地壳介质的应力松驰与b值的关系讨论*

刘 江 峰

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文讨论了温度、水、围压、化学结构等因素对地壳岩石 驰豫 时间的影响,从地壳介质受力时其内应力的不均匀松驰出发,讨论了除介质中的应力水 平以外影响b值的其它因素。结果表明,地壳介质的平均驰豫时间愈 短,介质 愈不均匀,介质受力速度愈小,b值愈高。

一、前 言

在地震预报工作中,人们曾采用许多指标进行试报。b值在地震前的变化 就是被广泛讨 论和采用的一个指标。美国学者古登堡和里克特1954年在研究全球地震 活 动性时提出^[1], 地震频度N和震级M服从统计关系式:

LogN = a - bM

此后,苏联学者布尔等把与上式中的b等价的一个参数γ用于区域性地震重复率的研究中^[2], 并进一步应用于对在未来工程使用期内区域地震危险程度的估计。在此之后,日本学者末广 重二等人把b值的变化应用于中短期地震预报^[3]。对于b值随时间和空间变化的物理原因最 通常的解释是日本学者 茂木 清 夫 的介质均匀度学说^[4]和美国 学者 肖尔 茨的应力水平学 说^[5],这两种学 说都未考虑b值与介质受力速度的关系。1981年郭增建提出¹),如果把地 壳**介**质视作驰豫时间不均匀的弹粘性体,则 介 质受力速度的快慢可引起b值的变化。

本文基于上述观点,先对地壳介质驰豫时间的量级及水、温度、围压、化学结构等因素 对地壳岩石驰豫时间的影响进行了估计,然后从不均匀介质在均匀受力后的应力分布入手, 对决定b值的各种因素进行了讨论,以便在今后的地震预报中作参考。

二、缓慢加载时岩石的应力积累与松驰

当岩石受力速度很慢时,可将其视作马克斯威尔体。设岩石刚度为G,粘滞 系数为n,

¹⁾ 郭增建,用测震学方法预报地震(摘要),全国地震大形势学术讨论会,1981.

^{*}本文是作者1984年研究生硕士学位论文之一部分

则在应变不变时, 岩石应力松驰方程为:

$$\sigma = \sigma_0 \exp\left(-t/\tau\right) \tag{1}$$

式中 σ_0 为初始应力, $\tau = \eta/G$ 为岩石的驰豫时间(或称松驰时间)。

在外部缓慢加载作用下,内部应力变化取决于两个方面,外力引起的应力积累和流变引起的应力松弛。为了分别考虑这两种影响,采用文献(6)中的分析方法。假设岩石内部的应力变化dσ/dt可看作是由外界加载作用引起的弹性应力积累dσ₁/dt和流变引起的应力松驰dσ₂/dt两部分迭加而成,即

$$\frac{d\sigma}{dt} = \frac{d\sigma_1}{dt} + \frac{d\sigma_2}{dt}$$
 (2)

考虑到外部加载作用是非常缓慢的情况,假设岩石内部弹性应力线性积累

$$d\sigma_1/dt = V_{\sigma}$$
 (3)

式中V。为常数。

应力松驰速率可由(1)式得出:

$$d\sigma_2/dt = -\sigma/\tau \tag{4}$$

把(3)、(4)式代入(2)式:

$$d\sigma/dt = V_{\sigma} - \sigma/\tau \tag{5}$$

由方程(5)很容易得到以下结论:

(1)当岩石加载速率较大,使 V_s > σ/τ 时,在岩石内部,由外力引起的弹性应力积累 占主要地位,应力不断增加,当加载速率较小,使 V_s < σ/τ 时,流变引起的应力松驰占主要 地位,岩石内部应力不断减小,当 V_s = σ/τ 时,应力保持一个恒值不变。

(2)当 $V_{\sigma} \neq \sigma/\tau$ 时, σ 的变化使 σ/τ 不断趋向于 V_{σ} ,应力的变化愈来愈缓慢,不考虑岩石破裂极限的话,则时间 $t \rightarrow \infty$, $\sigma/\tau \rightarrow V_{\sigma}$, $\sigma \rightarrow \tau V_{\sigma}$ 。设岩石破裂强度为S,要使岩石被加载至破裂,必须有S< τV_{σ} 即加载速率须超过某一个定值,使 V_{σ} >S/ τ_{σ}

(3)对于相同的加载方式,设V。不变,岩石的驰豫时间τ愈大,应力愈容易积累,反 之,τ愈小,即岩石流变性愈强,应力愈不容易积累。

三、地壳介质驰豫时间的讨论

世界上绝大多数地震发生在地壳中。当某一区域的地壳介质受到缓慢加载作用时,介质 内部应力能否积累起来以至发生破裂取决于地壳介质的驰豫时间。分析地壳岩石在不同条件 下的驰豫时间的大小,对于大震趋势的估计及孕震时间的研究有一定的帮助。但由于岩石驰 豫时间量级过高,无法从室验中获得直接数据。所以只能间接地从自然现象或实验室取得一 些有关粘滞系数η和切变模量G的数据,再由计算式τ=η/G估计地壳岩石的驰豫时间。

