

通用陆面模式(CoLM)湖泊过程方案与性能评估

戴永久^{1*}, 魏楠^{1*}, 黄安宁², 朱司光^{3,4}, 上官微¹, 袁华¹, 张树鹏¹, 刘少锋¹

1. 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 中山大学大气科学学院, 广州 510275;
2. 中国气象局-南京大学气候预测研究联合实验室, 南京大学大气科学学院, 南京 210023;
3. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 气候与环境变化国际合作联合实验室, 气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044;
4. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

* 联系人, E-mail: daiyj6@mail.sysu.edu.cn; wein6@mail.sysu.edu.cn

2018-06-21 收稿, 2018-07-09 修回, 2018-07-09 接受, 2018-08-27 网络版发表

国家重点研发计划重点专项(2017YFA0604300, 2016YFB0200801)和国家自然科学基金重点项目(41730962)资助

摘要 对新版通用陆面模式CoLM(the Common Land Model)中的湖泊过程方案CoLM-Lake做了介绍, 并通过10个湖泊的观测数据评估了它的模拟性能, 同时讨论了模拟结果对模型关键参数的敏感性. 模拟结果显示, CoLM-Lake对于浅湖的模拟效果非常理想, 对于表层温度、湍流通量和垂直热力结构的量级和季节变化特征模拟的比较准确, 同时对湖泊冻融循环过程给出了合理的刻画. CoLM-Lake对于深湖垂直结构及其变化的模拟亦较为准确, 但对垂直混合强度的刻画仍然不足. 虽然模型对于北美五大湖表层温度的模拟误差相对明显, 但其量级和季节变化特征仍在合理的范围之内. 通过模型参数的敏感性分析发现, 动力学地表粗糙度可通过改变湍流通量的大小修正湖泊表层温度的模拟. 湖泊深度、辐射消光系数和热力扩散系数可共同影响湖泊的热力结构. 较大的湖泊深度, 较小的消光系数和较大的热力扩散系数均使得湖泊内部传递和存储更多的热量, 从而增加湖泊的热力惯性, 降低湖泊各层温度的季节震荡和变化幅度, 推迟湖泊冬季的冻结时间. 湖泊到达最大密度时的温度受湖泊盐度的影响, 调整此温度同样可使得模型的模拟结果得到改进. 以上敏感性分析说明CoLM-Lake对于湖泊热力过程的模拟可以通过模型参数优化进行改进. 总体上, CoLM-Lake可以合理地刻画各个湖泊的主要特征, 模拟的误差均在参数取值的不确定性范围之内, 因此CoLM-Lake在全球尺度上适用于对湖泊物理过程的模拟.

关键词 湖泊模型, 陆面模式, 模型评估, 敏感性分析

湖泊等内陆水体对于区域和局地气候具有显著影响. 与陆地相比, 湖泊具有完全不同的辐射和热力特性^[1-8]. 一般来说, 湖泊更大的热惯性和更小的地表粗糙度可使得湖泊表面具有更小的空气温度日变化和更大的表层风^[5,8]; 湖泊更大的水汽蒸发量和热存储性能可改变湖泊周边的积雪过程^[4]. 在中尺度系统中, 冬季气旋与夏季反气旋的增强及其引起的环流与降水的变化亦与湖泊特性相关^[8,9]. 基于各种湖泊显著的气候效应, 在数值天气/气候模式中, 充分

地刻画湖泊过程对于精确的模拟和预报近地表气候起到至关重要的作用.

近些年来, 湖泊模型得到了不同程度的发展. 到目前为止, 最为复杂的三维湖泊/海洋模型已逐渐发展成熟, 它们既可描述湖泊的热力过程, 又可模拟湖泊的动力环流(如普林斯顿海洋模型(POM)^[10,11], 有限体积公共海洋模型(FVCOM)^[12]等). 然而, 此类模型由于其超高的计算复杂度和计算资源的消耗, 它们与数值天气/气候模式的耦合应用尚未得以实

引用格式: 戴永久, 魏楠, 黄安宁, 等. 通用陆面模式(CoLM)湖泊过程方案与性能评估. 科学通报, 2018, 63: 3002-3021

Dai Y J, Wei N, Huang A N. The lake scheme of the Common Land Model and its performance evaluation (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63: 3002-3021, doi: 10.1360/N972018-00609

现^[13,14]. 在天气/气候模式中, 一维湖泊模型的使用最为广泛, 它们在模拟湖水热力过程方面的表现良好, 并且快速的运行效率使得它们更加适合进行长期的耦合模拟^[13,15]. 涡流扩散模型是一维湖泊模型的一类典型代表, 它们通过湖泊温度梯度与根据表层风参数化的涡流扩散率来模拟湖泊水体的垂直混合, 其层结方案遵循Henderson-Sellers方案^[16]. 涡流扩散模型的雏形版本为Hostetler模型^[17], 此后基于此模型从地形、生化、冰冻、扩散等不同角度发展出多个衍生的湖泊模型, 如CoLM-Lake^[3], Minlake^[18], CLM4-LISSS^[6], WRF-Lake^[19]等, 它们已经广泛耦合并应用于各个区域和全球气候模式中. 从已有的评估工作来看, 此类模型的一个共同缺陷为对于深湖(深度大于50 m)的垂直混合模拟不足, 以致于对湖泊的冻融过程以及垂直温度廓线的刻画出现偏差, 但它们对于浅湖的模拟效果较为理想^[6,8,13,19,20].

通用陆面模式(CoLM)^[21]作为陆面分量模块已耦合入多个天气和气候模式中(如CCM3^[15], CWRP^[22], GRAPES^[23], BNU_ESM^[24], CAS_ESM^[25]等). 目前, 该模式的模拟性能已从局地 and 区域尺度进行了检验, 并得到良好的模拟效果^[26-29]. 但是, 模式中的湖泊过程方案(记为CoLM-Lake)尚缺乏详细的评估. CoLM-Lake亦为涡流扩散模型, 由Hostetler模型^[17]发展而来, 并结合了Henderson-Sellers^[16], Bonan^[30]以及Hostetler大气湖泊耦合模型^[1,31]中湖泊方案的相关概念, 是早期美国大气研究中心陆面过程模式CLM湖泊模型的蓝本模型. CoLM-Lake的初期版本仅将湖泊分为6层, 深度固定(10 m浅湖和50 m深湖), 表面特征(如粗糙度、消光系数等)设为常数, 物理过程主要刻画的是常温状态下热量的分子与涡流扩散过程, 并且对于浅湖, 涡流扩散与垂直混合过程均不考虑. 近几年来, 随着湖泊模型不断发展, 过程的刻画逐渐精细. 例如, 对于湖泊表面, 降水与湖泊表层的相互作用可以被描述, 并且表层参数的设定可由常数转换为根据湖泊特征与湖泊状态而定的动态诊断; 对于湖泊内部, 分层方案可依据具体的湖泊深度而定, 而水体的冻融过程以及依赖于水体密度与冰冻状态的垂直混合过程亦可进行细致刻画, 同时对于深湖, 垂直混合的强度可依据湖泊深度进行不同程度的增强. Subin等人^[6]就湖泊方案的发展对CLM中一直使用的湖泊模型CoLM-Lake做了改进. 而类似地, 在CoLM内部, CoLM-Lake也逐渐纳入了新的针

对湖泊方案的发展与改进, 并在2014年发布的新版CoLM中对湖泊过程方案进行了更新^[21,32]. 本文旨在对新版CoLM-Lake的物理方案做一介绍(详细方案描述与源程序见网络版补充材料), 并通过分布在不同地区的10个湖泊可以收集到的观测数据, 对CoLM-Lake的模拟性能进行评估. 同时, 针对目前非常重要但难以获取的湖泊参数(如表层粗糙度、混合扩散系数、消光系数等)进行了敏感性分析, 用以说明其不同的取值对于湖泊状态的模拟结果产生的影响.

1 CoLM-Lake物理方案介绍

1.1 CoLM-Lake模型结构

CoLM-Lake模型由3部分组成: 雪层、湖泊层和土壤层. 湖泊层位于雪层和土壤层之间, 共分为10层, 默认湖深为50 m, 每层湖泊的厚度从上到下分别为0.1, 1, 2, 3, 4, 5, 7, 7, 10.45, 10.45 m. 湖泊深度 d 可取由地表参数数据集提供的实际深度. 当 $d \neq 50$ 且 $d \geq 1$ m时, 第一层湖泊的厚度仍保持0.1 m, 其余层厚度按照上述分层厚度的比例进行分配. 当 $d < 1$ m时, 10层湖泊进行等分. 在模型中, 每层湖泊的质量假定不变, 由液态水密度与每层湖泊的厚度确定. 湖泊层的状态变量为湖泊温度 T_{lake} 和冻结部分所占的质量比 I , 用以表征湖泊的热力扩散, 相态变化, 垂直混合等过程的演变.

湖泊之上的雪层与下面的土壤层拥有与非湖泊区域相同的分层方式^[3], 并共同参与热力过程的计算. 当积雪厚度不足0.01 m时, 积雪不单独分层, 仅以雪水当量表达; 当积雪厚度大于0.01 m时, 雪层开始出现, 并依据其厚度划分为最多5层. 每层积雪的状态变量为积雪温度 T_i 和固态液态水含量 $w_{\text{ice},i}, w_{\text{liq},i}$. 积雪顶层与大气可发生蒸发、升华、液化、凝华等水分和能量的交换过程. 对于未冻结的湖泊, 当有降雪发生时, 积雪不会立即在湖面积累, 而是先和第一层湖泊混合, 直至将第一层湖泊完全冻结后, 积雪才开始积累(具体表达见下一节). 湖泊下面的土壤层分为10层, 总厚度为3.8 m. 与非湖泊区域的土壤层不同, 由于湖泊层的存在, 湖泊下面的土壤层始终保持水饱和状态, 并且在相态变化过程中考虑了冻胀作用. 土壤层与积雪层的状态变量保持一致, 并假设其与下面的基岩不再有水分与能量的交换.

1.2 降水与湖泊表面的相互作用

降水在到达湖泊表面时, 由于其温度与湖泊表面温度存在差异, 它们之间可发生能量转移. 虽然此部分能量的量级很小, 但从长期来看, 它对于湖泊表面特征和状态的影响不可忽略^[33]. 与此同时, 当降水与湖泊表面的相态不同时, 相态变化过程可同时发生. 本节以固态降水与非冻结湖泊的情形为例, 刻画它们之间的相互作用, 其他情形可做类似描述(见补充材料). 此外, 若湖泊之上存在雪层, 则降水直接与第一层雪层发生作用, 作用方式亦可做类似描述.

当表层湖泊未冻结 ($T_{lake,1} > T_f$), 且有固态降水 ($T_p < T_f$) 发生时, 能量转移并伴随相态变化的演变过程由以下4个能量组分(J/m^2)决定:

$$\begin{aligned} e &= C_{pi} p_i \Delta t (T_f - T_p), & \text{固态降水加热到 } T_f \text{ 吸收的能量,} \\ f &= L_f p_i \Delta t, & \text{固态降水融化为液态吸收的能量,} \\ g &= C_{pl} \rho_{liq} \Delta z_{lake,1} (1 - I_1) (T_{lake,1} - T_f), \end{aligned}$$

第一层湖泊冷却到 T_f 释放的能量,

$$h = L_f \rho_{liq} \Delta z_{lake,1} (1 - I_1),$$

第一层湖泊完全冻结释放的能量, 其中, p_i 为固态降水率 ($kg/(m^2 \cdot s)$), C_{pl} , C_{pi} 分别为液态水与固态水的比热容 ($J/(kg \cdot K)$), T_p , T_f 分别为雨水温度与液态水凝结温度 (K), Δt 表示时间积分步长 (s), L_f 表示固态水融化潜热 (J/kg), ρ_{liq} 表示液态水密度 (kg/m^3), $T_{lake,1}$, $\Delta z_{lake,1}$, I_1 分别为第一层湖泊的温度、厚度和冻结部分所占的质量比. 以上4个能量组分的大小决定了以下可能出现的4种情况:

若表层湖泊不需发生相态变化足以使得固态降水到达表面后融化为液态, 即 $e \leq g - f$, 则湖泊释放的总能量为

$$\begin{aligned} &C_{pl} \rho_{liq} \Delta z_{lake,1} (1 - I_1) (T_{lake,1}^{(n)} - T_{lake,1}^{(n+1)}) \\ &= e + f + C_{pl} p_i \Delta t (T_{lake,1}^{(n+1)} - T_f). \end{aligned} \quad (1)$$

解出 $T_{lake,1}^{(n+1)}$ 即为此时更新的第一层湖泊温度. 同时后续计算中, 固态降水视为液态降水.

若表层湖泊将固态降水加热到 T_f 后不足以融化所有降水, 即 $g - f < e \leq g$, 则第一层湖泊温度更新为 $T_{lake,1} = T_f$. 于是湖泊释放的用于降水融化的有效能量为 $g - e$, 而此部分融化的降水在后续计算中视为液态降水.

