



冻土水热变化对东亚气候影响的模拟

辛羽飞^{①②}, 武炳义^{①*}, 卞林根^①, 刘舸^①, 张玲^②, 李韧^③

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;

② 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044;

③ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: wby@cma.gov.cn

2012-03-05 收稿, 2012-05-30 接受, 2012-09-11 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2007CB411505)、国家自然科学基金青年科学基金(40905048)和中国气象科学研究院专项(2008Z001, 2010Z003)资助

摘要 利用气候模式 Community Atmosphere Model(CAM3.1)作为工具, 在保持模式陆-气之间能量、水量守恒的状况下, 通过在其陆面模式 Community Land Model(CLM3.0)中引入了未冻水过程, 改变了冻土中的水热属性, 分析了欧亚区域气候对冻土变化的敏感性、东亚季风对冻土变化的响应等相关问题. 研究发现: (1) 未冻水过程较为显著的改变土壤中冰、水比例, 其对地表温度、土壤温度有显著影响. (2) 欧亚区域(包括东亚)气候对冻土变化较为敏感, 1 月海平面阿留申低压有所加强, 500 hPa 乌拉尔阻塞高压减弱, 东亚大槽减弱. 7 月阿留申群岛地区海平面气压显著减弱, 500 hPa 位势高度大陆有显著的负异常, 海洋有显著的正异常. (3) 1 月东亚地区 850 hPa 风场南风分量增大, 冬季风减弱; 7 月大陆气旋性异常, 海洋反气旋性异常, 东部沿海地区夏季风加强. (4) 东亚夏季降水有显著改变, 其中青藏高原南部、长江流域中部地区和东北地区降水显著增大, 华南、海南岛地区显著减少, 我国中部、华北地区减少, 但不显著. 进一步分析发现, 30°N 附近, 有显著的空气上升运动, 其南北两侧有显著的下沉运动, 中高纬度太平洋暖湿气流在东北与北方冷空气汇合, 这些因素是上述降水异常的主要原因.

关键词

冻土
冻土未冻水
大气环流模式
东亚季风
降水异常

冻土是一类较为特殊的土壤, 在全球陆地表面分布很广, 其中多年冻土约占全球陆地表面的 25%, 加上季节冻土在内则占到 50%左右. 冻土作为冰冻圈的要害之一, 在全球变化的背景下, 其与全球气候之间的相互作用得到了越来越多的关注^[1-3]. 虽然冻土与气候之间相互作用的研究开始较早, 但由于冻土水热过程的复杂性, 研究工作主要集中在了气候变化对冻土的影响方面^[4,5], 而冻土变化对区域气候, 特别是对我国气候的影响方面, 研究工作还相对较少.

陆-气耦合模式是研究陆地与大气相互作用的一个重要工具, 为量化研究冻土变化对全球和区域气候的影响提供了一个途径. 近年来, 随着陆面模式的发展^[6-9], 冻土参数化方案取得了一定进展^[10-12]. 但还存在一定问题. 由于冻土水热平衡过程的复杂

性, 合理参数化冻土水热属性和冻融过程仍然较为困难.

要确定土壤中的含水量和含冰量, 陆面模式必须充分求解土壤温度与土壤水分(固态、液态和气态)的耦合状态方程. Zhao 等人^[13]和 Jordan 等人^[14]根据土壤水热耦合关系, 构建了 10 个方程, 但需要一些相变假设关系来封闭方程组, 且由于其计算稳定性和迭代收敛问题, 无法在大尺度全球陆面模式当中应用. 李倩和孙菽芬^[15,16]采用土壤总水量和土壤总焓作为预报量求解水热量, 最后通过土壤水势与冰点以下温度关系式推算出土壤含水量和含冰量. Niu 等人^[17]在合理简化的基础上, 利用土壤热力学平衡方程和土壤水势方程, 在交互式陆面模式(Community Land Model, CLM)当中考虑了未冻水过程. 此外国

内最新的一些冻土参数化方案研究^[18,19], 同样考虑了未冻水过程, 方案与 Niu 等人^[17]基本类似。

CLM 陆面模式是美国大气研究中心(NCAR)大气环流模式 CAM 的耦合陆面模式, CLM 模式综合了 BATS, IAP94 和 LSM 等先进陆面模式的优点, 改进了一些物理参数化方案, 加入了水文过程、地球生化过程和动态植被过程, 是目前世界应用较为广泛的陆面模式之一^[20]。本文以耦合了 CLM3.0 的大气模式 CAM3.1 为工具, 在保证陆-气之间能量、水量平衡的条件下, 借鉴了 Niu 等人^[17]的冻土参数化方案, 在 CLM3.0 中引入了未冻水过程, 改变了冻土中的含水量和含冰量, 这种比例变化影响了冻土的水热属性, 以此为切入点, 研究了冻土变化对气候系统的影响。利用耦合模式, 研究冻土过程对气候的影响研究, 国内外相对较少, 并且研究的主要目的是改进大气模式的模拟。张宇等人^[21]在 NCAR 的 LSM 陆面模式中加入了冻土过程, 并与 NCAR 的 CCM3 耦合, 发现提高了大气模式的模拟能力。Wang 等人^[22]在 CCM3 中加入了冻融过程, 发现模拟改善了中国夏季降水。Viterbo 等人^[23]在 ECWMF 的陆面模式中考考虑冻土过程, 发现对改进了冬季地面气温偏冷的问题。李震坤等人^[24]改进了 CAM 模式中冻融参数化方案, 发现对东亚地区季风模拟有重要影响。本文不同之处在于, 着重分析的是大气环流对陆面模式中有无未冻水过程的响应, 实质是对冻土中冰、水比例变化的响应。这一响应反映了气候系统对冻土变化的敏感性。在全球冻土发生变化的初期, 一部分的土壤冰将转换为液态水, 冻土中冰、水比例将发生变化, 因此, 本文的研究也一定程度地模拟了冻土退化对未来气候的可能影响。此外, 本文还着重分析了这种变化对我国季风和东亚夏季降水的影响。

