

西南亚高山区流域植被演替与地表水量平衡对气候变化的敏感性模拟

邓慧平¹, 丹利², 王倩¹

(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: 为了研究西南亚高山区流域植被与地表水量平衡对气候变化的响应,用生物物理/动态植被模型 SSiB4/TRIFFID 与流域水文模式 TOPMODEL 的耦合模式 SSiB4T/TRIFFID 模拟了不同气候情景下西南亚高山区的梭磨河流域植被演替和水量平衡过程,分析了流域尺度植被与水量平衡对气候变化的敏感性。结果表明:降水不变温度增加 1℃,流域年径流深减小 14.8%~20.1%;温度不变降水增加 10%,流域年径流深增加 19.8%~28.7%,而蒸散仅略有增加;降水不变温度增加 2℃,流域蒸散增加 28.9%~39.0%,径流深减小 39.9%~53.5%;在 C3 草、苔原灌木和森林 3 种植被类型中,生长季森林叶面积指数对温度变化最敏感。西南亚高山区流域蒸散对温度变化敏感但对降水变化不敏感,径流对降水和温度变化均很敏感,温度增加通过增加蒸散而减小径流,蒸散与径流对气候变化的敏感程度与流域植被覆盖类型有关。随着温度增加,由于森林冠层截留蒸发和蒸腾随温度增加而显著增加,在 3 种植被类型中森林蒸散增加幅度最大,森林覆盖的流域蒸散和径流对温度变化最敏感。

关键词: 植被演替; 地表水量平衡; 气候变化的影响; 耦合模型; 敏感性; 数值模拟; 西南亚高山区流域
中图分类号: TV12 文献标识码: A 文章编号: 1672-643X(2019)03-0001-08

Simulations of the sensitivities of vegetation succession and surface water balances to climate changes for a sub-alpine basin in the mountain region of Southwestern China

DENG Huiping¹, DAN Li², WANG Qian¹

(1. School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 252059, China;
2. Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: To investigate the responses of vegetation and the surface water balances to climate changes at basin scale in the mountain region of southwestern China, the Biophysical/Dynamic Vegetation Model SSiB4/TRIFFID was coupled with TOPMODEL. Long-term dynamic simulations were run for the vegetation succession and water balances under different climate scenarios for the Soumou River Basin in the sub-alpine mountain region. The results showed that an increase in temperature alone by 1℃ would result in a reduction in annual runoff depth by 14.8%–20.1%. An increase in precipitation by 10% would increase the annual runoff depth by 19.8%–28.7%. Temperature rises by 2℃ would result in an increase in evapotranspiration by 28.9%–39.0% and a reduction in annual runoff depth by 39.9%–53.5%; Changes in precipitation alone affected evapotranspiration slightly. The results also indicated that among the three vegetation types of C3 grass, tundra and forest the leaf area index of forest was most sensitive to temperature changes during the growing season. In the sub-alpine mountain region evapotranspiration was very sensitive to temperature changes and was not sensitive to precipitation changes whereas temperature kept unchanged.

收稿日期:2018-10-24; 修回日期:2019-01-10

基金项目:国家重点研发计划项目(2016YFA0602501); 国家自然科学基金项目(41630532)

作者简介:邓慧平(1962-),男,江苏南京人,博士,教授,主要从事陆面模式研究。

通讯作者:丹利(1973-),男,贵州毕节人,博士,研究员,主要从事陆气相互作用与气候模拟研究。

Runoff was very sensitive to temperature and precipitation changes. Rise in temperature will reduce runoff depth through increase in evapotranspiration. The degree of sensitivity of evapotranspiration or runoff to climate changes was related to the types of vegetation cover. Among the three vegetation types, forest evapotranspiration increases most with increasing temperature owing to a significant increase in water loss through canopy interception evaporation and transpiration. When the basin is covered by forest, evapotranspiration and runoff of the basin are most sensitive to temperature changes.

Key words: vegetation succession; surface water balance; climate change effect; coupled model; sensitivity; simulation; sub-alpine basin of Southwestern China

1 研究背景

陆地生态系统与气候变化过程通过地表和大气之间能量、水分和微量气体的交换,存在复杂的相互作用,气候变化对植被和水循环有着重要的影响与反馈^[1-4]。仅从自然方面考虑,气候变化植被和水循环影响就涉及到大气-植被-土壤统一体中能量传输和碳水循环。但以往大量气候变化对水文影响的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^[5-9],对影响植被蒸腾的生理和生化过程以及植被变化过程缺少详细的描述,总体上缺乏在变化的气候条件下植被与水循环响应的过程和机理分析。除各种流域水文模型模拟外,不少研究采用引入碳水耦合机理的生态模型或垂向一维的陆面物理过程模式模拟土壤-植被-大气连续体中垂直方向的碳水循环及其对气候变化的响应^[9-11],但流域尺度的模拟研究相对较少。在流域尺度上,碳水循环过程具有二维特性,在流域气候条件下往往是几种植被共生的而非单一均匀的植被类型。而实际地形的高程作用对流域土壤水分的空间非均匀分布起着关键的作用^[12],因此对于流域尺度的模拟,垂向一维的陆面模式需与考虑了土壤水分非均匀分布的水文模型相耦合^[13-15]。简化的简单生物圈模式是用于区域和全球陆面与大气相互作用的陆面过程模式(Simplified Simple Biosphere Model, SSiB)^[16],其第4版本 SSiB4 包括了 Collatz 等发展的植被光合-气孔导度模型^[17-18]。SSiB4 与动态植被模型(Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics, TRIFFID)相耦合,发展成生物物理/动态植被耦合模式 SSiB4/TRIFFID,并在全球不同气候区用实测潜热通量、感热通量、CO₂ 通量和卫星遥感反演的叶面积指数对 SSiB4/TRIFFID 进行模拟检验^[19]。