若表层湖泊需要部分冻结才可将固态降水加热到 T_f 而降水无需发生相态变化, 即 $g < e \leq g + h$, 则

第一层湖泊温度仍更新为 $T_{lake,1} = T_f$. 于是湖泊冻结用于加热降水的有效能量为 $e - g$, 湖泊冻结部分所占的质量比更新为

$$I_1 = \frac{(e - g)/L_f}{\rho_{liq} \Delta z_{lake,1}}. \quad (2)$$

若表层湖泊可被固态降水完全冻结而降水无需发生相态变化, 即 $e > g + h$, 则降水吸收的总能量为

$$C_{pi} p_i \Delta t (T_{lake,1}^{(n+1)} - T_p) = g + h + C_{pl} \rho_{liq} \Delta z_{lake,1} (T_f - T_{lake,1}^{(n+1)}). \quad (3)$$

解出 $T_{lake,1}^{(n+1)}$ 即为此时更新的第一层湖泊温度, 同时湖泊冻结部分质量比更新为 $I_1 = 1.0$.

经过以上过程讨论, 若固态降水持续发生直至第一层湖泊完全冻结, 则积雪开始积累. 当积雪厚度 $z_{sno} \geq 0.01 \text{ m}$ (雪层生成的临界阈值) 时, 第一层雪立即生成并初始化其状态变量^[3].

1.3 湖泊表面特征与能量通量及温度的计算

湖泊表面能量通量计算的是湖泊方案表层与大气参考高度之间的能量交换, 同时湖泊表面与大气交界处的温度 T_g 在求解能量通量时被一并求出. 湖泊表面的能量平衡关系可表达为

$$\beta S_g + L_g(T_g) - H_g(T_g) - \lambda E_g(T_g) - G(T_g) = 0, \quad (4)$$

其中 S_g 表示被湖泊吸收的净太阳辐射 (W/m^2), β 表示被表面吸收的比例 (依赖于湖泊表面的状态), L_g 表示湖泊表面吸收的净长波辐射 (W/m^2), H_g , E_g 分别表示陆面向大气输送的感热通量 (W/m^2) 和水汽通量 ($kg/(m^2 \cdot s)$), λ 用于将水汽通量转换为潜热通量 (J/kg), 取值依赖于 T_g , G 表示输入到湖泊表面以下的热通量 (W/m^2). 除 S_g 外, 所有能量通量均可表达为 T_g 的函数:

$$L_g = \varepsilon_g L \downarrow - \varepsilon_g \sigma T_g^4, \quad (5)$$

$$H_g = -\rho_{atm} C_{pa} \frac{(\theta_{atm} - T_g)}{r_{ah}}, \quad (6)$$

$$E_g = -\rho_{atm} \frac{(q_{atm} - q_g)}{r_{aw}}, \quad (7)$$

$$G = \frac{2\lambda_{sml+1}}{\Delta z_{sml+1}} (T_g - T_{sml+1}), \quad (8)$$

其中 $L \downarrow$ 表示近地面大气下行长波辐射, $\varepsilon_g = 0.97$ 表示湖泊表面的长波辐射发射率, σ 表示 Stefan-Boltzmann 常数, ρ_{atm} 表示空气密度 (kg/m^3), C_{pa} 表示空气的比热容 ($J/(kg \cdot K)$), θ_{atm} 表示大气位温 (K), q_{atm} 表示空气比湿

(kg/kg), $q_g = q_{\text{sat}}^{T_g}$ 为温度在 T_g 时的饱和比湿(kg/kg), $T_{\text{snl}+1}, \Delta z_{\text{snl}+1}$ 分别表示湖泊顶层(雪层或湖泊层)的温度(K)与厚度(m), $\lambda_{\text{snl}+1}$ 表示湖泊顶层的热力传导率(W/(m·K)). 若顶层为湖泊层且湖泊层未冻结($T_g > T_f$), 则 $\lambda_{\text{snl}+1}$ 需同时考虑分子、大涡和由其他过程导致的增强的热力扩散率, 具体表达见下一节.

在计算感热通量和水汽通量的过程中, r_{ah} 和 r_{aw} 分别表示感热通量和水汽通量的空气动力学阻抗(s/m), 而阻抗系数的计算需得到湖泊表面动力、热力和水汽粗糙度, 他们依赖于湖泊表面的状态. 若湖泊冻结($T_g \leq T_f$)且湖泊之上存在雪层, 则动力粗糙度 $z_{0m} = 0.0024$ m, 热力与水汽粗糙度^[34] $z_{0h} = z_{0w} = z_{0m} = \exp(-0.13R_0^{0.45})$, 其中 R_0 表示近地面大气雷诺数 $R_0 = \frac{z_{0m} u_*}{\nu}$, $\nu = 1.5 \times 10^{-5}$ m²/s 表示空气动力学黏性系数, u_* 表示湖泊表层的摩擦速度. 若湖泊冻结但湖泊之上不存在雪层, 则动力粗糙度^[35] $z_{0m} = 0.001$ m, 热力与水汽粗糙度同上计算.

若湖泊为非冻结状态($T_g > T_f$), 湖泊表层与大气的动力传输依赖于湖泊表面风浪运动的大小以及表层风速, 则动力粗糙度^[6]为

$$z_{0m} = \max\left(\frac{0.1\nu}{u_*}, C \frac{u_*^2}{g}\right) \geq 10^{-5} \text{ m}, \quad (9)$$

其中 g 表示重力加速度, ν 表示如下方式给出的空气动力学黏性系数(m²/s):

$$\nu = \nu_0 \left(\frac{T_g}{T_0}\right)^{1.5} \frac{P_0}{P_{\text{ref}}}, \quad (10)$$

其中 $T_0 = 293.15$ K, $P_0 = 1.013 \times 10^5$ Pa, ν_0 表示此温度压强下的空气动力学黏性系数 $\nu_0 = 1.51 \times 10^{-5}$ m²/s, P_{ref} 表示大气参考高度气压. z_{0m} 的计算中 C 表示有效 Charnock 系数, 表达为

$$C = C_{\min} + (C_{\max} - C_{\min}) \exp\{\max(A, B)\}, \quad (11)$$

其中 $C_{\max} = 0.11$, $C_{\min} = 0.01$ 分别表示最大与最小 Charnock 系数, A, B 分别表示来自湖泊风浪区长度 F 与湖泊深度 d 的限制:

$$A = -\left(\frac{Fg}{u^2}\right)^{1/3} / f_c, \quad (12)$$

$$B = -\frac{\sqrt{dg}}{u}, \quad (13)$$

其中 u 表示大气参考高度风速(m/s), $f_c = 22$, F 依赖于湖泊深度(m). 根据 Zilitinkevich 等人^[34], 非冻结湖泊的

热力和水汽粗糙度表达为

$$z_{0h} = z_{0m} \exp\left\{-\frac{k}{P_r} \left(4\sqrt{R_0} - 3.2\right)\right\} \geq 10^{-5} \text{ m}, \quad (14)$$

$$z_{0w} = z_{0m} \exp\left\{-\frac{k}{S_c} \left(4\sqrt{R_0} - 4.2\right)\right\} \geq 10^{-5} \text{ m}, \quad (15)$$

其中 k 表示 von Karman 常数, $P_r = 0.713$ 表示空气分子的 Prandtl 数, $S_c = 0.66$ 表示空气中水分子的 Schmidt 数.

对于湖泊表面能量平衡方程(4), 湖泊表面的温度 T_g 与能量通量可通过牛顿迭代法求解. 同时, 根据之前描述, 湖泊表面粗糙度依赖于摩擦速度 u_* , 所以粗糙度也结合 T_g 的求解过程进行迭代计算. 求解 T_g 结束后, 为保证湖泊温度的一致性, T_g 需根据湖泊顶层条件进行如下调整^[6]:

- (1) 当 $T_g > T_f$ 时, 若存在雪层或 $T_{\text{lake},1} \leq T_f$, 则 $T_g = T_f$;
- (2) 当 $T_m < T_g < T_{\text{lake},1}$ 时, $T_g = T_{\text{lake},1}$;
- (3) 当 $T_f < T_{\text{lake},1} < T_g < T_m$ 时, $T_g = T_{\text{lake},1}$.

第一个条件表示当湖泊表面存在雪或冰时, T_g 不得高于凝结点 T_f ; 后两个条件表示湖泊应遵循垂直稳定性, 即湖泊上层密度应不大于下层密度, $T_m = T_f + 4$ 表示液态水密度最大时的温度. T_g 经过调整后, L_g, H_g 和 E_g 需重新计算, 而最终热通量 G 更新为能量平衡方程(4)的能量残余, 作为雪层、湖泊层、土壤层温度计算的上边界条件:

$$G = \beta S_g + L_g(T_g) - H_g(T_g) - \lambda E_g(T_g). \quad (16)$$

1.4 雪层、湖泊层、土壤层的热力过程

在湖泊系统中, 雪层、湖泊层、土壤层被作为一个整体同时求解温度, 其能量控制方程可统一表达如下:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\tau \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{d\phi}{dz}, \quad (17)$$

其中 c 表示雪盖、湖泊或土壤的体积热容量(J/(m³·K)), t 表示时间(s), τ 表示热力传导率(W/(m·K)), ϕ 表示穿过深度 z 的太阳辐射(W/m²). 该系统共分为 $N = n_{\text{sno}} + N_{\text{lake}} + N_{\text{soi}}$ 层, 其中 n_{sno} 表示此刻存在的雪层数, N_{lake} 和 N_{soi} 分别表示湖泊与土壤的层数. 雪层和土壤层 c 和 τ 的计算与非湖泊区域一致, 由土壤质地和有机质含量的经验关系以及固液态水含量决定(计算见补充材料). 下面主要介绍 c, τ, ϕ 在湖泊层的计算方案.

对于任意一层湖泊层 i , 体积热容量 $c_{\text{lake},i}$ 为液态

水与固态水体积热容量基于 I_i 的加权平均:

$$c_{\text{lake},i} = \rho_{\text{liq}} [C_{pl}(1-I_i) + C_{pi}I_i]. \quad (18)$$

对于太阳辐射吸收量的分配,湖泊方案表面(雪层或湖泊层)的吸收量为 βS_g , 剩余部分 $(1-\beta)S_g$ 将被表面之下的不同层吸收, 吸收量 ϕ 依赖于湖泊表面条件. 若湖泊表面存在雪层, 则忽略太阳辐射在雪层中的传递, 假设辐射量完全被雪层表面吸收, 则 $\beta=1$, $\phi=0$. 若湖泊表面不存在雪层, β 取为太阳辐射中近红外辐射所占的比例, 当湖泊处于冻结状态时, 假设冰对于太阳辐射不透明, 则表面剩余太阳辐射完全被第一层湖泊吸收, 即 $\phi_{\text{lake},1} = (1-\beta)S_g$; 当湖泊处于非冻结状态时, 假设湖泊表面吸收的太阳辐射的作用深度为 $z_a(m)$, 取值根据湖泊深度 d 为

$$z_a = \begin{cases} 0.5, & d < 4 \text{ m}, \\ 0.6, & d \geq 4 \text{ m}. \end{cases} \quad (19)$$

则根据Beer-Lambert定律, z_a 之下深度为 z 的太阳辐射剩余量为

$$\phi = (1-\beta)S_g \exp[-\eta(z-z_a)], \quad (20)$$

其中 $\eta(\text{m}^{-1})$ 表示消光系数. 消光系数可随湖泊水体的营养元素和湖泊生物而变化, 因此很难获取. Hakanson等人^[36]利用88个瑞典湖泊给出了 η 的经验表达:

$$\eta = 1.1925d^{-0.424}. \quad (21)$$

此表达式可一定程度上刻画 η 的变化规律, 但对于深湖或浑浊的湖也可能引入不同程度的偏差. 在后续讨论部分中, η 将进行敏感性分析. 将 η 的表达式代入(20)式, 对于 z_a 之下的每一层湖泊, 太阳辐射吸收量为

$$\phi_{\text{lake},i} = (1-\beta)S_g \left\{ \exp \left[-\eta \left(z_{\text{lake},i} - \frac{\Delta z_{\text{lake},i}}{2} - z_a \right) \right] - \exp \left[-\eta \left(z_{\text{lake},i} + \frac{\Delta z_{\text{lake},i}}{2} - z_a \right) \right] \right\}. \quad (22)$$

湖泊底层的剩余出射太阳辐射视为被下面的土壤顶层完全吸收, 则

$$\phi_1 = (1-\beta)S_g \exp[-\eta(d-z_a)]. \quad (23)$$

对于湖泊层热力传导率的计算, 这里将第 i 层湖泊中非冻结部分的热力传导率表达为热力扩散率的形式 $\tau_{\text{lake},i,\text{liq}} = K_w C_{pl} \rho_{\text{liq}}$, 其中 K_w 表示热力扩散率(m^2/s). 热力扩散率由3部分组成^[6]:

$$K_w = m_d (\kappa_e + K_{ed} + \kappa_m), \quad (24)$$

其中 κ_e 表示由风驱动的大涡扩散率^[17], K_{ed} 表示由一些无法表达的混合过程所产生的增强扩散率^[18],

$\kappa_m = \frac{\lambda_{\text{liq}}}{C_{pl} \rho_{\text{liq}}}$ 表示液态水分子扩散率. 对于深湖, 三维混合过程可使得热力扩散率再次增强, m_d 表示依赖于湖泊深度 d 的增强因子:

$$m_d = \begin{cases} 1, & d < 25 \text{ m}, \\ 5, & d \geq 25 \text{ m}. \end{cases} \quad (25)$$

