

文章编号: 1001-8166(2010)04-0353-07

# 基于卫星高度计的全球大洋潮汐模式的准确度评估<sup>\*</sup>

汪一航<sup>1,2,3,4</sup>, 方国洪<sup>1,3,4</sup>, 魏泽勋<sup>3</sup>, 王永刚<sup>3</sup>, 王新怡<sup>3</sup>

(1. 中国科学院海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 宁波大学, 浙江 宁波 315211;

3. 国家海洋局第一海洋研究所, 山东 青岛 266061; 4. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

**摘 要:**依据 152 个深海验潮站与大洋岛屿地面验潮站观测得到的 8 个主要分潮( $M_2$ 、 $S_2$ 、 $K_1$ 、 $O_1$ 、 $N_2$ 、 $K_2$ 、 $P_1$  及  $Q_1$ ) 调和常数, 对现有 7 个全球大洋潮汐模式的准确度进行了检验, 结果显示各模式在深海大洋区域均达到了比较高的准确度:  $M_2$  分潮的潮高均方根偏差在 1.0 ~ 1.3 cm 之间; 8 个分潮的和方根偏差在 2.1 ~ 2.3 cm 之间, 与早期的模式相比, 准确度又有了进一步提高。还依据中国近海 18 个岛屿的调和常数对其中的 5 个大洋潮汐模式的准确度进行了检验, 结果表明,  $M_2$  分潮均方根偏差在 4.4 ~ 10 cm, 明显高于大洋的均方根偏差。其中日本国家天文台的潮汐模式 NAO99 在中国近海的结果相对较准确。

**关 键 词:**大洋潮汐模式; 准确度评估; 卫星高度计; 验潮站资料

**中图分类号:** P731.23      **文献标志码:** A

## 1 引 言

Munk<sup>[1]</sup>指出“现代卫星资料的应用是海洋学重要的技术创新”。最早的卫星高度计于 1978 年由 Seasat 卫星运载。虽然只运行了 3 个月, 但已显示出卫星高度计的光明应用前景, 也开辟了潮汐学研究的一个新时代。美国和法国在 1992 年(国家空间年)8 月发射了 TOPEX/Poseidon 卫星(以下简称 T/P 卫星)及其雷达高度计系统, 2001 年和 2008 年又发射了其后继的 Jason1/2 卫星。至今已积累了近 17 年卫星高度计资料。在此基础上, 全球大洋潮汐模式已发展了数十种。

在准确的卫星高度计资料出现之前, 全球大洋潮汐研究的开创性工作是由 Schwiderski<sup>[2]</sup>作出的, 他利用 2000 个沿岸和岛屿的实测资料, 结合潮波模式, 给出了具有空前准确度的全球大洋潮汐分布。Schwiderski 的模式(以下简称 SCW80)的准确度是

分米级的, 但是对许多地球物理学方面的应用已非常有价值, 是当时最具影响力的模式, 在海洋学和地球物理学的应用上应用了 10 多年。

随着 Geosat(1985—1989 年)卫星的发射, 卫星高度计资料开始应用到全球大洋潮汐的研究之中。Cartwright 等<sup>[3]</sup>用 Geosat 观测结果给出了第一个基于卫星高度计资料的全球大洋潮汐模型(以下简称 CR91)。由于资料长度不够, 不能充分消除潮汐频率混淆问题, 同时高度计和卫星轨道的误差也较大, 使得 CR91 不具有比 SCW80 更准确的结果<sup>[4]</sup>。但是他们的尝试性工作表明, 如果有足够长记录、更高准确度的卫星高度计资料将可以给出更准确的全球大洋潮汐分布。

1992 年 8 月, 美国国家航空航天局(NASA)与法国国家空间研究中心(CNES)联合发射了海洋卫星 TOPEX/Poseidon。T/P 卫星具有比 Geosat 卫星更短的重复周期以及更精确的卫星轨道, 并且其高

\* 收稿日期: 2009-04-28; 修回日期: 2010-01-13.

\* 基金项目: 国家自然科学基金项目“中国近海及邻近海区海洋与地球潮汐相互作用研究”(编号: 40676009); 国家自然科学基金青年基金项目“印尼海潮波和潮混合的分析和数值研究”(编号: 40606006)资助。

作者简介: 汪一航(1963-), 男, 浙江富阳人, 副教授, 主要从事潮汐潮流分析与数值模拟研究. E-mail: wangyihang@nbu.edu.cn

