宇如聪,周天军,李建,等. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展. 大气科学, 2008, **32** (4): 893~905 Yu Rucong, Zhou Tianjun, Li Jian, et al. Progress in the studies of three-dimensional structure of interdecadal climate change over eastern China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (4): 893~905

中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展

宇如聪1,2 周天军1 李建1,2 辛晓歌1

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京 100029 2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081

摘 要 围绕发生在 20 世纪 70 年代末的中国东部气候年代际变化, 近年来, 作者围绕着其气候要素变化的区域 特点、在不同季节的表现特征和对应的大气环流变化等,进行了系统分析和讨论,较为全面地给出了其变化的三 维空间结构图像,本文对这方面的研究进展进行了总结。研究表明,我国东部气候的年代际变化具有显著的三维 结构特征,它与东亚对流层中上层温度的变化存在直接联系,具体表现特征随季节而变化。对流层中上层出现的 年代际尺度变冷,一方面通过其上层的气旋式环流异常,使得东亚急流轴以南的西风增强,一方面通过其下层的 反气旋式环流异常,导致东亚夏季风减弱。西风急流增强通过改变对流层中上层的辐散强度,触发独特的云-辐 射反馈过程, 对青藏高原下游地面气温变冷发挥重要作用; 西风急流偏南和夏季风减弱, 最终导致中国东部 "南 涝北旱"型降水异常。东亚对流层上层变冷和青藏高原下游地面气温变冷开始于3月,与近几十年来冬季北大西 洋涛动 (NAO) 的增强趋势存在显著联系。从3月到9月,对流层上层冷中心的位置和强度随季节而变化:从3 月到5月,冷中心逐渐南移并加强,5月移至35°N以南,导致中国东南部地区出现干旱化趋势;冷中心在7~8月 的盛夏季节位于(40°N,110°E)附近,造成中国东部的"南涝北旱"型降水异常。该研究为评估大气环流模式和 海气耦合模式的模拟性能、检验不同强迫因子在东亚气候年代际变化中的作用,提供了直接的观测依据。对参加 WCRP 组织的 IPCC AR4 "二十世纪气候耦合模式模拟" 计划的 19 个耦合模式模拟结果的分析表明,在包括气溶 胶和温室气体在内的实际外强迫作用下,目前的耦合模式难以模拟出发生在20世纪70年代末的东亚气候年代际 变化。无论对东亚气候变化归因研究,还是对适合东亚气候的数值模式研发,本文都提出了新的问题。 关键词 东亚气候 年代际变化 对流层变冷 三维结构 季节特征 **文章编号** 1006 - 9895 (2008) 04 - 0893 - 13 中图分类号 P463 文献标识码 A

Progress in the Studies of Three-Dimensional Structure of Interdecadal Climate Change over Eastern China

YU Rucong^{1, 2}, ZHOU Tianjun¹, LI Jian^{1, 2}, and XIN Xiaoge¹

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract East Asian climate has experienced a decadal scale shift by the end of the 1970s. By combining pieces of interdecadal climate change found in different regions and different seasons together, the authors have attempted to

收稿日期 2008-02-22, 2008-03-17 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40625014、40523001、40221503,中国科学院创新团队国际合作伙伴计划"气候系统模式研发及 应用研究",国家重点基础研究发展规划项目 2005CB321703,中国气象局气候变化专项项目 CCSF2007-32

作者简介 宇如聪, 男, 1962年出生, 研究员, 从事气候系统模式研发及应用等研究。E-mail: yrc@lasg. iap. ac. cn

clarify the interdecadal climate change over East Asia within the context of three-dimensional (3-D) coherent structures. The progress achieved in recent five years is summarized in this paper. The results indicate that the decadal scale shift of East Asian climate has a distinct 3-D structure. The surface climate change is coherently connected with the temperature change over the middle and upper troposphere, with clear seasonal features. A prominent cooling trend is found over East Asia in the upper troposphere around 300 hPa. Accompanying this summer cooling the upper-level westerly jet stream over East Asia shifts southward and the East Asian summer monsoon weakens, which results in the tendency toward increased droughts in northern China and more flood along the Yangtze River valley. The change of the westerly jet modifies the divergence over the middle and upper troposphere, which then modulates the cloud-radiation feedback processes and contributes to the observed springtime surface cooling trend in the eastern periphery of the Tibetan Plateau. The upper troposphere cooling over East Asia and the surface cooling downstream of the Tibetan Plateau began from March. The decadal scale cooling is related to the positive trend of the North Atlantic Oscillation in recent decades. In the upper troposphere, the strongest cooling trend occurs in April and August, but in the lower stratosphere, the strongest cooling occurs in June. This sub-seasonal variation of the upper tropospheric and lower stratospheric cooling trends induces corresponding fluctuations in the tropospheric geopotential thickness, resulting in sub-seasonal variations in the subtropical westerly jet, lower-tropospheric pressure and the location of the rain band associated with the East Asian monsoon front. The rain band experiences a southward shift in April and May, causing a drought-like trend in the late spring precipitation in South China (26°N-31°N, 110°E-122°E). In June, when the rain band "jumps" to the middle-lower reaches of the Yangtze River, the subsequent intensification of the westerly south of the subtropical jet during July and August resists its further northward migration, resulting in the so-called Yangtze-River - flooding-and-North-China-drought pattern and the weakening of the southerly monsoon. The observational evidence presented here provides a metric for validating climate model experiments that aim at explaining the causes of the Yangtze-River flooding-and-North-China-drought pattern. The authors further examined the outputs of nineteen IPCC AR4 coupled climate models driven by historical natural and anthropogenic forcing agents. The results show that the prescribed natural and anthropogenic forcing agents in the coupled climate models mainly reproduce the warming trends and the decadal to interdecadal scale SAT (surface air temperature) variations. Nearly all of the models failed in capturing the regional features of the interdecadal scale climate shift over East Asia. Limitations of the current state-of-the-art coupled climate models posed new questions to climate change attribution studies and improvements of model performance over the East Asian domain. Key words East Asian climate, interdecadal variability, tropospheric cooling, three-dimensional structure, seasonal variation