1 模型和数值试验方案设计

1.1 大气模式 CAM 简介

本文采用的大气环流模式为美国大气研究中心(NCAR)大气环流模式 CAM3.1。选用 CAM 模式的原

因在于: (1) CAM 模式和 CLM 模式同为 NCAR 开发数值模式, 且两者已完全双向耦合。(2) CAM 模式为公开模式, 模式程序便于得到且可移植性和可应用性较高。同前几个版本相比, 从动力框架到物理过程, CAM3.1 做了大量改进, 模式性能有了大幅度提高^[20]。CAM 模式为全球静力谱模式, 动力框架共有 3 个选项: 欧拉、有限体积和半格日框架。一般情况下, 模式默认选择欧拉框架。在欧拉框架下, 模式谱分辨率共有 T8, T63, T42 和 T31 等分辨率, 模式垂直方向上采用 σ - p 混合坐标系, 在近地层采用地形追随 σ 坐标, 中间采用 σ - p 过渡坐标, 高层采用压力 p 坐标, 共分为 26 层。CAM 模式物理过程主要包括辐射方案、积云对流方案以及边界层等方案。表 1 给出了本研究所用到的主要方案。与以前的版本相比较, 目前的 CAM3.1 版本物理过程做了大量改进和优化^[24]。

1.2 未冻水过程对陆面模式 CLM3.0 的影响

土壤未冻水是指土壤温度在冰点(0℃)以下一定温度范围内, 土壤中仍存在一定的液态水^[25]。由于水分子受表面张力和土壤颗粒的吸附作用, 当土壤温度降到冰点以下, 并不会立即冻结冰, 而是在一定的温度范围内冰、水共存。

CLM3.0 在处理土壤液态水冻结时, 采用了较为简单的冻结条件, 即土壤含水量大于 0 kg m^{-3} 且土壤温度小于 0°C 时, 土壤液态水全部冻结。这一处理方法没有考虑未冻水过程。Niu 等人^[17]针对这一问题做了改进, 本文采用了这一改进方法, 简述如下。

依据水势和温度的平衡态热力学关系式^[26]:

$$\psi_j = 10^3 \cdot \frac{L_f (T_j - 273.16)}{g T_j}, \quad (1)$$

其中, ψ_j 是土壤水势, T_j 是土壤温度(冰点下), g 为重力加速度, L_f 是水相变潜热。加上推广的 Clapp-Hamberg 关系式^[27](该关系式是在大量冻土野外观测试验的基础上得到的)

$$\psi_j = \psi_0 \left(\frac{\theta_1}{\theta_s} \right)^{-b} (1 + c_k \theta_1)^2, \quad (2)$$

表 1 CAM3.1 主要物理过程方案

辐射方案	积云对流方案	边界层方案
短波辐射: Briegleb-Bruce 的方案	深对流: Zhang-McFarlane 的方案	Holtslag-Boville 的方案
长波辐射: Collins 等的方案	浅对流: Hack 的方案	

其中, ψ_j 是土壤水势, ψ_0 是土壤饱和水势, θ_l 和 θ_i 分别是水、冰的体积含量, θ_s 为土壤的有效孔隙率, b 是 Clapp 系数, c_k 是一个常数, 得到:

$$\theta_{l\max} = \theta_s \left[\frac{10^3 \times L_f (T_j - 273.16)}{g \psi_0 T_j} \right]^{-\frac{1}{b}}. \quad (3)$$

(3)式建立了土壤温度 T_j (冰点下)与最大体积含水(液态水)量 $\theta_{l\max}$ 之间的关系. 利用(3)式, 则新的冻结条件变为: 当土壤体积含水量大于 $\theta_{l\max}$ 且土壤温度小于 0°C 时, 多余部分发生冻结. 从(3)式可以看出, 最大体积含水量与土壤温度(冰点下)成反比, 与土壤有效孔隙率成正比(土壤属性), 因此, 当土壤温度处于冻结临界点附近, 土壤颗粒越细, 最大含水量越大.

当降水总量不发生改变时, Niu 等人^[17]的新冻结条件实质是将模式土壤中体积含量为 $\theta_{l\max}$ 的冰定义为未冻水. 因此, 加入新的冻结条件后, CLM3.0 模拟的土壤含冰量将减少, 含水量将增加. 图 1 利用前苏联 Val dai 冻土观测站资料对 Niu 等人^[17]新的冻结条

件进行了单点模拟比较, 从图 1 可以看出, 新的冻结条件明显地减少了浅层土壤(0~0.4 m)含冰量(kg m^{-2}), 增加了含水量(kg m^{-2}). 在模式第 4 层(0.12 m), 16 年平均减少的含冰量约占该层总水量的 19.1%.

1.3 数值试验设计及参数设置

本文做两组数值试验: 未作变化的 CAM3.1 积分, 命名为 CAM_CTRL, 加入了未冻水过程 CAM3.1 积分, 命名为 CAM_NEW. 除陆面模式有未冻水的区别以外, 其他均相同. CAM3.1 动力框架选欧拉格式, 谱分辨率选为 T85. CAM3.1 与 CLM3.0 的初始场为模式自带初始值, 该初始场为多年稳定积分达到平衡状态后的全球 9 月 1 日初始场. 模型初始时间设定为 1974 年 9 月 1 日. 为了更清晰地突出改变前后对大气环流的影响, 不至于被 ENSO 等海洋强迫所“湮没”, CAM3.1 的 SST 和海冰边界条件选为气候平均态. 其他强迫因子, 如二氧化碳、气溶胶、火山喷发物、硫化物等均选为模式默认值. 两个试验均积分 30 年, 考虑到模式对改进需要一个调整和适应期, 分别取

