

一个统计低云方案及其在大气环流模式中应用初探

戴福山

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029; 北京应用气象研究所, 北京, 100029)

宇如聪 张学洪 俞永强

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘要

文中利用湍流耗散特征时间尺度和湍流垂直扩散系数对湍流二阶距进行参数化, 将一个统计云方案与一阶湍流闭合方案进行耦合。基于数值试验, 在不同的相对湿度、温度垂直梯度、以及湍流耗散特征时间尺度条件下, 对该方案云量模拟能力的分析, 发现该统计云方案对其采用的参数及湍流耗散特征时间尺度敏感。基于该数值模拟分析, 修改了该统计云方案, 并结合其他边界层积云参数化方案, 给出了一个基于统计的低云参数化方案。将其初步应用于 NCAR CCM3 后发现: 该方案可以显著增强 CCM3 对副热带低云的模拟能力, 可以合理地模拟出大洋东部大陆西岸冷海域低云量大值中心, 显示出该方案对于改进大气环流模式低云参数化具有潜在的应用前景。

关键词: 统计云方案, 低云, 低云参数化方案, 大气环流模式。

1 引言

云是地球气候系统中重要的调节因子之一, 在全球水分循环和能量交换中起着十分重要的作用。大气环流模式中云与辐射的相互作用过程日益受到气候模式开发和研究人员的重视。当前, 云是导致大气环流模式模拟气候具有不确定性的主要因素之一, 尤其是对于副热带冷海域层积云, 当前在大气环流模式中不能很好地描述^[1]。大气环流模式模拟的副热带低云往往远小于观测值, 使到达海面的太阳短波辐射被显著高估。当大气环流模式与海洋环流模式直接耦合后, 使得东南太平洋冷海域海面温度(SST)出现暖偏差。这就是当前多数海-气直接耦合模式所普遍出现的一种气候飘移现象^[2~9]。因此, 要改善当前海-气耦合模式模拟性能, 有必要改善大气环流模式对副热带层积云的模拟。全球层状低云主要分布在大洋东岸冷海域, 但受中国特殊环流背景影响, 中国南方地区也是层状低云多发区^[10], 因此, 改善大气环流模式对层状低云模拟, 也

有益于改进环流模式对中国气候特征的模拟能力。

当前, 在气候模式和数值天气预报模式中, 云参数化方案大致可以分为以下 3 大类型: 诊断云方案、预报云方案和统计云方案。

诊断的云参数化方案以 Slingo^[11] 方案为代表。该方案被广泛应用于大气环流模式中, 比如, Slingo 等^[12] 将该方案引入 NCAR 公用气候模式 (CCM) 中。NCAR CCM3 云参数化方案仍是基于文献^[11] 的方案^[13]。在该方案中, 对副热带海洋层云的参数化是基于 Slingo^[14] 方案, 即利用低层大气稳定性和相对湿度对低层层云进行参数化。然而, 该方案对副热带层积云模拟显著偏少, 模拟不出观测中存在的副热带低云中心^[4, 15]。Rasch 等^[15] 将 Klein 等^[16] 拟合的副热带地区低层层云量与低层大气稳定性间回归关系式引入新版本 CCM3 中, 企图改进 CCM3 对副热带低云参数化, 但发现对副热带低云模拟几乎没有改善。

预报云方案中, 云量和液态(固态)水由预报方程确定。预报云方案以 Tiedtke^[17] 方案为代表, 该

初稿时间: 2003 年 12 月 17 日; 修改稿时间: 2004 年 5 月 29 日。

资助课题: 中国科学院知识创新工程重要方向项目 ZKCX2-SW-210、国家自然科学基金资助项目 40233031, 40231004 和 40221503, 以及国家重点基础研究计划 G2000078502 联合资助。

方案将云方案与对流方案耦合在一起,可以很合理地描述有云边界层,然而,仍对副热带层积云估计偏低^[18~20]。

统计云参数化方案最早起源于 Sommeria 和 Deardorff^[21], Mellor^[22], 以及 Bougeault^[23, 24] 等工作。在该方案中,假设诸如液态水位温和总水分比湿等热力学守恒变量次网格尺度变化服从某种概率分布,只要确定这种概率分布的概率密度函数和有关统计距,通过对概率密度函数积分就可以诊断出云量和液态水(冰)。其最大优点是可以考虑热力学变量的次网格尺度变化,将云参数化与边界层湍流等其他物理过程耦合在一起。其困难之处是:如何针对热力学守恒变量确定恰当且易于数学处理的概率密度函数,以及如何确定诸如方差、偏度等统计距。

迄今研究者已经给出了多种概率分布: Sommeria 和 Deardorff^[21], Mellor^[22], Chen^[25], 以及 Bechtold 等^[26] 使用正态概率分布。Bougeault^[23] 认为正态概率分布可以较好描述层积云边界层,但对信风积云边界层,简单的正偏态指数分布比正态分布更有效。Bougeault^[24] 提出用 Gamma 分布作为通用概率密度函数。Smith^[27] 采用对称的三角概率密度函数。Bechtold 等^[28] 对于层积云边界层,采用正态概率分布;对于信风积云边界层,采用正偏态指数分布;对于其他边界层,通过对以上两类边界层物理量进行线性内插确定。Ricard 和 Royer^[29] 假设总水汽混合比和液态水位温服从联合正态概率分布,方差由 Yamada 和 Mellor^[30] 湍流闭合方案确定。Tompkins^[31] 采用 Beta 分布。

为了避免确定概率分布函数和分布函数偏度的困难,基于包括具有很少云量、中度云量的积云边界层,以及层积云边界层 4 类不同边界层的大涡模拟 (LES) 数据, Cuijpers 和 Bechtold^[32] 对云量、云水含量拟合出一些简单关系式,这些简单关系式仅需要一个标准化变量作为输入,无须知道变量的概率分布函数和分布函数偏度。Chaboureau 和 Bechtold^[33] 将这些简单关系式扩展应用于描述深对流降水云和高层卷云。

