

姜超, 徐永福, 季劲钧. 2013. 东亚季风区夏季陆地生态系统碳循环对东亚夏季风的响应 [J]. 气候与环境研究, 18 (3): 329–341, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11062. Jiang Chao, Xu Yongfu, Ji Jinjun. 2013. Response of the summer terrestrial carbon cycle in the East Asian monsoon region to East Asian monsoon [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (3): 329–341.

东亚季风区夏季陆地生态系统碳循环对东亚夏季风的响应

姜超^{1,2} 徐永福¹ 季劲钧³

¹ 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

³ 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 东亚地区陆地生态系统的时空变率表现出明显的对季风气候的响应特征。使用EOF（经验正交分解）方法分析了AVIM2 动态植被陆面模式离线模拟试验模拟的1953~2004年东亚季风区夏季陆地生态系统总初级生产力（GPP）、生态系统净初级生产力（NPP）、净生态系统初级生产力（NEP）、植被呼吸以及土壤呼吸的时空分布特点, 探讨了东亚夏季风对陆地生态系统碳循环影响机制。研究发现, 在强季风年, 江淮地区高温少雨的特点限制了光合作用, 造成GPP偏低; 而华南地区在强季风年气候温暖湿润, 利于植被生长, GPP偏高。季风对于植被呼吸和土壤呼吸影响不明显, 使得GPP和植被呼吸之差NPP的变化及NPP和土壤呼吸之差NEP的变化与GPP的变化保持一致。在强季风年江淮流域地区干热的气候条件使得NPP和NEP降低; 但是在华南地区温度升高的同时降水增多使得在NPP偏高的基础上NEP也偏高。

关键词 东亚夏季风 陆地生态系统碳循环 EOF

文章编号 1006-9585 (2013) 03-0329-13

中图分类号 P461.7

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11062

Response of the Summer Terrestrial Carbon Cycle in the East Asian Monsoon Region to East Asian Monsoon

JIANG Chao^{1,2}, XU Yongfu¹, and JI Jinjun³

¹ State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

³ Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The temporal and spatial variability of the terrestrial ecosystem in the East Asia monsoon region reveals an obvious response characteristic to the monsoon climate. The Empirical Orthogonal Function (EOF) method is used to analyze the temporal and spatial distribution characteristics of Gross Primary Production (GPP), Net Primary Production (NPP), Net Ecosystem Production (NEP), and vegetation and soil respiration in the summer terrestrial ecosystem of the East Asian monsoon region obtained for the period 1953–2004 by off-line simulation of the Atmosphere Vegetation Interaction Model version 2 (AVIM2). In addition, the mechanism of influences of the East Asian monsoon on the

收稿日期 2011-04-26收到, 2013-02-03收到修定稿

资助项目 国家高技术研究发展计划项目2010AA012304, 国家自然科学基金项目40730106, 国家重点基础研究发展计划项目2010CB951802

作者简介 姜超, 女, 1984年出生, 博士, 主要从事陆地碳循环与全球气候变化的模拟研究。E-mail: jiangchao@mail.iap.ac.cn

通讯作者 徐永福, E-mail: xyf@mail.iap.ac.cn

terrestrial carbon cycle is discussed. Results show that during strong monsoon years with lower amounts of rainfall and higher temperatures in the Yangtze-Huaihe River basin, such restricted rainfall limits photosynthesis, which leads to lower GPP values. In southern China, however, rainfall amounts and temperatures are higher, which leads to stronger vegetation and, thus, higher GPP values. Because the East Asia summer monsoon does not significantly influence both plant and soil respiration, the changes in NPP, which marks the difference between GPP and vegetation respiration, and in NEP, which marks the difference between NPP and soil respiration, are consistent with that of GPP. During the strong summer monsoon years a hot and dry climate condition in the Yangtze-Huaihe River basin reduces NPP and NEP, whereas in Southern China the hot but wet climate increases NPP and NEP.

Keywords East Asian Monsoon, Terrestrial carbon cycle, EOF

1 引言

二氧化碳作为最重要的人为温室气体 (IPCC, 2007), 其在大气中的含量已经由工业革命以前的 280 ppm (10^{-6}) 升高到 390 ppm (2010 年, Mauna Loa 观测站, <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/> [2011-03-01]) (Keeling et al., 1976), 而且其不断升高的这个趋势在未来的很长一段时间里依然不会改变。大气中二氧化碳的增加不仅加剧了地球上的温室效应, 也将改变全球生态系统中的碳平衡。现在碳循环问题已经成为全球变化与地球科学研究的前沿与热点问题 (陶波等, 2001)。作为大气的下垫面, 陆地生态系统在影响大气变化的同时, 又受到气候变化的影响, 陆地生态系统的碳循环对全球碳循环变化有着重要的意义 (Schimel, 1995)。不同地区的气候变化的状态不同, 而且不同地区的生态系统的碳循环变化也是有差异的。已有的研究大多是关注于非洲、北美等地区生态系统的碳循环 (Williams et al., 2007; Beier et al., 2008; Ciais et al., 2008; Piao et al., 2008; Svejcar et al., 2008; Lewis et al., 2009; Friedlingstein et al., 2010; Peters et al., 2010)。现在对于东亚地区生态系统碳循环的关注还远不如对于热带雨林和北美等地区陆地生态系统碳循环的多。东亚地区作为全球高密度人口的地区之一, 为我们了解人类对生态系统结构和功能的影响提供了依据, 东亚地区尤其是东亚季风区是气候与生态系统相互作用最为强烈的地区之一, 气候类型丰富, 多样化的物种和生态系统可以探讨陆地生态系统碳循环的差异性 (Fang et al., 2010)。

东亚地区陆地生态系统的时空变率表现出明显的对季风气候的响应特征 (符淙斌等, 2002)。Saigusa et al. (2008) 采用东亚地区 11 个通量观测塔资料分析森林碳循环的季节变化。春季气温升高

会引起温带森林的生长季提前开始, 夏季光照对于不同站点生态系统初级生产力的影响由于温度和水汽压的不同有差异性, 旱季的长短影响热带雨林的碳循环 (Saigusa et al., 2008)。Piao et al. (2010) 用 3 个不同的生态系统模式模拟了东亚陆地生态系统 NPP (Net Primary Production) 和 NEP (Net Ecosystem Production) 的近百年的变化。结果显示东亚陆地生态系统是一个净的碳汇, 但是不同模式模拟出的碳汇大小有所差异 (Piao et al., 2010)。温刚和符淙斌 (2000, 2001) 用 1982~1993 年的归一化植被指数 (NDVI) 数据集研究了中国东部季风区植被生长季节变化对于气候响应的大尺度特征: 无论从多年平均还是逐年变化结果看植被季节性生长对于温度的响应都是同步的, 对于降水的响应及相关系数具有年际的差异。何勇等 (2007) 采用基于 MODIS 的生态系统初级生产力资料分析了中国陆地植被生长特征, 也认为温度是影响同期植被生长的主要因子, 降水其次。智海等 (2009) 用一个海洋—大气—动态植被耦合模式 (GOALS-AVIM) 模拟, 发现不同时间和地区东亚地区植被 NPP 与降水、地面温度和短波辐射表现不同对应关系, 夏季 NPP 与降水在空间格局上存在较好的相关性。

大气—植被相互作用模式 AVIM2 (黄玫等, 2006) 是能够模拟大气陆地之间物质能量交换的陆面过程模式, 主要是在 AVIM (Ji, 1995) 的基础上增加了土壤碳模块发展起来的新的版本。此新版本自从建立起来已经被用于上海市农田 (王原等, 2010)、西南地区 (谷晓平等, 2007) 和青藏高原地区在大气强迫下近 20 年来各地区生态系统植被净初级生产力的变化以及中国区域植被地上与地下生物量的分布特征 (黄玫等, 2008)。同时 AVIM2 也被用于未来气候变化情景下的生态系统净初级生产力的变化及生态系统的脆弱性研究。如

在国际政府间气候变化委员会《情景排放特别报告》(SRES)(IPCC, 2007) 设定的 B2 发展情景下, 同时考虑未来气候变化和大气二氧化碳浓度增加, 未来百年中国陆地生态系统 NPP 总量、土壤碳贮量和植被碳贮量持续增长, 但 NEP 总量开始上升, 在 2050 年之后逐渐下降, 到 21 世纪末接近于零。如只考虑气候变化的情况中国陆地生态系统 NPP 总量、NEP 总量、土壤碳总量和植被碳贮量随时间变化逐渐下降(季劲钧等, 2008)。这种气候变化情景对中国陆地生态系统有着严重的影响, 而且这种影响有着严重的趋势。

