

门源6.4级地震前后区域形变背景初析

1. 门源6.4级地震的构造背景及其形变监测资料

1986年8月24日门源6.4级地震区及其附近, 主要分布有四条总体呈北西西走向的大断裂(图1), 即祁连山北缘断裂FD、肃南—老君山—冷龙岭断裂 F_1 、清大坂—豹子崖—冷龙岭主峰断裂 F_2 及属于北祁连构造带主干断裂之一的 F_3 断裂, 即昌马—俄博—古浪—海原巨型断裂带的组成部分。上述 F_1 、 F_2 断裂于冷龙岭主峰东端均截止于 F_3 。且这三条断裂在冷龙岭主峰西端突然收敛(间距不过1公里左右), 故而在冷龙岭主峰附近形成了一个长轴约50公里, 走向 $N55^\circ W$, 短轴约8公里的断块。门源6.4级地震震中恰在其中, 且余震大多发生于该断块附近。这表明, F_1 、 F_2 、 F_3 及其所围限的断块体与这次6.4级地震的孕育、发生有直接关系。

2. 门源6.4级前后区域形变特征

震区附近所有形变测量点、线布设如图1所示。其中扁都口—青石咀水准路线跨祁连山北缘断裂及整个冷龙岭构造带达门源盆地内, 有1971、1979、1983、1986年四期复测资料; 扁都口跨祁连山北缘断裂FD测量场地有1971年至震后复测的8期资料; 门源盆地内的青石咀—门源东水准测线有1984、1986年两期资料; 民乐盆地大面积水准测量有1970—1979、1979—1983、1983—1985年三期测量结果。

扁都口测量场地与扁都口—青石咀水准测线在地震前后的测值有明显变化, 现分述如下:

(1) 扁都口—青石咀水准测线

扁都口—青石咀水准测线跨越整个冷龙岭构造带进入门源盆地, 三条主要断裂 F_1 、 F_2 、 F_3 的西延部分在这条测线控制之中, 将该测线的四期监测资料分1971—1979年、1979—1983年、1983—1986年三组进行处理, 得出这三个时段的垂直形变速率剖面图(图2)。其

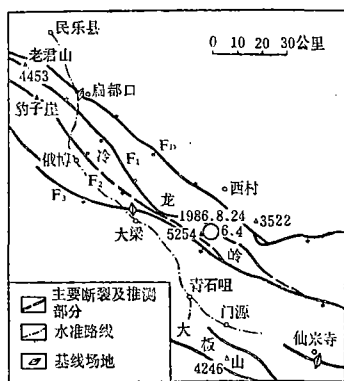


图1 门源6.4级地震区主要断裂与形变测量水准线、基线场布设图

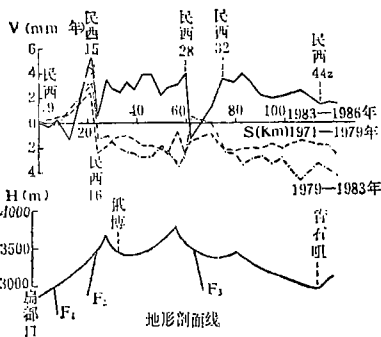


图2 扁都口—青石咀垂直形变速率剖面图

中 1979—1983 年的形变资料与地形有一定正相关，从而作了相关分析处理。

1971—1979 年，该测线的垂直形变速率剖面在民西 15—16 号测点之间存在一明显的形变陡坎。显示了民西 15 号点以北到民乐地区相对整体抬升，民西 16 号点以南跨越冷龙岭达门盆地一段，整体较为平稳但相对扁都口一带以平均 - 2 mm/年的速率下降。据有关资料及实地考察，民西 15—16 号测点恰好跨过 F_2 断裂，因而，在这一期间 F_2 断裂是该地段构造形变的分界线，其上盘上冲的最大速率平均为 4.9 mm/年，表现出甚为强烈的活动。

1979—1983 年的垂直形变速率剖面形态与 1971—1979 年类似。值得注意的是，在冷龙岭下沉区内，跨 F_3 断裂的民西 28—32 号测点之间约 15 公里范围，出现一局部隆起地段，最大隆起速率为 4 mm/年左右。

1983—1986 年的垂直形变速率剖面形态，与前两个时段的形态相比，发生了根本性变化。其形变陡坎在民西 13—15 号点之间，即构造形变以 F_1 为分界线。 F_1 上盘上冲的垂直形变速率为 6 mm/年。 F_1 以南冷龙岭山区相对扁都口一带整体抬升，速率约 3—4 mm/年。 F_2 断裂仍继续 1971 年以来的活动。跨 F_3 的民西 28—32 号测点间，1979—1983 年为一局部隆起，在 1983—1986 年却呈一“V”型陷落段，最大平均沉降速率为 - 5 mm/年。

