中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 5 期: 544 ~ 553
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
进 展

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

张人禾[1,2*], 闵庆烨[1], 苏京志[2]

1. 复旦大学大气科学研究院, 上海 200433;
2. 中国气象科学研究院, 北京 100081

* E-mail: rhzhang@fudan.edu.cn

收稿日期: 2016-10-26; 接受日期: 2017-02-27; 网络版发表日期: 2017-04-06
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB453203)、国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0600602)和国家自然科学基金项目(批准号: 41661144017)资助

摘要 就有关厄尔尼诺通过西北太平洋异常反气旋影响东亚大气环流和中国降水年际变异的研究进展作了系统回顾, 说明了与厄尔尼诺相关联的西北太平洋异常反气旋的形成机理以及对东亚大气环流和中国降水影响的物理过程. 厄尔尼诺盛期时, 热带西太平洋对流异常减弱造成的冷却异常, 激发出大气Rossby波响应, 导致了西北太平洋异常反气旋的产生. 而热带西太平洋对流异常冷却的持续、西北太平洋局地海气相互作用以及热带印度洋和大西洋海温异常的持续等多种因子, 导致了西北太平洋异常反气旋从厄尔尼诺盛期时的冬季持续到次年夏季. 西北太平洋异常反气旋不仅对中国降水产生同期影响, 也对厄尔尼诺次年夏季的中国降水产生滞后影响, 导致中国南方降水异常偏多. 本文也指出东亚大气环流和中国降水在拉尼娜冬半年不存在与厄尔尼诺相反的显著异常, 说明了厄尔尼诺和拉尼娜对冬半年东亚大气环流和中国降水具有不对称影响. 文中还讨论了厄尔尼诺的多样性及其影响、影响西北太平洋异常反气旋持续性的各因子与中国夏季降水异常的联系, 并提出了一些需要进一步研究的问题.

关键词 东亚大气环流, 中国降水, 厄尔尼诺, 西北太平洋异常反气旋

1 引言

在气候平均状态下, 热带太平洋西部存在着全球海面温度最高的大范围暖水, 称为西太平洋暖池. 在大洋东部的秘鲁和厄瓜多尔沿岸以及赤道附近的狭窄区域内, 存在着比热带西太平洋暖池区域低几度的海面温度低值区, 称为冷舌. 热带太平洋海面温度的这种东西分布特征具有明显的年际变化, 最明显的表现就是所谓的厄尔尼诺(El Niño)和拉尼娜(La Niña)现象. 厄尔尼诺是指赤道中东太平洋表面海水强烈增暖, 而拉尼娜的海温变化正好与厄尔尼诺相反, 表现为赤道中东太平洋表面海水强烈变冷. 与厄尔尼诺和拉尼娜相联系的海温异常具有较长的持续性, 一般可持续一年左右, 周期大约为2~7年(Rasmusson和Carpenter, 1982;

中文引用格式: 张人禾, 闵庆烨, 苏京志. 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, doi: 10.1360/N072016-00268
英文引用格式: Zhang R H, Min Q Y, Su J Z. 2017. Impact of El Niño on atmospheric circulations over East Asia and rainfall in China: Role of the anomalous western North Pacific anticyclone. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-9026-x

© 2017 《中国科学》杂志社

Deser和Wallace, 1990). 另外, 在热带太平洋上空的大气中, 在年际时间尺度上热带东西太平洋之间的海平面气压存在着“跷跷板”式的反相变化特征, 称之为南方涛动(Southern Oscillation)(Walker和Bliss, 1930). 发生在热带大气中的南方涛动现象与海洋中的厄尔尼诺/拉尼娜现象有着内在的联系, 南方涛动与厄尔尼诺/拉尼娜现象伴随出现, 它们是同一现象在两种介质中的不同表现, 因此将其统称为ENSO(El Niño/Southern Oscillation)(Philande, 1983).

ENSO是年际气候变异中的最强信号. 许多观测和数值模拟研究都表明, ENSO现象虽然发生在热带, 但往往会引起包括中国在内的全球许多地区的严重气候异常, 造成严重旱涝和高低温等气象灾害(Wallace和Gutzler, 1981; Shukla和Wallace, 1983; Lau, 1985; Philander, 1990; Wang等, 1999; Huang等, 2000, 2004; 张人禾和李强, 2004), 极大地影响着这些地区的工农业生产和人民生活. 因此, 关于ENSO对气候的影响及其物理机制, 一直是大气和海洋研究领域的热点研究课题. 本文将根据作者和其他学者的相关研究, 对有关厄尔尼诺通过西北太平洋异常反气旋影响东亚大气环流和中国降水的研究进行了介绍, 说明了厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水的影响及其物理过程, 指出这种影响是通过西北太平洋异常反气旋来实现的, 阐明了与厄尔尼诺相联系的西北太平洋异常反气旋的产生和维持机制.

2 厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水的同期影响

早在20世纪70年代, 中国学者就研究了热带中东太平洋海面温度对中国气候的影响(中国科学院地理研究所长期天气预报组, 1977; 陈烈庭, 1977), 指出热带中东太平洋海面温度偏高时西北太平洋副热带高压西伸, 引起中国降水异常. 由于厄尔尼诺年西太平洋海水温度偏冷, 发生在西太平洋和南海的台风数目以及登陆中国大陆的台风数目都偏少(李崇银, 1987; Li, 1988). Huang和Wu(1989)发现夏季与厄尔尼诺相联系的菲律宾附近的对流异常, 可以激发出准定常行星波, 形成东亚/太平洋型遥相关, 进而影响中国夏季降水. 他们发现菲律宾附近的对流异常与厄尔尼诺的位相有关, 当厄尔尼诺处于发展位相, 菲律宾附近的海面温度偏低, 对流不活跃, 激发出的准定常行星波造成中国夏季江淮流域降水偏多, 而黄河流域、华北地区的降水偏少; 但当厄尔尼诺处于衰减位相时, 菲律宾附近的海面温度偏高, 对流活跃, 准定常行星波造成夏季江淮流域降水偏少, 黄河流域、华北地区及江南和华南地区降水偏多.

