

# 震源机制反演中的形变基准<sup>\*</sup>

巩守文 王庆良 祝意青 陈 兵

(中国西安 710054 国家地震局第二地形变监测中心)

**摘要** 从形变基准分析入手,建立了地震形变的真实基准与相对基准概念。在模型参数中引入了基准参数,使得地形变起算点可以设在震中区。提出了基准参数法和形变差值法两种改进的反演方法,并对1990年共和地震做了反演。两种反演结果比较一致,基本上反映了共和地震的震源情况。

**主题词** 震源机制 形变基准 反演 水准测线 共和地震

## 引言

在1990年4月26日共和7.0级地震的震源机制反演中,我们遇到了如何选择起算点的问题。选择不同的起算点,对反演结果有显著的影响。在要求起算点在地震前后不动的原则下,以往人们总是把起算点选在远离震中的地方。实际上,真正的不动点是很难找到的。大面积水准复测表明,水准点都在相对变化着,在局部看来是稳定的点,在较大范围内看,又是有显著运动的。同样地,在地震形变资料分析中,很难判断哪个点在震前震后是相对稳定的点。有时,甚至由于可利用形变资料的限制,起算点只能选在震中区;另一方面,远离震中区的点未必就是不动的点。若将起算点选在远离震中又会产生另一个弊端,即使震中区测点的形变值具有较大的误差积累。这些位于震中区内、对反演最有意义的测点的形变值反而误差大,这显然是不合理的。能否就把参考点设在震中区呢?

震区的大地形变资料往往很不理想,甚至是残缺不全的;水平形变可能由两个互不相连的独立网求得,震区甚至还有一些零星的测边资料;震区可能有两条以上的水准测线通过,但互不贯通;在同一条水准测线上,由于种种原因观测资料可能有断点。凡此种种都会造成形变资料的不连续。不连续的形变资料没有共同的起算点。在反演中又如何能利用这些资料呢?

一般来讲,形变值是观测值的函数,不是独立观测量。但是,在实际反演中常将其视为独立观测量(陈运泰等,1975,1979)。有些作者采用由直接观测量计算的独立形变量进行加权反演(王椿墉等,1978; Du *et al.*, 1992)。

本文针对上面提出的问题,从分析形变基准入手,提出了两种改进的反演方法,有效地解决了相对基准点选取和资料不连续性的问题。并结合共和地震实际,只利用垂直形变资料,求得了比较符合实际的位错反演参数。

\* 地震科学联合基金资助课题(课题号:92088)的一部分。  
1995-02-06 收到初稿, 1995-03-08 决定采用。

## 1 形变基准分析

在地球物理学中,由给定的模型参数预测可测参数,称为正演模拟.反之,由可测参数值推断模型参数,称为反演模拟.用大地形变资料反演震源机制,正是在给定的模型条件下,由地震前后的大地形变资料来推断地震断层位错参数的.

在震源参数的正演中,给定一组位错参数,相应地可求得介质中任一点的位移向量 $\mathbf{u}=(u_1, u_2, u_3)$ .这里, $\mathbf{u}$ 是相对于断层错动以前点的位置而言的.因此,以震前点的位置为基准而计算的位移量是地震作用的客观结果.我们称这个基准为地震位移量的真实基准.正演结果表明, $\mathbf{u}$ 值随点位远离发震断层而迅速减小,到一定远处, $\mathbf{u}$ 值趋于零.因此,在反演中人们把起算点设在远离震中区的地方也是很自然的事了.

反演时使用的大地形变资料,一般并不是在真实基准上确定的.在传统的大地测量学中,点位的水平坐标系和高程坐标系是各自独立确定的.相应地,在地形变分析中,点的水平形变量( $u_1, u_2$ )和垂直形变量( $u_3$ )也具有独立的形变基准.形变分析基准的确定,往往和平差方法结合在一起,有经典的、伪逆的和拟稳的基准等(陶本藻,1984).它们都和一组起算点相联系着.从本质上讲,确定水平形变基准需要假定两个不动点,确定垂直形变基准需要假定一个不动点.但是,这样的不动点一般是不存在的.所以,形变分析基准具有相对基准的性质,它不同于真实基准.