\* 通讯作者: 方国洪(1939-), 男, 浙江瑞安人, 研究员, 中国工程院院士, 主要从事海洋潮汐、海洋环流和海洋数值建模研究。

E-mail: fanggh@fio.org.cn

度计测量精度较高,测高误差仅为 3 cm<sup>[5,6]</sup>,这就使得它非常适合进行大洋潮汐的研究。T/P 卫星完成 367 周的重复轨道测量任务后,于 2002 年 9 月至 2005 年 10 月变轨到新的重复轨道上运行,原轨道的测量任务就由美法联合在 2001 年 12 月发射的 Jason-1 以及 2008 年 6 月 20 日发射的第二颗后续卫星 Jason-2 执行。以下把 T/P 卫星高度计资料以及 Jason 卫星高度计资料合称 T/P-J 卫星高度计资料。1994 年以来出现了大量基于 T/P 卫星高度计的大洋潮汐模式,如 Kantha<sup>[4]</sup>、Eanes 等<sup>[12]</sup>、Schrama 等<sup>[13]</sup>、Desai 等<sup>[15]</sup>、Egbert 等<sup>[21]</sup>、以及 Matusmoto 等<sup>[22]</sup>。

Andersen 等<sup>[7]</sup>在评估全球大洋潮汐模式时指出,依据 T/P 高度计资料的模式在开阔大洋已具有

比 SCW80 和 CR91 更高的准确度。Shum 等<sup>[8]</sup>也指出 8 个基于 T/P 资料的大洋潮汐模式的准确度在深海(水深大于 1 000 m)的差别不大,比如 M<sub>2</sub> 分潮振幅标准偏差在 1.6 ~ 2.2 cm,但在浅海地区这些大洋模式有着比较大的误差<sup>[9]</sup>。由于 Shum 等<sup>[8]</sup>所评估的模式均是早期的高度计研究成果,本文将对新近的模式再作一次评估,同时对这些模式在中国近海的准确度也进行一次评估。

## 2 大洋潮汐模式分类

迄今人们已经建立了 20 多个全球大洋潮汐模式,根据其方法的不同,可以把它们大致分为 3 类<sup>[10,22]</sup>(表 1)。

第一类是大洋潮汐的经验模式。这类模式主要

表 1 部分全球大洋潮汐模式所采用的资料和方法  
Table 1 Data and method used in some global tidal models

模式简称	作者	时间	资 料		分潮数	分辨率/°	方法
			高度计	验潮站			
SCW80	Schwiderski	1980	无	有	11 + 5	1 × 1	验潮站资料同化
CR91	Cartwright 等	1991	Geosat	无	60	1 × 1.5	经验方法
FES94	Le Provost 等	1994	无	有	8 + 18	0.5 × 0.5	水动力模式
GOT00	Ray 等	2000	T/P Cycle10-232	无	60	0.5 × 0.5	经验方法
CSR4.0	Eanes 等	1996—2001	T/P Cycle10-239	无	60	0.5 × 0.5	经验方法
NAO99	Matsumoto 等	2000	T/P Cycle10-198	有	16 + 33	0.5 × 0.5	水动力模式,同化
FES2004	Lyard 等	2006	T/P	有	14 + 18	0.125 × 0.125	水动力模式,同化
TPXO	Egbert 等	1994—	T/P	无	8 + 9	0.25 × 0.25	反演法同化

基于地面或卫星测高资料,利用主观或客观分析等经验的方法获得大洋潮汐分布,这类模式包括第一代大洋潮汐模式,如利用 Geosat 卫星高度计资料提取大洋潮汐的美国 CR91 模式;第二代的大洋潮汐模式,如美国空间飞行研究中心(Center for Space Research)的 CSR3.0 模式和 CSR4.0 模式<sup>[11,12]</sup>以及 NASA 戈达德太空飞行中心(Goddard Space Flight Center)的戈达德大洋潮汐模式(GOT 模式)<sup>[13,14]</sup>,等。GOT 模式目前常见版本是 GOT00,它被综合地球物理数据记录 MEGR 数据集(Merged Geophysical Data Records)选为正在运行的 Jason-1 卫星的潮汐订正模式之一,其最新版本 GOT4.7 在近海区域的准确度有了明显的改善。此外还有 Desai 等<sup>[15]</sup>的 D&W98 大洋潮汐模式,Smith 等<sup>[16]</sup>的大洋潮汐模式。由于这类模式一般主要从卫星资料中提取潮汐信息,分辨率受限于卫星轨道的间距,因此在地形变化比较大的浅水地区,其准确度明显不能令人满意。并且这些模式也仅涵盖卫星的覆盖范围,因此不能

提供高纬度地区的潮汐信息。

第二类是潮波动力学模式。这类模式利用潮波方程进行数值模拟得到全球大洋潮汐分布,最有影响的是法国潮汐工作组(the French tidal group)<sup>[17]</sup>的有限元大洋潮汐模式(Finite Element Solution, FES94)。一般可以根据计算机的计算能力设计尽可能高的分辨率的潮波动力模型,但潮波动力模型还是会有准确度难以提高的问题,主要是因为水深资料不够准确以及底摩擦系数和粘性系数等关键参数的不确定性<sup>[18]</sup>,因此 FES94 虽然在浅水地区已经有很精细的网格,但是在个别地区,如中国近海,其准确度还是难以达到要求。

