

中国科学院 林业土壤研究所集刊

第一集

科学出版社

中国科学院林业土壤研究所集刊

第一集

目 录

論林带附近的水汽輸送·····	王正非、崔啓武、朱廷曜、王賢祥 (1)
論水热平衡方程在研究人类活动对径流影响的計算中的进一步应用·····	崔啓武 (12)
气象与森林火災·····	王正非、王賢祥 (24)
森林总体蒸发(散)的測定設計·····	王正非、崔啓武 (33)
(森林蒸发散研究第一报)	
林冠蒸发散的計算·····	王正非、崔啓武、王維华 (40)
(森林蒸发散研究第二报)	
利用热量平衡法对甘肅省子午岭林区山楊林与辽东櫟林的总蒸发散 进行測定的初步报告·····	朱劲伟 (46)
(森林蒸发散研究第三报)	
利用Potometer法对甘肅省子午岭林区山楊林与辽东櫟林的总蒸发散 进行測定的初步报告·····	覃 世、齐济榮 (54)
(森林蒸发散研究第四报)	
人类活动对黃河流域降水量影响的估算(初报)·····	崔啓武 (60)
附篇: 黃河流域大气水汽的輸送方式	
固沙造林引起的热量平衡及小气候变化的某些觀測結果·····	朱廷曜 (78)
紅松林采用大面积与小面积皆伐对于温度影响的初步观察·····	赵允惠 (88)
落叶松人工幼林的气候生态研究·····	陈炳浩、李紹忠 (94)
小兴安岭带岭林型气候觀測及研究·····	王正非、王 战 (105)
小兴安岭带岭林区三个林型的温湿特征·····	崔啓武、张延齡、梁希全 (140)
森林气象用温湿隔測仪的試制研究·····	朱廷曜、聶 金 (153)
簡易輻射平衡仪的試制报告·····	毕庶春 (164)

編 輯 委 員 会

主編: 宋达泉

編委: 朱济凡 刘慎諤 张宪武 宋达泉

王 战 曹新蓀 陈恩凤 吳友三

王正非 高拯民

BULLETIN OF THE INSTITUTE OF FORESTRY AND PEDOLOGY, ACADEMIA SINICA

No. 1

CONTENTS

The vapour transfer near the Shelter Belt.....	
..... C. F. Wang, C. W. Chue, T. E. Zu and C. S. Wang (1)	
The further applications of the moisture-heat balance equation in the calculation of runoff caused by the influence of mankind activities.....	C. W. Chue (12)
Meteorology and the forest fire	C. F. Wang and C. S. Wang (24)
A research device for measuring the total forest evapotranspiration (The study of forest evapotranspiration—I)	C. F. Wang and C. W. Chue (33)
The computation principles about the total evapotranspiration of crown cover (The study of forest evapotranspiration—II).....	
..... C. F. Wang, C. W. Chue and W. W. Wang (40)	
The primary results of application of the energy-balance method to measure the total evapotranspiration in the forest of <i>Populus Davidiana</i> Dode and <i>Quercus liaotungensis</i> Koidz at Tse-wu-Ling of Kansu province (The study of forest evapotranspiration—III)	G. W. Zu (46)
The primary results of experimental studies by means of Potometer method to measure the total evapotranspiration in the forests of <i>Populus Davidiana</i> Dode and <i>Quercus liaotungensis</i> Koidz at Tse-wu-Ling of Kansu province (The study of forest evapotranspiration—IV).....	S. Tsin and G. S. Chie (54)
A rough calculation about the influence of mankind activities on the precipita- tion in Yellow River valley	C. W. Chue (60)
Appendix: The mode of vapour transfer in the upper valley of Yellow River	C. W. Chue (70)
Some observations about the effect of sand-fixing afforestation on microclimate and heat balance	T. E. Zu (78)
The primary observation about the influence of the various modes of clear cut- ting of Korean pine forest (<i>Pinus koraiensis</i>) on the atmospheric tempera- ture	V. W. Jou (88)
The meteorological investigation of the artificial young forest of Larch	
..... B. H. Chen and S. T. Lee (94)	
Investigations on the forest types and climatic conditions of the Little Hsingan mountainous region.....	C. F. Wang and J. Wang (105)
The hydro-thermic characteristics of three forest types in Little Hsingan moun- tainous Region.....	C. W. Chue and Y. L. Chang (140)
The design and construction of a distant thermohygrometer for forest meteorolo- gical investigation	J. E. Zu and Nie Gin (153)
A report on the construction of a simple net radiometer.....	S. C. Bee (164)

論林帶附近的水汽輸送*

王正非 崔啓武 朱廷曜 王賢祥

提 要

本文从水汽扩散方程出发,用林带附近的局地环流理論討論了林带作为一个水源和一个相对冷源(在白天),能够源源不断地給附近农地以大量的水汽,从而湿润农田,抑制和减少蒸发,提高农作物产量。基本的結論为:

1. 林带附近的水汽分布服从下述公式(差分形式):

$$q_{i,k} = \frac{1}{42} [26q_{i-1,k} + 6q_{i+1,k} + 5q_{i,k+1} + 5q_{i,k+1}]$$

水汽的平流輸送和垂直扩散的量級相当,比水平扩散的量級为大。

2. 經常存在的平流輸送主要是由林带和曠野的温差所引起的局地环流所形成。局地环流不但将林带本身丰富的水汽輸送给农地,而且循环不已的将农田高空的水汽收集起来輸送给农田的近地表面。輸送的量級和农田蒸发量相当,不可忽視。

