新中国成立70年以来的中国大气科学研究: 气候与气候变化篇

黄建平^{1*}, 陈文², 温之平³, 张广俊⁴, 李肇新⁵, 左志燕⁶, 赵庆云¹

1. 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000;

2. 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190;

3. 复旦大学大气与海洋科学系, 上海 200438;

4. Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego 92093, USA;

5. Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Sorbonne Université, Paris 75005, France;

6. 中国气象科学研究院, 北京 100081

* E-mail: hjp@lzu.edu.cn

收稿日期: 2019-06-05; 收修改稿日期: 2019-08-16; 接受日期: 2019-09-16; 网络版发表日期: 2019-10-14

国家自然科学基金项目(批准号: 41521004)、半干旱气候变化创新引智基地项目(编号: B13045)和中央高校项目(LZUJBKY-2019-kb30)资助

摘要 气候与气候变化一直是大气科学的重点研究领域, 为回顾新中国成立70年以来中国在气候和气候变化研究领域的发展概况, 中国科学家对国际大气科学和全球气候变化研究所做的贡献, 分析气候与气候变化研究领域的发展趋势, 提出前瞻性的科学问题, 本文根据正式发表的文献对以上的内容进行梳理, 从以下6个方面进行了总结: (1) 气候研究, (2) 青藏高原对中国气候的影响, (3) 季风对中国气候的影响, (4) 大气活动中心与西风带对中国气候的影响, (5) 气候动力学与气候模式的发展, (6) 气候变化研究, 并在此基础上提出前瞻性的科学问题。

关键词 中国气候, 青藏高原, 东亚季风, 气候变化

1 引言

气候与气候变化一直是大气科学的重点研究领域, 气候是指地球上某一地区多年间大气的一般状态。它既反映平均状况, 也反映极端情况, 是多年间各种天气过程的综合表现。气候变化是指一个特定地点、区域或全球的长时间的气候改变, 是以某些与平均天气状况有关的特征的变化来度量的。受太阳辐射的变化、下垫面条件的改变、大气环流的变化等自然原因

的影响, 气候是在不断变化的。气候变化包括空间尺度和时间尺度两方面的含义, 其中以长时间的变化区别于天气的变化。因此本文首先介绍新中国成立70年以来中国科学家在气候研究领域取得的重要进展。青藏高原是全球最高最大的高原, 耸立在中国西部, 对全球大气环流的演变有极重要的影响, 对中国气候的变化与异常起着重要的热力和动力作用, 其对气候的影响一直是重要的气候研究领域。中国科学家在这一领域取得了许多开拓性的原创科研成果, 有利推动了青

中文引用格式: 黄建平, 陈文, 温之平, 张广俊, 李肇新, 左志燕, 赵庆云. 2019. 新中国成立70年以来的中国大气科学研究: 气候与气候变化篇. 中国科学: 地球科学, 49: 1607–1640, doi: [10.1360/SSTe-2019-0125](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0125)

英文引用格式: Huang J, Chen W, Wen Z, Zhang G, Li Z, Zuo Z, Zhao Q. 2019. Review of Chinese atmospheric science research over the past 70 years: Climate and climate change. Science China Earth Sciences, 62: 1514–1550, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9483-5>

藏高原对中国气候影响的研究, 本文将在第3节重点介绍该领域的研究进展。季风是全球气候系统中一个重要环流系统, 中国处在东亚季风区, 东亚季风的年际和年代际变化对中国旱涝、酷暑等重大气候灾害有重大影响。这方面的研究中国科学家在国际占主导地位, 本文将在第4节介绍这方面的内容。中国是最早开始研究大气活动中心和西风带对中国气候影响的国家, 取得了举世瞩目的研究成果, 本文将在第5节介绍这方面取得的成果。中国是最重视气候动力学研究并开展了全面系统研究的国家, 中国科学家建立了气候动力学的理论框架; 气候系统模式的研发和应用, 是当代气候学一个重要的方向, 中国在气候模式的发展方面具有长期的雄厚积累, 自20世纪70年代末, 就开始发展气候模式, 并将其应用于气候过程的模拟研究; 本文将在第6节介绍这方面的内容。20世纪大气科学的重要进展之一是各国科学家和政府认识到由于人类活动引起的全球变暖及其对地球环境的影响, 同时认识到气候变化是多圈层相互作用引起的; 本文将在第7节介绍该领域中国科学家的研究进展。第8节对已有的成果进行了总结并概括提出前瞻性的科学问题。当然, 有关气候变化相关的研究内容还很多, 如生物圈、冰冻圈等方面的研究, 这些领域的研究进展还有其他专门的综述论文, 因此本文没有涉及。

2 气候研究

气候研究在很大程度上是建立在对长时间尺度资料的统计分析之上, 包括古气候代用信息, 历史气候记录和现代的气象资料再分析。中国科学家利用长时间尺度资料, 统计分析了气候的冷暖和旱涝变化, 对气候灾害以及极端气候事件的形成机理进行了系统的研究, 奠定了中国气候灾害预测的物理基础。

竺可桢(1962)依据北冰洋海冰衰减、苏联地区冻土带南界北移、全球高山冰川和雪线后退、海平面上升等有关文献资料记述的地理现象, 在国际气候研究学术领域最早提出20世纪气候逐步转暖的观点, 他的研究还进一步指出: 太阳辐射强度的变化, 可能是引起气候波动的一个重要原因, 当太阳黑斑较多时, 地球大气的臭氧层吸收大量紫外光线而影响到整个大气环流, 而大气环流的改变则影响到地面上温度和雨量的分布, 太阳幅射和地面气候的关系是非常复杂的。

根据历史和考古发掘材料对中国5000年来的温度变化的分析, 竺可桢(1973)指出了在近5000年中的最初2000年, 年平均温度比现在高2℃左右, 在此以后, 年平均温度有2~3℃的摆动, 寒冷时期出现在公元前1000年、公元400年、1200年和1700年的时代。每次波的周期, 历时约400~800年, 大周期中又有50~100年的小循环, 大变动的原因主要受太阳辐射的控制, 小变动的原因与大气环流活动有关(图1)。

继竺可桢之后, 通过资料分析, 中国科学家还做出了大量的气候研究成果。吴祥定和林振耀(1978)根据树木年轮资料和若干自然迹象的变化分析了西藏地区历史时期的气候变迁, 指出最近数百年来, 西藏属于较为暖、干的时期, 西藏地区的温度变化趋势和中国东部大体一致, 尤其是17世纪以来的变暖趋势。王开发等(1978)根据上海地区文化遗址的孢粉资料分析了6000年来的气候变迁, 发现自距今(5460±110)年至2500年间, 气候有三次暖湿和两次冷干的变化。王绍武和赵宗慈(1979)分析了中国近500年旱涝资料, 发现中国东部存在36年左右的周期, 长江下游地区尤其明显; 他们进一步研究发现赤道中太平洋地区与中国旱涝的周期变化有密切关系。张家诚和张先恭(1979)也分析了近500年来干湿、冷暖的变化, 说明在中国气候变化中, 除了2~5年的振动外, 还有明显的20~40年以及200年等周期。

么枕生使用现代统计学的理论和方法对中国干旱和洪涝记录进行了统计分析研究, 使用的中国历史文献资料也涵盖了近500多年, 他深入地阐述了气候资料的统计方差特征、周期循环特征, 以及获取这些特征的统计理论和手段(Yao, 1982)。郑斯中和冯丽文(1985)使用中国1471年以来的26个旱涝等级序列和一个合并的冬温指数序列作为数据, 研究500年来中国地区降水变率和平均温度的关系, 发现它们有明显的负相关, 就是说, 冷的时期气候不稳定较大, 特别是在小冰期, 极端气候较频繁。王邨和王松梅(1987)使用历史文献资料, 通过旱涝级别的划分与同时期实测降水量建立关系, 从而恢复了中原地区近2200余年来具有定量性质的相当年降水量变率的连续气候序列。同时, 他们采用历史资料研究和近代分析方法相结合的途径, 得出了中国中原地区近5000余年降水量的变迁。张家诚发表了中国历史气候记录和近千年气候重建资料, 对已有工作做了一个很有价值的总结, 并对如何用

图1 10000年来挪威雪线(实线)与5000年来中国温度(虚线)变迁图

雪线高度以米计, 目前挪威雪线高度在1600m左右. 温度以摄氏计, 以0线作为目前温度水平. 横线时间的缩尺是幂数的, 越至左边缩尺越小. 修改自竺可桢(1973)

描述性历史文献来获取气候信息的方法做了全面回顾(Zhang和Crowley, 1989). 20世纪90年代以来, 依赖于代用气候资料的开发及利用, 中国气候变化的研究有了很大的进步. 王绍武和龚道溢(2000)分析近万年中国气候变化的4个典型时期(大暖期、中世纪暖期、小冰期及现代暖期)的气候特征, 发现大暖期气温比近百年平均高 2°C 以上, 20世纪是近12个世纪最暖的一个世纪, 比近1200年平均气温高 0.5°C 以上.

汪永进等(2005)基于中国南方洞穴氧同位素纪录建立了过去9000年亚洲季风的连续历史变化记录. 发现在百年、数十年尺度上季风气候振荡与太阳活动具有很好的相关性. Cai等(2010)通过石笋记录发现在末次冰盛期, 东亚季风发生了明显的变化. 结合其他的石笋观测资料表明, 东亚地区的夏季季风降水在全新纪发生了不同的变化. Li等(2013)利用年轮资料分析了ENSO在过去7个世纪的变化情况, 发现ENSO活动在20世纪末最为活跃, 这也说明了其对全球增暖的响应.

中国是世界气候脆弱区之一, 由于气候异常带来的气候灾害, 尤其是旱涝灾害比较严重. 研究这些气候灾害的形成机理和预测理论, 是一项重要的前沿科学研究问题(黄荣辉等, 2003; 黄荣辉, 2006), 使用1951~1990年40年气候资料统计得出中国主要气候灾害(干旱、洪涝和沙尘暴)的分布特征: 干旱主要发生在西北和华北地区, 西北大气年降水量小, 一年四季

均有干旱发生, 属于干旱气候. 华北降水量年际和季节变化很大, 在春夏季很容易发生干旱. 全国洪涝发生频率比干旱稍低, 一般为5年一遇, 主要发生在长江中下游地区和东南沿海. 如1954、1980和1991年夏季在长江流域发生了严重洪涝, 特别是1998年夏季长江流域、嫩江和松花江流域发生了特大洪涝. 沙尘暴主要发生在春季, 发生的高频区在南疆塔里木盆地、河西走廊、宁夏和内蒙古的西部. 每年发生沙尘暴的日数可达30~50天, 沙尘暴的影响范围很广, 淮河以北的绝大部分地区均可受到沙尘暴或扬沙天气的影响(周自江等, 2002).

1949年以来, 长江淮河流域发生了1954年、1998年2次特大洪涝灾害, 综合分析表明, 1954年长江淮河流域洪水时期的环流异常特征表现在鄂霍茨克海高压的生成和持续促成东亚急流分支, 使东亚上空锋区位置比往年偏南10个纬度, 太平洋副热带高压轴也比往年偏南, 使降水持久(陈汉耀, 1957). 结合1998年夏季长江流域特大洪涝的形成过程, 提出“长江流域洪涝发生的气候学模型”(黄荣辉, 2006): 当热带西太平洋海洋热含量偏低, El Niño事件处于衰减阶段或La Niña事件处于发展阶段, 菲律宾周围对流活动减弱, 青藏高原冬春积雪深、天数多, 在这种情况下, 西太平洋副热带高压偏西、偏南, 从而有利于夏季风雨带维持在长江和淮河流域; 中纬度西风带的低压槽位于中国内蒙和东北地区上空, 有利于弱冷空气南下, 从而使梅雨

锋长期维持在长江和淮河流域. 此外, 从印度洋向长江流域传播的30~60天低频振荡偏强且频繁, 使从孟加拉湾、南海的强水汽输送在长江流域辐合, 从而引起长江流域特大洪涝. Zou等(2005)计算了中国地区1951~2003年的Palmer干旱指数, 发现华北地区干旱面积在这一时间段里显著增加, 除西北地区外中国北方大部分地区在20世纪90年代末以后出现了严重的持续性干旱事件. 依据观测事实和动力学理论综合分析结果表明, 从20世纪70年代后半期开始, 热带中、东太平洋有年代际增温现象, 即“厄尔尼诺(El Niño)现象”, 使得亚洲夏季风减弱, 中国东部从南到北的水汽输送减弱, 从而导致了华北地区持续性严重干旱. 还有北半球夏季从20世纪70年代末开始, 也产生了很大变化, 东亚大槽偏东, 大陆高压东伸, 造成了华北地区夏季热旱的气候异常(黄荣辉, 2006). 另外, 青藏高原积雪深度从20世纪70年代后半期有增多趋势, 这不利于华北地区的夏季降水而利于长江流域的降水. 宇如聪研究发现东亚夏季七八两月对流层存在独特的降温趋势, 该降温趋势在对流层高层300百帕附近最为显著, 并伴随着东亚上空高层西风急流南移以及东亚夏季风减弱, 最终导致中国北方干旱, 长江流域洪涝现象的增加(Yu, 2004). 近年来, 中国东北地区干旱事件愈发频繁, 尤其在2014年夏季发生了60年来最为严重的一次极端干旱事件, Wang和He(2015)研究发现显著增强的PJ(太平洋-日本, Pacific-Japan, PJ)遥相关型、南移的副热带高压、减弱的东亚夏季风环流、以及由北极海冰变化增强的欧亚遥相关型等协同作用引起了此次东北地区极端干旱事件. 而随着全球变暖, 北极海冰异常也成为导致中国北方极端干旱事件愈加严重的关键因子(Li等, 2018).

王式功等(1995, 2003)对中国北方气候资料分析, 揭示了沙尘暴的时空分布特征及西北地区春季四五月常发生黑风暴天气的气候背景和下垫面条件. 沙尘暴主要发生在与沙漠及沙漠化土地相联系的极干旱、干旱和半干旱区, 西北地区属于干旱和半干旱地区; 东亚副热带西风急流轴平均位于35°N附近, 是西北地区容易吹大风的根本原因; 地面获得太阳辐射通量逐渐增多, 对流层低层的大气层结不稳定度增加, 午后容易产生对流, 为高空急流的动量下传提供了有效途径. 孙继敏等汇总分析了40年的中国沙尘暴报告, 发现中国地区沙尘暴主要受锋面系统和蒙古气旋影响, 沙尘

暴主要来自于戈壁沙漠和塔克拉玛干沙漠, 不同来源的沙尘暴有不同的特征(Sun等, 2001). 钱维宏等分析了中国沙尘天气与降水、气温及扰动涡旋的关系, 发现中国沙尘天气频次与冬季大气低层温度和春季气旋活动关系密切(Qian等, 2002). 张莉和任国玉(2003)分析表明, 中国北方沙尘暴发生日数在1954~2001年呈波动下降的趋势, 春季下降趋势最明显, 其直接自然原因是沙尘源区和发生区平均风速和大风日数的减少、主要沙尘源区降水量特别是春季和前冬降水量的增加、以及由于源区降水增加引起的大气和土壤湿润程度的改善. 春季沙尘频次与发生区风速呈显著正相关, 与前期降水量、土壤湿度距平以及春季中蒙交界到塔克拉玛干沙漠区域植被指数呈显著负相关(Liu等, 2004). 2000年春季, 中国华北沙尘天气次数陡增, 影响广泛, 原因在于: 北方地区大风日数的增减是气候周期性变化的反映, 强沙尘天气陡增是因为处于反厄尔尼诺事件的高峰期所致; 中国北方地表植被状况局部改善、整体恶化也是强沙尘天气产生的另一重要原因. 影响华北地区的沙尘天气主要发源于内蒙古中西部和河北西北部, 发源地及沿途地表粉尘是沙尘的主体, 城市扩展区域的地表裸土与建筑沙石则提供了就地扬沙的物质来源(叶笃正等, 2000). 沙尘暴过程起沙的动力条件与春季冷空气活动等气候因素有关, 并与北方土壤干土层面积、地面风场摩擦速度呈异常显著相关(周秀骥等, 2002). Fan和Wang(2004)研究指出南极涛动及其相关的经向遥相关型和太平洋大气环流异常亦是引起中国北方春季沙尘天气的重要原因. 利用中国史料中的降尘记载、历史气候资料 and 现代气象记录, 分析中国近3000年降尘地点分布图和近1700年降尘频数曲线, 结果显示, 历史降尘地点与黄土分布及现代浮尘日数分布三者很接近, 并且降尘频繁期通常都对应于冷干气候期(张德二, 1984). 近50年中蒙地区的沙尘暴活动呈波动变化, 荒漠化环境、特别是大气环流的变化是导致沙尘活动波动变化的主要原因(宋敏红等, 2007). 近年来对雾霾日研究发现, 中国东部冬季雾霾天数在1980~1999年间基本维持不变, 但在2000~2012年间迅速增加, 在可能的气候影响因子中, 秋季北极海冰范围、冬季局地降水及地表风速的变化是改变雾霾污染情况的三个重要因素(图2)(Wang和Chen, 2016). 最近研究发现, 中国北方冬季霾污染天气的发生与欧亚积雪变化存在关联, 且二者的联系在20世纪90年代

图2 中国大陆109°E以东R1区(30°~40°N)和R2区(30°N以南)冬季霾日(红线)、夏季霾日(蓝线)和总能源消耗(柱状)时间序列
引自Wang和Chen(2016)

中期之后明显增强(Yin和Wang, 2018). 随着对霾污染天气发生机理认识的不断深入, 近年对其预测能力也得到显著提高(Yin和Wang, 2016, 2017).

