海-气界面热通量算法的研究 及在中国近海的应用^{*}

褚健婷 陈锦年 许兰英

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071;中国科学院研究生院 北京 100039)
 (中国科学院海洋研究所 青岛 266071;中国气象局广州热带海洋气象研究所 广州 510080)
 (中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

提要 对计算海-气界面湍流热通量的 Bulk 算法的一些参数进行了改进。使用西沙实测资料、GSSTF2资料和 NCEP/NCAR 再分析资料以及改进后的算法,计算了中国近海地区的感热通量、潜热通量。计算结果与西沙实测资料、长年代的 GSSTF2资料和 NCEP/NCAR 再分析资料进行比较验证,证明改进后的方法精度较高,基本可以保证湍流热通量的平均标准偏差在 10W /m² 左右,与多年的月平均做比较,相对偏差为 25% 左右;同时,不仅首次将计算热通量的空间尺度精确到 0.1°×0.1°,而且基本模拟出了南海季风暴发期间热通量变化的主要特点以及中国近海热通量随季节、纬度和海岸地形的变化特征。

关键词 感热通量,潜热通量,块体法,中国近海

中图分类号 P731.1

海-气界面处的湍流热量交换是表征下垫面 强迫和其上大气相互作用的一个重要参数,它可 以强烈地影响上层海洋及大气边界层结构,进而 影响大气环流和海洋环境。因此对热通量时空 变化特征的深入研究不仅可以更清楚地了解上 层洋面热交换的具体过程,为全球变化的研究提 供理论依据;而且可以在模拟海洋或大气环流时 提供更为精确的初、边界条件,这对于解释海-气 耦合作用的物理机制以及中小尺度的天气预报 都是非常关键的。

目前,计算海-气界面热通量主要有三种方法:涡度相关法、惯性耗散法(或称为梯度法)以及块体法。涡度相关法根据通量的定义直接测量气象要素的湍流脉动量,计算其二阶距而算出,是最准确的方法,可作为验证资料,但是只能获得观测区或调查船所走航线有限海域的通量值,观测资料稀少、观测范围狭窄,而且,船体的

倾斜和摇摆也会造成观测的误差:惯性耗散法需 要准确测量气象要素的垂直梯度,这在船舶上应 用时有一定的困难;块体法属于一种参数化的方 法,可应用于全球范围,也可以算出同一海域不 同时间的通量分布,由于受人力、物力以及观测 手段的影响,目前科研工作者广泛使用的就是这 种方法。但是,这种参数化的方法有很大的误差 (Blanc 1985),基本参数的取法也是各种各样的。 到目前为止,对于感热通量和潜热通量的精确 值,特别是对应的热量交换系数和水汽交换系数 的具体计算问题仍然没有解决,不仅算法各异, 而且各种计算结果的差异很大,同时缺乏精确的 实测资料去验证。因此,建立一种高精度、网格 化、依赖于时间和地形的全球尺度的海--气界面热 通量模型已成为当务之急 (Taylor, 2000, Yu et al, $2004)_{\circ}$

渤海、黄海、东海和南海海域地形非常复杂,

收稿日期: 2005-08-16,收修改稿日期: 2006-07-06

^{*} 国家 863课题基金资助项目, D03022102B号; 热带海洋气象科学研究基金项目, 200410号; 国家自然科学基金 资助项目, 40075003号。褚健婷, 硕士, E-m ail cjtqd@ yahoo con. cn

而且受陆地、海洋环流(黑潮、对马暖流等)和季风(南海夏季的西南季风暴发)的影响很大,热通量变化明显(万修文等,2004, 王东晓等,2004, 李培良等,2005; 王举等,2005), 所以正确模拟中国近海的热通量意义重大,有助于正确理解此海域热通量的时空变化特征。