3. 由于上述平流水汽輸送,因而改变了农田上空的水汽浓度分布,直接抑制了蒸发,起到了防止干旱的作用。

4. 两种林带平流水汽輸送效果之比等于它們分別和曠野的溫度差、湿度差的乘积之比。

5. 由这种輸送水汽减少蒸发防止干旱的效果估計,林带附近的农田比一般农田将增产5—7%。

林带能够減弱风速,提高湿度,減少风沙,阻留积雪,以及緩和霜冻等有益作用,已久为农家所熟知。由于其規格的不同,显示出来的效果也不一样。到目前为止,为了鉴定林带的合理結構,各国学者从不同的角度作了研究,并提出了鉴定林带合理結構的各种方法和結論,作为指导营造防护林的基础。本文拟从水汽輸送(包括乱流扩散和局地环流)的角度,提出另一种确定林带合理結構的方法,并初步估算了林带能給附近农田輸送水分和抑制蒸发的数量級。

一、作为一个水源的林带特性

农田防护林带的基本結構形式,多为乔木或乔木与灌木混交造成。寬度由十几米到数十米,长度由几公里到几十公里,高达十数米,形成一条綠色的长城。

林木在生长期中,創造1克干物质約需消耗水分300—500克,在中緯地区整个生长期中,林木蒸騰消耗的水分約为300毫米/年^[1](樺树林,松树林),比陆地表面年蒸发量略小;然因其蒸騰時間主要集中于生长季节白天,尤其当春末夏初之交,土壤干旱,物理蒸发

* 1. 文中基本思想曾在辽宁省1961年气象年会上报告过;以后充实内容,重加改写。

2. 参加本文計算工作的有茹竞华、王維华、毕庶春等同志。

大为减少之际,植株根系深入地下,源源不绝地吸取深层土壤水分以供植物蒸腾,每个植株有如抽水机一般,使整个林带形成一面立体的蒸发壁,其作用尤为显著。常在林带附近形成较旷野为湿润的小气候环境。根据1961年8—10月在东北西部地区防护林气象效应的观测资料,可知旷野与林缘5倍树高处的1.5米高处的空气水汽压相差可达1毫巴(mb),与林带中间之差竟达1.5毫巴(mb)。

另外,由于林冠的遮蔽作用,夏季白天林冠下气温较低,与旷野之间产生一微小的温度差,由环流理论得知,此微小之温度差将形成局部的环流,产生所谓“林风”,白天由林带吹向旷野,夜晚由旷野吹向林带,其影响范围可达离林带20倍树高之处,林风的数量级大小最大可达1米/秒左右。

由于林带面积比农田面积小的多,使农田空气湿度虽然增加的不多,但是由于局部的环流作用,林带起着循环不已地传输水汽作用,主要以平流水汽输送到田间。所传输的水汽量虽不足以强烈改变田间空气湿度,但确对农田蒸发起着抑制作用。根据苏北沿海农田防护林中的观测^[2],林后5倍树高处的水面蒸发比旷野减少10.3%,林后10倍树高处水面蒸发亦较旷野少4.46%。

二、林带附近的水汽扩散方程

一般的水汽扩散方程为:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial q}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right) \quad (1)$$

式中 $q(x, y, z, t)$ 是空气的比湿, K_x, K_y, K_z 为 x, y, z 方向的涡动扩散系数。

对于林带,可以看做是一无限长的扩散线,取 y 轴平行于林带,并考虑到:

$$\bar{w} = 0$$

$$\frac{\partial q}{\partial y} = 0 \dots \dots (\text{沿林带方向水汽浓度均一})$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = 0 \dots \dots (\text{定常或平均情况})$$

则(1)化为

$$\bar{u} \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right) \quad (2)$$

式中 $\bar{u}$ 为平均的横切林带的风速。

式(2)表示林带附近的平流水汽量与扩散(水平方向和铅直方向)水汽量达到平衡。

我们打算引入不同的边界条件来求这一偏微分方程的解,而用数值解法来处理这个方程式^[3]。

设 $K_x = K_1, K_z = K_2, \bar{u} = u_1$, 则式(2)化为

$$u_1 \frac{\partial q}{\partial x} = K_1 \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + K_2 \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \quad (3)$$

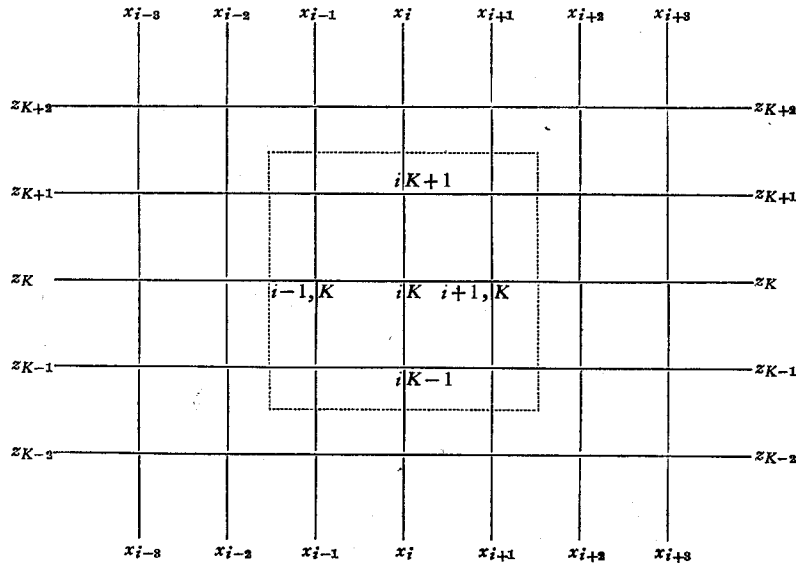
与此相应的差分方程为

$$\mu_1 \frac{q_{i+1,K} - q_{i-1,K}}{2h} = K_1 \frac{q_{i+1,K} - 2q_{i,K} + q_{i-1,K}}{h^2} + K_2 \frac{q_{i,K+1} - 2q_{i,K} + q_{i,K-1}}{h^2}$$

或写成求解的形式为

$$q_{i,K} = \frac{1}{2(K_1 + K_2)} \left[\left(K_1 + \frac{1}{2} h u_1 \right) q_{i-1,K} + \left(K_1 - \frac{1}{2} h u_1 \right) q_{i+1,K} + K_2 q_{i,K+1} + K_2 q_{i,K-1} \right] \quad (4)$$

