

论大地测量研究青藏高原地学问题的方法^{*}

许才军 陶本藻 晁定波

(武汉测绘科技大学地球科学与测量工程学院, 武汉市珞喻路 39 号, 430070)

摘 要 结合青藏高原地质构造背景及大地测量观测值特点, 讨论了青藏高原区域地壳运动模型的建立, 提出用大地测量资料结合地质、地球物理资料反演青藏高原构造应力场的方法。

关键词 青藏高原; 大地测量; 模型法; 反演法

分类号 P22; P542

1 大地测量在青藏高原地学研究中的任务

大地测量参与青藏高原地学研究, 最根本的一点是研究高原的地壳运动。然而地壳运动是地球深部动力学过程的一种表象, 从力学观点来看, 其本质是地球内部力与地表点位移的关系。而地表点位的精确测定要靠大地测量学, 这就决定了大地测量参与青藏高原地学研究的任务将是“由表及里, 由此及彼”。具体来说, 有以下几点:

第一, 建立一个科学可行的大地测量监测系统, 包括精化该地区重力场并监测其变化, 获取第一手资料。

众所周知, 青藏高原平均海拔 4 500m 以上, 自然条件相当恶劣, 交通极不发达, 要在一个短时期内(例如 5~10a)全面完整地获得大地测量监测资料是不现实的。用大地测量手段研究青藏高原目前还处于起步和规划阶段, 大地测量工作者应熟悉青藏高原的地质构造背景, 了解相关学科在研究青藏高原地学问题中的不同观点, 在青藏地区已经建立的各类大地测量监测网(GPS、水准、三角等)的基础上, 逐步有计划地形成一个更完善、更科学的大地测量监测系统。这个监测系统要有采用常规大地测量和空间大地测量观测的密集型大地测量监测网, 这种网可布设在藏南主边界断裂带、地缝合带附近等有特殊意义的局部区域。为监测整个青藏亚板块的活动情况, 需要建立能够反映整个青藏高原活动的区域大地测量监测网, 这种网可选择高精度的 GPS 监测网。此外, 还需要在整个青藏高原分阶段逐步加密重力测量, 争取达到 5' × 5' 格网内有一重力点, 使大地水准面具有 30~50km 的分辨率和 dm 级精度。这样一个精化的重力场对反演深部构造细节将有十分重要的约束作用。为把青藏高原地壳运动监测纳入全球监测系统, 可通过建立拉萨地球动力学站(SLR+GPS), 再加上高原上几个适当点位的永久性 GPS 监测点, 并通过乌鲁木齐 VLBI 站, 实现对周缘以至全球的 VLBI、SLR 站的联网。

第二, 研究大地测量监测数据的处理方法, 建立青藏高原运动学模型。

随着青藏高原大地测量监测系统的建立, 我们将获得越来越多的大地测量监测数据。如何合理地处理这些观测数据, 建立可靠的青藏高原地壳运动模型, 将是大地测量学者面临的迫切任务, 也是大地测量与地质、地球物理等学科相互渗透的前提。具体任务是:

(1) 利用 3 期一、二等水准复测资料分析青藏高原近 30 年的垂直运动, 主要是研究水准测

量的系统误差影响、基准点稳定性、高原冰川滑移作用等其它非构造运动,探讨冰融和重力变化对大地水准面的影响,对珠峰地区三次高程复测数据作进一步分析评价。

(2)利用青藏地区60~70年代施测的一、二等三角导线测量成果,比较近几年来的GPS测量数据,研究该地区的水平运动。目前已布设的GPS点绝大部分与国家三角和导线点相重合,由于GPS绝对定位还达不到必要的精度,WGS84系统与北京54系统和国家80系统转换参数求不准,暂时无法精确求定点位变化。可以利用边长变化研究青藏高原地壳“相对缩短率”及形变“张性分量”,给出一个合适的区域位移场和应变场模型。

(3)利用已有的水准、重力、GPS等观测资料,用整体大地测量方法建立三维形变模型,并结合地质、地球物理资料推断青藏地区地壳运动的三维模型,求出地表的真实位移场。

第三,利用地壳运动监测数据,结合地质、地球物理资料进行青藏高原地球动力学解释。具体任务是:

(1)精化青藏高原地区重力场,研究青藏高原地壳结构和地壳均衡状态。

(2)估计地球内部介质参数,如杨氏模量 E 和泊松比 ν ,或者拉梅常数 λ 和刚性模量 μ ,以及介质硬度、密度等。

(3)分析比较各种不同构造演化模式,利用大地测量监测数据检校构造演化模式,并通过构造应力场研究进一步探讨构造运动的规律及构造运动的驱动力源。

2 大地测量在青藏高原地学研究中的方法

大地测量研究青藏高原地学问题实质上是通过地壳运动模式解释地球动力学机制。由于大地测量资料具有定量性、精确性以及一定的时空延续性,从而决定了处理和解释大地测量数据必须采用数学物理方法。通常,确定地壳运动模式采用模型法;而由大地测量结果解释地球动力学机制则需采用反演法,即通过构造运动的地表反映推断其形成的原因、机制和发展。

