

震源物理

郭增建 秦保燕 编著

地震出版社



震 源 物 理

郭增建 秦保燕 编著

地 震 出 版 社 出 版

北京三里河路54号

北 京 印 刷 二 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行

各 地 新 华 书 店 经 售

850×1168 1/32 6 3/4印张 220千字

1979年3月第一版 1979年3月第一次印刷

统一书号: 13180·50 定价: 1.10元

前 言

震源物理是研究地震成因、地震孕育和发生过程以及这些过程中所涉及的一切物理现象的学科（其中包括某些物理化学现象），内容比较广泛。近十余年来，许多国家都在探索地震预报，因之震源物理问题的研究才广泛开展起来。

震源物理与地震预报的关系很密切，因为各种地震前兆现象都是直接或间接地由震源过程决定的。另外，触发地震的外因也是通过震源地方的过程而起作用的。在我国的地震预报工作中，综合分析是一项重要工作。这种综合分析最后总是要把各种前兆现象统一到震源地方去。因之，震源物理是综合分析工作的基础。另外，震源物理的某些问题也与抗震和控震有关。

本书是综合前人分散的研究成果和兄弟单位的一些研究成果，再加上我们自己的肤浅见解写成的。在写作过程中力求阐明其物理实质和实用意义，而不用复杂的数学形式来表达。

本书共分五章：第一章是震源的环境和地震能源；第二章是地震成因和震源孕育模式；第三章是震源机制；第四章是震源物理分述；第五章是我国地震情况简介。

由于震源位于地下深处，那里发生的过程人们直接看不见；另外，震源的过程很长，实验室目前还无法作到；再加地面上间接观测到的资料一来有大量干扰，二来反演问题的解答一般不是唯一的，所以目前的震源物理问题是一门尚处于探讨性阶段的科学，即其一些论断带有假说性。但必须指出，建立在一定事实基础上的假说对科学的发展是很重要的。革命导师恩格斯曾教导我们：“只要自然科学在思维着，它的发展形式就是假说。”* 我们

* 自然辩证法，人民出版社，1971年版，218页。

相信，随着人们的实践，认识，再实践，再认识，震源物理这门科学必将越来越真实地揭示震源地方的秘密，并在预报地震、防御地震和控制地震的事业中造福于人民。在本书编著过程中，曾得到徐文耀同志许多帮助，在此表示感谢。

编著者 国家地震局兰州地震研究所
郭增建 秦保燕

目 录

第一章 震源的环境和地震能源·····	(1)
第一节 震源的环境——地壳物质和其物理特性·····	(1)
第二节 地震的能源——地壳和更深部的构造运动·····	(22)
第二章 地震成因和震源孕育模式·····	(35)
第一节 地震成因·····	(35)
第二节 震源孕育模式·····	(52)
第三节 地震的前兆模式·····	(70)
第四节 震后效应和余震·····	(93)
第三章 震源机制·····	(104)
第一节 地震发生时的情况·····	(104)
第二节 由宏观、大地测量和地震活动性资料求震源参数·····	(124)
第三节 用地震波特征求解震源参数·····	(138)
第四章 震源物理分述 ·····	(159)
第一节 水在震源地方的作用·····	(159)
第二节 震源地方的热学问题·····	(169)
第三节 震源地方的电学问题·····	(184)
第四节 震源地方的磁学问题·····	(193)
第五节 震源过程引起的重力变化·····	(208)
第六节 震源地方的放射性问题·····	(217)
第七节 震源地方的变化对地震波传播的影响·····	(220)
第八节 外因对地震的触发作用·····	(226)
第九节 人工控制地震的问题·····	(234)

第五章 我国地震情况简介	(240)
第一节 一般情况	(240)
第二节 大震的某些震源物理现象	(243)
参考文献	(264)

第一章 震源的环境和地震能源

第一节 震源的环境——地壳物质和其物理特性

对人类有严重危害的大地震，其震源一般位于地壳中。因之为了弄清震源地方的情况及其影响场，就必须对地壳的物质和其物理性质以及地壳的结构状况进行了解。下面对此作一简略介绍。

