

K₁分波海潮应变负荷潮在中国大陆的分布*

吴庆鹏 朱文璐

(中国北京 100871 北京大学地球物理系)

摘要

根据 Schwiderski 海潮图, 利用笔者提出的计算应变负荷潮的积分 Green 函数方法, 计算了全球海潮 K₁ 分波在中国大陆产生的应变负荷潮, 并在此基础上绘制了负荷潮诸分量在中国大陆的分布图。在中国大陆东部地区, K₁ 分波应变负荷潮主要受太平洋海潮的控制。在广东、广西南部沿海地区, 它们明显受南海海潮的影响; 在西部地区, 除太平洋海潮外, 负荷潮还显著受印度洋海潮的影响。在东部沿海地区, K₁ 分波应变负荷潮的振幅可达固体潮振幅的 15%~50%, 在西部内陆地区亦可达百分之几。因而, 在解释 K₁ 分波应变固体潮在中国大陆的观测结果时, 必须考虑负荷潮的影响。

关键词 海潮 K₁ 分波; 应变负荷潮; 积分 Green 函数方法; 中国大陆

一、引言

海潮产生的应变负荷潮在应变固体潮的观测结果中占有很大的比重, 特别是在沿海地区, 应变负荷潮可以接近和超过应变固体潮本身的大小。在实际工作中, 往往需要从应变固体潮的观测结果中将固体潮和负荷潮分开, 以便从中提取有关地壳上地幔横向不均匀性和与地震有关的地球内部动力学过程的信息。为此, 近二十多年来国内外许多学者对如何利用海潮图计算负荷潮作了广泛而深入的工作 (Farrell, 1972; Goad, 1980; Longman, 1962)。在这些工作中, Farrell 于 1972 年提出的计算负荷潮的 Green 函数方法, 目前已普遍采用 (孙文科等, 1988; 许厚泽等, 1988)。

Farrell 提出的计算应变负荷潮的 Green 函数方法本身需要很大的计算工作量, 且精度低。笔者针对这一缺点, 在 Green 函数方法的基础上, 提出了一种新的计算应变负荷潮的积分 Green 函数方法 (吴庆鹏等, 1989)。这种方法不但计算简单, 而且精度高。本文利用计算应变负荷潮的积分 Green 函数方法, 计算了全球 Schwiderski 海潮模型 K₁ 分波 (Schwiderski, 1981) 在中国大陆产生的应变负荷潮, 并在此基础上绘制了 K₁ 分波应变负

* 地震科学联合基金会资助项目。

1990 年 5 月 4 日收到本文初稿, 1991 年 3 月 19 日决定采用。

荷潮南北分量、东西分量、切应变和体应变在中国大陆的分布图,为国内日益丰富的应变固体潮观测结果的解释工作提供了重要的参考资料。

二、计算应变负荷潮的积分 Green 函数方法

1. 方法原理

为了讨论问题方便,现将计算应变负荷潮的积分 Green 函数方法简述如下。如图 1 所示, O 为观测点, L 为负荷点, P 为北极, O' 为 O 点的对蹠点, A 为 L 点对 O 点自南向西算起的方位角, ψ 为 L 至 O 的角距。把方位角为 A_i 、角距为 ψ_j 的球面梯形 $\Delta A_i \Delta \psi_j$ 上 t 时的海潮分波潮高 $H_{ij}(t)$ 写成下式的实部

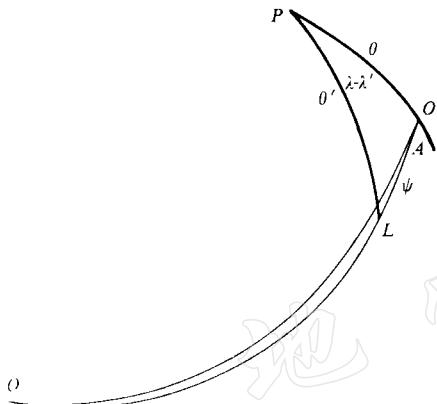


图1 球面上观测点 O 与负荷点 L 相对位置示意图

式中, H_{ij}^0 , δ_{ij} 为潮高振幅和 Greenwich 相位滞后, ω , χ 为其角频率和初相位, $H_{ij}^0 e^{-i\delta_{ij}}$ 为与时间无关的潮高参数。按照积分 Green 函数方法(吴庆鹏, 1989), 海潮 $H_{ij}^0 e^{-i\delta_{ij}}$ 在 O 点产生的应变负荷潮为