1. 外因对岩石切变模量的影响

在外界因素影响下,岩石切变模量与弹性模量变化趋势相同。因之,可由岩石弹性模量 的实验结果推知岩石切变模量的变化。

(1)温度的影响 根据文献〔7〕给出的实验结果,当温度从20℃升高到1000℃时, 玄武岩等五种岩石动力弹性模量减小三分之一左右,花岗岩、大理岩动力弹性模量减少约一 个量级。Lewis和Tandand对某一种岩石研究结果表明^[8],当温度从27℃升高到827℃ 时,岩石切变模量减小了大约一半。可见,当温度升高时,绝大多数岩石的切变模量变小。 (2)含水量的影响 对于不同的岩石,含水量对岩石弹性模量的影响不同。Obert等人的实验表明(⁸、⁹),有些岩石,例如大理岩、花岗岩,弹性模量随含水量的增加而增加,而有些岩石,例如石灰岩、泥岩,弹性模量随含水量增加而降低。从风干状态到水饱和状态,这种变化一般在五分之一左右。

(3) 围压的影响 大量实验结果表明⁽⁸⁾,在较高围压下,围压变化对岩石弹性模量 几乎没有影响或影响甚小。

由以上列举的实验结果可推知,尽管影响岩石切变模量的因素很多,但是外界因素一般 不会改变岩石切变模量的量级。所以,在估计地壳岩石的驰豫时间时,可把切变模量看作常 数。

2. 地壳驰豫时间的量级估计

表1列举了不同学者对地壳及岩石圈粘度的研究结果。从表1中可以看出,较多的学者 认为岩石圈的粘度在10²²---10²⁴泊之间。地壳各层的切变模量在(2.6~5)×10¹¹达因/厘

米²之间⁽¹²⁾。根据古登堡等人对地壳粘度的 研究结果,参考岩石圈的粘度值,可推算 出,地壳的平均驰豫时间量级为10³-10⁵ 年。

需要指出,在不同地区,地壳驰豫时间 可以相差很大,例如,/Zorin 曾根据地球物理 和地质资料估算⁽¹³⁾贝加尔裂谷带地壳的粘 度为2.7×10²¹泊,由此推算,该地区 地 壳 的驰豫时间量级仅为10²年。另据Meissner 研究,地壳内的断层带的粘度要比整体岩石 的粘度小2-3个数量级。那么,断层带的 驰豫时间也要比整体岩石的驰豫时间小2--3个量级。

研究者	研究对象	粘滞系数 (泊)	资料 来源
影契科夫斯基	地 兗	1022	(10)
古登堡	地壳10公里深处	1022-1023	(11)
N.H., Sleep et al	岩石 图	1028	(8)
J.C. DeBrem- aecker	大洋岩石陽	1024	(8)
T.L., Tolkun-	岩石 图	1021-1022	(13)
Jean claudeC.	美国盆地一山脉省	1022-1028	(14)
Mercier A. W. G.,	夏威夷地区岩石圈	8 × 10 ²³	(8)
Kunze			
S.R., Dickman	岩石獨	1024-1026	(8)
et al A. W. G., Kunzc	岩石園	≪10 23	(8)

地壳岩石阁的粘度估计

3. 温度对岩石驰豫时间的影响

温度对岩石切变模量的影响相对要小,而温度升高可大大降低岩石的粘滞系数,从而使 岩石的驰豫时间变小。例如Heard根据实验结果推算⁽¹⁵⁾,大理岩在低应变率下,温度从 25℃到500℃,有效粘滞度从10²³泊降到10¹⁸泊,减少了七个量级。

苏联学者马格尼茨基研究认为^[16],物质的驰豫时间与物质内热运动过程中粒子的平均定居时间在意义上是相同的,且数量级相符合。根据马格尼茨基的观点,可把岩石的驰豫时间或岩石内部粒子的平均定居时间与绝对温度的关系用同一种关系式表示:

$$\tau = A \exp\left(\frac{W}{KT}\right)$$
 (6)

式中A为常数,K是玻尔兹曼常量,T是绝对温度,W为粒子由原平衡位置跳到新的平衡位置所必须具有的能量(称空位形成能)。

一般认为,在地壳内10公里深处,岩石的强度较高,驰豫时间较大。依据上面对地壳驰 豫时间的讨论,可假设在此深度的τ为10⁵年。在此深度,温度约为350℃⁽¹⁷⁾。又知在晶体物 质中格点中的空位形成能约为几个电子伏特,设10公里深处岩石中粒子的空位形成能

