

陆面过程模式的敏感性试验

季劲钧 胡玉春

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文对文献[1]中提出的陆面过程模式(简称LPM)进行了下列敏感性试验: 1) 植被的覆盖度, 2) 土壤湿润程度, 3) 不同植被类型(半荒漠、草原、混交林、森林和作物地五种)和 4) 不同气候带(半干旱、半湿润和湿润带三类)。试验结果与相应的观测和气候状况进行了比较, 表明了模式对上述参数或参数组变化的敏感程度。模拟的不同植被和气候带的湿湿状况和能量平衡关系是合理的。因此可以用于气候模拟的研究。

一、引 言

在文献[1]中, 我们提出了一个用于气候研究的陆面过程模式(简称LPM), 其中考虑了植被和土壤对地表面与大气之间热量、水分交换的作用, 并以一组特性参数确定植被和土壤的类别。在该文中, 用华北地区五月小麦地的实测资料检验了LPM模式。计算所得的植物冠层和土壤湿湿状况以及地气间的热量、水分通量与观测很一致。说明该模式能够预测地表湿湿状况。但这种检验只是对一种植被, 如果要将此模式用于气候模拟, 还必须检验对不同地表状况的模拟能力。同时模式中有许多描写植被、土壤和大气特性的参数值, 这些都是在不同地点、不同环境下测得的。当用于气候模式时, 必须取模式网格中的参数平均值, 这就不可避免地给参数选择带来误差和不确定性。模式对这类参数变化的敏感性怎样, 也需要进行试验。

上述两种类型的地表过程模式的敏感性试验已见于最近的文献中^[2-4]。Sellers等将模式计算与谷物地和云杉林的观测作了比较, 并就植被参数——如叶面积指数、各种阻抗值作了敏感性试验。Wilson等对北极苔原地带的植被覆盖、根系分布、土壤湿度等用地面过程模式与气候模式作了比较试验。本文的主要目的是检验LPM模式对一些主要参数的敏感性, 以及在不同地表与气候状况下模式的合理性和适应性。

二、模式简述

文[1]中已经对LPM模式的结构、过程参数化和初步试验结果作了详细的论述。下面仅作一个简要的介绍。模式结构如图1, 从上向下分为三个组成部分: 大气、植物冠层和土壤。冠层假定是水平均一的, 厚度与植株的平均高度相当。土壤又分三层, 上面两层分别对应着温度的日变化和年变化层, 厚度约为7cm和1m。同时也假定植物根

系均匀分布在这两层中, 下层土壤温度和湿度保持气候平均值. 在冠层之上某一参考高度的温度、湿度和风是给定的, 自上而下的太阳辐射、大气长波辐射和降水也是给定的. 这些值或来自实地观测或由大气模式提供. 大气向下的短波辐射和长波辐射部分到达冠层, 部分到达土壤表面. 被冠层和土壤吸收的辐射能又以长波辐射、湍流热交换和蒸发(或蒸腾)把能量输送给大气. 在土壤表面还有与下层的热传导. 冠层与土壤的温度由热量的收支决定, 另一方面是水文运动过程. 落到冠层的降水, 被叶丛截留. 当超过某一最大值时, 就滴落到地面上, 与直接落到地表面的降水一起向土壤下层渗透. 如果土壤含水已饱和, 将出现地表逆流. 冠层的截留水(或凝结水)和土壤湿度由水的输送和平衡决定. 由此就得到了决定冠层和两层土壤温度、湿度变化的六个方程, 即

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = \sigma_c \cdot R_{nc} - H_c - \lambda E_c \quad (1)$$

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = \begin{cases} 0 & M_c > M_{cm} \\ P_c - D_c - E_w / \rho_w & M_c \leq M_{cm} \end{cases} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{\sum F}{\rho_s C_s d_1} + \frac{2K_s(T_2 - T_1)}{d_1(d_1 + d_2)} \quad (3)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = -\frac{2K_s(T_2 - T_1)}{d_2(d_1 + d_2)} + \frac{K_2(T_3 - T_2)}{d_2 \cdot d_3} \quad (4)$$

