

1988年灵武地震序列的精确 定位和发震构造

赵卫明 金延龙 任庆维 王树青 陈素改

(中国银川 750001 宁夏回族自治区地震局)

摘 要

利用宁夏回族自治区测震台网的观测资料,对1988年1月4日发生于宁夏灵武县的 $M_s=5.5$ 地震序列做了精确定位.定位方法由震中初定和迭代定位两部分组成,在迭代定位时采用 Householder 方法直接对条件观测方程求解.为了对比,对一个 5×4 阶 Hilbert 算例分别用 Householder 方法、奇异值分解法和直接消去法求解.结果表明,Householder 方法有着计算简单和精度高的优点.根据余震震中的空间分布、主震的震源机制解和等震线分布、震中附近的断裂构造,对主震的发震构造进行了初步探讨.

关键词 灵武地震; 迭代定位; Householder 方法

一、引 言

1988年1月4日和10日,在宁夏回族自治区灵武县境内分别发生了 $M_s=5.5$ 和 $M_s=5.0$ 地震.这次地震的余震比较发育,到1988年6月底共记到余震1379次,其中 $4.0 \leq M_L \leq 4.9$ 4次, $3.0 \leq M_L \leq 3.9$ 26次, $2.0 \leq M_L \leq 2.9$ 176次.余震的震中分布比较集中,分布面积约400 km².地震记录除宁夏地震台网原有的常规台站外,还有新架设的横山和牛首山两个无线传输台站,以及主震后9小时即投入观测的新华桥临时台.本文用震中距小于150 km的11个台站记录到的 \bar{P} 和 \bar{S} 到时资料,对这次地震序列的主震及其后6个月内 $M_L \geq 2.0$ 余震做了精确定位.台站参数和位置分布见表1和图1.

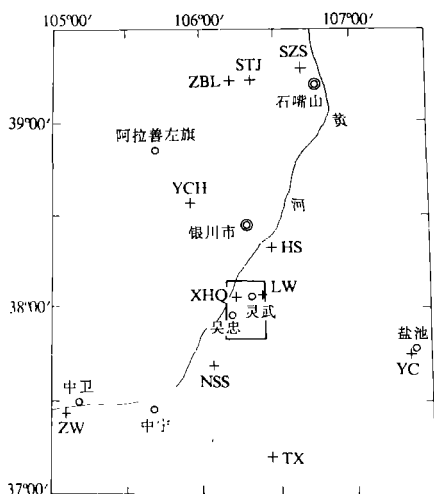


图1 台站分布图

1991年6月3日收到本文初稿,1991年11月30日决定采用.

表 1 灵武地震时地震台网的名称、代号和台站位置

台 名	代号	仪器型号	经度(°E)	纬度(°N)	海拔(m)	台 基
石嘴山	SZS	DD-1	106.659	39.281	1300	松散沉积
		573	106.681	39.294	1230	
石炭井	STJ	573	106.341	39.242	1410	砂 岩
宗别立	ZBL	573	106.192	39.243	1600	花 冈 岩
银 川	YCH	DD-1, 573	105.933	38.607	1545	花岗岩片麻岩
		DK-1, 513				
横 山	HS	DC7	106.465	38.323	1200	砂 岩
灵 武	LW	573	106.368	38.090	1149	红 岩
新华桥	XHQ	DSL-3	106.218	38.064	1117	
盐 池	YC	473, DK-1	107.434	37.779	1336	砂 页 岩
牛首山	NSS	DC7	106.083	37.696	1450	砂 岩
中 卫	ZW	573	105.278	37.581	1223	砂 岩
同 心	TX	B73	106.441	37.207	1480	变 质 岩

二、定位方法

本文的地震定位方法由震中初定和迭代定位两部份组成. 在震中初定时应用单层地壳模型, 取 $v_p = 6.00 \text{ km/s}$, $v_s = 3.53 \text{ km/s}$, 地壳厚度 $H = 50.0 \text{ km}$, 迭代定位时应用双层地壳模型, 取 $v_{p1} = 5.99 \text{ km/s}$, $v_{s1} = 3.53 \text{ km/s}$, $H_1 = 27.2 \text{ km}$, $v_{p2} = 6.44 \text{ km/s}$, $v_{s2} = 3.81 \text{ km/s}$, $H_2 = 23.7 \text{ km}$ (国家地震局科技监测司, 1989). 对各台站的海拔高程按照单层地壳模型进行校正.

