

陆面面积平均通量的参数化问题

牛国跃 洪钟祥 孙菽芬 叶卓佳

(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 目前, 气候和大气边界层物理研究中一个十分重要的研究方向就是面积平均通量的参数化问题。本文对这一研究方向中存在的问题、可能的解决方法和目前的研究进展情况进行了阐述, 简要介绍了非均匀陆面影响的高度及其尺度划分, 阐述了混合高度、参考层高度(观测高度和模式第一层高度)、近地层高度、内边界层高度、平衡层高度、粗糙度副层和边界层高度等之间的关系及其在非均匀尺度划分中的作用, 并且阐述了整体输送公式在不同尺度的非均匀陆面中存在的问题及相应的可能解决办法。同时还对中尺度的非均匀陆面驱动的一类非经典中尺度环流的参数化, 即中尺度通量的参数化问题进行了评述。最后针对内蒙古草原实验和青藏高原实验等具体问题, 提出了边界层观测和非均匀陆面参数化方法的几点问题。

关键词 陆面面积平均通量 陆面非均匀尺度 整体输送方法 中尺度通量

1 引言

全球和区域性气候研究中需要确定地球表面的水热动量通量和其它物质通量。与海洋表面不同, 各类陆地表面之间的动力学和热力学差异十分显著, 这为陆面过程的深入研究带来了一定的困难, 但同时也带来了机遇和挑战。

陆面观测大多是在代表一定尺度的均匀陆面的单点上进行的, 但真实的自然陆面具有多重尺度的非均匀性, 从几米尺度的稀疏草原, 到几公里尺度的交错分布的林田, 再到几十公里尺度的沙漠绿洲。我们需要知道的不仅是代表一定尺度的均匀陆面上的通量, 而更重要的是一定面积或一定区域的包含了形形色色的非均匀陆面的平均的感热、潜热、动量和其它物质通量。

在模式研究中, 地气之间各类通量是以参数化的形式在模式中体现的, 全球或区域气候模式需要确定的是可分辨尺度上的通量, 而通常可分辨尺度大于各类非均匀陆面的尺度, 这就需要确定包含了各种陆面类型的某一区域的平均通量, 并进而对之进行参数化。在模式可分辨尺度内存在多重尺度的非均匀性, 这样在陆面边界层内就可以引起多重尺度的湍流运动和中尺度运动, 将这些次网格的运动以通量的形式参数化进区域或全球气候模式中, 就必须充分理解各类尺度运动的特征。湍流通量参数化的基础是大气近地层的相似性理论, 而相似性理论是建立在水平均匀的基础上的, 在水平均匀陆面的近地层内湍流运动满足均匀各向同性假定, 而对于较大尺度的大涡运动以及与非均匀陆面有关的中尺度运动, 就不能用相似性理论表达, 因此, 关于非均匀陆面面积平均通量的

1997-07-18 收到

* 本工作得到国家自然科学基金重大项目 IMGRASS(No.49790020)的资助

参数化问题也同时成为大气边界层物理研究的一个前沿课题。

Garratt^[1]在大气边界层的综述文章中确定了未来 10 年大气边界层物理研究的 3 个发展趋势: (1) 发展二阶闭合的高分辨的云模式, 取代简单的诊断模式和浅对流参数化方案; (2) 发展网格尺度的参数平均方法及非均匀地表通量的估算方法, 并同时考虑次网格降水对网格尺度平均的径流量和蒸发量的影响; (3) 发展可与区域或全球气候嵌套的高阶和高分辨的边界层模式。在近期的《Boundary-Layer Meteorology》和《Q. J. R. Meteorol. Soc.》杂志中随手可查到与非均匀陆面参数化有关的文献, 同时第 11 届大气边界层会议文集的子专题之一就是“面积平均(Area-Averaging)”。作者就对这一问题的了解和理解水平, 阐述了目前非均匀陆面过程研究中存在的问题和可能的解决办法, 并针对 IMGRASS 和青藏高原实验的问题提出了几点看法。

2 问题的提出

2.1 次网格尺度运动的分离

在数值模式中, 流场可以分解为可分辨部分 $[\varphi]$ 和不可分辨的次网格部分 $\hat{\varphi}(x, y, t)$ 。由于次网格运动引起的通量辐合可以影响可分辨流场, 因而必须对之进行参数化。

$$\varphi(x, y, t) = [\varphi] + \hat{\varphi}(x, y, t), \quad (1)$$

这里, $[\varphi]$ 为时间平均的流场在网格面积上的空间平均

$$[\varphi] = \frac{1}{\tau A} \int_{\Delta A} \int_t^{t+\tau} \varphi(x, y, t) dt dA, \quad (2)$$

$\hat{\varphi}(x, y, t)$ 是网格平均部分的偏差, x, y 是指变量在网格区域内的位置, t 是指平均局地流场的“快变”时间。上述平均消除了时间尺度小于 τ 的湍流脉动。

为了应用现有的地表通量的参数化公式, 还可以将次网格尺度的运动分解为局地时间平均的部分及其偏差部分。这样

$$\hat{\varphi}(x, y, t) \equiv \varphi^*(x, y) + \varphi'(x, y, t), \quad (3)$$

这里

$$\varphi^*(x, y) \equiv \frac{1}{\tau} \int_t^{t+\tau} \varphi(x, y, t) dt - [\varphi], \quad (4)$$

