensional basin)。因此，伸展型盆地的涵义很广泛，泛指那些在地壳或岩石圈伸展变形过程中形成的盆地，规模可大可小，从大规模的大洋裂谷和大陆裂谷到小型的由正断层控制的地堑和半地堑，都可视作伸展型盆地。而裂陷盆地是从动力学成因方面给予定义，指那些由于岩石圈或地壳裂陷作用过程中形成的沉积盆地。所有的裂陷盆地都意味着它在形成过程中发生了地壳或岩石圈的伸展变形，因而都属于伸展型盆地。

二、主动裂陷作用与被动裂陷作用

岩石圈的伸展变形需要水平方向的引张作用力。根据引张力的起因，森格等(Sengor & Burke，1978)将岩石圈的裂陷作用分为主动的和被动的两种动力学机制。所谓“主动裂陷作用”(active rifting)是指岩石圈底下的软流圈热物质主动上涌，并引起整个岩石圈的水平引张。裂陷过程是对软流圈和地幔深部热物质主动上涌的反应。地幔中某些地点的热流明显比周围区域高很多，而且地幔热对流方向是向上的，形成地幔“热点”(hot spot)。软流圈的热物质的主动上涌就与地幔热点的活动有关，而且它可能有更深的动力源。软流圈主动上涌至岩石圈底部后可以由上升运动变为侧向水平运动，从而对上覆岩石圈施加水平引张力，拖曳上覆的岩石圈发生伸展变形。另一方面，地幔上涌使岩石圈产生穹状隆起后，岩石圈本身的重力可以诱导出水平引张力(Bott，1981)。被动裂陷作用(passive rifting)的力源是板块构造演化过程中产生的区域水平引张力，地壳或岩石圈的裂陷伸展也可能导致岩石圈底下的软流圈热物质的被动上涌。

现代裂谷(如东非裂谷)一般都具有负的重力异常、高热流值和火山活动，裂谷发育过程中还伴随有地壳的上隆，裂谷沉积层中也往往包含有大量的火山岩。这些特征表明裂谷发育过程的确与地幔深部和软流圈的热异常活动有关。软流圈或地球深部的热物质上涌可以使岩石圈加热并发生穹状上隆，从而引起地壳或岩石圈的引张，发生裂陷作用。另一方面，裂陷作用使地壳或岩石圈减薄也可能导致岩石圈底部的热活动加剧和被动上涌。主动裂陷作用和被动裂陷作用的概念就是试图表述这种因果关系。

主动裂陷和被动裂陷的最大区别就是裂陷盆地形成前是否出现区域的热隆起、裂陷盆地的形成和发展过程是否属于区域热隆起的后续构造事件。从逻辑关系上看，主动裂陷机制中，地幔热异常出现于裂陷盆地形成之前，软流圈局部热隆起、热对流和热底辟驱

动岩石圈发生裂陷,并且是裂陷盆地形成的主要动力源。因此,在裂陷盆地形成过程中,可能出现‘热隆起’→‘火山活动’→‘裂陷盆地形成’→‘热沉降’等构造事件序列。在被动裂陷机制中,区域应力场是驱动岩石圈发生裂陷伸展的主要动力源,地幔任何热异常都是岩石圈裂陷作用的反映。因而可能出现‘裂陷盆地形成’→‘热隆起’(?)→‘火山活动’→‘均衡沉降、热沉降’等构造事件序列。但是,正如 Ramberg 和 Morgan(1984)所指出的,裂陷作用的主动机制和被动机制不可能是彼此孤立的,主动机制可能被一种决定开裂时间(可能亦包括开裂地点及裂陷方向等)的被动机制所控制,而被动机制形成的地幔热作用(热隆起、热底辟等)亦可能将被动裂陷向主动裂陷转化。因此,在裂陷盆地形成的动力学过程中,裂陷作用既有‘主动’成分,亦有‘被动’成分,并且在不同阶段可能表现为不同的动力学机制占优势。

三、大陆伸展模式

岩石圈在受水平引张力作用下以何种形式发生伸展变形,以致形成裂陷盆地,这可能会受到诸多因素的影响。许多研究者根据不同的裂谷、裂陷盆地或裂陷盆地区的地质和地球物理场特征,相继提出了多种大陆伸展构造模式。从岩石圈伸展变形行为上看,具代表性的两种模式是纯剪切伸展模式和简单剪切伸展模式。

1. 纯剪切与简单剪切

如图 3-5-1 所示,一个带有‘圆’形标志的主应变平面可以通过两种方式使‘圆’变形成为‘椭圆’。在引张力作用下,主伸展应变轴方向的伸长和主收缩应变轴方向的缩短使之产生一对以主应变轴为对称轴的共轭剪切变形带,并且主应变轴方向在变形过程中保持不变。这种由引张或挤压产生的对称的剪切变形称为纯剪切(pure shear)。图 3-5-1 中原始状态的带有‘圆’标志的正方形在剪切力作用下发生‘角应变’,而使‘圆’变形为‘椭圆’,亦可以理解为‘圆’通过一系列平行的剪切面的位移变形成为‘椭圆’,这种变形方式称为简单剪切(simple shear)。物体发生简单剪切变形时,应变‘椭圆’的主应变轴方向在变形过程中发生旋转,而剪切变形带的宽度(或厚度)则保持不变。如果将简单剪切变形的椭圆再旋转一定的角度似乎可以等效于纯剪切变形的椭圆,但是它们的变形过程和变形机制及变形体的内部结构则完全不同。

2. 纯剪切伸展模式

用纯剪切概念来解释地壳或岩石圈的伸展变形就是所谓的纯剪切伸展模式。纯剪切变形现象在野外地质露头中常能发现,如岩层破裂成两组共轭节理或共轭断层(conjugated faults)。岩石力学实验也容易重现这一现象。在水平引张力作用下,地壳或岩石圈

的纯剪切伸展变形产生两组相向或相背倾斜的共轭正断层，并在运动过程中导致断块体相对上升和下降，从而形成地堑和地垒构造，并使地壳产生水平伸展。这种机制形成的地堑和地垒通常都是近似对称的。浅层次地壳中的地堑盆地，甚至于一些不对称的地堑盆地，在早期的一些地质文献中（Salveson，1976、1978；Bott，1976、1981；Illies，1981；Artyushkov，1981）都被认为是按照上述的纯剪切变形方式形成的。即在引张力作用下，地壳或上地壳发生脆性破裂，而下地壳和上地幔岩石圈在地壳破裂的相应部位发生韧性伸展，岩石圈发生均匀的‘细颈化’或‘颈缩作用’（necking）；上部地壳以脆性共轭正断层作用形成地堑与地垒并造成地壳的水平伸展，下部地壳及壳下岩石圈（上地幔）则可能是以韧性流动方式造成透入性的韧性伸展减薄，软流圈在地壳均衡过程中上升，并导致岩石圈的部分熔融和火山作用的发生。进一步的裂陷伸展使岩石圈减薄直至完全破裂形成新的大洋地壳。

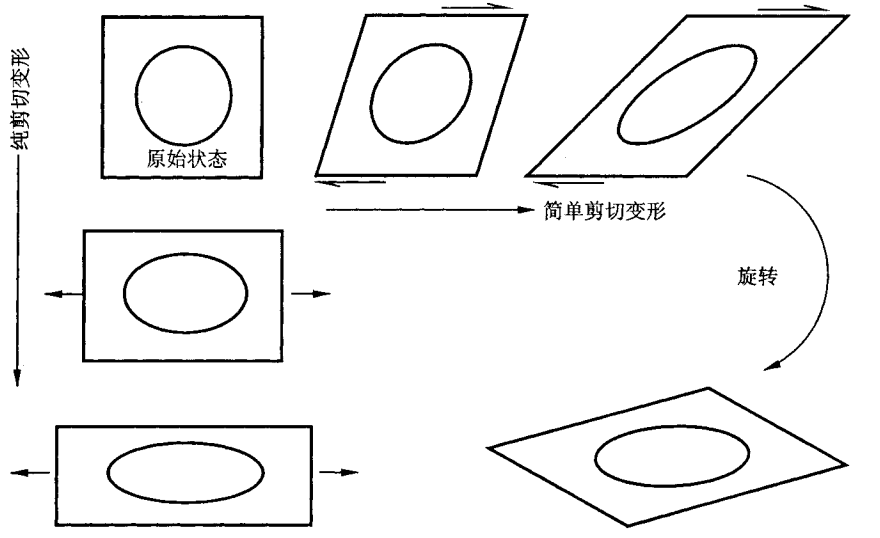


图 3－5－1　纯剪切变形与简单剪切变形的比较

英国学者 D. P. McKenzie（1978）根据大陆纯剪切伸展模式建立了岩石圈伸展量与裂陷盆地的沉降量以及后裂陷阶段热沉降量之间的一种定量模型，并以此为盆地构造理论模拟（定量）分析作了开拓性的工作。McKenzie（1978）的岩石圈伸展模式是一种‘均匀的’纯剪切伸展模式，认为从地壳浅层到岩石圈底部的伸展变形量都是相等的（图 3－5－2）。尔后，Royden 和 Keen（1980）、Hellinger 和 Sclater（1983）等又分别设计了不同的‘非均匀’纯剪切伸展模式（图 3－5－3、3－5－4），即中上地壳层的伸展量小于下地壳层和岩石圈地幔的伸展量，并以此模拟计算岩石圈伸展量与裂陷盆地的沉降量的关系。这些理论模拟分析结果与一些盆地的观测数据基本吻合，支持了大陆纯剪切伸展模式的合理性，从而推动了纯剪切伸展模式的流行。

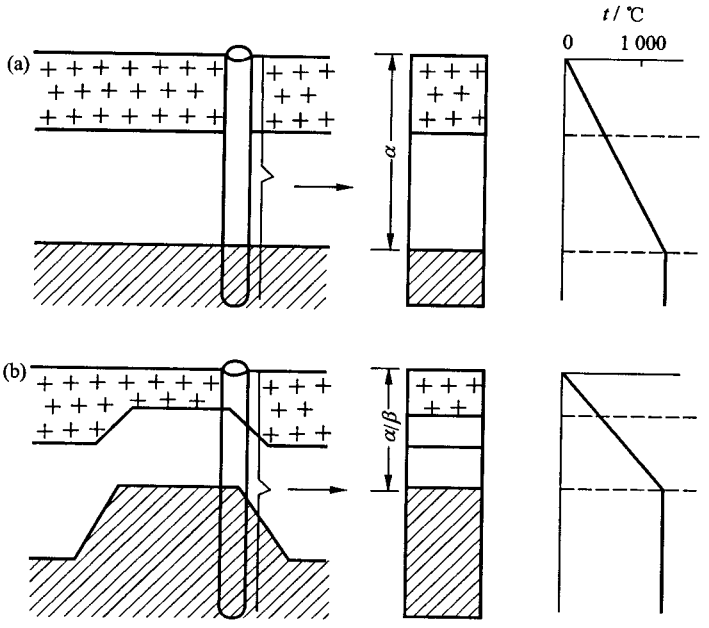


图 3－5－2　McKenzie 的岩石圈纯剪切伸展模式
（据 McKenzie，1978）

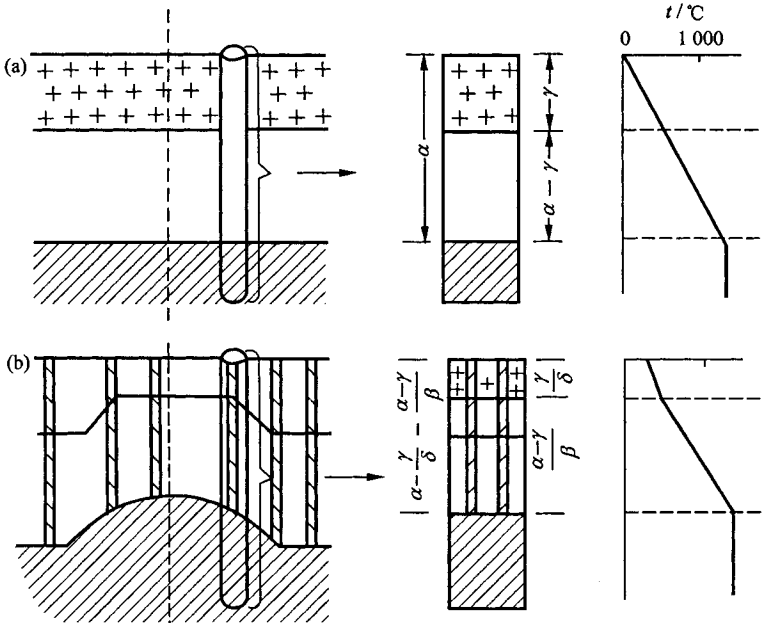


图 3－5－3　Royden 和 Keen(1980)的岩石圈纯剪切伸展模式

α—岩石圈原始厚度；β—岩石圈地幔伸展系数；δ—地壳伸展系数；γ—岩浆侵入量(体积分数)

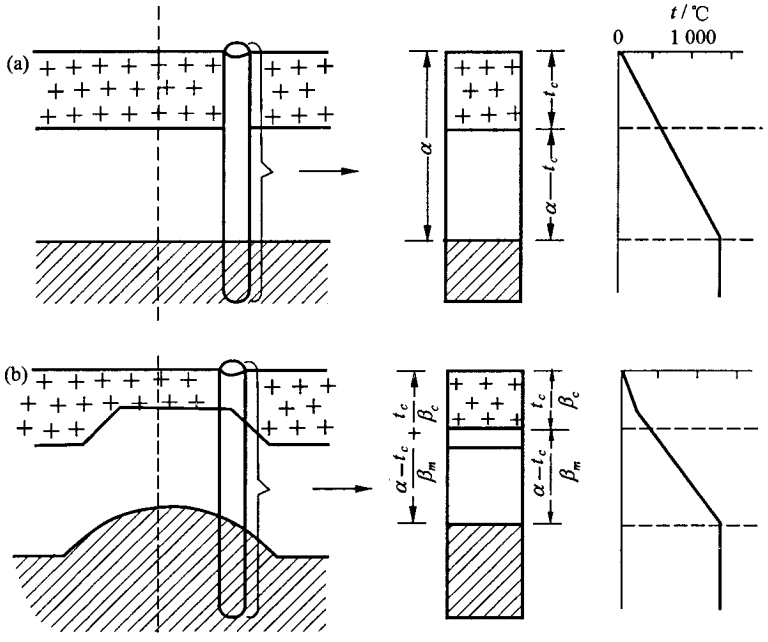


图 3－5－4　Hellinger 和 Sclater(1983)的岩石圈纯剪切伸展模式

α—岩石圈原始厚度；t_c—地壳原始厚度；β_c—地壳伸展系数；β_m—岩石圈地幔伸展系数

3. 简单剪切伸展模式

B. Wernicke(1981,1985)在研究美国西部盆岭区伸展构造的基础上提出了大陆岩石圈的简单剪切伸展模式。早在 60 年代,美国的地质学家就在北美西部科迪勒拉山脉盆岭区了发现大型的近水平断层面(或滑脱面)。之后的研究证明这是一条大约以 12°的倾角向地下延伸的大型低角度正断层,其正向滑动量至少有 30km,甚至有 50 ~ 60km。Wernicke(1981,1985)认为地壳或岩石圈中存在的一些大型低角度正断层是大陆伸展变形的主要运动面。并且这个大型低角度正断层在大陆伸展中发生旋转剪切变形,位于该断层面之上的上盘系统进一步被大量旋转正断层肢解。整个岩石圈的伸展变形是一种旋转的简单剪切应变机制(图 3－5－5)。在简单剪切伸展模式中,浅层地壳中脆性破裂构成的伸展构造系统是由地壳中岩石圈尺度的大型低角度正断层上盘的剪切滑动引起的,其中的主要伸展断层多具有旋转平面式正断层或铲式正断层特征。由于低角度正断层切穿整个岩石圈,造成地壳的脆性伸展区域与上地幔的韧性伸展区域(在低角度正断层延伸部位发生韧性伸展,实际上亦是低角度正断层的一部分)在垂向上并不叠合,地壳的伸展减薄区并不对应于上地幔的伸展减薄部分。

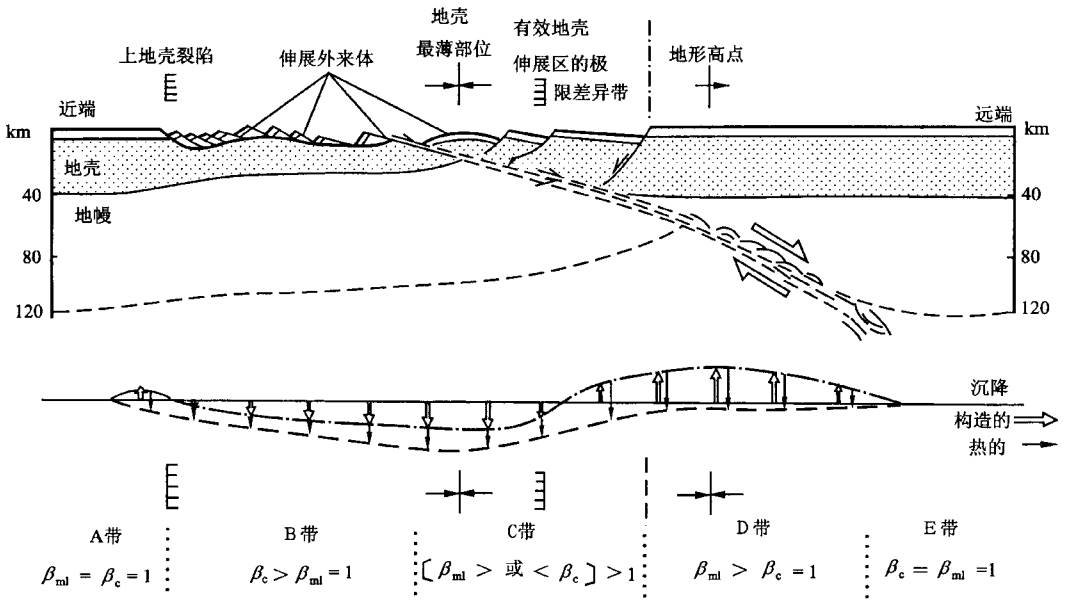


图 3－5－5　Wernicke(1981)提出的大陆简单剪切伸展模式图
β_{ml}—岩石圈地幔生长系数；β_c—地壳生长系数；

简单剪切模式能够较好地解释裂陷盆地的非对称性及由裂陷盆地向伸展造山带演化等许多构造现象，而这些现象在美国西部盆岭构造区有充分的发现。该地区的地球物理场特征亦表明地壳的伸展区并非与上地幔的伸展减薄带相叠合。因此，这种模式一经提出后就被认为是可以接受的和合理的，得到了许多学者的支持和响应。

纯剪切伸展模式和简单剪切伸展模式是解释大陆伸展机制的两种极端性认识。Buck 等(1988)分别依照纯剪切伸展机制和简单剪切伸展机制，用理论模拟方法比较了它们之间的差异，并与红海裂谷的实际资料(地形和热流等)进行比较分析，认为两种伸展模式均不能满意地解释红海裂谷的地质和地球物理场特征，说明自然界的大陆伸展机制可能比人们所设想的要复杂得多。裂陷作用使岩石圈以纯剪切变形方式还是以简单剪切变形方式发生伸展，这与岩石圈发生裂陷作用时的力学边界条件和岩石圈本身的结构有关。无论是岩石圈本身的力学性质还是边界受力状态都不会是均匀的，其中岩石圈的分层性特征可能对伸展变形方式有较大的影响。

4. 拆离断层及大陆分层伸展模式

岩石圈内部的大型拆离断层可能沿岩石圈内部的构造层面或韧性层滑脱。G.P.Eaton(1980)在研究美国西部盆岭构造区地壳的地质和地球物理特征的基础上提出的大陆伸展模式(图 3－5－6)就考虑了岩石圈的分层特性。这种伸展模式中包含着两个重要的思想，其一是地壳(或岩石圈)伸展构造是分层次的，其二是不同层次的地壳或岩

石圈的伸展变形方式可以不同。图 3－5－6 中，浅层次的伸展盆地构造是受一条大型拆离断层（或滑脱断层）控制的，拆离断层上盘系统发育一系列同向倾斜旋转的铲式正断层，形成不对称的半地堑－半地垒（掀斜块断）构造，其基本的变形机制属于旋转伸展或简单剪切伸展；深层次（下地壳及上地幔）的伸展则是纯剪切伸展机制，形成透入性的韧性流变及基性岩墙群侵入。这种伸展构造模式既强调大型拆离断层在岩石圈伸展中具有关键性作用（特别是对于浅层次的脆性伸展构造的影响），同时又认为要充分考虑岩石圈在伸展过程中存在“颈缩作用”。

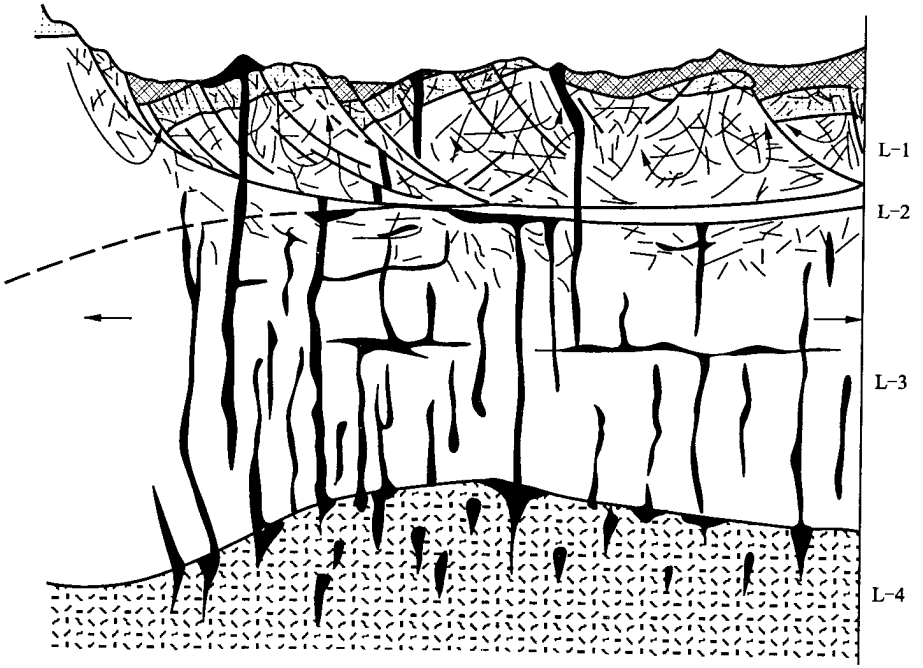


图 3－5－6　Eaton（1980）提出的大陆地壳分层伸展模式图

G.S.Lister 等（1991）认为拆离断层可以是低角度正断层或坡坪式正断层，并且认为拆离断层可以以低角度倾斜切穿整个岩石圈，也可以在地壳中的韧性层中滑脱。据此，他们提出了岩石圈拆离伸展的五种伸展模式（图 3－5－7）。岩石圈可能被近水平的拆离断层分隔为不同的变形层，不同层次的地壳和岩石圈可以分别以纯剪切或简单剪切变形方式发生伸展，而不同层次的伸展变形区在垂向上可能叠合在一起，也可能不叠合。因此，这一类型的大陆伸展模式有比较灵活的适应性。其主要特点是强调岩石圈的分层性特征及大型拆离断层（滑脱断层）在岩石圈裂陷伸展过程中所起的重要作用。近水平的拆离断层既可以起着使岩石圈分层的作用，又具有调节和传递上、下层次的伸展变形的功能。

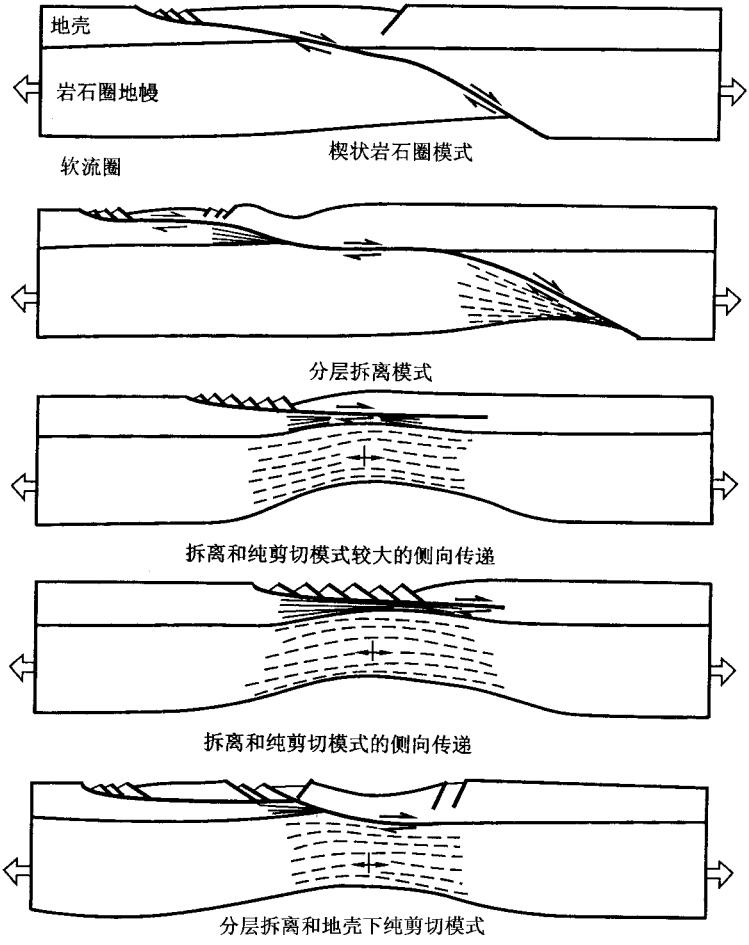


图 3－5－7　Lister 等(1991)提出的大陆伸展模式图

第二节　裂陷盆地类型及其特征

一、裂陷盆地类型

1. Sengor 的裂谷分类方案

不同地区的裂陷盆地的特征在很多方面会存在差异。Sengor(1995)根据现今地壳表面的裂陷盆地的分布状况,从构造动力学成因、板块构造位置及板块运动学特征、盆地平

面上的几何学特征等方面讨论了裂陷盆地的差异性，并提出了相应的分类原则（图 3－5－8）。从裂陷盆地平面分布的几何特征上将裂陷盆地分为孤立的裂陷盆地（g1）、星状（放射状分叉的）裂陷盆地群（g2）、链状（线性串联的）裂陷盆地群（g3）、丛状（近平行并联的）裂陷盆地群（g4）和网状裂陷盆地群（g5）等五个类型。同样，几何特征相同的裂陷盆地可以出现在不同的构造环境中。从板块构造运动与裂陷盆地的关系方面将裂陷盆地分为板内的裂陷（k1）、离散板块边缘的裂陷（k2）、保守（稳定）板块边缘的裂陷（k3）、聚敛板块边缘的裂陷（k4）和三联点裂陷（k5）五类，其中有些运动学类型还包括若干亚类。而从动力学机制方面看，所有的裂陷盆地都属于主动裂陷盆地（d1）和被动裂陷盆地（d2）两大类。Sengor 的这种分类虽然过于繁琐，但将裂陷盆地的基本构造特征总结得相当具体。

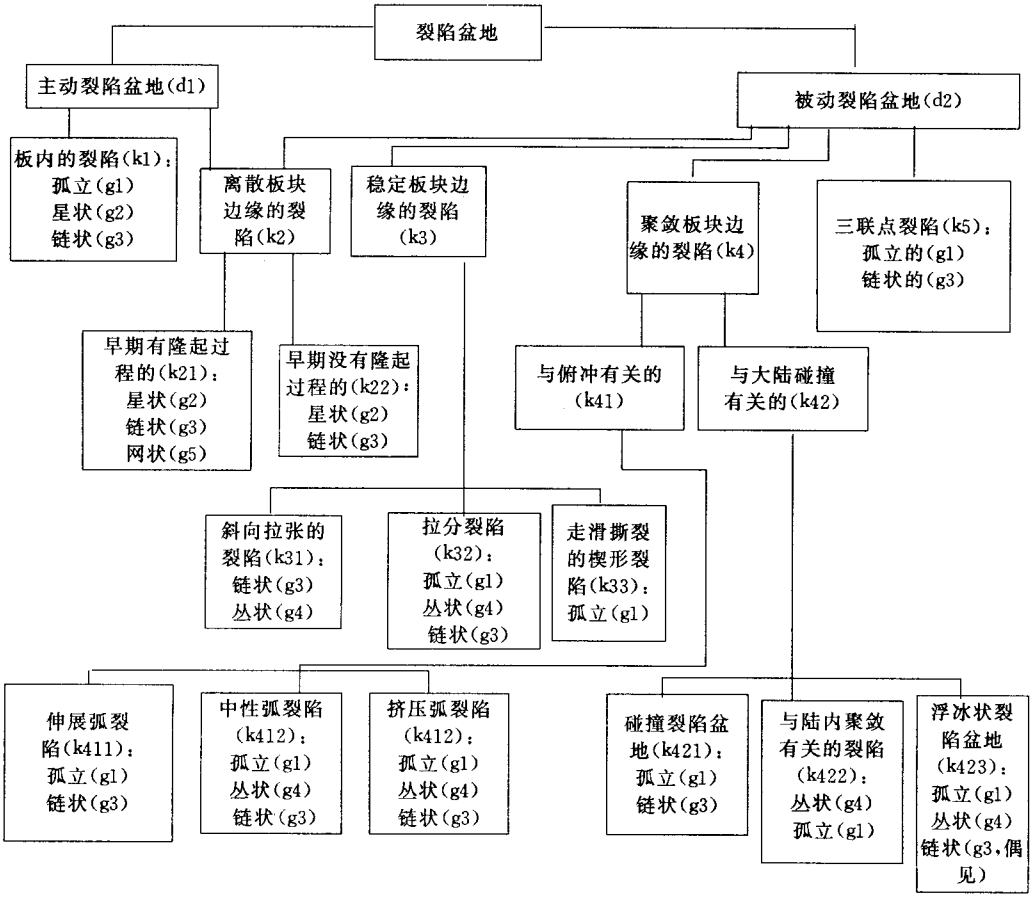


图 3－5－8　Sengor(1995)提出的裂陷盆地分类(据 Sengor，1995)

关于上述各类裂陷的实例，读者可进一步阅读 Sengor(1995)为 Busby 和 Ingersoll 主

编的《沉积盆地构造学》(Tectonics of Sedimentary Basin)撰写的题为《古裂陷盆地的沉积和构造》(Sedimentary and Tectonics of Fossil Rifts)一文。

2. 本书的裂陷盆地分类方案

裂陷盆地可以发育在板块内部,也可以出现在不同类型的板块边缘,它们的形成和演化直接或间接地受板块构造运动的制约。因此,板块构造环境在裂陷盆地的形成机制和演化过程中有很重要的主导地位。本书结合介绍的盆地分类原则和方案,考虑裂陷盆地的形成与演化过程与板块构造运动的关系,将其分成四大类、十种类型(表 3 – 5 – 2)。以下简要讨论各类盆地的基本特征。

表 3 – 5 – 2　裂陷盆地的板块构造环境分类

1. 与板内裂陷作用有关的裂陷盆地
(1)伸展型拗陷盆地
(2)陆内宽裂陷盆地(拆离断层上的伸展盆地)
(3)陆内窄裂陷盆地(裂谷)
2. 与大陆裂开和板块离散运动有关的裂陷盆地
(4)陆间裂谷
(5)衰退裂谷(拗拉槽)
(6)新生大洋盆地(大洋中脊)
(7)被动大陆边缘(陆阶和陆隆或陆堤)
3. 与板块俯冲作用有关的裂陷盆地
(8)弧内(裂陷)盆地
(9)弧后(裂陷)盆地和弧间(裂陷)盆地
4. 与大陆板块碰撞作用有关的裂陷盆地
(10)撞击裂谷

二、各种类型裂陷盆地的基本特征

1. 大陆板块内部的裂陷盆地

(1)伸展型拗陷盆地(extensional sag)。指地壳或岩石圈受引张减薄而形成的碟状坳陷,盆地不直接受断层控制(3 – 5 – 9a)。这种盆地的形成可能有两种情况。一是岩石圈的减薄没有造成大规模破裂,另一种可能是盆地位于大型坡坪式拆离断层的断坡部位。后者实际上属于拆离断层上的伸展盆地。此外,如果岩石圈发生热隆起后又中断了热源供应,岩石圈在冷却收缩作用下引起热沉降,也会形成拗陷盆地。

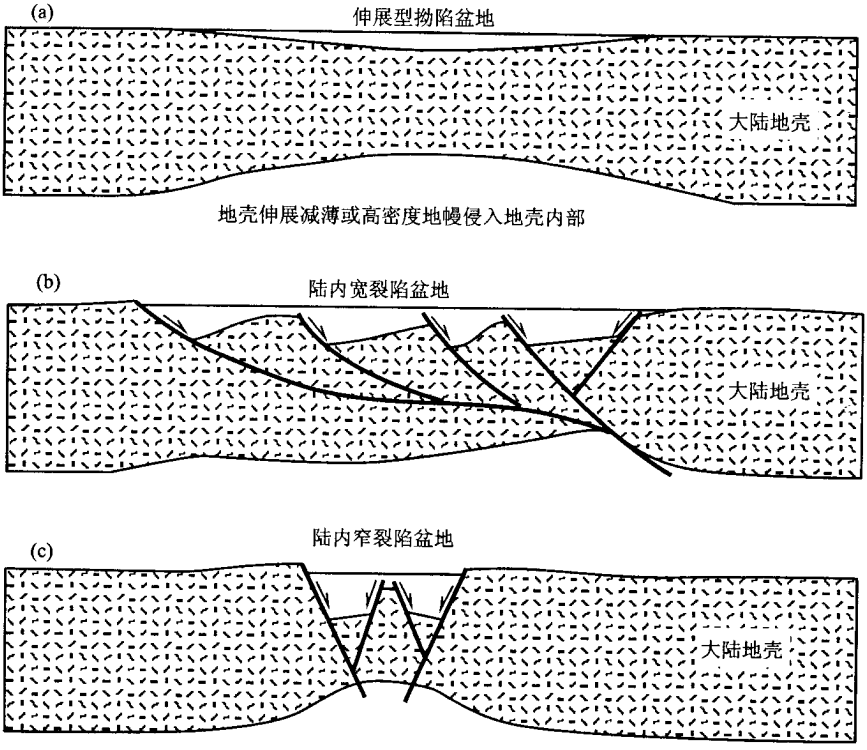


图 3－5－9　大陆板块内部的三种裂陷盆地的剖面结构

(2)陆内宽裂陷盆地(terrestrial wide rift basin)。裂陷盆地是由一系列平行延伸或分叉、斜交的地堑、半地堑组成,裂陷作用发生在很宽阔的地区。这种宽阔地区的裂陷作用往往是由发育在地壳中的大型拆离正断层控制的,而裂陷盆地是拆离正断层上盘的地壳断块伸展变形的产物,故也可称其为拆离断层上盘的伸展盆地(supradetachment basin,图 3－5－9b)。宽裂陷盆地可以被埋藏在后继的盆地沉积层之下(如渤海湾盆地),也可以直接露出地表,甚至拆离断层造成的变质核杂岩也广泛出露地表(如美国西部盆地——山脉省)。

(3)陆内窄裂陷盆地(terristrial narrow rift basin)。裂陷作用发生在比较窄的范围内,地堑、半地堑呈链状、斜列式分布,构成平面上的狭长的沉降带(图 3－5－9c),是典型的大陆裂谷。如东非裂谷、苏伊士湾等。

2. 与板块离散运动有关的裂陷盆地

(1)陆间裂谷(inter－continental rift)或原始大洋裂谷(proto－oceanie rift)。裂陷作用使岩石圈已经完全裂解成为两部分或三部分,裂谷底部是新生洋壳并有进一步扩张的趋势,成为岩石圈板块离散运动的边界。如红海裂谷南部。陆间裂谷的主要裂陷扩张发

生在新生洋壳部分，早期裂陷的大陆地壳中的正断层不再活动或不控制盆地的沉降作用，甚至部分隆升。总之，新生洋壳的出现标志着板块构造运动进入了一个新阶段。

(2)衰退裂谷(failed rift)。从大洋以高角度伸入大陆内部的裂陷盆地，是大洋形成初期的三叉裂谷系中的一支(图 3－5－10)，这种裂谷也称为夭折裂谷(aborted fitt)或遗弃裂谷(abandoned vift)，如西非的贝努埃裂谷(Benue rift)。大洋封闭并发生大陆碰撞形成造山带后，早期的衰退裂谷演化成为与造山带近直角相交并伸向克拉通内部的拗拉槽(aulacogen)，俄克拉荷马盆地就是拗拉槽的实例。

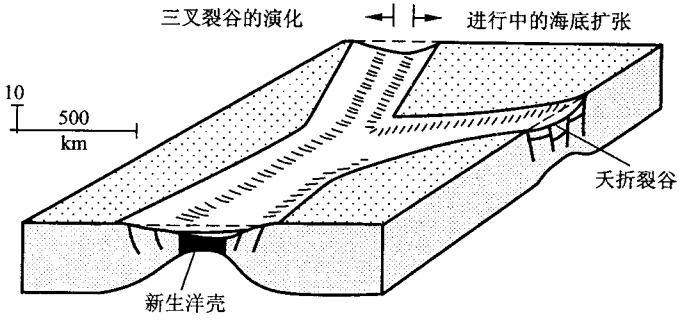


图 3－5－10　三叉裂谷系示意图(引自 Einsele，1992)
新生洋壳的出现标志着大陆板块的破裂，三叉裂谷中的两支继续进行海底扩张成为陆间裂谷，另一支不再裂陷扩张而成为衰退裂谷

(3)新生大洋盆地(nascent oceanic basin)和洋中脊(oceanic ridge)。大陆板块破裂后继续发生海底扩张，形成大面积以洋壳为底的新生洋盆，海底扩张仍然在洋中脊发生，如大西洋盆地和大西洋中脊。应该注意将在板块离散边界上形成的大洋盆地和扩张的洋中脊，与弧－沟体系中弧后扩张形成的大洋盆地区别开来，尽管它们在某些方面(如洋壳和海底扩张作用等)具有可以类比的特征。

