

先期褶皱的基础上再发生的。

#### (四) 柔流褶皱作用

柔流褶皱作用是指高韧性岩石(如岩盐、石膏或煤层等)或岩石处于高温高压环境下变成高韧性体,受到外力的作用,而发生类似粘稠的流体那样的流动变形,从而形成复杂多变的褶皱。如盐丘构造的底辟核的膏盐层就是一种形态复杂的流褶皱(图4—20)。变质岩或混合岩化的岩体中有些长英质脉岩受力流变而成的肠状褶皱(图4—45),也是一种流褶皱,这在太古界及其他深变质岩中是很普遍的一种构造现象。这类肠状褶皱或者是早期侵位的岩脉在围岩发生变形和变质过程中发生流变而形成;或者是在强烈变形时期,贯入到褶皱岩层中的脉岩,后来又与围岩一起变形而成。

应当指出的是,柔流褶皱作用与上述受层理控制的弯流褶皱作用常有互相过渡的现象,如有些煤层经受强烈的弯流褶皱作用时,煤层发生柔流突破层面的限制,在局部地段形成肠状褶皱,造成煤层在一处变厚,在另一处变薄或尖灭现象。在煤矿勘探、开采中应注意这个问题(图4—46)。

上述的褶皱形成机制的分类是从造成岩层褶皱的力的作用方式和岩石在褶皱过程中物质运动方式来划分的。

F. A. 多纳斯(Donath)和R. B. 帕克(Parker)(1964)曾提出一个褶皱形成机制的分类。他们根据褶皱岩系的平均韧性和岩层之间的韧性差,以及层理在褶皱形成中的作用,将褶皱分为:



图 4—45 长英质脉岩的肠状褶皱



4—46 萍乡青山矿5—6线剖面  
(黑色代表煤层)

**弯曲褶皱** 层理积极控制了褶皱变形,岩体通过层间滑动或层内流动的运动方式而形成褶皱。以层间滑动方式为主的称为弯曲滑动褶皱;以层内流动方式为主的称为弯曲流动褶皱。前者如平行褶皱,后者如某些相似褶皱。

**被动褶皱** 岩石物质的滑动和流动不受层面的限制而是穿过层面,层理在变形中不能起到积极控制作用,只是被动地作为因滑动或流动岩层错移方向的标志,从而产生一种外貌上弯曲现象。又可按穿过层理发生滑动或流动分为被动滑动褶皱和被动流动褶皱。剪切褶皱就是被动褶皱的典型例子。

**准-弯曲褶皱** 这是一种过渡类型的褶皱,也是中韧性和高韧性岩石特有的一种褶

皱。从整个褶皱岩系来看有被动褶皱的特征，而其中个别夹层是低韧性的可以表现为弯曲褶皱的变形特征。因此，在褶皱的几何形态和外部特征总体上象是弯曲褶皱，而从其物质运动的主要特点上看又是被动褶皱。准-弯曲褶皱常表现为不协调褶皱。

图 4—47 为多纳斯等根据褶皱岩系的平均韧性和各层的韧性差作出的各类褶皱作用出现的范围图示。从该图上不仅可以看出各类褶皱作用的出现与褶皱岩系的平均韧性和韧性差的关系，并可以看出各类褶皱作用之间的过渡转化关系。一般平均韧性低的岩系，主要发生弯滑褶皱作用；当岩系平均韧性增高时，韧性差大的岩系则由弯滑褶皱作用过渡到弯流褶皱作用，进而向准-弯曲褶皱作用、被动褶皱作用过渡（如图 4—47 上 A 点虚线的箭头方向所示）。而韧性差小的岩系，随着岩系平均韧性增高，弯滑褶皱作用便过渡到弯流褶皱作用，进而过渡到被动褶皱作用，即由顺层滑动和顺层流动，过渡到穿层滑动或流动（如图 4—47 B 点虚线的箭头指示的方向）。当然，岩层的韧性除与其本身物质性质有关系外，还要因褶皱作用中的温度、围压、溶液、应变速率以及应力作用方式等因素的影响而变化。

一般地说，弯曲褶皱作用发生于中构造层次，被动褶皱作用和准-弯曲褶皱作用则出现在深构造层次（图 9—1）。

除上述褶皱形成机制的类型外，自 60 年代以来，许多构造地质学者对膝折作用和膝折带进行了详细地研究。他们认为膝折作用是一种兼具弯滑褶皱作用和剪切褶皱作用两种特征的特殊褶皱作用。它主要发生在岩性较均一的脆性薄层岩层或面理化岩石中。其形成方式一般认为岩层在一定围岩限制下，受到与层理或面理平行或稍微斜交的压应力作用，使岩层发生层间滑动，但又受到某种限制，常常使滑动面发生急剧转折，即围绕一个相当于轴面的膝折面折转而成尖棱褶皱（图 4—48）。这种褶皱既具有平行褶皱的特征，又具有相似褶皱的特征。

