西北太平洋台风的气候变化与 ITCZ 及暖水关系的研究

摘要

本文利用 NCEP/NCAR 资料、Unisys 公司网站提供的台风资料研究了 ITCZ 强度和位置的气候变化特征以及对台风发生发展的影响,厄尔尼诺对 ITCZ 强度和位置的影响,考察了南半球冷空气对越赤道气流的影响及对 ITCZ 强度变化的作用,并利用9层大气环流模式进行数值实验分析这些作用和影响。

本文首先提出了一个确定 ITCZ 位置的指标。通过分析 850hPa 高度上候平均 纬向风经向切变涡度极大值所在的纬度和经向风经向辐合极大值所在的纬度发 现,纬向风经向切变涡度极大值所在的纬度可以很好地表征 ITCZ 的位置,而经 向风经向辐合极大值所在的纬度与 ITCZ 的位置关系并不明显。相关分析表明, 用纬向风经向切变涡度极大值所在纬度确定的 ITCZ 的位置和根据云量资料得到 的 ITCZ 位置符合的较好,两者的相关系数通过了 99%的信度检验。利用月平均 风场资料也得到相同的结果。因此,纬向风经向切变涡度极大值所在纬度可以作 为确定 ITCZ 位置的指标。

用纬向风在南北方向的差定义了一个 ITCZ 的强度指数。将 ITCZ 强度指数定 义为 ITCZ 位置上下 2.5 个纬距的纬向风差: I_{trcz}=U₈₅₀[E_{trcz}, N_{trcz}-2.5]-U₈₅₀[E_{trcz}, N_{trcz}+2.5], E_{trcz}是 ITCZ 所在的经度, N_{trcz}是 ITCZ 所在的纬度。 指数大(小)意味着 ITCZ 强(弱)。

通过计算台风发生数量和 33 个经度上 ITCZ 位置的相关系数,发现台风源地 主要分布区域里的相关系数较大,说明该区域的 ITCZ 位置对台风发生的影响也 非常显著。

在研究每年的100-180℃范围里的ITCZ平均强度和平均位置时,发现在厄尔 尼诺年ITCZ强度较强,ITCZ位置偏南,进一步进行功率谱分析发现对于ITCZ强度 来说,130℃经度上能显示出3年的周期,在160℃显示5年的周期。对ITCZ位置来 说,105-112.5℃经度上能显示出3-5年的周期,在125-145℃显示3年的周期,在 152-157℃显示5年的周期。这与ENSO循环的周期相近。 研究东亚季风环流成员之间的相互作用的结果是:越赤道气流对 ITCZ 的影响主要反映在对 ITCZ 强度的影响,对于 ITCZ 位置的影响不是很明显。越赤道气流对 ITCZ 强度影响和澳大利亚高压对 ITCZ 强度影响有一个特点共同:越赤道气流对 ITCZ 强度的影响主要集中在 130°E 以东,并逐渐向东减小。9 层大气环流模式数值实验分析澳大利亚冷空气对越赤道气流和 ITCZ 的影响也得到相同的结论。

关键词: 台风; ITCZ 位置指数; ITCZ 强度指数; ENSO; 越赤道气流; 澳大利亚高压

Research on the relations between climatic change of typhoon and ITCZ or warm water over Northwest Pacific

Abstract

The statistical features of the intensity and position of ITCZ over the northwestern Pacific ocean, the influence of Elnino on ITCZ, and the interaction among the members of east Asia monsoon circulation have been studied in this paper, in the last part of which, numerical experiments on affections of ITCZ, cross Equator stream and the Australia High to typhoon over Northwestern Pacific with 9 level Atmospheric General Circulation Model (IAP9L-AGCM).

Location of ITCZ will be calculated with an index of the latitudes where there is maximum value of the zonal wind shear.

Another index of ITCZ strength was presented by the zonal wind speed difference at latitudes south and north of the ITCZ: $I_{ITCZ}=U_{850}[E_{ITCZ}, N_{ITCZ}-2.5]$ - $U_{850}[E_{ITCZ}, N_{ITCZ}+2.5]$, E_{ITCZ} is the longitude and N_{ITCZ} is the latitude where ITCZ is located. Larger value of I_{ITCZ} corresponds to stronger ITCZ and small value of I_{ITCZ} corresponds to weaker ITCZ.

Remarkable correlation between the typhoon's number and ITCZ location on 33 different longitudes indicates that the position of ITCZ has more impact on typhoon producing process in this region.

It was found that strong ITCZ was located near equator that in other years. Spectrum analysis showed that, the strength of ITCZ oscillated with about 3 years at about 130^{0} E, with 5 years at 160^{0} E. The location of ITCZ oscillated with 3-5 years at $105 - 112.5^{0}$ E, with 3 years at $125 - 145^{0}$ E and with 5 years at $152 - 157^{0}$ E, Similar with the ENSO cycle.

Study on the east Asia monsoon circulation like cross-equator stream and cold high over Australia on typhoon showed that the intensity of ITCZ was more affected than that of location. The cross-equator stream and the Australia High affected the ITCZ intensity in a common way: ITCZ located at east of 130^{0} E was easily affected that at other place, and the affections diminished eastward. Numerical experiment with IAP9L model also confirms this conclusion.

0

Key Words: Typhoon, ITCZ position index, ITCZ intensity index, ENSO, cross-equatorial flow, Australia High

独创声明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的 研究成果。据我所知,除了文中特别加以标注和致谢的地方外,论文中不包含其 他人已经发表或撰写过的研究成果,也不包含未获得_____(注:如没有其 他需要特别声明的,本栏可空)或其他教育机构的学位或证书使用过的材料。与 我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表 示谢意。

学位论文作者签名: 签字日期: 年 月 日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解学校有关保留、使用学位论文的规定,有权保留并 向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘,允许论文被查阅和借阅。本人 授权学校可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索,可以采用 影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。(保密的学位论文在解密后 适用本授权书)

学位论文作者签名:

导师签字: 2007

签字日期: 年月日

签字日期: 2007 年 / 月 (7日

学位论文作者毕业后去向: 工作单位: 通讯地址:

电话**:** 邮编

第一章 引言

热带气旋(Tropical Cyclone,简称 TC)是发生在热带海洋上的一种低值天气 系统。热带气旋在热带海洋上汲取暖湿空气的能量,将这些能量浓缩、聚集到眼 壁和螺旋云(雨)带中,这些能量在热带气旋逐渐向高纬度移动的过程中以大风、 降水等逐步释放出来,直至热带气旋消散。因此,热带气旋对地球大气和水汽的 输送具有重要的作用。台风是一种时速超过 119 千米的气旋性热带风暴,因其范 围大,且在所有风暴中最具破坏力。

我国是受台风危害最为严重的国家之一,登陆我国的台风不仅多,而且强度 大。它常常带来狂风暴雨和暴潮,对人民生命财产和生产活动危害极大。同时台 风也是低纬度地区和中高纬度地区进行水汽交换的一种方式,是影响低纬度地区 年降水量的主要天气系统之一。因此加强和提高台风长期变化规律的研究,为台 风的短期气候变化预测提供参考基础,具有重大的理论意义和社会现实意义。

西北太平洋(WNP) 是全球范围内台风活动最频繁的区域,而我国是世界上 受西北太平洋台风影响最为严重的国家之一,平均每年在我国登陆的台 7-8 个, 是世界上登陆最多、灾害最重的国家^[1]。

过去台风领域的研究较多集中于对TC和台风天气学方面的研究,如移动路 径、强度、结构特征及其登陆后的天气等方面。而TC和台风的气候学研究起步 较晚,自20世纪80年代起才逐渐开展起来。在热带西北太平洋海域,由于TC和台 风活动在季节、年际和年代际时间尺度和空间分布上存在明显差异,所以了解TC 在不同气候背景影响下的气候活动规律,揭示热带多尺度系统相互作用中TC生 成发展的气候差异及其机理,是近年来TC和台风气候学研究的主要内容。开展这 方面的研究不仅可以为对WNP台风生成的短期气候预测乃至于对影响我国台风 的监测和预报提供科学依据,而且可以更深入地研究TC和台风的生成、发展、成 熟和消亡过程及其机理,从而提高对这突发性严重灾害性天气的防御能力,减少 灾害所带来的损失。^[2]

1.1 热带辐合带与台风生成

TC 发生发展的动力机制是 CISK 机制^[3]:在热带扰动中,积云单体区通过 释放凝结潜热而使大气增暖,进而导致地面气压降低,低空气旋性环流加强,同 时由于边界层内摩擦作用,使风速有向中心的分量,于是增强低空辐合和潮湿空

气抬升,而辐合上升又引起更多积云发展,释放等多的潜热,从而使地面气压继续下降,如此循环,最终发展成为台风。可见,台风的生成首先要有热带扰动。 热带辐合带是低纬度的一个重要天气系统,是热带扰动的主要源地,观测表明^[4], 80%-85%的热带扰动都发生在热带辐合带(ITCZ)北侧 2°-4°纬度范围内。

热带辐合带的定义主要有三种:一是气压场上的赤道低压槽;二是风场上信 风辐合区或信风与季风之间的辐合区;三是云图上的多云带。多数学者认为这三 种定义确定的辐合带差别不大,可以看成一回事。

ITCZ 最初着重于用风场资料来研究。 Brooks and Braby^[5], Alpert^[6-8] and Riehl^[9]从信风的稳定性出发,定义: *Constancy* = 100*V*, / \overline{V} ,其中*V*,是平均矢量风 速(mean vector wind speed), \overline{V} 是平均风速(mean wind speed)。如果风场的风 速和风向变化越大,稳定性越小。在热带辐合带中存在风场不连续带,因此 constancy 的最小值能指示热带辐合带位置^[10]。由于海洋上测站稀少,该指数不 能确切的指示热带辐合带位置,另外南半球中纬度的北移锋面系统越过赤道 (160⁶W-180⁶W)并向西北向前进过程中,也能产生风场中 consistancy 最小值, 还有在澳大利亚西北海岸河墨西哥西南海岸处,夏季大陆的热低压改变大尺度风 场形式而产生 consistancy 最小值,这些现象会对热带辐合带的位置的确定造成 局地误差。

