

# 预位移终止相与突跳型前兆类型

秦保燕 汪进 刘光远

(国家地震局兰州地震研究所)

## 摘 要

本文从理论上讨论了两种预位移终止相。一种是预位移在震源断层面上局部地区发生, 简称为局域预位移; 另一种是预位移在整个断层面上展开, 称为全域预位移。这两种预位移的终止条件有重大差异, 这种差异导致预位移终止相的差异, 从而使预位移引起的长周期波, 以及由长周期波产生的突跳型前兆也产生差异。得到的初步研究结果如下:

1. 大多数大地震发生前的预位移属局域预位移, 而中强震大多属全域预位移。

2. 局域预位移的震源过程为有限源传播, 全域预位移为有限源与瞬时面源。前者仅有一个长周期P波, 后者产生两个不同到时的长周期P波。

3. 局域预位移和全域预位移所引起的长周期波与它们各自的源时间函数相近。前者产生单峰型突跳前兆, 后者产生双峰型突跳前兆。由这两种前兆异常类型可粗略判断未来地震的强度。

4. 由于大震局域预位移区的尺度与中强地震全域预位移区尺度相当, 因而它们的预位移幅度相近, 从而大震和中强震前大多数前兆异常幅度相近。这样从理论上解释了前兆异常幅度与震级无关这一观测事实。

## 一、前 言

预位移是粘滑断层发震前出现的重要现象。模拟实验已经证明, 样品中粘住的断层发生粘滑前有预位移现象。其物理实质是预位移发生时断层面介质性质变软和预位移在断层面上传播<sup>[1、2、3]</sup>。迪泰里奇的实验得到了预位移传播的详细过程, 即预位移有两个相。第一个相是预滑开始传播, 第二个相是预滑传到断层面端部<sup>[3]</sup>, 随后粘滑事件发生。然而上述实验是在样品中得到的, 而样品介质比较均匀, 特别是断层面往往是经过仔细磨光的。这样预位移的传播有可能在整个断层面上传播。对于实际的粘住的震源断层面来说, 由于断层面上介质不均匀, 断层两盘互相耦合的情况在断层面上各处并不相同, 因此很难想像预位移能在整个震源断层面上展开。特别是大地震, 由于震源断层面特别大, 沿整个断层面介质的不均匀和应力的不均匀将更加突出。而中小地震由于断层面比较小, 非均匀性不突出, 因此有可

能出现现象样品实验中预位移在整个断层面上传播的情况。这样,对于不同强度的地震其预位移特征将有重要差别。本文根据预位移终止条件的差异讨论两种预位移和预位移终止相。一种是预位移在震源断层面的局部区域发生,简称为局域预位移;另一种是预位移在整个断层面上展开,简称为全域预位移。本文从理论上研究了这两种预位移终止相的区别,并结合大震的前兆讨论了不同预位移类型所引起的前兆特征。由于预位移幅度和预位移所发出的长周期波是讨论预位移前兆的基础,故本文对预位移幅度和长周期波的发波效率问题也作了初步讨论。

## 二、预位移幅度与发波效率

1. 预位移幅度 在震源断层面上发生局域预位移和全域预位移时,断层面并没有发生破坏。因为根据模拟实验预位移的幅度是相当小的,它仅为最后粘滑错动幅度的(2~5)%。在实际地震中大的错动仍存在传播过程,因此预位移应理解为使断层面耦合在一起的断层面上的凹凸体变形的传播,而大震发生则为断层面上凹凸体的剪断和传播。这样预位移的幅度实际上取决于断层面上凹凸体的变形程度。由于断层面上的细部结构无法知道,因此精确地估计其预位移幅度是相当困难的。在这种情况下,我们把模拟实验中得到样品的预位移值向实际断层面作过渡。虽然实验室中样品断层面间为平光接触,但从微观上看断层面仍然是粗糙的。宏观的真实断层面的细部结构可近似于样品中断层表面的放大。这样实际断层面上的预位移 $U_0$ 可粗略地表示为