第三类是大洋潮汐同化模式。这类模式是基于潮波动力方程,采用各种同化方法,利用潮汐实测资料来提高潮汐模拟结果的准确度,从而获得全球大洋潮汐更准确的分布。早期的有 SCW80 模式。T/P 卫星发射后,有美国俄勒冈大学的大洋潮汐同化模式(TPXO)<sup>[20,21]</sup>,日本国立天文台(National Astro-

nomical Observatory) 的大洋潮汐同化模式 (NAO99)<sup>[22]</sup>, 以及在 FES94 基础上发展起来的大洋潮汐同化模式 FES2002<sup>[23,24]</sup> 和 FES2004<sup>[25]</sup>, 另外还有 Tierney 等<sup>[19]</sup> 的 YATM4d 模式。其中 FES2004 也是 MEGR 数据集用于现在的 Jason-1 卫星高度计资料的潮汐订正模式之一。大洋潮汐的同化模式较好地解决了在浅水区域的准确度问题。与仅基于卫星资料提取的经验潮汐模式相比, 同化模式具有可以在浅水区域用潮波动力模式进行补插的优点; 与纯潮波动力学模式相比, 同化模式可以用卫星资料和验潮站资料来提高准确度。

### 3 部分大洋潮汐模式的准确度比较

#### 3.1 评价方法

为了比较这些大洋潮汐模式的差异, 并对它们的准确度进行评估, 我们利用地面验潮站水位计实测资料分析结果对模式的结果进行比较验证。本文分别给出模式与大洋验潮站资料的比较结果及模式与中国近海岛屿验潮站资料的比较结果。由于验潮站一般不在模式格点处, 我们事先将各大洋潮汐模式结果插值到地面验潮站点处以便与验潮站资料进行对比。所采用的是俄勒冈州大学潮汐反演同化软件集 OTIS (Oregon State University Tidal Inversion Software) 中的双线性插值方法。

计算值和观测值的偏差可以有不同的量度方法。一种比较直观的方法是分别考察它们振幅之间和迟角之间的均方偏差, 即考察:

$$RMSa = \left[ \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (H_{a,k} - H_{d,k})^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

$$RMSp = \left[ \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (G_{a,k} - G_{d,k})^2 \right]^{1/2} \quad (2)$$

式中:  $H$  和  $G$  分别代表分潮的振幅和迟角, 下标  $a, d$  代表模式值和观测值,  $K$  为总的比较站点数。这种比较方法比较直观, 但是我们知道, 当  $H$  较小时, 计算和观测的  $G$  都不大稳定, 同时  $H$  比较小时  $G$  的误差对潮高误差影响也较小, 故式(2)中不考虑  $H$  的差别而将所有迟角的差值进行平均并不十分理想。另一种方法更合适, 它考察潮高之差的均方根值。对于某一特定地点的某一分潮, 潮高可写作:

$$h = H_a \cos(\omega t - G_a) \quad (3)$$

其中  $t$  为时间,  $\omega$  为角速率。潮高的均方根值为:

$$\begin{aligned} RMSh &= \left\{ \lim_{T \rightarrow \infty} T^{-1} \int_0^T [H_a \cos(\omega t - G_a)]^2 dt \right\}^{1/2} \\ &= \frac{1}{\sqrt{2}} H_a \end{aligned} \quad (4)$$

而观测潮高和模式潮高之差的均方根为:

$$\begin{aligned} RMSd &= \left\{ \lim_{T \rightarrow \infty} T^{-1} \int_0^T [H_a \cos(\omega t - G_a) - H_d \cos(\omega t - G_d)]^2 dt \right\}^{1/2} \\ &= \left\{ \frac{1}{2} [(H_a \cos G_a - H_d \cos G_d)^2 + (H_a \sin G_a - H_d \sin G_d)^2] \right\}^{1/2} \end{aligned} \quad (5)$$

对于  $K$  个点, 则其相应的平均值分别为:

$$RMS_h = \left[ \frac{1}{2K} \sum_{k=1}^K H_{a,k}^2 \right]^{1/2} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} RMSd &= \left\{ \frac{1}{2K} \sum_{k=1}^K [(H_{a,k} \cos G_{a,k} - H_{d,k} \cos G_{d,k})^2 + (H_{a,k} \sin G_{a,k} - H_{d,k} \sin G_{d,k})^2] \right\}^{1/2} \end{aligned} \quad (7)$$

