

# 红壤农田水热动态耦合模式和观测研究

姚德良<sup>1</sup>,冯金朝<sup>2</sup>,杜岳<sup>1</sup>,何圆球<sup>3</sup>,王明珠<sup>3</sup>

(1. 中国科学院力学研究所,北京 100080;2. 中央民族大学生物与化学系,北京 100081;

3. 中国科学院南京土壤研究所,南京 210008)

**摘要:** 本文建立了红壤农田水热动态耦合模式,分析了模式中温度变化与水分运动分层的物理原因,说明了气候状况对地表面能量交换的影响,给出了净辐射和蒸散量的计算方法,提出了有限差分计算中具有二阶精度的 Euler 隐式格式,介绍了红壤站的气候概况和野外观测情况.最后利用本模式对红壤花生地陆气水热交换过程进行了数值模拟,模拟值与实测值吻合较好.

**关键词:** 红壤地区;水热动态;耦合模式;数值模拟

**中图分类号:** S151.9 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-8036(2001)02-0099-07

## 1 引言

用数学模型来描述红壤地区农田水热动态交换过程,有利于探讨大气降水、土壤水和植物水之间的转化规律,确定水分和热量在各种环节中特征、变化及运移的物理机制,以及与环境条件的关系,为合理利用水资源,改善作物水分利用率和降低红壤地区用水比重提供措施和途径.

七十年代以来对于陆气水热交换模式发展较快,1978年 Deardorff<sup>[1]</sup>设计了预告地面温度及水分变化的模式,包括单层植被层的效应,同年 Lin<sup>[2]</sup>发展了分层模式,考虑不同土质,不同种类植被效应.1986年 Dickinson 等人<sup>[3]</sup>提出了生物圈与大气层传输系统模式和 Sellar 等人<sup>[4]</sup>提出了生物圈模式,并且得到了更符合实际的模拟结果.1989年 Horton<sup>[5]</sup>研究了有作物冠层影响的土壤水热耦合运移的二维模拟模型.国内从八十年代开始,多从微气象、农业及森林生态系统进行陆气水热交换模式和实验研究.

本文在以前研究工作的基础上<sup>[6-8]</sup>,提出了红壤地区农田水热动态耦合模式,其中包含植被效应和土壤分层,分析了模式中温度变化与水分运动分层的物理原因和气候状况对地表面能量交换的影响,给出了计算净辐射和蒸散量的公式,提出了具有二阶精度的 Euler 隐式格式,介绍了当地的气候概况<sup>[9]</sup>和野外观测情况.最后利用本模式对红壤花生地水热动态过程进行了数值模拟,模拟值与实测值吻合较好.

## 2 水热动态耦合模式

### 2.1 土壤水热运动

由于表面温湿度性质决定着大气边界层内的动量、能量及水气交换,因此突出土壤表层细

收稿日期:2001-03-15

基金项目:国家自然科学基金(40071007,49871003),中国科学院红壤生态站基金.

作者简介:姚德良(1943-),男,浙江慈溪人,研究员,主要从事环境流体力学研究.

节的二层分法,对于研究土壤内部水分和温度变化是合理的.同时,水分和热量垂直运输的尺度远小于水平尺度,所以可以认为模式是一维的.

由守恒原理,我们可按根系分布将土壤分成浅层( $d_1$ 厚)和深层( $d_2$ 厚),这二层的水分运动方程为:

$$d_1 \frac{d_1}{dt} = (I_b - \frac{E_b}{w})_b + (I_c - U_1)_c - q_{12} - R_{s1} \quad (1)$$

$$d_2 \frac{d_2}{dt} = q_{12} - q_{23} - U_2)_c - R_{s2} \quad (2)$$

式中: $\theta_1$ 和 $\theta_2$ 分别为浅层和深层的体积含水量, $I_b$ 、 $I_c$ 分别为裸土和植被层下土壤表面的入渗率, $U_1$ 、 $U_2$ 表示为根系分别从表层及深层向上的吸水速率, $E_b$ 为蒸发量, $w$ 为水的密度, $C_b$  ( $C_b = 1 - C_c$ )为植被的覆盖率, $R_{s1}$ 、 $R_{s2}$ 分别为第一层及第二层的壤中流, $q_{12}$ 、 $q_{23}$ 分别为第一、第二层间和第二、三层间的水分通量.

