

赵海贝, 王斌, 戴永久. 2009. 基于历史样本投影的四维变分陆面数据同化方法及其初步应用 [J]. 气候与环境研究, 14 (4): 383–389.
Zhao Haibei, Wang Bin, Dai Yongjiu. 2009. Historical-sample-projection four-dimensional variational land surface data assimilation and its preliminary application [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (4): 383–389.

基于历史样本投影的四维变分陆面数据 同化方法及其初步应用

赵海贝^{1,2} 王斌¹ 戴永久³

1 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, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 北京师范大学地理学与遥感科学学院, 北京 100875

摘要 数据同化方法在大气、海洋和陆面模式中得到了成功的应用。但现有的四维变分同化(4DVar)方法面临着计算量上的挑战。本研究将一种历史样本投影的四维变分同化方法(Historical-Sample-Projection 4DVar, 简称为 HSP-4DVar)应用于陆面数据同化, 建立起 CoLM 陆面模型的 HSP-4DVar 系统。相比其他四维变分同化方法, HSP-4DVar 的分析值是显式求解, 不需要编写和使用伴随模式, 从而大大节省了计算量, 是一种易于实现的同化方案。通过同化 56 个月的土壤湿度观测数据表明, 新的陆面同化系统不仅省时, 而且能够有效吸取观测信息, 使得同化后的均方根误差显著降低, 各层土壤湿度模拟都有所改善, 陆表 1000 mm 层的改善最为明显。

关键词 HSP-4DVar 陆面数据同化 土壤湿度 省时性

文章编号 1006-9585 (2009) 04-0383-07 **中图分类号** P426.68 **文献标识码** A

Historical-Sample-Projection Four-Dimensional Variational Land Surface Data Assimilation and Its Preliminary Application

ZHAO Haibei^{1,2}, WANG Bin¹, and DAI Yongjiu³

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

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

3 *School of Geography, Beijing Normal University, Beijing 100875*

Abstract Data assimilation has been successfully applied in atmospheric, oceanic, and land surface models. However, the four-dimensional variational (4DVar) assimilation system demands great computational costs. The authors introduced a new Historical-Sample-Projection data assimilation scheme (HSP-4DVar), and accomplished the HSP-4DVar land surface data assimilation system based on the Common Land Model (CoLM). As a scheme which requires no adjoint models, HSP-4DVar can be directly solved and easily realized, therefore avoids high computational costs. The land surface data assimilation system was used to assimilate the soil moisture data for 56 months. After

收稿日期 2008-04-18 收到, 2009-05-06 收到修定稿

资助项目 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”和国家创新群体项目 4022150

作者简介 赵海贝, 男, 1984 年出生, 硕士, 研究方向为陆面资料同化。E-mail: zhaohb@mail.iap.ac.cn

通讯作者 王斌, 男, 研究员。E-mail: wab@lasg.iap.ac.cn

assimilation, the overall root-mean-square error was significantly reduced with improved simulations, especially the simulation for the top 1000 mm layer.

Key words HSP-4DVar, land surface data assimilation, soil moisture, timesaving

1 引言

数据同化不仅在大气科学和海洋科学的研究中得到成功的应用 (Whitaker et al., 2002; 孙建华等, 2007), 而且近年来与陆面模型的结合也越来越紧密。各种陆面数据同化系统和大气、海洋同化系统类似, 大多采用了变分系列或 Kalman 滤波系列的同化方法。一些研究 (Houser et al., 1998; Walker et al., 2001; Schuurmans et al., 2003) 将传统的统计插值和三维变分算法成功应用到简单的陆面水文模型中, 但这些方法与整个陆面物理过程缺乏协调性。另外一些工作 (Hoben et al., 2000; Kumar et al., 2003) 用扩展 Kalman 滤波算法做了相关尝试, 但这种算法运算量过大, 且舍弃了非线性函数展开的高阶项, 难以应用于复杂的、强非线性陆面模型 (Evensen, 1992; Gauthier et al., 1993; Bouttier, 1994)。

最新的研究成果表明, 陆面数据同化更倾向于使用流行的四维变分 (Reichle et al., 2001) 或者集合 Kalman 滤波 (Crow et al., 2003) 等同化方法。四维变分方法以模型作为动力约束, 能体现复杂的非线性约束关系, 其结果具有物理的一致性和动力的协调性; 但该方法需要求解一个高维非线性优化问题, 通过非线性迭代寻找最速下降方向, 这一过程中需要利用伴随技术计算目标函数的梯度, 仍然面临计算量过大的问题。陆面模拟分辨率日趋精细, 例如 LIS (Land Information System, 即陆地信息系统) 最新版本的分辨率已经达到 1 km (Peters-Lidard et al., 2004; Tian et al., 2004; Kumar et al., 2006), 因此切线性模式、伴随模式的编制难以在短期内完成, 而且伴随模式的运算将耗费大量的计算资源。集合 Kalman 滤波方法避免了以上问题, 但在实际应用中仍然存在滤波发散、分析场不协调等问题。

因此, 如何设计一种真正省时且又有着良好同化效果的四维同化算法, 成为当前亟待解决的问题。鉴于此, Wang et al.^① 设计了一种新的基于时间样本的四维同化方法 HSP-4DVar, 它已经在大气模型的同化试验中取得了成功应用。本文吸取了这种同化方法的思想, 适当选取一组历史扰动样本及其投影样本, 求解切线性模式算子的广义逆, 使得最终的分析值变为显式求解, 从而达到节省计算量的目的。将此方法应用到 CoLM (Common Land Model) 模型的同化试验中, 为陆面过程模型同化系统建立提供了一种新途径。与其他传统同化方案相比, 该方法不需建立伴随模式, 操作简单, 同时为模式提供了合理的随流演变的背景场误差协方差矩阵。我们设计了一组单点土壤湿度同化试验, 初步的结果令人满意。

2 同化方法介绍

2.1 新方法的引入

首先介绍新的同化方法的导出。按传统四维变分同化的思路, 其代价函数可以写成如下形式:

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \sum_{i=1}^m (\mathbf{y}_i - \mathbf{y}_{\text{obs}i})^T \mathbf{O}_i^{-1} (\mathbf{y}_i - \mathbf{y}_{\text{obs}i}), \quad (1)$$

其中, $\mathbf{B}$ 是背景场误差协方差矩阵, $\mathbf{O}_i$ 是观测误差协方差矩阵, T 表示向量或者矩阵的转置。 m 代表同化窗口内观测时刻的个数, $\mathbf{x}$ 是包含所有模式变量的矩阵, $\mathbf{x}_b$ 代表初始时刻的背景场, $\mathbf{y}_i$ 和 $\mathbf{y}_{\text{obs}i}$ 分别是第 i 个时刻的模拟观测数据和观测值。若记:

$$\mathbf{y} = [\mathbf{y}_1^T, \mathbf{y}_2^T, \dots, \mathbf{y}_m^T]^T, \quad (2)$$

$$\mathbf{y}_{\text{obs}} = [\mathbf{y}_{\text{obs}1}^T, \mathbf{y}_{\text{obs}2}^T, \dots, \mathbf{y}_{\text{obs}m}^T]^T, \quad (3)$$

$$\mathbf{O} = \text{diag}(\mathbf{O}_1, \mathbf{O}_2, \dots, \mathbf{O}_m), \quad (4)$$

则代价函数可以用下面的向量形式简化表示

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) +$$

① Wang Bin, Liu Juanjuan, 2008. Historical-Sample-Projection-based 4-dimensional variational data assimilation (HSP-4DVar) [C]. Asia Oceania Geosciences Society.

$$(\mathbf{y} - \mathbf{y}_{\text{obs}})^T \mathbf{O}^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{y}_{\text{obs}}), \quad (5)$$

令:

$$\mathbf{x}' = \mathbf{x} - \mathbf{x}_b, \mathbf{y}' = \mathbf{y} - \mathbf{y}_b, \mathbf{y}'_{\text{obs}} = \mathbf{y}_{\text{obs}} - \mathbf{y}_b, \quad (6)$$

$\mathbf{x}'$ 和 $\mathbf{y}'$ 的维数分别为 r 和 s 。则公式 (5) 变为

$$\mathbf{J}(\mathbf{x}) = \mathbf{x}'^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{x}' + (\mathbf{y}' - \mathbf{y}'_{\text{obs}})^T \mathbf{O}^{-1} (\mathbf{y}' - \mathbf{y}'_{\text{obs}}), \quad (7)$$

先对其作切线性近似, 用 $\mathbf{H}$ 表示观测算子, $\mathbf{M}$ 表示预报模式。由关系式:

$$\mathbf{y} = \mathbf{H}[\mathbf{M}(\mathbf{x})], \quad (8)$$

$$\mathbf{y}_b = \mathbf{H}[\mathbf{M}(\mathbf{x}_b)], \quad (9)$$

可得

$$\begin{aligned} \mathbf{y}' &= \mathbf{y} - \mathbf{y}_b = \mathbf{H}[\mathbf{M}(\mathbf{x})] - \mathbf{H}[\mathbf{M}(\mathbf{x}_b)] \\ &\approx \mathbf{H}'\mathbf{M}'(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) = \mathbf{L}\mathbf{x}'. \end{aligned} \quad (10)$$

