

姜晓飞, 刘奇俊, 马占山. 2015. GRAPES 全球模式浅对流过程和边界层云对低云预报的影响研究. 气象, 41(8): 921-931.

# GRAPES 全球模式浅对流过程和边界层云 对低云预报的影响研究<sup>\*</sup>

姜晓飞<sup>1</sup> 刘奇俊<sup>2</sup> 马占山<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中国气象科学研究院, 北京 100081

<sup>2</sup> 中国气象局数值预报中心, 北京 100081

**提 要:** 在 GRAPES 全球模式云方案中加入浅对流卷出过程和边界层云对云水(冰)、云量的影响, 改进模式低云预报, 模拟比较改进前后预报结果, 并与 CERES(云和地球辐射能量系统)及 YOTC(热带对流年科学计划)资料进行对比分析。结果表明: 考虑浅对流卷出过程和边界层云后, 主要增加了模式 700 hPa 以下低云量及低云中液态水凝物含量, 改进后的结果与实际观测更接近。其中边界层积云主要影响大气边界层顶附近较薄的一层云, 影响厚度不超过 200 hPa, 浅对流卷出过程对云水和云量大小的影响与边界层云相当, 而影响厚度则更广, 对地面到 700 hPa 间的低云都会产生一定影响。进一步研究表明, 由于低云预报的改进促进了地表和大气层顶云长短波辐射强迫的预报, 云的辐射强迫得以增加。

**关键词:** 浅对流, 边界层云, 低云方案

**中图分类号:** P456

**文献标志码:** A

**doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 08. 001

## Influences of Shallow Convective Process and Boundary-Layer Clouds on Cloud Forecast in GRAPES Global Model

JIANG Xiaofei<sup>1</sup> LIU Qijun<sup>2</sup> MA Zhanshan<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

<sup>2</sup> Numerical Weather Prediction Centre of CMA, Beijing 100081

**Abstract:** This study develops a new cloud scheme of Global/Regional Assimilation and Prediction System (GRAPES) at 50 km spatial resolution, considering the impact of the detrainment process of shallow convection and boundary-layer clouds on hydrometeors water contents and cloud fraction. The purpose of this research is to improve the low-level cloud prediction of GRAPES model, simulate and compare the results before and after the improvement. Besides the results are compared with observational data of the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) and Year of Tropical Convection (YOTC). The results show that considering the detrainment process of shallow convection and boundary-layer clouds mainly increases the cloud fraction and liquid hydrometeor contents of low-level cloud below 700 hPa. The improved results are closer to observation. Boundary-layer stratocumulus clouds mainly affect the clouds near the top of boundary layer and the influenced thickness is less than 200 hPa. The impact magnitude of shallow convection detrainment process is equivalent to the one of boundary-layer clouds, but the impact thickness is more widely in the former. Shallow convection process will have a certain impact on the low clouds from surface to the height of 700 hPa. Further research shows that due to the improvement of low-level cloud

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金项目(41105067)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506018)和十二五国家科技支撑计划项目(2012BAC22B00)共同资助

2015 年 2 月 9 日收稿; 2015 年 5 月 25 日收修定稿

第一作者: 姜晓飞, 主要从事数值模式云微物理研究. Email: jiangxf321@163.com

通信作者: 刘奇俊, 主要从事数值模式云微物理研究. Email: liuqj@cma.gov.cn

prediction, forecast of cloud radiative forcing at surface and top of atmosphere could also be improved, the increasement of low-level clouds would directly enhance cloud radiative forcing at surface.

**Key words:** shallow convection, boundary-layer clouds, low-level cloud scheme

## 引言

云作为常见的大气特征分布于地球大部分地区。云通过大气辐射、大气热动力和水循环对天气气候系统造成直接影响,在全球能量循环和水循环中起重要作用(Wilson et al, 2008)。例如云通过两种效果影响全球辐射能量收支,一方面其有着较高反射率,会吸收、散射来自太阳的短波辐射,减少到达地面的短波辐射,对地气系统起到冷却作用;另一方面,云会阻碍地气系统向外的长波辐射,其自身也会发射长波辐射,对地气系统起到加热作用。云的作用正逐渐成为气候变化问题的重要研究方向,全面了解云的宏观物理过程对定量降水预报非常关键。

云对天气气候系统的影响不仅与云量及其分布等密切相关,还取决于云的高度类型等。不同类型的云对天气气候的影响不同,其中低云是最易吸收地表和大气热力影响的云体,也是产生地表降水的主要云体之一(徐兴奎, 2012)。国际卫星云气候学计划(ISCCP)根据云顶位置,将云分为低云(云顶的高度在 680 hPa 以下)、中云(云顶高度介于 680~440 hPa)、高云(云顶高度低于 440 hPa),其云资料统计指出,全球总云量约为 67%,其中低云云量最多占总云量的 41%(丁守国等, 2004)。由于海洋和云的反照率有着很大的不同,这些主要集中在海上的低云对全球辐射产生重大影响,能够改变边界层中辐射的分布与大小(Stull, 1988)。亚热带海洋上的层积云对气候变化的反应强烈影响到全球的短波云辐射强迫,当海洋表面温度变化时不同模式会产生不同的反应(Bony, 2006)。全球范围内大量分布的低云主要包括积云、层积云和层云等,它们往往出现在混合边界层顶部(Lilly, 1968),强烈受到边界层结构和水汽输送的影响,因此对低云的模拟预报需要综合考虑微物理过程、边界层及对流过程等。

近年来 GRAPES 云物理方案在原有双参数云微物理方案基础上进行了不断完善,取得了令人满意的结果(石荣光等, 2015; 王德立等, 2013)。考虑到格点尺度较大(50 km)时可能出现云的尺度小于格点尺度的情况,采用大尺度宏观云方案解决了格点尺度不饱和情形下的凝结沉降问题,其核心思想

是认为当格点平均水汽含量或相对湿度到达一定阈值时就会有云生成(Sundqvist, 1978);引入了云量的显式预报,将云量作为模式的直接预报量(刘奇俊等, 2003),相比原来将云量作为水凝物含量和相对湿度函数的诊断方案有着较好的效果,更符合实际情况;加入了次网格深对流卷出过程对格点尺度云的影响,将深对流中上升气流质量通量的垂直输送和卷出等过程加入到云的预报方程(谭超等, 2013),改善了模式中热带地区云量和降水较少的问题。郑晓辉等(2013)对比研究了 WRF、ECMWF 和 GRAPES 云量的计算方案,模拟结果发现 EC 云方案考虑到了积云量的计算,模拟的结果最接近观测。而 GRAPES 云方案只能处理格点尺度云量,没有考虑次网格积云过程,模拟出的云量较少,因此可以将 EC 云方案引入到 GRAPES 模式中。

然而目前 GRAPES 全球模式中低云预报效果仍有所欠缺,低云量及云水含量一般低于观测结果,这是模式中并没有很好地考虑微物理过程与浅对流之间的联系,特别是没有考虑浅对流卷出过程和边界层云对格点尺度云预报的影响导致的。考虑到浅对流卷出过程和边界层云对云的影响,能有效改进模式中云量及云含水量的预报,尤其是低云的预报,使预报的云量分布与观测值更为接近,这同时也会改善模式中云的辐射能量平衡。因此,将低云预报方案融入现有格点云预报方案是十分必要的。

