

# 尾波持续时间比 $\tau_H/\tau_V$ 在强震短临预报中的应用

夏玉胜 秦保燕

(国家地震局兰州地震研究所)

## 摘 要

本文根据 Aki 等人提出的尾波理论,导出了地方震尾波水平分量与垂直分量的持续时间比的具体表达式:

$$\frac{\tau_H}{\tau_V} = \frac{I_H}{I_V} \left( \frac{Q_H}{Q_V} \right)^{\frac{1}{4}} \cdot \frac{B_H}{B_V} .$$

该式表明,  $\tau_H/\tau_V$  的变化主要反映了震源体一定范围内,由于介质的各向异性而引起的尾波在不同方向上的激发及衰减能力的差异。本文还讨论了地震前  $\tau_H/\tau_V$  短临异常的物理机制,认为异常的产生与孕震期间介质内裂隙的出现和闭合有关。

1986年门源6.4级地震和1975年海城7.3级地震前,  $\tau_H/\tau_V$  都有不同程度的短期低值异常及临震高值突跳。门源地震前后门源台记录的直达S波的最大振幅比  $A_{mH}/A_{mV}$  也有与尾波持续时间比类似的异常。

最后通过对一些震例的分析,初步得到震级与异常时间的关系为

$$M = 0.657 \ln T + 3.44 .$$

## 一、绪 论

对尾波的研究是人们颇感兴趣的工作,如利用尾波计算地震矩  $M_0$ ,估算  $Q$  值,同时还有用尾波持续时间的变化特征研究大震的前兆异常等。从理论上讲,尾波成因的假设自然成为研究问题的关键。早期,人们对此曾提出一些假设,如慢波理论,认为尾波是由震源来的一种慢波,而由此得到尾波的群速度为 50m/s 左右,这与实际情况不符。同时,对大量地方震的波谱分析发现,早期到达的部分  $\bar{P}$ 、 $\bar{S}$  波与震中距及波传播的具体路径关系很大,而尾波的波谱与震中距及台站相对震源的位置几乎没有什么关系,同一地震,不同台站记录到的尾波波谱基本相同。鉴于以上情况,Aki 在 1969 年首次提出了尾波成因的散射模式<sup>(1)</sup>,他认为,地方震尾波主要是由地壳及上地幔介质的横向不均匀性,即由随机分布于台站周围的许多散射体产生的反向散射面波的迭加形成的,并从理论上导出了  $-1$  级面波散射表达式。经过进一步研究,1975 年 Aki 和 Chouet 对原来的尾波模式又

进行了补充和完善,提出了尾波成因的散射、扩散模型<sup>(2)</sup>,即:

- (1)单一散射模型,即尾波作为从离散的散射源反向散射的子波的迭加;
- (2)地震能转变是一个扩散过程。

他们假设次生波与初至波同性,且速度不变,则  $t$  时刻(从发震时刻算起)观测到的地方震尾波峰—峰振幅  $A(t)$  为:

$$A(t) = \sqrt{8} I(f_p) Q^{\frac{1}{2}} t^{-m} \left| \frac{dt}{df_p} \right|^{-\frac{1}{2}} \cdot \exp(-\pi f_p t / Q) \cdot M_0 \cdot B(f_p) \quad (1)$$

其中  $I(f_p)$  为  $t$  时刻观测优势频率  $f_p$  所对应仪器的放大倍数;  $Q$  为包括尾波在内的波的非弹性衰减品质因素;  $M_0$  为地震矩;  $B(f_p)$  为尾波激发因子;

$$m = \begin{cases} 1/2; & \text{面波散射,} \\ 1; & \text{体波散射,} \\ 3/4; & \text{三维空间扩散。} \end{cases}$$

应用该理论,很好地解释了尾波的基本特征,并为大量事实所证实。至此,尾波的研究进入了一个新的阶段。

1974年,苏联学者<sup>(3)</sup>发现,大震前尾波振动持续时间比  $\tau_H/\tau_V$  出现低值异常,待比值恢复正常或稍高一点即发震。在国内也有人进行过这方面的研究<sup>(4-7)</sup>。他们试图利用  $\tau_H/\tau_V$  值的变化规律来提取大震的前兆信息。从  $\tau_H/\tau_V$  的时间进程图上看,除盈江 5.4 级地震外,其它如唐山、库车、库尔勒、新丰江等地震前都出现了不同程度的负异常,黄德瑜等人对此曾做过一些定性的解释<sup>(4,6)</sup>。

本文从 Aki 关于尾波成因的基本理论出发,推导出  $\tau_H/\tau_V$  的具体表达式,并讨论其物理意义,以此为根据并结合震源的孕育过程进一步探讨  $\tau_H/\tau_V$  值在大震前的短临异常形态和指标,综合现有震例拟合震级  $M$  与  $\tau_H/\tau_V$  异常持续时间关系。

## 二、 $\tau_H/\tau_V$ 的理论研究

在实际地壳中普遍存在着小的裂隙,某些裂隙中还充满了水、汽或其它杂质等。当地震波通过它们时,会产生多次的反射、折射及散射现象,这些次生波的迭加即形成尾波。由于地壳介质的不均匀性及各方向上应力的不同,使得在不同方向上尾波的激发及衰减的情况也不相同,这样在不同方向上记录到的地震波尾波的持续时间  $\tau_i$  也不同。为了定量地揭示  $\tau_H/\tau_V$  的物理实质,本文首先从理论上进行讨论。

