

沙漠绿洲非均匀分布引起的 中尺度通量的数值模拟*

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 为了研究大气环流模式次网格中尺度通量的参数化问题, 本文发展了一个 Pielke 中尺度边界层与陆面过程的耦合模式, 陆面过程模式中包括一个简单植被水热传输模式及一个裸土沙漠模式。利用这一耦合模式, 对黑河试验区中沙漠和绿洲这种典型的非均匀下垫面进行了模拟, 20 多个数值试验的模拟结果表明: (1) 中尺度通量在特定的情况下具有和湍流通量相当的重要性, 因此, 大尺度模式中对中尺度通量的参数化是十分必要的。(2) 对于中尺度通量的发展存在一个明显的最优尺度和最优块数, 即当绿洲尺度为 60 km, 3 块时, 中尺度通量最大。而且当块数增加到一定数目时, 可以忽略非均匀效应。(3) 背景风速的增大可以使中尺度通量减小; 粗糙度的试验说明非均匀块之间的热力差异的减小可使中尺度通量非线性地减小。

关键词 大气环流模式次网格运动 非均匀陆面分布 中尺度通量 数值模拟

1 引言

全球气候变化研究中的不确定性之一就是与区域及全球气候相耦合的水文及生态等陆面过程及其反馈作用。这一问题及与之有关的一些问题日益引起人们的普遍重视, 因此相应地开展了一系列的陆面过程试验。与上述不确定性相关的一个基本问题就是如何定量地描述区域及全球气候相互作用中的局地效应, 即区域的水文生态过程和人类系统对全球变化的响应, 以及区域过程对全球气候的影响。

区域性气候同时由大尺度过程如全球气候变化与局地的强迫作用共同控制。目前主要有两种方法对这一问题进行研究: (1) 统计方法^[1], 这种方法将区域气候与大尺度流场建立联系; (2) 耦合方法^[2,3], 用区域气候模式与大气环流模式进行耦合。统计方法计算经济但不能清晰地描述局地效应, 另外它很难把大气过程与区域水文生态过程进行耦合, 比较而言, 耦合方法可以包含局地效应, 并可以耦合陆面水文生态过程, 但计算费用相当昂贵。最终, 两种方法都取决于大气环流模式输出的大尺度流场的质量。

区域水文生态过程包括两种明确的尺度: 大尺度土地利用的变化 (如热带地区的森林破坏、副热带地区的沙漠化) 和中小尺度的地表状况的改变。许多学者对大尺度土地利用对全球气候的影响进行了研究, Dickinson^[4]综述了近期的一些研究工作。中尺度与小尺度地表状况的改变对全球或区域性气候的影响, 主要是通过研究大气环流模式次

1996-04-26 收到, 1996-07-04 收到修改稿

* 本文得到国家自然科学基金和青藏高原地区系统物理过程观测和理论研究 (攀登 B) 项目部分资助

网格内地表状况差异引起的中尺度环流现象从而对其进行参数化的。

将中尺度和小尺度(湍流)过程尺度上升到大尺度模式(包括大气环流模式)的网格尺度就必须对中小尺度过程进行合理的参数化。为了描述次网格尺度运动的贡献,可以把大尺度模式变量 Φ 中不可分辨的次网格扰动分解成两部分:中尺度部分 Φ' 和湍流部分 Φ'' ^[5]。这样,大尺度模式网格平均($\{\}$)的垂直通量可以分解成

$$\{W\Phi\} = \{W'\Phi'\} + (\{W'\Phi''\} + \{W''\Phi'\}) + \{W''\Phi''\}, \quad (1)$$

上式右侧第一项代表地表热力差异引起的中尺度环流的贡献,第二项代表中尺度运动与湍流之间的相互作用的贡献;第三项代表小尺度(湍流)的贡献。根据 Reynolds 假定^[6]第二项等于零。这样方程(1)可简化成:

$$\{W\Phi\} = \{W'\Phi'\} + \{W''\Phi''\}. \quad (2)$$

这样在中尺度模式中就成为可分辨部分, Φ'' 代表中尺度次网格的湍流运动。

因为大多数大气环流模式都假定其网格内下垫面水平均匀,而且所用到的湍流参数化方案(整体输送方案)也都依赖于均匀下垫面上边界层理论的研究成果(如 Monin-Obukhov 相似理论),这种方法对网格平均通量和网格平均变量梯度之间的关系描述得很不精确。而且大多数的大气环流模式没有考虑中尺度通量。因此,(2)式中中尺度通量 $\{W'\Phi'\}$ 及湍流通量 $\{W''\Phi''\}$ 成为目前大气环流模式次网格非均匀下垫面参数化中的两类问题:一是中尺度通量 $\{W'\Phi'\}$ 的大小的估计,并进而进行参数化;二是小尺度通量 $\{W''\Phi''\}$ 在非均匀下垫面上的改进,即有效整体输送系数的求取问题。

