科学通报 2013 年 第 58 卷 第 17 期：1661 ~ 1669
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

东亚季风区植被变化对局地气候的短期影响

马迪[①②③*], 刘征宇[④③], 吕世华[①], MICHAEL Notaro[③], 容新尧[⑤], 陈广善[③], 王富瑶[③]

① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000;
② 中国科学院大学, 北京 100049;
③ University of Wisconsin, Madison, WI 53706, USA;
④ 北京大学气候与海-气实验室, 北京 100871;
⑤ 中国气象科学研究院, 北京 100081
* 联系人, E-mail: madi@lzb.ac.cn

2012-09-03 收稿, 2012-12-05 接受, 2013-05-15 网络版发表
全球变化重大科学研究计划(2010CB950503, 2012CB955201)和国家重点基础研究发展计划(2009CB421402, 2013CB956004)资助

摘要 利用 CCSM(Community Climate System Model)模式 3.5 版本, 研究了东亚季风区森林覆盖度增加对局地气候的短期影响. 模拟结果显示森林覆盖度增加后, 全年平均气温降低 0.93℃, 其中夏季降低 1.46℃, 冬季降低 0.40℃, 有利于缓解全球变暖在该地区的影响. 森林覆盖度增加后, 全年平均降水增加, 其中 4 月份降水增加最显著, 达到 7%. 森林覆盖度增加后植被的蒸散作用增加是导致该地区降温的主要原因. 夏季比冬季降温明显主要是由于夏季蒸散比冬季大. 蒸散增大的同时也导致了大气中水汽含量增加, 再加上森林覆盖度增加引起地表粗糙度增加, 从而形成气旋式辐合及异常的垂直上升运动, 导致降水增加. 此外, 森林覆盖度增加也使地表反照率降低, 造成地表反射短波辐射明显减少.

关键词
东亚季风区
植被变化
森林覆盖度
地表能量收支
水循环

植被覆盖度的变化是气候变化的成因之一, 植被的改变可能加强或者减缓气候变化. 近年来陆面植被覆盖及其变化对区域及全球气候的影响逐渐成为人们关注的焦点[1~6]. 植被可以通过改变下垫面的反照率、粗糙度及蒸散等方式影响大气[7~10]. 例如, Charney[7]通过数值模拟试验发现, 撒哈拉地区由于过度放牧导致植被退化, 使地表反照率变大, 从而改变地表能量平衡, 造成下沉气流加强, 加剧了干旱. Notaro 等人[8]发现北方森林减少会增加反照率导致地表吸收的辐射能量变少, 从而降低地表温度形成更长的雪季. 植被蒸散作用减少后, 也会导致当地降水变少使水循环减弱. Chen 等人[9]发现森林覆盖度增加会导致地表粗糙度增加, 使近地层辐合增强, 从而产生向上的水汽输送, 进一步增加对流云的产生和降水. 此外, 植被对气候要素的影响会因地处区域不同导致影响气候的机制不同[10~12]. 在高纬度地区, 植被主要通过反照率机制影响大气. 例如, Thomas 等人[10]发现北方森林地区的地表在冬春季节主要被积雪覆盖, 该地区森林覆盖度降低后会直接导致积雪覆盖面积增大、地表反照率升高、地表吸收太阳辐射减少, 进而降温. 在低纬度地区, 植被主要通过改变下垫面蒸散来影响大气. 例如, Dickinson 等人[11]最早利用 AGCM 研究了热带雨林影响当地和区域气候, 研究发现亚马逊森林变为草地后, 会导致 3~5℃的升温. 随后很多研究均发现亚马逊地区森林砍伐后会造成温度升高且降水减少, 这主要是由于植被减少后蒸发蒸腾作用减少导致的. 然而, Bonan[12]指出中纬度地区的植被影响大气的机制还有很大的不确定性.

东亚季风区地处中纬度, 是世界上气候脆弱区之一, 气候异常、旱涝灾害频发. 此外由于人口密度大, 可利用土地资源相对不足, 对该地区森林的盲目

引用格式: 马迪, 刘征宇, 吕世华, 等. 东亚季风区植被变化对局地气候的短期影响. 科学通报, 2013, 58: 1661–1669
英文版见: Ma D, Liu Z Y, Lü S H, et al. Short-term climatic impacts of afforestation in the East Asian monsoon region. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5661-6

滥砍滥伐导致该地区植被退化相当严重. 为应对气候变化中国国家发改委提出《应对气候变化林业行动计划》, 具体实施方案为继续推进造林绿化, 主要是加快两大绿色屏障的建设: 其一为"三北"防护林体系重点工程的建设; 其二为长江、珠江防护林及沿海防护林体系的建设. 目的是到 2050 年为止, 森林覆盖度由 18.2%增加到 26%[13]. 目前对三北防护林与大气之间的相互研究比较多, 如 Liu 等人[14]利用 RegCM 研究了三北防护林增加对局地的气候效应. 研究发现三北防护林的建设可以明显增加降水及湿度, 同时降低风速和空气温度. 钟中等人[15]利用区域环境模式模拟了三北防护林体系的区域环境效应. 宋帅等人[16]利用耦合的区域环境系统集成模式研究了土地利用变化影响区域气候的机理. 然而已有的研究对长江、珠江及沿海防护林建设对气候的影响研究不多, 因此有必要研究这些区域的植被变化后对气候的影响.