φ' 通常是指湍流脉动, 它包括时间尺度小于平均时间 τ 的所有的运动。现存的地表通量的计算公式基于典型的平均时间为 10~30 min 的观测通量。 φ^* 包括空间尺度大于“湍流”尺度(时间尺度为 τ), 同时又小于网格可分辨尺度的所有运动。在网格分辨率大于 100 km 的区域或全球模式中, 它包含中尺度运动。

综上所述, 网格任意变量可分解为网格可分辨部分 $[\varphi]$, 中尺度扰动 φ^* 及湍流部分 φ' 。根据以上分解, 网格平均通量表达成如下形式:

$$[w\varphi] = [w][\varphi] + [w^* \varphi^*] + [w' \varphi'] + R, \quad (5)$$

上式右侧第1项是网格可分辨通量,它通常被表示成平流项的形式;第2项代表大尺度模式中次网格的中尺度运动的通量;第3项即湍流通量; R 中包含了中尺度和湍流之间的相互作用。

2.2 地表湍流通量的参数化问题

在全球环流模式中,地表通量的参数化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。地表的动量和热量通量决定了边界层内湍流扩散的强度及稳定度,也同时控制着平均的风、温和湿度的变化。热量及水汽通量支配着雾及边界层云的形成。

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 z_0 和稳定度 Ri 的函数,它的确定基于近地层相似性理论。由于目前关于非均匀边界层的理论并不成熟,但又为了在数值模式中考虑非均匀效应,人们采取了一些较实用的办法。最简明的思路是在非均匀陆面上仍然保持整体输送关系,对风矢量及温湿梯度和通量进行面积平均,建立面积平均通量和面积平均梯度之间的关系,从而将问题转化成整体输送系数 C_D 的平均方法问题。这就是所谓的“有效整体输送系数 $C_{D,e}$ ”的求取问题,由于整体输送系数 C_D 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。

在全球环流模式网格内,对于第 i 种下垫面,变量 ϕ 的垂直通量可表示成

$$F_i = C_{D,i} u_i \Delta \phi_i. \quad (6)$$

因此,网格平均的通量可表示成

$$[F_i] = n^{-1} \sum_i F_i = [C_{D,i} u_i \Delta \phi_i]. \quad (7)$$

任一变量都可表示成全球环流模式网格可分辨部分及不可分辨部分:

$$\Phi_i = [\Phi] + \Phi_i^*.$$

将上式代入(7)式,则

$$[F_i] = [C_D][u][\Delta \phi] + R_1, \quad (8)$$

这里, R_1 代表一套次网格相关项。上式中 $[C_D]$ 是指整体输送系数网格面积上的平均值,但同时由于 $C_{D,i}$ 是粗糙度 $z_{0,i}$ 及稳定度 Ri_i 的非线性函数,因而, $[C_D]$ 也要表示成全球环流模式网格面积上平均的粗糙度 $z_{0,eff}$ 及稳定度 $[Ri]$ 的函数。这样,(8)式又表示成

$$[F_i] = C_D(z_{0,eff}, [Ri])[u][\Delta \phi] + R_1 + R_2, \quad (9)$$

其中,

$$R_2 = [u][\Delta \phi] \{C_{D,i}(z_{0,i}, Ri_i) - C_D(z_{0,eff}, [Ri])\}. \quad (10)$$

(9)式右侧第1项是通常大尺度模式中表示地表通量的方法, R_1 , R_2 代表次网格变化的修正项。为了得到更加准确的地表通量值,就必须首先估计 R_1 和 R_2 的大小并进而对之进行参数化。我们认为 R_1 的大小很难通过观测资料对其进行估算,关于它的讨论,目前并不多见。Mahrt^[2]通过假定 z_0 为常数,讨论了稳定度 Ri 空间变化对 R_2 的贡献。

它的实质是 $[C_D(Ri)]$ 和 $C_D([Ri])$ 的差异问题, 即在每个下垫面上计算 $C_D(Ri)$ 而后进行平均 $[C_D(Ri)]$ 与先平均 $[Ri]$ 而后计算 $C_D([Ri])$ 两者之间的大小问题。可以考虑这样一种情形, 即面积平均的层结为稳定状态, 因此, 得出的 C_D 较小; 但由于 C_D 对 Ri 的很强的非线性依赖关系, 在网格中一块很小的不稳定区上, 就会得到很大的 C_D , 也会得到很大的通量。这种情况下, 不稳定区对网格通量的贡献很大, 但是由于不正确的平均方法, 往往会导致很大的误差。

2.3 有效粗糙度 $z_{0,eff}$ 和混合高度 l_b 的概念

在(9)式中引入了有效粗糙度 $z_{0,eff}$, 它解释了次网格非均匀粗糙度对通量计算的影响。早期不同的研究者^[2~4]对其有不同的定义, 但都认为是代表非均匀下垫面上空间平均的粗糙度。目前, 它被定义为可以给出正确的面积平均的动量通量的粗糙度:

$$[\bar{u}_r] = \frac{[\tau]^{1/2}}{\kappa} \cdot \ln(z_r / z_{0,eff}), \quad (11)$$