本文中作者旨在对块体法进行改进,从而计 算热通量的精确值,并且在加密的网格上对中国 近海地区加以验证和应用,同时寻找热通量在中 国近海的时空变化规律。

1 资料说明

1.1 西沙资料

我国在南海中部的西沙永兴岛(16°50′N, 112°20′E)西南面礁盘边缘建了西沙海--气通量观 测塔,距岛屿约 300m,气象要素分布基本不受陆 面影响(阎俊岳等,2000)。观测内容包括:10m 层风速、海表面温度、气温、相对湿度等;每半小 时观测一次。观测仪器出发前在国家气象计量 站统一标定了精度。本文中作者选取 2002年 5 月 1-31日为期一个月的通量观测资料,再通过 TOGA COARE 2.5b计算方案,计算出感热通量、 潜热通量、热量交换系数和水汽交换系数。

1.2 GSSTF2资料

有研究表明 (Shu-H sien Chou et al, 2003), GSSTF2(Goddard Satellite-Based Surface Turbulent F hxes V ersion 2)资料是目前精度较高的海-气界 面通量资料集。计算时取 GSSTF2中 1998—2000 年的逐月月平均资料,包括: 10m 处风速、大气比 湿、感热通量、潜热通量,还有 1988年 1月—2000 年 12月的多年月平均的相应资料; GSSTF2资料 的网格为 360 × 180,热通量的空间尺度精度为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。

1.3 NCEP/NCARNCEP 再分析资料

NCEP/NCAR 再分析资料 (National Center for Environmental Prediction-National Center for A mospheric Research reanalysis(是一个基于 COADS) Comprehensive Ocean-A mosphere Data Set)的资料 集。在计算中取其 1998—2000年的逐月月平均 资料,包括: 离海表面 2m 处的气温和海表层的温 度资料,还有 1948年 1月—2003年 12月的多年 月平均资料; NCEP/NCAR 再分析资料的网格为 192×94 精度基本上为 1.875°×1.904°。

2 算法的改进

对西沙资料进行计算的 TOGA COARE 2.5b

方案的基本公式如下:

$$Q_{s} = \rho_{a} c_{pa} \overline{w'T'} = -\rho_{a} c_{pa} u T_{*} \approx -\rho_{a} c_{pa} u \theta \quad (1)$$
$$Q_{l} = \rho_{a} L_{e} \overline{w'q'} = -\rho_{a} L_{e} u q \quad (2)$$

其中, Q_s 为感热通量, Q_1 为潜热通量, Q_a 为空气 密度, q_a 为大气定压比热, L_e 为水汽蒸发潜热, $T_* \ , q \ , u \$ 分别是温度、比湿、动量湍流特征尺度 参数, Θ 是位温的湍流特征尺度参数。

中性湍流交换系数计算公式:

$$C_{hn}^{1/2} = \frac{(\alpha k)}{\log \left(\frac{z_r}{z_{0r}}\right)}$$
(3)

$$C_{en}^{1/2} = \frac{(\alpha k)}{\log\left(\frac{z_r}{z_{0r}}\right)}$$
(4)

其中, $C_{hn}^{1/2}$ 为中性热量交换系数, $C_{en}^{1/2}$ 为中性水汽 交换系数, Chamock 常数 $\alpha = 0.011$, km an 常数 $k = 0.4 z_{0}, z_{0q}$ 分别是海面热力粗糙度和水汽粗糙 度 (m), z, 为距海面处高度 (m)。

湍流交换系数计算公式:

$$C_{h} = C_{hn}^{1/2} \left\langle \left[1 - \frac{C_{hn}^{1/2}}{\alpha k} \phi_{h} \left(\xi \right) \right] \right\rangle$$
(5)

$$C_e = C_{en}^{1/2} \left[1 - \frac{C_{en}^{1/2}}{\alpha k} \phi_h(\xi) \right]$$
(6)

其中, C_h 为热量交换系数, C_e 为水汽交换系数, ϕ_h (ξ)为普适函数。

计算感热通量和潜热通量的块体法 (Bulk) 公式) Fairall *et al*, 1996) 为:

$$Q_s = \rho_a c_{pa} c_h (T_s - \theta) u_{10}$$
(7)

$$Q_{l} = \rho_{a} L_{e} c_{e} (q_{s} - q_{a}) u_{10}$$
(8)