为了更好地开展流域尺度的碳水循环模拟,将 SSiB4/TRIFFID 与流域水文模型 TOPMODEL 实行耦合进行西南亚高山区长江上游的梭磨河流域森林

植被水文效应以及流域植被演替和碳水平衡的模拟^[20-23]。西南林区位于青藏高原东南部,主要包括四川、云南和西藏三省区交界处的横断山区,是中国第二大天然林区,也是气候变化的敏感区。该区由于海拔高差悬殊,形成明显的垂直气候带,森林多分布在海拔 4 000 m 以下的山坡中下部。深入认识西南山区流域植被和水量平衡对气候变化的响应及反馈,一方面对理解陆地生态系统和气候变化的关系有着重要的意义,另一方面也可为制定森林与水资源适应全球变暖和减缓不利影响的对策以及合理配置流域碳水资源提供科学依据。本文选择西南亚高山区的梭磨河流域用耦合模型 SiB4T/TRIFFID 在各种气候情景下进行流域植被演替和水量平衡模拟,根据模拟结果分析流域植被和流域水量平衡对气候变化的响应。

2 耦合模式 SSiB4/TRIFFID 简介

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 ,而感热通量和潜热通量作为诊断变量计算^[16-17],冠层蒸散、植被蒸腾、冠层截留蒸发和土壤蒸发的计算公式见文献[23]。SSiB 引入 Collatz 植被光合-气孔导度模型后发展成 SSiB4^[18]。TRIFFID 模型核心是 2 个描述植被碳密度 C_v 和植被覆盖率 v 的微分方程,其中 C_v 分为叶片、根部和茎部的碳。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和其与其它植被类型之间的竞争,具体公式见文献[23]。在原始的 TRIFFID 中,共有阔叶林、针叶林、C3 草、C4 草和灌木 5 种植被类型,在与 SSiB4 耦合时又增加了苔原灌木(Tundra),此外增加了裸土这一下垫面类型。SSiB4 为 TRIFFID 提供各类型植被冠层的净光合速率 A_n ,冠层暗呼吸速率 R_d 以及冠层温度 T_c 等变量,TRIFFID 计算每种植被类型的生长及植被类型间的

竞争,每 10 d 对植被和土壤的碳进行更新计算,为 SSiB4 提供所需的每种类型植被的叶面积指数,植被覆盖率和植被高度等植被参数^[19-20]。流域水文模型 TOPMODEL 在 3 个基本假设的基础上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} 之间以及基流 Q_b 与 \bar{z} 之间的解析解,具体公式见文献[23]。根据 TOPMODEL 理论,在流域平均地下水埋深为 \bar{z} 时,地形指数大于和等于 $(f\bar{z} + \bar{\lambda})$ 的区域都为饱和区(f 为土壤饱和导水率随土壤深度的衰减系数, $\bar{\lambda}$ 为流域平均地形指数)^[23]。用 e 指数函数拟合流域地形指数分布函数,可积分求出全部饱和区占流域的分数 F_{sat} ^[14]。将流域区分为饱和区和非饱和区两块,SSiB 与 TOPMODEL 的耦合方案^[15],将 SSiB4/TRIFFID 与 TOPMODEL 实行耦合,记为 SSiB4T/TRIFFID。SSiB4/TRIFFID 耦合 TOPMODEL 后,3 层土壤湿度及 SSiB4/TRIFFID 模型中其余各预报量和诊断量仍按模型原方案计算。流域地表径流来源为非饱和区的超渗产流和饱和区产流,流域总径流来源为地表径流以及基流 Q_b 。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,然后将各下垫面类型下计算的各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加权平均值。

3 数据来源与试验设计

3.1 流域概况与数据来源

梭磨河流域地理位置位于 $31^\circ \sim 33^\circ \text{N}$, $102^\circ \sim 103^\circ \text{E}$ 之间,流域面积为 $3\,015.6 \text{ km}^2$,海拔在 $2\,180 \sim 5\,301 \text{ m}$ 之间,平均海拔高度 $4\,000 \text{ m}$ 。由于海拔高差悬殊,形成明显的垂直气候带,植被自河谷到高山顶部分布依次为暖温带夏绿阔叶林—温带阔叶混交林—寒温带纯针叶林—亚寒带灌丛草甸—寒带寒漠及流石滩植被。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 777.6 mm ,两个台站年平均气温为 4.6°C 。驱动资料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,1983—1987 年 5 a 时段的气候资料能代表气候背景值^[24]。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平均作为流域的平均值。再分析资料近地面气温 5

a 平均气温为 5.0°C ,降水 6、7 和 9 月小于马尔康站实测降水,其他月份差异很小,1983—1987 年 5 a 平均年降水量 686.5 mm ,马尔康站降水 749.0 mm 。再分析资料虽与实际情况存在差异,但仍然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^[22]。

