

国外小构造研究

[專 輯]

地质部地质科学技术情报研究所編

1965年8月

編 者 的 話

小构造是研究大地构造和区域构造的基础，它能帮助我们确定岩层顺序；阐明大型构造的几何形状；指出局部的构造运动方向和性质，以及岩石变形的应力分布状况；查明不同变形幕的时间顺序，恢复区域构造史。此外，小构造研究对阐明矿体的赋存条件、形态特征以及分布规律都具有实际意义；对矿床的勘探与开采、水文地质及工程地质的研究等方面，小构造研究也是不能忽视的。

过去，在构造方面，介绍各国，尤其是苏联的大地构造理论、发展规律等综合性文章较多，国外小型构造的工作方法及实际应用则报导的较少，显然对于我国的构造地质工作会带来一些不良的影响。近年来，在我国由于生产的需要，小构造的研究引起了普遍的重视；为了适应这一需要，我所在各兄弟单位协助下编辑了国外有关褶皱、劈理、片理、线理、裂隙等方面的小构造专辑；选文共二十二篇，着重介绍小构造的区域构造意义、研究方法和形成机理，供生产、科研、教学单位的地质工作者参考。所选文章力求实例丰富、图表鲜明、方法具体，以期对从事实际生产的地质工作者有更大的参考价值。

专辑中之图件、地名等都是按原文直接译出的，与现时情况可能有所出入，引用该资料时请加注意。

目 录

1. 小型构造的区域构造意义及其对野外地质人员的重要性 G. 威尔逊 (1)
2. 在构造研究中关于小型构造工作方法的几点意见 H. 泰色瑞 (72)
3. 北莱茵页岩山中化石变形与构造 F. 庫尔特曼 (82)
4. 阿克苏兰向斜中次级小构造的研究及应力分析实例 M. B. 格佐夫斯基 (96)
5. “相似”褶曲的几何性质和形成机理 J. G. 兰姆赛 (118)
6. 用以分析双重褶皱的构造等高线图 A. 伯尔兹利逊 (136)
7. 褶皱形成的机理分析 J. 郭盖尔 (141)
8. 劈理的分类 (以苏格兰高地克瑞哥尼什地区的资料为例) J. L. 克尼尔 (150)
9. 片理形成的机理 F. 貢札勒茲-博諾瑞諾 (156)
10. 对“窗櫺构造”的探讨 H. U. 施民克 (166)
11. 构造地质学中线理的测量 G. 亥姆派尔 (174)
12. 应用于得克萨斯洲拉諾郡紅山片麻岩的两种节理研究方法的比較
..... R. E. 博依尔等 (184)
13. 沉积岩的构造裂隙与区域构造及局部构造的关系 J. F. 亥瑞斯等 (189)
14. 研究西南费尔干褶皱沉积岩层中节理的经验
..... Д. А. 卡澤米罗夫, К. И. 庫茲涅佐夫 (212)
15. 沉积岩宏观裂隙研究方法的数学论证 М. Н. 波梁斯基 (221)
16. 雁行状裂隙的野外研究成果 М. В. 格佐夫斯基 (231)
17. 研究裂隙的成因-统计方法 М. В. 腊次 (238)
18. 岩石裂隙的计算和预测问题 А. И. 卡鮑金, А. А. 卡諾夫 (246)
19. 裂隙的构造分析 今井秀喜, 小出仁 (253)
20. 构造裂隙的研究 И. П. 庫什納烈夫, Л. И. 魯金 (262)
21. 論岩石变形的实验研究的方向 А. А. 赫洛布斯托夫 (271)
22. 在粘土模型中地质变形的应力, 应变及破裂 G. 奥尔特耳 (278)

小型构造的区域构造意义及其 对野外地质人员的重要性

G. 威尔逊

目 录

- | | |
|------------|---------------|
| 1. 引論 | 8. 流劈理、片理和线理 |
| 2. 应力和应变 | 9. 香肠状构造 |
| 3. 构造的对称性 | 10. 拖曳褶曲和寄生褶曲 |
| 4. 构造和层序 | 11. 窗櫺构造和杆状构造 |
| 5. 张裂隙和剪切带 | 12. 重迭的小构造 |
| 6. 劈理和片理通論 | 13. 小构造和大构造 |
| 7. 破劈理和滑劈理 | 14. 結論 |

一、引 論

本文目的在于向一般野外地质人员提出在岩石中可能见到的许多小型构造的意义。我所說的小型构造就是那些在野外很容易看到的，但因为太小而无法在 1 : 10,000 或縮尺更小的地质图上表示出来的构造。照韦格曼 (Eugène Wegmann) 的說法，这种构造的規模有的有露头一般大小，或者像手标本那样大。其意义有四方面：（1）用以闡明大型构造的几何形状和岩层的层序；（2）用以指示局部构造运动的方向和性质；（3）用以指明造成岩层变形的应力的分布情况；（4）用以指出不同形变作用幕的时间程序，在这种情况下，小构造更有助于判明区域构造的历史了。

岩石形成时的环境可从岩相上看起来，岩石一旦脱离了原来的沉积环境，其后来的历史即首先記載在硬結成岩作用上，而后則記載在岩石的形变和变质作用中。构造地质学和区域构造学的目的并不仅仅在于研究岩石形变的机理，而是力求要将一个地区由岩石所显示的地质历史延续到地层学家和沉积学家都不再继续研究的时限范围。然而，要作到这一点，首先就得懂得种种构造的形成方式，这对于一个地质工作人员來說，是很重要的。因此，我打算在下一节中将施加的力与其所造成的形变之间的关系簡要地說明一下，并且附帶列举一些所产生的构造的簡單实例。然后再对比較常見的几种地质构造加以描述和討論，并将尽力闡明其区域构造的意义。

二、应力和应变

讓我們先設想有一块微体岩石处于地壳的稳定区域中。这块微体岩石将被作用于各个方面的大小相等而方向相反的力保持在原处，这种力的性质等于靜水压力。力的这种分布同三

对互成直角作用于这块微体上的大小相等而方向相反的应力系统是一样的，这三对应力被称为主应力。事实上，力的任何平衡系统，不论是由挤压力造成的，或是由引张力造成的，还是由扭曲力造成的，都可以分解成为三个互成直角的主应力系统（Goguel, 1948, P118—120; Hubbert, 1937），图1，A。

