

蒸发的阻抗模型讨论

陈 发 祖

(中国科学院 地理研究所
国家计划委员会)

提 要: 蒸发的阻抗模型, 从简单的单层模型到复杂的多层模型, 应用日益广泛。目前文献中流行一种看法: 单层阻抗模型没有牢固的物理基础, 但简单易行; 而多层模型才具备可靠的物理基础, 不过缺乏实际应用价值。本文对此作了讨论, 认为两种模型均有较好的物理基础, 但各有自己最适合的应用范围, 且两者又都具有共同的难点。

主题词: 蒸发 气孔阻抗 空气动力阻抗 单层模型 多层模型

一、蒸发的阻抗模型

蒸发过程需要驱动能量, 液态水才可能转化为水汽, 同时蒸发速度还取决于水汽从蒸发表面向外扩散的强度。这是控制蒸发的两个最基本的物理过程, 因此一个理想而现实的蒸发模型应该包含有这两者。

从1801年Dolton的水面蒸发公式问世以来, 自然蒸发研究已有近二百年的历史。到现在为止流行最广泛影响最大的, 自然是1948年Penman^[1、2]提出的蒸发公式, 它之所以著名就在于这个公式把上述的控制蒸发的两个物理过程完整地概括了进去, 还把在自然蒸发中最重要的植物因素联系了起来。按Penman公式, 在植物冠层中某一蒸发单元, 即一片叶子的蒸发耗热可以写为:

$$\lambda E_1 = \frac{\varepsilon A_1 + \rho \lambda \delta / r_{a1}}{\varepsilon + 1 + r_{s1} / r_{a1}} \quad (1)$$

式中: E_1 是该叶片的蒸发速率; A_1 是供给蒸发的可利用能, 它等于在该叶片的净辐射能与该叶片的热量贮存量和光合作用能之差; δ 是叶边界层外相邻空气中的饱和差, 即 $\delta = q_s(T) - q$, q 是其比湿, $q_s(T)$ 是气温 T 时的饱和比湿; λ 是水的汽化热; C_p 是空气的定压比热; $\varepsilon = (\lambda / C_p) dq_s / dT$, 此量略随温度增加, 20°C 时, $\varepsilon = 2.2$; 最后, r_{s1} 和 r_{a1} 是叶片的一对水汽扩散的阻抗, r_{s1} 是水汽从叶片内部经过气孔扩散到叶片表面时所遇到的阻抗, 可称之为叶片的气孔阻抗; r_{a1} 是水汽从叶片表面进入充分混合的周围空气的叶边界层阻抗。 r_{s1} 和 r_{a1} 反映了植物生理和空气动力过程对蒸发的影响。

植物冠层是由无数个叶片构成的有结构的整体, 辐射能、温度、湿度和风速在冠层内有一

定的分布,因而 A_i , r_{si} 及 r_{ai} 绝不会各处一样,要描述植物冠层群体的蒸发显然绝非轻而易举。

最简单的冠层蒸发模型是单层模型,如图1所示,它把植物冠层看成是一张大叶片,所以也被称之为大叶片模式。它具有一个模拟的“整体”气孔阻抗 r_s 和“整体”边界层阻抗 r_a ,因此蒸发可直接表示为:

$$\lambda E = \frac{\varepsilon A + \rho \lambda \delta_R / r_a}{\varepsilon + 1 + r_s / r_a} \quad (2)$$

$$\text{或} = \frac{A (\varepsilon + r_i / r_a)}{\varepsilon + 1 + r_s / r_a} \quad (3)$$

这两种写法即Penman-Monteith公式,注意这里A和E是指单位地面的可利用能和蒸发,而不是单位叶面积, δ_R 是指冠层上某参考高度的饱和差,式(3)中 $r_i = \rho \lambda \delta_R / A$,正好是阻抗的量纲,曾被称之为气候阻抗。虽然式(2)和式(3)形式上与式(1)几乎完全一致,但是如何确定 r_s 和 r_a 却带来了一系列麻烦,可以说大叶片模式应用成功与否,就在于如何确定这两个阻抗值。

