

# 流域土壤有效厚度水平衡验证及其对陆面水碳通量模拟的影响

黄日超, 陈 喜, 孙一萌, 高 满, 程勤波, 张永生

(河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室 水文水资源学院, 南京 210098)

**摘要:** 由于土壤特性和植被分布具有区域性, 不同流域土壤有效厚度存在差异, 进而影响土壤蓄水容量和陆面水碳等通量的时空分布。以湿润地区的东江流域, 湿润、半湿润地区的淮河流域以及半湿润、半干旱地区的泾河流域为研究对象, 采用LPJ动态植被模型, 以水量平衡为目标率定土壤有效厚度, 分析不同气候区典型流域土壤有效厚度以及土壤蓄水容量和陆面水碳通量(径流量 $R$ , 实际蒸散发量 $ET$ 和净初级生产力 $NPP$ )变化。结果表明: 东江、淮河、泾河流域的土壤有效厚度分别为70 cm、90 cm和140 cm, 土壤有效厚度和蓄水容量随着气候干旱程度增加而增加; 土壤有效厚度的修正有效减低该模型水平衡误差, 对陆面水碳通量模拟结果的影响程度与区域气候条件有关, 湿润地区多年平均径流深和实际蒸散发修正前后变化显著, 半湿润、半干旱地区 $NPP$ 变化显著。研究成果为提高LPJ模型在不同气候区应用可靠性提供参考依据。

**关键词:** 土壤有效厚度; 土壤蓄水容量; 实际蒸散发; 净初级生产力; 动态植被模型

DOI: 10.11821/dlxb201605009

在全球变化背景下, 水文学正从以单一水循环过程为主要研究对象, 向以水分、能量与物质耦合循环的生态水文为主要研究内容的综合性、交叉性学科发展<sup>[1]</sup>, 研究尺度从流域尺度向区域和全球尺度拓展。目前, 已发展了一系列区域和全球尺度的陆面模型, 用以模拟和预测陆面蒸散发量、径流以及植被吸收和释放碳通量等。在全球动态植被模型中, LPJ模型(Lund-Potsdam-Jena Dynamic Global Vegetation Model)被广泛应用于气候变化背景下植被变化和水碳通量变化研究<sup>[2-8]</sup>。该模型由Sitch等<sup>[8]</sup>基于过程的平衡态陆地生物圈模型(BIOME模型系列<sup>[9]</sup>)框架, 耦合了具有机理性的陆地植被动态、碳和水模型发展而来, 之后其功能不断得到扩展, 如用于生态系统水、碳和营养物质模拟的动态植被—生物地球化学耦合模型LPJ-TEM<sup>[10]</sup>, 用于模拟全球碳循环的植被动态与大气模型耦合模型<sup>[11]</sup>, 以及用于湿地水文及 $CH_4$ 通量研究的LPJ-WHYME<sup>[12]</sup>等。

在LPJ模型以及其他陆面模型中, 水平衡是区域和全球水分循环及其与能量、物质循环耦合的基础和纽带, 水平衡方程通常表述为下列形式:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - ET - R \quad (1)$$

式中:  $P$ 为降水量;  $ET$ 为实际蒸散发量;  $R$ 为径流量;  $W$ 为土壤蓄水量, 小于等于土壤最大持水量或蓄水容量 $WM$ 。上式各项一般采用单位面积水量, 即水深(mm)。当 $P$ 超过 $ET$ 和土壤缺水量之和, 即 $P > ET + (WM - W)$ , 产生自由水, 即形成(地表、地下)径

收稿日期: 2016-01-19; 修订日期: 2016-03-24

基金项目: 国家自然科学基金重大项目(51190091) [Foundation: Key Project of National Natural Science Foundation of China, No.51190091]

作者简介: 黄日超(1990-), 男, 江西石城人, 硕士, 主要从事生态水文过程模拟研究。E-mail: hhuhrc@163.com

通讯作者: 陈喜(1964-), 男, 江苏淮安人, 博士, 教授, 主要从事地下水及水文数值模拟研究。

E-mail: xichen@hhu.edu.cn

流量  $R$ 。因此,  $WM$  是模型产流量计算的重要参数。

$WM$  定义为地表以下某一深度内植被能够吸收的最大水分<sup>[13-14]</sup>:

$$WM = h_e(\theta_f - \theta_r) \quad (2)$$

式中:  $\theta_f$ 、 $\theta_r$  分别为田间持水率和凋萎含水率;  $h_e$  为土壤有效深度或厚度。 $WM$  取决于土壤特性和植被等因素;  $\theta_f$ 、 $\theta_r$  取决于土壤质地、有机质含量等特性;  $h_e$  在植被覆盖区取决于植被根系发育深度, 在裸土地区取决于土壤特性<sup>[14]</sup>。联合国粮农组织和联合国教科文组织 (FAO/Unesco) <sup>[15]</sup> 早在 1971-1980 年根据 106 种土壤类型的频率组成、土壤厚度分布推求  $WM$  分布。Dunne<sup>[16]</sup> 通过综合分析全球土壤质地、土壤有机质含量、植被根系深度和土壤厚度, 估算出全球  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  网格  $WM$  分布, 并得出全球 (除格陵兰岛、南极洲和裸地外)  $WM$  平均值为 8.6 cm, 30%、60%、89% 以上区域分别低于 5 cm、10 cm、15 cm。中国著名的新安江模型与陕北模型创始人赵人俊教授研究认为<sup>[17]</sup>,  $WM$  在不同气候区存在差异, 在湿润地区较小, 在干旱区较大, 如长江流域  $WM$  在 12 cm 左右, 在燕山地区与东北东部, 在 16 cm 左右。