3.2 试验设计

气候情景设置是基于变化因子法^[24-25],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,其缺点是不能改变空间的变率^[26]。第 1 组试验将梭磨河流域 1983—1987 年 5 a 驱动资料重复运行 120 次连续模拟 600 a,作为控制试验,记为 T。为了进行流域植被与地表水量平衡对气候变化的敏感性模拟,在 1983 年—1987 年驱动资料(气候背景条件)基础上对每个计算步长的气温和降水资料进行外延,共进行 10 组试验,各组试验设计见表 1。为了便于模拟的径流量与实测径流量的比较,除用再分析资料进行模拟外,还将马尔康站实测逐日降水除以 8 取代再分析资料的降水进行模拟。因为中国南方地区主要以蓄满产流为主,将日降水量平均分配到每个计算步长不会明显影响总径流的模拟。所有模拟均将 5 a 的驱动资料重复运行 120 次连续模拟 600 a,模型中 6 种植被类型为落叶阔叶林、常绿针叶林、C3 草和 C4 草、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 草取值 253 K ,灌木和苔原灌木取值 243 K ,影响各植被类型落叶的临界水分因子均取值 0.2 。各植被类型初始叶面积指数取 TRIFFID 设置的最小值(乔木 4.0 ,草和灌木 1.0),初始覆盖率均取值 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,用 e 指数函数拟合求得 F_{sat} 公式中的两个参数 F_{max} 和 C_s (F_{max} 为流域最大饱和区面积分数, C_s 为系数),分别为 0.4 和 0.45 ^[15,23]。衰减系数 f 取值 2.0 ^[14],陆面模式中的土壤表面垂直向饱和导水率 $K_s(z=0)$ 和饱和导水率各向非同性因子 α ^[14] 分别取值 $2.2 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ 和 75 ^[15,23]。

4 结果分析与讨论

4.1 流域植被演替与水量平衡的变化

图 1(a) 为再分析降水控制试验 T 与马尔康站降水控制试验 PT 模拟的蒸腾与冠层截留蒸发的比较,图 1(b) 为两个试验冠层蒸散、土壤蒸发和蒸散。因

控制试验 PT 是将马尔康站日降水量平均分配到每个计算步长,有利于冠层截留降水,模拟的冠层截留蒸发大于再分析降水控制试验 T 的模拟结果。但由于 PT 试验冠层截留降水多,叶面湿润部分大于再分析降水控制试验 T,模拟的蒸腾小于控制试验 T。因此,虽然将日降水量平均分配到每个计算步长会影响来自冠层蒸散中蒸腾与冠层截留蒸发的比例,但对来自冠层的蒸散模拟结果影响很小,PT 试验稍大于 T 试验。PT 试验冠层截留的降水多,土壤蒸发稍小于 T 试验,流域蒸散两个试验差异很小,PT 试验在流域为森林覆盖阶段蒸散略高于 T 试验。

控制试验植被覆盖率最初 C3 草覆盖率迅速增加,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覆盖,其中针叶林覆盖率 0.81,阔叶林覆盖率 0.07^[21-22]。

随着温度的增加,针叶林覆盖率减小而落叶阔叶林覆盖率增加。温度增加 5.0℃,针叶林覆盖率 0.70,阔叶林覆盖率 0.30^[21-22]。

对于控制试验,在植被的演替过程中流域苔原灌木覆盖时蒸散达到最大而径流深达到最小,然后随森林覆盖率增加径流深增加,但温度增加 2.0℃,森林覆盖和苔原灌木覆盖流域蒸散与径流差异已明显减小,当温度增加大于 4.0℃,流域蒸散已由控制试验的苔原灌木覆盖时最大转变为森林覆盖时最大,流域径流由控制试验的苔原灌木覆盖时最小转变为森林覆盖时最小^[21-22]。图 2(a)为 PT+6,1.33P 试验的 600 a 流域植被动态演替过程中各类型植被覆盖率的变化,图 2(b)为相对应的流域按 5 个模拟年平均的年蒸散与年径流深的变化。温度增加 6.0℃,落叶阔叶林覆盖率已大于针叶林,森林覆盖流域蒸散明显大于 C3 草和苔原灌木覆盖,而流域径流明显小于苔原灌木覆盖。

表 1 试验设计

试验标记	试验说明	备注
PT	控制试验	马尔康站降水
PT-1	每个步长温度减小 1.0℃	马尔康站降水
PT+2	每个步长温度增加 2.0℃	马尔康站降水
PT+2,1.33P	每个步长温度增加 2.0℃,降水增加 33%	马尔康站降水
PT+4,1.33P	每个步长温度增加 4.0℃,降水增加 33%	马尔康站降水
PT+6,1.33P	每个步长温度增加 6.0℃,降水增加 33%	马尔康站降水
T	控制试验	再分析降水
T+2	每个步长温度增加 2.0℃	再分析降水
T+2,1.20P	每个步长温度增加 2.0℃,降水增加 20%	再分析降水
T+5,1.40P	每个步长温度增加 5.0℃,降水增加 40%	再分析降水

