第 48 卷 第 2 期
2005 年 3 月

地 球 物 理 学 报
CHINESE JOURNAL OF GEOPHYSICS

Vol. 48, No. 2
Mar., 2005

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, Hsu 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

武汉超导重力仪观测最新结果和海潮模型研究

孙和平, 许厚泽, 周江存, 陈晓东, 徐建桥, 周百力, 郝兴华, 刘 明
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

摘 要 利用武汉台站 GWR-C032 超导重力仪观测资料, 在对原始数据进行有效预处理的基础上作调和分析, 获得反映地球内部介质特征的重力潮汐参数. 基于卫星测高技术和有限元方法同时考虑验潮站数据作约束条件获得的多个全球海潮模型, 利用负荷理论和数值褶积积分技术计算了重力负荷, 对周日和半日频段内的重力潮汐参数实施负荷改正, 提出了"负荷改正有效性"概念, 研究了全球海潮模型适应性. 数值结果说明, 海潮改正的有效性高达 91 %(O_1, NAO99) 和 92 %(M_2, ORI96). 基于 11 个海潮模型对主波(O_1, K_1, M_2 和 S_2)的负荷改正说明平均有效性为(86 %, 70 %, 73 %和 84 %), 振幅因子与理论模型间的差异分别从(2.12 %, 1.55 %, 1.16 %和 0.80 %)降到(0.31 %, 0.39 %, 0.34 %和 0.08 %), 同时还说明利用 NAO99 和 ORI96 全球海潮模型能获得比其他模型更佳的负荷改正效果. 文章还利用国际地球动力学计划网络其他 7 个台站的超导重力仪观测研究了全球海潮模型的适定性问题, 结果说明不同模型中不同潮波具有明显的区域特点, 早期构制的 SCW80 全球海潮模型仍可作为大地测量研究中的重要参考模型.

关键词 超导重力仪, 最新潮汐重力结果, 海潮负荷改正, 海潮模型适定性
文章编号 0001-5733(2005)02-0299-09 **中图分类号** P312 **收稿日期** 2004-06-07, 2004-11-27 收修定稿

Latest observation results from superconducting gravimeter at station Wuhan and investigation of the ocean tide models

SUN He-Ping, Hsu Hou-Ze, ZHOU Jiang-Cun, CHEN Xiao-Dong,
XU Jian-Qiao, ZHOU Bai-Li, HAO Xin-Hua, LIU Ming
Key Laboratory of Dynamic Geodesy, Institute of Geodesy and Geophysics,
Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, *China*

Abstract Using observations registered with superconducting gravimeter GWR-C032 at station Wuhan, the tidal gravity parameters reflecting the characteristics of the Earth's interior medium are obtained based on the harmonic analysis after preprocessing of the raw data. Meanwhile the gravity loading is calculated using loading theory and a numerical integral convolution technique based on various global ocean tide models developed by methods of the altimetry technology and finite element method with consideration of tidal gauge data as constraints. The loading corrections are carried out to tidal gravity parameters in diurnal and semidiurnal wave bands respectively and the new ideal of the "loading correction effectiveness" is developed in order to investigate the adaptability of global ocean tide models. The numerical results show that the efficiencies of loading correction reach to 91 %(O_1, NAO99) and 92 %(M_2, ORI96) for instance. The average efficiencies of the loading corrections obtained with 11 oceanic models for four main constituents (O_1, K_1, M_2 and S_2) are given

基金项目 中国科学院知识创新工程重点项目(KZCX3-CW-131), 百人计划和国家自然科学基金项目(40374029)联合资助.
作者简介 孙和平, 男, 1955 年生, 研究员, 1980 年毕业于中国科学技术大学地球和空间科学学院, 1995 年获比利时 Louvain 大学博士学位, 主要从事重力场理论、资料分析和地球动力学机制研究及应用解释. E-mail: heping@asch.whigg.ac.cn

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

as 86 %, 70 %, 73 % and 84 % respectively. And the discrepancies between the amplitude factors and the theoretical values decrease from (2.12 %, 1.55 %, 1.16 % and 0.80 %) to (0.31 %, 0.39 %, 0.34 % and 0.08 %) respectively. The comparison among various ocean models shows also that the efficiency of the loading correction when using NAO99 and ORI96 models is higher than that when using other models. Additionally, other observations obtained with superconducting gravimeters at seven stations in a network of the Global Geodynamic Project are also adopted to investigate the adaptability of the global ocean models. The results show that there exist obvious local tidal characteristics for different constituents in different ocean models and the earlier constructed SCW80 ocean model can still be used as an important reference in geodesy research domain.

Keywords Superconducting gravimeter, Latest tidal gravity results, Ocean loading correction, Adaptability of ocean tide model

1 引 言

美国 GWR 公司高精度超导重力仪的研制成功和广泛应用为测定地球重力场的微小变化提供了可靠的技术保障,也为深入研究地球深内部结构、物理和力学特征提供第一手资料[1,2]. 中国科学院测量与地球物理研究所自 1985 年在武汉九峰动力大地测量学观测站成功安装了我国惟一的也是亚洲大陆地区惟一的一台超导重力仪以来,已积累了丰富的潮汐重力观测数据. 结合历年来多台潮汐重力仪观测结果,我们成功建立了武汉国际重力潮汐基准[3],目前该仪器不但参加全球地球动力学合作计划(GGP)和亚太地区空间地球动力学合作计划(APSG),同时还承担国家地壳运动观测网络中心站重力场时间变化特征观测的重要任务.

同目前仍广泛使用的任何一种机械弹簧重力仪相比较,超导重力仪是一种具有许多优良特征的相对重力仪. 由于机械弹簧的蠕变性和非线性,使得它们存在诸如测量掉格和长期测量不稳定等特点. 而超导重力仪利用保持两个超导线圈中的持续电流产生的稳定电磁场,将超导小球漂浮在仪器真空腔的一个中心固定位置上. 当重力场产生微小变化而使超导小球偏离原来的平衡位置时,仪器电子反馈线路将自动改变控制线圈中的电流大小,以维持超导球在原有的平衡位置上. 数据采集系统测定反馈电压变化幅度,利用记录格值作仪器标定即可得到定点重力场随时间变化的规律,因此这种结果使得超导重力仪具有极宽的动态线性测量范围,极高的稳定度,极低的噪声水平和仪器长期漂移率[4~6].