土壤有效厚度  $h_e$  及蓄水容量  $WM$  变化对水、碳通量影响显著, 如 Milly<sup>[18]</sup> 研究表明, 当全球平均  $WM$  从 4 cm 增加到 60 cm, 全球平均蒸散发量增加 36%, 径流减少 35%; Feddema<sup>[19]</sup> 认为土壤中水分亏缺与  $WM$  减少成正比, 且湿润期  $WM$  对径流影响以及干旱期  $WM$  对蒸散发影响尤为显著。然而, LPJ 模型以及其它大尺度陆面模型中, 大都采用某一特定土壤深度 ( $h_e$ ) 进行全球或区域陆面水、热平衡以及通量计算, 如在 LPJ 中  $h_e$  设置为 150 cm<sup>[5]</sup>、SSiB 中设置为 160 cm<sup>[20]</sup>。LPJ 模型应用于全球不同地区水碳动态变化模拟结果表明, 不同地区采用同一  $h_e$  值会出现模型计算的水量平衡误差问题<sup>[5]</sup>。因此, 需要根据不同区域特性对  $h_e$  进行修正, 并探索其对  $WM$  和陆面水碳等通量的影响。

目前, 通过实测资料确定  $h_e$  的方法主要有两种, 一是根据土壤剖面实测含水率变化数据进行估算, 如 Ladson 等<sup>[14]</sup> 收集澳大利亚 180 个土壤剖面实测含水率, 采用土壤剖面中含水率变化的最大深度确定  $h_e$ , 并结合最湿、最干时土壤含水率确定  $WM$ ; 另一种是综合考虑植被根系深度分布、土壤厚度以及空间比例估算  $h_e$ <sup>[16]</sup>, 该方法研究表明, 仅考虑单一下垫面因素会导致估算的  $h_e$  存在较大误差, 如 Ladson 等<sup>[14]</sup> 根据植被根系发育深度, 森林植被区  $h_e$  值可深至 1200 cm, 草地和作物区  $h_e$  值可深至 200 cm; 但 Dunne<sup>[16]</sup> 认为在网格尺度内如果考虑裸土和根系之间比例,  $h_e$  值显著降低。这两种方法需要详细的植被 (覆盖度、根系分布)、土壤 (含水率) 等观测资料, 在缺乏可靠的观测资料地区  $h_e$  估值误差还很大<sup>[14]</sup>。由式 (1) 可知, 水量平衡可综合考虑不同气候及下垫面特征下土壤有效厚度  $h_e$  (或蓄水容量  $WM$ ) 对蒸散发、径流等影响, 因此, 本文根据流域实测降水量、径流量以及潜在蒸散发量资料, 并结合流域植被、土壤特性以及实际蒸散发 (如植被蒸腾、土壤蒸发) 计算方法, 计算出不同  $h_e$  和  $WM$  下径流深, 再根据实测径流深与模型计算径流深之间误差最小, 反求  $h_e$  和  $WM$ , 以修正原 LPJ 模型中假设的固定常数。

为此, 本文选取位于中国不同气候区的 3 个典型流域, 以多年水量平衡为目标, 对 3 个典型流域 LPJ 模型土壤有效厚度进行修正。在此基础上, 对比分析土壤有效厚度修正前后土壤蓄水容量及 LPJ 模型模拟的流域陆面通量 (径流  $R$ , 实际蒸散发  $ET$  和净初级生产力  $NPP$ ) 差异, 为提高该模型在不同气候区应用可靠性提供参考依据。

## 1 方法

### 1.1 LPJ 全球动态植被模型及水—碳计算方法

LPJ 模型以碳平衡和水量平衡为基础, 逐网格演算陆地植被动态、土壤和大气之间

的水—碳交换动态过程<sup>[5]</sup>。该模型中每个网格内水平衡模型计算框架如图1所示, 其中, 潜在蒸发量计算采用 Priestley-Taylor 公式<sup>[5]</sup>, 实际蒸散发量  $ET$ <sup>[5]</sup> 为植被蒸腾  $E_t$ 、土壤蒸发  $E_s$  和植被截留  $E_i$  三者的总和, 且土壤蒸发假设只发生在表层 20 cm 土层内。产流计算采用简单的水箱模型, 土壤层分为两层 (上层厚度  $d_1$  为 50 cm, 下层厚度  $d_2$  为 100 cm), 其上下层水量平衡公式如下:

$$\Delta w_1 = P_r + M - E_i - \beta_1 E_t - E_s - P_1 - R_1 \quad (3)$$

$$\Delta w_2 = P_1 - \beta_2 E_t - P_2 - R_2 \quad (4)$$

式中:  $\Delta w_1$ 、 $\Delta w_2$  分别为上下层土壤含水量变化量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $P_r$  为降雨量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $M$  为融雪量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $E_t$  为植被蒸腾量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $E_s$  为土壤蒸发量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $E_i$  为植物截流量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $\beta_1$ 、 $\beta_2$  分别为植被蒸腾吸取上下层土壤水分占两者和的比例;  $P_1$ 、 $P_2$  分别为上下层的下渗量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $R_1$ 、 $R_2$  分别为地表、地下径流量 ( $\text{mm d}^{-1}$ )。

