

冠层内动量和物质吸收特征的数值研究

雷孝恩

张时禹

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029) (美国纽约州立大学, Albany, N. Y., 12205 USA)

提 要

本文设计了一冠层(CL)和大气边界层(ABL)之间物质和动量交换的耦合模式, 并对 CL 内风速、物质随高度分布和日变化作了数值模拟。结果表明, 由大尺度扩散引起冠层低层的第二个风速极大和多极值的浓度分布, CL 内湍流通量和物质浓度随高度减小而迅速降低, 以及 CL 动量减小对浓度分布的重要影响, 模式都能很好地描述, 模拟结果与观测事实有很好的一致性。利用浓度和温度廓线相似假设, 导出了质量汇的经验关系。

关键词: 冠层; 耦合模式; 物质吸收; 动量吸收; 质量汇高度。

一、引 言

陆地表面大部分被植物(含森林)所覆盖, 植物表面与大气之间物质和动量的交换过程对很多微环境和气候变化问题产生着大的影响。近 10 多年来, 它已引起了科学界的广泛注意, 导出不同下垫面物质和动量交换的模拟方法, 使之能用到大尺度数值模式和解释大气化学和生态环境方面特别关心的观测事实, 便是本研究的出发点。

本文设计的 CL 和 ABL 之间物质和动量交换的耦合模式, 有以下几点不同于早先的模式。第一, 采用具有附加大尺度扩散项的一阶闭合动量方程描述 CL 内动量交换, 它不仅比高阶闭合^[1]技巧简单, 而且也比 K 理论有更合理的理论基础; 第二, 完整地考虑 CL 吸收因子垂直结构的影响; 第三, 模式能模拟 CL 内湍流交换和吸收, 地面吸收和反射, 大气稳定度以及气象参数日变化的联合影响; 第四, 使用了完善的行星边界层湍流统计量参数组作为 ABL 的输入参数。

二、模 式

1. 物质连续方程

二维物质连续方程为

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial C}{\partial z} - \lambda C + Q, \quad (1)$$

其中

$$\left. \begin{aligned} \lambda &= \beta_0 u, & z \leq h, \\ \lambda &= 0, & z > h. \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

x, z 为下风和垂直方向坐标, K_x 和 K_z 是水平和垂直扩散系数, u 为 x 方向风速, C 是浓度, Q 是源项, h 为 CL 厚度, β_0 是吸收系数. 边界条件为

$$\left. \begin{aligned} C(0, z, t) &= 0, & x &= 0, \\ \frac{\partial C}{\partial x} &= 0, & x &= x_m, \\ K_z \frac{\partial C}{\partial z} &= 0, & z &= z_m, \\ K_z \frac{\partial C}{\partial z} &= V_g C, & z &= z_d. \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$C(0, H_0, t) = Q_0 / (u_{H_0} \Delta x \Delta z), \quad (4)$$

式中 Q_0 和 H_0 为源强和源高, u_{H_0} 是 H_0 处风速, Δx 和 Δz 是 x 及 z 方向网格距, x_m 和 z_m 是模式的下风方边界和上边界, z_0 是地面粗糙度, 它不等于质量汇高度 z_d , V_g 是局地沉积速度. 在 $z = z_d$ 的低边界上, 如果 $V_g(z_d) = 0$, 则所有到达地面的物质反射回大气, 称为全反射; 如果 $V_g(z_d)$ 是无限大, $C(z_d) = 0$, 称之为全吸收; 中间情况, 扩散到地面的物质部分吸收, 部分反射回大气.

2. CL 内物质吸收过程

为了与新的 CL 吸收资料^[2]相匹配和分析 CL 垂直结构的影响, 将模式层分成 4 个区: ABL 区, $\beta_0 = 0$, 湍流交换过程控制物质和动量向下转送; CL 上半部分, 有三类吸收过程: 总体冠层的气孔吸收(r_s), 总体叶肉吸收(r_m)和总体叶外表面吸收(r_{eu}); CL 下半部分, 有两类吸收过程: 细枝、叶、树皮的吸收(r_{ce}), 由阳光加热引起热对流和山坡风侵入冠层内的混合作用影响(r_{dc}); 地面层, 有两个吸收因子: 由土壤、落叶层等在地面吸收(r_{gs}), 不同下垫面类型和季节影响(r_{ac}).