对第一个问题的研究是近两年开展起来的^[7~10],一般利用中尺度模式(或 RAMS 或 Pielke)对中尺度通量 $\{W'\Phi'\}$ 随不同的下垫面类型分布及土壤湿度差异、背景风速等的变化进行了模拟,并利用模式资料进行了量纲分析,得到了中尺度通量的一些相似规律。但主要问题是没有观测资料的支持,甚至连中尺度通量在实际情况下的大小都不清楚。

在甘肃省黑河流域进行的中日合作的大型陆面试验^[11](HEIFE)的试验区内包含了沙漠、戈壁和绿洲等典型的非均匀的下垫面,人们^[12~15]发现这种典型的非均匀下垫面可以引起的一类非经典中尺度环流。为了研究这类中尺度环流在气候研究和模拟中的意义和参数化方法,发展了一个 Pielke 中尺度边界层与陆面过程的耦合模式,陆面过程模式中包括一个简单植被水热传输模式及一个裸土模式。并且设计了 20 余个数值试验,包括非均匀块数、非均匀尺度、背景风速和粗糙度等四类,试图找出它们和中尺度通量间的基本变化关系。

2 耦合模式简介

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^[6],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^[6]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^[6], 考虑了水汽和 CO_2 对长波的吸收, 以及水汽和地形坡度对短波辐射的影响。后来由于陆面过程研究的需要, 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 陆面过程模式简介

在陆面过程的参数化中采用一个简单植被模式^[17]和一个简化的沙漠裸土模式。

2.2.1 简单植被模式简介

这个模式采用了 SIB 模式的物理框架, 简化了其中的某些物理过程, 并同时加进植被密度对湍流交换过程的影响, 用 HEIFE 试验区內临泽和张掖二绿洲站的观测数据进行了验证。

2.2.2 简化的沙漠裸土模式简介

这一模式的建立以土壤孔隙內局地平衡态的检验为基础, 首先简化了土壤內的某些物理过程, 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 控制方程为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_{\theta}}{\partial z}, \quad q_{\theta} = q_l + q_v, \quad (3)$$

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 的控制方程为

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z}, \quad q_h = q_{hc} + q_{hv}. \quad (4)$$

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, 而且没有考虑植被的作用。在耦合模式中同时求解了土壤的温度和湿度, 并且考虑了土壤內液态水和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, 并且加入植被蒸腾作用的效应。

3 试验设计

为了估算水平非均匀热力作用对中尺度通量的影响, 设计适当的数值试验是必须的。为了不失真性, 我们以黑河试验区中典型的非均匀下垫面沙漠和绿洲为基本单元, 沙漠与绿洲的参数列于表 1 和表 2, 模拟区域为 180 km, 格距为 3 km, 共 60 个网格。假定南北向是均匀分布, 而东西是非均匀分布, 因此只需用 Pielke 模式在东西向上做二维试验。在所有的试验中, 采用相同的初始温湿廓线 (表 3 所示), 共设计了下述四类试验。

3.1 非均匀块数

在这类试验中共包括 6 个试验, 第一个试验作为一个控制试验可与其他三类试验的结果进行比较, 而且为了与湍流通量的大小进行比较, 采用一个非局地闭合的一维边界

表 1 绿洲参数

植被	土壤 (壤土)		
植被覆盖度 σ_v	0.90	饱和水势 ψ_s	-0.478
叶面指数 LAI	5.0	饱和含水量 θ_s	0.451
最小叶孔阻抗 R_{smin}	50 (s/m)	田间持水力 W_{fc}	0.532
反照度 α_r	0.16	饱和传导系数 K_{vs}	7.0×10^{-6} (m s ⁻¹)
植被高度 H	1.5m	特征参数 B	5.39
		凋萎点 ψ_{wilt}	0.333
		表层湿度 w_1	0.30
		第二层湿度 w_2	0.45
		粗糙度 z_g	0.03 (m)

表 2 沙漠参数

沙漠	参数值
饱和含水量 θ_s	0.395
田间持水量 W_{fc}	0.342
干土热容量 C_{sol}	1.28×10^6 (J m ⁻¹)
饱和水势 ψ_s	0.121
特征参数 B	4.05
饱和传导系数 K_{vs}	176×10^{-6} (m s ⁻¹)
反照度 α_r	为表层湿度的函数
初始含水量 θ	0.04
粗糙度 z_g	0.03 (m)

