

基于 BEPS 生态模型模拟农田土壤水分动态

刘 昭¹, 周艳莲^{1*}, 居为民², 高 苹³

(1. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093; 2. 南京大学国际地球系统科学研究所, 南京 210093;
3. 江苏省气象台, 南京 210008)

摘 要: 为了提高农田水分动态的模拟精度, 以提高农田水管理的效率, 该文研究验证了 BEPS 机理生态模型模拟季风气候区农田土壤水分的能力, 分析了导致模型误差的原因。结果表明, BEPS 模型能较好地模拟江苏省徐州农业气象试验站冬小麦生长季根层土壤水分动态, 2000—2004 年模拟结果与实际观测值的决定系数 R^2 的范围在 0.1339~0.9225 之间, 均方根误差和平均绝对误差分别在 0.026113~0.06317 和 0.0232~0.0525 之间。土壤水分饱和和传导率决定土壤水分传导率变化的参数对模拟结果有较大影响。模拟结果的可靠性及其对土壤水分饱和和传导率决定土壤水分传导率变化的参数的敏感性与降水和土壤含水率条件有关, 当降水长期偏少、土壤含水率下降时, 模拟的上层土壤含水率会较观测数据偏低, 对 2 个参数的敏感性上升。

关键词: 土壤, 水分, 敏感性分析, BEPS 模型

doi: 10.3969/j.issn.1002-6819.2011.03.012

中图分类号: S152.7

文献标志码: A

文章编号: 1002-6819(2011)-03-0067-06

刘 昭, 周艳莲, 居为民, 等. 基于 BEPS 生态模型模拟农田土壤水分动态[J]. 农业工程学报, 2011, 27(3): 67—72.
Liu Zhao, Zhou Yanlian, Ju Weimin, et al. Simulation of soil water content in farm lands with the BEPS ecological model[J]. Transactions of the CSAE, 2011, 27(3): 67—72. (in Chinese with English abstract)

0 引 言

土壤水分影响地表能量通量、径流、辐射平衡、物质迁移等过程, 是地气相互作用、水循环等研究的关键变量, 土壤水分的准确估计对于研究和理解地球表层生物物理过程有着重要作用, 土壤水分也是农业管理的重要参数^[1]。在中国广大的干旱和半干旱地区, 水分已经成为粮食生产的制约因子, 即使在受季风气候影响的湿润和半湿润地区, 季节性干旱也是导致粮食产量波动的主要原因^[2]。因此, 监测预报农田土壤水分动态对于保证粮食安全具有重要的实际应用价值。

土壤水分受土壤物理特性、地形、植被类别、气候条件等多要素影响, 存在着很大的时空变异性, 如何在区域尺度上获取土壤水分信息一直是一个研究热点。在站点进行土壤水分观测虽然可信度较高, 但是需要耗费大量的人力、物力和财力, 难以获得大面积的土壤水分信息。近年来, 遥感技术被广泛用于土壤水分监测, 但是微波遥感存在着空间分辨率较低和资料获取困难的不足, 光学遥感监测土壤水分的方法, 如热惯量法、作物缺水指数法和植被指数-温度空间等^[3-6], 多是经验性的^[7], 在精度上尚不能很好地满足实际应用的需要。此外, 由于受云的影响, 光学遥感方法无法监测每天的土壤水分动态。

近年来, 遥感反演的参数(覆盖类型和叶面积指数)

与过程性机理模型融合成为在区域尺度上提取土壤水分信息的一种新方法^[8]。过程性机理模型将土壤、植被和大气作为一个系统, 通过描述这个系统内水循环各个分量的变化(地表降水、蒸腾蒸散、径流和土壤水分的垂直运动等)模拟土壤水分, 但是模拟结果的精度与模型结构、参数取值和输入资料有关, 遥感提取参数与模型的融合可以有效地减小输入资料的不确定性导致的模拟结果误差。

本文介绍了遥感资料驱动的机理型生态模型 BEPS (boreal ecosystem productivity simulator) 模拟土壤水分变化和蒸散的方法, 利用江苏省徐州农业气象试验站 2000—2004 年冬小麦生长期内的土壤水分观测资料验证其模拟农田土壤水分的能力, 鉴别模拟结果对模型参数和初始值的敏感性, 为利用该模型监测区域农田水分打下基础。

1 研究区域和使用的资料介绍

1.1 研究区

本文利用江苏省徐州农业气象试验站 2000—2004 年冬小麦生长季的根层土壤水分观测资料验证 BEPS 模型结果。江苏省徐州农业气象试验站位于 117.09°E, 34.17°N, 其土壤为新积冲积土。徐州市位于江苏省西北部, 属暖温带半湿润季风气候区, 多年平均降水量在 850 mm 左右, 汛期降水量约占全年降水量的 70%。冬小麦的生长期为 11 月到第二年的 5 月, 在此期间, 干旱常有发生, 影响小麦的出苗、生长和产量的形成。

