

岩石的脆性破坏与 断层的某些特性

美国加州大学柏克莱分校 王其允教授

序 言

一九七九年，北京大学与加州大学的柏克莱校园缔结成为姐妹大学。其目的在促进两校之间的学术交流，教学与研究并重。今年春，我校派四位教授前往北大，便是这交流的开始。由于初次尝试，乃以讲学为主。希望今后还会向研究的方面发展。

我在北大的六次讲座的主要内容是岩石的脆性破坏与断层的某些特性。由于专业方面的局限，我的讨论往往从地球物理的角度着眼。别的有关方面（比如工程、材料、地质等）涉及甚少。由于自然界的岩石受到大地应力的作用，对大地的应力场的了解乃是讨论自然界中岩石破坏的一个前题。因此在第一讲我们讨论地球的应力场。在第二讲中我们详谈岩石力学实验的宏观结果与方法。在第三讲中我们谈到岩石在破坏之前的一些微观现象与前兆现象。根据这些实验与观察的结果，我们在第四讲讨论岩石破坏的判据。在最后两讲我们回到地球，谈谈断层带的一些问题。第五讲主要谈断层带的物质的力学性质。第六讲利用地球物理与岩石力学的结果讨论断层上的应力。在各讲座中我尽可能地介绍、复习有关讲题的重要观念与结果，以期内容有一定的全面性。我也尽量地介绍一些新的、有意义的工作，有的仍在继续研究中，有的重要性尚待时间的考验。但是我认为，这方面的介绍不但有助于了解各题目当前的动态，而且更合乎于学术交流的前题。由于时间与能力上的限制，欠缺之处一定很多，希望接受参与讲座者的批评。

参与这次讲座共有一百六十多位学者，来自全国各地二十多个地学单位。经王仁教授与于洗先生的安排，在每次讲座之后，由听讲者根据他们的笔记、校方的录音、与我在讲演中放映的幻灯片，把讲演的内容整理成这份讲稿。第三次讲演时，由于全校停电，录音与幻灯完全无效。因此整理出来的讲稿甚不完整，暂时不包括在这里，容以后写成再行补入。今把各次讲稿的整理人的姓名记录于下，以致谢意：

第一讲：张国伟、周鼎武、周仁德

第二讲：姚孝新、耿乃光、黄杰藩

第四讲：韩玉英

第五讲：王永法

第六讲：金凤英

王仁教授与周仁德先生在各方面尽力的协助，使这次两校的交流圆满完成。我在此向他们致最深的谢意。

王 其 允

1980年9月10日，柏克莱

附 注

美国加州大学地质与地球物理系王其允教授于1980年4月17日到5月5日在北大进行了六次关于岩石的脆性破坏和断层的某些特性的讲座。经听讲同志的努力，很快就整理出一份讲义，并经王其允教授过目进行了修改补充，只因工作上差错有一部分图片没有来得及留底，需要王其允教授从美国再寄来，耽擱了较多时间，特向作者整理者及参加讲座的各位同志表示歉意。

北京大学地质系

目 录

第一讲	地球的內部与应力场.....	1
第二讲	脆性岩石力学实验与宏观结果.....	16
第三讲	(缺)	
第四讲	岩石破坏的判据.....	37
第五讲	断层带物质的力学性质.....	50
第六讲	断层上的应力.....	66

第一讲 地球的内部与应力场

各位当中有专门研究地震地质、地震力学、地质构造与构造力学的，因此大家对岩石在地球内部应力作用下所发生的变形与破坏会感到特别的兴趣。这个问题关系到两个方面：

1. 岩石的力学性质；
2. 地球的应力场。

以后的三周内，我将和大家讨论一下岩石的力学性质，也就是岩石在外力作用下的变形与破坏。而今天我先来和大家谈谈地球内部现阶段的应力场。这是一个很重要的问题，因为它关系着支配现今各种地质活动的力的分布与大小。关于这个题目由于涉及面很广，我们了解的还很不完全，今天我只是向大家介绍一下这方面现阶段的观察、结果、与想法。

至于地球在过去地质历史中应力场的变化，我们的了解就更少了。也许我们可以从现在应力场的了解去推测过去，但由于我们对过去的应力场了解极少，故这次就不讨论它了。

我们都知道，地球的表面是一层薄的地壳，它是研究地质构造的最主要对象，也是研究地震的人最关心的部分，因为绝大多数的地震发生在这个壳里。所以对我们来说，地球外壳的应力场和地壳的力学性质是最重要的。然而地壳的厚度只有地球半径的百分之一到百分之零点一，它既然如此之薄，其应力与应变就必然受到广大深阔的地球内部的力学性质所控制。因此我们首先复习一下地球的整体力学性质。这方面最重要的资料是地球重力场的研究。

一、地球整体的力学性质

关于地球重力场，早在十九世纪末、二十世纪初，一些有名的地球科学家，如Bouguer、Pratt、Airy、Hayford 和 Heiskanen^[1]等已从地球重力场研究中得到了有关地球形状与地壳均衡等重要结论。

1. 地球的形状：

从重力研究可知地球是一个扁的椭球体，我们用一个参数 f 来表示它的扁度：

$$f = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{297} \sim \frac{1}{298}$$

a 为长轴， b 为短轴。

地球扁度的更精确测定，直到二十世纪中期一九五八年人造卫星上天后，才得以实现。它的精确数据为 $1/298.25$ 。

如果我们假设地球内每一点应力都是流体静压力，而其余象密度分布，转速等都和真实的地球一样，其扁度经计算应为 $1/299$ 。也即理想的流体静压力状态下的地球扁度为：

$$f_H = \frac{1}{299} \cdot$$

这就告诉我们地球真实的扁度与理想情况的扁度值非常接近，差值极小，说明地球内部应力场非常接近于流体静压力状态。这是很重要的一个结论。

2. 地壳均衡:

地球的表面形态起伏很大，有高山，平原、海洋、深谷等等，我们进行重力测量，并把它们改正到一个等高面上，就发现大面积的自由空间重力异常（注一）与地形高度差无关，这是一个重要的观察结果。地球表面由地形起伏所反映的密度不均一性，本应该在地球重力场中显示出来，但为何不显示于地球的自由空间重力异常呢？这说明，地壳表面物质的不均一性，在地面以下某一深度受到一种均衡作用得到了调正，但关于均衡调正的机制至今还不明白，有很多简单的模拟提出来。例如 Pratt-Hayford 假说，它的基本意思是在地壳表面以下某一深度以上的物质的单位柱体有一定相等的重量，总的重力影响一样。另一个是 Airy-Heiskanen 假说，地壳像冰块漂浮于水中，下有不同深度的山根，总的得到均衡。至于真正的机制如何，我们还没有答案，也许在不同的地质条件下机制会有所不同，也许实际机制比这些假说要复杂得多。但是不论这种机制是什么，地壳均衡现象必然显示：在地面下某个深度以下，物质在应力差下有自动调正、趋于均衡的特性，我们把这个深度称作均匀补偿面，把这面以下具有流动特性的部分称为软流圈。软流圈以下地球只能承担非常小的应力差。我们把这个面以上，能承担应力差的部分称作岩石圈。软流圈和岩石圈的区分是我们从地球重力场的分析中肯定下来的地球的一个重要特性。

3. 地壳回升:

地壳的均衡回升现象也是说明软流圈存在的一个证明。在北美州和北欧斯勘狄那维亚半岛等地，第四纪时曾多次被大面积的冰川覆盖，最后一次冰川约在一万一千多年前整个消失，其重力场都显示高度的负值，并观察到这些曾为冰川覆盖的地区地壳在回升，而周边没有上升，见图1.1。

图上每个曲线代表回升等速面。上升速率由大地测量及上升过程中海水切蚀的平台，用 C14 测定其年令，加以对比而确定的。

这个现象可以看成是地壳在现阶段重复调整趋于均衡的过

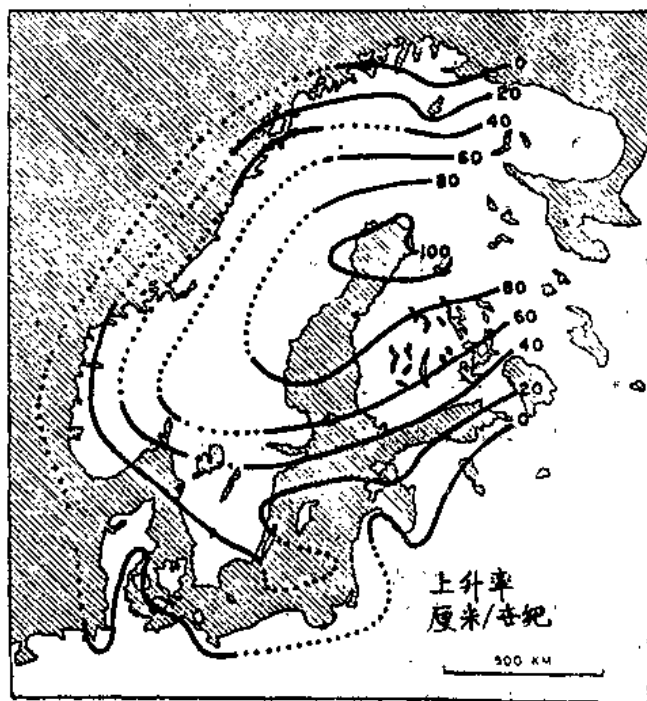


图 1.1 每百年上升速率

程，也可以看成是软流圈在应力差下流动的一个证明，说明地壳下某一深度的物质有流动的能力，产生重新调整作用。至于均衡补偿面的真正性质，我们了解得不多，还不清楚。可以推测它是一个由温度控制的岩石由脆性转变为塑性的转化面，也许是岩石在高温高压下部分融化引起的软化面。这个面的性质可能分界很清楚，也可能是一个渐变面。

从以上重力场的分析可知，软流圈不会太深，大约在地面以下 100 公里左右。

总结以上分析，我们讨论的应力场应该分为两个部份：软流圈及其以下部分的应力场和岩石圈的应力场。前者极其接近于流体静压力的状态。我们先讨论这个比较简单的应力场，而后再讨论岩石圈的应力场问题。

二、地球内部的流体静压力

由于软流圈及以下部分的应力场很接近于流体静压力场，我们只需要知道地球密度分布就可以计算这个流体静压力分布。

为了求得地球内部的密度分布，需要进行反演计算。反演计算的四项基本数据是：

- (1) 地球的总质量。(注二)
- (2) 总转动惯量。(注三)
- (3) 震波走时数据，这是大家比较熟悉的。
- (4) 地球自由震动周期，这也是大家比较熟悉的。

图 1.2 显示有两个反演模拟结果，一个简单，如图中实线表示，一个复杂，用虚线表示，由两者之差，给我们一个大致了解，即现在关于地球密度与波速分布到底有多大的不肯定性。在上地幔不肯定性相当大，这也可能是地区性的。而下地幔由各种不同模型所得结果几乎相同。

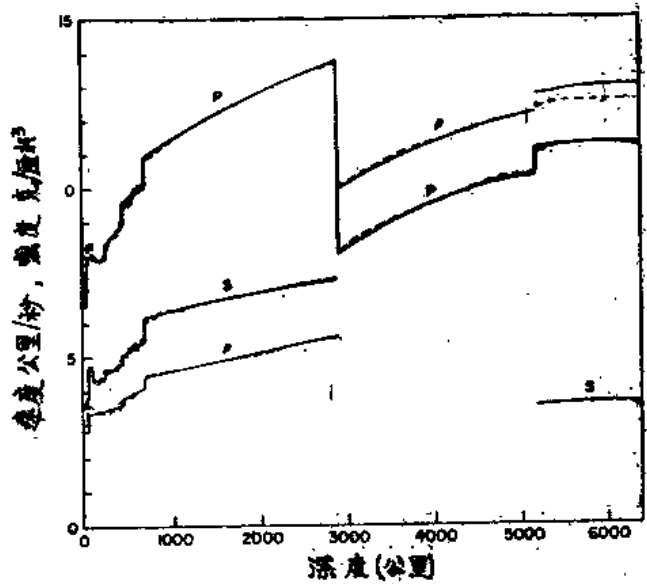


图 1.2 实线：PEM-A (Dziewonski 等人 1975) 模型，虚线：C2 (Anderson and Hart 1976) 模型

我们由密度分布，可以计算出地球内部重力加速度分布。由密度和重力加速度可以算出地球液体静压力场。其大小如图 1.3 所示，粗略估计如下表：

地面下深度	压力值 (地球内部静压力场)
10 公里	2.7×10^3 巴
35 公里 (大陆地壳底部)	1×10^4 巴
100 公里	3×10^4 巴
1000 公里	3×10^5 巴