蒸发的多层模型要复杂些,它试图将冠层小气候的空间结构

包括进去。图2是个典型的多层模型。这只是一维的例子,只考虑垂直方向的差异,而认为水平方向是均匀的,即每一层内所有叶片是一样的,因此每一层都可写出类似(1)的方程:

$$\gamma E_i = \frac{\varepsilon A_i + \rho \lambda \delta_i / r_{ai}}{\varepsilon + 1 + r_{si} / r_{ai}} \quad (4)$$

这里下标i表示第i叶层。为了求得冠层的蒸发,首先必须得到每一层的蒸发,为此需要知道每一层的饱和差 δ_i ,而 δ_i 则取决于冠层内部的热量和水汽的湍流混合过程。在以往的多层模式中,冠层内部的湍流交换多用梯度扩散方法,或者说K理论处理。但是近来大量的实验结果和理论分析证明,在冠层内部以及在紧贴冠层上面的气层中,K理论已不能应用。近来扩散

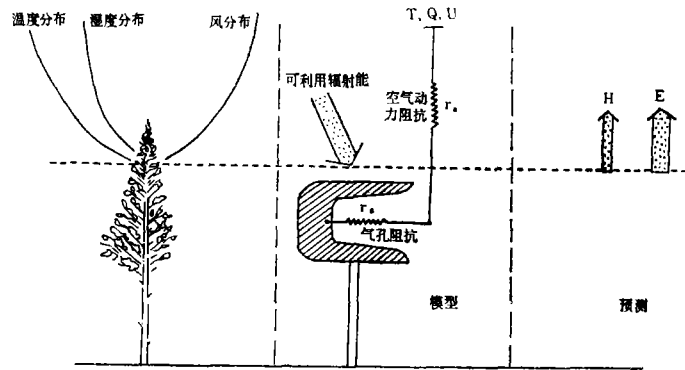


图1 单层蒸发阻抗模型

Single-layer resistance model of evaporation

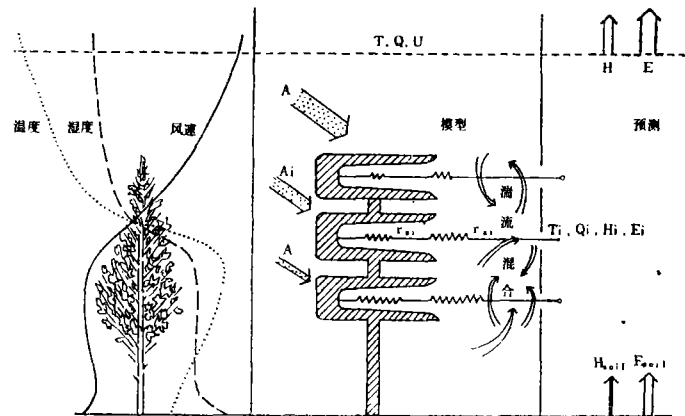


图2 多层蒸发阻抗模型

Multi-layer resistance model of evaporation

流元跟踪的 Lagrangian 方法已被引入来解决这个问题, Raupach〔3—5〕(1987, 1989a, 1989b,) 已经把这种方法发展成可以代替 K 理论的定量方法, 并且未增加问题额外的复杂性。看来今后的多层模式应该用 Lagrangian 方法来处理。

除了多层模型需要考虑冠层内部的湍流交换过程外, 可利用能 A_i 在冠层中的分布也是一个并不简单的问题, 至今亦未完满解决, 但是 Ross (1975)〔6〕和 Myneni, Ross and Asrar (1989)〔7〕的大量理论和观测实验分析完全可以借鉴。此外, 多层模式还需要估计从土壤的蒸发量, 才能最后得到冠层的蒸发, 这亦是一个复杂的问题, 不过 Philip (1957)〔8〕和 Philip & de Vries (1957)〔9〕已在这方面奠定了重要理论基础。最后, 在多层模式中剩下的最大障碍, 仍然同单层模式一样, 是如何确定 r_{si} 和 r_{ai} 的问题。

