DOI: 10.19797/j.cnki.1000-0852.20200328

云南西双版纳热带季雨林土壤水分运动模拟及参数变化特征

吴 杨[1], 邵 伟[2], 马燮铖[2], 宋清海[3], 张一平[3], 冯 杰[4]

(1. 南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044;
2. 南京信息工程大学 水文与水资源工程学院, 江苏 南京 210044;
3.中国科学院热带森林生态学重点实验室, 云南 勐腊 666303;
4.中国水利水电科学研究院, 北京 100038)

摘 要: 因气象、植被等因素的季节周期特征,土壤水分运动规律及参数可能存在季节差异。以西双版纳季雨林通量站的观测数据为基础,运用 Hydrus-1D 模型,分别采用整时段、分时段策略率定土壤水力学参数,并分析参数的季节性特征,根据土壤含水量的模拟结果统计不同参数化方案下的模拟精度。结果表明,研究区在干热季、雨季的气象条件具有分明的季节性特征,进而影响土壤水分特征曲线和土壤非饱和导水率。相比于单组参数整时段模拟方法,依照客观存在的季节规律采用分时段、分季节的土壤水力学参数设定可明显提高土壤含水量的模拟精度,更准确地描绘土壤水动力过程。

关键词: 土壤含水量;Hydrus-1D 模型;土壤水力特征参数;van Genuchten 模型

中图分类号: S152 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0852(2021)05-0059-06

0 引言

土壤水联系着地下水、地表水和生物地球循环,是物质、能量的运移和转化的载体[1]。研究土壤水分运动对地下水保护、水资源利用、农业管理等具有重要意义。土壤水分运动的定量描述通常采用 Darcy-Richards 方程[2],并通过数值法和解析法求解,然而其求解结果受土壤水力学参数的影响。土壤水分特征曲线和非饱和导水率曲线分别描述了土壤含水量与基质吸力、导水率的关系,反映了土壤的持水、导水能力,对研究土壤水分运动和溶质运移有重要的作用。常见的土壤水分特征方程有 Brooks-Corey 模型、Gardner 模型、Van-Genuechten 模型等[3],其土壤水力特征参数可以通过传递函数结合粒径组成、容重等数据进行估计,也可通过数值模型根据土壤含水量的模拟结果进行反演率定。

土壤水分特征参数可因土壤初始含水量及吸湿脱湿过程(滞留曲线)而改变,也可受容重、孔隙结构和有机质含量的影响。例如,在土壤水分特征曲线中,相同吸力的土壤脱湿曲线上的含水量大于吸湿曲线上的含水量,表现出迟滞现象[4]。土壤本身的物理化学性质的变化,可因土壤利用类型、冻融过程、火灾等因素而改变,即土壤的有机质含量、土壤孔隙结构的变化,都会对土壤水力学参数产生影响[5-6]。目前的研究中,常假定水力学特征参数不变,忽略了参数变化对土壤水动力过程模拟的影响。

森林区的土壤水分运动的研究,主要集中在不同土壤类型对水分运动的影响上[7],而对于森林区土壤水分运动规律的季节特征研究较少。西双版纳热带季雨林有具有显著的季节特征,存在旱季和雨季。主要植被以常绿阔叶林为主,掺杂落叶乔木,雨水冲刷、植被落叶等都会对土壤性质产生影响,可能会对土壤含水量的模拟产生影响。本文以西双版纳通量站基础资料为依据, 利用 Penman-Monteith 法和波文比法计算蒸散发量,并运用 Hydrus-1D 软件分别采用整时段设

收稿日期: 2020-08-20
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41877158,41807286)
作者简介: 吴杨(1996—),男,江苏南通人,硕士研究生,主要研究方向为水文气象。E-mail: wuyangnanjing@163.com
通信作者: 邵伟(1986—),男,河南周口人,教授,主要研究方向为水土保持和水文地质。E-mail: shao@nuist.edu.cn