$$U_0 = (0.02 \sim 0.05) D \quad (1)$$

式中 $D$ 为大震时断层两盘的最终错动幅度。由于实际断层面的粗糙度比样品中的断层面要大,所以本文讨论时,取 $U_0$ 为

$$U_0 = 0.05 D_{\text{厘米}} \quad (2)$$

错动幅度 $D$ 是与断层尺度有关的一个量,当断层尺度 $L$ 愈大,则 $D$ 亦愈大。文献〔8〕给出了 $D$ 与 $L$ 之间的经验关系式

$$\log D_{\text{厘米}} = 1.09 \log L_{\text{厘米}} - 5 \quad (3)$$

式中 $L$ 为地震发生时的发震断层面长度, $D$ 为断层两盘相对错动幅度。将(3)式过渡到预位移情况,即将(2)式代入(3)式,可得

$$\log U_0 (\text{厘米}) = 1.09 \log l_0 - 6.30 \quad (4)$$

式中 $l_0$ 为预位移区断层面的长度。由(4)式我们可求得预位移区尺度在10公里至35公里这一范围内的预位移幅度值为2~7厘米。这一估计值可作为中强震和大震前发生全域预位移和局域预位移的一级近似值。

2. 发波效率 由于预位移幅值与预位移区的长度有关。因此当开始发生预位移时,由于预位移区的长度很小,所以预位移幅度也很小,只有当预位移达到预位移区的边缘时,预位移才达到最大值。因此作为一级近似,预位移的时间函数可近似的以倾斜函数来表示。按照哈斯克尔的研究,对于倾斜函数其发波能量可表示为〔4〕:

$$E_s = \frac{3.014 \rho V_p W^2 U_0^2}{4 \pi T \cdot 4} \quad (5)$$

式中 $\rho$ 为介质密度,一般取2.7克/厘米<sup>3</sup>, $V_p$ 为纵波速度,这里取6公里/秒; $W$ 为断层面宽

度，这里假定为10公里； $U_0$ 为预位移全幅度； $T$ 为预位移发生的长周期波周期。可以看出周期愈长发波效率愈低；但由于周期长，波在传播过程中介质的吸收可以忽略<sup>[5]</sup>。将上述数据代入(5)式，我们计算了由预位移激发的长周期波周期为30秒，1分钟，1小时及1天时所相应的地震波能量，计算结果如表1所示。

不同周期波的发波能量

表 1

T	$l_0$	$U_0$	$E_s$	$M_s$	$l_0$	$U_0$	$E_s$	$M_s$
30秒	10公里	1.8~2.0厘米	$6.4 \times 10^{15}$ 尔格	2.7	34公里	6.8~7.0厘米	$8.6 \times 10^{15}$ 尔格	2.8
1分			$3.2 \times 10^{15}$ 尔格	1.8			$4.3 \times 10^{15}$ 尔格	2.6
1小时			$5.3 \times 10^{13}$ 尔格	1.3			$7.2 \times 10^{13}$ 尔格	1.4
1天			$1.3 \times 10^{12}$ 尔格	0.4			$3.0 \times 10^{12}$ 尔格	0.4

从表1的计算结果来看，预位移激发的地震波能量是相当弱的，特别是周期很长的波，它们的发波效率相当低。因此预位移传播速度比较低时，只有预位移开始时段和突然结束时有长周期波发出，而在中间传播过程不发波。此外，由于位移幅值比较小，由预位移产生的长周期波直接产生前兆的可能性比较小，更可能的一种情况是长周期波激发地下的不稳过程而引起前兆，这样前兆点不会是均匀分布的，而是零星地散布在未来大震区周围，但出现的时间应比较接近。

### 三、局域预位移震源时间函数与远场位移

如前所述，当震源断层面较大时，介质的不均匀和应力的不均匀将相当突出。在临近大震前，某些应力高的区域首先产生非线性变形，从而在局部断层面内产生预位移传播。当预位移传播到上述预位移区边缘时，由于该处没有调整单元，预位移的幅度受到限制。因此对于局域预位移，其预位移的发波主要是预位移突然开始的时候。因此我们假设预位移的时间函数为阶梯函数，在预位移停止时，由于终止位移很小，因而不考虑其发波。这样我们考虑发波段的长度为预位移区尺度 $\frac{1}{2}$ ，其震源时间函数可表示为：

$$U(X, t) = \frac{U_0}{2} [g(t)]$$

$$g(t) = \begin{cases} 0, & t \leq 0 \\ 1, & t \geq 0 \end{cases}$$

设预位移传播速度为 $V^*$ ，长周期波的速度 $V_p$ ，则

$$dU = g \left[ \left( t - \frac{X}{V^*} \right) - \left( \frac{R - X_1 \cos \theta}{V_p} \right) \right] \vec{R} B dx \tag{8}$$