4.2 叶面积指数对气候变化的响应

图 3(a)~3(c)为 T、T+2、T+2,1.20P 和 T+5,1.40P 4 组试验植被主要为 C3 草的第 6~10 模拟年、流域植被主要为苔原灌木的第 21~25 模拟年和流域植被主要为森林的第 596~600 模拟年模拟的 5 a 平均各月植被叶面积指数及其对气候变化的响应。森林叶面积指数对气候变化最敏感,C3 草次之,苔原灌木叶面积指数对气候变化最不敏感。

森林除冬季 T+2、T+2,1.20P 和 T+5,1.40P 3 组试验叶面积指数低于控制试验外,其余叶面积指数均高于控制试验。由于随着温度增加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 275K 时,落叶阔叶林落叶迅速增加,使叶面积指数低于落叶阔叶林覆盖率最低的控制试验。比较 T+2

和 T+2,1.20P 两组试验,后者降水增加 20%,除 6 月份模拟的 C3 草叶面积指数略有差异外,两组试验模拟的叶面积指数基本相同,温度增加 2.0℃,土壤水分条件基本上对植被生长没有产生限制作用,降水增加 20% 对叶面积指数模拟结果影响很小。

4.3 流域蒸散对气候变化的响应

图 4(a)~4(d)为 T、T+2、T+2,1.20P 和 T+5,1.40P 4 组试验第 6~10 模拟年、第 21~25 模拟年和第 596~600 模拟年 5 a 平均各月蒸散。对于控制试验 T,除 9 月苔原灌木蒸散小于森林蒸散外,苔原灌木月蒸散高于 C3 草和森林,森林冬季 12~2 月蒸散略高于 C3 草,春季 3~5 月蒸散低于 C3 草,夏季差异不大,8 月森林蒸散稍低于 C3 草,秋季的 9 月和 10 月森林蒸散高于 C3 草。温度增加 2.0℃,

森林蒸散大于 C3 草, 雨季与苔原灌木蒸散差异很小, 旱季略低于苔原灌木蒸散。T + 2, 1. 20P 试验各月蒸散与 T + 2 试验差异很小, 温度不变仅降水增加对蒸散影响很小。温度增加 5. 0℃ 并伴随降水 40% 的增加, 各类型植被蒸散均明显增加, 森林蒸散雨季 5 - 10 月已明显大于苔原灌木, 旱季略低于苔原灌木。对于控制试验, 全年蒸散 C3 草 388. 5 mm, 苔原灌木 445. 3 mm, 森林 388. 1 mm。T + 2 试验, 全年蒸散 C3 草 507. 2 mm, 苔原灌木 574. 1 mm, 森林 539. 6 mm, 分别较控制试验增加 30. 6%, 28. 9% 和 39. 0%。T + 2, 1. 20P 试验全年蒸散 C3 草 516. 0

mm, 苔原灌木 587. 0 mm, 森林 548. 6 mm, 比 T + 2 试验全年蒸散略有增加。T + 5, 1. 40P 试验全年蒸散森林最大 802. 9mm, 苔原灌木次之 753. 2mm, C3 草最小 665. 9mm, 分别较控制试验增加 106. 9%、71. 4% 和 69. 1%。从控制试验到 T + 5, 1. 40P, 对于 C3 草和苔原灌木, 土壤蒸发在蒸散中所占比例最大, 蒸腾次之, 冠层截留蒸发所占比例最小; 对于森林, 从冠层截留蒸发在蒸散中所占比例最大变为蒸腾在蒸散中所占比例最大^[23]。随着温度增加, 森林蒸散增加幅度最大, 苔原灌木次之, C3 草最小, 森林蒸散对温度变化最敏感。

