

DK1 地震仪的面波震级起算函数研究^{*}

薛 峰 赵 永

(中国北京 100036 国家地震局分析预报中心)

摘要 使用 1987~1993 年 DK1 地震仪的地震记录,以国际地震中心(ISC) M_s 震级为标准震级,根据误差理论用最小二乘法拟合导出 DK1 地震仪面波震级起算函数.又从起算函数物理意义出发,根据成层介质中面波传播理论,考虑到地震波的频散、介质的吸收、地球介质与 DK1 地震仪所组成的线性滤波器对面波振幅和周期的影响,并假定面波最大振幅对应于 Airy 相,导出了 DK1 地震仪测定面波震级的起算函数.

使用本文导出的起算函数,不附加任何校正,通过 315 个地震,对 36 个速报台的单台 DK1 面波震级和 DK1 速报台网的面波震级测定误差检验,结果表明,DK1 面波震级 M_s (DK1)与国际地震中心(ISC)相应地震面波震级 M_s (ISC)之间在统计上无系统误差,平均误差接近于零.

主题词 面波震级 速报台网 起算函数

引言

震级是地震的重要参数之一.深入研究震级测定问题,对于提高速报震级的测定质量具有现实意义.

DK1 笔绘可见记录式中长周期地震仪是我国各速报台的速报常规仪器. DK1 地震仪记录要素是地动位移.该仪器的主要参数为: $T_1=15\text{ s}$, $D_1=0.45$, $f_2=20\text{ Hz}$, $D_2=0.707$, $\tau_3=4\text{ s}$, $V_0=3\times 10^3$ (3 道) $(0.5\sim 1.0)\times 10^2$ (2 道水平方向). DK1 地震仪投入使用已有近 20 年的历史,但 DK1 地震仪测定的 M_s 震级,无论是单台还是台网震级均系统偏高于国际地震中心(ISC)的 M_s 震级和美国国家地震信息服务处(NEIS)的 M_{sz} 震级.

我们对 1987 年 1 月到 1993 年 3 月,我国 DK1 台网 M_s 震级与国际地震中心(ISC)的 M_s 震级进行比较,从中可以看出,我国目前用 DK1 速报数据测定的 M_s 震级(以下写做 M_s (DK1))比 ISC 测定的 M_s 震级(以下写做 M_s (ISC))要大,其平均差值 ΔM 为 0.33, ΔM 小于 0.3 的很少,仅占 33.3%,而 ΔM 小于 0.2 的仅占全部数据的 0.5%.震级差值的频度呈正态分布,对称于 $\Delta M=0.3$ 处,显示出震级差值不是随机因素所致的特征.

震级偏差通常是由两方面原因造成的:一是环境影响.这包括地震波传播时通过的介质、台基条件、震源辐射等.它决定了地震波的几何扩散、吸收、频散和衰减,从而影响面波振幅随距离衰减造成震级偏差;二是仪器装备的影响,特别是仪器频率特性的影响.为消除上述因素对震级的影响,通常是使用台基校正,并针对不同仪器导出并使用不同的

^{*} 1996-02-05 收到初稿,1996-10-14 收到修改稿并决定采用.

起算函数. 因而在使用一种新仪器时, 应根据该仪器的记录推导出针对这种仪器的起算函数.

中国速报台网采用具有笔绘记录方式的中长周期的 DK1 地震仪, 该仪器脱胎于采用具有光记录方式的 SK 地震仪. 按国际地震机构分类, SK 属 C 类, DK1 接近于 SK, DK1 的卓越周期(15 s)比 A, B 类(20 s 或 16~50 s)低(张少泉等, 1993).

由于历史原因, 中国速报台网面波震级的计算公式采用 1965 年根据白家疃地震台 SK 地震仪记录资料得到的起算函数, 该起算函数比 1967 年 IASPEI 推荐并为 NEIS 和 ISC 采用的起算函数大 0.2. 而且 SK 与 DK1 这两种地震仪的记录方式及各种参数不尽相同, 因而可以认为, 直接影响测定 M_s (DK1)震级质量, 使 M_s (DK1)震级与国际权威机构给出的震级产生系统偏差的主要原因是 DK1 地震仪测定震级时使用的起算函数不尽合理.