根据地学中常用的强迫恢复(Force-restore)法,可以将土壤分成二层,深 $\bar{d}_1$ 的日变化层和深 $\bar{d}_2$ 的年季变化层.由能量守恒,可以给出植被层温度 $T_c$ ,地表层温度 $T_{gb}$ 、 $T_{gc}$ 及深层平均温度的热量方程:

$$h_c C_c \frac{dT_c}{dt} = G_c \quad (3)$$

$$\frac{dT_{gb}}{dt} = \frac{2G_b}{C \cdot \bar{d}_1} - \frac{2}{86400} (T_{gb} - \bar{T}) \quad (4)$$

$$\frac{dT_{gc}}{dt} = \frac{2G_{cb}}{C \cdot \bar{d}_1} - \frac{2}{86400} (T_{gc} - \bar{T}) \quad (5)$$

$$\frac{d\bar{T}}{dt} = \frac{C_c G_{cb} + C_b G_b}{C \cdot \bar{d}_2} \quad (6)$$

式中: $h_c$ 为植被高度, $C$ 、 $C_c$ 分别为土壤热容量和单位高度植被平均热容量, $G_b$ 、 $G_{cb}$ 分别为进入裸土表面和植被下土壤表面的净热通量, $G_c$ 为植被层单位时间吸收或放出的热能, $\alpha$ 为系数, $\alpha = 1 + 2 / \bar{d}_1$ , ( $0 < \alpha < 1$ ),  $\bar{d}_1 = [24 / (C)]^{1/2}$ ,  $\bar{d}_2 = (365 / \alpha)^{1/2} \bar{d}_1$ ,  $\lambda$ 为热传导系数.根据能量平衡原理, $G_b$ 、 $G_{cb}$ 、 $G_c$ 由下面各式求出:

$$G_b = R_{nb} - H_b - L \cdot E_b \quad (7)$$

$$G_{cb} = R_{ncb} - H_{cb} - (1 - C_b) L \cdot E_b \quad (8)$$

$$G_c = R_{nc} - R_{ncb} - (H_c - H_{cb}) - (L \cdot E_c - (1 - C_b) L \cdot E_b) \quad (9)$$

式中 $R_{nb}$ 、 $R_{nc}$ 、 $R_{ncb}$ 分别为到达裸土、植被及植被层下土壤的净辐射, $E_b$ 、 $E_c$ 分别为裸土蒸发量及植被蒸腾量, $H_b$ 、 $H_c$ 、 $H_{cb}$ 分别为裸土、植被及植被层下土壤的层热, $L$ 为单位质量水的蒸发潜热.本模式的初始值由测量值给出.

## 2.2 地面净辐射

地面辐射平衡对裸土、植被及植被层下土壤的公式为

$$R_{nb} = S_w (1 - I_b) - S_{lb} \quad (10)$$

$$R_{nc} = S_w (1 - I_c) - S_{lc} \quad (11)$$

$$R_{ncb} = S_w \exp(-L_c \cdot X_c) - S_{lcb} \quad (12)$$

式中:  $i_b$ 、 $i_c$  分别为裸土及植被的反射率,  $L_c$  为叶面积指数,  $X_c$  为消光系数,  $S_{ib}$ 、 $S_{ic}$ 、 $S_{icb}$  分别为到达裸土、植被及植被层下土壤的有效辐射(或净长波辐射),  $S_w$  为到达下垫面的实际太阳辐射(或净短波辐射), 可由下式计算:

$$S_w = S_a [1 - (a + bn) n] \quad (13)$$

其中  $n$  为总云量,  $a$ 、 $b$  为随季节和纬度而变的系数,  $S_a$  为太阳时总辐射量, 由下式计算:

$$S_a = \frac{I_0}{2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos w_i) P_m^m \quad (14)$$

其中:  $I_0$  为太阳常数,  $\varphi$  为地理纬度,  $\delta$  为太阳赤纬,  $w_i$  为太阳时角,  $P_m$  为积分平均透明系数, 可从表中查阅,  $m$  为大气质量, 即

$$m = \frac{1}{\sin h_0 + a (h_0 + b)^{-c}} \quad (15)$$

式中:  $h_0$  为太阳高度,  $a = 0.150$ ,  $b = 3.885$ ,  $c = 1.253$ .