1 引言

在全球变暖的背景之下,20世纪后半期的中 国东部地区气候,表现出诸多比较独特的变化特 征。其中引起较多关注的,重点是两方面变化:一 是青藏高原下游到长江流域地面气温出现的变冷趋 势,它具体表现为自20世纪50年代以来,我国东 部存在一个以四川盆地为中心的变冷区,这种变冷 自20世纪90年代开始有减弱的趋势;二是我国东 部降水在夏季表现出的"南涝北旱"特征,即在20 世纪50年代,我国为多雨期,以后降水缓慢减少, 在20世纪80年代之前,多雨带位于华北地区,随 后逐渐南移到长江中下游地区,形成"南涝北旱" 现象^[1~8](这方面的文献很多,这里不一一列举)。 关于上述独特气候变化现象的成因,目前存在 多种观点。例如,围绕青藏高原下游四川地区的变 冷现象,有观点认为气溶胶的辐射效应是一个重要 因子^[1,9]。而对于"南涝北旱"现象的形成,目前 提出的机制涉及季风减弱^[7,10]、青藏高原热状况异 常^[11],特别是冬春季青藏高原积雪的异常^[3,12]、南 亚高压的变化^[13,14]、对流层中上层大气环流的变 化^[15,16]、热带海洋的强迫^[5,17]、北太平洋年代际振 荡^[18,19]、ENSO^[6,8,20,21]、春季海陆温差的变化^[22] 等。此外,近来有观点认为人为气溶胶排放对我国 气候年代际变化有影响^[23,24]。

围绕 20 世纪后半期我国东部气候的年代际变 化现象,近年来,作者从三维结构上讨论其演变特 征,从半球尺度上理解其与上游中高纬度过程的联 系,发现"南涝北旱"型的降水年代际变化,与对 流层中上层大气的变冷有直接联系。地面"南涝北 旱"型盛夏(7~8月)气候异常与对流层上层冷中 心位置的对应关系,构成了东亚气候年代际变化的 清晰的三维结构。"南涝北旱"不独存在于夏季, 而是随着对流层上层气温变化的中心位置、强度和 位相的变化,在别的季节亦表现出类似的特征,不 过旱和涝的具体区域分布与夏季不同。东亚对流层 中上层的年代际尺度变冷最早出现在3月份,与近 几十年来冬季北大西洋涛动(NAO)的年代际变化 存在联系。东亚地区独特的云-辐射强迫过程,对 地面气温的变化亦存在很强的影响。本文对上述研 究进展进行了概括总结(注:本文的中国东部气候 年代际变化,系指发生在20世纪70年代末的年代 际气候转型)。

2 东亚降水和温度年代际变化的季节 差异

降水和温度是描述气候变化的最为直接的物理 要素指标。如图 1a 所示,我国东部降水的年代际 变化,随季节转变表现出不同的特征:在3月份, 26°N以南的华南降水显著增多;在4~5月之间, 江南地区降水偏少;在6月份,长江中下游及其以 北地区降水偏多;在7~8月,华北地区(34°N~ 40°N)降水偏少、而长江流域降水则偏多,呈现 "南涝北旱"的特征^[25]。关于"南涝北旱"型夏季 降水异常,此前已有大量讨论^[7,10]。关于春季降水 的变化,Xin等^[26]的分析发现在浙江、江西和湖南 的大部分地区,春末降水减少了约30%。

温度的年代际变化亦表现出显著的季节特征 (图 1b)。变冷主要出现在 3 月份的西南地区和夏 季的长江流域。冷异常与降水正异常相对应,而暖 异常则主要和降水负异常相对应,这与此前的发现 相一致^[27]。注意从 4 月到 6 月,温度变暖区域和降 水减少区域都表现出显著的南移趋势。降水和温度 的变化,在总云量的分布上亦得到体现,云量正异 常对应降水偏多、温度偏低,云量负异常对应降水 偏少、温度偏高(图 1c)。

温度的年代际变化,具有很强的区域性特征。 青藏高原下游地区在过去几十年的变冷,是中国气候年代际变化的重要特征之一,与欧亚大陆副热带的变冷趋势存在联系。如图2所示,在全球变暖的



图 1 各要素年代际变化 (1980~2001 年与 1958~1979 平均值 之差)的时间-纬度剖面图 (引自文献[25]): (a) 降水 (单位: mm/d); (b) 地表气温 (单位:℃); (c) 总云量 (%)。纬向平 均取 110°E~120°E; 阴影: 通过 10%显著性检验

Fig. 1 Time – latitude cross sections of changes (1980 – 2001 mean minus 1958 – 1979 mean) in (a) precipitation (mm/d), (b) surface air temperature (SAT, $^{\circ}$ C), and (c) total cloud amount (%) in eastern China (from reference [25]). The zonal average is taken between 110°E and 120°E. Shaded areas are statistically significant at the 10% level according to the Student's *t*-test

背景之下,欧亚大陆副热带地区在过去 50 年呈变 冷趋势^[28]。这种冷变化有其季节依赖性,在3月份 最强。与周围区域的变冷相反,青藏高原地面气温 在过去几十年呈变暖态势,这一暖中心把欧亚大陆 副热带的变冷割裂为两部分。

图 3a、b 给出 3、4 月份地面气温变化(由 1976~2000年和 1951~1975年两个时段的平均值求差



图 2 3月地表气温的年代际变化(1975~1999年与1950~ 1974年平均值之差)(单位:℃)。阴影:通过5%显著性检验 (引自文献[28])

Fig. 2 Climatic mean changes (1975 - 1999 mean minus 1950 - 1974 mean) in Mar land surface air temperatures (LSATs) in units of °C. Shaded regions are significant at 5% confidence level by using the Student's *t*-test (from reference [28])

