

波浪以增大交换面积的方式影响海-气通量

王金良, 李慧凤

(青岛理工大学 理学院, 山东 青岛 266520)

摘要: 为体现波浪起伏增大交换面积进而增强通量这一事实, 本文在已有海-气通量模型基础上提出了一种新的波面增长因子计算公式。就线性波叠加方法产生的波面而言, 在风速为 10 m/s 时充分成长的波浪至少可使热通量增加 7.9%, 这比用单个正弦波得到的最大增加量 3.7% 的 2 倍还多。当风速增大到 20 m/s 时由新公式给出的增加量则能达到 30%。研究还表明, 借用经验波谱进行海面模拟难以体现毛细波, 真实海面的面积增加量不止模拟的那么少, 波浪对海-气通量的影响还应更强。

关键词: 海气通量; 海浪; 波面增长因子; 波陡; 波数谱

中图分类号: P732; P731 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2015)01-0079-05

doi: 10.11759/hyxx20131230001

发生在海洋与大气交界面上的动量和热量等微尺度交换过程对大尺度的大气与海洋耦合动力系统会产生极其敏感的影响, 它是表征下垫面强迫和与其上大气相互作用的一个重要环节, 能强烈地影响大气边界层结构, 进而影响大气环流; 同时, 这一过程也直接影响着海洋上混合层的厚度和温跃层的深度, 进而影响海洋环流结构和物质输运状况。

虽然国内外已经开展了大量的海上通量观测和数值实验, 但是由于海气边界层内存在复杂的动力和热力过程(风、波浪、太阳辐射、蒸发和降水等), 而且这些过程又与微尺度的湍流运动息息相关, 所以目前人们对于其交换机制的认识还很不够, 对于所观测和计算的通量值的可信度比较低。例如, 以块体公式所计算的海气通量值为中介应用目前的海气耦合数值模式估计的海表温度在夏季总是有些偏高^[1], 这是模型本身的缺陷所造成的。要改进数值模式有待于对海气交换进行重新量化。事实上, 由于作为海气交换的海洋表面直接受到波浪起伏的影响, 而这种起伏使得交换面积变大势必会增强交换。本文将从这一角度来考察波浪对海气通量的影响。

1 海-气通量研究现状

海-气通量的研究从观测位置上可区分为大气底边界层和海洋上边界层。

1.1 从大气一侧对海-气通量的研究

在大气底边界层内的研究目前主要集中在动量通量(即风应力)、热通量(含感热和潜热通量)和二氧

化碳通量的观测和计算。最直接的观测一般采用涡相关方法^[2-4]。它受平台的晃动影响较大, 需进行运动补偿矫正, 对此我们曾做过深入研究^[5-6]。间接的有惯性耗散法^[7-8], 经验的有块体参数化方法^[9]。惯性耗散法和块体参数化方法涉及许多经验参数, 由于难于表现海表波浪等动力过程的影响, 不同研究者得到的参数值有所不同。Csanady^[10]和 Moon 等^[11]分别探讨了动量通量参数 C_D 和热通量参数 C_H 随主导波的波龄和海面粗糙度的变化情况。张子范等^[12]通过数值模拟大气底边界层内的湍流状况研究了这些参数随风速和波龄的变化情况。更为系统的方法就是所谓的“大涡模拟方法”^[13]。其他论述在柯劳斯^[14]、莱赫特曼^[15]和 Garbe 等^[16]的专著中给出了很好的总结。尽管这些研究考虑到了波浪的影响, 但其结果主要表现在波浪增大海表粗糙度这方面, 尚不能反映出波面起伏增大交换面积进而影响通量这一事实, 研究有待深入。

1.2 从海洋一侧对海气通量的研究

事实上, 海洋与大气之间的交换必然依赖于海水的运动和水体中的湍流扩散和热扩散水平。正如 D'Asaro^[17]所讲, 在海洋上边界层内直接进行湍流

收稿日期: 2013-12-30; 修回日期: 2014-03-23

基金项目: 山东省自然科学基金项目(No.ZR2012DM004); 国家海洋局海洋遥测工程技术研究中心开放基金项目(No.2013005); 国家自然科学基金项目(No.41376030)