在三维空间中,点的位移矢量可用3个坐标分量表示.不同基准下点的位移分量不同,这意味着在不同的基准下有不同的坐标系.因此,真实基准和相对基准之间的差异,实质上就是一个坐标系的差异问题.考虑到大地测量的实际情况,如果高差是用水准测量测定的,则高程坐标方向只能是垂线方向.我们令真实基准下坐标系的 $z$ 轴方向和它一致或相反.平面坐标系是可以选择的,我们令真实基准下的坐标系和相对基准下的坐标系有相同的方向(即二者之间没有旋转),则它们之间只有一个坐标平移问题.因此,两个基准下的坐标变换用3个平移参数就可以确定.

震源位置确定以后,空间任一点和它的相对位置也就被唯一地确定了.当模型参数给定时,点的位移值 $\mathbf{u}$ 也被唯一地确定了;反之,震源位置固定以后,不同的 $\mathbf{u}$ 值对应不同的模型参数.反演模型中使用的观测量,自然指的是真实基准下的观测量,只有这样反演参数才有可能是唯一正确反映断层错动状况的参数.点在相对基准和真实基准下的位移值不同,因此,使用相对基准下的位移值时,必须要顾及它对真实基准的偏差.真实基准和相对基准之间的函数关系,虽然是一个简单的坐标平移变换问题,然而两者之间的平移变换参数是未知的,这正是在反演中也要加以解决的问题.

## 2 相对基准下的反演方法

在一般情况下,相对基准和真实基准之间是有差异的.为了消除采用相对形变基准对模型参数的影响,我们提出了两种改进的反演方法:一种是引入基准差未知参数的方法,该基准差参数也要一起参与反演;另一种是形变差值方法,它完全避开了形变基准问题.

### 2.1 形变基准参数法

设在相对基准下点的形变量为

$$\mathbf{u} = (u_1, u_2, u_3)$$

真实基准下点的形变量为

$$\bar{\mathbf{u}} = (\bar{u}_1, \bar{u}_2, \bar{u}_3)$$

两者之差为  $\mathbf{u}^0$ , 即

$$\bar{\mathbf{u}} - \mathbf{u} = \mathbf{u}^0 \quad \text{或} \quad \bar{\mathbf{u}} = \mathbf{u} + \mathbf{u}^0 \quad (1)$$

令真实基准下的观测方程(即反演模型)为

$$\bar{\mathbf{u}} = f(\mathbf{X}; b) \quad (2)$$

其中,  $\mathbf{X}$  为点的坐标向量,  $b$  为反演参数向量。考虑到式(1), 相对基准下的观测方程为

$$\mathbf{u} = f(\mathbf{X}; b) - \mathbf{u}^0 \quad (3)$$

可以看出, 在相对基准下的观测方程中,  $\mathbf{u}$  是观测值, 未知数除模型参数外, 还增加了个基准未知参数  $\mathbf{u}^0$ 。过去, 人们常常利用(2)式直接进行反演, 这里隐含了  $\mathbf{u}^0 = 0$  的假设, 也就是说, 隐含了起算点是固定不动点的假设。用式(3)反演参数, 不仅合理, 且还有以下优点:

### 2.1.1 起算点可以选在震区

由平差理论知道, 形变基准与一组所谓的固定点或拟稳点的选择有关。一般地说, 基准取决于起算点。起算点不同, 基准不同, 点的形变值也就不同。

设  $u_1, u_2$  为两组不同起算点(即不同基准)的形变值, 则真实形变量为

$$\begin{aligned} \bar{\mathbf{u}} &= u_1 + u_1^0 = u_2 + u_2^0 \\ u_1 &= u_2 + (u_2^0 - u_1^0) \end{aligned} \quad (4)$$

