

# 同化海温观测数据研究波浪破碎对海洋上层结构的影响\*

张学峰<sup>1,2</sup>, 韩桂军<sup>2</sup>, 吴新荣<sup>2</sup>, 李威<sup>2</sup>, 王东晓<sup>1</sup>

1. 热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究所), 广东 广州 510301; 2. 国家海洋信息中心, 天津 300717

**摘要:** 首先利用考虑波浪破碎效应的 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合方案, 探讨了海表温度(SST)对波能因子 $\alpha$ 和 Charnock 数 $\beta$ 的敏感性问题。然后采用变分数据同化途径, 基于 Papa 海洋天气站(OWS Papa Station)的上层温度观测数据, 对该参数化方案中的波能因子 $\alpha$ 和 Charnock 数 $\beta$ 两个参数进行了最优估计。最优估计的结果表明, 当 $\alpha$ 约为 167、 $\beta$ 约为  $4.1 \times 10^5$  时, 价值函数达到最小值。利用上述参数的最优估计进行海温的数值模拟, 可以较好地反映出海表温度的日变化和月变化过程, 模拟的上混合层的温度和深度也与观测较为一致。最后利用以上参数的最优估计结果对湍动能方程进行诊断计算, 研究了波浪破碎对海洋上层湍能量收支的影响。

**关键词:** 海表粗糙度; 波能因子; 同化; 波浪破碎

中图分类号: P731 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2011)05-0048-07

## Effect of surface wave breaking on upper-ocean structure revealed by assimilating sea temperature data

ZHANG Xue-feng<sup>1,2</sup>, HAN Gui-jun<sup>2</sup>, WU Xin-rong<sup>2</sup>, LI Wei<sup>2</sup>, WANG Dong-xiao<sup>1</sup>

1. State Key Laboratory of Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology, CAS), Guangzhou 510301, China;  
2. National Marine Data and Information Service, Tianjin 300171, China

**Abstract:** Sensitivity of sea surface temperature (SST) to wave energy factor  $\alpha$  and Charnock parameter  $\beta$  is discussed using Mellor-Yamada 2.5 turbulence closure model in which wave breaking is considered. The upper-ocean temperature data in summer from OWS Station Papa is assimilated to estimate  $\alpha$  and  $\beta$  via a variational approach optimally. It shows that the cost function reaches minimum when  $\alpha=167$  and  $\beta=4.1 \times 10^5$ . Both monthly and daily SSTs at OWS Station Papa can be successfully reconstructed with the optimal  $\alpha$  and  $\beta$ , and the simulated temperature and depth of surface mixed layer are also consistent with the observation. The equation of turbulent kinetic energy is diagnosed utilizing the optimal parameters, from which the effect of wave breaking on the turbulent energy budget is revealed.

**Key words:** sea surface roughness; wave energy factor; assimilation; wave breaking

在海洋表面, 风将动量传递给海水, 进而在海洋上层驱动海洋的环流系统。Phillips<sup>[1]</sup>指出, 风的动量首先传递给波浪, 然后主要通过波浪破碎的方式将动量传递给环流场, 在此过程中, 海表附近的

湍动能明显增强<sup>[2]</sup>, 增强的湍动能会将由风带来的动量向海洋下层传递, 由此影响近表层环流剖面分布, 进而也会影响海洋上层温度场的剖面形状。近年来, 由波浪破碎引起的向海洋的湍动能输送受到广泛关

收稿日期: 2009-12-31; 修订日期: 2010-05-19。孙淑杰编辑

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2007CB816001); 中国科学院重大项目(KZCX1-YW-12-01); 国家自然科学基金项目(41030854、40906015、40906016、41106005); 卫星海洋动力学国家重点实验室开放基金项目(SODA0703)

作者简介: 张学峰(1978—), 男, 辽宁省本溪市人, 博士, 主要从事海洋数据同化和海洋数值模拟方面研究。E-mail: zhangxf@mail.nmdis.gov.cn

