

未来百年东亚夏季降水和季风预测的研究

孙颖*, 丁一汇

国家气候中心, 北京 100081

* E-mail: sunying@cma.gov.cn

收稿日期: 2008-09-04; 接受日期: 2009-03-02

国家自然科学基金(批准号: 40605020)、国家重点基础研究计划(批准号: 2006CB403604)、人事部留学回国人员科技活动项目和“十一五”国家科技支撑项目(批准号: 2007BAC03A01)资助

摘要 利用最新一代气候模式结果对政府间气候变化委员会(IPCC) SRES A1B 情景(中等排放情景)下的东亚夏季降水和季风环流未来演变特征进行了预测. 结果表明, 东亚地区的降水在未来将会增加, 在 21 世纪 40 年代末(2040s 年代末)出现阶段性变化, 在此之前降水的增加量较小(~1%), 并有较明显的振荡特征, 而在 2040s 年代末之后降水明显增加(~9%), 中国东部地区进入全面的多雨期. 这种变化以华北最为明显, 华南和长江中下游地区次之. 而气候模式对未来中国东部夏季降水型预测的 EOF 分析表明, 未来百年中国东部的雨型将以多雨型为主, 相应的时间系数在 2040s 年代末后进入正位相的高值期, 而其它降水型的方差贡献较小, 无明显变化趋势. 相应, 未来东亚地区的夏季风环流将会加强, 在低层这主要是由于西北太平洋地区的副热带反气旋西北侧西南气流加强的结果; 而在高层主要是由于南亚上空异常反气旋东侧东北气流加强的结果. 这一季风环流的加强在中国东部也呈现出阶段性的变化特征, 在 2040s 年代末之后东亚夏季风得到全面加强. 同时, 未来东亚大气中的水汽含量将会逐渐增加, 进入中国东部地区的西南水汽输送在 2040s 年代末也出现阶段性的增强. 这说明, 在全球气候变化的背景下, 东亚地区的水循环和环流场对全球变暖的响应基本一致, 即降水和水汽的增加对应着季风环流的加强, 降水的变化是气候变暖条件下动力和热力学因子共同作用的结果.

关键词

东亚夏季风
降水
气候模式
未来预测

在中国东部, 东亚夏季风是影响夏季降水的最主要环流系统. 在过去 50 年间, 东亚夏季风发生了明显的变化, 中国东部盛行的西南季风气流和向北的水汽输送减弱^[1-4], 中国东部夏季雨型从南旱-北涝型转为近 20 年频繁出现的南涝-北旱型^[5-7], 对中国社会经济的方方面面都产生了明显的影响. 未来百年, 这些地区的降水和季风环流会发生什么变化, 是否与当前的降水格局有所区别, 环流是否会加强等问题, 不仅关系着国家防灾减灾等政策和应对措施

制定, 而且对未来社会经济的可持续性发展有着重要意义.

追溯较早期关于全球气候变化的研究可以发现, 全球变暖背景下东亚夏季未来降水和季风环流的变化在较早的研究中就已经有所涉及^[8-12], 但一般多使用较简单的气候模式进行温室气体浓度增加的理想试验, 而关于季风环流强度和降水变化的结论也有所差异, 如 Hulme 等^[8]的研究表明, 当 CO₂ 加倍时, 东亚地区在所有季节的降水将会增加. Giorgi 和

Francisco^[9]使用IS92a瞬时试验的多个模式的结果指出, 当仅仅考虑温室气体(没有气溶胶)时, 东亚夏季的降水不会发生改变, 但各模式之间的结果存在较大差异. 之后, Hu等^[10]使用CMIP2 16个模式的结果也显示了CO₂加倍时中国地区夏季的降水将会增加, 但模式间的差异仍然还很大.

近年来, 随着对气候变化科学认识程度的提高和模式的进一步改善, 以及国际上一些大规模气候模式比较试验的开展, 很多研究对东亚地区未来季风降水的变化作了系统分析. 使用多个全球气候模式的输出结果, 一般认为, 未来东亚地区的温度将升高, 季风降水将增加^[13-16]. 最新的研究^[17]和IPCC的第四次评估^[18]都指出, 这一结果在新一代的气候模式中具有较好的一致性. 同时, 区域气候模式的研究也支持了这一结果, 如Kato等^[19]和高学杰等^[20]使用不同的区域气候模式分析指出, 中国南部和日本南部的降水将增加, CO₂加倍时中国南部的雨日将增加.

而关于季风环流的变化情况, 大部分研究见于南亚夏季风的分析. 理论上, 在全球变暖的背景下, 陆地的温度增加快于海洋, 由于海陆温差的变化, 夏季风应该加强, 而冬季风应该减弱. 但现有的多模式预估结果表明, 未来南亚夏季风的强度减弱. 很显然, 这一模式集合的结果和理论估计有所区别, 这也与南亚夏季风降水增加的模式预估结果有所差异. 因此, 一些研究^[21-23]讨论了这种季风对全球变暖的动力和水循环响应差异的原因, 并指出, 虽然从动力学上表现出季风环流减弱, 但由于温度增加引起大气水汽增加, 因此导致了南亚季风区水汽通量和降水的增加. 如Ueda等^[24]指出, 南亚夏季风降水的增加主要是因为对全球变暖的非动力学响应, 即由季风区显著的可降水量增加和水汽通量辐合加强所引起.

关于东亚地区季风环流变化的研究则相对较少. Kimoto^[25]的分析表明梅雨-Changma-Baiu一带的降水增加与降水带南北两侧的反气旋环流加强有关, Kurihara等^[26]的研究则表明未来变暖气候中类似于El Niño事件海温型的频繁出现也可能导致东亚地区降水的增加, 这种海温型的出现一般会引起日本以南的副热带高压加强.

因此, 从当前的研究来看, 虽然一些结果揭示了东亚夏季降水未来变化的基本情形, 但这些研究基本集中在未来某一特定时间段的分析, 如未来百年后的降水变化, 而关于东亚夏季风降水在未来百年间的演变情况并不清楚, 尤其是在未来全球气候变暖背景下, 东亚地区的降水型以什么为主, 中国东部的的主要雨带会发生怎样的变化, 是否与当前变暖背景下季风已发生的变化相联系等重要问题, 在目前的研究中尚未涉及到. 同时, 与这种演变相联系的东亚地区降水变化的原因, 东亚季风环流的变化情况, 动力学和热力学因子在其中的作用是否一致, 是否和南亚地区有所区别, 是否东亚季风降水变化也仅仅是由于可降水量增加所引起等等, 尚未有研究系统分析过. 而对这些问题的讨论, 不仅可以更深入地理解东亚地区未来变化的情况和相关物理机制, 理解全球变暖背景下东亚季风环流和降水变化的联系, 而且一些分析, 如未来10年、30年等时段降水变化的分析都对拟定气候变化相关政策对策等具有重要的意义. 因此, 本文利用新一代气候模式的结果对上述相关问题作出研究.

1 资料和计算方法

本文分析主要采用参与政府间气候变化委员会第四次评估报告(IPCC AR4)的19个气候模式在SRES A1B情景(中等排放情景)^[27]下2010~2099年的月平均资料(见表1), 这些模式代表了当前国际上主要先进气候模式的最新版本, 较之参与IPCC第三次评估报告的模式均有较大的改进, 相应的情景试验设计也更加合理. 这些模式的主要特点是: 精度高, 参数化方案更合理, 采用了更新的数值方法, 大多数模式没有采用通量订正方案以及一些模式包括了交互的气溶胶过程^[28]. 模式的更多详细信息可参见http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php, 关于模式中降水参数化方案的信息可参见Sun等^[29]和Dai^[30]. 为了研究的方便, 所有的模式被线性插值到同样的格点(2.5°×2.5°)上. 同时, 文中也使用了这19个模式20世纪气候模拟试验(20C3m)在1979~1999年的月平均资料和GPCP (Global Precipitation Climatology Project, version 2) 1979~1999年月平均格点降水资料(2.5°×2.5°)^[31], 以分析模式对现代气候的模

表 1 本文使用的 19 个模式信息

模式名字	模式所在的中心, 国家	大气模式分辨率 (经度×纬度)
1 CGCM3.1 (T47)	Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis, Canada	3.75°×~3.75°
2 CGCM3.1 (T63)	Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis, Canada	2.8°×~2.8°
3 CNRM-CM3	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, France	2.8°×~2.8°
4 CSIRO	CSIRO Atmospheric Research, Australia	1.88°×~1.88°
5 GFDL-CM2.0	US Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, United States	2.5°×2.0°
6 GFDL-CM2.1	US Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, United States	2.5°×2.0°
7 GISS-EH	NASA/Goddard Institute for Space Studies, United States	5°×4°
8 GISS-ER	NASA/Goddard Institute for Space Studies, United States	5°×4°
9 FGOALS-g1.0	LASG/Institute of Atmospheric Physics, China	2.8°×~2.8°
10 INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics, Russia	5°×4°
11 IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace, France	3.75°×2.5°
12 MIROC3.2 (medres)	Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan	2.8°×~2.8°
13 MIROC3.2 (hires)	Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan	1.125°×~1.12°
14 ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	1.88°×~1.88°
15 MRI-CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute, Japan	2.8°×~2.8°
16 CCSM3	National Center for Atmospheric Research, United States	1.4°×~1.4°
17 PCM	National Center for Atmospheric Research, United States	2.8°×~2.8°
18 UKMO-HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, United Kingdom	1.25°×1.25°
19 UKMO_hadgem1	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, United Kingdom	1.875°×1.25°

拟性能.

在讨论未来的演变时, 所有用于给出时间序列演变图的资料都作了 9 点平滑. 模式 UKMO-HadCM3 和 UKMO-HadGem1 没有提供整层水汽含量的资料, 因此在本文第 4 节整层水汽含量的模式集合中没有这两个模式的信息. 同时, 本文仅集中讨论一种具有代表性的中等排放情景(SRES A1B 情景)下的未来变化情况, 而对其他情景的情况不作出分析.

本文中的东亚地区主要指中国东部地区(22.5°~45°N, 110°~120°E), 并选取了三个研究的关键区集中讨论这些区域在未来的降水和环流演变情况. 这三个区域是: 华南(22.5°~27.5°N, 110°~120°E), 长江中下游(27.5°~35°N, 110°~120°E) 和 华北(35°~45°N, 110°~120°E). 分析中也特别选取了三个时段做时间片分析, 这三个时段是 2010~2019 年, 2030~2039 年和 2080~2099 年. 这三个时段的平均基本代表了未来 10 年、30 年和 100 年的平均状况, 同时也代表了未来季风阶段性变化的不同典型时期. 在本文第 2 节将

对季风的这种阶段性变化作出详细的分析.