1.2 资料

本文采用的数据包括 2000 年 10 月至 2004 年该站点

收稿日期: 2009-12-08 修订日期: 2010-12-14

基金项目: 江苏省气象局重点项目(200711)

作者简介: 刘 昭(1988—), 天津人。南京 南京大学地理与海洋科学学院, 210093

*通信作者: 周艳莲(1980—), 湖北人, 研究方向为陆地生态系统水碳循环。南京 南京大学地理与海洋科学学院, 210093。Email: zhouyl@nju.edu.cn

冬小麦生长季的 10、20、30、40 和 50 cm 各层土壤含水率,用于模型结果验证;每年小麦各生育期的叶面积指数 (LAI) 观测资料,通过插值,得到每天的 LAI 数据,用于驱动模型;每日气象资料,包括日最高温度、日最低温度、日平均温度、日相对湿度、每日平均风速、日降水量和每日实际日照时数。

2 BEPS 模型介绍

2.1 模型简介

BEPS 模型由能量平衡、光合作用、土壤湿度和温度模拟模块组成,主要输入参数包括每日气象资料、叶面积指数、土壤质地和土地覆盖类型,主要输出为每天的蒸散、土壤含水率和净初级生产力^[9-12]。

2.2 土壤水分动态的模拟方法

模型将土壤分为 5 层模拟土壤水份动态,各层的厚度均为 10 cm。假设土壤表面蒸发只发生在第 1 层,蒸腾对各层土壤水分消耗比例按照根系比例和土壤含水率确定^[13]。每一层的土壤含水率由如下公式 (1) 计算

$$\theta_i^{t+1} = \theta_i^t + \Delta S_i^{t+1} \quad (1)$$

式中, θ_i^{t+1} 和 θ_i^t 分别为 $t+1$ 和 t 时刻第 i 层土壤体积含水率, m^3/m^3 ; ΔS_i^{t+1} 为 $t+1$ 时刻 i 层土壤水分的变化量, $\text{m}^3/(\text{m}^3 \cdot \text{d})$, 计算为

$$\Delta S_i = \begin{cases} 1/d_i(P - I + S_{\text{now}} - E_g - T_{r,1} - R_{\text{onoff}} - F_{1,2})\Delta t & i = 1 \\ 1/d_i(F_{i-1} - F_{i,i+1} - T_{r,i})\Delta t & i = 2, 3, 4 \\ 1/d_i(F_{i=1,i} - T_{r,i})\Delta t & i = 5 \end{cases} \quad (2)$$

式中, d_i 为每层土壤厚度, m; P 为每日到到地表的降水量, m/d; S_{now} 为融雪量, m/d; I 为冠层截流, m/d; E_g 为土壤表层水分蒸发量, m/d; Δt 为时间步长; $F_{i,i+1}$ 为土壤水分在垂直方向上相邻两层 i 和 $(i+1)$ 的交换量, m/d; $T_{r,i}$ 为第 i 层的蒸腾量, m/d。

垂直方向上相邻两层土壤水分的交换量 $F_{i,i+1}$ 由下式计算

$$F_{i,i+1} = \frac{k_i d_i + k_{i+1} d_{i+1}}{d_i + d_{i+1}} (1 + 2 \frac{w_i - w_{i+1}}{d_i + d_{i+1}}) \quad (3)$$

式中, k_i 为第 i 层土壤水分传导率, m/d; w_i 为第 i 层土壤水势, m。 k_i 由下式计算

$$k_i = K_i \left(\frac{\theta_i}{\theta_p} \right)^{2b+3} \quad (4)$$

式中, K_i 为第 i 层饱和土壤水分传导率, m/d; 根据土壤质地赋值; θ_i 为第 i 层土壤含水率, m^3/m^3 ; θ_p 饱和含水率, m^3/m^3 ; b 为取决于土壤质地的参数。

2.3 植被冠层蒸腾的计算

BEPS 模型将冠层分为阴叶和阳叶两部分,分别计算其蒸腾。阴叶和阳叶的区分则由叶面积指数 LAI, 每日平均太阳天顶角和冠层的聚集指数 (clumping index) 决定

$$\begin{cases} LAI_{\text{sunlit}} = 2 \cos \theta [1 - \exp(-0.5 \Omega LAI / \cos \theta)] \\ LAI_{\text{shaded}} = LAI - LAI_{\text{sunlit}} \end{cases} \quad (5)$$

式中, LAI_{sunlit} 和 LAI_{shaded} 分别为阳叶和阴叶的叶面积指数, m^2/m^2 ; θ 为每日平均太阳天顶角; Ω 为聚集指数, 对于农田取 0.9。

