

王自强, 缪启龙, 高志球, 等. 2010. SAMIL 大气环流模式海面湍流通量参数化方案研究 [J]. 大气科学, 34 (6): 1155–1167. Wang Ziqiang, Miao Qilong, Gao Zhiqiu, et al. 2010. Air-sea turbulent flux parameterization schemes in SAMIL model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1155–1167.

SAMIL 大气环流模式海面湍流通量参数化方案研究

王自强^{1,2} 缪启龙¹ 高志球² 班军梅^{2,3} 徐小慧^{2,3}

1 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 将中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室发展的大气环流谱模式 SAMIL_R42L26 2.08 中的海气通量参数化方案——Louis 方案, 与新发展的一种新型近海层湍流通量参数化方案——LGLC 方案进行比较和分析。离线测试结果表明, LGLC 方案计算的通量结果与观测数据具有更好的一致性, 且由于其区分热力粗糙度和动力粗糙度, 使得对热量通量的计算更加准确。在线测试则证明, 引入 LGLC 方案的 SAMIL 模式对洋面风应力、感热通量、潜热通量和降水率的模拟能力有了进一步的提高, 尤其对北半球夏季印度季风和南海季风区的降水改善明显。

关键词 大气环流模式 海气通量参数化方案 Louis 方案

文章编号 1006-9895 (2010) 06-1155-13

中图分类号 P461

文献标识码 A

Air – Sea Turbulent Flux Parameterization Schemes in SAMIL Model

WANG Ziqiang^{1,2}, MIAO Qilong¹, GAO Zhiqiu², BAN Junmei^{2,3}, and XU Xiaohui^{2,3}

1 *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

2 *State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy Sciences, Beijing 100029*

3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

Abstract The air-sea flux parameterization scheme (Louis scheme) for the general circulation model (R42L26 2.08) developed at the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG) in the Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy Sciences, and a new developed air-sea turbulent flux parameterization scheme (LGLC scheme), have been compared by using offline and online tests. The result for the offline test shows that the calculated flux result with LGLC scheme is more consistent with observational data, in addition, since taking account of the difference between aerodynamic and thermal roughness length, the calculated flux result is more accurate. The online test shows that the SAMIL (Spectral Atmosphere Model of IAP LASG) model coupled with LGLC scheme produces more realistic surface wind stress, sensible heat flux, latent heat flux, and precipitation, especially precipitation over the zone of the Indian monsoon and the South China Sea monsoon in summertime of the Northern Hemisphere.

收稿日期 2009-11-06, 2010-01-19 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2011CB403501, 科技部/财政部公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006024, 中国科学院“百人计划”项目

作者简介 王自强, 男, 1985 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候模式研究。E-mail: ziqiang_wang@yahoo.cn

Key words atmospheric general circulation model, air-sea flux parameterization scheme, Louis scheme

1 引言

海—气界面的动量、热量和水汽通量交换是海气相互作用的重要环节,同时对各种尺度的天气过程的发展有着极为重要的影响(赵鸣, 2000; Gao et al., 2006)。当今各种气候模型的普遍应用,使得精确估算海—气界面湍流通量,从而精确模拟海—气间的非线性耦合过程变得愈加重要(Lee et al., 1997)。海表的通量很大程度上是由大气中尺度从毫米级到千米级的湍流运动所决定的。然而,即使是分辨率最高的中尺度模式也只能解决一部分的湍流谱问题(Wang et al., 2002)。因此,湍流通量参数化就成为必然。同时,也提出了参数化方案计算精度这个难题。

目前,世界上各气候模式所使用的湍流通量参数化方法主要可分为以下两种:(1)通过观测提出普适函数,进而依据 Monin-Obukhov 相似理论(Monin and Obukhov, 1954),通过循环迭代求解湍流通量。该类方案是利用数学上的逐步逼近求解,因此计算精度较高,但需循环迭代,耗费大量计算时间的特点也限制了其在气候模式上的应用。获得公认的此类方法包括 Dyer (1974) 提出的不稳定条件下普适函数, Beljaars and Holtslag (1991) 提出的稳定条件下的普适函数,以及 Högström (1996) 提出的不稳定条件下的普适函数。(2)直接对湍流通量整体输送系数进行参数化,避免了循环迭代求解湍流通量。这类方案所需 CPU 时间较少的特点使得其被广泛应用于各种气象及气候模式中,但由于其做了近似处理,计算精度有所降低。该方法包括 Loboeki (1993) 方案、以及在 SAMIL (周天军等, 2005) 模式中应用的 Louis 方案(Louis, 1979; Louis et al. 1982)。

此外,高志球等人(Gao et al., 2006; 胡艳冰等, 2006; 李煜斌等, 2009; Li et al., 2010)在 Louis (1979)、Louis et al. (1982) 和 Launiainen (1995) 研究的基础之上,尝试发展了一套兼顾模式计算时间以及计算精度的新型参数化方案——LGLC 方案,至今该方案尚未在模式中广泛应用。本文旨在从离线和在线测试两方面对 LGLC 方案进行全面的测试和分析,从而探讨将 LGLC 方案引

入到模式中的可行性。

2 参数化方案介绍

2.1 Louis 方案

SAMIL 模式中的湍流通量参数化方案主要采用 Louis (1979) 的湍流通量非循环迭代算法,直接对整体输送系数进行参数化,海面风应力、感热通量和潜热通量表示为:

$$\begin{cases} \tau = \rho_a u_*^2 = \rho_a C_D U^2, \\ H = -\rho_a c_p u_* \theta_* = -\rho_a c_p C_H U \Delta\theta, \\ L_E = -\rho_a L_e u_* q_* = -\rho_a L_e C_E U \Delta q, \end{cases}$$

其中, ρ_a 是空气密度,且 $\rho_a = p_a / (RT_a)$, p_a 、 T_a 分别为气压和温度, R 是干空气比气体常数。 u_* 、 θ_* 、 q_* 分别是近地层摩擦速度、特征温度和特征比湿。 C_D 、 C_H 、 C_E 分别为动量、热量、水汽整体输送系数。 $U = \sqrt{u_a^2 + v_a^2}$, u_a 、 v_a 分别代表水平纬向、经向风速分量。 c_p 是空气定压比热。位温差 $\Delta\theta = \theta_a - T_s$, θ_a 是观测高度空气位温, T_s 是海表温度。 L_e 是水汽相变潜热。比湿差 $\Delta q = q_a - \bar{q}_0$, q_a 是观测高度空气比湿, $\bar{q}_0$ 是在海表温度下的饱和空气比湿。

整体输送系数计算公式:

$$\begin{cases} C_M = C_{MN} F_M(Ri_B, z/z_0), \\ C_{MN} = \frac{k^2}{\ln^2(z/z_0)}, \\ C_H = C_{HN} F_H(Ri_B, z/z_{0h}), \\ C_{HN} = \frac{k^2}{\ln(z/z_0) \ln(z/z_{0h})}. \end{cases}$$

不稳定条件下:

$$\begin{cases} F_M = 1 - \frac{2b Ri_B}{1 + 2ba^2 c \sqrt{\frac{z}{z_0}} | Ri_B |}, \\ F_H = 1 - \frac{2b Ri_B}{1 + 2ba^2 c \sqrt{\frac{z}{z_{0h}}} | Ri_B |}. \end{cases}$$

稳定条件下:

$$\begin{cases} F_M = \left(\frac{1}{1 + b Ri_B} \right)^2, \\ F_H = \left(\frac{1}{1 + b Ri_B} \right)^2. \end{cases}$$

其中, k 为 von Karman 常数, z_0 为空气动力粗糙度, z_{0h} 为热力粗糙度, Louis 方案中取 $z_0 = z_{0h}$ 。 z

为测量高度, Ri_B 为整体理查森数, a, b, c 为系数。

2.2 LGLC 方案

LGLC 方案基于 Högström (1996) 和 Beljaars and Holtslag (1991) 的研究工作, 沿用 Louis (1979)、Louis et al. (1982) 和 Launiainen (1995) 的思路, 采用多元回归分析方法, 发展了一种非迭代方法的湍流通量参数化方案。该方案直接由整体理查森数 Ri_B 、空气动力学粗糙度 z_0 和热力学粗糙度 z_{0h} 参数化稳定度参数 ζ (即 z/L), 从而避免了通过循环迭代计算 Monin-Obukhov 长度 L , 有效地节省了 CPU 计算时间, 并且其计算结果较 Launiainen 方案有显著改善 (李煜斌等, 2009)。

