

复测水准网动态平差及其在川滇地区 垂直地壳形变中的应用^{*}

李腊月, 杨国华, 郑智江, 尹海权, 贾 玥

(中国地震局第一监测中心, 天津 300180)

摘要: 以1995—2016年川滇地区实测水准资料为例, 分别采用动态经典平差、拟稳平差、伪逆平差和GPS速率约束平差4种平差方法进行平差计算, 分析探讨4种平差方法在水准网平差处理时的适用条件及优缺点; 最后分析了1995—2016年川滇地区的地壳垂直形变特征。结果表明: ①在条件具备的情况下, GPS速率约束平差优于动态经典平差、拟稳平差和伪逆平差, 主要体现在GPS速率可知、平差后速率误差明显减小, 且能有效地抑制误差的传播与积累; 而拟稳平差、伪逆平差虽优于动态经典平差, 但同样存在着基准假定的问题; ②1995—2016年川滇地区整体处于差异隆升阶段, 只有四川盆地、滇西北和滇南少部分地区下沉, 跨断裂剖面结果显示几条断裂带以继承性运动为主。

关键词: 精密水准观测; 川滇地区; 动态平差; 地壳形变; 断层运动

中图分类号: P315.725

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2020)01-0087-08

0 引言

精密水准测量作为一种大地形变监测手段, 具有测点密集、测量精度高、覆盖范围广等优势, 一直是监测地壳垂直运动的重要手段。此外, 精密水准测量能够从场或形变空间的角度给出大范围区域地壳形变在各时空域内的变化特征, 具有较好的地震中、长期预报效果(江在森, 巩守义, 1994; 王庆良等, 2008; 郝明等, 2014)。因此, 过去几十年, 国内外许多研究员在水准测量资料平差(黄立人, 1990; 杨国华, 黄立人, 1990; 张勤, 范一中, 2001; 罗三明等, 2012)、区域地壳垂直形变研究(郝明等, 2017; 郭宝震, 2016; 孙启凯等, 2018; 畅柳等, 2018)等方面开展了大量工作, 并取得了很多有意义的成果。水准测量平差方法也从经典的静态平差方法发展到考虑地壳随时间动态变化的动态经典平差、动态拟稳平差等, 但水准测量起算的基准问题一直是有待解决的重点、难点。GNSS连续站坐标高程分量是研究地壳垂直运动的一种新的技术手段, 黄立人

等(2012)研究了GNSS站心坐标系中 U 分量与水准测量高差的关系, 发现正常高变化 DH 与大地高变化 DU 相差一个因子 $\cos\gamma$ (γ 为垂线偏差), 证实了用GNSS连续站速率约束精密水准数据平差的可能性。考虑到川滇地区水准资料积累时间较长、测网密集, 且GNSS连续站数量较多、分布均匀, 本文以川滇地区为例, 分别采用动态经典平差、拟稳平差、伪逆平差和GPS速率约束平差这4种平差方法对实测水准资料进行平差处理, 探讨4种平差方法的适用条件及优缺点, 分析了1995—2016年川滇地区的地壳垂直形变特征。

1 平差方法

复测水准网的动态平差认为水准网(点)是运动着的水准网(点), 是一种把水准点垂直运动速率和高程作为未知参数进行处理的平差方法。在复测网的动态平差中, 通常使用的数学模型是线性速率模型。它假定在每一个观测时间内, 水准点不发生垂直运动, 而在不同的时期里, 水准

^{*} 收稿日期: 2019-04-16.

基金项目: 地震科技星火计划项目(XH18067Y)、科技部基础性工作专项(2015FY210400)和中国地震局“三结合”课题(CEA-JC/3JH-173705)联合资助。

点的垂直运动是呈线性的（于宗俦等，1980；崔希璋等，2009）。

观测方程为：

$$\begin{aligned} h_{ij}^t + v_{ij}^t &= H_j^t - H_i^t = \\ H_j^0 + dh_j^{t_0} + \dot{H}_j(t - t_0) - [\dot{H}_i^0 + dh_i^{t_0} + \dot{H}_i(t - t_0)] &= \\ dh_j^{t_0} - dh_i^{t_0} + (\dot{H}_j - \dot{H}_i)(t - t_0) + H_j^0 - H_i^0 \end{aligned} \quad (1)$$

式中： h_{ij}^t 为*i*、*j*两点在观测时刻*t*的观测高差， v_{ij}^t 为其误差； H_j^t 、 H_i^t 表示在时刻*t*时*j*点和*i*点的高程； H_i^0 和 H_j^0 为*i*、*j*点的近似高程； $dh_i^{t_0}$ 和 $dh_j^{t_0}$ 为对近似高程的改正数；因为 $H_i^0 + dh_i^{t_0}$ 和 $H_j^0 + dh_j^{t_0}$ 为*i*、*j*两点在参考时刻*t*₀的高程，故称 $dh_i^{t_0}$ 和 $dh_j^{t_0}$ 为高程未知数； \dot{H}_i 、 \dot{H}_j 为*i*、*j*两点的垂直运动速率，也是待求的未知数。