任意两点  $i, j$  之间的相对形变值为

$$u_{1i} - u_{1j} = u_{2i} - u_{2j} \quad (5)$$

以上两式表明, 对于任一点, 不同起算点之间的形变值只差一个常数( $u_2^0 - u_1^0$ ), 不管用哪种起算点, 两点之间的相对形变值不变。这一性质说明, 尽管形变值可以因起算点不同而异, 而形变曲线的形态始终保持不变。因此, 不管如何选择起算点, 最终都能用式(1)归算到真实基准上来。既然起算点的真实形变量  $\mathbf{u}^0$  可以作为未知数求出, 那么, 起算点也就没有必要设在远离震中的地方。不妨设在震中区, 使震中区测点的形变值有较高的精度。

### 2.1.2 可以充分利用不连续的形变资料

实际上, 震区的大地形变资料往往很不理想, 甚至是残缺不全的。在不考虑形变基准问题的情况下, 这些不连续的形变资料不能放在一起参与反演。现在已经不成问题了。若把有共同基准的形变资料分为一组, 每组设定独立的形变基准参数  $\mathbf{u}^0 = (u_1^0, u_2^0, u_3^0)$ , 问题就解决了。水平形变基准有两个参数, 垂直形变基准有 1 个参数。设共有  $k$  个基准参数, 则观测方程为

$$u_i = f(\mathbf{X}; b) + u_i^0 \quad i = 1, 2, \dots, k \quad (6)$$

显然, 反演的未知数等于模型参数和所有形变基准参数之和。这里应注意, 各组形变值的起算基准可以不同, 但所有三角点和水准点都必须有统一的坐标, 虽然精度要求不高。

## 2.2 形变差值法

式(3)是针对每个测点而建立的观测方程。在同一基准下的方程中基准参数相同, 如果取相邻两点间观测方程之差, 则基准参数自然消去, 即

$$\Delta\mathbf{u} = u_j - u_i = f(\mathbf{X}_j, b) - f(\mathbf{X}_i, b)$$

可以简单地表示为

$$\Delta\mathbf{u} = F(\mathbf{X}_i, \mathbf{X}_j, b) \quad (7)$$

其中,  $X_i, X_j$  分别为点  $i, j$  的坐标,  $\Delta u$  为相邻两点之间的相对形变量。方程(7)在某些情况下很有用处。例如, 在共和地震反演中只有垂直形变资料,  $\Delta u$  就是相邻两水准点间的相对变化量。从水准观测来看,  $\Delta u$  可以视为独立观测量, 在反演中很容易考虑权的问题。

一般而言, 形变监测网中的相对量在坐标变换时量值不变。也就是说, 相对量是不变量, 与基准无关。直接观测量是相对量, 因此, 直接由它建立的观测方程(模型)与形变分析基准无关。当然, 在实际计算时还有些技术问题应当注意, 如测段短、相对形变量小, 可以考虑适当组合测段长度, 以削弱观测误差对形变量的影响。

形变差值法中消去了基准参数  $u^0$ , 但在获得模型参数后, 仍可以确定真实基准的位置。设由模型参数计算的形变值为  $\bar{u}$ , 在任一相对基准下计算的形变值为  $u$ , 顾及公式(1)并取所有测点计算的平均值, 则

$$u^0 = \frac{\sum \bar{u} - u}{n} \quad (8)$$

其中,  $n$  为测点的个数。 $u^0$  就是真实基准至相对基准的差值。

### 3 共和 7.0 级地震位错参数反演

1990 年 4 月 26 日, 青海省共和县塘格木发生了 7.0 级地震。有两条水准测线交会于震中区(图 1)。震前最后一期资料是 1978 年观测的, 震后立即进行了复测。复测结果表明