$$B = \frac{\mu W U_0 / 2}{4 \pi \rho V_p^3 R}$$

式中 $\vec{R}$ 为长周期波的辐射花样， $W$ 为断层面宽度。在这里实际上假定了预位移沿断层宽度是同时进行的。此时远场位移为

$$U(x, t) = B \vec{R} \int_0^{l_0} g \left[ \left( t - \frac{R}{V_p} \right) - X_1 \left( \frac{1}{V^*} - \frac{1}{V_p} \cos \theta \right) \right] dx_1$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{\mu W U_0 \frac{l_0}{5}}{8\pi\rho V_p^3 R \frac{l_0}{5}} \vec{R} F(\theta) V_p \left[ g\left(t - \frac{R}{V_p}\right) - g\left(t - \frac{R}{V_p} - \frac{l_0/5}{F(\theta)V^*}\right) \right] \\
 &= \frac{5 m_0}{4\pi\rho V_p^3 R l_0} \vec{R} F(\theta) V_p \left[ g\left(t - \frac{R}{V_p}\right) - g\left(t - \frac{R}{V_p} - \frac{l_0/5}{F(\theta)V^*}\right) \right] \quad (9)
 \end{aligned}$$

式中  $m_0$  为预位移矩, 其中发波部分的预位移矩为:

$$\begin{aligned}
 m_0 &= \frac{1}{5} \mu W \frac{U_0 l_0}{2} = \frac{1}{10} \mu W U_0 l_0 \\
 F(\theta) &= \frac{1}{\frac{V_p}{V^*} - \cos\theta} \quad (10)
 \end{aligned}$$

$\theta$  角为长周期波的射线方向与预位移传播方向的夹角,  $X_1$  为预位移传播方向。从 (9) 式可以看出, 对于不同方位的场点, 当  $\theta$  角不同时,  $F(\theta)$  值也不同。由 (10) 式可知, 当  $\theta = 0^\circ$  时, 远场位移得最大值, 当  $\theta = \pi$  时, 远场位移得最小值。这就是说沿着预位移传播方向 P 振幅加大, 背离传播方向 P 振幅减小。此外我们令 (9) 式中的

$$\left[ g\left(t - \frac{R}{V_p}\right) - g\left(t - \frac{R}{V_p} - \frac{l_0}{V^* F(\theta)}\right) \right] = S(t, \theta) \quad (11)$$

此为周期调制项, 它的波形为矩形, 当  $\theta = \frac{\pi}{2}$  时, 长周期波周期  $T$  为

$$T = \frac{l_0}{5 V^*} \quad (12)$$

当  $\theta$  从  $\frac{\pi}{2}$  减小时,  $T$  亦减小, 其通式可表示为:

$$T = \frac{l_0}{5} \left( \frac{1}{V^*} - \frac{1}{V_p} \cos\theta \right) \quad (13)$$

这样由预位移决定的长周期波波型也为矩形脉冲, 由长周期波引起的直接或间接的前兆都将呈现单峰型。

值得指出的是, 在局域预位移其端部的预位移是相当小的, 因此当预位移传播到终点而停下来时将不发生地震波。

#### 四、全域预位移震源时间函数与远场位移

对于断层面比较平直, 应力分布比较均匀的情况来说, 其预位移有可能是从一点开始然后传到震源断层端部。由于端部存在调整单元, 因此在端部的预位移此时有最大的释放。这一情况与局域预位移在端部接近于零形成鲜明对比。此外, 由于预位移终点有调整单元, 因此原来在有限移动源传播时预位移释放不足部分此时也有一突然释放。这样在预位移传播到达调整单元时断层面有一整体的滑动。因此全域预位移的震源过程可模拟为有限移动源和瞬时面源的叠加。

1.有限移动源 前面我们已讨论了局域预位移的震源时间函数和P波远场位移。对于全域预位移情况是类似的,即从考虑有限移动源开始部分的发波,设预位移幅度为 $\frac{U_0}{2}$ ,发波段的断层长度为 $L/5$ 。震源时间函数考虑为阶梯函数,则其远场P波位移为

$$U_1(X,t) = \frac{5 m_0}{4 \pi \rho V_p^3 R L} \vec{R} F(\theta) V_p \left[ g\left(t - \frac{R}{V_p}\right) - g\left(t - \frac{R}{V_p} - \frac{L}{5 F(\theta) V_p}\right) \right], F(\theta) = \frac{1}{\frac{V_p}{V^*} - \cos\theta} \quad (13)$$

