

问题讨论

重力潮汐观测资料的改正和异常 背景值的显示问题

李瑞浩 孙和平 陈冬生

(中国武汉 430071 国家地震局地震研究所)

傅永好

(中国昆明 650041 云南省地震局)

摘要

本文系统地研究了重力潮汐观测的改正和作为地震预报研究的异常背景值的显示问题。文章讨论了仪器弹性系统流变模型改正和惯性改正以及海洋潮汐等的资料精确化问题和气压、地下水等对重力潮汐观测的影响，并给出了相应的结果。文章还讨论了台站重力测量中非潮汐信息的提取问题，从理论上论证并对比了几种滤波器的实质。

关键词 重力潮汐；资料精确化；显示异常

一、前言

重力预报方法实用性研究主要包括如下三方面的问题：1)在清理异常基础上归纳出若干种有震例为基础的预报指标；2)获得这些指标的资料处理和分析方法的优化过程；3)在资料处理的基础上如何显示异常背景值问题。固体潮潮汐因子时间变化和消除潮汐信号后的非潮汐成分的异常积累已被分析部门和许多实际工作者作为提取地震前兆信息的背景值^[3]。本文将与此有关的问题作一些扼要讨论。为了节省篇幅，尽量减少公式的推导过程。

二、固体潮观测资料改正问题

地震预报各种观测手段均在弹性地球表面上进行，这些观测资料都受地球潮汐变形的影响，在强化各种观测资料精度过程中必须顾及这种影响^[3]。另一方面，反映地球弹性变形特征的潮汐信号本身又可负载有地震信息。目前人们都很关心固体潮的研究和观测，并把潮汐因子的时间变化当作探索地震预报的一种手段进行研究^[3]。这样考虑问题

1988年6月30日收到本文初稿，1989年3月18日决定采用。

的理论依据是认为处于不同应变状态的弹性地壳, 将对潮汐响应产生不同的调制作用^[4]。因此, 如何提高固体潮本身的信噪比就是一个前提性工作。利用高质量的仪器是取得高质量观测数据的基础, 把仪器安装在稳定环境中工作以减少物理因素(如温度、气压、温度、供电条件等)对仪器的干扰也是重要环节。这些问题在当前我局系统的重力台站中都已作了很大努力, 并取得了很好的效果。我国台站大多数是覆盖层较厚的山洞型台站, 温度条件较好, 加上可靠的封闭箱, 温度和气压影响也大为削弱, 各台站在供电方面都采取了很多措施, 停电冲击的现象逐步得到改善。当然这些工作今后还需不断改进, 以求进一步减少环境因素对观测数据的影响。彻底解决这个问题, 很多工作属于主管部门的行政和业务管理工作的范畴, 本文不拟详述。这里我们只讨论物理因素对仪器干扰以外的一些问题。

1. 弹性系统流变模型的改正

重力仪的弹性系统具有很大的流变性质, 它使得潮汐的响应发生不可忽视的振幅畸变 B 和相位滞后 b ^[4,6], 对目前台站上广泛使用的 Askania GS 型仪器来说, B 和 b 可按下式测定

$$\begin{cases} B = 1/\sqrt{1 + (2\pi\xi/T)} \\ b = \arctg(2\pi\xi/T) \end{cases} \quad (1)$$

ξ 是输入阶跃信号后从记录图上量取的时延值, T 是相应的潮汐波周期。

对于助动性能较大的仪器(如 LCR 重力仪)则须采用

$$\begin{cases} B = \left\{ \frac{(1+\varepsilon) + (\tau/T)^2}{(1+\varepsilon)[1 + (\tau/T)^2]} \right\}^{\frac{1}{2}} \\ b = \arctg \left(\frac{\varepsilon\tau T}{T^2(1+\varepsilon) + \tau^2} \right) \end{cases} \quad (2)$$

式中 $\tau = 2\pi\xi$, ε 是 kelvin 体对位移的影响, 实际计算时可用精密的实测 M_2 和 O_1 波的相位滞后解决上述问题。即设 $\Delta\phi(M_2)$ 和 $\Delta\phi(O_1)$ 为某台站的精密的 M_2 和 O_1 波的相位滞后, $\Delta\phi'(M_2)$ 和 $\Delta\phi'(O_1)$ 为待研究仪器在同一台站所得的相位滞后, 这时

$$\begin{cases} \tau = [M(1+\varepsilon)]^{\frac{1}{2}} \\ \varepsilon = \frac{N \pm \sqrt{(N+4M)N}}{2M} \end{cases} \quad (\varepsilon \text{ 取正值}) \quad (3)$$

式中

$$\begin{cases} M = \frac{AT_1 - BT_2}{BT_1 - AT_2} (T_1 T_2) \\ N = \left(AT_1 + \frac{AM}{T_1} \right)^2 \\ T_1 = T(O_1), T_2 = T(M_2) \\ \operatorname{tg} [\Delta\phi'(O_1) - \Delta\phi(O_1)] = A \\ \operatorname{tg} [\Delta\phi'(M_2) - \Delta\phi(M_2)] = B \end{cases} \quad (4)$$