相对偏差则可用下式计算:

$$r = RMSd / RMS_h \quad (8)$$

为了综合评估各模式对各分潮的偏离程度, 引入各分潮  $RMSd$  的和方根  $RSSd$ :

$$\begin{aligned} RSSd &= \left\{ \frac{1}{2K} \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K [(H_{a,k,j} \cos G_{a,k,j} - H_{d,k,j} \cos G_{d,k,j})^2 + (H_{a,k,j} \sin G_{a,k,j} - H_{d,k,j} \sin G_{d,k,j})^2] \right\}^{1/2} \end{aligned} \quad (9)$$

式中:  $j$  代表各主要分潮,  $J$  代表分潮的个数, 对大洋选取了  $M_2, S_2, K_1, O_1, N_2, K_2, P_1$  和  $Q_1$  共 8 个主要分潮 ( $J = 8$ ), 对中国近海选取了  $M_2, S_2, K_1$  和  $O_1$  共 4 个分潮 ( $J = 4$ )。相对偏差则可用下式计算:

$$r = RSSd / RSS_h \quad (10)$$

其中

$$RSS_h = \left[ \frac{1}{2K} \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K H_{a,k,j}^2 \right]^{1/2} \quad (11)$$

#### 3.2 与大洋验潮站资料的比较

我们选取了 152 个大洋验潮站观测结果对 SCW80 等 7 个潮汐模式的 8 个主要分潮 ( $M_2, S_2, K_1, O_1, N_2, K_2, P_1$  和  $Q_1$ ) 结果进行比较验证。这些大洋验潮站包括用深海压力仪验潮站以及部份开阔大洋岛屿验潮站, 数据来源主要由 3 部分组成。

第一部分是深海压力仪验潮站数据, 来自 GLOUP (the Global Undersea Pressure data set) 的资料, 由国际地球物理学和测地学联合会下属的国际海洋物理科学协会 IAPOS (the International Association for the Physical Sciences of the Ocean) 出版 (第 35 期, 1992 年)。该数据后由 Proudman 海洋实验室 (the Proudman Oceanographic Laboratory) 的 Smithson 整理<sup>[26]</sup>, 所提供的数据更新到 1999 年 5 月 24 日

(部份到2002年2月)。我们选用其中具有8个主要分潮且验潮时间序列大于25天的深水站点调和常数,共计129个站。第二部分来自WOCE(The World Ocean Circulation Experiment)数据集(Ponchaut等<sup>[27]</sup>),有167个站点。第三部分来自国际水文组织IHO(International Hydrographic Organization)潮汐调和常数数据集(the IHO global data base of

tides(个人通信)(STNDAT)),由韩国成均馆大学的崔秉昊教授提供(个人通信),共有49个站点。

考虑到这些调和常数将用于与卫星高度计潮汐模式的结果进行比较,本文选取了卫星高度计覆盖的区域纬度 $\pm 66^\circ$ 之间的站点,并去掉一些过于密集的站点,最后共选用152个深水站点,其分布见图1。

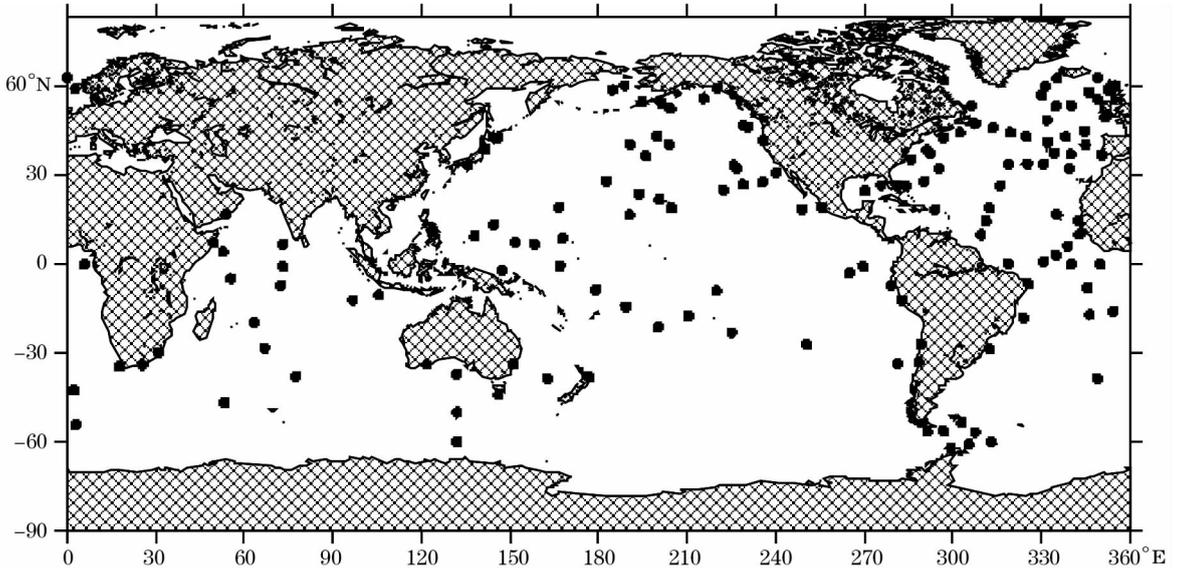


图1 用于模式检验的152个地面验潮站位图,黑点为验潮站点

Fig. 1 Locations of 152 ground tide gauge stations (solid dots) used in the present model assessment

