



陆面水体与大气之间的热传输研究

孙菽芬^①, 颜金凤^②, 夏南^{②*}, 李倩^{①③}

① 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100029;

② 上海大学, 上海市应用数学和力学研究所, 上海 200072;

③ 中国科学院研究生院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: nxia@mail.shu.edu.cn

收稿日期: 2007-06-04; 接受日期: 2007-12-24

国家自然科学基金(批准号: 40575043, 40605024)和中国科学院项目基金(编号: KZCX3-SW-229)资助项目

摘要 在一维涡扩散模型的基础上, 发展了考虑有四季冻融相变过程和因异重层结产生垂向对流混合过程的水体(如湖泊、湿地)与大气之间的水-热传输模型. 模型采用焓代替温度作为预报变量, 既方便了处理水的冻融相变问题, 也提供了有效的计算求解方法. 利用以色列 Kinneret 湖和美国 Montana 州的 Lower Two Medicine 湖的观测资料, 对模型的性能和引入对流混合合理性进行了验证, 说明了本水体-大气热传输模型是能刻画湖泊、湿地等水体与大气间重要的水、热量输运物理过程. 通过相同气象条件下不同深度的湖泊和湿地蒸发潜热的对比, 得出湿地蒸发大于浅湖和深湖蒸发, 这符合实际观测的结果.

关键词

水体模型
湖泊和湿地
环境流体
水体与大气间的水热传输
蒸发潜热

湖泊、湿地等水体生态系统和大气间水热交换过程是一个至关重要的过程. 它一方面对本系统内的温度时空分布、水分输运、植物生长等水文和生态环境有很重要的影响^[1]. 同时, 湖泊、湿地等有很大蒸发量的特点也在不同的时空尺度上调制陆面与大气间的潜热和感热通交换^[2], 从而对局部气候, 进而对更大尺度上的气候产生影响^[3~6]. 所以在研究不同尺度的气候模型中应考虑湖泊、湿地等水体的影响^[7], 尤其在当今计算机性能不断提高, 研究气候模型的离散网格可小到几百至上千平方公里, 很多水体实际尺度已超过这种网格尺度, 包括水体的影响则更有必要.

湖泊通常指浅湖(水深在 10 m 左右)和深湖(水深远大于 10 m)二种水体, 湿地有很多种定义, 与气候系统模型研究有关的应考虑有二类: 即水深为 1 m 左右的水体与下垫的饱和土壤组成的复合体和上述复合体中还长有水生植物的二类, 在本研究中, 作为第一步, 暂时不考虑植被的影响, 只考虑前一类.

湖泊和湿地这两类水体有相同之处, 即它们与大气构成复杂的界面动力学关系, 由于在大气条件和太阳辐射控制下, 界面水体会发生相变, 水表面可为雪面、冰面和水面中的任一种与大气发生水热交换过程. 但是湖泊和湿地又有很大的差别, 湖泊内部是均质的水体组成, 而湿地垂向上则是有二种不同的质地介质(水和土壤)组成, 因此内部还多出一个界面(水与土壤)需处理, 而且这个界面又由于相变可有多种形式: 液体水和非冻土间界面、液体水和冻土间界面、冰和非冻土间界面和冰和冻土间界面四种形式存在. 决定湖泊、湿地等水体与大气间的水热交换除了大气的条件外, 还有水体温度或者说能量(焓)时空变化, 因此精确地模拟湖泊、湿地的能量平衡过程对于气候系统和环境研究是至关重要的^[8~10].

研究湖泊能量平衡、感热和潜热的预报的模型开始较早, 但是所用的模型存在某些不足: 如湖泊模型很多采用温度作为预报变量^[11~17], 不考虑相变过程, 这对高原、高纬度有冰冻过程的湖泊是不适用的, 同时用温度作为预报变量的模型还要处理水的相变过程是不方便的; 又如很多湖泊模型不考虑由于温度层结效应形成密度异重而引起对流混合过程^[18]. 至于湿地, 就作者所知, 有关定量描述湿地-大气间水热交换和湿地内部能量变化过程较一般的物理模型并不多, 更不要说有包含相变过程的物理数学模型, 而湿地研究对于研究水汽输送又特别重要, 因为观测表明, 在同样的大气条件下, 湿地的蒸发远大于湖泊等水深较深的水体. 此外, 湿地内有很多温室内气体, 它的释放对于气候变化有相当的影响.