其中底标 i 表示 x 方向的計算网格号, K 表示 z 方向的計算网格号, 如下图所示。



計算范围及边界条件規定如下:(參見图 1)

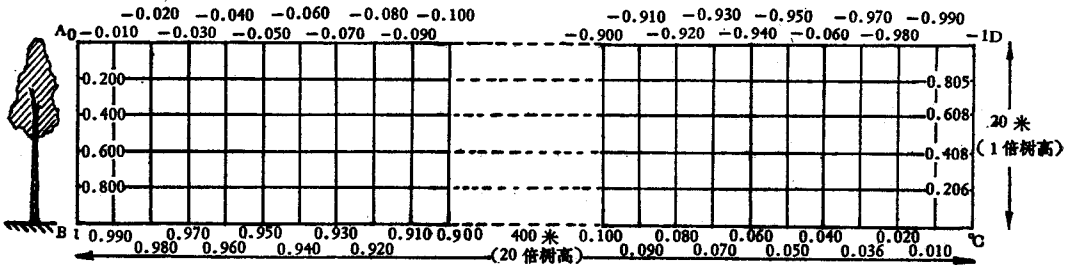


图 1 林带附近水汽分布(相对数字)的边界条件(G)

(1) 边界范围:

z 方向: 取树高作为計算全程, 即 $AB = H$;

取树高五分之一作为計算之网格距离, 即

$$z_K - z_{K-1} = \frac{1}{5} H$$

x 方向: 取树高之 20 倍作为計算全程, 即 $BC = 20H$;

取树高五分之一作为計算之网格距离, 即

$$x_i - x_{i-1} = \frac{1}{5} H$$

(2) 边界条件的规定和说明:

AB: A 为林冠顶部, 系自由蒸发面, 取其绝对湿度的相对数字为 0。

B 为林中贴地表空气处, 系束缚蒸发面(其蒸发之水汽受林冠阻挡影响, 不易逸散), 取其绝对湿度的相对数字为 1。

AB 间绝对湿度差之相对数字为 1, 且规定由 B 至 A 按线性规律递减^[4]。

BC: C 点为 20 倍树高远处之旷野, 显然系自由蒸发面, 取其绝对湿度的相对数字为 0。

BC 间绝对湿度差之相对数字为 1, 且规定由 B 至 C 按线性规律递减^[5]。

CD: D 点为自由空间, 取定点 D 处绝对湿度之相对数字为 -1。

CD 间绝对湿度之差的相对数字为 1, 且规定由 C 至 D 按指数规律递减^[5]。

DA: DA 间绝对湿度差之相对数字为 1, 且规定由 A 至 D 按线性规律递减。

(3) 有关常数的取定

$\bar{u}$ 取 0.5 米/秒 = 50 C.G.S.

$h = \frac{H}{5} = 4 \text{ 米} = 400 \text{ C.G.S.}$

K_1, K_2 按罗拍兹^[6]所得结果为

$K_1 = 1.6 \times 10^4 \text{ 厘米}^2/\text{秒} = 1.6 \times 10^4 \text{ C.G.S.}$

$K_2 = 5 \times 10^3 \text{ 厘米}^2/\text{秒} = 5 \times 10^3 \text{ C.G.S.}$

其中(1)(2)综合于图 1, 将此条件记为 G, 而将(3)代入(4)可以简化差分方程。

这样一来, 差分方程及其相应的边界条件可简写为

$$\left. \begin{aligned} q_{i,k} &= \frac{1}{42} [26q_{i-1,k} + 6q_{i+1,k} + 5q_{i,k-1} + 5q_{i,k+1}] \\ q|_{ABCD} &= G \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

用迭代法解此组方程, 得图 2 之结果(共迭代 8 次, 所得数据未全部列出)。

此一数值解具有几个特点:

1. 林带附近 20 倍树高范围内的水汽湿度相对数字呈钟形分布, 随着离林带距离的增加水汽浓度逐渐减少, 但减少的速度很慢; 随着离地面距离的增加, 水汽浓度亦逐渐减少, 减少的速度较前者为快(约快 20 倍)。

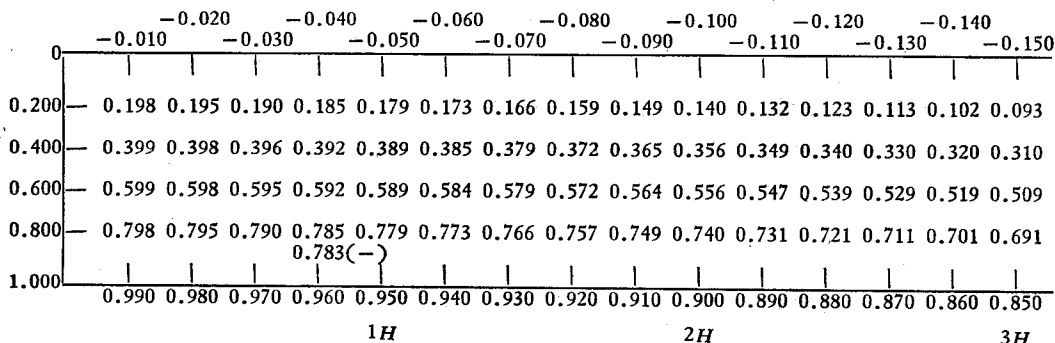


图 2 林带附近的水汽
(括号内数字为实测值)

2. 林帶附近 20 倍樹高範圍內垂直方向濕度的遞減率隨高度逐漸增加,即貼近地面減少較慢,接近 20 米高度處減少較快。因此,當垂直的亂流交換系數取相同的數值時,垂直方向的水汽通量不為常數,流入的少,流出的多,不足之水汽依靠平流(林風)來供給。此點特性在下節中將詳盡論述,亦即表明林風的作用能制止地表過量的蒸發。