目前关于植被与大气相互作用的研究主要考虑的是陆-气相互作用, 大多数研究利用的都是气候态的海洋资料. 并未考虑海洋变率的因素, 同时也不包含海洋动力模块[17~19]. 但是东亚地区是一个典型的季风区域, 该区域陆地、海洋、大气高度耦合. 因此在研究该区域的植被与大气相互作用时就需要考虑海洋的因素. Dallmeyer 等人[20]利用完全耦合的气候系统模式研究了东亚地区植被变化对气候的影响, 结果表明模式模拟过程中是否考虑海洋变率会对模拟结果造成显著差异. Ma 等人[21]发现, 东亚地区森林覆盖度增加会影响附近海域的海气相互作用, 进而导致东亚地区长期降水增加, 夏季降温, 冬季升温.

此外, 目前大多数研究主要关注植被变化对气候的长期影响, 即生态系统达到平衡状态后对气候的影响. 然而关注植被变化后对局地气候短期内造成的影响, 即生态系统刚完成演替后对气候影响的研究并不多. 因此本文拟采用完全耦合的气候系统模式 CCSM, 研究东亚季风区树木增加对区域气候和水循环的短期影响. 然而短时间积分的模拟结果受初始条件影响大, 模拟结果噪声较大, 因此本文将采用集合敏感试验提高模式结果的可信度. 与以往工作不同的是, 本文采用了集合敏感性试验来研究东亚地区植被变化对局地的短期气候影响. 从而为将来合理进行资源配置以及制定植树造林政策提供参考.

1 模式简介和试验设计

本文利用的共同气候模式 CCSM(Community Climate System Model)是由美国国家大气研究中心 NCAR 开发的, 包括大气(CAM)、陆面(CLM)、海冰(CICE)和海洋(POP) 4 个分量模式, 各模式通过耦合器(CPL)相互交换数据. 本模拟试验采用完全耦合的 CCSM3.5 版本, 其陆面模式 CLM3.5 的水平分辨率为 1.9°×2.5°(即纬向 96 个格点, 经向 144 个格点), 土壤垂直方向为 10 层. 陆面模式耦合了动态植被模型(DGVM), 模式中植被可以和陆面及大气进行双向交换. 大气模式 CAM3.5 的水平分辨率与陆面模式相同, 垂直方向采用混合坐标系, 共有 26 层. 海洋模式是 POP2, 水平网格为 POP 的旋转网格, 水平网格数为经向 320 个格点, 纬向 384 个格点, 水平分辨率近似为 1°, 垂直方向有 60 层. 海冰模式 CSIM 的水平分辨率与海洋模式一致.

为研究东亚季风区植被变化对局地气候的影响, 本文设计试验如下:

(1) 控制试验(CTL): 从模式 spin up 积分 200 年达到准平衡状态后的初始场出发, 模式植被覆盖度取为默认值 95%, 积分 80 年.

(2) 敏感性试验(Tree65): 该试验是集合试验, 利用 CTL 试验中输出的 80 年的每年的重启文件(restart file)作为初始值, 修改东亚地区植被覆盖度, 即在积分过程中将陆面模式区域(19.89°~41.0°N, 107.5°~122.5°E)的森林覆盖度上限由 CTL 试验中的 95%降低到 65%. 从上述 80 个重启文件出发, 进行了 80 个样本的集合积分, 每组样本均积分 4 年.

CCSM3.5 模式的控制试验中树的覆盖度比实际下垫面树的覆盖度大, 这是因为这组试验森林覆盖上限允许森林自由生长, 且 DGVM 中不考虑农作物的生长这也是导致控制试验中森林覆盖度偏高的一个重要原因. 而 Tree65 试验的植被覆盖度更加接近东亚地区实际植被覆盖度[22], 因此 CTL 试验可作为植树造林的一种近似模拟, 它与 Tree65 试验之间的差异可以表征东亚地区植树造林后的影响. 由于动态植被模式存在一年左右的响应时间, 因此在下文中, 只取积分后 3 年的平均的结果进行分析.

动态植被模型共有 10 种植被类型, 试验区下垫面以温/热带阔叶林为主, 与实际下垫面植被相符. Notaro 等人[23]已经检验了 CCSM3.5 模式在模拟全球季风区(包括东亚季风区)植被变化时的适用性. 本文

中所用模式与初始条件与其所用的模式和初始条件均一致，不同的是他们主要研究了森林覆盖度与草地覆盖度同时变化对气候的影响．而本文主要关注东亚季风区植树造林(即森林覆盖度增加，草地覆盖度相应减少)后对局地气候的短期影响．需要指出的是，这里考虑的是大范围的森林替代草地的试验．现实生活中的植树造林还包括了退耕还林、在荒山种树等．本文所有结果均做了统计假设检验(T 检验)．

2 结果分析

2.1 植被覆盖度以及地表反照率变化

如图 1 所示，修改东亚季风区森林覆盖度上限后(CTL-Tree65)，森林覆盖度和草地覆盖度均发生改变．草地覆盖度减少，森林覆盖度增加．表 1 显示 CTL 试验中，试验区域的平均森林覆盖度为 81%，草地的覆盖度为 8%，植被总覆盖度为 89%；而 Tree65 试验减少了森林覆盖度的上限后，森林的覆盖度减至 57%，草地的覆盖度增至 32%．这主要是由于在动态植被模型中，树比草在吸收太阳辐射上有优势，在其他资源都充足的情况下，物种竞争过程中树会把草淘汰掉．在限制了森林覆盖度后，草地覆盖度反而会增加．同时由于树的叶面积指数大于草，导致植树造林后(CTL-Tree65)叶面积指数增加．此外森林覆盖度增加即树木密度增加，也会导致模式中植被高度明显增加(表 2)．