这里, $\bar{u}_r$ 为平均的水平风速, τ 是地表切应力, κ 是 von Karman 常数, 下标 r 是指参考层高度。这方面的工作主要有 Taylor^[3]及 Mason^[4]等人的工作^[5], 他们分别给出了不同有效粗糙度的估算公式。对相同情形, 3个公式的结果相差2~5倍。经过与模式“真值”的比较, 认为 Mason 的方法更合理一些, 在他的参数化公式中引入混合高度(blending height)的概念, 即在这一高度之上流动状态不再依赖于非均匀地表的水平分布, 或者说如果没有其它影响的话, 流场是水平均匀的。

$$l_b = \left(\frac{u_*}{U}\right)^2 L_c \approx 2C_D L_c, \quad (12)$$

这里, L_c 为非均匀陆面的水平尺度(后有详细介绍)。当 l_b 在近地层之内时, 有效粗糙度可由下式给出:

$$[\ln(l_b / z_{0,eff})]^{-2} = \sum f_i [\ln(l_b / z_{0,i})]^{-2}, \quad (13)$$

式中, f_i 是不同粗糙度类型在网格内的面积百分比。随后 Wood 和 Mason^[6]研究了稳定度对有效粗糙度的影响。Schmid 和 Bunzli^[7]考虑了平流效应和与次网格尺度相关的通量贡献的影响。

应该注意的是, 由于在非均匀下垫面上进行的观测较少, 困难较多, 耗资较大, 目前的研究主要侧重于理论分析和数值实验。

3 地表非均匀尺度的划分及其影响的高度

地表的非均匀通常是指地表土壤特性(土壤类型、湿度、颜色及粗糙度等), 植被分布(植被类型、叶角、高度、密度及形态等)以及非均匀分布的云和降水对地表辐射收支和地表湿度的非均匀影响, 而且真实世界的地表非均匀表现为多重尺度。若用简单的概念模型(如整体输送公式)来描述这种真实的非均匀地表, 其困难是显而易见的。

整体输送公式通常用于参考层高度上, 所谓参考层高度是指近地层(约为100 m)之内的某一层, 它是通量的观测高度, 也指数值模式的最底层高度。在以往的低分辨率的

大气环流模式中, 由于模式的最底层通常不在近地层之内, 因而不能直接运用近地层相似性理论, 而是运用 Rossby 相似性理论, 由大尺度参数计算地表通量。

如果考虑非均匀地表对参考层高度上气流的影响, 小尺度的非均匀陆面, 如单个的粗糙元 (如单株小麦) 影响的高度一般低于参考层的高度, 其垂直影响的范围仅限于粗糙度副层。较大尺度 (如麦田与树林相间) 的一两公里尺度的非均匀陆面, 其垂直影响的高度可达“混合高度” (近地层之内)。在 HEIFE 实验区内, 相间分布的沙漠绿洲是更大尺度 (几十公里) 的非均匀陆面的典型例子。在这种情况下, 整个边界层分别在沙漠和绿洲上达到准平衡状态, 同时产生热力中尺度环流, 因而, 其影响的高度可达边界层顶。

为了更加有效地对非均匀陆面面积平均通量进行参数化, 对非均匀尺度的划分是十分必要的。Mahrt^[8]将陆面非均匀的尺度分为两类: (1)“小尺度的地表非均匀”, 这种与植被单体相联系的地表温度和风速脉动的小尺度变化由于湍流的混合作用, 其影响的高度不能到达整体输送公式应用的参考层高度 (在近地层之内), 因而这类非均匀可以吸收进整体输送系数中去。(2)“大尺度的地表非均匀”, 其相应的混合高度大于参考层高度, 参考层高度上的时间平均流场表现为非均匀。因此, 整体输送方法不能直接运用, 必须对整体输送系数和整体输送公式中的风速尺度加以修正。区分这两类尺度的标准, 即“区分尺度 L_c ”定义为混合高度等于近地层高度时相应的地表非均匀的水平尺度。从内边界层的概念出发, 可以更加清晰地说明这一问题。

3.1 内边界层和平衡层的概念

可以考虑具有水平尺度 L_c 的暖干陆面与冷湿陆面相间分布的情况 (如图 1 所示)。当空气从较冷的地表流向较暖的地表时, 在较暖地表的上面形成内边界层^[9]。如果较暖的地表的尺度很小 (粗糙元尺度), 它对其上大气的影响不会超出粗糙度副层。如果其尺度相当于边界层大涡的尺度 (1 km 左右) 时, 会形成内边界层, 但由于大尺度湍流的影响, 内边界层的顶部不高, 而且不十分清晰。如果较暖地表的尺度更大 (10 km 以上) 时, 内边界层就会很充分地发展起来。

在经过距离 L_c 以后, 气流遇到较冷的地表, 在其上发展起新的内边界层。但由于湍能的浮力生成作用较小, 更甚至有较弱的向下的热通量, 因而有相应的湍能的浮力耗损, 其内边界层的高度发展得较低。