本项研究使用的原始重力潮汐变化观测周期为从 1997 年 12 月 21 日 0:00 至 2003 年 3 月 31 日 23:00. 为能有效利用重力变化观测信号,本文首先对原始资料作仔细的预处理,扣除各种可能的干扰成分. 在资料的预处理过程中,基于国际地潮中心推荐的 Tsoft 数据预处理软件[7],对间隔为 10s 的原始观测采用移去恢复法进行技术修正,获得经各种干扰修正后的观测系列. 利用快捷方便的人机对话方式仔细剔除了混合在原始信号中的错误数据(如尖峰、突跳、掉格等). 基于潮汐重力模拟信号对由于断电、地震等因素导致的短时间中断进行内插. 采用滤波技术将 10s 的原始采样序列转换成 1m 的采样序列(国际资料交换格式),进而将 1m 的采样序列转换成直接适用于求解潮汐参数的小时采样序列. 然后分别在时间和频率域内,从观测重力信号中扣除理论潮汐信号,获得观测重力潮汐残差. 对台站气压变化和潮汐重力观测残差作回归分析,得到大气重力导纳值,并实施气压效应改正. 对小时观测系列组成潮汐观测方程组,利用国际标准的 Eterna 分析软件求解重力固体潮各波群的潮汐参数(包括振幅因子和相位滞后)和精度估计值[8]. 根据潮汐波不同的角频率特征和特定的奇偶带通滤波器性质,滤掉观测资料中的仪器漂移项后再分别将日波、半日波和三分之一日波等波群从潮汐观测中分离. 本文的数据分析使用了由国际地球潮汐委员会推荐的日本京都大学 Tamura 1200 个分波的高精度引潮位展开数值表[9]. 在周日波频段内,本文成功分离了包括 Ψ_1 和 ϕ_1 等小波在内的 13 个潮汐分量(σ_1, Q_1, ρ_1, O_1, NO_1, π_1, P_1, K_1, Ψ_1, ϕ_1, θ_1, J_1, OO_1),在半日波频段内成功分离包括 μ_2 和 υ_2 等在内的 9 个潮汐分量($2N_2$, μ_2, N_2, υ_2, M_2, L_2, T_2, S_2, K_2). 数值结果说明观测主波振幅精度达到 $0.01\times10^{-8}\ m\cdot s^{-2}$ 量级. 后续研究说明,精密分离周日频段内的小波,获得振幅因子、相位迟延和相应的误差估算对检测地球液核共振现象尤为重要.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

2　全球海潮模型及其负荷计算概述

早期的海潮模型是在顾及海底摩擦、海水自引力以及海底负荷形变效应的基础上,解算 Laplace 潮汐运动方程获得. 但由于浅海域海底摩擦导致的耗散效应,加上网格分辨率低,导致海潮模型较大误差,因此通常这些模型只属定性描述. Schwiderski[10] 在 1980 年采用了流体动力学插值方法,结合沿海和岛屿验潮站数据,构制了精度较高的海潮模型(简称 SCW80 模型,网格分辨率为 1.0°×1.0°),首次为大地测量学和地球物理学研究提供了较为完整的基本海潮数据. 近年来随着有限元方法和空间技术的快速发展,特别是高精度的 Topex/Poseidon(T/P)卫星测高数据的使用有效修正了海潮模型误差,发展了一系列新的全球海潮模型1). 本文基于近年内收集的 11 个全球海潮模型(SCW80, CSR3.0, FES95.2, TPXO2, CSR4.0, ORI96, AG95, FES99, FES02, GOT00, NAO99),用武汉地区超导重力仪观测结果研究重力场观测中的海潮负荷效应问题.

Le Provost et al.[11] 采用有限元法,用沿海验潮站观测数据作约束,建立了 FES94.1 全球海潮模型,其精度与 SCW80 模型相比有很大提高,但在深海区潮高的误差仍然较大. 随后基于高精度的 T/P 卫星测高技术和 Texas 大学早期的 CSR2.0 模型,Le Provost et al. 在修正大于 1000 m 深海区的海潮模型误差的基础上,构制了 FES95.2 海潮模型(网格 0.5°×0.5°). Texas 大学的 Eanes[12] 采用响应法处理 2.4 年的 T/P 卫星资料,同时保留了 FES94.1 的海潮模型的精细部分,对长波长部分进行了修正,构制了高分辨率的 CSR3.0(网格 0.5°×0.5°)模型. 随后采用更长的 T/P 资料,构制了 CSR4.0 全球海潮模型(网格 0.5°×0.5°). 该模型精度在厘米量级,但由于测高计轨道的地面距为 2.83°,要精确分离浅海区的潮汐较困难,因此在浅海区的潮高误差可达 10cm,个别地区为几十厘米.

2000 年 Lefevre et al.[13] 改进了有限元模型,利用全球分布的 700 多个沿海、岛屿和海底验潮站观测数据(M_2 波的均方根误差为 11cm)和 687 个深海区 T/P 轨道交叉点数据,构制了 FES99 海潮模型(网格 0.25°×0.25°). 随后利用更长的 T/P 轨道数据修正了该模型,重新构制了 FES02 海潮模型(网格 0.25°×0.25°). 比较说明,由于考虑大量验潮站观测数据,无论是在深海还是在浅海区,海潮模型的精度获得较大的提高. TPXO2 海潮模型是 Egbert et al.[14] 基于解算流体动力学方程,考虑 T/P 轨道数据构制的海潮模型(网格 0.586°×0.703°),并且在增加了 T/P 测高和验潮站数据的基础上,构制了 TPXO5 模型[15]. GOT00 海潮模型(网格 0.5°×0.5°)是 Ray et al. 利用 6 年的 T/P 测高资料,在修正 TPXO5 的基础上,考虑一些内陆海湖(如 Marine, St Lawrence, Persian,地中海和红海等)特殊潮汐现象构制的全球海潮模型.