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s d_1} \left[P_g - \frac{1}{\rho_w} (E_g + E_{tr1}) \right] + \frac{2D(W_2 - W_1)}{d_1(d_1 + d_2)} \quad (5)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{-E_{tr2}}{\theta_s d_2 \rho_w} - \frac{2D(W_2 - W_1)}{d_2(d_1 + d_2)} + \frac{D(W_3 - W_2)}{d_2 \cdot d_3} \quad (6)$$

其中

$$\sum F = S_g(1 - \alpha_g) + R_{Lg}^{\downarrow} - \sigma T_1^4 - \lambda E_g - H_g$$

T_c , T_1 和 T_2 分别是冠层、土壤上、中层的温度. M_c 是叶丛中液态水容量, M_{cm} 是其最大值. W_1 , W_2 是上、中层土壤湿度. d_1 , d_2 和 d_3 是土壤上、中、下层的厚度. σ_c 是植被覆盖率. R_{nc} 是冠层的净辐射, E_c 是叶丛的蒸散, 是叶面蒸发 E_w 和蒸腾 E_{tr2} 之和. λ 是水汽蒸发潜热. H_c 是叶丛的显热通量. P_c 和 D_c 是叶丛截留的降水和下滴水. ρ_w , ρ_s 分别是水和土壤的密度. C_s , K_s 和 D 分别是土壤的比热、热传导系数和水渗透系数. θ_s 是土壤饱和含水量. S_g 是到达地面的太阳辐射, α_g 是土壤表面的反射率, 为土壤类型和含水量的函数. R_{Lg}^{\downarrow} , E_g 和 H_g 分别是地表面长波辐射、蒸发和湍流热通量. P_g 和 E_g 是土壤表面的降水和蒸发. 辐射、热量和水汽交换可由大气、植被和土壤的温湿状况, 空气、植株和土壤中的阻抗, 以及其他参数计算得到. 方程(1)~(6)构成了一个预报方程组. 只要给定大气状态和系统的初始值, 就可以计算出地表温湿状态和地气间各通量的变化.

在下面的试验中, 对原 LPM 模式中边界层曳引系数的公式进行了修正. 采用 Andre^[5] 的方法, 考虑了层结稳定度对湍流交换强度的影响.

三、参数选择和试验

试验有三个部分: 模式对参数和初值的敏感性; 不同植被时地气间热量、水分交换

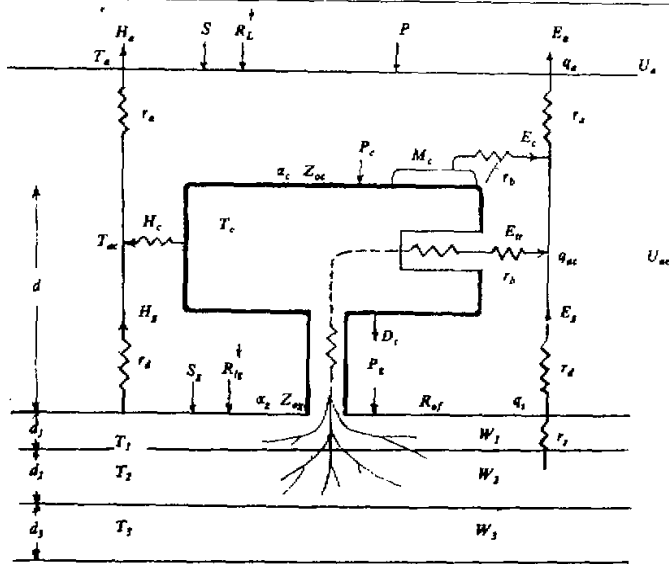


图1 陆面过程模式的结构

的比较; 不同气候带地表状况特点的模拟。

在前二类试验中, 假定大气状态是相同的, 即选取中纬度五月的平均气候状况 (华北, 五月中旬)。因为这类模拟只是为了比较在不同模式参数下地表与植被的温湿状况, 而不是实际值, 所以可简单地假定大气近地层温度、湿度和风的日变化是时间的正弦函数。于是有

$$\left. \begin{aligned} T_a(t) &= T_{a0} + T_{am} \cdot \sin(\alpha t + \lambda_1) \\ u_a(t) &= u_{a0} + u_{am} \cdot \sin(\alpha t + \lambda_1) \\ r(t) &= r_0 + r_{0m} \cdot \sin(\alpha t + \lambda_2) \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