为进一步改进我国地震速报台网测定面波震级的精度, 从而尽可能地缩小我国速报台网测定的 M_s (DK1)震级与国际权威机构测定的面波震级间的系统误差, 我们应有一个适用于 DK1 地震仪的震级起算函数. 本文用 DK1 地震仪记录的数据导出了 DK1 地震仪面波震级起算函数.

1 用实测资料求 DK1 地震仪的面波震级起算函数

1.1 DK1 地震仪记录数据的筛选及整理

自 1987 年 1 月至 1993 年 2 月以来, 全国 36 个地震速报台报出地震 392 次, 为减少震源深度、震中距等诸多自然因素对震级的影响, 我们对上述 392 次地震进行了筛选, 选用震中距 $\geq 10^\circ$ 、 $\leq 130^\circ$ 的浅源地震 310 次. 并对选用的地震根据 ISC 提供的震中位置重新计算了各台相应的震中距(Δ). 在重新确定了震中距的各个台的数据中选用最大面波周期 ≥ 8 s 和 ≤ 20 s 的数据, 获得数据 4 273 组. 根据这些数据, 使用白家疃地震台 SK 地震仪的起算函数(1965), 重新计算出 DK1 台网速报平均震级 M_s (DK1).

设我国第 j 个台记到第 i 个地震的震级为 M_{ij} , 则

$$M_{s_{DK1}} = \sum_j^m M_{ij} / m \quad (1)$$

相应的 ISC 震级为 M_s (ISC), 则第 i 个地震的震级差为 ΔM , 即

$$\Delta M = M_{s_{DK1}} - M_{s_{ISC}} \quad (2)$$

n 个地震平均震级差为 $\Delta \bar{M}$, 则

$$\Delta \bar{M} = \sum_i^n \sum_j^m M_{ij} / mn - \sum_k^n (M_{s_{ISC}})_k / n \quad (3)$$

k, i 为地震次数, j 为台站数. 用以上方法计算得到我国 36 个速报台站和我国速报台网 DK1 震级与 ISC 震级存在的系统偏差. 速报台网平均震级 M_s (DK1)比国际地震中心(ISC)给出的相应地震震级 M_s (ISC)平均高出 0.33. 其震级差值频度虽然呈正态分布特征, 但是其对称轴不在 $\Delta M=0$ 处, 由此可见, 偏差的产生不是诸如读图、台基或地球横向不均匀性等人或自然因素产生的. 显然, 偏差主要是因 DK1 地震仪测定震级时使用的起算函数不合理所致.

1.2 用拟合法求 DK1 面波震级的起算函数

1945 年古登堡将里希特的原始近震震级 M_L 推广为 20 s 面波震级 M_s , 公式为

$$M_s = \lg(A_{20}) - \lg B^* + C + D \quad (4)$$

式中, A_{20} 是周期为 18~22 s 两水平分向面波地动位移的矢量和(以 μm 计), C 为台基校正, D 为震源校正值, 它与震源深度、能量辐射的方位分布有关, $-\lg B^*$ 称为面波震级的起算函数(郭履灿, 庞明虎, 1981)

$$-\lg B^* = 1.818 + 1.656 \lg(\Delta) \quad (\text{当 } \Delta < 130^\circ) \quad (5)$$

显然, $-\lg B^*$ 是震中距 Δ 的函数, $-\lg B^* = \sigma(\Delta)$. 若 D 取 0(实际上当年古登堡最后也是取 D 为 0)(郭履灿, 庞明虎, 1981), 我们把面波震级公式写成

$$M_s = \lg(A/T)_{\max} + \sigma(\Delta) \quad (6)$$

式中, A 为地震面波水平分量最大地动位移的矢量和, 以 μm 计; T 为相应的周期, 以 s 计.