结合青藏高原具体情况,采用模型法研究青藏高原地区地壳运动,既要采用解析模型,又要考虑数值模型;既要顾及全球模型,又要涉及区域模型;既要重视长期模型,又要着眼于短期模型。具体说明如下:

(1)顾及地质、地球物理资料的青藏块体运动模型的建立。从活动构造和岩石圈动力学的角度,按板块构造的原则划分活动亚板块和构造块体。我国及邻区可划分为包括青藏亚板块在内的8个活动亚板块,而青藏亚板块又包括甘-青块体、西藏块体、川滇块体和喜马拉雅块体等活动构造块体。青藏高原各块体的运动速率可用下列公式表述^[2]:

$$V_i = V_{i-1,i} - C_i/2, \quad V_{i,i+1} = V_{i-1,i} - C_i, \quad C_i = l \cdot h/H \quad (1)$$

其中, V_i 为第 i 块体中部向前移动速率, $V_{i-1,i}$ 和 $V_{i,i+1}$ 为第 i 块体后缘和前缘的移动速率, C_i 为块体横向缩短速率, h 、 l 和 H 分别为块体的垂直形变率、横向宽度和垂直厚度(地壳厚度)。这些值由地质和地球物理资料给出,如垂直形变率 h 是根据上新世末夷平面平均上升率、平均剥蚀率和倒山根增长速率估算的;再假如第一块体为印度块体,则 V_{12} 可根据文献^[3]求出。

用上述方法求得的块体运动速率是地质年代的平均数。随着空间大地测量技术的发展,通过大地测量完全可以更精确地求定各块体的现代相对运动速率,建立块体相对运动模型。鉴于大地测量观测有误差,且观测周期较短,为使建立的地壳运动模型更合理,可将(1)式作为块体现代运动的先验值,采用极大验后估计公式得块体运动速率如下:

$$\begin{cases} \hat{X} = \bar{X} + \Sigma_x B^T (B \Sigma_x B^T + D_d)^{-1} (L - BX) \\ D_{(\hat{X})} = \Sigma_x - \Sigma_x B^T (B \Sigma_x B^T + D_d)^{-1} B \Sigma_x \end{cases} \quad (2)$$

其中, X 为块体运动速率参数, 其先验值为 \bar{X} , 先验方差为 Σ_x , L 为观测值, B 为观测方程系数阵, D_d 为观测误差方差阵。(2)式给出的块体运动速率将能更好地反映现代地壳运动。

(2)用板块运动理论描述高原地壳运动。通过青藏高原大地测量监测系统给出的空间大地测量观测值, 按照板块模式, 顾及板块运动和板内形变, 求出青藏亚板块及块体的三维变动模型。设 \vec{d} 为板内/块体内形变矢量轴矢量, \vec{r} 为点位矢量, $\vec{\omega}$ 为板块/块体旋转矢量, 则板块/块体上任一点变动矢量可表示为:

$$\vec{X} = \vec{\omega} \times \vec{r} + \vec{d} \times \vec{r} \quad (3)$$

其三维变动速率为:

$$\begin{cases} v_x = \omega_1 r_z - \omega_z r_1 + d_1 r_z - d_z r_1 \\ v_y = \omega_2 r_z - \omega_z r_2 + d_2 r_z - d_z r_2 \\ v_z = \omega_3 r_1 - \omega_1 r_3 + d_3 r_1 - d_1 r_3 \end{cases}$$

$\vec{\omega}$ 和 \vec{d} 通过青藏亚板块上布设的区域 GPS 监测网复测边长数据用下式求出^[4]:

$$S_{ij}^k = \frac{1}{S_{ij}^k} (r_i^k, r_j^k, \vec{\omega}^k + \vec{d}^k - \vec{\omega}^l - \vec{d}^l) \quad (4)$$

其中, k, l 为块体代号。公式(3)借助于大地测量观测值可以确定青藏亚板块变动及各块体的相对变动情况, 从整体上把握高原地壳运动的趋势。

(3)用地壳形变模型描述高原地壳运动。地壳形变模型以观测值分类, 又可分为地壳垂直形变模型、地壳水平形变模型及三维形变模型。用水准数据, 按照青藏高原地质构造背景和活动构造背景, 青藏高原的地壳垂直运动模型可采用多面函数分区建立, 并可用下列公式描述:

$$H(x, y) = \sum_{i=1}^n S_i(x, y) = \sum_{j=1}^{n_1} a_j Q_1 + \sum_{j=1}^{n_2} a_j Q_2 + \dots + \sum_{j=1}^{n_u} a_j Q_u \quad (5)$$