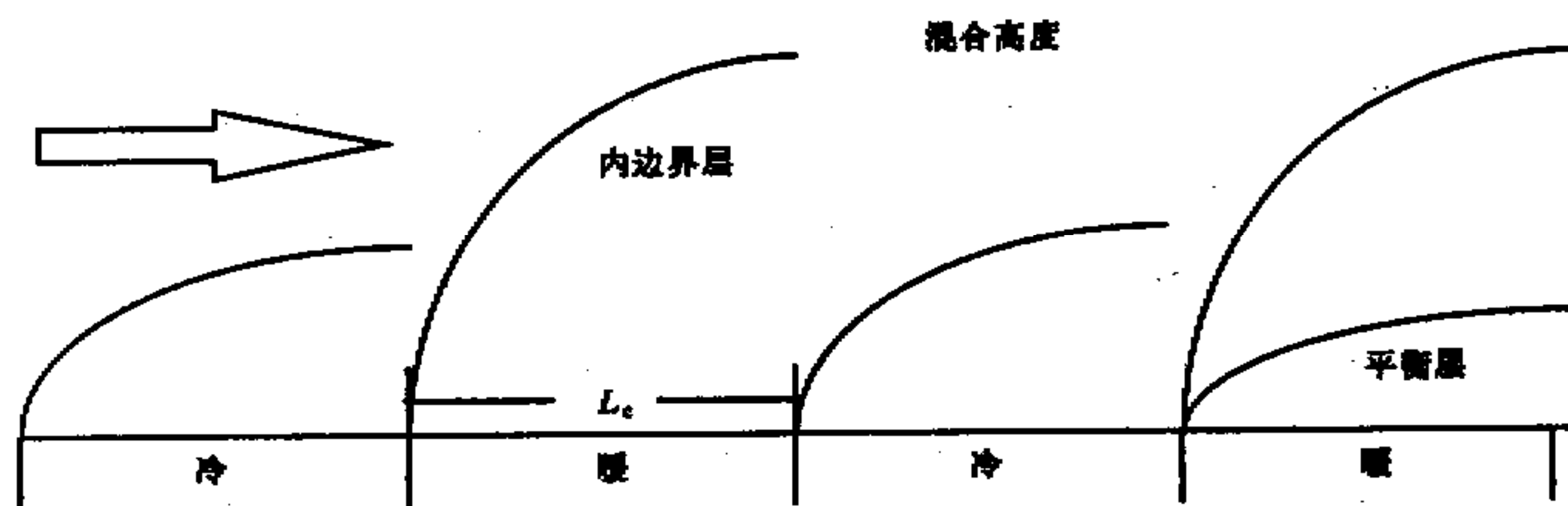


图 1 混合高度和内边界层及平衡层之间的关系

在内边界层顶之上, 气流的状态或属性逐渐变得均匀, 因此内边界层发展的上限可以视为混合高度。如果内边界层高度 h_b 的发展有如下的关系^[5]:

$$\frac{dh_b}{dx} = C \frac{\sigma_w}{U}, \quad (14)$$

这样, 内边界层发展的高度尺度为

$$h_{\max} = C \frac{\sigma_w}{U} L_c, \quad (15)$$

这里, σ_w 是垂直脉动速度的标准差, 是地表摩擦速度和自由对流速度的函数, U 是内边界层顶的风速。在很多情况下, 观测已经证实了时间平均流的内边界层顶的维持。由于没有考虑 σ_w 空间分布的影响, $h_{\max}$ 只代表尺度估计。 C 大致等于 1。

当热通量消失时, 由于粗糙度变化引起的内边界层的生长仍用公式(14)计算, 只不过用摩擦速度 u_* 取代公式(14)中的 σ_w ^[5], 这样, 增长率和高度尺度为

$$\frac{dh_b}{dx} = C \frac{u_*}{U} = C C_D^{1/2}, \quad h_{\max} = C C_D^{1/2} L_c, \quad (16)$$

上式表明地表特征影响的高度正比于拖曳系数和地表特征的水平尺度。如果 σ_w 与 u_* 很不相同的话, 方程(16)中的 C 与方程(15)中的 C 也略有不同。方程(16)中定义的高度 $h_{\max}$ 相当于 Mason^[4]和 Claussen^[10]定义的“扩散高度”。在上述尺度估计中, 忽略了 u_* 及其它变量的空间变化, 因而与 Jensen^[11]所描述的与下风距离呈指数增长 ($h_{\max} \propto L_c^{1/2}$) 的规律有所不同。

从微气象学的角度出发, 平衡层在内边界层之内, 而且其通量与下垫面达到准平衡状态。在平衡层和内边界层顶之间的转变层内, 流场受到下垫面的影响, 但不能与其达到平衡。平衡层高度相当于局地应力为地面值的 90% 的高度, 因此, 平衡层相当于常通量层。Bruseart^[12]用 3 个不同的高阶矩模式对粗糙度转变情况的数值模拟说明当气流由较光滑的地表流向较粗糙的地表时, 平衡层可占内边界层的 10%, 相反由粗糙的地表流向较光滑的地表时, 可占 5%。假定平衡层的生长规律与内边界层的生长规律相似, 平衡层的生长可以参数化为

$$\frac{dh_E}{dx} = C_E \frac{\sigma_w}{U}.$$

因此, 平衡层高度的量级估计为

$$h_{E,\max} = C_E \frac{\sigma_w}{U} L_c, \quad (17)$$

这里, U 理论上应为平衡层高度上的风速, 上式中 C_E 要比方程(14)中的 C 小一个量级。

由于地表的水热输送问题相当于面源的污染物输送问题, 因此, 可以用大气扩散中研究点源、线源和面源的污染物扩散的“脚印方法”, 通过估计污染物扩散的高度来确定混合高度。这种方法得出的混合高度的量级估计公式 ($h_{\max} \propto K C_D^{1/2} L_c$) 与内边界层高度估计公式(16)非常相似。另外, 混合高度的计算公式(12)也与(16)式大体相

