

丘陵山区地面热平衡场数值 模拟的初步探讨*

李慧

翁笃鸣

(北京市气象局, 100081)

(南京气象学院, 210044)

提 要

本文根据丘陵山区地形参数(平均坡度、坡向及地形遮蔽角)的数值模拟结果,以及在完成山区地面辐射场计算的基础上,从地表能量平衡方程出发,初步建立起零维地表能量平衡模式,并利用考察资料和附近气象站资料,对大别山南段赵公岭山区 $3.0 \times 3.5 \text{ km}^2$ 范围内100 m网格点进行计算,首次绘制出热平衡各分量在该山区的分布图。结果表明,山区地面热平衡场与地形要素配合较好,显示出地形条件的决定性作用。

一、引 言

在山区气候的形成中,地表热平衡各分量是最直接的影响因素。山地中,由于地形影响,可造成首先是辐射场,继而是热平衡场的巨大差异,并影响其水、热状况,最终导致不同地段间的小气候差异。所以,研究山区热平衡的分布问题,一直是气候学的重要课题之一。

关于山区地表热量平衡的研究,由于一系列的原因,一直进展缓慢,了解甚少,其中地形复杂是最主要的困难。在山区,除因野外气候观测资料很少之外,由于地形起伏、沟谷交错,原有适用于平坦均匀地段的所有热平衡各分量的计算方法,原则上都失去适用前提而无法使用。因此,仅有少数作者^[1-2]只对坡度较小的开阔坡地进行过这方面的计算,初步提供各坡地的热平衡各分量的分布情况。W.H. Terjung 和 P.A. O'Rourke^[3]曾采用零维地表能量平衡模式,研究了几种理想坡地的地表温度和热平衡特征,主要是上述各量随太阳高度、云量及下垫面状况变化的试验。而对复杂山区的热平衡计算,迄今仍是个空白。

本文作为作者之一原有系列工作^[4-5]的后续,试图建立适用于复杂山区的零维地表能量平衡模式,模式中尽可能采用气候学上比较公认的参数化方案。模式所需的山区风场、湿度场等将由考察点的实测资料及各坡地比值直接输入。为验证外界气象条件对模式计算的影响,文中还做了相应的试验,结果比较可信。最终,给出试验山区1,7月热平衡各分量分布图,并分析其特点。

本文应用了1988年7—8月和1989年1月在安徽潜山境内大别山南段赵公岭山区(约 $30^{\circ}33'N, 116^{\circ}28'E$)的野外考察资料,考察点及试验区的地形特点可见文献[5]之图1。

* 本文于1990年9月10日收到,1991年4月2日收到修改稿。该文系国家自然科学基金项目成果。

二、复杂地形中的零维地表能量平衡模式

本模式由山区地表辐射平衡方程和热量平衡方程组成。

1. 辐射平衡方程

在起伏地形中,对于坡度为 α 、坡向为 β 的坡地,其平均地表辐射平衡方程可写成

$$R'_{\alpha\beta} = S'_{\alpha\beta} + D'_{\alpha\beta} + D'_A - r'_{\alpha\beta} + \delta G'_{\alpha\beta} + \delta G'_{r,\alpha\beta} + \delta U'_{\alpha\beta} - U_{\alpha\beta} \quad (1)$$

式中 $R'_{\alpha\beta}$ 、 $S'_{\alpha\beta}$ 、 $D'_{\alpha\beta}$ 依次为起伏地形中的坡面净辐射、直接辐射和散射辐射; D'_A 为周围坡地反射而到达坡面的短波辐射; $r'_{\alpha\beta}$ 为坡面自身的反射辐射; δ 为坡面的比辐射系数; $G'_{\alpha\beta}$ 为起伏地形中到达坡面的大气逆辐射; $G'_{r,\alpha\beta}$ 为周围山地反射而到达坡面的大气逆辐射; $U'_{\alpha\beta}$ 为到达坡面的周围山地地表长波辐射; $U_{\alpha\beta}$ 为坡面自身向外发射的长波辐射。式中所加“撇”号,代表起伏地形中的情况,并以此与单一坡面的情况相区别。