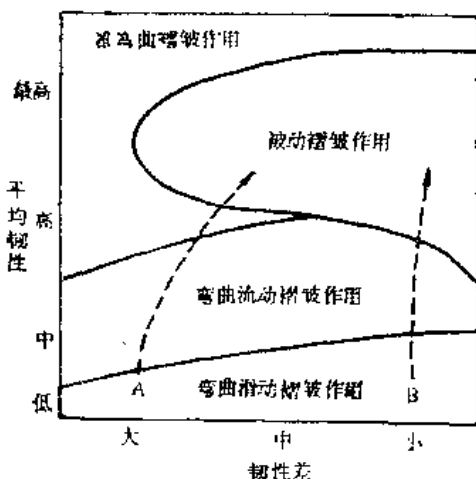


图 4—47 褶皱作用的范围与岩层平均韧性和韧性差的关系  
(据 Donath 和 Parker, 1964)



图 4—48 河北下花园震旦系硅质板岩形成的尖棱褶皱

膝折中的滑动褶皱作用常集中发生在不对称膝折的短翼部分，形成剪切带，称为膝折带（图 4—49A、B 中的 K）；膝折带两侧的界面为膝折面（图 4—49 中 S）。两个相邻膝折带可以互相平行（图 4—49A、C），也可呈共轭相交，形成箱状褶皱或称为共轭褶皱（图 4—

49C)。一系列两翼等长的对称式尖棱褶皱常组成“人”字型褶皱或“手风琴式”褶皱(图4—49B)。

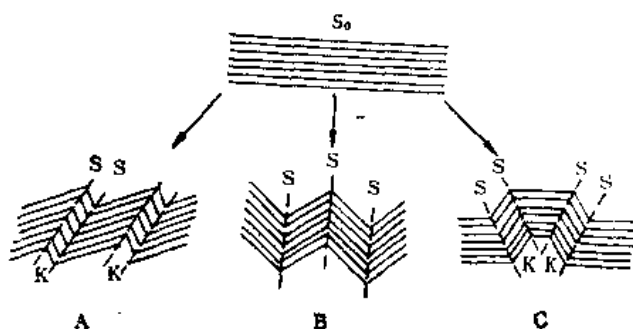


图 4—49 膝折作用示意图

K—膝折带；S—膝折面；A—不对称膝折；B—对称膝折（手风琴式褶皱）；C—共轭膝折（共轭褶皱）

多纳斯通过板岩作用一系列试验发现，膝折带的宽度随围压而变化。宽膝折带(5mm左右)只在 $2 \times 10^4 \text{ Pa}$ 以下的低压下发生，随着围压增大，膝折带的宽度也逐渐变窄。因此，从膝折带宽度大小也可以作为推断膝折作用变形深度的一种标志。

## 二、褶皱形成中的压扁作用

岩层在顺层挤压作用下，总要引起平行于主压应力方向的缩短和垂直于主压应力方向的伸长，即压扁作用。

在弹性-弹粘性弯曲变形过程中，随着褶皱的加剧而紧闭，造成岩层原始长度的缩短和弯曲的弧线长度增加，而岩层厚度基本不改变，这表现在典型的平行褶皱( $I_b$ 型)的发育过程中。对于粘度小的(或韧性高)岩层，则会在平行压应力方向上岩层整个缩短，垂直于压应力方向岩层加厚。兰姆赛和兰伯格(H. Ramberg)等通过野外观察和模拟实验，认为岩层在形成褶皱整个发育过程中都有压扁作用，并看作是岩石形状受顺层挤压作用而发生塑性变化的一种变形过程。压扁作用对褶皱的形态及其中应变分布(表现为伴生小构造)都有显著影响。

1. 在压扁作用下，褶皱岩层内各点应变状态也随之发生有规律的变化，如图4—50所示，随着纵弯褶皱作用增强，压扁作用也相应增强，褶皱层内各点应变椭球的长轴( $\lambda_1$ )逐渐旋转到与褶皱轴面平行的方向上。压扁作用越强烈，应变椭球越扁，整个褶皱也就越紧闭。

