

基于全球超导重力仪观测研究海潮 和固体潮模型的适定性*

孙和平 ** B. Ducarme 许厚泽 L. Vandercoilden 徐建桥 周江存

(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 Royal Observatory of Belgium, Brussels 1180)

摘要 利用国际地球动力学合作观测网络中 20 个台站 22 个高精度重力潮汐观测系列综合研究了目前使用的海潮和固体潮模型的适定性. 对原始观测数据实施仔细的预处理, 利用国际标准算法计算了潮汐重力参数. 基于负荷理论和不同全球海潮模型获得了 8 个主波的重力负荷矢量, 用二维平面插值技术获得了 14 个小波的负荷改正值. 顾及不同潮波振幅特征, 提出了计算台站平均观测残差和剩余残差矢量的“非等权均值法”, 分析了海潮负荷改正的有效性和振幅因子与理论模型间的差异, 同时还讨论了仪器标定问题. 获得了经海潮负荷改正后全球各台站平均潮汐重力参数, 结果说明观测与理论模型间的差异小于 0.3%, 最大仪器标定误差不超过 0.5%. 另外文章还用地表重力实测数据证实了 Mathews 理论中相对于周日 O_1 波而言, K_1 波相位滞后略呈正值结论.

关键词 超导重力仪 全球地球动力学计划 重力潮汐参数测定 全球海潮和固体潮模型检验

由于重力场是反映地球内部介质密度和各种环境变化下地球动力学特征最基本和最直接的物理量, 随着空间技术对地球内部精细结构和动力学参数需求的日趋增加, 重力场观测技术在地球科学问题的研究中显得越来越重要. 国际大地测量与地球物理联合会下属的地球深内部机构倡导成立了基于全球超导重力仪(SG)观测网络的全球地球动力学合作计

划(GGP)^[1]. 该计划从 1997 年 7 月开始实施, 统一使用了美国 GWR 公司研制的 SG, 在仪器内安装了相同的中央传感器, 设置了相同的数据滤波器、采集系统和数据采样率. GGP 推荐使用国际标准数据预处理技术和分析方法, 以获得固体潮各频段上的重力潮汐参数, 并减少人为的和由于使用不同计算技术因素带来的结果偏差. 目前 GGP 网络共有 19 个台站, 其

2004-03-01 收稿, 2004-11-02 收修改稿

* 中国科学院百人计划和知识创新工程重要方向性(KZCX3-SW-131)、国家自然科学基金(批准号: 40374029)和国家科技部国际重点合作项目(2002CB713904)联合资助

** E-mail: heping@asch.whigg.ac.cn

中包括 16 台单球型 SG 和 3 台双球型 SG. 由于 SG 具有极宽的动态线性测量范围、极高的观测精度($10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级)、长期稳定性($10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}/\text{年}$)和极低的漂移率, 在各类重力观测仪器中独占鳌头, 为捕捉地球内部动力学导致的微弱信号开辟了广阔前景^[2,3].

近年来, 国际同行在重力固体潮的理论模拟和参数测定方面作了大量有效的工作, 人们已经建立了引潮位展开(精度达 10^{-11} ms^{-2} 量级)、天体力学和地球形变间的密切联系^[4-6]. 但在利用地表高精度 SG 观测技术(特别是全球资料)反演海潮模型和检测潮汐重力理论模型的适用性方面, 仅是一个开端. 发表的一些结果仅基于单个台站, 单个海潮模型或者是基于弹簧重力仪器获得^[7-11], 因此有必要利用全球 SG 观测和相关技术对现有的全球海潮和固体潮模型作综合评价, 以便能为提高其精度提供决策支持, 为进一步反演地球内部构造和动力学参数服务^[12-14].

1 观测数据的使用和处理

在中比政府国际科技合作框架下, 中国科学院测量与地球物理研究所同比利时皇家天文台和 GGP 数据中心开展了有效合作, 共同对近年内通过国际资料交换收集到的全球 SG 观测数据进行了综合处理, 旨在利用高精度重力技术对全球海潮和固体潮模型有更深入的认识. 在资料处理过程中, 首先基于移去恢复技术采用快捷、方便、直观和有效的人机对话方式对原始观测进行细致的预处理, 剔除混合在观测信号中的错误数据(如尖峰、突跳、掉格等), 基于潮汐模拟信号对由于断电和地震等因素导致的短时间记录中断进行内插^[15]. 采用相同滤波技术将各台站分钟读数转换成小时采样序列. 考虑到双球型 SG 上下球间的观测差异甚微, 采取对两组观测作叠积处理. 对台站观测残差和气压变化作回归分析, 得到大气重力导纳值, 然后实施气压效应改正. 对各台站的小时观测系列组成潮汐观测方程组, 利用国际标准的 Eterna 分析软件求解各波群的潮汐参数(包括振幅因子、相位滞后和误差估计等)^[16]. 考虑到捷克 Pecny 台站 Askania 型弹簧重力仪高质量数据及其地处欧洲中部的重要性, 也将该台站观测作为本项研究的背景材料^[17]. 因此共使用了 20 个台站 22 个观测序列

(30854 天, 约 84.5 年). 为能精密测定地球液核的动力学效应^[18], 在各长周期观测系列中精确分离包括液核共振频率附近的小型潮波. 因此共测定了在周日波频段内包括 ψ_1 和 ϕ_1 等小波在内的 13 个潮汐分量 ($\sigma_1, Q_1, \rho_1, O_1, NO_1, \pi_1, P_1, K_1, \psi_1, \phi_1, \theta_1, J_1, OO_1$), 半日波频段内包括 μ_2 和 ν_2 等在内的 9 个潮汐分量 ($2N_2, \mu_2, N_2, \nu_2, M_2, L_2, T_2, S_2, K_2$) 的重力潮汐参数. 后续的研究说明, 精确的潮波划分将有益于液核共振参数的检测. 由于篇幅所限, 关于如何测定液核动力学效应参数的内容将不在本文详细讨论.

