第6卷 第2期 地震学报 Vol. 6, No. 2
1984年5月 ACTA SEISMOLOGICA SINICA May, 1984

地震应力降与岩石破裂应力降*

臧绍先
(北京大学地球物理系)

摘　　要

从应力降的静态理论，讨论了地震应力降的精度，并利用野外观测的最大位移和由地震波得到的地震矩，分别计算了十个研究较充分的地震应力降．对不同作者的结果作了比较，可以看出，应力降有因子为2的变化范围．但从统计观点看，地震应力降是分布在几巴到几百巴的数量级，大多数位于20—60巴；总结了地壳中代表性岩石在地壳温度、压力条件下，粘滑及脆性剪切破裂时的应力降，它们与温度、压力、岩性、含水矿物的存在有关．取值范围是从零到几千巴数量级；讨论了地震断层的物理状态，指出地震应力降是一种平均结果，并由于静态理论忽略了断层面破裂所消耗的能量，所以地震应力降比实际的应力降要低．

一、前　　言

地震应力降是研究地震断层机制和地震能量的重要参数之一．随着地震断层的位错理论的发展，由地震观测得到了大量的应力降数据．Kanamori 和 Anderson[1] 用 $M>6$ 的地震得到应力降在10—100巴之间，而平均应力降为60巴．Hanks[2] 对 $M_0>10^{24}$ 达因·厘米的地震进行了计算，得到应力降位于1—100巴，而平均应力降为20—30巴．而 Kanamori 等认为应力降接近于"常数值"．

自从 Chinnery[3] 首先指出，地震释放的应力可能是 10^7 达因/厘米^{2}的量级，应力降大大小于地壳强度之后，地震应力降和构造应力的关系成为人们一再关心的问题．近来对地震应力降的讨论越来越多，有的人把地震应力降作为岩石圈剪应力的下限[4]．

近十几年，岩石力学研究获得重大进展．早期，由于完整岩石在常温下破裂时应力降很大，很难与几十巴的地震应力降相比，岩石剪切破裂作为地震的可能机制曾遭到非难．Brace 和 Byerlee 提出了粘滑作为地震的可能机制，此后在一些实验室中进行了大量的粘滑实验，但实验的结果，最大应力降仍为千巴的量级，比地震应力降大1—2个数量级．随着实验设备的完善，对完整岩石在不同围压、不同温度下进行了实验．特别是 Murrell 等[5]的实验，为讨论岩石应力降提供了有意义的资料，但最大应力降也在千巴的量级．有人根据这种结果，认为岩石应力降比地震应力降高出1—2个数量级，感到难以理解；也有人认为岩石标本尺度太小，反映不出与地震应力降的联系．因此需要对地震应力降与岩石应力降进行深入分析，这对揭示地震的物理过程是有意义的．

* 1982年7月5日收到．

http://www.dizhenxb.org.cn

本文将对地震应力降和岩石粘滑及脆性破裂的应力降进行分析对比，以期找到它们之间的关系，讨论地震断层面的构成及地震应力降的意义.

二、地震应力降

根据断层力学的静态理论，地震断层在数学上可用在弹性介质中的剪切位错来表示，而地震应力降由下式给出：

$$\Delta\sigma = c\mu\frac{\bar{U}}{a} = \eta\mu\frac{U_{\max}}{a} \tag{1}$$

$U_{\max}$ 是断层面上的最大错动，$\bar{U}$ 是平均错动，一般取 $\bar{U} = \frac{\pi}{4}U_{\max}$[6]，$c$ 是断层几何形状因子；a 是断层最小维度，对于圆模型 $c = \frac{7\pi}{16}$，a 为半径；对浅源无限走滑断层，$c = \frac{2}{\pi}$，a 为断层宽度；对倾滑断层，$c = \frac{8}{3\pi}$，a 为断层宽度的一半[7]；对于隐伏的走滑断层，$c = \frac{2}{\pi}$，a 为断层宽度的一半[7].

由公式(1)得到的应力降是静态理论的结果，直接由断层参数 $U_{\max}$（或 $\bar{U}$）及 a 求出．选择了十个被详细研究过的、具有表面破裂的地震(新潟地震除外)，它们的断层面参数确定比较精确，多数具有地震波确定的地震矩，用公式(1)计算了应力降，用 $\Delta\sigma_u$ 表示，结果列于表 1 中，$\Delta\sigma_u$ 均在几巴到百巴之间.

表 1　具有表面破裂的地震应力降

日期(年.月.日)	地震	震级	断层宽度(公里)	a	断层长度(公里)	最大位移(米) 垂直	最大位移(米) 水平	来源	η	$\Delta\sigma_u$	M_0(达因·厘米)	$\Delta\sigma_M$	$\Delta\sigma_\rho$
1940.5.19*	*Imperial Valley*	7.1	10	10	60		1.7	[8]	0.5	30			
1953.3.18*	*Yenice Turkey*	7.4	15	15	50		4.3	[9]	0.5	50			
1957. 6.9	蒙古	8.3	20	20	280		4.7	[8]	0.5	41			29
1957.12.4	蒙古	7.8—8	50	25	272	12	(3.5)	[10]	0.66	84			30
1964. 6.16	日本新潟	7.5	20	10	100^a	5.2		[6]	0.66	91	3×10^{27}	126	75
1967.7.22*	*Mudurivu Turkey*	7.1	<10	10	80	(1.2)	1.9	[11]	0.5	33			
1970. 1.5	通海	7.7	20	10	60	(0.4)	2.2	[12]	0.5	38.5	4.5×10^{26}	48	
				20			2.2		0.5	19.3	4.5×10^{26}	12	
1973. 2.6	炉霍	7.9	17	17	90	(0.9)	3.6	[13]	0.5	37	1.1×10^{27}	27	
1975. 2.4	海城	7.3	20	10	70^a		0.55	[14]	0.5	9.6	3.0×10^{26}	13.6	19
				20			0.55		0.5	4.8	3.0×10^{26}	6.8	
1976.11.24*	*Caldiran Turkey*	7.3		18	55		3.5	[15]	0.5	34	7.5×10^{26}	27	

注：1.上角标 a 表示用余震分布定出的断层长度，其余均是由表面破裂定出.
2.*表示板块边界的地震，其余均为板内地震.