本文发展的水体模型既包括湖泊, 也包括湿地这样的水体. 这样的水体模型既要处理它们表面层与大气间复杂多样的界面问题和内部可能存在的复杂多样的界面问题, 同时还要考虑冻融相变过程和密度异重而引起对流混合过程.

1 基本控制方程

建立一个水体模型(其中的湿地是不考虑有水生植物的那一类), 它的能量变化与太阳短波辐射、大气长波逆辐射、水面向上的长波辐射、潜热及感热通量、水层内部的热传导、相变过程和对流混合过程有关. 由于水的三相变化产生能量交换, 模型采用比焓(h)代替温度(T)作为预报变量来建立能量平衡方程.

1.1 能量平衡方程

目前很多模型所用的能量平衡方程大多采用以温度作为预报变量^[16,17]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left\{ A(z) [d_m + D(z, t)] \frac{\partial T}{\partial z} \right\} + \frac{1}{A(z)} \frac{1}{C_w} \frac{\partial [\phi A(z)]}{\partial z}, \quad (1a)$$

式中 T 为水体的温度(K), t 为时间(s), z 为水深(m), $A(z)$ 为深度 z 处的湖泊面积(m^2), d_m 为水的分子扩散系数($m^2 \cdot s^{-1}$), $D(z, t)$ 为涡动扩散系数($m^2 \cdot s^{-1}$), ϕ (后面用符号 S_n 表示) 为热源项 ($W \cdot m^{-2}$), C_w 为水的体积热容($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$).

这样的方程没有考虑相变的影响, 也不考虑对流的影响, 我们采用焓代替温度作为预报变量可以很方便处理水的相变问题, 定义在 273.15 K 时, 液态水的体积比焓 $h_w = 0$, 以焓为预报变量并包含对流影响的能量平衡方程形式如下, 对于水体:

(i) 水层:

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(k_w + K_w) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial \phi}{\partial z} + \text{conv.} \quad (1b)$$

对于湿地, 还需有土层焓的控制方程:

(ii) 土层:

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_s} \left[k_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} \right], \quad (2)$$

式中 h_w , h_s 分别为水和土壤的单位体积焓($\text{J} \cdot \text{m}^{-3}$), z_s 为距离水土交界面的深度(m) (取水土交界面处为坐标原点, 对水层, 水深方向为坐标的负方向; 对土层, 土壤深度方向为坐标的正方向), k_w 为水分子热传导系数($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), k_s 为土壤分子热传导系数($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), K_w 为水的涡动热传导系数($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), T 为水体的温度(K), T_s 为湿地土壤的温度(K), conv 为对流混合项. 对于深湖和浅湖, 只要用方程(1b)即可, 而不用到土壤层方程. 在垂直方向上, 本模型假定湖泊、湿地各层的面积取为等截面, 取单位面积.

水层中单位体积焓 $h_w(\text{J} \cdot \text{m}^{-3})$ 的表达式为

$$h_w = ((1 - f_i) \times c_l \times (T - T_f) + f_i \times c_i \times (T - T_f) - f_i \times L_{il}) \times \rho_l, \quad (3a)$$

式中 f_i 为单位体积中的冰的质量百分比, c_l 为水的比热($4188 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), c_i 为冰的比热($2052 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), T_f 为融点温度(273.15 K), L_{il} 为水的融解热($3.336 \times 10^5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$), ρ_l 为水的密度($1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). 对 Δz 厚度的水层, 该层焓 $h_{L_w}(\text{J})$ 的表达式为

$$h_{L_w} = m_l \times c_l \times (T - T_f) + m_i \times c_i \times (T - T_f) - m_i \times L_{il} \quad (3b)$$

或者

$$h_{L_w} = m_{\text{total}} \times (1 - f_i) \times c_l \times (T - T_f) + m_{\text{total}} \times f_i \times c_i \times (T - T_f) - m_{\text{total}} \times f_i \times L_{il}, \quad (3c)$$

$$h_{L_w} = h_w \times \Delta z, \quad (3d)$$

式中 m_l 为该水层液态水的质量(kg), m_i 为该水层冰的质量(kg), $m_{\text{total}} = (m_l + m_i)$ 为该水层的总质量(kg).

