

# 非均匀地表条件下区域蒸发散通量计算方法的研究\*

刘晶森 周秀骥

(中国气象科学研究院,北京 100081)

余锦华 丁裕国

(南京气象学院,南京 210044)

## 提 要

文章改进了计算蒸发散通量的 Kotadar Barton 模式(K-B 模式)。经长江三角洲地区和淮河流域试验区各种不同陆面条件(水面,森林,麦田和水稻田)下的实际应用并通过和其它方法比较,认为该方法计算精度与涡动相关法及鲍恩比法相当,不论是计算蒸发散通量的瞬时值或日值都具有较高的可信度。该方法的重大优点在于它仅仅依赖于土地资源遥感信息、常规气象资料和基础地理信息如地面高程,而到目前为止上述资料均可以通过卫星等手段及常规观测得到。利用此方法计算了长江三角洲地区各种地面上 1995 年各月的蒸发散量及该地区的区域平均蒸发散量。结果证明此方法具有较高的精确度,且基础资料容易得到,是一种估计不同地表覆盖条件下的蒸发散量和具有复杂的地形和土地利用条件下的区域平均蒸发散量的有用工具。

关键词:蒸发散通量 非均匀地表 区域平均蒸发

## 引 言

地表潜热通量是地表水热平衡的重要组成部分,潜热通量的大小不仅影响到大气的水分收支和气候系统的水分循环,而且对大气系统的热量收支产生深刻的影响。影响地表潜热通量的大小及变化的因子很多,如局地环境,包括地形、地势及地理位置等。下垫面性质更是一个重要的影响因子,不同下垫面间地表潜热通量存在很大的差异,实际地球表面又是极不均匀的,如陆地和水面,陆地上又有森林,沙漠,草地,农田,裸土,城市等等。这就有必要研究怎样可靠地估计非均匀地表区域平均潜热通量的有关问题。迄今为止,对于地表潜热通量的最为先进、最为直接的测量技术就是基于涡度相关方法的脉动观测,一般认为这是对潜热通量的直接测量,可作为表示地表潜热通量的实际值,但是由于脉动观测仪器比较昂贵及其它条件的限制,不可能进行大范围、长时间的观测。又因为任何观测只能在一种下垫面上进行,这对于研究地表通量的时空间变化及区域平均通量的计算是不够的。

常规气象观测资料具有准确、可靠、时间较长以及分布面较广等特点,是气候研究的宝贵财富。多年来,从常规气象观测资料出发建立一种可靠的方法来较准确地估计地表

\* 本文得到国家自然科学基金重大项目 49899270 和科技部回国留学人员启动经费的共同资助。

2001-06-20 收到,2001-09-11 收到修改稿。

区域蒸发散通量一直是水文学、气候学研究中的一个重要课题<sup>[1-7]</sup>。

地表蒸发受辐射、大气及下垫面物理特征等多重因子的影响。早在 20 世纪 40 年代 Penman<sup>[8]</sup>就提出了利用常规气象观测资料计算水面蒸发(蒸发力)的彭曼公式,这一著名的公式至今仍是地表蒸发问题研究的基础。近 20 年来,关于地表蒸发估计问题的研究已有新的进展,但不少研究都只针对某一特定的地表面。近年来对非均一地表面所构成的区域平均蒸发散量的计算问题的研究因大尺度水文学、气象模式中通量参数化等问题的需要有了相当的进展。如 Kotada 模式<sup>[9]</sup>、平流模式<sup>[10]</sup>、Barton 模式<sup>[11]</sup>以及 Kotada Barton<sup>[12]</sup>模式等等。但由于上述模式的建立和应用都限制在某一特定的区域及条件,在有关参数的确定时带有一定的经验性,在应用上受到限制。

本文的工作在于针对 K-B 模式只适用于干旱、半干旱地区的局限性,对其进行必要的修正,改进其换算系数公式,提出适合于长江三角洲地区地表特征的实际蒸发通量计算模式。利用不同地表面上的实际观测资料对改进的模式进行了试验并与其它方法进行了比较,证明了改进后的模式的可信性。在此基础上,利用修正过的模式结合土地资源利用遥感信息、常规气象资料和地面高程资料,计算了长江三角洲地区 1995 年各种下垫面各月的蒸发散量和区域平均蒸发散量。

## 1 模式和计算方案

### 1.1 Kotada Barton(K-B)模式

K-B 模式是计算地表蒸发过程的一维简单模式,它是基于 Kotada(1986)的蒸发散量的计算模式并引进 Barton(1979)的表层土壤有效湿度(surface moisture availability)发展而来。在 K-B 模式中地表的实际蒸发散量由下列公式给出

$$E_{ac} = f_0 \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u) (e_a^* - e_a) \right] \quad M > 36 \% \quad (1)$$

$$E_{ac} = \frac{\sigma \Delta}{\sigma \Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\sigma \Delta + \gamma} f(u) (e_a^* - e_a) \quad M \leq 36 \% \quad (2)$$