定单组参数和分时段设定多组参数来模拟土壤含水量的变化,并进行对比,从而为森林区的生态评估及水资源管理提供参考。

1 研究资料与方法

1.1 研究区概况

研究区为西双版纳自然保护区(21°55′39″N,101°15′55″E)。全年平均气温 21.7℃。6 月最热,1 月最冷。全年可分为雨季(5 月~10 月)、干热季(3 月和 4 月)、雾凉季(11 月~2 月)[8]。多年平均降水量 1 507 mm,87%的降水发生在雨季,多年平均相对湿度 86%。西双版纳热带季雨林冠层高度大约 35 m, 总冠层叶面积指数(LAI)约为 5.5,主要植被为绒毛番龙眼、千果榄仁等。土壤主要是砖红壤,有机质含量较高(大约 20 g·kg^{-1}),砂粒、粉粒、黏粒含量分别为 47.8%~57.4%、22.8%~23.7%、19.5%~29.5%,深度 1 m 内的土壤容重 1 410~1 620 kg/m^3。地下水位 1.8~2.2 m,根系深度一般不超 1.5 m,且 82%的根系呼吸作用在 40 cm 深度以上[9]。

1.2 研究资料

西双版纳热带季雨林实测数据由中国科学院热带森林生态学重点实验室提供。气象数据在高度为 70.2m 的通量塔上采集:距地面 4.2、16.3、26.2、36.5、42.0、48.8 和 69.8 m 高度处分别设置风速、湿度和温度观测点;塔顶设置雨量计;41.6 m 高度处设置四分量净辐射仪测定净辐射。土壤 5 cm 处设置土壤热通量测量板测定土壤热通量,并在 5 cm、20 cm、40 cm 三个深度预埋 TDR 探头观测土壤含水量。以上实测数据记录间隔均为 30min。每月 15 日通过植物冠层分析仪测定 LAI。

1.3 实际蒸散发

波文比-能量平衡法(Bowen ratio-energy balance,简称 BREB)于 1926 年由 Bowen[10]提出。波文比(Bowen ratio,简称 β)为垂直方向上温度梯度和湿度梯度的函数:

$$\beta=\gamma\frac{\Delta T}{\Delta e} \tag{1}$$

式中:γ 为干湿表常数;ΔT 为上下层空气温度差;Δe 为上下层水汽压差。根据能量平衡原理,可得潜热通量、显热通量:

$$\lambda E=\frac{R_n-G}{1+\beta} \tag{2}$$

$$H=\frac{\beta(R_n-G)}{1+\beta} \tag{3}$$

式中:R_n 为净辐射(W·m^{-2});G 为土壤热通量(W·m^{-2});H 为显热通量(W·m^{-2});λE 为潜热通量(W·m^{-2});λ 为水的汽化潜热系数(J·kg^{-1})。

波文比在日出、日落和温度较低时的数值无意义,因此需对数据进行剔除处理。根据 Perez 等[11]的研究,剔除波文比为-0.6~-1.4 和大于 100 以及小于-100 的数据。根据 Billesbach 等[12]的研究,把显热通量不在-50~600 W·m^{-2} 和潜热通量不在-50~700 W·m^{-2} 范围内的数据剔除。筛选后的数据可通过公式(2)转换为小时级别的蒸散发数据,再求和得到日蒸散量[13]。

1.4 Hydrus-1D 模型

假设土壤为均质、各向同性的多孔介质,忽略温度梯度和蒸汽运动,Hydrus-1D 模型[14]中采用 Darcy-Richards 方程描述土壤水动力过程:

$$c(h)\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}-1\right)\right]-S(z,t) \tag{4}$$

式中:$c(h)$为比水容量(cm^{-1});h 为土壤压力水头(cm);$K(h)$为非饱和导水率(cm·d^{-1});t 为时间(d);z 为土壤深度(cm);$S(z,t)$为作物根系吸水率(cm^3·cm^{-3}·d^{-1})。在应用 Hydrus-1D 模型时,可通过彭曼(Penman-Monteith)公式计算潜在蒸散发,并采用 Feddes[15]模型考虑土壤水分受限时的实际根系吸水[16]。

