

气候变化对西南亚高山区流域碳水平衡的影响模拟

邓慧平¹, 丹利^{2*}, 王倩¹, 杨秀静², 杨富强²

1. 聊城大学环境与规划学院, 山东 聊城 252059; 2. 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘要: 为了揭示气候变化对西南亚高山区流域碳水平衡的影响, 应用生物物理/动态植被模式 SSiB4/TRIFFID 与流域水文模型 TOPMODEL 的耦合模式 SSiB4T/TRIFFID 进行西南亚高山区的梭磨河流域不同气候情景下[背景条件(控制试验)、增温 2 °C (T+2)、增温 5 °C+增雨 40% (T+5, (1+40%) P)] 植被与碳水平衡的动态模拟。控制试验结果显示, 流域蒸散在流域为苔原灌木覆盖时达到最大而径流深最小; T+5, (1+40%) P 试验流域蒸散在流域为森林覆盖时达到最大而径流深最小。随着温度增加, 由于森林、苔原灌木和 C3 草地 3 种植被类型中森林蒸散增加幅度最大, 导致森林从控制试验的增加径流量变为减小径流量。从控制试验到 T+5, (1+40%) P 试验, 森林蒸散从 388.1 mm·a⁻¹ 增加到 802.9 mm·a⁻¹, 径流深从 298.0 mm·a⁻¹ 减小到 157.9 mm·a⁻¹, 径流系数从 0.43 减小到 0.16; 森林净初级生产力 NPP 从 1 025.5 g·m⁻²·a⁻¹ 增加到 1 199.5 g·m⁻²·a⁻¹, 净生态系统生产力 NEP 从 476.8 g·m⁻²·a⁻¹ 增加到 650.8 g·m⁻²·a⁻¹。NPP 和 NEP 增加幅度低于蒸散增加的幅度, 表征碳水耦合关系的水分利用效率 WUE 随温度增加而明显减小。WUE 和森林-径流关系随海拔高度变化, 西南山区气候的垂直地带性分布控制了水分利用效率和森林-径流关系的空间变化。

关键词: 耦合模式; 碳水平衡模拟; 森林-径流关系; 水分利用效率; 气候变化影响

DOI: 10.16258/j.cnki.1674-5906.2018.11.011

中图分类号: X16; Q948

文献标志码: A

文章编号: 1674-5906 (2018) 11-2057-08

引用格式: 邓慧平, 丹利, 王倩, 杨秀静, 杨富强, 2018. 气候变化对西南亚高山区流域碳水平衡的影响模拟[J]. 生态环境学报, 27(11): 2057-2064.

DENG Huiping, DAN Li, WANG Qian, YANG Xiujing, YANG Fuqiang, 2018. Simulations of the impacts of climate changes on carbon and water balances for a sub-alpine basin in the mountain region of Southwestern China [J]. Ecology and Environmental Sciences, 27(11): 2057-2064.

陆地生态系统碳循环和水循环是陆地生态系统两个重要的基本过程, 随着对碳水耦合机理认识的深化, 国内外已开展了大量应用碳水耦合机理的模式进行的碳水循环模拟研究 (Cox et al., 2000; Dan et al., 2007; Peng et al., 2015; Zeng et al., 2018)。陆面过程物理模式定量描述对气候系统有重要影响的陆气间辐射、热量、动量以及水分和 CO₂ 等交换过程 (Sellers et al., 1986; Xue et al., 1991; Sellers et al., 1996; Zhan et al., 2003)。第三代陆面模式与动态植被模型和全球气候模式 (或区域气候模式) 相耦合, 模拟生物圈与大气圈相互作用与反馈 (Cox et al., 2000; Bonan et al., 2003; Betts, 2004; Cowling et al., 2009; Zeng et al., 2018)。以往的模拟研究主要采用垂直一维的陆面模式对土壤-植被-大气连续体中垂直方向的碳水循环过程进行模拟, 而忽略了流域尺度碳水循环过程的二维特性。因此, 在新一代陆面模式中耦合一个具有较好的物

理基础和外延能力的考虑土壤水分非均匀分布的水文模型显得至关重要 (Stieglitz et al., 1996; Gedney et al., 2003; Niu et al., 2005)。流域地形指数水文模型 TOPMODEL 反映了重力作用下地形对土壤湿度非均匀分布的影响 (Beven, 2000), 对于研究地形对水文过程二维特性的影响, TOPMODEL 具有明显的优越性, 受到研究者的关注并提出一些简化有效的耦合方案将 TOPMODEL 与当前流行的陆面模式进行耦合, 用于陆-气耦合相互作用研究 (Stieglitz et al., 1996; Warrach et al., 2002; Gedney et al., 2003; Niu et al., 2005; Deng et al., 2012)。

简化的简单生物圈模式 (Simplified Simple Biosphere Model, SSiB) 是当前较流行的用于区域和全球陆面与大气相互作用的陆面过程模式, 其第 4 版本 SSiB4 包括了 Collatz 等发展的植被光合与气孔导度模型 (Xue et al., 1991; Zhan et al., 2003)。为探讨植被与陆面水、能量和 CO₂ 交换的相互作用,

基金项目: 国家重点研究与发展项目 (2016YFA0602501); 国家自然科学基金重点项目 (41630532)