本论文在上述 GRAPES 全球模式云物理方案发展的基础上,研究浅对流卷出过程和边界层云对低云的影响。其中,浅对流卷出考虑浅对流中上升气流水汽卷出过程对云的影响,边界层云则考虑了边界层顶因凝结蒸发产生的层积云。将两者作为源汇项加入到云预报方程中,探索建立低云预报参数化方案,以改进 GRAPES 全球模式低云预报性能。

## 1 模式改进

### 1.1 GRAPES 全球模式云物理过程介绍

GRAPES (Global/Regional Assimilation and Prediction System) 模式是我国自主研发的新一代全球/区域多尺度通用模式,主要物理过程包括:显

式云微物理方案、积云对流参数化方案、辐射传输、边界层过程、陆面过程及地形重力波拖曳等(薛纪善等,2008)。

GRAPES 全球模式云微物理方案中对云和雨滴粒子进行分类,根据云内水凝物粒子相态及大小可分为水汽、云滴、雨滴、云冰、雪、霰。模式中的微物理特征参数包括水汽、云滴、雨滴、云冰、雪、霰的含水量( $q_v, q_c, q_r, q_i, q_s, q_g$ )和雨滴、云冰、雪、霰的数浓度( $N_r, N_i, N_s, N_g$ ),考虑了凝结蒸发、凝华升华、碰并、聚合、自动转化、冰晶核化和繁生等主要的微物理过程(胡志晋等,1986)。在此基础之上,加入宏观云方案、云量的显式预报及次网格对流卷出过程对格点尺度云的影响。最终得到云水含量,粒子数浓度与云量的预报方程分别如下:

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = A(q_x) + S_{\text{micro}}^q + S_{\text{macro}}^q + S_{\text{conv}}(q_x) + D(q_x) \quad (1)$$

$$\frac{\partial N_x}{\partial t} = A(N_x) + S_{\text{micro}}^N + S_{\text{macro}}^N + S_{\text{conv}}(N_x) + D(N_x) \quad (2)$$

$$\frac{\partial a}{\partial t} = A(a) + S_{\text{strat}}^a + S_{\text{conv}}^a + D(a) \quad (3)$$

式中, $q_x, N_x$  分别代表前述不同水滴粒子的含水量和数浓度, $a$  代表云量。式(1)和(2)中等式右边的各项分别代表平流扩散项、微物理项、大尺度宏观云项、对流项(只包括深对流)和扩散项。其中微物理项采用刘奇俊等(2003)双参数微物理方案,包括凝结蒸发、凝华升华、自动转化、各粒子间碰并、冰晶核化和繁生等微物理过程源汇项。大尺度宏观云项则补充考虑了因格点尺度较大而无法分辨更小尺度云的情况,将格点尺度相对湿度作为格点内饱和和云相对湿度的权重平均,解决了格点尺度不饱和情况下的凝结问题。深对流项则是代表次网格对流尺度对格点尺度云的影响,考虑了深对流上升气流中水汽的卷出量对格点尺度云水含量的增加。式(3)中等式右边分别为平流扩散项、层积云项、深对流项和扩散项。其中层积云项代表由非对流过程的大尺度水汽抬升或绝热冷却过程形成的云量,深对流项表示次网格深对流卷出过程对格点云量的影响。

GRAPES 全球模式中积云对流参数化采用改进的 SAS(Simplified Arakawa-Schubert)质量通量方案(Arakawa et al,1974;Arakawa,2004),考虑云和云以及云和大尺度环境之间的相互作用,计算了对流中质量、热量、水汽和动量的输送,同时包括上升气流和下降气流的效果,对上升气流和下沉气流

都采取了饱和假设(Grell,1993),另外该方案也体现出了对流与边界层之间的作用。改进的 SAS 方案中区分了浅对流与深对流,两者主要在云厚度上有所不同,其中浅对流中的云厚度小于 150 hPa,厚度较薄,基本不产生降水,深对流则超过 150 hPa,往往会产生降水释放潜热,影响温湿场的垂直结构,当然在实际大气情况下两者很难有绝对的区分(陈德辉,1997)。深对流和浅对流在参数化中满足的方程基本一致,针对不同的对流采取不同的闭合假设。浅对流出现的空间范围分布较广(尤其在海洋上空),对边界层向外界的水汽输送、热量输送等过程起到重大作用,因此有必要参数化浅对流对低云的影响过程。文中从两个方面探讨对流参数化对低云的影响:其一,考虑浅对流中上升气流的卷出过程;其二,考虑位于混合湿边界层顶附近由于上升气流和下沉气流凝结蒸发产生的层积云。

## 1.2 浅对流卷出和边界层云对低云的影响

本文在现有 GRAPES 云模式基础上,参考 ECMWF 采用的经典 Tiedtke 方案,考虑对流对云产生的影响,将浅对流卷出过程以及边界层云耦合到微物理过程中。这里忽略对云滴粒子数  $N_x$  的影响,只考虑对流对云水(冰)和云量的影响,改进之后的预报方程(1)和(3)变为:

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = A(q_x) + S_{\text{micro}}^q + S_{\text{macro}}^q + S_{\text{conv}}(q_x) + D(q_x) + S_{\text{convs}}(q_x) + S_{\text{bl}}(q_x) \quad (4)$$

$$\frac{\partial a}{\partial t} = A(a) + S_{\text{strat}}^a + S_{\text{conv}}^a + D(a) + S_{\text{convs}}^a + S_{\text{bl}}^a \quad (5)$$

式中,云水粒子  $q_x$  只考虑云水( $q_c$ )和云冰( $q_i$ )的情况,忽略对水汽( $q_v$ )、雪( $q_s$ )、雨滴( $q_r$ )和霰( $q_g$ )的影响,式(4)和(5)的后两项分别代表浅对流卷出和边界层云对云水和云量的影响。

浅对流卷出对云含水量和云量的影响  $S_{\text{convs}}(q_x), S_{\text{convs}}^a$  与深对流的影响  $S_{\text{conv}}(q_x), S_{\text{conv}}^a$  满足的方程一致(Tiedtke,1993):

$$S_{\text{convs}}(q_x) = \frac{D_{\text{up}}}{\rho} (L_{\text{up}}^{q_x} - L^{q_x}) + \frac{M_{\text{up}}}{\rho} \frac{\partial L^{q_x}}{\partial z} \quad (6)$$

$$S_{\text{convs}}^a = (1-a) \frac{D_{\text{up}}}{\rho} + \frac{M_{\text{up}}}{\rho} \frac{\partial a}{\partial z} \quad (7)$$

式中, $D_{\text{up}}$  代表积云中上升气流的卷出量, $L_{\text{up}}^{q_x}$  表示积云中上升气流中云水或云冰的含量,在积云对流参数化中计算了上升气流含水量  $L_{\text{up}}$ ,文中将积云对流参数化中的  $L_{\text{up}}$  根据温度划分为液相  $L_{\text{up}}^{q_{\text{li}}}$  和冰相  $L_{\text{up}}^{q_{\text{ice}}}$  两种状态, $M_{\text{up}}$  表示上升气流的质量通量,式(7)