Aki 在研究了大量地震后得出如下  $f-t$  经验公式:

$$\frac{t}{100} = \left( \frac{f_p}{0.82} \right)^{-1.5} \quad (2)$$

为了推导方便,将(2)式变为:

$$f_p t^b = a \quad (3)$$

其中  $a=17.66$ ;  $b=0.67$ 。在不同地区,  $a$ 、 $b$  值略有差异。

将(1)式变形为:

$$t^m \left| \frac{dt}{df_r} \right| \frac{1}{t} e^{\pi f_r t/Q} = \frac{\sqrt{8}}{A(t)} I(f_r) Q^{\frac{1}{4}} M_0 B(f_r) \quad (4)$$

同时对(4)式微分得：

$$\frac{dt}{df_r} = -\frac{t}{bf_r} = -(ab)^{-1} t^{(1+b)} \quad (5)$$

将(3)式和(4)式代入(5)式，并取尾波持续时间  $t=\tau$ ，其截止标志约为噪声水平的2倍，得：

$$(ab)^{-\frac{1}{4}} \tau^{(4m+b+1)/4} \exp(a\pi\tau^{(1-b)}/Q) = \frac{\sqrt{8}}{A(\tau)} I(f_r) Q^{\frac{1}{4}} M_0 B(f_r) \quad (6)$$

由(6)式可见，在震中距不太大的时候，地方震尾波的持续时间  $\tau$  仅与台站周围介质的特性、地震矩及仪器的放大倍数有关，而与直达波的具体路径及震中距无关。

为表征不同方向散射体对尾波激发能力  $B$  及介质对尾波衰减  $Q^{-1}$  的差异，在水平及竖直向分别将  $B$  分解为  $B_H$ 、 $B_V$ ， $Q$  分为  $Q_H$  及  $Q_V$ 。关于  $Q$  的分解可参照文献[8、9、10]。其中

$$Q^{-1} = Q_H^{-1} + Q_V^{-1} \quad (7)$$

因此(6)式可写成：

$$(ab)^{-\frac{1}{4}} \tau_H^{(4m+b+1)/4} \exp(a\pi\tau_H^{(1-b)}/Q_H) = \frac{\sqrt{8}}{A(\tau_H)} I_H(f_r) Q_H^{1/4} M_0 B_H \quad (8)$$

$$(ab)^{-\frac{1}{4}} \tau_V^{(4m+b+1)/4} \exp(a\pi\tau_V^{(1-b)}/Q_V) = \frac{\sqrt{8}}{A(\tau_V)} I_V(f_r) Q_V^{1/4} M_0 B_V \quad (9)$$

水平及竖直向取同一截止标志，即  $A(\tau_H) = A(\tau_V)$ ，并把(8)、(9)两式两边分别相比得：

$$\begin{aligned} (\tau_H/\tau_V)^{(4m+b+1)/4} \cdot \exp\{\pi a \tau_V^{(1-b)} [(\tau_H/\tau_V)^{(1-b)}/Q_H - 1/Q_V]\} &= \\ &= \frac{I_H}{I_V} \cdot \left(\frac{Q_H}{Q_V}\right)^{\frac{1}{4}} \cdot \frac{B_H}{B_V} \quad (10) \end{aligned}$$

对(10)式左端作近似处理。

因为尾波主要是面波的散射( $m=1/2$ )引起的，但如果将体波散射( $m=1$ )及空间扩散( $m=3/4$ )等其它次要因素也考虑进去，则  $m$  应略大于  $1/2$ ，所以

$$\frac{4m+b+1}{4} = m + \frac{1.67}{4} = m + \frac{5}{12} \approx 1 \quad (11)$$

在一般测量中：

$$\begin{aligned} \tau &\approx 30 \text{ 秒} ; \tau_H/\tau_V \approx 1.20 ; Q \approx 400 ; \\ a &= 17.66 ; b = 0.67 ; m \approx 0.5 \end{aligned}$$

所以

$$\begin{aligned} \exp\{\pi a \tau_V^{(1-b)} [(\tau_H/\tau_V)^{(1-b)}/Q_H - (1/Q_V)]\} &\approx \\ &\approx \exp\{3.14 \times 17.66 \times 30^{(1-0.67)} (1.20^{(1-0.67)} - 1)\}/400 \\ &= e^{0.027} \approx 1 \quad (12) \end{aligned}$$

将近似得到的(11)、(12)两式代入到(10)式中,得

$$\frac{\tau_H}{\tau_V} \approx \frac{I_H}{I_V} \left( \frac{Q_H}{Q_V} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{B_H}{B_V} \quad (13)$$

以下对 B 与 Q 的关系进行简要讨论。

尾波能量  $\epsilon(t)$  的主要部分应是地震能在介质中传播所散射的部分。设 Q 为介质品质因素;  $Q_i$  是与内耗有关的品质因素;  $Q_s$  是与散射有关的品质因素,则

$$Q^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1(10)} \quad (14)$$

在一个周期内,因散射而转成尾波的地震能

$$\Delta \epsilon(t) \propto 2\pi E Q_s^{-1} = 2\pi E (Q^{-1} - Q_i^{-1}) \quad (15)$$