在多层模式中, 有的只考虑净辐射和风在冠层中的分布, 把温度和湿度则视作等值均匀的, Goudriaan (1989)〔10〕称此为“温室冠层模式”。当把冠层内部的空气属性的梯度变化, 以及层和层之间的传输阻抗也都考虑后, 模式就更接近实际, 这种多层模式也被称为“空间梯度模式”。Chen (1984)〔11〕发展的这种模式被认为是比较好的代表。

二、确定边界层阻抗和气孔阻抗的方法

众所周知, 在均匀平板平行流中标量的强迫对流的分子传输阻抗与 $(D/u)^{1/2}$ 成正比, D 是平板的特征长度, u 是入流风速。实际叶片传输过程类似于平板流, 因为主要传输过程都是分子的, 而且也是一种强迫对流过程。但是实际叶片要复杂得多, 因为在气流中渗杂有不同尺度的湍流过程, 而且叶片还受到邻近叶片的阻挡作用, 同时叶片的形状和方位参差不一变化很大, 此外还有个叶片自身颤动的问题。不过许多研究表明, 传输阻抗与 $(D/u)^{1/2}$ 的比例关系还是可以应用到植物冠层中的叶片。

在估算空气动力阻抗 r_a 时, 常常通过动量的“整体”空气动力阻抗来寻求其表达式, 因为动量阻抗可根据在某一参考高度上的风速 U_r , 以及通过测定的或推算的粗糙度 Z_0 和零面位移高度 d 来计算。因此最简单的办法则是假定热量和水汽传输的空气动力阻抗就等于动量的空气动力阻抗:

$$r_a = r_{aM} \quad (5)$$

对于中性层结大气而言:

$$r_a = r_{aM} = (\ln(z-d)/z_0)^2 / K^2 U_r \quad (6)$$

$$\text{或} \quad = U_r / u_*^2$$

显然, 简单地把水汽的空气动力阻抗等价于动量阻抗, 忽视了在动量和标量之间的重要差异: 一般说在冠层中两者的源和汇的分布是不一致的, 且有时差别很大: 标量主要是靠分子扩散传输, 而动量还有压力作用的问题, 可导致“陡壁效应”, 从而使动量传输比标量更有效, 于是动量传输阻抗始终小于热量或水汽阻抗。陈镜明 (1987)〔12〕曾经建议应补充一个“剩余阻抗”, 即

$$r_a = r_{aM} + r_{bh} \quad (7)$$

并证明 r_{bh} 可近似表示为

$$r_{bh} = 75 (D/u)^{1/2} \quad (8)$$

此外,即使在冠层上的气层中,动量和标量传输也是不同的,因为浮力影响的方式大不相同。此种差异可引进稳定度通用函数 $\phi(\zeta)$ 对 (6) 式作进一步校正, (ζ 是稳定度参数),即

$$r_a = \phi(\zeta) U_r / u_*^2 \quad (9)$$

$$\begin{cases} \phi = (1 - 16\zeta)^{-1/2} & \zeta < 0 \\ \phi = 1 + 5\zeta & \zeta > 0 \end{cases} \quad (10)$$

总之,简单假定 $r_a = r_{aM}$ 常常可使结果相差一两倍之多。

单个叶片的气孔阻抗可以用仪器 **Porometer** 直接测定,而植物冠层的“总体”气孔阻抗则可看成是各个叶片气孔阻抗的总合。Szeicz (1969)^[13] 曾建议用