从文献[3]的定义, V_g 可采用下述变换:

$$V_g(z) = \beta_0 u(z) / A(z), \quad (5)$$

式中 $A(z)$ 是植物树叶密度. 由 $z \leq h$ 的表达式(2)和(5), CL 及各分层的 λ 可写成

$$\text{CL 层} \quad \lambda = V_g(z) A(z) = A(z) / R_g, \quad (6)$$

$$\text{CL 上层} \quad \lambda = A(z) [1 / (r_s + r_m) + 1 / r_{eu}] = A(z) / R_u, \quad (7)$$

$$\text{CL 下层} \quad \lambda = A(z) / (r_{ce} + r_{dc}) = A(z) / R_e, \quad (8)$$

$$\text{地面层} \quad \lambda = A(z) / (r_{ac} + r_{gs}) = A(z) / R_{se}, \quad (9)$$

其中 R_u , R_e 和 R_{se} 分别是 CL 上、下和地面层的总体阻力, R_g 是 CL 的总体阻力. 对不同物质、下垫面类型、季节和气象条件, r_s , r_m , r_{eu} , r_{dc} , r_{ce} , r_{ac} 和 r_{gs} 已由文献[2]给出.

3. CL 动量交换

在 CL 内, 动量平衡方程可写成

$$\frac{\partial \langle \bar{u} \rangle}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \langle \bar{u} \bar{w}'' \rangle + \frac{\partial}{\partial z} \langle \bar{u}' \bar{w}' \rangle = -\frac{1}{\rho} \left\langle \frac{\partial \bar{p}''}{\partial x} \right\rangle + \nu \langle \nabla^2 \bar{u}'' \rangle. \quad (10)$$

气压和粘性项合并成以下阻力形式:

$$F_d = -q c_d(u) A(z) |u| u, \quad (11)$$

其中 $c_d(u)$ 是阻力系数, 扩散通量 $\langle \bar{u} \bar{w}'' \rangle$ 和湍流通量 $\langle \bar{u}' \bar{w}' \rangle$ 合并成一个总的水平平均垂直通量 $\langle \bar{u} \bar{w}'' + \bar{u}' \bar{w}' \rangle$, 使用文献 [4] 推荐的参数化方法, 垂直输送项为

$$-\frac{\partial}{\partial z} \langle \bar{u} \bar{w}'' + \bar{u}' \bar{w}' \rangle = \frac{\partial}{\partial z} \left[l^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \frac{\partial u}{\partial z} \right] + \frac{\alpha (u_h - u) z}{1 + \beta A r h}, \quad (12)$$

q 是遮盖因子^[5], (12) 式右边第一项是按混合长假设导出的, 第二项是附加大尺度扩散项. 广义上讲, CL 内的动量交换可以看成一湍流扩散过程, 不过它包括和平均量梯度成比例的局地湍流扩散以及与较大尺度范围(比如 h) 内特征量的差异有关的大尺度扩散. l 为混合长, u_h 是 $z=h$ 上的风速, α 和 β 分别为 0.04 和 0.8, 当 $z \leq H_{\max}$, $A_r = A_{\max}$, $H_{\max}$ 是 A 最大时的高度, 若 $z > H_{\max}$, 则 $A_r = A(z)$.

混合长使用以下廓线关系^[5]:

$$\left. \begin{aligned} l(z) &= k_0 z, & z_0 < z < h-d, \\ l(z) &= k_0 (h-d), & h-d \leq z \leq h, \\ l(z) &= k_0 (z-d), & z > h. \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

其中 d 是零平面位移, k_0 为 Karman 常数, $A(z)$ 给成正态分布形式, $c_d(u)$ 依赖湍流特征及风速, 文献 [3] 给出了以下关系:

$$C_d(u) = C_H u^{-n}, \quad (14)$$

式中 C_H 和 n 是不依赖风速的经验常数, K_z , K_x 和 $u(z)$ 可用以下关系决定:

$$K_z = l^2(k) [u(k+1) - u(k)] / [z(k+1) - z(k)], \quad (15)$$

$$K_x = K_x(k) K_z(z) / K_z(k), \quad (16)$$

$$u = \{K_z(z) [u(k+1) - u(k)] / [z(k+1) - z(k)]\}, \quad (17)$$

其中 $K_x(h)$ 和 $K_z(h)$ 已由文献 [6] 给出.