求得 ε, τ 后即可按(2)式计算 B 和 b 。

2. 海潮影响

海潮和固体潮都是由于外部天体引起的,两者出自同一力源,具有相同的频率特征,而目前固体潮分析中均离不开滤波技术,任何滤波器对相同频率的信号是无法分离的,所以调和分析本身无法把海潮负荷从固体潮信息中分离出来,也就是说如果用台站观测资料直接作调和分析时,其分析结果必然包含了严重的海潮成分,它对研究潮汐因子的时间变化与地震关系来说,属于一个干扰成分,必须设法消除,而调和分析本身对此又无能为力,所以要从重力学的引力位理论和地球弹性变形的负荷理论出发,直接计算海潮负荷对固体潮的影响,这时必须解算下述的地球弹性运动方程^[1]

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \tau - \nabla(\rho \gamma u \cdot e_r) - \rho \nabla \Phi - \gamma \nabla(\rho u) &= 0 \\ \nabla^2 \Phi &= 4\pi G \nabla \cdot (\rho u)\end{aligned}\quad (5)$$

式中 ρ, γ 是密度和引力加速度, e_r 是基矢量, u 是位移矢量, τ 是应力张量, Φ 是总扰动位, G 是引力常数。把海潮负荷作为附加扰动位,解算(5)式,最后可以解出负荷 Love 数 h_n, l_n, k_n , 并组成相应地球模型的 Green 函数^[2]。海潮负荷的垂直分量(重力部分)和水平分量(倾斜部分)的 Green 函数 $\Gamma(\phi)$ 和 $T(\phi)$ 有如下形式

$$\begin{cases} \Gamma(\phi) = \frac{G}{R^2} \sum_{n=0}^{\infty} [n + 2h_n - (n+1)k_n] P_n(\cos \phi) \\ T(\phi) = \frac{1}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (1 + k_n - h_n) \frac{\partial P_n(\cos \phi)}{\partial \phi} \end{cases} \quad (6)$$

然后得到海潮负荷对重力和倾斜的影响为

$$\begin{aligned}\Delta g &= - \iint_i \rho(\theta', \lambda') \Gamma(\phi) ds \\ \left(\frac{\Delta \xi}{\Delta \eta} \right) &= \iint_i \rho(\theta', \lambda') T(\phi) \begin{pmatrix} \cos \beta \\ \sin \beta \end{pmatrix} ds\end{aligned}\quad (7)$$

式中

$$\rho(\theta', \lambda') = \rho_0 H(\theta', \lambda') \quad (8)$$

ρ 为球面层密度, ρ_0 为海水密度, 可取为 1.03; H 为海潮高, β 为以计算点为原点时场点方位角。根据(6), (7)和(8)式以及相应的地球模型负荷 Love 数、Green 函数和海潮图即可计算海潮负荷对重力和倾斜的影响。(7)式实际上是一个褶积积分, 可以直接使用数值积分, 即把整个海区分成许多子块, 取每一子块的海潮高与相应子块内 Green 函数值的乘积相加即得最后结果。要保证足够计算精度时, 子块必须划分得很小, 这时计算量很大, 所以常把整个积分区域以角距 ϕ_0 划分为两部分, 设 s_1 为近区域, s_2 为远区域, 这时(7)式中每个积分都可分为两部分, 即

$$\begin{cases} \Delta g = - \iint_{s_1} \rho \Gamma ds_1 - \iint_{s_2} \rho \Gamma ds_2 \\ \left(\frac{\Delta \xi}{\Delta \eta} \right) = \iint_{s_1} \rho T \begin{pmatrix} \cos \beta \\ \sin \beta \end{pmatrix} ds_1 + \iint_{s_2} \rho T \begin{pmatrix} \cos \beta \\ \sin \beta \end{pmatrix} ds_2 \end{cases}$$

这时在 s_1 内用数值积分, 在 s_2 内用球谐函数逼近, 这种分区计算的处理方法可以减少很

多计算机时。实际积分计算是把海潮高的实部和虚部分开进行，并把直接和间接效应分开，若只给出重力的影响，则得

$$\left\{ \begin{array}{l} A_s = A(\theta, \lambda) \sin \alpha(\theta, \lambda) = \frac{G}{4R^2} \iint \frac{\rho_0 h'(\theta', \lambda') \sin \phi(\theta', \lambda')}{\sin(\phi/2)} ds \\ \quad - \iint \rho_0 h'(\theta', \lambda') \sin \phi(\theta', \lambda') \Gamma_E(\phi) ds \\ \\ A_c = A(\theta, \lambda) \cos \alpha(\theta, \lambda) = \frac{G}{4R^2} \iint \frac{\rho_0 h'(\theta', \lambda') \cos \phi(\theta', \lambda')}{\sin(\phi/2)} ds \\ \quad - \iint \rho_0 h'(\theta', \lambda') \cos \phi(\theta', \lambda') \Gamma_E(\phi) ds \end{array} \right. \quad (9)$$

