



南京大學

研究生畢業論文
(申請碩士學位)

論文題目	西北太平洋熱帶氣旋活動的 年代際變化
作者姓名	馮城烽
學科、專業名稱	大氣科學 氣象學
研究方向	熱帶氣旋
指導教師	方娟 教授

南京大學大氣科學學院

2018 年 6 月

学 号： MG1528002

论文答辩日期： 2018 年 5 月

指 导 教 师： (签字)



Nanjing University
M.S. Dissertation

**Interdecadal Change of
Tropical Cyclone Activity
in the Western North Pacific**

Chengfeng Feng

Major: Meteorology

Advisor: Prof. Juan Fang

School of Atmospheric Sciences, Nanjing University

May, 2018

版权及硕士学位论文原创性声明

任何收存和保管本论文的单位和个人，未经作者本人授权，不得将论文转借他人并复印、抄录、拍照成以任何方式传播，否则，引起有碍作者著作权权益的问题，将可能承担法律责任。

本人郑重声明：此处所提交的硕士学位论文《西北太平洋热带气旋活动的年代际变化》，是本人在导师指导下，在南京大学攻读硕士学位期间独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本学位论文的研究成果不包含任何他人创作的、已公开发表或没有公开发表的作品内容。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本学位论文原创性声明的法律责任由本人承担。

作者签字：

日期： 年 月 日

南京大学研究生毕业论文中文摘要首页用纸

毕业论文题目： 西北太平洋热带气旋活动的
年代际变化

气象学 专业 2015 级硕士生姓名： 冯城烽

指导教师（姓名、职称）： 方娟 教授

摘 要

为了从低层涡度扰动频数以及生成率的角度探讨西北太平洋（WNP）热带气旋（TC）活动的年代际变化，本文利用 Hodges 追踪方案对 1979 年到 2016 年的低层涡度扰动进行追踪。结果表明：与 1979 年到 1997 年（P1）对比，南海（SCS）在 1998 年到 2016 年（P2）中的不发展的低层涡度扰动频数有显著的上升，而生成率则有显著的下降，这就导致 SCS 的热带气旋生成频数（TCGF）没有显著的年代际变化；西北太平洋西部（WWNP）的不发展的低层涡度扰动频数，生成率以及 TCGF 均没有发生显著的年代际变化；EWNP 的不发展的低层涡度扰动频数，生成率以及 TCGF 均有显著的下降。因此，WNP 不发展的低层涡度频数没有显著的年代际变化，而生成率和 TCGF 则有显著的下降。

导致 SCS 生成率在 P2 显著下降的主要原因可能是相对湿度的年代际变化，而导致 EWNP 的生成率显著下降的主要原因可能是纬向环流的年代际变化引起的垂直风切变的年代际变化。本文将 1951 年到 2016 年分成四个时间段：1951 年到 1961 年，1962 年到 1978 年以及 P1 和 P2，而且通过一些简单对比，发现 WNP 的 TC 活动以及环境场的年代际变化可能是大西洋多年代际振荡（AMO），太平洋年代际振荡与北印度洋海表面温度异常共同作用的结果，其中 AMO 的正位相（负

位相)有可能导致 SCS 和 EWP 的 TCGF 显著增加(下降)。在三者的共同影响之下,与南半球 700-500hPa 的垂直平均相对湿度的增加带相对应的是,SCS 有显著的哈得莱环流变化,而 EWP 则有显著的纬向环流变化,这些变化还伴随着季风槽的西退,副高控制范围的增加以及热带对流层上部槽的西移。这些环境场的年代际变化会导致 SCS 和 EWP 的 TC 生成率发生显著的年代际变化。

夏季 WNP 的 TCGF 的变化与 6 月到 11 月总体的变化不一致,其中一部分是因为 WNP 的 TC 活动在夏季还会受到北半球夏季季节内振荡的影响。

关键词: 热带气旋; 低层涡度扰动; AMO; BSISO; 年代际变化

南京大学研究生毕业论文英文摘要首页用纸

THESIS: Interdecadal Change of Tropical Cyclone Activity

in the Western North Pacific

SPECIALIZATION: Meteorology

POSTGRADUATE: Chengfeng Feng

MENTOR: Prof. Juan Fang

Abstract

In order to study the interdecadal change of tropical cyclone (TC) activity in the Western North Pacific (WNP) by utilizing the frequency of low-level disturbances and the genesis productivity, in this paper, we use Hodges tracking scheme to track the low-level disturbances from 1979 to 2016. The results indicate that compared with 1979 to 2016 (P1), from 1998 to 2016 (P2), the frequency of nondeveloping low-level disturbances in South China Sea (SCS) has a remarkable increase, while the genesis productivity has a remarkable decrease, so the tropical cyclone genesis frequency (TCGF) in SCS do not change remarkably; the interdecadal change of the nondeveloping low-level disturbances, the genesis productivity and TCGF in the western part of WNP (WWNP) is not distinct; the frequency of the nondeveloping low-level disturbances, the genesis productivity and TCGF in EWNP all decrease remarkably. Therefore, the genesis productivity and TCGF in WNP has a remarkable decrease, while the interdecadal change of the nondeveloping low-level disturbances is not distinct.

The most important factor that affects the genesis productivity in SCS is the interdecadal change of the relative humidity, while the most important factor in EWNP is vertical wind shear, which is influenced by the interdecadal change of the zonal circulation. In this paper, we divide 1951 to 2016 into four periods: 1951 to 1961, 1962 to 1978, P1 and P2, and through comparing these four periods, we find that the

interdecadal change of the tropical cyclone (TC) activity in WNP and environmental fields maybe affected by the combined effect of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), the Pacific Decadal Oscillation and the sea surface temperature anomaly in the North Indian Ocean. The positive (negative) phase of AMO may increase (decrease) TCGF in SCS and EWNP. Influenced by the combined effect of them, there are a remarkable change of Hadley Cell in SCS and WWNP, and a remarkable change of zonal circulation in EWNP, accompanied with the increase belt of vertical averaged 700-500hPa relative humidity in the Southern Hemisphere. Besides, in P2, there are the westward retreat of Monsoon Trough, the increasement of the range of Subtropical High, and the westward movement of Tropical Upper Tropospheric Trough in WNP. These interdecadal change of the environmental fields can lead to the interdecadal change of the genesis productivity in WNP.

In WNP, the interdecadal change of TCGF in summer is different from the overall interdecadal change of TCGF from June to November. This is partly because in summer, the TC activity in WNP is influenced by Boreal Summer Intraseasonal Oscillation.

Key words: Tropical Cyclone; Low Level Vorticity Disturbance; AMO; BSISO; Interdecadal Change

目录

第一章 绪论	1
1.1 引言	1
1.2 环境场的年代际变化对西北太平洋热带气旋活动的影响	2
1.3 外强迫对西北太平洋热带气旋活动的影响	3
1.4 自然内部变率对西北太平洋热带气旋活动的影响	4
1.5 影响南海热带气旋活动的原因	5
1.6 研究目的及创新点	6
1.7 论文内容及章节安排	6
第二章 资料与方法	8
2.1 资料说明	8
2.1.1 最佳路径数据	8
2.1.2 其它数据	8
2.2 相关系数检验	9
2.3 阶跃点分析	9
2.4 潜在强度	10
2.5 热带气旋热势	10
2.6 低层涡度扰动识别与追踪	11
第三章 热带气旋活动的年代际变化	12
3.1 热带气旋年平均频数的年代际变化	12
3.2 各月份热带气旋年平均频数的年代际变化	13
3.3 6月到11月热带气旋生成频数的空间分布	14
3.4 6月到11月各海区热带气旋年平均频数的年代际变化	16
3.5 6月到11月不发展的低层涡度扰动频数的空间分布	18
3.6 6月到11月各海区不发展的低层涡度扰动频数的年代际变化	20
3.7 6月到11月各海区生成率的年代际变化	22
3.8 本章小结	24
第四章 环境场的年代际变化对生成率的影响	25
4.1 热带气旋生成频数与海表面温度异常的相关关系	25
4.2 大西洋年代际振荡和北印度洋海表面温度异常的影响	26
4.3 海表面温度的年代际变化	29

4.4 潜在强度的年代际变化	30
4.5 热带气旋热势的年代际变化	31
4.6 700–500hPa 相对湿度的年代际变化	32
4.7 向外长波辐射的年代际变化	34
4.8 垂直风切变的年代际变化	35
4.9 200hPa 风场的年代际变化	36
4.10 500hPa 垂直速度的年代际变化	38
4.11 850hPa 风场的年代际变化	39
4.12 水平风速以及垂直风速的年代际变化的垂直剖面图	41
4.13 本章小结	42
第五章 夏季西北太平洋热带气旋活动年代际变化异常	43
5.1 夏季热带气旋生成频数的年代际变化	43
5.2 北半球夏季季节内振荡第一模态对夏季热带气旋生成的影响	44
5.3 本章小结	45
第六章 总结和展望	46
6.1 全文总结	46
6.2 不足和展望	47
参考文献	48
致谢	53

第一章 绪论

1.1 引言

在热带气旋 (TC) 发生频率最高的西北太平洋 (WNP) 上的 TC 活动对亚太地区的庞大人口有着深远的影响 (Peduzzi 等, 2012)。因此, 理解 TC 活动变化中的机制对在许多亚洲国家发展能够抵挡自然灾害的可持续社会有着极其重要的作用。在 WNP 中, 中国南海区域 (SCS) 是最大的半封闭陆缘海区域。在 SCS 中几乎所有的 TC 都会登陆到中国或者越南等国家, 造成大量的人员伤亡以及财产损失。很多前人的研究 (Leung 等, 2005; Wang 等, 2013; Ha 等, 2014; Li 和 Zhou, 2014; Ha 和 Zhong, 2015) 表明, 在 SCS 区域中, 用热带气旋生成频数 (TCGF) 表征的 TC 活动存在着年代际变化。对于整个 WNP 来说, 不少研究 (白莉娜等, 2010; Hennon 等, 2013; Liu 和 Chan, 2013; Hong 等, 2016; Chiharu Takahashi 等, 2017; Huangfu 等, 2017b; Li 和 Xiao 等, 2017; Zhang 等, 2017) 表明, 最近 30 年的 TC 活动也有明显的年代际变化: 在 20 世纪 80 年代中期到 90 年代中期之间有上升的趋势, 在 90 年代末期以后有显著的下降趋势。而且, 在 90 年代末期以后, WNP 的 TCGF 的下降主要集中在 WNP 的东南部 (Liu 和 Chan, 2013; He 等, 2015; Chiharu Takahashi 等, 2017; Huangfu 等, 2017b)。

在年代际尺度上, 影响 WNP 的 TC 活动的因素主要包括两个方面: 人类活动与自然活动造成的外强迫变化以及自然内部变率。在自然内部变率这方面, 最近三十年的 WNP 的 TCGF 的年代际变化可能是受到太平洋年代际振荡 (PDO) 以及大西洋年代际振荡 (AMO) 的影响, 但是不少研究 (Liu 和 Chan, 2013; Zhang 等, 2013; Zhang 等, 2018) 表明 PDO 在 WNP 的 TCGF 的年代际变化中只能扮演次要角色。与 PDO 相比, 在最近的 30 年, AMO 对 WNP 的 TC 活动的影响更为重要。He 等 (2015) 的研究发现导致 90 年代末期以后 WNP 东南部 TCGF 显著减少的主要原因是年代际的拉尼娜型的海表面温度 (SST) 异常使大气条件发生改变。Li 等 (2015) 发现这种拉尼娜型的 SST 异常与 AMO 有一定的关系。Zhang 等 (2017) 发现大西洋经向模 (AMM) 的正位相能够增强 WNP 的沃克环流, 增加 WNP 东部的垂直风切变 (VWS), 从而抑制 WNP 的 TC 活动。Zhang 等 (2018) 进一步发现与 1980 年到 1996 年相比, 1997 年到 2014 年 WNP 的沃克环流的改变以及 TCGF 的降低

主要是因为北大西洋 SST 增加。至于 SCS 区域,有不少学者 (Wang 等, 2013; Li 和 Zhou, 2014; Ha 和 Zhong, 2015) 研究了印度洋 (IO) SST 对其 TCGF 的影响。同时, Ha 等 (2014) 发现 SCS 区域的 TCGF 与大气季节内变率 (ISV) 的年代际变化有一定的关系。因此, 从前人的研究当中, 我们可以知道 PDO, AMO 以及 IO 的 SST 的年代际变化对 WNP 的 TC 活动均有影响, 但是不同位相的 PDO, AMO 与 IO 的 SST 对 WNP 的 TC 活动的共同作用仍未被研究清楚, 而且在 ISV 中, BSI SO 与 SCS 区域的 TCGF 的关系还有待探究。

除了研究 TC 活动的年代际变化以外, 也有学者关注热带云团 (TCC) 的活动的年代际变化, 如 Hennon 等 (2013) 发现 TCC 的频数的以及生成率在 1999 年之后有明显的年代际变化。Teng 等 (2014) 研究了厄尔尼诺对 WNP 的 TCCs 的影响, 他们的结果表明厄尔尼诺对 TC 数量的影响主要体现在 TCC 的数目上。但是, 很少有学者分析低层涡度扰动的年代际变化, 而且也没有研究者从低层涡度扰动以及生成率的角度探讨 TCGF 的年代际变化。

1.2 环境场的年代际变化对西北太平洋热带气旋活动的影响

TC 是破坏力最强的气象灾害之一, 而 WNP 是全球范围内 TC 活动最为频繁的区域, 因此对 WNP 的 TC 活动进行分析具有非常重要的意义。很多学者从环境场的变化角度分析 WNP 的 TCGF 的年代际变化, 而且他们分析的关注点也各有不同。

张艳霞等 (2004) 发现当前期的南亚高压中心位置偏北, 偏西, 而且中心强度偏弱时, 当年的 TC 偏多, 反之, 当年的 TC 偏少。黄勇等 (2008) 发现海温, 对流, 涡度, 散度以及切变条件都能够对 WNP 的 TC 生成产生影响。白莉娜等 (2010) 发现北太平洋副热带的潜热通量在过去 40 多年中有显著的减弱趋势, 这会影响中层的湿度场, 高低层涡度场以及高低层散度场, 从而调制 TC 的活动。Liu 和 Chan (2013) 的研究发现 1998 年到 2011 年的 WNP 东南部分的 TCGF 大量下降是因为 VWS 增强以及副高变强, 其中 VWS 和副高的变化与厄尔尼诺南方涛动 (ENSO) 的类型没有太大的关系, 而且 PDO 对两者的影响也不是最主要的。夏淋淋等 (2014) 发现从 1950 年以来, WNP 的 TCGF 经历了一个先增加后减少的过程, 其中的转折点在 20 世纪 70 年代中后期, 而且前期春季海温场, 大气环流异常对

夏季（6-10月）的TCGF有影响。Wu等（2015）的研究表明1979年到2012年热带对流层上部槽（TUTT）的西移会导致TC的生成位置的分布发生年代际变化。Hu等（2017）通过GPI分析，得知在1950年到1976年WNP的TCGF的年代际变化的控制因子是比湿，在1977年到1998年是最大潜在强度或者SST，在1999年到2014年则是相对涡度，而且ENSO类型的变化对环境场的年代际变化影响很大。Huangfu等（2017）发现与1979年到1998年相比，1999年到2013年5月份的WNP的TCGF有年代际增加，这可能与南海夏季风提前爆发，季风槽提前进入WNP有关。Huangfu等（2017b）发现与1979年到1998年相比，1999年到2013年6月到11月的WNP的TCGF的年代际下降与季风槽的变化可能有密切的关系。Li和Xiao等（2017）发现在1995年以后，与拉尼娜型SST分布对应的是，WNP下沉运动增强，VWS增加，海平面气压上升，这对TC形成是不利的。

虽然环境场的变化能直接影响WNP的TC活动，但是环境场的变化并不是TC活动变化最根本的原因，因为它的年代际变化会受到人类活动与自然活动造成的外强迫变化以及自然内部变率的影响。

1.3 外强迫对西北太平洋热带气旋活动的影响

人类活动外强迫的变化主要有温室气体的变化以及硫酸盐气溶胶的变化。Wu等（2015）的研究表明因温室气体排放的增加而导致的全球变暖有可能是1979年到2012年TUTT西移的主要原因，而TUTT西移会导致TC的生成位置的分布发生年代际变化。与单调上升的温室气体排放不同，人类排放的硫酸盐气溶胶，还有一系列的自然火山爆发有着明显的多年代际变化。与跨海盆变化（TBV）相关的SST增暖趋势主要受到硫酸盐气溶胶过去的变化所影响，包括从皮纳图博火山爆发引起的冷却中恢复。该趋势能够通过发源于大西洋的热带遥相关（Li等，2015），对西太平洋的大气环流造成影响，从而影响WNP的TC生成。Chiharu Takahashi等（2017）利用模式研究，发现过去的硫酸盐气溶胶排放变化对1992年到2011年观测到的WNP东南区域的TCGF下降趋势有大约60%的贡献，而非硫酸盐气溶胶强迫对TCGF变化的贡献则不大。TCGF的下降主要归因于VWS的上升以及低层涡度的下降，而这两者又与气溶胶强迫驱动的TBV的SST的多年代际变化

有关。但是，Zhang 等（2018）的研究则表明人类强迫在 1997 年到 2014 年的 WNP 的 TCGF 的下降中只扮演次要的角色。总之，人类活动与自然活动造成的外强迫变化对 WNP 的 TC 活动的影响还不太确定，有待进一步的研究。

1.4 自然内部变率对西北太平洋热带气旋活动的影响

在自然内部变率这一方面，前人的研究主要集中在 PDO 与 AMO 上，但是也有学者关注其它的自然内部变率，如 Zhang 等（2013）和赵威等（2015）。Zhang 等（2013）发现北太平洋环流振荡（NPGO）对 WNP 的 TCGF 的年代际变化有影响。当 NPGO 为负位相的时候，正的低层相对涡度以及弱的纬向 VWS 会使得 WNP 的 TCGF 增加。赵威等（2015）发现 1998 年到 2010 年 WNP 的 TCGF 减少主要出现在 MJO 的活跃位相，而且在 1998 年到 2010 年气候背景下，MJO 周期缩短，持续活跃日数减少，部分活跃纬向低频风场出现东风异常和对流活跃面积收缩，这可能会使 WNP 的 TCGF 下降。

前人的研究发现 PDO 对 WNP 的 TCGF 年代际变化的影响并不是最为重要的。Zhang 等（2013）发现 NPGO 对 WNP 的 TCGF 的年代际变化有影响，其影响比 PDO 和 ENSO 更加显著。Liu 和 Chan（2013）的研究发现 1998 年到 2011 年的 WNP 东南部分 VWS 增强以及副高变强与 PDO 关系不大。Zhang 等（2018）的研究也表明 PDO 在 WNP 的 TC 活动的变化中只能扮演次要角色。虽然 PDO 对 TCGF 的作用并不是最主要的，但是 Wang 等（2015）发现西北太平洋热带气旋快速增强（RI）的变化可能与 PDO 有密切的关系。在 PDO 的暖（冷）位相，年平均的 RI 频数普遍较低（较高），而且 RI 发生的平均位置有向东南（西北）移动的趋势。

最近有研究发现 AMO 对 WNP 的 TCGF 的年代际变化的影响十分重要。Xichen Li 等（2015）利用先进的气候模式证明了在过去三十年，热带大西洋的增暖通过海气相互作用过程引起了整个热带范围的相应（贡献大约为 55%-75%），其中包括：印太暖池的增暖（时间尺度约为 1 年），以及东太平洋的冷却（时间尺度约为 10 年）。这种 SST 的梯度，能进一步加强沃克环流以及引起赤道太平洋的东风异常，并使之发展成为类似拉尼娜的状态。而 Bjerknes 反馈会增强赤道太平洋的冷却和东风。与 Xichen Li 等（2015）的研究相似，Hong 等（2016）等发现