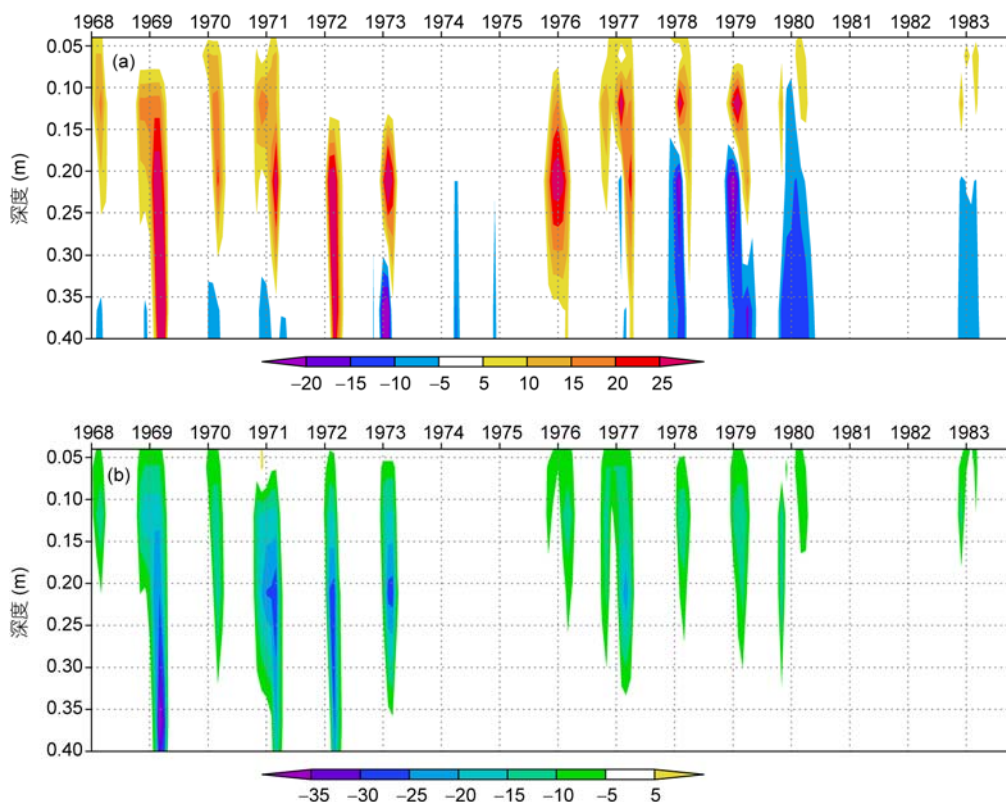


图 1 1968-1983 年 Val dai 站(a)含水量(kg m^{-2})与(b)含冰量(kg m^{-2})时间-深度模拟差异(NEW-CTRL)剖面

后 5 年平均模拟结果来分析。

2 结果分析

模式输出资料为 30 年月平均资料, 网格为高斯非均匀网格, 分辨率约为 $1.4^{\circ} \times 1.4^{\circ}$ 。选取了积分后 5 年资料, 即从模式时间 1999 年 9 月开始, 到 2004 年 9 月结束, 春季平均指 3~5 月平均, 夏季平均指 6~8 月平均, 秋季平均指 9~11 月平均, 冬季平均指 12, 1 和 2 月平均。

2.1 土壤水分

如前文所述, 新的冻结条件实质上是将原 CLM3.0 中已经冻结的一部分土壤冰转变为液态水, 导致冬季浅层含冰量减少, 含水量(土壤湿度)增大。图 2 给出了考虑未冻水过程前后的土壤水分差异(由于夏、秋季不显著, 未给出)。由图 2 可以看出, 在欧亚大陆冬、春季节, 特别是在中、高纬度东部地区, 浅层土壤(0.027~0.37 m)的含冰量(CLM3.0 第 2 层到 6 层的平均值)存在较大范围的负差异, 且多数地区通过了 95% 的置信区间检验。与此相对应, 含水量则存在较大范围的正差异。含水量、含冰量空间差异基本对应, 但也有少许差别, 例如春季在我国西南地区

(包括青藏高原), 含水量变化区域与含冰量变化区域并不相同, 这是由于冻土含冰量改变后, 土壤孔隙率发生变化, 进而导致冻土水量平衡过程发生变化。此外, 耦合模式加入未冻水过程以后, 大气环流降水也有所改变。

2.2 地表温度

地表温度(ground surface temperature)是陆面模式参数化计算的一个重要的变量, 也是大气模式输入的一个边界条件。地表温度主要受大气辐射等外强迫影响。在 CLM3.0 中, 地表温度是第一层土壤(0.007 m)温度(soil temperature)。图 3 给出了 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 欧亚大陆地表温度 4 个季节的差异。由图 3 可以看出, 冬季欧亚大陆地表温度差异显著, 大部分区域(阴影区域)通过了 90% 置信区间检验。冬季以西伯利亚贝加尔湖为中心, 有一个略微显著的正差异, 而在欧洲北部地区, 有一个明显的负差异。这与李震坤等人^[24]模拟的结果稍有不同。CLM3.0 在观测的大气强迫驱动下, 未冻水过程对地表温度的影响表现为降温^[18,19]。但在全球耦合试验中, 大气与陆地之间发生了相互作用, 冻土水热状况的变化, 对大气环流产生了一定影响, 导致近地面