由此可见,当内耗一定时,  $Q^{-1}$  越大,  $Q_s^{-1}$  亦越大,即地震波在传播过程中能量衰减得越快,相应转变成尾波部分的能量也越大,介质对尾波的激发能力 B 也越强,所以尾波激发因子 B 随衰减率  $Q^{-1}$  的增加而增加。若将扩散及其它因素也考虑在内, B 与 Q 的关系将变得更为复杂。

Robert, B. Herrmann 用大量的地震进行分析,发现次生散射波的激发函数  $\varphi_0(f_p, r_0)$  与 Q 成反比<sup>[13]</sup>,即

$$\varphi_0(f_p, r_0) \propto Q^{-1} \quad (16)$$

因  $B(f_p) = [2N(f_p, r_0)]^{1/2} \varphi_0(f_p, r_0)$ , (17)

所以  $B(f_p) \propto Q^{-1} \cdot N(r_0)^{1/2}$  (18)

其中  $N(r_0)$  为以地震为中心,  $r_0$  为半径范围内散射体的数目。

对影响尾波持续时间比的三个主要因素 I、B 及 Q 简要讨论如下:

(1) 影响 I 的因素: I 是 t 时刻观测优势频率所对应的仪器放大倍数。当尾波的优势频率发生变化时, I 也随之变化。应力增加时,微破裂频谱向高频方向发展,但对比值  $I_H/I_V$ , 一般认为只与台站的调试有关。

(2) 影响 B 的因素: B 是尾波的激发因子,是影响尾波变化的最主要因素。一般说来,散射体的数目多,介质较破碎,应力水平较低时, B 值较大,反之 B 较小。B 还与裂隙的形成和闭合及裂隙内充填的物质有关。

(3) 影响 Q 的因素: 对 Q 值的影响主要取决于裂隙内的物质性质及应力的变化情况,如当应力较低及裂隙内存在气体和液体时, Q 值较小;而当裂隙呈闭合状态及应力较高时, Q 值则较大。秦保燕对目前国内 Q 值的测定结果进行了分析<sup>[15]</sup>,认为造成  $Q_H \gg Q_V$  的原因是观测区内介质的裂隙中水汽比较丰富。由于水汽对横波的传播有很大的消减作用,使 S 波的吸收增大,导致 S 波迅速衰减;对于纵波,由于水能传播纵波,因此虽然也有一定影响,但一般影响较小。

在实际研究中,人们往往采用比值的方法,这样可以忽略或消除不同地震震源尺度以及能量差异等方面的影响,而突出介质对尾波的影响。 $\tau_H/\tau_V$  实际上反映了所研究区域内地壳横向和纵向不均匀性的差异而引起的在不同方向上次生波激发和衰减性能的差异。

### 三、尾波 $\tau_H/\tau_V$ 短临异常产生的物理机制

根据目前收集到的震例,尾波的短期异常主要表现为  $\tau_H/\tau_V$  的下降,临震异常表现为  $\tau_H/\tau_V$  的急剧回升。本文根据尾波的理论公式结合震源模式来讨论尾波  $\tau_H/\tau_V$  在大震前的短临异常的物理机制。

#### 1. 由震源模式讨论尾波的短临异常

根据震源孕育的组合模式和立交模式,在临近地震发生前,震源区及其附近发生以下动态变化:

(1)根据震源孕育的组合模式,在临近地震前,在震源区端部和调整单元会产生三种性质的裂缝,一种是扩容裂缝,它发生在震源端部的受压区,裂缝方向平行于压力方向;第二种是张裂缝,它发生在震源端部的受压区,裂缝方向垂直于拉力方向;第三种为剪切裂缝,它主要集中在调整单元与震源端部交接区(图1)。对于调整单元为调整区的情况,如图1所示,AC是一个调整区,在构造力作用下调整区的变形和运动在震源端部产生的拉压区一般会偏离震源长轴的走向,因之其裂缝的方向也有一定的变形。图1中的DB为蠕滑断层,为震源端部的另一调整单元,其产生的应力集中程度较高,张压区紧靠孕震断层端部两侧,裂缝比较规则。上述三种裂缝在临近地震前由于震源断层面发生预位移而闭合。

(2)根据郭增建和秦保燕对立交模式的研究<sup>[4]</sup>,在大震前,位于立交区的孕震断层面的凹凸体由于变形的强化会使凹凸区的凸部产生张性裂缝及沿孕震断层面和垂直于断层面的剪切裂缝,在临近地震前由于凹凸区的弱化,断层面上发生预位移,又会使上述张裂缝和剪切裂缝闭合。根据尾波理论,裂缝的增多,即相当于散射体的数目增多,可导致次生波的发育,从而使尾波的持时增大。而临震前,裂缝的闭合可导致次生波减少使尾波持时下降。因此,震源区及其附近裂缝的产生和闭合可能是震源短临变化过程的表现。由于造成地方震尾波的散射体大多位于孕震区的中部和上部,所以它们受到外界的干扰背景较小,一旦出现异常,应该认为是较为可靠的。

#### 2. 震源区及其附近介质的横向和纵向不均匀性

对于不同的震源模型,在孕震过程中其震源区及附近地壳介质横向和纵向不均匀性存在差异。 $\tau_H/\tau_V$  的异常主要取决于横向和纵向不均匀性的差异程度,两者差异越大, $\tau_H/\tau_V$  的异常就越显著。本文仅讨论平推型震源和倾滑型震源两种情况。