每日植被冠层向大气的蒸腾量 T_r 由下式计算

$$T_r = (Tr_{\text{sunlit}} LAI_{\text{sunlit}} + Tr_{\text{shaded}} LAI_{\text{shaded}}) (\tau_{\text{day}} - \tau_{\text{int}}) \quad (6)$$

式中, Tr_{sunlit} 和 Tr_{shaded} 分别为阳叶和阴叶的蒸腾量, m/s; 用 Penman-Monteith 方程计算, τ_{day} 为每日日长, s; τ_{int} 为冠层表面截流降水蒸发掉所需要的时间, s。

3 模拟结果分析与讨论

3.1 土壤水分模拟结果与观测资料的比较

本文利用决定系数 R^2 、均方根误差 (RMSE) 和平均绝对误差 (MAE) 评价模拟结果的精度

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{\theta}_i - \theta_i)^2} \quad (7)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\hat{\theta}_i - \theta_i| \quad (8)$$

式中, N 为土壤水分观测的样本数; $\hat{\theta}_i$ 为模拟土壤含水率, m^3/m^3 ; θ_i 为实地观测土壤含水率, m^3/m^3 。

该站点 2000—2004 年 4 个小麦生长季模拟结果与观测数据比较的统计结果如表 1 所示。

表 1 不同生长季的土壤含水率模拟结果与实际观测值的模拟效果统计表

Table 1 Comparison of simulated and observed soil water content in different growing seasons of winter wheat during 2000 to 2004

土壤深度/ cm	生长季/ 预测精度	2000— 2001 年	2001— 2002 年	2002— 2003 年	2003— 2004 年
0~10	R^2	0.9225	0.5081	0.5404	0.7036
	RMSE	0.0302	0.0632	0.0533	0.0482
	MAE	0.0298	0.0525	0.0484	0.0391
>10~20	R^2	0.8986	0.4447	0.3397	0.7852
	RMSE	0.0313	0.0501	0.0414	0.0405
	MAE	0.0254	0.0412	0.0373	0.0388
>20~30	R^2	0.9091	0.4394	0.1339	0.7486
	RMSE	0.0255	0.0437	0.0337	0.0439
	MAE	0.0232	0.0471	0.0338	0.0433

土壤含水率模拟结果与实际观测值之间决定系数 R^2 最高值为 0.9225, 出现在 2000—2001 年小麦生长季节的 0~10 cm 层。 R^2 的最低值为 0.1339, 出现在第 2002—2003 年小麦生长季节的 >20~30 cm 土壤层。由表 1 可知, 2000—2001 年小麦生长季的模拟结果最好, R^2 在 0.8986~0.9225, 2002—2003 小麦生长季的模拟效果最差, R^2 最高值仅为 0.5404, 最低值则只有 0.1339。2000—2001 和 2003—2004 年小麦生长季, 三层土壤含水率模拟结果与观测值之间的决定系数 R^2 均在 0.7 以上, 而在 2001—2002 和 2002—2003 年小麦生长季, 第一层土壤水分模拟结果与观测值之间相关系数 R^2 也达到 0.5 以上, 而第三层的 R^2 则偏低。总体上而言, R^2 在每个生长季中

随着土壤深度的增加而降低。模拟结果与观测值比较的 *RMSE* 和 *MAE* 的最大值分别为 0.0632 和 0.0525, 均出现在 2001—2002 年的第一层; 最低值则分别为 0.0255 和 0.0232, 均出现在 2000—2001 年生长季的第三层。

3.2 模拟的土壤含水率随时间的变化

2000—2001 年小麦生长季, 模拟的各层土壤含水率变化趋势与观测数据比较一致(图 1)。2001 年 1 月 18 日(DOY=18)(DOY 为日序)之前模拟结果对降水的反映与观测值接近, 而此后则略低于观测值, 2001 年 1 月 25 日(DOY=25)和 2 月 24 日(DOY=55)的降水没有明显反映。模拟的第 2 层土壤水分在开始阶段略高于观测数据, 在后期与观测数据具有较好的一致性。第 3 层的模拟结果在 2001 年 3 月 26 日(DOY=85)之前十分接近观测值; 但是模型没有能模拟好 2001 年 3 月 27 日(DOY=87)至 5 月 8 日(DOY=128)之间土壤含水率的下降现象。