地表下垫面的植被类型和植被覆盖度是影响地表反照率的主要因素．如表 1 所示，CTL 试验中地表反照率年平均值约为 0.115，而 Tree65 中试验年平均值约为 0.137，这主要是由于下垫面部分森林被草地替代后，草地的地表反照率大于森林的反照率，从而导致 Tree65 试验地表反照率明显大于 CTL 试验，即植树造林后(CTL-Tree65)导致反照率减少了 16%．

2.2 对温度及地表能量收支的影响

森林覆盖度增加会通过调节地表反照率，来改变地表能量收支，影响地表温度和地面气温．如表 2 所示，森林覆盖度增加后，地表温度明显降低．全年地表温度降低 0.93℃，春季、夏季、秋季和冬季分别降低了 1.12, 1.46, 0.77 和 0.37℃．地面气温也明显降低，年平均降温幅度约为 0.22℃(图 2(a)，表 2)，同时春夏秋冬 4 个季节均降温(图 2(b)~(e))．其中夏季降温幅度最大约为 0.38℃，冬季降温幅度最小约为 0.10℃．春季和秋季分别降温 0.13 和 0.27℃(表 2)．

森林覆盖度增加会改变下垫面能量通量的分配来影响地表温度，因而影响地面气温．图 3 为森林覆盖度增加后，地表能量收支的变化，其中净短波辐射(图 3(a))为太阳短波辐射与反射短波辐射的差值，指

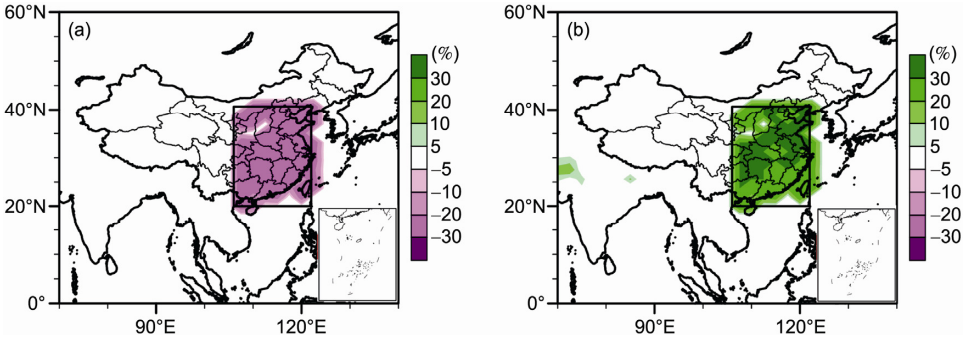


图 1 CTL 试验与 Tree65 试验植被覆盖度的差值

(a) 草地覆盖度; (b) 森林覆盖度

表 1 控制试验(CTL)与敏感性试验(Tree65)在东亚季风区的植被覆盖度及地表反照率

变量名称	森林覆盖度(%)	草地覆盖度(%)	植被总覆盖度(%)	叶面积指数	地表反照率
CTL	81	8	89	8.1	0.115
Tree65	57	32	90	5.4	0.137
CTL-Tree65	24	−24	−1	2.7	−0.022

表 2 控制试验(CTL)与敏感性试验(Tree65)的变量差异 a)

变量	春季	夏季	秋季	冬季	年平均
地表温度(℃)	**–1.12**	**–1.46**	**–0.77**	**–0.37**	**–0.93**
地面气温(℃)	**–0.13**	**–0.38**	**–0.27**	**–0.10**	**–0.22**
降水(mm/d)	**0.12**	**0.17**	0.01	0.08	**0.09**
植被高度变化(m)	**6.20**	**6.20**	**6.20**	**6.19**	**6.20**
蒸发蒸腾(mm/d)	**0.09**	**0.15**	**0.08**	**0.03**	**0.08**
总云量(%)	0.7	**1.1**	0.1	1.0	**0. 8**
表面应力(kg m^{-1} s^{-2})	**0.01**	**0.01**	**0.03**	**0.04**	**0.02**
净长波辐射(W m^{-2})	**2.2**	**2.6**	**1.5**	**1.6**	**1.9**
向下长波辐射(W m^{-2})	0.9	–0.4	–0.3	1.1	0.3
向上长波辐射(W m^{-2})	**–1.3**	**–3.1**	**–1.8**	–0.5	**–1.7**
净短波辐射(W m^{-2})	0.8	–0.4	**1.9**	1.6	1.0
向下短波辐射(W m^{-2})	**–3.7**	**–4.9**	–1.6	–2.2	**–3.1**
向上短波辐射(W m^{-2})	**–4.5**	**–4.5**	**–3.5**	**–3.8**	**–4.1**
总感热通量(W m^{-2})	0.9	**–1.8**	0.3	**2.3**	0.4
感热通量(裸土)(W m^{-2})	**–3.1**	**–2.2**	**–2.4**	**–3.0**	**–2.7**
感热通量(植被)(W m^{-2})	**4.0**	0.4	**2.8**	**5.3**	**3.1**
总潜热通量(W m^{-2})	**2.7**	**4.4**	**2.5**	**0.8**	**2.6**
潜热通量(裸土蒸发)(W m^{-2})	**–6.1**	**–10.0**	**–5.3**	**–2.1**	**–5.9**
潜热通量(植被蒸发)(W m^{-2})	**2.8**	**4.4**	**2.0**	**1.2**	**2.6**
潜热通量(蒸腾)(W m^{-2})	**6.0**	**10.1**	**5.8**	**1.7**	**5.9**
土壤热流量 (W m^{-2})	**–0.7**	**–0.3**	**0.6**	0.1	**–0.1**

a) 粗体表示通过显著性检验

向地表方向为正值. 表 2 显示, 森林覆盖度增加后年平均净短波辐射变化不显著(1.0 W/m^2, 0.6%), 仅有秋季净短波辐射显著增加(1.9 W/m^2, 1.4%). 除夏季净短波辐射变化不大外, 其余各个季节净短波辐射均有增加, 这主要是由于地表反照率降低, 地表反射的短波辐射减少导致的(表 2). 夏季由于森林覆盖度增加导致夏季云量增加(1.1%), 阻挡了部分的向下短波辐射. 这与地表反照率减少后导致的短波辐射增加相抵消, 从而使得夏季净向下短波辐射变化不大.