2. 在褶皱形成过程中因压扁作用而使褶皱岩层的厚度也相应发生变化，表现为翼部岩层变薄，转折端岩层变厚，从而使整个褶皱由平行褶皱向相似褶皱发展。兰姆赛根据理想的

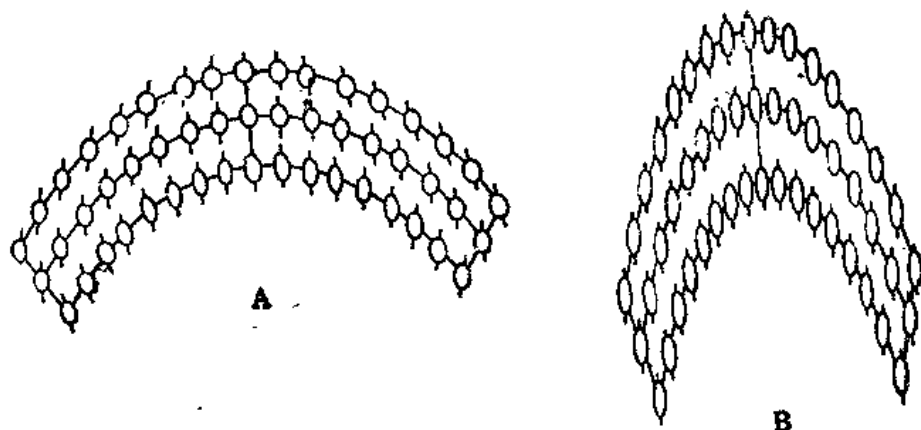


图 4—50 褶皱的压扁作用

(据B. E. Hobbs, 1971)

[本图为4—28的纵弯褶皱经压扁作用均匀压缩20% (A) 和压缩50% (B) 后的形态]

弯曲褶皱和整个褶皱的压扁量的系统变化特征，提出一个根据倾角与厚度之间关系计算压扁率的方法。不过这个求算褶皱压扁率的方法是假定褶皱变形过程中应变椭球体的 $\lambda_2$ 轴方向没有改变；同时还以在测定范围内压扁作用是均匀一致为前提的。

3. 压扁作用也使诸如岩石中的鲕粒、砾石以及具对称要素的化石（如三叶虫、腕足类、笔石、羊齿等，或矿物晶体如黄铁矿、石榴子石）发生变形，对它们变形后的形状与原始形状进行对比，也可以推断压扁作用的程度，如图 3—44 是一个背斜中鲕粒变形的横剖面，形象地反映出这个背斜在变形过程中受到过压扁作用，并可据此推断出压扁作用方向和压扁程度。

4. 在压扁作用下，位于褶皱翼部的脆性薄岩层往往在垂直压缩方向的拉伸下形成石香肠、构造透镜体；如褶皱（韧性）岩层，经受强压扁作用，则会发生轴面劈理，当压扁作用不均匀，则会沿劈理面发生差异滑动，形成以层面为标志面的剪切褶皱（图 4—43 及 44）。当褶皱是由脆性和韧性岩层相间组成时，经受强烈持续压扁作用后，韧性岩层就会产生劈理，强硬岩层则会因压扁形成所谓“无根钩状褶皱”（图 4—51），这是强烈褶皱的变质岩区，如河南嵩山、内蒙温都尔庙等地变质岩中普遍存在的构造现象（参看第九章）。

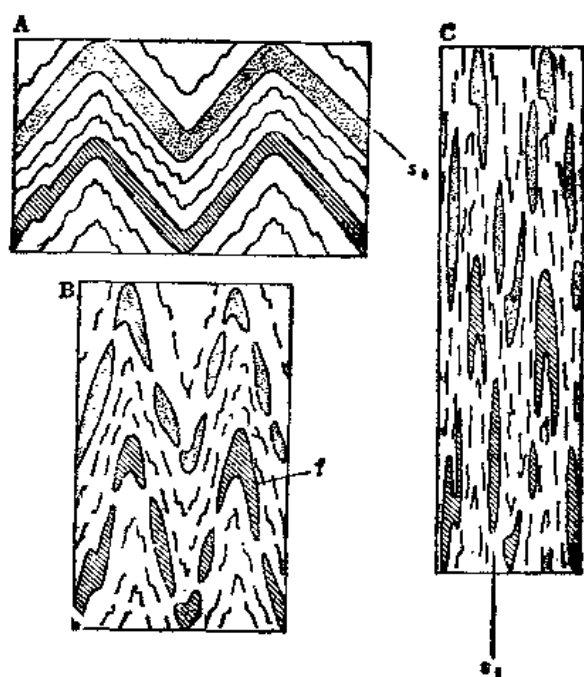


图 4—51 强烈压扁作用对褶皱的影响

（据 P. F. Williams）

A—压扁前；B—被压扁；C—经强烈压扁后；

$S_1$ —原始层理； $S_2$ —片理或流劈理；f—无根钩状褶皱

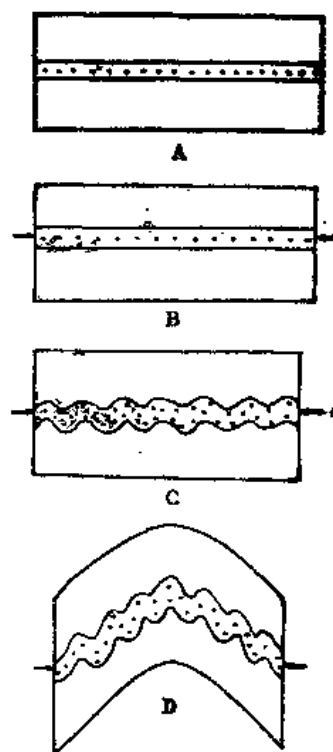


图 4—52 压扁作用形成层间褶皱示意图

（说明见正文）

5. 兰伯格和兰姆赛等用压扁作用解释纵弯褶皱中的层间褶皱的形成机制。如图 4—52 所示，在厚层韧性岩层（如泥岩）夹薄层强硬岩层（如石英砂岩）组成的岩系（图 4—52 A），当受到顺层挤压岩系尚未发生褶皱时，岩系先整体平行主压应力方向压缩，垂直主压