3 青藏高原对中国气候的影响

青藏高原是全球最高最大的高原, 耸立在中国西部, 对全球大气环流及演变有极重要的影响, 对中国气候的变化与异常起着重要的热力和动力作用, 其对气候的影响一直是重要的气候研究领域. 中国科学家在20世纪50年代, 就关注到青藏高原独特的地形对大气环流和天气气候的影响. 首先提出了青藏高原大地形基础性经典的动力和热力作用理论, 揭示了青藏高原强迫导致对流层低层与高层环流, 以及热带与副热带季风环流的耦合增强, 系统阐述了青藏高原动力和热力作用对亚洲季风的年代际、年际和季节内变化的显著影响, 开创了青藏高原气象学, 确立了中国高原气象研究在世界领先的地位, 以青藏高原热力和动力作

用为核心的青藏高原气象学成为重要的气候研究领域之一. 此后基于多个大型项目的支持, 围绕高原大地形对全球大气环流的调控, 高原地-气耦合系统变化对全球能量、水分循环的影响, 以及对中国灾害性天气气候的影响机理方面, 中国科学家开展了从近地面层到平流层等多尺度大气耦合过程的综合研究, 取得了重要进展(赵平等, 2018), 极大地推动了大气科学及地学等交叉学科在青藏高原前沿性研究领域的发展.

早在20世纪50年代, Yeh(1950)就提出了青藏高原对于西风带有明显的分流作用, 在高原南北形成两支明显的西风急流, 在高原东部两支气流会合, 从而在日本上空形成北半球最强大的西风急流. 顾震潮(1951)指出青藏高原对西风环流的动力影响表现在多个方面: 屏障作用, 波动抑制作用, 急流分支作用和会合作用. 叶笃正等(1957)首先提出高原大地形引起的动力作用和热力作用对于大气环流的重要性是同等重要的, 大气环流是一个青藏高原地动力扰动和海陆分布热力原因相互作用形成的整体. 夏季高原上基本

是上升运动, 冬季是下沉运动, 夏季可以肯定高原是一个热源, 冬季是一冷源(图3). 由于地形的动力作用与流过山地的气流紧密联系着的, 虽然地形固定不变, 但由于经过高原的气流有季节变化, 青藏高原对大气环流的影响就有季节变化, 如夏季西风急流已移到高原北面, 此时高原对西风分支现象不再出现, 冬季经常观测到的高原抑制作用和屏障作用也就消失, 而代之以印度西南季风北上, 在印度形成热低压, 在青藏高原东侧形成西南涡(叶笃正, 1952), 青藏高原对于大气环流影响具有很强的季节变化, 这一概念的提出是中国学者对国际科学研究的一个重要贡献, 因为它纠正了当时国际气象界认为地形对大气环流影响恒定的观点.

青藏高原对亚洲气候有着重要的影响, 叶笃正和高由禧(1979)首先提出了青藏高原对东亚大气环流的形成和变异不仅起到明显的动力作用, 而且起到重要的热力作用. 青藏高原大地形引起的南、北两支急流的活动和稳定性对中国南部和东部的降雨天气起着很大的作用, 中国梅雨天气与高原南北两支气流汇合于江淮流域相联系(陶诗言和陈隆勋, 1957). 冬季东亚大槽的形成和强弱, 与高原的动力作用和热力作用都有密切关系(杨广基等, 1980). Reiter和丁一汇(1980)指出青藏高原对于产生行星长波具有很大的作用, 属于准静止Rossby波型, 可用位势涡度守恒原理来解释大山

脉在行星波形成中的作用. 骆美霞等(1983)指出青藏高原地形强迫性动力作用与洛矶山高原的不同, 导致东亚纬向型环流比北美多. 夏季青藏高原动力作用对东亚大陆副热带季风有显著的影响(朱乾根和杨松, 1990; 朱乾根和胡江林, 1993). Wu等(2007)的理论和观测及模式模拟试验表明, 在冬半年, 青藏高原对西风气流的动力强迫作用可激发出非对称偶极型定常波: 其北侧的反气旋将暖空气输送到中纬度欧亚大陆并将冷空气输送到中国北部和东北地区, 导致冬季中高纬度地区内陆比沿海地区更暖和, 其南侧气旋性环流将低纬度干空气输送到印度, 并将暖湿空气输送到中南半岛, 导致热带冬季区域性干、湿气候的形成. 在春季, 高原南北两侧气流在华南地区辐合, 导致了华南早春雨的形成; 同时高原与南亚地区海陆气相互作用, 形成孟加拉湾春季暖池, 锚定了亚洲夏季风最早在孟加拉湾东部爆发(图4)(Wu等, 2012a).

青藏高原陆面热状况对整个北半球气候异常有着非常重要的影响, 夏季青藏高原上空的热源异常将产生北半球中、高纬度大气环流的异常. 夏季青藏高原的加热强(弱)的年份, 对周边地区低层暖湿空气的抽吸效应和对高层大气向周边地区的排放作用加强(减弱), 从而影响高原和周边地区的环流以及亚洲季风区大尺度环流系统, 而且高原的加热强迫能够激发产生一支沿亚欧大陆东部海岸向东北方向传播的Rossby波

图3 3km的平均流场图

修改自叶笃正等(1957). (a) 冬季, (b) 夏季. 一整横代表 4 m s^{-1} , 半横代表 2 m s^{-1} , 小于 1 m s^{-1} 的不带横; 括号内的数字代表高度(km); 虚线表示不在同一高度上的流线; 细虚线表示地形等高线, 内圈为5km以上, 中圈为3km以上, 外圈为1.5km以上; 阴影区表示垂直速度(冬季: $w>0$, 其余地区表示 $w<0$; 夏季: $w<0$, 其余地区表示 $w>0$), 中间4个数据为点线内4个等分地区的平均下降(冬季)和上升(夏季)速度

图 4 春季在青藏高原强迫和南亚海陆热力对比共同作用下(a)、孟加拉湾暖池形成(b)和季风爆发涡旋激发(c)的示意图
引自Wu等(2012a)

列, 其频散效应可影响到更远的东太平洋以至北美地区的大气环流(刘新等, 2002; Zhu等, 2018).

在高原的高度上, 由于冬夏冷热源的变化能够引起冷高压和热低压的季节转换, 从而造成季风现象(徐淑英和高由禧, 1962). 青藏高原大地形对夏季风环流的影响以热力作用为主. 青藏高原上空热源增强及变化就会引起南亚高压的增强及相应变化(Zhang等, 2002; Liu等, 2007; Ren等, 2019), 中国北方低压槽加深, 容易造成中国东北与日本北部的冷夏, 并且将引起鄂霍茨克海上空高压加强, 同时在阿拉斯加产生低压槽(黄荣辉, 1985; Huang, 1985). 符淙斌等研究指出青藏高原是热源区, 热带太平洋东部为热汇区, 它们之间的温差对南亚夏季风有很好的调制作用(Fu和Fletcher, 1985). 海陆分布和亚洲大地形热力的作用共同对东亚

季风产生重要影响(Wu等, 2012b, 2012c). 中国东南部分是季风最强的区域, 华北地区季风较弱, 在中印之间存在一条季风界限, 这与青藏高原的影响有关, 季风的变换与高原南支急流的形成和消失有密切的关系(张家诚, 1959). 印度季风区和太平洋信风区的环流特点有显著的不同, 在季风区有北部高原地区上升, 南部下沉的垂直季风环流, 可能和高原的直接加热作用密切相关(陈秋士等, 1964). 采用流体力学模拟方式, 青藏高原的加热作用对东亚大气环流的影响试验表明, 青藏高压的形成主要在于对流层中部的高原加热作用, 西南季风的形成和活动也与高原加热有密切联系(叶笃正和张捷迁, 1974). 青藏高原在调制亚洲季风季节内和年际变化方面十分重要(Wu和Ni, 1997), 青藏高原热力强迫作用显著的调节着华南春雨的发展, 并

且导致夏季南亚高压准双周振荡的形成(Pan等, 2013; Liu等, 2007).

徐祥德等(2015)关于青藏高原大地形热力“驱动”对中国东部雨带和水汽输送特征及其年代际变化的影响研究指出: (1) 中国西部高原大地形结构强化了海-陆热力差异, 高原大地形使地-气热力差异季节变化有向东北方向延伸的变化趋势, 且与季风雨带由东南沿海向西北同步演进, 两者似乎存在季节内演进的一种“动态的吸引”. (2) 中国东部雨带时空变化特征和季风强弱变化趋势均与青藏高原热源强弱异常变化相对应. 青藏高原热源异常影响低纬度海洋向陆地的水汽传输路径和强度, 青藏高原热源强和弱年, 中国降水变率空间分布为“北涝南旱”和“南涝北旱”. (3) 长江中下游地区夏季青藏高原热源与水汽通量相关特征, 类似于青藏高原多雪与少雪年水汽汇合区显著特征差异, 揭示了冬季青藏高原积雪冷源影响夏季长江流域梅雨水汽输送结构特征. (4) 中国降水的年代际变化基本型态为东部呈现“南涝北旱趋势”, 西北呈现“西部转湿趋势”. 由于近20年(1984~2004年)青藏高原雪深的增加, 青藏高原大气热源持续显著减弱, 是中国东部地区南涝北旱气候格局形成的重要原因之一(朱玉祥等, 2007; Liu等, 2012). 但近10年(2004~2014年)青藏高原春季视热源出现“降后回升”, 中国东部“南涝北旱”的降水格局已出现转折趋势.

基于观测资料和数值模拟方法研究指出, 高原的动力和热力作用对高原北侧的初夏干旱和沙尘天气也有着重要的影响, 初夏夏季风爆发期间, 青藏高原有利于其东侧进入雨季, 但也有利于其北侧的河西走廊地区维持干旱(郑庆林和燕启民, 1994). 由于青藏高原地形绕流的强大以及冷锋过程的相对频繁使得沙尘向南输送更为强盛, 这也是青藏高原东北侧沙尘天气多发区的形成原因(姜学恭和陈受钧, 2008). 夏季青藏高原上空整个对流层都是上升气流, 气流沿高原四周斜坡向高原爬升, 可一直上升到对流层上层和平流层的低层, 此处为强大的南亚高压所控制, 气流向四周辐散, 另外在夏季高原上对流活动也较活跃, 所有这些特征将有助于高原周围的物质和低空污染物向高原辐合, 在高原上升到平流层下部, 然后向四周辐射, 为青藏高原上空夏季出现臭氧低值中心提供了有利的环流背景条件. 青藏高原地区夏季可能是东亚地区对流层下部污染物向平流层物质输送的一个重要通道(周秀骥

等, 2004, 1995).

姚檀栋等通过研究青藏高原冰芯所记录的气候环境变化与全球变化的关系, 在野外考察、室内分析和科学理论上都有新的建树和创新. 在国际上首次建立了整个青藏高原地区降水中稳定氧同位素比率和降水时气温关系的定量模型, 纠正了西方学者的理论模型推测(Yao等, 2013). 以高分辨率冰芯记录(50年时间间隔)阐明了青藏高原过去10多万年来气候变化特征, 一系列重大气候突变事件(Yao等, 2008). 冰芯所记录的中纬度地区甲烷浓度变化特征及其与气候变化的关系, 提出青藏高原大气甲烷浓度变化幅度比极地地区更大, 而季风强弱变化会对甲烷浓度变化起重要影响(Yao等, 2002), 揭示了冰芯中微生物群落密度变化与气候变化的关系, 提出了通过微生物变化研究过去气候变化的新指标(Yao等, 2006). 提出西风的加强和季风的减弱是青藏高原及其周边地区冰川退缩的主要驱动力(Yao等, 2012).

4 季风对中国气候的影响

季风是全球气候系统中一个重要的环流系统, 是由海陆对于热量吸收和释放差异所形成的(竺可桢, 1934). 中国地处东亚季风区, 东亚季风系统不仅表现出盛行风向随季节的变化, 而且也表现出降水随季节的变化, 东亚季风区的年际和年代际变化与异常造成中国旱涝、酷暑和低温雨雪冰冻等重大气候灾害发生频繁且严重(黄荣辉等, 2014). 中国科学家继承和发展了关于青藏高原对大气环流和天气气候影响的研究, 提出了热力适应和青藏高原影响的“感热驱动气泵”理论, 证明了海陆热力差异和大地形对亚洲夏季风不同分支系统形成的不同贡献, 在国际上首次把亚洲夏季风爆发分为有机联结的三个阶段, 证明了由于中高纬度的强地转性和斜压性使其海气相互作用的特征与热带显著不同(吴国雄等, 1997, Wu等, 1998, 2007, 2015). 季风研究取得了原创性的、国际领先的成果, 特别是东亚季风的研究, 中国科学家在国际上占主导地位.

从20世纪80年代起, 气候研究的蓬勃开展促进了东亚季风的研究. Tao和Chen(1987)首先指出东亚季风是一个与南亚季风系统既有联系又有区别、相互独立的季风环流系统, 并提出东亚季风系统的概念. 东亚季风系统不仅仅是夏季盛行偏南气流, 冬季盛行偏北气

流,它是由几个环流系统组成的,东亚夏季风系统包括来自印度和孟加拉湾西南季风气流、澳大利亚冷高压、沿100°E的跨赤道气流、南海季风槽、西太平洋副热带高压和它南侧的偏东气流、梅雨、中纬度西风带扰动等;东亚冬季风包括西伯利亚高压、东亚上空偏北气流、东亚大槽。近年来的研究指出,东亚季风无论风场结构、冬夏季风年循环和水汽输送特征等,都明显不同于南亚和北澳季风,并提出东亚季风气候系统的概念。东亚季风系统也不仅仅是一个东亚上空随季节明显变化的环流系统,它也是受海洋、陆面、冰雪和高原影响的一个区域气候系统,其变化与海-陆-气耦合系统的变化有关。这个系统包括一下几个成员: (1) 大气圈中亚洲季风环流、西太平洋副热带高压和中纬度扰动等; (2) 海洋圈中热带西太平洋暖池和印度洋对季风的热力作用,热带太平洋ENSO循环等; (3) 岩石圈中(主要是陆面)青藏高原对季风的动力、热力作用,欧亚积雪(特别是青藏高原积雪),干旱和半干旱区的地-气温差及极冰等(图5)(Huang等, 2004, 2007, 2012)。有关西太平洋暖池和ENSO与东亚季风相互作用,以及青藏高原的热力和动力作用对东亚季风的影响研究是中国科学家对国际气候研究的重要贡献。

季风环流的建立主要是靠非线性作用和大尺度外源强迫(杨大升和王会军, 1989)。吴国雄等(1997)、Wu等(2007)指出,青藏高原抬升的大气热源的季节变化,尤其是地表感热源的季节变化,是导致亚洲季风环流季节转变的重要驱动力。冬半年高原的抬升冷却作用导致上空大气下沉,沿着高原斜坡下滑,并向四周辐散;夏半年高原强烈的斜坡表面感热加热驱动周边暖湿大气向高原辐合,沿着高原斜坡上升至高原上空,形成云和降水。这种高原热力驱动的对低层大气的冬季排放-夏季抽吸作用犹如一部巨大的气泵(TP-SHAP, Tibetan Plateau- Sensible Heat driven Air-Pump),调节着亚洲大气环流的季节变化,影响着亚洲的气候格局,调控亚洲夏季风的爆发和演变(Wu和Zhang, 1998; Wu等, 2015)。Wu等(2012b, 2012c)研究表明,整个亚洲夏季风是受海陆分布和大地形的热力作用所调控,东亚夏季风由海陆热力差和青藏高原强迫共同控制(图6)。李崇银(1988, 1989)以及李崇银等(1988)的研究最先指出东亚冬季风的异常与El Niño事件有明显的联系,强的东亚冬季风异常对其后El Niño事件的发生有激发作用;随后Li(1990)又提出了东亚冬季风异常与El

图5 东亚气候系统示意图

引自黄荣辉(2006)

Niño相互作用的重要结论,并给出了相关的一些主要物理过程。上述研究结果,在20世纪90年代后期ENSO预报中得到一定应用,数值模拟(李崇银和穆明权, 1998)也很好印证了资料分析的结果。Ju和Slingo(1995)利用模式探究了ENSO与亚洲夏季风的关系,发现大尺度的夏季风环流对ENSO不同位相的响应十分敏感,提出前春东印度洋和西太平洋地区ITCZ的南北位置是决定ENSO影响亚洲夏季风的关键物理过程。黄荣辉等(1996)提出了ENSO与亚洲季风相互作用的概念模型: ENSO事件发生时,赤道中、东太平洋海表温度偏高,中太平洋地区对流异常活跃,通过影响遥相关波列影响东亚季风;反之,当东亚季风和澳大利亚季风改变时,欧亚遥相关波列会将西风异常不断向赤道西、中太平洋地区传播,局地西风异常的加强会激发海洋Kelvin波和Rossby波,这又为ENSO循环提供了必要的海洋波动条件。ENSO成熟期冬季,大气环流对其的异常响应会改变亚洲冬季风和大洋洲夏季风,同时ENSO会通过影响冬春季青藏高原降水或降雪量,改变衰减期夏季海陆热力对比,继而导致亚洲夏季风异常(陶诗言和张庆云, 1998)。柳艳菊和丁一汇(2007)通过对海陆热力对比、季节内振荡等多方面的分析,对夏季风的爆发机制问题进行了深入的研究,提出了气候学意义下影响亚洲热带夏季风爆发的关键影响因子,在此基础上,给出了夏季风最早在热带东印度洋-中印半岛-南海地区爆发机理的一种概念模式(图7)。

东亚夏季风和冬季风近几十年来的主要变化特征的若干研究结果表明,夏季风及夏季气候的主要变化特征有: 20世纪70年代末之后东亚夏季风的年代际时间尺度的减弱以及相应的中国夏季降水江淮流域增多

图6 南亚夏季季风基本结构示意图

引自Wu等(2012b)

而华北减少, 1992年之后中国华南夏季降水增多, 1999年之后中国长江中下游夏季降水减少而淮河流域夏季降水增多, 东亚夏季风和ENSO之间的年际变化相关性存在不稳定性(王会军和范可, 2013; Wang, 2001). Li等(2010)利用NCAR CAM3和GFDL AM2.1揭示了20世纪后半叶东亚夏季风及其夏季降水的年代际变化原因, 指出热带地区海温尤其是中东太平洋变暖是导致该变化的主要原因, 温室气体和气溶胶的直接效应增加了海陆热力差异, 同样影响了东亚夏季风环流. 全球海-气耦合大气环流模式探究北大西洋年代际振荡(AMO)对亚洲夏季风的影响, 模式模拟结果与观测到的AMO不同位相对应的中国地区气候变化一致(Lu等, 2006). Wang等(2013)利用耦合模式再现了20世纪70年代末东亚夏季风年代际减弱及与之相伴的中国东部“南涝北旱”现象, 并进一步指出人类活动对此次东

亚夏季气候年代际变化的重要影响.

