

青藏高原北东边域现今地壳形变初步研究

于建民

(国家地震局第二测量大队)

青藏高原北东边域系指青藏高原的舌状前缘,即北祁连—六盘山前缘断裂带与沉积拗陷带。七十年代以来,该区陆续布设了大地形变测量系统并积累了较为丰富的资料。作为地壳运动在地表的反映,大地形变或构造形变测量在研究现今地壳运动、构造活动与地震预报等方面是直观、可靠的手段之一。本文从归纳分析青藏高原北东边域的大地形变现象入手,对区域地壳形变及其动力学机制、青藏高原块体内垂直形变分布状态及用形变手段进行地震预报的基本思路等问题作了初步探讨。

一、青藏高原北东边域大地形变现象

青藏高原北东边域大地形变测量系统包括大面积水准网、流动水准测线及跨断层基线场等地等。大面积水准网的复测周期一般为3—5年,流动水准及跨断层测量场地至少每年复测一次,已有近20年的资料积累。对各区网的大地形变演化特征已有很多分析研究成果(1、2、1)、3)。在研究青藏高原北东边域的地壳形变时,将各小区的形变状况作系统的整体性考虑,发现有以下现象:

1.各小区垂直形变场在1980±3年前后,山区与盆地之间出现准同步、有序性起伏。表1是各小区典型盆地垂直形变演化过程简况。

图1是根据各小区垂直形变演化过程所作的区域垂直形变1980年前、后两期基本态势示意图。为更清楚地考察盆地的起伏情况,以民乐盆地为例,选取一条横跨山区、盆地接壤带的水准测线,作各点位高差随时间的变化曲线(图2),该曲线反映出各点高差变化随时间同步升降起伏。同时观察各曲线拐点时间,发现南部山区方向各点转折时间较早(1978年),而向北部盆地方向转折时间逐渐推迟(1982年)。

以上资料表明,整个青藏高原北东边域的现今垂直形变场在1980年前期表现为盆地抬升,山区下降;后期则为盆地下降,山区上升。后期的表现形式与继承性构造运动相符,而

1) 巩守文等,西海固地区垂直形变分析报告,1985.

2) 丁平等,兰州—天水—武都地区垂直形变分析报告,1987.

3) 唐传芬等,民乐盆地垂直形变分析报告,1989.

前期则为逆继承性运动形式。在由前期变形形式向后期变形形式的准同步转换过程中,表现出时、空域上的有序性。转换时间有东早西迟(参见表1),南早北迟(图2)的规律。

表1 盆地垂直形变演化过程简况

盆地名称	力学性质	前期状态	中期状态	后期状态	转 折 年 代
渭河盆地	张 性	1971~1977 抬 升	1977~1980 大范围下降	1980~1986 完全平稳 下 降	1978
西吉盆地	压扭性	1975~1981 抬 升		1981~1985 沉 降	1981
西和一礼县盆地	压扭性	1972~1977 抬 升	1976~1982 不均匀沉降	1982~1987 完全沉降	1982
河西民乐盆地	压 性	1970~1979 抬 升	1979~1983 不 均 匀 略显下沉	1983~1988 完全沉降	1983