(1) 一种新型稳定度参数与理查森数间的关系:

不稳定条件下 ($Ri_B < 0$):

$$\zeta = (a_{u11}\beta^2 + a_{u12}\beta + a_{u13}) \times \alpha \times Ri_B^2 + [(b_{u11}\beta^3 + b_{u12}\beta^2 + b_{u13})\alpha^2 + (b_{u21}\beta^3 + b_{u22}\beta^2 + b_{u23})\alpha + (b_{u31}\beta^3 + b_{u32}\beta^2 + b_{u33}\beta + b_{u34})] \times Ri_B, \quad (1)$$

为了简洁, 用 α 代替 $\ln(z/z_0)$, β 代替 $\ln(z_0/z_{0h})$, 各系数为: $a_{u11} = -0.0014$, $a_{u12} = 0.0070$, $a_{u13} = 0.0403$, $b_{u11} = -0.0003$, $b_{u12} = 0.0021$, $b_{u13} = 0.0058$, $b_{u21} = 0.0069$, $b_{u22} = -0.0499$, $b_{u23} = 0.8818$, $b_{u31} = -0.0624$, $b_{u32} = 0.5410$, $b_{u33} = -1.352$, $b_{u34} = -0.183$ 。

弱稳定条件下 ($0 < Ri_B \leq 0.3$):

$$\zeta = [(a_{w11}\beta^2 + a_{w12}\beta + a_{w13})\alpha^2 + (a_{w21}\beta^2 + a_{w22}\beta + a_{w23})\alpha + (a_{w31}\beta + a_{w32})] \times Ri_B^3 + [(b_{w11}\beta^2 + b_{w12}\beta + b_{w13})\alpha^2 + (b_{w21}\beta^2 + b_{w22}\beta + b_{w23})\alpha + (b_{w31}\beta^2 + b_{w32}\beta + b_{w33})] \times Ri_B^2 + [(c_{w11}\beta^2 + c_{w12}\beta + c_{w13})\alpha + (c_{w21}\beta^2 + c_{w22}\beta + c_{w23})] \times Ri_B, \quad (2)$$

各系数为: $a_{w11} = -0.0338$, $a_{w12} = 0.4709$, $a_{w13} = 0.8615$, $a_{w21} = 0.4453$, $a_{w22} = -9.894$, $a_{w23} = -20.62$, $a_{w31} = 53.40$, $a_{w32} = -22.98$, $b_{w11} = 0.0159$, $b_{w12} = -0.2334$, $b_{w13} = -0.3518$, $b_{w21} = -0.1929$, $b_{w22} = 4.742$, $b_{w23} = 6.805$, $b_{w31} = -0.3976$, $b_{w32} = -21.63$, $b_{w33} = 51.77$, $c_{w11} = -0.0215$, $c_{w12} = -0.0031$, $c_{w13} = 1.426$, $c_{w21} = 0.3253$, $c_{w22} = -1.538$, $c_{w23} = -4.145$ 。

强稳定条件下 ($Ri_B > 0.3$):

$$\zeta = [(a_{s11}\beta + a_{s12})\alpha + (a_{s21}\beta + a_{s22})] \times Ri_B + [(b_{s11}\beta + b_{s12})\alpha + (b_{s21}\beta + b_{s22})], \quad (3)$$

各系数为: $a_{s11} = 0.0622$, $a_{s12} = 1.154$, $a_{s21} = -1.446$, $a_{s22} = 11.74$, $b_{s11} = -0.0004$, $b_{s12} = -0.0045$, $b_{s21} = 0.0118$, $b_{s22} = 0.0349$ 。

理查森数 Ri_B 的计算公式为

$$Ri_B = -\frac{g}{T} \frac{z(\Delta\theta + 0.61T\Delta q)}{U^2},$$

式中, z 、 T 、 U 为计算输入量, $\Delta\theta$ 、 Δq 可由计算输入量计算得到。

空气动力粗糙度

$$z_0 = \frac{z_{ch}u_*^2}{g} + 0.11 \frac{\nu}{u_*},$$

其中, z_{ch} 为 Charnock 参数, ν 是分子黏性系数。

热力粗糙度

$$z_{0h} = 10 \exp\left(-k \frac{C_{m10}^{-1/2}}{C_{q10}}\right),$$

10 m 高度的水汽输送系数 $C_{q10} = 0.00115$, 空气动力输送系数 $C_{m10} = (k/\ln(10/z_0))^2$ 。

(2) 普适函数的选用:

稳定条件下, 采用 Beljaars and Holtslag (1991) 针对夜间稳定情况下近地层的湍流通量交换问题提出的普适函数表达式:

$$\psi_m = -a\zeta - b(\zeta - c/d) \exp(-d\zeta) - bc/d, \quad (4)$$

$$\psi_h = \psi_q = -(1 + 2a\zeta/3)^{2/3} - b(\zeta - c/d) \exp(-d\zeta) - bc/d + 1, \quad (5)$$

其中, 系数 $a=1$, $b=0.667$, $c=5$, $d=0.35$ 。

不稳定条件下, 采用 Högström (1996) 给出的普适函数:

$$\psi_m(\zeta) = \ln\left[\left(\frac{1+x}{2}\right)^2 \left(\frac{1+x^2}{2}\right)\right] - 2\arctan(x) + \frac{\pi}{2}, \quad (6)$$

$$\psi_h(\zeta) = 2\ln\left(\frac{1+y}{2}\right), \quad (7)$$

其中, $x = (1 - 19\zeta)^{1/4}$, $y = (1 - 11.6\zeta)^{1/2}$, $\zeta \equiv z/L$ 为稳定度参数, $k=0.4$, $R=0.95$ 。

(3) 湍流通量输送系数计算公式:

$$C_D = \frac{u_*^2}{u^2} = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)\right]^2}, \quad (8)$$

$$C_H = \frac{u_* \theta_*}{u \Delta\theta} = \frac{(k^2/R) / \left\{ \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right) \right] \right\}}{1}, \quad (9)$$

$$C_E = \frac{u_* q_*}{u \Delta q} =$$
$$(k^2/R) / \left\{ \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \cdot \right.$$
$$\left. \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) - \psi_q\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_q\left(\frac{z_{0q}}{L}\right) \right] \right\}. \quad (10)$$

由方程 (1)~(3) 直接计算得到的稳定度参数, 结合式 (4)~(7) 所给出的普适函数, 代入式 (8)~(10) 计算湍流通量输送系数, 再将结果代入到通量计算公式即可得到近海层湍流通量。该方案具有区分海面空气动力粗糙度和热力粗糙度的特点。

3 离线测试

由于在气候模式中直接测试湍流通量参数化方案存在两点主要困难 (Gao et al., 2004), 即: (1) 无法区分模拟结果的偏差是由近地层参数化方案的不足还是由模式其它部分的不足引起的; (2) 近地层以上的大气特性随着近地层通量的变化而变化。因此, 首先独立于模式之外, 我们利用相同的实验观测数据, 对从 SAMIL 模式中独立出来的 Louis 方案和新发展的 LGLC 方案进行测试, 分析 LGLC 方案的可行性和计算精度。

3.1 观测资料介绍

本文所用资料取自 TOGA COARE (Couple Ocean Atmosphere Response Experiment) 航测海表通量观测数据。四个月的海上观测分为三个阶段: 第一个阶段为期 23 天, 从 1992 年 11 月 11 日到 12 月 3 日; 第二个阶段从 1992 年 12 月 17 日到 1993 年 1 月 11 日; 最后一个阶段从 1993 年 1 月 28 日到 2 月 16 日。参数化方案所需的输入量风速、空气温度和空气比湿的观测高度均为 15 m。图 1 是观测期间各气象要素的时间序列图, 可以看出, 整个观测期间盛行西北风, 大部分时间为中等风速且海表温度高于空气温度, 海表大气处于不稳定层结状态。