震区发生了较大的垂直形变(巩守文, 郭逢英, 1992; 巩守文等, 1993)。对这次地震的震源机制已做过一些研究(巩守文等, 1993; 赵明等, 1992), 但都未考虑形变值的相对基准问题。这次重新反演断层位错参数时, 除仍然用任意倾角的矩形断层错动模型外(陈运泰等, 1975), 主要考虑了相对基准对反演结果的影响。也就是说, 我们分别用上述两种改进的方法对位错参数进行了再反演。反演计算时采用拟 Newton 法。该方法属非线性最小二乘法, 把目标函数在未知参数近似值处展开时保留至二次项。这个算法对于非线性程度较高或大

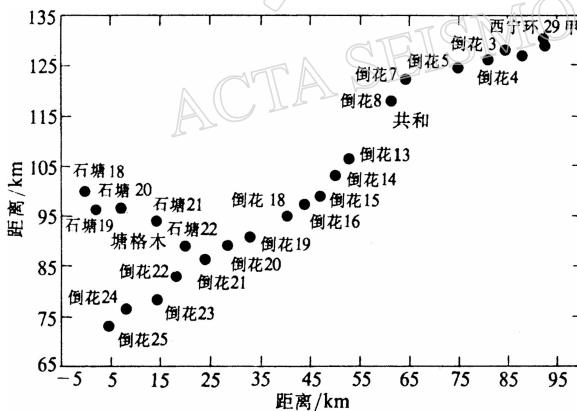


图 1 共和  $M_s 7.0$  地震震区水准路线图

图中  $x$  轴指向正北,  $y$  轴指向正东

残差的最小二乘法问题是一个有效算法(刘钦圣, 1989)。在反复迭代时, 若同时满足下列两个条件, 则把最后一次解值作为最优解。

(1) 目标函数  $Q$  满足不等式

$$\left| \frac{Q^{(k+1)} - Q^{(k)}}{Q^{(k)}} \right| < \epsilon$$

$\epsilon$  是预先给定的小于 1 的正数。

(2) 模型参数向量  $b$  的步长  $p$  满足不等式

$$| p_i | \leq \sigma_i \quad i = 1, 2, \dots, n \text{ (未知个数)}$$

为了进行对比, 在不考虑基准参数时, 以倒花 8 为起算点, 分别对起算点加上了  $-10$ ,  $-5$ ,  $0$ ,  $+5$  和  $+10$  mm 的偏差后进行反演, 结果示于表 1. 其中,  $\alpha$ ,  $\theta$ ,  $L$ ,  $d$ ,  $D$ ,  $\Delta u_s$ ,  $\Delta u_d$ ,  $s_1$ ,  $s_2$  为矩形位错模型参数:  $\alpha$  为断层走向,  $\theta$  为断层倾角,  $L$  为断层错动面长度的一半,  $d$  为断层错动面倾斜上界,  $D$  为错动面倾斜下界,  $\Delta u_s$  为走滑错距,  $\Delta u_d$  为倾滑错距,  $s_1$ ,  $s_2$  为断层破裂面与地表交线中点的平面坐标,  $Q$  是残差最小平方和(目标函数). 因倒花线最东北部的西宁环 29 甲至倒花 7 等 7 个水准点位于青海南山之中, 而青海南山与南侧的共和盆地之间本身就存在着比较显著的构造差异运动, 1978~1990 年 12 年间的累积形变量是不可忽视的, 所以, 反演中舍去了这 7 个测点的资料, 仅用剩余的其它 20 个测点的资料进行反演.