土壤水力特征参数可选用 van Genuchten[17]模型:

$$S_e=\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}=\begin{cases}\dfrac{1}{(1+|\alpha h|^n)^m} & h<0\\ 1 & h\geq 0\end{cases} \tag{5}$$

$$K(h)=\begin{cases}K_s S_e^l\left[1-(1-S_e^{1/m})^m\right]^2 & h<0\\ K_s & h\geq 0\end{cases} \tag{6}$$

式中:θ_s 为土壤饱和含水量(cm^3·cm^{-3});θ_r 为土壤残余含水量(cm^3·cm^{-3});K_s 为饱和导水率(cm·d^{-1});α 为率定参数(cm^{-1}),与进气吸力的倒数相关;n 和 m 为形状系数, 且 $m=1-\frac{1}{n}$;S_e 为有效饱和度;l 为经验拟合参数,一般为 0.5。

另外,Hydrus-1D 模型内嵌参数反演模块, 采用 Marquardt-Levenberg 算法,可以同时优化多层土壤的 15 个参数。

1.5 评价指标

模拟精度采用纳什效率系数(N_{SE})、均方根误差(R_{MSE})、平均绝对百分比误差(M_{APE})来评价:

$$N_{SE}=1-\frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_1-Q_2)^2}{\sum_{i=1}^{n}(Q_1-\overline{Q}_1)^2} \tag{7}$$

$$R_{MSE}=\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(Q_1-Q_2)^2} \quad (8)$$

$$M_{APE}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{|Q_1-Q_2|\times 100\%}{Q_1} \quad (9)$$

式中:Q_1 为土壤含水量实测值;Q_2 为土壤含水量模拟值;$\overline{Q}_1$ 为各层实测土壤含水量平均值。其中,纳什效率系数(N_{SE})越接近 1,均方根误差(R_{MSE})和平均绝对百分比误差(M_{APE})越接近 0,则说明模型预测效果越好。

1.6　数值模型设定

将实测的降水量、净辐射、温度、风速、相对湿度作为 Hydrus-1D 模型输入,采用彭曼法计算潜在蒸散发量。另外,为验证 Hydrus-1D 中对于蒸散发估算的正确性,将其内嵌的 Penman-Monteith 公式计算结果与波文比法的计算结果对比。利用波文比法计算实际蒸散发时,考虑其冠层高度以及数据质量,选用 36.5 m 和 42 m 的温度差和水汽压差作为输入。

根据实测土壤含水量数据,将土壤划分为三层(0~10 cm、10 cm~30 cm、30 cm~50 cm),分层设定参数。模拟时段内最大地下水位为 2.2 m,因此,计算区域始终位于在地下水位之上,且可设定下边界为自由排水。模型模拟采用三种策略设定参数:①整段模拟:整时段采用同一组参数;②分季模拟:分季节(干热季、雨季)设定两组参数;③分节模拟:每半个月设定一组参数。选用 2008 年 3~6 月为参数率定期,验证期为 2003~2007 年 3~6 月。

2　结果与讨论

2.1　蒸散发

Penman-Monteith 法和波文比法估算的蒸散发见图 1b。在干热季节 3~4 月,两种方法得到的蒸散发相近,而在雨季 5~6 月,波文比法得到的蒸散发要整体小于 Penman-Monteith 法。从降雨量数据(见图 1a)看出该地区干热季节(3 月和 4 月)降雨分布零散,而在雨季(5 月和 6 月)降雨分布集中且较大。雨季降水频繁,空气中水汽含量较高,此时波文比法得到的实际蒸散发量要明显小于 Penman-Monteith 法得到的蒸散发量。