冬季风与冬季气候的主要变化特征有: 20世纪80年代中期之后东亚冬季风及其年际变率减弱、20世纪70年代中期之后冬季风和ENSO的年际变化相关性较弱. 基于CMIP5多模式结果的研究发现, 人类活动和自然外部强迫因子等变化很可能是导致20世纪80年代中期之后东亚冬季风年际变率减弱的关键因素(Miao等, 2018). 东亚冬季风与ENSO之间的联系存在不稳定的现象, 太平洋-东亚遥相关型环流异常很可能是导致上述ENSO与东亚冬季风关联不稳定的重要原因(He和Wang, 2013). Wang等(2008)研究太平洋年代际振荡调节ENSO对东亚冬季风的影响指出, 当PDO正位相时, ENSO与东亚冬季风没有显著相关关系, 当PDO负位相时, ENSO对东亚冬季风的影响非常显著. 全球陆地季风降水在1951~2000年期间呈现总体变弱的趋势, 使

图7 亚洲夏季风爆发机理的概念图

引自柳艳菊和丁一汇(2007)

用历史观测海表温度数据作为强迫驱动大气环流模式,这一减弱趋势可以被模式重现,说明季风降水变弱可以由大气对海表温度的响应推演出来(Zhou等, 2008).

暖池的热力状态及其上空的对流活动对东亚夏季风的年际变化十分显著,当暖池的SST偏高,中印半岛、菲律宾以东地区对流活动旺盛,西太平洋副热带高压北移,因此东亚地区夏季降水偏少,尤其是中国江淮流域、朝鲜半岛及日本地区易发干旱;当暖池的SST偏低时则相反.厄尔尼诺对东亚季风的影响依赖于赤道西太平洋地区的对流活动,而西太平洋对流异常很大程度上受控于赤道太平洋地区SST的异常变化(Zhang等, 1996).东亚冬季风和热带海洋之间存在显著的相互作用,与东亚冬季风相关的海气耦合系统可能是一个自维持模态(Ji等, 1997).大西洋海温异常可以激发两支波列,一支是欧亚型波列,加强东亚季风区的低层季风低压和高层反气旋式环流,另一支由大西洋延伸至阿拉伯海北部,导致印度西侧的局地季风环流异常(杨修群等, 1992). Zhang和Zuo(2011)发现长江中下游至华北广大地区土壤水分异常对地表能量平衡有重要影响.异常湿润的土壤会增加地表蒸发,从而降低地表气温.晚春地表气温的减少将缩小陆海温差,导致异常加强的西太平洋副热带高压东亚季风减弱,该

副热带高压也比正常位置偏南.这将增加长江流域的降水量.相反,异常减弱的东亚夏季风使西太平洋副热带高压向长江流域以南漂移,导致中国东部地区降水异常减少.北极海冰与东亚夏季风也存在联系,北极格陵兰海-巴伦支海冰偏多时,印度半岛季风和东亚夏季风环流增强,中国东南部降水减少.极冰可视为高纬度地区下垫面的热力强迫源,可引起季风区大气环流的斜压响应(杨修群等, 1994).南半球中纬度的冷空气活动存在准40天周期性,可以成为北半球夏季风的一个周期性外界强迫,通过增强马斯克林高压或澳大利亚高压,导致越赤道气流增强,北半球夏季风活跃(何金海和陈丽臻, 1989).曾庆存和李建平对再分析资料进行统计发现大气环流的季节变化和越赤道气流主要是由于黄赤交角而使入射太阳辐射有年变化所致.行星(尺度)热力对流环流是热带季风的“第一推动力”,而地表热力差异导致的准定常行星波为“第二推动力”(Zeng和Li, 2002). Lau和Nath(2012)利用大气环流模式(CM2.1)研究了与南亚季风的气候学特征与年际变率发展相关的海气相互作用,降水与SST信号有向北迁移的趋势.增强的季风降水伴随着短波辐射收入的减少和向上潜热通量的增强,以及海洋的冷却,东亚季风雨带的北进和南撤与东亚冬、夏季风年循环相一致(Huang等, 2004).中国科学家很早就发现,中国东

部降水异常在空间上存在经向“-、+、-”或“+、-、+”模态。黄荣辉等的研究指出, 中国长江流域或江淮流域旱涝与东亚季风向北推进过程的季节内变化有关, 在热带西太平洋处于偏暖状态、菲律宾对流活动偏强的年份, 长江流域或江淮流域夏季风降水偏弱, 往往发生干旱, 相反, 在热带西太平洋处于偏冷状态、菲律宾对流活动偏弱的年份, 长江流域或江淮流域夏季风降水偏强, 往往发生严重洪涝, 而华北降水偏少, 易发生干旱(黄荣辉等, 2011a, 2011b; Huang等, 2004, 2007)。东亚夏季风降水的年际变化不仅时间上存在着准两年振荡, 在空间分布上存在明显的“-、+、-”或“+、-、+”的经向三极子模态, 三极子模态能很好地反映中国旱涝气候灾害在经向上的三极子分布, 随着季风的衰退, 降水异常经向分布从北往南的“+、-、+”的分布转变成“-、+”分布(Ding等, 2008, 2009), 即出现了“南涝北旱”的降水异常分布型。Li和Zeng(2002)给出一个统一的季风指数定义, 在此之前, 全球不同季风区通常使用不同的季风指数来表征其变化, 该统一季风指数基于风场的标准化季节变率, 可以很好地反映不同地区季风的季节变化和年际变率。

东亚地区不仅是一个强夏季风区域, 也是一个强冬季风区域。强冬季风不仅给蒙古高原、中国的西北、华北、东北地区, 朝鲜半岛和日本带来寒潮、雪灾和冻害, 在春季还给上述地区带来沙尘暴或扬沙天气, 还会给东南亚带来强对流活动和暴雨(黄荣辉等, 2014)。陈文等定义了一个东亚冬季风指数(EAWM指数), 这个指数可以很好地表述东亚冬季风强度的年际变化, 东亚冬季风变化将带来东亚地区的暖冬或冷冬, 而在冷冬时, 东亚地区频繁发生寒潮和暴雪灾害(Chen等, 2000)。在年代际尺度上, 贺圣平和王会军(2012)定义的东亚冬季风综合指数能更大程度地表达东亚冬季风的综合特征, 很好的反映出东亚冬季风20世纪80年代中期之后的年代际减弱现象。而该次减弱也给东亚带来了连续多年的暖冬(Huang等, 2007)。

5 大气活动中心与西风带对中国气候的影响

从20世纪50年代起, 中国在大气环流变化方面就进行了许多国际领先的研究。首先提出东亚大气环流季节转换是突变的, 完善和发展了Rossby的大气运动

的地转适应理论(叶笃正等, 1957)。发展了半地转适应、球面大气适应和有外源的地转适应等理论。提出了影响中国夏季旱涝的北半球夏季大气环流异常的东亚/太平洋型(EAP型)遥相关及其理论(Huang和Sun, 1992)。在国际上率先揭示了厄尔尼诺通过西北太平洋反气旋异常而影响东亚季风的机理(Zhang等, 1996)。

以ENSO为中心的热带海气相互作用及其对全球大气环流和气候异常的影响研究, 证实它是年际气候变化中的强信号之一(符淙斌, 1987)。陈烈庭(1977, 1982, 1983)分析指出, 春季赤道冷水向西伸展的范围和沿南美西海岸暖水扩张的程度与中国夏季降水有密切的联系, 赤道海温的变化, 就北太平洋而言, 主要是受该洋东南部低层副热带反气旋的控制, 而赤道海温对副热带高压的反馈, 主要是发生在太平洋中部对流层副热带高压中心附近地区。符淙斌(1979)用实测风资料计算了赤道海面大范围异常增暖和冷却时期太平洋地区的平均径圈环流和赤道附近的平均纬圈环流, 结果表明, 赤道东太平洋的海面温度变化对这两种垂直环流圈有着显著的影响, 并且通过这两种环流圈的相互作用, 影响北太平洋副热带高压的长期变化。Li和Lau(2012)利用耦合大气环流模式研究了晚冬El Niño与ENSO以及北大西洋涛动(NAO)的遥相关的动力机制。观测和模拟结果都指出NAO在El Niño事件期间在晚冬是负位相事件, 而NAO在La Niña期间是正位相。在El Niño冬季, 随着东赤道太平洋区域相对强的SST增暖, 涡旋活动的向东扩展被增强的近地表斜压系统加强了。王绍武等(1983)研究了大气环流异常的形成与海气相互作用的关系, 指出在明显洋流区, 海洋为热源, 对大气环流异常的形成有重要影响, 在大洋中部的非洋流区, 更大程度上是海洋热状况受大气环流控制。张人禾等(2017)提出在厄尔尼诺期间热带西太平洋上空的Rossby波造成西北太平洋反气旋异常, 揭示了厄尔尼诺通过西北太平洋异常反气旋影响中国降水的机理。这些研究工作奠定了中国学者对ENSO及其对中国气候变化的研究, 填补了中国在ENSO这一个最重要的气候变率研究领域的空白。

Zhou等(2009)首次指出自20世纪70年代末开始西太平洋副热带高压西伸原因: 印度洋-西太平洋海温变暖引起Walker环流的变化导致热带中、东太平洋对流减少, 从而通过ENSO/Gill模态影响西太平洋副热带高压。如果去除位势高度的纬向平均变化, 西太平洋副热

带高压则在20世纪70年代末之后表现为东退的特征(Huang等, 2015). Huang等(2018)发现西太平洋副热带高压与亚洲夏季风的联系在20世纪90年代后期发生明显的年代际变化, 其与东亚夏季风的联系减弱, 而与南亚夏季风的联系显著增强. 黄荣辉等(Huang和Wu, 1989)、金祖辉和陶诗言(1999)的研究都指出ENSO事件不同位相对中国长江-淮河流域夏季降水的影响完全不同: 发展期夏季, 热带西太平洋地区对流受抑制, 西太平洋副热带高压南移, 中国长江-淮河流域降水偏多, 而华南降水偏少; 衰减期夏季则相反; ENSO准常态年长江以北为正偏差, 江南除部分地区外降水分布接近正常; ENSO暖位相与中国冬季降水也有很好对应关系. 张人禾等指出El Niño在其成熟期对中国降水的影响更加显著, El Niño成熟期时, 冬春秋三季中国南方降水偏多, 夏季则对应江淮流域范围降水偏多(图8), 在国际上率先揭示了厄尔尼诺通过西北太平洋反气旋异常而影响东亚季风的机理(Zhang等, 1996, 1999; Zhang和Sumi, 2002), 提出在厄尔尼诺事件盛期, 热带西太平洋上空的对流异常冷却激发出热带大气Rossby波响应, 由此在西北太平洋产生异常反气旋, 使得东亚沿岸南风增强, 从而影响东亚季风, 并提出与西北太平洋异常反气旋相伴随的水汽输送异常在中国南方辐合, 导致大气可降水量增加, 使中国南方地区降水显著增多. 这一机理的提出解释了国际上一直没有解决的ENSO对东亚夏季风延迟影响的物理机制. 大气环流、降水对不同区域SST异常的邻域响应, 表明东赤道太平洋地区SST偏暖, 热带大气环流响应场偏东, 对中国天气影响微弱; 中赤道印度洋海温偏暖, 导致中国华南地区少雨, 江淮地区多雨; 西北太平洋和西赤道太平洋海温偏暖, 导致华南多雨, 江淮少雨(吴国雄和刘还珠, 1995; 吴国雄等, 1995; 刘屹岷等, 2016).

研究表明其他海洋海表温度异常对中国气候也有影响, 太平洋年代际振荡(PDO)是一种年代到年代际时间尺度上的气候振荡强信号, 主要存在准20年和准50年两个振荡模态(Zhu和Yang, 2003). 中国学者在国际上率先揭示了海气系统年代际强信号-太平洋年代际振荡(PDO)影响东亚气候的规律, 发现PDO位相转换导致东亚季风减弱和中国“南涝北旱”, 调制厄尔尼诺与东亚季风年际关系, 成功解释东亚旱涝格局年代际转型成因, 并为其预测提供了关键因子(朱益民和杨修群, 2003; 杨修群等, 2004), PDO可以明显地调制

ENSO事件对中国气候的影响. 最近的研究表明, 三个海盆年代际振荡信号(PDO、AMO及IOBM)的共同作用导致了东亚夏季风年代际变化及早涝格局的复杂性(Zhang Z等, 2018). 太平洋年代际振荡(PDO)在海洋中的特征及其与东亚大气环流和中国气候变率的联系表明, PDO与中国气候年代际变化关系密切, PDO的位相变化可以直接影响东亚大气环流并调制中国东部夏季风降水的空间分布格局(Zhu等, 2011, 2015); 此外, 不同阶段的ENSO事件对中国夏季气候异常的影响明显受到PDO的调制(朱益民和杨修群, 2003). 北大西洋涛动(NAO)和北太平洋涛动(NPO)的年际变化与中国气候的年代际变化有关系, NAO和NPO的振幅均在20世纪60年代显著增加, 可以解释20世纪60年代北半球气候突变事件(Li和Li, 2000). 李建平等采用北大西洋地区(80°W~30°E)35°和65°的标准化纬向平均海平面气压异常之差, 定义了新的NAO指数, 与其他NAO指数相比, 该指数可以更好地表征NAO的变化(Li和Wang, 2003a). 研究北大西洋年代际振荡(AMO)与中国东部冬季气候的联系, 发现AMO暖位相对应在数十年尺度上中国东部出现暖冬, 北部降水偏多, 南部降水偏少, 冷位相相反(Li和Bates, 2007). Sui等(2008)用模式模拟研究了海面温度对热带对流辐射冷却的影响, 当暖池和冷池之间的表面温度差从2.5℃增加到3.5℃时, 暖池对流加剧, 辐射驱动的沉降面积随着暖流和冷流之间的SST差异的增大而扩大, 从而使暖流和冷流之间的质量交换增强. Lin等(2013)利用试验期间的观测资料, 通过对海洋温度资料的综合分析, 形成了新的海洋耦合潜在强度指数, 可以作为改进热带气旋(TC)最大强度的估计和预测的一个有效的指标. 热带地区存在一种非常低频的海气耦合波, 其活跃程度可以直接决定热带季节内振荡的强度, 而南海及西太平洋地区的季节内振荡强度与中国南方夏季降水存在反向相关(Li和Li, 1997).

春季预报障碍(SPB)现象是ENSO预测的基本特征之一. 国际上关于SPB的产生原因, 气象学家们在上世纪90年代之前比较认同SPB是ENSO系统的固有属性. 然而进入21世纪, 一种新的观点被提出, 即认为SPB是由气候态年循环、ENSO事件本身、以及初始误差的特定空间结构综合作用导致的(Mu等, 2007). 这种初始误差特定空间结构的发现, 为提高ENSO预报技巧提供了新思路, 即通过在特定区域优化ENSO观

图8 1951~1993年冬季(12、1、2月)(a)、春季(3、4、5月)(b)、夏季(6、7、8月)(c)、秋季(9、10、11月)(d)季节降水距平(实线)与季节NINO海表温度(虚线)序列
M表示El Niño成熟期, 修改自Zhang等(1999)

测网, 可减小SPB的影响, 进而有效提高ENSO的预报技巧(Duan和Mu, 2018). 其后, Mu等(2015)对高影响海-气环境事件(如ENSO、印度洋偶极子、黑潮路径变异等)的目标观测问题进行了一系列深入研究, 结果表明, 如果在这些事件的最快增长初始误差和最优前期征兆所确定的扰动大值区减小初始场误差, 上述事件的预报技巧会大幅度提高; 最优前期征兆和最快增长初始误差的空间相似性使得在同一敏感区域增加额

外观测, 不仅有助于捕捉上述异常事件的前期信号, 还可以有效减小初始误差, 从而提高对该事件的预报技巧. 王会军等把古气候模拟研究和现代气候变化研究结合起来, 揭示了东亚夏季风和ENSO相关关系的不稳定性以及东亚季风系统的年代际变化(Wang, 2002); 指出了南极涛动、Hadley环流、北大西洋涛动等对东亚气候的显著影响(Fan和Wang, 2004; Sun和Wang, 2012); 提出热带相似和年际增量气候预测思想和方

法,显著提高了东亚气候和台风活动的气候预测水平(王会军等, 2012).