$$\left\{ \begin{array}{l} e_{\psi\psi}^{ij}(O) = H_{ij}^0 e^{-i\delta_{ij}} \{ G_\psi(\psi_{j+1}) - G_\psi(\psi_j) \} \Delta A_i \\ e_{xx}^{ij}(O) = H_{ij}^0 e^{-i\delta_{ij}} \{ G_x(\psi_{j+1}) - G_x(\psi_j) \} \Delta A_i \\ e^{ij}(O) = H_{ij}^0 e^{-i\delta_{ij}} \{ G_e(\psi_{j+1}) - G_e(\psi_j) \} \Delta A_i \\ G_e(\psi) = \frac{2\mu}{\lambda + 2\mu} \{ G_\psi(\psi) + G_x(\psi) \} \Delta A_i \end{array} \right. \quad (2)$$

式中, $e_{\psi\psi}^{ij}(O)$, $e_{xx}^{ij}(O)$, $e^{ij}(O)$ 分别为第 ij 球面梯形单元上的海潮在 O 点产生的沿 ψ 方向和沿 ψ 垂直方向的线应变负荷潮以及体应变负荷潮; $G_\psi(\psi)$, $G_x(\psi)$, $G_e(\psi)$ 为相应的积分 Green 函数, 它们的函数值见吴庆鹏等(1989); λ , μ 分别为地球模型地表层的 Lame 系数。从式(2)可以看出, 按该式求第 ij 球面梯形上的海潮在 O 点产生的应变负荷潮时, 只需作一次减法运算和两次乘法运算, 而在 Farrell 的 Green 函数方法中, 为此需作球面上的数值积分。仅从计算工作量上看, 积分 Green 函数方法就优于 Green 函数方法。

选取水平直角坐标系 O_{xy} , O_x 轴向南, O_y 轴向西, 则根据坐标变换公式(王龙甫, 1979), 有

$$\int e_{xx}^{ij} = e_{\psi\psi}^{ij} \cos^2 A_j + e_{xx}^{ij} \sin^2 A_j$$

$$\left\{ \begin{array}{l} e_{yy}^{ij} = e_{yy}^{ij} \sin^2 A_j + e_{xx}^{ij} \cos^2 A_j \\ e_{xy}^{ij} = \frac{e_{yy}^{ij} - e_{xx}^{ij}}{2} \sin 2A_j \end{array} \right. \quad (3)$$

式中, e_{xx}^{ij} , e_{yy}^{ij} , e_{xy}^{ij} 为应变负荷潮的南北分量、东西分量和切应变分量.

2. 计算步骤

Schwiderski 数字海潮模型给出 1° (经度) $\times 1^\circ$ (纬度) 的主要潮汐分波(包括 K_1 分波) 的潮高振幅和 Greenwich 相位滞后的地理分布, 而利用(2)式根据 Schwiderski 海潮图计算应变负荷潮时, 需知道以 O 点为极点的 1° (经度) $\times 1^\circ$ (纬度) 网格点上的潮高振幅和相位滞后, 为此, 可利用从标变换公式

$$\left\{ \begin{array}{l} \cos \theta' = \cos \theta \cos \psi + \sin \theta \sin \psi \cos A \\ \tan(\lambda - \lambda') = \frac{\sin \psi \sin A}{\sin \theta \cos \psi + \cos \theta \sin \psi \cos A} \end{array} \right. \quad (4)$$