\* 特别感谢黄瑞新教授和张绍晴教授对本文提出宝贵建议。

注, Craig 等<sup>[3]</sup>为考虑波浪破碎向海洋传递的能量, 基于 Mellor-Yamada 2.5 阶湍模式框架, 提出一种考虑波浪破碎影响的参数化方案。在该方案中, 为体现波浪破碎向海洋输入湍动能的量值, 引入了波能因子 $\alpha$ 参数。此外由波浪破碎引起的白冠等可以大大增加海表的粗糙度, 进而会影响到海表附近的湍混合长度。对海表粗糙度 $z_0$ , 目前被广泛接受的确定方法是借鉴了大气中的 Charnock<sup>[4]</sup>关系:

$$z_0 = \beta \frac{u_*^2}{g} \quad (1)$$

其中 $\beta$ 为 Charnock 数,  $u_*$ 为摩擦速度,  $g$ 为重力加速度。

不同学者基于不同的观测数据, 采用不同的估计方法, 对上述参数进行测定和反演。Craig 等<sup>[3]</sup>考虑到波浪的成长状态, 认为 $\alpha$ 取值为 100 时, 计算的湍耗散率与观测较为一致。Terray 等<sup>[5]</sup>通过对观测数据的拟合, 认为 $\alpha$ 是波龄的函数, 并给出波能因子的典型值为 150。另外早期 Kraus<sup>[6]</sup>、Denman<sup>[7]</sup>、Gaspar 等<sup>[8]</sup>也根据自己的研究和观测证据给出了不同的取值, 这些取值之间有些存在着很大的差异。对于 Charnock 数 $\beta$ , Bye<sup>[9]</sup>根据试验观测指出, 系数 $\beta$ 在海洋中取值为 1400, 而 Stacey<sup>[10]</sup>也利用 Charnock 关系, 给出海洋中 $\beta$ 为 $10^5$ 的量级, 两者确定的 $z_0$ 差别很大。Mellor 等<sup>[11]</sup>总结了 Donelan<sup>[12]</sup>、Smith<sup>[13]</sup>、Janssen<sup>[14]</sup>等人的工作, 得到如下关系式:

$$\beta \cong 665 \left( \frac{c_p}{u_*} \right)^{1.5} \quad (2)$$

其中 $c_p$ 为波浪峰频的相速, Mellor 等<sup>[11]</sup>在进行数值计算时仍将 $\beta$ 参数化为 $2 \times 10^5$ 。另外, Drennan 等<sup>[2]</sup>、Gemrich 等<sup>[15]</sup>也给出了不同的 $z_0$ 取值建议。

综上所述, 目前在考虑上述波浪破碎作用的参数化方案中, 对波能因子 $\alpha$ 和 Charnock 数 $\beta$ 的量值估计存在一定的经验性, 相互间差别较大, 影响波浪破碎对海洋上层湍能量收支的计算。为较准确地估计 $\alpha$ 和 $\beta$ , 首先利用 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合方案<sup>[16]</sup>进行数值试验, 探讨了海表温度(SST)对波能因子 $\alpha$ 和 Charnock 数 $\beta$ 的敏感性问题。然后采用变分数据同化途径, 基于 Papa 海洋天气站(OWS Papa Station)的上层温度观测数据, 对波能因子 $\alpha$ 和 Charnock 数 $\beta$ 进行了最优估计, 并利用 $\alpha$ 和 $\beta$ 的最优估计进行海温的数值模拟, 得到与观测较为一致的结果。最后利用以上参数的最优估计结果对湍动能方程进行诊断计算, 研究了波浪破碎对海洋上层湍

能量收支的影响。

## 1 利用数据同化进行波浪破碎参数最优估计

### 1.1 数值模式及其配置

所采用的海洋数值模式是基于 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合方案的一维单点剖面模式, 并忽略掉了平流项与水平扩散项。一维单点剖面模式可以方便地描述各物理量的垂向变化特征, 使研究的物理问题得到合理的简化。在 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合方案的基础上, 考虑了波浪破碎的效应, 即在湍动能方程的上边界条件引入了由波浪破碎生成的湍动能输入源项, 并在湍流混合长方方程的上边界条件引入海表粗糙度来确定波浪破碎的影响深度。模式的平均运动方程如下:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (5)$$

$$\rho = \rho(T) \quad (6)$$

其中 $u$ 、 $v$ 、 $T$ 和 $\rho$ 分别代表流速的东分量、北分量、位温和密度,  $z$ 为垂向坐标,  $f$ 为科氏参数,  $R$ 为穿透海面的短波辐射,  $K_M$ 和 $K_H$ 分别为流速和位温的垂向湍流扩散系数。

湍动能和湍混合长方方程如下:

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2P_s + 2P_b - 2\varepsilon \quad (7)$$

$$\frac{\partial q^2 l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right) + E_1 l (P_s + E_3 P_b) - \tilde{W} l \varepsilon \quad (8)$$