(4)被动大陆边缘(passive margin basin)。指在离散板块运动造成的大陆边缘。由于新生洋壳的不断增加，被动大陆边缘由原来的离散板块边缘逐渐演变成为包含有大陆岩石圈和大洋岩石圈的统一板块的内部。被动大陆边缘包括陆阶和陆隆或陆堤等盆地单元(图 3－5－11)。如大西洋两侧的大陆边缘。

3. 与板块聚敛运动有关的裂陷盆地

(1)弧内(裂陷)盆地(intra－arc basin)。指岩浆弧或岛弧内部的裂陷盆地(图 3－5－12)，有强烈的火山活动。火山作用使岩浆弧裂开，进一步的扩张可能使岩浆弧或岛弧一分为二，弧内盆地则演化成为弧间裂陷盆地。火山作用后还可能发生塌陷，火山物质也

可以堆积成山，并引起火山周围的挠曲沉降。甚至有些 B 型俯冲带的弧前地区也发生裂陷作用，但通常不将弧前盆地作为典型裂陷盆地的一种类型。

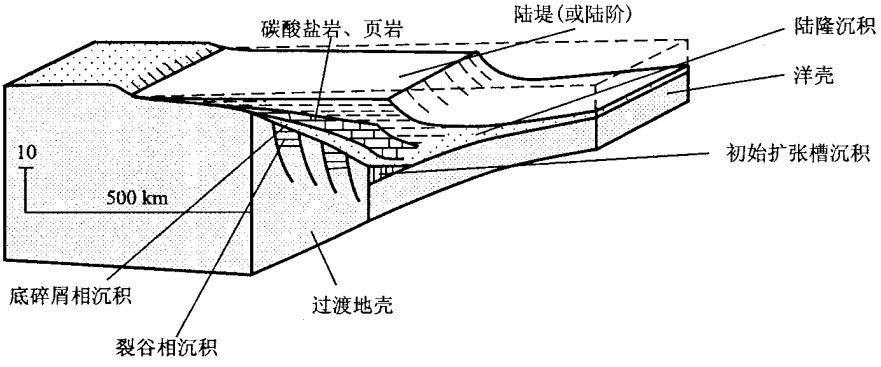


图 3－5－11　被动大陆边缘示意图(据 Einsele，1992)

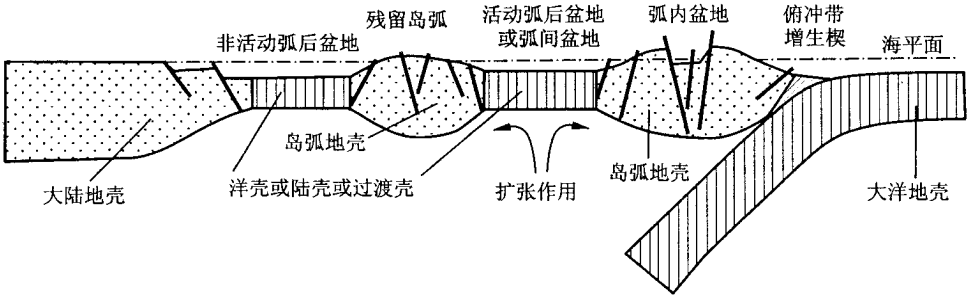


图 3－5－12　与 B 型俯冲有关的裂陷盆地示意图

(2)弧后(裂陷)盆地(backarc basin)和弧间(裂陷)盆地(inter－arc basin)。岩浆弧或岛弧位于大陆一侧的裂陷盆地称为弧后(裂陷)盆地(图 3－5－12)，在大洋内部的岛弧之间发育的裂陷盆地称为弧间(裂陷)盆地。盆地的地壳可能完全大洋化或在扩张过程中形成大量新生洋壳。与大陆陆地相邻的弧后盆地也称为边缘海盆地。正在裂陷和扩张的弧后盆地称为活动型弧后盆地，弧后盆地的裂陷和扩张作用停止后称为非活动型弧后盆地。

(3)撞击裂谷(impactogen rift)。指大陆板块碰撞过程中在碰撞带前方的大陆内部形成 的走向与碰撞带近垂直的狭长盆地。盆地的形成是一种典型的被动裂陷作用过程。如莱茵地堑、贝加尔湖盆地等。

第三节　裂陷盆地的构造样式

正断层是伸展构造变形中的基本要素，多数裂陷盆地是由正断层作为同沉积边界断层的沉积盆地，正断层控制盆地的形成和构造演化。因此，裂陷盆地的构造样式取决于构成盆地中的主干正断层及其断层组合的几何学和运动学特征。

一、裂陷盆地的剖面构造样式

1. 正断层的几何学和运动学特征

Wernicke 等(1982)在研究美国西部盆岭区的伸展构造时将正断层按其几何形态和运动学特征分为两类三型。即按断层面形态分为“平面式”(planar)和“铲式”(listric，亦译为犁式)；按断层两盘岩层及断层面本身是否发生旋转运动分为“非旋转的”(non－rotational)和“旋转的”(rotational)两类。它们的组合特征如表 3－5－2 所示。

表 3－5－2　正断层的几何学和运动学组合类型(据 Wernicke et al，1982)

类型	构造(断层和岩层)运动学	断层面形态
非旋转类	岩层面和断层面均不旋转	平面式
旋转类	岩层面(上盘)旋转而断层面不旋转	铲式
	断层面和岩层面(上盘和下盘)均旋转	平面式或铲式

从几何学和运动学两方面认识正断层的特征实质上也就把握住了伸展构造样式的核心内容，因而 Wernicke 等将他们的正断层分类方案上升到了“伸展构造模型”的高度。实际上，正断层的几何形态可以是很复杂的。在裂陷盆地构造中的正断层，除平面式和铲式形态外，还有一种常见的正断层由较陡倾斜的“断坡”(ramp)和较缓倾斜的“断坪”(flat)联接成台阶状的断层面形态，特别是多级的“坡坪式”形态，可以称为“坡坪式正断层”。我国的一些地质文献中也将坡坪式正断层称为“座椅式”、“台阶式”正断层。坡坪式正断层的断面亦可理解为由多个“平面式”或“铲式”断面衔接而成，或视为“复杂的铲式正断层”，其上盘岩层在断层运动过程中常发生复杂的旋转掀斜，因而在运动学特征上属于“旋转类”正断层。但是无论是几何形态特征还是构造运动学特征都不能将坡坪式正断层简化为平面式或铲式正断层，因而有必要将它作为一种单独的正断层类型。因此，根据正断层的几何形态和构造运动学特征，作者建议将正断层划分为四种基本类型，

即非旋转平面式正断层、旋转平面式正断层、铲式正断层和坡坪式正断层。

2. 伸展盆地构造的基本样式

显然，不同规模或尺度的正断层都可分属于上述四种几何学和运动学类型，或用上述反映几何形态和运动学特征的术语对其进行描述。对于控制断陷盆地的正断层而言，通常是基底卷入型的大型正断层，可以称其为沉积盆地或凹陷的基底主断层。盆地边界的基底主断层的几何形态和运动学特征与断陷盆地的结构及相关的构造组合特点有密切关系。因此，从几何学和运动学两方面对基底主断层进行分析，厘定他们的几何学和运动学特征，对于认识断陷盆地或凹陷的形成和发展具有重要意义。盆地或凹陷的边界正断层的几何形态和运动学特征的差异，导致伸展型断陷盆地的构造样式的不同。可以方便地将伸展型断陷盆地的剖面构造样式分为四种类型：①由非旋转平面式正断层控制的“地堑与地垒”(graben and horst)；②由旋转平面式正断层控制的“多米诺式半地堑系”(domino half - graben system)；③由铲式正断层控制的“半地堑”(half - graben)或“滚动式半地堑”(rollover half - graben)；④由坡坪式正断层控制的“复式半地堑”(断陷半地堑 + 断坡凹陷，half - graben and ramp - sag)。图 3 - 5 - 13 示意性地表示了这四种伸展型断陷盆地的剖面样式特征。这四种抽象、简化的裂陷盆地构造样式类型，在理论上可以将它们严格地区分开来，在自然界的盆地伸展构造中也能找出大量的代表性实例。

表 3 - 5 - 3 综合和比较了四类基本盆地伸展构造样式的主要几何学和运动学特征。可以看出，旋转类正断层形成不对称的半地堑类的盆地结构，而非旋转的平面式正断层则形成对称的地堑盆地。近些年来国内外盆地构造分析的大量资料表明，在大陆地壳伸展区，由旋转类正断层控制的半地堑类断陷结构是裂陷型含油气盆地中伸展构造的主要样式类型。我国东部早第三纪裂陷盆地中的伸展构造亦多数为半地堑结构。

表 3 - 5 - 3　伸展盆地基本构造样式类型及其主要特征

盆地基本样式	基底主断层特征		断陷盆地基底结构	断陷盆地盖层结构
	几何形态	构造运动学		
地堑与地垒	平面式，断陷两侧发育主边界断层且相向倾斜	非旋转，断层两盘只作相对差异升降运动	盆地基底产状近水平，盆地形态呈近对称的“凹”、“凸”相间	盆地盖层呈层状或梯形块状沉积体，盖层产状上下均为近水平状态，具“双断型”盆地盖层结构
多米诺式半地堑系	平面式，断陷一侧发育主边界断层并相互同向倾斜	旋转，断层上下盘断块同向、同幅度掀斜运动并使断面亦旋转	盆地基底产状倾斜，相邻断陷的基底产状近于一致，盆地形态呈锯齿状，单个断陷为不对称“箕状”	单个断陷中的沉积盖层呈楔状沉积体，盖层产状自下而上由陡倾渐变为平缓，并表现为“断翘型”或“断超型”盖层结构

盆地基本样式	基底主断层特征		断陷盆地基底结构	断陷盆地盖层结构
	几何形态	构造运动学		
半地堑或滚动半地堑	铲式，断陷一侧发育主边界断层	旋转，断层上盘滚动掀斜运动，断层面可以旋转或为非旋转	盆地基底产状倾斜，且由主断层旁侧向斜坡上方产状渐变平缓，形成基底“滚动半背斜”，非对称结构	盆地盖层呈挠曲的楔状体，同一层产状往往发生“滚动”挠曲，其他特征同上，并以“断翘型”盖层结构为主
复式半地堑	坡坪式，断陷一侧发育主边界断层	旋转，断层上盘发生复杂的滚动掀斜和反向掀斜，断层面多为非旋转	盆地基底产状变化较大，并组成“滚动背斜和向斜”，断陷和断坡凹陷平行排列，盆地呈非对称或近对称结构	盆地盖层产状变化较大，断陷中的盖层结构同上，断坡凹陷中的盖层结构为向断层方向超覆的“超翘型”

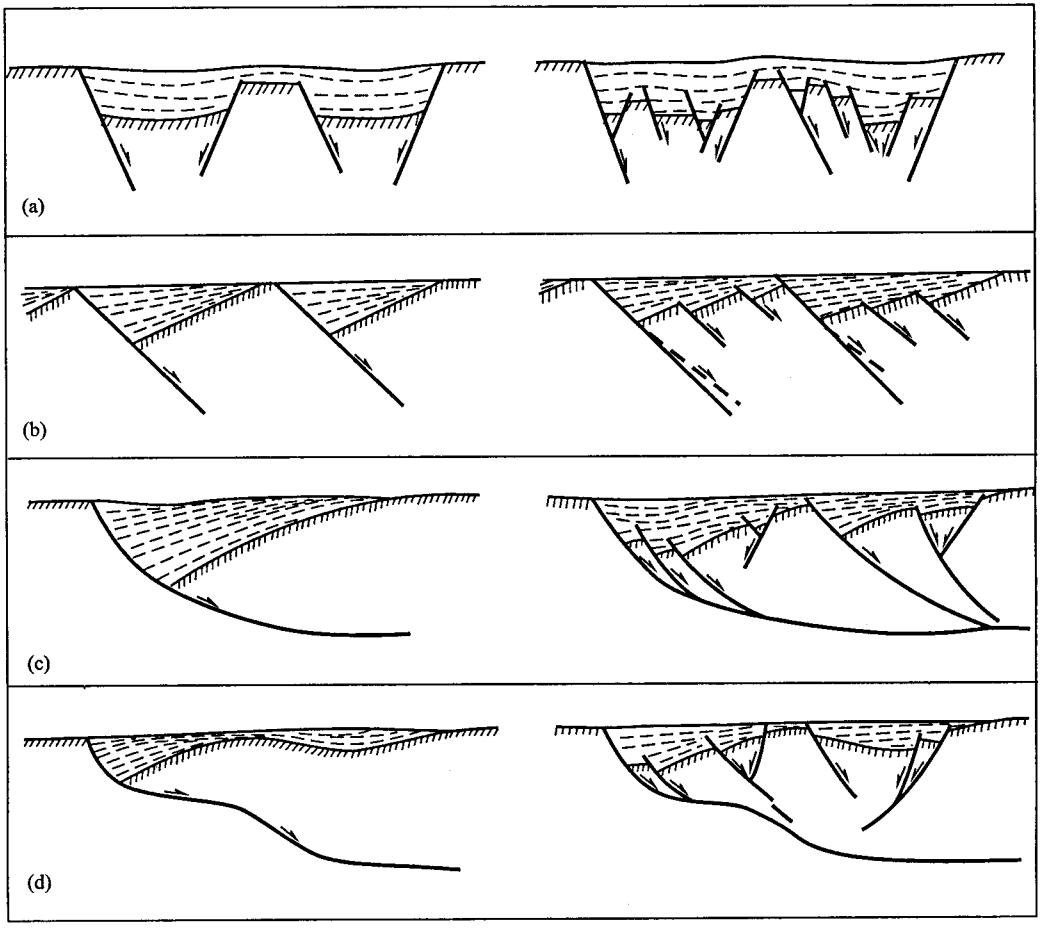


图 3－5－13　伸展型断陷盆地在剖面上的基本构造样式(据漆家福，1993)
(a)地堑与地垒；(b)多米诺式半地堑；(c)滚动式半地堑；
(d)复式半地堑。左图为基本样式，右图为可能的复杂样式

在自然界的盆地伸展构造中，断层的几何形态和运动学特征并非一目了然。特别是控制沉积凹陷发育的基底主断层，在油气勘探深度范围内的地震剖面上往往不能直接显示出平面式、铲式或坡坪式的整体几何形态。从盆地结构等方面的信息区分基底主断层是否发生旋转似乎并不困难（表 3－5－3），但对于同属于旋转类的正断层控制的半地堑类断陷而言，确定其基底主断层的几何形态则是十分棘手的。如果半地堑断陷中被次级基底断层等构造复杂化，这一问题则显得更加突出。Gibbs（1989）结合多年在盆地伸展构造研究方面积累的经验，从理论上总结出了铲式正断层和多米诺式正断层及其半地堑断陷的结构等方面的 11 条区别标志（表 3－5－4）。他所称的铲式正断层实际上亦包括坡坪式正断层。而多级的坡坪式正断层与铲式正断层的最大区别特征是断层上盘可能发育一个比较完整的滚动背斜和与深部断坡对应的向斜，这种向斜构造称为断坡凹陷或断坡向斜。

表 3－5－4　铲式断层与多米诺式断层的比较（据 Gibbs，1989）

铲式断层（listric faults）	多米诺式断层（domino faults）
1. 断块体间发生了相对旋转，因而断层两盘的同一标志层的倾角不同（断层发生很大伸展后，致使驮在断层面上的断块体运动到近水平的拆离面上，此时断块体间没有相对旋转发生）； 2. 断层下盘和（或）上盘可能会发生滑塌； 3. 同时断陷的沉积地层在相邻的半地堑盆地中可以是不同时代的； 4. 沉积层朝断层方向滚动超覆，背离断层方向被削截退覆； 5. 断层上盘发育滚动半背斜或背斜，并出现断坡盆地； 6. 深部发育有拆离面或剪切带； 7. 可能没有地震活动； 8. 断层深部没有诱导出“空间”问题； 9. 断层端部没有诱导出几何上的“空间”问题； 10. 容易包容或调节很大的伸展量； 11. 伴随发生后裂陷的热事件和重力均衡作用	1. 断层发生前的所有被断开的标志层，其两盘仍保持相同的倾角； 2. 断层上、下盘不可能发生滑塌； 3. 所有断层大致在相同的时期内活动，相邻半地堑中的同断陷沉积是同时代的（地质时间尺度上的“同时代”）； 4. 断层简单旋转使同期的沉积倾向断层方向，但楔状体向背离断层方向尖灭； 5. 不可能在断层上盘发育滚动半背斜或背斜及断坡盆地； 6. 必须发育基底变形带，而不是“狭义上”的拆离面； 7. 通常有地震活动； 8. 在多米诺式断块体的基底断棱附近，必然有其他变形机制存在； 9. 多米诺式断层的端部需要转换成铲式断层或由某种其他的变形机制来调节端部断块体的变形； 10. 很难产生大的伸展量； 11. 几何形态受到重力均衡和沉降作用影响

一个伸展型断陷盆地中可以发育有多个平等排列的半地堑凹陷，如渤海湾盆地中的早第三纪盆地一般发育 2～3 个半地堑带。这些凹陷的主边界断层（基底主断层）的几何形态可以根据表 3－5－4 中的前五项标志进行分析和判别。如果凹陷的主边界断层是由若干同向或相向倾斜的断层组成的断裂带，有理由认为基底主边界断层为铲式正断层。特别是当凹陷内部还发育有次级凸起构造带时，用铲式或坡坪式正断层解释其主边界断层的几何形态更为合理。这从构造平衡准则出发很容易得到证明。

另一方面,基底主断层的几何形态在盆地演化过程中会发生变化,从而导致盆地的构造样式也发生变化。因此,在应用表 3 – 5 – 4 的标志来判别半地堑凹陷的边界断层属于铲式正断层还是旋转平面式正断层时,还应从不同时期的盆地结构特征来进行分析。一般地,随着伸展作用的渐进发展,基底主断层有从非旋转一种形式向旋转平面式、铲式、坡坪式等多种形式正断层方向演化的趋势。不同类型的基底主断层及其断陷半地堑,所伴生的次级构造(包括基底次级断层和盖层断层等)有所不同。从构造组合及连锁断层系统(linked – fault systems)角度来分析基底主断层的几何形态是很有必要的。比如,多米诺式基底主断层的上盘,往往更发育同向倾斜的基底次级断层;而铲式基底主断层上盘则可以发育同向和(或)反向基底次级断层。

二、裂陷盆地的构造变换带

一个伸展型断陷盆地往往由多个由正断层控制的断陷组成。多个裂陷盆地也可以在同一个构造背景上形成,构成裂陷盆地省(rift basin province,或称裂陷盆地区)。裂陷盆地中控制各个断陷地堑或半地堑的主干正断层在平面上的展布有多种型式,致使断陷盆地也呈现不同的平面形态,如线型(linear)、平行式(parallel)、侧列式(relay)、雁列式(en echelon)、锯齿状(zigzag)、狗腿式(dogleg)或分叉式(splay or branch)等(图 3 – 5 – 14)。裂陷盆地两侧可能只有一侧发育主边界断层,另一侧为构造斜坡。即使裂陷盆地发育两条平行延伸的主边界断层,多数情况下两条断层的位移也是不同程度的,往往是相互消长,此强彼弱。而主要伸展断层之间发育的构造变换带(transfer zone)在盆地构造演化中起着十分重要的作用。

构造变换带的概念在 70 年代被广泛地应用于逆冲推覆构造的研究中。在逆冲断层带的走向方向上可以看到主逆冲断层某些部分沿走向变为两个或多个断层,或被褶皱取而代之。但整个收缩变形带的应变在区域上是守恒的,主逆冲断层所造成的地壳缩短量沿构造走向与其分支断层(亦包括次级断层)和褶皱造成的地壳缩短量呈消长关系。在不同部位,主逆冲断层的收缩应变可以由某些构造“变换”到其分支断层(或另一条主逆冲断层)及褶皱构造中。Dahlstrom(1970)将这种“变换”应变并使逆冲推覆带收缩应变量保持守恒或有规律变化的构造要素称为“变换带”(transfer zone,或译为“传递带”、“转接带”等)。近些年来,随着裂陷盆地构造研究的深入,人们发现裂陷盆地的几何形态沿走向可发生明显的变化。同一裂陷盆地的不同地段,其构造样式、构造位态(包括主断层的位置、产状等)以及伸展应变量的分配形式等都可能有显著的差异。于是,“变换带”的概念很自然地被引入到伸展构造的研究领域中。

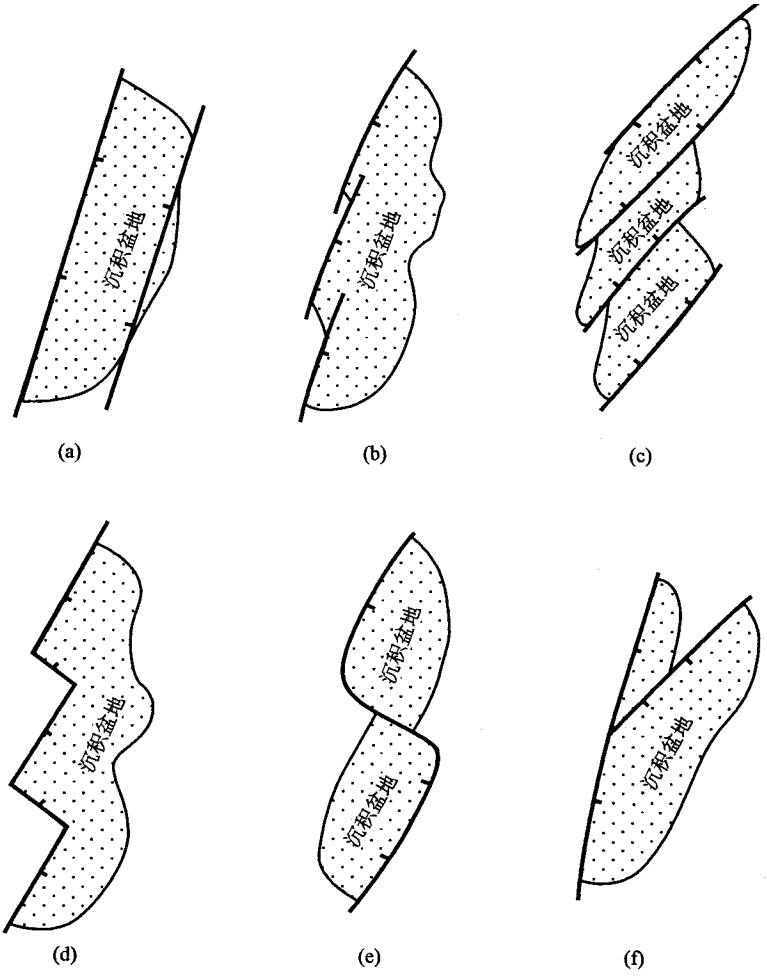


图 3－5－14　裂陷盆地主干边界断层及断陷构造的平面展布的几种型式
(a)线型和平行式；(b)侧列式；(c)雁列式；(d)锯齿状；(e)狗腿式；(f)分叉式

盆地伸展构造系统中的构造变换带可以以不同尺度和不同型式发生，这取决于不同地段伸展构造样式的变化情况及伸展主干断层的位态和规模。连接基底主断层的一些横向、斜向断层可谓是典型的变换带，其横向或斜向断层扮演着犹如板块构造系统中的转换断层(transform fault)的角色，称其为变换断层(transfer fault，图 3－5－15)。变换断层的运动性质受被传递的主干伸展断层的位态及伸展位移方式、位移量等多种因素影响，一般多具有一定量的走滑运动。但是，变换断层与一般的走滑断层又有明显的区别。同一变换断层的不同地段可以是完全相反的走滑运动方向。此外，裂陷盆地中的变换断层亦多兼有正向倾滑运动特征。

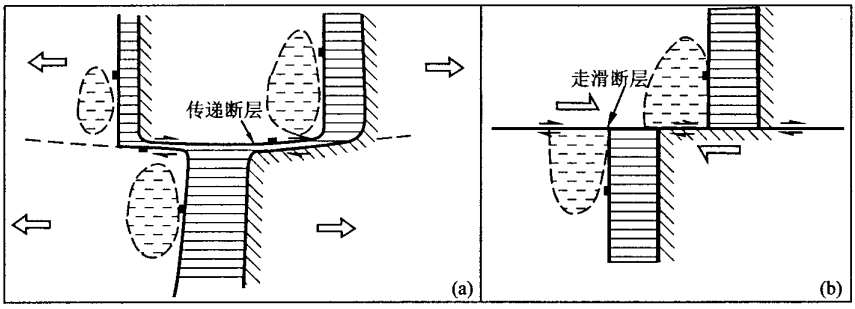


图 3－5－15　裂陷盆地中的变换断层与一般走滑断层的比较
(a)传递断层；(b)走滑断层。带黑框的粗线表示正断层上盘切割线，
粗线表示正断层下盘切割线，虚线充填部分表示正断层上盘的沉积中心

变换断层并非是传递伸展应变的唯一形式。Morley(1990)通过研究东非裂谷伸展构造实例后认为，裂谷中的基底主断层多呈侧列式，断层间可以发育走向斜坡(strike ramp)、凸起带(high zone)和复杂多边形断块体(complex polygonal blocks)等多种构造样式的变换构造，而典型的变换断层并不常见。以断层在剖面上和平面上的组合关系为基础，Morley 等(1990)将变换带分为三类四型(图 3－5－16)。

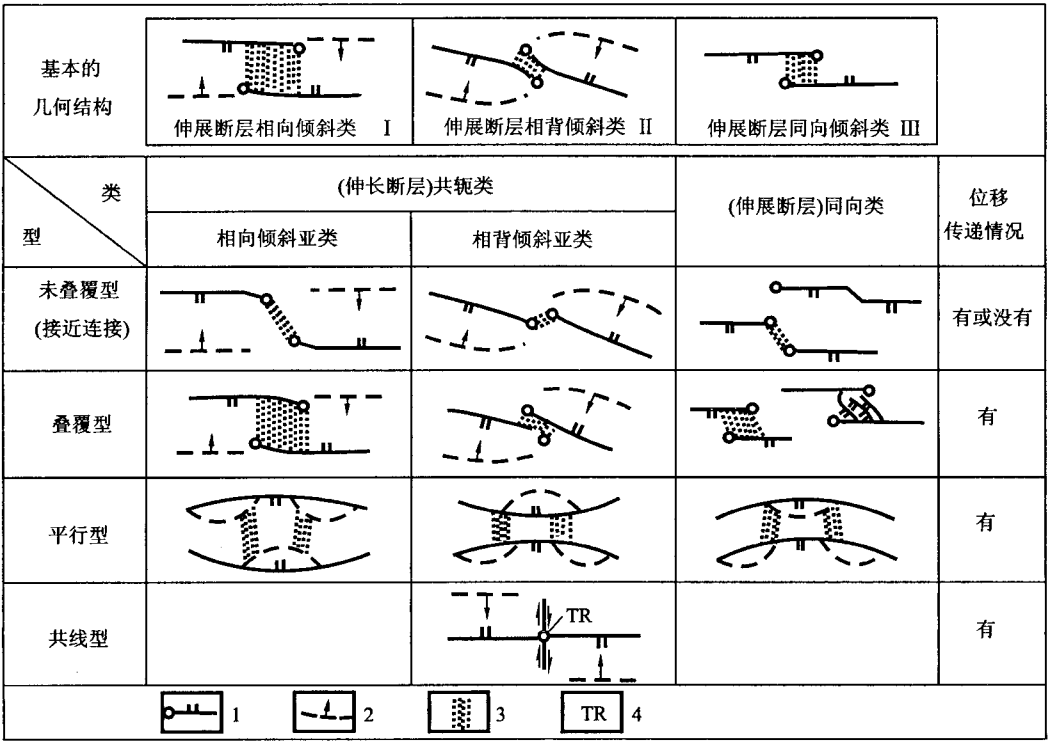


图 3－5－16　Morley(1990)提出的变换带构造分类图
1—伸展(正)断层及其末端；2—地层倾斜方向；3—传递带位置；4—传递断层

第四节　压陷(挠曲)盆地形成的动力学机制

一、压陷一挠曲作用

我们将在挤压力作用下地壳或岩石圈发生破裂并致使一部分地壳断块体(或板块)相对上升,而另一些地壳断块体(或板块)相对陷落成为盆地的构造作用称为‘压陷作用’。为了和‘裂陷作用’相对应,建议‘压陷作用’仅限于指尺度较大的地壳断块体之间的相对位移和变形,包括断块之间的逆冲作用和挤压引起的地壳中浅层构造层大尺度的褶皱变形。例如,大洋岩石圈俯冲到大陆岩石圈之下(B 型俯冲)、一个大陆地壳断块体(或板块)上冲到另一个地壳断块体(或板块)之上(A 型俯冲)以及挤压造成的大尺度的褶皱变形等等。压陷作用引起地壳或岩石圈的收缩变形。在压陷作用过程中,地壳断块体本身也会发生收缩变形,形成褶皱和逆冲断层。这些变形是压陷作用的进一步体现。

压陷作用使一个(一些)地壳断块体(或岩石圈板块)上冲到另一个(一些)地壳断块体(或岩石圈板块)之上,下伏的地壳断块体在受到上覆地壳断块体的垂直载荷作用力时还会发生挠曲变形,这种构造作用称为挠曲作用(flexing)。

在板块构造运动过程中,由于板块俯冲、大陆碰撞或板块的构造作用、火山作用等都会造成岩石圈的某些部位受到垂直载荷作用,从而使岩石圈发生向下弯曲的挠曲变形,这些构造作用过程都可以称为挠曲作用。当大洋岩石圈俯冲到大陆岩石圈之下,即所谓的 B 型俯冲(B – Subduction,即沿着 Benioff 带发生俯冲作用),这时大陆岩石圈作为负荷压在大洋岩石圈之上并使大洋岩石圈发生挠曲作用。两个大陆岩石圈发生碰撞时,其中一个大陆岩石圈俯冲到另一个大陆岩石圈之下,即所谓的 A 型俯冲(A – Subduction,即由 Ampferer 提出的沿着大陆壳内部的大型滑脱面发生俯冲滑移),这时压在下面的大陆岩石圈发生挠曲作用。此外,火山喷发及火山物质的堆积、沉积物在盆地中的堆积等都可能作为负荷而使下伏的地壳或岩石圈发生挠曲变形。

“压陷”和‘挠曲’通常是挤压动力学过程中有密切联系的两种构造作用方式,也是压陷(挠曲)盆地形成的主要动力学机制。挠曲作用造成的地壳变形实际上是一种‘横弯褶皱’变形,它只是引起地壳表面的垂直升降位移,并不引起地壳的大规模收缩应变。压陷作用不单是造成地壳的收缩应变,而且为挠曲作用提供了构造负荷。因此,应该说‘压

陷”是挤压体制下盆地形成的最根本的动力学机制；“挠曲”是盆地形成过程的具体体现。挠曲作用也可以发生在非挤压环境中，如被动大陆边缘形成陆堤的过程中，大量沉积物堆积在早期裂陷的大陆边缘地壳表面，并引起地壳的挠曲变形。这也是本书作者将挤压型盆地称为“压陷（挠曲）盆地”而不直接称为“挠曲盆地”的原因。

二、岩石圈挠曲作用的弹性理论模型

岩石圈板块内部受垂直载荷作用力使岩石圈发生挠曲，理论上相当于无限长的“板”受垂直载荷力作用的挠曲，而板块（或地壳断块体）边界所受垂直载荷作用力相当于半无限延伸的“板”（或“悬臂梁”）在端部受垂直载荷力的挠曲。P·A. 艾伦和 J.R. 艾伦在他们编著的《盆地分析—原理和应用》一书中引用了 Turcotte 和 Schubert（1982）对弹性“板”的挠曲问题的理论分析来讨论岩石圈的挠曲变形。对于无限延伸的弹性固体板块而言，其一般挠曲方程可以表达为：

$$D\frac{\mathrm{d}^4W}{\mathrm{d}x^4}+P\frac{\mathrm{d}^2W}{\mathrm{d}x^2}+\Delta\rho gW=P_a(x) \tag{5-1}$$

式中 D 为抗挠刚度，与岩石圈力学性质和厚度有关；P 为板块纵截面上的水平力（挤压为正，引张为负），与 x 轴无关；$P_a(x)$ 为向下的沿 x 轴分布的垂直载荷力；W 称为挠曲度，指挠曲变形后相对于变形前质点的垂直位移量（向下为正，向上为负）；$\Delta\rho$ 是地幔物质 ρ_m 和盆地充填物质之间 ρ_s 的密度差，如果引起的沉降部分被水体覆盖，$\Delta\rho$ 等于 $\rho_m-\rho_w$，如果被沉积物充填，则 $\Delta\rho$ 等于 $\rho_m-\rho_s$；g 为重力加速度；x 为水平坐标轴。式中 $\Delta\rho gW$ 为岩石圈向下挠曲过程引起的挠曲板块底部的恢复力。

其中抗挠刚度 D 可以表达为：

$$D=-\frac{Eh^3}{12(1-\gamma^2)} \tag{5-2}$$

式中 E 和 γ 分别为岩石圈杨氏模量和泊松比；h 为挠曲变形的岩石圈厚度。

设垂直载荷只分布在 $x=0$ 处，而且 $P=0$（即没有水平外力作用），这时在任意 $x\neq0$ 处式（5-1）可简化为以下形式：

$$D\frac{\mathrm{d}^4W}{\mathrm{d}^4x}+\Delta\rho gW=0 \tag{5-3}$$

这个四阶微分方程的解是包含有指数、正弦和余弦分量的（阻尼正弦曲线形式）方程式：

$$W=\mathrm{e}^{x/a}\left(C_1\cos\frac{x}{a}+C_2\sin\frac{x}{a}\right)+e^{-x/a}\left(C_3\cos\frac{x}{a}+C_4\sin\frac{x}{a}\right) \tag{5-4}$$

式中的 C_1、C_2、C_3、C_4 是由边界条件确定的常数；a 为挠曲参数，其表达式为：

$$a = \left(\frac{4D}{\Delta\rho g}\right)^{1/4} \tag{5-5}$$

由式(5－4)得出的理论挠曲剖面如图 3－5－17 所示。在载荷点($x = 0$ 处)的挠曲度最大,随着离载荷点的距离的加大,挠曲度逐渐减小为零,并在前方出现隆起现象。当根据载荷力大小及岩石圈抗挠刚度确定了最大挠曲度 W_0 后,板块挠曲剖面方程可表示为:

$$W = W_0 e^{-x/a}\left(\cos\frac{x}{a} + \sin\frac{x}{a}\right) \tag{5-6}$$

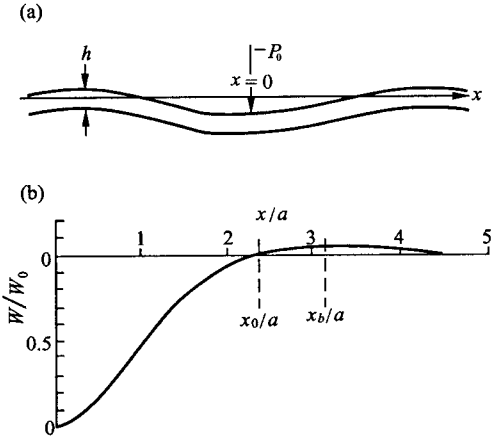


图 3－5－17　无限延伸弹性板块在线性载荷条件下的挠曲变形

(据 P.A.Allen 和 J.R.A11en,1990)

(a)无限延伸弹性板块在线性载荷条件下的挠曲变形形态;

(b)几个理论参数之间的关系,纵坐标为挠曲度 W 与最大挠曲度 W_0 之比,横坐标为水平距离 x 与挠曲参数 a 之比 模型中的弯曲力矩和水平挤压力为零;P_0 为载荷力

由方程(5－6),进一步可以求出最大挠曲点($x = 0$)到无挠曲点($W = 0$)的水平距离($x = x_0$):

$$x_0 = 0.75\pi a \tag{5-7}$$

以及最大挠曲点($x = 0$)到前隆最高点(x,b)的水平距离($x = x_b$)。因为前隆最高点处挠曲斜率为零,即 $dW/dx = 0$,代入方程(5－6),得:

$$x_b = \pi a \tag{5-8}$$

反过来,将($x = x_b = \pi a$)代入式(5－6)可以求出前隆最高点挠曲度(W_b)与线载荷处($x = 0$)最大挠曲度的比例关系:

$$W_b = -W_0 e^{-\pi} = -0.0432 W_0 \tag{5-9}$$

如果连续板块在线载荷处破裂，相应的无限延伸板块模型变为半无限延伸板块模型（图 3-5-18）。若其他假设条件不变，此时方程（5-6）变为下列形式：

$$W = W_0 e^{-x/a} \cos \frac{x}{a} \tag{5-10}$$

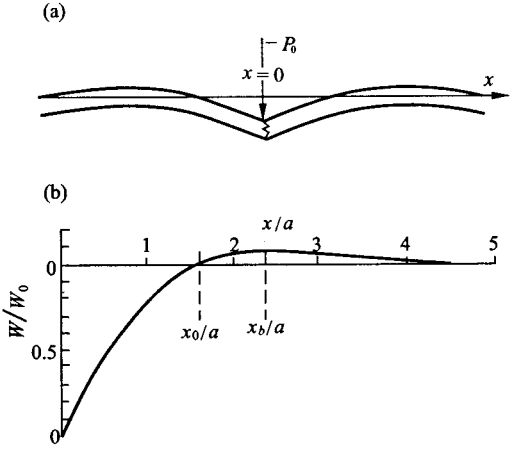


图 3-5-18　半无限延伸弹性板块在线性载荷条件下的挠曲变形

（据 P.A.Allen 和 L R.Allen，1990）

（a）半无限延伸弹性板块在线性载荷条件下的挠曲变形形态：

（b）几个理论参数之间的关系，符号定义同图 3-5-17。

注意挠曲凹陷（盆地）宽度比连续的无限延伸板块要窄一些，而前隆高度更大一些

相应的几个特征值分别为：

$$x_0 = 0.5\pi a \tag{5-11}$$

$$x_b = 0.75\pi a \tag{5-12}$$

$$W_b = -W_0 e^{-0.75\pi} \cos 0.75\pi = -0.0670 W_0 \tag{5-13}$$

从上述弹性模型的理论分析可以得出以下几点认识：

（1）岩石圈的挠曲作用主要与两个因数有关，一是载荷力的大小及分布，一是岩石圈本身的挠曲刚度。

（2）在弹性模型中，板块的挠曲变形总体特征是一个挠曲凹陷和一个前缘隆起。当载荷力是一定时，挠曲盆地（或凹陷）的宽度（x_0）主要与板块的挠曲参数（a）呈正比，后者与抗挠刚度（D）、密度差（$\Delta\rho$）有关。

