

气候对森林-径流关系的影响

邓慧平¹, 王倩¹, 丹利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: 为了揭示气候对森林-径流关系的影响,利用已有的不同地区森林集水区试验结果分析森林-径流关系空间变化规律,然后在生物物理/动态植被模型 SSiB4/TRIFFID 与 TOPMODEL 的耦合模型对长江上游梭磨河流域不同温度下植被演替及蒸发与径流的动态变化过程的模拟结果基础上,通过分析水热条件对净光合速率、冠层湿润分数、蒸腾、冠层截留蒸发以及土壤蒸发的影响,分析水热条件对森林-径流关系的影响。主要结论有:水热条件通过控制森林的净光合速率、蒸腾、冠层截留蒸发和土壤蒸发影响森林-径流关系;随着温度增加,森林蒸散发增加幅度大于其它植被类型和裸地,使森林-径流关系发生变化,水热条件的空间变化决定了森林-径流关系和水分利用效率的空间变化;受气候垂直地带性和水平地带性影响,随着海拔高度下降或从北到南随着温度增加,水分利用效率减小,森林-径流关系存在从增加径流量到对径流量没有明显影响再到减小径流量的变化,水分胁迫或高温将抑制森林蒸腾从而减小森林对径流量减少的作用,森林集水区比较试验结果体现了森林-径流关系这种空间变化规律。

关键词: 气候;蒸散发;森林-径流关系;空间变化

中图分类号: S715

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2018)04-0018-07

Impacts of Climate on Forest - Runoff Relationship

DENG Huiping¹, WANG Qian¹, DAN Li²

(1. School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 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: In order to further understand the effects of climate on forest - runoff relationship, the experimental results from different catchments are employed to detect spatial variation in forest - runoff relationship. Based on the numerical simulations of water balance of the Suomohe Basin (a tributary of the Yangtze River in the mountain region of southwestern China) which are conducted under different temperature change scenarios using the coupled model (Biophysical/Dynamic Vegetation Model SSiB4/TRIFFID coupled with TOPMODEL), the effects of water and heat factor on forest - runoff relationship are analyzed through analyzing the impacts of temperature and soil water on net canopy photosynthesis of forests, canopy wetness fraction, transpiration, canopy interception evaporation, and soil evaporation. The main conclusions are as follows: water and heat conditions affected forest - runoff relationship by controlling the net photosynthetic rate, canopy wetness fraction, transpiration, canopy interception evaporation, and soil evaporation. With the increase of temperature, the increase of forest evapotranspiration is more than that of other vegetation types and bare soil, and leading to changes in forest - runoff relationship. The spatial variation of water and heat conditions determines the spatial variation of water use efficiency and forest - runoff relationship. As temperature increases due to the vertical and the horizontal climate zones, water use efficiency decreases and forest - runoff relationship exists from increasing runoff to no significant effect on runoff and reducing runoff. Water stress or high temperature will inhibit forest transpiration and reduce

收稿日期:2017-09-10; 修回日期:2017-10-23

基金项目:中国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-),男,江苏南京人,博士,教授,主要从事陆面模式研究。

the role of forests in reducing runoff. Results from catchment experiments also indicate such spatial variation in forest – runoff relationship.

Key words: climate; evapotranspiration; forest – runoff relationship; spatial variation

1 研究背景

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,碳水循环是相互联系、相互反馈的过程,并且与气候之间有着明显的相互作用^[1-6]。森林 – 径流关系与碳水循环过程以及气候密切相关,揭示森林 – 径流关系的空间分异规律,深入研究森林 – 径流关系机理,不仅对正确认识和评价森林植被的水文效应,流域森林植被修复和林业经营以及应对全球气候变化森林和水资源影响具有重要意义,也有助于认识碳水循环的相互反馈及其与气候的相互作用。关于森林对径流量的影响,国内外开展了大量的森林集水区研究,选择两个除森林植被外其它方面基本相似的流域或同一个流域前后两个森林覆盖不同的时期进行径流量的比较,得出森林植被对径流的影响^[7-20]。总结现有森林集水区研究结果,有以下 3 种结论:森林的存在使径流量增加;森林的存在与径流量之间没有明显的关系;森林的存在减少径流量^[7]。由于森林集水区试验研究不能对森林植被水文影响进行机理分析,难以从根本上认识森林植被对径流量的影响,不同地区集水区试验结果尚未上升到形成规律性的认识。为了进一步认识森林 – 径流关系的空间变化规律,本文首先对已有的不同地区森林集水区试验结果进行分析,找出森林 – 径流关系空间分异规律,然后从理论上分析气温和土壤水分对植被净光合速率、蒸腾、冠层截留蒸发和土壤蒸发的影响,寻求森林 – 径流关系的空间分异的合理解释,揭示森林 – 径流关系