为了探讨厄尔尼诺期间赤道东太平洋赤道附近的海温异常增暖如何对东亚气候产生影响, Zhang等(1996)诊断分析了1986/1987和1991/1992两次厄尔尼诺过程中东亚气候的异常特征, 发现在厄尔尼诺盛期西北太平洋对流层低层出现异常反气旋, 提出了厄尔尼诺正是通过这个异常反气旋对东亚季风产生影响, 揭示了厄尔尼诺影响东亚季风的一种新机制. 他们指出在厄尔尼诺盛期, 热带太平洋上空异常加热场的纬向分布具有明显的偶极型分布, 即在热带中东太平洋上空有对流异常加热, 而在热带西太平洋海洋性大陆上空有明显的对流异常冷却. 热带西太平洋海洋性大陆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了异常反气旋, 使得东亚东南沿岸出现西南风异常, 导致东亚夏季风的西南季风气流增强和东亚冬季风减弱.

厄尔尼诺通过西北太平洋异常反气旋对各个季节中国降水都会产生显著影响. 在厄尔尼诺期间的秋、冬、春季, 中国南方地区出现显著的降水正异常(Zhang等, 1999). 对降水异常产生的成因分析表明(Zhang和Sumi, 2002), 与此异常反气旋性环流相伴随的水汽输送异常使得中国东南沿岸附近的水汽输送增强, 并在中国南方产生异常辐合, 使大气中的可降水量增加, 导致中国南方地区在厄尔尼诺期间出现降水正异常. 图1给出了厄尔尼诺期间西北太平洋异常反气旋示意图和中国秋、冬、春季降水异常分布.

在厄尔尼诺期间的北半球夏季, 西北太平洋异常反气旋造成西北太平洋副热带高压加强西伸(Zhang等, 1999), 加强了来自副热带高压西南侧热带西太平洋经南海附近向中国区域的水汽输送. 虽然与副热带高压相联系的水汽输送增强造成长江下游的降水增加, 但该处降水正异常并不显著, 而显著的降水异常区域出现在中国华北地区, 在该区域降水异常偏少. 厄尔尼诺期间西北太平洋异常反气旋没有造成长江下游降水的显著增加, 与厄尔尼诺期间印度夏季风的减弱有关(Zhang等, 1999). 与印度季风相伴随的水汽

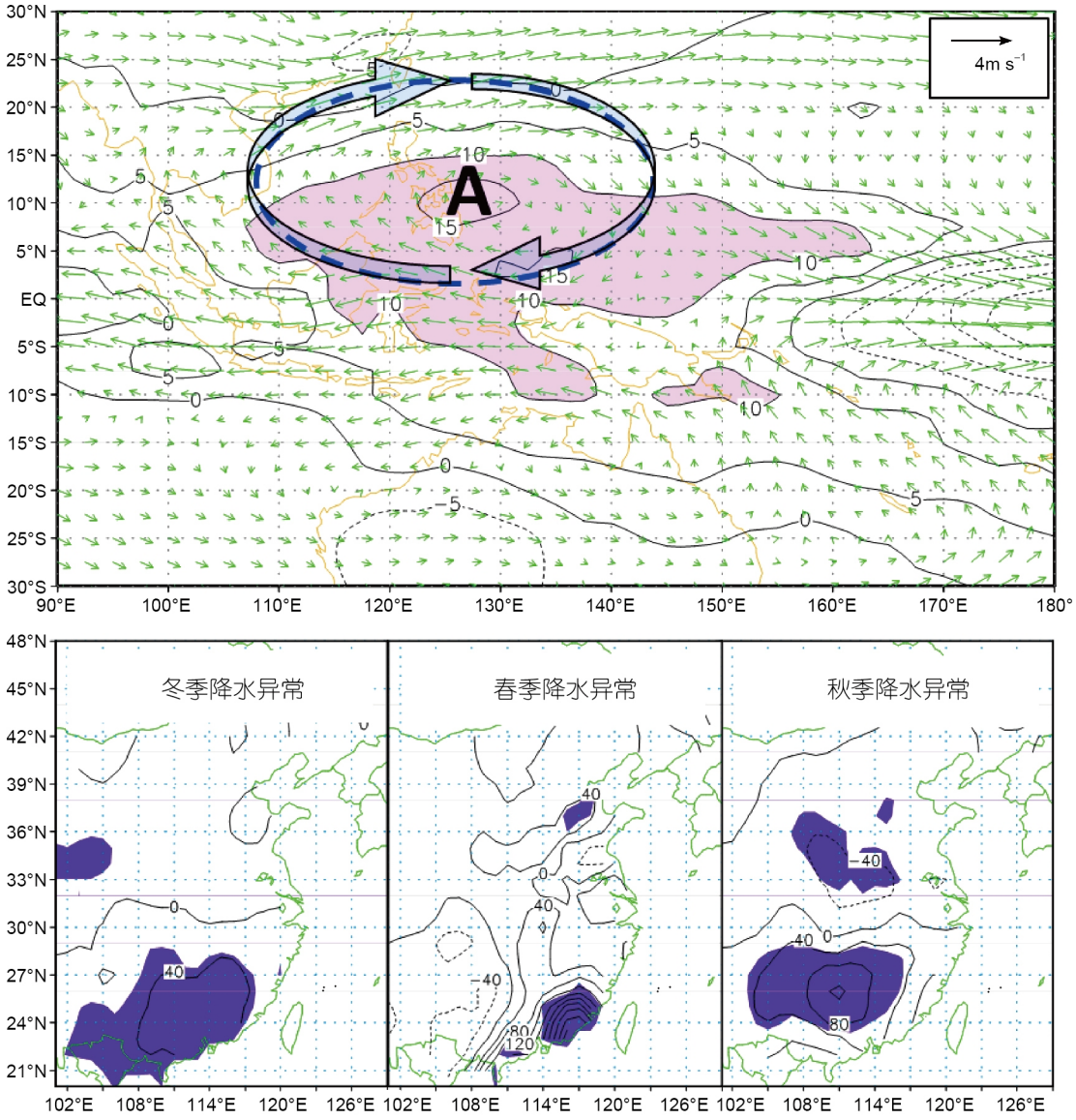


图 1　厄尔尼诺盛期西北太平洋异常反气旋(上半图中A处)和中国秋、冬、春季降水异常分布(下半图)