式中 Γ_E 是弹性项格林函数，最后得海潮负荷对重力影响的振幅和相位影响分别为

$$\left\{ \begin{array}{l} A(\theta, \lambda) = (A_s^2 + A_c^2)^{\frac{1}{2}} \\ \alpha(\theta, \lambda) = \arctg(A_s/A_c) \end{array} \right. \quad (10)$$

海潮负荷对我国重力台站影响的计算结果（根据 Schwiderski 全球海潮图和中国区域海潮图计算得到）列于表 1。表中 A 的单位为 10^{-8}m/s^2 ， α 的单位为度。

表 1 海潮负荷对重力固体潮的影响

| 台站 | M ₂ 波 | | S ₂ 波 | | O ₁ 波 | | K ₁ 波 | |
|-----|------------------|----------|------------------|----------|------------------|----------|------------------|----------|
| | A | α | A | α | A | α | A | α |
| 广州 | 1.3084 | -56.1 | 0.3870 | -83.5 | 1.2405 | -51.9 | 1.2240 | -97.2 |
| 北京 | 0.3770 | -5.5 | 0.1932 | -2.7 | 0.5053 | 17.2 | 0.5299 | 3.0 |
| 昆明 | 0.4552 | -80.4 | 0.1185 | -152.6 | 0.3398 | -36.9 | 0.2395 | -80.1 |
| 兰州 | 0.1920 | -48.1 | 0.0171 | 38.9 | 0.3000 | 6.7 | 0.2113 | -4.1 |
| 乌市 | 0.2226 | -117.6 | 0.0913 | -175.7 | 0.1734 | 55.6 | 0.1666 | 84.5 |
| 武汉 | 0.7992 | -38.4 | 0.2344 | -41.1 | 0.6314 | -13.2 | 0.5866 | -36.1 |
| 上海 | 2.6685 | -84.2 | 0.6789 | -108.7 | 1.2243 | 2.0 | 1.4057 | -25.2 |
| 沈阳 | 0.6869 | -22.7 | 0.2601 | -28.0 | 0.6371 | 16.4 | 0.6577 | 0.6 |
| 泉州 | 3.1567 | -115.3 | 0.4003 | -149.9 | 1.6733 | -33.4 | 1.7341 | -67.1 |
| 郑州 | 0.5290 | -27.6 | 0.1754 | -21.5 | 0.5123 | -0.1 | 0.4784 | -17.9 |
| 银川 | 0.1884 | -29.8 | 0.0519 | 21.7 | 0.3270 | 13.1 | 0.2677 | 2.7 |
| 宝坻 | 0.4036 | 11.3 | 0.2510 | -0.3 | 0.5422 | 20.2 | 0.6198 | 6.1 |
| 潍坊 | 0.7492 | -18.7 | 0.2983 | -17.5 | 0.6278 | 1.9 | 0.5475 | -14.9 |
| 郫县 | 0.2968 | -60.6 | 0.0255 | -134.1 | 0.3226 | -13.1 | 0.2032 | -38.8 |
| 渡口 | 0.4470 | -84.4 | 0.1272 | -156.4 | 0.3161 | -31.7 | 0.2028 | -77.7 |
| 弥渡 | 0.5521 | -92.3 | 0.1869 | -158.0 | 0.3061 | -35.7 | 0.2035 | -90.7 |
| 青岛 | 1.8805 | 30.2 | 0.8108 | 1.0 | 0.6112 | -33.2 | 0.2613 | -59.1 |
| 香港 | 2.9552 | -63.6 | 1.0518 | -96.8 | 1.9681 | -56.2 | 3.0096 | -108.1 |
| 黄石 | 0.8843 | -40.6 | 0.2609 | -44.6 | 0.6724 | -13.7 | 0.6346 | -36.9 |
| 哈尔滨 | 0.3546 | 5.1 | 0.2377 | 0.1 | 0.7432 | 25.2 | 0.8203 | 7.9 |

从表 1 看出，我国沿海地区的海潮对重力固体潮相应分波的影响达到 $3 \times 10^{-8} \text{m/s}^2$ ，全部分波对重力影响的向量可能达到 $10 \times 10^{-8} \text{m/s}^2$ 量级。

有了 A 和 α 值后，即可按下式计算经海潮改正后的固体潮观测向量

$$\begin{cases} \delta_i(L) = \delta_{i,th} \left[1 + \left(\frac{X_i}{H_{i,th} \delta_{i,th}} \right)^2 + 2 \left(\frac{X_i}{H_{i,th} \delta_{i,th}} \right) \cos x_i \right]^{\frac{1}{2}} \\ \Delta\varphi_i(L) = \arctg \left(\frac{X_i \sin x_i}{H_{i,th} \delta_{i,th} + X_i \cos x_i} \right) \end{cases} \quad (11)$$