式中, $\lambda, \theta, \lambda', \theta'$ 顺序为观测点 O 和负荷点 L 的经度和余纬(图 1). 利用公式(4)求出第 ij 球面单元上的潮高参数 $H_{ij}^0 e^{-i\delta_{ij}}$ 后, 将其代入(2)式, 固定 A_i 对 j 从初始角距至 π 求和, 求和后代入(3)式, 则得出球面扇形 $OL\bar{O}'$ (图 1) 上的海潮在其端点 O 产生的应变负荷潮南北分量、东西分量、切应变分量和体应变, 然后对 A_i 从 O 到 2π 求和, 即求出全球海潮在 O 点产生的应变负荷潮. 最终计算结果表示为

$$\left\{ \begin{array}{l} e_{xx} = e_{xx}^0 e^{-i\delta_{xx} + i(\omega t + \chi)} \\ e_{yy} = e_{yy}^0 e^{-i\delta_{yy} + i(\omega t + \chi)} \\ e_{xy} = e_{xy}^0 e^{-i\delta_{xy} + i(\omega t + \chi)} \\ e = e^0 e^{-i\delta_e + i(\omega t + \chi)} \end{array} \right. \quad (5)$$

式中, e_{xx}^0 , e_{yy}^0 , e_{xy}^0 , e^0 为应变负荷潮南北分量、东西分量、切应变分量和体应变的振幅, 而 δ_{xx} , δ_{yy} , δ_{xy} 和 δ_e 则相应为其 Greenwich 相位滞后.

三、计算结果

因为中国大陆东部沿海地区, 海潮 K_1 分波应变负荷潮的振幅大、变化快, 且相位滞后空间分布复杂, 我们把东经 110° 以东地区分成 1° (经度) $\times 1^\circ$ (纬度) 的网格, 90° 至 110° 的地区分成 $2^\circ \times 2^\circ$ 的网格, 90° 以西地区分成 $5^\circ \times 5^\circ$ 的网格, 根据 Schwiderski 海潮图, 利用积分 Green 函数方法计算了这些格点上的 K_1 分波应变负荷潮, 根据这些计算结果绘制了全球海潮 K_1 分波在中国大陆的应变负荷潮分布图(图 2-5). 图中的实线表示振幅等值线, 振幅的单位为 10^{-9} , 虚线表示 Greenwich 相位滞后等值线, 相位滞后的单位为度.

