

全球负荷潮调和与分析与负荷潮效应球谐综合算法

海洋潮汐使得海水质量重新分布,引起重力位变化,同时通过负荷勒夫数作用激发固体地球形变,产生附加重力位;类似地,大气潮汐使得大气层密度重新分布,引起重力位变化,同时通过负荷勒夫数作用激发固体地球形变。

8.4.1 海潮负荷形变效应计算一般技术方法

由于海潮和固体潮都由日月引潮力作用产生,机理相同,导致海潮负荷和固体潮具有相同的周期变化特征,如明显的周日及半日周期变化,一般难以利用数学方法将海潮负荷形变效应从固体潮结果中分离出来,通常需要采用负荷格林函数和潮高做卷积分的计算方法获得海潮负荷形变和大气潮负荷形变效应。

原则上,计算海洋潮汐负荷形变效应一般需要三个步骤:第一步,选择一个较好的全球海洋潮汐模型,该海潮模型应包含全球海洋主要分潮的调和常数格网模型,如 1.1 节介绍的 13 个主要分潮调和常数模型;第二步,由全球海洋潮汐模型计算目标时刻的全球海面瞬时潮高;第三步,对负荷格林函数与全球海面瞬时潮高进行卷积分,计算海洋潮汐负荷对各种大地测量要素的影响。

$$F(\theta, \lambda) = R^2 \rho_w \iint_{\sigma} h_w G(\psi) d\sigma \quad (4.1)$$

式中: h_w 为瞬时海面潮高,当流动面元位于陆地时 $h_w = 0$; σ 为单位球面, R 为地球平均半径; ψ 为海面流动面元 $d\sigma$ 处 (θ', λ') 到地面计算点 (θ, λ) 的球面角距; $G(\psi)$ 为以球面角距 ψ 为自变量的负荷格林函数,其形式与计算类型有关。

不难发现,公式 (4.1) 与地表环境负荷效应格林积分公式 (5.1) 在形式上完全一样。Scherneck (2004)、Agnew (1997) 和 Marsumoto (2004) 等用 Fortran 分别编写了海潮负荷效应计算软件 T-Tide, NLOADF (SPOTL) 和 GOTIC2。Bos 和 Scherneckh 还建立了一个海潮负荷效应计算网站 <http://holt.oso.chalmers.se/loading/index.html>。

由海洋潮高调和常数格网,按负荷格林函数积分法计算地面大地测量要素的海潮负荷形变效应时,积分核函数自变量即球面角距 ψ 的定义域为 $[0, 2\pi)$ 或 $[-\pi, \pi)$, 应是全球的。由于海潮负荷位于地球表面,是全波段,因此,只要负荷格林积分的球面角距小于 π (等效于积分半径小于 $\sqrt{2}R$), 则按负荷格林积分求得的海潮负荷效应信号都是不完整的。这意味着计算任一点处完整的海潮负荷形变效应,需要全球海洋连续分布的瞬时潮高。显然,完整积分的计算效率低,非常不方便应用。

为保证获取海潮负荷效应的全波段信号,又能充分利用区域高精度海潮模型改善海潮负荷效应精度水平,一个自然的技术方法是参考物理大地测量中的局部重力场逼近方案,基于全球重力位模型的移去-恢复法,即先对全球海洋潮汐调和常数模型进行球谐分析,建立规格化海潮负荷球谐系数模型,进而以海潮负荷球谐系数模型为参考场,分离中

长波信息，由区域高精度高分辨率海潮调和常数格网模型，采用较小的积分半径（如积分半径数米千米至数百千米），按（4.1）式精化海潮负荷形变效应。这个技术流程与4.3.5节中以全球负荷球谐系数模型为参考负荷形变场的区域负荷形变场精化流程（局部负荷形变场逼近）完全相同，可称为区域海潮负荷效应精化的移去-恢复法。

与远离地球的天体引潮位不同，海潮负荷与大气潮负荷位于地球表层且分布全球，负荷潮产生的重力位变化（简称负荷潮重力位）是全波段的，需要采用高阶负荷勒夫数，计算负荷格林函数，海潮负荷球谐系数模型一般也需要展开成高阶或超高级数形式。

规格化海潮负荷球谐系数模型建立后，还可采用类似由地球重力位系数模型计算地球外部全要素重力场参数一样，按照球谐综合算法，计算任意历元时刻地面及地球外部任意点的全要素大地测量海潮负荷效应。

8.4.2 全球海潮负荷球谐系数模型构建方法

8.4.2.1 全球海潮球谐分析与球谐系数模型构建

全球负荷潮规格化球谐系数模型（IERS2010中FES2004海潮模型格式）构建流程一般分三步。首先，利用全球海洋各分潮调和常数格网模型，采用球谐分析方法，分别生成各分潮调和常数规格化球谐系数模型；其次，根据分潮天文潮高算法，将分潮调和常数规格化球谐系数转换为分潮负荷规格化球谐系数；最后，组合全部分潮负荷规格化球谐系数，生成全球海潮负荷规格化球谐系数模型。

t 时刻的天文潮位 $T(t)$ ，可用瞬时天文潮位面相对于当地长期平均海面的高度表示，等于多个海洋分潮瞬时潮高的叠加：

$$T(\theta, \lambda, t) = \sum_{i=1}^M T_i(\theta, \lambda, t) = \sum_{i=1}^M H_i(\theta, \lambda) \cos[\phi_i(t) - g_i(\theta, \lambda)] \quad (4.2)$$

式中： M 为分潮 σ_i 的个数； $\phi_i(t)$ 为分潮 σ_i 的天文幅角； H_i 、 g_i 分别称为分潮 σ_i 的振幅和迟角。

将（4.2）中任意分潮 σ_i 的天文潮高 $T_i(\varphi, \lambda, t)$ 展开为：

$$\begin{aligned} T_i(\theta, \lambda, t) &= H_i(\theta, \lambda) \cos g_i(\theta, \lambda) \cos \phi_i(t) + H_i(\theta, \lambda) \sin g_i(\theta, \lambda) \sin \phi_i(t) \\ &= H_i^+(\theta, \lambda) \cos \phi_i(t) + H_i^-(\theta, \lambda) \sin \phi_i(t) = H_i^+ \cos \phi_i + H_i^- \sin \phi_i \end{aligned} \quad (4.3)$$

