

# 余震序列的持续时间\*

周蕙兰 房桂荣 章爱娣\*\* 姜长宁\*\*  
(中国科技大学)

## 摘 要

研究了近年来我国39个较大地震的余震序列的持续时间的一般特征及其与主震应力降、主震后波速比异常的关系。提出了以震后波速比由下降变为上升的转折点将余震活动分为早期和晚期两个阶段的看法,并阐述了不同阶段余震的不同活动规律。

## 一、引言

我国近年来发生的一些强震的余震活动规律,有的已分别作过总结。但对余震持续时间讨论很少。而余震序列的持续时间的长短不但对震区的生活生产安排有重要意义,而且也是一个与地震成因,震源区介质特性有关的问题。本文在统计一定数量资料的基础上,对它进行了粗浅的讨论。

## 二、余震持续时间的定义

较大地震发生之后伴随有余震活动。余震频度按以下规律随时间衰减:

$$\lg N_{M_0} = A - P \lg t \quad (1)$$

式中,  $N_{M_0}$  是震级大于或等于  $M_0$  的余震在一天内的总个数, 为余震频度;  $M_0$  是任取的起算震级;  $t$  是从主震后起算的天数;  $A$ 、 $P$  是常数,  $10^A$  相当于第一天的余震频度,  $P$  是频度衰减系数; 不同余震序列的  $A$ 、 $P$  值不同。

我们定义  $N_{M_0}$  衰减到一天一个时, 相应的天数

$$T_{M_0} = 10^{A/P} \quad (2)$$

为余震持续时间。显然, 它是起算震级  $M_0$  的函数。

## 三、资料和处理方法

对39个地震(表1)的余震序列作了研究。为能把各序列的持续时间放在统一的水平上作比较, 对各序列取同一个起算震级  $M_0 = 2.0$ 。

统计余震频度  $N_{2.0}$ , 资料长度一般为10多天。用最小二乘法拟合公式(1), 求出  $A$ 、

\* 1980年3月28日收到初稿, 1981年8月3日收到修改稿。

\*\* 章爱娣: 毕业后分配到内蒙古自治区地震局工作; 姜长宁: 毕业后分配到安徽省地震局工作。

表 1

序号	时间 (年·月·日)	地区	M <sub>1</sub>	M <sub>max</sub>	T <sub>2.0</sub> (天)	T <sub>1.0</sub> (天)	P	b	序号	时间 (年·月·日)	地区	M <sub>1</sub>	M <sub>max</sub>	T <sub>2.0</sub> (天)	T <sub>1.0</sub> (天)	P	b	主震型	
																		T <sub>2.0</sub> (天)	P
1	1969.7.26	江 阳		6.4		10	1.4	0.73	21	1971.7.26	西克尔		5.7	15	0.76	0.57			
2	1971.9.14	普 阳		6.2	3	3	1.3	0.73	22	1975.1.12	双 柏		5.6		1.2	0.84			
3	1974.4.22	溧 阳		5.5	2		1.1	0.71	23	1972.1.23	红 河		5.6		1.5	0.63			
4	1973.2.6	甘 山		7.9	85		1.2	0.53	24	1974.11.17	南 坪		5.6		1.1	0.69			
5	1976.7.28	唐 山		7.8	134		0.87	0.96	25	1974.1.16	南 坪		5.5		1.0	0.65			
6	1970.1.5	通 海		7.7	80		1.2	0.60	26	1974.9.29	阿合奇		5.4		0.59	0.48			
7	1969.7.18	海 城		7.4	47	47	1.6	0.90	27	1971.6.28	吴 忠		5.1		1.0	0.66			
8	1975.2.4	海 城		7.3	97	97	1.0	0.87	28	1974.6.6	东 旺		4.9		1.8	0.78			
9	1974.5.11	阳 通		7.1	36	36	1.0	0.57	29	1975.3.16	康 定		4.7		1.4	0.90			
10	1967.8.30	甘 孜		6.8	37	37	1.6	0.59	30	1976.5.29	龙 陵	7.3	7.4	850	0.8	0.89			
11	1976.12.13	宁 波		6.8	18	18	0.9		31	1976.8.16	松 潘	7.2	7.2	425	0.9	0.9			
12	1971.4.28	普 洱		6.7	20	20	1.1		32	1966.3.8	邢 台	6.8	7.2		0.7	0.72			
13	1966.9.28	中 甸		6.4		37	1.1	0.88	33	1966.2.5	东 川		6.5	20	1.6	0.60			
14	1962.3.19	河 源		6.4	156		0.5	1.02	34	1971.8.16	马 边		5.9	70	1.0	0.87			
15	1967.3.27	河 间		6.3	4	4	1.2	0.58	35	1972.9.27	康 定	5.6	5.7		0.8	0.35			
16	1973.8.11	南 坪		6.5	14	14	1.2	0.70	36	1973.6.29	马 边	4.8	5.4	39	1.0	0.61			
17	1975.1.15	康 定		6.2	9	9	1.3	0.67	37	1973.6.1	腾 冲	4.9	5.0	3	1.9	0.44			
18	1970.2.24	大 邑		6.2	16	16	1.2	0.77	38	1973.3.11	霍 山	4.3	4.5	2	1.4	0.62			
19	1972.1.16	柯 坪		6.2	13	13	1.1	0.67	39	1971.3.23	乌 什	6.0	6.1	16	1.0	1.0			
20	1971.2.5	保 山		5.8	7	7	1.1	0.61	40										