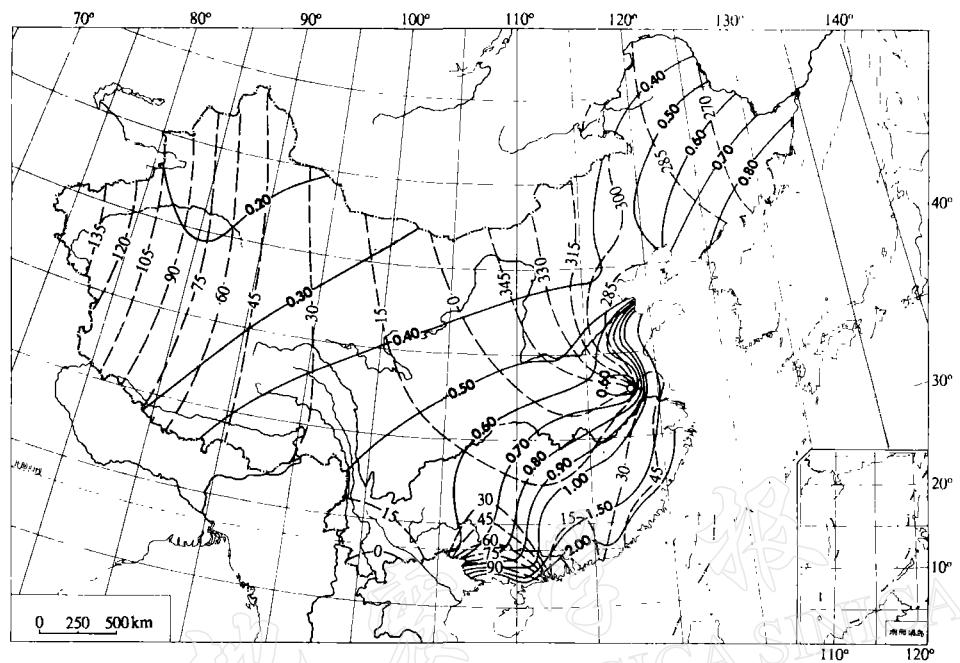


图2 K_1 分波海潮应变负荷潮南北分量 e_{xx} 在中国大陆的分布图. 实线表示振幅等值线, 虚线表示 Greenwich 相位滞后等值线

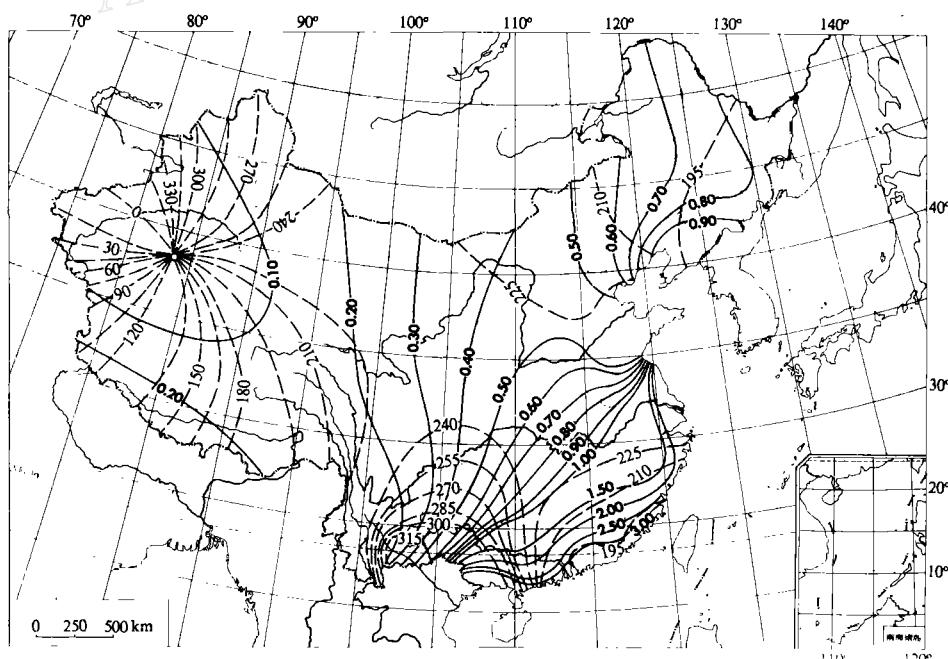


图3 K_1 分波海潮应变负荷潮东西分量 e_{yy} 在中国大陆的分布图. 实线表示振幅等值线, 虚线表示 Greenwich 相位滞后等值线

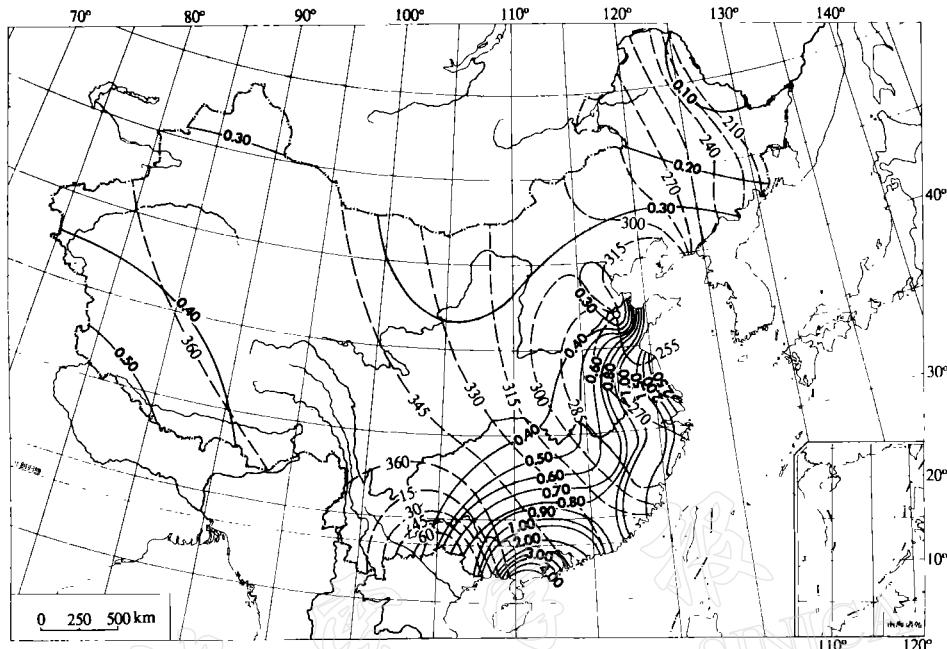


图4 K_1 分波海潮应变负荷潮切应变分量 e_{xy} 在中国大陆的分布图. 实线表示振幅等值线,
虚线表示 Greenwich 相位滞后等值线

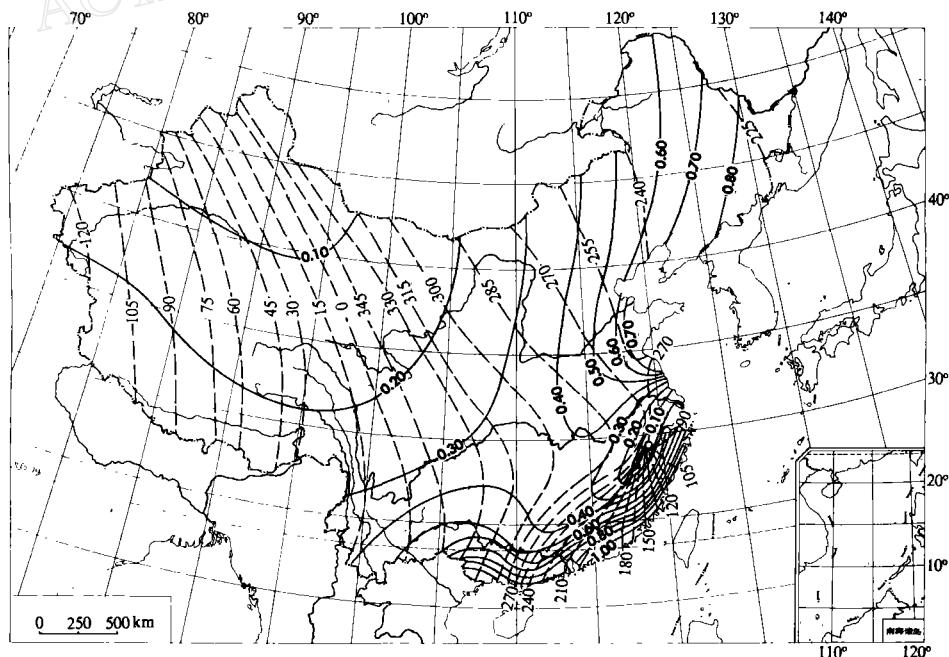


图5 K_1 分波海潮体应变负荷潮 e 在中国大陆的分布图. 实线表示振幅等值线,虚线
表示 Greenwich 相位滞后等值线

四、讨 论

1. 中国大陆纬度范围的 K_1 分波应变固体潮振幅

为了对 K_1 分波海潮负荷潮的大小有一个比较明确的认识, 我们计算了 G-B 地球模型 K_1 分波在中国大陆范围内的应变固体潮振幅。根据应变负荷潮的数学表达式 (Melchior, 1983), 对 K_1 分波应变负荷潮的振幅不难导出下述公式:

$$\left\{ \begin{array}{l} e_{xx} = cH(h_2 - 4l_2) \sin 2\varphi \\ e_{yy} = cH(h_2 - 2l_2) \sin 2\varphi \\ e_{xy} = 2cHl_2 \cos \varphi \\ e = 2c\sigma H(h_2 - 3l_2) \sin 2\varphi \\ H = \frac{D}{gR} \quad \sigma = 2\mu / (\lambda + 2\mu) \end{array} \right. \quad (6)$$

