

地表湿度及粗糙度非均匀分布情况下 整体输送方法的初步研究

牛国跃 洪钟祥 孙菽芬

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

摘 要 利用一个裸土与 Pielke 中尺度边界层的耦合模式, 对大气环流模式网格尺度的地表湿度和粗糙度的非均匀分布情况下整体输送系数的平均方法进行了初步研究。首先估算了将单点陆面模式应用到大气环流模式的非均匀网格时所产生的误差, 并且构造了一种有效阻抗的平均方法, 与其他几种方法相比, 它可以更有效地消除这种误差。

关键词 非均匀陆面 大气环流模式网格尺度 有效阻抗 数值模拟

1 引言

在大气环流模式中地表水热通量的参数化中最常用的方法是整体空气动力学方法, 同时它对于大部分的边界层问题也相当重要。地表的动量及热通量决定了边界层湍流扩散的强度及稳定度, 也同时控制着平均风、温、湿度的变化。热量及水汽通量支配着边界层雾及云的形成。

整体空气动力学方法需要以有限的变量来确定地表输送系数, 它一般是粗糙度和稳定度的函数。它的确定基于近地层相似理论, 目前认为它存在以下三个方面的问题^[1]:

(1) 大多数模式中, 整体输送系数是通过确定热力粗糙度并假定地表温度为测定的地表辐射温度或者由地表能量收支计算而得的地表温度来估算的。然而, 近期的一些观测研究表明热力粗糙度有时极小, 甚至变得不可确定和预测, 而且对地表温度的计算方法也相当敏感。

(2) 数值模式中, 整体输送方法中的风速都是由运动方程预报的平均或网格平均的风速分量计算得到的。当矢量平均的风速变得很小时, 用这种矢量平均风速, 整体输送方法会过于低估通量。

(3) 大多数地表是非均匀的, 而网格平均通量通常是基于局地均匀流动的相似理论的整体输送公式来求的。

对于以上三方面问题的研究正在发展中, 对于第三个问题, 由于目前关于非均匀边界层的理论研究并不成熟, 但为了在大尺度模式中考虑陆面的非均匀效应, 人们采用了一些较为实用的办法。最简明的思路在非均匀下垫面上仍然保持整体输送关系, 对风矢量及温湿梯度进行平均, 从而把问题转化成整体交换系数的平均方法问题。这就是所谓

1996-04-26 收到, 1996-06-25 收到修改稿

• 本文得到国家自然科学基金49475244课题和49475259课题资助

的有效整体输送系数的求取问题, 由于整体输送系数与阻抗成反比关系, 因而这类问题也被称为“有效阻抗”的求取问题。

目前, 有些大气环流模式中已经引入了非均匀下垫面效应^[2,3]。一般利用“马赛克”方法^[2~5]来考虑地表状况非均匀水平分布对湍流通量参数化方案的影响。它的基本假定是每一种相同类型的“马赛克”可以线性地叠加。它最初用来参数化中尺度次网格非均匀下垫面分布, 只有当“马赛克”的大小小于 Rossby 变形半径时, 它才是合理的, 而当它大于 Rossby 变形半径时, 就会产生一类非经典的中尺度环流^[6], 而这时边界层内中尺度环流与湍流的相互作用就被忽略了。

同样, 有的大气环流模式中采用“动力统计学”方法。这类方法用概率密度函数(PDF)来描述大气环流模式次网格中地表的非均匀水平分布。同时它也被用来参数化大气环流模式中地表的次网格水文过程。“动力统计学”方法实质上与“马赛克”方法相同, 它只不过更加具体地给出了网格内非均匀地表的分布情况, 而且它增加了参数化的复杂度, 也增加了计算量。