2.2　参数率定

2.2.1　整时段率定的土壤水动力参数

整段模拟采用单组参数模拟土壤含水量为最为常见的参数化方案。2008 年 3~6 月的土壤水力学特征参数反演结果见表 1。残余含水量在 0~10cm 最小,10~30 cm 最大。饱和含水量在 10~30 cm 最大,而在 30~50 cm 最小。参数随着深度的加深而变大。参数在 30~50 cm 处最大,在其他两层相接近。饱和导水率在 30~50 cm 处最小,为 46.4 cm·d^{-1}。

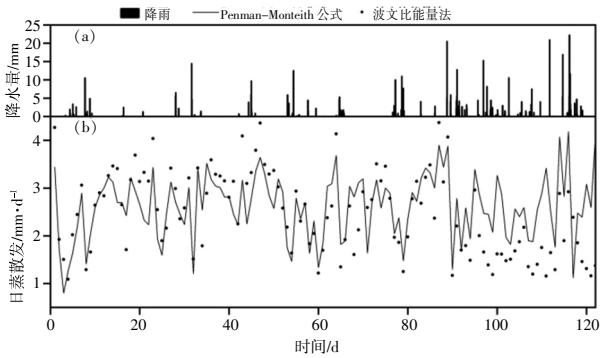

图 1　2008 年 3~6 月降雨量(a)以及波文比法和 Penman-Monteith 法日蒸散发(b)

Fig.1 Precipitation (a)and daily evapotranspiration by Bowen ratio and Penman-Monteith methods (b)from March to June in 2008

表1　土壤水力学特性参数

Table1 The characteristic parameters of soil hydraulics

土层 /cm	θ_r /cm^3·cm^{-3}	θ_s /cm^3·cm^{-3}	α /cm^{-1}	n /–	K_s /cm·d^{-1}
0~10	0.059	0.333	0.027	1.38	92.97
10~30	0.095	0.367	0.034	1.37	98.33
30~50	0.091	0.314	0.067	1.48	46.4

2.2.2　分季节率定的土壤水动力参数

选取 2008 年的干热季(3 月和 4 月)和雨季(5 月和 6 月)分别对参数进行率定(见图 2)。随着深度的增加,干热季和雨季的土壤水分特征曲线越接近。5 cm 处时,干热季的水分特征曲线在雨季的右侧(见图2a),在 20 cm 和 40 cm 处,雨季的水分特征曲线和干热季的几乎重合(见图 2b、2c)。干热季的土壤水分特征曲线在三个深度相似,而雨季的土壤水分特征曲线在20 cm 和40 cm 处相似(见图 2a、2b、2c)。三个深度干热季和雨季的非饱和导水率曲线位置相近,且在 5 cm和 40 cm,干热季的非饱和导水率曲线在右侧(见图 2d、2f),20 cm 时,雨季的非饱和导水率曲线在右侧(见图 2e)。干热季三个深度的饱和导水率均大于雨季(见图 2d、2e、2f)。

2.2.3　多年分段参数统计

采用分节模拟策略,根据 2003~2008 年土壤含水量的实测数据对土壤水力学参数进行估算,每半个月反推一组参数,并对五种参数(θ_r、θ_s、K_s、α、n)在干热季

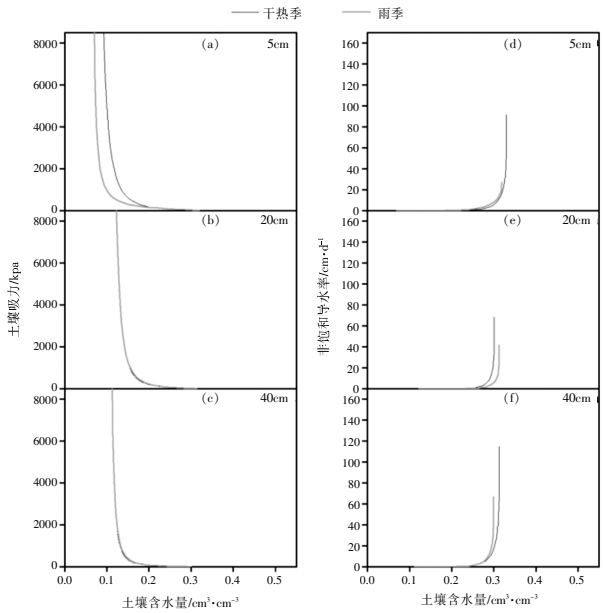

图 2 干热季和雨季水分特征曲线以及非饱和导水率曲线

Fig.2 The soil water characteristic curve and unsaturated hydraulic conductivity curve of dry hot season and rainy season