总产流量  $R$  包括地表径流量  $R_1$ 、地下径流量  $R_2$  以及下层渗漏量  $P_2$ , 计算如下:

$$R_1 = (w_1 - 1) \times fwhc_1 \times d_1 \times 10 \quad (5)$$

$$R_2 = (w_2 - 1) \times fwhc_2 \times d_2 \times 10 \quad (6)$$

$$R = R_1 + R_2 + P_2 \quad (7)$$

式中:  $fwhc_1$ 、 $fwhc_2$  分别为上下层土壤最大持水量 (田间持水率减去凋萎含水率);  $d_1$ 、 $d_2$  分别为上下层土壤有效厚度 (cm);  $R$  为总径流量 ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $w_1$ 、 $w_2$  分别为上下层土壤含水量与各层最大持水量的比值; 由于网格之间不考虑侧向水流交换及汇流路线, 在月水量演算中本文假定计算时段内的网格水量都汇到流域出口断面。

LPJ 模型中的碳循环模块模拟  $\text{CO}_2$  在植被、土壤和大气之间的交换过程<sup>[4]</sup>。其中, 净初级生产力  $\text{NPP}$  是植被净的碳获取量, 为总初级生产中所获得的碳与植物呼吸所释放的碳之间平衡量<sup>[2]</sup>, 表达式如下:

$$\text{NPP} = \text{GPP} - R_m - \max[(\text{GPP} - R_m) \times 0.25, 0] \quad (8)$$

式中:  $\text{GPP}$  为总初级生产力 ( $\text{g C m}^{-2}$ );  $R_m$  为所有植被功能类型维持所需要的呼吸作用 ( $\text{g C m}^{-2}$ )。在  $\text{GPP}$  计算中, 水分胁迫通过冠层导度参数与光合作用发生联系。

## 1.2 评价指标

由式 (3) ~ (7) 可知, 模型中水量平衡计算主要取决于上下层土壤蓄水容量 (即式 (5) (6) 中  $fwhc_1 \times d_1$ 、 $fwhc_2 \times d_2$ ), 其中,  $fwhc_1$ 、 $fwhc_2$  可根据土壤特性给定, 因此, 模型待率定参数为  $d_1$ 、 $d_2$ 。本文以实测与计算月径流深相对误差  $E_R$  为目标函数, 率定上下层土壤有效深度 ( $d_1$ 、 $d_2$ ), 并统计 Nash-Sutcliffe 效率系数  $E_{NS}$  对模型模拟的月径流过程进行评价。  $E_R$ 、 $E_{NS}$  计算公式如下:

$$E_R = \left| \overline{R_{sim}} - R_{avg} \right| / R_{avg} \quad (9)$$

$$E_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (R_{obv,i} - R_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (R_{obv,i} - R_{avg})^2} \quad (10)$$

式中:  $R_{sim,i}$ 、 $R_{obv,i}$  分别为计算时段  $i$  模拟和实测径流深;  $\overline{R_{sim}}$ 、 $R_{avg}$  分别为模拟和实测径流深平均值。  $E_R$  用来反映模拟与实测结果在总量上的偏离程度, 其值越接近 0 说明模型

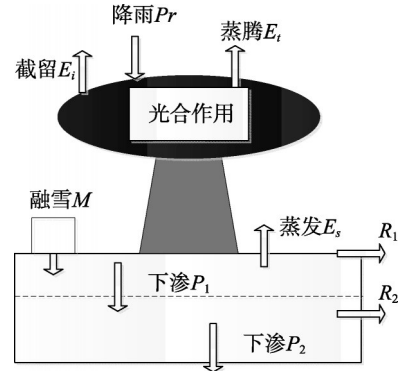


图1 各网格内水量平衡计算框架  
Fig. 1 The frame of the water balance computed for each grid

的模拟总量越接近于实测总量； $E_{NS}$ 反映模型模拟与实测动态过程的拟合程度，其值越接近1说明拟合程度越高。

2 研究区概况与数据

本文选取位于中国不同气候区的3个典型流域：泾河流域（张家山站以上）、淮河流域（蚌埠站以上）、东江流域（博罗站以上）（图2），基本特性如表1所示。由表1可以看出：①不同气候区流域年均降水量差异较大。位于南方湿润地区的东江流域年均降水量是半湿润和湿润的淮河流域2倍多，是半湿润、半干旱的泾河流域4倍多；②各流域的径流差异比降水差异更为显著，东江流域年径流是淮河流域的3.7倍，是泾河流域的23.7倍；③反映气候干旱程度的干旱指数从泾河流域的1.86，减少到淮河流域的1.17、东江流域的0.59。

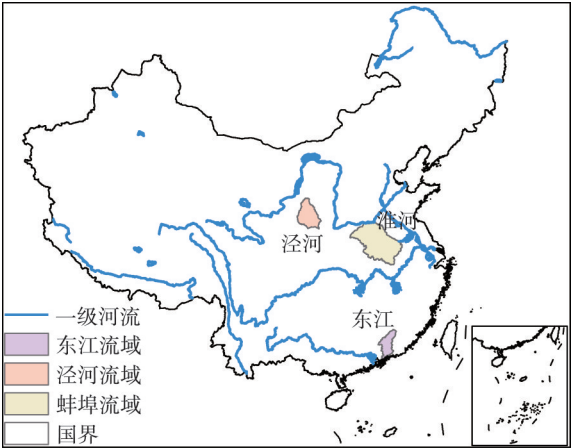


图2 研究区位置图  
Fig. 2 The location of the study regions

从下垫面特征来看，泾河流域森林等高覆盖植被主要集中在流域南部边缘山区，位于北部上游盐池、定边等县的黄土高原沟壑区植被稀少，土质疏松。该流域土壤以黄绵土和黑垆土为主，黄土高原区土壤最大厚度达180~200 m，由于暴雨集中，水土流失严重<sup>[21]</sup>。淮河流域天然植被以落叶阔叶林与针叶松林的混交林为主，土壤主要为潮土、沙姜黑土和水稻土。东江流域内植被属亚热带季雨常绿阔叶林和亚热带草被以及人工营造的针叶林，常年青绿，大部分山地、丘陵已基本绿化<sup>[22]</sup>，流域土壤以赤红壤、红壤和水稻土为主<sup>[23]</sup>。