1. 震中初定

采用直角坐标系, 以近台灵武台为坐标原点, 设震源位置和发震时间为 (x, y, z, t) , 有 n 个台记录到 \bar{P} 和 \bar{S} 到时 t_{pi} , t_{si} , 相应的台站位置为 (x_i, y_i) , $i = 1, 2, \dots, n$. 令 $\Delta t_i = t_{si} - t_{pi}$,

有
$$(v_\phi \Delta t_i)^2 = x_i^2 + y_i^2 - 2x_i\bar{x} - 2y_i\bar{y} + \bar{x}^2 + \bar{y}^2 + z^2 \tag{1}$$

其中, $v_\phi = v_p v_s / (v_p - v_s)$ 为虚波速度.

对(1)式做降维简化(赵仲和, 1983)

$$2x(x_i - \bar{x}) + 2y(y_i - \bar{y}) = x_i^2 - \bar{x}^2 + y_i^2 - \bar{y}^2 - v_\phi^2(\Delta t_i^2 - \Delta \bar{T}^2) \tag{2}$$

而
$$v_\phi^2 \Delta \bar{T}^2 = \bar{x}^2 + \bar{y}^2 - 2x\bar{x} - 2y\bar{y} + x^2 + y^2 + z^2 \tag{3}$$

其中

$$\begin{cases} \bar{u} = \sum_{i=1}^n u_i / n & u = x, y \\ \bar{u}^2 = \sum_{i=1}^n u_i^2 / n & u = x, y, \Delta t \end{cases} \tag{4}$$

对(2)式应用二元最小二乘法即可方便地求出震中位置 x 和 y , 再代入(3)式求出震源深度 z , 发震时间 t_0 由下式求得:

$$t_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (t_{pi} - \frac{v_s}{v_p - v_s} \Delta t_i) \quad (5)$$

用以上方法初定的震源位置和发震时间有较好的稳定性,能满足一定的精度要求,不易受个别误差较大到时的影响.

2. 迭代定位

(1) 基本方程 设初定震源位置和发震时间为 (x, y, z, t_0) , 第 i 个震相的到时为 t_i , 理论到时为 T_i , 权系数 w_i , 有

$$A\Delta X = B \quad (6)$$

式中

$$A = \begin{pmatrix} w_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial y} & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} & w_1 \\ w_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} & w_2 \frac{\partial T_2}{\partial y} & w_2 \frac{\partial T_2}{\partial z} & w_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ w_n \frac{\partial T_n}{\partial x} & w_n \frac{\partial T_n}{\partial y} & w_n \frac{\partial T_n}{\partial z} & w_n \end{pmatrix} \quad (7)$$

$$B = (w_1(t_1 - T_1 - t_0), w_2(t_2 - T_2 - t_0), \dots, w_n(t_n - T_n - t_0))^T$$

$$\Delta X = (\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t)^T$$

其中 ΔX 为解向量, 上角标 T 表示转置, n 为到时个数.