上半图中的等值线为外逸长波辐射(OLR)异常(单位: W m^{-2}), 箭头表示对流层低层850hPa风场异常(单位: m s^{-1}). 阴影区为OLR异常大于10W m^{-2}的区域, 表示较强的对流异常减弱. 下半图中的等值线为厄尔尼诺盛期合成的降水异常(单位: mm), 其中阴影区为信度超过0.05的区域. 参见Zhang和Sumi(2002)

输送与来自西北太平洋副热带高压西南侧的水汽输送具有反相变化的特征(Zhang, 2001), 虽然厄尔尼诺期间与西北太平洋异常反气旋性环流相伴随的水汽输送增多, 对长江中下游的降水有增强作用, 但偏弱的印度夏季风向中国的水汽输送减弱, 抵消了西北太平洋异常反气旋所造成的水汽输送增多, 导致长江中下游的降水增加不显著; 而在中国华北地区, 由于来自印度季风区的水汽输送减少, 大气中的可降水量出现显著负异常, 导致了降水显著偏少(张人禾, 1999).

3　厄尔尼诺对东亚大气环流和中国夏季降水的滞后影响

在厄尔尼诺年, 一般来说赤道中东太平洋海温在春季左右开始增暖, 到当年夏季时常常出现厄尔尼诺, 厄尔尼诺随后继续发展, 其峰值基本上出现在当年年

底左右, 随后海温异常开始减弱, 到次年夏季时厄尔尼诺往往消失, 此时赤道中东太平洋只存在较弱的海温异常信号. 峰值出现在年底左右的厄尔尼诺如何对次年夏季东亚气候产生滞后影响, 是厄尔尼诺影响东亚季风研究中的一个关键问题. Zhang等(1996)提出的与厄尔尼诺事件相伴随的西北太平洋异常反气旋, 为这一问题的解决提出了思路, 并启发了一系列关于西北太平洋异常反气旋维持及其机理方面的研究.

黄荣辉和张人禾(1997)最早提出了西北太平洋异常反气旋在厄尔尼诺滞后影响次年东亚夏季气候中的作用, 他们指出在厄尔尼诺衰减年, 发生在厄尔尼诺期间的热带西太平洋对流活动减弱可以持续到厄尔尼诺次年的夏季, 有利于在热带西太平洋和南海地区产生异常反气旋, 从而使夏季中国江淮流域的西南季风环流加强, 并且由于准定常行星波的传播, 造成东亚中高纬地区的环流异常. Wang等(2000)提出了西北太平洋区域的局地海气相互作用, 可以使在厄尔尼诺盛期冬季出现的西北太平洋异常反气旋从冬季持续到夏季, 即在风-蒸发-海面温度机制(WES)的作用下, 西北太平洋的冷海温和异常反气旋得以维持, 从而使厄尔尼诺对次年东亚夏季气候产生滞后影响.

从统计特征上来看, 热带印度洋海温异常具有滞后于赤道东太平洋海温变化的特征, 滞后时间大约为6个月左右(谭言科等, 2004). 因此, 厄尔尼诺峰值出现在年底左右的次年夏季, 热带印度洋海温异常出现峰值(Du等, 2009). Annamalai等(2005)和Yuan等(2008)提出, 厄尔尼诺次年夏季热带印度洋海温的增暖, 通过影响Walker环流导致西北太平洋异常反气旋的形成. Xie等(2009)指出在厄尔尼诺峰值之后的夏季, 热带印度洋出现的显著海温正异常, 通过激发出大气赤道Kelvin波, 在西北太平洋诱发出Ekman辐散机制, 导致异常反气旋的产生. 容新尧等(2010)进一步提出了与厄尔尼诺相联系的热带北大西洋海温异常, 有助于西北太平洋反气旋异常的维持. 他们指出, 热带北大西洋海温在厄尔尼诺峰值的第二年春夏两季具有海面温度增高的显著变化. 大气对热带北大西洋暖海温的Gill型响应使得和赤道Kelvin波相伴随的异常东风从西印度洋延伸到西太平洋, 异常东风通过Ekman抽吸效应产生的辐散导致对流减弱, 从而在西北太平洋形成反气旋环流异常, 表明了与厄尔尼诺相伴随的大西洋海温异常, 也在厄尔尼诺-东亚季风关系中扮演了重要的桥梁角色.

图2给出了如上所述导致西北太平洋异常反气旋维持到次年夏季的4种机制的示意图, 包括热带西太平洋对流减弱的持续(黄荣辉和张人禾, 1997)、热带西太平洋冷海温和西北太平洋异常反气旋之间的相互作用(Wang等, 2000)、厄尔尼诺次年夏季出现在热带印度洋(Xie等, 2009)和热带北大西洋(容新尧等, 2010)的暖海温异常激发出东传的赤道Kelvin波. 维持到次年夏季的西北太平洋异常反气旋,可以造成次年夏季长江中下游流域的降水增多, 也是东亚冬季风与次年东亚夏季风之间产生联系的桥梁(Chen等, 2013).

