

热带对流活动日变化的模拟研究^{*}

平 凡^{1)2)†} 罗哲贤¹⁾

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云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029)

(2007 年 6 月 11 日收到 2008 年 6 月 11 日收到修改稿)

利用一个云分辨与海洋的耦合模式, 模拟研究了热带对流活动的日变化. 通过对模拟结果的分析, 揭示了热带地区不同海温日变化条件下, 对流活动的云物理特征. 利用热带海洋与全球大气响应观测实验 (TOGA COARE) 的观测资料作为模式的初始与边界场, 来驱动耦合模式. 对热带海表温度按照其日变化幅度的大小进行了分类, 分为强、弱海表温度日变化两种类型, 并在此基础上进行了合成分析. 结果表明: 1) 在弱的海表温度日变化下, 云中的云冰含量大于云水含量, 说明云中以层状云为主. 而在强的海温日变化下, 云中的云水含量大于云冰含量, 说明云中以水云为主. 2) 强的海温日变化下, 地面降水率在午后达到最大. 而在弱的海表温度日变化下, 地面降水率最大值出现在夜间. 比较上述两者云的构成, 发现其差别最大. 3) 比较两类 (强、弱海表温度日变化) 云物理过程的收支发现, 在弱的海表温度日变化下水汽的凝华率远小于凝结率, 更易形成冰云.

关键词: 热带对流日变化, 地面降水率, 云冰含量, 云水含量

PACC: 9260J, 9260N

1. 引 言

热带地区的对流活动是影响东亚季风系统及东亚区域天气或气候系统的重要因子. 余斌、黄荣辉^[1,2]的研究发现, 热带对流活动可以联系着热带内外的低频环流间的遥相关过程. 徐祥德等^[3]的研究指出, 热带对流潜热释放、西太平洋副高北跳、南撤, 中纬西太平洋副高周围水汽的输送及对流活动存在着密切的关系. 戴新刚、汪萍等^[4,5]研究了北方干旱与大气驻波的年代际变化, 发现两者高度相关, 而大气驻波的传播与扰动直接与热带对流活动日变化相关. 因此开展热带地区对流活动日变化研究, 将对揭示东亚区域天气或气候特征提供新的科学认识.

本研究将着眼于了解热带对流日变化有关的云场宏微观结构特征, 分析对流过程对流活动日变化的机理, 以期揭示对流活动的规律.

热带地区对流日变化的研究始于 60 年代. Kraus^[6]的观测研究表明, 热带海洋上的降水常常发生在清晨, 但是降水的最大值总是出现在夜间, 这种夜间出现的最大降水对于热带地区的辐射强迫有重

要的影响. Gray 和 Jacobson^[7]的研究则表明, 云区和晴空区辐射的差别主要在于云区内可以形成低层的水汽辐合, 在夜间产生降水. Tao 等^[8,9]通过云分辨模式的模拟发现, 夜间降水增加主要是由于红外辐射冷却引起的相对湿度增加. 在近年的研究中, Sui 等^[10]分析和诊断了热带海洋与全球大气响应观测实验 (TOGA COARE) 的数据, 发现热带对流日变化的第一个峰值出现在清晨, 第二个峰值出现在午后. 在此基础上, Sui 等^[11]提出了热带对流日变化的机制, 即夜间辐射冷却减少了气块的含水量, 云中凝结出大量水分, 产生大的降水. Li 等^[12]的研究也证实了 Sui 等的结论, 他们发现夜间温度下降能引起水汽凝结率的变化, 而水汽凝结率的变化是影响热带地区降水日变化的最重要因子. Sui 等^[13]的研究还发现, 太阳辐射加热了海洋表面, 降低了大气的稳定度, 导致在午后出现了第二个降水高峰. Liu 和 Moncrieff^[14]利用云分辨模式, 模拟了热带对流的日变化, 发现这种日变化的主要原因是辐射和对流之间的相互作用, 而云区内的低层水汽辐合只是引起日降水变化的次要因素.

综上所述, 尽管热带地区对流日变化的研究已

^{*} 国家科技支撑计划 (批准号 2006BAC12B01)、国家自然科学基金重点项目 (批准号 40333028) 和南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室基金 (批准号 KLME060207) 资助的课题.

[†] E-mail: pingf@mail.iap.ac.cn

取得了一些进展,但由于云等观测资料的匮乏,对流日变化的研究仅限于资料的诊断分析,已有的研究存在着较大的局限,表现在 1) 对流日变化的研究未能考虑与对流活动直接相关的云物理过程信息,不能反映与对流日变化相关的云场宏微观结构特征; 2) 对流日变化的研究没有考虑海洋对对流过程的影响,而海表作为对流过程的下垫面,通过感热、潜热、水汽等通量的垂直输送,直接制约着对流过程的水汽与能量平衡,影响对流日变化过程.

在本研究中,我们将着重解决上述两个关键问题,进行针对性研究. 首先,利用云分辨与海洋的耦合模式,进行热带海温与对流过程的数值模拟,并且用实际观测资料进行了检验. 不仅考虑了热带海洋对对流活动的影响与反馈,而且通过对海表温度日变化强弱的合成分析,认识海表温度日变化对对流活动的影响. 其次,在模拟及观测对比分析的基础上,诊断和分析对流日变化中相关的云物理过程的收支,了解其云场的宏微观结构特征,揭示出对热带对流日变化的机制.