一、地壳的化学成份

对于地壳的化学成份，若按各种化学元素所含原子数的百分比来看，则如表1.1所示^[1]。

表1.1

元 素 名 称	原 子 数 %	元 素 名 称	原 子 数 %
氧	53.36	镁	1.72
氢	17.24	钙	1.41
硅	16.10	铁	1.31
铝	4.80	钾	1.04
钠	1.82	其它	1.20

由表1.1可以看出，在地壳中氧的原子数含量最多，其次就是氢和硅。氧和氢除其一部份与别的元素化合外，大部份在地壳中以水的形态出现。关于水的存在形式，可以是一般的水溶液或水汽，也可以是岩石和矿物中的结构水或结晶水。这种结构水和结晶水在温度高到一定程度时，也可以从矿物结晶或分子结构中脱出而成为一般的水或水汽。在本书第四章中我们将要讨论流体在

震源地方的重要作用。另外由表可以看出，由于地壳中硅和氧的大量存在，势必会形成硅酸盐一类的矿物和岩石。我们所讨论的震源就是在硅酸盐这类岩石中或其岩块交界带上孕育和发生的。再者由表还可以看出，其它项的元素在地壳中所含原子数百分比很小。放射性元素就包括在这一项中，因之原子数更少。在地壳中放射性元素较富集的地方可形成热区，它作为地壳中的软包体而在大区域应力作用下在其周围形成应力集中。另外，热区附近还可产生热应力。这些对地震的孕育和发生也会起到一定的作用。

二、地壳内的压力状态

这里所说的压力状态是指岩体静压力状态，即地壳在自重作用下其内部的应力状态。下面论述形成这种应力状态的情况。

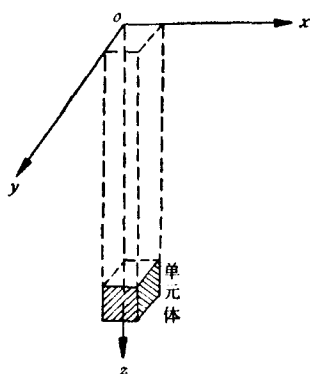


图 1.1
oxy 面表示地面

设想地面下某一深度处有一小单元体（图1.1中实线所示），受到它上面柱状岩体重量的压力（图1.1中虚线所示）。这个柱状岩体的重量是

$$W = \rho g z \quad (1.1)$$

式中 ρ 为柱状岩体的密度， g 为重力加速度， z 为柱状体的高度，它由地面算起到单元体的上表面。根据弹性力学可知，当重量 W 压在单元体的上表面后，其在单元体内沿铅直方向引起的压应力为

$$\sigma_z = \rho g z \quad (1.2)$$

从形变的角度来说，当单元体受到压力以后，其沿铅直方向就要缩短，相应地沿水平方向就要膨胀。这个缩短与膨胀之比可表示为

$$\nu = \frac{\text{水平方向的伸长}}{\text{铅直方向的缩短}} \quad (1.3)$$

ν 值称为泊松比。它是表征岩石力学性质的一个重要常数。根据实验可知，地壳岩石的泊松比一般为0.25。以上的讨论是假设单元体周围没有介质分布的情况。实际上在地壳中所考虑的任何单元体，其四周都有类似的单元体连续地紧相挨挤着，并且各自上方都有柱状岩体的重量 W 作用着。这样一来，所有这些单元体在铅直方向上都要缩短，而在水平方向上都要膨胀，其结果是这些膨胀互相挤压反而都不能膨胀。这样就使各单元体之间产生了水平向的压应力作用。按照弹性力学的知识，这个水平向的压应力可表示为

$$\sigma_x = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_z = \frac{\nu}{1-\nu} \rho g z \quad (1.4)$$

$$\sigma_y = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_z = \frac{\nu}{1-\nu} \rho g z \quad (1.5)$$

