

# 基于 POM 的全球 $M_2$ 正压潮数值模拟

付庆军, 林 磊, 谭 伟, 王胜利

(山东科技大学 海洋科学与工程学院, 山东 青岛 266590)

**摘要:**普林斯顿海洋模型(POM)是应用较为广泛的区域海洋数值模型,但在全球潮汐数值模拟中的适用性尚待检验。本研究将三极网格和潮汐势引入 POM 中,对包含北极点的海洋潮汐问题进行模拟,并建立水平分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$  的全球大洋潮波数值模型,对全球  $M_2$  正压潮波进行数值模拟。模拟结果显示,太平洋存在 5 个  $M_2$  分潮无潮点,大西洋存在 4 个  $M_2$  分潮无潮点,印度洋存在 3 个  $M_2$  分潮无潮点,北冰洋存在 2 个  $M_2$  分潮无潮点;总体来看,大洋  $M_2$  分潮振幅小于近岸振幅,赤道太平洋海域出现 2 个  $M_2$  分潮的高振幅区,北冰洋与其他三大洋相比振幅最小。POM 模拟结果与 TPXO7.2 全球潮汐同化模型结果基本一致,两者振幅均方根误差为 5.6 cm,迟角均方根误差为  $10.0^\circ$ ,振幅的平均相对误差为 12.5%;POM 模拟结果与全球潮汐常数(GTCs)数据集对比,两者振幅均方根误差为 21.4 cm,迟角的均方根误差为  $29.1^\circ$ ,振幅的平均相对误差为 25.1%。表明所构建的 POM 全球大洋潮波模型能够较为准确地模拟全球潮汐,得到全球潮汐的分布特征,为 POM 应用于其他全球海洋动力过程研究提供借鉴和参考。

**关键词:**普林斯顿海洋模型(POM);三极网格; $M_2$  正压潮;全球大洋潮波模型;海洋潮波

中图分类号:P738.1

文献标志码:A

## Simulation of global $M_2$ barotropic tide based on POM

FU Qingjun, LIN Lei, TAN Wei, WANG Shengli

(College of Ocean Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China)

**Abstract:** The Princeton ocean model (POM) is a widely-used regional numerical model, but its applicability to numerical simulation of global tide has not been verified. In this study, the tripolar grid and tidal potential was introduced into POM to simulate the global ocean tide including the North Pole and established a numerical model of global tide with a horizontal resolution of  $1^\circ \times 1^\circ$  to simulate the global  $M_2$  barotropic tide. The model results showed that there are 5 amphidromic points of  $M_2$  tidal component in the Pacific Ocean, 4 in the Atlantic Ocean, 3 in the Indian Ocean, and 2 in the Arctic Ocean. The amplitude of the  $M_2$  tidal component is generally smaller than that of the nearshore. There are two high amplitude regions of the  $M_2$  tidal component in the equatorial Pacific Ocean and the amplitude of the Arctic Ocean is the smallest in comparison with the other three oceans. The results are highly consistent with that from the TPXO7.2 global ocean tidal assimilation model, with a root mean square error of the tidal amplitude of 5.6 cm, a root mean square deviation of the phase of  $10.0^\circ$ , and a mean relative error of amplitude of 12.5%. The simulated results of POM were then compared with the global tidal constants (GTCs) data set and the results show an root mean square error of 21.4 cm for amplitude,  $29.1^\circ$  for phase, and a mean relative error of 25.1% for amplitude. This suggests that the proposed model based on POM can accurately

收稿日期:2023-09-08

基金项目:山东科技大学人才引进科研启动基金项目(2016RCJJ013);海岛(礁)测绘技术国家测绘地理信息局重点实验室资助项目(2015B04)

作者简介:付庆军(1981—),男,山东惠民人,讲师,博士,主要从事海洋环境动力学研究. E-mail:fuqingjun@sdust.edu.cn  
林 磊(1987—),男,山东栖霞人,副教授,博士,主要从事海洋环境与生态动力学研究,本文通信作者.  
E-mail:llin@sdust.edu.cn

simulate and obtain the distribution characteristics of the global ocean tide, thus providing a reference for the application of POM into other research on global ocean dynamic processes.

**Key words:** princeton ocean model; tripolar grid; M2 barotropic tide; global tide model; ocean tide

潮汐是海洋中最为广泛存在的运动过程之一,是地球流体动力过程中的一个重要组成部分,对全球海洋的动力和热力现象具有重要影响<sup>[1]</sup>。深入了解全球海洋潮汐运动规律对于海洋科学研究和海洋工程具有重要意义。潮汐的科学研究源远流长,其中数值模拟是研究海洋潮汐运动及其变化规律的最普遍和高效的方法之一。早期针对全球大洋潮波模型采用较粗的网格和水深数据,导致模拟结果与实际潮汐存在显著差异,不同研究者的模拟结果也存在较大差异。直到20世纪80年代后,全球大洋潮波数值模型的研究开始兴起<sup>[2]</sup>。潮波动力学模型是基于潮波动力方程构建的潮汐数值模型,能够较准确地模拟全球大洋的潮波特征,对于全球大洋潮波研究发挥至关重要的作用。目前,全球大洋潮波动力学模型主要有法国的有限元解决方案全球潮汐模型(finite element solution version 4, FES2014)<sup>[3]</sup>、Xiao等<sup>[4]</sup>基于美国地球物理流体动力学实验室的模块海洋环流模型(modular ocean model version 4, MOM4)构建的水平分辨率为 $1/4^\circ$ 的全球潮波模型、涂成东等<sup>[5]</sup>基于非结构网格半隐式跨尺度海洋模型(semi-implicit cross-scale hydroscience integrated system model, SCHISM)构建的全球大洋潮波模型等。