3.2 离线测试结果分析

图 2 给出了 Louis 方案和 LGLC 方案的各项通量计算结果和实际测量值的 1:1 散点图。我们选用惯性耗散法 (inertial-dissipation, 简称 ID 方法) 求得的海—气间动量通量和涡动相关法 (covariance, 简称 COV 方法) 求得的热量和水汽通量作为测量值。总体而言, Louis 方案风应力计算值显著偏低, 这与前人对 Louis 方案低估动量通量的研究结果相一

致 (Wang et al., 2002), 而 LGLC 方案的风应力计算值在低风速条件下高估, 中高风速条件下低估, 且较 Louis 方案偏差更小。两方案对感热通量的计算结果也具有一定的差异, 当感热交换较弱时, Louis 方案和 LGLC 方案计算结果接近, 且分布都较为分散, 这是由于在弱感热交换条件下, 观测仪器本身的误差已经十分接近测量值, 此时观测值有较大偏差。在感热交换较强时, LGLC 方案和 Louis 方案计算的湍流感热通量之间的差异就变得显著, 此时 LGLC 方案低估感热通量, Louis 方案则高估感热通量。另外, 潜热通量的 1:1 散点图中 (图 2c), LGLC 方案在低风速条件下高估潜热通量, 随着风速的增大, 高估现象逐渐减少, 甚至部分出现低估现象。与 LGLC 方案结果不同的是, 在低风速条件下, Louis 方案低估潜热通量, 但在中等风速条件下, 对潜热通量的明显高估。

借助于数学上的统计方法, 对两方案的计算结果进行了定量分析。首先, 采用回归方法对两种参数化方案通量计算结果相对实测值做线性拟合, 图 1 中彩色直线即为拟合直线。表 1 给出了拟合直线的斜率, 可以看到 LGLC 方案的斜率总体上更趋近于 1。另外, 通过两方案计算结果与实测值的差值概率分布图 (图 3), 可知 LGLC 方案的通量计算值与实测值之差分布在 0 值处的概率都要大于 Louis 方案, 也就是更集中在 0 值处。综合以上两点, 表明离线测试中, LGLC 方案计算结果较 Louis 方案与实测值有更好的吻合。

表 1 两种方案通量计算结果相对实测值拟合直线斜率
Table 1 The slope of fitting lines of calculated fluxes by the Louis scheme and the LGLC scheme versus measurements

	拟合直线斜率		
	风应力	感热通量	潜热通量
Louis 方案	0.836	0.956	0.939
LGLC 方案	1.006	0.939	1.069

4 在线测试

4.1 在线测试实验设计

将耦合了 LGLC 方案的 SAMIL 模式 (简称 SAMIL_New), 以及原 SAMIL 模式 (简称 SAMIL_Orig) 以相同的初始条件进行 15 年积分, 模式积分的前 5 年可以看作为达到积分平衡态所需的时间,

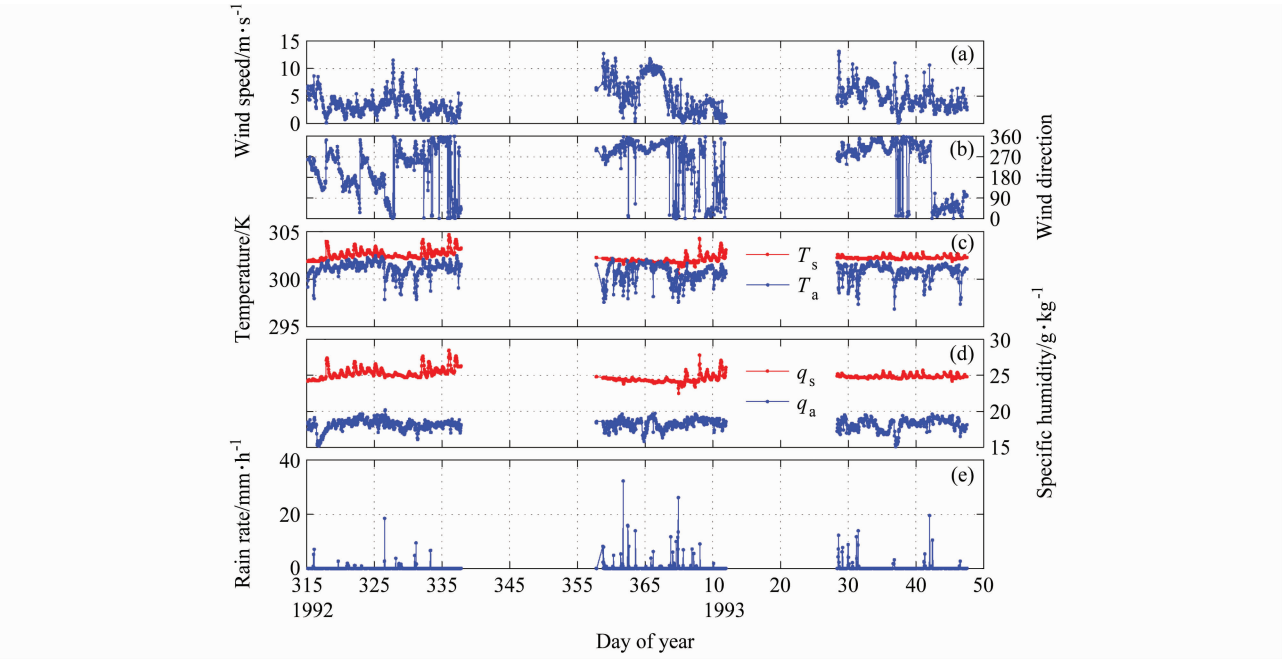


图 1 TOGA COARE 观测期间各气象要素时间序列图: (a) 平均风速; (b) 风向; (c) 平均空气温度 T_a 和海表温度 T_s ; (d) 平均空气比湿 q_a 和海表湿度 q_s ; (e) 每小时平均降水率

Fig. 1 The time series during TOGA COARE: (a) Mean wind speed; (b) wind direction; (c) mean air temperature (T_a) and sea surface temperature (T_s); (d) mean air specific humidity (q_a) and sea surface specific humidity (q_s); (e) hourly precipitation

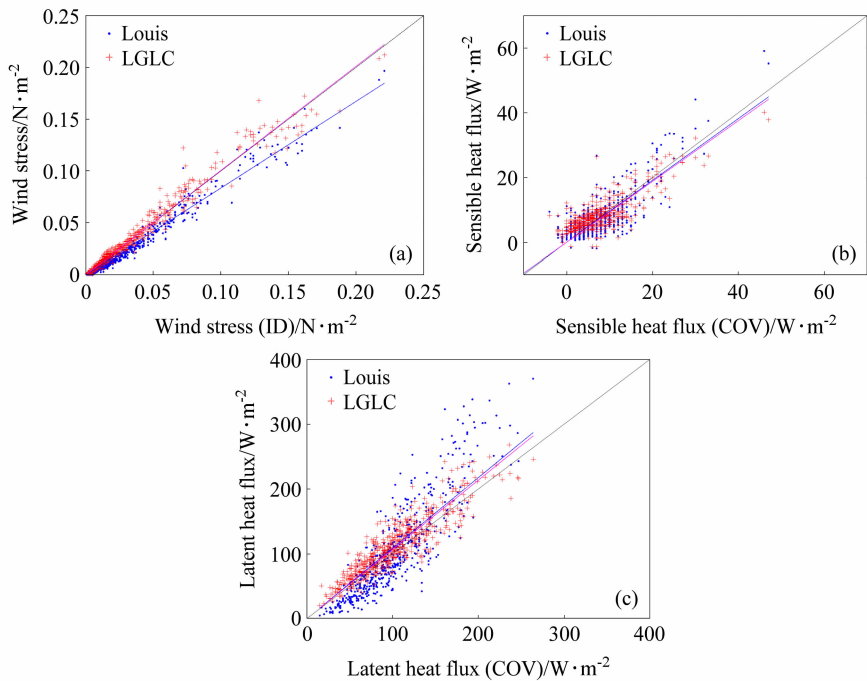


图 2 Louis 方案和 LGLC 方案的风应力 (a)、感热通量 (b)、潜热通量 (c) 计算结果与实际测量值 1: 1 散点图。彩色直线代表两方案计算结果的拟合直线