$\Delta\sigma_u$ 的精度决定于常数 μ 的选择及 $U_{\max}$ 和 a 的观测精度．μ 应是断层面上的平均值，无法直接求得，一般取 3×10^{11}—4×10^{11} 达因/厘米^2，可能带来 30% 的误差．$U_{\max}$ 的观测误差本身并不大，重要问题是它能否代表断层面上最大的错动．如海城地震，地面最大

http://www.dizhenxb.org.cn

错动是 0.55 米，而与此相应的表面断裂，最长者只有十几公里，远远小于由余震分布确定的断层长度，所以由地表测得的 0.55 米的错动很可能代表不了断层面上的最大错动．如把它作为断层面上的最大错动，按浅源走滑断层公式，则 $a=20$ 公里，$\Delta\sigma_u=4.8$ 巴．当按隐伏走滑断层计算，$a=10$ 公里，$\Delta\sigma_u=9.6$ 巴(见表 1)．看起来无论哪种情况，U_{max} 都应当比 0.55 米大，海城地震的应力降可能大于 10 巴．a 的取值也是不确定的．首先因受条件限制．确定断层宽度的方法不一致，如本文，有的用余震分布确定宽度(如通海、海城)，有的是利用震源深度(如 1957 年 12 月 4 日蒙古地震、炉霍地震)，有的是利用经验公式 $W=\frac{L}{3}$ (Caldiran 地震)，L 为断层长度．看起来用余震分布确定断层宽度较为合理．宽度确定之后，以什么样的模型计算，又会影响 a 的取值，如海城地震所遇到的情况．表 2 给出了不同作者对同一地震所取的断层宽度值[7]．这 a 值的不确定性又会给 $\Delta\sigma_u$ 带来误差．

表 2 不同作者给出的断层参数

日期(年)	地 震	震 级	断层长度(公里)	宽度(公里)	最大位移(米)	来 源	应力降
1927	Tango	7.5	30	15	3.0	Kashahara (1958)	30
			30	15	3.4	Chinnery (1961)	37
			40	10	3.4	Chinnery (1961)	39
			40	25	3.4	Petrak (1965)	27
			18	20	3.4	Petrak (1965)	55
1940	Imperial Valley	7.1	70	8	4.2	Kashahara (1958)	79
			70	6	4.2	Chinnery (1961)	69
			80	13	4.2	Petrak (1965)	96
			80	12	4.2	Petrak (1965)	106
			60	10	1.7?	Brune (1967)	17

近来，随着弹性位错理论在地震中的应用，根据弹性位错与双力偶的等效[16]，引进了地震矩的概念，如定义位错为

$$\begin{aligned} U_1 &= \delta(x_1)\delta(x_2)H(t) \\ U_2 &= U_3 = 0 \end{aligned} \tag{2}$$

对应于上述位错的等效体力分量为

$$\begin{aligned} e_1(x_1x_2x_3t) &= -u\delta(x_1)\delta(x_2)\delta(x_3)H(t) \\ e_2(x_1x_2x_3t) &= 0 \\ e_3(x_1x_2x_3t) &= -\delta(x_1)\delta(x_2)\delta(x_3)H(t) \end{aligned} \tag{3}$$

这样便可以得到分量力偶的矩，即地震矩

$$M_0=\iint uU_1dx_1dx_2=u\bar{U}S \tag{4}$$

$\bar{U}$ 为断层面上位错的平均值，S 为断层面面积．这样，便把由地震观测得到的 M_0 和应力降联系起

$$\Delta\sigma=c\frac{M_0}{Sa} \tag{5}$$

http://www.dizhenxb.org.cn

这时，应力降便由地震矩和断层面的尺度确定．断层面尺度的确定问题，前面已提到，这里不再讨论，主要讨论 M_0．M_0 可以由位移得到，但往往是由长周期的地震面波的振幅来确定．

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V^3}{RG}\Omega_0 \tag{6}$$

Ω_0 是波谱的长周期部分的振幅，V 是横波速度，R 是对幅射类型的校正，G 是几何扩散校正．实际上单台确定的 M_0 很不准确，常常使用多台的平均．即使如此，M_0 也可能有因子为 2 的变化范围．表 3 给出了不同作者对同一地震所得到的地震矩，个别地震的变化因子甚至大于 2．为了方便起见，有时不管地震断层是走滑型还是倾滑型，而常用圆模型进行计算，这种替换也会带来误差，如用圆模型计算时新潟地震和海城地震，应力降分别为 84 巴和 14 巴．这种误差的大小，决定于是代替走滑型还是倾滑型，以及相应断层长度与宽度的比值．越宽的断层面，这种代替误差越大．

表 3　不同作者给出的同一地震的 M_0

编号	地　震	日期(年.月.日)	震级	$M_0^{(1)}$ 达因·厘米	$M_0^{(2)}$ 达因·厘米
1	Kanto 日本	1923.12.1	7.9	7.6×10^{27}	8.5×10^{27}
2	Sanriku 日本	1933. 3.2	8.3	4.3×10^{28}	1.2×10^{29}
3	Tokachi-oki 日本	1952. 3.4	8.1	1.7×10^{28}	2.2×10^{28}
4	Kern Country	1952. 7.21	7.7	2.0×10^{27}	1.5×10^{27}
5	Kamchatka	1952.11.4	8.25	1.5×10^{29}	3.5×10^{29}
6	Chile	1960. 5.22	8.3	2.7×10^{30}	2.4×10^{30}
7	Kurile Islands	1963.10.13	8.2	7.5×10^{28}	7.1×10^{28}
8	Alaska	1964. 3.28	8.5	7.5×10^{29}	9.1×10^{29}
9	Rat Island	1965. 2.4	7.9	1.4×10^{29}	1.2×10^{29}