对7个大洋潮汐模式用式(1)、(2)、(7)和(8)对152个站点的调和常数进行计算,结果见表2。从表中可以看到,对于 $M_2$ 分潮,除SCW80潮汐模式的均方根偏差( $RMSd$ )达4.8 cm以外,另外6个基于卫星高度计的潮汐模式的均方根偏差均在1.0~1.3 cm之间,彼此之间的差异不是很大,仅GOT00略优于其他模式。对于 $S_2$ 、 $K_1$ 和 $O_1$ 分潮这6个模式的均方根偏差大致在0.7~1.0 cm之间。对于较小的分潮 $N_2$ 、 $K_2$ 、 $P_1$ 和 $Q_1$ 均方根偏差在0.3~0.8 cm之间。相对偏差 $r$ 反映了各分潮的信噪比,一般分潮越大,相对偏差越小。如 $M_2$ 分潮的 $RMSd$ 值在各个分潮中是最大的,但其 $r$ 值却最小,除了SCW80模式外,其他各模式的 $r$ 值均在0.03~0.04之间。

表3为各大洋潮汐模式8个分潮均方根偏差的和方根值( $RSSd$ )。由表3可以看到各模式和方根都在2.1~2.3 cm之间。其中GOT00最小(2.06 cm),NAO99次之(2.14 cm)。8个分潮之和的相对偏差 $r$ 值除了SCW80模式外,其他模式均在0.05~

0.06之间。也就是说,目前大洋潮汐模式的总体准确度达到了95%左右。由于所选用的地面比较站点的差异,我们的比较结果跟这些大洋潮汐模式作者自己比较的结果稍有差异。但是可以明显看出,与早期的大洋模式相比<sup>[8]</sup>,这些新近的模式在准确度方面又有了进一步提高。从表3还可以看到,在大洋中经验模式(GOT00, CSR4)与同化模式(NAO99, FES2002, TPX07和FES2004)准确度差别不大。

### 3.3 与中国近海岛屿验潮站资料的比较

我们在中国近海选择了18个位于卫星轨道附近的岛屿验潮站(图2),把5个大洋潮汐模式(SCW80和CSR模式在中国近海误差很大,没有选用)结果插值到这些站点,比较了 $M_2$ 、 $S_2$ 、 $K_1$ 和 $O_1$ 4个主要分潮的调和常数。各分潮的振幅、迟角和潮高均方根偏差见表4,4个分潮潮高均方根偏差的和方根值见表5。由表4可见,各大洋潮汐模式在中国近海的准确度普遍不如大洋区域。 $M_2$ 、 $S_2$ 、 $K_1$ 和 $O_1$ 分潮的潮高均方根偏差分别在4.4~10.0 cm、

表2 7个大洋潮汐模式与验潮资料的比较

Table 2 Comparison of seven global tidal models to tide gauge data

分潮	N <sub>2</sub>				M <sub>2</sub>				S <sub>2</sub>				K <sub>2</sub>			
RMS	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r
SCW80	1.29	11.29	1.41	0.19	4.56	7.65	4.79	0.13	2.42	11.03	2.22	0.17	0.73	15.41	0.74	0.21
CSR4	0.58	8.98	0.74	0.10	1.31	5.05	1.27	0.04	0.94	9.38	0.94	0.07	0.53	18.50	0.56	0.17
NAO99	0.6	7.91	0.68	0.10	1.13	2.37	1.12	0.03	0.92	9.61	0.95	0.08	0.48	17.30	0.44	0.13
GOT00	0.56	8.29	0.68	0.09	1.06	2.08	1.00	0.03	0.90	8.99	0.93	0.07	0.45	19.56	0.45	0.12
FES2002	0.61	8.63	0.75	0.10	1.30	4.49	1.19	0.03	0.90	8.12	1.00	0.08	0.50	11.45	0.48	0.14
FES2004	0.59	8.06	0.71	0.09	1.23	2.92	1.17	0.03	0.83	5.77	0.88	0.07	0.64	13.19	0.55	0.16
TPX07	0.77	10.16	0.95	0.15	1.25	4.75	1.22	0.04	0.85	4.42	0.87	0.08	0.47	12.47	0.46	0.14