Fig. 2 The calculated (a) wind stress, (b) sensible heat flux, and (c) latent heat flux by using the Louis scheme and the LGLC scheme versus measurements. The red and blue lines represent regression lines

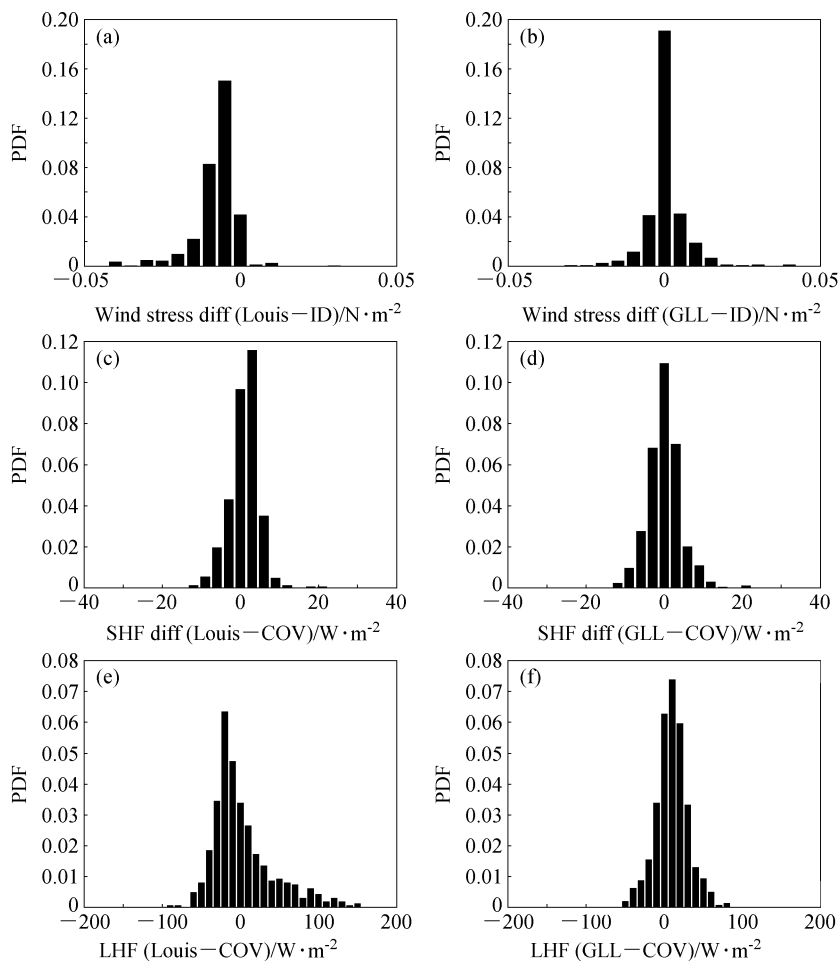


图3 (a、c、e) Louis 方案和 (b、d、f) LGLC 方案的通量计算结果与实测资料的差值的概率分布图: (a、b) 风应力; (c、d) 感热通量 (SHF); (e、f) 潜热通量 (LHF)

Fig. 3 The probability distribution functions (PDF) of the difference between calculated values by using (a, c, e) the Louis scheme and (b, d, f) the LGLC scheme and measurements; (a, b) Wind stress; (c, d) sensible heat flux (SHF); (e, f) latent heat flux (LHF)

选取后 10 年平均的结果代表模式模拟的气候平均态,通过模拟结果与实测资料的对比分析,评价 SAMIL_New 对气候平均态的模拟能力。这两个试验中除近海层湍流通量参数化方案不同外,其它都保持一致。

为了分析 SAMIL 模拟值与实际观测值之间的差异,分别选取 ERS (European Remote Sensing Satellites) 观测到的风应力值 (http://www.cgd.ucar.edu/cms/rneale/tools/amwg_mean_diagnostics.html)、OaFlux 数据 (Objectively analyzed air-sea fluxes) (<http://oafux.whoi.edu/data.html>) 作为动量通量和热量通量比较标准。降水观测资料我们则选取 CMAP (Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation) ([ftp://](ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/cmap/enh)

[ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/cmap/enh](ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/cmap/enh)) 逐月降水数据。

4.2 模式介绍

SAMIL (Spectral Atmosphere Model of IAP LASG) 模式 (周天军等, 2005) 最初由 Bourke (1974) 设计并经 Simmonds (1985) 修改,之后 Wu et al. (1996) 将该模式引进到中国科学院大气物理研究所,并对模式做了大量的改进和发展。模式水平方向为菱形截断 42 波,分辨率相当于 2.8125° (经度) $\times 1.66^\circ$ (纬度),采用 $\sigma-P$ 混合垂直坐标系,分为 26 层 (即 R42L26)。模式动力框架独特,引入了一参考大气,采用半隐式时间积分方案 (王在志等, 2005a, 2005b)。物理过程包括 Edwards and Slingo (1996) 提出的新辐射参数化方案和云

量诊断参数化方案。边界层参数化过程采用非局地边界层参数化方案 (Liu et al., 2002)。模式物理过程中还考虑了地形重力拖曳 (包庆等, 2006)。此外还考虑了其他的重要次网格物理过程, 如 Tiedtke (1989) 提出的湿对流调整方案。该模式还与 20 层的海洋、热力学海冰模式耦合, 发展成包括各气候子系统的海—陆—气耦合系统模式 (Global Ocean Atmosphere Land System Model of State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 简称 GOALS/LASG) (Zhang et al., 2000)。GOALS/LASG 参加了一系列的国际模式比较计划, 具有较好的气候模拟能力 (Kang et al., 2002)。

4.3 在线测试结果

4.3.1 风应力

洋面风应力是海气相互作用的一个重要组成部分, 是驱动海洋上层环流的直接动力, 是决定上层

海水流动和影响 SST 分布的重要外部因子。从 ERS 观测资料分析 (图 4a、图 5a) 的全球洋面夏、冬季气候平均风应力矢量的空间分布来看, 其分布特征和行星风系的分布一致而大洋洋面合成风主要受制于海平面气压分布, 特别是若干半永久性大气活动中心的位置、强度及其季节变化的影响 (李克让等, 1996) 最大风应力位于信风区、热带印度洋、冬季北太平洋和北大西洋西风带以及南半球西风带。SAMIL_Orig 模拟结果很好地再现了风应力场的整体空间分布特征, 但在一些区域仍然存在差异。北半球夏季, 模拟结果与观测资料的差异 (图 4d) 主要位于印度洋中部、赤道信风带、南半球绕极西风带以及北半球太平洋中高纬地区。可以看出, SAMIL_Orig 模拟的风应力在印度洋中部和太平洋信风区整体偏弱, 在北半球太平洋中高纬海域的模拟结果则偏强。图 4f 表明, SAMIL_New 的模拟结果减小了 SAMIL_Orig 的模拟偏差, 斜划线区域表示 t 检验结果达到 0.95 以上。此外, 北半球冬季 (图 5) 阿拉伯海和孟加拉湾、东南信风区和