式(1)和(2)中,  $E_{ac}$  为估计的实际地表蒸发散量,  $\Delta = de_a/dT_a$ , 即饱和水汽压随温度的变化率,  $\gamma$  为干湿表常数, 可表示为  $\gamma = C_p \lambda^{-1} p / 0.622$ ,  $C_p$  为空气定压比热,  $\lambda$  为蒸发潜热(J/g),  $p$  为大气压,  $R_n$  为地表净辐射,  $G$  为地表与下层土壤间的热量交换,  $e_a$  为空气的实际水汽压,  $e_a^*$  为空气的饱和水汽压,  $f(u)$  是风速的函数, 根据彭曼方程

$$f(u) = 0.26 \times (0.5 + 0.54 U) \quad (3)$$

在式(1)中,  $f_0$  是由蒸发力换算为实际蒸发散量的变换系数, 它实际上是常规气象观测资料的某种函数, 在 Kotada 模式中,  $f_0$  用线性回归方程拟合为

$$f_0 = a + bP + cT + dU \quad (4)$$

这里  $a$ 、 $b$ 、 $c$  和  $d$  为待定系数,  $T$  为 2 m 处气温,  $P$  为降水,  $U$  为 2 m 处风速, Kotada (1986)<sup>[9]</sup>曾利用日本筑波大学称重溶度计测量的实际蒸发数据及其它气象资料利用回归分析方法求得:  $a = 0.468$ ,  $b = 21.9 \times 10^{-3}$ ,  $c = 0.5 \times 10^{-3}$ ,  $d = 23.6 \times 10^{-3}$ , 式(2)中的  $\sigma$  为表层土壤有效湿度, 它是土壤含水量的函数, 其定义为: 当土壤湿度( $M$ , 重量百分率)

大于 36,  $\sigma=1$ , 当土壤湿度(重量百分率)小于或等于 38,  $\sigma=1.81 M/(38+M)^{[1]}$ 。Liu 等(1998)<sup>[12]</sup>利用上述方法计算了甘肃黑河地区不同地表条件下如沙漠、戈壁及绿洲表面的蒸发散量,取得较好的效果。K-B 模式的优点在于它不但可以用于平面某一点蒸发散量的计算,还可以利用地形高度资料计算网格区域的坡度、坡向,根据气候学方法精确计算斜面上的净辐射,再根据网格上下垫面的物理特性,如反射率、土壤湿度等气象资料计算网格上的平均蒸发散量。对于非均匀地表面构成的区域,可将其划分成由规则的单一地表条件的次网格,根据 K-B 模式计算每一网格上的蒸发散量,然后利用权重平均方法计算整个区域上的平均蒸发散量。

为了了解 K-B 模式的适用性,我们利用长江三角洲试验(1999)、淮河流域试验<sup>[13]</sup>(GAME/HUBEX,1998)的气象资料和加强观测资料计算了各种地表条件下的蒸发散量,并将其结果和其它方法如平流模式<sup>[10]</sup>、鲍恩比法<sup>[14]</sup>及涡动相关法的结果进行了比较。

### 1.2 平流模式(AA)

平流(AA)模式是 Brutsaert 和 Stricker(1979)<sup>[10]</sup>为计算实际蒸发散量而发展起来的。它的工作方程为

$$E_{ac} = 1.52 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 0.35(0.5 + 0.54 U) (e_a^* - e_a) \quad (5)$$

其中所有的物理参数的定义与前述相同。有关平流模式的细节,可参考文献[12]

### 1.3 涡动相关法(BC)

涡动相关理论就是利用脉动观测直接求取湍流通量的方法,通常将这类方法统称为涡动相关法。若令  $S$  表示某物理属性(如动量、感热或潜热),  $W$  为垂直速度,则该物理属性的湍流垂直通量  $F$  可表示成

$$F = \overline{\rho S' W'} \quad (6)$$

如用  $H$  代表感热通量,  $E_{ac}$  代表水汽通量,  $\tau_*$  代表动量的垂直通量,则有

$$H = \rho_p \overline{T' W'} \quad (7)$$

$$LE_{ac} = \rho L \overline{q' W'} \quad (8)$$

$$\tau_* = -\rho \overline{U' W'} \quad (9)$$

这里,  $\rho$  为空气密度;  $C_p$  为空气的定压比热,  $L$  为蒸发潜热,  $W'$  和  $U'$  分别为风速的垂直和水平扰动量,  $T'$  为气温扰动,  $q'$  为空气的比湿扰动,有了湍流脉动量(扰动量)的观测,根据式(7)~(9)就可计算出地表与大气间的感热、潜热和动量交换量。涡动相关法是目前公认的较为直接的蒸发散量的观测方法,在本工作中我们把涡动相关法的估计值作为其它方法的一个参考标准。