净长波辐射(图 3(b))为大气向下长波辐射与地表散射长波辐射的差值, 同样也是指向地表方向为正值. 森林覆盖度增加后, 年平均净长波辐射显著增加(1.9 W/m^2, 3.9%), 同时春季、夏季以及秋季均显著增加. 夏季净长波辐射增加幅度最大约为 2.6 W/m^2 (6.9%).

潜热通量为地表蒸发、植被蒸发以及植被蒸腾之和, 取向上为正值. 森林覆盖度增加后, 蒸发以及蒸腾作用增大导致全年潜热通量均明显增加, 全年增加 2.6 W/m^2(3.4%), 春夏秋冬四季分别增加 2.7 W/m^2 (3.6%), 4.4 W/m^2(3.6%), 2.5 W/m^2(3.5%)和 0.8 W/m^2 (2.6%), 其中以夏季(植被生长季节)潜热通量增加值最大, 冬季增加最小(图 3(c)). 感热通量为地表感热通量以及植被感热通量之和, 同样向上为正值. 图 3(d)显示下垫面森林覆盖度增加后感热通量年平均变化不显著. 夏季感热通量显著降低 1.8 W/m^2(7.3%), 冬季感热通量增加 2.3 W/m^2(8.3%).

植被覆盖度改变后, 不仅会影响当地的气候, 同时也会影响到其他区域的气候. 东亚季风区森林覆盖度增加后, 该地区周围以升温为主, 例如春季、冬季东亚季风区周围地区, 中国东海以及南海靠近陆地区域的海面温度增加(图 2(b), (e)). 此外, 秋季中国东北部及与俄罗斯接壤地区秋季温度上升比较明显(图 2(d)). 对比分析该地区能量各分量的变化, 发现该地区水汽及云量异常增加导致的向下长波辐射异常增加是该地区秋季温度上升的主要原因. 分析其原因可能是由于东亚地区水汽增加后水汽输送到中国东北部及与俄罗斯接壤地区(图略), 导致该地区上空水汽与云量增加, 向下长波辐射增加造成的, 从而

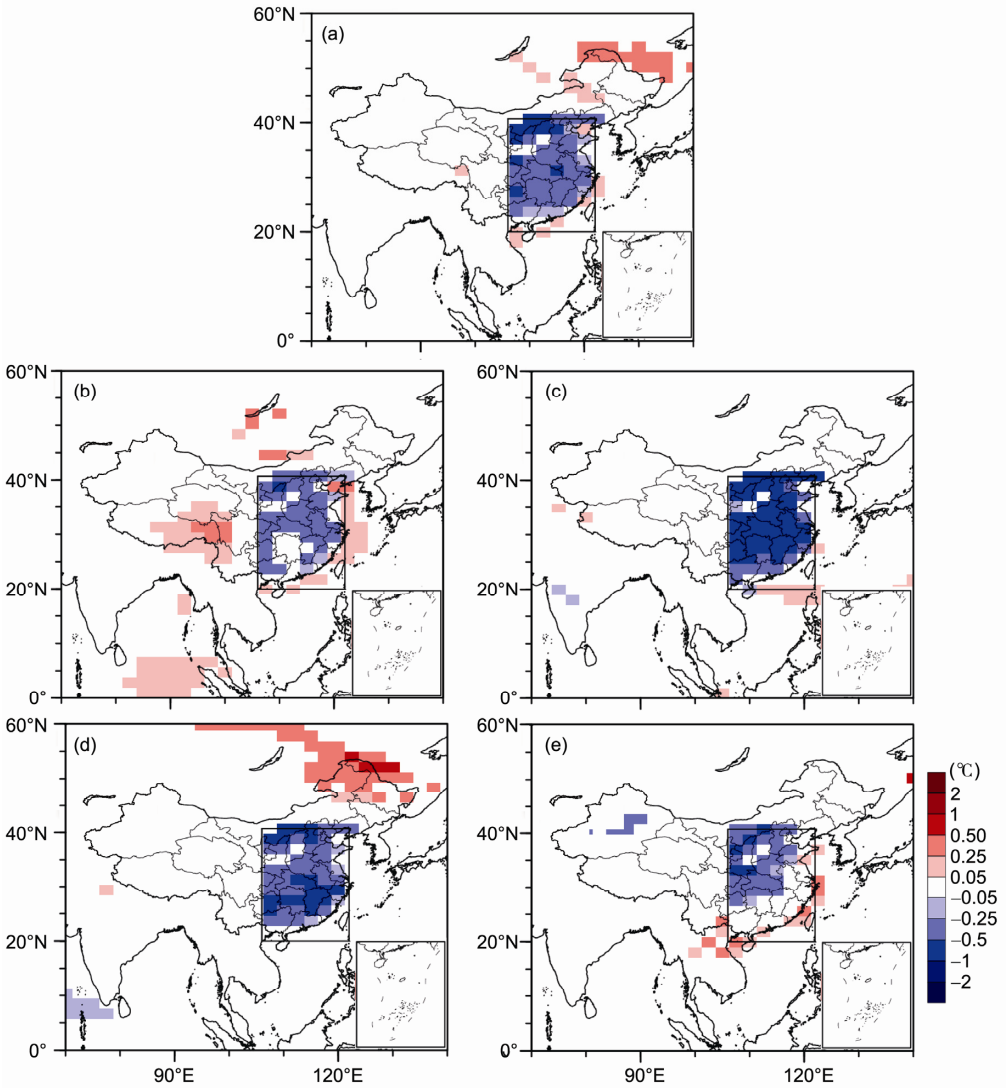


图 2　CTL 试验与 Tree65 试验地面气温的差值

(a) 年平均; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季; (e) 冬季. 图中阴影代表通过统计显著性检验

引起增温.