当。尽管这 3 种方法基于完全不同的物理假定,但总体上是相当一致的,即它们都可以得到如下结论:地表特性影响的最大高度随拖曳系数和地表非均匀尺度增加而增加。

3.2 混合区 ($L_c < L_p$)

区分非均匀尺度的标准,即“区分尺度 L_p ”相当于混合高度 l_0 等于参考层高度 z 时的水平尺度。由方程 (12) 有

$$L_p = \frac{z}{2C_D}. \quad (18)$$

如果参考层的高度 z 为 10 m, $C_D = 5 \times 10^{-3}$, 则 $L_p = 1$ km。意思是当下垫面的非均匀尺度小于 1 km (小于区分尺度) 时,混合高度就会低于参考层高度,这时,整体输送方法可以直接应用,而不必对输送系数进行平均;但仍不同于真正均匀地表的输送系数,它仍然是一个有效参数,因为仍需用有效粗糙度的概念对其进行计算。

当下垫面的尺度大于 1 km 时,混合高度位于参考层高度之上,即在参考层高度上的大气的状态和通量是非均匀的,这时就必须对整体输送公式进行修正,建立平均通量和平均梯度之间的关系,找到平均输送系数的最佳方法。然而目前还没有很好的方法,一般可以选择较高的参考层高度,这样就可以容许有较大的混合高度,在一定程度上缓解此问题。

3.3 转变区 ($L_p < L_c < L_{hom}$)

如果混合高度大于参考层高度时 ($L_c < L_p$),参考层高度上时间平均通量是非均匀的,但地表非均匀尺度又没有达到均匀副区的尺度,这个区域就是转变区(如图 2 所示)。面积平均通量的整体输送方法需要重新定义输送系数,这个输送系数就是指“面积平均通量的有效输送系数”。因为面积平均通量和面积平均的垂直梯度之间的关系不同于局地时间平均的通量和局地时间平均的垂直梯度之间的关系,它不能由相似性理论预测。尽管人们对有效传输系数和有效粗糙度计算了不少,但其预测仍然是一个问题。

3.4 均匀副区 ($L_{hom} < L_c < L_{meso}$)

当地表非均匀的尺度增大,而且大尺度的背景流场较弱时,非均匀地表影响的高度可能会到达边界层顶部,这时混合高度不复存在。如果下垫面的准平衡层到达边界层顶部时,就可以将平均或网格区域再分成几个均匀的副区。

这里定义的均匀副区采用一个不十分严格的定义,即当平衡层高度 $h_{E,max}$ 与参考层高度 z 相等时对应的水平尺度

$$L_{hom} = \frac{zU}{C_E \sigma_w}, \quad (19)$$

在中性条件下为

$$L_{hom} = \frac{z}{C_E C_D^{1/2}}. \quad (20)$$

如果 $z = 50$ m, $C_E = 0.1$ 及 $C_D = 5 \times 10^{-3}$, L_{hom} 约为 7 km。对于地表非均匀尺度大于 L_{hom} 时,在每个均匀副区上就可以用局地相似性理论来确定传输系数,从而确定各个副区的地表通量,再将每个副区的通量线性的相加,这就是所谓的“马赛克方法”或“瓷