2.瞬时面源所产生的远场位移 当预位移传播到震源端部并与调整单元相遇时,预位移幅度达到最大。这时在震源断面上原来释放不足的预位移此时继续释放,并形成如图 1 b 中的预位移分布。为对比起见,在图 1 a 中我们画出了局域预位移时预位移区内的预位移分布。

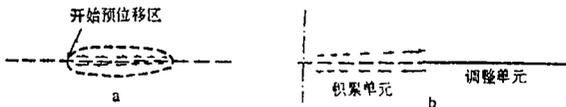


图 1

a.局域预位移分布

b.全域预位移传播达到调整单元时预位移沿断层面的分布

Fig. 1 a. Distribution of partial area pre-displacement  
b. Distribution of whole area pre-displacement before it meets adjustment element

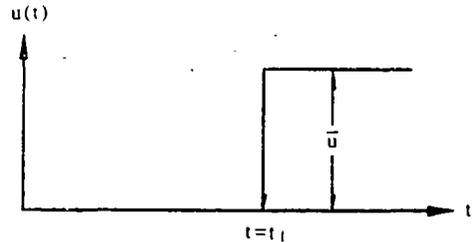


图 2 预位移达到震源端部时的震源时间函数

Fig. 2 Source-time function when pre-displacement meet the end of source

由图 1 a, 1 b 的对比可以看出,全域预位移作有限移动,即预位移尚未达到端部时,其预位移分布是同局域预位移一样的。由于图 1 b 中预位移幅度沿整个断层面是变化的,它相当于很多不同大小的点源同时发波。为了简化起见,我们可按平均预位移幅值,来作为一级近似。在这里我们假定平均预位移幅值

$$\bar{U} = \frac{2}{3} U_0 \cdot \frac{1}{2} = \frac{1}{3} U_0 \quad (14)$$

其震源时间函数(图 2)可按矩形脉冲表示,即

$$U(X,t) = \bar{U} g(t)$$

$$g(t) = \begin{cases} 0 & t < t_1 \\ 1 & t \geq t_1 \end{cases}$$

瞬时面源的 $L_m$ 考虑为 $\frac{4}{5}L$ ,则瞬时面源预位移所产生的远场位移为

$$U(X,t) = \frac{\mu W L}{4 \pi \rho^2 V_p^2 L R} \frac{4}{5} \frac{U_0}{3} \vec{R} \left[ \frac{g\left(t - \frac{R}{V_p} + \frac{4L}{5V^*} \cos\theta\right)}{\cos\theta} - \frac{g\left(t - \frac{R}{V_p}\right)}{\cos\theta} \right] \quad (15)$$

$$\text{令 } S(t, \theta) = \frac{g\left(t - \frac{R}{V_p} + \frac{4L}{5V^*} \cos\theta\right) - g\left(t - \frac{R}{V_p^*}\right)}{\cos\theta} \quad (16)$$

由(16)式可知, 当 $\theta \rightarrow \frac{\pi}{2}$ 时,  $s(t, \theta) \rightarrow \delta\left(t - \frac{R}{V_p}\right)$ , 这时与点源效果相同, 当 $\theta \neq \frac{\pi}{2}$ 时,  $s(t, \theta)$ 为一矩形脉冲, 脉宽 $T = \frac{4L \cos\theta}{5V^*}$ , 脉高为 $\left| \frac{1}{\cos\theta} \right|$ 。

由以上的讨论可以看出, 对于全域预位移来说, 至少应出现两次发波, 一次是从预位移区始发区按有限移动源传播造成的长周期波, 另一次是达到震源端部时预位移的发波。这不同时间的发波, 将造成两种长周期波, 第一个为矩形波, 第二个也为矩形波。这两种长周期波所激发的突跳型前兆将与这两种长周期波相对应, 即产生双峰型前兆。

