

Stokes 漂流对北太平洋海表温度的影响研究

肖 林, 史 剑*, 蒋国荣, 刘子龙

(解放军理工大学 气象海洋学院, 江苏 南京 211101)

摘 要: Stokes 漂流对上层海洋温度场具有不可忽视的影响, 基于 WAVEWATCH III 海浪模式模拟结果计算出 Stokes 漂流速, 将其引入到 SBPOM 模式的动量方程中以探究 Stokes 漂流对海表面温度的影响。结果表明, 模拟有效波高与实测值保持较好的一致性, 平均相关系数最大为 0.88。北太平洋 Stokes 漂流的分布呈现出高纬度较大的带状特征, 最大流速可达 0.2 m/s。Stokes 漂流对北太平洋海表面温度的影响在 $-2 \sim 1$ °C 之间, 高纬 Stokes 漂流影响作用大于低纬, 其中太平洋西北海域影响最大, 可达 -2 °C, 赤道影响最小。通过 Argo 浮标资料验证, 考虑 Stokes 漂流模拟的海表面温度更趋近于实测值, 说明在海表面温度计算中, 考虑 Stokes 漂流是必要的。

关键词: WAVEWATCH III; SBPOM; Stokes 漂流; 海表面温度

中图分类号: P731.1; P731.2

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2017)04-0462-11

doi: 10.3969/j.issn.1671-6647.2017.04.003

我国气候的年际变化如季风强度、降雨量等, 均与北太平洋海洋表层温度的变化有着密切的关系^[1]。目前影响海表面温度(SST)的主要因素为海气之间热通量和海洋动力过程, 其中动力过程包括平流、对流、混合等。海浪作为海-气界面上的一种重要的运动形式, 由风直接作用海洋表面产生。传统的海洋上混合层理论往往对海浪的这种物理作用有所忽视, 近年来大量的数值模拟实验以及研究证明海浪对上混合层具有显著影响, 浪致 Stokes 漂流为其中之一。

Tamura 等^[2]通过海浪要素和海浪谱计算了北太平洋的 Stokes 漂流, 发现 Stokes 漂流呈现明显的带状分布特征, 且高纬区域数值较大。由于风速直接影响海表面 Stokes 漂流, 在考虑海水黏性的条件下, 这种流动会引起非零的净输运从而对上层海洋产生影响^[3]。研究表明 Stokes 漂流与风生流场相互作用会产生 Stokes-Vortex 力^[4], 该力是 Langmuir 环流的主要源动力, Polton 和 Belcher^[5]认为 Langmuir 环流的存在能增强上层环流垂向剪切不稳定性, 并加强上层湍流效应。不仅如此, Stokes 漂流与行星涡度作用也能产生 Coriolis-Stokes 力^[6-7], 虽然此力只穿透很浅的深度, 但海洋上混合层的能量输入、流速剖面结构以及海表流场分布均会发生改变。Deng 等^[8]将 Coriolis-Stokes 力作为边界条件引入到 HYCOM 模式的动量方程中, 发现海表面温度和混合层厚度同时受到 Coriolis-Stokes 力的影响。王智峰^[9]将 Stokes 漂流叠加到 POM 模式的动量方程中, 结果表明 Stokes 漂流增强了海洋上层剪切不稳定性, 同时也加深了混合作用。研究表明 Stokes 漂流同样会对海表面总的平均流产生重大影响^[10-11]。Stevenson 和 Niiler^[12]在混合层深度内对上层海洋热力学方程积分, 得到了混合层深度以上的 SST 变化方程。Zhang 等^[13]将 Stokes 漂流作为平流项添加到 HYCOM 模式的温度平流变化方程中, 结果表明 Stokes 漂流对混合层温度变化的贡献与平均流的贡献处于可比量级。SBPOM 模式是基于 POM 模式开发的一种并行模式, 可划分多个区域并行计算以提高运算效率, 且模式中并未考虑海浪相关作用, 因此本文将 Stokes 漂流添加到模式的动量方程中以探究其对 SST 的影响。

本文中主要利用 WAVEWATCH III 海浪模式的模拟结果计算出浪致 Stokes 漂流, 通过改变动量方程

收稿日期: 2016-11-09

资助项目: 国家自然科学基金项目——飞沫水滴产生的动量通量及反馈过程参数化中波浪状态的作用研究(41676014)

作者简介: 肖 林(1992-), 男, 四川成都人, 硕士研究生, 主要从事海洋动力学与数值模拟方面研究。E-mail: 823744651@qq.com

* 通讯作者: 史 剑(1981-), 男, 江苏扬州人, 副教授, 博士, 主要从事海洋动力学与数值模拟方面研究。E-mail: shijian.ocean@qq.com

(王 燕 编辑)

将其引入到 SBPOM 模式中,探讨 Stokes 漂流对 SST 的影响。

1 方法及数据

1.1 WAVEWATCH III 海浪模式

WAVEWATCH III(以下简称 WW3)海浪模式是 Tolman 在第三代海浪模式 WAM 的基础上发展起来的,是当前国际上最成熟的几个海浪数值模式之一,具有稳定性好、计算精度高等特点,目前已成为美国海洋环境预报中心的业务化海浪预报模式^[14]。WW3 海浪模式的控制方程为

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S}{\sigma}, \quad (1)$$

式中, N 为波作用谱密度; σ 为固有频率; S 为源函数项,主要包括能量输入与耗散项。

WW3 模式中,波向共 24 个,分辨率为 15° ,频率分为 25 个频段,各频段关系为 $fn + 1 = 1.1fn$ 。计算时间步长为 900 s,最小源函数时间步长为 300 s,计算范围为 $100^\circ\text{E} \sim 80^\circ\text{W}$, $10^\circ\text{S} \sim 66^\circ\text{N}$,分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,模式默认最外层网格为陆地。地形数据采用 ETOPO5 地形数据集,以 2012 年 NCEP 风场作为驱动场,模拟输出结果包括有效波高、波周期、波长、波向等。