4　厄尔尼诺和拉尼娜对东亚大气环流和中国降水的不对称影响

虽然厄尔尼诺和拉尼娜期间热带太平洋海温异常呈现出大致相反的分布, 但东亚季风在厄尔尼诺和拉尼娜期间并没有呈现出截然相反的异常特征. 倪允琪等(1995)指出东亚冬季风在厄尔尼诺期间显著减弱,

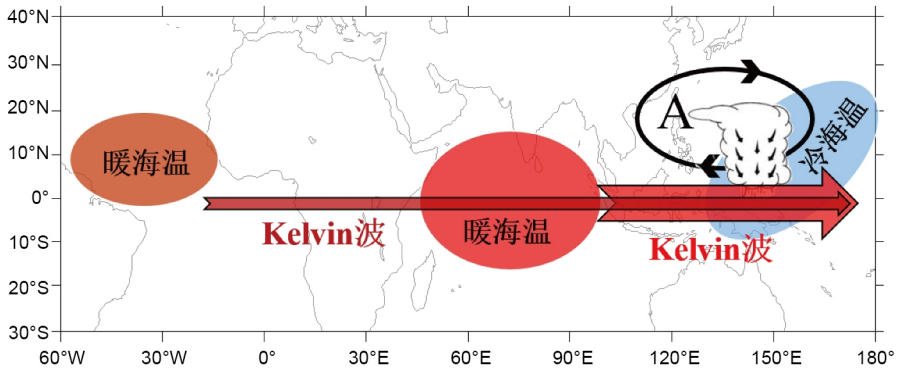


图 2　厄尔尼诺次年夏季, 西北太平洋异常反气旋(A处)及其形成机制示意图(说明见正文)

但拉尼娜期间并没有显著增强. Zhang等(1996)指出厄尔尼诺对东亚季风的影响在统计上是显著的, 但拉尼娜的影响在统计上不显著. 陈文(2002)发现拉尼娜对东亚冬季风的影响要弱于厄尔尼诺的影响. 这些研究结果说明了厄尔尼诺和拉尼娜对东亚冬季风的影响具有不对称性, 即厄尔尼诺和拉尼娜期间大致相反的海温异常分布并没有造成相反的东亚冬季风异常.

Zhang等(2015)和Li等(2015)分析了厄尔尼诺和拉尼娜冬半年(11月至次年4月)东亚大气环流和中国南方降水的差异. 发现由于热带西太平洋对流异常冷却激发出的大气Rossby波响应, 厄尔尼诺冬半年西北太平洋出现显著的异常反气旋, 导致向中国南方的水输送显著增强, 较强的水汽辐合使得大气可降水量和比湿的正距平出现在中国东南沿海和华南地区, 引起降水显著增多. 而在拉尼娜冬半年, 虽然热带西太平洋对流异常加热激发出的大气Rossby波响应在西北太平洋上空造成气旋性环流异常, 但此气旋性环流异常明显偏弱, 没有明显地减弱来自南方输送到中国南方的水汽, 在中国南方上空仅造成了较小的水汽辐散和大气可降水量以及比湿的负距平, 使得中国南方降水负异常不显著. 由此可知, 厄尔尼诺和拉尼娜冬半年分别出现在西北太平洋上空的异常反气旋和异常气旋的不对称性, 造成了厄尔尼诺和拉尼娜对中国南方降水影响的不对称.

对于西北太平洋上空大气环流对厄尔尼诺和拉尼娜不对称性形成的原因, Wu等(2010)提出热带西太平洋海面温度异常振幅在厄尔尼诺期间偏强、拉尼娜期间偏弱, 分别造成了西北太平洋强异常反气旋和弱异常气旋. Zhang等(2015)和Li等(2015)的结果表明, 厄尔尼诺冬半年热带西太平洋海面温度异常的振幅不仅可以不大于拉尼娜冬半年, 反而甚至可以小于拉尼娜冬半年的振幅. 通过分析厄尔尼诺和拉尼娜冬半年季节内和年际时间尺度上大气异常特征, Zhang等(2015)和Li等(2015)从季节内振荡影响年际变异的角度, 提出了西北太平洋上空大气环流对厄尔尼诺和拉尼娜不对称响应的物理机制.

图3分别给出了在年际和季节内时间尺度上, 厄尔尼诺和拉尼娜冬半年热带西太平洋上空外逸长波辐射(OLR)的方差和850hPa大气运动的动能. 可看出无论是对于OLR方差还是大气动能, 厄尔尼诺冬半年中年际变化明显占主导地位, 而季节内变化很弱; 但在拉尼娜冬半年, 占主导地位的则为季节内变化, 年际变化明显变小. 厄尔尼诺冬半年, 热带西太平洋区域出现的海温负异常, 减弱了Walker环流的上升支, 抑制了对流活动, 引起大气季节内振荡不显著, 因此此时大气主要的变化表现为年际时间尺度上的变化, 出现了与厄尔尼诺年际变化相联系的显著的西北太平洋异常反气旋. 但在拉尼娜冬半年, 热带西太平洋的海温正异常增强了Walker环流的上升支, 造成对流活动和季节内振荡的显著增强, 季节内时间尺度的大气变化远强于年际时间尺度的变化, 使得大气运动的时间尺度主要体现在季节内时间尺度而不是年际时间尺度, 因此导致了西北太平洋上空与拉尼娜年际变化相联系的变化较弱, 表现为较弱的气旋性环流异常.