### 1.4 鲍恩比法(BWB)

根据不同高度上的气温( $T_s, T_z$ )和比湿( $q_s, q_z$ ),并且根据鲍恩比的定义,鲍恩比可写成如下形式

$$B_o = \frac{C_p(T_s - T_z)}{L(q_s - q_z)} \quad (10)$$

根据此方程可得到潜热通量的计算方程<sup>[14]</sup>如下:

$$LE_{ac} = \frac{R_n - G}{1 + B_0} \quad (11)$$

其中  $T_s$  和  $T_z$  分别为地表面层和高度  $Z$  处的气温,  $q_s, q_z$  分别为地表面层和高度  $Z$  处的比湿。

## 2 不同方法的比较

### 2.1 常熟稻田的试验结果

常熟的脉动观测下垫面条件是稻田,1999 年的 6、7、9 月和 10 月进行了 4 次观测,每次观测持续 5~10 天,但因为观测条件、仪器工作状态等限制,资料并不完整。在这里仅选用了时间比较连续且比较完整的 6 月 13~15 日的脉动观测用于检验各模式的性能。

图 1 显示了 A-A 模式和 K-B 模式计算的 1999 年 6 月常熟稻田地表面潜热通量 ( $LE_{ac}$ ) 与涡动相关法 (E-C) 观测值的比较,可见与涡动相关法相比 K-B 模式和 A-A 模式在白天都过高地估计了潜热通量,而夜间则低估了潜热通量。表 1 给出不同方法得到的蒸发散量日值,与涡动相关法比较,K-B 模式过高地估计了蒸发散量,而平流模式 13 和 14 日的估计值较小,而 15 日的估计值则较大,与前两方法相比,鲍恩比方法的估计结果更接近涡动相关法的观测结果。

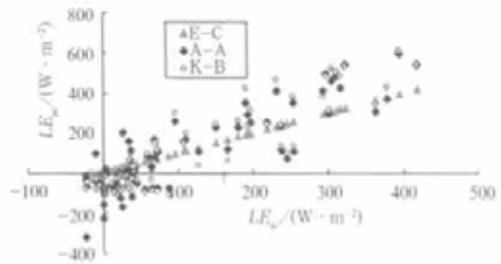


图 1 常熟稻田地表面 1999 年 6 月 K-B、A-A、E-C 模式估计的潜热通量的比较

表 1 涡动相关法, K-B 模式和 A-A 模式计算常熟农田地表日蒸发散量 mm/d

时间	BWB 方法	K-B 模式	A-A 模式	涡动相关
6 月 13 日	4.25	4.93	3.71	4.352
6 月 14 日	4.66	5.34	4.43	4.721
6 月 15 日	2.91	3.47	3.45	2.672

表 2 为不同方法估计的稻田的 6、7 和 9 月蒸发散量的比较,6 月, K-B 模式给出的估计值大于涡动相关法的观测值,而 A-A 模式的模拟结果则小于涡动相关法的观测值,7 月份涡动相关法的观测值最大, K-B 模式的模拟值次之, A-A 的计算值最小。9 月份与涡动相关法的观测值相比, K-B 模式和 A-A 模式都给出了过高的估计值。从上述试验结果可

表 2 涡动相关法, K-B 模式和 A-A 模式对常熟稻田 (1999) 月蒸发散量估计 mm/月

月份	K-B 模式	A-A 模式	涡动相关
6	91.62	81.88	87.29
7	99.54	91.48	108.69
9	98.46	95.58	76.24

注:6 月可用脉动观测资料为 12 天,7 月为 9 天,9 月为 13 天,各月的月蒸发散量以有效观测日的平均日蒸发散量乘本月的天数得到。

见,如果我们以涡动相关法的观测值作为参考,对于稻田表面,K-B 模式在估计蒸发散量的日值或月值时都不能给出较理想的结果,尽管脉动观测存在时间短,如 6 月可用脉动观测资料仅为 12 天,7 月为 9 天,9 月为 13 天,其间还存在资料的连续性问题,可能对计算结果的精度造成影响,其结果只能作为参考,因此对 K-B 模式在各种地表条件下的适用性需要进一步试验。