（3）在其他条件相同时，半无限延伸板块挠曲作用形成的挠曲凹陷宽度比无限延伸连续板块挠曲作用形成的挠曲凹陷的宽度更窄些，而半无限延伸板块挠曲作用形成的前

隆比无限延伸连续板块挠曲作用形成的前隆的幅度更大一些。

用弹性挠曲模型可以很好地模拟洋壳的挠曲作用(图 3－5－19),而对于结构复杂的大陆岩石圈的挠曲作用可能是不适合的。但是,上述由弹性模型得出的一些基本认识仍然是适用的。大陆岩石圈可能更适合用粘弹性模型来分析其挠曲作用。与弹性模型比较,粘弹性模型的挠曲作用在载荷力不变的情况下板块会随时间而发生应力松弛,因而挠曲变形的形态和幅度都会随时间发生变形。

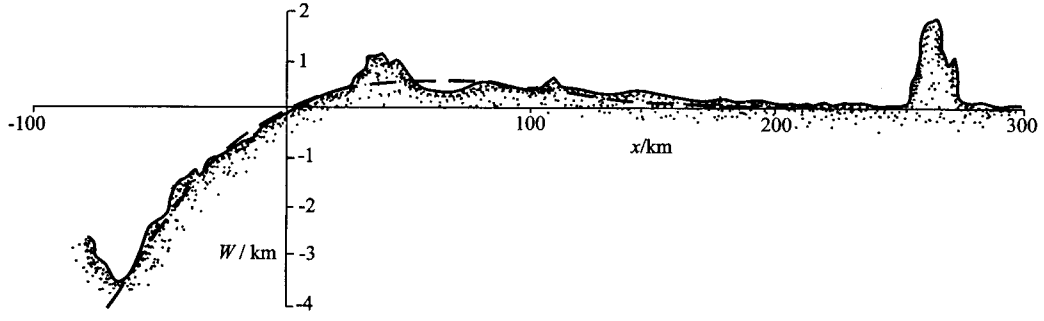


图 3－5－19　横穿马里亚纳海沟的海底地形剖面与理论模型剖面的对比
(转引自 P.A.Allen 和 J.R.Allen,1990)
实线为地形线(据 Watts and Talwani,1974);虚线为模拟的挠曲变形形态,模拟参数 $x_b = 55$, $W_b = 0.5$(据 Turcotte and Schubert,1982);除了前缘地区新发育的火山之外,二者吻合得很好

三、造山楔动力学

造山楔是指在俯冲带(通常是 A 型俯冲)之上的楔状增生体,主要由沉积岩层组成。在来自后方的水平推挤力作用下(这种力源可能与板块的聚敛运动有关),造山楔内部会发生逆冲—褶皱变形和重力滑动,从而使造山楔内部的结构及应力状态在演化过程中发生变化,并对前陆板块的挠曲作用产生重要影响。造山楔对前陆挠曲变形的影响表现在三个方面(P.A.Allen 和 J.R.Allen,1990):

(1)对于前陆板块来说,造山楔是一种壳上负载,它的形态和构造影响前陆板块的挠曲作用,因此造山楔的形态和构造影响着前陆盆地的形态和构造。

(2)造山楔的缩短、增厚或伸展前移,都会导致挠曲板块的负载状态发生变化,从而影响前陆板块的挠曲变形。因此造山楔的发展演化影响着前陆盆地的发展演化。

(3)造山楔的构造抬升与侵蚀能够为沉积盆地提供碎屑来源,因此造山楔的剥蚀史与前陆盆地的沉降史有联系,造山楔的岩矿物质与盆地地层中的碎屑成分有联系。

造山楔本身的构造变形主要与造山楔向前陆地区推进时其底部的剪切作用有关。Platt(1986)提出了一个造山楔的演化模型(图 3－5－20),包括四个演化阶段:

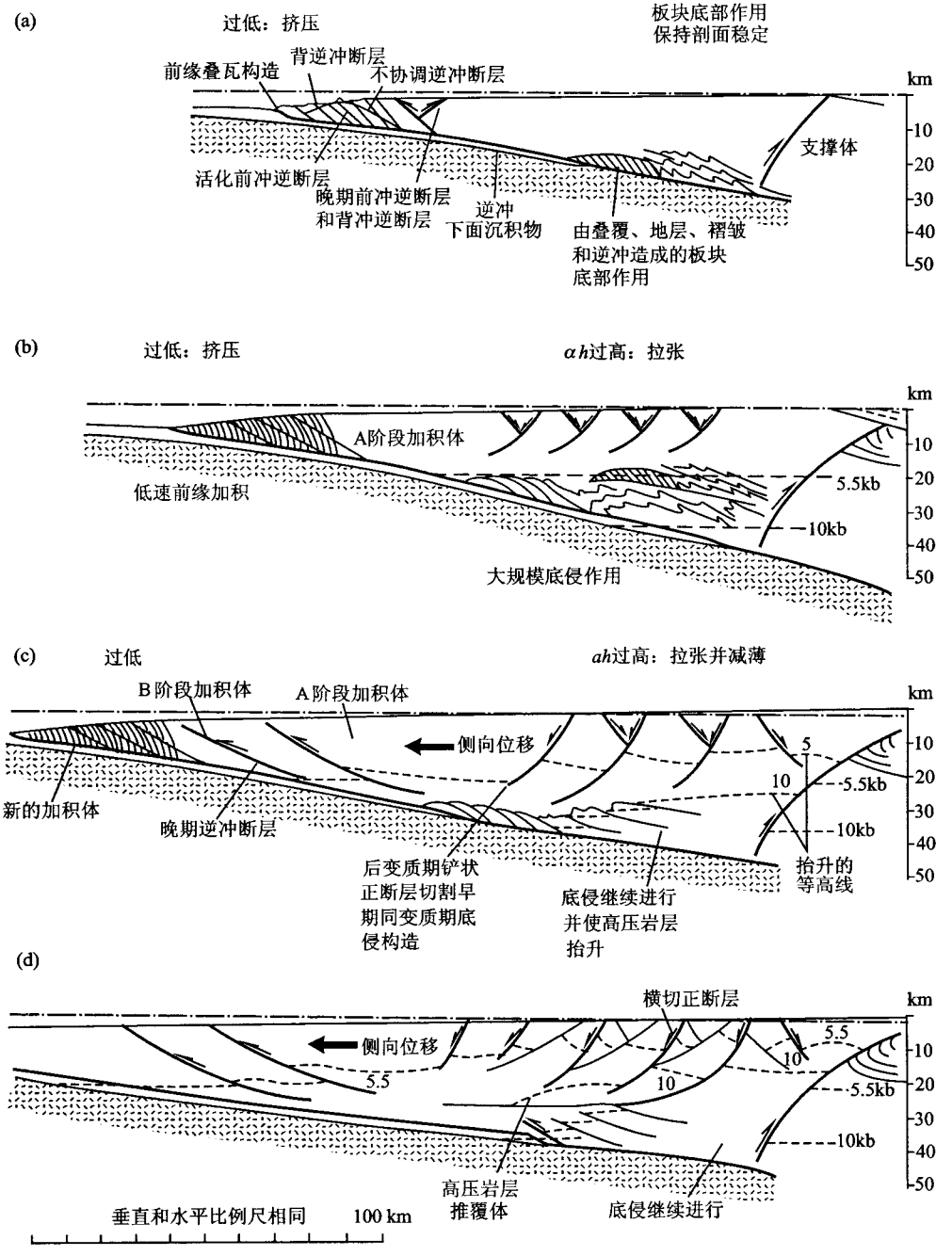


图 3－5－20　Platt 的造山楔演化模型
（转引自 P.A.Allen 和 J.R.Allen，1990）
图中 α 指楔状体表面的坡角；h 指楔状体的厚度 这两个参数影响到楔状体底部的剪切作用以及楔状体本身的变形方式。1kb 约相当于 10^8 Pa

①在造山楔形成之初，造山楔以前缘加积为主，在楔状体前缘产生逆断层，以叠瓦状逆冲构造为主，也发育反冲断层，使楔状体前缘的坡度降低，并引起楔状体内部缩短、增厚，楔状体下部也可能在剪切作用下形成双重构造；

②随着造山楔底部的剪切作用的加强，底部的加积变得更加明显，楔状体下部形成双重构造、盲冲构造和褶皱变形，并导致楔状体后缘出现伸展断裂，造山楔下部还可能发生高压变质作用；

③底部加积持续进行，伸展作用使造山楔下部的高压岩层抬升，造山楔后缘的伸展作用促使前缘发生某种程度的逆冲收缩变形；

④底部加积和伸展作用使高压变质岩层抬升，造山楔顶部岩层遭受剥蚀，造山楔演化到成熟阶段。

第五节　压陷(挠曲)盆地类型及其特征

一、板块运动体制中的压陷(挠曲)盆地类型

压陷(挠曲)盆地的形成与板块之间的相互聚敛运动和板内挤压的构造环境有关。依照盆地在板块构造中的位置或与板块构造运动的关系，可以将常见的挤压型盆地类型归纳于表 3－5－5 中。

表 3－5－5　板块运动背景上的压陷(挠曲)盆地类型

1. 与板块 B 型俯冲作用有关的压陷(挠曲)盆地
①海沟(增生盆地)(trench)
②(弧前)斜坡盆地(slope)
③弧前盆地(fore－arc basin)
④弧后前陆盆地(retroarc foreland basin)
2. 与板块碰撞作用有关的压陷(挠曲)盆地
⑤残留盆地(remnant basin)
⑥周缘前陆盆地(peripheral foreland basin)
⑦山间盆地(intermontane basin)
3. 与克拉通板块内部挤压环境有关的压陷(挠曲)盆地
⑧板内压陷(挠曲)盆地(intercratonic compressing/fiexing basin)

1. 与板块 B 型俯冲作用有关的压陷(挠曲)盆地

与 B 型俯冲有关的压陷(挠曲)盆地如图 3－5－21 所示,主要包括海沟、斜坡、弧前地区和弧后地区由挤压作用形成的沉积盆地。

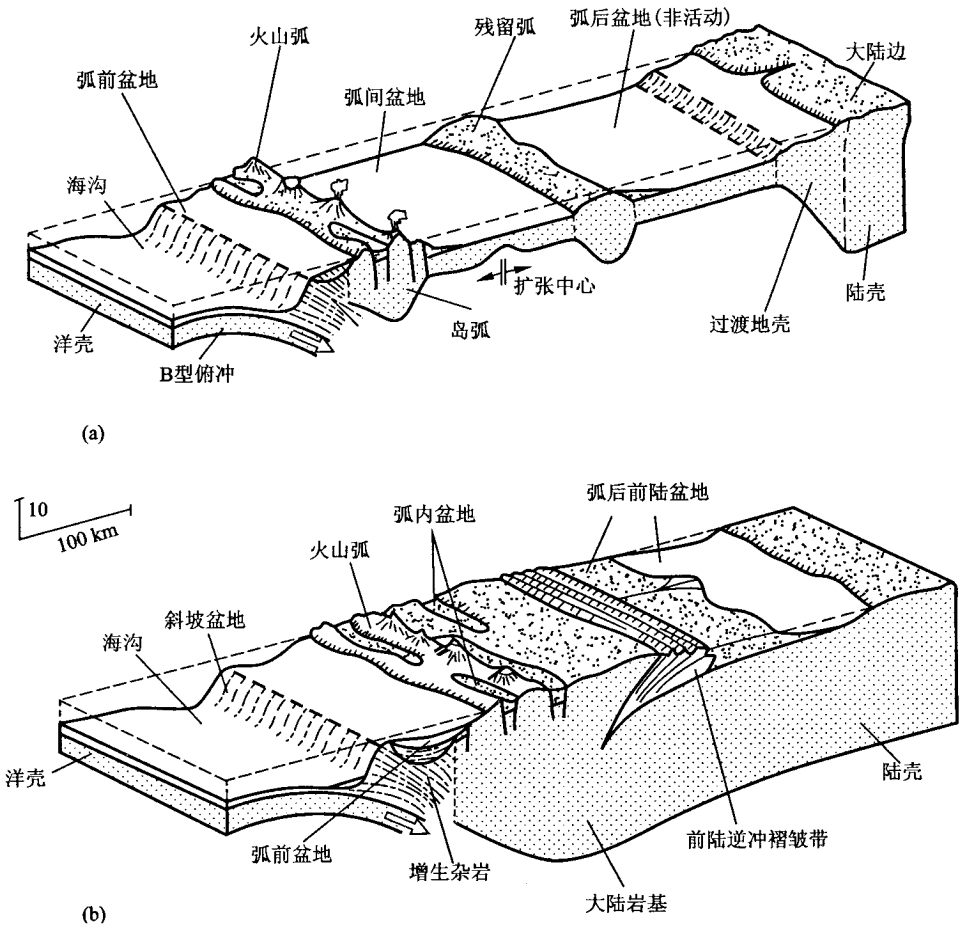


图 3－5－21　与 B 型俯冲有关的压陷(挠曲)盆地位置图(据 G. Einsele,1992)

(a)西太平洋型俯冲带,压陷盆地包括海沟、斜坡和弧前盆地;

(b)北美大陆边缘型俯冲带,压陷盆地包括海沟、斜坡、弧前盆地以及弧后前陆盆地

(1)海沟。指两个板块发生 B 型俯冲作用的地带,堆积物包括来自岩浆弧上的碎屑和 B 型俯冲过程中刮落下来的大洋地壳及其表层的深海沉积物等。堆积在斜坡盆地和弧前盆地中的陆源碎屑可以通过发育在斜坡上的水下峡谷带到海沟中沉积下来,常发育浊积岩、混杂岩、海底扇等。海沟附近地区充填的沉积层受 B 型俯冲的影响而发生强烈的褶皱并产生逆冲断层,构成与 B 型俯冲有关的增生楔(如巴基斯坦的莫克兰海沟,图 3

－5－22。增生楔岩层基本上没有表现出沉积层序，而是表现出被构造混杂后的构造层序(图 3－5－23)。现代板块构造主要在环太平洋的 B 型俯冲带上的海沟和印度洋北部边缘的海沟(如莫克兰海沟、爪哇海沟)上发育增生楔，而地质时期的增生楔则可能演变成为褶皱造山带的一部分。

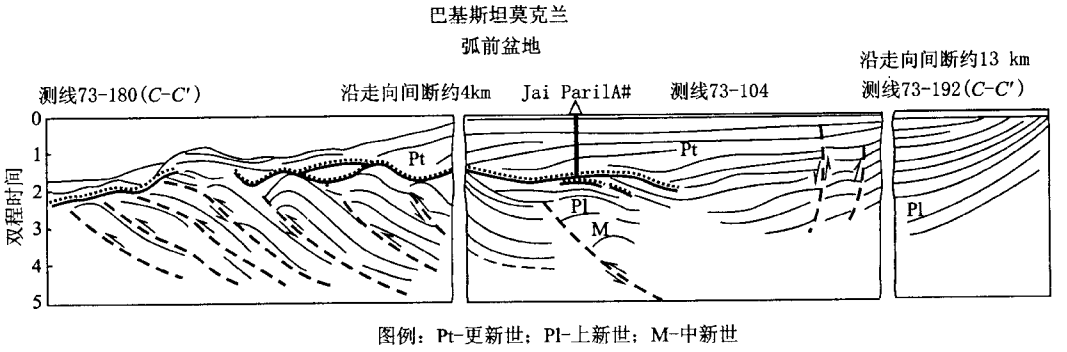


图 3－5－22　巴基斯坦的莫克兰海沟增生楔的地震剖面解释简图(据 A.W. 巴利，1995)

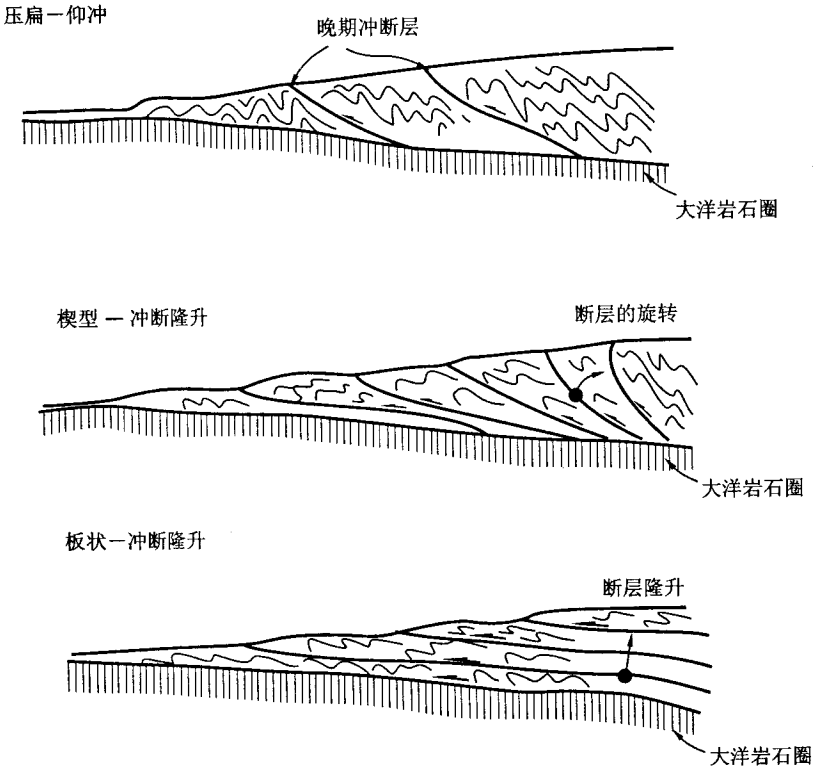


图 3－5－23　说明增生楔发展的简化模式(据 A.W. 巴利，1995)
从下行板块中刮落下来的沉积层和(或)参差不齐的基底组成增生楔

(2)斜坡盆地。位于岩浆弧与海沟的斜坡上,盆地基底由俯冲杂岩组成,本身也可能演化成为俯冲杂岩的一部分。比较低的位置可以向海沟过渡,形成海沟—斜坡盆地,斜坡中上部可以发育斜坡沉积裙和阶地沉积。与海沟的主要区别是,斜坡盆地的沉积物不应该包含从俯冲的洋壳表面刮落下来的深海沉积;与弧前盆地的主要区别是,斜坡盆地的基底是俯冲杂岩增生楔,而弧前盆地的基底主要是岩浆弧基底(图 3 – 5 – 24)。此外斜坡与弧前之间存在地形上的一个坡折。有些斜坡盆地还常发育由于重力伸展造成的正断层和重力滑动构造。

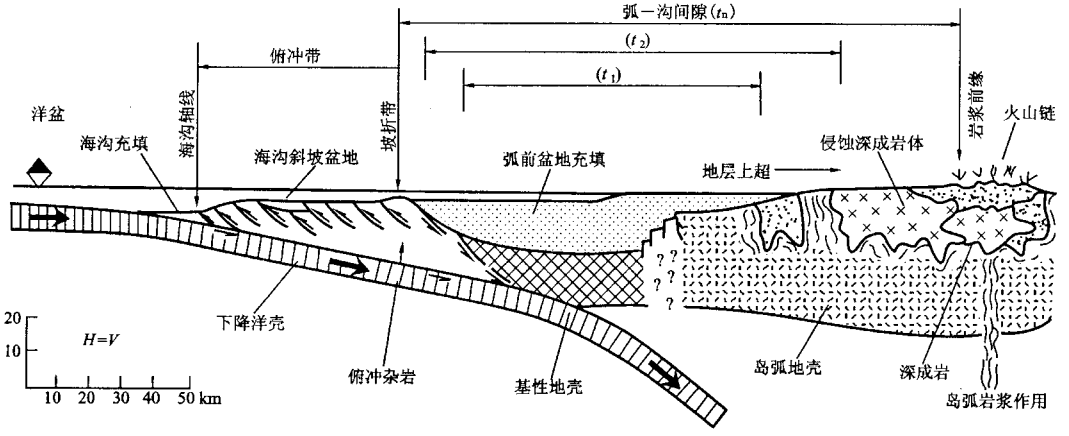


图 3 – 5 – 24　斜坡盆地与弧前盆地的剖面构造特征

(据 Dickinson,1995,略修改)

(3)弧前盆地。位于岩浆弧轴部向海沟方向一侧的盆地,或弧 – 沟间隙区的盆地,靠俯冲带一侧则发育挤压褶皱和逆冲断层或逆冲走滑断层,靠岩浆弧一侧可以出现正断层,甚至整个弧前盆地都位于伸展的岩浆弧基底之上并进一步发生伸展变形。弧前盆地的基底可以是早期的残留洋壳(由于俯冲带并非严格地发生在洋壳和陆壳之间)或伸展的陆壳或岩浆弧基底(图 3 – 5 – 24)。

斜坡盆地和弧前盆地的沉降受多种因素影响,不单是压陷—挠曲作用,甚至压陷—挠曲作用不是其主要的沉降机制,但是它们的形成都与 B 型俯冲挤压环境有关,且与洋壳板块的俯冲作用、俯冲带增生楔和岩浆弧的构造作用有关。为了讨论的方便,将其划分在压陷(挠曲)盆地类型中。在苏门答腊岛弧与爪哇海沟之间(Sunda 巽他盆地)、环太平洋俯冲带与岩浆弧之间都有现代的弧前盆地和斜坡盆地存在的实例。

(4)弧后前陆盆地。北美型大陆边缘的岩浆弧后面常发育逆冲断层带,在断层下盘发育挠曲盆地,常与相邻的岩浆弧平行延伸。这类盆地是压陷(挠曲)盆地的主要类型之一,下

面还将进一步讨论。如加拿大的阿尔伯达盆地、美国西部落基山东侧的山前盆地等。

2. 与板块碰撞作用有关的压陷(挠曲)盆地

与板块碰撞作用有关的压陷(挠曲)盆地如图 3－5－25 所示,包括残留盆地和周缘前陆盆地。

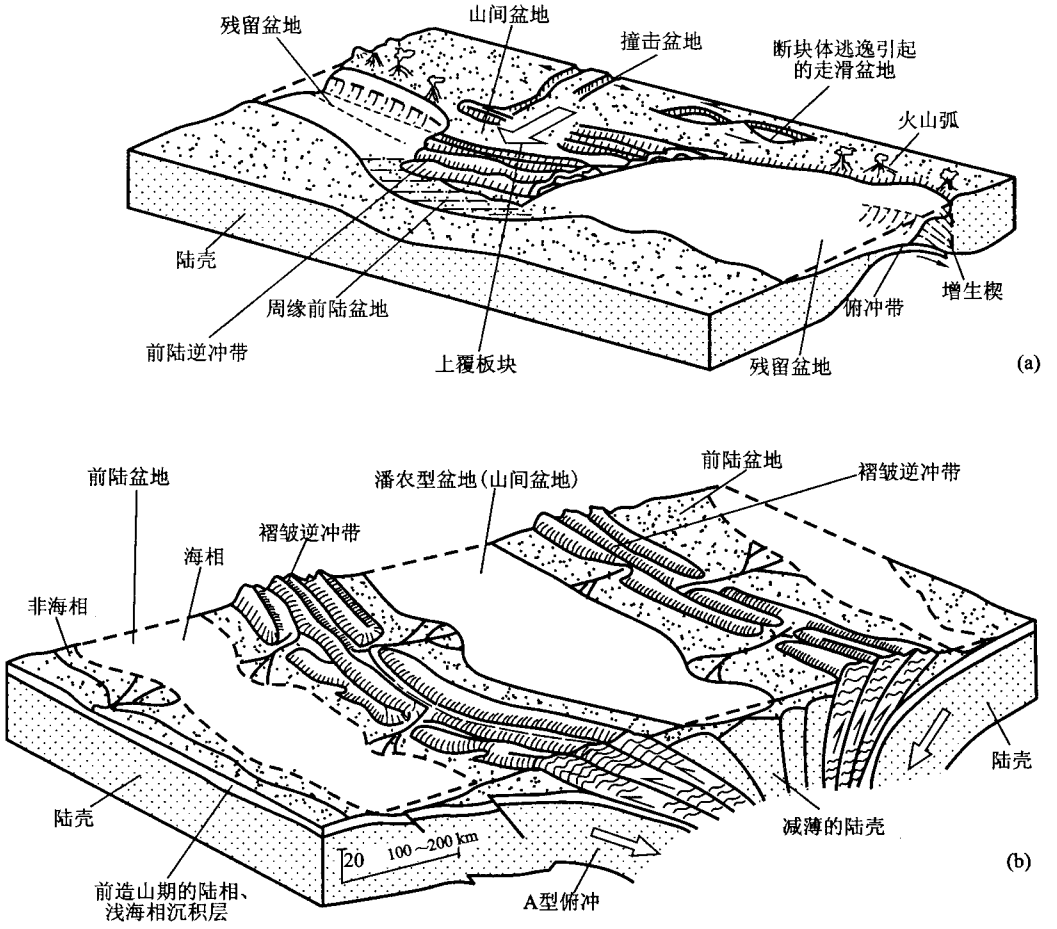


图 3－5－25　与板块碰撞作用有关的压陷(挠曲)盆地位置图(引自 G. Einsele,1992)

(a)碰撞造山带沿走向向 B 型俯冲带过渡;(b)碰撞造山带内部是早期的边缘海盆地或裂陷的陆壳,碰撞后形成潘农型山间盆地

(5)残留盆地。指碰撞造山带内部或边缘以尚未俯冲消失的洋壳为底的盆地。碰撞作用发生后,沿碰撞带走向可能过渡到 B 型俯冲带,在碰撞陆缘及仍然在俯冲的弧－沟系间的挤压型盆地亦属于残留盆地。盆地早期可能是伸展的,而进一步的碰撞作用可能导致盆地抬升与消失或成为碰撞造山楔的一部分。沉积物主要来源于周围碰撞造山带,

以发育浊流形成的复理石沉积和与碰撞造山带有关的海相磨拉石沉积为特点。残留盆地可以向周缘前陆盆地过渡。如孟加拉湾(bay of bengal)是现代的残留盆地的实例。

(6)周缘前陆盆地。指造山带与克拉通之间的前陆地区发育的挠曲盆地,以瑞士的阿尔卑斯山前的磨拉石盆地最为典型,因此磨拉石盆地也成为这类盆地的代名词。“磨拉石”(molasse)通常也泛指那些以陆相为主、巨厚的砾岩和砂岩占优势的沉积岩层,岩层的分选性差,层理不规则,相变急剧,是造山带山前地区的典型沉积类型。这类盆地也是典型的压陷(挠曲)盆地,下面将进一步讨论。

(7)山间盆地。指周围被碰撞造山带包围或位于造山带内部的以陆壳(通常是克拉通或早期的褶皱带)为基底的压陷盆地,即以逆断层为盆地边界的断陷盆地。如我国天山褶皱带中的一些小型盆地。

3. 与克拉通内部挤压环境有关的压陷(挠曲)盆地

克拉通板块内部受到挤压作用可以使原先的地缝合带再次活动,或使统一的克拉通破裂,发生板内造山,这一构造过程中也能形成一些压陷(挠曲)盆地。

(8)板内压陷(挠曲)盆地。指克拉通内部或远离造山带主体的山前地区由逆断层 A 型俯冲造成的压陷(挠曲)盆地。它可以与前陆盆地相邻,且构造方向和发育历史可以与前陆盆地类比,显示出其亲缘关系。如美国西部落基山前的克拉通内部的风河盆地,与落基山前前陆盆地(绿河盆地)相邻。

板块内部受到挤压作用时地壳也可以产生大规模的褶皱变形,背斜核部相对隆升遭受剥蚀,向斜核部相对沉降形成沉积盆地。这种盆地也属于压陷(挠曲)盆地的一种,可称为褶陷盆地或构造盆地,这种盆地如果发育在克拉通内部也可将其归纳到类前陆盆地中。

二、前陆盆地和板内压陷(挠曲)盆地的主要特征

上述各种类型的压陷(挠曲)盆地,有些是短命的,只存在于现代板块构造系统中。例如,与 B 型俯冲有关的海沟、斜坡和弧前盆地以及发育在介于俯冲与碰撞过渡阶段的残留洋盆,随着洋壳在 B 型俯冲带全部消减而成为碰撞造山带。这些盆地多数被卷入造山带中,或被俯冲作用带入地壳深处发生强烈的变形—变质作用。在地壳表面被较好地保存下来的压陷(挠曲)盆地是那些以‘稳定’克拉通为基底的前陆盆地,包括表 3-5-5 中的弧后前陆盆地、周缘前陆盆地以及克拉通内部的压陷(挠曲)盆地。

1. 前陆盆地与板内压陷(挠曲)盆地

“前陆”(foreland)一词在板块构造学说提出之前就已广泛使用,意指被褶皱带逆掩的稳定的陆地,也指地槽褶皱逆冲带物质运动所指的方向,相反的方向则成为后陆或腹陆

(hinterland,backland)。由于造山带的隆升,在造山带与稳定克拉通之间,在克拉通基础上通常发育一个深陷的沉积盆地,在地槽学说中被称为"前渊"(foredeep),意即位于造山带山前的深渊。Bird 和 Dewey(1970)、Dickinson(1974)首先用板块构造理论解释了"前渊"的形成和演化,并用"前陆盆地"(foreland basin)一词描述这种类型的盆地。Dickinson(1974)根据前陆盆地在板块构造中的位置将其分为两类:一类是与碰撞造山作用有关、位于 A 型俯冲作用带中的俯冲大陆地壳之上并与碰撞造山带(缝合带)毗邻的沉积盆地,称为周缘前陆盆地(peripheral foreland basin),如位于阿尔卑斯北部山前的磨拉石盆地等;另一类是与弧后造山作用有关、位于陆缘岩浆弧后的沉积盆地,称作弧后前陆盆地或退弧盆地(retroare foreland basin),如北美西部大陆边缘的科迪勒拉山脉东侧山前地带的一些盆地。

当发育有弧后前陆盆地的大陆板块与另一个大陆板块碰撞后,周缘前陆盆地与弧后前陆盆地可以分别位于造山带(缝合带)的两侧(图 3 – 5 – 26)。对于与中生代以前的造山带有关的前陆盆地,要区分是周缘前陆盆地还是弧后前陆盆地有时是很困难的。由于这两种前陆盆地的板块构造位置的不同,它们与岩浆弧俯冲杂岩的关系以及盆地基底的性质可能有所不同。由于板块俯冲,被动大陆边缘被拖向俯冲带杂岩体之下,因而周缘前陆盆地可能更靠近地缝合带,并且盆地早期沉积物的水深相对深一些,覆盖在裂陷的被动大陆边缘之上,而作为载荷的造山带则可能是先前与 B 型俯冲有关的增生杂岩和弧前盆地的沉积层。弧后前陆盆地的演化过程可能更长一些,且靠近陆缘岩浆(火山)弧,因而沉积物中可能有更多的火山碎屑,而作为载荷的逆冲褶皱带则主要是岩浆弧。

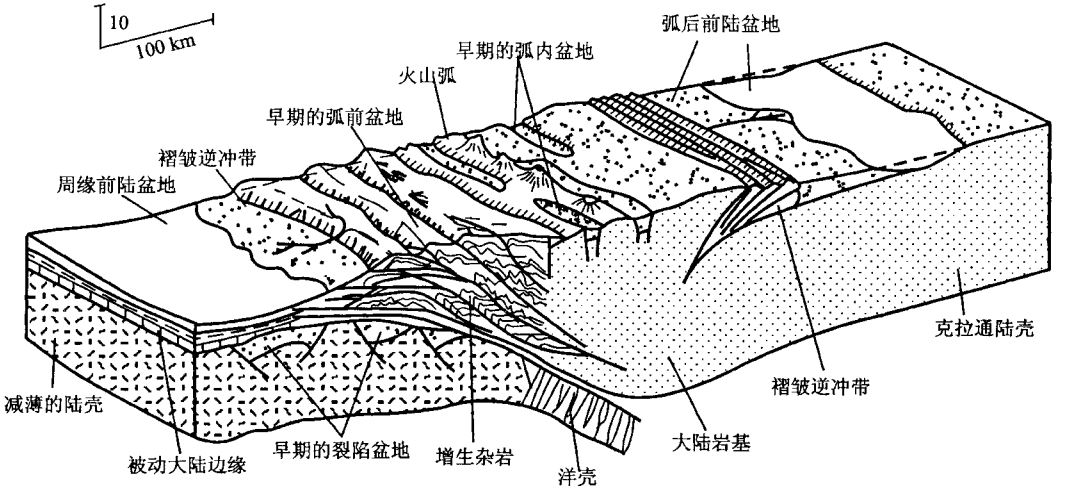


图 3 – 5 – 26　周缘前陆盆地与弧后前陆盆地示意图

除了上述两种前陆盆地外，还有一些与造山带不相邻，但也是大陆地壳压陷—挠曲作用形成的盆地，陈发景（1992）称其为“挠曲类前陆盆地”或“类前陆盆地”。这种盆地属于克拉通内部的压陷（挠曲）盆地（表 3－5－5）。陈发景（1992）认为类前陆盆地包括三种构造背景：其一是前陆地区的基底拆离（或基底滑移）作用以及伴生的基底卷入式逆冲断层系统的构造负荷作用，使下盘系统形成压陷（挠曲）盆地，例如落基山地区的风河盆地等（图 3－5－27）；其二是由于前陆盆地的前缘隆起进一步受挤压隆升造成的构造负荷作用，使前陆盆地前缘隆起外侧（向克拉通方向）凹陷成为一个相对独立的压陷（挠曲）盆地（图 3－5－28），这种盆地也被称为“破裂前陆盆地”（broke foreland basin）；其三是早期的克拉通边缘的夭折裂谷在大洋闭合和大陆碰撞造山过程中演化成为拗拉槽，由于拗拉槽层序的构造反转形成褶皱—冲断层带造成的构造负荷作用，使拗拉槽肩部及外侧地带形成压陷（挠曲）盆地。

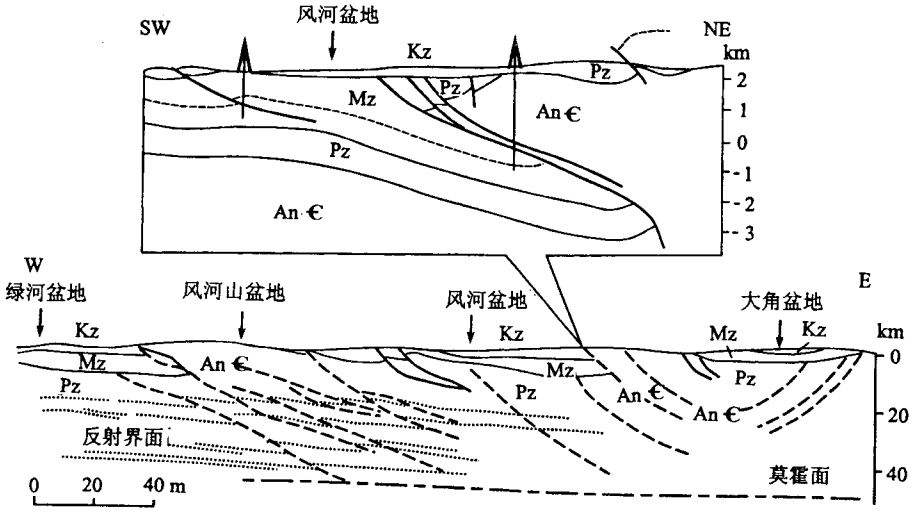


图 3－5－27　风河盆地剖面构造位置图

原作者并未将风河盆地作为类前陆盆地看待。陈发景教授（1992）在论述类前陆盆地时将风河盆地作为典型实例之一。这里引用 A.W. 巴利（1995）剖面说明类前陆盆地与前陆盆地的差异。注意风河盆地、绿河盆地与落基山造山带的构造位置关系以及它们结构上的差异

2. 前陆盆地系统

Peter G. DeCelles & KatherineA. Giles（1996）提出了前陆盆地系统的概念。前陆盆地系统（foreland basin systems）的涵义包括三方面内容（图 3－5－29）：①前陆盆地系统是指在收缩造山带与毗邻的克拉通之间的大陆地壳之上的沉积物堆积的潜在地区，这一地区

的沉降主要是与俯冲作用以及俯冲作用导致的周缘或弧后褶皱逆冲带有关的地球动力学过程的响应；②前陆盆地系统由四个分隔的构造沉积带组成，根据这些沉积带与逆冲带的几何关系将它们分别称为逆冲楔顶部带（wedge－top）、前渊带（foredeep）、前隆带（forebulge）和隆外凹陷带（backbulge）；③前陆盆地系统的延伸长度大致与褶皱带的长度相等，不包括溢出到邻近的残留海盆地和碰撞大陆裂陷盆地中的沉积物。这里的“前渊”的概念是狭义的，仅指逆冲楔下盘系统的深陷的部分。而在有的文献中（A.W. 巴利，1995）“前渊”一词与前陆盆地是同义的，即指整个前陆盆地范围。