2. 模式和实验设计

我们应用了一个海洋和云分辨耦合模式来进行数值模拟. 该模式是由 Li 等^[15] 发展起来的,它包括了一个二维云分辨模式和海洋环流模式. 云分辨模式首先是由 Soong 和 Ogura^[16], Soong 和 Tao^[17] 发展,然后由 Tao 和 Simpson 等^[8] 进行了改进. 在本文的研究中,我们采取了 Sui^[13] 和 Li^[18] 修正的二维云模式版本. 此二维云模式的控制方程采用了滞弹性的近似^[19,20],选取的物理过程主要用来描述热带深对流区域上空,云中水、冰的发展以及地面降水过程.

在数值实验中,选取热带海洋上全球大气与海洋耦合实验 (TOGA COARE) 的观测资料作为模式的初始场与大尺度强迫条件,边界上采用了循环侧边界条件. 图 1(a), (b) 分别表示的是 1992 年 11 月 11 日至 1993 年 1 月 1 日大尺度大气的垂直速度和纬向风垂直分布的时间演变,这些逐日资料作为初始场与大尺度强迫条件来驱动云分辨率模式. 模式积分从 1992 年 11 月 11 日 12 时至 1993 年 1 月 1 日

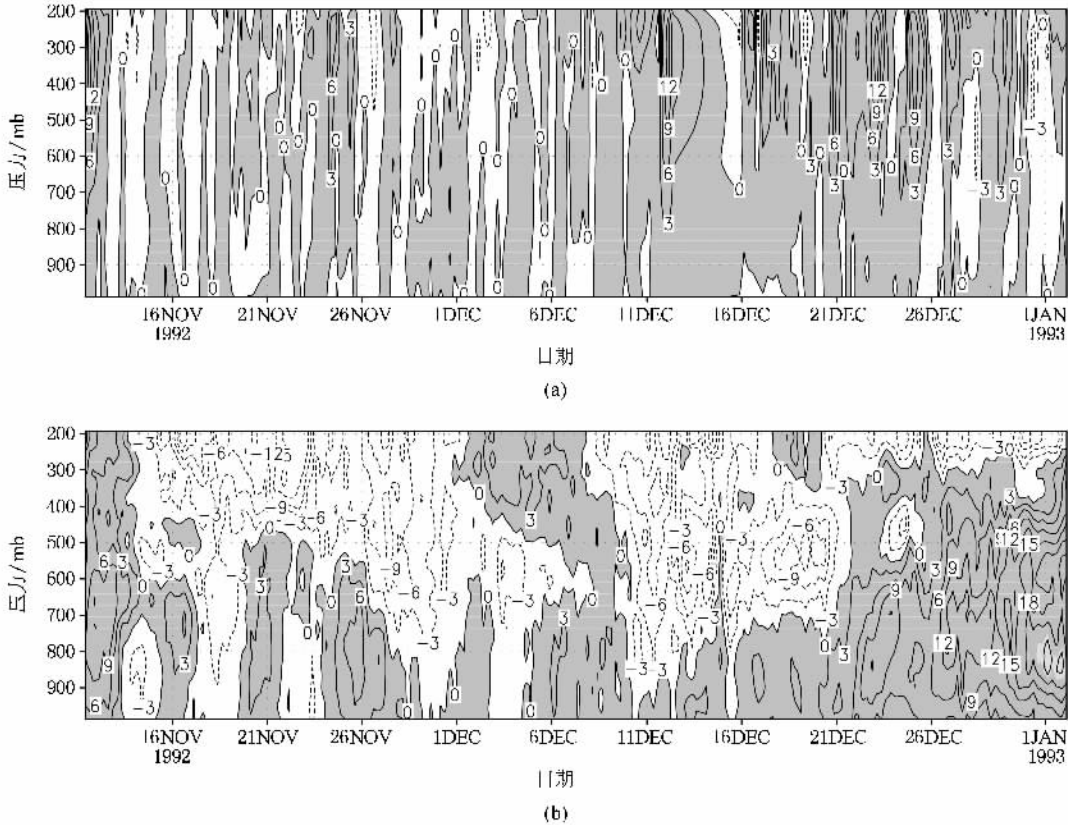


图 1 在耦合实验期间观测到的 (a) 垂直速度 ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) 和 (b) 纬向风 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 50 d 时间演变 (a) 中阴影部分是上升运动; (b) 中阴影部分是西风

16 时,时间总长 50.25 d. 模式的时间积分步长为 12 s. 该模式模拟的区域覆盖整个赤道地区,水平方向步长为 1.5 km,水平 25600 个网格点. 在垂直方向模式分为 43 层,从近海面 200 m 一直到模式顶层 43 mb($1b = 10^5 \text{ Pa}$).

在耦合模式中,由海洋环流模式输出逐时的海温,海表的潜热通量及感热通量资料,作为地面强迫输送到云模式中,云模式中计算出的风应力作为动力强迫输送到海洋环流模式中,以此来实现模式的双向耦合. 云模式中的辐射过程采用了 Stephens^[21] 辐射方案,在该方案中采用了宽带辐出率.