其中, Q_s (W m²)为感热通量; Q_l (W m²)为潜热 通量; Q_i (kg/m³)一般为干空气密度, 且取为常 数, 考虑到海-气界面处的复杂情况, 在本文中作 者认为考虑湿空气密度比较合理[见公式(9)]; c_{pa} [J/(kg•K⁻¹)]为空气定压比热, 取为常数 1004. 67, L_e (J/kg)为水汽蒸发潜热, 一般也被当 成常数, 在改进后的公式中作为海表温度的函数 [见公式(10)]; T_s 为海表温度(K); θ (K)为大气位 温; q_s (g/kg)为海-气界面处湿空气比湿; q_a (g/kg) 为 10m处湿空气比湿; u_{10} (m/s)为距海表面 10m 层的水平风速; a_i 为热量交换系数, 变化范围为 1. 150×10⁻³-1. 248×10⁻³, c_e 为水汽交换系数, 变化范围为 1. 098×10⁻³-1. 258×10⁻³, 经过多 次分析比较验证 (阎俊岳, 1999), 分别取为 1. 176× 10⁻³和 1. 191×10⁻³。

37卷

其中一些基本变量的计算方法如下:

$$L_e = (2.501 - 0.00237 \times t_s) \times 10^{\circ} \text{ J/kg} \quad (10)$$

$$\theta = T_a + 0.0098 \times z_r \qquad (11)$$

$$t_s = T_s - t_{k} \tag{12}$$

其中, z_r 为观测高度, 即 2m, $T_a(K)$ 为在 z_r 处的气温, t_s 为海表温度 (\mathbb{C}), t_k 为摄氏温度转化到开氏温度的换算常数, 取为 273. 16。

用戈夫-格雷奇方程计算纯水平液面饱和水 汽压 a:

$$\lg_{w} = 10.7957 \times \left(1 - \frac{t_{ok}}{t + t_{ok}}\right) - 5.02800 \times \lg\left(\frac{t + t_{ck}}{t_{ok}}\right) + 1.50475 \times 10^{-4} \times \left[1 - 10^{-8.2969\times \left(\frac{t}{t_{ok}} - 1\right)}\right] + 0.42873 \times 10^{-3} \times \left[10^{4.76955\times \left(1 - \frac{t_{ok}}{t + t_{ok}}\right)} - 1\right] + 0.78614$$
(13)

若 $t = \theta - t_{4t}$,则 $e_{u} = e_{a}$ 为大气饱和水汽压;若 $t = t_{s}$,则 $e_{u} = e_{s}$ 为海—气界面处饱和水汽压,则:

$$q_a = 0.62198 \times \frac{e_a f}{p - 0.37802 e_a f} \times 10^3 \,\mathrm{g/kg} \quad (14)$$

考虑到海水盐度的影响, 通常认为 $q_s = 0.98q_{sat}(T_s)$, 即:

 $q_s = 0.62198 \times \frac{0.98e_s}{p - 0.37802 \times 0.98e_s} \times 10^3 \text{g/kg}$ (15) 其中, f为相对湿度, $q_{sul}(T_s)$ 为海-气界面处大气的饱和比湿。

3 资料比较分析

3.1 与西沙资料做比较

通过多次试验发现, 热通量与风速的关系 最为密切, 在本文中, 定义 u < 4m /s时为弱风, 4m /s≤u < 8m /s时为中风, u≥8m /s时为强风, 且分别占总体的 45.9%、42.3%和 11.8%, 模拟 时的 10m 风速、气温、相对湿度、海面温度等基本 变量即西沙实测值。