$W = 2.5 eV(4.0 \times 10^{-19}$ 焦尔)

表 2 是根据以上假设条件由公式(6)推算出的地壳10公里深处未熔化岩石驰豫时间随温度的变化。由计算结果可看出,如果温度达到1000℃,则岩石驰豫时间降低到 大约10²秒,这 个结果与日本学者笠原庆一对玄武岩驰豫时间的研究结果是相近的^[18]。另外,温度从350℃ 到1000℃,岩石驰豫时间降低了十个量级,

这和Heard根据实验得出的温度对 大 理 岩 粘度的影响在量级上是相近的。

地壳10公里深处驰豫时间 表 2 随温度的变化估计

4. 围压对岩石驰豫时间的影响

根据公式(6)可知,温度一定时,岩 石的驰豫时间τ取决于晶体中粒子跃 迁所 需 要越过的势垒高度W(即空位形成能)。W 大时,τ也大。而W是由晶体中粒子之间的 相互作用力的大小决定的,当岩石被压缩, 密度增加时,粒子之间的平均距离缩小,于 是,粒子之间的相互作用力 增大,W 也 增

温度(℃)	驰豫时间(年)	温度(()	驰豫时间(年)
350	1.0×10 ⁵	600	1.6×10 ⁻¹ (59天)
400	3.1×10 ⁸	700	5.4×10 ⁻⁸ (2天)
450	1.6×10 ²	800	3.3×10 ⁻⁴ (8小时)
500	1.2×10	900	3.3×10 ⁻⁵ (10 ⁸ 秒)
550	1.2	1000	4.8×10 ⁻⁶ (150秒)

大。所以,围压对岩石驰豫时间有无影响,主要在于围压的大小是否足以引起岩石密度的变 化。一般来说,围压增高将导致岩石驰豫时间增加。岩石的体变模量愈小,这种影响愈显 著。在地下几公里的深度内,由于围压的量值还不够大,因而围压对岩石驰豫时间影响可能 不大。但在较深处,岩石圈的底部以及上地幔内,巨大的围压使岩石的密度显著增加,因 而,围压对岩石驰豫时间量级的影响就不容忽视了。

由上面的估算知道,在地下10公里深处,当温度达到1000℃时,岩石的 驰 豫 时间只有 150秒。在这种情况下,岩石内是很难积累起弹性形变能的。但是,众所周知,在地壳内100 公里深处,温度即可超过1000℃。根据仪器记录,在600公里的深处仍有地震发生,说明在 那儿的岩石仍可发生脆性破坏。一般认为,上地幔的驰豫 时间为100—1000年⁽¹²⁾,这也许 是因为围压的增高使岩石驰豫时间增加的缘故。

5.水对岩石驰豫时间的影响

由于水的粘度非常小,含水量的增加会引起岩石粘度的较大下降。付于岩石熔体,水的 影响较显著,例如,根据苏联学者的实验⁽¹⁹⁾,在1200℃时,最初的3%的水的溶解作用, 导致硅石粘度减少了七个量级,花岗岩粘度减少了三个半量级,玄武岩 盐度减少了一个半量

级。对于固体岩石,根据Carter的实验^[20],

"湿"岩石的粘度要比"干"岩石的粘度小 两个量级。由于含水量的变化一般不会改变 岩石切变模量的量级,因之,对于大多数岩 石,从风干状态到水饱和状态,驰豫时间约 减小两个量级左右。在地壳中,那些由于裂 隙充水或结晶水的存在从而含水量较高的区 域,驰豫时间则会减小得更历害。

6.化学结构对岩石驰豫时间的影响 岩石是由许多种矿物组合而成的。由于

几种矿物的驰豫时间和粘度 表 3

物质	池 豫时间	粘度	资料 来源
水	10-2秒		
 方解石	10-8秒(约1;2)		(12)
	10 ⁸ —10 ⁹ 秒(3—59年)		
岩盐(80℃)	106秒(约1(天)	10 ¹⁷ 泊	
岩盐(18℃)	107秒(约10(天)	10 ¹⁸ 泊	(10)
石灰岩	10 ¹⁰ 秒(3004,2)	10 ²¹ 泊	

微观结构上的差异,不同矿物质的驰豫时间相差悬殊(表3),这种差异主要是由粘度的差 异造成的。

根据文献〔21〕的研究,在构成岩石的主要氧化物中,有些氧化物的存在可以提高岩石的粘度,如 Cr_2O_3 、 Al_2O_3 、 SiO_2 、 TiO_2 等;而有些氧化物的存在则会降低岩石的粘度,如FeO、MnO、CaO、Na₂O、K₂O。