其中 $q^2$ 为湍动能的 2 倍,  $l$ 为湍流混合长度,  $K_q$ 是湍动能的垂向湍流扩散系数,  $P_s$ 、 $P_b$ 和 $\varepsilon$ 分别是湍动能的剪切生成项、浮力生成项和耗散项。 $E_1$ 、 $E_3$ 为模式常数,  $\tilde{W}$ 为逼近函数, 可以具体表示为水深和湍流混合长度的函数。

湍动能方程右端各项如下:

$$\text{垂向扩散项: } \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) \quad (9)$$

$$\text{剪切生成项: } P_s = K_M \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \quad (10)$$

$$\text{浮力生成项: } P_b = K_H \frac{g}{\rho_0} \left( \frac{\partial \rho}{\partial z} - c_s^{-2} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (11)$$

耗散项: 
$$\varepsilon = \frac{q^3}{B_1 l} \quad (12)$$

其中  $\rho_0$  是海水的参考密度,  $\rho$  和  $c_s$  分别是海水的密度和声速,  $B_1$  是模式常数, 取为 16.6.

$K_M$ 、 $K_H$  和  $K_q$  的计算公式如下:

$$K_M = q l S_M, \quad K_H = q l S_H, \quad K_q = q l S_q$$

其中  $S_M$ 、 $S_H$ 、 $S_q$  是模式常数.

方程的边界条件如下:

海表边界条件:

$$K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=0} = (u_{*x}^2, u_{*y}^2) \quad (13)$$

$$\rho_0 C K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = Q \quad (14)$$

$$K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \Big|_{z=0} = 2\alpha u_*^3 \quad (15)$$

$$q^2 l \Big|_{z=0} = q^2 \times \kappa z_0, \quad z_0 = \beta \frac{u_*^2}{g} \quad (16)$$

其中  $u_{*x}$ 、 $u_{*y}$  分别为摩擦速度的东分量和北分量,  $C$  为海水热容量,  $Q$  为海面的净热通量,  $\alpha$  和  $\kappa$  分别是波能因子和冯卡门常数。

海底边界条件:

$$K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} = (0, 0) \quad (17)$$

$$\rho_0 C K_H \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-H} = 0 \quad (18)$$

$$q^2 \Big|_{z=-H} = B_1^{2/3} u_*^2 \quad (19)$$

$$q^2 l \Big|_{z=-H} = 0 \quad (20)$$

本文的研究区域 OWS Papa 位于 50°N、145°W, 该站点观测资料较长, 所受平流作用较小, 考虑到海区的实际情况, 对平流和水平扩散项的忽略是合理的, 故可以利用上述的数值模式对其进行数值试验, 模式最大水深设为 250m, 共分 60 层(上 5 层间隔均为 0.5m, 其他具体分层略)。温度初始场和外强迫场均利用 OWS Papa 的实际观测温度剖面以及实测的风场和热通量驱动, 另外, 海底的温度采用绝热边界条件。流速初始场设为 0, 模式的数值离散方案类似与 POM 模式的离散方案, 即采用蛙跳格式, 并在时间上采用 Asselin 滤波来保持数值模式的稳定性。模式从 1960 年 1 月 1 日开始, 积分 5 年后, 输出 1966 年的结果进行分析。

### 1.2 敏感性分析

在对参数进行估计之前, 应该对参数的敏感性进行分析, 否则采用对参数不敏感的物理量估计参数时, 很难得到最优解, 进而会影响海洋上层的湍动能收支情况。为了分析海表温度对  $\alpha$  和  $\beta$  的敏感性, 基于上述数值模式, 以及相同的初始场和强迫场,  $\beta$  从 0 变化到  $9 \times 10^5$ , 每间隔  $1 \times 10^5$  取一个值, 同时  $\alpha$  从 0 变化到 200, 每间隔 10 取值, 分别做了 210 组数值试验, 模拟了冬季(2 月份)和夏季(8 月份)的海面温度 SST。图 1 为 SST 随  $\alpha$  和  $\beta$  的变化情况。