1.2 SBPOM 模式

POM(Princeton Ocean Model)环流模式是美国普林斯顿大学开发的一个基于原始方程组的三维斜压海洋模式。其垂向采用 σ 坐标,计算网格采用 C 网格,水平时间差分为显示格式,垂直差分格式为隐式格式,模式分为内模、外模两部分,一般来说外模式时间步长较短,内模式时间步长较长,采用时间分裂算法求解。本文所用 SBPOM(Stony Brook Parallel Ocean Model)模式是以 POM 模式为基础开发的并行模式。计算时,整个区域被划分为多个二维局部域,且每个局部域的串行编码相同,分配给每个局部域的水平数组通过信息传递接口(MPI)在相邻局部域之间交换,实现并行计算^[15]。

模式设置中,计算区域与 WW3 海浪模式设置一致,外模式时间为 20 s,内模式时间为 600 s,垂直分层为 40 层,取第一层(水下 2.5 m 深度)作为模拟结果。岸边界采用固壁边界,开边界采用确定边界条件,由 SODA 资料直接给出,以风场和热通量作为模式的上边界条件,以 SODA 月平均温度、盐度及流场资料作为模式的初始场。为确保结果的稳定性,计算时间为 2 a,取第二年的结果进行分析,模拟结果包括温度、盐度及流场。

1.3 数据简介

水深数据采用 ETOPO5 地形数据集(<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/93mggol.html>),其空间范围覆盖全球,分辨率为 $5' \times 5'$ 。风场和热通量资料(包括潜热、感热通量和长波、短波辐射通量)来自 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/the National Center for Atmospheric Research) Reanalysis 1^[16],空间分辨率均为 $1.875^\circ \times 1.905^\circ$,时间分辨率为 6 h。该数据的来源包括观测气象站、船舶、飞机、卫星和无线电探空仪等,经整合后产生均匀的数据,用于长期研究。有效波高验证资料为 NDBC(National Data Buoy Center)浮标实测值,该浮标属于锚定浮标,可提供布设处的风向、风速、瞬时最大风速、有效波高、波周期、气温等海面要素,有效波高由安装在接近海平面的船体内部仪器测得,测量精确度为 0.01 m,浮标每隔 0.5 h 或 1 h 测量一次海面要素^[17]。初始场为 SODA(Simple Ocean Data Assimilation)气候态月平均资料,包括月平均温度、月平均盐度以及水平流速,分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,垂直分层为 40 层,最大水深为 5 300 m。SST 场验证资料来自 ECMWF(European Centre for Medium-range Weather Forecast)的 ERA-Interim 数据,该数据是 ECMWF 发布的 1979 年至今的全球气象再分析数据集,使用了

ECMWF 的 IFS(Integrated Forecast System)circle31r2,同化了 ERA-40(1957—2002 年)和 ECMWF 业务上的观测数据、卫星辐射数据、卫星高度计数据、无线电数据等^[18-19]。本文采用的 SST 空间分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$,时间分辨率为 6 h。点验证资料采用 2012-01-30 Argo 浮标实测值,测量周期为 10 d 左右,取第一层(水下 4 m 左右)测量值作为验证值,目前这种温盐剖面浮标的大规模全球阵列已经成为海洋观测系统的主要组成部分。由于各资料分辨率不同,在模拟计算和结果验证中需要对资料做插值处理,插值后的分辨率统一为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。

2 WW3 模拟结果分析

为了验证模拟有效波高(以下简称 SWH)的准确性,选取 9 个分布于北太平洋中高纬度的 NDBC 浮标作为验证点,如图 1 所示。通过计算比较相关系数(CC)和均方根误差(RMSE)来直观分析模拟 SWH 的精度。计算式为

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}, \quad (3)$$

式中, y_i 与 x_i 分别代表模拟值与实测值, $\bar{y}$ 与 $\bar{x}$ 代表两者的平均值, n 表示序列的个数。

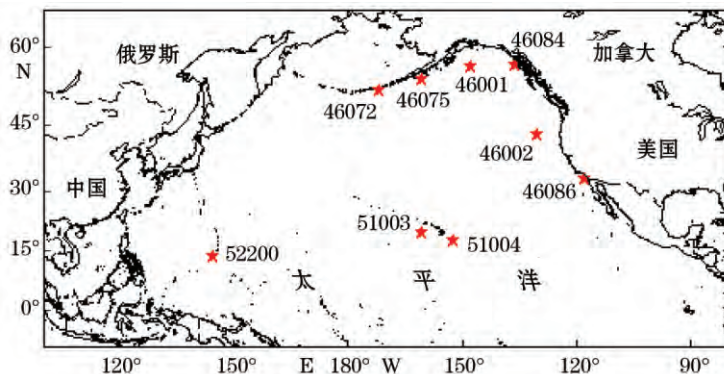


图 1 北太平洋 NDBC 浮标点的位置

Fig. 1 Location of NDBC buoys in the North Pacific

将模拟 SWH 与浮标实测值对比,图 2 为其中 4 个浮标点在 4 月的对比图。从曲线走势来看,无论是高纬还是较低纬度,模拟值与实测值的变化趋势均保持较好的一致性,说明 WW3 的模拟结果整体上是准确的。但曲线中波峰波谷处的模拟结果与实测值吻合较差,例如 46002 号浮标在 04-02—08 时,波峰处模拟值偏小,波谷处模拟值偏大,最大误差可超过 1 m。