这些已有的根据观测或者反演数据对于生态系统的研究都只是分析东亚地区陆地生态系统的某一个或者两个变量来反映东亚地区的生态系统植被生长的特点, 这样单一个指标对于生态系统碳循环的特点反映必然具有一定的局限性。以往的模式模拟又注重于总量或者气候态分布特点的分析, 缺少与气候响应的分析。同时又因为东亚陆地生态系统的时空变率表现出明显的对季风气候的响应特征(符淙斌等, 2002), 而且东亚地区大部分植被类型的植被生长活动主要集中在夏季受到气候条件的影响(李伟等, 2008), 因此我们选择受季风影响最明显的夏季为研究季节, 通过模式模拟的方法, 来研究陆地生态系统不同变量的模态分布特点, 分析东亚地区的碳循环与季风指数的关系。

2 方法与模式描述

关于东亚季风的定义有很多, 如施能等(1996)根据海平面气压差来定义, 乔云亭等(2002)采用 850 hPa 平均风场来定义, 祝从文等(2000)根据海平面气压差及纬向风切变来定义等, 而且这些定义都能很好地反映东亚季风的年际和年代际变化。本文采用的是李建平和曾庆存(2005)提出的用动态风场标准化季节变率作为季风指数, 此指数可以直接和简单明了地反映季风的年际变化特点(图 1)(此数据来源于李建平的个人主页 <http://web.lasg.ac.cn/staff/ljp/index.html>[2011-03-01])。

为了研究东亚季风影响, 我们分析东亚东部地区, 其范围是(20°N~50°N, 100°E~130°E)。此区域是东亚季风气候影响的重要地区, 而且包含了森林、草地、灌丛等东亚地区重要的植被类型, 所以选择此区域进行植被碳循环对于气候变化响应

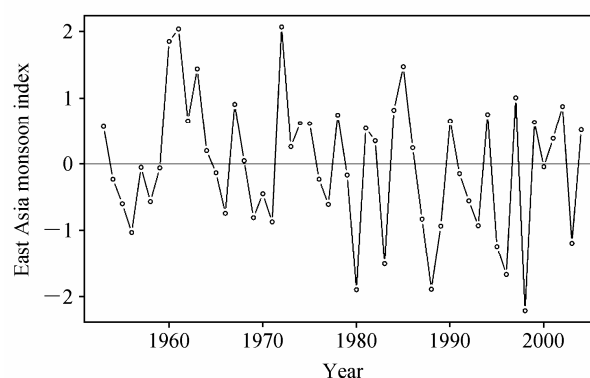


图 1 1953~2004 年东亚季风指数年际变化

Fig. 1 Normalized time series of the East Asian monsoon index for the period of 1953–2004

的时空变化特征的研究具有一定代表性。夏季为植被生长最为明显的季节, 而且东亚夏季风对于植被的影响主要体现在夏季。因此本文选择夏季进行研究。

我们主要分析反映陆地生态系统碳循环的变量, 其中包括生态系统总初级生产力(GPP)、生态系统净初级生产力(NPP)、净生态系统生产力(NEP)、植被呼吸和土壤呼吸。这些变量通过模式模拟的方法提供。

2.1 模式介绍

本研究所用的是 AVIM2 模式, 是一个能够模拟大气陆地之间物质能量交换的陆面过程模式。AVIM2 参考了机理模型 CEVSA(Cao and Woodward, 1998)和 CENTURY(Parton et al., 1987)土壤动力学模块中的土壤氮碳循环, 增加了土壤有机碳的转化和分解子模块后发展起来的。AVIM2 主要包括了大气—植被—土壤的生物物理过程模块、植被生理生长模块、土壤有机碳分解和转换模块。生物物理过程模块是关于植被冠层内部及其与大气、土壤间的水热交换和系统物理状态的变化。植被生理生长模块包括了光合作用、呼吸作用、光合作用产物在根、茎、叶中的分配、凋落。土壤有机碳分解和转换模块模拟凋落物在土壤中的转换与分解(Ji and Hu, 1989; Ji, 1995)。按照其有机碳分解的特点分为: 土壤表面结构库、地下结构库、地下活性库、土壤表面微生物库、土壤表面代谢库、地下微生物库、慢分解库和惰性库。不同库中的周转周期从月尺度至上千年。

2.2 研究方案

本文试验假设陆地植被类型的分布没有变化, 只

考虑了大气中二氧化碳浓度的变化及气候的变化来模拟陆地生态系统碳循环。本研究气象强迫场采用的是 Qian et al. (2006) 整理的 1948~2004 年的 NECP 再分析气象资料。为了计算气候与生态系统碳库之间的平衡态, 首先进行模式系统加速计算 200 个模式年, 其中大气二氧化碳取固定的 312 ppm, 气象资料用 1948~1957 年循环强迫, 土壤碳库加大步长计算, 植被碳库采用正常步长。随后土壤碳库采用正常步长, 以加速试验最后一年结果为初始场再计算 305 个模式年得到平衡态。气候变化试验以控制试验的最后一年结果为初始场, 大气二氧化碳开始采用 CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) 提供的 1953~2004 年的数据 (因为 312 ppm 是 1953 年的大气二氧化碳浓度), 气象资料采用上述再分析的 1953~2004 年时间段的资料模拟了陆地生态系统碳循环的变化。

3 结果与讨论

3.1 东亚季风区夏季陆地气象场的时空变化特征

东亚季风对于碳循环的影响是由于东亚季风影响了陆地上温度、降水和光照等气象场的变化, 再影响陆地碳循环的变化。首先分析东亚季风区夏季气象场的时空变化。采用 EOF (经验正交分解) 分析方法对东亚季风区夏季陆地温度、降水和土壤湿度进行分解, 来揭示东亚季风区夏季陆地气象场的时空变化特征。

由于温度前两个模态的方差贡献率就接近 70%, 说明这两个模态就能体现出温度的主要变化特征, 因此只探讨温度的前两个模态。图 2 是东亚季风区夏季陆地温度 EOF 分解的第一模态和第二模态的空间型 (方差贡献率是 52.1% 和 17.4%) 及对应的时间系数图。从东亚季风区夏季陆地温度

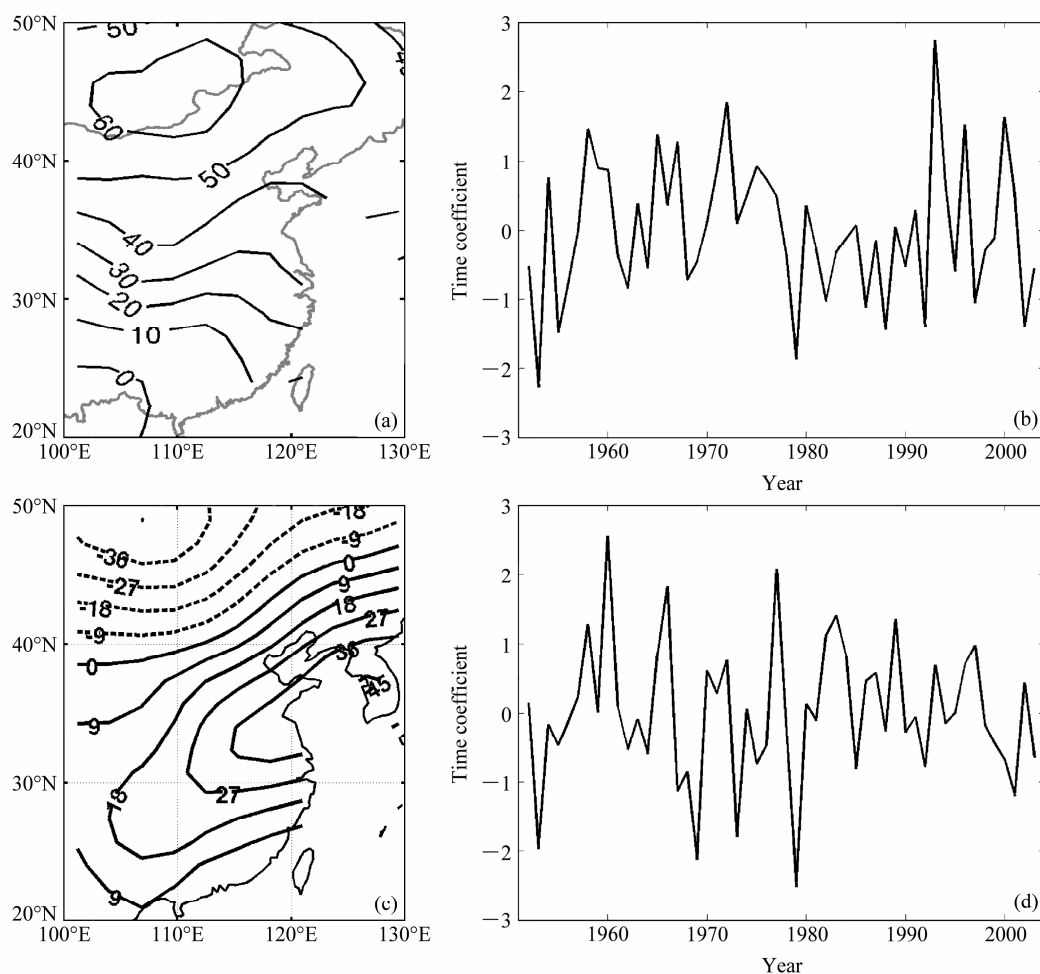


图2 东亚季风区 1953~2004 年夏季陆地温度 EOF 分解的 (a、c) 模态空间型及 (b、d) 对应的时间系数: (a、b) 第一模态; (c、d) 第二模态