误差方程的一般矩阵形式为：

$$V = AX + L \quad (2)$$

式中：*X*为未知数向量，它包含各点的高程未知数及速率未知数；*A*为设计矩阵；*V*为误差向量；*L*为常数项向量。令观测值的权矩阵为*P*，在 $V^T P V = \min$ 条件下，求解未知数估值 \hat{X} 的法方程为：

$$A^T P A \hat{X} = A^T P L \quad (3)$$

因为本文设定全部点的高程和速率为未知数，故方程的系数矩阵是秩亏的。对于不同的平差方法，应补充不同的约束方程。

(1) 经典动态平差

采用经典动态平差时，固定一个点的高程和速率不变。补充的基准条件为：

$$\begin{cases} dh_i^{t_0} = 0 \\ \dot{H}_j = d \end{cases} \quad (4)$$

这里*i*和*j*不一定是同一个点，虽然常取*i*=*j*；*i*为选定的固定高程点的点号；*j*为固定速率点的点号；*d*为固定速率值。

(2) 拟稳平差

考虑到监测网中的点处于不同的地质构造和地球物理环境，随着时间的推移，都可能发生变动，但是总存在相对变化小、相对稳定的点，将其称之为“拟稳点”，把它们作为平差计算的起算

参考基准点，在此基础上进行平差。采用自由网动态拟稳平差时，需补充一个高程拟稳基准条件和一个速率拟稳基准条件（黄立人，1986）：

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^{n_1} d\hat{h}_{j_i} = 0 \\ \sum_{i=1}^{n_2} \hat{H}_{k_i} = 0 \end{cases} \quad (5)$$

式中：*n*₁为高程拟稳点总数；*n*₂为速率拟稳点总数；*j_i*为第*i*个高程拟稳点在网中的点号；*k_i*为第*i*个速率拟稳点在网中的点号。高程和速率拟稳点数和点号并不一定要相同。

(3) 伪逆平差

伪逆平差采用的是重心参考基准，对水准网而言，它的参考基准是指全网的重心位置不变（陶本藻，1982；黄立人，1986）。伪逆基准相当于将全部点等权看待，采用自由网伪逆平差时，需补充一个高程伪逆基准条件和一个速率伪逆基准条件：

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^n d\hat{h}_i^{t_0} = 0 \\ \sum_{i=1}^n \hat{H}_i = 0 \end{cases} \quad (6)$$

式中：*n*为网中水准点总数。

(4) GPS 约束下的动态平差

采用带有约束的线性速率模型平差法（黄立人，匡绍君，2000；高艳龙等，2012；韩月萍等，2015），即假设水准点的速率在某个时间段内是线性的，采用带有误差的 GNSS 连续站垂直速率作为约束条件，GPS 垂向速率获得采用以下模型（占伟等，2016）：

首先选取观测时间长且数据完整率高的测站，然后对垂向时间序列中由于仪器更换、强震同震影响等原因造成的阶跃进行修复；再采用3倍中误差法去除垂向时间序列中的粗差（黄立人等，2012）。

经过上述预处理后的 GPS 连续站垂向位置时间序列可表示为：

$$y(t_i) = a + bt_i + c_1 \sin(2\pi t_i + \varphi_1) + c_2 \sin(4\pi t_i + \varphi_2) + \varepsilon_i \quad (7)$$

式中：*a*为初始位置；*b*为速率；*c*₁、 φ_1 和*c*₂、 φ_2

分别为年周期、半年周期运动的振幅和相位； ε_i 为误差； t_i 为时间。

GPS 约束点的选取应满足一定的条件：① 选取的 GPS 连续站数据连续性好、质量可靠；② GPS 连续站分布要均匀；③ GPS 连续站时间序列在水准测量时间跨度内；④ 还有一点值得注意的是 GPS 约束点的选取也不是越多越好，约束点过多会出现与水准点不自洽的现象。

2 实际算例平差计算

2.1 数据情况

采用 1995—2016 年川滇地区 2 期实测数据，第一期数据主要是在 1992—1998 年完成，水准测线总长 8 408 km；第二期数据主要在 2003—2016 年完成，水准测线总长 9 102 km，2 期数据共 731 个公共水准点、1 477 个测段。此外还收集了水准网内部及周边的“中国地壳运动观测网络”和“中国大陆构造环境监测网络”的 GPS 连续站数据（图 1）。