$$r_s = \overline{r_{s1}} / LAI^* \quad (11)$$

$\overline{r_{s1}}$ 是各个叶片气孔阻抗的平均值, LAI^* 是有效叶面积指数,可取 $LAI^* = LAI/2$ 。叶片的气孔阻抗在冠层中各处变化很大,要得到一个有代表性的平均值必须要有大量的观测样本。Jarvis (1989)^[14] 认为至少需要100个观测样本。因此,确定“整体”气孔阻抗,还是用经验公式方法比较现实。例如在用其它某种独立方法测到蒸发后(比如用 **Lysimeter**),再反推出气孔阻抗 r_s (当然,还须要首先确定 r_a),然后再找出 r_s 与某些环境因素之间的关系。一般认为,影响气孔阻抗的有5个环境因子,即:太阳辐射 S , 叶温 T , 空气饱和差 V , CO_2 浓度,以及土壤水分势 Wat 。因此气孔阻抗可表示为

$$r = a f(Wat) f(S) f(V) f(T) f(CO_2) \quad (12)$$

比如卢振民 (1989)^[15] 根据试验得到小麦的叶片传导度 g_o 的模式如下:

$$\begin{aligned} g_o &= \{2.867 \times LAI + 0.0277[1 - \exp(-K \times LAI)]R_n/k\} \\ &\quad \times \{1 - 0.254D\} / \{1 + [\psi_1 / (-31529.0)]^{4.83}\} \\ r_s &= 1000/g_o \end{aligned} \quad (13)$$

上式中 k 为净辐射衰减系数, D 为饱和差。目前 r_s 与环境因子关系的试验已有大量报道,其函数形式有简单的,也有十分复杂的。表1列举了至今最主要的几个冠层气孔阻抗模式,并注明了每个模式所采用的参数^[16]。表中 ψ_g 是土壤水分势, ψ_l 是叶片水分势, ψ_{x1} 是木质水分势, θ_{v0} 和 θ_v 是土壤表面和根区水分含量, R_n 是净辐射, S 是入射辐射, PAR 是光合有效辐射, V 和 T 是水气压差和温度,下标 l 和 a 相应于叶片和大气。在没有明显水分亏缺时,白天农作物的最小气孔阻抗大致在 20 sm^{-1} 到 200 sm^{-1} , 视不同作物和叶面指数而异,在某些研究中,针对某种作物,常取 r 为某个常数值。在近来大尺度气候模拟计算中, r_s 所取的函数形式可见文献 Sud & Smith (1984)^[17], Sellers et al (1986)^[18], Sellers & Dorman (1987)^[19], 以及 Wilson et al (1987)^[20]。

虽然,空气动力阻抗和气孔阻抗较难估算,但是近来不少研究表明蒸发对其阻抗值常常不是十分敏感,特别是对空气动力阻抗。这个特征可说是在困难迷惑中的一种安慰。对单层模型而言,蒸发对空气动力和气孔的阻抗的灵敏度可表示为:

$$\begin{aligned} S_a &= (r_a/E) (dE/dr_a) \\ \text{和} \quad S_s &= (r_s/E) (E/dr_s) \end{aligned} \quad (14)$$

表 1 主要气孔阻抗模型及其所用参数
Model types of stomatal resistance
and the parameters included in each

Modeler	f(Wat)	f(S)	f(V)	f(T)
Avissar et al. (1985)	ψ_g	S	V_a	T_l
Baldocchi et al.(1987)	ψ_l	PAR	V_a	T_a
Choudhury (1983)	ψ_l	R_n	—	—
Choudhury and Idso (1985)	ψ_l	S	—	—
Deardorff (1978)	θ_{vo}/θ_v	S	S	—
Dwyer and Stewart (1984)	θ_v	S	V_a	—
Federer (1979)	ψ_l	S	V_a	T_a
Halldin et al. (1984/85)	—	S	V_a	—
Jarvis (1976)	ψ_l	S	V_a	T_a
Kaufmann (1982)	—	PAR	V_l	—
Simpson et al. (1985)	ψ_{xb}	—	V_a	—
Singh and Sziecz (1976)	—	S	—	—
Takami and Yukumura(1979)	ψ_l	—	—	—

不难证明这两个灵敏度可以严格地表示为：

$$S_a = \frac{\alpha_{eq} - \alpha}{\alpha_{pot}};$$
$$S_s = \frac{\alpha}{\alpha_{pot}} - 1$$

(15)