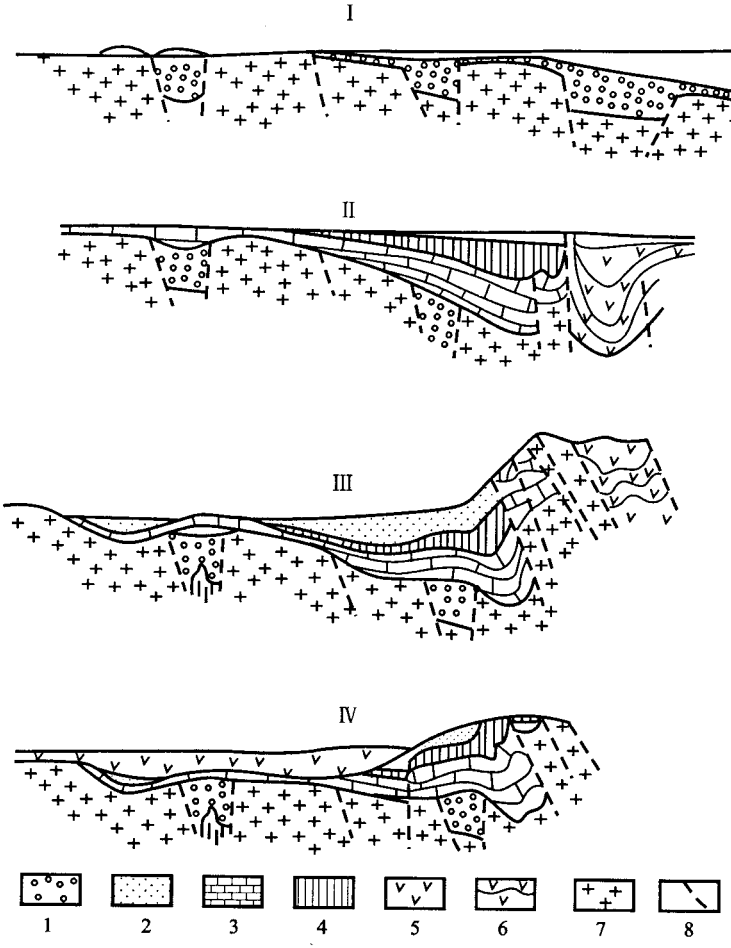


图 3－5－28　前陆盆地前缘隆起的演化与类前陆盆地示意图（据陈发景，1992）
盆地发育阶段：Ⅰ—裂谷－被动大陆边缘阶段；Ⅱ—早、中期前陆盆地阶段；
Ⅲ—晚期前陆盆地和类前陆盆地阶段；Ⅳ—叠加的挠曲类前陆盆地。
沉积物：1—沉积－火山的；2—磨拉石；3—碳酸盐岩；4—碳酸盐岩（陆源的）；
5—蒸发岩（陆源的）；6—深水－火山沉积的；7—基底；8—断裂

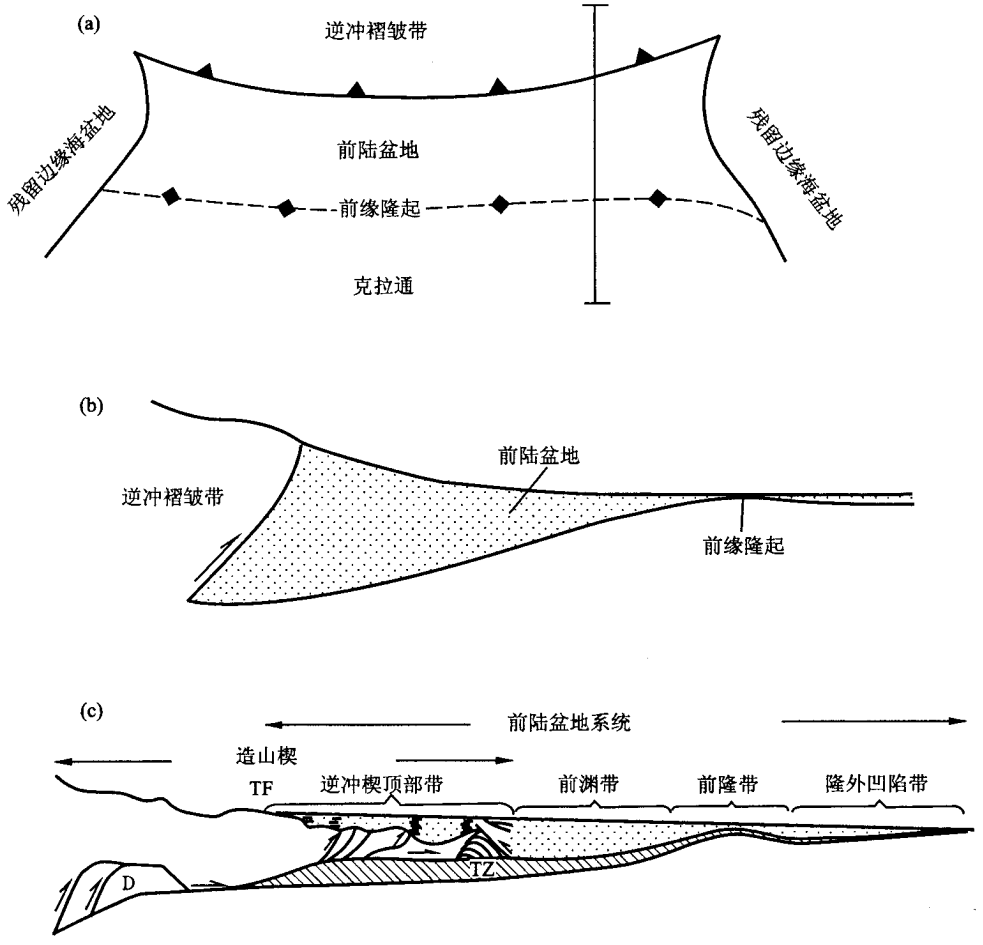


图 3－5－29　前陆盆地系统

(据 PeterG. De Celles & Katherine A. Giles，1996)

(a)“典型”前陆盆地的平面示意图，两侧边界为残留的边缘海盆地，未注明比例尺，应为 10^2 ~ 10^3 km **尺度范围，右侧的垂线表示图(b)的横剖面方位；(b)一般被接受的前陆盆地剖面形态的概念模型，注意其逆冲断层(带)和盆地间的集合形态是不真实的，垂直比例尺放大了约 10 倍；(c)经修正的前陆盆地剖面形态的概念模型，具有逆冲楔顶部带、前渊带、前隆带和隆外凹陷带四个构造沉积带，纵横比例近似一致。TF 表示逆冲断层带造成的盆地地形边界，黑点表示前陆盆地，斜线区表示褶皱—逆冲系统卷入的先存的冒地斜(被动大陆边缘)地层，D 表示位于造山楔中的双重构造，TZ 表示三角带构造，一般位于逆冲楔的尖端部位。注意：造山楔前缘与前陆盆地系统间有大范围的叠置**

但是，并非所有的前陆盆地系统的四个构造沉积带都发育完整。前陆盆地的形态可以是简单的也可能很复杂(图 3－5－30)，甚至包含一些发育在逆冲断层上盘的背驮式盆地，或前缘隆起被逆冲隆升使隆外凹陷带成为相对独立的类前陆盆地。

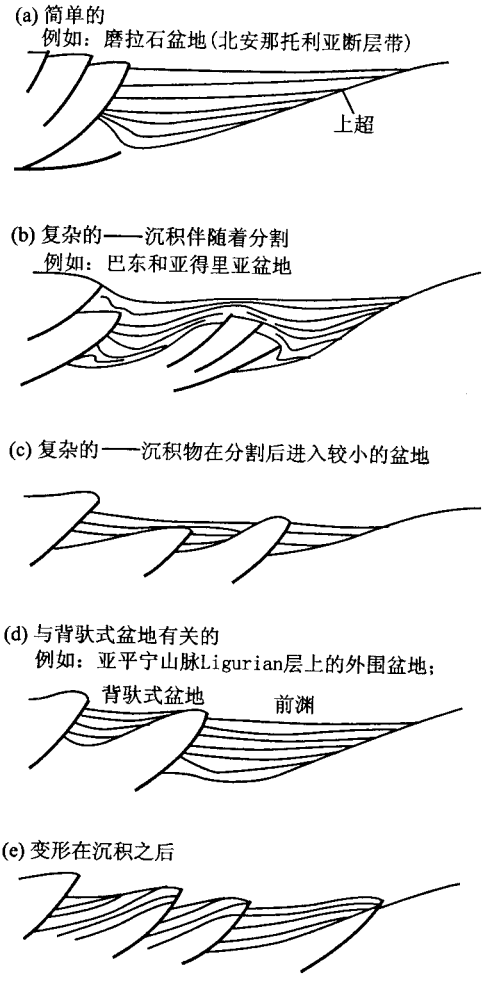


图 3－5－30　**根据意大利亚平宁地区地震勘探资料解释出的不同的前陆盆地剖面形态**

(转引自 P. A. Allen **和** J. R. Allen，1995)

3. **前陆盆地与板内压陷(挠曲)盆地的识别标志**

无论是周缘前陆盆地、弧后前陆盆地还是克拉通内部的压陷(挠曲)盆地，它们的形成都是在挤压作用体制中与大陆地壳的压陷(挠曲)变形有关。挤压作用所产生的褶皱—冲断层带(特别是薄皮的逆冲断层带)往往是直接的构造负荷，而挤压作用的动力来源则是与板块碰撞作用(大陆碰撞、岛弧—大陆碰撞或岛弧—岛弧碰撞)和俯冲作用有关。因此，这些盆地具有两个共同特征：①盆地具有不对称性，即靠近构造负荷部位往往是以逆断层(带)为边界，且沉降较深，沉积层较厚；②盆地的演化与造山带(褶皱—逆冲带)的演化相关；③沉积充填物质包括两部分，一部分来自造山带或冲断隆起上，一部分来自克拉通地区；④随着盆地的演化，早期沉积层逐渐被卷入逆冲褶皱带中，并使盆地沉降、沉

积中心向逆冲前锋方向(前缘隆起方向)迁移。这些特征中最具鉴别意义的是逆冲褶皱作用对沉积作用的控制,即在挤压作用背景下发育有同沉积逆断层或同沉积纵弯褶皱的沉积盆地可以视为在大陆地壳上发育的压陷(挠曲)盆地,包括周缘前陆盆地、弧后前陆盆地和克拉通内部的压陷(挠曲)盆地。

第六节　压陷(挠曲)盆地中的构造样式

压陷(挠曲)盆地是在挤压体制下形成的,因而盆地内部的构造变形亦是以逆冲褶皱构造为主。有关逆冲褶皱构造变形的基本特征在普通的构造地质学教科书中都有详细的论述,本节简要介绍与前陆盆地有关的逆冲褶皱构造样式。

一、逆冲褶皱带的构造样式

1. 前陆盆地边缘逆冲带的构造样式

前陆盆地边缘逆冲褶皱带的构造样式是以向前陆方向逆冲的叠瓦状逆断层组为特点。靠近造山带部分的逆冲断层的倾斜相对较陡,向前陆方向逆冲断层的倾斜逐渐变缓,而这些逆冲断层向深部产状变得更缓,收敛于基底拆离断层之上,构成叠瓦扇构造。叠瓦扇向前陆方向的逆冲断层可能已经属于前陆盆地系统的'逆冲楔'的一部分。

前陆盆地边缘的逆冲断层可以是基底卷入型的逆冲断层,也可以是薄皮的逆冲断层。但是逆冲断层(组)的上盘系统可能包含有从地壳深部逆冲上来的岩石或经过强烈挤压变形的造山带物质。有些逆冲断层甚至是在褶皱变形基础上形成的,即岩层受挤压先发生褶皱变形,进一步褶皱紧闭—倒转,最后在倒转翼发生逆冲断层(图 3－5－31)。在前陆盆地边缘的逆冲褶皱带可以有多次逆冲作用叠加的构造变形现象。如果造山楔有较大的逆冲位移,其底部也可能有图 3－5－29c 中所示的双重构造。

2. 前陆盆地内部的逆冲构造样式

前陆盆地内部以薄皮逆冲构造为特点,由于断层形态、断层组合方式不同而表现出丰富多彩的构造样式。

1)铲式逆冲断层与蛇头构造、叠瓦扇构造

逆冲断层面表现为上陡下缓的铲式形态,称为铲式逆冲断层。铲式逆冲断层上盘向上逆冲并发生褶曲变形,其形状貌似蛇头,称为蛇头构造(图 3－5－32a)。两条或两条以

上的同向倾斜的铲式逆冲断层向深层收敛为一条低角度逆冲断层(或拆离断层),构成逆冲叠瓦扇构造(图 3 – 5 – 32b)。

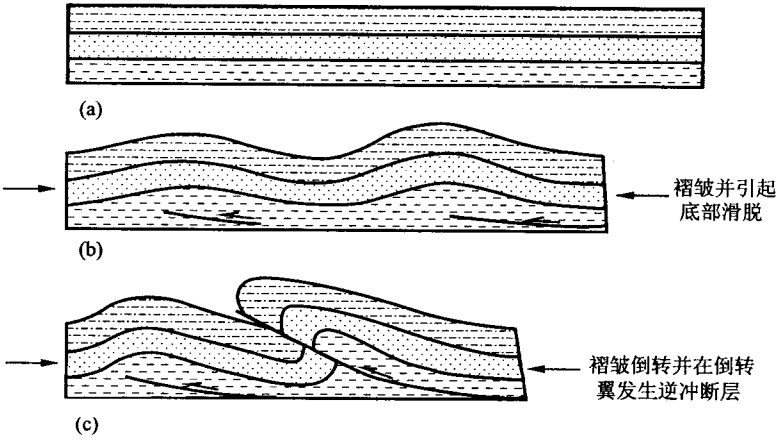


图 3 – 5 – 31　由褶皱演变成逆冲断层的过程示意图

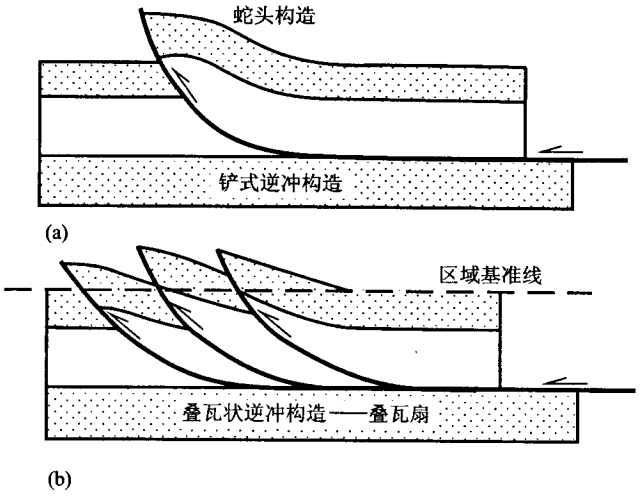


图 3 – 5 – 32 “蛇头构造”与叠瓦扇构造

2)坡坪式逆冲断层与断弯褶皱

由于前陆盆地地层能干性的交替变化,在挤压作用下形成的逆冲断层产状随岩层能干性的变化而发生折射,断层在能干岩层中的切割角度较大,称为断坡,在非能干岩层中的角度很小,称为断坪,这种产状的逆冲断层称为坡坪式逆冲断层(图 3 – 5 – 33)。坡坪式逆冲断层的上盘断坡逆冲到下盘断坪上后,上盘为了适应断层的几何形态会发生褶皱变形,称为断弯褶皱(图 3 – 5 – 33)。

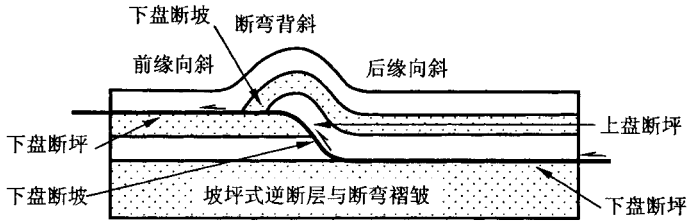


图 3－5－33　坡坪式逆冲断层与断弯褶皱

3)盲冲断层、断展褶皱与断滑褶皱

前陆盆地中的逆冲断层多数没有直接逆冲露出地表。如果逆冲断层在逆冲过程中其位移逐渐减小以致在地层中尖灭,则称为盲冲断层(图 3－5－34a)。伴随着盲冲断层的位移减小,断层上盘及上覆地层会发生褶皱变形,这种褶皱称为断层褶皱。类似的,顺层的逆冲断层也可能在层间尖灭,并引起上覆地层发生褶皱,这种褶皱称为断滑褶皱(图 3－5－34b)。

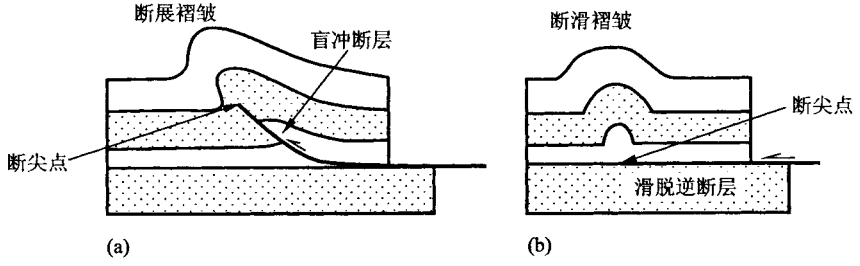


图 3－5－34　盲冲断层、断层褶皱与断滑褶皱示意图

4)双重构造和楔状双重构造

一系列向前陆逆冲的坡坪式逆冲断层的断坪可以连接起来,构成双重构造(图 3－5－35a、b),双重构造是由一条顶板断层和一条底板断层夹持中间的逆冲断片(岩席)组成,夹持的中间逆冲断片又可以被若干分支断层(或连接断层)切割。随着后方的逆冲断层的位移的增大,双重构造可以从“倾向后陆的双重构造”演化成为堆叠背形构造(stack antiform)、“倾向前陆的双重构造”(图 3－5－35c、d、e)

双重构造的顶板断层也可以是一条“被动”的反向逆冲断层,底板断层的逆冲位移在断层前锋端部传递到顶部断层上,称为“楔状双重构造”(图 3－5－36)。

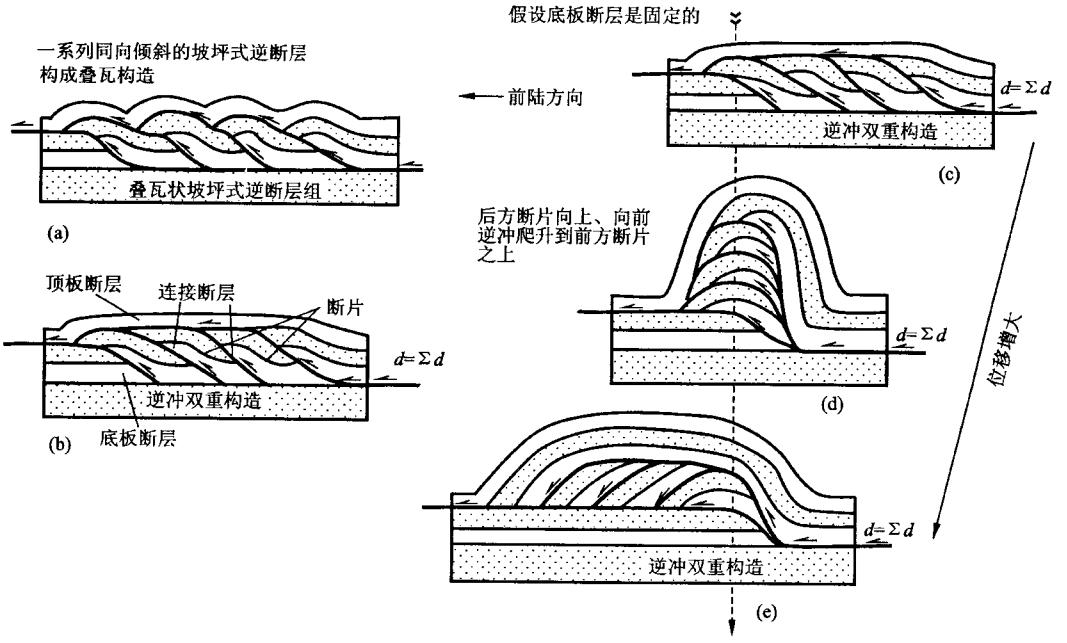


图 3－5－35　由坡坪式逆冲断层构成的双重构造及其演化示意图

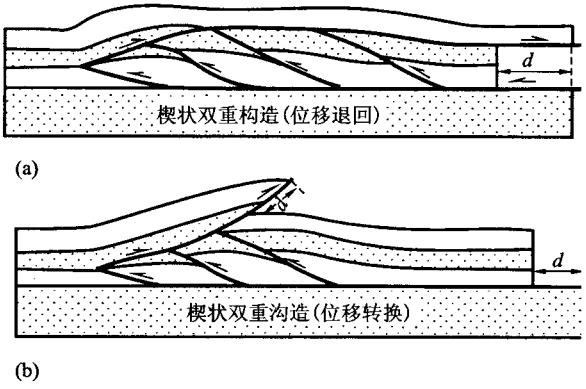


图 3－5－36　两种楔状双重构造的构造样式

5)冲起构造与逆冲三角带构造

前陆盆地中的逆冲断层并非都是向前陆方向逆冲,那些向后陆逆冲的断层称为反冲断层。两条或两组逆冲断层相向倾斜,并使中间的公共上盘断块向上逆冲,这种构造称为冲起构造(图 3－5－37)。相背倾斜的两条逆冲断层,将它们各自的上盘断块相对逆冲到其公共的下盘断块之上,这种样式的逆冲构造组合称为对冲构造。对冲的逆断层可能会有一条深层的拆离断层将它们联系在一起,构成逆冲三角带构造(图 3－5－37)。

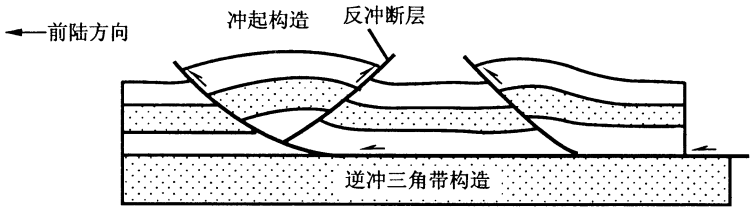


图 3－5－37　冲起构造与逆冲三角带构造示意图

6)撕裂断层与逆冲调节带

逆冲断层系统中还会有一些横向或斜向的断层(图 3－5－38),这些断层的形成是与逆冲断层的位移过程有关的,因而通常具有走滑位移性质,称为撕裂断层或捩断层(tear fault)。逆冲断层系统中一条断层的位移的减小可能与相邻的另一条逆冲断层位移的增加相伴生。而这种逆冲断层间的位移的彼此消长是通过某种变形来实现的,例如雁列逆冲断层之间断片的变形、分支断层的'Z'字型连接等等。所有在逆冲带中具有调节主干逆冲断层之间的位移的作用的构造都可以视为逆冲调节带或逆冲传递带构造,包括撕裂断层。

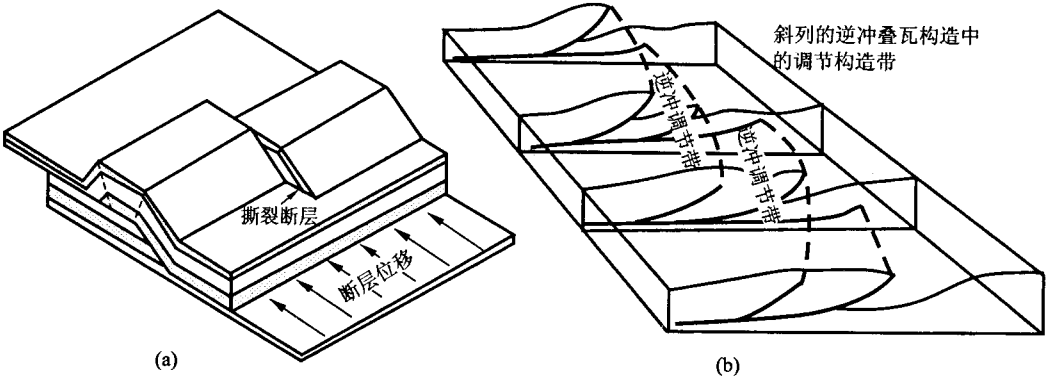


图 3－5－38　撕裂断层与逆冲调节构造示意图

二、从造山带到前陆盆地的逆冲构造系统

前陆盆地中的逆冲断层系统可以认为是在大型逆冲拆离断层(A 型俯冲)上盘发育的逆冲断层构造组合,自山脉向前陆地区大致可分为逆冲断层系统的根带、中带和前锋带三部分。逆冲断层系统的根带一般位于造山带轴部或靠山脉一侧的前陆盆地边缘,以强烈挤压作用为主,发育高角度逆冲断层甚至发育有轴面劈理的挤压褶皱,显示基底卷入的逆冲构造样式特点。前陆地区的逆冲楔及背驮式盆地中的逆冲楔状体一般属于逆

冲断层系统的中带，以薄皮逆冲构造样式为特点，发育各式双重构造、断弯褶皱和叠瓦状构造等，并显示出近水平的剪切作用。逆冲断层系统的前锋一般位于前渊凹陷或前缘隆起内侧斜坡上，以弱挤压作用为特点，大部分逆冲断层的位移量较小，以叠瓦状断层及断展褶皱、断滑褶皱为特点。

从造山带到前陆盆地，逆冲构造系统各部位的挤压强度逐渐减小，挤压收缩应变由大变小。如从阿尔卑斯山到侏罗山的横剖面（图 3－5－39），由大规模逆冲推覆构造过渡到侏罗山的滑脱褶皱。逆冲断层系统前锋向前陆方向（前缘隆起及内侧）还可能发育一些具小位移量的正断层，它们是地壳挠曲变形的表现。而在逆冲断层系统的根带和中带较浅层的地层中，也可能出现一些正断层，它们多半是与逆冲剪切作用引起的逆冲楔顶部的重力滑动伸展有关。

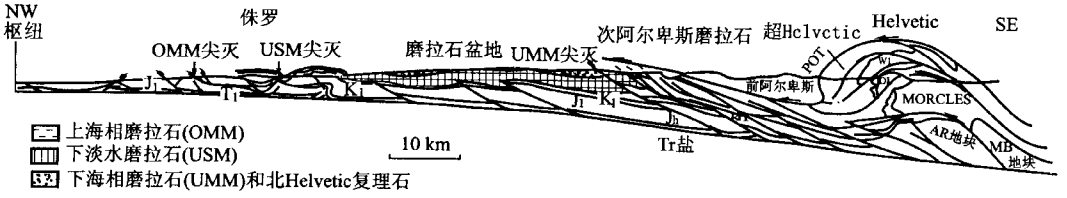


图 3－5－39　侏罗山（NW）Helvetic 推覆体（SE）的构造剖面简图

（转引自 Homewood 等，1992）

前陆盆地内边缘见 DIABLERETS 推覆体，远端的薄边缘逐渐超覆在侏罗山基底上。

横向和斜向的逆冲调节构造是由于前陆地区逆冲位移及逆冲构造样式沿走向的变化而引起的，因而亦属于逆冲构造系统的组成部分。有些横向或斜向的撕裂断层还具有走滑正断层的一些特征，它们是前陆地区在逆冲收缩的同时受到横向引张的体现。

前陆逆冲构造系统中通常存在多个滑脱构造面，并使构造变形具有分层次的特点。较深层次岩层的挤压褶皱可以引起较浅层次岩层的逆冲变形。与逆冲断层引起的相关褶皱变形不同，逆冲断层是褶皱变形的相关构造，而这种滑脱褶皱又可以看作是大型滑脱断层的相关褶皱。另一方面，渐进式或多次间歇式的逆冲作用可以造成逆冲构造的递进变形和构造叠加，形成复杂的构造样式。例如，在断弯背斜、双重构造基础上发育蛇头构造或叠瓦构造等等。随着逆冲构造系统的演化，后期逆冲变形将早先的前陆盆地沉积地层卷入变形，造成前陆盆地向克拉通方向的迁移。

第七节　走滑盆地形成的构造环境

一、走滑作用与走滑断层

简言之，由扭应力或剪应力引起地壳或岩石圈沿着某些构造边界或特定的构造带发生走滑变形的构造作用，可以称为走滑作用。其中主要的构造作用型式，包括沿稳定板块边界的走滑活动和板块内部一些大型走滑断层的走滑活动。

1. 走滑断层及其分类

走滑作用产生的各种构造变形组合称为走滑构造。走滑断层是走滑构造中最重要的构造要素。走滑断层(strike－slip fault)与扭动断层(wrench fault)是同义词，是指沿断面走向一盘相对于另一盘作水平运动。Anderson(1951)认为这种断层的应力状态是最大主应力轴(σ_1)和最小主应力轴(σ_3)都是水平的，中间应力轴(σ_2)是直立的(图 3－5－40)，断层面通常是近直立的。走滑断层有不同尺度，产生于板块构造的不同构造部位。

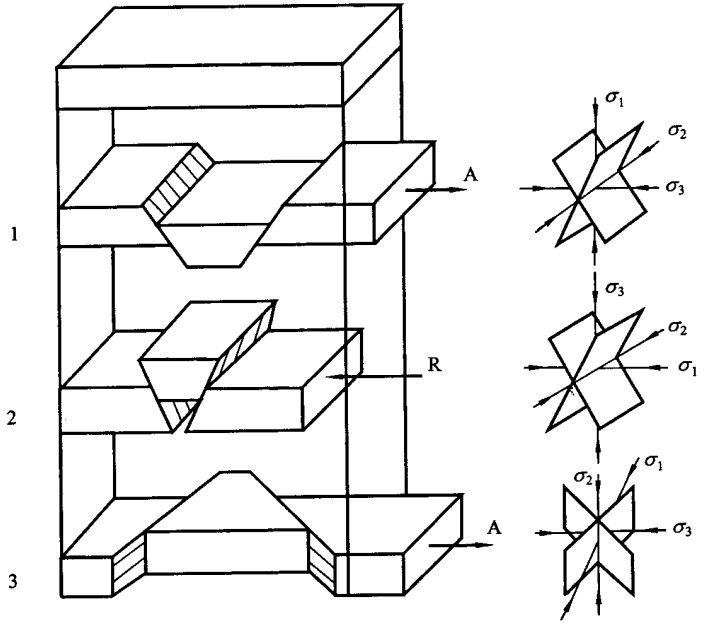


图 3－5－40　共轭剪切面与最大主压应力的关系

(据 Anderson，1951)

Miall(1984)和 Sylvester(1988)曾对走滑断层作过分类,如表 3－5－6 和表 3－5－7。

表 3－5－6　Miall(1984)的走滑断层分类

Ⅰ. 板块边界转换断层
　$Ⅰ_1$. 陆内的
　$Ⅰ_2$. 洋内的
　$Ⅰ_3$. 陆—洋边缘
Ⅱ. 离散边缘转换断层(错开扩张洋脊和破裂带)
Ⅲ. 聚敛边缘的平推断层(平行于弧)
Ⅳ. 缝合带平推断层(斜向碰撞)

表 3－5－7　Sylvester(1988)的走滑断层分类

Ⅰ. 板间转换断层(深层,切割板块的)	Ⅱ. 板内平推断层(限于壳内)
$Ⅰ_1$. 洋脊转换断层(具相似扩张矢量的洋壳位移段)	$Ⅱ_1$. 与楔入块体有关的走滑断层(由碰撞作用引起的陆块移动)
$Ⅰ_2$. 边界转换断层(分隔不同板块,平行于板块边界)	$Ⅱ_2$. 陆内走滑断层(分隔不同构造样式的外来体)
$Ⅰ_3$. 与海沟有联系的走滑断层(调节斜向俯冲的水平分量)	$Ⅱ_3$. 捩断层(调节某一外来体内或外来体和相邻构造单元间的差异位移) $Ⅱ_4$. 变换断层

转换断层(transform fault)一词由 Wilson(1965)提出,作为重要的板块边界类型,是切穿岩石圈或地壳的走滑断层。Wilson 指出它不是一般的平移断层,其活动段位移方向与平移断层错动位移方向相反。

平移断层(transcurrent fault)限于板内断层,一般指壳内或上地壳内发育的断层。

变换断层(transfer fault)是典型的变换带,Dahlstrom(1970)将变换带(transfer zone)的概念应用于大陆逆冲推覆构造方面,现已引伸用于伸展构造中。变换带可深切至变质基底,它是联接基底主断层的一些横向断层。这种断层在盆地发育中长期存在,并对沉积物、搬运、沉积、相分布及构造演化有控制作用,也可成为油气运移的通道。它也连接平行走滑断层和有叠复的雁列断层。

撕裂断层(tear fault)也曾译为捩断层,指发育于浅层次沉积或变质沉积盖层的横推断层,始用于低角度逆掩断层、辗掩推覆体上盘,现也用于伸展区。它调节外来体内和边界的差异位移。

2. 走滑断层的位移

根据走滑断层两盘相对位移的方向可分为左行和右行。当观察者站在断层的一盘而观测到另一盘向自己左侧的位移时称为左行或左旋,反之称为右行或右旋。左旋也称

为反时针旋转，右旋也称为顺时针旋转。

一条走滑断层的位移可以沿走向逐渐减小直至在断层两端的断尖处消失，也可能将位移传递到其他方向的断层上。考察单条走滑断层，如果断层长度的中点处位移最大、向两端逐渐减小为零，不难发现断层两侧的断块沿断层走向将发生伸展和收缩变形，而且一盘的伸展区域对应于另一盘的收缩区域。断块的伸展变形可能导致地面沉降，收缩变形则引起地面隆升，于是断层的走滑位移就转换成为断层两盘上的升降位移（图 3－5－41）。这也是走滑作用形成走滑盆地的重要机制之一。

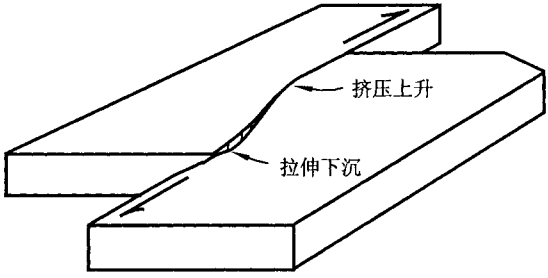


图 3－5－41　走滑断层的位移示意图

3．走滑断层的排列

走滑断层常常呈有规律的斜列。如图 3－5－42 所示，当沿着断层走向观测，一条断层尖灭后另一条断层出现在其左侧（即各断层顺走向观察向左错列）的排列型式称为左阶（步），相反的排列型式称为右阶（步）。

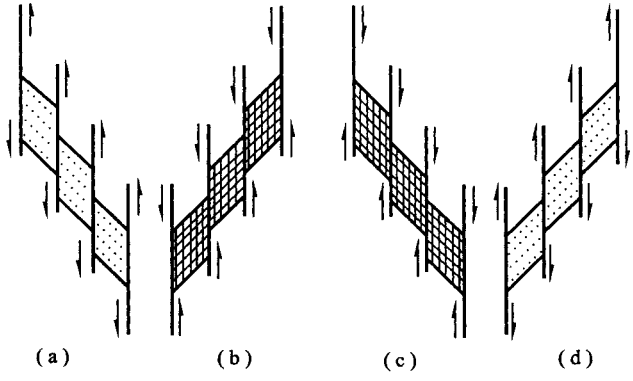


图 3－5－42　走滑断层的左阶和右阶排列型式

(a)左阶左行式；(b)右阶左行式；(c)左阶右行式；

(d)右阶右行式 细点—伸展区 格线—聚敛区

左阶和右阶是指构造要素之间的排列型式,同样适用于斜列的褶皱的几何描述。对于走滑断层而言,因为走滑位移方向可以是左行或右行,因而考虑其几何排列型式和运动学特征就可能出现左阶左行、左阶右行、右阶右行和右阶左行四种情况(图 3－5－42)。斜列的两走滑断层可以部分叠置,其叠置部分的断块称为岩桥或断层桥。显然,根据图 3－5－41 的分析,在左阶左行和右阶右行组合的岩桥区会产生局部的沿断层走向的伸展变形,而在左阶右行和右阶左行组合的岩桥区会产生局部的沿断层走向的收缩变形。

4. 纯剪切和简单前切

纯剪切和简单剪切变形的概念,同样适用于走滑构造。走滑断层可以是在纯剪切变形中产生的,也可以是在简单剪切变形中产生的。挤压作用使地壳在平面上发生纯剪切变形,产生一对共轭的走滑断层,一条为左行,另一条为右行。两条共轭走滑断层将平面分为四个断块。通常是断层相交的锐角的平分线方向代表区域挤压应力方向,相应的一对断块向断层交错中心挤入,并相互切错。而钝角对应的一对断块在变形中向外逃逸。在区域剪切作用或扭动过程中形成的与剪切作用方向一致的单一方向的走滑变形带,即是简单剪切形成的走滑构造带。简单剪切走滑构造带可用一组平行的密集的滑动面同向滑动来解释,犹如一叠‘纸牌’的剪切滑动。在这种应变中,最大或最小应变轴都随着变形而发生旋转,故称为旋转应变。一条走滑断层带可以是简单剪切变形的走滑构造带,同时又可以是更大尺度上的纯剪切应变产生的共轭剪切带中的一个分支。

5. 走滑作用方式

走滑作用有三种方式,即平行扭动、聚敛扭动(压扭)和离散扭动(张扭)。它们的出现主要取决于:①块体间断层线方向的变化;②块体相对于断层线活动的变化(图 3－5－43)。不同方式的走滑活动决定着扭动组合各要素的出现和特点。

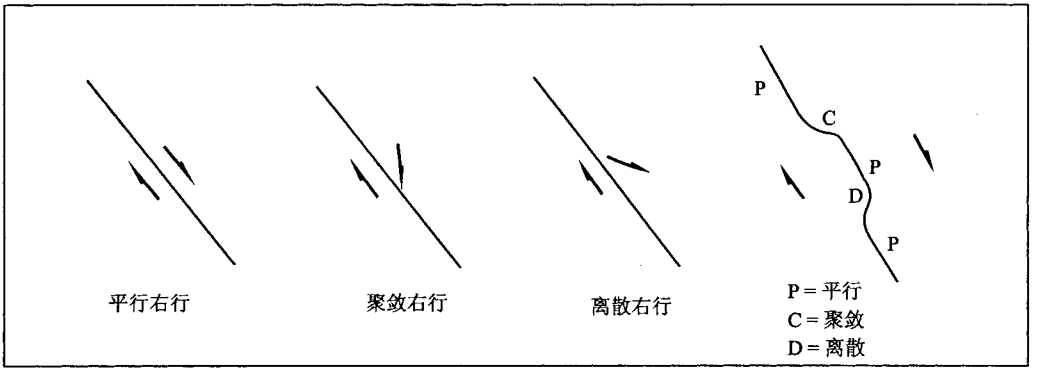


图 3－5－43　块体活动的改变和断层方向的变化造成平行、聚敛和离散扭动

(据 Lowell,1985)