其中, n 为分区(块)数, u_1, \dots, u_u 为各地(区)结点数, Q_1, Q_2, \dots, Q_u 为各块(区)的核函数。

地壳水平形变模型通常被描述为刚体的平移和旋转, 以及弹性体的变形等几种简单运动的叠加。这些模型可由三角和导线测量成果及近几年来观测的 GPS 数据处理而得。可采用块体位移模型、均匀应变模型及位错模型表述, 视具体情况而定。如对于某一块体上的观测值, 可用以下均匀应变模型描述:

$$\begin{cases} u(x, y) = \varepsilon_{xx} x + \varepsilon_{xy} y + \omega y \\ v(x, y) = \varepsilon_{yx} x + \varepsilon_{yy} y - \omega y \end{cases} \quad (6)$$

其中, $\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}$, $\varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}$, $\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$, $\omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right)$

事实上, 青藏高原变形普遍公认具有下述特征, 即既有南北向的缩短, 又有垂直向上的增厚和抬升, 再加上东西方向的拉伸, 变形是三维的。而高原大地测量监测系统, 包括水准、重力、GPS 等多种监测网, 是一个三维整体大地测量监测网, 处理多期的三维监测网的观测数据需用四维整体大地测量方法, 并建立三维形变模型。

四维整体大地测量的观测方程可写为:

$$\delta X(t) = A \dot{X} + B \dot{\omega}_g + n \quad (7)$$

其中, \dot{X} 为时变三维点位变化率向量, $\dot{\omega}_g$ 为时变重力位变化率向量, A, B 为系数阵, n 为噪声。由(7)式利用最小二乘配置等法可以求解 \dot{X} 和 $\dot{\omega}_g$ 。而三维应变率张量矩阵可写为:

$$E = \begin{bmatrix} \dot{\epsilon}_{xx} & \dot{\epsilon}_{xy} & \dot{\epsilon}_{xz} \\ \dot{\epsilon}_{yx} & \dot{\epsilon}_{yy} & \dot{\epsilon}_{yz} \\ \dot{\epsilon}_{zx} & \dot{\epsilon}_{zy} & \dot{\epsilon}_{zz} \end{bmatrix} \quad (8)$$

其中,

$$\dot{\epsilon}_{xx} = \frac{\partial \dot{u}}{\partial x}, \quad \dot{\epsilon}_{yy} = \frac{\partial \dot{v}}{\partial y}, \quad \dot{\epsilon}_{zz} = \frac{\partial \dot{w}}{\partial z}$$

$$\dot{\epsilon}_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \right), \quad \dot{\epsilon}_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{w}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{u}}{\partial z} \right), \quad \dot{\epsilon}_{yz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{v}}{\partial z} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial y} \right)$$

$\dot{u}, \dot{v}, \dot{w}$ 为点位移变化率向量。由(8)式还可写出体积应变率:

$$\dot{V}_v = \dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{zz} \quad (9)$$

用模型法研究青藏高原地壳运动,主要是通过处理大地测量监测数据建立地壳运动模型,直观地描述高原运动趋势与规律。但进一步探讨高原地球动力学机制,还需结合反演方法,特别是通过反演高原构造应力场来实现。

(4)大地测量反演青藏高原构造应力场。构造应力场的研究主要是确定各点的应力状态,描述在一个空间范围内的构造应力分布,从而推断外力作用方式及外力源。近几十年来,用数值方法研究构造应力场有了很大的发展^[5-8],它主要是通过建立一定的构造物理模型来实现的。但是,采用数值模拟方法研究构造应力场,由于缺乏足够的观测资料,所采用的构造物理的数值模型处于一种不确定状态。这就需要将构造物理模型的数值研究与实际观测工作结合起来,即提出的模型应建立在地震和大地测量观测资料的基础上。由于大地测量方法是当今能够在全局范围内提供观测约束的唯一手段,特别是应用模型法建立的地壳运动模型能直观地描述地壳运动规律,为此本文提出利用大地测量观测值及其平差值作为岩体受力状态的约束条件,参与构造应力场反演的方法。

按照固体力学的基本方程和假设,对任一具有边界 S 的构造体 V ,可得:

$$\begin{cases} \epsilon = Lu \\ L^T \sigma + p = 0, & \text{在 } V \text{ 内} \\ L_1^T \sigma = q, & \text{在 } S \text{ 上} \\ \sigma = f(\epsilon), \quad u = u_0 \end{cases} \quad (10)$$