日本海洋研究所 Matsumoto et al.[16] 基于对高分辨率的 T/P 测高卫星前 77 圈轨道交叉点数据进行调和分析,在缺乏 T/P 数据的高纬度区采用与 SCW80 模型相似的流体动力学方程插值法,顾及日本和西太平洋地区沿海和岛屿的验潮站数据,构制了 ORI96 全球海潮模型(网格 0.5°×0.5°). 后来又利用 5 年的 T/P 测高数据和更多的验潮站数据作约束,在进一步改善浅海区部分潮汐模型精度的基础上,构制了 NAO99 模型(网格 0.5°×0.5°)[17]. 比较说明,在浅海该模型要比 CSR4.0 的精度高得多[17]. AG95 模型(网格 0.5°×0.5°)是 Andersen et al.[18] 利用前两年的 T/P 测高轨道交叉点数据,对 FES94.1 全球海潮模型作长波校正,各潮波与 FES94.1 模型相同,但在 65°S 至 65°N 的区域外,M_2 和 S_2 波是典型的基于流体动力学模型构制的.

以前的研究结果表明,海潮负荷对重力场观测的影响达到 $10^{-8}\,m\cdot s^{-2}$ 量级,个别沿海地区和岛屿地区则更大. 在扣除重力观测信号中的海潮负荷信号后的超导重力仪观测可有效应用于动力学问题研究,特别在深地球内部,如地球液态内核的自由核章动检测方面显得尤为重要[19~21]. 利用反演技术,Melchior 和 Francis[22] 研究了不同海潮图无潮点位置和等潮线特征,并利用环球地表潮汐重力网络观测数据与不同海潮图计算获得的负荷潮汐进行了对比和分析,孙和平等[23] 曾利用武汉站重力潮汐观测数据研究了海潮负荷改正的计算问题.

3　数值结果及其讨论

基于上述 11 个全球海潮模型中 8 个主要潮波的海潮振幅和相位数据,根据 Farrell 负荷理论[22],

1) IERS Standard. IERS technical note. *Observatoire de Paries*, 1992, (13): 1～20

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

本文首先用负荷格林函数和海潮数据作褶积积分计算,获得武汉台站的重力负荷矢量[20].数值结果说明,尽管武汉站远离海岸线约600 km,海潮对武汉站重力观测的影响仍可达10^{-8} m·s^{-2}量级.对O_1波而言,最高的负荷振幅和相位可达(0.64 ×10^{-8} m·s^{-2}, -27.28°,TPXO2),最低的是(0.56 ×10^{-8} m·s^{-2}, -5.84°,AG95),不同海潮模型导致的重力负荷振幅间的差异为13%,相位间的差异高达21.4°,由11个海潮模型获得的负荷矢量平均值为(0.60 ×10^{-8} m·s^{-2}, -18.54°).对M_2波而言,最高的负荷振幅和相位可达(0.82 ×10^{-8} m·s^{-2}, -36.75°,TPX02),最低为(0.44 ×10^{-8} m·s^{-2}, -42.77°,FES99),两者振幅间的差异高达60%,相位差为6.0°,由11个海潮模型获得的负荷矢量平均值为(0.64 ×10^{-8} m·s^{-2}, -32.7°).图1给出了周日和半日频段内主波负荷矢量振幅间的比较.由图可知,当使用不同海潮模型时,周日频段内K_1和O_1波的负荷振幅在同一量级,但在半日频段内S_2波和M_2波的负荷振幅间的差异较大,反映了不同潮波变化特征.进一步分析表明,就同一潮波而言,由不同海潮图获得的负荷矢量振幅间的差异主要是由近海海潮模型不准确所致.充分考虑这些差异对实施重力观测中的海潮负荷改正和利用改正后的重力结果反演地球内部构造特征和测定液核共振参数显得尤为重要.

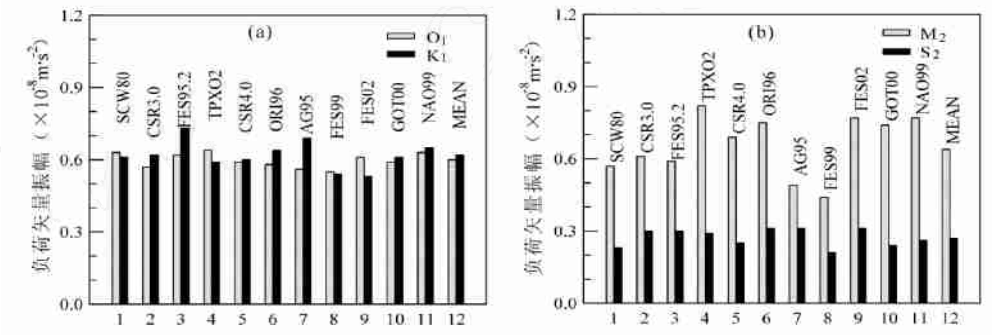

图1 周日频段(a)和半日频段(b)内主波重力负荷矢量振幅

Fig.1 Amplitudes of gravity loading vectors for main constituents in diurnal (a) and semidiurnal (b) bands

有了全球海潮模型获得的负荷矢量后,即可对重力潮汐分析结果实施负荷改正[24].根据矢量递加原理,对某一潮波的重力残差矢量B(B,β),观测矢量A(A_{obs},α)和理论模型R(A_{th},O)间有关系式

$$B(B,\beta) = A(A_{obs},\alpha) - R(A_{th},O).$$

而剩余残差矢量(又称最终残差矢量)X(X,χ)与观测残差矢量B(B,β)和海潮负荷矢量L(L,λ)间关系为

$$X(X,\chi) = B(B,\beta) - L(L,\lambda).$$

因此很容易将观测矢量中的理论重力信号扣除获得观测残差矢量,再将观测残差中的海潮负荷信号扣除,获得最终残差矢量.