值得注意的是,SiO₂是一种高粘度、高强度的物质,也是地壳岩石的最主 要 成 份。因 之,SiO₂含量的多少对岩石的粘度有很大影响。但是,关于这方面的研究很少,因此 仅参 考了一些在化学结构上与岩石相近的硅酸盐玻璃的实验研究结果。表 4 选取了文献〔22〕中 的几组实验数据,其中粘度值是由文献中给出的经验公式得到的。

不同硅酸盐玻璃的化学成份和粘度

表 4

	各种成份重	量百分比		不	、同温度下的粘度值(泊)
SiO2	Na 2 O	CaO	MgO	600°C	700°C	300°C
61.51	24, 23	14, 26		3.8×10 ⁸	3. : × 104	2. 0 × 10
65.37	20.61	14.02		7.3×10 ⁹	6.7×10 ⁶	3.5×10 ²
76.21	9.66	14, 13		9.6×10 ¹²	1.4×10 ⁹	1.0×10 ⁸
67.14	23.94		8.92	5.5×10 ⁸	4.5×10 ⁵	1.4×108
80.25	10.99		8.76	6.6×10 ¹²	4.9×10 ⁹	1. 4×107
65.60	26.39	4.92	3.09	2.3×10 ⁸	2.0×10 ⁵	6.5×10 ²
76.02	16.01	4.92	3.05	1. 2×10 ¹⁰	8.6×10 ⁸	2.3×10 ⁴

众所周知,地壳中酸性岩的SiO₂含量大于65%,中性岩为52-65%,基性岩为45-52%,超基性岩小于45%。对比表4中的每一组数据,可以看出,SiO₂含量增加约4%,硅酸盐玻璃的粘度即可提高一个量级。如果据此类推SiO₂含量变化对岩石粘度的影响,那么,不同类型岩石的粘度可以相差几个量级,因而驰豫时间也会相差几个量级。另外,比较表4中同一种玻璃不同温度下的粘度值,温度每升高100℃,粘度降低2-3个量级,这与前面估算的温度对岩石驰豫时间量级的影响结果相近。

四、b值与地壳介质应力不均匀松驰的关系

1.b值物理意义的解释

茂木清夫^[4]认为,b值反映了介质内部应力分布的不均匀程度。在均匀加载的情况下, b值的大小取决于介质的不均匀程度;肖尔茨^[5]则认为,b值 主要 代表 着介 质内 应力 水平 的高低,b值随介质内部应力水平的提高而减小。尽管茂木和肖尔茨的观点都有许多 实 验事 实作依据,但单纯用任何一种观点去解释实际观测到的地震b值的变化都会 遇到一些问题。

 茂木和肖尔茨在对b值物理意义的理论解释中有一个共同点,就是都认为b值 正 比于 介 质内破裂面传播被停止的概率。茂木认为,介质内应力分布愈 不 均 匀,破裂面传播愈容易 碰上低应力水平的区域而被停止,因而小破裂所占比例高,b值也高〔4〕,根据 肖 尔 茨的观

第8卷

点,介质中应力水平愈高,破裂面周围介质处于高应力水平的概率愈大,破裂传播愈容易,因而大破裂所占比例愈大,b值愈小⁽⁵⁾。以上两种分析都有一定的道理,只是考虑问题的角度不同。介质中应力分布的不均匀程度以及平均应力的高低实际上对b值都有影响,只不过是在某些情况下,一种因素的影响占了主要地位,另一种因素的影响退居次要地位,不能只强调一个方面。如果综合二者的观点,可假设b具有以下形式

$$b = K(\sigma) \cdot \varphi(\sigma)$$
(7)

这里 σ 表示所考虑区域内介质的平均应力,K(σ)代表应力分布的不均匀程度, $\varphi(\sigma)$ 是一个随介质性质而定的单调减函数。在此不必考虑函数 $\varphi(\sigma)$ 的具体表示形式,只知道它总是随应力增加而减小即可。

2. 驰豫时间不均匀引起的应力不均匀

介质受力时应力松驰的快慢决定于介质的驰豫时间r。根据上面的讨论可知,在地壳介 质内部,各个小区域温度、含水量、介质化学结构的很小差异,就会引起r值量级上的差 别。因而地壳介质实际上是由r值不同的大小块体组合而成的。当一个较大区域受到外部缓 慢加载作用时,其内不同块体应力积累的快慢不同,必然会造成整个区域应力分布不均匀。 在实验室进行岩石破裂实验时,由于时间尺度和样品大小与自然界发生地震的条件相差过于 悬殊,所以介质中应力不均匀松驰引起的应力分布不均匀很难反映出来。但在考虑影响地震 b值的因素时,却不应忽视这一点。