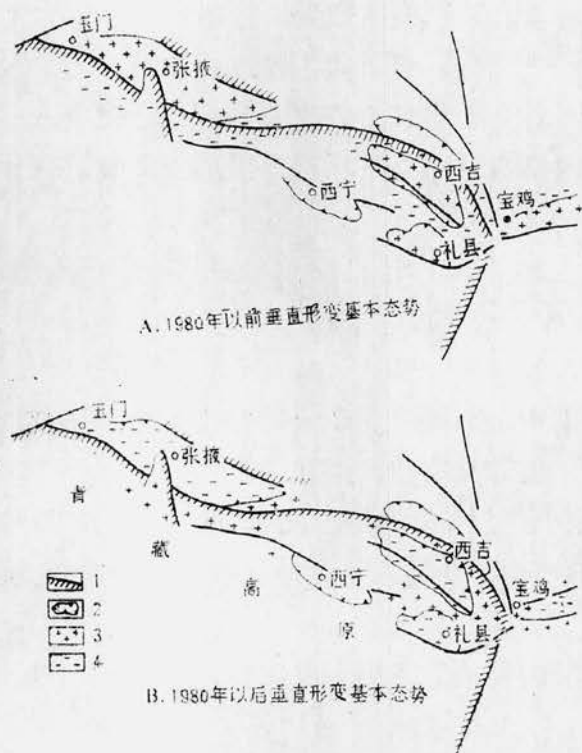


图1 青藏高原东北边域大地形变

演化示意图

1. 块体边界及其断裂 2. 新生代盆地 3. 现代地表形变上升区 4. 现代地表形变沉降区

2. 沿青藏高原北界断裂(北祁连—六盘山前缘断裂), 各处的断层变形形式有明显的分段性差异。其东、西两端部位的构造变形曲线形态表现为准周期性波动变化, 中段为准线性变化。例如断裂西端的大黄沟跨断层形变测量场地, 其基线伸缩与水准的升降曲线表现出同步协调的、大约以4.5年为周期的波动变化(类似于正弦曲线)。而这种波动变化, 很难找出与之对应的周期性干扰因子。相反, 它与区域地震活动周期却有着明显的对应关系(图3)。断裂东端的宝鸡冯家山、固关等跨断层形变测量, 基线、水准变化曲线也具有周期性

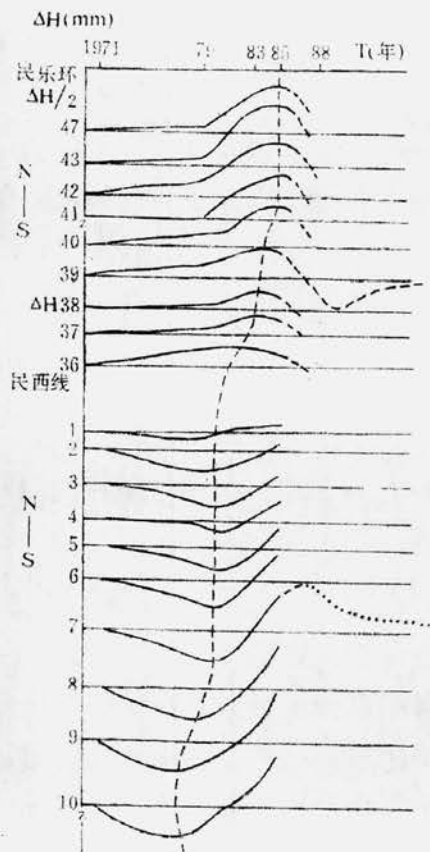


图2 民乐盆地内各水准点高差随时间变化曲线

的波动形态。类似现象在断裂带两端部位屡见不鲜。故笔者认为, 它属于构造运动中的一种固有形式。断裂中段为扁都口、肃南等跨断层测量, 形变曲线则表现为准线性变化。

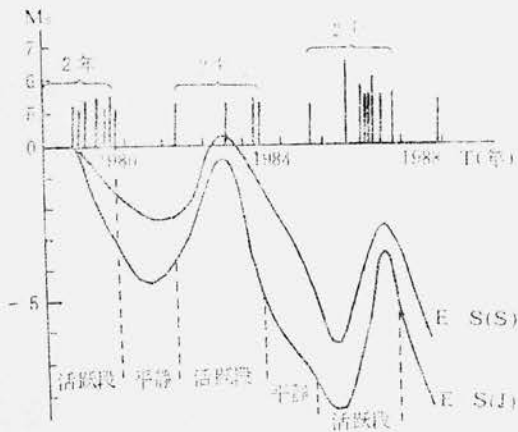


图3 大黄沟形变曲线与甘青菱形块体
 $M \geq 5.0$ 地震 $M-t$ 图对比

3. 沿边界断裂带, 构造形变速率量的分布具有分段性。该断裂整体显示出压性状态, 即各段均为跨断层基线缩短。但速率量的分布有分段性, 九条岭以东速率较小, 约 $0.3 \sim 0.5 \text{ mm/年}$; 九条岭以西速率较大, 为 1 mm/年 左右。垂直形变量的量级与水平形变的量级相当。

