

周江存,孙和平. 海潮对卫星重力场恢复的影响. 地球物理学报, 2007, 50(1):115~121

Zhou J C., Sun H P. Effect of ocean tide on recovery of satellite gravity field. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, 50(1):115~121

## 海潮对卫星重力场恢复的影响

周江存<sup>1,2</sup>, 孙和平<sup>1</sup>

1 中国科学院测量与地球物理研究所, 动力大地测量学重点实验室, 武汉 430077

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

**摘 要** 本文讨论了海潮对卫星重力测量的影响问题. 首先介绍了海潮对卫星重力测量影响的基本理论; 采用 FES02 和 TPX06 海潮模型计算了海潮负荷对卫星重力结果前 60 阶的影响; 并用两个模型之间的差异作为海潮模型精度的估计量, 据此计算了海潮模型误差对卫星重力结果的影响. 与 GRACE 恢复的重力场精度的比较说明: 海潮对重力场 40 阶以下的影响都超过了目前重力场恢复精度; 尽管由于卫星测高技术的发展, 海潮模型的精度有了很大的提高, 但目前的全球海潮模型用于 GRACE 重力场恢复的前 12 阶的改正还是不够精确. 另外, 我们也利用中国东海和南海潮汐资料以及 FES02 海潮模型讨论了中国近海潮汐效应对 GRACE 观测的影响. 结果说明该影响与海潮模型的误差相当. 这反映了当前海潮模型的不确定度, 因此通过结合全球验潮站资料有望提高海潮对卫星重力测量的改正精度.

**关键词** 卫星重力场, 海潮改正, 月均值, 近海潮汐

文章编号 0001-5733(2007)01-0115-07

中图分类号 P312

收稿日期 2006-04-17, 2006-07-06 收修定稿

### Effect of ocean tide on recovery of satellite gravity field

ZHOU Jiang-Cun<sup>1,2</sup>, SUN He-Ping<sup>1</sup>

1 Key Laboratory of Dynamic Geodesy, Institute of Geodesy & Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

**Abstract** The problem of the ocean tide effect on satellite gravity is discussed. The basic theory is introduced firstly. And then two global ocean tide models are used to estimate the loading effect up to harmonic degree 60, and the difference of the two ocean tide models is considered as the error estimation. The comparison between the numerical results and the standard deviation of gravity recovered with GRACE shows that the effect of ocean tide on satellite gravity is more serious than the error of the GRACE below degree 40. Although the accuracy of ocean tide models are improved with development of satellite altimetry, the current ocean tide models are not accurate enough for ocean tide correction to the GRACE below degree 12. Additionally, the effect of the local ocean tide in the vicinity of China is also investigated using tidal data of the East and South China seas and global model of FES02. The result shows that this effect is comparable with that of the current global ocean tide model error. This indicates the uncertainty of the current ocean tide model. Therefore, the accuracy of ocean tide correction to satellite gravity will be improved by combining more local tide data obtained with tide gauge observations.

**Key words** Satellite gravity field, Ocean tide correction, Monthly averaged value, Local ocean tide

**基金项目** 中国科学院百人计划项目, 国家自然科学基金项目(40374029), 中国科学院知识创新工程重要方向性项目(KZCX3-SW-131) 联合资助.

**作者简介** 周江存, 男, 1977 年生, 助理研究员, 1998 年毕业于西安工程学院测量工程系, 2002 年获中国科学院研究生院理学硕士学位, 现为在职博士生, 主要从事固体潮和负荷潮研究. E-mail: zjc@asch.whigg.ac.cn

## 1 引言

地球重力场是地球系统物质分布和运动信息的综合反映,因此高精度的地球重力场对于地球科学研究,特别是在大地测量学、地球物理学以及海洋学的研究中具有十分重要的意义.采用卫星跟踪卫星技术确定地球外部的重力场是目前空间大地测量和地球物理学的热点问题之一<sup>[1~4]</sup>.自 CHAMP 和 GRACE 重力卫星发射以来,我们对地球外部的重力场信息有了一个全新的认识,以前所未有的精度确定了地球重力场以及分辨率为 1 月的重力场时变特征<sup>[5,6]</sup>.