式中 T_a , u_a 和 r 分别是大气参考高度 (观测高度) 上气温、风速和相对湿度, 下标“0”和“m”表示日平均值和日振幅, $\alpha = 2\pi/\Omega$, Ω 为日长, λ_1, λ_2 是相角。温度和风的最大值出现在下午 1 时, 相对湿度最大值出现在日出前。太阳辐射由天文辐射计算, 平均云量为 4, 并设试验期间无降水。

在第一类敏感性试验中, 选取了二个重要参数: 植被覆盖度 σ_c 和初始上层土壤湿润状况 W_1 。前者有气候学意义, 它在一定程度上反映了生态环境, 土壤湿度对地气间能量交换影响很大, 可是缺乏系统的观测, 估计值误差较大。试验中以小麦和森林为对象, 因为较多的观测可以验证。

第二类试验是验证模式在不同植被情况下模拟的地表状况的合理性, 比较相互间的差异。我们选取了半荒漠、草原、作物、混交林和热带森林五种植被, 基本上包括了各种植被参数的变化范围, 有相当的代表性。所选参数参照了各种观测资料, 特别是 Wilson 等 (1987)^[4] 提供的数据。植被覆盖率和叶面积指数都随季节而变, 试验中采用

过渡季节(五月)的数值(表1).

表1 不同植被特征参数值

	半荒漠 (1)	草 原 (2)	混交林 (3)	森 林 (4)	作 物 (5)
植被覆盖率 σ_c	0.1	0.7	0.7	0.8	0.85
粗糙度 Z_0 (cm)	10	2	50	100	6
反射率 α	0.26	0.18	0.16	0.13	0.13
最小阻抗 R_{\min} ($s \cdot cm^{-1}$)	2.5	2.5	2.5	2.5	1.5
叶面积指数 N	2.5	1.5	5	6	4

第三组试验是模拟在不同气候带同一植被时地表热量、水分平衡的特点,分析模式对外部条件变化的敏感性.共选取了三个气候带:半干旱,半湿润和湿润带.大致相当于我国东部的内蒙古草原、华北平原和长江中、下游.以上三个气候带都可能生长针叶阔叶混交林.选此为试验植被,时间为五月中.这个时期在北方草原气温仍然很低,多风,干燥,云量少.华北温度已迅速升高,风大而干旱少雨,土壤比较干.长江以南这时多阴雨天气,云量少,气温相对低,风小,空气和土壤都很湿(表2).三种气候状态有明显的差异.

表2 中国东部不同气候带五月大气状况

	纬度 (°N)	云量 (%)	风 ($m \cdot s^{-1}$)	风日 振幅 ($m \cdot s^{-1}$)	温度 (°C)	温度日 振幅 (°C)	相对湿 度 (%)	相对湿度 日振幅 (%)	土壤湿 度初值
半干旱	42.5	3	3	1	10	15	40	10	0.15
半湿润	37.5	4	3.5	1	20	12	50	10	0.20
湿 润	27.5	6	2	1	22	8	80	10	0.30

四、试验结果

1. 植被覆盖度 σ_c

植被影响地表面过程首先是因为叶丛反射率通常比裸地要小.覆盖度增加使反射率减少,吸收太阳辐射增加.其次植物在有足够的水份供给时,蒸腾量比土壤表面蒸发大得多.植被覆盖的地表总的蒸散大.第三叶丛的空气动力学粗糙度比平坦的地面大.因此地气间的交换也强.由于这些作用,随植被覆盖度的变化将引起大气与地表面之间水、热通量的显著变化.图2是模式计算的中午地气各通量值随覆盖度的变化(日总量的变化相类似).我们看到净辐射随 σ_c 的增大而增加.变化最明显的是蒸散,当 σ_c 从0.1增至0.9时,蒸散由 $260W \cdot m^{-2}$ 增至 $460W \cdot m^{-2}$ 净辐射中的大部分消耗于蒸散,感热交换相应减少.由地表向下的热通量没有多少变化.上述变化使叶温和土温下降,上层土壤湿度因蒸发的减小而降低缓慢,下层土壤因蒸腾加大而下降较快.