注：$M_0^{(1)}$ 选自 Ohnaka[17] 表 1，$M_0^{(2)}$ 选自 Purcaru[18] 表 3．

为了比较应力降的测定精度，在表 1 上给出了一些 M_0 值，并用公式 (5) 计算了应力降，用 $\Delta\sigma_M$ 表示．同时给出 Purcaru[18] 测定的应力降，用 $\Delta\sigma_p$ 表示．表 2 给出了不同作者得到的同一地震的应力降值，从这些值看来，$\Delta\sigma$ 可能有因子为 2 的变化范围．个别数值，误差可能更大．

Kanamori 和 Anderson[1] 为了克服 M_0 值的不确定性，在讨论地震经验公式时，利用不同作者的结果，求得了 41 个 $M>6$ 的地震的 M_0 平均值，我们使用这些平均 M_0 值，用圆模型求得相应的 $\Delta\sigma$，将其分布示于图 1(b)；图 1(a) 画出了发生于 1857—1976 年的 75个大地震[18]的应力降分布；图 1(c) 上是表 1 中 $\Delta\sigma_u$ 的分布，数量虽少，却也看出一定特点．由前面的讨论及图 1 上应力降的分布，从统计观点看来，可有以下粗略看法：

(1) 确定应力降过程中，引起误差的原因较多，测定的 $\Delta\sigma$ 值一般情况变化范围在因子 2 之内，有的可能有因子为 2 的变化(个别的还要大)，因此具体引用数值时，要慎重；

(2) $\Delta\sigma$ 值主要分布在几百到百巴之间，少数大于百巴；

(3) 大多数情况下，不同作者从不同角度对同一地震计算的结果大致相近，表明不同地震相应的应力降是不同的．有的作者[1]提出"常数应力降"概念，不能理解为不同地震应力降是一样的，或者都处于同一数量级；实际上 $\Delta\sigma$ 是处于几巴到百巴的几个数量级的范

http://www.dizhenxb.org.cn

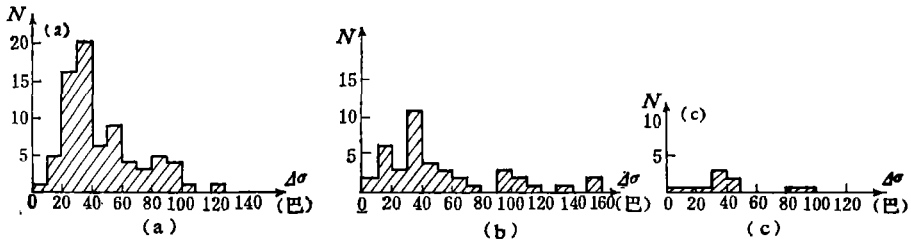

图 1 地震应力降分布图（图中 N 为地震个数）

(a) 75 个大地震应力降分布（由 M_0 求得）；(b) 41 个大地震应力降分布（由平均 M_0，圆模型确定）；(c) 10 个大地震应力降分布(由断层参数确定).

围.

(4) 大多数浅源地震应力降为几十巴，而 20—60 巴是主要分布范围.

三、地震发生的温度、压力及岩石条件

地震分为深震和浅震.深震大多与板块的沉降带有关，发震的物理条件复杂，本文只限于讨论大陆浅源地震.

随着地震记录系统的发展，地震位置的确定越来越准确. 可以看出，绝大多数大陆地震都发生在地壳内，基本上是在 3—25 公里之间，称它为地震活跃层，而进一步分析可以看出大多在 10—20 公里(见另文)，称它为地震密集层.

地壳的结构和物理条件是因地而异的，我们只能讨论其平均情况. Murrell[19] 根据地球物理资料，给出了大陆盆地、山脉相间地区及大陆地质区的岩石圈结构，我们取其地壳部分示于图 2(a)、(b). 图 3 上给出了大陆地壳的平均温度随深度的分布[20].

地壳内的压力可以用岩石静压力计算，通过公式

$$P = \rho g h \approx 0.27h(\mathrm{kb}) \tag{7}$$

ρ 为岩石密度，取 2.7 克/厘米^3；h 为深度，以公里为单位，结果也表示在图 3 上. 在 3 公里处约 0.8kb，30 公里处约为 8.1kb.

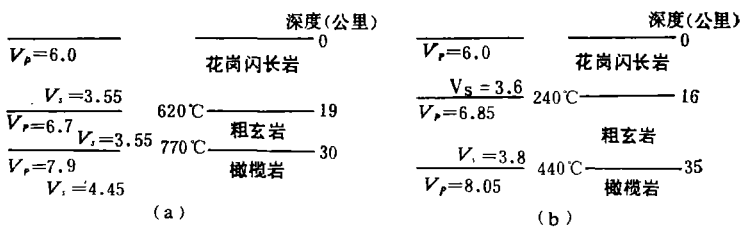

图 2(a) 大陆盆地—山脉区地壳结构　　图 2(b) 大陆地盾区地壳结构

因此在地壳中，从 3—25 公里的代表性岩石可取为花岗闪长岩和粗玄岩；温度范围在 100℃—500℃，压力在 0.8kb 到 6.7kb 之间.