综上所述，整个冷龙岭构造带在 1983 年以后，垂直形变状态发生了根本转变，由以前整体平稳下降变为以 F_1 为界的强烈隆起。同时，在区域隆起的背景上， F_3 显示激烈的下沉，这很可能是震时断裂活动的显示。 F_2 的垂直形变自 1971 年以来一直处于似匀速运动状态，表现了蠕滑特征。

(2) 扁都口跨断层测量场地

扁都口跨断层测量场地布设情况如图 3 所示，该场地基础稳固，资料可靠。自 1971 年以来，共有 AD、AB 两条测线的 8 期形变测量资料。其中 AD 为跨祁连山北缘断裂带主断层 F_D (局部走向 $N20^\circ W$ ，倾向南西，倾角 70°) 的水准测线，AB 为跨断层 F_B (走向北 $25^\circ W$ ，倾向 SW，倾角 60°) 的基线边。 F_B 位于 F_D 南侧，为一条切割浅的次级断层。表 1 给出了各期形变值及分阶段形变速率，图 3 为其形变曲线。

图 3 a 为跨 F_D 的 A—D 垂直形变曲线。该曲线显示 1985 年以前 F_D 的上盘 (A) 相对下

扁都口基线场各期形变值及阶段速率一览表

施测年度	A—D 水准 (D 相对于 A)		A—B 水准 (B 相对于 A)		A—B 基线 (“—” 号) 长度变化 (为缩短)		A—B 基线 (“—” 号) 线扭动 (为顺扭)	
	形变值	速率	形变值	速率	形变值	速率	形变值	速率
1971.9	0	0	0	0	0	0	0	0
1975.8	- 5.17	- 1.44mm/年	- 3.20	- 0.76mm/年	- 6.35	- 1.34mm/年	- 12.46	- 2.73mm/年
1979.7	- 11.51		- 6.09		- 10.72		- 21.87	
1981.9	- 14.35	- 1.27mm/年	- 6.85	- 1.46mm/年	- 12.22	- 0.82mm/年	- 24.86	- 1.66mm/年
1983.6	- 16.6		- 7.95		- 12.51		- 25.94	
1985.5	- 19.15		- 8.85		- 15.63		- 31.85	
1986.7	- 23.45	- 4.30mm/年	- 8.75	+ 0.10 mm/年	- 15.47	+ 2.16 mm/年	- 31.52	+ 0.33 mm/年
1986.9	- 25.55	…地 震…	- 10.15	…地 震…	- 14.80	+ 0.67 mm/2月	- 30.77	+ 1.75 mm/2月

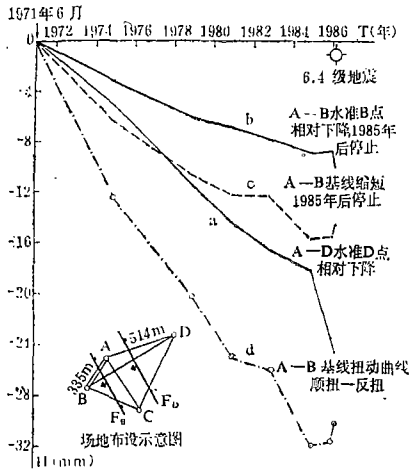


图3 扁都口跨断层测量场地形变曲线(右)

7月完全停止下滑而略有回升,显示为震前异常。1986年7—9月,门源地震前后两个月时间内, F_B 上盘相对下盘迅猛下滑1.4mm, 出现震时突跳形变。

图3 c为基线长度变化曲线, 1985年以前, 基线长度以平均1.1mm/年的速度持续缩短。由于F_B 为正断层, 上盘下滑不会引起基线缩短, 其原因只能是F_B 两盘作顺时针错动, 图3 b是其错动曲线。当基线持续缩短时, F_B 两盘相对顺扭。1985年5月—1986年7月, 基线停止缩短并有伸长趋势, F_B 两盘也相应变顺扭为反扭。地震前后的1986年7—9月, 基线伸长0.67mm, 两盘相对反时针错动量为0.75mm, 表现为震时突跳变化。

3. 门源6.4级地震的区域形变场背景及其讨论

北祁连构造带为青藏高原隆起的北缘构造带, 其构造活动的主动动力来源于印度板块北东向的推压。这种推压不是持续的, 而是碰撞式, 间断性的。反映在北祁连构造带的区域应力场中, 必有应力强度的强—弱交替变化。对扁都口形变测量场地历年资料的分析表明, 该段所受主压应力方向为N30°E, F_D 断裂始终显示压性逆冲运动特征。F_B 显示的正断运动型式只是伴随F_D 上盘逆冲时的差异运动形式。