中 $(1-a)$ 是指上升气流(云区)的卷出在无云区形成云。边界层对云含水量和云量的影响是考虑到在对流边界层顶产生的浅薄层积云,对流边界层中空气由于热泡对流和风切变作用充分混合,它的发展对云的形成等一些天气现象有直接影响(黄倩等, 2014)。为了将边界层云与浅对流积云区分,在模式中这种层积云的厚度不超过一个模式层,超过一个模式层的情况则用对流过程来表示。由于上升气流凝结和下沉气流蒸发产生的净云水含量以及云量的变化 $S_{bl}(q_x)$ ,  $S_{bl}^a$ 可以写成:

$$S_{bl}(q_x) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho w^*)}{\partial z} L_{up} \quad (8)$$

$$S_{bl}^a(q_x) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho w^*)}{\partial z} (1-a) \quad (9)$$

式中,  $L_{up}$  表示上升气流中的云水/云冰含量,  $\rho w^*$  表示云的质量通量, 从对流参数化中得到。

本文将式(6)~(9)加入到 GRAPES 全球模式中, 并选取冬季和夏季两个季节进行个例试验, 模式中主要物理过程分别采用 NSAS 对流参数化方案、双参数微物理方案、MRF 边界层方案、RRTM 长短波辐射方案等, 模式水平分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , 垂直高度为 58 层。通过对比原始模式、仅增加浅对流项、仅增加边界层云项及同时增加浅对流与边界层云项这四种方案的预报结果, 对云量(尤其是低云)和云水含量等进行比较分析并与实际观测资料对比, 讨论浅对流卷出和边界层云对云预报的影响。夏季个例, 以 2009 年 6 月 20 日 12 时为起报时间, 预报模拟未来 7 天的天气情况, 积分时间步长 600 s, 输出时间间隔 6 h。观察改进后模式的稳定性并选取 6 月 22 日一天的结果(00、06、12、18 和 24 时共五个时次的平均)进行分析。同理, 以 2009 年 12 月 20 日 12 时为起报时间, 进行冬季个例讨论。

## 2 试验及结果分析

### 2.1 观测资料介绍

本文采用 CERES(云和地球辐射能量系统)及 YOTC(热带对流年科学计划)资料对改进前后的效果进行对比分析。

CERES 为满足科研任务提供了辐射和云产品的数据分析和解释方法, 它利用云成像仪数据进行场景分类并且利用 CERES 测量值提供晴空大气和多云大气的辐射通量, 提供大气顶端和表面产品及其一致的云数据。文中采用 CERES Level-3 全

球逐日平均通量和云观测产品, 空间分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$ 。

YOTC 资料包含对流和云相关的 A-Train 卫星数据, 由欧洲中期天气预报中心预报系统提供分析, 其空间分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$ , 垂直高度 32 层, 输出时间每 6 h 一次。

### 2.2 云量预报对比分析

图 1 给出 2009 年 6 月 22 日低云量的全球分布特征, 根据 CERES 资料中对低云的定义, 选取地面至 700 hPa 为低云高度范围。总体来看, 加入浅对流项和边界层项都会导致低云量的增加, 这与该两项在云量预报方程中均为正值的预期相符。比较图 1a 和 1b 可以看出, 边界层项所导致的低云增加存在显著地区差异, 秘鲁和北美西部的东太平洋红色面积增加明显, 增量最大, 对应云量高值区的范围扩大。此外, 边界层项对低云范围的影响较广, 全球海洋大部分地区的低云都有所增加, 使得低云分布区域扩大, 较大地增进了全球海洋上空的低云率, 如在太平洋、大西洋、加勒比海等原本许多云量为零的地区也产生了部分云量, 这些增加的云量大多在 0.1 以内。比较图 1a 和 1c 发现, 浅对流项导致的全球范围内低云量的空间分布增加与边界层云的影响类似, 亦存在明显的地区差异。其中, 于秘鲁西部的东太平洋及北美西部的太平洋地区增加最多, 澳大利亚西部的印度洋、安哥拉西部的大西洋次之,  $60^\circ\text{N}$  以北亦有部分地区增加明显。上述由边界层云及浅对流卷出过程引起的低云量明显增加的区域与 Klein 等(1993)和 Norris 等(1994)指出的海洋边界层云的五大主要分布地(加利福尼亚、秘鲁、加纳利、安哥拉、澳大利亚五个地区西侧的海洋区域)基本一致。相对观测资料, 原始模式计算的低云量图(图 1a)在中低纬偏低, 如观测表明秘鲁西部的太平洋、澳大利亚西印度洋等几个低云量大值区域的云量基本在 0.8 以上, 范围也较广, 而原始模式无法很好地预报出这几个区域的云量及其范围, 效果有所欠缺。图 1d 综合考虑了浅对流卷出和边界层层积云的影响, 代表改进后的结果, 可以看出改进后中低纬海洋上空大部分区域的低云预报整体结果有明显的改善, 几大低云区的云量分布范围与大小均较改进前大, 与观测结果更加吻合。对 2009 年 12 月的冬季个例进行研究也可以得到同样的预报效果: 整个海洋上空低云覆盖面积增多, 其中几大低云区的云量和范围增加明显。特别在低纬地区, 改进后的结果与 CERES 观测符合较好。



图 2 给出了 2009 年 6 月 22 日及 2009 年 12 月 22 日 CERES 观测与模式预报低云量的纬向平均分布。由图 2 可清楚地看出,低云量的平均增幅在 0.05 到 0.1 之间,模式预报效果更接近观测结果。

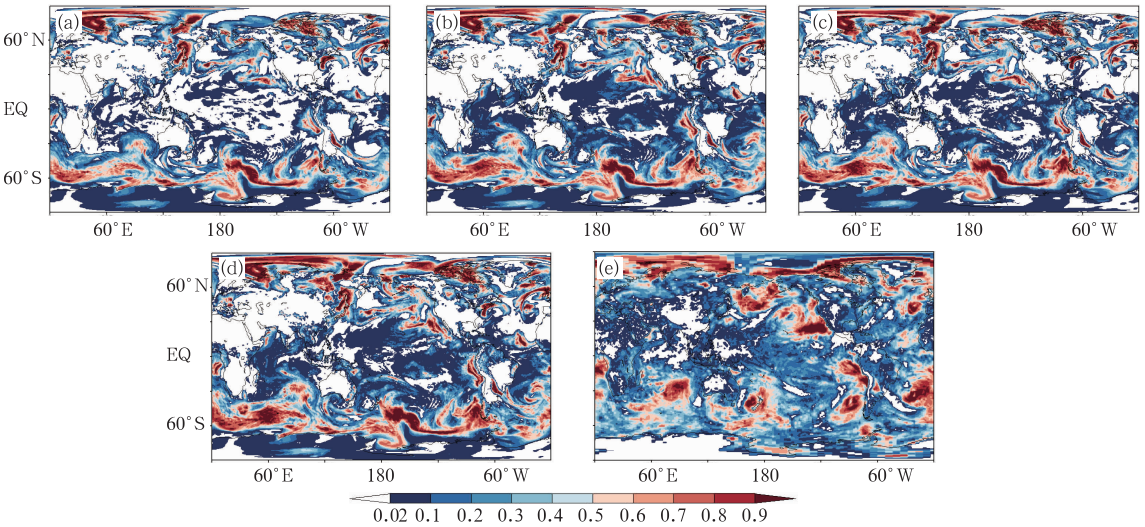


图 1 2009 年 6 月 22 日(a)初始模式,(b)加入边界层云,(c)加入浅对流积云,(d)同时加入浅对流和边界层云,(e)云和地球辐射能量系统(CERES)观测资料的低云量分布