和雨季的变化范围、均值进行分析,所得箱线图如图 3 所示。在率定参数过程中,θ_r 对模拟结果影响较小,θ_s、K_s 对模拟结果影响较大[18]。干热季 θ_r 的均值小于雨季且在 20 cm 和 40 cm 处的主要变化范围大于雨季。干热季 θ_s 的均值大于雨季且变化范围也大于雨季。参数 α 和 n 的季节差异较小。干热季 K_s 的均值以及变化范围均大于雨季,其中干热季的 K_s 在 40 cm 处最不稳定。

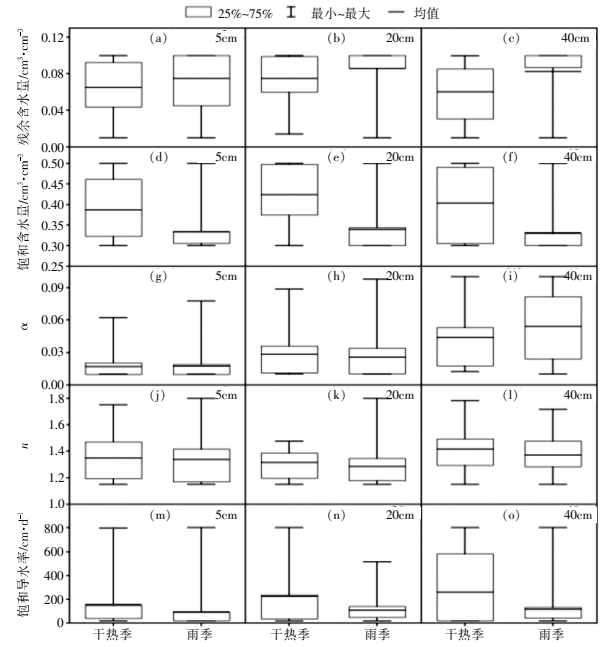

图 3 2003~2008 年土壤水力学参数在干热季和雨季的均值和分布

Fig.3 The mean values and distribution of soil hydraulic parameters in dry hot season and rainy season during 2003–2008

土壤水分特征参数多年变化复杂,但呈现出一定的季节规律。在雨季,由于高温分解和降雨冲刷的影响,土壤有机质含量变小,同时,土壤中黏粒吸水后,土壤孔隙度也会变小[19]。θ_s 和 K_s 与有机质含量以及土壤孔隙度成正相关[20],有机质能通过胶结作用形成团粒使土壤更加疏松,从而提高导水能力,因此雨季的 θ_s、K_s 小于干热季。

2.3 土壤含水量模拟

2.3.1 率定期土壤含水量模拟

为了比较三种模拟策略的模拟结果,绘制了各层土壤含水量实测值和模拟值的变化(见图 4),误差统计见表 2。由图 4a~c 和表 2 可知,在整段模拟中:①模拟精度随深度递减,5 cm 处的土壤含水量模拟效果最好,40 cm 模拟效果最差;②3~4 月属于干热季节,降水量小,对应的 5 cm 和 40 cm 处土壤含水量较实测含水量偏小,但 20 cm 处模拟的土壤含水量则偏大;③总体上,5~6 月(雨季)的模拟效果要好于在 3~4 月(干热季)。各层深度的土壤水模拟精度的误差统计为:效率系数为 $N_{SE5}>N_{SE20}>N_{SE40}$;平均绝对百分比误差为 $M_{APE40}>M_{APE20}>M_{APE5}$;均方根误差为 $R_{MSE40}>R_{MSE20}>R_{MSE5}$。