第一个 TIROS 气象卫星发射之前,海上站点得到的云量资料及其有限, TIROS 卫星得到云量资料使利用云量确定 ITCZ 位置得到实现。Godshall^{110]}考察 了月平均下流场中的 ITCZ 位置与 TIROS 云量得出的 ITCZ 位置之间的关系,认 为 130⁶W-110⁶W 地区的云量 ITCZ 位置比较偏南,其他地区两者的位置基本重 合。范蕙君^[111]利用夏威夷大学出版的《卫星观测的太平洋运量^[12]》多个卫星观 测到的逐日云图,采用八分度的云量等级求得 1965 年-1973 年月平均云量图, 取热带海洋上空月平均云量最大区域来表示热带辐合带的位置,所确定的多年月 平均位置与多年月平均流线图上热带辐合带位置基本一致。Sadler^[13]则强调不能 将云图上的多云带与气压场和风场上的辐合带混为一谈。在太平洋地区,由气压 场和风场所确定的辐合带与多云带不一定完全重合,多云带确定的位置略为偏南 ^[13]。Sadler 所强调的差异主要是在非洲大陆上,在大西洋上三者确定的 ITCZ 位 置也是基本一致。由于资料年代短,或者只局限在某一地区,这种利用卫星测得

的云反射的亮度或者平均云量研究热带辐合带的方法在气候研究中存在局限性。

1974 年 6 月以来, NOAA 极轨卫星系列开始了长波辐射(OLR)的业务观测。 OLR 是卫星上观测的地气系统的射出长波辐射,它主要取决于云顶及下垫面温 度,所以是云和下垫面温度的函数,在热带地区,温度的时空变化都比较小, OLR 的变化主要受云的影响,ITCZ 的深对流发展地区 OLR 最小。蒋尚城^[14]利 用 1974-1984 年,全球 40°N-40°S 范围内 2.5°×2.5° 经纬度网格上卫星所测的一 天两次所测的射出长波辐射资料,定义 30°N-30°S 之间 OLR<240W/m² 区域内 最小值所在的纬度为 ITCZ 轴所在的位置,以最小 OLR 的数值表示强度而得出 全球 ITCZ 的气候特征图。根据 OLR 资料分析的 ITCZ 与云量场最大值云量带相 似。

此外,柯史钊^[15]利用 1965-1984 年 6-9 月逐日天气图来确定热带辐合带, 并与月平均最大云带和最小 OLR 轴线所得到的热带辐合带位置作比较,认为 ITCZ 存在着活跃与间歇的低频振荡,加上海陆、地形和热带气旋活动的影响, 以及 ITCZ 的结构特点,因而平均多云带和最小 OLR 轴位置比流场 ITCZ 显著偏 南。并发现流场的 ITCZ 多频带往往处于南海-西太平洋的 OLR 最小轴北侧与最 大标准差轴线南侧之间,因此建议用 OLR 标准差与 OLR 平均值之比来表征 ITCZ 可能比直接用 OLR 平均值更合理。

在气候意义下,赤道辐合带用什么特征来确定?在本文的第一章,我们用候 平均和月平均尺度对该问题进行了讨论,提出了 ITCZ 位置和强度的指标。

1.2 台风活动与 ENSO

对于 ENSO 事件对西太台风年际变化的影响,有的学者认为两者是无关的, 有的学者认为两者是有关的^[16-25]。可能的原因是使用的资料和分析方法不同。两 种观点在该学术领域里的争论一直是此消彼长。但是有必要指出的是,近年来 Chia 和 Ropelew ski^[26]认为,在 El Nino 事件期间,包括热带风暴在内的各种台 风大量增多,其中一些移入了西北太平洋,如 2002 年(El Nino 年)中 Ele 和 Huke 台风。Chu 和 Wang, Clark 等也对这一点进了论证^[27-28]。作为台风的扰动源, 热带辐合带与ENSO 事件之间存在什么关系呢?本文第四章将开展相关的讨论。

1.3 ITCZ 强度和位置与东亚夏季风环流

东亚季风系统主要成员包括澳大利亚高压、南海季风槽和热带辐合带、西太

副热带高压、南海南部低空越赤道气流、南支高空东风急流及越赤道气流。

越赤道气流是两半球大气质量、动量、热量、水汽及物质交换的途径,越赤 道气流通道分布与全球大气坏流特别是中低纬大气环流系统的变化紧密相联。越 赤道气流是影响南北半球天气发生、气候异常的重要因素之一。尤其与亚洲季风、 夏季降水以及台风等重要天气有密切联系^[29-36]。东半球具有气候意义的越赤道气 流通道主要有以下四条^[37]: (1)45⁰E通道: 17年6-9月日平均南风高达9.3m/s; (2)105⁰E通道: 日平均南风值为3.9m/s; (3) 125⁰E通道: 日平均南风值3.6 m/s; (4)145⁰E通道: 日平均南风值3.3m/s。这四条通道位置处的日平均南风值均大于 或等于沿东半球各经度的平均值3.3m/s,故称其为具有气候意义的四条通道。以 上情况均系指平均情况而言。具体到某一次天气过程,很可能是以上四条通道中 的几条或其它某个经度上的越赤道气流起着主导作用。另外,值得注意的是: 45⁰E索马里急流处的越赤道气流值是其他通道值的2倍以上。

冬季冷空气爆发形成的冷涌在低纬度海洋激发对流发展,而强冷空气越过赤 道时直接影响南半球澳洲夏季风^[38]。汤敏民等^[39]、李曾中^[40]、王兴东^[41]分别利 用个别年或较短时期的资料对越赤道气流的通道分布进行了研究,得出了一些有 意义的结果。彭维耿^[42]分析越赤道气流空间分布情况得出夏季低层盛行由南向 北的越赤道气流,分别位于45°E、85°E、105°E、125°E、150°E、120-80°W 及40°W-10°E。而85°E、105°E、125°E等的越赤道气流则是由澳大利亚高压和 北半球大陆低压(亚洲低压)共同驱动所形成的,是东亚夏季风系统的组成部分。 由于7月东太平洋及大西洋ITCZ均在赤道以北,由南太平洋及大西洋副高北侧流 出的东南信风越过赤道形成了东太平洋及大西洋上低层山南向北的越赤道气流。

澳洲越赤道气流是亚洲季风的重要组成部分,是动量和水汽输送的重要通 道,其与亚洲季风、夏季降水以及台风等重要天气关系密切^[41]。它对我国夏季 季风降水的影响更为直接^[42]:夏季澳高的发展能够造成2-3候以后105⁰E越赤道 气流的增强。李曾中、程明虎等^[43]在分析1998年台风与飓风异常成因分析的时 候发现1998年夏季(6-9月)东半球90⁰E-180⁰E区间里越赤道气流明显的偏弱,而 0-90⁰E区间里,特别是位于40-45⁰E的索马里急流处,越赤道气流极强,是造成 1998年南海及西北太平洋台风发生数目特少的重要原因。而1998年大西洋飓风 发生数比气候平均发生数目明显偏多以及当年强烈飓风造成重大灾害的主要原

因,也是由于1998年夏季40°W及75°W处越赤道气流异常强劲所引起的。

西北太平洋台风的生成,绝大多数均与越赤道气流的突然加强与持续维持 有着密切的关系。李曾中^[45]在分析850hPa与200hPa日平均南风分量之和与西太 平洋全年台风数目相关,得出:越赤道气流强的年份,西北太平洋台风年发生频 率亦大:越赤道气流弱的年份,则台风年发生频率较小。越赤道气流与台风有密 切关系,在台风形成的前两天及前五天,越赤道气流的强度有一个突然加强的过 程;在台风形成之后的2-4天,继续有强劲的越赤道气流发生和维持。而且不论 冬半年或是夏半年,索马里 (45⁰E)越赤道气流的强弱与该半球当年台风季中台 风发生数目有着很好的相关关系。

澳大利亚高压作为亚澳季风环流系统的成员之一^[46],其强弱变化对亚洲夏 季风环流^[47],尤其是 100-160⁰E 越赤道气流有重要影响,从而进一步影响到中国 的天气气候特征。20 世纪 30 年代,李宪之提出了南半球冷空气活动对北半球台 风生成的影响。1962 年,陶诗言等^[48]从天气分析的角度指出东亚低纬度经向环 流盛行期问,南半球(特别是澳洲)也盛行经向环流,并且在澳洲附近,南半球向 北半球的质量输送也最强烈,说明澳大利亚高压的变化对东亚夏季风环流的建立 及其向北推进起到触发的作用。

在本文第五章将主要分析在候平均时间尺度下,澳大利亚高压、越赤道气流 和热带辐合带三者之间的统计关系。在第六章利用数值模式考察澳大利亚高压对 越赤道气流及北半球夏季赤道辐合带强度的影响,进一步讨论南半球气流对台风 的影响。

1.4 大气环流的年代际变化研究进展与九层大气环流格点模式(IAP9L-AGCM)

上世纪 90 年代初,气候及大气环流的长时期变化或震动成为前沿课题,在 国际气候变化及可预报性研究(CLIVAR)计划中,该课题成为主要研究内容^[49]。

国际上有关年代际气候变化的研究最先是针对海洋状况进行中,例如北大西 洋海表温度的变化^[50-51]、北太平洋 SST 的变化^[52-53],以及极区海冰的变化^[54-55]。 因为海洋的变化较为缓慢,从而认为年代际气候变化以海洋最为重要。研究表明, 东亚和西北太平洋的海-气系统明显存在准十年时间尺度的变化,而大气的变化 与海洋的变化有紧密关系^[56]。

自上世纪 60 年代起,数值模式(GCM)成为短期天气预报的主要工具,上世

纪 70 年代数值天气预报的时效开始延展到中期(7-10 天)。随着科学和计算机技术的发展,80 年代末已开始用大气环流模式(Atmospheric Grid-point Circulation Model,简称 AGCM)、大洋环流模式,尤其是大气-海洋耦合模式进行年际气候变化的预报试验,取得了可喜的效果,尤其是显示出了 ENSO 的可预报性^[57-59]。

9 层大气环流模式(Institute of Atmospheric Physics's 9 level Atmospheric Grid-point Circulation Model,简称 IAP9L-ÁGCM)是在中国科学院和美国能源部 合作的项目: CO₂-Climate cooperation project 中诞生的,由中国科学院大气物 理研究所(Institute of Atmospheric Physics, IAP)曾庆存院士等^[80-62]在发展 IAP2L-AGCM 的经验和基础上建立、发展起来的全球大气环流格点模式,它的 水平分辨率为 5⁰×4⁰,模式层顶为由原来的 200hPa 延伸至 10hPa。该模式是一 个包含物理过程比较完善的原始方程格点模式,模式有限差分格式能在 C 格点 球坐标中保持原微分方程的能量守恒性,大气标准层结近似的引入,能有效降低 地形的截断误差。模式引入了各种应用有效的物理过程格式,包括云和对流、降 水、辐射、重力波拖拽以及陆-气相互作用等。模式中所要求的边界条件包括地 形起伏分布、海表温度、海冰、植被类型、土壤纹理和土壤颜色,表面反射率、表面辐射率、粗糙度和土壤性质等等^[63]。该模式根据大气环流模式比较计划 (AMIP)要求,在给定的观测的气候海表温度(SST)强迫下,模拟气候的演变过程。在具体的数值积分过程中,每天的 SST 是用多年气候逐月平均 SST 资料内插所 取得,而以下边界条件引入到模式积分中。