文中对所有变量未来变化的预测主要采用多模式集合的方法. 由于当前一代的气候模式对东亚地区过去 50 年季风年代际变化的模拟尚需完善^[32], 大部分模式的模拟性能有待提高, 因此并不采用对各模式进行加权集合或进行最佳模式集合的方法, 而是, 仍然认为每个模式的预测都代表了未来的一种可能性, 仅通过算术平均而得到多模式的集合结果. 近来的一些研究^[33]也指出, 在东亚地区, 多模式集合结果对于年和季节平均降水和海平面气压(与季风环流紧密相关)气候态的模拟能力相对于单个模式更为可靠.

同时, 本文中的预测指的是一定排放情景下, 以多模式为基础的对未来百年气候变化情况的预测, 与英文中“Projection”对应. 本文不对模式的不确定性问题作详细的讨论, 也不对预测结果的显著性做出分析, 而主要集中在多模式集合结果的分析上. 而需要指出的是, 虽然由于排放情景和模式本身仍然存在不确定因素, 未来的预测结果可能存在一定的

不确定性,但是随着模式性能的不断提高,这些预测的结果仍然可以作为未来气候变化科学研究和相关决策制定的重要参考依据。

2 全球气候模式对东亚夏季降水的模拟情况简介

近 20 年来,全球气候系统模式发展迅速.在东亚,虽然模式对降水的模拟仍然存在一些问题,但是,从图 1 可以看到,多模式集合的降水和 GPCP 多年平均降水场的分布比较相似,气候场的分布差别不是很大,模式基本都能模拟出中国地区降水从东至西

逐步减少的分布特征,模拟的量级也基本相当.虽然在青藏高原东侧,即中国的中西部地区,由于大地形的影响仍然存在虚假的降水中心,但在中国的东部地区,即东亚夏季风盛行的地区,模拟的多年平均降水从量级和分布来看都还不错,相关系数也比较高,19 个模式平均的相关系数为 0.61,其中有 9 个模式的相关系数超过了 0.70^[32]同时,对环流场模拟的检验也表明,模式基本能够再现亚洲夏季风环流系统(图略).因此,可以认为,新一代气候模式对东亚地区的降水和环流具有基本的模拟能力,可以用来对未来百年的降水和环流变化做出预测。

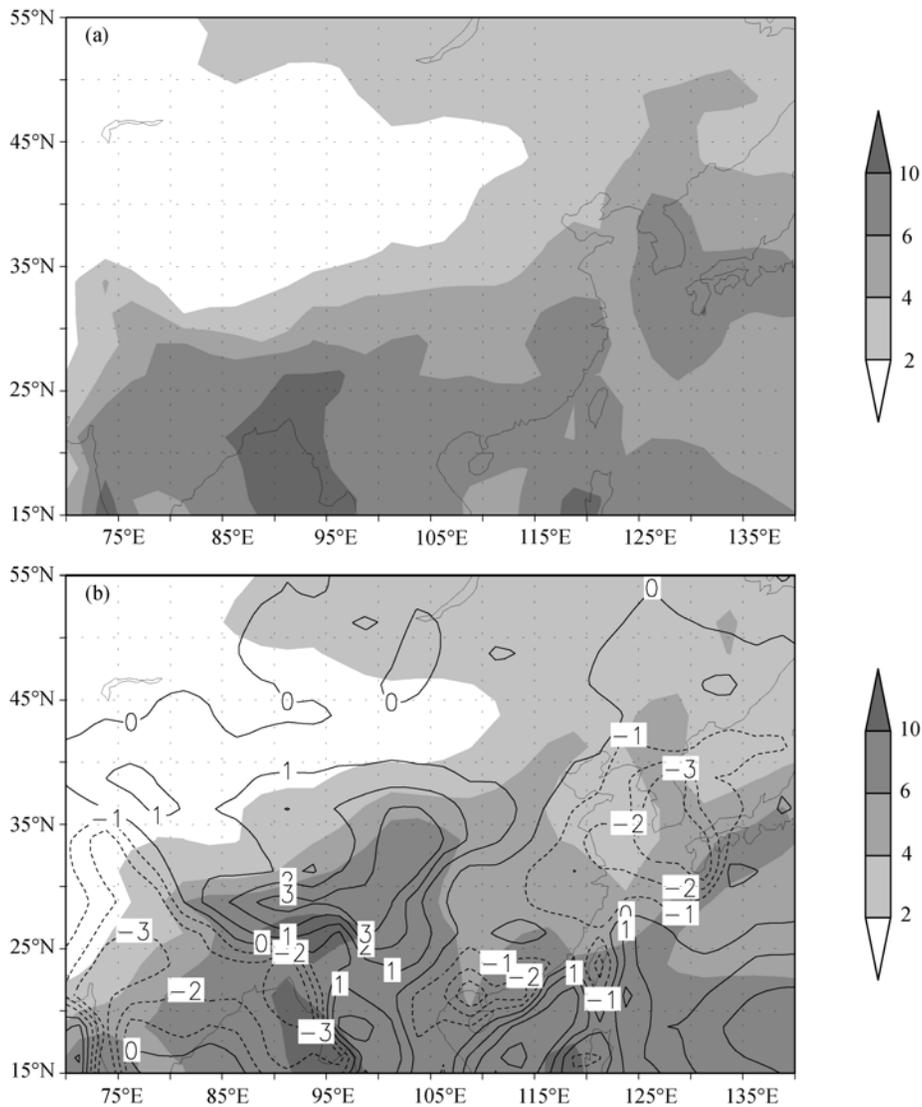


图 1 GPCP(a)和 19 个气候模式集合(b)的多年(1979~1999 年)6~8 月平均降水场

引自文献[32]. (b)中的阴影区表示模式平均,等值线表示模式平均和GPCP观测场的偏差.单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

3 东亚地区未来的夏季降水变化

图 2 给出了整个中国东部和三个关键区华南、长江中下游地区和华北 2010~2099 年多模式集合的夏季降水百分率变化情况. 总的来说, 这些地区的未来降水将会增加, 而一个比较明显的特征是, 在 2040s 年代末, 中国东部的夏季降水有一个明显的变化, 从 2040s 年代末之前降水增加较少(增加约 1%)的时期进入到一个降水量全面增加(增加约 9%)的时期, 这种明显的变化在整个东部和三个地区的时间演变中都能看到, 以华北最为明显, 华南次之, 长江中下游地区在 2075 年前后有一次较大的波动, 但以 2040s 年代末的这次变化最为明显. 这说明, 多模式集合的结果显示, 未来百年中国东部地区的降水将增加, 但这种增加存在着阶段性变化, 即在 2040s 年代末之前中国东部的降水只是小幅增加, 并存在着较大的波动, 而之后中国东部地区进入一个全面多雨区, 从华南到华北的地区相对于当前气候平均都是多雨的, 降水平均增加约 9%.

相对于以前的分析, 以前的研究多采用选取某

一时间段的平均进行, 一般的结论都是东亚夏季风降水要增加, 这里我们看到, 这种增加有阶段性特征, 从前 50 年降水增加较少转为后 50 年降水增加较多. 从降水的增加量来看, 东亚季风区的降水变化明显大于全球平均降水的增加(约 1%~2%), 这说明在该地区有较多的水汽辐合, 这可能与该地是一气流的上升区和水汽增加量较大有关系.

为了更清楚地分析各个模式是否也存在上述的变化特征, 图 3 给出了 19 个模式 2010~2099 年在不同地区平均的降水线性变化趋势. 各地的总的特征都表明绝大多数的模式在这些地区的降水线性变化趋势都为正. 华南地区, 19 个模式中有 15 个模式的线性趋势为正, 有 4 个为负; 长江中下游地区、华北和中国东部所有地区的平均, 都是 19 个模式中有 17 个模式的趋势为正, 2 个模式的趋势为负. 所有地区的降水趋势均为正的模式有 12 个, 而仅有两个模式有二个以上的地区出现负趋势: CSIRO 和 ECHAM5. 这清楚地说明, 模式对东亚未来降水增加的这一预测在模式中基本一致, 模式间的差异较小.

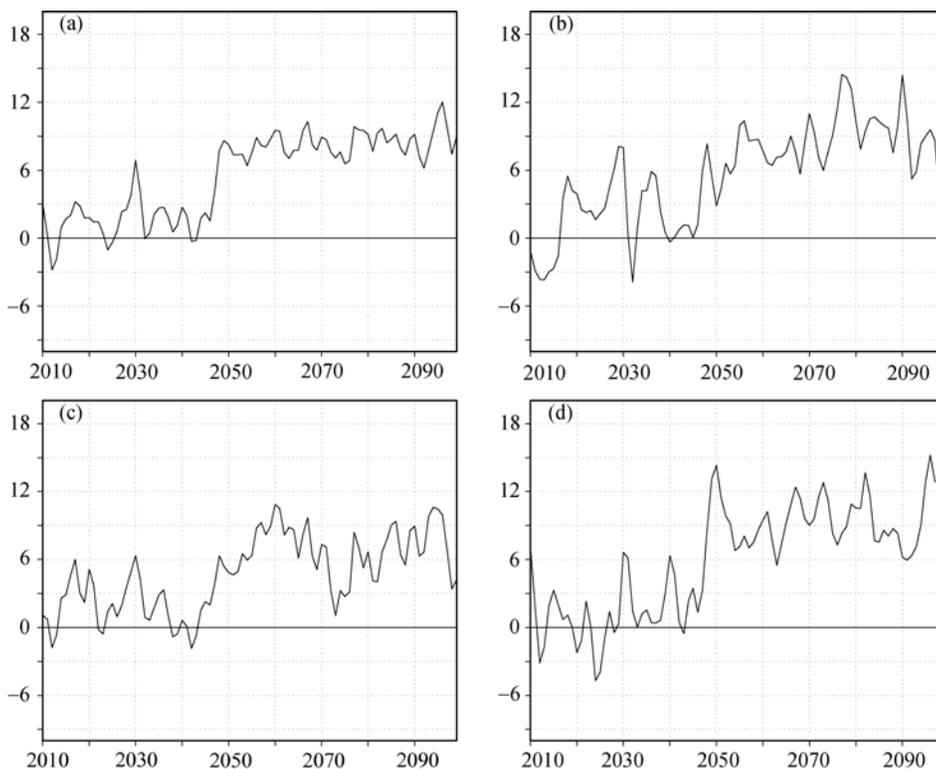


图 2 2010~2099 年中国东部(a)、华南(b)、长江中下游流域(c)和华北(d) 6~8 月平均的降水变化
纵坐标示降水变化(%), 相对于 1980~1999 年平均