通过以上分析得出，植树造林后全年净长波辐射以及潜热通量显著变化，其中潜热通量增加幅度大于净长波辐射增加幅度. 森林覆盖度增加后向下的净短波和净长波辐射增加会导致下垫面增温，潜热感热增加会导致地表失去热量. 可以看出植树造林后，植被的蒸发蒸腾作用变化最为显著，这是地表温度降低的主要原因. 同理，夏季降温也是由于蒸发蒸腾作用导致. 在冬季潜热和感热通量均增加导致地表降温，这主要是因为森林覆盖度增加后地表粗糙度增加、下垫面湍流增大，感热潜热均增大，地表失去能量而导致.

2.3　局地环流与降水

森林覆盖度变化不仅会改变局地的气温及能量收支，还可以通过改变环流来影响局地降水及水循环. 图 4(a)给出了 CTL 与 Tree65 试验大气垂直速度(omega)差值随季节变化. 在森林覆盖度增加后，4 月份在 850~700 hPa 高空有显著的上升运动，其他季节变化也以上升运动为主，但未达到信度. 同时 4 和 5 月份在 850~500 hPa 高空有水汽(比湿)的显著增加(图 4(b)). 其他季节水汽也增加，但是统计结果不显著. 植树造林后水汽的增加，叠加明显的上升运动，从而使更多水汽凝结进而形成更多降水. 相应的从森林覆盖度增加对降水的影响(图 5)，可以看出森林覆盖度