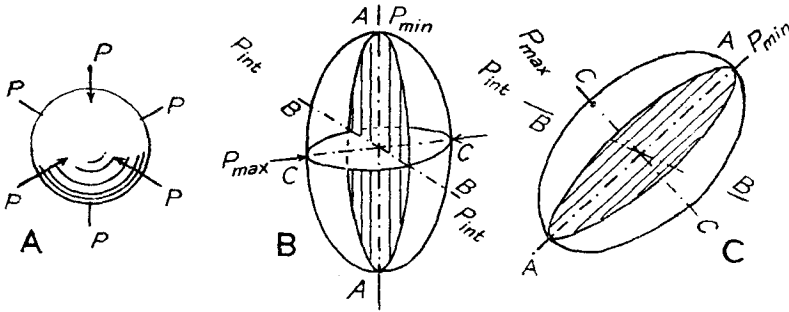


图1 处于静水压力下的一个球形微体（A），随主应力大小和方向的改变而变成成为三轴椭球体（B和C）。（据Wilson, 1946）。

埋在地壳深处的一块微体岩石，其主应力全都是挤压性的；但如果是在这样一个地区，即除围压以外，还受有外部施加的力，则这块微体岩石上的各个应力的就要改变了。其方向也可能改变，以适应新的条件。这样，三个主应力就不再相等。要充分了解三个不相等的主应力对岩石的影响，可以设想一个原来是球形的微体，受到这种应力后变成了一个三轴椭球体，图1，B，这就是所谓应变椭球体。椭球体的三个轴，AA，BB，CC，分别与三个主应力—— P_{min} ， P_{int} ， P_{max} 相当，BB为中间轴，AA为最大引张方向。

实际引起形变的力不会如此简单。在岩石中诱导出应力的往往主要是一种扭力或力偶，在这种情况下，主应力就要发生旋转，而应变椭球也将相应地发生倾斜。旋转将发生在力偶的平面上，也就是将围绕BB轴进行，图1，C。

这样的力偶通常是由于岩层沿层面滑动的摩擦力引起的，如果作用于自由微体的顶面和底面，就会使之旋转，图2，A。但在岩石里很少见到这样的旋转，特别是在沉积岩里，因为岩石微体是被上下岩层的层面限制在原处的。这表明，为了制止旋转，必然会在原生力偶的平面上诱导出—对次生的应力偶，而作用方向与原生力偶成直角，图2，B。

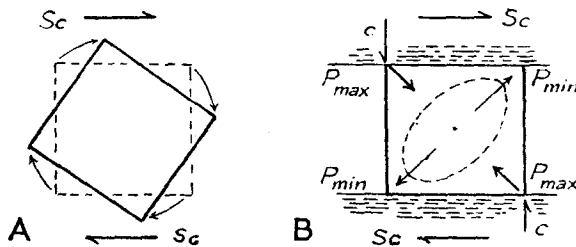


图2 A.应力偶 S_c 作用于—自由微体上
B.应力偶 S_c 为—对诱导出的次生力偶 cc 所平衡。

这两对力偶的解，表明其效应等于是 P_{max} 和 P_{min} 这两个主应力作用于一个斜角上，结果使应变椭球旋转，因而在岩石中所见到的相应构造，就将与层面滑动方向斜交，并且有单斜对称性。

如果力足够大，則受力作用的岩石便会变形，超过其强度时，就要破裂。但是，变形决定于好些因素：

(1) 最大和最小主应力的差，即所謂“应力差”；

(2) 岩石的强度 (résistance)，这又决定于：

(a) 岩性，例如砂岩抵抗变形的强度比頁岩大；

(b) 围压，这主要是个埋藏深度 (la charge) 因素。例如石灰岩在埋藏深度浅时具有高度刚性，深时則具有柔性，甚至会流动；

(c) 岩石中存在的液体。岩石孔隙中的流体往往具有很高的靜水压力，这有助于裂隙的发展，并能促进再結晶作用和变质作用，从而降低了岩石抵抗变形的强度。

(3) 施加应力的速度和岩石承受应力時間的久暫。

要知道，从野外岩石中看到的最后形变，并不单纯只是动力作用的结果，在构造开始变形的期間和以后都可能发生过变位，因此，我們現在看到的构造乃是应力造成的岩石破坏又伴有后来运动的产物。

增加岩石围压（等于增加埋藏深度）的效应是使其强度远超过在一般試驗室条件下受試驗时所表现的强度，可使岩石变形达到很大程度而不破裂，尽管应力差很大；而在一般情况下，材料早就該破坏了。这种在深处的变形作用，又因岩石中有孔隙水——不是同生水 (connate fluid) 就是岩浆水——以及应力作用時間的长久而加强或者甚至加速了。这些因素的影响已经通过許多实验得到了证明。

实验結果证明，有足够的时间和高围压，岩石将发生塑性变形，或者同弹性-粘性流动有几分相似。卡瑞 (S.W. Carey, 1954) 教授认为岩石的变形可用下列方程式表示之：

$$S = \frac{P}{\mu} + f(P) + t^{\frac{1}{2}}\beta + \frac{Pt}{\eta}$$

总应变 = 弹性应变 + 塑性应变 + 瞬时应变 + 粘性应变。

S = 剪切应变； P = 剪切应力； μ = 刚性； η = “粘性”； β 为一常数。

公式表明，当应力維持時間短暫時，岩石的表现有如刚硬的弹性固体；当应力維持時間較长时則发生塑性变形；但如果時間过长，方程式中的末一項即将超过其它三項，而岩石的变形有如粘性流体，并且发生“蠕動”。但無論应力維持時間多么长久，岩石总具有一定的起碼刚性，除非超过了一定的应力限度，否則是不会由于流动或任何其他机理而表现永久形变的。这一点同奈尔德格 (A.E. Scheldegger, 1958, chap. II) 对地壳和地幔中“变形力学”的分析是一致的。

主应力的方向及其所造成构造的方向将到处因局部条件的不同而不同。例如在一个理想的造山带中心，图 3，作用于岩石的力主要是挤压力，应力解除的主要方向 (P_{min}) 是直立的，因此主压应力大致在水平位置上，所以比較大的褶曲大都是直立对称的。整个的变形情况可用一个最短軸水平、最长軸直立的橢球体来表示，见图 3, i。从造山带中心往外，直接的挤压力就被剪切力或力偶替代了。这就造成了主应力在空間中的旋轉，而使最大应力 (P_{max}) 不再水平，应力解除方向 (P_{min}) 的本身也傾斜了。变形状况将适应应力系統的这种方向发生改变，见图 3, ii；而构造倒轉的程度，或其不对称性，則将决定于主应力的位置 (見 Goguel, 1948, P. 317)。在造山带边缘附近，岩石运动比較方便，所以除去单纯是

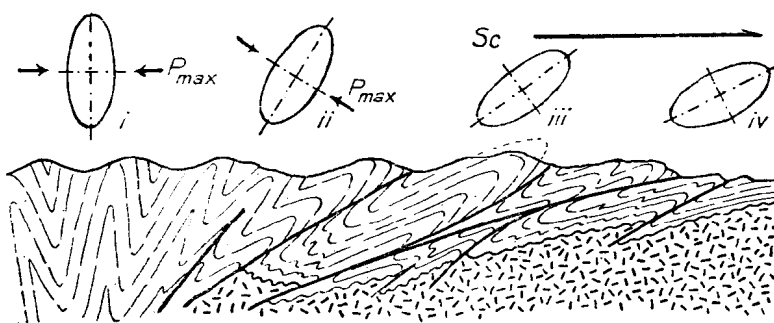


图3 理想造山带中构造变形的种种情况。

动力方面的变形作用以外，还必须考虑到运动方面的影响，这会使构造作更进一步的旋转，因而变得愈来愈不对称，见图3, iii和iv。这里的条件表面看来是反常的，因为 P_{max} 显得似乎是在近于直立的方向上起着作用。

