

中低风速下海洋飞沫对海气热通量的影响

刘展池^{1,2}, 焦志勇^{1*}, 姜文正², 乔方利^{2,3}, 戴德君², 陈 胜²

(1. 中国石油大学(华东)理学院, 山东 青岛 266580;

2. 自然资源部 第一海洋研究所海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 山东 青岛 266061;

3. 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 266237)

摘 要: 基于 2016-02-01—2016-05-21 在南海博贺海洋气象观测平台观测的实验资料, 首先利用整体空气动力学算法分别计算海气界面处感热通量与潜热通量, 同时利用涡动相关法计算液滴蒸发层处总的感热通量与潜热通量。然后比较海气界面处热通量与液滴蒸发层处热通量的值, 并利用差比法分别对 2 处感热通量和潜热通量进行做差计算。结果表明: 液滴蒸发层处热通量与海气界面处热通量存在明显差异。通过与海洋飞沫引起的热通量值比较, 结果表明液滴蒸发层处热通量与海气界面处热通量的差值由海洋飞沫作用引起; 且在中低风速条件下, 海洋飞沫引起的热通量与风速呈正相关; 相比感热通量而言, 潜热通量随着风速的变化更为显著。

关键词: 液滴蒸发层; 海洋飞沫; 涡动相关法; 海气热通量

中图分类号: P732.6

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2020)04-0591-09

doi: 10.3969/j.issn.1671-6647.2020.04.005

引用格式: LIU Z C, JIAO Z Y, JIANG W Z, et al. Effect of sea spray on heat flux at low and medium wind speeds [J]. *Advances in Marine Science*, 2020, 38(4): 591-599. 刘展池, 焦志勇, 姜文正, 等. 中低风速下海洋飞沫对海气热通量的影响[J]. *海洋科学进展*, 2020, 38(4): 591-599.

海洋大气边界层热通量是大气与海洋相互作用的重要物理量, 是海洋科学与大气科学领域的研究热点, 其算法的优化与改进更是近 30 a 来海洋与大气学科重点研究方向^[1]。海洋大气边界层热通量在全球气候变化研究中具有突出的地位, 其中海洋飞沫引起的热通量研究为关键部分, 但研究不多。

关于海洋飞沫, 其生成机制为当波浪不断得到风输入的动量时, 波浪会产生破碎, 破碎波浪卷入空气进入水中后生成气泡, 气泡上升并跃出海面后破碎成海水滴, 或者当海上风强度足够强大时, 其直接撕碎波浪, 生成海水滴, 这类海水滴被称为海洋飞沫^[1]。关于海洋飞沫作用区域, Smith 在 1990 年假设^[2]任何一层的湍流湿度和感热通量, 无论其来源如何, 均将影响垂直梯度上湿度和水平层上温度, 据此他提出了液滴蒸发层(Droplet Evaporation Layer, DEL), 1995 年 Andreas 对 DEL 厚度进行研究^[3], 其认为海洋飞沫在 DEL 内运动, 因此 DEL 内研究可与海洋飞沫研究关联。本研究海洋飞沫观测位于距海表面约 17 m。

当飞沫存在时, 其蒸发和冷却凝结会引起热通量随高度变化, 在 DEL 内飞沫通过两类过程进行冷却^[4]。其一为感热过程, 其二为潜热过程。在第一类过程中, 由于飞沫初始温度与海水表面温度一致, 当海水温度高于大气温度时, 飞沫通过输送感热到大气中, 从而达到自身冷却, 此过程中损失的热量通量为感热通量(Q_s); 在第二类过程中, 飞沫由于自身冷却蒸发后失去热量, 该热量通量便称为潜热通量(Q_L)。

1 实验原理

海气边界层热通量主要由界面热通量与海洋飞沫引起的热通量组成, 而热通量通常分为感热通量与潜

收稿日期: 2019-05-08

资助项目: 国家重点研发计划项目——“两洋一海”区域超高分辨率多圈层耦合短期数值预报系统研制(2017YFC1404000); 国家自然科学基金项目——无海面控制点海浪测量技术及其应用研究(41506041)

作者简介: 刘展池(1994-), 男, 硕士研究生, 主要从事海洋飞沫观测、海气通量方面研究. E-mail: liuzhanchi@fio.org.cn

* 通信作者: 焦志勇(1967-), 男, 教授, 博士, 主要从事激光技术应用方面研究. E-mail: jiaozhy@upc.edu.cn

(王 燕 编辑)