基于 HSP-4DVar 的思想以及 $\mathbf{x}'$ 和 $\mathbf{y}'$ 的近似线性关系, 将 $\mathbf{x}'$ 进行投影。这里, 不同于 HSP-4DVar 将 $\mathbf{x}'$ 投影到样本空间, 而是投影到观测空间, 即 $\mathbf{x}' = \mathbf{A}\mathbf{y}'$ ($\mathbf{A}$ 为投影算子)。由于观测维数通常小于模式维数, 因此算子 $\mathbf{A}$ 总是存在的, 但其形式未知。为了得到 $\mathbf{A}$ 的表达式, 可以选取一组以行向量形式排列的 n 个样本 $[\mathbf{x}'_1, \mathbf{x}'_2, \dots, \mathbf{x}'_n]$, 并记

$$\mathbf{P}_x = \frac{1}{\sqrt{n-1}} [\mathbf{x}'_1, \mathbf{x}'_2, \dots, \mathbf{x}'_n], \quad (11)$$

$$\mathbf{P}_y = \mathbf{L}\mathbf{P}_x = \frac{1}{\sqrt{n-1}} [\mathbf{y}'_1, \mathbf{y}'_2, \dots, \mathbf{y}'_n]. \quad (12)$$

首先得到关系式

$$\mathbf{P}_x = \mathbf{A}\mathbf{P}_y. \quad (13)$$

将公式 (3) 两边右乘 $\mathbf{P}_y^T$, 得到

$$\mathbf{P}_x \mathbf{P}_y^T = \mathbf{A} \mathbf{P}_y \mathbf{P}_y^T. \quad (14)$$

当 $\mathbf{P}_y$ 的行向量线性无关时, $\mathbf{P}_y \mathbf{P}_y^T$ 是非奇异矩阵, 从而得出 $\mathbf{A}$ 的表达式为

$$\mathbf{A} = \mathbf{P}_x \mathbf{P}_y^T (\mathbf{P}_y \mathbf{P}_y^T)^{-1}, \quad (15)$$

由此关系, 代价函数可以写为

$$\begin{aligned} \mathbf{J}(\mathbf{y}') &= (\mathbf{A}\mathbf{y}')^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{A}\mathbf{y}') + (\mathbf{y}' - \mathbf{y}'_{\text{obs}})^T \mathbf{O}^{-1} (\mathbf{y}' - \mathbf{y}'_{\text{obs}}) \\ &= \mathbf{y}'^T \mathbf{A}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{A} \mathbf{y}' + (\mathbf{y}' - \mathbf{y}'_{\text{obs}})^T \mathbf{O}^{-1} (\mathbf{y}' - \mathbf{y}'_{\text{obs}}). \end{aligned} \quad (16)$$

欲求所需的分析值, 只需令其梯度

$$\nabla \mathbf{J} = \mathbf{A}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{A} \mathbf{y}' + \mathbf{O}^{-1} (\mathbf{y}' - \mathbf{y}'_{\text{obs}}) = 0, \quad (17)$$

进而可以解出:

$$\mathbf{y}' = (\mathbf{O} \mathbf{A}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{A} + \mathbf{I})^{-1} \mathbf{y}'_{\text{obs}}. \quad (18)$$

此时

$$\mathbf{x}' = \mathbf{A}\mathbf{y}' = \mathbf{A}(\mathbf{O} \mathbf{A}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{A} + \mathbf{I})^{-1} \mathbf{y}'_{\text{obs}}. \quad (19)$$

利用公式 (4) 得出:

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_a &= \mathbf{P}_x \mathbf{P}_y^T [\mathbf{O}(\mathbf{P}_y \mathbf{P}_y^T)^{-1} \mathbf{P}_y \mathbf{P}_x^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{P}_x \mathbf{P}_y^T + \\ &\quad \mathbf{P}_y \mathbf{P}_y^T]^{-1} \mathbf{y}'_{\text{obs}} + \mathbf{x}_b. \end{aligned} \quad (20)$$

至此, 所求分析值已经可以显式求解, 从而大大节省了运算量。另外, 如果生成的样本 $\mathbf{P}_x$ 是无偏的, 即

$$\bar{\mathbf{x}}' = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \mathbf{x}_k = 0, \quad (21)$$

则只需取背景场 $\mathbf{x}_b$ 为所选样本的集合

$$\mathbf{x}_b = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \mathbf{x}_k. \quad (22)$$

取 $\mathbf{B} = \mathbf{P}_x \mathbf{P}_x^T$, 利用近似关系 $\mathbf{P}_x^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{P}_x = \mathbf{I}$, 公式 (20) 可简化为:

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{P}_x \mathbf{P}_y^T (\mathbf{O} + \mathbf{P}_y \mathbf{P}_y^T)^{-1} \mathbf{y}'_{\text{obs}}. \quad (23)$$

因为 $\mathbf{O}$ 通常是对角矩阵, $\mathbf{O} + \mathbf{P}_y \mathbf{P}_y^T$ 是非奇异矩阵, 它的逆矩阵也是存在的。

2.2 与其他经典同化算法方案的比较

从上面的理论推导可以看出, 新的方法与以往的四维变分同化算法不同, 不需要编写切线性模式和伴随模式, 并且避免了求解复杂的非线性最优化问题。事实上, 它还吸取了四维变分同化系统的优点。表 1 给出了 HSP-4DVar、4DVar 和集合 Kalman 滤波同化算法的比较。

首先, 该方法的运算量远小于扩展 Kalman 滤波, 甚至小于集合 Kalman 滤波算法。对于 N 个背景场的扰动集合, 集合 Kalman 滤波要相应生成 N 个观测场的扰动集合, 否则统计的背景场误差协方差矩阵将被低估, 并产生虚假相关 (Burgers et al., 1998); HSP-4DVar 方法则不需要生成观测扰动集合。在集合 Kalman 滤波的分析中, 要计算 Kalman 增益矩阵, 这实际上是显式的计算背景场误差协方差矩阵; HSP-4DVar 则不需计算此矩阵, 因为它沿袭了四维变分的优点, 背景场误差协方差矩阵是隐式演变的 (Thépaut et al., 1993), 从而节省了计算量。

其次, Kalman 滤波系列是顺序同化方法, 在同化窗口内的每一个观测处只同化该时刻的观测, 形成局部的最优分析, 并将产生一个跳跃, 不能形成窗口内的一个整体最优分析, 而本文的方法与四维变分同化类似, 是非顺序方法, 产生的是窗口内一条整体最优分析, 它的分析值包含了同化窗口内所有观测时刻的信息。由于与四维变分一

表 1 HSP-4DVar、4DVar 及集合 Kalman 滤波算法比较
Table 1 The comparisons of HSP-4DVar, 4DVar and ensemble Kalman filter

同化方法	伴随模式	B 矩阵	光滑度	并行计算的实现
HSP-4DVar	不需要	不显式计算	良好	易于实现
4DVar	需要	不显式计算	良好	需要并行伴随模式
集合 Kalman 滤波	不需要	显式计算	有间断	易于实现

样, 求解模式约束下的最优化问题, 因而它的分析场更具有协调性和平衡性 (Lorenc, 2003)。

最后, 该方法与四维变分类似, 同化窗口始端的背景场误差协方差矩阵无法显式得到, 但所有同化方法中背景场误差协方差矩阵的演变都是基于它最开始的指定值。例如, 若不考虑模式误差则扩展 Kalman 滤波算法中 $P_i^f = L_{i-1} P_{i-1}^f$, 如果最开始 ($i=1$) 的协方差矩阵有误, 它将波及到演变后的所有协方差矩阵的计算。通常, 集合 Kalman 滤波最开始的背景扰动是按照高斯型的相关场和均匀误差的要求生成的, 经过模式积分后, 得到一组合集预报用来进行集合 Kalman 滤波的计算; 这时背景误差协方差矩阵虽体现了变量之间的相关性, 但它仍然是从高斯型的相关场和均匀误差演变而来, 演变后的协方差矩阵只能多体现一部分模式信息, 与模式更加协调, 但仍不能体现背景场的“真实”状态。在 HSP-4DVar 中, x 离 x_b 较远时, $|x'| = |x - x_b|$ 也较大, 在 B^{-1} 中的相对权重也就较小, 这种处理方法是合理的。

3 单点土壤湿度同化试验设计以及试验结果

3.1 数据集

本试验所采用的数据集最初被用于 Schlosser 等 (1997) 的研究工作。在后续文献中此数据集也被大量使用, 但大多是单纯陆面模型的研究与比较, 尚未有基于 CoLM 陆面模型的同化试验结果。