毕训强^[64]通过模式与模式、模拟结果与实测资料间的比较完成了模式效能的检验工作,证实该模式有较强的气候模拟能力以及合理的动力框架和物理过程参数化.王会军等^[65-72]利用该模式模拟了年际气候变率以及东亚季风的季节和年际变化,发现以实测海温为边界条件下的模式的可预测性更大,并可以合理地模拟出西太平洋副热带高压的季节变化、中纬度环流指数以及全球环流在东亚强和弱季风年的差异,但对东亚季风系统的跨赤道流、东亚季风的年际变化以及区域降水的模拟能力较弱,并指出应将陆面过程中的初始异常考虑在动力预测系统之中。Xue 等^[73]的研究显示此模式可以成功地模拟对流层中、低层季风的季节变化。Chineke 等^[74]指出,该模式对于非洲地区气候变化亦有非常好的描述;Wang等^[75]和 Jiang 等^[76]利用该模式在古气候模拟中同样得到了合理的结果。屈述军^[77]

分析该模式 10 年积分 850hPa 纬向风的逐日输出结果,证明该模式能抓住热带 MJO 的基本时空特征,模式中 MJO 的显著周期是 36 天,东传得特点都与实际 一致。类似大气环流模式比较计划的数值模拟,李崇银等^[78]将实际观测的海表 水温资料引入模式进行 40 多年的数值积分,得到长时间的大气环流模拟结果。 数值模拟结果不仅能清楚地给出了主要大气涛动和大气环流的几个主要遥相关 型,而且它们的年代际变化(10-20 年准周期振荡和可能的 30 年以上的准周期振 荡)也十分明显。同时,大气涛动和遥相关型,及其年代际变化都与观测资料分 析结果十分相近。GCM 也很好地模拟里主要大气环流系统,包括东亚大槽、北 美大槽、大气环流指数,及其年代际变化特征,而且模拟的年代际变化特征与观 测基本一致。另外,同大气环流系统的年代际变化相配合的中国东部气候的年代 际变化也模拟得很清楚,包括上世纪 60 年代的气候突变现象。上述研究表明, 该模式对大气环流的年代际变化有相当好地模拟能力。

9 层大气坏流模式不但具有很强的气候预报能力,还具有较强的短期气候预测能力。即咸梅^[79]等利用该模式和 IAP-ENSO 预测系统对 2002 年中国夏季气候进行实时集合预测及其检验。结果显示,IAP9L-AGCM 较好地预测了 2002 年夏季我国大范围旱涝的分布形式,如华南、我国西部多南,黄河和长江流域之间大范围干旱等。850hPa 减弱的夏季风、青藏高原辐散中心以及北太平洋上空的异常气旋性坏流中心也能较好的预报出来。气候模式集合预报法可以消除随机误差的影响,该方法已在有限区域短期天气预报、月、季、年尺度短期气候预测等方面业务中得到广泛应用。总的思想是,在相同的外强迫作用下,由多个初始场出发,积分得到一个预报值的集合,取集合中预报结果的加权或算术平均或概率分布统计作为预报结果。与气候预报不用的是,短期气候预报需要在模式中输入构造好的实时的模式初始场和海温场。

当然任何模式都不是完美的,9 层大气环流模式得出的一些输出结果与实际 观测资料也有出入,比如在晴空条件下,模式得出的 OLR 月均值、行星反照率 比实际的低,而阴天的时候相反。模式得出的表面温度大体上比实际值低,而一 月降雨量偏高,7 月降雨量偏低等等,但是模式误差都是在观测资料自身的不确 定性范围里,所以误差不算大^[80]。

第六章将在第五章统计分析的基础上,利用9层大气环流模式来考察澳大利

亚高压对热带辐合带的影响。

第二章 资料与方法

本文所用的资料主要有 NCEP/NCAR 再分析资料、Unisys 公司网页下载的 台风位置和强度的资料。数值实验采用中国科学院大气物理研究所发展的 9 层大 气环流模式进行。

NCEP/NCAR 再分析资料由美国国家环境预报中心和美国国家大气科学研究 中心在网络提供。NCEP/NCAR 再分析系统采用了当今最先进的全球资料同化系 统和完美的数据库,对各种来源的观测资料(包括地基观测、船舶观测、气球观测、 无线电探空观风观测、飞机观测、卫星观测等)。用统一的资料同化系统进行质量 控制和同化。NCEP/NCAR 再分析资料有两个独特之处:覆盖的时段长和非常综 合的观测资料集,该资料集自 1996 年公开发行 CD-ROM 以来,已在全世界大气 科学研究、教育和业务机构得到广泛的应用,NCEP/NCAR 大气再分析研究项目 的成果提供了迄今为止最完整、最系统和使用最方便的大气资料数据集。

本文主要采用NCEP/NCAR数据集中1959-2004共46年850hPa高度上的日平 均风速资料研究ITCZ位置和强度。在0°N-35°N,100°E-180°E 区域内分别进行水 平涡度和水平散度的分析。在该区域内,ITCZ由赤道西风或西南季风与副热带高 压南侧的副热带东北季风组成,由于东亚季风在对流层下层最明显,因此,本文 的研究主要选取850hPa的风速分量进行。在研究厄尔尼诺与ITCZ的强度和位置 时,还用到NCEP/NCAR的月平均海温资料和地表温度资料(skin temperature), 以及NCEP/NCAR的月平均海温资料(2×2格点资料),时间是1959年-2004年共计 46年。在分析澳大利亚冷空气活动和越赤道气流与ITCZ之间的关系时用到了 NCEP/NCAR再分析资料的水平风场资料和地表温度资料,时间长度为1959-2001年。

论文中还用到 NCEP/NCAR 再分析资料中的总云量(Total cloud cover)资料,年限为 1959-2004 年共计 46 年,地域位置选取 0°N-35°N, 100°E-180°E,由于 ITCZ 在云图上表现为一条赤道附近的一条云带,选用该资料主要用来验证确定 ITCZ 位置指标的可靠性。

此外,从 Unisys 公司网页下载的 1945-2005 年台风位置和强度的资料

(http://www.weather.unisys.com/hurricane),用于研究台风的个数与 ITCZ 的强 度与位置的相关性。

9层大气环流模式(IAP9L-AGCM)具有很强的气候模拟能力。在本文最后一章中将利用该模式考察不同强度的澳大利亚高压异常对越赤道气流的影响,验证 当南半球越赤道气流活跃时,南北半球气流交换的加强对热带辐合带强度和位置 异常的影响,进一步影响西北太平洋台风的异常。

本文运用的方法包括;

(1)、相关分析法。考察 ITCZ 的位置和强度与西北太平洋台风之间的统计关系,考察东亚夏季风系统成员之间超前与落后的统计关系,考察 ITCZ 位置和强度与 SST 异常之间的统计关系。

(2)、连续功率谱方法。用于分析 100-180°E 不同经度上的 ITCZ 位置和强度的周期,来进一步分析该周期与台风生成周期和 ENSO 活动周期之间的关系。

(3)、大气环流模式数值实验。在统计分析得出结果的基础上利用大气环流 模式进行数值实验,进一步考察南半球系统对 ITCZ 和台风的影响。

第三章 热带辐合带和西北太平洋台风

天气学教程^[81]中指出,台风形成需要 4 个基本条件: ITCZ 中热带扰动、 暖的洋面、形成在南北纬 5 度以外的地区、基本气流的垂直切变要小。

热带辐合带(ITCZ),又称为赤道辐合带,是热带地区的一个行星尺度系统, 是大气环流的重要组成部分。它的活动和变化不仅对热带环流和天气,而且对 中纬度地区旱涝和全球大气环流的变化都有重要影响^[82]。

热带辐合带在西北太平洋地区特别活跃,所以该地区的台风大多是源于此, 据统计,西太平洋和南海地区约有半数以上的台风是由热带辐合带中的涡旋的 加强和发展而成。热带辐合带对气旋的发生发展作用主要表现在:一是提供能 量来源,二是造成有利的环境流场,三是热带辐合带附近风速垂直切变小,根 据 CISK 机制,极有利于热带气旋暖心结构的形成。



图 3.1 1、4、7、10 月多年月平均 SST 分布图 Fig. 3.1 distribution of SST in Jan., Apr., July and October

在热带西北太平洋海域,由于热带风暴和台风活动在季节、年际和年代际时 间尺度和空间分布上存在明显差异。因此,了解热带风暴在不同气候背景影响下 的气候活动规律,揭示热带多尺度系统相互作用中 TC 生成发展的气候差异及其 机理,可以深入地了解台风生成的短期气候规律。

图 3.1 是多年月平均 SST 的分布。夏季,西太平洋暖池(28^oC 等值线包围 的区域)位置偏北,赤道辐合带(ITCZ)位于最暖的洋面上,随季节的变化北 进或南退。由于台风大部分由 ITCZ 中的气旋式涡旋发展而来,因此,在气候尺 度上,ITCZ 的位置和强度变化有可能是影响台风气候变化的重要因素。为此, 本章首先分析候时间平均 ITCZ 的位置和强度变化,进而对 100°E-180°E 热带辐 合带(ITCZ)在月平均时间尺度上,对 ITCZ 位置和强度与台风的关系进行分析 和讨论,得出了一些有意义的结论。

3.1 ITCZ 位置的确定

考虑到 ITCZ 是一条对流强的辐合带,而且在低纬度地区水平风速的纬向风 分量远大于经向风分量,因此在确定 ITCZ 的位置的时候,近似用纬向风随纬度 的切变(垂直涡度的主要分量)极大值所在纬度作为判定 ITCZ 位置的指标。同时,考虑到赤道辐合带南北两侧风的辐合主要是经向风分量的辐合,因此也可以 计算南北方向风分量的散度,并取南北方向风分量散度的极小值所在位置作为另 一项指标来确定 ITCZ 的位置。两者的优劣可利用通过与最大云带得到的 ITCZ 位置进行比较。

图 3.2 是利用 850hPa 高度上的纬向风来计算出候时间平均(5 天为一候) 纬向风的经向切变极大值所在纬度确定的 ITCZ 位置。ITCZ 的位置由每 2.5 个经 度上的纬向风的经向切变大值点连线定出,总云量是整个大气层的云量的总合, 因为在卫星云图中 ITCZ 表现为一条环绕地球一圈的赤道云带,云量的分布比较 直观的反应 ITCZ 的位置,由图中可看出由纬向风经向切变极大值定义的 ITCZ 位置和总云量分布(Total cloud cover)对应得比较好。



图 3.2 候平均下,利用纬向风的经向切变极大值所在纬度确定的 ITCZ 位置 和相对应的总云量分布比较(以 1959 年第 38(上)、39(下)候为例)