本文采用1901-2000年0.5°×0.5°网格的月气象资料（温度，降水量，湿天数，云量）、年CO<sub>2</sub>浓度、土壤类型和经纬度资料作为模型驱动数据，模拟植被生长的动态过程。气象资料来自Climatic Research Unit的CRU TS2.1数据库，土壤数据为FAO提供的土壤数据集<sup>[24]</sup>，大气CO<sub>2</sub>浓度利用冰芯和大气观测资料并采用碳循环模型<sup>[25]</sup>算得。模型计算前采用线性插值方法将温度和云量月资料插值为日尺度资料，采用随机天气发生器和指数分布法将月降雨进行日降雨分配<sup>[5]</sup>。在此资料基础上，进一步收集了3个流域控制断面1956-2000年月径流深资料，用以模型水平衡验证及修正 $h_e$ ，并对此时段 $h_e$ 修正前后的水、碳通量模拟结果进行对比分析。

表1 流域特征表  
Tab. 1 List of basin characteristics

| 水系 | 测站  | 流域面积<br>(km <sup>2</sup> ) | 年均降水量<br>(mm) | 年均径流量<br>(mm) | 年径流系数 | 干旱系数 | 气候      |
|----|-----|----------------------------|---------------|---------------|-------|------|---------|
| 泾河 | 张家山 | 43216                      | 454           | 40            | 0.09  | 1.86 | 半湿润、半干旱 |
| 淮河 | 蚌埠  | 121330                     | 863           | 256           | 0.30  | 1.17 | 半湿润、湿润  |
| 东江 | 博罗  | 25325                      | 1827          | 947           | 0.52  | 0.59 | 湿润      |

注：年均降水量根据Climatic Research Unit的CRU TS2.1数据库1956-2000年降雨数据统计得出，干旱系数为年蒸发能力和年降水量的比值。



3 结果分析

3.1 基于水量平衡的土壤有效厚度反演

基于水量平衡反演土壤有效厚度的具体方法为：设定式（4）（5）中 $d_1$ 变化范围为20~130 cm、变化间隔为10 cm， $d_2$ 变化范围为10~300 cm、变化间隔为10 cm；选择 $d_1$ 、 $d_2$ 不同组合情形，模拟1956-2000年期间不同 $d_1$ 、 $d_2$ 组合下径流深，统计月径流深模拟值与实测值之间误差 $E_R$ 值；选取 $E_R$ 值最小时对应的 $d_1$ 、 $d_2$ 值为模型推求的上下层土壤有效厚度值 $h_e$ 。以泾河流域为例（图3，表2）可以看出， $d_1$ 在60 cm、 $d_2$ 在80 cm组合下（图3中实线对应值） $E_R$ 最小为0.1%、 $E_{NS}$ 值接近最大为47.3%。与模型中原采用的 $d_1 = 50$  cm、 $d_2 = 100$  cm厚度组合（图3中虚线对应值）相比（ $E_R = 10.0\%$ ， $E_{NS} = 45.9\%$ ）， $h_e$ 修正后水量平衡误差显著减少。其他两个流域也采用相同的方法，最终3个流域的 $h_e$ 修正值及模型模拟误差和效率系数等结果如表2所示。

3个流域修正后的土壤有效厚度 $h_e$ （表中修正后 $d_1$ 和 $d_2$ 之和）在70~140 cm之间（表2），比原模型中 $h_e$ 采用150 cm值小（表中修正前 $d_1$ 和 $d_2$ 之和）。对比 $h_e$ 修正前后水平衡对比，3个流域模拟的水量平衡误差 $E_R$ 大幅减低，其中泾河流域 $E_R$ 改变最大，由10%减少到0.1%；东江流域 $E_R$ 由4.8%减少到0.6%；淮河流域 $E_R$ 改变最小，由3%减少到0.1%。模拟过程的效率系数 $E_{NS}$ 值在泾河、淮河流域略有提高，东江流域略有降低，效率系数 $E_{NS}$ 值变化不大主要是由于模型未考虑汇流过程以及水库调蓄等作用等。

由每个网格上土壤最大持水率与土壤有效厚度的乘积计算逐网格蓄水容量WM，再

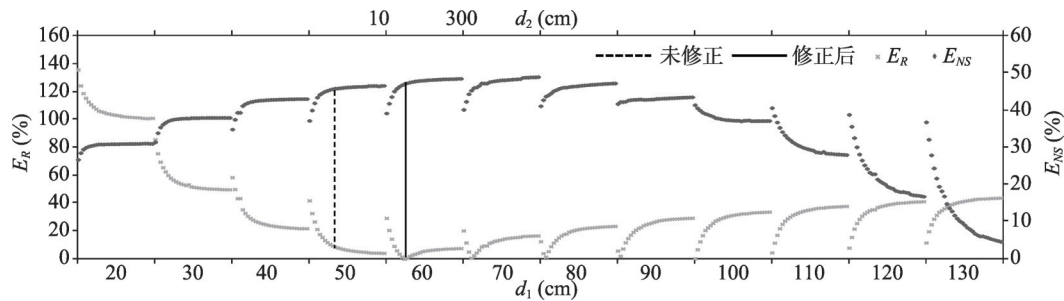


图3 泾河流域相对误差 $E_R$ 和效率系数 $E_{NS}$ 随上下层土壤有效厚度变化  
(横轴上每两个刻度之间均为同一 $d_1$ 值， $d_2$ 从左往右依次增大(10~300 cm))