该站点位于 (57.6°N , 33.1°E), 资料包括 1960~1990 年的土壤湿度、径流和蒸发等陆面观测资料, 以及时间分辨率为 3 h 的常规气象场观测资料。由于有的月份缺乏观测, 因而选取其中

一段连续资料, 即 1970 年 6 月~1974 年 11 月的土壤湿度观测数据, 用其对应时间段的气象强迫场资料驱动 CoLM 模型。土壤湿度数据采用称重法得到, 取每月临近月末的一天观测到的陆表 200 mm, 500 mm 和 1000 mm 3 个土壤湿度数值, 其误差为 ± 10 mm (Schlosser et al., 1997)。将观测误差的分布看作高斯分布 $N(\mu, \sigma^2)$ 。由于高斯分布的随机变量落在 $\mu \pm 3\sigma$ 区间内的概率已经达到 99.7%, 可令 $3\sigma = 10$ mm, 求得 $\sigma^2 \approx 11.11 \text{ mm}^2$, 并将观测误差协方差矩阵定义成对角元素为 11.11 mm^2 的对角矩阵。

3.2 试验设计

由于观测资料的稀疏性, 我们选择一次同化一组观测数据的方法。对于每一个同化过程, 同化窗口始端选择在有观测资料的前 30 min, 末端则选择在观测资料处, 同化窗口为 30 min。由于同化的是传统观测资料, 其变量直接跟模式变量对应, 观测算子是一个简单的线性插值程序。

在生成 P_x 样本时, 取观测时刻前后 5 天的 11 个样本。由公式 (21) 求出 x_b , 进而可得到 P_x 。背景场误差协方差矩阵采用上述公式即 $B = P_x P_x^T$ 。其思想类似于 NMC 方法 (Parrish et al., 1992), 即当变量的变化幅度大时, 有理由认为此时模式的模拟效果欠佳, 背景场误差也大; 而当变量的变化幅度小时, 有理由认为此时模式处于近似平衡状态, 背景场更可信。同时, 由此得出的背景误差协方差矩阵是随流演变的。将 P_x 每个列向量对应的状态变量到分析值处, 然后积分 30 min 到同化窗口末端, 则得到对应的模拟观测值, 从而求出 P_y 。

3.3 结果分析

由图 1 可见几乎所有时刻的均方根误差都有不同程度的降低, 整体均方根误差从同化前的 $2329.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 降到同化后的 $1873.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

图 2 给出了同化前后不同陆表模拟土壤湿度与观测值的比较。可以看出, 同化后模拟的土壤湿度几乎都有所改进, 尤其是陆表 1000 mm 的改进最为明显。在积分的后期, 陆表 200 mm 的同化效果反而变差, 这是由 B 矩阵的结构所决定。本试验中表层土壤湿度变化比深层的剧烈, 统计的 B 矩阵表层方差也比深层大的多。例如在 $t=53$ 时, 模式第一层的方差为 $8.5295 \text{ kg}^2 \cdot \text{m}^{-4}$, 而第

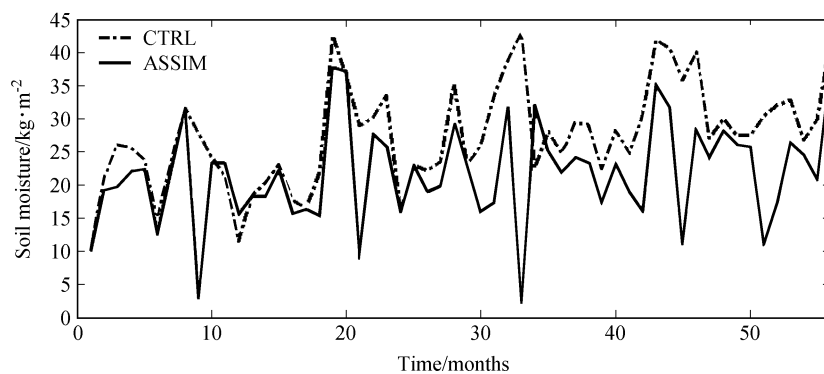


图 1 56 个月同化前后的土壤湿度均方根误差

Fig. 1 Root-Mean-Square Error (RMSE) of soil moisture for 56 months before and after assimilation

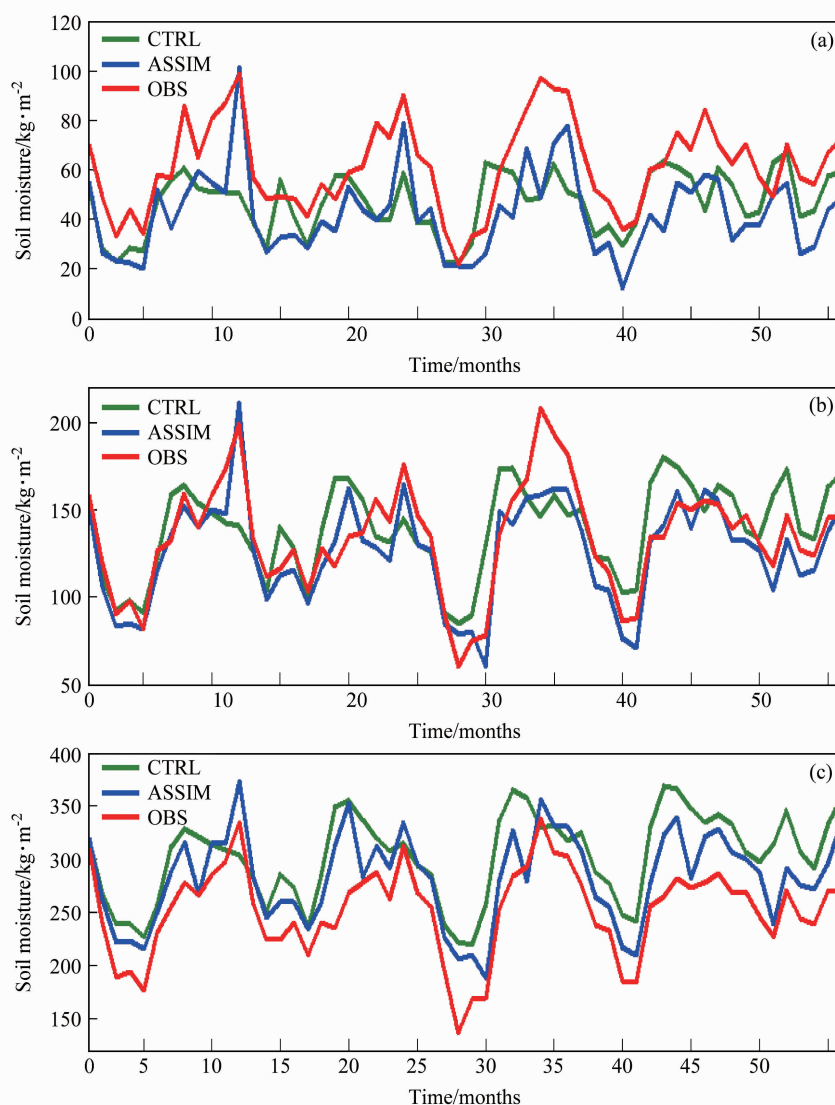


图 2 同化前后模拟的不同陆表土壤湿度与观测值的比较：(a) 200 mm；(b) 500 mm；(c) 1000 mm

Fig. 2 Comparisons of soil moistures from expts CTRL, ASSIM and observations for different soil layers: (a) 200 mm; (b) 500 mm; (c) 1000 mm

10 层的仅为 $0.13245 \text{ kg}^2 \cdot \text{m}^{-4}$ 。由于同化后, 观测信息难以进入深层, 深层的改进幅度将会很小, 代价函数的降低几乎只能依靠表层的变化。但是, 陆表 1000 mm 模拟误差 ($y_b - y_{\text{obs}} = 62.660 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$) 比陆表 200 mm ($y_b - y_{\text{obs}} = -16.056 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$) 要大的多, 所以同化后表层的变化是减小, 而不是增加, 从而保证了整体代价函数的降低。

在本同化试验中, 因为观测维数小于样本维数, 由前面的理论分析知 $P_y P_y^T$ 的逆存在。当观测维数很大时, 需要对样本进行质量控制, 使样本间尽量正交, 并采用类似集合 Kalman 滤波中的处理方法, 比如引入奇异值分解 (SVD) 等手段 (Evensen, 2003)。另外, 用 $B = P_x P_x^T$ 统计的背景误差协方差矩阵有时会高估各层之间的土壤湿度相关性。比如在冬天时, 冻土的各层之间相关性很低, 而统计的背景误差协方差矩阵中各层之间却有较强的相关。为了进一步改进同化结果, 可以考虑采用 Schur 算子作局地化 (Evensen, 2003) 处理。

4 结论

(1) HSP-4DVar 同化方法是从四维变分代价函数推导出来的, 但它分析值的求解是显式, 从而大大节省了计算量。这种同化方案应用到 CoLM 陆面过程的同化个例中, 对土壤湿度的模拟取得了显著的改进效果, 即使在某些时刻, 表层同化后的结果变差, 但整体同化效果还是显著优于同化前的模拟。