http://www.dizhenxb.org.cn

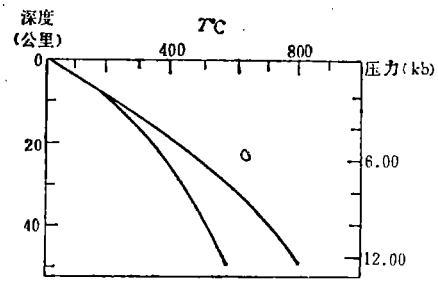

图 3　大陆地壳平均温度分布

四、岩石实验中的应力降

伴随突然应力降的岩石形变有两类，一是粘滑现象，一是脆性破裂．下面分别讨论这两种情况．

1. 伴随粘滑的应力降

自 Brace 和 Byerlee 提出粘滑作为可能的地震机制以来，对各种岩石及不同类型的模型作了大量实验．粘滑是岩块沿软弱面滑动的一种形式，在一定条件下它与稳定滑动(即无突然应力降)相互转化．粘滑的特征及相应的应力降的特点是由岩石类型、围压、温度以及断裂滑动历史等因素决定．

岩石类型对粘滑有明显影响，岩石中石英含量的增加有利于粘滑．如花岗岩、石英岩、砂岩中容易产生粘滑，而含蛇纹石、方解石之类矿物的岩石却很少出现粘滑[21]．维斯特里（Westerly）花岗岩，歹德汉姆（Dedham）花岗闪长岩、圣马克斯（San Marcos）辉长岩都属于前一类岩石．这一类岩石在围压小于 0.8kb 时，处于稳定滑动；而在 0.8—2.0kb 时，出现振幅(应力降)非常小的粘滑；在高压下，粘滑的幅度非常大．图 4 给出了维斯特里花岗岩在 4.25kb 围压、室温、三种应变速率下的粘滑实验结果，接触面是磨光的表面．按照定义，在粘滑的应力降可由下式求得．

$$\Delta\sigma = \frac{1}{2}(\Delta\sigma_i - \Delta\sigma_e)\sin 2\alpha \approx 0.4(\Delta\sigma_i - \Delta\sigma_e) \quad (8)$$

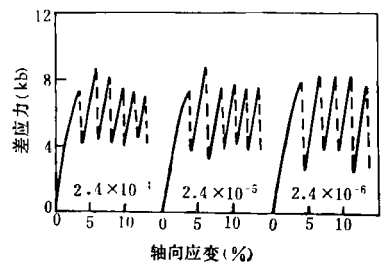

图 4　维斯特里花岗岩在 4.25kb，室温下的差应力与轴向应变曲线

$\Delta\sigma_i$ 和 $\Delta\sigma_e$ 分别为粘滑开始和终至时差应力，α 为断裂面与主压力轴的夹角．一般 $\alpha \approx 30°$．所以图 4 上粘滑相应的应力降为 1.5kb—2.5kb．

应力降随围压的变化在图 5 上看得更清楚，图 5(a) 是圣马克斯辉长岩的结果[22]，粘滑是沿着破裂面进行的；图 5(b) 上是花岗岩的结果，可以看出围压越大，则应力降越大，绝大多数的实验均得到了类似结果[21]．当有孔隙压力存在时，用有效围压代替围压：$P_e = P_c - P_p$，P_e 为有效围压，P_c 为围压，P_p 是孔隙压力，这个结论依然正确．

图 5(a) 还可以看出应力降与滑动的历史有关，即当滑动一定距离之后，应力降明显

http://www.dizhenxb.org.cn

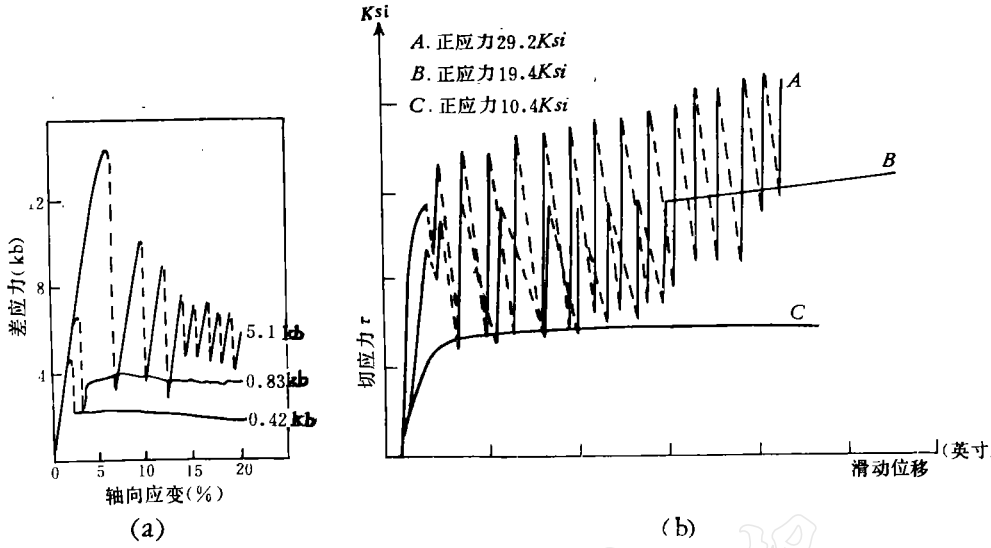

图 5

(a)——辉长岩在不同压力下的差应动--应变曲线

(b)——花岗岩在不同压力下应力降情况

减小，这可能归因于断层面的性质. Scholz 等[23]发现断层泥可以减少粘滑应力降的振幅，甚至阻止粘滑的出现，当然，也有些相反的现象被观察到[24].

温度对粘滑的直接影响是明显的，当温度增加到一定程度，粘滑变为稳滑，见图 6[25]. 图 7 总结了岩石在几种不同滑动面情况下，压力和温度对滑动特征的影响[26].