Fig. 1 Low level cloud fraction on 22 June 2009  
(a) initial model, (b) boundary-layer clouds, (c) shallow convective process, (d) both of (b) and (c), (e) CERES data

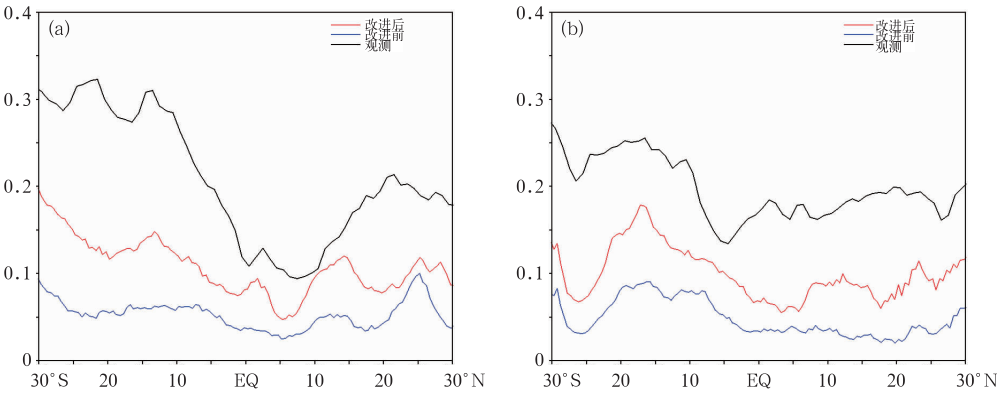


图 2 2009 年 6 月 22 日(a)和 12 月 22 日(b)低云量纬向平均分布  
Fig. 2 Zonal distribution of low-level clouds on 22 June (a) and 22 December (b) 2009

图 3 给出了 2009 年 6 月 22 日加入不同项时云量的增加情况。由图 3a<sub>1</sub> 可以得到边界层项导致的云量增加主要集中于地面到 800 hPa 之间,增加的全球平均最大值接近 0.03,对应高度为 925 hPa。在图 3a<sub>2</sub> 中也可以看出云的最大增量基本位于 900 hPa 左右,与模式计算出的当天全球平均边界层高度 734.4 m 近似,其增加的云量厚度较小,大多不超过 200 hPa,这与式(9)中边界层项只考虑边界层顶一层厚度不超过一个模式层的层积云的假设一致。虽然有部分地区厚度超过一个模式层,但这是

由不同高度层之间互相影响造成的,总体看来云量仍然只在较少的层数中增加。此外,边界层导致云量的增加主要分布在南北纬 30°之间以及 30°~60°S,对 60°N 以北的高纬地区亦有一定影响,但对 30°~60°N 基本无影响。由图 3b<sub>1</sub> 可以看出浅对流项导致的云量增加的高度范围更广、影响更深厚,增加主要集中在 950~700 hPa,增加最大的高度在 887.5 hPa,全球平均大小为 0.028 左右。图 3b<sub>2</sub> 显示,浅对流卷出过程增加的云量厚度在不同纬度有着明显差别,在南北纬 30°以内的低纬地区厚度较

小, 分布于 950~800 hPa, 最大增加值位置略高于 900 hPa, 南半球的增加较北半球多。浅对流卷出过程在 30°~60°N 对云量基本没有产生影响, 而在 30°~60°S 影响则较大, 产生的云厚度也较大, 高度由近地表延伸到 700 hPa 附近。最后图 3c<sub>1</sub> 和 3c<sub>2</sub> 同时考虑浅对流卷出和边界层云的影响, 可以看出这两项均只影响 700 hPa 高度以下的低云, 对高云影响基本为零, 对南半球的影响大于北半球, 两者对低云的可影响纬度范围及量级最大值均较为接近, 主要的区别在于厚度不同: 边界层云厚度明显小于浅对流积云厚度, 而更为深厚的积云则可以用深对流来模拟。这里图 3c 并不完全等于图 3a 和 3b 的和, 主要有两方面的原因: 一方面, 浅对流卷出以及边界

层云导致增加的云量会对云下水凝物的微物理过程产生一系列影响, 比如水汽蒸发的减少, 会进一步造成云量的变化; 另一方面, 浅对流项和边界层项对云量的影响并不只有方程(5)中的最后两项, 它们同样会对云含水量产生影响, 使水凝物的含量增多, 由此会通过云内微物理过程、宏观云过程以及降水等其他项间接对云量造成影响。总体的效果来看, 同时考虑浅对流项和边界层项所导致的云量增加要略大于单独考虑每一项导致云量增加的和。图 3a<sub>2</sub> 与 3b<sub>2</sub> 中在 30°~40°N, 单独考虑浅对流项和边界层项对低云的影响时结果都为零, 而图 3c<sub>2</sub> 综合考虑了这两者的影响时结果不为零, 主要就是由云含水量的间接影响造成。

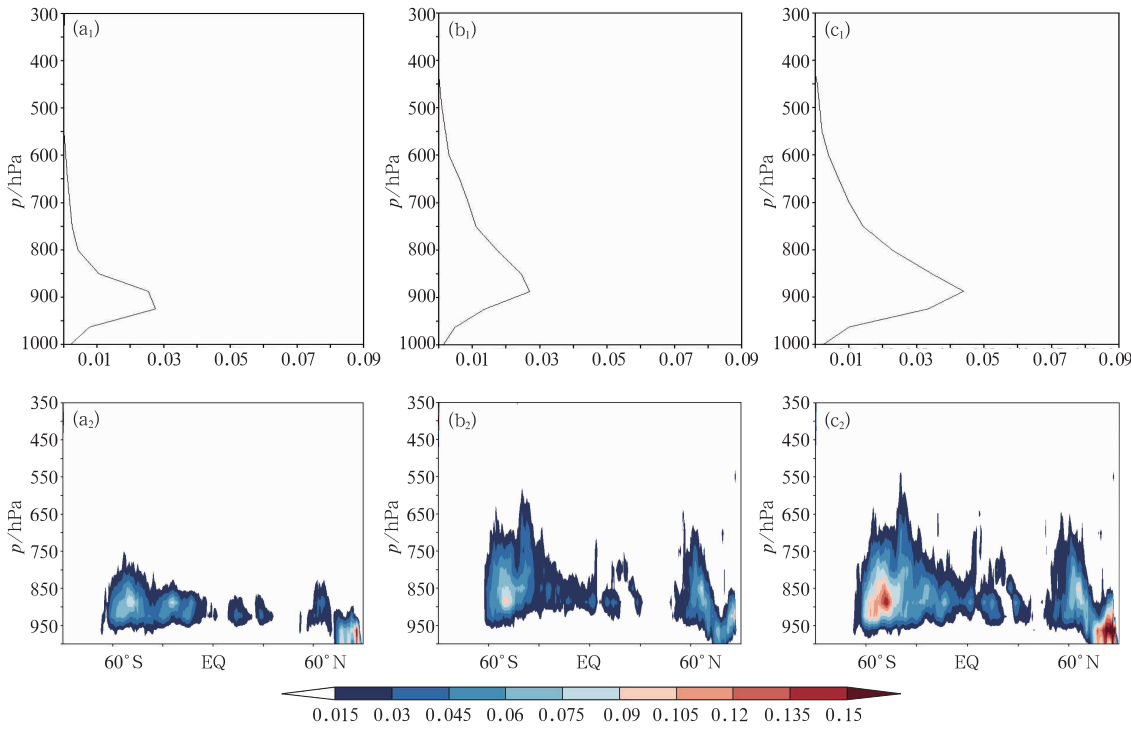


图 3 2009 年 6 月 22 日增加云量的全球平均垂直分布(a)和纬向平均剖面(b)