20 世纪 90 年代中期到后期的太平洋的气候态转移 (CRS) 会导致一个类似于拉尼娜型的平均态。而且该研究表明平均态的变化会影响 WNP 的水汽以及 VWS 等, 从而导致 TC 活动的年代际变化。Zhang 等 (2017) 发现 AMM 能使热带东太平洋以及中太平洋有很强的下沉气流, 并且增强 WNP 的沃克环流, 从而抑制 WNP 的 TC 活动。Zhang 等 (2018) 的研究进一步表明在 1997 年到 2014 年, 北大西洋 SST 的增加能改变 WNP 的沃克环流, 增强 WNP 东部 VWS, 从而影响 WNP 的 TC 活动。

虽然 PDO 对 WNP 的 TCGF 的年代际变化的影响并不大, 但是也并不能完全忽略。事实上, WNP 的 TC 活动应该是受到 PDO 与 AMO 的共同作用影响的, 这种共同作用有待我们进一步研究。

1.5 影响南海热带气旋活动的原因

SCS 是 WNP 中最大的半封闭陆缘海区域, 它的 TC 活动的年代际变化有自身的特殊性。SCS 的西面是 IO, 因此 IO 的海温变化对 SCS 的 TC 活动有极其重要的作用。同时, SCS 与东亚大陆相邻, 在夏季会受到东亚季风的影响。

Wang 等 (2013) 发现相比于 20 世纪 50 年代后期到 20 世纪 70 年代前期, SCS 区域的 TC 数目从 20 世纪 70 年代中期一直到 20 世纪 90 年代末期是显著降低的, 这种 TC 的年代际变化可能与热带 IO 的 SST 增加有关, 因为热带 IO 的暖位相会使 SCS 区域高层辐合, 形成下沉气流异常。Ha 等 (2014) 发现与 20 世纪 70 年代到 20 世纪 90 年代早期相比, SCS 区域的 TCGF 在 20 世纪 90 年代中期到 21 世纪初的那十年有显著的增加, 这种年代际变化与 ISV 在 1994 年前后发生的年代际变化有密切的关系。Li 和 Zhou (2014) 的研究表明从 1979 年到 2010 年, IO 和 WNP 之间的 SST 梯度能通过影响沃克环流以及 MJO 的活动来影响夏季 SCS 的 TCGF。Ha 和 Zhong (2015) 研究了从 20 世纪 90 年代早期开始的夏季 SCS 的 TC 活动。结果表明, 在 2002 年以后, 北印度洋 (NIO) 以及 WNP 的 SST 有显著的年代际增暖, 两者能通过纬向环流引起 SCS 的异常的下沉气流。同时, 异常的 Hadley 环流也会引起 SCS 区域的下沉气流, 而且 ISV 的年代际变化对 TC 活动也是不利的。

虽然有学者研究了 ISV 的年代际变化对 SCS 区域 TC 活动的影响, 但是很少

人专门研究北半球夏季季节内振荡 (BSISO) 的作用。Lee 等 (2013) 发现亚洲夏季季风 (ASM) 中的 BSISO 是全球季风系统中最显著的短期气候变率之一。与 MJO 相比, BSISO 在性质上更加复杂, 带有明显的北传份量, 而且 BSISO 在夏季的信号比 MJO 强。因此, BSISO 对 SCS 的 TC 活动也应该有一定的影响。

1.6 研究目的及创新点

第一, 大部分学者研究的是 WNP 的 TC 活动的年代际变化, 只有一小部分研究者关注 TCC, 而且从 TCC 与生成率的角度探讨 TC 活动的年代际变化。与低层涡度扰动相关的研究几乎没有。但是事实上, WNP 的 TCGF 会受到两方面影响, 第一个是低层涡度扰动的数量, 第二个是环境场影响下的生成率。因此, 研究低层涡度扰动的年代际变化具有一定的意义。本文将简单地分析低层涡度扰动频数以及生成率的年代际变化。

第二, 很少有学者从 PDO, AMO 以及 IO 的 SST 的共同作用的角度来分析 WNP 的 TC 活动。本文将简单地分析三者的共同作用下, WNP 的 TCGF 的年代际变化。

第三, 对于 WNP 中的 SCS 区域, 目前的研究表明 IO 的 SST, WNP 西部的 SST, 以及 ISV 的年代际变化等对其 TC 活动有一定的影响。BSISO 也是一种 ISV, 但是目前关于 BSISO 与 SCS 区域的 TC 活动之间关系的研究很少, 因此本文对 BSISO 第一模态的年代际变化及其对 SCS 的 TC 活动的影响进行了简单的分析。

1.7 论文内容及章节安排

第一章: 介绍近三十年里, WNP 的 TC 活动的年代际变化, 以及从三个方面介绍影响 WNP 的 TC 活动年代际变化的原因: 环境场的年代际变化, 人类及自然活动造成的外强迫的变化和自然内部变率。此外, 由于 SCS 具有自身的特殊性, 我们还专门介绍了影响 SCS 的 TC 活动年代际变化的可能原因。

第二章: 介绍本文所使用的资料以及使用的研究方法。在使用的研究方法中, 我将会从三个方面详细介绍低层涡度扰动识别与追踪的方法: 扰动识别, 扰动追踪和扰动筛选。

第三章：分析 1979 年到 2016 年中，西北太平洋的 TC 活动，低层不发展的涡度扰动以及生成率的年代际变化特点。

第四章：简单分析在 PDO 与 AMO 的共同作用下，影响 1979 年到 2016 年 WNP 的 TC 生成率的环境场的年代际变化。环境场包括：SST，潜在强度（PI），热带气旋热势（TCHP），VWS，相对湿度，OLR，水平风场和垂直速度场。

第五章：简单分析 BSISO 第一模态的年代际变化对 WNP 的 TC 活动的影响。

第二章 资料与方法

2.1 资料说明

2.1.1 最佳路径数据

本文主要研究的对象是 1979 年到 2016 年西北太平洋 (WNP) 中的热带气旋 (TC)，使用的最佳路径数据集是日本气象局 (JMA) 提供的最佳路径数据集，该数据集中包含的变量有：分析时间，TC 中心位置 (经度和纬度)，TC 等级以及最大持续风速。

2.1.2 其它数据

在低层涡度扰动识别与追踪的程序中，我们使用的 925hPa, 900hPa, 875hPa 和 850hPa 的涡度场数据来自于 ERA-Interim，其水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，时间分辨率为 6 小时。在计算潜在强度 (PI) 时，我们使用的是 NCEP/NCAR Reanalysis-1 的海平面气压 (PSL)，温度和比湿的月平均数据，该数据的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直层数为 17 层。在分析环境场的年代际变化时，我们使用的是 NCEP/DOE Reanalysis-2 的水平风速，垂直速度以及相对湿度的月平均数据，该数据的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直层数为 17 层。海表面温度 (SST) 的月平均数据使用的是 NOAA 的 Extended Reconstructed Sea Surface Temperature 第四个版本的数据，该数据的水平分辨率为 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 。在计算热带气旋热势 (TCHP) 时，地表面以下的温度廓线使用的是 Hadley Center 的 EN4 数据 (Good 等, 2013)，该数据可以从以下网站获得：<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/>。OLR 是用来自于美国国家海洋和大气管理局 (NOAA)，空间分辨率为 2.5 度的月平均数据 (Liebmann 和 Smith, 1996)。北大西洋多年代际振荡 (AMO) 指数是用 Kaplan 的 SST 数据集计算得到的，它代表的是北大西洋的温度，该指数可以从下面的网站获得：<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>。太平洋年代际振荡 (PDO) 的指数可以从下面的网站获得：<http://research.ji>

sao.washington.edu/pdo/PDO.latest.txt。BSISO 的数据是从以下网站获得：<http://iprc.soest.hawaii.edu/users/jylee/bsiso/>。

2.2 相关系数检验

低通滤波会显著地降低时间序列的有效样本数。因此，为了检验相关系数的显著性，我们需要计算有效自由度，来代替传统的相关检验中的自由度，以达到更好的检验效果。下面是有效自由度的计算公式：

$$N_e = N_0 \times \frac{1 - r_1 r_2}{1 + r_1 r_2}$$

这里的 N_0 是样本大小， r_1 和 r_2 是两个时间序列滞后 1 个时间点的自相关系数（Brettherton 等，1999）。

2.3 阶跃点分析

为了检测出 1979 年到 2016 年 WNP 的 TCGF 的阶跃点，我们使用了 Mann-Kendall 非参数检验法（Chen 等，2013）。假定序列中的数据点为 x_1, \dots, x_n 。对于每一个元素 x_i ，有：

$$m_i = \begin{cases} +1 & \text{when } x_i > x_j \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (j = 1, \dots, i)$$

在零假设之下，正态分布的统计量 t_k 可以通过如下公式计算得到：

$$t_k = \sum_{i=1}^k m_i \quad (k = 1, \dots, n)$$

在 x_1, \dots, x_n 相互独立，且有相同连续分布时，正态分布的统计量 t_k 的平均值和方差可以通过下面的公式给定：

$$\begin{aligned} \bar{t}_k &= E(t_k) = \frac{k(k-1)}{4} \quad (k = 1, \dots, n) \\ \text{var}(t_k) &= \frac{k(k-1)(2k+5)}{72} \quad (k = 1, \dots, n) \end{aligned}$$

标准化统计变量 UF_k 的估计如下：

$$UF_k = \begin{cases} 0 & (k = 1) \\ \frac{(t_k - \bar{t}_k)}{\sqrt{\text{var}(t_k)}} & (k = 2, \dots, n) \end{cases}$$

对逆序列 x_n, \dots, x_1 ，重复上述的过程，我们可以得到另外一个 UF_k 序列 UF'_k ，那么：

$$UB_k = -UF'_{k'} \quad (k = n + 1 - k', k' = 1, \dots, n)$$

当零假设被否定时（即任何在 UF_k 中的数据点在临界区间 $[-1.96, 1.96]$ 以外）， UF_k 的值大于 0 表明序列有显著的上升趋势，小于 0 则表明序列有显著的下降趋势。如果 UF_k 和 UB_k 两条曲线出现交点，且交点在临界区间以内，那么交点对应的时刻便是突变开始的时间。

2.4 潜在强度

PI 是一个能表征 TC 热动力环境的物理量，它代表的是在当前环境场之下一个 TC 能够达到的最大可能强度（Emanuel, 1999）。计算 PI 的程序可以从以下的网址获得：<http://eaps4.mit.edu/faculty/Emanuel/products>，该程序中需要我们输入进去的物理量包括：SST，PSL 以及气压，温度和混合比的垂直廓线。PI 的计算公式如下所示：

$$PI^2 = \frac{C_k}{C_d} \frac{SST - T_0}{T_0} (k_s - k_a)$$

其中 C_k 和 C_d 分别是焓系数和拖曳系数， T_0 是出流层温度， k_s 和 k_a 分别是海气交界面和环境边界层中的空气的比焓。

2.5 热带气旋热势

TCHP（Leipper 和 Volgenau, 1972）代表的是与 TC 增强相关的上层海洋热容量，它是用从海表面到海表面以下 26°C 等温线的海洋温度积分估计得到的。TCHP 的计算公式如下所示：

$$TCHP = \int_0^{Z_{26}} \rho C_p (T(z) - 26) dz$$

其中 Z_{26} 是 26°C 的等温线深度， C_p 是海水的比热容，而 $T(z)$ 是一个随高度变化的海洋温度。

2.6 低层涡度扰动识别与追踪

低层涡度扰动识别与追踪的整个流程主要包括三大步骤：扰动识别，扰动追踪以及扰动筛选。

扰动识别的步骤如下：（1）做 925hPa，900hPa，875hPa 以及 850hPa 的相对涡度的垂直平均；（2）对垂直平均之后的涡度场进行标准差为 2° 的高斯平滑；（3）利用梯度下降算法识别出大于 10^{-5}s^{-1} 的离网格的涡度极大值中心。

在扰动追踪中，我们用的方案是 Hodges 的追踪方案（Hodges, 1994; Hodges, 1995; Hodges, 1999; Hodges 和 Cobb, 2017）。Hodges 追踪方案的主要步骤是：（1）利用最近邻方法将极大值连结成初始路径；（2）调整初始路径，直到实现路径平滑代价函数全局最小化。路径平滑代价函数是一个表征在相邻时间中速度大小和方向的一致性程度的函数。在实现路径平滑代价函数全局最小化的过程中，还蕴含着低纬地区速度慢但是方向变化大，高纬地区速度快但方向变化小的特点。在扰动追踪的过程中还存在许多问题，例如涡度块的拉伸形变和涡度中心极大值的突然减弱会妨碍扰动的自动追踪。

在扰动追踪完成之后，我们发现有很多低层涡度扰动是不太可能发展成为 TC 的。因此我们对追踪出来的涡度扰动进行筛选，筛选的条件如下：（1）低层涡度扰动至少持续 48 小时；（2）扰动某个时刻处于 $0^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 的 WNP 内；（3）在 t_0 时刻前 48 小时平均 SST 至少为 26.5°C ；（4）在 t_0 时刻，低层涡度扰动中心的极大值超过 $1.25 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ；（5）在 t_0 时刻，低层涡度扰动的纬度在 2.15°N 以北。在这里，对于 TC， t_0 时刻定义为强度达到热带风暴级别之后的第一个时刻；对于不发展的低层涡度扰动来说， t_0 时刻定义为极值中心涡度达到最大的时刻。

低层涡度扰动追踪能应用于分析 TC 生成之前的过程以及在气候模式输出结果中寻找 TC。但是，我们的方法在追踪生成之前的低层涡度扰动路径这方面仍有一定的缺陷。

第三章 热带气旋活动的年代际变化

3.1 热带气旋年平均频数的年代际变化

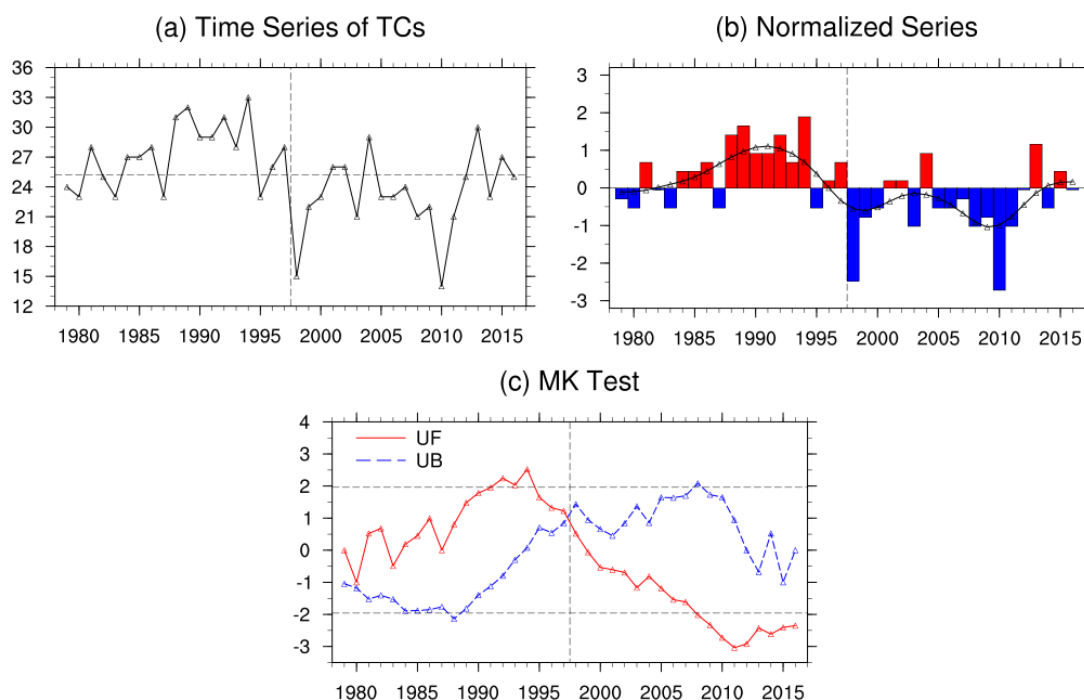


图 3.1 WNP 的 TCGF 的时间序列 (a), 标准化后的时间序列 (b) 及 Mann-Kendall 阶跃点分析 (c)。(a) 中的水平虚线代表的是平均值。(b) 中红色柱表示高于平均值的年份, 蓝色柱表示低于平均值的年份, 黑色实线是对序列做 10 年 Lanczos 低通滤波的结果。(c) 中红色实线表示 M-K 分析中的正序列 UF, 蓝色虚线表示逆序列 UB, 水平黑色虚线代表 $\alpha = 0.05$ 显著性水平。

西北太平洋 (WNP) 的热带气旋生成频数 (TCGF) 的时间序列如图 3.1 (a) 所示。从 1979 年到 2016 年, WNP 的 TCGF 最高可达 33 个 (1994 年), 最低低至只有 14 个 (2010 年), 平均每年大约有 25.2 个热带气旋 (TC) 在 WNP 生成。图 3.1 (b) 清楚地表明 WNP 的 TCGF 有显著的年际以及年代际变化。在 1979 年到 2016 年前 19 年 (1979–1997) 中, TCGF 高于平均值的年份有 13 年, 低于平均值的年份有 6 年, 而在后 19 年 (1998–2016) 里, 高于平均值的年份有 5 年, 低于平均值的年份有 14 年。标准化序列 10 年 Lanczos 低通滤波的结果显示, 从 1979 年到 1991 年, 滤波后的标准化序列是逐年上升的。在 1991 年以后, 滤波后的

标准化序列逐年下降，从 1996 年之后开始低于平均值，之后虽有起伏，但总体来说是位于平均值以下。这些现象均表明在 1979 年到 2016 年之间，WNP 的 TCGF 存在均值突变。均值突变是一种常见的气候突变，它是指气候从一个平均值到另一个平均值的急剧变化，而 M-K 分析可以检测均值突变。图 3.1 (c) 是热带气旋频数标准化序列的 M-K 分析的结果。正序列 UF 先逐渐上升，在 1994 年达到最大值，之后又逐渐减小变成负值。正序列 UF 与逆序列 UB 的第一个交点是在 1997 年到 1998 年之间，而且这个交点是在 $\alpha = 0.05$ 的置信区间以内。UF 的趋势变化及其与 UB 的第一个交点位置表明 WNP 的 TCGF 在 1997 年左右有一个显著的频数从多到少的均值突变。根据上面的分析，我们可以知道从 1979 年到 2016 年，西北太平洋的热带气旋活动可以分为两个阶段。第一阶段是从 1979 年到 1997 年，我们将这段时间定义为 P1，第二阶段是从 1998 年到 2016 年，我们将这段时间定义为 P2。

3.2 各月份热带气旋年平均频数的年代际变化

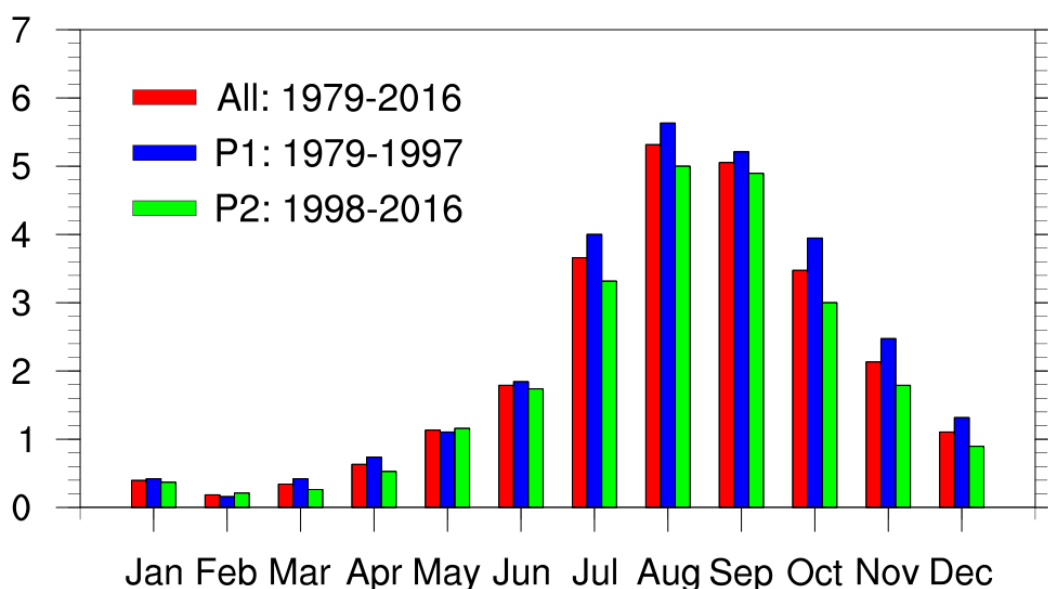


图 3.2 WNP 的 TC 年平均频数的逐月分布。红色柱表示的是 1979 年到 2016 年的结果，蓝色柱表示的是 1979 年到 1997 年 (P1) 的结果，绿色柱表示的是 1998 年到 2016 年 (P2) 的结果。