为能综合评价负荷改正,本文引进"负荷改正有效性"概念,即用观测残差矢量的振幅减去最终残差的振幅再除以观测残差矢量振幅.作为例子,图2给出了两个周日主波(O_1和K_1波)和两个半日主波(M_2和S_2波)负荷改正有效性统计情况.由图和数值结果说明O_1和M_2波海潮负荷改正的有效性分别为(91%,67%,SCW80),(80%,73%,CSR3.0),(85%,23%,FES95.2),(83%,74%,TPXO2),(85%,76%,CSR4.0),(84%,92%,ORI96),(73%,55%,AG95),(78%,47%,FES99),(88%,81%,FES02),(85%,84%,GOT00),(91%,84%,NAO99).另外可以从负荷改正的有效性统计清楚地看到海潮模型不断精化轨迹,例如FES全球海图系列中M_2波的改正效率从23%(FES95.2)提高到47%(FES99),再提高到81%(FES02),说明该模型系列得到不断改进.与早期模型相比,近期全球海潮模型的网格划分更细,精度更高和覆盖区域更多.这说明基于T/P卫星测高技术和有限元方法构制的全球海图的完整性.

表1给出了周日频段内4个主波(Q_1,O_1,P_1和K_1)和半日频段内4个主波(N_2,M_2,S_2和K_2)经11个不同海潮模型负荷改正前后的重力潮汐观测残差和最终残差.数值结果说明经海潮负荷改正后观测残差振幅显著降低,O_1波的残差振幅从0.70 ×10^{-8} m·s^{-2}降到0.07 ×10^{-8} m·s^{-2}(SCW80),0.14 ×10^{-8} m·s^{-2}(CSR3.0),0.10 ×10^{-8} m·s^{-2}(FES95.2),0.12 ×10^{-8} m·s^{-2}(TPXO2),0.11 ×10^{-8} m·s^{-2}(CSR4.0),0.11 ×10^{-8} m·s^{-2}(ORI96),0.19 ×10^{-8} m·s^{-2}(AG95),0.15 ×10^{-8} m·s^{-2}(FES99),0.09 ×10^{-8} m·s^{-2}(FES02),0.11 ×10^{-8} m·s^{-2}(GOT00),0.06 ×10^{-8} m·s^{-2}(NAO99),海

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

潮改正的平均有效性达到 86 %. M_2 波残差振幅从 0.81 $\times10^{-8}$ m s^{-2} 降到 0.27 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (SCW80), 0.22 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (CSR3.0), 0.62 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (FES95.2), 0.21 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (TPXO2), 0.20 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (CSR4.0), 0.07 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (ORI96), 0.36 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (AG95), 0.43 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (FES99), 0.15 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (FES02), 0.13 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (GOT00), 0.13 $\times10^{-8}$ m s^{-2} (NAO99), 海潮改正的平均有效性达到 73 %. 经 11 个全球海潮负荷改正后, 周日波 (Q_1, O_1, P_1 和 K_1 波) 平均残差振幅分别从 (0.17 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.70 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.24 $\times10^{-8}$ m s^{-2} 和 0.82 $\times10^{-8}$ m s^{-2}) 降到 (0.03 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.10 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.03 $\times10^{-8}$ m s^{-2} 和 0.25 $\times10^{-8}$ m s^{-2}), 半日波 (N_2, M_2, S_2 和 K_2 波) 平均残差振幅分别从 (0.18 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.81 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.32 $\times10^{-8}$ m s^{-2} 和 0.07 $\times10^{-8}$ m s^{-2}) 降到 (0.04 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.22 $\times10^{-8}$ m s^{-2}, 0.05 $\times10^{-8}$ m s^{-2} 和 0.04 $\times10^{-8}$ m s^{-2}). 这充分说明观测残差中的绝大多数干扰成分是由海洋潮汐负荷信号所致, 也说明目前使用的全球海潮模型的准确性和负荷改正的有效性.

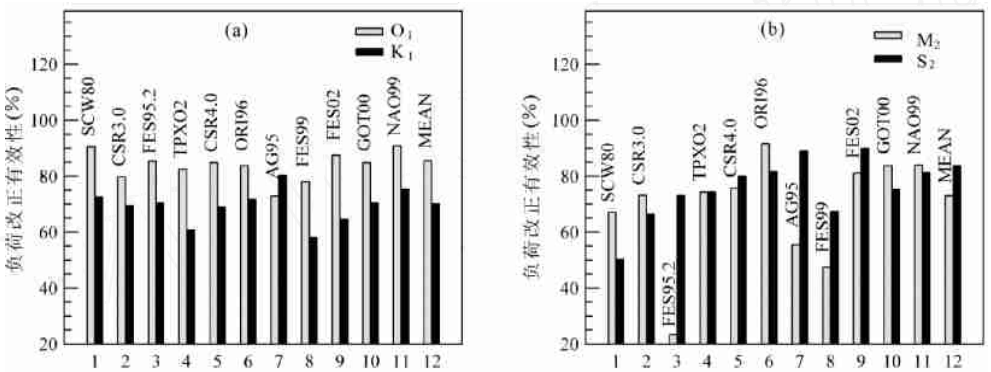

图 2　周日频段 (a) 和半日频段 (b) 内主波振幅因子的负荷改正有效性

Fig. 2　Loading correction efficiency of amplitude factors for main constituents in diurnal (a) and semidiurnal (b) bands

表 1　经海潮负荷改正前后的重力潮汐观测残差和最终残差

Table 1　Observation residuals and final residuals of tidal gravity before and after ocean loading correction

周日波频段内主波

样本	Q_1 波		O_1 波		P_1 波		K_1 波	
	X	χ	X	χ	X	χ	X	χ
B (Obs)	0.166	- 7.3	0.697	- 18.1	0.236	- 26.4	0.821	- 24.6
X_1 (SCW80)	0.030	- 5.8	0.066	- 18.6	0.038	8.7	0.225	- 9.7
X_2 (CSR3.0)	0.048	- 10.2	0.141	- 37.9	0.043	22.1	0.251	8.2
X_3 (FES95.2)	0.052	- 15.6	0.102	22.6	0.063	75.1	0.243	36.2
X_4 (TPXO2)	0.056	45.6	0.122	38.4	0.065	15.8	0.322	11.0
X_5 (CSR4.0)	0.025	- 28.4	0.106	- 15.6	0.031	6.4	0.256	- 0.3
X_6 (ORI96)	0.034	- 44.8	0.113	- 18.4	0.029	18.2	0.233	7.5
X_7 (AG95)	0.041	- 35.2	0.189	- 57.4	0.003	102.3	0.162	9.2
X_8 (FES99)	0.039	3.3	0.153	1.0	0.063	75.1	0.344	2.4
X_9 (FES02)	0.018	- 34.6	0.087	- 21.3	0.052	- 23.2	0.291	- 18.0
X_{10} (GOT00)	0.022	- 24.3	0.106	- 10.0	0.025	7.9	0.243	0.1
X_{11} (NAO99)	0.022	- 59.1	0.064	- 27.6	0.019	22.8	0.203	4.0
X_{12} (MEAN)	0.031	- 13.8	0.101	- 15.5	0.033	27.1	0.246	4.2