上世纪90年代以来,随着数值计算的发展和对区域海洋研究的关注,涌现出一批区域海洋数值模型,如普林斯顿海洋模型(Princeton ocean model, POM)、河口海岸与海洋模型(estuarine coastal and ocean model, ECOM)、区域海洋模型(regional ocean modelling system, ROMS)等,这些区域海洋模型一般基于三维斜压原始方程建立,包含完整的热力学方程组,不仅能够模拟潮汐等正压过程,还能对斜压动力过程进行模拟,是开展海洋模拟研究的重要工具。由于区域模型带有开边界,这与全球模型闭合的网格及极点处的处理具有显著区别。因此,将区域模型应用到全球模拟的案例仍然较少。本研究尝试运用经典的区域海洋模型POM对全球海洋潮波进行模拟,检验区域海洋模型在全球海洋数值模拟中的适用性。

在建立全球海洋数值模型时,需根据实际需求选择适合的离散网格,这对于模拟全球大洋潮波至关重要。结构化网格因其模型方程组具有表达形式简洁、便于实现数值差分方法或有限体积方法设计等优点,是全球数值模型中最为广泛的一种离散网格。经纬度网格作为最常见的结构化网格之一,进行数值计算时存在两个关键问题,即奇异点问题和极区网格收敛问题<sup>[6]</sup>:首先,模型方程组在经纬度网格中存在奇异点,当趋近两个极点时,模型中某些项趋于无穷大,导致模型发散;其次,极区网格距离相比中、低纬度地区要小很多,极区网格的计算误差更大,且需要更长运行的时间以保持模型稳定。为解决上述问题,早期的全球海洋模型在处理高纬度区域时一般采取回避极点的方式,许多基于经纬度网格的全球海洋数值模型均未考虑北冰洋的特点,但极地的海洋潮汐对邻近的边缘海域海冰动力学和浮冰架起至关重要的作用和不可忽视的影响<sup>[7]</sup>。因此,在高纬度区域采用其他网格或坐标,如Bryan等<sup>[8]</sup>建立的全球大洋环流模型,在南北纬 $62^\circ$ 之间采用球面经纬度坐标系、在高纬度区域采用旋转的经纬网格等。另外,还有采用各种技术将极点转移到研究区域之外的方法,即采用旋转球坐标系方法将北极点转移到附近的陆地上,或采用保角变换方法生成多极点坐标系,如并行海洋模型(parallel ocean program, POP)、MOM4大洋环流模型采用双极点或Murray三极点网格<sup>[9]</sup>,上述方法的采用使得极地地区的模拟结果明显改善<sup>[10-11]</sup>。

为检验区域海洋模型在全球海洋数值模拟中的适用性,本研究基于POM,引入Murray三极网格和引潮势,通过建立水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的全球大洋潮波模型,对全球 $M_2$ 正压潮进行模拟研究,得到全球大洋 $M_2$ 分潮的分布特征,并与目前公认的TPX07.2全球潮汐同化模型模拟结果进行对比,对模拟精度进行评估。研究结果证实了区域海洋模型在全球海洋潮汐模拟中的适用性,为进一步拓展区域海洋数值模型在全球海洋数值模拟中的应用提供了依据和参考。

## 1 模型简介

POM是由美国普林斯顿大学的Blumberg等<sup>[12]</sup>基于三维斜压原始方程建立的区域海洋模型。模型的

水平方向采用正交曲线网格,变量布置采用“Arakawa C”交错网格;垂直方向采用  $\sigma$  坐标系,可更好地拟合海底地形。模型的原始方程组采用静力近似和 Boussinesq 近似,包含完整的热力学方程组,模型嵌套一个 2.5 阶湍流封闭子模型,可以计算随流速变化的湍流涡动系数。该模型通过时间分裂算法计算自由表面,采用内外模分离技术,将模型分为内模和外模,内外模采用不同的时间步长。其中,外模方程是二维的,基于有限差分方程稳定性条件(courant-friedrichs-levy, CFL)条件和重力表面波波速,时间步长较短;而内模方程是三维的,基于 CFL 条件和内波波速,时间步长较长。POM 的外模态方程为:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + (\mathbf{U} \cdot \nabla) \mathbf{U} + f \times \mathbf{U} + g \nabla \eta = K_M \nabla^2 \mathbf{U} - \mathbf{F} \quad (1)$$

其中: $\mathbf{U}$  为水平速度分量,  $f$  为科氏力参数,  $g$  为重力加速度,  $\eta$  为水面变化,  $K_M$  为垂向黏度参数,  $\mathbf{F}$  为水平耗散项,  $t$  为时间,  $\nabla = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$ 。

## 2 全球海洋潮汐模型的构建

### 2.1 网格离散-三极网格

为解决极点的奇异问题,将 Murray 三极网格法引入 POM 中,将 POM 拓展为全球大洋数值模型。应用三极网格的优点:一是解决了北极点的奇异问题;二是 POM 的原始方程组不需要进行太大修改,POM 的源代码也不需要进行太多改动,通过简单的修改即可将 POM 应用于全球大洋数值模拟。

Murray 三极网格是由两部分网格复合而成的全球离散网格:一部分为经纬度网格,占全球离散网格的绝大部分;另一部分是通过保角变换生成的两极点坐标系,从而将北极点的奇异问题转移到陆地上。本研究的经纬度坐标范围为  $90^\circ\text{S} \sim 62^\circ\text{N}$ , 两极点坐标范围为  $62^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{N}$ , 两极点的坐标分别为  $(80^\circ\text{E}, 65^\circ\text{N})$  和  $(80^\circ\text{W}, 65^\circ\text{N})$ , 三极网格示意图如图 1 所示。

