

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, 不附加任何校正值。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: $T_1 = 15$ s, $D_1 = 0.45$, $f_2 = 20$ Hz, $D_2 = 0.707$, $\tau_3 = 4$ 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值, 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、震中距等众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 $\bar{\Delta M}$, 则

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

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为或自然因素产生的. 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 为台基校正值, 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 (ISC)为标准震级. 由于 M_s (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

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

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 (DK1)与使用白家瞳 SK 起算函数(1965)(目前我国 DK1 速报台站仍在使用)测定的 M_s (DK1), 分别与 M_s (ISC)进行比较. 结果表明, 后者与 M_s (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

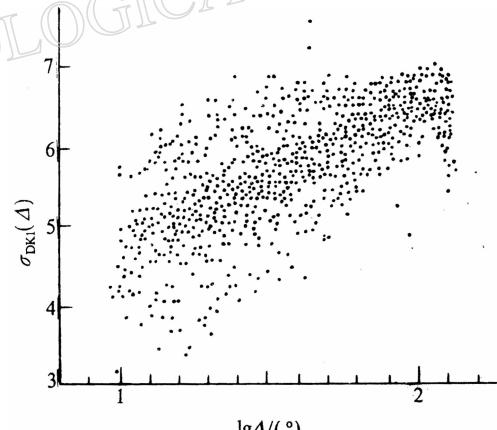


图 1 DK1 地震仪面波震级起算
函数随震中距 Δ 的分布

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, 且在球形分层介质中, 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

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

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 $Q=300$, $U_g=3.6$ 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.

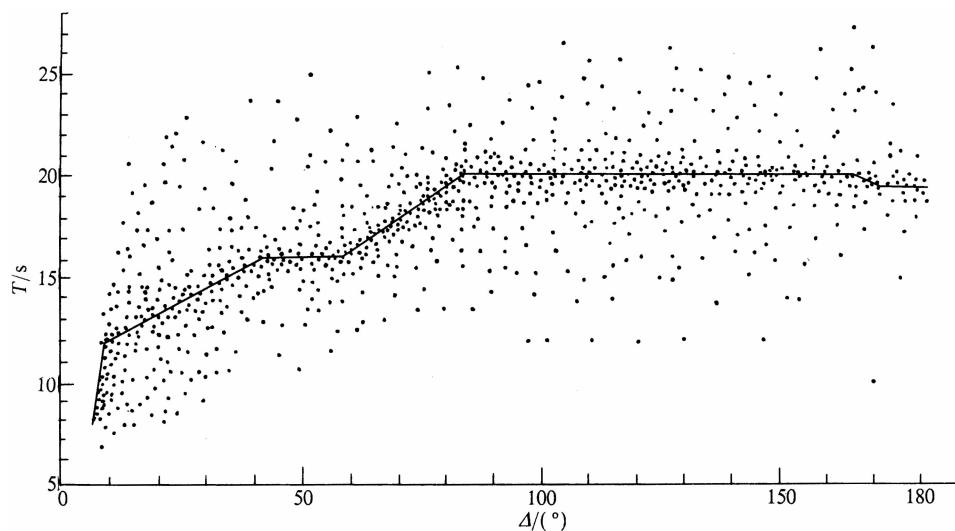


图 2 DK1 地震仪记录的面波最大振幅相对应的周期 T 随震中距 Δ 的变化

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

$\Delta/(\text{°})$	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

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

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 $\sigma_{\text{DK1}}(\Delta)$

$\Delta/(\text{°})$	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	
$\Delta/(\text{°})$	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	6.98	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

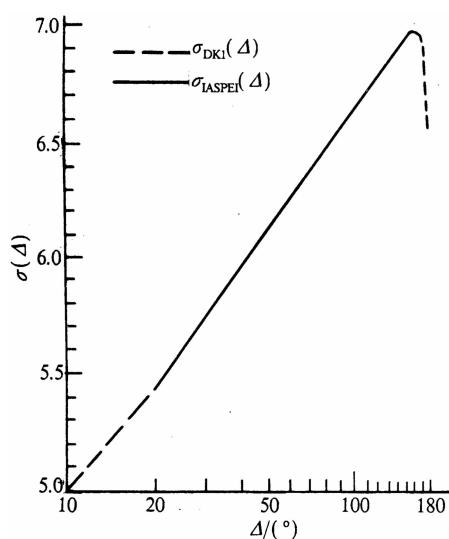
$$\sigma_{\text{DK1}}(\Delta) = 1.66 \lg(\Delta) + 3.3 \quad (10^\circ \leq \Delta \leq 170^\circ) \quad (11)$$

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

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

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

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值. 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值. 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