分潮	Q <sub>1</sub>				O <sub>1</sub>				P <sub>1</sub>				K <sub>1</sub>			
RMS	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r
SCW80	0.36	11.88	0.37	0.24	1.27	8.79	1.05	0.14	0.61	8.53	0.57	0.16	1.87	11.00	1.66	0.15
CSR4	0.38	16.64	0.40	0.26	0.96	6.33	0.83	0.11	0.36	15.27	0.35	0.09	1.09	15.63	1.00	0.09
NAO99	0.32	19.20	0.34	0.21	0.88	5.44	0.78	0.10	0.34	11.89	0.33	0.09	1.03	8.25	0.95	0.09
GOT00	0.34	17.75	0.33	0.21	0.87	5.69	0.73	0.09	0.35	10.58	0.34	0.09	1.00	9.95	0.99	0.09
FES2002	0.36	14.55	0.39	0.25	0.91	7.67	0.75	0.10	0.31	10.58	0.32	0.09	1.10	8.93	0.97	0.09
FES2004	0.31	16.17	0.35	0.22	0.86	7.10	0.71	0.09	0.35	9.79	0.37	0.10	1.02	9.58	0.92	0.08
TPX07	0.31	12.11	0.30	0.21	0.87	4.19	0.70	0.10	0.37	7.37	0.33	0.10	0.99	7.48	0.87	0.08

注:RMSa,振幅偏差/cm;RMSp,迟角偏差/°;RMSd,潮高均方根偏差/cm;r,相对偏差

表3 各大洋潮汐模式与验潮站8个分潮调和常数潮高均方根偏差的和方根值及相对偏差

Table 3 Root sum square of tidal height differences of 8 constituents and relative differences

大洋模式	SCW80	CSR4	NAO99	GOT00	FES2002	FES2004	TPX07
RSSd	5.90	2.31	2.14	2.06	2.23	2.14	2.19
r	0.14	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06

注:RSSd,均方根偏差的和方根值;r,相对偏差

表4 5个大洋潮汐模式与中国海岛屿站资料的比较

Table 4 Comparison of five global tidal models to tide gauge data in the China Seas

分潮	M <sub>2</sub>				S <sub>2</sub>				K <sub>1</sub>				O <sub>1</sub>			
RMS	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r	RMSa	RMSp	RMSd	r
NAO99	3.62	4.77	4.40	0.08	1.75	9.14	2.36	0.12	2.16	4.08	2.32	0.11	1.61	4.38	1.61	0.09
GOT00	5.97	5.69	5.78	0.11	5.57	21.19	6.76	0.41	1.93	5.96	2.38	0.11	1.47	5.37	1.74	0.10
FES2002	4.14	8.04	5.68	0.10	4.61	10.19	5.33	0.31	2.36	9.40	3.25	0.15	2.00	14.83	2.79	0.15
FES2004	4.34	6.28	5.14	0.09	4.45	9.59	5.06	0.29	2.11	11.72	3.37	0.16	1.99	16.20	2.79	0.15
TPX07	10.41	7.11	9.98	0.19	5.28	16.29	6.33	0.39	2.80	10.74	2.95	0.14	2.12	12.82	2.92	0.17

注:RMSa,振幅偏差/cm;RMSp,迟角偏差/°;RMSd,潮高均方根偏差/cm;r,相对偏差

2.4~6.8 cm、2.3~3.4 cm 和 1.6~2.9 cm 之间;相对偏差分别在 0.08~0.19、0.12~0.41、0.11~0.16 和 0.09~0.17 之间。其中日本国家天文台的大洋潮汐模式 NAO99 的准确度最高,它的4个分潮的潮高均方根偏差分别是 4.40、2.36、2.32 和 1.61 cm。NAO99 模式4个分潮潮高均方根偏差的和方根值为 5.7 cm;GOT00、FES2002 和 FES2004 模式为 9 cm 左右(表5);TPX07 最差,超过 12 cm。4个分潮之和的相对偏差 r 值也以 NAO99 最小,等于

0.09,亦即4个主要分潮之和的总体准确度达到了90%左右。不过 NAO99 的准确度与 Fang 等<sup>[28]</sup>(表5)的区域经验模式仍然基本上相当。由表4和表5还可看到,对近海区域,同化模式结果明显比现有全球经验模式准确。由于 TPX07 模式没有同化验潮站资料,其误差在近海仍然较大。