半日波频段内主波

样本	N_2 波		M_2 波		S_2 波		K_2 波	
	X	χ	X	χ	X	χ	X	χ
B (Obs)	0.184	- 18.1	0.812	- 22.1	0.315	- 39.8	0.065	- 22.0
X_1 (SCW80)	0.027	- 36.5	0.268	- 41.2	0.157	- 82.4	0.033	- 156.2
X_2 (CSR3.0)	0.011	- 16.4	0.218	- 38.4	0.106	- 113.1	0.022	163.4
X_3 (FES95.2)	0.080	66.5	0.622	24.1	0.085	35.1	0.037	99.5
X_4 (TPXO2)	0.040	118.0	0.209	63.9	0.081	28.0	0.051	36.5
X_5 (CSR4.0)	0.040	50.6	0.197	25.0	0.063	- 47.8	0.035	78.1
X_6 (ORI96)	0.037	45.3	0.068	- 39.0	0.058	- 122.7	0.043	107.4
X_7 (AG95)	0.134	90.4	0.362	- 1.1	0.035	- 120.4	0.060	92.7
X_8 (FES99)	0.034	67.6	0.427	- 0.6	0.103	- 45.4	0.041	84.5
X_9 (FES02)	0.052	90.2	0.153	47.2	0.032	- 112.7	0.042	94.5
X_{10} (GOT00)	0.034	65.9	0.132	33.1	0.078	- 49.5	0.084	99.3
X_{11} (NAO99)	0.030	68.3	0.130	45.3	0.059	- 46.6	0.032	91.2
X_{12} (MEAN)	0.040	72.2	0.219	10.3	0.051	- 62.1	0.035	95.0

注: X 为振幅 (10^{-8} m s^{-2}), χ 为相位 (°), B (Obs) 为观测残差矢量, X_1 (SCW80), X_2 (CSR3.0), …, X_{11} (NAO99) 表示经不同海潮模型改正后的最终残差矢量, X_{12} (MEAN) 为经 11 个全球海潮模型负荷改正后的平均残差矢量值, 括号内表示的是使用的海潮模型名称.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表2给出了周日频段内4个主波(Q_1,O_1,P_1和K_1)和半日频段内4个主波(N_2,M_2,S_2和K_2)经11个不同海潮模型负荷改正前后的振幅因子和相位延迟数值.图3给出了经海潮负荷改正前后周日(O_1和K_1波)和半日(M_2和S_2波)频段内主波振幅因子与理论模型间的差异.数值结果说明,经负荷改正后的重力振幅因子和相位滞后得到明显改善.在周日频段内O_1波观测振幅因子与理论值间的差别从2.12%降到0.20%(SCW80),0.36%(CSR3.0),0.30%(FES95.2),0.30%(TPXO2),0.32%(CSR4.0),0.34%(ORI96),0.32%(AG95),0.49%(FES99),0.26%(FES02),0.33%(GOT00),0.18%(NAO99),平均差异为0.31%.在半日频段内,M_2波观测振幅因子与理论值间的差异从1.16%降到0.31%(SCW80),0.27%(CSR3.0),0.88%(FES95.2),0.14%(TPXO2),0.28%(CSR4.0),0.08%(ORI96),0.56%(AG95),0.66%(FES99),0.16%(FES02),0.17%(GOT00),0.14%(NAO99),平均差异为0.34%.这一结果与国际超导重力仪观测网络上其他一些台站结果一致,超导重力仪观测和理论模型结果的一致性说明了当今国际重力潮汐观测和理论研究水平已经达到一个崭新的阶段.

表2 经海潮负荷改正前后的重力潮汐振幅因子和相位滞后结果

Table 2 Amplitude factors and phase lags of tidal gravity before and after ocean loading correction

周日波频段内主波								
样本	Q_1波		O_1波		P_1波		K_1波	
	δ	$\Delta\phi$	δ	$\Delta\phi$	δ	$\Delta\phi$	δ	$\Delta\phi$
δ(Obs)	1.1860	-0.20	1.1786	-0.39	1.1646	-0.41	1.1529	-0.44
δ'_1(SCW80)	1.1600	-0.03	1.1565	-0.04	1.1508	0.02	1.1391	-0.05
δ'_2(CSR3.0)	1.1632	-0.08	1.1583	-0.16	1.1510	0.06	1.1398	0.05
δ'_3(FES95.2)	1.1639	-0.13	1.1577	0.07	1.1492	0.24	1.1384	0.19
δ'_4(TPXO2)	1.1617	0.38	1.1577	0.14	1.1528	0.07	1.1416	0.08
δ'_5(CSR4.0)	1.1585	-0.12	1.1579	-0.05	1.1503	0.01	1.1400	-0.00
δ'_6(ORI96)	1.1588	-0.23	1.1581	-0.06	1.1501	0.04	1.1393	0.04
δ'_7(AG95)	1.1606	-0.22	1.1579	-0.29	1.1478	0.01	1.1375	0.03
δ'_8(FES99)	1.1617	0.02	1.1598	0.00	1.1492	0.24	1.1423	0.02
δ'_9(FES02)	1.1570	-0.10	1.1572	-0.06	1.1517	-0.08	1.1405	-0.12
δ'_{10}(GOT00)	1.1580	-0.08	1.1580	-0.03	1.1498	0.01	1.1396	0.00
δ'_{11}(NAO99)	1.1563	-0.18	1.1563	-0.05	1.1493	0.03	1.1386	0.02
δ'_{12}(MEAN)	1.1599	-0.07	1.1578	-0.05	1.1502	0.06	1.1397	0.02
半日波频段内主波								
样本	N_2波		M_2波		S_2波		K_2波	
	δ	$\Delta\phi$	δ	$\Delta\phi$	δ	$\Delta\phi$	δ	$\Delta\phi$
δ(Obs)	1.1782	-0.26	1.1753	-0.27	1.1711	-0.38	1.1704	-0.17
δ'_1(SCW80)	1.1638	-0.07	1.1654	-0.16	1.1626	-0.30	1.1575	-0.09
δ'_2(CSR3.0)	1.1628	-0.01	1.1649	-0.12	1.1602	-0.19	1.1588	0.04
δ'_3(FES95.2)	1.1648	0.34	1.1720	0.22	1.1645	0.09	1.1609	0.25
δ'_4(TPXO2)	1.1600	0.16	1.1634	0.17	1.1645	0.07	1.1676	0.21
δ'_5(CSR4.0)	1.1641	0.14	1.1650	0.07	1.1634	-0.09	1.1628	0.24
δ'_6(ORI96)	1.1643	0.12	1.1627	-0.04	1.1606	-0.09	1.1600	0.29
δ'_7(AG95)	1.1618	0.62	1.1683	-0.01	1.1611	-0.06	1.1614	0.42
δ'_8(FES99)	1.1630	0.14	1.1695	-0.00	1.1646	-0.14	1.1624	0.28
δ'_9(FES02)	1.1618	0.24	1.1637	0.10	1.1613	-0.06	1.1613	0.29
δ'_{10}(GOT00)	1.1631	0.14	1.1638	0.06	1.1638	-0.11	1.1599	0.58
δ'_{11}(NAO99)	1.1628	0.13	1.1634	0.08	1.1634	-0.08	1.1617	0.22
δ'_{12}(MEAN)	1.1630	0.18	1.1657	0.03	1.1627	-0.09	1.1614	0.25