式中, e_{xx} , e_{yy} , e_{xy} , e 为 K_1 分波应变固体潮南北分量、东西分量、切应变和体应变的振幅; c 为 K_1 分波 Doodsoh 展开系数, g 为地球的平均重力, R 为地球的平均半径, D 为 Doodson 常数, h_2 , l_2 为弹性地球模型地表的 Love 数, φ 为纬度, λ , μ 为地球模型表层岩石的 Lame 系数。将上述诸参数取为 $D = 2.6277 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$, $c = 0.53050$, $g = 9.8204 \text{ ms}^{-2}$, $R = 6371023 \text{ m}$, $h_2 = 0.6114$, $l_2 = 0.0832$, $\sigma = 0.6689$ (Farrel, 1972; Melchior, 1983), 将其代入(6)式, 得 $H = 42.00 \times 10^{-9}$ 和

$$\left\{ \begin{array}{l} e_{xx} = 6.21 \sin 2\varphi \times 10^{-9} \\ e_{yy} = 9.92 \sin 2\varphi \times 10^{-9} \\ e_{xy} = 3.71 \cos \varphi \times 10^{-9} \\ e = 10.78 \sin 2\varphi \times 10^{-9} \end{array} \right. \quad (7)$$

我们根据(7)式计算了纬度 $20 - 55^\circ$ 范围内的 K_1 分波固体潮振幅, 计算结果如表 1 所示。

表 1 中国大陆纬度范围的 K_1 分波应变固体潮振幅(单位 $\times 10^{-9}$)

分 量	φ (°)							
	20	25	30	35	40	45	50	55
e_{xx}	3.99	4.75	5.38	5.83	6.11	6.21	6.11	5.83
e_{yy}	6.37	7.60	8.59	9.32	9.76	9.92	9.76	9.32
e_{xy}	3.48	3.36	3.21	3.04	3.84	2.62	2.38	2.13
e	6.93	8.26	9.34	10.13	10.62	10.78	10.62	10.13

2. K_1 分波海潮应变负荷潮在中国大陆的分布

(1) 负荷潮南北分量 e_{xx} 图2为负荷潮南北分量在中国大陆的分布图。图中负荷潮的

振幅自东南向西北减小,在东部沿海地区,振幅等值线大体上平行于海岸线;在东南沿海最大可达 2.08×10^{-9} ($\lambda = 118^\circ, \varphi = 26^\circ$),约占固体潮振幅的 45%;到东经 100° 地区,振幅已减小至 0.4×10^{-9} ,约占固体潮的 6%;至新疆地区减小至 0.2×10^{-9} ,约占固体潮的 3%。在安徽省内大致在 $\lambda = 118^\circ, \varphi = 33^\circ$ 附近有一无潮点,相位滞后以无潮点为中心,沿逆时针方向增加,至中国大陆的西部,相位滞后等值线已大致变成南北向彼此平行的直线,相位滞后自东向西顺序增加。

(2) 负荷潮东西分量 e_{xy} 图3为负荷潮东西分量在中国大陆的分布图。图中在东经 110° 以东的大陆东部地区,负荷潮振幅自东南向西北减小,振幅等值线大致平行于濒临太平洋的海岸线,到东经 $100 - 110^\circ$ 地区,它们逐渐变成约南北向的直线。在东南沿海,振幅最大可达 3.31×10^{-9} ($\lambda = 114^\circ, \varphi = 24^\circ$),约占固体潮的 45%;在西部新疆地区有一无潮点 ($\lambda = 84^\circ, \varphi = 38^\circ$ 附近),以无潮点为中心,振幅向四周增加,在西藏西南部约为 0.2×10^{-9} ,占固体潮的 2%。相位滞后在中国西部以无潮点为中心逆时针方向增加。在中国南部和东北部,相位滞后等值线有分别位于南海和渤海的汇集点,相位滞后以汇集点为中心沿逆时针方向增加。