孤立型

主震型

$P$  及其均方误差和相关系数。按(2)式算出持续时间  $T_{2.0}$ 。

有一部分余震目录给出的震级下限略大于 2.0 级；而另一部分序列却主要由许多小于 2.0 的小震组成，没有较大余震。这两种情况下，都不能直接统计  $N_{2.0}$ ，因而也不能按上述过程直接算出  $T_{2.0}$ 。这时先根据余震目录的具体情况选定某一起算震级  $M_0^*$ ，它可能比 2.0 略大，也可能比它小。然后统计  $N_{M_0^*}$ ，按(1)式算出此时的  $A, P$  和  $T_{M_0^*}$ 。再由

$$\lg \tilde{N}_M = a - bM \tag{3}$$

计算在  $T_{M_0^*}$  时段内大小余震的  $b$  值。(3) 式中  $N_M$  是  $T_{M_0^*}$  时段内震级大于或等于  $M$  的余震总个数， $M$  的取值下限为  $M_0^*$ 。在起算震级变化不大时， $P$  值变化也不大。又设平均来看，一天内发生的大小余震之间的比值也是  $b$ 。那么，一天内  $M \geq 2.0$  的余震个数即余震频度为

$$\lg N_{2.0} = a' - b \times 2.0$$

而  $M \geq M_0^*$  的余震频度为

$$\lg N_{M_0^*} = a' - bM_0^*$$

由上两式得到

$$\lg N_{M_0^*} = \lg N_{2.0} + b(2.0 - M_0^*) \tag{4}$$

同时余震频度又遵循(1)式，即

$$\lg N_{M_0^*} = A - P \lg t \tag{5}$$

(4)、(5)两式相比较，得到

$$\lg N_{2.0} + b(2.0 - M_0^*) = A - P \lg t \tag{6}$$

当  $N_{2.0}$  衰减到一天一个时，就得出与 2.0 级地震为起算震级相对应的持续时间为

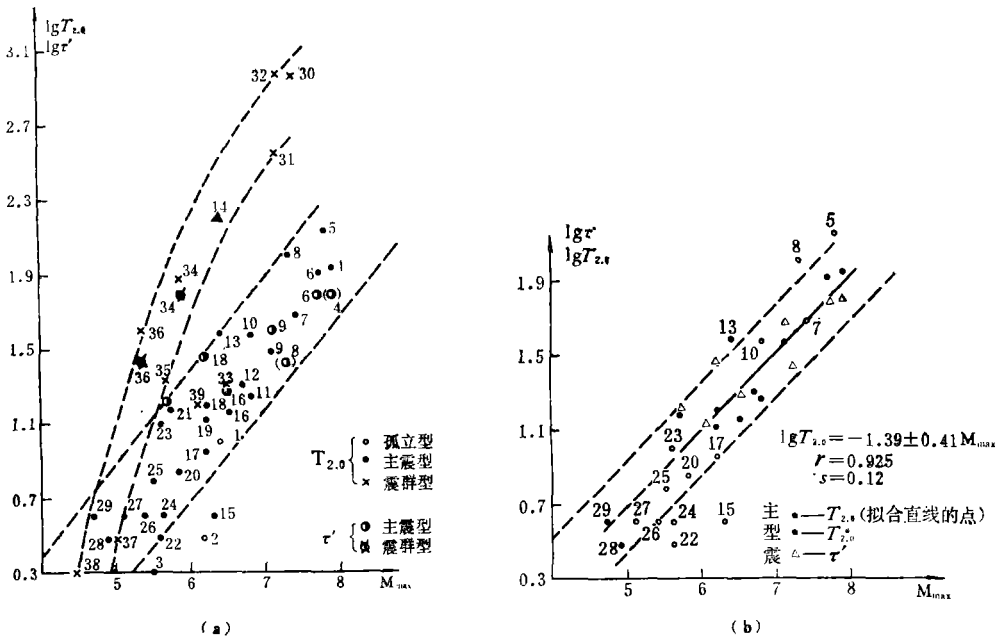


图 1

$$T_{2.0}^* = 10^{\frac{d-b(2.0-M_0)}{P}} \quad (7)$$

$T_{2.0}^*$  称为规算的持续时间, 以便与直接取 2.0 为起算震级时得出的  $T_{2.0}$  相区别. 39 个地震的  $T_{2.0}$  与  $T_{2.0}^*$  列于表 1.

规算公式(7)的合理性可以通过资料处理加以检验. 首先求出主震型  $T_{2.0}$  与  $M_{max}$  的关系:

$$\lg T_{2.0} = -1.39 + 0.41M_{max}$$

见图 1(b), 图中“·”为拟合直线所用的点  $T_{2.0}$ , “○”为推算出的  $T_{2.0}^*$ , 两边的虚线表示  $\widehat{\lg T_{2.0}} \pm 2S$  (其中  $S$  为标准离差). 由图上可看出, 推算出的  $T_{2.0}^*$  多数点落在两虚线之间

表 2

序 号	地 区	$M_{max}$	$T_{2.0}$	$T_{2.0}^*$
33	东川	6.5	20	22
12	普洱	6.7	20	14
9	昭通	7.1	36	30
6	通海	7.7	80	89
19	柯坪	6.2	13	14

表 3

	$M_0$	$P \pm S_p$		$M_0$	$P \pm S_p$
昭 通 地 震	2.0	1.0±0.2	海 城 地 震	1.8	0.8±0.1
	1.0	1.1±0.1		1.3	0.7±0.1
	1.5	1.1±0.2		2.3	1.0±0.2
	2.4	1.1±0.2			

表 4

序 号	地 区	$M_{max}$	$M_0$	$T_{M_0}$ (天)
33	东 川	6.5	2.0	20
			1.7—2.2	26
20	保 山	5.8	1.7	16
			1.2—2.0	11
4	甘 孜	7.9	2.4	27
			2.1—2.6	23
10	甘 孜	6.8	1.8	61
			1.6—2.1	72
17	康 定	6.2	1.5	16
			1.2—1.8	17
18	大 邑	6.2	1.7	16
			1.5—2.1	13
	阳 江		1.0	166
		6.4	0.7—1.3	124

或边缘, 只有少数点偏离较远, 这可能与该序列特点有关, 如偏离较远的两个点 15 和 22 即河间和双柏, 这两个地震虽划在主震型, 但它们的特点是很接近孤立型的主震型, 所以余震衰减快, 持续时间短。这说明  $T_{2.0}^*$  与  $T_{2.0}$  总趋势是一致的。另外对一些观测精度较高而且余震震级变化范围较大的序列, 一方面直接以 2.0 为起算震级得出  $T_{2.0}$ , 另一方面选  $M_0^*$  为起算震级最后规算成  $T_{2.0}^*$ , 两者均列于表 2, 我们可看出两者是相近的。这说明 (7) 式是可以使用的。

表 3 对昭通、海城两震所作的试验表明, 当起算震级在 2.0 级以下变化时,  $P$  值的变化不超过其均方误差。但当起算震级比 2.0 大时, 有些序列的  $P$  值可能变化略大(如海城地震), 而有的则变化不大(如昭通地震)。