### 2.2 安徽寿县的试验结果

为了了解 K-B 模式对不同下垫面条件的适用性,我们利用淮河流域试验<sup>[13]</sup>(1999)中在史灌河西部 4 种不同陆面条件(水面、森林、麦田和水稻田)下具有代表性的观测点得到的观测资料,利用 K-B 模式计算了蒸发散量,并且就不同方法进行了比较。因为此次观测没有脉动观测资料,在计算过程中没有用到涡动相关法,又因资料的限制,计算中只选择了 8 月份各种地表面的 3 天的资料进行了试验。图 2a~d 分别为不同方法对 1998 年 8 月安徽寿县地区的麦田、森林、水面和水稻田的试验结果的比较。由图可见:3 种方法中对任何地表条件,K-B 模式均给出最大估计值,鲍恩比方法次之,而 A-A 模式的计算结果最小。不论对于农田(图 2a),森林(图 2b),水面(图 2c)或稻田(图 2d),与 A-A 模式相比 K-B 模式的估计结果与鲍恩比方法更接近。特别是水面和稻田,K-B 模式与鲍恩比方法得到的结果更接近。相比之下,K-B 模式给出了日间的最大正蒸发散量,而 A-A 模式给出了夜间最大的负蒸发散量。表 3 给出了 3 种方法估计的日总量( $\text{mm/d}$ )的个例。

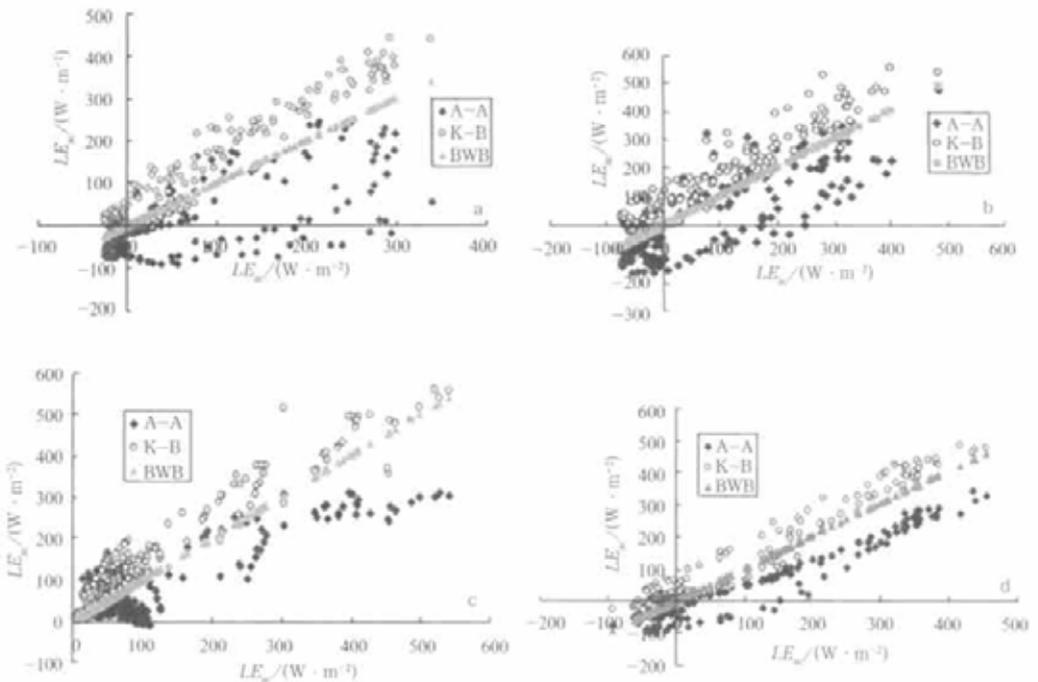


图 2 B W B、A-A、K-B 模式估计的麦田(a),森林(b),水面(c)和水稻(d)田地表面潜热通量的比较

表 3 不同方法不同地表面估计的日蒸发散量

	BWB方法	A-A模式	K-B模式
麦田	3.55	3.25	3.79
森林	4.59	4.17	4.98
水面	4.50	3.89	6.06
水稻田	4.92	4.45	5.01

### 3 方法的改进

比较上述不同方法的计算结果,我们发现与涡动相关方法相比,对于常熟水稻田,A-A模式和K-B模式的估计值略大,而K-B模式的计算值又略大于A-A模式。由安徽寿县的试验结果可见,对于任何一种表面条件,K-B模式均给出最大的估计值,鲍恩比方法次之,A-A模式估计值最小。参考文献[15][16]认为,K-B模式得到的森林和水面的结果更接近合理。尽管K-B模式在用于计算干旱,半干旱地区地表的蒸发散量时被证明是可行的,但因模式中 $f_0$ 是Kotoda(1986)利用日本筑波大学称重溶度计测量的实际蒸发数据及其它气象资料利用回归分析方法求得的,具有相当的局限性。