Fig. 3 Efficiency coefficient and relative error against different effective depths of soil in the Jinghe River watershed  
(Between every two calibration values on the horizontal axis is the same value of  $d_1$ , while  $d_2$  increases from left to right (10-300 cm))

表2 有效土壤厚度、蓄水容量率定结果及模拟与实测径流误差统计

Tab. 2 The calibration result of effective thickness, soil water storage capacity and statistical error of simulated and measured runoff

| 流域             | 泾河     |           | 淮河        |           | 东江       |           |          |
|----------------|--------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|----------|
|                | 修正前    | 修正后       | 修正前       | 修正后       | 修正前      | 修正后       |          |
| $d_1/d_2$ (cm) | 50/100 | 60/80     | 50/100    | 60/30     | 50/100   | 40/30     |          |
| $WM$ (cm)      | 流域均值   | 22.1      | 20.6      | 22.1      | 13.2     | 20.4      | 9.5      |
|                | 变化范围   | 19.1~22.5 | 17.8~21.0 | 16.5~22.5 | 9.9~13.5 | 18.0~22.5 | 8.4~10.5 |
| $E_R$ (%)      | 10.0   | 0.1       | 3.0       | 0.1       | 4.8      | 0.6       |          |
| $E_{NS}$ (%)   | 45.9   | 47.3      | 53.8      | 54.6      | 60.9     | 58.0      |          |

根据网格面积加权平均获得流域平均WM（表2）。 $h_e$ 修正前3个流域平均WM都在20.0 cm以上，流域之间差异不大； $h_e$ 修正后WM平均值从湿润的东江流域的9.5 cm，增加到湿润、半湿润淮河流域的13.2 cm，进一步增加到半湿润、半干旱泾河流域的20.6 cm，这与现有的经验值相符合<sup>[17]</sup>。

3.2 陆面径流R、实际蒸散发ET、净初级生产力NPP通量模拟结果

土壤有效厚度 $h_e$ 修正前后3个流域模拟的1956-2000年年径流深、蒸发量以及NPP结果对比如表3所示，可以看出，修正前后东江流域的R变化量最大，为50 mm；泾河流域R变化量最小，为-4 mm；淮河流域处于中间，为9 mm。对于年径流过程变化（变差系数Cv）来看，修正后土壤有效厚度 $h_e$ 减小，径流过程变化程度却增大，其中，修正后的泾河流域年际变化最为显著，Cv增加了4%；东江流域年际变化最小，Cv增加了1.5%。

表3 1956-2000年土壤有效厚度修正前后流域水、碳通量对比结果

Tab. 3 The comparison of watershed flux of soil effective depth before and after correction during 1956-2000

| 泾河  |            |            |              |              |            |              |              | 淮河         |            |              |              |            |              |              |
|-----|------------|------------|--------------|--------------|------------|--------------|--------------|------------|------------|--------------|--------------|------------|--------------|--------------|
| 通量  | 实测<br>(mm) | 未修正        |              |              | 修正后        |              |              | 实测<br>(mm) | 未修正        |              |              | 修正后        |              |              |
|     |            | 模拟<br>(mm) | $E_R$<br>(%) | $C_V$<br>(%) | 模拟<br>(mm) | $E_R$<br>(%) | $C_V$<br>(%) |            | 模拟<br>(mm) | $E_R$<br>(%) | $C_V$<br>(%) | 模拟<br>(mm) | $E_R$<br>(%) | $C_V$<br>(%) |
| R   | 40         | 44         | 10.0         | 69.0         | 40         | 0.1          | 73.0         | 256        | 247        | 3.0          | 38.3         | 256        | 0.1          | 39.5         |
| ET  | 414        | 406        | 0.98         | 11.5         | 410        | 0.97         | 11.6         | 608        | 611        | 0.5          | 6.8          | 603        | 0.82         | 7.3          |
| NPP |            | 502        |              | 17.4         | 513        |              | 17.4         |            | 538        |              | 12.0         | 555        |              | 12.1         |

| 东江  |            |            |              |              |            |              |              |
|-----|------------|------------|--------------|--------------|------------|--------------|--------------|
| 通量  | 实测<br>(mm) | 未修正        |              |              | 修正后        |              |              |
|     |            | 模拟<br>(mm) | $E_R$<br>(%) | $C_V$<br>(%) | 模拟<br>(mm) | $E_R$<br>(%) | $C_V$<br>(%) |
| R   | 947        | 891        | 5.9          | 29.5         | 941        | 0.1          | 31.0         |
| ET  | 880        | 931        | 5.56         | 4.0          | 882        | 0.23         | 4.7          |
| NPP |            | 622        |              | 8.7          | 621        |              | 13.7         |

注：ET实测值为多年平均降水量减实测径流量；NPP单位为gC m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>。