大气环流,特别是处于亚洲和西太平洋上空的大气活动中心是影响中国气候的另一个重要因素. 20世纪50年代,中国学者在大气环流变化方面进行了许多国际领先的研究. 叶笃正等(1958)分析了大量东亚大气环流演变事实,提出东亚大气环流季节转换是突变的,每年6月和10月,北半球大气环流都发生突变,6月大气环流变化的特征表现在东西风带突然向北推移,此后便建立典型的夏季环流型式,10月东西风带突然向南推移,此后高空的流型便属典型的冬季环流型式,这个发现比80年代国际上许多学者提出的大气环流的非线性突变要早20多年. Rossby提出的大气运动的地转适应理论中,准地转平衡是如何形成的? Yeh(1957)指出对于大尺度运动,是风场向气压场调整,而对于中小尺度运动,是气压场向风场调整,这是一个运动尺度问题. 曾庆存(1963a, 1963b)和Zeng(1983)应用非线性的完整的动力学和热力学方程组,揭示了大气运动中地转适应过程和地转平衡不断遭到破坏的内部机制,发展了罗斯贝和叶笃正关于大气和海洋运动中的地转适应过程理论,得到适应过程的方向取决于扰动尺度与某一由环境所决定的特征尺度,在正压情况下,这特征尺度就是罗斯贝变形半径,在斜压情况下,还依赖于层结状态,也与扰动的垂直结构有关,从而解决了气象学中关于风场和气压场相互关系中长期争论的问题,建立了最系统的风场和气压场的适应理论,并将地转适应问题拓广为旋转大气中的适应问题,导出从全球规模到中尺度系统的各种大气运动的一些基本规律. 这一理论,是国内外公认的一项重要成果. 黄荣辉等在国际上与Nitta同时提出,热带西太平洋暖池热状态和暖池上空对流活动强弱对东亚夏季大气环流和气候的年际和季内变化起着重要作用,提出了影响中国夏季旱涝的北半球夏季大气环流异常的东亚/太平洋型(EAP型)遥相关(Huang和Sun, 1992).

中国冬季上空有二支急流存在,一支在青藏高原的北部,另一支绕过它的南边,南支急流最重要,且速度是顺流增加的(Yeh, 1950). 夏季有三种基本气流组成亚洲大陆上空三维空间的气流场:中纬度西风气流,高空热带和副热带的东风气流以及此气流下面的西南季风. 从春到夏,亚洲上空的大气环流有一个突变,同时印度西南季风和中国长江流域梅雨期开始出现(陶

诗言和陈隆勋, 1957). 东亚梅雨期的开始和结束是很有规律的,并且与亚洲上空大气环流的季节变化有很密切的关系. 梅雨期开始日期与印度季风在加尔各答建立日期一致,结束与日本上空西风急流消失且东风出现的日期接近,这种现象的揭露,提高了我们对东亚梅雨变化规律的理解和预报能力(图9)(陶诗言等, 1958).

王绍武(1962)研究了东亚大气活动中心位置的多年变化并将其与中国的气候振荡做比较,结果显示,东亚大气活动中心的位置35年周期的变化最明显,且活动中心位置的变化与中国不少站的气温和降水的变化存在密切联系. 北半球极涡活动对中国的持续低温具有重要影响,当北半球极涡断裂为两个中心时,如果亚洲北部的中心是其中较强的一个,中国随后会出现强的持续低温(牟惟丰等, 1975). 符淙斌(1979)指出,热带太平洋地区的平均经圈环流存在着两种最基本的类型,经典哈得来环流圈和哈得来反环流圈,其实它们就是该区域冬夏季风交替的表现,但它们还存在着非季节性的长期变化和振荡. 龚道溢等(2002)发现长江中下游以及整个中国东部夏季降水在20世纪70年代末期发生了较为明显的年代际转折,该转折与同时期北太平洋500百帕位势高度场跃变一致. Zhu等(2011)分析揭示了2000~2008年中国东部降水在黄淮流域增加,长江流域减少,与环流场(急流轴,副高以及水汽通道)和海温(太平洋年代际振荡, PDO)的年代际变化息息相关.

夏季中国大陆上雨带的北移和西风带北撤及相应的西风带强度的削弱有密切的关系(陶诗言和陈隆勋, 1957). 阻塞过程是西风带大气环流持续性异常现象,准定常行星波的上传,并与基本气流的相互作用是阻塞形势形成与维持的原因之一(邹捍和黄荣辉, 1988). 东亚夏季降水环流型及长江中下游地区夏季降水的强弱受乌拉尔山和鄂霍次克海形势的影响,特别是东亚夏季梅雨期异常的降水与中高纬度阻塞型的建立密切相关,当鄂霍次克海高压建立并稳定时,亚洲中高纬度及东亚东部地区的距平场易分别形成“+、-、+”的距平波列,这种分布形势及其相互作用常常造成东亚夏季梅雨期降水偏多;反之,当鄂霍次克海为低值区时,亚洲中高纬度和东亚东部地区的距平场易形成“-、+、-”的距平波列,这种分布形势不利于东亚夏季梅雨期的降水(张庆云和陶诗言, 1998). 北半球大气

图9 1956年6-8月上海300hPa风的分布
垂直虚线代表梅雨结束日期, 修改自陶诗言等(1958)

环流季节性突变过程中扰动和纬向气流相互作用的动力机制的分析表明, 副热带急流的北跳与中纬度扰动能量向副热带对流层顶的增强输送紧密相关, 而这种输送的方向受纬向气流结构的制约(章基嘉和周顺泰, 1988). 夏季青藏高原位势高度偏高时, 西太平洋地区位势高度也偏高, 因此, 西太平洋副高偏西偏北, 导致中国北方地区多雨, 华北至长江一带气温偏高. 反之, 南方地区多雨, 华北至长江一带气温偏低, 说明中国夏季降水、气温的变化与青藏高原位势高度场的长期振荡密切相关(赵振国, 1995). 印度夏季降水与东亚500hPa位势高度有显著的相关性, 形成了印度-东亚遥相关型(IEA型), IEA型在一定程度上影响副高脊西伸的东西经度或夏季中国大陆上空平均位势高度距平, 印度夏季风大量的凝结潜热释放激发区域遥相关型即IEA型影响东亚夏季平均高度场, 当印度夏季风强盛时, 东亚高度场偏高, 副高易偏北偏西或中国大陆上空受正的高度距平控制, 江淮等地易旱; 反之易涝(戴新刚等, 2002). Li和Wang(2003b)给出一个用来表征北半球大气环流的改进的纬向指数(ZI), 该指数用于衡量半球尺度中纬度(35°N)与高纬度(65°N附近)地区之间一种大气质量波动的“跷跷板”现象, 分析发现费雷尔环流是影响ZI的首要信号.

研究近110年北半球冬季6个主要大气活动中心的长期变化, 以及大气活动中心与中国气候的关系, 发现西伯利亚高压强度与中国冬季气温存在明显的负相

关, 北太平洋高压强度与中国冬季降水有较好的正相关(朱乾根等, 1997). 北半球冬季大气环流遥相关型的长期变化显示: WA、PNA型有明显趋势变化及年代际变化, WA型有明显负趋势, PNA型有正趋势, 与此同时, 亚洲地区、亚欧地区的经向环流强度于1983年突然减弱. 大气环流及遥相关型强度的这种年代际变化是中国冬季气候变化的一个重要原因(施能, 1996). 东亚冬季风的年代际变化与大气环流和太平洋海表温度(SST)的区域模态变化密切相关, 当北半球环状模/北极涛动(NAM/AO)和太平洋年代际振荡(PDO)处于负(正)位相, 东亚冬季风偏强(弱), 中国冬季气温偏低(高)(丁一汇等, 2014). 2008年以来中国冬季区域性极端低温事件的频发期, 大气环流是通过一个穿越欧亚大陆的准正压Rossby波列来实现的, 当乌拉尔地区的阻塞异常偏强时, 这一波列在向平流层上传的同时还能明显地向东传播, 这会在东亚地区产生负的位势高度异常, 从而加强东亚大槽并使东亚冬季风增强(谭本旭和陈文, 2014).

龚道溢和王绍武给出一个可以客观表征南极涛动(Antarctic Oscillation, AO)的指数, 定义为40°S和65°S纬向平均海平面气压差(Gong和Wang, 1999). 该南极涛动AO或SAM(Southern Annular Mode)有助于阐明南半球的气候机制, 这是中国科学家在此领域的一个重要贡献. 此后, 龚道溢(1999)利用再分析资料研究了南极地区在全球变暖背景下的气温和降水变化, 以及

与南半球中高纬度大气环流的关系, 指出南极地区气温冬季、春季和秋季都有上升趋势, 而夏季则有下降趋势, 年平均气温也趋上升; 降水各季和全年都有增加趋势. 在年际尺度上, 年均气温和降水与南极涛动(SAM)指数是负相关, 南极涛动对不同区域影响的方式和程度也有区别. 从长期变化趋势来看, 气温、降水和南极涛动指数都有上升趋势, 说明全球变暖从更大的时间尺度和空间尺度上影响着南极涛动.

陈发虎等从大尺度环流系统的角度, 认为亚洲大陆基本可划分为主要受中纬度西风环流控制的“西风亚洲”和主要受季风环流控制的“季风亚洲”(Chen等, 2019). 西风亚洲在早全新世气候干旱、中晚全新世相对湿润, 与季风亚洲气候变化存在“错位相”或“反位相”(Chen等, 2008, 2016), 即在亚轨道尺度上该区域存在显著不同于季风区的气候变化“西风模态”(图10); 在过去千年特征时期, 西风亚洲的水文气候变率与季风亚洲在空间格局上同样存在显著差异(Chen等, 2010); 气候系统外部驱动(北半球太阳辐射)是亚轨道尺度上“西风模态”形成的主导因素, 而百年-年代际尺度上“西风模态”则主要由气候系统内部变率(环球遥相关/丝绸之路遥相关)控制(Chen和Huang, 2017).

6 气候动力学与气候模式的发展

气候动力学与气候系统模式的发展在国际科学界主要起源于20世纪70年代, 构成了现代气候学研究的理论基础和数值工具. 气候系统模式的研发和应用, 是当代气候学一个重要的方向. 中国科学家最重视气候动力学研究, 完善了热带大气季节内振荡的CISK波理论, 提出了大气低频遥相关(响应)的理论及动力学机制, 建立了气候动力学的理论框架, 自20世纪70年代末, 就开始发展气候模式, 并将其应用于气候过程的模拟研究和预测.

关于热带海温异常, 特别是和ENSO有关的变化, 因为能够引起大气环流变化, 从而改变中国气候分布, 所以很早就得到中国学者的重视. 朱抱真等(1981)利用一个两层斜压大气和两层海洋的耦合模式, 研究了海温扰动的动力不稳定, 结果显示, 海温扰动发展最主要的物理因子是Sverdrup输送、混合层与深水层之间的热交换和云对短波辐射的调节作用, 扰动发展的主要水平尺度是3~6km, 时间尺度是几个月甚至几年.

张人禾等(2013)利用Argo资料改进了海洋动力模式中的物理过程参数化方案, 有效提高了海洋模式对真实大洋的模拟能力和对厄尔尼诺/拉尼娜的预测能力. 李崇银(1987)利用一个海气耦合的非线性动力系统, 用定性和数值方法分析了定常强迫的自治系统和有周期性强迫的非自治系统中极限环解的性质, 以此可以说明海气耦合振荡及大气环流年际变化的某些特征. 张人禾等(2013)通过开发非线性温-盐协调同化方案和利用同化高度计资料来调整模式的温度和盐度场, 建立了可同化包括Argo等多种海洋观测资料的全球海洋资料变分同化系统, 实现了海洋资料同化系统与全球海气耦合模式的耦合. 金飞飞和朱抱真(1988a, 1988b)利用正压地形强迫准地转方程与表层海温方程联立, 建立了一个海气相互作用系统, 在低阶截谱及多尺度方法的简化下, 可以对这个海气耦合系统作相空间分析, 解析地求得海气系统中的两类稳定的平衡态, 可以用来解释一些长期环流异常的特征. 黄建平和丑纪范(1989)利用一个相似离差形式的海气耦合模式, 探讨了相似韵律现象形成的动力学机制, 指出相似韵律现象的产生是由于在月平均环流季节变化的强迫下, 海气系统非线性耦合相互作用造成的相似离差扰动的不均匀振荡. 缪锦海和刘家铭(1989)研究了ENSO的海气耦合不稳定发生、发展理论, 指出在高背景表面海温作用下, 波-CISK的凝结潜热和海水蒸发感热加热可以引起海气耦合系统正反馈, 从而激发甚低频强不稳定的海气耦合似Kelvin波, 这一海气耦合不稳定理论可以相当好地解释1982~1983年ENSO事件发生、发展的演变过程. 张人禾(1995)指出向东传的耦合Kelvin波可以出现不稳定性, 且由于海气相互作用, 在长波部分可以产生向西传的耦合Kelvin波. 耦合Kelvin波的性质与模式中所选用的参数有很大关系, 当大气与海洋中自由波的频率相差很大时, 耦合波的性质与没有海气相互作用时自由波的性质非常接近, 只有当大气与海洋中自由波的频率相差不太小时, 才可产生强烈的海气耦合并出现不稳定性. 此外, ENSO的位相演变也明显受到太阳风及强火山喷发等气候系统外强迫因子的影响与调制(He等, 2018; Wang等, 2018). 李崇银(1985)最先将积云对流加热反馈机制引入热带大气季节内振荡的动力学研究, 最早提出积云对流加热的反馈(CISK, Conditional Instability of Second Kind)是激发产生热带大气季节内振荡的重要动力学机制. 其

图 10 西风模态

引自Chen等(2019)

后Li(1993, 1996)的进一步研究指出在积云对流加热反馈作用下, 热带大气可以产生一种CISK-Rossby波, 这种波既可以向西也可以向东传播, 并且其具有能量频散性, 因而认为CISK-Rossby波是赤道以外大气30~60天振荡的重要激发和驱动机制(图11), 热带大气季节内振荡的CISK波动理论也就得以完善. 李崇银(1996)有关蒸发-风反馈机制的动力学特征研究指出, 蒸发-风反馈机制不可能单独成为大气季节内振荡的动力学机制, 它与积云对流加热反馈(CISK)机制相结合才能共同解释热带大气季节内振荡的活动. Li等(2002)利用理论模式对热带大气季节内振荡的动力学机制进行了进一步的研究, 模式既包含积云对流加热反馈(CISK), 也引入了蒸发-风反馈和海气耦合作用, 其结果表明积云对流加热反馈机制是热带大气季节内振荡最为关键的动力因素, 但海气耦合作用有利于降低激发波的频率, 因此其也可能成为热带大气ISO的动力学机制. 中高纬度和热带大气低频振荡主要通过低频波列相互联系和相互影响, 其中低频东亚-太平洋遥相关(EAP)和太平洋-北美遥相关(PNA)是连接热带和中高纬度大气低频振荡的主要“通道”(李崇银, 1990). 中纬度海气相互作用是年代际强信号(如PDO)形成之关键, 但中纬度海气系统具有大气低压(高压)位于冷(暖)海水之上的独特动力结构, 通行热力驱动理论无法解释, 中纬度海温异常如何影响大气一直未被很好认识.

中国学者研究发现(Fang和Yang, 2011, 2016; Wang等, 2016; Yao等, 2016), 中纬度海温主要通过改变海洋锋、低层大气斜压性和大气瞬变涡旋活动、进而通过大气瞬变涡旋动力强迫来影响大气, 并建立了大气瞬变涡旋驱动的中纬度不稳定海气相互作用动力学框架, 这是对热力驱动的热带海气相互作用动力学的发展, 为阐明海气系统年代际振荡强信号成因奠定了重要理论基础. 杨修群和黄士松(1993)认为夏季大气对热带海温和北极海冰异常的响应存在两类机制, 一是直接热力强迫机制, 二是外强迫和大气内部动力学相互作用的间接强迫机制. 欧亚大陆春季积雪和西北太平洋夏季海面温度影响中国降水的物理过程研究指出, 欧亚大陆春季积雪能够在500hPa激发出大气中的遥相关波列, 所激发出的波列可以从春季一直持续到夏季, 造成中国北方为高压控制, 南方为微弱低压控制, 使得降水出现在中国南方. 西北太平洋夏季海面温度的升高能够减小海陆热力差异, 使得夏季风减弱, 导致中国南方地区降水增多(张人禾等, 2008).

中国在气候模式的发展方面具有长期的雄厚积累, 自20世纪70年代末, 就开始发展气候模式. 季劲钧和巢纪平(1979)在考虑到大气中各种非绝热加热和对海洋的反馈过程后, 建立了一个纬向平均的海洋、大气耦合系统模型, 该系统呈现出周期在月以上的长周期振荡, 并且周期的长短依赖于海洋的混合层深度、

图 11 CISK-Rossby 波的东西向移速随加热强度和纬度的变化

修改自 Li(1990). (a) 经向尺度为 4000 km; (b) 经向尺度为 8000 km; (c) 经向尺度为 20000 km. 图中除已标出的数值外, 其余等值线间隔为 4 m s^{-1} , 阴影区表示负的 C_x (西移); 单位: m s^{-1}

所在纬度和各种物理过程的强弱. 汤懋苍等(1982, 1988)从大气水分平衡方程和地气系统热平衡方程出发, 导出了描写降水和地温、气温相互联系的方程, 建立了一个季节降水预报模式, 用地温做汛期降水预报, 得到很好的效果. 曾庆存(1985)对大气科学中的数值模拟的研究做了全面阐述, 包括理论基础和数值技术. 张学洪等(1986)发表了大气环流模式动力框架对初值的敏感性研究, 是为建立一个大气环流数值模式而进行的一系列基础性研究的一部分, 主要叙述模式的动力框架对初值的三种敏感性试验. 黄建平和王绍武(1991)从动力学角度, 把要预报的场视为叠加在历史相似上的一个小扰动, 建立了一个以动力学为基础考虑了地气之间耦合相互作用的相似-动力季节长期数值预报模式, 进行了 1981~1988 年共 8 年的季节预报试验, 其预报准确率高于统计相似预报. 孙菽芬和卢志泊(1989)开发的一个全球陆地水文模式, 能够较真实地刻划复杂陆地下垫面(包括植被覆盖在内)与大气之间能量、水分及动量的交换过程, 目的是提供一个可与大气环流模式相耦合的陆地水热交换模式. 科学家们从不同的角度, 建立了不同的模式, 是中国发展气

候模式的一系列基础性研究.