裸土、植被及植被层下土壤的有效辐射量分别由下面公式计算:

$$S_{ib} = U_b - G \quad (16)$$

$$S_{ic} = U_c - G \quad (17)$$

$$S_{icb} = (T_{gc}^4 - T_c^4) \quad (18)$$

其中  $U_b$ 、 $U_c$  分别为裸土和植被的地面辐射量,  $G$  为大气逆辐射量.

按照黑体辐射定律, 地面辐射  $U$  与地面温度  $T$  的四次方成正比, 即

$$U = \epsilon T^4 \quad (19)$$

式中:  $\epsilon$  为相对黑体系数, 又称灰体系数, 地面平均灰体系数为 0.90—0.95,  $T$  为 Boltzman 常数.

大气长波逆辐射的计算公式为

$$G = (T_a + 273.16)^4 (0.605 + 0.048 \sqrt{1370 H_a}) \quad (20)$$

其中:  $T_a$  为空气温度,  $H_a$  为空气湿度.

### 2.3 蒸散量

由文献(5)知计算裸土蒸发量  $E_b$  和植被蒸腾量  $E_c$  的公式为:

$$E_b = b E_{pb} \quad (21)$$

$$E_c = c E_{pc} / (1 + r_{cmin} / r_{ac}) \quad (22)$$

式中:  $E_{pb}$ 、 $E_{pc}$  分别为潜在蒸发量和潜在蒸腾量,  $b$  和  $c$  分别为对裸土和植被的比例因子,  $r_{cmin}$  为植被阻抗, 对高大植被阻抗  $r_{cmin} = 100s/m$ , 低矮植被阻抗  $r_{cmin} = 50s/m$ ,  $r_{ac}$  为大气阻抗.  $E_{pb}$ 、 $E_{pc}$  分别由下面公式计算:

$$E_{pb} = \rho_w (q T_{gb} - q_m) / r_{ab} \quad (23)$$

$$E_{pc} = \rho_w (q T_{gc} - q_w) / r_{ac} \quad (24)$$

式中:  $\rho_w$  为水的密度.

$$b = \frac{(e - p_{vp}) / [1 + (f_c - p_{vp})]}{1 + (f_c - p_{vp})} \quad (25)$$

$$c = \begin{cases} (e - p_{vp}) / (t - p_{vp}) & < t \\ 1 & > t \end{cases} \quad (26)$$

式中:  $\rho_{mp}$  为凋萎含水量,  $f_c$  为田间持水量,  $t$  与土壤平均含水量有关.

## 2.4 水通量

各层间水通量的计算公式为:

$$q_{ij} = - D(\ ) \frac{\partial}{\partial z} + K(\ ) \quad (27)$$

式中:  $D(\ )$  为土壤水扩散率,  $K(\ )$  为土壤导水率.

有关入渗速率  $I_b$ 、 $I_c$ , 显热  $H_b$ 、 $H_c$ , 根系吸水速率  $U_1$ 、 $U_2$  以及壤中流  $R_{s1}$ 、 $R_{s2}$  等变量的计算公式, 请看文献[6]和[7].

## 2.5 数值方法

1. 对土壤水分方程(1)、(2)采用二阶精度 Euler 格式, 以方程(1)为例, 进行离散后得:

$$d_1 \frac{1 - t^{n-1}}{t} = (I_b^{n-\frac{1}{2}} - \frac{E_b^{n-\frac{1}{2}}}{w}) + (I_c^{n-\frac{1}{2}} - U_1^{n-\frac{1}{2}}) - q_{12}^{n-\frac{1}{2}} - R_{s1}^{n-\frac{1}{2}} \quad (28)$$

其中

$$f^{n-\frac{1}{2}}(\ ) = \frac{1}{2} [f^n(\ ) + f^{n-1}(\ )] \quad (29)$$

此格式不仅具有二阶精度, 而且无条件稳定.