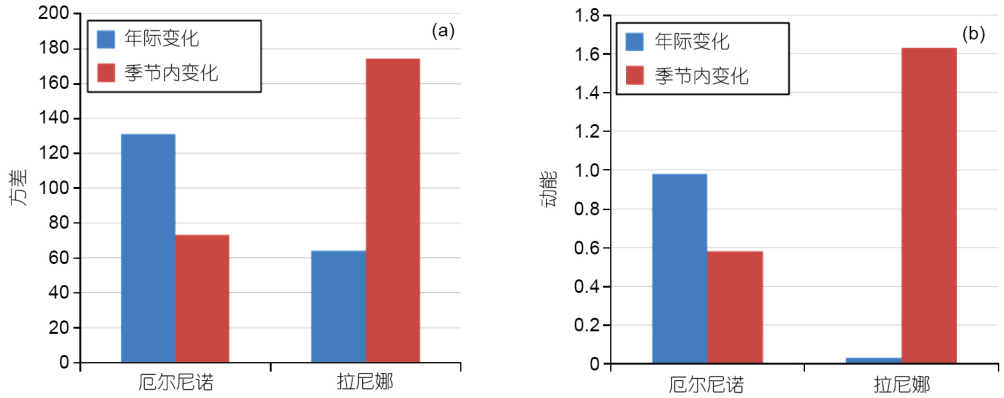


图 3　厄尔尼诺和拉尼娜冬半年(11月至次年4月), 年际和季节内时间尺度上热带西太平洋(110°~140°E, 0°~17.5°N)上空区域平均的外逸长波辐射(OLR)方差(a)和850hPa大气运动动能(b)

年际(蓝色柱)和季节内(红色柱)变化分别由2~7年和10~50天的带通滤波得到, 资料时段为1979~2010年. 长波辐射(OLR)单位: $W^2 m^{-4}$; 大气运动动能单位: $m^2 s^{-2}$. 参见Zhang等(2015)

5 对厄尔尼诺的多样性和厄尔尼诺滞后影响的一些讨论

5.1 厄尔尼诺多样性及其影响

一些研究表明厄尔尼诺可分为两类, 分别为东部型厄尔尼诺和中部型厄尔尼诺(Larkin和Harrison, 2005; Ashok等, 2007; Kug等, 2009), 对应的海温异常增暖分别出现在赤道东太平洋和赤道中太平洋. 如何对厄尔尼诺进行分类以及厄尔尼诺到底可以分成多少类是目前还存在争论的问题. 如Chen等(2015)认为厄尔尼诺可分为三类, 增暖分别出现在南美沿岸、日界线附近和赤道中-东太平洋; Wang和Wang(2013)将中部型厄尔尼诺又分成了两类, 分别对应着增暖起源于赤道中太平洋和副热带东北太平洋. 事实上, 厄尔尼诺在时间和空间变化上具有明显的多样性, 从历史上看, 不存在完全一样的两次厄尔尼诺事件. 即便是对于厄尔尼诺的可分性, 也有一些研究提出了质疑(Takahashi等, 2011; Karnauskas, 2013). 另外, 根据厄尔尼诺的观测结果从统计上对其进行分类, 分类结果在很大程度上依赖于标准和阈值的选取, 不同的标准和阈值显而易见会带来不同的分类结果.

厄尔尼诺对大气的影响与其海温异常的分布状况有关, 不同的海温异常分布会对大气产生不同的影响. 由于热带大气运动主要是外源驱动的直接大气环流, 海温正异常处的加热异常会引起大气的异常上升运动, 而海温负异常处的冷却异常则对应着大气异常下沉运动. 因此, 很容易理解海温异常增暖出现在赤道东太平洋和赤道中太平洋的厄尔尼诺, 会对热带大气以及东亚和中国气候产生不同的影响(Weng等, 2007; Feng等, 2010, 2011; Feng和Li, 2011; Zhang等, 2011; Yuan和Yang, 2012; 袁媛等, 2012; Su等, 2013; Wang和Wang, 2013). 事实上, 即使对于某一次厄尔尼诺事件, 其异常暖中心位置在厄尔尼诺期间的移动, 也会造成同一次厄尔尼诺事件在其不同的时段, 在大气中产生不同的响应. 因此, 选择哪一个热带海区来定义厄尔尼诺, 在很大程度上决定了厄尔尼诺的影响. 目前有多种利用赤道太平洋不同区域的海温异常作为厄尔尼诺指数(李晓燕和翟盘茂, 2000), 选择不同区域的海温异常作为厄尔尼诺指数时, 必然会得到厄尔尼诺对东亚或中国气候的不同影响.

选择赤道东太平洋NINO3区(90°~150°W, 5°S~5°N)的海温异常作为厄尔尼诺指数(Zhang等, 1996, 1999; Zhang和Sumi, 2002), 可以得到厄尔尼诺盛期东亚大气环流和中国气候的显著异常特征, 并揭示厄尔尼诺通过西北太平洋异常反气旋影响东亚季风的物理机制. 根据NINO3区指数所得到的厄尔尼诺在其盛期时对东亚大气环流和中国气候产生显著影响, 在物理上是容易理解的. 该指数所得到的厄尔尼诺盛期, 对应着厄尔尼诺期间热带西太平洋出现最显著的海温负异常和最强的对流异常冷却, 此时与厄尔尼诺相伴随的出现在热带西太平洋的最强异常信号, 才能对强大的东亚季风系统产生显著的影响. 由此可知, 厄尔尼诺对东亚气候的影响是通过与其相关联的热带西太平洋对流异常冷却来实现的, 而热带西太平洋最强的对流异常冷却出现在以NINO3区指数所表征的厄尔尼诺的盛期. 因此, 选择NINO3区海温异常作为厄尔尼诺指数, 能够较好地表征厄尔尼诺通过西北太平洋异常反气旋对东亚和中国气候的影响.

5.2 厄尔尼诺滞后影响因子与中国夏季降水

如第3节中所述, 有多种因子可以导致厄尔尼诺盛期出现的西北太平洋异常反气旋维持到厄尔尼诺次年夏季. 为了分析出现在夏季时的这些因子与中国夏季降水的联系, 利用Xie等(2009)定义的夏季热带印度洋(20°S~20°N, 40°~100°E)和容新尧等(2010)定义的夏季热带北大西洋(0°~20°N, 80°~30°W)区域平均的海面温度异常以及Wang等(2000)表征西北太平洋异常反气旋的夏季菲律宾海(10°~20°N, 120°~150°E)区域平均海平面气压异常, 分别与中国夏季降水进行相关分析, 图4给出了它们与中国东部夏季降水的相关系数分布.