机理和气候对森林 – 径流关系的控制作用。

2 森林集水区试验结果分析

2.1 森林集水区试验流域的基本信息

表 1 给出了所选用的试验流域的基本信息,以下主要基于这些位于不同气候区的森林集水区已有的研究结果,梳理森林 – 径流关系空间分异规律。

2.2 长江上游地区和东部季风区

从 20 世纪 1960 年开始,中国林业科学院和四川省林业研究所在川西米亚罗林区建立高山森林综合定位研究站,研究森林水文效益,川西岷江上游森林与采伐迹地两个小集水区径流的对比观测结果是高山森林增加了年径流量^[8]。但整个岷江上游(紫坪铺站以上)地区,森林覆盖率变化对径流量影响并不明显^[9]。而地处四川盆地北缘,属于亚热带湿润季风气候的陵江上游广元市工农镇碗厂沟 5 个小流域森林植被的恢复减小了径流量^[10]。以上的长江上游地区森林集水区试验结果体现了森林 – 径流关系随着海拔高度下降森林从增加径流量到对径流量影响不大和减小径流量这一变化规律。对于长江上游地区,由于海拔高差悬殊形成明显的垂直气候带,该区域属湿润地区,水分一般不成为限制因子,而温度是影响光合和蒸散发的主要因子。森林 – 径流关系主要受气温垂直差异影响,在森林生长的最低温度到最佳温度范围内,森林光合作用和蒸腾作用随温度增加而增强,因此森林减小径流量的作用随着气温的增加而增强。同样,气温水平分异也影响森林 – 径流关系。根据前苏联的资料显示,径流

表 1 所选试验流域基本信息

流域	流域面积/km ²	地理位置	海拔高度/km	气候类型	试验结果来源
米亚罗集水区	0.4 ~ 0.8	川西米亚罗	3.0 ~ 4.0	寒温带季风气候	文献[8]
岷江上游(紫坪铺站)	22640	横贯四川中部	1.0 ~ 4.0	温带与寒温带季风气候	文献[9]
1-5 号沟	2.5 ~ 7.6	四川广元碗厂沟	0.6 ~ 0.7	亚热带湿润季风气候	文献[10]
阿伦河(那吉站)	4241.0	大兴安岭东南麓	0.2 ~ 1.7	温带大陆性季风气候	文献[11]
格尼河(格尼站)	3936.0	大兴安岭东南麓	0.2 ~ 1.7	温带大陆性季风气候	文献[11]
雅鲁河(扎兰电站)	6891.0	大兴安岭东南麓	0.2 ~ 1.7	温带大陆性季风气候	文献[11]
红门川流域	128.0	北京市密云县东南部	1.0 ~ 2.3	暖温带半湿润季风型气候	文献[13]
江西阔叶林小流域	不祥	九连山自然保护区	0.6	亚热带湿润季风气候	文献[14]
天涝池河	12.8	祁连山北坡后山地带	2.6 ~ 4.0	半干旱山地森林草原气候	文献[16]
寺大隆河	109.7	祁连山北坡后山地带	2.6 ~ 4.3	半干旱山地森林草原气候	文献[16]
崇礼县东西沟	706.0 ~ 775.0	河北省西北部	1.3 ~ 1.8	中温带亚干旱气候	文献[17]
吉县蔡家川嵌套流域	40.1	山西黄土高原西南部	1.0 ~ 1.5	暖温带半湿润气候	文献[18]