我们筛选得到近年来全国地震速报台站 DK1 地震仪记录的 310 次地震 T 与 A 的数据; 同时选用国际地震中心(ISC)相应地震的面波震级 $M_s(\text{ISC})$ 为标准震级. 由于 $M_s(\text{ISC})$ 是全球台网的平均震级, 这在一定程度上消除了面波辐射能量的方位效应. 所以, 以其为标准震级而求得的面波震级的起算函数 $\sigma(\Delta)$, 在一定程度上可以抵消面波辐射能量方向性的影响.

$$\sigma(\Delta) = M_{s\text{ISC}} - \lg(A/T)_{\max} \quad (7)$$

由式(5)可以看出, 面波震级起算函数 $\sigma(\Delta)$ 实际上是补偿面波随震中距的衰减. 在 $10^\circ \sim 130^\circ$ 时, $\sigma(\Delta)$ 近似为 $\lg(\Delta)$ 的线性函数, 即 $\sigma(\Delta) = a \lg(\Delta) + b$. 将 DK1 记录的最大振幅 A 和相应的周期 T 代入式(7), 求出 36 个速报台对筛选出的 310 次地震的 $\sigma(\Delta)$, 获得数据 4 273 组, 并把它们随 $\lg(\Delta)$ 的分布绘于图 1. 从图 1 可以明显看出 $\sigma(\Delta)$ 对 $\lg(\Delta)$ 呈线性分布. 只有少数点偏离较大, 这是受地壳横向不均匀影响的结果. 用最小二乘法拟合, 求出分布中值的斜率和截距得

$$\begin{aligned} \sigma_{\text{DK1}}(\Delta) &= (1.66 \pm 0.034) \lg(\Delta) + \\ &\quad (3.2 \pm 0.11) \quad (10^\circ \leq \Delta \leq 130^\circ, \\ &\quad T = 8 \sim 20 \text{ s}) \end{aligned} \quad (8)$$

式(8)中 $\sigma_{\text{DK1}}(\Delta)$ 的标准误差 $\mu = 0.17$.

使用上述方法分别求出了 36 个速报台的起算函数和 DK1 速报台网的起算函数以及它们的偏差, 并对以上 37 个起算函数进行比较, 发现各台之间的结果比较接近, 各台与台网的起算函数也比较接近, 这表明数据的筛选是合理的. 各台结果的微小差异与各台所在环境和方位有关, 它是面波辐射能量方位效应的具体体现. 使用本文导出的起算函数式(8)测定的 $M_s(\text{DK1})$ 与使用白家疃 SK 起算函数(1965)(目前我国 DK1 速报台站仍在使用的)测定的 $M_s(\text{DK1})$, 分别与 $M_s(\text{ISC})$ 进行比较. 结果表明, 后者与 $M_s(\text{ISC})$ 的差是前者的 10 倍. 虽然两者的差都呈正态分布, 但它们的差异在于后者的差值均大于零, 且对称点在 $\Delta M = 0.3$ 处. 而前者的差, 极大值为 0.28, 极小值为 -0.22, 震级差值的绝对值大于 0.2

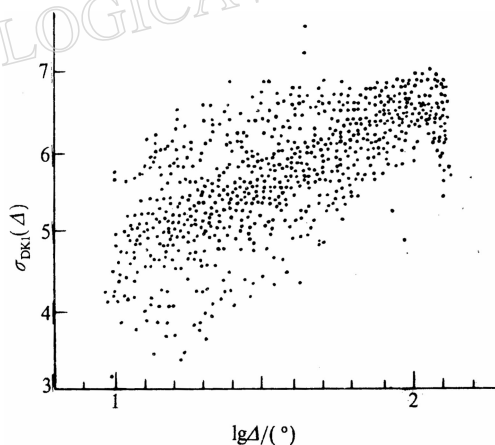


图 1 DK1 地震仪面波震级起算函数随震中距 Δ 的分布

的仅 4 个台, 其对称点在 $\Delta M=0$ 处, 展现出误差产生的随机性. 从而式(8)表现出较高的合理性与可信度, 因而有较好的使用价值.