为检验耦合模式的模拟能力,我们用耦合模式模拟的海温场同一维海洋模式模拟的海温场、观测资料场分别进行了比较. 图 2(a) 表示的是 TOGA

COARE 期间距离海平面 0.45 m 处的浮标测得的海温(1.75°S , 156°E) (Weller 和 Anderson)^[22] 和耦合模式模拟的海洋混合层纬向平均 1 m 处的海温. 尽管观测的海温比模拟的海温要高,模拟出的海温基本上与观测海温的时间变化是一致的. 耦合模式模拟的海表温度(SST)在位相和振幅上与用一维海洋混合层模式模拟的海表温度非常相似(Li 等)^[23] (见图 2(b)). 在从 1992 年 11 月中旬至 1992 年 12 月中旬的一个月内,模拟的区域由下沉的东风和相对弱的上升运动所控制(见图 1). 总之,尽管观测到 SST 的振幅大于模拟的 SST 的振幅,然而观测和模拟的 SST 的日变化都有较大的振幅(见图 2),比较发现,耦合模式有能力模拟海表温度(SST),因此模拟的 SST 可用于以下合成分析.

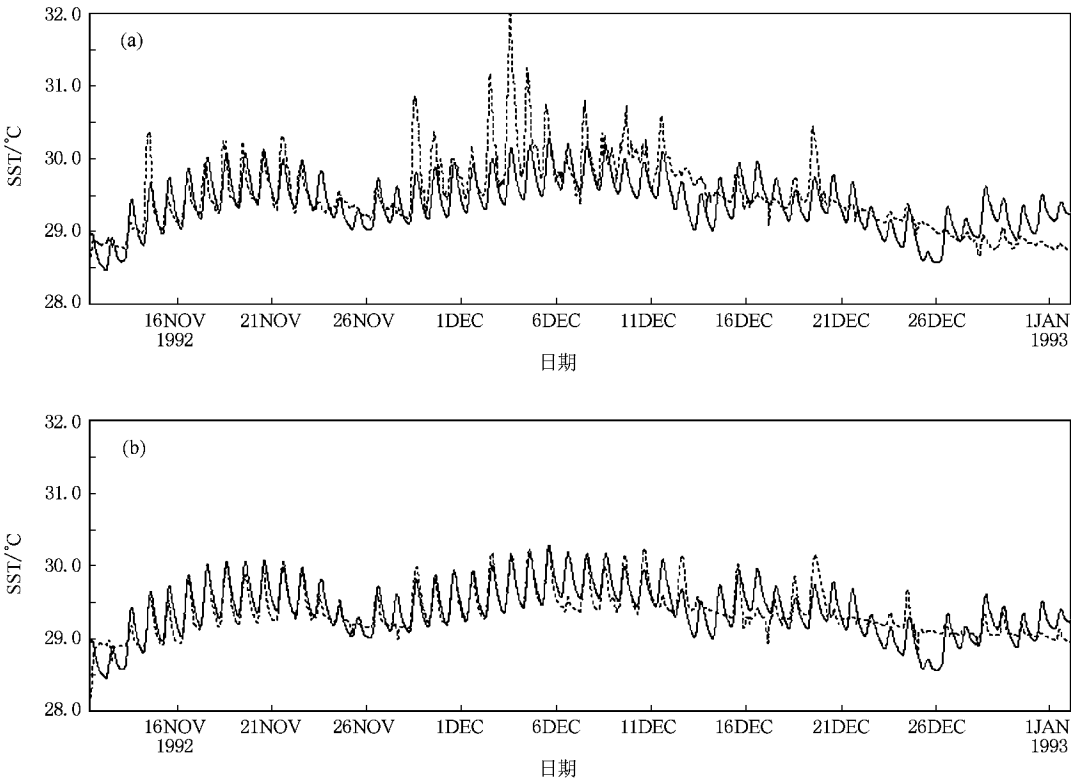


图 2 在耦合实验期间观测到的海表面温度((a)中虚线)和耦合模式模拟的纬向平均混合层温度((a),(b)中实线)以及一维海洋混合层模式模拟的纬向平均混合层温度((b)中虚线)的逐时分布资料

3. 结果与分析

3.1. 海表温度日变化的分类

已有的研究表明^[10,11],在晴天时海表温度(SST)有较大幅度的日变化,降水的峰值出现在午后. 而在阴天时 SST 的日变化幅度较小,降水的峰值出现在

夜间. 这需要我们针对不同的海表温度日变化的类型,进行对流日变化的分类研究,为此我们采用了合成分析的方法.

我们对 50 d 模拟的 SST 日变化资料作纬向平均,得到热带地区平均 SST 日变化的逐日资料,再算出此时间序列的数学期望 $E = \sum_{i=1}^{50} \overline{\Delta \text{SST}} = 0.6^\circ\text{C}$. 因此,我们按照 SST 日变化将资料分为两类:一类是

弱海表温度日变化(情形 W), SST 日变化的幅度小于 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$; 另一类是强海表温度日变化(情形 S), SST 日变化的幅度大于等于 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

考虑到云分辨模式和海洋模式都是两维的, 纬向的 SST 并不均衡, 因此对于所有纬向的格点, 必须进行每日的合成(样本总数 25600). 合成发现, 情形 S 有 27 d, 其合成的 SST 日变化幅度为 $0.85\text{ }^{\circ}\text{C}$. 情形 W 有 23 d, 其合成的 SST 日变化幅度为 $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$. 我们进行了均值差异的 t 检验, 检验统计表明, 分组的差异达到 95% 的信度水平, 说明分组进行合成分析是合理的.

3.2. 海温日变化与表面降水率日变化的相位差

在上述两类情形下, 海温日变化与表面降水率日变化均存在着明显相位差. 模拟结果表明, 无论在情形 S 下还是在情形 W 下, SST 的最大值均出现在午后 16 时, 而最小值出现在清晨 5 时(见图 3(a)).

