doi:10.3969/j.issn 0253-9608.2012.01.002

中国极端气候及东亚地区能量和水分循环研究的若干近期进展*

王会军① 孙建奇② 祝亚丽③

①研究员,②副研究员,③助理研究员,中国科学院大气物理研究所,北京 100029

*国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2009CB421400)

关键词 能量和水分循环 极端气候 全球变暖 气候预测

本文介绍了国家重点基础研究计划项目"全球变暖背景下东亚能量和水分循环变异及其对我国极端气候的影响(2009—2013)"一年多来的若干主要科学进展,包括对于东亚不同典型下垫面能量和水分循环过程的新认识、中国极端气候事件的观测事实分析及其与能量和水分循环变异的联系、短期气候预测新方法以及中国未来气候变化预估等方面。最后概要介绍了项目后续的主要研究计划。

随着全球变暖,近几十年来包括夏季旱涝、酷暑和冬季大范围的持续性暴雪冰冻等极端气候灾害在中国频繁发生,并引发滑坡、泥石流等突发性地质灾害,给中国造成巨大经济损失和严重的人员伤亡,严重制约着中国社会和经济的发展。因此,在全球变暖背景下,极端气候事件的发生规律和演变趋势、机理及其预测的研究不仅是当今科学研究的热点问题,而且也是中国经济建设决策与制定政策必须考虑的问题。

中国地处东亚季风区,东临太平洋,西有青藏高原,独特的地理位置、地形和地貌等使得中国气象灾害不仅种类多,而且发生频率高,是气象灾害频发的国家之一。气象灾害造成的经济损失约占中国自然灾害总损失的71%,在20世纪90年代气象灾害造成的损失可占到国民经济生产总值(GDP)的3%～6%。这些频发多样的气象灾害不仅给中国人民生命财产及社会发展带来了严重影响,而且带来一系列的社会、环境和水资源等问题。因此,减轻极端气候所造成的灾害是当前国家经济建设和社会发展的当务之急,是国家各级政府特别关注的重大问题。为防御和减轻这些气候灾害,首先必须弄清楚它们的发生原因,从而预测这些灾害的发生,提出相应的对策。因此,开展全球变暖背景下东亚地区能量和水分循环变异及其影响中国极端气候事件发生的机理和预测理论研究,提高对这些事件发生的预测水平,从而减轻这些极端气候发生所造成的经济损失,是中国急需研究的前沿课题。

在这样的大背景下,国家重点基础研究发展计划项目"全球变暖背景下东亚能量和水分循环变异及其对我国极端气候的影响"得以立项,其总体目标是通过试验和模拟研究弄清中国独具特色的复杂下垫面条件下能量和水分循环的特征和变异规律,并以此来完善各类气候模式对陆面过程的描述,科学理解中国旱涝等极端气候的发生规律、变化机制和预测理论与方法,并预估预测未来全球变暖的情景下中国极端气候的演变趋势及其对中国农业、水资源等的影响。

项目2009年立项,2010年顺利通过中国科学与技术部中期评估,目前正在按计划顺利开展各项研究工作。项目执行的三年中,在中国极端气候变异规律、野外观测试验、短期气候预测与预估、数值模式改进等方面取得了突出进展,王会军[1]曾经对项目2009年度的工作作了概要总结,这里主要对近一年来关于中国极端气候及有关能量和水分循环过程的研究工作进行简要介绍。

1 东亚不同典型下垫面能量和水分循环特征的一些新认识

通过对已有观测资料和大尺度再分析资料、遥感资料的分析,项目在东亚不同典型下垫面能量和水分循环变异特征方面取得一些研究成果,部分研究成果已经应用到了陆面模式的改进中。

1.1 发展了黄土高原塬区湍流通量的计算方法

通过处理近地层湍流脉动量可以获取地-气间感热和潜热交换通量,然而不同时间长度的平均对通量计算

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

的结果有较大影响。通过黄土高原陆面过程野外试验的涡动相关系统观测资料，分析了不同平均时间对湍流通量计算的影响，并推导了平均时间引起的通量差值的数学表达式。结果表明，该公式可以说明采用不同平均时间数据之间的关系，也可以直接计算低频涡旋对湍流通量的贡献，公式计算的结果与直接计算的不同平均时间通量计算之差的相关系数在 0.95 以上，并可以确定计算湍流通量的最佳平均时间。通过我们推导的公式，确定了计算 LOPEX10 期间通量的最佳平均时间长度为 30 min。进一步进行数学变换，证明了平均时间对湍流通量计算的影响直接与湍流低频变化相关，计算公式可以用来确定涡动相关观测数据的最佳平均时间，并且在获得较高时间分辨率的湍流通量数据的同时，补偿因平均时间过短而遗漏的低频信息。

1.2 揭示了西北地区表面太阳辐射的年代际变化特征

观测资料结果显示，中国西北地区表面太阳辐射在四季都存在着年代际变化特征，从 20 世纪 70 年代后期开始，到达地表面的太阳辐射明显减弱。并且，春夏季表面太阳辐射的减弱与该地区低云量的增加有密切的联系，而且，云量的增加导致该地区降水的增加。西北地区春、夏和秋季的降水与“丝路型”遥相关有密切联系。这就说明了西北地区表面太阳辐射及云盖和大气环流都有着密切的关系[2]。

1.3 深化了沙漠夏季深厚对流边界层发生发展机理的认识

利用 2009 年夏季巴丹吉林沙漠试验观测的两组探空廓线，Han 等[3]重点比较了发生在 2009 年 8 月 30 日的有深厚中性层结覆盖的对流边界层与普通对流边界层在发展过程中的差别。从结构上看，前者包含五个子层，从下到上依次为近地层、混合层、逆温层、中性层、次逆温层。这种对流边界层的发展包含三个不同的阶段。在第二个发展阶段，混合层会与中性层迅速合并，这一点与传统对流边界层相对平稳的发展过程存在显著不同。进一步，利用数值模式对于这种五层对流边界层发展的结构变化，中性层内大气层结率以及水平风的垂直切变率对边界层发展的影响做了详细研究。