如果令泊松比 $\nu = 0.25$ ，则 (1.4) 和 (1.5) 式变为

$$\sigma_x = \sigma_y = \frac{1}{3} \sigma_z \quad (1.6)$$

这就是说在地壳内由自重引起的水平向压应力约为铅直方向压应力的三分之一。以上是对于半无限弹性介质的计算结果，如果按球体计算 σ_x 和 σ_y 将会更大一些。

以上是假设地壳岩石为各向同性和完全弹性材料在自重作用下的应力状态。

在实际地壳中，如果只有岩石自重的力量存在，则人们通常把其内某点上的应力状态与静水内某点上所受的平衡压力相比拟，即认为地壳内某点上所受各方向的应力与该点上方柱体的重量相等。

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = \rho g z \quad (1.7)$$

这个等式就是令 (1.4) 和 (1.5) 式中的 $\gamma = 0.5$ 时得到的。对于液体状态来说 $\gamma = 0.5$ 。由于 (1.7) 式与静水中任何点上的流体压力公式完全一样，所以人们把地壳中用 (1.7) 式表示的应力状态称为流体静压力。按照公式 (1.7) 人们可计算出地壳内不同深度上的流体静压力，如表 1.2 所示。

表 1.2

深度 (公里)	静压力 (千巴)	备 注
0	0	花岗岩密度 为 2.6—2.7, 玄武岩密度 为 2.7—3.3
5	1.3	
10	2.7	
20	5.5	
30	8.5	
40	11.5	
50	15.0	

应当指出，对于地壳中取出的单元体积来说，流体静压力是各向等压力，或者说是围压。这就是天然状态下地壳中不同点上的围压条件。当我们讨论震源地

方岩石受到某方向的构造力作用时，我们应时刻记着震源地方岩石是在上述高的围压条件下承受这个构造力的。指出这一点是有重要意义的，因为在不同的围压条件下，岩石受构造力后其变形和破坏的特征是很不一样的。

三、地壳内的温度状况

地壳内各地的热状态是有差异的。因为各地区地壳内的放射性元素含量不同以及近期岩浆侵入地壳的程度也不同。这样一来，各地区地壳内的温度状况也就有差异了。但是就平均而言，由地表向下随着深度 z 的增加，其温度 T 的升高可表示为

$$T = a + bz \quad (1.8)$$

式中 a 为地面上的温度， b 为地温梯度，不同地区的平均值 b 是每深 1 公里温度增加 30—33°C。(1.8) 式虽然计算起来甚为方便，但一般认为它只适用于 5 公里的深度范围。对于地壳较深部的温度分布，一般是用地面上热流的观测来推断。如所周知，热流 Q (即每秒钟通过 1 平方厘米面积上的热量) 等于岩石导热系数 k 与温度梯度 b 的乘积，即

$$Q = kb \quad (1.9)$$

在地面上若测知了热流 Q ，并由实验测得花岗岩的导热系数为 0.006 卡/厘米·秒·度，则可求得花岗岩层内的温度梯度 b 。当这个 b 值求得后再按深度计算温度。有人求得花岗岩层内的 b 值为每深 50 米温度增加 1°C 。考虑到花岗岩层和玄武岩层中放射热的不同，估计玄武岩层中的地温梯度 b 是每深 65 米温度增加 1°C ，在壳下层中的 b 值是每深 120 米温度增加 1°C 。在表 1.3 中引用的是日本学者松岛昭吾^[9]的温度随深度的变化。由这个表可知，地壳内温度是很高的。因之研究震源地方岩石受构造力作用而发震的过程时，温度条件是不可忽视的。在后面我们具体讨论震源地方的问题时将会看到温度条件的重要作用。

表 1.3

深度(公里)	温度($^{\circ}\text{C}$)
0	0
5	200
10	350
20	550
30	700
40	850
50	980

四、地壳内部的水分

关于地壳内水（包括液态水和汽态水）的存在可以由以下两方面来直接证实。

1. 目前的钻孔已达 8 公里多的深度，人们发现在这个深度上还有十分良好的含水岩层^[2]。

2. 在火山喷发时，人们发现其中冒出了大量的水汽。

以上是地壳中含有水的直接证据。至于间接的证据还很多，例如大地电磁测深发现地壳内有低电阻层存在，它用高温和水溶液的共同作用容易解释，用其他原因还不好解释。关于地壳中含水的问题现在越来越引起了人们的重视。因为水在震源过程中的作用是很重要的。