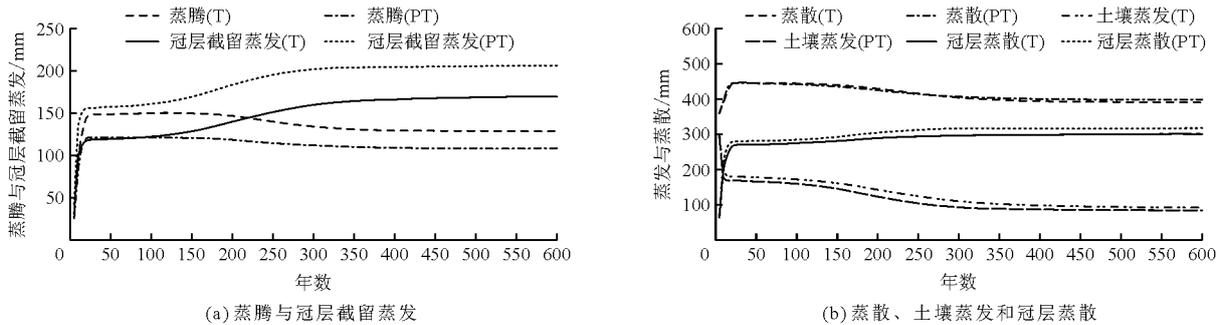


图 1 PT 与 T 试验模拟的蒸散及其各分量的变化

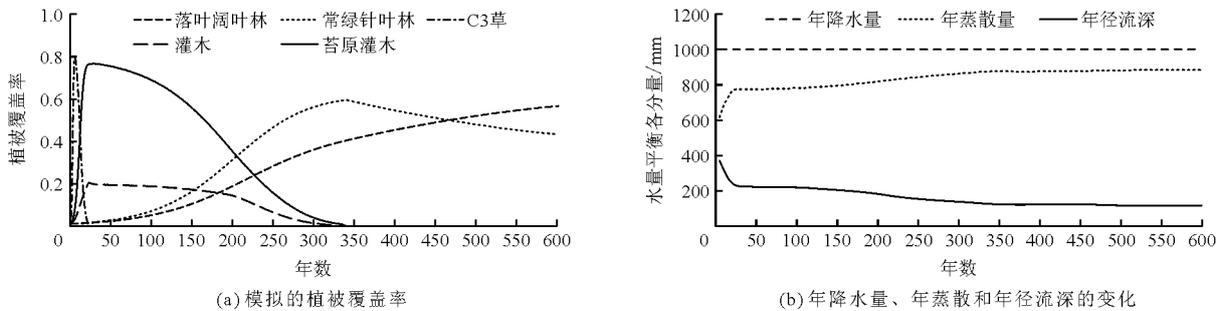


图 2 植被覆盖率与流域水量平衡各分量的变化

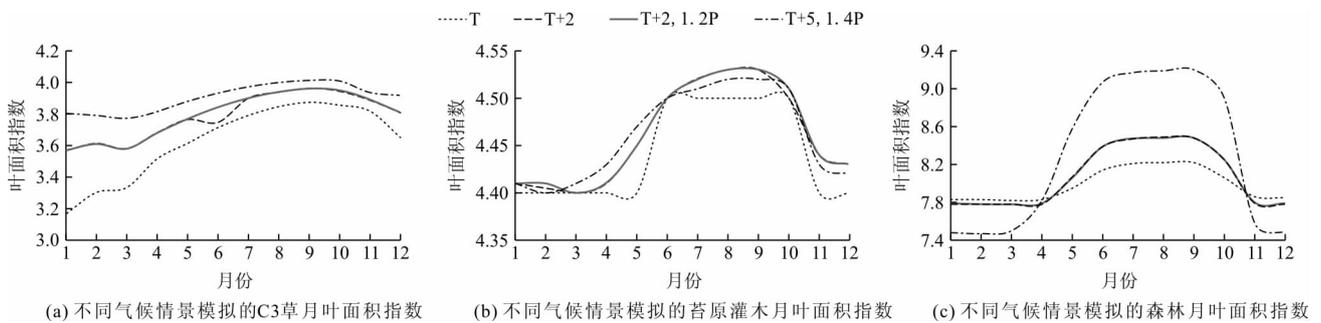


图 3 不同气候情景模拟的植被月叶面积指数

4.4 流域径流对气候变化的响应

图 5(a) ~ 5 (c) 分别为不同气候情景马尔康站降水模拟的第 6 ~ 10 模拟年、第 21 ~ 25 模拟年和第 596 ~ 600 模拟年 5 a 平均各月径流深。与实测径流深相比较, 控制试验模拟的各月径流深偏低, 尤其是

雨季之前, 主要原因是输入的降水偏低和模拟的蒸散偏大^[22]。表 2 为所有试验第 6 ~ 10 模拟年、第 21 ~ 25 模拟年和第 596 ~ 600 模拟年 5 a 平均流域年径流深及相对于控制试验的变化百分率。PT 试验较 PT - 1 试验气温增加 1. 0℃, 流域主要为 C3 草覆

盖年径流深减小 14.8%，苔原灌木覆盖减小 16.9%，森林覆盖减小 20.1%。PT 试验较 T 试验降水增加约 9.2%，流域主要为 C3 草覆盖年径流深增加 19.7%，苔原灌木覆盖增加 26.5%，森林覆盖增加 18.2%，降水增加 10%，年径流深增加 19.8% ~ 28.8%。马尔康站降水模拟结果表明：温度增加 2.0℃，C3 草覆盖年径流深减小 33.4%，苔原灌木覆盖减小 42.2%，森林覆盖减小 44.2%；温度增加 2.0℃并同时降水增加 33%，C3 草覆盖年径流深增加 34.6%，苔原灌木覆盖增加 33.9%，森林覆盖仅增加 18.0%。温度增加 4.0℃并伴随降水增加 33%，C3 草覆盖年径流深增加 8.4%，苔原灌木覆盖减小 0.8%，森林覆盖减小 29.8%；温度增加 6℃并伴随降水增加 33%，C3 草覆盖年径流深减小

10.9%，苔原灌木覆盖减小 25.7%，森林覆盖减小 67.1%。再分析降水模拟结果表明：温度增加 2.0℃，C3 草覆盖年径流深减小 39.9%，苔原灌木覆盖减小 53.5%，森林覆盖减小 50.8%；温度增加 2.0℃并同时降水增加 20%，C3 草覆盖年径流深增加 3.1%，苔原灌木覆盖减小 1.9%，森林覆盖减小 7.8%；温度增加 5.0℃并伴随降水增加 40%，C3 草覆盖年径流深减小 1.1%，苔原灌木覆盖减小 13.8%，森林覆盖减小 47.0%。森林覆盖流域年径流深对温度变化最敏感而且敏感程度随温度增加而增加，当温度增加 4.0℃以上，流域年径流深减小百分率森林覆盖远高于 C3 草和苔原灌木覆盖。温度增加使流域蒸散增加，蒸散增加使流域土壤湿度、地下水位和饱和区减小，进而使流域径流量减小^[27]。