图 2 显示了模拟的 2001—2002 年小麦生长季土壤含水率与观测资料的比较结果。模拟的各层土壤含水率的季节变化与观测数据相似, 但是在量上存在着差别。10 月下旬, 当地连续下了小雨, 仅观测的第 1 层土壤含水率升高, 第 2 层的土壤水分甚至有所下降, 而模拟的这两层的土壤水分上升明显, 明显高于观测值。从 12 月上旬至 5 月上旬, 该站点的降水稀少, 模型结果始终低于观测值。特别是在 2001 年 12 月 7 日(DOY=341)至 2002 年 2 月 25 日(DOY=56)的近 90 d 时间内, 总降水量仅为 21.3 mm, 出现干旱^[14], 模拟的土壤各层土壤含水率逐步下降, 但是幅度偏大。2 月 26 日后, 降了几场小雨, 模拟和观测的 0~10 cm 土壤含水率均有所上升, 但是, 模拟的 >20~30 cm 土壤含水率对降水的响应低于观测数据。4 月中、下旬, 降水增加, 模拟的 0~10 和 >10~20 cm 层的土壤含水率上升幅度与观测数据接近但模型低估了 >20~30 cm 的土壤含水率。

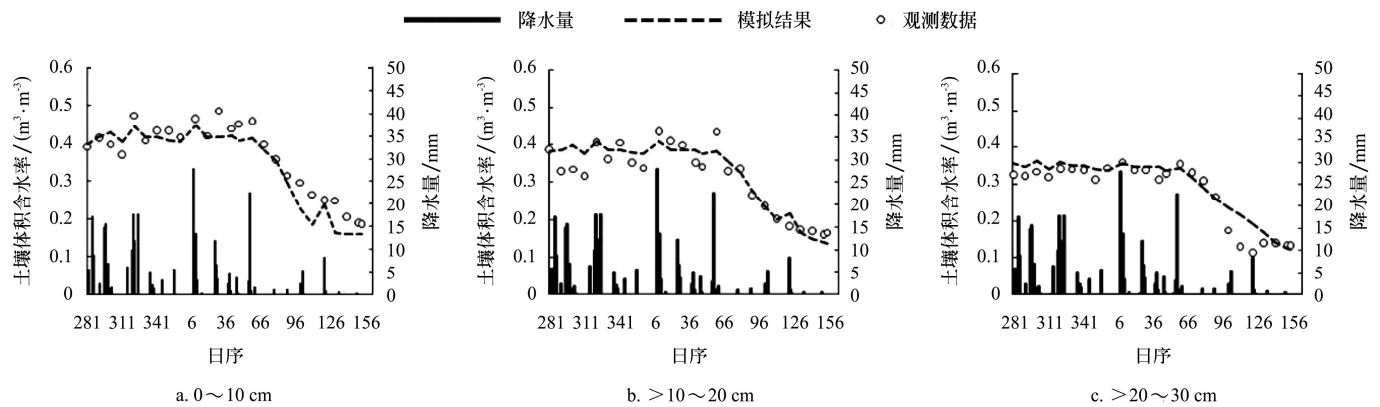


图 1 BEPS 模型模拟的 2000—2001 年小麦生育期内土壤含水率与观测数据比较

Fig.1 Comparison of simulated and observed soil water content in growing seasons of winter wheat during 2000 to 2001

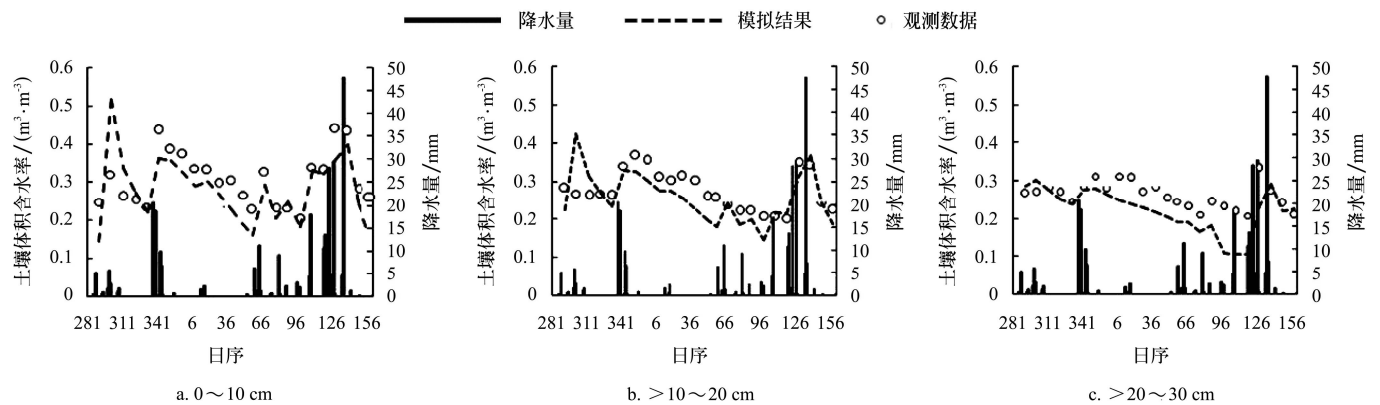


图 2 模拟的 2001—2002 年小麦生育期内土壤含水率与观测数据比较

Fig.2 Comparison of simulated and observed soil water content in growing seasons of winter wheat during 2001 to 2002