在地壳中，水的存在形式因深度不同而不同。下面分别论述几个具有特征性的深度区间。

1. 由地表到地下 4—5 公里的深度 根据前边的公式 (1.7)

和表1.2可知,在地下4—5公里的深度上,围压已达到1千巴以上。另一方面,根据实验室对岩石强度的试验可知这个围压已超过岩石强度了。因之在大于4—5公里的深度上如果存在裂隙的话,就会闭合。我们称此深度为裂隙闭合界限。在这个界限以上,岩石的重量不很大,因之岩石内的裂隙是可以存在的,而且不同的裂隙还可以沟通,其中有的裂隙甚至可通至地表。所以在这个深度范围内,地面水可以流至地下几公里深处(尽管道路是曲折的)。另一方面,在地下几公里的深度上如果有足够的构造压力的作用,该深度上的水可以通过裂隙流到压力较小的地方去,其中包括向地表方向涌流。

2. 由地下4—5公里至11—17公里的深度 在5公里以下,由于裂隙不可能存在,所以裂隙中如果原来存在水的话,则成为被封死的包裹水。这种水就好像装在密封容器中的水一样。它的体积维持到那样的程度,即该体积所具有的向外压力与岩体静压力相等。也就是说包裹水是承受着很大的围压的。如前所述,随着向地下深度的增加,温度也随之增高。当温度高到一定程度时,尽管围压很大,水还是要汽化的,这个温度称为临界温度。根据物理学的知识可知,纯水的临界温度是 374°C 。这相当于地下11公里深度处的温度。但应指出,我们所说的地壳水一般是溶液水,溶液水比纯水的临界温度要高;如果溶液水呈离子状态,则临界温度还更高。据目前的研究,溶液水的临界温度可达 500°C ^[3]。这相当于地下17公里的深度。根据以上所述,在地下4—5公里深度到11—17公里深度之间,水是包裹水,主要以液态形式存在。

3. 大于17公里的深度 根据上节所述,在地下深度大于17公里后,水就不可能以液态形式存在而是以气态形式存在了。但由于地壳深部围压很大,所以水汽不能自由扩张体积。在此情况下,水汽呈乳浊状态,即所谓乳光。

在地壳中,有许多含水岩石(水存在于岩石结晶中或存在于

分子结构中)。这些岩石当所处的温度达到其内的水分汽化时（即脱水温度），则水分体积扩张可把岩石结晶或分子结构破坏。这样岩石就丧失了强度。关于这一点在后面第二章地震成因的脱水学说中还要谈到。

五、地壳岩石的力学性质

地壳岩石所受的力一般是很缓慢的，因之其流变性质就会显示出来。只有像地震时震源地方的突然错动以及弹性波传播那样的短促过程，岩石才近似地显示完全弹性。前已述及，地壳中的围压很大，温度很高，并且还有液体和汽体。这些对地壳岩石的力学性质都有影响。如果考虑到温度和流体分布的不均匀以及岩石种类的不均匀，则岩石的力学性质更为复杂。但为了近似地研究它们，地壳岩石可模拟为以下的物体。