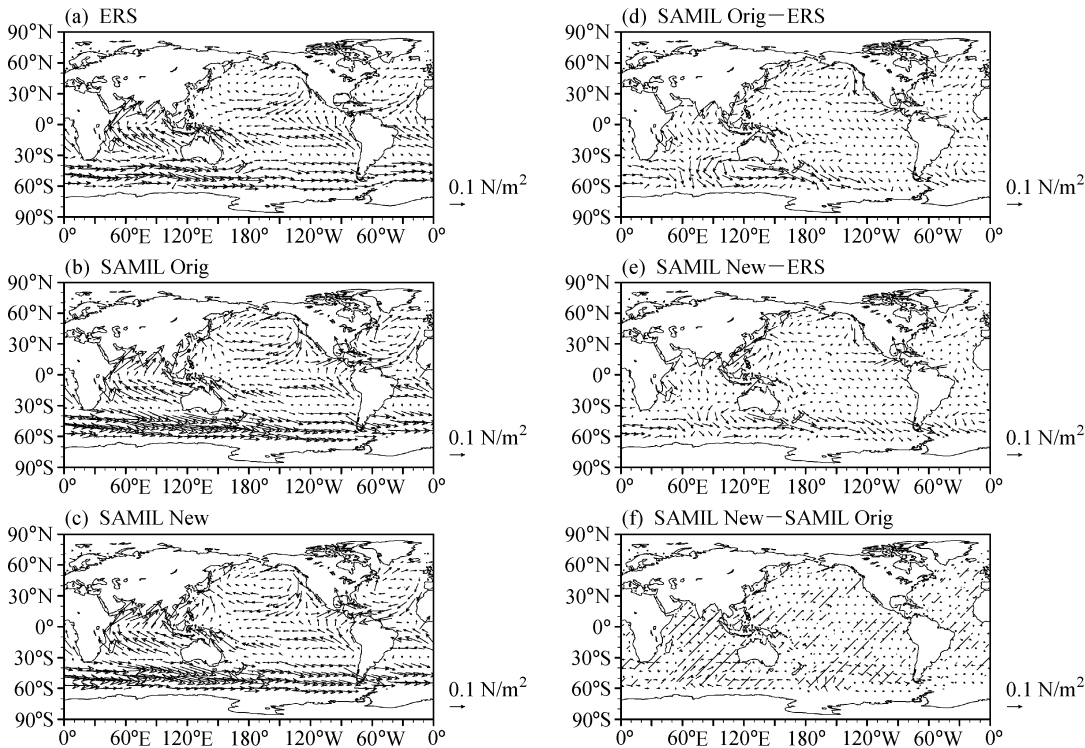


图 4 (a) ERS 卫星资料和 (b) SAMIL_Orig、(c) SAMIL_New 模式模拟夏季 (JJA) 平均风应力矢量的全球分布; (d) SAMIL_Orig 与 ERS 的差异; (e) SAMIL_New 与 ERS 的差异; (f) SAMIL_New 与 SAMIL_Orig 模式模拟差异 (斜划线区为 Student- t 检验结果大于 0.95 的区域)

Fig. 4 The summer (Jun - Aug) mean near surface wind stress vectors derived from (a) RES data, (b) SAMIL_Orig, (c) SAMIL_New, and the differences between (d) SAMIL_Orig simulation and ERS data, (e) SAMIL_New simulation and ERS data, (f) SAMIL_New and SAMIL_Orig simulations (areas with biases show significant change at 95% level, estimated by a Student's t -test)

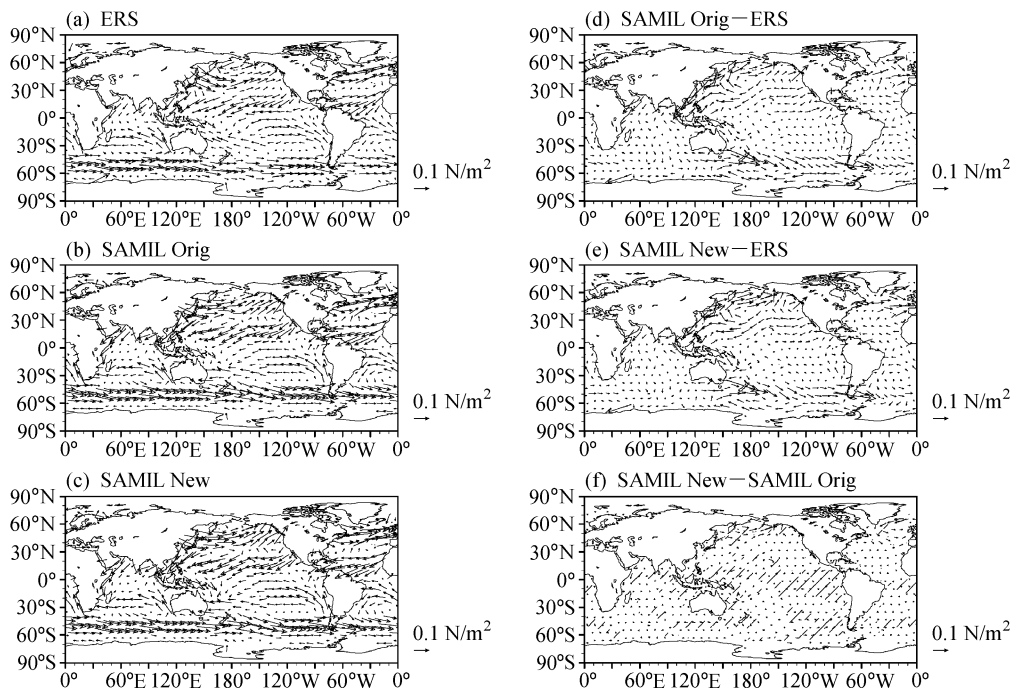


图5 同图4, 但为冬季 (DJF) 平均

Fig. 5 Same as Fig 4, but for winter (Dec–Feb) mean

南半球绕极环流区模拟的海表风应力也比 SAMIL_Orig 模拟的结果更好。

4.3.2 感热通量

图 6a 是北半球冬季洋面感热通量的观测值, 正值代表感热从海洋向大气输送, 负值代表从大气向海洋输送。在太平洋, 感热通量大值区位于大洋西部, 沿黑潮海域, 经由日本海、鄂霍次克海, 一直延伸到白令海峡。在大西洋, 感热通量大值区同样位于其西部沿岸海域, 即墨西哥湾流区域、巴芬湾、格陵兰海以及挪威海。SAMIL_Orig 模拟结果 (图 6d) 在鄂霍次克海域偏低 30 W/m^2 , 在阿留申群岛以北附近海域和墨西哥湾流附近海域则偏高 20 W/m^2 , 可以看到 (图 6f), 在以上区域, SAMIL_New 的模拟结果都减小了原模式结果与观测值之间的偏差, 有明显的改进, 斜线区域表示通过 0.95 信度水平检验。值得注意的是在印度洋和太平洋沿赤道海域, SAMIL_New 的模拟结果与原模式比较, 增大偏差 5 W/m^2 。由于北半球夏季感热通量的观测值很小, 接近观测误差, 本文在此省略其讨论。

4.3.3 潜热通量

潜热加热过程不仅影响全球能量循环, 而且影

响全球水分循环。风速和海—气湿度差异是决定潜热通量大小的两个最关键因素。图 7a 显示, 北半球冬季洋面潜热通量在北半球黑潮及延伸区、中北太平洋、大西洋西岸湾流区、墨西哥湾, 南半球南印度洋和秘鲁东岸均有明显的高值区, 北半球的潜热通量高值中心扩张连接, 南半球的高值中心明显小于北半球。而在夏季 (图 8a), 平均的潜热通量在南半球的分布与冬季平均的状况正好相反, 南半球的高值区明显扩张, 北半球的高值中心明显退缩甚至消失。Chou and Ferguson (1991)、Chou (1993) 对 GSSTF (Goddard Satellitebased Surface Turbulent Fluxes) 通量数据的分析指出, 冬季, 潜热大值区域, 风速和海气湿度差均较大, 由于高风速以及干、冷大陆空气吹向暖洋面形成大的海气湿度差异, 导致潜热通量大值的产生。在两半球信风带, 潜热通量也较大, 且因哈德莱环流冬季强于夏季, 使得冬半球潜热通量要高于夏半球 (Chou et al., 2003)。

北半球夏季, SAMIL_Orig 模拟结果与 OAF-lux 观测的潜热通量之差、SAMIL_New 与 SAMIL_Orig 模拟结果之差如图 8d、f 所示, SAMIL_Orig 所模拟的阿拉伯海和孟加拉湾附近潜热通量明显超出