由风驱动的大涡扩散率 κ_e 只存在于非冻结的湖泊层中. 一般来说, 风速越大, 扩散混合越强, 湖泊水体的垂直层结越弱; 同时, 越靠近低纬度, 扩散程度越深. κ_e 的计算公式可表达为^[17]

$$\kappa_{e,i} = \frac{k w_* z_{\text{lake},i}}{P_0 (1+37R_i^2)} \exp(-k_* z_{\text{lake},i}), \quad (26)$$

其中 k 表示von Karman常数, $P_0=1$ 表示中性条件下的湍流 Prandtl 数, $w_* = 0.0012u_2$ 表示表层摩擦速度,

$k_* = 6.6u_2^{-1.84} \sqrt{|\sin \phi|}$, $u_2 = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{2}{z_{0m}} \right)$ 表示2 m风速, R_i

表示理查德森数. 增强扩散率 K_{ed} 表示由湍流、大尺度风浪运动以及水平平流等过程引起的扩散混合, 计算公式可表达为^[18]

$$K_{ed} = 1.039 \times 10^{-8} (N^2)^{-0.43}, \quad (27)$$

其中 $N^2 = \frac{g}{\rho_i} \frac{\rho_{i+1} - \rho_i}{z_{i+1} - z_i} \geq 7.5 \times 10^{-5}$, g 表示重力加速度,

ρ_i 表示第 i 层湖泊的密度^[17]:

$$\rho_i = (1-I_i) \rho_{\text{liq}} \left(1 - 1.9549 \times 10^{-5} |T_{\text{lake},i} - 277|^{1.68} \right) + I_i \rho_{\text{ice}}. \quad (28)$$

事实上, K_{ed} 与 κ_m 在同一量级^[18], 而 κ_e 可比 κ_m 大2~3个量级^[17], 所以 K_{ed} 对于深湖或 κ_e 不存在的冻湖将起到重要作用. 综上, 非冻结部分的热力传导率 $\tau_{\text{lake},i,\text{liq}}$ 即由上述3部分组成:

$$\tau_{\text{lake},i,\text{liq}} = K_w C_{pl} \rho_{\text{liq}} = m_d (\kappa_e + K_{ed} + \kappa_m) C_{pl} \rho_{\text{liq}}. \quad (29)$$

对于湖泊层的冻结部分, 热力传导率可表达为

$$\tau_{\text{lake},i,\text{ice}} = \lambda_{\text{ice}} \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_{\text{liq}}}, \quad (30)$$

其中 λ_{ice} 表示固态水的热力传导率. 这里对固态水的热力传导率按照固液态水的密度比例进行调整, 是因为湖泊厚度与质量假定不变, 每一层湖泊按照完全非冻结状态时的厚度进行设定. 于是, 第 i 层湖泊的热力传导率 $\tau_{\text{lake},i}$ 可按照冻结部分质量比 I_i 表达为

$\tau_{lake,i,liq}$ 与 $\tau_{lake,i,ice}$ 的调和平均数:

$$\tau_{lake,i} = \frac{\tau_{lake,i,liq} \tau_{lake,i,ice}}{\tau_{lake,i,liq} I_i + \tau_{lake,i,ice} (1 - I_i)}. \quad (31)$$

在确定湖泊系统各层的 c, τ, ϕ 之后, 方程(17)可通过Crank-Nicholson半隐式格式求解, 联立各层方程解三对角方程组即可得到各层温度. 求解各层温度后, 需对温度关于相态变化过程做进一步矫正, 即当某一层湖泊的温度高于凝结点 T_f 而固态水存在时, 融化过程发生; 当温度低于凝结点 T_f 而液态水存在时, 冻结过程发生. 此部分过程与雪盖土壤的相态变化过程非常类似, 描述见补充材料. 注意, 当湖泊发生相态变化等过程使得湖泊的固液态水比例发生变化时, 体积热容量 c 与热力传导率 τ 会进行相应的调整.

1.5 基于湖泊层稳定性的垂直混合过程

基于稳定性的湖泊垂直混合方案来自于Hostettler等人^[1,31]在其提出的湖泊大气耦合模型中采用的方案: 即湖泊应具有稳定的层结结构, 湖泊上层密度不大于下层密度. 对于完全非冻结状态的湖泊, 若相邻两层的密度出现 $\rho_i > \rho_{i+1}$ (公式(28)), 则湖泊发生垂直混合过程, 湖泊温度从第1层到第 $i+1$ 层均更新为前 $i+1$ 层湖泊根据其厚度加权平均的温度, 使得前 $i+1$ 层湖泊的密度廓线变得中性或稳定. 此过程的实施从第1层一直迭代进行到第 $N_{lake}-1$ 层. 对于有冰存在的湖泊, 因为冰的密度较小, 所有湖泊层的冰都应聚集到湖泊的顶端. 于是, 当冰出现在水层之下时, 在保证冰的质量与总能量守恒下, 冰向上浮动到

顶, 各层能量被重新分配(具体描述见补充材料).

2 观测数据与试验设计

本文利用分布在不同地区的10个湖泊可以收集到的观测数据(表1), 对CoLM-Lake的模拟性能进行评估. 其中, 欧洲的Kossenblatter湖、中国的太湖以及北美的Sparkling湖为3个浅湖(深度小于20 m), 提供的观测数据可用于评估CoLM-Lake对湖泊表层温度、湍流通量以及不同深度湖水温度的模拟效果. 此外, Sparkling湖还提供了冰的厚度以及冰的冻结与消融时间的观测记录, 可对CoLM-Lake的冻融过程进行检测. 此3个湖周边的气象观测站同时提供了用于驱动CoLM-Lake的大气驱动观测数据.

北美的五大湖、欧洲的日内瓦湖以及中国青藏高原的纳木措湖为7个深湖(表1), 用以评估CoLM-Lake对深湖表层温度和湖水温度的模拟效果, 验证CoLM-Lake在深湖可以达到的垂直混合程度. 湖水温度的观测数据来自设立在湖泊内部的航标站点观测记录. 除纳木措湖之外, 其余六湖未提供局地站点的大气驱动数据, 所以针对这6个湖, 本文采用气候研究中心-美国国家环境预报中心发布的第4版气候融合数据(CRUNCEP v4)作为驱动数据. 此套数据为覆盖1901~2010年的逐6 h、空间分辨率为0.5°的全球网格数据, 是CRU-TS3.2观测数据与NCEP-NCAR再分析数据的融合产品, 具有较高的精度^[32]. 本文将根据这6个湖的温度站点观测位置以及时间覆盖范围, 提取对应的CRUNCEP序列, 并将其插值到模式

表1 所选湖泊列表

Table 1 Simulated lakes

湖泊名称	位置	湖深(m)	大气驱动	评估时段	分析变量	数据来源
Kossenblatter	52.13°N, 14.1°E	2	气象观测站	2003.05.01~2003.11.11	$T_g, H, \lambda E, T_{lake}$	Beyrich等人 ^[37]
太湖	31.4°N, 120.22°E	2	气象观测站	2010.06.13~2011.06.30	$T_g, H, \lambda E$	Deng等人 ^[7]
Sparkling	46.01°N, 89.7°W	18	气象观测站	2002.01~2003.12	$T_g, H, \lambda E, d_{ice}, T_{lake}$	lter.limnology.wisc.edu
苏必利尔湖	48.06°N, 87.79°W	255	CRUNCEP	2008.01~2010.12	T_g	www.ndbc.noaa.gov(站点45001)
伊利湖	41.68°N, 82.4°W	20	CRUNCEP	2008.01~2010.12	T_g	www.ndbc.noaa.gov(站点45005)
密歇根湖	42.67°N, 87.03°W	160	CRUNCEP	2008.01~2010.12	T_g	www.ndbc.noaa.gov(站点45007)
休伦湖	44.28°N, 82.42°W	60	CRUNCEP	2008.01~2010.12	T_g	www.ndbc.noaa.gov(站点45008)
安大略湖	43.62°N, 77.41°W	145	CRUNCEP	2008.01~2010.12	T_g	www.ndbc.noaa.gov(站点45012)
日内瓦湖	46.43°N, 6.55°E	310	CRUNCEP	2001.01~2010.12	T_{lake}	https://si-ola.inra.fr/si_lacs/login.jsf
纳木措湖	30.76°N, 90.78°E	92	气象观测站	2013.01~2013.12	T_{lake}	Lazhu等人 ^[38]

运行所需的时间分辨率进行使用。

本文针对以上10个湖泊进行CoLM-Lake离线单点试验验证。为获取模型的平衡态解,每个试验的起转时间设为20年。本文主要评估CoLM-Lake对每个湖泊日平均状态的模拟结果,进而考察其对季节循环和年际变化的特征把握,采用的评估指标为各个变量在评估时段内模拟的平均误差(bias)和均方根误差(RMSE),以此衡量CoLM-Lake对于观测的偏离程度。

虽然新版CoLM使用的是Shangguan等人^[39]在2014年发布的最新的地表资料数据,但湖泊资料如湖泊深度、消光系数、地表粗糙度等并未提供,它们在湖泊方案中或取自局地观测,或取自经验公式,与真实值可存在较大差别。所以,在分析过程中,重要参数的取值对于模拟结果的影响同样需要讨论。本文选取了5个重要参数,并针对不同的湖泊设计了敏感性试验,具体如下:

(1) 动量地表粗糙度 z_{0m} 。地表粗糙度决定了湖泊表面与大气的湍流交换,进而影响表层能量平衡与温度的变化。在旧版CoLM-Lake中, z_{0m} 被固定设置为1 mm,而此值在许多湖泊研究中被普遍认为过大^[40,41]。在新版CoLM-Lake中, z_{0m} 被设置为根据湖泊表层风速、摩擦速度、风浪区长度以及湖泊深度的动态诊断(公式(9)),数值一般不大于0.5 mm。为探究不同 z_{0m} 的取值对于模拟结果的影响,除CoLM-Lake的默认设置外,本文将针对3个提供湍流通量观测数据的浅湖,分别运行 $z_{0m}=0.01$ mm和 $z_{0m}=10$ mm的试验,通过这两个极端值明确 z_{0m} 在湍流通量、表层温度以及冻融循环模拟过程中的作用。

(2) 湖泊深度 d 。湖泊深度决定了湖泊可以维持的热力惯性,从而影响湖泊的季节循环过程。对于深湖,湖泊方案受限于垂直混合强度的不足,模拟结果对湖泊深度的变化可能没有响应^[13]。而对于浅湖,垂直混合足够充分,模拟结果对湖泊深度的变化往往更加敏感^[42]。本文针对Kossenblatter湖,运行 $d=5$ m(Kossenblatter湖的最大深度)的试验,将其与 $d=2$ m的局地观测深度试验对比,探究湖泊深度对于湖水温度季节变化的影响。

(3) 辐射消光系数 η 。消光系数直接决定了太阳辐射吸收量在湖泊不同深度的分配,从而影响湖泊的层结结构。湖泊越浑浊(消光系数越大),太阳辐射被上层湖水吸收的越多。本文针对北美五大湖和纳木措湖这六个深湖,根据其默认设置的模拟结果,分

别运行将消光系数减小为原来的20%和40%的试验,用以分析消光系数对于湖泊表层温度、冻融周期以及湖水温度的影响。

(4) 垂直热力扩散系数 K_w 。垂直热力扩散系数直接决定了湖泊的垂直混合强度和温度梯度。在早期版本的各类模型中,垂直扩散只考虑了分子扩散和大涡扩散,冻湖甚至只考虑了分子扩散。虽然这对浅湖的混合过程模拟充分,但对于深湖(深度在20 m以上)的混合强度逐渐刻画不足^[13]。在新版的CoLM-Lake中, K_w 加入了由湍流或平流过程引起的扩散增强项 K_{ed} ^[18],并且当湖泊深度大于25 m时, K_w 整体再扩大5倍,用以增强模型中深湖或冻湖的垂直混合强度。为明确CoLM-Lake对于湖泊混合过程可以达到的模拟程度,本文针对两个浅湖Kossenblatter湖和Sparkling湖运行将 K_w 增大到 $10K_w$ 和缩小到 $0.1K_w$ 的试验,并同时针对北美五大湖和纳木措湖运行将 K_w 增大到 $10K_w$ 的试验,以此探究CoLM-Lake对于不同深度的湖泊当扩散系数发生变化时对模拟结果产生的影响。

(5) 湖泊最大密度时的温度 T_m 。在CoLM-Lake中,湖泊最大密度时的温度设为4℃,用以调整湖泊表层结构的稳定性。但此温度对于咸水湖并不准确,因为 T_m 随盐度的增加而降低。本文针对咸水湖纳木措湖,将其最大密度时的温度设为1℃,运行 $T_m=T_f+1$ 的试验,用以考察 T_m 对于湖泊垂直热力结构的影响。

