

北印度洋半日潮波的数值模拟研究

万荣强¹, 魏泽勋^{1,2}, 高秀敏^{1,2}, 徐晓庆^{1,2}, 滕飞^{1,2*}

(1. 自然资源部第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;

2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东 青岛 266061)

摘要: 基于 FVCOM(Finite Volume Coast and Ocean Model)模型, 建立北印度洋海域(31°~102°E, 16°S~31°N)的 M_2 和 S_2 分潮潮波数值模式, 研究北印度洋半日潮潮汐、潮流分布特征。对底摩擦系数进行数值试验, 利用代价函数梯度下降法, 得到分潮调和常数向量均方根偏差(RMSE)的变化曲线, 逼近并确定最优的底摩擦系数。将采用该系数的模拟结果与 TOPEX/Poseidon 卫星高度计交叉点的调和常数数据、国际海道测量组织(IHO)及部分文献中的验潮站数据进行比较与验证, 一致性较好。其中对比卫星数据的振幅偏差为 2~4 cm、迟角偏差为 7°~8°, 与验潮站数据的振幅偏差为 3~6 cm、迟角偏差为 8°~9°。根据模拟结果, 分析了北印度洋海域 M_2 和 S_2 分潮潮波传播特征和潮流椭圆的空间分布特征等。 M_2 分潮潮波在阿拉伯海南部有 1 个无潮点, 在波斯湾内有 2 个无潮点, 最大振幅超过 80 cm; 潮流在西北印度洋和孟加拉湾中部大多为顺时针旋转, 其余海域大多为逆时针旋转; 流速在阿拉伯海东北部、安达曼海、波斯湾和孟加拉湾北部较大, 最大流速为 160 cm/s, 其他海域较小。 S_2 分潮的潮波传播特征、无潮点的位置和潮流椭圆的空间分布特征等都与 M_2 分潮类似, 但潮波振幅和潮流流速等都相对 M_2 分潮较小。研究完善了北印度洋海域 2 个主要半日分潮 M_2 和 S_2 的整体特征。

关键词: 北印度洋; 潮汐潮流; Chezy 型摩擦关系; 有限体积海岸海洋模型(FVCOM)

中图分类号: P731.23

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2020)04-0562-12

doi: 10.3969/j.issn.1671-6647.2020.04.002

引用格式: WAN R Q, WEI Z X, GAO X M, et al. Numerical simulation of semi-diurnal tidal waves in the Northern Indian Ocean[J]. *Advance in Marine Science*, 2020, 38(4): 562-573. 万荣强, 魏泽勋, 高秀敏, 等. 北印度洋半日潮波的数值模拟研究[J]. *海洋科学进展*, 2020, 38(4): 562-573.

潮汐对航运交通、海港工程、军事活动、渔业、近海环境研究等方面都有十分重要的影响^[1]。印度洋是世界第三大洋, 其地形错综复杂, 除中部有大洋中脊外, 东部还有东印度洋海岭、海弧和海沟带等, 而在海岭、海丘和海台之间还分布着许多海盆^[2], 这导致了其潮波系统较为复杂。

已有对北印度洋海域的潮波特征分析工作主要集中于印度洋东部海域、南部海域和波斯湾等局部海域, 针对整个北印度洋海域的潮汐、潮流数值模拟的研究工作较少。早期对于印度洋潮汐的研究主要为实测数据分析和历史资料对比^[3-7], 且对分潮 M_2 和 S_2 的潮波特征研究结果有很大差异。Hendershott 认为 M_2 在斯里兰卡东部、孟加拉湾南部和印度尼西亚西部各有 1 个无潮点^[8]; Mccammon 和 Wunsch 根据文献资料和验潮站实测数据发现 M_2 在马尔代夫西侧和印度尼西亚西侧各有 1 个无潮点, 马六甲海峡北部有 1 个退化的无潮点, S_2 与 M_2 类似^[9]; Mazzega 的研究结果与 Mccammon 和 Wunsch 的类似, M_2 在阿拉伯海南部和孟加拉湾南部各有 1 个无潮点^[10]; 而 Accad 和 Pekeris 的研究中, M_2 在阿拉伯海南部有 1 个无潮点, 斯里兰卡东部沿岸有 1 个退化的无潮点^[11]; Schwiderski 的研究中, M_2 在阿拉伯海南部和斯里兰卡东部各有 1 个无潮

收稿日期: 2020-04-27

资助项目: 国家重点研发计划项目——大气海洋耦合机制、同化方法与数值模式研究(2017YFC1404201); 中国大洋矿产资源研究开发协会“十三五”资源与环境项目——印度洋九十度海岭生态环境监测保护(DY135-E2-4); 国家电网公司科技项目——海底电缆工程高精度多元数据获取及分析技术研究(JYYKJXM[2017]003)

作者简介: 万荣强(1994-), 男, 硕士研究生, 主要从事潮汐潮流数值模拟方面研究。E-mail: rongqiangwan@163.com

* **通信作者:** 滕飞(1987-), 男, 工程师, 博士, 主要从事潮汐潮流数值模拟和海洋调查技术方面研究。E-mail: tengf@fio.org.cn

(高峻 编辑)

点^[12]。由于缺乏精确的实测资料及潮汐调和分析方法,这些研究的说服力较弱。随着海洋数值模式的进一步开发与应用,对印度洋局部海域潮汐的认识也更加深入^[13-15]。Pous 等在波斯湾和阿拉伯海北部进行了 7 个分潮的数值模拟^[16];王永刚等采用 ROMS 模式模拟了东印度洋印度尼西亚海域的潮汐潮流^[17];滕飞等利用 FVCOM 模式^[18]模拟了东印度洋印度尼西亚附近海域的潮汐潮流^[19];刘经东等利用北印度洋海域 TOPEX/Poseidon(以下简称 T/P)卫星高度计数据和沿岸验潮站数据,对 4 种大洋潮汐模式进行了分析和评估^[20]。这些研究多为印度洋海域的局部区块,没有将北印度洋潮汐潮流作为整体进行系统分析。因此有必要建立更加完善的北印度洋半日潮波整体数值模型。

我们基于 FVCOM(有限体积海岸海洋模型)海洋数值模式,采用非结构三角形网格和垂向 σ 坐标系,对海洋中的岛屿、海峡等地形变化剧烈的海域及地形平坦的海盆进行网格布局灵活处理,兼顾模拟精度和计算效率^[18],实现北印度洋海域潮汐和潮流更为精细化的模拟。通过输入潮汐边界强迫,建立北印度洋潮汐潮流数值模型。鉴于该海域半日潮波的重要性,我们重点研究 M_2 和 S_2 两个主要半日分潮。在模型中应用 Chezy 型底摩擦关系,并通过与实测数据对比来缩小最优底摩擦系数值的范围。根据模拟结果,掌握北印度洋海域潮波的传播特征和潮流椭圆的空间分布特征等,完善对该海域半日潮波的整体研究。