从穿过造山带的剖面上，我们看到：构造的形状与力和运动是密切相关的，构造形状的对称性就反映了力和运动的对称性。在造山带中心，对称性大致是斜方式的，在边缘附近就变成单斜式的了——该图纸面即为对称面。如果山脉的前沿，也就是没画出来的第三度空间，对剖面所在的平面是斜交的，或弯来弯去的，那末，构造以及造成构造的力和运动在三个方向上都将是**不对称的**，也就是属于三斜式。

三、构造的对称性

任何构造的对称性一般都可以用类似结晶学中所用的术语来描述。例如一块性质均匀的岩石——无剥理的花岗岩或辉长岩——可以叫作“均质的” (isotropic)。一个礫石，如果均匀地压扁了，或者平行于一个轴弄成了餅状或橄欖球状的椭球体，就有了对称轴，包括这根独一的轴 (a)，可以通过这个形体引出无数对称面来。如果一个构造包含着两个互成直角的对称面，就可以说是具有斜方对称。因此，平行的直立褶曲系统具有斜方对称性。一个对称面与褶曲的轴面相合，另一个则与褶曲的轴直交，见图4, A。

图4, B所示两条互相交叉的成雁行状排列的开口张裂隙 (tension gash) 带，也是具有斜方对称的构造。

单斜对称是地质构造中最常见的一种对称性，见图4, C。这类构造只有一个对称面，在一般弯褶曲中，与褶曲轴成直角。在具有板劈理的岩层中，对称面即与层面和劈理面的交线成直角，见图4, D。

三斜构造没有对称面，例如所谓“螺絲錐形褶曲” (Plis à tirebouchon) (見 Margerie and Heim, 1888, P.118)。这类无对称性的构造可能是由两套时代不同的构造彼此斜交时产生的，其中任何一套原来都可能具有比较简单的、对称的形状，见图4, E。也可能是由于一种构造在一次运动期间的发展不平衡或者受扭曲作用而造成的。

在大构造的不同部位中，构造的对称性往往是不同的。孤立露头中，小构造所表现的对称性，并不是总能够反应出大构造的对称性来。一般说来，人们所能看到的构造形迹愈大，则对区域构造理解也就愈确切。

为了便于描述和比较构造的方向，很多作者曾经采用了好几种构造座标轴的系统。柯路

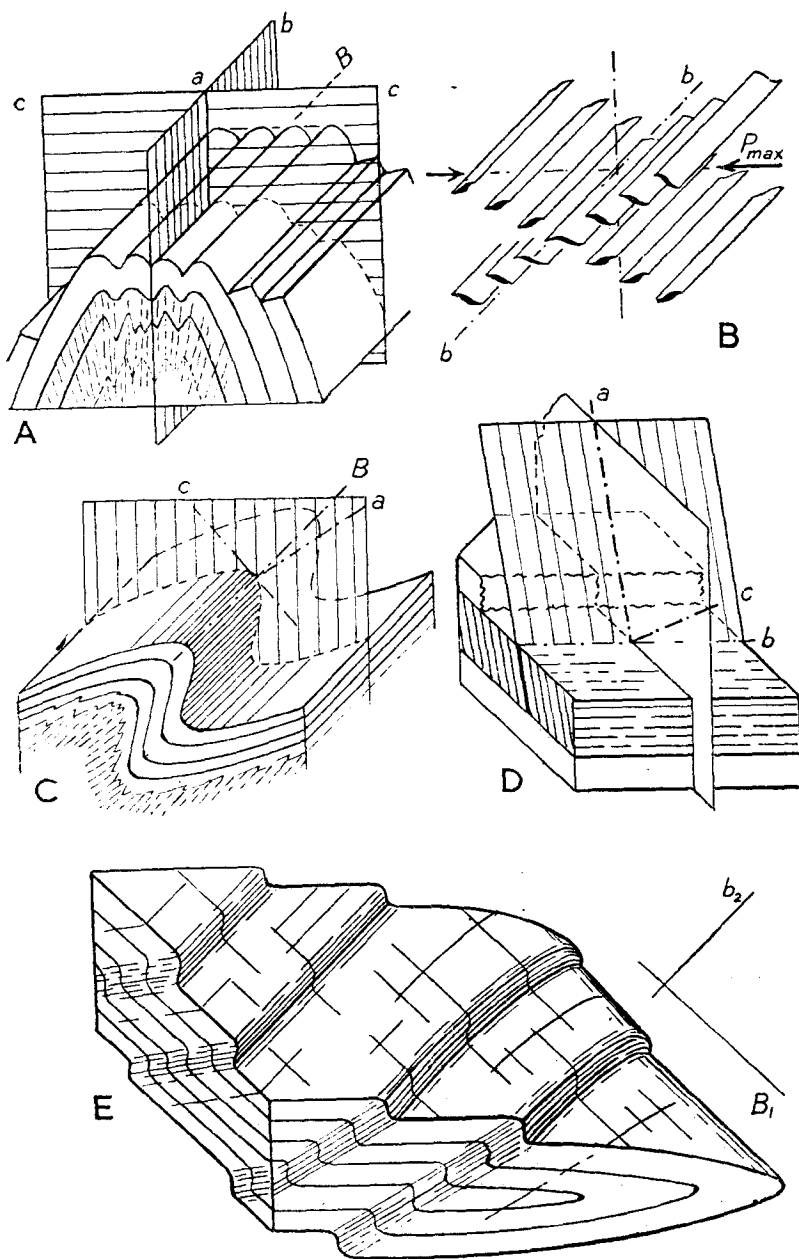


图4 表示种种构造对称形式的范例。

A, B: 斜方对称 C, D: 单斜对称 E: 三斜对称

斯 (Ernst Cloos, 1946, P, 5) 在其論“线状构造”的专著中, 已将这些坐标軸的系統作了簡要的总结。現在用得最普遍的術語是桑德尔和施密得格两人提出的 (Sander and Schmidegg, 1926, P, 328), 这些術語同冉乃达 (Jannetaz, 1884, P.225) 所提的在許多方面都一样。海穆 (Heim, 1921, P. 83) 也用的是同样的坐标軸, 但用不同的字母来表示。桑德尔—冉乃达坐标的定义如下:

a 軸：为运动方向，即运动面与垂直于褶曲軸的对称面的交线，见图 4，A、C 和 D。在褶曲中，此线位于軸面上，见图 4，C。断层面上的擦痕线就表示出 a 方向。

b 軸：同 a，和同垂直于褶曲軸的对称面成直角，一般由两个运动面（例如层面和片理面）的交线显示出来，见图 4，D。当 b 变为旋轉軸时，例如与褶曲的枢紐一致，即名为 B（Knopf and Ingerson, 1938, P.46）见图 4，C。在弯褶曲中， $b=B$ ，但在剪切褶曲（Plis de cisaillement）中，則未必如此。

c 軸：垂直于 a 和 b。

在三斜褶曲中，见图 4，E，褶曲的枢紐（ B_1 ）并不平行于层面同劈理面的交线（ b_2 ）。

运动面可以是劈理面或断层面，甚至可以是层面，随所研究的具体构造而定，它是包括 a, b 的平面。单斜构造的对称面是包括 a, c 的平面，又叫作“变形作用面”。

在某些构造中，例如在简单弯褶曲中，可以很容易看出构造座标軸（由应变椭球体所验证的运动方向）同造成这种构造的主应力之間的一致性。表 1 所示为这种关系的总结。必須記住的是，这种关系并不是处处都适用的。

表 1

构造座标		应变椭球軸	主应力
桑德尔—冉乃达	海穆, 1921		
a	c	A—A	P_{min}
b	a	B—B	P_{int}
c	b	C—C	P_{max}

单纯用动力学的办法来阐明某些构造的成因是困难的，因为运动还起着一部分作用。例如，尽管可以看出造成倒轉褶曲的主应力是傾斜的，而讀者却未必明了这种构造的不对称性是出于施加了剪切应力或力偶。讀者甚至会有这种印象，即这种构造只是由于外部施加了某种傾斜很陡的挤压应力而产生的（见图 3，iii 和 iv）。在另外一些构造中，可能很难肯定主应力方向。因此，一旦认清了构造的几何形状以后，用岩石运动的术语或运动学的术语着手对构造进行描述，比用应力和力的术语或动力学的术语往往会更简单，更确切，特别是对单斜对称的构造来说更是如此。一般情况是，单斜对称构造的存在或平臥的斜方对称构造的存在都指示有剪切力偶在有关岩层上起过作用。

对于褶曲軸这一术语，不同的作者下了不同的定义，而且很多人都认为同背斜脊或向斜槽是同义語。毕令斯（Billings, 1942）、莫尔埃（Moret, 1947）和奈文（Nevin, 1949）說它是层面和軸面的交线。奥格（Haug, 1927, I, P.194），崩特（Bonte, 1953）和斯托克威尔（Stockwell, 1950）则认为褶曲軸是褶曲的枢紐线（hinge-line），或者說是沿着一个特定层的曲率最大处的一根线。克拉克和麦肯泰尔（Clark and McIntyre, 1951）在討論这些定义时指出，有很多复杂的褶曲在其延长方向上能在很大距离內維持甚为稳定的剖面形状。他們同意桑德尔（Bruno Sander, 1948, P.59）的說法，即这种褶曲的形状是开口的圓桶状构造，可用一段母线（geneatrix）平行于其自身并平行于圓桶的軸向前移动而得出来。这是“以 19 世紀 90 年代以来的阿尔卑斯构造地质学家，尤其是路荣（Lugeon）和阿尔岡（Argand）的用法”为根据的。所以，一个复杂的褶曲系統可以想像成是个包裹着

一捆平行的圓桶的部分表面。整個系統的構造軸的走向和傾伏方向並不一定限於某種特殊層位上，可用任何一個圓桶表面上的任何一條直線來表示，見圖5。因此，褶曲的脊、槽和樞紐等只是母線的特殊位置。

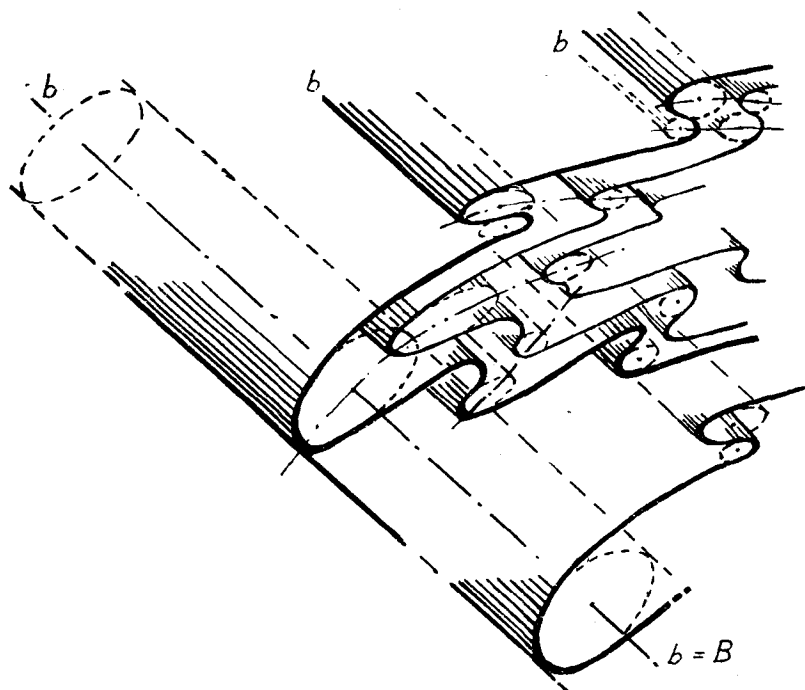


圖5 圓桶狀褶曲系統。

正常的圓桶狀褶曲只有一個對稱面，它與褶曲軸成直角；而褶曲軸向， $b=B$ ，即為大型及小型構造所共有。因此，我們在確定了小構造的 b 軸以後，就必然能夠定出大構造的 方向。

然而，郭蓋爾 (Goguel, 1952, P.126) 曾經指出：“常有這種情況，即標準層的層面並不具有同樣的圓桶形”；如斯托克威爾 (Stockwell, 1950) 所表明的，背斜如沿其延長方向逐漸消逝而變成為向斜，就可能接近是一種圓錐狀構造。這種非圓桶狀的構造將由其附屬的小構造的 b 軸的不平行關係顯示出來。

蘭姆賽 (Ramsay, 1960) 也曾經指出，許多剪切褶曲雖然乍一看是單斜對稱的，實際却是三斜對稱。詳細地研究一下為晚期剪切褶曲所褶皺了的早期線狀構造就可能表明褶曲的 B 軸並不平行於運動的 b 軸（見本文第46頁）。

當然有很多大型構造並不是真正呈圓桶狀，但其中有許多同圓桶狀差不多，還有許多構造順其延長方向在很短距離內是近似圓桶狀的。因此，如果將一區域劃分成小區，考慮到小區中構造的軸和對稱性，先按小區分別考慮，然後再結合或比較相鄰小區中的情況，這樣往往就能夠得出整個區域構造的綜合形象了。韋格曼 (Wegmann, 1929) 提出了這個方法的綱要，而約翰遜 (Johnson, 1957)，蘭姆賽 (Ramsay, 1958a, 1958b)，克里福德等人 (P.Clifford et al, 1957)，以及克里福德 (1960)，在闡明蘇格蘭高原的迭置構造 (Superimposed Structure) 時，都成功地運用了這種方法。