作者简介: 王金良(1973-), 男, 山东莒县人, 副教授, 研究方向: ESMD 数据分析方法、海气通量观测与上层海洋动力学, E-mail: wangjinliang10@sina.com.cn

通量观测是困难的,其原因就在于在近海表处存在着比湍流运动强得多的波浪起伏运动。尽管如此,Gemmrich等^[18-19]还是研发了随波观测装置,以测量水下温度脉动的方式,给出了热通量和湍流通量的结果。我们也就波浪对垂向热传输的影响问题进行了研究^[5,20],结果表明波浪的存在的确能够加速垂向热传输过程,增强海气热交换。Soloviev等^[21]对海洋上边界层内的动力机制进行了详尽的阐述,其中就有由红外照相技术处理微尺度海表湍流的研究。Veron等^[22]发展了这种技术,并阐明了海表温度脉动与风速和波浪之间的对应关系。Banerjee^[23]在考察水与气之间二氧化碳的交换时得到了与海表流速散度有关的公式,说明了波面起伏的确会影响海气通量。Witting^[24]论述了在无风时,重力波对厚为1~2 mm的海表冷温层温度梯度的影响,并认为在以辐射和蒸发为主导因素,有波和无波时的平均热通量 Q 与 Q_0 之间存在如下关系:

$$Q = -r\rho C_k \bar{T}_z = rQ_0 \quad (1)$$

其中增长因子 r 定义为(见其文7.2节附注):

$$r = \frac{s}{\lambda} = \frac{1}{\lambda} \int_0^\lambda \sqrt{1 + \xi_x^2} dx \quad (2)$$

$\rho, C, \kappa, \bar{T}_z$ 分别表示水的密度、定压比热、热传导系数和垂向平均温度梯度(z 向上为正)。对于线性波 $\xi(x, t) = a \sin(kx - \omega t)$ 来说, λ 是波长, s 是 $z = \xi(x, t)$ 对应一个波长的曲线长度, ξ_x 是该曲线沿水平方向(x 向右为正)的偏导数,其中 a, k, ω, t 分别表示波浪的振幅、波数、频率和波动时刻。此时成立近似式:

$$r = 1 + \frac{1}{4} \varepsilon^2 \quad (3)$$

其中 $\varepsilon = ak$ 表示波陡。也就是说,波浪能以 $\varepsilon^2/4$ 的量级增加热通量。Veron等^[25]导出的公式为:

$$r = 1 + \frac{\overline{\xi_x^2}}{\lambda} = 1 + \frac{1}{\lambda} \int_0^\lambda \xi_x^2 dx \quad (4)$$

其中线性波对应近似 $r = 1 + \varepsilon^2/2$ 。他们分析了从大气一侧获取的观测资料,间接地得到了与Witting^[24]大致吻合的结果。需要说明的是,Veron在援引Witting的结果时混淆了波浪对通量的影响因子(公式(3))和对海表冷温层梯度的影响因子 $w = 1 + \varepsilon^2$,相应通量值应当小一些。

2 波浪对海-气通量的影响

2.1 波面增长因子

由于波面是二维曲面,Witting的公式(2)可以理

解为单位宽度上波面相对于平面的增加量。这一增长因子实际反映的是波浪对海-气交换面积的影响。既然如此,波面的计算就不必拘泥于单个周期波,可以推广公式(2)的定义,使选定的水平区域足够大以包含能引起波面变化的所有波。依照微积分理论, t 时刻在水平空间区域 $D = [0, X] \times [0, Y]$ 上,波面 $z = \xi(x, y, t)$ 的面积增长因子为:

$$r(t) = \frac{S(t)}{D} = \frac{1}{D} \iint_D \sqrt{1 + \xi_x^2 + \xi_y^2} dx dy \quad (5)$$

其中, $S(t)$ 表示 t 时刻该区域的波面面积, ξ_x 与 ξ_y 分别表示沿 x 和 y 方向的偏导数。对于成长中的波面此比率是增长的,对于充分成长的波面此比率几乎不随时间变化。特别地,当波面取为 $\xi(x, y, t) = a \sin(kx - \omega t)$ 时,其近似式与公式(3)是一致的。由此可见,在只考虑正弦形式的主导波时,海表面积的增量大约也是 $\varepsilon^2/4$ 的量级。但是真实的海面并不是周期波的样子,而是呈现多波叠加的不规则状态,其面积很可能比单个周期波大得多。