1 基本方程与模式设置

1.1 基本方程

FVCOM 海洋数值模式在垂向采用 σ 坐标系以模拟北印度洋复杂的海底地形,坐标变换公式为

$$\sigma = \frac{Z - \zeta}{h + \zeta} = \frac{Z - \zeta}{H} \quad (1)$$

由于模拟海域的纬度范围较大,不同纬度的科氏力差异影响剧烈,我们在连续方程和动量方程中采用球坐标系,并在动量方程中引入重力-离心势产生的平衡潮。连续方程和二维动量方程形式分别为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial(Hu)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(Hv \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{u \partial u}{\partial \lambda} - \frac{1}{R} \frac{v \partial u}{\partial \varphi} + \frac{1}{R} u v \tan \varphi + f v - \left[\frac{r}{H} (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} \right] u - \frac{g}{R \cos \varphi} \frac{\partial(\zeta - \zeta_{\text{equ}})}{\partial \varphi} + A \Delta u, \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{u \partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{R} \frac{v \partial v}{\partial \varphi} + \frac{1}{R} u^2 \tan \varphi + f u - \left[\frac{r}{H} (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} \right] v - \frac{g}{R \cos \varphi} \frac{\partial(\zeta - \zeta_{\text{equ}})}{\partial \varphi} + A \Delta v, \quad (4)$$

式(1)~(4)中, Z 为水深, ζ 为相对于未扰动海面的潮汐高度, h 为未扰动水深, H 为扰动水深, t 为时间, R' 为地球半径, u 和 v 分别表示东向和北向流度, λ 和 φ 分别为计算点的经度和纬度, f 为科氏力参数, r 为底摩擦系数, g 为地球重力加速度, ζ_{equ} 为平衡潮引起的水位, A 为水平涡动黏性系数。式中平衡潮 ζ_{equ} 为半日潮, $\zeta_{\text{equ}} = \sum_{m=1}^M \beta_m A_m \cos^2 \varphi \cos(\omega_m t + 2\lambda)$, 其中 A_m 和 ω_m 分别为第 m 个分潮的频率和振幅, M 为模拟过程中的半日潮的个数, β_m 为第 m 个分潮的订正因子。我们模拟的 M_2 和 S_2 分潮, β 均为 0.693。

1.2 数据及模式设置

研究区域为北印度洋海域($31^\circ \sim 102^\circ \text{E}$, $16^\circ \text{S} \sim 31^\circ \text{N}$)。计算网格水平分辨率在非洲东岸附近海域和印度尼西亚西岸附近海域为 $(1/8)^\circ$, 在斯里兰卡附近海域为 $(1/24)^\circ$, 在其他大陆边界附近海域为 $(1/12)^\circ$, 在开边界为 $(1/2)^\circ$, 并在马尔代夫、安达曼群岛和尼科巴群岛等海域进行加密(图 1)。模式共建立 13 397 个计算网格节点和 25 109 个三角形计算单元,垂直方向分成 15 层。

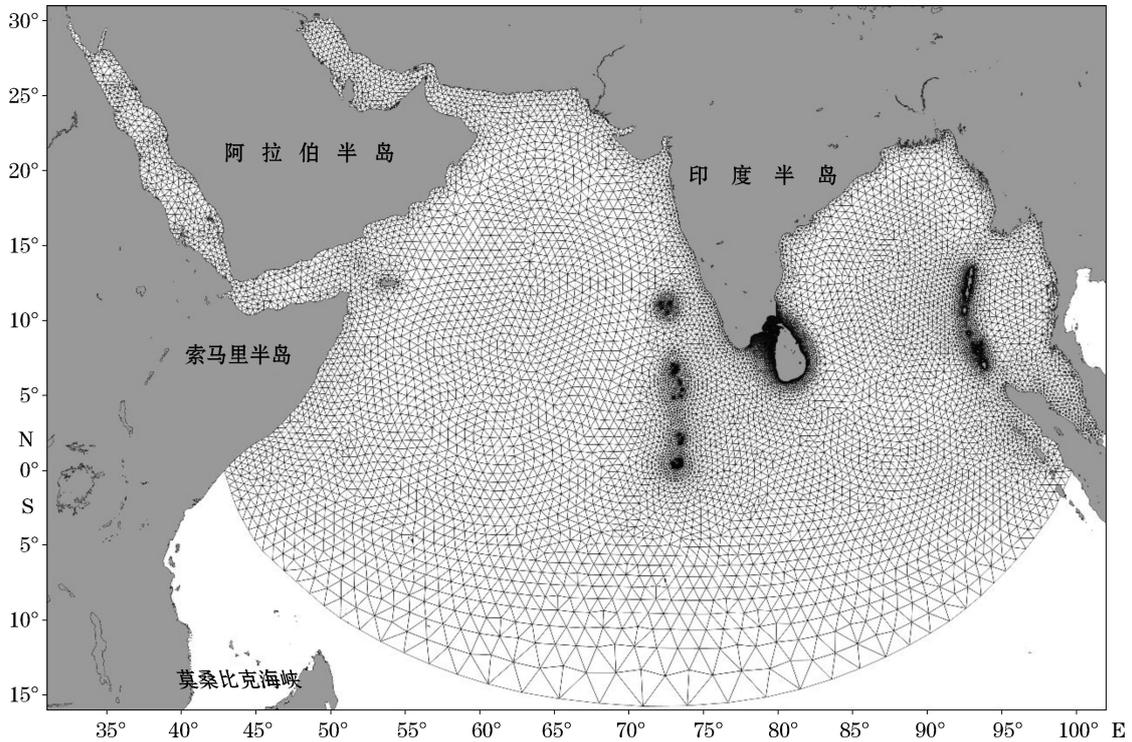


图 1 北印度洋模式计算网格

Fig.1 Model grids of the Northern Indian Ocean

对比 GOT, DTU10, TPXO 和 NAO 等常用全球大洋潮汐模式, 我们选用在大洋和近岸模拟研究中验证都较为准确的 DTU10 模式调和常数数据^[20-22], 基于 T-tide 程序包预报获得研究区域计算网格的开边界潮位时间序列^[21]。DTU10 模式是丹麦科技大学基于 FES2004 模型以及响应法, 对 T/P, Jason-1 和 Jason-2 卫星高度计资料进行残差分析而建立的全局大洋潮汐模式, 水平分辨率为 $(1/8)^\circ \times (1/8)^\circ$, 覆盖全球范围^[22]。采用的水深数据(图 2)源于 2014 年的全球海陆地数据库 GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) 的大洋地势图, 由国际海道测量组织(IHO)和政府间海洋学委员会(IOC)协调有关国家联合编制, 范围为全球海洋, 水平分辨率为 $0.5' \times 0.5'$ ^[23]。