作者简介: 邓慧平 (1962 年生), 男, 教授, 主要从事陆面模式和气候变化影响研究。E-mail: denghp62@sina.com

*通信作者: 丹利, 研究员, 主要从事陆气相互作用与气候模拟研究。E-mail: danli@tea.ac.cn

收稿日期: 2018-05-27

SSiB4 耦合了动态植被模型 (Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics, TRIFFID) (Cox, 2001), 发展成生物物理/动态植被耦合模式 SSiB4/TRIFFID, 并在全球不同气候地区用实测潜热、感热、CO₂ 通量和卫星遥感反演的叶面积指数对 SSiB4/TRIFFID 进行单点模拟检验 (Xue et al., 2006)。为了更好地开展流域尺度的碳水循环模拟, 将生物物理/动态植被模式 SSiB4/TRIFFID 与 TOPMODEL 进行耦合 (邓慧平, 2010)。应用耦合模式 SSiB4T/TRIFFID 进行了西南山区的梭磨河流域植被及其水文效应的动态模拟, 得到植被演替初期流域主要由灌木覆盖时蒸散达到最大, 后随着森林覆盖率增加流域蒸散减小而径流增加的模拟结果 (邓慧平, 2010)。西南亚高山森林植被变化对流域产水量的影响研究给出了以下的结论: 采伐后植被从草本阶段很快进入次生灌丛阶段, 繁茂的次生灌丛植被的耗水高于老龄暗针叶林 (张远东等, 2011)。这一结论与 SSiB4T/TRIFFID 在该地区的模拟结果一致, 为 SSiB4T/TRIFFID 的模拟结果提供了一次检验。此外, 应用 SSiB4T/TRIFFID 对长江上游的梭磨河流域和长江下游的青弋江流域水文进行了模拟, 并用实测水文资料对模拟的月径流量和日流量进行了检验, 结果表明 SSiB4/TRIFFID 耦合 TOPMODEL 使土壤水分模拟结果更加合理, 并改进了径流在地表径流与基流之间的分配, 使模拟的逐日流量和月流量更符合实测流量 (邓慧平, 2012; 邓慧平等, 2012)。

中国西南林区是中国第二大天然林区, 位于青藏高原东南部, 主要包括四川、云南和西藏 3 省区交界处的横断山区。该区海拔高差悬殊, 形成明显的垂直气候带, 海拔 1400~3000 m 是亚热带及温带气候, 3000 m 以上属寒温带及寒带气候。森林多分布在海拔 4000 m 以下的山坡中下部, 海拔 2600~3000 m 为中山针阔混交林带, 3000~3800 m 为亚高山针叶林带, 3000~4100 m 为高山疏林灌丛带 (马雪华, 1987)。自上世纪 60 年代初开始, 该地区开展了研究森林砍伐 (或造林) 与河川径流变化的集水区比较试验研究, 有森林增加径流 (马雪华, 1987)、森林覆盖率变化对径流影响不大 (马雪华, 1980) 和森林恢复减小径流 (张发会等, 2007) 的不同结论。因此, 需要将不同地区森林集水区试验结果有机联系起来, 以形成对森林植被径流影响问题的规律性认识。此外, 该地区也是气候变化的敏感区, 在全球变暖背景下, 研究森林植被和碳水循环对温度增加的响应, 对应对全球变暖森林和水资源影响也具有重要意义。为了深入探讨森林植被水文影响机理, 揭示森林-径流关系

的空间变化规律和碳水平衡对气候变化的敏感性, 有必要在同一个动力框架下研究碳-水循环过程的相互反馈机制及其对气候的响应。本研究选择西南亚高山区的梭磨河流域为研究对象, 应用 SSiB4T/TRIFFID 模式在各种假定的气候情景下进行梭磨河流域植被与碳水平衡模拟, 并根据模拟结果分析气候对流域碳水平衡的影响, 揭示森林-径流关系空间变化机理, 为西南林区在全球变暖背景下合理配置碳水资源提供科学依据。

1 耦合模式 SSiB4T/TRIFFID 简介

1.1 SSiB4/TRIFFID 简介

原始的 SSiB 有 8 个预报量: 冠层温度 T_c , 表层土壤温度 T_{gs} , 深层土壤温度 T_d , 冠层截留水分储量 M_c , 地面截留固态 (雪和冰) 水分储量 M_g , 3 层土壤湿度 w_1 、 w_2 和 w_3 (Xue et al., 1991)。地面和冠层感热通量和潜热通量在模型中作为诊断变量由预报量计算 (Sellers et al., 1986; Xue et al., 1991)。

$$LE_c = [e_*(T_c) - e_a] \frac{\rho c_p}{\gamma} \left[\frac{W_c}{r_b} + \frac{1 - W_c}{r_b + r_c} \right] \quad (1)$$

$$LE_{wc} = \frac{[e(T_c) - e_a]}{r_b} \frac{\rho c_p}{\gamma} W_c \quad (2)$$

$$LE_{dc} = \frac{[e(T_c) - e_a]}{r_c + r_b} \frac{\rho c_p}{\gamma} (1 - w_c) \quad (3)$$

$$LE_{gs} = [f_h e_*(T_{gs}) - e_a] \frac{\rho c_p}{L} \frac{1}{r_{surf} + r_d} \quad (4)$$

式中, L 为汽化潜热; E_c 为冠层蒸散; E_{wc} 为冠层湿润部分的蒸发 (冠层截留蒸发); E_{dc} 为蒸腾; E_{gs} 为土壤表面蒸发。 γ 为干湿表常数; ρ 为空气密度; c_p 为空气定压比热。 e_a 为冠层空间高度处 (canopy air space) 的水汽压; $e_*(T_c)$ 为 T_c 时的饱和水汽压; $e_*(T_{gs})$ 为土壤表面温度下的饱和水汽压。 f_h 为土壤表面空气相对湿度; W_c 为冠层湿润分数 (wetness fraction)。 r_b 为叶片边界层阻力; r_{surf} 为土壤表面阻抗; r_d 为地表至冠层空间高度的空气动力学阻力; r_c 为冠层阻力。

SSiB 引入 Collatz 植被光合-气孔导度模型发展成 SSiB4 后, 模型中又增加了与光合作用有关的 5 个方程 (Zhan et al., 2003)。

TRIFFID 模型核心是 2 个描述植被碳密度 C_v (C_v 分解为叶片碳、根部和茎部碳) 和植被覆盖率 v

的微分方程，对于一种给定的植被类型， C_v 和 v 的更新取决于该植被类型的碳平衡及其与其他植被类型之间的竞争。

$$\frac{dC_v}{dt} = (1-\lambda_1)\Pi - A_1 \quad (5)$$

$$C_v \frac{dv}{dt} = \lambda_1 \Pi v_* \left\{ 1 - \sum_j c_{ij} v_j \right\} - \gamma_v v_* C_v \quad (6)$$

式中， $v_* = \text{MAX}\{v, 0.01\}$ ； Π 为该植被类型每单位植被覆盖面积净初级生产率（net primary productivity, NPP），对于所有植被类型， v_* 最小值不小于 0.01； λ_1 是 NPP 用于增加该植被类型覆盖度的比例系数（假定其是叶面积指数 LAI 的线形函数）； c_{ij} 是竞争系数，代表第 j 种植被类型对第 i 种植被类型的影响； A_1 为凋落物率； γ_v 是大尺度扰动参数。