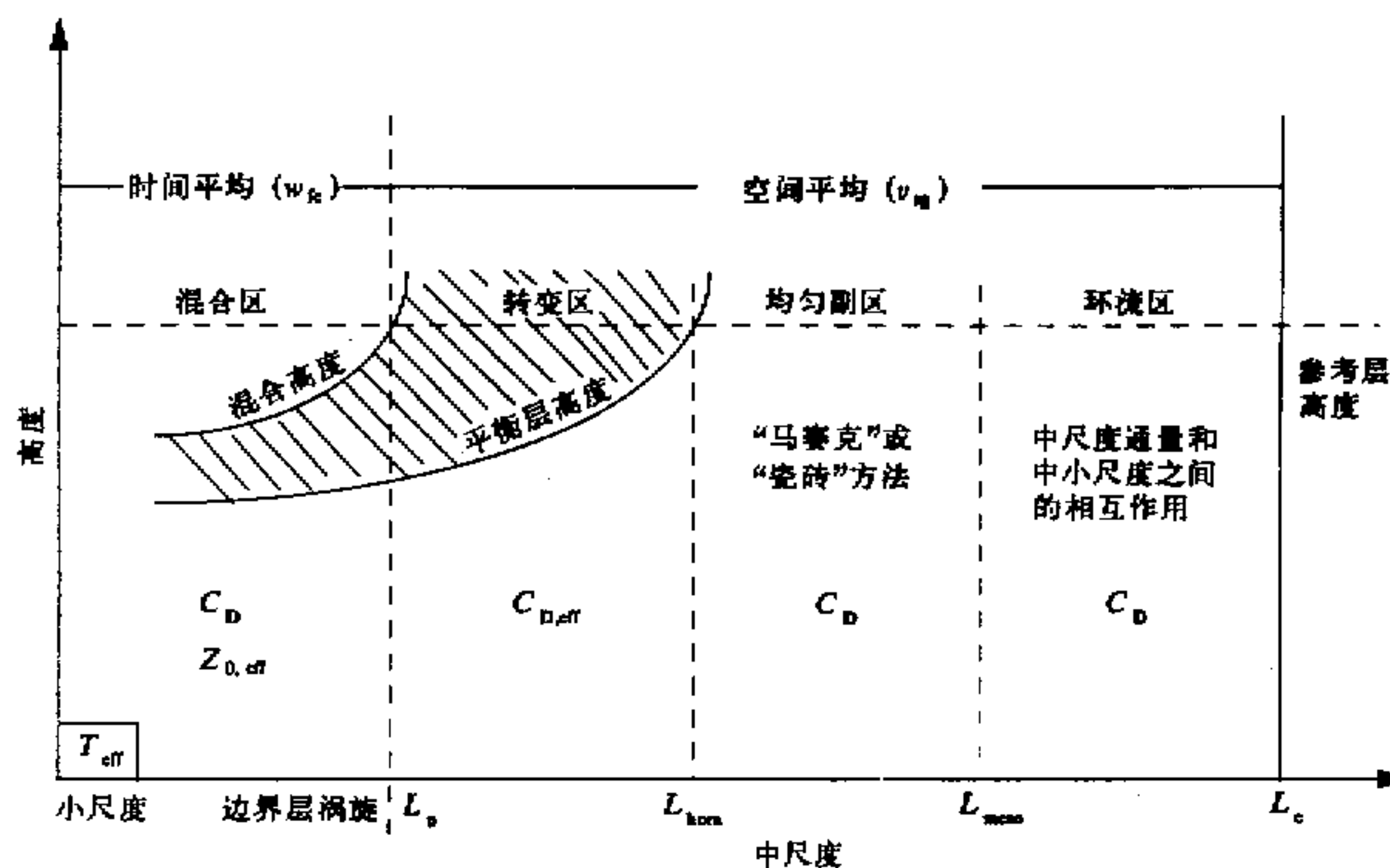


图2 陆面非均匀尺度的划分

砖方法”。

3.5 局地环流区 ($L_c > L_{meso}$)

当地表非均匀的尺度再增大, 而且天气尺度的背景风速较小时, 地表的非均匀热力作用将会产生一类非经典的热力中尺度环流及相应的通量输送。这种环流会引起湍流通量的空间变化, 而且这是产生空间非均匀的另一个源。

Mahrt^[8]用热力驱动环流的垂直速度尺度对局地环流区的尺度进行了定义

$$w_{meso} = \frac{Cg\overline{w'T'}\sigma_w L_c}{T_0 U^3}, \quad (21)$$

上式中 w_{meso} 是热力驱动环流的垂直速度的尺度估计, T_0 是基本态温度。如果环流垂直速度尺度 w_{meso} 的量级与湍流速度尺度 σ_w 相当时, 就可以观测到热力驱动的中尺度环流。因此, 由上式可定义局地环流尺度, 当 $w_{meso} / \sigma_w \geq O(1)$ 时,

$$L_{meso} = \frac{T_0 U^3}{Cg\overline{w'T'}}, \quad (22)$$

当 $U = 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $C = 1$ 及 $\overline{w'T'} = 0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}$ 时, 产生中尺度环流的最小的长度尺度约为 40 km。上式中 L_{meso} 随大尺度的背景风速的增加而迅速地增加。大尺度背景风速可以通过水平温度平流减弱中尺度温度和气压扰动, 也可以通过平流直接减弱中尺度动量扰动。

值得注意的是(19)式中 L_{hom} 正比于背景风速, 而在(22)式中 L_{meso} 却正比于背景风速的立方。这意味着对于较大的背景风速, 可以存在一定尺度的均匀副区, 而不会产生中尺度环流, 而对于较弱的背景风速, 会产生很强的中尺度环流, 从而不存在均匀副区。

然而, 上面的尺度分析, 过高估计了地表非均匀产生的热力环流, 因为它没有考虑地表应力对环流的减弱, 也没有中尺度环流产生的质量的重新分布和气压调整。

4 整体输送公式

上面分析了地表非均匀尺度的划分及其影响的高度,整体输送公式在各个尺度上均存在一定的问题。

4.1 小尺度非均匀

小尺度的地表变化对时间平均流场的水平变化的影响限定在粗糙度副层。对于动量通量,地表粗糙元的影响可以很好地用动量粗糙度的形式进行参数化。而地表热通量中通常使用地表辐射温度来代替地表空气动力学温度,这样会导致热力粗糙度在很宽的范围内变化。对于地表辐射温度有很大的小尺度变化的稀疏植被而言,热力粗糙度通常不可预测,甚至不能定义。它需要很好的地表有效温度辐射温度 $T_{0,\text{eff}}$ 的平均方法或需要分别描述植被和裸土的“二源”模式分别计算通量。

4.2 混合区

在混合区内的地表非均匀情况下需要考虑粗糙度非均匀分布的影响,需要计算有效粗糙度 $z_{0,\text{eff}}$ 。在静风条件下,需将自由对流速度尺度 w_{fc} 考虑进来。