FVCOM 模型采用内外模分离的方式求解, 二维外模数值格式是基于三角形计算网格的有限体积法, 将连续方程和动量方程在三角形计算单元内积分后, 通过改进的四阶龙格-库塔方法求解; 三维内模的动量方程采用显式和隐式相结合的差分格式进行求解^[24], 时间步长设置为外模 6 s, 内外模时间步长比率为 10。计算初始条件设置: 模拟区域海洋是静止的, 海表面扰动水位全部为 0, 所有三角形网格中心点流速为 $u = v = 0$, 模拟区域的温度和盐度都为常数, 其中温度为 20°C , 盐度为 35。

模型共运行 40 d, 模型运行稳定后将后 15 d 的潮位时间序列进行调和, 得到了计算网格点的分潮调和常数、三角形网格中心点的潮流椭圆要素和水平速度分量的调和常数等。

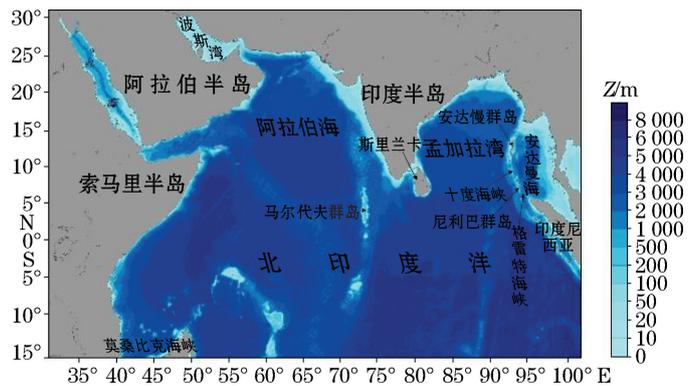


图 2 北印度洋海域水深分布

Fig.2 Bathymetry of the Northern Indian Ocean

2 底摩擦系数的选取

2.1 底摩擦系数设置

我们的研究重点为局部海域——北印度洋半日分潮的潮汐、潮流整体特征,暂将底摩擦系数认定为不随空间变化的常数,并进行数值实验,基于海洋中摩擦力 Chezy 公式^[25],摩擦力 F 为

$$F = -\rho g C^{-2} |u| u, \quad (5)$$

式中 ρ 为流体的密度, g 为地球重力加速度, C 为 Chezy 系数, u 为流速。当 C 设为常数时,令常用底摩擦系数 r 代替 Chezy 系数,取 $r = gC^{-2}$,称为 Chezy 型摩擦或平方摩擦^[26]。对比和分析历史资料中常用摩擦系数的取值^[27]后,我们将底摩擦系数 r 预设为 $0.5 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-3}$,间隔 0.5×10^{-3} 设置 10 组实验。根据实验结果,逐步缩小范围并扩大分辨率,逼近并确定最优底摩擦系数 r 值。后续工作中,我们将对该海域底摩擦系数做更深一步研究。

2.2 实验结果评估方法

为有效评估模式结果并优化底摩擦系数,研究中引入模拟结果和实测潮汐调和常数的向量均方根偏差 (RMSE),代价函数 G ^[28] 为

$$G = \left(\frac{1}{2} \sum_{i=1}^2 G_i^2 \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (6)$$

式中 $G_i = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \{ [(H_{i,n} \cos P_{i,n})_{\text{sim}} - (H_{i,n} \cos P_{i,n})_{\text{obs}}]^2 + [(H_{i,n} \sin P_{i,n})_{\text{sim}} - (H_{i,n} \sin P_{i,n})_{\text{obs}}]^2 \}}$, 为各

分潮均方根偏差。其中 N 为总验潮站个数, 站 站 位 编 号, H 和 P 分 别 为 分 潮 的 振 幅 和 迟 角, i 为分潮, n 为验潮 sim 和 obs 分别为模拟结果和 实 测 结 果。底 摩 擦 参 数 主 要 影 响 大 陆 架 浅 海 区 域 的 潮 波 传 播。由 于 卫 星 高 度 计 数 据 站 点 大 部 分 分 布 在 深 海 大 洋 区 域, 底 摩 擦 对 潮 汐 和 潮 流 的 影 响 相 对 较 小, 而 验 潮 站 站 位 均 位 于 印 度 洋 北 部 沿 海 及 其 他 浅 海 区 域, 底 摩 擦 对 潮 汐 和 潮 流 的 影 响 作 用 更 大。因 此 我 们 从 国 际 海 道 测 量 组 织 (IHO) 的 潮 汐 调 和 常 数 数 据 集 (图 3 中 1~37 站)^[29] 和 文 献 [9] (图 3 中 38~41 站) 中 选 取 41 个 验 潮 站, 其 观 测 时 长 均 大 于 30 d, 并 相 对 均 匀 地 分 布 于 计 算 区 域。

G 代 价 函 数 法 包 含 所 有 对 比 站 位 的 振 幅 与 迟 角 的 共 同 作 用, 能 够 更 加 合 理 地 评 价 模 式 的 模 拟 效 果。本 实 验 中 的 G 值 越 小, 模 拟 结 果 越 好。

2.3 实验结果

根 据 实 验 预 设, 得 到 G 值 取 得 最 小 值 的 r 值 范 围 为 $0.5 \times 10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-3}$ (表 1)。然 后 增 大 r 值 的 分 辨 率 并 缩 小 取 值 范 围, 设 置 r 值 为 $0.5 \times 10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-3}$, 间 隔 1×10^{-4} , 共 11 组 实 验, 得 到 r 为 1.1×10^{-3} 时 G 值 取 得 最 小 为 7.696 (表 2), 此 时 观 察 到 不 同 r 值 造 成 的 G 值 的 差 别 已 很 小 (表 2 和 图 4), 故 1.1×10^{-3} 是 最 优 底 摩 擦 r 值 (后 文 模 拟 结 果 采 用 此 底 摩 擦 系 数)。 G 值 的 变 化 曲 线 (图 4) 显 示 底 摩 擦 系 数 r 为 $0.8 \times$

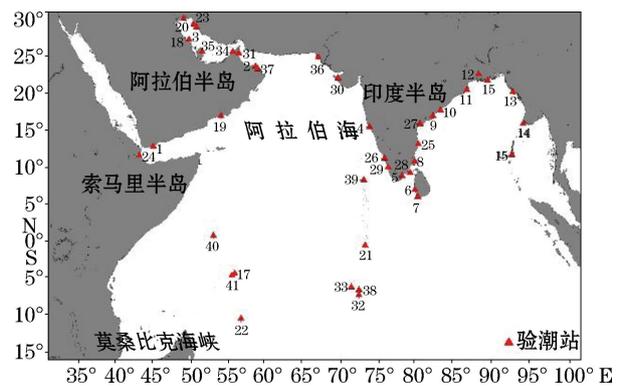


图 3 验潮站位置 (数据来源于 IHO 潮汐调和常数数据集^[29]和文献[9])

Fig.3 Locations of the tidal gauge stations (from IHO tidal harmonic constant data set^[29] and reference[9])

$10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-3}$ 时, G 值的变化趋于平缓。

表 1 第 1 次实验结果

Table 1 Results of the first numerical experiment

项 目	r 值/ $\times 10^{-3}$									
	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0
G 值	7.967	7.699	7.754	7.891	8.049	8.205	8.356	8.502	8.642	8.778