(1)平推型震源 平推型震源的主要特点是最大主应力和最小主应力位于水平面内,中等主应力位于铅直面内。在这样的应力场作用下,其震前的微裂缝面位于铅直方向上,裂缝的平面分布仍然与图1相一致。当外区小震发生后,地震波传播到这样的地区时介质所激发的次生波在垂直于裂隙的方向上将会有显著的变化,在平行裂隙的方向上则变化较小。

(2)倾滑型断层 倾滑型断层有两种,一种为逆冲型,另一种为正断层型,如图2所示。中国大陆板块受到的作用力一般为水平压力,另外在局部地区可能有垂直差异运动。

在震源区及其附近最大主应力和最小主应力均不在水平面内,而中等主应力也不在铅直面内。这样在震源区及其附近形成的裂隙面也是倾斜的。靠近自由面区域的震源端部,由于自由面的象力作用,其裂隙的增长和张开的程度增大,从而使地震波通过该区时 $\tau$ 的异常变化较大。震源另一端(在较深处)由于其位于较深处,其裂缝将不如浅区裂缝发育,因而对尾波持时的影响较小。

根据上述分析,倾滑型地震前 $\tau_H/\tau_V$ 的异常幅度可能比走滑型地震大。

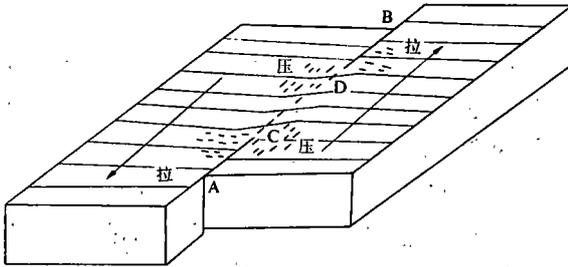


图1 组合模式

Fig. 1 The combination model

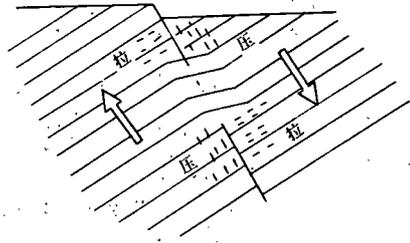


图2 倾滑型断层

Fig. 2 The dip-slip fault

#### 四、震例分析

##### 1. 1986年8月26日门源 $M_s 6.4$ 地震

选择门源地震台(近台)、河西堡和湟源地震台(外围台)、兰州和乐都地震台(远台)1985年11月10日—1986年12月30日的记录资料,研究了门源地震前尾波 $\tau_H/\tau_V$ 的变化特征。震级范围取 $0.5 \leq M_s \leq 3.0$ ;以P波到时时刻为尾波起始时刻;截止时刻约取为噪声水平的2倍(双振幅约2mm)。图3—图7给出了各台 $\tau_H/\tau_V$ 变化情况。

由图3—图7可以看出, $\tau_H/\tau_V$ 变化可分三个阶段:

##### (1) 正常变化

1986年4月20日前尾波的 $\tau_H/\tau_V$ 值基本上处于正常状态,平均值为1.27,离差为0.20,正常值大于1。这一方面说明门源台附近水平向的散射比竖直向的散射强而导致水平向尾波发育;另一方面从尾波的组成成分上看,S波和面波在水平分量中占的比重大一些,所以 $\tau_H$ 也应比 $\tau_V$ 大。离差较大的原因主要是由于此阶段微裂隙取向的随机性较大所致。

##### (2) 短期异常变化

$\tau_H/\tau_V$ 短期异常变化从1986年4月20日开始,持续至8月5日,异常时间约三个半月。异常的主要表现为 $\tau_H/\tau_V$ 值明显下降,即从正常值1.27降到0.96,异常幅度达24%,而且异常值的离散较小。这与唐山、库车、库尔勒等地震前出现的异常情况基本一致。

本文对比了门源地震前异常期间与正常期间门源台记录的小震尾波持续时间与震级的关系发现,同一震级的小震,异常期间的尾波持时比正常时期要长,且 $\tau_V$ 的增长幅

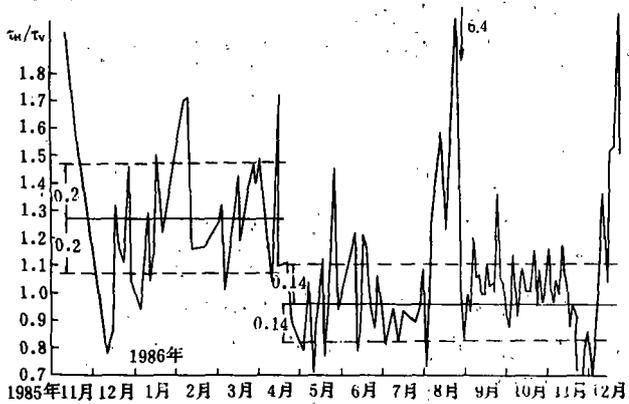


图3 1985年11月10日—1986年12月30日门源地震台尾波  $t_H/t_V$  变化曲线

Fig. 3 Curve of coda  $t_H/t_V$  change of Menyuan station from Nov. 10, 1985 to Dec. 30, 1986