从 $h_e$ 修正前后3个流域模拟的多年平均实际蒸散发ET与水量平衡估算值（Pr-R）对比来看（表3），修正后ET相对误差 $E_R$ 都小于1%。修正前后3个流域的ET差异与R类似，东江流域ET差异最大，由修正前的931 mm减少到修正后的882 mm，相对误差由5.56%减少到0.23%；泾河流域ET改变最小，变化值为4 mm；淮河流域ET改变处于两个流域中间。从3个流域ET年过程Cv看（表3），修正后3个流域ET年际变化程度略有增大。

从修正前后LPJ模拟的NPP结果对比来看，淮河流域改变量最大，为17 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>；东江流域改变量最小，只有-1 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>；泾河流域改变量为11 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>。修正后东江流域NPP的Cv增加，其他两个流域Cv变化不大。

3.3 R、ET、NPP空间分布及其修正前后的变化

基于修正后的土壤有效厚度 $h_e$ ，统计3个流域模拟的1956-2000年多年平均年径流深R及空间分布（图4），可以看出，3个流域年均径流深R都呈现由南往北递减的趋势。对比修正前后各网格R变化，泾河流域各网格修正后R值较未修正值普遍减少，南部减少较北部偏大，减小幅度在1.5~6.3 mm之间，面加权平均值减少4 mm。淮河流域修正后R值较修正前面加权平均值增加9 mm，北部部分网格R值较修正前减少，最大减小量

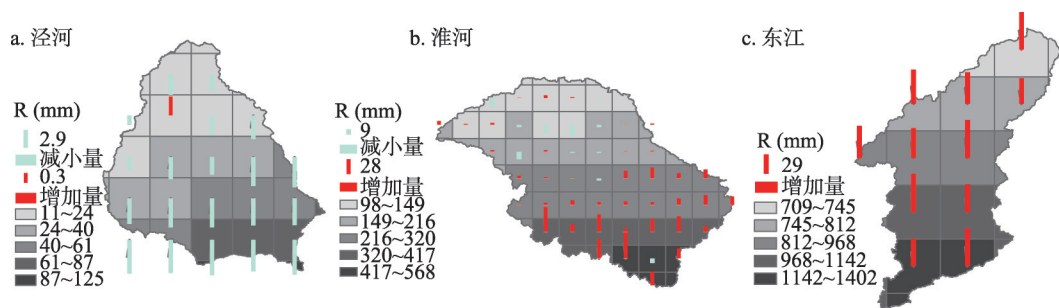


图4 流域多年平均均径流深R空间分布及修正前后的变化

Fig. 4 The spatial distribution of annual mean runoff and the difference before and after correction

18.0 mm; 南部普遍增加, 最大增加量 60.1 mm。东江流域修正后R值较修正前面加权平均值增加 50 mm, 增加值空间变化范围为 26.1~67.0 mm。

修正后 3 个流域多年平均实际蒸散发ET空间分布以及修正前后差异(图5)可以看出, 泾河流域和淮河流域ET空间上呈现由东南向西北递减的趋势; 东江流域中部最大, 南北小, 其中ET最大值位于新丰江大型水库区, 这与吕乐婷等利用SWAT模型模拟的ET空间分布基本一致<sup>[26]</sup>。从修正前后各网格ET增减的分布差异来看, ET变化与R增减的空间分布相反, 即泾河流域大部分网格修正后ET值增加, 南部增量较大, 最大网格增量为 6.1 mm; 淮河流域北部某些区域相对于修正前增加, 南部普遍减少, 变化范围为 -60~16.9 mm; 东江流域全境相对于修正前减少量较大, 减小幅度为 25.6~66.6 mm。

修正后的 3 个流域多年平均NPP空间分布差异较大(图6)。泾河流域NPP空间变化

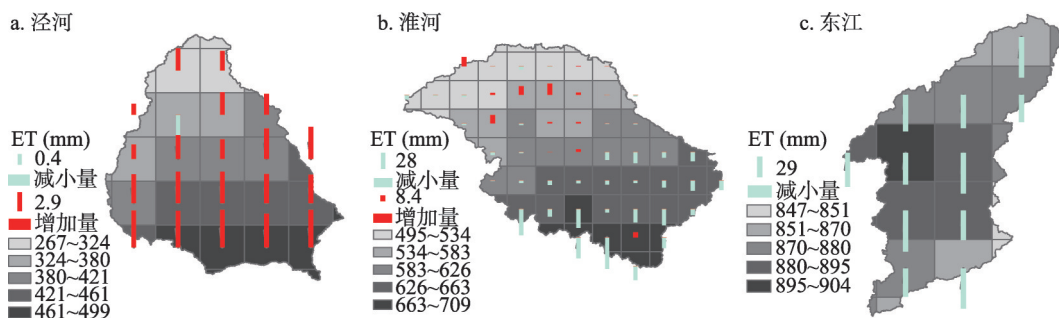


图5 流域多年平均实际蒸发ET空间分布及修正前后的变化

Fig. 5 The spatial distribution of annual mean actual evapotranspiration and the difference before and after correction