Teixeira 和 Hogan^[7] 分别针对边界层积云和边界层层积云提出简单的云诊断方案。由 Tiedtke^[17] 云预报方程,在定常假设下,导出边界层积云参数化方案;将 Cuijpers 和 Bechtold^[32] 方案进行简化,导出边界层层积云参数化方案。将其应用于美国海军全球业务预报系统 (NOGAPS) 发现:新边界层云方案

能更好地再现副热带边界层层积云的分布。

Tompkins^[31] 基于 Beta 分布发展了一个预报的统计云参数化方案。该方案可以考虑深对流、湍流和微物理过程对方差和偏度等高阶统计距的影响。其中, Beta 分布概率密度函数中有关参数利用三维云分辨模式 (CRM) 模拟的数据确定。将其应用于气候模式 ECHAM5 后,发现:该方案在几乎全球范围内减小了云模拟偏差,尤其对东太平洋和东大西洋层积云区域有显著改善。

鉴于 NCAR CCM3 边界层参数化方案采用 K 扩散方案,本文拟将 Cuijpers 和 Bechtold^[32] 统计云方案与一阶湍流闭合方案耦合,基于通过数值试验对该统计云方案在不同条件下模拟云量能力的分析,给出了一个基于统计的低云参数化方案,并对其在 CCM3 中的应用作初步探讨。

2 统计云方案简介

定义液态水位温 q_l 和总水分比湿 q_w 分别为:

$$q_l = q - \frac{L}{T} q_1 \quad (1)$$

$$q_w = q + q_1 \quad (2)$$

其中, q 是水汽比湿, q_1 是液态水比湿, L 是水的蒸发潜热, c_p 是定压比热, T 是绝对温度, q 是位温。定义液态水温度 T_1 为:

$$T_1 = T - \frac{L}{c_p} q_1 \quad (3)$$

定义变量 s 为:

$$s = q_w - q_s \quad (4)$$

其中, q_s 是饱和比湿。 s 的物理意义是实际总水分比湿与饱和比湿之差,称为饱和差。

将饱和比湿 q_s 在 T_1 处展开为截断的 Taylor 级数有:

$$q_s(T) = \bar{q}_{s1} + \bar{q}_{s2} T (T - \bar{T}_1) \quad (5)$$

其中

$$\bar{q}_{s1} = q_s(\bar{T}_1) \quad (6)$$

$$\bar{q}_{s2} = \left. \left(\frac{dq_s}{dT} \right) \right|_{T=\bar{T}_1} \quad (7)$$

其中, 变量带 $\bar{\quad}$ 表示总体平均, 与之对应, 变量带 $\bar{\quad}'$ 表示相对于总体平均的扰动; 经数学处理后式 (5) 可以改写为

$$q_s(T) = \bar{q}_{s1} + \bar{q}_{s2} T \left(\frac{T}{\bar{T}_1} + \frac{Lq_1}{c_p} \right) \quad (8)$$

对于局地液态水比湿 q_l 取为:

$$q_1 = \begin{cases} q_w - q_s & q_w > q_s \\ 0 & q_w \leq q_s \end{cases} \quad (9)$$

将式(8)代入式(9), 整理后得

$$s = a q_w - b \frac{1}{1+c} \quad (10)$$

其中,

$$a = \left(1 + \frac{L}{c_p} \bar{q}_{sl} T\right)^{-1} \quad (11)$$

$$b = a \frac{\bar{T}}{\bar{q}_{sl} T} \quad (12)$$

$$c = a(\bar{q}_w - \bar{q}_{sl}) \quad (13)$$

变量 s 的总体平均值 \bar{s} 和方差 s^2 分别为

$$\bar{s} = c = a(\bar{q}_w - \bar{q}_{sl}) \quad (14)$$

$$s^2 = \sqrt{(\bar{s} - \bar{s})^2} = \sqrt{a^2 \bar{q}_w^2 - 2ab \bar{q}_w \frac{1}{1+c} + b^2 \frac{1}{1+c^2}} \quad (15)$$

将变量 s 进行标准化得标准化变量 t 为

$$t = \frac{s - \bar{s}}{s} \quad (16)$$

记其对应的概率密度函数为 $G(t)$ 。引入一个参数 Q_1

$$Q_1 = \frac{\bar{s}}{s} \quad (17)$$

则云量 R 和总体平均液态水比湿 \bar{q}_1 分别为:

$$R = \int_{-Q_1}^{+} G(t) dt \quad (18)$$

$$\bar{q}_1 = \int_{-Q_1}^{+} (t s + \bar{s}) G(t) dt \quad (19)$$

为了避免确定概率分布函数和分布偏度的困难, 利用包括从具有很少云量到具有中等云量的积云边界层, 以及层积云盖顶的边界层等四类不同边界层的大涡模拟 (LES) 数据, Cuijpers 和 Bechtold^[32] 对云量 R 、总体平均液态水比湿 \bar{q}_1 拟合出如下简单关系式

$$R = 0.5 + \arctan(1.55 Q_1) = 0.36 \quad (20)$$

$$\frac{\bar{q}_1}{s} = e^{-1} + 0.66 Q_1 + 0.086 Q_1^2 \quad Q_1 > 0 \quad (21a)$$

$$\frac{\bar{q}_1}{s} = e^{1.2 Q_1 - 1} \quad Q_1 < 0 \quad (21b)$$

式(20)和(21)仅需要输入参数 Q_1 , 无需知道有关变量的概率密度函数和分布偏度; 其中, Q_1 由式(17)确定。

3 二阶统计距的参数化

利用 Cuijpers 和 Bechtold^[32] 给出的式(20)和

(21) 确定云量时, 需要确定二阶统计距 s^2 。若大气环流模式采用高阶湍流闭合方案, 则二阶统计距 s^2 可由高阶湍流闭合方案预报的湍流通量确定。但对于诸如 CCM3 采用 K 理论湍流闭合方案的大气环流模式, 二阶统计距 s^2 只能采用参数化方法确定。以下针对 CCM3 一阶湍流闭合方案, 推导对二阶统计距 s^2 进行参数化的表达式。