Fig. 2 (a, c) EOF (Empirical Orthogonal Function) modes of summer temperature in the East Asian monsoon region from 1953 to 2004 and (b, d) their relevant time coefficients: (a, b) The first EOF mode; (c, d) the second EOF mode

EOF 分解的第一模态的空间型(图 2a)中可以看出整个区域大部分地区的符号是一致的,说明整个区域温度是同升同降的。其大小的空间变化特征是由南向北逐渐增大,其中最小的中心落在了西南地区东部,高值中心落在蒙古国。图 2b 是与第一模态对应的标准化时间系数。从图上可以看出,1980 年代以前时间系数以正值为主,之后以负值为主,反映了东亚季风区夏季陆地温度 1980 年代以前区域温度变化以整体升高为主,之后多为整体下降。结合第一模态空间分布图和对应的时间系数曲线可以看到,虽然整个区域的温度是波动一致的,但是南部温度增加或者降低的幅度要小于北方。小波分析可以看到,整个区域的温度波动有一个 2 年的周期(图略)。

东亚季风区夏季陆地温度 EOF 分解的第二模态的空间型(图 2c)约以 $48^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 为界呈现东北—西南带状走向,东北与西南反位相变化,即东北温度偏高(低)时,西南温度偏低(高)。图 2d 是对应的标准化时间系数,从图上可以看出,1980 年代以前波动要明显大于 1980 年代之后,说明 1980 年代前南北方温度反位相波动更显著,小波分析可以看到一个明显的 2 年和 6 年的周期(图略)。

虽然降水的前几个模态的方差贡献率差别没有温度前几个模态那么高,但是其前 3 个模态的贡献率之和也超过了 45%,因此分析降水的前 3 个模态的特点。图 3 是东亚季风区夏季陆地降水 EOF 分解的第一模态空间型、第二模态空间型和第三模态空间型(方差贡献率分别是 23.3%、14.9%和 9.7%)及对应的时间系数图。从降水的第一模态空间分布图 3a 中可以看到零度线在 28°N 左右和 38°N 左右,中部地区与其南北区域都是相反的位相分布。说明当长江中下游和淮河流域地区降水多(少)则华北和华南地区的降水少(多)。从图 3b 来看,在 1980 年代以前以正值为主,1980 年代以后以负值为主。说明降水还是发生了一个年代际的变化。在 1970 年代后期以前长江流域降水偏少,华南降水偏多年份较多。1970 年代后期以后长江中下游地区降水相对偏多年增多。到 1990 年代以后呈现震荡形态。

东亚地区夏季陆地降水 EOF 分解的第二模态空间型(图 3c)以 30°N 为界呈南北反位相变化,南部的中心位于江南地区,北部的中心位于黄淮地区,反映了南涝北旱(时间系数为正)或者是北涝南旱(时间系数为负)的降水型分布特点。而其时

间系数在 1990 年代以前都是以负为主,1990 年代后变为正的。说明降水在 1990 年代由北涝南旱向南涝北旱转变。

与第一和第二模态的空间上存在南北正反位相变化不同,东亚季风区夏季陆地降水 EOF 分解的第三模态空间型(图 3e)偏向为东北—西南差异,靠近东部沿海的地区与西部内陆地区呈正反位相差别。西部有两个中心,一个位于华北地区,另一个位于长江中游地区;东部是越靠近海岸线的值越大。其对应的时间系数变化(图 3f)说明,1970 年代末有一个明显的突变,这之前的东亚的内陆降水是偏多为主,在这之后明显偏少。

以上分析的 52 年温度和降水数据是来源于 NCEP 再分析资料,其中降水的 EOF 空间分布型在一些文献中以不同时段资料也有所揭示。下面将分析的土壤表层湿度是模式输出结果,这一要素对生态系统的生产力是很重要的。图 4 是东亚季风区夏季陆地土壤表层湿度 EOF 分解的第一模态空间型、第二模态空间型和第三模态空间型(方差贡献率分别是 18.4%、14.5%和 9.7%)及对应的时间系数图。土壤表层湿度第一模态的空间分布图(图 4a)与降水的第二模态的空间分布型(图 3c)相似,南北方是相反的位相分布,正反位相的分界也是在大约 30°N 。图 4a 中的北方高值中心有两个,在华北地区和黄淮地区;南方高值中心在华南地区中东部。从第一模态对应的标准化时间系数图 4b 来看,在 1970 年代以前以负值为主,1970 年代到 1980 年代转为正值为主,之后直到 1990 年代中期都是负值占主要,负值说明北方偏湿南方偏干;正值反之,即南方偏湿北方偏干。

图 4c 为东亚地区夏季土壤表层湿度 EOF 分解的第二模态空间分布型。此分布型与降水第一模态的空间分布型相似,也是中部长江中下游地区与其南北两侧呈反位相,说明长江中下游地区的土壤表层湿度变化趋势与华北及华南地区的土壤表层湿度变化趋势相反。此空间分布型的时间系数(图 4d)的变化在 1980 年代以前以正值为主,之后变为负值为主,也就是早期土壤湿度华北和华南地区都是偏湿,长江中下游地区偏干,后期趋势相反。

东亚地区夏季土壤表层湿度 EOF 分解的第三模态空间分布型的特点就是整个区域中部与东北和西南部的边缘地带呈反位相,而且明显华北和华南地区中心绝对值较高,中部长江中下游偏低(图