1.4 开展了青藏高原大气能量初步分析及藏北地区大气水热条件调查

利用 ERA-Interim 再分析资料，研究青藏高原大气能量，分析高原大气能量的组成、分布和变化。对青藏高原地面至 10 hPa 高度内大气能量的计算表明：(1)高原平均大气能量以感热能为主(68.7%)，其次为位能(30.8%)，潜热能最小(0.5%)。(2)青藏高原的大气总能量分布呈现东部高西部低，边缘高中间低的状态；感热能、位能和潜热能的分布与总能量相似。(3)青藏高原大气能量随季节变化较小；其总能量的变化以感热能变化为主。(4)青藏高原年平均大气总能量及各分量存在明显的上升趋势。具体到各个季节，总能量、感热能和位能在春季的上升趋势最大，潜热能的上升趋势出现在夏秋两季(图 1)。将青藏高原作为一个整体，计算了地面至 10 hPa 高度内，高原大气的净能量和水汽收支。结果表明：青藏高原全年相对于外界大气均为能量源，7 月能量输出强度最大，2 月的最小。在冬秋季(1—3 月和 10—12 月)青藏高原以感热能向高原外界输出能量，春夏季(5—9 月)以位能形式向外界输出能量为主。青藏高原全年除 10—11 月外，均为水汽汇，即外界大气向高原内地输入水汽，水汽输入最大值在 7 月，最小值出现在 10 月。

在对已有观测事实分析的基础上[4]，2011 年 5—6 月，我们对气象观测站点稀少的藏北地区进行了大气水热条件的调查[4]。获得了藏北阿里地区和那区地区的狮泉河、革吉县、改则县、尼玛县、班戈县等地的气象站资料和短时的观测资料。对狮泉河、改则县和班戈县 1979—2010 年资料的初步分析表明，藏北地区海拔高，气候总体特点是：冬干春旱，夏凉冬寒；气温日较差大，年际变化较小；雨季集中在夏季。

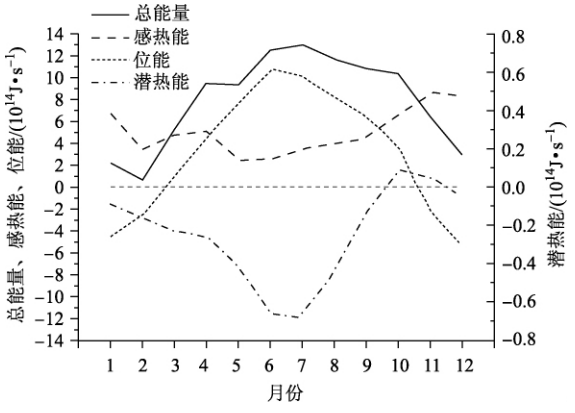


图 1　青藏高原大气能量收支的季节变化

1.5 青藏高原大气热源变化趋势分析

近几十年青藏高原春季感热减小的同时积雪也在减少，但感热变化的趋势更为显著。与此同时，中国夏季降水，包括总降水量、大雨量、降水强度和降水频率也有显著变化，其基本特征为华南、江淮流域降水量显著增加，同时伴有大雨、降水强度和降水频率的增加；长江中下游地区、华北和东北降水显著减少，但长江中下游

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

地区降水减少主要是大雨过程和降水强度减弱引起的，而华北和东北的降水量减少主要与降水频率减少有关。这些变化与春季高原感热减弱有密切关联[5]。高原春季感热减弱一方面减弱了其南侧的低空西南风急流、中层的西太副高和高层的南亚高压，从而导致季风环流减弱，主要雨带位置偏南；另一方面，春季高原感热减弱使得对其上空气柱的加热减弱，对流层温度偏低，从冬到夏的海-陆热力对比反转偏迟，季风爆发偏晚。

1.6 揭示了季风湿润区蕉林下垫面辐射平衡和地表热量特征

观测发现在季风活跃期，降水和云都会极大削弱到达地面的太阳短波辐射。地面反射辐射由于短时间内下垫面情况变化不大，其值在 0～100 W/m^2 波动。地面向上长波辐射和大气向下长波辐射日变化都比较稳定，其值均在 400～500 W/m^2 之间；净辐射与太阳短波辐射保持了比较一致的变化趋势，表明南沙地区蕉林下垫面净辐射的月际变化主要受太阳短波辐射变化控制。夜间观测到潜热通量和感热通量为负值，说明水汽有从大气向地表输送和大气向地面输送热量的现象。同时还观测到夏季地热流量的产生超过 100 W/m^2，在冬季，净辐射用于地热流量的比例高达 10%，表明在南沙，地热流量在能量平衡中是一个较大项。夏季有一半的净辐射用于潜热蒸散，冬季近 40%的净辐射用于感热耗散，这表明在华南典型季风湿润区能量输送夏季以潜热输送为主，冬季以感热输送为主。

1.7 初步建立了适合中国西北干旱半干旱区的陆面过程模式

经过项目组 3 年的努力，初步建立了适合中国西北干旱半干旱区的陆面过程模式 MSPAS（Modified Soil-Plant-Atmosphere Scheme）的模型框架，并实现了其主要功能模块。使用 MSPAS，初步模拟了 2009 年 8 月 13 日 0 时至 8 月 16 日 24 时巴丹吉林沙漠边缘站点的陆面过程，研究沙漠下垫面与大气能量、水分交换机理，结果表明：MSPAS 的辐射参数化方案能够很好地计算辐射能量通量，对地表温度也有不错的模拟能力。MSPAS 总体上能够很好地模拟下垫面与大气之间的能量交换，能很好地模拟 10 cm 深度土壤的温度变化，模拟误差不超过 2 ℃，但容易高估浅层土壤温度。