系数随流域森林增多而增多,占 48%,无变化的占 32%,减少的占 20%,增多多发生在高纬湿润地区,往南则无变化和减少^[11]。表 2 是文献[12]提供的大兴安岭黑土区 3 个流域 20 世纪 60 年代和 70 年代森林覆盖率及降水径流深资料以及由流域水量平衡计算得到的 60 年代和 70 年代各流域年蒸散发量。3 个流域 70 年代森林覆盖率和年降水量均比 60 年代有所减少,但年蒸散发量均有所增加,雅鲁河流域年蒸散发量 70 年代较 60 年代增加了 21.4 mm;阿伦河流域增加了 25.8 mm;格尼河流域增加了 44.8 mm。如果假定这 3 个流域 60 年代与 70 年代其它条件基本保持一致,则流域年蒸散发的增加主要由森林覆盖率的减小所造成。大兴安岭黑土区森林覆盖率增加将减小流域年蒸散发而使流域年径流量增加,这和川西岷江上游米亚罗林区以及前苏联高纬湿润地区的结果相一致。因 20 世纪 80 年代和 90 年代东北地区增温明显,流域年蒸散发量的增加已不能仅归因于森林覆盖率的减小。位于北京市密云县东南部的红门川流域,森林植被/土地覆被变化对流域年径流具有显著影响,2001—2006 年植被条件较好的土地利用较 1990—1995 年和 1996—2000 年产流有所减少,多年平均径流系数由 1998 年前的 0.39 下降为 1998 年后的 0.09,下降幅度为 76.92%^[13]。根据文献[14]的资料,江西南方年降水量大致相同的 3 个小流域,湿润阔叶林小流域较择伐和荒山小流域年径流深分别低 206 mm 和 89 mm,而年蒸散发分别高出 253.3 mm 和 110.2 mm,森林减小了径流量。以上前苏联和国内东部季风区的森林集水区试验结果表明,从高纬到低纬随着温度的增加,森林—径流关系也从增加径流量到减小径流量的变化。当温度超过森林生长的最佳温度后,温度进一步增加将减小森林的光合作用和蒸腾作用,森林减小径流量的作用将减小。在高温地区,结构简单的森林群落蒸散量远低于裸地,如热带北缘广东小良地区的裸地蒸散与降水比值高达 0.751%,复层的混交林为 0.696%,而单层结构的桉树林则只有 0.466%,这与高温抑制了植物的蒸腾作用有关^[15]。

表 2 20 世纪 60 年代和 70 年代大兴安岭黑土区森林覆盖率、年降水量、年径流深和年蒸散量

项目	60 年代			70 年代		
	雅鲁河	阿伦河	格尼河	雅鲁河	阿伦河	格尼河
森林覆盖率/%	72.3	55.0	56.2	69.5	35.2	43.3
年降水量/mm	498.8	467.9	475.0	463.8	428.4	440.5
年径流深/mm	168.5	171.3	198.8	121.1	106.0	119.0
年蒸散量/mm	321.3	296.6	276.7	342.7	322.4	321.5

2.3 黄土高原和祁连山区

根据文献[16]提供的资料,天涝池河森林覆盖率 65.0%,年降水量 559.8 mm,年径流深 355.6 mm,由水量平衡计算得流域年蒸散发 204.2 mm;寺大隆河森林覆盖率 32.0%,年降水量 598.6 mm,年径流深 441.8 mm,由水量平衡计算得流域年蒸散发 156.8 mm,较天涝池河流域少 47.4 mm。天涝池河年降水量比寺大隆河少 38.8 mm,而年蒸散发却比寺大隆河高 47.4 mm,森林覆盖率的增加增加了流域蒸散发而减小了流域年径流量。根据文献[17]提供的资料,东沟森林覆盖率 41.8%,年降水量 484.3 mm,年径流深 43.9 mm,由水量平衡计算得流域年蒸散发 440.4 mm;西沟流域森林覆盖率 24.5%,年降水量 417.7 mm,年径流深 35.4 mm,由水量平衡计算得流域年蒸发 382.3 mm,较东沟流域小 58.1 mm。东沟年降水量比西沟多 66.6 mm,年径流深仅比西沟多 8.4 mm,而流域年蒸散发则比西沟多 58.1 mm,森林覆盖率的增加,增加了流域蒸散发,其作用应是减小流域年径流量,而非该文作者所说的即使在中温带亚中旱石质山区,森林植被也有增加河川径流量的作用。黄土高原典型林区子午岭林区森林对径流的影响研究表明小流域和较大流域森林均具有显著的减少径流量的作用^[14]。黄土高原西南部的山西省吉县蔡家川嵌套流域无林和森林流域的雨季径流对比分析表明,森林植被具有减小流域雨季径流总量的作用,在雨季径流深和径流系数上,森林流域较无林流域减少 80%~95%、多林流域较少林流域减少 60%~70%^[18]。文献[19]提供了黄河中游 5 组对比流域,它们包括了黄土丘陵、黄土高原及石质山地几种不同地貌类型,流域面积从 1 至 50 000 km²,每组对比流域除森林覆盖率外其它自然条件基本相似。以下根据文献[19]中提供的 5 组对比流域年降水量、径流深和年蒸散发量进行分析。临镇森林覆盖率 94.4%,子长森林覆盖率为 0,临镇年降水量 555.2 mm,无林的子长年降水量 508.7 mm,但临镇年径流深比子长少 15.6 mm,临镇年蒸散发量 537.1 mm,比无林的子长多出 66.4 mm,森林减小了年径流量。张村驿森林覆盖率 97.0%,刘家河森林覆盖率 18.3%,张村驿年降水量 568.0 mm,刘家河年降水量 475.0 mm,年径流深张村驿比少林的刘家河少 9.9 mm,张村驿年蒸散发量 549.3 mm,比少林的刘家河多出 102.9 mm,森林覆盖率的增加反而减小了年径流量。洪庙沟森林覆盖率 98.5%,安民沟森林覆盖率为 0,洪庙沟年降水