利用 850hPa 高度上的经向风 V 计算出该区域格点场上的散度场,以经向 风经向辐合极大值所在的纬度作为 ITCZ 位置的指数,也确定了 ITCZ 位置。在 候平均时间尺度下,仍以 1959 年第 38 候为例(图 3.3),左图是用散度指数得出 的 ITCZ 的位置,右图是根据总云量确定的 ITCZ 位置。



图 3.3 候平均尺度两种方法确定的 ITCZ 位置比较(仍以 1959 年第 38 候为例)。散度指数法(左),总云量分布(右)。

Figure 3.3 The averaged location of ITCZ in pentad 38 of 1959, derived by maximum value of convergence (left) and total amount of cloud (right)

通过对比图 3.2 和图 3.3,发现用纬向风的经向切变极大确定的 ITCZ 位置 比用经向风的经向辐合极大确定的 ITCZ 位置相对要好,特别在台风主要生成源 地经度区域(130-160°E)。因此在本文的后半部分,我们采用纬向风的经向切 变(即涡度的主要部分)极大值所在的纬度作为确定 ITCZ 位置的指数。

为保证该指数定义的 ITCZ 的位置的可信度,针对研究需要,在候平均意义 下取台风生成源地主要所在的 6 个经度(110°E、115°E、130°E、140°E、150°E、 160°E),在这 6 个经度上出纬向风切变涡度指数定义的 ITCZ 的位置和由总云量 所确定的 ITCZ 位置(即总云量最大值区)做 46 年的相关,其相关系数分别为 0.2213,0.1921,0.2417,0.1932,0.2321,0.2218,皆通过 99%的信度检验。

在月平均的时间尺度上,仍以 1959 年为例,比较了月平均时间尺度下的用 纬向风的经向切变极大值所在纬度确定的 ITCZ 位置和总云量确定 ITCZ 位置的 分布(图 3.4)。



图 3.4 在月平均下, 1959 年 7(上)、8(下)月的 ITCZ 位置和相对应的总云量分 布比较

Figure 3.4 the monthly location of ITCZ derived by maximum value of meridional wind shear (left) and total amount of cloud (right) in July (upper) and August(bottom), 1959

从图 3.4 中看出, 在月平均意义下, 由纬向风经向切变确定的 ITCZ 位置和 由总云量分布显示的 ITCZ 位置也比较一致。在台风生成源地所在的 6 个经度 (110°E、115°E、130°E、140°E、150°E、160°E)上, 将由纬向风切变指数定 义的 ITCZ 的位置和由总云量所确定的 ITCZ 位置(即总云量最大值区)做相关 分析, 其相关系数分别为 0.18535,0.15091,0.15278,0.15827,0.15876,0.20541, 分别通过了 95%的信度检验。

由以上分析,在候平均和月平均时间尺度上,由纬向风切变指数得到的 ITCZ 位置和由总云量所确定的 ITCZ 位置相关显著,可用以确定 ITCZ 的位置。

图 3.5 是由纬向风切变指数得到的多年月平均 ITCZ 位置,分析 ITCZ 的变化特点,发现 ITCZ 的季节性移动与西太平洋副热带高压变动一致。即: 由冬到

夏逐渐北移,8月份达到最北位置,平均为18.6⁰N,最北可达26^oN,由夏至冬 又逐渐南移,10月份以后在12⁰N以南活动。中南半岛和南海地区,热带辐合带 有将近一半出现在7-8月。在南海,10-12月ITCZ出现也比较多,其位置偏南, 主要在南海南部活动,它的出现与赤道西风的关系密切。



图 3.5 46 年气候平均的 ITCZ 位置 (1959-2004),从左至右,从上至下分别是 1 至 12 月的 ITCZ 气候平均位置



ITCZ 的位置变动具有明显的年代际变化特征(图 3.6)。从图中看出, 夏季 不同月份 ITCZ 位置的年代际尺度变化具有不同的特点: 在 6 个经度上, 6 月份 ITCZ 的位置在 1975 年以前比较偏北, 而在 1987 年以后位置比较偏南。7 月份 ITCZ 位置的年代际时间尺度变化特征在 110°E 和在 150°E 的变化趋势相反, 以 上世纪 70 年代末为界, 110°E 附近 ITCZ 的位置在 50 年代末到 70 年代末比较 偏南, 在 80 年代往后, 位置则比较偏北。160°E 附近地区 ITCZ 位置的变化趋 势则与此相反。8 月份 ITCZ 位置的年代际时间尺度变化特征主要体现在变化幅 度上。在 1975 年以前, ITCZ 南北方向摆动的变化幅度比较大, 而 80 年代以后, 南北方向变化的幅度明显的减小了。如果采用季节的时间尺度而不是月的时间尺 度(图 3.6(d)), 则 ITCZ 位置的年代际时间尺度变化不再明显。









Figure 3.6 Variations of anomalous location of ITCZ from 1959-2004, from top down are ITCZ location variations in June(a), July(b), August(c) and summer(d) respactively

3.2 ITCZ 强度指数和 ITCZ 强度的气候变化特征

根据纬向风的经向切变确定出 ITCZ 位置后,将研究区域里每 2.5 个经度

上的纬向风切变涡度大的地方连线作为该过程的 ITCZ 位置。在纬向风切变涡度 大的地区附近,意味着该 ITCZ 位置上下一定的纬距范围内的纬向风差大。因此 将 ITCZ 强度指数定义为 ITCZ 位置上下 2.5 个纬距的纬向风差: *I_{ITCZ}=U₈₅₀[E_{ITCZ}, N_{ITCZ}-2.5]- U₈₅₀[E_{ITCZ}, N_{ITCZ}+2.5]*, E_{ITCZ} 是 ITCZ 所在的经度, N_{ITCZ} 是 ITCZ 所 在的纬度。该指数的定义与张庆云^[32]定义的东亚夏季风强度指数类似, 但无论 是应用范围还是时间尺度都适用于热带系统 ITCZ。当指数大时意味着 ITCZ 强, 而当指数小时意味着 ITCZ 弱。图 3.7 给出了 6、7、8 月和夏季的 ITCZ 强度异 常的距平时间序列。

与 ITCZ 位置异常的气候变化特点不同,强度变化的年代际变化特征不如年际变化特征明显。相对而言,上世纪 70 年代初期到 90 年代初期, ITCZ 的强度比较大,2000 年以后,ITCZ 的强度又开始增大。在月的时间尺度上,6 月份和 8 月份 ITCZ 年代际变化的特征比较明显,7 月份则不明显。但7 月份在这段时期 ITCZ 强度异常年际变化的幅度变大。







图 3.7 6 月(a)、7 月(b)、8 月(c)和夏季(d)的 ITCZ 的强度异常随时间的变化 (1959-2004)

Figure 3.7 anomalous ITCZ strength in June(a), July(b), August(c) and summer(d) from 1959-2004

图 3.8 是根据 1945-2005 年西北太平洋台风生成位置的源地分布图。从图 中看出,在 5°N-20°N,100°E-160°E 的范围内是西北太平洋台风的主要生成地 区,台风的生成与热带西太平洋暖水的位置关系密切:在厄尔尼诺年,热带西太 平洋暖水位置偏东,台风生成的纬度相对集中,台风生成的经度范围扩大;而在 拉尼娜年则相反,生成于高纬度的台风数量偏多,且生成经度偏西。

在年代际的时间尺度上,自 1977 年以后,热带东太平洋的水温偏高,暖水 位置偏东,台风在 1976 年以前的位置分布特点类似于拉尼娜年台风生成位置的 分布,而在 1977 年以后,台风生成位置的分布特点类似于厄尔尼诺年台风生成 位置的分布。台风生成高频数的地区包括:南海、菲律宾群岛以东以及马里亚纳 群岛附近。

ITCZ 位置和强度的变化对台风生成的影响有多大呢? 根据图 3.6 和图 3.7

的分析,分别计算 ITCZ 位置和强度与台风生成的关系,结果见图 3.9 和图 3.10。



(a)



(b)



(c)



(d)

图 3.8 1945-2005 年台风生成源地在厄尔尼诺年(a)、拉尼娜年(b)以及 1976 年以前(c)和 1977 年以后(d)的分布





的 ITCZ 强度异常的相关

Figure 3.9 correlation coefficients between anomalous strengths of ITCZ and number of typhoons happenedat33 longitudes during May to September from 1959-2004



图 3.10 月平均下,台风数分别和 33 个经度上的 ITCZ 位置异常的相关 Figure 3.10 correlation coefficients between anomalous location of ITCZ and number of typhoons happened at 33 longitudes during May to September from 1959-2004

图 3.9 是台风数和 33 个经度(100°E-180°E,每 2.5 个经度为一个格点) 上的 ITCZ 强度异常的相关,图 3.10 是在月时间尺度上,台风数分别和 33 个 经度上的 ITCZ 位置异常的相关图。在图 3.9 里除了 170°E-180°E 的地区之外, 相关系数都很高,菲律宾群岛以东以及马里亚纳群岛附近[5°N-20°N, 127.5°E-150°E]处的相关系数甚至达到 0.9,南海处的相关系数达到了 0.7。说 明 ITCZ 强度大时,有利于南海台风和菲律宾以东洋面上台风的生成。ITCZ 的 强度变化对生成位置偏东的台风影响较小。

图 3.10 中,各个经度上的 ITCZ 的位置异常和台风数正相关程度好的地区 有三个,台风数和在台风源地的集中地的 ITCZ 位置异常相关性最好。与图 3.9 相比,两幅图中相关系数高的地区都在相同的经度,总的说来,ITCZ 强度对台 风生成的影响比 ITCZ 位置的影响更大。

3.3 小结

ITCZ 是热量、水蒸气最集中的地区,是地理热赤道存在的结果。ITCZ 地区的纬向风涡度可以激发热带扰动,促发台风的生成,这是台风生成的主要条件之一。本文主要从年际时间尺度变化的角度,分析研究了热带辐合带的位置和强度与西北太平洋台风的关系,得到以下结论:

1、通过比较 850hPa 高度上候平均和月平均纬向风经向切变涡度极大值所 在的纬度和经向风经向辐合极大值所在的纬度发现,纬向风经向切变涡度极大值 所在的纬度可以很好地表征 ITCZ 的位置,该位置指数可以很好的反映热带辐 合带位置的移动和 ITCZ 位置的年代际尺度的气候变化。在月平均时间尺度上, 夏季 6-8 月 ITCZ 位置的年代际变化特征具有不同的特点, ITCZ 位置异常对生 成位置位于菲律宾以东热带海面台风的影响最大。