式（6）是基于 Lotka-Volterra 方程以处理不同植被类型和同一植被类型之间的竞争。 c_{ij} 的值在 0~1 之间，对于同一植被类型竞争， $c_{ij}=1$ 。对于不同植被类型之间的竞争，支配顺序为乔木-灌木-草。居支配地位的植被类型 i 限制居受支配地位的植被类型 j 的扩张（ $c_{ij}=1$ ，而 $c_{ji}=0$ ）。但在乔木与乔木、草本与草本和灌木与灌木之间， c_{ij} 由他们的高度 h_i 和 h_j 决定。

$$c_{ij} = \frac{1}{1 + \exp\{20(h_i - h_j)/(h_i + h_j)\}} \quad (7)$$

凋落物率 A_1 为：

$$A_1 = \gamma_l L_f + \gamma_r R + \gamma_w W \quad (8)$$

式中， γ_l 、 γ_r 和 γ_w 分别为叶片、根部和茎的碳转化为凋落物的速率； L_f 、 R 、 W 分别为叶片、根部和茎的碳含量。

叶片死亡率 γ_{lm} 除自然死亡影响外还受温度和水分的控制，不同的植被类型具有不同的影响植被落叶的临界温度和临界水分条件。

$$\gamma_{lm} = \gamma_0 \cdot FT \cdot FM \quad (9)$$

式中， γ_0 为叶片最小死亡率；FM 和 FT 分别为水分影响函数和温度影响函数。

土壤中的碳储量 C_s 的变化：

$$\frac{dC_s}{dt} = A_c - R_s \quad (10)$$

式中， A_c 为总的凋落物速率； R_s 为土壤呼吸速率。

在原始的 TRIFFID 中，植被类型共有 5 种：阔

叶林、针叶林、C3 草地、C4 草地和灌木。在与 SSiB4 耦合时又增加了一种苔原（Tundra）灌木，此外增加了裸土这一下垫面类型。每一个时间步长，对每个 TRIFFID 中的植被类型（包括裸土）运行 SSiB4，然后将 SSiB4 输出的每个植被类型的冠层温度 T_c ，土壤水分亏缺对光合作用的影响函数 RSTFAC2，植被冠层 CO_2 净同化速率 A_n ，冠层暗呼吸速率 R_d 及对每个类型加权平均的土壤深层温度 T_d 和根系层土壤湿度 w_2 输送给 TRIFFID。 T_c 、RSTFAC2 作为温度和水分控制因子在 TRIFFID 中控制植被落叶率。 T_d 和 w_2 为计算土壤呼吸 R_s 所需。根据每个步长的 A_n 和 R_d 获得 10 d 平均的净初级生产量以及由每个步长计算的 R_s 获得 10 d 平均的土壤呼吸速率并输入到 TRIFFID，由 TRIFFID 计算每个植被类型的生长及植被类型间的竞争，每 10 天对植被和土壤的碳进行更新。然后将更新的每个类型的植被叶面积指数、植被覆盖率和植被高度等 SSiB4 所需的植被要素传给 SSiB4。对于每个步长，当完成所有类型的计算后，潜热、感热、光合速率、土壤水分和冠层温度等物理量按每个类型的覆盖率（包括裸地）求出这些物理量该时间步长的加权平均值。

1.2 TOPMODEL 的基本方程及与 SSiB4/TRIFFID 的耦合

根据 3 个基本假设，TOPMODEL 建立了流域各处地下水埋深 z_i 的二维分布与流域地形指数分布和平均地下水埋深 \bar{z} 之间以及地表以下径流 Q_b 与 \bar{z} 之间的解析解（Sivapalan et al., 1987）：

$$z_i = \bar{z} + \frac{1}{f} (\bar{\lambda} - \ln \frac{a_i}{\tan \beta_i}) \quad (11)$$

$$Q_b = \frac{K_{sx}(z=0)}{f} e^{-\bar{\lambda}} e^{-f\bar{z}} \quad (12)$$

式中， a_i 为流经坡面任一点 i 处的单位等高线长度的上坡汇流面积； β_i 为该点处地面的坡降梯度；

$\lambda = \ln \frac{a_i}{\tan \beta_i}$ 为该点处的地形指数； $\bar{\lambda}$ 为流域平均

地形指数。 Q_b 为单位面积地表以下径流（基流）； $K_{sx}(z=0)$ 意义同前。

考虑到土壤垂向饱和导水率与侧向饱和导水率较大的差异，引入饱和导水率非各向同性因子 α ， $K_{sx}(z=0) = \alpha K_s(z=0)$ ，单位面积地表以下径流深 Q_b 为（Chen et al., 2001；Niu et al., 2005）：

$$Q_b = \frac{\alpha K_s(z=0)}{f} e^{-\bar{\lambda}} e^{-f\bar{z}} \quad (13)$$

采用将研究区域划分为饱和区和非饱和区的简便耦合方案 (Gedney et al., 2003; Stieglitz et al., 1996; Niu et al., 2005; Deng et al., 2012), 将 SSiB4/TRIFFID 与 TOPMODEL 实行耦合。根据式 (11),

在流域平均地下水埋深为 \bar{z} 时, $\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} \geq f\bar{z} + \bar{\lambda}$

的区域都为饱和区, 全部饱和区占流域的总分数

F_{sat} 可按地形指数分布函数对 $\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} \geq f\bar{z} + \bar{\lambda}$ 的

范围进行积分求得 (Niu et al., 2005), 所以, 饱和区占流域的分数 F_{sat} 为:

$$F_{\text{sat}} = \int_{\lambda \geq (\bar{\lambda} + f\bar{z})} p[\text{df}(\lambda)] d\lambda \quad (14)$$

式中, $p[\text{df}(\lambda)]$ 是地形指数的概率密度函数。为了简化 F_{sat} 的求解, 用 e 指数函数拟合地形指数分布函数 (Niu et al., 2005), 则由式 (14) 很容易积分求出 F_{sat} 。

$$F_{\text{sat}} = F_{\text{max}} e^{-C_s(\lambda - \bar{\lambda})} = F_{\text{max}} e^{-C_s f \bar{z}} \quad (15)$$