(a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub>) 加入边界层项, (b<sub>1</sub>, b<sub>2</sub>) 加入浅对流项, (c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>) 同时加入边界层项和浅对流项

Fig. 3 The vertical distribution (a) and zonal average (b) of global differences of cloud fraction on 22 June 2009

(a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub>) boundary-layer clouds, (b<sub>1</sub>, b<sub>2</sub>) shallow convective process, (c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>) both of (a) and (b)

2.3 水凝物预报对比分析

前面的讨论得出边界层云和浅对流卷出过程影响的云大多分布于 700 hPa 以下中低云分布的高度, 除较高纬度, 这些高度的云中水凝物基本以液态形式出现, 因此边界层云和浅对流卷出过程对固态水凝物的影响较小, 主要以影响液态水凝物的形式对云含水量产生影响。下面讨论边界层项和浅对流

项对云中液态粒子云水、雨滴含量的影响。在云水预报方程(4)中边界层项与浅对流项均为正值, 因此它们对云水的影响均表现为促进其增加。图 4 给出了液态水凝物含量的改进前后差值, 可得边界层项对云水含量的影响厚度较薄, 只影响 800 hPa 到地面间的高度, 增加最大值在 900 hPa 附近, 约为  $2.2 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 对雨水的影响基本可以忽略。因为这一项考虑的云层较薄, 只会改变水汽的水平分

布而不会产生降水,这与前面分析的云量相一致。相对而言,浅对流项对水凝物的影响厚度较大,影响主要发生在 700 hPa 以下,对更高的高度影响较小。其中云水增加的最大值位于 850 hPa 附近,大小约为  $2.1 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,与边界层项对云水影响的最大值相当。然而浅对流项导致的雨水粒子的增加较边界层项多,这是由于浅对流项的影响较为深厚。

虽然在云含水量预报方程中只考虑了对云水和云冰的影响,没有直接表现出对雨滴、雪、霰粒子的影响,但是当云水含量增加时,云水粒子之间可通过碰并、自动转化等微物理过程产生大的雨滴粒子,同样云水、云冰的含量变化亦可通过微物理过程对雪、霰等粒子产生间接影响。

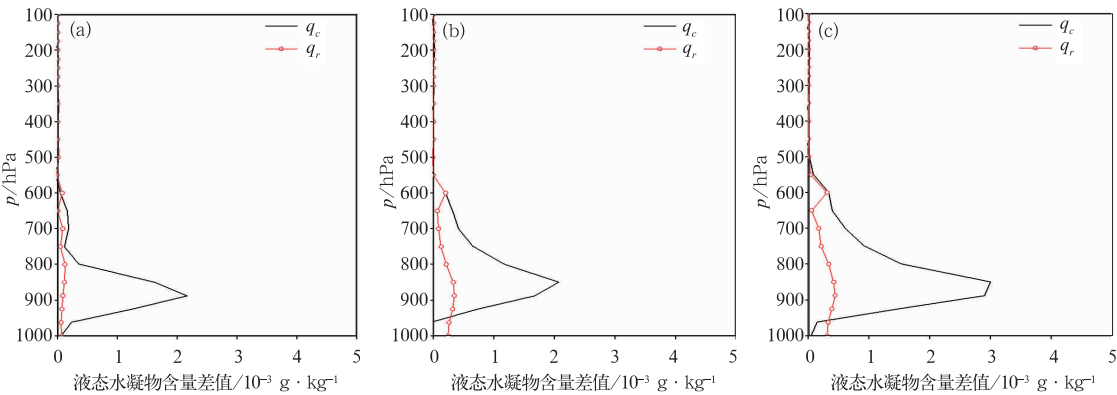


图 4 2009 年 6 月 22 日液态水凝物全球平均含量  
(a) 加入边界层项, (b) 加入浅对流项, (c) 同时加入边界层项和浅对流项与原方案的差值

Fig. 4 Differences of liquid hydrometeor contents on 22 June 2009

(a) boundary-layer clouds, (b) shallow convective process, (c) both of (a) and (b)

前面的结果已经分别考虑了边界层项和浅对流项对云量和云含水量的影响,后续的讨论中不再区分边界层项或浅对流项的单独影响而是一并考虑两者的共同影响,将同时加入这两项的方案称为新方案。从图 5 中 6 月 22 日的结果可以看出在中低纬低云区原方案水凝物预报较少,而考虑到了低云的新方案预报含水量有所增多。对比两者的差异,从纬度上看新方案在南半球的水凝物增加比北半球显著,在高度的分布上,新方案中水凝物的增加主要集中于 700 hPa 以下。700 hPa 以上除赤道附近对流较为旺盛的地区产生了一定增加,其他纬度水凝物增加均较微弱。这些高处的水凝物大多以固态形式存在,它们并不直接受边界层项或浅对流项的影响,而是因云水、云冰的增加通过微物理过程间接影响而导致其含量增多。在不同纬度上新方案对云含水量影响的高度也不同,在  $30^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$  水凝物含量的增加主要集中于  $800 \sim 900 \text{ hPa}$ ,  $30^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{S}$  增量分布的高度范围更广,主要在地面到 700 hPa,  $30^{\circ} \sim 45^{\circ}\text{N}$  增加较少。这些水凝物增加高度分布的纬度差异主要由海陆分布决定,南半球的海洋多于北半球,新方案考虑的边界层项和浅对流项主要发生在海洋上空,因此新方案不管是在云量还是云含水量

方面的增强都是南半球大于北半球。对于 12 月 22 日的结果同样可以得到:新方案主要增加中低云中水凝物含量,其对不同纬度影响不同,对南半球的影响大于北半球。

图 6 给出 850 hPa 高度新旧方案云水、云冰总和与 YOTC 的对比结果。可以看出,原模式预报所得云水、云冰与 YOTC 相比在大小、分布上还存在一定差距。在 YOTC 资料中含水量分布较为连续,大体覆盖了所有海洋的上空,大部分地区的含水量值在  $0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右,少部分高值区在  $0.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右。比较而言,原预报的结果在空间范围和大小上整体偏小,在中低纬之间尤为明显,数值也基本小于  $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,同时还存在部分含水量为零的间断区域,只有在少部分区域较大,例如在  $30^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{S}$  云水含量的高值区,大小可达  $0.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右。对比新方案与原方案,发现新方案在考虑了浅对流和边界层的影响后含水量的大小和分布范围均较原方案有所增加,改进主要位于中低纬地区,缩小了与观测间的差异。如在南北纬  $30^{\circ}$  间的大片海洋上空,新方案的水凝物含量由原来的基本为零增加到约  $0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而 YOTC 资料结果在  $0.05 \sim 0.075 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。