图 3.2 给出的是 WNP 的 TC 平均频数的逐月分布，其中包括三个不同的时间段的平均频数：1979 年到 2016 年，P1 和 P2。如果我们固定相同的时间段，我们可以看到 TC 的平均频数的逐月分布与正态分布相似，其最小值出现在二月份，最大值则出现在八月份，而且 WNP 的 TC 是从 6 月份开始进入高发季节，在 11 月之后退出高发季节。如果对比 P1 和 P2，一个非常显而易见的特点是，除了 5 月以外，在 P1 生成于 6 月到 12 月的 TC 的平均频数要明显高于 P2，虽然在 6 月份 P1 与 P2 的差距并不大（P2-P1，5 月：0.05，6 月：-0.11，7 月：-0.68，8 月：-0.63，9 月：-0.32，10 月：-0.95，11 月：-0.68，12 月：-0.42）。综上所述，从 P1 到 P2，WNP 的 TCGF 从高到低的年代际变化主要来源于 6 月到 12 月的变化，但是由于 12 月的 TC 平均频数比较低，所以本文后续的分析主要集中在 6 月到 1 月（JJASON）。

3.3 6 月到 11 月热带气旋生成频数的空间分布

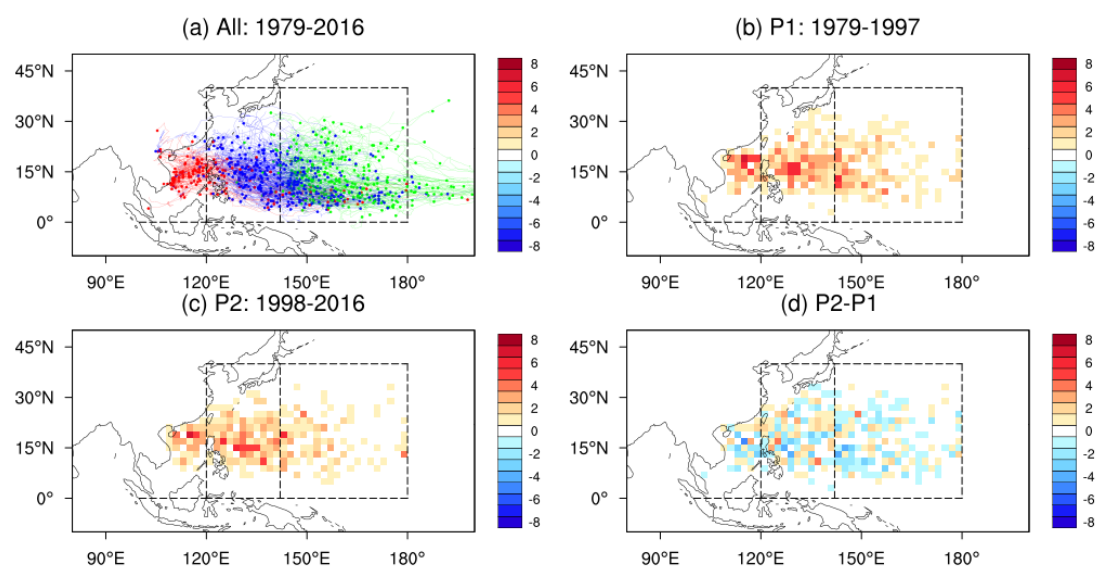


图 3.3 以 925hPa 到 850hPa 垂直平均涡度极大值位置统计的 JJASON 的 WNP 的 TC 生成前的路径分布以及 TC 生成时刻 $2^\circ \times 2^\circ$ 的格子空间分布。(a) 是 1979 年到 2016 年 TC 生成之前的路径，红色是 SCS 区域的 TC 生成前的路径，蓝色是 WNP 区域的，绿色是 EWP 区域的。圆点表示的是路径追踪初始时刻的位置。(b) 是 1979 年到 1997 年 (P1) TCGF 的分布，(c) 是 1998 年到 2016 年 (P2) 的分布，(d) 是 P2 与 P1 之间的差别 (P2-P1)。(d) 中红 (蓝) 色代表 WNP 的 TCGF 的年代际增加 (减少)。

1979 年到 2016 年 JJASON 的 WNP 的 TC 生成前的路径分布如图 3.3 (a) 所示。为了方便我们的分析,根据前人的研究,我们大致地将 WNP 划分为三个区域:南海 (SCS, 120°E 以西), WNP 西部 (WWNP, $120^{\circ}\text{E}\sim 142^{\circ}\text{E}$) 以及 WNP 东部 (EWN P, $142^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$)。TC 生成之前的路径分布主要集中在 $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间,这也是本文后续分析的关键区域。同时,我们也可以看到,在某区域生成的 TC,其初始时刻的位置不一定是在相同的区域。我们知道,WNP 的 TC 生成与 5 种对流层低层的环流系统相联系:季风槽切变线,季风辐合区,季风涡旋,罗斯贝波能量频散以及东风波,因此一些在生成之前呈西行路径并且移动距离较远的 TC 可能与东风波有关。

图 3.3 (b) (c) 分别给出的是 P1 阶段和 P2 阶段的 JJASON 的 TCGF 空间分布。在 P1 阶段中, JJASON 的 TCGF 空间分布存在着明显的经向变化和纬向变化。在经向方向上, TC 主要发生在 $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 范围以内,而最大值应该在 17°N 附近。在纬向方向上, TCGF 的分布主要有三个极大值,第一个极大值出现在 SCS 区域内, $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之间,第二个极大值出现在 WWNP 区域内, $125^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$ 之间,而第三个极大值出现在 EWN P 区域内, $140^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 之间。P2 阶段的空间分布与 P1 阶段相似,但是明显不同的是,在 EWN P 南部区域, P2 的 TCGF 明显比 P1 少。

此外,我们还对 SCS 区域, WWNP 区域以及 EWN P 区域的 TC 的初始位置做了一个简单的统计。在 SCS 区域生成的 TC,在 P1 (P2) 阶段中有 46 (32) 个 TC 的初始位置是在 120°E 以西,有 31 (32) 个 TC 的初始位置是在 120°E 以东,这表明生成之前路径的初始位置在 SCS 区域的 TC 的年代际变化是 SCS 区域 TCGF 发生年代际变化的主要原因。对于 WWNP 区域生成的 TC,在 P1 (P2) 阶段中有 88 (89) 个 TC 的初始位置是在 142°E 以西,有 100 (101) 个 TC 的初始位置是在 142°E 以东, P1 与 P2 几乎没有差别。对于 EWN P 区域生成的 TC,在 P1 (P2),有 139 (101) 个 TC 的初始位置是在 180°E 以西,有 35 (22) 个 TC 的初始位置是在 180°E 以东,其减少的个数分别是 38 个和 13 个,减少的比率分别是 27% 和 37%。虽然初始位置在 180°E 以西的 TC 减少的个数更多,但是初始位置在 180°E 以东的 TC 减少的比例更大。

通过图 3.3 (d),我们可以知道 P1 和 P2 之间的 TCGF 分布的年代际变化。不难发现,最显著的 TCGF 分布的年代际变化发生在 EWN P 的南部,与 P1 相比,在

该区域，P2 的 TCGF 大量减少，这可能是整个 WNP 的 TCGF 下降的主要原因。另外一个变化比较显著的区域是在 SCS，在该区域 P2 的 TCGF 有小幅度的减少。与 EWNP 和 SCS 的变化相比，WWNP 的变化则不太明显。由于我们是用 TC 生成时刻 925hPa 和 850hPa 的垂直平均涡度极大值的位置来讨论 TCGF 的分布，所以我们得到的结果与使用 JMA 最佳路径得到的结果稍有不同，但是大体特点还是比较一致的。

3.4 6 月到 11 月各海区热带气旋年平均频数的年代际变化

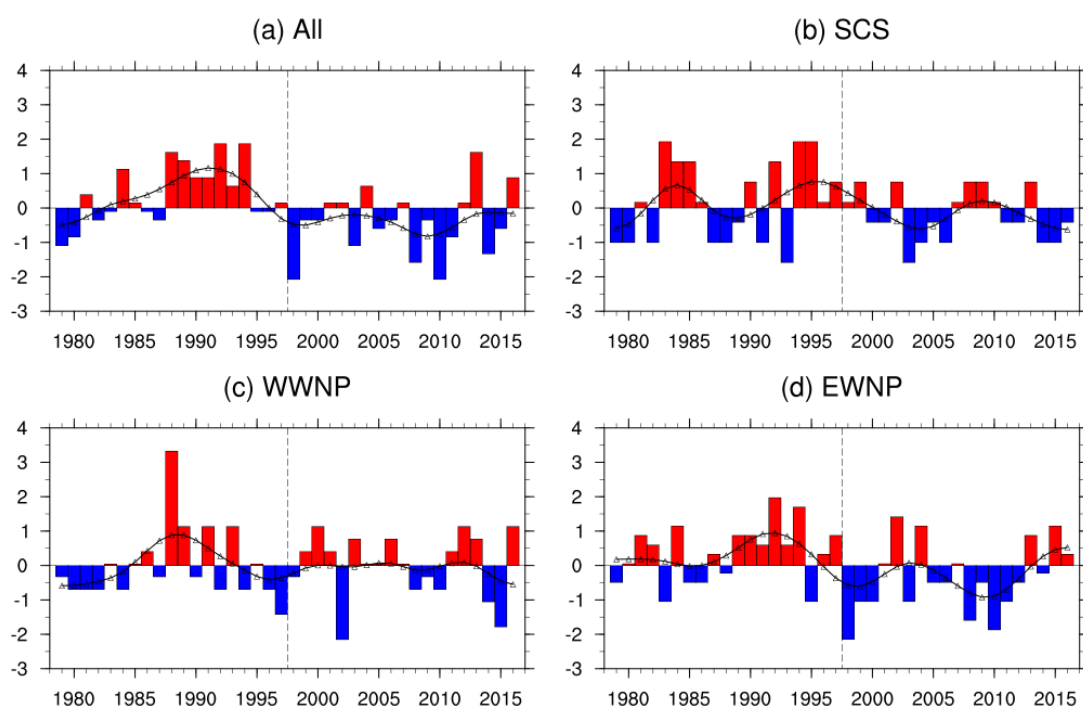


图 3.4 JJASON 中 WNP (a)，SCS 区域 (b)，WWNP 区域 (c) 以及 EWNP 区域 (d) 的 TCGF 标准化后的时间序列。红色柱表示高于平均值的年份，蓝色柱表示低于平均值的年份，黑色实线是对序列做 10 年 Lanczos 低通滤波的结果。

图 3.4 给出了 JJASON 中 WNP 及其三个海区的 TCGF 的标准化序列，而表 3.1 则给出了 TC 平均频数的年代际变化及其显著性检验。如图 3.4 (a)，JJASON 的 WNP 的 TCGF 的标准化序列的变化与全年的 TCGF 的变化基本相同，这里就不做重复的分析。如表 3.1，在 P1 阶段，JJASON 的 WNP 的 TC 生成平均频数为 23.1 个，

在 P2 为 19.7 个, P2 比 P1 少了 3.4 个, 而且该结果通过了 95% 的显著性检验。总而言之, 在 JJASON 中, WNP 的 TCGF 在 P1 和 P2 阶段存在着显著的年代际变化。

JJASON 的 SCS 区域的 TCGF 的标准化序列如图 3.4 (b) 所示。在 P1 阶段, SCS 的 TCGF 高于平均值的年份有 11 年, 低于平均值的年份有 8 年, 高于平均值的年份稍多。在 P2 阶段, SCS 的 TCGF 高于平均值的年份有 7 年, 低于平均值的年份有 11 年, 低于平均值的年份稍多。与 WNP 的总体变化不同, SCS 区域的 10 年 Lanczos 低通滤波的标准化序列有三个极大值和四个极小值。三个极大值均高于平均值, 分别在 1984 年, 1995 年和 2009 年, 有两个极大值在 P1 阶段。四个极小值均小于平均值, 分别在 1979 年, 1989 年, 2004 年和 2016 年, P1 阶段和 P2 阶段各有两个。如表 3.1, 在 P1 阶段, 在 JJASON 中, SCS 的 TC 生成平均频数为 4.1 个, 在 P2 为 3.4 个, P2 比 P1 少了 0.7 个, 该结果并没通过显著性检验。因此, SCS 区域的 TCGF 的年代际变化并不是引起 WNP 的 TCGF 年代际变化的主要原因, 但是它对 WNP 的 TCGF 的减少有一定贡献。

JJASON 的 WWNP 区域的 TCGF 的标准化序列如图 3.4 (c) 所示。在 P1 阶段, WWNP 的 TCGF 高于平均值的年份有 8 年, 低于平均值的年份有 11 年, 低于平均值的年份比较多。在 P2 阶段, WWNP 的 TCGF 高于平均值的年份有 12 年, 低于平均值的年份有 7 年, 高于平均值的年份比较多。从 1979 年到 1988 年, WWNP 区域的 10 年低通滤波标准化序列呈上升趋势, 在 1988 年达到极大值, 从 1989 年到 1996 年呈下降趋势, 之后该序列一直在均值附近起伏变化。如表 3.1, 在 JJASON 中, WWNP 的 TC 生成平均频数在 P1 和 P2 均为 9.9 个, 完全没有变化。因此, WWNP 对 WNP 的 TCGF 的年代际变化没有任何贡献。

图 3.4 (d) 是 JJASON 中 EWNP 的 TCGF 的标准化序列及其低通滤波的结果。无论从标准化序列还是从低通滤波的结果来看, EWNP 的 TCGF 的变化与 WNP 的变化大体相同。如表 3.1, 在 P1 阶段, EWNP 的 TC 生成的平均频数为 9.2 个, 在 P2 为 6.5 个, P2 比 P1 少了 2.7 个, 而且该结果通过了 95% 的显著性检验。至此, 我们可以完全肯定引起 WNP 的 TCGF 年代际变化的最为关键的区域是 EWNP。

表 3.1 JJASON 的 WNP 和三个海区 (SCS, WWNP, EWNP) 的 TC 平均频数的年代际变化及其均值突变检验。数字后面的*表示结果通过 95% 的显著性检验。

海区	WNP	SCS	WWNP	EWNP
P1	23.1	4.1	9.9	9.2
P2	19.7	3.4	9.9	6.5
P2-P1	-3.4*	-0.7	0.0	-2.7*

3.5 6 月到 11 月不发展的低层涡度扰动频数的空间分布

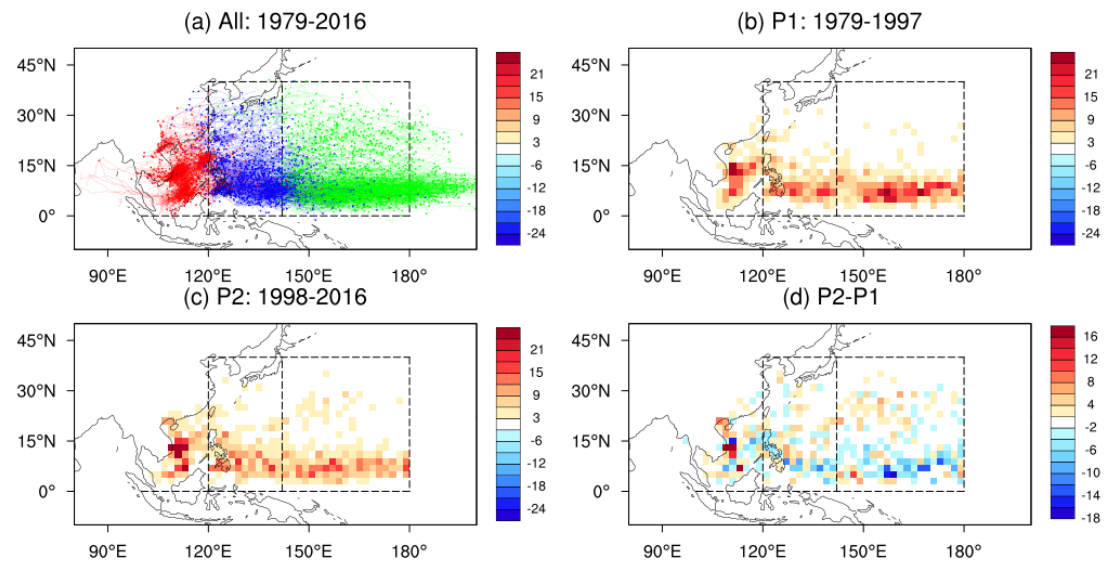


图 3.5 以 925hPa 到 850hPa 垂直平均涡度极大值位置统计的 JJASON 中 WNP 不发展的低层涡度扰动达到最大涡度之前的路径分布以及不发展的低层涡度扰动达到最大涡度时 $2^\circ \times 2^\circ$ 的格子空间分布。(a) 是 1979 年到 2016 年不发展的低层涡度扰动达到最大涡度之前的路径, 红色是在 SCS 区域达到最大涡度的不发展的低层涡度扰动路径, 蓝色是 WWNP 区域的, 绿色是 EWNP 区域的。圆点表示的是路径追踪初始时刻的位置。(b) 是 1979 年到 1997 年 (P1) 不发展的低层涡度扰动达到最大涡度时的分布, (c) 是 1998 年到 2016 年 (P2) 的分布, (d) 是 P2 与 P1 之间的差别 (P2-P1)。(d) 中红 (蓝) 色代表不发展的低层涡度扰动的频数的年代际增加 (减少)。

1979 年到 2016 年 JJASON 中的 WNP 不发展的低层涡度扰动达到最大涡度之前的路径分布如图 3.5 (a) 所示。其路径分布主要集中在 $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 之间, 分布的区间纬度比 TC 生成前的路径分布偏南。

图 3.5 (b) (c) 分别给出的是 P1 阶段和 P2 阶段的 JJASON 不发展的低层涡度扰动达到最大涡度时的空间分布。在 P1 阶段中, 在经向方向上, 不发展的低层涡度扰动主要发生在 $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 的范围以内, 但是 SCS 区域不发展的低层涡度扰动的分布较为宽广, 在 $10^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 的范围以内也有不少不发展的低层涡度扰动。在纬向方向上, 不发展的低层涡度扰动的分布主要有三片集中的区域, 它们分别是在 SCS, WWP 以及 EWP 区域内。P2 阶段的不发展的低层涡度扰动的空间分布与 P1 阶段相似, 这里就不再多说。

图 3.5 (d) 给出的是 P1 和 P2 之间的不发展的低层涡度扰动分布的年代际变化。很明显, 在 WWP 区域, 在 $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 之间, P2 的不发展的低层涡度扰动的频数比 P1 少, 这种变化在 TCGF 的年代际变化中并没有出现。在 EWP 区域, 在 $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 之间, P2 的不发展的低层涡度扰动的频数大量减少, 这与 TCGF 的年代际变化是一致的。