式中, F_{max} 为流域最大饱和区面积分数; C_s 为系数, 可以通过地形指数值统计得到的累积分布函数经 e 指数函数拟合求得。

式 (13) 被用来计算地表以下径流 Q_b , 去掉 SSiB4/TRIFFID 中的深层渗漏项, 最后将 Q_b 从包含地下水位的土壤层及其以下的土壤层的土壤水中按一定的比例系数扣除 (Niu et al., 2005; Deng et al., 2012), 当流域平均地下水埋深 \bar{z} 位于第 3 层土壤之下时, 按 Stieglitz et al. (1996) 的建议 Q_b 取值零。对于饱和区, 没有入渗; 对于非饱和区, 入渗速率取有效降水速率和表层土壤饱和导水率中的较小值。当区分了饱和区和非饱和区后, 区域总的地表径流则为非饱和区的超渗产流加上饱和区产流, 总径流来源为地表径流以及基流 Q_b , 由于饱和区的降水直接形成地表径流而没有入渗, 原先 SSiB4/TRIFFID 中流域表层土壤平均入渗速率 P_1 变为 $(1 - F_{\text{sat}})P_1$ (Deng et al., 2012)。每一个时间步长, 对每个 TRIFFID 中的植被类型 (包括裸土) 运行耦合 TOPMODEL 的 SSiB4/TRIFFID (每个植被类型覆盖率取值 1), 然后将各下垫面类型下计算的各项物理量根据各植被类型的覆盖率 (包括裸土) 按面积加权平均求出流域的平均值。

2 流域概况和试验设计

2.1 流域概况与所用资料

西南亚高山区梭磨河流域位于 $31^\circ \sim 33^\circ \text{N}$,

$102^\circ \sim 103^\circ \text{E}$, 流域面积 $3\,015.6 \text{ km}^2$, 海拔在 $2\,180 \sim 5\,301 \text{ m}$ 之间, 平均海拔高度 $4\,000 \text{ m}$ (陈军锋等, 2004)。由于海拔高差悬殊, 形成明显的垂直气候带, 植被自河谷至高山顶部依次分布有暖温带河谷半干旱灌丛及夏绿阔叶林、温带针阔叶混交林、寒温带纯针叶林、亚寒带灌丛草甸、寒带寒漠及流石滩植被。模式驱动因子采用美国国家大气研究中心空间分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$ 、时间步长为 3 h 的 1983—1987 年再分析资料。根据气候变化水文影响研究 (Dan et al., 2012), 1983—1987 年时段能代表气候背景值。驱动因子包括: 向下的短波辐射、向下的长波辐射、气温、降水、水汽压、风速和大气压, 用流域内 2 个网格点 (31.5°N , 102.5°E 和 32.5°N , 102.5°E) 上的近地面各驱动因子分别进行求平均值。流域内马尔康和流域周边红原两个气象站多年平均年降水量为 777.6 mm , 两个台站平均气温为 $4.6 \text{ }^\circ \text{C}$ 。再分析资料近地面气温 5 年平均值为 $5.0 \text{ }^\circ \text{C}$, 7 月和 9 月降水小于马尔康站实测降水, 其他月份差异很小。再分析资料虽与实际情况存在差异, 但还是能够反映梭磨河流域高原寒温带季风气候特征, 降水和气温与实测降水和气温季节变化也是一致的 (邓慧平, 2012)。

2.2 试验设计

为揭示西南亚高山区梭磨河流域碳水平衡对气候变化的响应, 应用耦合模型 SSiB4T/TRIFFID 进行一系列植被演替和碳水循环的数值试验。气候情景设置是基于变化因子法 (Arnell, 2003), 这种方法在敏感脆弱地区能有效地用于气候变化影响评估 (Minville et al., 2008), 其缺点是不能改变空间的变率 (Minville et al., 2008)。第 1 组试验将梭磨河流域 5 年驱动资料重复运行 120 次, 连续模拟 600 年, 作为控制试验, 记为 T。为了进行植被与碳水平衡对气候变化的敏感性模拟, 在 1983—1987 年驱动资料基础上对每个计算步长的气温和降水资料进行外延。考虑到垂直气候带最显著特征是温度随海拔高度降低而增加, 第 2 组试验是将每个计算步长输入的气温均增加 $2 \text{ }^\circ \text{C}$, 连续模拟 600 年, 作为气温上升 $2 \text{ }^\circ \text{C}$ 的敏感性试验, 记为 T+2。此外, 随着海拔高度进一步降低, 降水一般会增加, 第 3 组试验是将每个计算步长输入的气温升高 $5 \text{ }^\circ \text{C}$ 、降水增加 40%, 连续模拟 600 年, 作为气温上升 $5 \text{ }^\circ \text{C}$ 同时降水增加 40% 的敏感性试验, 记为 T+5, $(1+40\%) P$ 。模型中 6 种植被类型分别为落叶阔叶林、常绿针叶林、C3 草地、C4 草地、灌木和苔原灌木。控制植被落叶的临界温度除落叶阔叶林取值 275 K 外, 其余均采用 TRIFFID 的值: 常绿针叶林取值 243 K , C3 和 C4 草地取值 253 K , 灌木取值

243 K, 各植被类型落叶的临界水分影响因子均取值 0.2, 各植被类型初始叶面积指数取 TRIFFID 设置的最小值 (乔木为 4.0, 草本和灌木为 1.0), 初始覆盖率均取值为 0.01。3 层土壤厚度分别取值 0.02 m (表层)、1.00 m (根系层) 和 2.00 m (深层)。根据梭磨河流域累积地形指数分布函数, 采用 e 指数函数进行拟合, F_{max} 和 C_s 分别为 0.4 和 0.45 (Deng et al., 2012)。衰减系数 f 取值为 2.0 (Niu et al., 2005), $K_s(z=0)$ 和饱和导水率非各向同性因子 α 分别取值为 $2.2 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 75 (Deng et al., 2012)。