丑纪范(1974)最早在国际上将泛函分析和变分法引入数值预报问题, 在气候模式的基础理论和方法研究方面(丑纪范, 1986, Chou, 1989), 系统地介绍了气候模式预测的主要困难和气候系统的主要特点, 在理论上证明了大气温压场演变与下垫面热状况的等价性, 为解决气候模式预测的初值问题奠定了理论基础, 进而建立了一个动力统计的季节预测模式. 此后, 丑纪范等(1990, 1994)在非线形动力学方面, 提出并研究了大气动力学方程组的定性理论, 即大气长期演变的渐进性质动力学理论, 系统揭示了非线性大气动力学方程组的整体和全局行为, 这是从动力学观点研究气候形成和气候变化的创新性的气候动力学基础理论. 针对气候问题的特殊性, 他们引用最新数学成就混沌理论、胞映射理论和分形理论, 立足于新观念、新方法, 对气候系统的非线性特征、演变机制、可预报性问题以及气候状态的预测方法等做了较全面的研究, 初步形成了气候系统的准动力-准随机理论, 是气候动力学的新发展.

中国科学家通过对气候系统变化多尺度特征及其

动力学的分析和研究, 提出了一系列气候系统动力学理论, 并在此基础上提出了适合中国季风气候特点的气候预测理论和方法. 1983年开始, 曾庆存主持研制了中国首个气候系统模式, 即大气环流、海洋环流和陆面过程模式及其耦合(曾庆存等, 1985). 其中“标准态扣除法”、“平方守恒格式”和“自由海表面方案”等均均为国际首创, 实现了气候系统的完整自洽耦合, 被国际上广泛应用至今. 曾庆存带领团队构建了国际首个数值气候预测系统, 在1989年成功实现了中国跨季度的夏季旱涝预测. 这些工作既有极大的基础性意义, 也具有巨大的应用价值, 为中国大气科学及气候科学乃至环境科学的研究提供了重要工具(曾庆存等, 2003a, 2003b). 曾庆存2009年起同老一辈科学家倡导研制国家大科学装置——地球系统数值模拟装置, 计划2022年建成. 地球系统模拟装置将推动地球系统不同学科之间的学科交叉和融合, 促进中国地球系统科学整体向国际一流水平跨越. 中国气象局国家气候中心在2000年初期(丁一汇等, 2004)建立了第1代动力气候模式预测业务系统, 并投入气候预测业务应用, 填补了中国在气候变化领域的一项空白. 该系统包括1个全球大气海洋耦合模式(CGCM)、1个高分辨率东亚区域气候模式(RegCM_NCC)和5个简化的ENSO预测模式(SAOMS), 可用于季节-年际时间尺度的全球气候预测; 全球海气耦合模式与区域气候模式嵌套, 可以提供高分辨率的东亚区域气候模式制做季节预测(丁一汇等, 2004). 曾庆存等(2008)概述了中国地球系统动力学模式研制和发展的现状, 总体说来, 现有的气候系统模式已能模拟出当今和古环境条件下的全球气候大格局, 甚至可以用来做季度至年度的短期气候预测, 以及做全球气候变暖趋势情景预测的模拟. 尽管如此, 模拟或预测的结果尚有颇需消除的不确定性或误差, 比如大气中的云、辐射及与之相关的过程十分复杂, 大气边界层过程、海洋混合等过程以及复杂的地表特征等的描述和模拟尚待进一步完善, 以求更加精细准确. Piao等(2010)认为气候变化会对中国的水资源和农业有重要影响, 未来的区域气候模式必须改进考虑农田对气候, 病灾、牲畜以及大气成分等变化的响应. Peng等(2013)分析了全球变暖情况下白天和晚上增暖的非对称性通过光合作用和呼吸作用对北半球植被的影响, 指出需要把这种非对称的增暖日变化考虑到全球碳循环模式中.

Im等(2018)研究评估了MIT区域气候模式(MRCM)模拟海洋大陆(即印尼群岛)西侧大陆降雨日变化的时空结构的性能, 模拟出的气候学特征与TRMM 3B42 3小时的观测进行了比较, 分析关注点是以位相和振幅为变量的降雨日变化的区域特征, 着重点是陆地和海洋之间的差异, 两个模拟都能捕捉到日降水变化在几个方面与TRMM观测结果的相似性的主要特征, 研究表明增加分辨率对模拟结果的改善是显然的. 周天军等回顾了中国科学院大气所LASG/IAP于2010~2014年间开发的海气耦合模式成果FGOALS2, FGOALS2提高了对云量模拟的能力, 改进了短波和长波辐射强迫, 改善了对ENSO的模拟, 更好地再现了赤道太平洋区域的季节循环, 对西北太平洋季风槽与东亚夏季风(EASM)中的南风分量的模拟显著提高, 改进了EASM年际变化的模拟情况, 提高了对大西洋经向翻转流(AMOC)的模拟, 对北半球海冰范围分布及其季节变化的模拟显著提高(Zhou等, 2018)(图12). 吴统文等(2013)介绍了国家气候中心第2代短期气候预测模式系统的研发成果和业务化进展. 第2代海洋资料同化系统, 其对温盐的同化效果总体上优于第1代同化系统, 第2代月动力延伸预测系统基于国家气候中心大气环流模式BCC-AGCM2.2建立, 于2012年8月进入准业务运行阶段, 第2代季节预测模式系统基于国家气候中心气候系统模式BCC-CSM1.1(m)建立, 于2013年底投入准业务运行. 初步评估表明: 第2代月动力延伸预测模式系统和季节气候预测模式系统分别对候、旬、月和季节、年际时间尺度的气候变率体现出了一定的预测能力, 其对降水、气温、环流等要素的预测技巧总体上要高于第1代预测系统.

地球系统模式正在成为研究当前气候的特征和行为、了解其过去演变、预测和预估其未来变化的不可替代的工具. 中国有5个气候系统模式参加了第5次国际耦合模式比较计划(CMIP5), 它们是: (1) 中国科学院大气物理研究所的气候系统模式FGLALS; (2) 中国国家气候中心的气候系统模式BCC-CSM和地球系统模式BCC-ESM; (3) 北京师范大学地球系统模式BNU-ESM; (4) 中国国家海洋局第一海洋研究所地球系统模式FIO-ESM. 这5个模式在模拟气候系统平均态、从季节内振荡到ENSO年际变率、全球和东亚季风、以温度变化为主要特征的20世纪气候演变、主要的大气遥相关型等方面, 都显示出较为合理的性能, 但是在模式

图 12 LASG/IAP海气耦合模式发展史示意图

引自Zhou等(2018)

对温室气体的敏感度上,几个模式间的差异较大(周天军等, 2014; 陈晓龙等, 2014). 以CMIP5模式为参照标准,中国当前气候模式与国际领先模式还有较大差距.在正在执行的CMIP6研究计划之下,又有其他中国的科研机构加入了地球系统模式的研发和应用,包括中国气象科学研究院和南京信息工程大学等.

7 气候变化研究

20世纪大气科学的重要进展之一是各国科学家和政府认识到全球在变暖且引起地球环境的变化.这个问题不仅引起科学界的极大关注,而且也引起了世界各国民众和政府的重视,并成为国际上外交关注的问题之一(叶笃正, 1996).因此,全球气候变化及其对环境影响的研究迅速在全球展开,现在它已成为大气科学的一个重要分支领域(黄荣辉等, 2014).20世纪70年代后期起,大气科学的突破性进展之一是:人们认识到气候变化不仅仅是由发生在大气内部的动力、热力过程所形成的,更重要的是地球大气、海洋、冰雪和陆面相互作用的结果(黄荣辉, 1996, 2001, 2006).1988年联合国政府间气候变化专门委员会(IPCC)成立,中国科学家作为主席团成员,参与和主持编写IPCC气候变化评估报告.《IPCC第一次气候变化评估报告》及《补充报告》于1992年出炉,报告首次提出“持续的人为温室气体排放在大气中的积累将导致气候变化”这个观念,这项报告直接促成了1994年《联合国气候变化框架公约》生效.秦大河作为IPCC第一工作组联合

主席,参加并成功组织了IPCC科学评估活动,在努力构建和传播有关人类活动影响地球气候重要科学结论方面做出了巨大贡献,从而为人类必须积极应对气候变化的行动奠定了坚实的基础(秦大河等, 2014, 2005; 秦大河, 2002, 2018; Qin等, 2014).中国科学家关于中国气候与环境演变,中国西部环境演变评估的研究,产生了广泛影响,促进了中国与国际气候变化研究工作的不断进步,为推动全球变化研究做出了突出贡献.在气候变化的研究领域,中国科学家取得了多项世界领先的研究成果,在国际上的话语权越来越重要.

观测记录显示,自1951年以来,中国平均气温上升了1.38℃,上升速度为每10年0.23℃,20世纪80年代以来的升温尤为显著.北极地区过去10年增暖速度是IPCC第五次报告中估计的两倍,因此极地增暖对过去10年全球持续性的增暖趋势有很大贡献,而非起到减缓作用.全球半干旱区是近百年来全球除北极地区以外增温最显著的地区,尤其在冬季北半球中高纬度干旱半干旱区增温达1.67℃,是全球陆地平均增温的2倍,对全球陆地增温的贡献高达45%(Huang等, 2017, 2014).虽然1999~2008年全球平均温度增量接近零,但这10年仍是30年来平均温度最高的10年,中国平均温度增量为0.4~0.5℃/10a,全球及中国的观测资料证实气候变暖仍在继续(王绍武等, 2010).

全球变暖背景下,近100年来中国年平均气温明显增加,升温幅度比同期全球平均值略高;降水量变化趋势不明显,但降水变化的空间特征明显而相对稳定.近50年来中国主要极端天气气候事件的频率和强度出现了明显的变化(丁一汇等, 2006; 任国玉等, 2005; Wang等, 2012).全球变暖从1998年开始趋缓,但青藏高原却呈现加速增暖的趋势,高原的加速增温导致了积雪迅速融化,降水明显增多的同时,高原热源却呈现减弱趋势(段安民, 2016).中国100°E以东地区近50年基本为干旱化的趋势,显著干旱的地区分布在西北东部和整个华北地区、东北的东南部,这些地区干旱化趋势的产生与降水的持续减少密切相关,气温的持续上升是干旱化加剧且范围扩大的另一个重要原因(符淙斌和马柱国, 2008).华北、西北两个典型干旱区区域平均地表湿润指数(1951~1997年)的年际及年代际变化特征及季节性差异的分析表明,西北西部和华北地区的年际及年代际变化趋势基本相反,前者地表为变湿趋势,后者为变干趋势,华北地区的干化趋势主要发

生在夏秋季节, 而西北除东部的秋季和西部的夏季外, 其他季节均存在变湿趋势(图13)(马柱国和符淙斌, 2001). 对仪器观测时期3次气候突变分析发现, 10年尺度气候突变与全球温度变化有密切关系, 季风区在气候突变中的反映比较敏感, 气候突变是全球范围的大尺度的气候事件, 具有行星尺度的空间结构(符淙斌, 1994).

20世纪80年代以来, 大气中CO₂等温室气体浓度的增加引起的全球增暖问题成为国际地球科学中重要的研究热点之一. 刘健等(2005)将全球海气耦合模式ECHO-G的千年长时间积分气候模拟试验与中国东部温度重建资料作对比验证, 结果表明, 在千年尺度上, 太阳辐射和火山活动是控制全球和区域温度变化的主要因子, 而最近百年尺度上, 温室气体含量变化对快速增温起着更为重要的作用. 王会军和曾庆存(1992)、王会军等(1992)应用大气物理所两层大气环流模式模拟了冰极盛期7月份的气候, 结果表明全球气温明显低于模拟的现在7月份的气温, 降水和总云量减少了, 海平面气压升高了, 而这些变化尤其是气温的变化以北半球高纬陆地区域和南极区为甚, 冰期边条件引起的气候反响与CO₂含量加倍引起的气候反响有某种一致, 这对理解气候系统如何响应外界的强迫是一个启发, CO₂含量改变到现代值以后, 引起的气候反响很小, 说明必须用联合模式来研究. 将两层全球大气环流模式同60m深的混合层海洋模式及热力学海冰模式耦合起来, 模拟了现代气候(1×CO₂)及CO₂含量加倍后的气候, 指出CO₂含量加倍后, 全球表面气温上升1.75℃, 全球气候变化存在着很大的区域差异和季节差异, 北半球高纬区和南极区增温幅度较大, 而陆地区域的增温幅度又大于海洋区域的增温幅度; 降水在热带及高纬区一般是增多而副热带区一般减少. 基于多套观测及再分析资料研究也发现, 过去60年CO₂变化对东亚气候

年代际变化也有重要的贡献(Zhu等, 2016). 丁一汇等(2006)研究表明中国的CO₂年排放量呈不断增加趋势, 温室气体正辐射强迫的总和是造成气候变暖的主要原因, 对21世纪气候变化趋势做出的预测表明未来20~100年, 中国地表气温增加明显, 降水量也呈增加趋势, 其中, 极端降水强度的增加对中国未来百年降水量的增加具有重要贡献(Chen和Sun, 2013). 黄建平等提出了陆-气相互作用与干旱化的反馈机制, 发现地表增温和人类活动对下垫面植被的破坏会抑制土壤碳储量, 释放更多CO₂进入大气, 同时加剧区域干旱化, 预估干旱半干旱区在未来温室气体高排放情景下将加速扩张, 至本世纪末将超过全球陆地面积的50%, 且3/4的扩张将发生在发展中国家, 当全球平均增温达2℃时干旱半干旱区增温将达3.2~4℃, 易引发严重气候灾害(Huang等, 2016, 2017)(图14). Zhang W等(2018)对CMIP5模式资料的研究表明, 将全球增暖2℃的限制降低为1.5℃后, 会极大地减少全球季风区人口受到极端降水事件的危害, 尤其是南非, 其次是南亚及东亚; 同时, 中国极端干旱的人口暴露度也将显著降低(Chen和Sun, 2019). Im等(2018)研究评价了在西海洋大陆地区热应力响应不同排放情景的未来变化. 对日最大湿球温度进行了检验, 在平原和海岸地区日最大湿球温度的降低相对较小, 山区比较大. RCP8.5情景比RCP4.5情景预测的结果高, 因此控制温室气体排放以减少对人类健康的不利影响和与热相关的死亡的重要性就尤为突出. 任国玉等(2005)系统分析了中国大陆地区1951年以来近地表主要气候要素演化的时空特征, 发现人类活动引起的大气中温室气体浓度增高可能在一定程度上影响了中国近50年来的气候.

大气气溶胶通过直接、半直接与间接效应, 影响地气系统的辐射收支并进而影响地球气候外, 气溶胶粒子的存在还将引起大气加热率和冷却率的变化, 直

图13 1951~1997年汛期区域平均地表湿润指数变化及趋势检验

(a) 华北, (b) 西北西部, (c) 东北东部; 细线表示未滑动, 粗线表示10年滑动. 修改自马柱国和符淙斌(2001)

接影响大气动力过程. 沙尘等大气气溶胶还可能携带营养盐, 当其沉降到海洋时会影响海洋初级生产力, 影响海气间辐射活性气体的交换通量, 进而影响海洋和全球碳循环, 最终对地球气候系统产生重要影响(石广玉等, 2008). 系统的沙尘观测成果, 证实了沙尘气溶胶可通过吸收太阳辐射加快大气低层水云中云滴的蒸发、云水路径的减少, 这种半直接效应在中国西北半干旱地区干旱化加剧过程中扮演了重要角色(Huang等, 2014). 气溶胶对季风的一个显著影响体现在南亚和东亚大范围的暗化现象, 即到达地面的太阳辐射的整体减少, 气溶胶对东亚和南亚夏季风的强迫机理存在差异, 中国灰霾天增加除了污染排放也与东亚季风气候变化息息相关(吴国雄等, 2015; 李占清, 2016). Lau等(2006)利用GCM模式模拟了青藏高原气溶胶的辐射效应, 结果表明, 输送而来的沙尘气溶胶和恒河平原局地排放的人为气溶胶通过加热大气使得对流层上层出现逆温, 进而印度季风导致雨季的推进. 在青藏高原南坡, 气溶胶可被抬升延至海拔5km高空, 这些气溶胶粒子可吸收太阳辐射加热大气, 使印度北部的云量、深对流活动和降水增强, 加速了积雪融化(Lau等, 2010). 人为气溶胶对亚洲夏季风的影响主要通过大气热力和动力过程的响应产生作用, 人为气溶胶浓度升高的作用, 改变了大气热源的分布, 由此改变了季风区的热力结构, 使中国东南地区、中南半岛北部的加热减弱, 最终导致了夏季风强度的减弱(郭增元等, 2017). 沙尘气溶胶对海洋生态系统的影响及其气候与环境效应, 以及生物气溶胶对人类健康的影响及其气候效应的研究表明, 沙尘气溶胶和生物气溶胶之间有很强的联系, 沙尘可作为空气中微生物的载体, 沙尘气溶胶影响海洋生态系统之后又会影响海洋上空生物气溶胶的产生. 大气气溶胶的生态环境和气候效应是一个十分复杂的问题, 亦可能是一把双刃剑, 一方面矿物沙尘和生物气溶胶等释放量的增加会导致大气颗粒物污染, 可作为微生物的载体, 危害人类生存环境和身体健康; 另一方面, 沙尘沉降会促进生物生产力, 影响海洋碳吸收, 甚至影响海洋渔业, 这是对人类有益的方面(石广玉等, 2018). 减少人为气溶胶的释放无疑将改善大气中的颗粒物污染状况, 有利于人类生存环境和身体健康, 然而, 硫酸盐等散射性气溶胶对气候系统有较强的冷却效应(图15)(石广玉等, 2002), 对其排放的减少是否会加速全球气候变暖的进程, 也是令人

担心的(石广玉等, 2008). Cai等(2017)的研究表明, 北京重度雾霾发生频率的增加与北极涛动的变化趋势、东亚冬季风的变弱以及对流层低层的快速增温相一致, 说明全球温室气体排放导致的环流变化会增加北京重度雾霾的发生频率.