量 636.2 mm,无林的安民沟 623.6 mm,年径流深洪庙沟比安民沟少 7.9 mm,洪庙沟年蒸散发量 607.0 mm,比安民沟仅高 20.5 mm,森林虽减小了年径流量,但作用不很明显。黄土高原的杨家沟森林覆盖率 27.8%,董庄沟森林覆盖率为 0,杨家沟年降水量 526.0 mm,比董庄沟仅多 0.3 mm,年径流深比董庄沟少 4.6 mm,因两流域的年降水量基本相等又基本消耗于蒸发,有林的杨家沟与无林的董庄沟年蒸散发量自然差异很小,杨家沟蒸散发量 520.6 mm,比无林的董庄沟仅多 4.8 mm。石沙庄森林覆盖率 90.0%,盘陀森林覆盖率为 0,石沙庄年降水量 581.0 mm,比无林的盘陀多 26.5 mm,年径流深比无林的盘陀少 17.4 mm,石沙庄年蒸散发量 455.9 mm,比无林的盘陀年蒸散发量多 9.1 mm。以上黄河中游 5 组流域对比结果表明森林覆盖率的增加使流域蒸散发增加,不过有的对比流域森林覆盖率的增加对流域蒸散发的影响不明显。由于研究区域属半干旱或半湿润地区,水分条件会限制森林植被的蒸腾,抑制了森林增加蒸散发和减小径流的作用。例如石质山地的石沙庄一盘陀对比组,可能是由于土层浅薄,土壤蓄水能力低,干旱时期可供森林植被蒸腾的水分少,使森林覆盖率 90.0% 的石沙庄年蒸散发量仅为 455.9 mm,比无林的盘陀仅多 9.1 mm。在年降水量 400 mm 左右的森林分布的极限地区,森林增加蒸发和减小年径流量的作用到最小。以上仅是粗略的分析,至于水分胁迫对森林-径流关系的影响还需进一步深入分析研究。

3 气候影响森林-径流关系的理论分析

3.1 气候对森林净初级生产力和蒸腾的影响

为了揭示气候对西南山区流域森林-径流关系的影响,文献[21]用耦合模型 SSiB4T/TRIFFID 对长江上游的梭磨河流域进行了以下 4 组试验:第 1 组试验是将梭磨河流域 5 年资料重复运行 120 次连续模拟 600 年,作为控制试验(T);第 2 组试验是将每个计算步长输入的气温均减小 1.5℃ 连续模拟 600 年(T-1.5);第 3 组试验是将每个计算步长输入的气温均增加 2℃ 连续模拟 600 年(T+2);第 4 组试验是将每个计算步长输入的气温和降水均分别增加 5.0℃ 和 40%,连续模拟 600 年(T+5,P(1+40%))。现增加(T+5)试验,将每个计算步长输入的气温增加 5.0℃ 连续模拟 600 年,作为气温上升 5.0℃ 而降水保持不变的敏感性试验。模型中 6 种植被类型为落叶阔叶林、常绿针叶林、C3 草、C4 草、灌木和苔原灌木^[21]。

下面将主要根据 T、T+2、T+5、P(1+40%) 和 T+5 4 组试验最后 5 个模拟年(第 596 到第 600 模拟年)的模拟结果分析水热因子对森林净光合速率、净初级生产力(NPP)和蒸腾的影响。

最后 5 个模拟,年流域由森林覆盖,随着温度增加,常绿针叶林覆盖率减小,而落叶阔叶林覆盖率增加,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^[21]。模型中温度和水分影响净光合速率的影响函数 $f(T_c)$ ^[22] 和 $f(W)$ ^[23] 为:

C3 植物:

$$f(T_c) = 2^{Q_t} / (1 + \exp(0.3(T_c - T_{high}))) \quad (1)$$

C4 植物:

$$f(T_c) = 2^{Q_t} / ((1 + \exp(0.2(T_{low} - T_c))) \cdot (1 + \exp(0.3(T_c - T_{high})))) \quad (2)$$

$$f(W) = 1 - e^{-ph1[ph2 - \ln(-\varphi_r)]} \quad (3)$$

式中: $Q_t = 0.1(T_c - T_{optm})$; T_c 为植被冠层温度, K; T_{optm} 、 T_{low} 和 T_{high} 分别为植物光合最佳、最低和最高温度, K; W 为根系层土壤湿度; φ_r 为根系层土壤水势; $ph1$ 为斜率因子; $ph2$ 为气孔彻底关闭的点。

