

马栋、晏锐、武艳强等, 2013, 张渤带洞体应变参数解算及结果分析, 中国地震, 29(1), 97 ~ 106。

张渤带洞体应变参数解算及结果分析

马栋¹⁾ 晏锐²⁾ 武艳强³⁾ 范强¹⁾ 陈建国¹⁾

1) 河北省地震局, 石家庄市槐中路 262 号 050021

2) 中国地震台网中心, 北京 100045

3) 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

摘要 采用张渤带 2002 年以来的洞体应变观测资料, 首先利用 Venedikov 调和分析方法计算带内各个台站洞体应变测项的潮汐因子和相位滞后, 并以潮汐因子的稳定性对观测资料进行了质量评价。其后, 以怀来台伸缩仪为例讨论了 3 分量和 2 分量观测解算平面应变参数的模型及其适用性, 结果表明二者的相关系数在 0.9 以上。在此基础上, 选取张渤带上资料较稳定的 16 个洞体应变台站资料进行了应变参数时间序列计算, 并对华北 M5.0 地震前应变参数同步变化现象进行了总结。最后对比了洞体应变与 GPS 应变的差异, 并分析了可能的原因。

关键词: 应变参数 洞体应变 张渤带

[文章编号] 1001-4683 (2013) 01-0097-10

[中图分类号] P315

[文献标识码] A

0 引言

国内对洞体应变资料的研究始于 20 世纪 80 年代, 经过 20 多年的发展, 应变固体潮汐的理论基础不断完善。刘序俨等 (1986; 刘序俨, 1994) 采用 Doodson 引潮位展开, 推导了应变固体潮的大地系数和相位改正, 并通过 Venedikov 调和分析计算, 对理论值公式进行了验证, 给出了 3 个台站的首批应变固体潮观测资料的维氏调和分析结果。杜慧君等 (1993) 用 Venedikov 方法对应变观测资料进行调和分析, 计算结果表明应变观测 NS 向固体潮幅度及均方差明显优于 EW 向。蒋骏等 (1993, 1994) 根据应变花理论 (尹祥础, 1985), 给出了由任意 3 方向潮汐线应变组合观测确定平面应变状态及提取潮汐面应变、体应变、平面剪切应变等信息的方法和公式, 并利用两潮汐线应变差组合的特征, 对地表潮汐剪切应变进行模拟, 提出了由地表任意两独立方向潮汐线应变的组合观测确定地表潮汐平面应变状态的方法和公式。张雁滨等 (1996, 1997) 计算了我国部分潮汐应变观测点的理论应变状态和观测应变状态。张晶等 (2008) 通过对连续应变观测台站的资料处理, 发现 2006 年文安 5.1 级地震前局部地区主应变方向与该区小震震源机制 P 轴方位出现偏转, 且变化基本同步。

张渤带及邻区属于华北地区的强震多发区, 近年发生的破坏性地震主要有 1969 年渤海 7.4 级、1976 年唐山 7.8 级、1998 年张北 6.2 级地震等。张渤带的张家口、蔚县、易县、怀来

[收稿日期] 2012-09-14; [修定日期] 2012-11-22

[项目类别] 中国地震局 2012 年度震情跟踪青年课题 (2012020206) 和河北省科技支撑计划 (09276904D) 共同资助

[作者简介] 马栋, 男, 1979 年生, 工程师, 主要从事地壳形变与地震预测方面的研究工作。

E-mail: madong0311@163.com

等洞体应变测项都出现过明显的趋势性异常,因此结合该区其它洞体应变资料研究应变参数的时空变化特征,可以为张渤带洞体应变异常跟踪及震情分析提供参考依据。本文根据该区 17 个洞体应变台站的观测资料,分别计算每个台站伸缩仪资料的 M_2 波潮汐因子和相位滞后,定量评价资料的可靠性。在此基础上,选择稳定可靠的 16 个台站的洞体应变资料,计算最大主应变 e_1 、最小主应变 e_2 、最大剪应变 τ 、最大应变主轴方位角 α 等应变参数,分析应变参数计算方法和结果的可靠性;并根据滦县 5.0 级地震、张北 6.2 级地震、大同 5.6 级地震和文安 5.1 级地震等震例研究张渤带应变参数的时空变化特征。

1 张渤带构造特征及其洞体应变资料概况

张渤带是华北地震构造区中 NW 向活动构造带,由近 20 条 NW 至 NWW 向断裂断续斜列组合而成。该断裂带西起张家口以西,向东南经怀来、顺义、三河、天津等地,穿过渤海,直至烟台北部海域,全长约 780km,宽约 150km(张红艳,2009)。方颖等(2008)利用 GPS 资料,采用聚类方法分析张渤带的活动性,认为张渤带是首都圈地壳运动最强烈的断裂带。