3 CoLM-Lake模拟结果分析

3.1 模型结果评估

CoLM-Lake对于浅湖的模拟效果非常理想。对于Kossenblatter湖,CoLM-Lake很好地模拟出了表层温度、湍流通量以及湖水温度在夏季和秋季的量级和特征(图1, 2)。与观测相比,模型对于各层温度的模拟稍有低估,但误差可控制在-0.55℃以内(表2),同时模型准确刻画出了温度的逐日变化和季节更替。虽然模型对于潜热通量和感热通量的模拟稍有高估(误差分别为19.46和6.27 W/m²),但其逐日震荡变化亦与观测值非常一致。对于太湖,CoLM-Lake的模拟结果与Kossenblatter湖相似(图3),只是对表层温度的模拟有一定的高估。模型对于湍流通量的模拟较Kossenblatter湖更加准确,平均误差在10 W/m²以内,并且季节性极值的出现与观测值非常吻合。

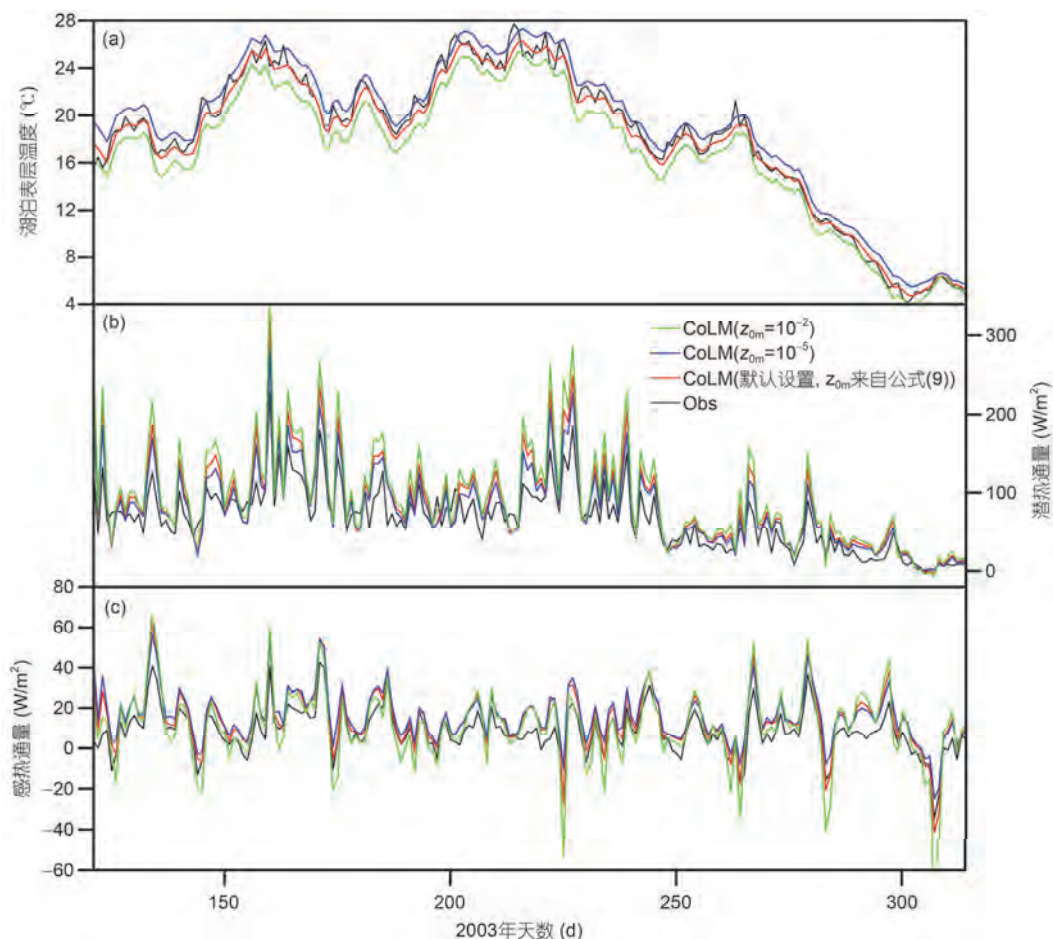


图1 Kossenblatter湖在2003.05–2003.11的湖泊表层温度(a)、潜热通量(b)和感热通量(c)的日平均时间序列的观测值以及由CoLM-Lake在默认设置(动量地表粗糙度进行动态诊断)、固定动量地表粗糙度为 10^{-5} 和 10^{-2} m情形下的模拟值

Figure 1 Daily mean Kossenblatter surface temperature (a), latent heat flux (b) and sensible heat flux (c), May–November, 2003, observed and simulated by CoLM-Lake with diagnostic roughness length, fixed 10^{-5} m roughness length, and fixed 10^{-2} m roughness length

Sparkling湖相比于Kossenblatter湖和太湖更深,而CoLM-Lake对于Sparkling湖同样给出了较为准确的模拟结果.对于表层温度,模型的模拟值与观测值非常接近,尤其在秋季,误差可在 -0.2°C 以内(图4(a)).潜热通量与感热通量的模拟值与观测值偏离稍大,其中在夏季和秋初的高估尤为明显(图4(b), (c)).注意到表层温度在夏季和秋初亦表现出轻微的低估,这说明湖泊表面可能释放了过多的能量给大气,造成表层温度的偏低.对于湖泊的冻融过程,从仅有的几个观测数据来看,模型可以合理地模拟出湖泊冻融的演变,并且结冰厚度与观测值较为接近,最大误差为 0.2 m (图4(d));与此同时,模型对于冰冻的起始和消融时间的刻画非常准确,除了2003年春季冰冻的消融时间比观测提前了12天,2002和2003年

冬季冰冻的起始时间与2002年春季冰冻的消融时间均与观测时间非常一致.最后,模型合理地给出了湖泊的垂直热力结构(图5(a), (b)),包括夏季的层结,温跃层的厚度及其季节变化.从均方根误差来看(图5(e)),模型对于湖泊上层温度的模拟较为准确,而对于下层的模拟误差偏大,这在一定程度上是由模型对湖泊垂直扩散强度刻画不准造成的,此部分将在敏感性分析中作进一步说明.

CoLM-Lake对于深湖的模拟精度与浅湖相比有所下降,但依旧可以很好地刻画出湖泊的基本特征.日内瓦湖是不冻湖,CoLM-Lake可以准确地模拟出日内瓦湖温跃层内各层的温度,从表层非常强烈的季节震荡,到深层近于常数的微小波动,模型的模拟误差均可控制在 -0.78°C 以内(图6).由于缺少更深层的

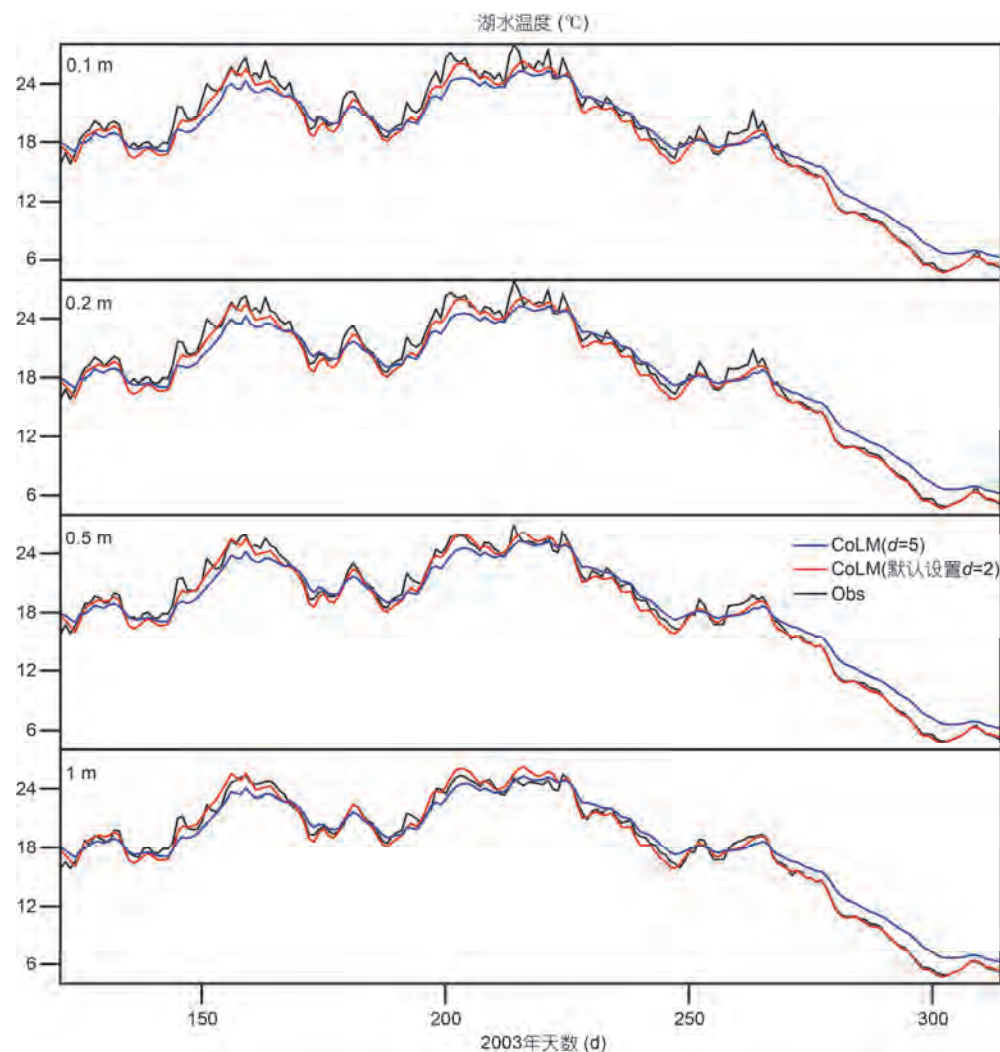


图 2 Kossenblatter湖在 2003.05~2003.11 的湖深 0.1, 0.2, 0.5 和 1 m 处温度的日平均时间序列的观测值以及由 CoLM-Lake 在默认湖深 2 m 和湖深设为 5 m 情形下的模拟值

Figure 2 Daily mean Kossenblatter water temperatures at depths of 0.1, 0.2, 0.5 and 1 m, May–November, 2003, observed and simulated by CoLM-Lake with lake depths of 2 and 5 m

表 2 CoLM-Lake 在其默认设置和多种敏感性试验测试下对 Kossenblatter 湖诊断变量模拟结果的统计表^{a)}

Table 2 Statistics of simulations of Kossenblatter by CoLM-Lake with default settings and settings used in different sensitivity tests

	参考试验 (默认设置)		试验 1	试验 2	试验 3	试验 4	试验 5
	$z_{0m}=2.5\times10^{-4}$, $d=2$, K_w		$z_{0m}=1.0\times10^{-5}$	$z_{0m}=1.0\times10^{-2}$	$d=5$	$K_w=0.1K_w$	$K_w=10K_w$
	CoLM	误差(RMSE)	CoLM	CoLM	CoLM	CoLM	CoLM
T_g	18.04	-0.22 (0.69)	19.12	16.97	18.38	18.1	18.04
$T_{0.1}$	18.02	-0.55 (0.84)	19.11	16.94	18.34	18.04	18.03
$T_{0.2}$	18.02	-0.50 (0.77)	19.11	16.94	18.33	18.04	18.03
$T_{0.5}$	18.02	-0.29 (0.59)	19.11	16.94	18.31	18.04	18.03
T_1	18.02	-0.04 (0.57)	19.11	16.94	18.29	18.02	18.03
λE	87.02	19.46 (30.83)	80.68	96.11	90.27	86.47	87.13
H	14.69	6.27 (8.15)	16.02	10.72	17.42	14.53	14.7

a) T_g 表示湖泊表层温度, $T_{0.1}$, $T_{0.2}$, $T_{0.5}$ 和 T_1 分别表示湖泊在深度 0.1, 0.2, 0.5 和 1 m 的温度 (°C), λE 表示潜热通量 (W/m^2), H 表示感热通量 (W/m^2)