表 1 起算点形变值偏差对反演结果的影响(起算点为倒花 8)

模型参数	$\alpha/(^\circ)$	$\theta/(^\circ)$	$L/km$	$d/km$	$D/km$	$\Delta u_s/cm$	$\Delta u_d/cm$	$s_1/km$	$s_2/km$	$a/cm^2$	起算点形变值/mm
初值	120.0	35.0	17.0	10.0	15.0	150.0	150.0	92.0	42.0		
1	118.0	38.4	18.4	10.3	15.4	256.3	153.7	92.7	40.8	17.8	-10.0
2	121.8	35.7	20.1	10.3	17.3	216.3	116.5	91.4	43.2	20.9	-5.0
3	129.5	31.3	15.5	12.4	18.9	314.1	113.4	93.2	42.3	23.1	0.0
4	133.6	26.5	14.2	15.3	21.9	339.2	107.6	94.9	44.1	32.8	5.0
5	138.7	22.4	14.4	18.3	25.2	364.2	92.4	95.1	47.6	47.6	10.0

由表 1 中可以看出, 起算点的偏差对反演结果有显著影响. 例如, 倒花 8 号点的起算值由  $-10$  mm 增加到  $10$  mm, 其相应的断层走向由  $118.0^\circ$  增加到  $138.7^\circ$ , 断面倾角由  $38.4^\circ$  降低到  $22.4^\circ$ , 断层半长由  $18.4$  km 减少至  $14.4$  km, 断层右旋走滑错动量由  $2.563$  m 增加至  $3.642$  m( $\Delta u_s$  为正, 断层运动为右旋), 断层逆冲错动量由  $1.537$  m 减少至  $0.924$  m( $\Delta u_d$  为正, 断层运动为逆冲), 断层破裂段中点位置也有较大变化. 上述事实表明, 起算点选取得正确与否对反演结果有很大影响. 由此可以看出, 相对基准对反演结果会有显著影响.

### 3.1 顾及相对基准的反演结果

表 2 是引入形变基准参数和形变差值法的反演结果. 基准参数法中的第 1 行是以倒花 8 为起算点的计算结果, 第 2 行是以倒花 20 为起算点的结果. 其中,  $u^0$  是基准参数,  $q_0$  是残差均方根, 其它参数意义同表 1. 形变差值法中的第 1 行是等权计算结果, 第 2 行是加权计算结果.

### 3.2 反演结果分析

#### 3.2.1 两种方法反演结果基本一致

基准参数法和形变差值法的观测方程有很大差别, 加之断层错动的复杂性, 二者反演的参数值有一定的差别是预料之中的事情. 但从反演结果来看, 不同方法之间的参数值还是比较接近的, 除断层半长  $L$  和走滑错动量  $\Delta u_s$  之外大致都在 2 倍误差范围以内变动(见表 2). 当然, 用两种方法反演的参数之间也存在一些系统偏差, 如基准参数法中断层倾角  $\theta$  较大、错动面积较小、错动量较大, 而形变差值法中的  $\theta$  较小、错动面积较大、错动量较小. 此外, 两种反演方法中的右旋错动量差异较大, 可能与缺少水平形变资料控制有关. 从反演精度来看, 不论是拟合中误差还是参数中误差, 形变差值法的精度显著地高. 这可能与

该方法的观测方程中直接采用独立观测量，避免了形变量的误差积累影响有关。

用同一种方法按不同情况计算的两个结果之间符合程度更好。在基准参数法中，分别以倒花 8 和倒花 20 号点为起算点的两组反演参数基本一致，其差值不大于相应参数的中误差值。形变差值法中，由等权和不等权计算的结果，除走滑错动量之外，其余参数的差值也在参数中误差的范围内变动。

在力偶震源中，地震矩  $M_0$  是一个表示震源强度的量。这 4 个结果的矩形位错面积分别为 178, 171, 246 和 248 km<sup>2</sup>，平均值为 211 km<sup>2</sup>，最大偏差为 40 km<sup>2</sup>。错距分别为 331, 346, 236 和 269 cm，其平均值为 296 cm，最大偏差为 60 cm。因此，用这 4 组错距、断层面积计算的地震矩分别为  $19.4 \times 10^{18}$ 、 $19.5 \times 10^{18}$ 、 $19.1 \times 10^{18}$  和  $21.9 \times 10^{18}$  N·m，平均为  $20.0 \times 10^{18}$  N·m，其值基本一致，加权段差方法反演的地震矩稍大一点。