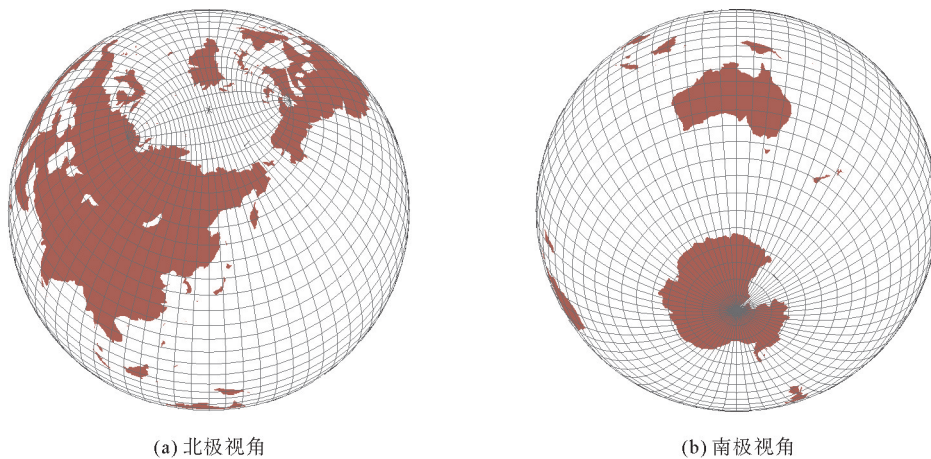


图 1 三极网格示意图

Fig. 1 Diagram of tripolar grid

### 2.2 POM 全球模型设置

#### 2.2.1 引入潮波的驱动力

海洋潮汐是由天体引潮力引起的,即潮汐的驱动力为天体引潮力。然而,一方面大洋潮汐除了受天体引潮力外,还受到地球本身潮汐变形的影响,即固体潮的影响;另一方面大洋潮汐受到自吸负荷潮的影响,即固体地球表面受到来自海洋和大气潮汐产生的周期性压强的作用。本研究将潮汐引潮势引入 POM 的原始方程组中,将天体引潮力、固体潮和自吸负荷潮作为全球大洋潮波模型的驱动力<sup>[12]</sup>,具体处理方式是将引潮势加入 POM 的外模态方程(式 1)中,故 POM 的外模态方程修改为:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + (\mathbf{U} \cdot \nabla) \mathbf{U} + f \times \mathbf{U} + g \nabla (\alpha \eta - \beta \zeta) = K_M \nabla^2 \mathbf{U} - \mathbf{F} \quad (2)$$

其中: $\zeta$ 为平衡潮引潮势; $\alpha$ 为自吸负荷潮参数,对于全日潮取0.948,半日潮取0.953; $\beta$ 为固体潮参数, $\beta=1+e-h$ ,其中 $e, h$ 为Love数(Love numbers)<sup>[13]</sup>。平衡潮引潮势计算式为:

$$\zeta_n(t) = H_n \sin(2\phi) \cos(\omega_n t + \lambda + V_n), \quad (3)$$

$$\zeta_n(t) = H_n \cos^2 \phi \cos(\omega_n t + 2\lambda + V_n)。 \quad (4)$$

其中:式(3)为全日潮,式(4)为半日潮; $n$ 表示第 $n$ 个全日潮或第 $n$ 个半日潮; $H$ 为平衡潮振幅; $\omega$ 为分潮的频率; $V$ 为引潮力的天文初相角,本研究取2000年1月1日0时的值; $\lambda$ 和 $\phi$ 分别为观测点的经度和纬度。根据式(4), $M_2$ 分潮的引潮势为:

$$\zeta_{M_2} = H_{M_2} \cos^2 \phi \cos(\omega_{M_2} t + 2\lambda + V_{M_2})。 \quad (5)$$

其中: $M_2$ 分潮的频率 $\omega_{M_2}$ 为1.405 189(1/day);引潮势振幅 $H_{M_2}$ 为0.242 334 m; $M_2$ 分潮对应的自吸负荷潮参数 $\alpha$ 为1.953,Love数 $e$ 为0.302, $h$ 为0.609;本研究天文初相角 $V_{M_2}$ 取2000年1月1日0时的值。

### 2.2.2 边界处理

POM为区域海洋模型,水平方向计算区域存在开边界,而全球大洋模型水平方向无开边界,故需要对开边界条件进行修改。水平方向引入三极网格后,POM解决了北极点的奇异问题,同时水平计算边界也需要进行相应处理。因为Arakawa C网格具有良好的惯性重力波分散特性,可很好地解析Rossby变形半径,并准确表示地转调整过程<sup>[14]</sup>,故对于经纬度网格上的动力学方程的数值离散化,POM采用Arakawa C网格。模型的东、西方向边界采用循环边界,由于POM水平计算网格中变量的布置采用的Arakawa C网格,故东、西计算边界处变量的布置为:

$$\begin{aligned} Q(1, j, k) &= Q(i_m - 2, j, k), \\ Q(2, j, k) &= Q(i_m - 1, j, k), \\ Q(i_m, j, k) &= Q(3, j, k); \end{aligned} \quad (6)$$

模型的南边界为陆地不需要处理,北边界处变量为:

$$\begin{aligned} U(i, j_m, k) &= U(i_m - i + 1, j_m - 1, k), \\ V(i, j_m, k) &= -V(i_m - i, j_m, k), \\ T(i, j_m, k) &= T(i_m - i, j_m - 1, k)。 \end{aligned} \quad (7)$$

其中: $Q$ 表示水平方向的流速、温度、盐度、水位等, $U$ 表示水平方向的纬向流速, $V$ 表示水平方向的经向流速, $T$ 表示温度、盐度、水位等, $i, j, k$ 分别为纬向、经向和垂向的节点编号, $i_m, j_m$ 分别为纬向、经向的网格节点数。