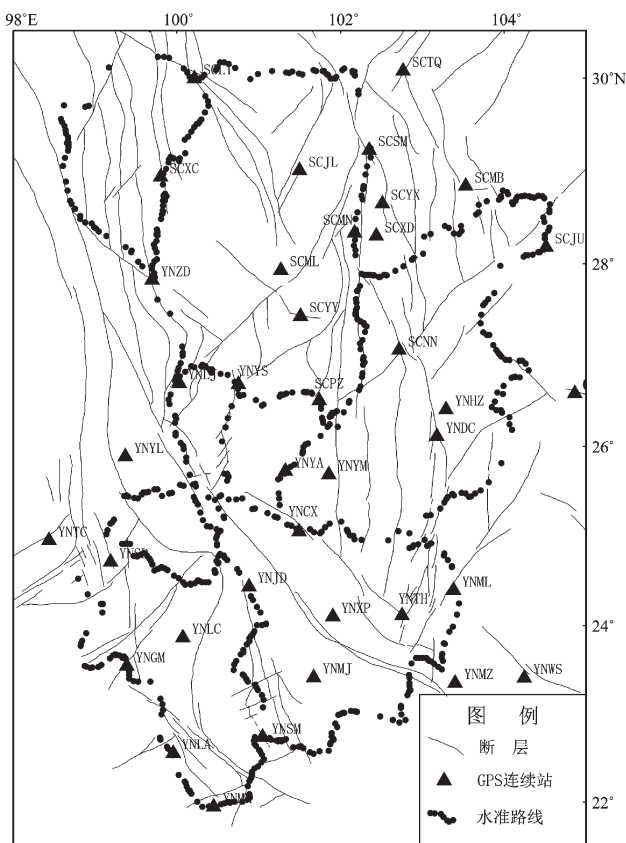


图 1 川滇地区水准网及 GPS 连续站分布

Fig. 1 The distribution of leveling lines and continuous GPS stations in Sichuan - Yunnan area

2.2 平差结果

图 2 为 4 种平差方法下的速率误差分布结果，从图中可以看出，经典动态平差下的速率误差值最大，且误差（图 2a）沿起算点（昆明基岩点）向四周扩散，距起算点越远的地方，误差分布越大；拟稳平差和伪逆平差（图 2b, c）的速率误差值小于经典动态平差的误差值，两者分布形态也较为相似，但拟稳基准下的速率误差分布在拟稳点比较集中的区域向外扩展，越到水准网外围地区误差值越大，而伪逆基准的误差分布相对来说更加均匀；GPS 约束平差的速率误差（图 2d）整体上要小于经典动态平差、拟稳平差和伪逆平差的速率误差值，误差分布也更加均匀，围绕多个起算点扩展，水准网边缘及外围地区误差明显降低；此外，从 4 种平差方法的误差结果（表 1）中也可以看出，GPS 速率约束平差的权中误差最小，误差最大值和平均值也最小，其次是伪逆平差和拟稳平差，而经典动态平差的误差最大值和平均值均最大。

综上所述，从误差分布角度来看，GPS 约束平差优于伪逆动态平差和拟稳平差；而在拟稳点选取合理的情况下，拟稳平差优于经典动态平差。

表 1 4 种平差方法平差结果比较表

Tab. 1 Comparison of adjustment results of four adjustment methods

平差方法	单位权中误差/ (mm · km ⁻¹)	误差最小值/ (mm · a ⁻¹)	误差最大值/ (mm · a ⁻¹)	误差平均值/ (mm · a ⁻¹)
经典动态平差	1.01	0	1.92	1.53
拟稳平差	1.01	0.6	1.93	1.30
伪逆平差	1.01	0.63	1.7	1.21
GPS 约束平差	0.97	0.59	1.58	1.05

图 3 给出了误差最大的经典动态平差和误差最小的 GPS 约束平差的垂直速率结果，从速率矢量结果来看，2 种平差结果整体上差异变化不大，川滇地区大体上都以隆升为主，滇南地区思茅、勐海附近相对下沉，但 2 种平差速率结果在局部区域也有差异。图 3a 显示四川乡城—理塘小幅度下沉，滇西保山—施甸附近地区下沉，西昌以东到宜宾处于隆升阶段；图 3b 显示四川乡城—理塘为小幅度隆升，滇西保山—施甸附近地区也以隆升为主，西昌以东到宜宾相对下沉。王庆良等（2008）的