其中

$$\begin{cases} X_i = [B_i^2 + A_i^2 - 2A_i B_i \cos(\beta_i - \alpha_i)]^{\frac{1}{2}} \\ x_i = \arctg \frac{B_i \sin \beta_i - A_i \sin \alpha_i}{B_i \cos \beta_i - A_i \cos \alpha_i} \end{cases} \quad (12)$$

$$\begin{cases} B_i = \delta_i H_{i,th} \left[1 + \left(\frac{\delta_{i,th}}{\delta_i} \right)^2 - 2 \frac{\delta_{i,th}}{\delta_i} \cos(\Delta\varphi_i) \right]^{\frac{1}{2}} \\ \beta_i = \arctg \left(\frac{\delta_i \sin(\Delta\varphi_i)}{\delta_i \cos(\Delta\varphi_i) - \delta_{i,th}} \right) \end{cases} \quad (13)$$

式中 H_i, δ_i 和 $\Delta\varphi_i$ 分别为观测资料调和分析所求得的第 i 个波群的观测振幅、潮汐因子和相位滞后, $H_{i,th}$ 为(刚性地球)理论固体潮振幅, $\delta_{i,th}$ 为地球模型的理论潮汐因子, 可采用 $\delta_{i,th}(K_1) = 1.137$, $\delta_{i,th}(P_1) = 1.153$, $\delta_{i,th}(O_1) = \delta_{i,th}(M_2) = 1.160$, $\delta_{i,th}(M_3) = 1.07$, B 和 β 是残余向量, 即

$$\mathbf{B}(B, \beta) = \mathbf{H}(H, \Delta\varphi) - \mathbf{R}_i(R, 0)$$

\mathbf{R} 是地球模型的理论固体潮向量, 而 X_i 和 x_i 是二级残差向量, 即

$$\mathbf{X}_i(X, x) = \mathbf{B}_i(B, \beta) - \mathbf{A}_i(A, \alpha)$$

根据(11)、(12)和(13)式, 即可求得顾及海潮负荷效应后的最终的潮汐因子和相位滞后。

3. 气压影响

气压对重力观测值的影响可采用如下简单公式

$$\Delta g_p = -0.43 \times 10^2 \Delta p = -43 \Delta p \quad (14)$$

式中 Δp 单位为帕斯卡 (Pa), Δg_p 单位为 10^{-8}m/s^2 。此式表明当气压升高 1Pa 时, 重力固体潮汐读数值要减少 $43 \times 10^{-8} \text{m/s}^2$ 。但这里只顾及其引力的直接效应, 而尚未顾及大气密度变化引起地壳变形的间接效应, 一般来说, 间接效应很小, 在目前的观测精度范围内可暂不考虑。

只顾及直接效应时, 气压对重力潮汐的影响, 可先把它表示成一个时间序列, 然后对此时间序列进行调和分析获得相应分潮波(如 M_2 , O_1 波等)的改正向量, 对重力固体潮向量进行改正, 以昆明为例, 其改正向量为下表所示, 从表 2 看出, 昆明台的 S_1 和 S_2 波的气压影响是比较显著的, 但对于 M_2 和 O_1 波的干扰则很小, 所以我们使用 M_2 和 O_1 波的分析结果, 则大大避免了这种影响。

表 2 昆明重力台站气压对重力固体潮的影响

| 分波 | Q_1 | P_1 | S_1 | K_1 | M_2 | S_2 | L_2 | N_2 | M_3 |
|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| $\Delta\delta$ | 0.0010 | 0.0018 | 2.2030 | 0.0018 | 0.0002 | 0.0142 | 0.0065 | 0.0005 | 0.0006 |
| $\Delta\varphi$ | -31.87 | 51.44 | 88.18 | 33.99 | 1.74 | 96.90 | 78.27 | 66.24 | 62.45 |

振幅谱分析表明, 气压的主要振幅在 $30^\circ/\text{h}$ 和 $15^\circ/\text{h}$ 范围内(图 1), 这与表 2 的结

果是一致的。

4. 地下水影响

如果台站附近的地下水位发生变化, 它将反映到潮汐观测值中, 在调和分析时必须对观测数据作地下水改正^[2,10]。

地下水有二种类型, 第一种是潜水, 它储藏于第一隔水层之上, 埋藏深度不大, 受降雨和农田灌溉影响较大, 它具有只受重力加速度作用的自由表面, 而没有承受其它压力, 其分布区和补给区一致, 所以潜水水位变化对重力的影响可以使用无限平面层模型, 即

$$\delta g_{w1} = 2\pi G \Delta \mu \Delta h$$

式中 Δh 是地下水位变化, $\Delta \mu$ 为水位变化引起地层密度变化, 它可以用孔隙度 ϕ 表示, 即

$$\delta g_{w1} = 2\pi G \phi \Delta h = K \Delta h \quad (15)$$

现在对不同的 $K = 2\pi G \phi$ 值列于表 3。

如果地层是砂岩, 地下水位变化 1 m 时, 根据下表之值, 它将引起重力发生 $16.76 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 的变化, 所以潜水水位变化对重力影响不容忽视。