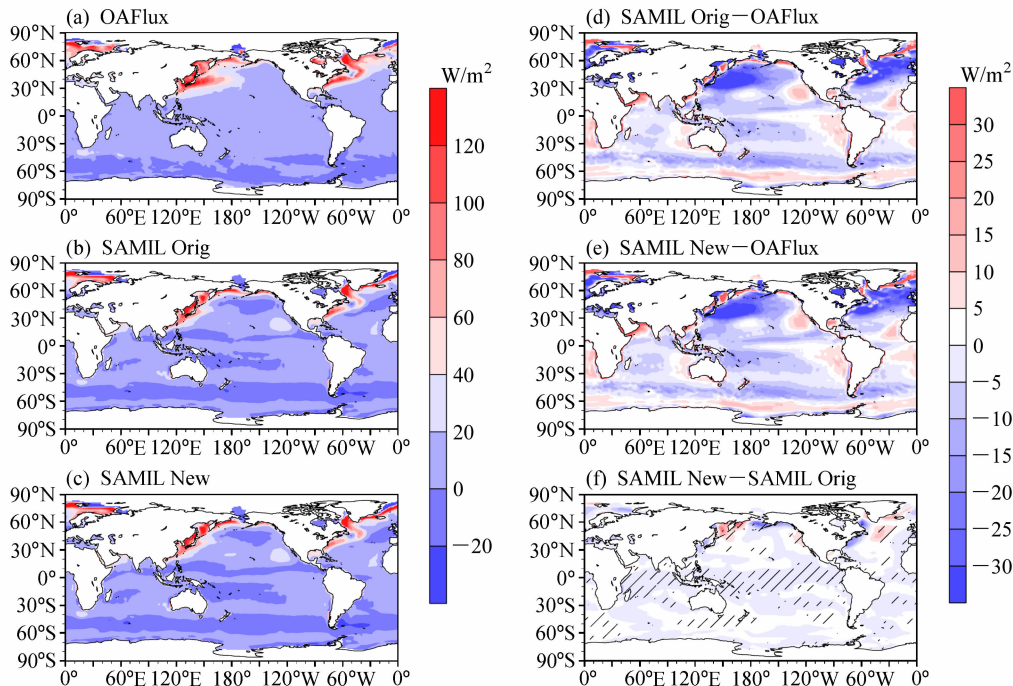


图 6 (a) OAF flux 客观分析数据和 (b) SAMIL_Orig、(c) SAMIL_New 模式模拟冬季 (DJF) 平均感热通量的全球分布; (d) SAMIL_Orig 与 OAF flux 的差异; (e) SAMIL_New 与 OAF flux 的差异; (f) SAMIL_New 与 SAMIL_Orig 模式模拟差异 (斜线区为 Student - *t* 检验结果大于 0.95)

Fig. 6 The winter (Dec - Feb) mean surface sensible heat flux derived from (a) OAF flux data, (b) SAMIL_Orig simulation, (c) SAMIL_New simulation, and the differences between (d) SAMIL_Orig simulation and OAF flux data, (e) SAMIL_New simulation and OAF flux data, (f) SAMIL_New and SAMIL_Orig simulations (areas with biases show significant change at 95% level, estimated by a Student's *t* - test)

观测值 60~70 W/m², SAMIL_New 模拟的偏差则有显著改观, 偏差减少 20~40 W/m²。此外, 在太平洋中纬度地区, SAMIL_Orig 模拟结果较原方案也减小了偏差值。新方案模拟不理想的区域出现在赤道印度洋东部和赤道太平洋西部海域, 这些区域的模拟结果偏差较原方案更大。在北半球冬季, 新方案在墨西哥湾流附近海域纠正了原方案高估潜热通量的情形, 使得潜热通量计算偏差下降了 20~40 W/m²。需要指出的是, 新方案在所罗门群岛附近海域的潜热通量计算偏差较大, 较原方案高估 20 W/m² 左右。

4. 3. 4 降水

CMAP 降水资料、SAMIL_Orig 和 SAMIL_New 模拟的北半球冬季和夏季的全球降水分布特征如图 9a~c、图 10a~c 所示, 图 9d~f、图 10 d~f 分别为北半球冬季和夏季 CMAP 降水资料, SAMIL_Orig 和 CMAP 以及 SAMIL_New 和 SAMIL_Orig 降水通量差异图。从图 9、10 中可以看出 SAMIL_Orig 的模拟较好地模拟出全球降水

分布的特征, 但仍在一些区域存在较大的偏差, SAMIL_New 较好地减小了这些偏差。北半球夏季, 从 SAMIL_Orig 与 CMAP 的差异分布 (图 8d) 中可以看到, SAMIL_Orig 对孟加拉湾北部和阿拉伯海降水的模拟偏强, 误差在 5 mm/d 左右, 对南海季风降水、孟加拉湾东部和赤道印度洋区域降水的模拟则偏弱, 此外, 在印度尼西亚至所罗门群岛附近海域降水则多 4 mm/d。耦合了新方案的 SAMIL_New 对降水率的模拟有很大改善。与 CMAP 气候场相比, 虽然在孟加拉湾北部和阿拉伯海降水仍偏强, 但比 SAMIL_Orig 模拟的降水减少了 1~2 mm/d, 南海和赤道印度洋则普遍增加 1~3 mm/d, 印度尼西亚至所罗门群岛附近海域偏差也减小了 1~3 mm/d。需要指出的是, SAMIL_New 所模拟的降水在菲律宾以东海域偏差较 SAMIL_Orig 增大 1~2.5 mm/d。这种结果可能是在该区域潜热通量模拟结果过大引起的。在北半球冬季, SAMIL_Orig 模拟的最大降水偏差发生在孟加拉湾、南海、印度洋中部和西太平