3 梭磨河流域碳水模拟结果与分析

3.1 叶面积指数模拟结果

控制试验初, C3 草地植被覆盖率迅速增加, 在第 6 个模拟年达到峰值后随灌木的增加而迅速减小, 苔原灌木覆盖率在第 25 个模拟年达到峰值后随乔木的增加而减小, 最后流域基本为森林所覆盖, 其中, 针叶林覆盖率为 0.806, 阔叶林覆盖率为 0.073 (邓慧平, 2012)。温度增加更有利于落叶阔叶林的光合作用, 使其固定更多的碳而使覆盖范围进一步扩张。因此, 随着温度增加, 常绿针叶林覆盖率下降而落叶阔叶林覆盖率上升, 气温增加 5°C , 常绿针叶林覆盖率从控制试验的 0.806 下降到 0.699, 而落叶阔叶林覆盖率从 0.073 上升到 0.301 (邓慧平, 2012)。图 1(a) 所示为 600 个模拟年流域逐年叶面积指数的变化, 随着植被覆盖率的增加, 流域叶面积指数增加, 第 450 个模拟年以后基本稳定在 8.0 左右。图 1(b) 所示为最后 5 个模拟年平均各月叶面积指数。控制试验年平均叶面积指数为 8.0, 随着温度增加 2°C 和 5°C , 年平均叶面积指数分别为 8.1 和 8.3。夏半年随着温度升高, 森林叶面积指数增加, 冬季 T+2 和 T+5, (1+40%) P 试验叶面积指数低于控制试验, 这是由于随着温度升高, 落叶阔叶林覆盖率增加, 当冠层温度低于控制落叶阔叶林落叶的临界温度 275 K 时, 落叶阔叶林落叶增加, 使流域叶面积指数减小。下文取流域植被主要为 C3 草地的第 6~10 模拟年, 流域植被主要为苔原灌木的

第 21~25 和流域植被主要为森林的最后 5 个模拟年的碳水平衡模拟结果分析气候因子对碳水平衡的影响。

3.2 流域水量平衡的模拟结果

本研究 3 组试验均不存在水分胁迫, 如表 1 所示, 对于控制试验, 流域植被主要为苔原灌木时蒸散最大, 径流深最小, 流域植被主要为 C3 草地和森林时蒸散基本相等。对于 T+2 试验, 森林蒸散已大于 C3 草地但仍低于苔原灌木, 但与苔原灌木蒸散差异减小。对于 T+5, (1+40%) P 试验, 森林蒸散已大于苔原灌木, 流域植被主要为森林时蒸散最大而径流深最小。随着温度增加, 各植被类型蒸散增加, 但森林蒸散增加幅度大于 C3 草地和苔原灌木, 使流域蒸散从苔原灌木覆盖时最大而径流深最小变为森林覆盖时最大而径流深最小, 与苔原灌木覆盖相比, 森林从增加径流变为减小径流。从控制试验到 T+5, (1+40%) P 试验, 森林覆盖流域径流系数依次为 0.43、0.21 和 0.16, 随温度增加而减小。温度增加使流域蒸散增加, 流域蒸散增加使流域土壤湿度、地下水位和饱和区减小, 进而使地表径流和基流减小 (邓慧平等, 2012), 故温度增加使流域径流量减小。温度变化对流域蒸散和径流的影响与流域植被类型有关, 流域植被为森林时, 流域蒸散和径流对温度变化最敏感。

表 1 梭磨河流域 3 个时段的水量平衡

Table 1 Water balance of the Suomo Basin for the three periods

| Treatments | Simulation year | The 6~10th year | The 21~25th year | The 596~600th year |
|----------------|--|-----------------|------------------|--------------------|
| T | Precipitation/(mm·a ⁻¹) | 686.3 | 686.3 | 686.3 |
| | Evapotranspiration/(mm·a ⁻¹) | 388.5 | 445.3 | 388.1 |
| | Runoff depth/(mm·a ⁻¹) | 297.8 | 241.0 | 298.0 |
| | Runoff coefficient | 0.43 | 0.35 | 0.43 |
| T+2 | Precipitation/(mm·a ⁻¹) | 686.3 | 686.3 | 686.3 |
| | Evapotranspiration/(mm·a ⁻¹) | 507.2 | 574.1 | 539.6 |
| | Runoff depth/(mm·a ⁻¹) | 179.0 | 112.1 | 146.6 |
| | Runoff coefficient | 0.26 | 0.16 | 0.21 |
| T+5, (1+40%) P | Precipitation/(mm·a ⁻¹) | 960.8 | 960.8 | 960.8 |
| | Evapotranspiration/(mm·a ⁻¹) | 665.9 | 753.2 | 802.9 |
| | Runoff depth/(mm·a ⁻¹) | 294.5 | 207.7 | 157.9 |
| | Runoff coefficient | 0.31 | 0.22 | 0.16 |

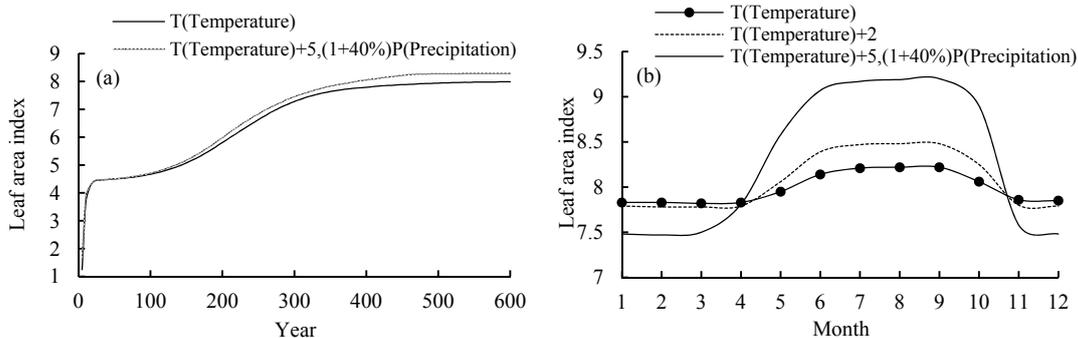


图 1 年叶面积指数的变化 (a) 和第 596~600 模拟年平均各月叶面积指数 (b)

Fig. 1 Changes of simulated annual leaf area index (a) and averaged monthly leaf area index for the 596th~600th simulation years (b)