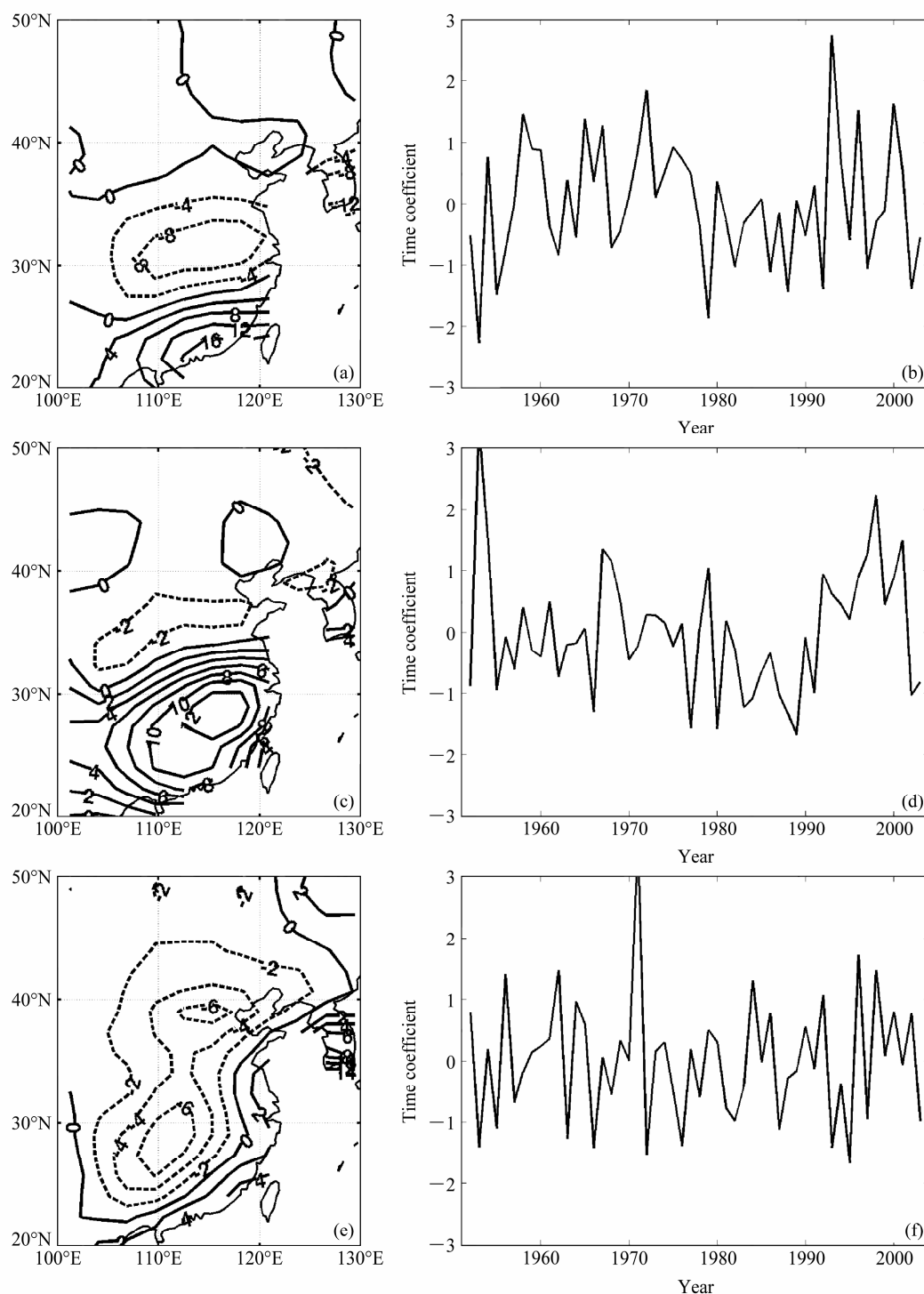


图3 东亚季风区 1953~2004 年夏季陆地降水 EOF 分解的 (a、c、e) 模态空间型及 (b、d、f) 对应的时间系数: (a、b) 第一模态; (c、d) 第二模态; (e、f) 第三模态

Fig. 3 (a, c, e) EOF modes of summer precipitation in the East Asian monsoon region from 1953 to 2004 and (b, d, f) their relevant time coefficients: (a, b) The first EOF mode; (c, d) the second EOF mode; (e, f) the third EOF mode

4e)。其年代际特点是 1960 年代中期以前, 1970 年代末期到 1990 年代中期这两段时间系数以正值为主, 说明土壤湿度降低的趋势, 尤其是在华北和华南地区; 1960 年代末期到 1970 年代中期, 1990 年

代末期以后, 土壤湿度增加趋势明显。

为了更好地说明东亚季风与气温、降水和土壤湿度的关系, 比较了不同变量的不同模态时间系数与季风指数的相关系数。表 1 为东亚季风指数与不

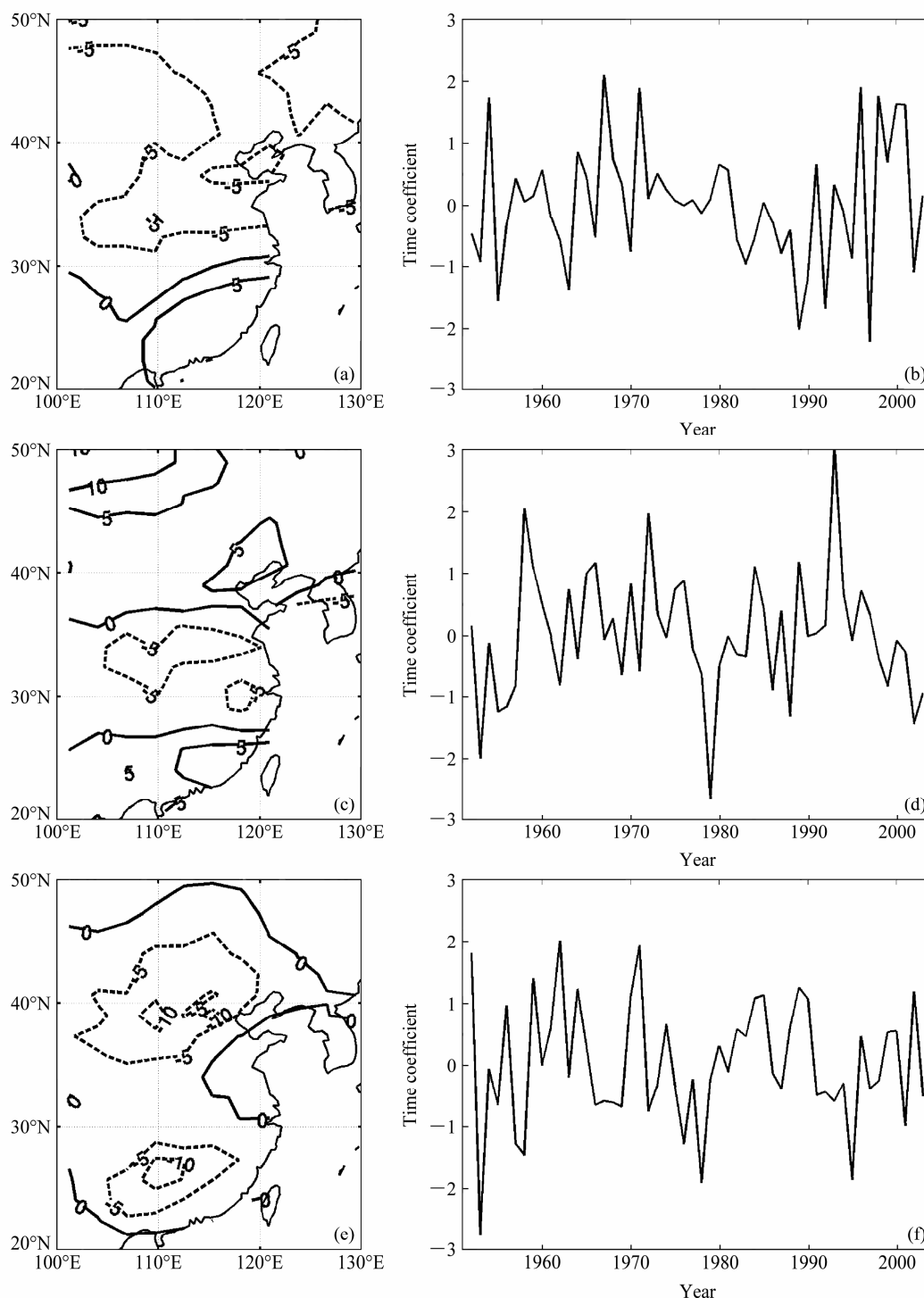


图4 同图3, 但为土壤表层湿度

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for soil surface wetness

同气象变量的 EOF 模态时间系数的相关系数。其中通过显著性检验的为东亚季风指数与温度、降水和土壤表层湿度的第一模态及降水和土壤湿度的第三模态的时间系数的相关系数。这说明, 当季风指数较高, 季风较强, 华北和华南降水偏高, 长江淮河流域降水偏少; 季风指数弱, 季风较弱的年

份, 雨带趋于中部, 江淮流域地区降水偏高, 其南北的降水偏少; 此结论与郭其蕴等 (2004) 的分析结果相同。相应的东亚夏季强季风年的土壤表层湿度在华北和华南地区偏高, 弱季风年的土壤表层湿度在长江中下游地区偏高。与季风对降水和土壤表层湿度的这种正负正的影响不同, 温度受东