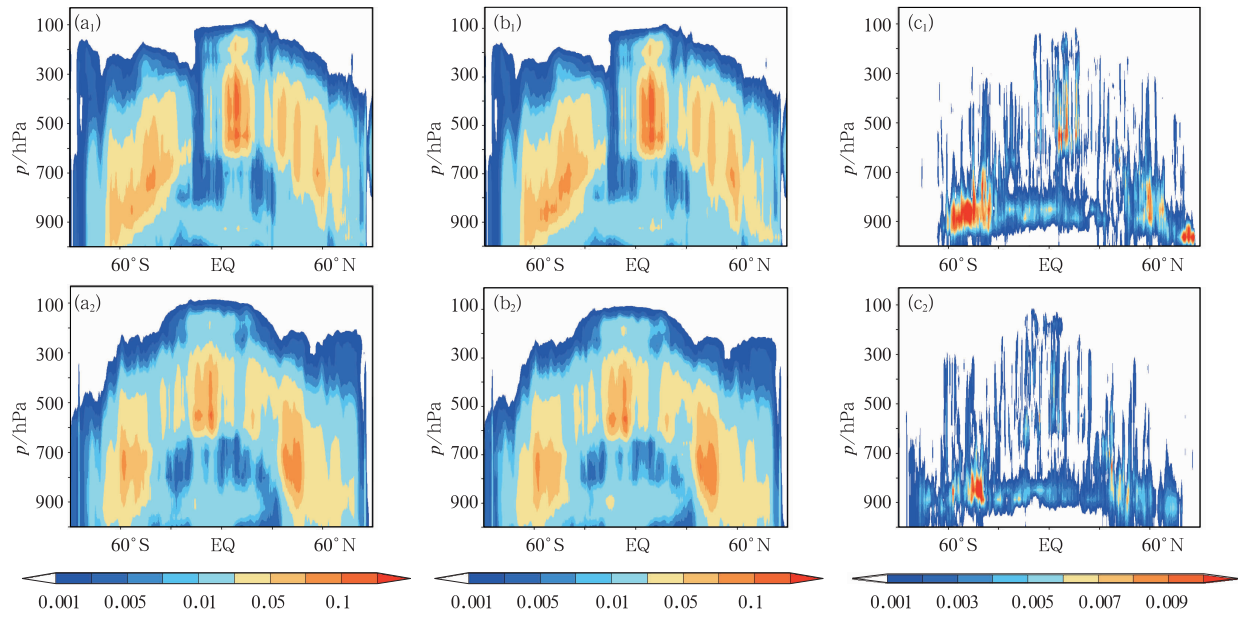


图 5 2009 年 6 月 22 日 ( $a_1$ ,  $b_1$ ,  $c_1$ ) 及 12 月 22 日 ( $a_2$ ,  $b_2$ ,  $c_2$ ) 原方案(a)与新方案(b)的总水凝物及其差异(c)的全球纬向平均剖面图(单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

Fig. 5 Zonal distribution of global hydrometeor contents of initial scheme (a), new scheme (b) and differences (c) (unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) on 22 June ( $a_1$ ,  $b_1$ ,  $c_1$ ) and 22 December ( $a_2$ ,  $b_2$ ,  $c_2$ ) 2009

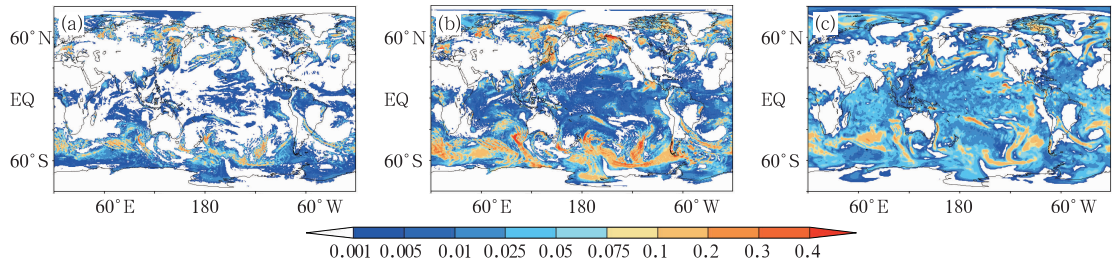


图 6 2009 年 6 月 22 日 850 hPa 高度云水云冰粒子之和的全球分布(单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

(a)原方案,(b)新方案,(c)YOTC 再分析资料

Fig. 6 Sum of  $Q_c$  and  $Q_i$  at 850 hPa on 22 June 2009 (unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

(a) initial scheme, (b) new scheme, (c) data of YOTC

新方案比原方案含水量的增加可通过两者间的差异更为明显看出,图 7 给出了 850、887.5 及 925 hPa 新方案与原方案总水凝物含量的差值。新方案中低层水凝物含量增加效果明显,在 6 月 22 日图所示高度上全球海洋上空水凝物都有所增加,在  $30^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{S}$  的海洋上空,水凝物含量增加较多,特别是在几大低云分布区增加较大,其中秘鲁西部的太平洋区域、北美西部的太平洋区域、非洲中西部的海洋区域的云水含量在 850 hPa 高度上增加可达  $0.075 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右,在 887.5 hPa 高度上的增加分布也在这几个区域较大,而在 925 hPa 高度水凝物增加地区分布差异不明显。中低纬其他海洋地区,水凝物

的增加大多在  $0.025 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  附近。其他较低高度层上,新方案比原方案也均有不同程度的改进,含水量预报整体增多。12 月 22 日的预报显示出了同样的效果。

2.4 地表辐射强迫对比分析

云的辐射强迫与云量、云的光学厚度等密切相关,前面讨论的低云云量以及云中含水量的改进也会直接对云的辐射强迫产生影响,云量与云水含量的增多必然会加强云的辐射强迫。云辐射强迫(CRF)定义为实际大气情况下的净辐射通量(向下为正)与假设没有云存在的晴空大气下净辐射通量

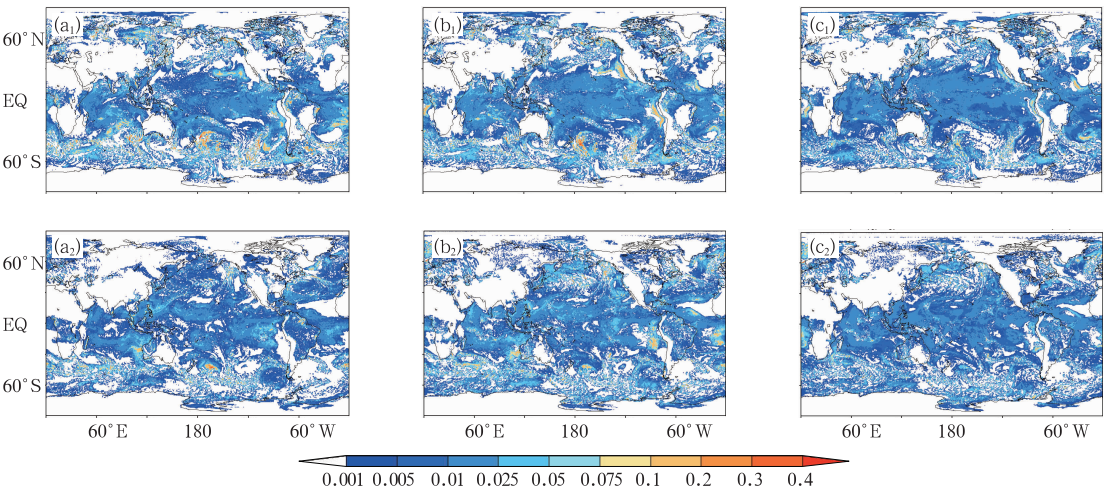


图 7 2009 年 6 月 22 日(a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>, c<sub>1</sub>)及 12 月 22 日(a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>, c<sub>2</sub>)850 hPa (a)、887.5 hPa (b)和 925 hPa (c)高度总水凝物含量新旧方案差异(单位: g · kg<sup>-1</sup>)