另一方面，通过球谐分析，任意分潮 σ_i 的潮高 $T_i(\varphi, \lambda, t)$ 又可表示为规格化球谐级数形式：

$$T_i(\theta, \lambda, t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\cos \theta) [T_{i,nm}^+(\lambda, t) + T_{i,nm}^-(\lambda, t)] \quad (4.4)$$

$$\text{式中, } T_{i,nm}^+(\lambda, t) = \bar{C}_{i,nm}^+ \cos(\phi_i + m\lambda) + \bar{S}_{i,nm}^+ \sin(\phi_i + m\lambda) \quad (4.5)$$

$$T_{i,nm}^-(\lambda, t) = \bar{C}_{i,nm}^- \cos(\phi_i - m\lambda) + \bar{S}_{i,nm}^- \sin(\phi_i - m\lambda) \quad (4.6)$$

式（4.5）和（4.6）中，上标+为分潮 σ_i 同相幅值（ $H_i \cos g_i$ ）格网的规格化球谐系数，上标-为分潮 σ_i 异相幅值（ $H_i \sin g_i$ ）的规格化球谐系数。

将式（4.5）和式（4.6）中的三角函数展开后，可得：

$$T_{i,nm}^+(\lambda, t) = \bar{C}^+ [\cos \phi_i \cos m\lambda - \sin \phi_i \sin m\lambda] + \bar{S}^+ [\sin \phi_i \cos m\lambda + \cos \phi_i \sin m\lambda]$$

$$= [\bar{C}^+ \cos m\lambda + \bar{S}^+ \sin m\lambda] \cos \phi_i + [-\bar{C}^+ \sin m\lambda + \bar{S}^+ \cos m\lambda] \sin \phi_i \quad (4.7)$$

$$\begin{aligned} T_{i, nm}^-(\lambda, t) &= \bar{C}^- [\cos \phi_i \cos m\lambda + \sin \phi_i \sin m\lambda] + \bar{S}^- [\sin \phi_i \cos m\lambda - \cos \phi_i \sin m\lambda] \\ &= [\bar{C}^- \cos m\lambda - \bar{S}^- \sin m\lambda] \cos \phi_i + [\bar{C}^- \sin m\lambda + \bar{S}^- \cos m\lambda] \sin \phi_i \end{aligned} \quad (4.8)$$

比较 (4.3) 式与 (4.4) 式, 对于任意海潮分潮 σ_i , 有 (以下省略分潮序号 i):

$$H^+ = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} (\bar{C}^+ \cos m\lambda + \bar{S}^+ \sin m\lambda + \bar{C}^- \cos m\lambda + \bar{S}^- \sin m\lambda) \quad (4.9)$$

$$H^- = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} (-\bar{C}^+ \sin m\lambda + \bar{S}^+ \cos m\lambda + \bar{C}^- \sin m\lambda + \bar{S}^- \cos m\lambda) \quad (4.10)$$

$$H^+ = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} [(\bar{C}^+ + \bar{C}^-) \cos m\lambda + (\bar{S}^+ - \bar{S}^-) \sin m\lambda] \quad (4.11)$$

$$H^- = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} [(\bar{S}^+ + \bar{S}^-) \cos m\lambda + (-\bar{C}^+ + \bar{C}^-) \sin m\lambda] \quad (4.12)$$

$$\bar{C}^+ = \hat{C}^+ \sin \varepsilon^+, \quad \bar{C}^- = \hat{C}^- \sin \varepsilon^-, \quad \bar{S}^+ = \hat{C}^+ \cos \varepsilon^+, \quad \bar{S}^- = \hat{C}^- \cos \varepsilon^- \quad (4.13)$$

8.4.2.2 地球重力位系数海潮负荷效应直接影响

由万有引力定义, 在任意时刻 t , 全球瞬时海潮潮高直接引起地面点 (φ, λ) 处地面重力位变化 $V^{ot}(\varphi, \lambda, t)$, 可用全球积分表示为:

$$V^{ot}(\theta, \lambda, t) = G\rho_w \iint_S \frac{H(\theta', \lambda', t)}{L} dS \quad (4.14)$$

式中: $H(\theta', \lambda', t)$ 为海面流动面元 (θ', λ') 处在 t 时刻的瞬时海潮潮高; S 为整个海面; L 为地面计算点 (θ, λ) 和海面流动面元 (θ', λ') 之间空间距离。由 (1.1.108) 式得:

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \quad (4.15)$$

由球谐函数加法定理得:

$$P_n(\psi_k) = P_n(e, e_k) = \frac{4\pi}{2n+1} \sum_{m=-n}^n \bar{Y}_{nm}(e) \bar{Y}_{nm}(e_k) \quad (4.16)$$

将 (4.15) 代入 (4.14) 式, 可得全球瞬时潮高 H 及其引起的地球重力位系数变化 $(\Delta \bar{C}_{nm}, \Delta \bar{S}_{nm})$ (即全球瞬时潮高对重力位系数的直接影响) 之间具有如下积分关系式:

$$\begin{bmatrix} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{bmatrix} = \frac{G\rho_w}{g_0(2n+1)} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi H \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{bmatrix} \sin \theta d\theta d\lambda \quad (4.17)$$

式中: $g_0 \approx \frac{GM}{a^2}$, 取海面平均重力。

另一方面, 给定海潮模型, 即给定各分潮 (角频率为 σ_i) 调和常数 (振幅和迟角) 的格网模型, 则 t 时刻 (θ, λ) 处的瞬时潮高 $H(t, \theta, \lambda)$:

$$H(\theta, \lambda, t) = \sum_{\sigma_i} H_i(\varphi, \lambda) \cos[\theta_i(t, \varphi, \lambda) - g_i] \quad (4.18)$$