表 2 第 2 次实验结果

Table 2 Results of the second numerical experiment

项 目	r 值/ $\times 10^{-3}$										
	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5
G 值	7.967	7.868	7.794	7.745	7.715	7.699	7.696	7.702	7.715	7.732	7.754

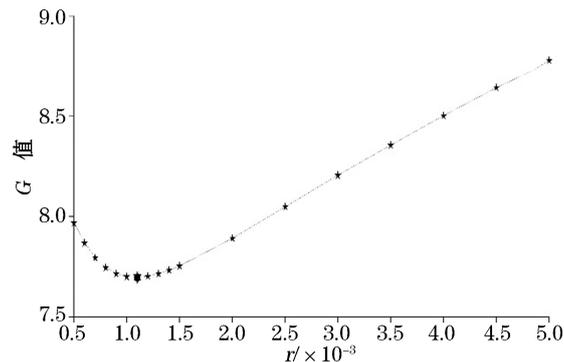


图 4 代价函数 G 与摩擦系数 r 的关系(★为最优 r 值= 1.1×10^{-3} 时, $G=7.696$ 所对应的点)

Fig.4 Relationship between the cost function G and the friction coefficient r

(★ is the point that the optimal r value is 1.1×10^{-3} and its corresponding G value is 7.696)

3 模式结果验证

3.1 模拟结果与 T/P 卫星数据比较

为验证和评估新建模型的模拟结果,选用研究海域内 T/P 卫星高度计交叉点 148 个站位(图 5)的调和常数数据对模型运行结果进行比对。由于我们研究的关注点为北印度洋半日分潮的潮汐和潮流特征,在开边界给出的是由 M_2 和 S_2 两个主要半日分潮生成的潮位,模拟的也是 2 个半日分潮。图 6 和图 7 中, R 为数据的相关系数, $RMSE_a$ 和 $RMSE_p$ 分别为振幅和迟角的均方根偏差。模拟数据与卫星高度计数据在振幅、迟角和潮高方面的比对,分潮振幅均方根偏差为 $1.5 \sim 3.5$ cm,迟角均方根偏差为 $7^\circ \sim 8^\circ$,潮高均方根偏差为 $1.5 \sim 4.0$ cm(表 3)。

我们进行的 M_2 分潮模拟结果与卫星数据的比对结果显示,其数据相关性在 0.988 以上,一致性较强(图 6a 和图 6b); S_2 分潮模拟结果与卫星数据的比对结果显示,其数据相关性在 0.984 以上,一致性较强(图 6c 和图 6d)。

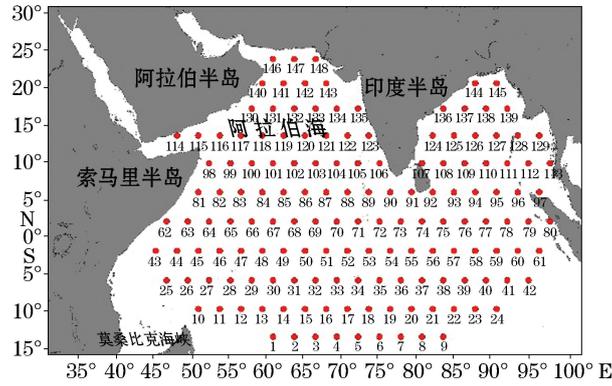


图 5 T/P 卫星轨道交叉点位置

Fig.5 Locations of the TOPEX/Poseidon cross points

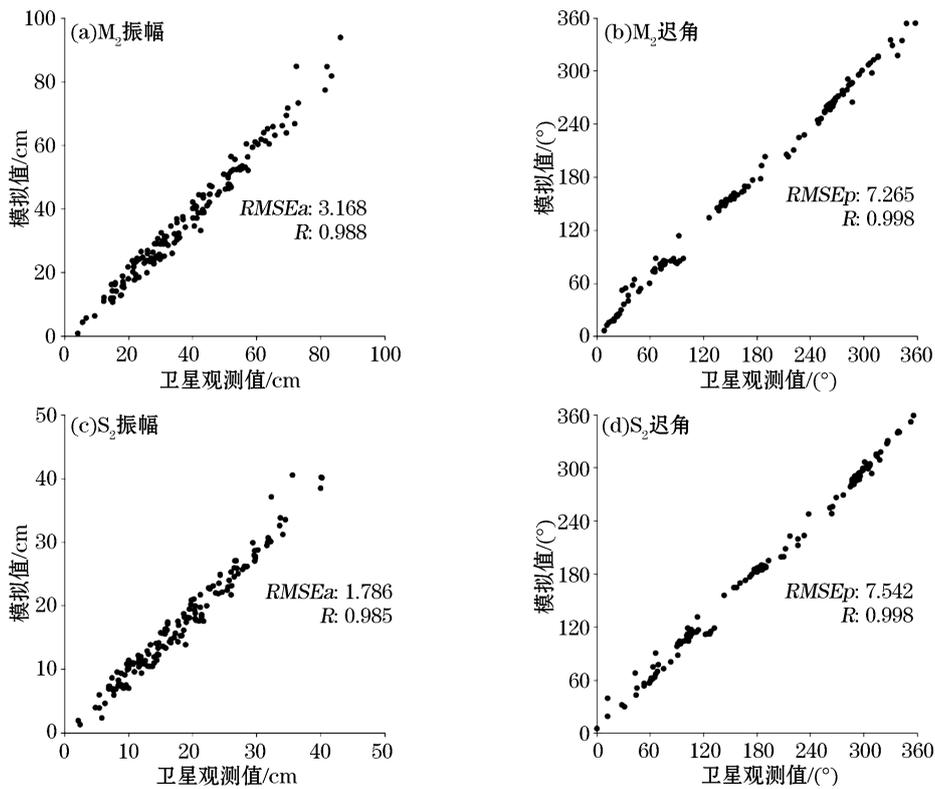


图 6 M₂ 和 S₂ 分潮模拟结果与卫星数据的比对

Fig.6 Comparison between the model results and the T/P data for M₂ and S₂

表 3 模拟结果和卫星高度计数据比较

Table 3 Comparison between the model results and the TOPEX/Poseidon data

分潮	振幅均方根偏差/cm	迟角均方根偏差/(°)	潮高均方根偏差/cm	潮高相对误差
M ₂	3.168	7.265	3.614	0.124
S ₂	1.786	7.542	1.879	0.138

3.2 模拟结果与验潮站数据比较

验潮站沿用底摩擦参数实验的站位(图 3),对比模拟数据与验潮站数据的振幅、迟角和潮高,分潮振幅均方根偏差为 2.5~5.5 cm,迟角均方根偏差为 8°~9°,潮高均方根偏差为 3.0~7.5 cm(表 4)。