Fig. 7 Differences of all hydrometeor water contents at 850 hPa (a), 887.5 hPa (b), 925 hPa (c) on 22 June (a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>, c<sub>1</sub>) and 22 December 2009 (a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>, c<sub>2</sub>) (unit: g · kg<sup>-1</sup>)

之差(Imre et al,1996),该定义同时适用于长波、短波以及地表与大气层顶。本文对云预报效果的改进主要集中在低云,低云的改进对大气层顶的长短波辐射强迫影响较小,改进前后差异不明显,因此这里只讨论低云预报改进前后对地表的云辐射强迫辐射影响。图 8 给出了原方案、新方案以及 CERES 资料计算出的地表云长短波辐射强迫的纬向平均分布。由于云自身会射出长波辐射,低云发射的向下长波辐射会增加净的向下辐射通量,对地表起到加热作用,导致地表云长波辐射强迫增强,产生的长波辐射强迫为正值。同时低云会反射来到地表的短波辐射,减少到达地表的短波辐射通量,产生负的短波辐射强迫,对地表起冷却作用。整体来看,低云对短波辐射强迫的效果大于其长波辐射强迫,对整个地气系统起到冷却作用。如图 8 所示,新方案对云对地面的长波辐射强迫有较好的改进效果,南半球改进较多,增加最多的地区可达  $5\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,而北半球的增加则较少,增加后整体的效果均更接近观测。

新方案对地面长波辐射强迫的增加是由于其中增加了低云云量及云含水量,而低云的增多会直接导致低云向下发射的长波辐射增多,故增大了地表长波辐射通量。对于地表短波辐射通量,低云的增加导致反射的短波辐射增加,到达地面的短波辐射更少,也会增加地表云短波辐射强迫绝对值。图 8a<sub>2</sub> 中 6 月 22 日的结果可以看出,新方案在除赤道到  $20^{\circ}\text{N}$  之间的其他范围内比原方案都有所改进,在南半球的改进更加明显,12 月 22 日的结果在整体上新方案也优于旧方案。

2.5 批量结果分析

选取 2009 年 6 月 1—30 日连续 30 天,对修改前后的云方案进行连续模拟试验,通过批量试验对比一定时期内浅对流过程和边界层云对云预报影响的平均特征。图 9 分别给出了原方案、新方案以及 CERES 观测的 2009 年 6 月月平均低云量分布,图中结果可以看出低云量增加明显的区域与个例试验

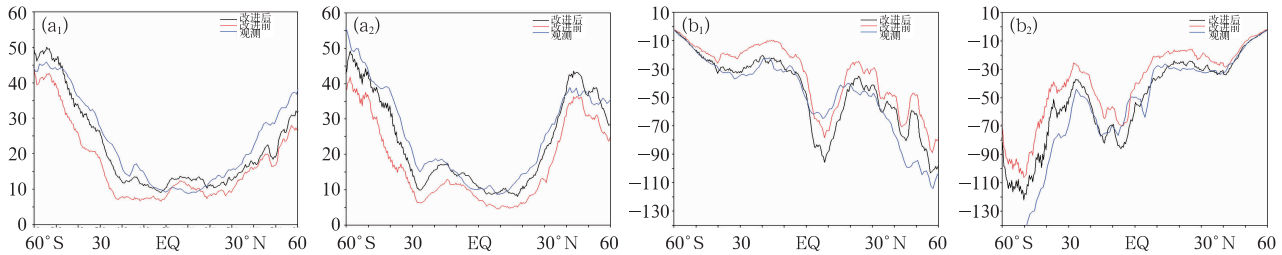


图 8 2009 年 6 月 22 日(a)及 12 月 22 日(b)地表云长波(a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>)及短波(a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>)辐射强迫纬向平均(单位: W · m<sup>-2</sup>)

Fig. 8 Zonal mean of long wave (a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>) and short wave (a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>) cloud radiative forcing at surface on 22 June (a) and 22 December (b) 2009 (unit: W · m<sup>-2</sup>)

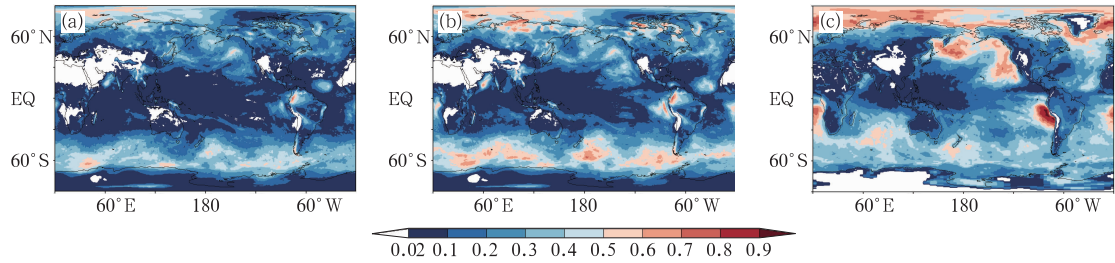


图 9 2009 年 6 月月平均原方案(a),新方案(b)和 CERES 资料(c)的低云量分布

Fig. 9 Low-level cloud fraction of June 2009

(a) initial scheme, (b) new scheme, (c) CERES data

中类似,集中在几个重要区域,其中北美西部的东太平洋上空低云量在原来 0.3 的基础上大约增加了 0.1 的云量,云量分布的面积也有所扩大;南美洲秘鲁西部的东太平洋上空云量最大值由原来 0.5 增大到 0.8 左右,观测资料中云量的最大值也出现在这个位置,一定范围内云量达到了 0.9,新方案更接近观测结果;在几内亚湾南部的大西洋、澳大利亚西部海洋上空低云量都有一定程度的增长,另外在 30°~60°S 大片海洋上空整体云量都有明显提高。总体效果来看新方案的低云量较原方案均有较好的提高,几大低云区的云量分布都有一定增长。

新方案中浅对流过程和边界层云对云量和云含

水量的增加主要高度集中在低云范围,为了更好地对比新方案的改进效果,图 10 给出了原方案、新方案以及 CERES 观测 2009 年 6 月平均的 700 hPa 高度以下柱云水含量,代表地表到 700 hPa 之间单位面积的云水总量,单位  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。图中可以看出在 700 hPa 以下云水含量上新方案几乎在整个海洋上空都有所增加,在太平洋、大西洋及印度洋上空大范围原来含水量在 0~10  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$  的区域增加到了 10~20  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ ,而这些区域的观测大多在 10~20 或 20~30  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。在南北美洲西部的东太平洋以及非洲中西部的大西洋等重要的低云高值区含水量也较高,新方案比原方案的增加量也能达到 10~20  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