忽略平流项和水平变化项, 标量 x 和 y 的二阶统计距倾向可以表示为^[24, 26]

$$\frac{d}{dt} \overline{xy} = - \frac{\overline{wxy}}{z} - \left[\overline{wx} \frac{\bar{y}}{z} + \overline{wy} \frac{\bar{x}}{z} \right] - \overline{xy} \quad (22)$$

其中, x, y 表示 q_w 或其任意组合。方程(22)右边第1项表示湍流垂直输送项, 第2和第3项是湍流平均梯度产生项, 最后一项是湍流耗散项。

湍流耗散项可以表示为

$$\overline{xy} = \frac{\overline{xy}}{c_{xy}}, \quad \overline{xy} = \frac{0}{c_{xy}} \quad (23)$$

其中, c_{xy} 是常数; 0 是湍流耗散特征时间尺度; \overline{xy} 是一个与湍流耗散特征时间尺度相关的物理量。

假设湍流二阶统计距处于定常状态, 并忽略湍流垂直输送项, 则式(22)可以改写为:

$$\overline{xy} = - \frac{\overline{wx}}{z} \frac{\bar{y}}{z} - \frac{\overline{wy}}{z} \frac{\bar{x}}{z} \quad (24)$$

表示湍流产生项与湍流耗散项相平衡。

对湍流二阶通量 $\overline{wx}, \overline{wy}$ 应用 K 扩散理论, 并将其代入式(24)有

$$\overline{xy} = 2 \overline{xy} K \frac{\bar{x}}{z} \frac{\bar{y}}{z} \quad (25)$$

其中, K 是湍流垂直扩散系数。利用式(25), 并假设

$$\overline{q_w} = \overline{q_w} = \overline{q_w} = \frac{0}{c} \quad (26)$$

其中, c 是常数, Bechtold 等^[28] 在层积云区域取 $c = 2.5$; 则方程(15)描述的方差 s^2 可以用下式参数化:

$$s^2 = \sqrt{K} \left[2 a^2 \left(\frac{\bar{q}_w}{z} \right)^2 - 4 ab \frac{\bar{q}_w}{z} \frac{1}{z} + 2 b^2 \left(\frac{1}{z} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (27)$$

其中, a, b 分别由式(11)和(12)确定; $\bar{q}_w, \frac{1}{z}$ 由环流模式输出确定; 0 是一个与湍流耗散特征尺度 0 相关的物理量; K 应是随垂直高度变化的湍流扩散系数, 在本文中, 将其取为常数, 并将湍流垂直扩散系数简单地分为两部分^[34]

$$K = (1 - R)k_d + Rk_c \quad (28)$$

其中, R 是云量; k_d 和 k_c 分别是云外干空气和云内湿空气湍流扩散系数。根据 Meijgaard 和 Van Ulden 工作^[34], 同 Teixeira 和 Hogan^[7] 一样, 本文取 $k_c = 25 \text{ m}^2/\text{s}$, $k_d = 0.24 \text{ m}^2/\text{s}$ 。方程(27)就是本文用于对方差 s 进行参数化的方案。

4 对统计云方案特点的分析

采用式(27)对方差 s 进行参数化后, 方程(20)

和(21)所描述的统计云方案将是闭合的, 通过迭代可以求解。

为了认识该方案模拟云量随参数 τ , τ_0 , 相对湿度和温度垂直梯度的变化, 现假设有两条温度垂直廓线, 分别如表 1 和 2 所示, 并假设每一层相对湿度可以从 0 变化到 100%。

表 1 中, 在 800 与 850 hPa 间存在一显著逆温层($dT/dP < -0.125 \text{ K/hPa}$)。表 2 中, 在 850 与 900 hPa 以及 800 与 850 hPa 之间分别存在显著逆

表 1 假想温度垂直廓线 1

Table 1 The hypothesized temperature profile 1

	气压 (hPa)				
	1000	950	900	850	800
气温 T (K)	292	288.5	286	286.5	288.2
位温 (K)	292	292.8	294.7	300.1	307.2
位温垂直梯度 dT/dP (K/hPa)		-0.016	-0.038	-0.108	-0.142

表 2 假想温度垂直廓线 2

Table 2 The hypothesized temperature profile 2

	气压 (hPa)				
	1000	950	900	850	800
气温 T (K)	292	282	280	284	294
位温 (K)	292	286.2	288.6	297.5	313.4
位温垂直梯度 dT/dP (K/hPa)		0.116	-0.048	-0.178	-0.318

温层, 且 800 与 850 hPa 之间的逆温层较强。

取 $\tau = 600 \text{ s}$, 根据式(26)以及 Bechtold 等^[28]取 $c = 2.5$, 此时相应于取湍流耗散特征时间尺度 τ_0 为 1500 s, 针对表 1 和 2 给出的温度垂直廓线, 利用方程(20), (21)和(27)描述的统计云方案模拟的各层

不同大气稳定度条件下云量随相对湿度变化分别见图 1a, b。

取 $\tau = 3600 \text{ s}$, 相应于取湍流耗散特征时间尺度 τ_0 为 2.5 h, 针对表 1 和 2 给出的温度垂直廓线, 利用方程(20), (21)和(27)描述的统计云方案模拟的