图 1 为不同试验组次 5 年平均各月森林冠层表面温度,图 1(b)为相应的温度影响函数。从图 1 可知,梭磨河流域温度明显影响净光合速率, $f(T_c)$ 冬季最小,夏季最大,随温度增加而增大。根据冠层净光合速率与冠层阻力成反比的关系^[22],植被蒸腾也明显受温度影响,植被蒸腾应随温度增加而增大。

图 2(a)为不同试验组次 5 年平均各月根系层土壤湿度,图 2(b)为相应的水分影响函数。对于控制试验,各月根系层土壤湿度在 0.6 以上,每个步长降水均减小 20%,而温度不变(T,P(1-20%))根系层土壤湿度略有减小,每个步长气温均减小 1.5℃,根系层土壤湿度略有增加,每个步长气温均增加 2.0℃,根系层土壤湿度有所减小,尤其 7 月之前减小较为明显,但最低仍在 0.5 左右,以上 4 种情景下相应的水分影响函数均达到 1,即土壤水分对植被光合作用和蒸腾作用未产生限制作用。当每个步长气温均增加 5.0℃ 而降水保持不变,根系层土壤湿度减小,尤其是冬季,由于输入的降水仅 2~3 mm,根系层土壤湿度减小最明显,已接近凋萎点,导致冬季水分影响函数明显减小,6-10 月水分影响函数达到或接近 1,对植被光合和蒸腾基本未产生限制作用,而其它月份水分影响函数均低于 1,即水分条件对光合作用产生了限制作用(水分胁迫)。T、T+2、T+5、P(1+40%) 和 T+5 四组试验最后 5 个模拟年平均净光合速率分别为 2.78、

2.89、3.17 和 2.37 $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 5 年平均 NPP 分别为 1052.0、1093.6、1199.5 和 896.9 $\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。当未受水分胁迫时,净光合速率和 NPP 随温度增加而增加,对于气温增加 5.0°C 而降水不变的 $T+5$ 试验,由于 1–5 月和 11–12 月存在水分胁迫,导致净光合速率和 NPP 减小。相应的植被蒸腾也受到水分条件的限制。冠层的蒸散来自冠层湿润部分的蒸发(冠层截留蒸发)和非湿润部分的蒸腾,因此蒸腾除受温度

与水分因子控制外,还受冠层湿润分数(wetness fraction)的影响。图 3(a)为试验模拟的最后 5 个模拟年 5 年平均各月冠层湿润分数,图 3(b)为相应的各月森林蒸腾。随着温度增加雨季冠层湿润分数明显减小,冠层蒸散中冠层截留蒸发部分减小而蒸腾部分增加,第 3 组试验旱季由于受水分胁迫,蒸腾明显减小,雨季不存在水分胁迫时,蒸腾随温度增加而增大(T 、 $T+2$ 和 $T+5$),随冠层湿润分数增加而减小。