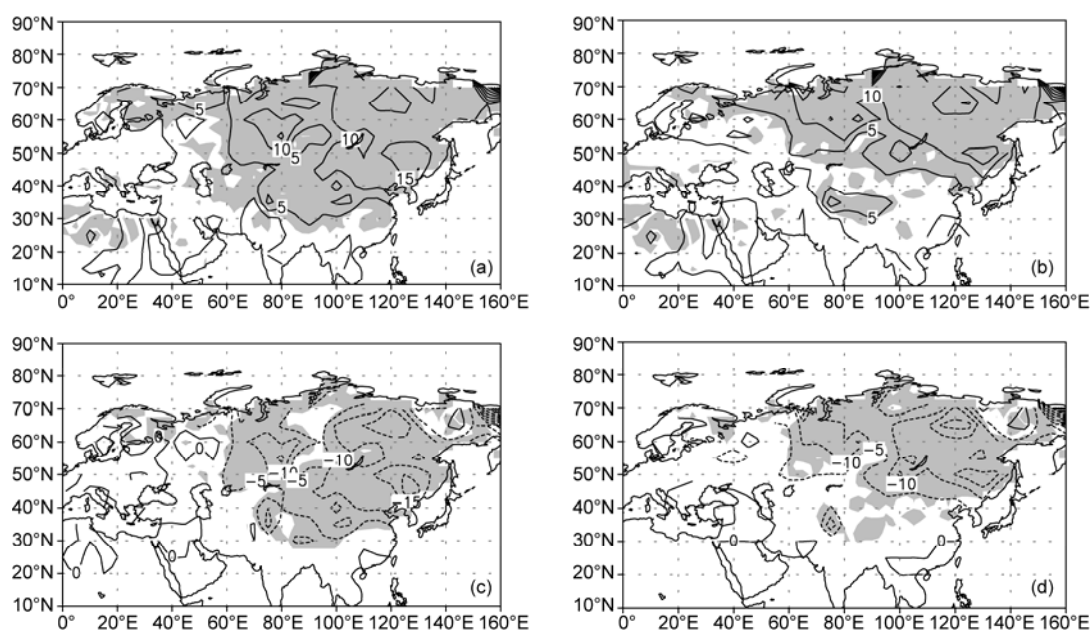


图 2 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间欧亚大陆冬((a)和(c))、春((b)和(d))季浅层(0.027~0.37 m)土壤含水量(kg m^{-2})、含冰量(kg m^{-2})的差异(NEW-CTRL)

阴影区为通过 95% 的显著性检验。(a)和(b)为液态水; (c)和(d)为土壤冰

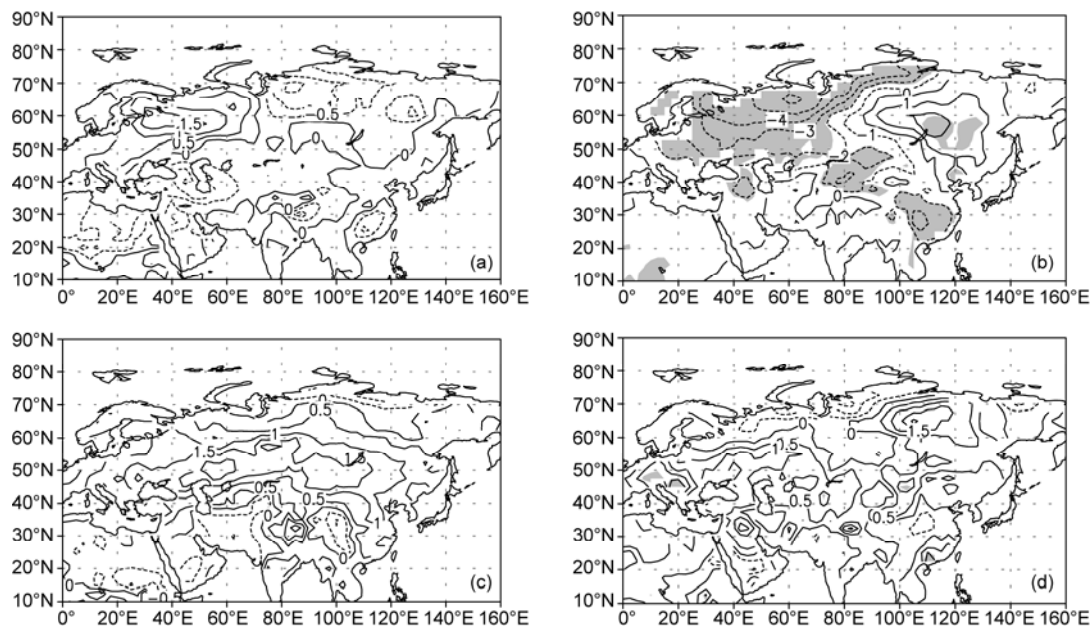


图3 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间欧亚大陆地表温度(°C)季节差异(NEW-CTRL)

(a) 秋季; (b) 冬季; (c) 春季; (d) 夏季. 图中阴影为通过 90% 显著性检验

辐射强迫发生改变, 因此, 地表温度在空间上不可能出现均一的降温. 由于未冻水过程主要发生在冬季, 其他 3 个季节地表温度虽有变化, 但未通过显著性检验.

2.3 土壤温度

在土壤中, 水冻结(融化)过程释放(吸收)的潜热对土壤温度影响较大. CLM3.0 加入了未冻水过程以后, 含冰量减少, 释放的潜热较之前有所减少, 因此模拟的土壤温度降低. 图 4 给出了 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 欧亚大陆地区浅层(0.027~0.21 m)土壤温度(CLM3.0 第 2 层到 5 层的平均温度) 4 个季节的差异, 其中冬、春两个季节较为显著, 阴影区域通过了 95% 的置信区间检验. 对比图 3 和 4, 地表温度和浅层土壤温度的差异在冬季有较为显著的不同, 地表温度在欧亚大陆有正负两个较为显著的差异中心. 正差异在欧亚大陆西北部, 中心值超过了 -4°C , 负差异在东部, 中心值小于 2°C . 而土壤温度欧亚大陆均为负差异. 未冻水过程对地表温度有影响, 但由于 CLM3.0 第一层土层较薄, 未冻水含量较少, 释放和吸收的潜热相比较于向下的土壤热通量不占主导地位, 故地表温度主要受大气强迫影响, 因此, 欧亚大陆有两个偏差中心. 但土壤温度不同, CLM3.0 从第 2

层开始, 土壤厚度逐渐增大, 未冻水含量较第 1 层大大增加, 这时, 潜热的释放和吸收对温度的影响开始占主导地位, 故图 4 土壤温度的差异分布只出现负值. 欧亚大陆东部体积含水量差异较西部略大(图 2), 因此, 土壤温度东部的负差异较大. 秋、夏季节由于没有未冻水过程的影响, 地表温度、土壤温度偏差均不显著, 空间分布型较为接近.