表 2 两种改进方法的反演结果对比

计算项目	$\alpha/(\circ)$	$\theta/(\circ)$	$L/\text{km}$	$d/\text{km}$	$D/\text{km}$	$\Delta u_s/\text{cm}$	$\Delta u_d/\text{cm}$	$s_1/\text{km}$	$s_2/\text{km}$	$u^0/\text{cm}$	$Q/\text{cm}^2$	$q_0/\text{cm}$	备注
初始值	120.0	35.0	17.0	10.0	15.0	150.0	150.0	92.0	42.0	0.0			
基 准 参 数 法	121.7	36.6	16.8	10.7	16.0	297.9	145.0	93.0	40.6	0.81	17.5	0.9	起算点
	±6.0	±4.2	±0.8	±1.5	±1.8	±21.6	±25.7	±1.1	±1.8	±0.51			倒花 8
形 变 差 值 法	121.7	36.8	17.1	10.8	15.8	311.3	149.9	92.8	40.9	36.80	17.3	0.9	起算点
	±6.7	±4.2	±0.8	±1.5	±1.8	±28.7	±31.8	±1.4	±1.9	±0.52			倒花 20
形 变 差 值 法	121.0	33.7	19.2	10.1	16.5	203.9	118.0	92.0	41.8		10.0	0.7	
	±1.8	±3.9	±0.5	±1.4	±1.6	±5.7	±6.5	±0.7	±1.1				等权
形 变 差 值 法	123.9	32.7	20.0	10.8	17.0	239.5	122.3	91.2	43.3				
	±2.8	±4.1	±0.7	±1.6	±1.8	±5.7	±5.8	±0.7	±1.2		9.4	0.7	不等权

### 3.2.2 发震构造性质

由表 2 中的反演结果可知，共和 7.0 级地震的发震断层为一位于共和盆地内部的右旋走滑逆冲断层，平均走向为  $122^\circ$ (N $58^\circ$ W)，平均倾角  $35^\circ$ ，破裂面平均长度约 36 km，平均宽度约 6 km，断层破裂段上界距地表平均垂直深度约 6 km，右旋走滑错动量和逆冲错动量分别平均为 263 cm 和 134 cm。断层破裂面长、宽之比约为 6 : 1，走滑和逆冲量之比约为 2 : 1。发震断层破裂面与地面的交线从倒花 18~倒花 19 号点间穿过，交线的中点位于倒花 18 号点南侧附近。

### 3.2.3 理论形变值与实测值

反演中的不定因素很多(如介质、理论模型、可测参数反映地震的信息量、资料的完整性及其观测精度等)，加之缺少与共和地震有关的水平形变资料。因此，我们没有采用复杂的模型，只用了单一的矩形位错模型。然而拟合精度较好，基准参数法的残差均方根为 0.9 cm，差值法为 0.7 cm。因此，理论形变值基本上反映了共和地震的垂直形变特征。

图 2 表示以倒花 8 为起算点、由基准参数法求得的测点的理论值与实测值的偏差曲线。最大偏差发生在倒花 18 号点上，其值为 1.75 cm。图 3 表示由不等权差值法求得的理论段差与实测段差的差值，最大偏差发生与倒花 18、倒花 17 号点有关的倒花 16~倒花 17 和倒花 17~倒花 18 两测段上，其值分别为 2.31 和 1.12 cm。因断层从倒花 18, 19 号点之间穿过，且靠近倒花 18 号点，而倒花 17 号点距倒花 18 号点只有 100 多米，因此倒花 18 号点、

倒花 16~倒花 17 和倒花 17~倒花 18 测段发生较大偏差, 可能与靠近发震断层有关.