2 中国极端气候事件的观测事实及其与能量和水分循环变异之间的联系

2.1 哈尔滨一次暴雪过程的分析和回报试验

中国东北地区降雪主要发生在 10 月中旬到次年 3 月后期，发生于春季中期的降雪过程很少。2010 年 4 月 12—13 日发生了一次罕见的降雪过程，哈尔滨的过程降雪量的雪水当量达到 26.8 mm。Wang 等[6]研究了本次暴雪过程的大气环流背景并利用 WRF 模式采用双向嵌套方案进行了回报试验，结果表明：这次暴雪的发生可以追溯到 10 天前，西伯利亚高压开始加强并不断向南、向东发展，导致东北区低压系统发展并最后有闭合低压中心，导致水汽从北、西、南以及东侧的北太平洋向东北区输送。利用 NCEP GFS 资料驱动 WRF 模式在中国区域进行了回报试验，并在东北地区进行双向嵌套回报试验。试验结果表明，这次罕见暴雪的区域大气环流和降雪过程基本上被回报试验所刻画出来了，特别是嵌套的东北区域的回报降雪量结果与实况相当吻合（图 2，见彩插一）[6]。

2.2 中国极端高温事件的观测事实分析

孙建奇等[7]对中国极端高温事件的时空特征作了再分析，研究发现相对于趋势的变化，中国极端高温事件的年代际变化特征更加显著。其中中国南部地区极端高温的多发期主要集中在 20 世纪 60 和 80 年代，中部地区为 60 和 90 年代，北方地区为 90 年代。造成中国极端高温事件年代际变化和年际变化的大气环流型是一致的，但是中国南北方极端高温事件变化的主导因子有所差别。其中影响中国北方地区极端高温事件变化的主要因子是对流层中高层的位势高度异常；而影响中国中部和南部地区极端高温事件的因子除了位势高度外，对流层低层冷暖平流的输送作用也非常重要。

2.3 珠江三角洲城市群强、弱降水的时空分布特征研究

利用卫星观测资料并结合雨量筒观测资料，Li 等[8]揭示了强降水和弱降水在珠江三角洲地区具有截然不同的时空分布特征：珠江三角洲地区是强降水大值中心，而该地区却是弱降水的小值中心。表明了珠江三角洲地区的城市化可能导致该区域暴雨的发生比周围地区要多，而小雨的发生要比周围地区少。在珠江三角洲地区，强降水的季节变化比周围地区明显得多，而弱降水的季节变化是周围区域比珠江三角洲地区明显得多。在前汛期，珠三角的强降水比周围多得多，而后汛期珠三角地区的强降水和周围没有明显的区别。另外，冬季（尤其是 2 月份）珠三角的强降水明显比周围地区少，其

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

中的机理值得进一步探讨。在珠江三角洲地区，降水的日变化特征也和周围地区有明显的不同。珠三角地区午后降水(14—17 时)明显比周围地区多，这一特征与珠三角强降水比周围要多的现象相呼应。

2.4 长江流域夏季强降水与 El Niño 的联系

El Niño-Southern Oscillation (ENSO)对长江流域夏季降水的影响早已被揭示，Wang 和 Yan[9] 对这种关系作了再研究，不同的是，他们将降水分成了不同等级。研究发现，在长江流域夏季强降水频次与前冬 ENSO 模态的关系密切，而中小雨的变化与 ENSO 并无联系。因此，多年来气候界共识的 ENSO 与长江降水的关系，可能仅缘于长江中游异常强降水事件的响应。此外，长江流域降水与夏季风指数的关系分析也表明，夏季风弱主要导致长江一带多发强降水，与中小雨事件关系不大。

2.5 东部夏季降水异常与高空西风急流异常的联系

“南涝北旱”是中国近 30 年来出现的一种主要降水异常分布模态，其中的机理研究已有很多工作开展。Xuan 等[10] 从东亚高空急流变化的角度为“南涝北旱”的形成给出一个新解释。20 世纪 70 年代，东亚高空急流发生了一次明显的年代际突变，突变后其位置偏南，亚洲西风急流的变化使得 35°N 以南(北)上升运动加强(减弱)，为中国东部近 30 年来“南涝北旱”降水型的形成提供有利条件。夏季高空急流月际变化及季内变化，都对中国东部降水产生影响。通过其与更大尺度气候背景联系的研究，有助于加深认识中国区域极端气候变化与全球变化的联系机制。

2.6 揭示了陆气相互作用对中国高温热浪的重要影响

在过去的几十年间，中国的高温热浪已经发生了显著的年际和年代际尺度上的变化。然而，目前对引起中国高温热浪变化的物理机制尚不清楚。我们利用两个长期的含有和没有土壤湿度-大气相互作用的 WRF 区域气候模式模拟评估了陆-气耦合对中国夏季高温热浪的影响。结果表明：陆-气耦合增加了中国的高温热浪(图 3，见彩插一)[11]。尤其是，在中国东部和西南的大部分地区，高温热浪的增加都有统计上的显著性。在这些地区，陆-气耦合能够贡献 30%～70%的高温热浪。可见，陆-气相互作用对中国高温热浪的发生起到重要作用[11]。

2.7 指出了 El Niño 和 El Niño Modoki 衰减期对中国降水的不同影响

利用中国降水站点资料和再分析资料，Feng 等[12] 分析了 El Niño 和 El Niño Modoki 在衰减期对中国降水的影响。研究发现在它们衰减期的春季，对 El Niño 事件而言，江南多雨；但对 El Niño Modoki 事件而言，则没有明显的降水异常。在随后的夏季，与 El Niño 事件相联系的降水异常在江南持续，而江淮北部则出现干旱；El Niño Modoki 事件的夏季，淮河至长江之间往往出现洪涝，而江南至华南则多半为干旱。两者的明显差异主要是与两事件相关的西北太平洋反气旋异常的位置和演变导致的。具体来说，在 El Niño 事件衰减期，从春至夏，西北太平洋反气旋异常给中国南部带来充足的水汽，并使得副热带高压西伸，导致江南出现洪涝。然而，在 El Niño Modoki 事件衰减期的春季，西北太平洋反气旋异常弱，从而没有显著的降水异常；而到了夏季，异常反气旋突然加强并向北和西伸入内陆，副热带高压也西伸，使得充足的水汽输送到黄淮地区，出现洪涝，而副热带高压控制的长江流域的南部出现干旱。