由表 1 可以看出,46002 号浮标在 7 月的相关系数最大,为 0.949 8。51004 号浮标在 4 月的均方根误差最小,为 0.18 m。4 个月的平均相关系数均在 0.84 以上,其中 7 月相关系数最大,达到 0.88,说明模拟 SWH 与实测 SWH 属于强相关型,模拟结果较好。平均均方根误差控制在 0.26~0.56 m,这种误差可能是由地形风场分辨率不高或者模式本身的缺陷所致,其中 1 月平均均方根误差最大,但仅有 0.56 m,相对于 SWH 的量级属于较小值。

总体来说,结合图 2 与表 1 可以看出 WW3 的模拟结果与 NDBC 浮标实测值吻合较好,且整体趋势保持

一致,说明 NCEP 风场作为驱动场模拟的海浪是准确有效的。

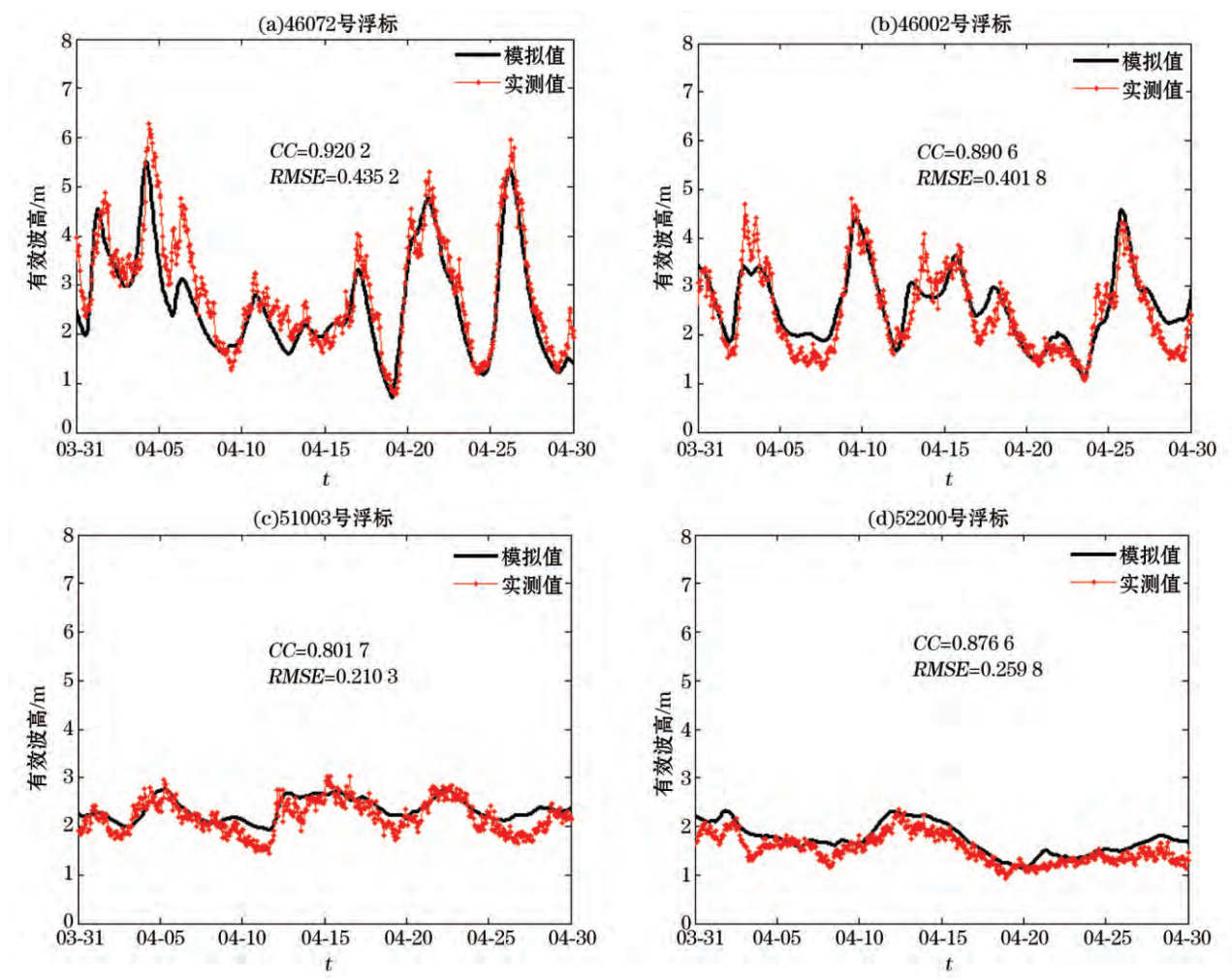


图 2 模拟 SWH 与浮标实测 SWH 对比

Fig. 2 Comparison between simulated SWH and buoy measured SWH

表 1 模拟值与实测值的对比

Table 1 Comparison between simulated and measured values

浮标站号	CC				RMSE			
	1 月	4 月	7 月	10 月	1 月	4 月	7 月	10 月
46001	0.822 2	0.860 1	0.928 1	0.804 9	0.716 9	0.521 9	0.308 1	0.568 0
46002	0.914 4	0.890 6	0.949 8	0.905 2	0.673 2	0.401 8	0.230 6	0.415 5
46072	0.871 5	0.920 2	0.837 1	0.910 6	0.643 9	0.435 2	0.306 7	0.597 3
46075	0.831 5	0.900 9	0.824 1	0.923 2	0.575 2	0.501 8	0.330 2	0.607 7
46084	0.837 9	NAN	0.827 4	NAN	0.702 2	NAN	0.236 2	NAN
46086	NAN	0.940 5	0.916 8	0.857 3	NAN	0.343 3	0.223 5	0.290 5
51003	0.778 9	0.801 7	0.879 1	0.786 8	0.353 8	0.210 3	0.412 0	0.416 1
51004	NAN	0.790 6	NAN	0.844 7	NAN	0.180 9	NAN	0.339 4
52200	0.867 1	0.876 6	NAN	0.855 4	0.271 9	0.259 8	NAN	0.493 3
平均值	0.846 2	0.872 6	0.880 3	0.861 0	0.562 4	0.356 9	0.261 0	0.465 9