此外, 根据我们的统计, 在 SCS 区域达到最大涡度的不发展的低层涡度扰动, 在 P1 (P2) 阶段中有 403 (494) 个不发展的低层涡度扰动的初始位置是在 120°E 以西, 有 68 (56) 个不发展的低层涡度扰动的初始位置是在 120°E 以东, 这表明达到最大涡度之前路径的初始位置在 SCS 区域的不发展的低层涡度扰动的年代际变化是 SCS 区域发生年代际变化的主要原因。对于 WWP 区域达到最大涡度的不发展的低层涡度扰动, 在 P1 (P2) 阶段中有 498 (517) 个涡度扰动的初始位置在 142°E 以西, 有 153 (146) 个涡度扰动的初始位置是在 142°E 以东, P1 与 P2 差别不是特别大。对于 EWP 区域达到最大涡度的不发展的低层涡度扰动, 在 P1 (P2), 有 882 (812) 个涡度扰动的初始位置是在 180°E 以西, 有 220 (204) 个涡度扰动的初始位置是在 180°E 以东, 其减少的个数分别是 70 个和 16 个, 减少的比率分别是 7.9%和 7.3%。初始位置在 180°E 以西的不发展的低层涡度扰动减少的个数更多, 但是两者减少的比例接近。

3.6 6 月到 11 月各海区不发展的低层涡度扰动频数的年代际变化

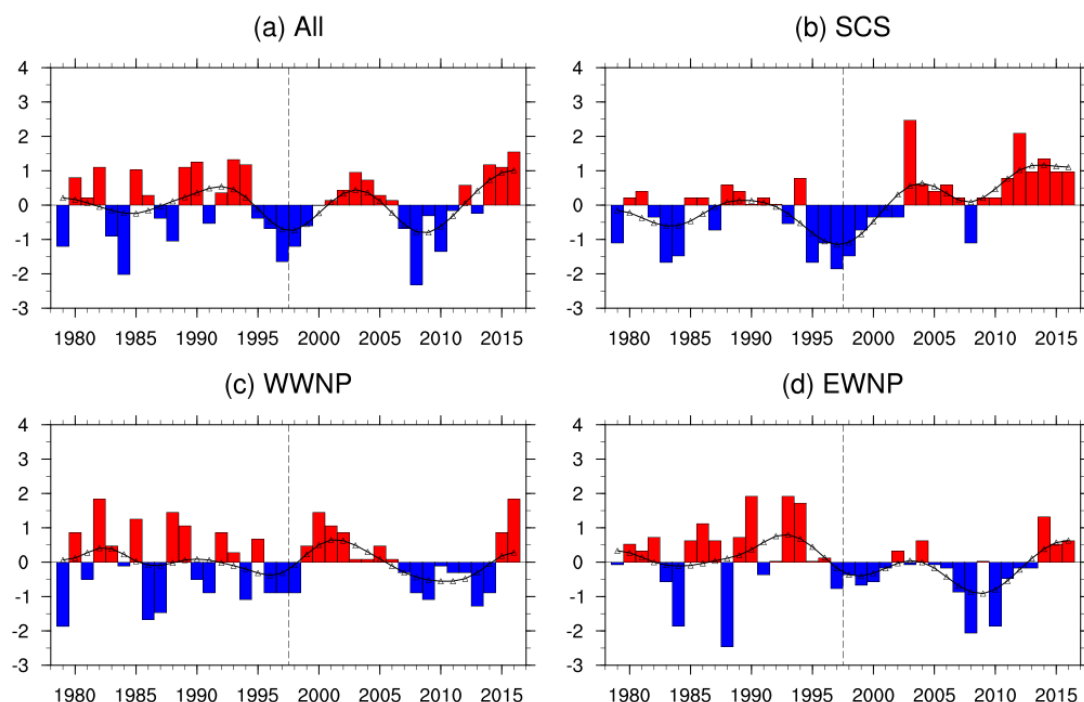


图 3.6 JJASON 中 WNP (a), SCS 区域 (b), WWP 区域 (c) 以及 EWP 区域 (d) 的不发展的低层涡度扰动频数标准化后的时间序列。红色柱表示高于平均值的年份, 蓝色柱表示低于平均值的年份, 黑色实线是对序列做 10 年 Lanczos 低通滤波的结果。

图 3.6 给出了 JJASON 中的 WNP 及其三个海区的不发展的低层涡度扰动频数的标准化序列, 而表 3.2 则给出了不发展的低层涡度扰动平均频数的年代际变化及其显著性检验。如图 3.6 (a), 在 P1 阶段, JJASON 中的 WNP 的不发展的低层涡度扰动频数的标准化序列高于平均值的年份有 10 年, 低于平均值的年份有 9 年; 在 P2 阶段, 高于平均值的年份有 11 年, 低于平均值的年份有 8 年。10 年 Lanczos 低通滤波的结果不断地在正负值之间变化, 没有明显的趋势。如表 3.2, 在 P1 阶段, JJASON 中 WNP 不发展的低层涡度扰动的平均频数为 117.1 个, 在 P2 为 117.3 个, P2 与 P1 的数量相差无几。总而言之, 对比 P1 和 P2 阶段, 在 JJASON 中, WNP 不发展的低层涡度扰动频数不存在显著的年代际变化。

JJASON 的 SCS 区域的不发展的低层涡度扰动频数的标准化序列如图 3.6(b) 所示。在 P1 阶段, SCS 不发展的低层涡度扰动频数高于平均值的年份有 10 年, 低于平均值的年份有 9 年, 但是高于平均值的的不发展的低层涡度扰动频数与平均

值比较接近，而低于平均值的不发展的低层涡度扰动频数与平均值差距比较大。在 P2 阶段，SCS 区域的不发展的低层涡度扰动频数高于平均值的年份有 13 年，低于平均值的年份有 6 年，但是其中有 5 年是在 P2 的开始阶段。因此，从 1979 年到 2001 年，10 年低通滤波的结果大部分位于平均值以下，在 2001 年之后，10 年低通滤波的结果均位于平均值以上，这与 SCS 区域 TCGF 的 10 年低通滤波结果不太一样。如表 3.2，在 P1 阶段，从 6 月到 11 月，SCS 不发展的低层涡度扰动的平均频数为 24.8 个，在 P2 为 28.9 个，P2 比 P1 多了 4.2 个，该结果通过了显著性检验，而且与 SCS 的 TCGF 的年代际变化完全不相符。

JJASON 的 WWP 区域的不发展的低层涡度扰动频数的标准化序列如图 3.6(c) 所示。在 P1 阶段，WWP 的不发展的低层涡度扰动频数高于平均值的年份有 9 年，低于平均值的年份有 10 年。在 P2 阶段，WWP 的不发展的低层涡度扰动频数高于平均值的年份有 10 年，低于平均值的年份有 9 年。在 P1 阶段，WWP 区域的 10 年低通滤波标准化序列一直在均值附近波动，在 P2 阶段，从 1999 年到 2005 年，低通滤波的结果位于平均值以上，从 2006 年到 2014 年，低通滤波的结果位于平均值以下。如表 3.2，在 JJASON 中，WWP 不发展的低层涡度扰动的平均频数在 P1 为 34.3 个，在 P2 为 34.9 个，没有太大的变化。因此，WWP 对 WNP 不发展的低层涡度扰动的平均频数变化没有太大的贡献。

图 3.6(d) 是 JJASON 中 EWP 的不发展的低层涡度扰动的标准化序列及其低通滤波的结果。无论从标准化序列还是从低通滤波的结果来看，EWP 不发展的低层涡度扰动的变化与 WNP 的变化大体相同。如表 3.2，在 P1 阶段，EWP 不发展的低层涡度扰动的平均频数为 58.0 个，在 P2 为 53.5 个，P2 比 P1 少了 4.5 个，而且该结果通过了 95% 的显著性检验。

综上所述，对比 P1 阶段，SCS 区域的不发展的低层涡度扰动频数在 P2 有显著的年代际增加，而 EWP 区域的不发展的低层涡度扰动频数在 P2 有显著的年代际减少，这就导致了整个 WNP 的不发展的低层涡度扰动在 P1 阶段和 P2 阶段个数比较接近。

表 3.2 JJASON 中的 WNP 及其三个海区的不发展的低层涡度扰动平均频数的年代际变化及其均值突变检验。

数字后面的*表示结果通过 95%的显著性检验。

海区	WNP	SCS	WWNP	EWNP
P1	117.1	24.8	34.3	58.0
P2	117.3	28.9	34.9	53.5
P2-P1	0.3	4.2*	0.6	-4.5*

3.7 6 月到 11 月各海区生成率的年代际变化

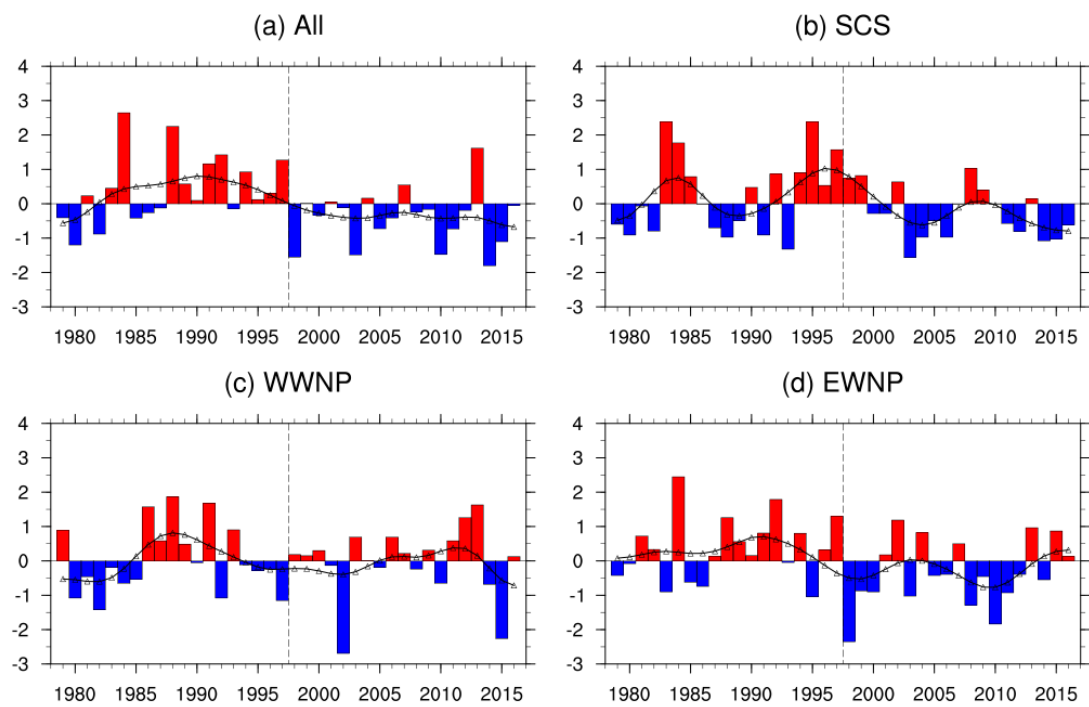


图 7 JJASON 中 WNP (a), SCS 区域 (b), WWNP 区域 (c) 以及 EWNP 区域 (d) 的生成率标准化后的时间序列。红色柱表示高于平均值的年份, 蓝色柱表示低于平均值的年份, 黑色实线是对序列做 10 年 Lanczos 低通滤波的结果。

我们定义生成率为低层涡度扰动中能发展成为 TC 的比例。生成率的计算公式如下：

$$\text{Genesis Productivity} = \frac{n(TCs)}{n(\text{Disturbances})} \times 100\%$$

$$n(\text{Disturbances}) = n(\text{Nondeveloping Disturbances}) + n(TCs)$$

图 3.7 给出了 JJASON 中 WNP 及其三个海区的生成率的标准化序列，而表 3.3 则给出了生成率的年代际变化及其显著性检验。如图 3.7 (a)，在 P1 阶段，JJASON 中 WNP 的生成率的标准化序列高于平均值的年份有 12 年，低于平均值的年份有 7 年；在 P2 阶段，高于平均值的年份有 5 年，低于平均值的年份有 14 年。10 年 Lanczos 低通滤波的结果显示，在 P1 阶段，生成率差不多都在正值以上，而在 P2 阶段，生成率均在平均值以下。如表 3.3，在 P1 阶段，JJASON 中 WNP 平均生成率为 16.6%，在 P2 为 14.4%。相比于 P1，P2 少了 2.2%，该结果通过了显著性检验，这证明了生成率在 P2 有显著的年代际下降。

JJASON 的 SCS 区域的生成率的标准化序列如图 3.7 (b) 所示。在 P1 阶段，SCS 区域的高于平均值的年份集中在 1983 年到 1985 年以及 1992 年到 1999 年这两个时间段。SCS 区域的 10 年 Lanczos 低通滤波的标准化序列也是这个特点。如表 3.3，在 P1 阶段，在 JJASON 中，SCS 区域的生成率为 14.2%，在 P2 阶段为 10.9%，P2 比 P1 少了 3.3%，该结果通过了显著性检验。由于在 P2 阶段 SCS 区域不发展的低层涡度扰动的数量有所增加，所以除了低层涡度场以外，其它环境场的变化对 SCS 区域 TCGF 的影响是十分重要的。

JJASON 的 WNP 区域的生成率的标准化序列如图 3.7 (c) 所示。在 P1 阶段，WNP 的生成率高于平均值的年份有 7 年，低于平均值的年份有 12 年。在 P2 阶段，WNP 的生成率高于平均值的年份有 12 年，低于平均值的年份有 7 年。WNP 区域的 10 年低通滤波标准化序列在 1985 年到 1993 年以及 2006 年到 2013 年这两个时间段高于平均值，而在其它时间段，低通滤波的结果位于平均值以下。如表 3.3，在 JJASON 中，WNP 生成率在 P1 为 22.4%，在 P2 为 22.0%，P2 阶段比 P1 阶段低了 0.4%，该结果没有通过 95% 的显著性检验。因此，在 WNP 区域中，不发展的低层涡度扰动平均频数，平均生成率以及 TC 平均频数均没有显著的年代际变化。

图 3.7 (d) 是 JJASON 中 EWNP 的生成率的标准化序列及其低通滤波的结果。在 P1 阶段, EWNP 的生成率的标准化序列高于平均值的年份有 12 年, 低于平均值的年份有 7 年; 在 P2 阶段, 高于平均值的年份有 7 年, 低于平均值的年份有 12 年。如表 3.3, 在 P1 阶段, EWNP 的平均生成率为 13.8%, 在 P2 为 10.2%, P2 比 P1 少了-3.6%, 而且该结果通过了 95%的显著性检验。因此, EWNP 区域的 TC 平均频数的减少是由两个原因造成的, 第一个原因是 EWNP 区域的低层涡度扰动的数量减少, 第二个原因是由其它环境因素造成的 EWNP 区域的生成率下降。

表 3.3 JJASON 中 WNP 及其三个海区的生成率的年代际变化及其均值突变检验。数字后面的*表示结果通过 95%的显著性检验。

海区	WNP	SCS	WWNP	EWNP
P1	16.6%	14.2%	22.4%	13.8%
P2	14.4%	10.3%	22.0%	10.2%
P2-P1	-2.2%*	-3.3%*	-0.4%	-3.6%*

3.8 本章小结

与 P1 阶段相比, 在 P2 阶段, SCS 区域的 TCGF 在 P2 阶段没有发生显著的年代际变化, 但是不发展的低层涡度扰动频数有显著的上升, 而生成率则有显著的下降。WWNP 的 TCGF, 不发展的低层涡度扰动频数以及生成率均没有发生显著的年代际变化。EWNP 区域的 TCGF, 不发展的低层涡度扰动频数以及生成率在 P2 阶段有显著的下降。因此, 在 P2 阶段, WNP 的 TCGF 以及生成率发生显著的下降, 但是其不发展的低层涡度频数却没有显著的年代际变化。WNP 的 TCGF 年代际变化的关键区域应该是 EWNP。

第四章 环境场的年代际变化对生成率的影响

4.1 热带气旋生成频数与海表面温度异常的相关关系

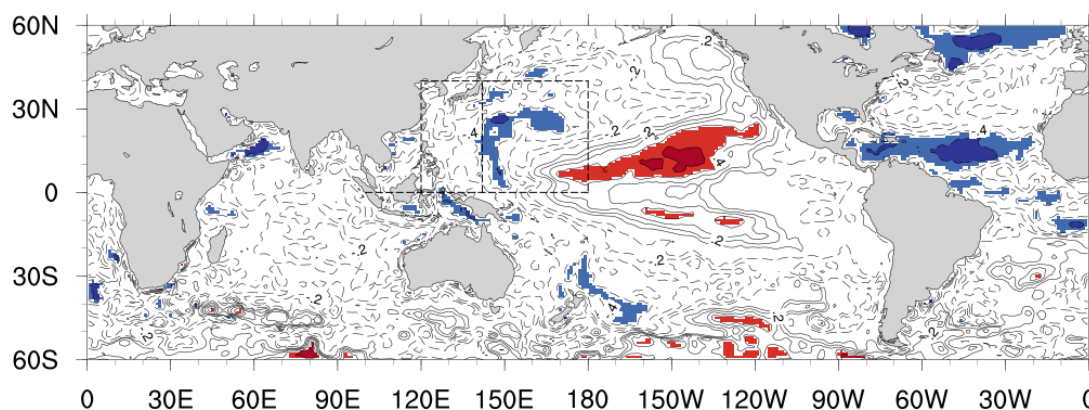


图 4.1 10 年 Lanczos 低通滤波的 JJASON 中 WNP 的 TCGF 序列与滤波之后 JJASON 的 SST 异常序列的相关系数在 $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 范围内的空间分布。填色部分代表的是相关系数通过了 95% 的显著性检验。

影响西北太平洋（WNP）热带气旋生成频数（TCGF）的年代际变化的主要因素有：自然内部变率，自然活动外强迫以及人类活动外强迫。在自然内部变率中，AMO，PDO 和印度洋（IO）海表面温度（SST）等年代际变化通过海气相互作用紧密相连，对大气活动有着重要的作用。因此，为了寻找 JJASON 中 WNP 的 TCGF 的年代际变化与全球 SST 异常之间有显著相关关系的关键区域，我们对两者 10 年 Lanczos 低通滤波之后的序列进行相关分析，结果如图 4.1 所示，通过 95% 显著性检验的区域用填色表示。我们可以发现三个比较宽广的显著的负相关区域。第一个显著的负相关区域是在热带北大西洋，范围大致是在 $20^{\circ}\text{W}\sim 80^{\circ}\text{W}$ ， $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间。该区域的 SST 异常与人为外强迫和 AMO 相关，而 AMO 则会受到大西洋经向翻转环流等因素的影响。第二个显著的负相关区域也是在大西洋，位于 50°N 以北。第三个显著的负相关区域是在 ENWP。除了这三个比较宽广的负相关区域外，在北印度洋（NIO），我们还可以发现一个范围比较小的显著负相关的区域。

大范围的显著正相关区域是在热带中东太平洋, 范围大概是在 $180^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{W}$, $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间。热带中东太平洋的显著正相关区域与 EWN 的显著负相关区域的 SST 异常与 PDO 有关, 而且 Xichen Li 等 (2015) 的研究结果表明在过去三十年, 这两个区域的 SST 异常还受到 AMO 的影响。此外, NIO 的一小片显著负相关区域的 SST 异常也与 AMO 有一定的关系。

综上所述, 图 4.1 的相关分析表明, WNP 的 TCGF 的年代际变化主要与热带北太平洋和热带北大西洋的 SST 异常有关, 换句话说, WNP 的 TCGF 的年代际变化可能是受到 AMO 和 PDO 的共同影响, 同时 NIO 的 SST 异常也可能对其有一定影响。