4. 现今地壳形变量的分布是向远离高原的方向逐渐减小的。本区祁连山北缘断裂带的形变速率大于其北部的龙首山断裂带的形变速率〔3〕。

二、地壳形变的基本形式及其动力学机制

众所周知, 地壳运动是大尺度、长周期的活动。诸如构造运动中的“旋回”——期、幕、段的划分, 地震活动以及地球自转速度的变化、固体潮等都是不同层次的周期性变化。即地壳运动应当存在与地幔波动或准周期变化的动力学系统相应的长周期的各级波动。也就是说, 每一个长周期、高级别的波动是许多各级较短周期脉动的综合结果。这样, 不同层次的脉动就构成了地壳运动的基本形式〔4〕。

一般认为, 印度板块向欧亚板块的碰撞挤压是中国西部构造运动的主要动力来源, 青藏高原自新生代以来的强烈隆起是这种碰撞挤压产生的直接结果之一。而两大板块的碰撞不是持续稳定的, 而是间歇式、脉冲性的。因而, 板块碰撞带便成为大型“振动源”而使地壳运动具有某种随时间、空间而不断变化的波动特征。对青藏高原历史垂直形变的初步研究表明, 青藏亚板块内的垂直形变在时空域内都有波动特征, 其量值的空间分布是从南缘极大值开始向北或其它方向逐渐衰减的。

青藏高原北东边域的现今大地形变现象表明, 区域垂直形变场作准同步、有序性起伏, 各跨断层形变曲线存在有周期性波动。因此, 本区地壳形变的基本形式可用准周期规律的波动来描述。由于时间的短暂, 大地形变测量实际上只是捕捉到一些地壳运动过程中的低级别脉动。无论是大面积水准网还是跨断层测量场地, 它们仅仅是一些因环境、结构条件不同而规格、功能各异的“拾波器”。比如, 区域垂直形变场的波动周期约为 10 ± 3 年 (波幅不详), 大黄沟测量场地的形变波动, 周期为 4.5 年, 波幅为 2.5 mm ; 宝鸡冯家山场地的形变波动, 周期为 8 年, 波幅约为 3 mm 等。这种准周期规律的形变脉动, 反映了大系统 (青藏亚板块) 北东边缘的“振颤性”。

地球动力学系统是复杂的多维动态系统, 在时空上是不断变化的。随着这些变化, 地壳形变也不断改变着自己的状态、特征, 即地壳运动中的微动态——不同层次的脉动。

图4是区域应力场概况, 其主压应力的优势方向为 $\text{NE}20^\circ \sim 30^\circ$, 向东部渐变为 NEE 向。河西走廊盆地是压陷性盆地。地质资料表明, 祁连山北缘断裂向盆地东掩推覆, 盆地横

向收缩。在区域应力场作用下,盆地下沉。当压应力松弛时,它必有弹性回返而显上升。本区东部的渭河盆地是张性盆地,在区域应力场中因其是长轴纵向受压,横向拉张。当区域应力强度增大时,盆地下降;松弛时,盆地上升。两盆地尽管力学性质不同,但在统一区域应力场作用下的升降起伏是协调的。