“混合高度”的概念^[6,7]认为在非均匀下垫面上可以找到一个高度, 在这一高度之上可以认为边界层特性趋于均匀。它和有效粗糙度^[6,8]一起用来解释地表湍流参数化中非均匀下垫面的效应。在此基础上, Blyth 和 Dolman^[9]讨论了非均匀下垫面上感热与潜热的“有效阻抗”的问题。但这些工作都是在小尺度或中尺度(1~10 km)网格上进行的, 而通常大气环流模式的网格尺度在百公里的量级, 为了在大气环流模式网格尺度上, 下垫面非均匀分布的情况下, 仍然能够应用整体输送关系, 通过中尺度数值模拟的方法, 首先算出了当单点陆面模式用于非均匀陆面时所造成的误差, 而后将模式输出的中尺度模拟区域(相当于大气环流模式的一个网格)平均的通量作为“真值”与有效阻抗的不同求法得到的通量进行比较, 找到了一种较好的有效阻抗的参数化方法。

2 耦合模式简介

这个耦合模式包括一个中尺度模式和一个简化的土壤模式。

2.1 Pielke 中尺度模式简介

Pielke 中尺度模式最初建立于 70 年代中期^[10], 是一个地形坐标系下的准静力原始方程模式, 后由 Mahrer 和 Pielke, McNider 和 Pielke^[11]等人不断改进其计算方法和物理过程而发展成一个较为完善的对边界层的物理过程进行了详尽的参数化的中尺度模式。它的湍流参数化方案是: 白天不稳定条件下, 应用 O'Brien 提出的湍流交换廓线系数公式, 夜间采用 Blackadar 提出的一种局地交换系数公式。模式中对长波及短波辐射进行了较详尽的参数化^[11], 考虑了水汽和 CO₂ 对长波的吸收, 以及水汽和地形坡度对短波辐射的影响。后来由于研究陆面过程的需要, 引入一个陆面过程(以植被为主)的参数化方案, 并且采用一个所谓“马赛克”的方法^[4]以处理陆面非均匀性的影响。它被广泛地用来研究各种中尺度过程(如海陆风、山谷风以及植被风等)。

2.2 简化的沙漠裸土模式简介

这一模式的建立以土壤毛细管内局地平衡态的检验为基础, 首先简化了土壤内的某些物理过程, 建立了一个同时考虑液态水及气态水运动的 20 层模式, 在此基础

上, 利用一些简化技巧将其简化成一个三层模式。其基本方程如下

土壤含水量 θ 的控制方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_{\theta}}{\partial z}, \quad q_{\theta} = q_l + q_v. \quad (1)$$

上式中 q_{θ} 为水的总通量, 由液态水通量 q_l 和气态水通量 q_v 组成。

土壤温度 T 的控制方程

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z}, \quad q_h = q_{hc} + q_{hv}. \quad (2)$$

上式中 q_h 为热通量的总通量, 由热传导通量 q_{hc} 和气态水传输热通量 q_{hv} 组成。

原 Pielke 模式中用强迫-恢复方法对土壤的温度进行了求解, 而对土壤表层的湿度进行了参数化。在耦合模式中同时求解了土壤的温度和湿度, 并且同时考虑了土壤内液态水 and 气态水的运动对土壤湿度和地表通量计算的影响, 这样, 对于较干燥的土壤, 这种处理就更加合理。

3 有效阻抗的定义

一般可以应用运动尺度的分离, 对整体输送公式在大气环流模式次网格中的通量进行分离, 并且说明各项的意义及有效整体交换系数的意义。但从整体输送公式出发, 由于所得的交叉项太多, 使得问题过分复杂化。有效阻抗的概念实质上同有效整体交换系数相同, 是一种有效的平均技术, 应用这种技术就可以更加正确地估算区域平均的通量, 可以通过以下的一个简单变换说明这个问题。目前, 新一代的大气环流模式的陆面参数化方案中普遍应用阻尼法 (Fick 定律) 来确定地表通量。为了使问题简单, 可以考虑裸土上的感热通量交换公式为

$$H_i = \rho c_p (T_{si} - T_{ai}) / r_{ai}. \quad (3)$$

上述公式是指次网格上单块或单点上的感热通量公式, ρ 和 c_p 分别为空气密度和定压比热, H_i , r_{ai} , T_{si} 和 T_{ai} 分别为单块上的感热通量、空气动力学阻抗、地表温度和参考层上的空气温度。而单点上的任一变量可表示成面积平均值 ($\langle \rangle$) 和其距平值 (*) 的和:

$$\frac{1}{r_{ai}} = \left\langle \frac{1}{r_a} \right\rangle + \left(\frac{1}{r_{ai}} \right)^*, \quad T_{si} = \langle T_s \rangle + T_{si}^*, \quad T_{ai} = \langle T_a \rangle + T_{ai}^*. \quad (4)$$