洋赤道附近海域。新方案使这些区域,特别是孟加拉湾、南海以及澳大利亚部分地区的偏差减小 1~3 mm/d,但是在澳大利亚东部海域,降水强度

的模拟增大了偏差 3~5 mm/d,这与图 7f 中, SAMIL_New 在热带西太平洋模拟的潜热通量偏大有关。

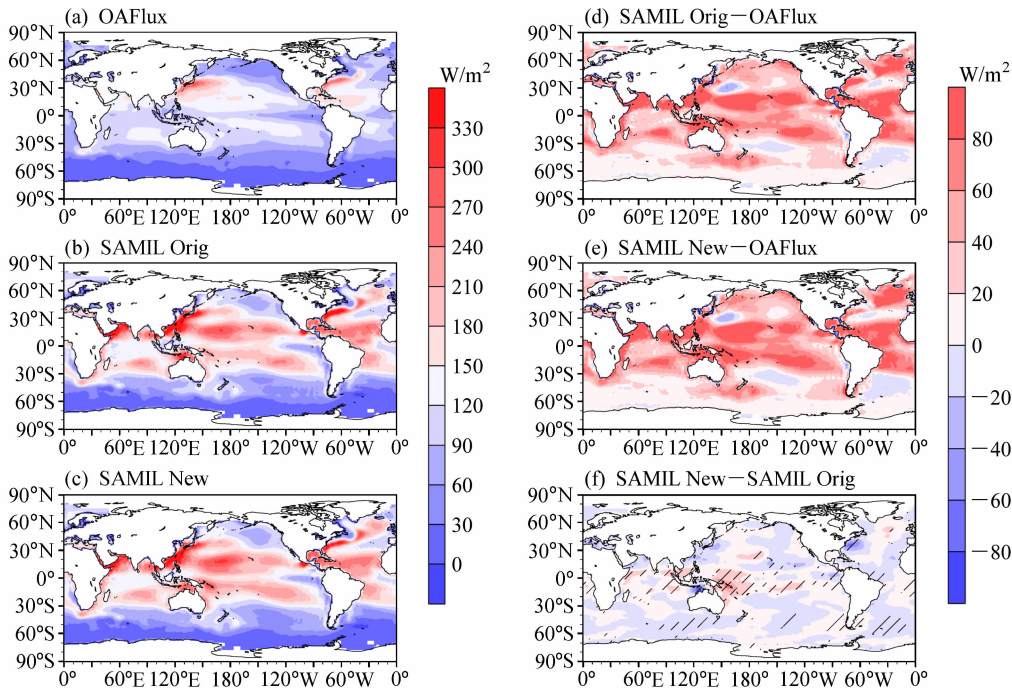


图 7 同图 6, 但为潜热通量

Fig. 7 Same as Fig 6, but for surface latent heat flux

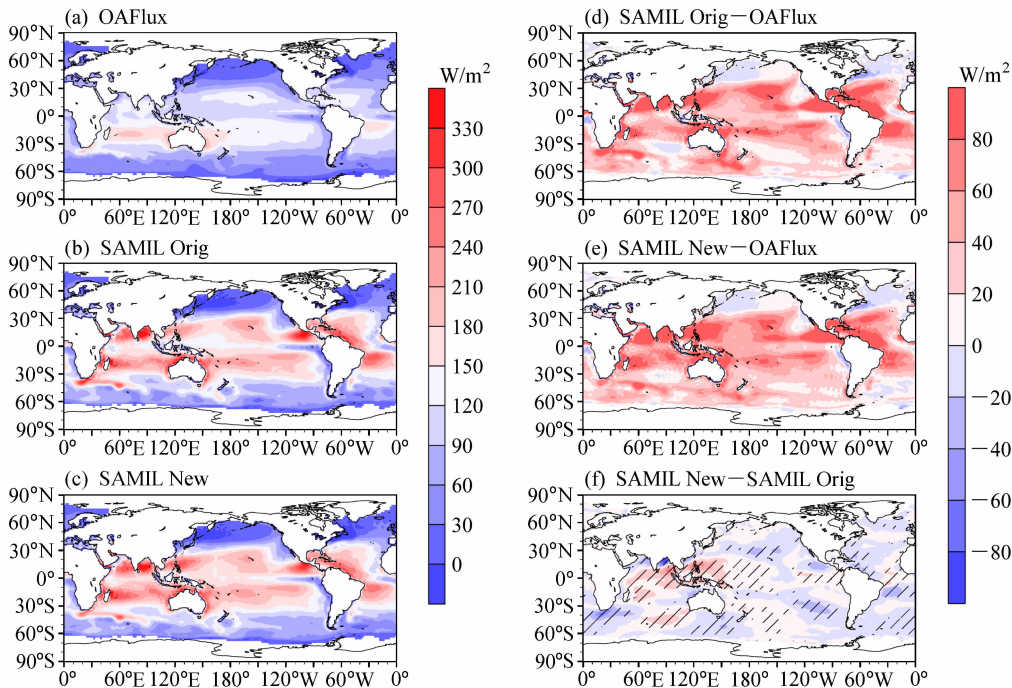


图 8 同图 7, 但为夏季 (JJA) 平均

Fig. 8 Same as Fig 7, but for summer (Jun - Aug) mean

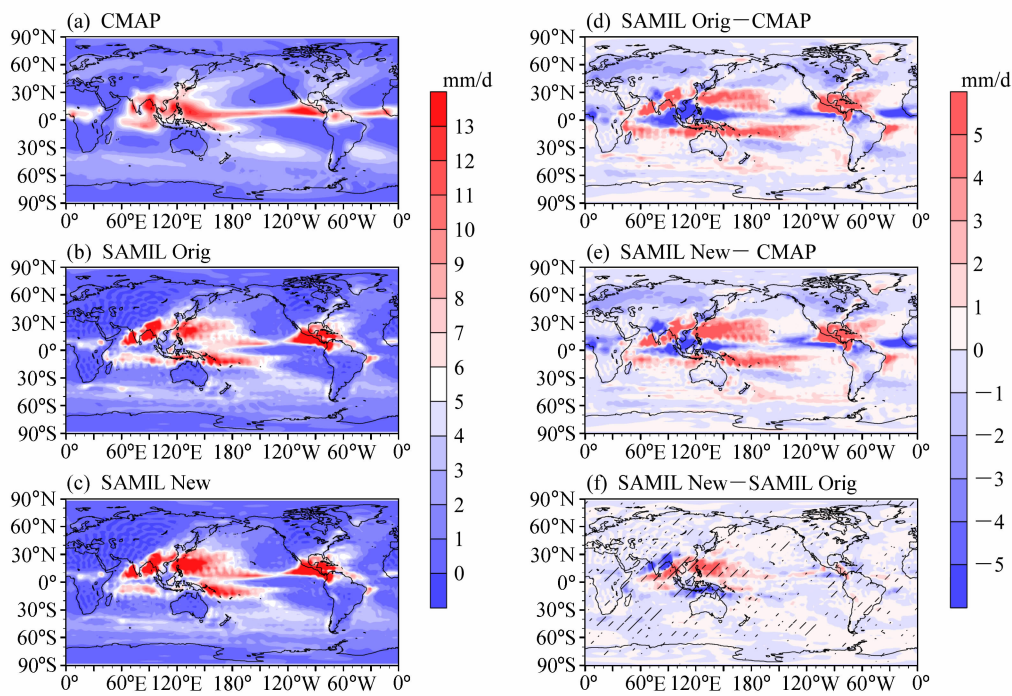


图 9 (a) CMAP 数据和 (b) SAMIL_Orig、(c) SAMIL_New 模式模拟夏季 (JJA) 平均日降水率的全球分布; (d) SAMIL_Orig 与 CMAP 的差异; (e) SAMIL_New 与 CMAP 的差异; (f) SAMIL_New 与 SAMIL_Orig 模式模拟差异 (斜线区域为 Student- t 检验结果大于 0.95 的区域)

Fig. 9 The summer (Jun - Aug) mean precipitation flux derived from (a) CMAP data, (b) SAMIL_Orig simulation, (c) SAMIL_New simulation, and the differences between (d) SAMIL_Orig simulation and CMAP data, (e) SAMIL_New simulation and CMAP data, (f) SAMIL_New and SAMIL_Orig simulations (areas with biases show significant change at 95% level, estimated by a Student's t -test)