这里 $\alpha = \lambda E/A$ ，是标准化的蒸发值； $a_{eq} = \varepsilon/(\varepsilon + 1)$ ，是标准化的平衡蒸发值（平衡蒸发，即 r_a 为无穷大时的蒸发）， a 是标准化的潜在蒸发值（ $r_s = 0$ 时的蒸发）。如灵敏度的值等于 +1，意味着 +10% 的阻抗误差会导致 +10% 蒸发误差；灵敏度 -0.1，则意味着 +10% 的阻抗误差会导致 -1% 的蒸发误差。所以如灵敏度值比 1 愈小，说明蒸发对阻抗误差的反响愈小。现在以高 0.1m 的牧草，高 1m 的作物和高 10m 的森林为例作一模拟计算，模拟条件是温度 $T = 25^{\circ}\text{C}$ ，气压 $P = 1000\text{mb}$ ，计算时又分干湿两种情况，干燥天气 $A = 500\text{Wm}^{-1}$ 且气候阻抗 $r_i = 50\text{sm}^{-1}$ ；湿润天气（下雨时或雨后） $A = 10\text{Wm}^{-1}$ ， $\delta = 0.175\text{g kg}^{-1}$ ，同样 $r_i = 50\text{sm}^{-1}$ 。计算结果如表 2。从表 2 可看出在干燥天气时蒸发对 r_a 很不敏感，这时 α 值与其平衡状态值 α_{eq} （温度 25°C 时约为 0.735）十分接近，此性质已反应在式（15）中；在潮湿条件对粗糙度较小的作物，如牧草的蒸发对 r_a 也不大敏感，但随粗糙度增加，蒸发对 r_a 反应敏感起来。

气孔阻抗情况要复杂一点，当 r_a 值较高时，蒸发对 r_s 不大敏感，但对森林，空气动力阻抗 r_a 较小，蒸发对 r_s 十分敏感。这说明森林蒸发存在着明显的气孔控制作用。所以对高作物来说，可靠的气孔阻抗 r_s 对单层蒸发模型是十分重要的。在前面已经说过，在实际上几乎所有的 r_s 都是用经验关系计算，而经验关系本身产生时，蒸发量是通过某种方法直接测定的。如果蒸发对 r_s 不敏感，反过来说 r_s 对蒸发则十分敏感，因此在求 r_s 的经验关系时，需要有十分精确的蒸发测量。其结果是这种蒸发模型不会在精度上有所改善。

表 2 典型的 r_a 和 r_s 值及其灵敏度检验
 Typical values of r_a and r_s and the sensitivities
 for pasture, crop and forest in dry and wet conditions

天 气 条 件	牧 草		作 物		森 林	
	干	湿	干	湿	干	湿
r_a (sm^{-1})	100	50	20	20	5	5
r_s (sm^{-1})	50	0	50	0	150	0
$\alpha = \lambda E/A$	0.77	0.87	0.84	1.39	0.38	3.35
S_a	-0.03	-0.15	-0.07	-0.47	0.11	-0.78
S_s	-0.11	0	-0.40	0	-0.89	0

总结起来,无论蒸发的单层模型或是多层模型,最大的问题都来自气孔阻抗是否适当;对于气孔阻抗,特别是单层模型的“总体”气孔阻抗,几乎无例外的不得不用经验关系,要注意的是这种关系很少是可以毫无限制任意移植应用的。

三、单层和多层模型的比较

现引用Raupach和Finngan(1988)的结算结果,对单层和多层模型作一比较研究。计算对象是1m高的小麦,取参考高度2m上的温度 $T = 25^\circ\text{C}$,比湿 $q = 10\text{ g kg}^{-1}$,气压 $p = 1000\text{ mb}$,饱和差 $\delta = 9.66\text{ g kg}^{-1}$,可利用能 $A = 500\text{ W m}^{-1}$ 。在计算多层模型时,叶片及叶片气孔阻抗在冠层中的分布是根据Denmead (1976)^[21]的实验结果,冠层叶面积 $\text{LAI} = 3$,叶面积随高度变化为高斯分析,峰值在0.5m处,标准差取0.5m,高度在1m以下为零。叶片气孔阻抗 r_s 由下式计算