注:“NAN”表示该月浮标资料缺失,无对比结果

3 Stokes 漂流对 SST 的影响

3.1 Stokes 漂流

Stokes^[20]最早提出 Stokes 漂流的概念,认为表面重力波的非线性作用会导致海表水质点轨迹不封闭,使得它在波浪传播方向上产生拉格朗日净输运,称之为 Stokes 漂流。对于单频深水重力波,Stokes 漂流可以表示为

$$U = U_s e^{2kz} K, \quad (4)$$

式中, U_s 为海表面 Stokes 漂流速度, $U_s = a^2 \sigma k$, a 为波振幅, k 为波数, σ 为频率; z 为深度,海表为 0,向下为负; K 为单位波速矢量。经过对上式的推导,得到可以用有效波高 H_s 和平均波周期 T 表示的 Stokes 漂流速度:

$$U = U_s e^{\frac{8\pi^2 z}{gT^2}} K, \quad (5)$$

式中, $U_s = \frac{2\pi^3 H_s^2}{gT^3}$ 。

图 3 中可以看出,北太平洋 Stokes 漂流整体分布呈现出一种高纬度偏大的特征,最大值集中分布在 45°N 附近,且呈带状分布,峰值可达 0.2 m/s 。1 月,除高纬度出现的峰值之外,在 15°N 附近也会出现相对较弱的 Stokes 漂流,流速大小仅为 0.08 m/s 。7 月,高纬和中纬区域同样存在该特点,不同的是 7 月较大值在 15°N 附近。4 月与 10 月的 Stokes 漂流速度相对较小,但其分布特征基本不变。由于赤道无风带不能激发海浪,无法形成浪致 Stokes 漂流,因此赤道海域漂流值几乎为零。若 1 月、4 月、7 月、10 月分别代表冬、春、夏、秋四季,根据以上分析,可以看出春、夏两季的 Stokes 漂流较小,而秋、冬季节 Stokes 漂流较大。

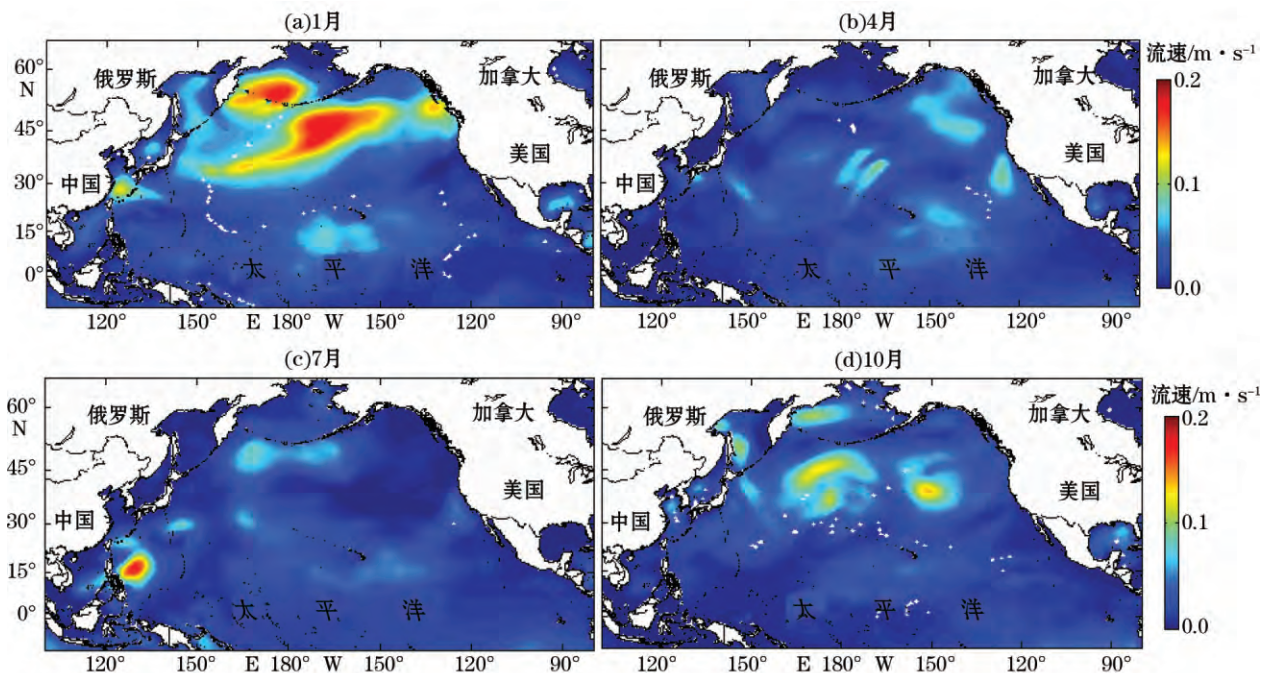


图 3 北太平洋海面 Stokes 漂流

Fig. 3 Stokes drift at sea surface in the North Pacific

3.2 SBPOM 模拟结果分析

图 4 可以看出以 ERA-Interim 资料作为验证场,模拟结果效果一般。空间上看:误差较大区域集中在高纬以及赤道海域,赤道处模拟 SST 均呈现出偏小的趋势,达到 -4°C 的量级。在高纬度区域,特别是西北太平洋附近海域,温差同样达到 $\pm 4^{\circ}\text{C}$,这种误差很有可能与该区域黑潮流速较大有关,而中高纬度东太平洋的误差则明显偏小。尽管模拟结果在赤道和高纬浅海区域差异较大,但在太平洋中部,误差基本控制在 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 以内。从时间上看:1 月与 10 月模拟 SST 在西北太平洋呈现出偏高的趋势,4 月与 7 月的结果却刚好相反,尤其 7 月高纬度模拟 SST 偏小的幅度达到 4°C 。这种现象可能与不同季节热通量的得失有关,对于海洋来说,夏季净热通量为正值,而冬季净热通量为负值,宋振亚^[21]认为净热通量的收支总是与 SST 的变化趋势相反,与图 4 结果吻合。