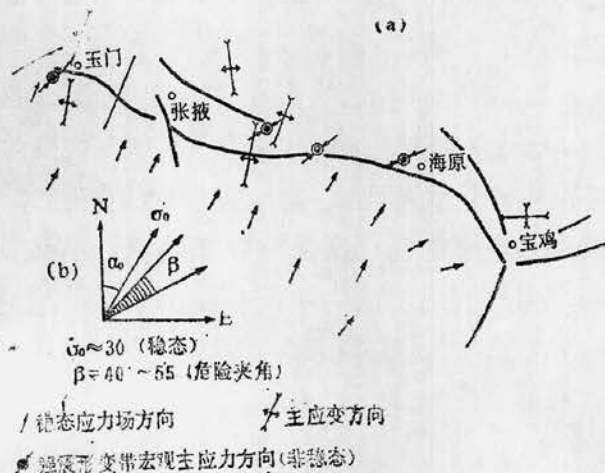


图4 稳态应力场方向与强震活跃时段主应力方向

由此可见,整个青藏高原北东边域1980 ± 3年前后的垂直形变场的波动起伏,是随整个青藏高原动力学系统所塑造的区域应力场的强度变化而发生的一次地壳脉动。1980年以前为区域应力场松弛期;1980年后,区域应力场处于相对强化期。盆地起伏的转折时间(东早西迟,南早北迟),则反映了动力或地壳形变的传递方向源于青藏高原。若用地震活动性来衡量构造运动强弱或地壳运动的稳定程度的话,由于上述波幅、周期的形变脉动均是本区地震平静期内的状态,故可认为是正常的稳态(动态平衡)。

三、形变测量手段进行地震预报的探讨

地震活动是地壳运动过程中的能量突然释放事件。它必然与区域应力场的动态变化有密切关系。对青藏高原北东边域的形变场动力学分析表明,地壳形变的演变(脉动性)依赖于区域应力场的动态——强弱交替变化。因此,研究整个区域形变场的波动韵律,就可以掌握区域应力场的强弱变化的基本节律,应力场强化期对应地震活跃时段,松弛期即为平静时段。从而对区域地震活动的整体水平作出中期预测。

对应某一次地震或一次地震序列,与断裂带的活动状况有密切关系。跨断层测量是监视各活动断裂运动状态的极好手段。它可划分出断裂带活动的差异分段、断层活动(形变)随时间的动态特征。确定其稳态特性曲线,研究其非线性变化,达到对震前异常(非稳态)的识别,有可能对一些地震作出短期预报。

形变测量手段能够监视区域应力场的微动态变化。既然是“场”,其场强就是一个矢量,有强度与方向两方面的含义。对于青藏高原区域应力场而言,其强度分布是自高原南带向北带逐带递减的。事实上,总体来看高原南部地区的地震频度和强度都高于北缘带。问题是,高原的北东边缘带也曾有7~8级地震发生。如1920年海原8.5级,1927年古浪8.0级,1932年昌马7.5级,1954年山丹7.4级等地震。笔者认为,这一系列地震的发生,可能与区域应力场方向的变化关系更为密切。由图4可见,无论是震源机制解或视应变解的结果,其最大主应力方向为 $N20^{\circ} \sim 30^{\circ}E$,而上述大震形变带宏观考察解析的结果,主压应力方向大约是 $N45^{\circ} \sim 55^{\circ}E$ 。这说明,该区在大震活跃期间其应力场方向相对于稳态时段的应力场方向,可能发生了较大偏转(图4b)。这个偏转角度(危险夹角)大约在 $N40^{\circ} \sim 55^{\circ}E$ 范围内。因此,在用形变手段研究区域应力场动态变化以达到预测地震活动的目的时,必须同时考虑场强矢量的两个方面——强度与方向,对该区来讲后者更为重要。

捕捉构造形变的异常(非稳态)来作地震预报,必须研究地壳形变或构造形变的稳态过程,这是有待深入的课题。如前所述,青藏高原北东边域的大地形变现象实际是地壳运动中的一次低级别脉动,这次脉动又是地震平静期内的脉动,故而看作是一种稳定的动态平衡形式。定量总结这些稳定形式的构造形变,对于今后发现和识别非稳态构造形变以预测地震是很有意义的。对全区各种尺度,不同构造部位,不同形式的形变现象进行稳态过程和非稳态过程的分析,将在以后作专题研究,这里仅对大黄沟曲线作粗浅讨论。