平行扭动形成‘真正的’简单剪切走滑构造，而在聚敛扭动（压扭）和离散扭动（张扭）形成的走滑构造变形中，在垂直于走滑构造带方向分别有收缩和伸展位移分量。

二、板块构造运动产生的走滑作用

1. 走滑断层的板块构造环境

转换断层是一种重要的板块边界类型，它不仅连接着离散边界，也连接着聚敛边界。Wilson（1965）按其连接情况将其分为六种类型：洋脊－洋脊型、洋脊－凹弧型、洋脊－凸弧型、凹弧－凹弧型、凹弧－凸弧型、凸弧－凸弧型。如若考虑到左行和右行的区别，就共有 12 种类型（图 3－5－44）。

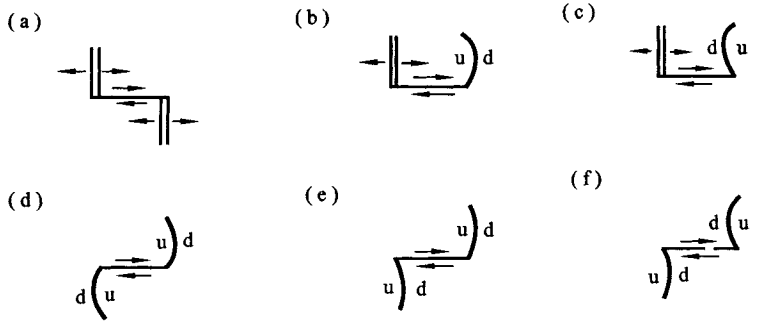


图 3－5－44　转换断层连接类型（Wilson，1965）

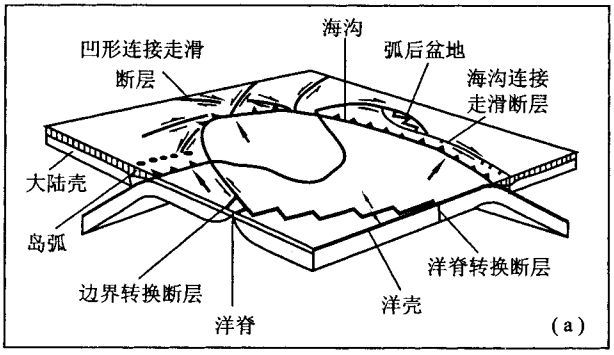
Reading（1980）和 Woodcock（1986）曾分别讨论走滑断层、走滑盆地的板块构造环境（图 3－5－45）。

走滑断层分布广泛，在转换边缘、离散边缘、聚敛边缘和缝合带处都有发育。不仅在板缘，在板内也有发育。

按照走滑断裂走向与板块边缘、区域构造线的关系，通常将走滑断裂分为三种，即纵向走滑断裂系、横向走滑断裂系和斜交走滑断裂系。

2. 走向滑移线场和逃逸构造

Tapponnier 和 Molnar（1976，1982）根据人造卫星影像、地震资料和构造物理模拟实验分析了亚洲的断裂分布和性质，认为其型式类似于刚性体平面挤入塑性体所观测到和计算出的剪切滑移线场的几何图形（图 3－5－46）。纯剪切发生在滑移线上，两种类型剪切线，即 α 和 β 剪切线，在地质上分别代表右行和左行走滑断层。当滑移线是最大剪切应力线时，它们彼此呈直角相交（图 3－5－47）。



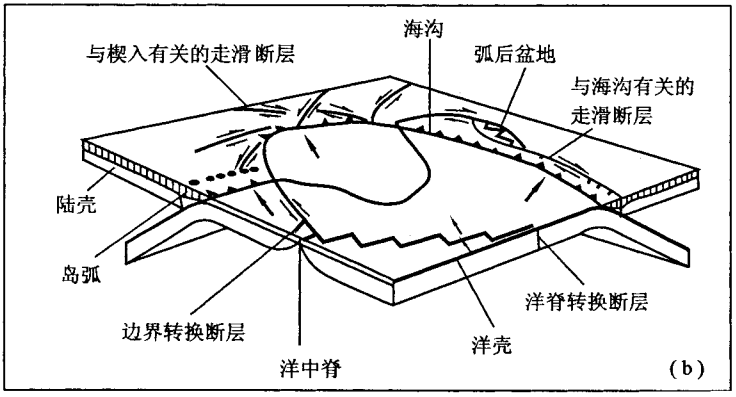


图 3－5－45　走滑断层的板块构造环境(据 Woodcock,1986)

由挤入造成的刚－塑性体的变形取决于挤入体的形状。平直刚性体能解释东喜马拉雅的东北部断层,楔形刚性体能解释喜马拉雅西部和巴基斯坦处断裂。而挤入体为平直三角形时,适合于解释喜马拉雅东端和缅甸接合处。右行的红河断裂平行于 α 线,而左行的阿尔金断裂大致平行于 β 线。

当塑性区块与挤入体宽度之比足够大(达四倍以上)时,在挤入体远端地区,处于张应力状态,那里地壳减薄并有地堑形成,贝加尔裂谷、山西裂谷和渤海湾都包括在这种拉张体系之内。图 3－5－48 表示在靠近挤入体地区为地壳增厚的挤压区,远端为拉张区,而介于这两者之间的广大面积是走向滑移断层广泛发育的范围。

Tapponnier 等还模拟了大部分东南亚和华南构造演化(图 3－5－49)。当印度和亚洲大陆碰撞并挤入时,第一期(距今 50～20Ma)东南亚块体被挤出 800～1000km,南海也随红河断裂左旋活动而张开。然后红河断层渐趋停止,不再有效挤出。第二期时(距今 20～10Ma)使华南地块包括西藏沿着阿尔金—甘肃—渭河断层向东移动达几百公里。

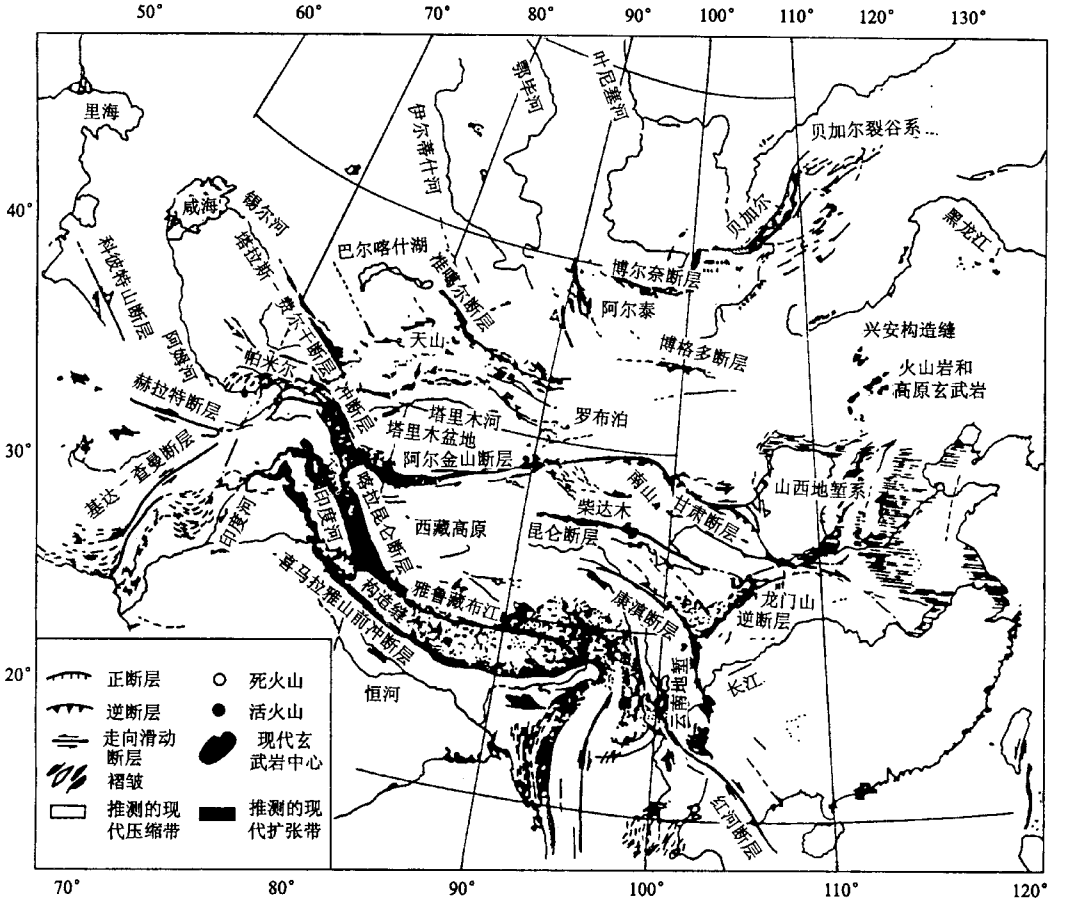


图 3－5－46　亚洲现代构造简图(据 Tapponnier 和 Molnar,1982)

箭头表示运动方向 点纹表示地壳增厚 横粗线表示地壳变薄

Burke 等(1985)将这种由于弧—陆碰撞或大陆碰撞而产生的走滑作用和由此而产生的地块被挤出的现象称作构造逃逸或脱逸(tectonic escape)。这是大陆演化或板内演化的一种重要作用。阿拉伯板块和欧亚板块的碰撞(距今 10Ma 前)也导致阿纳托利亚地块向西部的爱琴海方向滑移。这种构造逃逸过程中常伴随着旋转、伸展和挤压作用。

如果全面考虑中国构造演化史和所处的板块位置,仅用印度板块的挤入来解释就显得不够充分。中国东部滨太平洋域(包括日本)受太平洋板块的俯冲作用也产生大量的滑移线,发育了 NE—NNE 向和 NW—NWW 向两组断裂。此外,在古亚洲域,中国板块和西伯利亚板块相互作用也有大量滑移线产生。实际上在这一地区有多个或多期走向滑移线场叠加,造成现今的复杂局面。一些先存的走滑断层在新时期可能得到继承,也有的受到改造或发生反转。

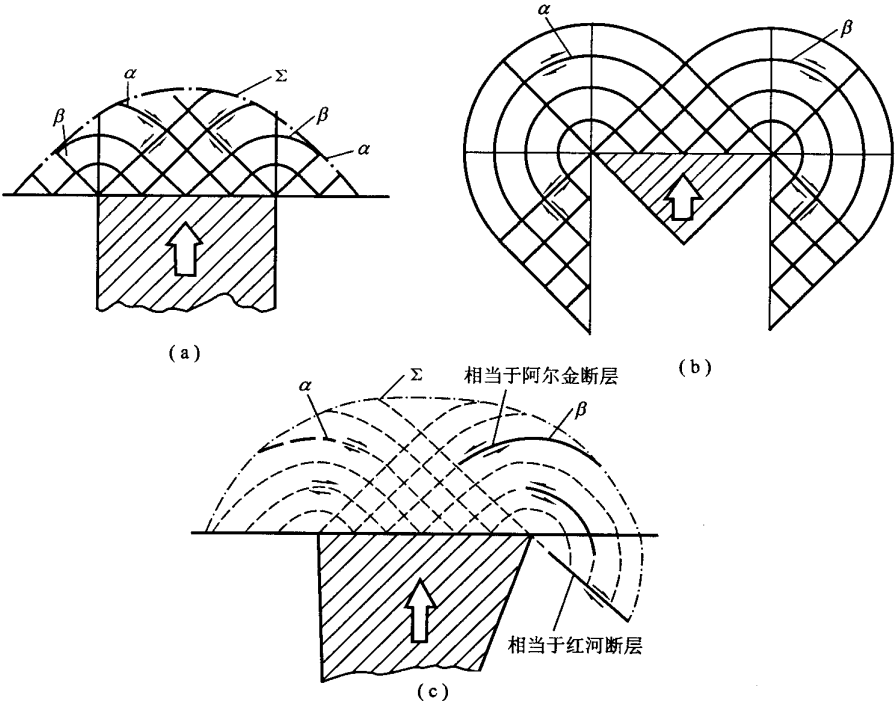


图 3－5－47　不同形状刚性体，对刚塑性介质的平面挤入（据 Tapponnier 等）
（a）平直刚性体；（b）楔形刚性体；（c）平直三角形刚性体

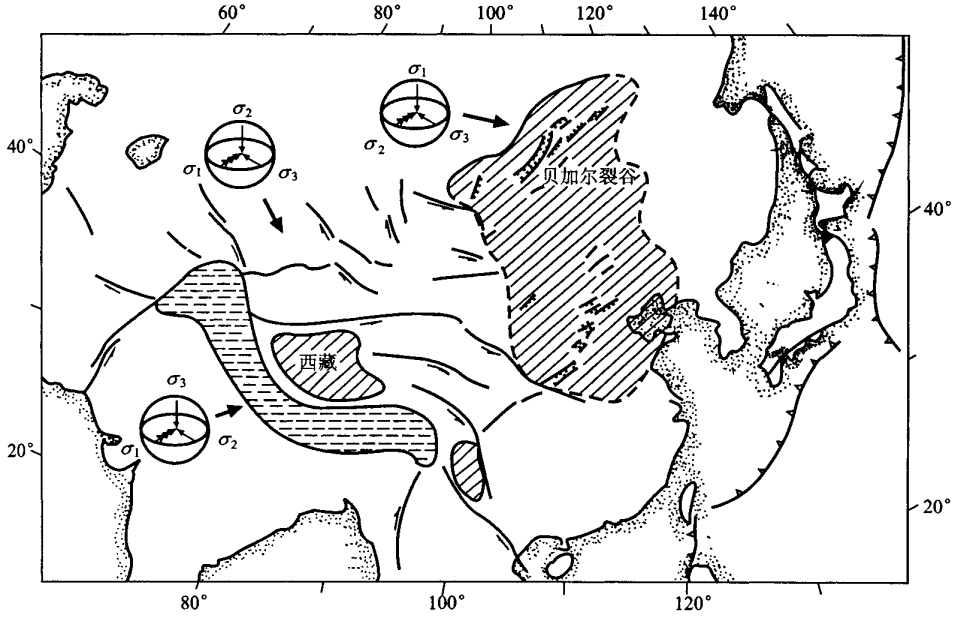


图 3－5－48　亚洲构造型式分布图（据 Tapponnier 和 Molnar 等，1976）
黑色表示地壳增厚范围；点区表示走滑断层范围；线区表示正断层和地壳变薄范围；
σ_1－最大主压应力；σ_2－中间主压应力；σ_3－最小主压应力

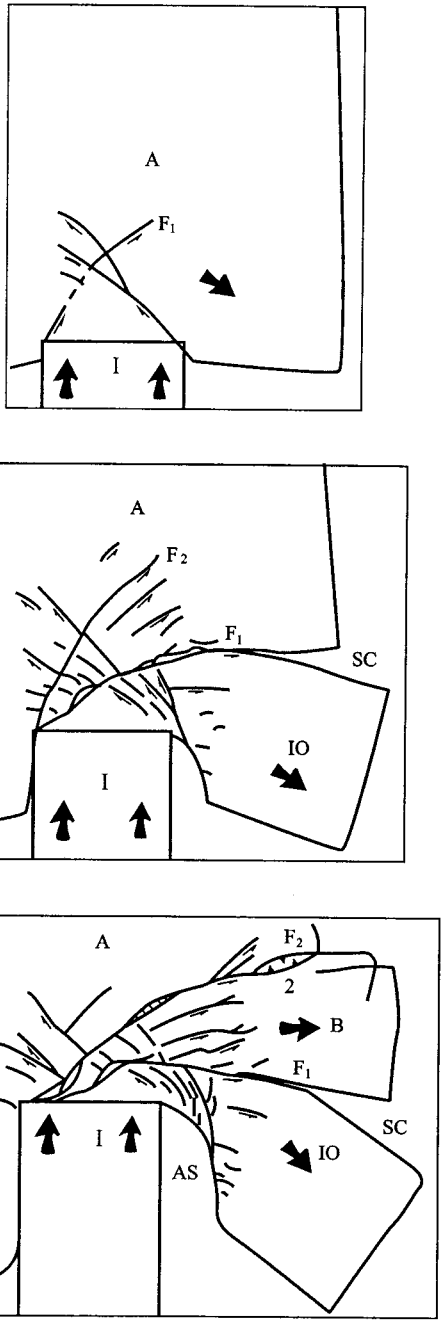


图 3－5－49　**单面限制和挤入实验(据** Tapponnier **等,**1992)

Ⅰ**—印度;**A**—亚洲;**IO**—东南亚;**B**—华南;**AS**—安达曼海;**SC**—南海;**

F_1**—红河断裂;**F_2**—阿尔金断裂;大箭头表示挤入和挤出块体相对活动方向**

第八节　走滑构造变形的一般特征

一、走滑构造组合

1. 走滑应变椭圆

走滑构造变形带的应变椭圆相当于简单前切变形形成的应变椭圆，剪切方向与走滑构造的主要位移带方向一致。如图 3 - 5 - 50 所示，一对右行力偶，产生旋转剪切，有一个挤压分量和一个拉张分量。变形前平面上的圆标志在变形过程中变为椭圆，而且椭圆的长轴和短轴在递进变形过程中相对于剪切方向发生旋转。在走滑变形中可以发生多个方向的次级破裂和变形，将它们表现在应变椭圆中有助于我们对走滑变形的理解（图 3 - 5 - 50）。

①里德尔（R）剪切破裂（Riedel shear）——同向走滑断层（synthetic strike - slip fault）。与主位移带呈小角度（一般小于 15°）相交，剪切方向与主位移带一致，角顶指向本盘断块位移方向。

②共轭里德尔（R′）剪切破裂（conjugated Riedel shear）——反向走滑断层（antithetic strike - slip fault）。与主位移带呈大角度相交并且剪切位移方向相反的次级走滑断层。R′剪切面与 R 破裂面共轭，共轭角通常为 60° ~ 70°。

③同向（P）剪切破裂——次级同向断层（secondary synthetic fault）。与主位移带呈小角度（一般小于 10°）相交，剪切位移方向与主位移带一致，角顶指向对盘断块位移方向。

④局部张性（T）破裂——与主位移带呈大角度相交的、延伸不长的正断层组。断层走向与应变椭圆中的局部伸展方向垂直。

⑤Y 剪切。与主位移带平行的断层。

⑥局部收缩变形——雁行式褶皱（en echelon folds）和逆断层组。褶皱和断层只在构造带中发育且延伸不长，断层走向与应变椭圆中的局部收缩方向垂直。

其中①、③、⑤的剪切方向一致，在走滑构造递进变形过程中可相互沟通连接，组成交织的走滑断层带。R′剪切在剪切旋转中可以不发育。

2. 走滑构造组合

所谓走滑构造组合是指走滑作用形成的各种构造要素的组合，包括走滑主位移带及

各种由于断层走滑位移引起的伴生构造。

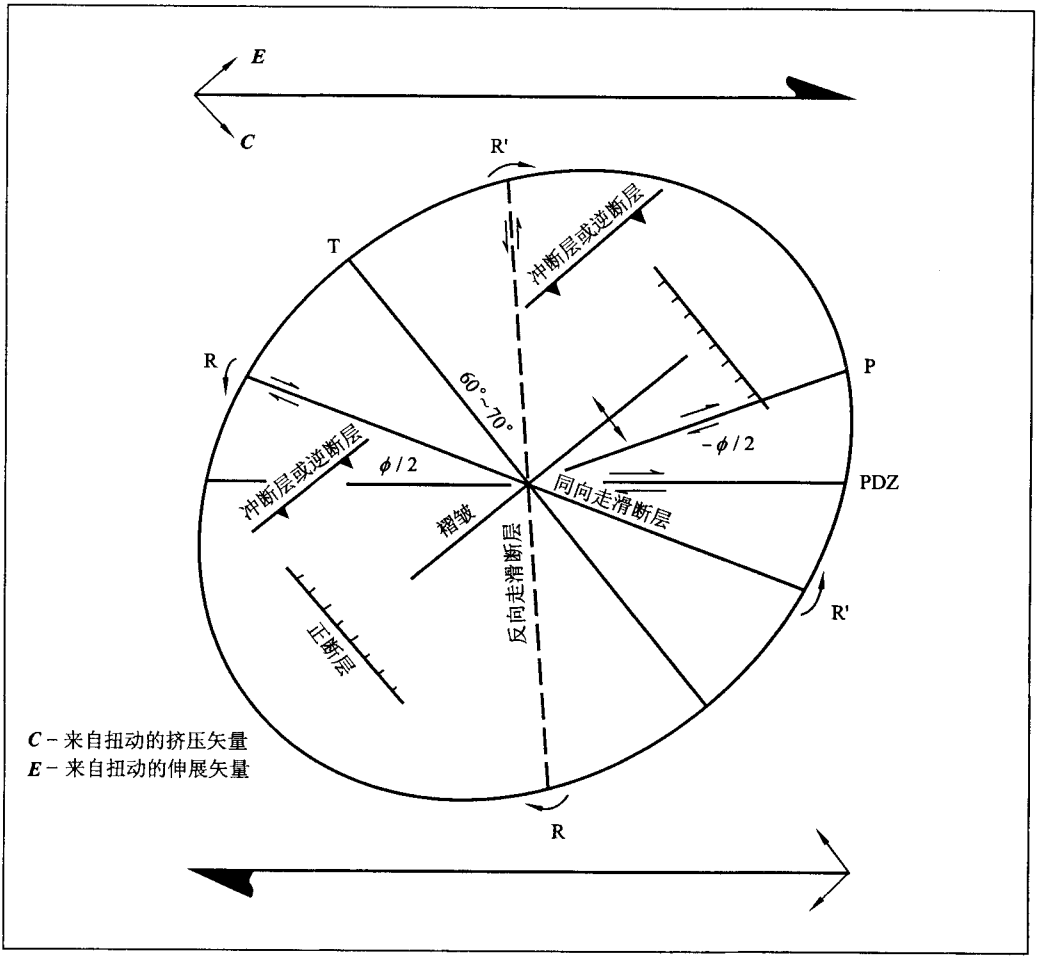


图 3－5－50　右行力偶产生的走滑应变椭圆(据 Harding,1974 修改)

(1)主位移带(principal displacement zone)。与走滑构造带走向一致的、连续的走滑断层位移带,称为主位移带,简称 PDZ。在地壳深部,走滑主位移带往往是一条走向稳定、线性延伸的走滑主干断层,向上发散可能与浅层的上述走滑变形中的①、③、⑤甚至④等各种破裂面连接在一起构成网状交织的破裂带。

(2)伴生构造(associated structures)。指走滑构造带内部或主要走滑位移带附近区域,由于走滑位移引起的各种伴生构造变形。这些伴生构造的局部应变轴方向与走滑构造带的变形椭圆中的应变方向是基本一致的。走滑构造应变椭圆中的上述六种构造要素都可以视为走滑伴生构造。此外还包括位于构造带中的一些断块体差异升降形成的

地垒—地堑构造、局部拉分盆地和推挤隆起构造等(图 3－5－51)。

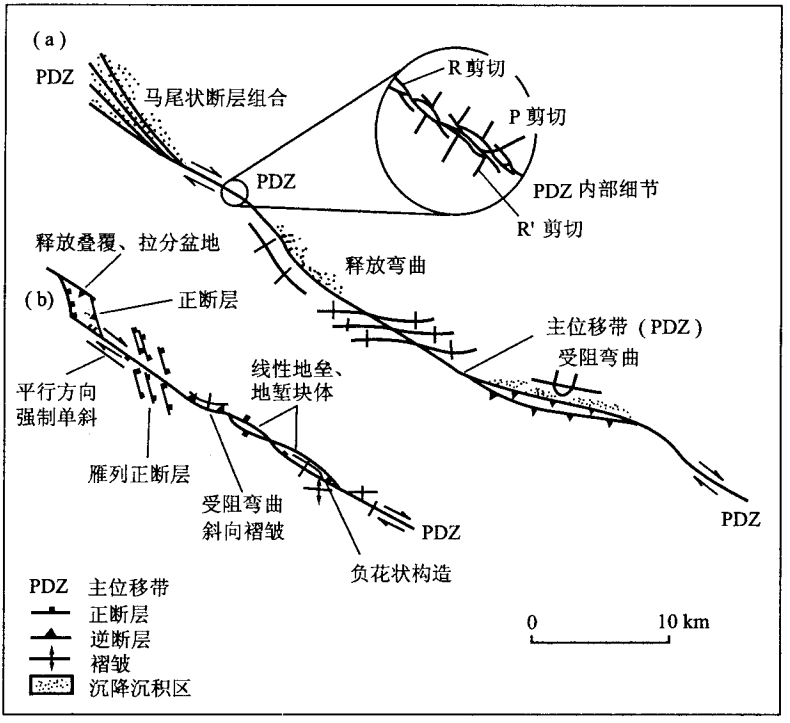


图 3－5－51　右行走滑断层主位移带(PDZ)构造组合(据 Allen 等,1990)
(a)与右行走滑断层有关的构造组合模式;(b)主位移带内构造组合模式图

走滑伴生构造常常沿走滑构造带有规律地排列,如在右行走滑构造带中出现右阶的 R 剪切破裂、右阶的张节理或正断层、左阶的短轴褶皱或逆断层等。力学分析和模拟实验证实这些构造的排列型式是合理的,与主干走滑断层的位移是一致的。渐进的走滑变形还会使走滑构造带中的伴生构造及断块体发生旋转变形,而旋转的方向也与主干走滑断层的位移方向一致。

二、走滑构造的识别标志

走滑构造变形常常形成一些特征性的识别标志,这是我们认识走滑构造变形的基础。

1. 线性延伸或带状展布

大型的走滑构造带中的主位移带往往在平面上是线性延伸的,所形成的走滑构造组合都只分布在主位移带附近有限的区域内,使整个走滑构造在平面上呈带状展布(而伸

展构造和收缩构造有时是面状展布的)。单条走滑断层多是近直立的,并且产状稳定。

2. 花状构造

横切走滑构造带的剖面上,常可以见到主干走滑断层向上近对称的分支,构成下窄上宽的貌似‘花朵’的破裂带,称为花状构造(flower Structure)。由于走滑构造常是一种基底卷入的构造变形,陡倾的、切入基底的走滑断层可以使基底面平移,而使不同类型的基底拼接在一起,并产生剖面的错位,向上撒开的分支断层在剖面上可以造成‘正断层位移’或‘逆断层位移’(图 3 – 5 – 52)。花状构造,也称棕(榈)树构造(palm structure),构造物理模拟证实这种构造变形与基底走滑位移有关(图 3 – 5 – 53)。

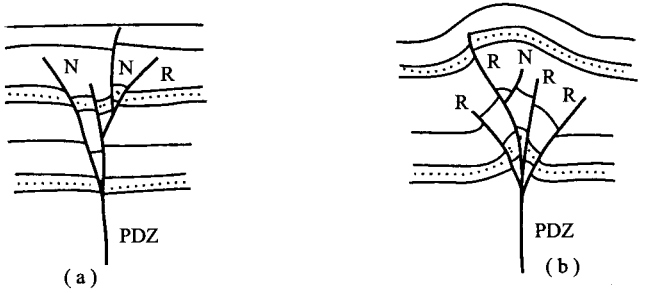


图 3 – 5 – 52　正花状构造(a)与负花状构造(b)示意图

PDZ—主位移带;N—正断距;R—逆断距

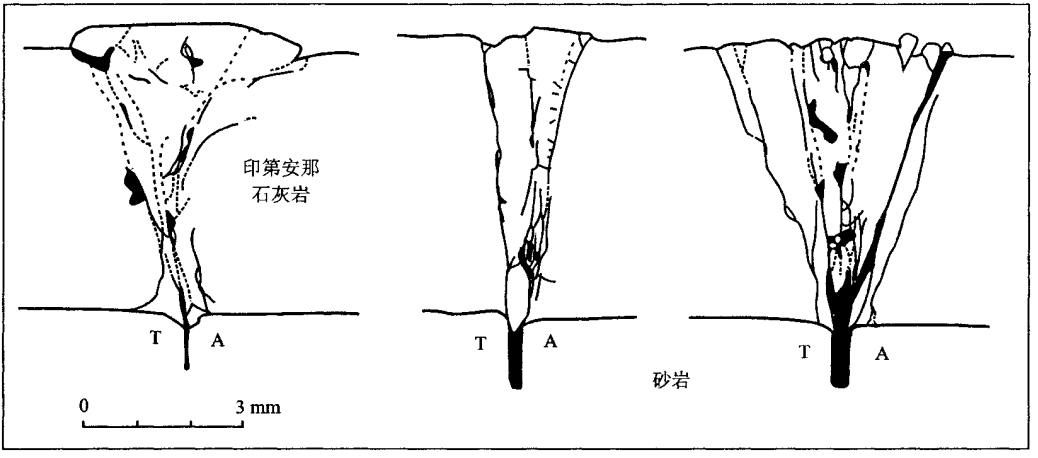


图 3 – 5 – 53　走滑实验变形的岩石横剖面(据 Bartlett 等,1981)

示锥形变形;实线是有离距的破裂,虚线是断层泥的痕迹,实块指失去的物质

花状构造可分为正花状构造和负花状构造两种。正花状构造是在压扭作用下产生的,其大多数断层具逆断距,个别为正断距,组成地层总体表现为背形特征,断层间为地

垒断片(图 3－5－54)。而负花状构造是在张压作用下产生的,其大多数断层具正断距,个别具逆断距,组成地层总体表现为向形特征,断层间为地堑断片(图 3－5－55)。

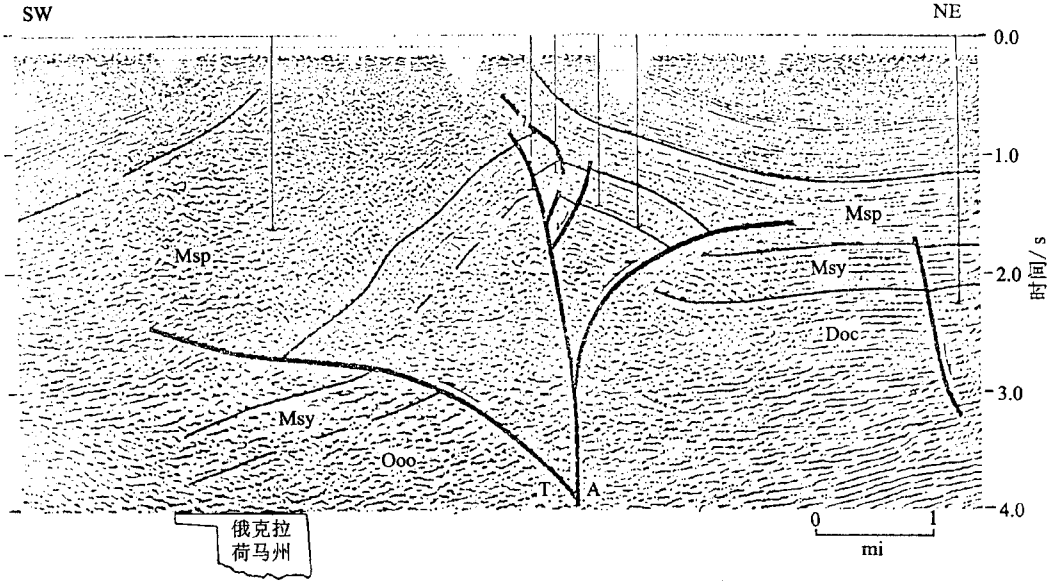


图 3－5－54　地震剖面上的正花状构造

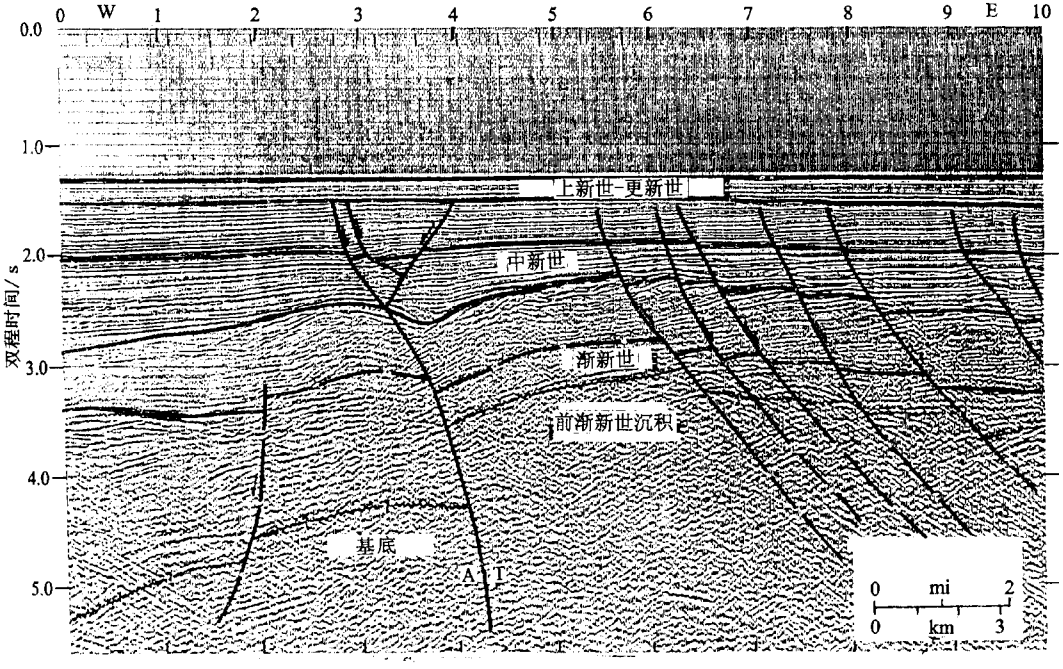


图 3－5－55　地震剖面上的负花状构造

单凭地震剖面上花状外形来确定地下主走滑位移带是不充分的，类似的花状构造可在其他情况下产生，如挤压、伸展、抬斜、盐拱、泥拱和岩体拱起等（图 3－5－56）。为避免误判，需要建立一个周密的，以平面、剖面结合的多种鉴别标志为依据的走滑断层的综合解释方法。

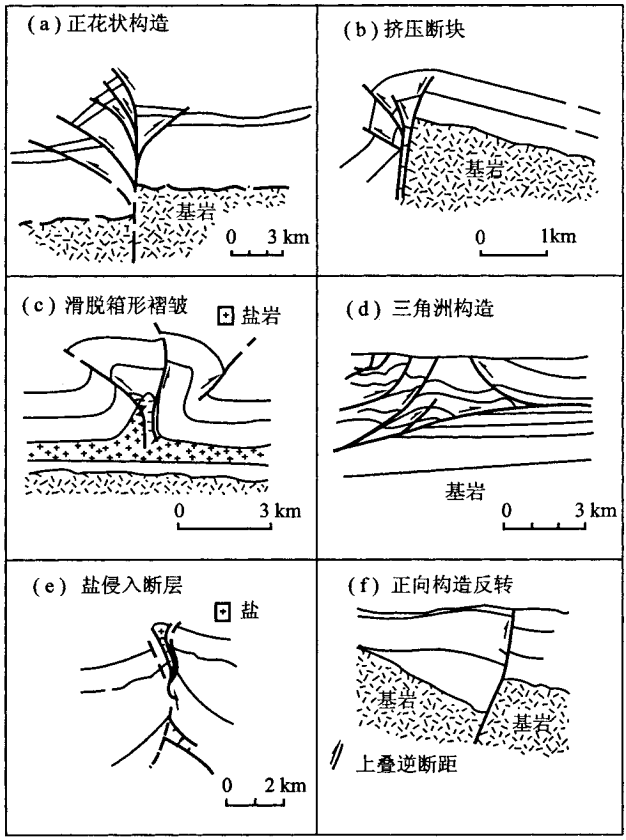


图 3－5－56　可能误认为主走滑位移带的几种情况（据 Harding，1990）

3. 走滑带两侧地质界线的水平错开

走滑断层两侧的各种地质界线和地质体被错开是重要的依据。这些特征包括地层界线、不整合、尖灭线、等厚线、相带、超覆线、特征层位、礁带、古河道、侵入体、岩脉（群）、火山岩体、变质带、构造带、构造单元、断层线、褶皱轴、地震特征、矿带（体）和地貌标志等（图 3－5－57、3－5－58、3－5－59）。

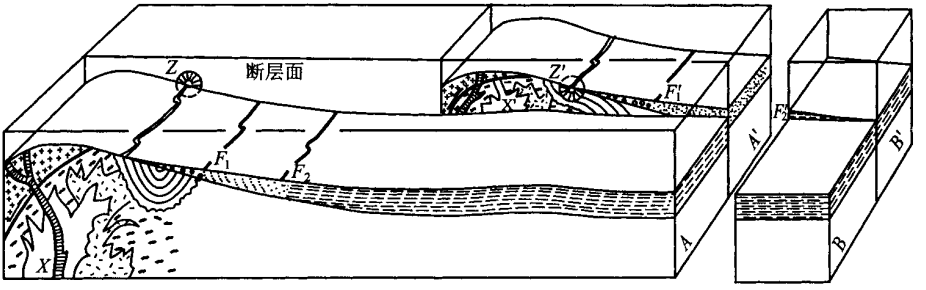
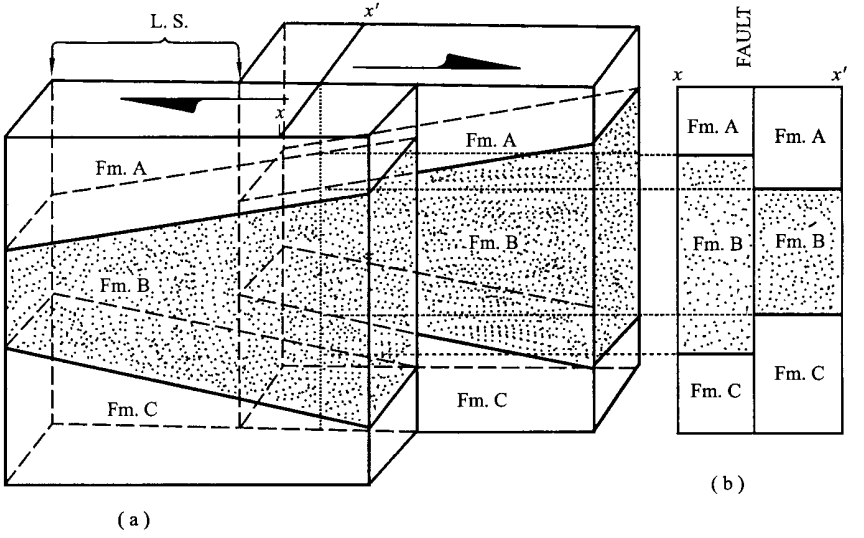