(2) 在实际应用当中, HSP-4DVar 也面临着与其他同化方法类似的技术问题, 比如对背景误差协方差矩阵有被低估的趋势, 背景误差协方差矩阵有时需作局地化处理等等。

(3) 在非线性的算子的近似方面, 并不局限于本文中所用的方法。如果已知算子的某些性质, 比如它具有类似三角函数的波状, 就可以更方便地在三角函数空间中拟合 A 算子。这在算子非线性很强的情况下应优于用线性关系拟合的结果, 这也是别的同化方法所不具备的优势。

参考文献 (References)

Bouttier F. 1994. A dynamical estimation of forecast error covari-

- ances in an assimilation system [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 2376–2390.
- Burgers G, Leeuwen J V P, Evensen G. 1998. Analysis scheme in the ensemble Kalman filter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 1719–1724.
- Crow T W, Wood F E. 2003. The assimilation of remotely sensed soil brightness temperature imagery into a land surface model using ensemble Kalman filtering: A case study based on ESTAR measurements during SGP97 [J]. *Advances in Water Resources*, 26: 137–149.
- Evensen G. 1992. Using the extended Kalman filter with a multi-layer quasi-geostrophic ocean model [J]. *J. Geophys. Res.*, 97 (C11): 17905–17924.
- Evensen G. 2003. The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation [J]. *Ocean Dynamics*, 53: 343–367.
- Gauthier P, Courtier P, Moll P. 1993. Assimilation of simulated wind lidar data with a Kalman filter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 1803–1820.
- Hoeben R, Troch A P. 2000. Assimilation of active microwave observation data for soil moisture profile estimation [J]. *Water Resour. Res.*, 36 (10): 2805–2819.
- Houser R P, Shuttleworth J W, Famiglietti S J, et al. 1998. Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation [J]. *Water Resour. Res.*, 34 (12): 3405–3420.
- Kumar P, Kaleita L A. 2003. Assimilation of near-surface temperature using extended Kalman filter [J]. *Advances in Water Resources*, 26: 79–93.
- Kumar V S, Peters-Lidard, Tian Y, et al. 2006. Land information system—an interoperable framework for high resolution land surface modeling [J]. *Environmental Modelling and Software*, 21: 1402–1415.
- Lorenc C A. 2003. The potential of the ensemble Kalman filter for NWP—a comparison with 4D-Var [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129: 3183–3203.
- Parrish F D, Derber D J. 1992. The national meteorological center spectral statistical interpolation analysis system [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120: 1747–1763.
- Peters-Lidard C D, Kumar S V, Tian Y, et al. 2004. Global urban-scale land-atmosphere modeling with the land information system. Symposium on Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone [C], 84th AMS Annual Meeting.
- Reichle H R, Entekhabi D, McLaughlin B D. 2001. Downscaling of radio brightness measurements for soil moisture estimation: A four-dimensional variational data assimilation approach [J]. *Water Resour. Res.*, 27 (9): 2353–2364.
- Schlosser A C, Robock A, Vinnikov Y K, et al. 1997. 18-year land-surface hydrology model simulations for a midlatitude grass-land catchment in Valdai, Russia [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125:

- 3279 – 3296.
- Schuurmans M J, Troch A P, Veldhuizen A A, et al. 2003. Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model [J]. *Advances in Water Resources*, 26: 151 – 159.
- 孙建华, 齐琳琳, 朱江, 等. 2007. 三维变分系统在我国夏季降雨预测中的应用试验 [J]. *气候与环境研究*, 12 (3): 413 – 425.
- Sun Jianhua, Qi Linlin, Zhu Jiang, et al. 2007. The 3DVAR application experiments on rainfall prediction in the summer in China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 12 (3): 413 – 425
- Thepaut N J, Hoffman N R, Courtier P. 1993. Interactions of dynamics and observations in a 4-dimensional variational assimilation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 3393 – 3414.
- Tian Y, Peters-Lidard D C, Kumar S V, et al. 2004. High performance land surface modeling with a beowulf cluster [J]. *Computing in Science and Engineering*, 3 (3): 1614 – 5054.
- Walker J P, Garry W R, Jetse K D. 2001. One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near surface observations: A comparison of retrieval algorithms [J]. *Advances in Water Resources*, 24: 631 – 650.
- Whitaker J S, Hamill T M 2002. Ensemble data assimilation without perturbed observations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130: 1913 – 1924.

何晖, 金华, 刘建忠, 等. 2009. 北京地区一次辐射雾的数值模拟 [J]. 气候与环境研究, 14 (4): 390–398. He Hui, Jin Hua, Liu Jianzhong, et al. 2009. Simulation and analysis of a radiation fog event in Beijing area [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (4): 390–398.

北京地区一次辐射雾的数值模拟

何 晖^{1,2,3} 金 华² 刘建忠² 张天明⁴ 高燕虎⁵

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 北京市人工影响天气办公室, 北京 100089

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

4 北京市观象台, 北京 100089

5 北京市气象局气候中心, 北京 100089

摘 要 利用非静力中尺度模式 MM5V3 对 2006 年 11 月 20 日北京地区的一次大雾天气过程进行了数值研究。模拟结果与极轨卫星监测图像以及十二通道微波辐射计观测资料的对比表明, 模式对此次雾的模拟是比较成功的, 尤其是在雾区的分布位置、雾的高度以及雾的维持时间等方面。针对不同的云物理方案、长波辐射项、短波辐射项以及模式的垂直分辨率进行了 4 组敏感性实验。结果表明, 地面的长波辐射冷却促使辐射雾的形成, 而短波辐射的加热是辐射雾消散的主要原因。另外, 增加模式的垂直分辨率以及选取更加详细的云微物理方案可以使模式模拟的辐射雾的结果有明显的改善。

关键词 辐射雾 数值模拟 微波辐射计 液水含量

文章编号 1006-9585 (2009) 04-0390-09 **中图分类号** P426 **文献标识码** A

Simulation and Analysis of a Radiation Fog Event in Beijing Area

HE Hui^{1,2,3}, JIN Hua², LIU Jianzhong², ZHANG Tianming⁴, and GAO Yanhu⁵

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Beijing Weather Modification Office, Beijing 100089*

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

4 *Beijing Weather Observatory, Beijing 100089*

5 *Beijing Climate Center, Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089*

Abstract A radiation fog on 20 November 2006 in Beijing area is simulated and diagnosed with MM5 nonhydrostatic model. By contrasting the image of the NOAA satellite with the observation data of radiometer, the results showed that the MM5 could well simulate this fog event, especially in simulating the fog area, the height and the duration of the fog. Furthermore, aiming at explicit moisture scheme, longwave radiation, shortwave radiation, and vertical resolution, four sensitivity experiments were performed. The results show that longwave radiative cooling is an important factor of the formation of the fog, while the shortwave radiative warming is an important factor of the fog dispersal. In addition, the results were obviously improved by increasing the vertical resolution or using more complicated explicit cloud scheme.

收稿日期 2008-04-02 收到, 2009-04-20 收到修定稿

资助项目 国家“十一五”科技攻关项目 2006BAC12B04、公益性行业(气象)科研专项 GYHY200806001-1

作者简介 何晖, 男, 1977 年出生, 博士研究生, 工程师, 主要从事云降水物理研究。E-mail: hehui@bjmb.gov.cn

Key words radiation fog, numerical simulation, microwave radiometer, liquid water content

1 引言

雾是在特定天气背景之下形成的一种局地性天气现象, 它主要发生在近地面层, 对人类活动有很大的影响。研究雾主要是为了揭示近地面大气中的各种物理现象和物理过程, 观测实验和数值模拟是其主要手段。国外学者如 Brown (1980)、Turton et al. (1987)、Duynkerke (1991) 等相继对雾进行了数值模拟研究, 并和观测做了详细的对比。1980 年以来, 国内学者利用二维和三维数值模式开展了雾的数值模拟研究, 得到了很多有意义的研究成果。樊琦等 (2004) 利用三维中尺度数值模式 MM5 对广州地区的辐射雾进行了数值模拟研究。李元平等 (2007) 利用三维中尺度模式 WRF 对北京的一次平流雾进行了数值模拟研究。董剑希等 (2006) 利用中尺度模式 MM5 对北京的一次辐射雾进行了数值模拟研究。这些研究表明, 利用中尺度数值模式对雾生消过程进行模拟是有发展前景的。

本文采用非静力平衡中尺度数值模式 MM5V3 结合极轨卫星监测图像以及十二通道微波辐射计的观测资料, 对 2006 年 11 月 20 日北京的一次大雾天气过程进行数值模拟研究和敏感性实验, 以进一步了解中尺度数值模式对辐射雾的模拟能力及对辐射雾生消有明显影响的物理过程。