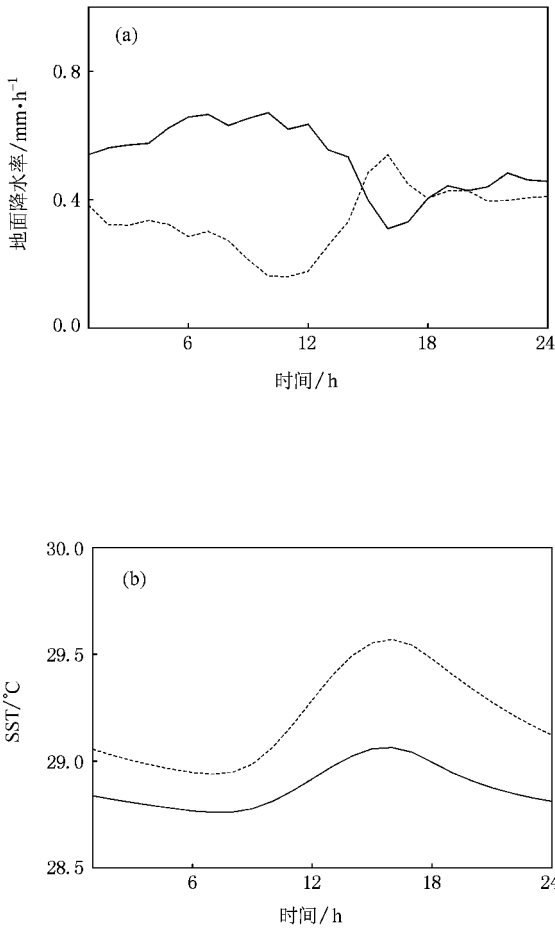


图 3 在强海温日变化(虚线)和弱海温日变化(实线)下合成的 (a)地面降水率和 (b) 海表面温度的日变化

表面降水率的日变化在两类情况下明显不同, 与海温日变化相比有明显的相位差(见图 3(b)). 在情形 W 下, 最大的表面降水率出现在一天中的清晨 6—7 时及上午 10 时左右, 其最大值 $0.67\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 这与以前研究的表面降水率的最大值出现在 2—3 时不同^[12,13], 表面降水率在 16 时最小, 其值为 $0.31\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. 而在情形 S 下, 表面降水率从早晨开始下降, 在大约 10—11 时达到最小, 其值为 $0.17\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 而从午后开始增加, 到 16 时, 它的值达到最大, 其值为 $0.54\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

3.3. 云宏观特征的物理量的选取与分析

由于数值研究采用的是二维的云分辨模式, 因此在做日合成分析时, 考察整个热带地区平均态时, 需要对云的各物理量做纬向平均. 适合做纬向平均的物理量必须满足两个条件: 一是该物理量在纬向分布上比较均匀, 及均值能大致地反映出平均态的特征; 二是该物理量能反映云物理过程的宏观信息, 表征云场的宏观特征.

由于常见的一些反映云分布的宏观特征的物理量(如包括云体的云量、云高, 对流上升速度等)在纬向上分布极不均衡, 不能做纬向平均. 为此我们选择云中的物理量——云水量(liquid water path, 简称 LWP)与云冰量(ice water path, 简称 IWP)来表征云场的宏观特征. 这里 LWP 为云水和雨滴混合比的垂直通量积分; IWP 为云冰、雪、霰混合比的垂直通量积分.

同地面降水率相似, LWP 和 IWP 在情形 W 和情形 S 下也存在着相位差见图 4(a). 一般情况下, 在积层混合云中 LWP 和 IWP 大小相似. 然而我们的研究发现, 在情形 W 下, $\text{IWP} > \text{LWP}$, 意味着有更多的冰云. 而在情形 S 下, $\text{IWP} < \text{LWP}$, 意味着有更多的水云. 并且当地面降水率在情形 W 和情形 S 下分别达到其最大值时, 云中 LWA 和 IWA 的差距增大.

3.4. 与相应观测资料的对比分析

为了检验数值模拟结果, 我们用实际观测资料进行了对比分析, 由于研究的是对流活动的日变化, 观测资料不仅要有高的时空分辨率, 而且要能反映出对流活动宏微观的特征. 我们选取了热带海洋上全球大气与海洋耦合实验(TOGA COARE)的逐时观测资料, 与模拟的数值结果进行了对比分析.