注:δ为振幅因子(无量纲参数),$\Delta\phi$为相位滞后(°),δ(Obs)为观测振幅因子,δ'_1(SCW80),δ'_2(CSR3.0),…,δ'_{11}(NAO99)表示经不同海潮模型改正后的振幅因子,δ'_{12}(MEAN)为经11个全球海潮模型负荷改正后的平均振幅因子,括号内表示的是使用的海潮模型名称.

由图3可清楚看到,FES95.2,AG95和FES99三个海潮模型的M_2波改正效果略差.比较而言,经负荷改正后的振幅因子与重力潮汐理论模型间的差异仍较大.经用其他8个海潮模型的负荷改正后,平均观测振幅因子与理论值间的差异为0.19%.这些结果从另一侧面反映了由日本Matsumoto et al.构制的NAO99和ORI96全球海潮图最适宜于武汉重力负荷改正(最终残差振幅最小,观测振幅因子与理论模型间的差异最小).图3还给出了K_1和S_2潮波振幅因子与理论模型间的差异.结果说明K_1波的差异与O_1波的差异处于同一量级,平均值为0.39%.但当利用TPXO2和FES99时,差异较大,不考虑这两个

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

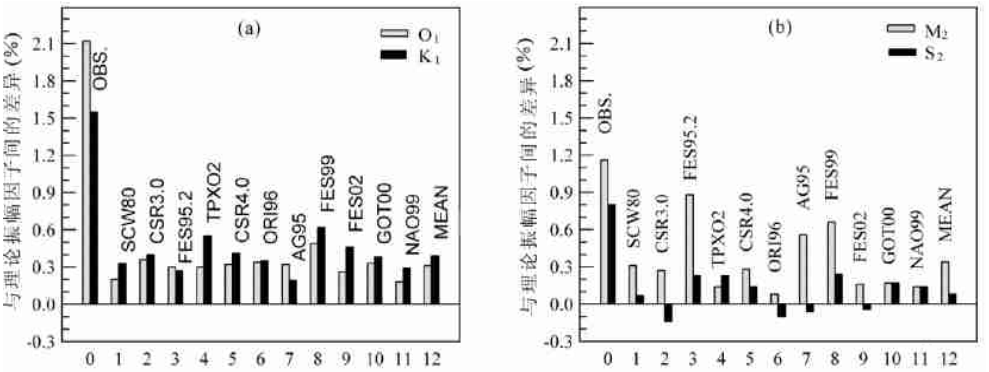

图 3　周日频段(a)和半日频段(b)内海潮负荷改正前后主波振幅因子与理论值间的差异

Fig. 3　Discrepancies between main wave amplitude factors and theoretical values before and after loading correction in diurnal (a) and semidiurnal (b) bands

海图,其平均值为 0.32 %. S_2 波观测振幅因子与理论值间的差异比 M_2 波要小得多,平均值为 0.08 %. S_2 波 SCW80 全球海图仍获得了理想效果(差异最小),但当利用 CSR3.0,ORI96,AG95 和 FES02 时,差异为负值,说明负荷改正出现过量现象.

除武汉台站外,本文还利用国际地球动力学计划(GGP)网络的其他 7 个台站的超导重力仪观测研究了 11 个不同海潮模型的重力负荷效应. 所用的台站和超导重力仪观测资料情况为:比利时的 Brussels (1982 年 4 月 21 日至 2000 年 8 月 21 日,共 160 728 有效小时读数),芬兰的 Metsahovi (1994 年 8 月 11 日至 2000 年 6 月 30 日,共 51 600 有效小时读数),加拿大的 Cantley (1989 年 11 月 7 日至 1999 年 9 月 30 日,共 86 736 有效小时读数),美国的 Boulder (1998 年 1 月 10 日至 2001 年 5 月 31 日,共 29 688 有效小时读数),日本的 Esashi (1997 年 7 月 1 日至 1999 年 12 月 31 日,共 21912 有效小时读数),南非的 Sutherland (2000 年 3 月 27 日至 2001 年 8 月 1 日,共 11 808有效小时读数)和澳大利亚的 Canberra (1997 年 7 月 1 日至 1999 年 12 月 31 日,共 21 912 有效小时读数)台站.