4. ABL 中参数

输入到模式中的 ABL 参数组已由文献 [6] 用新的野外资料和理论考虑导出, 它们是以大气稳定性和高度函数形式给出的, 按照大气稳定度类与晴天 24 小时之间的对应关系, 将参数转换成时间变化关系. 地面温度和太阳辐射是使用中尺度气象模式预报的 OSCAR^[7] 中的一个典型晴天资料. 垂直网格层次 k 按以下关系决定:

$$z = 5.779 \cdot 10^{-3} [(k+1)^3 - 1]. \quad (18)$$

数值模拟范围 $z_m = 428\text{m}$, $x_m = 80\text{km}$, 垂直网格数 $k = 41$, $\Delta x = 2000\text{m}$, $\Delta t = 6\text{s}$, $H_0 = 248\text{m}$.

三、结果分析和讨论

为了搞清影响 CL 吸收过程的控制因子及其贡献大小，对 8 类不同例子(表 1)作了数值分析。

表 1 数值分析例子及其控制参数

控制参数	例 1	例 2	例 3	例 4	例 5	例 6	例 7	例 8
z_0 (m)	1	1	1	1	0.2	0.2	0.2	0.2
h (m)	10	10	10	10	3	3	3	3
λ	0	$\beta_0 u$	$\beta_0 u$	$\beta_0 u$	0	$\beta_0 u$	$\beta_0 u$	$\beta_0 u$
$z \leq h$ 的 u, u_*, K_x, K_y	ABL 参数	ABL 参数	CL 参数	CL 参数	ABL 参数	ABL 参数	CL 参数	CL 参数
(12)式中的 大尺度扩散项	/	/	无	有	/	/	无	有

1. CL 内 u 和 u_* 分布特征

图 1 是模拟的例 3(a)和例 7(b)不同时刻(02, 08 和 14 时)平均风廓线。分布的主要特征是动量明显地被吸收，强风切变出现在 08 时以上，在 CL 低层，风速和切变均很小，这说明整个 CL 不可能用同一廓线关系描述。

表 2 中 CL 内平均风速具有明显的日变化，考虑 CL 影响的例 3 与没有 CL 影响的例 1 有类似的日变化规律，例 3 13 时的风速为 01 时的 3.4 倍。文献[8]曾指出 CL 内风速几乎没有日变化，文献[9]也认为 CL 内大气稳定度对湍流影响可忽略，但图 1 和

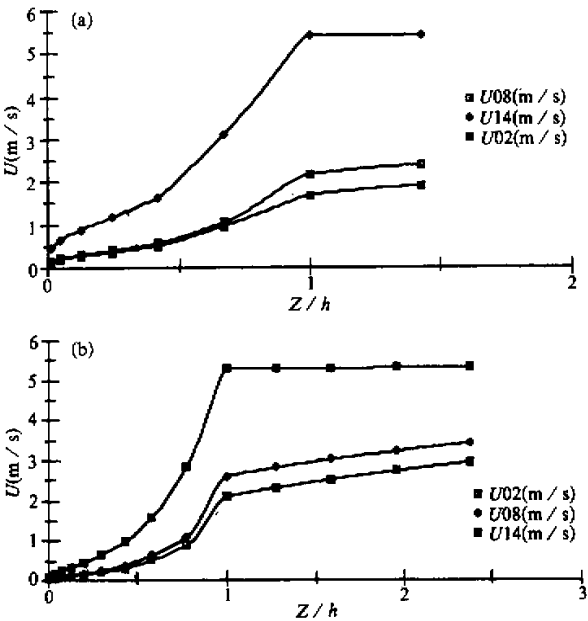


图 1 CL 平均风廓线

表2的结果均表明, 稳定度的影响不能忽略, 特别是冠层的上半部, U_{14} 远远大于 U_{02} . 考虑了大尺度扩散项后的例4与例3(表2)日变化的主要差别是前者的风速脉动性远远大于后者, 除了13时外, 17时还出现了最大风速, 这是由于大尺度涡在CL中引起的湍流输送占优势, 使过程具有更大的间歇性. 文献[10]也曾指出过CL内比CL以上的湍流具有更大的间歇性.