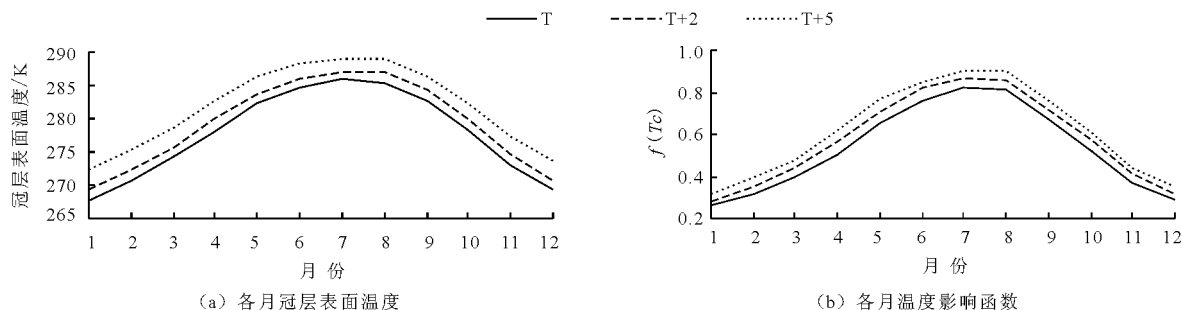


图 1 各月冠层表面温度和各月温度影响函数

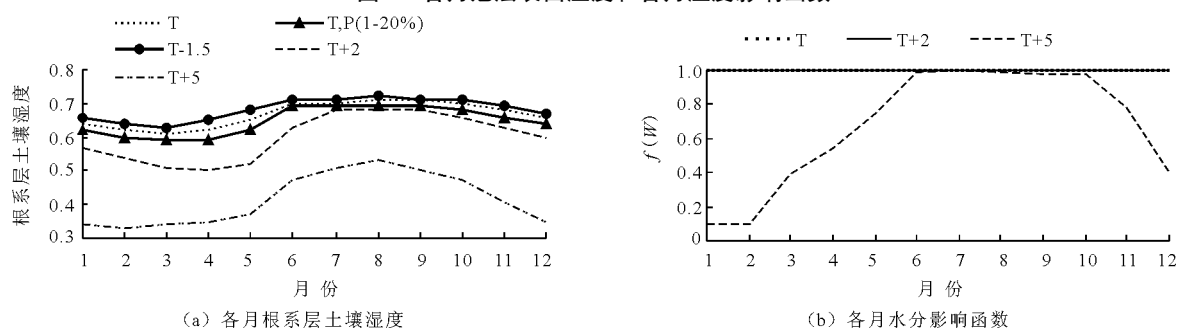


图 2 各月根系层土壤湿度和各月水分影响函数

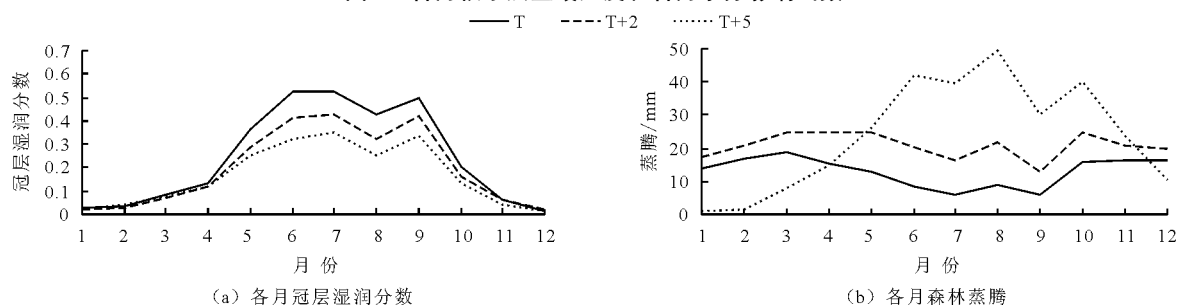


图 3 各月冠层湿润分数和各月森林蒸腾

3.2 气候对流域水量平衡和水分利用效率的影响

图 4 为 T 、 $T+2$ 和 $T+5$, $P(1+40\%)$ 3 组试验植被从裸地到 C3 草到灌木最后到森林演替过程中按 5 个模拟年平均的流域植被年蒸腾、年冠层截留蒸发和年土壤蒸发的变化。温度增加使冠层湿润分数减小和植被蒸腾速率增加,因此植被蒸腾随温度增加而增加,蒸腾在蒸散中的比例增加,各植被类型中森林蒸腾增幅最大。植被冠层截留蒸发随温度增加而增加,但在蒸散中的比例下降,由于森林叶面积

指数大于草和灌木,各植被类型中森林冠层截留蒸发随温度增加增幅最大。土壤蒸发随温度增加而增加,各植被类型中森林土壤蒸发随温度增加增幅最小。亚高山区气温低,限制了森林的蒸腾,森林冠层蒸散与草和灌木差异小,森林冠层接受的辐射能量主要作为感热加热大气,由于能量主要被森林冠层接受,森林明显减小了土壤蒸发,在植被从 C3 草到灌木最后到森林的演替过程中,灌木覆盖流域蒸散发最大而森林覆盖流域蒸散发最小,因此增加了流

域径流量^[21]。但温度较控制试验增加 2℃,在植被演替过程中,由于森林蒸腾和森林冠层截留蒸发增加幅度大于草和灌木,森林冠层截留蒸发与蒸腾增加之和与土壤蒸发减小量相当,流域蒸散发变化不大,即森林覆盖率增加对径流量没有明显影响^[21]。温度较控制试验增加 5℃,森林蒸腾和冠层截留蒸发较草和灌木明显增加,在植被演替过程中,流域蒸

散发随森林覆盖率增加而增加,明显高于草和灌木覆盖时的流域蒸散发,森林减小了流域径流量^[21]。T、T+2 和 T+5, P(1+40%) 3 组试验最后 5 个模拟年平均年蒸散分别为 388.1、539.6 和 802.9 mm/a,用 *NPP* 与蒸散的比值计算的水分利用效率 (*WUE*) 分别为 2.70、2.02 和 1.49 g/kg, *WUE* 随温度增加而减小。