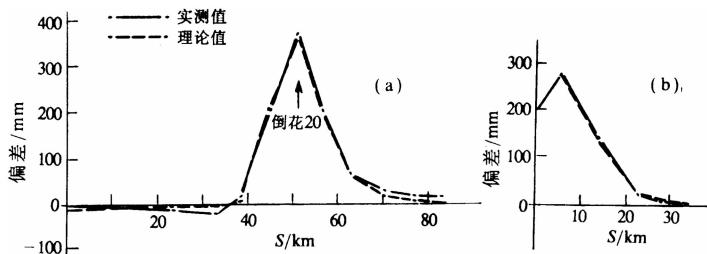


图 2 基准参数法理论值与实测值对比曲线. (a) 倒花线; (b) 石塘线

图 4a 是以倒花 8 为起算点、由基准参数法求得的共和地震理论垂直形变场图; 图 4b 是由不等权形变差值法求得的理论垂直形变场图. 可以看出, 沿断层方向展布着一条形变隆起带, 隆起区的东南端为一下沉区, 隆起与下沉幅度之比为 2 : 1. 发生显著形变的范围长约 65 km, 宽约 30~35 km. 地震破裂面与地面的交线位于隆起带的东北侧, 其上界在地表的投影位于隆起带的脊轴线附近. 由于水准点分布很不均匀, 东南部完全没有测点控制, 加之缺乏水平形变资料, 因此, 由这些分布不均匀的测点所反演的位错参数, 难免会有一定的偏差.

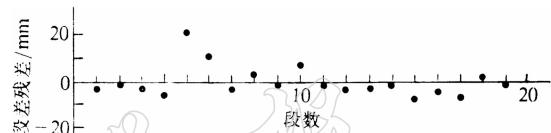


图 3 形变差值法理论段差与实测段差残差图

约 30~35 km. 地震破裂面与地面的交线位于隆起带的东北侧, 其上界在地表的投影位于隆起带的脊轴线附近. 由于水准点分布很不均匀, 东南部完全没有测点控制, 加之缺乏水平形变资料, 因此, 由这些分布不均匀的测点所反演的位错参数, 难免会有一定的偏差.

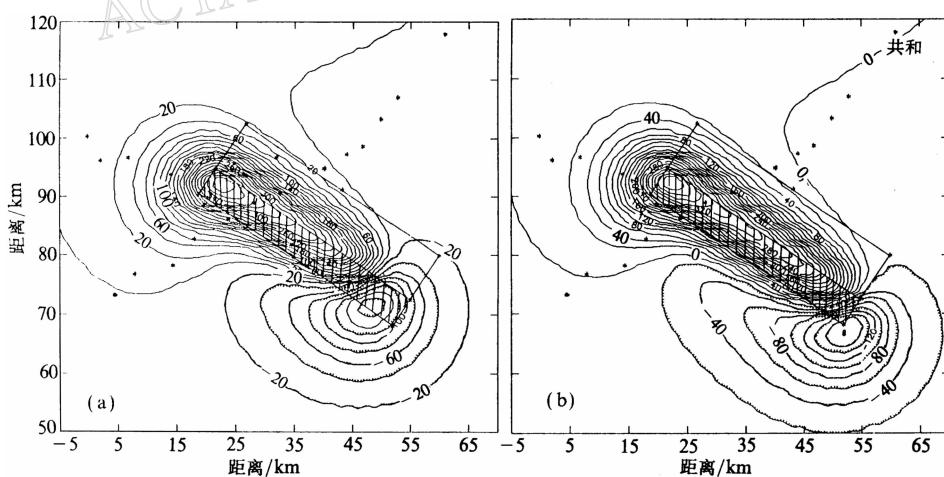


图 4 共和地震理论垂直形变场

(a) 以倒花 8 为起算点的基准参数法理论垂直形变场; (b) 不等权形变差值法理论垂直形变场.