土层中单位体积焓 $h_s(\text{J} \cdot \text{m}^{-3})$ 的表达式为

$$h_s = (1 - \theta_{\text{sat}}) \times c_s \times (T_s - T_f) + \rho_i \times \theta_{\text{sat}} \times (1 - \theta_i) \times c_l \times (T_s - T_f) + \rho_i \times \theta_{\text{sat}} \times \theta_i \times c_i \times (T_s - T_f) - \rho_i \times \theta_{\text{sat}} \times \theta_i \times L_{il}, \quad (4a)$$

$$c_s = \left(\frac{2.128\% \text{sand} + 2.385\% \text{clay}}{\% \text{sand} + \% \text{clay}} \right) 10^6. \quad (4b)$$

式中 θ_{sat} 为土壤孔隙度(本模型中取为 0.45), ρ_i 为冰的密度($917 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), $\% \text{sand}$ 和 $\% \text{clay}$ 为土壤中沙土和黏土的百分含量. c_s 为土壤基质的体积热容量($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$), θ_i 为冰占土壤孔隙度内总水质量的百分比.

对 Δz 厚度的土层, 该层焓 $h_{L_s}(\text{J})$ 的表达式为

$$h_{L_s} = m_{\text{soil}} \times c_d \times (T_s - T_f) + m_{L_sat} \times C_l \times (T_s - T_f) + m_{i_sat} \times C_i \times (T_s - T_f) - m_{i_sat} \times L_{il}, \quad (4c)$$

$$c_d = c_s / \rho_d, \quad (4d)$$

或者

$$h_{L_s} = m_{\text{soil}} \times c_d \times (T_s - T_f) + m_{\text{total_sat}} \times (1 - \theta_i) \times C_l \times (T_s - T_f) + m_{\text{total_sat}} \times \theta_i \times C_i \times (T_s - T_f) - m_{\text{total_sat}} \times \theta_i \times L_{il}, \quad (4e)$$

$$h_{L_s} = h_s \times \Delta z, \quad (4f)$$

式中 m_{soil} , m_{L_sat} , m_{i_sat} 分别为该层中土壤基质的质量, 孔隙内液态水的质量, 冰的质量(kg), ρ_d 为土壤基质的密度($2700 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), c_d 为干土比热($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), $m_{\text{total_sat}}$ 为孔隙度内水的总质量(kg).

方程(1)及(3)实际上包含了三个未知变量(h_{L_w} , T 及 f_i), 必须补充一个附加物理条件限制使 h_{L_w} , T , 及 f_i 的解唯一. 下面提出实际存在的水层状态是以下三种可能状态中的一种, 就是一个补充的必要限制条件. 三种可能状态为

$$\begin{aligned} h_{L_w} > 0 & \Rightarrow T > 0 \text{ 和 } f_i = 0.0, \\ -m_{\text{total}} L_{il} < h_{L_w} < 0 & \Rightarrow T = T_f \text{ 和 } 0.0 < f_i < 1.0, \\ h_{L_w} < -m_{\text{total}} L_{il} & \Rightarrow T < T_f \text{ 和 } f_i = 1.0. \end{aligned} \quad (5)$$

方程(2)及(4)也包含了三个未知数(h_{L_s} , T_s 及 θ_i), 必须补充一个附加物理条件限制使 h_{L_s} , T_s 及 θ_i 的解唯一. 下面提出实际存在的土壤层状态是以下三种可能状态中的一种, 就是一个补充的必要限制条件. 三种可能状态为

$$\begin{aligned} h_{L_s} > 0 & \Rightarrow T_s > 0 \text{ 和 } \theta_i = 0.0, \\ -m_{\text{total_sat}} L_{il} < h_{L_s} < 0 & \Rightarrow T_s = T_f \text{ 和 } 0.0 < \theta_i < \theta_{\text{sat}}, \\ h_{L_s} < -m_{\text{total_sat}} L_{il} & \Rightarrow T_s < T_f \text{ 和 } \theta_i = \theta_{\text{sat}}. \end{aligned} \quad (6)$$

1.2 边界和交界面处条件

边界条件包括上表面和底部条件, 水体的上表面边界条件为

$$Q_w = [k + K] \partial T / \partial z, \quad z = z_{\text{water_depth}}, \quad (7)$$

$$Q_w = S_n + L_n - H_s - L_{iv} E + R_p. \quad (8)$$

对于下边界都假定在很深处热通量为 0, 即:

湖泊类水体底部边界条件为

$$Q_s = -k \partial T / \partial z = 0, \quad z = z_{\text{lake_bottom}}, \quad (9a)$$