表 2 1.24m 高度上风速(m/s)随时间变化

时间(小时)	1	2	3	8	10	13	15	17	18	24
例 1	0.95	0.95	0.95	1.30	4.50	5.50	5.10	4.95	1.30	0.95
例 3	0.10	0.10	0.10	0.13	0.27	0.34	0.32	0.29	0.14	0.10
例 4	0.15	0.06	0.15	0.25	0.32	0.50	0.33	0.53	0.24	0.06

表 3 u_* (m/s) 随高度变化

z/h	0.0041	0.036	0.12	0.20	0.30	0.42	0.58	0.77	1.00	1.27
02 时	0.005	0.007	0.0095	0.015	0.025	0.055	0.095	0.215	0.231	0.231
14 时	0.008	0.010	0.035	0.051	0.080	0.162	0.261	0.425	0.465	0.465

表3给出了例3的 u_* 随高度变化, 在CL以上的近地面层中, u_* 为常数, 但在CL内, u_* 随高度下降而迅速减小, 表明在计算CL动量和物质交换时常通量层的假设不能采用.

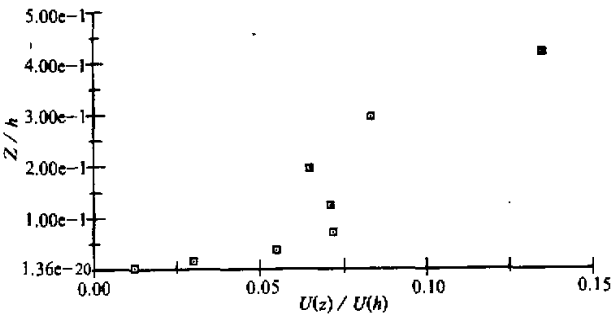


图 2 CL 低层的风廓线

图2为考虑大尺度扩散项影响后的例4CL低层的风廓线. 在垂直网格数 $k=3$ 和5之间有一明显的第二个风速极大值. 这一结果与野外观测资料^[11], 高阶闭合模式^[11]所作的理论估计有很好的—致性. 从理论上讲, 像森林那样高的冠层, 动量大部分被冠层的上半部所吸收, 进一步向下, 当树叶密度减少到零(茎区)时, 气压梯度、科里奥利力和大尺度扩散等项在动量平衡中将变得更具有意义, 结果风可以随高度减小而增加, 直到地面摩擦使这个趋势反过来为止.

2. 质量汇高度的确定

在研究 CL 物质吸收过程中, z_d 是一个重要的量, 它直接影响浓度的计算精度. 对任一高度 z 上的平均浓度可表示为^[12]

$$C_{d0} - C(z) = C \cdot k_0^{-1} \left[\ln \frac{z}{z_d} - \psi_c \right], \quad (19)$$

其中 C_{d0} 是 $z = z_d$ 时的浓度, $C = \overline{w'c'}/u_*$, ψ_c 是非绝热影响订正项, 如果只考虑非常接近地面的一层, 机械湍流占优势, 则(19)式可退化成

$$C_{d0} - C(z) = C \cdot k_0^{-1} \ln z / z_d. \quad (20)$$

若接近地气界面浓度随高度分布已知且满足对数分布的话, 则 z_d 可确定.

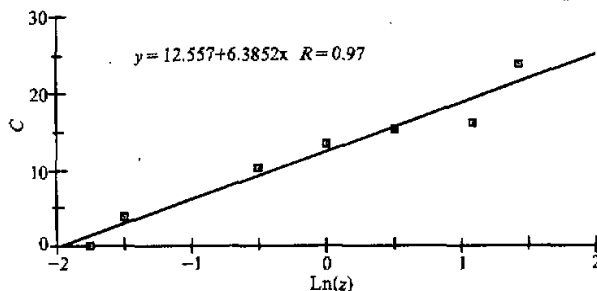


图3 CL 低层 浓度对数分布

接近地气界面的森林和较高农作物冠层的 SO_2 浓度分布已由耦合模式得到, 典型的分布如图3所示, 浓度与 $\ln(z)$ 之间有如下关系:

$$C_1(z) = AA + BB \ln(z). \quad (21)$$

比较(21)和(20), 可得到

$$z_d = \exp(-AA/BB). \quad (22)$$

用(22)式对所有浓度廓线所导出的 z_d 作统计分析, 对森林情况 $\bar{z}_d = 0.135\text{m}$, 较高农作情况 $\bar{z}_d = 0.027\text{m}$, 则表达式

$$\ln(z_0/z_d) = 2.0 \quad (23)$$

很好地满足.