热通量。其中 DEL 内由飞沫引起的热通量为主要研究部分,飞沫引起的 Q_s 与 Q_L ,通常可参照 Andreas^[5-6] 提出的算法进行计算, Q_s 的计算公式为

$$Q_s = \rho_w L_v (T_w - T_{eq}) [1 - \exp(-\frac{\tau_f}{\tau_T})] \frac{4}{3} \pi r_0^3 \frac{dF}{dr}, \quad (1)$$

Q_L 的计算公式为

$$Q_L = -\rho_w L_v [r_0^3 - r^3(\tau_f)] (\frac{4}{3} \pi \frac{dF}{dr}) \quad \tau_f < \tau_r, \quad (2)$$

$$Q_L = -\rho_w L_v \left\{ 1 - \left[\frac{r_{eq}}{r_0} \right]^3 \right\} (\frac{4}{3} \pi r_0^3 \frac{dF}{dr}) \quad \tau_f \geq \tau_r. \quad (3)$$

式中, r_0 为液滴初始半径; ρ_w 为纯水密度; T_w 为海水热力学温度; T_{eq} 为飞沫平衡热力学温度; L_v 为水蒸发潜热; τ_f 为初始半径 r_0 的液滴在静止空气中下降 1 m 所需时间; τ_T 为初始半径 r_0 的液滴达到其平衡温度的 e^{-1} 所需时间; τ_r 为初始半径 r_0 的液滴达到其平衡半径的 e^{-1} 所需时间。将 Q_s 和 Q_L 在飞沫粒径范围内进行积分则得到该范围内总的感热通量和潜热通量。

当 DEL 内飞沫进行热传递时,在飞沫自身携带的热量与周围大气中可利用的热量作用下,飞沫本身出现蒸发现象,因此在感热通量与潜热通量之间存在相互作用。1994 年,Fairall 等^[7] 提出在 2 种热通量作用过程中存在减小因子 α 与 β ,海洋飞沫引起的感热通量与潜热通量算法变为

$$Q_{s,spray} = \alpha Q_s - \alpha\beta Q_L, \quad (4)$$

$$Q_{L,spray} = \alpha Q_L. \quad (5)$$

关于减小因子 α 与 β ,Fairall 等^[7],Bao 等^[8] 和 Kepert 等^[9] 提供算法:

$$\alpha = \frac{H_{tot}}{H_{tot} + Q_{tot}}, \quad (6)$$

式中, $H_{tot} = H_s + H_L$, $Q_{tot} = -Q_s + Q_L$,由于飞沫热通量的传递具有方向性,所以存在正负值。一般情况下, β 取为 1;仅在极端风速、极端温度等情况下, β 取为 0^[10]。

因此,海洋飞沫引起的感热通量($Q_{s,tot}$)和潜热通量($Q_{L,tot}$)分别为

$$Q_{s,tot} = H_s + \alpha Q_s - \alpha\beta Q_L, \quad (7)$$

$$Q_{L,tot} = H_L + \alpha Q_L. \quad (8)$$

利用 Andreas 算法计算海洋飞沫引起的热通量值精确度较高,所以该算法被广泛应用。近年来,随着测量技术的不断改进,对飞沫的测量方法也在不断完善,飞沫引起热通量的计算方法也得到了可区域观测计量。本研究通过观测手段结合使用做差算法(简称差比法)对飞沫引起的热通量进行计算。

对于海气接触面处热通量而言,其计算过程:

1)海表温度、大气温度、相关湿度和观测 10 m 高度处风速可通过超声风速系统测得,并利用空气动力学方法即可计算出海气接触面处感热通量(H_s)与潜热通量(H_L)。其主要过程为^[11-14]

$$u_*^2 = C_{D10} U_{10}^2, \quad (9)$$

$$H_s = \rho_a c_p C_{H10} U_{10} (T_w - T_a), \quad (10)$$

$$H_L = L_v C_{E10} U_{10} (\rho_{vs} - \rho_{va}), \quad (11)$$

式中, u_* 为摩擦风速; ρ_a 为大气密度; T_a 为大气热力学温度(K),可由测量的温度数据计算得到。将数据进行 4 次整体空气动力学迭代计算,便可得到海气接触面处热通量。