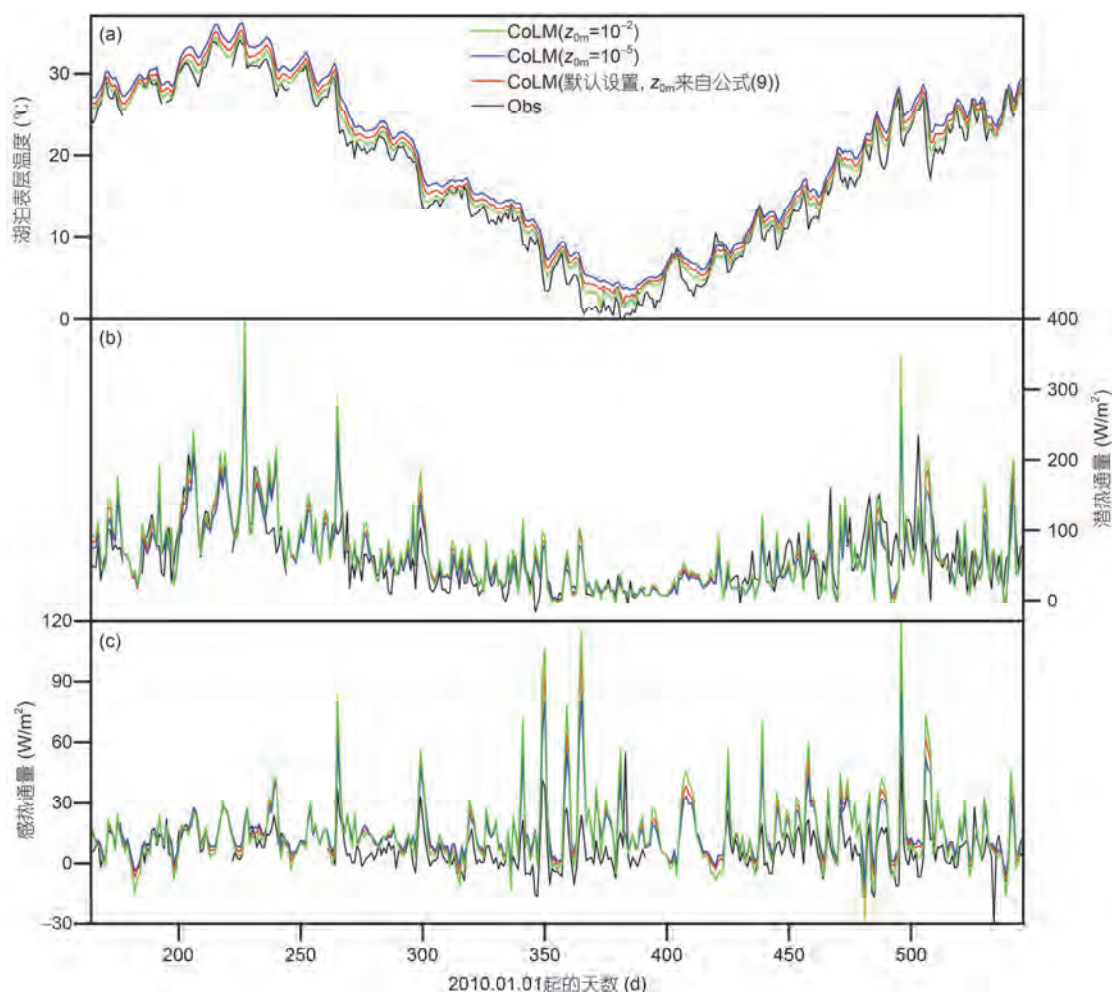


图3 太湖在2010.06~2011.06的湖泊表层温度(a)、潜热通量(b)和感热通量(c)的日平均时间序列的观测值以及由CoLM-Lake在默认设置(动量地表粗糙度进行动态诊断)、固定动量地表粗糙度为 10^{-5} 和 10^{-2} m情形下的模拟值

Figure 3 Daily mean Taihu Lake surface temperature (a), latent heat flux (b) and sensible heat flux (c), June 2010–June 2011, observed and simulated by CoLM-Lake with diagnostic roughness length, fixed 10^{-5} m roughness length, and fixed 10^{-2} m roughness length

温度观测, CoLM-Lake对于日内瓦湖整体垂直混合强度的模拟无法有效检测,但从表层温度的低估(0.05 m, 3.2 m)和深层温度的高估(28 m, 50 m)来看,过小的温度梯度表明模型对于温跃层的垂直混合强度已充分刻画。

CoLM-Lake对于北美五大湖之间表层温度的模拟效果存在一定差异(图7)。整体上,五大湖的表层温度被普遍高估,在春季和夏初尤为明显,但模型在苏必利尔湖——五大湖中最深且最冷的湖——的模拟误差最大,平均误差可达 5°C ,而在最浅的伊利湖上的模拟误差最小,仅有 1.5°C 。这说明模型模拟越深的湖可能存在的不确定性越大。CoLM-Lake模拟的五大湖春季湖泊的完全解冻以及接下来逐渐变暖的过

程较之观测相比提前了很多,但是秋季的湖泊冷却过程与观测非常一致。值得注意的是,当春季湖泊解冻后,模型模拟的表层温度由 0°C 快速上升到 4°C (例如苏必利尔湖、密歇根湖),之后逐渐变暖,而观测值由 0°C 上升到 4°C 则可能需要2~3个月的时间。这可能是因为模型不考虑湖泊在冰冻状态时由风驱动的大涡扩散率 κ_z ,而当湖泊解冻后, κ_z 立刻加入,使得表层水与下层暖水快速混合,表层温度迅速上升。模型模拟的表层温度的高估及其快速变化均说明模型对于深湖的热惯性刻画不足,垂直混合强度可进一步增大。

最后,对于咸水湖纳木措湖,CoLM-Lake基本模拟出了其垂直热力结构及其季节变化,但是对夏季

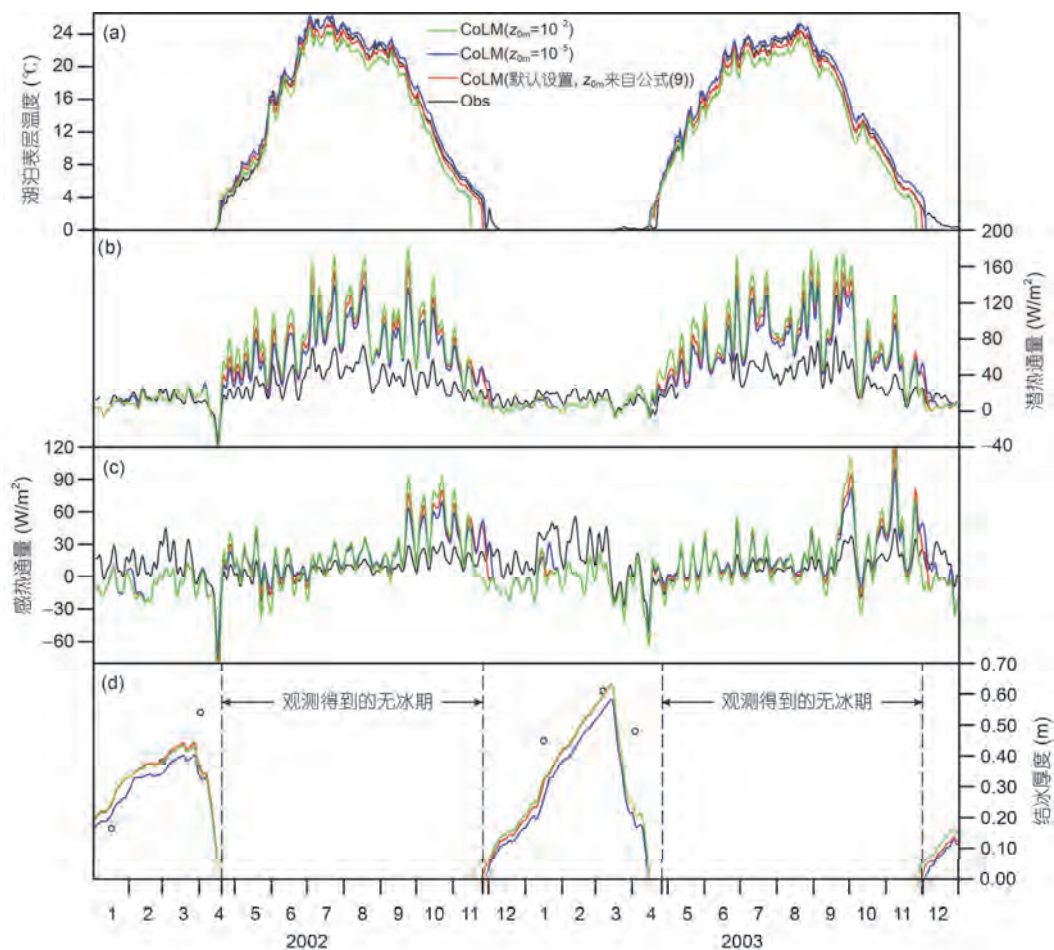


图4 Sparkling湖在2002~2003年间的湖泊表层温度(a)、潜热通量(b)、感热通量(c)和结冰厚度(d)的日平均时间序列的观测值以及由CoLM-Lake在默认设置(动量地表粗糙度进行动态诊断)、固定动量地表粗糙度为 10^{-5} 和 10^{-2} m情形下的模拟值

Figure 4 Daily mean Sparkling Lake surface temperature (a), latent heat flux (b), sensible heat flux (c) and ice thickness (d), January 2002–December 2003, observed and simulated by CoLM-Lake with diagnostic roughness length, fixed 10^{-5} m roughness length, and fixed 10^{-2} m roughness length

的温跃层厚度模拟过浅, 温度模拟偏高, 同时对冬季的恒温层温度模拟也偏高(图8(a), (b)). 这些迹象都暗示了CoLM-Lake可能对纳木措湖的垂直混合强度模拟不足, 表层能量向下传递不够, 减少了湖泊的热量存储. 另外, 从湖泊温度模拟的均方根误差来看(图8(f)), 误差主要集中在温跃层带(上层20 m左右). 随着湖深的继续增加, 观测值与模拟值陆续进入到恒温层带, 模拟误差也逐渐减少.

3.2 参数敏感性分析

根据CoLM-Lake的参数化方案和对模型模拟结果的评估, 本文选取了5个参数针对不同的湖泊设计了敏感性试验, 考察不同参数的取值对于湖泊温度、湍流通量以及冻融过程的模拟可能造成的影响, 结

果分析如下.

对于动量地表粗糙度 z_{0m} , 其在CoLM-Lake中设置为根据湖泊表层风速、摩擦速度、风浪区长度以及湖泊深度的动态诊断(公式(9)), 数值一般介于0.1~0.5 mm. 而CoLM-Lake对于3个浅湖(Kossenblatter湖、太湖和Sparkling湖)湍流通量的模拟均有不同程度的高估, 其中对于Sparkling湖夏季和秋初的高估尤为明显. 这里对 z_{0m} 分别选一个极小值(0.01 mm)和一个极大值(10 mm), 对3个浅湖重新进行模拟. 与原始默认设置的结果相比(图1, 3, 4), 当 $z_{0m}=0.01$ mm时, 虽然感热通量的变化很小, 但潜热通量均有一定程度的下降(~ 10 W/m²), 而向大气输入的能量减少也使得表层温度有了一定程度的上升, 最明显的Kossenblatter湖可上升1.1℃(表2). 此外, Sparkling湖

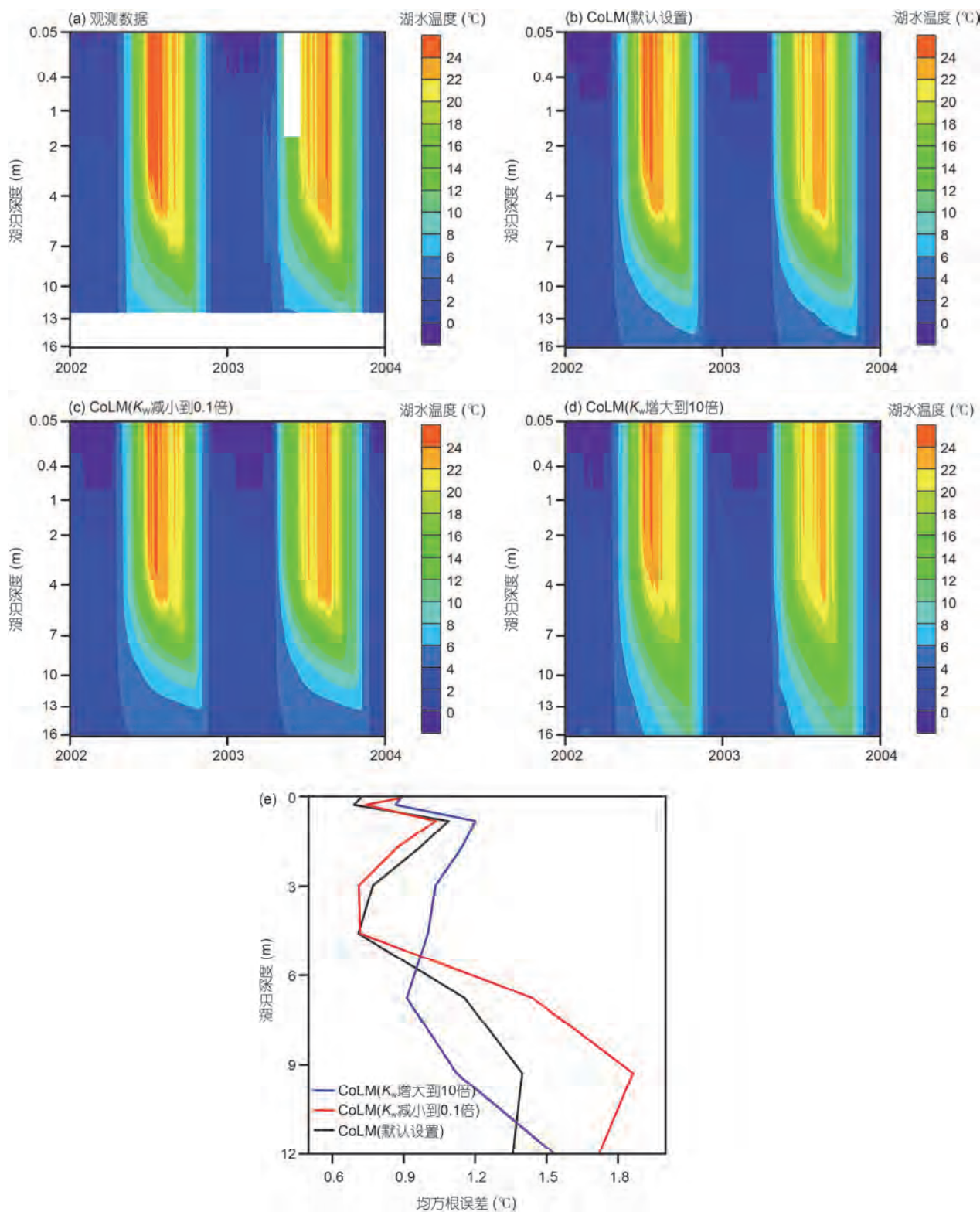


图 5 Sparkling湖在 2002~2003 年间湖水温度日平均变化的观测值(a)和CoLM-Lake在默认设置(b)、垂直扩散系数(c)减小到 0.1 倍和垂直扩散系数增大到 10 倍(d)情形下的模拟值以及它们与观测值之间的均方根误差(e)