表 3 数值试验的初始温湿廓线

高度 / m	位温 / K	湿度 / (g / kg)	高度 / m	位温 / K	湿度 / (g / kg)	高度 / m	位温 / K	湿度 / (g / kg)
2	290	8.0	400	292.8	8.0	3000	307.0	1.0
5	290	8.0	600	293.2	8.0	3500	308.4	0.5
15	291.2	8.0	800	294.0	6.0	4000	310.6	0.5
30	291.4	8.0	1000	295.5	4.0	4500	312.7	0.5
60	291.6	8.0	1500	298.0	2.0	6500	325.9	0.5
100	291.8	8.0	2000	302.1	1.5	9000	335.0	0.5
200	292.4	8.0	2500	304.0	1.5	11000	346.3	0.5

层与裸土耦合模式对土壤极干和土壤饱和两类情形进行模拟, 给出了边界层内的湍流通量 (温度与湿度通量), 以便和中尺度通量进行比较。

试验 1: 3 块, 中间为绿洲两侧为沙漠, 每个块为 60 km; 试验 2: 2 块, 一侧为绿洲, 另一侧为沙漠, 每个块为 90 km; 试验 3: 4 块, 每个块为 40 km, 2 块沙漠, 2 块绿洲; 试验 4: 6 块, 每个块为 30 km, 2 块沙漠, 2 块绿洲; 试验 5: 12 块, 每个块为 15 km, 6 块沙漠, 6 块绿洲; 试验 6: 20 块, 每个块为 9 km, 10 块沙漠, 10 块绿洲。

3.2 非均匀块长

这类试验是保持非均匀块数不变, 仍是三块, 绿洲位于中间而两侧为沙漠, 而只改变绿洲的尺度, 因包括试验 1 的控制试验一共设计了如下六个试验:

试验 1: 绿洲尺度为 60 km; 试验 7: 绿洲尺度为 120 km; 试验 8: 绿洲尺度为 90 km; 试验 9: 绿洲尺度为 30 km; 试验 10: 绿洲尺度为 15 km; 试验 11: 绿洲尺度为 9 km。

3.3 背景风速

这类试验的目的主要是考查大尺度背景风场对非均匀陆面分布引起的中尺度通量的影响, 包括试验 1 的控制试验共有五个试验:

试验 1: 背景风速为 0.5 m/s; 试验 12: 背景风速为 2 m/s; 试验 13: 背景风速为 4 m/s; 试验 14: 背景风速为 6 m/s; 试验 15: 背景风速为 8 m/s。

3.4 沙漠粗糙度影响的试验

因为中尺度环流的强度 (指非均匀下垫面分布引发的水平风速及垂直速度大小) 在一定程度上取决于绿洲和沙漠下垫面热力差异的大小。在以上的试验中, 绿洲下垫面上仍然保持对它上面的大气的加热 (感热为 100 W m^{-2} 左右), 而沙漠上感热通量为 400

$W m^{-2}$ 以上,正是由于这个热力场的差异才可以产生如上的中尺度环流。沙漠地区感热通量较敏感的参数之一是地表粗糙度,因此,可以通过改变沙漠的粗糙度而改变其感热通量,以考查沙漠绿洲之间热力差异强度,即非均匀强度对中尺度环流及其通量的影响。包括试验1共四个试验:

试验1:粗糙度 $Z_0=0.1$;试验16:粗糙度 $Z_0=0.05$;试验17:粗糙度 $Z_0=0.01$;试验18:粗糙度 $Z_0=0.005$ 。

4 结果分析

4.1 中尺度通量与湍流通量的相对重要性

图1显示了控制试验即试验1中16时的位温(图1a)、比湿(图1b)、垂直速度(图1c)和水平风速场(图1d)以及下垫面的净辐射通量(R_0)、蒸散通量 L_e (图1e)和感热通量(H_s)(图1f)的水平分布。由于绿洲沙漠下垫面反照率不同,所接受的净辐射通量也就有所不同,而且由于其热力性质的不同,净辐射通量在潜热和感热之间的分配特征也截然不同,在绿洲上以潜热为主,而在沙漠上以感热为主。由于下垫面热力场的不同产生了绿洲上下沉、沙漠上升;绿洲低空辐散、高空辐合的环流结构(图1c和d)。并且产生了绿洲与沙漠间的温湿差异(图1a和b)。在大气环流模式网格中,这种中尺度环流结构,大气环流模式是不能分辨的,但它可以通过这种环流从边界层向自由大气输送热量和水汽,与不可分辨的湍流运动相似,被参数化成通量的形式,通常被称为中尺度通量。