人类的生产活动改变了植物覆盖,东北呼伦贝尔草原垦荒就是一例.开垦地与未开垦地的对比观测^[6]表明了植被覆盖变化对地表与大气间能量交换的影响.与未开垦地(草原覆盖严密)相比,开垦地(初夏稀疏麦苗地,裸露明显)湍流热量通量增强,蒸发明

显减小，粗糙度变小，未开垦地上层土壤湿下层干，而开垦地上层干下层湿。这些情况与模式计算是一致的。

2. 上层土壤湿度初值 W_1

土壤湿润程度既反映了一个地区的气候特点，也会因人为的种值和灌溉而改变。在气候模拟中，这是一个不易确定的量。因为现在还没有统一的、定时的土壤湿度观测，卫星遥感测定尚在试验阶段。

表层土壤湿度影响土壤水势，改变贴近地面处空气的湿度和土壤蒸发阻抗，同时植物根系的阻抗也与土壤湿度有关，从而影响叶丛和茎的蒸腾。湿度还改变土壤表面的反射率，通常湿润的土壤反射率较小。模式在不同土壤初值下进行了积分，土壤较干时，反射率较大，地表净辐射偏低，冠层的蒸散很小，感热交换强，冠层和土壤温度较高。随着初始土壤湿度增大，蒸散迅速加强，感热交换减弱，冠层和土壤温度下降。计算的白天

波文比变化显示了这一现象(图3)。当 W_1 变化于 0.4—1.0 时，比值不足 0.1。 W_1 为 0.2 时，比值突然增至 7。这一结果与森林热量平衡的观测是一致的。海南岛干季(11月—4月)热带季雨林土壤供水严重不足，白天中午波文比高达 5 以上^[7]。而供水充足的加拿大花旗松白天波文比不足 1，午后有时变成负值^[8]。这种地表热通量的分配与土壤湿度的依赖关系是非线性的。当湿度增至某一数值时，变化就很小了，蒸腾保持在最大值。图 4 是小麦地蒸散与最大蒸散之比随土壤湿度的变化。图中的点和叉是观测值¹⁾，实线是理论曲线，虚线是模式的计算值。显然，土壤湿度大于 0.2—0.3 时，

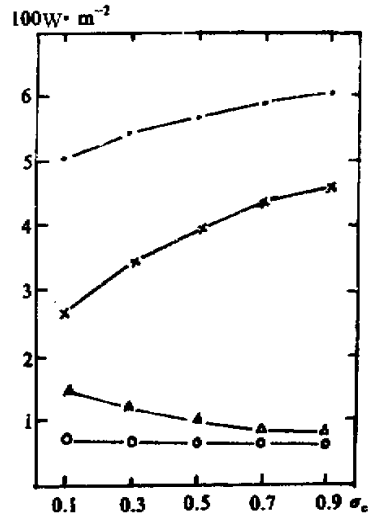


图2 模式计算的中午地气各通量值随覆盖度的变化
X: LE Δ : HA
O: HS ---: RN

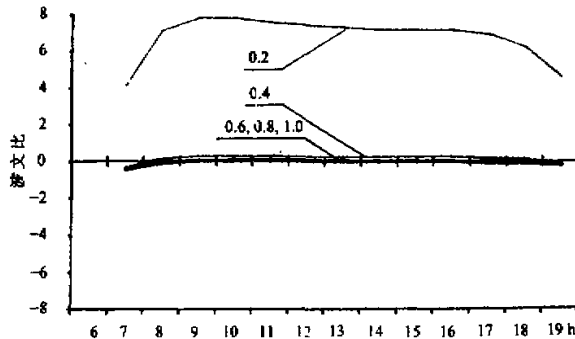


图3 计算的波文比的日变化所标数值是土壤湿度

1) 取自N.J.Rosenberg等的书“Microclimate — the Biological Environment” Second Edition, 1983, p.218. John Wiley & Sons Inc.