地核表面 1.3×10^6 巴

地心 3.5×10^6 巴

假如地球完全处于流体静压力状态的话，每一个等位面即是一个等密度面，也是一个等压力面，从物态方程看也是一个等温面，在这种情况下地球上就不会有面积的重力异常存在，即不存在重力差，但事实是地球上存在大面积的重力异常。重力场有面积的变化，其特点是面积很大但变化数值不大，只用毫伽来表示。这就说明地球内部并非完全处于流体静压力状态。这种重力场，到底告诉我们上述算出来的数值有多大误差？这也需要用模拟作回答。有两种相反的解

释：（1）地幔是静止的，地幔有足够的强度来支持相当于这个重力异常的密度差所产生的负荷，或者（2）地幔是运动的，密度差代表地幔中的热对流。若在静止状态下，地球内部有一定强度支持着密度差的负荷，由弹性模拟计算，如果整个上地幔支撑这种负荷的话，应力差大约为 200bar，若是由整个地幔来支撑，则计算为 100bar。如果大面积重力异常代表地球内部流动现象，则应力差值应小于由弹性模拟计算出来的应力差。因此地球深部的应力差值与前述地球内的压力值相比较是微不足道的。

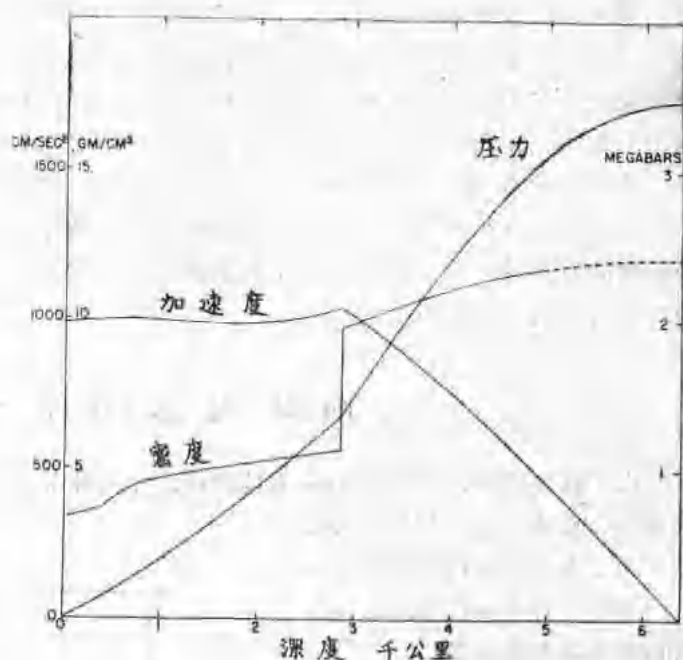


图 1.3

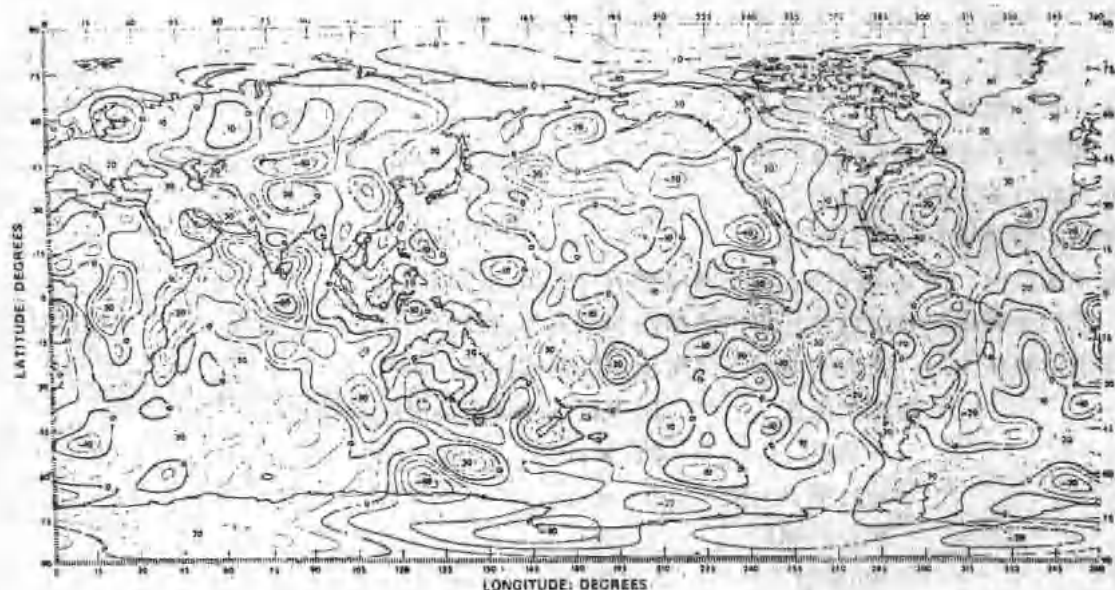


图 1.4

关于大面积重力异常是否代表地幔有一定强度，或者代表地幔有流动现象，还没有完全一定的答案。但可作一些一般性的讨论。上述提到的从观察地壳回升现象，我们了解软流圈在应力差下有流动的特性。还有一个定性的解释，大家知道太平洋四周有很多深海沟，根据板块构造学说和地震资料，在海沟地区是洋板块向陆板块下俯冲的地带，下沉板块温度低，密度高，重力场应显示高异常。实际情况是怎么样呢？

参看图1.4，太平洋四周从日本海沟说起，这里显示+30毫伽异常，菲律宾海沟区为+50毫伽，新西兰海沟区为+30毫伽，南美安蒂斯山西侧也是一深海沟，显示重力+70毫伽异常，继续向北到中美海沟，仍是重力正值异常，到美国西海岸海沟消失，相应重力正值异常也不明显了，再向北到加拿大，阿拉斯加出现了海沟，又有重力正值异常呈现。我认为这个对比是相当明显的，说明海沟板块向下俯冲地带的确有正重力异常。这表示俯冲带的海洋板块可能相当于热对流的下沉区。