4.3 转变区

在转变区,整体输送方法需要重新定义输送系数即“面积平均通量的有效输送系数 $C_{D,\text{eff}}$ ”。因为面积平均通量和面积平均的垂直梯度之间的关系不同于局地时间平均的通量和局地时间平均的垂直梯度之间的关系,它不能由相似性理论预测。

4.4 均匀副区

尽管在每个均匀副区上可以直接由相似性理论确定的整体输送系数来计算各自的通量,而后叠加计算网格面积的总通量,然而当背景风速较小时,均匀副区不复存在,尺度大于 L_{meso} 地表非均匀驱动中尺度环流,可能引起地表通量的重新分布,而且需要将整体空气动力学关系引入次网格速度尺度 v_{sg} ,从而考虑不可分辨的次网格中尺度运动对面积平均通量的影响。

4.5 非均匀下垫面的整体输送公式

考虑到上述因素,整体输送公式可成为

$$[\overline{w'T'}] = C_{D,\text{eff}}(|[\overline{v}]|^2 + [w_{fc}]^2 + v_{sg}^2)^{1/2}(T_{0,\text{eff}} - [\overline{T(z)}]), \quad (23)$$

这里,

$$T_{0,\text{eff}} = f(\overline{T_{\text{sfc}}}), \quad (24)$$

其中, $C_{D,\text{eff}}$ 可以用有效阻抗或地表有效粗糙度的形式构造, f 是一个未知的权重函数, $\overline{T_{\text{sfc}}}$ 是时间平均的地表辐射温度。

5 中尺度通量的参数化

上面我们讨论了非均匀陆面的地表湍流通量的参数化方法,而(23)式也试图努力将次网格中尺度运动的影响考虑进来。但由于中尺度运动的复杂性及其与湍流运动的相

互作用, 因而十分必要对它的影响进行单独分析, 在搞清它的规律后, 再与湍流通量一起进行参数化。它是指(5)式右侧第2项。

国际上, 对这一问题的研究是近几年开展起来的^[13~16], 一般利用中尺度模式(或RAMS或Pielke)对中尺度通量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模拟, 并利用模式资料进行量纲分析, 从而得到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。同时, 根据模式资料所得到的参数化公式过于复杂, 主要特征不突出。目前有关的大型陆面计划中, 普遍考虑到了它的参数化问题, 也有专门的实验对其进行研究。它一般需要空间密集布站, 或利用飞机观测。

6 关于草原实验(IMGRASS)和高原实验

1998年将要进行的草原实验和高原实验的目的之一就是解决全球环流模式或天气预报模式网格尺度的陆面通量的参数化问题, 以上我们讨论了在非均匀陆面面积平均通量参数化方面的诸多问题, 就草原和高原实验而言, 非均匀的问题是十分突出的。下面谈几点看法。

6.1 关于边界层观测场地的选择

在进行边界层的风温湿时间平均廓线、湍流脉动量及湍流通量观测之前, 我们总希望找到一块相对来说水平均匀的观测场地, 那么这块均匀的场地有多大才能满足要求呢? 根据(18)式的计算, 假定观测高度 z 为10 m, 拖曳系数 $C_D = 5 \times 10^{-3}$, 则观测场地要求有1 km的尺度。通常观测塔的高度是30~40 m, 那么, 观测场地就要有3~4 km的尺度。因为一般情况下, 观测塔的高度不会超出近地层(约100 m)高度, 因此大于10 km(上风行程)的均匀观测场地, 将可以满足要求。对于风速较大的情况, 这一要求还要提高。

6.2 关于草原实验(IMGRASS)

草原实验区内主要存在两种尺度的非均匀陆面: 小尺度的非均匀和中尺度环流区的非均匀。小尺度的非均匀主要是指内蒙古草原是典型的半干旱稀疏植被, 在1 m尺度的范围内, 植被与裸土同时共存。环流尺度的非均匀主要是指在草原的南面存在几十公里尺度的沙带, 在一定的条件下将产生非经典中尺度环流。同时地形引起的山谷风环流及其与非经典中尺度环流之间的相互作用也是值得充分考虑的。

(1) 小尺度的非均匀。这种1 m以下尺度的非均匀稀疏草原影响的垂直高度在粗糙度副层之内, 因此对整体输送系数不必加以修正。但是, 对于感热通量, 严格定义的整体输送公式中的地表温度是指粗糙度高度上的空气动力学温度, 而通常确定这个温度是非常困难的, 在数值模式及观测计算中通常用地表辐射温度代替。它所带来的是, 对于较干的地表, 地表辐射温度和空气动力学温度之间的差异很大, 因此, 要想用地表辐射温度得到正确的通量就必须有更大的空气动力学阻抗, 相应的是很小的地表热力粗糙度。解决这一问题的办法之一是在地表和粗糙度高度之间再加一个阻抗。同时, 稀疏草地上, 面积平均的地表感热通量和面积平均的温度梯度之间不存在整体输送关系, 这是因为对于面积平均的感热通量裸土部分贡献大, 而对于面积平均的表面平均温