2.8 揭示出陆-气耦合在影响东亚夏季气候变率中的重要作用

在中纬度陆地区域，增加的温度和降水变率能够潜在地引起更多的极端气候，例如更加连续密集的酷热天气，增加的干旱和洪涝。目前的研究已经逐渐认识到陆-气相互作用在影响气候变率中的作用，但是陆-气相互作用的强度和区域重要性方面仍旧研究不足。Zhang 等[13] 利用 WRF 模式进行 2 个长期积分来评估陆-气相互作用对东亚夏季气候年际变率的贡献。研究发现，陆-气耦合在影响东亚夏季气候变率中扮演了重要作用，尤其在气候和生态过渡带地区。土壤湿度强烈地放大了西伯利亚南部和蒙古北部地区、中国东北到华中区域和南亚的东部地区的日平均温度变率，解释了至少一半的方差。研究也发现土壤湿度影响日最高温度变率比日平均温度变率更大。除了青藏高原东部和一些其他地区，土壤湿度通常对日最低温度有很小的影响。土壤湿度对西伯利亚南部到蒙古、华北和中国西部的许多地区的气候和生态过渡带的降水变率做了主要的贡献。土壤湿度-温度的耦合主要由土壤湿度影响表面通量的能力决定，土壤湿度-降水的耦合也依靠其他的物理过程。

2.9 中国东部夏季降水与东中国海及邻近海域热力变异的关系

利用中国 756 个站点的降水资料和再分析资料，蔡榕硕等[14] 分析了中国东部夏季降水和东亚夏季环流异常与东中国海及邻近海域海温异常的关系，结果表明：中国东部长江中、下游地区及江淮流域、东北南部的降

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

水与东中国海及邻近海域的海温异常有明显相关。当东中国海及邻近海域为暖(冷)异常时,长江中、下游地区、江淮流域的降水偏少(偏多),而东北南部降水偏多(偏少)。

进一步基于长时间序列的观测和再分析数据,对华南地区夏季极端降水时空变化作了分析,并探讨了华南夏季极端降水与西北太平洋海域海表温度、潜热通量以及水汽输送异常的联系。结果显示,华南地区夏季极端降水具有显著的区域性特征,并以2—5年的年际变化最为显著。华南大部分地区夏季极端降水异常呈同相变化,且近50年来的趋势变化有明显转折,在1989年之前极端降水频次呈现减少的趋势,之后表现为增多的趋势。

3 关于中国短期气候预测的研究

3.1 基于年际增量预测方法的北大西洋飓风频次的预测

基于年际增量的预测方法发展高效的季节(6月1日—11月30日)内大西洋热带风暴(包括飓风)频次的预测模型[15]。首先预测大西洋热带风暴频次的年际增量再预测大西洋热带风暴频次。通过以下两个途径考察年际增量预测方法的应用潜力:(1)将年际增量的预测方法分别与原始变量线性和非线性Poisson预测模型比较;(2)与已有大西洋热带风暴频次的预测系统比较,年际增量的方法及预测模型有较高的预测技巧。相对于大西洋热带风暴的气候预测平均的绝对误差为4.1,在2004—2009年际增量的预测模型预测技巧提高了29%,1985—2009年交叉检验的回报预测技巧提高46%。作者已基于年际增量的方法发展了有效的东亚夏季降水、气温、西太平洋台风频次和登陆气旋数的预测模型,此项工作表明它还可以应用到大西洋热带风暴(包括飓风频次)的季节预测中。

3.2 西北太平洋台风活动异常的统计降尺度预测研究

利用欧洲多模式短期气候集合预测计划(DEMETER)6个耦合气候模式回报试验结果,Sun和Chen[16]探讨了耦合气候模式对夏季(6～10月)西北太平洋台风发生频次的预测性能。结果显示,这6个耦合气候模式可以较好地预测影响台风活动的6个主要气候因子及它们与台风发生频次之间的关系。因此,利用这6个气候因子与台风发生频次的统计关系,这6个耦合气候模式都对台风发生频次显示出较高的预测效能,预测台风频次和观测台风频次的相关系数在1974—2001年间都可以达到0.54以上,6个耦合气候模式集合平均的预测结果相关系数更是可以达到0.68。可见,现有耦合气候模式已经具备预测台风频次异常的能力。

3.3 西北太平洋年热带风暴生成频数的预测模型

利用前期的一、二月平均和四、五月平均的东半球格点降水和500 hPa高度场资料,Wang[17]研究了西北太平洋年热带风暴生成频数(ATSN)的年际变化规律及其前期变异特征,进而建立了预测ATSN的方案。由于分别使用了欧洲中期数值预报中心和美国国家环境预测中心的大气再分析资料,建立了两个预测模型,对于1979—2002年的预测交叉检验的距平相关系数(ACC)分别为0.78和0.74。预测的多年平均绝对误差是3.0和3.2,即多年平均ATSN的10%左右。作者还提出:实际预测中可以把两个模型的预测结果平均作为最后预测结果,这样的话,多年交叉检验的ACC是0.88,多年平均的预测绝对误差是1.92。这样就可能得到更加准确的预测。该方案还需要在实际预测中进一步检验其效能。

3.4 中国北方冬季温度降尺度预测模型

利用经验正交分解(EOF)和逐步线性回归相结合的统计降尺度模型,通过对多个大尺度预报因子和预报因子区域进行验证,建立北方冬季温度的统计降尺度模式。利用交叉检验方式对统计降尺度的模式性能进行可靠性检验,结果表明,北方冬季温度的统计降尺度模拟效果比较好,相关系数均通过99%以上的信度检验,且温度场结合大气环流场的预报技巧要高于单个环流因子。因此,把这种统计降尺度方法应用于北方冬季温度预测是可行的。

3.5 提出一种土壤湿度初始化方案,揭示土壤湿度异常对短期气候预测技巧的影响

Zhan等[18]初步提出了"距平耦合"的土壤湿度初始化方案。具体说来,就是首先计算"观测"土壤湿度(本研究中采用再分析土壤湿度和AMSR-E卫星遥感反演土壤湿度)的距平百分率;然后针对中国科学院大气物理研究所(IAP)短期气候预测系统中的通用陆面过程模式(CoLM),将再分析资料中土壤湿度的异常加之于CoLM各陆面垂直分层上,最终获得IAP短期气候预测系统的初始土壤湿度分布。