四、构造和层序

小型构造最大用处之一就在于它可用来确定局部地层顺序。然而这种可能性有一定限度，以这种次生构造为根据确定的地层顺序，必须只当作是“极近值”，随着工作的进展，可能有所改变。

可用来决定地层顺序的小型构造分为两类：（1）原始沉积构造；（2）构造成因的次生构造。施若克（Shrock, 1948）对这两类小构造都作了讨论。

原始沉积构造是沉积作用的直接产物，如果保存得好，那么就可以作为确定各个岩层顶面和底面的证据。这类小构造中包括有：粒度渐变层理、流水层理、波痕、足跡等等。

本文要讨论的是可用来决定地层顺序的构造成因的次生构造，其中包括开口张裂隙、劈理和片理、以及拖曳褶曲等等，下面将在有关各节中分别加以讨论。不幸的是，这许多小型构造可以通过多种方式产生，因此除非有充分证据，一般说来对它们的解释只能是推测的。如果所见构造是在一次以上的构造幕中形成的，那么它们所提供的证据就可能引起误解，除非能够将属于不同构造幕或构造期的那些小型构造区别开来。

只有在以单一褶皱幕为主的构造运动区域中，才有把握利用小型构造来正确的决定层序。如果大褶皱和相联的小构造都是由共同的统一构造运动产生的，那么小构造的产生主要是由于当大构造形成时，褶曲了的岩层之间发生相对滑动的结果。

当岩层按一般方式形成弯褶曲时，总有这样一种倾向，即上层对下层向着背斜的枢纽并离开向斜的槽往上滑动（Leith, 1923, P. 176），见图 6。这种滑动可以出现在个别的层之间，也可以出现在成组的层之间；而且，如果岩层在褶皱期的开始时是处于正常层序中，则即使褶曲倒转了，只要看出哪些层比其相邻的层已经向上移动过，就能决定哪一层新，哪一层老。这种层间滑动现象，是容易看到的。例如，柯路斯和马丁（H. Cloos and Martin, 1932）在

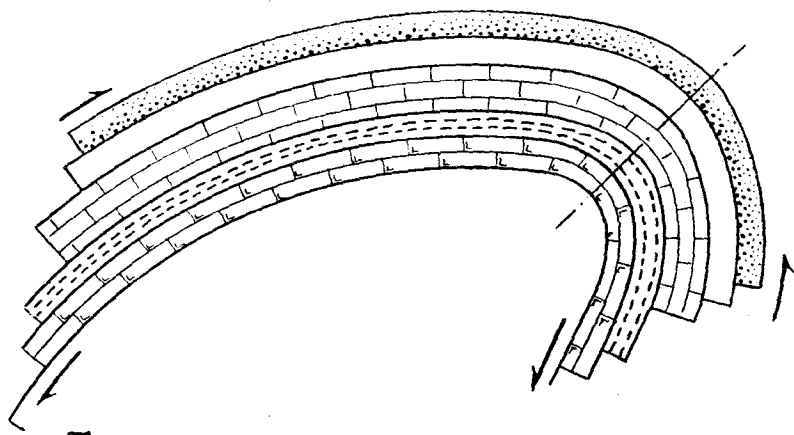


图 6 弯褶曲中层间的向上滑动。

野外通过构造运动前的石英细脉的位移，认出在已经褶皱过的岩层之间确实出现了这样滑动的证据。个别细脉在从第一层穿到第二层的层理面上顺倾斜向上移位。肯尼（J. P. L. Kenny, 1936）和希尔斯（Hills, 1945）曾描述过含金石英脉的类似位移，个别岩层彼此之间错开了将近60厘米，见图 7，B。

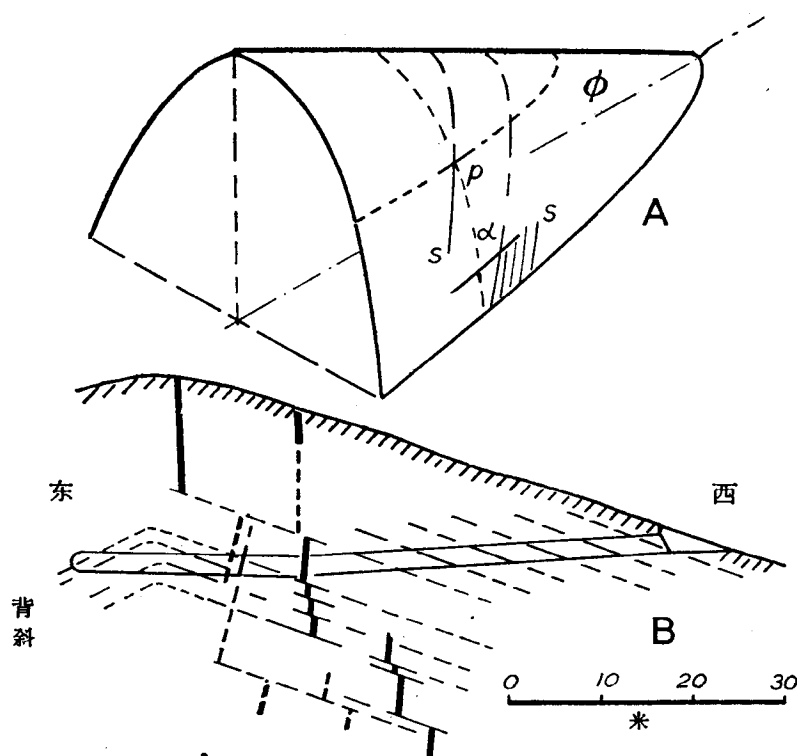


图7 A.擦痕面条纹(S)方向对褶曲倾伏(ϕ)的关系。(P=层面的倾斜; α =条纹与岩层最大倾斜线之间的夹角)。据(Nieuwenkamp,1928和Nevin,1936)。
B.澳洲“金錫矿山”含金石英脉的位移,沿层理面往上移向背斜脊。(据Kenny,1936)。

这种滑动在岩层面上可起磨光作用或刻槽作用(D. l. Beche, 1853, P. 648; Lewis, 1946), 而紐文堪普(Nieuwenkamp, 1928)则注意到褶曲翼部岩层的最大倾斜线同层面上擦痕条纹之间的夹角(α)与大褶曲本身的倾伏角(ϕ)相等, 见图7, A。韦格曼和沙艾(Wegmann and Shaer, 1957)在侏罗山中看到, 除擦痕面的条纹以外, 同样的机理还可以造成他们称之为月牙痕(lunule)的“新月形槽”。像他们在侏罗山中见到的那样深度较浅的褶皱中, 发现由条痕和月牙痕指示的运动方向, 即使是在相邻的层理面上, 也并不总是平行的。就是说, 在这一实例中, 层间的滑动并不总是直接同褶曲现在的枢纽正交, 而是运动方向在褶曲发展期间受到了向侧方偏转的影响。