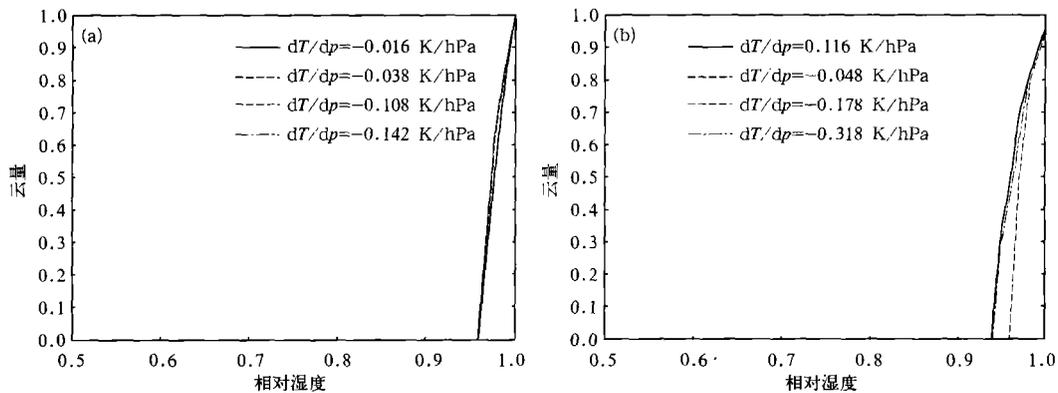


图 1 在 $\tau = 600 \text{ s}$ (即 $\tau_0 = 1500 \text{ s}$), $\tau = 0.36$ 时, 统计云方案在各层不同大气稳定度条件下模拟的云量随相对湿度的变化(a. 针对表 1 中温度垂直廓线, b. 针对表 2 中温度垂直廓线)

Fig. 1 The variability of cloud fraction simulated by the statistical cloud scheme with $\tau = 600 \text{ s}$ (i. e., $\tau_0 = 1500 \text{ s}$) and $\tau = 0.36$ corresponding to different relative humidity and atmospheric stability. (a) is based on the hypothesized temperature profile in Table 1, (b) is based on the hypothesized temperature profile in Table 2

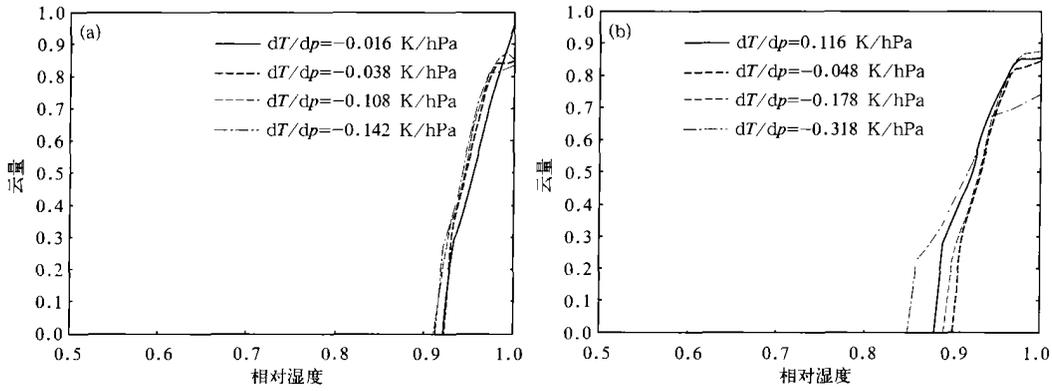


图 2 在 $\tau = 3600$ s (即 $\tau_0 = 2.5$ h) 和 $\tau = 0.36$ 时, 统计云方案在各层不同大气稳定度条件下模拟的云量随相对湿度的变化(a. 针对表 1 中温度垂直廓线, b. 针对表 2 中温度垂直廓线)

Fig. 2 The variability of cloud fraction simulated by the statistical cloud scheme with $\tau = 3600$ s (i. e., $\tau_0 = 2.5$ h) and $\tau = 0.36$ corresponding to different relative humidity and atmospheric stability. (a) is based on the hypothesized temperature profile in Table 1, (b) is based on the hypothesized temperature profile in Table 2

各层不同大气稳定度条件下云量随相对湿度变化分别见图 2a, b。

由图 1 和 2 可以看出, 方程(20), (21) 和(27) 描述的统计云方案模拟的云量随相对湿度变化剧烈, 只有当相对湿度大于某个临界值时, 才能模拟出云量; 尤其当湍流耗散特征时间尺度取相对较小的值时, 模拟云量随相对湿度几乎呈或有或无的剧烈变化, 类似于仅仅基于相对湿度的云参数化方案, 即只有当相对湿度大于某个临界相对湿度时, 才有云量, 且云量接近 1, 否则没有云。且随湍流耗散特征时间尺度取值变小, 临界相对湿度阈值增大。当湍流耗散特征时间尺度取值较小时, 温度垂直梯度变化

对云量的模拟几乎没有影响; 当湍流耗散特征时间尺度取值较大时, 总体来说温度垂直梯度绝对值越大, 该方案对形成云所要求的临界相对湿度越低。

为了认识方程(20) 中参数 τ 对云量模拟的影响, 现取 $\tau = 1/\tau_0$, 即云量 R 由下式确定

$$R = 0.5 + \arctan(1.5Q_1) \quad (29)$$

取 $\tau = 600$ s, 相应于取湍流耗散特征时间尺度 τ_0 为 1500 s, 针对表 1 和 2 给出的温度垂直廓线, 利用方程(29), (21) 和(27) 描述的统计云方案模拟的各层不同大气稳定度条件下云量随相对湿度变化分别见图 3a, b。