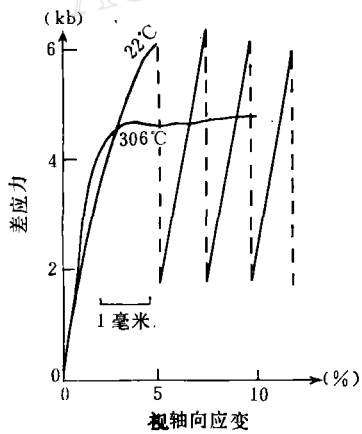

图 6 温度对粘滑的影响，

(围压为 2kb，温度标在图上，1 毫米线指示实际位移，标本为花岗岩)

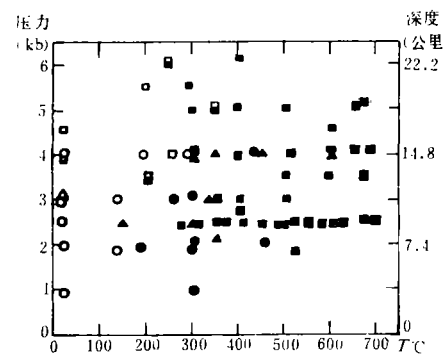

图 7 温度、压力对维斯特里花岗岩粘滑的影响

(圆表示为锯断面，方形表示室温下破裂面，三角形表示破裂面，空心表示粘滑，实心表示稳定滑动)

从以上讨论可以看出，如果温度为室温，粘滑的应力降是随围压的增加而增大，在上节提到的地震活跃层的压力范围内，应力降可由很小达到几千巴，随深度而增加，但实际上随压力的增加温度也上升，当温度增加到一定范围，粘滑转为稳定滑动，应力降为零. 如

http://www.dizhenxb.org.cn

果图 6 中的结果具有代表性，即 306℃ 时，花岗岩中粘滑消失，那么出现这种可能性的深度约为 15 公里左右．而滑动的历史、断层泥的存在、孔隙压力的存在均有可能使应力减小．所以，伴随粘滑的应力降可能达到几千巴，但也可能为几百巴，几十巴以至接近零．

2. 岩石脆性破裂的应力降

在适当条件下，岩石产生脆性剪切破裂．但在常温高压下，破裂强度高，应力降大，因此，岩石的剪切破裂作为地震机制曾遭到非难．随高温高压下岩石破裂实验的进行，水的孔隙压力作用的研究，这种破裂作为地震可能的机制之一，得到了有力的支持．

岩石在适当条件下产生脆性破裂，即伴有突然应力降，而在另外条件又可以是延性形变，应力降为零．实验表明，影响岩石破裂性质及应力降大小的因素有岩石性质、围压、温度，应变速率及孔隙压力等．

岩石种类不同，岩石的破裂强度就不同[27]，硅质岩石的强度大于钙质岩石，即使是硅质岩石，在同一围压下，有的处于脆性，有的已处于延性状态，见图 8．

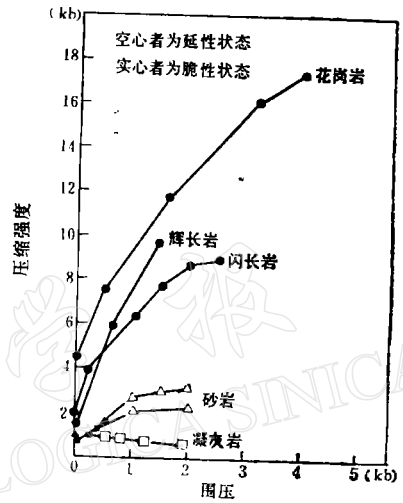

图 8　室温下，硅质岩石压缩强度和围压的关系

压力变化是使应力降变化的重要因素．图 9 给出了地壳中代表性的岩石，花岗闪长岩和粗玄岩的应力降与围压的关系[28]．可以看出应力降开始随围压增加而加大，然后随围压而减小，过渡到延性状态．

温度对岩石脆性破裂影响研究的还不够，从已有的实验可以看出，温度对应力降有着重要影响，但温度效应常常伴随着含水矿物的脱水，因此情况较为复杂．

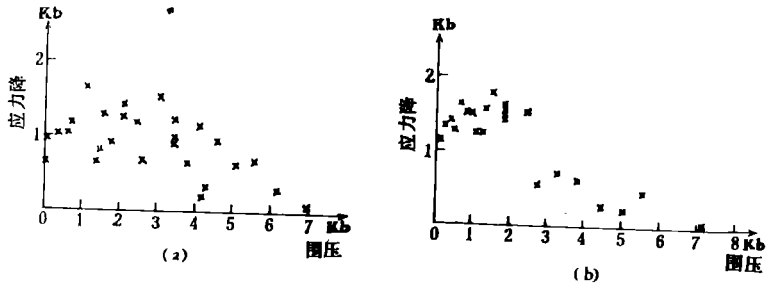

图 9

(a)——室温下花岗闪长岩应力降与围压的变化

(b)——室温下粗玄岩应力降与围压的变化

目前，对 Solnhofen 石灰岩研究较为彻底，完全确定了它由脆性到延性的温度、压力条件，如图 10 所示[21]，随温度的增加更快的趋于延性，应力降消失．对其它岩石研究不太完全．实验证明花岗岩在 500°—800℃，5kb 就会出现明显的延性状态．在一定的压力下，温度升高，使岩石由脆性转为延性是普遍的现象，因而使应力降减小，以至为零．