由图4可看出, Xie等(2009)定义的夏季热带印度洋和容新尧等(2010)定义的热带北大西洋海温异常与中国东部夏季降水异常的相关系数分布存在着明显差异. 同时, 局地海气相互作用造成的维持到夏季的西北太平洋异常反气旋(Wang等, 2000)所对应的夏季降水异常分布, 也与前二者不同. 夏季热带印度洋增暖时(图4a), 显著的降水正异常仅仅出现在长江下游中国东部沿岸附近很小的区域内, 但在华北出现了相对较大范围的显著降水负异常. 当热带北大西洋增暖时(图4b), 显著的降水正异常区域主要在长江中游附近区域. 表征西北太平洋异常反气旋的夏季菲律宾海区域海平面气压异常增高时(图4c), 显著的降水正异

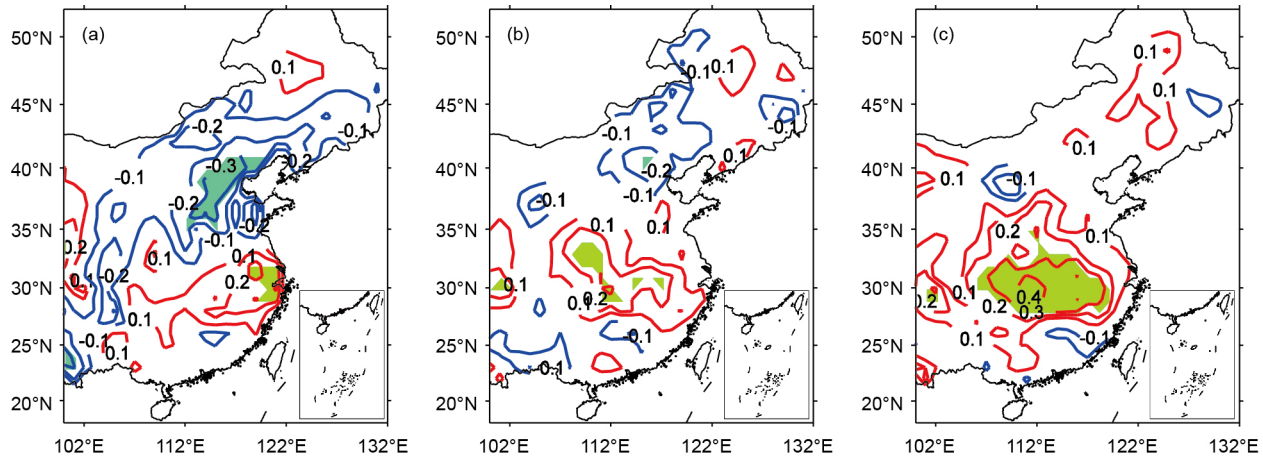


图 4　夏季热带印度洋(20°S~20°N, 40°~100°E)区域平均海温异常(a)、夏季热带北大西洋(0°~20°N, 80°~30°W)区域平均海温异常(b)、夏季菲律宾海(10°~20°N, 120°~150°E)区域平均海平面气压异常(c)与中国东部(100°E以东)夏季降水的相关系数分布

阴影区为信度超过0.05的区域. 降水来自中国160站的月平均观测资料, 海平面气压取自美国NCEP/NCAR月平均再分析资料, 海面温度为英国Hadley中心的HadISST月平均资料. 所用资料的时间范围均为1951~2015年

常区域出现在除了中国东部沿岸附近以外的整个长江中下游区域. 与夏季热带印度洋和热带北大西洋与中国夏季降水的相关系数分布相比较, 夏季菲律宾海区域海平面气压异常与中国夏季降水的相关性明显偏强, 并且显著相关的范围更大.

Zhang(2001)的研究表明, 夏季热带印度洋增暖时, 减弱的印度夏季风水汽输送可以造成中国华北地区降水显著减少; 而与西北太平洋副热带高压相联系的水汽输送异常, 主要与长江中下游的降水相联系. 由此看来, 与厄尔尼诺相关联的热带印度洋夏季增暖, 可能主要通过影响印度夏季风水汽输送, 进而对中国夏季降水产生影响, 此时在华北出现显著的降水负异常(张人禾, 1999). 而持续到夏季的热带北大西洋增暖和西北太平洋异常反气旋, 可能主要通过影响西北太平洋副热带高压来影响中国夏季降水, 降水显著异常的区域主要出现在长江中下游.

6　结论和需要进一步研究的问题

厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水具有重要的影响, 厄尔尼诺盛期时的春、秋、冬季, 中国南方降水显著偏多, 夏季华北降水显著偏少. 与厄尔尼诺相关联的西北太平洋异常反气旋是厄尔尼诺影响东亚季风和中国降水的重要途径. 厄尔尼诺期间热带西太平洋对流异常冷却激发出的大气Rossby波响应, 是产生西北太平洋异常反气旋的物理原因.

盛期出现在冬季的厄尔尼诺对次年夏季东亚气候的滞后影响, 是通过西北太平洋异常反气旋的维持来实现的. 发生在厄尔尼诺期间热带西太平洋对流异常减弱的持续、西北太平洋局地海气相互作用以及与厄尔尼诺相关联的热带印度洋和热带北大西洋夏季海温异常增暖, 是西北太平洋异常反气旋持续到厄尔尼诺次年夏季的重要原因.

厄尔尼诺和拉尼娜对冬半年东亚大气环流和中国降水具有明显的不对称影响. 厄尔尼诺冬半年热带西太平洋对流活动受到抑制, 季节内振荡不明显, 与厄尔尼诺相联系的年际变化占主导地位, 使得西北太平洋出现显著的异常反气旋, 造成中国南方降水明显偏多. 拉尼娜冬半年热带西太平洋对流活动活跃, 季节内变化显著并占主导地位, 导致与拉尼娜相联系的东亚大气环流和中国降水的年际异常都不显著.