应力方向伸长使厚度略增(图4—52B);持续挤压下,韧性厚岩层继续压缩,而其间薄层强硬岩层则形成一系列小褶皱以适应压缩(图4—52C),随着整个岩系在纵弯褶皱作用下形成大型主褶皱,这时强硬薄岩层的小褶皱整体地也随着主褶皱而弯曲,这些小褶皱除在主褶皱枢纽部位仍保持对称式(M型)外,在两翼则变为不对称褶皱(左翼为Z型,右翼为S型)(图4—52D)。这一理论较完满地解释了层间小褶皱不仅发育在大褶皱翼部,也发育在大褶皱的枢纽部位(转折端)这一现象。

### 三、影响褶皱形成的主要因素

褶皱的形态、规模和分布特点不仅与褶皱作用力的方式有密切关系,而且要受许多因素的影响。这些因素主要有层理的发育情况和岩层的厚度,以及岩石力学性质、动力作用的方向和性质、埋藏深度和基底构造等等。下面简要地介绍这些因素对褶皱形成的影响。

#### (一) 层理在褶皱形成中的作用

层理或成层构造使岩石具不均一性,致使岩层受力发生变形时,可以通过层间滑动或层内物质塑性流动而弯曲成褶皱。图4—53是用蜡和粘土作的实验模型,A图表示一个下部由三层蜡,上部是一厚块粘土组成的试件。在侧向挤压下,蜡层显示出褶皱,而粘土块只被压缩而变厚,仅在块体表面出现一些皱纹,本身却未表现出褶皱;如将粘土块分为若干分层,层间铺上易于滑动的蜡纸,再施以侧向压力,则粘土层及其下面的三层蜡就一起形成规则的褶皱(图4—53B)。由此可见,结构均一的块状岩体(如侵入岩体)受力变形时,岩体被压缩,可能在与主压应力垂直的方向上发育有劈理或片理的挤压带或其他方向的断裂,而不形成褶皱。因此,层理或成层构造是岩石产生褶皱的一个必要条件。

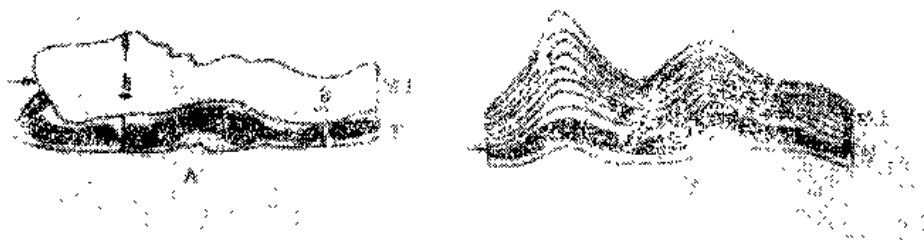


图 4—53 蜡和粘土在侧向挤压下的变形

(据B. B. Белоусов)

A—厚块粘土的变形; B—粘土层变形形成褶皱

#### (二) 岩层的厚度和力学性质对褶皱形成的影响

岩层的厚度对褶皱的形态和大小也有显著影响。例如当岩性相似而厚度不同的岩层施加同样的水平挤压力时,则厚岩层往往形成曲率小、波长大的平缓开阔褶皱,而薄岩层则形成曲率大、波长小的紧闭褶皱。

岩石的力学性质直接影响褶皱的形态和类型,当岩性不同的两组岩层一起褶皱时,可以发现:其中一组岩层的厚度不变,以弯滑褶皱方式形成平行褶皱,另一组岩层在转折端显著加厚形成相似褶皱;或者其中一组岩层形成平缓开阔褶皱,另一组岩层则成为紧闭褶皱。在褶皱转折端一组岩层产生扇状楔形张节理,另一组岩层形成反扇形流劈理(图4—39)等等。常把前一组岩层称为“强岩层”,后一组岩层称为“弱岩层”,一般来说强岩层在褶皱中表现为相对刚性层,弱岩层则显示为相对韧性层。从图4—54伊朗油田剖面所示