2.2 波面数值模拟

要计算波面增长因子,需要给出相对真实的海面。但是由于出海观测难度大,所获取的一般是单点数据,很难还原一个区域上的波面起伏,所以较为可行的办法是借助经验的波浪谱进行数值模拟。文圣常等^[26]所提供的线性波叠加的方法是一种常规方法,曾被后续研究者用于计算机图形学(如曾凡涛^[27]等)。我们也采用这一方法,不过此处关注的是表面面积而不是视觉效果。若采用通常的波浪频谱,则还需将时间序列转换成空间序列。为了直接获取空间波面,我们采用Pierson-Moscowitz形式的波数-方向谱 $\tilde{S}(k, \theta)$ ^[28]:

$$\tilde{S}(k, \theta) = \tilde{S}_0(k) \cdot \tilde{D}(\theta) = \frac{\alpha}{2k^4} \exp\left(-\frac{\beta g^2}{k^2 U_{19.5}}\right) \cdot \frac{2}{\pi} \cos^2 \theta \quad (6)$$

其中, $\tilde{S}_0(k)$ 表示波数谱, $\tilde{D}(\theta)$ 表示波向影响因子,无因次常数 $\alpha = 8.1 \times 10^{-3}$, $\beta = 0.74$, $U_{19.5}$ 为海面以上19.5 m高的风速(可用10 m高的 U_{10} 按风速剖面公式换算), g 是重力加速度常数, θ 表示波浪传播方向。此处风速取为 $U_{10} = 10$ m/s;共叠加50个带随机相位的余弦波,波数步长为 $\pi/250$;波向从 $-\pi/2$ 到 $\pi/2$ 等分30份;水平区域为, $D = [0, 300 \text{ m}] \times [0, 300 \text{ m}]$,步长2 m。模拟结果见图1。

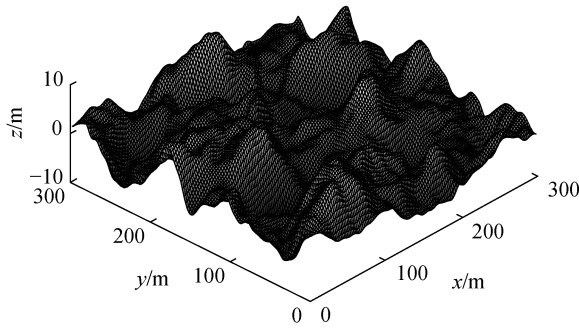


图 1 由线性波叠加方法模拟产生的波面

Fig. 1 Wave surface simulated with the linear-wave superposition method

需要说明的是,在计算公式(5)右端积分时直接离散化会让结果严重偏小且很不稳定。原因是 ξ_x, ξ_y 的量值与1相比原本就很小,其平方会更小,再经开方和累加运算其误差会很大。一种行之有效的转化见公式(7):

$$\sqrt{1 + \xi_x^2 + \xi_y^2} dx dy = \sqrt{dx^2 dy^2 + dp^2 dy^2 + dq^2 dx^2} \quad (7)$$

这里 dp, dq 分别表示 ξ 于垂向上相对于 dx, dy 的增量。

由于相位是随机的,每次的模拟结果都有所不同。经10次模拟,由公式(5)计算的波面增长因子在1.072与1.090之间,均值为1.079。需要说明的是,由于计算资源所限(模拟涉及4维矩阵运算)空间分辨率较低难以包含波长小于数米的小波。由此可见,在 $U_{10}=10$ m/s时充分成长的波浪至少可使热通量增加7.9%。这比Witting用单个波计算的量值的2倍还要多,因为临近破碎的极大振幅波也只增加3.7%(对应 $r=1.037$)。另外,当风速增大到20 m/s时由公式(5)给出的增加量会达到30%。但是,由于此时波浪破碎强度加大,计算可靠性会降低。不过从破碎增大交换面积的角度来看,增加这样的量级并不为过。