表 1 中给出了 GGP 网络台站基本信息, 包括座标、仪器型号、观测资料长度、潮汐参数的标准差和大气重力导纳值等. 标准差的大小反映了潮汐参数精度优劣和台站背景噪声水平, 标准差小说明资料质量高. 由表可知, 编号为 CT 和 CD 打头的新型 SG 仪器观测结果的标准差均在(或低于) $1.0 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级. 除 Potsdam 台站以外, 相对来说, 早期 T 型 SG 仪器观测结果的标准差较大. 这一现象说明由新型仪器记录的数据质量要比老型仪器记录的数据质量高. 捷克 Pecny 台站的标准差在 $1.0 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级, 说明了该台站数据的高质量. 对大部分台站, 大气重力导纳值在 $-3.0 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}/\text{hPa}$ 附近. Matsushiro, Syowa 和 Pecny 结果略大, 而 Sutherland 结果略低. 这一结果反映了不同地区气压变化特征间的差异, 也可能与台站背景噪声有关. 除这 4 个系列外, 全部台站平均大气重力导纳值为 $-3.36 \pm 0.04 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}/\text{hPa}$, 这与基于流体静力平衡状态假设下的大气模型计算获得的理论值 ($-3.60 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}/\text{hPa}$) 接近^[19]. 在扣除重力潮汐信号后, 各台站时间和频率域内的台站背景噪声在 $\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级, 作为例子, 图 1 给出了武汉台站重力残差的时间和频率变化特征.

为能评价重力潮汐参数的时间稳定性, 对各台站观测系列分别实施统一的调和分析, 将 Brussels, Strasbourg 和 Cantley 台站长系列数据分成时间段为两年的系列, 在对双球型 SG 上下球观测序列分别处理的同时, 还考虑两组观测的叠积. 数值结果说明, 不同时段和不同仪器获得的 8 个主波振幅因子间的偏差小于 0.1%, 说明全球 SG 潮汐观测具有很好稳定性. Wettzell 台站 T103 型和 CD29 型 SG 结果的稳定

表 1 台站基本信息、数据长度、潮汐参数标准差和大气重力导纳值^{a)}

编号	台站名		纬度/(°)	经度/(°)	仪器型号	数据长度/d	标准差 /nm·s ⁻²	大气重力导纳值 /nm·s ⁻² ·hPa ⁻¹
	编号	台站名						
1	BE0200	Brussels/比利时	50.7986	4.3581	T003	6,660	1.743	-3.467±0.005
2	MB0243	Membach/比利时	50.6093	6.0066	CT21	1,728	1.007	-3.286±0.006
3	ST0306-1	Strasbourg/法国	48.6223	7.680	T005	3,272	2.265	-3.128±0.010
4	ST0306-2	Strasbourg/法国	48.6223	7.680	CT26	817	0.797	-3.394±0.007
5	BR0515	Brasimone 意大利	44.1235	11.1183	T015	1,098	2.576	-3.053±0.036
6	VI0698	Vienna/奥地利	48.2493	16.3579	CT25	729	0.662	-3.467±0.007
7	WE0731-1	Wetzell/德国	49.1458	12.8794	T103	726	2.639	-3.374±0.031
8	WE0731-2	Wetzell/德国	49.1458	12.8794	CD29	2×291	0.667	-3.340±0.009
9	PO0765	Potsdam/德国	52.3809	13.0682	T018	2,250	0.855	-3.313±0.004
10	MO0770	Moxa/德国	50.6450	11.6160	CD34	2×580	0.590	-3.320±0.005
11	ME0892	Metsahovi/芬兰	60.2172	24.3958	T020	1614	1.299	-3.636±0.007
12	PC0930	Pecny/捷克	49.9200	14.780	ASK228	412	0.887	-4.894±0.013
13	WU2647	Wuhan/中国	30.5139	114.4898	CT32	985	0.750	-3.237±0.010
14	KY2823	Kyoto/日本	35.0278	135.7858	T009	686	3.323	-3.183±0.038
15	MA2834	Matsushiro/日本	36.5430	138.2070	T011	880	1.163	-4.471±0.010
16	ES2849	Esashi/日本	39.1511	141.3318	T007	875	1.286	-3.549±0.011
17	SU3806	Sutherland/南非	-32.3814	20.8109	CD37	(491+304)	0.689	-2.657±0.013
18	BA4100	Bandung/印度尼西亚	-6.8964	107.6317	T008	420	7.450	-3.524±0.243
19	CB4204	Canberra/澳大利亚	-35.3206	149.0077	CT31	890	0.776	-3.392±0.010
20	BO6085	Boulder/美国	40.1308	254.7672	CT24	1,401	0.997	-3.518±0.007
21	CA6824	Cantley/加拿大	45.5850	284.1929	T012	2,386	1.443	-3.293±0.006
22	SY9960	Syowa/南极	-69.0070	39.5950	T016	548	1.103	-4.115±0.009