为了探究 Stokes 漂流对 SST 的影响,以 WW3 海浪模式模拟的海浪要素为基础,根据式(5)计算出 Stokes 漂流,将其直接引入到 SBPOM 模式的动量方程中,并与图 4 的模拟结果相比较,结果如图 5 所示。Stokes 漂流对 SST 的影响集中分布在高纬及沿岸浅水区域,并且这种分布与图 4 刚好相反,说明考虑 Stokes 漂流模拟的 SST 与真实值更接近。1 月与 10 月在引入 Stokes 漂流之后,高纬海域模拟 SST 有所降低,特别是在太平洋西北区域降温幅度达到 2°C ,这种降温分布同样呈现出带状分布特征,与 Stokes 漂流分布相对应。由于 4 月 Stokes 漂流较小,因此考虑 Stokes 漂流后的模拟 SST 改变不大。然而 7 月考虑 Stokes 漂流的模拟 SST 在高纬则呈现升温的现象,升温幅度为 $0.5\sim 1^{\circ}\text{C}$ 。

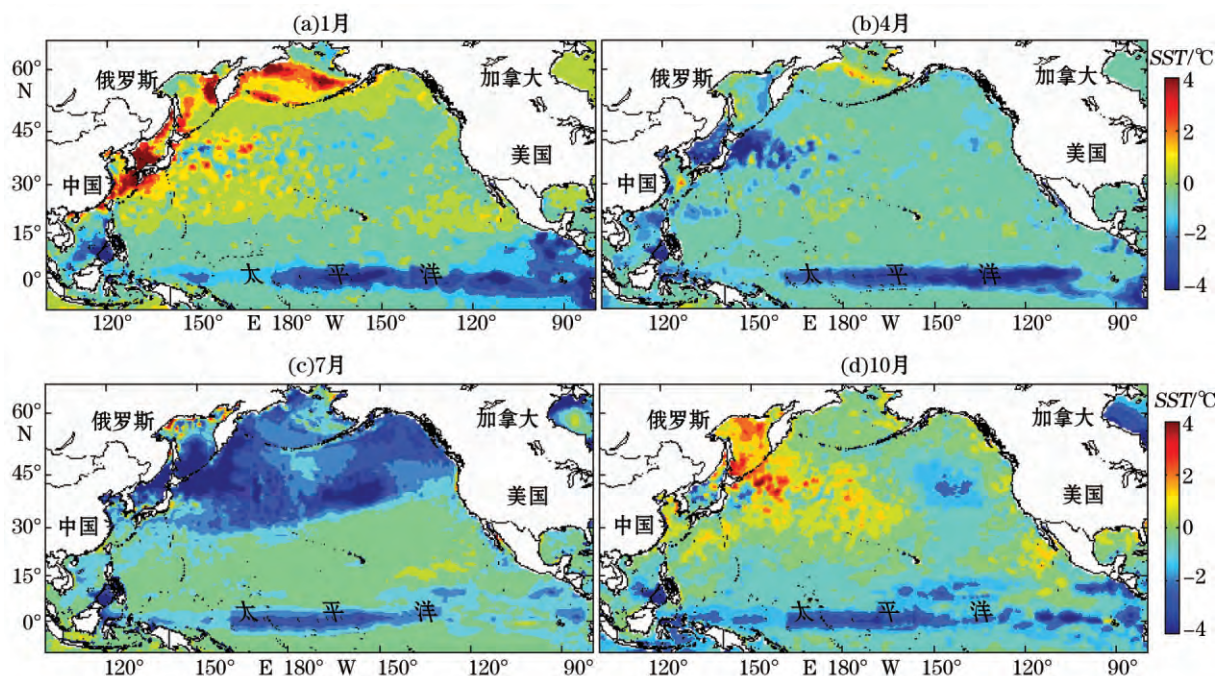


图 4 未加入 Stokes 漂流模拟 SST 与 ERA-Interim 的差值

Fig. 4 The difference between simulated SST without adding Stokes-drift and ERA-Interim