2、用纬向风在南北方向的差定义了一个 ITCZ 的强度指数。发现台风强度 的变化也存在年代际时间尺度变化的特征, 夏季 6-8 月每月的特点也不一致。台 风强度变化对台风尘成影响最大的海区是菲律宾以东洋面,其次是我国南海,对 尘成位置偏东台风的影响不大。

3、台风生成位置除了受 ITCZ 位置和强度的影响以外,主要受热带西太平

洋暖水位置的影响。无论是年代际时间尺度热带海洋的变化还是年际时间尺度的 变化,其影响都是深远的,值得进一步深入开展研究。

本章主要从影响台风四个基本条件中的第一个条件:热带辐合带的气旋式扰 动对台风的影响进行统计分析,得到了一些初步的结论,研究发现,台风的气候 变化不但与 ITCZ 位置和强度有关,也与热带西太平洋暖水位置的变化有关,还 与距离赤道的距离有关(特别是对于生成位置偏东的台风,预报参考的价值可能 更大)。

第四章 厄尔尼诺与 ITCZ 的强度和位置

对ENSO对西北太平洋台风年际变化的影响方面的研究中,Chan^[83]利用谱 方法分析了WNP海域中TC生成个数的时间序列,发现年TC生成个数存在明显的 3.5年周期的变化特征,认为可能与El Nino/南方涛动(ENSO)的循环相联系。Lander^[84]对上述研究得出的结论提出了质疑,他认为观测到的年TC生成的个数与 ENSO事件之间没有必然的相关性,在ENSO年TC生成个数并没有明显的变化, 但在生成区域上,El Nino年TC生成位置偏东,而La Nina年则正好相反。已有的 研究表明,ENSO循环对TC活动的影响是复杂的,TC活动不仅具有区域差别,而 且还和ENSO事件所处的发展演变阶段有密切关系。那作为台风的扰动源的 ITCZ,ENSO对其又有什么影响呢?本章首先对热带西太平洋不同经度ITCZ的 强度和位置的异常时间序列进行功率谱分析,考察其周期性变化特征。

其次,利用第3章得出的 ITCZ 强度和 ITCZ 位置,分析 ITCZ 强度和位置 气候时间尺度上的变化,并分析其在厄尔尼诺年和非厄尔尼诺年的异同,最后, 分析 ITCZ 强度和位置分别与 Nino3.4 区海温异常的统计关系。

4.1 台风源地 ITCZ 强度和位置在气候时间尺度上的变化

将第三章得出的台风源地 130~150°E 经度上的 ITCZ 的强度和位置在夏季 (6-8 月)平均值,平均后作为夏季 ITCZ 强度和位置的年均值。结果见图 4.1 和图 4.2。





是厄尔尼诺年的夏季 ITCZ 的平均强度

Fig 4.1 Anomalous ITCZ strength in summer from 1959-2004. with arrows indicating the El Nino years





厄尔尼诺年的夏季 ITCZ 的平均位置

Fig 4.2 Anomalous ITCZ positions in summer from 1959-2004. with arrows indicating the El Nino years

从图 4.1 中可以看出,在大多数厄尔尼诺年,夏季 ITCZ 的强度都比较强, 在 ENSO 事件出现后的第二年,强度一般都比较弱,而且在 46 年中似乎存在明显 的年际振荡。图 4.2 中显示,在厄尔尼诺年,ITCZ 的位置大部分都偏南,也存 在明显的振荡。厄尔尼诺事件结束后,ITCZ 的位置常常偏北。 对各个经度夏季 ITCZ 强度 46 年的时间序列作功率谱分析,发现在 130⁰E 附近经度上存在明显的 3 年左右的振荡,在 160⁰E 附近则存在 5 年左右的振荡(图 4.3 和图 4.4)。

回顾台风发生个数与 ITCZ 强度的关系(第三章),130⁶E 对应图 3.9(月平均下的台风数异常分别和 33 个经度上的 ITCZ 强度异常的相关)中相关系数最大的经度,而160⁶E 附近台风个数与 ITCZ 的强度的相关系数(图 3.9)也达到0.5。因此,ENSO 事件有可能通过影响台风源地暖水的分布对台风的生成产生影响.

在对各个经度夏季 ITCZ 位置 46 年的时间序列作功率谱分析,发现在 105-112.5°E 经度存在 3-5 年周期的振荡,在 125-145°E 也存在 3-5 年周期的振荡,在 152-157°E 则存在 5 年左右周期的振荡(图 4.5、图 4.6 和图 4.7)。上述三个位置分别对应图 3.10(月平均下,台风数异常分别和 33 个经度上的 ITCZ 位置 异常的相关)中台风与 ITCZ 位置相关系数值最大的区域。



图 4.3 130°E 经度上 ITCZ 强度功率谱

Fig 4.3 the continuous spectrum of ITCZ strength in 130°E





Fig 4.4 the continuous spectrum of ITCZ strength in 160°E



Fig 4.5 the continuous spectrum of ITCZ position in 137.5⁰E











上述分析结果说明,在与台风相关显著的经度上,ITCZ 的强度和位置存在明 显的 3-5 年周期振荡的特征,与 ENSO 事件的振荡周期类似。已有的研究表明. ENSO 与 TC 活动之间的关系可以用 ENSO 事件所引起的热带地区大尺度环流 系统的变化来解释.这包括热带太平洋上空的沃克(Walker)环流、东亚季风槽、 西太平洋副高(WPSH)、SST 等方面。Chan^[85]给出的解释是:在 El Nino 年 Walker 环流异常上升支移至赤道中太平洋区域,使得这一区域 TC 活动频繁,异 常下沉支位于 WNP 西侧,从而抑制这一区域的 TC 活动;而在 La Nina 年的情况 正好相反。由于多数 TC 产生于越赤道西风气流与东北信风所形成的气旋切变区。 即季风槽区,季风槽两侧气流加强可以增加低层的相对涡度,从而有利于 TC 的 生成^[86]. 因此. ENSO 循环中的季风槽加强东伸或是减弱西退影响 TC 的形成位 置^[87]。并且,季风槽又与西太平洋副热带高压(WPSH)的演变紧密相关^[88],当 WPSH 从南海撤到菲律宾附近海域时,季风槽南侧西风东进,这有利于 TC 在 WNP 东侧的生成.WPSH 脊线的向南(北)移动也使得 TC 形成位置偏南 (北)^[89], WPSH 还可以通过引导气流的作用影响到 TC 路径的变化^[90]。可见 ENSO 对台风的影响机制是复杂的,对于该前沿课题研究还处于探索阶段,没有 合理的理论来说明 ITCZ 强度和位置的周期振荡现象。

4.2 ENSO与ITCZ

有的研究认为,ENSO循环不同阶段影响TC活动是由于局地海域SST年际 差异所造成,但近来研究表明局地SST与TC形成个数没有明显的相关。在TC活跃 的夏秋季节,WNP海域的SST常年保持在28℃以上,这使得TC生成的热力条件在 WNP基本得到满足。虽然SST异常对台风的生成没有直接的影响,但是SST对 台风生成的动力机制ITCZ是有影响的,所以有必要研究SST与ITCZ之间的关系。

Nino3.4 区的海温变化是 ENSO 事件最有代表性的海区,因此,用 Nino3.4 海区的 SST 异常分别与 ITCZ 强度异常和 ITCZ 位置异常作相关分析,可以得到一些启发性的结论(图 4.8)。



图4.8 1959-2004年,月平均下Nino3.4海区SST异常分别与ITCZ位置异常强度异常的相关



由图4.8中可以看出,在120-140°E、180°E附近,SST异常与ITCZ位置的相 关程度最好。SST异常与ITCZ强度在150°E-170°E 附近海区的具有非常显著的相 关关系。根据4.2节的分析,该经度范围内ITCZ强度也具有3-5年的周期,与ENSO 的周期一致。就是说当赤道东太平洋SST异常增温的阶段,对应130°E-180°E 部 分的ITCZ增强,但是与位置的关系却不大。由于ITCZ强度的增加将有可能增加 该地区台风生成的几率,特别是靠近日期变更线附近的台风源地。考察图3.8, 在El Nino年,台风的生成位置偏东,因此,可以审慎地得出结论:在El Nino年, 由于受暖水东移的影响,ITCZ的强度在日期变更线以西海区增强,使热带中太平 洋海区异常台风的发生数量增多。

在El Nino事件发生前,大气强对流中心移动到日期变更线附近,对大气加 热场的改变在加热区的西侧出现关于赤道对称的气旋对^[91]。而热带中太平洋海 表面温度异常的升高常与海洋中第二斜压模态的停驻有关^[92],因此TC活动年际

变化主要可能由于海气相互作用,在ENSO循环不同阶段,WNP上空环流型的 不同所造成的。SST异常通过影响大气环流对台风的发生起作用。

4.3 小结

1、ITCZ的强度在130⁰E经度附近存在3年左右周期的振荡,在160⁰E附近存 在5年左右周期的振荡。ITCZ的位置变化,在105-112.5⁰E附近存在3-5年的变化 周期,在125-145⁰E附近存在3年变化的周期,在152-157⁰E存在5年变化的周期。

2、在ENSO年,靠近热带中太平洋海区异常台风的发生与ITCZ在该海区强度异常增强有关。

第五章 ITCZ 强度和位置与东亚夏季风环流

东亚夏季风系统的主要成员是:澳大利亚高压、南海季风槽和 ITCZ、西太 平洋副热带高压、南海南部低空越赤道气流、南支高空东风急流及其越赤道气流。 可见 ITCZ 是东亚夏季风系统中的一员,该系统成员间是相互作用相互影响的, 本章中主要讨论 ITCZ 强度和位置、澳大利亚高压和越赤道气流三者之间的统计 关系。

5.1 越赤道气流与 ITCZ 强度和位置

澳大利亚高压的变化改变东亚季风环流两端的压力差,影响越赤道气流来影响到位于北半球的 ITCZ,这种影响有可能包括对 ITCZ 强度和位置的影响。以下通过讨论越赤道气流与 ITCZ 的统计关系来分析澳大利亚对 ITCZ 的统计影响。

对于越赤道气流的研究,早期由于资料垂直层数较少,几乎所有的研究均认 为850 hPa是低层越赤道气流的中心层,但在高辉^[93]的越赤道气流的季节变化及 其对南海夏季风爆发的影响的文章中得出,越赤道气流的低层中心位于925 hPa。在低层,大于2 m/s 的越赤道气流在索马里和南美洲附近可在垂直方向上 向西延伸至700 hPa附近,其他地区越赤道气流相对浅薄,均出现在850 hPa以 下。对高层越赤道气流则主要集中在200hPa,但高层中心却是位于150 hPa。
为了与前人对越赤道气流的研究成果的统一,这里取850hPa的赤道处的经向风 作为越赤道气流的研究指数,经向风所在的经度为越赤道气流的位置,经向风的 速度作为越赤道气流的强度。