在边界层下部的绿洲区域位温低于其两侧的沙漠,因而它相对于面积平均的位温距平值 θ' 为负值,而沙漠区域 $\theta'>0$ 。由于在绿洲上空是下沉气流($W'<0$),在沙漠区域 $W'>0$ 。因而相应的中尺度通量 $\{W'\theta'\}$ 在边界层低层为正值;而在边界层顶绿洲区域 $\theta'>0$, $W'<0$;沙漠区域 $\theta'<0$, $W'>0$ 。因而中尺度通量 $\{W'\theta'\}$ 则为负值。与控制试验对应的中尺度感热通量廓线见图2a。从湿度场看,在边界层低层,绿洲区域相对面积平均的比湿的距平值为正值 $q'>0$,而 $W'<0$;在沙漠区域 $q'<0$, $W'>0$ 。因此在边界层低层的中尺度潜热通量 $\{W'q'\}<0$ 。而在边界层顶部,绿洲区域 $q'<0$, $W'<0$ 沙漠区域 $q'>0$, $W'<0$,这样边界层顶部的中尺度通量 $\{W'q'\}>0$ 。相应的中尺度潜热通量的廓线见图2b。

为了将上述的中尺度感热及潜热通量与边界层内的湍流通量廓线比较,用一个裸土与非局地闭合的边界层耦合模式算出了土壤极干(土壤含水量 $\theta=0.02$)时的感热通量廓线(见图2c)及在土壤饱和(土壤含水量 $\theta=0.395$)时潜热通量廓线(表示在图2d中)。通过图2a与图2c的比较来看,在500m以下湍流感热通量要大于中尺度感热能量,而在500m以上中尺度通量具有和湍流通量相同的量级甚至超过湍流通量。图2b与图2d比较而言,中尺度潜热通量在低层(500m以下)为较小的负值,而且远小于湍流通量。但在边界层顶,其作用要相当于湍流通量甚至超过湍流通量,不仅如此,在边界层顶以上,湍流能量已等于零,而中尺度通量的作用可以达到1500m甚至更高的区域。由此看来,中尺度的潜热与感热通量具有和湍流通量相同的量级,因而在大尺度