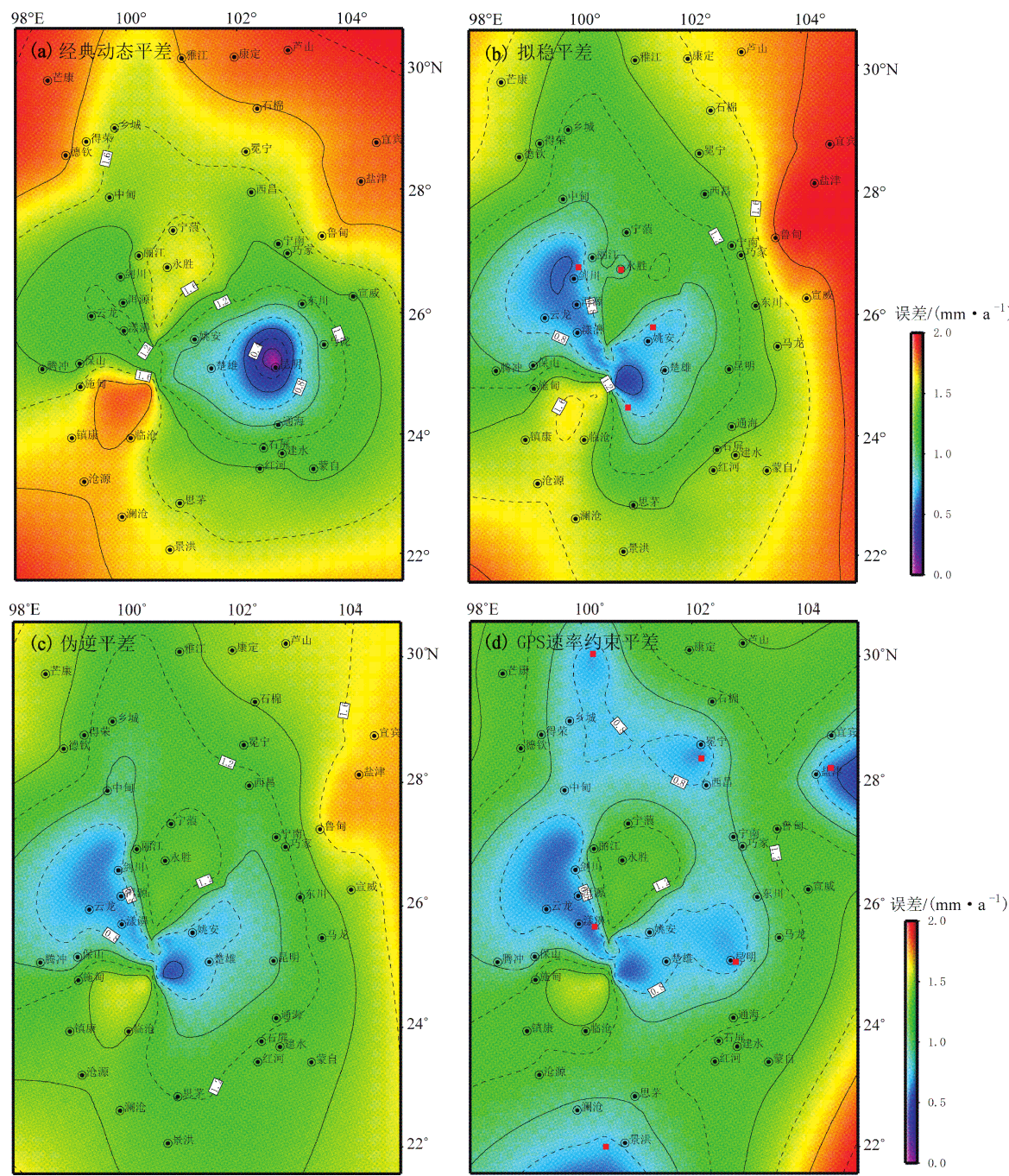


图 2 4 种平差方法速率误差分布

Fig. 2 The velocity error distribution of four adjustment methods

研究结果显示理塘、中甸之间的沙鲁里山、大小雪山等地区处于隆升阶段，其现今隆起速率为3.0~4.0 mm/a（相对宜宾），苏广利等（2017）的研究结果也显示中甸以北、乡城芒康南部的横断山地区以隆升为主，其中乡城附近隆升速率为3.0~4.0 mm/a，理塘—雅江—康定附近处于快速隆升阶段；四川盆地相对稳定，在构造活动上相对下沉，可见，GPS 约束平差结果与前人的研究结果更

为一致，也更符合该区域的地质构造运动背景。2种平差结果的差异一方面与平差时所选的基准有关，参考基准不同，速率会有所差异；另一方面还和误差有关，尤其是水准网边缘地区，经典动态平差在水准网形较大时，远离起算基准的边缘地区误差积累也较大，会对平差结果造成一定的影响。因此，平差时可适当选取一定的约束点提高平差的精度以及速率结果的可靠性。