将上式代入原通量公式 (3), 而后再进行面积平均后, 即有

$$\langle H \rangle = \left\langle \frac{1}{r_a} \right\rangle (\langle T_s \rangle - \langle T_a \rangle) \rho c_p + \left\langle \left(\frac{1}{r_{ai}} \right)^* (T_{si}^* - T_{ai}^*) \right\rangle \rho c_p, \quad (5)$$

上式中第二项即表示大气环流模式网格不可分辨的通量, 可记为 H^* 。为了在非均匀下垫面上能够保持原来的关系, 就可以引入有效阻抗 $r_{a,e}$ 的概念:

$$\langle H \rangle = \frac{1}{r_{a,e}} (\langle T_s \rangle - \langle T_a \rangle) \rho c_p = \left\langle \frac{1}{r_a} \right\rangle (\langle T_s \rangle - \langle T_a \rangle) \rho c_p + H^* \quad (6)$$

这样,有效阻抗 $r_{a,e}$ 就有如下的表达式

$$\frac{1}{r_{a,e}} = \left\langle \frac{1}{r_a} \right\rangle + \frac{H^*}{(\langle T_s \rangle - \langle T_a \rangle) \rho c_p} \quad (7)$$

从上式可以看出有效阻抗的实质是将次网格地表通量 H^* 对面积平均通量的影响考虑进来,而仍在非均匀陆面上保持 Fick 定律形式的阻抗。如果在均匀下垫面上 H^* 等于零,那么 $r_{a,e} = r_a$ 。

同样,我们可以定义次网格地表潜热通量为

$$L_e^* = \left\langle \left(\frac{1}{r_{ai} + r_{si}} \right)^* (h \cdot e_s^*(T_s))^* - e_a^* \right\rangle \frac{\rho c_p}{\gamma} \quad (8)$$

其中, e_s 为温度 T_s 下的饱和水汽压, e_a 为空气水汽压, h 为相对湿度。

由(6)式,定义有效的空气动力学阻抗及土壤表层蒸发阻抗为

$$r_{a,e} = \frac{(\langle T_s \rangle - \langle T_a \rangle)}{\langle H \rangle} \rho c_p, \quad r_{s,e} = \frac{(\langle h \cdot e_s(T_s) \rangle - e_a) \rho c_p}{\langle L_e \rangle} - r_{a,e} \quad (9)$$

上述定义中的 $\langle T_s \rangle$ 、 $\langle T_a \rangle$ 、 $\langle H \rangle$ 、 $\langle h \cdot e_s(T_s) \rangle$ 、 $\langle e_a \rangle$ 和 $\langle L_e \rangle$ 都是指大尺度模式(包括大气环流模式)网格面积上平均的值,因而,有效阻抗的引入可以将网格面积平均的温度差和湿度差与网格平均的水热通量之间建立联系。而在中尺度模式中,模拟的区域为大尺度模式的一个网格,因而,以上大尺度网格平均值即为中尺度模拟区域的平均值。

利用上述模式,可以算出次网格通量 H^* 和 L_e^* 的大小并分别与 $\langle 1/r_a \rangle (\langle T_s \rangle - \langle T_a \rangle) \rho c_p$ 和 $\langle 1/(r_a + r_s) \rangle (\langle h \cdot e_s(T_s) \rangle - \langle e_a \rangle) (\rho c_p / \gamma)$ 进行比较。同时对如下的有效阻抗参数化方法进行检验。