将模拟热通量与通过 TOGA COARE 2.5b算 出的西沙每半小时平均的热通量做比较,统计结 果见表 1、表 2。从表 1、表 2可以看出:在弱风和 中风条件下感热通量的模拟结果较好,而潜热通 量却在中风和强风条件下的模拟结果较优,在强 风下,感热通量误差较大,但是这部分所占比重 较小(不到 200组数据),所以可靠性不高。总体 而言,感热通量的平均标准偏差不超过 2W m², 潜热通量的为 12.37175W m², 二者基本满足国 际上平均标准偏差在 10W /m²左右的要求;平均 相对误差分别为 16.883%和 10.907%,可见虽然 感热的模拟平均值更接近实测值,但是由于感热 值远小于潜热值,模拟效果却稍差于后者。

表	1	感热通量之西沙资料与模拟效果比较

而日	西沙平均值	模拟平均值	平均标准偏差	偏差平均值	平均相对误差
-	(W/m^2)	(W /m^2)	(W/m^2)	(W/m^2)	(%)
弱风	5. 19072	4. 56634	1. 34511	0.78361	15.096
中风	6. 60442	7. 05 039	1. 35642	0. 99215	15.023
强风	4. 45642	5. 97472	1. 59583	1.55393	34.869
总体	5. 70161	5. 78226	1. 38173	0.96259	16.883

Tab. 1 Comparison in sensible heat flux between sinulated and observational data in X isha

表 2 潜热通量之西沙资料与模拟效果比较

1 ab. 2 Comparison in latent near nux between sinulated and observational data in A.B.	Tab. 2	Comparison	in	latent heat	flux	between	sin ulated	and	observ	vationalda	ta	in X	ίis	ha
--	--------	------------	----	-------------	------	---------	------------	-----	--------	------------	----	------	-----	----

项目	西沙平均值	模拟平均值	平均标准偏差	偏差平均值	平均相对误差
	(W/m^2)	(W /m^2)	(W/m^2)	(W/m^2)	(%)
弱风	78. 52845	63. 91 628	15.81872	14.61215	18.607
中风	104. 03468	99.86667	8. 69743	6.76480	6.502
强风	128.42644	135. 12945	7.20593	6.87222	5. 351
总体	95. 19260	87. 50804	12. 37175	10.38286	10.907

2002年西南季风首先于 5月 14日在西沙及 北部海区暴发,继而于 5月 15日在整个南海暴 发,属于正常年(蒋国荣等,2004、阎俊岳等, 2003)。在季风暴发前,热通量值一般较小,且变 化平稳,而季风暴发后,变化幅度加大。从 2002 年 5月西沙资料和模拟结果的比较图中可以看 出(图略):感热通量在 16-18日突然增大,极值 一般在凌晨,变化幅度非常大;而潜热通量变化 不太明显,其值似乎略小于季风暴发前,在 17日 凌晨达到极大值。5月 19-23日为一次西南季 风加强过程,可以看到感热通量的变化幅度甚至 小于季风暴发前,量值与季风暴发前基本持平或 者偏小,而潜热通量的变化幅度与季风暴发前相 似,但是值略大。25-28日为短时间风向变化期, 感热通量和潜热通量也在 26-27日突然增大,感 热通量的变化比较明显。从该图中可以看出,模拟 效果基本上表现出了上述特点,但是季风暴发与热 通量变化的关系有待进一步深入研究。

3.2 中国近海感热通量和潜热通量的分布特征

收集到的资料在全球范围内的网格标准是 不一致的,为了统一精度,同时为了得到更精确 的热通量值,把上述基本变量值以及计算得到的 热通量值都插值到加密的 0.1°×0.1°网格上,研究 的范围为中国近海,即 105°E—135°E, 5°N—45°N, 时间为 2002年 5月 1—31日。