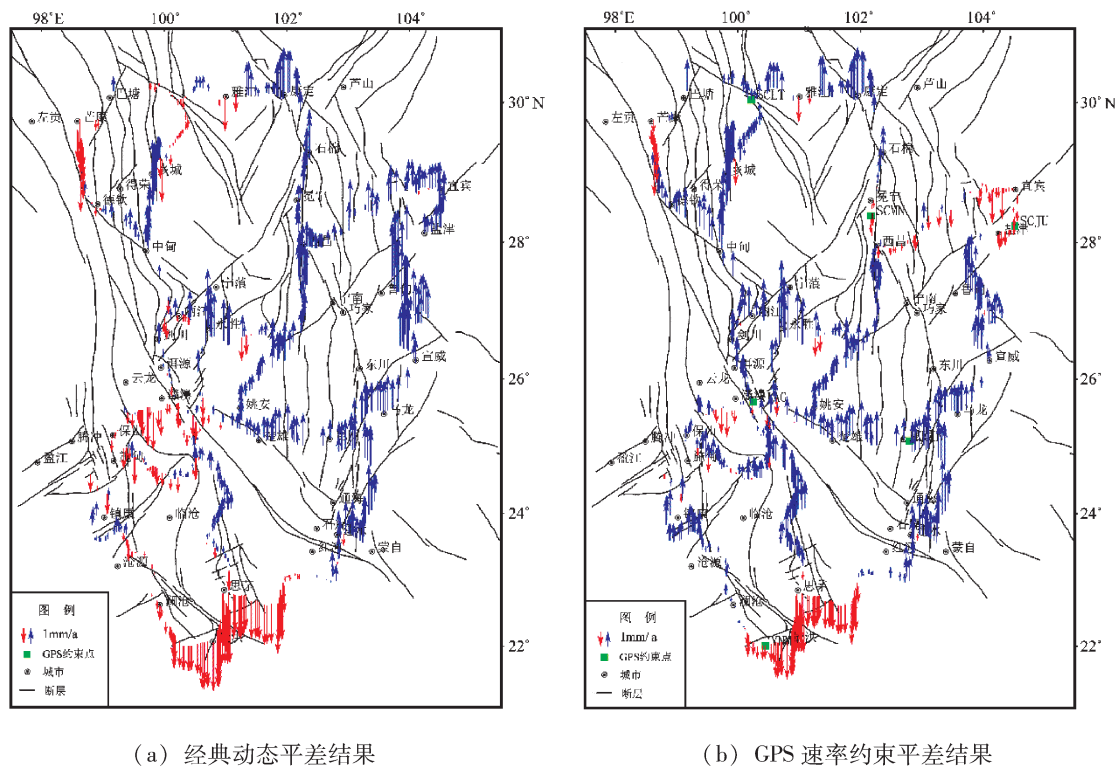


图3 1995—2016年川滇地区垂直速率矢量结果

Fig. 3 The vertical deformation rate vector results of Sichuan-Yunnan region 1995—2016

3 川滇地区垂直形变特征及主要断裂带活动性

川滇地区位于青藏高原的东南缘、南北地震带的中南段,是我国构造活动最强烈的地区之一,在欧亚板块和印度板块持续碰撞下,形成了异常复杂的地壳运动与构造变形特征。GPS连续资料显示川滇地区的变形速率分布很不均匀,变形速率高值区主要集中在滑动速率比较大的断裂带两侧,如小金河断裂、小江断裂、鲜水河断裂西北段、石屏—建水断裂、澜沧江断裂西南侧的南宁河西支断裂一带(方颖等,2014)。1995—2016年川滇地区垂直形变场结果显示(图3b),川滇地区主要处于大范围差异性的隆升阶段,只有四川盆地、滇西和滇西南少部分为区域下沉。川西理塘—雅江—康定附近快速隆升,康定附近最大隆升速率达 3.4 mm/a ;中甸以北到乡城南部也处于快速隆升阶段,乡城附近隆升速率为 $3.0\sim 4.0\text{ mm/a}$;安宁河北部的石棉至冕宁、西昌地区的垂向运动速率不明显,约为 $-1\sim 2.0\text{ mm/a}$,冕宁到西昌小幅下沉。西昌以东到宜宾的四川盆地相对下沉,速

率约为 $-1\sim 0\text{ mm/a}$ 。滇西北永胜地区表现为隆升运动,为 4.68 mm/a ;位于滇西南地区的思茅、勐海附近地区相对下沉,速率为 $-1\sim -3\text{ mm/a}$;楚雄—昆明、石屏—建水地区以隆升运动为主,垂向速率为 $0\sim 3\text{ mm/a}$ 。

基于GPS约束平差的速率结果(图3b),对研究区内的8条主要断裂带做了跨断裂长水准剖面(图4),进一步分析了主要断裂带的垂直活动特征。根据地质研究结果(王二七等,1995),小江断裂带可分成北、中、南3段,并经过多期构造运动,受到近NW向的挤压作用,中更新世以来小江断裂一直以左旋走滑运动为主,除在断裂北段部分地段表现出张性外,其余地段近期活动主要表现为左旋走滑为主的压扭性。图4a为昆明—弥勒剖面,位于小江断裂带中南段,分别跨越小江断裂西支和东支,可以看出小江断裂的西支活动性强于东支,均表现出压性运动,与地质构造背景相一致;图4b为雅江—康定剖面位于鲜水河断裂带南东段,跨越色拉哈断裂(又称康定断裂)、折多塘断裂,跨断裂剖面显示此处断裂两侧差异运动不明显,约 1 mm/a ;图4c为中甸—剑川剖面跨龙蟠—乔后断裂,该断裂走向NNE,主体倾向东,

倾角陡, 具有左旋走滑兼具明显的正断性质 (汤勇等, 2014; 常祖峰等, 2015), 跨断裂剖面显示此处断裂两侧差异运动不明显, 为 $0 \sim 1 \text{ mm/a}$; 图 4d 为丽江—永胜剖面, 跨越鹤庆—洱源断裂和程海断裂北段, 鹤庆—洱源断裂带位于川滇菱形块体西南缘、滇中次级地块西北隅的大理和丽江境内 (沈晓明等, 2016), 该段运动性质以左旋走滑为主, 局部地段兼具正断或逆冲性质, 跨断裂长水准剖面显示北段为逆冲性质; 丽江—永胜剖面跨越程海断裂的金官—永胜段, 断层走向 $N5^\circ W$, 倾向西, 以正断层为特征 (黄小龙等, 2016), 但跨断裂长水准剖面显示程海断裂的上盘相对上升, 下盘相对下降, 属于强烈的压性运动。图 4e 为镇康—沧源佤族自治县剖面跨南汀河西支断裂和东