图 3－5－57　走滑带两侧地质界线和地质体被水平错开(据 Crowell,1962)



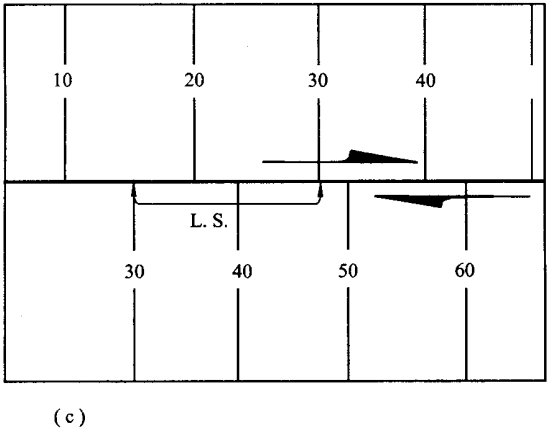


图 3－5－58　走滑带两侧的厚度变化
(a)立体图;(b)剖面图;(c)等厚线图(ft)

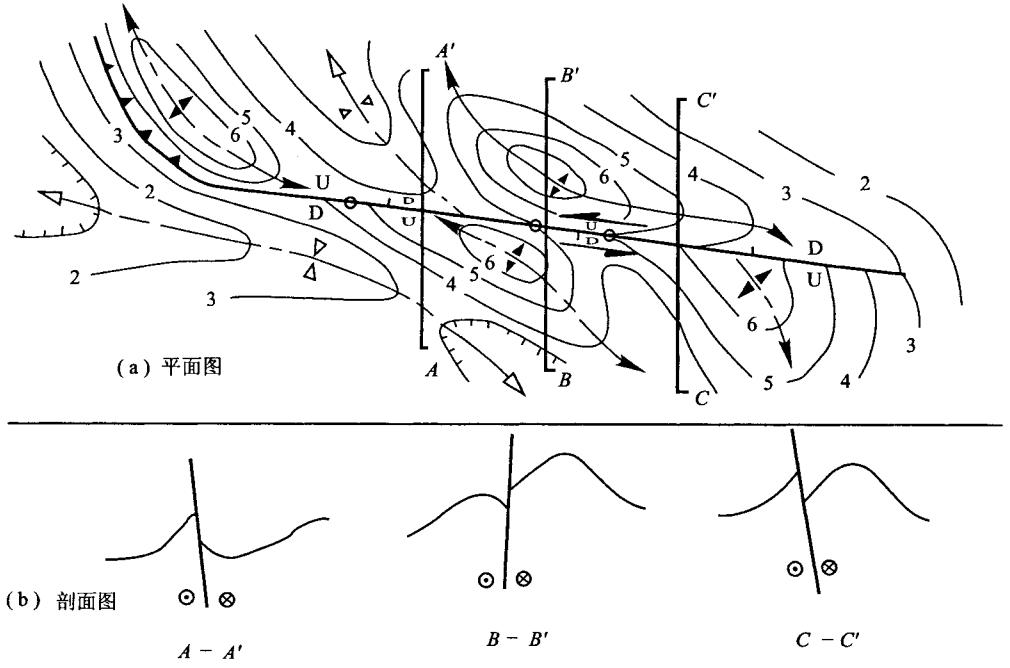


图 3 – 5 – 59　走滑断层带伴生的雁列式褶皱(据 Stone,1974)

4. 海豚效应和丝带效应

海豚效应(dolphin effect)系指在走滑断层面倾斜方向相同的情况下,在一个横切剖面上显示为正断层,而在另一剖面上显示为逆断层,即相邻剖面的相对升降盘、滑距类型和方向不同(图 3 – 5 – 60)。

丝带效应(ribbon effect)指走滑断层总的看来是近于直立的,但沿其走向其倾向有变化,造成有正断层和逆断层的表现(图 3 – 5 – 60)。

5. 走滑带内部构造和夹块

地震测线上所见的空白区(gap)的存在,可能是由于剧烈变化的断裂带内复杂构造或糜积岩带存在所致。

夹于走滑带中的各种凸镜状或杏仁状夹块,在剖面上呈垂直分布,在平面上呈带状延伸。其中也包括从深层而来的块体(图 3 – 5 – 61)。

6. 走滑断层的基底和盖层活动

有些走滑断层是显露的,直通地表;而有些是隐蔽的,它们在地表或表层没有显示。后者只能靠地球物理资料综合解释和基底与盖层关系的知识来判断。

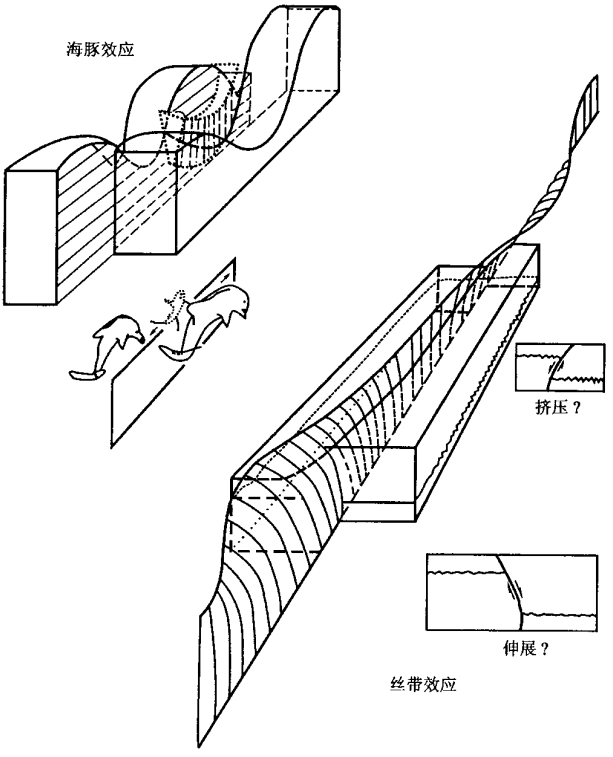


图 3－5－60　**海豚效应和丝带效应**(G.Zolnai,1991)

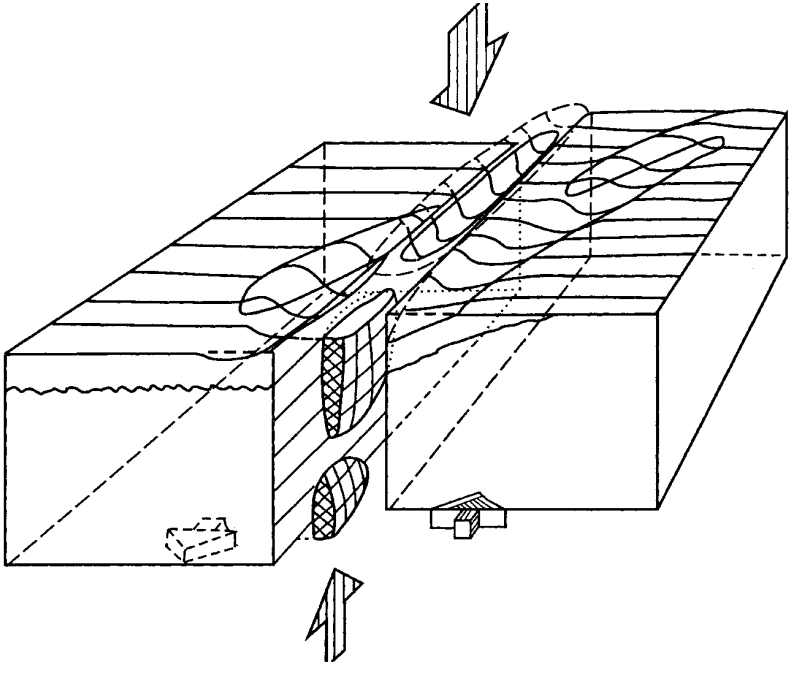


图 3－5－61　**走滑断裂带中的垂直夹块(据** G.Zolnai,1991)

大陆内部的许多变形是沿先存软弱的破裂带而发生的。当深部的基底发生走滑活动时,较高的不能干岩层常形成褶皱群并伴生断裂。在有高度活动的软弱夹层存在的情况下,褶皱作用将被加强。

受基底走滑活动控制的强制褶皱可有两种:披覆褶皱和牵引褶皱,这取决于基底断块或板条活动的方式。披覆褶皱与抬斜有关,而牵引褶皱与扭动和旋转作用有关(图 3 – 5 – 62)。两者的成因和方向不同。但随着走滑活动的进行,这两种构造都会被断层所切割破坏。

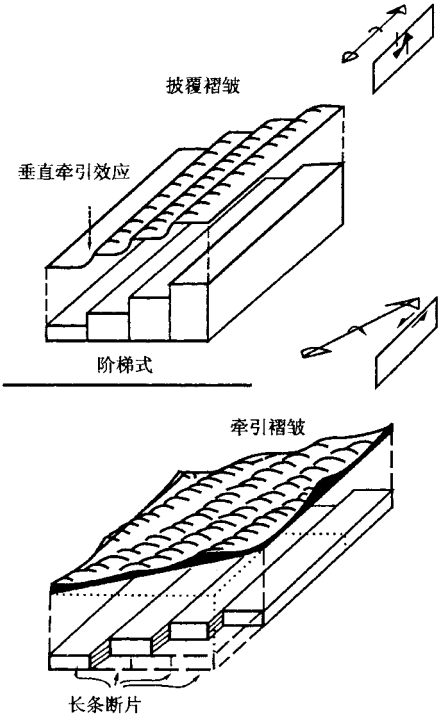


图 3 – 5 – 62　基底走滑断层引起的盖层披覆褶皱和牵引褶皱

张文佑(1984)总结了基底扭动控制盖层构造的不同情况。现介绍如下:

1)基底断裂基本呈平直状态

①基底断裂在平行扭动下,盖层为雁列褶皱,它们首尾相叠。基底错移越大,盖层叠加距离越近,并呈‘S’形。在后期常伴生断裂(图 3 – 5 – 63a)。

②基底断裂在压扭作用下,盖层雁列褶皱呈紧闭状态,构造轴与基底断裂方向呈很小的交角。在后期单个褶皱常被断裂切割,并呈反‘S’形(图 3 – 5 – 63b)。

③基底断裂在张扭作用下,盖层雁列褶皱呈松弛状态,构造轴与基底断裂方向呈大

角度。在后期常被伴生断裂切割(图 3－5－63c)。

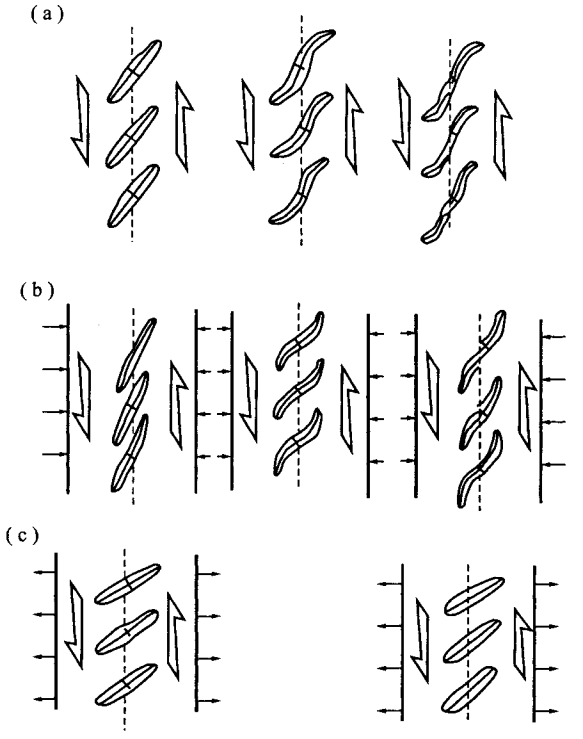


图 3－5－63　平直基底断裂扭动时产生的盖层构造的雁列型式

(据张文佑,1984)

2)基底断裂呈不平直状态

①基底断裂呈锯齿状,扭动时转折部可呈张性或压性。前者盖层构造为张性凹陷区,后者盖层构造为紧闭褶皱并伴有逆断层(图 3－5－64)。

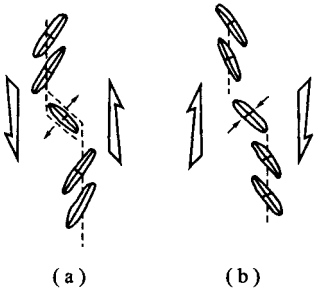


图 3－5－64　基底断裂呈锯齿状,在扭动时盖层构造的雁列型式

(据张文佑,1984)

②基底发育平直的交叉断裂，在扭动下盖层常形成弧形构造。大体可分为三类：a. 山字型构造，弧内为压性脊柱；b. 边缘弧构造，弧内为刚硬地块；c. 岛弧构造，弧后为伸展盆地（图 3－5－65）。

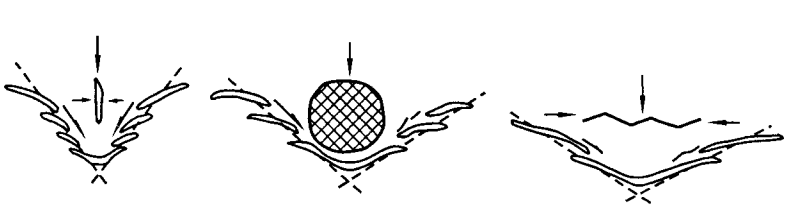


图 3－5－65　基底发育平直的交叉断裂，在扭动下形成的盖层弧形构造

（据张文佑，1978）

第九节　走滑盆地及其演化

沿着大型走滑构造带分布、由走滑作用形成的盆地统称为走滑盆地（strike－slip basin）或扭动盆地（wrench basin）。走滑盆地也可以在不同的板块背景和地动力环境中形成，包括离散边缘、俯冲边缘、碰撞边缘和板内。走滑盆地通常是走滑断层造成的断陷盆地，其规模可大可小，可从小到仅有几百平方米的小沉积凹陷到大到几十平方公里的菱形断陷盆地。其形态一般为菱形或长条形，长轴方向与走滑构造带方向一致。厘定一个沉积盆地是否为走滑盆地，一定要看这个盆地的形成与演化过程是否与走滑作用和走滑位移有关。

一、走滑盆地的类型

Nilsen & Sylvester（1995）根据走滑盆地边界断层的几何学和运动学特征将走滑盆地分为六类：①走滑断弯盆地（fault－bend basin）；②走滑叠接带盆地（stepover basin）；⑧走滑旋转盆地（transrotational basin）；④斜压盆地（transpressional basin）；⑤多因盆地（polygenetic basin）；⑥多期盆地（polyhistorical basin）。从盆地名称上不难理解盆地与走滑断层（带）的关系，其中前四种盆地直接与走滑作用有关，后两种间接与走滑作用有关。

走滑断层的位移一般或多或少带有一定的正断层或逆断层分量，同时，走滑断层的位移可以转换为其他方向断层的伸展位移或收缩位移，这是走滑盆地形成的主要原因之一。从力学性质和盆地动力学上考虑，走滑盆地可以分为斜张走滑盆地和斜压走滑盆地

两大类。

1. 斜张走滑盆地

斜张走滑盆地(transtensional basin)一词,也被译为扭张盆地或横张盆地,是在走滑断层作用产生的局部伸展环境下形成的盆地。也常称为走滑拉分盆地,其形成条件包括:

①在弯曲断层条件下,释压或松开弯曲处形成(3 – 5 – 66a),这类盆地也称作断弯盆地(fau ltbend basin)。沿着断弯处形成扁长形或透镜状的张性下沉带。

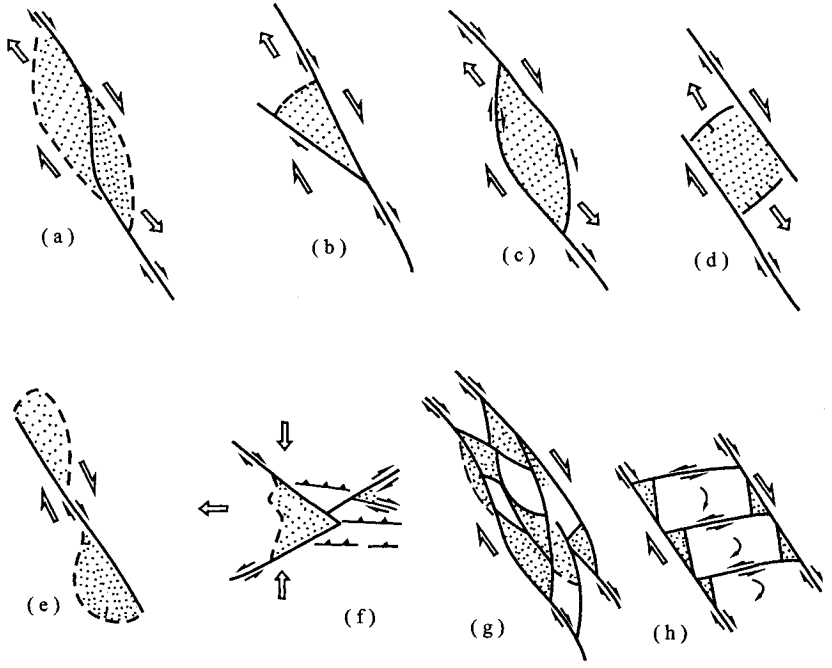


图 3 – 5 – 66　斜张走滑盆地发育的构造条件

②分支断层间的伸长楔形块体,在走滑作用下,被拖拉开下沉(图 3 – 5 – 66b)。

③弯曲和分支断层汇合,所夹的菱形块体,在走滑作用下被拉分(图 3 – 5 – 66c)。

④右阶右行走滑断层带的岩桥区或左阶左行走滑断层的岩桥区,通常称为拉分盆地(pull – apart basin)或叠接带盆地(stepover basin,图 3 – 5 – 66d)。

⑤走滑断层尾部由于走滑位移引起断盘伸展变形产生沉降(图 3 – 5 – 66e)。

⑥在挤压背景下,沿走滑断层的逃逸构造使楔形或菱形块体受拉伸下沉(图 3 – 5 – 66f)。

⑦走滑作用下在网状或辫状断层系中形成断层(图 3 – 5 – 66g)。断层由平直向弯曲、分支、交叉发展,最后形成复杂的网状或辫状断层系(图 3 – 5 – 67)。在各种断层间形

成楔形、三角形、正方形、矩形、菱形、豆荚形(也称扁豆形)等断块。各种断块性质不一,高低不一,高者为物源区,低者为沉积区。各断块和断片多呈雁行排列,甚至一个块体内部各部位的性质和高低也不一致。

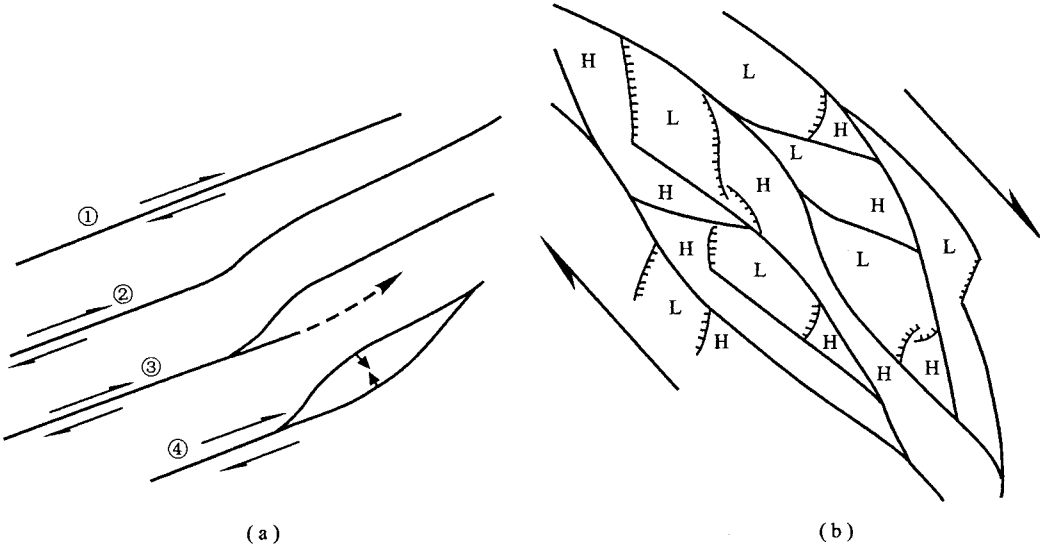


图 3－5－67　右旋走滑断层依次发展和形成网状断层系(据 Crowell,1974)

H—高断块;L—低断块

⑧走滑带中或带间的块体绕一近垂直轴旋转形成引张破裂(图 3－5－66h)。这种盆地也称扭转盆地或转换旋转盆地(transrotational basin)(Ingersoll,1988),其旋转方向与主剪切应变方向相同,在右行单剪中为顺时针旋转,在左行单剪中为逆时针旋转。走滑断层在演化过程中发生产状变化和断层分叉(图 3－5－67a),形成网状破裂带。断裂带中的块体旋转中形成一些三角形的拉张盆地(图 3－5－67b)。

斜张走滑盆地的几何外形一般为纺锤形、缓'S'形、缓'Z'形、菱形、楔形、扁豆形等。盆地规模相差很大,单个多为小盆地形式存在,也可以盆地群形式存在。盆地的长宽比相差较大,从 1∶1 到 10∶1,多数为 3∶1～4∶1,这取决于断层带宽度和叠覆段的长度以及断层的走滑位移。

走滑拉分盆地常有巨厚沉积,可逾 10km,具较高的沉降速率。发育多种沉积相类型,在陆上、海湾、浅海、深海都有拉分盆地形成,通常岩相厚度变化快。沿主边界断层带多发育边缘相砾岩、角砾岩等粗碎屑岩堆积。向盆地中央发育湖相或海相冲积岩和细粒沉积(图 3－5－68)。在欠补偿、还原条件下可以聚集厚的富含有机质的沉积,形成烃源岩。泥页岩、蒸发岩可提供良好的盖层。盆地具多物源供应并沿盆地轴部搬运。盆地沉

积中心常有明显的迁移性。

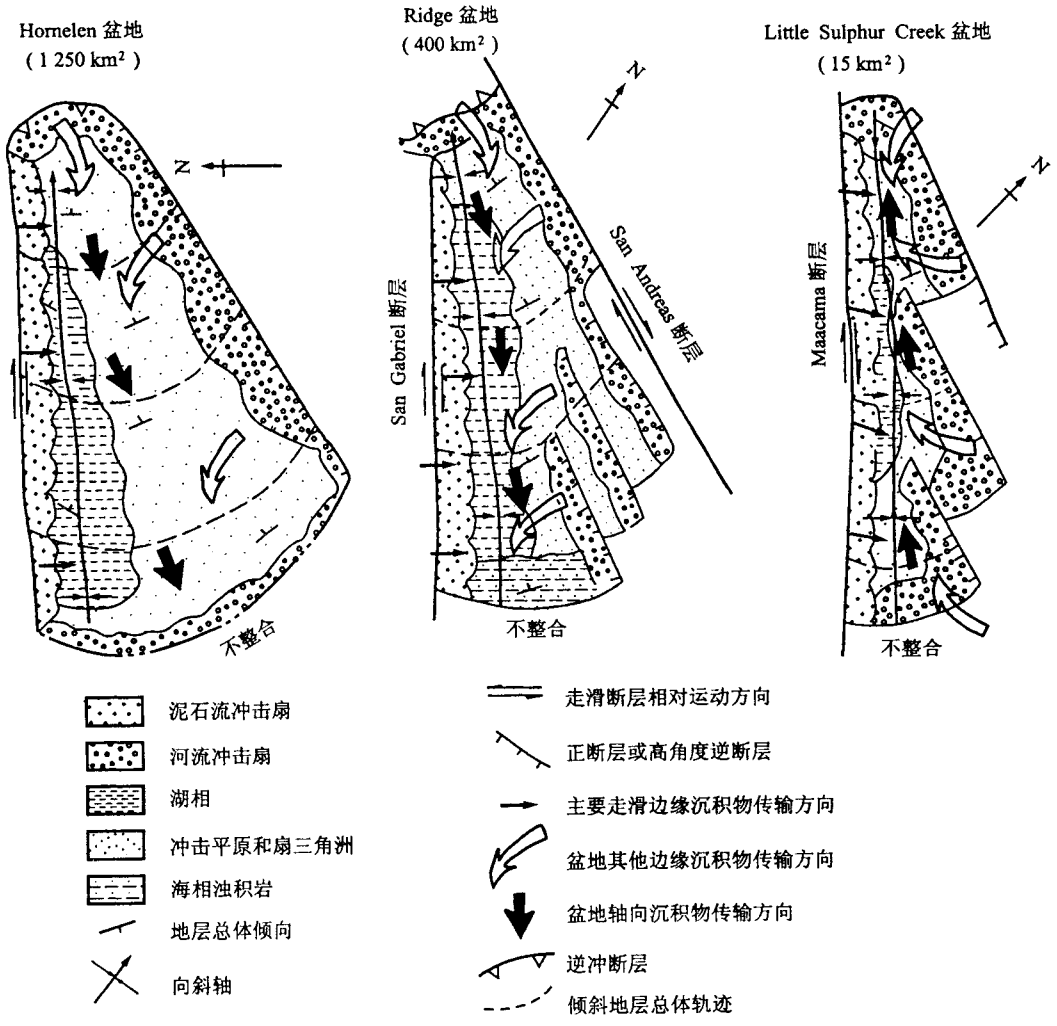


图 3－5－68　走滑拉分盆地构造和沉积的比较

(Nilson 和 McLaughlin,1985)

走滑拉分盆地是冷盆还是热盆,取决于拉伸程度和深度,当强烈拉分时,地壳减薄、火山活动发育,具有高热流和高地温梯度,有利于烃的成熟。

在走滑拉分作用下常产生负花状构造,以正断层为主。

拉分盆地如能被拗陷盆地埋藏,则可为油气提供有利的保存条件。走滑拉分作用也会造成一些不利因素,规模小和过于快速堆积的盆地可能造成不成熟、不连续、分选差的碎屑充填,致使生烃层薄,储层差。热流过高可能使烃演化过成熟。构造复杂会使圈闭小而不完整。有些拉分盆地寿命短,盆地反转,对成熟不利。因此,走滑拉分盆地的含油

气潜能可能差别很大。

2. 斜压走滑盆地

斜压走滑盆地(transpressioual basin)也译为横压盆地或扭压盆地,是在走滑构造带的局部挤压环境中由走滑作用形成的沉积盆地。在走滑断层的压紧弯曲处、右阶左行或左阶右行走滑断层带的岩桥区,由于走滑作用可以形成逆断层或断块隆升,走滑断层本身也多表现有逆断层位移分量,与岩桥区的逆断层一起使公共下降盘成为斜压走滑盆地。走滑断层分支断层间也可以造成类似的局部挤压构造环境。走滑断层在聚敛走滑位移过程中也可以使一盘受挤压形成向斜或像压陷盆地一样发生挠曲变形,形成走滑挤压挠曲盆地(strike - slip flexural basin)。

斜压走滑盆地多在走滑挤压主位移带或正花状构造隆起边缘发育,盆地形状窄而长。也可能在扭压作用下,产生向斜下弯。

引起挤压挠曲的沉降与前陆盆地的机制相似,由逆冲断层的构造负荷作用所引起。在被推进的外来体上常形成小背驮式走滑挤压盆地(图 3 - 5 - 69)。在这类盆地中,快速沉积作用所形成的沉积负荷还可产生附加的沉降。

走滑挤压挠曲盆地在许多环境下形成,如深海、浅海和非海相等环境。

在深海环境下,走滑挤压盆地常沿转换断层发育,大都为深海和半深海泥岩夹近源滑积物、岩屑流、火山碎屑岩等。靠近较大陆块的深海走滑挤压盆地内可能沉积厚浊积岩。

在非海相环境中,最常见的是冲积扇、扇三角洲、冲积三角洲、湖相和浊积相等。

大多数沉积物来源于相邻的走滑挤压隆起块体,但来源于更远处的沉积也有可能。单个盆地为多物源沉积,沉积搬运方向以轴向为主。

走滑挤压盆地地壳相对增厚,火山活动不及拉分盆地,但走滑挤压隆起区可能发育岩浆侵入活动。通常,不具有高热流和高地温梯度。

在走滑挤压作用下,常形成正花状构造,以逆断层为主。此外,沿着走滑挤压主位移带常形成雁列褶皱。

二、走滑盆地的演化

Mann 等(1983)研究了走滑构造带的演化与斜张走滑盆地的演化模式,提出了走滑断弯盆地的演化可能包括五个阶段(图 3 - 5 - 70):

①在初始的主断层松开弯曲处发生伸展断层作用。

②纺锤形盆地核形成,并常被斜滑断层所分开。

③进一步拉伸,产生缓‘S’形或缓‘Z’形盆地。

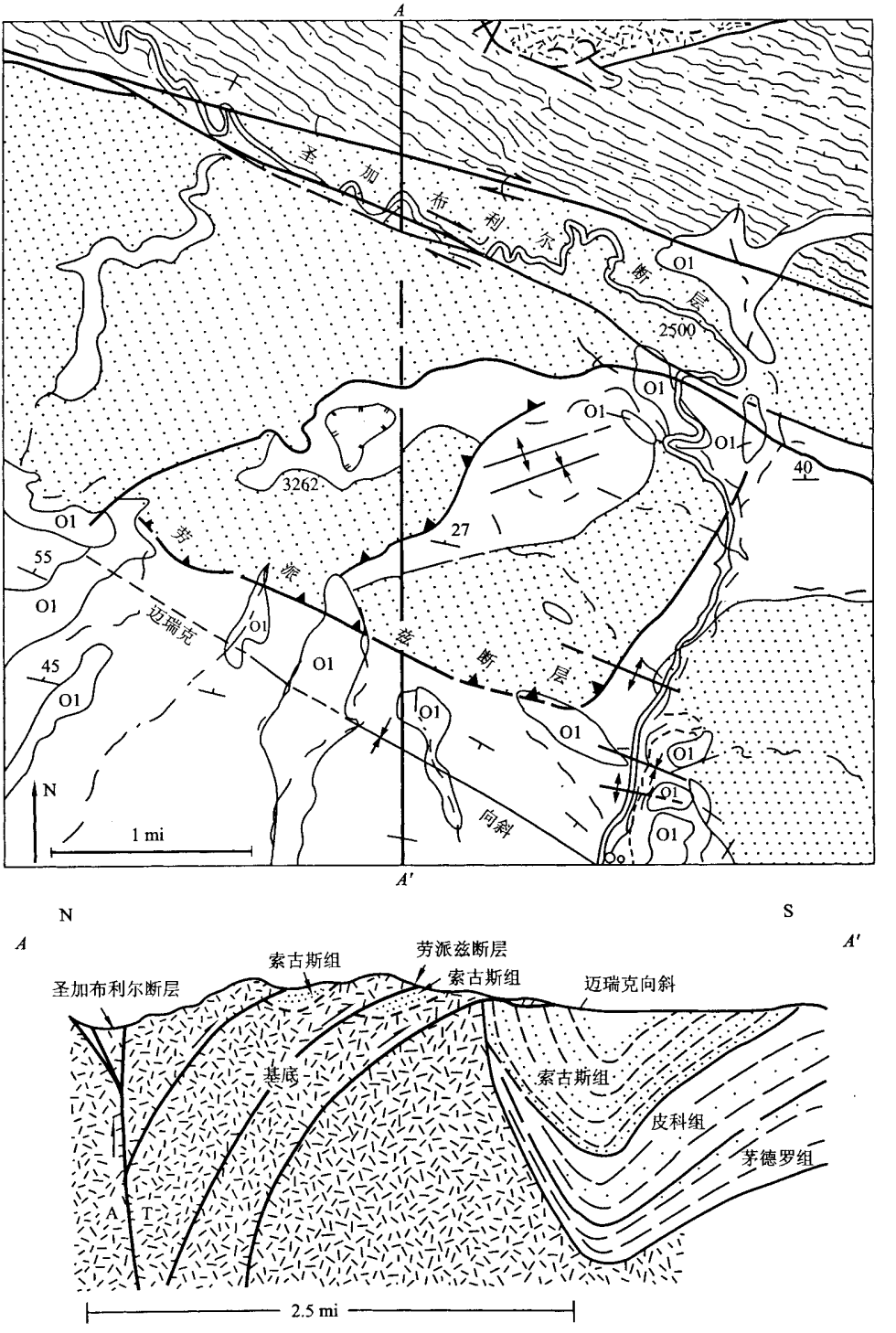


图 3－5－69　正花状构造走滑挤压盆地和小型背驮式盆地
（据 Jennings 等，1954 简化）

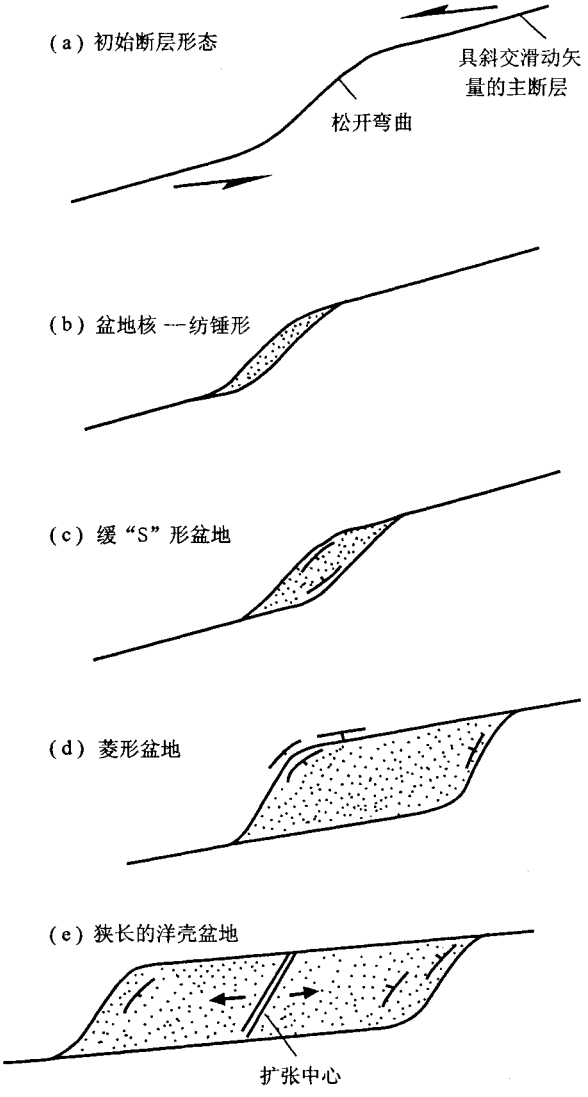


图 3－5－70　走滑拉分盆地演化模式图(据 Mann,1983)

④发展为菱形盆地,常有两个或更多的似圆形深盆。

⑤连续地拉伸,在被转换断层错开的扩张中心处形成狭长的洋壳。

从第三阶段开始,玄武质火山作用和侵入作用可能变得重要。许多走滑拉分盆地未能达到最后阶段,而是在长/宽比达到 3∶1 后终止。

拉分盆地有一个发生、发展到消亡的过程。随着走滑作用的进行,单个小的拉分盆地被不断加长,多个小型拉分盆地彼此联合、串通,逐渐发展为一个复合拉分盆地(图 3－5－71)。大型拉分盆地中可包括一些小拉分盆地和其间的断块隆起(图 3－5－72)。

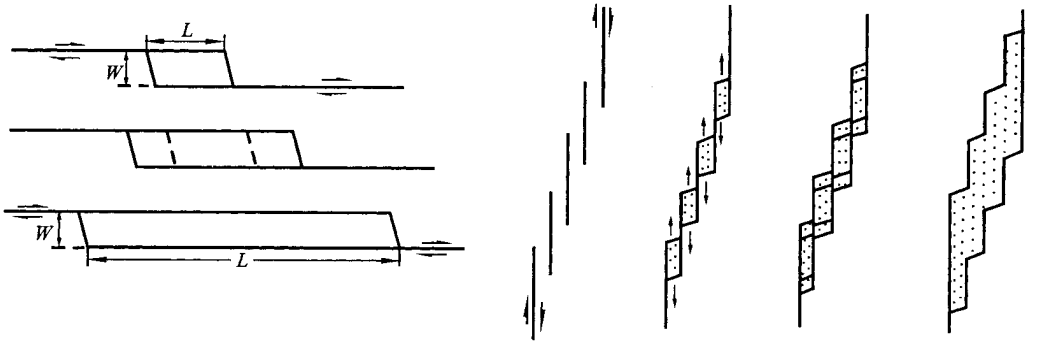


图 3－5－71　复合拉分盆地(据 A. Aydin,1982)