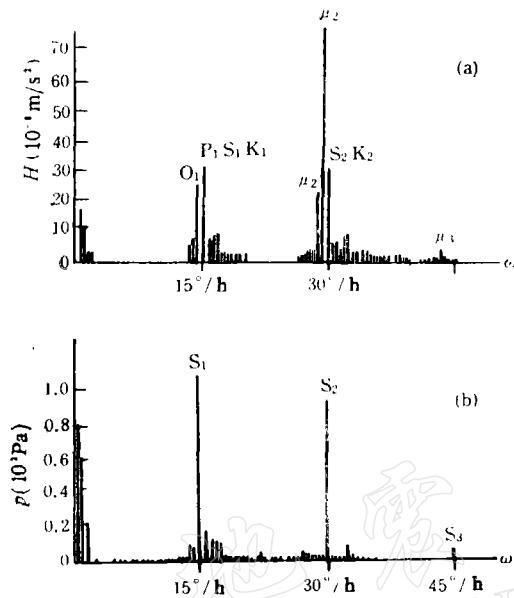


图 1 固体潮观测值的傅里叶振幅谱(a)和气压观测值的傅里叶振幅谱(b)

表 3 不同含水层的 K 值

| 含水层 | 砾石 | 砂岩 | 细砂岩 | 亚粘土 | 粘土 | 泥炭 |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ϕ | 0.27 | 0.40 | 0.42 | 0.47 | 0.50 | 0.80 |
| $K \times 10^8$ | 11.32 | 16.76 | 17.60 | 19.70 | 21.95 | 33.53 |

第二类型的地下水是承压水, 它位于二个隔水层之间, 埋藏深度较深, 具有受边界形状约束的封闭或半封闭的非自由表面。它的分布区和补给区一般是不一致的, 这种深井水位变化主要反映了补给区的压力传递, 而不反映分布区的水体变化, 因此它对重力不发生明显的影响。但是如果在这种地区超量开采地下水(如我国天津地区)形成降压漏斗而使地面下沉时, 情况就不同了^[10]。这时必须采取有限体积模型进行地下水位改正。在不失计算精度而又能简化计算工作的条件下, 可采取如下计算公式

$$\delta g_{w2} = \omega \Delta h \quad (16)$$

其中

$$\omega = 0.3086 \Omega$$

$$\Omega = 111.9 \times 10^{-3} \phi (d/a) \text{ s}^{-2}$$

$$\phi (d/a) = (a/d) (1 - \sqrt{(d/a)^2 + 1})$$

式中 Δh 以 m 为单位, δg_{w2} 以 10^{-5}m/s^2 为单位, d/a 是地面沉降尺度比, a 为沉降体的半径, d 为沉降体的高度, 若取 $d/a = 1/2$, $\Delta h = 0.2 \text{m}$, 则 $\delta g_{w2} = 56 \times 10^{-6} \text{m/s}^2$ 。这种模型曾被作者用于研究唐山地震前天津地区地壳形变与重力变化关系的研究, 取得了较好的结果。

5. 潮汐因子的惯性改正

重力仪摆系在潮汐场中作纯受迫振动, 它除了受潮汐加速度的作用外, 还受到观测台处地面的潮汐涨落引起的附加惯性加速度对摆系的作用¹⁴, 解决这种惯性加速度问题, 可以在摆系的运动方程的非线性项中加入惯性加速度项进行求解, 但这样复杂的微分方程是很难求解的。所以人们更乐于从地面潮汐垂直位移中直接求解惯性改正项, 它的形式是

$$\begin{cases} \Delta\delta_2 = -\frac{rh_2}{2g} \omega_*^2 \\ \Delta\delta_3 = -\frac{rh_3}{3g} \omega_*^2 \end{cases} \quad (17)$$

将 $h_2 = 0.60$, $h_3 = 0.37$, $g = 980 \text{cm/s}^2$, $r = 6.371 \times 10^6 \text{cm}$ 代入, 并用日波、半日波、 $1/3$ 日波的角频率代入, 最后得潮汐因子改正数为

$$\begin{cases} \Delta\delta_D = -0.0010 \\ \Delta\delta_S = -0.0041 \\ \Delta\delta_T = -0.0037 \end{cases} \quad (18)$$

6. 潮汐因子的纬度效应改正

过去我们的潮汐理论模型是建立在球形地球的基础上, 八十年代初期, Wahr 对潮汐研究引进了更复杂更接近于实际情况的旋转椭球地球模型。因此潮汐理论值中增加了纬度项

$$\begin{cases} \delta_{i,th}(M_2) = 1.160 - 0.005[(\sqrt{3}/2)(7\sin^2\phi - 1)] \\ \delta_{i,th}(O_1) = 1.152 - 0.006[(\sqrt{6}/4)(7\sin^2\phi - 3)] \\ \delta_{i,th}(P_1) = 1.147 - 0.006[(\sqrt{6}/4)(7\sin^2\phi - 3)] \\ \delta_{i,th}(K_1) = 1.132 - 0.006[(\sqrt{6}/4)(7\sin^2\phi - 3)] \end{cases} \quad (19)$$