海洋潮汐变化导致海水质量的空间分布变化,进而导致地球外部的各种地球物理场的变化,这称为海潮负荷效应.海潮负荷效应包括了海水质量变化的直接引力效应和由于质量负荷变化引起的固体地球形变和内部质量重新分布而产生的间接效应.虽然相对于地球的平均重力场来说,该效应很小,但是其中直接效应和内部密度场重新分布的间接效应还是可以被重力卫星观测到. Ray et al.<sup>[7]</sup>在 2001 年用 3 个海潮模型 (NAO99.2、TPX04a 和 CSR4.0) 计算了  $M_2$  波海潮对大地水准面的影响.结果表明在 40 阶或 50 阶以下,海潮影响都超过了 GRACE 卫星所能检测的量级,因此海潮的影响在卫星重力测量中是必须要考虑的.同时 Ray 等也用蒙特卡洛方法和两个海潮模型的差别分别分析了由卫星测高资料反

演的海潮模型的误差,并且指出由于海潮模型都采用了测高资料,因而它们之间的相关性可能会导致误差估计不足的问题. Knudsen et al.<sup>[8]</sup>在 2001 年用 AG95 海潮模型对此做了进一步的研究,首先用高斯函数平均来估计潮高均方差,然后用布格模板估计由此引起的重力异常,同时也指出由于采用布格模板时海潮引起的垂直位移重力效应不能在该过程中体现,采用布格模板会引起重力异常估计稍过的现象. Knudsen et al.<sup>[9]</sup>在 2002 年还进一步研究了海潮模型误差对 GRACE 的影响,采用 NAO99 和 CSR4.0 海潮模型 4 个潮波 ( $O_1$ 、 $K_1$ 、 $M_2$ 、 $S_2$ ) 之间的差别作为海潮模型误差的度量,结果表明在 35 阶以下海潮模型误差的影响也应予以考虑.

研究表明, FES02 和 TPX06 之间的差异比 NAO99 和 GOT00 之间的差异对 GRACE 的影响小<sup>[10]</sup>,说明较新的海潮模型具有较高的精度.因此本文采用了最新的两个高分辨率的新模型 (FES02 和 TPX06,  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ),通过叠加技术讨论了海潮 8 个主要周日和半日潮波对卫星重力的整体影响以及影响的月均值,并且讨论了海潮模型误差的影响.另外也初步探讨了中国近海潮汐效应对重力卫星观测的影响.

## 2 海潮模型

Schwideski 采用流体动力学插值和验潮站资料构制了最早的全球海潮模型.随着卫星测高技术

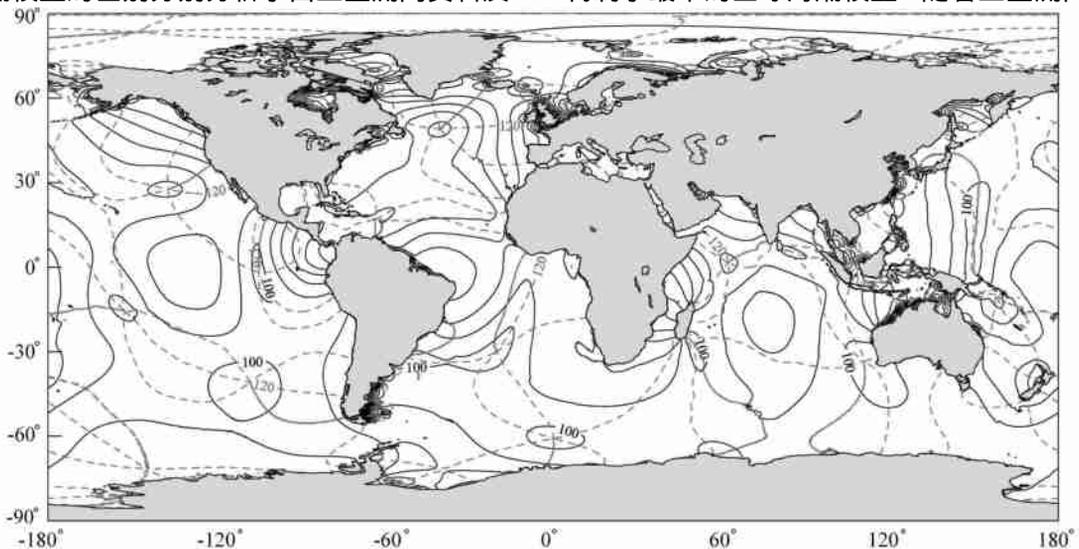


图 1 FES02 海潮模型  $M_2$  波海潮图 (实线—振幅,单位:mm;虚线—相位,单位:°)