的褶皱形态，可以看出阿斯马里石灰岩等应属强岩层，而下法尔斯统第一阶则为弱岩层。

从野外观察和实验表明，一套强、弱岩层成互层的岩系发生褶皱，强岩层常常以弯滑褶皱作用为主形成平行褶皱，并对整个褶皱的形态起控制作用。如图4—55所示，A层试件的力学性质“强”10倍，经侧向挤压，A层的弯曲形态基本上决定了整个褶皱的形态，而A层之间的B层则被迫“迁就”A层弯曲形成的空间而变形，形成顶厚褶皱（Ⅲ类）。从图上褶皱前的正方格发生的畸变形态也清楚地反映了上述特征。

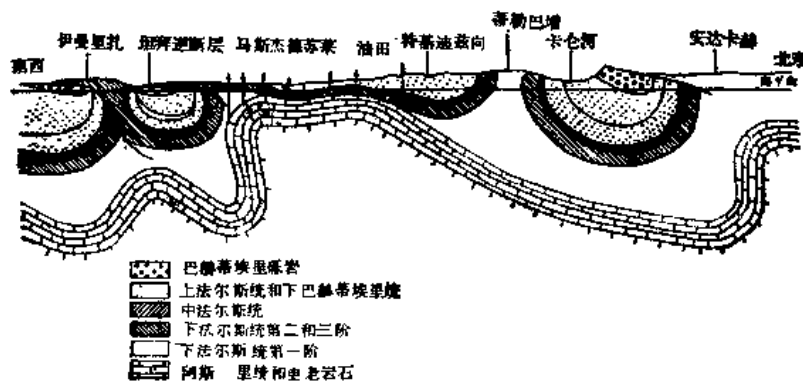


图 4—54 伊朗油田剖面图

(据G. M. Lens转引自F. S. Hills)

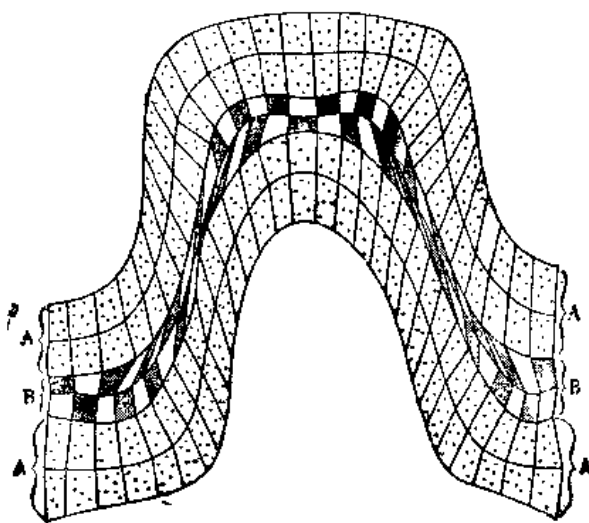


图 4—55 两种不同力学性质试件的褶皱实验

(据B. E. Hobbs等, 1976)

A试件为NaCl和云母组成，B试件为KCl和云母组成，A层物质比B层强度约为10倍，图上方格在褶皱前均为正方形

岩层的“强”和“弱”是相对的。因为岩层强弱除与岩层成分和结构、构造有关系外，还要受变形时各种因素（如温度、围压、溶液和应变速率等）的制约。在一个地区表现为强的岩层，在另一地区却可能表现为弱岩层。在一般情况下，砂岩和页岩互层时砂岩为强岩层；石灰岩与页岩或泥灰岩一起褶皱时，石灰岩是强岩层，但石灰岩与白云岩或硅质灰岩互层时，石灰岩则表现为弱岩层。同一种岩石（如石灰岩），层厚的往往表现为强

岩层，层薄的则表现为弱岩层。

毕奥特 (M. A. Biot, 1957, 1965) 和兰伯格 (1963) 等人通过模拟实验和野外实际褶皱资料的研究，对在侧向压力下纵弯褶皱发育机制进行了力学和数学分析，论证了褶皱中主导岩层的厚度及其有关的岩层力学性质控制着弯曲作用早期的褶皱波长，提出了主波长理论。毕奥特假设，在即将发生褶皱的岩层中存在一些低幅度正弦曲线状的微小起伏，这些微小起伏可能在岩层受力前已经存在，也可能是在受力初期因局部失稳而引起的。虽然这些不同波长的起伏在褶皱变形过程中，都有可能成长发育，其中某一波长在变形过程中发育最好，波幅增大也最快，最终控制褶皱的成长和发育，该波长称为主波长 ( $Wd$ )。