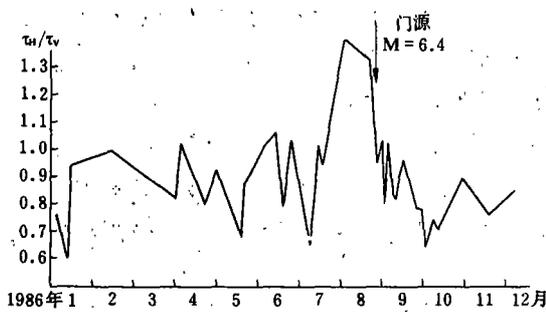


图5 1986年1—12月兰州地震台尾波  $t_H/t_V$  变化曲线

Fig. 5 Curve of coda  $t_H/t_V$  change of Lanzhou station from Jan. to Dec., 1986

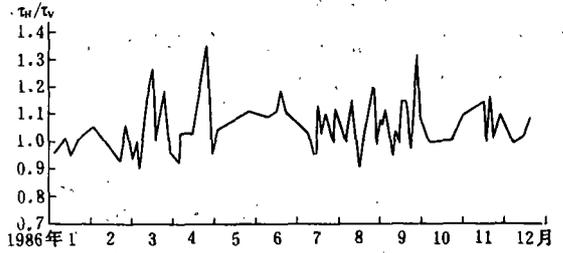


图4 1986年1月—12月河西堡地震台尾波  $t_H/t_V$  变化曲线

Fig. 4 Curve of coda  $t_H/t_V$  change of Hexibao station from Jan. to Dec., 1986

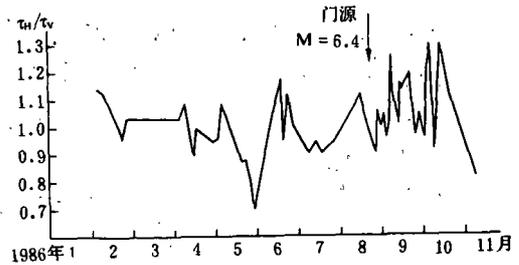


图6 1986年1—12月湟源台尾波  $t_H/t_V$  变化曲线

Fig. 6 Curve of coda  $t_H/t_V$  change of Huangyuan station from Jan. to Dec., 1986

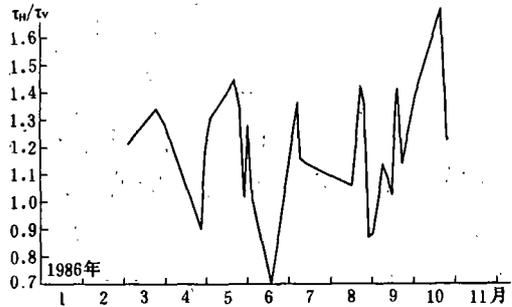


图7 1986年乐都地震台尾波  $t_H/t_V$  变化曲线

Fig. 7 Curve of coda  $t_H/t_V$  change of Ledu station in 1986

度大于  $t_H$  的增长幅度,由此而引起  $t_H/t_V$  变小,这是由于竖直向尾波激发因子  $B_V$  比水平向尾波激发因子  $B_H$  增加的幅度要大。黄德瑜对唐山地震的研究结果与此相反。唐山地震前引起尾波  $t_H/t_V$  呈短期低

值异常的原因,主要是由于  $t_H$ 、 $t_V$  的减小,且  $t_H$  比  $t_V$  减小的幅度大,即水平向尾波的激发因

子  $B_H$  比竖直向尾波激发因子  $B_V$  减小的幅度大所致。这说明不同的孕震过程,由于震源区裂缝走向不同,而引起其在不同方向上对尾波的激发情况也不一样,唐山地震属走滑型,而门源地震属倾滑型。

### (3) $\tau_H/\tau_V$ 的临震异常

临震异常主要表现为  $\tau_H/\tau_V$  的急剧回升,并超出正常值。

河西堡、湟源、乐都和兰州地震台记录的尾波  $\tau_H/\tau_V$  没有明显的异常,主要原因在于以上各台距主震震中太远,而主震的震级又不大。

为了估计门源地震前  $\tau_H/\tau_V$  异常的空间分布范围,我们采用多个台站的资料进行圈定,具体选择了门源台、河西堡台和湟源台。根据尾波理论,尾波主要是在以震源和台站为焦点的椭圆区内散射的,若将异常期间各台站同时记录的小震与台站连线(图8),可粗略地估计  $\tau_H/\tau_V$  异常的空间范围。图8中实线为可能出现  $\tau_H/\tau_V$  异常的主要路径,虚线为没有出现  $\tau_H/\tau_V$  异常的主要路径。从图中可以看出,  $\tau_H/\tau_V$  异常的范围大致为门源台附近实线的部分,即大约在门源台附近 60km 的范围内。

### 2. 1975年2月4日海城7.3级地震

1975年海城7.3级地震是一次走滑兼正断层错动的大震,本文收集分析了1974年1月至1975年2月营口地震台的记录。该台距主震震中约20km。图9为海城地震前  $\tau_H/\tau_V$  变化图。由该图可以看出,1974年5月之前,营口台  $\tau_H/\tau_V$  的平均值为1.32,标准离差为0.15;1974年5月至1975年1月  $\tau_H/\tau_V$  的平均值为1.14,平均较前期下降了0.18,离差为0.075,也较前期小,异常幅度达13.6%;2月3日的两次小震的  $\tau_H/\tau_V$  值又急剧上升,4日发震。如把1974年5月至1975年1月作为  $\tau_H/\tau_V$  的短期异常时段,则异常时间约9个月。其异常特征与门源地震是类似的。由于海城地震较门源地震强烈,其异常的时间长,但由于门源地震属倾滑型,海城地震属走滑型,因此门源地震前  $\tau_H/\tau_V$  异常幅度比海城地震大。