(2) 求解方法 设(6)式为 n 行 m 列条件观测方程, 其正规方程为

$$A^T A \Delta X = A^T B \quad (8)$$

假定 $A^T A$ 满秩, 则(6)式的最小二乘解为

$$\Delta X = (A^T A)^{-1} A^T B \quad (9)$$

由于台网在空间上不可能有效的包围震源, 因此常常方程组(8)式近于奇异, 即方程组处于“病态”. 描述(8)式“病态”程度的谱范数意义下的条件数(李庆杨等, 1982)为

$$\text{Cond}(A^T A) = \lambda_{\max} / \lambda_{\min} \quad (10)$$

其中, λ_{\max} 和 λ_{\min} 分别为 $A^T A$ 的最大、最小特征值. 当 $\text{Cond}(A^T A) > 10^4$ 时, 用一般求解线性方程组的方法, 无法求得(8)式误差较小的解. 为了解决以上问题, 人们更倾向于不形成正规方程而直接对(6)式求解, 目前常用的方法有奇异值分解法和直接消去法(赵仲和, 1983; 吴明熙等, 1990). 本文采用另一种直接对条件观测方程求解的方法——Householder法(袁著祉等, 1985; Dungen *et al.*, 1981), 下面简称豪氏法. 豪氏法直接求解条件观测

方程的基本方法是对(6)式做 m 次豪氏变换,以得到易于求解的 m 阶正规上三角方程,具体方法见附录.

为了进行对比,对下面 $n=5, m=4$ 阶 Hilbert 算例

$$\begin{aligned} 2520x_1 + 1260x_2 + 840x_3 + 630x_4 + 504x_5 &= 2520 \\ 1260x_1 + 840x_2 + 630x_3 + 504x_4 + 420x_5 &= 2520 \\ 840x_1 + 630x_2 + 504x_3 + 420x_4 + 360x_5 &= 2520 \\ 630x_1 + 504x_2 + 420x_3 + 360x_4 + 315x_5 &= 2520 \\ 504x_1 + 420x_2 + 360x_3 + 315x_4 + 280x_5 &= 2520 \\ 420x_1 + 360x_2 + 315x_3 + 280x_4 + 252x_5 &= 2520 \end{aligned}$$

分别用奇异值分解法、直接消去法和豪氏法求解,结果见表 2. 结果表明,在此算例中豪氏法的求解精度要比其它两种方法高二位数,解的残差平方和也以豪氏法为最小. 这里需要说明的是,从理论上说,由任何一种计算方法所得到的残差平方和必定不小于真值的残差平方和. 这里所以出现相反的情况,概为计算机尾数所造成的. 在这三种直接对条件观测方程求解的方法中,奇异值分解法需计算矩阵 A 的特征向量矩阵和特征值,算法复杂,计算量也比较大,精度较差;直接消去法算法简单,求解精度也比较高;豪氏法算法简单,求解精度高,计算量比较小,特别适合于对 m 较大且 $n>m$ 的条件观测方程直接求解.

表 2 计算结果比较

解向量	真 值	豪 氏 法	奇 异 值 分 解 法	消 去 法
x_1	6.722120	6.722120	6.721919	6.721702
x_2	-153.093933	-153.093937	-153.089045	-153.087046
x_3	775.072205	775.072191	775.047981	775.044601
x_4	-1341.514893	-1341.514887	-1341.475037	-1341.475235
x_5	739.230896	739.230872	739.210304	739.212128
残差平方和	7.755449	7.753799	7.764838	7.754255

(3) 权系数的确定 为了合理应用到时数据,取以下三种加权系数:

- 1) 震相加权 w_{ti} : 对 \bar{P} 到时取 $w_{ti}=1$, \bar{S} 到时取 $w_{ti}=0.75$.
- 2) 震中距加权 w_{di} : 由于远台到时数据的误差往往大于近台,故取以下分段加权公式:

$$w_{di} = \begin{cases} 1 & \Delta_i \leq 50 \\ (\Delta_2 - \Delta_i) / (\Delta_2 - \Delta_1) & \Delta_i > 50 \end{cases}$$

式中, Δ_i 为第 i 个到时数据相应台站的震中距, Δ_1 和 Δ_2 是给定的控制参数,可根据台网的分布情况确定,在此分别取 $\Delta_1=50, \Delta_2=200$.