Melchior 根据实际观测资料和 Schwiderski 海潮图得到了相应的经验模型

$$\begin{cases} \delta_{i,th}(M_2) = 1.1777 - 0.0046[(\sqrt{3}/2)(7\sin^2\phi - 1)] \\ \delta_{i,th}(O_1) = 1.1625 - 0.0047[(\sqrt{6}/4)(7\sin^2\phi - 3)] \\ \delta_{i,th}(P) = 1.1522 - 0.0039[(\sqrt{6}/4)(7\sin^2\phi - 3)] \\ \delta_{i,th}(K_1) = 1.1457 - 0.0058[(\sqrt{6}/4)(7\sin^2\phi - 3)] \end{cases} \quad (20)$$

研究潮汐因子空间变化时, 尤其要顾及这种纬度改正。

三、异常背景值的显示问题

目前重力台站主要通过两方面研究地震前兆异常, 第一是利用日均值作为背景曲线, 从中分析异常成分。这种方法实质是利用重力台站资料中的非潮汐成分研究地震异常。

因为日均值基本消除了潮汐信号。第二种方法是研究潮汐因子的时间变化特征，从中提取与地震有关的信息。它的实质是假定地震形成过程中地壳要经历不同的应变阶段，而不同的应变过程将对潮汐响应起调制作用，而引起潮汐因子的时间变化。如果说第一种方法是非潮汐方法，那么第二种方法就是潮汐分析方法。现在我们来讨论这些方法中显示异常的优化问题：

1. 日均值的实质及其改进方案

日均值实际上是一种计算逐时零漂值的滤波器，用公式表示形式如下

$$Y_m = \frac{1}{24} \sum_{i=0}^{23} y_i \quad (21)$$

如果 y_i 是完全线性，则 $Y_m = y_{11.5}$ ，由于综合潮波是准周期性的，再加上仪器不规则漂移，一般是 $Y_m \neq y_{11.5}$ ，这时某时刻的 y_i 可以表示成 n 个潮波和仪器零漂 $\phi(t)$ 的总和，即

$$y_i = \sum_1^n R_n \cos(\omega_n t_i + \phi_n) + \phi(t_i)$$

把上式代入(21)式得

$$Y_m = \frac{1}{24} \sum_{i=0}^{23} \sum_1^n R_n \cos(\omega_n t_i + \phi_n) + \frac{1}{24} \sum_0^{23} \phi(t_i) \quad (22)$$

把组合理论应用于上式时，若以 11.5 为组合原点，则第一部分变为

$$\begin{aligned} \frac{1}{24} \sum_0^{23} R_n \cos(\omega_n t_i + \phi_n) &= \frac{1}{24} [Y_{0.5} + Y_{1.5} + \cdots + Y_{10.5} + Y_{11.5}] \\ &= \frac{1}{24} [Y_6 Y_3 Y_{1.5} (Y_1 + Y_0/2)] \\ &= F(\omega_n) R_n \cos[\omega_n t_0 + \phi_n] \end{aligned} \quad (23)$$

式中

$$Y_i = y_i + y_{-i}$$

$$F(\omega_n) = \left(\frac{1}{6}\right) \cos 6\omega_n \cos 3\omega_n \cos 1.5\omega_n \cos^2\left(\frac{\omega_n}{2}\right)$$

$F(\omega_n)$ 是日均值的振幅因子， $|F(\omega_n)|$ 越小，则其滤除潮汐波的功能越好，经计算可知（表 4），对主波而言，有 $F(\omega_n) \approx 0$ ，这时(22)式可写成

$$F(\omega_n) \approx \frac{1}{24} \sum_0^{23} \phi(t_i) \quad (24)$$

所以说，日均值基本上消除了潮汐波，而只剩下零漂值的组合。进一步计算证明

$$\frac{1}{24} \sum_0^{23} \phi(t_i) = \phi_0 + 0.042\phi'' \quad (25)$$

所以日均值乃是坐标原点 (11.5) 处的零漂值 ϕ_0 及其 4.2% 的非线性零漂之和，也就是说日均值消除了线性零漂。

我们知道，计算仪器零漂有著名的别尔采夫方法，它的具体做法与日均值相似，但它是 15 个数据的非等间隔组合，相当于(23)的公式是

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{15} \sum_{i=0}^{23} R_n \cos(\omega_n t_i + \phi_n) &= \frac{1}{15} [y_0 + Y_2 + Y_3 + Y_5 + Y_8 + Y_{10} + Y_{13} + Y_{18}] \\
 &= \frac{1}{15} \left(Y_5 + Y_8^2 - \frac{Y_0}{2} \right) (Y_8 + Y_0/2) \\
 &= P(\omega_n) R_n \cos(\omega_n t_0 + \phi_0)
 \end{aligned} \tag{26}$$