其中, ϵ 为应变矢量, σ 为应力矢量, u 为位移矢量, p 为体积力载荷矢量, q 为表面力载荷矢量, L 和 L_1 为算子矩阵, u_0 为包括由大地测量观测数据提供的边界位移约束矢量。

若采用有限单元分析法,可将(10)式写成:

$$\begin{cases} [k][u] = [F] \\ u|_s = u_0 \end{cases} \quad (11)$$

式中, $[k]$ 为总刚度矩阵,而 $[u]$ 为节点位移阵, $[F]$ 为等效节点荷载阵, u 为节点位移矢量, u_0 为已知位移矢量。

事实上,青藏高原在长期的构造运动、重力和其它地质环境的影响下,形成了十分复杂的地质体。它不仅具有初始应力、应变,而且呈现出非均质、各向异性,并被断层、节理切割成不连续的介质。就其力学性质而言,具有弹性和非弹性表象,通常可以取断层(裂)、地缝合带为弹塑性介质,而其余部分则取为弹性介质,而且高原上各个地块可以根据实际情况给予不同的力学参数,此时(11)式中 $[k]$ 将有不同形式的表述。如对于弹性区和塑性区,有:

$$[k]_{\text{弹}} = \iiint_V [B]^T [D] [B] dV, \quad [k]_{\text{塑}} = \iiint_V [B]^T [D]_p [B] dV \quad (12)$$

式中, $[B]$ 为应变转换矩阵, $[D]$ 为材料弹性矩阵, $[D]_p$ 为材料弹塑性矩阵。

大地测量反演高原构造应力场是一个综合反演问题,它涉及地质、地球物理学学科的知识。高原的地质模型,也就是构造应力场的构造格架,其基础资料主要有断层(裂)、不同深度的地壳壳层界面及介质参数,这些通常由地质、地球物理资料确定。然而大地测量资料亦可参与地质模型的确定,可采用下列最优化模型来反演断层参数、地壳深度及介质参数:

$$\min \Phi(X, L), \quad a \leq X \leq b, \quad c_j \leq f_j(X) \leq d_j, \quad (13)$$

其中, X 为反演参数, a, b, c_j, d_j 为先验值, $\Phi(X, L)$ 为目标函数, L 为大地测量观测值。

参 考 文 献

- 1 青藏高原地质演化——中-英青藏高原综合地质考察报告. 北京:科学出版社, 1990.
- 2 丁国瑜. 中国岩石圈动力学概论. 北京:地震出版社, 1991.
- 3 Demets C. Current Plate Motions. *G. J. Int.*, 1990(101): 425~478
- 4 许才军, 李金文, 晁定波. 青藏高原板块形变模型与地壳运动监测网设计. 武汉测绘科技大学学报, 1994, 19(3): 244~249
- 5 王 仁. 构造应力场反演. 见: 北大地质系. 地质研究论文集. 北京: 北京大学出版社, 1983. 5~10
- 6 汪素云. 中国及邻区现代构造应力场数值模拟. 地球物理学报, 1983, 23(1): 35~45
- 7 Richardson R M. Tectonic Stress in the Plates. *Rev. Geophys., Space Phys.*, 1979(17): 981~1019
- 8 Welsch W M. Finite Element Analysis of Strain Pattern from Geodetic Observations Across a Plate Margin. *Tectonophysics*, 1983(97): 57~71.
- 9 Zhao S, Sjoberg L E. Theory for Inversion of Dynamic Geodetic Data, Mathematical Rationale and Some Applications, Research Report No. 1033. Sweden: Royal Institute of Technology, 1993.
- 10 张德涵. 数值方法, 大地测量与地球动力学. 武汉: 武汉测绘科技大学出版社, 1993.
- 11 Huseyin B I. An Algorithmic Approach to Crustal Deformation Analysis, Report No. 382. Ohio: The Ohio State University, 1987.

The Method of Geodesy on Studying Geodynamical Problems in the Qinghai-Xizang Plateau

Xu Caijun Tao Benzao Chao Dingbo

(Institute of Earth Science and Survey Engineering, WTUSM, 39 Luoyu Road, Wuhan, China, 430070)

Abstract This paper discusses the method of developing kinematic models of the crustal movements with geodetic data based on the geologic structure and tectonic activities of the Qinghai-Xizang plateau, a new method of inverting tectonic stress field with data of geodesy, geology and geophysics is proposed based on the fundamental equations of solid mechanics, some mathematical models are given.

Key words the Qinghai-Xizang plateau; geodesy; modelling method; inversion