3. 用典型的數值可以估計出垂直方向的水汽擴散比水平方向的水汽擴散大一個量級,而平流的水汽則與垂直方向的水汽量級相當,即

$$\bar{u} \frac{\Delta q}{\Delta x} \simeq K_z \frac{\Delta^2 q}{\Delta z^2}$$

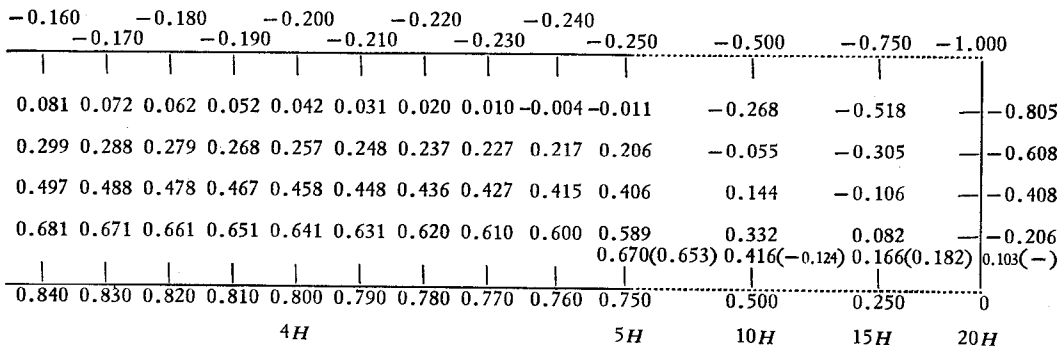
$$K_z \frac{\Delta^2 q}{\Delta z^2} \gg K_x \frac{\Delta^2 q}{\Delta x^2}$$

作為近似,可以認為平流水汽量與垂直擴散水汽量相互平衡。

上述理論數據可用實測資料進行驗證,表 1 系遼寧省林業局固砂造林試驗站在遼寧

表 1 离林帶不同距離處之空氣濕度

項 目	距 離 時 間	背 風 面				曠 野
		4 米	5H	10H	15H	
溫度(0°C)	7 時	8.0	7.9	8.0	8.1	8.0
	13 時	20.9	21.1	21.0	20.5	20.7
	19 時	11.5	11.6	11.7	11.5	11.6
相對濕度(%)	7 時	77	75	66	72	68
	13 時	29	28	22	26	24
	19 時	57	56	48	52	47
絕對濕度(mb)	7 時	8.3	8.0	7.0	7.8	7.3
	13 時	7.1	7.0	5.5	6.2	5.9
	19 時	7.8	7.7	6.6	7.0	6.4
	平均	7.73	7.57	6.37	7.00	6.33
絕對濕度之差	平均	1.20	1.04	-0.15	0.47	0
絕對濕度差之相對數字	平均	邊界條件	0.653	-0.124 ¹	0.182	邊界條件



西部护田林带第二号林带附近观测的记录及计算结果^[7]。我们略加整理,即可求出其绝对湿度之相对数字。将此数字填入图2之相应部位(括号内之数据)即可看出,它们和理论值是相近的。

应该指出,由于林带附近水汽量的变化并不显著,而目前测算绝对湿度和相对湿度之仪器亦不够精密,观测的误差往往超过它们理论值之间的差异,而有若干实测记录出现和理论结果相矛盾之处是不足为奇的。但是,几乎所有的观测都表明^[2,7,8],离林带越远,湿度越小,蒸发越大,这和理论上的推论很相一致。

三、林带附近的局部环流

在林带和其附近无林地组成的系统中,局部环流的产生是由于林冠形成的活动面与无林地地表面的热量平衡状态的差异而引起的。无论在山地森林的边缘或护田林附近,都能发现这种现象的存在。

根据 Bjerknes 环流定理,在小范围内并考虑粘性力可以略去不计时,环流加速为^[9]

$$\frac{d\Gamma}{dt} = - \oint \frac{dP}{\rho} = -R \oint T d \ln P \quad (6)$$

式右为斜压项,其中 ρ 、 T 、 P 表示空气密度、温度和气压, R 为气体常数; Γ 为沿闭合曲线的速度环流,由下式定义

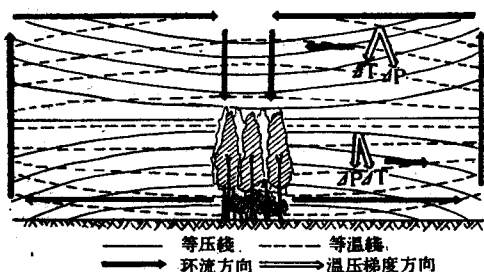


图3 林带附近温度场及局部环流模式

$$\Gamma = \oint (u dx + v dy + w dz)$$

现考虑将环流原理应用于林带。由于林冠底荫影响,林带在白天温度低于四周农田,温度场的分布及局地环流模式如图3所示。

取由两条等压线及两条垂直线所组成的 $ABCD$ 闭合线,则环流加速为:

$$\begin{aligned} \frac{d\Gamma}{dt} &= - \int_{AB} \frac{dP}{\rho} - \int_{BC} \frac{dP}{\rho} - \int_{CD} \frac{dP}{\rho} - \int_{DA} \frac{dP}{\rho} = \\ &= - \int_{AB} \frac{dP}{\rho} - \int_{CD} \frac{dP}{\rho} = \int_{AB} g dz + \int_{CD} g dz \end{aligned}$$

引用重力位势 $H = \frac{g}{9.8} z$ 及相对重力位势 $H_P^{*- \delta p}$,便有

$$\frac{d\Gamma}{dt} = 9.8 [(H_A - H_B) - (H_D - H_C)]$$

或

$$\frac{d\Gamma}{dt} = 9.8 [H_P^{*- \delta p}(AB) - H_P^{*- \delta p}(CD)]$$

如果用与相对重力位势成比例的、截取 AB 、 CD 間气层内的平均气温来代替相对重力位势, 那末可得

$$\frac{d\Gamma}{dt} = R(\bar{T}_{AB} - \bar{T}_{CD}) \ln \frac{P}{P - \delta p} \quad (7)$$