3.2.1 感热通量时空变化特征 在中国近海 海域,感热加热不仅在空间分布上,而且在其分布 随时间的变化方面都具有明显的季节性(图 1)。 冬季(以 1月为例), 30°N-40°N海域出现较大 值,且等值线密集,在台湾以东一东海一日本以 南海域一日本海南部,形成一条与黑潮路径相吻 合的加热带,呈东北一西南走向,加热中心强度 可达 90W /m² 以上。在 20°N 以南, 感热通量值 向南逐渐减小,等值线呈一低值倒槽分布。之 后,整个海域的感热通量值逐渐减小,加热带的 强度也减弱,到春季,加热带的中心强度减弱到 20W/m²左右,到5月加热带便完全消失,为零散 的正负小中心所取代。夏季,感热交换的分布形 势与冬季相比大不相同,其分布大体以 30°N为 界,南部为正值区,大部分海区维持在 0-5W /m² 左右,在北部湾及其以南的沿岸地区值稍大;而 北部则变为负值区,基本上在-3-0W/m²之间。 9月在日本海东北部加热中心又开始出现,到秋 季逐渐形成加热带;而后逐渐增强,于次年的1 月达最强。就多年平均来说,近海感热通量秋、 冬季较大(10-3月),春、夏季较小(4-9月),因 此年平均的分布形势与冬季的比较相似。虽然 在夏半年渤海、黄海、东海以及日本海南部会出

现负值,表示海洋吸热,但是整个海洋仍然表现 为失热,黑潮主干区成为失热中心,由于受陆地 影响,最大失热区位于我国渤海海区。这与彭永 清等(1990)、赵永平等(1991)、周林等(1993)、 程志强(1996)和周明煜(1998)等人的结果相比, 分布形势很相近。



图 1 多年月平均感热通量季节变化(1988-2000年)

Fig. 1 Seasonal variation in average monthly sensible heat flux(1988-2000) a 冬季 (1月); b 春季 (4月);

c 夏季 (7月); d 秋季 (10月)

3.2.2 潜热通量时空变化特征 在中国近海 海域,潜热交换季节变化明显,全年基本均为正 值,即表现为海洋对大气的加热,与海-气间感热 交换相比,量值也要大得多。因此其重要性远远 大于感热通量(图 2)。冬季分布的基本特点是: 靠近陆地和岛屿,潜热通量值较小,离陆地远的 海区,由于风速或者海-气温差增大,会出现大值 区。冬季,在 25°N 以北,有一个与黑潮路径基本 吻合的加热带,但是不如感热通量分布明显,呈 东北一西南走向,加热中心强度超过 210W /m², 在日本海也形成一加热中心,强度在 200W /m² 左右,全年的最小值出现在渤海湾。在南海和黑 潮主干区以东大洋区,是两个独立的加热带:一 个在菲律宾岛和棉兰老岛以东的海域,这个加热 中心所占面积和强度都较大;一个在菲律宾岛以 西和加里曼丹岛以北海域; 1999年,西面的加热 带跨过巴士海峡与东面的加热中心合在一起,且

在北支加热带的末梢以南似乎还有一个强度很 弱的加热中心。春季,加热带和加热中心的强度 都减弱,到夏季,在 25°N 以北的加热带和加热中 心都不明显:而在 25°N 以南的两个加热中心强 度减弱为 105W m² 左右, 且都向北移动, 到秋 季,北支加热带的加热中心又开始出现,然后逐 渐恢复为冬季的分布形势,与彭永清等(1990)、 赵永平等(1991)、周林等(1993)、程志强(1996) 和周明煜(1998)等人的结果相比,分布形势很相 近,但是具体值有差异。





a冬季(1月); h春季(4月); c夏季(7月); d秋季(10月)

3.3 与 GSSTF2资料做比较

潜热

由于中高纬度的湍流热通量受海岸地形和纬

度的影响很大,所以在本文中只比较 5°N-30°N 的东海、南海以及西太平洋的部分海域。

与目前精度较高的 GSSTF2海-气界面热通 量资料集中对应的感热通量和潜热通量进行比 较,并统计分析(表 3):

平均标准偏差
$$Q_{ave} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (Q_i^s - Q_i^o)^2}$$
 (16)

其中, O_i° 为模拟出的月平均海表热通量, O_i° 为 GSSTF2资料中对应的月平均海表热通量.N 为观 测的数量:

多年月平均的相对误差
$$Q_{err} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (Q_i^s - Q_i^o)^2}{Q_k^o}$$
 (17)