支断裂的 SW 段, 断层倾向 NW, 跨断裂剖面表明南汀河断裂西支和东支均属压性活动, 东支断裂两侧的差异运动速率达 1.5 mm/a , 高于西支断裂; 图 4f 的澜沧—勐海—景洪剖面位于滇西南地区, 跨孟连—澜沧断裂、打洛—景洪断裂和景洪—大勐龙断裂, 3 条断裂均倾向 NW, 跨断裂剖面显示 3 条断裂均为压性活动; 图 4g 为元阳—建水剖面跨红河断裂南东段, 地质调查结果表明断裂南段现今活动的力学性质为压扭性, 呈右旋平移兼逆断活动 (王宇, 1994), 跨断裂剖面结果显示现今断裂两侧差异运动不明显, 垂直活动速率较低; 图 4h 为景东彝族自治县—思茅剖面跨镇远—普洱断裂, 断层倾向 NE, 跨断裂剖面显示断裂为弱压性活动。

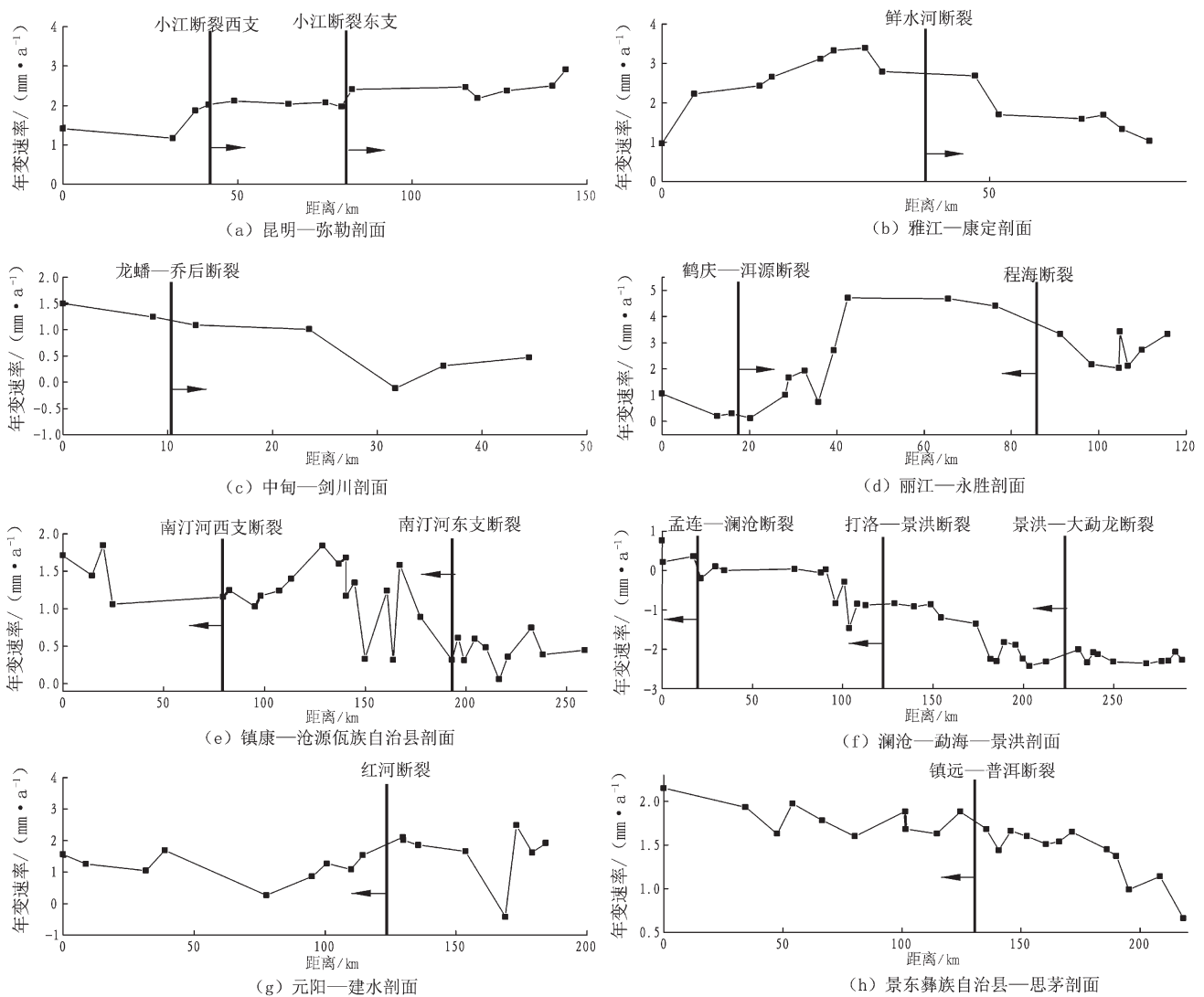


图 4 川滇地区主要断裂垂直速率剖面

Fig. 4 Vertical velocity profiles of main faults in Sichuan - Yunnan region

整体来看,川西地区处于快速差异性隆升阶段,位于鲜水河SE段的贡嘎山地区隆升速率相对较快,目前关于贡嘎山块体大幅隆升的机理有着不同的观点,徐锡伟等(2003)研究认为贡嘎山隆起是鲜水河断裂带左旋滑动速率SE向减小的端部应变转换效应,也有研究认为青藏高原东南边缘尤其是贡嘎山现今快速隆升运动,可能是与区域中下地壳的低黏滞性“管流”层流体压力变化有关(Clark *et al.*, 2003; Schoenbohm *et al.*, 2006)。而滇西南相对下沉区,可能与来自青藏高原北部物质向S—SE向的推挤受到印支—缅甸块体的阻挡,发生东西向的拉张变形有关。

4 结论

本文利用1995—2016年川滇地区的实测精密水准数据,分别采用经典动态平差、拟稳平差、伪逆平差和GPS速率约束平差4种平差方法进行计算,首先对4种平差方法的误差分布及结果的可靠性进行了分析,在此基础上进一步分析了1995—2016年川滇地区的地壳垂直形变特征和主要断裂的垂直活动特征,得到如下结论与认识:

(1) 4种平差方法中经典动态平差的误差最大,且沿起算点向四周扩散,离起算点越远的地方,误差分布越大;拟稳平差误差值有所减小,但沿拟稳点集中的区域向外扩展,越到水准网外围地区误差值越大;伪逆平差的误差小于经典平差和拟稳平差,相对来说误差分布比较均匀;GPS速率约束平差单位权中误差最小,速率误差在量值上也明显减小,空间分布上也更加均匀,尤其在网的边缘地区有效地控制了误差的增大和传播。从平差结果来看,这4种平差方法在水准数据平差处理中都是有效的。但经典动态平差、拟稳平差和伪逆平差都存在着基准假定的问题,而水准测量是一种测定高差的相对测量,在确定形变时不得不采用一些假定来作为参考基准,基准不同,会对平差结果造成一定的影响。因此,水准资料平差处理时适当选取一定的约束点可提高平差的精度以及速率结果的可靠性。

(2) 1995—2016年川滇地区主要处于大范围差异性隆升阶段,只有四川盆地、滇西和滇西南少部分地区下沉。康定、乡城附近地区快速隆升,隆升速率约为 $3 \sim 4\text{mm/a}$;滇西南地区的思茅、勐