## 五、讨 论

局域预位移一般发生在断层面介质不均匀, 应力状态不均匀的断层面上, 因为在这样的断层面上有可能在局部地区介质首先发生弱化并产生局域预位移现象。这种地区往往发展为大地震的始破裂区。全域预位移一般发生在断层面介质均匀, 应力分布均匀的断层面上。在这种断层面上当某处发生预位移后, 预位移将向一侧或两侧作匀速传播。很显然局域预位移主要发生在大地震中和部分中等地震中。因为大地震的断层面太大, 要使很大的断层面上介质均匀和应力均匀是不可能的。对于全域预位移来说, 中、小地震的可能性较大, 因为这类地震的震源尺度有限, 断层面上介质和应力的均匀性较易实现, 但不能排除中等地震和小震仍存在局域预位移, 只是此时的预位移发生区尺度相当的小, 预位移幅度也相当小, 从而引起前兆异常幅度相当小, 而不易被前兆台站所发现。因此本文的讨论仅局限于能引起较显著前兆的大地震局域预位移和部分中等地震的全域预位移, 下面结合实际资料作具体讨论。

1. 局域预位移区与大地震的始破裂区 当大震断层面某一区域发生弱化后, 该区将发生预位移的传播, 有时还可反复多次, 最后大震首先在该处发生并形成大震的始破裂区。因此局域预位移区与大地震的始破裂区应为同一地区。这里我们以唐山大震为例进行具体讨论。

(1) 震前唐山地区的井坍 根据地震记录测定, 唐山大震的震中位于唐山市。地震时在极震区(Ⅷ度)范围内出现了约10公里的地震裂缝带, 裂缝带的展布方向为北东 $25^\circ$ 左右<sup>[10]</sup>极震区的长轴长约10公里。值得指出的是唐山大震前在该极震区地震裂缝附近曾出现唐山十中的井坍、唐山矿山补1号和岳水06号水位动态观测井套管变形以及乐亭王滩一带出现地裂, 引起水渠错位等现象。这些前兆现象我们认为是大震前局域预位移的直接证据。由此可以推测大震前的局域预位移区大致在10公里左右。

(2) 由地震波资料确定始破裂区 在大多数大地震的远场记录上, 都可以看到很弱的P波初至波, 它与后到的P波波列有很大的区别。这种很弱的初至P波是否与始破裂区有关

呢？为此我们研究了唐山大地震的远场 P 波记录，并用初至 P 波的初动半周期与地震射线与错动力轴的角度作相关分析，具体资料列于表 2 和图 3、4 中。

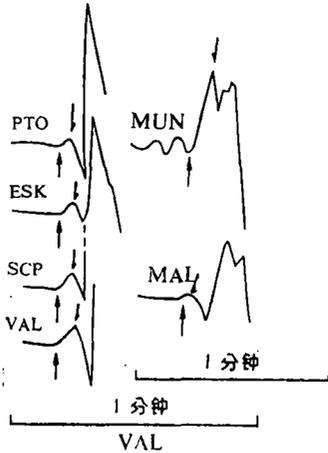


图 3 1976年7月28日唐山地震P波初至  
Fig.3 P-waves onset of the Tangshan earthquake on July 28,1976

1976.7.28日唐山大震 表 2  
初动P波半周期和θ角

台 站	ΔT(秒)	θ	cosθ
MUN	4.86	107.8	-0.3057
MAL	4.46	85.3	0.0819
PTO	4.05	83.6	0.0958
ESK	4.05	80.3	0.1685
VAL	3.81	80.5	0.1650
KTG	3.56	74.7	0.2638

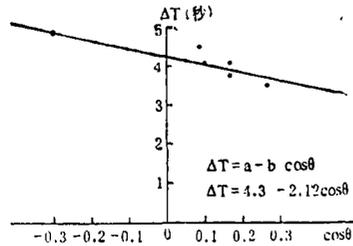


图 4 1976年唐山大震ΔT-cosθ相关曲线  
Fig.4 Correlation diagram between ΔT and cosθ of the 1976 Tangshan earthquake

由图 4 我们得到

$$\Delta T = 4.3 - 2.12 \cos \theta \quad (17)$$

$$r = -0.9$$

由 (17) 式可得始破裂区长度  $L_0 = 2.12 \times 6 = 12.7$  公里，破裂速度  $V^* = 12.7 / 4.3 = 2.95$  公里/秒，破裂方向为北东向。这一计算结果与唐山极震区内裂缝带的长度基本一致。这一始破裂区的尺度与一个 5.5 级左右的中强地震震源体尺度相当。由此可推断大震前的局域预位移区一般为 10~15 公里，预位移幅度在 2~3 厘米左右。