$$100/r_s = 0.05 + 0.0021R_o \quad (16)$$

这里 R_o 是在叶片地方的净辐射,单位 W m^{-1} 。Denmead 的资料表明 (16) 式对小麦冠层内各个高度上均可得到较好的叶片气孔阻抗。在计算时,还简单假定 $R_o = A_o$ 。另外为计算蒸发,还需要知道土壤蒸发,为简化起来,土壤也可看成是一具有某 r_s 值阻抗的一张叶片,对3种土壤水分状况,即干、潮、湿土壤的 r_s 相应取值为无穷大,200 和 20 sm^{-1} 。

模拟计算的多层模型是被分成20个等分层,用的是 Lagrangian 方法,而不是传统的K理论法,在计算从小麦冠层的蒸发和从土壤的蒸发时,计算结果列入表3。表3中 $r_s(\text{fol})$ 是面积加权后的各个叶片 r_{s1} 值串联积加得到的“整体”气孔阻抗, $r_s(\text{all})$ 是面积加权后,对冠层中所有表面(包括地面在内)的值串联积加得到的“整体”气孔阻抗。

表3中 r_a 和 r_s 是计算的单层模型的两个“整体”阻抗值,计算时假定 $r_a = r_{aM}$ 。将多层模型所得到的蒸发值代入(2)式,就可计算出 r_s 。从表3结果可见,不同土壤水分条件下, r_s 随风速可有一定变化,这意味着作物环境的空气动力学作用,不仅表现在 r_a 的变化上,也表现在 r_s 的变化上。这也就是说,原则上 r_s 并不完全是一个纯粹的生理参数,其数量

表 3 多层模型蒸发的模拟计算结果

Normalized evaporation for a wheat calculated from a multilayer canopy model at three different reference wind speed (1, 2 and 4 ms^{-1}) and for dry, damp and wet soil states (ground r_s of infinity, 200 and 20 sm^{-1} , respectively)

土 壤	风速 (sm^{-1})	$\lambda E/A$	$\lambda E/A$ (soil)	r_a (sm^{-1})	r_s (sm^{-1})	r_s (fol) (sm^{-1})	r_s (all) (sm^{-1})
干	1	0.680	0.0	48.6	97.4	93.1	93.1
	2	0.651	0.0	24.3	97.3	93.1	93.1
	4	0.632	0.0	12.2	95.2	93.1	93.1
潮	1	0.733	0.110	48.6	76.6	93.1	63.5
	2	0.730	0.116	24.3	76.7	93.1	63.5
	4	0.734	0.126	12.2	75.5	93.1	63.5
湿	1	0.738	0.120	48.6	74.9	93.1	16.5
	2	0.741	0.133	24.3	74.1	93.1	16.5
	4	0.756	0.153	12.2	72.0	93.1	16.5

不是仅从冠层上各个叶片的 r_s 值就可完全决定的, 其实, 这是由于 r_s 在模型方程中是非线性的结果。不过, 表 3 结果也说明, 空气动力对 r_s 影响并不大, 在实际应用时可忽略不计。

表 3 中 r_s (fol) 可被看作是纯粹生理“整体”阻抗。其数值看来同 r_s 并不相同, 原因可能有两方面: 一是上面曾讨论过的, r_s 与 r_s (fol) 不一样, 由于方程的非线性, 它并不是一个纯粹的生理参数。所以没有理由期望这两者会完全一致。其二, r_s (fol) 中没有包含土壤蒸发和其他如截留的自由水的蒸发对总蒸发的贡献, 而在表 3 的例子中, 湿润和潮湿土壤情况下, 土壤蒸发仍是相当显著的, 这就造成 r_s 比 r_s (fol) 小很多。表 3 中的 r_s (all) 则把上述那些蒸发源都包括进去了。当然, 这样的阻抗不再是一种纯粹植物生理的阻抗了。不过由于方程在 r_s 上的非线性, 这种尝试也无济于事, 特别在土壤很湿时, r_s (all) 同 r_s 之间差异很大。实际上, r_s 主要是由冠层中上部那些叶片控制的, 蒸发绝大部分发生在那里; 相反地, 控制 r_s (all) 的叶片, 其单个单元的阻抗 $r_{s,i}$ 都很小。