冠层蒸腾达最大值 E_p , $E/E_p \approx 1$, 小于此值时, 蒸腾迅速减小, 模拟结果正确反映了这一变化的特点. 可见土壤比较湿润时, 地表温湿状况随湿度变化较小, 土壤干燥时, 对湿度相当敏感, 所以对干旱区或湿润带的干旱期土壤湿度的测定更需仔细.

3. 不同类型的植被

现在来比较一下在同一气候带(半湿润区)相同大气和土壤(初始)状况下, 不同植被的地表温湿状态和地气间热、水通量的差异.

模式从相同的初始状态积分了5天. 图5是表层土壤的温度、湿度和冠层温度的变化. 标号代表不同植被, 与表1相同. 可以清楚地看到, 相互差异是明显的.

先看半荒漠地区, 这里植被覆盖度只有十分之一, 大部分土地是裸露的. 地表反射率高, 吸收辐射较小, 辐射平衡值偏低(图略). 但由于蒸腾弱, 耗热少, 白天地温高

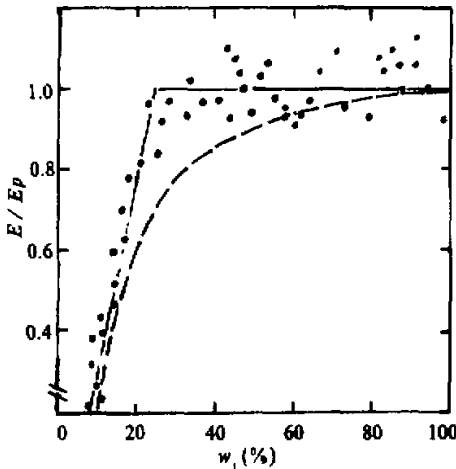


图4 小麦地实际蒸散与可能蒸散之比
随土壤湿度的变化

达 36.5°C (图5a), 日较差为 26°C . 近地面气温中午最大值是 28.5°C , 叶温 30°C (图5b). 层结很不稳定, 湍流热交换强. 因土壤湿度初值大, 地面蒸发大, 上层湿度下降最快(图5c).

其次是草原, 试验中选择的是短草, 粗糙度(2cm)、叶面积指数(1.5)比其他植被都小. 这些特性决定了植被与大气之间的交换不很强. 因此表层土壤温度白天很高, 昼夜温差达 19°C . 因为冠层蒸腾弱, 所以叶温高, 为五种植被之首(图5b), 并高于表层土壤温度.

森林和混交林, 两者性质相同, 参数值有量上的差别. 所以现只讨论森林. 由于森林植株高, 粗糙度大(100cm),

叶面积指数大(5—6), 所以冠层与大气之间水分、热量交换是很强的. 蒸散达每天 $19\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$. 白天蒸散耗热占净辐射的60—80%左右, 湍流热交换约占20—30%. 混交林的热交换情况与此相似, 只是蒸散相对弱些, 而感热交换强些. 这种比例关系与温带混交林的能量平衡测量比较一致^[9]. 土壤温度和叶面温度因热、水交换强而降低, 最高地温约 27.9°C , 日变化也较小, 近地层逆温明显, 层结稳定, 波文比白天约为0.2, 傍晚和夜间皆为负值, 与上节讨论土壤湿度敏感性时花旗松的能量平衡关系是吻合的^[9].