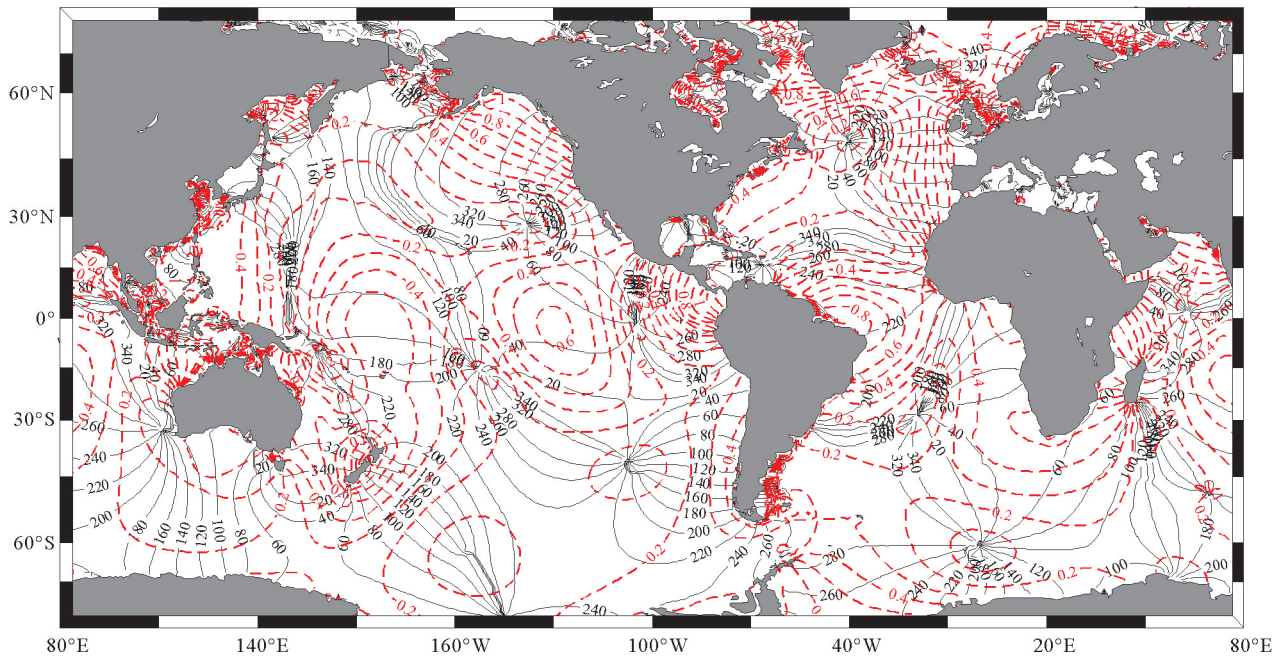
## 3 全球大洋 $M_2$ 正压潮模拟结果

为了检验引入三极网格后建立的POM全球大洋潮波模型的性能,本研究对全球的 $M_2$ 正压潮进行模拟。模型的水平分辨率设定为 $1^\circ \times 1^\circ$ ,垂向采用21层的 $\sigma$ 坐标系,水深数据采用美国地球物理中心发布的ETOPO1数据。模拟过程采用的外模态时间步长为6 s,内模态时间步长为60 s,共模拟了375 d,前15 d的模拟使模型达到稳定状态,对后360 d的模拟结果进行调和分析。

本研究对POM模拟的全球大洋潮汐精度进行了评估,并将其与目前公认的TPX07.2全球潮汐同化模型进行了对比。TPX07.2模型是由美国俄勒冈州立大学开发的,通过同化潮汐实测数据构建的全球潮汐模型,该模型基于流体动力学方程、利用代表函数展开法将验潮站、T/PJason-1和ERS-2卫星测高数据进行数据同化,具有较高的精度,并得到广泛的认可和应用<sup>[15]</sup>。

### 3.1 全球大洋 $M_2$ 分潮潮波模拟结果

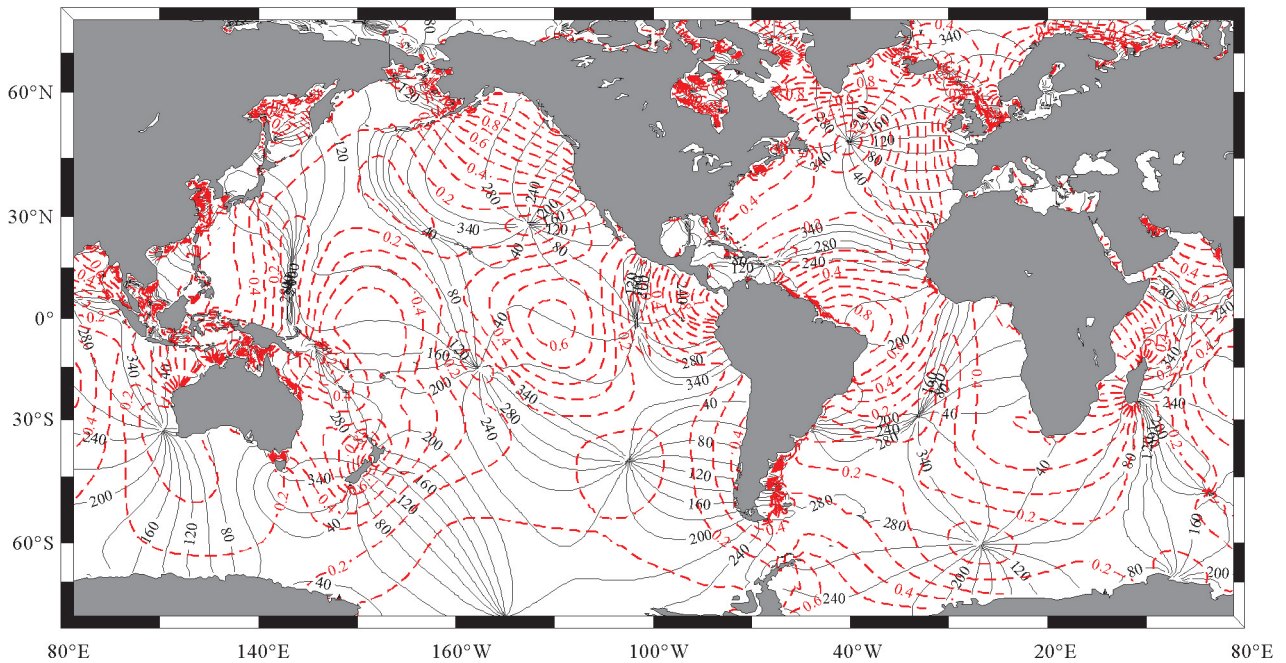
根据本研究所建模型的模拟结果,经过潮汐调和分析,得到全球大洋 $M_2$ 分潮的潮汐同潮图。图2所示为本研究POM模型的模拟结果,即全球三大洋(太平洋、大西洋、印度洋)的 $M_2$ 分潮的同潮图,图3为TPX07.2模型的全球三大洋 $M_2$ 分潮的同潮图。通过对比结果可以发现,两个模型具有相似分布形态和较好的相似度。