模式中如果忽略其作用,可能会导致较大的误差。

4.2 非均匀块数对中尺度通量的影响

以上分析了控制试验的中尺度通量与湍流通量的相对重要性。控制试验是 3 块的情

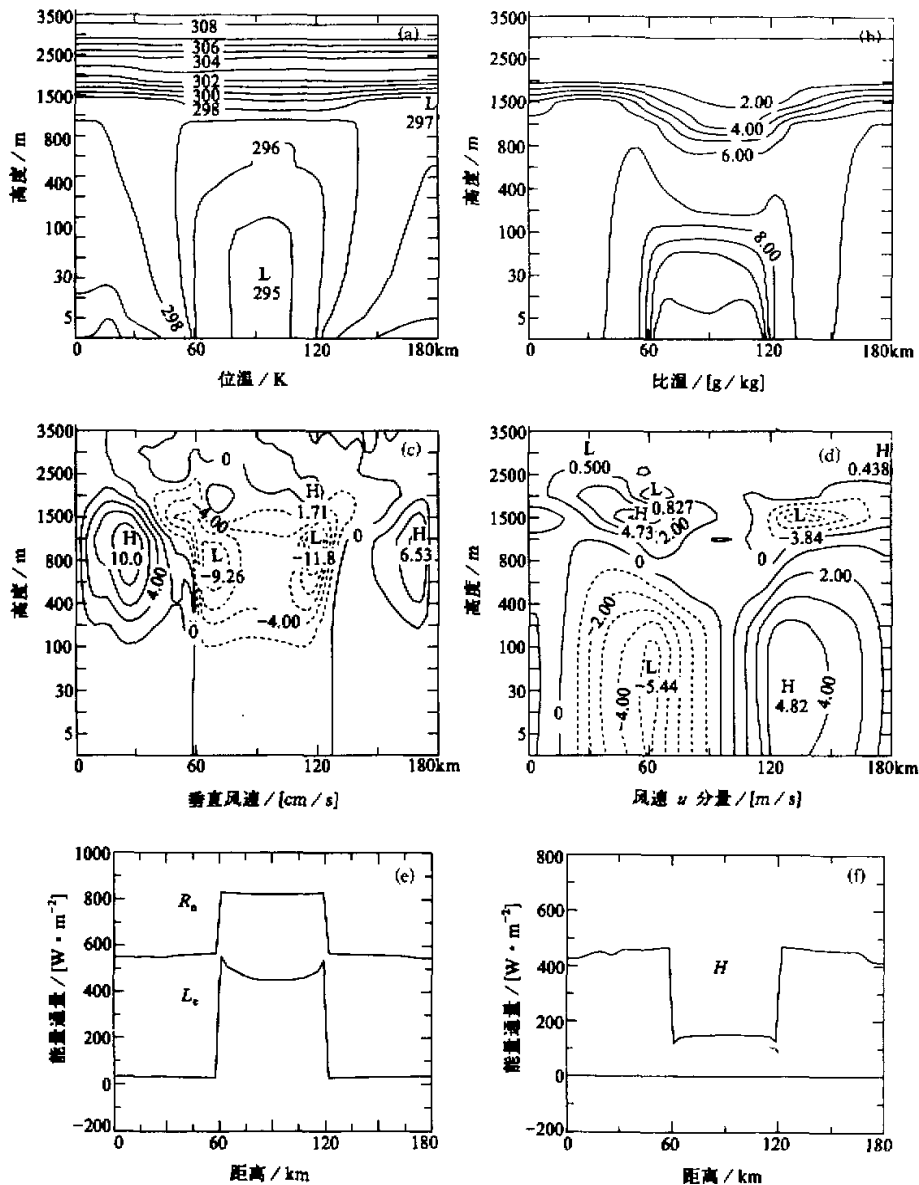


图 1 3 块 16 时边界层的温湿结构[(a)和(b)], 环流结构[(c)和(d)]及 12 时下垫面能量收支的水平分布 (R_n : 净辐射; L_e : 潜热; H : 感热) [(e)和(f)]

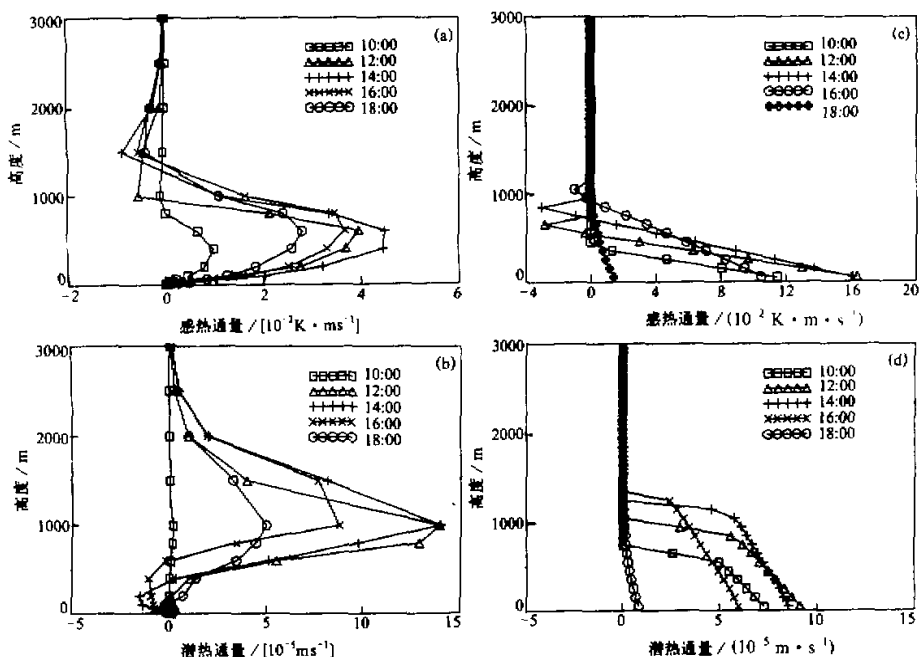


图2 中尺度通量和涡流通量的比较

(a)和(b)分别为中尺度感热通量和潜热通量, (c)和(d)分别为涡流感热通量和潜热通量

况, 通过块数试验知道在大气环流模式网格中当非均匀块数为多少时非均匀效应可以忽略, 并且找出非均匀块数对中尺度通量影响的规律。从2块, 3块, 4块到6块环流结构的数目逐渐增加, 垂直速度逐渐增大, 但温湿的水平差异却逐渐减小。因为中尺度通量的大小不能仅凭垂直速度的水平差异而定, 因此, 必须综合温湿的水平差异才能比较中尺度通量的大小。到12块及20块, 环流逐渐减弱, 温湿的水平差异也相对减弱。