Figure 5 Daily mean Sparkling Lake water temperatures, 2002–2003: (a) Observed and simulated by CoLM-Lake with (b) default settings, (c) thermal diffusivity decreased by 0.1, (d) thermal diffusivity increased by 10 and (e) their root mean square errors with observations

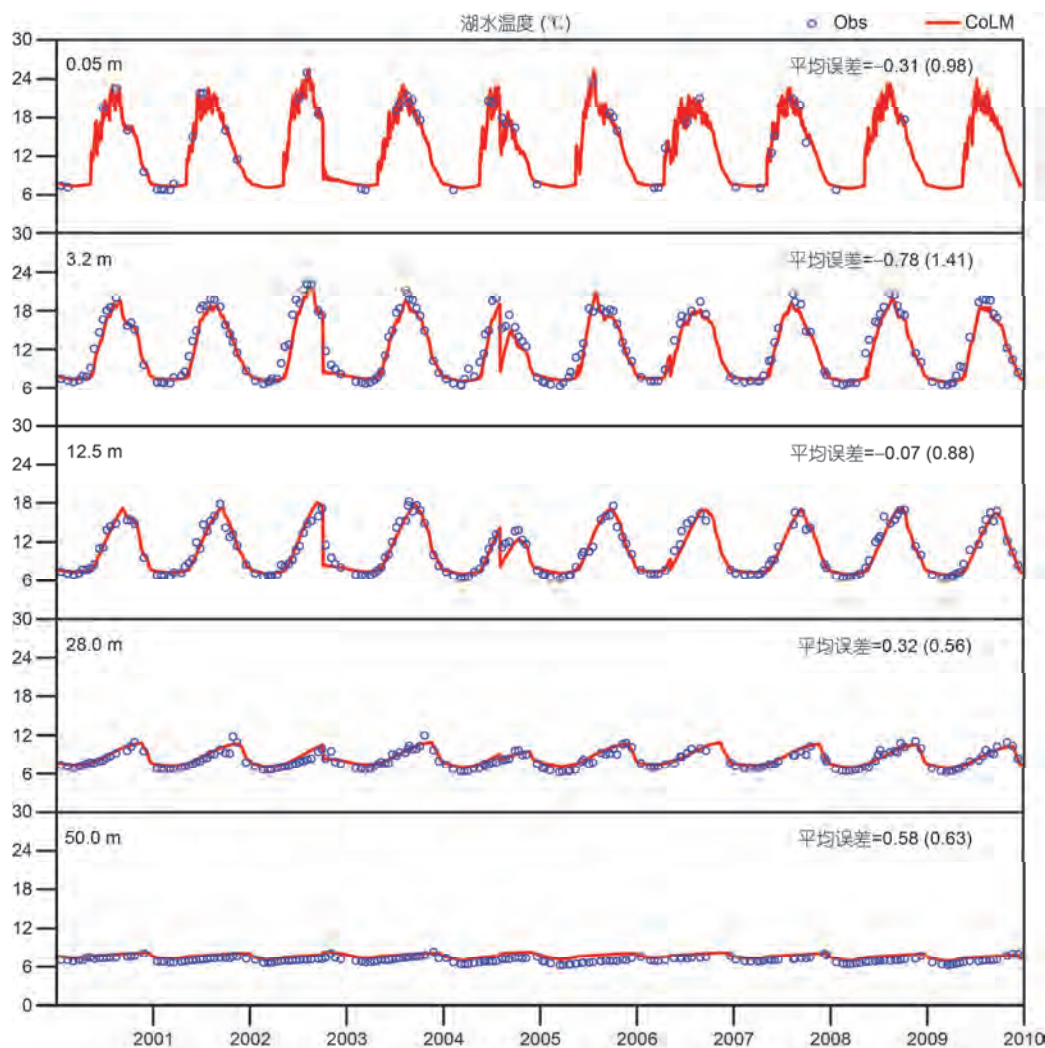


图6 日内瓦湖在2001~2010年间的湖深0.05、3.2、12.5、28和50 m处温度的日平均时间序列的观测值以及CoLM-Lake的模拟值,其中模拟时段内的平均误差以及均方根误差(括号内)已给出

Figure 6 Daily mean Geneva Lake water temperatures at depths of 0.05, 3.2, 12.5, 28 and 50 m, 2001–2010, observed and simulated by CoLM-Lake, with their biases and root mean square errors (in the bracket) given upon the evaluated period

的变暖也使得其冰冻厚度减少(~1 cm),冰冻发生的时间延迟(~4天).相反,当 $z_{0m}=10$ mm时,湍流通量会有一定程度的增加,而表层温度也会相应地下降,冰冻发生的时间提前.考虑到默认设置的试验中Kossenblatter湖和Sparkling湖的湍流通量均被高估而表层温度均被低估,减小 z_{0m} 可对这两个湖的模拟结果起到修正作用.而太湖的表层温度与湍流通量均被高估,说明对于太湖的模拟误差可能更多来自于其他方面的不确定性.另外,注意到当 $z_{0m}=0.01$ mm时,Sparkling湖夏季和秋初的湍流通量仍然被显著高估,而表层温度已由默认试验的略微低估变为普遍高估(图4).这说明一个可能的不确定性来自于湍流

通量观测数据的本身,此前的研究已经表明通过涡流相关技术测量得到的湍流通量会低估其真实数值^[42].

对于湖泊深度 d ,它代表湖泊可以进行垂直混合的体量,从而决定了湖泊可以维持的热力惯性.由于浅湖对于湖泊深度的变化更加敏感,这里针对Kossenblatter湖,单独运行了 $d=5$ m(最大深度)的试验.与 $d=2$ m(局地观测)的默认试验结果相比,更多湖水的混合使得Kossenblatter湖各层的温度在夏季降低,在秋季升高,夏季变暖与秋季变冷的速度均减慢,季节变化幅度下降,湖泊热力惯性增强(图2).从模拟值与观测值的偏离程度来看,Kossenblatter湖取

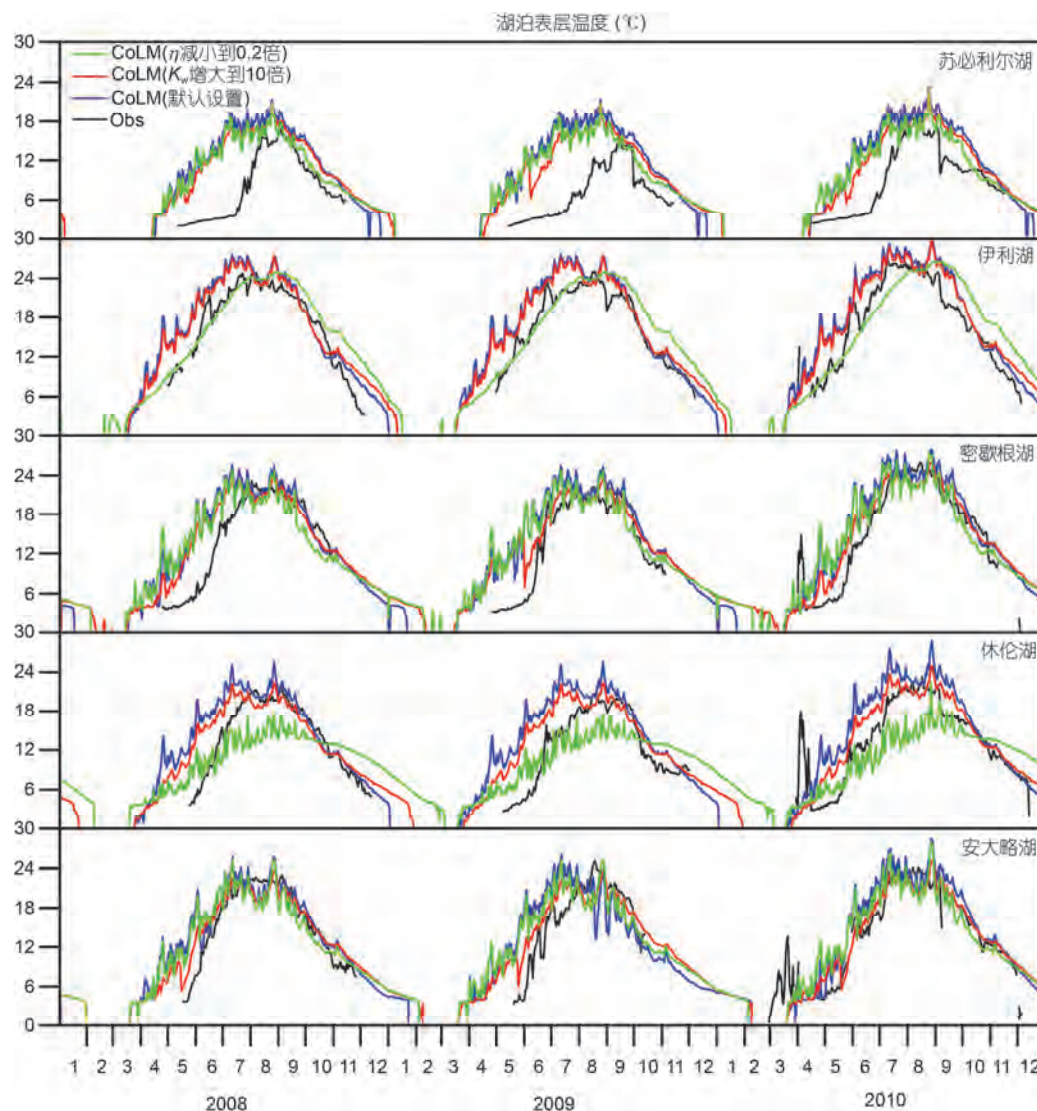


图7 北美五大湖在2008–2010年间的湖泊表层温度的日平均时间序列的观测值以及由CoLM-Lake在默认设置、热力扩散系数扩大为10倍和消光系数减小到0.2倍情形下的模拟值

Figure 7 Daily mean Great Lakes surface temperatures, 2008–2010, observed and simulated by CoLM-Lake with default settings, thermal diffusivity increased by 10 and extinction coefficient decreased by 0.2

最大深度的模拟值具有更加明显的绝对误差(RMSE大于 1°C)。这说明湖泊深度 d 对于模型准确模拟湖泊(尤其是浅湖)的状态至关重要。目前,在全球尺度上运行CoLM所用的地表资料中,湖泊深度信息的精度仍然不足^[43],非常有必要开发一套高精度的湖泊深度数据用于高分辨率的全球湖泊模拟。

对于辐射消光系数 η ,它通过改变太阳辐射在湖泊不同深度的吸收分配,影响湖泊的热力结构。北美五大湖的表层温度全部被模型高估,可能的原因之一就是 η 过大使得太阳辐射过多被表层吸收。这里针

对 η ,分别取五大湖原有计算数值的20%,对五大湖重新进行模拟。与原始默认试验结果相比(图7),所有湖泊的表层温度均有不同程度降低,在夏季尤为突出。由于湖泊内部吸收太阳辐射更多,使得深层湖水变得更暖,于是在混合作用下,秋季冷却过程变慢,结冰时间推迟更晚。调整后的试验结果除了休伦湖的温度变化过大以外,其他4个湖泊的表层温度模拟误差均有下降,其中伊利湖的模拟效果达到最好。模型对于纳木措湖的表层特征刻画与五大湖相似(图8(b)),并且夏季层结结构过强,温跃层厚度过浅,因