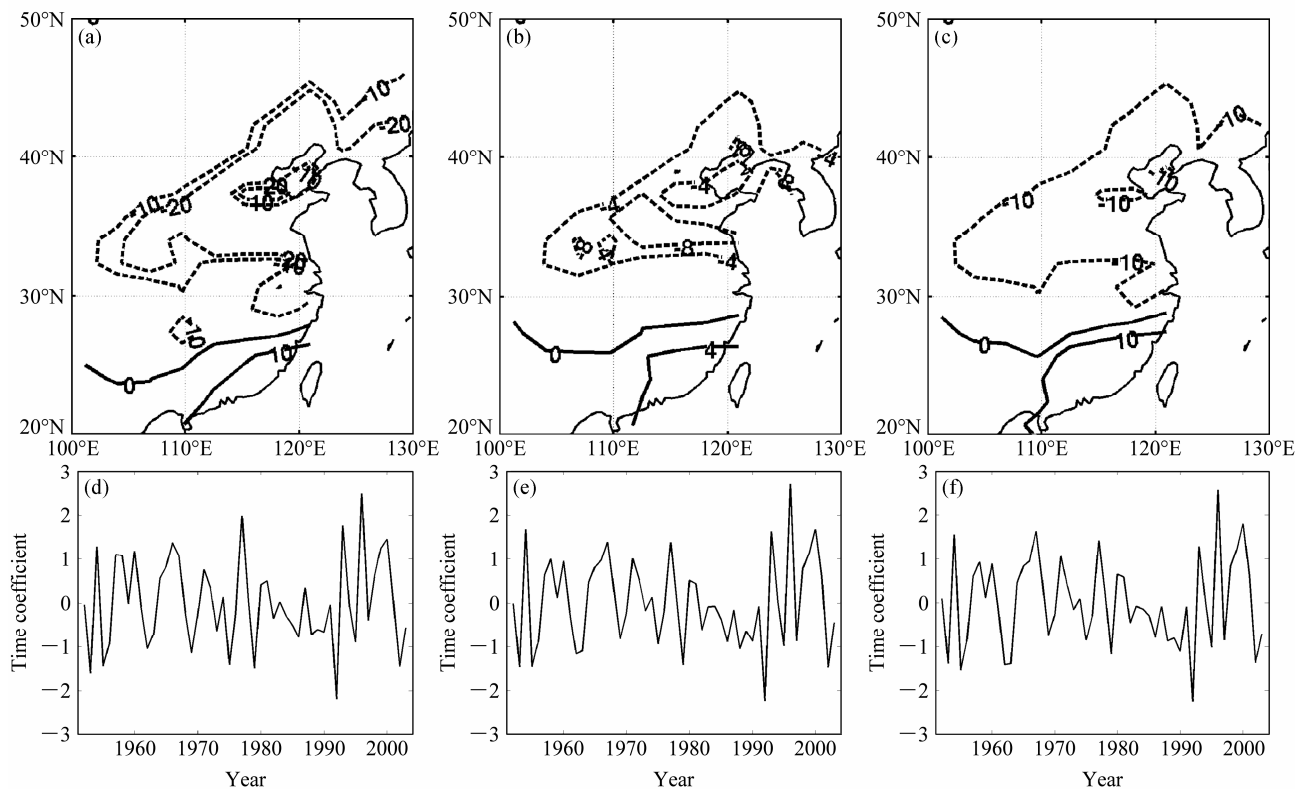


图5 东亚季风区 1953~2004 年夏季 (a、d) NEP、(b、e) NPP、(c、f) GPP 的 EOF 分解的 (a、b、c) 第一模态空间型及 (d、e、f) 对应的时间系数

Fig. 5 (a, b, c) The first EOF modes and (d, e, f) their relevant time coefficients for (a, d) NEP (Net Ecosystem Production), (b, e) NPP (Net Primary Production), and (c, f) GPP (Gross Primary Production) in the East Asian monsoon region from 1953 to 2004

亚夏季风的影响更重要的在于，大部分地区强季风年温度偏高，弱季风年温度偏低。总的来说，强季风年，副热带高压偏北造成长江中下游地区高温少雨（刘宣飞和汪靖，2006）。

表 1 东亚季风区气象场 EOF 时间系数与东亚季风指数的相关系数

Table 1 Correlation coefficients between the time coefficients of EOF modes of climatic factors and the East Asia summer monsoon index

模态	气象场	相关系数
第一模态	温度	0.33*
	降水	0.44***
	土壤湿度	0.37**
第二模态	温度	0.23
	降水	-0.15
	土壤湿度	0.26
第三模态	降水	0.39**
	土壤湿度	0.36**

*, **, ***分别表示通过显著性水平 0.05、0.01、0.001 显著性检验。

由于东亚季风的强弱对于温度、降水和土壤表层湿度的区域性影响，其对不同地区植被的碳循环

也会产生不同的影响。

3.2 东亚季风区夏季陆地生态系统碳循环的时空变化特征

图 5 是东亚季风区 1953~2004 年夏季 NEP、NPP 和 GPP 的 EOF 分解的第一模态空间型（方差贡献率分别为 37.7、32.6 和 32.6%）及对应的时间系数。从图 5a~5c 上可以看出，夏季 GPP、NPP 和 NEP 这三个变量 EOF 第一模态的空间分布非常相似。从空间分布图上可以看出，以 25°N 左右为界南北两侧地区的数值分别为不同正负分布，其中南部的中心区位于华南东部地区；与之反向的北方有华北、黄淮两个中心区。这说明在 25°N 左右的两侧区域不同年份的 GPP、NPP 和 NEP 都呈现出不同的变化。

从图 5d、5e、5f 的 EOF 分解第一模态的时间系数图上看到，夏季 GPP、NPP 和 NEP 的 EOF 第一模态时间系数也非常相似，通过小波分析可以发现此第一模态的时间系数都以 2 年为周期的波动最为明显（图略）。这 3 个生产力变量的第一模态时间系数与温度、降水和土壤表层湿度的第一模态时

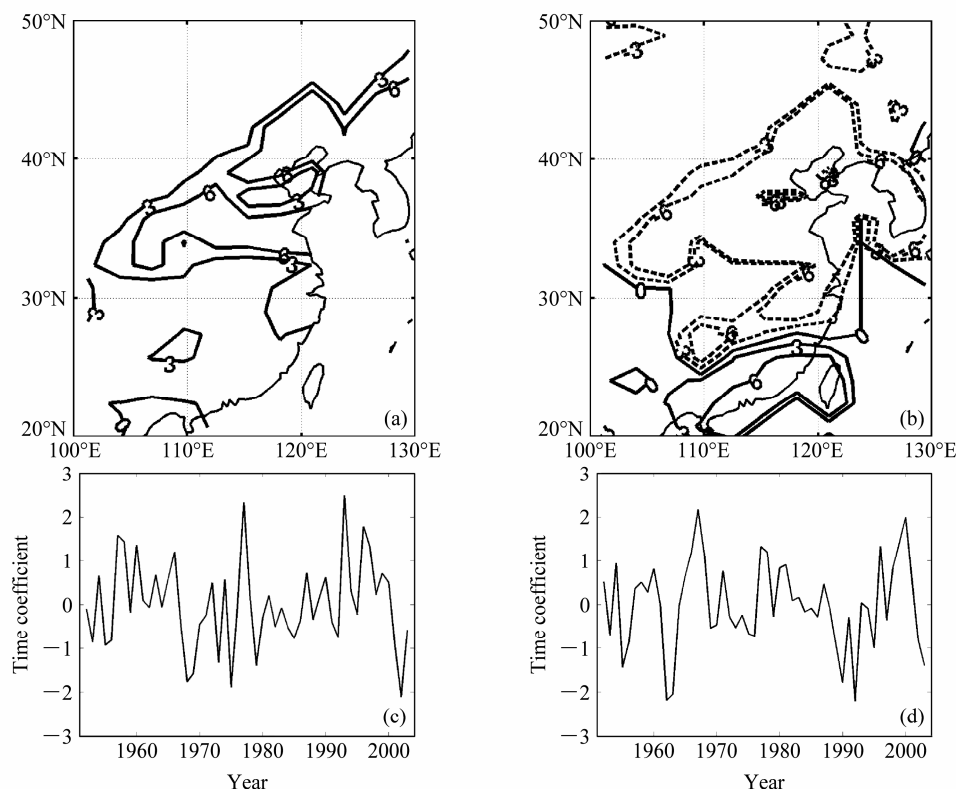


图6 东亚季风区 1953~2004 年夏季 (a、c) 土壤呼吸、(b、d) 植被呼吸 EOF 分解的 (a、b) 第一模态空间型及 (c、d) 对应的时间系数

Fig. 6 (a, b) The first EOF modes and (c, d) their relevant time coefficients for (a, c) soil respiration and (b, d) vegetation respiration in the East Asian monsoon region from 1953 to 2004

间系数及温度和土壤表层湿度的第二模态的时间系数的相关系数都通过了显著性检验（详见表2），而且这些相关系数都为正，说明温度、降水和湿度的这几个模态空间分布型的时间变化对于这种南北反向的模式有着促进作用。结合其与土壤湿度第二模态空间分布型的相似性，说明夏季土壤湿度在华南地区与其以北地区的反向的年际变化对于GPP、NPP和NEP这种南北反向的年际变化的影响显著。

图6是东亚季风区1953~2004年夏季土壤呼吸和植被呼吸EOF分解的第一模态空间型（方差贡献率分别为32.0%、32.1%）及对应的时间系数。土壤呼吸的EOF第一模态空间分布图6a中，整个东亚季风区的位相都是一致，其中华北地区、黄淮地区及东北地区及朝鲜半岛的值较大。对应的时间系数在1970年代以前以正值为主，1970年代到1980年代中期转为负值为主，负值说明土壤呼吸作用偏弱，正值反之（见图6c）。通过小波分析发现最明显周期为3年（图略）。夏季植被呼吸的EOF第一模态的空间分布图6b表明，华南与其北部地