2 由理论导出的 DK1 地震仪面波震级起算函数

用来测定面波震级的起算函数, 实际上起着补偿面波随距离衰减的作用, 而 Airy 相随距离的衰减最慢, 所以我们假设面波的最大振幅对应于 Airy 相. 由于面波震级是用 $\lg(A_{\max}/T)$ 来测量的, 其中, T 为面波最大振幅对应的周期, 它取决于地球分层介质的频率响应, 介质的吸收和观测仪器, 是由这三者组成的线性滤波器的峰值周期 T_p 决定的, 且在球形成层介质中, 面波周期仅仅是地球结构的函数, 与震源无关, 因此 T_p 可视为仅仅是震中距的函数, 而与震源无关. 陈培善等(1988)给出了面波震级的起算函数 $\sigma(\Delta)$ 为

$$\sigma(\Delta) = C_s - \lg \frac{e^{-\gamma\Delta}}{\Delta^{1/2} (\sin\Delta)^{1/2} T_p} \tag{9}$$

式中, C_s 是与震级标度有关的适当的常数, γ 为面波衰减系数, 且

$$\gamma = \frac{\pi \cdot 111.1}{Q U_g} \cdot \frac{1}{T_p}$$

式中, Q 为面波传播路径上平均品质因子, U_g 为平均群速度, 衰减系数 γ 由它们的乘积确定, 对上式取 $Q=300$, $U_g=3.6 \text{ km/s}$ 进行拟合(陈培善等, 1984).

我们选用 36 个速报台站 DK1 地震仪记录到的震中距为 $10^\circ \sim 179^\circ$ 的 346 次地震 4 383 组数据, 测量出最大振幅 A 和相应的周期 T , 并绘制出 T 随震中距 Δ 的变化图(图 2). 从图 2 中看到 T 比较分散, 说明地壳横向不均匀性和台基对 T 具有相当的影响; 而实际观测到的面波, 还受到地震仪频率特性的影响. 我们取实测的 T 在各个震中距范围的中值, 并记为 T_p , 实质上 T_p 就是 Airy 相对应的周期. 这样, 在图 2 中得到一条较为平滑的 $T_p(\Delta)$ 曲线, 其数值列于表 1.