4.2 大西洋年代际振荡和北印度洋海表面温度异常的影响

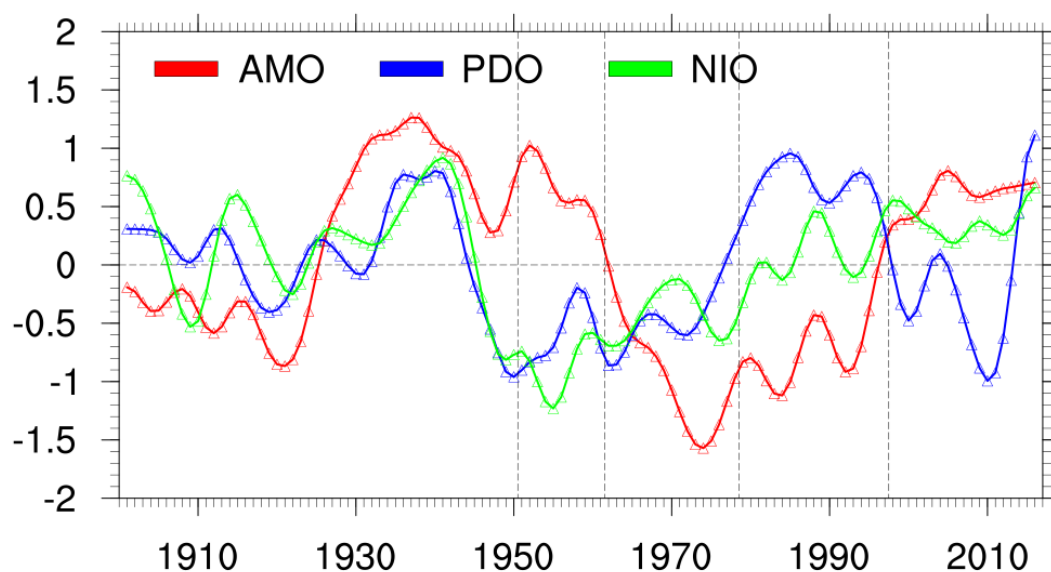


图 4.2 AMO, PDO 和 NIO 经过 10 年 Lanczos 低通滤波后的 JJASON 去趋势标准化系列。红色实线是 AMO 序列, 蓝色实线是 PDO 序列, 绿色实线是 NIO 序列。NIO 的 SST 异常是用 $50^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$, $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间的区域的 SST 计算的。

为了从另外一个侧面反映 AMO 和 NIO 可能对 WNP 的 TCGF 有一定影响, 我们先来分析 1951 年到 2016 年 AMO, PDO 和 NIO 的年代际变化。图 4.2 显示的是 AMO, PDO 和 NIO 经过 10 年 Lanczos 低通滤波后的 JJASON 去趋势标准化系列。我

们可以看到从 1951 年到 1974 年, AMO 从正位相不断减小, 逐渐转变成负位相, 转变的年份在 1961 年到 1962 年之间。在 1974 年之后, AMO 从负位相逐渐转变为正位相, 其转变的时间在 1996 年到 1997 年之间。我们将 1951 年到 2016 年分为四个阶段: 1951 年到 1961 年, 1962 年到 1978 年, P1 和 P2。如表 4.1, AMO 在 1951 年到 1961 年之间以及在 P2 阶段主要以正位相为主, 在 1962 年到 1978 年之间以及在 P1 阶段主要以负位相为主。在图 4.2, 我们也能看到 PDO 指数随时间的变化。从 1951 年到 1985 年, PDO 缓慢地从负位相转变成正位相, 其转变的时间大概在 1976 年到 1977 年之间。从 1986 年到 2010 年, PDO 从正位相转变为负位相, 其转折点在 1997 年到 1998 年之间。在 2010 年之后, PDO 迅速地从负位相转变为正位相, 转变的时间在 2013 年到 2014 年之间。如表 4.1, 与这些变化对应的是, 在 1951 年到 1961 年之间, 1962 年到 1978 年之间以及 P2, PDO 以负位相为主, 在 P1, PDO 主要以正位相为主。与 AMO 和 PDO 的序列相比, NIO 序列的变化比较简单。从 1951 年到 2016 年, NIO 不断上升, 逐渐从负位相转变为正位相, 其转变的时间大约在 1983 年左右。因此, 如表 4.1, 在 1951 年到 1961 年之间以及 1962 年到 1978 年之间, NIO 以负位相为主, 在 P1 和 P2, NIO 主要是正位相。

为了突出 AMO 对 WNP 的 TCGF 年代际变化的作用, 我们对比了 1951 年到 1961 年和 1962 年到 1978 年 AMO, PDO 和 NIO 的位相, 以及 WNP 的 TC 平均频数, 结果如表 4.1 所示。在 1951 年到 1961 年, AMO 是正位相, 而在 1962 年到 1978 年, AMO 是负位相。PDO 和 NIO 在这两个时间段都是负位相, 因此在这两个时间段 WNP 的 TCGF 的年代际变化很可能是受到了 AMO 的影响, 当然我们不排除其它因素的作用。在后一时间段, WNP 的 TCGF 比前一时间段多出 3.7 个, 该结果通过了 95% 的显著性检验。分开不同的区域来看, 在 SCS 区域, 后者比前者多了 1.5 个, 在 WWNP 区域, 后者比前者多了 0.6 个, 在 EWNP 区域, 后者比前者多了 1.5 个。SCS 区域和 EWNP 区域的结果都通过了 95% 的显著性检验。总之, 在 PDO 与 NIO 均为负位相的时候, AMO 从正位相转变成负位相的时候有可能导致 SCS 区域, EWNP 区域以及整个 WNP 区域的 TCGF 增加。

为了突显 NIO 对 WNP 的 TCGF 的作用，我们对比了 1951 年到 1961 年以及 P2 这两个时间段的数据。在这两个时间段内，AMO 均为正位相，PDO 均为负位相。在前一个时间段，NIO 为负位相，而在后一个时间段，NIO 为正位相。在 SCS 区域，后者比前者多了 0.9 个热带气旋，该结果通过了 90% 的显著性检验，但是其它区域以及整个 WNP 的 TC 平均频数并没有显著的变化。因此，NIO 对 WNP 的影响很小，NIO 的增暖可能对 SCS 区域的 TC 活动有一定的促进作用。

通过上述的分析，我们可以从另外一个角度看到，WNP 的 TC 生成的年代际变化很可能受到 AMO, PDO 与 NIO 的共同影响，特别是 AMO 的影响。值得注意的是，在第四章，我们主要讨论的是环境场的年代际变化对 WNP 的 TC 生成率的影响，但是在 4.1 与 4.2 中讨论的却是 AMO, PDO 与 NIO 对 WNP 的 TCGF 的影响。这主要是因为我们只追踪 1979 年到 2016 年这个时间段的低层涡度扰动，所以从 1951 年到 1978 年，我们没有不发展的低层涡度扰动频数以及生成率的数据，我们只能讨论 AMO, PDO 与 NIO 对 TCGF 的影响。

表 4.1 1951 年到 1961 年，1962 年到 1978 年，P1 和 P2 这四个时间段内，JJASON 月份中 AMO, PDO 和 NIO 的位相，以及 WNP, SCS 区域，WWNP 区域和 EWNP 区域的平均 TC 生成频数。平均 TC 生成频数是用 JMA 最佳路径数据生成时刻的位置统计的。

	1951-1961	1962-1978	P1	P2
AMO	+	-	-	+
PDO	-	-	+	-
NIO	-	-	+	+
ALL	20.6	24.3	23.4	19.9
SCS	2.6	4.2	4.4	3.6
WWNP	10.6	11.2	9.6	9.6
EWNP	7.4	8.9	9.4	6.6

4.3 海表面温度的年代际变化

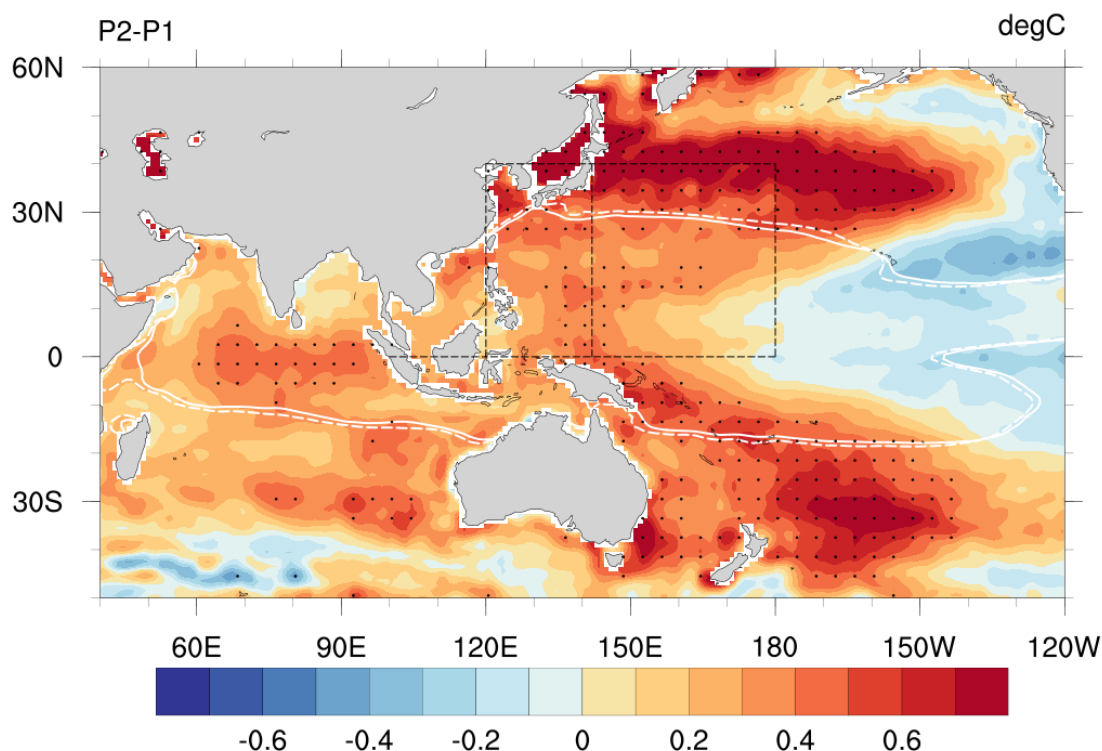


图 4.3 P1 与 P2 阶段 JJASON 平均 SST 的差异 (P2-P1)。图中圆点代表的是通过 95%显著性检验的区域。白色实线显示的是 P1 阶段 26.5°C SST 等值线, 白色虚线显示的是 P2 阶段 26.5°C SST 等值线。

图 4.3 显示的是 P1 与 P2 阶段 JJASON 平均 SST 的差异。在热带地区, 印度洋 (IO) 以及太平洋 (PO) 的西部, P2 阶段的 SST 比 P1 阶段的 SST 高, 而且大部分区域通过了 95% 的显著性检验。在热带中东太平洋地区, P2 阶段的 SST 比 P1 阶段的 SST 低, 但结果不显著。Xichen Li 等 (2015) 的研究表明过去三十年, 热带大西洋的增暖能引起整个热带范围的相应, 其中包括: 印太暖池的增暖以及东太平洋的冷却。由于 P1 阶段与 P2 阶段在热带地区平均 SST 差异的分布与 AMO 的影响比较一致, 所以 SST 变化中的一部分可能是受到 AMO 的影响。此外, 我们也不能忽略 PDO 以及其它因素的影响。在 PO 南北半球的中纬度地区, 在大部分区域内, P2 阶段的 SST 明显比 P1 阶段的 SST 要高, 最高可达 0.7 度以上, 这样的变化可能与 PDO 的位相转换有关。对于 SCS, WWP 和 EWP 这三个区域, P2 阶段的 SST 比 P1 阶段的 SST 高, 虽然通过显著性检验的区域只有一小部分。因此, 单纯从 SST 的角度来看, SST 的升高对 P2 阶段 WNP 生成率的下降是不利的。

4.4 潜在强度的年代际变化

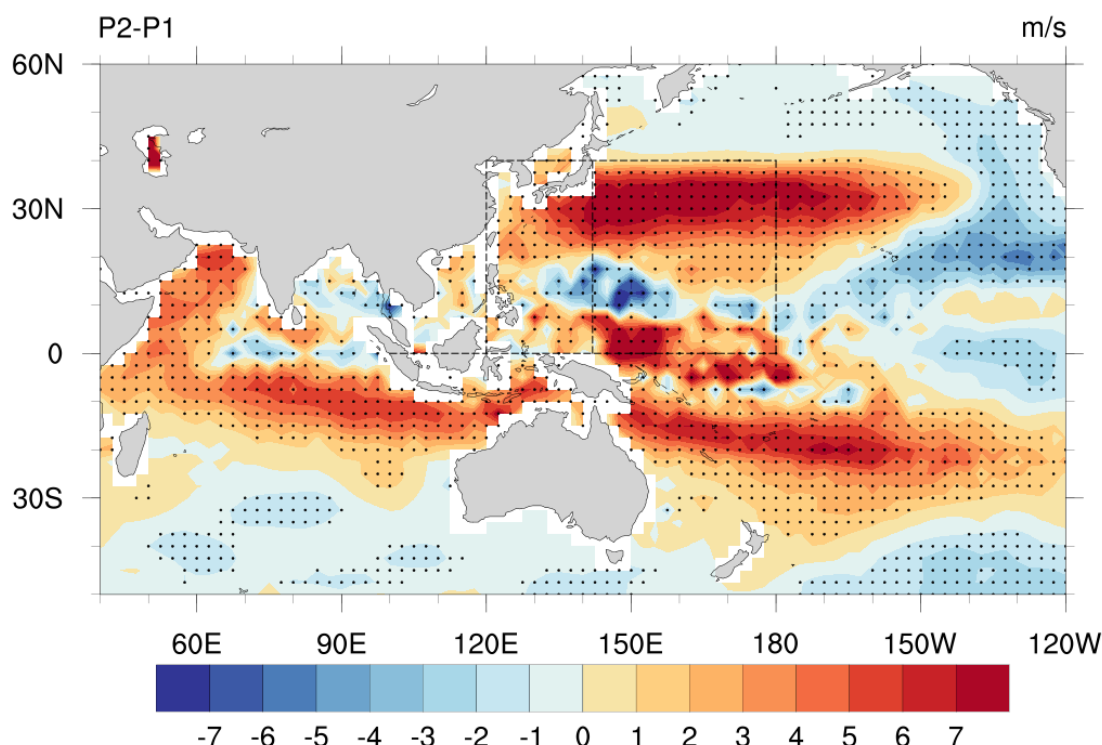


图 4.4 P1 与 P2 阶段 JJASON 平均潜在强度 (PI) 的差异 (P2-P1)。图中圆点代表的是通过 95%显著性检验的区域。

Emanuel 和 Nolan (2004) 在大尺度动力学和热动力学的基础上, 定义了一个 TC 生成指数 (GPI), 该指数被广泛用来估计模式中的 TCGF (Camargo 等, 2007, 2009)。GPI 的公式如下:

$$\text{GPI} = \text{Term1} \times \text{Term2} \times \text{Term3} \times \text{Term4}$$

其中, $\text{Term1} = |10^5 \eta|^{\frac{3}{2}}$, $\text{Term2} = \left(\frac{H}{50}\right)^3$, $\text{Term3} = \left(\frac{\text{PI}}{70}\right)^3$, $\text{Term4} = (1 + 0.1 V_{\text{shear}})^{-2}$ 。 η 是 850hPa 的绝对涡度, H 是 600hPa 的相对湿度, PI 是 TC 最大潜在强度。 V_{shear} 是 850hPa 与 200hPa 的垂直风切变的大小。根据 GPI 的公式, 我们可以知道如果环境场的变化不会影响低层涡度扰动频数的话, 850hPa 相对涡度越大, 600hPa 的相对湿度越高, PI 越大以及垂直风切变越大, GPI 就越高, 生成率也越高。事实上, 环境场的变化也会影响低层涡度扰动频数, 但是在这里, 我们选择先忽略这一点。

我们先分析的是与 GPI 中的Term3相关的 PI 的年代际变化。图 4.4 显示的是 P1 与 P2 阶段 JJASON 平均 PI 的差异。由于在 WNP 的大部分区域, SST 有显著的年代际增加, 所以我们可以看到在 WNP 的大部分区域, PI 也有显著的年代际增加, 除了 $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 这个区域。因此, 在 $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 范围内, PI 的年代际下降可能会造成 TC 生成率的年代际下降, 但是对于整个 WNP 区域和 EWP 区域来说, 我们很难说清楚 PI 的对 TC 生成率的总体影响。我们唯一比较确定的是, 在 SCS 区域, PI 的年代际增加有利于 TC 生成率的提高。

4.5 热带气旋热势的年代际变化

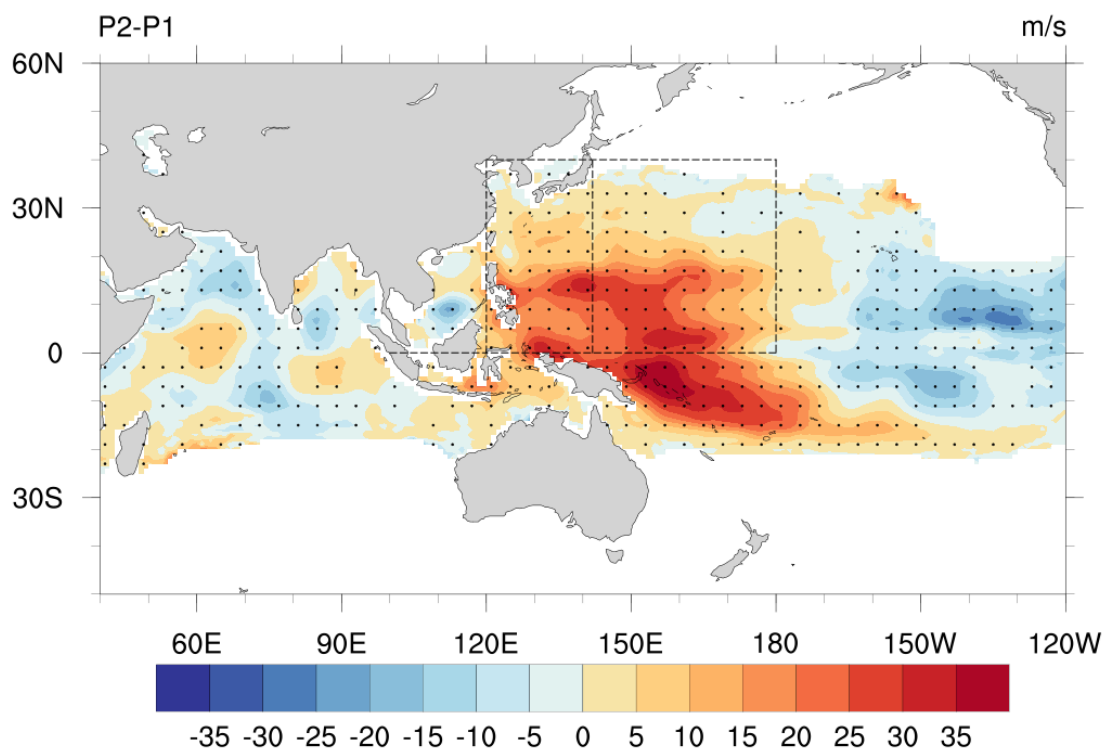


图 4.5 P1 与 P2 阶段 JJASON 平均热带气旋热势 (TCHP) 的差异 (P2-P1)。图中圆点代表的是通过 95%显著性检验的区域。

TCHP 与上层海洋的热容量有关。TCHP 越高, TC 就越容易增强, 因此 TCHP 一般用于讨论 TC 的快速增强的分布。虽然我们主要分析的是环境场的年代际变化对生成率的影响, 但是我们也想研究 TCHP 的年代际变化的特征, 因为在我们将来的工作中, 我们可能会讨论 TC 快速增强的年代际变化。图 4.5 给出的是 P1 与 P2 阶段 JJASON 平均 TCHP 的差异。我们可以看到在 WWP 和 EWP 的大部分区域, TCHP 均有显著的年代际增加, 而在 SCS 的 10°N 以南的区域, TCHP 有显著的年代际减少, 但是在 SCS 的 10°N 以南的区域中生成的 TC 数量比较少。因此, TCHP 的年代际增加可能有利于 WWP 和 EWP 的 TC 生成率的提高以及后续的增强。