为了更加明确地发现中尺度通量的日变化特征及其与非均匀块数之间的关系, 我们将其作如下处理^[7,8]。

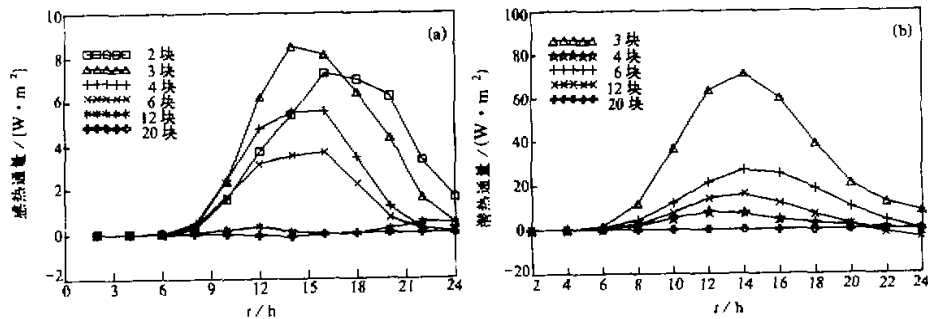


图3 非均匀块数试验的中尺度感热通量(a)和潜热通量(b)的日变化

$$\{W'\psi'\}_z = \frac{1}{Z} \sum_{k=1}^N \{W'\psi'\}_k \Delta z_k, \quad (5)$$

上式左侧表示中尺度通量的垂直平均, $\{W'\psi'\}_k$ 表示垂直第 k 层上的中尺度通量, Δz_k 是第 k 层的厚度, Z 是平均的总厚度 ($Z = \sum_{k=1}^K \Delta z_k$). 由前面的分析发现中尺度通量在 4000 m 以上近乎为零, 取 $Z = 4000$ m. 相应的结果表示在图 3 中, 从图 3a 中可以发现, 感热通量的日变化特征是: 它要比湍流通量滞后 2~3 小时, 在 14 时或 16 时达到最大值, 2 块情形更加滞后. 除 2 块情况外, 中尺度感热通量随块数的增加而逐渐减小. 2 块的情形要比 3 块的略小. 这说明存在一个中尺度通量发生的最优块数. 图 3b 中, 潜热通量除 4 块情况外, 从 3 块到 20 块逐渐减小. 4 块情形可以说明在这种变化中的非线性, 也说明问题的复杂性, 以后进行更加大量的试验是必要的.

4.3 绿洲尺度对中尺度通量的影响

在这类中尺度环流中, 非均匀热力块中干块即沙漠的作用起着主导作用. 因而问题的一般提法是指干块的尺度. 相应的中尺度通量的分析结果见图 4. 图 4a 和 c 表示感热中尺度通量的日变化随绿洲尺度大小的变化, 可以看出存在一个中尺度通量发生和发展的最优尺度即绿洲尺度为 60 km 时的情形. 而对于小于或大于其尺度的情形, 通量在逐渐减小, 这说明从两个方向逐渐趋于均匀. 这一结果与其他数值试验结果和理论分析结果比较一致^[18]. 他们的理论分析指出: 最有利于中尺度环流发展的干块尺度相当于局地 Rossby 变形半径 (与边界层高度和时间有关, 大概为 80~130 km). 而在我们

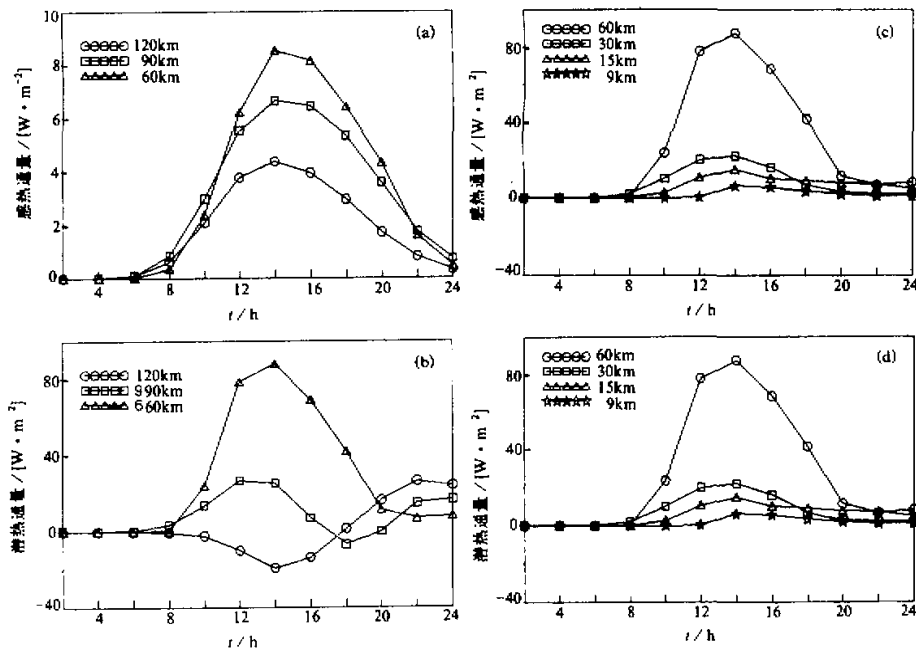


图 4 绿洲尺度试验感热[(a)和(c)]及潜热[(b)和(d)]中尺度通量的日变化

的试验中绿洲尺度为 60 km 时, 干块的尺度是 120 km。

图 4b 和 d 的中尺度潜热通量和绿洲尺度的关系, 与中尺度感热通量大致相同, 即仍然是绿洲尺度为 60 km 时为最大。当尺度变大时逐渐减少, 至 120 km 时甚至出现负值。当尺度变小时也在逐渐减小。