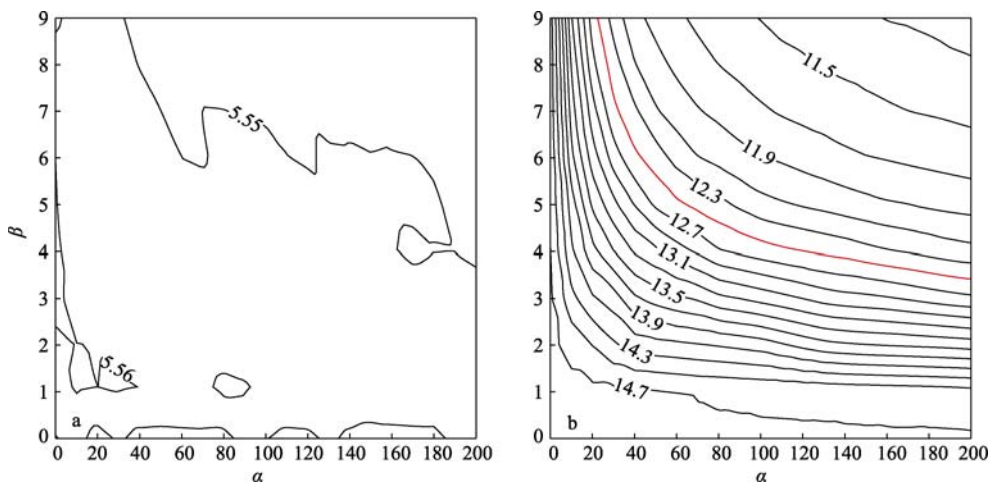


图 1 模拟的月平均海表温度(单位: )随  $\alpha$  和  $\beta$  的变化

a. 冬季(2 月份); b. 夏季(8 月份)

Fig. 1 Change of simulated monthly SST with  $\alpha$  and  $\beta$ , with (a) for winter (February) and (b) for summer (August)

由图 1 可见, 冬季波能因子  $\alpha$  和 Charnock 数  $\beta$  对海表温度几乎没有影响, 而夏季  $\alpha$  和  $\beta$  的变化对海表

温度影响较大, SST 随着  $\alpha$  和  $\beta$  的增大迅速衰减。上述现象的原因可能是冬季海洋上层的混合是以浮力

驱动的对流混合为主, 由波浪破碎导致的湍流混合与前者相比为小量, 故参数的变化对冬季的海温造成的影响不大, 而对于海温层结稳定的夏季来说, 海洋上层的混合是由波浪破碎等动力因素导致的湍流混合为主, 因此参数的变化对夏季上层海温会造成较大影响。从图 1b 还可以看出以下两点: 第一, 当  $\alpha$  小于 40 时, SST 对  $\alpha$  的变化较为敏感, 特别当  $\beta$  大于  $6 \times 10^5$  的情况下, SST 存在较大的变化梯度, 我们认为这种情况不符合客观的物理事实, 因为较少的海表能量的输入(小的  $\alpha$ )不足以提供足够的湍动能来增大海表湍流混合长度(大的  $\beta$ ); 第二, 图中的红线(12.5°C)是与实际观测 SST 最接近的曲线(12.49°C), 可以看到, 利用曲线上的点对应的  $\alpha$  和  $\beta$  组合, 都可以较准确地对 SST 进行模拟, 但  $\alpha$  和  $\beta$  并不是相互独立的物理量, 前者代表波浪破碎引起的湍流强度, 而后者代表该湍流的影响范围, 两者之间不能简单地独立选取<sup>[17]</sup>。故为了准确估计  $\alpha$  和  $\beta$ , 需要同化夏季的海温观测来对其进行确定。

### 1.3 利用数据同化进行波浪破碎参数最优估计

本文的价值函数写成如下形式:

$$J(T, \alpha, \beta) = J_1 + J_2 + J_3$$

$$= \frac{1}{2} K_T \iint_{t,z} (T - T_{\text{obs}})^2 dt dz + \frac{1}{2} K_\alpha (\alpha - \hat{\alpha})^2 + \frac{1}{2} K_\beta \left( \beta \frac{u_*^2}{g} - \hat{\beta} \frac{u_*^2}{g} \right)^2 \quad (21)$$

其中,  $T_{\text{obs}}$  为水深 20m 以浅的温度观测值, 该温度观测值来自 Martin 整理的 OWS Papa 观测数据集, 时间分辨率一般为 3h(不同的观测日期有缺省), 垂向在 20m 以浅共分 5 层, 每隔 5m 一层, 即 0、5、10、15、20m。  $\hat{\alpha}$  和  $\hat{\beta}$  是波能因子和 Charnock 数的预先估计值。  $K_T$ 、  $K_\alpha$  和  $K_\beta$  表示归一化权重系数, 以保证价值函数中的每一项具有相似的权重。因为数值模式中除了平均运动方程外, 还包括湍动能方程和湍流混合长度两个方程, 故利用伴随方法确定价值函数的梯度较为复杂, 这里采用小扰动方法计算价值函数对  $\alpha$  和  $\beta$  的梯度, 即:

$$G(\alpha) = \frac{J(T, \alpha + \varepsilon, \beta) - J(T, \alpha - \varepsilon, \beta)}{2\varepsilon} \quad (22)$$

$$G(\beta) = \frac{J(T, \alpha, \beta + \varepsilon) - J(T, \alpha, \beta - \varepsilon)}{2\varepsilon} \quad (23)$$