湿地类土壤底部边界条件为

$$Q_s = -k \partial T_s / \partial z = 0, \quad z_s = z_{\text{soil_bottom}}. \quad (9b)$$

对于深湖和浅湖, 我们只要考虑水表面和水底(绝热)的边界条件即可, 但对于湿地, 还存在有

水土交界面,在交界面处,热通量连续相等,这说明进入土壤表面的总通量 $Q_{\text{土进}}(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ 为湿地水层底部的热通量 $Q_{\text{水底}}(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ 与到达水层底部的太阳短波辐射通量 $\phi_{\text{水底}}(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ 之和,即水土交界面边界条件为

$$Q_{\text{土进}} = Q_{\text{水底}} + \phi_{\text{水底}}, \quad (10)$$

式中 Q_w 为进入水面的热通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), S_n 为进入水面净短波辐射通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), L_n 为进入水面净长波辐射通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), H_s 为感热通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), $L_v E$ 为潜热通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), E 为蒸发通量($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), R_p 为降水携带的进入水面的热通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), Q_s 为到达水体或土壤底部的热通量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

1.2.1 潜热与感热

对于水面与大气之间的表面能量平衡方程(8)中,其潜热和感热通量既由大气近地层的风、温、湿、压等条件所决定,也与水面温度和由该温度下的水汽压有关,可以根据近地层中Monin-Obukhov的理论^[19,20]求取:

$$H = \rho_a C_p (\overline{w'\theta'}) = -\rho_a C_p u_* \theta_*, \quad (11)$$

$$E = \rho_a (\overline{w'q'}) = -\rho_a u_* q_*, \quad (12)$$

其中 ρ_a 为空气密度($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), C_p 为干空气的定压比热($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), q_* 为特征湿度, u_* 为摩擦速度($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), θ_* 为特征位温(K). 计算动量、热量和水汽的垂直输运通量的方法为:利用Monin-Obukhov理论,用因次分析建立通量与风、温、湿、压有关的梯度关系,对通量梯度关系进行积分,然后可以得到 u_* , θ_* 和 q_* 的函数关系式^[21]. 由于表层可为液态表面,冰面或雪面三种状态中之一,在求解潜热和感热通量时所需的粗糙度参数和表面的水汽压也分别取液态表面,冰面或雪面各自对应的值.

1.2.2 降水带来的热能

单位时间内降水带来的热能 $R_p(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ 只存在于水层的表层,其大小为

$$R_p = \frac{p_{\text{rain}} C_l (T_{\text{prec}} - T_f) + p_{\text{snow}} C_i (T_{\text{prec}} - T_f) - p_{\text{snow}} L_{il}}{\Delta t}, \quad (13)$$

p_{rain} , p_{snow} 分别为 Δt 时间内单位面积上的降雨和降雪量(kg), T_{prec} 为降水的温度(K), Δt 为时间间隔(s). 对于所给的降水,我们先根据气温,来判断是降雨还是降雪. 当气温高于0摄氏度时,认为是降水,当气温低于0摄氏度时认为是降雪. 在本模型中降雪密度和以后形成的覆盖在表层的雪层密度为一常值,本模型中雪层模型为简化模型,暂时采用较简单的方案,即不考虑雪层的压实过程,其热学性质(如比热、热传导系数)为常数. 对于较厚的雪层,这模型并不真实,以后我们将利用我们自己发展的分层雪盖模型SAST^[22]来改进.

1.2.3 长波辐射

来自空气的向下长波辐射在水体表面近乎被完全吸收,而水层表面则按 Stefan-Boltzmann

规律向上发出长波辐射:

$$L_n = \varepsilon L_a - \varepsilon \sigma T_s^4, \quad (14)$$

式中 L_a 为向下的大气逆辐射通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), T_s 为水面温度(K), σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数 ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$), ε 为水体表面发射率(本模型取 $\varepsilon = 0.96$).