表2 东亚季风区夏季碳循环变量 EOF 分解第一模态与气象场 EOF 分解第一模态、第二模态、第三模态时间系数的相关系数

Table 2 Correlation coefficients between the time coefficients of the first EOF modes for the terrestrial carbon cycle and the time coefficients of EOF modes of climatic factors

	GPP 第一模态	NPP 第一模态	NEP 第一模态	植被呼吸 第一模态	土壤呼吸 第一模态
温度第一模态	0.61***	0.64***	0.63***	0.47***	0.52***
降水第一模态	0.72***	0.77***	0.72***	0.44***	0.52***
土壤湿度第一模态	0.78***	0.75***	0.61***	0.68***	0.08
温度第二模态	0.31*	0.34*	0.49***	0.21	0.63***
降水第二模态	0.14	0.12	0.01	0.15	-0.05
土壤湿度第二模态	0.35**	0.41**	0.41**	0.11	0.47***
降水第三模态	0.02	0.16	0.09	0.12	-0.12
土壤湿度第三模态	0.01	0.02	0.02	-0.06	-0.01

*, **, *** 分别表示通过显著性水平 0.05、0.01、0.001 显著性检验。

区呈反位相向变化，而且华南东部地区为正位相最大，华北和黄淮为反位相最大。小波分析其对应的时间变化系数显示7年周期最明显（图略）。主要在1970年代末以前是负为主的，说明此时期华南地区的植被呼吸较弱，其他地区植被呼吸较强。

土壤呼吸的 EOF 第一模态时间曲线与温度和降水的第一模态时间曲线及温度和土壤表层湿度的第二模态的相关系数都通过了显著性检验。土壤呼吸与温度的两个模态时间曲线相关系数都很大,说明土壤呼吸这种全区同升同降的分布型的年际变化受温度影响非常的明显。植被呼吸 EOF 第一模态时间曲线与温度、降水和土壤表层湿度第一模态的时间变化曲线的相关性通过了显著性检验,其中与土壤表层湿度的相关性最高,说明植被呼吸作用的这种正反位相差异的年际变化受土壤表层湿度第一模态南北反向变化空间分布型年际变化影响显著(详见表 2)。

图 7 是东亚季风区 1953~2004 年夏季 NEP、NPP、GPP 的 EOF 分解的第二模态空间型(方差贡献率分别为 14.3%、18.5%、20.3%)及对应的时间系数。从图 7a、7b 和 7c 上可以看出,夏季 GPP、NPP 和 NEP 3 个变量 EOF 第二模态的空间分布都是以 40°N~30°N 左右东北—西南走向的南北两侧地区的数值分别为不同正反位相分布,北方中心在黄淮地区。此分布型与降水第二模态的空间型非常的相似。其长江以北的地区这种从东北到西南向的分布特点又与温度的第二模态的空间型有一定的相似

度。从图 7d、7e 和 7f 时间系数图上看夏季 NEP、GPP 和 NPP 的 EOF 第二模态时间系数年代际变化也非常的相似,都是在 1960 年代中期以前和 1970 年代中期到 1980 年代末这两个时段都是以负值为主,说明此时期 NEP、NPP 和 GPP 北方偏大,南方偏低。1960 年代中期到 1970 年代中期和 1990 年代以后,都是时间系数以正值为主,说明这段时间的 NEP、NPP 和 GPP 趋向于北方偏小,南方偏大。通过小波分析发现(图略),GPP、NPP 和 NEP 存在一个 2 年和 6 年左右的周期。

这 3 个生产力变量的第二模态时间系数与土壤表层湿度第一模态、温度和降水的第二模态及降水第三模态的时间系数的相关系数都通过了显著性检验(详见表 3),且这 3 组相关系数的差别不大,说明对于 GPP、NPP 和 NEP 的这类分布型受温度、降水和土壤表层湿度的南北反向变化空间分布特点的年际变化影响。与 GPP、NPP 和 NEP 第一模态对应相关系数不同的是,GPP、NPP 和 NEP 的第二模态时间系数与温度第二模态的时间系数为负相关,说明温度的东北—西南向的反向差异起到的是反作用。

图 8 是东亚季风区 1953~2004 年夏季土壤呼吸和植被呼吸 EOF 分解的第二模态空间型(方差贡

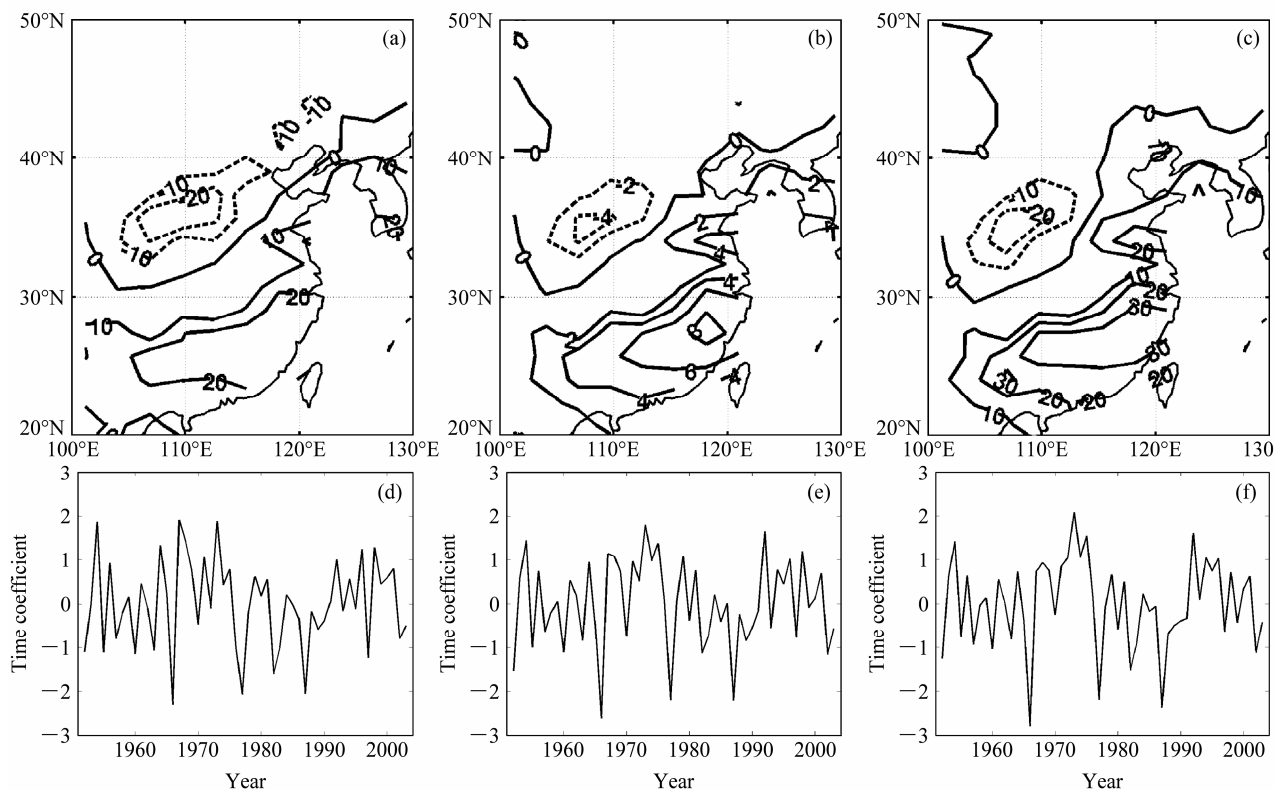


图 7 同图 5, 但为第二模态

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the second modes

献率分别为 13.8%和 15.1%) 及对应的时间系数。土壤呼吸与植被呼吸的 EOF 第二模态空间分布图相似, 都是华南、江淮和华北与其他地区呈正反位相分布 (见图 8a、8b)。土壤呼吸和植被呼吸第二模态对应的时间变化系数在 1960 年代末以前, 1980 年代末到 1990 年代初期为负值为主, 对应空间分布图说明, 在华南、江淮和华北土壤呼吸和植被呼吸偏少, 北方偏高。通过小波分析 (图略) 得到土壤呼吸和植被呼吸都没有显著的周期变化。土壤呼吸第二模态时间曲线与温度第一模态和降水第二模态的时间曲线相关系数通过了显著性检验, 说明土壤呼吸这种南北的反向变化受温度变化和降水长江中下游与南北地区反向变化的共同影响。植被呼吸的 EOF 第二模态时间曲线与降水和土壤表层湿度的第一模态时间曲线及温度、降水和湿度的第二模态时间曲线的相关系数都通过了显著性检验, 这是植被呼吸的南北反向受温度南北反向的年际变化和降水及土壤表层湿度南北反位相变化的影响明显之故 (详见表 3)。