毕奥特、兰伯格和柯里 (J. B. Currie) 等根据数理分析和模拟实验表明，岩石在小应力的长期作用下，可以看作具有不同粘度的粘性固体，发生均匀缩短或失稳而成褶皱。粘度较高的岩层（也可称为强岩层）在褶皱作用中起着主导作用。当粘度较高的岩层夹于粘度较低的介质层中，受纵向挤压发生褶皱时，其初始主波长 ( $Wd$ ) 的公式为：

$$Wd = 2\pi T \sqrt[3]{\frac{\eta_1}{6\eta_2}}$$

式中  $T$  为主导层的厚度， $\eta_1$  为主导层的粘度， $\eta_2$  为介质层粘度， $\eta_1 > \eta_2$ 。

从上式可知，褶皱主波长与褶皱中主导层厚度 ( $T$ ) 成正比，与主导层和介质层二者的粘度比 ( $\eta_1/\eta_2$ ) 的立方根成正比。当  $\eta_1/\eta_2$  一定时，即岩层性质差异相同时，不同厚度的岩层形成不同波长的褶皱。厚度小的层形成的褶皱波长小，褶皱数目多，每个褶皱较紧闭；厚度大的层形成的褶皱波长大而开阔的褶皱。厚度相差很大的多层岩石组成的褶皱，不同厚度的岩层形成波长不同、形态各异的褶皱，在剖面上则构成明显的不协调褶皱。

上式还表明，主波长与压应力的大小无关，因为应力只影响褶皱作用的速率而不影响主波长。还有一个值得注意的特征，即当  $\eta_1$  值与  $\eta_2$  接近时，主波长值则接近于  $3.46T$ ，这样的褶皱是非常微弱的。因此当  $Wd/T$  比值很小（例如小于 5）时，则可以认为只有压缩而无褶皱，上述主波长公式则失效了。

当由厚度为  $T$  和粘度为  $\eta_1$  的  $n$  个单层组成的多层粘性层（层间具有润滑界面）夹在粘度为  $\eta_2$  的低粘度介质中受到顺层压力作用而褶皱时，其主波长为

$$Wd = 2\pi T \sqrt[3]{\frac{n\eta_1}{6\eta_2}}$$

这种情况的主波长值除了要受层数 ( $n$ ) 的影响外，其它均与单层相似。

### (三) 岩层埋藏深度及应变速率对褶皱形成的影响

地壳中不同深度的岩层，由于所受的围压和温度不同而具有不同的力学性质。因而处于地壳不同深度的岩层发生褶皱时，褶皱作用机制和褶皱形态各有其特点。一般地说，在地表附近的常温、常压下，岩石表现为脆性，以断裂变形为主，难以形成褶皱；在地表以下随着温度、围压的增大，岩石的韧性也随之增高，在较浅处，岩石可能表现为弹性性状，层理所显示的物质不均一性明显，岩层褶皱以弯滑褶皱作用为主，常形成平行褶皱 (I<sub>0</sub> 型)；愈向深处，岩石的韧性越高，其性状渐接近理想的粘弹性体，不均一性逐渐消失，褶皱作用也逐渐以弯流褶皱作用和剪切褶皱作用为主，进而变为柔流褶皱作用为主。

变形作用力的大小和应变速率，对岩石的力学性状也有较大的影响。如果作用力大，应变速率很大，岩石并不表现为粘性，而表现为弹性，这时即使在地下一定深处，岩层也

会呈弹性弯曲或断裂；在缓慢变形中，即使在近地表条件下，岩石则像粘度值为 $10^{16}$ 到 $10^{21}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 的粘性材料（ $10^{16}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 相当于岩盐的粘度量级），这时即使压应力很小，但持续时间很长，岩层也会发生蠕变而形成褶皱，甚至使韧性低的岩层发生强烈褶皱。

#### （四）基底构造对盖层褶皱的影响

基底或深层构造特别是基底断裂构造对盖层或浅层的褶皱形态和组合分布具有较大的影响。例如，有些雁行褶皱就是由基底中的平移断层（走向滑动断层）的水平剪切作用所引起的盖层褶皱（图4—56）