式(1)中有关坡面各项短波辐射的计算方法,已在文献[4—5]中给出。

对长波辐射部分的计算,我们考虑了山区各地段温度条件的差异,其参数化方案为

$$G'_{\alpha\beta} = K_D \sigma \bar{T}_a^4 (a + b\sqrt{e})(1 + cn^2) \quad (2)$$

$$U_{\alpha\beta} = \delta \sigma \bar{T}_s^4 \quad (3)$$

式中 K_D 为地形遮蔽因子,已在文献[4]中给出; \bar{T}_a 、 \bar{T}_s 分别为平均气温和平均地表温度; a 、 b 为经验系数; e 为平均水汽压; n 为平均总云量; c 为云遮蔽系数。

至于 $G'_{r,\alpha\beta}$ 、 $U'_{\alpha\beta}$ 的计算,与 D'_A 的计算方法相类似^[5]。

2. 平均地表热量平衡方程

试验山区的地形条件虽很复杂,但各坡地坡度一般不超过 20° (约占全试验区面积的93%)。因此,为方便计,坡面热量平衡方程仍可写成与平坦地段相似的形式

$$R'_{\alpha\beta} = P + LE + Q_s \quad (4)$$

其中 P 为坡地感热通量, LE 为坡地潜热通量, Q_s 为坡地土中热通量。它们的参数化形式可作如下处理:

山区感热通量的计算式为

$$P = \rho c_p C_D V (\bar{T}_s - \bar{T}_a) \quad (5)$$

式中符号均系通用。由于山区条件的复杂性, C_D 系数的合理参数化形式很难给出,文中仅以考察点的1、7月实测结果输入(1月为 2.5×10^{-3} , 7月为 2.0×10^{-3}),并忽略其在不同地段上的差异。

潜热通量的计算可按式^[6]

$$LE = LE_0 \delta(w) \quad (6)$$

进行,这里 L 为汽化热; E_0 为蒸发力,可由多种方法确定,本文采用 Penman 公式的修正式^[7]计算; $\delta(w)$ 为土壤湿度 w 的一个复杂函数,可由文献[6]的普适式确定。

土壤热通量的计算式为

$$Q_s = \lambda \frac{\bar{T}_s - \bar{T}_z}{Z} \quad (7)$$

这里 λ 为土壤导热率,根据文献资料^[8],可写成

$$\lambda = a \ln b w \quad (8)$$

的形式,其中 $a = 0.4308$, $b = 246.3$; \bar{T}_z 为 Z 深度的平均地中温度,本文取 $Z = 0.05$ m。

三、山区若干气象要素场的处理

由于本文所采用的是简单地表能量平衡模式,而试验区范围很小,且地形复杂,引进动力学方程比较困难,因此,只能借助于前人的工作和实际考察资料,直接引进某些要素场的分布。E.H. 罗曼诺娃曾综合苏联大量考察资料,得出各种地形部位与开阔对照点的风速比指标^[9];吉野正敏^[10]也列举了日本山地的风速比资料,两者的定性结论是一致的。本文根据考察结果,结合上述文献资料,给出试验区各地段的风速比数值(表1)。基本点(对照点)1,7月平均风向、风速可由观测得到,并直接引入模式。

表1 模式输入的风速比

地段	山顶	迎风坡		两侧山腰		背风坡		谷底	平地
		上部	下部	上部	下部	上部	下部		
风速比	1.3	1.2	1.0	1.2	0.8	0.9	0.7	0.6	1.0

各地段的土壤湿度分布,主要参考罗曼诺娃^[9]和傅抱璞^[2]所得出的各坡地湿润度指标,并结合试验区具体条件计算。主要原则是首先保证每一地段的土壤湿度具有一定的量级基础,它们之间的差异定性地保持公认分布规律(表2)。计算时,基本点的土壤湿度取18%。

表2 各地段与基本点的土壤湿度比值

地段	山顶	东坡			南坡			西坡			北坡			谷地
		上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	
指标	1.00	1.03	1.06	1.10	0.70	0.75	0.85	1.04	1.08	1.11	1.12	1.15	1.20	1.28