2. 大震和中强震前兆异常幅度和前兆异常形态的对比 证明大震前有局域预位移而中强震为全域预位移的另两个证据是它们的前兆幅度相近，以及大震为单峰型前兆，中强震为双峰型前兆。下面举一些例子来说明：

(1) 大震的单峰型前兆

a. 1973年2月6日炉霍7.6级地震 在此地震前姑咱台记到单峰型的氦气突然变化，如图 5 a 所示。

b. 1976年8月16日松潘7.2级地震 这次地震前，平武台与姑咱台所记到的几次氦气突跳时间相近，每次突跳均为单峰型。多次突跳表明松潘地震前曾发生过多次数预位移。从图 5 b 可以看出最后一次氦气突跳最为明显，估计相应的预位移幅值最大。

c. 1976年7月28日唐山7.8级地震 这次地震前很多地电阻率异常表现为单峰突跳，如图 6 所示，由图可以看出，异常的时间是相当一致的。这一点符合长周期波引起前兆的同时性。

(2) 中强地震的双峰型前兆 在中强地震中，只要满足全域预位移条件，则其前兆

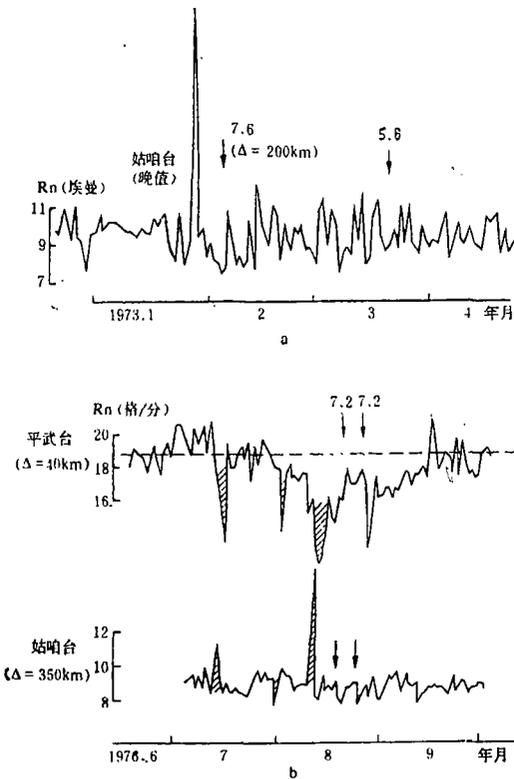


图5 水氡日均值变化曲线(据四川省地震局)