式中: H_i 为分潮 σ_i 的振幅; $\theta_i(\varphi, \lambda, t)$ 是 (φ, λ) 处分潮 σ_i 在 t 时刻的天文幅角; g_i 为分潮 σ_i 的迟角。

实际计算时, 用同相幅值 $H_i \cos g_i$ 和异相幅值 $H_i \sin g_i$ 的球谐函数替换分潮 σ_i 的振幅 H_i 和迟角 g_i , 代入 (4.18) 式, 将瞬时潮高 $H(\theta, \lambda, t)$ 展开为:

$$H(\theta, \lambda, t) = \sum_{\sigma_i} \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin \theta) \sum_{\pm} H_{i, nm}^{\pm}(\lambda, t) \quad (4.19)$$

$$H_{i,nm}^{\pm}(t, \lambda) = \bar{C}_{i,nm}^{\pm} \cos(g_i + \varepsilon_i \pm m\lambda) + \bar{S}_{i,nm}^{\pm} \sin(g_i + \varepsilon_i \pm m\lambda) \quad (4.20)$$

式中: $(\bar{C}_{i,nm}^{\pm}, \bar{S}_{i,nm}^{\pm})$ 称为分潮 σ_i 的 n 阶 m 次正向前行 (prograde) 和逆向后退 (retrograde) 的规格化球谐系数, 也称分潮 σ_i 的 n 阶 m 次调和幅值, 可进一步用幅值 $\hat{C}_{i,nm}^{\pm}$ 和相位偏差 $\varepsilon_{i,nm}^{\pm}$ 将其表示为:

$$\bar{C}_{i,nm}^{\pm} = \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \sin \varepsilon_{i,nm}^{\pm}, \quad \bar{S}_{i,nm}^{\pm} = \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \cos \varepsilon_{i,nm}^{\pm} \quad (4.21)$$

式 (4.20) 中, ε_i 称为分潮 σ_i 的相位偏差, 由分潮 σ_i 的引潮位调和振幅 H_i 的符号定义 (Cartwright & Eden, 1973), 如表 4.1。各种分潮的引潮位调和振幅 H_i 取值参见表 1.7~表 1.12。

表 4.1 分潮 σ_i 的相位偏差值

		$H_i > 0$	$H_i < 0$
$m = 0$	长周期潮	π	0
$m = 1$	周日分潮	$\pi/2$	$-\pi/2$
$m = 2$	半日分潮	0	π

将 (4.19) 代入 (4.17) 式, 顾及 (4.20) 和 (4.21) 式, 则位系数变化可表示为:

$$\Delta \bar{C}_{nm} - i \Delta \bar{S}_{nm} = \sum_{\sigma_i} (C_{i,nm}^{\pm} \mp i S_{i,nm}^{\pm}) e^{\pm i \theta_{\sigma}} \quad (4.22)$$

比较 (4.22) 和 (4.20) 式得:

$$C_{i,nm}^{\pm} = \frac{4\pi G \rho_w}{g_0(2n+1)} \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \sin(\varepsilon_{i,nm}^{\pm} + \varepsilon_i) \quad (4.23)$$

$$S_{i,nm}^{\pm} = \frac{4\pi G \rho_w}{g_0(2n+1)} \hat{C}_{i,nm}^{\pm} \cos(\varepsilon_{i,nm}^{\pm} + \varepsilon_i) \quad (4.24)$$

利用 (4.23) (4.24) 式, 可将以分潮振幅和迟角表示的海潮调和常数格网模型转换为分潮负荷引力位的调和幅值, 进而按 (4.22) 式计算海潮负荷位对地球重力位系数的直接影响 $(\Delta \bar{C}_{nm}, \Delta \bar{S}_{nm})$ 。

在 (3.6) ~ (3.20) 中, 将地面等效水高变化规格化球谐系数 $\{\Delta \bar{C}_{nm}^w, \Delta \bar{S}_{nm}^w\}$ 替换为瞬时潮高对位系数的直接影响 $(\Delta \bar{C}_{nm}, \Delta \bar{S}_{nm})$, 就是 t 时刻重力位系数的全球海潮负荷效应以及地面及地球外部计算点 (B, L, H) 处全要素大地测量的海潮负荷效应计算公式。

同样, 由全球地面大气压潮汐调和常数格网模型, 经规格化球谐分析, 可得到地面大气压负荷潮球谐系数模型, 如可以采用完全相同的方法, 由半日、周日、半年、年 4 个周期的地面大气压分潮调和常数模型, 构造大气压负荷潮球谐系数模型。

8.4.3 海潮与大气压潮负荷效应计算及分析

8.4.3.1 海潮与大气压潮负荷球谐系数模型构建

下面以法国国家空间研究中心 CNES 推出的全球潮汐模型 FES2014b-extrapolated (34 个海洋潮高分潮调和常数模型) 为例, 介绍全球海潮调和与分析与海潮负荷球谐系数

构建过程。

FES2014 是 CNES 于 2016 年推出的基于流体动力学的全球同化海潮模型，FES2014 同化了 1990 年以来多种卫星测高数据和全球验潮站实测数据，其中 FES2014b-extrapolated 模式通过测高卫星重采样优化了近岸浅水海域的海面测高数据覆盖。FES2014 由 34 个海洋潮高分潮 ($2N_2, Eps_2, J_1, K_1, K_2, L_2, La_2, M_2, M_3, M_4, M_6, M_8, M_f, MKS_2, M_m, MN_4, MS_4, MSf, MSqm, Mtm, Mu_2, N_2, N_4, Nu_2, O_1, P_1, Q_1, R_2, S_1, S_2, S_4, S_a, S_{sa}, T_2$) 调和常数模型构成，空间分辨率 $3.75' \times 3.75'$ 。

首先，将 FES2014b-extrapolated 海潮模型的 34 个分潮调和常数，按球坐标进行全球格网化（陆地区域置零），分别生成 34 个分潮 $1^\circ \times 1^\circ$ 、 $30' \times 30'$ 、 $15' \times 15'$ 和 $10' \times 10'$ 调和常数球坐标格网模型。三种分辨率将用于分析海潮负荷球谐系数模型最大合适阶数。