陈显尧和Tung基于观测数据揭示全球增温减缓现象可能是由于气候系统内部能量再分配发生变化(Chen和Tung, 2014), 研究表明20世纪90年代后期, 北大西洋北部海水温度和盐度持续上升, 大洋热盐环流增强从而向深层海洋输送大量热量, 减缓全球表面温度上升. Zeng等(2017)发现, 自1982年以来, 全球绿化作用已减缓了地表温度增加的速度, 降温作用主要来自于总蒸发量的增加(70%), 大气环流的改变(44%)以及短波透射率的减弱(21%), 而增温作用主要来自于大气长波辐射释放的增加(-29%)及反照率的减弱(-6%). 与全球绿化有关的生物物理的总反馈作用已减缓了过去30年间全球地表增温的12%. Chen等(2015)利用多种中亚和中国季风区近千年代用历史数据分析了中世纪气候温暖期及小冰期中国及周边地区气候变化空间特征, 发现在几百年的时间尺度上, ENSO可能是影响中国及周边地区水文气候变化的一个重要因子. 谭红建等(2016)评估了中国近海海表温度(SST)的变化及其对全球气候变化的响应特征, 研究表明: 在全球变暖的显著加速期(20世纪80年代和90年代), 中国近海区域年平均SST表现出更快速的升温特征, 其速率达 $0.60^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 是同期全球平均升温速率的5倍以上; 在变暖暂缓期(1998~2014年), 中国近海SST出现显著的下降趋势. 中国近海区域SST的年代际变化与太平洋年代际涛动(PDO)的位相转换一致, 前者SST的快速上升(下降)期与PDO正(负)位相最大值的时期相对应, PDO可能是通过东亚季风和黑潮影响中国近海SST的年代际变化.

科学家们从多层面、多视角证实了近百年来全球气候变暖的事实, 在海洋变暖、水循环变化、冰冻圈退缩、海平面上升以及极端气候事件变化等诸多方面, 提供了人为因素导致气候变暖的新证据, 进一步确认人类活动影响是造成20世纪中叶以来气候变暖的主要原因. 采用CMIP5模式和RCP情景对未来气候变化的预估结果表明, 温室气体浓度增加将加剧变暖(秦大河等, 2014; 秦大河, 2018).

2014年召开的IPCC和世界气候研究计划研讨会,

图 14 全球平均干旱指数及干旱区相对面积时间变化

引自Huang等(2016). (a) 干旱指数; (b) 旱地总面积(全球陆地百分比); (c) 次旱区; (d) 半干旱区; (e) 干旱区; (f) 超干旱区. 黑细线为观测, 细蓝实线(虚线)为CMIP5集合历史模拟及RCP8.5(RCP4.5)预估. 细红实线(虚线)为订正后的CMIP5集合历史模拟及RCP8.5(RCP4.5)预估. 阴影为20个模式的95%置信区. 粗彩色线为7年滑动平均

梳理出了八大挑战性主题: 云、环流与气候敏感度; 理解和预测极端天气气候事件; 冰冻圈变化; 区域气候信

息; 区域海平面上升及其对沿海地区的影响; 水资源可利用量; 生物地球化学; 理解年代际变化; 归因与预测.

图 15 人为硫酸盐引起的年平均地面温度变化(°C)
引自石广玉等(2002)

这些主题覆盖了当今气候变化自然科学领域的主要前沿领域(孙颖等, 2013, 2015; 秦大河等, 2014, 2018)。

8 总结与展望

七十年前, 中华人民共和国成立, 开启民族伟大复兴的历史征程; 四十年前, 改革开放大幕初启, 筚路蓝缕, 弹指一挥间, 沧桑巨变。在国家对科技和气象事业的大力支持下, 中国大气科学各个领域的成就举世瞩目, 中国科学家在气候与气候变化领域更是取得了多项杰出的成就, 特别在东亚大气环流和季风研究、青藏高原地-气耦合系统变化及其全球气候效应、气候变化等方面取得国际领先的研究成果, 主要包括:

(1) 中国科学家利用长时间尺度资料, 统计分析气候的冷暖和旱涝变化, 对气候灾害以及极端气候事件的形成机理进行了系统的研究, 奠定了中国气候灾害预测的物理基础。

(2) 中国科学家在20世纪50年代, 就关注到青藏高原独特的地形对大气环流和天气气候的影响。首先提出了青藏高原大地形经典的动力和热力作用理论, 揭示了青藏高原强迫导致对流层低层与高层环流, 以及热带与副热带季风环流的耦合增强, 系统阐述了青藏高原动力和热力作用对亚洲季风的年代际、年际和季节内变化的显著影响, 开展了青藏高原地-气耦合系统

变化及其全球气候效应的系统研究, 开创了青藏高原气象学, 奠定了中国在高原气象研究中的世界领先地位, 极大地推动了大气科学及地学等交叉学科在青藏高原前沿性研究领域的发展。

(3) 在国际上首次建立了整个青藏高原地区降水中稳定氧同位素比率和降水时气温关系的定量模型。以高分辨率冰芯记录阐明了青藏高原过去10多万年来气候变化特征, 提出青藏高原大气甲烷浓度变化幅度比极地地区更大, 而季风强弱变化会对甲烷浓度变化起重要影响, 揭示了冰芯中微生物群落密度变化与气候变化的关系, 提出了通过微生物变化研究过去气候变化的新指标。提出西风的加强和季风的减弱是青藏高原及其周边地区冰川退缩的主要驱动力。

(4) 提出了热力适应和青藏高原影响的“感热驱动气泵”理论, 证明了海陆热力差异和大地形对亚洲夏季风不同分支系统形成的不同贡献, 在国际上首次把亚洲夏季风爆发分为有机联结的三个阶段, 系统性地提出了东亚季风系统及其变异机理, 指出东亚季风是一个与南亚季风系统既有联系又有区别、相互独立的环流系统, 证明了由于中高纬度的强地转性和斜压性使其海气相互作用的特征与热带显著不同。季风研究取得了原创性的、国际领先的成果, 特别是东亚季风的研究, 中国科学家在国际上占主导地位。

(5) 从20世纪50年代起, 中国在大气环流变化方面就进行了许多国际领先的研究。首先提出东亚大气环流季节转换是突变的, 完善和发展了Rossby的大气运动的地转适应理论, 发展了半地转适应、球面大气适应和有外源的地转适应等理论。提出了影响中国夏季旱涝的北半球夏季大气环流异常的东亚/太平洋型遥相关及其理论。在国际上率先揭示了厄尔尼诺通过西北太平洋反气旋异常而影响东亚季风的机理。首先提出亚洲大陆基本可划分为主要受中纬度西风环流控制的“西风亚洲”和主要受季风环流控制的“季风亚洲”。西风亚洲在早全新世气候干旱、中晚全新世相对湿润, 与季风亚洲气候变化存在“错位相”或“反位相”。

(6) 最早提出对流加热反馈是激发产生热带季节内振荡的重要机制, 完善了热带大气季节内振荡的CISK波理论, 提出了大气低频遥相关的理论及动力学机制。自1970年代末, 中国就开始发展气候模式, 并将其应用于气候过程的模拟研究, 中国科学家建立了气候动力学的理论框架, 在国际上率先开展了跨季度数

值气候预测,建立了短期数值气候预测系统,并应用于中国夏季旱涝预测业务,第2代短期气候预测模式系统已投入业务运行,中国有5个气候系统模式参加了第5次国际耦合模式比较计划。

(7) 中国科学家参加并成功组织了IPCC科学评估活动,在努力构建和传播有关人类活动影响地球气候重要科学结论方面做出了巨大贡献,从而为人类必须积极应对气候变化的行动奠定了坚实的基础。关于中国气候与环境演变,中国西部环境演变评估的研究,在国际上产生了广泛影响,促进了中国与国际气候变化研究工作的不断进步,为推动全球变化研究做出了突出贡献。在气候变化的研究领域,中国科学家取得了多项世界领先的研究成果,在国际上的话语权越来越重要。

虽然气候和气候变化研究取得了一系列原创性的、国际领先的成果,但仍然存在许多问题,这些问题将引领未来气候和气候变化领域的发展方向。

(1) 青藏高原地-气耦合过程动力、热力效应如何影响亚洲季风、多尺度灾害天气气候系统等问题,有待在已有研究成果基础上,构成科学合理的完整物理图像。青藏高原地-气耦合过程和海洋对全球气候的协同影响方面,必须以多圈层相互作用的理念为指导,进行机制讨论和数值模拟的验证。迫切需要在高原云降水垂直结构及潜热结构时空变化、云参数时空变化及辐射收支影响、降水效率与水循环等方面有所突破,以获取青藏高原云降水过程物理机制等方面创新性的研究成果。

(2) 东亚季风也是受海洋、陆面、冰雪和高原影响的一个区域气候系统,这些不同圈层的相互作用对东亚季风气候异常有重要影响,特别是全球变暖背景下这些圈层的相互作用对东亚季风气候的影响是今后需要重点研究的科学问题。此外,东亚季风是全球气候系统中重要的成员,东亚季风的变化对全球气候变化也有重要的反馈作用,值得深入研究。

(3) 以CMIP5模式为参照标准,中国当前气候模式与国际领先模式还有较大差距。很长时间以来高分辨率模式研发进展缓慢,中国落后于国际平均水平,一方面缺乏充足的高性能计算资源,另一方面设计和开发相应的软件水平远落后于硬件的进步程度,需要开展气候系统模式研制的集成研究,把气候系统模式发展、评估和应用的分散的研究集成为有机的整体,通

过拓宽、交叉和提升,研发高分辨率陆-气耦合气候系统模式,使中国的气候模式研发和模拟的综合水平居国际前列。

(4) 人类活动所产生的温室气体究竟会引起全球多大的增暖,至今还是一个没有搞清楚的问题;即使现在有许多研究,但这些研究结果各不相同,有很大的不确定性,这可能是今后大气科学和全球气候变化研究中一个重大科学问题。全球气候变暖在中国不同区域气候变异有何不同响应?气候变化在何种程度上影响空气污染?后者又在何种程度上影响气候变化?中国不同区域的变暖、不同区域的变干或变湿的归因分析,以及这些因子和引起全球气候变化因子的异同等,都是迫切需要回答的科学问题。

(5) 随着全球变暖,创纪录的极端天气气候事件频繁发生,对人类健康、农业、生态系统以及基础设施建设等方面产生了广泛而严重的影响。极端天气气候事件的成因与变化复杂,在全球变暖背景下,如何从多因子协同作用的角度对极端天气气候事件的成因与变化展开研究,是当前国际大气科学研究的一个难点和重点。

参考文献

- 陈汉耀. 1957. 1954年长江淮河流域洪水时期的环流特征. 气象学报, 28: 1-12
- 陈烈庭. 1977. 东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及中国汛期降水的影响. 大气科学, 1: 1-12
- 陈烈庭. 1982. 北太平洋副热带高压与赤道东部海温的相互作用. 大气科学, 6: 148-156
- 陈烈庭. 1983. 太平洋海气相互作用的时空变化. 气象学报, 41: 296-304
- 陈秋士, 缪锦海, 李维亮. 1964. 1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流场和平均经圈环流. 气象学报, 34: 51-61
- 陈晓龙, 周天军, 郭准. 2014. 影响气候系统模式温室气体敏感度的反馈过程: 基于FGOALS模式的研究. 中国科学: 地球科学, 44: 322-332
- 丑纪范. 1974. 天气数值预报中使用过去资料的问题. 中国科学, 6: 635-644
- 丑纪范. 1986. 长期数值天气预报. 北京: 气象出版社. 1-85
- 丑纪范. 1990. 大气动力学的新进展. 兰州: 兰州大学出版社. 68-112
- 丑纪范, 刘式达, 刘式适. 1994. 非线性动力学. 北京: 气象出版社. 15-120
- 戴新刚, 丑纪范, 吴国雄. 2002. 印度季风与东亚夏季环流的遥相关关系. 气象学报, 60: 544-552

- 丁一汇, 柳艳菊, 梁苏洁, 马晓青, 张颖娴, 司东, 梁萍, 宋亚芳, 张锦. 2014. 东亚冬季风的年代际变化及其与全球气候变化的可能联系. 气象学报, 72: 835–852
- 丁一汇, 李清泉, 李维京, 罗勇, 张培群, 张祖强, 史学丽, 刘一鸣, 王兰宁. 2004. 中国业务动力季节预报的进展. 气象学报, 62: 598–612
- 丁一汇, 任国玉, 石广玉, 宫鹏, 郑循华, 翟盘茂, 张德二, 赵宗慈, 王绍武, 王会军, 罗勇, 陈亮, 高学杰, 戴晓苏. 2006. 气候变化国家评估报告(I): 中国气候变化的历史和未来趋势. 气候变化研究进展, 02: 3–8
- 段安民, 肖志祥, 吴国雄. 2016. 1979–2014年全球变暖背景下青藏高原气候变化特征. 气候变化研究进展, 12: 374–381
- Reiter E R, 丁一汇. 1980. 青藏高原在影响行星环流反馈机制中的作用. 大气科学, 4: 300–309
- 符淙斌. 1979. 平均经圈环流型的转变与长期天气过程. 气象学报, 37: 74–85
- 符淙斌. 1987. 埃尔尼诺/南方涛动现象与年际气候变化. 大气科学, 11: 209–220
- 符淙斌, 马柱国. 2008. 全球变化与区域干旱化. 大气科学, 32: 752–760
- 符淙斌. 1994. 气候突变现象的研究. 大气科学, 18: 373–384
- 龚道溢. 1999. 全球变暖背景下的南极地区气候变化. 地理科学, 19: 102–107
- 顾震潮. 1951. 西藏高原对东亚环流的影响和它的重要性. 气象学报, 22: 43–56
- 郭增元, 刘煜, 李维亮. 2017. 气溶胶影响亚洲夏季季风机理的数值研究. 气象学报, 75: 797–810
- 金祖辉, 陶诗言. 1999. ENSO循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究. 大气科学, 23: 663–672
- 贺圣平, 王会军. 2012. 东亚冬季风综合指数及其表达的东亚冬季风年际变化特征. 大气科学, 36: 523–538
- 黄建平, 丑纪范. 1989. 海气耦合系统相似韵律现象的研究. 中国科学B辑, 19: 1001–1008
- 黄荣辉, 陈际龙, 周连童, 张庆云. 2003. 关于中国重大气候灾害与东亚气候系统之间关系的研究. 大气科学, 27: 770–787
- 黄荣辉. 1996. 现代大气科学基础研究发展趋势、特点与前沿研究课题. 见: 国家自然科学基金委员会, 等. 现代大气科学前沿与展望. 北京: 气象出版社. 7–11
- 黄荣辉. 2001. 大气科学发展的回顾与展望. 地球科学进展, 16: 643–657
- 黄荣辉. 2006. 中国重大气候灾害的形成机理和预测理论研究. 地球科学进展, 21: 564–575
- 黄荣辉. 1985. 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用. 气象学报, 43: 208–220
- 黄荣辉, 吴国雄, 陈文, 刘屹岷, 周连童, 王林. 2014. 大气科学和全球气候变化研究进展与前沿. 北京: 科学出版社. 85–115
- 黄荣辉, 陈际龙, 刘永. 2011a. 中国东部夏季降水异常主模态的年代际变化及其与东亚水汽输送的关系. 大气科学, 35: 589–606
- 黄荣辉, 陈文, 马耀明, 高晓清, 吕世华, 韦志刚, 张强, 韦国安, 胡泽勇, 周连童, 周德刚. 2011b. 中国西北干旱区陆-气相互作用及其对东亚气候变化的影响. 北京: 气象出版社. 356
- 黄荣辉, 傅云飞, 臧晓云. 1996. 亚洲季风与ENSO循环的相互作用. 气候与环境研究, 1: 38–54
- 何金海, 陈丽臻. 1989. 南半球中纬度准40天振荡及其与北半球夏季风的关系. 南京气象学院学报, 12: 11–18
- 季劲钧, 巢纪平. 1979. 热带海气耦合系统中的长周期振荡及大气中的赤道辐合带. 气象学报, 37: 32–43
- 姜学恭, 陈受钧. 2008. 地形影响沙尘传输的观测和模拟研究. 气象学报, 66: 1–12
- 金飞飞, 朱抱真. 1988a. 海气耦合振荡非线性动力系统的平衡态研究. 中国科学B辑, 18: 777–786
- 金飞飞, 朱抱真. 1988b. 海气耦合非线性振荡与大气环流年变. 大气科学, 12: 346–356
- 李占清. 2016. 气溶胶对亚洲季风的强迫及影响: 认识与挑战. 气象学报, 74: 1017–1022
- 李崇银. 1987. 当代大气科学的几个重大研究课题. 大气科学, 11: 430–440
- 李崇银. 1988. 频繁的强东亚大槽活动与El Niño的发生. 中国科学B辑, 6: 667–674
- 李崇银. 1989. 中国东部地区的暖冬与El Niño. 科学通报, 4: 283–296
- 李崇银, 陈于湘, 袁重光. 1988. El Niño事件发生的一个重要原因, 东亚寒潮的频繁活动. 大气科学, (特刊): 125–132
- 李崇银, 穆明权. 1998. 异常东亚冬季风激发ENSO的数值模拟研究. 大气科学, 22: 481–490
- 李崇银. 1996. 蒸发-风反馈机制的进一步研究. 热带气象学报, 12: 193–199
- 李崇银. 1990. 大气中的季节内振荡. 大气科学, 14: 32–45
- 刘健, von Storch H, 陈星, Zorita E, 郑景云, 王苏民. 2005. 千年气候模拟与中国东部温度重建序列的比较研究. 科学通报, 50: 2251–2255
- 刘新, 李伟平, 吴国雄. 2002. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析. 气象学报, 60: 266–277
- 刘屹岷, 刘伯奇, 任荣彩, 段安民, 毛江玉. 2016. 当前重大厄尔尼诺事件对中国春夏气候的影响. 中国科学院院刊, 31: 241–250
- 柳艳菊, 丁一汇. 2007. 亚洲夏季风爆发的基本气候特征分析. 气象学报, 65: 511–526
- 骆美霞, 朱抱真, 张学洪. 1983. 青藏高原对东亚纬向型环流形成的动力作用. 大气科学, 7: 145–152
- 马柱国, 符淙斌. 2001. 中国北方干旱区地表湿润状况的趋势分析. 气象学报, 59: 737–746
- 牟惟丰, 陈佑淑, 仪清菊. 1975. 极涡活动对华中持续低温的影响. 气象科技, 4: 11–14