Fig. 1  $M_2$  tidal map of FES02 model (solid line for amplitude in mm and dash line for phase in degree)

发展,对于海洋的研究取得了重大的成果,不同的海潮模型相继出现,并且随着资料的积累,精度越来越高. TPX06 模型是 Egbert 对 T/P 测高数据处理所得的最新结果<sup>[11]</sup>,在最小二乘条件下,它最满足拉普拉斯潮汐方程. FES02 是 Provost 等用有限元方法处理测高资料和验潮站资料所得的结果<sup>[12]</sup>. 较新的这些海潮模型在大洋区域差别不大,主要差别是在沿海一带,尤其是海湾等海岸线和海底构造复杂的地方,特别是西太平洋沿岸,其次由于观测资料的限制,在两极地区模型间的差别也比较明显. 图 1 是 FES02 海潮模型的  $M_2$  波海潮图.

### 3 计算理论

#### 3.1 海潮引起的大地水准面扰动

海潮引起的大地水准面的变化量  $N$  可由下式给出<sup>[7]</sup>:

$$N(\varphi, \lambda, t) = a \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_{lm}(\cos \varphi) [C_{lm}(t) \cos m\lambda + S_{lm}(t) \sin m\lambda], \quad (1)$$

式中  $(\varphi, \lambda)$  为球坐标,  $a$  为地球半径,  $P_{lm}$  是  $l$  阶  $m$  次规格化的缔和勒让德函数,满足下列关系:

$$\int_{-1}^1 P_{lm}^2(x) dx = 2(2 - m), \quad (2)$$

$C_{lm}(t)$  和  $S_{lm}(t)$  即为 Stokes 系数,由下式计算:

$$\begin{cases} C_{lm}(t) \\ S_{lm}(t) \end{cases} = \frac{a^2 \rho_w (1 + k_l)}{M_e (2l + 1)} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} \sin \theta d\theta d\lambda, \quad (3)$$

其中  $\rho_w$  为海水的密度,  $M_e$  为地球质量,  $k_l$  是  $l$  阶负荷勒夫数,  $\eta$  为海潮潮高. 考虑到网格化数值积分对于高阶系数计算误差较大,因此在计算系数时采用了 Paul 导出的递推公式<sup>[13]</sup>.

Wahr 给出大地水准面的各阶方差的计算公式为<sup>[14]</sup>

$$N_l = a \sqrt{\sum_{m=0}^l (C_{lm}^2 + S_{lm}^2)}. \quad (4)$$

由于海潮变化是时间的函数,因此球谐展开系数  $C_{lm}$  和  $S_{lm}$  也是时间的函数. 考虑海潮影响时,采用下式:

$$\bar{N}_l = a \sqrt{\sum_{m=0}^l (\bar{C}_{lm}^2 + \bar{S}_{lm}^2)}, \quad (5)$$

其中  $\bar{C}_{lm}$  和  $\bar{S}_{lm}$  是  $C_{lm}$  和  $S_{lm}$  在一个周期内的均方

根. 即

$$\left. \begin{aligned} \bar{C}_{lm} &= \left[ \frac{1}{T} \int_0^T C_{lm}^2(t) dt \right]^{1/2} \\ \bar{S}_{lm} &= \left[ \frac{1}{T} \int_0^T S_{lm}^2(t) dt \right]^{1/2} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

由于某一潮波的球谐展开系数的时变实际是满足余弦关系的,所以有

$$\bar{N}_l = \frac{a}{\sqrt{2}} \sqrt{\sum_{m=0}^l (C_{lmc}^2 + C_{lms}^2 + S_{lmc}^2 + S_{lms}^2)}, \quad (7)$$