方法 1:

$$r_{a,e} = \langle r_{ai} \rangle, \quad r_{s,e} = \langle r_{si} \rangle, \quad (10)$$

方法 2:

$$r_{a,e} = \frac{1}{\langle 1/r_{ai} \rangle}, \quad r_{s,e} = \frac{1}{\langle 1/r_{si} \rangle}, \quad (11)$$

方法 3:

$$r_{a,e} = \frac{1}{2} (\langle r_{ai} \rangle + \frac{1}{\langle 1/r_{ai} \rangle}), \quad r_{s,e} = \frac{1}{2} (\langle r_{si} \rangle + \frac{1}{\langle 1/r_{si} \rangle}), \quad (12)$$

方法 4:

$$r_{a,e} = \frac{\sum H_i r_{ai}}{\sum H_i}, \quad r_{s,e} = \frac{\sum L_{e,i} r_{si}}{\sum L_{e,i}}, \quad (13)$$

方法 5:

$$r_{a,e} = \sum \ln^2 \frac{1}{z_{0i}^2} \frac{r_{ai}}{\sum \ln^2 (1/z_{0i}^2)}, \quad r_{s,e} = \frac{\sum (\exp \theta) r_{si}}{\sum \exp \theta} \quad (14)$$

在以上 5 种方法中, 第 4 种方法是以通量为权重做面积平均。因为一般情况下, 并不能事先知道通量的水平分布, 因此它不能作为一种方法而应用到大尺度模式中。但它可以提供一些启示即对于有效空气动力学阻抗 $r_{a,e}$ 感热大的块所起的作用大, 而对于有效土壤表层阻抗潜热大的块起主要作用 (在以后的分析中, 会发现方法 4 可以给出较好的结果)。我们知道感热较敏感的参数为粗糙度 z_0 , 而潜热最敏感的参数是地表湿度 θ , 于是我们构造出方法 5 的形式。它的意义是对于有效空气动力学阻抗 $r_{a,e}$ 较粗糙的非均匀块起的作用大, 而对于有效土壤表层蒸发阻抗 $r_{s,e}$ 而言较湿润的非均匀块起的作用较大。

4 结果分析

利用 Pielke 与裸土的耦合模式进行二维模拟试验, 首先对次网格地表通量的大小进行了估算。模式模拟区域是 180 km, $\Delta x = 3$ km, 共 60 个格点。为了说明次网格通量的大小, 可以设计湿度与粗糙度不同的非均匀块。

图 1 是三个块 (每个块的大小为 60 km) 的结果, 中间的湿块上, $\theta = 0.395$ (为沙土的饱和值), 粗糙度为 $z_0 = 0.005$ (m), 在两侧的干块上 $\theta = 0.02$, $z_0 = 0.1$ m, 图 1a 为模拟区域平均通量的日变化, 由于干块占有 2/3 的面积, 故感热值 H_s 要大于潜热值; 图 1b 为 12 时通量的水平分布, 在中间的湿块上潜热大于干块上的值, 而感热在

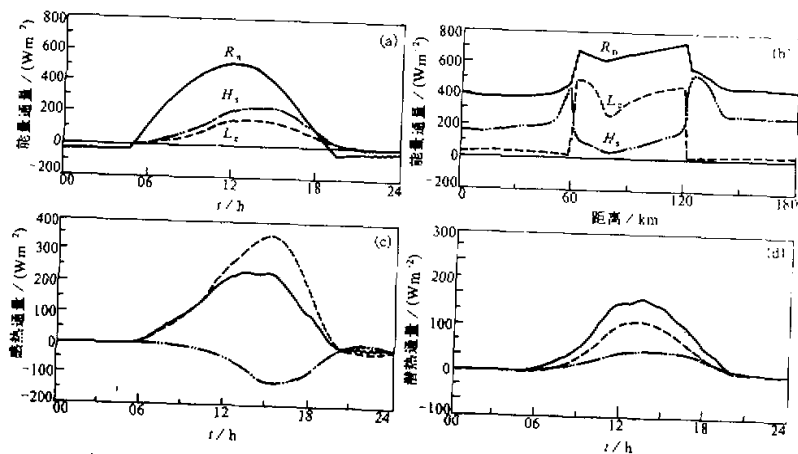


图 1 (a) 模拟的净辐射 (R_n)、感热 (H_s) 和潜热 (L_e) 通量的日变化;