图 3 表示在 2002 年 10 月上旬, 模拟的 0~10、>10~20 和 >20~30 cm 层的土壤含水率明显高于观测数据。在此期间, 表层土壤偏旱, 而下层土壤的含水率仍然较高, 模拟的土壤水分的向上通量偏大, 导致了表层土壤湿度高估, 需要对模型参数进行进一步的优化。2002 年 12 月 8 日(DOY=341)至 2003 年 1 月 16 日(DOY=16)的近 40 d 时间内降水偏少, 表层土壤含水率轻度偏低,

模拟的土壤含水率较观测数据偏低, 而 >10~20 和 >20~30 cm 层的土壤含水率与观测数据基本一致。2 月下旬后, 降水开始增多, 模拟的土壤湿度也开始上升, 尽管模拟的 0~10 和 >10~20 cm 的土壤湿度上升幅度与观测数据接近, 但是数值仍较观测数据偏低, 主要是前期的模拟结果明显偏低所导致。3 月下旬后, 模型模拟的效果较好。

在 2003—2004 年的整个生长季, 降水的分布相对较为均匀, 模拟的土壤水分随时间的变化趋势与观测数据非常的一致(图 4)。但是, 在 11 月底之前, 模拟的土壤含水率略为偏高, 其后略为偏低。

通过对以上的对比分析可以发现, BEPS 模型能模拟出土壤水分含水率随时间的变化和对降水的响应。但是, 在降水持续偏少, 各层土壤含水率都低时, 模型易低估土壤含水率, 而在干旱刚开始, 上层土壤含水率偏低, 而下层土壤含水率仍然较高时, 模型易高估表层的土壤含水率。产生这种现象的原因是, 本研究对土壤物理属

性随深度变化的处理较为简单, 各层土壤的饱和持水率、田间持水率和凋萎系数是根据土壤水分观测数据确定的。基于土壤饱和水势和土壤水分传导率随土壤水分含水率变化的参数(方程(4)中的 b) 随土壤深度增加、土壤水分饱和和传导率随土壤深度下降的假设, 对这 3 个关键参数进行了估算, 这些参数的估算误差会对模型结果产生较大的影响。另外, 本研究采用 2000—2004 年连续 5 a 的资料进行土壤水分的模拟, 时间序列不够长, 需要更长时间序列的资料进行模型模拟结果的验证。

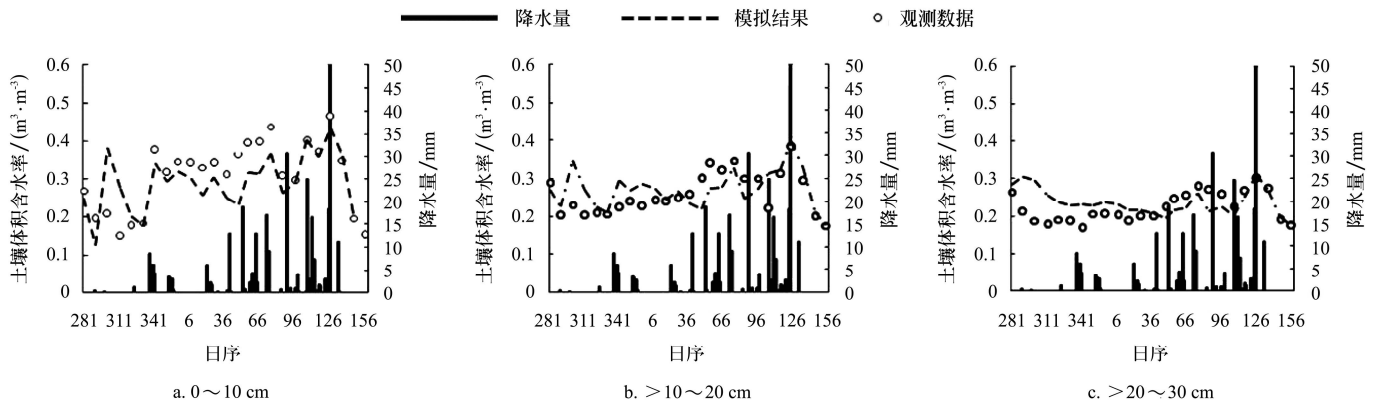


图 3 模拟的 2002—2003 年小麦生育期内土壤含水率与观测数据比较

Fig.3 Comparison of simulated and observed soil water content in growing seasons of winter wheat during 2002 to 2003