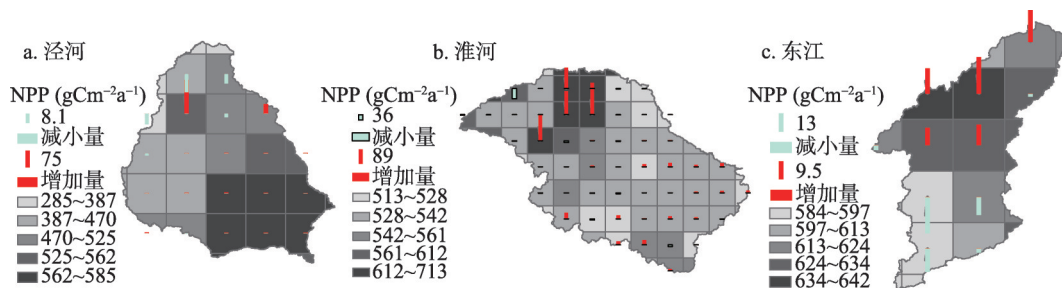


图6 流域多年平均均净初级生产力NPP空间分布及修正前后的变化

Fig. 6 The spatial distribution of annual mean net primary production and the difference before and after correction

范围在 285~585  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  之间, 东南区域 NPP 明显高于西北; 淮河流域 NPP 空间变化范围在 513~713  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  之间, 北部地区 NPP 相对其他地区大; 东江流域 NPP 空间变化范围为 584~642  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ , 中北部 NPP 比两边高。分析修正前后各网格 NPP 变化, 泾河流域和淮河流域北部 NPP 变化量较大, 增加和减少较为明显, 其中, 泾河流域 NPP 增加最大值为 150.7  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ , 淮河流域 NPP 增加最大值为 178  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ , 南部基本不变; 东江流域修正后较未修正变化幅度在 -28.0~19.0  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  之间, 空间上南部以减少为主, 北部以增加为主。

## 4 结论及展望

(1) 本文基于水量平衡对 LPJ 模型中土壤有效厚度进行修正, 推求的东江、淮河、泾河流域土壤有效厚度分别为 70 cm、90 cm 和 140 cm, 比原模型中采用的 150 cm 厚度小。土壤有效厚度和蓄水容量从湿润的东江流域到湿润、半湿润淮河流域, 以及半湿润、半干旱泾河流域存现增加趋势。采用修正后土壤有效厚度, 3 个流域模拟的水量平衡误差  $E_R$  大幅降低, 在 1% 以内。

(2) 从流域多年平均水碳通量变化来看, 东江流域修正前后径流深  $R$  和实际蒸散发  $ET$  变化量最大, 分别为 50 mm、-49 mm; 泾河流域变化量最小, 分别为 -4 mm、4 mm。对于修正前后的 NPP, 淮河流域变化量最大, 东江流域最小, 分别为 17  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  和 5  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ 。从过程变化(变差系数  $C_v$ )来看, 修正后的流域  $R$ 、 $ET$ 、NPP 年际变化增大。

(3) 从流域内各网格水碳通量空间变化来看, 泾河流域修正后较修正前各网格多年平均  $R$  普遍减少, 东江流域普遍增加, 淮河流域北部网格以减少为主, 南部普遍增加。修正前后各网格多年平均  $ET$  增减的空间分布与  $R$  增减的空间分布相反。对于 NPP, 泾河流域和淮河流域北部 NPP 增减变化明显, 南部基本不变, 东江流域南部以减少为主, 北部以增加为主。

由于模型在网格之间并未考虑水量侧向交换及汇流路线, 3 个流域模拟结果中  $E_{NS}$  提高并不明显, 因此, 在以后的研究中需要进一步研究汇流过程。

## 参考文献(References)

- [1] Yang Dawen, Lei Huimin, Cong Zhentao. Overview of the research status in interaction between hydrological processes and vegetation in catchment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2010(10): 1142-1149. [杨大文, 雷慧闽, 丛振涛. 流域水文过程与植被相互作用研究现状评述. *水利学报*, 2010(10): 1142-1149.]
- [2] Sun Guodong. Simulation of potential vegetation distribution and estimation of carbon flux in China from 1981 to 1998 with LPJ Dynamic Global Vegetation Model. *Climatic and Environmental Research*, 2009(4): 341-351. [孙国栋. LPJ 模型对 1981-1998 年中国区域潜在植被分布和碳通量的模拟. *气候与环境研究*, 2009(4): 341-351.]
- [3] Yin Yunhe, Wu Shaohong, Zhao Dongsheng, et al. Impact of climate change on actual evapotranspiration on the Tibetan Plateau during 1981-2010. *Acta Geographica Sinica*, 2012, 67(11): 1471-1481. [尹云鹤, 吴绍洪, 赵东升, 等. 1981-2010 年气候变化对青藏高原实际蒸散的影响. *地理学报*, 2012, 67(11): 1471-1481.]
- [4] Wang Xufeng, Ma Mingguo. Carbon and water fluxes of cornfield simulated with LPJ mode. *Advances in Earth Science*, 2009, 24(7): 734-740. [王旭峰, 马明国. 基于 LPJ 模型的制种玉米碳水通量模拟研究. *地球科学进展*, 2009, 24(7): 734-740.]
- [5] Gerten D, Schaphoff S, Haberlandt U, et al. Terrestrial vegetation and water balance: Hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. *Journal of Hydrology*, 2004, 286(1-4): 249-270.
- [6] Bloh W V, Rost S, Gerten D, et al. Efficient parallelization of a dynamic global vegetation model with river routing. *Environmental Modelling & Software*, 2010, 25(6): 685-690.
- [7] Ukkola A M, Murray S J. Hydrological evaluation of the LPX dynamic global vegetation model for small river