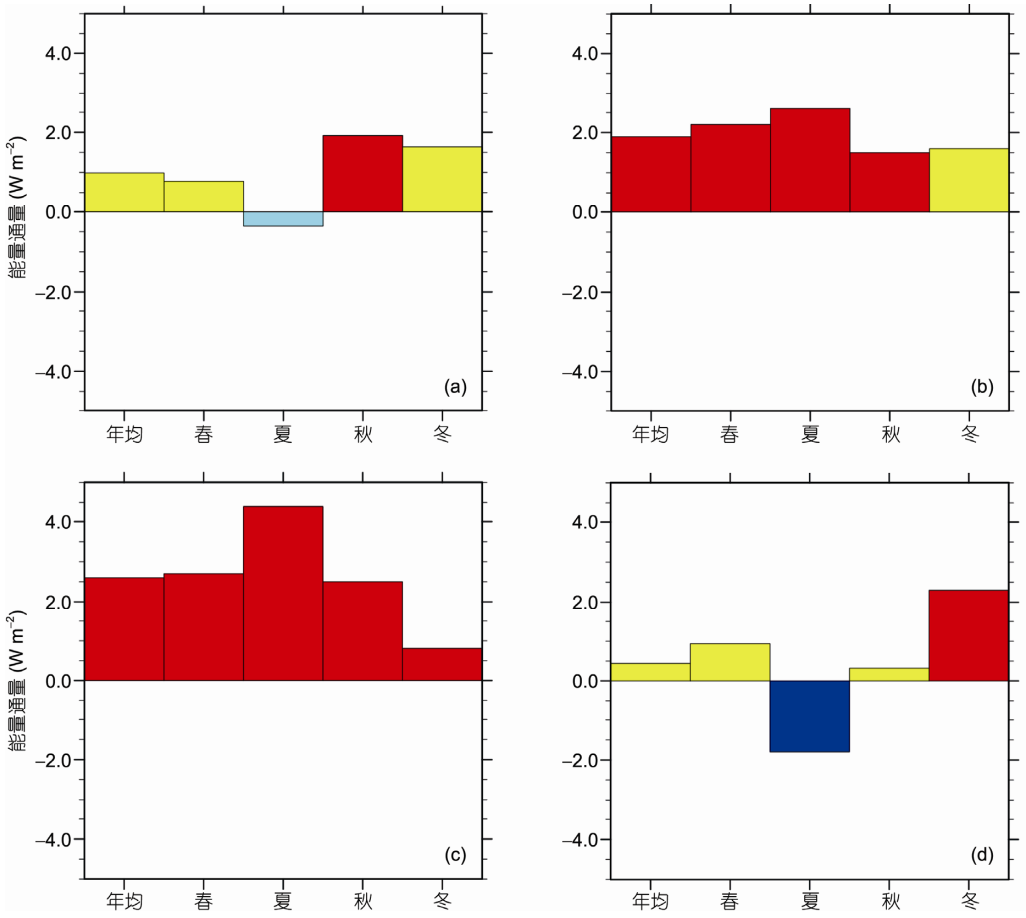


图 3　CTL 试验与 Tree65 试验能量分量的差值

(a) 净短波辐射; (b) 净长波辐射; (c) 潜热通量; (d) 感热通量. 图中红色与深蓝色代表通过统计显著性检验

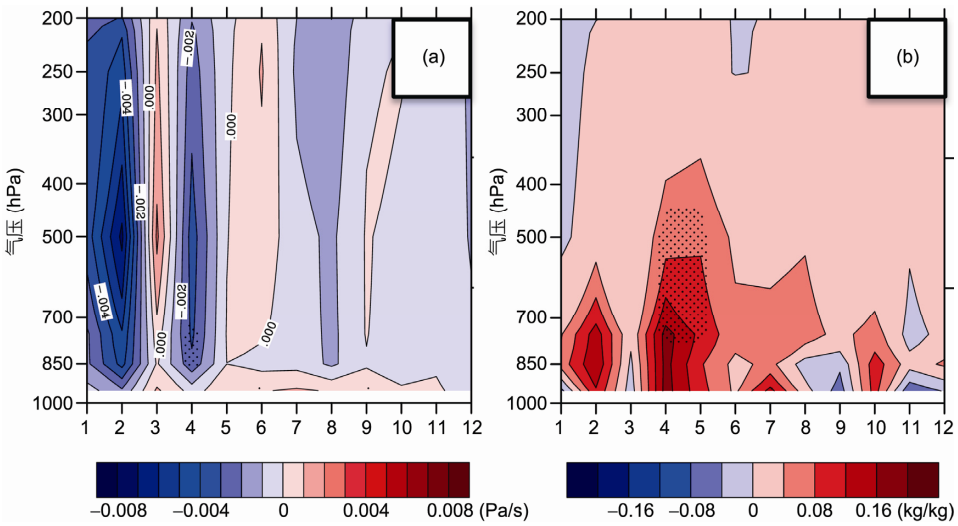


图 4　CTL 试验与 Tree65 试验的差值

(a) 垂直速度; (b) 比湿. 图中小黑点代表通过显著性检验

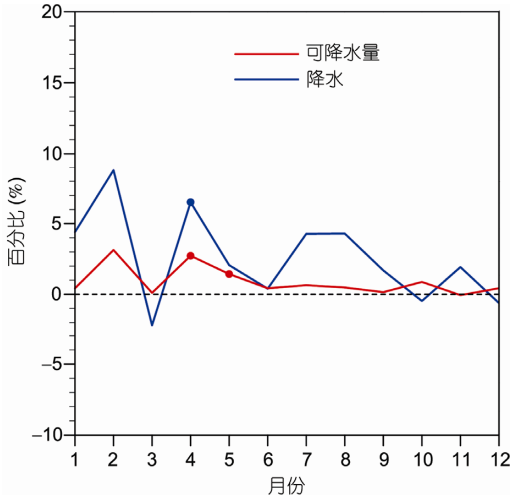


图 5　CTL 试验和 Tree65 试验降水(蓝线)与可降水量(红线)的差值占 CTL 试验的百分比

图中圆点代表通过显著性检验

增加后, 4 月份东亚地区降水显著增加(7%). 同时 4 和 5 月份东亚地区可降水量也显著增加, 分别为 3%与 2%.

森林覆盖度增加后, 春季降水增加约为 0.12 mm/d, 夏季降水增加最大约为 0.17 mm/d, 秋季降水变化幅度不大, 冬季降水增加幅度约为 0.09 mm/d. 同时森林覆盖度增加后, 蒸发与蒸腾作用也明显增加. 蒸发和蒸腾的水汽总共在春季增加了 0.09 mm/d, 夏季增加 0.15 mm/d, 秋季增加了 0.08 mm/d, 冬季增加了 0.03 mm/d. 对比植被蒸发量与降水量后发现, 在春季和夏季降水与植被蒸发量相差不大, 降水量大于蒸发量, 然而在春季, 夏季和冬季降水增加幅度大于蒸发增加的幅度. 可以看出在这些季节森林覆盖度增加后, 降水的增加不仅是来自于局地蒸发的水汽, 还包括来自于附近区域的的水汽. 需要指出的是, 图 5 仅给出了区域平均的结果, 然而由于中国东部雨带具有季节性移动, 森林覆盖引起的降水变化在随区域和季节变化. 我们分析了 CTL 试验与 Tree65 试验降水差异随纬度和季节的变化(图略), 发现森林覆盖度增加后, 我国南方降水普遍增多, 而北方降水减少, 但由于降水增加的区域要大于减少的区域, 因而整体降水增加.

通过以上分析得出, 森林覆盖度增加使降水与蒸散均增加, 加快局地水循环. 同时也会因季节不同而对蒸散的影响不同. 春季、夏季由于植被处于生长期蒸散量大. 秋冬季节, 尤其是冬季森林覆盖度增加对蒸腾的作用较小.

2.4　地表风场与土壤湿度

森林覆盖度增加会导致地表粗糙度增加, 进而降低风速, 近地层产生气旋式辐合异常(图 6), 因而出现异常上升气流. 从图 6(a)可以可知, 森林覆盖度增加后导致全年地表风速明显降低, 然而河南、江苏、浙江等地的风速减少并不明显. 春季(图 6(b))南方地区风速降低, 河北、山东等地风速降低并不显著. 夏秋冬季节(图 6(c)~(e)), 试验区的风速都显著减弱. 此外, 东亚季风区周围部分地区风速也明显减弱, 例如冬季中国东海以及南海靠近陆地的区域风速明显降低.

图 7 显示东亚季风区森林覆盖度增加会导致该地区土壤湿度明显变化, 这里的土壤湿度是指模式中土壤的体积含水量. 冬季土壤体积含水量整层(0~100 cm)减少, 随着深度增加, 土壤体积含水量减幅越大. 如表 2 所示, 秋季东亚地区降水很小(0.01 mm/d), 蒸散很大(0.08 mm/d), 从而导致该地区土壤水含量逐渐减少. 另外, 冬季降水不多(0.08 mm/d)导致冬季土壤深层水含量并未增加. 随着春季(0.12 mm/d)与夏季(0.17 mm/d)降水的增加, 土壤湿度逐渐增加. 由于 4~8 月份降水增加(图 5), 从而造成春季、夏季与秋季表层及浅层土壤(0~40 cm)含水量(图 7)增加, 其中 8 和 9 月份土壤整层含水量(100 cm)增加, 同时土壤水含量随着深度增加而减小.