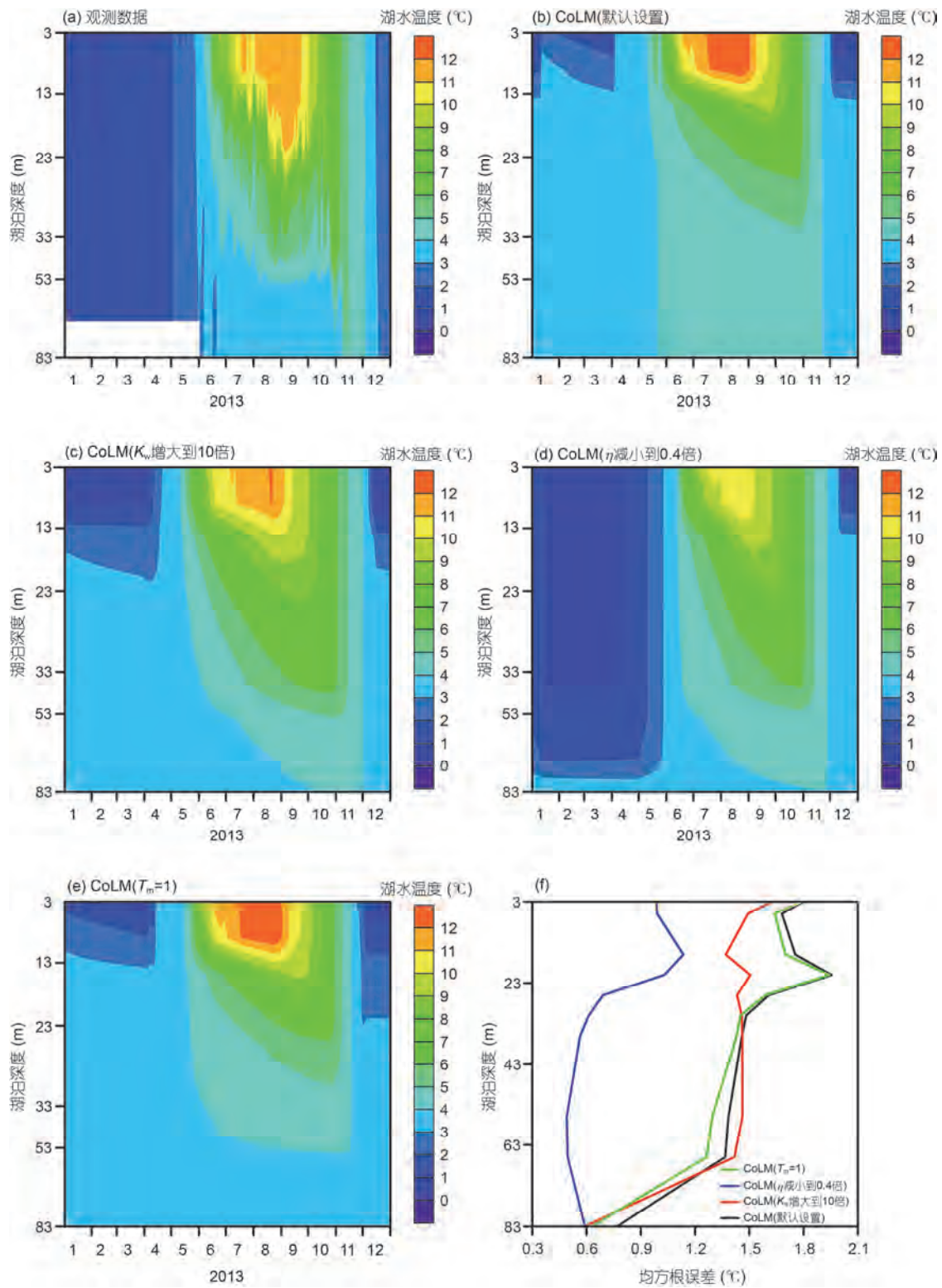


图 8 纳木措湖在 2013 年湖水温度日平均变化的观测值(a)和CoLM-Lake在默认设置(b)、垂直扩散系数增大到 10 倍(c)、消光系数减小到 0.4 倍(d)、湖泊最大密度时的温度设为 1°C情形下的模拟值(e)以及它们与观测值之间的均方根误差(f)

Figure 8 Daily mean Nam_Co Lake water temperatures, 2013, (a) Observed and simulated by CoLM-Lake with (b) default settings, (c) thermal diffusivity increased by 10, (d) extinction coefficient decreased by 0.4, (e) fixed 1°C maximum density temperature and (f) their root mean square errors with observations

此同样在模型中将纳木措湖 η 的数值取为原有数值的40%重新模拟。从结果来看(图8(d)), 冬季的混合更加均匀, 夏季温跃层的厚度增大, 温度降低, 层结构减弱, 这些变化都使得湖泊热力结构的误差显著降低(图8(f))。事实上, η 观测数据的难以获取使得其经验公式(21)的不确定性很大, 尤其对于深湖的数值很可能高估^[6]。因此, η 在全球尺度上的经验表达仍需进行探索。

对于热力扩散系数 K_w , 它直接决定了模型模拟的湖泊垂直混合强度。早期的研究表明, Hostetler系列模型对于浅湖(尤其是深度小于5 m的湖)的模拟较为理想, 对于深湖的刻画严重不足^[6,13]。这里同样对CoLM-Lake进行检测, 针对两个浅湖Kossenblatter湖和Sparkling湖, 分别运行将 K_w 增大到 $10K_w$ 和缩小到 $0.1K_w$ 的试验。模拟结果显示, Kossenblatter湖的各层温度几乎不随 K_w 的变化发生任何改变(表2), 此非敏感性表明模型对于浅湖的垂直混合模拟已足够充分。Sparkling湖的垂直结构稍有变化, 温跃层厚度随 K_w 的增大而缓慢增加(图5(c), (d)), 温度的变化主要集中在湖泊的中下层(7~10 m, 图5(e)), 模拟误差随 K_w 的增大而减小。这说明当湖泊深度到达20 m左右时, CoLM-Lake对于深层湖水的垂直混合强度逐渐刻画不足, 需进行放大调整。针对深湖的检测, 这里对北美五大湖和纳木措湖运行了将 K_w 增大到 $10K_w$ 的试验。从结果来看, 北美五大湖的表层温度与原始默认试验相比均有所降低, 其中最深的3个湖——苏必利尔湖、密歇根湖和安大略湖的平均温度降幅均在1℃以上, 更加接近观测数值(图7)。这表明CoLM-Lake对于深湖的垂直混合强度模拟需要显著增加。当然, 增大热力扩散系数也会使得五大湖秋季的冷却过程变慢, 冻结时间更晚。这里需要指出的是, 针对五大湖设计的各个试验的模拟值始终与观测值存在较大差异, 不可排除的一个原因是CRUNCEP网格驱动数据无法完全表征五大湖的局地特征, 使得驱动数据与观测数据存在非齐次性^[6,13]; 此外, 大湖的水平平流过程以及非局地大尺度等无法表征的过程亦对模拟结果造成影响^[13]。纳木措湖的垂直热力结构在 $10K_w$ 情形下模拟的更加准确(图8(c)), 其中夏季温跃层的温度降低, 层结减弱。但从模拟的误差来看, 对于原始试验的误差纠正主要集中在湖泊上层25 m以内, 下层的误差无明显变化, 这进一步说明CoLM-Lake对于深湖的垂直混合模拟有所不足, K_w 扩大10倍也

只能补充湖泊上层的混合强度。已有研究表明, K_w 中占主要比重的大涡扩散率在扩大100倍时可显著提升湖泊深层垂直混合强度的模拟^[6,13], 但此比例对于浅层很可能造成过混合, 使得其温度周期性循环变弱, 冻结过程逐渐消失(如休伦湖、密歇根湖)。因此, 未来对于深湖 K_w 的修正需要分层考虑更加复杂的过程, 并非简单的统一扩大倍数。目前, 鉴于全球大部分湖泊是浅湖, 从CoLM-Lake全球尺度的适用性考虑, K_w 可暂时维持默认设置。

对于湖泊最大密度时的温度 T_m , 它代表湖泊需要调整其表层结构稳定性的阈值。由于咸水湖的 T_m 值比淡水湖要低, 这里针对纳木措湖, 单独运行了 $T_m=1\text{℃}$ 的试验。与 $T_m=4\text{℃}$ 的默认试验结果相比, 表层结构的调整会带动深层湖泊的混合过程, 使得湖泊的垂直结构更加准确(图8(e))。虽然从绝对误差角度看, $T_m=1\text{℃}$ 时湖泊温度的模拟误差降低的幅度很小($\sim 0.1\text{℃}$, 图8(f)), 但总体上仍然可以对纳木措湖的模拟起到修正作用。

4 结论与讨论

通用陆面模式(CoLM)已更新到新的版本^[21], 但其中的湖泊过程方案CoLM-Lake从未进行过评估。本文介绍了CoLM-Lake的结构与物理原理, 并通过10个湖泊的观测数据评估了它的模拟性能, 同时讨论了模拟结果对模型中关键参数的敏感性。模拟结果显示, CoLM-Lake对于3个浅湖的模拟效果非常理想, 对于表层温度、湍流通量和垂直热力结构的量级和季节变化特征模拟的比较准确, 同时对Sparkling湖的冻融循环过程给出了合理的刻画。CoLM-Lake对于深湖的垂直结构及其变化的模拟亦较为准确, 但垂直混合强度的刻画仍然不足。虽然模型对于北美五大湖表层温度的模拟误差较为明显, 但其量级和季节变化特征仍在合理的范围之内。对五大湖模拟的偏差, 一方面是由于模型对于大湖深湖的完整物理过程和部分物理参数无法准确把握, 另一方面是由于运行五大湖试验的驱动数据来自于CRUNCEP的网格数据, 而非局地观测, 使得驱动数据与验证数据存在非齐次性^[6,13]。总体上, CoLM-Lake在全球尺度上适用于对湖泊物理过程的模拟。

CoLM-Lake中不同参数的取值对于模拟结果有不同程度的影响。动量地表粗糙度决定向大气中输入的湍流通量, 从而影响湖泊表层温度的模拟。虽然

模型中根据湖泊状态进行动态诊断的地表粗糙度已使得湍流通量的刻画非常准确,但对于地表粗糙度的调整可进一步修正湖泊表面湍流通量和温度模拟的准确性.湖泊深度决定了湖水可以参与垂直混合的体量,辐射消光系数决定了能量在湖泊不同深度的吸收分配,热力扩散系数决定了湖泊可以达到的垂直混合强度,它们分别从不同的角度影响湖泊的热力结构.较大的湖泊深度、较小的消光系数和较大的热力扩散系数均可使得湖泊内部传递和存储更多的热量,从而增加湖泊的热力惯性,降低湖泊各层温度的季节震荡和变化幅度,推迟湖泊冬季的冻结时间.因此,对于湖泊热力结构模拟的误差可通过调整以上3个参数进行改善.当然,湖泊厚度与消光系数是湖泊的固有属性,未来对于这两个参数进行高分辨率高精度数据的收集至关重要.而热力扩散系数的改进应在全球尺度上平衡其对于浅湖与深湖不同的模拟效果,在保证目前对于浅湖相对准确的模拟精度下修正对于深湖垂直混合强度模拟不足的缺陷.湖泊到达最大密度时的温度受湖泊盐度的影响,而调整此温度同样使得模型的模拟结果有了改进,这说明湖泊盐度对于湖水物理性质的影响应在未来的湖泊方案中纳入考虑.

在目前的CoLM-Lake方案中,由于湖泊体积假设不变,入湖径流对于湖泊能量平衡的影响未予考虑.事实上,入湖径流主要来自于降水径流和冰川融水径流^[44],其与表层湖水存在的温差可改变湖泊表

层的能量平衡系统,影响湖气能量交换与湖泊热通量的下渗;同时,入湖径流的加入可改变湖泊水量和湖泊的热惯性,湖泊内部不同深度的垂直混合强度和太阳辐射吸收分配也随之发生改变,进而影响湖泊的热力结构;而入湖径流所承载的物质运输,亦有可能影响湖泊内部的营养成分、生态环境和生物组成,湖水的太阳辐射消光系数和热力扩散系数必然发生改变.由此可见,未来当高分辨率的湖泊方案考虑湖泊面积和湖泊水量的变化时,入湖径流对于湖泊能量平衡的影响不可忽略.

现阶段对于湖泊模型的研究依旧是致力于发展完善的一维方案,因为方案中湖泊的垂直混合、冰冻积雪和相态变化等过程依然刻画得过于简单,冰雪反照率等反馈效应尚未有效体现^[8,45].也正因为如此,目前的湖泊模型对于越大越深的湖(涉及的物理过程越复杂),模拟的误差就越大(例如北美五大湖之间不同的模拟效果).随着三维湖泊模型的发展越发成熟,刻画的过程越发精细,将它们耦合入区域和全球气候模式的需求越来越大.但是,由于一维模型对于深湖模拟最终可以达到的精度上限尚不清晰,三维湖泊模型与气候模式耦合的必要性仍处于争论阶段.若最终一维模型可以较好地模拟深湖的基本特征,则运行三维模型需要消耗的大量计算资源即可省去,否则只能依靠提升模型的计算复杂度来换取对于深湖更高的模拟精度.所以,未来对于一维湖泊模型的发展仍处在关键阶段.