1.2.4 短波辐射

水体表面层中的杂质吸收一定的太阳辐射, 若我们把杂质集中到表面, 认为它吸收的太阳辐射占进入水体总的太阳辐射 $S_{n,0}$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 的百分比为 β , 则表层吸收的太阳辐射通量为 $S_n = S_{n,0} \times \beta$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$). 进入水层总的太阳辐射 $S_{n,0}$ 的计算分二种情况: (i) 当水体表面上没有雪盖, $S_{n,0}$ 有下式给出:

$$S_{n,0} = S_n(0) \times (1 - \alpha), \quad (15a)$$

式中对于液态水面, $\alpha = 0.08$, 而对于结冰水面, 则 $\alpha = 0.3$; (ii) 当水体表面上附有层厚为 Z_{sn} 雪盖, 则 $S_{n,0}$ 有下式给出:

$$S_{n,0} = S_n(0) \times (1 - \alpha) \times \exp(-\lambda_{sn} Z_{sn}), \quad (15b)$$

式中对于雪, $\alpha = 0.78$; $S_n(0)$ 为到达水层或雪层表面、来自大气的总的太阳辐射通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$). 水体表面层以下的太阳辐射通量 $S_n(Z)$ 遵循Beer定律:

$$S_n(Z) = S_{n,0} \times (1 - \beta) \times \exp(-\lambda Z), \quad (15c)$$

式中 $\lambda(\text{m}^{-1})$ 为水层对太阳短波辐射的消光系数. 在液态水中 $\lambda = 0.5 \text{ m}^{-1}$, 在冰中 $\lambda = 1.4 \text{ m}^{-1}$; λ_{sn} 为雪中的消光系数, $\lambda_{sn} = 6.0 \text{ m}^{-1}$. 表层可为三种状态之一是由于水体表层本身的冻融过程和大气降雪堆积表面所致.

1.3 分子热传导系数和涡动热传导系数

水层中分子热传导系数 k_w 随着水层中水体状态的不同而不同.

对液态水:

$$k_w = k_l = 0.57 \text{ (W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}\text{)}, \quad (16a)$$

对固态水(如冰):

$$k_w = k_i = 2.2 \text{ (W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}\text{)}, \quad (16b)$$

对冰水混合状态:

$$k_w = 0.57 \times (1 - \theta_i) + 2.2 \times \theta_i \text{ (W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}\text{)}. \quad (16c)$$

土壤层中分子热传导系数 k_s 的表达式为:

$$k_s = k_d^{1-\theta_{sat}} \times k_l^{\theta_{sat} \times (1-\theta_i)} \times k_i^{\theta_{sat} \times \theta_i}, \quad (17)$$

式中 k_d 为土壤基质的导热率, $k_d = 2.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, k_l 和 k_i 分别为液态水和冰的分子热传导系数.

对深湖的涡动热传导系数, 有:

$$K_w = C_w \times (k_v w^* z / P_0) e^{(-k^* z)} (1 + 37 Ri^2)^{-1}, \quad (18a)$$

式中 k_v 为冯卡曼常数(0.4), w^* 为表面摩擦速度($m \cdot s^{-1}$), P_0 为普朗特常数(1.0), k^* 为经度和风速的函数, Ri 为梯度Richardson数.

对固态水体、浅湖、湿地的涡动热传导系数, 有:

$$K_w = 0. \quad (18b)$$

1.4 对流混合项 conv

尽管早在 1990 年, Hostetler和Bartlein^[16]就提出对流混合过程存在于密度的不稳定状态中, 但在后来的许多模式中都没有考虑对流混合过程, 直接采用稳定的温度层结来计算涡动热传导系数. 根据绝对平衡理论, 密度较小的水层必须处于密度较大的水层的上方才能保证水体各层的平衡. 因此我们在能量平衡方程中增加对流混合项, 采用以密度为判断标准的对流混合机制来保证水层各层处于稳定状态. 其具体实现如下.

由水层各层温度求出各层对应密度:

$$\rho = (1 - 1.9549 \times 10^{-5} |T_k - 277|^{1.68}) 10^3, \quad (19)$$

式中 T_k 为 K 氏温标下水层各层的温度(K).

对于湿地, 先判断具有土壤表层温度的水密度是否小于水层底层温度的水密度, 如果小于, 则两层焓值重新分配, 使土壤表层和水层底层两层温度满足相同, 求出水层底层此时的密度. 对于水体部分, 从下到上, 对所有水层的密度逐层判断, 看是否满足密度大的在下, 小的在上. 如果发现某层密度大于下面一层的密度, 则求出此两层焓的总值和总质量, 根据方程(5), 判断这两层混合后的状态, 求出此时各层新的温度、新的密度和新的冰、水的质量(若混合后为冰水混合状态, 则冰的质量先满足上层要求). 再把这两层作为一个整体和上一层的密度比较, 如果上面一层的密度大于这两层整体密度, 则把这两层整体和上一层进行对流混合, 逐层往上直到所有层的密度均满足大的在下, 小的在上, 再从已经对流混合好的水层往下检查, 重复上面步骤, 直到所有水层的密度均满足大的在下, 小的在上.