2) C_{D10} , C_{H10} 和 C_{E10} 为距海表面 10 m 高度处动量、感热、潜热的传递系数(拖曳系数)^[15-16]。由于此类值包含稳定性效应,因此每次计算时须根据相关的中性稳定性值进行拖曳系数更新计算。Andreas 于 1986 年提供了 C_{D10} , C_{H10} 和 C_{E10} 计算方法^[6]:

$$C_{D10} = \frac{C_{DN10}}{[1 - k^{-1} C_{DN10}^{1/2} \phi_m(10/L)]^2}, \quad (12)$$

$$C_{H10} = \frac{C_{HN10} (C_{D10}/C_{DN10})^{1/2}}{1 - k^{-1} C_{HN10} C_{DN10}^{-1/2} \psi_h(10/L)}, \quad (13)$$

$$C_{E10} = \frac{C_{EN10} (C_{D10}/C_{DN10})^{1/2}}{1 - k^{-1} C_{EN10} C_{DN10}^{-1/2} \psi_h(10/L)}, \quad (14)$$

式中, k 为冯卡尔曼常数(常取 0.4)。

$$L^{-1} = \frac{-gk}{u_*^3 T_{ak}} \left(\frac{H_s}{\rho_a c_p} + \frac{0.61 T_{ak}}{\rho_a + 0.61 \rho_{va}} \frac{H_L}{L_v} \right), \quad (15)$$

L 是莫宁-奥布霍夫长度,单位为 m。式中, g 为重力加速度,取 9.8 m/s^2 ; T_{ak} 为大气热力学温度,单位为 K,由测量的温度数据转化而得。由于近地面层特殊结构, L 趋近于无穷,通常取 z/L 为计算参量(本研究 z 取 10)。 L 为与稳定度相关的参量,关于稳定度有:

- (a) $L < 0$ 或 $z/L < 0$ 稳定结构, L 越小或者 z/L 越大则越稳定;
- (b) $L > 0$ 或 $z/L > 0$ 不稳定结构, $|L|$ 越小或者 $|z/L|$ 越大则越不稳定;
- (c) $|L| \rightarrow \infty$ 或 $|z/L| = 0$ 中性结构。

ψ_m 和 ψ_h 为稳定修正系数,则有:

(1) 当 $L < 0$ 时,其算法为

$$\psi_m(10/L) = 2\ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2\arctan(x) + \pi/2, \quad (16)$$

$$\psi_h(10/L) = 2\ln[(1+x^2)/2], \quad (17)$$

其中, x 为中介值,由长度值 L 确定,即: $x = [1 - 16(10/L)]^{1/4}$ 。

(2) 当 $L > 0$ 时,

$$\psi_m(10/L) = \psi_h(10/L) = -7(10/L)。 \quad (18)$$

(3) 当 $L = \infty$, 中性稳定拖曳系数 C_{D10} , C_{H10} 和 C_{E10} 为

$$10^3 C_{DN10} = 1.2 \quad 4 \leq U_{10} \leq 11, \quad (19)$$

$$10^3 C_{DN10} = 0.49 + 0.65 U_{10} \quad 11 < U_{10} \leq 25。 \quad (20)$$

然而,关于热通量拖曳系数 C_{H10} 和 C_{E10} , Andreas 给出算法^[6]:

$$C_{HN10} = 1.0 \times 10^{-3}, \quad (21)$$

$$C_{HN10} = C_{EN10}。 \quad (22)$$

尽管通过式(9)~式(22)可建立得到拖曳系数 C_{D10} , C_{H10} 和 C_{E10} , 但一次计算后得到的各通量值是不具代表性的,原因是 C_{D10} , C_{H10} 和 C_{E10} 取决于稳定度。本研究采用迭代来计算海气接触面处通量,首先我们假定中性稳定,即 $10/L = 0$, 并利用式(9)~式(11)对 u_* , H_s , H_L 进行初步计算,并将其代入式(15)中得到 L , 最后由式(19)~式(22)和式(12)~式(14)得到新的 u_* , H_s , H_L 值。迭代一直持续达到某个收敛极限,一般来说通常不会超过 4 次迭代,本文共进行了 4 次迭代计算。

DEL 层上方热通量的值可通过涡动相关法计算得到。涡动相关通量系统一般以 10~20 Hz 的采样频率采集传感器高度上的水平风速(u, v), 垂直风速(w), 温度(T , 实际上为经相关修正后的超声虚温 T_s), 水汽密度(ρ_v), CO_2 密度(ρ_c)等。

本研究,假设垂直风速的时间平均值 $\overline{w}$ 为 0 ($w = \overline{w} + w'$, $\overline{w} = 0$)。DEL 层上方处热通量分别为

$$H_{S, \text{tot}} = \rho_a c_p \overline{w' T'}, \quad (23)$$

$$H_{L, \text{tot}} = \lambda \overline{w' \rho_v'}, \quad (24)$$

式中, ρ_a 为大气密度; c_p 取 $1.006 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$; λ 为蒸发潜热, $\lambda = (2.501 - 0.00237 \times T_0) \times 10^6$, 其中, T_0 为地表温度。