Л. С. Гандин 曾經指出, 上述理論只适用于定性的描述地方性环流的产生, 而不能用作分析任意時間間隔內的环流变化。对于这样的問題, 粘滯性影响是无论如何不能略去的。

作为第一級近似, 我們由式(7)估計一下下述条件下的环流加速和速度环流:

$P = 1,000\text{mb}$, $\delta p = 5\text{mb}$ (相当于 40 米高, 即 $2H$)

$CB = 400$ 米 (即 $20H$), $\bar{T}_{AB} - \bar{T}_{CD} = 0.5^\circ\text{C}$

則

$$R(\bar{T}_{AB} - \bar{T}_{CD}) \ln \frac{P}{P - \delta p} = 7.2 \times 10^3 \text{ 厘米}^2/\text{秒}^2$$

单位长度的加速約为 0.083 厘米/秒²。

这样的加速在 1 小时以后, 风速即可达 3.0 米/秒, 6 小时以后可达 18.0 米/秒, 实难想象。

为此, 必須考虑由于环流的存在, 粘性力对于环流加速的制动作用, 則式(7)右边需增添一項, 即

$$\frac{d\Gamma}{dt} = R(\bar{T}_{AB} - \bar{T}_{CD}) \ln \frac{P}{P - \delta p} - n\Gamma$$

其中 n 与粘滯性有关。

对于确定的界面, 平均情况温压值取一定值, 上式右边第一項为常数, 則方程的解为:

$$\Gamma = \frac{A_1}{n} (1 - e^{-nt}) = \Gamma_0 (1 - e^{-nt}) \quad (8)$$

其中

$$A_1 = R(\bar{T}_{AB} - \bar{T}_{CD}) \ln \frac{P}{P - \delta p}$$

式(8)表示环流在起始时随時間增加, 到一定阶段以后, 迅速的稳定在 $\frac{A_1}{n}$ 值附近。

相当于斜压与粘滯力相互平衡时的速度环流。

据 И. А. Гольцберг 的研究^[10], 局地起源的风最大可达 $1.5-2.0$ 米/秒。Г. Ф. 西里米更进一步地指出^[11], 林风在平靜的晴天可以感觉出来, 我們取定其最大值可达 $0.75-0.90$ 米/秒之間, 这相当于速度环流为:

$$\Gamma_0 = 6.6 \times 10^6 \sim 7.9 \times 10^6 \text{ 厘米}^2/\text{秒} \quad \text{平均 } 7.3 \times 10^6 \text{ 厘米}^2/\text{秒}$$

因此

$$n = \frac{A}{\Gamma_0} = \frac{7.2 \times 10^3}{7.9 \times 10^6} = 9.1 \times 10^{-4} / \text{秒}$$

单位长度的速度环流(林风)可表示为

$$u_t = \frac{\Gamma}{ABCD} = \frac{\Gamma_0}{8.8 \times 10^4} (1 - e^{-nt})$$

平均的林风风速 $\bar{u}$ 为

$$\begin{aligned}\bar{u} &= \frac{1}{\tau} \int_0^\tau u_t dt = \frac{1}{\tau} \left[\frac{\Gamma_0}{ABCD} \tau - \frac{\Gamma_0}{nABCD} + \frac{\Gamma_0}{nABCD} e^{-n\tau} \right] \approx \\ &\approx \frac{1}{\tau} \left[\frac{\Gamma_0}{ABCD} \tau - \frac{\Gamma_0}{nABCD} \right]\end{aligned}$$

取 τ 为 6 小时 (2.16×10^4 秒) 将 $n, \Gamma_0, \overline{ABCD}$ 代入即得

$$\bar{u} = \frac{1}{2.16 \times 10^4} \left[\frac{7.3 \times 10^6}{8.8 \times 10^4} \times 2.16 \times 10^4 - \frac{7.3 \times 10^6}{9.1 \times 10^{-4} \times 8.8 \times 10^4} \right] = 0.79 \text{ 米/秒}$$

为了更慎重起见, 我们不用此理论值来计算其水汽输送的效果, 而取较小的值, 正如在前节扩散方程的讨论中一样, 我们取定林风的平均值为 0.5 米/秒。

四、林带附近的水汽输送效果

(一) 定常的水汽净输送量的量级

在第二节中, 我们已经指明, 平流的水汽输送量级和垂直方向的水汽扩散量级相当, 由第三节又得知在林带附近白天有经常的林风(平均风速达 0.5 米/秒以上)存在, 因此估算由于林风的作用给附近农田的水汽净输送量是可能的。

平流的水汽净输送量为:

$$Q = \int_0^\tau \int_0^z \bar{u} \Delta \rho_w dz dt = \bar{u} \overline{\Delta \rho_w} z \cdot \tau \quad (9)$$

其中 z 为林高 (20 米), τ 为输送时间 (6 小时), $\Delta \rho_w$ 为林内与旷野水汽密度之差 ($\Delta e = 1 \text{ mb}$ 相当于 $\Delta \rho_w \approx 0.8 \text{ 克/米}^3 = 8 \times 10^{-7} \text{ 克/厘米}^3$)^[4]。

将这些数字代入式 (9) 得单位长度的林带林风的平流净输送量为:

$$Q = 50 \times 8 \times 10^{-7} \times 2,000 \times 2.16 \times 10^4 = 1.73 \times 10^3 \text{ 克}$$

将这些水汽均匀地分在 400 米长 (20H) 的农田上, 则平均可达 0.43 毫米, 与蒸发量的量级相当, 不可忽视。

水汽输送达到如此大的数字, 也许可以怀疑, 因为林带作为一个水源来说, 水汽量毕竟是一个有限的数字, 依靠它对附近 20 倍林高范围内的农田供应如此大的水分是不可想象的。但是, 此点当承认林带附近确有局地环流存在时, 即可获得充分的解释。因为林带这时不只是作为一个源地供应农田以水分, 也作为一部调济的机器, 把周围的水分 (包括农地上空的) 不断的循环输送, 因此有可能使附近农田在一段时间内进入大量的水分, 自然这些水分可以不借助于平流而借助于垂直方向的扩散向上输送。这样循环不已, 构成了林带附近的水汽运行规律。