下标中的  $c, s$  分别表示实部和虚部的结果,有如下的关系:

$$\left. \begin{aligned} C_{lm}(t) &= C_{lmc} \cos(\omega t + \phi_0) + C_{lms} \sin(\omega t + \phi_0) \\ S_{lm}(t) &= S_{lmc} \cos(\omega t + \phi_0) + S_{lms} \sin(\omega t + \phi_0) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

其中,  $\omega$  为某一潮波的频率,  $\phi_0$  为初相.

#### 3.2 频率域潮波叠加

通常海潮模型都是给出不同分潮波的海潮图,因此计算海潮的整体影响需将不同潮波叠加起来. 即(1)式中的系数应为

$$\left. \begin{aligned} C_{lm}(t) &= C_{lmc}^p \cos(\omega_p t + \phi_0) \\ &+ C_{lms}^p \cos(\omega_p t + \phi_0) \\ S_{lm}(t) &= S_{lmc}^p \cos(\omega_p t + \phi_0) \\ &+ S_{lms}^p \cos(\omega_p t + \phi_0) \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

其中  $p$  表示不同潮波. 对于本文考虑的 8 个主要潮波叠加后具有接近 15 天的混叠周期,因此为了和 GRACE 的月均值对应,在求均方根时周期取 30 天(对此我们做了试验,以 30 天为时间段,分别计算了均方根,对于不同时段内的结果之间的差别可忽略).

#### 3.3 月平均

由于 GRACE 的任务之一是给出时间分辨率为 1 月的重力场时变特征,而振幅较大的海潮潮波的周期小于 1 月,因此 GRACE 确定的月重力场中海潮影响有望削弱. 但是由于 GRACE 卫星在一天中经过某一点上空的次数较少(或者说采样率较低),因此其观测中短周期的信号(如半日波海潮)会表现出长周期特性(假频). Knudsen 以采样周期为 0.5 个恒星日对此进行了探讨并指出,虽然 GRACE 卫星轨道不是严格的重复轨道,但由于 GRACE 要求的重力场的空间分辨率是几百公里,因此在某个范围内,卫星沿上升和下降轨道各观测一次<sup>[9]</sup>. 此处假设采

样率为 0.5 个恒星日 (0.498634 天). 因此在 GRACE 观测量中的海潮信号的周期  $T_a$  为

$$\frac{1}{T_a} = \left| \text{mod} \left( \frac{1}{T_o} + \frac{1}{T_N}, \frac{2}{T_N} \right) - \frac{1}{T_N} \right|, \quad (10)$$

其中  $T_o$  为原始海潮信号周期,  $T_N$  为采样的 Nyquist 周期.

月均值取其简单的算术平均, 用数学语言表示即为用矩形函数作卷积, 对应于频率域为与函数  $\sin(\frac{2}{T_a}T) / \frac{2}{T_a}T$  作乘积, 即各潮波的振幅需乘上一个因子 (表 1). 其中  $T$  为 15 天.

### 3.4 近海效应

目前海潮模型大多数采用卫星测高资料, 由于近海岸的特殊性, 模型的精度在近海域往往不够精确. 地表重力观测的研究表明, 用近海潮汐资料替换全球海潮模型中的相应区域可以取得很好的效果<sup>[15]</sup>. 本文中虽然仅用了中国近海潮汐资料, 相对

表 1 采样导致的不同潮波的假频和月均值因子

Table 1 Alias periods of various waves and monthly averaged factors due to sampling

潮波	周期(天)	假频(天)	月均值因子
$Q_1$	1.1195	1.1195	0.0071
$O_1$	1.0758	1.0758	-0.0040
$P_1$	1.0028	1.0027	-0.0027
$K_1$	0.9973	0.9973	0.0027
$N_2$	0.5274	9.1327	-0.0756
$M_2$	0.5175	13.6602	0.0838
$S_2$	0.5000	182.5175	0.9651
$K_2$	0.4986		1.0000

于全球来说有其局限性, 但是注意到目前最新的海潮模型的差别主要集中在西太平洋沿岸地区, 其次是两极地区, 而本文所用的近海潮汐资料基本覆盖了西太平洋沿岸地区, 因此本文的结果仍具有一定的参考意义. 图 2 是中国近海  $M_2$  波潮汐图<sup>[16]</sup>.