取出 850hPa 赤道处 80°E-180°的经向风强度,一共是 41 个格点,与 100-180°E,共 33 个格点的 ITCZ 强度作同期的、ITCZ 落后 1 候、2 候、3 候 的相关。图 5.1 是两者异常的同期相关。图 5.2-5.4 分别是 ITCZ 异常落后 1 候、 2 候和 3 候的相关图。



图 5.1 ITCZ 强度异常与越赤道气流强度异常的同期相关

Fig 5.1 the contemporary correlation between ITCZ strength anomaly and cross-equator current strength anomaly in different longitudes



图 5.2 ITCZ 强度异常落后越赤道气流强度异常的 1 候相关 Fig 5.2 the correlation between between ITCZ strength anomaly and cross-equator current strength anomaly in different longitudes, with ITCZ strength anomaly lag one pentad behind









从图 5.1 可以看出,130°E 以西的越赤道气流能同期影响到 100-170°E 的 ITCZ 强度,而 130°E 以东至 170°E 的越赤道气流只能影响到相同经度上的 ITCZ 强度。图 5.2 是 ITCZ 强度落后一候的情况,阴影地区的分布与图 5.1 类似,只 不过是在 100°E 和 140°E 阴影断开,说明这两个经度点的越赤道气流在一候之 后不能影响任何位置上的 ITCZ 强度。而此外的 130°E 以西的越赤道气流还能在 一候之后影响到 100-170°E 的 ITCZ 强度,130°E 以东至 170°E 的越赤道气流 候之后也能影响到相同经度上的 ITCZ 强度。图 5.3 和图 5.4 说明 2 候以后,130°E 以西的越赤道气流已经不能影响到 130°E 以西的 ITCZ 强度了,而 130°E 以东 的越赤道气流继续影响本经度上的 ITCZ 强度。

这4张图说明越赤道气流对 ITCZ 强度影响的一个特点:其对 ITCZ 强度的 影响逐渐向东缩小,最后越赤道气流的影响集中在 130⁰E 以东的 ITCZ 强度上。

35

接下来讨论 ITCZ 位置异常与越赤道气流之间的相关关系,图 5.5 是两者的 同期相关,图中显示的是 130°E 以西的越赤道气流只影响相同经度上的 ITCZ 位 置,而 130°E 以东的 140°E 经度上的越赤道气流能同期影响到 140-160°E 上的 ITCZ 位置变化。图 5.6 是 ITCZ 落后一候的情况,阴影部分区域缩小了很多,说 明在一候之后,主要有正相关的区域有两个: 110-130°E 越赤道气流与同经度上 的 ITCZ 位置、90°E 的越赤道气流与 130-150°E 的 ITCZ 位置。结合图 5.7(ITCZ 位置异常落后两候),说明同期的时候,130°E 以东的 ITCZ 位置主要由相同经度 上的越赤道气流影响,这种影响之能持续一候,下一候的时候将是 130°E 以西 的越赤道气流主导,而 130°E 以西的 ITCZ 位置只受同经度上的越赤道气流的影 响,这种影响一共能持续 3 候,当 ITCZ 位置落后 3 候的时候,ITCZ 位置异常 与越赤道气流已经没有显著的正相关关系。这三张图反映了一个特点是,越赤道



图 5.5 ITCZ 位置异常与越赤道气流强度异常的同期相关 Fig 5.5 the contemporary correlation between ITCZ position anomaly and cross-equator current strength anomaly in different longitudes



图 5.6 ITCZ 位置异常落后越赤道气流强度异常一候相关 Fig 5.6 the correlation between between ITCZ position anomaly and cross-equator current strength anomaly in different longitudes, with ITCZ position anomaly lag one pentad behind



图 5.7 ITCZ 位置异常落后越赤道气流强度异常 2 候相关

Fig 5.7 the correlation between between ITCZ position anomaly and cross-equator current strength anomaly in different longitudes, with ITCZ position anomaly lag two pentads behind

总的看来,越赤道气流对 ITCZ 的影响主要反映在对 ITCZ 强度的影响,对 于 ITCZ 位置的影响不是很明显,而且在 ITCZ 位置落后 3 候或 3 候以上的时候, 在任何经度上,两者之间已没有明显的正相关关系了。而对 ITCZ 强度的影响不 但明显,而且影响的范围比较宽,在 ITCZ 强度落后 3 候及 3 候以上时,一直保 持着对 130⁰E 以东的 ITCZ 强度的影响。

5.2 澳大利亚冷空气与 ITCZ 强度及位置的关系

越赤道气流是澳大利亚高压与 ITCZ 之间的媒介,之前讨论了越赤道气流对 ITCZ 的主要影响是对其强度的影响。现在只讨论澳大利亚冷空气对 ITCZ 强度 的影响,事实上,澳大利亚冷空气对 ITCZ 强度的影响确实比对其位置的影响显 著。计算表明,澳大利亚冷空气与 ITCZ 位置的相关并不显著,因此不讨论澳大 利亚冷空气对 ITCZ 位置的影响。

当南半球冷空气活跃时,澳大利亚高压增加,温度骤降,寒潮越强则澳大利 亚高压以及低温覆盖的范围越大,故统计时将澳大利亚地区(112.5⁰E-153.75⁰E, -40.952⁰S--14.286⁰S)温度低于5度的范围大小作为南半球冷空气强度指数和澳 大利亚高压变化的指数。当寒潮越强的时候澳大利亚高压越强,低温范围越大。 由于本文只关心北半球夏季的台风。所以只对北半球的夏季 6-8 月(南半球的冬季)作相关研究。

处理数据时取了1959-2001年共43年的数据,图5.8是候平均下,澳大利 亚地面气温异常与ITCZ强度异常的相关。

38





从图中也反映出在同期时,主要是 130°E 以西的 ITCZ 强度受到了澳大利亚 冷空气的影响。在 3 候之后,影响力转移到 130°E 以东的 ITCZ 强度并保持在以 东的地区。5 候以后一直到 10 候的时候,130°E 以东的 ITCZ 强度还能受到澳大 利亚冷空气的影响。澳大利亚冷空气对 ITCZ 强度的影响方式与越赤道气流对 ITCZ 的影响方式基本一致。在论文的下一章中,将通过利用 9 层大气环流模式, 通过数值实验考察澳大利亚冷空气对越赤道气流以及 ITCZ 强度的影响。

5.3 小结

1、越赤道气流对 ITCZ 的影响主要反映在对 ITCZ 强度的影响,对于 ITCZ 位置的影响不是很明显。越赤道气流对 ITCZ 强度影响的一个特点:其对 ITCZ

强度的影响范围向东逐渐缩小,最后越赤道气流的影响集中在 130⁰E 以东的 ITCZ 强度上。

2、澳大利亚冷空气活动对 ITCZ 强度的影响方式与越赤道气流对其的影响 方式是一致的:开始于西部,然后向东范围逐渐缩小。

第六章 IAP9L-AGCM 数值实验分析南半球冷空气的影响

本章利用中科院大气所9层大气环流格点模式(IAP9L-AGCM),设计了3种情况(试验设计见表1),以2004年8月份为实验月份,通过增加澳大利亚高压的强度,考察东亚越赤道气流的变化,并讨论东亚越赤道气流对ITCZ及台风过程的影响。 试验中的PP是前一时刻地表气压参数,通过改变PP来调整澳大利亚高压的变化

	△PP	模式中增加PP的时	PP的增量所引起的总的地面△P的
		段	变化
实验一	10	8.01-8.31	70-80
	5	8. 01-8. 31	40-50
	1	8.01-8.31	20-30
实验二	5	8.01-8.15	20-30
实验三	5	8. 01-8. 07	15-25

表一:数值实验设计

Tab 1: numerical model experiments designs

6.1 九层大气环流模式分析南半球冷空气异常对越赤道气流及ITCZ

的影响

九层大气环流模式AIP9L适合长期和短期的气候态模拟,尤其有较强的短期 气候预测能力。模式积分过程中不考虑异常外源强迫 (如海温等),采用多年的 气候逐月平均海温作为外强迫场,使用时间线性插值来得到逐日的海温强迫场。

40

屈述军^[94] 曾对照40年NCEP再分析资料,检验模式输出的850hPa纬向风的季节循环,得出IAP9L-AGCM能较好地再现大气低层(850hPa)纬向风场的空间结构和循环,这使得本文利用低层纬向风场研究澳大利亚高压的增强对越赤道气流变化影响的数值实验与实际具有一定的符合程度。

6.1.1 月平均下的澳大利亚高压、越赤道气流与ITCZ的关系

本小节的试验主要讨论在8月份的月平均下,澳大利亚高压对越赤道气流以及ITCZ的同期影响。试验的设计是8月份,在澳大利亚地区分别增加10个(△pp= 10)、5个(△pp=5)和1个(△pp=1)前一时刻地表气压参数,得出不同的澳大利亚高 压异常对越赤道气流和ITCZ的不同程度的影响。图6.1.1-6.1.3是850hPa上由不 同的澳大利亚高压异常引起的不同的风场异常的分布。图6.1.4-6.1.9是相同高度 上,不同澳大利亚高压引起的不同的u和v的异常分布。





Fig.6.1.1 anomalous wind field($\triangle pp=10$)









Fig.6.1.5 anomalous v-wind field(\triangle pp=10)



















Fig.6.1.9 anomalous v-wind field($\triangle pp=1$)

由图6.1.1-6.1.3中看出,澳大利亚高压越强,越赤道气流也随着增强,越赤 道气流由东南转西南转向的位置也越往北推进,当澳大利亚高压增加的量比较小 的时候,还可以激发出向不同方向传播的波列(图6.1.3)。 图6.1.4、图6.1.6和图6.1.8分别是△pp=10、△pp=5和△pp=1引起的纬向风 u的改变。根据之前所定义ITCZ的强度是ITCZ位置上下2.5个纬距的纬向风差, 图中显示澳大利亚高压增加的时候,都能引起西北太平洋台风源地处的u的经向 梯度增加,而且澳大利亚高压增加的量越大,台风源地处的u的经向梯度越大, 图6.1.4中台风源地u的经向梯度就明显比图6.1.8中的大,这样就可以说明,当澳 大利亚高压能增强西北太平洋台风源地处的ITCZ强度。

图6.1.5、图6.1.7和图6.1.9分别是△pp=10、△pp=5和△pp=1引起的v的改 变。可以看出,当澳大利亚异常增大一个月当中,越赤道气流也随着增强。而且 当澳大利亚高压增大的幅度越大,增强的越赤道气流在赤道处的范围也越大。