通过式(23)和式(24)计算得到 DEL 上总的感热通量与潜热通量,同时,利用式(10)和式(11)与之做差可计算出 DEL 内热通量。本研究采用波浪与海气通量联合测量系统,观测海域为南海北部博贺海洋气象观测平台,观测周期为 2016-02-01—2016-05-21,研究对象是中低风速下 DEL 内海洋飞沫引起的热通量,同时

分析该海域内不同风速下飞沫热通量的变化情况。

2 海上观测及数据处理

2.1 海上观测

中国气象局广州热带海洋气候研究所博贺海洋气象观测平台位于 $111^{\circ}23'30''\text{E}$, $21^{\circ}26'30''\text{N}$ (以下简称海洋气象观测平台)^[17], 距广东省茂名市电白县莲头岭半岛中部东向约 6.5 km, 该区域海水平均深度约为 16 m。本研究波浪观测使用 NORTEK 声学波浪流速剖面仪 (频率为 1 MHz), 经其测得波浪原始数据, 并通过质量控制等处理后得到有效波高、波龄和波向等波浪参数, 仪器放置于距博贺平台约 100 m 处。由于距离海表面 11 m 处存在一较小平台, 可引起流场畸变, 使测得通量数据误差较大。因此自然资源部第一海洋研究所选择在距平均海表面 17 m 处架设海气通量观测设备, 设备朝向为 70° , 包括三维超声风速仪、温度和湿度传感器、红外测温探头等, 采样频率设置均为 10 Hz。这 2 套测量系统所测数据即为本研究的原始数据。

2.2 数据特征及处理

本研究热通量数据时间周期为 2016 年 2—5 月, 时间间隔为 30 min。其中风速、超声系统 (17 m 处) 气温和海表面 (0 m) 温度随时间的变化如图 1~图 3 所示。整个测量时间段内风速大多处于中低风速 (小于 12 m/s), 仅在 2016-02-15、2016-03-10 和 2016-05-12 三天风速大于 12 m/s (图 1)。此外, 超声系统处大气温度约为 $10\sim 30^{\circ}\text{C}$ (图 2), 海表面的温度约为 $12\sim 32^{\circ}\text{C}$ (图 3), 部分较小间隔内海气温差较大。我们利用涡动相关法^[18]对数据进行处理, 分别进行野点剔除、坐标旋转、频率损失修正、超声虚温修正及密度脉动修正等^[19], 处理后得到热通量数据。本研究原始热通量数据共 5 280 组, 经质量控制后可用热通量数据共为 4 923 组。