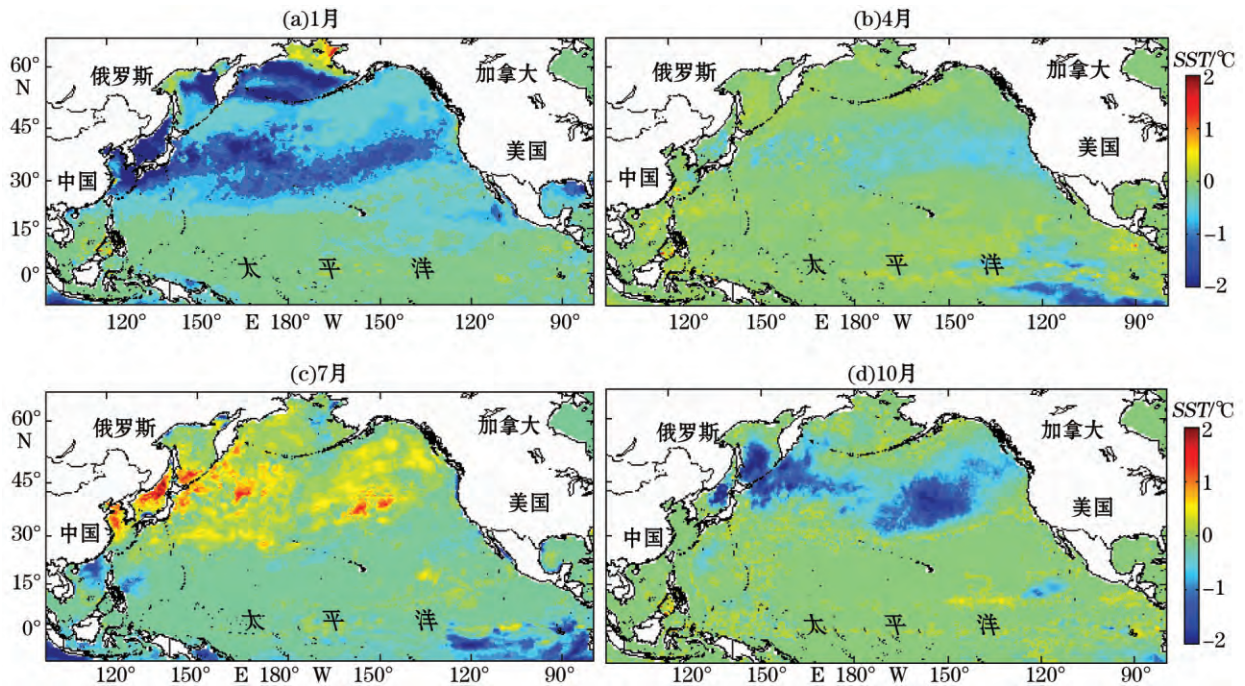


图5 加入 Stokes 漂流模拟 SST 与未加入 Stokes 漂流模拟 SST 的差值

Fig. 5 Differences between simulated SST with Stokes-drift and the one without Stokes drift

Stokes 漂流与上层海洋作用会产生 Stokes-Vortex 力与 Coriolis-Stokes 力, Stokes-Vortex 力产生的 Langmuir 环流使得上层环流垂向剪切不稳定性增强, 加强上层湍流效应。Sullivan 和 Moeng^[22] 将 Langmuir 数作为衡量 Langmuir 湍效应和雷诺效应相对大小的标准, 若 Langmuir 数越小, 表明 Langmuir 湍效应越占主导。Coriolis-Stokes 力与 Stokes 输运能加强上层海洋的混合, 并且海浪引起的垂直涡动动量也能使海洋上层混合更均匀^[23]。因此, 本文从 Stokes 漂流导致的相关作用以及海浪引起的垂直涡动动量方面分析 Stokes 漂流对 SST 的影响机制。相关表达式如式(5)~式(10)。

Stokes 输运^[9]:

$$T_s = \int_{-\infty}^0 U_s(z) dz = \pi \frac{a^2}{T} \cdot \theta, \quad (6)$$

式中, T_s 为 Stokes 输运, U_s 为海表面 Stokes 漂流速度, T 代表平均波周期, a 代表振幅, θ 为波向。

Coriolis-Stokes 力^[8]:

$$F_{cs} = -\rho \frac{\partial}{\partial z} \overline{\tilde{v}\tilde{w}} = -\rho |\tilde{f} \times \tilde{U}_s|, \quad (7)$$

式中, F_{cs} 代表 Coriolis-Stokes 力, ρ 为海水密度, f 为科氏力, $\tilde{v}$ 和 $\tilde{w}$ 分别为沿传播方向以及垂直方向上的波浪轨道速度分量。

Langmuir 数^[9]:

$$La = (U_0/U_s)^{1/2}, \quad (8)$$

式中, La 代表 Langmuir 数, U_0 为海表面摩擦速度。

垂直涡动动量^[23]:

$$K_m = \frac{2a\kappa^2 l}{\pi T} e^{\frac{2\pi z}{l}}, \quad (9)$$

式中, K_m 代表垂直涡动动量, $\kappa = 0.4$ 为卡曼常数, l 为波长, T 代表平均波周期, a 代表振幅。

影响深度^[13]:

$$\delta_s = \frac{1}{2k}, \tag{10}$$

式中, δ_s 代表 Stokes 影响深度, k 为波数。

从表 2 中可以看出,无论是从平均 Stokes 输运、Coriolis-Stokes 力,还是垂直涡动动量以及影响深度,1 月的平均值均最大,说明此时 Stokes 漂流对上层海洋的输运及流场影响加强,并影响上层海洋的能量守恒,从而导致温度降低。由于 1 月平均垂直涡动动量与影响深度均较大,混合层内混合较剧烈,因此驱使混合层下层冷水进入上层水体也会导致 SST 降低。Li 等^[24]认为,对于充分成长的海洋而言,若只考虑动力作用,当 Langmuir 数小于 0.3 时,Langmuir 湍流效应已经起到混合作用。表 2 中 1 月 Langmuir 数最小,说明此时 Langmuir 湍流效应占优,上层湍流加强,进而能量耗散增强,同样能使得 SST 降低。4 月、10 月 Stokes 漂流相对较小,对上层海洋的作用减弱,因此降温幅度有所降低。值得注意的是,尽管 7 月海浪作用因素均最小,但模拟 SST 并没有如预期降低,反而出现升高现象,宋振亚^[21]认为海表面温度的变化与海洋环流关系非常密切,会对模拟结果产生影响。若 Stokes 漂流与背景场的流向相反,会减弱背景场的流动产生辐聚,进而使得 SST 升高。亦或 7 月表层以下海水温度较表层高,混合作用加强使得表层以下水体上翻,从而导致 SST 升高。