长江三角洲地区是我国典型的湿润地区。全年降水集中于夏季,特别在6月下旬到7月上旬的梅雨期,且每年降水变率很大,如梅雨期有长有短,降水量有多有少,一旦降水量多,降水强度较大时,其到达地面的降水量大部分实际上用于形成径流,而非蒸发。此外,不同季节的降水特征又很不相同,在此种情况下蒸发与降水不可能是线性关系,式(4)中将转换因子 $f_0$ 视为降水的线性增加的函数,似有不妥,以致使实际蒸发计算结果产生误差。考虑到K-B模式在可应用性上的优点和长江三角洲地区特有的气候特征,我们对K-B模式作如下修正:第一,将模式中 $f_0$ 与降水的线性关系函数修改为非线性形式;第二,将模式中的 $f_0$ 中的待定系数视为季节性经验系数,从而对不同的季节,可给出不同的值。对实际资料经大量拟合试验表明,蒸发因子 $f_0$ 的经验公式可修改为下列形式

$$f_0 = a_0 + a_1 T + a_2 P / (b + P) + a_3 U^c \quad (16)$$

式中, $T$ 为气温, $P$ 为降水, $U$ 为2 m处风速, $a_0, a_1, a_2, a_3, b$ 和 $c$ 为随季节而变化的经验系数。根据对常熟农业生态站的脉动观测资料,安徽寿县各种地表面的鲍恩比法计算的潜热通量及其对应的气象观测资料的统计分析求得 $f_0$ 的3组系数如表4所示。其中5~8月为1组,9~11月和3~4月为1组,12月至翌年2月为1组。利用修改后的模式计算了1999年6月13~15日常熟稻田的实际潜热通量并与涡动相关法计算的结果进行了比较(图3),两者相关系数高达0.92,同时重新计算了1998年8月安徽寿县稻田和森林表面的潜热通量并且与其它方法进行了比较(图4a,图4b)。表5为对K-B模式的蒸发因子 $f_0$ 的经验公式修改后(称R-K-B)计算的常熟稻田的日蒸发量及其和其它方法计算结

表 4 不同季节(月份) $f_0$ 的拟合经验系数

季节	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$b_1$	$c$
5~8月	0.436	$8.44 \times 10^{-3}$	$8.25 \times 10^{-2}$	$6.68 \times 10^{-2}$	25.0	0.264
9~11, 3~4月	0.392	$1.05 \times 10^{-5}$	$3.04 \times 10^{-2}$	$1.16 \times 10^{-2}$	5.00	0.264
12月至翌年2月	0.296	$8.59 \times 10^{-5}$	$2.60 \times 10^{-2}$	$6.37 \times 10^{-2}$	2.50	0.264

果的比较,表 6 为 R-K-B 模式在安徽寿县对不同地表面日蒸发散量的计算结果及其与用其它方法估计的结果的比较。这里选择常熟稻田和安徽寿县的四种不同地表面做试验,主要是受资料的限制,同时两地具有非常相似的气候条件,彼此可相互参考。试验结果表明用 R-K-B 模式计算的实际蒸发散量更接近涡动相关法。由此足以表明,修正后的模式用于估计三角洲地区地表实际蒸发较为准确,可信。

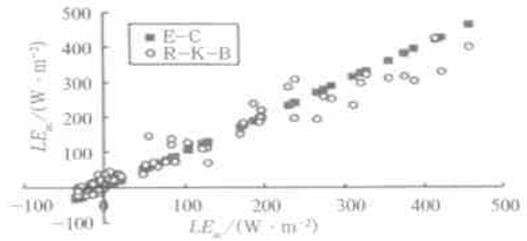


图 3 1999 年 6 月 13 ~ 15 日常熟稻田修改后的 K-B 模式 (R-K-B) 和涡动相关法 (E-C) 估计的潜热通量的比较

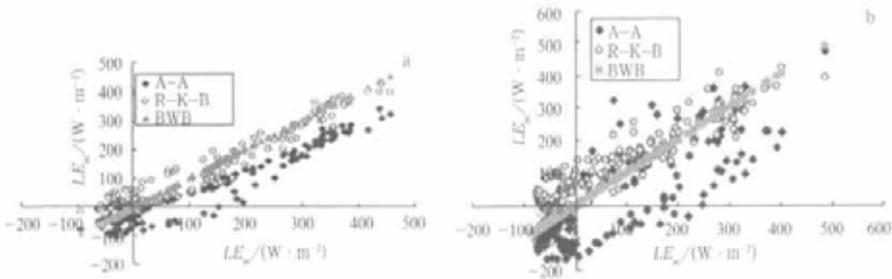


图 4 鲍恩比 (BWB) 方法, A-A 和修改的 K-B 模式 (R-K-B) 估计不同表面潜热通量的比较 (1998 年 8 月安徽寿县) (a) 稻田, (b) 森林