a) T 表示早期 SG; CT 表示新型 SG; CD 表示双球型 SG; ASK: Askania 型弹簧型重力仪

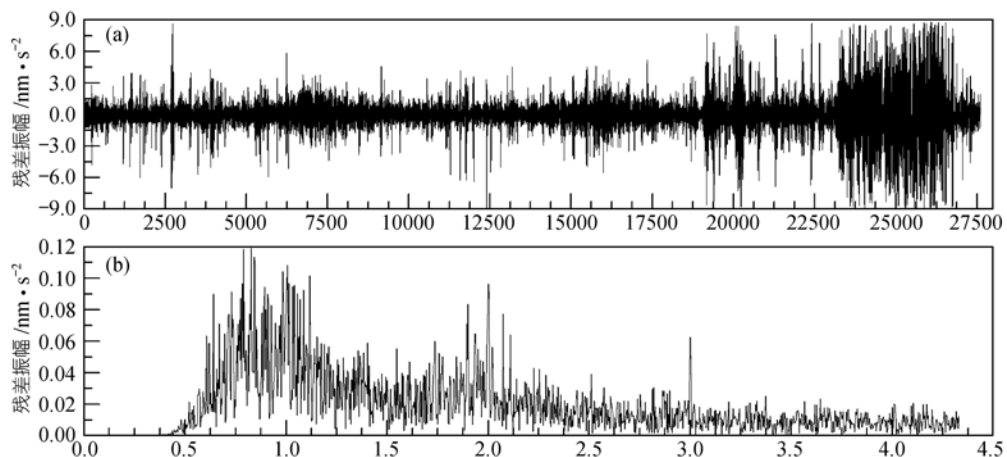


图 1 武汉台站重力观测残差的时间域(a)和频率域(b)特征(2000-03-31 9:00~2003-6-01 15:00)

性略差，与仪器标定误差有关^[11]。Strasbourg 台站 CT26 型与早期的 T005 型 SG 获得的振幅因子之差为 0.15%，相位滞后之差也小于 0.5°，也属正常误差范围。

2 重力固体潮和海潮模型概述

近年来构制的重力固体潮理论值均基于一定的地球模型，在非流体静力平衡状态的假设下，考虑地

球自转、各向异性特征和地幔非弹性效应. 在求解地球运动方程的基础上, 获得与频率特征有关的勒夫数, 进而组合这些勒夫数得到重力潮汐因子. 由于描述共振的 Q 值是研究地幔介质阻尼特征的重要参考, 为能精密测定地球自由核章动参数, 在理论计算中还考虑了核幔边界的扁率, 这一模型被简称为DDW重力潮汐模型^[5]. 采用由地震观测得到的 Q 值模型, Mathews等也研究了潮汐频段内地幔非弹性问题, 并认为 Q 值是频率的 α 次幂函数, 利用参考周期为1200和300 s的 Q 值获得了不同幂函数对勒夫数的影响^[6]. Baker等利用参考周期为1 s, $\alpha = 0.15$ 的 Q 模型, 得到了中欧地区潮汐模型偏大的结论^[9]. 基于地震层析成像数据得到的8阶8次侧向非均匀模型, 人们还研究了侧向不均匀对理论模型的影响, 并说明即使在地震和潮汐频率相差较大时, 其最大影响也仅在 $10^{-11} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级^[20].

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潮汐方程组获得. 但由于浅海海底摩擦存在的耗散效应和网格分辨率较低等因素, 导致了构制的海潮模型误差较大. Schwiderski采用了流体动力学插值方法, 结合沿海和岛屿验潮站数据, 获得了精度较高的海潮模型(SCW80模型), 首次为大地测量和地球物理的负荷改正问题提供了较完整的基本海潮数据^[21]. 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)卫星测高数据有效修正了海潮模型在深海和浅海区的误差, 发展了一系列新的全球海潮模型^[22]. Texas大学Eanes等采用响应法对2.4年的T/P资料进行分析, 构制了CSR3.0海潮模型. 随后采用更长的T/P资料和近海验潮站数据, 构制了CSR4.0海潮模型^[23]. Le Provost等构制了FES952全球海潮模型, 由于测高计轨道的地面间距(2.83°), 使得精确分离浅海区的潮汐变化有一定困难^[24]. 基于T/P卫星测高数据和流体动力学方程, Egbert等构制了最新版TPXO2全球海潮模型^[25]. 日本东京大学海洋研究所Matsumoto利用地面轨道上 0.5° 网格上的T/P测高数据改善浅海部分, 考虑日本和东亚地区沿海和岛屿验潮站资料, 构制了ORI96全球海潮模型^[26]. 利用反演技术, Melchior等人利用环球地表重

力潮汐观测数据研究了不同海潮图无潮点位置和等潮线特征, 并将观测重力和负荷潮汐进行了比较^[7]. 对近年内使用的几种全球海潮模型特征统计分析说明由卫星测高技术 and 有限元方法获得的新海潮图网格分辨率提高了, 海洋覆盖总面积增加了(尤其在极地区), 潮波残差振幅测定精度更高, 例 M_2 波的残差振幅从0.73 cm(SCW80)降至0.04 cm(FES952), 0.02 cm(CSR3.0).

3 重力潮汐观测残差的海潮负荷改正

重力场对海洋负荷的响应依赖于地壳上地幔区域变化特征, 海底和大陆地壳构造的差异对重力负荷的影响远大于对体潮的影响. 海潮产生的地表负荷位移对不同沉积层性质的响应要比体潮对此的响应更敏感, 因此重力负荷潮的计算比体潮更为复杂^[27]. 为能比较不同海潮负荷改正对潮汐分析结果带来的差别, 本文基于标准负荷理论和SCW80, CSR3.0, FES952, TPXO2, CSR4.0和ORI96全球模型, 利用Agnew积分格林函数方法计算了海潮对重力场观测的影响^[14,28]. 作为例子, 图2给出了武汉台站几个主波的重力负荷振幅, 由图可知, 主波(O_1 , K_1 和 M_2 波)负荷振幅可达 $6.0 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级, S_2 波在 $3.0 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级. 一般来说, 其他台站的负荷振幅小于 $10.0 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级, 但是Sutherland台站比较特殊, 半日频段内的负荷效应十分显著, M_2 波的负荷振幅可达到 $58.0 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级. 本文的研究说明, 精密的负荷改正可有效扣除重力