而得)的空间分布,降温中心恰好位于高原东侧的 盆地地区。图 3c 为四川盆地(27°N~32°N,103°E~ 108°E)区域平均地面气温的时间序列,年平均气 温在1951~1975年和1976~2000年两个时段之间 下降了 0.15℃。最强的降温发生在早春(3、4月 份)。分析发现,在925~600 hPa 垂直平均的初春 气温变化上,有一条冷却带从北非一直延伸到东 亚^[29],这种空间分布型与Yu和Zhou^[28]给出的地 面气温变化趋势十分相似,因此,高原背风坡的冷 却与上游冷异常存在联系。

3 我国东部气候年代际变化的三维结 构与对流层中上层温度变化

关于近 50 年来中国东部地区夏季降水的"南 涝北旱"变化,此前已经有大量讨论^[6,7,10]。作者 在前人工作基础上,利用再分析资料并结合探空资 料,从三维结构上分析我国东部气候年代际变化的 空间特征,发现近 50 年东亚对流层上层在盛夏存 在显著的年代际尺度上的变冷,这一冷变化是导致 东亚副热带急流和东亚季风等变化的重要原因之 一。对流层上层变冷所引起的环流变化,不仅可触 发局地云-辐射的反馈过程,而且使得东亚夏季风 减弱,是造成中国东部降水"南涝北旱"变化以及 长江流域地面冷变化的重要异常环流型。对流层上 层变冷,使得在对流层下层出现正位势高度(反气 旋型)异常,在其东南部出现北风异常,对应我国 东部地区夏季风减弱,使得东部地区的雨带维持在



图 3 (a) 3 月和 (b) 4 月地表气温的年代际变化 (1976~2000 年和 1951~1975 年平均值之差), 阴影为通过 5%的显著性检 验; (c) 四川盆地地区 (27°N~32°N, 103°E~108°E) 表面气温 两个时段均值差的季节循环 (引自文献[29])

Fig. 3 (a) Mar and (b) Apr surface air temperature (°C) changes (1976–2000 mean minus 1951–1975 mean), shading represents significant changes at the confidence level of 5% using the Student's *t*-test. (c) Annual cycle of climatic mean changes (1976–2000 mean minus 1951–1975 mean) in the surface air temperatures of the Sichuan basin (27° N – 32° N, 103° E – 108°E). (From reference [29])

长江流域(难于北跳到华北),造成"南涝北旱"型的降水异常分布^[30]。

如图 4a 所示,相对于 1958~1979 年的情况, 1980~2001 年 7 月和 8 月的平均(简称 JA)温度 在东亚上空呈现冷异常,华北和蒙古上空300 hPa 温度变冷约 1℃,这令对流层上层位势高度降低, 导致在变冷区域的南北两侧,经向气压梯度力分别



图 4 (a) JA 300 hPa 温度(彩色阴影)、200 hPa 纬向风(等值线,单位:m/s)和对流层低层(850~500 hPa 平均)风场的年代际变化 (1980~2001 年与 1958~1979 年平均值之差)(粗等值线为 3000 m 海拔等高线,表示青藏高原);(b) 实线:(35°N~45°N,100°E~130°E)平均的对流层上层(500~200 hPa)温度,虚线:(30°N~40°N,100°E~120°E)平均的对流层低层(850~500 hPa)南风;(c) 实线:长江流域(27°N~32°N,107°E~120°E)和华北(34°N~40°N,108°E~120°E)的JA平均降水率之差,虚线:同b图。(引自文献 [30])

Fig. 4 (a) Changes (1980 – 2001 mean minus 1958 – 1979 mean) in JA (Jul – Aug mean) upper tropospheric (300 hPa) air temperature (color shading), 200-hPa westerly (contours, m/s), and lower tropospheric wind averaged over 850 - 500 hPa (arrows), the heavy solid line is 3000 m contour outlining the Tibetan Plateau. (b) The upper tropospheric (500 - 200 hPa) air temperature averaged over ($35^{\circ}N - 45^{\circ}N$, $100^{\circ}E - 130^{\circ}E$) (solid line with filled circle) and the lower tropospheric (850 - 500 hPa) southerlies averaged over ($30^{\circ}N - 40^{\circ}N$, $100^{\circ}E - 120^{\circ}E$) (dashed line with open circle). (c) The solid line shows JA rainfall rate difference between the Yangtze River valley ($27^{\circ}N - 32^{\circ}N$, $107^{\circ}E - 120^{\circ}E$) and North China ($34^{\circ}N - 40^{\circ}N$, $108^{\circ}E - 120^{\circ}E$), and the dashed line is the same as that in (b). (From reference [30])

增加和减少;根据科里奥利力和气压梯度力之间的 地转平衡关系,这使得 200 hPa 西风在 30°N 增强, 在 45°N 减弱(图 4a)。因此,东亚西风急流的变 化,与对流层中上层的变冷在动力关系上相互匹 配。 与上层变冷相对应,低层环流变化的主要特征,表现为在中国东部到日本以南的地区,存在一 个气旋性的涡旋异常,该地区恰是夏季气候平均副 热带高压的位置。如图 4b 所示,低层经向风异常 和对流层上层的区域平均温度序列之间,存在着显 著的正相关(其相关系数为 0.69,通过了 1%的显 著性检验)。这意味着副热带高压自 20 世纪 70 年 代末以来位置的偏西偏南,可以部分地利用东亚对 流层上层的变冷来解释。伴随东亚夏季风的减弱以 及副热带高压位置的南移,东亚副热带锋面和主要 雨带的位置也出现南移,导致长江流域降水偏多, 而华北流域降水则偏少。图 4c 表明,在南风指数、 长江流域(27°N~32°N,107°E~120°E)和华北 (34°N~40°N,108°E~120°E) JA 降水率差值指数 之间,存在非常显著的负相关(在 1958~2001 年 之间,其相关系数是 0.74)。因此,东亚对流层上 层的变冷,是导致与"南涝北旱"型降水异常相对 应的大尺度环流变化的重要因子之一。 最近,Yu和Zhou^[25]进一步讨论了我国东部气 候年代际变化的三维结构和季节特征,并利用探空 资料,证实了再分析资料所揭示的东亚对流层中上 层变冷趋势的可靠性。如图5所示,东亚对流层中 上层的变冷表现出显著的季节变化特征。最强的变 冷中心位于300 hPa,除6月份以外,在其他各个 季节均存在。最强的变冷出现在4月和8月。但是 在6月份,对流层中上层的变冷被暖异常所代替, 冷异常此时出现在平流层的低层。因变冷而引起的 质量变化,导致在变冷中心的下方(上方)出现正 (负)位势高度异常。