以上从地球重力场的分析得到的有关地球的力学性质的结论，是否和其它地球物理观察有相违背之处？根据地震剪切波的传播，可知地球剪切系数很高，大约为 10^5-10^6 巴。既然地球内部剪切系数这样高，为什么地幔不能承受一些剪切力呢？再者对地球自由震动，地球的固体潮，与Chandler扭动的研究也表明地幔的反应是弹性的，但从重力观察分析又表明地球表面以下某一定深度有流动性，两者如何统一解释？这里只能有一个定性回答，即震动波周期只几秒钟，自由振动周期最长不过五个钟头，潮汐也只有半天，一天，最长不过两周，扭动周期长也只是410天，这些周期与地质的活动时间相比较都是非常短的，因此我们可以这样来理解，在短周期的小的作用力之下，地球的地幔近似一个弹性体，而在地质作用过程中长期的力的作用下，地球均衡面之下的地幔都显示为流体性质。

三、岩石圈应力场

上面讨论了地球内部的流体静压力场，其应力场与静压力场无大的差异，而现在讨论的

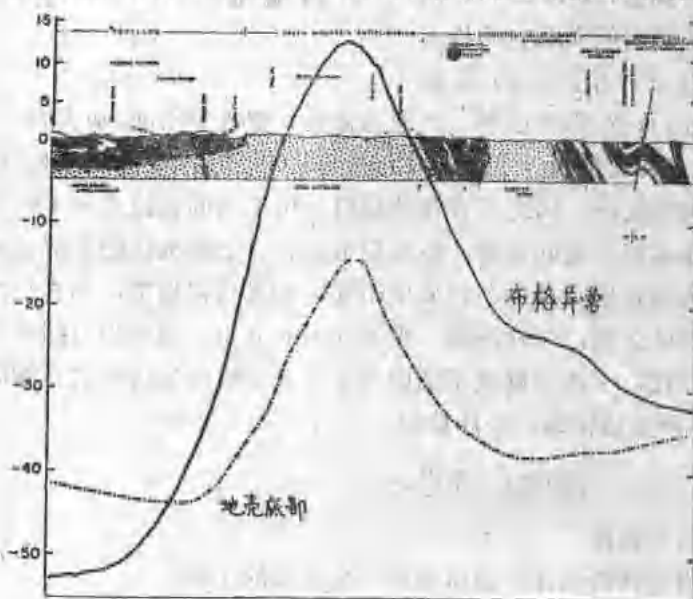


图 1.5

岩石圈应力场与静压力场就有相当的差别了。要确定岩石圈应力场有以下手段：

1. 地形与重力异常模拟

地球表面的地形代表水平方向密度的不均一，并由此而产生负荷，但在软流圈受到整调均衡，说明软流圈不能承担应力差，那么岩石圈是否也是这样呢？如果是这样，也即沒有一定的强度，则地表的大陆，海洋，山脉，深谷都统统会消失。但是地质观察表明，许多大陆和山脉不但存在，而且存在几亿年，甚至二，三十亿年了，这就充分说明岩石圈有足够的强度来承担由地形起伏所引起的应力差。

此外还有一种现象，地壳中一些古老地块显示高度的重力异常。这里所说的重力异常是指与地质观察密切相关的重力异常。如美国东部古老的阿帕拉契亚山脉，已存在十几亿年了，在山脉的核心部份常有布格重力高异常的存在，比如其中叫绿山的地段，重力异常如图 1.5 所示。

这重力异常是什么原因造成的呢？有各种模拟解释，具多解性。其中有一个可能的模拟如图中虚线所示，即在山脉的核心部份莫霍界面有大幅度的起伏。在地壳底部界面以上密度为 2.7—2.9，界面以下上地幔为 3.3—3.5，因此可由莫霍界面起伏变化来模拟布格重力异常。由于山脉存在已久说明莫霍界面以下有相当强度来承担这种异常所引起的负荷。我们可做一些很简单的计算。如在一个弹性半空间，上覆简单地形，我们可以计算它的最大剪切力是多少？分布在何处？如图 1.6A。

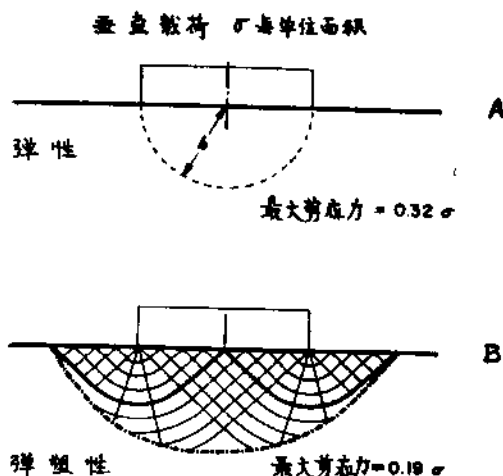


图 1.6

从这个简单的模拟我们发现它的最大剪应力在以简单地形一半为半径的圆周

上，大小为 $0.32 \times$ 表面负荷。假若设想一个理想弹性—塑性半空间，加表面负荷，其最大剪切应力分布深度，相等于负荷宽度的一半，大小约为 $0.19 \times$ 负荷，图上的曲线是滑移线，虚线以下为弹性反应，之上为塑性反应。因此可有各种模拟，但不同的模拟得到不同的答案。虽然还没有办法用确定的方法求得一定的答案，但我们可以有一个量级性的了解。比如地形高一千公尺，宽 20 公里，最大剪切应力该约在 10 公里深处，如果负荷很宽，如喜马拉雅地区宽 400 公里，按其半则深约 200 公里，而软流圈一般深约 100 公里，虽然岩石圈所负的最大剪应力深度大大超过岩石圈厚度，上述原则就不便应用了。关于喜山地区的岩石圈的最大应力差，Jeffreys [2] 作各种剪切模拟，经计算得