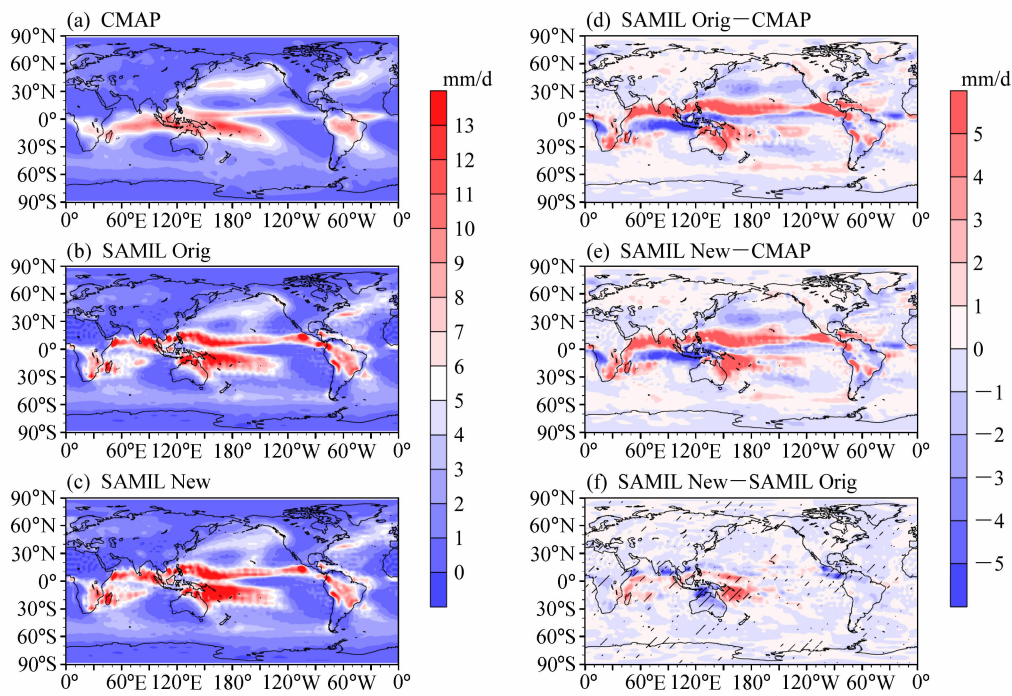


图 10 同图 9, 但为冬季 (DJF) 平均

Fig. 10 Same as Fig 9, but for winter (Dec - Feb) mean

5 结论

本文评估了大气环流谱模式 SAMIL 在引入一个新型近海层湍流通量参数化方案后的气候模拟能力。新方案相较于原模式中的 Louis 方案具有区分海面空气动力粗糙度和热力粗糙度的特点。利用 TOGA COARE 航测资料对两方案进行的离线测试,结果表明,新方案计算的通量结果与观测数据有更好的吻合。在线测试结果表明,新方案改进了模式对信风带和南半球西风带风应力的模拟,同时,对鄂霍次克海、阿留申群岛以北附近海域和墨西哥湾流附近海域的感热通量模拟偏差进行了修正,潜热通量的模拟也有不同程度的改进,此外,亚洲季风区降水的模拟也更加接近观测值。需要指出的是,在部分区域模拟结果误差反而有不同程度的增大,如在北半球冬季印度洋和热带太平洋海域的感热通量、热带西太平洋的潜热通量和降水,北半球夏季所罗门群岛附近海域的潜热通量和菲律宾以东海域的降水。LGLC 方案代替 Louis 方案后,造成的模拟结果的差异可能是源于两方案在处理热力粗糙度上的不同。不同于 Louis 方案认为动力粗糙度和热力粗糙度相等,LGLC 方案区分了动力粗糙度和热力粗糙度,使得在保持非迭代算法特点的同时,具有较好的计算精度。本文对大气环流模式 SAMIL 中海面湍流通量参数化方案的研究,最终目的是为了改进气候模式的通量模拟能力,把新方案引入到气候模式中,对通量输出结果进行分析是我们下一步工作的重点。

致谢 本文自始至终得到了中国科学院大气物理研究所吴国雄院士研究组各位专家的指导,谨致诚谢。感谢审稿专家提出的修改意见。

参考文献 (References)

包庆,刘屹岷,周天军,等. 2006. LASG/IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验 [J]. 大气科学, 30 (6): 1077–1090. Bao Q, Liu Y M, Zhou T J, et al. 2006. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG/IAP to the land process [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1077–1090.

Beljaars A C M, Holtslag A A M. 1991. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models [J]. J. Appl. Meteor., 30 (3): 327–341.

Bourke W. 1974. A multi-level spectral model. I. Formulation and

hemispheric integrations [J]. Mon. Wea. Rev., 102: 687–701.

Chou S H, Ferguson M P. 1991. Heat fluxes and roll circulations over the western Gulf Stream during an intense cold-air outbreak [J]. Bound.-Layer Meteor., 55 (3): 255–281.

Chou S H. 1993. A comparison of airborne eddy correlation and bulk aerodynamic methods for ocean–air turbulent fluxes during cold-air outbreaks [J]. Bound.-Layer Meteor., 64 (1): 75–100.

Chou S H, Nelkin E, Ardizzone J, et al. 2003. Surface turbulent heat and momentum fluxes over global oceans based on the Goddard satellite retrievals, version 2 (GSSTF2) [J]. J. Climate, 16: 3256–3273.

Dyer A J. 1974. A review of flux-profile relationships [J]. Bound.-Layer Meteor., 7 (3): 363–372.

Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122: 689–720.

Gao Z, Chae N, Kim J, et al. 2004. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2) [J]. J. Geophys. Res., 109, D06102, doi: 10.1029/2003JD004089.

Gao Z, Wang Q, Wang S. 2006. An alternative approach to sea surface aerodynamic roughness [J]. J. Geophys. Res., 111: D22108.

Högström U. 1996. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer [J]. Bound.-Layer Meteor., 78 (3): 215–246.

胡艳冰,高志球,沙文钰. 2006. 一种新型湍流通量参数化方案的研究 [J]. 河海大学学报(自然科学版), 34 (增刊 2): 173–179.

Hu Y B, Gao Z Q, Sha W Y. 2006. Research on a new turbulent flux parameterization scheme [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences) (in Chinese), 34 (Suppl. 2): 173–179.

Kang I S, Jin K, Wang B, et al. 2002. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs [J]. Climate Dyn., 19 (5–6): 383–395.

Launiainen J. 1995. Derivation of the relationship between the Obukhov stability parameter and the bulk Richardson number for flux-profile studies [J]. Bound.-Layer Meteor., 76 (1): 165–179.

Lee H N. 1997. Improvement of surface flux calculations in the atmospheric surface layer [J]. J. Appl. Meteor., 36: 1416–1423.

李克让,林贤超,吴忠祥. 1996. 太平洋风应力平均场的特征 [J]. 地理学报, 52 (1): 25–32. Li K R, Lin X C, Wu Z X. 1996. The features of mean wind stress field in the Pacific Ocean [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 51 (1): 25–32.

Li Y B, Gao Z Q, Lenschow D H, et al. 2010. An improved approach for parameterizing surface-layer turbulent transfer coefficients in numerical models [J]. Bound.-Layer Meteor., 137(1): 153–165.

Liu Y M, Chan J C L, Mao J Y, et al. 2002. The role of Bay of Bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea sum-

- mer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130: 2731 - 2744.
- 李煜斌, 高志球, 袁仁民, 等. 2009. 湍流通量参数化方案的迭代方法研究 [J]. *大气科学*, 33 (4): 760 - 770. Li Y B, Gao Z Q, Yuan R M, et al. 2009. Non-iteration methods of turbulent flux parameterization [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (4): 760 - 770.
- Lobocki L. 1993. A procedure for the derivation of surface-layer bulk relationships from simplified second-order closure models [J]. *J. Appl. Meteor.*, 32: 126 - 138.
- Louis J F. 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere [J]. *Bound. -Layer Meteor.*, 17 (2): 187 - 202.
- Louis J F, Tiedtke M, Geleyn J F. 1982. A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF [C]. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, Shinfield Park, Reading, Berkshire, UK, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 59 - 79.
- Monin A S, Obukhov A M. 1954. Basic regularity in turbulent mixing in surface layer of the atmosphere [J]. *Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst.*, 24: 163 - 187.
- Simmonds I. 1985. Analysis of the "Spinup" of a general circulation model [J]. *J. Geophys. Res.*, 90: 5637 - 5660.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1779 - 1800.
- Wang S, Wang Q, Doyle J. 2002. Some improvements to Louis surface flux parameterization [C]. Preprints, 15th Symp. on Boundary Layers and Turbulence, Wageningen, Netherlands, Amer. Meteor. Soc., 547 - 555.
- 王在志, 吴国雄, 刘平, 等. 2005. 全球海—陆—气耦合模式大气模式分量的发展及其气候模拟性能 I: 水平分辨率的影响 [J]. *热带气象学报*, 21: 225 - 237. Wang Z Z, Wu G X, Liu P, et al. 2005. The development of GOALS/LASG AGCM and its global climatological features in climate simulation. I: Influence of horizontal resolution [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 21: 225 - 237.
- 王在志, 宇如聪, 王鹏飞, 等. 2005. 全球海—陆—气耦合模式大气模式分量的发展及其气候模拟性能 II: 垂直分辨率的提高及其影响 [J]. *热带气象学报*, 21: 238 - 247. Wang Z Z, Yu R C, Wang P F, et al. 2005. The development of GOALS/LASG AGCM and its global climatological features in climate simulation. II: The increase of vertical resolution and its influences [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 21: 238 - 247.
- Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 13: 1 - 18.
- 赵鸣. 2000. 关于海面湍流通量参数化的两种方案试验 [J]. *气象科学*, 20 (3): 317 - 325. Zhao M. 2000. On the experiments of two schemes about the computation of fluxes over sea [J]. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 20 (3): 317 - 325.
- Zhang X H, Shi G Y, Liu H, et al. 2000. IAP Global Ocean - Atmosphere - Land System Model [M]. Beijing: Science Press, 252pp.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS-s [M]// 吴国雄. 亚洲季风区海—陆—气相互作用对我国气候变化的影响 (第四卷). 北京: 气象出版社, 288pp. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, et al. 2005. The Atmospheric General Circulation Model SAMIL and its Associated Coupled Climate System Model FGOALS-s [M]// Wu Guoxiong. Impacts of the Ocean - Land - Atmosphere Interaction over the Asian Monsoon Domain on the Climate Change over China (Volume 4) (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 288pp.