表 5

序 号	地 区	$M_{\max}$	$\tau$ (天)	$\tau$ (月)
6	西 吉 通 海	5.7	16	(13)
		7.7	60	9
9	昭 通	7.1	45	2
16	南 坪	6.5	19	(6.5)
34	马 边	5.9	60	4
36	马 边	5.4	27	3.3
18	大 邑	6.2	28	6.5
4	甘 孜	7.9	(60)	
8	海 城	7.2	(26)	

另外, 考虑到震级的观测精度不够高, 把统计工作由  $M \geq M_0$  变为  $M \geq M_0 + \Delta M$  ( $\Delta M$  为 0.3) 进行, 发现对持续时间的影响也不大(见表 4)。

## 四、结果和讨论

各余震序列持续时间  $T_{2.0}$  (或  $T_{2.0}^*$ )、衰减系数  $P$ 、余震  $b$  值, 列于表 1。

### 1. $T_{2.0}$ ( $T_{2.0}^*$ ) 随 $M_{\max}$ 增大而增长(图 1(a))

这里  $M_{\max}$  是整个序列的最大震级。由图 1(a) 可知,  $T_{2.0}$  随  $M_{\max}$  增长的趋势是确切的, 无论是对哪种震型(震型的划分按文献[1]进行)。

### 2. 震群型地震的余震持续时间比主震型的长(图 1(a))

由图 1(a) 和表 1 得知, 七级以上的震群型地震(例如 1966 年 3 月邢台 7.2 级, 1976 年 5 月龙陵 7.4 级, 1976 年 8 月松潘 7.2 级震群), 其  $T_{2.0}$  为数百天。但同样量级的主震型地震(例如 1973 年 2 月甘孜 7.9 级, 1970 年 1 月通海 7.7 级, 1974 年 5 月昭通 7.1 级, 1975 年 2 月海城 7.3 级, 1969 年 7 月渤海 7.4 级地震), 其  $T_{2.0}$  却仅为数十天。实际上, 典型的震群型龙陵地震和典型的主震型渤海地震, 其  $M_{\max}$  同为 7.4 级, 但前者的  $T_{2.0}$  (850 天) 是后者 (47 天) 的 18 倍。主震型地震余震持续时间随  $M_{\max}$  增大而增长, 绝大多数资料点落在图 1(a) 的斜条带内。孤立型地震持续时间落在条带的下方, 时间偏短, 而震群型远远偏在

条带上方,明显偏长,有少数例外. 这说明持续时间是与震型有关的,这在七级以上大震更明显,偏差更显著. 七级以下的震群型,虽然其  $T_{2.0}$  仍比主震型的长,但相差的幅度随  $M_{max}$  减小而有缩短的趋势. 当  $M_{max} \leq 5$  时,两种震型的  $T_{2.0}$  无明显差异,例如 1973 年腾冲、霍山两个小震群与 1974 年东旺、1975 年康定小主震型序列,就是这样. 个别较大震群,如 1966 年东川 6.5 级,1971 年乌什 6.1 级,其  $T_{2.0}$  也与主震型的相近.

### 3. $T_{2.0}$ 与震后波速比下降期的长度 $\tau'$ 相当

冯德益等人对我国一些大震前后波速比的研究<sup>[2]</sup>表明,有不少大地震不仅在震前有较长时间的波速比负异常,而且在震后还有一个“震后负异常期”(图 2、3),其长度  $\tau$  见表