## 五、S波最大振幅比 $A_{mH}/A_{mV}$ 的前兆变化

在研究中还发现,门源地震台记录的S波水平向最大振幅  $A_{mH}$  与垂直向最大振幅  $A_{mV}$  的比值的的变化与  $\tau_H/\tau_V$  基本相似。

$$A_{mH} = \sqrt{A_{mE}^2 + A_{mN}^2}$$

式中  $A_{mE}$ 、 $A_{mN}$  分别表示S波的东西及南北分量的最大振幅。

图10表明,  $A_{mH}/A_{mV}$  在震前出现明显的低值和小离散异常。1986年1月1日—4月20日,  $A_{mH}/A_{mV}$  的平均值为2.75,离差为0.77,而4月20日至8月5日,其平均值降为1.15,离差为0.28,较前期平均降低了1.60,异常幅度达58%,其异常时间与  $\tau_H/\tau_V$  的异常时间相吻合。8月26日主震发生前,  $A_{mH}/A_{mV}$  值迅速上升,其变化形态(包括余震)与  $\tau_H/\tau_V$  基本一致。引起  $A_{mH}/A_{mV}$  下降的主要原因在于竖直向振幅的增加、幅度变大所致。这表明  $A_{mH}/A_{mV}$  与  $\tau_H/\tau_V$  的异常机制,在某些方面应是一致的。

当应力增加到一定程度时,介质处于各向异性状态,孕震区的一些微裂隙方向也趋

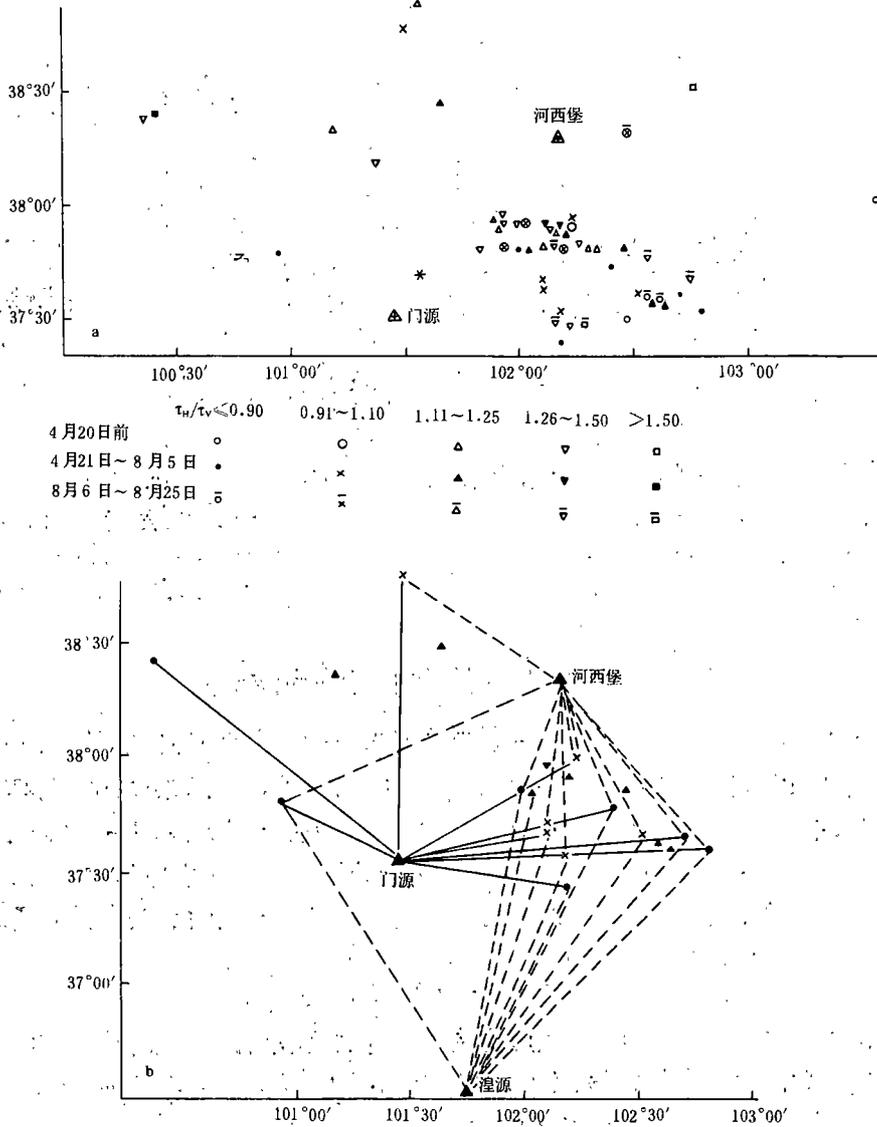


图8 门源地震前  $t_H/t_V$  异常范围

Fig. 8 Range of coda  $t_H/t_V$  anomaly before the Menyuan earthquake

于一致，因S波是横波，具有偏振特性，此时的孕震区对S波的影响与一块偏振片相似，当S波通过时要发生偏振现象，其振动矢量  $\vec{A}$  将在某一方向上占优势，而  $A_{mH}/A_{mV}$  正是表征接受到的直达S波的地面振动方向，故在此期间，台站测得的  $A_{mH}/A_{mV}$  值也将趋于某一稳定的值。