张渤带的洞体应变观测台站主要有张家口、怀来、易县、蓟县、烟台等,邻近地区的洞体应变台站观测主要有营口、代县、丹东等,共计 17 个。洞体应变观测布置的仪器为伸缩仪,其中张家口、怀来、易县、南山城等台站为 3 分量布置,其余台站为 2 分量布置。该区域 1995 年以来($33^{\circ} \sim 43^{\circ}N$ 、 $108^{\circ} \sim 125^{\circ}E$)共发生 7 次 5 级以上地震(去除余震),分别是 1995 年 10 月 6 日滦县 5.0 级、1996 年 5 月 3 日包头西 6.4 级、1997 年 7 月 28 日南黄海 5.1 级、1998 年 1 月 10 日张北 6.2 级、1999 年 11 月 1 日大同 5.6 级、1999 年 11 月 29 日岫岩 5.4 级以及 2006 年 7 月 4 日文安 5.1 级地震(图 1)。

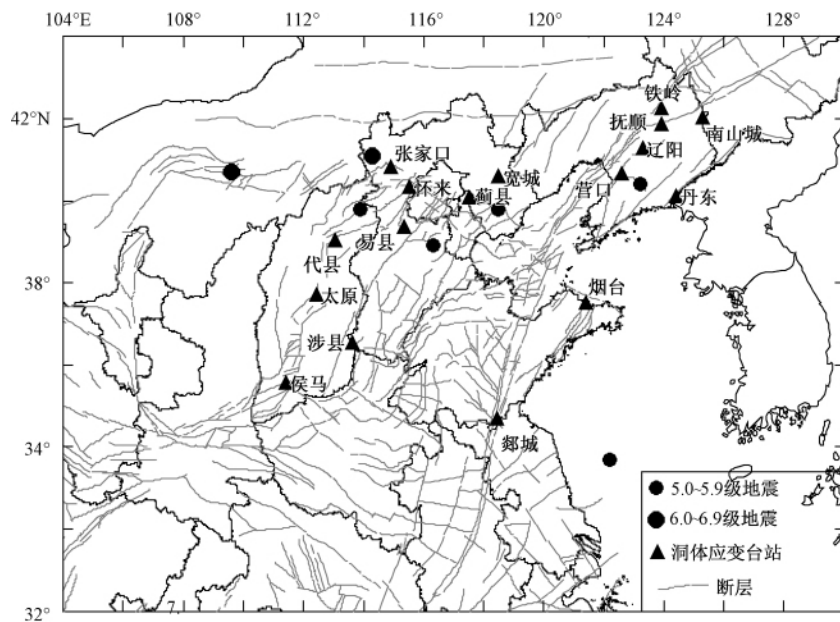


图 1 张渤带洞体应变台站分布及 5 级以上地震分布图

2 洞体应变资料的评价

对张渤带及其邻区的洞体应变数据(小时值)用 M_2 波潮汐因子和相位滞后等方法进行定量评价(表 1)。由表 1 可见,潮汐因子最小的台站为代县台,最大的为丹东台,潮汐因子取值为 0~1 的占 72%、1~2 的占 27%、2~3 的占 11%;计算误差较大的台站为丹东台、南山城台、郟城台、涉县台,其余台站的潮汐因子计算误差均小于 0.1。少数台站不同分量伸缩仪的潮汐因子差异较大,例如怀来台 EW 分量为 0.241,NE 分量为 0.782,而 NS 分量为 3.358,这种差异主要是由仪器响应灵敏度、洞室条件等因素造成的。用小时值的伸缩仪数据计算潮汐因子主要用于评价资料的稳定性,某时间段 M_2 波潮汐因子变化幅度较大的现象主要是由伸缩仪观测数据的异常变化以及仪器等原因引起的,例如易县台伸缩仪 2006 年 12 月、怀来台伸缩仪 2007~2008 年潮汐因子的大幅变化是由于该时段观测资料出现的趋势性异常变化所致,铁岭台伸缩仪 2007 年 7~9 月出现的大幅变化与仪器原因造成的缺测有关。因此,在进行资料评价时考虑到潮汐因子的整体稳定性,取 M_2 波潮汐因子的均值作为资料评价的指标(图 2、表 1)。各个台站的 M_2 波相位滞后都较为稳定,周期性变化主要是与温度、气压等变化有关(图 3)。烟台测点资料不连续,因此在以下计算中去除该台,仅使用其他 16 个台站的资料。另外,为了表征潮汐因子的精度指标,图 2 和图 3 同时给出了潮汐因子和相位滞后的误差分布。