海附近相对下沉,下沉速率约为 $-1 \sim -3\text{mm/a}$;跨断裂剖面结果显示川滇地区主要断裂带仍以继承性活动为主,大多数断裂与地质研究给出的背景活动性一致。小江断裂带中南段、鹤庆—洱源断裂北段、程海断裂的金官—永胜段、南汀河西支断裂和东支断裂南西段、孟连—澜沧断裂、打洛—景洪断裂和景洪—大勐龙断裂等都以压性运动为主,而鲜水河断裂中南段、龙蟠—乔后断裂垂直差异运动不明显,活动水平较弱。

本文研究结果可用于平差处理时方法以及约束条件的选取,但由于本文只选择一个区域作为研究,得到的结果可能具有一定的局限性,还有待日后进一步研究。

参考文献:

- 常祖峰,常昊,李鉴林,等. 2015. 楚雄—南华断裂晚第四纪活动与1680年楚雄6 $\frac{3}{4}$ 级地震[J]. 中国地震,31(3):492—500.
- 畅柳,王宁,时爽爽. 2018. 多种空间域滤波方法在大华北地区地壳垂直形变场中的对比分析[J]. 地震研究,41(3):464—471.
- 崔希璋,於宗俦,陶本藻,等. 2009. 广义测量平差[M]. 武汉:武汉大学出版社.
- 方颖,江在森,邵志刚,等. 2014. 利用GPS连续资料分析川滇地区的地壳变形特征[J]. 地震研究,37(2):204—209.
- 高艳龙,郑智江,韩月萍,等. 2012. GNSS连续站在天津地面沉降监测中的应用[J]. 大地测量与地球动力学,32(5):22—26.
- 郭宝震. 2016. 区域精密水准路线布设方向对观测精度的影响分析[J]. 震灾防御技术,11(3):611—624.
- 韩月萍,罗三明,陈阜超,等. 2015. 区域地壳垂直运动研究中的模型误差及其影响[J]. 大地测量与地球动力学,35(1):21—25.
- 郝明,王庆良,李煜航. 2017. 利用GRACE、GPS和水准数据研究西秦岭地区现今地壳垂直运动特征[J]. 大地测量与地球动力学,37(10):991—995.
- 郝明,王庆良,刘立玮,等. 2014. 基于水准数据的芦山7.0级地震震间期和同震位移场特征[J]. 科学通报,59(36):3631—3636.
- 黄立人,韩月萍,高艳龙,等. 2012. GNSS连续站坐标的高程分量时间序列在地壳垂直运动研究中应用的若干问题[J]. 大地测量与地球动力学,32(4):10—14.
- 黄立人,匡绍君. 2000. 论地面垂直形变监测中应用GPS技术的可能性[J]. 大地测量与地球动力学,20(1):30—37.
- 黄立人. 1986. 带权基准方程平差及转换[J]. 地壳形变与地震,6(3):199—208.
- 黄立人. 1990. 由复测精密水准提取地壳垂直运动信息可能性的探讨[J]. 测绘学报,19(4):257—266.
- 黄小龙,吴中海,吴坤罡,等. 2016. 滇西北永胜地区主要活动断裂与活动构造体系[J]. 地质力学学报,22(3):531—547.
- 江在森,巩守义. 1994. 水准监测网的分段速率整体平差[J]. 武汉测绘科技大学学报,19(2):157—162.
- 罗三明,董运洪,韩月萍,等. 2012. 复测水准网动态平差与静态平差结果的比较[J]. 大地测量与地球动力学,32(1):97—122.