2.3 波陡的影响

根据Witting的结果推测,毛细波由于波陡大(可达2.29)很可能会使波面面积成倍增加。但是利用前述Pierson-Moscowitz波数谱却模拟不出这样的小波。先不考虑波向的变化,用于叠加的波,其波陡为:

$$\varepsilon = ak = \sqrt{2\tilde{S}_0(k)\Delta k} = \frac{\sqrt{\alpha\Delta k}}{k} \exp\left(-\frac{\beta g^2}{2k^2 U_{19.5}}\right) \quad (8)$$

其中, Δk 表示波数步长,相应于前述模拟设定可取 $\Delta k = \pi/250$,此时有波陡分布图(图2)。由图2可见,

借助Pierson-Moscowitz波数谱由线性波叠加产生波面时,除狭小的低频部分外,其余余弦波的波陡都是很小的。特别地,波数越高的波其波陡越小,对于 $k > 1$ 的小波都有 $\varepsilon < 0.02$ 。这是不合实际的,因为对毛细波来说 ε 达到2.29都是可能的。

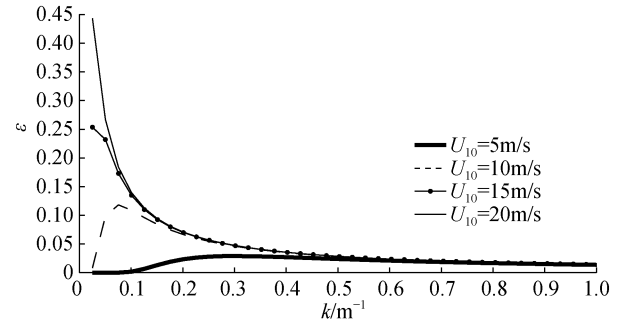


图 2 波陡随波数的变化分布图

Fig.2 The distribution of wave slope respect to the wave-number

3 结论

本文在分析了海-气通量研究现状基础上,提出了一种新的波面增长因子计算公式,以体现波浪起伏增大交换面积进而增强交换这一事实。该公式是Witting^[24]单波计算公式的推广,也与Veron等^[25]导出的公式基本相似。就线性波叠加方法产生的波面而言,在风速为10 m/s时充分成长的波浪至少可使热通量增加7.9%。这比用单个波得到的最大增加量的2倍还要多。另外,当风速增大到20 m/s时,由新公式给出的增加量会达到30%。当然,从量值上来看波面增长因子还是比较小的。原因在于借助波数谱生成波面时,除狭小的低频部分外其余余弦波的波陡都是很小的。特别地,波数很高的毛细波只对应小于0.02的波陡,这是不合实际的。由此可见,真实海面的面积增加量不止模拟的那么少,波浪对海-气通量的影响还应更强。当然,要模拟出相对真实的海面需要较为客观的波陡分布,这是一个有待探究的问题。

参考文献:

- [1] 乔方利, 马建, 夏长水, 等. 波浪和潮流混合对黄海、东海夏季温度垂直结构的影响研究[J]. 自然科学进展, 2004, 14(12): 1434-1441.
- [2] Fairall C W, Bradley E, Rogers D P, et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment [J]. Journal of Geophysical Research, 1996,