(二) 平流水汽输送对于抑制蒸发的作用及其对作物产量的影响

平流水汽输送, 特别是经常存在的林风的水汽输送, 给附近农田带来大量的水汽, 但

是,我們並沒有發現附近農田的水汽含量大幅度的增加。不少的作者曾經指出過^[8,12],林帶附近的水汽變化不太顯著,我們在遼西防護林附近的觀測也証實了這一點。顯然,這有兩種解釋,一種解釋是平流輸送來的水汽被垂直擴散水汽的增長而抵消了;另一種解釋是,附近農田的蒸發大量的減少了,因此農田上空正常所需要的水汽擴散將主要依靠下面空間的平流輸送水汽來補充。

由第一節擴散方程的數值解中,不難發現,上述兩種解釋都是可能的,而兩種作用的同時存在則比較更近於實際情況。試比較林帶附近 5 倍樹高處與 20 倍樹高處之水汽濕度垂直分布。在貼地處 $\Delta_{5Hq} = -0.161$, $\Delta_{20Hq} = -0.206$ 。

這表示 5 倍樹高處之近地蒸發較 20 倍樹高處之近地蒸發已顯著地減少。

另一方面,在近林冠上部 $\Delta_{5Hq} = -0.239$, $\Delta_{20Hq} = -0.195$ 。

這表示 5 倍樹高處之上空水汽擴散較 20 倍樹高處之上空之水汽擴散顯著增加。

當我們將 20 倍樹高處之水汽垂直分布認為不受林帶影響時,則顯然林帶的作用減少了近地層蒸發而增加了上空的水汽擴散,也就是垂直的水汽通量是逐漸增加的,而維持這種狀態則主要依靠平流水汽的補給。

將水汽垂直梯度變化的理論值和在西遼實測的蒸發^[7]作一相互比較是有趣的。

表 2 林帶影響範圍內和曠野的蒸發量的比較

項 目	5H		10H		15H		曠 野	
	值	占曠野的%	值	占曠野的%	值	占曠野的%	值	占曠野的%
實測的水面蒸發數據*	9.1	(78)	10.1	(86)	11.3	(97)	11.7	100
水汽分布相對數字的理論結果	16.1	(78)	16.8	(82)	16.8	(82)	20.6	100

* 實測資料引用文獻[7]。

應該指出,林帶附近的亂流交換系數也是在變化着的^[13],所以上述比較只意味著定性的關係。

由於林帶的平流水汽輸送有抑制附近農田蒸發的作用,因此,它可保存田間的水量,使作物避免乾旱,起到增產的作用。

如果我們以減少農地無益蒸發(與此同時,這部分水量可用於植物的有益蒸騰)百分數來估算林帶對農地的增產效果時,可得下表(表 3)。

表 3 林帶附近蒸發的減少對作物產量的影響

項 目 \ 距 離	5H	10H	15H	曠 野
水汽梯度(近地表)減少值	0.045	0.038	0.038	0
地表無益蒸發減少百分率(%)	22	18	18	0
對產量的增加 %	11	9	9	0

對產量的增加率是這樣計算的,即減少 m 克水的無益蒸發,亦即增加了 m 克水的有

益蒸騰,乘以蒸騰效率值(每克水分蒸騰后能制造的干物質克数),即得增加的干物質質量 $m\gamma$ 。以大豆作例,大豆的种粒約占全部地上干物質的 50%,因此,可增产大豆 $m\gamma/2$ 。

大豆的产量亦可換算成生产此产量时所蒸騰的全部水量¹⁾与蒸騰效率 γ 的乘积 $M\gamma$ 。因此,大豆增产百分率为

$$\frac{\frac{1}{2}m\gamma}{M\gamma} = \frac{1}{2}\left(\frac{m}{M}\right)$$

即为有益蒸騰量增加率的 1/2 倍,可得表 3。

平均來說,可增产 10% 左右,比林带所占用的面积(約 3%)为大。

(三) 鉴定林带水汽水平輸送效果的方法

为了比較两种不同結構林带的水平水汽輸送效果,不必估計其輸送的絕對值,而由式 (8)(9) 可得其相对的效果比值。

設第一种林带水平水汽輸送量为 Q_1 , 第二种林带的水平水汽輸送量为 Q_2 , 則

$$Q_1 = \bar{u}_1 \overline{\Delta_1 \rho_w} \varepsilon \tau = \Gamma_{01} (1 - e^{-n\tau}) \overline{\Delta_1 \rho_w} \varepsilon \tau$$

$$Q_2 = \bar{u}_2 \overline{\Delta_2 \rho_w} \varepsilon \tau = \Gamma_{02} (1 - e^{-n\tau}) \overline{\Delta_2 \rho_w} \varepsilon \tau$$

两种林带水汽輸送量之比为

$$\begin{aligned} \frac{Q_1}{Q_2} &= \frac{\bar{u}_1 \overline{\Delta_1 \rho_w}}{\bar{u}_2 \overline{\Delta_2 \rho_w}} = \frac{\Gamma_{01} (1 - e^{-n\tau}) \overline{\Delta_1 \rho_w}}{\Gamma_{02} (1 - e^{-n\tau}) \overline{\Delta_2 \rho_w}} = \\ &= \frac{\Gamma_{01} \overline{\Delta_1 \rho_w}}{\Gamma_{02} \overline{\Delta_2 \rho_w}} = \frac{(\bar{T}_{1AB} - \bar{T}_{1CD}) \overline{\Delta_1 \rho_w}}{(\bar{T}_{2AB} - \bar{T}_{2CD}) \overline{\Delta_2 \rho_w}} = \frac{\Delta_1 T \Delta_1 q}{\Delta_2 T \Delta_2 q} \end{aligned} \quad (10)$$