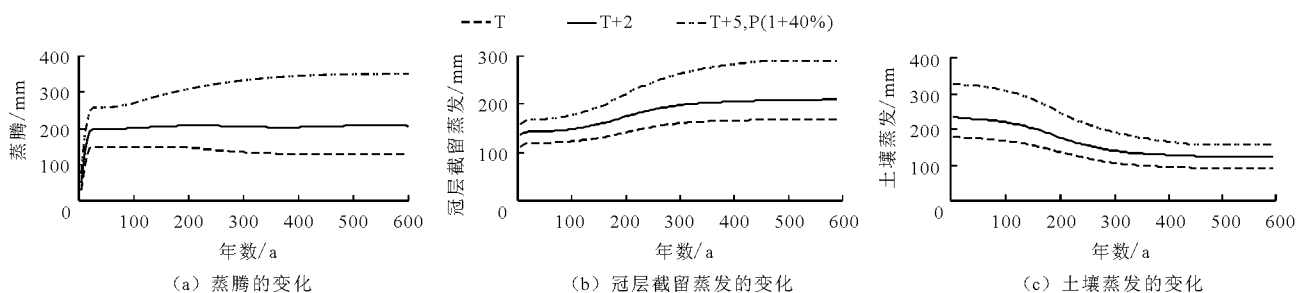


图4 蒸腾的变化、冠层截留蒸发的变化和土壤蒸发的变化

4 结果与讨论

森林集水区比较试验结果表明,长江上游地区和东部季风区,森林减小流域径流量的作用随着温度增加而增加,高温会抑制森林减小径流量的作用。对于黄土高原和祁连山区,森林也具有减少径流量的作用,但随着水分条件变差,森林减少径流量的作用减小。长江上游亚高山区的梭磨河流域数值模拟结果表明,当未受水分胁迫时,净光合速率受温度控制,随温度增加而增加,蒸腾随温度增加而增加,随冠层湿润分数增加而减小;对于气温增加 5℃ 的试验,由于 1-5 月和 11-12 月存在水分胁迫,导致净光合速率和蒸腾减小;各植被类型中森林蒸腾和冠层截留蒸发随着温度增加增幅最大,而各植被类型中森林土壤蒸发随温度增加增幅最小。衡量碳水耦合关系的水分利用效率 *WUE* 随温度增加而减小。

国内森林集水区试验多为两个植被覆盖不同的流域比较和同一集水区植被覆盖变化前后的比较,而不是两个相似的集水区共同测定一段时期,然后改变其中一个集水区的植被,而另一个仍保持不变作为对照这种较为严格科学的比较。同一流域前后比较也很难保证两个时期流域其它条件一致。例如大兴安岭黑土区 1980 年代和 1990 年代气温较 1960 年代上升了 1~2℃^[12],气温变化对流域水量平衡的影响已不可忽视。两个不同的流域比较时虽然都会强调除植被外其它条件相似或基本相似,但实际上往往并没有给出确实的相似性证明。金栋梁等^[20]给出了长江流域 6 组多林和少林流域的比较,

根据文中提供的降水与径流深资料,经流域水量平衡计算,少林或无林流域比多林流域年蒸发均高出数百毫米,例如岷江青衣江天全-荣经对比组,天全森林覆盖率 60%,年降水量 1 650 mm,年径流深 1 510 mm,由流域水量平衡方程得流域年蒸发 140 mm;荣经森林覆盖率 10%,年降水量 1 840 mm,年径流深 1 320 mm,流域年蒸散发 520 mm,比天全多出 380 mm。如按该文作者所说,在选择对比流域时,要强调流域的可对比性,即地形、土壤、岩性、气候等类似^[20],那为何在类似的气候条件下,森林覆盖率低的流域年蒸散发能达到 520 mm,而森林覆盖率高的流域蒸散发却如此之低? 既与蒸发理论不符也与其他亚热带季风气候条件下的森林集水区试验结果明显不一致,如此反常的结果却没有给出任何合理的解释。

在自然条件下,各种类型的森林具有一定的分布范围,在水热条件组合对森林生长最有利的地区,森林光合和蒸腾达到最大,森林减小径流量的作用应最大。从作用最大中心向外由于温度和水分条件组合逐渐偏离水热条件的最佳组合,森林光合作用和蒸腾逐渐下降,森林减小径流量的作用逐渐减小。在处于森林生长的水分边缘地带,森林的蒸腾因明显受水分的限制,森林减小径流量的作用达到最小;在地处森林生长的温度边缘地带,在湿润地区,由于森林蒸腾与其他植被类型差异不大但却明显减小了土壤蒸发,森林反而增加了径流量。

西南山区随着温度增加,森林水分利用效率减小。中国东部南北样带 18.6~45.4°N 范围内 9 个森

林采样点估算的生长季植被总初级生产力与蒸腾之比计算的水分利用效率 $2.13 \sim 28.67 \text{ g/kg}$, 与纬度成正比, 与年平均温度成反比^[5]。中国东部南北样带 3 个点温度相关测量的总初级生产力和蒸散计算的生态系统水分利用效率, 从北到南随年平均温度增加减小^[6]。对于东部和西南湿润地区, 水分基本不成为限制因素, 水分利用效率主要受温度控制, 随着纬度从北到南减小或山区海拔高度下降温度增加, 水分利用效率减小, 气候水平地带性和垂直地带性分布控制了水分利用效率的空间分布格局。