表 5 涡动相关法, K-B 模式和 R-K-B 模式计算的常熟稻田地表日蒸发量 mm/d

时间	K-B 模式	涡动相关	R-K-B 模式
6 月 13 日	4.93	4.352	4.53
6 月 14 日	5.34	4.721	4.87
6 月 15 日	3.97	3.672	3.77

表 6 不同方法不同地表面估计的日蒸发散量 mm/d

	BWB 方法	A-A 模式	R-K-B 模式
麦田	3.55	3.05	3.65
森林	4.89	3.17	4.95
水面	4.90	3.72	5.29
水稻田	4.98	2.90	4.78

#### 4 区域平均通量的计算

为了估计长江三角洲地区各种地表面的蒸发散量及其区域平均蒸发散量的时-空变化,我们选用修改后的 K-B 模式。使用资料为:1) 地理范围在 118° ~ 122° E, 29.5° ~ 33° N, 数据间隔为 500 m × 500 m 的地形高度资料;2) 在上述区域内分布均匀的 44 个站(1995) 的常规

气象观测资料,其项目包括月平均温度、气压、相对湿度、风速、降水、地面温度及土壤温度; 3)1995 年长江三角洲地区土地利用遥感信息和土壤质地数据<sup>[17]</sup>; 该区所选范围的南北和东西方向的跨度都是 4°左右,其西南部是以黄山和天目山为主峰的丘陵山地,地形复杂,多树木林地,土壤以壤质为主,东部和北部大多是平原,下垫面以水田、旱地及水面为主,土壤以粘质为主。基本上代表了长江三角洲地区区域自然环境。

在计算中,考虑到高度的影响将 44 个标准气象站的资料内插到 500 m × 500 m 的小网格点上,将模式应用到每个网格点上,再结合土地资源利用信息求取任一类型下垫面的平均蒸发以及整个区域加权平均蒸发量。三角洲地区的土地利用分为 20 种类型,用阿拉伯数字 1 ~ 20 表示,依次是水田、旱地、林地、灌木林地、其它林地、高覆盖草地、中覆盖草地、低覆盖草地、河渠、湖泊、水库坑塘、滩涂、滩地、城镇用地、工矿用地、其它建设用地、盐碱地、裸土地、裸岩石砾地和其他用地。

1995 年长江三角洲地区各种下垫面月、年实际蒸发散量的估计结果如表 7 所示。

表 7 1995 年长江三角洲地区土地资源利用信息及各月和年蒸发散量的估计 mm/ m

土地类型	所占比例 (%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
1	49.85	18.51	20.94	28.08	41.37	86.48	70.04	112.30	135.66	73.15	37.42	29.62	23.18	676.79
2	8.485	16.94	19.62	26.91	38.86	79.34	66.72	104.49	128.12	69.86	36.11	27.76	20.33	635.12
3	24.10	19.91	29.82	35.85	49.80	95.97	89.56	128.35	149.85	92.54	66.85	47.62	41.61	843.98
4	2.093	19.74	29.42	35.16	44.21	90.08	78.73	127.93	149.05	88.60	68.23	47.56	41.44	820.17
5	1.06	19.02	29.25	35.88	46.19	91.42	79.60	130.68	148.99	89.24	68.51	48.69	42.68	831.23
6	2.163	16.46	20.81	28.34	40.43	84.30	73.59	127.35	152.61	55.22	38.93	29.40	20.75	688.18
7	0.019	19.99	20.40	27.60	32.07	76.83	60.19	119.04	112.37	41.43	39.42	35.76	27.49	612.58
8	0.009	19.17	20.12	27.30	33.03	76.35	58.91	114.00	120.98	42.79	40.71	32.87	26.42	612.66
9	1.818	50.89	54.63	66.82	98.51	116.39	86.29	144.34	172.46	124.86	90.41	70.88	60.96	1137.46
10	3.34	45.06	53.27	62.20	96.38	112.05	82.28	134.44	169.72	117.49	76.56	72.52	53.70	1075.79
11	1.621	45.47	52.85	61.11	91.22	108.70	83.51	146.55	183.87	123.42	86.52	68.79	59.51	1111.55
12	0.903	18.79	20.72	28.90	40.55	82.16	72.24	113.77	137.13	45.83	35.47	26.38	19.13	741.11
13	0.675	16.23	18.26	24.88	37.05	78.02	62.94	111.71	127.42	48.36	35.16	28.54	21.00	699.59
14	2.513	14.13	16.24	22.58	32.48	70.52	55.79	100.67	119.67	42.61	29.32	22.79	16.94	543.76
15	0.268	14.30	15.71	21.88	30.64	69.80	53.50	101.20	114.33	42.43	30.14	23.86	18.29	535.91
16	1.049	14.55	16.72	23.16	34.22	71.93	58.25	98.01	119.06	43.45	29.97	23.34	16.94	549.62
17	0.001	13.70	17.30	24.97	38.86	71.43	61.81	96.96	97.46	34.71	24.45	27.92	19.66	529.28
18	0.005	15.74	16.21	21.47	26.87	66.64	51.25	117.73	131.89	37.84	28.06	20.61	16.57	550.92
19	0.008	11.80	15.21	20.99	33.40	67.62	54.47	98.31	119.23	42.63	27.81	23.91	17.29	532.70
20	0.014	16.54	18.68	26.14	35.76	70.76	49.35	101.60	121.78	42.25	28.86	25.04	15.46	552.26
加权		19.69	22.37	29.52	42.06	84.63	67.49	121.70	143.63	56.99	40.22	31.45	24.95	684.73