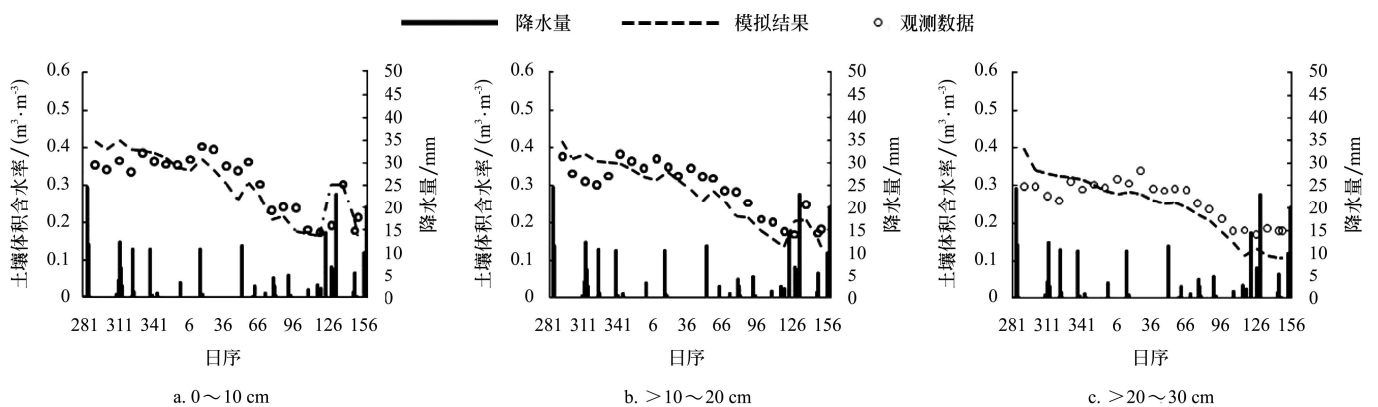


图 4 模拟的 2003—2004 年小麦生育期内土壤水分与观测数据比较

Fig.4 Comparison of simulated and observed soil water content in growing seasons of winter wheat during 2003 to 2004

4 模拟结果对参数取值的敏感性分析

土壤水分饱和和传导率 K 和参数 b 是 2 个决定水分垂直交换的重要参数, 对模拟的土壤含水率垂直分布和变化具有较大的影响。通过改变这 2 个参数取值的模拟试验, 分析模拟结果对其的敏感性。

4.1 饱和和传导率 K 对模拟结果的影响分析

对比其他参数不变、饱和和传导率 K 减小 40%、减小 20%、取初始值、增加 20%和增加 40%情况下的模拟结果发现, K 值变化基本不会改变模拟的土壤含水率随时间的变化特征, 但会改变模拟的土壤含水率的高低, 并且这种变化在与降水和土壤含水率条件有关。图 5 给出了

5 种 K 值条件下, 模拟的 2002—2003 年的土壤含水率与观测数据的比较结果。当降水较少、上层土壤含水率较低时, 减小 K 值会导致模拟的上层土壤水分含量上升、变化幅度减小, 但使得模型对 10~20 和 >20~30 cm 土壤含水率的高估更明显; 增大 K 值对模拟结果的影响相对较小。当降水增多、各层土壤含水率较高时, K 值的变化对模拟结果的影响很小。

4.2 参数 b 对模拟结果的影响分析

参数 b 决定了水分含量下降导致土壤水分传导率减小和土壤水势的上升的速度, 当其他参数不变, 该参数减小 40%、减小 20%、取初始值、增加 20%和增加 40%的模拟试验表明, 模拟结果对该参数的敏感性较高。图 6

给出了该参数取不同值时, 2002—2003 年土壤含水率的模拟结果, 减小 b 值, 使得模拟的 0~10 和 >10~20 cm 层土壤含水率在 2003 年 3 月底之前减小, 变化的幅度降低。在 2003 年 4 月上旬以后, 降水增多, 各层土壤水分