3　结论与讨论

通过对东亚季风区进行植被覆盖度变化的数值模拟试验, 得到如下结论:

(1) 东亚季风区森林覆盖度增加后, 植被叶面积指数(LAI)会明显增加从而导致反照率减小. 同时会通过改变地表能量收支, 来影响局地气温. 森林覆盖度增加导致全年东亚季风区(19.89°~41.0°N, 107.5°~122.5°E)降温 0.93℃, 夏季降温最为显著约为 1.46℃, 冬季降温幅度最小约为 0.40℃. 夏季降温主要是由于蒸发蒸腾作用引起, 冬季降温主要是由于感热潜热通量共同增加造成的. 同时在东亚地区覆盖度增加后, 在冬季也会引起中国东海和南海附近海域的海温升高, 究其主要原因可能是由于森林覆盖度增加, 东亚地区风速降低. 同时, 由于该海域位于东亚地区冬季主导风向的下风区, 导致该海域风速降低,

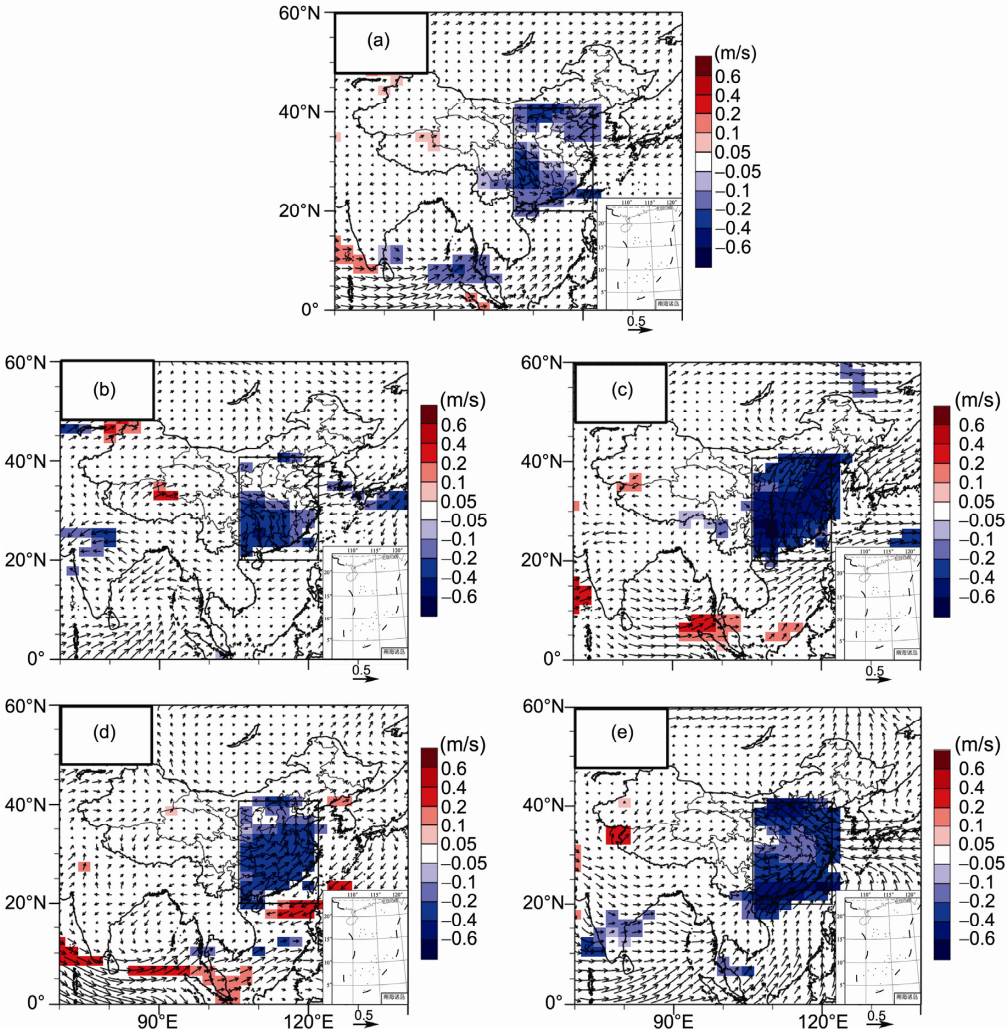


图 6 CTL 试验与 Tree65 试验地表风速(填色)与风矢量

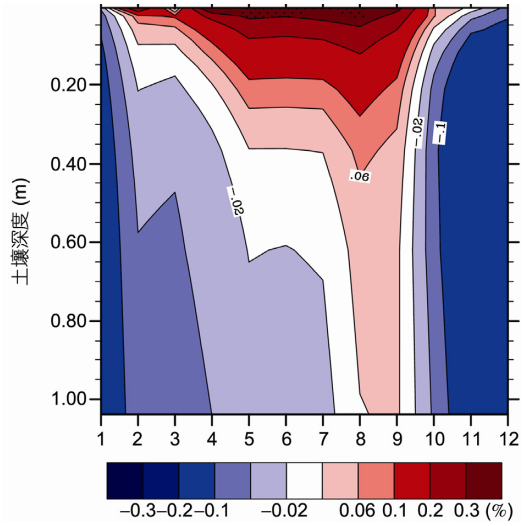


图 7 CTL 试验与 Tree65 试验土壤单位体积含水量的差值

海面蒸发降低，海面温度升高.