红色间断线表示等振幅线,单位 m;黑色实线表示同潮时线,单位(°)

图 2 POM 三大洋  $M_2$  分潮的潮汐同潮图

Fig. 2 Cotidal chart of  $M_2$  tidal component from the POM in the three oceans



红色间断线表示等振幅线,单位 m;黑色实线表示同潮时线,单位(°)

图 3 TPXO7.2 模型三大洋  $M_2$  分潮的潮汐同潮图

Fig. 3 Cotidal chart of  $M_2$  tidal component from the TPXO7.2 model in the three oceans

分析 POM 的模拟结果发现,太平洋存在 5 个明显的无潮点。其中,北太平洋有 1 个无潮点,位于太平洋东岸 30°N 处,该无潮点的旋转方向为逆时针;赤道太平洋有 1 个顺时针旋转的无潮点,位于太平洋东岸靠近赤道的位置;南太平洋 15°S 附近和 45°S 附近分别存在 1 个逆时针旋转和 1 个顺时针旋转的无潮点。以

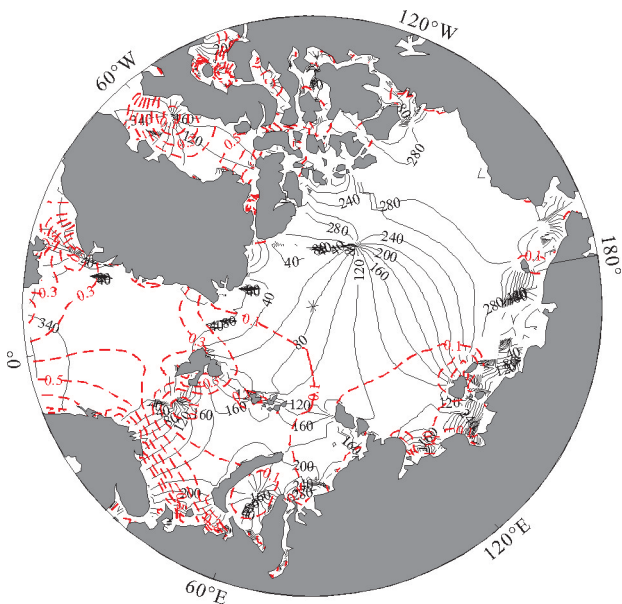
上 4 个无潮点的位置与 TPXO7.2 模型结果基本一致。最后 1 个无潮点位于 75°S 附近,以顺时针旋转,其具体位置与 TPXO7.2 模型结果存在差异,可能是由网格分辨率不够高以及地形数据误差造成的。

大西洋存在 4 个明显的无潮点,其中北大西洋和南大西洋各 2 个。在北大西洋中,1 个无潮点位于大洋中部 50°N 附近,另 1 个位于加勒比海东部海域 15°N 附近,均以逆时针旋转。在南大西洋中,1 个无潮点位于 30°S 附近,以逆时针旋转;另 1 个无潮点位于 65°S 附近,以顺时针旋转。与 TPXO7.2 模型的结果相比,这 4 个无潮点的位置几乎完全一致。

印度洋有 3 个明显的无潮点,旋转方向均为顺时针,3 个无潮点分别位于阿拉伯海域 5°N 附近、澳大利亚西部海域 30°S 附近以及南极大陆 65°S 附近,这些无潮点的位置与 TPXO7.2 模型的结果基本一致。

如图 2~3 所示,通过同潮图的振幅对比分析可以发现,赤道太平洋海域存在 2 个高振幅区,振幅均超过 0.6 m。总体来看,两同潮图中,大洋潮汐的振幅小于近岸;M<sub>2</sub> 分潮振幅在北太平洋和北大西洋的东边界大于其西边界,而在南太平洋和南大西洋,M<sub>2</sub> 分潮振幅的情况正好相反,即其西边界大于东边界。

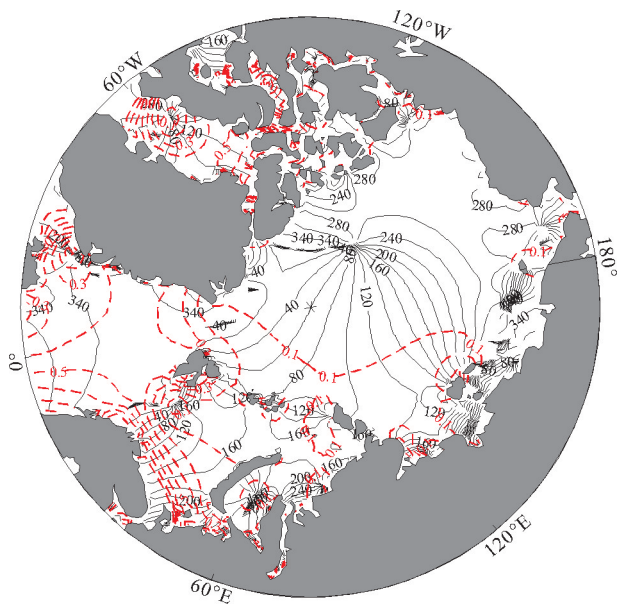
图 4 和图 5 分别给出 POM 与 TPXO7.2 模型 M<sub>2</sub> 分潮在北极海域的同潮图,对比可以看出,北极海域存在 2 个明显的逆时针旋转无潮点,1 个位于伊丽莎白女王群岛西北方向 83°N 附近,另 1 个位于巴伦支海域 75°N 附近,两模型无潮点的位置基本一致,但 83°N 附近的无潮点在 TPXO7.2 模型中的位置更靠北一些。北极海域 M<sub>2</sub> 分潮的振幅普遍较小,除了近岸浅水区域外其他海域均在 0.1 m 左右,与其他三大洋相比北极海域的振幅最小。



红色间断线表示等振幅线,单位 m;  
黑色实线表示同潮时线,单位(°)

图 4 POM 北冰洋 M<sub>2</sub> 分潮的潮汐同潮图

Fig. 4 Cotidal chart of M<sub>2</sub> tidal component from the POM in the Arctic ocean