这样, 从表 3 的结果可见, 只要排出了一些条件, 如: 土壤蒸发较显著时, 在冠层存在有自由水时, 另外, 如我们满足于在 r_s 和 r_s (fol) 可有 20% 的不确定性, 可以认为单层模型的 r_s 同多层模型的 r_s (fol) 是一致的。

四、结 论

蒸发单层模型和多层模型都是有用的, 不过他们各有自己最合适的应用对象。当其植物冠层主要被当作大气的透风下边界来处理时(或是作为土壤的上边界), 当此系统的长度尺度比植被大很多时, 单层模型比较适宜 (de Bruin 1983^[22] 和 Stewart 1985^[23] 很成功的用它来

分析冠层以上的气象参数)。另外,在大气行星边界层或大气环流的研究中,或在中、大尺度流域的水文模拟研究中也很成功(比如, de Bruin and Jacobs 1988^[24])。另一方面,当其需要对冠层内作详细解析,或者研究系统的尺度与冠层高度相当时,蒸发的多层模型显然更为适宜,比如对小气候和生理间相互作用的研究,或是对小森林流域的水文学研究。

就评论一个模式的物理基础的角度来看,单层和多层两种模型有同等地位,从此意义上说,两种模型都有同样正确性。不过,两种模型的难点,都在如何取得准确的空气动力和气孔的阻抗。对空气动力阻抗来说,由于蒸发在多数情况下对 r_{a1} 或是对 r_a 不大敏锐,情况比较缓和,至于单片的或“总体”的气孔阻抗,基本上我们只能借助于经验方法。特别是方程(2)中非线性相联系的平均问题对“总体”气孔阻抗 r_s 影响极大,尤其当部分冠层较湿润时,叶片气孔阻抗 r_s 在冠层中各处变异很大。

虽然,本文讨论了两个模型的不少问题,实际上,在相当多的情况下,估算 r_s 和 r_a (无论单层模型或者是多层模型)并不是完全不能克服的障碍。笼统说,单层模型虽简单方便好用,但不合理;或者说多层模型合理但不实用都是片面的。应该说,在它们各自的近似程度和利用范围上,两个模型都是合理和有用的。

参 考 文 献

- [1] Penman, H.L. Natural evaporation from open water, bare and grass. Proceedings of the Royal Society of London, 1948, A 109: 120-46.
- [2] Monteith, J.L. Vegetation and atmosphere. Vol. 2. London: Academic Press, 1976.
- [3] Raupach, M.R.. A Lagrangian analysis of scale transfer in vegetation canopies, 1987, Q.J.R.M.S. 113: 107-20.
- [4] Raupach, M.R.. 1989a. A practical Lagrangian method for relating scale concentrations to source distributions in vegetation canopies. 1989, Q.J.R.M.S 115: 107-120.
- [5] Raupach, M.R.. 1989b. Applying Lagrangian fluid mechanics to infer scale source distributions from concentration profiles in plant canopies. 1989, Agricultural and Forest Meteorology, 47: 85-108.
- [6] Rose J. Radiative transfer in plant communities. In Monteith J.L Ed: Vegetation and Atmosphere, Vol. 1: 13-55. London: Academic Press, 1976.
- [7] Myneni, R.B., Ross, J. and Asrar, G. Agri. and For. Meteor. 1989, 45: 1-153.
- [8] Philip, J.R. Evaporation, moisture and heat fields in the soil. J of Meteorology. 1957, 14: 354-66.
- [9] Philip, J.R. and de Vries, D.A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Transactions of the American Geophysical Union, 1957, 38: 222-32.