利用上述"距平耦合"的初始化方案,针对2008年1月极端雨雪天气事件,作者利用耦合了CoLM的大气物

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

理研究所九层大气环流模式(IAP9L_CoLM),通过设计两组实时集合预测试验,探讨了AMSR-E卫星遥感反演土壤湿度对2008年春季气候异常预测技巧的影响。研究结果表明,考虑了土壤湿度初始化方案之后,可获得较为真实的江淮地区初始土壤湿度异常,进而显著提高了IAP短期气候预测模式对中国春季3～4月降水异常的预测技巧。

3.6 初步建立了包含陆气相互作用的中国夏季风预测方案

由于对影响气候异常的关键物理过程的认识不足,目前中国预测东亚夏季风的水平很有限,远不能满足国家和社会的需求。尤其对陆-气相互作用的认识非常不足,远远落后于海-气相互作用的研究,严重阻碍了我们对东亚夏季风预测水平的提高。利用1982—2006年归一化植被指数(NDVI)资料,我们调查了东亚地区前期植被状况在提高东亚夏季风预测中的作用[19]。结果显示,前期的青藏高原东南部的植被与东亚夏季风联系最为紧密,解释了大约一半的方差。前期的青藏高原东南部植被与青藏高原东南部、亚洲夏季副热带锋区和华南的许多地区的夏季降水有着显著的正相关。我们进一步讨论了其中的物理机制。青藏高原东南部的植被增加加强了表面热力效应,从而加热了大气温度,并且增强了上升运动,低层辐合和高层辐散和夏季季风环流。最后,我们发展了含有ENSO和植被的线性回归模式来预测东亚夏季风强度。结果显示,与单独用ENSO作为预报因子相比,此线性回归模式很大程度上提高了对于夏季风的预测技巧。

4 中国气候与极端气候的预估研究

4.1 中国极端降水事件的预估研究

Chen等[20]系统分析了联合国政府间气候变化专门委员会(IPCC)第四次评估报告多个耦合气候模式对中国暴雨时空变化特征的模拟效能,在此基础上预估了未来中国暴雨的可能变化趋势。结果显示,在20多个耦合气候模式中,有6个模式可以较好模拟中国暴雨事件的历史观测特征。这6个耦合气候模式的集合预估结果显示,在未来全球变暖背景下,中国暴雨事件将会增多,强度增强,其中中国暴雨的主要爆发区长江流域21世纪末暴雨频次相对于20世纪末增加30.9%～56.6%,华南增加35.9%～50.20%,强度分别增加1.0%～5.7%和2.8%～6.3%。造成中国暴雨频次和强度增加的主要原因在于,未来全球变暖会增加向中国的水汽输送,同时也增加了中国地区大气层结的不稳定性,这都为中国未来暴雨频次和强度的增加创造了良好的背景条件。

4.2 中国极端暴雪事件的预估研究

暴风雪事件是中国主要的自然灾害之一。Sun等人[21]利用观测的站点资料详细分析了中国近40年来暴雪事件的时空变化特征。结果指出,中国的暴雪事件主要集中在四个区域:中国东部地区、北疆、青藏高原东部和东北地区,而其他地区的暴雪频数以及它的变化都较弱。近40年来,北疆和青藏高原东部地区暴雪频数表现出增加趋势,而中国东部地区为减少趋势,东北地区显示出弱的上升趋势。他们对IPCC第四次评估报告20多个耦合模式对于中国暴雪事件变化特征的模拟性能进行了进一步评估,发现在20多个耦合气候模式中,只有4个耦合模式能够较好地再现中国暴雪事件的变化特征。基于这4个较优模式的预估结果进一步显示,在未来全球变暖背景下,中国南方地区暴雪发生次数将显著减少,而北方地区将先增加后减少(图4,见彩插一)[21]。

4.3 未来全球变暖背景下气候与植被反馈作用研究

植被是气候系统的重要组成部分,然而在IPCC此前的气候变化预估中植被潜在变化的作用并未被考虑。为此,Jiang等[22]使用IAP的一个大气模式及其与一个植被模式的耦合模式,在A2排放情景下17个全球大气与海洋耦合模式预估的海洋表面温度、海冰以及大气二氧化碳浓度的联合驱动下,研究了未来全球变暖背景下的植被反馈作用。结果表明(图5),在未来全球变暖背景下,21世纪中期和末期全球植被组成和地理分布都发生了很大变化,全球植被总体上增加,叶面积指数分别

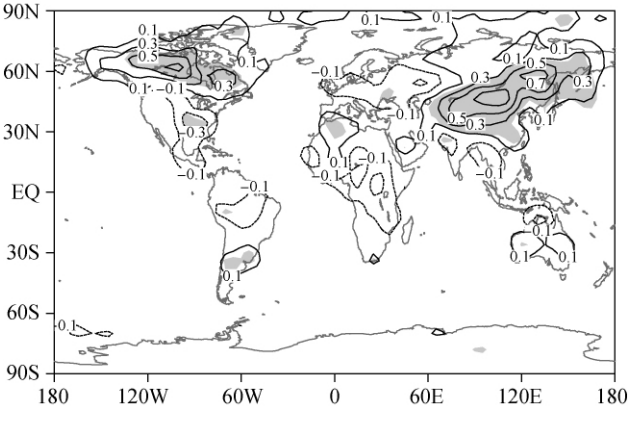


图5 2051—2060年植被反馈引起的年均温度变化(单位:℃),阴影区通过了95%的显著性水平检验[22]

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

增加了 21%和 36%，特别是在北半球中、高纬度地区。植被反馈作用尽管对全球温度的影响有限，但它能够通过减小地表反照率在一些区域引起显著的升温，例如在欧亚大陆 60°E 以东大部分地区可以产生平均 0.4 K 的增暖效应。

4.4 区域气候模式对中国未来气候的降尺度预估研究

高学杰等利用区域气候模式 RegCM3 与全球气候模式 MIROC3.2_hires 单向嵌套系统在 A1B 情景下连续积分模拟了 150 年，通过评估表明全球模式和 RegCM3 对中国 1981—2000 年年均温度和降水空间分布的模拟效果较好，符合实际情况。RegCM3 的模拟与全球模式相比有所改进，主要表现在对温度的模拟更加细致、对西北降水低值区及地形引起的降水模拟较好。