红色间断线表示等振幅线,单位 m;  
黑色实线表示同潮时线,单位(°)

图 5 TPXO7.2 模型北冰洋 M<sub>2</sub> 分潮的潮汐同潮图

Fig. 5 Cotidal chart of M<sub>2</sub> tidal component from the TPXO7.2 model in the Arctic ocean

### 3.2 与 TPXO7.2 结果差异

对比本研究 POM 与 TPXO7.2 模型 M<sub>2</sub> 分潮同潮图,无论是无潮点的数量和分布情况,还是振幅的大小,均表现出较好的一致性。此外,为了定量比较两模型结果的差别,分别给出两者的振幅偏差图(图 6 和图 7)与迟角偏差图(图 8 和图 9),同时计算两者的面积加权均方根误差(式 8),即振幅均方根误差为 5.6 cm,迟角均方根误差为 10.0°。

$$E_{\text{RMSE}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(A_{mi} - A_{oi})^2] S_i}{\sum_{i=1}^n S_i}} \quad (8)$$

其中:  $E_{\text{RMSE}}$  为面积加权均方根误差,  $A_{mi}$  为第  $i$  个网格节点的模拟值,  $A_{oi}$  为第  $i$  个网格节点的实测值,  $S_i$  为第  $i$  个网格的面积。

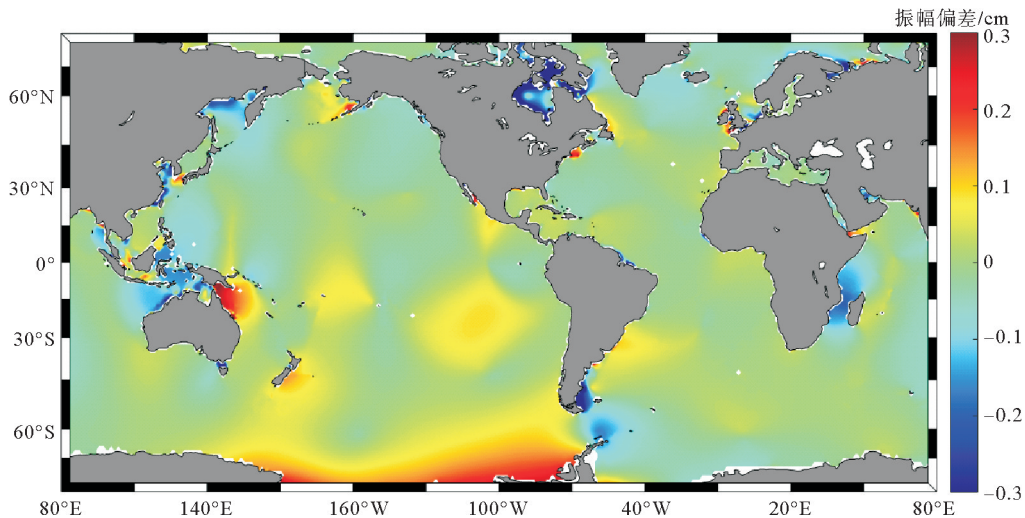


图 6 三大洋中 M<sub>2</sub> 分潮的振幅偏差图

Fig. 6 Deviation diagram of M<sub>2</sub> tidal component amplitude in the three oceans

由图 6 和图 7 可以看出,大洋振幅偏差较小,而陆架海区域的振幅偏差较大。如图 8 和图 9 所示,迟角的偏差较大值出现在无潮点与近岸海域,说明两模型的模拟结果在大洋中吻合较好,而越接近岸边吻合越差,原因可能是分辨率不足导致陆架海的岸线不够精细以及近岸潮汐振幅偏大有关。北冰洋的振幅偏差相比于其他三大洋较小,表明三极网格能够很好地控制极地海域潮汐模拟的误差。定量对比两种模型可以看出,POM 模拟的 M<sub>2</sub> 分潮同潮图的振幅和迟角均具有较好的一致性,均方根误差较小。

为进一步比较,POM 与 TPXO7.2 模型模拟结果,分别计算相对误差绝对值的平均值(平均相对误差)以及浅海与深海相对误差的绝对值,得到平均相对误差为 12.5%,水深小于 1 000 m 的相对误差的绝对值为 18.4%,水深大于 1 000 m 的相对误差的绝对值为 11.3%。此外,分别对四大洋的相对误差进行计算,得到太平洋、大西洋、印度洋、北冰洋的相对误差的绝对值分别为 12.7%、11.8%、10.9%、17.3%,其中浅海误差要大于深海,原因可能是分辨率不足导致浅海的岸线不够精细以及近岸潮汐振幅偏大的影响。

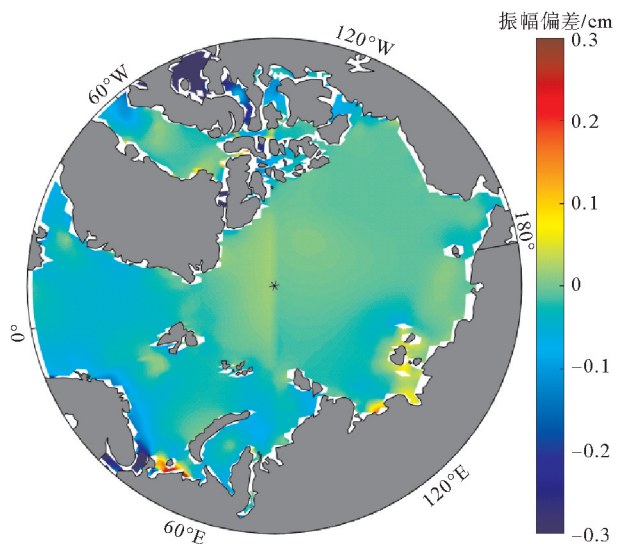


图 7 北冰洋中 M<sub>2</sub> 分潮的振幅偏差图 (POM-TPXO7.2)

Fig. 7 Deviation diagram of M<sub>2</sub> tidal component amplitude in the Arctic ocean (POM-TPXO7.2)