3) 残差加权 w_{ei} : 设上次迭代中各到时的残差为 e_i , 其绝对值的中值为 e_0 , 则本次迭代时的残差加权取

$$w_{ei} = \begin{cases} 1 & |e_i| < e_0 \\ \left(\frac{e_0}{|e_i| + 2e_0} \right)^2 & e_0 \leq |e_i| \leq 2e_0 \\ 0 & |e_i| > 2e_0 \end{cases}$$

(4) 迭代控制 设震源位置和发震时间的第 k 次迭代值为 $(\Delta x^k, \Delta y^k, \Delta z^k, \Delta t^k)$, 第 k 次迭代残差的方差为 s^k , 当满足 $|\Delta x^k| < 1$ 、 $|\Delta y^k| < 1$ 、 $|\Delta z^k| < 1$ 和 $|\Delta t^k| < 0.1$, $s^k \leq s^{k-1}$, 且 $(s^{k-1} - s^k) / s^k < 0.05$ 时停止迭代, 否则再进行下一次迭代. 一般迭代 5 次左右即可满足要求.

三、结果和讨论

所有精确定位的 $M_L \geq 2.0$ 余震的震中分布见图 2, 图中还标出了主要断层的分布情况. 灵武、吴忠地区位于银川地堑南段, 第四纪沉积较厚, 地表清晰可见的断层仅有牛首山北麓左旋逆冲断层. 根据物探资料、卫星照片判读结果和现今地震活动推测, 该区为多组构造交汇区, 存在许多隐伏断裂, 主要分布方向为南北向和北西向, 规模一般不大. 区内主要断裂除牛首山北麓断层外, 还有南北向的灵武东山西麓断层、北西向的灵武北推测隐伏断层和吴忠北推测隐伏断层等. 自 1960 年以来, 灵武、吴忠地区中强地震频繁

发生, 已发生 $M_S \geq 5.0$ 地震 7 次, 但无 $M_S \geq 6.0$ 地震发生. 由图 2 可以看出, 1988 年 1 月 4 日灵武 $M_S = 5.5$ 地震和其余震的震中分布大致呈北北西向分布, 5 次 $M_L \geq 4.0$ 地震的震中位于总体分布的两端. 由宁夏及邻区 51 个测震台的 P 波初动资料确定的主震震源机制解见图 3. 由图 2 和图 3 可以看出, 余震震中分布的走向、主震震源机制解节面 II 的走向和灵武北隐伏断层、吴忠北隐伏断层的走向是基本一致的. 为了判断主震发震断层可能与哪一个断层有关, 绘制了余震震源在与节面 II 走向平行的垂直剖面 $A-A'$ 和在与节面 II 走向垂直的垂直剖面 $B-B'$ 上的投影 (见图 4). 两条剖面在地面上的投影位置见图 2. 由于图 2 中 $37^\circ 55'$ 以南的 9 次小震均发生于 1988 年 5 月以后, 距余震序列震中的总体分布较远, 故在图 4 中只绘出了 $37^\circ 55'$ 以北地震震源在两条剖面上的投影. 图 4 中 $M_L \geq 2.0$ 地震震源在 $B-B'$ 垂直剖面