3.3 流域蒸散的3个主要分量的模拟结果

表2所示为3组试验第6~10模拟年、第21~25和最后5个模拟年流域蒸散的3个主要分量: 植被蒸腾、冠层截留蒸发和土壤蒸发。随着温度增加, 3种植被类型中森林蒸腾和冠层截留蒸发增加幅度最大, 苔原灌木次之, C3草地最小, 而C3草地和苔原灌木土壤蒸发增加幅度大于森林。对于森林, 控制试验森林冠层截留蒸发最大, 在蒸散中所占比例也最大, 但随着温度增加, 由于蒸腾增幅最大, T+2 试验蒸腾已与冠层截留蒸发基本相等, T+5, (1+40%) P 试验蒸腾已明显大于冠层截留蒸发, 在蒸散中所占比例最大。而对于C3草地和苔原灌木, 土壤蒸发在蒸散中所占比例最大, 蒸腾次之, 冠层截留蒸发在蒸散中所占比例最小。图2(a)和图2(b)所示分别为最后5个模拟年平均各月蒸腾和冠层截

表2 3个时段平均年蒸腾, 冠层截留蒸发和土壤蒸发
Table 2 Mean annual transpiration, canopy interception and soil evaporation for the three periods

| Treatments | Smulation year | The 6~10th year | The 21~25th year | The 596~600th year |
|----------------|---|-----------------|------------------|--------------------|
| T | Transpiration/(mm·a ⁻¹) | 96.6 | 149.2 | 129.2 |
| | Canopy interception evaporation/(mm·a ⁻¹) | 99.4 | 119.3 | 170.6 |
| | Soil evaporation/(mm·a ⁻¹) | 194.3 | 178.9 | 90.4 |
| T+2 | Transpiration/(mm·a ⁻¹) | 136.3 | 198.2 | 208.0 |
| | Canopy interception evaporation/(mm·a ⁻¹) | 123.2 | 143.4 | 211.3 |
| | Soil evaporation/(mm·a ⁻¹) | 248.9 | 234.3 | 122.1 |
| T+5, (1+40%) P | Transpiration/(mm·a ⁻¹) | 185.3 | 258.7 | 353.1 |
| | Canopy interception evaporation/(mm·a ⁻¹) | 146.7 | 168.1 | 293.0 |
| | Soil evaporation/(mm·a ⁻¹) | 334.7 | 327.4 | 157.8 |

留蒸发。森林蒸腾和冠层截留蒸发随温度增加而增加, 降水在7月和9月有两个峰值, 7月和9月蒸腾随冠层湿润分数增加而减小, 冠层截留蒸发随冠层湿润分数增加而增加, 旱季森林蒸腾大于冠层截留蒸发。虽然随着温度增加, 森林土壤蒸发的增加幅度小于苔原灌木和C3草地, 但森林蒸腾和冠层截留蒸发的增加幅度明显大于苔原灌木和C3草地, 导致森林蒸散随温度增加的增幅最大。

3.4 流域森林净初级生产力、净生态系统生产力和水分利用效率

第596~600个模拟年平均净光合速率从试验T到试验T+5, (1+40%) P依次为2.78、2.89和3.17 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 随温度增加而增加; 5年平均土壤呼吸速率分别为1.47、1.47、1.45 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 3组试验差异不大; 5年平均森林生态系统净固碳速率分别为1.31、1.42和1.72 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 随温度增加而增加。表3所示为最后5个模拟年5年平均流域净初级生产力(Net primary productivity, NPP)和净生态系统生产力(Net ecosystem productivity, NEP), 有关衡量碳水耦合关系的水分利用效率(Water use efficiency, WUE)有多种计算方式, 目前多采用净初级生产力NPP和净生态系统生产力NEP与蒸散或蒸腾的比值, 本文同时计算了NPP和NEP与蒸散的比值以及NPP与蒸腾的比值这3种水分利用效率, 分别记为WUE1、WUE2和WUE3, 列于表3。从试验T到T+5, (1+40%)P, NPP从1052.0 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 增加到1199.5 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; 生态系统净固定的碳NEP从495.7 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 增加到650.8 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。由于NPP和NEP随温度增加的幅

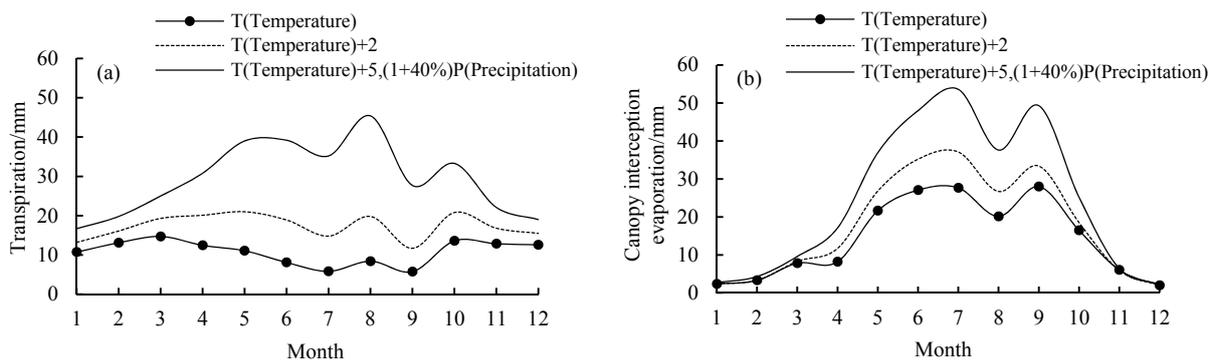


图2 第596~600个模拟年平均各月蒸腾(a)和平均各月冠层截留蒸发(b)

Fig. 2 Averaged monthly transpiration for the 596th~600th simulation years (a) and averaged monthly canopy interception evaporation for the 596th~600th simulation years (b)

表3 第596~600模拟年平均NPP, NEP和WUE

Table 3 Mean annual NPP, NEP and WUE averaged for the 596th~600th simulation years

| Treatments | NPP/($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) | NEP/($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) | WUE1/[$\text{g}\cdot(\text{kg H}_2\text{O})^{-1}$] | WUE2/[$\text{g}\cdot(\text{kg H}_2\text{O})^{-1}$] | WUE3/[$\text{g}\cdot(\text{kg H}_2\text{O})^{-1}$] |
|----------------|--|--|--|--|--|
| T | 1052.0 | 495.7 | 2.70 | 1.27 | 8.14 |
| T+2 | 1093.6 | 537.3 | 2.02 | 0.99 | 5.26 |
| T+5, (1+40%) P | 1199.5 | 650.8 | 1.49 | 0.81 | 3.39 |