$$\Delta \sigma \geq 1.4 \text{ 千巴。}$$

这个值已近于岩石强度。

这只是一个相当定性的估计，但由此得一个量级的了解。

2. 地震机制

如图 1.7, 这是一个古典分析方法。图中表示, 由于三个主应力与水平面上的不同分布关系, 可能有冲断层, 正断层, 平移断层等各种断层。不同情况得到的初波运动方向不同。由观测得到的初波运动方向我们可以推测两个正交的震央面, 断层运动可能发生在其中之一上, 方向可以不同, 但主应力方向一般取与震央面成 45° 相交。在已有断层的地区, 最大主应力方向与断层的方向控制断层运动方向。若在一个地方只有一个断层, 所得地震机制解, 并不一定代表该地区的构造主应力方向, 因断层左右着运动方向。在一大的构造单元中, 若每个方向都有很多断层或软弱面, 地震活动就必发生在方向最适宜于滑动的断层上, 若某地区有很多地震, 发生在不同断层上, 则各主应力解方向的平均值可能代表该地区的构造主应力方向, 这是一个重要假设。从这种考虑, 可以使我们从地震机制了解地球不同部分的构造主应力方向。

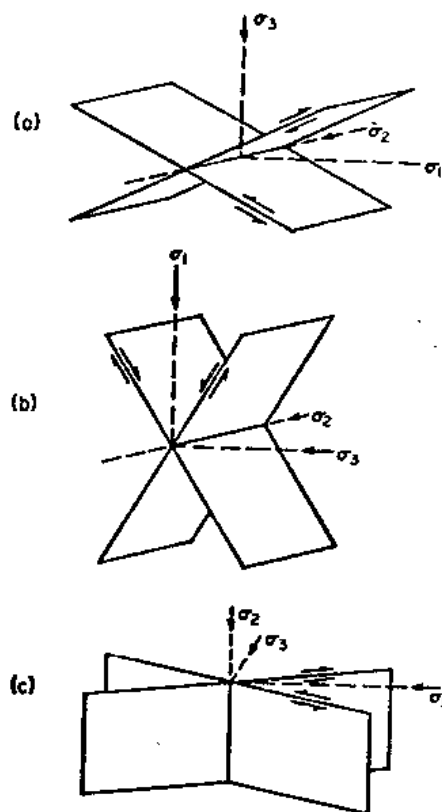


图 1.7

3. 直接测量方法

分两种, 一种是应变释放方法, 其好处是可得各方向的主应力, 获得一个完整的应力张量, 但缺点是不能测得很深, 只在几十米范围内。另一种方法是水压破碎法: 打钻洞, 在沒有裂隙部分, 加以封闭, 后注水, 当水压达到使洞壁开裂, 即停止加压, 洞内水压下降, 达到平衡, 平衡值为水平最小主应力, 再根据下列公式可算得水平最大主应力:

$$P_w = T + (3\sigma_{min} - \sigma_{max}) - p_p$$

(P_w 为破裂压力, T 为岩石张性强度, p_p 为孔隙压力, σ_{min} 为水平方向最小主应力, σ_{max} 为水平方向最大主应力)。这一方法好处是可以测很深, 但坏处是必须假定一个主应力方向是垂直的, 不能测得各个方向的主应力。

世界各地地应力测量的结果可以图示如下, 垂直方向的主应力与深度关系如图 1.8 所示, 愈深, 垂直主应力愈大, 大致有下列线性关系 $\sigma(\text{巴}) = 0.26 \times \text{深度}(\text{米})$ 。岩石圈内垂直主应力的大小是由上覆岩石的压力所产生的, 这是观察所得结果。而水平主应力如图 1.9, 表现得很不规则, 并表明许多水平主应力大于垂直主应力。这一现象最早是在 60 年代末 Hast 在阿尔卑斯山脉地区测量地应力过程中发现的, 他测得水平主应力远大于垂直主应力。当时人们还不相信, 认为是测量差错造成, 从那以后, 发现岩石圈中水平主应力大于垂直主应力, 是常见的事, 不是特殊现象。