2 模式、资料以及实验方案

本文所用的十二通道微波辐射计资料来源于北京市气象局从美国 Radiometrics 公司引进的十二通道 TP-WVP3000 微波辐射计的观测资料, 该微波辐射计安装于北京市气象局南郊观象台一个两层高的楼顶上, 观测点的经纬度为 (39.8°N, 116.47°E), 观测点位置距地面大约 6 m, 在本文中用该位置的测值代替地面的测值。微波辐射计的观测原理是利用大气对微波具有选择吸收和透明 (即所谓大气窗) 的特性, 依据基尔霍夫定律反演大气的水汽廓线和温度廓线, 同时从观测云液态水对大气光谱特性的贡献来推算云液态水廓

线。该辐射计采取被动式遥感, 采用防水材料的天线罩及鼓风机以去除降水液态水的影响, 从而可以在任何天气下实时获取从地面到 10 km 高的温度、水汽和液态水的垂直分布, 采样频率为每分钟一个数据。

本文使用 PSU 和 NCAR 的三维非静力平衡中尺度数值模式 MM5V3, 该模式的动力学框架与物理过程都比较完善, 提供了多种参数化方案, 适合于研究各种不同的天气过程。本文采用 Grell 对流参数化方案, 侧重模式底部边界层刻画的 Blackadar 高分辨率边界层方案, 混合相微物理显式方案 (Mix phase), 以及 RRTM 辐射计算方案。

模拟的范围如图 1 所示, 模式采用了三重嵌套, 格距分别是 27、9 和 3 km, 垂直方向为 23 层, 模式顶层为 100 hPa。模拟的中心点设在接近于微波辐射计观测点的 (40.0°N, 116.5°E), 其中 3 km 水平分辨率的模拟只用了混合相微物理显式方案 (Mix phase), 而没有运用 Grell 对流参数化方案。利用 NCEP 的 6 h 一次的再分析资料启动模式, 模拟开始时间为 2006 年 11 月 19 日 8 时 (北京时间, 下同), 共运行 48 h。

为了了解不同的云微物理方案、长波辐射项、短波辐射项、垂直分辨率对这次辐射雾形成和发展的影响, 我们进行了 4 个敏感性实验, 将数值预报实验称为控制实验。第 1 个敏感性

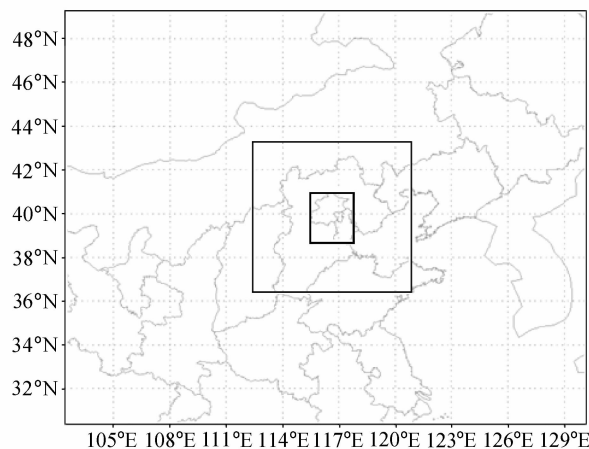


图 1 模拟研究的区域范围

Fig. 1 Spatial domain for model experiments

实验（敏感性实验 1），选择了云微物理方案 Resiner2；第 2 个敏感性实验（敏感性实验 2），在 MM5 模式中垂直层数采用了 32 层；第 3 个敏感性实验（敏感性实验 3），去掉了长波辐射项；第 4 个敏感性实验（敏感性实验 4），去掉了短波辐射项。

3 天气实况

2006 年 11 月 19~21 日北京及其周边地区相继出现大雾天气。19 日 17 时北京、天津等地开始出现轻雾，20 时保定、石家庄等地发展成大雾，20 日 5 时北京、天津大雾，8 时大雾范围继续扩大，北京、天津、保定、石家庄等地均出现大雾天气，11 时北京地区雾的强度减弱，属于轻雾范畴，到 21 日 11 时北京一直维持轻雾天气，14 时北京雾消。从图 2a 可以看出，等值线比较平直，北京及其周边地区没有明显的槽脊活动。从图 2b 可以看出，北京地区南部中低层有明显的暖湿气流流向北京地区输送，这种形势为大雾的形成和维持提供了良好的水汽条件。另外，从 19~21 日的地面天气形势图（图略）上可以看出，连续几天华北地区气压场较弱，风力较弱，天气形势十分稳定。北京市气象局布设的微波辐射计的观测表明，这几天北京地区一直维持低温、高湿及逆温层结的特点。因此，这次大雾的主要原因是稳定的大气层结和较高的相对湿度以及地面的辐射降温，同时逆温层的维持使得大雾持续不散。此次大雾属于辐射雾。21 日 14 时前后，由于强冷空气的入侵，大雾的形成条件不再存在，于是大雾消散。

图 3 是北京气象局南郊观象台观测的自 2006 年 11 月 19 日 14 时至 21 日 14 时每 3 h 一次的能见度变化。由图 3 可见，从 19 日 14 时开始能见度逐渐降低，到 20 日 5 时降到最低值 800 m，20 日全天能见度都较低，除了 23 时达到 2.5 km 以外均维持在 2 km 以下，自 21 日 0 时开始，能见度逐渐改善，虽然在 8 时能见度出现一个较低值，但总体均明显改善，到 21 日 14 时能见度已达到 10 km，雾基本消散。可见此次雾的主体是在 20 日，本文也主要是针对 20 日雾的过程结合观测进行模拟研究。

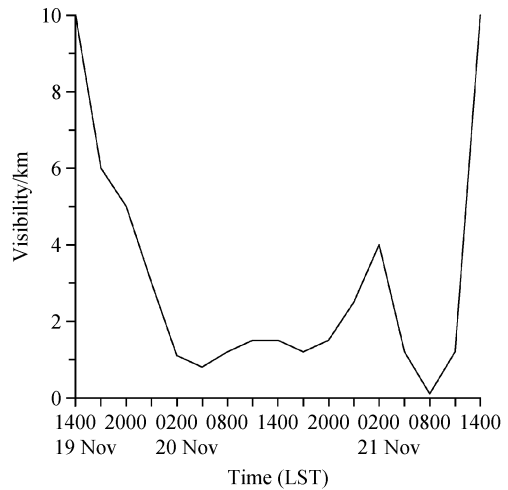


图 3 2006 年 11 月 19~21 日北京大雾期间能见度的变化

Fig. 3 Temporal variation of visibility during heavy fog period in Beijing

4 结果分析

首先对比分析了模式模拟的 2006 年 11 月 20 日 8、14 和 20 时 500 和 850 hPa 形势场，发现模式较好地模拟出对流层中下层的槽、脊位置和演变趋势（图略）。因此可以说模式对此次辐射雾过程的大尺度环流背景及影响系统的模拟是成功的。

气象观测对大雾的定义为：悬浮在贴近地面的大气中的大量细微水滴（或冰晶）的可见集合体，能见度小于 1 km。按照一般定义（Cotton et al., 1993），雾中液态含水量的范围为 $0.05 \sim 0.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，但根据各地的地域特点和雾形成条件的不同，雾中液态含水量范围也各有不同，本文取液态水含量 $0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 为雾区临界值。

图 4 是控制实验模拟的 2006 年 11 月 20 日 11 时 15 分及 13 时 18 分地面层雾中液态含水量的水平分布及相应时刻的极轨卫星大雾监测图像。通过对比可以看出 MM5 模式对北京地区的这次辐射雾过程模拟得比较好，模拟的雾区分布与实况基本一致。

图 5a 是由微波辐射计观测到的 2006 年 11 月 19 日 12 时至 21 日 8 时从地面至 2 km 高度的单站液水含量。可以看出，本次大雾开始时间为 20 日 0 时，结束时间大约为 21 日 2 时，雾区高度约 400 m，大雾较强时间段为 20 日 4 时至 12 时左右，其

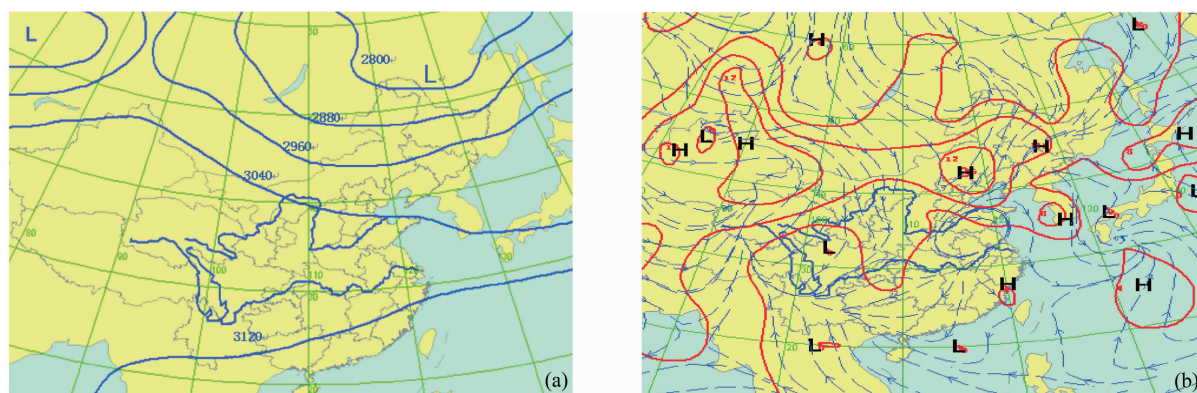


图2 2006年11月19日20时 (a) 700 hPa 位势高度场(单位: gpm) 以及 (b) 850 hPa 流场(蓝虚线)和温度露点差(红实线, 单位: K)