观测资料分别选用了 TOGA COARE Workshop

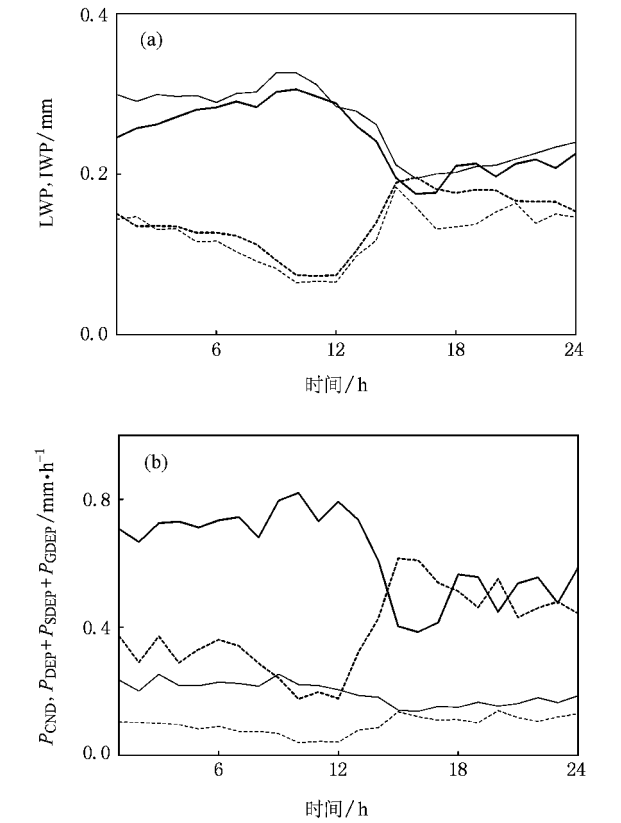


图 4 在强海温日变化(虚线)和弱海温日变化(实线)下合成的 (a)液水含量(黑线)和云冰含量(淡线)(mm)和(b)凝结率(黑线)和凝华率(淡线)($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的日变化

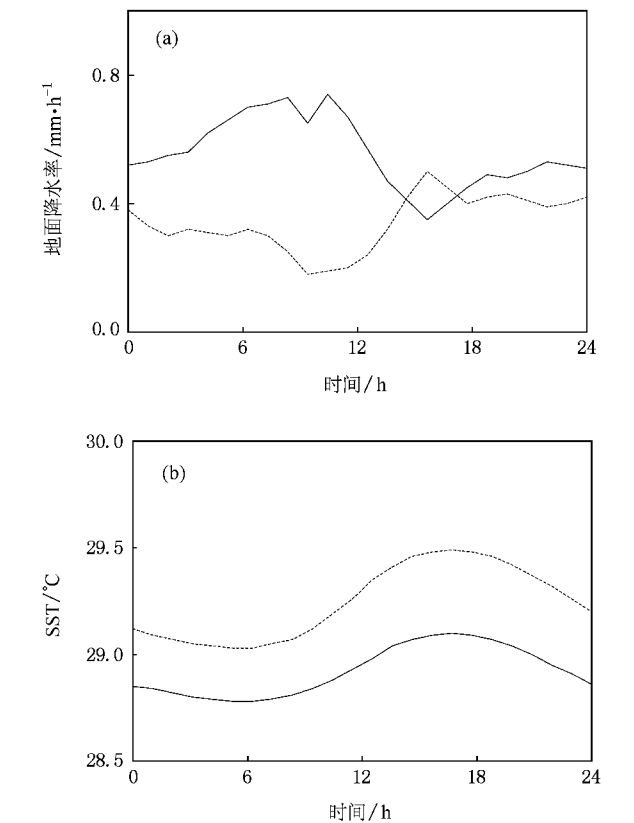


图 5 由耦合观测实验资料合成的在强海温日变化(虚线)和弱海温日变化(实线)下的(a)地面降水率($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)和(b)海表面温度($^{\circ}\text{C}$)的日变化

Integrated Data Set 中的降水、海温、及云场资料(主要是云水、云冰资料)的逐时资料. 图 5(a), (b) 分别是 TOGA COARE 的观测合成的降水及海温资料, 与模拟结果(图 3(a), (b)) 相比可知, 模拟与观测较为接近, 耦合模式能较好地模拟出强(情形 S)、弱海温日变化(情形 W)下的降水及海温的日变化, 其原因在于耦合模式采用了高分辨的观测资料场强迫.

图 6 是 TOGA COARE Integrated Data Set 中, 在强(情形 S)、弱海温日变化(情形 W)下合成的垂直各层观测到的云水(云水与雨水和, 即 $q_c + q_r$), 云冰(云中冰、雪、及霰, 即 $q_i + q_s + q_g$)的总和, 比较模拟结果(图 4(a)) 可知, 模拟与观测尽管存在着一定程度的偏差, 但模拟能大致反映出强(情形 S)、弱海温日变化(情形 W)下的云水量与云冰量的日变化.

因此, 由上述对比分析可知, 耦合模式模拟的结果能较准确地揭示强、弱海温日变化下, 地面降水率极值降水出现时间差异以及云冰、云水含量的变化特征.