随季节而变的对流层中上层的年代际变冷,使 得东亚大气环流的年代际变化特征也因季节而异,



图 5 (a) 月平均温度(彩色阴影)和位势高度(等值线,单位:gpm)的年代际变化的时间-高度剖面图[取(30°N~45°N,90°E~120°E)的区域平均值];(b) 500~200 hPa 平均温度(单位:℃)年代际变化的时间-纬度剖面图(取90°E~120°E 平均值)。点线、长虚线、实线表示 5%、2%、1%显著水平;年代际变化指1980~2001年和1958~1979年平均值之差(引自文献[25])

Fig. 5 (a) Time – height cross section of changes (1980 – 2001 mean minus 1958 – 1979 mean) in monthly mean air temperature and geopotential height (gpm) averaged over ($30^{\circ}N - 45^{\circ}N$, $90^{\circ}N - 120^{\circ}E$). (b) Time – latitude cross section of $90^{\circ}E - 120^{\circ}E$ monthly mean temperature changes (1980 - 2001 mean minus 1958 - 1979 mean) averaged over 500 - 200 hPa, the short-dashed, long-dashed, and solid lines, respectively, correspond to the thresholds of statistical significance at the 5%, 2%, and 1% levels. (From reference [25])

并最终导致降水的相应变化。例如,200 hPa 西风 急流是影响东亚气候的重要系统^[31],无论是观测 资料分析还是数值模拟,它都是东亚气候研究中重 点关注的环流系统之一^[32~34]。此前的观测分析表 明,在西风增强区,高层纬向辐散增加,对流活动 加强;急流轴以南的西风增强,总伴有长江中下 游地区降水的增多^[35]。图 6 利用黑色圆点给出 200 hPa 西风急流轴线气候平均位置的季节循环。 这里 的急流轴被定义为 100°E~120°E 平均 200 hPa 纬向风在 25°N~50°N 之间的最大值的位 置。与 4 月和 8 月的对流层中上层冷中心的位置相 对应,气压梯度力的变化令在西风急流轴线南侧的 西风增强。而与 6 月份的对流层中上层变暖相对 应,在急流轴以北(南),200 hPa 西风增强(减 弱)。

图 7 (见文后彩图) 给出三个典型月份 (4 月、 6 月、8 月) 对流层中上层的冷暖变化、东亚西风急 流和降水的对应关系。西风急流年代际变化在不同 季节的表现与对流层中上层冷暖变化在不同季节的 表现相对应; 大气环流年代际变化的季节间差异, 使得降水的年代际变化亦表现出显著的季节特 征^[25]:

(1) 在 4 月份, 对流层变冷极大值中心位于37°N 附近。在 37°N 以南(北), 西风增强(减弱),



图 6 200 hPa 纬向风变化 (1980~2001 年和 1958~1979 年平 均值之差)的时间-纬度剖面图。经向平均取 100°E~120°E; 纬 向风单位为 m/s; 黑圆点表示东亚 200 hPa 西风急流轴的气候 平均位置; 阴影为通过 5%的显著性检验 (引自文献[25])

Fig. 6 Time – latitude cross section of $100^{\circ}\text{E} - 120^{\circ}\text{E}$ monthly mean zonal wind change (m/s) at 200 hPa (1980 – 2001 mean minus 1958 – 1979 mean). Heavy dots indicate the climatological locations of the jet axis for different months; shaded areas are statistically significant at the 5% level. (From reference [25])

西风异常极大值中心位于 28°N。对应的降水变化, 在 28°N~37°N 之间偏少,在 28°N 以南偏多(图 7a)。在 4~5 月之间,与对流层中上层冷异常的增 强和南移相对应,雨带的正常季节性移动被干扰, 导致在我国东南部地区降水偏少^[26]。

(2) 在 6 月份, 对流层上层变暖而平流层下层 则变冷, 增暖中心位于 35°N; 在 35°N 以南(北), 西风减弱(增强), 西风负异常的极小值中心位于 27.5°N。环流的上述变化, 令东部雨带突然增强并 北移, 使得长江中下游及其以北地区降水增多(图 7b)。

(3) 在 7~8 月, 对流层中上层再一次出现冷 异常, 冷中心在八月份最强, 位于 40°N。在 40°N 以南(北), 西风增强(减弱), 西风异常极大值中 心位于 33°N。环流的变化令季风的北进减弱, 使 得 33°N 以北降水偏少、而 33°N 以南降水则偏多, 呈现出"南涝北旱"的特征(图 7c)。

图 8 综合春季和夏季的情况,给出了对流层中 上层变冷影响中国气候年代际异常的示意图。对流 层中上层的变冷,一方面通过其上层的气旋式环流 异常,使得东亚急流轴以南的西风增强,一方面通 过其下层的反气旋式环流异常,导致中国东部的南 风减弱(在夏季即为夏季风减弱),最终使得降水 呈现出"南涝北旱"的异常分布型。

4 关于中国气候年代际变化机制的讨 论

4.1 NAO 对东亚气候的影响

围绕着 NAO 对中国气候的影响,此前已经有 许多研究工作^[17,36~40]。作者等在此基础上,开展 了四方面工作:

首先,利用 NAO 的年代际变化解释欧亚大陆 副热带在过去几十年的变冷趋势。分析表明,在全 球变暖的背景下,近 50 年来在早春季节,欧亚大 陆副热带地区的表层气温和对流层温度存在变冷趋 势,这种冷异常西伸至非洲北部区域,与冬季 NAO 正位相增强所对应的北半球副热带冷信号的 准正压东传有关。冷信号的东向传播,在 3 月份到 达青藏高原东麓;到 4 月份,冷信号在青藏高原以 西地区基本消失,但在青藏高原以东地区的对流层 中上层依然存在^[28]。