层间滑动产生一组应力偶, 并作用于个别层或层群的上、下层面上。在每一褶曲中, 力偶的扭转方向都指向背斜的枢纽, 所以在同一褶曲的相对两翼上彼此相反, 见图6和8。因此, 尽管造成褶皱作用的主要运动是单一方向的, 但褶皱岩层本身内的附生运动和扭应力的方向则会彼此相反并将形成单斜对称构造, 显示出局部滑动方向。这样在一褶皱地区, 由小构造显示出的局部运动方向的调转往往表明, 已从褶曲的一翼过渡为另一翼。岩层的相对运动方向同地层顺序之间的关系如图8所示, 箭头所指为滑动方向。

值得指出的是, 在平卧褶曲或重迭推覆构造(Nappes de recouvrement)发育地区, 由于其轴面和前沿枢纽或根部枢纽(Charnière frontale ou charnière radicale, 见Bonte, 1945, fig., 33)都是水平的, 所以不可能单单只根据小型构造的证据来判断在这一方面闭合起来或

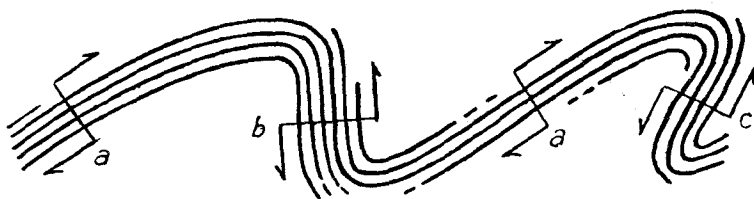


图8 岩层褶曲时，由层間的內在滑动所引起的应力偶。

a——正常褶曲层； b——直立层； c——倒轉层。

在那一方面閉合起来的褶曲究竟是背斜还是向斜；层間的滑动方向可能已肯定了，并且同大构造的几何形状相符，可是地层的解释却模稜两可，所以必須搞清地层时代，见图9, A。在頂端卷伏 (tête plongeante) 的推覆构造的情况下，或者在向上閉合的倒置向斜 (faux synclinal) 的情况下，例如像在四州湖 (Lac des Quatres Cantons) 的阿克森道 (Axenstrasse) 附近的阿克森推覆构造中所看到的那样，由层面滑动造成的小型构造也表明了大构造的几何形状，但却不能表明內核岩石和外围岩石的相对时代。有人建議，具有背斜和向斜的几何形状而其岩石的相对时代不明的构造，应当分别称之为背形 (antiform) 或向形 (synform)，凡是遇有这种复杂情况的地方，这个问题就不能单靠小构造来解决了，因而能够表明岩层頂面的地层情况和沉积构造都是重要的，见图9, B。沙克尔頓 (R.M. Shackleton, 1958) 教授最近曾討論过这个问题。

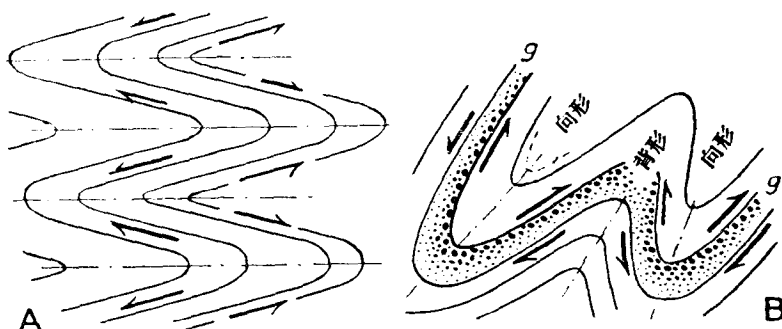


图9 A. 軸面平行的褶曲的剖面，示层面上指向褶曲樞紐的滑动方向。

B. 背形和向形，示层面上的滑动方向，证明褶曲是倒置的事实为粒度递变层 (g)，而非小构造。

在褶皱片岩地区，尽管可以从某种岩石类型的重复及其局部的聚合和撒开现象将褶皱认出来，见图10，但想凭层理的滑动来区别背斜和向斜，即使可能，也是很困难的；然而，如果能够借助线状构造 b (图中以箭头表示) 或某些其他的构造要素将傾伏方向 B 认出来，那么則可以将曲折迴轉的界线区分为順傾伏方向聚合的，和順傾伏方向撒开的两类；前者就是背形，后者則是向形。

如果肯定岩层順序并不曾发生过大規模倒轉，就可以用背斜和向斜这种术语。背斜內核中的岩石比其翼部上的要老些，而向斜內核中的岩石則比其外围的时代要新些。

现在摆在我們面前的問題就是怎样从岩石的运动和力的方向的观点来理解野外看到的小构造，并将結果尽最大可能地联系到上面討論的原理。一旦我們懂得了小型构造是怎样形成

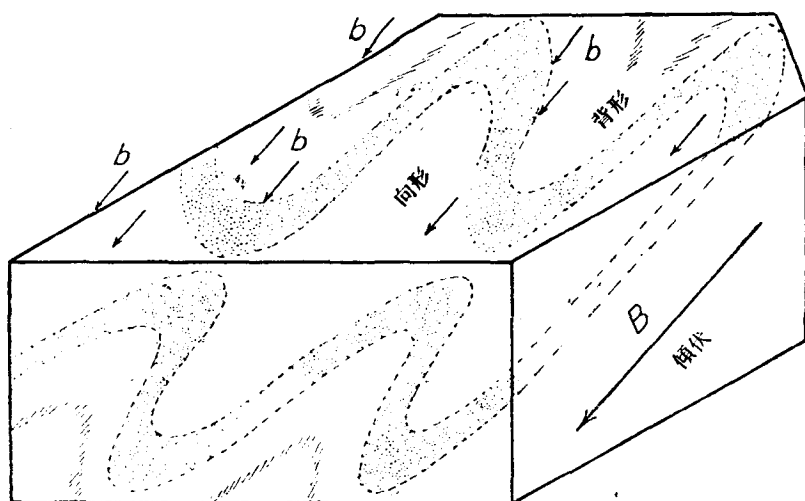


图10 立体图解，示褶皱在水平面上的形象，线状构造b和褶皱倾伏B之间的关系

的，其意义何在，其重要性的范围如何，我们就可以利用它们作为一种辅助手段来阐明岩石的地层顺序，并解释大型构造的几何形状、运动情况和构造历史。在下面几节中将从区域构造学和地层学两方面的观点对几种主要类型的小构造加以讨论。当然，模稜两可的情况还会出现，在解释中还会有漏洞；一般我们将会发现，看来相似的构造可能是由不同的外在机理形成的。但是希望，如果将比较重要的小型构造的一般形态清楚地认出来了，并且知道了它们与岩石运动的关系，那末，野外地质人员就使他们自己用一种有力的武器装备了起来，这种武器是研究地层的、研究岩石的以及研究区域构造的人同样都可以运用的。