2. 对土壤热量方程(4)、(5)、(6), 一般采用 Runge-Kutte 法, 但这里采用隐式格式离散, 以方程(5)为例:

$$\frac{T_{gc}^n - T_{gc}^{n-1}}{t} = \frac{2G_{cb}(T_{gc}^n)}{C \cdot d_1} - \frac{2}{86400} (T_{gc}^n - \bar{T}^n) \quad (30)$$

由于  $G_{cb}(T_{gc}^n)$  是非线性的, 所以要对它进行线性化:

$$G_{cb}(T_{gc}^n) = G_{cb}(T_{gc}^{n-1}) + t \frac{aC_p}{rH_c} \frac{T_{gc}^n - T_{gc}^{n-1}}{t} \quad (31)$$

将上式代入(30)式化简后得:

$$T_{gc}^n = \{ T_{gc}^{n-1} + [\frac{2}{C \cdot d_1} (G_{cb} T_{gc}^{n-1}) - \frac{aC_p}{rH_c} T_{gc}^{n-1} + \frac{2}{86400} \bar{T}^n] - t \} / (a + 2 \quad t/86400) \quad (32)$$

其中:  $a = 1 - t \frac{aC_p}{rH_c} \frac{2}{Cd_1}$ , 这是一个由隐式格式得到的显式表达式.

3. 对热量方程(3)采用改进的二阶精度的 Euler 差分格式:

$$h_c C_c \frac{T_c^n - T_c^{n-1}}{t} = \frac{1}{2} [G_c(T_c^n) - G_c(T_c^{n-1})] \quad (33)$$

## 3 野外观测

红壤生态站位于江西省鹰潭市刘家站, 约东经 116°55', 北纬 28°15', 地处我国中亚热带地区, 气候温热多雨, 年平均温度 17.6℃,  $\geq 10^\circ\text{C}$  积温 5527.6℃, 年降水量 1794.7mm, 年蒸发量 1318mm, 年干燥度 < 1. 但降水季节分布不均, 4 至 6 月份降水量几乎占全年的 50%, 干湿季节变化较为明显. 地质地形为第四纪红土低丘, 海拔高度在 35—60m 之间, 起伏和缓, 相对高差 15—20m, 坡度不大, 多在 3°—7°, 地势开阔连片, 属农、林、牧均宜的多宜性土壤, 红土层厚数十

厘米至数米不等.作物一年两熟,旱作种植萝卜菜、荞麦、花生、黄豆、山芋、小麦等,水田多种植双季连作稻,至于冬种绿肥(紫云英)则为普遍.

1997年7月至8月我们对中国科学院红壤生态站地区的水热状况进行了现场测试,野外观测地址选在花生地一带,在微气象站测量了大气温度、湿度和风速,用中子水分仪测量了不同深度的土壤水分含量,观测深度分别为10、20、30、...170、180cm,利用精密温度计测量了不同深度的土壤温度,观测深度分别为0、10、20、30、...100cm,每隔二小时观测一次,以及每天的最高和最低的地表温度,利用土壤蒸散渗漏测定仪(Lysimeter)测量了蒸散量,同时测量了空气温度、湿度和风速,以及每天的最高和最低温度,我们将以此来和数值模拟结果进行比较,来验证模式的正确性.

## 4 结果与讨论

利用上述数学模型及差分格式,对江西鹰潭中国科学院红壤生态站地区的土壤、植被、大气之间的水热输运过程进行了数值模拟.数值模拟时把植被种类确定为花生,土壤类型为红色粘土,模拟时间自7月26日至7月31日共6天,田间持水量 $f_c = 0.284$ ,凋萎含水量 $f_{wp} = 0.183$ ,土壤深度 $d = 100\text{cm}$ .图1至图6给出了模拟结果与实测值的比较图形,代表实测值,实线代表相应的模拟结果.从图中可以看出模拟结果与实测值基本上是一致的,能够较好的反映实际情况.