度小于蒸散和蒸腾随温度增加的幅度, 水分利用效率 WUE1、WUE2 和 WUE3 均随温度增加而减小。

4 讨论

西南山区岷江上游米亚罗森林与采伐迹地两个小集水区(分别为 3.31 km² 和 2.91 km²) 径流的对比观测结果是高山森林增加了年径流量(马雪华, 1987), 整个岷江上游流域(紫坪铺站以上)森林覆盖率变化对径流量影响已不明显(马雪华, 1980), 嘉陵江上游广元碗厂沟 5 个小流域地处四川盆地北缘, 海拔 515~835 m, 属于亚热带湿润季风气候, 多年平均气温 16.1 °C, 平均年降雨量 937.3 mm, 森林的恢复减小了径流量(张发会等, 2007)。垂直气候带对森林-径流关系能产生什么作用? 根据控制试验 T 的模拟结果, 在西南山区的梭磨河流域本底气候条件下, 流域植被从 C3 草地到苔原灌木最后到森林的演替过程中, 在流域主要为苔原灌木覆盖时期流域蒸散达到最大而径流深达到最小, 随着流域森林覆盖率的增加流域径流深增加, 与苔原灌木相比, 森林增加了流域径流量; 其他条件保持不变温度增加 2 °C, 各植被类型蒸散增加, 但森林蒸散增加幅度最大, 使森林蒸散与苔原灌木蒸散的差异较控制试验减小, 森林增加径流的作用减小; 温度增加 5 °C, 森林蒸散已大于苔原灌木, 随着流域森林覆盖率的增加, 流域径流深减小, 森林减小了径流量。模拟结果表明, 温度变化能导致森林-径流关系发生变化。随着温度增加, 3 种植被类型中森林蒸散增加幅度最大, 灌木次之, C3 草地最小。当温度增加到使森林蒸散等于苔原灌木蒸散时, 森林从原先增加径流量转变为对径流量没有影响, 当温度进一步增加到使森林蒸散大于苔原灌木蒸散时, 森林减小了径流量。由于森林蒸散对温度增加最敏感, 使森林-径流关系随着温度增加从增加径流量转变为减小径流量。森林生态系统水分利用效率随着温度增加而明显减小, 西南山区气候的垂直地带性分布对森林-径流关系和水分利用效率的空间变化有着重要的作用。

以往大量气候变化水文影响评估工作采用的各类流域水文模型主要侧重河川径流的模拟, 对植被光合作用、地表与大气能量交换和植被动态变化等过程缺乏详细的刻画; 垂向一维的陆面物理过程模式虽在一维垂直方向上较详细刻画了冠层截留、植被蒸腾、土壤蒸发、入渗和土壤水分运动, 但忽略了流域碳水循环过程的二维特性, 主要模拟垂直一维方向的碳水循环及其对气候变化的响应。通过 SSiB4 与动态植被模型 TRIFFID 和流域水文模型 TOPMODEL 的耦合, 使耦合系统 SSiB4T/TRIFFID 能够模拟流域尺度的植被和碳水平衡对变化的气候

条件的响应, 揭示气候对流域碳水平衡和森林-径流关系的影响及影响机制, 对科学认识气候垂直地带性和未来全球变暖对西南山区流域碳水平衡和森林-径流关系的影响具有一定的意义。

5 结论

本研究应用耦合模式 SSiB4T/TRIFFID 模拟了西南山区的梭磨河流域不同气候情景下的碳水平衡, 通过对模拟结果进行分析, 得出以下主要结论:

- (1) 随着温度增加, 森林阔叶林比例增加而针叶林比例减小, 森林年平均和夏半年叶面积指数增加。
- (2) 植被增加蒸散和减小径流的作用随着温度增加而增强, 流域径流量和径流系数随温度增加而减小, 流域蒸散对温度变化的敏感性与流域植被类型有关, 森林覆盖的流域蒸散对温度变化最敏感。
- (3) 流域森林净初级生产力和净生态系统生产力随温度增加而增加, 但增加幅度低于蒸散增加的幅度, 水分利用效率随着温度增加而减小。
- (4) 随着温度增加, 由于森林蒸腾和冠层截留蒸发增加幅度明显大于苔原灌木和 C3 草地, 3 种植被类型中森林蒸散增加的幅度最大, 导致森林从增加径流量转变为对径流量影响不明显和减小径流量。

参考文献:

- ARNELL N W, 2003. Relative effects of multi-decadal climatic variability and changes in the mean and variability of climate due to global warming: future streamflows in Britain [J]. *Journal of Hydrology*, 270(3): 195-213.
- BETTS R A, 2004. Global vegetation and climate: Self-beneficial effects, climate forcings and climate feedbacks [J]. *Journal De Physique IV*, 121(12): 37-60.
- BEVEN K J, 2000. *Rainfall-Runoff Modeling* [M]. New York: John Wiley & Sons, LTD: 187-199.
- BONAN, G B, LEVIS S, SITCH S, et al., 2003. A dynamical global vegetation model for use with climate models: Concepts and description of simulated vegetation dynamics [J]. *Global Change Biology*, 9(11): 1543-1566.
- CHEN J, KUMAR P, 2001. Topographic Influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America [J]. *Journal of Climate*, 14(9): 1989-2014.
- COWLING S A, JONES C D, COX P M, 2009. Greening the terrestrial biosphere: Simulated feedbacks on atmospheric heat and energy circulation [J]. *Climate Dynamics*, 32(2-3): 287-299.
- COX P M, BETTS R A, JONES C D, et al., 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model [J]. *Nature*, 408(6809): 184-187.
- COX P, 2001. Description of the "TRIFFID" dynamic global vegetation model [J]. Hadley Centre Technical Note, 24.
- DAN L, JI J J, HE Y, 2007. Use of ISLSCP II data to intercompare and validate the terrestrial net primary production in a land surface model coupled to a general circulation model [J]. *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1029/2006JD007721.
- DAN L, JI J J, XIE Z H, et al., 2012. Hydrological projections of climate change scenarios over the 3H region of China: A VIC model assessment [J]. *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1029/2011JD017131.
- DENG H P, SUN S F, 2012. Incorporation of TOPMODEL into land