由图 4d~i 和表 2 可知,相比于整段采用同一组参数模拟,分季模拟和分节模拟两种方法可有效提高

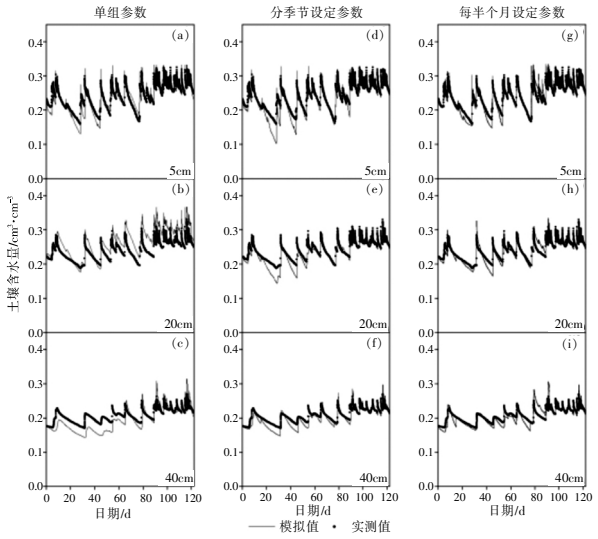

图 4 2008 年 3~6 月三种方法下土壤含水量的模拟值和实测值的对比

Fig.4 Comparison between simulated and measured values of soil water contents under three methods from March to June in 2008

表2　三种模拟方式下模拟效果统计

Table2 The statistics of simulation results under three methods

	整段模拟(同一组参数)			分季模拟(分季节设定参数)			分节模拟(每半月设定参数)		
深度	5cm	20cm	40cm	5cm	20cm	40cm	5cm	20cm	40 cm
R_{MSE}	0.016	0.034	0.025	0.018	0.017	0.014	0.014	0.015	0.015
N_{SE}	0.812	0.159	−0.802	0.740	0.787	0.379	0.858	0.830	0.389
M_{APE}	5.672%	12.115%	10.324%	6.135%	4.812%	5.595%	4.567%	4.251%	5.278%

20 cm、40 cm 处的土壤含水量模拟精度。分季模拟和分节模拟两种方法下的平均绝对百分比误差相对于整段模拟在 20 cm 和 40 cm 处有明显改善:20 cm 处 M_{APE} 从 12.115%下降到 4.812%和 4.251%,40 cm 处 M_{APE} 从 10.324%下降到 5.595%和 5.278%。除此之外,均方根误差在 20 cm 和 40 cm 处也小于整段模拟。分时段多参数模拟能提高模拟精度,能够纠正整段模拟的20 cm 处退水过程土壤含水量模拟值偏大、40 cm 处 3~5 月土壤含水量模拟值偏小的误差。

2.3.2　验证期土壤含水量模拟

选用 2008 年 3~6 月整段、分季以及分节设定的参数对 2003~2007 年每年 3~6 月的土壤含水量进行模拟,并利用 Nash 效率系数进行评估。在三种参数设定方案下实测值与模拟值的对比如图 5 所示。相比于整段设定一组参数,分季和分节设定参数时 20cm 和 40cm 的土壤含水量的模拟精度均有提高,其中分节设定参数的模拟效果最好,与 2008 年 3~6 月类似。

2003~2007 年 3~6 月的模拟的土壤含水量的 Nash 效率系数如表 3 所示。分节设定参数模拟效果最好,分季设定参数在 20cm 和 40cm 处的模拟效果其次,而整段采用同一参数的模拟结果最差。不同年份的模拟效果有较大差异,2003 年和 2005 年模拟效果较差,2004、2006、2007 年的模拟效果较好。一些年份在 20cm 和 40cm 的模拟效果好于 2008 年 3~6 月。