4.4 背景风速场和粗糙度对中尺度通量的影响

与背景风速场相应的中尺度通量变化表示在图 5a 和 d 中, 很容易发现中尺度通量随风速的增大而非线性地减小。

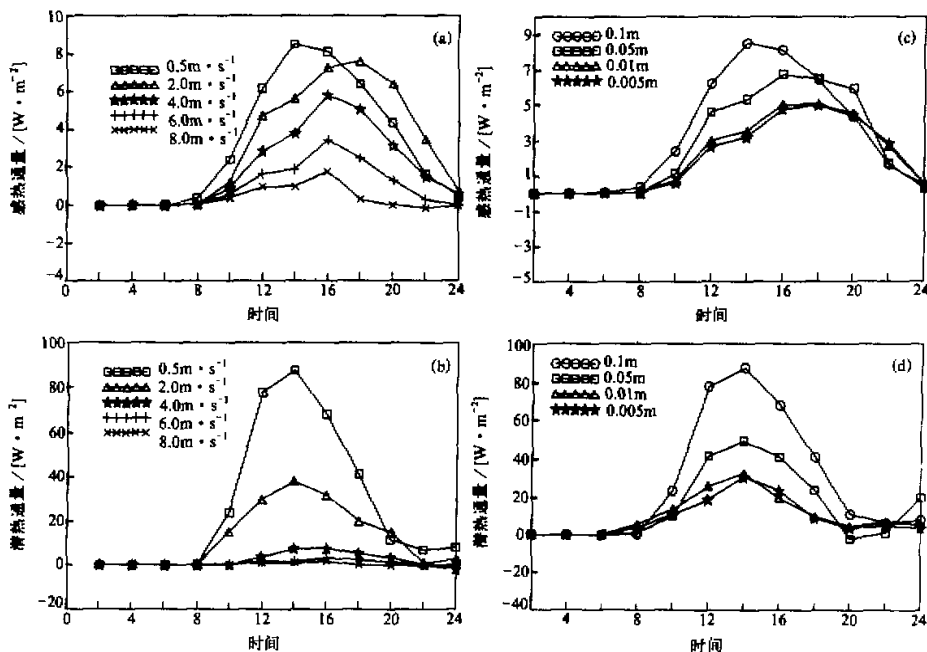


图 5 背景风速试验的感热(a)和潜热(b)及粗糙度试验的感热(c)和潜热(d)中尺度通量的日变化

沙漠上粗糙度的变化直接影响地表感热通量的变化, 随着粗糙度的减小, 沙漠与绿洲间的热力差异也逐渐地减小。沙漠上热对流的强度也逐渐减弱。因而相应的中尺度通量(图 5c 和 5d)也相应地减小。但这种变化是非线性的, 粗糙度为 0.01 m 与 0.005 m 之间的差异要比 0.1 m 与 0.05 m 之间的差异小得多。

5 结论与讨论

(1) 中尺度通量在特定情况下具有和湍流通量相当的重要性, 因此大尺度模式中对中尺度通量的参数化是必要的。

(2) 在块数和非均匀块大小的试验中, 可以发现对于中尺度通量的发生和发展存在一个明显的最优尺度和最优块数, 即当绿洲尺度为 60 km (干块尺度为 120 km)、块数

为 3 时, 中尺度通量最大。而且当块数增加到一定数目时, 可以忽略非均匀效应。

(3) 背景风速的增大可以使中尺度通量减小; 粗糙度的试验说明非均匀块之间热力差异的减小, 可使中尺度通量非线性地减小。

以上的研究是初步的, 因为影响这类中尺度环流的因素还很多, 如初始的湿湿垂直廓线, 科里奥利参数 f (纬度的变化)、季节 (太阳辐射) 的变化等, 这需要用中尺度数值模式进行大量的试验。而后在这些试验的基础上, 总结出中尺度通量随这些参数的变化规律。这些试验的最终目标是将中尺度通量参数化, 直接应用于大尺度的数值模式 (包括大气环流模式) 中。因而在这种意义上讲, 本文的研究与最终目标相距还较远。最新的研究表明, 以中尺度数值试验数据为基础的量纲分析, 发展中尺度通量与湍流通量共同的相似性理论是一条可行的思路。同时有的研究者认为可以在地表湍流整体输送公式中引入次网格非均匀风矢量及自由对流风矢量。这不仅可以解决地表湍流整体参数化公式在小风情形下的应用问题, 还可以将中尺度通量的效应引进来。因为在小风情况下, 中尺度通量的作用较突出, 而在大的背景风速条件下, 中尺度通量变得很小, 地表湍流整体参数化方案中也就不必进行修正。

当然, 地形作用、海陆风、城市热岛环流这类中尺度环流同样可以引起中尺度通量输送, 对这些环流在大尺度中的作用研究也是以后要发展的一个方向。除了水平非均匀性问题外还存在一类垂直非均匀性的问题, 如高山积雪、山地森林的垂直分布等, 这类非均匀问题的研究也是参数化工作中亟需解决的问题。