当岩石具有含水矿物时，由于高温下含水矿物脱水在水不能流畅地排出的情况下，大

http://www.dizhenxb.org.cn

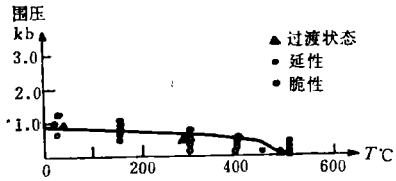

图 10 温度对 Solnhofen 石灰岩由脆性到延性过渡的影响

大增加了孔隙压力，减小了有效围压；含水矿物的分解及其它反应有可能大大降低内聚强度，因而改变了它的形变特性．图 11 给出了蛇纹岩化的橄榄岩及绿泥岩两种具有含水矿物的岩石，在地壳条件下(围压到 7kb，温度到 800℃)的应力降情况[29]，由测试得到含水矿物在此条件下分解并脱水．在地壳条件下，蛇纹岩化的橄榄岩应力降是 0—500 巴，绿泥岩是 0—100 巴。

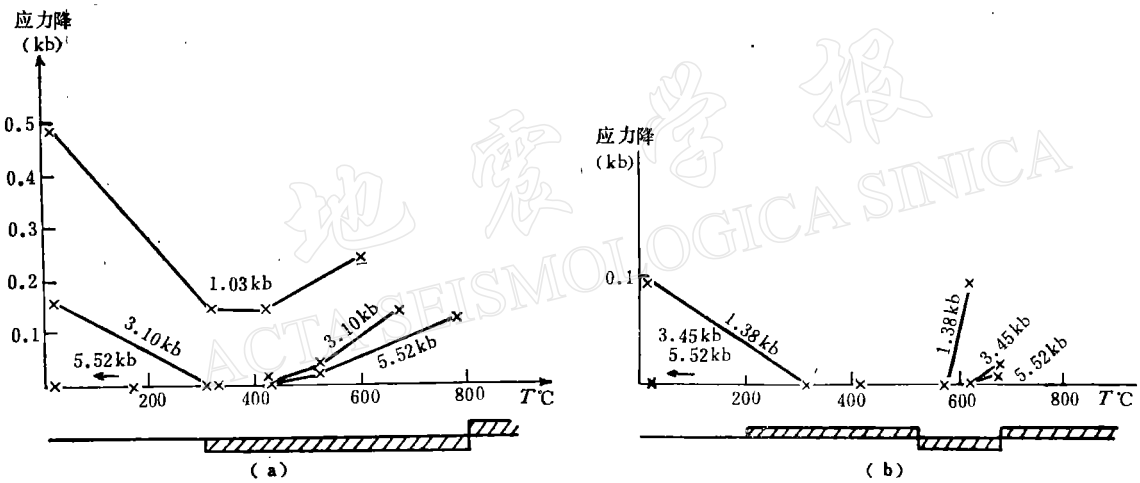

图 11

(a)——蛇纹岩化的橄榄岩的应力降随温度和压力的变化[影线表示伴随实验发生的吸热(向上)及放热向上]

(b)——绿泥岩应力降随温度压力的变化(影线表示伴随实验发生的吸热及放热)

从以上结果看来，脆性剪切破裂和延性形变在一定的条件下是相互转化的．如在室温下，在地震活跃层的压力范围内，花岗岩及玄武岩类岩石的剪切破裂的应力降最大可达几千巴，但考虑到温度、压力的共同效应及含水矿物的分解，脱水，孔隙压力的作用，应力降是一个变动的范围，即可为几百巴，几十巴，甚至接近于零，即脆性—延性过渡状态．

五、地震应力降的含义及地震断层面物理状态的讨论

由上面几节可以看出，地震应力降和两种类型的岩石实验所得到的应力降均不是一个常数值，而是分布于几个数量级的范围，它说明每个地震或岩石实验所处的物理条件不同，因而不能笼统地说地震应力降小于岩石实验所得的应力降．但同时可以看出，在地震活跃层的条件下，地震应力降最大是百巴的量级，而岩石应力降最大却可达千巴的量级；

http://www.dizhenxb.org.cn

而最小地震应力降为几巴，岩石应力降却可以更小，甚至为零，即地震应力降位于岩石应力降取值范围之内，两者之间存在差异，这是把粘滑或剪切破裂作为地震机制需要说明的问题．下面讨论这种差异．

前面曾提到地震应力降的公式是从静态模型出发，只把断层面上的应力和位移联系起来，只考虑了应力变化的一部分．实际的地震断层，不论是以脆性剪切破裂，或是以粘滑为基础，在地壳的物理条件下，未来断层的两侧都是不同程度"粘合"的．断层面错动应包括两部分：断层面的破裂及相对移动．静态模型只考虑了后者而忽略了前者．断层面破裂是克服分子的内聚力等，要消耗能量，这部分能量在破裂前沿被介质所吸收．可以粗略地估计一下这部分能量的大小．当设破裂扩展宽度为 $2L$，破裂前后破裂面上的剪应力和摩擦力分别为 τ_0、τ_f，有效表面能为 G，则破裂过程中吸收的表面能与释放的应变能之比为

$$\eta = \frac{4\mu G}{\pi(\tau_0 - \tau_f)L} \tag{9}$$

Andrews 利用应变软化模型得到 $\eta = 0.3$[29]．与此相关的应力降在静态模型中忽略掉了[30]．静态模型中还忽略了地震时，断层面周围介质塑性变形所消耗的能量．但与此相关的应力降与岩石应力降无关，这里不予讨论．可以看出地震应力降比实际的应力降要低．