接下来，对任意分潮调和常数球坐标格网模型，参考 (4.4) ~ (4.6) 式，按快速 FFT 算法分别对 34 个分潮 σ_i 的同相幅值 ($H_i \cos g_i$) 和异相幅值 ($H_i \sin g_i$) 全球格网进行球谐分析，生成 34 个分潮 σ_i 同相幅值和异相幅值的规格化球谐系数模型 ($\bar{C}_i^+, \bar{S}_i^+, \bar{C}_i^-, \bar{S}_i^-$)， $i = 1, \dots, 34$ 。类似于 8.3 节非潮汐地表负荷球谐分析，采用累积迭代球谐分析法，可有效提高分潮负荷球谐系数模型的逼近水平。

然后，参考 (4.22) ~ (4.24) 式，按规定格式要求将 34 个分潮 σ_i 同相幅值和异相幅值的规格化球谐系数 ($\bar{C}_i^+, \bar{S}_i^+, \bar{C}_i^-, \bar{S}_i^-$) 进行组合，就可获取全球海潮负荷规格化球谐系数模型。这里的规定格式采用 IERS2010 协议中 FES2004 全球海潮负荷球谐系数模型格式。

最后，在上述 34 个分潮负荷球谐系数模型基础上，从 IERS2010 协议的 FES2004S1.dat 海潮负荷球谐系数模型中选取平衡潮 Ω_1 、 Ω_2 球谐系数，一并组成由 36 分潮构成的 FES2014b 海潮负荷球谐系数模型。

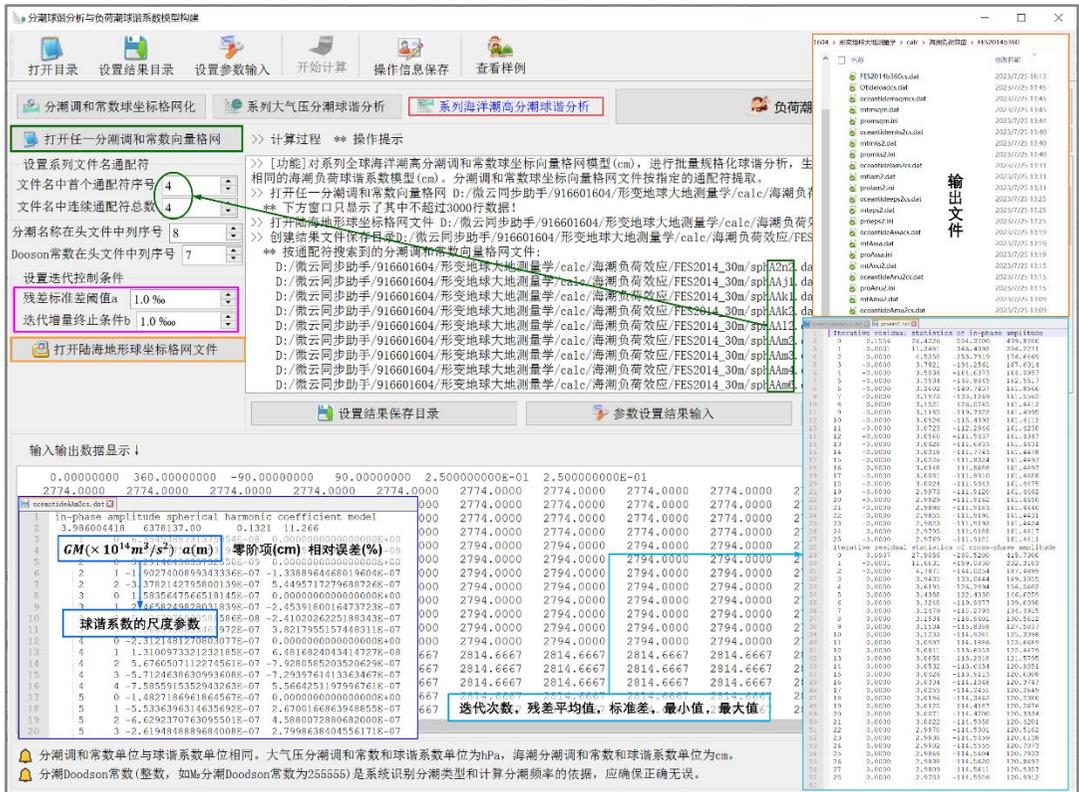


图 4.1 全球海潮调和与分析与负荷载球谐系数模型构建程序

分潮调和常数格网在纬度方向上的格网数，等于该分潮负荷载球谐模型的最大阶数。不同分潮的格网分辨率或其球谐系数模型最大阶数可以不一致。全球海潮负荷载球谐系数模型的最大阶数，一般是各分潮最大阶数中的最大值。海潮负荷载球谐系数模型是潮高调和常数格网在谱域中的线性表达形式，可直接用于瞬时潮高全球预报，海潮负荷载球谐系数的单位与潮高单位一致。本例单位为 cm。

图 4.1 为全球海潮调和与分析与负荷载球谐系数模型构建程序计算结果，程序自动依次读取 34 个分潮 30'x30'调和常数球坐标格网（陆地区域置零），采用迭代累积逼近方法，对个分潮调和常数进行球谐分析，其中， M_2 分潮球谐系数模型如左下图，迭代残差变化如右下图），构造 360 阶 FES2014b 全球海潮负荷载球谐系数模型，如图 4.2。

每个分潮负荷载球谐系数模型由格式相同的同相幅值球谐系数模型和异相幅值球谐系数模型构成。头文件分别是地心引力常数 GM ($\times 10^{14} m^3/s^2$)，地球长半轴 a (m)，零阶项 $a\Delta C_{00}$ (cm)，相对误差 θ (%)。 θ 为最终迭代残差标准差与输入原格网标准差的百分比。球谐系数最大阶数 n 等于分潮调和常数格网在纬度方向格网数，本例输入分潮 30'x30'调和常数格网模型，对应最大阶数 $n = 360$ 。