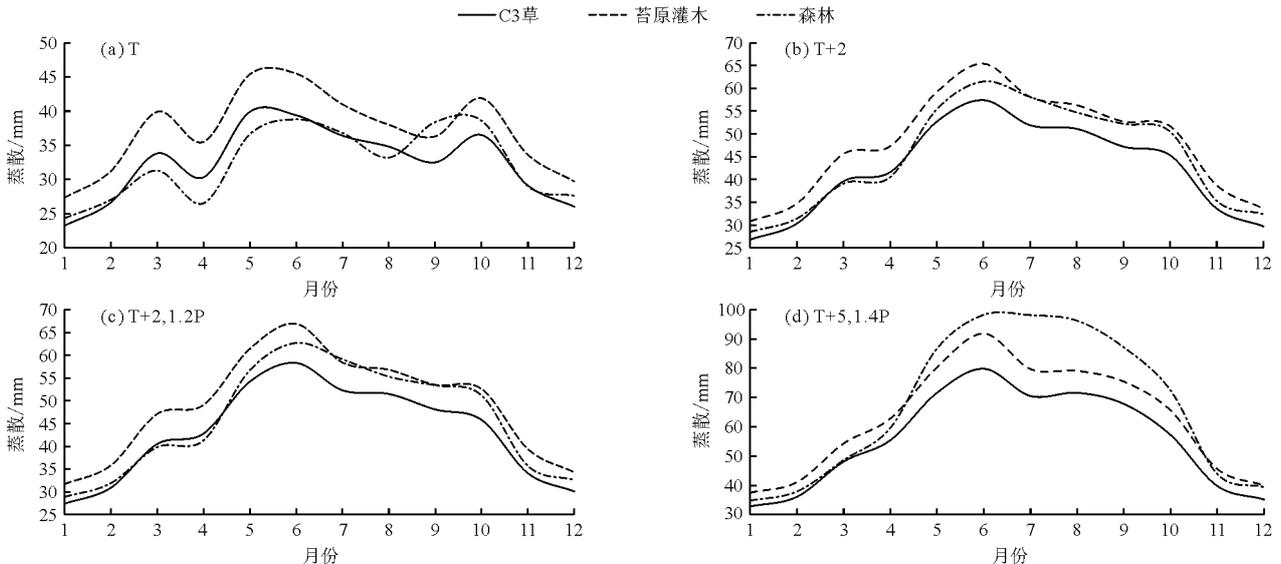


图4 T、T+2、T+2,1.20P和T+5,1.40P 4组试验模拟的各植被类型5 a平均各月流域蒸散

4.5 讨论

植被冠层蒸腾和冠层截留蒸发速率随着温度的增加而增加，同时叶面积指数的增加又加大了冠层蒸散^[4]，增加了冠层蒸散对温度变化的敏感性。对西南亚高山区梭磨河流域的模拟结果表明：蒸散对温度变化敏感，随着温度增加森林覆盖流域蒸散增加幅度最大，苔原灌木次之，C3 草最小；温度增加 1.0℃而降水不变，森林覆盖流域年径流深减小 20.1%，苔原灌木覆盖减小 16.9%，C3 草覆盖减小 14.8%。李道峰等应用 SWAT 模型模拟了黄河河源区气候变化对水文的影响，温度升高 1℃径流减少 4.9%，并认为由于黄河河源区地处高原地带，多年平均气温较低，蒸发量不大，因此温度升高 1.0℃对流域的蒸发不会产生太大的影响，径流量变化不大^[5]。张士锋等^[6]对三江源气候变化对径流的影

响模拟得出在当前的降水条件下，气温升高 1.0℃，径流会减少 2.1%。但根据该文中给出的三江源地区 1965 - 2004 年实测径流深和气温的拟合趋势线估算：1965 - 1969 年 5 a 平均年径流深约 170mm，五年平均温度 - 1.95℃；2000 - 2004 年 5 a 平均年径流深约 150 mm，5 a 平均温度 - 1℃。因降水 40 a 没有明显趋势，假定时间序列最初 5 a 和最后 5 a 降水相同，最后 5 a 与最初 5 a 相比，径流深减小了约 12%而温度上升了 0.95℃，气温升高 1.0℃径流深应减少 12.6%。这个结果与本文模拟的温度增加 1.0℃，C3 草覆盖流域年径流深减少 14.8% 很接近。上述黄河河源区和三江源地区温度变化的影响主要是通过温度变化对潜在蒸发（由 Penman 方程或甚至只需气温 1 个要素的经验公式计算）的影响而影响流域实际蒸散和径流，不能全面反映温度变

化对蒸散及其 3 个分量(植被冠层截留蒸发、蒸腾和土壤蒸发)的影响,所得结论是流域径流量对气温变化不敏感,低估了流域径流对气温变化的敏感性。目前全球平均温度增加 2.0℃ 是为大多数国家所接受的增温幅度,由于海洋与陆地增温的差异,陆地增温应大于 2.0℃。东南亚高山区梭磨河流域温度增加 2.0℃ 而降水保持不变,年径流深将明显减小,即使降水增加 20%,如流域为森林覆盖仍抵消