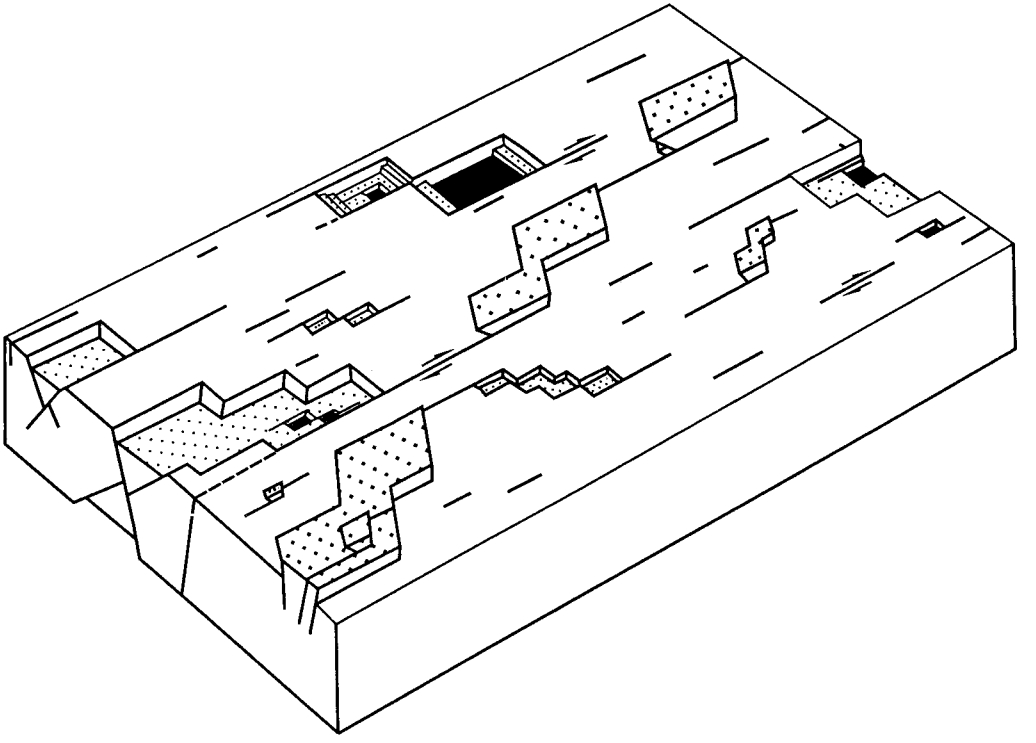


图 3－5－72　大型拉分盆地与其中包含的小拉分盆地及隆起
(据 A. Aydin,1982)

Dooley 等(1997)用沙箱模拟实验再现了拉分盆地的演化过程(图 3－5－73)。

根据盆地的演化的型式可将拉分盆地分为两种类型：

①对称式发展的走滑拉分盆地,以萨尔顿盆地为代表(图 3－5－74)。

②不对称式发展的走滑拉分盆地,以死海盆地和和泉盆地为代表(图 3－5－75)。

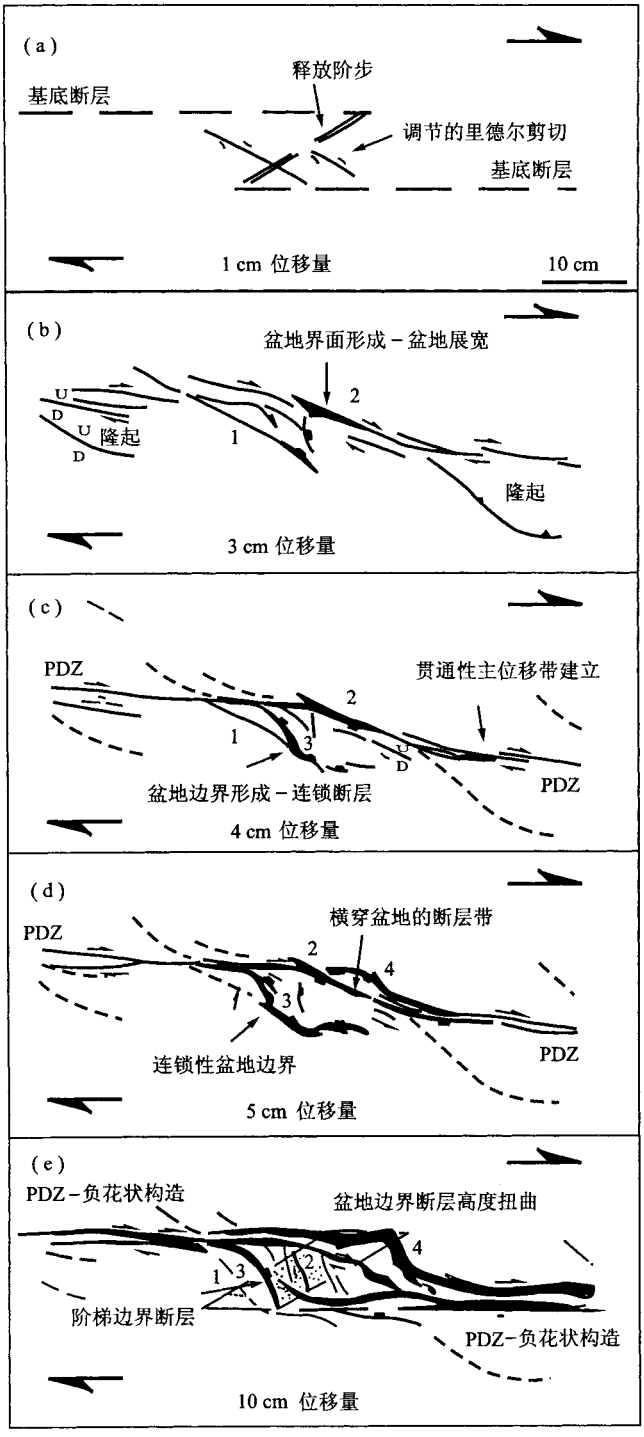


图 3－5－73　**沙箱模拟实验再现走滑拉分盆地演化**

(据 Dooley **等,**1997)

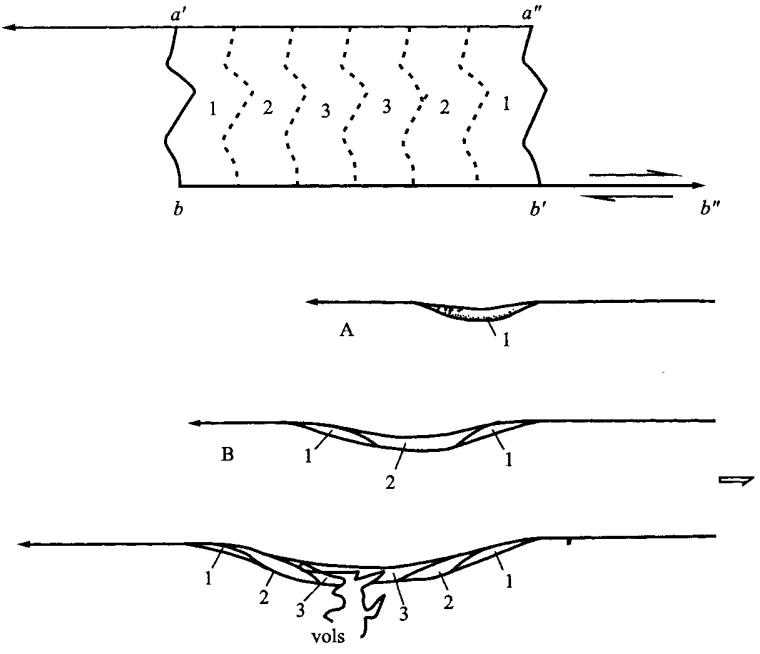


图 3－5－74　对称式发展的走滑拉分盆地

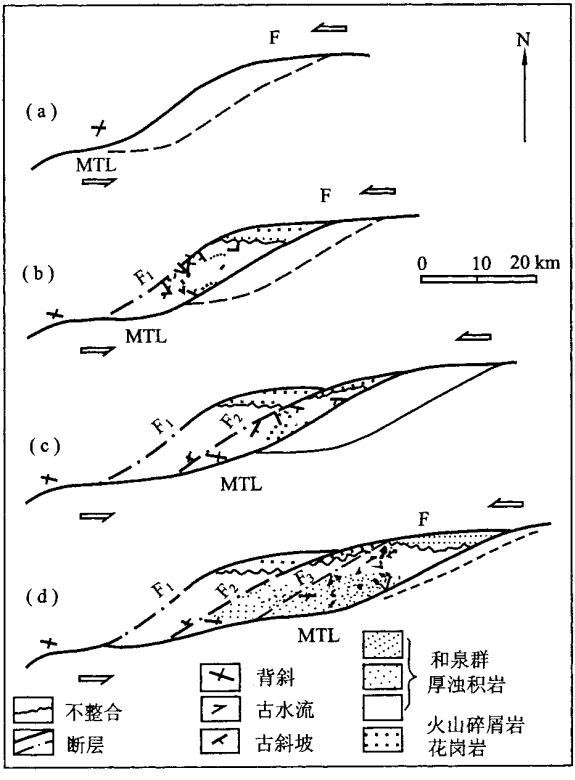


图 3－5－75　不对称式发展的走滑拉分盆地

第六章　地形地质图及其阅读

地形地质图是反映一个地区地形及地质情况的综合图纸。它是在地形图上用不同的颜色、花纹及规定符号，把地表上各种地质体按比例尺缩小后垂直投影到水平面上的一种图件。一张地质图不仅表明地质体在地表的分布，而且还可以反映地下一定深度的地质情况和该地区地壳发展的历史，并指明可能赋存矿产的地区。

地形地质图是通过地质工作实践对地质条件的一种科学抽象。一张全面、详细的地质图是比地质工作中所取得的感情认识都更深刻、更正确、更完全地反映着自然。因此，无论在国土资源调查、环境治理、生态保护、矿产勘查、矿业开发、水利建设、铁路和公路建设、国防建设等工作中，都要用到地形地质图。

第一节　地形图简介

在平面图上，除表示地物的平面位置外，还同时反映地势起伏形状的图纸称为地形图。地形图是野外工作的向导和指南，也是一切地质工作的基础。它是地质勘探、矿山企业设计、基建和生产的重要图纸。地形图是地质图的底图，地质图是在地形图的基础上作出来的。要了解和认识地质图，必须首先认识地形图，掌握地形图的阅读方法，学会使用地形图。

地形图是由各种表现地形和地物的线条及符号构成的，是按照一定的比例尺、图式绘制的水平投影图。阅读地形图首先要对比例尺、地形图图式和表示地形的等高线建立

清楚的概念。

一、地形图的比例尺

绘制各种图件时，实地的地物必须经过缩小后才能绘在图纸上，地形图也不例外。图上线段长度和相应地面线段的水平投影长度之比称为比例尺。比例尺有数字比例尺和直线比例尺两种。

1. 数字比例尺　即用分数表示的比例尺，一般用分子为 1 的分数 1/M 表示，分母 M 即实地长度缩小的倍数，常常是 10、100 或 1000 的倍数，例如 1∶2000，1∶5000，1∶10000 等。比例尺的大小是按分数的比值确定的，比例尺的分母愈大，即分数越小，表示所画的图缩得越小；地形图的比例尺愈大，作出的地质图精度越高。

2. 直线比例尺　在图上绘一直线，以某一长度作为基本单位，在该直线上截取若干段(图 3－6－1)。这个长度是以换算为实地距离后是一个应用方便的整数为原则。如对于 1∶1000，1∶5000 及 1∶10000 的比例尺可取 2cm 作基本单位，因为它相当于上述比例尺的实地长为 20m，100m 及 200m；如为 1∶2000 的比例尺，则可取 2.5cm 作为基本单位，因为它相当于实地 50m，这样应用方便。

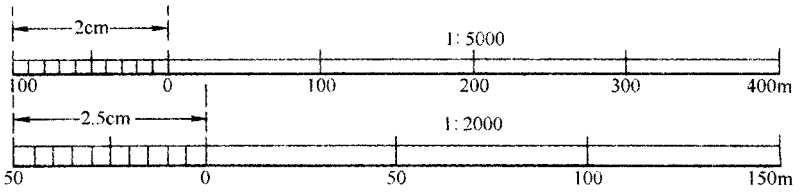


图 3－6－1　1∶5000 和 1∶2000 的直线比例尺

然后把左边第一个基本单位分为十等分，在第一个基本单位右端的分划线下注以零，并在其他基本单位分划线下注出相当于所绘比例尺的实地长。如图 3－6－1 所示为 1∶5000 和 1∶2000 的直线比例尺，其基本单位分别相当于实地长度的 100m 和 50m。

不同比例尺的地形图所反映的面积、精度也有所不同，按比例尺大小地形图可分三类：

1)小比例尺地形图：包括 1∶10 万或更小比例尺地形图，这种图面积较大，精度较低。主要用于大面积普查找矿及区域地质测量等，可对较大地区的概况有全面了解。

2)中比例尺地形图：包括 1∶1 万至 1∶5 万的地形图。主要用于矿区外围普查找矿和小范围的地质测量等。

3)大比例尺地形图：包括 1∶500 至 1∶5000 或更大比例尺的地形图，精度较高。主要

用作矿区(或矿床)地形地质图的底图,是在采矿工作中最常用的地形图。

二、地形图的坐标系统

在地形图上可以看到有纵横的直线,用以表示地形图在地球上的位置,这些纵横的直线就是平面直角坐标系的坐标线。东西向的线叫纬线,南北向的线叫经线,由经纬线组成坐标方格网。

为了表示地面上的各点,在地形测量中常采用两种坐标系统,即平面直角坐标系和地理坐标系。

1. 平面直角坐标系　平面直角坐标是以赤道当做直角坐标的 Y 轴,中央子午线当做 X 轴。在平面 P 上画两条互相垂直的直线 XX 和 YY(图 3-6-2)。交点 O 称为坐标原点,而直线称为坐标轴。平面 P 上点 M 的位置可以由从点 M 至坐标轴所作的垂线 Me 和 MK 的长度来确定,或者由坐标所分割的线段 OK 和 Oe 来确定。线段 OK 叫做纵坐标,而 Oe 叫做点 M 的横坐标,用字母 XY 标记并以长度表示(一般以米表示)。由 YY 轴向上的纵坐标是正坐标,由 YY 轴向下的是负坐标,从 XX 轴向右的横坐标叫正坐标,而从 XX 轴向左的叫负坐标。

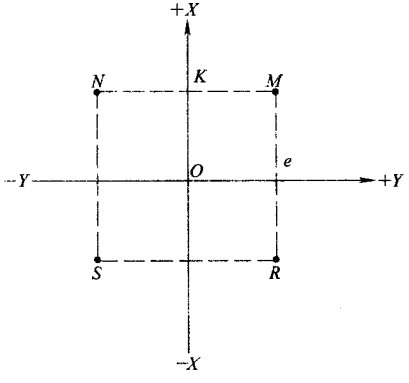


图 3-6-2　直角坐标

直角坐标系用于地形测量工作很适宜,因为坐标是用长度来表示,绘制地形图时计算也较简便,一般常在小区域范围内进行测量时采用平面直角坐标,把投影面当作平面看待。

2. 地理坐标系　地面上一点的位置,在球面上通常是用经纬度表示的,某点的经纬度称为该点的地理坐标。地理坐标系是用来确定地球表面上各点对于赤道和起始子午线的位置。坐标系内的纵坐标是纬度,纬度由赤道平面和铅垂线 NO(N 为已知点)所构

成的$\angle LON$确定(图 3－6－3)用字母 φ 标示。横坐标是经度,亦即起始子午面与通过已知点所作子午面间的$\angle LOK$,用字母 λ 标示。由于地球是椭球体,所以地面点的铅垂线不一定经过地球中心。

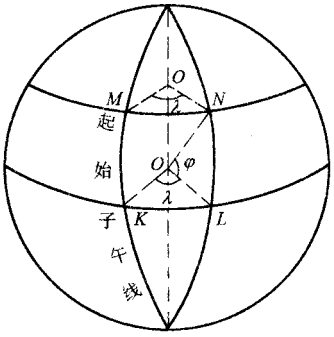


图 3－6－3　地理坐标

地理坐标可从同一坐标原点开始确定地面上任一点的绝对位置,以角度表示。在小范围测区内,由于可以把地球表面当作平面看待,故地面上各点的位置多用平面直角坐标表示。

三、地形等高线

地形图上常用等高线来表示地形,如地势的起伏、悬崖峭壁的分布等。等高线就是地面上标高相同的邻点所连成的闭合曲线。将不同标高的这种连线用平行投影法投射到水平面上,就得到用等高线表示的地形图。又叫等高线图。在同一等高线上各点的标高是一样的。

等高线的比喻 :假设有某一个小山头整个被水淹没了,这时水面的高程适为 100m(图 3－6－4),若后来水面退落 5m,山的一部分显露出来,则这时的水面高程应为 95m,则水面和山头表面的交线是地面上 95m 的等高线。如水面继续下降 5m,又可获得 90m 的等高线,如此继续下去,可获得一系列的等高线,这些等高线都是闭合曲线,曲线的形状根据山头的形状而定。各条等高线水平绕山转,绕过山嘴时,等高线向外凸,绕过山谷时,等高线向里凹。如果把这些曲线投影到一个水平面上,就形成一圈圈的曲线。当按照一定比例尺缩小在图纸上,就得到等高线图。从图上可看出地面高低变化情况。

1. 等高线图的等高距　等高线是通过测量工作绘制出来的,所以我们站在山顶上是看不见等高线的。为了使等高线图清晰易读,等高线应按一定间隔来画,例如某地区等高线间隔以 5m 为单位,图上出现的高程为 100m、95m、90m……的等高线,两相邻等高线

高程的差数(即一定单位的间隔)称为等高距或等高线间隔,同一张图纸上的等高距是相同的。

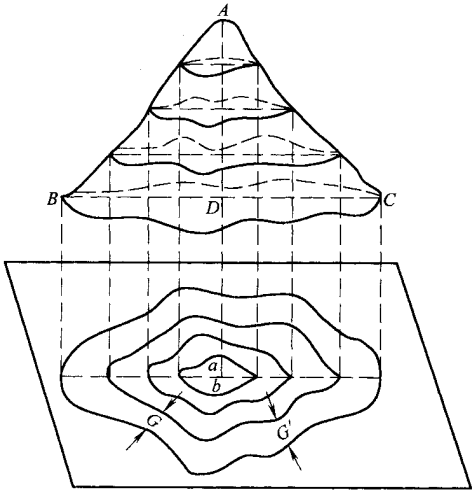


图 3－6－4　用等高线表示地形的方法

等高距的大小是根据地形特征和图的比例尺大小来确定的,如山地的等高距就应比平地大一些,图纸比例尺愈大,等高距就应小一些。我国金属矿山常用的各种比例尺地形图的等高距是:

比例尺	等高距
1∶500	0.5m
1∶1000	1m
1∶2000	2m
1∶5000	5m

上述各种比例尺地形图的等高距叫做基本等高距,按基本等高距描绘的等高线叫做基本等高线,亦称首曲线。为了判别等高线时计数方便,须加粗某些等高线,一般把五倍于等高线间隔的首曲线(应为整数)加粗,被加粗的等高线叫计曲线。

2. 平距　两条相邻等高线间的水平距离称为平距,如图 3－6－4 中的 G、G'。平距的大小是随地面坡度而变化的,坡度陡的地方,相邻的等高线就离得近些,即平距小了;坡度缓处,相邻等高线就离得远些,即平距大了。在看地形图时,从等高线间平距的大小,可以分析出山势起伏陡缓的变化。

四、各种地形在地形图上的表现

地球表面的形状、起伏变化虽很复杂，但主要是由山地、山脊、鞍部、盆地、山谷等基本地形所组成。因此，了解基本地形及其在地形图上的表现是分析地形图的基础，下面是各种基本地形及其等高线图(图 3－6－5)。

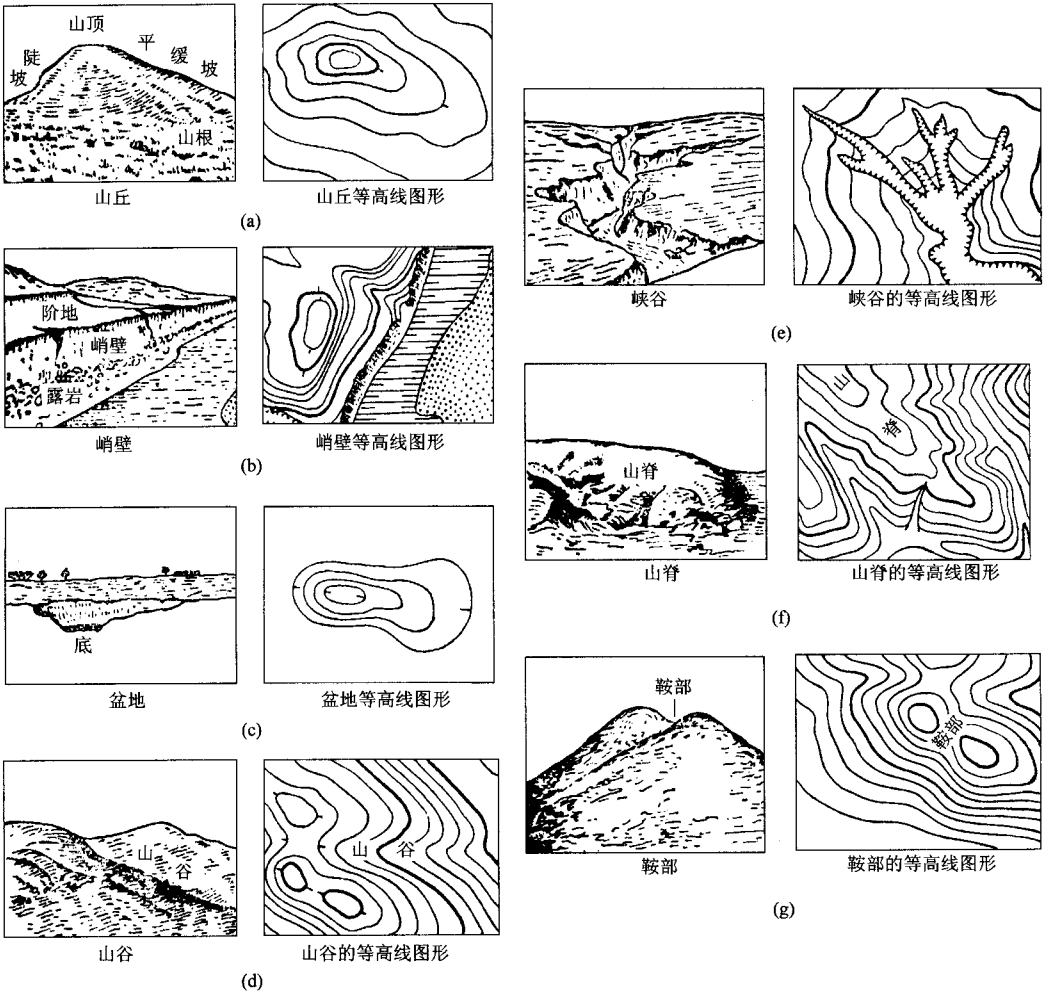


图 3－6－5　各种基本地形及其在地形图上的表现

从图上可看出，山丘和盆地(图 3－6－5a、c)的等高线形态、疏密等非常相似，必须注记高程和示坡线才能区别。示坡线是垂直于等高线的短线，用于指示斜坡的降低方向。山谷和山脊等高线(图 3－6－5d、f)都是具有朝着一个方向凸出的曲线，两图形状也极相似。但山脊等高线是向着坡脚的方向凸出，外圈等高线的标高低，而山谷等高线则是向

着谷顶的方向凸出，内圈等高线的标高低，它们可用高程注记或示坡线来区别。鞍部等高线（图 3－6－5g）其特征是有两个山峰，其间形成一个状如马鞍的地形，等高线的高程从鞍部向两边递升。在坡度很陡的山坡和峭壁（图 3－6－5b）、峡谷（图 3－6－5e）等，则不用等高线而用符号表示。再如（图 3－6－6）冲沟等高线图，在冲沟处，170m、150m、140m 的等高线似乎被一个鸡爪形冲沟所割断，实际这些等高线并未中断，从对比图中Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ这三个地方的情况即可看出，Ⅰ和Ⅱ处是山谷，等高线向上游弯曲，其中Ⅰ谷较宽阔，Ⅱ谷较狭窄，反映出山洪或小溪对Ⅱ谷冲刷得深些，若山谷被水冲刷得更严重，则会使山谷两侧形成陡壁，山谷底面加深，而形成Ⅲ处的形态（小的叫冲沟，大的叫峡谷）。在这里等高线也像碰到悬崖一样，在冲沟或峡谷的陡壁线上重叠，沿着沟边弯来弯去，从冲沟上游弯到对岸。在图纸上用专门符号表示。

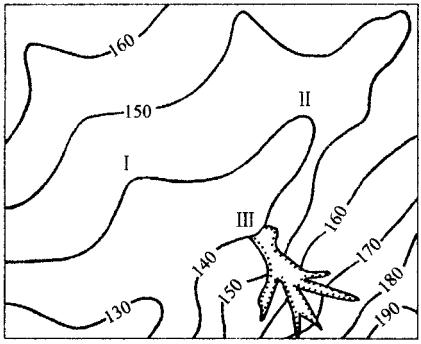


图 3－6－6　冲沟等高线图

总之，通过图 3－6－5 可看出用等高线的方法来表示地形，就是以等高线的标高数字、形态、疏密和相应的符号来表示地面高低起伏的特征。

为了对一般地形能有一个综合认识，图 3－6－7 表示几种基本地形的综合及其等高线图。

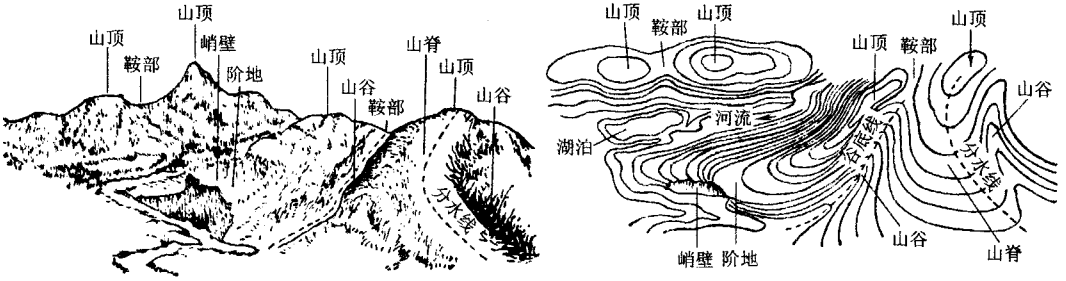


图 3－6－7　几种综合地形及其等高线图

五、常用地形图例

地面上有各式各样的地形和地物，例如房屋、道路、河流、矿井等，又有高低起伏变化的平原、丘陵和山地等地形，这些都可用简单、明显的符号表示在地形图上，这种用来表示地物、地形等的符号即地形图图式。地形图图式分三种符号：地物符号、地形符号、注记符号。

各种符号随比例尺大小而略有不同，图 3－6－8 即为 1∶1000、1∶2000 地形图常用图式。

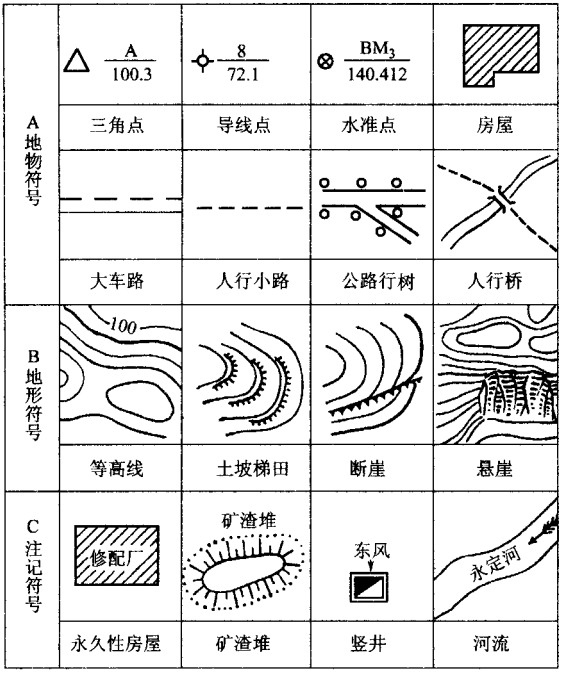


图 3－6－8　常用地形图图式

六、地形图的分幅及编号

根据测量规范，测量地形图需要按照一定的规则分区块进行。百万分之一地形图的分幅和编号是统一规定的。每幅均分隔成经度 6°和纬度 4°的梯形；从赤道算起，以每隔纬度 4°划线，将南北半球各分为 22 行，依次编号为 A、B、……V；由 180°子午线算起，以每隔经度 6°划线，将全球划分为 60 列，自西向东依次编号为 1、2、……60。图幅的完整编号以行号在前，列号在后组成。如武汉幅百万分之一地形图的图幅编号，据此就是 H－50。

将百万分之一地形图按经、纬度各 12 等分，分成 144 幅十万分之一的地形图。其编号

是在百万分之一的图幅编号后再加上一个阿拉伯数字，如 H－50－49。五万分之一地形图的分幅是在十万分之一地形图的基础上四等分，其图幅编号是在十万分之一地形图编号后再加上甲、乙、丙、丁（如 H－48－甲）。也有加 A，B，C，D 和俄文字母 А，Б、В，Г 的。

万分之一地形图的编号是以十万分之一的地形图为基础，再 64 等分得到的。其图幅编号是在十万分之一的地形图的编号后分别加上带括号的阿拉伯数字（1）、（2）……（64）。如武昌某地的万分之一地形图的图幅编号为 H－50－49－（32）。

第二节　矿区（矿床）地形地质图的用途

在矿山建设中，必须对周围环境作系统、周密的调查研究，地面调查的成果可集中体现在地形地质图中，而地形地质图又是进一步调查研究的基础，也是进行矿山设计时的重要资料和依据。在各种不同比例尺的地形地质图中，与矿业开发关系最密切的是矿区（矿床）地形地质图。图的比例尺自 1∶500 至 1∶10000 不等，一般为 1∶2000。

矿区（矿床）地形地质图是矿区（矿床）范围内地质特征、勘探程度、研究成果的集中体现，主要用于了解矿区地形及地质全貌，是矿山总体设计的主要依据之一，设计中的总图就设计在此种图上。在绘制矿区各种地质剖面图（如水平断面图、垂直断面图、投影图等）时，它也是基础图件之一。对于已投产矿山，在采掘过程中遇到的构造问题、就矿找矿不断扩大储量、延长矿山寿命等问题，也要参考矿床（区）地形地质图上所反映的情况作出抉择，在矿山基建和生产过程中，还要经常参考这种图件来指导施工、生产或修改设计等工作。为此，采矿工作者必须学会熟练使用、阅读地形地质图。

采矿工作者认识、阅读矿区（矿床）地形地质图，就是要从地质图上了解地层分布、地质构造、岩浆活动以及矿产分布情况，结合现场踏勘建立起矿区（矿床）地质条件的整体和立体的概念，用以指导采矿设计生产实践。一般在图上应表示矿区（矿床）地形特点（地形等高线）、重要地物标志、地理坐标，以矿体为中心的主要地质特征，各种勘探工程的位置与编号等。当地形地质条件较简单时，上述全部内容可绘制在同一张图上，即矿床（区）地形地质图（图 3－6－9）。但当地形地质条件较复杂时，为了保持图面清晰，可根据具体情况和要求，分别绘制突出不同内容的该类地质图。如为了突出矿床的地质特征，图上可不绘地形等高线，称之为矿床（区）地质图，有时为了突出勘探工程布置方式，又可省去地形等高线和部分地质内容而称之为矿床（区）勘探工程布置平面图。一般情

况下，该类图件都是由地质勘探部门编制，移交给矿山设计、基建和生产部门使用，在使用过程中再不断修改补充。

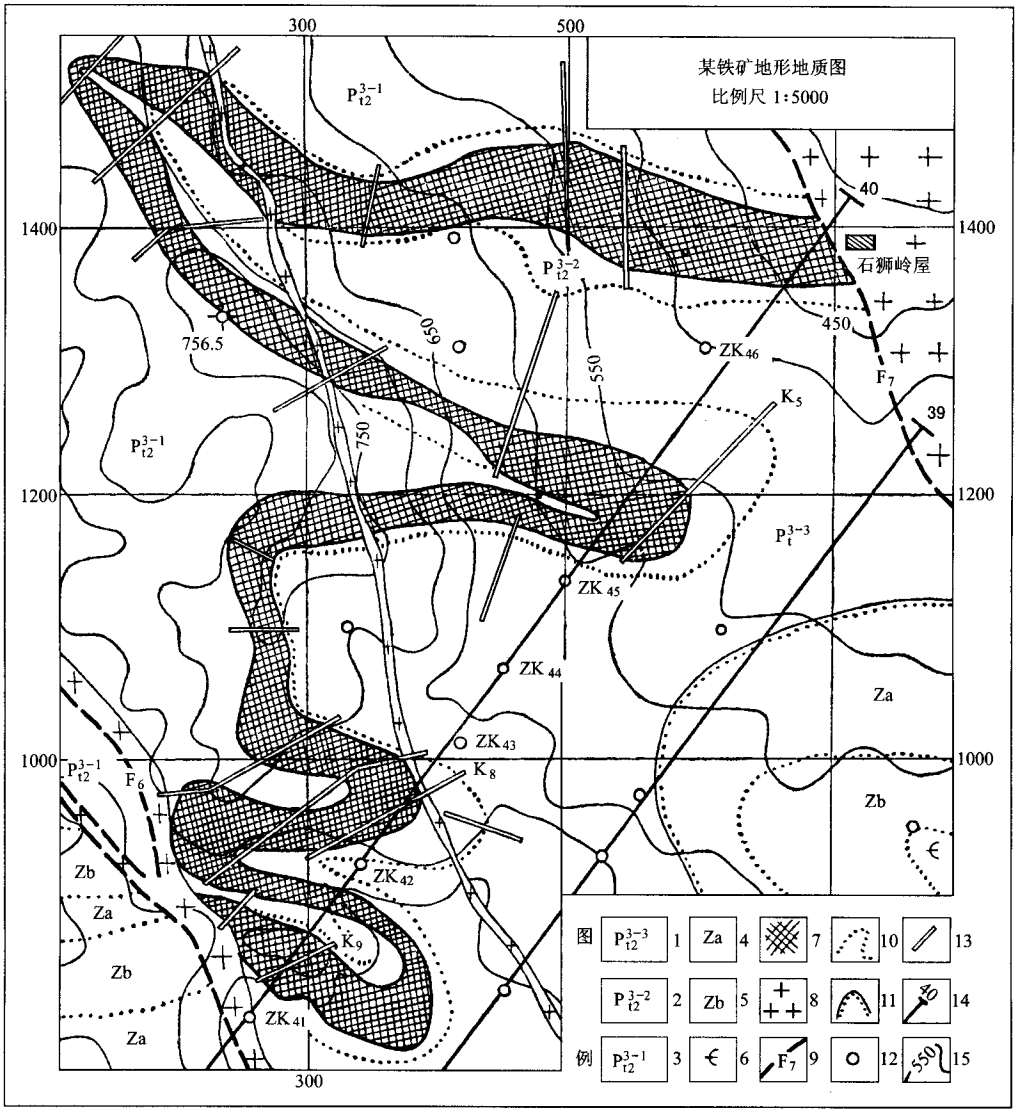


图 3－6－9　矿区地形地质图

1—板溪群上部(硅质板岩)；2—板溪群中部(含铁板岩及铁矿层)；3—板溪群下部(石英云母片岩)；4—南陀组(石英砂岩)；5—陡山陀组(炭质板岩)；6—寒武系(页岩)；7—铁矿体；8—花岗岩；9—断层及编号；10—地质界线；11—角度不整合；12—钻孔位置与编号；13—探槽位置与编号；14—勘探线与编号；15—地形等高线

第三节　矿区(矿床)地形地质图的填绘过程简介

矿区(矿床)地形地质图是以地形图作为底图来测制的,内容包括地形和地质两部分,分别由测量人员和地质人员测绘而成,这种图件一般在矿山开采前就已由地质部门填绘出来,矿山基建或投产后只作一些补充或修改工作。

作图步骤一般是在野外地质调查的基础上,找出各种地质体和地质构造的界线,而后在地质界线上隔一定距离选择一定的地质点,在点上树一定的标志(如插上带编号的小旗),并将地质点及其附近的地质情况作详细记录,然后用经纬仪或平板仪将地质点测绘在地形图上,再根据调查中所观察到的地质条件及各个地质界线延伸情况,把图上各地质点间的地质界线联结起来。地质点的疏密,可根据地质条件的复杂程度而定。一般在地质图上大约每一平方厘米布置一个,地质条件简单时可放稀些,地质条件复杂时应适当加密,尤其是在矿体和围岩的边界线上应适当加密。假如有些地方露头被浮土掩盖,而又必须了解浮土下面的地质情况(如矿体边界线被掩盖了)时,可以通过各种比较简单的山地工程(如剥土、探槽、浅井等)去揭露地下基岩情况,以便确定地质界线进行填图。

在野外工作基础上,还要在室内进行许多岩矿鉴定、分析研究和综合整理工作,最后清绘成图。

过去一般是先测绘地形图,然后在地形图上填绘地质图,现在有部分地测单位将这两项工作结合进行。

第四节　地形地质图的读图步骤

任何图件都是某种工程或工艺的语言,地质图件也不例外,由于地形地质图的线条多、符号杂,常不易抓住主要内容,所以在阅读时要由浅入深,循序渐进,首先看懂地形部分,然后弄清地质内容,对地质图进行仔细观察和全面分析。在学习中要通过反复练习,逐步掌握读图方法。读图步骤如下:

1)先看图名、比例尺,再看图例,对地质图幅所包括的地区建立整体概念;

2)了解图幅位置,识别图的方位,一般以指北箭头为依据。若没有则可根据一般图的上方指向正北,或根据坐标数值向东、向北增大的规律来定出图的方向;

3)详细阅读地形等高线及其所代表地形的特点,了解本图幅所包括地区的地形起伏、山川形势等;

4)对照图例,了解各种岩层在图中的分布及产状,分析各岩层之间的接触关系和地质构造;

5)了解岩浆活动的时代,侵入或喷发的顺序,然后根据岩体轮廓,大致确定岩浆岩的产状;