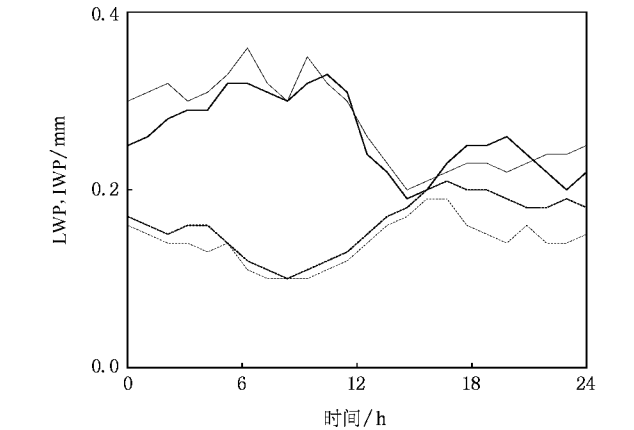


图 6 由耦合观测实验资料合成的在强海温日变化(虚线)和弱海温日变化(实线)下的合成的云水量(黑线)和云含量(淡线)(mm)的日变化

3.5. 与对流日变化相关的云物理过程的分析

热带对流过程中, 云水的主要来源是水汽凝结(P_{CND})而云冰的主要来源是水汽凝华成冰晶、雪、霰

$(P_{\text{DEP}} + P_{\text{SDEP}} + P_{\text{GDEP}})$. 图 4(b) 分别给出了 P_{CND} 和 $P_{\text{DEP}} + P_{\text{SDEP}} + P_{\text{GDEP}}$ 的日变化, 可见在情形 W 和情形 S 中, P_{CND} 和 $P_{\text{DEP}} + P_{\text{SDEP}} + P_{\text{GDEP}}$ 的日变化均存在着相位差. 在情形 W 和情形 S 中, 水汽的凝结率 P_{CND} 都远大于水汽的凝华率 $P_{\text{DEP}} + P_{\text{SDEP}} + P_{\text{GDEP}}$. 在情形 W 下, 水汽的凝华率近似是一个常数, 约为 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 而凝结率在 $0.4\text{--}0.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的范围内变动, 但在 12 时—15 时, LWP 明显下降, 凝结率也急剧下降. 在情形 S 下, 凝结率在 $0.2\text{--}0.65 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的范围内变动, 而凝华率值大约为 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. 在 12 时—15 时, LWP 增加到原来的两倍, 凝结率也急剧增加,

最大的凝结率为 $0.62 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. 水汽凝结率和水汽凝华率与 LWP 和 IWP 相似, 在量值上也存在着较大的差别, 这说明在云水和云冰之间存在着重要的交换过程.

图 7(a) 是情形 W 下 01 时—10 时的云物理过程收支, 图 7(b) 是情形 S 下 10 时—16 时的云物理过程收支, 这时它们的地面降水率分别达到各自的峰值, 而且 LWP 和 IWP 的差别最大. 由图 7 可知, 在情形 W 下, $\text{IWP}(=q_i + q_s + q_g = 0.3 \text{ mm})$ 大于 $\text{LWP}(=q_c + q_r = 0.28 \text{ mm})$ 在情形 S 下, $\text{IWP}(=q_i + q_s + q_g = 0.14 \text{ mm})$ 小于 $\text{LWP}(=q_c + q_r = 0.18 \text{ mm})$, 因此在情形 W 下云冰较多, 而情形 S 下云水较多. 这是因

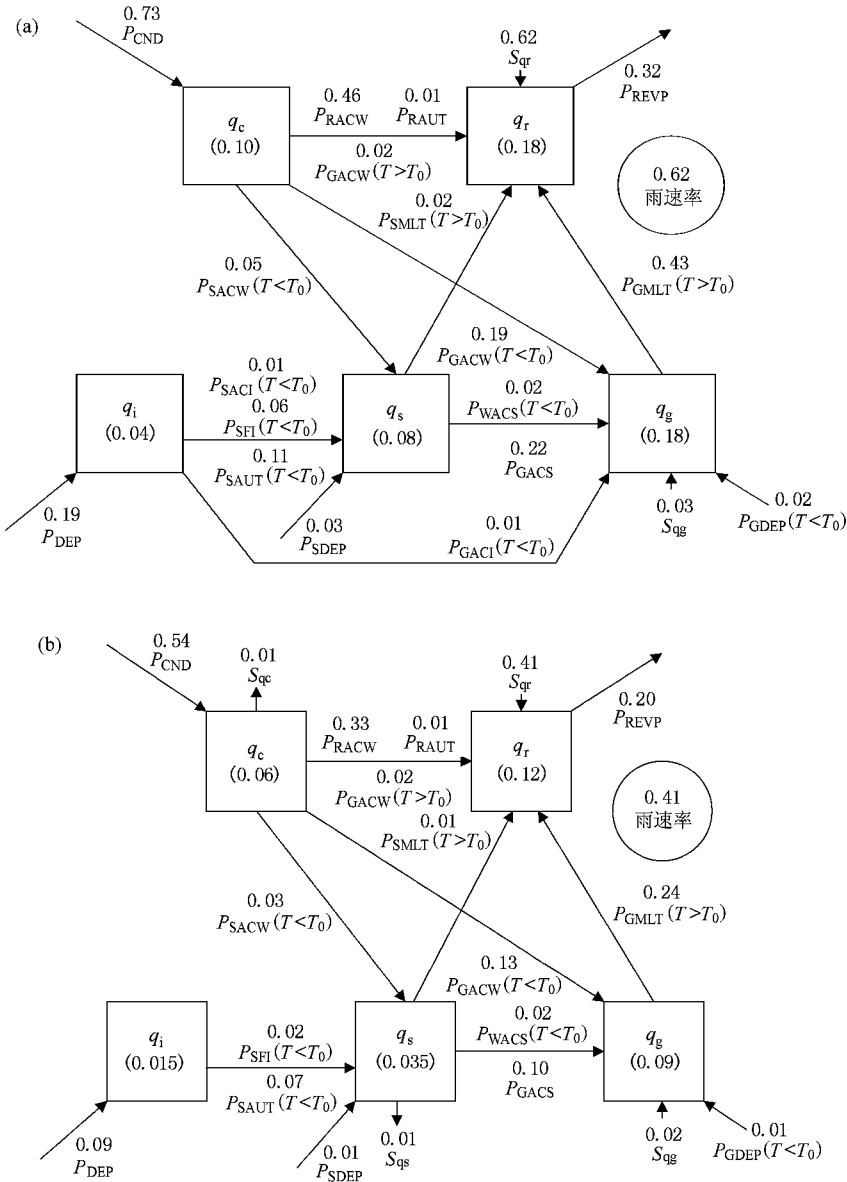


图 7 在(a)弱海温日变化(1 时—10 时的平均)和(b)强海温日变化(16 时—20 时的平均)下,合成的云物理过程收支 云中水成物和对流量单位分别是 mm 和 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$, T_0 表示临界温度