- (10) Goudriaan J. Simulation of micrometeorology of crops, some methods and their problems, and a few results, 1989, *Agric. and Forest Meteorol.*, 47: 239-258.
- (11) Chen J. Uncoupled multilayer model for the transfer of sensible and latent heat flux densities from Vegetation, 1984, *Boundary Layer Meteorol.*, 28: 213-225.
- (12) 陈镜明. 现用遥感蒸散模式中的一个重要缺点及改进. 科学通报, 1987, 6: 454-457.
- (13) Szeicz G. and Long I.F. Surface resistance of crop canopies, 1969, *Water Resources Res.*, 5: 622-633.
- (14) Rose D.A. and Charles-Edwards D.A. Mathematics and plant physiology, (Jarvis P.G. et al.; Models of plant and crops water use). London: Academic Press, 1981.
- (15) 卢振民. 土壤-植物-大气系统水流动态模拟与实验研究: [学位论文], 北京: 中国科学院地理研究所, 1989.
- (16) Lynn B.H. and Carlon T.N. A stomatal resistance model illustrating plant vs. external control of transpiration, 1990, *Agric. For. Meteorol.*, 52: 5-44.
- (17) Sud Y.C. and Smith W.E. Ensemble formulation of surface fluxes and improvement in evapotranspiration and cloud parameterizations in a GCM, 1984, *Boundary-Layer Meteorol.* 29: 185-210.
- (18) Sellers P.J. et al., A simple biosphere model (SIB) for use within general Circulation models, 1986, *J. of Atmos. Sci.* 43: 505-531.
- (19) Sellers P.J. and Dorman J.L. Testing the simple biosphere model (SIB) using point micrometeorological and biophysical data, 1987, *J. of Climatology and Appl. Meteorol.*, 26: 622-651.
- (20) Wilson M.F. et al., Sensitivity of the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics, 1987, *J. of Climatology and Appl. Meteorol.*, 26: 341-362.
- (21) Denmead O.T. Temperate cereals. In Monteith J.L. *Vegetation and Atmosphere*, Vol. 2, pp 1-31. London, Academic Press, 1976.
- (22) Bruin de, H.A.R. A model for the Priestly-Taylor parameter a , 1983, *J. Clim. Appl. Meteorol.* 4: 339-352.
- (23) Stewart J.B. and de Bruin H.A.R. Preliminary study of the dependence of surface conductance of Thetford Forest on environmental conditions. In Hutchison B.A. and B.B. Hicks *The Forest-Atmosphere Interaction*, pp. 91-104. Reidel, Dordrecht, 1985.
- (24) Bruin de, H.A.R. and Jacobs C.M.J. Forests and regional processes. Proceedings of the meeting of the Royal Meteorol. Society on Forests, Weather and Climate, 1988. 1-3 June. London.

ON THE RESISTANCE MODELS OF EVAPORATION

Chen Fazu

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State
Planning Commission of the People's Republic of China)

Subject term: Evaporation, Stomatal resistance, Aerodynamic resistance,
Single-layer model, Multilayer model

Abstract

All kinds of resistance model of evaporation, from the simple single-layer to complicated multilayer-models, have been widely applied. There is an argument in literature that single-layer models are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless. Discussion and judgement on these two kinds of model were made in this paper; both models have sound physical basis, but they are best suited for somewhat different tasks. Both types of model are therefore correct and useful within their respective sphere of approximation and applicability. Single-layer models are appropriate where one is concerned with vegetation essentially as a permeable lower boundary to the atmosphere (or upper boundary to the soil) in system with a length scale much larger than that of the vegetation itself; for example, in studies of the atmospheric planetary boundary layer and the atmospheric general circulation, or in hydrological modelling of medium-scale or large-scale catchments. On the other hand, multilayer models are appropriate when it is necessary to resolve detail within the canopy, either because the detail is important in its own right or because the height scale of the vegetation is comparable to that of the system under study, for example, the interaction between microclimate and physiology, or the hydrology of small forested catchments.