3. CL 内浓度分布特征

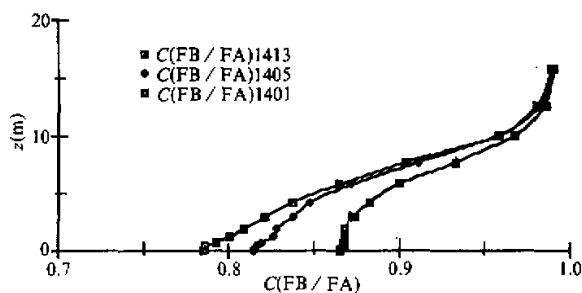


图4 例2和例1之间浓度比随高度变化

FA代表例1, FB代表例2, 下标14代表14点, 01, 05和13分别表示下风方网格数

图 4 为有与没有 CL 吸收因子的例 2 和例 1 之间大气浓度比随高度变化, 从中可看出: 第一, CL 的吸收, 使大气浓度明显减小; 第二, 大气污染物的迁移随下风方距离增加而加大; 第三, CL 吸收作用使大气浓度随高度减小而减小; 第四, 由纯吸收作用引起的浓度减小不是太大, 如影响最大的白天和 26km 处, 由吸收作用引起大气浓度的减小只有 25—30%.

图 5 为有与没有 CL 动量吸收因子的例 3 和例 2 之间大气浓度比随下风方距离变化, 从中看出例 3 的 CL 上半层浓度比例 2 大, 这主要由于 CL 上半层动量吸收作用最大, 造成风速和扩散明显地随高度下降而急剧减小, λ 与 u 成正比, 浓度在 CL 中吸收和扩散例 3 相对比例 2 要小, 则留在大气中浓度就高, 因此例 3 的浓度比例 2 高是合理的. 但高度的进一步减小到 CL 低层, 情况就反过来了, 例 3 的湍流交换比例 2 大, 两者风均很小, 吸收作用小, 这时 Kz 大则浓度小. 上述现象白天比晚上要弱, 这是因为不论有与没有 CL 作用, 白天垂直交换要比晚上强很多, 因此浓度之间差异变小. 由此我们可以认为, CL 风垂直结构的正确模拟, 对正确估算物质吸收是非常重要的.

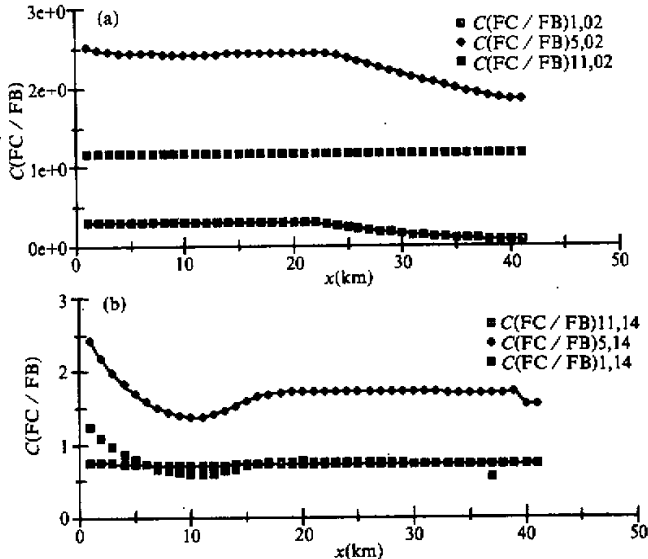


图 5 例 3 和例 2 浓度比随距离变化

FC 代表例 3, 下标 1, 5, 11 分别表示垂直网格数, 02 和 14 表示 02 点和 14 点

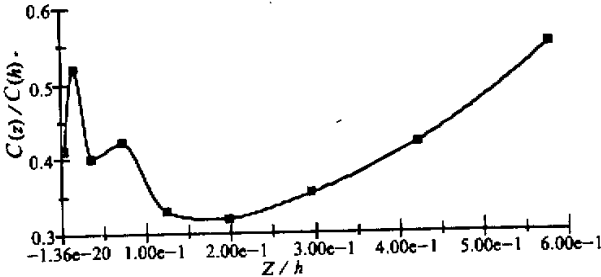


图 6 CL 低层例 4 浓度随高度变化

图 6 为 02 时和 $x=5\text{ km}$ 处例 4 的 CL 低层大气浓度随高度变化, 在没有附加大尺度扩散项作用时, 浓度随高度几乎成直线变化, 有附加项后, 浓度分布偏离直线, 特别是 CL 低层的晚上, 浓度随高度分布不但远远偏离直线, 而且有很多极值出现, 这个现象和 CL 中风的脉动性加大两者都是大尺度扩散项引起的, 这表明大尺度扩散项对接近地面物质交换也是重要的。