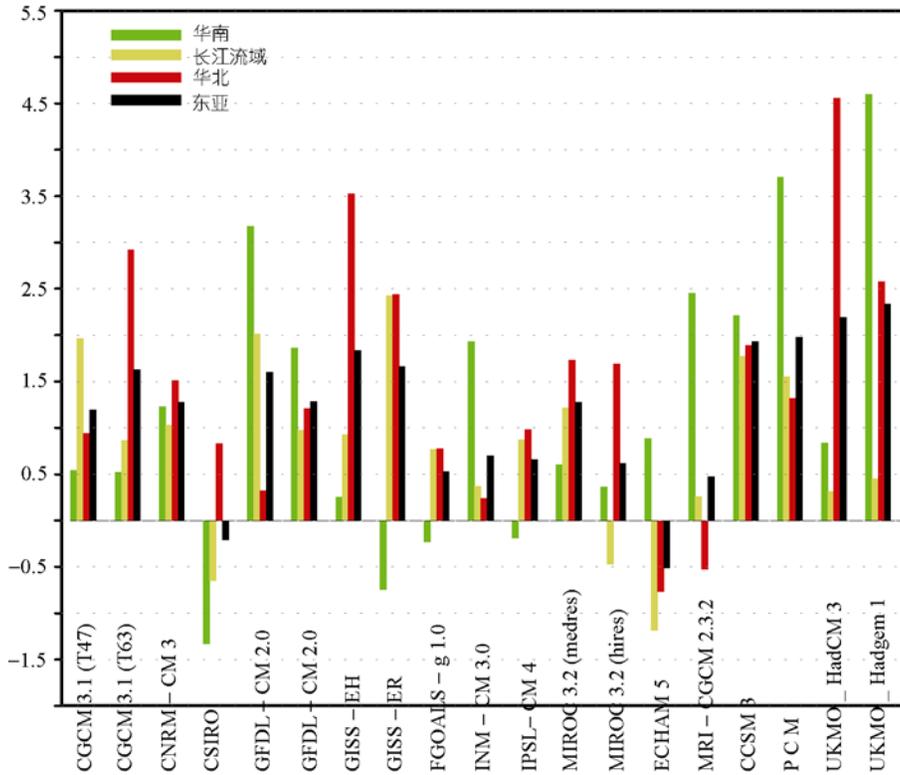


图 3 19 个模式在华南、长江流域、华北和东亚区域 6~8 月平均的 2010~2099 年降水变化线性趋势
单位: $\% \cdot 10 a^{-1}$, 相对于 1980~1999 年平均

表 2 进一步讨论了各模式中是否也如多模式集合一样存在未来降水在 2040s 年代末的突然增加. 表 2 给出了利用滑动 T 检验(超过 95% 信度检验)定义的降水突然增加的时间. 在华南地区, 19 个模式中有 10 个模式出现了降水的突然增加, 有 6 个模式的突变点出现在 2040~2060 年间, 长江流域的情况类似, 10 个模式降水有突然增加, 6 个模式的突变点在 2040~2060 年间, 华北有 9 个模式出现突然增加, 7 个模式的突变点出现在 2040~2060 年间. 而对整个中国东部地区平均而言, 19 个模式中有 13 个模式出现降水突增, 11 个模式突变点出现在 2040~2060 年间. 采用 Mann-Kendall 方法对这些序列也进行了检验(表略), 虽然由于不同统计方法各自的局限性^[34], 采用滑动 T 检验和 Mann-Kendall 两种方法对序列是否存在突变的检验和突变时间上都有一些区别, 但总的特征是, 基本都有约半数的模式在 2040s 末期出现了这种降水的突然变化, 尤其对东亚地区的平均降水而言. 如 Mann-Kendall 方法对整个东亚地区平均降水的检验

表明, 19 个模式中有 15 个模式出现降水突增, 12 个模式突变点出现在 2040~2060 年间. 同时可以注意到的是, NCAR 的两个模式 CCSM3 和 PCM 在东亚的所有地区都能检测到降水的突增, 而且都能超过 99% 的信度检验. 结合图 3 的线性趋势变化, 这两个模式由于降水的增加量和突然变化都很明显, 这可能对总的模式集合产生较大影响.

而特别值得关注的一个问题是关于中国东部未来夏季的降水型预测. 为了研究这一问题, 对未来百年中国东部地区的降水进行 EOF 分析(图 4). 可以看到, 第一特征向量解释了 36.6% 的方差贡献, 在中国东部都为正值区, 从华南到华北表现出一致的降水分布, 中心在黄淮一带, 而相应的时间系数则在 21 世纪基本都维持在正位相, 并在 2040s 年代末以后值加大. 这说明未来百年中国东部的雨型将以多雨型为主. EOF2 对总方差的贡献为 11.9%, 为北方负值南方正值的分布型(偶极型分布), 相应的时间系数没有明显的增加或减少趋势. 而 EOF3 对总方差的贡献为

表 2 经滑动 T 检验计算分析得到的各模式在东亚各区的降水突然增加年份^{a)}

模式名	华南	长江流域	华北	东亚
1 CGCM3.1 (T47)	-	2072	-	-
2 CGCM3.1 (T63)	2070	2054	2040	-
3 CNRM-CM3	2078	-	-	-
4 CSIRO	-	-	-	-
5 GFDL-CM2.0	-	2054	-	2054
6 GFDL-CM2.1	-	2031, 2070	-	2069
7 GISS-EH	-	-	2046, 2066	2044, 2074
8 GISS-ER	2032	2063	2048	2066
9 FGOALS-g1.0	2056	-	-	-
10 INM-CM3.0	2058	2058	-	2058
11 IPSL-CM4	2051	-	-	-
12 MIROC3.2 (medres)	-	-	2071	2049
13 MIROC3.2 (hires)	-	2081	2057	2051
14 ECHAM5/MPI-OM	2046	-	-	2046
15 MRI-CGCM2.3.2	2029,2049	2050	-	2052
16 CCSM3	2042	2043	2046	2046
17 PCM	2065	2046	2083	2046
18 UKMO-HadCM3	-	-	2051	2050
19 UKMO_hadgem1	-	-	2047	2024, 2047

a) “-”表示降水不存在突然增加或突然增加不显著

9.1%，江淮为正值、华北和华南为负值的分布(正-负-正分布)，没有明显的变化趋势，但在 2050 年之后这种型的时间系数有所减弱。

对比这些分布和当前中国东部地区经常出现的三种降水型可以发现，未来百年前三个 EOF 分量与过去 50 年的前三个主分量大致相似，但在方差贡献上有所区别。过去 50 年中方差贡献最大的是偶极型分布^[35]，而未来百年方差贡献最大的降水型是多雨型，这说明模式预测的中国东部未来的主要降水型将要变为全面多雨型，而且会在 2040s 之后有所加强，而其他几种分量型的长期变化趋势不明显。

图 5 进一步给出了 2010~2019, 2030~2039 和 2080~2099 三个时段平均的降水变化百分率。这三个时段分别代表了未来 10 年、30 年和 100 年的降水平均状况，除了对气候变化预估及其影响评估具有很好的时间意义外，这里的这三个时段还代表了降水分布发生阶段性变化前后的情况。如图所示，2010~2019 年的降水分布上，华南、中国中部和西北部分地区为负的降水变化，而在中国的大部分地区，包括长江中下游、华北、东北和青藏高原均为正的降水变化区，降水将会增加。到了 2030~2039 年，除少部分地

区外，中国大部以降水增多为主，这种分布型和 2080~2099 年的分布很相似，但从变化的量级上看，2080~2099 年的降水变化要更大一些。到了 2080~2099 年，降水的增加则就是全国性的特征，降水量与当前气候相比均要变大。对比 EOF 分析的结果，这些变化特征与 EOF 揭示的演变规律是一致的。

4 东亚地区未来的夏季风环流变化

为了系统地分析未来东亚夏季风环流的变化，本文首先选取几个有代表性的季风指数进行计算。一些研究已经指出，Webster 和 Yang 定义^[36]的南亚季风指数(WYMI)和 Wang 和 Fang^[37]定义的东南亚季风指数(WFMI)对相应季风区的纬向环流均有较好的描述力，而在东亚季风区，郭其蕴^[38]和施能等^[39]定义的季风指数(GuoMI 和 ShiMI)对该地的经向环流描述较好^[40]，而大部分作者定义的东亚季风指数一般与长江中下游流域的降水有较显著的相关，而与其他地区降水的相关不显著^[41]。综合这些研究的结果，本文计算了 WYMI 和 WFMI，以了解未来百年南亚和东南亚一带的季风变化情况，同时也可了解相应地区的季风纬向环流的变化情况。而对 GuoMI 和 ShiMI