$\varepsilon$  取  $10^{-4}$ , 然后再将  $J(T, \alpha, \beta)$ 、  $G(\alpha)$  和  $G(\beta)$  代入拟牛顿最优化算法, 得到  $\alpha$  和  $\beta$  的最优估计。用该方法估计出的参数, 考虑了模式的动力机制, 应该比统

计得到的参数更加具有适用性, 且更符合海洋真实的物理机制。

由于观测和模式存在误差, 如果价值函数中的参数估计值  $\hat{\alpha}$  和  $\hat{\beta}$  不够准确, 得到的最优解可能是局部极小值, 而非全局最优值, 所以有必要首先分析  $J_1$  随  $\alpha$  和  $\beta$  的变化情况。如图 2 所示, 在两条红线之间, 存在多个局部极小值区域, 为了较准确地得到  $\alpha$  和  $\beta$  的最优估计, 根据 Terray 等<sup>[5]</sup>、 Stacey 等<sup>[10]</sup> 学者的观测数据研究, 将  $\hat{\alpha}$  取 150,  $\hat{\beta}$  取  $2 \times 10^5$ , 将上述估计值代入公式(21), 利用小扰动算法求出  $\alpha$  的最优解约为 167,  $\beta$  约为  $4.1 \times 10^5$ 。

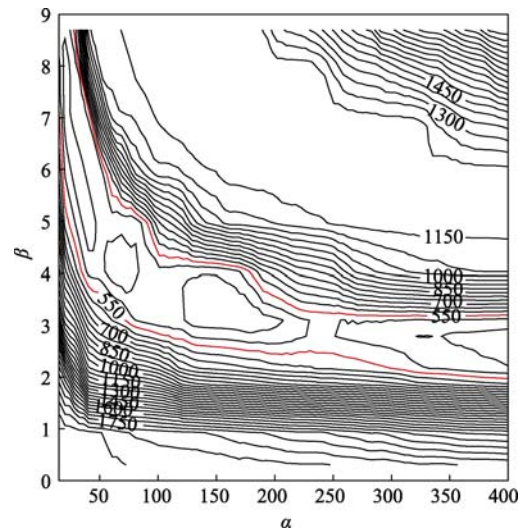


图 2  $J_1$  随  $\alpha$  和  $\beta$  的变化

Fig. 2 Change of  $J_1$  with  $\alpha$  and  $\beta$

### 1.4 利用波浪破碎参数最优估计模拟海温垂向结构的效果

为检验上述最优估计的效果, 将  $\alpha$  和  $\beta$  的最优估计代入到数值模式中, 作出 1966 年月平均和日平均海表温度的模拟结果, 如图 3 所示。图 3 表明, 采用以上的估计值, 可以较好的模拟出海表温度的全年月变化趋势(图 3a)和日变化趋势(图 3b), 尤其夏季(8 月份)的模拟效果最好。图 4 是该剖面 8 月份月平均的温度观测结果与模拟结果的对比图, 由该图可见, 经最优估计得出的参数模拟的温度上混合层可达 30m 左右, 与实测结果较为接近, 而经预先估计值( $\hat{\alpha}$  取 150,  $\hat{\beta}$  取  $2 \times 10^5$ )模拟的温度上混合层深度较浅, 只有 20m 左右, 模拟的表层温度也比实测数据偏高约 0.8°C, 模拟结果与实测相比存在较大的差异。

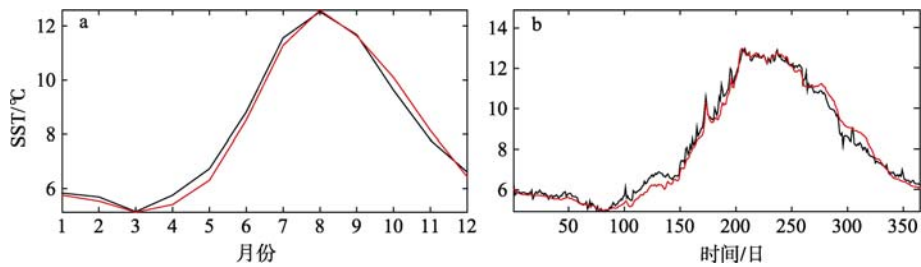


图3 1966年海表温度月平均(a)和日平均(b)结果

黑线: 实测海表温度结果; 红线: 模拟结果

Fig. 3 Monthly SST (a) and daily SST (b) in 1966, with black line for observed result, and red line for simulated result