式中

$$P(\omega_n) = \frac{1}{15} [2 \cos 5\omega_n + 4 \cos^2 5\omega_n - 1] (1 + 2 \cos 8\omega_n)$$

而与(25)对应的公式是

$$Y_n = \frac{1}{15} \sum_{i=0}^{23} \phi(t_i) = \phi_0 + 0.080 \phi'' \tag{27}$$

为了比较日均值和别尔采夫方法的滤波功能, 现在把(23)式的 $F(\omega_n)$ 和(26)式的 $P(\omega_n)$ 列于表 4。

表 4 $F(\omega_n)$, $P(\omega_n)$ 和 $\rho(\omega_n)$ 的比较

| 分波 | K_1 | O_1 | P_1 | Q_1 | M_1 | J_1 |
|------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| ω_n | 15.0411 | 13.9431 | 14.9589 | 13.3987 | 14.1966 | 15.5854 |
| $F(\omega_n)$ | -0.0005 | +0.0126 | +0.0005 | +0.0197 | +0.0058 | -0.0063 |
| $P(\omega_n)$ | +0.0002 | +0.0031 | -0.0001 | +0.0107 | -0.0002 | +0.0037 |
| $\rho(\omega_n)$ | 0.0000 | +0.0056 | 0.0000 | +0.0272 | -0.0003 | -0.0047 |
| 分波 | M_2 | S_2 | N_2 | K_2 | L_2 | $2N_2$ |
| ω_n | 23.9842 | 30.0000 | 23.4391 | 30.0821 | 29.9585 | 27.8953 |
| $F(\omega_n)$ | -0.0060 | 0.0000 | -0.0093 | -0.0005 | -0.0028 | -0.0125 |
| $P(\omega_n)$ | -0.0007 | 0.0000 | +0.0019 | +0.0004 | -0.0012 | +0.0064 |
| $\rho(\omega_n)$ | +0.0040 | +0.0000 | -0.0173 | +0.0002 | +0.0035 | -0.0740 |

从表 4 看出, 几乎对所有波都有

$$|F(\omega_n)| \geq |P(\omega_n)|$$

所以说别尔采夫组合的滤波功能远远优于日均值法, 建议用别尔采夫滤波法替代日均值法, 这样做既提高了计算精度, 又不增加工作量。

2. 同时消除潮波和零漂值的异常显示问题

日均值法和别尔采夫法都是只消除潮波, 保留零漂值, 把零漂曲线作为显示异常的背景, 给出的曲线具有反映零漂趋势的很大斜率。如果同时把零漂趋势也消除掉, 则剩下的背景值是一条近似平行于横坐标轴的曲线。这样不仅便于制图, 也有利于直观上识别异常, 而且理论上也更为完善。为此, 我们设计了一个能同时消除潮波和零漂的新的组合滤波器^{18, 19}, 它的形式是

$$\begin{aligned}
 S &= Z_{12,5} Z_{12} Z_{\frac{1}{2}} (Y_8 + Y_0/2) \\
 &= -Z_1 + Z_7 - Z_9 - Z_{16} + Z_{17} - Z_{24} + Z_{25} - Z_{32} + Z_{33}
 \end{aligned} \tag{28}$$

式中 $Z_i = y_i - y_{-i}$, 这个滤波器使用了三阶 Z 型组合, 其滤波功能大大优于(23)和

(26)式, 它能自动消除非线性零漂的主项(二次项), 其相应的振幅因子是

$$\rho(\omega_n) = 8 \sin 12.5\omega_n \sin 12\omega_n \sin 0.5\omega_n (2 \cos 8\omega_n + 1)$$

$\rho(\omega_n)$ 的数值见表 4.

3. 背景值的进一步平滑化

重力场的时间变化主要取决于测点附近的物质运动和测站位置的变化。这两个因素都不会出现脉冲式变化, 所以一般情况下, 区域重力场在时间域中也不会出现脉冲式跳跃。但在观测资料中却经常发现一些突跳的脉冲, 这多数属于偶然因素(如各种干扰因素和观测误差等)而不是有意义的信息, 从上述观点来看, 地震前兆的重力信息应具有系统的积累过程。可信度较高的唐山震例资料也反映了这个事实。为了消除脉冲式异常而突出具有系统性积累特征的信息, 需要对有关背景值进行平滑化处理。对大量台站资料研究结果表明, 作为异常负载体的零漂背景曲线, 经常出现 5 天左右的起伏, 大多与气象因素(如气压、气温的变化)有关, 不能把它们当信息看待。这时可以用 5 天的滑动均值作平滑化处理, 这也是人们经常使用的方法。但这种方法的实质是什么呢? 我们的回答是: 5 天滑动均值消除了周期 1.1 天至 5.0 天的大部分干扰成分, 下面给出简单的证明。