FES2014b360cs.dat											
1	Ocean tidal height load normalized spherical harmonic coefficient model in cm.										
2	Created by E TideLoad, ZHANG Chuanyin, Chinese Academy of Surveying and Mapping.										
3	Doodson name	n	m	Csin+	Ccos+	Csin-	Ccos-	C+	eps+	C-	eps-
4	55.565 Om1	2	0	-0.54059400	0.00000000	0.00000000	0.00000000	0.540600	270.0000	0.000000	0.0000
5	55.575 Om2	2	0	-0.00521800	0.00000000	0.00000000	0.00000000	0.005200	270.0000	0.000000	0.0000
6	247.455 ZN2	1	0	0.00520547	0.00324620	0.00520547	0.00324620	0.006135	58.0518	0.006135	58.0518
7	247.455 ZN2	1	1	-0.00716910	0.00259374	0.00908082	-0.00134155	0.007624	289.8899	0.009179	98.4038
8	247.455 ZN2	2	0	0.01408171	-0.00431135	0.01408171	-0.00431135	0.014727	107.0229	0.014727	107.0229
9	247.455 ZN2	2	1	-0.01670853	0.01985456	-0.02228342	0.01198917	0.025950	319.9178	0.025304	298.2816
10	247.455 ZN2	2	2	-0.05079512	0.15343710	0.03198088	-0.00682494	0.161626	341.6830	0.032701	102.0466
11	247.455 ZN2	3	0	-0.00464973	-0.05244464	-0.00464973	-0.05244464	0.052650	185.0666	0.052650	185.0666
12	247.455 ZN2	3	1	0.00464141	0.02940684	0.08557563	0.04028931	0.029771	8.9693	0.094586	64.7888
13	247.455 ZN2	3	2	-0.01408278	-0.04753932	0.00005780	0.01817352	0.049581	196.5011	0.018174	0.1822
14	247.455 ZN2	3	3	0.11541389	0.04594119	0.10011913	-0.03805315	0.124221	68.2947	0.107107	110.8107
15	247.455 ZN2	4	0	-0.04585235	0.02571853	-0.04585235	0.02571853	0.052337	299.4326	0.052337	299.4326
16	247.455 ZN2	4	1	0.03307066	0.01433755	0.01353830	0.03013341	0.036045	66.5612	0.033035	24.1934
17	247.455 ZN2	4	2	0.06570866	-0.16118834	0.08112698	0.03504036	0.174067	157.8217	0.088371	66.6395
18	247.455 ZN2	4	3	-0.04303278	-0.08508135	-0.08009654	0.08803192	0.095345	206.8296	0.119017	317.7023
19	247.455 ZN2	4	4	-0.07053043	0.11763642	-0.03266405	0.03990598	0.137160	329.0547	0.051570	320.6988
20	247.455 ZN2	5	0	0.00462905	0.04943442	0.00462905	0.04943442	0.049651	5.3496	0.049651	5.3496
21	247.455 ZN2	5	1	-0.06448933	0.02838940	-0.06653852	-0.08709385	0.070462	293.7600	0.109603	217.3793
22	247.455 ZN2	5	2	0.03241233	0.09009041	-0.12239123	0.09711809	0.095744	19.7875	0.156242	308.4322
23	247.455 ZN2	5	3	-0.04596615	0.08929493	-0.03138517	-0.02267135	0.100431	332.7621	0.038717	234.1572
24	247.455 ZN2	5	4	0.12838161	-0.00271181	-0.08014795	0.01760029	0.128410	91.2101	0.082058	282.3854
25	247.455 ZN2	5	5	0.07160506	0.02907055	0.04358087	-0.08515491	0.077281	67.9036	0.095659	152.8974
26	247.455 ZN2	6	0	0.03864825	-0.02910315	0.03864825	-0.02910315	0.048381	126.9807	0.048381	126.9807
27	247.455 ZN2	6	1	-0.03279573	-0.04828073	0.00612015	-0.02547194	0.058366	214.1872	0.026197	166.4896
28	247.455 ZN2	6	2	0.01576101	0.05017683	-0.00432784	-0.04387184	0.052594	17.4380	0.044085	185.6338
29	247.455 ZN2	6	3	0.00293484	0.04611642	-0.00687779	0.02674421	0.046210	3.6414	0.026753	358.5268
30	247.455 ZN2	6	4	0.05894087	-0.01478533	0.06822572	0.00897027	0.060767	104.0821	0.068813	82.5098

图 4.2 全球海潮负荷球谐系数模型 FES2014b 数据文件

GM, a 也称为负荷球谐系数模型的尺度参数，表示球谐系数的面谐基函数定义在半径等于地球长半轴 a 的球面上。零阶项 $a\Delta C_{00}$ 是由于输入分潮的潮高起算基准（当地平均海面）偏离长期平均海面引起的，海潮负荷效应计算时可以直接去掉（这里的零阶项与 4.2 节非潮汐负荷球谐系数模型零阶项有区别）。3 个一阶项球谐系数的同相幅值和异相幅值 ($\Delta\bar{C}_{10}^+, \Delta\bar{C}_{10}^-, \Delta\bar{C}_{11}^+, \Delta\bar{C}_{11}^-, \Delta\bar{S}_{11}^+, \Delta\bar{S}_{11}^-$) 可用于该分潮引起的地球质心变化。

对于高精度大地测量，海潮负荷效应短波成分不可忽略，需要较大阶数球谐系数模型表示。表 4.2 给出全球海潮负荷球谐分析残差随分潮调和常数格网分辨率（负荷球谐系数模型最大阶数）的变化情况。