2.4 高低空环流

冻土发生显著变化后, 是否会对大气环流产生影响? 不难理解, 冻土地区地表温度、土壤湿度等的改变, 可以显著地影响向上的感热、潜热输送^[29,30], 从而引起大气环流异常. 图 5 给出了 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间的高(500 hPa)、低(海平面)空环流差异. 1 月份, 海平面阿留申低压变化较为显著, 通常 1 月份北太平洋阿留申低压中心位于 180° 偏西、 45°N 附近^[31], 由图 5(a)可以看出, 在上述位置中心地带, 有负压异常出现, 而其东西两侧, 各有一个正压异常, 这表明低压在加强. 在 500 hPa, 东亚沿岸中纬度 120°E , 50°N 附近出现了显著正异常, 其西侧乌拉尔山附近出现显著负异常, 这说明东亚大槽减弱, 乌拉尔阻塞高压减弱. 这种高、低空环流配置很好地解释了欧亚大陆冬季地表温度的异常分布(图 4(b)). 7 月份,

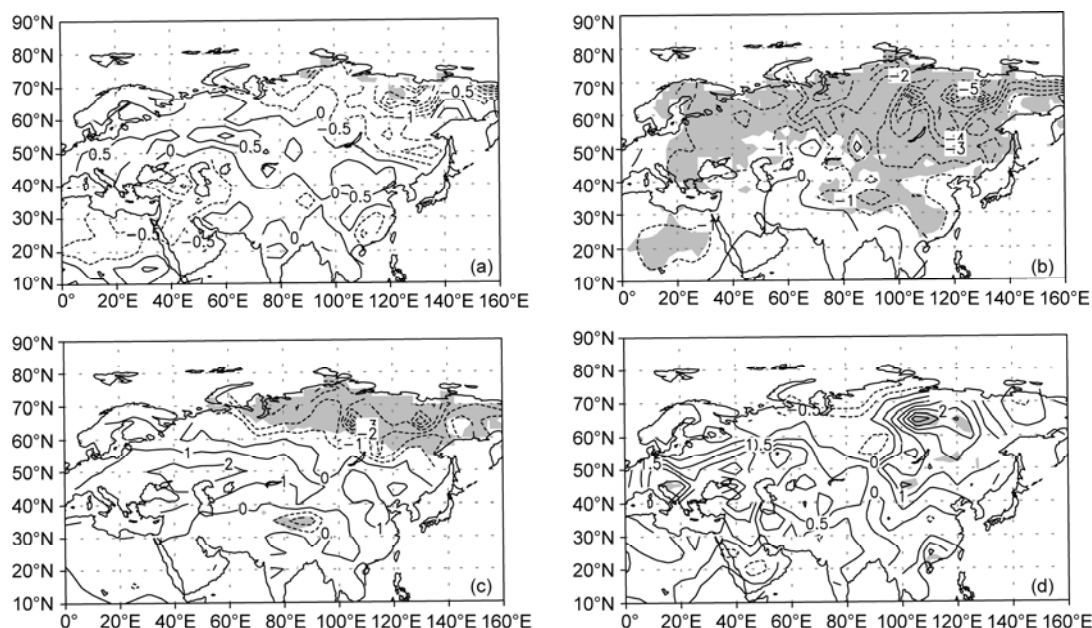


图4 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间欧亚大陆浅层(0.027-0.21 m)土壤温度(°C)季节差异(NEW-CTRL)
阴影区为通过 95%的显著性检验

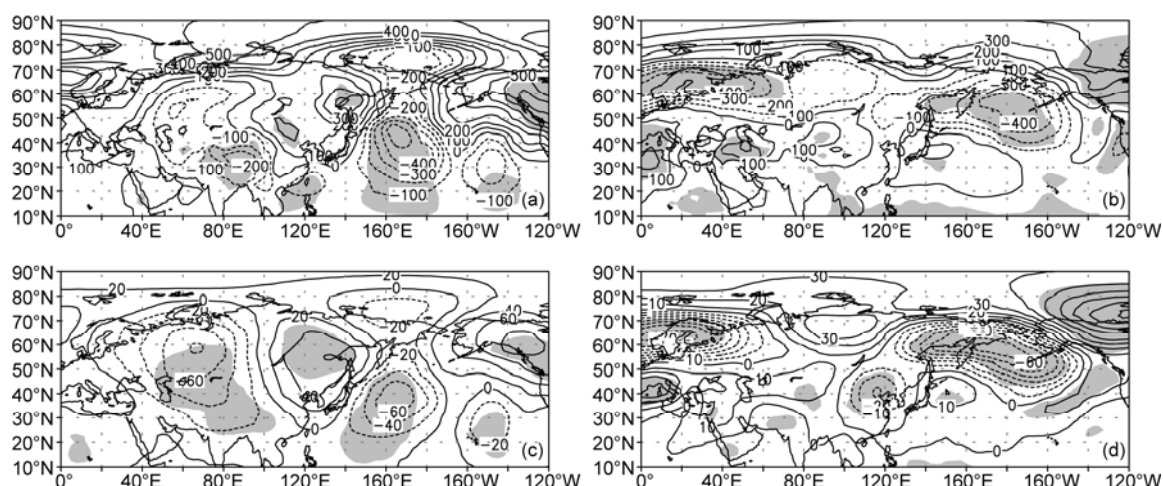


图5 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间欧亚大陆及北太平洋地区 1 月((a)和(c))、7 月((b)和(d))海平面气压(Pa)、500 hPa 位势高度(gpm)之间的差异(NEW-CTRL)

阴影区为通过 98%的显著性检验, (a)和(b) 海平面气压; (c)和(d) 500 hPa 位势高度

从海平面气压场可以看到, 阿留申群岛地区出现了显著负异常. 在 500 hPa, 日本海附近存在位势高度正异常, 而同纬度的我国东部沿海地区有位势高度显著负异常区.