图 4 给出了 GGP 网络包括武汉在内共 8 个台站经不同海潮模型负荷改正后的主波(O_1 和 M_2)振幅因子和相位滞后结果间的比较. 总体说,各台站经海潮负荷改正后的重力潮汐观测结果具有良好的一致性(个别台站的个别潮波例外). 也说明较早的基于流体动力学方程和用验潮站资料获得的 SCW80 海潮模型仍有其广泛的适用范围. 但 Metsahovi 台站经 ORI96 改正后,O_1 波振幅因子比理论值大 0.96 %. Canberra 台站经 FES95.2 改正后,M_2 波振幅因子比理论值高出 1.5 %,偏差较大. 经 SCW80 和 TPXO2 改正后,Brussels 台站的 M_2 波振幅因子比理

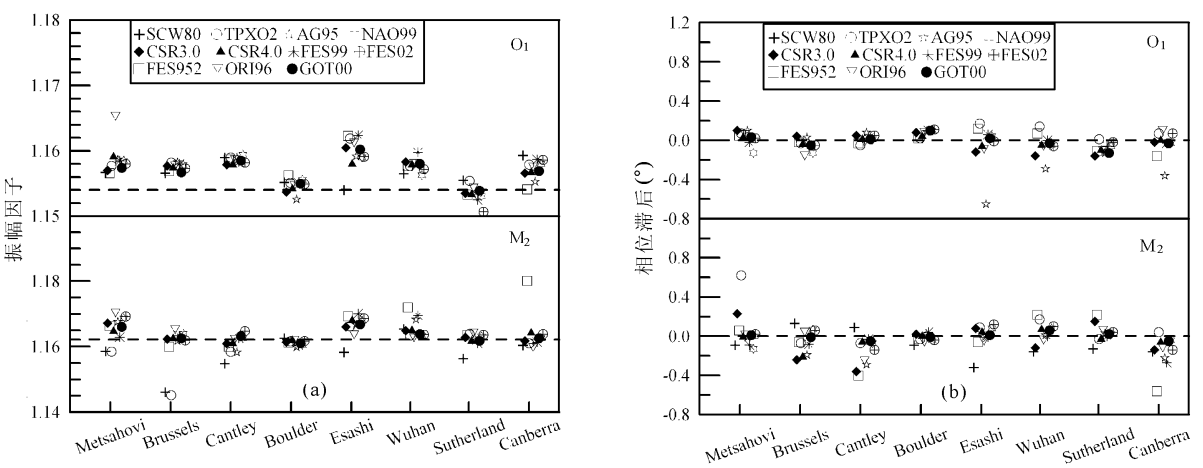

图 4　几个 GGP 台站主波 O_1 和 M_2 的海潮负荷改正后的振幅因子(a)和相位滞后(b)

Fig. 4　Amplitude factors (a) and phase lags (b) of O_1 and M_2 constituents after loading corrections at some GGP stations

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

论值分别小了1.1%和1.2%,这说明海潮模型的改正与潮波分量有关,并且具有明显的区域效应,某些海潮模型中的某些潮波对某些地区不能适用.相位滞后改正的效果也较理想,经海潮负荷改正后的相位滞后均在0°附近(个别台站的个别潮波例外).但对O_1波而言,经AG95全球海图作负荷改正后,Esashi和Canberra台站中的相位偏离较大.对M_2波而言,经TPXO2改正后的Metsahovi结果中的相位迟延仍高达0.62°,经FES95.2改正后的Canberra结果为-0.56°,反映了这两组海潮模型的相位不够精确.这一现象可能与该浅海区特殊的海潮变化和仪器相位标定密切相关.

本文利用4个周日主波(Q_1,O_1,P_1和K_1)和4个半日主波(N_2,M_2,S_2和K_2)最终残差结果,分别计算了不同台站8个主波最终残差平均值$M(x)$(图5a).这一结果说明了不同海潮模型对负荷改正的整体效果.各台站的最终残差平均值$M(x)$在同一量级(小于$0.1\times10^{-8}\ m\cdot s^{-2}$),反映了现今超导重力仪的观测水平.但Canberra用FES95.2模型改正后的结果较其他模型获得的结果明显偏大.Brussels台站取TPXO2和SCW80时略大,武汉站取FES95.2时略大,这再次说明海潮模型的改正效果具有非常明显的区域特点.Cantley,Boulder和Sutherland台站采用不同海潮模型的结果比较接近,说明这些模型在该区域的一致性,在Canberra除FES95.2之外的其他模型也有这一特性.

另外我们还研究了各台站不同潮波经11个不同海潮模型改正后的最终残差标准差Dev(图5b),从另一角度整体上说明了不同海潮模型间的差异.最终残差标准差Dev越大,说明不同海潮模型间的差异越大,反之则越小.数值结果说明,在不同海潮模型间存在一定的差异,特别是一些台站M_2波海潮模型间的差异较大.

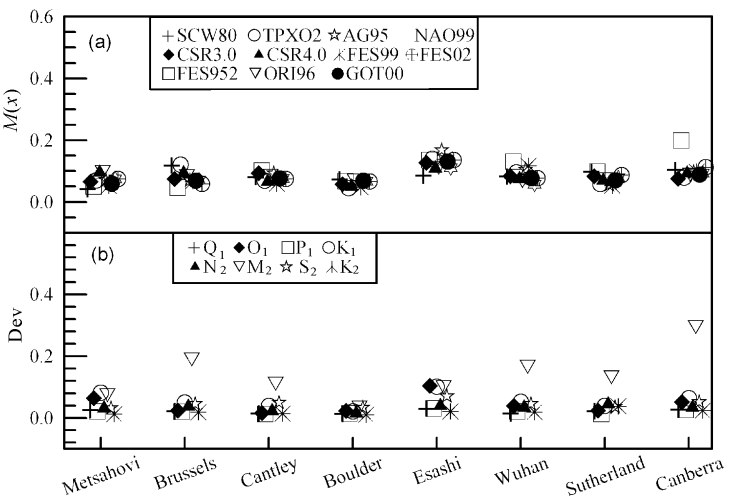

图5 几个GGP台站用不同海潮模型改正后8个主波的最终残差

Fig.5 Final residuals of eight main waves after ocean loading correction using various ocean models at some GGP stations