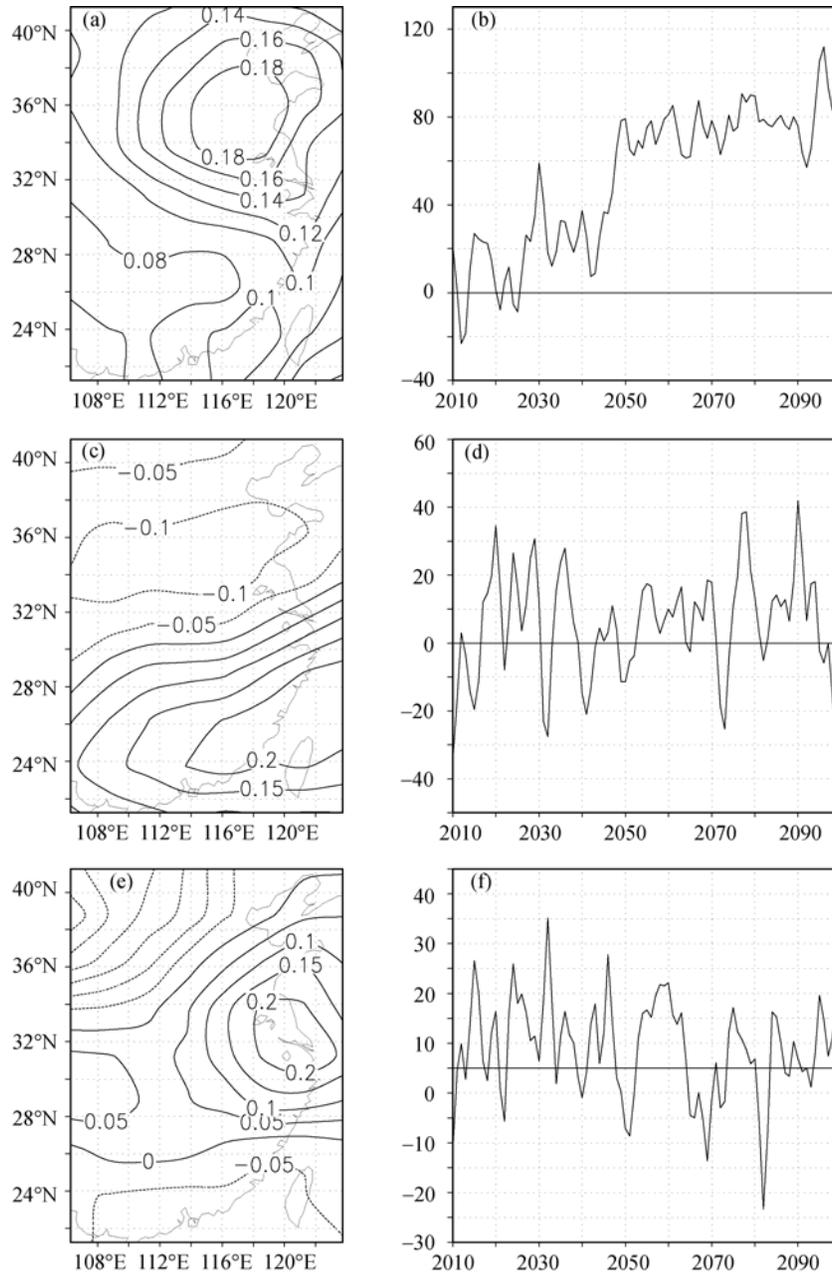


图4 中国东部地区2010~2099年6~8月降水百分率变化(相对于1980~1999年平均)的EOF分析
 (a) 第一特征向量(EOF1); (b) EOF1对应的时间系数; (c) 第二特征向量(EOF2); (d) EOF2对应的时间系数;
 (e) 第三特征向量(EOF3); (f) EOF3对应的时间系数

的计算则着重考察东亚季风区的经向环流变化及其与降水的关系。同时,考虑到东亚夏季风主要以经向风分量占主导地位,也选择了Lu和Chan^[42]定义的华南联合季风指数(LuMI),以得到一个未来季风变化的全貌,由于模式中没有 1000 hPa的经向风,以 925 hPa的经向风代替。

从图 6(a)可以看到,在南亚和东南亚地区,WYMI和WFMI都表现出明显的下降趋势,说明这两个地区的夏季风都是减弱的,而由于这一地区的季风以纬向风为主,这也表明了低纬整个纬向季风环流圈的减弱,这与其他研究一致^[18]。而对东亚夏季风而言,图 6(b)给出的GuoMI和ShiMI演变大致相

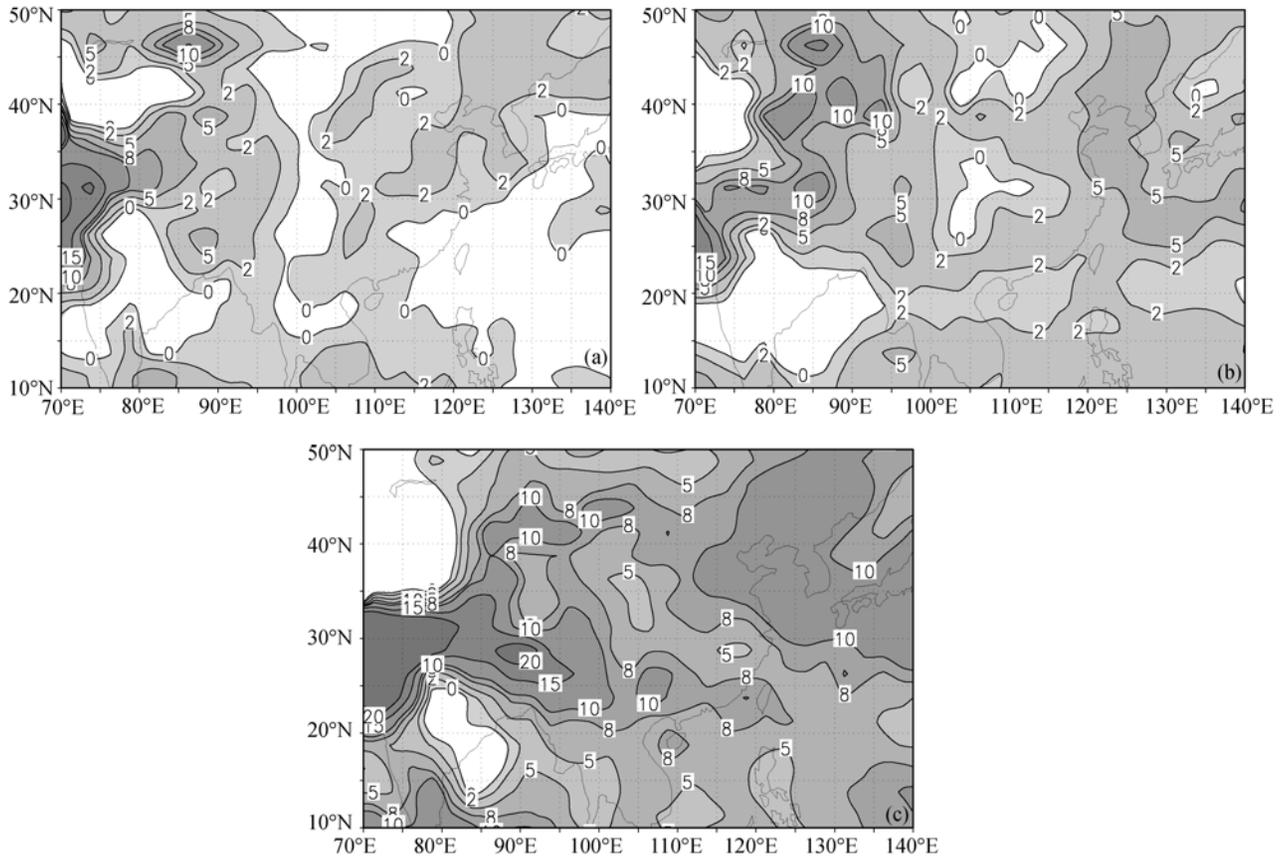


图 5 2010~2019 年(a)、2030~2039 年(b)和 2080~2099 年(c)6-8 月平均的降水变化分布

单位: %。相对于 1980~1999 年平均

似(此处GuoMI的计算是以其原始定义的指数乘以-1而得到,因此正值表示季风偏强,负值表示季风偏弱,符号与ShiMI一致),这与这两个季风指数定义的方式类似有关,都是以海平面气压差来反映季风的变化。如果我们参考郭其蕴^[38]和施能等^[39]对强弱季风的定义,GuoMI要超过1.1为强季风,而低于0.9为弱季风,ShiMI要超过0.71为强季风,而低于-0.6为弱季风,那图6(b)表明,除了2040年前后和2050年前后季风变化较大外,未来百年东亚夏季风变化基本都在正常范围以内,说明季风的变动并不大,没有明显的变化趋势,年际变率较小。而LuMI的变化则表明,东亚季风经向风将略微增强,这种增加也有阶段性的变化,约发生在2040s前后。虽然在2020前后有一次高值,但总的来看季风指数的值在2040s之后增加约 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

从这些季风指数的变化来看,南亚和东南亚地区季风环流的变化趋势比较清晰,都在减弱。而东亚

地区由于季风指数的定义争议较大,得到的结果也差别较大。如果就以环流本身来看,东亚地区的西南季风以经向风分量为主,LuMI的代表性应该较好,因为其定义就是低层经向风的强度。如果季风指数又要反映环流又要反映降水的变化,由于东亚地区降水变化有很明显的区域性,反而预测结果不是很理想。从模式对未来的预测看,比较图6(b)和图2(c)不难发现,GuoMI和ShiMI的未来变化与江淮一带降水变化的相关性并不好,与其它地区降水变化的趋势差别也较大。因此,单纯从环流的强度来考虑,这两个指数对未来季风环流变化的模式预测并没有很好的代表性。

为了获得未来季风环流变化的较确切情况,从季风最原始的定义出发,考虑到东亚季风环流主要由低层西南风和高层东北风组成,本文即直接给出850 hPa和100 hPa风场在 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均的时间-纬度剖面(图7)。可以看到,东亚地区低层西南季风

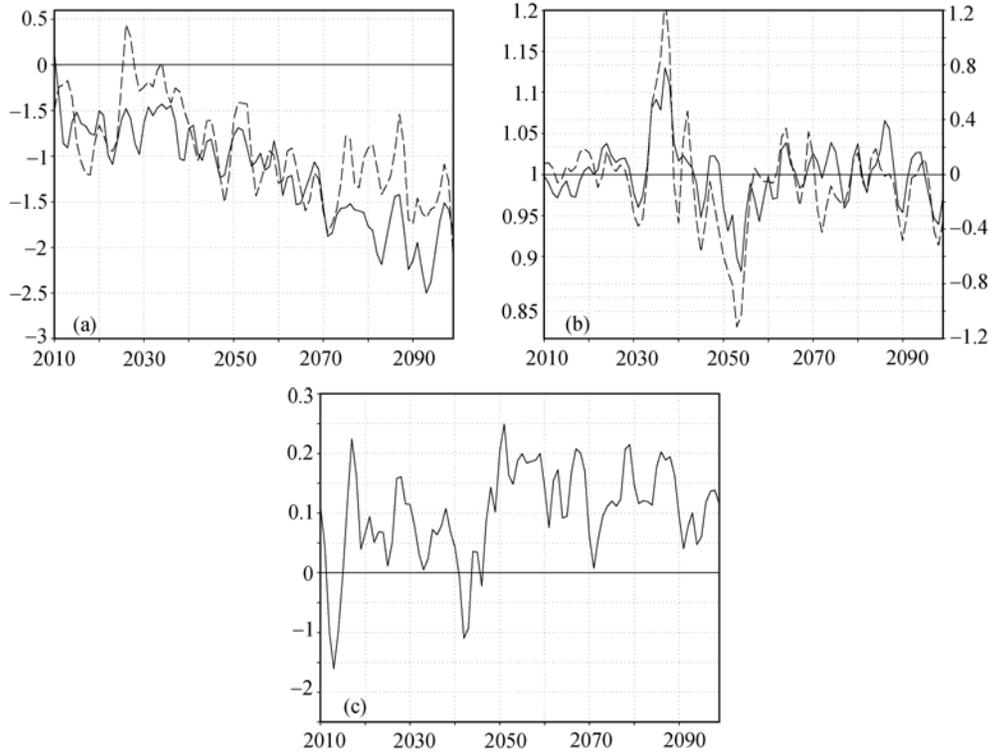


图 6 2010~2099 年夏季风指数

(a) 实线: Webster和Yang定义的南亚夏季风指数, 虚线: Wang和Fan^[37]定义的东南亚夏季风指数; (b) 实线: 郭其蕴^[38]定义的东亚夏季风指数(纵坐标左轴), 虚线: 施能等^[39]定义的东亚夏季风指数(纵坐标右轴); (c) Lu和Chan^[42]定义的东亚夏季风指数

在未来将会加强, 在 2040s末出现明显的增加, 之后进入一个比较稳定的高值期, 说明中国东部盛行的季风西南风气流是在增加的. 在这一时期, 在从华南到华北的纬度带, 最大的纬向风增幅为约 $0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而最大的经向风增幅为约 $0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略), 总的风速增加超过 $0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. 从这种增加的量级来看, 相对于过去 50 年的观测场变化, 模式的响应还是比较弱的. 而相应的, 在高层 100 hPa, 东北风将加强, 也能看到在 2040s末以后的阶段性加强特征, 在 30°N 以北以东风的加强尤其明显, 而在 30°N 以南的地区可以看到北风分量的加强也很明显. 这一加强的东北风和低层的西南风相对应, 表征了东亚地区夏季风环流的加强. 同时可以发现, 这种变化与降水的变化是相互对应的, 加强的时段也大致同步.