表 4.2 海潮负荷球谐分析残差随格网分辨率变化情况

输入格网分辨率	最大阶数	分潮	同相/异相幅值	一阶项 $\times 10^{-8}$			残差相对误差%
				$\Delta\bar{C}_{10}$	$\Delta\bar{C}_{11}$	$\Delta\bar{S}_{11}$	
$1^\circ \times 1^\circ$	180	K_1	同相	6.5903	15.2405	5.7951	15.109
			异相	-23.6187	5.4510	9.1115	13.080
		M_2	同相	6.4087	8.2092	-3.9331	16.593
			异相	3.3741	0.7698	7.4235	14.206
$30' \times 30'$	360	K_1	同相	6.7466	14.4650	5.6522	10.522
			异相	-23.9366	5.5500	9.2329	9.785
		M_2	同相	6.3545	7.5901	-4.2676	11.266
			异相	4.3474	-0.2498	5.9033	10.673
$15' \times 15'$	720	K_1	同相	6.7290	14.1161	5.5337	7.549

10'×10'	1080	M_2	异相	-23.9978	5.5530	9.3081	7.069
			同相	6.3464	7.5080	-4.5272	7.980
			异相	4.7902	-0.6035	5.1936	7.687
			同相	6.6860	14.0149	5.4796	6.161
		K_1	异相	-23.9629	5.5763	9.3395	5.922
			同相	6.2795	7.5429	-4.6921	6.867
			异相	4.9361	-0.7832	4.9103	6.435
			同相	6.2795	7.5429	-4.6921	6.867

表 4.2 显示，全球海潮中短波成分明显，兼顾精度要求与计算效率，全球海潮负荷球谐系数模型的适宜最大阶数可选择 720 阶。

采用欧洲中期气候预报中心 ECMWF-DCDA2006 的地面大气压周日 S_1 、半日 S_2 、半年 S_{Sa} 和年周期 S_a 分潮调和常数数据，分别构造 4 个分潮 $1^\circ \times 1^\circ$ 和 $30' \times 30'$ 调和常数球坐标格网模型，由完全相同的流程，经规格化球谐分析，分别生成 180 阶和 360 阶全球地面大气压潮负荷球谐系数模型 ECMWF2006.dat。

表 4.2 显示，全球地面大气压潮中长波占优，兼顾精度与计算效率，地面大气压潮负荷球谐系数模型的适宜最大阶数可选择 180~360 阶。

表 4.3 大气压潮负荷球谐分析残差随格网分辨率变化情况

输入格网分辨率	最大阶数	分潮	同相/异相幅值	一阶项 $\times 10^{-8}$			残差相对误差%		
				$\Delta \bar{C}_{10}$	$\Delta \bar{C}_{11}$	$\Delta \bar{S}_{11}$			
$1^\circ \times 1^\circ$	180	S_1	同相	-0.3276	-0.7396	-5.3411	4.378		
			异相	0.1765	-4.3745	-0.1072	4.335		
		S_2	同相	-0.0630	0.0080	0.3390	1.238		
			异相	0.1374	0.5236	-0.1086	1.365		
		S_{Sa}	同相	0.6526	-3.5846	1.2772	3.841		
			异相	6.4837	-2.5040	2.4911	1.158		
		S_a	同相	8.2106	-3.5243	3.5038	1.488		
			异相	-16.1599	-0.8292	-12.1651	2.554		
		$30' \times 30'$	360	S_1	同相	-0.3274	-0.7396	-5.3408	2.927
					异相	0.1765	-4.3747	-0.1074	2.617
				S_2	同相	-0.0630	0.0077	0.3391	0.848
					异相	0.1374	0.5237	-0.1087	0.903
S_{Sa}	同相			0.6528	-3.5850	1.2760	1.871		
	异相			6.4837	-2.5041	2.4916	0.646		

		S_a	同相	8.2104	-3.5242	3.5038	0.839
			异相	-16.1596	-0.8291	-12.1654	1.276

同理，地面大气压潮负荷球谐系数模型是地面大气压潮调和常数格网在谱域中的线性表达形式，可直接用于瞬时地面大气压全球预报，大气压潮负荷球谐系数的单位与地面大气压单位一致。本例单位为 hPa。

8.4.3.2 海潮负荷效应球谐综合计算及分析

海潮负荷位于海面，计算点相对海面的高度为正（常）高 h 。本节选择离开海岸线 400km 以上的内陆地区 $P_1(105^\circ E, 32^\circ N, h720m)$ 、位于海岸带区域 $P_2(121.3^\circ E, 28.8^\circ N, h11m)$ 和离开海岸线 200km 的海域海岛上 $P_3(123.47^\circ E, 25.75^\circ N, h3m)$ 三个计算点，由 720 阶全球海潮负荷球谐系数 (cm) 模型 FES2014b2006cs720.dat，分别计算这 3 个地面点处各种大地测量要素的海潮负荷效应时间序列。时间跨度 2020 年 1 月 1 日 0 时至 2020 年 1 月 31 日 24 时，时间间隔 30 分钟。通过比较 3 个不同地区地面点海潮负荷效应时间序列的异同，分析海潮负荷效应的空间和时变特点。