山区水汽压分布主要受海拔高度的影响,地形作用相对要小得多。为方便计,可用下式

$$e_H = \frac{e_0}{1 + 0.0004 H} \quad (10)$$

确定,式中 e_0 , e_H 分别为海平面和高度 H 处的水汽压。

恰当地处理好山区气温场与地温场的分布,对提高模式计算质量有重要意义。从气候学角度看,不论在平原区或山区,地表温度与气温以及各深度地温之间都存在很好的相关联系,这是同一外因因素(太阳辐射)对大气和土壤各层加热的结果。因此,可以将这种关系引入模式进行计算,此时只需控制某一基点(考察点)的气温和土壤温度即可。

四、模式求解方案、模拟能力及其对外界气象条件的响应

将式(1)、(4)联立,并代入各参数化形式,可得

$$\bar{T}_s = (R'_{\alpha\beta} - LE - Q_s) / \rho c_p C_D V + \bar{T}_a \quad (11)$$

此即为地表温度的求解公式。显然这是一隐式形式,只能采用迭代法求解。根据试验结果,上述迭代形式是收敛的,而且迭代结果与初始场无关,只是迭代次数多少的问题。为

节省计算时间、尽快得到收敛结果,作者采用超松弛迭代

$$\bar{T}_{so}^{k+1} = \bar{T}_{so}^k - \omega(\bar{T}_{so}^k - \bar{T}_{so}^k) \quad (12)$$

其中 k 为迭代次数, ω 为超松弛系数。一般只需 5—8 次迭代即可得到稳定的结果。

模式的检验比较困难,主要是山区实测资料太少。这里,作者仅与现有实测结果作初步对比。从两个观测点上的温度模拟情况(表 3)看,模式的模拟结果是比较理想的,其中尤以夏季最好。至于感热和潜热通量的情况要复杂得多。表 4 中作为实测值的资料取自

表 3 模式计算地表温度、气温和 5cm 地温与实测值比较(°C)

月份		1 月 (1989年)			7 月 (1988年)		
项目		T_s	T_a	T_5	T_s	T_a	T_5
基本点	实测值	0.1	-0.6	2.1	36.4	28.2	33.5
	模拟值	1.0	-0.2	1.3	36.7	27.7	32.9
犁头尖	实测值	1.4	-1.0	2.6	37.3	28.8	33.3
	模拟值	1.8	-0.8	2.8	37.2	28.5	32.9

表 4 模式计算各坡地平均感热、潜热和鲍文比与考察点实测结果比较

坡地*		1 月			7 月		
		$P(W/m^2)$	$LE(W/m^2)$	P/LE	$P(W/m^2)$	$LE(W/m^2)$	P/LE
S	1	78.2	42.6	1.83	34.2	84.9	0.90
	2	51.8	21.6	2.39	45.4	70.3	0.65
W	1	14.0	43.1	0.32	33.0	65.0	0.51
	2	37.3	14.5	2.57	42.8	75.7	0.56
N	1	20.0	21.6	0.93	17.0	39.4	0.43
	2	22.0	12.2	1.80	38.8	82.3	0.47
E	1	49.0	24.4	2.01	29.3	63.5	0.46
	2	37.8	17.7	2.13	40.0	75.3	0.53

* 1:考察点实测值(原文给出各要素 08—16 时的平均,换算成日平均时已近似地乘以 0.70); 2:各坡地模拟值平均。

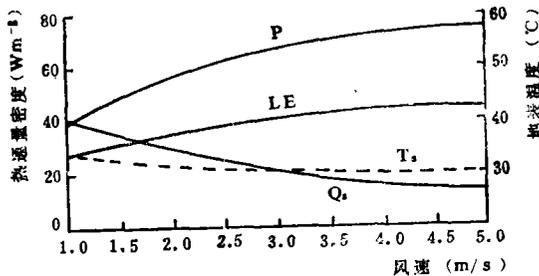


图 1 模式中 P, LE, Q_s, T_s 随风速的变化

在模式中,风速、土壤湿度、云量、日照等均作为已知量(气候平均值)输入的,为检查这些要素变化对模式结果的影响,作者进行了如下试验:

图 1 给出 7 月份地表温度及热平衡各分量的整个区域平均值随风速的变化。可以看

1984—1985 年冬夏两次考察结果^[2],而模拟值则取整个山区各种坡地的平均,即使如此,表中各要素值在量级上与实测值是一致的,而且多数还较接近,鲍文比更趋一致。由于是平均模式,因此,模拟结果与个别年份的考察结果有所差别是不可避免的。而两者结果的一致性则在一定程度上证实了模式计算的合理性。

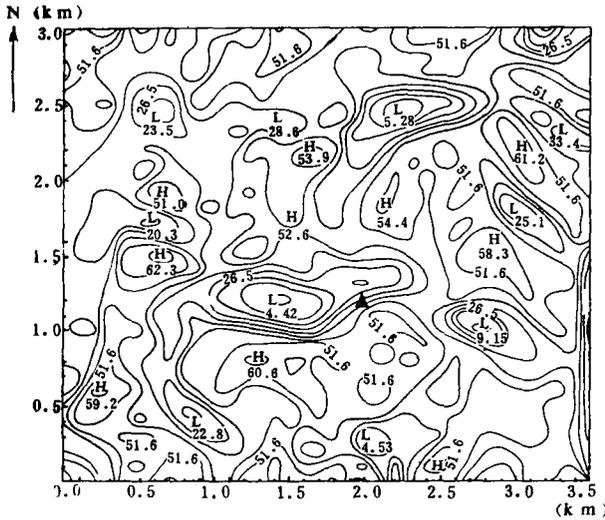


图 2 试验山区 1 月平均感热通量密度分布 (Wm^{-2})
(图中▲(30°33'N, 116°28'E)为参考点位置——下同)

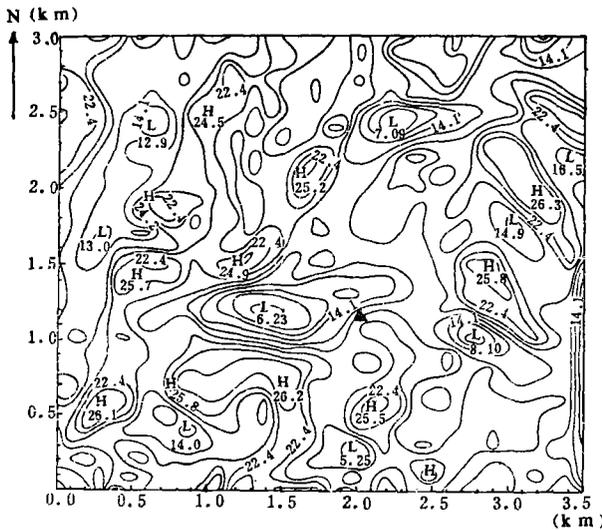


图 3 试验山区 1 月平均潜热通量密度分布 (Wm^{-2})

0.99,这反映出坡面辐射加热的决定性作用。图中南坡和山岗的感热通量可达 50—60 Wm^{-2} 或更高,均成为高值中心。相反,北坡和山谷地段则为低中心,其值均在 30 Wm^{-2} 以下,最低值出现在考察点北坡与江家畈谷底间的区域内,仅 4.4 Wm^{-2} 。感热分布与地形配置极好,如在试验区的东部边缘,东南向的沟谷地与山脊相互交替,与之相对应的便是感热低值区与高值区的相间排列。分析试验区平均感热通量随坡向的变化可知,平均感热通量由北坡向南坡不断增加,显示出阳坡热力条件的优越性,南北坡地的感热通量比值可达 2.35。

冬季潜热场的分布与净辐射场也有较大的相似(图 3),二者的场相似系数为 0.89。

出,由于风速增大,湍流交换不断加强,因此感热及潜热通量不断增大,土壤热通量则明显减小,地表温度也逐渐降低。

土壤湿度的影响也十分明显,由于湿度变大,蒸发作用显著加强,感热和土中热通量则逐渐变小,地表温度也越来越低(图略)。

云量和日照百分率变化的影响主要通过改变地表净辐射而表现出来。其对各物理量的影响与熟知的规律一致(图略)。

当然,上述各要素的影响并非孤立地起作用,但简单试验已表明:改变任一外界气象条件,都将导致模式输出结果的变化。

五、模式计算结果与分析

我们利用上述模式,依次得到了试验区 1,7 月份地表热平衡各分量以及地表温度等要素的平均场。现就热平衡各分量场的分布特点简述如下:

1. 1 月份热平衡场特征

图 2 给出试验区冬季(1 月)感热通量的分布情况。可以看出,其分布形势与净辐射场(图略)有极大的相似性,二者场相似系数¹⁾达

1) 将场 A 与场 B 的格点资料均按同一顺序排列所得两序列的相关系数即为 A 与 B 之相似系数。

全区潜热通量高低中心配置与感热场一致,反映出地形条件的主导作用,而土壤湿度的影响则属其次。高中心仍在南坡和山岗上出现,其值在 25 Wm^{-2} 左右,最大为 26.3 Wm^{-2} 。北坡和谷地虽然土壤湿度较大,但因辐射加热不足,仍为低值区,一般在 15 Wm^{-2} 以下,最低值仅 5.25 Wm^{-2} ,也出现在考察点北侧。试验区内各坡地的平均潜热通量随坡向的变化仍是由北向南递增,这一特点与土壤湿度的分布正好相反。不过,由于冬季蒸发过程较弱,所以南北坡地潜热通量的绝对差值并不大。而各种坡地上鲍文比差别则反映出干、湿坡的特点。

整个试验区内,冬季土壤热通量均为负值,且分布比较均匀(图4)。分析其原因,主要是各地段间土温梯度与导热率之间的不协调所造成的。一般情况下,土温梯度的大小主要取决于各坡地的辐射加热条件,而导热率则在很大程度上由土壤湿度所决定。南向坡地土温梯度较大,却因土壤湿度偏低而使导热率较小;北向坡地则恰恰相反。因此,最终表现为各地段间土中热通量差别较小,全试验区呈较均匀场分布。分析其随坡向的变化可知,相对低值落在偏东、西坡地上,这与上述解释一致。

2. 7月份热平衡场特征

夏季热平衡场各分量的分布比较简单。首先是净辐射场比较均匀,究其原因,其一是太阳高度角大(相对冬季而言),使得各种地形的总辐射差异减小;另外,地形遮蔽对净辐射两个分量(总辐射和有效辐射)的同向影响,也不利于不同地段的净辐射差异增大^[4]。这就决定了热平衡场的基本特点。

试验区7月感热通量密度在 $29.3\text{--}53.7 \text{ Wm}^{-2}$ 之间,且与坡向关系不明显(图略)。一般以迎风坡和通风的山岗上相对较高,而谷地和背风坡较小。原因在于:夏季各坡地间的辐射差异较小,坡地间的地气温差对比也相应较小,此时风速大小就成为引起各坡地感热差异的主要因子。感热场与净辐射场的相似系数仅为0.58,说明辐射加热作用的影响远不如冬季。

潜热通量的分布形势与感热分布存在一定程度的反向对应(图略),其中尤以高低中心的对应最好,凡是感热图上的高中心位置,潜热图上则表现为低中心,反之亦然。这种现象的产生,在很大程度上与湿润条件有关。正是在背风坡(北坡)和谷地,土壤湿度最大,蒸发也最强,成为潜热分布的高值区;山岗和迎风坡(南坡)则是干坡,成为潜热分布的低值区。全试验区潜热通量介于 $57.0\text{--}99.6 \text{ Wm}^{-2}$ 之间。

7月土中热交换量分布更为均匀(图略),全区等值线比较稀疏,其值介于 15.5--

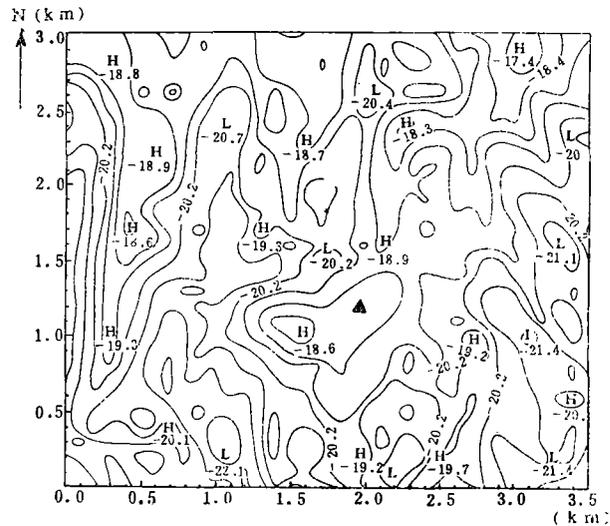


图4 试验山区1月平均土中热通量分布(Wm^{-2})