含量上升, 参数 b 取值的变化对模型结果的影响作用明显减小。总体而言, 在有充分降水后的一段时间内, 模拟结果对参数 K 和 b 的敏感性下降。

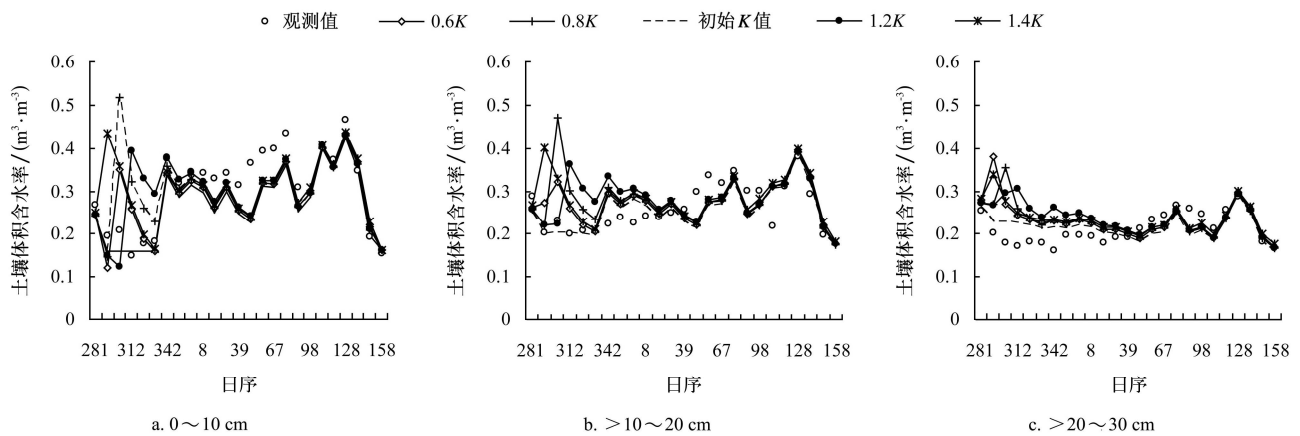


图5 土壤水饱和和传导率 K 变化对 2002—2003 年小麦生长季土壤含水率模拟结果的影响分析

Fig.5 Sensitivity of soil water content simulation to K in growing season of winter wheat during 2002 to 2003

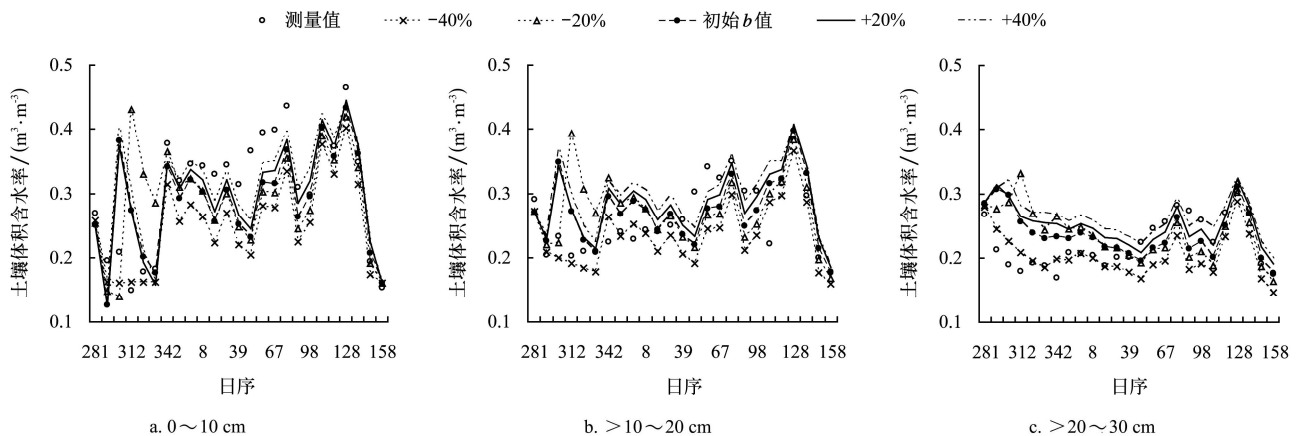


图6 参数 b 变化对 2002—2003 年小麦生长季土壤水分模拟结果影响分析

Fig.6 Sensitivity of soil water content simulation to b in growing season of winter wheat during 2002 to 2003

5 结 论

BEPS 模型能够较好地模拟出半干旱半湿润地区季风气候条件下的 0~10、>10~20 和 >20~30 cm 层的土壤水分随时间的变化趋势和对降水的响应。但模型的表现存在着年际间的差异, 2000—2001 和 2003—2004 年的模拟效果好于其他 2 年。

模拟的土壤水分含量与观测数据的一致性随深度的下降有所降低, 并与土壤含水率和降水条件有关, 当长期没有降水、土壤含水率下降时, 模型会低估上层的土壤含水率, 模拟结果的误差相对较大。当降水较多、土壤含水率较高时, 模拟结果与观测数据的一致性上升。

土壤水饱和和传导率 K 和决定土壤水分传导率变化的参数 b 对模拟的土壤水分的垂直分布具有显著的影响作用, 特别是长期没有降水、土壤含水率下降时, 模拟结果对土壤水饱和和传导率 K 和参数 b 的敏感性上升。因此, 在进行模型的区域应用时, 应采用可靠的土壤质

地资料, 合理确定参数 K 和 b , 并尽可能考虑它们随土壤深度的变化。

[参 考 文 献]

- [1] Bindlish R, Thomas J J, Gasiewski A J, et al. Njoku Soil Moisture mapping and AMSR-E validation using the PSR in SMEX02 [J]. Remote Sensing of Environment, 2006, 113(2): 103: 127—139.
- [2] 柳芳, 王传海, 申双和, 等. 土壤水分对小麦开花及结实的影响[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(5): 671—676. Liu Fang, Wang Chuanhai, Shen Shuanghe, et al. Influence of soil moisture on wheat flowering and seeding[J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 2002, 25(5): 671—676. (in Chinese with English abstract)
- [3] Katra I, Blumberg D G, Lavee H, et al. A method for estimating the spatial distribution of soil moisture of arid microenvironment by close range thermal infrared imaging [J]. International Journal of Remote Sensing, 2006, 27(10): 2599—2611.