在这类研究工作中, 人们借用的工具大都是中尺度数值模式, 而对于真实情况下中尺度通量的量级以及其变化规律的研究却需要大量的野外实地观测, 一般这类实验需要空间上密集布站或利用飞机观测, 因此这类野外实验会耗资巨大。在目前现有的野外实验数据中, HEIFE 实验包含了大量的非均匀陆面的信息。但由于 HEIFE 实验的空间布站较少, 而且又缺乏飞机观测, 因此如何有效地利用 HEIFE 数据进行非均匀性的两类问题的研究仍然是一个问题。

参 考 文 献

- 1 Von Storch, M. E. Zorita and U. Cubasch, 1993, Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in winter time, *J. Climate*, **6**, 1161~1171.
- 2 Giorgi, F., C. S. Brodeur and G. T. Bates, 1994, Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model, *J. Climate*, **7**, 375~399.
- 3 Horel, J. D., J. B. Pechmann, A. N. Nahmann and J. E. Geisler, 1994, Simulations of the Amazon basin circulation with a regional model, *J. Climate*, **7**, 56~71.
- 4 Dickinson, R. E., 1993, Changes in landuse. *Climate System Modeling*, K. E. Trenberth, Ed., Cambridge University Press, 689~701.
- 5 Mahrt, L., 1987, Grid-averaged surface fluxes, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1550~1560.
- 6 Pielke, R. A., 1984, *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, New York.
- 7 Chen, F., and Arissar, 1994, The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1323~1340.
- 8 Lynn, B. H., F. Abramopoulos and R. Avissar, 1995, Using similarity theory to parameterize mesoscale heat fluxes generated by subgrid-scale landscape discontinuities in GCMs, *J. Climate*, **8**, 932~951.
- 9 Zeng, X. and R. A. Pielke, 1995, Landscape-induced atmospheric flow and its parameterization in large-scale

- numerical models, *J. Climate*, **8**, 1156~1177.
- 10 Avissar, R. and Y. Mahrer, 1994, An approach to represent mesoscale (subgrid scale) Fluxes, for large-scale atmospheric models, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3751~3774.
 - 11 胡隐樵、高由禧, 1994, 黑河实验 (HEIFE) —— 对于干旱地区陆面过程的一些新认识, *气象学报*, **52**(3), 285~296.
 - 12 Hu Yinqiao et al., 1988, A two-dimensional and steady-state numerical model of the planetary boundary layer, *Advances in Atmospheric Sci.*, **5**, 523~534.
 - 13 Manqian, M. and J. Jinjun, 1993, A couple model on land-atmosphere interactions simulating the characteristics of the PBL over a heterogeneous surface, *Bound. Layer Meteor.*, **66**, 247~364.
 - 14 程麟生、彭新东, 1992, 黑河地区行星边界结构演变的三维数值模拟, *高原气象*, **11**(4), 389~399.
 - 15 桑建国、吴熠丹, 1992, 非均匀下垫面大气边界层的数值模拟, *高原气象*, **11**(4), 400~410.
 - 16 Pielke, R. A., 1974, A three-dimensional model of the sea breezes over south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115~119.
 - 17 牛国跃、王介民, 1992, 一维陆面过程的数值模拟, *高原气象*, **11**(4), 411~422.
 - 18 Dalu, G. A. and R. A. Pielke, 1993, Vertical heat fluxes generated by mesoscale atmospheric flow induced by thermal inhomogeneities in the PBL, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 919~926.
 - 19 Zeng, X. and R. A. Pielke, 1995, Further study on the predictability of land-scape-induced atmospheric flow, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1680~1698.

Numerical Simulations on Mesoscale Fluxes Generated by Desert and Oasis Heterogeneous Distributions

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 Science, Beijing 100029)

Abstract In order to study mesoscale water and heat fluxes induced by heterogeneous landscape in GCMs grid scale, the Pielke model has been coupled with a combined land surface processes model which includes a simplified canopy model and a simplified desert soil model. With this coupled model numerical simulations have been carried out on the typical heterogeneous land surface: oasis and desert which is distributed in the HEIFE experiment area. The results indicate that: (1) The mesoscale fluxes of water and heat are comparable to turbulence fluxes. Therefore, it is necessary to parameterize the mesoscale fluxes in large scale numerical model. (2) There is an optimal patch scale and patch number for mesoscale fluxes, i.e., when oasis scale is 60 km and patch number is 3 patches, the mesoscale fluxes are the biggest. The mesoscale fluxes can be neglected when the patch number becomes large. (3) The increase of background wind speed decreases the mesoscale fluxes decrease; The roughness experiments indicate that the decrease of thermal difference between oasis and desert makes the mesoscale fluxes decrease.

Key words GCMs subgrid movement heterogeneous land surface mesoscale fluxes
numerical simulation.