Fig. 2 (a) The geopotential height field (gpm) at 700 hPa and (b) the streamline field (blue dashed line) and the difference between temperature and the dew-point temperature (red solid line, units: K) at 850 hPa at 2000 LST 19 Nov 2006

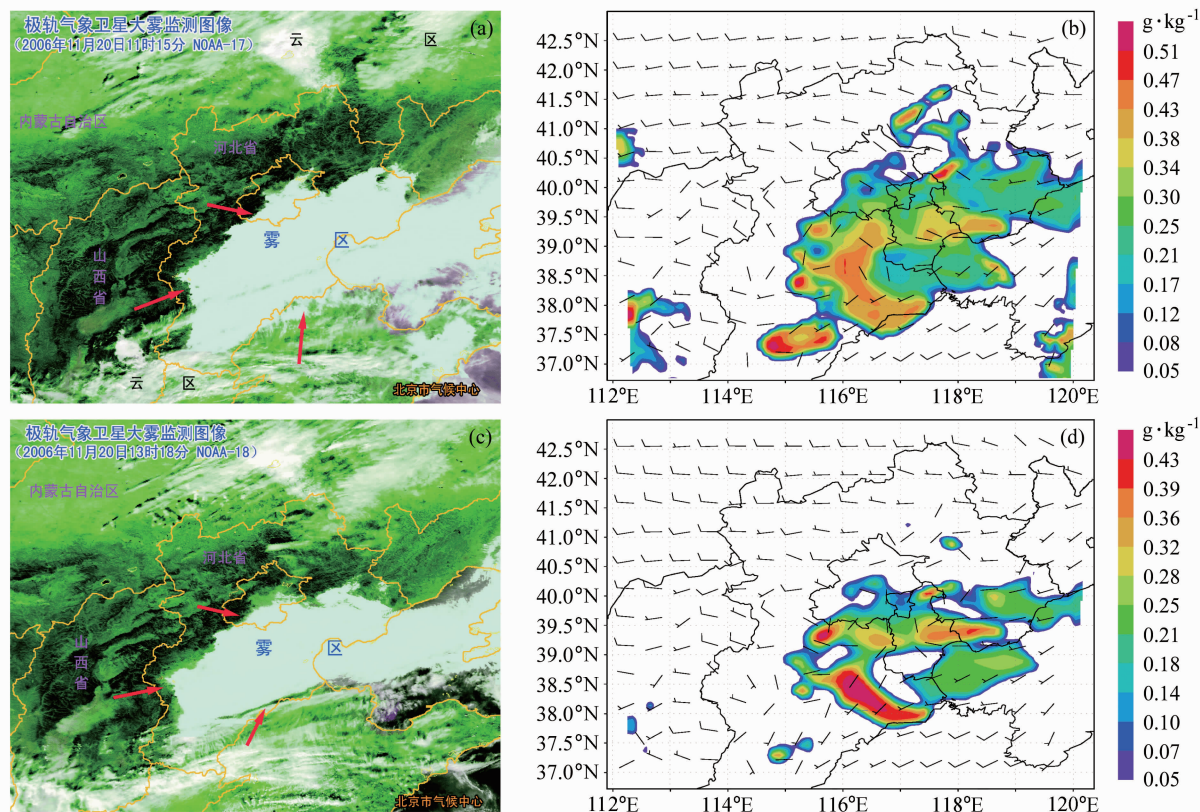


图4 2006年11月20日 (a、b) 11时15分和 (c、d) 13时18分 (a、c) 极轨卫星大雾监测图像和 (b、d) 模拟的地面层雾中液态含水量分布

Fig. 4 (a, c) The polar orbit meteorological satellite fog image and (b, d) the simulated liquid water content at (a, b) 1115 LST and (c, d) 1318 LST on 20 Nov 2006

中雾区最高含水量为 $0.39 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, 出现在 20 日 6 时, 这一观测结果与在本场进行的每 3 h 一次的能见度观测得出的 5 时能见度最差的观测结果基本一致。图 5b 是控制实验模拟的相应时段的液水

含量。由图可知, 模拟雾的起始时间与结束时间相对于实况偏晚, 高度相对于实况也偏低, 尤其是在 20 日 3~6 时左右。但出现最强雾的时段与实况基本一致, 最高含水量的值也是出现在 6 时

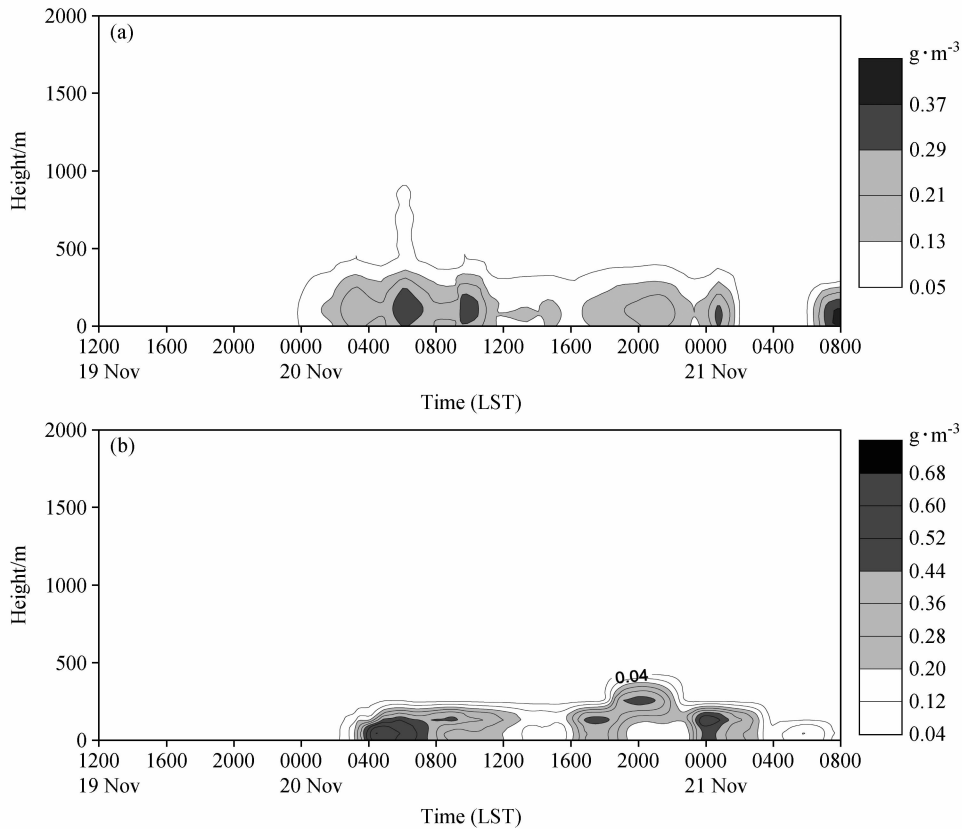


图5 (a)微波辐射计观测和(b)MM5模拟的2006年11月19日12时至21日8时从地面到2 km高度的单站(39.8°N, 116.47°E)液水含量

Fig. 5 The liquid water content from the surface to 2 km height at (39.8°N, 116.47°E) from 1200 LST 19 Nov to 0800 LST 21 Nov 2006; (a) Measured by microwave radiometer; (b) simulated by MM5 model

左右,模拟雾的强度明显大于实测雾,最高含水量达到了 $0.7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。模拟的结果与实况趋势基本一致。

图6a是由微波辐射计观测到的11月19日12时至21日8时从地面到2 km高度的单站相对湿度。可以看出,在20日全天本场的近地面层一直维持着较高的相对湿度,尤其是在大雾的维持时段,近地面层基本维持相对湿度100%。图6b是控制实验模拟的相应时段的相对湿度。模式也模拟出了近地面高湿度的现象,模拟的结果与实况基本一致。不足之处是高湿度区域的高度相对于实况稍偏低以及高湿的维持时间段相对于实况偏晚。

图7a是由微波辐射计观测到的自11月19日12时至21日8时从地面到2 km高度的相对湿度。可以看出在大雾的维持时间段,近地面的温度层结主要呈近中性,20日12时后,在雾顶以下的温