表 2 北太平洋各海浪作用的平均值
Table 2 Mean values of wave effect in the North Pacific

浪致作用参数	1 月	4 月	7 月	10 月	平均值
$T_s/\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	0.268 3	0.177 6	0.151 4	0.179 9	0.194 3
F_{CS}/N	0.004 6	0.003 5	0.003 7	0.003 9	0.003 9
La	0.352 5	0.376 7	0.405 9	0.353 3	0.372 1
$K_m/\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	0.591 3	0.465 7	0.371 3	0.426 5	0.463 7
δ_s/m	11.152	10.628	9.239	9.752	10.193

3.3 结果验证

为了定量验证引入 Stokes 漂流后模拟 SST 的准确性,选取 2012-01-30 的 Argo 浮标数据作为验证点,浮标在北太平洋的分布如图 6 所示。比较 Argo 实测 SST,未考虑 Stokes 漂流模拟 SST 与考虑 Stokes 漂流模拟 SST 之间的关系,定义绝对误差 AE 与相对误差 RE 两种参数:

$$AE = | H_o - H_s |, \tag{11}$$

$$RE = | H_o - H_s | / H_o, \tag{12}$$

式中, H_o 和 H_s 分别代表实测 SST 和模拟 SST。

表 3 表明,在未考虑 Stokes 漂流时,模拟 SST 均比 Argo 实测值偏大,5900587 号浮标处模拟 SST 偏大 2.178 °C,平均绝对误差与平均相对误差只有 1.038 °C 和 5.586%。当在 SBPOM 模式中考虑 Stokes 漂流后,模拟 SST 有所降低,个别点的绝对误差反而增大,例如 5903833 与 4900767 号浮标处。尽管平均模拟值相对实测值仍然偏大,但平均 SST 较未考虑 Stokes 漂流的平均 SST 降低,平均绝对误差降低到 1 °C 以下,平均相对误差为 4.737%。

总体来说,考虑 Stokes 漂流之后,模拟 SST 的平均绝对误差与平均相对误差均有所减小,说明在模式中考虑 Stokes 漂流能使得模拟结果得到改善。

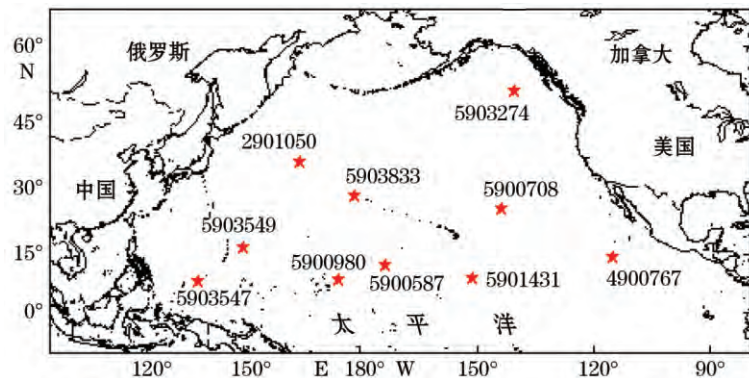


图 6 北太平洋 Argo 浮标点的位置

Fig. 6 Locations of Argo buoy in the North Pacific

表 3 模拟 SST 和浮标实测 SST 的比较

Table 3 Comparison between simulated SST and buoy measured SST

浮标号	实测 SST /℃	未考虑 Stokes 漂流			考虑 Stokes 漂流		
		模拟 SST/℃	绝对误差/℃	相对误差/%	模拟 SST/℃	绝对误差/℃	相对误差/%
5900980	28.077	29.426	1.349	4.805	29.392	1.315	4.684
2901050	16.381	16.472	0.091	0.555	15.045	1.336	8.156
5903833	20.864	20.482	0.382	1.831	20.322	0.542	2.598
5903549	27.447	28.048	0.601	2.189	27.775	0.328	1.190
5903547	28.746	30.618	1.872	6.512	29.429	0.683	2.376
4900767	26.248	26.150	0.098	0.373	26.067	0.181	0.689
5901431	26.615	28.321	1.706	6.410	28.210	1.595	5.993
5900587	26.243	28.421	2.178	8.299	28.296	2.053	7.823
5900708	21.379	22.486	1.107	5.178	22.215	0.836	3.910
5903274	5.074	6.074	1.000	19.708	5.579	0.505	9.953
平均值	22.707	23.650	1.038	5.586	23.233	0.937	4.737

4 结 论

本文利用 NCEP 风场驱动 WW3 海浪模式,通过 NDBC 浮标资料验证模拟 SWH,结果表明两者吻合度较好,平均相关系数最大为 0.88。通过 WW3 模拟结果计算出 Stokes 漂流,发现其在北太平洋上呈现带状分布特征,且高纬度强于中低纬度,最大流速为 0.2 m/s。

将计算的 Stokes 漂流引入到 SBPOM 模式的动量方程中,从 Coriolis-Stokes 力、Langmuir 环流以及混合方面探讨了 Stokes 漂流对 SST 的影响,模拟结果表明 Stokes 漂流对 SST 的影响在 $-2\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$,且 Stokes 漂流越强,影响程度越大。除 7 月模拟 SST 升高以外,其余均为降温作用。

通过 Argo 实测资料对模拟 SST 的检验,表明考虑 Stokes 漂流模拟的 SST 更趋近于实测值,且平均绝对误差与平均相对误差较未考虑 Stokes 漂流的模拟 SST 均有所减小,说明在 SST 的模拟计算中,考虑 Stokes 漂流是必要的。

参考文献(References):