6)对矿床地质条件进行分析,要分析矿体的分布、形状、产状要素、规模,顶底板围岩的特点,围岩的产状及构造,矿体受那些构造控制,矿体受构造变形后的形态变化等问题,这些都是矿山设计、基建和生产需要的基础资料;

7)对过去已经开采过的矿山,还要了解旧坑口位置,以利考虑今后开采中旧坑道利用的可能性。

在以上读图的过程中,还要适当参考地质图的主要附图——矿区地层柱状图和地质剖面图等图件,以帮助了解这个地区的地质构造等特征。

必须指出,要想通过地质图的阅读来指导生产实践,采矿工作者不能只坐在屋子里凭读图来作决定,必须拿上地质图到现场跑一跑,对一对,仔细阅读、分析地质图,并对各个矿体进行详细的踏勘,充分发挥该图的指导作用,提高工作进展中的预见性。

第五节　不同产状的岩层或地质界面在地形地质图上的表现

各种产状的岩层或地质界面,因受地形影响,反映在地形地质图上的表现情况也各不相同,其露头形状的变化受地势起伏和岩层倾角大小的控制。

一、水平岩层在地形地质图上的表现

如果地形有起伏,则水平岩层或水平地质界面的出露界线是水平面与地面的交线,此线位于一个水平面上,故水平岩层的露头形态,无论是在地画上还是在地质图上,都是一条弯曲的、形状与地形等高线一致或重合的等高线(图 3 – 6 – 10a)。在地势高处出露

新岩层，在地势低处出露老岩层。若地形平坦，则在地质图上，水平岩层表现为同一时代的岩层成片出露。

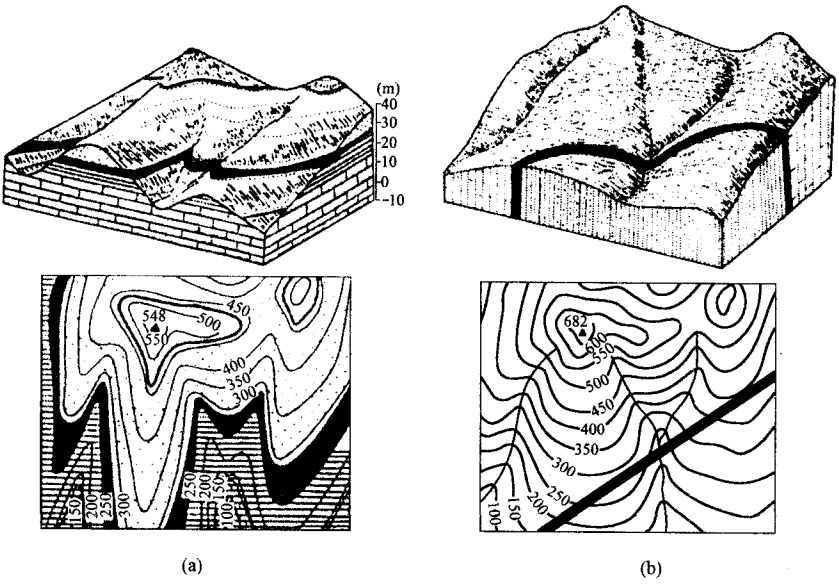


图 3－6－10　水平岩层(a)与直立岩层(b)的露头形态(据王素)

二、直立岩层在地形地质图上的表现

直立岩层的岩层面或地质界面与地面的交线位于同一个铅直面上，露头各点连线的水平投影都落在一条直线上，因此，无论地形平坦或有起伏，直立岩层的地质界线在图上永远是一条切割等高线的直线(如图 3－6－10b)。

三、倾斜岩层在地形地质图上的表现

倾斜的岩层面或其它地质界面的露头线，是一个倾斜面与地面的交线，它在地形地质图上和地面上都是一条与地形等高线相交的曲线(如图 3－6－11、图 3－6－12、图 3－6－13)。在地形复杂地区，岩层露头或地质界面，在平面图上呈现许多“V”字形或“U”字形，由于岩层产状的不同，在地形地质图上“V”字形的特点也各不相同：

1)当岩层或地质界面的倾向与地面坡向相反时(如图 3－6－11)，岩层露头或地质界面露头线的弯曲方向与等高线一致，且地质界线或岩层露头线的弯曲小于地形等高线的弯曲，在河谷中“V”字形的尖端指向河谷上游。

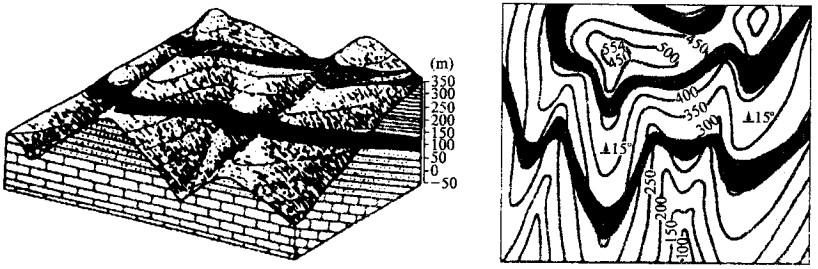


图 3－6－11　岩层倾向与地面坡向相反时的‘V’字形露头形态

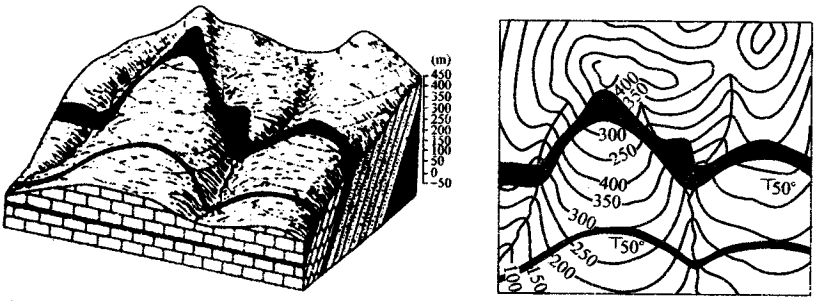


图 3－6－12　岩层倾向与地面坡向相同,岩层倾角大于地面坡度时的‘V’字形露头形态

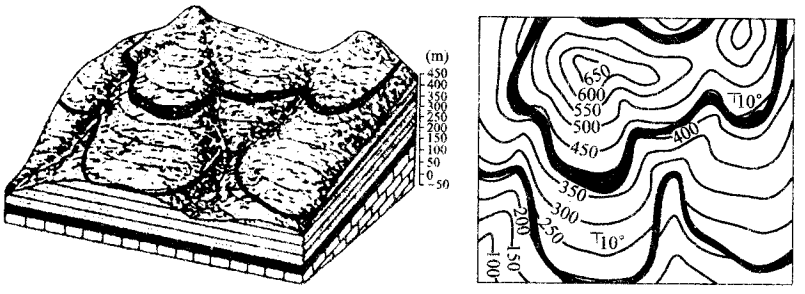


图 3－6－13　岩层倾向与地面坡向相同,岩层倾角小于地面坡度时的‘V’字形露头形态

2)当岩层或地质界面的倾向与地面坡向一致时,若岩层倾角大于地面坡度,则岩层或地质界面露头线的弯曲方向与地形等高线的弯曲,方向相反,且岩层或地质界面的露头,在河谷中形成尖端指向下游的‘V’字形(图 3－6－12)。

3)当岩层或地质界面倾向与坡向一致,且岩层倾角小于地面坡度时,则岩层或地质界面露头线的弯曲与地形等高线弯曲方向相同,但岩层露头线或地质界线的弯曲度大于地形等高线,在河谷中形成尖端指向上游的‘V’字形(图 3－6－13)。

从地形地质图上判断倾斜岩层的产状 判断倾斜岩层的产状,可利用上述地形等高线与地质界线弯曲的相互关系来进行,但也可用更简便的判断方法,如图 3－6－14 所

示。在图上找出同一岩层界线和同一条地形等高线相交的两个点(如图中 a、b 或 c、d 点),这两点的联线就是岩层的走向线,其方向就是走向。然后,在同一岩层界线上找一个与这两点标高不同的点(如图中 e 点或 f 点),了解其标高,以这点的标高和上述走向线的标高进行对比,即可定出岩层的倾向。如图中 ab 走向线的标高为 300m,而 e 或 f 点的标高为 100m,根据平面上三个点即可定出该平面在空间位置的原理,可定出该岩层面是南高北低,所以岩层是大致向北倾斜的。这只是大致估计的倾向,要较精确地求倾向和倾角,可以用图解法。在图解法中必须先找出同一岩层面上不同标高的两根走向线(如图中 ab 及 cd),作一直线 $xy \perp ab$ 及 cd,则 xy 就是倾向线。由于 cd 标高低于 ab,所以 xy 的箭头应指向 y,xy 的方向即倾向。假如 ab 与 cd 间的标高差为 h,则在 ab 线上按图上的比例截取 $xz = h$,连接 yz 线,则 $\angle xyz$ 即为倾角。也可以在图上量出 xy 距离,用 $\tan\theta = h/(xy)$ 求得 θ 角,θ 角即倾角。

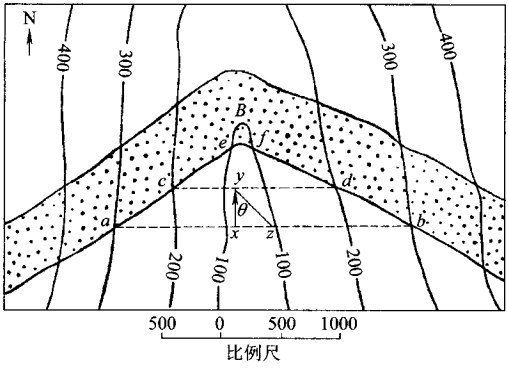


图 3－6－14　在地形地质图上确定岩层产状

第六节　不同地质构造在地形地质图上的表现

许多地质构造都需要从立体上进行判断,但地形地质图只是一种平面图,要观察地质构造的立体形态,必须通过地质体相互之间的分布关系,以及通过地质体分布和地形之间的关系来建立地质构造的立体形态概念。

一、各种褶曲在图上的表现

如果褶曲形成后地面还未受侵蚀,那么地面上露出的是成片当地最新地层,这时只

能根据地质图上所标出的各部分岩层的产状要素来判断褶曲构造。但这种情况是极少见的。大部分地区褶曲构造形成后，地表都已受到了侵蚀，因此构成褶曲的新老地层都有部分露出地表，则在地质图上主要根据岩层（或矿层）分布的对称关系和新老岩层的相对分布关系来判断褶曲构造。

1. 水平褶曲在地质图上的表现　枢纽产状为水平的背斜和向斜，在地形平坦条件下，它们的两翼岩层在地质图上都呈对称的平行条带出露（如图 3－6－15），核部只有一条单独出现的岩层，对于背斜来说，核部岩层年代较老，两翼则依次出现较新岩层（图 3－6－15 中左）。向斜则相反，核部岩层年代较新，而两翼则依次为较老岩层（图 3－6－15 中右）。

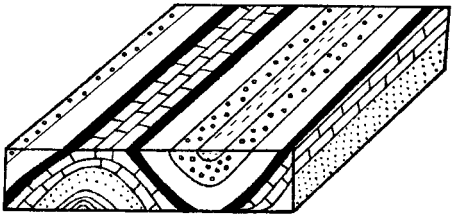


图 3－6－15　枢纽水平的褶曲在地质图上的表现
（地形平坦条件下）

2. 倾伏褶曲在地质图上的表现　倾伏褶曲，在地形平坦条件下，其两翼岩层在地质图上也呈对称出露，但不是平行条带，而似抛物线形（如图 3－6－16）。若判断其为倾伏背斜还是倾伏向斜，也要根据核部和两翼岩层的相对新老关系来判断。

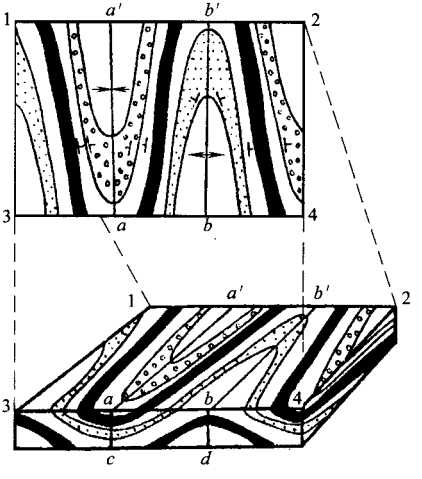


图 3－6－16　倾伏褶曲在地质图上的表现
（地形平坦条件下）

3. **短轴褶曲在地质图上的表现**　短轴背斜或向斜，在地形平坦条件下，其两翼岩层在地质图上也成对称出露，其形状近于长椭圆形出露（图 3－6－28）。至于是短轴背斜还是短轴向斜，其判断方法同上。

4. **穹窿及构造盆地在地质图上的表现**　在地形平坦条件下，它们的岩层露头在地质图上呈圆形或椭圆形出露（图 3－6－17、图 3－6－18）。判断是穹窿还是构造盆地，其方法与背斜和向斜的判断相同。

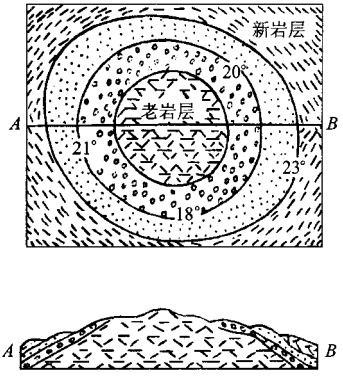


图 3－6－17　穹窿

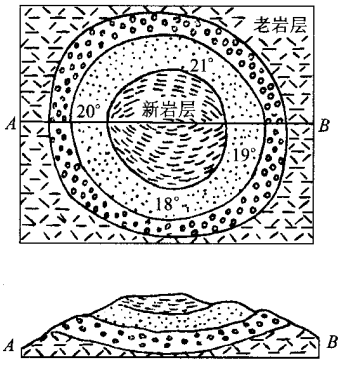


图 3－6－18　构造盆地

上述特征是在地形平坦条件下，若地形有起伏，情况就复杂了，原来是平行出现的岩层露头变得弯弯曲曲不平行了。原来是近于抛物线形、椭圆形或圆形的岩层露头也变得不规则了，但其对称关系仍然不变。图 3－6－19 所示是一个背斜构造，仅以岩层 b 为例，图中共有两条，一南一北，北边的 b 层在山脊处向山脚弯曲，在山谷处向上游弯曲，说明其向北倾斜；南边的 b 层则向南倾斜，从图 3－6－19 Ⅰ—Ⅰ′剖面图中可清楚看出是背斜构造，较老岩层 a 位于中间（核部），较新岩层 b 列在两翼，中间虚线代表背斜轴面。同样，在图 3－6－20 中可见向斜构造，南北两个岩层 b 均相向倾斜，北边的向南倾，南边的

向北倾。从所附Ⅰ—Ⅰ′剖面图可见向斜构造的特点，中间的 a 层位于两翼 b 层之上，是较新岩层，与图 3－6－19 相反。

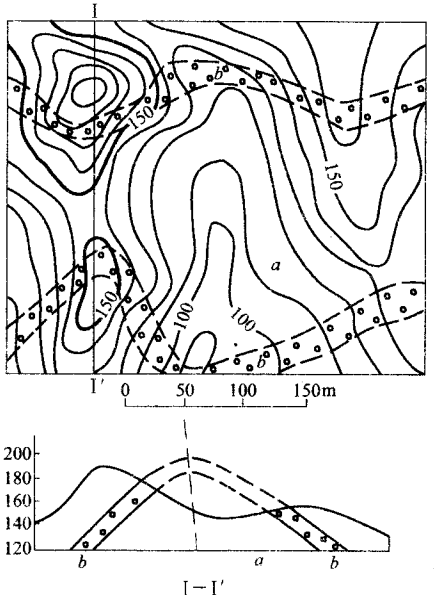


图 3－6－19　背斜构造地质图

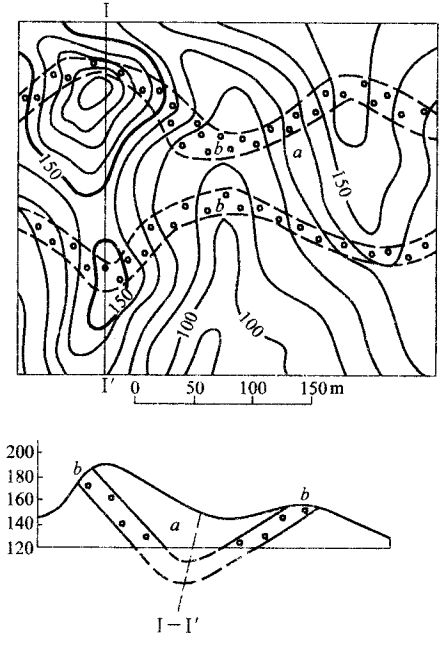


图 3－6－20　向斜构造地质图

若把图 3－6－19 和图 3－6－20 中看到的背斜和向斜的轴面与图 3－6－16 的轴面对比，就会看到它们不是直立的，而是有一定的倾角，这说明图 3－6－19 和图 3－6－20 中的褶曲是不对称的，而图 3－6－16 中的褶曲是对称的。但在地形有起伏的情况下，还必须注意没有褶曲的岩层其露头也可能出现对称的分布情况。此时，必须结合岩层产状要素的分析或到现场调查才能作出正确的判断。

在一些地质图上，常用一定的符号表示褶曲轴位置及褶曲类型，其所用符号参看图 3－6－29

二、各种断层在地质图上的表现

大部分地质图上都用一定的符号表示出断层的类型和产状要素，所用符号见图 3－6－29。一般从地质图上只要根据符号就可以认识断层，在没有用符号表示断层的产状及类型的地质图上，常画出了断层线，进行判断时，首先要判断其产状要素及两盘相对位移方向。断层的产状要素除了在野外直接测定外，也可以在图上进行判断，其判断方法与判断岩层面产状要素的方法相似，可以根据断层线和地形等高线之间的关系进行判断。在判断断层两盘的相对位移方向时，平移断层可根据断层线两侧岩层的错开情况直接从图上看出来。而正、逆断层，则常根据断层线两侧露出岩层的相对新老关系进行判断。老的一侧是上升盘。老岩层原在新岩层下面，由于上升，就与新岩层挨在一起了（图 3－6－21a）。经剥蚀后，常变为如图 3－6－21b 所示的情况。相反地，新的一侧就是下降盘。必须指出，当岩层的倾角较缓而断层面较陡时，这种判断才是正确的。否则，岩层倾角大于断层面倾角时，就不一定是这样了。此外，还需注意，平移断层和正、逆断层有时在地质图上不易区分（图 3－6－22），此时需在现场用各种确定断层位移的方法进行判断。

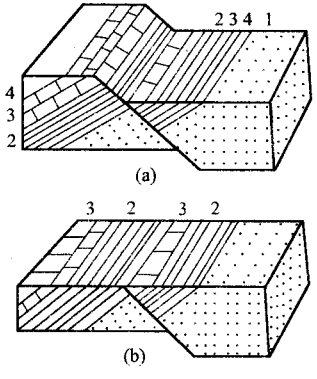


图 3－6－21　根据断层两则岩层新老关系判断两盘的升降

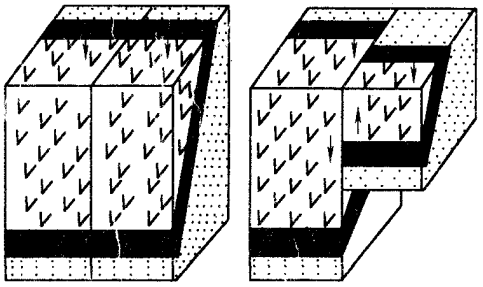


图 3－6－22　正逆断层在地质图上易误认为平移断层的情况

了解了断层面产状及位移方向后，断层类型即可确定。

图 3－6－23 为一具有断层构造的地形地质图。图中标出了 a、b 和 c 三岩层，其从老到新的顺序是 $a-b-c$。根据图中地层界线与等高线的关系可知，岩层走向东西、倾向南。沿岩层走向追索，a、b 两岩层在河谷处相遇，即二者在河谷处中断、不连续。故说明有断层存在，且河谷就是断层通过的地方。图中用 $F-F$ 线表示这个断层。根据现场测定，该断层走向北北东，倾向南东东，倾角 72°。故东边为上盘；西边为下盘。如前所述，按两侧出露岩层的新老关系：西边 a 层较老，为上升盘；东边 b 层较新，为下降盘。因此，上盘相对下降，故为正断层，图中用符号 ▽ 表示。又由于该断层走向与岩层倾向大约一致，故又称其为倾向正断层。

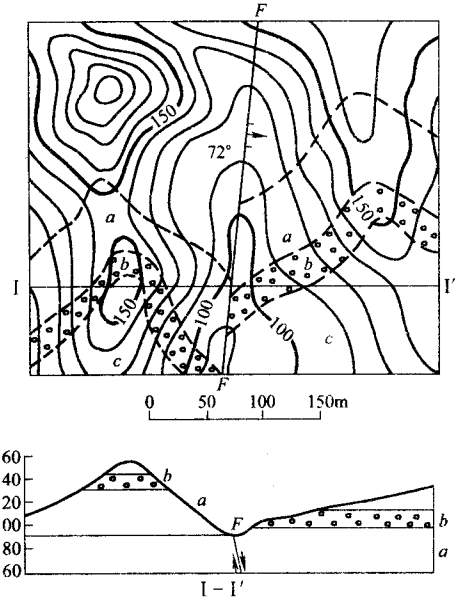


图 3－6－23　倾向正断层地质图

图 3－6－24 亦为一具有断层构造的地形地质图。图中出现的岩层有 a、b 和 c 三层，从老到新的顺序是 $b-a-c$。岩层走向为东西向，倾向正北。沿图中南面 b 岩层的走向追索，未发现任何断裂现象。但若顺河谷西部Ⅰ－Ⅰ′线来看，从南向北走，一路见到的岩层出露情况是 $b-a-c-b-a-c$。岩层不仅如此重复出现，而且图中北部的 b 层（较老）盖在 c 层（较新）之上，这都是断层的标志。经实地验证和测定，断层走向为东西，断层面向北倾斜，故断层线北面为上盘，南面为下盘。上盘岩层较老，为上升盘，所以该断层为逆断层，图中在断层线 $F-F$ 上标以符号。由于断层线方向与岩层走向一致，故又称其为走向逆断层。

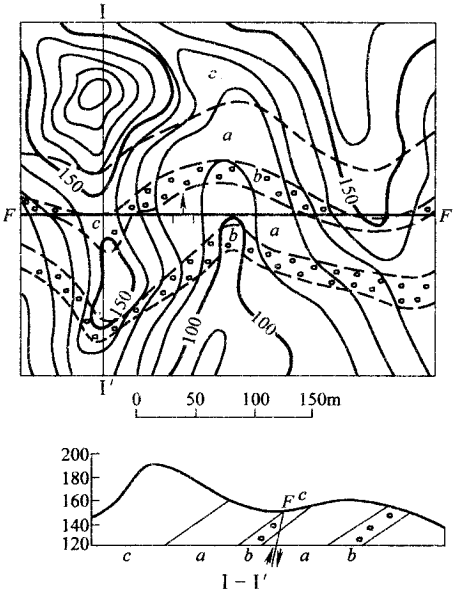


图 3－6－24　走向逆断层地质图

阅读地形地质图，从平面图上了解地质构造（包括褶曲、断裂等）的空间几何关系，是地质工作中的重要一环。

为了更加形象地认识地质构造，还常辅之以剖面图的绘制，如图 3－6－23 和图 3－6－24 中的Ⅰ－Ⅰ′剖面图。

三、地质体不同接触关系在图上的表现

1）沉积岩的接触关系　沉积岩的接触关系包括整合接触、假整合（平行不整合）接触与不整合（斜交不整合）接触，在地质图上的特征：

整合接触　在地质图上，各时代地层连续无缺失，地质界线彼此平行作带状分布。

假整合接触(平行不整合)　各地层在地质图上的表现和整合接触没有显著不同,必须仔细分析每一个露头线两侧,地层的时代是否连续来进行判断。一般在假整合面上下常缺失某些年代的地层。

不整合接触(斜交不整合)　在地质图上,不整合接触明显地表现为不整合面上下两套岩层产状不同,并有地层缺失。它与下伏岩系各层位的界面成角度相交,而与上覆岩系的界面基本平行(图 3 – 6 – 25)。

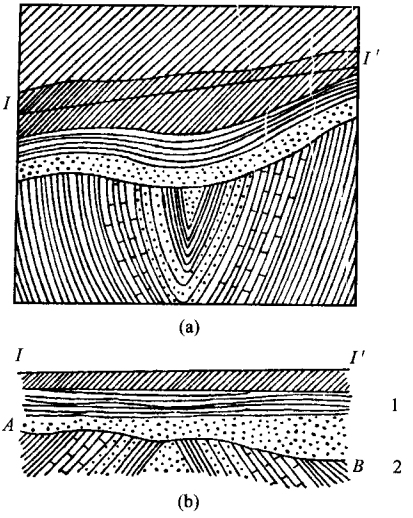


图 3 – 6 – 25　不整合接触在地质图上的表现

(a)平面图;(b)剖面图

1—新岩层;2—挤压成褶皱的古老岩系

$A-B$ 为不整合面

2)侵入体的接触关系:侵入体与围岩的接触关系有三种:

侵入接触　岩浆侵入到先形成的沉积岩中去,则在侵入体与围岩的接触带上常出现接触变质现象,在侵入岩中常残留有围岩的捕虏体(图 3 – 6 – 26),沉积岩常被侵入岩共生的岩脉所贯入。若侵入体的规模较大,而且原生岩浆中带有大量汽水溶液,有可能在接触带中形成某些矿床。

沉积接触　若侵入岩形成后,由于受侵蚀作用而露出地表,其后随着地壳下降又有新的沉积岩覆盖其上,则在沉积岩层中没有接触变质现象,在侵入岩中也没有它的捕虏体,可在沉积岩层底部出现侵入岩的砾石(图 3 – 6 – 27)。

断层接触　如果是在断层错动下形成的侵入体和沉积岩接触,表现在地质图上,断层线比较平直,一侧为岩浆岩,一侧为沉积岩,岩浆岩中有被切断的岩脉等(如图 3 – 6 – 28)。

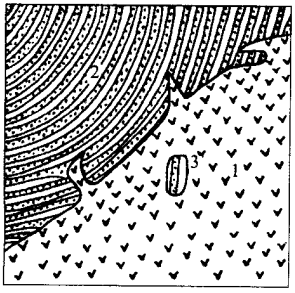


图 3－6－26　侵入接触

1—侵入岩；2—沉积岩；3—捕虏体

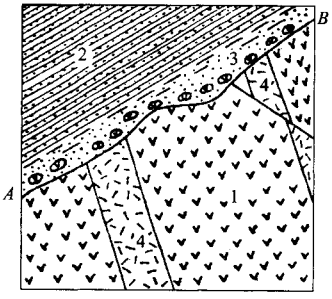


图 3－6－27　沉积接触

1—侵入岩；2—沉积岩；3—底砾岩；4—岩脉；$A-B$ 为接触面

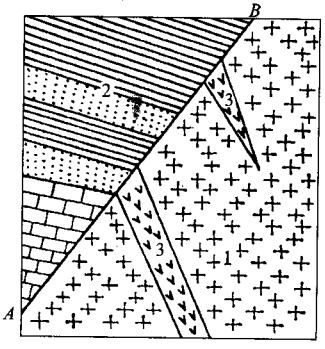


图 3－6－28　断层接触

1—侵入岩；2—沉积岩；3—岩脉；$A-B$ 为断层线

四、常用地质图例

在一幅地形地质图上，除去地形部分外，在地质部分可以见到许多线条、各种花纹、

颜色和符号，用以表示岩石、矿体和地质构造现象。在一套完整的、包括各个勘探线地质剖面图在内的地形地质图中，其所用符号、花纹和颜色应当一致（为便于读图，故符号应一致）。花纹符号一般只在剖面图上用，地形地质图上可省去。下面附常用地质图例（图 3－6－29）。

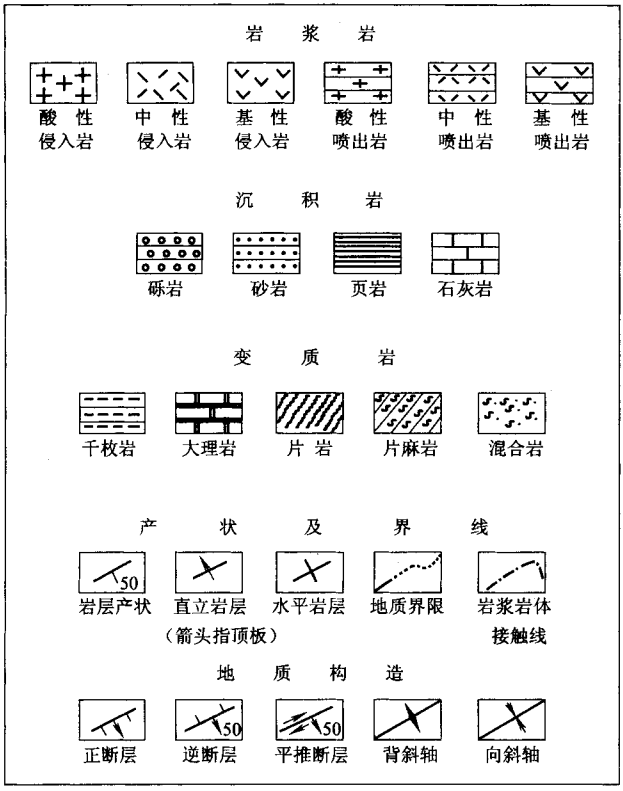


图 3－6－29　常用地质图例

第七节　地形地质剖面图及其绘制方法

地形地质图只能反映地面上的地质情况，为了能够更清楚地了解岩层（或矿体）在地下深处的延展、分布情况和构造特点，通常在地质图上作若干个具有代表性的剖面图，或到现场测制实测剖面。

矿区（矿床）地形地质剖面图主要用于配合矿区（矿床）地形地质图，了解矿区（矿床）地

质全貌，是矿山总体设计依据之一，也是进行开拓设计和采矿方法设计的主要图件之一。

地质剖面图的作法很多。主要以工作的目的要求、地区的情况以及所取的比例尺大小来决定。下面简单介绍实测剖面和图切剖面的填绘方法。

一、实测剖面的填绘方法简介

实测剖面图的方向应垂直或大致垂直主要构造线方向，切割整个地质图的图幅，并通过地质图上最典型和最重要的构造地段。剖面线最好是直线，若遇构造线方向改变时，剖面可沿折线编制，但转折应尽量少。

地质剖面图的水平比例尺和垂直比例尺一般都与地质图相当，所用图例应与地质图一致。

(1)剖面的测制　选好剖面线，丈量剖面，统一分层，采集标本，描述岩性，从一端按导线号用测绳或皮尺逐层丈量，导线点最好选择在地形有变化或岩层分界处，导线方位用罗盘测量，以方位角表示。

测导线距要拉直测绳，把斜距换算成水平距，用公式 $D = L\cos\alpha_1$ 计算。式中 D 为水平距；L 为斜距；α_1 为坡度。

测坡度角时应以导线前进方向来判别仰角或俯角。记录时仰角为正(+)，俯角为负(-)，以后测手为准。

两导线点间的高差用公式 $H = L\sin\alpha_1$ 计算。式中 H 为高差；L 为斜距；α_1 为坡角。累积高差即从导线零点开始，每点累积的相对高度。

每一岩层或在产状有变化处都要测量产状，并记录测产状点与导线起点的距离。为便于作剖面换算视倾角，要记录导线总方位与岩层走向间夹角。沿导线要详细观察记录地质现象，分层要准确，描述要简明扼要，采集标本要有代表性，重要的地质现象要作素描或拍照。在文字记录的同时，可作随手剖面图，为剖面整理时参考。

附剖面测量记录表(表 3-6-1)供参考。

表 3-6-1　剖面测量记录表

导线号	导线方位角	导线距		坡度	高差	累积高差/m	产状要素				导线方向与岩层走向夹角	地质记录			分层号	分层厚/m	标本号	备注
		斜距 L/m	水平距 D/m	α_1	H/m		位置		倾向	倾角 α		位置		岩性及构造描述				
							斜距/m	水平距/m				斜距/m	水平距/m					
0—1	184°	48	47.8	+5°	4.2	4.2	21	20.9	190°	45°	84°	30	29.9	全为薄层灰岩	1	22.5	Y1	
							42	41.8	180°	43°				黑色页岩	2		Y2	

(2)剖面图的编制　首先作导线平面图,根据导线方位和水平距将导线自零点至终点按比例尺逐点绘出,并将岩层分界线、点、产状等都按相对位置绘在平面图上。联结零点和终点为剖面线,或以岩层倾向一致的方向作一基线为剖面线。然后,在导线平面图下方,平行剖面线作一基线 AB,将各导线点按累积的高程投影在基线上方,用圆滑的曲线把各点联结起来,作出地形剖面图。再投绘剖面中的地质内容,将导线上各岩层分界线点、产状、测点等投影在地形剖面线上,用产状和图例表示岩层。在表示产状时应注意,剖面的方位与岩层倾向一致时直接用真倾角,如不一致,要用视倾角。最后逐层注明分层号、产状、标本号、化石点和地层时代。在剖面上方标明观察点号、地名,此外还应注明图名、比例尺和剖面方向(图 3－6－30)。

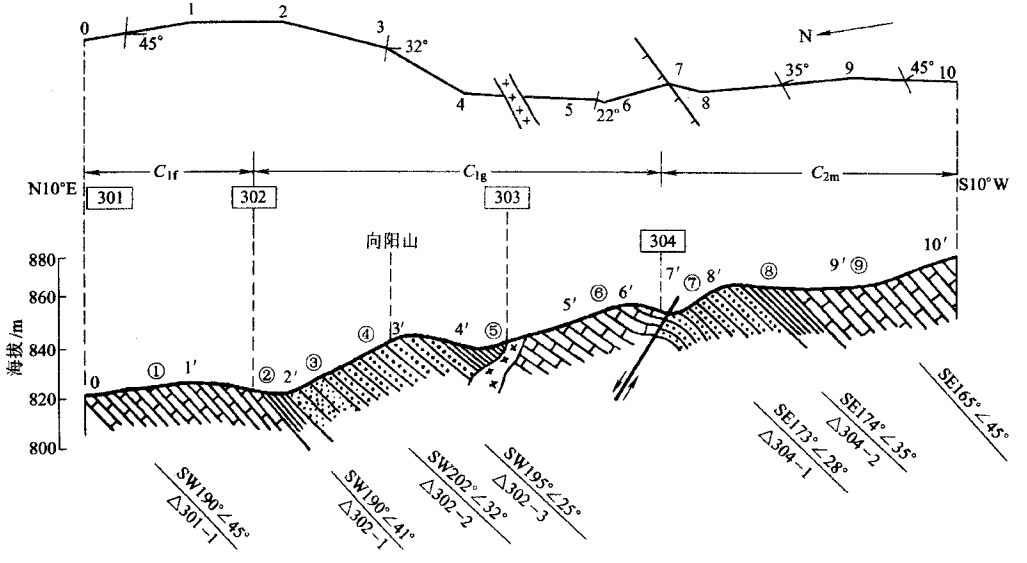


图 3－6－30　实测剖面图的绘制方法

0、1、2……10—导线点;0′、1′、2′……10′—导线点在剖面上投影;302—观测点;

①、②、……⑨—分层号;C_{1f}、C_{1g}、C_{2m}—地层代号;$\frac{SW190°\angle 45°}{\triangle 301-1}$—岩层产状/标本编号

二、图切剖面的制图方法

1)首先按照决定的剖面位置,在地质图上画出剖面线Ⅰ—Ⅰ′(剖面线应尽量垂直地质构造线,与岩层或矿体的走向垂直);

2)在一张方格纸上作一条基线Ⅰ—Ⅰ′,使Ⅰ—Ⅰ′平行Ⅰ—Ⅰ′线,并按地形图的比例尺及地形等高距作平行细线,每一条平行细线都注上所代表的标高;

3)用另一张方格纸沿地质图的Ⅰ－Ⅰ′线,记下等高线和地质界线各与剖面线的交点;

4)把方格纸移到作剖面的图纸上平行细线之下,按照一定顺序,先将方格纸上的各等高线交点投影到相应的平行细线上,然后将各点联结起来,即得到Ⅰ－Ⅰ′剖面的地形剖面图。再将各地质交点,也按照一定顺序,投影到地形削面图上,并按地质图上的岩层倾向和倾角作出岩层层面线,即成为地质剖面图(图 3－6－31)。

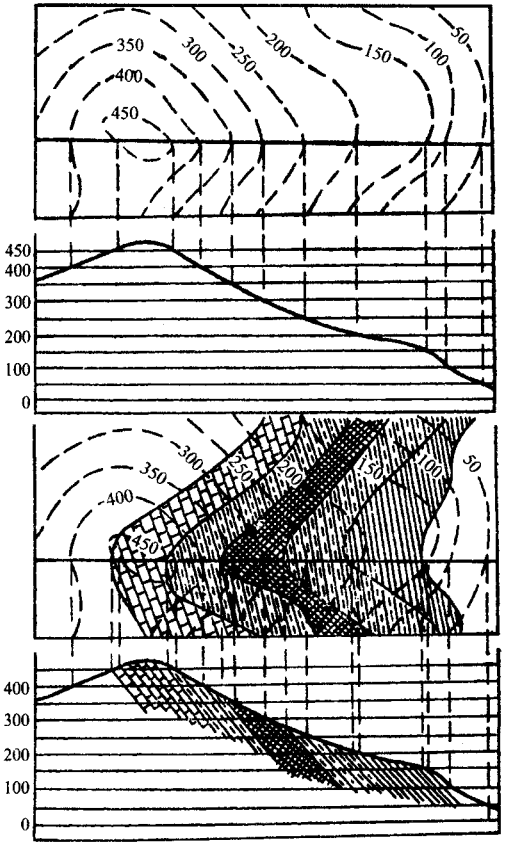


图 3－6－31　图切剖面图的绘制方法