#### 4 结 语

本文依据深海验潮站与大洋岛屿地面验潮站观

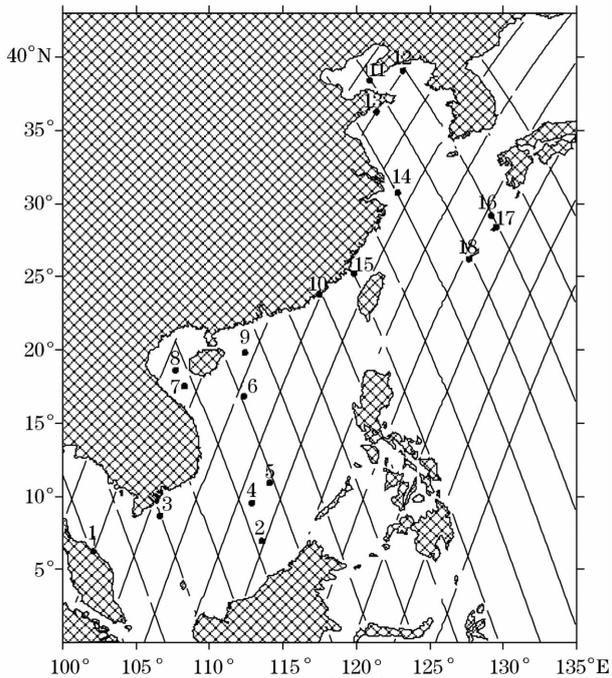


图2 中国近海用于模式检验的18个外海和岛屿验潮站点(黑点)及T/P-J卫星轨道

Fig.2 Offshore and Island tidal gauge stations (solid dots) and T/P-J ground tracks in China adjacent seas

表5 各大洋潮汐模式与中国海岛屿站4个分潮调和常数向量均方根偏差的和方根值(cm)及相对偏差

Table 5 Root sum square of tidal height differences of 4 constituents (cm) and relative differences

大洋模式	NAO99	GOT00	FES2002	FES2004	TPX07
RSSd	5.73	9.38	8.89	8.44	12.52
r	0.09	0.15	0.14	0.13	0.21

注:RSSd,均方根偏差的和方根值;r,相对偏差

测得到的8个主要分潮( $M_2$ 、 $S_2$ 、 $K_1$ 、 $O_1$ 、 $N_2$ 、 $K_2$ 、 $P_1$ 及 $Q_1$ )调和常数,对现有7个全球大洋潮汐模式的准确度进行了检验,结果显示各模式在深海大洋区域均达到了比较高的准确度,并且与早期的模式相比,准确度又有了进一步提高。8个分潮之和的总体准确度达到了95%左右。依据中国近海外海和岛屿的调和常数对其中的5个大洋潮汐模式的准确度进行了检验,结果表明,模式偏差明显高于大洋的均方根偏差。其中日本国家天文台的潮汐模式NAO99在中国近海的结果相对较准确,4个主要分潮( $M_2$ 、 $S_2$ 、 $K_1$ 及 $O_1$ )之和的总体准确度达到了90%左右。由于用于检验的地面站调和常数也包含一定误差,全球大洋潮汐模式真正的准确度在大洋深海和中国

近海实际上应分别超过95%和90%。

**致谢:**本文的大洋模式GOT00、FES2002、SCW80等由英国的AMCG(Applied Modelling and Computation Group)提供;大洋模式CSR4.0、NAO99的结果由日本Matsumoto的NAO(National Astronomical Observatory)提供;大洋模式FES2004的结果由法国的Lyard提供。大洋模式TPX0结果由美国Egbert的俄勒冈大学提供,在此表示感谢。

### 参考文献(References):

- [1] Munk W. The evolution of physical oceanography in the last hundred years[J]. *Oceanography*, 2002, 15: 135-141.
- [2] Schwiderski E W. On charting global ocean tides[J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1980, 18: 243-268.
- [3] Cartwright D E, Ray R D. Oceanic tides from Geosat altimetry[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95: 3 069-3 090.
- [4] Kantha L. Barotropic tide in the global ocean from a nonlinear tidal model assimilating altimetry tides, I, Model description and result[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 25 283-25 308.
- [5] Tapley B D, Chambers D P, Shum C K, et al. Accuracy assessment of the large-scale dynamic ocean topography from TOPEX/POSEIDON altimetry[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(C12): 24 605-24 619.
- [6] He Yijun, Chen Ge, Guo Peifang, et al. Ocean Remote Sensing of Altimeter Research and Application[M]. Beijing: Science Press, 2002. [何宜军, 陈戈, 郭佩芳, 等. 高度计海洋遥感研究与应用[M]. 北京: 科学出版社, 2002.]
- [7] Andersen O B, Woodworth P L, Flather R A, et al. Intercomparison of recent ocean tide model[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 25 261-25 282.
- [8] Shum C K, Woodworth P L, Andersen O B, et al. Accuracy assessment of recent ocean tide models[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 25 173-25 194.
- [9] Yu Nanhua. Ocean tide models' performance in coastal regions[J]. *Annals of Shanghai Observatory Academia Sinica*, 2006, 27: 17-25.
- [10] Zahran K H, Jentzsch G, Seeber G. Accuracy assessment of ocean tide loading computations for precise geodetic observations[J]. *Journal of Geodynamics*, 2006, 42: 159-174.
- [11] Ma X C, Shum C K, Eanes R J, et al. Determination of Ocean Tides from the first year TOPEX/POSEIDON altimetry measurements[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 24 809-24 820.
- [12] Eanes R, Bettadpur S. The CSR3.0 global ocean tide model: Diurnal and semi-diurnal ocean tides from TOPEX/POSEIDON altimetry[R]. Technical Report CRS-TM-96-05, Centre for Space Research, Texas; University of Texas, 1996.
- [13] Schrama E J O, Ray R D. A preliminary tidal analysis of