6.1.2 候平均时间尺度澳大利亚高压、越赤道气流与ITCZ的关系

本小节设计的模式模拟试验是:积分时段为8月,首先AIP9L-AGCM利用初 始场积分,得出逐日输出结果,模式二次积过程中从8月1日开始在模式中的澳 大利亚处增加5个前一时刻地表气压参数(△pp=5).一直增加至8月15日,然后继 续积分8月的后15天,得出该过程的逐日输出结果。将此输出结果中的850hPa 逐日资料与该层上没有增加强迫得出的输出结果相减,得出850hPa各个异常场。 506 40N 308 20N 108 EQ 105 20S 305 40S 50\$ 605 1 30E 904 120% one BAR 1206 30 △pp=5,8月第1候的澳大利亚高压异常引起的风场异常 图6.1.10











图6. 1. 15 △pp=0, 8月第6候的澳大利亚高压异常引起的风场异常 Fig.6.1.15 anomalous wind field in pentad 6, August(△pp=0)

图6.1.10-6.1.12分别是8月前3个候,澳大利亚高压异常引起同期的风场异 常,图6.1.13-6.1.15是8月后3个候,澳大利亚高压异常消失之后模式继续积分得 出的风场。图6.1.10中显示澳大利亚高压开始增强就能引起越赤道气流增强,但 是还没有影响到别的地方的风场异常,从图6.1.11,第2候开始,出现了PJ波列, 澳大利亚高压异常增大的影响逐渐扩散开来。第3候里的澳大利亚高压异常产生 的影响最强也最大。第4候的时候(图6.1.13),△pp=0,在前15天澳大利亚高 压增强的基础上模式继续积分,澳大利亚高压异常在第4候仍然存在,但是越赤 道气流有所减小。到了第5候(图6.1.14),澳大利亚高压异常消失,越赤道气流减 小,在西北太平洋台风源地处的u异常增大。第6候中,在台风源地处的u异常增 大消失。从图6.1.10到图6.1.15可以看出,随着越赤道气流的加强,ITCZ的强度 增加,沿着东亚太平洋沿岸有向高纬度传播的异常信号。仔细分析(从第二候-第三候)扰动传播的过程,发现起源于菲律宾以东的扰动信号以遥相关播列的形 式向高纬度传播。Nitta(1987)发现,发现起源于菲律宾以东洋面上的对流活动可 以激发PJ(太平洋-日本)遥相关波列的传播。即:澳大利亚冷空气活动促进向 北越赤道气流的加强,引起ITCZ的加强,ITCZ上空的对流活动加强,从而激发 PJ遥相关波列的产生和传播。



图6.1.16 △pp=5,8月第1候的澳大利亚高压异常引起的u异常





Fig.6.1.17 anomalous u-wind field in pentad 2, August(△pp=5)



图6.1.18 $\Delta pp=5$, 8月第3候的澳大利亚高压异常引起的u异常 Fig.6.1.18 anomalous u-wind field in pentad 3, August($\Delta pp=5$)



Fig.6.1.19 anomalous u-wind field in pentad 4, August($\Delta pp=0$)



图6.1.20 △pp=0,8月第5候的澳大利亚高压异常引起的u异常 Fig.6.1.20 anomalous u-wind field in pentad 5, August(△pp=0)



Fig.6.1.21 anomalous u-wind field in pentad 6, August(△pp=0)

图6.1.16-6.1.21是候平均下,8月份前15天增强澳大利亚高压(△pp=5),得出的8月份6个候的平均u场的异常。第一候的时候,澳大利亚高压异常增加使西北太平洋台风源地处的u增加,但是还没有引起u的经向梯度增大。台风源地处u的

经向梯度增大是从第二候开始出现的,此时的澳大利亚高压异常的影响开始逐渐 向外扩大,这种情况一直延续到第三候。到了第四候的时候,虽然此时的△pp= 0,但是由于第三候的滞后影响,此时的澳大利亚高压异常仍然存在,但是变弱 了很多,所以台风源地处的u的经向梯度也减小了。这种情况持续到第五、六候。



图6.1.23 △pp=5,8月第2候的澳大利亚高压异常引起的v异常



Fig.6.1.23 anomalous v-wind field in pentad 2, August($\triangle pp=5$)

图6.1.24 △pp=5,8月第3候的澳大利亚高压异常引起的v异常 Fig.6.1.24 anomalous v-wind field in pentad 3, August(△pp=5)



图6.1.25 △pp=0,8月第4候的澳大利亚高压异常引起的v异常 Fig.6.1.25 anomalous v-wind field in pentad 4, August(△pp=0)



图6.1.26 △pp=0,8月第5候的澳大利亚高压异常引起的v异常 Fig.6.1.26 anomalous v-wind field in pentad 5, August(△pp=0)



Fig.6.1.27 anomalous v-wind field in pentad 6, August(\triangle pp=0)

图6.1.22-6.1.27是v的异常场,随着澳大利亚高压的增强,越赤道气流的强度也随着增强,扩越的范围也逐渐增大。说明越赤道气流加强,引起ITCZ加强,然后引起PJ波列,进一步影响到北半球中纬度。

将实验结果与第五章的统计结果相比较,可以发现,两者的对应关系比较符 合。即第五章中的相互关系主要由南半球澳大利亚上空冷空气的活动所影响。

6.1.3 南半球一次强冷空气的模拟实验

本次模拟试验是取8月1日-8月7日,澳大利亚地区地面气压共增加了15-25 个百帕(△pp=5),然后继续积分至8月31日。所以这次模拟更加接近澳大利亚一次 寒潮爆发的真实情况。





Fig.6.1.28 averaged wind field anomaly from 1-7, August($\triangle pp=5$)



图6.1.29 8月8日-8月12日平均风场异常

Fig.6.1.29 the averaged wind field anomaly from 8-12, August($\triangle pp=0$)





Fig.6.1.31 averaged wind field anomaly from 18-22, August($\triangle pp=0$)



Fig.6.1.32 averaged wind field anomaly from 23-27,August(△pp=0)





Fig.6.1.33 averaged wind field anomaly from 28-31,August(△pp=0)



Fig.6.1.34 averaged u-wind field anomaly from 1-7, August($\triangle pp=5$)



Fig.6.1.35 averaged u-wind field anomaly from 8-12,August(△pp=0)





Fig.6.1.36 averaged u-wind field anomaly from 13-17, August($\triangle pp=0$)



Fig.6.1.37 averaged u-wind field anomaly from 18-22,August(△pp=0)



图6.1.38 8月23日-8月27日平均u异常

Fig.6.1.38 averaged u-wind field anomaly from 23-27, August($\triangle pp=0$)



Fig.6.1.39 averaged u-wind field anomaly from 28-31,August(△pp=0)

图6.1.34是澳大利亚高压明显增强7天得出的平均的u异常分布,在西北太平 洋台风源地的u没有明显的经向梯度,而在图6.1.35-图6.1.37,在落后澳大利亚 高压增强1-3候的时候,在台风源地处的u有明显的经向梯度,说明澳大利亚寒潮 爆发后的1-3候里,能增强西太台风源地的ITCZ强度,从而有利于台风的生成。 在第5候(图6.1.39)的时候,u的经向梯度大的区域东移至140°E-150°E处,与图 5.8的统计结果类似。



图6.1.40 8月1日-8月7日平均v异常

Fig.6.1.40 averaged wind v-field anomaly from 1-7,August(△pp=5)



Fig.6.1.41 averaged v-wind field anomaly from 8-12,August(△pp=0)





Fig.6.1.42 averaged v-wind field anomaly from 13-17, August($\triangle pp=0$)





Fig.6.1.43 averaged v-wind field anomaly from 18-22,August(△pp=0)





Fig.6.1.44 averaged v-wind field anomaly from 23-27,August(△pp=0)



图6.1.45 8月28日-8月31日平均v异常 Fig.6.1.45 averaged v-wind field anomaly from 28-31,August(△pp=0)

图6.1.40-图6.1.45是试验得出的平均的v的异常,在寒潮爆发的时候能增强 110⁰E以东的越赤道气流。在寒潮爆发之后1候-4候,西太台风源地经度上的越赤

道气流继续增强。到了第5候的时候,越赤道气流增强带东移到140⁰E左右的经度上。这种变化趋势与u的经向梯度变化趋势相似。

6.2 小结

1、澳大利亚高压对100°E-120°E的ITCZ的同期影响显著,滞后影响慢慢减小。而澳大利亚高压对120°E-160°E段的ITCZ的同期影响不显著,而是在滞后1 候之后开始影响到该段的ITCZ。这与之前的统计结果符合。因此,台风中期预 报中,可以将澳大利亚高压的异常增强作为预报因子,预报时效约为半个月。

2、澳大利亚高压对 105° E-150° E 越赤道气流的影响是同期的, 且澳大利亚 高压越强却能影响到 105° E 以西的越赤道气流。另外, 试验中还显示, 澳大利 亚高压异常增加,还能增强东南季风越赤道气流, 从而有利于台风源地处的 ITCZ 的建立和增强。

第七章 总结

本文利用了 NCEP 资料、台风资料、海温资料、云量资料、地面气温资料 等等来确定 ITCZ 的位置和强度,并研究其气候学特征,并考察热带幅合带在东 亚季风环流系统中与其他成员之间的关系,最后利用 9 层大气环流模式分析东亚 季风环流内部成员之间的变化联系。得到的结论如下:

1、通过比较 850hPa 高度上候平均和月平均纬向风经向切变涡度极大值所 在的纬度和经向风经向辐合极大值所在的纬度发现,纬向风经向切变涡度极大值 所在的纬度可以很好地表征 ITCZ 的位置,该位置指数可以很好的反映热带辐 合带位置的移动和 ITCZ 位置的年代际尺度的气候变化。在月平均时间尺度上, 夏季 6-8 月 ITCZ 位置的年代际变化特征具有不同的特点, ITCZ 位置异常对生 成位置偏菲律宾以东海区台风的影响最大。

2、用纬向风在南北方向的差定义了一个 ITCZ 的强度指数。发现台风强度 的变化也存在年代际时间尺度变化的特征, 夏季 6-8 月每月的特点也不一致。台 风强度变化对台风生成影响最大的海区是菲律宾以东洋面,其次是我国南海,对 生成位置过于偏东台风的影响不大。

65

3、台风生成位置除了受 ITCZ 位置和强度的影响以外,主要受热带西太平 洋暖水位置的影响。无论是年代际时间尺度热带海洋的变化还是年际时间尺度的 变化,其影响都是深远的,值得进一步深入开展研究。

4、ITCZ的强度变化在130⁰E存在3年左右周期的振荡,在160⁰E存在5年左 右周期的振荡。ITCZ的位置变化在105-112.5⁰E存在3-5年左右周期的振荡,在 125-145⁰E存在3年左右周期的振荡,在152-157⁰E存在5年左右周期的振荡。