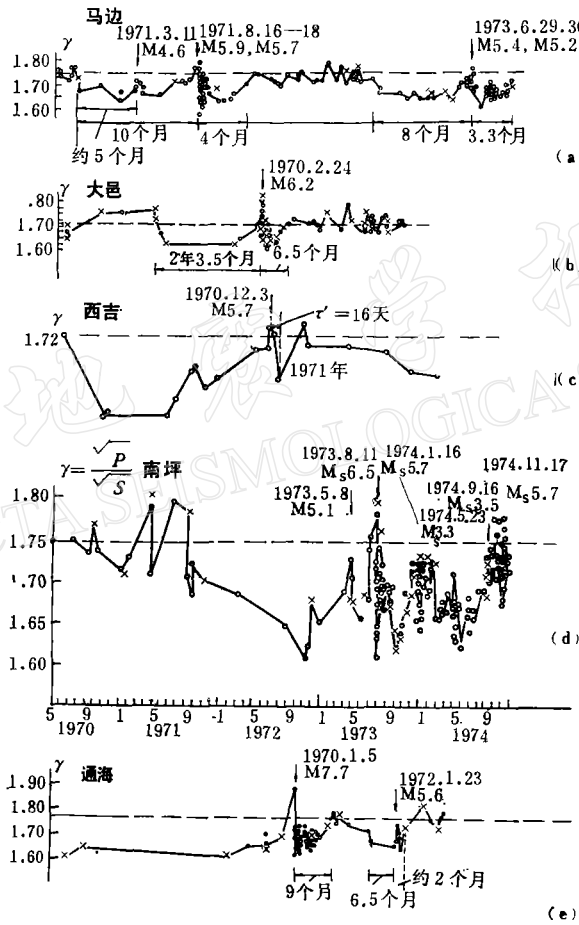


图 2

5. 根据他给出的震后波速比变化曲线,我们估算了从主震后到负异常开始回升的时间段  $\tau'$ ——波速比下降期(图 3),也列于表 5. 由图 1(a)可知,无论是主震型的  $\tau'$ ,还是震群型的  $\tau'$ ,都分别落在原先两种震型的  $T_{2.0}$  的变化范围之内,从图 1(b)也可看出. 由此可以认为,  $T_{2.0}$  与  $\tau'$  相当.

以图 2(a)、图 4 所示 1971 年 8 月 16 日马边 5.9 级地震后的波速异常和余震频度 ( $M \geq 2.0$ ) 曲线为例,在  $\tau'$  或  $T_{2.0}$  这段时间内,余震大量发生,而且频度按(1)式衰减很快,

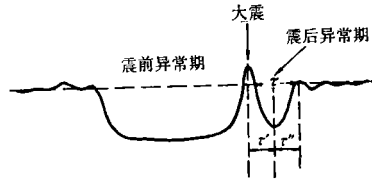


图 3

波速比下降。我们称这段时间为“早期余震活动阶段”。在波速比开始回升直到恢复正常的时段  $\tau''$  内,余震频度已很低(不考虑次级余震),其衰减也很缓慢,不再遵循(1)式。我们称这段时间为“晚期余震活动阶段”。当波速比回升到正常值时,晚期余震阶段结束,整个余震活动完毕。

震后波速比异常主要由余震资料得到(图2),它主要反映了震源区(比孕震区小)介质在震后的某些变化。按照努尔(A. Nur)和肖尔茨(D. Scholz)的观点,波速比下降是介质微裂增多导致体积膨胀、岩石中水变得不饱和而形成的。事实上,大震时断层错动造成了断层面周围介质破碎化;而大震后应力调整所引起的大量余震,又使震源区介质进一步破碎化。这种破碎化导致了震源区介质体积膨胀,也破坏了在临震前已达到的水饱和状态,使其重新变得不饱和。破碎化和水不饱和,这两者同时导

致了波速比的下降。当大震后残余剪切应力的大规模调整趋于结束因而频繁的早期余震活动趋于结束时,介质的大量破碎化也趋于结束,波速比的下降也趋于结束。因此,震后早期余震持续时间  $T_{2.0}$  大致与震后波速比下降时段  $\tau'$  相当,是不奇怪的。在该时段内,余震频度确实是按(1)式衰减。

随着周围的水向震源区裂隙渗透,水趋于饱和,波速比回返上升直到正常。而在这段时间  $\tau''$  内,在震源区内还有残余剪切应力需要释放的地方也已不多,因此整个余震频度是低的,衰减缓慢或无明显衰减。在那些尚有残余剪切应力的地方,由于水饱和,孔隙流体压力  $P$  增加。而根据

$$\tau_0 = C + (\sigma - P)\mu_f \quad (8)$$

( $\tau_0$ ——岩石抗剪强度,  $C$ ——岩石粘聚力,  $\sigma$ ——正应力,  $\mu_f$ ——摩擦系数)岩石抗剪强度  $\tau_0$  就会降低。当低于残余剪应力时,晚期余震就发生。虽然,这种孔隙流体压力  $P$  对地震的发生所起的作用,在很早期的余震活动中也存在<sup>[3,4]</sup>,但不如在晚期阶段重要。