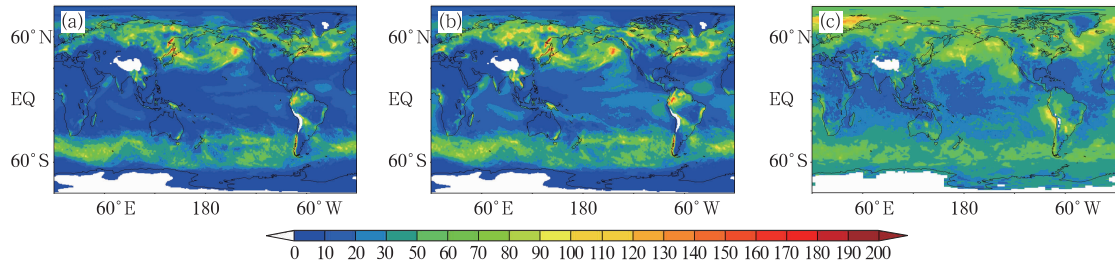


图 10 2009 年 6 月平均 700 hPa 以下云水含量: (a)原方案, (b)新方案, (c)CERES 资料 (单位:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ )

Fig. 10 Column water below 700 hPa of June 2009 (unit:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ )

(a) initial scheme, (b) new scheme, (c) CERES data

3 结论与讨论

本文利用 GRAPES 全球模式,考虑了模式中对流参数化与微物理过程之间的联系,将边界层云和浅对流卷出过程对云预报的影响加入到原有的云预报方程,建立低云预报方案,通过模拟个例试验分别研究了边界层项和浅对流项对云水含量、云量的影响以及改进后的云方案对大气辐射的影响,得到的结论如下:

(1) 改进后的方案主要对低云预报产生影响,

对云量、云含水量的影响高度一般不高于 700 hPa,导致的低云增加主要分布在海洋上空,对南半球的影响大于北半球。

(2) 在云量方面,边界层项引起的云量增加厚度较小,主要集中在边界层高度附近,云层厚度不超过 200 hPa;浅对流项引起的云量增加主要在 700 hPa 以下,云层较厚一般可达 300 hPa。在全球的五大海洋边界层云分布地:秘鲁西部的东太平洋,美国西部的东太平洋,加纳利西部的大西洋,安哥拉西部的大西洋,澳大利亚西部的印度洋,改进后的新方案相比原方案更靠近观测结果。



(3) 云含水量方面,浅对流项与边界层项同样只影响中低云部分,主要对液态水凝物产生影响。两者导致的云水增加最大值相当,但边界层项的影响厚度较小,对雨滴粒子基本没有影响,浅对流项可使低云中的云水粒子有所增加并且增加的厚度较大,相对边界层项而言可产生更多的雨滴粒子。然而总体而言两者对雨滴粒子的影响都较微弱,对降水不会产生很大影响。在含水量变化最明显的高度 850 hPa,与 YOTC 相比,模式改进后的结果在海洋上空的水凝物分布范围扩大,在几大低云区范围内的含量也增大,与观测更加接近。

(4) 在云辐射强迫方面,低云预报的改进导致大气层顶和地表的云辐射强迫也产生一定的改进,低云对于地表的云长波辐射强迫影响最大,在效果明显的纬度范围,低云增加所导致的地表云长波辐射强迫纬向平均绝对值可增加  $5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右。

(5) 批量的月平均试验主要结论与个例试验类似,表明增加了浅对流过程和边界层云的新方案对模式云预报的性能有一定的改进,并且具有较好的普适性。

本文在 GRAPES 全球模式原有的云方案增加了浅对流过程和边界层云的影响,对低云的云量及云含水量预报都有所改进,然而改进后的结果比起观测结果依然偏小。浅对流过程和边界层云作为对云微物理过程的补充本身对云量和云含水量并不能起到决定性的影响,为了使预报结果能更好地接近观测,在以后的工作中应该在考虑浅对流过程和边界层云的基础上进一步协调微物理过程、大尺度宏观云、深对流过程等不同方案的关系,优化相关参数以得到更好的结果。另外文中将次网格尺度的对流过程影响加入到格点尺度微物理过程中,考虑了对流过程对微物理过程的影响,在将来还需要进一步讨论对流卷出对对流的反馈作用,更好地研究微物理过程与对流参数化之间的联系。最后,云与辐射之间的关系尤其是低云对辐射平衡的影响在文中只做了粗略的探讨,随着云预报的不断改进,云与辐射的关系也将更加合理,可以更深入详细地研究云方案对云光学厚度、反射率因子等要素的影响。

## 参考文献

- 陈德辉. 1997. 积云对流参数化技术. 应用气象学报(增刊), 12: 69-77.
- 丁守国, 石广玉, 赵春生. 2004. 利用 ISCCP D2 资料分析近 20 年全球不同云类云量的变化及其对气候可能的影响. 科学通报, 49(11).
- 胡志晋, 严采繁. 1986. 层状云微物理过程的数值模拟: (一) 微物理模式. 中国气象科学研究院院刊, 1(1): 37-52.
- 黄倩, 王蓉, 田文寿, 等. 2014. 风切变对边界层对流影响的大涡模拟研究. 气象学报, 72(1): 100-115.
- 刘奇俊, 胡志晋, 周秀骥. 2003. HLAFS 显示云降水方案及其对暴雨和云的模拟(I): 云降水显式方案. 应用气象学报, 14(增刊): 60-67.
- 石荣光, 刘奇俊, 马占山. 2015. 利用 GRAPES 模式研究气溶胶对云和降水过程的影响. 气象, 41(3): 272-285.
- 谭超, 刘奇俊, 马占山. 2013. GRAPES 全球模式次网格对过程对云预报的影响研究. 气象学报, 71(5): 867-878.
- 王德立, 徐国强, 贾丽红. 2013. GRAPES 的积云对流参数化方案性能评估及其改进试验. 气象, 39(2): 166-179.
- 徐兴奎. 2012. 中国区域总云量和低云量分布变化. 气象, 38(1): 90-95.
- 薛纪善, 陈德辉. 2008. 数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用. 北京: 科学出版社, 137.
- 郑晓辉, 徐国强, 魏荣庆. 2013. GRAPES 新云量计算方案的引进和影响试验. 气象, 39(1): 57-66.
- Arakawa A. 2004. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. J Climate, 17: 2493-2525.
- Arakawa A, Schubert W H. 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. J Atmos Sci, 31: 674-701.
- Bony S, Colman R, Kattsov V M, et al. 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes. J Climate, 19: 3445-3482.
- Imre D G, Abramson E H, Daom P H. 1996. Quantifying cloud-induced shortwave absorption: An examination of uncertainties and of recent arguments for large excess absorption. J Appl Meteor, 35: 1991-2010.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. Mon Wea Rev, 121: 764-787.
- Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds. J Climate, 6: 1587-1606.
- Lilly D K. 1968. Models of cloud-topped mixed layers under strong convection. Quart J Roy Meteor Soc, 94: 292-309.
- Norris J R, Leovy C B. 1994. Interannual variability in stratiform cloudiness and sea surface temperature. J Climate, 7(12): 1915-1925.
- Stull B R. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 666.
- Sundqvist H. 1978. A Parameterization scheme for Non-convective parameterization in clouding prediction of cloud water content. Quart J Roy Meteor Soc, 104: 677-690.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon Wea Rev, 117: 1779-1800.
- Tiedtke M. 1993. Representation of clouds in large-scale models. Mon Wea Rev, 121: 3040-3061.
- Wilson D R, Bushell A C, Kerr-Munslow A M, et al. 2008. PC2: A prognostic cloud fraction and condensation scheme. Part I: Scheme description. Quart J Roy Meteor Soc, 134: 2093-2107.