- surface model SSiB and numerically testing the effects of the corporation at basin scale [J]. *Science China Earth Sciences*, 55(10): 1731-1741.
- GEDNEY N, COX P M, 2003. The Sensitivity of Global Climate Model Simulations to the Representation of Soil Moisture Heterogeneity [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6): 1265-1275.
- MINVILLE M, BRISSETTE F, LECONTE R, 2008. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed[J]. *Journal of Hydrology*, 358(1-2): 70-83.
- NIU G Y, YANG Z L, 2005. A Simple TOPMODE-based Runoff Parameterization (SIMTOP) for Use in Global Climate Models [J]. *Journal of Geophysical Research*, 110(D21106): 1-15.
- PENG J, DAN L, 2015. Impacts of CO₂ concentration and climate change on the terrestrial carbon flux using six global climate-carbon coupled models [J]. *Ecological Modelling*, 304: 69-83.
- SELLERS P J, MINTZ Y, SUD Y C, et al., 1986. A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models [J]. *Journal of the Atmospheric Science*, 43(6): 505-531.
- SELLERS P J, RANDALL D A, COLLATZ G J, et al., 1996. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs [J]. *Journal of Climate*, 9: 676-705.
- SIVAPALAN M, BEVEN K J, WOOD E F, 1987. On Hydrologic Similarity: 2. A Scaled Method of Storm Runoff Production [J]. *Water Resource Research*, 23(12): 2266-2278.
- STIEGLITZ M, RIND D, FAMIGLIETH J, et al., 1996. An Efficient Approach to Modeling the Topographic Control of Surface Hydrology for Regional and Global Climate Modeling [J]. *Journal of Climate*, 10: 118-137.
- WARRACH K, STIEGLITZ M, MENGELKAMP H T, et al., 2002. Advantages of a Topographically Controlled Runoff Simulation in a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Model [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 3: 131-148.
- XUE Y K, SELLERS P J, KINTER J L, et al., 1991. A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies [J]. *Journal of Climate*, 4(3): 345-364.
- XUE Y K, DENG H P, COX P M, 2006. Testing a coupled biophysical/dynamic vegetation model (SSiB-4/TRIFFID) in different climate zones using satellite-derived and ground-measured data, 86th AMS Annual Meeting, 18th Conference on Climate Variability and Change[EB/OL](2006-01-31)[2018-09-04].<https://ams.confex.com/ams/Annual2006/webprogram/Paper101721.html>.
- ZENG Z Z, PIAO S L, LI L Z X, et al., 2018. Impact of earth greening on the terrestrial water cycle [J]. *Journal of Climate*, 31(7): 2633-2650.
- ZHAN X W, XUE Y K, COLLATZ G J, 2003. An Analytical Approach for Estimating CO₂ and Heat Fluxes over the Amazonian Region [J]. *Ecological Modelling*, 162(1-2): 97-117.
- 陈军锋, 李秀彬, 张明, 2004. 模型模拟梭磨河流域气候波动和土地覆被变化对流域水文的影响[J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 34(7): 668-674.
- 邓慧平, 2010. 流域植被水文效应的动态模拟[J]. *长江流域资源与环境*, 19(12): 1404-1409.
- 邓慧平, 刘惠民, 肖燕, 2012. 流域植被与土壤导水系数对青弋江流域水文影响的数值试验[J]. *水资源与水工程学报*, 23(3): 4-9.
- 邓慧平, 2012. 森林与径流关系的模拟与分析[J]. *地理科学研究(汉斯)*, 1(2): 31-38.
- 马雪华, 1980. 岷江上游森林的采伐对河流流量和泥沙悬移质的影响[J]. *自然资源*, 4(3): 78-87.
- 马雪华, 1987. 四川米亚罗地区高山冷杉林水文作用的研究[J]. *林业科学*, 23(3): 253-264.
- 张发会, 陈林武, 吴雪仙, 2007. 长江上游低山丘陵区小流域森林植被变化对径流影响分析[J]. *四川林业科技*, 28(4): 49-53.
- 张远东, 刘世荣, 顾峰雪, 2011. 西南亚高山森林植被变化对流域产水量的影响[J]. *生态学报*, 31(24): 7601-7608.

Simulations of the Impacts of Climate Changes on Carbon and Water Balances for A Sub-alpine Basin in the Mountain Region of Southwestern China

DENG Huiping¹, DAN Li², WANG Qian¹, YANG Xiuqing², YANG Fuqiang²

1. School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng Shandong 252059, China;

2. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences/CAS Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Beijing 100029, China

Abstract: To investigate the effects of climate changes on carbon-water balances at basin scale in the mountain region of southwestern China, the Biophysical/Dynamic Vegetation Model SSiB4/TRIFFID is coupled with TOPMODEL. Long-term dynamic simulations are run of vegetation succession and carbon-water balances under different climate scenarios for the sub-alpine. The results showed that evapotranspiration of the basin increased and reached its maximal value and runoff reached the minimum during the period of C3 grass succession into shrub. The evapotranspiration decreased, and runoff increased during the period of shrub succession into forest. A temperature increase of 5 °C accompanied by an increase in precipitation of 40% [T+5, (1+40%) P] could reduce runoff from forest owing to a significant increase in water loss through canopy interception evaporation and transpiration. Among the three vegetation types forest evapotranspiration increased most, which resulted in forest-runoff relationship changed with variance in temperature. From the control test to the T+5, (1+40%)P test, the forest evapotranspiration increased from 249.7 mm·a⁻¹ to 802.9 mm·a⁻¹ while runoff depth decreased from 298.0 mm·a⁻¹ to 157.9 mm·a⁻¹ and the runoff coefficient decreased from 0.43 to 0.16. The net primary productivity increased from 1 025.5 g·m⁻²·a⁻¹ to 1 199.5 g·m⁻²·a⁻¹, while net ecosystem productivity NEP increased from 476.8 g·m⁻²·a⁻¹ to 650.8 g·m⁻²·a⁻¹. As the rate of evapotranspiration was higher than both the net primary productivity and net ecosystem productivity, the water use efficiency (WUE) which characterized the coupling relationship between carbon and water decreased with increasing temperature. WUE decreased and the role of forests to increase runoff changed to reduce runoff with altitude. The vertical zonality of climate controls the spatial variation of the forest-runoff relationship and WUE.

Key words: coupled model; carbon-water balance simulation; forest-runoff relationship; water use efficiency; impacts of climate changes