表 1 张渤带及其邻区洞体应变测项潮汐因子及其误差

序号	测项	潮汐因子误差	潮汐因子	序号	测项	潮汐因子误差	潮汐因子	序号	测项	潮汐因子误差	潮汐因子
1	代县台 EW	0.061	0.550	13	蓟县台 EW	0.015	0.809	25	郟城台 NS	0.337	0.854
2	代县台 NS	0.017	0.142	14	蓟县台 NS	0.028	0.929	26	铁岭台 EW	0.066	0.455
3	丹东台 EW	0.107	3.418	15	辽阳台 EW	0.077	2.318	27	铁岭台 NS	0.054	1.656
4	丹东台 NS	0.028	0.787	16	辽阳台 NS	0.043	0.349	28	营口台 EW	0.068	0.477
5	抚顺台 EW	0.057	0.737	17	南山城台 EW	0.194	1.990	29	营口台 NS	0.036	0.908
6	抚顺台 NE	0.018	0.211	18	南山城台 NE	0.126	1.250	30	易县台 EW	0.045	1.611
7	抚顺台 NS	0.019	0.263	19	南山城台 NS	0.048	0.572	31	易县台 NE	0.018	1.234
8	怀来台 EW	0.028	0.241	20	涉县台 EW	0.095	0.382	32	易县台 NS	0.018	1.115
9	怀来台 NE	0.026	0.782	21	涉县台 NS	0.116	0.613	33	张家口台 EW	0.031	0.444
10	怀来台 NS	0.091	3.358	22	太原台 EW	0.039	0.725	34	张家口台 NS	0.016	0.357
11	侯马台 EW	0.023	0.545	23	太原台 NS	0.024	1.177	35	宽城台 EW	0.030	0.721
12	侯马台 NS	0.023	0.310	24	郟城台 EW	0.121	0.846	36	宽城台 NS	0.263	0.374

3 应变参数计算方法

根据实际观测的伸缩仪资料计算应变参数的方法有两种:①具有 3 分量的洞体应变观测台站,采用 3 分量伸缩仪资料计算应变参数(刘序俨,1994;蒋骏等,1993;张雁滨等,1997);②部分台站只有 2 个伸缩仪分量,通过应变组合观测信息提取的计算模型和过程(蒋骏等,1993;张雁滨等,1997),也能够计算出应变参数,但对该方法需要通过实际观测资料进行分析和验证。本文采用伸缩仪的日均值数据进行计算,以下分别给出 3 分量和 2 分量应变参数的计算方法和过程。