对极端气候事件指数的综合分析表明，无论是在 21 世纪中期还是末期，除青藏高原外，整个区域内的高温日数明显增加。区域平均的高温日数在当代、21 世纪中期和末期，分别为 14d/a，31 d/a，45 d/a。与此同时，21 世纪中期炎热指数的变化除西部地区外，均为一致增加，四川盆地、南部沿海和两湖地区是增加的大值中心，其中四川盆地增加值相对较小，一般在 20～30 d 之间，南部沿海、两湖地区增加值较大，在 40 d 以上。此外，东北地区增加值相对较小，大都在 30 d 以下。21 世纪末期炎热指数增加值继续增大，整个东部大部分地区增加值都在 40 d 以上，云南南部、雅鲁藏布江、西北部分地区也出现增加区域，但增加值相对较小。

就 A1B 情景下不同强度降水事件变化而言，在 21 世纪中期，小雨日数变化的主要特点为在西北地势较低的地方、内蒙古西部、河套地区有一定的增加，中国其他大部分地区以减少或变化不大为主，青藏高原南部和东北地区是减少范围较大的地区，减少中心值超过 10%。中国区域平均的小雨日数变化为微弱的减小(－2.3%)。中雨日数增加的地区明显要多，特别是在中国西部，中国区域平均值为增加 4.0%。大雨日数在中国的大部分地区都是增加的，增加值大都在 10%以上，中国区域平均的大雨日数变化为增加 11.6%。在 21 世纪末期，各级别降水日数变化与中期大体相似，但在具体幅度和地域分布上也表现出了不同的特征。另外，中国区域平均小雨日数变化基本上是减少的，2021—2100 年的趋势值为－0.38%/10a；中雨日数变化则以每 10 年 0.29%的微弱趋势增加；相对而言，大雨日数变化要更加显著，表现为一个较明显的上升趋势，但增加值相对较小，大都在 25%以内，趋势变化值为 3.11%/10a。

5 项目的未来研究计划

本项目计划的几个不同典型下垫面的观测试验都在顺利进行，并已经利用获取的观测资料初步得到了几种不同下垫面能量水份循环的特征。在后续工作中，将继续进行原计划的观测试验及一些补充观测试验，并进一步深入分析东亚不同下垫面的能量水分循环特征。在此基础上，从观测数据和数值试验深入分析不同能量水分循环过程对中国极端气候的影响研究；进一步开展中国区域极端天气气候变化及大尺度环流联系的研究，结合数值模拟分析解释可能的物理机制；进一步研究和建立中国几种极端气候的数值预测系统，开展预测系统的效能评估；利用全球和区域气候模式预估中国未来几种极端气候事件的变化。

致 谢：本文由国家重点基础研究发展计划“全球变暖背景下东亚能量和水分循环变异及其对我国极端气候的影响”(编号 2009CB421400)资助。同时也向每位项目成员表示感谢。　(2011 年 12 月 22 日收到)

[1] 王会军. 东亚区域能量和水分循环对我国极端气候影响研究的一些初步进展 [J]. 地球科学进展，2010，25：563-570.
[2] ZHOU L T. Interdecadal variability in surface solar radiation over Northwest China and its possible cause [J]. Atmos Oceanic Sci Lett，2011，4：103-108.
[3] HAN B，LV S H，AO Y H. Development of the convective boundary layer capping with a thick neutral layer in Badanjilin：observation and simulation [J]. Adv Atoms Sci，2012，19(1)：177-192.
[4] ZHOU L B，ZOU H，MA S P，et al. Vertical air mass exchange driven by the local circulation on the northern slope of Mount Everest [J]. Adv Atmos Sci，2011，28：217-222. doi：10.1007/s00376-010-9231-z.
[5] DUAN A M，LI F，WANG M R，et al. Persistent weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and its impacts on Asian summer monsoon [J]. J Climate，2011，24：5671-5682.
[6] WANG H J，YU E T，YANG S. An exceptionally heavy snowfall in Northeast China：large-scale circulation anomalies and hindcast of the NCAR WRF model [J]. Meteorol Atmos Phys，2011，113：11-25.
[7] 孙建奇，王会军，袁薇. 我国极端高温事件的年代际变化及与大气环流的联系 [J]. 气候与环境研究，2011，16：199-208.
[8] LI W B，CHEN S，CHEN G X，et al. Urbanization signatures in strong versus weak precipitation over the Pearl River Delta metropolitan regions of China [J]. Environ Res Lett，2011，6：034020(9pp). doi：10.1088/1748-9326/6/3/034020.
[9] WANG Y，YAN Z W. Changes of frequency of summer precipitation extremes over the Yangtze River in association with large-scale oceanic-atmospheric conditions [J]. Adv Atmos Sci，2011，28：1118-1128. doi：10.1007/s00376-010-0128-7.
[10] XUAN S L，ZHANG Q Y，SUN S Q. Anomalous mid-summer rainfall in Yangtze-Huaihe River valleys and its association with the East Asia westerly jet [J]. Adv Atmos Sci，