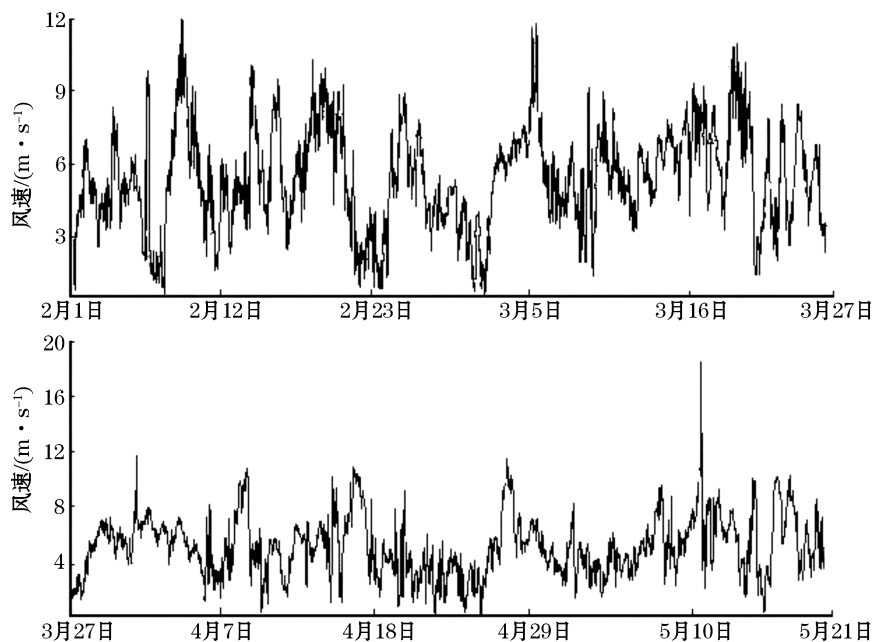


图 1 2016 年 2—5 月风速随时间的变化

Fig.1 Variation of wind speed from February to May, 2016

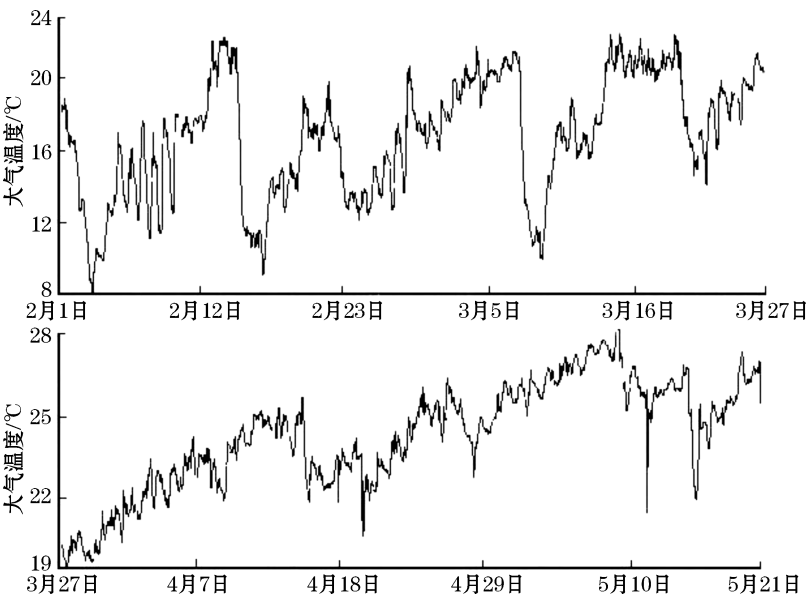


图 2 2016 年 2—5 月超声系统处气温随时间的变化
Fig.2 Variation of air temperature from February to May, 2016

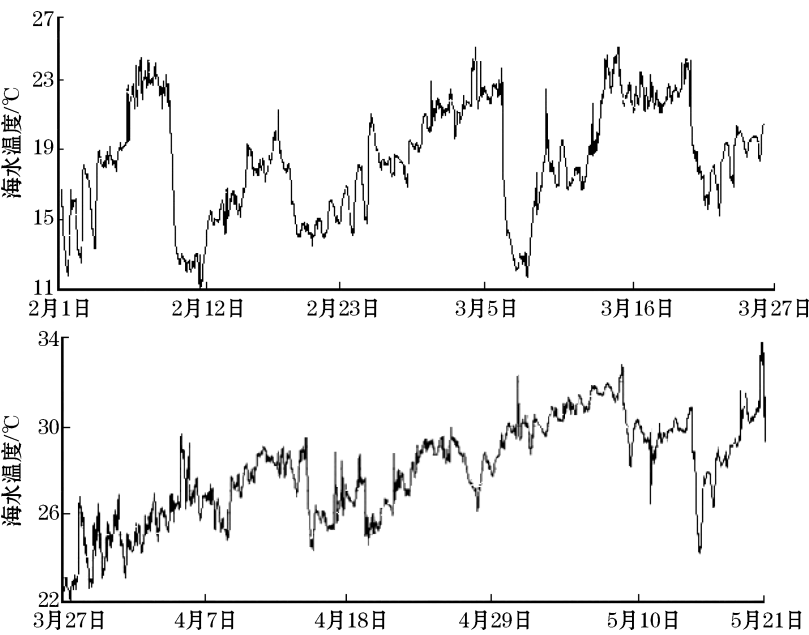


图 3 2016 年 2—5 月海表温度随时间的变化
Fig.3 Variation of sea surface temperature from February to May, 2016

3 实验分析

本研究 DEL 处原始数据经超声系统测量获得,其主要包含风速、温度、感热通量和潜热通量等。DEL 处热通量值可由 2 种方法得到:一种为超声系统测量法;另一种为利用风速、温度等数据通过涡动相关法 (EC) 计算法。我们将这 2 种方法得到的热通量数据做成点集,并绘制 1 : 1 散点图,以 EC 算法得到的热通

量为自变量,超声系统测得的热通量为因变量,如图4所示。由图4可知热通量数据点集高度汇聚在 $y=x$ 曲线附近,说明误差较小,二者具有较好一致性,因此,本研究中 EC 算法计算的热通量值与超声系统测量的热通量值均可使用。我们采用的是 EC 算法计算的热通量值。