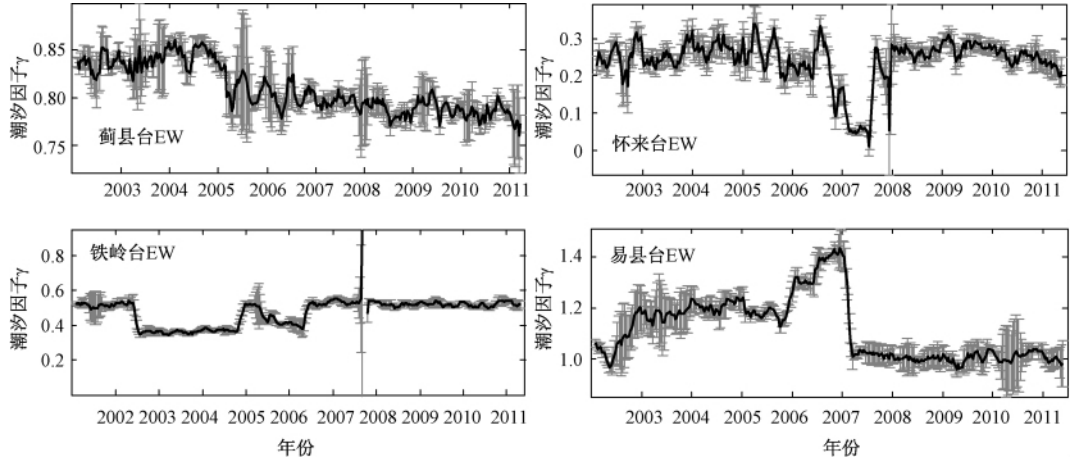


图2 潮汐因子时间序列图

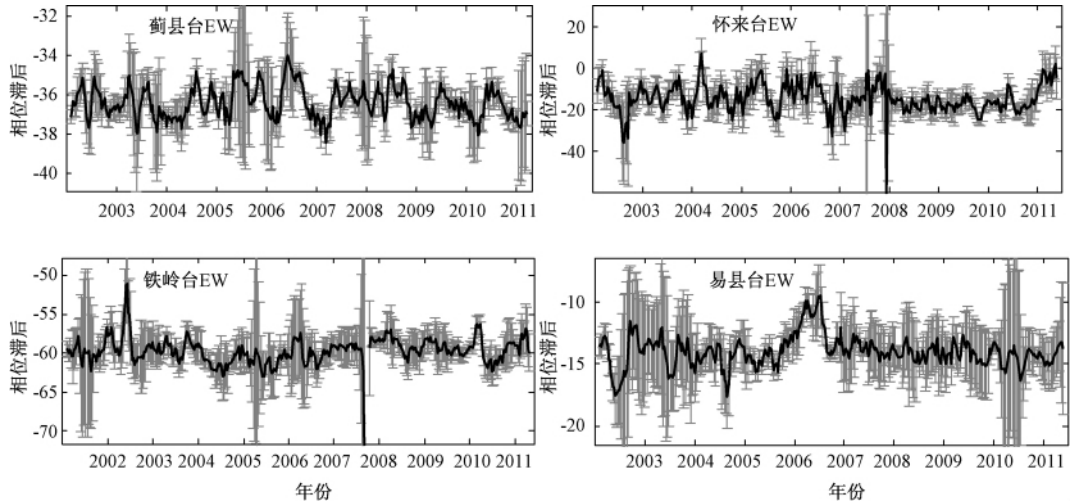


图3 相位滞后时间序列图

3.1 3个观测分量应变计算方法

根据观测点上3个不同方位(方位角分别为 α_1 、 α_2 、 α_3)布设的潮汐线应变观测值(e_{11} 、 e_{22} 、 e_{33}),组成观测方程(式1)。根据式(1)中3个方程即可求得3个未知数 $e_{\theta\theta}$ 、 $e_{\lambda\lambda}$ 和 $e_{\theta\lambda}$,进而可以计算得到其它的应变矢量,比如最大主应变 e_1 、最小主应变 e_2 (式2)、最大剪应变 τ (式3)和最大主应变方位角 α (式4)。

$$e_{ii} = e_{\theta\theta} \cos^2 \alpha_i + e_{\lambda\lambda} \sin^2 \alpha_i - e_{\theta\lambda} \sin 2\alpha_i, \quad (i = 1, 2, 3) \quad (1)$$

$$e_1 = \frac{e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda}}{2} + \sqrt{\left(\frac{e_{\theta\theta} - e_{\lambda\lambda}}{2}\right)^2 + e_{\theta\lambda}^2}; \quad e_2 = \frac{e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda}}{2} - \sqrt{\left(\frac{e_{\theta\theta} - e_{\lambda\lambda}}{2}\right)^2 + e_{\theta\lambda}^2} \quad (2)$$

$$\tau = e_1 - e_2 = \sqrt{\left(\frac{e_{\theta\theta} - e_{\lambda\lambda}}{2}\right)^2 + e_{\theta\lambda}^2} \quad (3)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{-2e_{\theta\lambda}}{e_{\theta\theta} - e_{\lambda\lambda}} \right) \quad (4)$$

3.2 2 个观测分量应变计算方法及结果的可靠性分析

对于只有 2 个分量潮汐线应变观测的台站(观测方位角为 α_1 、 α_2),对地表潮汐实际的剪切应变 $e_{\theta\lambda}$ 可用理论值 $ke_{\theta\lambda}^T$ 进行模拟: $e_{\theta\lambda} = ke_{\theta\lambda}^T$, 响应系数(潮汐因子) k 可由 2 个不同方向的潮汐线应变实测资料用调和分析或 Nakai 拟合获得(蒋骏,1993;张雁滨等,1997),其余计算步骤与 3 个方向上均布设有潮汐线应变观测的计算方法相同。

为考察 2 分量潮汐线应变资料计算应变参数的可靠性,选择具有 3 分量伸缩仪观测的台站,分别用 3 分量、2 分量观测值计算出平面应变参数,用计算相关系数等方法对计算结果进行精度评定。

选取怀来台伸缩仪 3 分量(NS、EW、NE)2002~2011 年的数据(基线布设方位分别为 0° 、 90° 、 45° ,基线布设长度分别为 16.32、14.38、16.35m)。根据 3 分量观测资料计算出平面应变参数,再用 2 分量(NS、EW)伸缩仪资料以及剪切应变的理论值与 2 分量差应变的潮汐因子计算出应变参数。图 4 给出了 2 种计算方法得到的最大主应变 e_1 和最小主应变 e_2 。由图 4 可知,2 种计算方法得出的平面应变参数趋势变化较为接近,其中计算出的最大主应变的相关系数为 0.991,最小主应变的相关系数为 0.960,并且二者差值变化幅度也较小,因此用 2 分量伸缩仪观测资料计算应变参数结果较为可靠。但是 2 分量伸缩仪数据计算应变参数方法是当伸缩仪布设受限时(即未布设第 3 分量)的一种替代方法,在具体的应变参数计算时会带入一定的偏差,因此在有 3 分量伸缩仪布设的台站,仍以 3 分量伸缩仪数据计算应变参数方法为宜。