a. 1973年2月8日炉霍地震前  
b. 1976年8月16日松潘地震前

Fig. 5 Daily mean curve of water radon

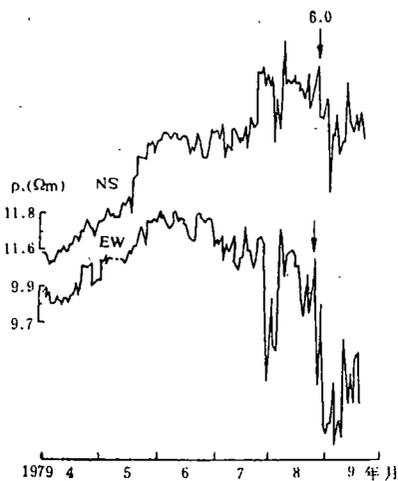


图7 乌加河台地电阻率日均值图

Fig. 7 Daily mean curve of geoelectric resistivity at Wujiahe station

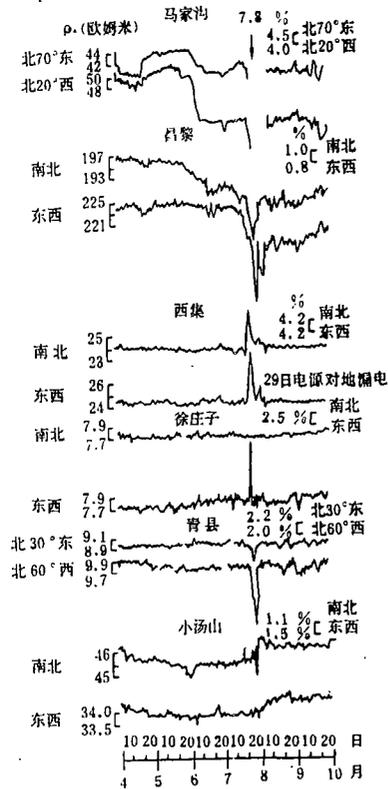


图6 地电阻率异常曲线

Fig. 6 Anomaly curve of geoelectric resistivity

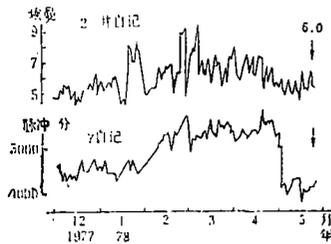


图8 盘山台水氡自记日均值曲线 (Δ = 80公里)

Fig. 8 Daily mean curve of water radon (Δ = 80km)

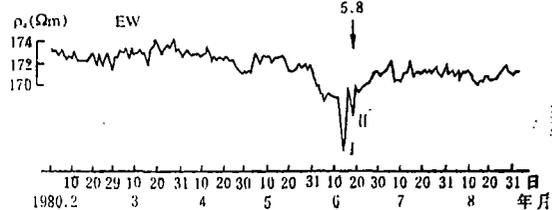


图9 通海台地电阻率日均值曲线

Fig. 9 Daily mean curve of geoelectric resistivity at Tonghai station

异常将呈现双峰型。下面也举一些例子来说明。

a. 1979年8月25日内蒙五原6.0级地震 该地震发生前乌加河台地电阻率出现突跳性异常, 异常形态为双峰型, 如图7所示

b. 1978年5月18日营口6级地震 这次地震前盘山台水氡自记(2\*井)记录到两次双峰型突跳前兆, 如图8所示。

c. 1980年6月18日云南蒙自5.8级地震 这次地震前通海台的电阻率出现明显的双峰异常, 如图9这示。

d. 1977年7月23日新疆库车5.5级地震 这次地震前乌市1号#H<sub>2</sub>S出现双峰型前兆异常(图10)。

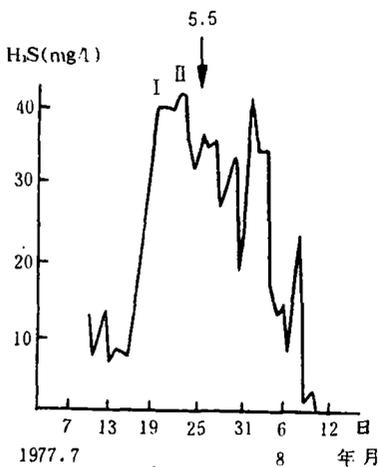


图10 乌鲁木齐市硫化氢含量变化曲线  
( $\Delta = 300$ 公里)

Fig.10 Variation curve of H<sub>2</sub>S at  
Wulumuqi ( $\Delta = 300$ km)

值得指出的是上述列举的突跳异常均是日均值曲线, 这对由长周期波直接引起前兆是不利因素。例如在3天内出现双峰型异常, 则可推算震源断层长度为10公里时, 其预位移传播速度为3.85厘米/秒。这样缓慢的破裂速度只有在由静止到运动, 和运动突然停止这二个时刻发波, 也即预位移开始传播时发波, 预位移遇到调整单元时发波。而中间传播过程不发波。这样, 由于发波时间短, 发波效率将有所提示, 但毕竟预位移的量很小, 长周期波的振幅很小, 由它直接诱发前兆变化的可能性较小。一种可能是长周期波使某些地区地下已处于不稳定的物质发生突然变化, 如流体和气体的变化。这些地下过程的变化将引起较大的前兆变化。由于目前的前兆观测大都是非连续记录, 因此目前对前兆类型的认识还不是精确的。

(3) 中强震与大震前兆异常幅度比较 从本文列举的大震和中强震前兆的异常幅度来看以及从以往许多前兆的震例总结来看, 其异常幅度不能与震级建立某种经验关系。这一点正好说明中强震和大震前的预位移区尺度是相近的, 预位移的幅度是相近的。因此必然导致前兆异常幅度与震级无关这一结论。但对于中强地震来说, 前兆异常愈大者, 其相应的震源断层(全域预位移区)也大, 因而震级也较大。因此对于中强地震则有可能得到前兆异常幅度与震级的关系式(局限于中强震范围)。