取 $\tau = 3600$ s, 相应于取湍流耗散特征时间尺度

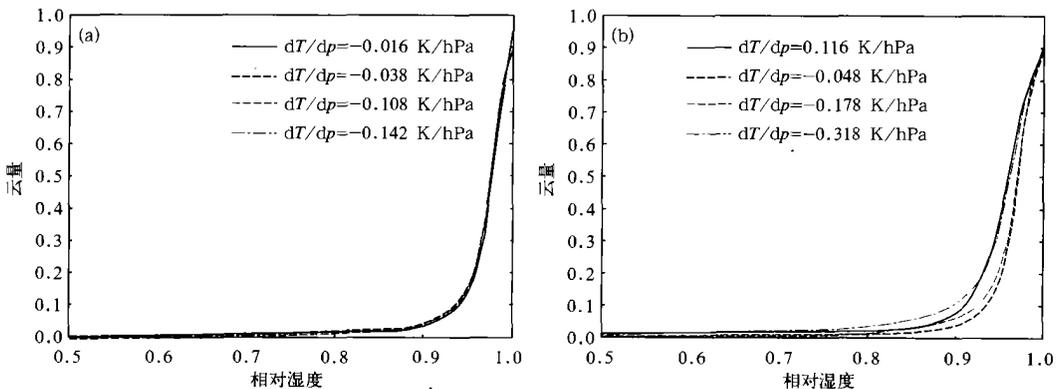


图 3 $\tau = 600$ s (即 $\tau_0 = 1500$ s), $\tau = 1/\tau_0$ 时, 统计云方案在各层不同大气稳定度条件下模拟的云量随相对湿度的变化(a. 针对表 1 中温度垂直廓线, b. 针对表 2 中温度垂直廓线)

Fig. 3 The variability of cloud fraction simulated by the statistical cloud scheme with $\tau = 600$ s (i. e., $\tau_0 = 1500$ s) and $\tau = 1/\tau_0$ corresponding to different relative humidity and atmospheric stability. (a) is based on the hypothesized temperature profile in Table 1; (b) is based on the hypothesized temperature profile in Table 2

τ_0 为 2.5 h, 针对表 1 和 2 给出的温度垂直廓线, 利用方程(29), (21) 和(27) 描述的统计云方案模拟的

各层不同大气稳定度条件下云量随相对湿度变化分别见图 4a, b。

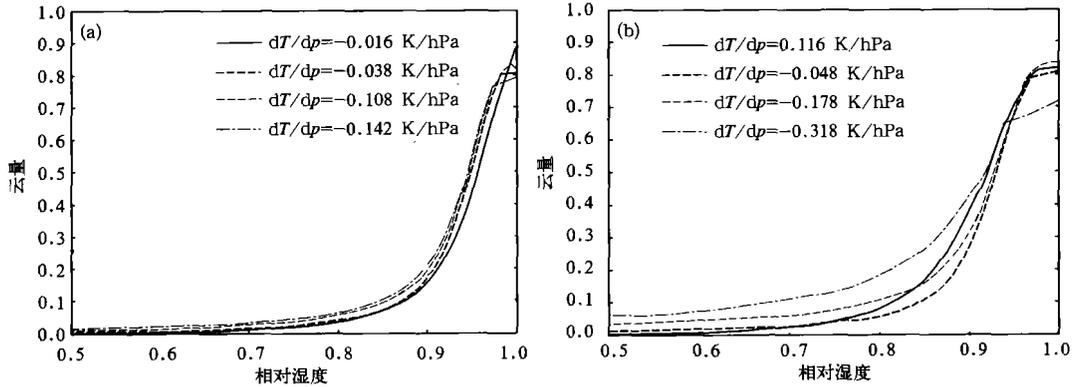


图 4 $\tau_0 = 3600$ S(即 $\tau_0 = 2.5$ h), $\tau = 1/\tau_0$ 时, 统计云方案在各层不同大气稳定度条件下模拟的云量随相对湿度的变化(a. 针对表 1 中温度垂直廓线, b. 针对表 2 中温度垂直廓线)

Fig. 4 The variability of cloud fraction simulated by the statistical cloud scheme with $\tau_0 = 3600$ s (i. e., $\tau_0 = 2.5$ h) and $\tau = 1/\tau_0$ corresponding to different relative humidity and atmospheric stability. (a) is based on the hypothesized temperature profile in Table 1, (b) is based on the hypothesized temperature profile in Table 2

图 3, 4 与图 1, 2 显著区别是: 当 $\tau = 1/\tau_0$ 时, 模拟云量随相对湿度变化呈连续变化; 这比取 $\tau = 0.36$ ^[32] 时模拟云量随相对湿度几乎呈或有或无的剧烈变化更合理。在相同温度垂直梯度条件下, 模拟云量随相对湿度增大而增多, 但模拟云量与相对湿度间不是简单线性关系: 当相对湿度较小时, 模拟云量随相对湿度变化十分缓慢; 当相对湿度较大时, 模拟云量随相对湿度增大而迅速增多。

温度垂直梯度变化对模拟云量影响也明显。

5 一个基于统计的低云方案

基于以上对统计云方案分析, 引入并修改提出一个基于统计的低云参数化方案如下: 类似 Teixeira 和 Hogan^[7], 本文将低云简单分为层积云和积云两类, 对层积云和积云分别采用不同方案进行参数化。

比较图 3 与 4 可知, 湍流耗散特征时间尺度取值大小对模拟云量有显著影响: 当湍流耗散特征时间尺度取值较小时, 温度垂直梯度变化对模拟云量影响很小, 模拟云量随相对湿度变化相对较剧烈; 当相对湿度小于某临界值时, 模拟云量几乎接近 0; 当相对湿度大于某临界值时, 模拟云量较多。当湍流耗散特征时间尺度取值较大时, 模拟云量随相对湿度变化相对较缓慢, 温度垂直梯度对模拟云量影响明显。在相对湿度给定条件下, 模拟云量随温度垂直梯度的变化相对较复杂, 当大气远离饱和状态时, 大气稳定度越强, 模拟云量越多; 但当大气处于饱和状态时, 大气稳定度越强, 模拟云量反而越少。