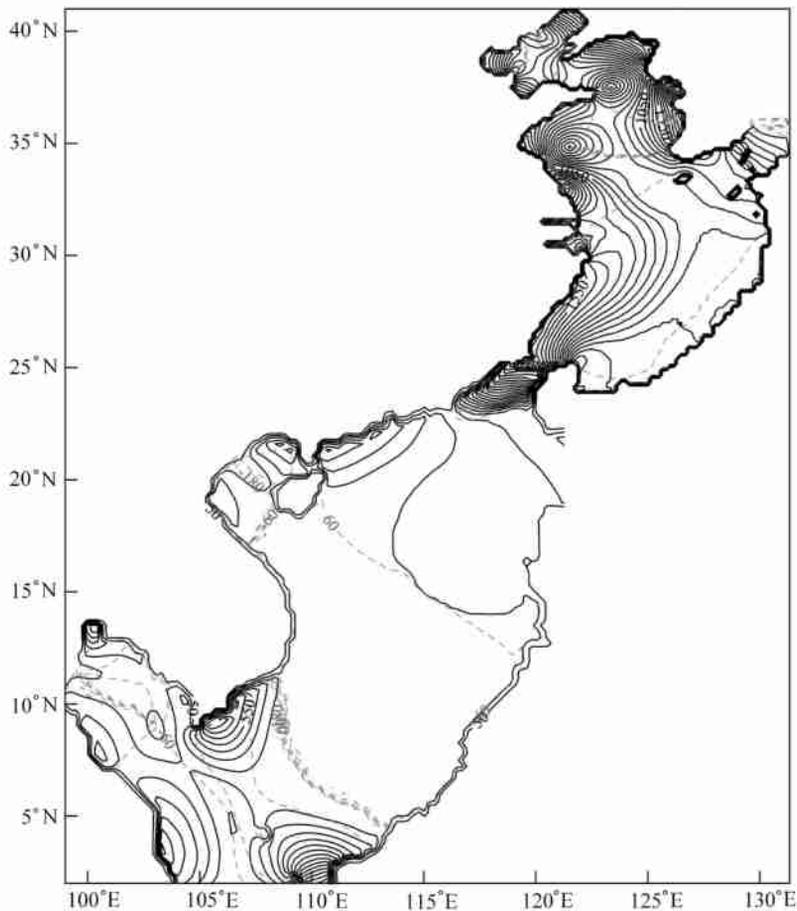


图 2 中国近海  $M_2$  波潮汐图 (实线—振幅, 单位: mm; 虚线—相位, 单位: °)

Fig. 2  $M_2$  tidal map of ocean in the vicinity of China

(Solid line for amplitude in mm and dash line for phase in degree)

### 3.5 计算过程

首先由一给定的海潮模型中的不同潮波的潮高矢量(包括振幅和相位,计算时化为实部和虚部),利用(3)式分别计算实部和虚部的球谐系数,结果即为式(7)中各个潮波的  $C_{lmc}$ ,  $C_{lms}$ ,  $S_{lmc}$ ,  $S_{lms}$ ,再利用(7)式获得不同潮波对大地水准面影响的阶方差;由  $C_{lmc}$ ,  $C_{lms}$ ,  $S_{lmc}$ ,  $S_{lms}$  以及各潮波的频率和初相,根据(9)式获得叠加后的球谐系数的时间序列,然后由(6)式在 30 天时间内取均方根,再由(5)式得到潮波叠加后的阶方差;在由(9)式计算叠加后的球谐系数时间序列过程中,若把表 1 中的月均值因子作为求和的权重,则结果即为海潮影响的月均值的阶方差。