其次,发现NAO活动与我国华南地区的春季



图 8 对流层上层冷却引起环流变化和降水变化的示意图。蓝 色:降温区;黄色(绿色):降水减少(增多)的区域;箭头:异 常风场;"C"("A"):异常气旋(反气旋)(引自文献[26]) Fig. 8 Schematic diagram showing the effect of the upper-tropospheric cooling on the atmospheric circulation and the precipitation. The arrows denote the anomalous winds. The dashed (solid) circle in the lower layer represents the dry (wet) region. The letter "C"("A") denotes cyclone (anticyclone). (From reference [26]) 气候异常存在联系。发生在 20 世纪 70 年代末的 我国气候年代际变化,在晚春(指4月21日到5月 20日)主要表现为我国东南部地区降水显著减少。 春季对流层中上层的年代际变冷是导致我国东南部 春旱的重要原因之一,而对流层中上层的变冷,则 与冬季 NAO 的年代际异常存在显著联系。变冷中 心位于(30°N~40°N,95°E~125°E),300 hPa 最 大降温幅度达1.2℃。伴随这种变冷现象,位势高 度在对流层中上层降低,而在对流层下层升高,亦 即在变冷区域的高层有气旋性异常,低层有反气旋 性异常。这样在变冷区的东南侧,高空和低空的经 向风有反向的变化,低层为北风异常,高层为南风 异常。变冷区存在下沉运动,构成一异常经圈环 流,其下沉支和低层偏北风异常均不利于我国东南 部降水的产生^[26]。

定义对流层中上层 (500~200 hPa) 降温区域 (30°N~40°N, 110°E~25°E) 的平均温度为对流层 中上层温度指数 (UTTI)。图 9a 给出冬季 (JFM)



图 9 (a) 1958~2000 年冬季 (JFM) NAO 指数和春末对流层中上层温度指数 UTTI 以及二者的 9 点滑动平均序列 (实线) 分布; (b) 1958~2000 年冬季 NAO 指数与春末沿经向 110°E~125°E 平均的温度的相关系数。阴影: 超过 5%显著性检验的区域。(引自文献[26]) Fig. 9 (a) Normalized time series of the winter (JFM) NAO (North Atlantic Oscillation) index and the late spring UTTI (upper-tropospheric temperature index) and their 9-year running mean (solid lines). (b) Latitude – height distributions of the correlation coefficients between the winter NAO index and the late spring air temperature along 110°E – 125°E, shaded regions are significant at the 5% level. (From reference [26])

NAO 指数与春末 UTTI 的演变,可见二者存在显 著的反位相关系(相关系数为一0.59)。冬季 NAO 指数与春末东亚对流层温度的相关系数分布 见图 9b,在 30°N~40°N 的对流层中上层有一显著 的负相关区域,与年代际变冷的区域(图略)非常 一致。这意味着冬季 NAO 指数自 20 世纪 80 年代以 来的持续正位相,对东亚对流层中上层变冷存在显 著贡献,是导致中国东南部降水减少的因子之一^[26]。

4 期

No. 4

第三,指出3月份中国西南部的对流层中层纬 向风与冬季 NAO活动存在联系,它是导致青藏高 原下游近几十年变冷趋势的重要因子之一^[29]。3月 份 500 hPa 纬向风的变化趋势,表现为在北非和副 热带欧亚大陆上空西风一致增强;在北大西洋地 区,纬向风的变化对应于 NAO 的正位相。在 NAO 的正位相阶段,北非和中东地区的对流层中层西风 加强,其影响可以继续向下游传播,并到达中国西 南部。四川盆地上空的西风异常,直接影响到该地 区的云量分布,冬季 NAO 指数和3月份四川盆地上 空云量的相关系数可以达到 0.34(1951~2000 年)^[29]。

第四,发现一种联系北大西洋和东亚地区气候 异常的遥相关型:北大西洋-乌拉尔-东亚遥相关型 (NAULEA)^[41]种遥相关型包括 5 个作用中心,表 现为一个自副热带北大西洋向北向东经过欧洲和乌 拉尔山地区、最终到达我国北部的波列。在早春 3 月份,当 NAULEA 遥相关型为正位相时,北大西 洋地区呈现出 NAO 正位相特征,乌拉尔山地区上 空对流层和平流层均受正位势高度异常控制,而中 国北部地区对流层中上层则出现气旋性环流异常, 同时出现一个异常冷中心。通过这种遥相关型,北 大西洋地区的气候异常信号可以经由欧亚大陆高纬 度地区传播到东亚,并对我国气候产生显著影响。

4.2 云-辐射反馈过程的作用

青藏高原下游地区覆盖着大量的大陆性中层层 状云,具有中纬度地区最大的光学厚度和最强的负 云辐射强迫,对中国西南地区的局地气候有着十分 重要的调节作用。宇如聪等^[42]指出大陆性层状云 和地面气温之间正反馈过程的重要性。如图 10 所 示,在中国东部区域,特别是长江中上游地区,云 和地面温度之间存在着两种正反馈过程:一种是通 过相对湿度的改变,另一种是通过静力稳定度的改 变。地面气温升高时,相对湿度将降低,从而层云



图 10 云-地面温度正反馈示意图 (引自文献[42]) Fig. 10 Schematic diagram showing the positive feedback between cloud and surface temperature (from reference [42])

云量减少,进入地球系统的辐射通量增加,并最终 使得地面气温进一步升高;同时,地面气温的增暖 也会减小对流层低层的稳定度,不利于层云的形 成,也会导致地面气温升高。另外,静力稳定度的 减小可以造成与上层干空气的混合加强,使低层湿 度减小,从而加强反馈过程^[42]。