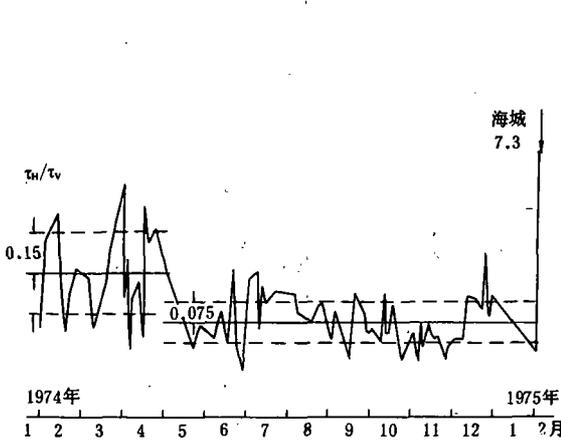


图9 1974年1月—1975年2月营口台尾波  $T_H/T_V$  变化曲线

Fig. 9 Curve of coda  $T_H/T_V$  change of Yingkou station from Jan., 1974 to Feb., 1975

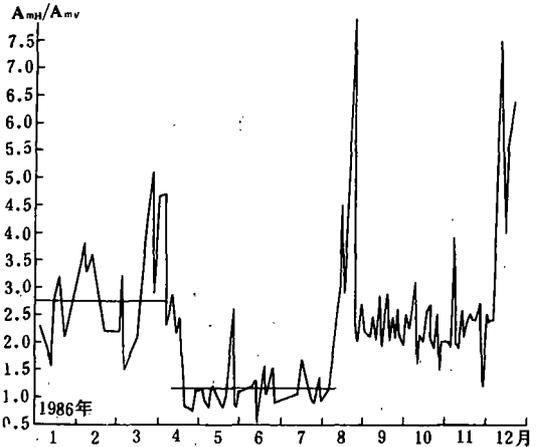


图10 门源台S波水平向及垂直向最大振幅比随时间的变化

Fig. 10 Change of maximum amplitude ratio with time of S wave of Menyuan station

### 六、震级与异常时间的关系

地震前  $T_H/T_V$  的异常时间不仅与主震震级有关,而且还与该地区的地质构造、台站的位置及震源机制等因素有关。一般情况下,异常时间越长,主震震级就越大;异常的区域及幅度越大,主震震级也越大。因资料较少及异常时间的精度不够,所以本文只简单地讨论一下震级与异常时间的关系。由于盈江 5.4 级地震及新丰江水库地震的震级较小,且其测定结果稍有疑议,本文未予考虑。仅根据表 1 所列的 5 次地震的参数对震级与异常时间的关系进行拟合。设

$$M = a \ln T + b + \delta \quad (19)$$

式中 a、b、为常数,δ 为与异常幅度、地质构造、异常区的大小、震源机制等其它因素有关的另一修正量。利用表 1 中的数据,用最小二乘法对(19)式进行拟合,得到

$$M = 0.657 \ln T + 3.444 + \delta \quad (20)$$

求得相关系数  $r=0.986$ 。由此可见,主震震级 M 与  $T_H/T_V$  的异常时间 T 的对数基本呈线性关系,见图 11。

### 结 束 语

本文只是粗浅地从理论上导出了  $T_H/T_V$  的一般形式,为了描述介质的各向异性特征,将 B 分解为  $B_H, B_V, Q$  分解为  $Q_H, Q_V$ ,至于是否合适,还有待于进一步研究。

另外,对异常的区分,本文主要是将其与异常之前的值进行比较而区分出来的,没有将余震序列作为整体进行统计,因为大震前后岩石的破碎程度不一样。至于强余震对  $T_H/T_V$

$t_V$  变化的影响, 还需进一步讨论。

表1  $t_H/t_V$  异常时间与震级的相关数据表

地震	唐山	海城	门源	库车	库尔勒
主震震级 M	7.8	7.3	6.4	6.0	5.8
异常时间 T(天)	800	270	110	60	30

尾波的起始时刻是以 P 波到时起算的, 因本文所依据的 Aki 关于尾波理论中的  $t$  的起始标志就是该时刻。当然, 以 S 波到时为起始标志, 对整个曲线形态的影响并不大。文献 1) 曾将尾波起始点取在 S 波到达后的 0.5 倍  $T_{S-P}$  处。本文分别将尾波起始点取在 P 波到达时刻、S 波到达时刻及 P 波到达后的  $1.5T_{S-P}$  处, 得到这三种情况下的  $t_H/t_V$  曲线。虽然三种情况下曲线的形态基本一致, 但从区分异常的效果方面看, 后两种比前一种要好, 尤其以 P 波到达后的  $1.5T_{S-P}$  处为尾波的起始标志效果最好, 见表 2。但通过对大量资料的处理发现, 当震中距  $\Delta$  大于 100km 时, 再把尾波的起始点取在  $t(P) + 1.5T_{S-P}$  处就不太合适, 因为有时该处尾波振动已结束或即将结束。由此看来, 尾波的起始时刻  $t_0$  的选取应满足下式为好, 即:

$$t_0 = t(P) + kT_{S-P}, \begin{cases} K = 1.5, & \Delta < 100km; \\ 1 < K < 1.5, & \Delta > 100km. \end{cases} \quad (21)$$