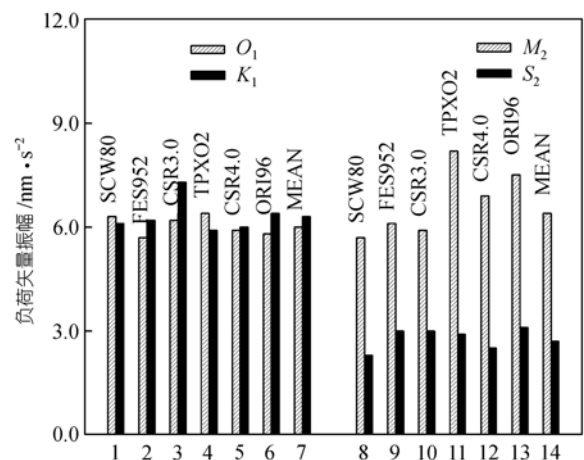


图2 武汉台站4个主波的重力负荷振幅

潮汐观测中的负荷成分。

由于海潮和固体潮均有日月等天体引潮力变化所致，两者具有相同的频率特征，海潮变化信号与重力固体潮观测信号耦合在一起，十分复杂。然而两者振幅间存在一定的比值关系，相位变化与频率分布也有联系。通常数字化的海潮模型仅提供主波的振幅和相位，要想得到其它一些小型潮汐的负荷改正值，特别是那些处于液核近周日共振效应频率附近的潮汐负荷改正值，需要在复平面上对负荷矢量作插值处理。首先用理论重力潮汐振幅对已知的主波海潮负荷振幅作归化处理，同时考虑液核共振对海潮的影响。在计算过程中，先扣除液核的共振效应，然后实施内插(或外插)。在获得小波负荷矢量的实部和虚部后，再恢复扣除的共振效应。基于 6 个不同海潮模型，分别计算了 14 个小波的海潮负荷矢量($\sigma_1, \rho_1, NO_1, \pi_1, \psi_1, \phi_1, \theta_1, J_1, OO_1, 2N_2, \mu_2, v_2, L_2$ 和 T_2)。利用 FES952 提供的几个小波海潮图验证，说明由插值法获得的负荷矢量与直接由海潮图计算获得的结果十分一致，说明该方法的有效性。

由于我们需要研究全球的海潮负荷效应，因此必须对海潮负荷改正有效性做客观评价。对某一潮汐波，将观测矢量表示成 $A(A, \alpha)$ ，理论模型表示成 $R(R, 0)$ ，则可定义观测残差矢量 $B(B, \beta)$ (见图 3)。并有关系式： $B(B, \beta) = A(A, \alpha) - R(R, 0)$ 。而剩余残差矢量 $X(X, \chi)$ 、残差矢量 $B(B, \beta)$ 和海潮负荷矢量 $L(L, \lambda)$ 之间有关系式： $X(X, \chi) = B(B, \beta) - L(L, \lambda)$ 。

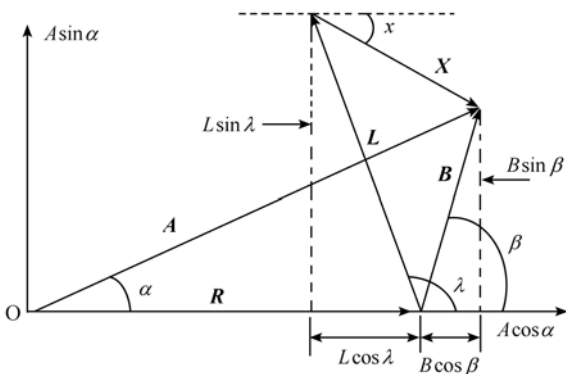


图 3 重力潮汐观测矢量 $A(A, \alpha)$ 、理论模型 $R(R, 0)$ 、海潮负荷矢量 $L(L, \lambda)$ 、重力残差矢量 $B(B, \beta)$ 和剩余残差矢量 $X(X, \chi)$ 间关系示意图

有了负荷矢量后，就可实施重力潮汐观测中的海潮负荷改正。利用武汉国际重力潮汐基准站 SG 观测资料，孙和平等曾研究了海潮负荷改正的有效性^[8]，结果说明负荷改正后的重力观测残差大大降低了，与理论潮汐模型相比，8 个主要潮汐的平均振幅因子之差由海潮改正前的 1.38% 降至 0.13% (CSR3.0) 和 0.26% (FES952)。

实践表明，同时对不同潮汐波作负荷改正时，很难用简单的算术平均获得对海潮模型整体适用性和负荷改正有效性综合评估。为了能估算台站观测残差和剩余残差的综合效应，考虑到各潮汐波振幅和潮汐参数的误差特征，我们分别在周日和半日频域内引进“非等权均值法”。为能对海潮改正的整体有效性作评价，首先用各台站相应潮汐的理论振幅对观测残差矢量和剩余残差矢量作归一化处理 (B/R 和 X/R)，然后分别对几个主波作非等权的平均处理，权系数取决于潮汐分波振幅。分别在周日和半日频段内计算平均观测残差矢量 ($M_D(B), M_{SD}(B)$) 和平均剩余残差矢量 ($M_D(X), M_{SD}(X)$)，统一公式为

$$\begin{aligned} M_D(i) &= [2 \times A(O_1) + A(P_1) + 3 \times A(K_1)] / 6, \\ M_{SD}(i) &= [2 \times A(M_2) + A(S_2)] / 3, \end{aligned} \quad (1)$$