图 8 进一步给出 2010~2019 年, 2030~2039 年和 2080~2099 年三个时段平均的 850 hPa 风场变化分布, 虽然时段不同, 但分布的共同特征是, 东亚地区的西南风加强, 而低纬印度洋上空的西风气流减弱, 为异

常的东风变化. 因此, 这更清楚地说明, 相对于南亚季风区季风气流的减弱, 东亚地区的西南夏季风气流是加强的. 仔细地分析图 6 可以看到, 东亚地区西南风的加强是由于在南海地区的一个异常反气旋中心所引起, 这一反气旋在 2080~2099 年的强度要强于 2030~2039 年的反气旋, 影响的范围要大一些, 位置也偏南. 这一异常反气旋的存在说明西太平洋反气旋强度的加强是引起东亚夏季风气流加强的主要原因, 而来自于热带和南半球的西风气流没有明显加强的迹象. 这一分布在其他时段也较明显. 同时也考察了高层 100 hPa 风场在未来不同时段的变化特征(图略), 从三个时段的图上都可以看到, 在南亚上空出现异常的反气旋中心, 其东侧流向南半球的东北风加强, 和低层的系统相对应, 到 2080~2099 年也出现加强偏南的特征.

5 东亚地区未来的夏季水汽场变化

水汽的变化无疑是全球变暖背景下一个重要的

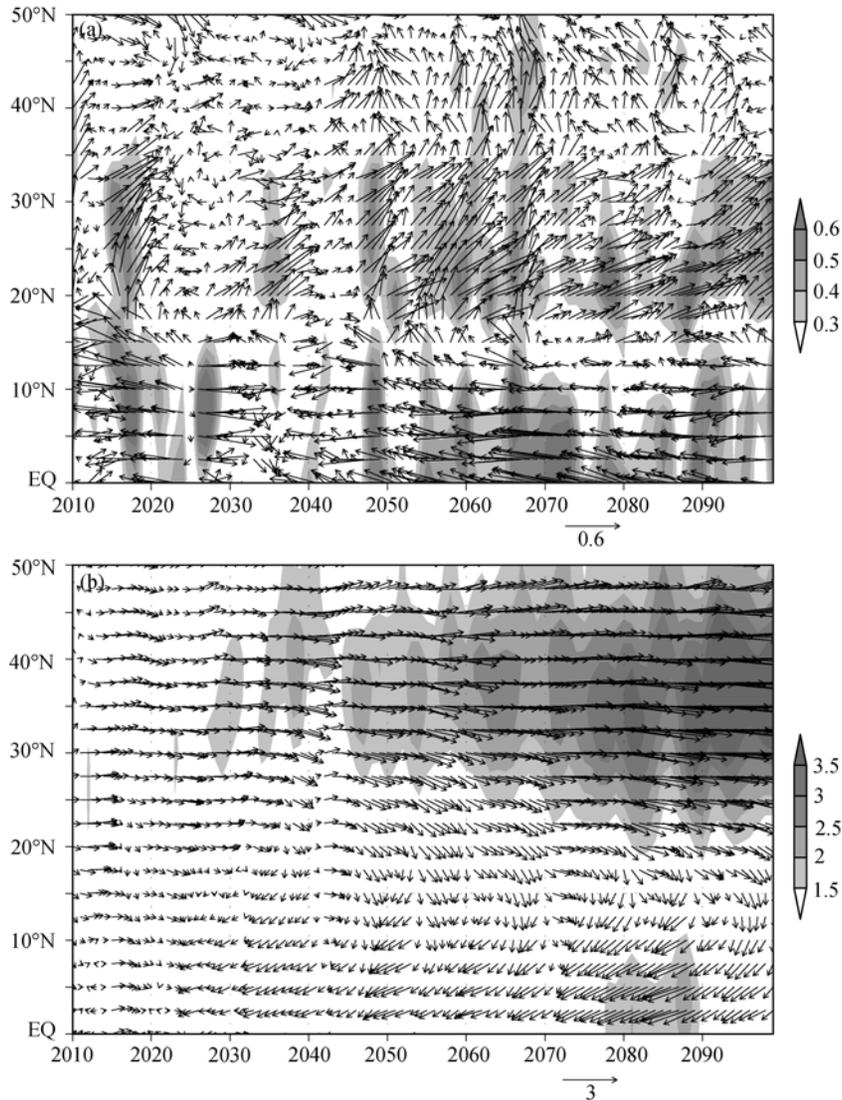


图 7 2010~2099 年 110°~120°E 地区 6~8 月平均的 850 hPa(a)和 100 hPa(b)风场变化时间-纬度剖面
单位: $m \cdot s^{-1}$, 相对于 1980~1999 年平均

变化因子. 根据克劳修斯-克拉伯龙方程以及观测和模式的一些研究, 随着温度的增加, 全球的水汽含量也要增加. 在这个条件下, 由于天气系统动力学因子的作用, 可能引起一些地方变得更干, 而另一些地方变得更湿, 从而使大范围水循环发生变化. 研究表明, 在南亚季风区, 这种水汽的增加是引起南亚地区降水增加的主要因子之一, 虽然季风气流在减弱(如图 8).

而在东亚季风区, 从图 9 可以看到, 在中国东部, 可降水量的增加也是很明显的, 这种近乎线性的增加使得水汽含量在 100 年以后明显大于现在, 在华南

一带, 水汽含量的增加大于 10% 以上, 说明这些地区大气中的可降水量随着温度增加明显加大. 图 10 所示的平面分布可以看到这种水汽增加的空间演变情况, 在未来的 10 年, 水汽的增加主要在低纬地区, 而中高纬地区可降水量增加的幅度很小, 之后, 到 2030~2039 年, 中高纬水汽的增加值也逐渐加大, 而低纬地区的增加量继续变大. 到 2080~2099 年, 这种水汽的增加已经非常明显. 从这些分布来看, 不论是局地的可降水量, 还是来自中低纬地区的水汽都在显著增加, 这为东亚地区的水汽提供了局地的水汽条件和来自中低纬的丰沛水汽输送.

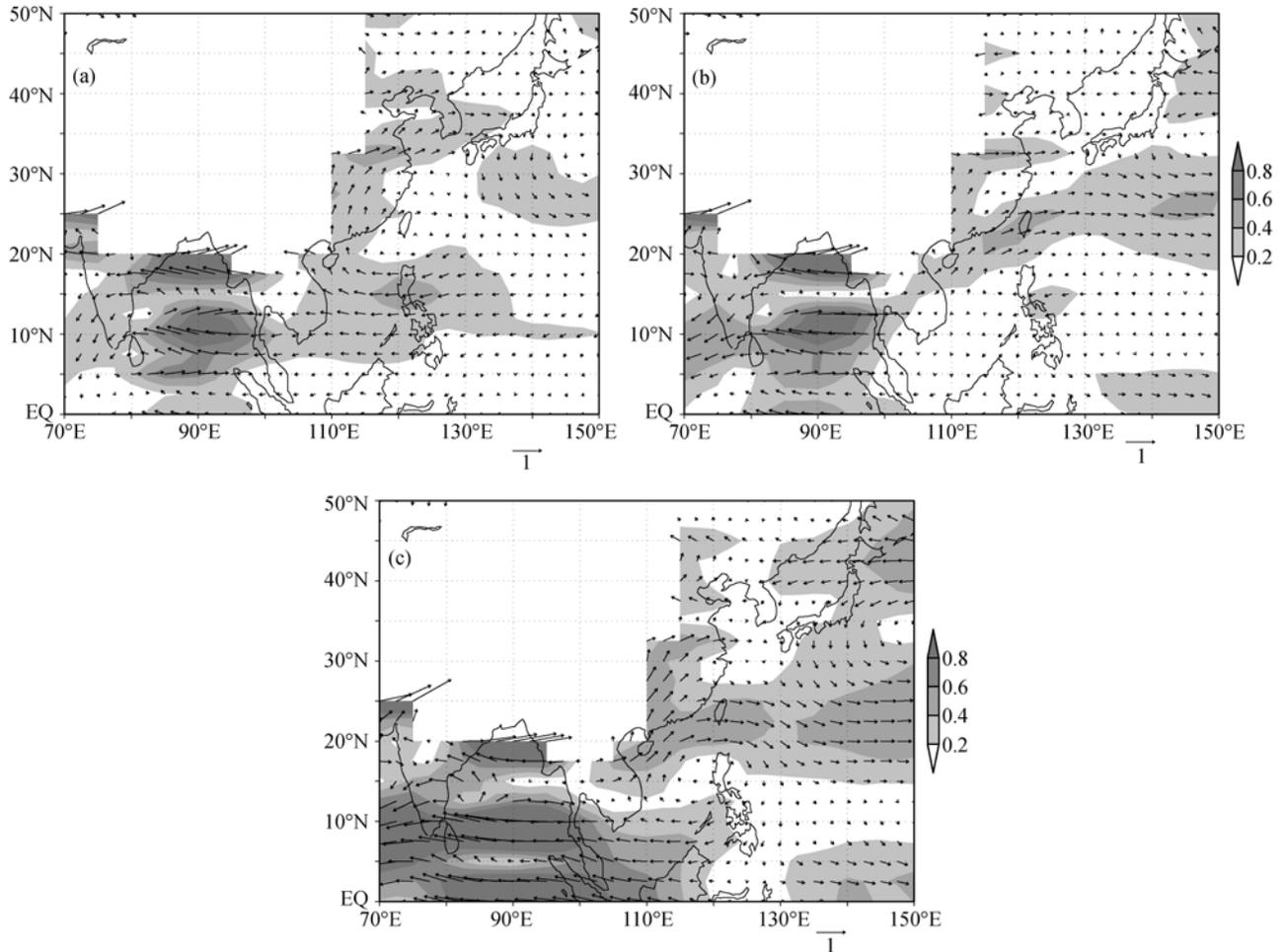


图8 2010~2019年(a)、2030~2039年(b)和2080~2099年(c)6~8月平均的850 hPa风场变化分布

单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 相对于1980~1999年平均

东亚地区850 hPa水汽输送的剖面图(图11)可以清楚地看到这一点,在 $20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$ 附近的纬度带,西南风水汽输送在2010~2020年间有一些加强,之后出现较弱的向东水汽输送的变化.在2040s末之后,西南风水汽输送明显加强,最大的水汽输送中心值超过了 $1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,这种从热带向北输入中国地区的水汽输送变化与中国东部降水的变化非常一致,说明中国地区的降水变化除了局地水汽含量的增加外,从热带和副热带地区输送的大量水汽的增加也是非常重要的影响因子.