四、结 论

利用 CL 和大气边界层之间物质和动量交换耦合模式, 可模拟 CL 中物质和动量吸收的详细垂直结构和日变化。

使用一附加大尺度扩散项的一阶闭合假设, CL 中的第二个极大风速, 湍流通量随高度减小而迅速衰减以及湍流表现出更大的间歇性等均可很好地模拟。

用 CL 内浓度与温度廓线相似, 确定了质量汇高度, 关系 $\ln(z_0/z_d)=2.0$ 可应用到区域尺度的模式中。

CL 吸收引起大气浓度变低, 浓度随高度减小而降低, 并表现出明显日变化, CL 内动量减小对浓度分布的影响远远超过纯吸收因子, 附加大尺度扩散因子可使冠层低层出现多极值的浓度随高度分布。

参 考 文 献

- [1] Meyer, T. et al., 1986, Testing of a higher order closure model for modeling airflow within and above plant canopies, *Boundary Layer Met.*, **37**, 297—311.
- [2] Wesely, M. L., 1988, Improved parameterizations for surface resistance to gaseous dry deposition in regional scale numerical models, Center for Environmental Research, ANL., Argonne, 1—43.
- [3] Bache, D. H., 1986, Momentum transfer to plant canopies: influence of structure and variable drag, *Atmospheric Environment*, **20**, 1369—1378.
- [4] Li, Z. J. et al., 1985, A first order closure scheme to describe counter gradient momentum transport in plant canopies, *Boundary Layer Met.*, **33**, 77—83.
- [5] Underwood, B. Y., 1987, Dry deposition to a uniform canopy: Evaluation of a first order closure mathematical model, *Atmospheric Environment*, **21**, 1573—1587.
- [6] Xiaoen, Lei, 1988, Parameterization of variation of turbulent statistics and wind speed with height in the PBL, *Annual Report, IAP., Academia Sinica*, **7**, 248—253.
- [7] NCAR., 1987, The ADMP engineering model, version 1 (EM1): User's guide and report on test and evaluation, ADMP., NCAR., 1—101.
- [8] Yamada, T., 1982, A numerical model study of turbulent air flow in and above a forest canopy, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60**, 439—454.
- [9] Arya, S. P., 1988, Agricultural and forest micrometeorology, *Introduction to Micrometeorology*, American Meteorological Society, 263—285.
- [10] Raupach, M. R., 1988, Canopy transport processes, *Flow and Transport in the Natural Environment. Advance and Applications*, Springer-Verlag Berlin, 95—126.
- [11] Baldocchi, D. D. et al., 1988, Turbulence in a deciduous forest, *Boundary Layer Met.*, **43**, 345—364.
- [12] Wesely, M. L., Eastman, J. A., Stedman, D. H. and Yalvace, E. D., 1982, An eddy correlation measurement of NO_2 flux to vegetation and comparison to O₃ flux, *Atmospheric Environment*, **12**, 234—238.

Numerical Study on Absorptive Characteristics both Mass and Momentum in Canopy Layer

Lei Xiaoen

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

Julius S. Chang

(*ASRC., SUNYA., Albany, N. Y., 12205, USA.*)

Abstract

A coupling model both mass and momentum exchange between canopy layer (CL) and atmospheric boundary layer (ABL) is developed in the paper. Diurnal variations and vertical distributions both mass and wind speed in CL are simulated with the model. The results show that the model can well describe the secondary maximum wind and multiple limits of the concentration distribution in the low CL due to the additional larger-scale diffusion, the rapid decrease of both turbulent flux and mass concentration with the decrease of height in CL, and the obvious effects of the CL momentum decrease on the concentration distribution. The simulating results are consistent with experimental data. Based on the similarity hypothesis of concentration to temperature profiles, the empirical relationship of mass sink height is derived.

Key Words: Canopy layer; Coupling model; Mass absorption; Momentum absorption; Mass sink height.