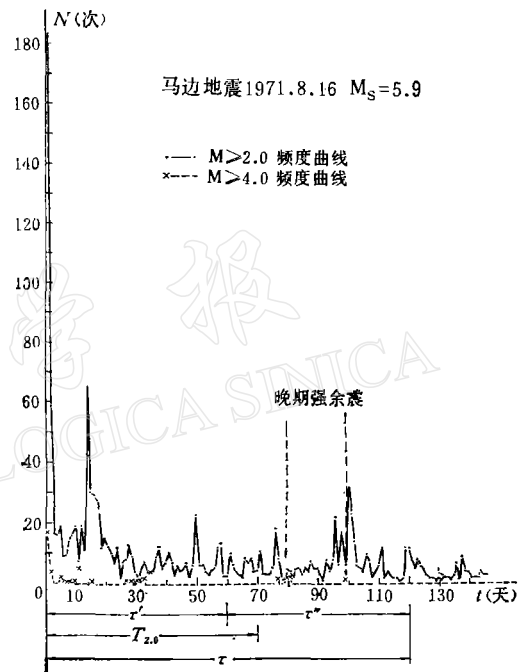


图 4

在整个余震活动阶段,水可能是从震源区内的一部分介质向另一部分渗透,如从大震断层错动时的压缩区向疏张区渗透;也可能是从周围地区向震源区渗透.特别是,大震造成的断层面直通地表,断层错断了岩层,扰乱了浅层地下水.这样一来,地表水和浅层地下水就可以比较顺利地沿断面向下和向西侧渗透.这种渗透显然要比大震前水的渗透迅速.另一方面,震后介质膨胀区主要限于震源区,比震前膨胀区(孕震区)小得多.这两种因素使震后波速比异常期比震前的短得多.

如果有些地震震后水的渗透是以大震断层向四周扩展的话,那末由于上述水的孔隙压力对地震发生所起的作用,在某段时间内余震区就有可能表现出由极震区向外围扩大的趋势.茂木清夫在1968年<sup>[5]</sup>就曾经提到过某些地震的余震区的扩大现象.余震位置的变化、余震频度的变化和震后波速比的变化之间的关系是值得注意的.

#### 4. 余震持续时间与 $M_{max}$ 的应力降的关系

把我国已测定了其最大地震  $M_{max}$  的应力降  $\Delta\sigma$  的地震序列的余震持续时间,用(7)式换算成  $T_{3.0}$ (即以3.0级为起算震级),与吉博维茨(J. Gibowicz)的资料<sup>[6]</sup>相比较(删去该资料中对主震前的前震所作的工作),列于表6,画成图5.由图5可知资料符合得尚好,显示出  $T_{3.0}$  随  $\Delta\sigma$  的增大而以以下规律增长

$$T_{3.0} \propto 1 - e^{-\eta\Delta\sigma} \quad (\eta > 0) \quad (9)$$

吉博维茨指出,地震序列中的主震或最大地震所释放的应力降越高,其后的持续时间越长,而这类地震多发生在断层系不发育或在岩体中发生新断裂的地区.反之,应力降越低,则余震持续时间越短,而这类地震多发生在沿大断层存在的薄弱地区.

表 6

事件代号或名称	$T_{3.0}$ (天)	$\Delta\sigma$ (巴)		
引自文献 [7]	加里福尼亚地震	DHS	10.3	12
		CRL	0.515	1.2
		SFN	27.5	13
	新西兰地震	HWB	238	70
		PHT	76.0	42
		WRS	28.2	6.4
		WTP	9.75	2.8
		INC	156	27
	龙陵	72	37.4 <sup>[7]</sup>	
	邢台	85	42 <sup>[8]</sup>	
海城	29	均值 13.4 $\left(\frac{4.8^{[9]}}{22^{[10]}}\right)$		
昭通	7.9	2.1 <sup>[11]</sup>		
唐山	57	29 <sup>[12]</sup>		