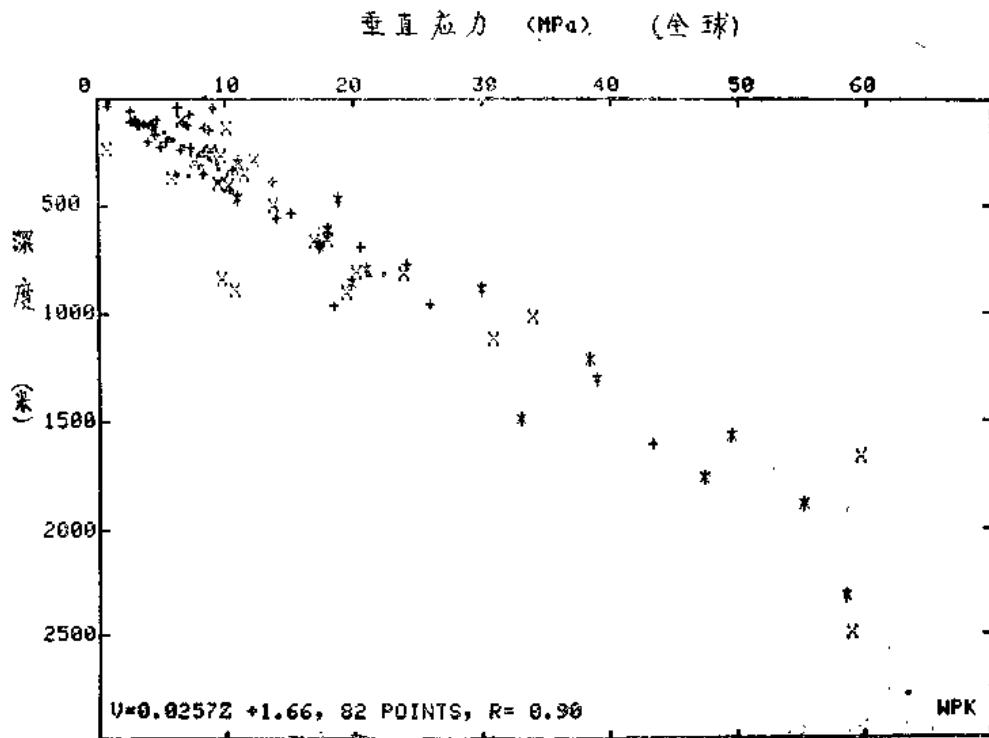


图 1.8

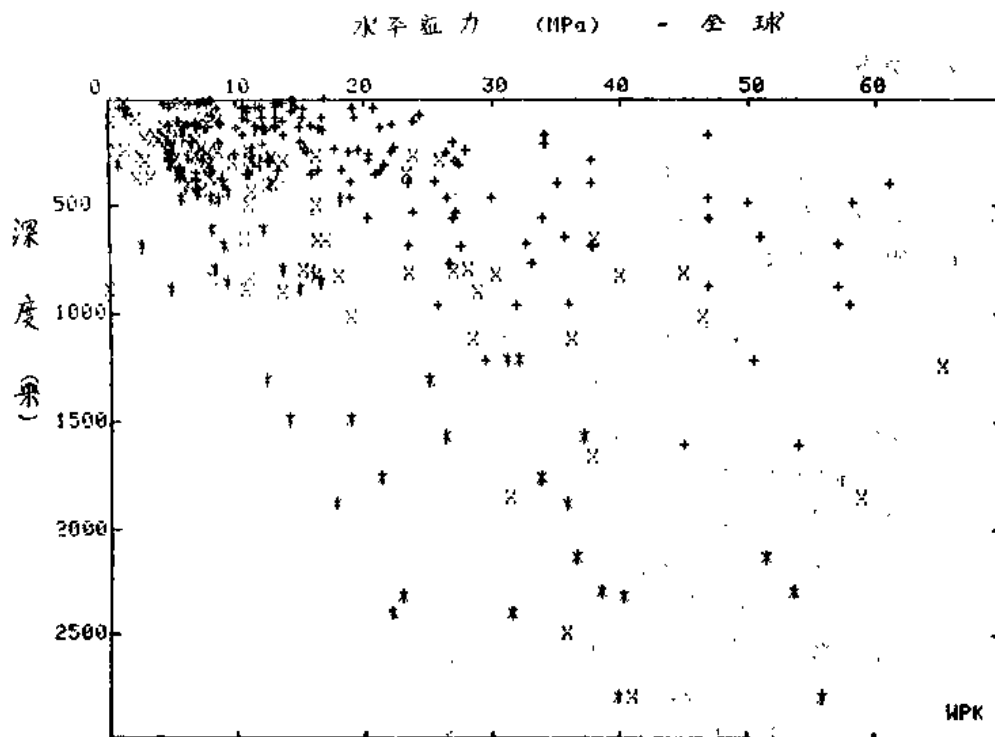


图 1.9



图 1.10

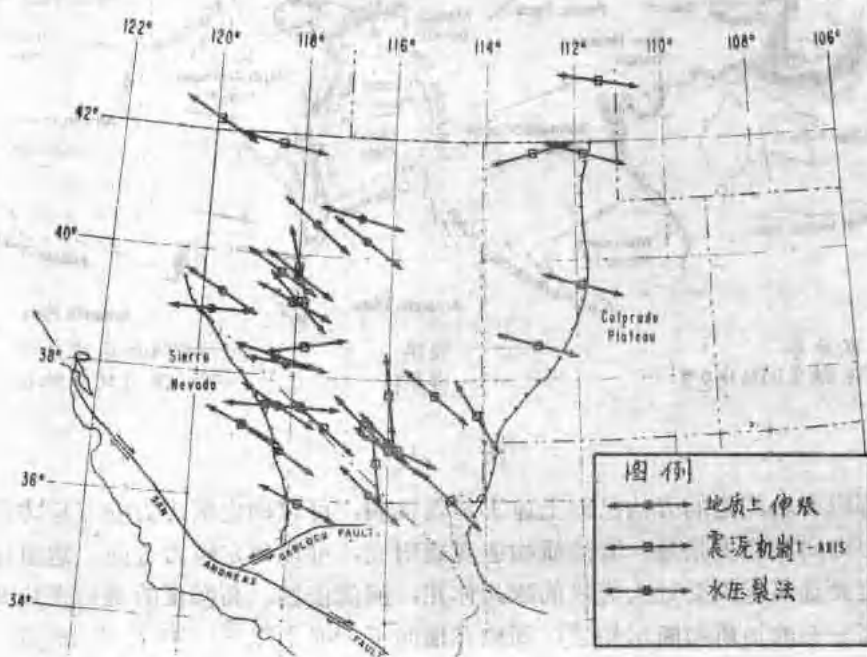


图 1.11

4. 地质观察

这是各位熟悉的一类方法，如果地质条件比较单纯，观察条件良好，可以利用各种地质现象如褶皱，断层，节理面，擦痕，推测当时造成这些构造的应力方向。

尽管每一方法都会有一定误差，但可以在一个区域作很多观测，求得一个平均的结果。如果它们是吻合的，并且这些结果在大地构造单元内又有一定的区域性，则可以相信这些结果代表了这一地区的构造应力场。例如，在内华达州发育纵向山脉和正断层，垂直方向是它们的张力方向。对这一区域我们用地质观察，地震资料 and 实际应力测量，如图1.10，1.11所示，所得结果是一致的。

四、板 块 内 部 应 力 场

按照板块构造学说，地壳划分为十几个板块，如图1.12。海洋板块与大陆板块碰撞产生俯冲带，大陆板块与大陆板块相撞产生褶皱造山带，洋中脊是两个海洋板块分离地界，转换断层是两个板块之间平移活动的界面。如果我们把每一板块当作一个构造单元（这是一种很简单的过渡性暂时区别），来看看他们内部的应力场。