不了蒸散的增加,年径流深仍将减小 7.8%。在目前气候条件下,亚高山区针叶林蒸散小于苔原灌木,与苔原灌木相比,森林增加了径流。温度增加 2.0℃,由于森林蒸散增加幅度大于苔原灌木,森林蒸散与径流与苔原灌木差异减小,目前亚高山区针叶林增加径流的功能将减弱。温度增加 4.0℃ 和 4.0℃ 以上,森林蒸散已大于苔原灌木,森林将不再增加径流量而是减小径流量。

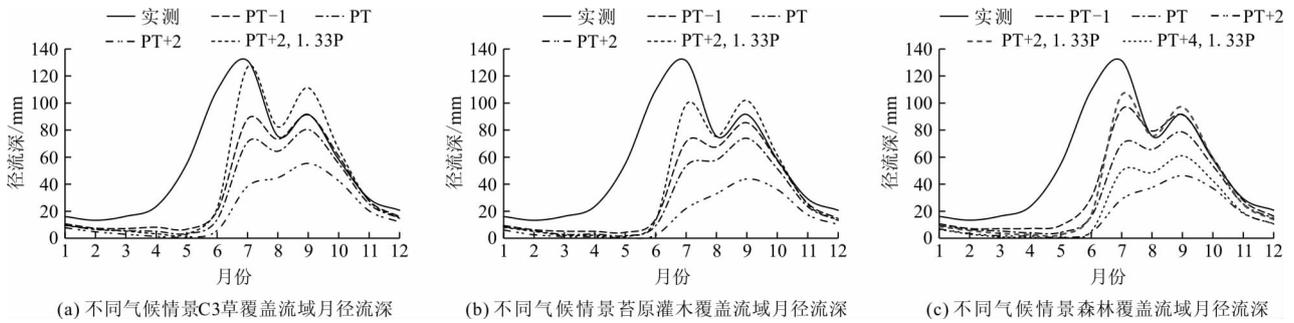


图 5 不同气候情景各植被类型覆盖流域的月径流深

表 2 模拟的流域 5 a 平均年径流深 mm/a

模拟年	第 6 ~ 10 年		
	第 6 ~ 10 年	第 21 ~ 25 年	第 596 ~ 600 年
控制试验 PT	355.7	304.8	352.6
PT - 1	417.5	366.8	441.2
变化率/%	17.4	20.8	25.1
PT + 2	236.9	176.3	196.7
变化率/%	-33.4	-42.2	-44.2
PT + 2, 1.33P	478.8	408.2	417.0
变化率/%	34.6	33.9	18.3
PT + 4, 1.33P	385.5	302.3	247.5
变化率/%	8.4	-0.8	-29.8
PT + 6, 1.33P	316.8	226.6	116.2
变化率/%	-10.9	-25.7	-67.1
控制试验 T	297.8	241.0	298.2
T + 2	179.0	112.1	146.6
变化率/%	-39.9	-53.5	-50.8
T + 2, 1.20P	307.1	236.5	274.9
变化率/%	3.1	-1.9	-7.8
T + 5, 1.40P	294.5	207.7	157.7
变化率/%	-1.1	-13.8	-47.1

5 结 论

通过流域水文模型 TOPMODEL 与生物物理/动态植被模式 SSiB4/TRIFFID 的耦合,克服了以往大量的气候变化水文水资源影响评估研究在变化的气候条件下依然保持流域植被不变的局限。针对东南亚高山区流域植被与地表水量平衡对气候变化的敏

感性问题,用耦合模型 SSiB4T/TRIFFID 模拟了位于东南亚高山区的梭磨河流域不同气候情景下的植被演替和地表水量平衡过程,分析了流域植被与地表水量平衡对气候变化的敏感性。主要结论如下:

(1) 随着温度的增加,森林类型由控制试验基本为常绿针叶林类型向针阔混交林转变,生长季森林叶面积指数明显增加。森林叶面积指数对温度变化最敏感, C3 草次之,苔原灌木叶面积指数对温度变化最不敏感。

(2) 东南亚高山区流域蒸散和径流对温度变化敏感,温度变化通过影响流域蒸散而影响径流,温度不变则蒸散对降水变化不敏感,但径流对降水变化敏感。

(3) 流域蒸散与径流对气候变化的敏感程度与流域植被覆盖类型有关。由于森林蒸散随温度增加的增幅明显大于苔原灌木和 C3 草,森林覆盖的流域蒸散和径流对温度变化最敏感。目前亚高山区针叶林增加流域径流的作用将随着温度增加而减弱,甚至转变为减小径流量。

(4) 以往通过温度变化对潜在蒸散的影响而影响流域实际蒸散与径流的评估方法低估了流域径流对温度变化的敏感程度。

以上结论有助于进一步认识东南亚高山区流域植被与水量平衡对气候变化的敏感性,对该地区森林与水资源的合理配置具有实际意义,可为制定应对全球变暖森林与水资源影响对策提供科学依据。今后将在获得该地区不同林龄叶面积指数、各植被