- [4] Xin J, Tian G, Liu Q, et al. Combining vegetation index and remotely sensed temperature for estimation of soil moisture in China[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2006, 27(10): 2071—2075.
- [5] 张生雷, 谢正辉, 田向军, 等. 基于土壤水模型及站点资料的土壤湿度同化方法[J]. *地球科学进展*, 2006, 21(12): 1350—1362.
Zhang Shenglei, Xie Zhenghui, Tian Xiangjun, et al. A soil moisture assimilation scheme with an unsaturated soil water flow model and in-site observation[J]. *Advances in Earth Science*, 2006, 21(12): 1350—1362. (in Chinese with English abstract)
- [6] 汪潇, 张增祥, 赵晓丽, 等. 遥感监测土壤水分研究综述[J]. *土壤学报*, 2007, 44(1): 157—163.
Wang Xiao, Zhang Zengxiang, Zhao Xiaoli, et al. A review of researches on monitoring of soil moisture by remote sensing[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2007, 44(1): 157—163. (in Chinese with English abstract)
- [7] 闫岩, 柳钦火, 刘强, 等. 基于遥感数据与作物生长模型同化的冬小麦长势监测与估产方法研究[J]. *遥感学报*, 2006, 10(5): 804—811.
Yan yan, Liu Qinhuo, Liu Qiang, et al. Methodology of winter wheat yield prediction based on assimilation[J]. *Journal of Remote Sensing*, 2006, 10(5): 804—811. (in Chinese with English abstract)
- [8] Zhang Y, Wegehenkel M. Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2006, 104(4): 393—408.
- [9] Chen J M, Liu J, Cihlar J, et al. Goulden Daily canopy photosynthesis model through temporal and spatial scaling for remote sensing applications[J]. *Ecological Modeling*, 1999, 124(2/3): 99—119.
- [10] Liu J, Chen J M, Cihlar J, et al. A process-based boreal ecosystem productivity simulator using remote sensing inputs [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 62(2): 158—175.
- [11] Ju W M, Gao P, Wang J, et al. Combining an ecological model with remote sensing and GIS techniques to monitor soil water content of croplands over a wide rainfall variation in subtropical monsoon[J]. *Agricultural Water Management*, 2009, 97(8): 1221—1231.
- [12] Ju W M, Chen J M, Black T A, et al. Modeling multi-year coupled carbon and water fluxes in a boreal aspen forest[J]. *Agriculture and Forest Meteorology*, 2006, 140: 136—151.
- [13] Ju W M. Spatially Explicit Modeling of Coupled Water and Carbon Cycle in Canada's Forests and Wetlands and Affected By Disturbance, Climate and Atmospheric Composition[D]. Ph.D. Dissertation, University of Toronto, 2006.
- [14] 张领见, 朱建英. 江苏省淮北地区 2001 年抗旱与思考 [J]. *治淮*, 2002, 10—11.
Zhang Lingjian, Zhu Jianying. Drought resistance and consideration for Huaibei region of Jiangsu Province[J]. *Zhihuai*, 2002, 10—11. (in Chinese with English abstract)

Simulation of soil water content in farm lands with the BEPS ecological model

Liu Zhao¹, Zhou Yanlian¹, Ju Weimin², Gao Ping³

(1. School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

2. International Institute for Earth System Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

3. Meteorological Observatory of Jiangsu Province, Nanjing 210008, China)

Abstract: Soil water content (SWC) is an important factor which affects the growth of crops and also a valuable parameter required for scientific agricultural water management. Therefore, simulation and prediction of SWC are of significance for agriculture. The aim of the paper was to validate the ability of the mechanistic ecosystem model BEPS to simulate SWC of farm lands in areas with a monsoon climate and to investigate the major factors causing uncertainties in simulated SWC. Simulated SWC was compared with measurements in the growing seasons of winter wheat during 2000 to 2004 at Xuzhou agrometeorological station, Jiangsu province. The results showed that BEPS model was in general able to capture the seasonal and interannual variations of SWC, with R^2 in the range from 0.1339 to 0.9225, root mean square error and mean absolute error in the range from 0.026113 to 0.06317 and 0.0232 to 0.0525, respectively. Simulated SWC was sensitive to saturated hydraulic conductivity (K) and the parameter b . The reliability and sensitivity of the simulated results depended on the condition of SWC and precipitation. Simulated SWC was underestimated by the model and its sensitivity to K and b increased during the period with continuously sparse precipitation and low SWC.

Key words: soils, moisture, sensitivity analysis, BEPS model