式中，取 $i=1$ 为平均观测残差矢量 B 的计算，取 $i=2$ 为平均剩余残差矢量 X 的计算， A 为归化后观测残差矢量 B 或剩余残差矢量 X 的振幅，括号内为相应的潮汐波名。因此海潮改正的有效性 E_D (在周日频段) 和 E_{SD} (在半日频段) 可用下式计算得到

$$\begin{aligned} E_D &= (M_D(B) - M_D(X)) / M_D(B), \\ E_{SD} &= (M_{SD}(B) - M_{SD}(X)) / M_{SD}(B). \end{aligned} \quad (2)$$

作为一个例子，图 3 给出了武汉台站几个主波的重力观测海潮负荷改正的有效性，说明海潮负荷改正有效性达到 80% (或更高)。对相关数值结果的分析表明，欧洲地区一些台站的海潮负荷改正有效性可达到 90% 以上。表 2 给出了 20 个台站 21 个 SG 和 1 个弹簧重力仪观测系列在周日和半日频段内获得的平均观测残差矢量 $M_D(B)$ 和 $M_{SD}(B)$ 、平均剩余残差矢量 $M_D(X)$ 和 $M_{SD}(X)$ 和负荷改正的平均有效性估计 E_{SD} 和 E_D 。表中给出的平均观测残差和平均剩余残差矢量是经相应潮汐的理论振幅归化结果，用百分

表 2 各台站不同海潮模型获得的平均海潮负荷改正有效性统计

台站名	周日频段 6 个海潮模型平均					半日频段内 4 个海潮模型平均 ^{a)}				
	$M_D(\mathbf{B})$		$M_D(\mathbf{X})$		E_D	$M_{SD}(\mathbf{B})$		$M_{SD}(\mathbf{X})$		E_{SD}
	B/%	$\beta(^{\circ})$	X/%	$\chi(^{\circ})$	/%	B/%	$\beta(^{\circ})$	X/%	$\chi(^{\circ})$	/%
BE0200	0.36	93.94	0.39	-28.54	-7.6	5.10	60.44	0.50	-70.84	90.3
MB0243	0.42	103.19	0.03	-55.20	91.9	4.73	56.15	0.15	-103.95	96.9
ST0306-1	0.46	127.69	0.16	-169.13	66.3	4.13	55.51	0.23	-120.24	94.4
ST0306-2	0.31	111.64	0.11	-79.75	65.2	4.14	53.15	0.29	-84.88	92.9
BR0515	0.59	146.84	0.36	-157.10	39.1	2.25	47.26	0.56	-118.43	75.1
VI0698	0.43	139.07	0.14	-168.50	66.9	2.37	40.45	0.33	-120.14	86.1
WE0731-1	0.67	158.51	0.48	-169.57	28.5	2.68	51.83	0.59	-156.66	78.2
WE0731-2	0.58	108.94	0.22	100.03	62.8	3.40	52.72	0.39	109.45	88.5
PO0765	0.37	95.33	0.08	22.72	78.7	3.25	43.80	0.07	-57.85	97.7
MO0770	0.41	111.83	0.03	124.34	91.9	3.34	48.34	0.19	-156.35	94.4
ME0892	0.43	33.50	0.54	7.79	-26.0	2.01	30.91	0.27	-31.26	86.6
PC0930	0.29	98.74	0.11	-14.71	65.2	2.62	38.76	0.42	-105.12	84.1
WU2647	2.16	-23.39	0.38	6.52	82.5	1.38	-27.53	0.29	-11.77	79.3
KY2823	5.27	2.85	0.24	57.55	95.5	4.12	1.88	0.12	104.35	97.0
MA2834	4.77	4.91	0.19	-144.22	96.0	3.25	12.55	0.28	-120.98	91.3
ES2849	6.67	11.98	0.52	-12.96	92.2	4.63	33.69	0.63	-11.005	86.3
SU3806	0.75	-57.46	0.24	-74.44	68.5	10.02	86.57	0.15	-29.47	98.5
BA4100	20.88	93.94	0.57	-174.12	97.2	2.42	-37.40	0.61	102.27	74.6
CB4204	1.85	-61.53	0.40	-2.57	78.5	4.64	-71.43	0.33	-84.23	93.0
BO6085	3.00	60.87	0.22	49.00	92.6	0.48	77.14	0.27	-112.09	43.4
CA6824	1.59	40.92	0.49	-8.42	69.2	3.84	-24.01	0.62	-107.37	83.7
SY9960	8.23	5.95	1.22	-18.09	85.2	27.08	0.97	6.36	5.37	76.5

a) CSR30, FES952, CSR40 和 ORI966

比表示. 由表可知, 在周日频段内, 绝大部分台站的观测残差矢量大大降低了, 改正有效性在 80% 以上的有 9 个台站, 最高的可达 97.2%(Bandung). 一些位于西欧地区的台站, 海潮改正有效性略差, 低于 40% 的有 4 个台站 (Brussels, Brasimone, Wetzell 和 Metsahovi), 与该地区海洋周日潮变化幅度较小, 从而导致负荷影响较小有关(小于 0.5%). 数值结果还说明, 当利用 SCW80 和 TPX02 全球海潮模型时, 半日频段内的负荷改正效果略差^[11]. 因此表 2 中仅给出经 4 个海潮模型(CSR30, FES952, CSR40 和 ORI966)改正后结果的平均值. 总体来说, 除了 Boulder 外, 各台站海潮改正的效果较明显, 改正效率在 80% 以上的有 16 个系列, 最高的达到 97.7%(Potsdam).