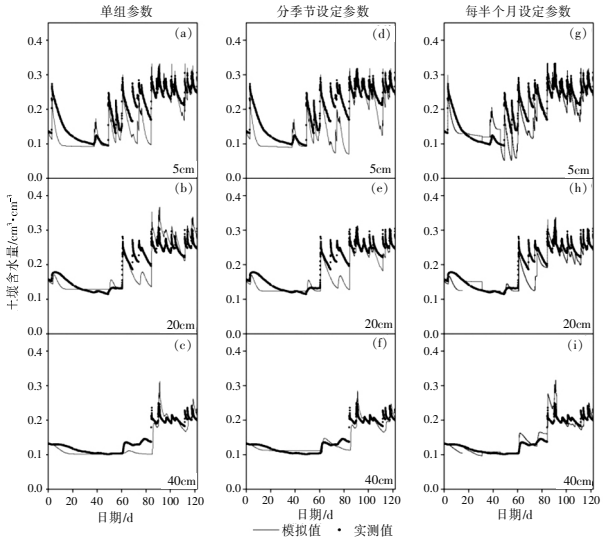

图 5　2006 年 3~6 月三种方法下土壤含水量的模拟值和实测值的对比

Fig.5 Comparison between simulated and measured values of soil water contents under three methods from March to June in 2006

3　结论

本文基于 2003~2008 年的西双版纳热带雨林通量站的气象及土壤含水量监测数据,分别采用整段、分季、分节三种方案率定参数,比较土壤含水量模拟结果,并分析不同季节土壤水力学参数的差异。结果

表3　验证期的Nash效率系数

Table3 The Nash efficiency coefficients in validation period

	整时段模拟			分季节设定参数			每半个月设定参数		
深度	5cm	20cm	40cm	5cm	20cm	40cm	5cm	20cm	40cm
*NSE*2003	−1.925	−0.721	−2.202	−2.37	−1.005	−1.362	−1.793	−0.816	0.356
*NSE*2004	0.693	0.771	0.614	0.453	0.751	0.718	0.614	0.812	0.842
*NSE*2005	0.06	0.235	0.037	−0.088	0.318	0.431	0.029	0.301	0.371
*NSE*2006	0.546	0.696	0.704	0.322	0.720	0.785	0.549	0.742	0.744
*NSE*2007	0.839	0.807	0.847	0.655	0.858	0.875	0.627	0.860	0.827

表明,土壤水分特征曲线以及非饱和导水率变化有一定的季节差异。其中,饱和含水量以及饱和导水率在干热季和雨季的差异明显,干热季的均值以及主要变化范围均大于雨季。采用整段单组参数设定时,浅层(5 cm)土壤含水量的模拟效果较好,而深层(20 cm 和 40 cm)土壤含水量的模拟效果较差。而分季节或分时段设定多组参数对深层土壤含水量的模拟效果有较大提升。模拟结果说明,西双版纳热带雨林的土壤水分特征参数具有较为明显的季节变化,分季节设定参数可有效提高土壤含水量的模拟精度,提供更准确的土壤水动力过程。

参考文献:

[1] 吕振豫, 刘姗姗, 秦天玲, 等. 土壤入渗研究进展及方向评述[J]. 中国农村水利水电, 2019(7):1-5. (LV Zhenyu, LIU Shanshan, QIN Tianling, et al. Review of research progress and direction of soil infiltration [J]. China Rural Water and Hydropower, 2019(7):1-5. (in Chinese))

[2] Richards S J, Weeks L V. Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns [J]. Soil Science Society of America Journal, 1953,17(3):206-209.

[3] 孙迪, 夏静芳, 关德新, 等. 长白山阔叶红松林不同深度土壤水分特征曲线[J]. 应用生态学报, 2010,21(6):1405-1409. (SUN Di, XIA Jingfang, GUAN Dexin, et al. Soil moisture characteristic curve at different depths of broad-leaved Korean pine forest in Changbai Mountain [J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2010,21(6):1405-1409. (in Chinese))

[4] Smith R E. Cannulation experiments on the role of soil hydraulic characteristics in agro-ecosystems [J]. Modeling Geo-Biosphere Processes, 1993,(2):1-14.