本文回顾了已有研究所揭示的厄尔尼诺通过西北太平洋异常反气旋影响东亚大气环流和中国降水及其物理过程, 但在该研究领域还存在需要进一步深入研究的问题. 具体如下.

(1) 文中说明了与厄尔尼诺相关联的多种因子可以对西北太平洋异常反气旋的维持产生影响, 并且说明了不同因子对中国夏季降水可以产生不同的影响(图4). 但不同因子在维持西北太平洋异常反气旋以及

对中国降水影响中的相对重要性和差异性还缺乏深入的研究, 对该问题的深入认识将有助于更好地认识和预测厄尔尼诺对东亚大气环流和中国夏季降水的滞后影响.

(2) 考虑到厄尔尼诺的多样性, 本文的结果主要对应于东部型厄尔尼诺. 对于中部型厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水的影响, 目前还没有一致的结论, 甚至结论相反. 如发生中部型厄尔尼诺时, 一些研究指出西北太平洋为弱的异常反气旋(Feng等, 2010; Su等, 2013), 而有的研究指出为异常气旋(Zhang等, 2011; Chen等, 2014). 这种差异的产生主要与所考虑的海温异常的位置有关, 因此有必要通过深入研究, 选择或建立一种能表征厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水影响具有代表性的厄尔尼诺指数, 这是认识和预测厄尔尼诺对东亚大气环流和中国气候影响的关键性基础问题.

(3) 目前大量的研究集中在厄尔尼诺对东亚大气环流和中国夏季降水的滞后影响, 这主要是因为厄尔尼诺的峰值主要发生在冬季, 而夏季赤道中东太平洋暖海温异常较弱. 事实上, 赤道中东太平洋海温在夏季同样可以出现较强的暖异常, 即厄尔尼诺也可以发生在夏季, 并对东亚大气环流和中国夏季降水产生同期影响(Zhang等, 1996, 1999; 张人禾, 1999). 但到目前为止, 同期影响和滞后影响的相对作用是目前还没有厘清的问题, 有待于今后进行深入的研究.

(4) 影响东亚大气环流和中国气候变异的因素除了厄尔尼诺外, 已有的研究表明还有多种因素, 如青藏高原热力异常、欧亚大陆陆面热状况以及人类活动等, 都对东亚大气环流和中国气候有重要影响(Huang等, 2012; Zhang等, 2013; Zhang, 2015a, 2015b; 吴国雄等, 2015). 与厄尔尼诺的影响相比, 其他因素对东亚大气环流和中国气候变异影响的相对重要性仍然不清楚, 尚需要开展进一步深入研究.

(5) 现有的一些研究表明, ENSO与东亚夏季风之间的关系具有年代际变化(Wang, 2002), 夏季热带印度洋海温异常与西北太平洋反气旋异常之间的相关性在20世纪70年代中期之后显著增强(Huang等, 2010), 太平洋年代际涛动(PDO)可以影响ENSO与东亚冬季风之间的年际关系(Chen等, 2013). 因此, 全球变暖以及气候的年代际变化对东亚大气环流和中国气候与厄尔尼诺年际关系的影响, 也是今后需要开展的重要研究课题.

参考文献

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我国汛期降水的影响. 大气科学, 1: 1–12

陈文. 2002. El Niño和La Niña事件对东亚冬、夏季风循环的影响. 大气科学, 26: 595–610

黄荣辉, 张人禾. 1997. ENSO循环与东亚季风环流相互作用过程的诊断研究. 见: 叶笃正, 编. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社. 93–109

李崇银. 1987. 厄尔尼诺影响西太平洋台风活动的研究. 气象学报, 45: 229–236

李晓燕, 翟盘茂. 2000. ENSO事件指数与指标研究. 气象学报, 58: 102–109

倪允琪, 邹力, 张向东, 王国民, 杨修群, 吴爱民. 1995. ENSO及其对亚洲季风和我国气候变化影响的研究. 气象科学, 15: 30–45

容新尧, 张人禾, Li T. 2010. 大西洋海温异常在ENSO影响印度——东亚夏季风中的作用. 科学通报, 55: 1397–1408

谭言科, 张人禾, 何金海, 邹力. 2004. 热带印度洋海温的年际变化与ENSO. 气象学报, 62: 831–840

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

袁媛, 杨辉, 李崇银. 2012. 不同分布型El Niño事件及对我国次年夏季降水的可能影响. 气象学报, 70: 467–478

张人禾. 1999. El Niño盛期印度夏季风水汽输送在我国华北地区夏季降水异常中的作用. 高原气象, 18: 567–574

张人禾, 李强. 2004. 热带海洋变异对东亚季风的影响. 气象, 30: 22–26

中国科学院地理研究所长期天气预报组. 1977. 热带海洋对副热带高压长期变化的影响. 科学通报, 22: 313–317

Ashok K, Behera S K, Rao S A, Weng H, Yamagata T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. J Geophys Res, 112: C11007

Annamalai H, Liu P, Xie S P. 2005. Southwest Indian Ocean SST variability: Its local effect and remote influence on Asian monsoons. J Clim, 18: 4150–4167

Chen D, Lian T, Fu C B, Cane M A, Tang Y M, Murtugudde R, Song X S, Wu Q Y, Zhou L. 2015. Strong influence of westerly wind bursts on El Niño diversity. Nat Geosci, 8: 339–345

Chen W, Feng J, Wu R G. 2013. Roles of ENSO and PDO in the link of the East Asian winter monsoon to the following summer monsoon. J Clim, 26: 622–635