(b) 中午 12 时, R_n 、 L_e 和 H_s 的水平分布;

(c) 虚线为 $\langle 1/r_a \rangle \langle T_s - T_a \rangle \rho c_p$, 点线为次网格通量 H^* , 实线为两者的和 (“真值”);

(d) 虚线为 $\langle 1/(r_s + r_a) \rangle \langle h - e_s(T_s) \rangle \rho c_p / \gamma$, 点线为次网格通量 L_e^* , 实线为两者的和 (“真值”)

干块上要大于湿块。图 1c 为面积平均的感热通量 $\langle H \rangle$ ((6)式左侧)与次网格通量 H^* ((6)式右侧第二项)和 $\langle 1/r_s \rangle (\langle T_s \rangle - \langle T_a \rangle) \rho c_p$ 通量 ((6)式右侧第一项)的比较。图 1d 为潜热通量的比较。两个图中, 点线是次网格地表通量, 次网格通量在总通量 (即面积平均通量) 中占 20%~30%, 意思是如果在大尺度模式中忽略次网格通量的影响, 或者说如果在大气环流模式中不考虑大气环流模式次网格中的非均匀陆面分布, 而将点上的研究结果直接应用到大气环流模式中, 即使单点的陆面过程模式设计得如何完美, 也将会引起严重的误差。我们还对 14 块和 6 块的情形进行了计算, 这两种情况都是干、湿块各占 50%, 因而面积平均的感热和潜热通量具有大致相同的数值。6 块的情形相当于 14 块的干、湿块重新调整组合后的结果。比较两者发现, 次网格通量或者说造成的误差对干、湿块的调整或组合并不十分敏感, 误差范围仍保持 20%~30%。

对上述通量计算造成的误差可以通过有效阻抗的引入而缩小。对三种情形下 5 种有效阻抗的方法进行了对比研究。

情形 1: 2 个干块上: 土壤含水量 $\theta = 0.02$, $z_0 = 0.1$ m。2 个湿块上: 土壤含水量 $\theta = 0.395$, $z_0 = 0.005$ m。

情形 2: 1 个干块上: $\theta = 0.05$, $z_0 = 0.005$ m。2 个湿块上: $\theta = 0.35$, $z_0 = 0.1$ m。

情形 3: 1 个干块上: $\theta = 0.15$, $z_0 = 0.1$ m。2 个湿块上: $\theta = 0.30$, $z_0 = 0.005$ m。

图 2 是情形 1 的结果, 因为湿块占 1/3 的面积, 故模式输出的面积平均潜热通量较感热通量小。方法 1 和方法 2 相当于简单的面积权重平均。从图 2 上可以看出, 用这两种方法会过于低估或高估通量, 如果采取两者平均的第 3 种方法会有所改进。采取方法 4 可以给出与模式输出通量相当接近的结果, 尤其感热通量的结果更好。可以认为方法 4 是 5 种方法中最好的。但正如前面讲到的, 由于在实际应用中, 并不能事先知道通

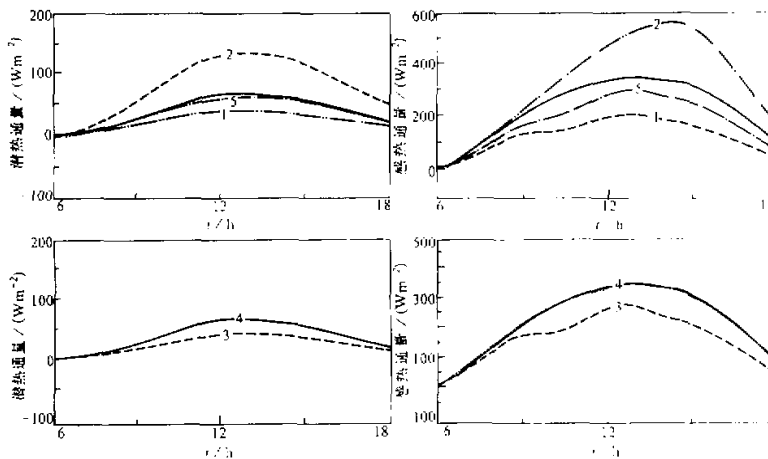


图 2 情形 1 的计算结果

实线为模式计算的模拟区域平均的通量(“真值”);