其中, Q[°]_i为对应该月的多年月平均热通量。

从表 3中可以看出,模拟的结果基本可以保 证感热通量和潜热通量平均标准偏差分别为 3W /m² 和 20W /m² 左右, 相对误差分别为 30% 和 20% 左右, 感热通量的平均标准偏差最小, 而相 对误差却最大,这是因为感热通量值本身就比潜 热的小得多,因而即使是微扰动也会对误差有很 大的影响,这尤其表现在夏半年。

对于感热通量和潜热通量的季节变化,冬季 的平均标准偏差一般大于夏季,而且越靠近海陆 边界,偏差越大,对于潜热通量,在冬季和边界处 表现的更为强烈,这不仅是由于海陆性质的差异 所至,而且,由于观测条件和插值的原因,导致在 海陆交界处基本变量的观测与取值有较大的误 差,从而影响了边界处热通量计算的准确性。

表 3 模拟热通量与 GSSTF2热通量统计分析(%)

in in of beast flumon between aim ulated you lto and C SSTE? do

	$1 \text{ abs } 5^{-1}$ Statistic analysis of near nuces between simulated reachs and 0.55112 that sets(n)													
	项目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均值
感払	平均标准偏差 (3W/m ²)	37. 54	42.46	15. 74	9.84	2.95	1.15	2.46	1.15	4.43	9.51	16.89	44. 26	15. 70
通量	相对误差 (30%)	16.07	17.87	23. 28	18. 69	32.13	37.05	49.02	24.75	10.49	3. 44	4.26	9. 67	20. 56
浒	平均标准偏差	21.64	21. 48	9. 51	8.36	6.07	7.87	29.67	16.72	20.98	24.10	30. 98	43. 93	20. 11
宿 热 通 昌	$(20W/m^2)$													
	相对误差	11. 97	14. 10	12.62	13.93	14.75	20.49	48.69	38.52	30.49	25.57	16.72	22.95	22.57
里	(20%)													

注:表中感热通量和潜热通量平均标准偏差分别为误差超过 3W /m² 和 20W /m²所占百分比,相对误差分别为误差 超过 30% 和 20% 所占百分比

对于相对误差,无论是感热通量还是潜热通 量,在冬季,都是主要在海陆交界和岛屿附近误 差较大,这与它们冬季的平均标准偏差分布相 似;而在夏季,在离陆地较远,受陆面影响较小的 海域,相对误差就比较大了,这主要是因为夏季 的感热通量和潜热通量值本身就很小,所以微扰 动也会造成较大的影响。

4 结论

(1)本文中改进的块体法精度较高,基本可以保证湍流热通量的模拟结果平均标准偏差在 10W/m²以内,与多年的月平均做比较,相对偏差 在 25%左右。

(2)南海季风暴发阶段感热通量和潜热通量 都有显著变化,二者之间的联系有待进一步深入 研究

(3)中国近海的感热通量和潜热通量随季节、纬度和海岸地形影响而有变化,且潜热通量的值较感热通量的大,对该海区的气候变化起主要作用。

致谢 GSSTF2资料在网站 httpl: ftp //lake nascom.nasa.gov/data/TRMM /Ancillary/gsstf/gsstf 2 0/monthly/上可下载到,而 NCEP/NCAR 再分析 资料在 http2 http //www.cdc noaa gov/cdc/data ncep reanalysis derived htm /# surface-gauss上可下 载到, 谨致谢忱。

参考文献

- 万修全,鲍献文,吴德星等,2004 渤海夏季潮致-风生-热 盐余流的数值诊断计算.海洋与湖沼.35(1):41-47
- 王东晓,陈 举,陈荣裕等,2004,2000年8月南海中部与 南部海洋温、盐与环流特征.海洋与湖沼,35(1): 97-109
- 王 举,姚华栋,蒋国荣等,2005、南海北部海区太阳辐射 观测分析与计算方法研究.海洋与湖沼,36(5): 385-393
- 李培良, 左军成, 吴德星等, 2005 渤、黄、东海同化 TO PEX / PO SEIDON 高度计资料的半日分潮数值模拟. 海洋与 湖沼, 36(1): 24-30