表 4 模拟结果和验潮站数据比较

Table 4 Comparison between the model results and tide observation station data

分潮	振幅均方根偏差/cm	迟角均方根偏差/(°)	潮高均方根偏差/cm	潮高相对误差
M ₂	5.320	8.069	7.386	0.198
S ₂	2.825	8.810	3.223	0.208

M₂分潮模拟结果与验潮站数据的比对结果显示,数据相关性在 0.974 以上,一致性较强(图 7a 和图 7b);S₂分潮模拟结果与验潮站数据的比对结果显示,数据相关性在 0.947 以上,一致性较强(图 7c 和图 7d)。

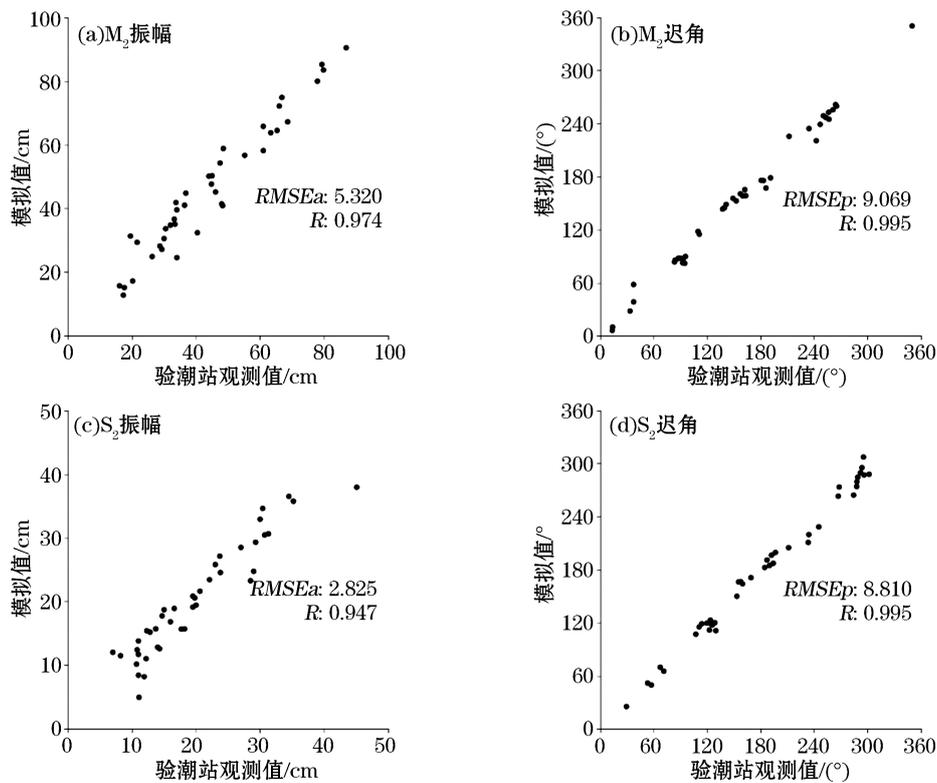


图 7 M₂和 S₂分潮模拟结果与验潮站数据的比对

Fig.7 Comparison between the model results and the tidal gauge data for M₂ and S₂

对比 T/P 卫星高度计数据,振幅均方根偏差为 1.5~3.5 cm,迟角均方根偏差为 7°~8°,潮高均方根偏差为 1.5~4.0 cm,潮高相对偏差为 0.12~0.14,相关系数均在 0.98 以上;对比验潮站观测数据,振幅均方根偏差为 2.5~5.5 cm,迟角均方根偏差为 8°~9°,潮高均方根偏差为 3.0~7.5 cm,潮高相对偏差为 0.20~0.21,相关系数均在 0.94 以上,数据一致性较好。总体模拟数据结果与实测数据符合良好,优于 Mccammon 和 Wunsch^[9]及 Mazzega^[10]的经验模型。

模拟结果在深水区(水深≥500 m)和浅水区(水深<500 m)的 M₂分潮振幅均方根偏差分别为 2.98 cm 和 10.08 cm,相比 Pringle 等建立的非结构化网格有限元正压模型的模拟结果^[30](其模型 M₂分潮在深水区

和浅水区的振幅均方根偏差分别为 3.6 cm 和 10.1 cm), 我们研究得到的 M_2 分潮偏差更小。

4 北印度洋潮波分布特征

4.1 潮汐分布

图 8 和图 9 为 M_2 和 S_2 分潮的同潮图, 实线为格林尼治世界时等迟角线(单位为 $^\circ$), 等值线为等振幅线(单位为 cm)。印度洋中部的 M_2 分潮有一部分向东北方向传播, 其经东北印度洋逆时针传入孟加拉湾, 传播速度在进入孟加拉湾后逐渐降低, 继续向北传播且振幅逐渐增大, 在斯里兰卡岛东南部沿岸形成 1 个退化的无潮点, 这与 Mccammon 和 Wunsch^[9] 及 Mazzega^[10] 经验模型的结果(均在孟加拉湾南部形成 1 个无潮点)不同。另一部分进入南阿拉伯海, 在靠近非洲东岸浅水区后传播速度减慢, 顺时针旋转向北传播的部分进入南阿拉伯海深水区后传播速度加快, 继续向北振幅逐渐增大, 进入阿拉伯海中北部, 在南阿拉伯海形成 1 个无潮点, 与 Leo 等的研究相吻合^[31], 在波斯湾海域内的 2 个点($49^\circ 30' E, 28^\circ 30' N$)和($53^\circ 00' E, 24^\circ 30' N$)附近各有 1 个无潮点, 这与 Pous 等的研究结果^[16]一致。模拟区域最大振幅出现在阿拉伯海北部、孟加拉湾北岸和莫桑比克海峡北部, 超过 80 cm, 这与 Mazzega 的结果^[10]吻合, 相比 Mccammon 和 Wunsch 的结果^[9]较小。

S_2 分潮的潮波传播特征及振幅变化趋势均与 M_2 分潮的类似, 在阿拉伯海南部有一个潮波顺时针旋转的无潮点, 在斯里兰卡岛东北部沿岸有一个退化的无潮点; 但 S_2 分潮的振幅比 M_2 分潮的小很多, 在莫桑比克海峡北部只有 40 cm 左右, 这相比 Mccammon 和 Wunsch 的结果^[9]较大。2 个分潮的潮波特征均与基于 DTU 模式的同潮图^[20]基本一致。