Chen Z S, Wen Z P, Wu R G, Zhao P, Cao J. 2014. Influence of two types of El Niños on the East Asian climate during boreal summer: A numerical study. Clim Dyn, 43: 469–481

Deser C, Wallace J M. 1990. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. J Clim, 3: 1254–1281

Du Y, Xie S P, Huang G, Hu K M. 2009. Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño—Induced North Indian Ocean warming. J Clim, 22: 2023–2038

Feng J, Chen W, Tam C Y, Zhou W. 2011. Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases. Int J Climatol, 31: 2091–2101

Feng J, Li J P. 2011. Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over south China. J Geophys Res, 116: D13102

Feng J, Wang L, Chen W, Fong S K, Leong K C. 2010. Different impacts of two types of Pacific Ocean warming on Southeast Asian rainfall during boreal winter. J Geophys Res, 115: D24122

Huang G, Hu K M, Xie S P. 2010. Strengthening of tropical Indian Ocean teleconnection to the Northwest Pacific since the mid-1970s: An atmospheric GCM study. J Clim, 23: 5294–5304

Huang R H, Chen J L, Wang L, Lin Z D. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system. Adv Atmos Sci, 29: 910–942

Huang R H, Chen W, Yang B L, Zhang R H. 2004. Recent advances in studies of the interaction between the East Asian winter and summer monsoons and ENSO cycle. Adv Atmos Sci, 21: 407–424

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 R H, Zhang R H, Zhang Q Y. 2000. The 1997/98 ENSO cycle and its impact on summer climate anomalies in east asia. Adv Atmos Sci, 17: 348–362

Karnauskas K B. 2013. Can we distinguish canonical El Niño from Modoki? Geophys Res Lett, 40: 5246–5251

Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. J Clim, 22: 1499–1515

Larkin N K, Harrison D E. 2005. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. Geophys Res Lett, 32: L13705

Lau N C. 1985. Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Niños in 1962–76. Mon Weather Rev, 113: 1970–1996

Li C. 1988. Actions of typhoons over the Western Pacific (including the South China Sea) and El Nino. Adv Atmos Sci, 5: 107–115

Li T R, Zhang R H, Wen M. 2015. Impact of ENSO on the precipitation over China in winter half-years. J Trop Meteorol, 21: 161–170

Philander S G H. 1983. El Niño Southern Oscillation phenomena. Nature, 302: 295–301

Philander S G H. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. London: Academic Press. 289

Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. Mon Weather Rev, 110: 354–384

Shukla J, Wallace J M. 1983. Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific Sea Surface temperature anomalies. J Atmos Sci, 40: 1613–1630

Su J Z, Zhang R H, Zhu C W. 2013. ECHAM5-simulated impacts of two types of El Niño on the winter precipitation anomalies in South China. Atmos Ocean Sci Lett, 6: 360–364

Takahashi K, Montecinos A, Goubanova K, Dewitte B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. Geophys Res Lett, 38: L10704

Walker G T, Bliss E W. 1930. Some applications to seasonal forecasting. World Weather IV, 3: 53–84

Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon Weather Rev, 109: 784–812

Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? J Clim, 13: 1517–1536

Wang C Z, Wang X. 2013. Classifying El Niño Modoki I and II by different impacts on rainfall in Southern China and typhoon tracks. J Clim, 26: 1322–1338

Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon—ENSO relations. Adv Atmos Sci, 19: 1–11

Wang H J, Zhang R H, Cole J, Chavez F. 1999. El Nino and the related phenomenon Southern Oscillation (ENSO): The largest signal in interannual climate variation. Proc Natl Acad Sci USA, 96: 11071–11072

Weng H G, Ashok K, Behera S K, Rao S A, Yamagata T. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. Clim Dyn, 29: 113–129

Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Asymmetry of atmospheric circulation anomalies over the Western North Pacific between El Niño and La Niña. J Clim, 23: 4807–4822

Xie S P, Hu K M, Hafner J, Tokinaga H, Du Y, Huang G, Sampe T. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific cimate during the summer following El Niño. J Clim, 22: 730–747

Yuan Y, Yang S. 2012. Impacts of different types of El Niño on the East Asian climate: Focus on ENSO cycles. J Clim, 25: 7702–7722

Yuan Y, Zhou W, Chan J C L, Li C Y. 2008. Impacts of the basin-wide Indian Ocean SSTA on the South China Sea summer monsoon onset. Int J Climatol, 28: 1579–1587

Zhang R. 2001. Relations of water vapor transports from Indian monsoon with those over East Asia and the summer rainfall in China. Adv Atmos Sci, 18: 1005–1017

Zhang R H. 2015a. Changes in East Asian summer monsoon and summer

rainfall over eastern China during recent decades. Chin Sci Bull, 60: 1222–1224

Zhang R H. 2015b. Natural and human-induced changes in summer climate over the East Asian monsoon region in the last half century: A review. Adv Clim Change Res, 6: 131–140

Zhang R H, Li T T, Wen M, Liu L K. 2015. Role of intraseasonal oscillation in asymmetric impacts of El Niño and La Niña on the rainfall over southern China in boreal winter. Clim Dyn, 45: 559–567

Zhang R H, Sumi A. 2002. Moisture circulation over East Asia during El Nino Episode in Northern winter, spring and autumn. J Meteorol Soc Jpn, 80: 213–227

Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. J Meteorol Soc Jpn, 74: 49–62

Zhang R H, 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 R H, Wu B Y, Han J P, Zuo Z Y. 2013. Effects on summer monsoon and rainfall change over China due to Eurasian snow cover and ocean thermal conditions. In: Singh B R, ed. Climate Change—Realities, Impacts over Ice Cap, Sea Level and Risks. Rijeka: InTech. 227–250

Zhang W J, Jin F F, Li J P, Ren H L. 2011. Contrasting impacts of two-type El Niño over the Western North Pacific during Boreal Autumn. J Meteorol Soc Jpn, 89: 563–569