由表 7 可见,长江三角洲地区的土地资源利用类型较多,地表下垫面非常不均匀。其中农业用地比重最大达 50%以上,且主要是水稻种植,水面占 6.779%。虽然各种下垫面蒸发量的季节变化特征相似,都是夏季大,冬季小,而且夏季中以 8 月份最大,6 月份小于 5 月份的值,但是不同类型下垫面各月及年蒸发散量都有很大的差异,其中最大的差异表现在水面和陆面之间,年蒸发散量前者约为后者的 2 倍。当然就陆地表面本身来说,不同类型的下垫面间蒸发散量的差异也是比较明显的,如城镇和工矿用地的蒸发散量就明显地小于农业用

地。另外上述计算的不同地表面上的蒸发散量是整个区域的平均值,对某一种特定的地表条件,其蒸发散量受所处的地理位置,地形及局地小气候条件等影响非常明显。仅因坡向不同可造成地表净辐射相差30%~40%,从而使蒸发散量相差20%<sup>[18]</sup>。由此可见地表蒸发散量的大小不仅受到下垫面状况的影响,而且还与区域所在的地势、地形以及地理环境有密切的关系,其影响不可忽视,当比较不同下垫面类型对地表实际蒸发量的影响时,应当选用同一气候背景下,相似的地形及相近的地势和地理环境。

计算结果表明,1995年长江三角洲地区各种下垫面的加权平均蒸发散量为684.73 mm,该区域的平均年降水量为1202.49 mm,区域蒸发占降水的56.9%。该比值反映了长江三角洲地区水分循环的重要特征。

## 5 小 结

(1) 修改的K-B模式可用于长江三角洲地区蒸发散量的估计,其在常熟试验站的计算结果表明不论是瞬时蒸发散量所描述的日变化特征,还是月蒸发散量与涡动相关的都比较一致,蒸发散量的年变化的估计结果与鲍恩比法的估计结果非常接近。

(2) 本文所提出的蒸发量计算模式更加适合于湿润地区的蒸发估计,其最大的优点就是它所需要的资料都是取自于常规标准气象观测站,因此可以推广到面上应用,其结果能以数字化网格点的形式给出。

(3) 对1995年长江三角洲地区蒸发的计算结果表明:该区域不同土地利用下的地表蒸发存在很大的差异,其中以水面和陆面间相差最大,这与实际观测是一致的。陆面上不同土地利用状况下的蒸发也相差明显。该区域全年各种下垫面加权平均的蒸发散量为684.73 mm,区域平均年降水量为1202.49 mm,蒸发量占降水量的56.9%,这一比值关系与用水分平衡所作的估计相近。

(4) 地表蒸发散量不仅受下垫面状况的影响,而且它还受地形、地势及海拔高度的影响。某一下垫面的实际蒸发包含了各种因子的影响,若要比较不同下垫面状况的蒸发,应当尽量消除其它影响因子,即在相同的地理环境下进行。模式中关于森林覆盖蒸发的计算,并没详细考虑林内空气与地面,林内空气与外部大气间的交换。森林的蒸发散量包括森林的叶面蒸发,林内地面蒸发和森林的降水截断蒸发。如何对每种蒸发进行精确计算进而得到森林的总蒸发量,还需要进一步研究。另外城镇及非农业用地蒸发量的计算也可能存在一些问题,特别是水泥或沥青路面及建筑物表面,降水后很快形成径流,只有很少部分被蒸发掉,本文提出的方法在应用于此类表面时可能产生相当的误差,在此只能做为参考。