图4 A、B、C为民乐盆地1970—1979年、1979—1983年、1983—1985年三个时段的垂直形变图。在1970—1979年, 盆地相对周边山地大面积上升, 1979—1983年, 盆地相对趋于平稳略显沉降, 1983年以后, 盆地完全处于沉降状态。民乐盆地是冷龙岭构造带北侧的一个压性盆地, 在NE向压应力作用下其周边山地上升, 盆地沉降。而当压应力变弱产生应力松弛时, 盆地必有弹性回反现象, 这时山地显示下降。民乐盆地垂直形变图说明, 1983年前为应力松弛阶段, 1983年后应力开始增强。

图5是冷龙岭构造带南侧门源盆地内青

盘(D)以1.37mm年的速率匀速上冲。1985年5月—1986年7月, 上冲的速率增大为4.30mm/年, 约是1985年前形变速率的3倍。1986年7—9月, 在门源6.4级地震发生的前后两个月时间内, 上盘(A)相对于下盘(D)上升了1.1mm, 其速率比震前加速后的垂直形变速率还要大得多, 显然为震时的突跳形变。

图3 b、c、d为跨断层F_B的AB基线边形变曲线。b是F_B上盘(B)相对于下盘(A)的垂直形变曲线, 显示上盘下降, 说明F_B为正断层。1971—1985年, 上盘下滑的速率呈阶段性减慢。1985年5月—1986年

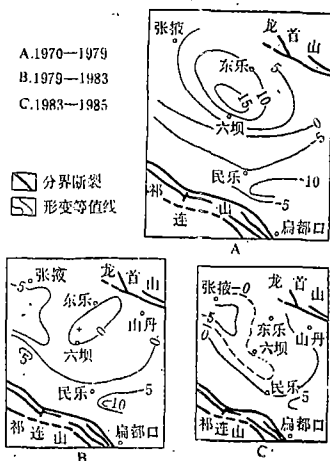


图4 民乐盆地垂直形变图

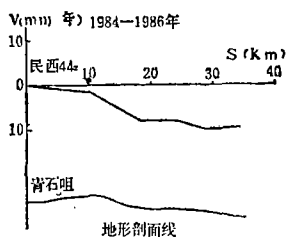


图5 青石咀—门源东垂直形变速率剖面图

石咀—门源东水准测量结果，显示了1984—1986年盆地的强烈下沉。

综上所述，1983年以前，民乐盆地抬升，以 F_2 为界的冷龙岭山区相对下降，扁都口跨 F_D 断裂的测量场地的形变速率的阶段性减慢，都表明区域应力场强度在减弱；1983年后，冷龙岭山区强烈隆起，其两侧的民乐盆地、门源盆地均明显沉降，扁都口测

量场地自1985年后的形变速率突变，均显示了区域应力场的又一次加强，门源6.4级地震就是应力场强化(形变场)过程中的一次突发事件，而且这种应力场的强化状态可能仍在继续。

在应力场强度减弱或应力松弛阶段，由于盆地抬升而反馈的应力仍使北部祁连构造带各断裂处于受压状态，但与应力强化阶段相比，其强度要小得多。若发生局部应力集中，也只可能发生5级以下的地震。事实上，1971—1985年北祁连构造带上没有发生过6级以上强震，仅发生一些4—5级地震。

根据区域形变场的演变规律推测，北祁连构造带的应力或形变松弛期时间较长，而强化期一般经历5—10年，但由于各个强化期应力场强度不同，并非每个强化期都有强震发生，对于这一问题还有待于今后进一步研究。自1983年以来，北祁连构造带又进入了一个应力场强化阶段，已发生了门源6.4级地震，且很多断裂都处于较为活动的状态中(如 F_2 的蠕滑等)，因而，北祁连构造带尤其是一些大型活动断裂带上仍有孕育、发生 $M \geq 6$ 级强震的可能。

(本文1987年2月10日收到)

(国家地震局第二测量大队 于建民 袁铭 吉备 唐传芬)

A PRELIMINARY STUDY ON THE BACKGROUND OF REGIONAL DEFORMATION OF THE MENYUAN EARTHQUAKE ($M = 6.4$)

Yu Jianmin, Yuan Ming,

Ji Bei and Tang Chuanfen

(The Second Geodetic Brigade, State Seismological Bureau)