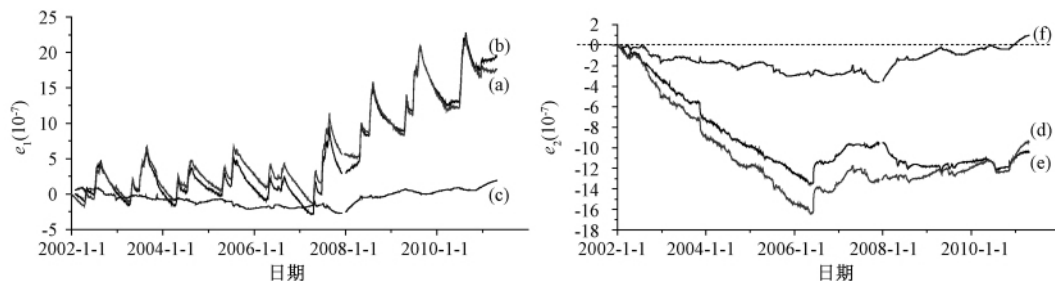


图4 应变参数计算结果对比分析

- (a) 3 分量计算的最大主应变; (b) 2 分量计算的最大主应变; (c) 两种计算方法差值, 即 (a) ~ (b)
(d) 3 分量计算的最小主应变; (e) 2 分量计算的最小主应变; (f) 两种计算方法差值, 即 (d) ~ (e)

4 应变参数计算结果分析

张渤带及其邻区应变参数的计算结果表明,2002~2011 年多个台站的应变参数出现明显的同步转折现象;2006 年文安 5.1 级地震之前怀来台、蓟县台、铁岭台、易县台、张家口台的最大剪应变 τ (图 5) 都出现了明显同步转折,其中张家口台、铁岭台、易县台为转折向上,怀来台在原有向上趋势变化背景下出现下降变化、文安地震之后又转为上升;文安地震前张渤带多个台站的最大剪应变 τ 表现为逐步增强趋势。2009 年怀来等台最大剪应变 τ 又出现明显的同步趋势性转折,至 2011 年末又出现多个台站最大剪应变 τ 的同步趋势性转折。

多个台站的面应变 s 在文安地震之前也出现同步转折,最大剪应变 τ 与面应变 s 的对比情况为:怀来台 τ 、 s 转折方向一致,而蓟县、铁岭、易县、张家口等台站 τ 、 s 的转折方向相反(图 5)。单个台站最大剪应变 τ 的变化只能反映本区域的应变变化特征,多个台站的最大剪应变 τ 出现明显的同步变化特征,能反映出一个构造带或多个构造带上的地壳变化特征。2001~2004 年华北地区 GPS 速度场显示近 EW 向相对拉张的运动,与该区构造运动趋势背景特征相反;2004~2007 年的运动场恢复到常态,重新显示以 EW 向主压应力为主的背景性活动;2007~2009 的 GPS 运动场显示出了较突出的差异变化(张风霜等,2011)。因此根据 GPS 背景场的变化特征,张渤带多个台站在 2006、2009 年应变参数出现的同步趋势性转折也反映了该区域应变场的变化特征。