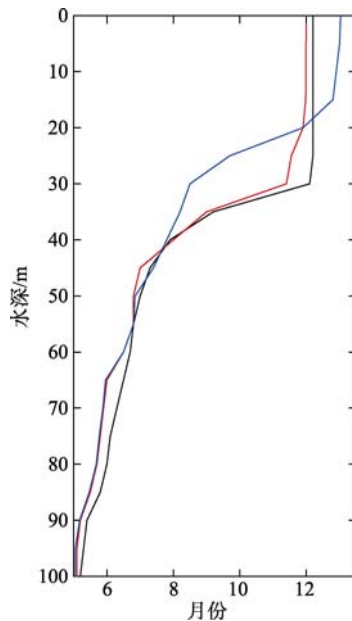


图4 1966年温度剖面月平均结果

黑线: 实测观测温度结果; 红线: 利用最优参数模拟结果; 蓝线: 利用参数的预先估计值模拟结果

Fig. 4 Monthly temperature profile in 1966, with black line for observed temperature, red line for simulated temperature via the optimized parameters, and blue line for simulated temperature via the estimated parameters

## 2 波浪破碎参数最优估计对海洋上层湍能量收支的影响

基于上述估计出的最优参数, 进一步对湍动能方程进行诊断计算, 图5和图6分别是1m层和20m层的诊断计算结果。由图5可见, 在1m层处是以耗散项(图5a)与垂向扩散项(图5b)为主, 这两项的量级为  $10^{-4}—10^{-3} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ , 而且在全年的大部分时间保持近似的局地平衡状态, 而剪切生成项(图5c黑线)的量级相比以上二者较小(小于  $10^{-5} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ), 浮力生成项(图5c蓝线)和局地导数项(图5c红线)则在全年的大部分时间内量级更小(小于  $10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ )。在水深20m处, 由图6可见, 耗散项(图6a)和垂向扩散项(图6b)衰减到与剪切生成项(图6c黑线)同量级( $10^{-6}—10^{-5} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ), 三者近似保持局地平衡状态, 而浮力生成项(图6右图蓝线)和局地导数项(图6c红线)依然为小量。图7为1966年8月平均的30m以浅处的诊断计算结果, 由于浮力生成项和局地导数项很小, 图中未将其表示出。由图可见, 耗散项与垂向扩散项随着水深的增加而减小, 而剪切生成项在约23m以浅变化不大。在海洋上层(约15m以浅), 由

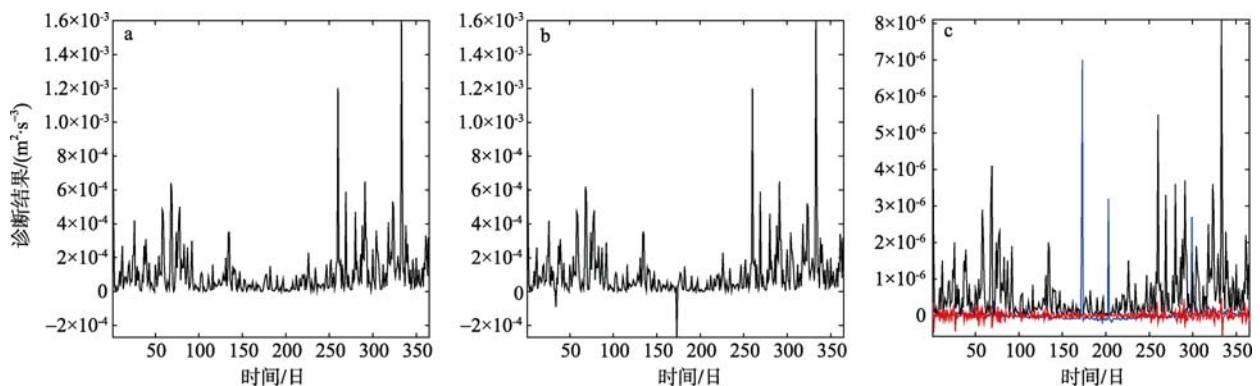


图5 1m层湍动能各项的诊断计算结果

a. 耗散项; b. 垂向扩散项; c. 红线为局地导数项, 蓝线为浮力生成项, 黑线为剪切生成项

Fig. 5 Diagnostic results from turbulent kinetic energy equation at 1 m. (a) Dissipation term; (b) vertical diffusion term; (c) the red line is local derivative term, the blue line is buoyancy production term, and the black line is shear production term