为在情形 S 下,凝华率($0.11\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)比在情形 W 下($0.24\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)减少了一半以上,而凝结率在情形 S ($0.54\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)下比在情形 W ($0.73\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)下减少大约 73%。此外,在情形 W 下由雨($P_{\text{RACW}} = 0.46\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)和霰($P_{\text{GMLT}} = 0.43\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)融化合成的雨水对于地面降水率的贡献有相同的比率(50%)。而在情形 S 下,由雨($P_{\text{RACW}} = 0.33\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)和霰($P_{\text{GMLT}} = 0.24\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)融化合成的雨水低于地面降水率的贡献有大有小,分别为(58%)和(42%)。

3.6. 热带对流中,云生消时间的分析

我们引入两个重要的时间尺度,来表征热带对流过程中,云的生消过程。一个是云的消亡时间,定义为云中水成物(云水量 LWP 加云冰量 IWP)除以地面降水率,它用来衡量水成物在云中停留的时间,即云消亡的过程;另一个是云的生成时间,定义为云中水成物(云水量 LWP 加云冰量 IWP)除以水汽凝结与凝华率和($P_{\text{CND}} + P_{\text{DEP}} + P_{\text{SDEP}} + P_{\text{GDEP}}$),它用来衡量水成物在云中生成的时间,即云生成的过程。

图(8(a))在对流日变化强、弱两类情形下,云消

亡时间日变化。由此可知,在情形 W 下比在情形 S 下,云的消亡时间要长,这说明在冷环境下比在热环境下,云中水成物停留的时间要长。在 16 时,在情形 W 下,云消亡时间最长,而在情形 S 下,云消亡时间最短,此时两者的差值达到最大,可达到 1 h。

图(8(b))表示的两类情形下,云生成时间的日变化。从此可知,从夜间至上午,云的生成时间在两类情形下相似,而从下午至晚上,云的生成时间在情形 W 中要长于其在情形 S 中。

图(8)同时说明,无论在情形 W 还是在情形 S 下,云的消亡时间都比其生成时间要长,这说明云的发展过程中,一直存在着云中水汽的凝结和凝华过程。在情形 W 下,下午以后云的消亡时间较长,从云中落下的水成物较少,它有利于第二天清晨降水。在情形 S 下的午后,云的消亡时间较短,从云中落下的水成物较多,云中消耗掉过多的水成物,这不利于第二天清晨的降水。

4. 结 论

利用云分辨和海洋的耦合模式,以 TOGA COARE 的观测照料作为模式初始及边界场,模拟了 50 d 热带地区海温和对流的日变化过程,并按照海温日变化的强度,将 50 d 分为强(情形 S)、弱(情形 W)海表温度日变化两类,进行合成分析。模拟表明,在情形 W 下,地面降水率在早晨达到其峰值;而在情形 S 下,降水在午后达到其峰值。模拟结果已被热带地区的观测和其他数值模拟结果所证实。

为反映对流日变化的云物理宏观特征,我们引入并计算了上述两类情形下的云水含量(IWP)和云冰含量(LWP)。模拟结果表明:在情形 W 下, $IWP > LWP$,云中以冰云为主;而在情形 S 下, $IWP < LWP$,云中以水云为主。分析其云物理过程的收支表明:在情形 S 下水成物的凝华率和凝结率都较情形 W 有所减少,但是凝华率减少的更多,因此在情形 S 下,云中以水云为主。

为探究对流日变化的可能机制,我们定义并计算了上述两类情形下云的消亡、生成时间。研究发现:在两类情形下,云的消亡特征时间均大于其生成时间,说明云的发展中,一直伴随着水汽的凝结和凝华。在情形 S 下,云的消亡时间大于其在情形 W 下的时间,而情形 W 下以冰云为主,相对比情形 S 下水云为主,这说明情形 W 下云外的环境更冷,这种

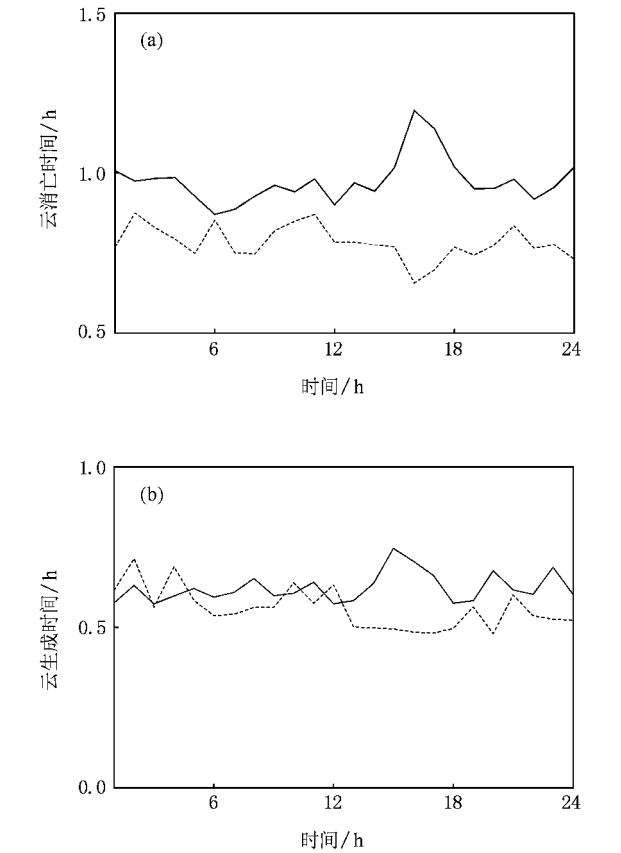


图 8 在强海温日变化(虚线)和弱海温日变化(实线)下,合成的(a)云消亡时间和(b)云生成时间的日变化

冷环境更有利于云的发展.