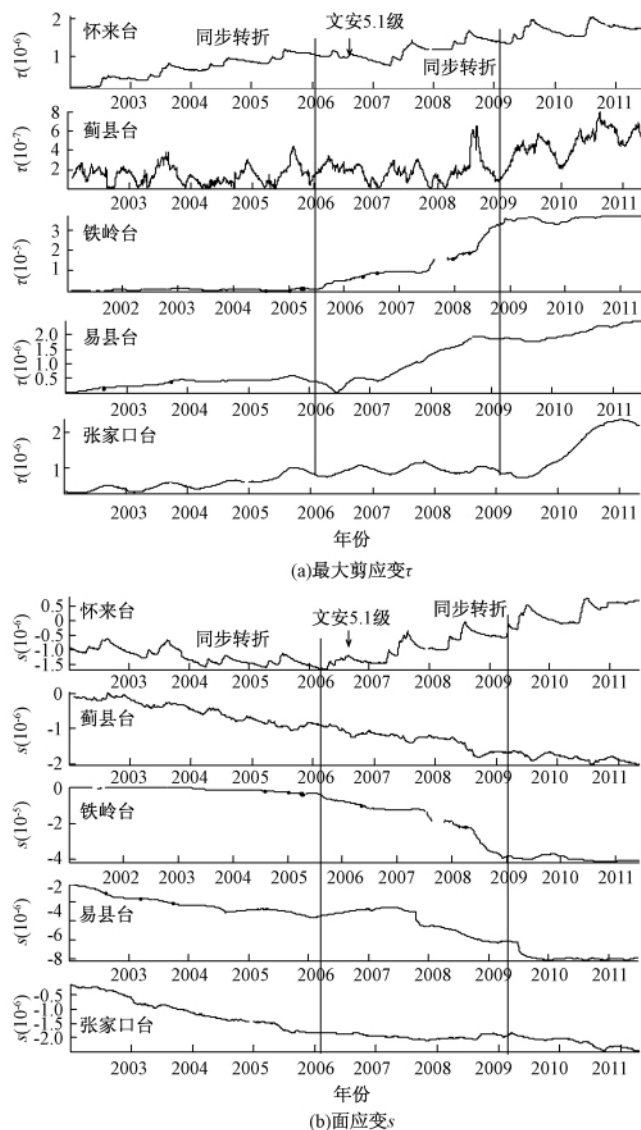


图5 多台最大剪应变、面应变随时间的变化

怀来、易县、张家口等台的应变参数在 1995 年滦县 5.0 级、1998 年张北 6.2 级、1999 年大同 5.6 级、2006 年文安 5.1 级地震前都有较为明显的趋势性异常变化。以怀来台为例(图 6), 滦县 5.0 级地震前 e_1 由平稳变化转为下降; 张北地震发生前 e_1 、 e_2 、 s 由上升转为平稳或下降, τ 由下降转为上升; 大同地震前, 怀来台的各项应变参数均由上升转为下降、在下降的过程中发震; 文安 5.1 级地震也发生在应变参数转折时段。在其它地震带, 例如祁连山地震带, 应变参数的趋势性转折情况也有较好的震例, 根据武都地应变解算出的主应变、最大剪应变等在 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震前表现为较大幅度的趋势性转折(牛安福等, 2003)。

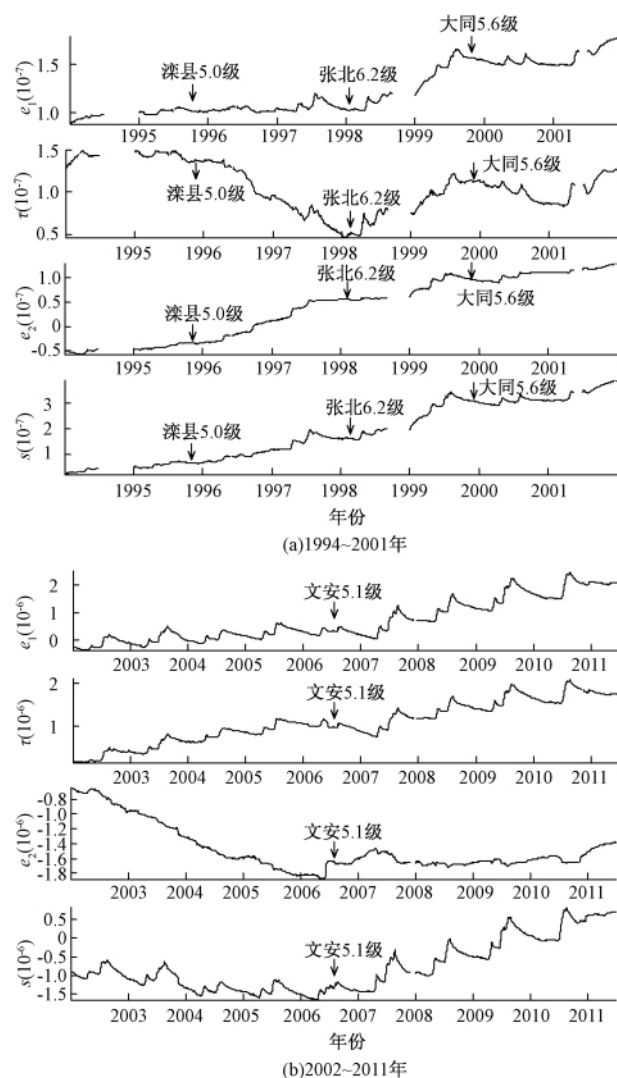


图 6 怀来台应变参数随时间的变化

5 伸缩仪应变结果与 GPS 应变率计算结果对比分析

按照时间段(1999~2001年、2001~2004年、2004~2007年),对伸缩仪资料计算得到的应变时间序列进行最小二乘直线拟合,计算出该时间段内的应变率,单位为 10^{-9}a^{-1} 。按照对应时间段,对最大应变主轴方位角 α 取平均值(表2),与根据华北地区低频水平主应变率场图(杨国华等,2009)所给出的GPS应变计算结果进行对比分析。