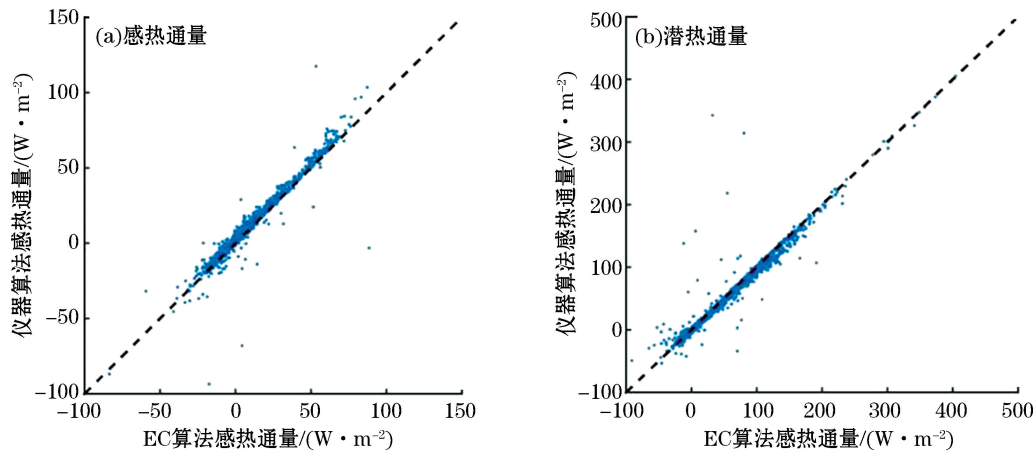
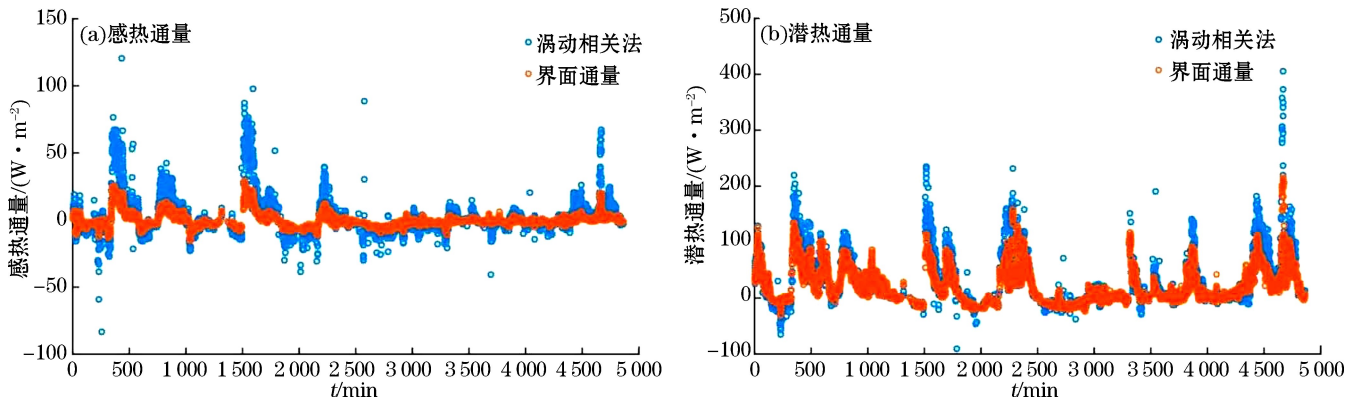


图4 仪器算法热通量与 EC 算法热通量的比较

Fig.4 Sensible and latent heat fluxes obtained by EC and instrumental methods

利用 EC 算法得到的 DEL 内感热通量与潜热通量后,再利用空气动力学法计算海气接触面感热通量与潜热通量,并将两处感热与潜热通量值分开进行分析比较(图5)可知:同一时刻,DEL 与海气界面处热通量值存在明显差异,这表明在 DEL 和海气界面内仍存在其他作用于热通量的因素。通过查阅文献^[3]可知,在 DEL 中海表面及其上方存在大量海洋飞沫,因此接下来我们将研究海洋飞沫对 DEL 热通量影响。



注:数据测量时间为 2016-02-01—2016-05-21,每间隔 30 min 测量一组数据

图5 界面热通量与涡动相关(EC)法计算的热通量比较

Fig.5 Comparison between the heat fluxes obtained by interface and EC methods

本研究首先假设该热通量值完全由 DEL 内海洋飞沫作用引起,在海洋飞沫生成过程中,风速起主导作用,因而对 DEL 内海洋飞沫引起的热通量与中低风速关系进行研究(图6),研究表明,DEL 内海洋飞沫引起的热通量较大,其量值与经典海洋飞沫理论实验中引起的热通量量值相同^[20],证实了上述 DEL 内热通量由海洋飞沫作用引起的假设。同时我们对热通量数据集做误差棒研究,对数据集中高度集中的点进行趋势分析,经分析得到,中低风速下海洋飞沫引起的感热通量与风速呈正相关但趋于平稳(图6a),潜热通量与风速正相关且较为明显(图6b)。对于感热通量而言,其受大气与海洋飞沫(飞沫与海水温度一致)温差影响,当风速增加时,海洋飞沫生成量得到增加,但温差没有发生变化,所以感热通量变化不显著。而潜热通量主要