- 秦大河, Stocker T. 2014. IPCC第五次评估报告第一工作组报告的亮点结论. 气候变化研究进展, 10: 1–6
- 秦大河, 陈宜瑜, 李学勇. 2005. 中国气候与环境演变. 北京: 科学出版社. 1–148
- 秦大河. 2002. 中国西部环境演变评估. 综合卷. 中国西部环境演变评估综合报告. 北京: 科学出版社, 1–92
- 秦大河. 2018. 气候变化科学概论. 北京: 科学出版社. 1–120
- 任国玉, 郭军, 徐铭志, 初子莹, 张莉, 邹旭凯, 李庆祥, 刘小宁. 2005. 近50年中国地面气候变化基本特征. 气象学报, 63: 942–956
- 石广玉, 王喜红, 张立盛, 黄兴友, 赵宗慈, 高学杰, 徐影. 2002. 人类活动对气候影响的研究 II. 对东亚和中国气候变化的影响. 气候与环境研究, 7: 255–266
- 石广玉, 王标, 张华. 2008. 大气气溶胶的辐射与气候效应. 大气科学, 32: 826–840
- 石广玉, 檀赛春, 陈彬. 2018. 沙尘和生物气溶胶的环境和气候效应. 大气科学, 42: 559–569
- 施能. 1996. 北半球冬季大气环流遥相关的长期变化及其与中国气候变化的关系. 气象学报, 54: 675–683
- 宋敏红, 钱正安, 蔡英, 柳中明. 2007. 中蒙强、弱沙尘暴春季平均环流及沙尘活动变化分析. 气象学报, 65: 94–104
- 孙菽芬, 卢志泊. 1989. 一个可与大气环流模式相耦合的陆地水热交换模式. 中国科学B辑, 19: 216–224
- 孙颖, 尹红, 田沁花, 胡婷, 石英, 刘洪滨, 周波涛. 2013. 全球和中国区域近50年气候变化检测归因研究进展. 气候变化研究进展, 9: 235–245
- 孙颖, 秦大河, 周波涛. 2015. 未来气候变化科学研究的主要方向和挑战. 气候变化研究进展, 11: 324–330
- 谭本植, 陈文. 2014. 中高纬度大气遥相关动力学及其对东亚冬季气候影响的研究进展. 气象学报, 72: 908–925
- 谭红建, 蔡榕硕, 黄荣辉. 2016. 中国近海海表温度对气候变暖及暂缓的显著响应. 气候变化研究进展, 12: 500–507
- 汤懋苍, 钟强, 吴士杰. 1982. 一个长期降水预报的热力学模式. 气象学报, 40: 49–58
- 汤懋苍, 张建, 王敬香, 杨良. 1988. 中国季平均的0.8m地温距平场与后一季降水场的相关分析. 气象学报, 46: 481–485
- 陶诗言, 陈隆勋. 1957. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构. 气象学报, 28: 233–247
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 29: 119–134
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲冬夏季风对ENSO事件的响应. 大气科学, 22: 399–407
- 王会军, 范可. 2013. 东亚季风近几十年来的主要变化特征. 大气科学, 37: 313–318
- 王会军, 曾庆存. 1992. 冰期气候的数值模拟. 气象学报, 50: 279–289
- 王会军, 曾庆存, 张学洪. 1992. CO₂含量加倍引起的气候变化的数值模拟研究. 中国科学B辑, 6: 663–672
- 王会军, 范可, 郎咸梅, 孙建奇, 陈丽娟. 2012. 中国短期气候预测的新理论、新方法和新技术. 北京: 气象出版社. 226
- 王开发, 张玉兰, 叶志华, 蒋辉. 1978. 根据孢粉分析推断上海地区近六千年以来的气候变迁. 大气科学, 2: 139–144
- 王绍武. 1962. 东亚大气活动中心的多年变化与中国的气候振动. 气象学报, 32: 19–36
- 王绍武, 赵宗慈, 陈振华. 1983. 月平均环流异常的持续性与韵律性和海气相互作用. 气象学报, 41: 33–42
- 王绍武, 赵宗慈. 1979. 中国旱涝36年周期及其产生的机制. 气象学报, 37: 64–73
- 王绍武, 龚道溢. 2000. 全新世几个特征时期的中国气温. 自然科学进展, 4: 325–332
- 王绍武, 罗勇, 唐国利, 赵宗慈, 黄建斌, 闻新宇. 2010. 近10年全球变暖停止了么? 气候变化研究进展, 6: 95–99
- 王式功, 杨德宝, 金炯, 徐启运, 杨瑜峰. 1995. 中国西北地区黑风暴的成因和对策. 中国沙漠, 15: 19–30
- 王式功, 王金艳, 周自江, 尚可政, 杨德保, 赵宗锁. 2003. 中国沙尘天气的区域特征. 地理学报, 58: 193–200
- 王邨, 王松梅. 1987. 近五千年来中国中原地区气候在年降水量方面的变迁. 中国科学B辑, 17: 104–112
- 吴国雄, 李伟平, 郭华, 刘辉, 薛继善, 王在志. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风. 见: 叶笃正, 编. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社. 116–126
- 吴国雄, 刘还珠. 1995. 降水对热带海表温度异常的邻域响应: I 数值模拟. 大气科学, 19: 422–434
- 吴国雄, 孙凤英, 王敬方, 王晓春. 1995. 降水对热带海表温度异常的邻域响应: II 资料分析. 大气科学, 19: 663–676
- 吴国雄, 李占清, 符淙斌, 张小曳, Zhang R Y, 张人禾, 周天军, 李建平, 李剑东, 周德刚, 武亮, 周连童, 何编, 黄荣辉. 2015. 气溶胶与东亚季风相互影响的研究进展. 中国科学: 地球科学, 45: 1609–1627
- 吴祥定, 林振耀. 1978. 西藏近代气候变化及其趋势的探证. 科学通报, 12: 746–750
- 吴统文, 宋连春, 刘向文, 李巧萍, 梁潇云, 程彦杰, 周巍, 聂肃平, 张莉, 顾卫华, 房永杰, 张艳武, 路屹雄, 储敏, 李江龙. 2013. 国家气候中心短期气候预测模式系统业务化进展. 应用气象学报, 24: 24–543
- 徐淑英, 高由禧. 1962. 西藏高原的季风现象. 地理学报, 28: 111–123
- 徐祥德, 赵天良, 施晓晖, Lu C G. 2015. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用. 气象学报, 73: 20–35
- 杨大升, 王会军. 1989. 季风环流的正压低阶截谱模式. 气象学报, 47: 424–435
- 杨广基, 王兴东, 王桂芳, 周明煜. 1980. 冬季青藏高原对其周围地区流场影响的模拟实验. 气象学报, 38: 16–26
- 杨修群, 谢倩, 黄士松. 1992. 大西洋海温异常对东亚夏季大气环流影响的数值试验. 气象学报, 50: 349–354

- 杨修群, 谢倩, 黄士松. 1994. 北极冰异常对亚洲夏季风影响的数值模拟. 海洋学报, 16: 34–40
- 杨修群, 黄士松. 1993. 外强迫引起的夏季大气环流异常及其机制探讨. 大气科学, 17: 697–702
- 杨修群, 朱益民, 谢倩, 任雪娟, 徐桂玉. 2004. 太平洋年代际振荡的研究进展. 大气科学, 28: 979–992
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28: 108–121
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 30: 249–263
- 叶笃正. 1952. 西藏高原对大气环流影响的季节变化. 气象学报, 23: 33–47
- 叶笃正, 张捷迁. 1974. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验. 中国科学, 3: 301–320
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 气象出版社. 279
- 叶笃正. 1996. 关于全球变化的若干问题. 见: 国家自然科学基金委员会地球科学学部, 等. 现代大气科学前沿与展望. 北京: 气象出版社. 17–22
- 叶笃正, 丑纪范, 刘纪远, 张增祥, 王一谋, 周自江, 鞠洪波, 黄签. 2000. 关于中国华北沙尘天气的成因与治理对策. 地理学报, 67: 513–521
- 曾庆存. 1963a. 大气中的适应过程和发展过程(一)——物理分析和线性理论. 气象学报, 33: 163–174
- 曾庆存. 1963b. 大气中的适应过程和发展过程(二)——非线性问题. 气象学报, 33: 281–289
- 曾庆存. 1985. 大气科学中的数值模拟研究——理论研究和实用相结合. 大气科学, 9: 186–194
- 曾庆存, 王会军, 林朝晖, 李崇银, 黄荣辉, 吴国雄, 周天军. 2003a. 气候动力学与气候预测理论的研究. 大气科学, 27: 468–483
- 曾庆存, 林朝晖, 周广庆. 2003b. 跨季度动力气候预测系统IAP DCP-II. 大气科学, 27: 289–303
- 曾庆存, 周广庆, 浦一芬, 陈文, 李荣凤, 廖宏, 林朝晖, 刘辉志, 王必正, 谢正辉, 徐永福, 薛峰, 曾晓东, 张凤. 2008. 地球系统动力学模式及模拟研究. 大气科学, 32: 653–690
- 张德二. 1984. 中国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析. 中国科学B辑, 14: 278–288
- 章基嘉, 周顺泰. 1988. “六月突变”中的波纬相互作用. 气象学报, 46: 1–8
- 张家诚, 张先恭. 1979. 近五百年中国气候的几种振动及其相互关系. 气象学报, 37: 49–57
- 张家诚. 1959. 关于中国季风性质的几个问题. 气象学报, 30: 350–361
- 张莉, 任国玉. 2003. 中国北方沙尘暴频数演化及其气候成因分析. 气象学报, 61: 744–750
- 张庆云, 陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报, 56: 199–211
- 张人禾. 1995. 简单热带海气耦合模式中的耦合波及其不稳定性(II). 大气科学, 19: 563–574
- 张人禾, 武炳义, 赵平, 韩晋平. 2008. 中国东部夏季气候20世纪80年代后期的年代际转型及其可能成因. 气象学报, 66: 697–706
- 张人禾, 闵庆辉, 苏京志, 等. 2017. 厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水年际变异的影响: 西北太平洋异常反气旋的作用. 中国科学: 地球科学, 47: 544–553
- 张人禾, 朱江, 许建平, 刘益民, 李清泉, 牛涛. 2013. Argo大洋观测资料的同化及其在短期气候预测和海洋分析中的应用. 大气科学, 37: 411–424
- 张学洪, 包宁, 袁重光, 曾庆存. 1986. 大气环流模式动力框架对初值的敏感性研究. 中国科学B辑, 16: 1337–1346
- 赵平, 李跃清, 郭学良, 徐祥德, 刘屹岷, 唐世浩, 肖文名, 师春香, 马耀明, 余兴, 刘辉志, 假拉, 谌芸, 柳艳菊, 李建, 罗达标, 曹云昌, 郑向东, 陈军明, 肖安, 远芳, 陈东辉, 潘旻, 胡志群, 张胜军, 董立新, 胡菊旻, 韩帅, 周秀骥. 2018. 青藏高原地气耦合系统及其天气气候效应: 第三次青藏高原大气科学试验. 气象学报, 76: 833–860
- 赵振国. 1995. 夏季青藏高原位势高度场的长期振荡与气候变化. 气象学报, 53: 108–114
- 郑斯中, 冯丽文. 1985. 中国冷的时期气候超常不稳定的历史证据. 中国科学B辑, 15: 1038–1044
- 郑庆林, 燕启民. 1994. 青藏高原对莫东北侧初夏干旱天气影响的数值研究. 气象学报, 52: 25–32
- 周天军, 邹立维, 吴波, 金晨曦, 宋丰飞, 陈晓龙, 张丽霞. 2014. 中国地球气候系统模式研究进展: CMIP计划实施近20年回顾. 气象学报, 72: 892–907
- 周秀骥, 李维亮, 陈隆勋, 刘煜. 2004. 青藏高原地区大气臭氧变化的研究. 气象学报, 62: 513–527
- 周秀骥, 徐祥德, 颜鹏, 翁永辉, 王建林. 2002. 2000年春季沙尘暴动力学特征. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 327–334
- 周秀骥, 罗超, 李维亮, 史久恩. 1995. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心. 科学通报, 40: 1396–1398
- 周自江, 王锡稳, 牛若芸. 2002. 近47年中国沙尘暴气候特征研究. 应用气象学报, 13: 193–200
- 朱抱真, 骆美霞, 黄荣辉. 1981. 大尺度海温扰动的动力不稳定与海温异常的形成. 中国科学, 11: 716–723
- 竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1–27
- 竺可桢. 1962. 历史时代世界气候的波动. 气象学报, 31: 275–287
- 竺可桢. 1973. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学A辑, 2: 15–38
- 朱乾根, 杨松. 1990. 青藏高原大地形对冷涌作用的数值模拟研究. 气象学报, 48: 164–171
- 朱乾根, 胡江林. 1993. 青藏高原大地形对夏季大气环流和亚洲夏季风影响的数值试验. 南京气象学院学报, 16: 120–129
- 朱乾根, 施能, 徐建军, 沈桐立. 1997. 近百年北半球冬季大气活动中心的长期变化及其与中国气候变化的关系. 气象学报, 55: 750–

- 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 2007. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系. *气象学报*, 65: 946–958
- 朱益民, 杨修群. 2003. 太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系. *气象学报*, 61: 641–654
- 邹捍, 黄荣辉. 1988. 北半球阻塞形势建立与维持的E-P通量诊断研究. *中国科学B辑*, 18: 202–215
- Cai W, Li K, Liao H, Wang H, Wu L. 2017. Weather conditions conducive to Beijing severe haze more frequent under climate change. *Nat Clim Change*, 7: 257–262
- Cai Y, Tan L, Cheng H, An Z, Edwards R L, Kelly M J, Kong X, Wang X. 2010. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation. *Earth Planet Sci Lett*, 291: 21–31
- Chen F H, Huang W. 2017. Multi-scale climate variations in the arid Central Asia. *Adv Clim Change Res*, 8: 1–2
- Chen F H, Chen J H, Holmes J, Boomer I, Austin P, Gates J B, Wang N L, Brooks S J, Zhang J W. 2010. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. *Quat Sci Rev*, 29: 1055–1068
- Chen F, Chen J, Huang W, Chen S, Huang X, Jin L, Jia J, Zhang X, An C, Zhang J, Zhao Y, Yu Z, Zhang R, Liu J, Zhou A, Feng S. 2019. Westerlies Asia and monsoonal Asia: Spatiotemporal differences in climate change and possible mechanisms on decadal to sub-orbital timescales. *Earth-Sci Rev*, 192: 337–354
- Chen F, Wu D, Chen J, Zhou A, Yu J, Shen J, Wang S, Huang X. 2016. Holocene moisture and East Asian summer monsoon evolution in the northeastern Tibetan Plateau recorded by Lake Qinghai and its environs: A review of conflicting proxies. *Quat Sci Rev*, 154: 111–129
- Chen F, Yu Z, Yang M, Ito E, Wang S, Madsen D B, Huang X, Zhao Y, Sato T, John B, Birks H, Boomer I, Chen J, An C, Wünnemann B. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 27: 351–364
- Chen H, Sun J. 2013. Projected change in East Asian summer monsoon precipitation under RCP scenario. *Meteorol Atmos Phys*, 121: 55–77
- Chen H, Sun J. 2019. Increased population exposure to extreme droughts in China due to 0.5°C of additional warming. *Environ Res Lett*, 14: 064011
- Chen J, Chen F, Feng S, Huang W, Liu J, Zhou A. 2015. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: Spatial patterns and possible mechanisms. *Quat Sci Rev*, 107: 98–111
- Chen W, Graf H F, Huang R. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relationship to the summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 17: 48–60
- Chen X, Tung K K. 2014. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. *Science*, 345: 897–903
- Chou J. 1989. Predictability of the atmosphere. *Adv Atmos Sci*, 6: 335–346
- Ding Y, Wang Z, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 28: 1139–1161
- Ding Y, Sun Y, Wang Z, Zhu Y, Song Y. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II: Possible causes. *Int J Climatol*, 29: 1926–1944
- Duan W S, Mu M. 2018. Predictability of El Niño-Southern Oscillation events. *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. 1–38
- Fan K, Wang H. 2004. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. *Geophys Res Lett*, 31: L10201
- Fang J, Yang X Q. 2016. Structure and dynamics of decadal anomalies in the wintertime midlatitude North Pacific ocean-atmosphere system. *Clim Dyn*, 47: 1989–2007
- Fang J B, Yang X Q. 2011. The relative roles of different physical processes in unstable midlatitude ocean-atmosphere interactions. *J Clim*, 24: 1542–1558
- Fu C, Fletcher J O. 1985. The relationship between tibet-tropical ocean thermal contrast and interannual variability of indian monsoon rainfall. *J Clim Appl Meteor*, 24: 841–847
- Gong D, Wang S. 1999. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophys Res Lett*, 26: 459–462
- He S P, Wang H J, Gao Y Q, Li F, Li H, Wang C. 2018. Influence of solar wind energy flux on the interannual variability of ENSO in the subsequent year. *Atmos Ocean Sci Lett*, 11: 165–172
- He S, Wang H. 2013. Oscillating relationship between the East Asian winter monsoon and ENSO. *J Clim*, 26: 9819–9838
- Huang J, Wang T, Wang W, Li Z, Yan H. 2014. Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions. *J Geophys Res-Atmos*, 119: 11398–11416
- Huang J, Yu H, Guan X, Wang G, Guo R. 2016. Accelerated dryland expansion under climate change. *Nat Clim Change*, 6: 166–171
- Huang J, Zhang X, Zhang Q, Lin Y, Hao M, Luo Y, Zhao Z, Yao Y, Chen X, Wang L, Nie S, Yin Y, Xu Y, Zhang J. 2017. Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend. *Nat Clim Change*, 7: 875–879
- Huang R. 1985. The numerical simulation of the three-dimensional teleconnections in the summer circulation over the Northern Hemisphere. *Adv Atmos Sci*, 2: 81–92
- Huang R, Chen J, Huang G. 2007. Characteristics and variations of the