从850 hPa水汽输送的时段平均分布图(图12)上可以看到这些变化.在未来10年,进入中国地区的水汽输送主要来自南海和西太平洋,这一时期的西南风水汽输送是比较强的,到了2030~2039年,来自

西太平洋的西南水汽输送有所减弱,但注意到此时从阿拉伯海到印度洋的西南风水汽输送已经加强.到了2080~2099年,从阿拉伯海到印度洋直至南海形成一条向西的水汽输送带,进入中国东部大陆的水汽来自其西侧,南侧和东侧,在南海至华南等地形成较强的向北的水汽输送通道,将来自于印度洋,南海和西太平洋的水汽不断地输入到中国大陆,为这一时期的降水提供了大量的水汽.

很有意思的是,如果我们把这一水汽输送的平面图和850 hPa的风场分布(图8)比较,可以发现,在南亚,阿拉伯海到印度洋的地区,水汽输送变化的方向和风场变化的方向是相反的,也就是,水汽输送相对于当前的变化是西南风水汽输送加强,而风场相对于当前的变化是西南风气流减弱,这种相反变化

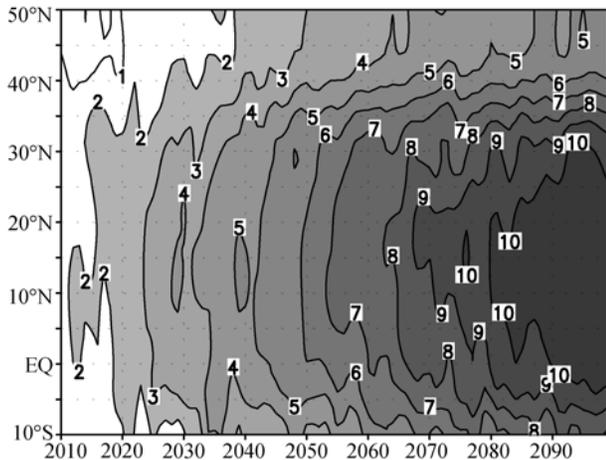


图 9 2010~2099 年 110°~120°E 地区 6~8 月平均可降水量变化的时间-纬度剖面
单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$. 相对于 1980~1999 年平均

的原因应该就是大气中水汽含量的增加非常迅速, 而风场的变化比较小, 因此导致了风场和水汽场变化方向的不一致. 而南亚地区降水的增加也是因为这种水汽的迅速增加而引起, 而动力学的风场变化所起的作用就很小, 这与 Ueda 等^[24]的研究一致. 而在东亚地区, 这种情况显然是不存在的. 图 8 所示的水汽输送场和图 6 所示的风场变化方向在东亚地区表现出一致性, 即西南气流对应西南水汽输送, 而且这一分布与降水分布匹配, 说明降水的增加是西南风加强和水汽增加的共同结果. 而从时间演变来看, 季风风场和水汽输送场的演变中都能看到在 2040s 年代末出现的阶段性变化(参看图 7 和图 11), 这也与降水的时间演变基本相当. 这种水汽变化和西南气流变化时间和空间分布的一致性说明, 东亚地区的水

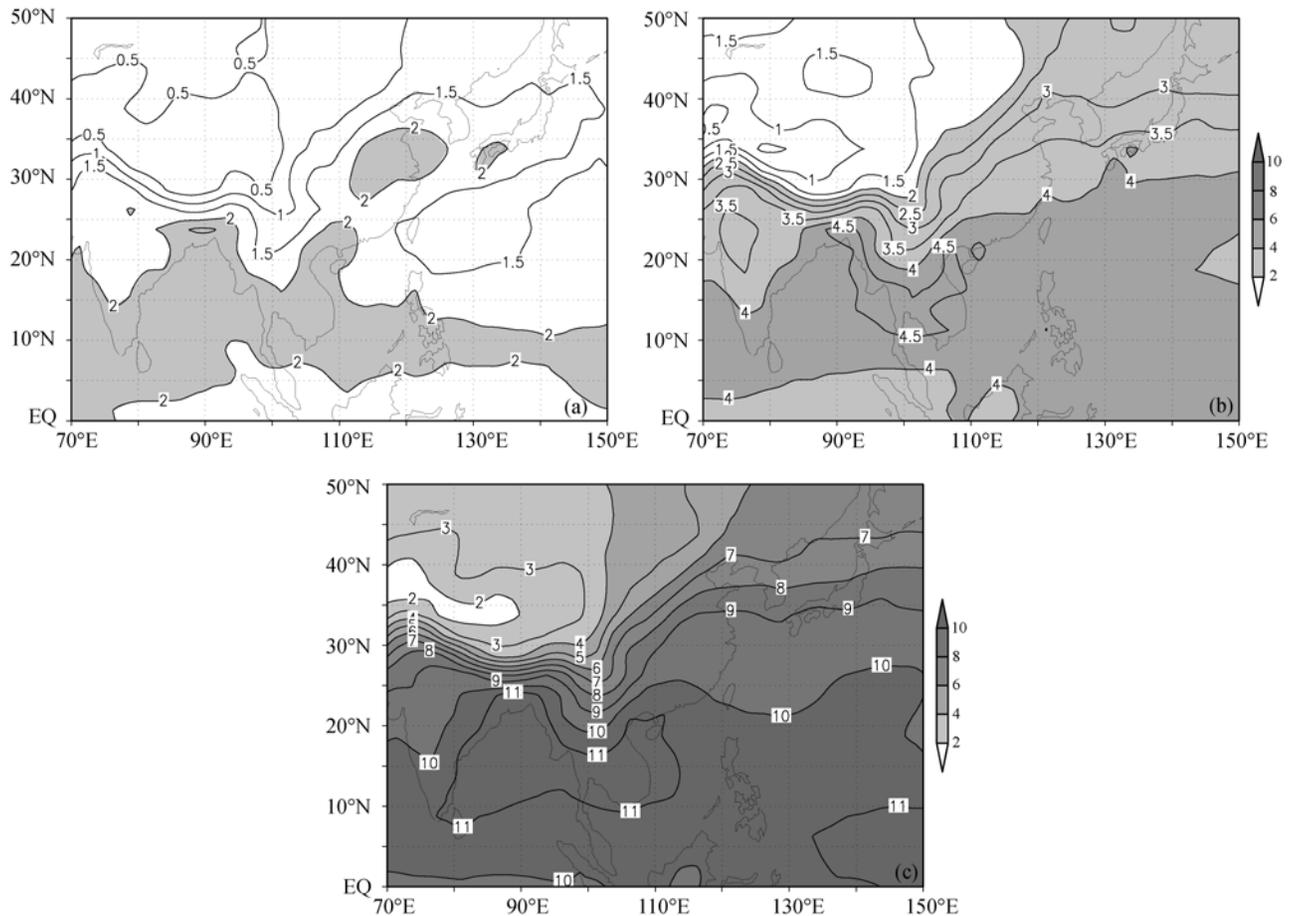


图 10 2010~2019 年(a)、2030~2039 年(b)和 2080~2099 年(c)6~8 月平均的可降水量变化分布
单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$. 相对于 1980~1999 年平均

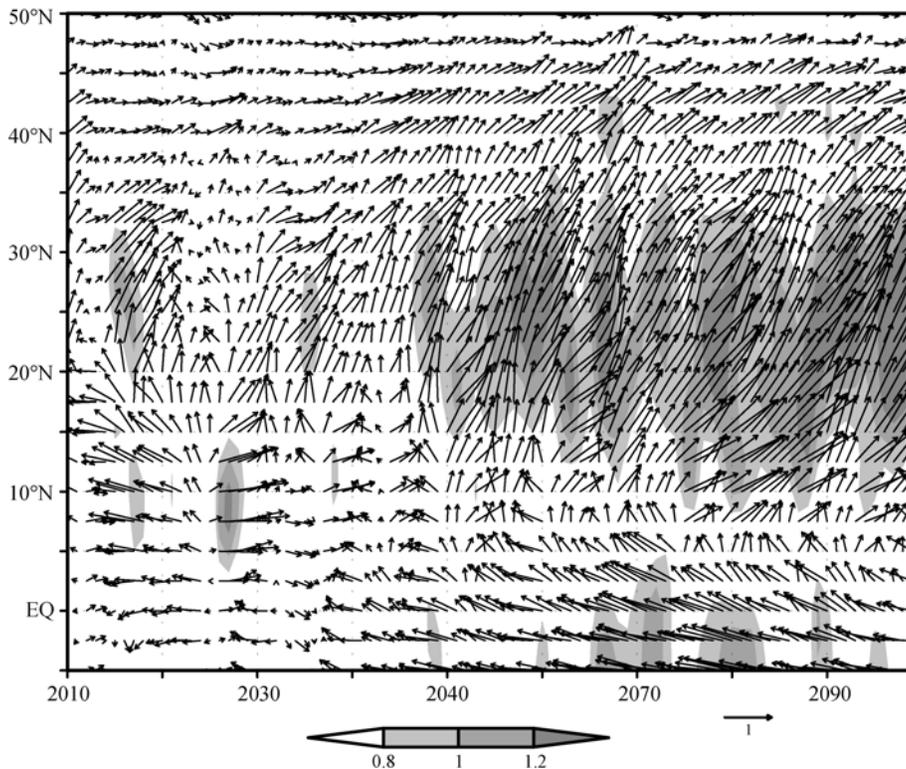


图 11 2010-2099 年 110°~120°E 地区 6-8 月平均的 850 hPa 水汽输送变化时间-纬度剖面
单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 相对于 1980-1999 年平均