式中 $\Delta_1 T$, $\Delta_2 T$, $\Delta_1 q$, $\Delta_2 q$ 分别为第一、第二林带和其曠野之温度差,因此比較两种林带水平水汽輸送量的效果可以由其曠野的温湿度差来决定。

五、結 論

可以归結为如下几点:

1. 林带附近的水汽分布服从下述公式:

$$q_{i,K} = \frac{1}{42} [26q_{i-1,K} + 6q_{i+1,K} + 5q_{i,K-1} + 5q_{i,K+1}]$$

水汽的平流輸送和垂直扩散的量級相当,比水平扩散的量級为大。

作为近似,可以认为平流項和垂直扩散項相互平衡。

2. 經常存在的平流輸送主要是由林带和曠野的温差所引起的局地环流所形成。

3. 由于局地环流的存在,林带作为一部机器,循环不已的将附近(包括农田上空)的水汽水平的輸送至农田表面的空間里;輸送的量級和农田蒸发量相当,不可忽視。

4. 由于水平輸送水汽的結果,改变了农田上空水汽的湿度垂直分布,从而抑制了农田的蒸发,而起到防止干旱的作用。

1) 蒸騰量約与总蒸发量 M 相等。

5. 两种林带平流水汽輸送效果之比等于它們分別和曠野的温度差湿度差的乘积之比。

6. 林带附近农田比曠野的农田产量为高，以大豆为例可增加 10% 左右，如果除去林带所占用的农田，仍可增加产量 5—7%。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院地理研究所翻譯：热、水平衡及其在地理环境中的作用問題(第一版)第二集。科学出版社，1961 年。
- [2] 南京林学院等：苏北沿海农田防护林防护效果的研究报告。林业科学，1960 年。第二期。
- [3] 中国科学院計算技术研究所編。計算方法讲义(第一版)。第 235 頁，科学出版社，1958 年。
- [4] 崔启武等：小兴安岭带岭林区三个林型溫湿特征。本刊 140 頁。
- [5] 么枕生編著：气候学原理(第一版)。第 269 頁，科学出版社，1959 年。
- [6] Roberts, O. F. T.: Proc. Roy. Soc., (London) A104, 640, 1923.
- [7] 辽宁省林业局固砂造林試驗站、辽宁省林业局气象試驗站：辽宁省西部护田林带效益观测初步結果(油印本)。1959 年。
- [8] 馬恰金著：护田林带和小气候(第一版)。第 82 頁，科学出版社，1956 年。
- [9] Л. С. 剛金等著：动力气象学基础(下册)。(第一版)，第 557 頁，高教出版社，1958 年。
- [10] И. А. Гольдберг: Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха, стр. 221, Гидро. мет. издат. 1958.
- [11] Хильми, Г. Ф.: Теоретическая биогеофизика леса стр. 46—51, АН СССР, Москва. 1957.
- [12] 王正非編：防护林气候效应观测讲义(油印本)。森林气象訓練班讲义，1960 年。
- [13] 江爱良：华南植胶区防护林气象效能的試驗考察报告(第一版)。科学出版社，1958 年。

論水热平衡方程在研究人类活动对径流影响的計算中的进一步应用*

崔 啓 武

提 要

本文从下垫面水量平衡和热量平衡的联解中,求出了用热能形式表示的地区正常径流公式为:

$$f = \frac{1}{L} [\Gamma - P + R]$$

由此公式出发,引导出了利用下垫面温度和反射率来表示正常径流量变化的一个新公式,形式为

$$\Delta f = Q' \Delta \theta + \beta \Delta \theta_w$$

由这两个公式,作者討論了几种典型的径流計算結果。

1. 水土保持措施对于总径流量的影响的計算。
2. 森林采伐对于河川流量的影响的計算。
3. 灌溉地区需水量的計算。

作者最后,还利用引导出的新公式解释了某些众所周知的自然現象,如径流是地区气候和地形因子的函数,降水径流关系等問題。

一、引 言

在陆地水文的計算中,近年来广泛地使用了水量平衡公式。由于这一公式具有非常牢固的物理基础,使得过去比較偏重于經驗的某些方法(如径流小区法)得到了修正,从而也改正了过去某些比較陈旧的概念。但是,与水量平衡公式同样重要的热量平衡公式的应用,在水文計算的領域是远不理想的。虽然,热量平衡法在蒸发量的計算中已广泛的被采用,且获得了相当良好的結果,但是在水文計算的其他領域,目前还未很好的利用这一公式。苏联学者 M. И. 布德科曾經提出过一个著名的公式——辐射干燥指数——可以应用于长年径流量的計算。苏联水文学家 Л. А. 伊凡諾夫曾正确的指出过,可以通过热量平衡的方法来验证径流量的計算,但迄今为止,这方面的进展还很緩慢。

本文试图从水热平衡的观点提出一个計算人类活动对径流量影响的計算方法,无疑地这是初步的試探性工作,存在的問題很多,直到目前为止,这种計算的方法还未通过实际的观测予以验证,这些都有待今后逐步改进和充实。

* 在写作本文的过程中,王正非先生、朱廷曜、王賢祥、朱劲伟和张延齡諸同志曾与作者进行过多次有益的討論,而且此文的基本思想曾在黄河流域森林水文气象学术討論会及中国科学院林业土壤研究所論文答辯会上分别进行过介紹,承蒙与会的同志提出了甚为宝贵的意見,在此一并致謝。