- East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China. *Adv Atmos Sci*, 24: 993–1023
- Huang R, Chen J, Wang L, Lin Z. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system. *Adv Atmos Sci*, 29: 910–942
- Huang R, Huang G, Wei Z. 2004. Climate variations of the summer monsoon over China. In: East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific Publishing Co Pte Ltd. 213–270
- Huang R, Sun F. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 70: 243–256
- Huang R, Wu Y. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Adv Atmos Sci*, 6: 21–32
- Huang Y, Wang B, Li X, Wang H. 2018. Changes in the influence of the western Pacific subtropical high on Asian summer monsoon rainfall in the late 1990s. *Clim Dyn*, 51: 443–455
- Huang Y, Wang H, Fan K, Gao Y. 2015. The western Pacific subtropical high after the 1970s: Westward or eastward shift? *Clim Dyn*, 44: 2035–2047
- Im E S, Eltahir E A B. 2018. Simulation of the diurnal variation of rainfall over the western maritime continent using a regional climate model. *Clim Dyn*, 51: 73–88
- Im E S, Kang S, Eltahir E A B. 2018. Projections of rising heat stress over the western maritime continent from dynamically downscaled climate simulations. *Glob Planet Change*, 165: 160–172
- Ji F, Wu Z, Huang J, Chassignet E P. 2014. Evolution of land surface air temperature trend. *Nat Clim Change*, 4: 462–466
- Ji L, Sun S, Arpe K, Bengtsson L. 1997. Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influence. *Adv Atmos Sci*, 14: 1–22
- Ju J, Slingo J. 1995. The Asian summer monsoon and ENSO. *Q J R Met Soc*, 121: 1133–1168
- Lau K M, Kim M K, Kim K M. 2006. Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau. *Clim Dyn*, 26: 855–864
- Lau N C, Nath M J. 2012. A model study of the Air-Sea interaction associated with the climatological aspects and interannual variability of the South Asian summer monsoon development. *J Clim*, 25: 839–857
- Lau W K M, Kim M K, Kim K M, Lee W S. 2010. Enhanced surface warming and accelerated snow melt in the Himalayas and Tibetan Plateau induced by absorbing aerosols. *Environ Res Lett*, 5: 025204
- Li C. 1990. Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events. *Adv Atmos Sci*, 7: 36–46
- Li C. 1993. A further inquiry on the mechanism of 30–60 day oscillation in the tropical atmosphere. *Adv Atmos Sci*, 10: 41–53
- Li C, Li G. 1997. Evolution of intraseasonal oscillation over the tropical western Pacific/south China sea and its effect to the summer precipitation in southern China. *Adv Atmos Sci*, 14: 246–254
- Li C, Li G. 2000. The NPO/NAO and interdecadal climate variation in China. *Adv Atmos Sci*, 17: 555–561
- Li C Y. 1996. Dynamic mechanism of intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere. From Atmospheric Circulation to Global Change. 351–364
- Li C, Cho H R, Wang J T. 2002. CISK kelvin wave with evaporation-wind feedback and air-sea interaction-A further study of tropical intraseasonal oscillation mechanism. *Adv Atmos Sci*, 19: 379–390
- Li H X, Chen H P, Wang H J, Sun J Q, Ma J H. 2018. Can Barents Sea ice decline in spring enhance summer hot drought events over Northeastern China? *J Clim*, 31: 4705–4725
- Li H, Dai A, Zhou T, Lu J. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000. *Clim Dyn*, 34: 501–514
- Li J, Wang J X L. 2003b. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys Res Lett*, 30: 34–1
- Li J, Wang J X L. 2003a. A new North Atlantic Oscillation index and its variability. *Adv Atmos Sci*, 20: 661–676
- Li J, Wang J X L. 2003. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys Res Lett*, 30: 1632
- Li J, Zeng Q. 2002. A unified monsoon index. *Geophys Res Lett*, 29: 115–1–115–4
- Li J, Xie S P, Cook E R, Morales M S, Christie D A, Johnson N C, Chen F, D'Arrigo R, Fowler A M, Gou X, Fang K. 2013. El Niño modulations over the past seven centuries. *Nat Clim Change*, 3: 822–826
- Li S, Bates G T. 2007. Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the winter climate of East China. *Adv Atmos Sci*, 24: 126–135
- Li Y, Lau N C. 2012. Impact of ENSO on the atmospheric variability over the North Atlantic in late winter—Role of transient eddies. *J Clim*, 25: 320–342
- Lin I I, Black P, Price J F, Yang C Y, Chen S S, Lien C C, Harr P, Chi N H, Wu C C, D'Asaro E A. 2013. An ocean coupling potential intensity index for tropical cyclones. *Geophys Res Lett*, 40: 1878–1882
- Liu X, Yin Z Y, Zhang X, Yang X. 2004. Analyses of the spring dust storm frequency of northern China in relation to antecedent and concurrent wind, precipitation, vegetation, and soil moisture conditions. *J Geophys Res*, 109: D16210
- Liu Y M, Hoskins B J, Blackburn M. 2007. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia. *J Met Soc Japan*, 85B: 1–19

- Liu Y, Wu G, Hong J, Dong B, Duan A, Bao Q, Zhou L. 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: II. Change. *Clim Dyn*, 39: 1183–1195
- Lu R Y, Dong B W, Ding H. 2006. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 33: L24701
- Miao J, Wang T, Wang H, Zhu Y, Sun J. 2018. Interdecadal weakening of the East Asian winter monsoon in the mid-1980s: The roles of external forcings. *J Clim*, 31: 8985–9000
- Mu M, Duan W, Chen D, Yu W. 2015. Target observations for improving initialization of high-impact ocean-atmospheric environmental events forecasting. *Nat Sci Rev*, 2: 226–236
- Mu M, Duan W, Wang B. 2007. Season-dependent dynamics of nonlinear optimal error growth and El Niño-Southern Oscillation predictability in a theoretical model. *J Geophys Res*, 112: D10113
- Pan W J, Mao J Y, Wu G X. 2013. Characteristics and mechanism of the 10–20-day oscillation of spring rainfall over Southern China. *J Clim*, 26: 5072–5087
- Peng S, Piao S, Ciais P, Myneni R B, Chen A, Chevallier F, Dolman A J, Janssens I A, Peñuelas J, Zhang G, Vicca S, Wan S, Wang S, Zeng H. 2013. Asymmetric effects of daytime and night-time warming on Northern Hemisphere vegetation. *Nature*, 501: 88–92
- Piao S, Ciais P, Huang Y, Shen Z, Peng S, Li J, Zhou L, Liu H, Ma Y, Ding Y, Friedlingstein P, Liu C, Tan K, Yu Y, Zhang T, Fang J. 2010. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. *Nature*, 467: 43–51
- Qian W, Quan L, Shi S. 2002. Variations of the dust storm in China and its climatic control. *J Clim*, 15: 1216–1229
- Qin D, Yao T, Chen F, Zhang T, Meng X. 2014. Uplift of the Tibetan Plateau and its environmental impacts. *Quat Res*, 81: 397–399
- Ren R, Zhu C, Cai M. 2019. Linking quasi-biweekly variability of the South Asian high to atmospheric heating over Tibetan Plateau in summer. *Clim Dyn*, 53: 3419–3429
- Sui C H, Li X, Ho C H, Lau K M. 2008. Effects of radiative cooling on the tropical convective response to sea surface temperature: 2-D large domain cumulus ensemble simulations. *J Geophys Res*, 113: D08116
- Sun J Q, Wang H J. 2012. Changes of the connection between the summer North Atlantic Oscillation and the East Asian summer rainfall. *J Geophys Res*, 117: D08110
- Sun J, Zhang M, Liu T. 2001. Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999: Relations to source area and climate. *J Geophys Res*, 106: 10325–10333
- Tao S, Chen L. 1987. A Review of Recent Research on the East Asian Summer Monsoon in China. In: Chang C P, ed. Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press
- Wang H. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 18: 376–386
- Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon–ENSO relations. *Adv Atmos Sci*, 19: 1–11
- Wang H, He S. 2015. The North China/Northeastern Asia severe summer drought in 2014. *J Clim*, 28: 6667–6681
- Wang H J, Chen H P. 2016. Understanding the recent trend of haze pollution in eastern China: Roles of climate change. *Atmos Chem Phys*, 16: 4205–4211
- Wang H J, Sun J Q, Chen H P, Zhu Y L, Zhang Y, Jiang D B, Lang X M, Fan K, Yu E T, Yang S. 2012. Extreme climate in China: Facts, simulation and projection. *Meteorol Z*, 21: 279–304
- Wang L Y, Hu H B, Yang X Q, Ren X J. 2016. Atmospheric eddy anomalies associated with the wintertime North Pacific subtropical front strength and their influences on the seasonal-mean atmosphere. *Sci China Earth Sci*, 59: 2022–2036
- Wang L, Chen W, Huang R. 2008. Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the east Asian winter monsoon. *Geophys Res Lett*, 35: L20702
- Wang T, Guo D, Gao Y, Wang H, Zheng F, Zhu Y, Miao J, Hu Y. 2018. Modulation of ENSO evolution by strong tropical volcanic eruptions. *Clim Dyn*, 51: 2433–2453
- Wang T, Wang H J, Otterå O H, Gao Y Q, Suo L L, Furevik T, Yu L. 2013. Anthropogenic agent implicated as a prime driver of shift in precipitation in eastern China in the late 1970s. *Atmos Chem Phys*, 13: 12433–12450
- Wang Y, Cheng H, Edwards R L, He Y, Kong X, An Z, Wu J, Kelly M J, Dykoski C A, Li X. 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854–857
- Wu A, Ni Y. 1997. The influence of Tibetan Plateau on the interannual variability of Asian Monsoon. *Adv Atmos Sci*, 14: 491–504
- Wu G, Guan Y, Liu Y, Yan J, Mao J. 2012a. Air-sea interaction and formation of the Asian summer monsoon onset vortex over the Bay of Bengal. *Clim Dyn*, 38: 261–279
- Wu G, Liu Y, Wang T, Wan R, Liu X, Li W, Wang Z, Zhang Q, Duan A, Liang X. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate. *J Hydrometeorol*, 8: 770–789
- Wu G, Zhang Y. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon Weather Rev*, 126: 913–927
- Wu G, Duan A, Liu Y, Mao J, Ren R, Bao Q, He B, Liu B, Hu W. 2015. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook. *Nat Sci Rev*, 2: 100–116
- Wu G, Liu Y, Dong B, Liang X, Duan A, Bao Q, Yu J. 2012c. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with

- Tibetan Plateau forcing: I. Formation. *Clim Dyn*, 39: 1169–1181
- Wu G, Liu Y, He B, Bao Q, Duan A, Jin F F. 2012b. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Sci Rep*, 2: 404
- Yao C S. 1982. A statistical approach to historical records of flood and drought. *J Appl Meteor*, 21: 588–594
- Yao T, Duan K, Xu B, Wang N, Guo X, Yang X. 2008. Precipitation record since AD 1600 from ice cores on the central Tibetan Plateau. *Clim Past*, 4: 175–180
- Yao T D, Duan K Q, Xu B Q, Wang N L, Pu J C, Kang S C, Qin X, Lonnie G T. 2002. Temperature and methane changes over the past 1000 years recorded in Dasuopu glacier (central Himalaya) ice core. *Ann Glaciol*, 35: 379–383
- Yao T, Masson-Delmotte V, Gao J, Yu W, Yang X, Risi C, Sturm C, Werner M, Zhao H, He Y, Ren W, Tian L, Shi C, Hou S. 2013. A review of climatic controls on $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *Rev Geophys*, 51: 525–548
- Yao T, Thompson L, Yang W, Yu W, Gao Y, Guo X, Yang X, Duan K, Zhao H, Xu B, Pu J, Lu A, Xiang Y, Kattel D B, Joswiak D. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat Clim Change*, 2: 663–667
- Yao T D, Xiang S R, Zhang X J, Wang N L, Wang Y Q. 2006. Microorganisms in the Malan ice core and their relation to climatic and environmental changes. *Glob Biogeochem Cycle*, 20: GB1004
- Yao Y, Zhong Z, Yang X Q. 2016. Numerical experiments of the storm track sensitivity to oceanic frontal strength within the Kuroshio/Oyashio Extensions. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 2888–2900
- Yeh T C. 1950. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945–46. *Tellus*, 2: 173–183
- Yin Z, Wang H. 2016. Seasonal prediction of winter haze days in the north central North China Plain. *Atmos Chem Phys*, 16: 14843–14852
- Yin Z, Wang H. 2017. Statistical prediction of winter haze days in the North China plain using the generalized additive model. *J Appl Meteorol Climatol*, 56: 2411–2419
- Yin Z, Wang H. 2018. The strengthening relationship between Eurasian snow cover and December haze days in central North China after the Mid-1990s. *Atmos Chem Phys*, 18: 4753–4763
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys Res Lett*, 31: L22212
- Zeng Q, Li J. 2002. Interactions between the Northern and Southern hemispheric atmospheres and the essence of monsoon (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 26: 433–448
- Zeng Q C. 1983. The evolution of a rossby-wave packet in a three-dimensional baroclinic atmosphere. *J Atmos Sci*, 40: 73–84
- Zeng Z, Piao S, Li L Z X, Zhou L, Ciais P, Wang T, Li Y, Lian X, Wood E F, Friedlingstein P, Mao J, Estes L D, Myneni R B, Peng S, Shi X, Seneviratne S I, Wang Y. 2017. Climate mitigation from vegetation biophysical feedbacks during the past three decades. *Nat Clim Change*, 7: 432–436
- Zhang J, Crowley T J. 1989. Historical climate records in China and reconstruction of past climates. *J Clim*, 2: 833–849
- Zhang Q, Wu G, Qian Y. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer. *J Meteorol Soc Jpn*, 80: 733–744
- Zhang R, Sumi A. 2002. Moisture circulation over East Asia during El Niño episode in Northern Winter, Spring and Autumn. *J Meteorol Soc Jpn*, 80: 213–227
- Zhang R, Zuo Z. 2011. Impact of spring soil moisture on surface energy balance and summer monsoon circulation over East Asia and precipitation in East China. *J Clim*, 24: 3309–3322
- Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian Monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 74: 49–62
- Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China. *Adv Atmos Sci*, 16: 229–241
- Zhang W, Zhou T, Zou L, Zhang L, Chen X. 2018. Reduced exposure to extreme precipitation from 0.5°C less warming in global land monsoon regions. *Nat Commun*, 9: 3153
- Zhang Z, Sun X, Yang X Q. 2018. Understanding the interdecadal variability of East Asian summer monsoon precipitation: Joint influence of three oceanic signals. *J Clim*, 31: 5485–5506
- Zhou T J, Wang B, Yu Y Q, Liu Y M, Zheng W P, Li L J, Wu B, Lin P F, Guo Z, Man W M, Bao Q, Duan A M, Liu H L, Chen X L, He B, Li J D, Zou L W, Wang X C, Zhang L X, Sun Y, Zhang W X. 2018. The FGOALS climate system model as a modeling tool for supporting climate sciences: An overview. *Earth Planet Phys*, 2: 276–291
- Zhou T, Yu R, Li H, Wang B. 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century. *J Clim*, 21: 3833–3852
- Zhou T, Yu R, Zhang J, Drange H, Cassou C, Deser C, Hodson D L R, Sanchez-Gomez E, Li J, Keenlyside N, Xin X, Okumura Y. 2009. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J Clim*, 22: 2199–2215
- Zhu C, Ren R, Wu G. 2018. Varying Rossby Wave trains from the developing to decaying period of the upper atmospheric heat source over the Tibetan Plateau in boreal summer. *Adv Atmos Sci*, 35: 1114–1128
- Zhu Y, Yang X. 2003. Joint propagating patterns of SST and SLP anomalies in the North Pacific on bi-decadal and pentadecadal timescales. *Adv Atmos Sci*, 20: 694–710

- Zhu Y, Wang H, Ma J, Wang T. 2015. Contribution of the phase transition of Pacific Decadal Oscillation to the late 1990s' shift in East China summer rainfall. *J Geophys Res*, 120: 8817–8827
- Zhu Y, Wang H, Zhou W, Ma J. 2011. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation. *Clim Dyn*, 36: 1463–1473
- Zhu Y, Wang T, Wang H. 2016. Relative contribution of the anthropogenic forcing and natural variability to the interdecadal shift of climate during the late 1970s and 1990s. *Chin Sci Bull*, 61: 416–424
- Zou X K, Zhai P M, Zhang Q. 2005. Variations in droughts over China: 1951–2003. *Geophys Res Lett*, 32: L04707

(责任编辑: 穆穆)