循环和动力学场对全球变暖的响应是一致的, 降水和水汽的增加对应着西南季风的加强, 东亚夏季风降水的增加是由动力(风场)和热力(水汽场)因子的共同变化而引起。

6 讨论

本文的研究表明, 东亚未来降水的主导型可能要发生变化, EOF1 为多雨型, 华北至华南的降水都有不同程度的增加. 这与利用观测资料揭示的近 50 年中国夏季降水 EOF 分析的第三模态 [35] 较为相似, 但方差贡献却大为不同. 同时, 该模态的时间演变特征与降水的变化非常相似, 也在 2040s 后出现了两阶段的增加. 结合环流和水汽场的变化, 该模态可能代表了东亚夏季降水对全球变暖响应的一种典型模态, 可能更多地反映的是全球温室气体增加所产生的辐射强迫的作用. 而对比中国东部地区降水在过去所发生的变化, 这也可能从一定程度上反映了人类活动和自然因子的同位相叠加作用. 如一些研究 [5-7] 指出的, 近 50 年中国东部地区的降水变化趋势(主要

表现为南方降水增加, 北方降水减少的趋势)有别于北半球同纬度大部分地区的变化趋势(大部分中高纬地区降水增加, 而副热带地区(10°N~30°N)降水减少), 这可能说明温室气体等人为因子对过去 50 年中国东部降水变化的贡献并不明显. 虽然一些研究指出气溶胶等的作用可能在这一过程中扮演了重要角色 [2], 但最近的研究表明海温和青藏高原积雪等自然因子变率的作用可能是更重要和直接的 [2]. 因此, 如果考虑中国东部降水变化所存在的约 80 年周期变化 [35], 1960 年前后华北的降水曾达到 80 年周期的一次峰值, 那在未来气候的预测中, 模式所反映的人为排放所引起的气候变化和自然变率的约 80 年周期变化峰值的叠加可能会引起 2040s 后降水的全面加强. 而从当前中国东部地区的降水格局来看, 这种降水的增加可能可以缓解北方地区目前出现的干旱局面, 但也可能使一些原本湿润的地区增加洪涝的风险.

关于环流和降水变化的可能物理原因也是值得思考的问题. 虽然各个模式的动力学特征和在东亚

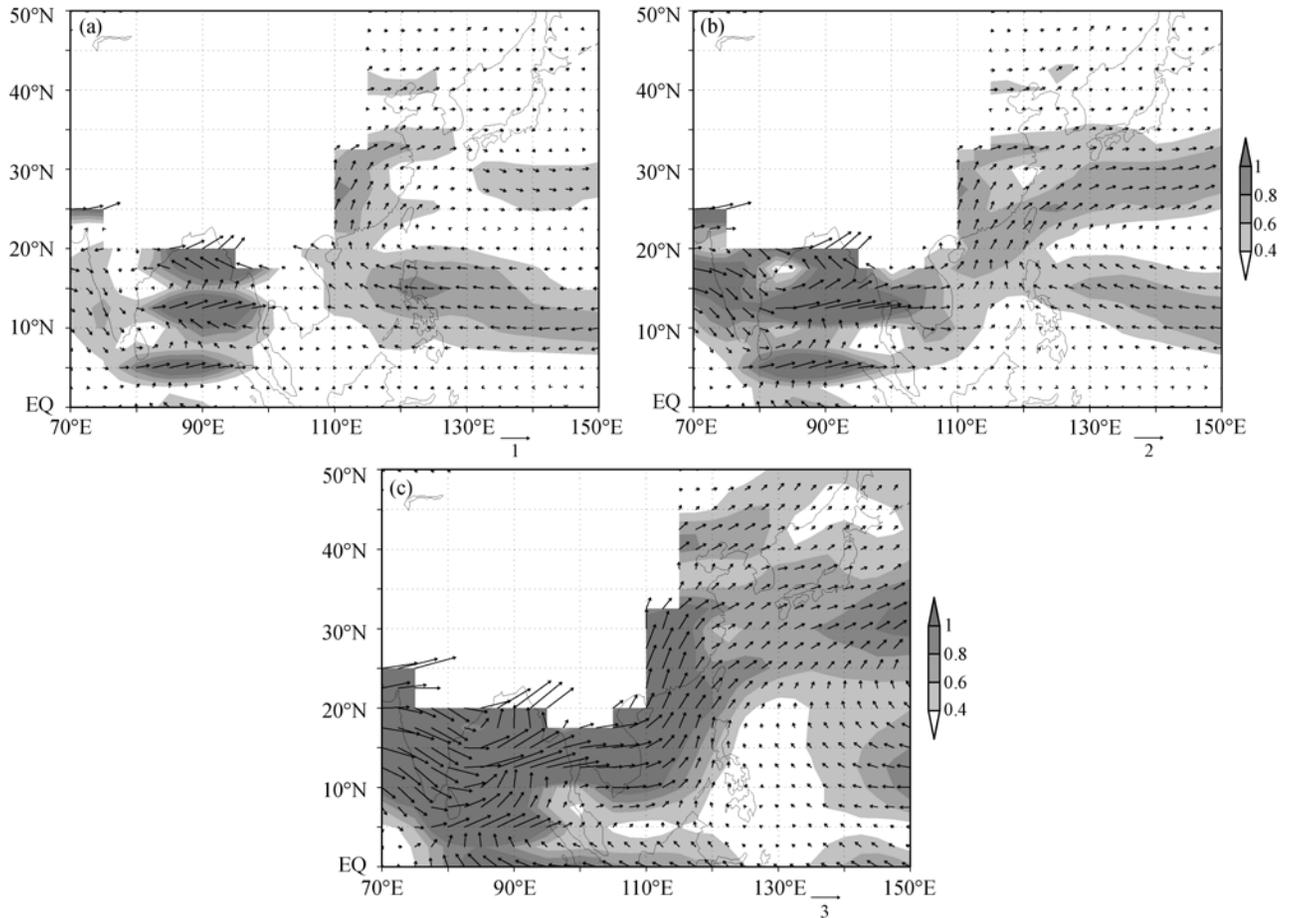


图 12 2010~2019 年(a)、2030~2039 年(b)和 2080~2099 年(c)6~8 月平均的 850 hPa 水汽输送变化分布

单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 相对于 1980~1999 年平均

地区的区域响应可能不同,但一般多模式的集合结果往往反映了外强迫的变化.为了探索这一问题,本文分析了对中国东部夏季环流和降水产生影响的两个主要因子,青藏高原上空的热力场变化和全球的海温变化.从图 13(a)来看,未来高原乃至亚洲上空的 200~500 hPa 厚度场呈现明显的线性增加趋势,这说明,这些地区的对流层中高层将逐渐变暖,在这种情况下,高原和亚洲大陆的热力作用将可能明显增加.而对东亚降水和海表温度场(前期的冬季海温和同期的夏季海温)的相关分析表明,东亚夏季降水和全球大部分海域的海温变化都存在较好的相关,相关系数基本为 0.6~0.7,对于我们分析的 90 年的时间序列而言,这一相关系数的值大大超过 95% 信度检验需要的检验值.图 13(b)给出的东亚平均降水和夏

季海温的相关显示了这一点,大部分海区的相关系数都超过了 0.6.这主要是由于在全球变暖背景下,全球海温基本都呈现线性增加的趋势,而东亚夏季降水和东亚夏季风的变化也呈现线性增加,因此二者的相关可以达到较高的水平.这可能也从模式预测的角度反映了全球变暖在未来气候系统变化中所起的主导作用.而值得注意的另一个方面是,在 2040s 末东亚降水和环流都出现了阶段性变化,但是,这种阶段性变化在高原和亚洲上空的厚度场变化和高相关海域的海温变化中都不能看到,这可能说明东亚地区的这种阶段性变化只是一种区域的响应特征,是不同因子相互作用的结果,而在其他地区的变化中并不存在.

综合上述分析,在未来百年的模式集合结果中,人为排放所引起的气候变化的作用非常明显,伴随

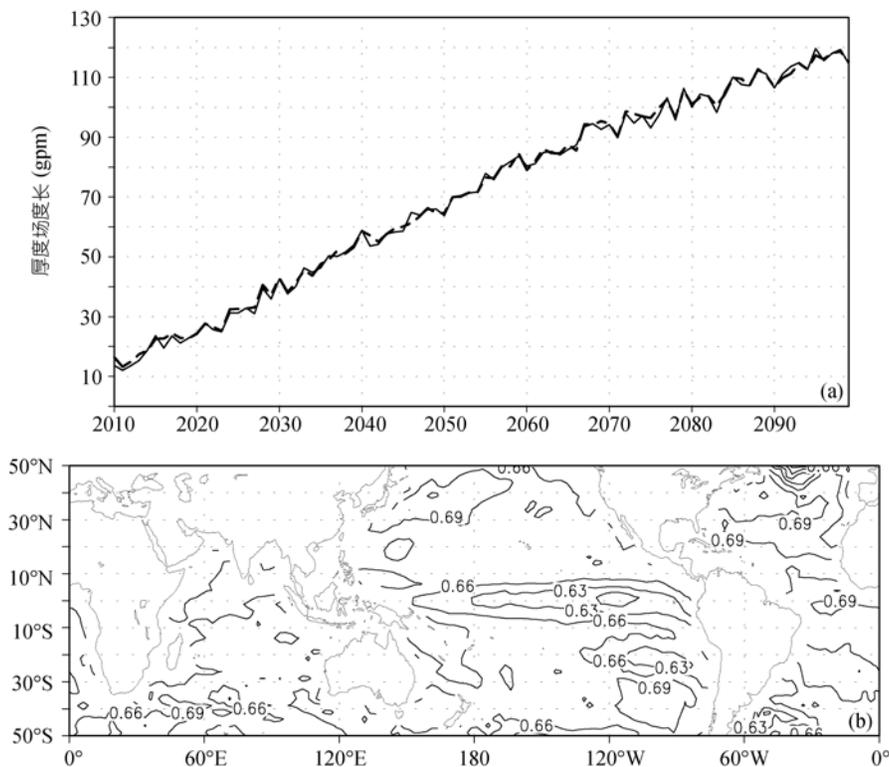


图 13

(a) 2010~2099 年青藏高原(75°~105°E, 25°~35°N, 实线)和亚洲地区(70°~130°E, 20°~45°N, 虚线)上空 6~8 月平均的 200~500 hPa 厚度场变化(gpm, 相对于 1980~1999 年平均); (b) 2010~2099 年东亚(110°~120°E, 22.5°~45°N) 6~8 月平均降水和 6~8 月平均海温的相关系数分布

着全球变暖的背景, 高原和东亚上空的中高层明显变暖, 全球海温明显增加, 东太平洋的增温大于西太平洋^[18], 这些因子都可能贡献给东亚的降水增加. 高原中上层的变暖可能引起亚洲大陆夏季热低压的加强, 引起东亚夏季风的加强; 而未来海温变化中类似 El Niño 事件分布型的频繁出现^[18]可能加强热带西太平洋附近的下沉气流, 增加西太平洋副热带高压的强度, 加强高压西侧流入东亚地区的西南气流. 因此, 东亚未来的降水和环流变化可能是多个因子相互作用所产生的结果. 正如一些研究^[2-4]对近 50 年东亚气候变化的分析所指出的, 东亚夏季降水和季风的变化和东亚上空大范围的对流层变冷, 青藏高原热力作用的减弱和海温变化的影响均有关系, 这也从现代观测事实的角度说明东亚地区气候变化是受到多个因子影响的. 而在未来的变化中, 这些因子也将可能如现代气候一样继续对东亚的降水和环流产生着各种各样的影响.