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

2011, 28: 387-397.
[11] WU L Y, ZHANG J Y, DONG W J. Vegetation effects on mean daily maximum and minimum surface air temperatures over China [J]. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 900-905. doi: 10.1007/s11434-011-4349-7.
[12] FENG J, CHEN W, TAN C Y, ZHOU W. Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases [J]. Int J Climatol, 2011, 31: 2091-2101.
[13] ZHANG J Y, WU L Y, DONG W J. Land-atmosphere coupling and summer climate variability over East Asia [J]. J Geophy Res, 2011, 116: D05117. doi: 10.1029/2010JD014714.
[14] 蔡榕硕, 谭红建, 黄荣辉. 中国东部夏季降水年际变化与东中国海及邻近海域海温异常的关系[J]. 大气科学, 2012, 36(1): 35-46.
[15] FAN K. A prediction model for Atlantic named storm frequency using a year-by-year increment approach [J]. Wea Forecasting, 2011, 25: 1842-1851.
[16] SUN J Q, Chen H P. Predictability of western North Pacific typhoon activity and its factors using DEMETER coupled models [J]. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 3474-3479.
[17] WANG H J. A new prediction model for tropical storm frequency over the western North Pacific using observed winter-spring precipitation and geopotential height at 500 hPa [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2011, 25: 262-271. doi: 10.1007/s13351-011-0302-6.
[18] ZHAN Y L, LIN Z H. The relationship between June precipitation over mid-lower reaches of the Yangtze River basin and spring soil moisture over the East Asian monsoon region [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2011, 25: 355-363. doi: 10.1007/s13351-011-0310-6.
[19] ZHANG J Y, WU L, HUANG G, et al. The role of may vegetation greenness on the southeastern Tibetan Plateau for East Asian summer monsoon prediction [J]. J Geophys Res, 2011, 116: D05106. doi: 10.1029/2010JD015095.
[20] CHEN H P, SUN J Q, CHEN X L, et al. CGCM projections of heavy rainfall events in China [J]. Int J Climatol, 2011, doi: 10.1002/joc.2278.
[21] SUN J Q, WANG H J, YUAN W. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China [J]. J Geophys Res, 2010, 115: D16110. doi: 10.1029/2009JD013541.
[22] JIANG D B, ZHANG Y, LANG X M. Vegetation feedback under future global warming [J]. Theor Appl Climatol, 2011, 106: 211-227.

Some New Results on the Extreme Climate over China and Water and Energy Cycles in East Asia

WANG Hui-jun①, SUN Jian-qi②, ZHU Ya-li③

①*Professor*, ②*Associate Professor*, ③*Research Assistant*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029, *China*

Abstract This paper introduces some major research progresses of the 973 project "Variability of the water and energy cycles and their impact on the extreme climate over China under the global warming background" in the past year. The main results include the new understandings on the characteristics of water and energy cycles over different land surface in East Asia, the observational facts of the extreme climate over China and their connection with the water and energy cycles, some new methods of the short-term climate prediction, and the projection of the extreme climate over China. Finally, the future research plan of this 973 project is also briefly presented.

Key words water and energy cycle, extreme climate, global warming, climate prediction

(编辑:沈美芳)

(上接第 28 页)

[7] 陆龙骅. 春季南极臭氧洞与环境保护 [J]. 科学, 2008, 60(2): 15-18.
[8] National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center, Ozone Hole Watch. Ozone maps, monthly [EB/OL]. [2011-12-19]. http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/monthly/climatology_9_SH.html.
[9] 陆龙骅. 南极臭氧洞的新发现 [J]. 气象知识, 2002, (6): 4-7.
[10] Climate Prediction Center, National Oceanic and Atmospheric Administration. OMI monthly average total ozone Oct 2005 [EB/OL]. [2011-12-19]. fttp://jwocky.gsfc.nasa.gov.
[11] MANNEY G L, SANTEE M L, REX M, et al. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 [J]. Nature, 2011, 478: 469-475.
[12] National Aeronautics and Space Administration. OMI total ozone for Mar 26, 2011 [EB/OL]. [2011-12-19]. fttp://jwocky.gsfc.nasa.gov/
[13] 王维和, 张艳, 李晓春, 等. 2011 年春季北极臭氧异常低值监测和特征分析 [J]. 极地研究, 2011, 23(4): 310-317.
[14] Monitoring Atmospheric Composition and Climate. March monthly mean assimilated total ozone [EB/OL]. [2011-12-19]. http://www.gmes-atmosphere.eu/documents/
[15] ALLAART Marc, VALKS Pieter, VAN DER A Ronald, et al. Ozone mini-hole observed over Europe, influence of low stratospheric temperature on observations [J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27 (24): 4089 (2000GL012212)
[16] 周秀骥, 罗超, 李维亮, 等. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心 [J]. 科学通报, 1995, 4(15): 1396-1398.
[17] 卞林根, 林忠, 郑向东, 等. 南极臭氧洞的影响因子和变化趋势 [J]. 气候变化研究进展, 2011, 7(2): 90-96.

The Ozone and Ozone Hole

LU Long-hua

Professor, *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*

Abstract The unprecedented depletion of ozone over the Arctic in 2011 attracts the attentions of people to the ozone and ozone hole once more. This study reviews the history of the Antarctic ozone and its change. The reason how the ozone is produced over the Antarctic and the difference of the ozone changes over the Arctic and the Antarctic are discussed. It is pointed out that, currently, the ozone hole appears only in spring over the Antarctic and not over the Arctic. Under the current atmospheric environmental pollution, the change of atmospheric ozone depletion over the polar regions will be more dependent on the atmospheric circulation, especially the low temperature in the polar vortex. For protecting the Earth dwelled by human, the international society has made a great effort, and China also has made some contributions to it.

Key words Antarctic ozone hole, Arctic ozone loss, ozone depleting substances(ODS), polar stratospheric cloud, polar vortex