五、张裂隙和剪切带

——脆性岩石中的构造——

小型构造在比较脆的岩石里发育的方式——在破裂之前没有可以察觉到的形变——同铸铁、混凝土之类脆性材料在试验室受试验时的表现相类似。岩石受挤压时，由于引张作用或是剪切作用就会破坏。尽管岩石受引张作用时比受剪切作用时要弱得多，但我们在野外却看到岩石受剪切作用破坏的机会同受引张作用破坏的机会一样多。这是因引张作用而破坏必须有岩石的拉伸，而这种拉伸可能会被围压所阻止；至于岩石因剪切作用而发生的破坏则可能在没有任何显著的体积改变时就发生了。在许多情况下，这两种破裂可同时看到。

实验证明，受单独挤压力作用的标本，其破裂方式有两种：一为与施力方向平行的张裂隙。一为与施力方向的夹角小于 45° 的两个斜交的剪切面（plan de cisaillement）。然而，如果标本受到的是三向的挤压（Sous triple étreinte），就像岩石埋藏在一定深度的情况那样，则发现破裂面的方向为三个主应力的方向及其相对大小所控制。“数学分析及实验证据表明，决定破裂能否出现的因素为最大和最小二主应力之差”， $(P_{\max} - P_{\min})$ ，“达尔文（G.H.Darwin）把这个差叫作应力差”（Briggs, 1927）。这意思就是中间应力 P_{int} 可以当作是中性的，见图11，A。其方向将与二剪切面的交线一致，并与剪切面和张裂隙面的交

线一致；通常和构造轴 b 是相合的。

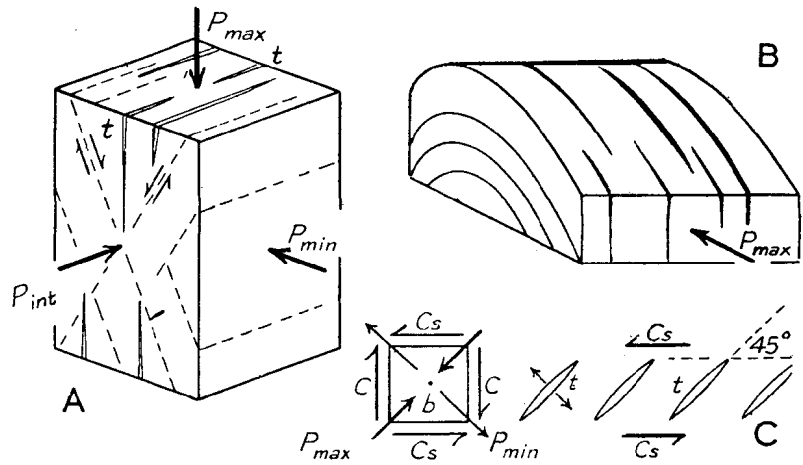


图11 A.张裂隙 (t) 和剪切裂隙的方向与三主应力的关系；
 B.张裂隙与主要挤压应力平行并与褶曲轴直交。裂隙和节理在 ac 面上；
 C.应力偶 (C_s, C_s) 的分解为主应力以及张裂隙 (t) 的平行于 P_{max} 的方位。

由简单挤压产生的张裂隙在野外看来可能像是与褶曲轴直交的横节理 (Cross-joint)，或者形成充填着石英、方解石或金属矿物的凸镜状矿脉。火成岩的岩墙也可能据有张裂隙的位置。矿脉是平行的，而且往往成为不规则的群，如图11, B, 或者成带出现，带的延长方向与单个脉的延长方向垂直，并且往往限于特种构造或特种类型的岩石中，见图12，图版 I—B；并见Heim, 1878, 图版. XV，图 3。

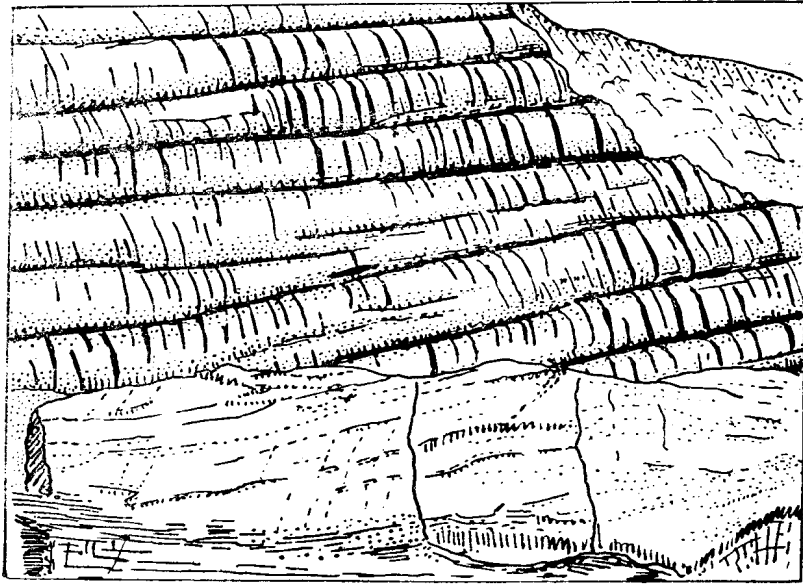


图12 北德翁郡瑞里芝角 (Rillage point) 所见割切小褶曲轴的张裂隙。
 (据A.J.Bull, 1922, proc. Geol. Ass., t. 33, pl. 7, A.)

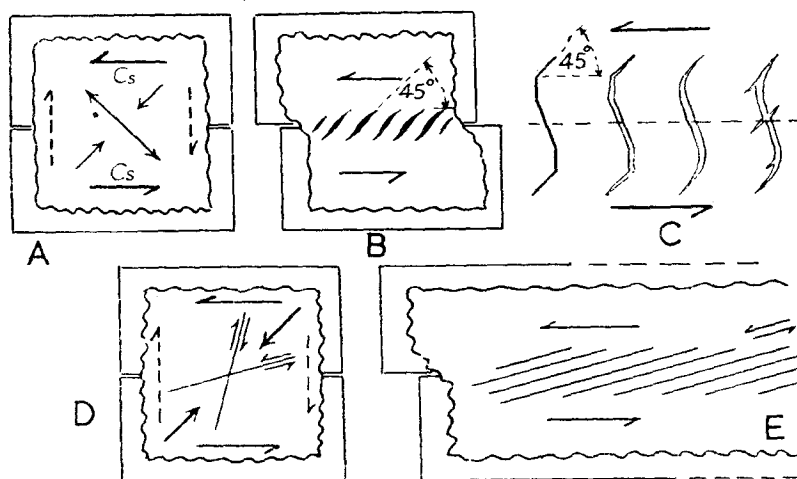


图13 瑞德尔 (Riedel) 实验。

A: 应力分布情况; B和C: 张裂隙的发展和屈曲; D和E: 剪切裂隙的形成。

吉尔伯特 (G.K. Gilbert, 1928) 沿圣安德利亚斯 (San Andreas) 断层线在未固结的沉积物中看到过成雁行布局的裂隙。在断层两壁 (les lèvres) 中以及在侵入体的边缘上也出现有类似的裂隙, 有时被称作是“羽毛状节理” (Cloos, E, 1932; Black, 1937, 图35; Wilson, 1951, 图13a, 及1960)。这些雁行状的张裂隙带乃是单斜对称构造的好例子。构造轴 b 的方向以裂隙与其所处的雁行状裂隙带之间的交线来表示, 或者以裂隙本身的伸长方向来表示。对称面与 b 垂直, 而运动方向则将与对称面在这个带上的迹线相平行。