作物地和森林又不同. 除了植株较矮外, 它的覆盖密(华北五月冬小麦接近成熟), 而且植株内部阻抗小, R_{min} 为 $1.5\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$. 所以作物地(供水充分时)蒸腾为最大, 湍流热交换最弱, 因而土壤和冠层温度都很低, 近地面层逆温强, 地表面蒸发弱. 华北灌溉麦田^[10]和河西绿洲麦田^[11]的实际观测都表明即使在白天冠层上也会出现中性或逆温层结, 就是由于上述过程形成的. 在图5c中, 对比作物地与半荒漠土壤湿度的变化. 在相同的初始湿度下积分, 植被不同, 湿度变化很不一样, 半荒漠地因裸露土面蒸发大, 上

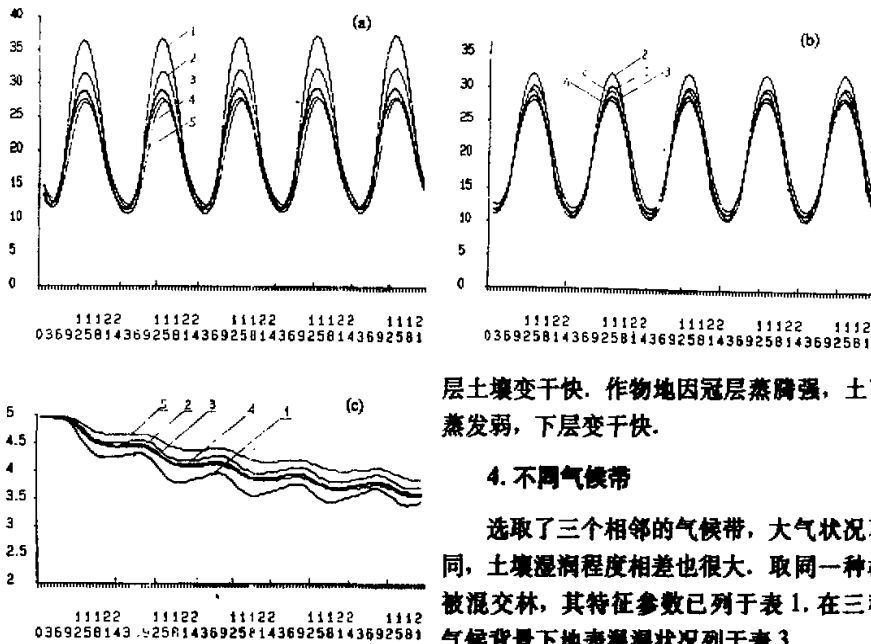


图5 不同植被温湿状况变化的计算值
 a) 上层土壤温度 b) 叶面温度
 c) 上层土壤湿度, 标号见表1.

层土壤变干快, 作物地因冠层蒸腾强, 土面蒸发弱, 下层变干快.

4. 不同气候带

选取了三个相邻的气候带, 大气状况不同, 土壤湿润程度相差也很大. 取同一种植被混交林, 其特征参数已列于表1. 在三种气候背景下地表温湿状况列于表3.

表3中(1)—(4)列是地表热量平衡各分量的日平均值, 第(5)列是表层土壤温度的日较差. 在半干旱地带, 尽管纬度较高,

但云量少, 净辐射仍较大, 日平均值是 $190W \cdot m^{-2}$ (最大值达 $600W \cdot m^{-2}$ 以上). 由于环境气温较低, 地表温度也低, 日温度振幅达 $19.2^{\circ}C$. 因土壤较干燥, 蒸腾小, 总蒸散只占净辐射的 17.8%, 地表热量主要以感热形式输送给大气, 占 87.1%. 波文比为 5.6. 这种地气间能量交换的分配关系是半干旱区的典型情况.

半湿润区, 5月是比较干旱的季节, 降水少, 云量也少. 所以净辐射较大, 超过湿润区的同期值. 地面气温和土壤温度较高. 蒸发与感热交换同一量级. 波文比是 0.71. 这是气候上的过渡带, 季节的和地区的差异很大.

表3 不同气候带混交林热量平衡计算值

	RN (1) ($W \cdot m^{-2}$)	H (2) ($W \cdot m^{-2}$)	LE (3) ($W \cdot m^{-2}$)	F (4) ($W \cdot m^{-2}$)	ΔT_1 (5) ($^{\circ}C$)	LE/RN (6) (%)	H/RN (7) (%)	B.R (8) (%)
半干旱	190.5	165.5	34.0	-6.7	19.2	17.8	87.1	5.6
半湿润	195.8	77.2	108.0	10.1	16.6	55.2	39.4	0.71
湿润	184.8	44.9	125.9	14.6	11.7	68.1	24.3	0.35

注: (1)—(4) 是日平均值, ΔT_1 是表层土壤温度日较差, B.R 是 7—19 时的波文比.