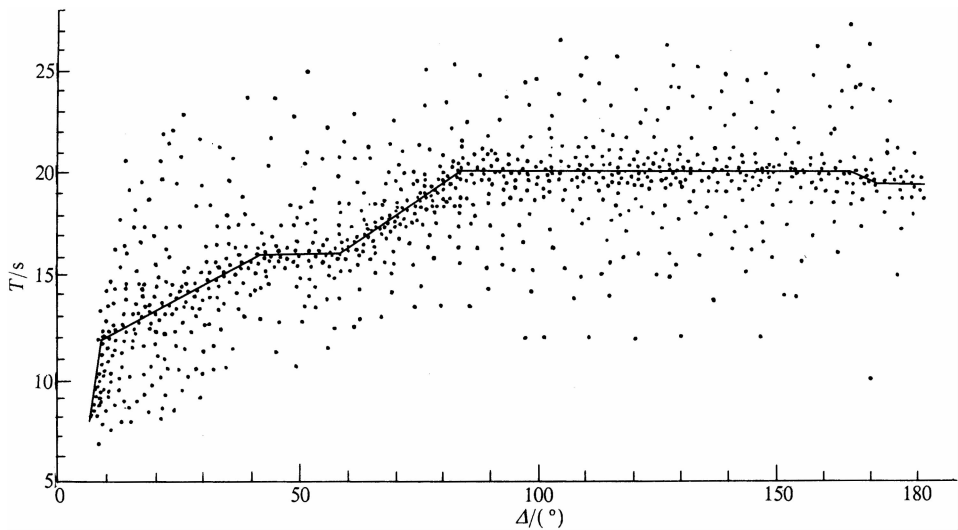


图 2 DK1 地震仪记录的面波最大振幅相对应的周期 T 随震中距 Δ 的变化

表 1 面波最大振幅相对应周期的中值 T_P 随震中距的变化

$\Delta/(^{\circ})$	10	20	30	40	55	60	65	70	80	85	110	145	165	170	175	179
T_P/s	12.0	13.0	14.5	16.0	16.0	16.5	17.0	18.0	19.0	20.0	20.0	20.0	20.0	19.5	19.0	19.0

将表 1 的 T_P 代替式(9)中的 T_P ，并取 $Q=300$ ， $U_g=3.6\text{ km/s}$ 。取 1967 年 IASPEI 推荐的测定面波震级的起算函数为标准函数，因为这一起算函数已为大多数国际地震机构所采用。当 $\sigma_{\text{IASPEI}}(\Delta)=\sigma(90)$ 时，计算得 $C_s=3.93$ 。因而 DK1 地震仪测定面波的起算函数可写为

$$\sigma_{\text{DK1}}(\Delta) = 3.9 + 0.16(\Delta/T_P) + \frac{1}{3}\lg(\Delta) + \frac{1}{2}\lg(\sin\Delta) + \lg(T_P) \quad (10^{\circ} \leq \Delta \leq 179^{\circ}) \tag{10}$$

由式(10)计算得到的 DK1 震级起算函数值列于表 2。

表 2 DK1 地震仪面波震级起算函数 $\sigma_{\text{DK1}}(\Delta)$

$\Delta/(^{\circ})$	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
$\sigma(\Delta)$	5.01	5.29	5.46	5.61	5.73	5.84	5.94	6.03	6.11	6.19	6.26	6.33	6.38	6.43	6.48	6.52	6.57	6.62	6.66
$\Delta/(^{\circ})$	105	110	115	120	125	130	135	140	145	150	155	160	165	170	175	176	177	178	179
$\sigma(\Delta)$	6.71	6.75	6.79	6.82	6.86	6.89	6.92	6.94	6.96	6.98	6.98	6.98	6.97	6.95	6.87	6.83	6.78	6.70	6.56

我们把由式(10)计算得到的面波震级起算函数 $\sigma_{\text{DK1}}(\Delta)$ 和 IASPEI 推荐的起算函数 $\sigma_{\text{IASPEI}}(\Delta)$ 一并绘于图 3。由图 3 可以看到，震中距在 $20^{\circ}\sim 160^{\circ}$ 时，两者相当一致。

由图 3 还可看到，面波衰减系数随震中距的减小而减小。当 $\Delta=10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 时，衰减系数为 1.60；当 $\Delta=20^{\circ}\sim 160^{\circ}$ 时，衰减系数为 1.66；当 $\Delta=160^{\circ}\sim 170^{\circ}$ 时，衰减系数为 1.72。

用表 2 的数据拟合得到 DK1 地震仪面波震级起算函数为

$$\sigma_{\text{DK1}}(\Delta) = 1.66 \lg(\Delta) + 3.3 \quad (10^{\circ} \leq \Delta \leq 170^{\circ}) \tag{11}$$

由式(11)计算得到的面波震级起算函数值与表 2 给出的面波震级起算函数值相比，误差值在 0.05 以内。比较式(8)与式(11)，式(8)的 $\sigma(\Delta)=(1.66\pm 0.034)\lg(\Delta)+(3.2\pm 0.11)$ ，标准误差 $\mu=0.17$ 。可见它们的结果基本一致。微小的差别是由于计算所选用的数据不同引起的，式(8)只用了 130° 以内的数据，而式(11)则推广到了 170° 。由于式(8)是更直接地依赖于观测数据得到的，从而进一步证明了由理论导出的 DK1 面波震级起算函数是可靠的。因此，DK1 地震仪的面波震级测定公式可以写为

$$M_s = \lg(A/T)_{\max} + 1.66 \lg(\Delta) + 3.3 \quad (10^{\circ} \leq \Delta \leq 170^{\circ}) \tag{12}$$

$$M_s = \lg(A/T)_{\max} + \sigma_{\text{DK1}}(\Delta) \quad (170^{\circ} < \Delta < 179^{\circ}) \tag{13}$$