岩石应力降是通过二维应力模型计算的，图 12 是计算示意图．σ_a、σ_a' 分别为破裂前后的轴向应力；σ_c 为围压，在破裂前后不变；θ 为破裂面与压力轴的夹角．破裂前，在未来破裂面上的剪切力用 τ_1 表示，则

$$\tau_1 = \frac{1}{2}(\sigma_a - \sigma_c)\sin 2\theta$$

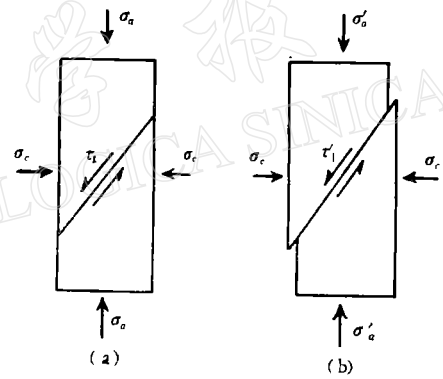

图 12　岩石破裂前(a)、后(b)应力分布状态

破裂后在剪切面上的剪切力为 τ_1' 它等于摩擦应力 τ_f，则

$$\tau_1' = \tau_f = \frac{1}{2}(\sigma_a' - \sigma_c)\sin 2\theta$$

应力降为

$$\Delta\sigma = \tau_1 - \tau_1' = \frac{1}{2}(\sigma_a - \sigma_a')\sin 2\theta \tag{10}$$

τ_1、τ_1' 是破裂过程中，破裂面上最大和最小剪应力，包括了破裂过程中消耗的与破裂和位移相关的两部分能量．顺便提一下，在一些岩石力学的文献中给出的应力降值常常是 $(\sigma_a - \sigma_a')$，与地震应力降定义不一致，为由(10)式给出的结果的 2.5 倍左右，扩大了两者的差异．

在岩石实验中，由于围压介质使用气体或液体，所以岩石剪切破裂引起周围介质形变所伴随的能量损失可以不考虑．为了比较，忽略其它因素，设一块岩体，按岩石力学实验结果得到的应力降为 $\Delta\sigma_R$，根据动态理论，它主要由两部分组成

$$\Delta\sigma_R = \Delta\sigma_f + \Delta\sigma_D \tag{11}$$

http://www.dizhenxb.org.cn

$\Delta\sigma_f$ 是岩石产生破裂所需的应力降，而 $\Delta\sigma_D$ 是使破裂面产生相对移动所需的应力降，它等效于静态理论中所考虑的地震应力降．所以相同条件下，岩石应力降大于地震应力降．

断层面破裂所需的能量使地震应力降减小，但从(9)式的估计，不会影响它的数量级，而最大的岩石应力降比地震应力降大一个数量级以上的主要原因，可能是由于尺度不同而引起的，需要考虑地震断层面的物理状态．

岩石应力降都是来自直径和长度均为厘米数量级的标本，可以认为性质是均匀的，因此在一定的温度、压力条件下，可以表现为最强的脆性状态，应力降可达千巴，也可以表现为最弱的脆性状态，甚至是延性状态或稳定滑动应力降可为几巴，甚至为零．而地震的尺度却是几公里、几十公里甚至几百公里，在这样大尺度的断层面上，就会出现岩性不同、断层面的接触状态不同(包括断层泥的存在)，温度、压力条件不同，如以地壳构造研究的较为清楚的唐山地震为例，断层面长 110 公里，宽为 24 公里[31]，断层从地面到 24 公里深处，跨沉积岩、花岗岩及部分玄武岩层，按图 3 给出的地壳温度、压力状态，断层面所处的物理状态如图 13 所示．这样，整个断层面上应力状态不会均一，甚至有的部分处于粘滑或脆性区，有的部分却可能处于稳态滑动或延性区，没有应力降，因而整个破裂过程会相当复杂[32]．而利用公式(1)、(2)得到的 $\Delta\sigma$ 是在整个断层面，对复杂过程的平均结果，比单纯的花岗岩和玄武岩标本，在最强的脆性状态下得到的应力降要小，甚至可能小 1—2 个数量级．反过来，地震断层面总会有一部分是处在粘滑或脆性破裂状态，否则成为非地震活动，所以地震应力降又不会为零．当然这只是粗略的推测，目前的条件不可能给出定量的计算，但这对我们正确理解和应用应力降概念或许会有帮助．

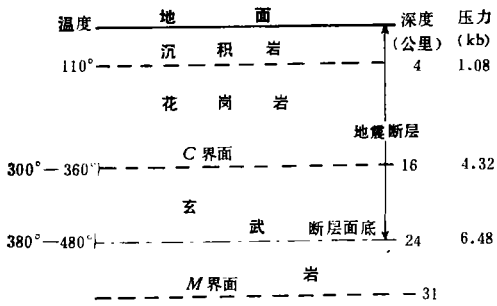

图 13 1976 年唐山地震断层面及所处的温度、压力和岩石条件

六、结 论

由以上讨论可有以下几点看法：

1. 地震应力降分布在几巴到百巴几个数量级的范围，对每一个地震，鉴于各参量的精度，应力降可能有因子为 2 的变化范围；

2. 大多数浅源地震应力降为几十巴，20—60 巴是主要分布范围，而 30—40 巴密集度最大；

3. 岩石应力降由温度、压力、岩石类型等条件决定，在地震活跃层条件下，粘滑和剪切破裂的应力降的取值范围是从零到几千巴；

4. 地震断层面的尺度是几公里到几百公里，在这样的范围内，岩性、温度、压力均是变化的，地震应力降是一种平均结果，而且地震应力降是由静态位错理论出发，忽略了破裂的影响，所以比实际的应力降要低．

http://www.dizhenxb.org.cn

S. A. F. Murrell 博士热情地提供了他的实验室得到的结果，并就岩石应力降问题提出了有益的讨论，特此致谢.

参　考　文　献

[1] H. Kanamori and D. L. Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 5, 1073—1095, 1975.

[2] T. C. Hanks, Earthquake stress drops and ambient tectonic stresses, *Pageoph.*, **115**, 441—458, 1977.

[3] M. A. Chinnery, The strength of the earth's crust under horizontal shear stress, *J. Geophys. Res.*, **69**, 10, 2085—2089, 1964.

[4] R. M. Richardson and S. C. Solomon, Apparent stress and stress drop for intraplate earthquakes and tectonic stress in plates, *Pageoph.*, **115**, 317—331, 1977.