对于两个模型之间的差异以及近海效应的求

法,则分别计算不同模型中各个潮波的实部和虚部球谐系数,然后求模型间对应潮波的差值,按上述过程求得各个量。

## 4 结果与讨论

采用 FES02、TPX06 两个海潮模型的 8 个主要潮波( $Q_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$ 、 $K_1$ 、 $N_2$ 、 $M_2$ 、 $S_2$ 、 $K_2$ ) 计算了海潮对卫星重力结果前 60 阶的影响,并用两个模型之间的差异作为海潮模型精度的估计,据此计算了海潮模型误差对卫星重力结果的影响,最后与 GRACE 恢复的重力场结果进行了比较。结果最后化算为大地水准面差距值,单位为 mm(图 3 和图 4)。

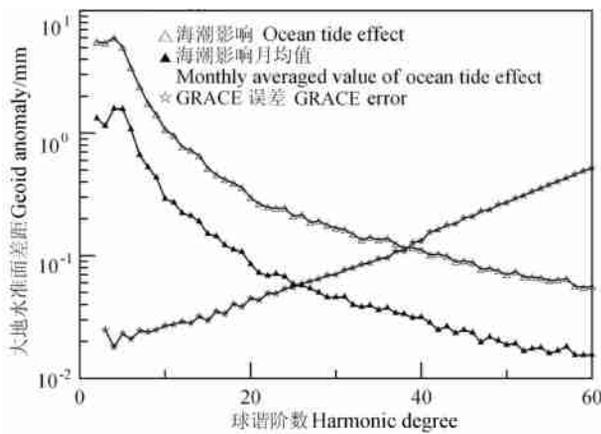


图 3 海潮对 GRACE 的影响

Fig. 3 Effect of ocean tide on GRACE

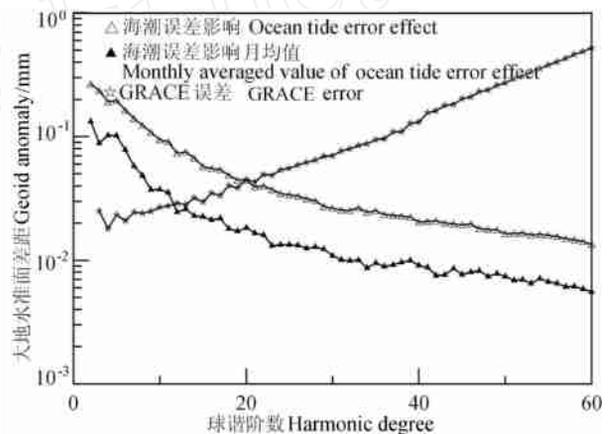


图 4 海潮误差对 GRACE 的影响

Fig. 4 Effect of ocean tide error on GRACE

图 3 为用 FES02 海潮模型计算的海潮对卫星重力观测影响的阶方差(8 个主波叠加)。图中 GRACE 误差由 2003 年第 274 ~ 304 天重力场结果(CSR)的标准差计算获得。海潮的影响在 40 阶以下都超过了 GRACE 恢复的重力场的标准差,因此对于这些阶的值都应考虑海潮影响。鉴于 GRACE 的任务之一是给出分辨率为 1 月的时变重力场,图中也给出了海潮影响的月均值。很明显,月平均以后海潮的影响有了很大的减小,但是在 25 阶以下仍然超过了 GRACE 的精度范围,因此海潮影响还是比较显著。这从表 1 中可看出,月平均削弱的基本是周日波,而半日波特别是  $S_2$  和  $K_2$  波的影响仍然很大。

尽管由不同模型算得的结果具有很好的一致性,但是仍有一定的差别。目前海潮模型大都采用 T/P 测高资料和验潮站资料,但是由于沿海特殊的海岸线和海底地形,测高资料在该区域往往不准确,