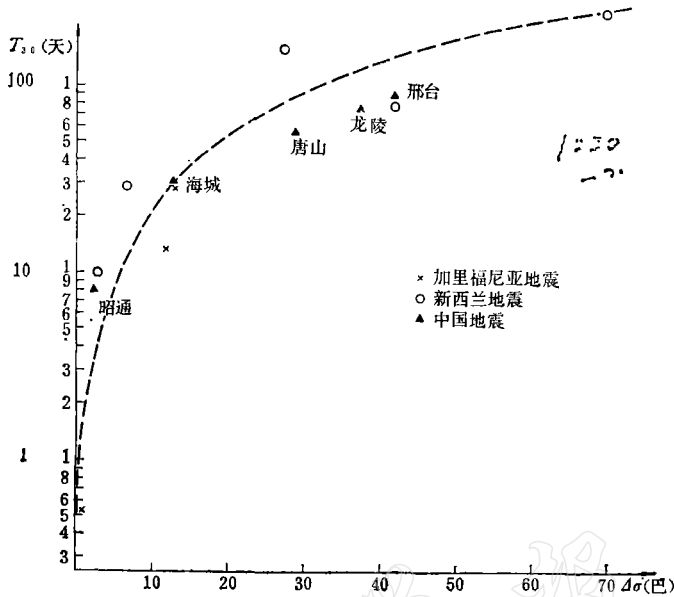


图 5

## 五、结 语

余震持续时间随主震震级或最大震级  $M_{\max}$  增大而增长。震群型余震持续时间比主震型的长。这是由较多资料得出的可靠结果。

余震持续时间  $T_{2.0}$  与震后波速比的下降时段  $\tau'$  相当, 是活动频繁的早期余震阶段, 频度按规律(1)衰减。而波速比回升阶段  $\tau''$  是晚期余震阶段, 余震频度已很低, 但有的可能会发生为数很少的强余震, 须要提防。这些情况也许对监视和分析大震后的余震活动趋势是有帮助的。

震后波速比负异常,  $T_{2.0}$  与  $\tau'$  相当, 以及异常恢复较快等现象, 可以用膨胀进水饱和来解释。

主震或最大地震的应力降与余震持续时间显示了如图 5 所示的正变关系。

但是, 由于没有更多数目的震后波速异常资料和  $M_{\max}$  的应力降资料, 后两项结果可能有片面性, 有待今后用更多资料作检验修正。同时, 资料所反映的物理背景也有待另作探讨。

## 参 考 文 献

- [1] 周蕙兰等, 地震震型判断方法探讨, 西北地震学报, 2, 2, 1980.
- [2] 冯德益等, 我国西部地区一些强震及中强震前后波速异常的初步研究 (一)——波速比异常, 地球物理学报, 19, 3, 196—205, 1976.
- [3] A. Nur, J. R. Booker, Aftershocks Caused by pore fluid flow, Science, 175, 4024, 885—887, 1972.
- [4] 蜀水, 震源应力场岩石膨胀性和水的扩散作用, 地球物理学报, 19, 2, 74—93, 1976.

- [5] 茂木清夫,大地震の余震域の拡大,地震研究所彙報, **46**, 175—203, 1968.
- [6] S. J. Gibowicz, Stressdrop and aftershocks, B. S. S. A. **63**, 4, 1433—1446, 1973.
- [7] 陈金海等,龙陵地震前兆异常特征及其前兆场理论的初探,地震研究, **2**, 1, 1—10, 1979.
- [8] 陈运泰等,根据地面形变的观测研究 1966 年邢台地震的震源过程,地球物理学报, **18**, 3, 1975.
- [9] 顾浩鼎等,辽宁省海城地震的震源机制,地球物理学报, **19**, 4, 1976.
- [10] 林邦慧等,不对称双侧震源破裂过程研究方法的探讨及其在海城地震中的应用,地震学报, **1**, 2, 133—149, 1979.
- [11] 刘万琴、陈运泰,由瑞雷波方向性函数研究 1974 年 5 月 11 日云南省昭通地震的震源过程,地震学报, **1**, 1, 25—37, 1979.
- [12] 陈运泰等,用大地测量资料反演得到的 1976 年唐山地震的位错模式,地球物理学报, **22**, 3, 1979.

## THE DURATION OF THE AFTERSHOCK SEQUENCE

ZHOU HUILAN    FANG GUIRONG    ZHANGAIDI    JIANG CHANGNING

*(University of Science and Technology of China)*

### Abstract

Based on the analysis of the general characteristics of the durations of the aftershock sequences of 39 relatively larger earthquakes in China in recent years and their relation with the stress drops of the main shocks and the negative anomaly of the seismic wave velocity ratios after the main shocks, a tentative idea has been advanced that the aftershock activity of an earthquake can be separated into two stages by the transition point of the seismic wave velocity from decreasing to increasing after the main shock, and a discussion made of the characteristics of the aftershock activity in each of the two stages.