7 结论

东亚夏季降水和季风环流的未来变化对东亚地区未来的社会经济发展有着重要意义. 由于中国东部近年来夏季降水频频出现南涝北旱型的分布, 北方干旱加剧, 南方洪涝频发, 水资源供需矛盾日益突出. 因此, 在未来变暖情景下, 对中国东部降水变化问题的研究显得非常重要. 本文利用最新一代 19 个气候模式在中等排放情景 SRES A1B 下的预测结果集合分析表明, 东亚地区在未来的降水将会增加, 西南季风气流将会加强. 主要结论如下:

(1) 对降水的分析表明, 在中国东部, 在 2010~2099 年间, 降水的增加呈现出阶段性变化, 以 2040s 年代末为分界点, 在此之前降水的增加量较小, 并有较明显的振荡特征, 而在 2040s 年代末之后降水明显增加, 中国东部地区进入全面的多雨期. 这种变化以华北最为明显, 华南和长江中下游地区次之. 而关于中国东部未来夏季的主要降水型预测, 模式的

结果表明, 中国东部未来将以多雨型为主, 时间系数的值在 2040s 之后增加, 而其他降水型对总方差的贡献较小, 不存在明显的长期变化趋势.

(2) 对夏季风环流的分析表明, 南亚夏季风环流将要减弱, 东亚夏季风环流将要加强. 虽然一些东亚夏季风指数在分析未来东亚季风变化方面没有较好的代表性, 但对高低层季风环流变化的研究表明, 中国东部地区低层的西南夏季风气流和高层的东北风气流将会加强, 并随着时间的增加变化强度加大. 在低层, 这主要是由于西太平洋-南海的反气旋环流北侧的西南风加强所引起, 而在高层, 则主要是由于南亚上空异常反气旋东侧东北气流加强的结果. 同时, 与降水的变化相对应, 季风环流在 2040s 末有一个阶段性的变化, 在此之后全面增加, 使得盛行在中国东部的夏季风达到一个较强的强度.

(3) 大气中的水汽含量在东亚地区也呈现出增加的趋势, 类似于全球的变化特征. 而同时在中低纬地区的水汽增加为东亚地区水汽的流入提供了充分的水汽来源. 2010~2099 年间, 进入中国东部地区的西南水汽输送逐渐加强, 并和降水的变化对应, 在 2040s 末有一个阶段性的加强, 向北的水汽输送达到并超过 $1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. 说明中国地区引起降水增加的水汽来源除了

局地水汽含量的增加外, 从热带和副热带地区输送的大量水汽的增加也是非常重要的影响因子.

(4) 对比环流和水汽场的变化可以看到, 东亚地区的降水增加是环流和水汽场变化的共同结果, 季风动力学场和热力学场的变化在时间和空间分布上具有很好的一致性, 中国东部盛行的季风西南气流的加强和水汽的增加引起了降水的增加. 这说明, 在全球变暖的背景下, 东亚地区的季风环流和降水的响应与南亚地区不同, 热力和动力学场的响应特征是基本一致的, 即增加的降水对应着加强的西南季风和西南水汽输送.

最后需要指出的是, 本文的结果代表了当前全球气候系统模式对东亚地区的降水和环流变化预测. 从当前的很多研究来看, 这种预测仍然存在较大的不确定性, 如排放情景存在不确定性, 气候变化的预测和预估研究也存在不确定性. 而当前的气候模式在模拟性能上都还有待于提高, 对气候系统内各种物理机制的理解也有待于完善, 现有的结果只能代表当前对气候变化问题的理解水平. 随着今后对气候系统理解的进一步提高, 将可以做出更多更详细的分析, 如较详细的区域特征, 变化的机制解释等等, 为国家和社会提供更多更有用的信息.

致谢 两位审稿人对本文提出修改意见, 各模式组提供模拟结果, 气候模式诊断与比较计划(PCMDI) 收集并存储模式输出结果, JSC/CLIVAR 耦合模式工作组(WGCM)组织模式资料分析工作, IPCC 资料存储得到美国能源部科学办公室的支持, IPCC AR4 WGI TSU 在模式结果方面提供技术支持, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 Wang H J. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 376—386[[doi](#)]
- 2 Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: possible causes of the inter-decadal variability of the summer precipitation in China. *Int J Climatol*, 2009, in press
- 3 Yu R C, Wang B, Zhou T J. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L22212[[doi](#)]
- 4 Yu R C, Zhou T J. Seasonality and Three-Dimensional Structure of Interdecadal Change in the East Asian Monsoon. *J Climate*, 2007, 20: 5344—5355[[doi](#)]
- 5 Ding Y H, Sun Y. Long-term Climate Variability in China. WMO/TD No. 1172, 2003. 18—33
- 6 Zhai P M, Ren F M, Zhang Q. Detection of trends in China's precipitation extremes. *Acta Meteor Sin*, 1999, 57: 208—216
- 7 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[[doi](#)]
- 8 Hulme M, Zhao Z C, Jiang T. Recent and future climate change in East Asia. *Int J Climatol*, 1994, 14: 637—658[[doi](#)]

- 9 Giorgi F, Francisco R. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 1295—1298[[doi](#)]
- 10 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](#)]
- 11 Guo Y F, Yu Y Q, Liu X Y, et al. Simulation of climate change induced by CO₂ increasing for East Asia with IAP/LASG GOALS model. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 53—66[[doi](#)]
- 12 陈起英, 俞永强, 郭裕福, 等. 温室效应引起的东亚气候变化. *气候与环境研究*, 1996, 1: 113—123
- 13 布和朝鲁. 东亚季风气候未来变化的情景分析——基于 IPCC SRES A2 和 B2 方案的模拟结果. *科学通报*, 2003, 48(7): 737—742
- 14 赵宗慈, 丁一汇, 徐影, 等. 人类活动对 20 世纪中国西北地区气候变化影响检测和 21 世纪预测. *气候与环境研究*, 2003, 8(1): 26—34
- 15 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测. *地球物理学报*, 2004, 47(4): 580—596
- 16 姜大膀, 王会军. 20 世纪后期东亚夏季风年代际减弱的自然属性. *科学通报*, 2005, 50(20): 2256—2262
- 17 Kripalani R H, Oh J H, Chaudhari H S. Response of the East Asian summer monsoon to doubled atmospheric CO₂: coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4. *Thero Appl Climatol*, 2007, 87: 1—28[[doi](#)]
- 18 Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. Global climate projections. In: Solomon, et al., eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007
- 19 Kato H, Nishizawa K, Hirakuchi H, et al. Performance of RegCM2.5/NCAR-CSM nested system for the simulation of climate change in East Asia caused by global warming. *J Meteor Soc Japan*, 2001, 79: 99—121[[doi](#)]
- 20 高学杰, 赵宗慈, 丁一汇, 等. 温室效应引起的中国区域气候变化的数值模拟 II: 中国区域气候的可能变化. *气象学报*, 2003: 61(1): 29—38
- 21 Kitoh A, Yukimoto S, Noda A, et al. Simulated changes in the Asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO₂. *J Meteor Soc Japan*, 1997, 75: 1019—1031
- 22 Douville H, Royer J F, Polcher J, et al. Impact of CO₂ doubling on the Asian summer monsoon: robust versus model-dependent responses. *J Meteor Soc Japan*, 2000, 78: 421—439
- 23 Ashrit R G, Douville H, Kumar K Rupa. Response of the Indian monsoon and ENSO-monsoon teleconnection to enhanced greenhouse effect in the CNRM coupled model. *J Meteor Soc Japan*, 2003, 81: 779—803[[doi](#)]
- 24 Ueda H, Iwai A, Kuwako K, Hori M E. Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L06703[[doi](#)]
- 25 Kimoto M. Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L16701[[doi](#)]
- 26 Kurihara K, Ishihara K, Sasaki H, et al. Projection of climate change over Japan due to global warming by high-resolution Regional Climate Model in MRI. *Sci Online Lett Atmos*, 2005, 1: 97—100
- 27 Nakic'enovic' N, Alcamo J, Davis G, et al. *IPCC Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2000. 599
- 28 孙颖. 用于 IPCC 第四次评估报告的气候模式比较研究简介. *气候变化研究进展*, 2005, 1(4): 161—163
- 29 Sun Y, Solomon S, Dai A, et al. How often does it rain? *J Climate*, 2006, 19: 916—934[[doi](#)]
- 30 Dai A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J Climate*, 2006, 19: 4605—4630[[doi](#)]
- 31 Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979—present). *J Hydrometeor*, 2003, 4: 1147—1167[[doi](#)]
- 32 孙颖, 丁一汇. IPCC AR4 气候模式对东亚夏季风年代际变化的模拟性能评估. *气象学报*, 2008, 66(5): 765—780
- 33 Jiang D B, Wang H J, Lang X M. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models. *Adv Atmos Sci*, 2005, 22: 479—495[[doi](#)]
- 34 符宗斌, 王强. 气候突变的定义和检测方法. *大气科学*, 1992, 16(4): 482—493
- 35 Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Inter-decadal variability of the summer precipitation in China and associated large-scale circulation features. *Int J Climatol*, 2007[[doi](#)]
- 36 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877—926[[doi](#)]
- 37 Wang B, Fan Z. Choice of South Asian Summer Monsoon Indices. *Bull Amer Meteor Soc*, 1999, 80: 629—638[[doi](#)]
- 38 郭其蕴. 东亚季风强度指数及其变化的分析. *地理学报*, 1983, 38: 207—216
- 39 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常. *大气科学*, 1996, 20(5): 575—583
- 40 何卷雄, 张东凌, 曾庆存. 季风指数及其年际变化, I: 环流强度指数. *气候与环境研究*, 2005, 10(3): 323—332
- 41 江滢, 翟盘茂. 几种亚洲季风指数与中国夏季主要雨型的关联. *应用气象学报*, 2005, 16(增刊): 70—76
- 42 Lu E, Chan J C L. A unified monsoon index for South China. *J Clim*, 1999, 12: 2375—2385[[doi](#)]