设干扰因素为时间 t 的周期函数

$$y_i = A \cos(\omega t_i + \phi)$$

则 5 天滑动均值为

$$\begin{aligned} y_m &= (y_{-2} + y_{-1} + y_0 + y_1 + y_2)/5 \\ &= (y_0 + Y_1 + Y_2)/5 \\ &= \left(\frac{1}{5}\right)[1 + 2(\cos \omega + \cos 2\omega)]A \cos(\omega t_i + \phi) \\ &= \phi(\omega)A \cos(\omega t_i + \phi) \end{aligned} \quad (30)$$

其中

$$\phi(\omega) = \left(\frac{1}{5}\right)[1 + 2(\cos \omega + \cos 2\omega)]$$

以 $\omega = 2\pi/n$ (n 为天数), 代入 $\phi(\omega)$ 得

$$\phi(n) = \left(\frac{1}{5}\right)\left[1 + 2\left(\cos \frac{2\pi}{n} + \cos \frac{4\pi}{n}\right)\right]$$

n 与 $\phi(n)$ 的关系如表 5 所示。

从表 5 可见, 5 天滑动均值全部消除了周期为 $5/4, 5/3, 2.5, 5.0$ 天的干扰, 其它周期的干扰也大为削弱, 但它无法消除 1 天周期的干扰, 不过一天周期的干扰在(22)式或(26)式中已经消除了。

表 5 $\phi(n)$ 值

| n (天数) | 1.0 | 1.1 | $5/4$ | 1.4 | $5/3$ | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 4.0 | 5.0 | 8.0 |
|-----------|-----|-------|-------|-------|-------|------|-----|------|------|-----|-------|
| $\phi(n)$ | 1.0 | +0.08 | 0.0 | -0.25 | 0.0 | +0.2 | 0.0 | -0.2 | -0.2 | 0.0 | +0.88 |

完成上述工作后, 得到一条比较平滑而系统积累过程又比较显著的曲线, 这时可以进一步求相邻两点的差值, 并以此差值来作图, 它更能显示异常。因为差值实际上也是函数的

一阶导数 dY_m/dt ($dt = 1$ 天), 函数的一阶导数的变化比函数本身的变化更为明显, 所以差值有利于显示异常。此外, 差值可以消除相邻两值所包含的共同干扰因素。

本研究系地震科学联合基金资助项目。

参 考 文 献

- [1] Melchior, P., 1978. *The Tides of the Planet Earth*, Pergamon Press. 85—120.
- [2] Li Ruihao and Fu Zhaozhu, 1983. Local gravity variations before and after the Tangshan Earthquake ($M = 7.8$) and the dilatation process, *Tectonophysics*, **97**, 159—169.
- [3] Li Ruihao, Sun Heping, Chen Dongsheng, Jian Daxi and Fu Zhaozhu, 1985. Preliminary studies on relations between the space distribution characteristics of the tidal factor delta and the crustal structure in China, *Proceedings of the tenth International Symposium on Earth's Tides*, 669—678.
- [4] 李瑞浩, 1988. 重力学引论. 地震出版社. 北京. 248—270.
- [5] 李瑞浩, 1989. 重力场时间变化应用于地震预报研究的原理和实践, 地震监测与预报方法清理成果汇编. 地震出版社. 北京. 92—104.
- [6] 李瑞浩、陈冬生、付兆珠、魏望生、翦大西, 1984. 中国固体潮向量空间分布特征的研究. 地震学报, **6**, 223—240.
- [7] 李瑞浩、江先华, 1988. 不同地球模型和数值方法对重力负效应计算的影响, 地球物理学报, **31**, 478—482.
- [8] 李瑞浩、徐菊生、陈振邦、魏望生, 1983. 组合滤波在标定重力仪灵敏度中的应用. 地球物理学报, **26**, 468—478.
- [9] 李瑞浩、付兆珠, 1984. 两种组合滤波效能的研究. 地震研究, **7**, 217—222.
- [10] Li Ruihao, Sun Heping, Hu Yenchang, 1989. Investigation of gravity variation associated with crustal deformation of the tianjin area before and after the Tangshan earthquake. *Tectonophysics*, **113**, 167.

ON THE CORRECTION TO OBSERVATION OF GRAVITY TIDES AND THE INDICATION OF GRAVITY ANOMALY

Ruihao Li, Heping Sun and Dongsheng Chen

(Institute of Seismology, State Seismological Bureau, Wuhan 430071, China)

Yonghao Fu

(Seismological Bureau of Yunnan Province, Kunming 650041, China)

Abstract

The problems of correcting gravity tidal observations and indication of gravity anomalies used in earthquake prediction in China are systematically studied in this paper. The correction problems of the rheological model of the instrument, inertia of the earth and the effects of the ocean loading, air pressure, underground water on gravity tadal recording data are also discussed in detail, the related results are also given in the paper. The problem of indicating non-tidal information in stational gravity data is discussed. The properties of several different data processing filters are compared from the theoretical point of view.