2.5 东亚 850 hPa 风场

季风是东亚气候一个显著特征. 为了直观显示

东亚季风异常, 本文给出了 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间 1 和 7 月份 850 hPa 风场的差异(图 6). 1 月份, 与东亚大槽减弱相对应(图 5(c)), 中国东部地区出现了显著的东南风异常, 表明东亚冬季风显著减弱. 7 月份, 风场异常比较复杂, 在 110°E 以西、30°~40°N 我国中部地区, 北风异常比较显著. 在 110°E 以东我国东部沿海地区, 西南风异常显著, 这也与 500 hPa

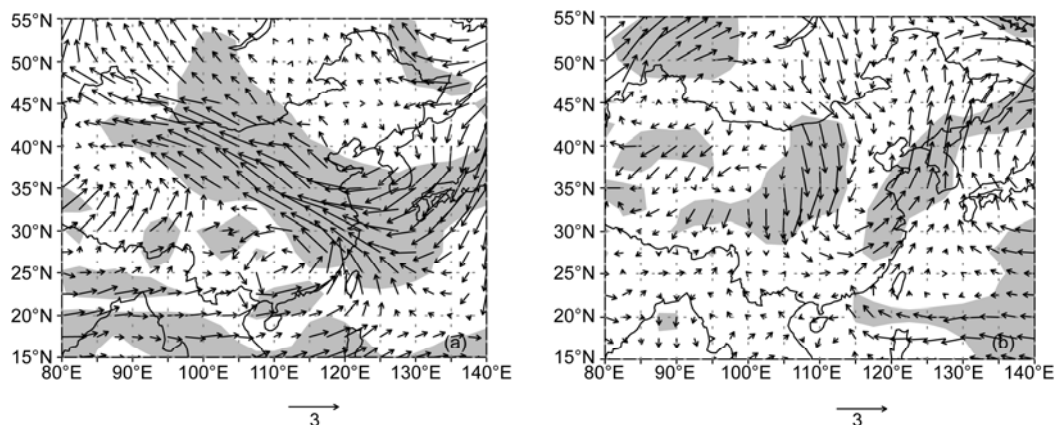


图 6 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间东亚地区 1 月(a)、7 月(b)850 hPa 风场(m s^{-1})差异(NEW-CTRL)
阴影区为通过 95% 显著性检验

高度场异常(图 5(d))有很好的对应关系. 在我国东北地区, 出现气旋性异常, 日本海地区出现反气旋异常, 从而在两个地区之间形成了明显的偏南风异常, 即我国东部沿海地区夏季风显著增强.

2.6 东亚夏季降水

降水是重要的气象要素之一, 东亚地区降水对我国气候变化有重要影响. 图 7 给出了东亚 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 夏季降水差异. 由图中可以看出, 沿 30°N 自西往东, 有两个通过显著性检验的正异常中心, 一个位于青藏高原南部地区, 一个位于长江流域中部地区, 而在我国东北地区, 也有一个显著

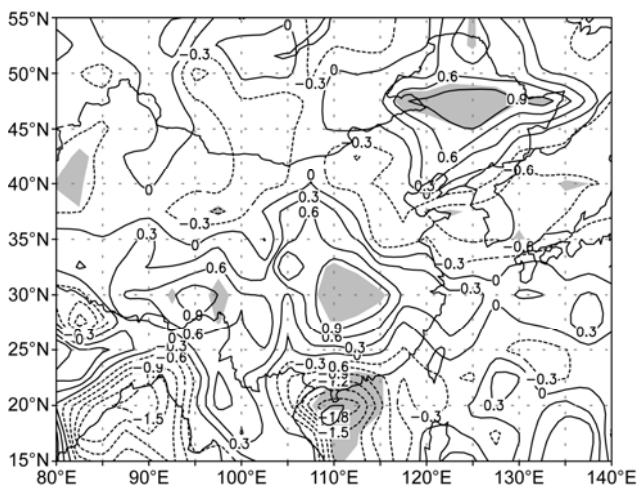


图 7 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间东亚地区夏季降水
(mm d^{-1})的差异(NEW-CTRL)
阴影区为通过 95% 显著性检验

的正异常中心, 这表明, 上述地区的夏季降水有所增加. 与此同时, 在我国华南及海南岛地区, 有一个显著的降水负异常中心. 此外, 沿 40°N 自西向东, 有数个负异常中心, 其中塔里木盆地、柴达木盆地地区降水显著减少, 内蒙古呼和浩特和河北中部等地区减少, 但不显著. 东亚夏季降水主要受东亚夏季风影响, 对照 850 hPa 风场异常(图 5(b))可以发现, 110°E 以西中部地区的偏北风异常, 在 25°N ~ 30°N 附近与来自太平洋的偏南风汇合, 从而导致该地区降水偏大. 在我国东部沿海地区, 由于夏季风显著加强, 太平洋暖湿气流在我国东北与北方冷空气汇合, 导致东北降水增大.

为了进一步分析降水异常的原因, 图 8 给出了纬向平均(105°E ~ 115°E)垂直速度、温度和位势高度偏差的纬度-高度剖面. 由图 8(a)可以看出, 在 30°N 附近, 有一个显著向上的垂直速度偏差(Pa s^{-1} 向下为正), 这表明, 在 30°N 区域, 气团垂直上升运动增强. 而在 30°N 两侧, 各有一支下沉气流. 在温度偏差垂直分布中, 30°N 正处在冷暖异常的交汇处, 上升运动明显, 故长江中游地区降水异常增多. 其南侧为暖异常, 下沉运动增强, 故我国华南降水异常减少, 虽然北侧为冷异常(图 8(b)), 但有明显增强的下沉运动, 故我国华北一带降水也异常减少. 进一步分析发现, 在北支冷异常的顶部, 有一个显著的暖中心, 这表明从 30°N 辐合上升的暖湿空气, 在高空释放凝结潜热. 位势高度偏差垂直分布进一步验证了上述环流异常, 30°N 附近增强的垂直上升运动在低空辐合, 高空向南北辐散, 因此, 北侧 200 hPa 冷暖交界处有明显的