致谢 作者感谢德国林登堡气象观测中心Frank Beyrich博士提供Kossenblatter湖观测数据(Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg),耶鲁大学Xuhui Lee博士团队提供太湖观测数据,美国国家航标数据中心(NDBC)提供北美五大湖观测数据以及密歇根大学Chuliang Xiao博士提供的数据下载帮助信息,日内瓦大学Marjorie Perroud博士提供日内瓦湖观测数据下载信息,中国科学院青藏高原研究所朱立平研究员团队提供纳木措湖观测数据.感谢三位审稿人对于文章修改提出的宝贵建议.

参考文献

- Hostetler S W, Giorgi F, Bates G T, et al. Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan. *Science*, 1994, 263: 665–668
- Bonan G B. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. *J Chem Ecol*, 1995, 8: 2691–2704
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. The Common Land Model. *Bull Am Meteorol Soc*, 2003, 84: 1013–1023
- Long Z, Perrie W, Gyakum J, et al. Northern lake impacts on local seasonal climate. *J Hydrometeorol*, 2007, 8: 881–896
- Samuelsson P, Kourzeneva E, Mironov D. The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. *Boreal Environ Res*, 2015, 15: 113–129
- Subin Z M, Riley W J, Mironov D. An improved lake model for climate simulations: Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. *J Adv Model Earth Syst*, 2012, 4: 1–27

- 7 Deng B, Liu S, Xiao W, et al. Evaluation of the CLM4 lake model at a large and shallow freshwater lake. *J Hydrometeorol*, 2012, 14: 636–649
- 8 Xiao C, Lofgren B M, Wang J, et al. Improving the lake scheme within a coupled WRF-lake model in the Laurentian great lakes. *J Adv Model Earth Syst*, 2016, 8: 1969–1985
- 9 Notaro M, Holman K, Zarrin A, et al. Influence of the Laurentian Great Lakes on regional climate. *J Clim*, 2013, 26: 789–804
- 10 Beletsky D, Hawley N, Rao Y R. Modeling summer circulation and thermal structure of Lake Erie. *J Geophys Res Oceans*, 2013, 118: 6238–6252
- 11 Huang A, Rao Y R, Lu Y. Evaluation of a 3-D hydrodynamic model and atmospheric forecast forcing using observations in Lake Ontario. *J Geophys Res*, 2010, 115: C02004
- 12 Bai X Z, Wang J, Schwab D J, et al. Modeling 1993–2008 climatology of seasonal general circulation and thermal structure in the Great Lakes using FVCOM. *Ocean Model*, 2013, 65: 40–63
- 13 Martynov A, Sushama L, Laprise R. Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: Performance assessment for interactive coupling with regional climate models. *Boreal Environ Res*, 2010, 15: 143–164
- 14 Mackay M D, Neale P J, Arp C D, et al. Modeling lakes and reservoirs in the climate system. *Limnol Oceanogr*, 2009, 54: 2315–2329
- 15 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Technical Note NCAR/TN-420+STR, 1996
- 16 Henderson-Sellers B. New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Appl Math Model*, 1985, 9: 441–446
- 17 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: 2603–2612
- 18 Fang X, Stefan H G. Long-term lake water temperature and ice cover simulations/measurements. *Cold Reg Sci Technol*, 1996, 24: 289–304
- 19 Gu H, Jin J, Wu Y, et al. Calibration and validation of lake surface temperature simulations with the coupled WRF-lake model. *Clim Change*, 2015, 129: 471–483
- 20 Stepanenko V M, Goyette S, Martynov A, et al. First steps of a Lake Model Intercomparison Project: LakeMIP. *Boreal Environ Res*, 2010, 15: 191–202
- 21 Dai Y, Yuan H, Wei N, et al. The Common Land Model (Version 2014): User's guide and source codes, 2014. <http://globalchange.bnu.edu.cn/research/models>
- 22 Liang X Z, Xu M, Yuan X, et al. Regional climate-weather research and forecasting model. *Bull Amer Meteor Soc*, 2012, 93: 1363–1387
- 23 Shen X, Su Y, Hu J, et al. Development and operation transformation of GRAPES global middle-range forecast system (in Chinese). *J Appl Meteorol Sci*, 2017, 28: 1–10 [沈学顺, 苏勇, 胡江林, 等. GRAPES_GFS 全球中期预报系统的研发和业务化. *应用气象学报*, 2017, 28: 1–10]
- 24 Ji D, Wang L, Feng J, et al. Basic evaluation of Beijing Normal University Earth System Model (BNU_ESM) version 1. *Geosci Model Dev*, 2014, 7: 2039–2064
- 25 Sun H C, Zhou G Q, Zeng Q C. Assessments of the climate system model (CAS-ESM-C) using IAP AGCM4 as its atmospheric component (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2012, 36: 215–233 [孙泓川, 周广庆, 曾庆存. IAP 第四代大气环流模式的耦合气候系统模式模拟性能评估. *大气科学*, 2012, 36: 215–233]
- 26 Zhang X X, Dai Y J, Cui H Z, et al. Evaluating common land model energy fluxes using FLUXNET data. *Adv Atmos Sci*, 2017, 34: 1035–1046
- 27 Xin F Y, Bian L G, Zhang X H. The application of Colm to arid region of Northwest China and Qinghai-Xizang Plateau. *Plateau Meteorol*, 2006, 25: 567–574
- 28 Luo S, Lü S, Yu A Z. Development and validation of the frozen soil parameterization scheme in common land model. *Cold Reg Sci Technol*, 2009, 55: 130–140
- 29 Song Y M, Guo W D, Zhang Y C. Simulation of latent heat flux exchange between land surface and atmosphere in temperate mixed forest and subtropical artificial coniferous forest sites in China by CoLM. *Plateau Meteorol*, 2008, 8: 60429–60433
- 30 Bonan G B. A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide. NCAR Technical Note NCAR/TN-417+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO. 1996
- 31 Hostetler S W, Bates G T, Giorgi F. Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model. *J Geophys Res*, 1993, 98: 5045–5057
- 32 Li C, Lu H, Yang K, et al. Evaluation of the common land model (CoLM) from the perspective of water and energy budget simulation: Towards inclusion in CMIP6. *Atmosphere*, 2017, 8: 141
- 33 Wei N, Dai Y, Zhang M, et al. Impact of precipitation-induced sensible heat on the simulation of land-surface air temperature. *J Adv*

- Model Earth Syst, 2014, 6: 1311–1320
- 34 Zilitinkevich S S. Dynamics of the Atmospheric Boundary Layer. Leningrad Gidrometeor, 1970
- 35 Andreas E L. A theory for the scalar roughness and the scalar transfer-coefficients over snow and sea ice. Boundary Layer Meteorol, 1987, 38: 159–184
- 36 Hakanson L. Models to predict Secchi depth in small glacial lakes. Aquat Sci, 1995, 57: 31–53
- 37 Beyrich F, Leps J P, Mauder M, et al. Area-averaged surface fluxes over the litfass region based on eddy-covariance measurements. Boundary Layer Meteorol, 2006, 121: 33–65
- 38 Lazhu, Yang K, Wang J, et al. Quantifying evaporation and its decadal change for Lake Nam Co, central Tibetan Plateau. J Geophys Res Atmos, 2016, 121: 7578–7591
- 39 Shangguan W, Dai Y, Duan Q, et al. A global soil data set for earth system modeling. J Adv Model Earth Syst, 2014, 6: 249–263
- 40 Ataktürk S S, Katsaros K B. Wind Stress and Surface Waves Observed on Lake Washington. J Phys Oceanogr, 1999, 29: 633–650
- 41 Li Z, Lyu S, Zhao L, et al. Turbulent transfer coefficient and roughness length in a high-altitude lake, Tibetan Plateau. Theor Appl Climatol, 2015, 124: 723–735
- 42 Stepanenko V M, Martynov A, Johnk K D, et al. A one-dimensional model intercomparison study of thermal regime of a shallow turbid midlatitude lake. Geosci Model Dev Discuss, 2012, 5: 3993–4035
- 43 Kourzeneva E, Asensio H, Martin E, et al. Global gridded dataset of lake coverage and lake depth for use in numerical weather prediction and climate modeling. Tellus A, 2012, 64: 36–38
- 44 Cui Y Y, Zhu L P, Ju J T, et al. Seasonal variations of water balance and supply process based upon discharge monitoring in Ranwu Lake of Southeast Tibet (in Chinese). Acta Geogr Sin, 2017, 72: 1221–1234 [崔颖颖, 朱立平, 鞠建廷, 等. 基于流量监测的西藏东南部然乌湖水量平衡季节变化及其补给过程分析. 地理学报, 2017, 72: 1221–1234]
- 45 Fang N, Yang K, Lazhu, et al. Research on the application of WRF-lake modeling at Nam Co Lake on the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). Plateau Meteor, 2017, 36: 610–618 [方楠, 阳坤, 拉珠, 等. WRF 湖泊模型对青藏高原纳木措湖的适用性研究. 高原气象, 2017, 36: 610–618]
-

补充材料

通用陆面模式湖泊过程方案(CoLM-Lake)描述

本文以上补充材料见网络版 csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “通用陆面模式(CoLM)湖泊过程方案与性能评估”

The lake scheme of the Common Land Model and its performance evaluation

Yongjiu Dai^{1*}, Nan Wei^{1*}, Anning Huang², Siguang Zhu^{3,4}, Wei Shangguan¹, Hua Yuan¹, Shupeng Zhang¹ & Shaofeng Liu¹

¹ Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies, School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;

² CMA-NJU Joint Laboratory for Climate Prediction Studies, School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, China;

³ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME), International Joint Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC) / Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;

⁴ College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

* Corresponding authors, E-mail: daiyj6@mail.sysu.edu.cn; wein6@mail.sysu.edu.cn

The Common Land Model (CoLM) has been updated to a new version, but the lake scheme in CoLM (CoLM-Lake) has never been evaluated. This paper introduces the structure and physical processes of CoLM-Lake, and evaluates its simulation performance through the observations from 10 lakes over different regions. It also discusses the sensitivities of simulated results to some important parameters in the model. Results show that CoLM-Lake performs very well over the three shallow lakes (Kos-senblatter, Taihu and Sparkling Lake) where the model accurately captures the magnitudes and seasonal variations of lake surface temperature, turbulent fluxes, and vertical thermal structure. The freeze-thaw cycle of Sparkling Lake is reproduced at a reasonable level as well. Also, CoLM-Lake show acceptable performance in simulating vertical structures and their variations for deep lakes, although the vertical mixing strength remains underestimated. The biases of surface temperatures in the Great Lakes of North America are relatively larger, but the magnitudes and seasonal variations in temperature fall within a reasonable range. In general, CoLM-Lake is suitable for the simulation of lake physical processes on the global scale.

The simulated results have strong sensitivities to some parameters with values that have large uncertainties. The surface roughness lengths determine the amounts of turbulent fluxes which are emitted into the atmosphere, and thus affecting the simulated lake surface temperature. Although the surface roughness based on the dynamic diagnosis of lake properties in the model has made the simulated turbulent fluxes very accurate, the further adjustment of surface roughness can improve the realism of the simulated turbulent fluxes and temperature on lake surface. Lake depth, optical extinction coefficient and thermal diffusivity affect the simulated lake thermal structure from different angles. Lake depth determines the amount of water in vertical mixing; optical extinction coefficient determines the distribution of solar radiation at different lake depths; and thermal diffusivity determines the simulated vertical mixing strength that a lake can achieve. Either a larger lake depth, a smaller extinction coefficient, or a larger thermal diffusivity enables a lake to transfer and store more heat internally, thereby increasing lake thermal inertia, reducing daily and seasonal variations of lake water temperatures, and causing late freeze-up dates in winter. Therefore, the biases of simulated lake thermal structure can be corrected by adjusting the above three parameters. Note that lake depth and optical extinction coefficient are lake inherent attributes, and thus it is important to collect high-resolution and high-precision data for these two parameters in the future. The modification of thermal diffusivity should focus on increasing simulated vertical mixing strength for deep lakes, while the relatively accurate simulation for shallow lakes should be maintained, and thus more complex processes in deep lakes need to be considered in the model than simply multiplying the background thermal diffusivity of entire lake. The temperature at which lake water reaches maximum density is affected by lake salinity, and adjusting this temperature also improves simulated results. Hence, the effects of lake salinity on lake water physical properties should be considered in the development of future lake schemes.

As three-dimensional lake schemes become more sophisticated, it is increasingly important to couple them into regional and global climate models. However, the description of important processes such as lake vertical mixing, phase change and snow hydrology are still too simple in one-dimensional schemes, and thus the upper limit of accuracy that one-dimensional schemes can achieve in deep lake simulations remains unclear, and the necessity of coupling the three-dimensional schemes with climate models is under dispute. If one-dimensional schemes are found to have better performance in simulating the characteristics of deep lakes, then the large amount of computational resources that need to be consumed to run three-dimensional models can be saved. Therefore, developing one-dimensional lake schemes at current stage is extremely important.

lake scheme, land process model, model evaluation, sensitivity analysis

doi: 10.1360/N972018-00609