线上数字 1、2、3、4、5 分别代表有效阻抗的不同方法 1、2、3、4、5 计算得到的通量结果

量在大气环流模式网格内的水平分布,因而这种方法是不能被直接应用的。而我们构造的第 5 种方法体现了方法 4 的思想,因此方法 5 可以近似地接近模式输出的“真值”。情形 2 和情形 3 的计算结果由于干、湿块的湿度差异在缩小,方法 5 就更加接近“真值”。

5 结论与讨论

目前,几乎所有的大气环流模式都引入了复杂程度不等的陆面过程模式,有的考虑了大气环流模式网格内陆面特征分布的非均匀效应,但大都是线性平均特征参数。本工作通过以上分析表明:

(1) 如果将单点的陆面模式直接应用于大气环流模式网格内非均匀分布的陆面时,即使陆面模式设计得如何完美,也会造成一定的误差。

(2) 对于分别与地表粗糙度和地表湿度成非线性关系的空气动力学阻抗和土壤表层蒸发阻抗,用简单的线性平均(方法 1 和方法 2)仍会造成一定的误差,而且这种误差对非均匀块的调整和组合并不敏感。

(3) 本文构造的方法 5 可以在一定程度上消除以上误差。可望在大气环流模式中得到应用,但需要更高分辨率的下垫面分类资料和土壤湿度资料。

参 考 文 献

- 1 Mahrt, L., 1987, Grid-averaged surface fluxes, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1550~1560.
- 2 Ducondre, N. I., K. Laval and Perrier, 1993, SECHIBA: A new set of parameterizations of hydrologic exchanges at the land atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model, *J. Climate*, **6**, 348~373.
- 3 Wetzel, P. J. and A. Boone, 1995, A parameterization for land atmosphere-cloud exchange (PLACE): documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land, *J. Climate*, **8**, 1810~1837.
- 4 Avissar and R. A. Pielke, 1989, A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2113~2136.
- 5 Koster, R. D. and M. J. Suarez, 1992, A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations, *J. Climate*, **5**, 1379~1390.
- 6 Garratt, J. R., 1992, *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 268~270.
- 7 Claussen, M., 1991, Estimation of areally-averaged surface fluxes, *Boundary-Layer Meteor.*, **54**, 387~410.
- 8 Mason, P. J., 1988, The formation of area-averaged roughness lengths, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 399~420.
- 9 Blyth, E. M., A. J. Dolman and N. Wood, 1993, Effective resistance to sensible and latent heat flux in heterogeneous terrain, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 423~442.
- 10 Pielke, R. A., 1974, A three-dimensional model of the sea breezes over south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115~119.
- 11 Pielke, R. A., 1984, *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, New York.

A Preliminary Study on Bulk Aerodynamic Method over Soil Moisture and Roughness Heterogeneous Land Surface

Niu Guoyue, Hong Zhongxiang and Sun Shufen

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract In this paper, the averaging method of bulk conductance in the case of heterogeneous soil moisture and surface roughness has been preliminarily studied with model coupling the Pielke mesoscale model with a bare-soil model considering the liquid and vapor phase water movement in soil, which has the advantage in simulating the water movement within drier soil. At first, errors are estimated using "big leaf" land surface model to heterogeneous GCMs grid. Then an averaging method called "effective resistance" method has been proposed to eliminate the error, it is more effective than other four kinds of methods.

Key words heterogeneous land surface GCMs grid-scale effective resistance numerical simulation