上述大陆性层状云和地面气温之间的正反馈过程,令温度异常增强并得以维持。Li等^[29]进一步检验了这一反馈过程在春季的适用性,发现近50年来高原下游地区3~4月份总云量的变化趋势与地面气温的空间分布型相似。3月份四川盆地附近的总云量显著增多,且云量增长的极值区正好对应于降温中心(图略)。3月份四川盆地附近的总云量和地面气温存在显著的负相关,在1951年到2000年的50年间,两者的相关系数为-0.68。

西南地区的气温变化对相对湿度有调制作用: 1951~2000年四川盆地3月份地面气温和相对湿 度之间的相关系数为一0.59。3月份地面气温对对 流层低层稳定度也有重要影响,二者在近50年的 相关系数为一0.70。表面冷却令相对湿度增大、低 层静力稳定度加强,这有利于中层层状云形成。高 原下游地区层状云云量的增多,将减少到达地表的 太阳短波辐射,使得表层气温进一步下降。因此, 在早春的四川盆地,总云量和地面气温之间存在很 强的正反馈作用。那么,为什么会出现云量增多的 趋势?Yu 等^[42]认为, 高原大地形的摩擦和阻塞作 用,是其下游有大量中层层状云形成和维持的重要 原因。高原使得其上空的西风气流减速,从而引发 下游对流层中层的辐散;同时低层气流在迎风坡分 为南北两支,在下游汇合后形成低层的辐合(图 略)。地形导致的大范围抬升运动和稳定的层结分 布, 使得在该地区可以维持深厚的层状云系。对流 层中层的西风在高原下游云的形成过程中起到了十

分重要的作用。强的中层纬向西风将上升运动限制 在对流层低层。随着中层西风的加强,四川盆地上 方的稳定抬升运动有所加强,低层东风也相应加强。 这种局地环流的变化有利于中层的层状云形成。

因此,NAO 正位相时令中国西南地区的对流 层中层西风增强,高原下游局地西风的加强有利于 中层层状云的形成,随着总云量的增加,云-温度反 馈机制使得四川盆地附近的冷却加强并得以维持。

5 外强迫影响我国东部气候年代际变 化的耦合模式模拟

上述分析工作着重从大尺度环流的角度指出我 国东部气候的年代际变化,实际上是发生在 20 世 纪 70 年代末前后的北半球气候年代际转型的区域 体现。除了年代际自然气候变率的影响之外,包括 温室气体、气溶胶在内的外强迫对东亚气候年代际 变化的影响,是一个富有争议的话题。例如, Menon 等^[24]利用大气环流模式,通过数值试验证 明亚洲地区的黑碳排放能够造成大范围气候异常。 但是,这一结论目前尚有争议,原因在于目前的气 候模式并非尽善尽美,数值试验的结果可能具有模 式依赖性。

由世界气候研究计划(WCRP)为 IPCC 第四 次评估报告而组织的"20世纪气候耦合模式模拟" 比较计划 (20C3M), 为检验外强迫对东亚气候的 影响、评估模式的不确定性,提供了一次机遇。在 20C3M中,利用实际观测的包括温室气体和气溶 胶排放在内的外强迫变化资料,来驱动"海洋-大 气-陆地-海冰"耦合的气候模式,考察在这些外强 迫作用下,耦合模式能够在多大程度上再现实际观 测的 20 世纪气候演变过程。作者检验了参加 20C3M 计划的 19 个国际知名耦合模式对过去 100 年全球和中国气温变化的模拟,结果表明多数模式 能够成功再现全球和北半球平均气温在过去百年的 实际演变。包括太阳辐射、火山气溶胶在内的自然 强迫因子逐年变化的引入,显著提高了耦合模式的 模拟效果,这种改进在20世纪前半叶尤为明显。 模拟的 20 世纪中国气温演变和实际观测存在显著 正相关,但效果较之全球和半球平均情况要差。较 之对 20 世纪前半叶气温变化的模拟结果而言,有 更多的模式能够合理再现 20 世纪后半叶的气温变 化。自然强迫因子和温室气体在耦合模式中的作 用,主要是再现实际观测气温的变化趋势和年代际 尺度的变率,对年际变率的模拟效果则很差。20 世纪后半叶的显著增暖以及最近几十年的加速变 暖,在耦合模式中得到再现,但是强度比观测要 弱^[43]。

尽管就全球、半球乃至大陆尺度平均而言,给 定实际的温室气体和气溶胶等外强迫,耦合模式能 够较为合理地再现 20 世纪的实际气温变化, 但是 在变暖趋势的区域分布特征上,模拟结果与观测具 有较大差距。前文指出,中国气候年代际变化的显 著特征之一,是自青藏高原下游到长江流域的变冷 趋势,但是如图11(见文后彩图)所示,尽管耦合 模式考虑了气溶胶的直接辐射效应,仍几乎没有模 式能够模拟出100°E以东的中国东部地区(27°N~ 36°N) 近几十年夏季的变冷。耦合模式在模拟 20 世纪气温变化区域特征上的局限性,说明利用耦合 模式预估的未来气温变化的区域分布,可能存在不 确定性。同时,上述模拟结果也说明外强迫在东亚 气候年代际变化中的作用有待深入探讨。近期研究 工作表明,全球陆地季风区降水最近五十年的整体 减弱趋势,可以在很大程度上利用历史观测海温强 迫大气环流模式进行集合模拟而得到再现,但是其 模拟技巧在东亚季风区则很低[44],这也充分说明 了东亚气候变化的复杂性和机理研究的困难性。

6 结语

在全球变暖的背景之下,近五十年来中国东部 地区的气候,表现出诸多独特的变化特征,在年代 际尺度上,发生在 20 世纪 70 年代末的气候转型, 主要表现为"冷对暖、旱对涝"的变化。近年来, 在前人工作基础上,作者进一步讨论了我国东部气 候年代际变化的演变特征,揭示了其独特的季节依 赖性和三维空间特征。主要结论如下:

(1)我国东部地区降水的年代际变化,与对流 层中上层大气温度的变化有直接联系。以夏季为 例,地面"南涝北旱"型降水异常与对流层上层冷 中心位置的对应关系,构成了东亚夏季气候年代际 变化的清晰的三维结构。东亚对流层上层的显著年 代际尺度上的变冷,通过其上层的气旋式环流异 常,使得东亚急流轴以南的西风增强,同时通过其 下层的反气旋式环流异常,导致中国东部南风减弱, 即夏季风减弱,出现"南涝北旱"型的降水异常。 (2) 东亚对流层中上层的年代际变冷,表现出 显著的随季节而变化的特征,它使得西风急流等大 气环流的年代际变化特征亦随季节而异,并导致相 应的地面降水变化。变冷中心位于 300 hPa,最强 的变冷出现在 4 月和 8 月。在 4 月份,对流层变冷 极大值中心位于 37°N 附近,在 37°N 以南(北),西 风增强(减弱),降水在 28°N~37°N 之间偏少,在 28°N 以南偏多。在 6 月份,对流层上层变暖而平 流层下层则变冷,增暖中心位于 35°N,在 35°N 以 南(北),西风减弱(增强),东部雨带增强并北移, 使得长江中下游及其以北地区降水增多。在 7~8 月,对流层中上层再次变冷,在 8 月份达到最强, 中心位于 40°N,在 40°N 以南(北),西风增强(减 弱),季风的北进减弱,使得 33°N 以北降水偏少、而 33°N 以南降水则偏多,呈现出"南涝北旱"的特征。

(3)降水的年代际变化,对应有地面气温和云 量的变化。地面气温偏冷对应降水和总云量偏多, 地面气温偏暖对应降水和总云量偏少。与全球增暖 相左,我国部分地区地面气温在过去50年存在变 冷趋势,主要出现在3月份的西南地区和夏季的长 江流域。青藏高原下游地区的变冷,和欧亚大陆副 热带的变冷存在联系。与周围区域的变冷相反,青 藏高原地面气温在过去几十年呈变暖态势。

(4) 与 NAO 有关的中高纬度环流异常, 是影响中国气候年代际异常的重要因子。欧亚大陆副热带地区早春季节的表层气温和对流层温度, 存在年代际尺度的变冷, 冬季 NAO 指数的持续正位相, 对东亚对流层中上层变冷存在显著贡献, 是导致中国东南部晚春季节降水减少的因子之一。与 NAO 正位相对应的四川盆地上空的对流层中层纬向风增强, 对青藏高原下游的变冷趋势具有显著影响。

(5) 云-辐射反馈对于我国东部年代际气候异 常起着举足轻重的作用。青藏高原下游地区覆盖着 大量的大陆性层状云,在大陆性层状云和地面气温 之间,存在重要的正反馈过程,它主要通过改变对 流层低层的相对湿度和稳定度来实现。在早春的四 川盆地,总云量和地面气温之间存在很强的正反馈 作用,云-温度反馈作用使四川盆地的冷却加强并 得以维持。

(6) 对参加 WCRP 组织的 IPCC AR4 "二十世 纪气候耦合模式模拟" 计划的 19 个国际知名耦合 模式结果的分析表明, 在包括气溶胶、温室气体在 内的实际强迫作用下,目前的耦合模式难以模拟出 发生在 20 世纪 70 年代末的东亚气候年代际变化, 这使得外强迫在东亚气候年代际变化中的作用,成 为一个悬而未决的话题。无论对东亚气候变化的归 因研究,还是对适合东亚气候的数值模式的研发工 作,这都提出了新的问题。

最后,上述工作在揭示了东亚气候年代际变化 的一些新事实的同时,亦提出了许多亟待回答的问 题。例如,围绕着自然因子和人为因素在东亚气候 年代际变化中的作用,有必要结合数值模拟、资料 诊断和动力分析,进行深入的讨论。这其中涉及的 关键科学问题,包括青藏高原复杂的动力热力强 迫、局地大气成份的辐射强迫、东亚季风系统演 变、平流层-对流层相互作用、东亚对流层变冷和 太平洋年代际变化的关系、NAO等中高纬度过程 的影响等。此外,进入 21 世纪以来,我国东部夏 季雨带呈现出北移的态势,这是否意味东亚气候正 在经历着另外一次年代际转型?这是一个值得密切 关注的问题。

参考文献 (References)

- [1] Li Xiaowen, Zhou Xiuji, Li Weiliang. The cooling of Sichuan Province in recent 40 years and its probable mechanisms. Acta Meteor. Sinica, 1995, 9: 57∼68
- [2] 陈隆勋,朱文琴,王文,等. 中国近 45 年来气候变化的研 究. 气象学报, 1998, 56: 254~270
- [3] 张顺利,陶诗言. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究. 大气科学, 2001, 25: 372~390
- [4] 王绍武,蔡静宁,朱锦红,等. 19世纪 80年代到 20世纪 90 年代中国年降水量的年代际变化. 气象学报,2002,60 (5): 637~639
- [5] Hu Z-Z, Yang S, Wu R. Long-term climate variations in China and global warming signals. J. Geophys. Res., 2003, 108 (D19), 4614, doi:10.1029/2003JD003651
- [6] Huang R, Zhou L, Chen W. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asia monsoon and their causes. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20: 55~69
- [7] 陈隆勋,周秀骥,李维亮.中国近80年来气候变化特征及其 形成机制.气象学报,2004,62:634~645
- [8] Ding Yihui, Sun Ying. Changes in Asian summer monsoon and possible mechanisms. Newsletter on Climate Change 2003/2004, 2004, 47~49
- [9] Qian Y, Giorgi F, Huang Y, et al. Regional simulation of anthropogenic sulfur over East Asia and its sensitivity to model parameters. *Tellus*, 2001, 53B: 171~191
- [10] 郭其蕴,蔡静宁,邵雪梅,等.东亚季风的年代际变率对中