图1给出了土壤表层温度与实测值的比较,模拟结果与实测值吻合较好.土壤表面温度具有日周期性的变化,这主要由于到达地表面的太阳辐射和地面有效辐射的日变化引起的.红壤站位于我国的中亚热带,夏季白天太阳辐射较强,热量集中于地面表层,土壤表面增温较快.夜间地面有效辐射增强,地面散热相对于地下较迅速,地表温度冷却也较快,因此,土壤表面温度日变化振幅最大.

图2给出了100cm深处土壤温度模拟结果与实测结果的比较,图中看出模拟结果与测量值较接近.一般来说100cm深处土壤温度日变化振幅开始消失,在这个深度以下,土壤温度在一日内将维持不变,而随季节而变化.

图3给出了植被层温度模拟结果与地表层温度模拟结果的比较,从图中看出植被层温度和土壤表层温度趋向是一致的,符合日周期变化以及植被层温度略比裸地地表温度低的规律.

图4给出了表层(10cm厚)土壤体积分含水量的模拟结果与实测值的比较,从图中看出白天地表层含水量的日变化是明显的.这一层的含水量与浅层花生根系的吸水率成正比,而浅层根系占花生根系的大部分,所以农田蒸散量主要体现在地表层含水量的变化上.

图5和图6分别给出了净辐射与总辐射的模拟结果与测量值的比较,从图中看出吻合较好.净辐射的大小及变化特征是由短波辐射差额和长波辐射差额两部分决定的,地表净辐射量是因昼夜变化、季节转换、地理纬度、地面性质以及大气中温湿状况、大气成分和云量云状的不同而不同.在一天中,白天短波辐射差额起决定作用,而夜间长波辐射差额起决定作用,最大值出现在正午前后,最小值出现在夜间,一天中每时刻的辐射量大小是不一样的,白天净辐射的变化规律与总辐射类似,只是总辐射比净辐射量大,夜间净辐射的变化规律与有效辐射相似.