图中  $x$  轴指向正北,  $y$  轴指向正东. 图中隆起区处的矩形方框为发震断层在地表的投影, 阴影部分代表破裂段, 空白部分代表上部未破裂段

### 3.2.4 真实基准

考虑基准参数时, 不管从哪个点起算, 都能得到比较一致的模型参数, 而且真实基准面是不变的. 也就是说, 真实基准与相对基准的选择无关. 按照  $\mathbf{u}^0$  的定义, 它是真实基准

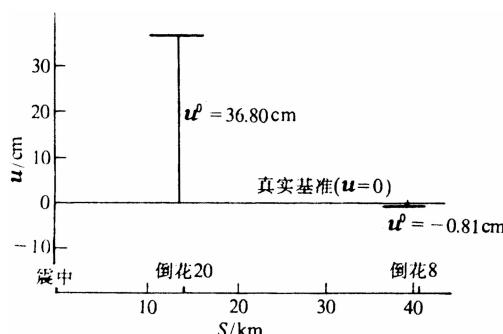


图 5 真实基准与相对基准关系图

至相对基准的距离。图 5 分别表示以倒花 8 和 20 号点为起算的真实基准与相对基准关系图。倒花 20 相对于倒花 8 的形变值为 37.61 cm，两个相对基准的差正好等于它，结果与公式(4)一致。这表明真实基准是客观存在的，的确与相对基准的选择无关。

既然模型参数的反演与相对基准无关，那么，把起算点选在震中区是理所当然的事。

### 3.2.5 权的问题

形变差值法中，取相邻两水准点间的相对变化量为观测量，它是个独立变量。按下式定先验权：

$$p = c/s$$

式中， $s$  为两点之间的距离， $c$  为比例常数。因实际的测段长度平均约为 6 km，故取  $c=6$ 。权阵为对角阵。实际上，权对参数的反演不是个敏感因素。在差值法中，由于测段长度大致接近，权也接近。因此，权对反演结果的影响不大。

## 4 结语

我们从形变基准分析入手，建立了地震形变的真实基准与相对基准概念。在模型参数中引入了基准参数，使得地形变起算点可以设在震中区。提出了基准参数法和形变差值法两种改进的反演方法，并对 1990 年共和地震做了反演。两种反演结果比较一致，基本上反映了共和地震的震源情况。

本工作得到了陈运泰教授的热情帮助，在此表示衷心的感谢。

## 参 考 文 献

- 陈运泰, 林邦慧, 林中洋等, 1975. 根据地面形变的观测研究 1966 年邢台地震的震源过程. 地球物理学报, 18(2): 164~182
- 陈运泰, 林邦慧, 王新华等, 1979. 用大地测量资料反演的 1976 年唐山地震的位错模式. 地球物理学报, 22(2): 201~216
- 巩守文, 郭逢英, 1992. 与青海共和地震有关的地面垂直形变. 地震学报, 14(增刊): 725~727
- 巩守文, 王庆良, 林继华, 1993. 共和 6.9 级地震垂直形变场位错模式及其演化特征的研究. 地震学报, 15(3): 289~295
- 刘钦圣(编著), 1989. 最小二乘问题计算方法. 北京: 北京工业大学出版社, 138~144
- 陶本藻(编著), 1984. 自由网平差与形变分析. 北京: 测绘出版社, 129~132
- 王椿镛, 朱成男, 刘玉权, 1978. 用地形变资料测定通海地震的地震断层参数. 地球物理学报, 21(3): 191~198
- 赵明, 陈运泰, 巩守文等, 1992. 用水准测量资料反演得到的 1990 年青海共和地震的震源机制. 地壳形变与地震, 12(1): 1~11
- Du Y, Aydin A, Segall P, 1992. Comparison of various inversion techniques as applied to the determination of a geophysical deformation model for the 1993 Borah Peak earthquake. *Bull Seism Soc Amer*, 82(4): 1840~1866