国气候的影响. 地理学报, 2003, 58 (4): 569~576

- [11] 赵平,陈隆勋.近35年来青藏高原大气热源气候变化特征及 其与中国降水关系的研究.中国科学(D辑),2001,3:327 ~332
- [12] 钱永甫,张艳,郑益群.青藏高原冬春季积雪异常对中国春 夏季降水的影响.干旱气象,2003,21 (3):1~7
- [13] 张琼,吴国雄. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系. 气 象学报,2001,59:569~577
- [14] 黄燕燕,钱永甫.长江流域、华北降水特征与南亚高压的关系分析.高原气象,2004,23:68~74
- [15] 毕云, 钱永甫. 近 40 年高层温度场和高度场的时空变化特征. 南京气象学院学报, 2001, 24: 59~65
- [16] 钱永甫,周宁芳,毕云.高层大气温度和高度场异常对我国 地面气温和降水的影响.高原气象,2004,23:417~428
- [17] Gong D Y, Ho C-H. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 29, No. 10, 1436, doi:10.1029/2001GL014523
- [18] 杨修群,朱益民,谢倩,等.太平洋年代际振荡的研究进展. 大气科学,2004,28(6):979~992
- [19] 吕俊梅.亚洲夏季风的季节内、年际和年代际变异及其成因 研究.中国科学院大气物理研究所博士学位论文,2005
- [20] Wu Renguang, Wang Bin. A contrast of the East Asian summer monsoon-ENSO relationship between 1962 77 and 1978 93. J. Climate, 2002, 15: 3266~3279
- [21] 黄荣辉,陈文,丁一汇,等.关于季风动力学以及季风与 ENSO循环相互作用的研究.大气科学,2003,27 (4): 484~502
- Xu Xiangde, Shi Xiaohui, Xie Lian, et al. Consistency of interdecadal variation in the summer monsoon over eastern China and heterogeneity in springtime surface air temperatures.
 J. Meteor. Soc. Japan, 2007, 85A: 311~323
- [23] Xu Q. Abrupt change of the mid-summer climate in central East China by the influence of atmospheric pollution. Atmos. Environ., 2001, 35: 5029~5040
- Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. Science, 2002, 297: 2250~2253
- [25] Yu R C, Zhou T J. Seasonality and three-dimensional structure of the interdecadal change in East Asian monsoon. J. Climate, 2007, 20: 5344~5355
- [26] Xin Xiaoge, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. Drought in late spring of South China in recent decades. J. Climate, 2006, 19 (13): 3197~3206
- [27] Nitta T, Hu Z-Z. Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection. J. Meteor. Soc. Japan, 1996, 74: 425~445
- [28] Yu R C, Zhou T J. Impacts of winter-NAO on March cooling trends over subtropical Eurasia continent in the recent half century. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**, 12204, doi: 10. 1029/2004GL019814

- [29] Li Jian, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau.
 J. Climate, 2005, 18 (22): 4660~4668
- [30] Yu Rucong, Wang Bin, Zhou Tianjun. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. Geophys. Res. Lett., 2004, 31, L22212, doi: 10.1029 / 2004GL021270
- [31] Tao S, Chen L. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*. C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds. Oxford University Press, 1987. 60~92
- [32] Yu Rucong, Li Wei, Zhang Xuehong, et al. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3. Advances in Atmospheric Sciences, 2000, 17: 503~ 518
- [33] Zhou T J, Li Z X. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dyn.*, 2002, **19**: 167~180
- [34] Zhang Y, Kuang X, Guo W, et al. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia. Geophys. Res. Lett., 2006, 33, L11708, doi: 10. 1029/ 2006GL026377
- [35] Zhou T J, Yu R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. J. Geophys. Res., 2005, 110, D08104, doi: 10.1029/ 2004JD005413
- [36] 武炳义,黄荣辉. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与东亚冬季风. 大气科学, 1999, 23 (6): 641~651
- [37] Liu X, Yin Z-Y. Spatial and temporal variation of summer precipitation over the eastern Tibetan Plateau and the North Atlantic oscillation. J. Climate, 2001, 14 (13): 2896~2909
- [38] 龚道溢,王绍武.北极涛动对东亚气候的影响. 气候变化通讯,2003,2(2):13~14
- [39] 龚道溢,王绍武.近百年北极涛动对中国冬季气候的影响. 地理学报,2003,58(4):559~568
- [40] Gong D Y, Ho C H. Arctic oscillation signals in East Asian summer monsoon. J. Geophys. Res. -Atmos., 2003, 108 (D2), 4066, doi:10.1029/2002JD002193
- [41] Li Jian, Yu Rucong, Zhou Tianjun. Teleconnection between NAO and climate downstream of the Tibetan Plateau. J. Climate, 2008 (accepted and in press)
- [42] Yu R C, Wang B, Zhou T J. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by Tibetan Plateau. J. Climate, 2004, 17: 2702~2713
- [43] Zhou Tianjun, Yu Rucong. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. J. Climate, 2006, 19 (22): 5843~5858
- [44] Zhou Tianjun, Yu R, Li H, et al. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half century. J. Climate, 2008 (accepted and in press)



图 7 温度(彩色阴影)、纬向风(等值线,单位:m/s)的年代际变化(1980~2001年和1958~1979年平均值之差)的高度-纬度剖面图: (a)4月;(b)6月;(c)8月(引自文献[25])。经向平均取105°E~120°E。红色竖条表示降水偏多区域和降水偏少区域的界限 Fig. 7 Latitude - height cross sections of (a) Apr, (b) Jun, and (c) Aug mean air temperature (shading) and zonal wind (contours in units of m/s) changes (1980 - 2001 mean minus 1958 - 1979 mean) averaged between 105°E and 120°E (from reference [25]). The red vertical bars denote the edges between excessive and less rainfall centers



图 11 观测和 17 个耦合模式模拟的 1951~1999 年夏季 (JJA) 平均地表气温的线性趋势(根据文献[43]重新绘制)

Fig. 11 Distributions of the observed and 17 coupled models simulated linear trend of summer (JJA) mean SAT for 1951 – 1999 (redrawn based on reference [43])