(编辑:沈美芳)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

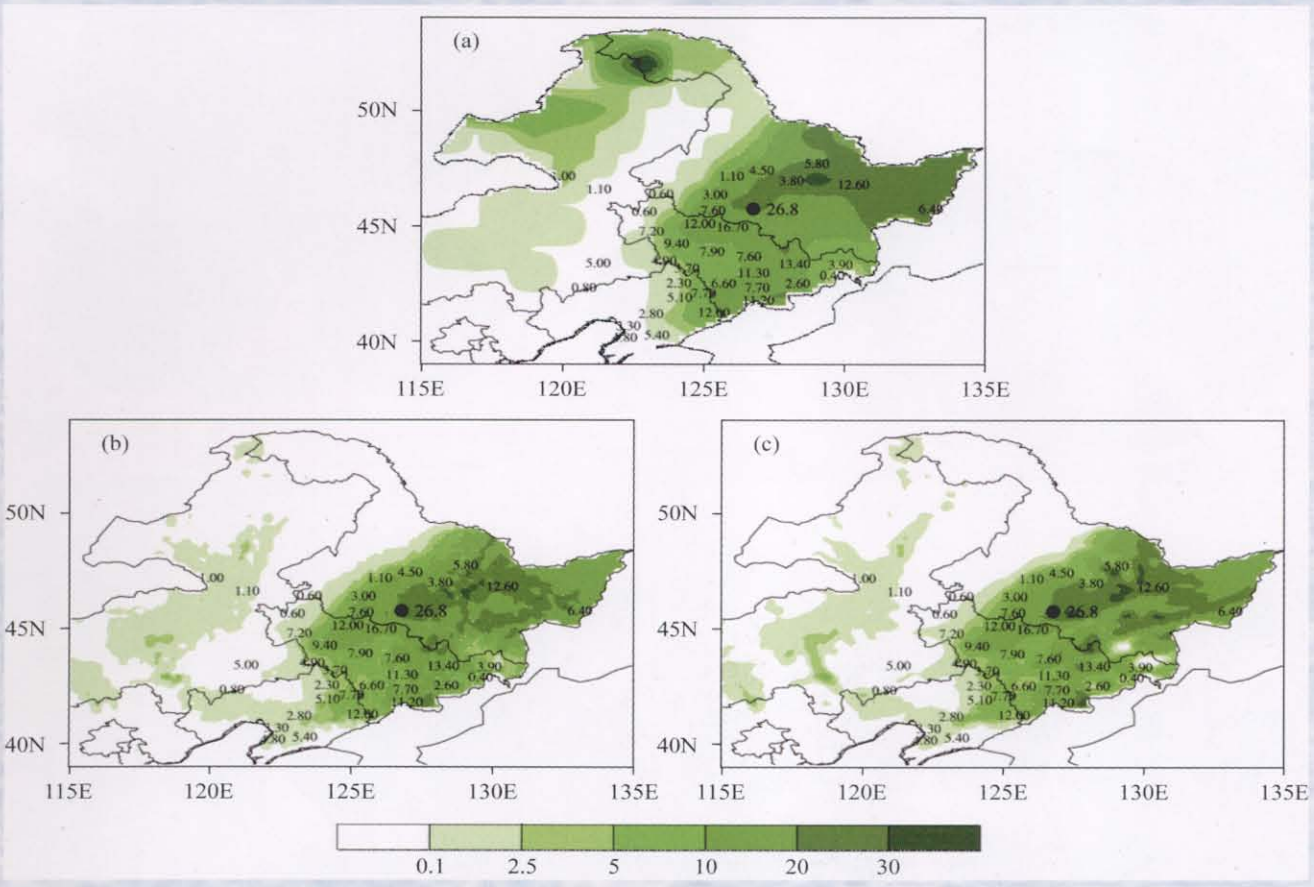


图2 模拟(阴影)与观测(数字)的48小时（4月12—13日）累计雪水当量
(a) 全球模式的预报结果; (b) 一层嵌套的预报结果; (c) 两层嵌套的预报结果

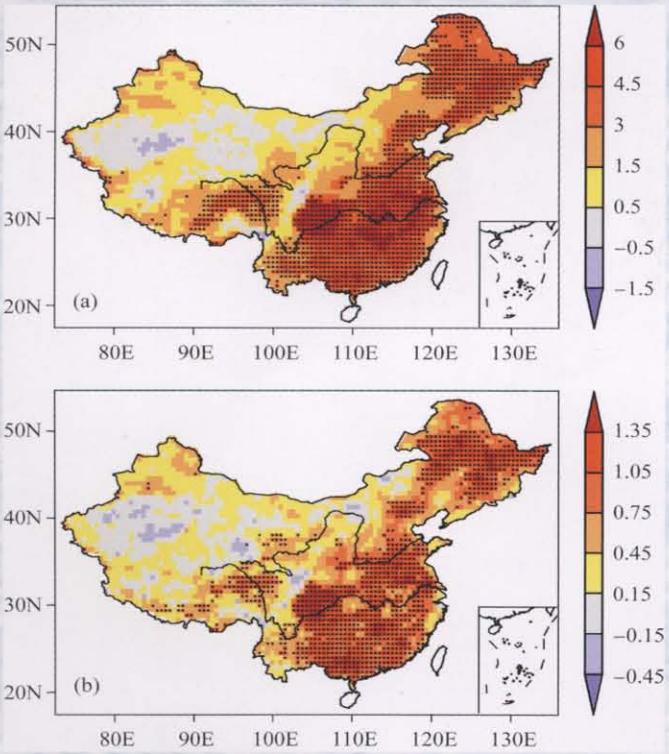


图3 控制试验与敏感性试验的差值场 (a)高温日数; (b)热浪次数。实心点代表通过90%统计显著性检验

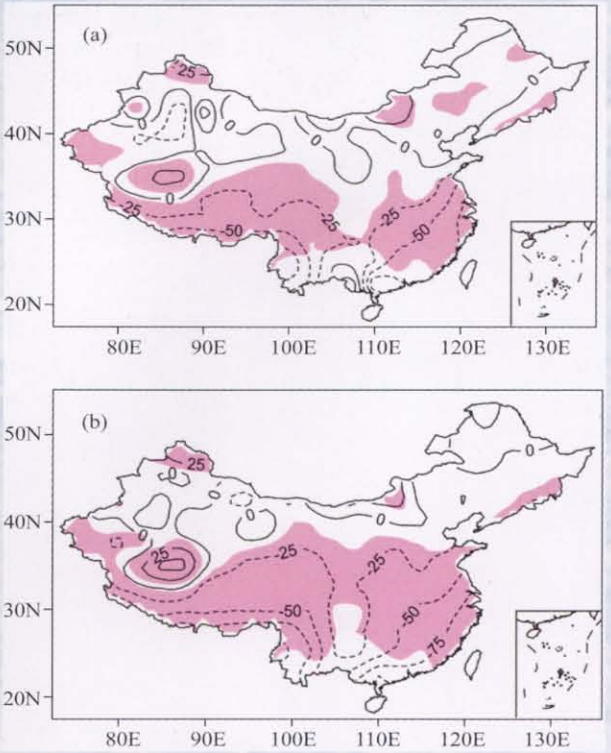


图4 A1B情景下IPCC Ar4中具有较好模拟能力的4个耦合模式集合的中国暴雪频数相对1980—1999年的变化百分比（a）2046—2064年；（b）2081—2099年。阴影区为差异通过95% 显著性水平检验的区域。

参见“中国极端气候及东亚地区能量和水分循环研究的若干近期进展”一文

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net