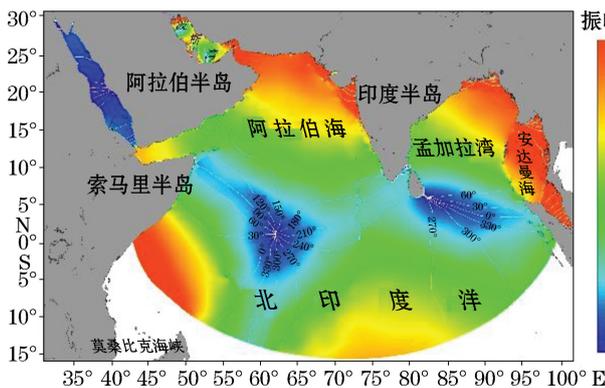


图 8 M_2 分潮振幅和格林尼治迟角

Fig.8 The amplitude and Greenwich phase-lag of M_2

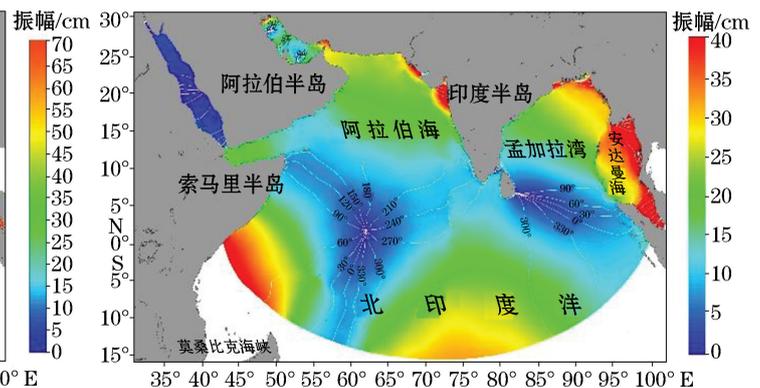


图 9 S_2 分潮振幅和格林尼治迟角

Fig.9 The amplitude and Greenwich phase-lag of S_2

4.2 潮流分布

根据模拟结果中三角形计算网格中心点的潮流椭圆要素, 绘制 M_2 和 S_2 分潮的潮流椭圆分布(图 10 和图 11)。图中深色阴影部分表示潮流椭圆顺时针旋转, 浅色阴影部分表示潮流椭圆逆时针旋转。 M_2 分潮潮流在西北印度洋大部分区域顺时针旋转, 其中阿拉伯海中南部呈现旋转流, 索马里东部近海、西北阿拉伯海和马尔代夫近海都呈现为明显的往复流, 在阿拉伯海东北部和波斯湾沿岸流速较大, 红海海域流速较小。东北印度洋海域, 低纬度洋盆呈现为流速均匀的顺时针旋转流, 孟加拉湾海域呈现与纬线平行的往复流, 其中湾内北部和南部为逆时针方向, 斯里兰卡西部海域为顺时针方向的潮流; 安达曼海大部分为顺时针方向的往复流, 流速较大; 十度海峡和格雷特海峡潮流与海峡夹角呈 90° 。潮流流速在孟加拉湾北部和安达曼海北部速度达到 100 cm/s, 在阿拉伯海东北部速度最大达到 160 cm/s。