5 结 论

水热条件通过控制森林的净光合速率、蒸腾、冠层截留蒸发和土壤蒸发而控制森林-径流关系, 水热条件的空间变化决定了森林-径流关系和水分利用效率的空间变化。在自然条件下, 由于气候垂直地带性和水平地带性影响, 随着海拔高度下降或从北到南随着温度增加, 水分利用效率减小, 森林-径流关系存在从增加径流量到对径流量没有明显影响再到减小径流量的变化, 水分胁迫或高温将抑制森林蒸腾从而抑制森林减少径流量, 森林集水区比较试验结果体现了森林-径流关系这种空间变化规律。气候控制森林植被的生长和分布, 森林植被通过与大气能量和碳水等物质交换对气候产生影响, 今后应在未来氮沉降和大气中 CO_2 浓度增加及全球变暖背景下, 在同一个动力框架下研究碳-氮-水循环的时空演变, 碳-氮-水 3 个循环过程的相互反馈机制及其对气候的响应和反馈。

参考文献:

- [1] COX P M, BETTS R A, JONES C, et al. Acceleration of global warming due 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*, 2004, 121(12):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):287-299.
- [4] PENG Jing, DAN Li. Impacts of CO_2 concentration and climate change on the terrestrial carbon flux using six global climate-carbon coupled models[J]. *Ecological Modelling*, 2015, 304, 69-83.
- [5] SHENG Wenping, REN Shujie, YU Guirui, et al. Patterns and driving factors of WUE and NUE in natural forest ecosystems along the North-South Transect of Eastern China[J]. *Journal of Geographical Sciences*. 2011, 21(4): 651-665.
- [6] YU Guirui, SONG Xia, WANG Qiufeng. et al. Water-use efficiency of forest ecosystems in eastern China and its relations to climatic variables[J]. *New Phytologist*, 2008, 177(4): 927-937.
- [7] 李文华, 何永涛, 杨丽韞. 森林对径流影响研究的回顾与展望[J]. *自然资源学报*, 2001, 16(5):398-406.
- [8] 马雪华. 四川米亚罗地区高山冷杉林水文作用的研究[J]. *林业科学*, 1987, 23(3): 253-265.
- [9] 马雪华. 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*, 1980, 2(3):78-87.
- [10] 张发会, 陈林武, 吴雪仙, 等. 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*, 2007, 28(4):49-53.
- [11] 黄秉维. 森林对环境作用的几个问题[J]. *中国水利*, 1982, (1):29-32.
- [12] 王文华, 苏和, 蔚军. 大兴安岭黑土区森林对径流的影响[J]. *东北水利水电*, 2009, 27(10):28-30+72.
- [13] 朱丽, 秦富仓, 姚云峰, 等. 北京市红门川流域森林植被/土地覆被变化的水文响应[J]. *生态学报*, 2010, 30(16):4287-4294.
- [14] 李玉山. 黄土高原森林植被对陆地水循环影响的研究[J]. *自然资源学报*, 2001, 16(5):427-432.
- [15] 周晓峰, 赵惠勋, 孙慧珍. 正确评价森林水文效应[J]. *自然资源学报*, 2001, 16(5):420-426.
- [16] 王金叶, 车克钧. 祁连山森林复合流域径流规律研究[J]. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1998, 4(1):22-27.
- [17] 李昌哲, 郭卫东. 森林植被的水文效应[J]. *生态学杂志*, 1986, 5(5):17-21.
- [18] 张晓明, 余新晓, 武思宏, 等. 黄土区森林植被对流域径流和输沙的影响[J]. *中国水土保持科学*, 2006, 4(3):48-53.
- [19] 刘昌明, 钟骏襄. 黄土高原森林对年径流影响的初步分析[J]. *地理学报*, 1978, 33(2):112-127.
- [20] 金栋梁, 刘予伟. 森林的水文效应实验分析[J]. *水资源研究*, 2007, 28(3):12-17.
- [21] 邓慧平. 森林与径流关系的模拟与分析[J]. *Geographical Science Research*, 2012, 1:31-38.
- [22] SELLERS P J, RANDALL D A, COLLATZ G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs[J]. *J Clim*, 1996, 9:676-705.
- [23] XUE Y, SELLERS P J, KINTER J L, et al. A simplified biosphere model for global climate studies[J]. *J Clim*, 1991, 4(3):345-364.