而验潮站又不是很密。因此全球海潮模型具有很大的不确定性因素。与 Ray<sup>[7]</sup>方法相同,我们采用两个模型之间的差来估计该项影响。图 4 给出了 FES02 和 TPX06 的差异对卫星重力观测的影响。海潮模型的误差对 GRACE 的前 20 阶影响显著。同样,取月均值后影响减小,但是仍然影响前 12 阶的结果。因此用目前的海潮模型来改正海潮对卫星重力观测的影响,在 12 阶以下是不够精确的。本文采用的海潮模型相比早期的模型由于分辨率高并且采用了更多的 T/P 或验潮站数据,具有更高的精度,因此随着测高资料的积累以及提高其沿海资料利用率的波形重构技术的发展,全球海潮模型的精度将有望得到更进一步的提高,进而改善卫星重力场恢复中的海潮改正效果。

近海潮汐资料在研究负荷效应中是非常重要的,因为相比全球海潮模型而言,它更能反映海水运

动的局部特征,因为它是建立在验潮站资料和局部的约束基础上,而全球模型要考虑整体,因而对于一些局部的特征不能准确地反映,因此在该区域近海模型的精度比全球模型的精度要高.图5给出了中国近海海潮模型与全球海潮模型在中国近海区域的差别对 GRACE 的影响.对于低阶重力场,近海效应比 GRACE 误差略大,其中  $K_1$  波影响比较明显;而对于高阶项,近海效应远比 GRACE 误差小.图6是全球海潮模型误差(FES02-TPX06)对 GRACE 的影响.比较图5和图6可以看出,近海效应与全球海潮模型误差对卫星重力观测的影响基本具有相同的量级.

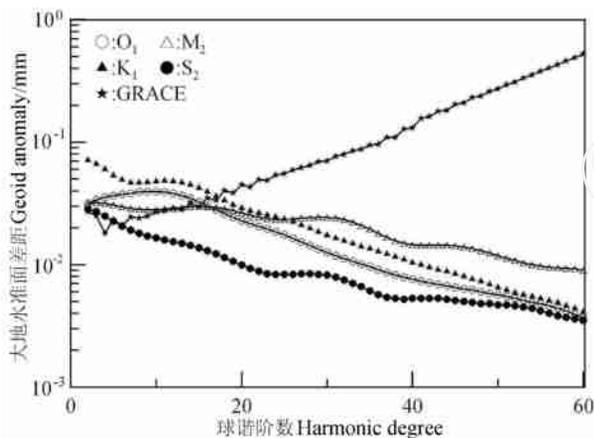


图5 近海潮汐效应对 GRACE 的影响

Fig. 5 Local ocean tide effect on GRACE

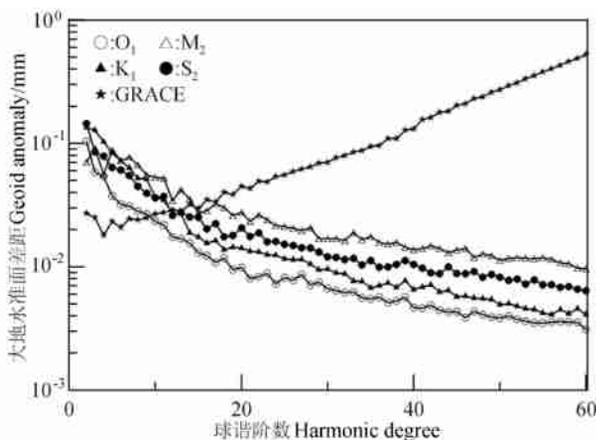


图6 海潮误差对 GRACE 的影响

Fig. 6 Effect of ocean tide error on GRACE

## 5 结 论

由上述数值结果和讨论可知,海潮负荷效应主

要影响卫星重力观测结果的低阶系数,对于40阶以下的系数,海潮的影响都超过了目前重力场恢复的精度.对于GRACE确定的分辨率为1月的时变重力场,海潮的影响在25阶以下的重力场系数中仍然十分明显.目前,由于全球海潮模型在近海地区的不精确将影响卫星重力场观测的海潮改正的精度,该影响在GRACE时变重力场的12阶以下系数中比较明显.说明在利用卫星恢复地球重力场的同时,要考虑海潮负荷的改正问题.

由于特殊的地理构造环境和众多岛屿的分布,不同的全球海潮模型在西太平洋地区的差别较大,该地区近海潮汐模型和全球海潮模型的差别对卫星重力观测的影响与最新的全球海潮模型误差的影响基本具有相同的量级,这一方面说明了该区域的重要性,同时也说明了目前海潮模型精度水平的提高主要决定于近海潮汐的确定.因此该地区的精确海潮图的构制将是一项十分重要的工作.