大黄沟跨断层形变曲线(图5),是一个典型的脉动曲线。作出该曲线的波动中轴线了,它的含义有两方面:其一,代表了构造形变的长趋势;其二,斜率 $K_1 = \bar{V}$ 是现代地壳形变过程中的塑性形变速率(平均运动速率),可与地质考察得到的构造运动速率相类比。再作出波动曲线的色路 L_1, L_2 , 其波幅 $A = 2.5\text{mm}$ 。就区域来讲,因过去20年无 $M > 7$ 级地震发生,故认为大黄沟形变曲线反映的是一种稳态构造形变,但曲线与区域地震活动又有明显对应关系,在其波峰、波谷处为地震相对活跃段($M < 7$)。所以,有理由将波幅变化作为衡量该曲线稳态或非稳态的特征值之一。取阈值 $2A_0 = 5\text{mm}$, 若将某一时段的波幅表示为 A_1 , 当 $2A_1 \leq 5\text{mm}$ 时,该处构造形变为平衡态,区域无 $M \geq 7$ 级地震;当 $2A_1 > 5\text{mm}$ 时,该处构造形变可能进入非稳态,显示了断裂有强烈活动,区域可能出现较强的地震活动。

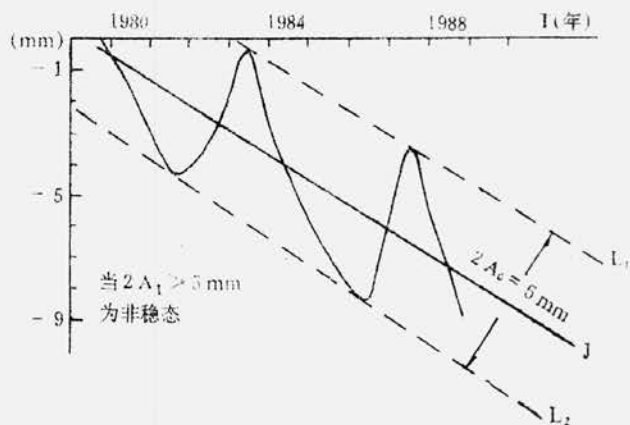


图5 大黄沟形变曲线的稳态分析

其它各处形变测量场地资料均可作类似分析,弄清各处构造形变曲线的内涵及定量意义并作整体性系统分析,这对于该区地震预报无疑是十分必要和重要的。

四、结 论

1. 青藏高原北东边域近20年的大地形变测量,捕捉到一次地壳运动过程中低级别、短周期脉动。若以本区地震活动水平衡量,这种脉动是地壳运动中的稳态形式。

2. 青藏高原的垂直形变在时空域内具有波动特征,其幅值的空间分布是从南缘极大值开始向北或其它方向逐渐衰减的。

3. 地壳形变的波动是构造动力学系统作用强弱或方向变化的结果。由区域形变场的波动变化可反演区域应力场的微动态特征。

4. 用形变测量手段进行地震预报的基本思路,是监视区域应力场的微动态及构造形变的稳态——非稳态的非线性变化过程。青藏高原北东边域的大震活跃时段与区域应力场方向的变化关系更为密切。

参 考 文 献

- [1] 丁平、于建民、江在森, 关中地区近期垂直形变场演变特征, 地壳形变与地震, Vol. 8, No. 3, 1988.
- [2] 于建民等, 门源6.4级地震前后区域形变背景初析, 西北地震学报, Vol. 9, No. 4, 1987.
- [8] 袁铭、吉备, 河西走廊及其南缘地区形变特征与区域应力场, 地壳形变与地震, Vol. 8, No. 4, 1988.
- [4] 谢广成, 青藏高原地震分析, 青藏高原地震文集(第1辑), 青海人民出版社, 1986.

PRELIMINARY RESEARCH ON RECENT CRUSTAL DEFORMATION
IN THE EAST-NORTHERN BOUNDARY-REGION
OF XIZANG-QINGHAI PLATEAU

Yu Jianmin

(*Second Seismo-Geodetic Brigade, SSB, Xi'an, China*)