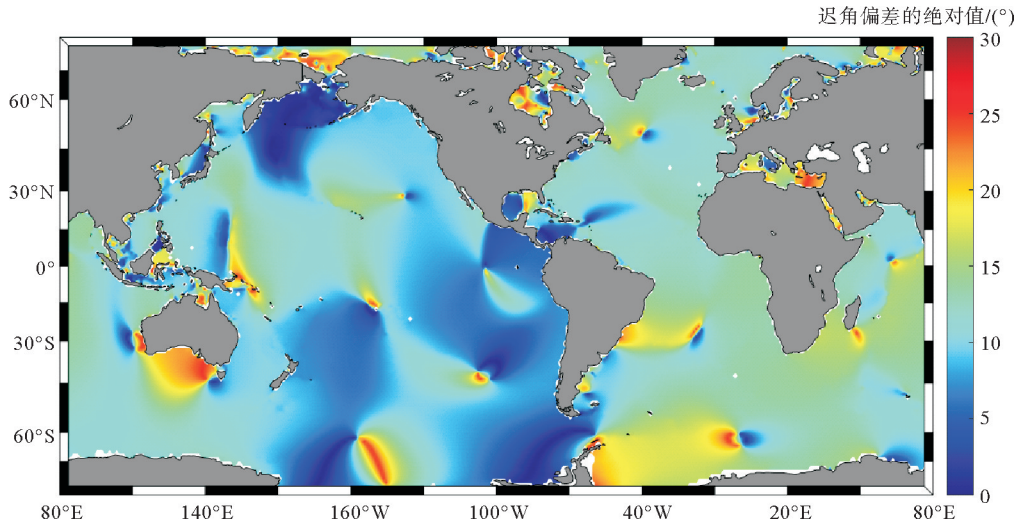


图 8 三大洋中  $M_2$  分潮的迟角偏差绝对值图

Fig. 8 Diagram of the absolute value of the phase deviation of  $M_2$  constituent in the three oceans

为进一步验证模型的模拟效果,将模拟结果与全球潮汐常数(global tidal constants, GTCs)数据集<sup>[16]</sup>进行对比。GTCs 数据集包含 68 个潮汐调和常数,涵盖了全球 1 590 个潮汐验潮站。POM 模拟结果与 GTCs 的结果对比如图 10 所示,振幅的均方根误差为 21.4 cm,迟角的均方根误差为 29.1°,振幅相对误差的绝对值为 25.1%。误差均大于 POM 与 TPX07.2 模型的对比结果,主要原因是验潮站的水深较浅且均位于近岸,模型分辨率不足。

上述结果表明,本研究所建立的 POM 全球大洋潮汐模型能够较为准确地反映潮汐在全球大洋的空间分布特征并模拟全球潮汐。

#### 4 结论

为检验区域海洋数值模型在全球潮汐模拟中的适用性,本研究将引潮势引入 POM,采用三极网格解决数值离散方法在传统经纬坐标系中高纬度区域产生的计算问题,建立了全球海洋潮汐模型,并对全球  $M_2$  正压潮进行模拟。将模拟结果与 TPX07.2 全球海洋潮汐同化模型进行比较表明:两模型无潮点的数量和位置情况均吻合较好,振幅与迟角的大小也基本相等;大洋中的振幅偏差较小,且四大洋中北冰洋的振幅偏差最小,而近岸较大,且越接近岸边偏差越大;两模型的无潮点及近岸的迟角偏差较大。综上所述,通过改造区域海洋模型能够实现对全球潮汐的模拟,得到潮汐在全球大洋的空间分布特征。本研究为其他区域海洋模型在全球海洋动力过程模拟中的应用提供了借鉴和参考。

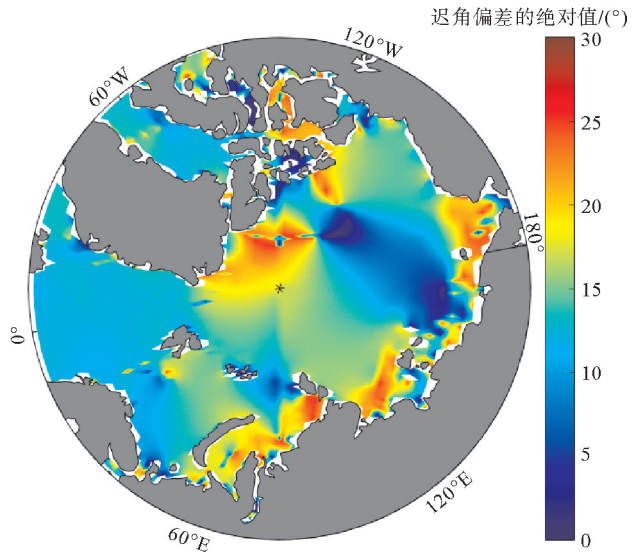
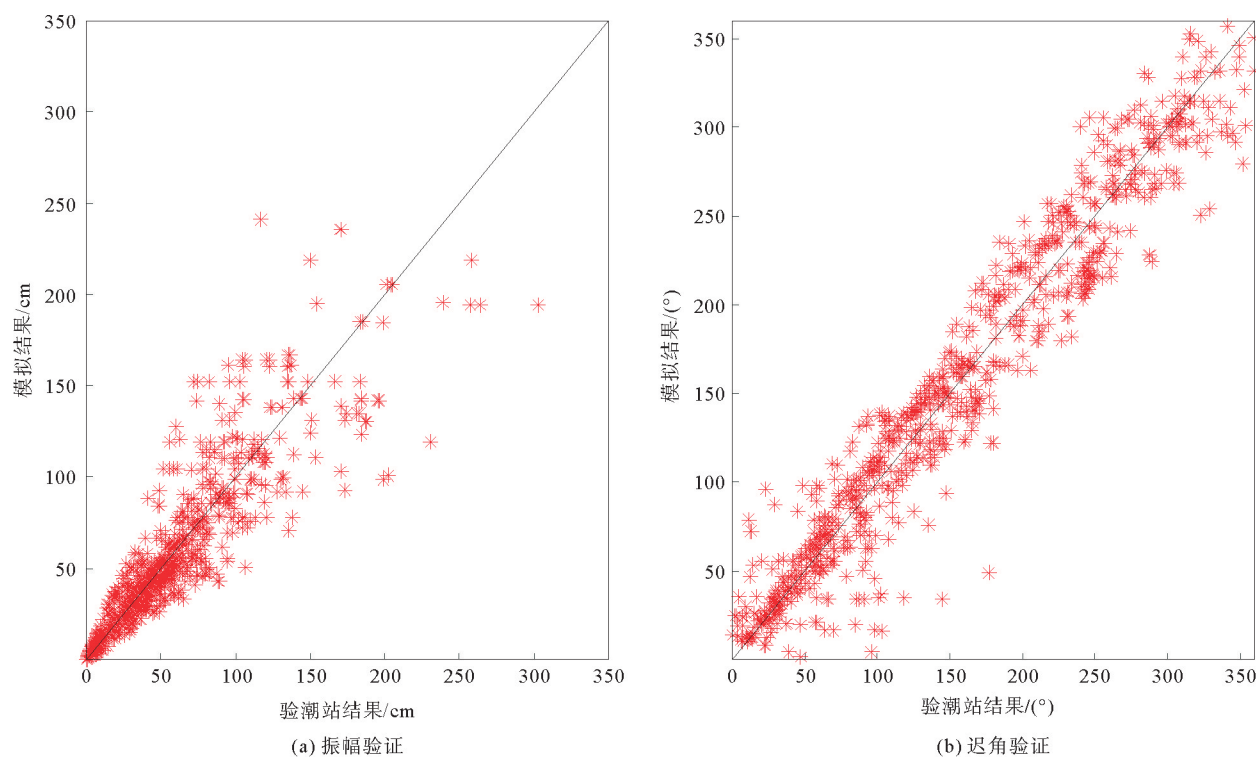