## 参 考 文 献

- 1 Shuttleworth W J. Evaporation models in hydrology. In: Schmugge T J, Andre J C, Ed. Land Surface Evaporation, Measurement and Parameterization. New York: Springer Verlag, Inc., New York, 1999. 93~120.
- 2 Toya T, Yasuda N. Parameterization of evaporation from a non-saturated bare surface for application in numerical prediction models. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, **66**: 729~739.
- 3 Yasuda N, Toya T. Evaporation from non-saturated surface and surface moisture availability. *Pap. Meteor. Geophys.*, 1981, **32**: 89~98.

- 4 Morton F I. Estimating evaporation and transpiration from climatological observation. *J. Appl. Meteor.*, 1975, **14**: 488 ~ 497.
- 5 Morton F I. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. Hydrol.*, 1983, **66**: 1 ~ 76.
- 6 Priestley C H B, Taylor R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Wea. Rev.*, 1972, **100**: 81 ~ 92.
- 7 Horst T W, Weil J C. How far is far enough? The fetch requirements for micrometeorological measurements of surface fluxes. *J. Atmos. and Oceanic. Tech.* 1994, **11**: 1018 ~ 1025.
- 8 Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London, Series A*, 1948, **193**: 120 ~ 126.
- 9 Kotoda K. Estimation of river basin evapotranspiration. Environmental Research Center Paper, University of Tsukuba, 1986, **8**: 1 ~ 66.
- 10 Brutsaert W, Stricker H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 1979, **15**: 443 ~ 449.
- 11 Barton I J. A parameterization of the evaporation from non-saturated surfaces. *J. Appl. Meteor.*, 1979, **18**: 43 ~ 47.
- 12 Jingmiao Liu, Kotoda K. Estimation of regional evapotranspiration from arid and semi-arid surfaces, *J. of Amer. Wat. Reso. Asso.*, 1998, **34**(1): 27 ~ 41.
- 13 李骥. 淮河流域能量与水分循环(HUBEX)资料的收集、处理及试验数据集. 淮河流域能量与水分循环研究(一). 北京:气象出版社, 1999. 269 ~ 271.
- 14 潘守文. 现代气候学原理. 北京:气象出版社, 1994. 984 ~ 988.
- 15 日本各地森林的蒸发散量. 日本水文·水资源学会 1992 年论文集. 1992. 211(日文).
- 16 毛锐. 太湖水面蒸发量预报模型及其应用. 湖泊科学, 1992, **4**(1): 8 ~ 13.
- 17 田国良,何剑锋. 长江三角洲地区大气-生态系统近期变化的动态分析研究(数据库,个人交换). 1992.
- 18 Liu Jingmiao. A study of the evapotranspiration and heat balance characteristics in the arid and semi-arid region of Heihe River basin Northwest China: [ Ph D Thesis ]. University of Tsukuba, Japan. 1995.

## ESTIMATES OF REGIONAL EVAPOTRANSPIRATION IN VARIOUS SURFACES

Liu Jingmiao Zhou Xiuji

( Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081 )

Yu Jinhua Ding Yuguo

( Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044 )

### Abstract

The Kotoda-Bortan (K-B) model, used for estimating evapotranspiration, is modified. The estimates of evapotranspiration on various surfaces from the modified model are compared with those from the Kotoda model, Advection-Aridity model, Eddy-Correlation and Bowen ratio methods, based on the data collected in the Yangtze Delta Field Experiment (1999) and the Huaihe River Basin Energy and Water Cycle Experiment (HUBEX, 1998). The results show that the evapotranspiration estimates from the modified model are very close to those from the Eddy-Correlation and Bowen ratio methods both for instantaneous and daily estimations. The modified model has the fol-

lowing advantages: (1) the necessary input data are limited to those easily obtainable from routine meteorological observation, remote sensing technique and geographical information system; (2) it can be used to estimate evapotranspiration not only from arid and semi-arid surfaces, but also from wet and vegetated surfaces; (3) the results can be given as digitized square-grid maps. Using this model, we estimated evapotranspiration on various surfaces in the Yangtze Delta region ( $118^{\circ}$  -  $123^{\circ}$  E,  $28^{\circ}$  -  $33^{\circ}$  N) in 1995, and the regional average of evapotranspiration is calculated by the weight mean method.

**Key words:** Evapotranspiration    Inhomogeneous surface    Regional average of evapotranspiration