S_2 分潮潮流的空间分布特征与 M_2 分潮类似, 但潮流流速相对较小, 最大流速同样位于阿拉伯海东北部, 可以达到 60 cm/s。

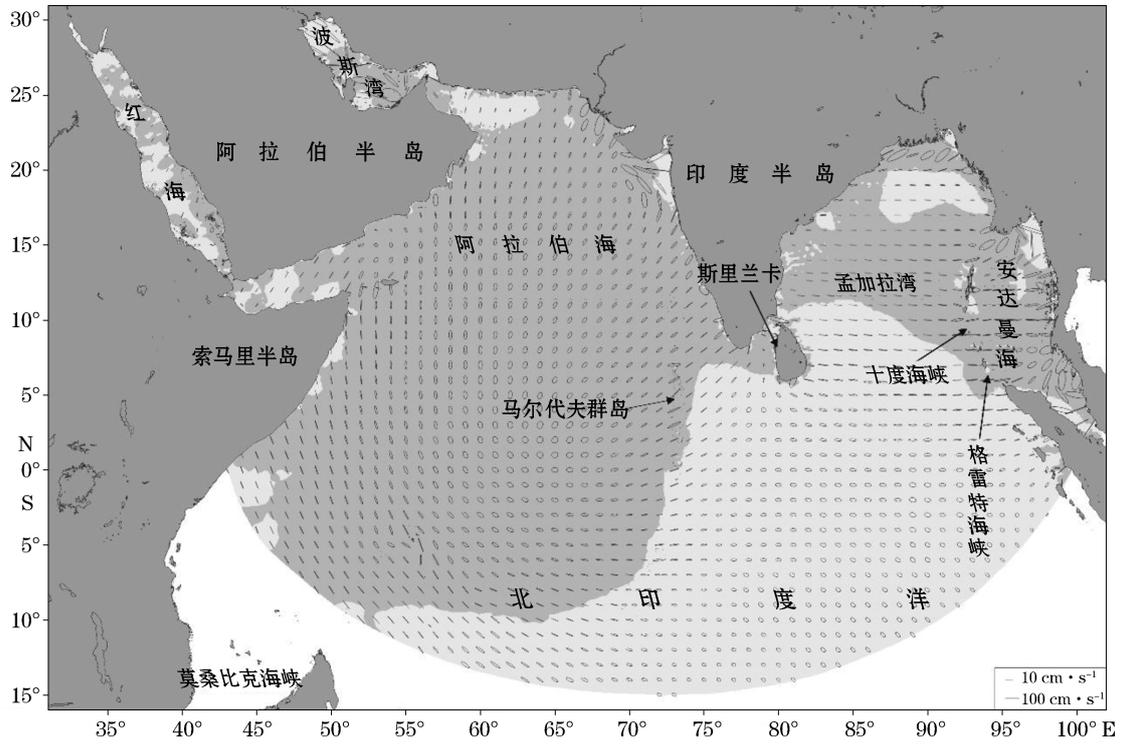


图 10 M_2 分潮潮流椭圆

Fig.10 M_2 tidal current ellipses

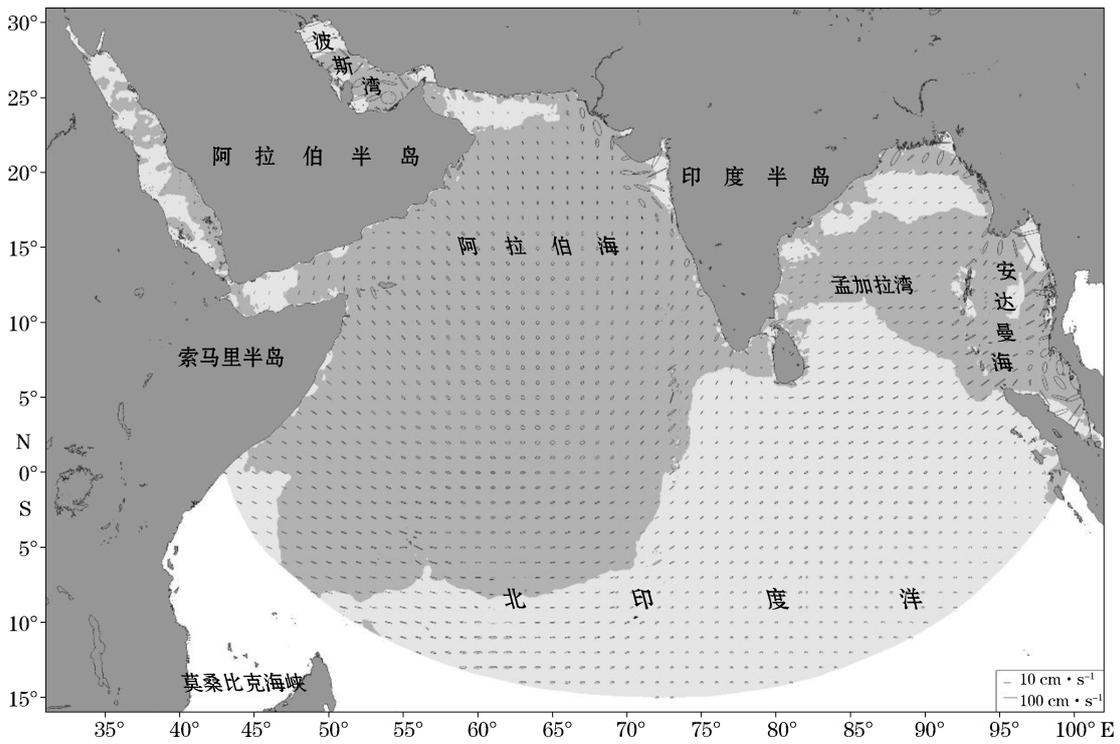


图 11 S_2 分潮潮流椭圆

Fig.11 S_2 tidal current ellipses

5 结 语

我们基于 FVCOM 海洋数值模式,采用非结构三角形网格和有限体积法,建立起整个北印度洋海域的三维潮汐、潮流数值模型。对 Chezy 型底摩擦系数进行数值实验,将模拟结果与验潮站调和常数利用代价函数梯度下降法进行对比,逼近并确定了最优的底摩擦系数($r=1.1\times 10^{-3}$)。模式使用该参数对 M_2 和 S_2 分潮潮汐、潮流进行模拟,并分别与 T/P 卫星高度计和验潮站的实测数据进行对比与验证,模拟得到的 M_2 和 S_2 分潮振幅与迟角均与实测资料符合良好:对比卫星高度计数据,振幅均方根偏差为 2~4 cm,迟角均方根偏差为 7°~8°;对比验潮站数据,振幅均方根偏差为 3~6 cm,迟角均方根偏差为 8°~9°。对比前人的研究结果,我们的模拟结果更加准确。

我们利用模拟结果绘制了北印度洋 M_2 和 S_2 分潮的同潮图和潮流椭圆分布图,潮波分布特征与 Accad 和 Pekeris^[11] 及刘经东等^[20] 的研究基本吻合,在阿拉伯海南部有一个顺时针的无潮点,在斯里兰卡东南沿海有一个退化的无潮点,与 Schwiderski 等人的结果^[9-10,12] 不同;最大振幅在阿拉伯海北部、孟加拉湾北岸和莫桑比克海峡北部超过 80 cm,与 Mazzega 的结果^[10] 吻合。 M_2 分潮潮流在西北印度洋和孟加拉湾中部大多为顺时针旋转,其余海域大多为逆时针旋转,流速在阿拉伯海东北部、安达曼海、波斯湾和孟加拉湾北部较大,最大潮流流速为 160 cm/s,其他海域较小。 S_2 分潮的潮波传播特征、无潮点的位置和潮流椭圆的空间分布特征等都与 M_2 分潮类似,但潮波振幅和潮流流速等都相对 M_2 分潮较小,最大振幅为 40 cm,最大潮流流速为 60 cm/s。

我们系统地对北印度洋半日潮波进行实验和分析,得到最优底摩擦系数和 2 个主要半日分潮潮汐传播特征、潮流椭圆的空间分布特征等。相比已有的全球潮汐模式,我们在北印度洋海域的研究中对重点关注的海峡、海湾网格局部加密,对地形平坦的海盆适当降低精度,兼顾模拟效果与计算效率。相对目前全球潮汐模式仅能给出潮汐调和常数,我们研究得到完整的潮汐和潮流的海域特征。在今后的研究中,我们将针对 8 个主要分潮、斜压潮及温盐风场等更多因素进一步探究,优化模拟研究。

参考文献 (References):

- [1] FENG S Z, LI F Q, LI S J. Introduction to Ocean Science[M]. Beijing: Higher Education Press, 1999. 冯士筌, 李凤岐, 李少菁. 海洋科学导论[M]. 北京: 高等教育出版社, 1999.
- [2] SHI P. Mysterious island in the Indian Ocean[J]. Ocean World, 2003(7): 10-12. 时平. 印度洋上神秘之岛[J]. 海洋世界, 2003(7): 10-12.
- [3] ALEEM A A. Concepts of currents, tides and winds among medieval Arab geographers in the Indian Ocean[J]. Deep Sea Research & Oceanographic Abstracts, 1967, 14(4): 459-463.
- [4] LEBLOND P H, MYSAK L A. Waves in the ocean[M]. North Holland: Elsevier, 1978.
- [5] PUGH D. Sea levels at Aldabra Atoll, Mombasa and Mahé, western equatorial Indian Ocean, related to tides, meteorology and ocean circulation[J]. Deep Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers, 1979, 26(3): 237-258.
- [6] LIU Y, YANG X D, MAO X Y. Analysis of the tide in the Strait of Malacca[J]. Marine Forecasts, 2013, 30(3): 18-25. 刘洋, 杨晓丹, 毛新燕. 马六甲海峡的潮汐特征分析[J]. 海洋预报, 2013, 30(3): 18-25.
- [7] RAY R, EGBERT G, EROFEEVA S. A brief overview of tides in the Indonesian Seas[J]. Oceanography, 2005, 18(4): 74-79.
- [8] HENDERSHOTT M C. The effects of solid earth deformation on global ocean tides[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1972, 29(4): 389-402.
- [9] MCCAMMON C, WUNSCH C. Tidal charts of the Indian Ocean north of 15°S[J]. Journal of Geophysical Research, 1977, 82(37): 5993-5998.
- [10] MAZZEGA P. The M_2 oceanic tide recovered from Seasat altimetry in the Indian Ocean[J]. Nature, 1983, 302(5908): 514-516.
- [11] ACCAD Y, PEKERIS C L. Solution of the tidal equations for the M_2 and S_2 tides in the world oceans from a knowledge of the tidal potential alone[J]. Biological Bulletin, 1978, 88(3): 220-232.