从上面的分析可以看出, 受东亚夏季风影响明显的温度、降水和土壤表层湿度第一模态与 GPP、NPP 和 NEP 第一模态的相关系数都通过了检

表 3 东亚季风区夏季碳循环变量第二模态与气象场 EOF 分解第一模态、第二模态和第三模态时间系数的相关系数

Table 3 Correlation coefficients between the time coefficients of the second EOF modes for the terrestrial carbon cycle and the time coefficients of the EOF modes for climate factors

	GPP 第二模态	NPP 第二模态	NEP 第二模态	植被呼吸 第二模态	土壤呼吸 第二模态
温度第一模态	-0.11	-0.13	0.05	-0.07	-0.56***
降水第一模态	0.12	0.02	0.14	0.37**	0.16
土壤湿度第一模态	0.38**	0.45***	0.61***	0.27*	-0.08
温度第二模态	-0.58***	-0.63***	-0.59***	-0.27*	0.12
降水第二模态	0.60***	0.62***	0.56***	0.36**	-0.29*
土壤湿度第二模态	0.01	-0.13	-0.01	0.30*	0.26
降水第三模态	0.28*	0.34*	0.46***	0.15	-0.11
土壤湿度第三模态	-0.10	0.10	0.05	-0.06	-0.04

*、**、***分别表示通过显著性水平 0.05、0.01、0.001 显著性检验。

表 4 东亚季风指数与碳循环变量第一模态时间系数的相关系数

Table 4 Correlation coefficients between the time coefficients of the first EOF modes for the terrestrial carbon cycle and the East Asian monsoon index

	GPP 第一模态	NPP 第一模态	NEP 第一模态
相关系数	0.41**	0.45***	0.39**

、*分别表示通过显著性水平 0.01、0.001 显著性检验。

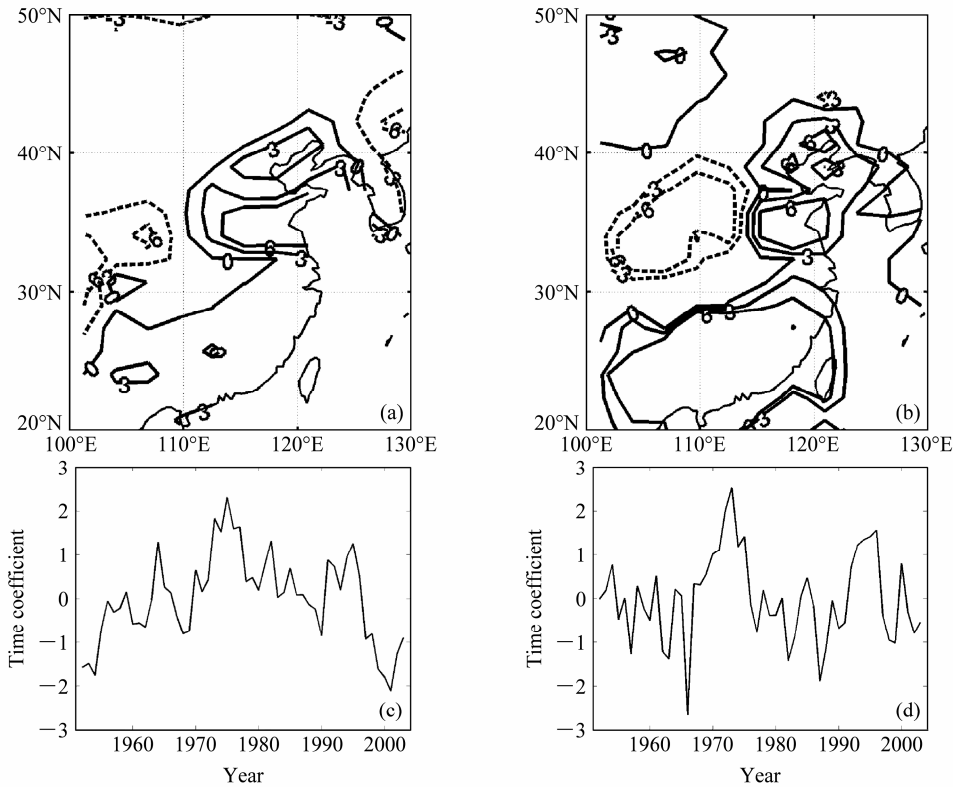


图 8 同图 6, 但为第二模态
Fig. 8 Same as Fig. 6, but for the second modes

验。说明 GPP、NPP 和 NEP 都将受到东亚夏季风的影响。通过表 4 可更明显地看出, 东亚季风指数与这 3 个变量的模态有明显的关系。东亚季风指数与 GPP 第一模态呈正相关, 这是因为: 当季风指数高, 季风强的时候, 大部分地区温度偏高, 光合作用受温度限制较小。当季风强时华南的降水和土壤湿度偏高, 说明华南地区的降水对于光合作用的限制较小; 江淮流域降水和土壤湿度偏低, 不利于植被生长。综合温度、降水和土壤湿度整体的影响, 当季风强的时候, 华南地区由于温度、降水和土壤湿度偏高, 利于植被的光合作用, 所以 GPP 较高; 江淮流域地区高温少雨, 受到土壤湿度偏低的限制, 因此 GPP 偏低。又因为植被呼吸和土壤呼吸与温度持续增暖有关, 而与东亚季风关系不显著, 季风对于植被呼吸和土壤呼吸影响不明显, 使得 GPP 和植被呼吸之差 NPP 及 NPP 和土壤呼吸之差 NEP 的变化与 GPP 保持一致。因此, 强季风年在华南地区 NPP 偏高, NEP 也偏高; 而江淮流域地区 NPP 偏低, NEP 也偏低。

总的来说, 东亚季风对于东亚季风区夏季陆地碳循环的影响有明显的区域差异。东亚季风强的时候 GPP、NPP、NEP 在华南地区都偏高, 在黄淮及长江中下游地区偏低。

4 结论

本文对 1953~2004 年东亚季风区夏季气象场及 AVIM2 模式模拟的陆地生态系统植被 GPP、NPP、NEP、植被呼吸和土壤呼吸进行了 EOF 分解, 结果得到:

(1) 当季风指数较高, 季风较强, 华北和华南降水偏高, 长江淮河流域降水偏少, 东南部温度偏高西北部偏低; 季风指数弱, 季风较弱的年份, 雨带趋于中部, 江淮流域地区降水偏高, 其南北的降水偏少, 温度西北部偏高东南部偏低。总的来讲在强季风年江淮流域多高温少雨, 华南更偏向暖湿。

(2) 东亚季风区夏季 GPP、NPP 和 NEP 的空间分布特点和时间系数的变化都非常相似, 其第一模态空间分布主要体现了华南与其以北地区的反向变化, 对应的时间变化与温度、降水和土壤湿度的第一模态时间变化密切相关, 受气象场变化影响显著。

(3) 当季风强的时候, 江淮流域高温但是少雨,

也限制了光合作用, GPP 偏低, 在华南地区温度、降水和土壤湿度偏高, 利于植被的光合作用, 所以 GPP 较高。从季风指数与植被呼吸和土壤呼吸模态时间系数的相关系数来看, 季风对于植被呼吸影响不明显, 使得 NPP 及 NEP 的变化与 GPP 的变化保持一致。强季风年, 江淮流域地区, NPP 和 NEP 偏低; 但是在华南地区 NPP 和 NEP 偏高。

参考文献 (References)