- TOPEX/POSEIDON altimetry [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 24 799-24 808.
- [14] Ray R D. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99[R]. Technical Report NASA Technical Mem. 209478, Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, MD, USA, 1999.
- [15] Desai S D, Wahr J M. Empirical ocean tide models estimated from TOPEX/POSEIDON altimetry [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 25 205-25 228.
- [16] Smith A J E, Ambrosius B A C, Wakker K F. Ocean tides from T/P, ERS-1, and GEOSAT altimetry [J]. *Journal of Geodesy*, 2000, 74: 399-413.
- [17] Le Provost C, Genco M L, Lyard F, *et al.* Spectroscopy of the ocean tides from a finite element hydrodynamic model [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 24 777-24 797.
- [18] Ray R D, Eanes R J, Chao B F. Detection of tidal dissipation in the solid Earth by satellite tracking and altimetry [J]. *Nature*, 1996, 381: 595-597.
- [19] Tierney C C, Born G H, Kantha L H, *et al.* Shallow and deep water global ocean tides from altimetry and numerical modeling [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105: 11 259-11 278.
- [20] Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, 19: 183-204.
- [21] Egbert G D, Bennett A, Foreman M. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 24 821-24 852.
- [22] 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]. *Journal of Oceanography*, 2000, 56: 567-581.
- [23] Lefevre F, Lyard F H, Le Provost C. FES98: A new global tide finite element solution independent of altimetry [J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27: 2 717-2 720.
- [24] Lefevre F, Lyard F H, Le Provost C, *et al.* FES99: A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, 19: 1 345-1 356.
- [25] Lyard F, Lefevre F, Letellier T, *et al.* Modelling the global ocean tides; modern insights from FES2004 [J]. *Ocean Dynamics*, 2006, 56: 394-415.
- [26] Smithson M J. Pelagic Tidal Constants-3 [M]. IAPSO Publication Scientifique No. 35. International Association for the Physical Sciences of the Ocean (IAPSO) of the International Union of Geodesy and Geophysics, 1992: 191.
- [27] Ponchaut F, Lyard F, Le Provost C. An analysis of the tidal signal in the WOCE Sea level dataset [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2001, 18: 77-91.
- [28] Fang Guohong, Wang Yonggang, Wei Zexun, *et al.* Empirical cotidal charts of the Bohai, Yellow and East China Seas from 10 years of TOPEX/Poseidon altimetry [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, doi:10.1029/2004JC002484.

## Accuracy Assessment of Global Ocean Tide Models Base on Satellite Altimetry

WANG Yihang<sup>1,2,3,4</sup>, FANG Guohong<sup>1,3,4</sup>, WEI Zexun<sup>3</sup>,  
WANG Yonggang<sup>3</sup>, WANG Xinyi<sup>3</sup>

(1. Institute of Oceanology, CAS, Qingdao 266071, China; 2. Ningbo University, Ningbo 315211, China;  
3. First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266061, China; 4. Graduate University of CAS, Beijing 100039, China)

**Abstract:** Tidal harmonics of 8 principal constituents ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $P_1$  and  $Q_1$ ) derived from ground observations at 152 tidal gauge stations are used to assess the accuracy of 7 global ocean tidal models. It is shown that for the deep ocean area these models have high accuracy. The root-mean-square values of tidal height differences (RMSd) are within the range from 1.0 to 1.3 cm for  $M_2$ , and the root-sum-square values of the RMSd of these 8 constituents lie in the range from 2.0 to 2.3 cm. Comparison of the global tidal models to 18 offshore and island tide gauge observations in the seas adjacent to China shows that the accuracy significantly decreases. The RMSd values of constituent  $M_2$  lie in the range of 4.4 to 10 cm, which is significantly greater than that in the deep ocean area. Among these models, the model NAO99 that assimilates T/P altimeter data and tide gauge observations into a hydrodynamic model, developed by the National Astronomical Observatory of Japan, has the best accuracy for the seas adjacent to China.

**Key words:** Ocean tidal model; Accuracy assessment; Satellite altimetry; Tide gauge data.