[5] S. A. F. Murrell and I. A. H. Ismail, The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures, *Tectonophysics*, **31**, 207—258, 1976.

[6] K. Aki, Generation and prepagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964, *Bull. Earthq. Res.*, **44**, 23—88, 1966.

[7] M. A. Chinnery, Theoretical fault models. A symposium on processes in the focal region, Publ. of the Dominion observatry, 211—223, 1969.

[8] J. N. Brune and C. R. Allen, A low stress-drop, low-magnitude earthquake with surface faulting: The Imperial, Calfornia, earthquake of March 4, 1966 Summary of a field report, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 3, 501—514, 1967.

[9] N. N. Ambraseys and A. Zátopek, The Varto-Üstükran earthquake of 19 August 1966, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1, 47—102, 1968.

[10] A. Ben-Menahem and M. N. Toksöz. Source mechanism from spectra of long-period seismic surface waves, *J. Geophys. Res.*, **67**, 5, 1943—1956, 1962.

[11] N. N. Ambraseys and A. Zatopek, The Mudurnu valley, west Anatolia, Turkey, earthquake of June 22, 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 3, 521—549, 1969.

[12] 国家地震局震源机制研究小组，中国地震震源机制的研究，第二集，地震出版社 1973.

[13] 唐荣昌等，1973 年炉霍 7.9 级地震的地裂缝特征及地震成因的初步探讨，地球物理学报，**19**，1，18—34，1976.

[14] 顾浩鼎等，1975 年 2 月 4 日辽宁省海城地震的震源机制，地球物理学报，**19**，4，270—285，1976.

[15] M. N. Toksöz, J. Nabelek and E. Arpat, Source properties of the 1976 earthquake in East Turkey: A comparison of field data and teleseismic results, *Tectonophysics*, **49**, 199—205, 1964.

[16] R. Burridge and L. Knopoff, Body force equivalents for seismic dislocations. Bull. Seism. Soc. Am., **54**, 6, 1875—1888, 1964.

[17] M. Ohnaka, Earthquake source parameters related to magnitude. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **55**, 1, 45—66, 1978.

[18] G. Purcaru and H. Berckhemer, A magnitude scale for very large earthquakes. *Tectonophysics*, **49**, 3—4, 189—198, 1978.

[19] S. A. F. Murrell, Rheology of the lithosphere——experimental indications, *Tectonophysics*, **36**, 5—24, 1976.

[20] H. C. Heard, Comparison of the flow properties of rocks at crustal condition, *Phil. Trans. R. Soc.* London, Series A **283**, 1312, 173—186, 1976.

[21] M. S. Paterson, Experimental rock deformation——the brittle field, Berlin, *Springer-Verlag*, 1978.

[22] J. D. Byerlee and W. F. Brace, Stick slip, stable sliding, and earthquakes——Effect of rock type, pressure, strain rate, and stiffness, *J. Geophys. Res.*, **73**, 18, 6031—6037, 1968.

[23] C. H. Scholz et al, Detailed studies of frictional sliding on granite and implications for the earthquake mechanism, *J. Geophys. Res.*, **77**, 3a, 2, 6392—6404, 1972.

[24] T. L. Johnson, A comparison of frictional sliding on granite and dunite surfaces, *J. Geophys. Res.*, **80**, 17, 2600—2605, 1975.

[25] W. F. Brace and J. D. Byerlee, Califorlinia earthquake: Why only shallow focus, *Science*,

http://www.dizhenxb.org.cn

168, 3939, 1573—1575, 1970.
[26] M. Steskey, Rock friction-effect of confining pressure, temperature, and pore pressure, *Pageoph.*, **116**, 690—705, 1978.
[27] K. Mogi, Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow, *Bull. Earthq. Res.* **44**, 215—231, 1966.
[28] O. Edmond and S. A. F. Murrell, Experimental observations on rock fracture at pressure up to 7 kbar and the implications for earthquake faulting, *Tectonophysics*, **16**, 71—87, 1973.
[29] D. J. Andrews, Rupture propagation with finite strain in antiplane strain. *J. Geophys. Res.*, **81**, 3575—3582, 1976.
[30] R. Madariaga, Implications of stress-drop models of earthquakes for the inversion of stress drop from seismic observations, *Pageoph.*, **115**, 301—316, 1977.
[31] 张之立等，唐山地震的破裂过程及其力学分析，地震学报，**2**，2，111—129，1980.
[32] 臧绍光，地震断裂和应力场，地震地质，**3**，3，1981.

EARTHQUAKE STRESS DROP AND THE STRESS DROPS OF ROCK FRACTURE

ZANG SHAOXIAN
(Department of Geophysics, Beijing University)

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Abstract

The uncertainties of earthquake stress drop based on static dislocation theory were discussed. The stress drops of ten earthquakes having surface breakage were studied in detail and calculated using the fault parameters obtained from field observations and the earthquake moment obtained from seismic waves. Comparison of the stress drops obtained by diferent authors was made. It is clear that the value of a stress drop may vary by factor of two. But from the statistical point of view, the stress drops were distributed in a range from a few bars to a few hundred bars and most of them lie within the range of 20—60 bars. The stress drops for stick-slip and brittle shear fracture in rock experiments carried out under conditions similar to the crust for typical rocks in the crust were reviewed. It shows that the stress drops are dependent on the pressure, temperature, type of rocks, pore pressure, and the existence of the hydrous minerals etc., their values lie in the range from zero to a few thousand bars. The physical state of the earthquake faults have been discussed, the earthquake stress drop is an average value of the various stress drop's values on the fault plane. It was also pointed out that the earthquake stress drop obtained from static theory is lower than the actual value because the static theory did not take account of the energy dissipated in the fracture of fault plane.

http://www.dizhenxb.org.cn