以海洋飞沫蒸发形式产生,因此当海洋飞沫生成量随风速变大而增加,潜热通量值提高^[21]。

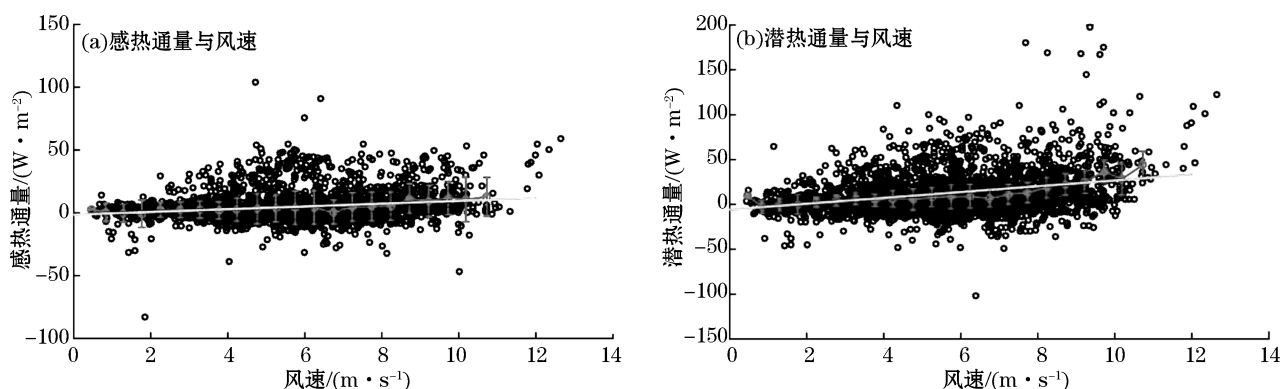


图6 海洋飞沫引起的热通量与风速关系

Fig.6 Relationship between the heat flux resulted from sea spray and the wind speed

4 结 论

在以往热通量研究中,大部分研究关注海气界面处热量交换,而本文利用在博贺海洋气象观测平台架设的波浪与海气通量联合测量系统进行观测,并结合空气动力学法,对中低风速下 DEL 内海洋飞沫引起的热通量进行分析与探讨,结果表明:

1) DEL 内存在较大热通量量值变化,中低风速情况下其量值可达 50 W/m^2 ,对比海洋飞沫引起的热通量量值,二者量值一致,这表明 DEL 内海洋飞沫对热通量发挥主要作用。

2) 在 DEL 层内,海洋飞沫引起的感热通量与潜热通量均与风速呈正相关,即风速越大,热通量的值也越大。且在变化过程中,潜热通量对风的变化反馈更为显著。

本文利用差比法研究 DEL 内海洋飞沫引起的海气热通量变化,对比经典的直接飞沫热通量算法,具有算法简单的优点。仍存在较多不确定因素,如湿度、饱和水汽压、飞沫粒径等,均可引起较大误差。后续研究将通过大量实地测量、分析与算法的改进对该方法进行不断优化。

参考文献 (References):

- [1] ZHAO D L. Progress in sea spray and its effects on air-sea interaction[J]. Advances in Earth Science, 2012, 27(6): 624-632. 赵栋梁. 海洋飞沫及其对海-气相互作用影响的研究进展[J]. 地球科学进展, 2012, 27(6): 624-632.
- [2] SMITH S D, FAIRALL C W, GEEMAERT G L, et al. Air-sea fluxes: 25 years of progress[J]. Bound-Layer Meteorology, 1996, 78: 247-290.
- [3] ANDREAS E L, EDSON J B, MONAHAN E C, et al. The spray contribution to net evaporation from the sea: a review of recent progress[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1995, 72(1/2): 3-52.
- [4] ANDREAS E L, DECOSMO J. Sea spray production and influence on air-sea heat and moisture fluxes over the open ocean[J]. Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics. Springer Netherlands, 1999, 13: 327-362.
- [5] ANDREAS E L, PERSSON P O G, HARE J E. A bulk turbulent air-sea flux algorithm for high-wind, spray conditions[J]. Journal of Physical Oceanography, 2008, 38(7): 1581-1596.
- [6] ANDREAS E L. Sea spray and the turbulent air-sea heat fluxes[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(C7): 11429-11441.
- [7] FAIRALL C W, KERPERT J D, HOLLAND G J. The effects of sea spray on surface energy transports over the ocean[J]. Global Atmosphere and Ocean System, 1994, 2: 121-142.
- [8] BAO J W, WILCZAK J M, CHOI J K, et al. Numerical simulations of air-sea interaction under high wind conditions using a coupled