二、目前在計算人类活动对径流变化的影响中存在的主要問題

研究人类活动(主要是水土保持措施)对各流域径流总量的影响(在此文中为簡便起见暫称之为径流变化計算)是目前陆地水文計算中的重要課題之一。我国两大流域——长江和黄河——均曾进行此項工作,在計算过程中采用了传统的径流小区、典型小流域的綜合治理效果推算大面积效果的方法^[1,2],也有的采用了水量平衡的概念^[3]。人类活动影响比較大的省区(水土保持工作較多的地区)亦进行过此項工作^[4,5],所用方法大体类同。这些工作进行得很細致,所得結果成为我国水利建設計劃中的重要資料根据。但是在这些工作中,参加計算的工作人員对于計算的原則和方法提出了不少意見,其中一部分意見甚至认为目前这种传统的径流小区、典型小流域治理的綜合效果推算大面积效果的方法本身还值得商榷。这是因为:

1. 物理概念不十分明确。径流小区所测得的效果主要为地表径流的关系,而总径流中地表径流所占的百分比是随径流区的面积而发生变化的(在小区中的地表径流汇入大流域后可能成为地下径流,而小区中的地下径流汇入大流域后亦可轉为河川径流),因而用径流小区所得資料推广到較大的流域时,往往造成較大的誤差。而且,目前在进行的这种方法,除开由小区推大区的概念以外,还有所謂“單項推綜合”的办法,即由單項治理的径流效果来推算綜合的径流效果,而最后用綜合治理的小流域資料来进行补正。应该指出,这一指导思想是无可非議的,但是單項治理效果往往在地表径流中表現不一致,而在总径流中則区别不大。如森林与农地、草地、潮湿地表等的总径流效果相差并不大(由于蒸发的数值相近),但这些自然表面的“地表径流”可能很不一致,人为的将总径流分为两部分(即“地表”和“地下”),而后又将两部分合并起来,这样的計算方法不但造成麻煩,且易造成錯誤和誤会,如人們往往根据地表径流效果的試驗来討論总径流的效果,就是一个例子。因此,“由小区推大区”、“由單項推綜合”的办法本身虽有一定根据,但像目前的这种“推”法(主要是用在地表径流的效果上),由于在“推”的过程中,地表径流和地下径流的关系(在总径流中所占的百分比)并不保持不变,因而推算的結果并不令人滿意。

2. 工作量繁重。由于到目前为止,尚沒有比上述传统方法更好的計算方法,因此传统的方法在实际的水文計算中一直沿用下来。为了使其所得方法比較接近于实际情况,在推算过程中曾作了很多的改进。其中之一是利用典型的綜合治理小流域資料来进行校正和平衡,以补正小区資料的缺陷,这就要求大面积的标准設計、調查、測量和觀測工作,而且在取得数据后和小区資料进行平衡时亦存在着很多問題和困难。因此,从小区單項試驗到大流域綜合治理及其推算平衡,工作量是极为繁重的。

以上的意見很久以前就已經出現,曾經有过一个阶段完全否認径流小区的試驗方法,但並沒有找出更为合理的試驗方法,因而在实际的径流变化計算中造成了混乱的現象。无疑地,完全否認传统的方法,在目前阶段是不可能的,但是也不容置疑,这种方法还存在上述的問題。为了补充这种方法的不足,应该平行的采用另外的某些新方法进行試驗,这些新方法在目前的阶段也許还不成熟,但可以借此累积經驗发现問題。本文基于水热平衡概念提出的新方法,亦是属于这种性質。

三、水热平衡方程与径流计算

(一) 以热量形式表示的正常径流量

以物理学上质量守恒原理为基础的陆地水量平衡公式为:

$$\Gamma = f + E + W \quad (1)$$

式中 Γ 为降水量; f 为径流量(包括地下径流和地表径流); E 为蒸发散量(包括物理蒸发、植物生理上的蒸腾及凝结水量); W 为土壤蓄水量的变化(包括积雪量的变化和土壤含水量、水库储水量的变化)。

对于较长时期来说,譬如以年计的时段来说, W 的数值较之 Γ 、 f 、 E 小很多,因而在水文计算中计算正常径流量(又称气候径流量)时,水量平衡公式常简化为下列的形式:

$$\Gamma = f + E \quad (2)$$

式左为地表收入的水量,式右为支去的水量,二者达到平衡。

地表面的热量平衡方程(以物理学上能量守恒原理为基础)常见的形式为:

$$R = P + LE + A \quad (3)$$

式中 R 为辐射差额值(包括太阳辐射、天空散射和地面反辐射及有效长波辐射); P 为地面与大气之间的热量交换(主要是乱流热通量); LE 为蒸发散 E 克的水分(包括物理蒸发和植物生理的蒸腾及凝结等)所消耗的热量; L 是蒸发潜热,可用 597 卡/克; A 为地表与下层土壤之间的热量交换。

对于足够长的时期来说,如以季或年计的时段来说, A 的数值较之 R 、 P 、 LE 小很多,因而在长时期的热量平衡计算中,常简化为下列形式

$$R = P + LE \quad (4)$$

式左为地表收入的热量,式右为支去的热量,二者达到平衡。

联解(2)、(4)两式,则可消去蒸发散量 E ,而得

$$L\Gamma - R = Lf - P$$

因而可以求得正常径流量 f 为

$$f = \frac{1}{L} [L\Gamma - R + P] \quad (5)$$

此式即为以热量形式所表示的正常径流量,它的物理含义为:当径流量 f 为 0 时,地表吸收的热量(R)、地表放出的热量(P)和蒸发全部降水所应消耗的热量($L\Gamma$)达到平衡;而当这三种热量不平衡时,则表示有径流产生,这时三种热量的差额值等于实际蒸发散耗热值和将降水量全部蒸发时的耗热值之差,也等于将径流量全部蒸发时所应消耗的热量。因此式(5)也是热量平衡公式的一种表现形式。同样的道理,式(5)亦可看做是水量平衡公式的另一种表现形式(如写为 $f = \Gamma - \frac{R}{L} + \frac{P}{L}$),因而式(5)并不包含什么新的概念,它不过是众所周知的水热平衡原理的综合。不过这一形式提供了计算径流的一种方法,即用“热量”来进行计算的方法,便于实际使用,是其显明的特点。