4.6 700–500hPa 相对湿度的年代际变化

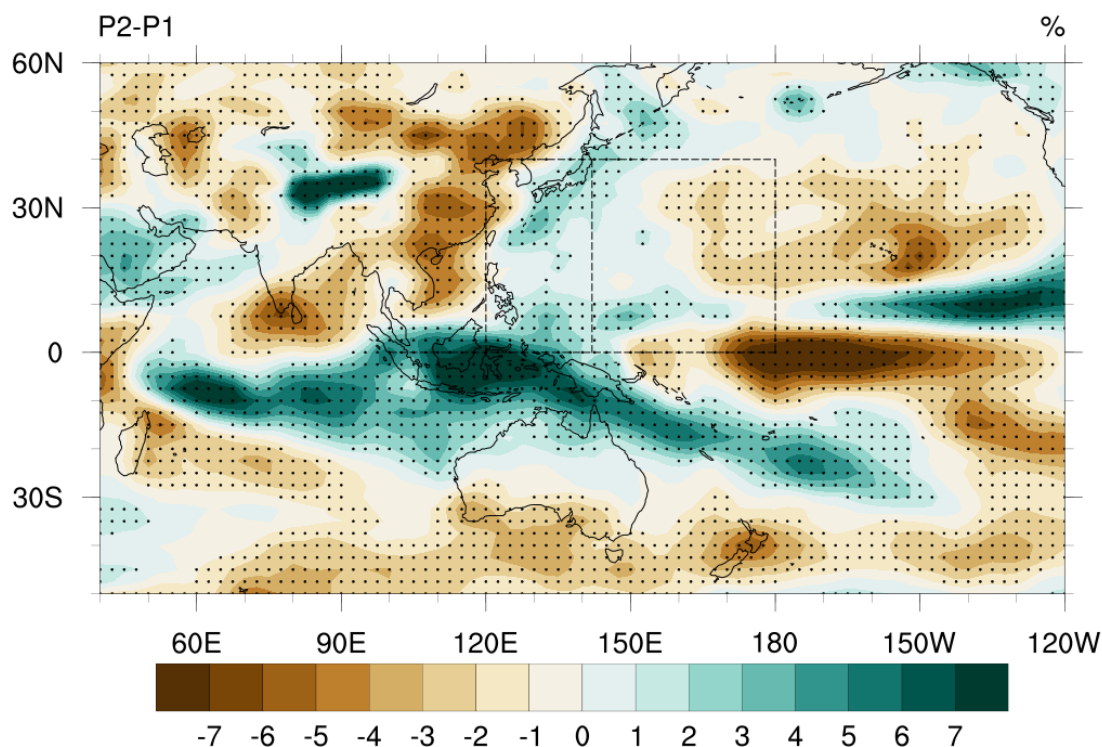


图 4.6 P1 与 P2 阶段 JJASON 月份中 700hPa 到 500hPa 垂直平均相对湿度的差异 (P2-P1)。圆点代表的是通过 95% 显著性检验的区域。

图 4.6 给出的是 JJASON 中 P1 阶段与 P2 阶段 700–500hPa 垂直平均相对湿度的差异。GPI 中的 Term2 使用的是 600hPa 的相对湿度，但是为了避免偶然因素的影响，我们分析时使用的是 700–500hPa 垂直平均的相对湿度。如图 4.6，在南半球热带地区，IO 和 150°E 以西的 PO 的大部分区域在 P2 阶段的 700–500hPa 垂直平均相对湿度比 P1 阶段的显著升高。特别是在 120°E 附近，菲律宾与澳大利亚之间的区域，P2 阶段的垂直平均相对湿度比 P1 阶段高 7% 以上。Xichen Li 等 (2015) 提到大西洋引起的印太暖池的增暖会产生另外一个大气深对流，其概念图标识的位置大概也是在印度尼西亚附近。因此，菲律宾与澳大利亚之间的垂直平均相对湿度的增加可能跟热带北大西洋的 SST 发生年代际增暖有关。在北半球，在 NIO 以及 SCS 区域，P2 阶段的垂直平均相对湿度比 P1 阶段的小，这有利于 SCS 区域 TC 生成率的下降，而在 WWP 区域中，不少地方 P2 阶段的垂直平均相对湿度比 P1 阶段要高，但是在 5°N~25°N 的范围内，垂直平均相对湿度发生显著变化的地方比较少，因此相对湿度的变化对 WWP 区域 TC 生成率只有微弱的提高。在 EWP，在 5°N~10°N 之间的区域，P2 阶段的相对湿度比 P1 阶段高，在 10°N 以北，160°E 以东的区域，P2 阶段的相对湿度比 P1 阶段低，因此在 EWP，相对湿度的变化对 TC 生成率的影响也不太确定。在 PO 的 10°S~40°N 之间，160°E 以东的区域，我们可以看到 700–500hPa 垂直平均相对湿度显著升高和显著降低相间分布。该区域中，在 10°N~40°N 以及 10°S~5°N 的区域内，P2 阶段的垂直平均相对湿度比 P1 阶段的低，这两个区域之间夹着一块狭窄的相对湿度变大的区域。在 10°S~30°S，160°E~150°W 之间的区域，我们可以看到 P2 阶段比 P1 阶段的垂直平均相对湿度增加，这个湿度增加的区域与西北方菲律宾与澳大利亚之间的垂直平均相对湿度增加的区域相连。因此，在南半球，我们可以看到一条横跨 IO 和 PO 的垂直平均相对湿度增加的带。

4.7 向外长波辐射的年代际变化

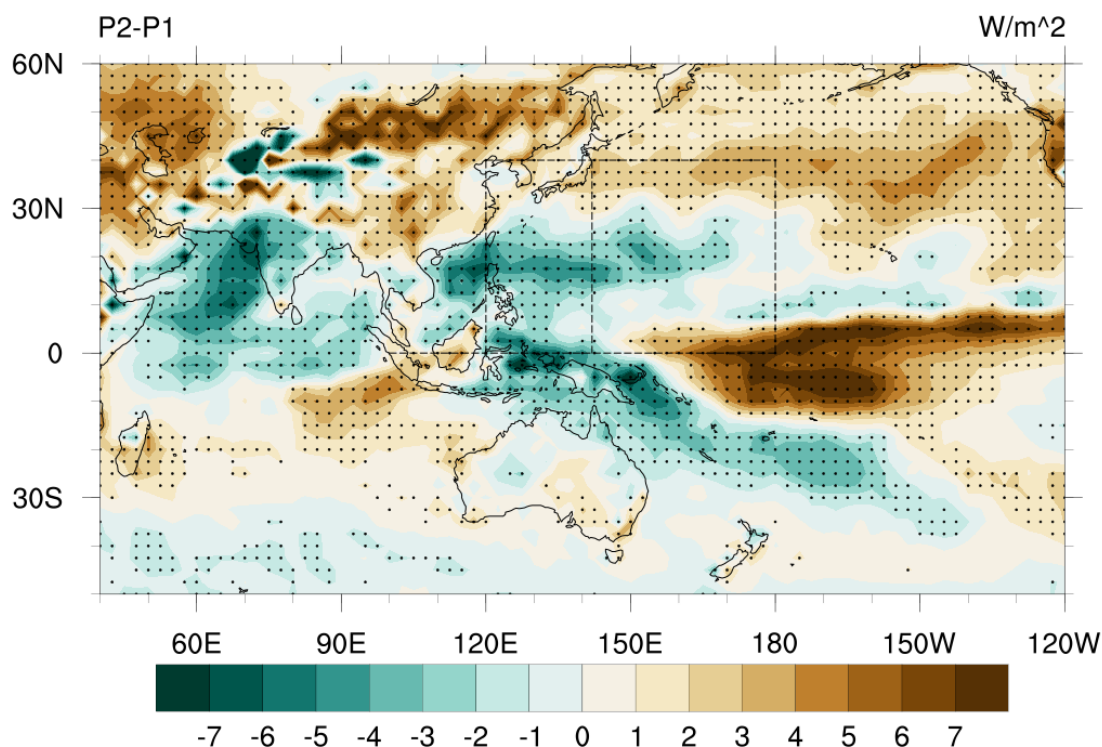


图 4.7 P1 与 P2 阶段 JJASON 月份中 OLR 的差异 (P2-P1)。圆点代表的是通过 95%显著性检验的区域。

图 4.7 给出的是 JJASON 中 P1 阶段与 P2 阶段平均 OLR 的差异。在南半球热带地区，在 P2 阶段，IO 大部分地区的平均 OLR 比 P1 显著升高，也就是对流活动显著减弱。在 160°E 以西的 PO，P2 的平均 OLR 比 P1 显著降低，也就是说该区域的对流活动显著增强。在北半球热带地区，在 IO，SCS 区域以及 WWP 区域，P2 阶段的 OLR 比 P1 阶段的显著降低，对流活动显著增强。在 EWP 区域，在 $15^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间的区域，P2 阶段的 OLR 比 P1 阶段显著降低。在 PO 的 170°E 以东的热带以及副热带区域，我们可以看到对流增强和减弱的区域与 700–500hPa 垂直平均相对湿度的分布比较相似。在热带以及副热带地区，IO 以及 120°E 以西的 PO 的 OLR 的变化与 700–500hPa 垂直平均相对湿度的变化相反，除了这两个区域外，平均 OLR 的变化与 700–500hPa 垂直平均相对湿度的变化都比较一致。总的来说，OLR 的年代际变化可能不利于整个 WNP 的 TC 生成率的下降的。

4.8 垂直风切变的年代际变化

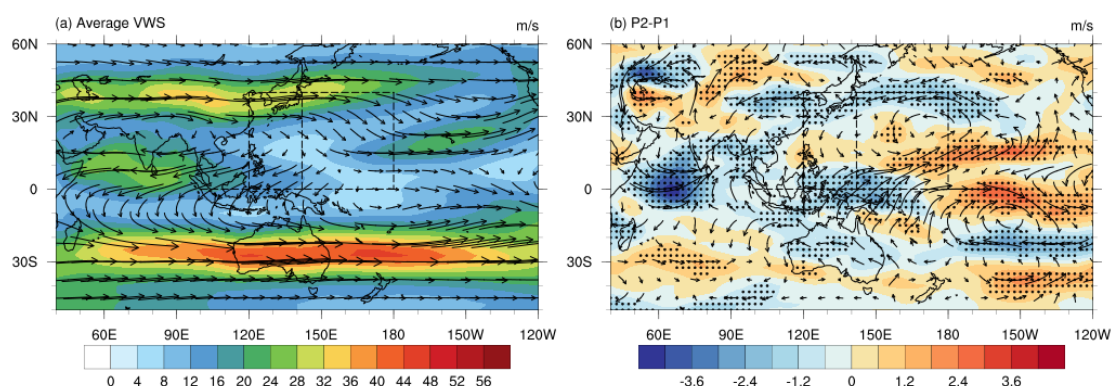


图 4.8 P1 与 P2 阶段 JJASON 平均 VWS (a) 及其差异 (b)。VWS 是 200hPa 与 850hPa 风速的差异。(a) 中填色部分是 VWS 的大小, (b) 中填色部分是 P1 与 P2 的 VWS 差异的大小。圆点代表的是通过 95%显著性检验的区域。

AMO, PDO 等共同影响下的 JJASON 中 SST 的变化会进一步影响到风场的分布, 从而改变 WNP 区域的垂直风切变 (VWS)。垂直风切变与 GPI 中的 Term4 有关。P1 与 P2 阶段 JJASON 的平均 VWS 如图 4.8 (a) 所示。在 SCS 区域 TC 生成前路径分布集中的区域 ($5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$), VWS 以东风风切为主。在 WNP 区域, 在 20°N 以南的区域, VWS 以东风风切为主, 在 20°N 以北, VWS 主要是西北风风切以及西风风切。在 EWP 区域, 在 $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 的范围内, VWS 以西风, 西北风风切为主。图 4.8 (b) 进一步给出了 P1 阶段和 P2 阶段 VWS 的差异。SCS 区域的 VWS 大小几乎没有显著变化, 也就是说 VWS 的变化对 SCS 区域 TC 生成率的年代际变化的影响并不是很大。在 WNP 的 10°N 以南的区域, 东风风切有显著的减小, 在 $10^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间的区域, 风切变有所增加, 但是没有通过 95%显著性检验的区域, 因此 VWS 大小的变化对 WNP 区域的 TC 生成率的影响比较微弱, 而且不太确定。但是在 EWP 的 $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 区域之间, 我们可以看到显著的西风风切变速度的增大, 这是造成 EWP 区域的 TC 生成率发生年代际减少的其中一个原因。后面我们会进一步分析高低层风场的变化, 以进一步揭示 VWS 发生年代际变化的原因。

4.9 200hPa 风场的年代际变化

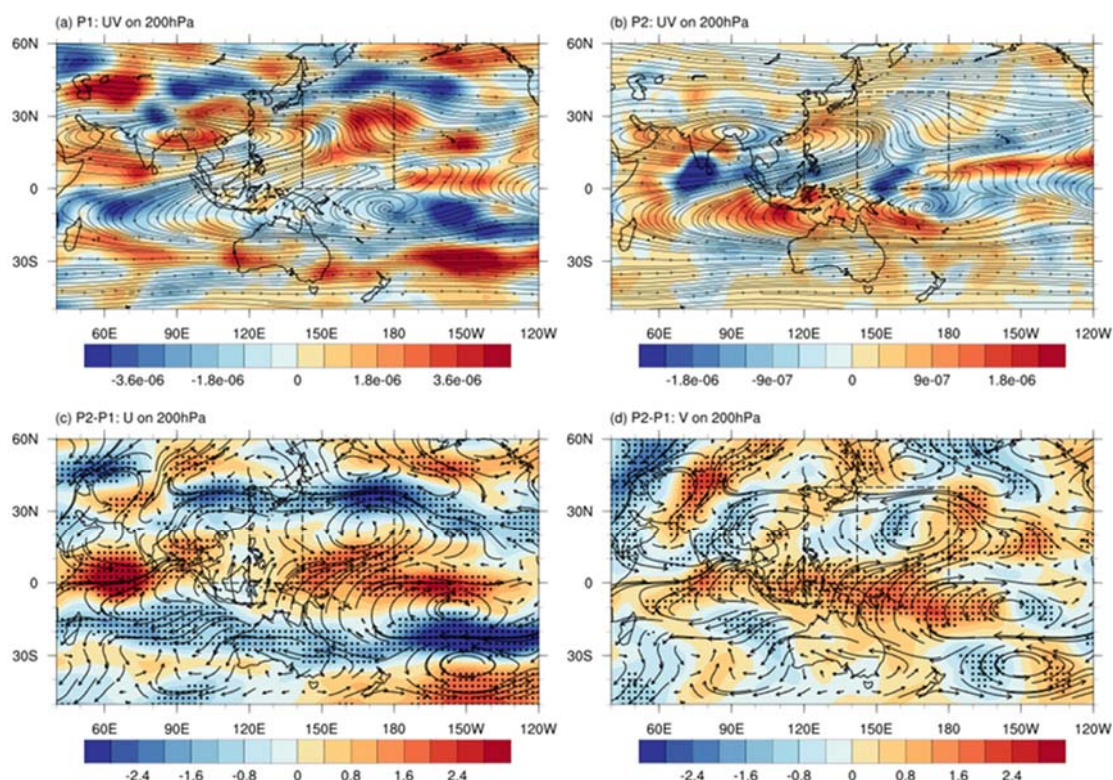


图 4.9 P1 阶段 (a) 和 P2 阶段 (b) 在 200hPa 上 JJASON 的流场, 以及 P1 与 P2 阶段 JJASON 的 200hPa 风场的差异 (c) (d)。(a) 中填色部分是 P1 与 P2 阶段 200hPa 涡度场的差异, (b) 中填色部分是 P1 与 P2 阶段 200hPa 散度场的差异, (c) 中填色部分是 200hPa 纬向风场的差异, (d) 中填色部分是 200hPa 经向风场的差异。圆点代表的是通过 95% 显著性检验的区域。

为了分析高低空风场的年代际变化如何影响垂直风切变的年代际变化, 我们分别在 4.9 以及 4.11 这两个小章节分析了 200hPa 以及 850hPa 风场的年代际变化。图 4.9 (a) (b) 的流场分别是 P1 阶段和 P2 阶段在 200hPa 上 JJASON 的流场, 图 4.9 (a) (b) 中的填色部分分别是 P1 阶段和 P2 阶段 200hPa 涡度场和散度场的差异。如图 4.9 (a), 我们可以看到在 P1 阶段 200hPa 上, $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 之间的区域, 以及 EWNP 的 10°N 以南的区域受到南亚反气旋东部脊和南半球高空副高脊之间的东风急流和向南越赤道气流控制。在 EWNP 区域中, 在 155°E 以东以及 10°N 以北的区域, EWNP 受到热带对流层上部槽 (TUTT) 控制。P2 阶段 200hPa 上的流线特征与 P1 阶段相似, 但是通过涡度和散度的变化, 我们主要可以看到以下几个特点: 南亚反气旋中心的涡度增加以及北半球 TUTT 区

域的涡度增加；SCS, WWNP 和 EWNP 区域中的东风急流和向南越赤道气流区域的散度减少；南半球高空副高脊的辐散增强。南半球高空副高脊辐散增强的区域与 700–500hPa 垂直平均相对湿度的增加带相匹配，但是与 OLR 减小的区域不太匹配，不匹配的地方主要发生在 IO。P1 阶段与 P2 阶段的 200hPa 上平均风场的差异如图 4.9 (c) (d) 所示。与南亚反气旋中心的涡度增加相对应的是，在南亚反气旋中心的东南侧的 SCS 区域有南风异常，虽然图 4.9 (d) 上显示 SCS 区域只有南北两侧一小部分区域的经向风场的变化通过了显著性检验。在 $20^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 的区域，我们可以看到 P0 被一对涡旋异常所占据，这对涡旋之间有很显著的西风异常带，这个西风异常带的大部分区域都呈现出异常的辐合，而这对涡旋的南北两侧均有很显著的东风异常，它们位于与 PDO 相关的高于 0.7°C 的 SST 异常的南侧，可能与 SST 异常有关。北半球的涡旋异常与 P2 阶段北半球 TUTT 的位置向西移动是对应的。澳大利亚北侧的 700–500hPa 相对湿度的带状异常增加区域的北侧有显著的南风异常。在 IO，南风的异常增加区域与 OLR 并不匹配。总之，P0 涡旋对之间的显著西风异常带是有利于 EWNP 的垂直风切变大小的年代际增加的。