- 周林,蔡剑平,沙文钰,1993 南海地区海-气热交换的年 变化和年际变化.海洋预报,10(4):47-53
- 周明煜, 钱粉兰, 1998 中国近海及其临近海域海气热通量的模式计算.海洋学报, 20(6): 21-30
- 赵永平,张必成,任允武,1991. 渤、黄、东海年平均海面热 量平衡状况及其与海洋环流的关系.海洋与湖沼, 22(6):517-523
- 阎俊岳, 1999 中国邻海海→气热量、水汽通量计算和分析. 应用气象学报, 10(1): 9-19
- 阎俊岳,姚华栋,李江龙等,2003 2000年南海季风暴发前 后西沙海域海-气热量交换特征.海洋学报,25(4): 18-28
- 阎俊岳,唐志毅,姚华栋等,2003 2002年南海季风建立及 其雨带变化的天气学研究.气象学报,61(5):569-579
- 彭永清,陈 辉,1990 南海一西太平洋海域热量平衡各 分量的年变化特征及其与天气系统的关系.气象科 学,10(1):61-70
- 程志强, 1996 南海海-气热交换的热通量分布. 热带海洋, 15(2): 74-78
- 蒋国荣,何金海,王东晓等,2004 南海夏季风暴发前后海-气界面热交换特征. 气象学报,62(2): 189-199
- B knc T V, 1985. Variation of bulk-derived surface flux, stability, and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. Journal of Physical Oceanography, 15 650-669
- Fairall C W, Bradley E F, Rogers D P et al, 1996 Bulk param eterization of air-sea fluxes for Tropical O cean G lobal A mosphere Coupled O cean-A mosphere Response Experiment Journal of Geophysical Research, 101 (c2): 3747-3764
- Shu-H sien Chou, E ric N elkin, Joe A rdizzone et al 2003. Surface turbulent heat and momentum fluxes over global oceans based on the Goddard satellite retrievals version 2(GSSTS2). Journal of C limate, 16(20): 3256-3273
- Yu Lisan, *et al*, 2004 In proving latent and sensible heat flux estimates for the A tlantic O cean (1988—1999) by a synthesis approach Journal of Clin at p. 17(15): 373—393
- Taybr P K, 2000 Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields Joint W CRP/SCOR W orking G roup on A ir Sea F hx es R ep W CRP, K-XVI

MPROVED CALCULATION OF TURBULENT HEAT FLUXES AT A **R**-SEA NTERFACE IN MARITME CHINA

CHU Jian-Ting CHEN Jin-Nian, XU Lan-Ying

(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Q ing dao, 26607 ; G radua te School, Chinese A cademy of Sciences, Beijing 100039)

(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences Qingdaa, 266071; Guangzhou Institute of Tropical and Oceanic M eteorology, China M eteorolog ical Administration, Guangzhou, 510080)

(Institute of O ceanology, ChineseA caden y of Sciences, Q ingdao, 266071)

Abstract Using data sets of GSSTF2, NCEP/NCAR reanalysis and observational ones in X isha Archipelago, the South China Sea, we calculated the turbulent heat fluxes at the air-sea interface in maritime China with commonly used bulk method with improvement on some parameters W ith the modified method, sensible and latent heat fluxes in the areas were simulated Comparison of the simulated results with the observational data in X isha, the reanalysis data, and the satellites data showed that the improvement of the bulk method in accuracy is clear The modified method can satisfy the limit of mean square deviation within 10W /m², and the average relative error is about 25%. In addition, for the first time, the new method enhanced spatial resolution to 0.1° × 0.1° in turbulent heat fluxes The results are able to simulate themain features of variation in sensible and latent heat fluxes in different seasons, latitudes, and terrains in marginal seas of China, and also to reflect the general pattern of heat flux changes during summer monsoon outbreak in the South China Sea. **Key words** Sensible heat flux, Latent theat flux, The bulk method, Maritime China