- [12] SCHWIDERSKI E W. On charting global ocean tides[J]. *Reviews of Geophysics*, 1980, 18(1): 243.
- [13] LE PROVOST C, LYARD F. Towards a detailed knowledge of the world ocean tides; the example of the Kerguelen Plateau[J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(14): 1519-1522.
- [14] MARALDI C, GALTON F B, LYARD F, et al. Barotropic tides of the Southern Indian Ocean and the Amery Ice Shelf Cavity[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(18): L18602.
- [15] FAIRBAIRN L A. The semi-diurnal tides along the equator in the Indian Ocean[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 1954, 247(927): 191-212.
- [16] POUS S, CARTON X, LAZURE P. A process study of the tidal circulation in the Persian Gulf[J]. *Open Journal of Marine Science*, 2012, 2(4): 131-140.
- [17] WANG Y G, WEI Z X, FANG G H, et al. Numerical study of tides in the Indonesia Seas[J]. *Haiyang Xuebao*, 2014, 36(3): 1-8. 王永刚, 魏泽勋, 方国洪, 等. 印度尼西亚海域潮波的数值研究[J]. *海洋学报*, 2014, 36(3): 1-8.
- [18] CHEN C S, BEARDSLEY R C, COWLES G, et al. An unstructured grid, finite-volume coastal ocean model, FVCOM user manual [M]. New Bedford, MA: SMASST/UMASSD, 2006: 1-135.
- [19] TENG F, FANG G H, WANG X Y, et al. Numerical simulation of principal tidal constituents in the Indonesian adjacent seas[J]. *Advances in Marine Science*, 2013, 31(2): 166-179. 滕飞, 方国洪, 王新怡, 等. 印度尼西亚近海潮汐潮流的数值模拟[J]. *海洋科学进展*, 2013, 31(2): 166-179.
- [20] LIU J D, ZHANG W J, LIU C X, et al. An assessment of tidal prediction by global ocean tide models in the North Indian Ocean[J]. *Marine Science Bulletin*, 2019, 38(2): 42-49. 刘经东, 张文静, 刘春笑, 等. 全球大洋潮汐模式在北印度洋潮汐预报准确性的评估[J]. *海洋通报*, 2019, 38(2): 42-49.
- [21] RICH P, BOB B, STEVE L. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE[J]. *Computers & Geosciences*, 2002, 28(8): 929-937.
- [22] GAO X M, WEI Z X, LÜ X Q, et al. Accuracy assessment of global ocean tide models in the South China Sea[J]. *Advances in Marine Science*, 2014, 32(1): 1-14. 高秀敏, 魏泽勋, 吕咸青. 全球大洋潮汐模式在南海的准确度评估[J]. *海洋科学进展*, 2014, 32(1): 1-14.
- [23] MACNAB R. The History of GEBCO, 1903—2003[J]. *GITC bv. The International Hydrographic Review*, 2003, 4(2): 93-94.
- [24] TENG F, FANG G H, WEI Z X, et al. Tidal simulation in Chezy-Type and Generalized Manning-Type friction for Chinese Eastern Shelf Seas[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2016, 47(4): 696-705. 滕飞, 方国洪, 魏泽勋, 等. Chezy 型和广义 Manning 型摩擦关系在渤、黄、东海陆架潮汐模拟中的应用[J]. *海洋与湖沼*, 2016, 47(4): 696-705.
- [25] DRONKERS J J. Tidal computations in rivers and coastal waters[M]. Amsterdam, North-Holland; Interscience Publishers, 1964: 518.
- [26] LEFEVRE F, LE PROVOST C, LYARD F H. How can we improve a global ocean tide model at a regional scale? A test on the Yellow Sea and the East China Sea[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(C4): 8707.
- [27] ZHOU M, FANG G H. Fourier expansion of $|U|U$ and bottom drag coefficient C_d of Bohai Sea[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1987, 18(1): 1-11. 周朦, 方国洪. $|U|U$ 的 Fourier 展开和渤海海底拖曳系数 C_d [J]. *海洋与湖沼*, 1987, 18(1): 1-11.
- [28] JIANG J D, FANG G H, TENG F, et al. Dissipation and self-attraction-and loading of internal tides; impact on the tidal waves in the South China Sea[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2018, 49(3): 457-470. 姜锦东, 方国洪, 滕飞, 等. 内潮耗散与自吸-负荷潮对南海潮波影响的数值研究[J]. *海洋与湖沼*, 2018, 49(3): 457-470.
- [29] TENG F. A study on tidal dynamics in the Bohai, Yellow and East China Seas[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2016. 滕飞. 渤、黄、东海潮波若干动力学问题的研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2016.
- [30] PRINGLE W J, WIRASAET D, SUHARDJO A, et al. Finite-element barotropic model for the Indian and Western Pacific Oceans: tidal model-data comparisons and sensitivities[J]. *Ocean Modelling*, 2018, 129: 13-38.
- [31] LEO R M, BORJA A, LEANDRO P. The ocean in motion || deep-ocean tides in the South-West Indian Ocean: comparing deep-sea pressure to satellite data[M]. Switzerland: Springer Oceanography, 2018.

Numerical Simulation of Semi-diurnal Tidal Waves in the Northern Indian Ocean

WAN Rong-qiang¹, WEI Ze-xun^{1,2}, GAO Xiu-min^{1,2}, XU Xiao-qing^{1,2}, TENG Fei^{1,2}

(1. *First Institute of Oceanography, MNR, Qingdao 266061, China;*

2. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China)*

Abstract: Based on the Finite Volume Coast and Ocean Model (FVCOM), a numerical model for M_2 and S_2 tidal waves in the Northern Indian Ocean (from 31°E to 102°E , from 16°S to 31°N) is established, and the characteristics of Semi-diurnal tides and tidal currents are investigated. We carried out a numerical test on the coefficient of bottom friction by using cost function gradient descent method, in which the change curve of root mean square errors (RMSE) of tidal constituent harmonic constant vector is obtained and optimal bottom friction coefficient is thus determined. Simulation results based on the optimal coefficient are compared and verified with the harmonic constants at the satellite altimeter intersection points of TOPEX/Poseidon, provided by the International Hydrographic Organization (IHO), and measured at tidal gauge stations, and the results are in good agreement with the observational data. It shows that the deviation of the simulated amplitude is from 2 cm to 4 cm and that of phase-lag is about from 7° to 8° when compared with the T/P data; the deviation of amplitude is about from 3 cm to 6 cm and that of phase-lag is about from 8° to 9° when compared with the tide station data. We also analyzed M_2 and S_2 tidal propagation characteristics and spatial distribution of tidal ellipses in the region, and found that the M_2 tidal constituent has an amphidromic point in the southern Arabian Sea and two amphidromic points in the Persian Gulf, with maximum amplitude exceeding 80 cm, and the tidal current is mostly clockwise in the northwest Indian Ocean and central Bay of Bengal. The tidal current velocity is larger in the northeast of the Arabian Sea, the Andaman Sea, the Persian Gulf and the northern part of the Bay of Bengal, with maximum velocity of 160 cm/s. Tidal wave propagation characteristics, location of amphidromic point, and spatial distribution of tidal ellipse of S_2 are similar to those of M_2 , but tidal wave amplitude and tidal current velocity of S_2 are relatively smaller than those of M_2 .

Key words: Northern Indian Ocean; tide and tidal current; Chezy bottom friction relationship; Finite Volume Coast and Ocean Model (FVCOM)

Received: April 27, 2020