由式(12)、(13)计算的 M_s (DK1)震级与 M_s (ISC)震级比较后显示，在未附加任何校正值的情况下，使用新导出的 DK1 地震仪面波震级起算函数，得到的震级逼近无偏差震级，其震级差值频度分布呈正态分布，对称点在 $\Delta M=0$ 处，震级系统误差被消除。

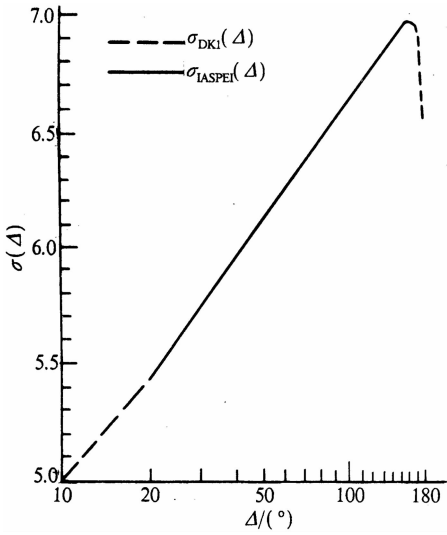


图 3 $\sigma_{DK1}(\Delta)$ 与 $\sigma_{IASPEI}(\Delta)$ 对比图

3 结论

(1) 发生在我国及邻区的地震对中国台站来说,多数震中距小于 25° ,最大面波周期小于 20 s,其传播路径主要是大陆路径,少数是海洋、大陆混合路径.即使是混合路径,对于多数地震台,其陆地路径也要比海洋路径长得多,所以地球横向不均匀性的影响并不显著.因此,使用 DK1 地震仪记录数据测定 M_s 震级时,用本文导出的起算函数即式(11)计算震级,其误差在 0.17 以内.

(2) 由于面波振幅与相应周期之比值随震中距的增大而衰减,所以不同的震中距所使用的 DK1 面波震级测定公式的系数不同.

(3) DK1 地震仪是我国地震速报常规仪器,它所测定的周期范围在 8~22 s,基本符合

ISC 接纳面波数据范围.台站实际观测到的数据显示,绝大多数地震周期在 15~20 s,因此它所记录的面波受地壳浅层非均匀性散射影响较小.对震中距较大的地震,其长周期面波在穿透软流层时能量损失亦不太大,只有地壳横向不均匀性影响较大.由于 DK1 地震仪是笔绘可见记录,就使得它在地震速报中比 763 或 SK 等光记录地震仪更为优越.因此,现阶段 DK1 地震仪仍是我国地震速报中不可替代的仪器.(12)、(13)两个震级公式是使用 36 个速报台站的 DK1 地震仪记录的 4 283 组数据导出的,因而上述震级公式适用于我国 DK1 地震仪的面波震级测定.就速报台网而言,其震级精度逼近无偏差震级.基本避免了与国际权威机构震级测定的系统偏差.

参 考 文 献

陈培善,胡瑞华,周坤根,等,1984.面波震级的起算函数和台基校正.地震学报,6(增刊):510~524
陈培善,左兆荣,肖洪才,1988.用 763 长周期地震仪台网测定面波震级.地震学报,10(1):11~23
郭履灿,庞明虎,1981.面波震级和它的台基校正.地震学报,3(3):312~319
张少泉,修济刚,薛峰,等,1993.北京“震级问题研讨会”述评.地震地磁观测与研究,14(3):57~65