另外当利用不同海潮模型时, 取 6 个最好的结果, 在周日频段内的有效性分别为 88.8%(SCW80), 93.1%(CSR3.0), 96.3%(FES952), 95.9%(TPX02), 94.7%(CSR4.0), 93.0%(ORI96). 在半日频段内为

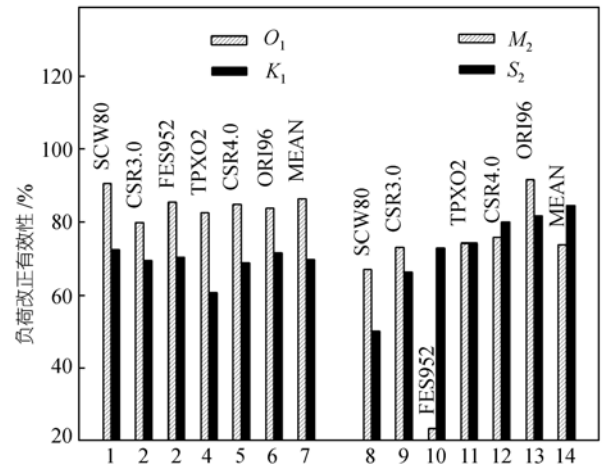


图 4 武汉台站 4 个主波的海潮负荷改正有效性

82.5%(SCW80), 93.6%(CSR3.0), 94.6%(FES952), 77.6%(TPX02), 88.5%(CSR4.0), 94.9%(ORI96), 这充分说明重力潮汐观测残差中的主要成分是由海潮变化导致的. 剩余残差矢量越小, 说明改正得越彻底, 效果

就越好。

另一方面，如果最终剩余残差矢量 X 相位在 0° 或 180° 附近，则我们可据此检验仪器标定误差。对各台站经不同海潮模型改正后的剩余残差矢量作平均处理，获得相位特征以研究仪器标定问题。周日频段内欧洲地区 12 个系列的剩余残差振幅低于 0.5%，北美地区为 2%~3%，但在亚洲的 Esashi 和 Kyoto 台站达到 5%，印度尼西亚的 Bandung 台站达到 20%。在半日频段，欧洲地区 12 个观测系列的剩余残差振幅呈现由西到东递减(从 5%到 2.5%)的趋势。Syowa 和 Bandung 台站的海潮改正效果较差，这与台站地理位置有关，前者位于南极海岸线，使用的海潮图不完整，后者位于印度尼西亚群岛，具有十分复杂的海潮特征。北美地区 Boulder 台站半日频段海潮改正有效性为 43.4%，这也与该地区半日海潮变化幅度很小有关。分析表明欧洲地区 Brasimone, Brussels 和 Wettzell 台站剩余残差的振幅达到 0.5%。日本的 Kyoto 和 Esashi 和加拿大的 Cantley 也有类似的偏差。因此这些台站的仪器标定误差也在 0.5%量级。由于一些海潮模型在某些地区的效果要比在另一地区更好，但另一些模型情况可能相反，因此就基于剩余残差矢量振幅，我们很难说明在周日频段内一个海潮模型明显优于另一个。

4 重力潮汐参数的海潮负荷改正

利用国际地球潮汐委员会(IETC)推荐的Eterna标准软件，对观测系列每小时读数作带通滤波，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，先滤掉漂移项后再将日波半日波和三分之一日波从潮汐资料中分离开来，组成潮汐观测方程组，利用经典最小二乘原理解算相应的方程，求得各波群的潮汐参数(包括振幅因子、相位滞后和误差估计值)^[16]。从观测重力信号中扣除重力潮汐模型信号，获得时间域内的观测重力残差。在数据分析中使用了由IETC推荐的日本国立天文台Tamura提供的高精度引潮位展开表^[29]。

基于不同台站和不同海潮模型获得的负荷矢量，我们实施了潮汐重力观测的海潮负荷改正。作为例子，图 4 给出了武汉台站几个主波的重力振幅因子在

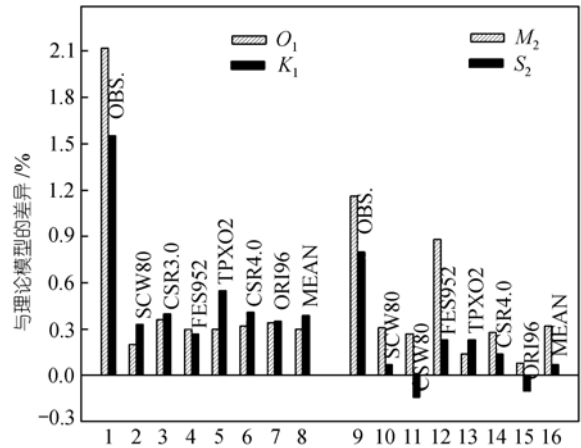


图 5 武汉台站 4 个主波负荷改正前后振幅因子与理论模型间的差异

海潮负荷改正前后与理论模型间的差异，说明经负荷改正后的武汉台站的潮汐振幅因子更接近于理论值。主波(O₁, K₁, M₂, S₂)观测振幅因子与理论模型间的差异从负荷改正前的(2.13%, 1.56%, 1.16%和 0.84%)降到负荷改正后的(0.32%, 0.40%, 0.33%和 0.11%)。由于一些地区复杂的海岸分布和区域海潮特征，导致某些潮波负荷改正结果的偏差较大，一些台站的 ψ_1 和 φ_1 潮波信噪比处于较高状态。为能综合考虑全球效应，我们以 3σ 作为取舍标准，不考虑那些大于 3σ 的观测结果，获得了经海潮负荷改正后的全球平均潮汐参数。另外在半日频段内，较其它模型而言，当利用 SCW80 和 TPX02 全球海潮模型作负荷改正时的整体效果略差，所以在作全球潮汐参数平均值时没有将这两个海潮模型的结果包含进去。