- [1] LI C Y, XIAN P. Interdecadal variation of SST in the North Pacific and the anomalies of atmospheric circulation and climate[J]. Climatic and Environmental Research, 2003, 8(3): 258-273. 李崇银, 咸鹏. 北太平洋海温年代际变化与大气环流和气候的异常[J]. 气候与环境研究, 2003, 8(3): 258-273.
- [2] TAMURA H, MIYAZAWA Y, OEY L Y. The Stokes drift and wave induced-mass flux in the North Pacific[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2012, 117(C8): 138-143.
- [3] LONGUET-HIGGINS M S. Mass transport in water waves[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A-Mathematical Physical and Engineering Sciences, 1953, 245(903): 535-581.
- [4] CRAIK A D D, LEIBOVICH S. A rational model for Langmuir circulations[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1976, 73(3): 401-426.
- [5] POLTON J A, BELCHER S E. Langmuir turbulence and deeply penetrating jets in an unstratified mixed layer[J]. Journal of Geophysical Research, 2007, 112(C9): 312-321.
- [6] HASSELMANN K. Wave-driven inertial oscillations[J]. Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics, 1970, 1(3-4): 463-502.
- [7] JENKIN A. A theory for steady and variable wind-and wave-induced currents[J]. Journal of Physical Oceanography, 1986, 16(8): 1370-1377.
- [8] DENG Z A, XIE L A, HAN G J, et al. The effect of Coriolis-Stokes forcing on upper ocean circulation in a two-way coupled wave-current model[J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2012, 30(2): 321-335.
- [9] WANG Z F. Impact of Stokes-drift on the upper ocean[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2012. 王智峰. Stokes-drift 对上层海洋的影响研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012.
- [10] KENYON, KEM E. Stokes transport[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1970, 75(6): 1133-1135.
- [11] LANE E M. Wave-Current interaction: a comparison-stress and vortex-force representations[J]. Journal of Physical Oceanography, 2006, 37: 1122-1141.
- [12] STEVENSON J W, NIILER P P. Upper ocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment[J]. Journal of Physical Oceanography, 1983, 13: 1894-1907.
- [13] ZHANG X, WANG Z, WANG B, et al. A numerical estimation of the impact of Stokes drift on upper ocean temperature[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2014, 33(7): 48-55.
- [14] LI M L, HOU Y J. Simulating wind-wave field of the East China Seas with QuikSCAT/NCEP blended wind and WAVEWATCH[J]. Marine Science, 2005, 29(6): 9-12. 李明悝, 侯一筠. 利用 QuikSCAT/NCEP 混合风场及 WAVEWATCH 模拟东中国海风浪场[J]. 海洋科学, 2005, 29(6): 9-12.
- [15] LI J, HEAP A D. Environmental modelling & software[J]. Ecological Informatics, 2011, 6(5): 228-241.
- [16] TEAM E W. ESRL: PSD: NCEP/NCAR Reanalysis 1[EB/OL]. [2016-10-20]. Esrl Psd Ncep/ncar Reanalysis, 1996, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.
- [17] US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, et al. National Data Buoy Center[EB/OL]. [2016-10-20]. Betascript Publishing, 2011, http://www.ndbc.noaa.gov/docs/ndbc_web_data_guide.pdf.
- [18] BERRISFORD P, DEE D, FIELDING K, et al. The ERA-interim archive[EB/OL]. [2016-10-20]. http://www.researchgate.net/publication/41571692_Era_Report, 2009.
- [19] GAO Z G, LUO J X, LIU K X, et al. Evaluation of ERA-Interim reanalysis data along coast of China[J]. Marine Science, 2015, 39(5): 92-105. 高志刚, 骆敬新, 刘克修, 等. ERA-Interim 再分析数据在中国沿海的质量评估[J]. 海洋科学, 2015, 39(5): 92-105.
- [20] STOKES G. On the theory of oscillatory waves[J]. Transaction of the Cambridge Philosophical Society, 1847, 8: 441-473.
- [21] SONG Z Y. The mechanism of the wave induced mixing effect on the equatorial SST in the climate system[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2011. 宋振亚. 波致混合对气候模式中赤道 SST 的影响机制研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2011.
- [22] SULLIVAN P P, MOENG C H. Langmuir turbulence in the ocean[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1997, 334: 1-30.
- [23] HU H G, YUAN Y L, WAN Z W. Study on hydrodynamic environment of the Bohai Sea, the Huanghai Sea and the East China Sea with wave-current coupled numerical model[J]. Haiyang Xuebao, 2004, 26(4): 19-32. 胡好国, 袁业立, 万振文. 海浪混合参数化的渤海、黄海、东海水动力环境数值模拟[J]. 海洋学报, 2004, 26(4): 19-32.
- [24] LI M, GARRETT C, SKYLLINGSAD E. A regime diagram for classifying turbulent large eddies in the upper ocean[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2005, 52(2): 259-278.

The Influence of Stokes Drift on the North Pacific SST

XIAO Lin, SHI Jian, JIANG Guo-rong, LIU Zi-long

(College of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China)

Abstract: Stokes drift has negligible impact on the upper ocean temperature field. This paper studies the influence of Stokes drift on the sea surface temperature by applying the Stokes drift calculated with WAVEWATCH III wave model to the momentum equation of SBPOM. The results show that the simulated significant wave height is consistent with the measurement and the average correlation coefficient can be as high as 0.88. The distribution of Stokes draft in the North Pacific shows a zonal characteristic and with larger values at high latitude, which can reach 0.2 m/s. The effect of Stokes drift on the North Pacific sea surface temperature ranges from -2°C to 1°C and is bigger at high latitude than low latitude. In the Northwest Pacific the impact is up to -2°C , while lowest in the equatorial region. It is verified by Argo buoy data that the simulated sea surface temperature with Stokes drift effect taken into account is much closer to the observations, suggesting Stokes drift is necessary in sea surface temperature simulation.

Key words: WAVEWATCH III; SBPOM; Stokes drift; sea surface temperature

Received: November 9, 2016