- Beier C, Emmett B A, Peñuelas J, et al. 2008. Carbon and nitrogen cycles in European ecosystems respond differently to global warming [J]. *Science of the Total Environment*, 407 (1): 692–697.
- Cao M K, Woodward F I N. 1998. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their responses to climate change [J]. *Global Change Biology*, 4 (2): 185–198.
- Ciais P, Piao S L, Cadule P, et al. 2008. Variability and recent trends in the African carbon balance [J]. *Biogeosciences Discussions*, 5 (4): 3497–3532.
- Fang J Y, Tang Y H, Son Y H. 2010. Why are East Asian ecosystems important for carbon cycle research? [J]. *Science China Life Sciences*, 53 (7): 753–756.
- Friedlingstein P, Cadule P, Piao S L, et al. 2010. The African contribution to the global climate-carbon cycle feedback of the 21st century [J]. *Biogeosciences*, 7 (2): 513–519.
- 符宗斌, 温刚, 谢力, 等. 2002. 东亚季风区气候和生态系统相互作用的诊断和模拟研究 [J]. *南京大学学报 (自然科学版)*, 38 (3): 281–294.
- Fu Congbin, Wen Gang, Xie Li, et al. 2002. The diagnosis and simulation studies on climate and ecosystem interactions in East Asia monsoon region [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 38 (3): 281–294.
- 谷晓平, 黄玫, 季劲钧, 等. 2007. 近 20 年气候变化对西南地区植被净初级生产力的影响 [J]. *自然资源学报*, 22 (2): 251–259.
- Gu Xiaoping, Huang Mei, Ji Jinjun, et al. 2007. The influence of climate change on vegetation net primary productivity in southwestern China during recent 20 years period [J]. *Journal of Natural Resources (in Chinese)*, 22 (2): 251–259.
- 郭其蕴, 蔡静宁, 邵雪梅, 等. 2004. 1873~2000 年东亚夏季风变化的研究 [J]. *大气科学*, 28 (2): 206–215.
- Guo Qiyun, Cai Jingning, Shao Xuemei, et al. 2004. Studies on the variations of East-Asian summer monsoon during A D 1873~2000 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28 (2): 206–215.
- 何勇, 董文杰, 郭晓寅, 等. 2007. 基于 MODIS 的中国陆地植被生长及其与气候的关系 [J]. *生态学报*, 27 (12): 5086–5092.
- He Yong, Dong Wenjie, Guo Xiaoyin, et al. 2007. The terrestrial growth and its relationship with climate in China based on the MODIS data [J]. *Acta Ecologica Sinica (in Chinese)*, 27 (12): 5086–5092.
- 黄玫, 季劲钧, 曹明奎, 等. 2006. 中国区域植被地上与地下生物量模拟 [J]. *生态学报*, 26 (12): 4156–4163.
- Huang Mei, Ji Jinjun, Cao Mingkui, et al. 2006. Modeling study of vegetation shoot and root biomass in China [J]. *Acta Ecologica Sinica (in Chinese)*, 26 (12): 4156–4163.

- 黄玫, 季劲钧, 彭莉莉. 2008. 青藏高原 1981~2000 年植被净初级生产力对气候变化的响应 [J]. 气候与环境研究, 13 (5): 608-616. Huang Mei, Ji Jinjun, Peng Lili. 2008. The response of vegetation net primary productivity to climate change during 1981-2000 in the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (5): 608-616.
- IPCC. 2007. The Physical Science Basis [M]. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Ji J J. 1995. A climate-vegetation interaction model: Simulating physical and biological processes at the surface [J]. Journal of Biogeography, 22 (2-3): 445-451.
- Ji J J, Hu Y C. 1989. A simple land surface process model for use in climate study [J]. Acta Meteorologica Sinica, (3): 344-353.
- 季劲钧, 黄玫, 李克让. 2008. 21 世纪中国陆地生态系统与大气碳交换的预测研究 [J]. 中国科学 (D 辑: 地球科学), 38 (2): 211-223. Ji Jinjun, Huang Mei, Li Kerang. 2008. Prediction carbon exchanges between China terrestrial ecosystem and atmosphere in 21st century [J]. Science in China (Series D: Earth Sciences) (in Chinese), 51 (6): 885-898.
- Keeling C D, Bacastow R B, Bainbridge A E, et al. 1976. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii [J]. Tellus, 28 (6): 538-551.
- Lewis S L, Lopez-Gonzalez G, Sonké B, et al. 2009. Increasing carbon storage in intact African tropical forests [J]. Nature, 457 (7232): 1003-1006.
- 李建平, 曾庆存. 2005. 一个新的季风指数及其年际变化和与雨量的关系 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 351-365. Li Jianping, Zeng Qingcun. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 351-365.
- 李伟, 张国明, 李兆君. 2008. 东亚地区陆地生态系统净第一性生产力时空格局 [J]. 生态学报, 28 (9): 4173-4183. Li Wei, Zhang Guoming, Li Zhaojun. 2008. The spatio-temporal pattern of net primary productivity of terrestrial ecosystem in East Asia region [J]. Acta Ecologica Sinica (in Chinese), 28 (9): 4173-4183.
- 刘宣飞, 汪靖. 2006. 东亚副热带夏季风环流指数及其与中国气候的关系 [J]. 热带气象学报, (6): 533-538. Liu Xuanfei, Wang Jing. 2006. The East Asian subtropical summer monsoon index and its relation with climate anomalies in China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), (6): 533-538.
- Parton W J, Schimel D S, Cole C V, et al. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands [J]. Soil Science Society of America Journal, 51 (5): 1173-1179.
- Peters W, Krol M C, Van Der Werf G R, et al. 2010. Seven years of recent European net terrestrial carbon dioxide exchange constrained by atmospheric observations [J]. Global Change Biology, 16 (4): 1317-1337.
- Piao S L, Ciais P, Friedlingstein P, et al. 2008. Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming [J]. Nature, 451 (7174): 49-52.
- Piao S L, Ciais P, Lomas M, et al. 2010. Contribution of climate change and rising CO₂ to terrestrial carbon balance in East Asia: a multi-model analysis [J]. Global and Planetary Change, 75 (3-4): 133-142.
- Qian T T, Dai A G, Trenberth K E, et al. 2006. Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004. Part I: Forcing data and evaluations [J]. Journal of Hydrometeorology, 7 (5): 953-975.
- 乔云亭, 陈烈庭, 张庆云. 2002. 东亚季风指数的定义及其与中国气候的关系 [J]. 大气科学, 26 (1): 69-82. Qiao Yunting, Chen Lieting, Zhang Qingyun. 2002. The definition of East Asian monsoon indices and their relationship to climate in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (1): 69-82.
- Saigusa N, Yamamoto S, Hirata R, et al. 2008. Temporal and spatial variations in the seasonal patterns of CO₂ flux in boreal, temperate, and tropical forests in East Asia [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 148 (5): 700-713.
- Schimel D S. 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle [J]. Global Change Biology, 1 (1): 77-91.
- 施能, 鲁建军, 朱乾根. 1996. 东亚冬、夏季风百年强度指数及其气候变化 [J]. 南京气象学院学报, 19 (2): 168-177. Shi Neng, Lu Jianjun, Zhu Qiang. 1996. East Asian winter/summer monsoon intensity indices with their climatic change in 1873-1989 [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 19 (2): 168-177.
- Svejcar T, Angell R, Bradford J A, et al. 2008. Carbon fluxes on North American rangelands [J]. Rangeland Ecology and Management, 61 (5): 465-474.
- 陶波, 葛全胜, 李克让, 等. 2001. 陆地生态系统碳循环研究进展 [J]. 地理研究, 20 (5): 564-575. Tao Bo, Ge Quansheng, Li Kerang, et al. 2001. Progress in the studies on carbon cycle in terrestrial ecosystem [J]. Geographical Research (in Chinese), 20 (5): 564-575.
- 王原, 黄玫, 王祥荣. 2010. 气候和土地利用变化对上海市农田生态系统净初级生产力的影响 [J]. 环境科学学报, 30 (3): 641-648. Wang Yuan, Huang Mei, Wang Xiangrong. 2010. Impacts of land use and climate change on agricultural productivity in Shanghai [J]. Acta Scientiae Circumstantiae (in Chinese), 30 (3): 641-648.
- 温刚, 符淙斌. 2000. 中国东部季风区植被物候季节变化对气候响应的大尺度特征: 多年平均结果 [J]. 大气科学, 24 (5): 676-682. Wen Gang, Fu Congbin. 2000. Large scale features of the seasonal phenological responses to the monsoon climate in East China: Multi-Year average results [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 24 (5): 676-682.
- 温刚, 符淙斌. 2001. 中国东部季风区植被物候季节变化对气候响应的大尺度特征: 年际比较 [J]. 气候与环境研究, 25 (1): 1-11. Wen Gang, Fu Congbin. 2001. Large scale features of the seasonal phenological responses to the monsoon climate in East China: Interannual variations [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (1): 1-11.
- Williams C A, Hanan N P, Neff J C, et al. 2007. Africa and the global carbon cycle [J]. Carbon Balance and Management, 2: 3, doi:10.1186/1750-0680-2-3.
- 智海, 王盘兴, 俞永强, 等. 2009. 一个海洋—大气—动态植被耦合模式评估——海洋环流模拟 [J]. 气候与环境研究, 14 (2): 131-142. Zhi Hai, Wang Panxing, Yu Yongqiang, et al. 2009. Evaluation of a ocean-atmosphere-dynamic vegetation coupled model—Simulating ocean circulation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (2): 131-142.
- 祝从文, 何金海, 吴国雄. 2000. 东亚季风指数及其与大尺度热力环流年际变化关系 [J]. 气象学报, 58 (4): 391-402. Zhu Congwen, He Jinhai, Wu Guoxiong. 2000. East Asian monsoon index and its inter-annual relationship with largescale thermal dynamic circulation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (4): 391-402.