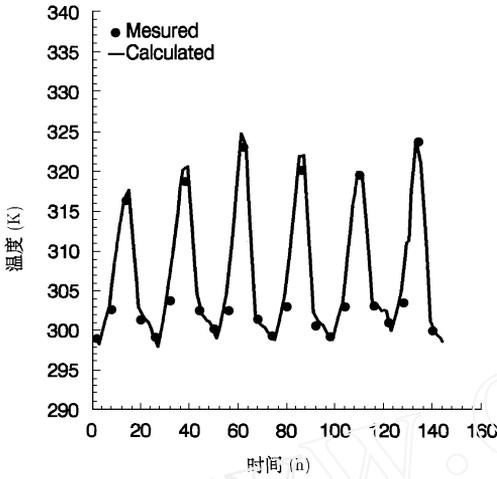


图 1 地表温度随时间的变化

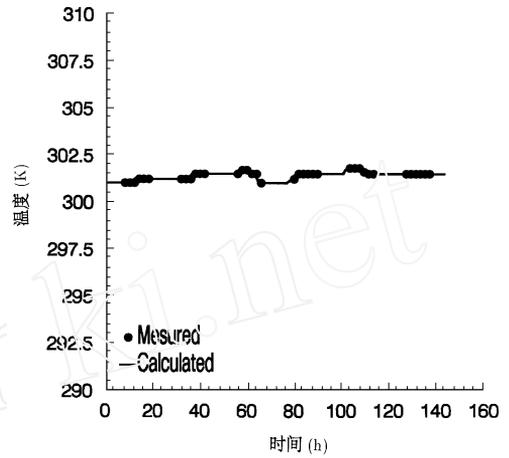


图 2 100cm 深土壤温度随时间的变化

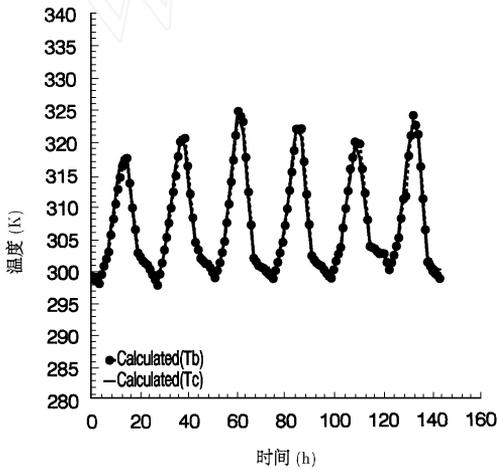


图 3 植被层温度随时间的变化

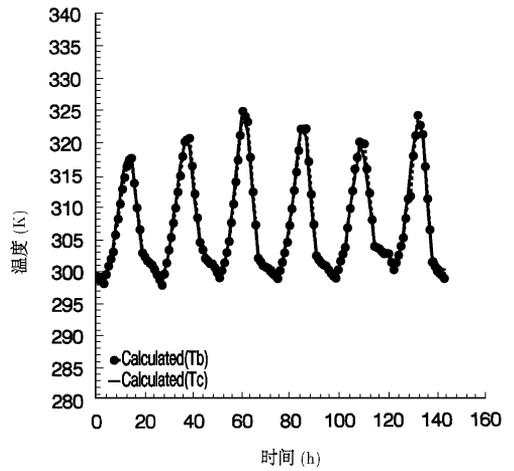


图 4 地表层土壤水分随时间的变化

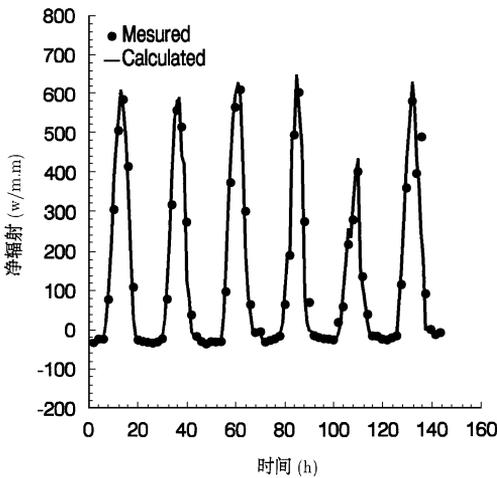


图 5 净辐射随时间的变化

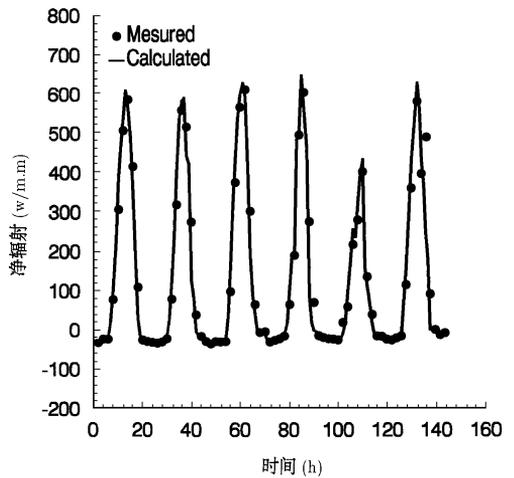


图 6 总辐射随时间的变化

## 5 结 论

红壤地区气候温暖,水热丰沛,植被组成丰富,生物生长速度快、周期短,产量高并具有良好的投资效益.但是,由于长期利用失当,红壤资源的潜力未能充分发挥.尤其是人口密度大的低丘红壤区,林被破坏,水土流失加剧,肥力锐减,季节性干旱也日趋严重,使整个红壤生态系统退化并陷入恶性循环.

1. 本文针对红壤农田水热交换过程,以及存在的生态环境问题,提出了农田水热动态耦合模式,模式对土壤、植被作多层划分,模型再现了部分观测事实,通过与实测数据对比,证明该模式适合于研究红壤地区花生地水热运移规律.

2. 我们所建立的数值计算模型能算出精度较高的模拟结果,并和测量值吻合较好,可增强预测红壤地区生态环境及变化能力,为发展农业生产和作物物需水量的估算提供理论依据.

3. 可将本模式结合到区域与全球气候模拟的参数化方案中去,对促进区域经济发展和保护生态环境都有重要意义.