- 沈晓明,李德文,孙昌斌,等. 2016. 鹤庆—洱源断裂带中段晚更新世以来的走滑活动[J]. 大地构造与成矿学,40(1):29–37.
- 苏广利,田晓,孙启凯,等. 2017. 川滇地区垂直形变和主要断层活动性研究[J]. 大地测量与地球动力学,37(7):686–691.
- 孙启凯,何庆龙,李腊月. 2018. 华北北部地区地壳垂直形变演化特征及断裂活动性分析[J]. 地震研究,41(3):438–445.
- 汤勇,胡朝忠,田勤俭,等. 2014. 云南龙蟠—乔后断裂剑川段古地震初步研究[J]. 地震,34(3):117–124.
- 陶本藻. 1982. 监测网形变分析的基准[J]. 地壳形变与地震,2(4):1–9.
- 王二七, Burchfiel B C, Rogden R H, 等. 1995. 滇中小江走滑剪切带晚新生代挤压变形研究[J]. 地质科学,30(3):209–219.
- 王庆良,崔笃信,王文萍,等. 2008. 川西地区现今垂直地壳运动研究[J]. 中国科学:地球科学,38(5):598–610.
- 王宇. 1994. 红河断裂南段活动性分析[J]. 地质灾害与环境保护,5(2):28–35.
- 徐锡伟,闻学则,郑荣章,等. 2003. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源[J]. 中国科学:地球科学,33(增刊1):151–162.
- 杨国华,黄立人. 1990. 速率面拟合法中多面函数几个特性的初步数值研究[J]. 地壳形变与地震,10(4):70–82.
- 于宗俦,陶本藻,陈恒禄,等. 1980. 全国复测水准网的动态平差[J]. 武汉测绘学院学报,(1):8–26.
- 占伟,李斐,朱爽,等. 2016. 应用 GPS 连续观测修正流动观测垂向速率的分析与实验[J]. 武汉大学学报(信息科学版),41(7):963–968.
- 张勤,范一中. 2001. 地壳垂直运动的均衡理论及分析模型[J]. 测绘学报,30(3):233–237.
- Clark M, Royden L, Burchfiel B C, et al. 2003. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet: implication for lower crustal flow[J]. Geophys Res Abs,5:12969.
- Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L. 2006. Propagation of surface uplift lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau[J]. Geology,34(10):813–816.

Dynamic Adjustment of Re – measurement Leveling Network and Its Application in Vertical Crustal Deformation in Sichuan – Yunnan Region

LI Layue, YANG Guohua, ZHENG Zhijiang, YIN Haiquan, JIA Yue

(The First Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Tianjin 300180, China)

Abstract

The starting point problem of leveling has always been a key issue in leveling network adjustments. Based on dynamic classical adjustment, Quasi – stable adjustment, pseudo – inverse adjustment and GPS rate – constrained adjustment, this paper takes the measured data of 1995—2016 in Sichuan and Yunnan as an example, and carries out the adjustment calculation by the above adjustment methods, then explores the advantages and disadvantages of these kinds of adjustment methods in the leveling network adjustment. On this basis, we analyze the vertical crustal deformation characteristics of the Sichuan – Yunnan region from 1995 to 2016. The results show that the GPS rate constraint adjustment is better than the dynamic classical adjustment, quasi – stable adjustment and pseudo – inverse adjustment in case of conditions. It is mainly reflected that the GPS rate is known, rate error after adjustment is significantly reduced, and it can effectively restrain the propagation and accumulation of error; while the Quasi – stable adjustment and pseudo – inverse adjustment are better than dynamic classical adjustment, but there are also the problem of the benchmark assumption. During the period of 1995 – 2016, the Sichuan – Yunnan region was in a period of differential uplift. Only a few parts of the Sichuan Basin, Northwest Yunnan and Southern Yunnan were subsiding. The results of the cross – fault profile show that several main faults in the Sichuan – Yunnan region are dominated by inherited movements.

Keywords: precise level measurement; Sichuan – Yunnan region; dynamic adjustment; crustal deformation; fault movement