25.7 Wm⁻² 之间。高中心主要出现在山岗上, 低中心则主要分布在北坡及沟谷地中。其分布特点在很大程度上与净辐射场一致, 两者场相似系数达 0.80。

六、结 语

通过以上分析, 可得如下几点认识:

1. 本文的初步研究表明, 在复杂山区, 为克服实测气象资料不足问题, 采用数值模拟方法进行研究是十分必要的而且也是可行的。

2. 本文提出的零维地表能量平衡模式具有一定的模拟能力。模式计算提供的感热、潜热以及土中热通量场的分布形势与地形条件配合较好, 能较合理地揭示出其在复杂山区中的分布特点。

3. 地形对热平衡场的影响, 冬季以坡向的影响最明显, 夏季则以遮蔽条件及坡地相对于盛行风的方向为主。各地段的湿润状况对热平衡场分布也有重大影响。

最后, 应当说明, 由于国内外对复杂山区中热平衡的研究非常少, 也没有比较公认的、适用于复杂山区的热平衡各分量的计算方法, 因此, 该模式尚存在不完善之处, 在选择有关的参数化方案时, 作者只能采用某些气候学方法, 而对其在复杂地形中的适用性也无法确认。所以, 本文只是一次尝试性工作, 作者殷切希望本文能引起学界的关注, 期待有更多的研究和更合理的模式参数化方案问世, 以促进山区气候研究工作的更大发展。

参 考 文 献

- [1] 傅抱璞, 山地气候, 138—149, 科学出版社, 1983。
- [2] 陈万隆等, 大别山热量平衡状况的初步研究, 大别山区农业气候资源论文集, 44—50, 气象出版社, 1989。
- [3] Terjung, W.H and Patricia A.O'Rourke, *Bound-Layer Meteor.*, 24, No.1, 67-76, No. 3, 269-279, 1982。
- [4] Li Zhanqing and Weng Duming, Numerical simulation of the surface radiation field in a hill country, *Acta Meteorologica Sinica*, 4, 1, 81-91, 1990。
- [5] 李占清、翁笃鸣, 山区短波反射辐射的计算模式, 地理研究, 6, 3, 42—49, 1987。
- [6] 傅抱璞, 土壤蒸发的计算, 气象学报, 39, 2, 226-235, 1981。
- [7] 童宏良, 我国蒸发力计算的气候学方法, 南京气象学院学报, 12, 1, 19-33, 1989。
- [8] 翁笃鸣等, 小气候和农田小气候, 31-33, 农业出版社, 1981。
- [9] E.H. 罗曼诺娃, 王炳忠译, 基本气候要素的小气候变化, 101—110, 科学出版社, 1981。
- [10] 坪井八十二等编, 侯宏森等译, 新编农业气象手册, 45-46, 农业出版社, 1974。

A PRELIMINARY NUMERICAL STUDY ON THE SURFACE HEAT BALANCE FIELD IN THE HILLY AREA

Li Hui

(Municipal Meteorological Administration of Beijing, 100081)

Weng Duming

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044)

Abstract

Starting from the surface energy balance equation based upon the numerical simulations of the topographic parameters (mean orientation, slope and terrain screen angle) and the calculated surface radiation field in the hilly area, a zero-dimensional surface energy balance model is formulated, which is then employed to find the thermal regime through the calculation done on 100m×100 m grids within the 3.0 km×3.5 km domain over the Zhaogongling in the southern part of the Dabieshan Mountains in terms of the measurements obtained during the experiment and from the nearby station, whereupon the distributions of the components of the heat balance are mapped for the region in view. Results show that the surface heat balance field is in good coordination with the terrain elements that exhibit decisive effect.