## 参考文献 (References)

- [1] Georges B. New space missions for mapping the Earth's gravity field. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IV-Physics*, 2001, 2: 1353 ~ 1359
- [2] 宁津生. 卫星重力探测技术与地球重力场研究. *大地测量与地球动力学*, 2002, 22(1): 1 ~ 5  
Ning J S. The satellite gravity surveying technology and research of earth's gravity field. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2002, 22(1): 1 ~ 5
- [3] 孙文科. 低轨人造卫星 (CHAMP、GRACE、GOCE) 与高精度地球重力场——卫星重力大地测量的最新发展及其对地球科学的重大影响. *大地测量与地球动力学*, 2002, 22(1): 92 ~ 100  
Sun W K. Satellite in low orbit (CHAMP, GRACE, GOCE) and high precision earth gravity field—the latest progress of satellite gravity geodesy and its great influence on geoscience. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2002, 22(1): 92 ~ 100
- [4] 许厚泽, 周旭华, 彭碧波. 卫星重力测量. *地理空间信息*, 2005, 3(1): 1 ~ 3  
Xu H Z, Zhou X H, Peng B B. Satellite gravity measurement. *Geospatial Information* (in Chinese), 2005, 3(1): 1 ~ 3
- [5] 徐天河, 杨元喜. 利用 CHAMP 卫星几何法轨道恢复地球重力场模型. *地球物理学报*, 2005, 48(2): 288 ~ 293  
Xu T H, Yang Y X. CHAMP gravity field recovery using kinematic orbits. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48(2): 288 ~ 293
- [6] 周旭华, 许厚泽, 吴斌等. 用 GRACE 卫星跟踪数据反演地球重力场. *地球物理学报*, 2006, 49(3): 718 ~ 723  
Zhou X H, Xu H Z, Wu B, et al. Earth's gravity field derived from GRACE satellite tracking data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(3): 718 ~ 723
- [7] Ray R D, Eanes R J, Egbert G D, et al. Error spectrum for the

- global M2 ocean tide. *Geophysical Research Letter*, 2001, **28** (1) : 21 ~ 24
- [ 8 ] Knudsen P, Andersen O B, Khan S A, et al. Ocean tide effects on GRACE gravimetry. In: Sideris ed. IAG Symposia Vol 13, Gravity, Geoid, and Geodynamics. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 2001
- [ 9 ] Knudsen P, Andersen O B. Correcting GRACE gravity fields for ocean tide effects. *Geophysical Research Letter*, 2002, **29** (8) : 19-1 ~ 19-4
- [10] Zhou J C, Sun H P. Ocean tide correction to satellite gravity field recovery. 3<sup>rd</sup> KAGI21 International Symposium, Program & Abstract. 2004. 54 ~ 54
- [11] Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, **19**(2) :183 ~ 204
- [12] Leprovost C, Lyard F, Lefevre F, et al. FES2002-A new version of the FES tidal solution series, Abstract Volume. Jason-1 Science Working Team Meeting, Biarritz, France, 2002
- [13] Paul M K. Recurrence relations for integrals of associated Legendre functions. *Bulletin Geodesique*, 1978, **52**: 177 ~ 190
- [14] Whar J, Molenaar M, Bryan F. Time variability of the earth 's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research*, 1998, **103** (B12) : 30205 ~ 30229
- [15] 孙和平, 许厚泽, 周江存等. 武汉超导重力仪观测最新结果和海潮模型研究. *地球物理学报*, 2005, **48**(2) : 299 ~ 307  
Sun H P, Xu H Z, Zhou J C, et al. Latest observation results from superconducting gravimeter at station Wuhan and investigation of the ocean tide models. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48** (2) : 299 ~ 307
- [16] Fang G, Kvok Y K, Yu K, et al. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. *Continental Shelf Research*, 1999, **19** (7) : 845 ~ 869

(本文编辑 何 燕)

www.cnki.net