热带对流日变化的研究在相当大程度上是海表温度日变化强迫的结果,因此,在不同海表温度日变化背景下,考虑对流日变化的规律与机制是十分必

要的.然而,事实上影响对流日变化的原因相当复杂,其受辐射、动力、甚至随机扰动等诸多过程的影响.因此,如何合理地考虑上述过程的影响,将是今后工作中亟待深入研究的问题.

[1] Yu B and Huang R H 1996 *Acta Meteorologica . Sin .* **54** 272 (in Chinese) [余 斌、黄荣辉 1996 *气象学报* **54** 272]

[2] Yu B, Huang R H 1996 *Chin . J . Atmos . Sci .* **20** 257 (in Chinese) [余 斌、黄荣辉 1996 *大气科学* **20** 257]

[3] Xu X D,Zhou L,Zhang S J, Miao Q J 2003 *Adv . Atmos . Sci .* **20** 269 (in Chinese) [徐祥德、周 丽、张胜军、苗秋菊 2003 *大气科学进展* **20** 269]

[4] Dai X G, Fu C B, Wang P 2005 *Chin . Phys .* **14** 850

[5] Wang P, Dai X G 2004 *Chin . Phys .* **13** 1770

[6] Kraus E B 1963 *J . Atmos . Sci .* **20** 546

[7] Gray W M, Jacobson R W 1977 *Mon . Wea . Rev .* **105** 1171

[8] Tao W K, Lang S, Simpson J, Sui C H, Ferrier B, Chou M D 1996 *J . Atmos . Sci .* **53** 2624

[9] Tao W K, Simpson J 1993 *Terr . Atmos . Oceanic . Sci .* **4** 35

[10] Sui C H, Lau K M, Takayabu Y, Short D 1997 *J . Atmos . Sci .* **54** 639

[11] Sui C H, Li X F, Lau K M, Adamec D 1997 *Mon . Wea . Rev .* **125** 448

[12] Li X F,Sui C H, Lau K M 2004 *Mon . Wea . Rev .* **130** 2481

[13] Sui C H, Li X F, Lau K M 1998 *J . Atmos . Sci .* **55** 2345

[14] Liu C, Moncrieff M W 1998 *J . Atmos . Sci .* **55** 2329

[15] Li X F, Sui C H, Lau K M, Adamec D 2000 *J . Meteor . Soc . Japan* **78** 647

[16] Soong S T, Ogura Y 1980 *J . Atmos . Sci .* **37** 2035

[17] Soong S T, Tao W K 1980 *J . Atmos . Sci .* **37** 2016

[18] Li X F, Sui C H, Lau K M, Chou M D 1999 *J . Atmos . Sci .* **56** 3028

[19] Gao S T,Cui X P,Zhou Y S, Li X F 2005 *J . Geophys . Res .* **110** 5467

[20] Gao S T, Ran L Q, Li X F 2006 *Mon . Wea . Rev .* **134** 3015

[21] Stephens G 1984 *J . Atmos . Sci .* **41** 687

[22] Weller R A, Anderson S P 1996 *J . Climate* **9** 1959

[23] Li X F, Sui C H, Adamec D, Lau K M 1998 *J . Geophys . Res .* **103** 5347

Simulation of the diurnal variation of the tropical convection^{*}

Ping Fan^{1)2)†} Luo Zhe-Xian¹⁾

1) (Key Laboratory of Meteorological Disasters of Ministry of Education, Nanjing University of Information and Technology, Nanjing 210044, China)

2) (Laboratory for Cloud – Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

(Received 11 June 2007 ; revised manuscript received 11 June 2008)

Abstract

The diurnal variation of the tropical convection is investigated using hourly outputs from a two-dimensional cloud-resolving model simulation. The features of cloud microphysics in tropical convections are proposed by the contrastive analysis of the simulation. The model is forced by the observational data obtained from tropical ocean global atmosphere coupled ocean-atmosphere response experiment as the initial and boundary fields. The diurnal composites are carried out in weak diurnal SST variations (case W) and strong diurnal SST signals (case S) according to the amplitude of diurnal SST variations. The simulation results show that the ice water path in case W is larger than the liquid water path in case S, and more water cloud and less ice cloud exist in case W than in case S. The results also show that the surface rain rates reach their peaks in the early afternoon in case S, while the surface rain rates reach their peaks in the night in case W. Further comparison of cloud microphysics budgets shows that the coagulation of precipitation ice (sum of snow and graupel) is less than the coagulation of liquid water (sum of cloud water and precipitation water) and ice cloud can be formed in case W.

Keywords : diurnal variation of the tropical convection, surface rain rates, liquid water path, ice water path

PACC : 9260J, 9260N

^{*} Project supported by the State Key Program of Science and Technology of China (Grant No. 2006BAC12B01), the National Natural Sciences Foundation of China (Grant No. 40333028), and the Key Laboratory of Meteorological Disasters of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Jiangsu Province, China (Grant No. KLME060207).

[†] E-mail : pingf@mail.iap.ac.cn