虽然中强地震的震源预位移幅度与强震的预位移幅度大致相近, 但是预位移引起的前兆范围却不一样, 预位移引起的前兆是通过激发不稳定的地下过程反映出来的, 在地震前这种不稳定的地体环境在应力水平较高的地区比较容易形成。因之, 我们认为地震的大小与前兆范围有一定的关系, 震级愈大, 前兆范围愈大。这可能由于震级越大, 其震源区以及周围的应力水平越高, 前兆范围也愈大, 反之, 震级愈小, 高应力水平区的范围愈小, 前兆范围因而也愈小。实际的震例也表现了上述特征。

## 六、结 论

根据本文从理论上以及实际前兆的讨论,我们得到下列初步结果:

- 1.大地震发生前的预位移大多属局域预位移,而中强地震大多属全域预位移。
- 2.局域预位移的震源过程可模拟为有限源传播,全域预位移为有限移动源和瞬时面源的叠加。前者仅产生一个长周期P波,后者产生两个不同到时的长周期P波。
- 3.由于局域预位移区与全域预位移区尺度相当,因此在震前预位移所引起的前兆异常幅度相近。这从理论上对目前所观测到的前兆异常幅度与震级无关这一事实作出了证明。
- 4.由于局域预位移与全域预位移终止条件的显著差异,前者引起单峰型前兆,后者引起双峰型或多峰型前兆。由此对未来地震的强度可作出定性判断。

## 参 考 文 献

- [1] C.H.Scholz, P. Molnar and J. Johnson, Detailed studies of frictional sliding of granite and implication for the earthquake mechanism, J.G.R, Vol.27, No. 7, 1972.
- [2] J.D.Byerlee and R.Summere, Stable sliding preceding stick-slip fault surfaces in granite at high pressure, Pure and Applied Geophysics, No. 1-2, 1975.
- [3] J.H.Dieterich, Geological Survey Research, P227, 1976.
- [4] H.A.Haskell, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, B.S.S.A., Vol.54, No. 6, 1964.
- [5] 张克理等,流变介质无限平面滑动产生的长周期地震波及形变波的传播特性和时空分布,西北地震学报, Vol. 8, No. 1, 1987.
- [6] 徐果明、周惠兰,地震学原理,科学出版社,1982.
- [7] 梅世蓉等,一九七六年唐山地震,地震出版社,1982.
- [8] 郭增建、秦保燕,震级标准与地震预报,地震地磁观测与研究, Vol. 2, No. 3, 1981.
- [9] 秦保燕、汪进,组合模式与地震图上的终止震相—兼论唐山大地震的震源破裂过程,西北地震学报, Vol. 8, No. 4, 1987.
- [10] 王景明等,唐山地震地面主破裂带及地震成因探讨,地震研究, Vol. 4, No. 4, 1981.

## PRE-DISPLACEMENT STOPPING PHASE AND SUDDEN TYPES OF PRECURSOR\*

Qin Baoyan, Wang Jin and Liu Guangyuan

(*Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau*)

### Abstract

This paper theoretically discussed two kinds of pre-displacement stopping phases. One occurs in part area of fault, we call it partial area pre-displacement. Another occurs in the whole fault, we call it whole area pre-displacement. There are obvious differences of stopping conditions between the two kinds of pre-displacements, which result in difference of pre-displacement stopping phases and difference of long-period wave as well as difference of sudden types of precursors induced by long-period wave. The preliminary results are as follows:

(1) The pre-displacement before the most of large earthquakes is partial area pre-displacement, but that before the most of moderate earthquakes whole area pre-displacement.

(2) The source process of partial area pre-displacement is finite moving source and that of whole area pre-displacement is combination of finite moving source and instantaneous source. The former only produce one long-period P-wave, but the latter produced two long-period P-waves with different arriving time.

(3) The long-period P-wave induced by partial area or whole area pre-displacements is similar to their source time function. The former produced single peak type of precursor, the latter produced double peak type of precursor. So the magnitude of future earthquake can be judged approximately by type of precursors.

(4) Because extent of partial area pre-displacement region before large earthquake is approximate to extent of whole pre-displacement region before moderate earthquake, their pre-placement amplitudes is also approximate. Such results can explain the fact that the amplitudes of precursor is not related to magnitude of earthquake.

---

\*Projects Sponsored by the Joint Earthquake Science Foundation