表 3 给出了经海潮负荷改正后全球所有观测系列平均重力潮汐参数与理论模型间的比较(13 个周日波和 9 个半日波)，其中在周日频段内取的是 6 个海潮模型改正后的潮汐参数平均，半日频段内取的是 4 个海潮模型改正后的潮汐参数平均。第 1 列波名括号内的数值表示使用的 SG 观测系列数，也就是说，在计算平均值时，扣除了少数几个质量差一些的潮汐参数(例 Syowa, Kyoto 和 Brasimone 台站的一些波的潮汐参数误差较大)。考虑到 K₁ 和 P₁ 波的标准差最小，测定的振幅误差仅为 0.3%，相位差为 0.08°，取

表 3 经全球海潮负荷改正后所有观测系列平均重力潮汐参数与理论模型间的比较^{a)}

波名(N)	周日波频段					半日波频段				
	潮汐参数(°)		σ	DDW 模型	SXD2 模型	波名(N)	潮汐参数(°)		σ	DDW 模型
$\sigma_1(19)$	1.1550	0.164	0.47	1.1542	1.15467	$2N_2(13)$	1.1623	-0.169	0.68	1.1619
$Q_1(20)$	1.1538	0.044	0.37	1.1543	1.15458	$\mu_2(19)$	1.1609	-0.247	0.80	1.1619
$\rho_1(17)$	1.1545	0.017	0.35	1.1543	1.15457	$N_2(18)$	1.1613	-0.086	0.35	1.1619
$O_1(20)$	1.1544	0.010	0.32	1.1543	1.15440	$\nu_2(21)$	1.1598	-0.045	0.50	1.1619
$NO_1(19)$	1.1553	-0.023	0.58	1.1539	1.15386	$M_2(19)$	1.1602	0.008	0.31	1.1619
$\pi_1(17)$	1.1510	-0.054	0.67	1.1507	1.15091	$L_2(16)$	1.1604	-0.313	1.14	1.1619
$P_1(21)$	1.1501	-0.039	0.29	1.1491	1.14949	$T_2(15)$	1.1616	-0.360	0.51	1.1619
$K_1(21)$	1.1362	0.025	0.31	1.1348	1.13664	$S_2(19)$	1.1603	-0.229	0.16	1.1619
$\psi_1(16)$	1.2630	0.073	1.36	1.2717	1.25993	$K_2(20)$	1.1634	-0.034	0.31	1.1619
$\phi_1(19)$	1.1691	0.061	0.79	1.1706	1.16856					
$\theta_1(18)$	1.1569	0.097	0.79	1.1571	1.15643					
$J_1(19)$	1.1557	0.014	0.52	1.1569	1.15622					
$OO_1(18)$	1.1513	0.300	0.75	1.1563	1.15557					

a) N 表示使用的观测系列, σ 潮汐分析标准差; DDW: 流体静力平衡状态下的 Dehant-Defraign-Wahr 理论潮汐模型; SXD: 基于全球 SG 观测考虑液核共振效应由孙和平-徐建桥-Ducarme 构制的固体潮实验模型

21 个观测序列的 K_1 和 P_1 波潮汐参数的平均, 取 16 个观测序列的 ψ_1 波潮汐参数平均.

为了方便比较, 表 3 列出了基于流体静力平衡状态假设下构制的 DDW99 理论潮汐模型, 在周日频段内还给出了基于全球 SG 观测考虑液核共振效应构制的固体潮实验模型 SXD2^[30]. 由表可知, 经海潮负荷改正后, O_1 波全球平均观测潮汐因子从改正前的 1.1614 降到改正后的 1.1544, 与 DDW99 理论地潮模型的偏差从 0.62% 降到 0.1%, 说明观测振幅因子与理论模型十分吻合, K_1 波的差异仅在小数点后第 4 位, 小于振幅因子的标准差. 对液核共振效应附近的小波 (ψ_1 和 ϕ_1) 作负荷改正后, 标准差的精度也有了很大的改善. 对于小波 ψ_1 来说, 观测值与理论模型间的差异仅在实验误差的水平上, 只是相位略有超前现象. 表 3 的结果还证实了 Mathews 在理论研究中相对于 O_1 波而言, K_1 波相位延迟是正值 (相位超前) 的结论^[3], 但其量级在相位误差范围内^[6]. 在周日频段内主波振幅因子与理论模型吻合得十分好, 相对偏差在 0.2% 量级, 小波 $2N_2$, N_2 和 T_2 效果也较好, 最大偏差在 0.1% 量级.

5 结论

基于国际地球动力学合作与观测网络 20 个台站 22 个重力固体潮观测系列和最新的全球海潮模型,

较系统研究了全球不同海潮和固体潮模型的适用性问题. 在对通过国际 GGP 资料网络 SG 原始观测数据实施仔细的预处理和分析的基础上, 获得了包括振幅因子, 相位滞后及其相应的误差估计等潮汐参数. 利用 Agnew 积分格林函数法计算了 6 个海潮模型和 8 个主波 (Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 和 K_2) 的负荷改正值. 基于二维平面插值原理, 同时考虑液核共振对海潮的影响, 对周日和半日频段内一些小型潮波负荷作插值计算时, 获得了负荷改正值. 数值结果说明对液核共振频率附近的 ψ_1 和 ϕ_1 波作改正, 取得了理想的效果. 为整体评价海潮和固体潮模型适用性, 提出了计算全球平均观测残差和平均剩余残差的“非等权均值法”, 研究了负荷改正的有效性, 获得了海潮负荷改正前后重力潮汐振幅因子与理论模型间的差异. 计算结果说明, 使用 SCW80 时, 周日和半日波段的负荷改正有效性略差, 使用 TPXO2 时, 半日波段的有效性略差. 经过海潮负荷改正后, 观测潮汐振幅因子与理论模型间的差异大大降低了, 说明由 SG 观测获得的潮汐参数与 DDW99 理论模型和考虑液核近周日共振效应的 SXD2 实验模型非常吻合, 全球主要潮波平均振幅因子与理论模型间的差异小于 0.3%. 文章用实测数据证实了 Mathews 潮汐理论中相对 O_1 波而言, K_1 波相位滞后是正值的结论, 但其量级在相位误差范围内. 一些台站的负荷改正不理想与描述