4 结 论

本文利用武汉超导重力仪观测数据解算了重力潮汐常数,基于11个全球海潮模型综合研究了不同海潮模型负荷改正中的适用性.文章介绍了不同海潮模型的基本情况,根据负荷理论获得了海潮负荷矢量.基于矢量叠加原理,将海洋负荷信号从重力观测信号中扣除,研究了负荷改正的有效性.结果说明,由卫星测高资料获得的最新海潮模型精度更高,覆盖面积更多,网格划分更细.同时还说明尽管SCW80海潮模型已经发表20多年,但还可以满足目前武汉地区的海潮负荷改正需要.经海潮负荷改正后,重力潮汐的观测残差矢量振幅明显降低,主波(O_1,K_1,M_2和S_2)的海潮改正平均有效性分别为(86%,70%,73%和84%).观测振幅因子有很大的改善,经负荷改正后的振幅因子更加接近理论值.振幅因子与理论模型间的差异分别从(2.12%,1.55%,1.16%和0.80%)降到(0.31%,0.39%,0.34%和0.08%),相位滞后也减小而趋于零.数值结果说明无论在周日还是在半日频段内,利用NAO99和ORI96全球海潮模型能获得比其他模型更

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

佳效果. 文章还利用国际 GGP 网络中其他 7 个台站的超导重力仪观测研究了全球海潮模型适定性问题,结果说明不同模型中不同潮波具有明显的区域性特点,海潮负荷改正的有效性与不同模型的潮波分量有关,某些海潮模型中的某些潮波对某些地区是不能适用.

致　谢　国际地球动力学合作观测与研究项目主席 Crossley 和各台站观测人员为获得高精度重力潮汐观测数据付出了辛勤劳动,比利时皇家天文台 GGP 数据中心 Hendrickx 先生和 Vandercoilden 女士参加了几个国际台站数据的预处理工作,值此深表谢意.

参考文献(References)

[1] Crossley D, Hinderer J, Casula G, et al. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *Eos. Tran. American Geophysical Union*, 1999, **80**(11): 121125～121126

[2] 孙和平, 许厚泽. 国际地球动力学合作项目的实施与展望. 地球科学进展, 1997, **12**(2): 152～157
Sun H P, Xu H Z. Execution and prospect for the global geodynamics project cooperation. *Advance in Earth Sciences* (in Chinese), 1997, **12**(2): 152～157

[3] Hsu H T, Sun H P, Xu J Q, et al. International tidal gravity reference values at Wuhan station. *Science in China* (*Series D*), 2000, **43**(1): 77～83

[4] Warbuton R. GWR Instruments Cryogenic Refrigerating Manual. San Diego CA921221, USA, 1985. 90

[5] Sun H P, Takemoto S, Hsu H T, et al. Precise tidal gravity recorded with superconducting gravimeters at stations Wuhan/China and Kyoto/Japan. *J. Geodesy*, 2001, 74: 720～729

[6] Sun H P, Hsu H T, Jentzsch G, et al. Tidal gravity observations obtained with superconducting gravimeter and its application to geodynamics at Wuhan/China. *J. Geodynamics*, 2002, **33**(1 - 2): 187～198

[7] Vauterin P. Tsoft: graphical & interactive software for the analysis of Earth tide data. In: Ducarme B, Paquet P, eds. Proc. 13th Int. Symps. on Earth Tides. Série Géophysique, Observatoire Royal de Belgique, 1998. 481～486

[8] Wenzel H G. Earth tide data processing package ETERNA 3. 30: the nanoGal software. In: Ducarme B, Paquet P, eds. Proc. 13th Int. Symps. on Earth Tides. Série Géophysique, Observatoire Royal de Belgique, 1998. 487～494

[9] Tamura Y. A harmonic development of the tidal-generating potential. *Bulletin d'Information de Marees Terrestres*, 1981, **64**: 677～704

[10] Schwiderski E. On charting global ocean tides. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1980, **18**: 243～268

[11] Le Provost C, Lyard F, Molines J M, et al. A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(C3): 5513～5529

[12] Eanes R J. Diurnal and semidiurnal tides from TOPEX/POSEIDON altimetry. *Eos. Trans. AGU*, 1994, **75**(16): 108

[13] Lefevre F, Lyard F H, Le Provost C, et al. FES99: A tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *J. Atm. Oceano. Tech.*, 2002, **19**(9): 1345～1356

[14] Egbert G D, Bennett A F, Foreman M G G. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**(C12): 24821～24852

[15] Ray R D. A Global Ocean Tide Model From TOPEX/POSEIDON Altimetry: GOT99. 2. NASA Technical Memorandum 209478, 1999

[16] Matsumoto K, Ooe M, Sato T, et al. Ocean tide model obtained from TOPEX/POSEIDON altimetry data. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**(C12): 25319～25330

[17] Matsumoto K, Takanezawa T, Ooe M. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. *J. Oceanog.*, 2000, **56**: 567～581

[18] Andersen O B. Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**: 25249～25259

[19] 许厚泽. 中国大陆的海洋负荷潮汐改正模型. 中国科学(B辑), 1988, **9**: 984～994
Hsu H Z. Correction model of ocean tide loading over China continent. *Science in China* (*Series B*) (in Chinese), 1988, **9**: 984～994

[20] Sun H P. Comprehensive researches for the effect of the ocean loading on gravity observations in the western Pacific area. *Bulletin D'Information de Marees Terrestres*. 1992, **113**: 8271～8292

[21] Sun H P, Xu J Q. Experimental earth tidal models in considering nearly diurnal free wobble of the Earth's liquid core. *Chinese Science Bulletin*, 2003, **48**(9): 935～940

[22] Melchior P, Francis O. Comparison of recent ocean tide models using ground-based tidal gravity measurements. *Marine Geodesy*, 1996, **19**: 291～330

[23] 孙和平, 许厚泽, 罗少聪等. 用超导重力仪的潮汐观测资料研究海潮模型. 测绘学报, 1999, **28**(2): 115～120
Sun H P, Xu H Z, Luo S C, et al. Study of the ocean models using tidal gravity observations obtained with superconducting gravimeter. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica* (in Chinese), 1999, **28**(2): 115～120

[24] Farrell W D. Deformation of the Earth by surface loads. *Rev. Geophys.*, 1972, **10**: 761～779

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net