4.10 500hPa 垂直速度的年代际变化

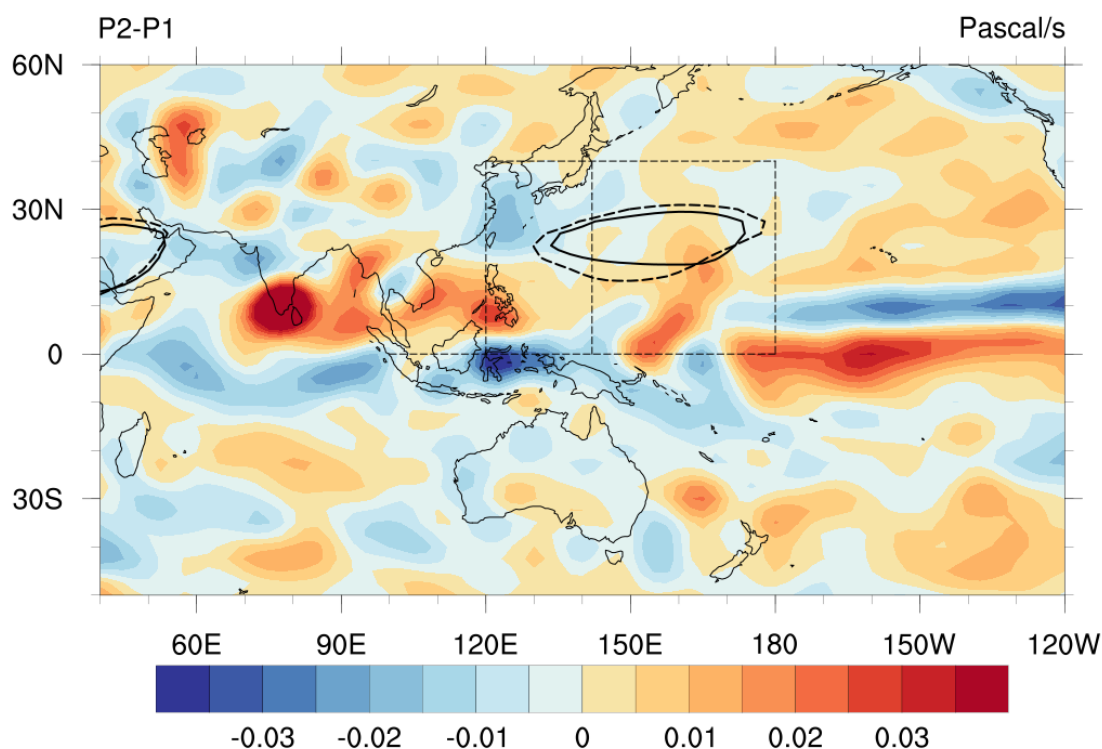


图 4.10 P1 与 P2 阶段 JJASON 月份中 500hPa 垂直速度的差异。圆点代表的是通过 95%显著性检验的区域。黑色实线显示的是 P1 阶段 5880 位势米等高线，黑色虚线显示的是 P2 阶段 5880 位势米等高线。

图 4.10 是 P1 阶段和 P2 阶段在 500hPa 上 JJASON 的垂直速度场的差异。我们可以看到垂直速度场的差异与 200hPa 上辐合辐散的差异是一致的，与 700–500hPa 垂直平均相对湿度场的差异的分布也比较接近。SCS 区域，WNP 的 $5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的区域以及 EWP 的大部分区域在 P2 阶段有异常的下沉运动，虽然均没有通过显著性检验。从 5880 位势米等高线的变化来看，P2 阶段的 5880 位势米等高线的范围比 P1 阶段宽广，尤其是在西南一侧，这与 5880 位势米等高线南侧有异常的下沉运动是一致的。总的来说，垂直速度场的变化是有利于 P2 阶段 WNP 的 TC 生成率的下降。

4.11 850hPa 风场的年代际变化

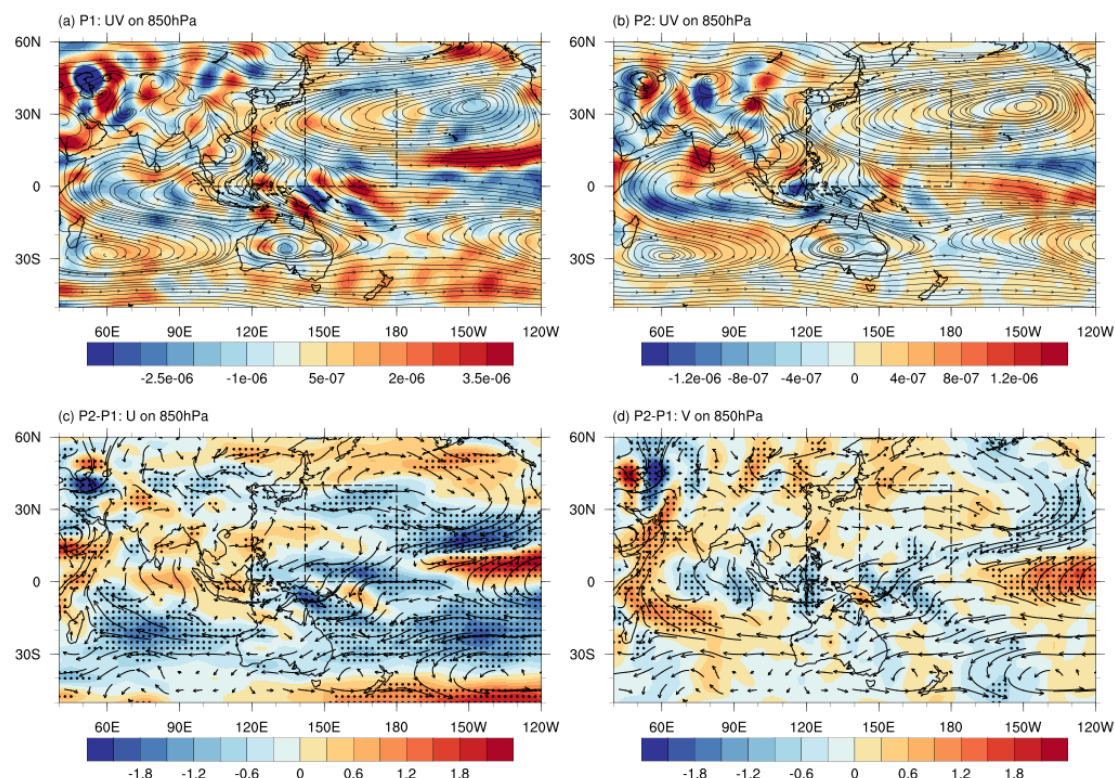


图 4.11 P1 阶段 (a) 和 P2 阶段 (b) 在 850hPa 上 JJASON 的流场, 以及 P1 与 P2 阶段 JJASON 月份中 850hPa 风场的差异 (c) (d)。(a) 中填色部分是 P1 与 P2 阶段 850hPa 涡度场的差异, (b) 中填色部分是 P1 与 P2 阶段 850hPa 散度场的差异, (c) 中填色部分是 850hPa 纬向风场的差异, (d) 中填色部分是 850hPa 经向风场的差异。圆点代表的是通过 95%显著性检验的区域。

850hPa 风场的年代际变化可以通过两个途径来影响 TC 的生成率。第一个途径, 根据 GPI 的公式, 850hPa 风场的年代际变化会导致 850hPa 涡度场发生年代际变化, 从而引起 GPI 中的 Term1 的年代际变化。第二个途径是, 850hPa 的风场的变化会使得垂直风切变发生改变, 从而影响 TC 的生成率。

图 4.11 (a) (b) 的流场分别是 P1 阶段和 P2 阶段在 850hPa 上 JJASON 的流场, 图 4.11 (a) (b) 中的填色部分分别是 P1 阶段和 P2 阶段 850hPa 涡度场和散度场的差异。如图 4.11 (a), 我们可以看到在 P1 阶段 850hPa 上, 在北半球副热带地区, P0 被北太平洋高压所控制, 其中心大概在 35°N , 145°W 附近。SCS 区域, WNP 的 15°N 以南以及 EWP 的 10°N 以南的区域受到季风槽的影响。在季风槽的南侧, 这三个区域主要受到西南风, 西南风, 以及南风 and 东南风的控制。NI

O 区域主要也是受到西南风控制。在南半球热带和副热带地区，我们可以看到 J JASON 中 850hPa 上的流场主要受到南印度洋高压，澳大利亚高压和南太平洋高压的影响，它们三个的中心分别在 (29°S , 60°E) 附近，(28°S , 135°E) 附近，以及 25°S 附近和 120°W 以东。在 170°E 以东的 PO 中，南北半球的高压之间主要以东风为主，而在 170°E 以西，南印度洋高压和澳大利亚高压中心到赤道之间的区域则主要受到东南风的控制。图 4.11 (b) 给出的是 P2 阶段 850hPa 上 JJASON 的流场，其大致分布与 P1 阶段基本一样，但是如果我们仔细对比 P1 阶段与 P2 阶段的季风槽的话，我们可以发现在 P1 阶段的季风槽到达 150°E 附近的位置，而 P2 阶段的季风槽只能到达 142°E ，P2 阶段的季风槽向西退缩有可能是 P2 阶段 WWP 的 10°N 以南不发展的低层涡度扰动大量减少的原因。

如图 4.11 (a)，在 WWP 与 EWP 区域中，在 $5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的区域，P2 阶段的涡度比 P1 阶段异常减小，虽然没通过显著性检验，但这有可能对这两个地区的 TC 生成产生不利的影响。在 $10^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间， 160°E 以东的区域，与 700–500hPa 垂直平均相对湿度显著升高和显著降低的相间分布相对应，我们可以看到涡度增加与涡度减少的区域相间分布，其中涡度增加的区域对应着相对湿度显著升高的区域，涡度减少的区域对应着相对湿度显著减少的区域。如图 4.11 (b)，P2 阶段 WWP 以及 EWP 区域的与南半球 700–500hPa 相对湿度横跨 IO 和 PO 的增湿带对应，我们可以看到 P2 阶段在南半球也有一条西北–东南向的横跨 IO 和 PO 的辐合带。在辐合带的北面，NIO 以及 SCS 区域有明显的辐散异常。

P1 阶段与 P2 阶段的 850hPa 上平均风场的差异如图 4.11 (c) (d) 所示。前文提到，无论是从 700–500hPa 垂直平均相对湿度还是 OLR 来看，我们都可以看到在澳大利亚北面，印度尼西亚附近有跟 AMO 相关的深对流活动的增强。与之对应，在 5°S 以北的 IO 区域，SCS 区域以及印度尼西亚附近的区域，我们可以看到西风的异常，虽然在这些区域纬向风的变化并没有通过显著性检验。在 120°E 以东的热带副热带 PO，我们可以看到大部分区域均为东风异常，除了 WWP 和 EWP 的 $15^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间，以及 170°W 以东， $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 之间这两个区域，前者的西风异常并不显著，而后的西风异常则通过了显著性检验。在 WWP 以及 EWP 区域，在 25°N 以南的区域，我们能看到一个反气旋式风场的异常存在，这与 P2 阶段涡度异常减小是一致的。在这个反气旋的南侧，也就是 10°N 以南的区域，有显著的

东风异常, 该东风异常与季风槽的西退有关, 与印度尼西亚附近的深对流增加也有一定关系。通过上述的分析, 我们可以知道 850hPa 风场的年代际变化有助于 EWNP 垂直风切变大小的年代际增加。

4.12 水平风速以及垂直风速的年代际变化的垂直剖面图

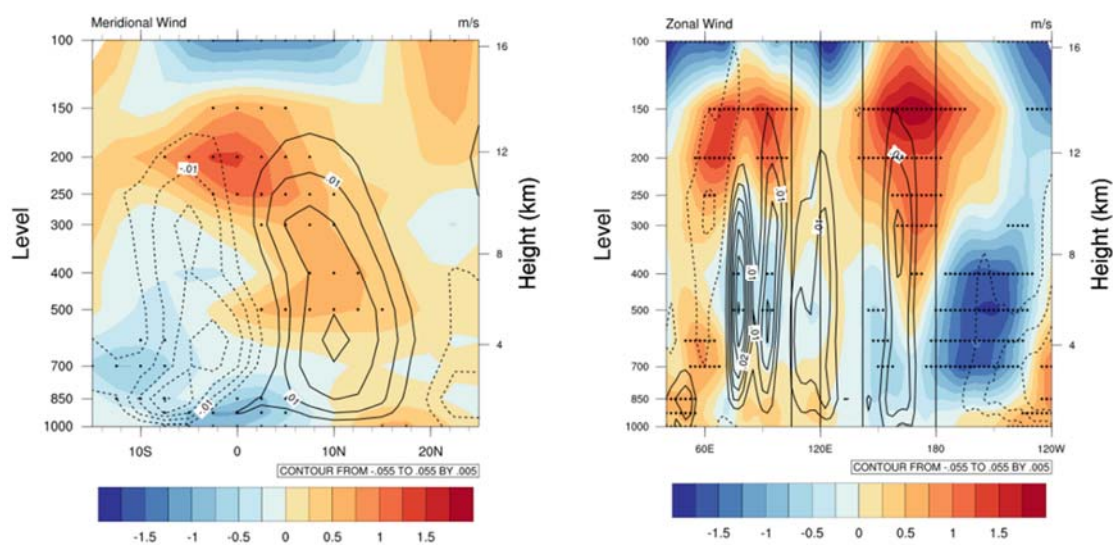


图 4.12 左图中填色和等值线分别是 P1 阶段和 P2 阶段 JJASON 的 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 纬向平均的经向风场的年代际变化以及垂直速度的年代际变化。右图中填色和等值线分别是 P1 阶段以及 P2 阶段 JJASON 的 $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 经向平均的纬向风场的年代际变化以及垂直速度的年代际变化, 实线表示的是异常的下沉气流, 虚线表示的是异常的上升气流。圆点代表的是通过 95% 显著性检验的区域。右图中垂直的四条实线分别代表的是 105°E , 120°E , 142°E 以及 180°E 。

图 4.12 中左图给出的是 P1 阶段和 P2 阶段 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之间的 JJASON 的纬向平均的经向风场以及垂直速度的年代际变化。在 300hPa 到 150hPa 高度上, SCS 区域有显著的南风异常, 变化大概在 0.25–1.25m/s 之间。在 700hPa 以下, 我们可以看到 SCS 区域有显著的北风年代际变化。赤道的南侧有深厚的上升气流的异常, 而在赤道的北侧则有深厚的下沉气流的异常。因此, SCS 区域处于 Hadley 环流异常的下沉气流当中, 并且伴随着相对湿度的年代际减少。

图 4.12 中右图给出的是 P1 阶段和 P2 阶段 $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间的 JJASON 的经向平均的纬向风场以及垂直速度的年代际变化。SCS 区域以及 WWNP 区域从低层到

高层均没有显著的平均纬向风的年代际变化。在 EWNP 区域, 从 300hPa 到 100hPa, 我们可以看到显著的西风增强, 变化最高可达 1.75m/s 以上, 但是在 EWNP 低层 500hPa 以下, 我们可以看到显著的东风异常, 虽然变化只有 0.5m/s 左右。在 EWNP 以东, 400hPa 以下的地区被显著的东风异常所占据, 变化可达 1.5m/s。因此, 在 142°E 以东的地区, 低层有东风异常, 高层有西风异常, 也就是说在该地区, 纬向环流有所加强, 西风 VWS 也有所增强。SCS, WWNP 和 EWNP 这三个区域均有异常的下沉气流, 这有利于生成率的下降。

4.13 本章小结

通过上面的分析, 我们可以看到 TCGF 以及环境场的年代际变化可能是 AMO, PDO 与 NIO 共同作用的结果, 其中 AMO 的正位相(负位相)有可能导致 SCS 区域, EWNP 区域的 TCGF 显著增加(下降)。在 P2 阶段, 在 $5^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 的范围内, 三个海区大部分区域的 SST, PI 以及 TCHP 是显著增加的。至于 700–500hPa 的垂直平均相对湿度, SCS 区域的相对湿度在 P2 阶段是降低的, 而 WWNP 区域的相对湿度在 P2 阶段则是增加的。EWNP 区域的相对湿度的变化比较复杂, 在 $5^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 的范围内, 相对湿度在 P2 阶段是显著增加的, 在 10°N 以北, 160°E 以东的范围内, 相对湿度在 P2 阶段显著减小。在风场的年代际变化上, 与 700–500hPa 的垂直平均相对湿度的年代际变化相对应的是, 我们在三个海区能看到显著的哈得莱环流以及纬向环流的年代际变化, 这些变化还伴随着 850hPa 上季风槽的西退, 500hPa 副高控制范围的增加, 以及 200hPa 上热带对流层上部槽的西移, 虽然这些变化在 IO 以及 SCS 区域与 OLR 的年代际变化不对应。这样的风场变化造成的后果就是在 EWNP 区域中西风 VWS 显著增大, 这会抑制 EWNP 区域中 TC 生成。而导致 SCS 区域 TCGF 的年代际下降的主要因素应该是 700–500hPa 的垂直平均相对湿度的下降。

第五章 夏季西北太平洋热带气旋活动年代际变化异常

5.1 夏季热带气旋生成频数的年代际变化

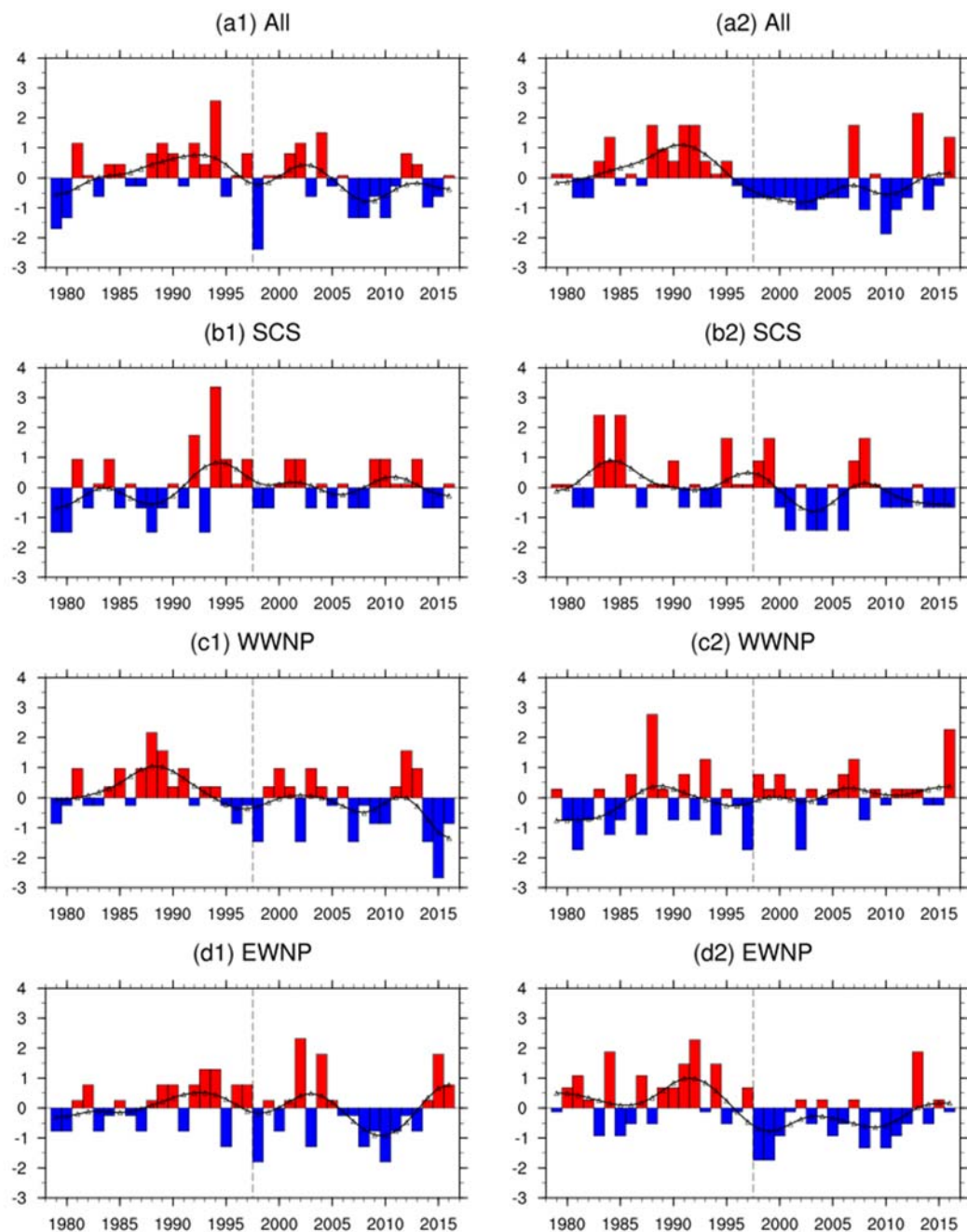


图 5.1 JJA 中 WNP (a1), SCS 区域 (b1), WWNP 区域 (c1) 以及 EWNP 区域 (d1) 的 TCGF 标准化后的时间序列。(a2) (b2) (c2) (d2) 是 SON 中的结果。红色柱表示高于平均值的年份, 蓝色柱表示低于平均值的年份, 黑色实线是对序列做 10 年 Lanczos 低通滤波的结果。