瑞德尔 (Riedel, 1929) 在一块放在两个木板上的湿粘土薄层中用实验复制出了雁形状张裂隙, 见图13, A。将一块木板对另一块木板水平地稍稍推动一下就使粘土中出现了方向与滑动线成 45° 的裂隙, 如图13, B所示: 再稍许多推动一点, 则裂隙的两尖端——即应力集中之处——将沿 45° 线进一步伸展; 而其中段及其中间的粘土则将旋转。于是裂隙便成了 S 形的, 见图13, C, 正像沙音宁 (Shainin, 1950) 所表明的那样。这种形状甚至还可以进一步发展, 因而出现了次生的和附属的裂隙。在有些情况下, 主裂隙的两端可能消失于同运动方向近乎平行的剪切面中 (Wilson, 1960)。在比利时的所谓“bleu belge” (“比利时兰”) 的上维宪阶石灰岩中可以看到无数的这种构造实例。沙音宁也曾经指出, 如果作为岩石整体的塑性形变的剪切运动继续进行时, 则会产生一种模稜两可的构造。在这种情况下, 裂隙的两端很可能会被拖得打转, 使它们向主运动的方向弯曲, 而不是往相反的方向弯曲。

相互交错的雁行状张裂隙标志着两个方向剪切作用发育的初期阶段, 沙音宁 (Shainin, 1950) 把这两个方向叫作“共轭剪切带” (Conjugate zone), 见图4, B。沙音宁所描绘的构造出现于泥质石灰岩中, 细脉是由方解石构成的。他看到剪切带差不多是直立的, 成对的两剪切带之间的锐角等分线与局部褶曲的走向垂直, 而平行于最大挤压应力。因此, 这些构造的方向以及造成这些构造的应力的分布, 同挫断层中的情况可以相比。

瑞德尔 (Riedel, 1929) 也在实验中发现, 除了张裂隙以外, 他还能作出由剪切作用形成的裂隙。这种裂隙的方向同两木板之间的滑动面成大约 $15^\circ - 20^\circ$, 见图13, D和E。E. 柯路斯 (1955) 用一种稍微不同的技术获得了两组剪切裂隙, 一组与滑动方向近乎平行, 另一组

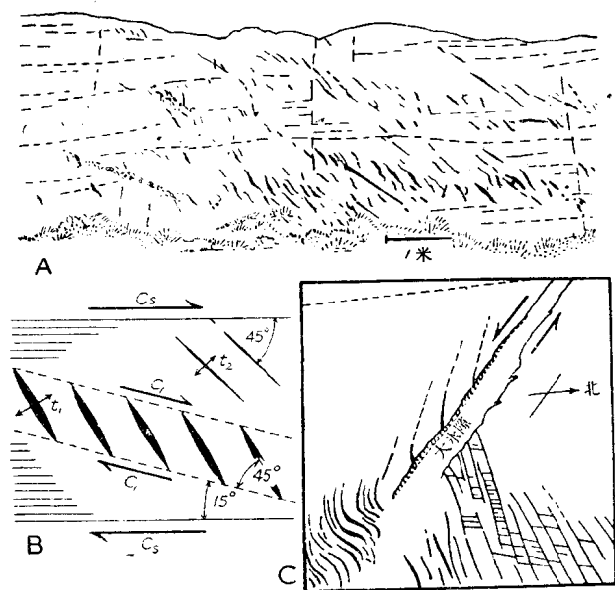


图14 A: 水平的石英云母片岩中的石英开口张裂隙
 B: A中所示裂隙布局及其有关应力的可能分布的分析 (据Wilson, 1953)。
 C: 南极洲弗耳乞纳 (Filchner) 冰棚的“大冰隙”及其裂隙的空中斜视图景。(据Wilson, 1960)。

则与滑动方向近乎直交。

在南极洲的费耳乞纳 (Filchner) 冰棚上曾经看到由剪切和引张两种作用造成的大规模裂隙的实例, 见图14, C (Fuchs and Hillary, 1958, Wilson, 1960,)。该处在一大水平运动带——“大冰隙” (Great Ice Chasm) ——附近, 冰层为大的冰面裂隙割切, 其布局 and 形式同瑞德尔和柯路斯所得结果几乎是一致的。“大冰隙”东端以南是S形的开口张裂隙, 以北则是与两最大剪切方向相当的冰面裂隙。

勃立斯 (F.G.H. Blyth, 1950) 在有些受过与其边缘平行的剪切作用的斑岩岩墙里曾见到有密集分布的剪切面, 同瑞德尔实验所得的结果相当。威尔逊 (Wilson, 1952) 也在苏格兰描述过莫英统的一处露头, 其中有两组张性矿脉是由于沿局部片理面的一种近乎平行的剪切运动造成的, 图14, A和B。一组矿脉 (t_1) 位于与片理大约成 15° 夹角的带中, 它们标志着剪切作用的萌芽带 (C_1) ; 另一组 (t_2) 则与片理形成 45° 的夹角, 这一组是由在整个岩体中起作用的一种张应力所形成。从本区别处所见的证据来看, 造成这种构造的原动力是与片理平行而与石英脉的延长方向垂直的一种滑动—— C_5C_5 , 这与从构造本身推测出来的应力分布也是一致的。

本节至此所讨论过的脆性岩石破裂作用的一切范例中, 可以看到张裂隙和剪切裂隙都面对着运动相反的方向。因此, 随着运动的持续, 破裂面之间的岩石可因经受不住扭曲应力, 而将破碎。通常是, 雁行状开口张裂隙带的中段被旋转了、破碎了, 形成了一个角砾岩带, 开口张裂隙的两个尖端便从此带的两侧向外伸展。

密集平行裂隙带——甚至可以过渡成各种节理, 其成因也可以看出与岩石中的最大剪切应力方向有关。在施加构造作用力的初期阶段, 岩层屈服于褶曲变形, 随着运动的继续,