对与逆温相伴随的层积云, 采用方程(29), (21), (27) 描述的统计云方案进行参数化。该方案基于 Cuijpers 和 Bechtold^[32] 给出的简单关系式(20), (21), 但 $\tau = 1/\tau_0$, 同时将其与一阶湍流闭合方案耦合, 利用与湍流耗散特征时间尺度相关的参数, 以及湍流垂直扩散系数对方差 σ^2 进行参数化; 且 $\tau_0 = 3600$ s, 湍流垂直扩散系数由式(28) 确定。

对于边界层内积云, 采用 Teixeira 和 Hogan^[7] 给出的简单参数化方法确定, 即

$$a = \frac{D}{D + \frac{K}{(1 - H_R)}} \quad (30)$$

综上所述, 在统计云方案中, 参数 τ_0 对该方案模拟云量具有显著影响。通过比较研究发现: $\tau_0 = 3600$ s, 以及 $\tau = 1/\tau_0$ 为较大值时, 模拟云量随相对湿度变化更合理, 相对湿度是对云量模拟影响最大的因子,

其中, a 是云量, D 是卷出率, K 是蚀损率, H_R 是相对湿度, σ^2 是常数。同 Teixeira 和 Hogan(2002) 一样, 取 $D = 5.0 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, $K = 5.0 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 但不同于 Teixeira 和 Hogan(2002) 取 $\tau_0 = 0.01$, 本文取 $\tau_0 = 0.005$ 。

6 基于统计的低云方案在 NCAR CCM3 中的初步应用

利用 Shea 等^[35] 给出的观测的气候海表温度 (SST) 和海冰分布数据作为下边界强迫场, 对 CCM3 分别在其原有低云参数化方案和采用本文给出的低云参数化方案替代其原有方案条件下各积分 5 a。前一个 5 a 积分称为控制试验, 记为 CCM3-CtrT; 后一个 5 a 积分称为敏感性试验, 记为 CCM3-CldT。

在 CCM3-CldT 中, 保持 CCM3 中、高云参数化方案不变, 仅修改其低云参数化方案。具体实施方法是: 若存在逆温层且逆温层底在 700 hPa 以下, 则除模式最低层外, 对处于逆温层底所在高度以下各模式层, 采用方程 (29), (21) 和 (27) 描述的统计云方案模拟层积云云量; 否则, 根据湿对流参数化方案输出的云顶和云底高度, 利用式 (30) 确定处于 700

hPa 高度以下各模式层的积云云量。

CCM3-CtrT 试验和 CCM3-CldT 试验最后 3 a 模拟的多年年平均低云量分别见图 5 和 6。利用 1984~2000 年 ISCCP D2^[36, 37] 观测数据分析的多年年平均低云量见图 7。

比较图 5 与 7 可知, CCM3 原有低云参数化方案显著低估了大洋东部大陆西岸冷海域低云云量。气候观测中, 在加利福尼亚沿岸外和秘鲁沿岸外冷海域存在低云云量大值中心, 最大云量超出 50%; 而 CCM3 未能模拟出大洋东部冷海域低云云量大值中心; 在秘鲁沿岸外冷海域, CCM3 模拟低云云量比观测值偏少超过 30%。

采用本文给出的低云参数化方案替代 CCM3 原有低云参数化方案后, 显著改善了 CCM3 对大洋东部冷海域低云云量的模拟, 合理模拟出东太平洋分别位于加利福尼亚沿岸外和秘鲁沿岸外冷海域的低云云量大值中心; 不足之处是模拟的低云云量大

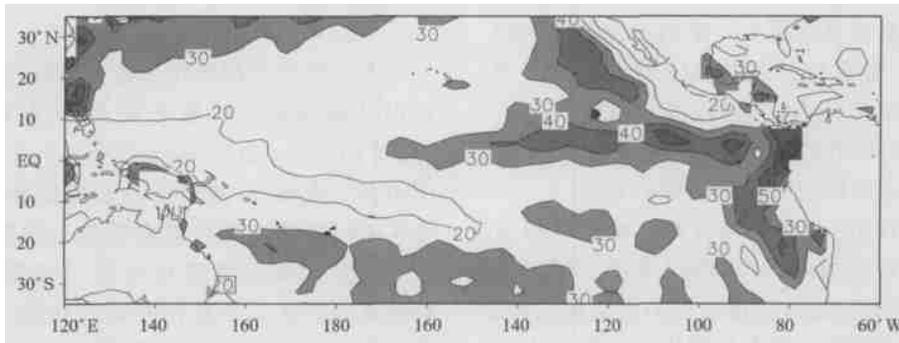


图 5 控制试验 CCM3-CtrT 最后 3 a 模拟的多年年平均低云量(%)，
(等值线间隔 10%，灰度表示 30% 区域)

Fig. 5 The annual mean low-level cloud fractions (%) based on the last 3-year simulation of CCM3-CtrT. Interval is 10%. Values over 30% are shaded.

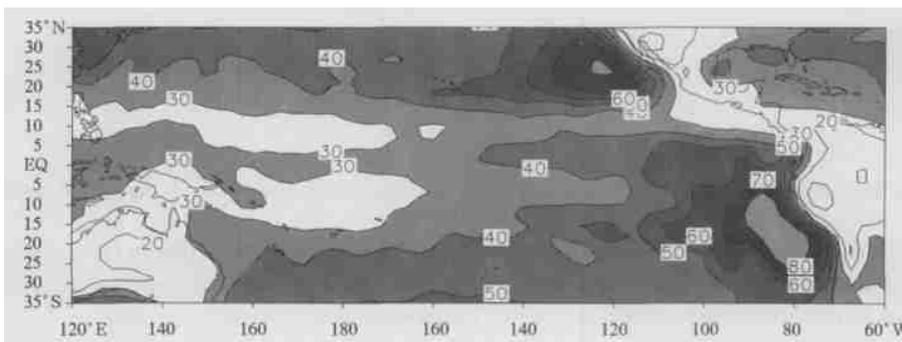


图 6 敏感性试验 CCM3-CldT 最后 3 a 模拟的多年年平均低云量(%)
(等值线间隔 10%，灰度表示 30% 区域)

Fig. 6 The annual mean low-level cloud fractions (%) based on the last 3-year simulation of CCM3-CldT. Interval is 10%. Values over 30% are shaded.