[5] 高朝侠, 徐学选, 宇苗子, 等. 黄土塬区土地利用方式对土壤大孔隙特征的影响[J]. 应用生态学报, 2014,25(6):1578-1584. (GAO Chaoxia, XU Xuexuan, YU Miaozi, et al. Effects of land use patterns on soil macropore characteristics in Loess Plateau [J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2014,25(6):1578-1584. (in Chinese))

[6] 赵春雷, 邵明安, 贾小旭. 冻融循环对黄土区土壤饱和导水率影响的试验研究[J]. 土壤通报, 2015,46(1):68-73. (ZHAO Chunlei, SHAO Mingan, JIA Xiaoxu. Experimental study on the effect of freeze-thaw cycles on soil saturated hydraulic conductivity in Loess area [J]. Chinese Journal of Soil Science, 2015,46(1):68-73. (in Chinese))

[7] 黄琳琦, 向业凤, 魏孝荣, 等. 六盘山林区土壤物理性质分布特征[J]. 干旱地区农业研究, 2015,33(1):60-65. (HUANG Linqi, XIANG Yefeng, WEI Xiaorong, et al. Distribution characteristics of soil physical properties in the forest region of Liupan Mountain [J]. Agricultural Research in the Arid Areas, 2015,33(1):60-65. (in Chinese))

[8] LI Zhiheng, ZHANG Yiping, WANG Shusen, et al. Evapotranspiration of a tropical rain forest in Xishuangbanna, southwest China [J]. Hydrological Processes, 2010,24(17):2405 - 2416.

[9] TAN Zhenghong, ZHANG Yiping, LIANG Naishen, et al. Soil respiration in an old-growth subtropical forest: Patterns, components, and controls [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013,118(7):2981-2990.

[10] Bowen I S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface [J]. Physical Review, 1926,27(6):779-789.

[11] Perez P J, Castellvi F, Ibanez M, et al. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1999,97(3):141-150.

[12] Billesbach D P, Arkebauer T J. First long-term, direct measurements of evapotranspiration and surface water balance in the Nebraska SandHills [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2012,156:104-110.

[13] Liu S M, Xu Z W, Zhu Z L, et al. Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China [J]. Journal of Hydrology, 2013,487:24-38.

[14] Simunek J, Van Genuchten MT, Sejna M. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes [J]. Vadose Zone Journal, 2008,7(2):587-600.

[15] Feddes R A, Kowalik P J, Zaradny H. Simulation of Field Water Use and Crop Yield [M]. New York: John Wiley and Sons, 1978.

[16] Allen, Richard G. Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation [J]. Journal of Irrigationand Drainage Engineering, 1998,122(2):97-106.

[17] Van Genuchten M Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. Soil Science Society of America Journal, 1980,44(5):892-898.

[18] 张海阔, 姜翠玲, 李亮, 等. 基于 HYDRUS-1D 模拟的变水头入渗条件下 VG 模型参数敏感性分析[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2019,47(1):32-40. (ZHANG Haikuo, JIANG Cuiling, LI Liang, et al. Parameter sensitivity analysis of VG model under variable head infiltration based on HYDRUS-1D [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2019,47(1):32-40. (in Chinese))

[19] 阮芯竹, 程金花, 张洪江, 等. 重庆市四面山不同土地利用类型饱和导水率[J]. 水土保持通报, 2015,35(1):79-84. (RUAN Xinzhu, CHENG Jinhua, ZHANG Hongjiang, et al. Saturated hydraulic conductivity of different land use types in Simian Mountain of Chongqing [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2015,35(1):79-84. (in Chinese))

[20] 毛娜, 黄来明, 邵明安. 黄土区坡面尺度不同植被类型土壤饱和导水率剖面分布及影响因素[J]. 土壤, 2019,51(2):381-389. (MAO Na, HUANG Laiming, SHAO Mingan. Profile distribution and influencing factors of saturated hydraulic conductivity of different vegetation types on slope scale in loess area [J]. Soils, 2019,51(2):381-389. (in Chinese))

(下转第 25 页)