在统计理论中,常用"均方差"来描述一组数据偏离平均值的程度。上面提出的应力分 布不均匀度也是一个反映介质中应力分布偏离平均应力程度的量。根据统计理论的基本思 想,这里假设不均匀介质中应力分布的不均匀度K(σ)正比于所考虑区均内应力的均方差, 即

$$K(\overline{\sigma}) = C' \left[\int_{-\infty}^{+\infty} (\sigma - \overline{\sigma})^2 f(\sigma, \overline{\sigma}) d\sigma \right]^{\frac{1}{2}}$$
(8)

C'是常数, f(σ , σ)是所考虑区域内应力的分布函数, 满足归一条件

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(\sigma, \overline{\sigma}) d\sigma = 1$$

由于地壳介质中应力的分布比较复杂,一般情况下,无法由(8)式得到K(σ)的具体形式。这里试在一种最基本、最简单的情况下进行一些推导。在公式(5)的基础上再作 以下几点假设:

(1)设所考虑区域内地壳介质从初始时的零应力状态受到外部一均匀缓慢的加载作用,介质内部弹性应力积累速率处处相等,do1/dt=V。。

(2) 假设所考虑区域内平均应力 σ 和介质的平均驰豫时间 τ 也近似满足方程 (5), 即

$$\frac{d\sigma}{dt} = V_{\sigma} - \frac{\sigma}{\tau}$$
 (9)

分别解方程(5)、(9),利用假设条件

$$\sigma = V_{\sigma}\tau \left(1 - e^{-\frac{1}{\tau}}\right)$$
(10)

$$\overline{\mathbf{r}} = \mathbf{V}_{\mathbf{r}} \overline{\mathbf{r}} \left(\mathbf{1} - \mathbf{e}^{-\frac{t}{\tau}} \right)$$
(11)

$$\sigma - \overline{\sigma} = V_{\sigma} \left[\tau \left(1 - e^{-\frac{\tau}{\tau}} \right) - \overline{\tau} \left(1 - e^{\frac{t}{\tau}} \right) \right]$$
(12)

由于地壳介质驰豫时间量级较高,一般满足t≪τ,t≪τ,把(12)式中的指数项用马克 劳林级数展开,取二级近似

$$\sigma - \overline{\sigma} = \frac{1}{2} V_{\sigma} t^{2} \left(\frac{1}{\tau} - \frac{1}{\tau} \right)$$
(13)

假设F(τ, τ)是所考虑区域内τ的分布函数,在某一固定时刻t,由于σ和τ具有一一对 应关系,因而可以得出下面关系式

$$f(\sigma, \sigma) d\sigma = F(\tau, \tau) d\tau$$
(14)

$$K(\overline{\sigma}) = C \frac{V_{\sigma}t^{2}}{\tau} \left[\int_{0}^{\infty} \frac{(\tau - \overline{\tau})^{2}}{\tau^{2}} F(\tau, \overline{\tau}) d\tau \right]^{\frac{1}{2}}$$
(15)

介质从零应力状态被均匀加载至σ所需的时间t由(11)式解出:

$$t = -\overline{\tau} \ln \left(1 - \frac{\sigma}{V_{\sigma} \tau} \right)$$
 (16)

在一般情况下, $\sigma \ll V_{s\tau}$, 把对数函数用级数展开, 取二级近似

$$t = \frac{\overline{\sigma}}{V_{\sigma}} + \frac{\overline{\sigma}}{2V_{\sigma}^2 \tau}$$
(17)

(17)式右边第一项代表介质为完全弹性时所需的时间,第二项则是在考虑了介质流变性质后附加的。将(17)式代入(15)式

$$K(\overline{\sigma}) = C \frac{\overline{\sigma}^{2}}{V_{\sigma} \tau} (1 + \frac{\overline{\sigma}}{2V_{\sigma} \tau})^{2} \left[\int_{0}^{\infty} \frac{(\tau - \overline{\tau})^{2}}{\tau^{2}} F(\tau, \overline{\tau}) d\tau \right]^{\frac{1}{2}}$$
(18)

(18)式就是导出的受到均匀加载的地壳介质中应力分布不均匀度K())的表示形式。把(18)式代入(7)式

$$b = C \frac{\overline{\sigma}}{V_{\sigma} \tau} \left(1 + \frac{\overline{\sigma}}{2V_{\sigma} \tau} \right) D(\tau) \cdot \varphi(\sigma)$$
(19)

其中

$$D(\overline{\tau}) = \left[\int_{0}^{\infty} \frac{(\tau - \overline{\tau})^{2}}{\tau^{2}} F(\tau, \overline{\tau}) d\tau\right]^{\frac{1}{2}}$$
(20)