表2 伸缩应变计算结果与GPS应变计算结果对比

时段	台站	最大主应变率(10^{-9}a^{-1})		最小主应变率(10^{-9}a^{-1})		方位角($^{\circ}$)	
		伸缩仪结果	GPS结果	伸缩仪结果	GPS结果	伸缩仪结果	GPS结果
1999~2001年	怀来台	14.9	张	14.9	压	-30.8	-30~-40
	易县台	-23	张	-166.7	压	98.7	10~20
	张家口台	-258.1	张	17.7	压	44.9	-40~-50
2001~2004年	怀来台	196.2	张	-153.1	张	-5.6	-40~-50
	易县台	233.3	张	-1364.9	张	65.2	90~100
	张家口台	-174.6	张	-117.3	压	44.7	130~140
2004~2007年	怀来台	113.2	张	-128.2	压	16.8	-10~-20
	易县台	-148.7	张	-104.9	压	67.1	10~20
	张家口台	83.5	张	-326.4	压	40.8	120~130

由于其它台站计算的应变参数序列的时间长度较短,本文仅选取3个台的计算结果与GPS应变率的计算结果进行对比分析。根据伸缩仪计算得到的应变率结果显示,怀来台主应变2001~2004年、2004~2007年的变化较为稳定,易县台主应变2001~2004年的量值较1999~2001年高1个数量级,张家口台主应变在3个时间段的变化较为稳定;3个台站伸缩应变得到的最大应变主轴方位角以张家口台最为稳定,变化范围为 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$,怀来台和易县台的最大应变主轴方位角的稳定性较差(表2)。由于伸缩仪观测数据受到洞体温度、仪器观测系统、地壳应力变化等因素造成的趋势性变化的影响,依其得到的主应变及应变方位角数据具有不稳定的特征。

伸缩仪应变参数计算结果与GPS应变率计算结果的对比分析表明,张压性质一致性为63%,方向一致性为49%(表2)。伸缩仪应变计算最大主应变 e_1 、最小主应变 e_2 的数值范围为 $10^{-7}\sim 10^{-8}$,而由GPS应变率得到的 e_1 、 e_2 数值范围为 $10^{-9}\sim 10^{-10}$ (杨国华等,2007、2009),二者相差接近两个数量级,并且张压性质、方向也不完全一致。其主要原因可归结为如下:①安装伸缩应变两端的基岩具有非均匀性特征,可能会导致一定的漂移;②仪器本底存在不同程度的漂移量以及温度、气压等变化造成的周期性变化等;③由于这些漂移信息不能有效的扣除,致使计算得到应变值偏大。由于伸缩应变与GPS应变率结果对比的一致性不好,因此对伸缩仪计算得到的应变信息(e_1 、 e_2 、 τ 、 s 、 α 等)需要做进一步的处理,不能将计算结果直接用于应变场的分析和研究。在日本东海地震发生前两年半和半年的时间,分量应变仪先后记录到地块岩石地层强烈受压事件,受压幅度达到 10^{-4} 应变量级(池顺良,2011)。因此伸缩仪记录到的应变信息达到 10^{-7}a^{-1} 不能简单地解释为漂移,其中包含有真实的应变信息。虽然根据伸缩仪资料计算应变参数用于大区域的应变场的分析还有很多问题需要解决,但是从多个台站应变参数的变化等方面进行震例研究,例如同步的趋势性变化

等,对于分析区域应变特征具有一定的意义。

6 结论与讨论

张渤带及其邻近地区有 17 个台站用伸缩仪进行应变观测,用单台的伸缩仪资料来分析异常具有一定的局限性,把多个台站的伸缩仪资料进行应变参数计算和对比分析,可以识别到一些同步性的趋势变化信息。由于存在这些同步或准同步的变化信息,可以判定这些趋势性变化不完全由台站周围的环境干扰所致,其中应包含有地壳局部的应变信息。

(1) 对张渤带及其邻区的洞体应变资料用 M_2 波潮汐因子和相位滞后等方法进行定量评价的结果表明,潮汐因子较为稳定,除个别台站,潮汐因子计算误差均小于 0.1。