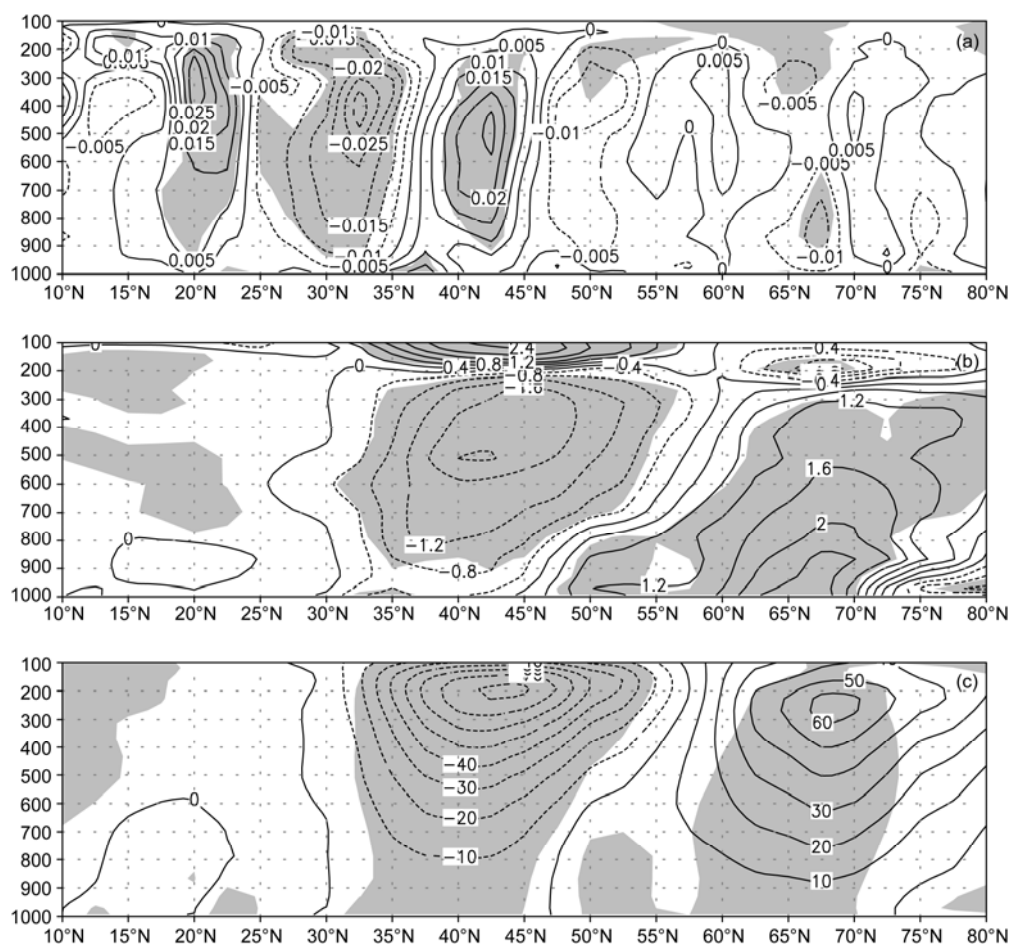


图8 CAM_NEW 与 CAM_CTRL 之间 105°~115°E 纬向平均的(a)垂直速度(Pa s^{-1})、(b)气温($^{\circ}\text{C}$)、(c)位势高度(gpm)纬度-高度剖面差异
阴影区为通过 95%显著性检验

位势高度负异常中心,南支高空辐散气流,由于温度场的配置,虽然高空辐散下沉,但并无明显的高度场异常.

3 结论和讨论

冻土在全球广泛分布,对全球和东亚有很大影响.本文在保持了陆-气能量水量守恒的前提下,在CAM3.1加入未冻水过程,改变了模式中土壤冰、水比例,通过两组数值试验的对比研究,得出以下几点结论:

将未冻水过程引入到CAM3.1以后,较为显著的改变冻土中冰、水比例,从而使冻土水热状况发生变化.这一变化对冬季地表温度、土壤温度有较为显著的影响.其中,在欧亚大陆,地表温度出现正负两

个异常中心.

欧亚大陆(包括东亚地区)气候对冻土变化较为敏感,1月份,海平面阿留申低压得到加强,500 hPa乌拉尔山阻塞高压和东亚大槽均有所减弱.7月份,阿留申群岛地区有显著的海平面气压负异常.日本海附近有显著的500 hPa位势高度正异常,而同纬度的我东部沿海地区有显著的负异常.

850 hPa风场也受到了显著影响,1月份,由于东亚大槽显著减弱,从我国长江中下游到西北地区,出现了显著的东南风,冬季风南风分量显著增强,表明东亚冬季风显著减弱.7月份,在110°E以东我国东部沿海地区,西南风异常显著.而500 hPa高度场在我国东北地区有气旋性异常,日本海地区有反气旋异常,从而在两个地区之间形成了明显的偏南风异

常,表明我国东部沿海地区夏季风显著增强.

进一步分析发现,沿 30°N 自西向东,由于垂直速度有显著的向上正异常,冷暖空气交汇,导致我国长江流域中部地区降水正异常.在其南侧 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间,华南地区虽然水汽输送充足,但空气下沉运动明显,无法形成有效降水,在其北侧 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间,空气同样以下沉运动为主,因此该地区降水也有减少.而我国东北部沿海地区,由于夏季风有所加强,

太平洋暖湿气流,与北方冷空气在东北地区汇合,导致该地区降水增大.

综上,从模式模拟结果来看,欧亚地区气候系统对冻土变化较为敏感,这一变化引起地表温度显著异常,从而导致感热、潜热输送异常,最后引起高低空环流异常,导致降水异常.以上研究只是建立在模式模拟的基础之上,尚需观测资料的验证.冰冻圈变化(包括冻土)对气候的影响,值得进一步深入研究.