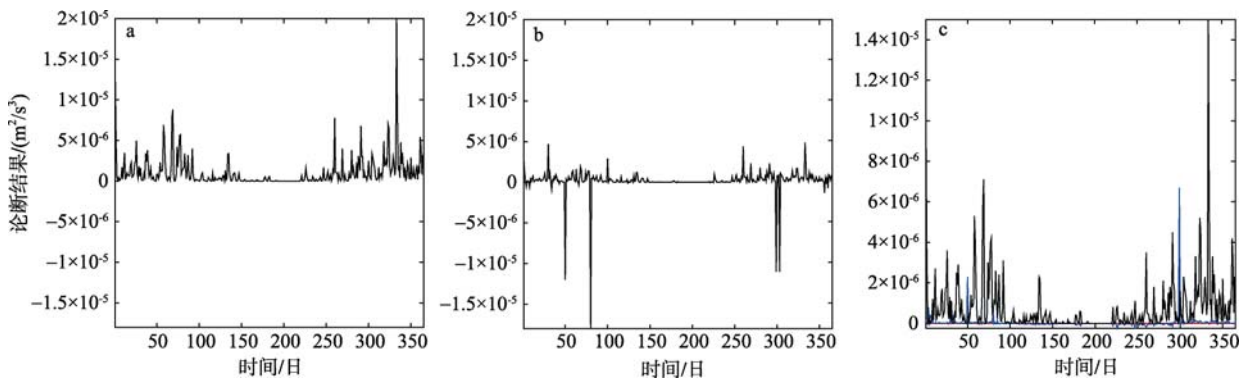


图 6 20m 层湍动能各项的诊断计算结果

a. 耗散项; b. 垂向扩散项; c. 红线为局地导数项, 蓝线为浮力生成项, 黑线为剪切生成项

Fig. 6 Same as Fig. 5, except at 20 m

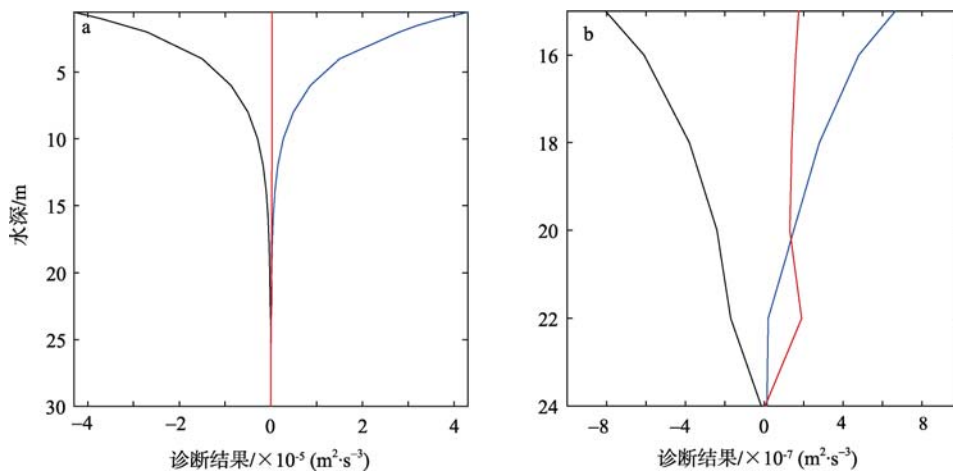


图 7 1966 年 8 月 30m 以浅的诊断计算结果

a. 红线为剪切生成项, 蓝线为垂向扩散项, 黑线为耗散项的负值; b. 15—25m 处的放大效果图

Fig. 7 Diagnostic results in the top 30 m in August 1966. (a) The red line is shear production term, the blue line is vertical diffusion term, and the black line is the negative of dissipation term. (b) Zoomed effect between 15 and 25 m

于波浪的破碎大大增加了海表湍动能的输入源项, 形成以垂向扩散为主的“湍增强层”, 故会产生耗散项与垂向扩散项保持局地平衡的结果(图 7a)。而随着水深的进一步增加, 剪切生成项则会逐渐代替垂向扩散项, 形成了以剪切为主的“固壁近似层”(图 7b), 这与前人的研究结论保持一致。