图 9 北冰洋中  $M_2$  分潮的迟角偏差绝对值图

Fig. 9 Diagram of the absolute value of the phase deviation of  $M_2$  tidal component in the Arctic ocean



图 10  $M_2$  分潮的振幅和迟角验证图Fig. 10 Verification diagram of amplitude and phase of  $M_2$  tidal component

## 参考文献:

- [1] CAO A Z, GUO Z, QI X Y, et al. Seasonal and nodal variations of predominant tidal constituents in the global ocean [J/OL]. *Continental Shelf Research*, 2021, 217. DOI:10.1016/j.csr.2021.104372.
- [2] 陈禹庚, 鲍献文, 周玲玲, 等. 基于非规则网格模型的全球潮流能评估[J]. *海洋学报*, 2020, 42(11):23-33.  
CHEN Yugeng, BAO Xianwen, ZHOU Lingling, et al. Global tidal current energy assessment based on unstructured mesh model[J]. *Haiyang Xuebao*, 2020, 42(11):23-33.
- [3] LYARD F H, ALLAIN D J, CANCELET M, et al. FES2014 global ocean tide atlas: Design and performance [J]. *Ocean Science*, 2021, 17:615-649.
- [4] XIAO B, QIAO F L, SHU Q. The performance of a z-level ocean model in modeling the global tide [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, 35(11):35-43.
- [5] 涂成东, 纪祺严, 左军成. 基于 SCHISM 模式的全球潮波模拟[J]. *海洋科学*, 2021, 45(7):29-40.  
TU Chengdong, JI Qiyang, ZUO Juncheng. Global tide simulation based on the semi-implicit cross-scale hydroscience integrated system model [J]. *Marine Sciences*, 2021, 45(7):29-40.
- [6] GOYMAN G S, SHASHKIN V V. Horizontal approximation schemes for the staggered reduced latitude-longitude grid [J/OL]. *Journal of Computational Physics*, 2021, 434. DOI:10.1016/j.jcp.2021.110234.
- [7] WANG W B, ZHOU H J, ZHENG S Y, et al. Extraction of ocean tidal information based on global equal-area grid and satellite altimeter data [J]. *International Journal of Digital Earth*, 2022, 15(1):2440-2467.
- [8] BRYAN K, COX M D. The circulation of the world ocean: A numerical study. Part I, a homogeneous model [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1972, 2:319-335.
- [9] MURRAY R J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models [J]. *Journal of Computational Physics*, 1996, 126:

251-273.

- [10] LÜ G N, BATTY M, STROBL J, et al. Reflections and speculations on the progress in geographic information systems (GIS): A geographic perspective[J/OL]. *International Journal of Geographical Information Science*, 2018. DOI:10.1080/13658816.2018.1533136.
- [11] RAY R D, LOOMIS B D, LUTHCKE S B, et al. Tests of ocean-tide models by analysis of satellite-to-satellite range measurements: An update[J]. *Geophysical Journal International*, 2019, 217(2): 1174-1178.
- [12] BLUMBERG A, MELLOR G. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model[M]. Washington D. C. : American Geophysical Union, 1987: 1-16.
- [13] LOGEMANN K, LINARDAKIS L, KORN P, et al. Global tide simulations with ICON-O: Testing the model performance on highly irregular meshes[J]. *Ocean Dynamics*, 2021, 71: 43-57.
- [14] LI J H, WANG B, DONG L. Analysis of and solution to the polar numerical noise within the shallow-water model on the latitude-longitude grid[J/OL]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12. DOI:10.1029/2020MS002047.
- [15] SUN W K, ZHOU X H, ZHOU D X, et al. Advances and accuracy assessment of ocean tide models in the Antarctic Ocean [J/OL]. *Frontiers in Earth Science*, 2022, 10. DOI:10.3389/feart.2022.757821.
- [16] PAN H D. Global Tidal Constants (GTCs) version 1.0 user manual[EB/OL]. (2021-09-18)[2024-02-26]. [https://www.researchgate.net/publication/354686797\\_Global\\_Tidal\\_Constants\\_GTCs\\_version\\_10\\_user\\_manual](https://www.researchgate.net/publication/354686797_Global_Tidal_Constants_GTCs_version_10_user_manual).

(责任编辑:高丽华)