复杂的近海潮汐变化特征不充分有关，因此深入的研究还需要采用其他最新海潮模型。文章利用剩余残差概念，获得了一些台站的SG标定误差约为0.5%的结论。

致谢 国际地球动力学合作观测与研究项目组主席美国 St. Louis 大学 Crossley 和全球各台站观测人员为获得高精度观测数据付出了辛勤劳动，值此深表谢意。

参 考 文 献

- Crossley D, Hinderer J, Casula G, et al. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *EOS*, 1999, 80(11): 121,125~121,126
- Goodkind J M. The superconducting gravimeters principals of operation, current performance and future prospects 1990. In: Poitevin C, ed. Proc workshop on non-tidal gravity changes, Conseil de L'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, 1991, 9: 81~90
- 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
- Wahr J M, Sasao T. A diurnal resonance in the ocean tide and in the Earth's load response due to the resonant free core nutation. *Geophys J R astr*, 1981, 64: 747~765
- Dehant V, Defraigne P, Wahr J. Tides for a convective Earth. *J Geophys Res*, 1999, 104(B1): 1035~1058[DOI]
- Mathews P M. Love numbers and gravimetric factor for diurnal tides. *J Geodetic Society of Japan*, 2001, 47(1): 231~236
- Melchior P, Francis O. Comparison of recent ocean tide models using ground-based tidal gravity measurements. *Marine Geodesy*, 1996, 19: 291~330
- 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
- Baker T F, Curtis D J, Dodson A H. A new test of Earth Tide models in Central Europe. *Geophys J Int*, 1996, 107: 1~11
- Ducarme B, Sun H P. Tidal gravity results from GGP network in connection with tidal loading and Earth response. *J Geodetic Society of Japan*, 2001, 47(1): 308~315
- Ducarme B, Sun H P, Xu J Q. New Investigation of Tidal Gravity Results from the GGP Network. *Bull D'Infor Marées Terrestres*, 2002, 136: 10761~10775
- 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[DOI]
- Sun H P, Hsu H T, Xu J Q, et al. Determination of the new tidal parameters obtained with a superconducting gravimeter at station Wuhan/China. *J Geodetic Society of Japan*, 2001, 47(1): 347~352
- 孙和平, 周江存. 中国地壳运动观测网络基准站重力场变化海潮负荷信号改正问题. *地球科学进展*, 2002, 17(1): 39~43
- Vauterin P. Tsoft: Graphical and interactive software for the analysis of Earth tide data. In: Paquet P, Ducarme B, eds. Proc 13th Int Symp Earth Tides, Brussels, 1998, 481~486
- Wenzel H G. The nanogal software: data processing package ETERNA 3.3. *Bull D'Infor Marées Terrestres*, 1996, 124: 9425~9439
- Broz J, Simon Z, Zeman A. Tidal station Pecny: Results of 20 years of observation with the gravimeters GS15 No 228. *VUGTK, Proc 1996 Research Work*, 1997, 75~88
- 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: 187~198[DOI]
- Sun H P. Static deformation and gravity changes at the Earth's surface due to the atmospheric pressure. *Geophysical series of Royal Observatory of Belgium*, 1995, 1~280
- Kopaev A, Kuznetsov F. Modeled and observed anomalies of tidal gravity factors. *Phys and Chem of the Earth*, 2000, 25: 395~399[DOI]
- Schwiderski E W. Ocean Tides I, Global ocean tidal equations. *Marine Geodesy*, 1980, 3: 161~217
- Shum C K, Andersen O B, Egbert G, et al. Comparison of Newly Available Deep Ocean Tide Models by the TOPEX/POSEIDON Science Working Team. *J Geophys Res*, 1997, 102(C11): 25173~25194[DOI]
- Eanes R J, Bettadpur S V. The CSR 3.0 Global Ocean Tide Model: Diurnal and Semi-diurnal Ocean Tides from TOPEX/POSEIDON Altimetry. CSR Technical Memorandum 95-06, center for Space Research, The University of Texas at Austin, USA, 1995
- Le Provost C, Genco M L, Lyard F, et al. Spectroscopy of the ocean tides from a finite element hydrodynamic model. *J Geophys Res*, 1994, 99(C12): 24777~24797[DOI]
- Egbert G, Bennett A, Foreman M. TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model. *J Geophys Res*, 1994, 99 (C12): 24821~24852[DOI]
- Matsumoto K, Ooe M, Sato T, et al. Ocean tides model obtained from TOPEX/POSEIDON altimeter data. *J Geophys Res*, 1995, 100: 25319~25330[DOI]
- Sun H P. Comprehensive researches for the effect of the ocean loading on gravity observations in the Western Pacific Area. *Bull D'Infor Marées Terrestres*, 1992, 113: 8271~8292
- Agnew D C. A program for computing ocean-tide loading. *J Geophys Res*, 1997, 102(B3): 5109~5110[DOI]
- Tamura Y. A harmonic development of the tidal generating potential. *Bull D'Infor Marées Terrestres*, 1981, 64: 677~704
- 孙和平, 徐建桥, Ducarme B. 基于全球超导重力仪观测资料考虑液核近周日共振效应的固体潮实验模型. *科学通报*, 2003, 48(6): 610~614[摘要] [PDF]