度层结依然呈现中性,在雾顶以上开始呈现较明显的逆温层结。图7b是控制实验模拟的相应时段的温度,和观测相比,模拟结果也显示在雾顶以下温度层结呈近中性,但在雾顶以上,模拟出了较实况更强的逆温层结,对应于雾顶高度的等温线模拟过于密集,这可能是和模式没有考虑边界层动力强迫的演变有关。但模拟的近地面层温度的演变趋势基本与实测一致,即19日12时至20日0时地面温度较高,20日0时以后近地面层温度开始降低,到21日4时后温度又逐渐升高。

5 敏感性实验分析

5.1 云微物理过程对模拟的影响

为了研究云微物理过程对模拟的影响,敏感性实验1采用了描述云雾微物理过程更加详细的Resiner2显式方案。图8是采用Resiner2显式方

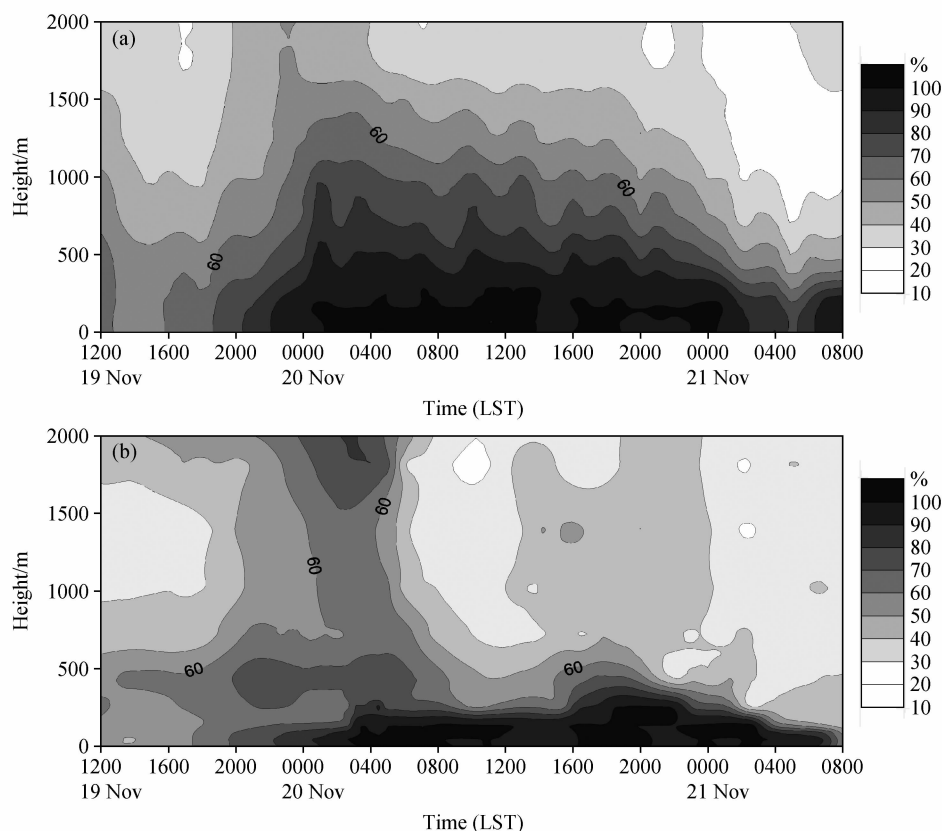


图6 同图5, 但为相对湿度

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for relative humidity

案模拟的此次大雾过程中 (39.8°N , 116.47°E) 处 2006 年 11 月 19 日 12 时至 21 日 8 时从地面到 2 km 高度的单站液态水含量, 与敏感性实验 1 模拟的液态含水量的最大值 ($0.51 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$) 比控制实验模拟的雾中液态水含量的最大值 ($0.70 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$) 减小了 $0.19 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

通过与微波辐射计观测的结果 (图 5a) 对比可以看出, 敏感性实验 1 模拟的结果更加理想。其原因可能是由于 Resiner2 方案在模拟雾的形成、发展和消散的微物理过程中考虑了更多、更复杂的微物理过程, 较控制实验所选用的方案更加符合实际。

5.2 模式垂直分辨率对模拟的影响

为了解模式垂直分辨率的变化对模拟结果的影响, 进行了敏感性实验 2, 在边界层内增加了 9 层, 主要增加近地面 250 m 以下, 垂直方向由原来的 23 层增加为 32 层, 新的 δ 层分别为: 1.000、0.998、0.996、0.995、0.993、0.990、0.988、0.985、0.983、0.980、0.975、0.970、

0.960、0.930、0.890、0.850、0.800、0.750、0.700、0.650、0.600、0.550、0.500、0.450、0.400、0.350、0.300、0.250、0.200、0.150、0.100、0.050 和 0。图 9 是采用垂直方向的 32 层模拟的此次大雾过程中 (39.8°N , 116.47°E) 处 2006 年 11 月 19 日 12 时至 21 日 8 时的从地面到 2 km 高度单站液态水含量。模拟显示, 敏感性实验 2 模拟的液水含量最大值为 $0.59 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, 比控制实验模拟的雾中液态水含量的最大值 ($0.70 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$) 减小了 $0.11 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。模拟的雾起始时间与实况一致, 雾区的高度较控制实验也更加接近实际观测, 模拟效果较控制实验有明显改善。

5.3 辐射对模拟的影响

很多研究 (如: Peter et al., 1991; Musson-Genon, 1987) 都表明辐射雾形成和发展的主要原因是地面的长波辐射冷却, 而辐射雾衰退的根本原因是太阳辐射对地面的加热和热量向大气的湍流输送。为了探讨辐射对雾形成和衰退的影响, 分别进行了 2 个敏感性实验, 即敏感性实验 3、4。