（一）虎克体 这就是所谓完全弹性体。对于这种物体来说，在弹性限度内，应力与应变成正比，即

$$P = k\varepsilon_v \quad (1.10)$$

$$S = \mu\varepsilon_T \quad (1.11)$$

式中， P 为岩石压应力或张应力， S 为岩石所受的剪切力， k 为体积弹性模量， μ 为切变模量（或称刚性系数）， ε_v 为体积形变， ε_T 为剪切形变。虎克定律还可写为

$$\dot{P} = k \dot{\varepsilon}_v \quad (1.12)$$

$$\dot{S} = \mu \dot{\varepsilon}_T \quad (1.13)$$

此二式的意思是岩石所受应力随时间如何变化，则其形变也随时间如何变化。

对于完全弹性体来说，有以下几点需要指出：

1. 受力岩石当力取掉后，整个岩体的形变不是同时恢复的，其中体积应变从卸载处开始以纵波速度向外进行恢复，剪切应变以横波速度向外进行恢复。

2. 完全弹性体受若干个力作用后，各自在物体内引起的应

力和应变是可以叠加的。

3. 虎克体受力后的应变状态与该物体历史上是否受过力没有关系。

4. 当虎克体的压缩系数 $k \rightarrow \infty$ 和切变系数 $\mu \rightarrow \infty$ 时, 则物体就成为完全刚体, 又称欧几里德体。它是理论力学研究的范畴。

(二) 牛顿液体 流体的根本特点是不能保持自己的形状, 把它放在无论什么形状的容器里它就和容器具有同样的形状。从弹性力学的角度上来讲, 流体能够抵抗使它体积受压缩的各向压力, 因之它的体积变形具有弹性, 但是无论多么小的剪应力都能使它发生不可恢复的剪切形变。因此流体在静止时不能抵抗剪应力。但实际上流体在抵抗剪应力方面仍具有微小的能力。这表现在流体所受的剪应力小时, 其剪应变速率就慢, 如果所受的剪应力大, 则剪应变速率就快。这就是说流体所受的剪应力 S 与剪应变速率 $\dot{\epsilon}_T$ 成正比, 即

$$S = \eta \cdot \dot{\epsilon}_T \quad (1.14)$$

式中, η 为粘滞系数, 其单位为达因·秒/平方厘米。一般说来, 温度越高, 流体的粘滞系数 η 越小。

前已述及, 在围压下, 液体是显示弹性的, 其应力与应变的关系可用前边的 (1.10) 式来表示。因之 (1.10) 式和 (1.14) 式是牛顿液体的两个基本特征。

当牛顿液体的压缩系数 $k \rightarrow \infty$ 和粘滞系数 $\eta \rightarrow 0$ 时, 则为巴斯卡液体, 即所谓理想液体。

对于地壳岩石来说, 当其受力特别缓慢时可近似地看作是牛顿液体。

(三) 麦克斯威尔体 对于地壳岩石来说, 当受力不是很快也不是极慢的情况下, 其力学性质又该如何呢? 对此, 可近似地用麦克斯威尔体来模拟地壳岩石的力学性质。

麦克斯威尔体是把虎克体的形变速率, 即公式 (1.12)、

(1.13) 与牛顿体的形变速率, 即公式 (1.14) 互相叠加而成的。具体说来就是:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{\text{虎}} + \dot{\epsilon}_{\text{牛}} \quad (1.15)$$

把前边的 (1.13) 和 (1.14) 代入 (1.15) 式, 即为:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{S}}{\mu} + \frac{S}{\eta} \quad (1.16)$$

这就是表征麦克斯威尔体力学性质的方程式。

对于麦克斯威尔体来说, 有以下几点性质应当特别指出:

1. 当地壳岩石受力很短促时, 物体显示弹性形变, 因之可近似地看作虎克体。

2. 当力作用的时间很长时, 物体显示流体性质, 因之可近似地看作牛顿液体。

3. 所谓给岩石加力的时间长短是以加力时间与岩石的松弛时间 τ 相比较来说的。 τ 的表示式为

$$\tau = \frac{\eta}{\mu} \quad (1.17)$$

式中, η 为粘滞系数, μ 为切变模量。当力作用于岩石的时间小于 τ 时, 则岩石内的应力以积累为主, 显示弹性变形; 当力作用的时间大于 τ 时, 则岩石内的应力就大大松弛了。松弛的原因是由于岩石质点之间发生了不可恢复的位移, 这就是说岩石带流体性质了。因之, 当力作用于岩石的时间远远大于 τ 时, 则岩石的变形是一种流变, 故可将其视为牛顿液体。根据以上所述, 如果力作用于岩石上, 若在大致为 τ 的时间范围内, 岩石内的应力仍未达到岩石的耐破裂强度, 则这种岩石就难以以脆性破坏的形式释放应力能了。因为当力继续作用的时间超过 τ 时, 则岩石就以流变的形式调整其内部的紧张状态而使应力有所下降。岩石的这个性质对地震的孕育和发生问题甚为重要。