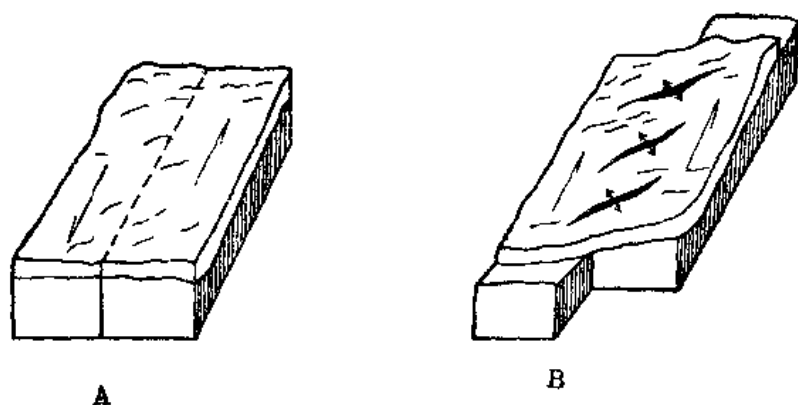


图 4—56 雁行褶皱与基底断裂的关系

（模拟实验）

A—变形前；B—变形后

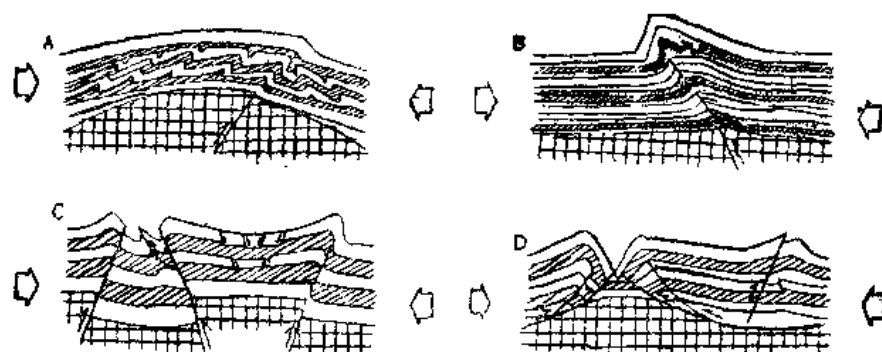


图 4—57 基底（深层）构造控制盖层（浅层）构造示意图

（据张文佑，1984）

- A—深层（基底）隆起控制浅层背斜，浅层挠曲正位于深层断裂部位；B—深层断裂使浅层形成不对称褶皱；C—深层断块构造控制浅层箱状褶皱（注意背斜上发育正断层，向斜中沿断裂有强烈柔褶变形）；D—基底波状面控制浅层构造（注意在侧向挤压下，沿背形基底面出现一系列滑动面）

张文佑等根据野外观察和模拟实验研究，论述了不同组合形式和不同运动方式的基底断裂对盖层褶皱的形态和组合型式的控制关系。钟大贵等人还讨论了深层隆起、深层褶皱、深层断裂，深层不同岩性界面和深层波状古剥蚀面对浅层（盖层）褶皱的形态和组合型式的控制关系（图4—57）。如基底隆起其上的盖层形成大型穹窿（图4—57 A），四川威远穹窿就是一例。深层（基底）断裂常使浅层（盖层）形成不对称褶皱（图4—57 B），其陡翼通常反映深层断裂的部位，褶皱轴面和深层断裂倾向一致。在两基底断裂之间的断块部



位常形成箱状褶皱(图4—57C)。如深层是波状起伏的“硬化”基底,当侧向挤压时,波状不整合面成为滑动面,则可能在深层的正向地形上出现向斜构造,负向地形上出现背斜构造(图4—57D),

## 第五节 褶皱构造的观察和研究

褶皱构造研究的基本任务是,通过野外观察和填图,结合各种地质勘探(如物探、钻探和山地工程等)手段和航片、卫片的图象解译等所取得的地质资料的综合研究,查明褶皱的形态,产状和组合分布特点,探讨褶皱形成机制的形成时代,为研究区域地质构造特征、褶皱与矿产及水文、工程地质等关系提供这方面的基础资料。

本节简要讲述褶皱的主要观察研究的内容和方法。

### 一、褶皱形态的研究

#### (一) 了解区域的总的构造轮廓

在着手研究一个地区褶皱构造时,首先应通过对包括研究区在内的小比例尺地质图及航空像片,卫星像片的解译分析,或在露头良好的地带进行横穿区域构造线的路线观察,了解全区地层时代、层序及构造总体的特征,如区域构造线方向及其变化,背斜和向斜发育特点,背斜、向斜是否构成更高级的大型褶皱,褶皱枢纽的倾伏方向,全区构造发育的强弱变化情况等等。总之,应尽可能对区域构造基本轮廓有一个初步了解,这对于进行详细研究该区褶皱构造是有益的。

#### (二) 查明地层层序和追索标志层

查明地层层序是研究褶皱和区域构造的基础。首先要注意区别层理和其他次生面状构造。要系统地进行地层研究。根据古生物和岩石沉积特征查明地层层序、时代和按填图要求划分地层单位。在化石缺乏的地区,要注意利用岩石各种原生构造(详见第二章)或伴生小构造(如层间小褶皱、劈理等)来查明岩层的产状是正常还是倒转和岩层相对顺序,然后根据地层的对称重复的分布关系,确定背斜和向斜的所在。

地质制图是研究褶皱的形态、规模和分布特征的重要方法。在填绘地质图时,除填绘所划分的地层单位的界线和其他构造界线外,还应注意追索和填绘标志层,并观测其产状。所谓标志层是指层位稳定,分布广泛,在岩石成分和结构构造或所含化石方面具有明显的特征,且厚度不太大而稳定的岩层。在褶皱规模较大,或构造比较复杂,特别像变质岩地区,在层理或地层层序尚未查清的情况下,选择像石英岩、大理岩等作标志层,追索其分布和系统测量其产状是研究褶皱构造和填绘地质图的重要方法。

在油气田或其层状矿床的普查勘探中,常根据所选定的标志层或矿层的顶面或底面在矿区内各地出露的高程和产状,结合钻探和物探资料,编绘构造等高线图(图4—58)。这种图件能准确地反映褶皱的形态和规模(构造等高线图的绘制方法参看本书实习教材实习九)。