度植被部分贡献大。解决这一问题的方法就要发展二源植被模式,这就要求准确地调查裸土和植被的覆盖度。

(2) 中尺度环流区的非均匀。对于这种几十公里尺度的非均匀陆面的参数化主要是指中尺度通量的参数化,还要研究中尺度环流对湍流能量的重新分布的影响。由于在观测上要求空间上密集布点或飞机观测,费用昂贵,因此发展利用卫星反演提取大气变量的空间分布的方法是切实可行的。数值模拟方法的应用将是主要的手段。同时必须做到地面观测、卫星反演和数值模拟的有机结合,这样,问题可能在一定程度上得以解决。

6.3 关于高原实验

目前,人们普遍关心的一个问题是高原的拖曳系数是多少。尽管众说不一,人们还是给出了一些数值。不管采用什么样的平均方法,也不管具体的数值是多少,我们认为现在谈整个高原的拖曳系数还为时尚早。

拖曳系数体现了时间平均的通量和时间平均的梯度之间的关系,它的确定基于均匀下垫面上的相似性理论,它是粗糙度和稳定度的函数。青藏高原的地形起伏和下垫面的粗糙度及稳定度的变化十分剧烈,人们所谈的整个青藏高原的拖曳系数应该是构成青藏高原的无限多的均匀下垫面的线性或面积权重平均的值。我们的问题是这个拖曳系数的意义是什么,它能否建立整个青藏高原面积平均的通量和整个青藏高原面积平均的梯度时间的关系,用它能否在数值天气预报模式中给出正确的地表通量。面积平均的通量和面积平均的梯度之间的关系是否依然存在类似于均匀下垫面上时间平均通量和时间平均的梯度之间的关系,即整体输送关系,仍然是一个难以回答的问题。即使存在整体输送关系,面积平均的拖曳系数和面积平均的粗糙度及面积平均的稳定度是否存在原来的函数关系,目前也是正在研究的一个问题。另外,关于不同稳定度条件下的地形产生的附加的形式阻力和波动阻力的研究也较少。因而,在这种情况下,谈整个青藏高原的拖曳系数还为时尚早。

参 考 文 献

- 1 Garratt, J. R., Hess G. D., et al., 1996, The atmospheric boundary layer—advances in knowledge and application, *Boundary-Layer Meteor.*, 78, 9~37.
- 2 Mahrt, L., 1987, Grid-averaged surface fluxes, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1550~1560.
- 3 Taylor, P. A., 1987, Comments and further analysis on effective roughness lengths for use in numerical three-dimensional models, *Boundary-Layer Meteor.*, 39, 403~418.
- 4 Mason, P. J., 1988, The formation of area-averaged roughness lengths, *Q. J. R. Meteor.*, 114, 399~420.
- 5 Garratt, J. R., 1992, *The atmospheric boundary layer*, Cambridge University Press, 316pp, UK.
- 6 Wood, N. and Mason, P. J., 1991, The influence of stability on the effective roughness lengths for momentum and heat flux, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 117, 1025~1056.
- 7 Schmid, H. P. and Bunzli, D., 1995, The influence of surface texture on the effective roughness length, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 121, 1~21.
- 8 Mahrt, L., 1996, The bulk aerodynamic formulation over heterogeneous surfaces, *Boundary-Layer Meteor.*, 78, 87~119.
- 9 Garratt, J. R., 1990, The internal boundary layer—A review, *Boundary-Layer Meteor.*, 50, 171~203.
- 10 Claussen, M., 1991, Estimation of areally-averaged surface fluxes, *Boundary-Layer Meteor.*, 54, 387~410.
- 11 Jensen, N. O., 1978, Change of surface roughness and planetary boundary layer, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 104, 351~356.

- 12 Brutsaert, W.M., 1982, *Evaporation into the Atmosphere—Theory, History and Applications*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 229p.
- 13 Avissar, R. and Pielke, R. A., 1989, A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2113~2136.
- 14 Blyth, E. M., 1995, Using a simple SVAT scheme to describe the effect of scale on aggregation, *Boundary-Layer Meteor.*, 72, 267~285.
- 15 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. of Climate*, 8, 932~951.
- 16 Zeng, X. and R. A. Pielke, 1995, Landscape induced atmospheric flow and its parameterization in large-scale numerical models, *J. of Climate*, 8, 1156~1177.

The Parameterization Scheme for Estimating Area Average Fluxes

Niu Guoyue, Hong Zhongxiang, Sun Shufen and Ye Zhuojia

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract It is important research field in climate and planetary boundary layer study currently to find out the parameterization scheme for estimating area average fluxes. This paper will describe some problems, the possible way to solve these problems and current progress in the research field. First, the classification of influencing height due to different scale of nonhomogeneous land surface is introduced. Then, the relation among many heights such as mixing layer height, reference level height (i.e. observation height or first layer height in a model), subsurface layer height, internal boundary layer height, equilibrium layer height, roughness sublayer height and boundary layer height and the function of these height in the scale classification will be explained. The problems and possible ways in obtaining the parameterization scheme of bulk transport fluxes for a nonhomogeneous land surface will be presented. Simultaneously, the attention will be paid on the parameterization scheme of mesoscale fluxes generated by nonhomogeneous land surface. Finally, some suggestions relevant to the problem and the field observation projects in the Inner Mongolia and the Tibetan Plateau will be introduced.

Key words area-averaged flux nonhomogeneous scale of land surface bulk transfer method mesoscale flux