3.影响b值的多种因素

由(19)式可以看出, b不仅与平均应力σ有关, 而且与D(σ)、τ、V。都有关系。分析(19)式中各项对b的影响, 可以得出以下结果:

(1)当一个地区承受均匀加载,其平均应力 σ 随时间增加时,K(σ)随平均应力 σ 增加而变大, $\varphi(\sigma)$ 随平均应力 σ 增加而变小,b值变大还是变小,取决于哪一种变化起主 要作用。

(2) D(τ)愈大, b值愈大。由(20)式可知, D(τ)是一个积分值的方根。由于被积函数中含有($\tau-\tau$)²项,介质愈不均匀,则介质中 τ 的分布与平均值 τ 偏离愈大, D(τ)也就愈大。所以介质愈不均匀, b值愈大。

(3)介质平均驰豫时间 ~ 量级愈高, b愈小; ~ 值愈小, b愈大。

(4)b还与介质中外力引起的弹性应力积累速率 V。有关。V。愈大,b愈小。岩石内的 弹性应力积累速率 V。与外界的加载速率并不等同,但一般情况下,二者却具有相似的对应 变化关系。V。的大小代表着加载速度的大小。所以,加载速度大时,b值小;加载速度小时,b值大。

需要指出的是,上面几点结论虽然是根据具有先决条件的(19)式得到的,但对于一般 情况仍然成立。下面根据(7)、(8)式,即仍在假设b正比于介质中应力分布的不均匀 度K(σ)和函数 φ (σ)的前提下,试从物理意义上分析在一般情况下,也就是在不一定 满定(19)式的假设条件的情况下,b值与介质均匀度、平均驰豫时间、加载速度的关系。

(1)b与介质均匀度的关系 一般认为,构造地震是由板块挤压、上地幔的垂 直差异 运动等宏观因素提供力源的。可以认为,地壳介质在一个较大的区 域 范 围 内是被均匀加载 的,因而,地壳介质中应力分布的不均匀主要取决于介质的不均匀程度。介质愈不均匀,介 质中应力分布愈不均匀,b值也就愈大。

(2)b与介质平均驰豫时间的关系 前已指出,当地壳介质被加载时,介质内的不均 匀流变会造成应力分布不均匀。平均驰豫时间 τ 是标志介质流变性质的一个量。 τ 愈大,表 明介质愈接近刚性,因而介质中驰豫时间的不均匀引起的 应力 差 异 愈小,b值也愈小;反 之, τ 值小,表明整个介质容易流变,介质中流变性的不均匀容易引起应力的不均匀分布, 所以b值大。

(3)b与加载速度的关系 由于地 壳介质 被 看作 驰豫时间不均匀的弹粘性体,受力 速度快时,各部分显弹性,介质向均匀性变化;受力速度小时,介质有的显弹性,有的显流 变性,介质向不均匀方向发展。而介质中不均匀处的发震是相互关联的,当介质受力速度慢 时,易流变的地方都流变了,附近较脆性的地方发生快速错动时,断裂传播一遇到这些流变 的地方就停止了,因之小震多,b值大。如果给整个介质加力速度快,则那 些易流变的地方 也储有相当的弹性形变能,在此情况,附近脆性部分发震时,断裂还要继续向前传播,因之 地震就要加大,从而造成b值较小。

下面试图通过一种简单的计算,初步分析一下介质中驰豫时间 τ 对地震的 影 响,以及在 什么条件下,介质中 τ 的差异引起的应力差异最大,从而对b的影响最大。

假设地壳介质中有两个相邻的块体A和 B,其驰豫时间分别为τ_A、τ_B,同时τ_A> τ_B。在同一均匀缓慢的区域荷载作用下, A、B应力都从零开始积累,弹性应力积累 速度V。为常数,如图1所示。

由(5)式得:



由于A中的应力松驰较慢,所以总有 $\sigma_A > \sigma_B$ 。当 $\sigma_A = S$ 时,由(21) 式 解 出 时间t代入

更正: 图1中"τA-τB"应为"τA>τB".

(22)式, B中的应力

$$\sigma_{\rm B} = V_{\sigma} \tau_{\rm B} \left[1 - \left(1 - \frac{S}{V_{\sigma} \tau_{\rm A}} \right)^{\frac{\tau_{\rm A}}{\tau_{\rm B}}} \right]$$
(23)

表 5 给出 σ_A = S = 100巴、1000巴时,对应于不同的 V_σ 和不同的驰豫时间 τ_A 、 τ_B ,块体 B中的应力值。

A中的应力为S时B中的应力值

σв S σв V _σ τв (4) (4) (4)		100巴			1000면		
		1	10	100	1	10	100
105	104	99.6	≈100	≈100	956	996	≈1000
	103	95.2	99.5	≈100	634*	952	995
104	103	95.6	99.6	≈100	651•	956	996
	102	63. 4°	95.2	99.5	≈100*	634*	952
103 -	102	65.1°	95.6	99.6	<100*	651*	956
	10	10*	63. 4°	95.2	≈10.	≈100'	634*
102	90	<90*	99.4	≈100	<90*	<800*	994
	50	<50*	95*	99.5	<50*	<500*	950*