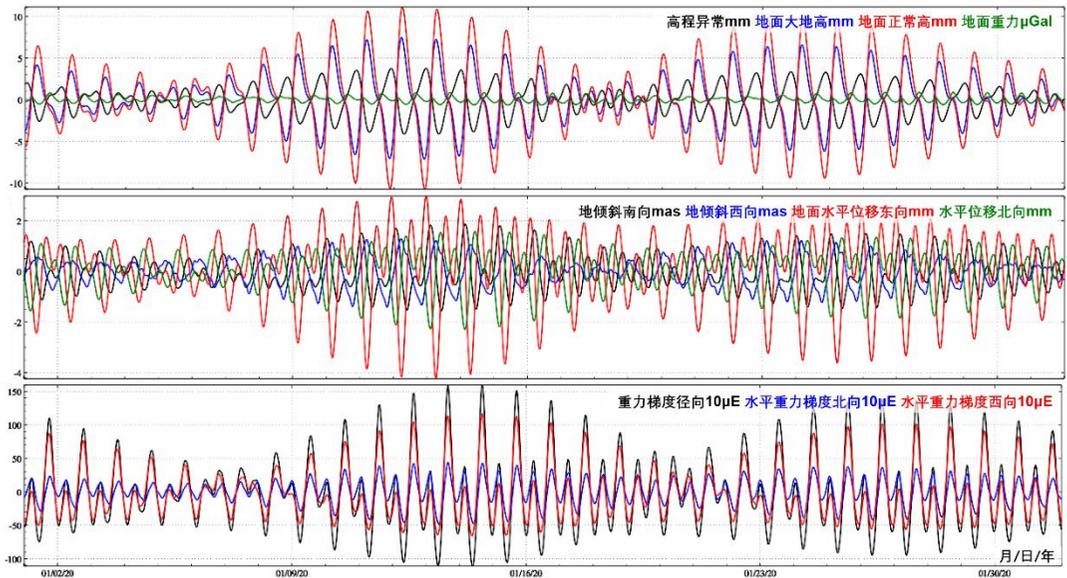


图 4.3 内陆地区地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算

图 4.3 为位于内陆地区 P_1 点处地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算的海潮负荷效应时间序列。图中显示，即使在离开海岸线超过 400km 的内陆地区，大地水准面海潮负荷效应最大最小值之差可达 8mm，地面大地高海潮负荷效应最大最小值之差还可达到 15mm，地面正常高海潮负荷效应最大最小值之差可达 22mm，地面水平位移海潮负荷效应最大最小值之差可达 8mm，地倾斜海潮负荷效应最大最小值之差可达 4.5mas，而地面重力海潮负荷效应最大最小值差不到 2 μ Gal，扰动重力梯度径向海潮负荷效应最

大最小值之差可达 2.6mE，水平重力梯度海潮负荷效应最大最小值之差可达 1.9mE。可见，即使在内地地区，厘米级精度大地测量也必须顾及海潮负荷效应。

图 4.4 为位于海岸 P_2 点处地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算的海潮负荷效应时间序列。图中显示，海岸带区域的海潮负荷效应一般达到或超过内陆 P_1 点的 10 倍， P_2 点处大地水准面的海潮负荷效应最大最小值之差可达 6.8cm，地面正常高海潮负荷效应最大最小值之差可达 20cm，扰动重力海潮负荷效应最大最小值之差可达 250 μ Gal，地倾斜海潮负荷效应最大最小值之差 110mas，地面水平位移最大最小值之差超过 3.1cm，扰动重力梯度径向海潮负荷效应最大最小值之差可达 42mE，水平重力梯度海潮负荷效应最大最小值之差可达 30.5mE。海岸带地区大地测量，需要采用高精度海潮模型计算海潮负荷效应。