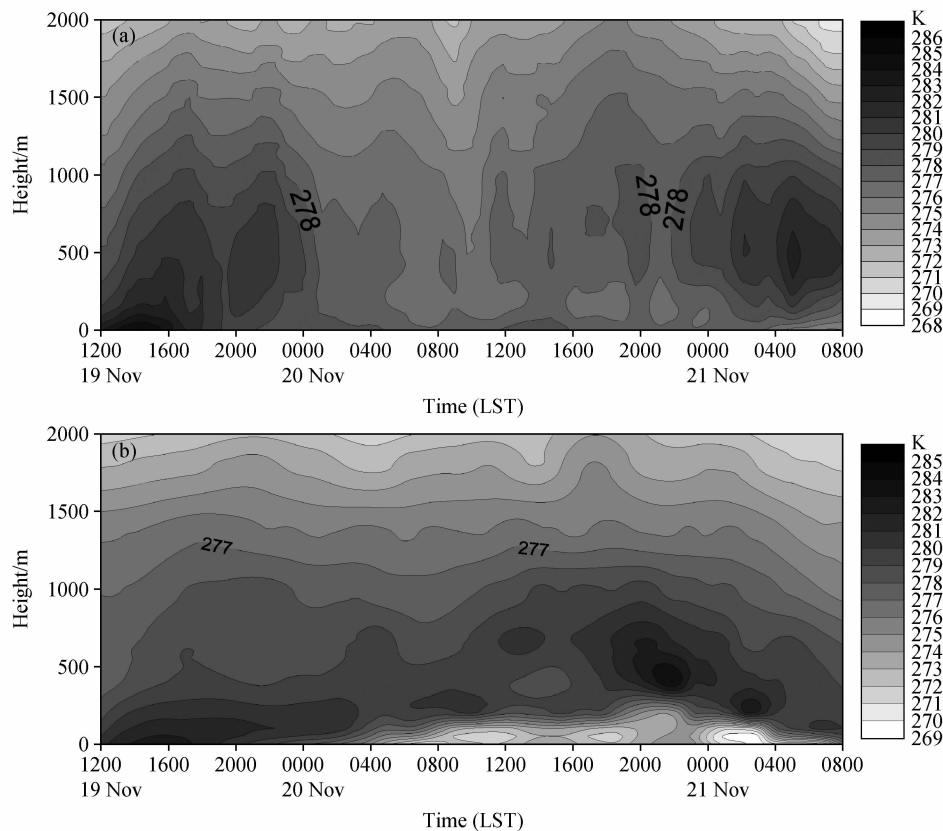


图7 同图5, 但为温度

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for temperature

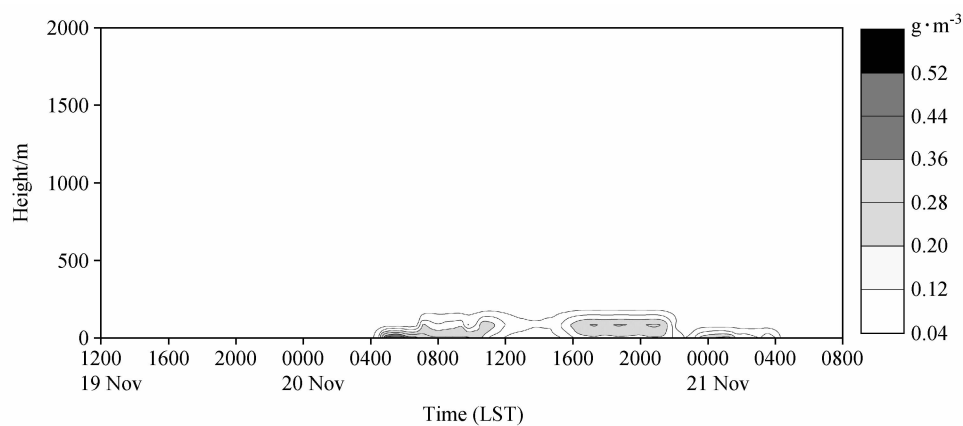


图8 同图5b, 但为敏感性实验1模拟

Fig. 8 Same as Fig. 5b, but simulated in sensitive experiment 1

敏感性实验3是在模式中去掉了长波辐射项, 但保留短波辐射项; 敏感性实验4是在模式中去掉了短波辐射项, 但保留长波辐射项。

去除长波辐射项后, 模式虽然也能够模拟雾的出现, 但雾出现的时间较控制实验推迟了近10 h才出现(控制实验出现雾的时间为11月19日

12时36分, 敏感实验3出现雾的时间为11月19日22时12分), 雾的强度与覆盖范围也减小了很多, 并且敏感性实验模拟的雾在11月20日11时左右基本消失, 比控制实验雾的维持时间也缩短了很多。图10a为去掉长波辐射项后模拟的11月20日10时24分的雾区分布图, 与控制实验模拟

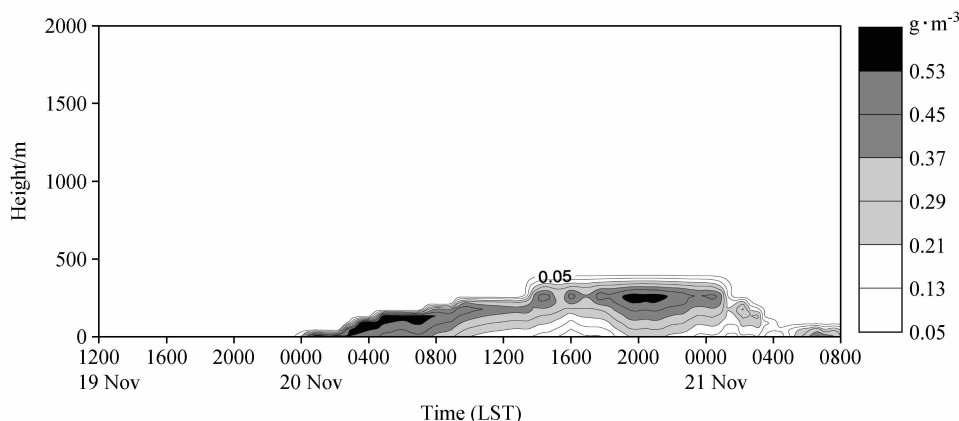


图9 敏感性实验2模拟的(39.8°N, 116.47°E)处11月19日12时~21日8时的从地面到2 km高度的单站液水含量的时间序列
Fig. 9 The simulated liquid water content from the surface to 2 km height at (39.8°N, 116.47°E) from 1200 LST 19 Nov to 0800 LST 21 Nov 2006 in sensitive experiment 2

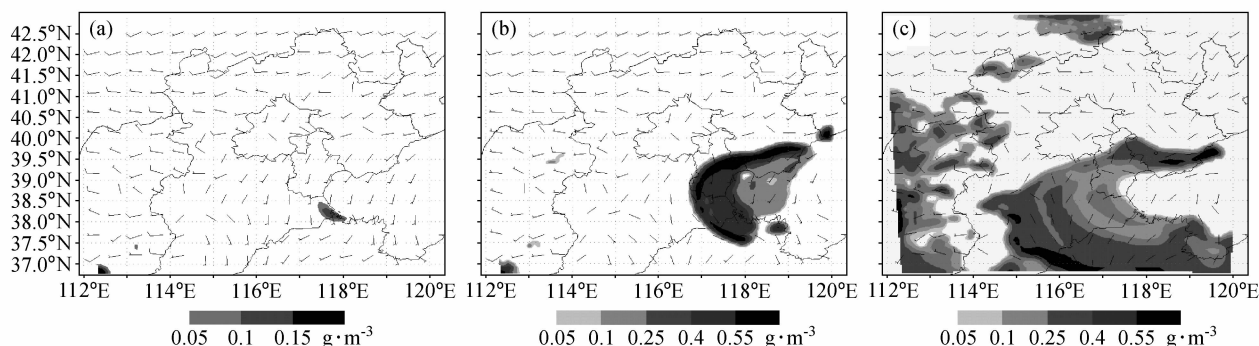


图10 模拟的2006年11月20日10时24分地面液态含水量分布:(a)敏感性实验3;(b)控制实验;(c)敏感性实验4
Fig. 10 The simulated liquid water content on the ground at 1024 LST on 20 Nov 2006: (a) Sensitive experiment 3; (b) control experiment; (c) sensitive experiment 4

的同时刻雾区分布图(图10b)比较可以看出,敏感性实验3模拟的雾区范围明显缩小。这说明由于没有地面长波辐射冷却直接导致没有贴地逆温层的形成,使近地面接近饱和空气很难发展成辐射雾,在敏感实验中去掉长波辐射后依然有雾的形成主要是由于连续几天大雾过程较复杂,此次过程虽然以辐射雾为主但同时存在平流雾、烟尘雾等其他因素的作用。

敏感性实验4模拟的雾的出现时间较控制实验提前了3 h(控制实验出现雾的时间为11月19日12时36分,敏感性实验3出现雾的时间为11月19日9时36分),模拟雾的强度与雾覆盖范围比控制实验也增加了很多,模拟雾的消散速度也明显比控制实验慢了很多。图10c为去掉短波辐射项后模拟的11月20日10时24分的雾区分布

图,与控制实验模拟的同时刻雾区分布图(图10b)比较可以看出,敏感性实验4模拟的雾区范围和雾的强度明显变大。这主要是由于地面不接受短波辐射,影响了地面升温,不能通过湍流将热量传给大气,雾滴也不会受热蒸发,所以导致雾的浓度偏高,雾滴消散也偏慢。这也可以看出太阳短波辐射是雾消散的主要因子。

6 结论

利用三维非静力中尺度气象模式MM5对北京地区一次辐射雾天气过程进行数值模拟,通过与极轨卫星云图以及十二通道辐射计观测比较可以看出,模式对此次雾的模拟是比较成功的,尤其是在雾区的分布位置、雾的高度以及雾的维持

时间等方面。

4 个敏感性数值实验探讨了云微物理过程、辐射项中短波辐射、长波辐射以及模式的垂直分辨率对辐射雾形成和发展的影响。从 4 个敏感性实验的模拟分析可以看出：

(1) 地面长波辐射冷却是辐射雾形成的主要机制，而太阳短波辐射则是辐射雾消散的主要原因。如果去除了长波辐射，辐射雾就很难形成；而去除了太阳短波辐射，辐射雾消散就要推迟很多。

(2) 增加模式的垂直分辨率以及选取更加详细的云微物理过程能使雾的模拟结果有明显改善。

参考文献 (References)

- Brown R. 1980. A numerical study of radiation fog with an explicit formulation of the microphysics [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (450): 781–802.
- Cotton W R, Anthes R A. 1993. 风暴动力学 [M]. 北京: 气象出版社, 331–342. Cotton W R, Anthes R A. 1993. *Storm and Cloud Dynamics* [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 331–342.
- 董剑希, 雷恒池, 胡朝霞, 等. 2006. 北京及其周边地区一次大雾的数值模拟及诊断分析 [J]. *气候与环境研究*, 11 (2): 175–184. Dong Jianxi, Lei Hengchi, Hu Zhaoxia, et al. 2006. Numerical simulation and diagnosis of a dense fog in Beijing and its penumbra [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 11 (2): 175–184.
- 樊琦, 王安宇, 范绍佳, 等. 2004. 珠江三角洲地区一次辐射雾的数值模拟研究 [J]. *气象科学*, 24 (6): 821–834. Fan Qi, Wang Anyu, Fan Shaojia, et al. 2004. Numerical simulation study of a radiation fog in the Pearl River delta regions [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 24 (6): 821–834.
- 李元平, 梁爱民, 张中锋, 等. 2007. 北京地区一次冬季平流雾过程的数值模拟分析 [J]. *云南大学学报*, 29 (2): 167–172. Li Yuanping, Liang Aiming, Zhang Zhongfeng, et al. 2007. Simulation and analysis of a winter advection fog in Beijing Area [J]. *Journal of Yunnan University (in Chinese)*, 29 (2): 167–172.
- Musson-Genon L. 1987. Numerical simulation of a fog event with a one-dimensional boundary layer model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (4): 592–607.
- Duynkerke P G. 1991. Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119 (2): 324–341.
- Turton J D, Brown R. 1987. A comparison of numerical model of radiation fog with detailed observation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113 (475): 37–54.