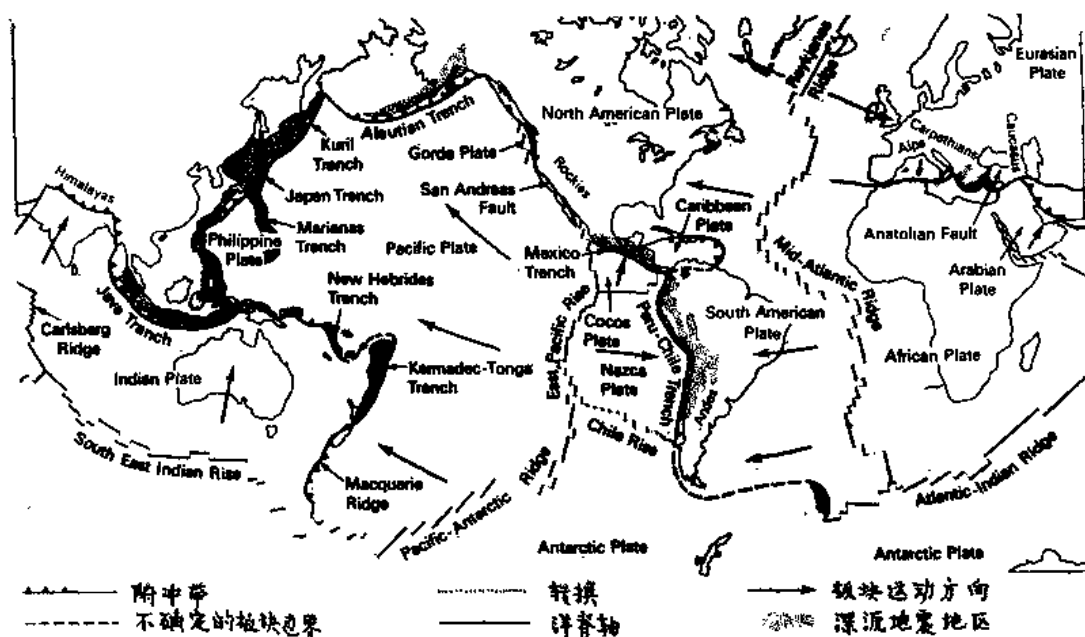


图 1.12

板块内部应力场测定的方法已如上述①地震机制，可以确定应力方向与应力降；②实地测量确定应力方向和应力张量；③地质构造观察研究，可以确定应力方向。这里应该注意的是①应力测定要远离近期受过大规模的冰川作用，河流侵蚀，高幅度的地形差以及热作用地带；②要远离复杂的地质与断层构造；③应在地面下150米以下；④若在坑道、矿井中测量，需注意测量周围人为因素引起的变化。如果我们注意了这些事项，用上述不同方法得出

了一致的结果，并有一定的区域性，则所测得的地应力可代表区域的构造应力。以下结果（见图1.13）系节自①。

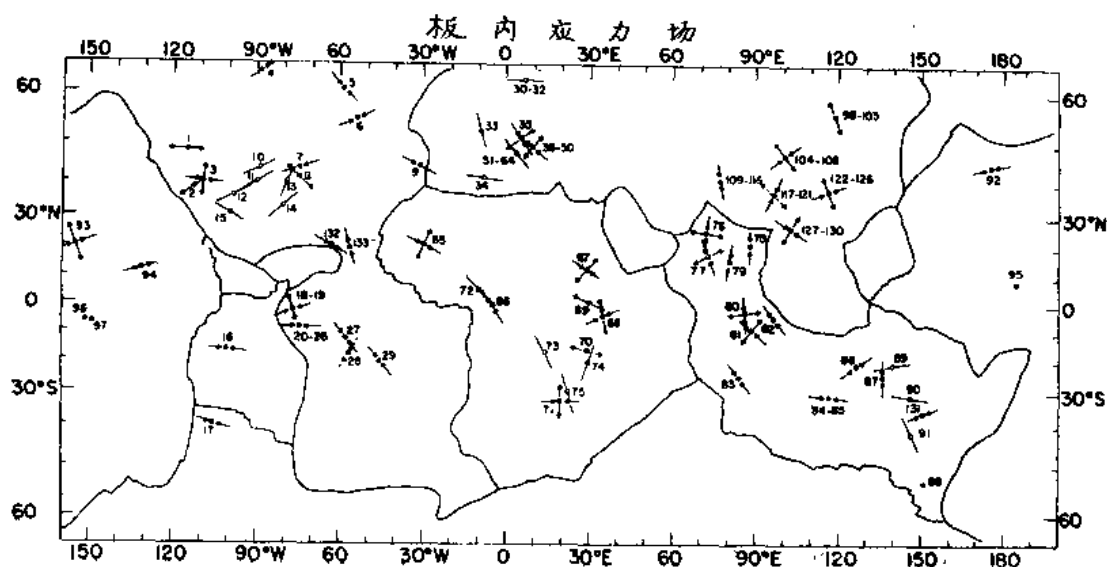


图 1.13

1. 印度板块内应力场:

印度板块包括印度半岛、印度洋及澳洲。印度大陆上的地震机制主要是南北向或北西北向的逆冲断层，是近南北向挤压^①。到印度洋中，主要活动集中在 90° 山脊一带，山脊外的地震机制的 P 轴方向是北西——南东的逆断层，在脊内的 P 轴方向是北西——南东主应力的走向断层，也许 90° 东脊是一走向断层软弱带。

到澳洲大陆上主要地震机制是主应力为东西方向或北东东向，主要多逆断层。东部较复杂，乃是澳洲东部山脉构造复杂所致。

由以上，我们认为印度板块内的主应力特性为压缩性的，在印度大陆上，喜马拉雅山之南，最大主应力是水平的近南北方向，印度洋转为北西北向，澳洲最大主应力转为东西或北东东向。

2. 欧亚板块内应力场:

在我国青藏高原一带，最大主应力是近南北向，向东部到华中、华北、西南地区逐渐转为北东及北北东方向。尽管有一些小震方向与之不一样，但大地震方向都显示是一致的。贝加尔湖一带显示张性构造，应力测量也表示这一特征。

西欧，在阿尔卑斯一带及附近绝大多数地震（1937—1971）显示逆冲断层机制，最大主应力方向以北西方向为主，大地应力测量所决定的最大水平应力也是这个方向。所不一致的结果多是1964年 WWSSN 网建立之前的记录，或在地质情况复杂的阿尔卑斯带内。地质资料如大规模褶皱、断层、节理、擦痕及 Styroite 也都与北西方向一致。总之，所有资料显示

① Sykes等人, Rev. Geophysics 1979,

西欧阿尔卑斯一带应力的特性是以北西—南东推压的主应力为主。

3. 非洲板块应力场:

非洲大陆上最显著的一个构造是东非裂谷, 这里有火山, 地震多为张性的正断层, 很像海底裂谷所出现的一些现象。因此有人猜测它和附近的红海, 亚丁海湾一样是扩展中心的雏形。在裂谷带中地震机制显示为东西向张力。离开它, 地震机制显示主应力方法为北西, 大地应力测量也显示最大主应力方向是北西。在南非一些深矿井中测量得应力差值可达几百巴。

4. 南美板块应力场:

南美州安第斯山一带, 最大主应力方向为东西向, 东部巴西等地由地震、断层所得少量数据不够可靠, 有待今后工作。

5. 北美洲板块应力场:

在美国从洛矶山脉以东到阿帕拉契山地, 地震多为断层机制, 最大主应力是在北东—南西方向与东西方向之间, 许多地应力测量结果也都是如此。其应力差值一般在几十到六百巴之间。从洛矶山以西到圣安德列斯断层以东, 地震以东西向的张断裂机制为主, 在内华达州及其附近, 断层皆为正断层, 走向近南北, 也是东西张力的结果。加州西部最主要构造是海岸山脉与圣安德列斯断层, 这已是板块的边缘。

6. 海洋区域中的板块:

海洋中板块, 在远离板块边缘的内部, 其地震机制多是逆断层机制, 表示各海洋板块是在推压应力作用之下。

下面我们来讨论一下板块边缘上的应力问题。板块边界是地质活动最剧烈的地带, 这里沉积, 火山, 地震活动都非常活跃, 也是我们研究地壳应力的重要地带。现在我们从板内应力推测板块边界应力状态, 由于我们不能直接测得边界应力, 只能从板块内的应力推测板块边界应力状态, 这也是一个反演过程。

我们先来分析一下板块边界上各种可能的力:

① F_R , 海洋中脊山脉高出两边地形达1—2公里, 由于重力对两边板块产生推力;

② F_S , 俯冲带板块可能由于相对温度低, 密度高而下沉, 其下沉力, 对主部板块产生拖拉力;

③ F_T , 转换断层上的力, 它是一种摩擦力, 其方向容易决定, 但其大小不肯定, 估计在100巴到1000巴之间

④ F_D , 岩石圈与软流圈相对运动而产生粘性阻力, 阻力大小决定于相对速度, 剪切带的厚度, 剪切带的粘度等, 不易估计。

⑤大陆板块与大陆板块碰撞带的阻力, 其方向可以估计, 而其大小不易估计。

我们分析板块边界上有上述主要的几种力, 也可能还会有其它一些力。但如何估计这些力的大小与它们在板块运动中的重要性, 却没有一定的回答; 都是现阶段要研究的重要课题。

如果分析板块边界上施加上述各力，可以看看是否由计算的板块内应力结果同板块内所测得应力情况相符合。但这里值得注意的是，反演结果是否具有唯一性，即使我们算得与测得结果一致，也不一定就真是如此，因为不同的模型可得到同样的结果，如同物探中的多解性一样。总之，设法求得一致结果容易，但求解的唯一性是个真正的问题。

Sykes 等 (1979) 按上述各种力加在不同板块边界上，然后计算板内的应力，再作观察

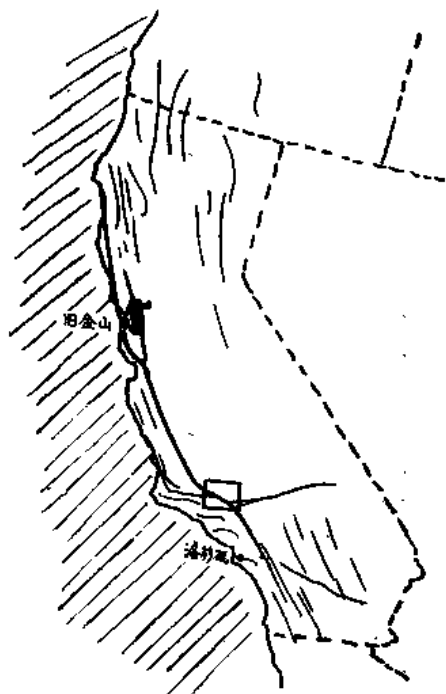


图 1.14

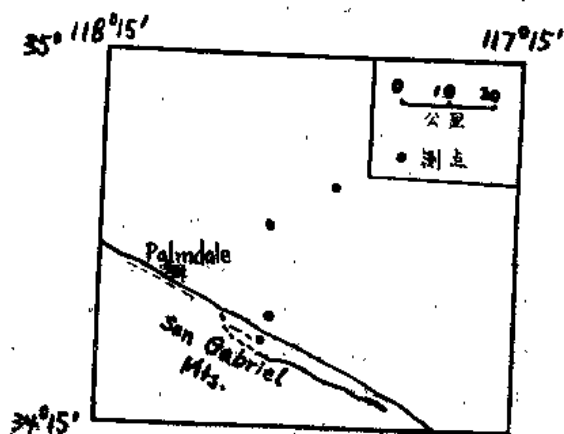


图 1.15

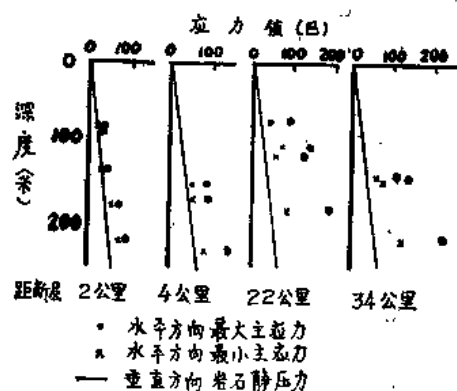


图 1.16

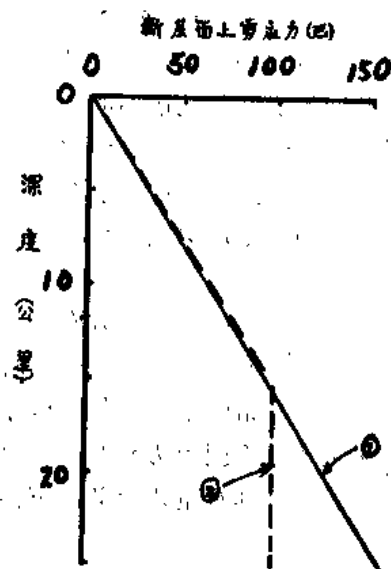


图 1.17