(3) 切应变负荷潮 e_{xy} 图4为切应变负荷潮在中国大陆的分布。在大陆的东部,振幅自东向西减小,最大可达 2.95×10^{-9} ($\lambda = 112^\circ, \varphi = 23^\circ$),约占固体潮的 80%;在中国南部广东地区,振幅自南而北迅速减小,最大可达 4.82×10^{-9} ($\lambda = 110^\circ, \varphi = 22^\circ$),约为固体潮的 1.4 倍;在中国东北部,振幅自西南向东北减小,平均为 0.2×10^{-9} ,约占固体潮的 8%;在西部内陆地区,振幅变化平缓,自西南向东北逐渐减小,自西藏西南部的 0.5×10^{-9} ,减小至内蒙古自治区的 0.3×10^{-9} ,平均为固体潮的 10%。在山东省内 ($\lambda = 118^\circ, \varphi = 37^\circ$ 附近) 有一无潮点,无潮点附近的相位,沿顺时针方向增加,在中国大陆的全境,总的说来相位自东北向西南顺序增加。

(4) 体应变负荷潮 e 图5为体应变负荷潮在中国大陆的分布。在中国的东南部,振幅自东南向西北减小,最大可达 1.05×10^{-9} ($\lambda = 108^\circ, \varphi = 22^\circ$),约占固体潮的 15%,振幅等值线平行于东南沿海的海岸线;在中国的东北部,振幅自东而西平缓地减小,从东经 130° 处的 0.8×10^{-9} 减小至东经 110° 处的 0.3×10^{-9} ,平均占固体潮的 6%;在西部地区,振幅等值线呈以新疆为中心的弯曲的弧线,在西藏地区振幅约为 0.2×10^{-9} ,在新疆已减小至 0.1×10^{-9} ,约占固体潮的 1~2%。在中国东南沿海浙江省内 ($\lambda = 119^\circ, \varphi = 29^\circ$ 附近) 有一无潮点,无潮点周围的相位沿顺时针方向增加,在中国大陆全境总的说来相位滞后等值线呈彼此平行的西北东南向的直线,相位自东北向西南方向增加。

从以上应变负荷潮在中国大陆的分布特点可以看出,在中国东部, K_1 分波应变负荷潮主要受太平洋海潮的控制,在南部广东广西地区,负荷潮的振幅大,且在水平距离上自南向北迅速减小,它们受中国南海海潮的影响非常明显;在西部内陆地区,负荷潮振幅变化平缓,同时,振幅等值线都向西北方向弯曲,除太平洋海潮外,负荷潮明显受印度洋海潮的影响。在沿海地区,应变负荷潮南北分量和东西分量的振幅可达固体潮的 40%~50%,切应变负荷潮的大小可与固体潮的大小相当。体应变负荷潮的振幅可达固体潮的 15%,即使在大陆西部远离海岸线的地区,负荷潮振幅亦可达固体潮的百分之几。因此,要合理解释 K_1 分波应变负荷潮的分析结果,正确考虑海潮负荷潮的影响是非常必要的。

美国 Schwiderski 教授提供了数字海潮图,所有计算工作是在北京大学计算中心完成的,在此一并谢.

参 考 文 献

- 孙文科、时萍、何世海、黎凯武,1988. 中国大陆M₂波理论应变潮汐模型. 地球物理学报, 31, 53–63.
- 王龙甫,1979. 弹性理论, 495. 科学出版社,北京.
- 吴庆鹏、朱文璐,1989. 计算海潮产生的应变负荷潮的积分格林函数方法. 八十年代中国地球物理学进展——纪念傅承仪教授八十寿辰, 564–578. 学术书刊出版社,北京.
- 许厚泽、毛伟健,1988. 中国大陆的海洋负荷潮汐改正模型. 中国科学, B 辑, 984–994.
- Farrell, W. E., 1972. Deformation of the earth by surface loads. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 761–797.
- Goad, C. C., 1980. Gravimetric tidal loading computed from integrated Green's function. *J. Geophys. Res.*, 85, 2679–2683.
- Longman, I. M., 1962. A Green's function for determining the deformation of the earth under surface mass loads, I, Theory. *J. Geophys. Res.*, 67, 845–850.
- Melchior, P., 1983. The tides of the planet earth, 641. Pergamon Press. Oxford. New York. Toronto. Sydney. Paris. Frankfart.
- Schwiderski, E. W., 1981. NSWC Tl 81–142, *The Diurnal Luni-Solar Declination Tide (K₁)*. *Atlas of Tidal Charts and Maps*, NSWC, Maryland, USA.