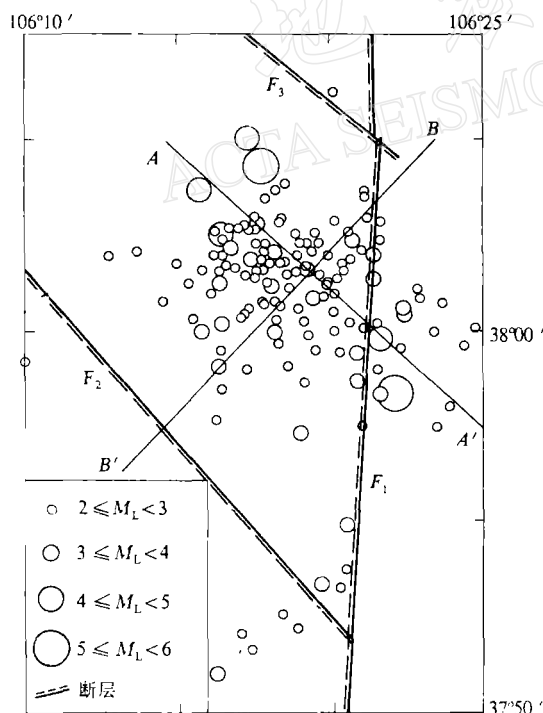


图 2 精确定位后灵武余震 (1988 年 1 月 4 日至 6 月 30 日) 震中分布图. F_1 为灵武东山西麓断层, F_2 为吴忠北断层, F_3 为灵武北断层

上的投影绝大多数分布在倾向西南的约 7 km 宽的倾斜条带内. 此倾斜条带与地面的夹角和节面 II 的倾角基本一致, 而在 $A-A'$ 垂直剖面上的投影则比较散乱, 无明显的条带. 主震震中距灵武北断层的垂线距离约 3.6 km, 假设灵武北断层以节面 II 的倾角向地下垂直延伸 19.6 km (与主震震源深度相同), 则其水平距离约为 3.5 km, 二者比较接近, 说明主震的发震断层可能与灵武北隐伏断层有关.

一般认为, 地震等烈度线极震区的走向与发震断层的走向一致, 等烈度线较稀疏的一侧为发震断层面的倾向. 根据主震的烈度考察结果, 极震区 (VII 度区) 的长轴走向为北北西向, VI, VII 度区等烈度线在西南-东北方向衰减不对称, 西南方向衰减慢, 东北方向衰减极快. 从等烈度线的分布特征分析, 主震的发震断层为倾向西南的北西向断层.

综合主震的震源机制解和等烈度线的分布特征, 以及余震震源的空间分布特征,

认为 1988 年 1 月 4 日灵武 $M_s=5.5$ 地震的发震断层可能与灵武北隐伏断层有关, 是节面 II 表示的走向北西-南东、倾向西南的正断层, 由此也进一步证实了灵武北推测隐伏断层存在的真实性.

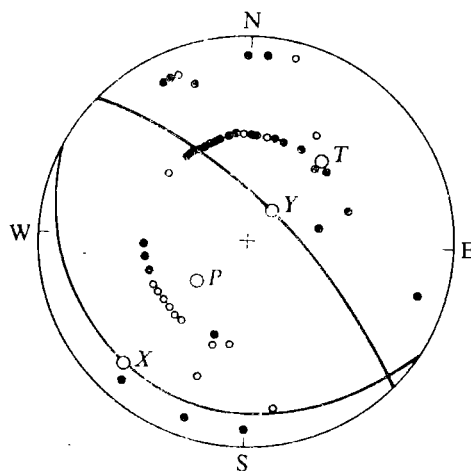


图 3 1988 年 1 月 4 日灵武地震震源机制.
节面 I: 走向 120°, 倾向 NE, 倾角 10°; 节面 II: 走向 132°, 倾向 SW, 倾角 80°; P 轴: 方位角 228°, 仰角 55°; T 轴: 方位角 40°, 仰角 35°; B 轴: 方位角 131°, 仰角 3°