表2

起始时刻 $t_0$		正常值	异常值	异常幅度	相对异常幅度	起始时刻 $t_0$		正常值	异常值	异常幅度	相对异常幅度
门源	$t(P)$	1.27	0.96	0.31	24%	海城	$t(P)$	1.32	1.14	0.18	13.6%
	$t(S)$	1.48	0.97	0.51	34%		$t(S)$	1.66	1.30	0.36	21.6%
	$t(P) + 1.5T_{S-P}$	1.71	0.96	0.75	44%		$t(P) + 1.5T_{S-P}$	1.86	1.47	0.39	21%

参考文献

- [1] Aki, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, J. G. R., Vol. 74, No. 2, 1969.
- [2] Aki, Chouet, Origin of coda waves, J. G. R., Vol. 80, No. 23, 1975.
- [3] 米尔佐也夫,  $T_c/T_b$  的比值变化, 国外地震, No. 1, 1975.
- [4] 黄德瑜, 持续时间比  $t_H/t_V$  的前兆分析, 地震, No. 2, 1982.
- [5] 黄德瑜, 唐山地震前地震波振动持续时间比  $t_H/t_V$  的变化, 地震科学研究, No. 2, 1981.

1) 刘文龙, 中强地震的发生与地震尾波衰减特征的变化, 地震学专辑, 1985.

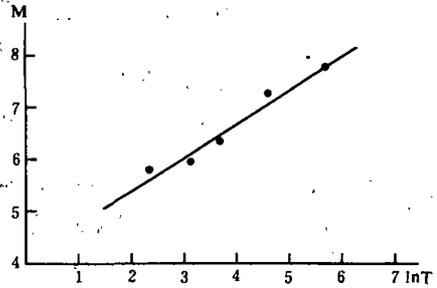


图11 震级与异常时间的关系

Fig. 11 Relationship between amplitude and anomalous period

- [6] 赵建政, 库尔勒 5.8 级和库车 6.0 级地震的  $\tau_H/\tau_V$  的变化, 西北地震学报, Vol. 5, No. 3, 1983.
- [7] 雷素华, 1981 年盈江地震尾波的变化特征, 地震研究, Vol. 6, No. 4, 1983.
- [8] A. M. Dainty, M. N. Toksoz, 地震和月震尾波的比较, 地震地质译丛, No. 1, 1981.
- [9] 周克森, 用介质仪器脉冲响应求新丰江库区 Q 值, 地震研究, Vol. 7, No. 4, 1984.
- [10] 高龙生, 唐山—北京地区 Q 因子随频率的变化, 地震学报, Vol. 8, No. 4, 1986.
- [11] B. N. 克依利斯博罗克等, 地震机制的研究, 李宗元译, 科学出版社, 1961.
- [12] S. Crampin 等, 地震预报的一种新的物理基础, 刘晓年译, 世界地震译丛, No. 3, 1985.
- [13] Robert, B. Herrmann, 用地方震尾波估算 Q 值, 黄玮琼译, 世界地震译丛, No. 3, 1982.
- [14] Guo Zengjian, Qin Baoyan, Discussion on the determination of potential large earthquake source by means of the stereographic, cross model, Proceedings of international seminar on seismic zonation, P 227—234, 1987.
- [15] 秦保燕,  $Q_s$  显著大于  $Q_p$  的原因初探, 西北地震学报, Vol. 13, No. 2, 1991.

## APPLICATION OF LASTING PERIOD RATIO OF CODA IN SHORT—TERM AND IMPENDING PREDICTION OF STRONG EARTHQUAKE

Xia Yusheng, Qin Baoyan

(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, China*)

### Abstract

In the light of the coda theory advanced by Aki et al., this paper deduces a concrete formula for the lasting period ratio  $\tau_H/\tau_V$  of the horizontal and the vertical component of the local earthquake coda. After the approximate treatment, we get:

$$\tau_H/\tau_V = \frac{I_H}{I_V} \left(\frac{Q_H}{Q_V}\right)^{1/4} \cdot \frac{B_H}{B_V} \quad (1)$$

The formula shows that the changes of  $\tau_H/\tau_V$  mainly reflect the focal body's difference in excitation and attenuation force to the coda wave from different directions in certain range caused by the anisotropy of the medium. The paper also discusses the physical mechanism of the  $\tau_H/\tau_V$  short and imminent anomalies, and tends to think that the occurrences of the anomalies are related to the appearance and closure of the cracks in the medium in earthquake preparatory stage.

The results obtained after processing the Menyuan earthquake Ms6.4 of 1986 and the Haicheng earthquake Ms7.3 of 1975 show that there appeared the short—period low value anomalies and imminent high value jump in various degrees.

In comparison with the maximum amplitudes of the direct S wave recorded by Menyuan station before and after the 1986 Menyuan earthquake, it is found that  $A_{mH}/A_{mV}$  has the similar case with the anomalies of the coda  $\tau_H/\tau_V$ .

Through the analysis to the data of some earthquake cases, the paper finally gives the relation of the magnitude with the anomalous period as

$$M = 0.657 \ln t + 3.44$$