### 3 结语

为较准确地研究破浪破碎影响下的海洋上层湍动能收支情况, 必然要基于较真实的物理参数。为准确地估计出这些参数, 本文基于一维的单点剖面数值模式, 通过变分同化技术同化海洋上层的温度观测, 对这些参数进行了估计。目前来说, 当  $\alpha$  约为 167、 $\beta$  约为  $4.1 \times 10^5$  时, 价值函数达到最小值。利用其模拟的结果能够较好地反映出海表温度的日变化和月变化过程, 由此确定的海表湍流混合长度(计算公式为

$$l = 0.41 \times \beta \times \frac{u_*^2}{g}$$

)为约 3.2m, 介于 Mellor 等<sup>[11]</sup>得出的冬季 6m 和夏季 2.5m 之间。本文目前没有考虑波浪破碎的过程中对风应力拖曳系数的影响, 若将其也考虑进去, 以上的参数最优估计值应该有相应的修正。

利用以上参数计算的湍动能方程诊断结果表明, 在 15m 以浅的海洋表层, 由于波浪的破碎释放了大量的湍动能, 故而形成了湍动能的耗散项和垂向扩散项大致保持局地的平衡状态, 这两项在海表可以达到  $10^{-4} - 10^{-3} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$  的量级, 并且随着水深的增加迅速衰减。在次表层处(约 15—20m), 湍动能的耗散项、垂向扩散项和剪切生成项三者保持局地的平衡关系, 三者的量级为  $10^{-6} - 10^{-5} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 。随着水深的进一步增加, 剪切生成项则会逐渐代替垂向扩散项, 形成了以剪切为主的“固壁近似层”, 这与孙群等<sup>[18-20]</sup>的结论一致。

## 参考文献

- [1] PHILLIPS O M. Dynamics of the Upper Ocean[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1977: 366.
- [2] DRENNAN W M, DONELAN M A, TERRAY E A. Oceanic turbulence dissipation measurements in SWADE[J]. J Phys Oceanogr, 1996, 26: 808-815.
- [3] CRAIG P D, BANNER M L. Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer[J]. J Phys Oceanogr, 1994, 24: 2546-2559.
- [4] CHARNOCK H. Wind stress on a water surface[J]. J Roy Meteor Soc, 1955, 81: 639-640.
- [5] TERRAY E A, DONELAN M A, AGRAWAL Y C, et al. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves[J]. J Phys Oceanogr, 1996, 26: 792-807.
- [6] KRAUS E B, TURNER J S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. II. The general theory and its consequences[J]. Tellus, 1967, 19: 98-105.
- [7] DENMAN K L, MIYAKE M. Upper layer modification at ocean station Papa: observations and simulation[J]. J Phys Oceanogr, 1973, 3: 185-196.
- [8] GASPAR P. Modelling the seasonal cycle of the upper ocean[J]. J Phys Oceanogr, 1988, 18: 161-180.
- [9] BYE J A T. The coupling of wave drift and wind velocity profiles[J]. J Mar Res, 1988: 457-472.
- [10] STACEY M W. Simulations of the wind-forced near-surface circulation in Knight Inlet: A parameterization of the roughness length[J]. J Phys Oceanogr, 1999, 29: 1363-1367.
- [11] MELLOR G L, BLUMBERG A F. Wave breaking and ocean surface layer thermal response[J]. J Phys Oceanogr, 2004, 34: 693-698.
- [12] DONELAN M A. Air-sea interaction[J]. Ocean Engineering Science, 1990, 9: 239-292.
- [13] SMITH S D. Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results[J]. Bound-layer Meteor, 1992, 60: 109-142.
- [14] JANSSEN P A E M. Reply[J]. J Phys Oceanogr, 2001, 31: 2532-2544.
- [15] GEMMICH J R, FARMER D M. Near-surface turbulence and thermal structure in a wind-driven sea[J]. J Phys Oceanogr, 1998, 29: 480-499.
- [16] MELLOR G L, YAMADA T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Rev[J]. Geophys Space Phys, 1982, 20: 851-875.
- [17] ZHAO D, MEI C. Influence of air-sea fluxes and breaking waves on oceanic mixed layer, Proceedings of the Eighteenth International Offshore and Polar Engineering Conference, Vancouver, 2008, 563-568.
- [18] 孙群. 海浪破碎对海洋上混合层影响的数值研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2003: 53.
- [19] 孙群, 管长龙, 宋金宝. 海浪破碎对海洋上混合层中湍能量收支的影响[J]. 海洋与湖沼, 2006, 37(1): 69-74.
- [20] SUN Q, GUAN C L. Wave breaking on turbulent energy budget in the ocean surface mixed layer[J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2008, 26(1): 9-13.