4. 由于温度升高时, η 的减小比 μ 的减小厉害^[4], 所以

τ 随温度增高而减小。因之在高温下,岩石易于显示出液体性质。由于这个原因,所以要使高温岩石发生弹性形变或脆性破裂,必须力作用得很快,即力作用的时间要比高温下的松弛时间 τ 小得多。

5. 对于麦克斯威尔体来说,随着受力时间的延长,最终岩石变成了流体,仅在受力时间短时才具有弹性,所以麦克斯威尔体又称弹-粘性体。

6. 对于麦克斯威尔体来说,当形变保持一定时,其内的应力随时间要继续减小,直到时间趋于无穷大时,物体内的应力变为零。

7. 麦克斯威尔体对于非晶体岩石较适用。

8. 当地震波传过麦克斯威尔体时,介质对波的吸收系数与波的频率成反比。

(四) 什维多夫体^[5] 根据地壳内温度分布的研究可知,一般地壳岩石都未达到其溶解温度,所以它基本上还保持其结晶状态。根据实验研究,对于结晶状态的岩石来说,当应力松弛到一定程度时就再不松弛了。这叫作残余应力,或称为基本强度。由此可知,用麦克斯威尔体来比拟结晶状态的地壳岩石看来还不合适。对于结晶体介质来说,什维多夫体是比较合适的。这种物体实际上是修正了的麦克斯威尔体。其形式为

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{S}_k}{\mu} + \frac{S_k}{\eta} \quad (1.18)$$

$$S_k = S - S_{\infty} \quad (1.19)$$

式中, S_{∞} 就是当时间趋于无穷大时岩石内还残留的应力,即基本强度。

对于什维多夫体来说,应力 S 随时间 t 而松弛的表达式为

$$S = S_{\infty} + (S - S_{\infty}) e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (1.20)$$

当 $t \rightarrow \infty$ 时, 上式右边的第二项趋于零, 于是:

$$S = S_{\infty} \quad (1.21)$$

这就是上面所说的残余应力或基本强度。

(五) 劳姆尼兹体〔6〕 前边曾经指出过, 麦克斯韦体所预料的地壳内的地震波吸收与实际观测中所发现的吸收不符。于是劳姆尼兹提出用非线性对数蠕变定律来模拟地壳岩石的力学性质, 即

$$\varepsilon(t) = \frac{S}{\mu} [1 + q \log_e (1 + Bt)] \quad (1.22)$$

式中 $\varepsilon(t)$ 为岩石的形变, S 为应力, μ 为切变模量, q 是一个常数, 它与介质的粘滞系数、切变系数、蠕变特征等有关, B 是常数, t 为力作用的时间。

由 (1.22) 式可知, 当时间 t 很短时, 则方括号内的第二项变为零, 于是 (1.22) 式变为

$$\varepsilon = \frac{S}{\mu}$$

这实际上就是虎克定律。用劳姆尼兹体来模拟地壳岩石的力学性质时, 比较好地符合地震波的吸收情况〔7〕。关于对数蠕变定律的讨论可参看著作〔8〕。

(六) 岩石的强度 如所周知, 岩石强度的大小是震源地方能否积累起巨大应力的决定因素。根据实验可知, 岩石强度的大小取决于以下诸因素。

1. 岩石的种类;
2. 岩石所处的围压条件;
3. 岩石所处的温度条件;
4. 岩石受力的时间长短;
5. 岩石内是否包含微裂缝或松软的小包裹体;
6. 岩石内液体孔隙压力的大小;
7. 不同岩体连结处是否有润滑物质 (包括液体润滑物和固