(2) 东亚季风区森林覆盖度变化也会显著影响局地环流，进而影响区域降水. 下垫面森林覆盖度增加后植被蒸腾作用加强，东亚地区上空水汽随之增加. 此外由于覆盖度增加，地表摩擦力也会增加，从而导致大气辐合，产生上升运动. 两方面因素均会导致东亚地区降水增加. 例如，4 和 5 月份增加的水汽伴随异常的上升运动，使东亚地区 4 和 5 月份降水显著增加. 因此植被覆盖增加会加速局地水循环，同时也可以看出森林覆盖度增加后对夏季降水与蒸发(腾)的增加幅度明显大于对冬季降水与蒸发(腾).

(3) 东亚季风区森林覆盖度增加后，地表摩擦力增加，导致局地风速降低且产生气旋式辐合异常. 总体上来说，森林替代草地后，降水增加会导致春季、

夏季和秋季的土壤含水量明显增加 .

从以上分析结果来看, 森林覆盖度变化对局地辐射能量及气候的影响是显著的. 植树造林短期内会改变局地能量收支平衡, 导致气温降低, 进而缓解全球变暖; 也会加速局地水循环, 使局地降水增加, 从而证实植树造林是有利于缓解气候变化的有力武器. 不同于 Ma 等人[21]研究, 本文发现东亚地区森林覆盖度增加后短期内导致冬季也是以降温为主. 分析其主要原因, 可能是由于 Ma 等人[21]分析的是东亚地区长期试验的结果, 引入了海洋变率后, 该试验导致了 WES 海温的正反馈作用, 导致附近海域海温明显升高, 进而影响内陆. 然而由于本文只关注植被变化后的短期影响, 尽管导致附近海表温度升高, 但附近海域增温不是明显, 对内陆的影响较小. 因此可以看出, 植被变化对气候的影响有时间尺度效应. 此外需要指出的是, 由于模式植被覆盖类型并不包含农作物, 但是农作物对气候的影响与草地对气候的影响有一些区别, 这是本文研究的不足之处.

参考文献

1 符淙斌, 袁慧玲. 恢复自然植被对东亚夏季气候和环境影响的一个虚拟试验. 科学通报, 2001, 46: 691–695
2 郑益群, 钱永甫, 苗曼倩. 植被变化对中国区域气候的影响(I): 机理分析. 气象学报, 2002, 60: 17–29
3 张井勇, 董文杰, 符淙斌. 中国北方和蒙古南部植被退化对区域气候的影响. 科学通报, 2005, 50: 53–58
4 刘飞, 巢纪平. 全球植被分布对陆面气温影响的半解析解分析. 科学通报, 2009, 54: 1761–1766
5 吴凌云, 张井勇, 董文杰. 中国植被覆盖对日最高最低气温的影响. 科学通报, 2011, 56: 274
6 邸月宝, 王辉民, 马泽清, 等. 亚热带森林生态系统不同重建方式下碳储量及其分配格局. 科学通报, 2012, 57: 1553–1561
7 Charney J G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quart J Roy Meteorol Soc, 1975, 101: 193–202
8 Notaro M, Liu Z Y. Joint statistical and dynamical assessment of simulated vegetation feedbacks on climate over the boreal forests. Clim Dyn, 2008, 31: 691–712
9 Chen G, Notaro M, Liu Z Y, et al. Simulated local and remote biophysical effects of afforestation over Southeast United States in boreal summer. J Clim, 2012, 25: 4511–4522
10 Thomas G, Rowntree P R. The boreal Forests and Climate. Quart J Roy Meteorol Soc, 1992, 118: 469–497
11 Dickinson R E, Kennedy P. Impacts on regional climate of Amazon deforestation. Geophys Res Lett, 1992, 19: 1947–1950
12 Bonan G B. Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. Science, 2008, 320: 1444–1449
13 Yang X H, Wang X P, Li N Y. Combating climate change: What will China's industry do? AMBIO, 2010, 39: 340–343
14 Liu Y Q, Stanturf J, Lu H Q. Modeling the potential of the northern China forest shelterbelt in improving hydroclimate conditions. J Am Water Resour Assoc, 2008, 44: 1176–1192
15 钟中, 王汉杰, 熊文愈, 等. 三北防护林体系区域环境效应的数值模拟(I)区域环境模式简介和检验. 解放军理工大学学报, 2001, 2: 7–12
16 宋帅, 鞠永茂, 王汉杰. 有序人类活动造成的土地利用变化对区域降水的可能影响. 气候与环境研究, 2008, 13: 759–774
17 吕世华, 陈玉春. 西北植被覆盖对我国区域气候变化影响的数值模拟. 高原气象, 1999, 18: 416–424
18 游火龙, 朱会芸, 熊双全, 等. 植被变化引起我国气候变化的数值模拟. 成都信息工程学院学报, 2010, 25: 301–307
19 陈军民, 赵平, 郭晓寅. 中国西部植被覆盖变化对北方夏季气候影响的数值模拟. 气象学报, 2010, 68: 251–259
20 Dallmeyer A, Clauseen M. The influence of land cover change in the Asian monsoon region on present-day and mid-Holocene climate. Biogeosciences, 2011, 8: 1499–1519
21 Ma D, Notaro M, Liu Z Y, et al. Simulated impacts of afforestation in East China Monsoon region as modulated by ocean variability. Clim Dyn, 2012, doi: 10.1007/s00382-012-1592-9
22 Ramankutty N, Foley J A. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. Glob Biogeochem Cycle, 1999, 13: 997–1027
23 Notaro M, Chen G S, Liu Z Y. Vegetation Feedbacks to Climate in the Global Monsoon Regions. J Clim, 2011, 24: 5740–5756