- catchments in the UK. *Hydrological Processes*, 2014, 28(4): 1939-1950.
- [8] Sitch S, Smith B, Prentice I C, et.al. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology*, 2003, 9(2): 161-185.
- [9] Ni Jian. BIOME models: Main principles and applications. *Acta Phytocologica Sinica*, 2002(4): 481-488. [倪健. BIOME 系列模型: 主要原理与应用. *植物生态学报*, 2002(4): 481-488.]
- [10] Pan Y, McGuire A D, Melillo J M, et al. A biogeochemistry - based dynamic vegetation model and its application along a moisture gradient in the continental United States. *Journal of Vegetation Science*, 2002, 13(3): 369-382.
- [11] Joos F, Prentice I C, Sitch S, et.al. Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15(4): 891-907.
- [12] Wania R, Ross I, Prentice I C. Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3.1. *Geoscientific Model Development*, 2010, 3(2): 565-584.
- [13] Reager J T, Famiglietti J S. Characteristic mega- basin water storage behavior using GRACE. *Water Resources Research*, 2013, 49(6): 3314-3329.
- [14] Ladson T, Lander J, Western A, et al. Estimating extractable soil moisture content for Australian soils. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 2004.
- [15] FAO UNESCO. Soil Map of The World Legend and Volumes. UNESCO P.
- [16] Dunne K A, Willmott C J. Global distribution of plant- extractable water capacity of soil. *International Journal of Climatology*, 1996, 16(8): 841-859.
- [17] Zhao Renjun. Watershed Hydrological Modeling: Xinanjiang Model and Northern Shaanxi Model. Beijing: China Water Power Press, 1984: 117. [赵人俊. 流域水文模拟: 新安江模型与陕北模型. 北京: 水利电力出版社, 1984: 117.]
- [18] Milly P C D, Dunne K A. Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *Journal of Climate*, 1994, 7(4): 506-526.
- [19] Feddema J J. Estimated impacts of soil degradation on the African water balance and climate. *Climate Research*, 1998, 10(2): 127-141.
- [20] Goward S N, Xue Y, Czajkowski K P. Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements: An exploration with the simplified simple biosphere model. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 79(2/3): 225-242.
- [21] Chen Caocao, Xie Gaodi, Zhen Lin, et al. Analysis of Jinghe watershed vegetation dynamic sand evaluation of its relation to precipitation. *Acta Ecologica Sinica*, 2008, 28(3): 925-938. [陈操操, 谢高地, 甄霖, 等. 泾河流域植被覆盖动态变化特征及其与降雨的关系. *生态学报*, 2008, 28(3): 925-938.]
- [22] Wang Zhaoli. Effects of climatic change and LUCC on hydrological system in the East River Basin, South China [D]. Guangzhou: Sun Yat-sen University, 2007. [王兆礼. 气候与土地利用变化的流域水文系统响应: 以东江流域为例 [D]. 广州: 中山大学, 2007.]
- [23] Pan Meihui, Wu Yongqiu. The spatial variation of geology, topography and soil characteristics in the Dongjiang watershed//Proceedings of the 2011 Annual Meeting of the Geographical Society of China, 2011: 1. [潘美慧, 伍永秋. 东江流域地质、地貌和土壤特征及空间异质性分析//中国地理学会2011年学术年会论文摘要集, 2011: 1.]
- [24] Zobler L. A world soil file for global climate modeling. NASA Tech. Memo. 87802, NASA, New York, 1986: 33.
- [25] McGuire A D, Sitch S, Clein J S, et.al. Carbon balance of the terrestrial biosphere in the twentieth century: Analyses of CO<sub>2</sub>, climate and land use effects with four process-based ecosystem models. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15 (1): 183-206.
- [26] Lü Leting, Peng Qiuzhi, Guo Yuanyuan, et al. Runoff simulation of Dongjiang River Basin based on the soil and water assessment tool. *Journal of Natural Resources*, 2014, 29(10): 1746-1757. [吕乐婷, 彭秋志, 郭媛媛, 等. 基于SWAT模型的东江流域径流模拟. *自然资源学报*, 2014, 29(10): 1746-1757.]

## Validation of watershed soil effective depth based on water balance and its effect on simulation of land surface water-carbon flux

HUANG Richao, CHEN Xi, SUN Yimeng, GAO Man, CHENG Qinbo,  
ZHANG Yongsheng

(State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering,  
Hohai University, Nanjing 210098, China)

**Abstract:** The soil effective depths are different due to regional features of various types of soils and vegetation, which impacts spatial and temporal distribution of soil moisture storage capacity and land surface water-carbon flux. In this study, the soil effective depth was calibrated using LPJ dynamic vegetation model on the target of remaining watershed water balance in three climate regions (Dongjiang River watershed in humid areas, Huaihe River watershed in humid, semi-humid areas and Jinghe River watershed in semi-humid and semi-arid areas). On this basis, we examined soil moisture storage capacity and land surface water-carbon flux (runoff  $R$ , actual evapotranspiration  $ET$  and net primary productivity  $NPP$ ) resulting from variation of the soil effective depth. The results indicated that the estimated soil effective depth is 70 cm in the Dongjiang watershed, 90 cm in the Huaihe watershed and 140 cm in the Jinghe watershed. The soil effective depth and soil moisture storage capacity increase with the increase of drought degree. The correction of the soil effective depth in terms of water balance effectively reduces the simulation error, and affects the simulated results of the land surface water-carbon flux. However, the large or small effect is related to climatic conditions. The annual mean runoff and actual evapotranspiration change significantly in the humid areas, while the  $NPP$  changes significantly in the humid and semi-humid areas. The results provide a reference for improving the reliability of application of the LPJ model in different climate regions.

**Keywords:** soil effective depth; soil moisture storage capacity; actual evapotranspiration; net primary productivity; dynamic vegetation model