### 参考文献:

- [1] DEARDORFF J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture ,with inclusion of a layer of vegetation. [J] *Geophysical Res.* 1978 ,83 (C4) ,1889 - 1903.
- [2] LIN J D ,et al ,Modeling the future roles of satellite data ,Satllite Hydrology. DEUTSCH M. et al ,*Water Resources Associate*[M]. 1978.
- [3] DICKINSON R W ,et al .Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for NCAR Community Model [A]. NCAR [C]. Boulder Co. ,TN-275 + STR ,1986.
- [4] SELLER P J ,MINTZ Y A. Simple Biosphere Model (SiB) for Use Within General Circulation Models[J] . *Atmos. Sci.* ,1986 ,43 :505 - 531.
- [5] HORTON R. Canopy shading effects on soil heat and water flow[J] .*Soil Sci. Soc ,Am. J.* ,1989 ,53.
- [6] YAO Deling ,Shen Weiming ,LI Jiachun. Numerical simulation of water cycling and heat balance in agricultural ecosystems[J] . *acta mechanica sinica* ,1992 ,8(2) :108 - 116.
- [7] 沈卫明,姚德良,李家春. 阿克苏地区陆面蒸发的数值研究[J]. *地理学报* ,1993 ,48(5) :457 - 467.
- [8] 姚德良,沈卫明,李家春. 塔里木盆地陆气水热交换数值模拟[J]. *水利学报* ,1994 ,(5) :31 - 37.
- [9] 王明珠. 红壤生态站土壤生态环境质量评价[A]. *红壤生态系统研究,第一集*[C]. 北京:科学出版社,1992. 102 - 107.

## Study on Coupling Model of Water-heat Dynamics in Cropland of Red Soil

YAO De-liang<sup>1</sup>, FENG Jir-chao<sup>2</sup>, DU Yue<sup>1</sup>, HE Yuan-qiu<sup>3</sup>, WANG Ming-zhu<sup>3</sup>

(1. Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, China; 2. Department of Biology and Chemistry, Central University for Nationalities, Beijing 100081, China; 3. Institute of Soil Science, CAS, Nanjing 210008, China)

(下转第 128 页)

磁稀释作用和晶格畸变双重破坏了铁磁性耦合,使 Mn 位的 Zn 替代所引入的双交换作用不能占主导地位.因而,在锰氧化物  $\text{LaMnO}_3$  中进行 Mn 位的二价离子替代,并不是得到双交换铁磁体的一个理想途径.

致谢:中科院物理所磁学国家重点实验室的李润伟博士在样品的制备和测试上给予了大力帮助,宁太山先生提供了样品的 X 射线衍射谱的测试结果,在此一并感谢.

## Magnetic Properties of $\text{LaMn}_{1-x}\text{Zn}_x\text{O}_3$

AO Ling, ZHU Song

(Department of Physics and electronic engineering, Central University for Nationalities, Beijing 100081, China)

**Abstract:** Structure and magnetic properties of manganese perovskites  $\text{LaMn}_{1-x}\text{Zn}_x\text{O}_3$  (LMZO,  $0 \leq x \leq 0.33$ ) are reported. It has been found that the substitution of Zn for Mn in part suppresses the ferromagnetism of the LMZO. Curie temperature and magnetization decrease monotonously with the increase of the Zn content, and an anomaly appears near  $x = 0.15$ . The results are explained qualitatively according to double exchange interaction, magnetic dilution and lattice effects arising from the Zn doping.

**Key words:** manganese perovskites; double exchange interaction; magnetic property; magnetoresistance

(上接第 105 页)

**Abstract:** The paper builds a coupling model of water heat dynamics in the cropland of red soil, analyses the physical reasons of temperature changes and moisture movements in mathematical model, illustrates the climate effect on land surface energy exchanges, gives the calculating methods of net radiation and evapotranspiration, proposes Euler implicit scheme with two-order accuracy, introduces the climate conditions and field measurements. Finally, numerical simulation is carried out by the model for water heat exchange processes of soil-vegetation-atmosphere in the area of red soil. Numerical results are compared with measuring data and the former agrees with the latter.

**Key words:** area of red soil; water-heat dynamics; coupling model; numerical simulation