2 模式数值算法

由于非线性方程(1)~(4)没有解析解, 只有数值解, 所以整个湿地需要分成若干层. 综合考虑数值效率和物理复杂性, 在湖泊、湿地模式分层方面, 由于水体表层附近的温度梯度非常大, 我们选择较细分层, 对湖泊的深处, 选择较厚的分层. 对湿地, 由于其水体深度较浅, 水层和土层交界处有大量的热量交换, 因此土壤采用较细的分层, 而土壤深处, 由于热交换缓慢, 我们采用较粗的分层.

计算方法: 采用隐式差分对主控方程进行离散, 用迭代求解直到所有层的温度均收敛.

3 结果与讨论

首先对于湖泊类水体, 我们用模型模拟以色列的 Lake Kinneret(32.5N, 35.4E)的湖温, 并

与每隔 10 min 记录一次的近 20 d 的观测资料(2002.5.21~2002.6.8)进行对比. 数据还包括每隔 10 min 记录一次的用于驱动模型的气象数据. 下面作为典型例子, 图 1 给出某些时刻考虑有无对流混合的模型的模拟值与观测值的对比图. 总的来说, 本模型(有对流混合机制)模拟的结果无论在数值上还是在变化的趋势上都与观测结果有较好的吻合.

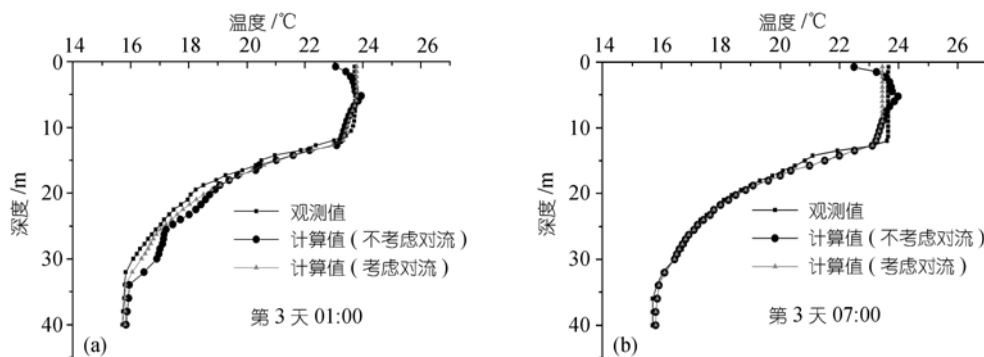


图 1 模型模拟的温度与观测值的对比

(a) 第三天 01:00 时刻模型模拟的温度与观测温度对比; (b) 第三天 07:00 时刻模型模拟的温度与观测温度对比

同样, 由以上计算与测量对比可知, 在湖温的数值模拟中, 若不考虑对流混合过程, 则从表面到大约 7 m 的深度范围内有时会出现温度上低下高的不稳定状态, 其原因是当湖泊表面的温度随着大气温度的降低而降低时, 湖泊内部温度降低的幅度有时候可能没有表面温度降低的幅度大, 此时就出现湖泊表面温度低于内部温度、湖泊表面水体密度大于内部水体密度的不稳定状态. 而当下层高温水体密度小于上层低温水体时, 上层的水体由于重力作用就会向下运动, 下层密度小的水体由于浮力作用就会向上运动, 这就产生了物理过程中的对流混合过程, 这说明对流混合过程是实际存在和必须考虑的. 实际上, 考虑对流混合过程后, 数值模拟的湖泊温度与测量值更加的吻合.

湖泊的结冰和融化过程包含了大量的相变热, 对于气候过程有重要的影响, 本模型用美国 Montana 州 Lower Two Medicine(92.9~93.6)湖的结冰厚度的观测值来检验模型中对结冰和融化过程处理的合理性, 气象数据包括每天的气温、风速和降水.

从图 2 可以看出, 模型模拟的结冰厚度在观测厚度所允许的误差范围之内, 本模型较好地模拟湖泊的冻溶过程. 综上所述, 本模型对于如湖泊这类水体模拟有较好的性能.