图 5.1 分别给出了 JJA 和 SON 中西北太平洋 (WNP) 及其三个海区的热带气旋生成频数 (TCGF) 的标准化序列。对比图 3.4 和图 5.1 以及对比表 3.1 和表 3.4 的数据, 我们不难发现在 P2 阶段, JJASON 的 SCS 以及 EWNP 的 TCGF 的年代际下降主要发生在 SON 这三个月份中。在 JJA, SCS 区域的 TCGF 从 1992 年到 2004 年有一段异常的活跃期, EWNP 区域的 TCGF 也有类似的特点。

表 5.1 JJA 和 SON 的 WNP 和三个海区 (SCS, WWNP, EWNP) 的 TC 平均频数的年代际变化及其均值突变检验。

数字后面的*表示结果通过 95% 的显著性检验。

海区	WNP	SCS	WWNP	EWNP
P1	11.5/11.6	1.8/2.2	5.9/4.0	3.7/5.4
P2	10.1/9.7	1.8/1.5	4.9/4.9	3.3/3.2
P2-P1	-1.4*/-1.9*	0.0/-0.7	-0.9/0.9*	-0.5/-2.2*

5.2 北半球夏季季节内振荡第一模态对夏季热带气旋生成的影响

夏季 WNP 的 TC 活动出现异常的年代际变化的可能原因之一是季节内变率 (ISV) 的年代际变化。BSISO 是一种在北半球季风区域中的显著季节内振荡, 它主要呈向北或者向西北传播。BSISO1 模态是一种向东北传播的 30-60 天的变化。在这里我们简单地探究 BSISO1 模态与夏季 WNP 的 TC 活动之间的关系。

由于 1992 年到 2004 年的夏季是 SCS 区域以及 EWNP 区域的 TCGF 活跃期, 所以我们对比的是 1992 年到 2004 年这一个时间段与 1985 年到 1991 年和 2005 年到 2010 年这两个时间段之间的差别, 对比的物理量场是根据 BSISO1 八个位相累积的夏季 10 天到 120 天带通滤波的 OLR 异常以及 850hPa 风场异常, 结果如图 5.2 所示。如图 5.2, 在 BSISO1 第 1 位相的时候, SCS 以及 WWNP 的 20°N 以南的区域主要受到 OLR 正异常的影响。随后 OLR 正异常的区域向北传播, 从第 4 位相开始到第 7 位相, SCS 以及 WWNP 的 20°N 以南的区域一直受到 OLR 负异常的区域影响。我们可以看到 TC 生成的位置是受到 OLR 负异常区域的影响, 尤其是在 1, 5, 6, 7 和 8 这几个位相。对比挑选的两个时段, 我们发现在第 6 和第 7 位相, 1992 年到 2004 年的累积 OLR 负异常更强。在这两个位相, 1992 年到 2004 年 WN

P 的 TCGF 分别为 35 和 36 个，而在 1985 年到 1991 年和 2005 年到 2010 年这两个时间段，WNP 的 TCGF 分别为 26 和 25 个。总而言之，夏季的 WNP 的 TC 活动是受到 BSISO 影响的。

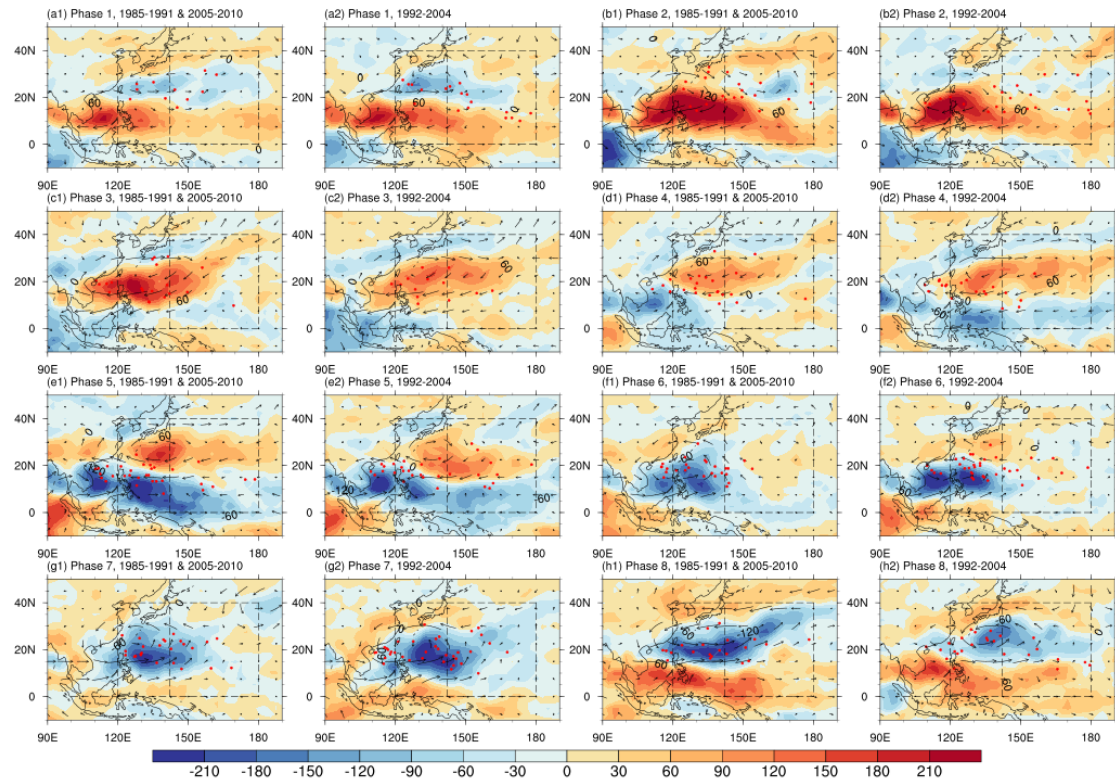


图 5.2 a1-h1 是 1985 年到 1991 年和 2005 年到 2010 年这两个时间段夏季根据 BSISO1 八个位相累积的 10 天到 120 天带通滤波的 OLR 异常以及 850hPa 风场异常。a2-h2 是 1992 年到 2004 年的。

5.3 本章小结

WNP 的 TC 活动在夏季会受到季风的影响，尤其是 SCS 的 TC 活动。对比 1992 年到 2004 年这一个时间段与 1985 年到 1991 年和 2005 年 2010 年这两个时间段之间的差别，我们发现在 1992 年到 2004 年，BSISO1 的第 6 和第 7 位相的累积 OLR 异常更强，WNP 的 TCGF 也明显增多。

第六章 总结和展望

6.1 全文总结

对西北太平洋(WNP)的热带气旋生成频数(TCGF)影响最大的区域是EWNP。与P1阶段相比,SCS在P2阶段的不发展的低层涡度扰动频数有显著的上升,而生成率则有显著的下降。WWNP的不发展的低层涡度扰动频数以及生成率均没有发生显著的年代际变化。EWNP的不发展的低层涡度扰动频数以及生成率均有显著的下降。因此,WNP的生成率发生显著的下降,但是其不发展的低层涡度频数却没有显著的年代际变化。

P1阶段和P2阶段的TCGF和环境场的变化可能是AMO, PDO与NIO共同作用的结果,其中AMO的正位相(负位相)有可能导致SCS区域,EWNP区域的TCGF显著增加(下降)。在风场的年代际变化上,与南半球700–500hPa的垂直平均相对湿度的增加带相对应的是,SCS与WWNP有显著的哈得莱环流变化,而EWNP则有显著的沃克环流变化,这些变化还伴随着850hPa上季风槽的西退,500hPa副高控制范围的增加以及200hPa上热带对流层上部槽(TUTT)的西移。在EWNP中,纬向环流的变化引起的垂直风切变(VWS)的变化是其TCGF发生年代际变化的主要原因。与EWNP不同,导致SCS区域TCGF的年代际下降的主要因素应该是700–500hPa的垂直平均相对湿度的下降。

WNP的TC活动在夏季会受到季风的影响,尤其是SCS的TC活动。对比1992年到2004年这一个时间段与1985年到1991年和2005年2010年这两个时间段之间的差别,我们发现在1992年到2004年,BSIS01的第6和第7位相的累积OLR异常更强,WNP的TCGF也明显增多。

6.2 不足和展望

本文分析了 WNP 及其三个海区的低层涡度扰动频数以及生成率的年代际变化,但是我们并没有分析影响低层涡度扰动频数的环境场因素。

在分析环境场的年代际变化时,虽然我们提到 WNP 环境场和 TCGF 的变化是 AMO, PDO 和 NIO 共同作用的结果,但是由于时间关系,我们只对比分析了 P1 阶段和 P2 阶段环境场的变化。在本文中,我们并没有详细比较 AMO, PDO 和 NIO 位于不同位相组合时, WNP 环境场和 TCGF 的变化。因此在后续的工作中,我们将类似的讨论扩展到 1951 年到 2016 年,以做进一步的分析。此外,本文在分析环境场时缺乏定量分析,所以在未来的工作中,我们会计算 GPI,以定量分析环境场的年代际变化对生成率的影响。同时,为了更清楚地显现出 AMO, PDO 和 NIO 各自对 WNP 的环境场以及 TCGF 的影响,我们将会通过数值模式实验来分别进行讨论。

在讨论 BSISO 对 WNP 夏季热带气旋(TC)活动的影响时,我们只给出了简单的分析,并没有进一步分析导致 BSISO 发生年代际变化的原因以及 BSISO 影响 WNP 的 TC 活动的过程。这些问题都有待我们进一步的研究。

参考文献

- 白莉娜, 任福民, 宋金杰, 等. 潜热通量异常对西北太平洋热带气旋活动影响的机理研究[J]. 海洋学报, 2010, 32(4):32-40.
- 黄勇, 李崇银, 王颖. 西北太平洋生成热带气旋的年代际变化[J]. 解放军理工大学学报:自然科学版, 2008, 9(5):557-564.
- 李德琳, 肖子牛, 信飞, et al. THE ABRUPT CHANGE OF TROPICAL CYCLONE NUMBER OVER THE WESTERN NORTH PACIFIC IN THE MID-1990s[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2017, 23(3):323-333.
- 夏淋淋, 朱益民, 程乘. 西北太平洋热带气旋频数的年际、年代际变化及预测[C]// S1 灾害天气研究与预报. 2012:1-7.
- 张艳霞, 钱永甫, 王谦谦. 西北太平洋热带气旋的年际和年代际变化及其与南亚高压的关系[J]. 应用气象学报, 2004, 15(1):74-80.
- 赵威, 赵海坤, 韦志刚, 等. MJO 与西北太平洋热带气旋活动的关系及其年代际变化[J]. 热带气象学报, 2015, 31(2):237-246.
- Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, et al. The Effective Number of Spatial Degrees of Freedom of a Time-Varying Field. [J]. Journal of Climate, 1999, 12(7):1990-2009.
- Camargo, Suzana J, Emanuel, Kerry A, Sobel, Adam H. Use of a Genesis Potential Index to Diagnose ENSO Effects on Tropical Cyclone Genesis [J]. Journal of Climate, 2007, 20(19):4819-4834.
- Camargo S J, Wheeler M C, Sobel A H. Diagnosis of the MJO Modulation of Tropical Cyclogenesis Using an Empirical Index[J]. J. atmos. sci, 2009, 66(10):3061-3074.
- Chen Z, Chen Y, Li B. Quantifying the effects of climate variability and human activities on runoff for Kaidu River Basin in arid region of northwest China[J]. Theoretical & Applied Climatology, 2013, 111(3-4):537-545.
- Emanuel K A. Thermodynamic control of hurricane intensity[J]. Nature, 1999, 401(6754):665-669.

- Emanuel K, Nolan D S. Tropical cyclone activity and global climate [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2004, 85.
- Good S A, Martin M J, Rayner N A. EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates[J]. Journal of Geophysical Research Oceans, 2013, 118(12):6704–6716.
- Ha Y, Zhong Z, Sun Y, et al. Decadal change of South China Sea tropical cyclone activity in mid - 1990s and its possible linkage with intra seasonal variability[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2014, 119(9):5331–5344.
- Ha Y, Zhong Z. Decadal Change in Tropical Cyclone Activity over the South China Sea around 2002/03[J]. Journal of Climate, 2015, 28(15):15042–15052.
- He H, Yang J, Gong D, et al. Decadal changes in tropical cyclone activity over the western North Pacific in the late 1990s[J]. Climate Dynamics, 2015, 45(11–12):3317–3329.
- Hennon C C, Papin P P, Zarzar C M, et al. Tropical Cloud Cluster Climatology, Variability, and Genesis Productivity[J]. Journal of Climate, 2013, 26(10):3046–3066.
- Hodges K I. A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data[J]. Monthly Weather Review, 1994, 122(11):2573–2586.
- Hodges K I. Feature Tracking on the Unit Sphere[J]. Monthly Weather Review, 1995, 123(12):3458–3465.
- Hodges K I. Adaptive Constraints for Feature Tracking[J]. Monthly Weather Review, 1999, 127(6):1362–1373.
- Hodges K, Cobb A, Vidale P L. How well are tropical cyclones represented in reanalysis datasets?[J]. Journal of Climate, 2017, 30(14):5243–5264.

- Hong C C, Wu Y K, Li T. Influence of climate regime shift on the interdecadal change in tropical cyclone activity over the Pacific Basin during the middle to late 1990s[J]. *Climate Dynamics*, 2016, 47(7-8):2587-2600.
- Hu F, Li T, Liu J, et al. Cause of interdecadal change of tropical cyclone controlling parameter in the western North Pacific[J]. *Climate Dynamics*, 2017(12):1-14.
- Huangfu J, Huang R, Chen W. Interdecadal increase of tropical cyclone genesis frequency over the western north Pacific in May[J]. *International Journal of Climatology*, 2017a, 37(2).
- Huangfu J, Huang R, Chen W, et al. Interdecadal variation of tropical cyclone genesis and its relationship to the monsoon trough over the western North Pacific[J]. *International Journal of Climatology*, 2017b, 37(9):3587-3596.
- Lee J Y, Wang B, Wheeler M C, et al. Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region[J]. *Climate Dynamics*, 2013, 40(1-2):493-509.
- Leipper D F, Volgenau L D. Hurricane Heat Potential of the Gulf of Mexico[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1970, 2(3):218-224.
- Leung Y K, Wu M C, Chang W L. Variations of tropical cyclone activity in the South China Sea. *Typhoon Committee Annual Review*, 2005.
- Li R C Y, Zhou W. Interdecadal Change in South China Sea Tropical Cyclone Frequency in Association with Zonal Sea Surface Temperature Gradient[J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(14):5468-5480.
- Li X, Xie S P, Gille S T, et al. Atlantic-induced pan-tropical climate change over the past three decades[J]. *Nature Climate Change*, 2015, 6(3).

- Liebmann B, Smith C. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset[J]. Bull.amer.meteor.soc, 1996, 77(6):1275-1277.
- Liu K S, Chan J C L. Inactive Period of Western North Pacific Tropical Cyclone Activity in 1998-2011[J]. Journal of Climate, 2013, 26(8):2614-2630.
- Peduzzi P, Chatenoux B, Dao H, et al. Global trends in tropical cyclone risk[J]. Nature Climate Change, 2012, 2(4):289-294.
- Takahashi C, Watanabe M, Mori M. Significant aerosol influence on the recent decadal decrease in tropical cyclone activity over the western North Pacific[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(18).
- Teng H, Lee C, Hsu H. Influence of ENSO on formation of tropical cloud clusters and their development into tropical cyclones in the western North Pacific[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 41(24):9120-9126.
- Wang L, Huang R, Wu R. Interdecadal variability in tropical cyclone frequency over the South China Sea and its association with the Indian Ocean sea surface temperature[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(4):768-771.
- Wang X, Wang C, Zhang L, et al. Multidecadal Variability of Tropical Cyclone Rapid Intensification in the Western North Pacific[J]. Journal of Climate, 2015, 28(9).
- Wu L, Wang C, Wang B. Westward shift of western North Pacific tropical cyclogenesis[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 42(5):1537-1542.
- Zhang W, Leung Y, Min J. North Pacific Gyre Oscillation and the occurrence of western North Pacific tropical cyclones[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(19):5205-5211.

Zhang W, Vecchi G A, Villarini G, et al. Modulation of western North Pacific tropical cyclone activity by the Atlantic Meridional Mode[J]. Climate Dynamics, 2017, 48(1-2):631-647.

Zhang W, Vecchi G A, Murakami H, et al. Dominant Role of Atlantic Multidecadal Oscillation in the Recent Decadal Changes in Western North Pacific Tropical Cyclone Activity[J]. Geophysical Research Letters, 2018, 45(1).

致谢

转眼间，已在南大走完七个春夏秋冬，我从一个懵懂少年成为一名有理想有追求有规划的青年。在论文即将完成之际，我首先要感谢的人是我的导师方娟教授。这篇硕士论文是在方娟教授的关心和指导下完成的。从论文的开题立意，技术路线的选取，到文章的修改审订，导师给了我很大的启发和激励。此外，方老师深厚的理论素养，脚踏实地的科研风范以及求实创新的科研思想都深深地影响了我，并使我受益终身。

在论文的完成过程中，我得到了很多同学的热情帮助。我研究的方向主要是热带气旋，但是在我的论文中涉及许多关于海气相互作用的前沿研究。在这方面，曹丹丹同学和张志琪同学跟我进行了许多深入的讨论，给了我很多专业的意见以及相当不错的想法。利嘉兆同学经常与我讨论硕士论文的内容，为我的论文思路提供了许多建议，避免了我长时间陷入科研的死胡同。此外，我还要感谢同实验室的彭珂学姐，郭晞师姐，肖静师姐，杨博雷学长，边建谱学长，周辉学长，韩峰同学，冯志明同学，吴胜蓝学妹，卓静仪学妹，周逸豪学弟以及卓立学弟等。他们是我日常学习和生活中的动力来源。没有了他们的陪伴，我的研究生阶段会变得暗淡无比。在服务器使用这方面，张启学长以及汤剑平老师给予我很多技术上的支持，他们的无私帮助让我深受感动。

最后，我要感谢我的母校南京大学以及我的父母。南京大学为我提供了良好的学术环境以及运动场所。在南大七年的生活中，我不仅收获了知识，还锻炼了身体。衷心希望南京大学能成为世界一流大学。我的父母则默默守护在我身边，从不左右我的想法。没有他们的支持，我无法走到今天，希望将来我能报答他们的养育之恩。

感谢我的导师方娟教授，感谢同学们，感谢老师们，感谢我的母校南京大学以及感谢我的父母！愿我们的未来能够更加美好！

冯城烽

2018年5月于南京大学

《学位论文出版授权书》

本人完全同意《中国优秀博硕士学位论文全文数据库出版章程》(以下简称“章程”),愿意将本人的学位论文提交“中国学术期刊(光盘版)电子杂志社”在《中国博士学位论文全文数据库》、《中国优秀硕士学位论文全文数据库》中全文发表。《中国博士学位论文全文数据库》、《中国优秀硕士学位论文全文数据库》可以以电子、网络及其他数字媒体形式公开出版,并同意编入《中国知识资源总库》,在《中国博硕士学位论文评价数据库》中使用和在互联网上传播,同意按“章程”规定享受相关权益。

作者签名: _____

_____年____月____日

论文题名					
研究生学号		所在院系		学位年度	
论文级别	<input type="checkbox"/> 硕士 <input type="checkbox"/> 硕士专业学位 <input type="checkbox"/> 博士 <input type="checkbox"/> 博士专业学位 <div style="text-align: right;">(请在方框内画钩)</div>				
作者 Email					
导师姓名					

论文涉密情况:

☐ 不保密

☐ 保密, 保密期(_____年____月____日至_____年____月____日)

注: 请将该授权书填写后装订在学位论文最后一页(南大封面)。