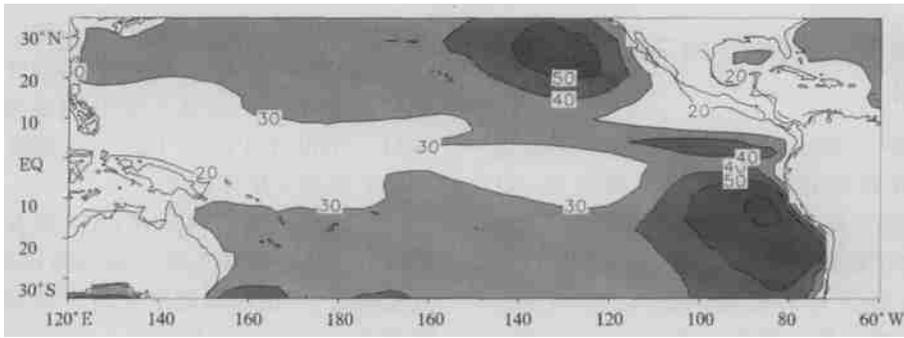


图7 利用1984~2000年ISCCP D2观测数据分析的多年年平均低云量(%)
(等值线间隔10%,灰度表示30%的区域)

Fig.7 The annual mean low-level cloud fractions (%) based on ISCCP D2 from 1984 to 2000. Interval is 10%. Values over 30% are shaded

值中心比观测稍偏强(图6)。

气候观测中,大洋东部大陆西岸冷海域低云主要是层积云,这种云通常出现在有逆温盖顶的海洋大气边界层内^[38, 39]。CCM3对大洋东部冷海域低云量模拟偏少显然主要应归因于其与逆温相伴的层积云云量模拟显著偏少。采用本文给出的低云参数化方案后,显著增强了CCM3对大洋东部冷海域低云云量的模拟能力,这显然应归因于该低云参数化方案中所采用的统计云方案显著改善了CCM3对与逆温相伴的层积云的模拟能力。

文献[40]中指出:虽然CCM3难以准确模拟出海洋大气边界层盖顶逆温,往往将逆温层底模拟偏高,因逆温层底相对湿度过低难以模拟出层积云;但CCM3能较合理地模拟低层大气整体稳定度和大气边界层内湿度分布。在大洋东部热带、副热带海域,CCM3模拟的低层大气整体稳定度分布特征与利用NCEP再分析资料分析的分布特征十分一致^[8]。这为利用该低云参数化方案改善CCM3对大洋东部冷海域低云云量模拟提供了基础。在该低云参数化

方案中,当诊断存在低层逆温时,对低层逆温层底以下除模式最低层以外每一模式层,均采用统计云方案模拟层积云,从而可以合理模拟出逆温层以下相对湿度较大的边界层内层积云云量。

7 结 论

本文利用与湍流耗散特征时间尺度相关的参数,以及湍流垂直扩散系数 K 对方差 σ 进行参数化,将Cuijpers和Bechtold^[32]统计云方案与一阶湍流闭合方案耦合,基于通过数值试验对该统计云方案在不同条件下对云量模拟能力的分析,给出一个基于统计的低云参数化方案。将其应用于CCM3替换其原有低云参数化方案后发现:该方案可以显著增强CCM3对大洋东部冷海域低云云量的模拟,可以合理模拟出东太平洋分别位于加利福尼亚沿岸外和秘鲁沿岸外冷海域的低云云量大值中心。显示出统计云方案对于改进大气环流模式低云参数化具有潜在的应用前景。

参考文献

- 1 Delecluse P, Davey M K, Kitamura Y, et al. Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific. *J Geophys Res*, 1998, 103 (C7): 14357 ~ 14373
- 2 Philander S G H, Gu D, Halpern D, et al. Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J Climate*, 1996, 9 (12): 2958~ 2972
- 3 Ma C C, Carlos R Mechoso, Andrew W Robertson, et al. Peruvian stratus clouds and the tropical Pacific circulation: A coupled ocean-atmosphere GCM study. *J Climate*, 1996, 9 (7): 1635~ 1645
- 4 Kiehl J T, Hack J J, Hurrell J W. The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3. *J Climate*, 1998, 11 (6): 1151~ 1178
- 5 Boville B A, Gent P R. The NCAR climate system model, Version 1. *J Climate*, 1998, 11 (6): 1115~ 1130
- 6 Gordon C T, Rosati A, Gudgel R. Tropical sensitivity of a coupled model to specified ISCCP low clouds. *J Climate*, 2000, 13 (13): 2239~ 2260
- 7 Teixeira J, Hogan T. Boundary layer clouds in a Global Atmospheric Model: Simple cloud cover parameterizations. *J Climate*, 2002, 15 (11): 1261~ 1276