对于湿地, 由于目今缺少测量数据, 故无法与观测数据直接比较, 但很多观测表明湿地的蒸发远大于湖泊等较深水体. 取相同的以色列的 Lake Kinneret(32.5N, 35.4E)的每隔 10 min 记录一次的气象观测资料(2002.5.21~2002.6.8)来驱动模型. 我们对 45 m 左右深湖、10 m 左右浅湖、1 m 左右水深湿地的蒸发潜热模拟值作出比较. 图 3 给出了深湖、浅湖和湿地蒸发潜热的对比, 表 1 对观测时间范围内每一天深湖、浅湖和湿地的平均蒸发潜热值之间的比值和该天中三者蒸发潜热比值的最大值作出统计比较.

由上图和统计表可以得出: 湿地的蒸发潜热大于浅湖和深湖, 平均值约为 1.2~1.4 倍左右, 这与很多实地观测数据相符, 也与物理本质相符, 因为对于水层很浅的湿地, 有较多太阳辐射

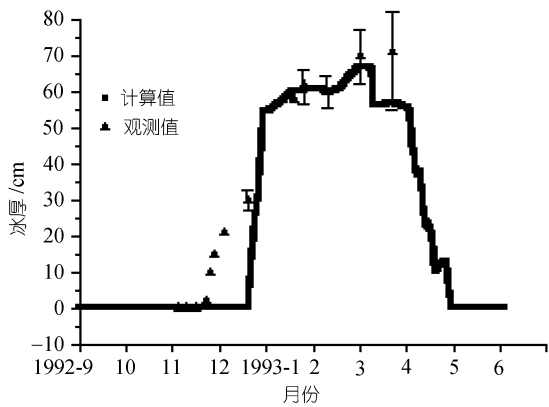


图2 模拟的结冰厚度和观测的结冰厚度对比

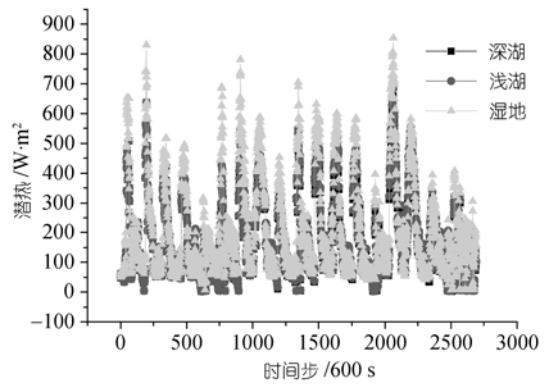


图3 深湖、浅湖、湿地蒸发潜热的对比

表1 深湖、浅湖、湿地潜热通量之间比值的最大值和平均值统计

天	深湖/浅湖 (平均值)	深湖/浅湖 (最大值)	湿地/深湖 (平均值)	湿地/深湖 (最大值)	湿地/浅湖 (平均值)	湿地/浅湖 (最大值)
1	1.0091348	1.015033	1.215794	14.76717	1.214742	14.75828
2	1.001405	1.003075	1.134130	1.306888	1.132539	1.303700
3	1.005021	1.014209	1.176365	1.439965	1.170488	1.419791
4	1.009522	1.107234	1.339423	16.54591	1.326789	16.34547
5	1.011320	1.111122	1.648331	16.95148	1.629881	16.82124
6	1.011763	1.138025	1.411847	18.03544	1.395433	17.86542
7	1.013784	1.020457	1.171736	1.317479	1.15580	1.300881
8	1.027556	1.441127	1.189005	5.120973	1.157120	3.553451
9	1.023555	1.225850	1.259164	16.63045	1.230187	14.64995
10	1.026668	1.133498	1.199330	2.043834	1.168177	1.803121
11	1.033478	1.052592	1.105455	1.264282	1.069646	1.221639
12	1.070428	1.130064	1.126205	1.380965	1.077486	1.263460
13	1.070428	3.043581	1.316049	18.94144	1.229460	16.38368
14	1.037770	1.065505	1.204592	1.380325	1.160750	1.302879
15	1.043524	1.065219	1.1083254	1.295187	1.0566870	1.262444
16	1.064473	1.319991	1.069990	1.526175	1.005183	1.253254
17	1.071691	1.766697	1.251704	12.62165	1.167972	11.56816
18	1.060792	2.299902	1.438193	13.55474	1.355772	12.06647

透过水体射到土壤表面,被很薄的土壤表层吸收而迅速升高温度,其升高的幅度可大于水层,则土壤表层必然与水层不断进行热量混合交换,会导致水层内部温度出现不稳定分布,以及水体内部的对流混合过程,引起整个薄水层升温,从而使蒸发增强.模型能刻画这样的事实间接地说明本模型的合理性.