(2) 对布设有 3 分量伸缩仪台站的观测资料,分别采用 3 分量和 2 分量的伸缩仪观测资料计算应变参数。2 种方法计算结果的相关系数在 0.9 以上。

(3) 对张渤带及其邻近地区的洞体应变资料分析表明,在文安地震前多个台站的应变参数出现明显的同步趋势性转折变化,说明多台的应变参数能够在一定程度上反映区域的应变特征。另外,2006、2009 年张渤带存在 2 次大范围的洞体应变参数趋势性转折现象,其深层次的动力学原因有待更加深入的研究。

(4) 洞体应变与 GPS 结果在变形性质上存在一定的一致性,但量值上差异较大。不同台站洞体应变观测结果相关性较差,表明其主要反映单点(局部)的变形结果。而 GPS 由于统一参考框架的存在,更加适合大区域相对运动分析,其优势在于反映线或面的变形特征。

致谢: 本研究中潮汐因子和相位滞后的计算及误差分析得到了中国地震局预测研究所刘琦的指导,中国地震台网中心闫伟在资料收集和课题研究中提供了帮助,两位匿名审稿老师给出了中肯的修改意见,在此一并表示衷心感谢。

参考文献

- 池顺良,2011,日本 9 级大震前我国钻孔应变网测到两起地块强烈受压事件,地球物理学进展,26(5),1583~1587。
- 杜慧君、丁伟民、周翠屏等,1993,我国洞体应变固体潮调和分析结果,大地测量与地球动力学,(4),81~85。
- 方颖、江在森、张晶等,2008,张家口-渤海断裂带现今运动状态分析,大地测量与地球动力学,28(1),11~15。
- 蒋骏、张雁滨,1993,地表潮汐线应变组合观测的信息提取方法,中国地震,9(1),74~82。
- 蒋骏、张雁滨,1994,潮汐线应变组合观测的物理力学实质及其调和分析,地球物理学报,37(增刊 2),204~212。
- 刘序俨,1994,应变固体潮主应变及剪应变的计算——四川姑咱台应变固体潮分析,地球物理学报,37(增刊 2),213~221。
- 刘序俨、李平,1986,应变固体潮理论值计算及其调和分析,地球物理学报,29(5),460~467。
- 牛安福、张晶、张晓青等,2003,昆仑山口西 8.1 级地震前祁连山地震带附近形变异常的演化特征,地震,23(4),21~26。
- 杨国华、韩月萍、杨博等,2009,华北地区最近几年水平形变场的含义与讨论,山东科技大学学报(自然科学版),28(6),1~8。
- 杨国华、张风霜、韩月萍等,2007,华北地区现今水平运动场的动态特征,地震,27(2),1~8。
- 尹祥础,1985,固体力学,36~45,北京:地震出版社。
- 张风霜、杨博、占伟,2011,华北地区水平形变场动态变化分析,地震,31(1),75~85。
- 张红艳、谢富仁、崔效锋等,2009,张渤带陆地现代构造应力场的非均匀特征,中国地震,25(3),314~324。
- 张晶、陈荣华、王武星,2008,文安地震与区域应变场变化综合研究,大地测量与地球动力学,28(1),28~31。
- 张雁滨、蒋骏,1997,潮汐线应变观测的地表平面应变状态,地壳形变与地震,17(1),70~75。

张雁滨、蒋骏、周翠屏, 1996, 地表潮汐线应变、剪应变与面应变观测的残差矢量及其震兆变化, 地壳形变与地震, 16(3), 49 ~ 54。

Calculation and research of the strain parameters by cave strain observation of the Zhangjiakou-Bohai seismic belt

Ma Dong¹⁾ Yan Rui²⁾ Wu Yanqiang³⁾ Fan Qiang¹⁾ Chen Jianguo¹⁾

1) Earthquake Administration of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China

2) China Earthquake Networks Center, Beijing 100036, China

3) Institute of Earthquake Science, CEA, Beijing 100036, China

Abstract The paper calculates the tide factor and phase lag by using Venedikov harmonic analysis of Cave Strain Observation of the Zhangjiakou-Bohai seismic belt, and the stability of the tide factor as the evaluation index. The paper then discusses the calculation models and usability of three orientation and two orientation strain parameters based on Huailai station, and the conclusion shows that the correlation coefficient of two calculation models results is above 0.9. We calculate the strain parameters time sequence of 16 stations on the Zhangjiakou-Bohai seismic belt with the calculation model of strain parameters, and we summarize the significant trend reverse of the strain parameters on the several earthquakes ($M_L \geq 5.0$) of North China. Finally we contrast the cave strain and GPS strain, and discuss the possible reasons of the difference.

Key words: Strain parameters Cave strain observation Extensometer The Zhangjiakou-Bohai seismic belt