带有"<"符号的数字是由前面讨论过的流变体的性质σ<Vστ得到的

假设A先产生破裂,S为A的破裂强度,当A中的破裂面传播至B时,由于破裂面的端部 有一应力集中区,如果B中的应力已接近破裂强度,则破裂可在B中继续传播,A、B中的 应变能通过较大的破裂一次释放,形成一次较大地震。但如果B的应力距破裂强度 尚远,则 A中的破裂在遇到B时就会停止,待B中的应力再积累一般时间后,破裂继续 传播。这样, A、B中的应变能就通过小破裂分两次释放,形成震级较小的两次地震。因之,判断 在某种 条件下地壳介质中τ的不均匀对b的影响程度,主要是看在该条件下τ的不均匀引起的应力差 是否足以改变介质中地震的数量和大小。

分析表 5 中的数据,可以得出以下结果:

(1)只有当τ_A、τ_B的量级、差值和加载速度的大小使得σ_B取表 5 中那 些 带 星号的值 时,才对于制止A中的破裂传入B有意义。也就是说,在地壳介质中,只有当各个小 区 域驰 豫时间的量级、差值和加载速度的大小在一定的关系范围以内,介质中τ的不均匀引起的应力 不均匀才会对阻碍地壳中破裂的传播起作用,影响地震的大小和数目,从而对b值的 大小产 生影响。

(2)若某一区域地壳介质的平均驰豫时间 τ大于10⁵年,对于一般的孕 震 过程,介质 中τ的不均匀引起的应力差别甚小,对b的影响可不考虑。若 τ 为10³-10⁴年,则当介质中弹 性应力积累速率 V。较大时(每年几十巴),τ值的1-2个量级的差别引起的应力差仍然不 大;当介质中弹性应力积累速率较小时(每年只有几巴),τ值1-2个量级的差别就会引起 应力值有明显的差异,介质中应力松驰的不均匀对b值的影响就要考虑。若τ 在100年左右或

轰 5

更小,则在同样荷载情况下,相邻两个小区或驰豫时间r的不大的差别就足以使两 区 域不能 同时破裂,因而介质的不均匀对b值有非常明显的影响。

(3)加载速度愈大,则V。愈大,区域应力达到同一水平时,介质中τ的不均匀引起的 应力差值愈小。当V。大于100巴/年时,τ值1-2个量级的差别引起的应力差值很小,因 之,介质不均匀对b影响甚小;当V。为1巴/年或更小时,介质中τ的不均匀对应力分布不均 匀度的影响较大,从而对b值的影响就相当可观;V。为10—100巴/年,介质不均匀对b方无 影响则要根据介质中τ值的差异程度而定。

由以上分析讨论可知:介质平均驰豫时间τ值愈小、介质愈不均匀、加载速度愈小,b 值愈大。下面试举出一些例子加以证明。

(1)世界范围内b值的区域性分布 据统计分析^[12],世界上大陆和次大陆地壳中 sio2含量平均比大洋地壳高11.5%。由前面的讨论可知,大陆和次大陆地壳的平均驰豫时间 要比大洋地壳的平均驰豫时间高2-3个量级。另外,水的存在会使岩石的驰豫时间降低若 干量级。因此,地下水丰富的地方,地壳介质平均驰豫时间短。如果加上这一条作为判据, 那么,世界上大陆地壳平均驰豫时间 T最大,海陆交界区次之,海洋区 T最小。而b值的分 布正好与之相反,大陆之上b值最小,环太平洋和地中海一带次之,海洋 Zb值最大。

(2)水库地震 水库蓄水后,由于水的大量渗入,库区介质的平均驰豫时间会大大减 小。同时,由于水的渗透是不均匀的,在裂隙发育的地方水的含量高,轻完整的区域上不易 渗入,这样就造成库区介质的高度不均匀。由此推断,水库地震的b值较高。事实 正是如 此。一般情况下,水库地震的b值远远高于该地区构造地震的b值。