- 101(2): 3747-3764.
- [3] 王金良, 宋金宝. 关于涡相关海气通量计算的资料处理技术[J]. 海洋科学, 2009, 33(11): 1-5.
- [4] Li H F, Wang J L, Li Z J. Application of ESMD Method to Air-Sea Flux Investigation [J]. International Journal of Geosciences, 2013, 4: 8-11.
- [5] 王金良. 博士后研究报告: 关于海气通量的观测及其交换机制的研究[R]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2008.
- [6] 王金良, 宋金宝. 晃动平台上海-气通量观测误差校正模型[J]. 海洋科学, 2011, 35(12): 106-112.
- [7] Fairall, C W, Larsen S E. Inertial-dissipation methods and turbulent fluxes at the air-ocean interface [J]. Boundary-Layer Meteorology, 1986, 34: 287-301.
- [8] Donelan M A, Madsen N, Kahma K K, et al. Apparatus for atmospheric surface layer measurements over waves [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1999, 16(9): 1172-1182.
- [9] 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: 571-591.
- [10] Csanady G T. Air-sea interaction, Laws and mechanisms [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- [11] Moon I J, Hara T, Ginis I. Effect of surface waves on air-sea momentum exchange, part I: effect of mature and growing seas [J]. Journal of the atmospheric sciences, 2004, 61(19): 2321-2333.
- [12] 张子范, 李家春. 海气界面动量、热量及水汽交换系数的数值模拟[J]. 水动力学研究与进展, 2001, 16(1): 119-129.
- [13] 张兆顺, 崔桂香, 许春晓. 湍流大涡数值模拟的理论和应用[M]. 北京: 清华大学出版社, 2008.
- [14] 柯劳斯. 大气和海洋的相互作用[M]. 山东海洋学院海洋气象专业, 译. 北京: 科学出版社, 1979.
- [15] 莱赫特曼著. 大气边界层物理学[M], 濮培民, 译. 北京: 科学出版社, 1982.
- [16] Garbe C S, Handler R A, Jähne B. Transport at the Air-Sea Interface: Measurements, Models and Parametrizations [M], Berlin: Springer Press, 2007.
- [17] D'Asaro E A. Air-sea heat flux measurements from nearly neutrally buoyant floats [J], Journal of atmospheric and oceanic technology, 2004, 21: 1086-1094.
- [18] Gemmrich J R, Farmer D M. Near-surface turbulence and thermal structure in a wind-driven sea [J]. Journal of Physical Oceanography, 1999, 29: 480-499.
- [19] Gemmrich J R, Farmer D M. Near-surface turbulence in the presence of breaking waves [J]. Journal of Physical Oceanography, 2004, 34: 1067-1086.
- [20] Wang J L, Song J B. Modeling the vertical heat transport in the wave affected surface layer of the ocean [J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2009, 27(2): 202-207.
- [21] Soloviev A, Lukas R. The Near-Surface Layer of the Ocean, Structure, Dynamics and Applications[M]. Netherlands: Springer Press, 2006.
- [22] Veron F, Melville W K, Lenain L. Measurements of Ocean Surface Turbulence and Wave-Turbulence Interactions [J]. Journal of Physical Oceanography, 2009, 39: 2310-2323.
- [23] Banerjee S. Modeling of the interphase turbulent transport processes [J], Industrial & Engineering Chemistry Research, 2007, 46(10): 3063-3068.
- [24] Witting J. Effects of plane progressive irrotational waves on thermal boundary layers [J]. Journal of Fluid Mechanics, 1971, 50: 321-334.
- [25] Veron F, Melville W K, Lenain L. Wave-coherent air-sea heat flux [J]. Journal of Physical Oceanography, 2008, 38: 788-802.
- [26] 文圣常, 余宙文. 海浪理论与计算原理[M]. 北京: 科学出版社, 1984: 276-312.
- [27] 曾凡涛. 基于海频谱的实时波浪模拟[J]. 计算机仿真. 2007, 24(10): 195-199.
- [28] Tsang L, Kong J A, Ding K H. Scattering of Electromagnetic Waves: Theories and Applications. New York: John Wiley & Sons Inc, 2000.

Effect of wave on air-sea flux via magnifying the exchange area

WANG Jin-liang, LI Hui-feng

(College of science, Qingdao Technological University, Qingdao 266520, China)

Received: Dec., 30, 2013

Key words: air-sea flux; ocean wave; growth factor for wave-surface area; wave slope; wave-number spectrum

Abstract: Based on the existing air-sea flux models, a new growth-factor formula for wave-surface area is proposed. to reflect the fact that the wave-fluctuation magnifies the exchange area with an increasing flux, For the wave surface simulated with linear-wave superposition method, it indicates that, when the wind speed is 10 m/s, the full-growth wave may increase the heat flux at least by 7.9%, which is more than twice that of the single sinusoid wave which induces an increment of 3.7%. When the wind speed is 20 m/s, this increment may reach 30%. This research also indicates that, the sea-surface simulation with empirical wave spectrum can hardly reflect the capillary wave. The area of the real surface is not merely as much as that of the simulated one. The wave effect to the air-sea flux should be stronger.

(本文编辑: 李晓燕)