- 8 Dai F-S, Yu R-C, Zhang X-H, et al. The impact of low-level cloud over the eastern subtropical Pacific on the Double ITCZ in LASG FCGM0. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20 (3): 461~ 474
- 9 季江龙, 张学洪, 俞永强等. 耦合海-气环流模式中双热带辐合带现象及其热收支分析. *气象学报*, 2003, 61 (1): 39~ 51
- 10 李昫英, 宇如聪, 许幼平等. 中国南方地区层状云的形成和日变化特征分析. *气象学报*, 2003, 61 (6): 733~ 743
- 11 Slingo J M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1987, 113: 899~ 927
- 12 Slingo A, Slingo J M. Response of the National Center for Atmospheric Research community climate model to improvements in the representation of clouds. *J Geophys Res*, 1991, 96 (D8): 15341~ 15357
- 13 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. The National Center for Atmospheric Research community climate model: CCM3. *J Climate*, 1998, 11 (6): 1131~ 1150
- 14 Slingo J M. A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 747~ 770
- 15 Rasch P J, Kristjansson J E. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterization. *J Climate*, 1998, 11 (7): 1587~ 1614
- 16 Klein S A, Hartmann D L. The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J Climate*, 1993, 6(8): 1587~ 1606
- 17 Tiedtke M. Representation of clouds in large-scale models. *Mon Wea Rev*, 1993, 121 (11): 3040~ 3061
- 18 Jakob Christian. Cloud cover in the ECMWF Re-Analysis. *J Climate*, 1999, 12 (4): 947~ 959
- 19 Teixeira J. Simulation of fog with the ECMWF prognostic cloud scheme. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1999: 125 (554): 529~ 552
- 20 Duynkerke P G, Teixeira J. A comparison of the ECMWF Re-Analysis with FIRE I observations: Diurnal variation of marine stratocumulus. *J Climate*, 2001, 14 (7): 1466~ 1478
- 21 Sommeria G, Deardorff J W. Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *J Atmos Sci*, 1977, 34 (2): 344~ 355
- 22 Mellor G L. The Gaussian cloud model relations. *J Atmos Sci*, 1977, 34 (2): 356~ 358
- 23 Bougeault P. Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. Part 1: Testing the ensemble cloud relations against numerical data. *J Atmos Sci*, 1981, 38 (11): 2414~ 2428
- 24 Bougeault P. Cloud-ensemble relations based on the gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *J Atmos Sci*, 1982, 39 (12): 2691~ 2699
- 25 Chen Jeng-Ming. Turbulence-Scale Condensation Parameterization. *J Atmos Sci*, 1991, 48 (12): 1510~ 1512
- 26 Bechtold P, Fravallo C, Pinty J P. A model of marine boundary-layer cloudiness for mesoscale applications. *J Atmos Sci*, 1992, 49 (18): 1723~ 1744
- 27 Smith R N B. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1990, 116: 435~ 460
- 28 Bechtold P, Cuijpers J W M, Mascart P, et al. Modeling of trade wind cumuli with a low-order turbulence model: Toward a unified description of Cu and Sc clouds in meteorological models. *J Atmos Sci*, 1995, 52 (4): 455~ 463
- 29 Ricard J L, Royer J F. A statistical cloud scheme for use in an AGCM. *Ann Geophys*, 1993, 11: 1095~ 1115.
- 30 Yamada T, Mellor G L. A numerical simulation of BOMEX data using a turbulence close model coupled with ensemble cloud relations. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1979, 105: 915~ 944
- 31 Tompkins A M. A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J Atmos Sci*, 2002, 59 (12): 1917~ 1942
- 32 Cuijpers J W M, Bechtold P. A simple parameterization of cloud water related variables for use in boundary layer models. *J Atmos Sci*, 1995, 52 (13): 2486~ 2490
- 33 Chaboureau J-P, Bechtold P. A simple cloud parameterization derived from cloud resolving model data: Diagnostic and prognostic applications. *J Atmos Sci*, 2002, 59 (15): 2362~ 2372
- 34 Van Meijgaard E, Van Ulden A P. A first order mixing-condensation scheme for nocturnal stratocumulus. *Atmos Res*, 1998, 45: 253~ 273
- 35 Shea D J, Trenberth K E, Reynolds R W. A global monthly mean sea surface temperature climatology. NCAR Tech. Note NCAR/TN-345, 1990. 167pp
- 36 Rossow W B, Schiffer R A. ISCCP cloud data products. *Bull Amer Meteor Soc*, 1991, 72 (1): 2~ 20
- 37 Rossow W B, Walker A W, Beuscher D E, et al. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) documentation of new cloud datasets. WMO/TD-No. 737, 1996. 115pp
- 38 Norris J R. Low cloud type over the ocean from surface observations. Part I: Relationship to surface meteorology and the vertical distribution of temperature and moisture. *J Climate*, 1998, 11 (3): 369~ 382
- 39 Norris J R. Low cloud type over the ocean from surface observations. Part II: Geographical and seasonal variations. *J Climate*, 1998, 11 (3): 383

~ 403

- 40 戴福山. 东太平洋低云对海气耦合模式中 双辐合带 的影响 基于 LASG FGCM-0 的分析研究:[博士学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2003. 221pp

A STATISTICAL LOW-LEVEL CLOUD SCHEME AND ITS TENTATIVE APPLICATION IN A GENERAL CIRCULATION MODEL

Dai Fushan

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;*
Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing 100029)

Yu Rucong Zhang Xuehong Yu Yongqiang

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

In this study, a statistical cloud scheme is first introduced and coupled with a 1st-order turbulence scheme with 2nd-order turbulence moments parameterized by the timescale of the turbulent dissipation and the vertical turbulent diffusion coefficient. Then the ability of the scheme to simulate cloud fraction at different relative humidity, vertical temperature profile, and the timescale of the turbulent dissipation is examined by numerical simulation. It is found that the simulated cloud fraction is sensitive to the parameter used in the statistical cloud scheme and the timescale of the turbulent dissipation. Based on the analyses, the introduced statistical cloud scheme is modified. By combining the modified statistical cloud scheme with a boundary layer cumulus scheme, a new statistically-based low-level cloud scheme is given and tentatively applied in NCAR CCM 3. It is found that the simulation of low-level cloud fraction is markedly improved and the centers with maximum low-level cloud fractions are well simulated in the cold oceans off the western coasts with the new statistically-based low-level cloud scheme applied in CCM 3. It suggests that the new statistically-based low-level cloud scheme has a great potential in general circulation model for improving the low-level cloud parameterization.

Key words: The statistical cloud scheme, Low-level cloud, Low-level cloud parameterization, The general circulation model.