4 结论

(i) 模型计算得到的湖泊温度与测量值吻合较好,这说明本模型可以用来模拟实际的湖泊-大气热传输过程.

(ii) 对流混合过程在计算湖泊、湿地各深度温度和蒸发潜热时必须考虑.

(iii) 在同一气象条件下, 湿地的蒸发大于浅湖和深湖. 本模型能很好地刻画种现象.

致谢 感谢以色列 Kinneret Limnological 实验室的 Moshe G 给了我们近两个月的具有地中海气候的以色列北部的 Kinneret 湖的一些实测数据, 并进行了一些有益的探讨. 感谢美国加州大学高晓刚教授对文章提出了很多宝贵的意见, 并提供了美国 Montana 州的 Lower Two Medicine lake 湖的观测值的信息.

参考文献

- 1 Dennison M S, Berry J F. Wetlands Guide to Science, Law, and Technology. Park Ridge: Noyes Publications, 1989. 439
- 2 Jia Z J, Song C C, Sun L. The study on latent and sensible heat flux over mire in the San jiang plain. Wetland Sci, 2006, 4(1): 12—20
- 3 Raupach M R. Influences of local feedbacks on land air exchanges of energy and carbon. Global Change Biol, 1998, 4: 477—494 [DOI](#)
- 4 Eugster W, Rouse W R, Pielke R A, et al. Land-atmosphere energy exchange in arctic tundra and boreal forest available data and feedbacks to climate. Global Change Biol, 2000, 6(suppl1): 84—115 [DOI](#)
- 5 Kellner E. Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish Sphagnum mire. Agric For Meteorol, 2001, 110: 101—123 [DOI](#)
- 6 Krinner G. Impact of lakes and wetlands on boreal climate. J Geophys Res, 2003, 108(16): 4520 [DOI](#)
- 7 陈克林, 张小红, 吕咏. 气候变化与湿地. 湿地科学, 2003, 1(1): 73—77
- 8 Bonan G B. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of island water surface. J Climate, 1995, 8(11): 2691—2704 [DOI](#)
- 9 邓伟, 栗兆擎, 胡金明, 等. 三江平原典型沼泽湿地生态系统水分通量研究. 湿地科学, 2005, 3(1): 32—36
- 10 Krinner G. Impact of lakes and wetlands on Boreal climate. J Geophys Res D, 2003, 108(16): 4520 [DOI](#)
- 11 Henderson-Sellers B. New formulation of eddy diffusion thermocline models. Appl Math Modell, 1985, 9(12): 441—446 [DOI](#)
- 12 Henderson-Sellers B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling, A review. Rev Geophys, 1986, 24(3): 625—649 [DOI](#)
- 13 周从直, Steven C C. 湖泊热结构和蒸发的模拟计算. 环境科学, 1993, 15(2): 33—37
- 14 Bell V A, George D G, Moore R J, et al. Using a 1-D mixing model to simulate the vertical flux of heat and oxygen in a lake subject to episodic mixing. Ecological Modell, 2006, 190: 41—54 [DOI](#)
- 15 Xing F, Stefan H G. Long-term lake water temperature and ice cover simulations/measurements. Cold Reg Sci Technol, 1996, 24: 289—304 [DOI](#)
- 16 Hostetler S W, Bartlein P J. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. Water Resour Res, 1990, 26(10): 2603—2612
- 17 Hostetler S W. Simulation of lake ice and its effect on the late-Pleistocene evaporation rate of lake Lahontan. Climate Dyn, 1991, 6: 43—48 [DOI](#)
- 18 Hostetler S W, Giorgi F, Bates G T, et al. Lake-Atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan. Science, 1994, 263: 665—667 [DOI](#)
- 19 Monin A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. Tr, Akad Nauk SSSR Geofiz Inst, 1954, 24(151): 163—187
- 20 Obukhov A M. Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. Bound-Layer Meteorol, 1971, 2(1): 7—29 [DOI](#)
- 21 孙长海. 湖区的陆面过程研究-模型发展. 硕士学位论文. 上海: 上海大学应用数学与力学研究所, 2005
- 22 Sun S F, Jin J, Xue Y K. A simple snow-atmosphere-soil transfer model. J Geophys Res D, 1999, 104(D16): 19587—19597 [DOI](#)