(3)余震 一些较大地震的余震b值往往显著高于前震或该地区正常活动时 期地震的 b值,其原因可用前面得到的一些结论来解释。第一,一次大震的发生要 释放很多能量,这 些能量除极小一部分以地震波的形式传播出去以外,绝大部分以热能的形式释放。许多学者 还认为,一些大震的发生可能伴有地下深处热物质的上涌。由于温度的变化对介质的驰豫时 间有非常显著的影响,因而大震后,震源区介质平均驰豫时间会减小。第二,由于介质的不 均匀等原因,大震释放的热能一般不会均匀分布,在震源区一些地方可 能会 形成局部高温 区。另外,由震时出现的喷水冒沙等现象可说明,大震的发生大大破坏了震源区地下流体的 原有平衡,加剧了地下流体的活动,在震后一段时间内,在震源区可能出现一些地方流体积 聚,一些地方地下流体流失。由于温度和地下流体的不均匀分布,导致大震震源区 介质 f f 值 分布相当不均匀。第三,大震的发生,可使震源区的应力分布变得很不均匀。以上三条加上 介质的破碎可能是余震b值高的主要原因。

(4)火山地震 在火山区,丰富的热源可使介质平均驰豫时间 τ 远比一般地区小。加 之,岩浆沿裂隙的侵入可造成火山区温度的不均匀分布,因此火山地震的b值一般 远高于一 般构造地震的b值。

上面的讨论说明,b值的大小取决于多种因素,不单纯只依赖于应力水平。因此,在根据b值大小及变化判断不同地区应力水平的高低、进行地震危险区划分时,还应考虑不同的地区地壳介质的均匀程度、平均驰豫时间的大小、区域荷载速率大小等因素对b值的影响。

本文是在郭增建、秦保燕老师指导下完成的,刘正荣、牛志仁老师审阅了全文,并提出 宝**贵意**见,在此表示感谢。 (本文1985年9月21日收到)

参考文献

- (1) B.Gutenbery, G.F.Richter, Seismicity of the earth and associated phenomena, Princeton University Press, 1954.
- 〔2〕B.N.布内等,地震活动性的详细研究方法,谢毓寿译,科学出版社,1965.
- (3) S.Suyehiro and H.Sekiya, Foreshocks and earthquake prediction, Tectonophysics, Vol.14 №. 3-4, 219-225, 1972.
- (4) K.Mogi, Study of the elastic shocks caused by the fracture of heter rogeneous materials and ths relation to earthquake phenomena, Bull Earthq. Res. Inst, Vol.40, 125-173, 1962.
- (5) C.H.Scholz, The frequency-magnitude relation of microfracturiog in rock ane its relation to earthquakes, B.S.S.A., Vol.58, 399-415, 1968.
- [6] A.W.G., Kunze, Some aspects of viscous stress relaxation and intraplate seismicity, Tectonophysics, Vol.82, T1-T9, 1982.
- 〔7〕陶振字,水工建设中岩石力学的国外应用实例与经验数据,水利电力出版社,1976.
- [8] R.D.Lama et al., Handbook on mechanical properties of rocks, Vol
 I, Trans Tech publications, 1978.
- [9]A.N.斯彼瓦克等,钻井岩石破碎学,吴光琳等译,地质出版社,1983.
- 〔10〕B.Φ彭契科夫斯基,地球的内部构造学,王子昌等译,科学出版社,1957.
- 〔11〕B.古登堡,地球内部物理学,王子昌译,科学出版社,1978.
- 〔12〕成都地质学院普通地质教研室,动力地质学原理,地质出版社,1978.
- [13] Nils-Axel Morner, Earth rheology, isstasy and eustasy, A Wiley-Intersciencé publication.
- [14] Jean-Claude C.Mercier, Magnitude of the continentel lithospheric stresses inferred from rheomorphic petroology, J. Geoqphys.Res., Vol. 85, 6293-6303, 1980.
- (15) H.C. Heard, Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule mable, J.Geol, Vol71, 162-195, 1963.
- 〔16〕B.A.马格尼茨基,大地物理学,周梦麟译,地质出版社,1956.
- 〔17〕郭增建,秦保燕,震源物理,地震出版社,1979.
- (18) K.Kasahara, Strain energy in the viscoelastic crust, Bull. Earthq. Res.Inst. Vol.40, 125-173, 1962.
- (19) Наука, Мосеква, 1979.
- (20)N.L., Cater, stedy State flow of rocks, Rev. Geophys.Space phys., Vol.14, 301-360, 1976.
- 〔21〕A.C.金兹别尔格,实验岩石学,孙管译,地质出版社,1957.
- [22] F.R.Eirich, Rheology, Vol. 3, Academic, New York and Landon, 1960.

THE STUDY OF THE RELATION BETWEEN B VALUE AND CRUSTAL STRESS RELAXATION

Liu Jiangfeng

(Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau)

Abstract

This paper deals with the influence of temperature, pressure, water and chemical composition on crustal rock's relaxation time and the influence of some factors, besides average stress of earth crust on b value. It is believed that the less the average relaxation time of crustal medium is, or the more heterogeneous crustal medium is, or the more slowly crustal medium is stressed, the greater b value is.