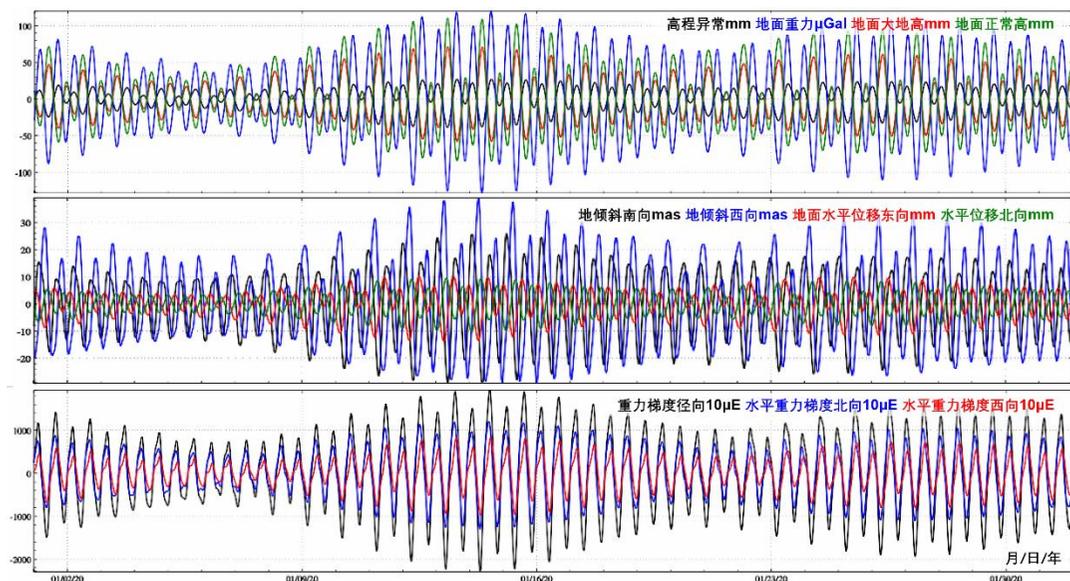


图 4.4 海岸带地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算

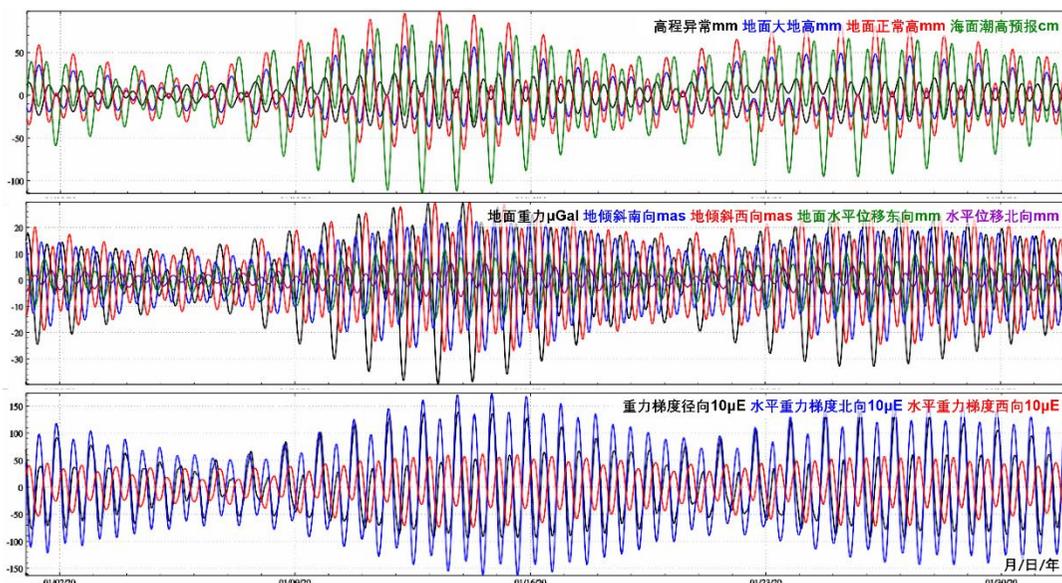


图 4.5 离岸海岛地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算

图 4.5 为离岸 200km 海岛上 P_3 点处地面大地测量全要素海潮负荷效应球谐综合计算的海潮负荷效应时间序列。图中显示，离岸一段距离后，海潮幅值变低，潮汐结构也比近岸简单些，海潮负荷效应的中短波部分有所减弱。 P_3 点处大地水准面的海潮负荷效应最大最小值之差可达 6.6cm，地面正常高海潮负荷效应最大最小值之差可达 16cm，地面重力海潮负荷效应最大最小值之差可达 $70\mu\text{Gal}$ ，地倾斜海潮负荷效应最大最小值之差可达 76mas，地面水平位移最大最小值之差超过 2.8cm，扰动重力梯度径向海潮负荷效应最大最小值之差可达 2.3mE，水平重力梯度海潮负荷效应最大最小值之差可达 3.5mE。

与固体潮效应不同，地面正常高海潮负荷效应与地面大地高负荷效应同相（符号一致，可通过考察勒夫数与负荷勒夫数的符号分析），大部分地区，地面正常高海潮负荷效应的幅值约为大地高海潮负荷幅值的 1.5 倍。在海岸带海域，重力梯度和地倾斜的海潮负荷效应一般远大于其固体潮效应。

8.4.3.3 地面大气压潮负荷效应球谐综合计算

本节采用与海潮负荷效应完全相同的负荷勒夫数与球谐综合方法，由 360 阶全球地面大气压潮负荷球谐系数 (hPa) 模型 ECMWF2006n360cs.dat，计算地面点 $P(N105^\circ, E20^\circ)$ 处各种大地测量要素的地面大气压负荷效应时间序列。时间跨度 2018 年 1 月 1 日至 2020 年 12 月 31 日，时间间隔 30 分钟。

与海潮负荷效应球谐综合计算略有不同，由大气压潮负荷效应球谐综合计算间接影响时，通常假设大气压潮负荷集中于地面，计算点高度 h 为点位相对于地面的高度。在计算重力、扰动重力、扰动重力梯度等大气压潮负荷效应直接影响时，假设地面高度 h 处大气

压 P_h 与地面大气压 P_0 存在比例关系 $(1-h/44330)^{5225}$ 。

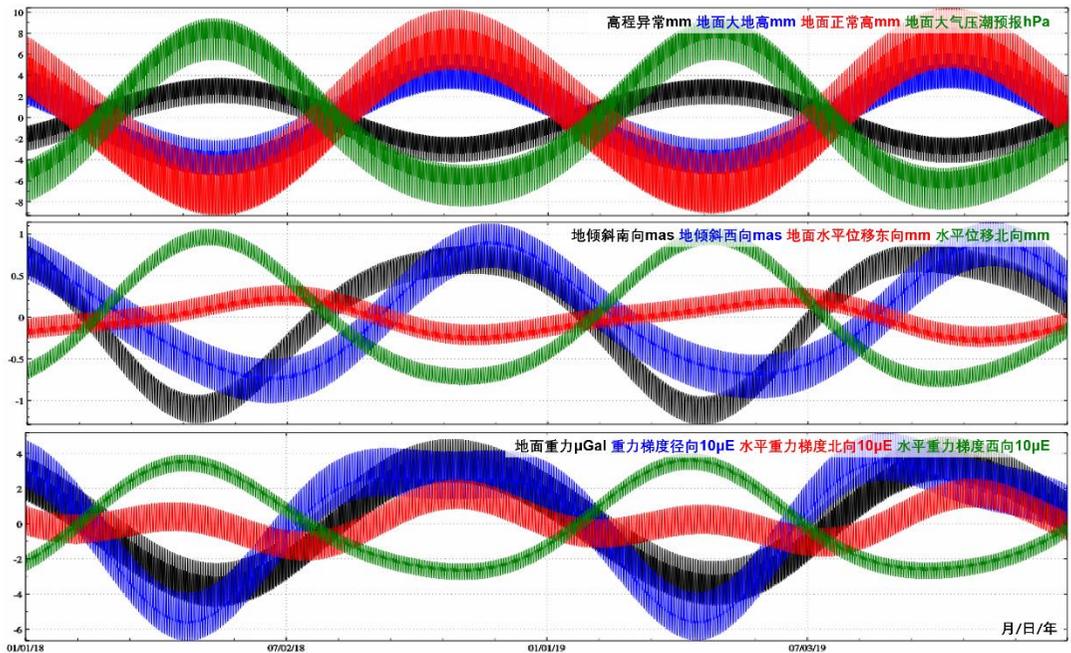


图 4.6 地面大地测量全要素大气压潮负荷效应球谐综合计算

图 4.6 显示，地面正常高大气压潮负荷效应的最大最小值之差可达 2cm，地面大气压每增加 1hPa，地面正常高减少 1mm，地面正常高的地面大气压负荷效应的导纳接近-1.0mm/hPa。地倾斜向量与水平重力梯度向量的地面大气压潮负荷效应异相，两者（向量两分量）的比例关系及其与地面大气压潮的比例关系，基本不随时间变化而出现大的变化。地面大气压潮的年周期振幅是其周日振幅的 3~5 倍。在内陆地区，地面大气压冬高夏低，导致地面冬季下降、夏季抬升，产生年、半年的周期性地面垂直形变，在厘米级地面大地测量中应予以顾及。

由于前面构造的 360 阶地面大气压潮负荷球谐系数模型 ECMWF2006n360cs.dat 已包含了半年与年周期分潮，用该模型计算大气潮负荷效应，即使不考虑非潮汐大气负荷效应，一般也能将地面大地测量要素的大气负荷效应控制在 1cm 精度水平。