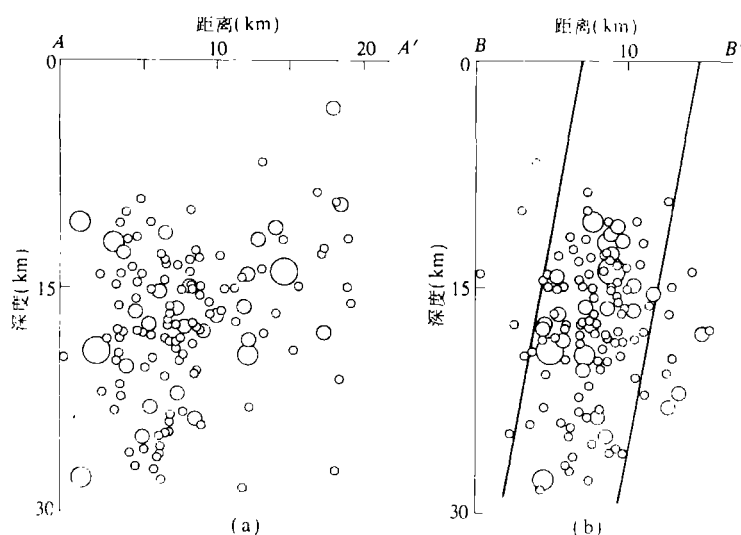


图 4 (a) 灵武余震在与节面 II 走向平行的 $A-A'$ 垂直剖面上的投影
(b) 灵武余震在与节面 II 走向垂直的 $B-B'$ 垂直剖面上的投影

附录 Householder 法求解条件观测方程

设(6)式为 n 行 m 阶线性条件观测方程组, 且 $n \geq m$. 根据豪氏变换定理, 对(6)式的第 l 次豪氏变换

$$\text{为} \quad H^{(l)} A^{(l-1)} \Delta X = H^{(l)} B^{(l-1)} \quad l=1, 2, \dots, m$$

其中, $H^{(l)}$ 为第 l 次豪氏变换矩阵, 有

$$A^{(0)} = A, B^{(0)} = B$$

$$A^{(l)} = H^{(l)} A^{(l-1)}, \quad B^{(l)} = H^{(l)} B^{(l-1)} \quad l=1, 2, \dots, m$$

式中, 矩阵 $H^{(l)}$ 的各元素为

$$\left\{ \begin{array}{ll} h_{ij} = \begin{cases} 1 - 2s_i^2 & i=j \\ -2s_i s_j & i \neq j \end{cases} & i, j=1, 2, \dots, n \\ s_i = \begin{cases} 0 & i < l \\ \frac{1}{2} (1 - a_{ii}^{(l-1)} / \lambda_l)^{\frac{1}{2}} & i = l \\ -a_{il}^{(l-1)} / 2s_l \lambda_l & i > l \end{cases} & i=1, 2, \dots, n \\ \lambda_l = \left(\sum_{i=l}^n (a_{il}^{(l-1)})^2 \right)^{\frac{1}{2}} & l=1, 2, \dots, m \end{array} \right.$$

当进行了 m 次豪氏变换后, (6)式变为

$$\begin{vmatrix} a_{11}^{(m)} & a_{12}^{(m)} & \dots & a_{1m}^{(m)} \\ 0 & a_{22}^{(m)} & \dots & a_{2m}^{(m)} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & a_{mm}^{(m)} \\ 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \dots & 0 \end{vmatrix} \Delta X = \begin{vmatrix} b_1^{(m)} \\ b_2^{(m)} \\ \vdots \\ b_m^{(m)} \\ 0 \\ \vdots \end{vmatrix}$$

由于上式为上三角方程组, 解向量 ΔX 可以容易求得. 可以证明, 豪氏法的解与最小二乘解是一致的.

参 考 文 献

国家地震局科技监测司, 1989. 中国分区地震波走时表的研制, 73-80. 地震出版社, 北京.

李庆杨, 王能超, 易大义, 1982. 数值分析, 283-300. 华中工学院出版社, 武昌.

吴明熙, 王鸣, 孙次昌, 柯兆明, 王培德, 陈运泰, 吴大铭, 1990. 1985 年禄劝地震部分余震的精确定位. 地震学报, 12, 121-129.

袁著祉, 阮荣耀, 高龙, 熊光楞(编著), 1985. 现代控制理论在工程中的应用, 10-13. 科学出版社, 北京.

赵仲和, 1983. 多重模型地震定位程序及其在北京台网的应用. 地震学报, 5, 242-254.

Dungen, W. T., Vanden, H. M. and Eykhoff, P., 1981. A generalization of least squares estimation. *Preprints of the 8th Triennial World Congress of IFAC*, VI, VI-1. 72-79.