#### (三) 观测褶皱的几何形态

1. 测定褶皱轴面和枢纽的产状。褶皱轴面和枢纽产状(或褶皱轴)是确定褶皱几何形态和产状的基本要素。对于规模较小、出露完整的褶皱有时可以从露头上直接量得该褶皱的轴面和枢纽产状。但对于规模较大、出露不完整的褶皱,往往需要系统地测量其褶皱面

的产状，用计算方法或赤平投影方法才能较精确地测定出其轴面和枢纽产状（参看本书附篇一“赤平极射投影在构造地质学中的应用”的有关部分）。

2. 根据同一剖面上不同层位及不同高度的岩层倾角的变化，结合同一岩层厚度在褶皱不同部位的变化，分析褶皱各层的几何关系，判断是平行褶皱还是相似褶皱，或是顶薄褶皱。

3. 转折端处的岩层产状在研究褶皱形态方面有重要意义。无论褶皱两翼岩层层序是正常还是倒转，而在转折端处的岩层层序一般是正常的，据此可以帮助确定岩层正常层序。但对平卧褶皱、翻卷褶皱和叠加褶皱则是例外。

4. 观察褶皱的出露形态和平面图像。褶皱的出露形态不仅与褶皱本身形态、产状和规模大小有关，而且还受到地面切割的影响。由于风化侵蚀，地面这个天然切面起伏不平，可以从任意方向切割褶皱，如图4—59所示，虽是一个简单的圆柱状褶皱，但在不同方向的切面上所出露的形态就各不相同，地面可以是其中任一个面，因此褶皱在地面上的出露形态只是褶皱在这个方向的地面出露效应，是褶皱不完整的、甚至是被歪曲了的形象。因此，必须通过详细观测，对褶皱在不同位置，不同方向的出露形象进行综合分析，并结合赤平投影的解析和几何作图揭示褶皱的真实形态和产状。

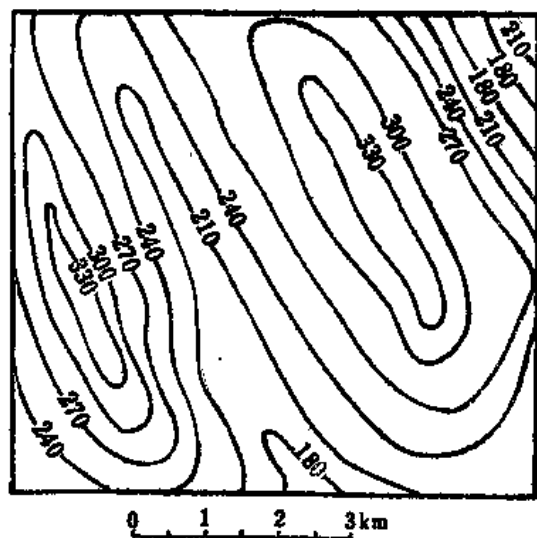


图 4—58 构造等高线图  
(据Н. И. Буялов)

褶皱在地质图上的图像是褶皱在地面出露形象的平面投影。因此，在地质图上分析褶皱形态和产状时，要注意地形效应，地质图的比例尺越大受地形影响越大。一般来说，当地面起伏不大，轴面近直立、枢纽倾伏较缓的褶皱，地质图上褶皱的各岩层露头线转折端点的连线，接近于褶皱的轴迹，其方向大致反映了枢纽倾伏方向。但是，对于斜歪倾伏褶皱，尤其是斜卧（重斜）褶皱和形态较复杂的褶皱，或地形复杂、起伏较大，则地质图上两翼岩层露头线转折端点的连线与枢纽方向就不一致了。如图4—60表示一个斜卧褶皱，从地面（假设地面平坦）上看，岩层露头转折端点连线表现出向南倾伏，但是，枢纽的实际倾伏方向却是正东，两者方位竟相差90°。又如图4—61A所表示的斜歪相似褶皱的岩层露头转折端点连线，虽然与轴迹平行，但并不是轴迹所在。而图4—60B表示的斜歪平行褶皱上，这条线则既不是轴迹，更不与轴迹平行，二者之间也没有任何确定的几何关系。

5. 绘制褶皱剖面图及褶皱横截面图。褶皱是一个复杂的立体形态地质体。对褶皱形态的研究，除通过野外填绘的地质图来表示外，往往还要用剖面图来表示。一般总是绘制褶皱横剖面图（即铅直剖面）。横剖面图可以是实测的，也可以从地质图上用作图法绘制（作图方法参看本书实习教材实习八）。

对于变形较强烈的复杂褶皱，要准确地反映褶皱形态，应绘制褶皱横截面图（或称为正交剖面图），这是一个重要方法。

褶皱横截面是指与褶皱枢纽垂直的截面。图4—62表示一个褶皱的水平面、横剖面（铅