参考文献

- Zhang T J, Barry R G, Knowles K, et al. Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. *Pol Geogr*, 1999, 23: 147–169
- 王绍武, 龚道溢. 中国西部环境特征及其演变. 北京: 科学出版社, 2002. 1–248
- 秦大河, 丁永建. 冰冻圈变化及其影响研究——现状、趋势及关键问题. *气候变化研究进展*, 2009, 187–194
- 李新, 程国栋. 高海拔多年冻土对全球变化的响应模型. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29: 185–192
- 金会军, 李述训, 王绍令, 等. 气候变化对中国多年冻土和寒区环境的影响. *地理学报*, 2002, 55: 151–173
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. The common land model (CLM). *Bull Amer Meteorol Soc*, 2003, 84: 1013–1023
- Yang Z L, Dickinson R E. Description of the Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the soil moisture workshop and evaluation of its performance. *Global Planet Change*, 1996, 13: 117–134
- Sellers P J, Coauthors. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J Clim*, 1996, 9: 676–705
- 辛羽飞, 卞林根, 张雪红. CoLM 模型在西北干旱区和青藏高原区的适用性研究. *高原气象*, 2006, 26: 568–574
- 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 陆面模式中土壤冻融过程参数化研究进展. *地球科学进展*, 2002, 17: 44–52
- Gao Z Q, Chae N, Kim J, et al. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2). *J Geophys Res*, 2004, 109: D06102
- Zhang Y, Lü S H. Development and validation of a simple frozen soil parameterization scheme used for climate model. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 513–527
- Zhao L, Cray D M, Male D H. Numerical analysis of simultaneous heat and water transfer during infiltration into frozen ground. *J Hydrol*, 1997, 200: 345–363
- Jordan R. A one dimensional temperature model for a snow cover-Technical Documentation for THERM.89. US. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 91–16, 1991
- 李倩, 孙菽芬. 通用的水热传输耦合模型的发展和改进研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 1522–1535
- Li Q, Sun S F, Xue Y K. analyses and development of a hierarchy of frozen soil models for cold region study. *J Geophys Res*, 2010, 115: D03107, doi: 10.1029/2009JD012530
- Niu G Y, Yang Z L. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale. *J Hydrometeorol*, 2006, 7: 937–952
- 夏坤, 罗勇, 李伟平. 青藏高原东北部土壤冻融过程的数值模拟. *科学通报*, 2011, 56: 1828–1838
- 李震坤, 武炳义, 朱伟军, 等. CLM3.0 模式中冻土过程参数化的改进及模拟试验. *气候与环境研究*, 2011, 16: 137–148
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model Version3 (CAM3). *J Clim*, 2006, 19: 2144–2161
- 张宇, 宋敏红, 吕世华, 等. 冻土过程参数化方案与中尺度大气模式的耦合. *冰川冻土*, 2003, 25: 541–546
- Wang C H, Cheng G D, Deng A J, et al. Numerical simulation on climate effects of freezing-thawing processes using CCM3. *Sci Cold Arid Regions*, 2008, 1: 68–79
- Viterbo P, Beljaars A, Mahfouf J F, et al. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 1999, 125: 2401–2426
- 李震坤, 朱伟军, 武炳义. 大气环流模式 CAM 中土壤冻融过程改进对东亚气候模拟的影响. *大气科学*, 2011, 35: 683–693
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0), Technical Report NCAR/TN-464+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004. 210

- 26 徐学祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学. 北京: 科学出版社, 2001
- 27 Fuchs M, Campbell G S, Papendick R I. An analysis of sensible and latent heat flow in a partially frozen unsaturated soil. *Soil Sci Soc*, 1978, 42: 379–385
- 28 Clapp B J, Hornberger G M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour Res*, 1978, 14: 601–604
- 29 Guo D L, Yang M X, Wang H J. Sensible and latent heat flux response to diurnal variation in soil surface temperature and moisture under different freeze/thaw soil conditions in the seasonal frozen soil region of the central Tibetan Plateau. *Environ Earth Sci*, 2011, 63: 97–107
- 30 Guo D L, Yang M X, Wang H J. Characteristics of land surface heat and water exchange under different soil freeze/thaw conditions over the central Tibetan Plateau. *Hydrol Process*, 2011, 25: 2531–2541
- 31 李建平. 全球大气环流气候图集: I. 气候平均态. 北京: 气象出版社, 2001

· 动 态 ·

中国陆地生态系统土壤呼吸的时空变异研究取得新进展

土壤呼吸(即土壤 CO_2 排放)是碳循环中一个重要过程, 在全球尺度上, 土壤呼吸量仅次于全球陆地总初级生产力(GPP)的估算值, 是陆地生态系统第二大碳通量过程. 准确估算中国陆地生态系统土壤呼吸量对于研究碳循环过程具有重要意义. 以往的估算研究中, 年土壤呼吸量值存在较大不确定性, 最高与最低值之间相差约每年 1×10^{15} 克碳, 并且关于其年际间变异规律及其与气候因子关系的研究尚不够深入. 在过去的 20 年间, 虽然人们进行了大量的土壤呼吸野外观测, 但对于这些观测结果的系统整合分析和模型模拟研究尚不充分. 对以往这些观测研究进行有效整合并模拟土壤呼吸的时空变异具有重要意义.

南京信息工程大学环境科学与工程学院陈书涛和他的合作者们撰写的《中国陆地生态系统土壤呼吸的年际间变异及其对气候变化的响应》一文针对这一问题进行了研究, 该文发表在《中国科学: 地球科学》2012 年第 8 期上, 以基于温度、降水和有机碳储量的土壤呼吸模型研究了中国陆地生态系统土壤呼吸的时空变异.

从空间分布上来看, 中国陆地生态系统土壤呼吸量呈现出明显的区域分布的特点, 总体上可划分为 3 个区域, 分别为南方区域、西北和青藏高原区域, 以及东北和华北区域. 土壤呼吸量最高的区域主要集中在南方地区, 这与中国南方地区气温较高、降水量较大有关; 而西北内陆地

区和青藏高原的土壤呼吸量相对很低, 这一方面与这些地区降水量较少有关, 也与土壤本底有机碳含量较低、土壤比较贫瘠有关.

从时间序列上来看, 1970~2009 年中国陆地生态系统各年土壤呼吸量存在差异, 其变异范围为每年 $4.58 \times 10^{15} \sim 5.19 \times 10^{15}$ 克碳, 1970~2009 年 40 年平均土壤呼吸量为每年 4.83×10^{15} 克碳. 中国陆地生态系统对全球土壤呼吸的贡献比例约为 6%. 在全球变暖的背景下, 1970~2009 年气温的年际间变异性增大导致中国陆地生态系统土壤呼吸的年际间变异性增大.

这一研究的创新之处在于建立了在大的空间尺度上土壤碳通量与土壤碳储量之间的内在联系, 并应用于陆地生态系统土壤呼吸的估算中. 研究表明中国陆地生态系统土壤呼吸的空间分布受温度、降水和土壤有机碳的共同影响, 其时间变异与温度和降水的变化有关.

该研究工作由南京信息工程大学、中国科学院植物研究所、南京农业大学、安徽气象局和中国科学院大气物理研究所的研究者共同完成, 得到了国家重点基础研究发展计划(2010CB950604)和国家自然科学基金(41005088)的资助.

(本刊讯)