类型覆盖率和物候资料基础上对模拟的不同演替阶段的植被叶面积指数和植被覆盖率进行检验,分析影响植被模拟结果的敏感因子并改进模型。此外,今后将应用更长时间尺度的气候驱动资料模拟分析植被对年际和年代际气候变化的响应,并采用政府间气候变化委员会提供的未来气候情景评估气候变化水文水资源影响。

参考文献:

- [1] COX P M, BETTS R A, JONES C, et al. Acceleration of global warming duo to carbon - cycle feedbacks in a coupled climate model[J]. *Nature*, 2000, 408:184 - 187.
- [2] BETTS R A. Global vegetation and climate: self - beneficial effects, climate forcings and climate feedbacks [J]. *Journal de Physique IV (Proceedings)*. EDP Sciences, 2004, 121: 37 - 60.
- [3] COWLING S A, JONES C D, COX P M. Greening the terrestrial biosphere: simulated feedbacks on atmospheric heat and energy circulation[J]. *Climate Dynamics*, 2009, 32 (2 - 3):287 - 299.
- [4] ZENG Zhenzhong, PIAO Shilong, LI L Z X, et al. Impact of earch greening on the terrestrial water cycle[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(7):2633 - 2650.
- [5] 李道峰,田英,刘昌明. 黄河河源区变化环境下分布式水文模拟[J]. *地理学报*, 2004, 59(4):565 - 573.
- [6] 张士锋,华东,孟秀敬,等. 三江源气候变化及其对径流的驱动分析[J]. *地理学报*, 2011, 66(1):13 - 24.
- [7] 张永勇,张士锋,翟晓燕,等. 三江源区径流演变及其对气候变化的响应[J]. *地理学报*, 2012, 67(1):71 - 82.
- [8] 夏军,马协一,邹磊,等. 气候变化和人类活动对汉江上游径流变化影响的定量研究[J]. *南水北调与水利科技*, 2017, 15(1):1 - 6.
- [9] SELLERS P J, DICKINSON R E, RANDALL D A, et al. Modeling the Exchanges of Energy, Water, and Carbon between Continents and the Atmosphere[J] *Science*, 1997, 275(5299):502 - 509.
- [10] 丹利,季劲钧,马柱国. 新疆植被生产力与叶面积指数的变化及其对气候的响应[J]. *生态学报*, 2007, 27(9):3582 - 3592.
- [11] PENG Jing, DAN Li. Impacts of CO₂ concentration and climate change on the terrestrial carbon flux using six global climate - carbon coupled models [J]. *Ecological Modelling*, 2015, 304: 69 - 83.
- [12] BEVEN K J. *Rainfall - Runoff Modelling* [M]. New York: John Wiley & Sons, LTD. 2000.
- [13] GEDNEY N, COX P M. The sensitivity of globle climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2003, 4(6):1265 - 1275.
- [14] NIU Guoyue, YANG, Zongliang, DICKINSON R E, ET AL. A simple TOPMODE - based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models[J]. *Journal of Geophysical Research*. 2005, 110(D21106): 1 - 15.
- [15] 邓慧平,孙菽芬. 地形指数模型 TOPMODEL 与陆面模式 SSiB 的耦合及在流域尺度上的数值模拟[J]. *中国科学:地球科学*, 2012, 42(7):1083 - 1093.
- [16] XUE Y, SELLERS P J, KINTER J L, et al. A simplified biosphere model for global climate studies[J]. *Journal of Climate*, 1991, 4(3):345 - 364.
- [17] SELLERS P J, RANDALL D A, COLLATZ G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs[J]. *Journal of Climate*, 1996, 9:676 - 705.
- [18] ZHAN Xiwu, XUE Yongkang, COLLATZ G J. An analytical approach for estimating CO₂ and heat fluxes over the Amazonian region[J]. *Ecological Modeling*, 2003, 162(1 - 2): 97 - 117.
- [19] XUE Yongkang, 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[C]// 86th AMS Annual Meeting, 18th Conference on Climate Variability and Change. [Available at <https://ams.confex.com/ams/Annual2006/webprogram/Paper101721.html>].
- [20] 邓慧平. 流域植被水文效应的动态模拟[J]. *长江流域资源与环境*, 2010, 19(12): 1404 - 1409.
- [21] 邓慧平. 气温变化对西南山区流域森林水文效应影响的模拟[J]. *生态环境学报*, 2012, 21(4):601 - 605.
- [22] 邓慧平. 森林与径流关系的模拟与分析[J]. *地理科学研究(汉斯)*, 2012, 1(2):31 - 38.
- [23] 邓慧平,丹利,王倩,等. 气候变化对西南亚高山区流域碳平衡的影响模拟[J]. *生态环境学报*, 2018, 27(11):2057 - 2064.
- [24] DAN Li, JI Jinjun, XIE Zhenghui, et al. Hydrological projections of climate change scenarios over the 3H region of China: A VIC model assessment [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117(D11102):1 - 17.
- [25] DIAZ - NIETO J, WILBY R L. A comparison of statistical downscaling and climate change factor methods: Impacts on low flows in the river Thames, United Kingdom [J]. *Climate Change*, 2005, 69(2 - 3):245 - 268.
- [26] MINVILLE M F. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a Nordic watershed[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 358(1 - 2):70 - 83.
- [27] 邓慧平,刘惠民,肖燕. 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*, 2012, 23(3): 4 - 9.