- model: a study of hurricane development[J]. *Monthly Weather Review*, 2000, 128(7): 2190-2210.
- [9] KERPERT J D, FAIRALL C W, BAO J W. Modeling the interaction between the atmospheric boundary layer and evaporating sea spray droplets[J]. *Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics*, 1999, 20: 363-409.
- [10] ANDREAS E L, EMANUEL K A. Effects of sea spray on tropical cyclone intensity[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2001, 58(24): 3741-3751.
- [11] HEIKINHEIMO M, KANGAS M, TOURULA T, et al. Momentum and heat fluxes over lakes Tämnen and Råksjö determined by the bulk-aerodynamic and eddy-correlation methods[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, 98/99: 521-534.
- [12] FAIRALL C W, BRADLEY E F, ROGERS D P, et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1996, 101(C2): 3747-3764.
- [13] FAIRALL C W, BRADLEY E F, HARE J E, et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm[J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(14): 571-591.
- [14] ANDREAS E L, MAHRT L, VIKERS D. An improved bulk air-sea surface flux algorithm, including spray-mediated transfer[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015, 141(687): 642-654.
- [15] LARGE W G, POND S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong wind[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1981, 11(3): 324-336.
- [16] LARGE W G, POND S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1982, 12(5): 464-482.
- [17] CHEN S, QIAO F L, GUO J S, et al. The observation and analysis on the deviation of wind stress direction from wind direction[J]. *Haiyang Xuebao*, 2017, 39(1): 28-35. 陈胜, 乔方利, 郭景松, 等. 海面风应力偏离风向的观测与分析[J]. *海洋学报*, 2017, 39(1): 28-35.
- [18] WANG J M. The instruction manual of the eddy flux observation (Ver. 20120212)[EB/OL]. [2018-07-03]. <http://westdc.westgis.ac.cn/water/surveystd>. 王介民. 涡动相关通量观测指导手册 (Ver. 20120212)[EB/OL]. [2018-07-03]. <http://westdc.westgis.ac.cn/water/surveystd>.
- [19] ZHAO Z K, LIAO F, LIU C X, et al. Processing and quality control of eddy covariance measurements from a coastal marine meteorological platform[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(9): 954-964. 赵中阔, 廖菲, 刘春霞, 等. 近岸海洋气象平台涡动相关数据处理与质量控制[J]. *地球科学进展*, 2011, 26(9): 954-964.
- [20] ZHANG L X. Effect of sea spray on the sea-air fluxes and the upper ocean temperature during the typhoon passage[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2015. 张连新. 台风期间海洋飞沫对海气通量及海洋上层温度的影响研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2015.
- [21] ANDREAS E L. Time constants for the evolution of sea spray droplets[J]. *Tellus Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 1990, 42(B): 481-497.

Effect of Sea Spray on Heat Flux at Low and Medium Wind Speeds

LIU Zhan-chi^{1,2}, JIAO Zhi-yong¹, JIANG Wen-zheng², QIAO Fang-li^{2,3}, DAI De-jun², CHEN Sheng²

(1. *College of Science, China University of Petroleum, Qingdao 266580, China;*

2. *Laboratory of Marine Environment and Numerical Simulation, First Institute of Oceanography, MNR, Qingdao 266061, China;*

3. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China)*

Abstract: Based on the in situ measurements obtained by the Bohe observation platform in the South China Sea from February 1 to May 21, 2016, heat flux at sea surface is calculated with bulk-aerodynamic method, and that in droplet evaporation layer is then estimated with eddy covariance method. By comparing the fluxes at sea surface and in droplet evaporation layer, we found that significant difference exists between them, and sea spray is responsible for it. It is also found that the heat flux caused by sea spray is positively correlated with wind speed when the wind speed is medium and low. From the point view of sea spray formation mechanism, latent heat flux changes are more obvious than sensible heat flux changes at same wind speeds.

Key words: droplet evaporation layer; sea spray; eddy covariance method; air-sea heat flux

Received: May 8, 2019