湿润区情况有明显不同。由于雨多,云量大,辐射平衡值小,但大气环境温度已经较高,所以地面温度和土壤温度与半湿润区相近。日温度较差小,只有 11.7°C 。土壤湿润,蒸腾大,蒸散耗热占净辐射的大部分——68.1%,感热只占24.3%。白天蒸发所占比例更大。这些结果反映了湿润区热、水平衡的一般特点。

一个地区的气候状况主要由辐射和降水条件决定。地表状况,特别是植被起了重要的调节作用。由上面的试验明显看到,同一种植被在不同的大气条件和土壤湿润程度下,将产生完全不同的水、热平衡关系。

五、讨论和结语

LPM模式的提出是为了在气候模拟中提供一个描写陆面过程的方案。由于地面状况非常复杂,土壤、植被千差万别,决定了这类方案应有广泛的适应性,就是说能够正确地给出不同地表状况下辐射、水分、热量交换的情况,这样才能用以研究地表和大气的相互作用。这里所用的LPM模式,结构比较简单,这样的模式能否描写不同的地表状况呢?上面试验结果表明,回答是肯定的。

简单地说,上述模式的敏感性试验得到了如下一些结果: LPM模式不仅可以准确地预测单点观测的地表温湿状况^[1],而且也能模拟各种地表覆盖的热量、水分通量关系;对植被覆盖率和土壤湿润程度是很敏感的,尤其对于植被稀疏和干旱地区变化更大;模式对不同气候带中温湿状况的计算也比较合理。这些都表明LPM可以用于气候模拟,以研究地表大气间的各种相互作用过程。

参 考 文 献

- [1] Ji Jinjun and Hu Yuchun, 1989, A simple land surface process model for use in climate study, *Acta Meteorologica Sinica*, 3, 344 — 353.
- [2] Lin, J. D. & S. F. Sun, 1986, A method for coupling a parameterization of the planetary boundary layer with a hydrological model, *J. Climate and Applied Meteor.*, 25, 1971 — 1976.
- [3] Sellers, P. J. & J. L. Dorman, 1987, Testing the Simple Biosphere Model (SiB) using point micrometeorological and biophysical data, *J. Climate & Applied Meteor.*, 26, 622 — 651.
- [4] Wilson, M. F. et al., 1987, Investigation of the sensitivity of the landsurface parameterization of the NCAR community climate model in regions of tundra vegetation, *J. of Climatology*, 7, 319 — 343.
- [5] Andre', J. - C., 1985, Multi-level boundary layer scheme, Physical Parameterization for Numerical Models of the Atmosphere, ECMWF SEMINAR 9-13 Sep., 33 — 54.
- [6] 马玉堂等, 1982, 垦荒地若干小气候效应, *气象学报*, 40, 353 — 360.
- [7] 徐德应等, 1984, 用热量平衡·波文比法测定海南岛热带季雨林蒸散初试, 林业气象论文集, 35 — 39, 气象出版社.
- [8] Spittlehouse, D. L. & Black, T. A., 1979, Determination of forest evapotranspiration using Bowen-ratio and correlation measurements, *J. Appl. Meteor.*, 18, 647 — 653.
- [9] Паулер, Ю. Л., 1960, *АН СССР, сер. Географ.*, 1, 49 — 59. 中译本: 森林的热量平衡、热水平衡及其在地理环境中的问题(三), 114 — 117, 科学出版社.
- [10] 洪嘉琦, 1983, 禹城实验区灌溉麦田的热量平衡, *农业气象*, No. 2.
- [11] 苏从先等, 1987, 河西地区热量平衡和蒸散的初步观测研究, *高原气象*, 6, 217 — 224.