5、越赤道气流对 ITCZ 的影响主要反映在对 ITCZ 强度的影响,对于 ITCZ 位置的影响不是很明显。越赤道气流对 ITCZ 强度影响的一个特点:其对 ITCZ 强度的影响逐渐向东缩小,最后越赤道气流的影响集中在 130⁰E 以东的 ITCZ 强度上。澳大利亚高压对 ITCZ 强度的影响方式与越赤道气流对其的影响方式是一致的:开始于西部,然后向东范围逐渐缩小。

6、澳大利亚高压对 100°E-120°E 的 ITCZ 的同期影响显著,滞后影响慢慢 减小。而澳大利亚高压对 120°E-160°E 段的 ITCZ 的同期影响不显著,而是在滞 后 1 候之后开始影响到该段的 ITCZ。这与之前的统计结果符合。因此,台风中 期预报中,可以将澳大利亚高压的异常增强作为预报因子,预报时效为半个月。

参考文献

[1] 陈联寿, 孟智勇. 我国热带气旋研究 10 年进展. 大气科学, 2001, 25 (3):420-432

[2] 陈光华,黄荣辉.西北太平洋热带气旋和台风活动若干气候问题的研究.地球科学进展,2006,21:610-616

[3] 梁必骐, 天气学教程, 1. 北京: 气象出版社, 1995. 374

[4] 梁必骐. 天气学教程. 1. 北京: 气象出版社, 1995. 291

[5] C.E.P. Brooks and H.W.Braby. The Crash of the Trades in the Pacific Ocean. Bulettin of American Meteorological Society, 1946, 27: 62-66

[6] L. Alpert. The Intertropical Convergence Zone of the Eastern Pacific Ocean. Bulettin of American Meteorological Society, 1945, 26: 426-432

[7] L. Alpert. The Intertropical Convergence Zone of the Eastern Pacific Ocean. Bulettin of American Meteorological Society, 1946, 27: 15-29

[8] L. Alpert. The Intertropical Convergence Zone of the Eastern Pacific Ocean. Bulettin of American Meteorological Society, 1946, 27: 62-66

[9] H. Riehl. Tropical Meteorology. New York: McGraw-Hill Book Co., Inc., 1954. 392

[10] Frederic A. Godshall. Intertropical Convergence Zone and Mean Cloud Amount in the Tropical Pacific Ocean. Monthly Weather Review, 1968, 96: 172-175

[11] 范蕙君. 用平均云量图分析太平洋热带辐合带. 热带气象, 1985, 1:269-276

[12] Sadler, J.C. Pacific Ocean cloudness from Satellite observation. UHMET 76-01

[13] Sadler, J.C. The monsoon circulation and cloudiness over the GATE area. M.W.R., 1975, 103: 369-387

[14] 蒋尚城. 全球ITCZ的气候特征研究. 气候学报, 1988, 46: 241-244

[15] 柯史钊,黄智慧、南海-西太平洋地区ITCZ气候学特征的研究.热带气象学报,1993,9:20-27

[16] Atkinson. Proposed system for near real time monitoring of global tropical circulation and weather patterns. 11th Tech Conference on Hurricanes and tropical Meteorology, American Meteorology Society, 1977, 5: 645-652

[17] Ramagecs, Horiam. Meteorological aspects of El Nino. Mon.Wea. Rev., 1981, 109:1827-1835

[18] Chan J. Tropical cyclone activity in the northwest pacific in relation to the El Ninö Southern Oscillation phenomenon. Mon. Wea. Rev., 1985, 113: 599-606

[19] Dong Kui. El Nino and tropical cyclone frequency in the Australian region and the Northwestern Pacific. Aust.Meteor.M ag., 1988, 36: 219-255.

[20] Wu Guo-xiong. AGCM simulation of the relationship between tropical storm formation and ENSO. Mon.Wea. Rev., 1992, 120 : 958-977

[21] Pudov, Petrichen-ko. Relationship between the evolution of tropical cyclones in the Northwestern Pacific and El Nino. Oceanology, 1998, 38: 447-452.

[22] Pudov, Petrichen-ko. 1997-1998 El Nino and tropical cyclone genesis in the Northwestern Pacific. Atmospheric and Oceanic Physics, 2001, 37: 576-583.

[23] Wang Bin, Chan J. How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western N rth Pacific. Climate, 2002, 15: 1643-1658.

[24] Lander Ma. An exploratory analysis of the relationship between tropical storm format ion in
the western North Pacific and EN SO. Mon.Wea.Rev., 1994, 122: 636-651

[25] Suzana C, Adam H S. Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. Journal of Climate, 2005, 18: 2996-3006

[26] Chia H H, Ropelew ski C F. The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the Northwest Pacific. Climate. 2002, 15: 2934-2944.

[27] Chu P S, Wang Jian-xin. Tropical cyclone occurrences in the vicinity of Hawaii: are the differences between El Nino and non-El Nino years significant. Climate, 1997, 10: 2683-2689

[28] Clark J D, Chu P S. Interannual variation of tropical cyclone activity over the Central North Pacific. Meteorology Society of Japan., 2002, 80:403-418

[29] 彭维耿, 蒋尚城. 越赤道气流特征及其年际变化特征初探. 热带海洋学报, 2003, 2:87-93

[30] 李宪之. 寒潮·台风·火害. 1. 北京: 气象出版社, 2001,78

[31] 李宪之. 寒潮·台风·灾害. 1. 北京: 气象出版社, 2001,9

[32] 梁必骐. 全国热带夏季风学术会议文集. 云南:云南出版社, 1981. 39-47

[33] 王继志. 源于澳洲的过赤道气流与中国季风环流和降水. 大气科学, 1982, 6:1-9

[34] 孙淑清. 东亚大尺度低空急流的背景场与东半球的越赤道气流. 气象学报, 1986,44:55-62

[35] 王作述,何诗秀,南海至西太平洋一带夏季低空越赤道气流和季风初步研究,气象学报, 1979,37:67-77

[36] AN Xie, YONG Seung, XIA Liu, et al. The interannual variations of the Summer Monsoon Onset over the south China Sea. Theoretical and Applied Climatology, 1998, 59:201-213

[37] 李曾中,程明虎,杨振斌等.1998年台风于飓风异常成因分析.热带海洋学报,2004,20(2): 161-166

[38] 朱乾根. 亚洲季风. 1. 北京: 气象出版社, 1994. 93

[39] 汤明敏,黄士松. 全球越赤道气流的时空变化. 热带气象, 1985,7:287-295.

[40] 李曾中. 北半球冬季风时期越赤道气流初步分析. 应用气象学报, 1994, 5:190-195

[41] 王兴东,陶诗言.西太平洋越赤道气流的初步研究.海洋学报,1984,6:160-173

[42] Xie An, Yong Seung, Xia Liu, et al. The inter-annual variations of the Summer Monsoon Onset over the South China Sea. Theoretical and Applied Climatology, 1998, 59(4): 201-213

[43] 王继志,李友村,源于澳洲过赤道气流与中国季风环流和降水,大气科学,1982,6(1):1-10

[44] 李曾中,程明虎,杨振斌等. 1998年台风于飓风异常成因分析. 热带海洋学报,2004,20(2): 161-166

[45] 李曾中. 越赤道气流与中国天气关系的初步统计分析. 气象学报, 1986, 12(4):11-14

[46] 陈隆勋,朱乾根,罗会邦等.东亚季风.1.北京: 气象出版社,1991.362

[47] 毛天松,徐启春,许乃猷. 105⁰E越赤道气流与亚洲夏季风的相互关系. 海洋预报, 1990, 7(4):1-7

[48] 陶诗言,徐淑英,郭其蕴,夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向环流型的特征,气象 学报,1962,32(2):91-103

[49] WCRP, CLIVAR-A Study on Climate Variability and Predictability-Science Plan, WCRP No.89, WMO/TD, No.690, Geneva, 1995, 172pp.

[50] Deser, C. and M.L.Blackmon, Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter, 1900-1989. J.Climate, 1993, 6: 1743-1753

[51] Kushnir. Y. Interdecadal variations in the North Atlantic sea-surface temperature and associated atmospheric conditions, J.Climate, 1994,7: 141-157

[52] Trenberth, K.E. and J.W.Hurrelle, Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific.

Climate Dyn., 1994, 9: 303-316

[53] Graham, N.E. Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results. Climate Dyn., 1994,9:135-162

[54] Mysak, L.A., D.K.Manak and R.F.Mavsden. Sea-ice anomalies observed in the Greenland

and Labrador Sea during 1901-1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. Climate Dyn., 1990,5: 111-123

[55] Hill, B.T. and S.Jones. The new found land ice extent and the solar cycla from 1860 to 1988. J.Geophys.Res., 1990,95: 5385-5394

[56] Li Chongyin. The Quasi-decadal oscillation of air-sea system in the northwestern Pacific region. Adv. Atmos. Sci., 1998, 15: 31-40

[57] Cane, M.A., S.E.Zebiak and S.D.Dolan. Experimental forecasts of El Nino. Nature, 1986, 321: 827-832

[58] Zebiak, S.E. and M.A.Cane. A model El Nino-Southern Oscillation, Mon.Wea.Rev., 1987, 115: 2262-2278

[59] 曾庆存,袁重光,王万秋,张荣华,跨季度气候距平预测试验,大气科学,1990,14,10-25

[60] Zeng Q C, Yuan C G, Zhang X H, et al. A global gridpoint general circulation model. Collection of Papers Presented at the WMO/IUGG NWP Symposium (Special Volume of

J.Meteoro1.Soc.Japan). Tokyo, 1986:421-430

[61] Zhang X H. Dynamical framework of IAP nine-level atmospheric general circulation model. Adv. Atmos. Sci., 1990,7(1):66-77

[62] Liang X Z. Description of a nine-level grid point atmospheric general circulation model. Adv. Atmos. Sci., 1996, 13:269-298

[63] Liang X Z. Description of a nine-level grid point atmospheric general circulation model. Adv. Atmos. Sci., 1996, 13:269-298

[64] 毕训强. IAP九层大气环流模式及气候数值模拟[博士论文]. 北京: 中国科学院大气物理 研究所,1993

[65] Wang H J, Xue F and Bi X Q. The interannual variability and predictability in a global climatemodel. Adv. Atmos. Sci., 1997, 14:554-562

[66] 袁重光,李旭,王会军等。IAP/CAS的短期气候距平数值预测研究.气象科学,2000,20: 326-338

[67] 赵彦, 郭裕福, 袁重光等. 短期气候数值预测可预报问题. 应用气象学报, 2000, 11(增刊):64-71

[68] 王会军, 1998年夏季全球大气环流异常的预测研究, 地球物理学报, 2001, 44:729-735 [69] 林朝晖,李旭,赵彦等, 中国科学院大气物理研究所短期气候预测系统的改进及其对1998 年全国汛期早涝形式的预测, 气候与环境研究,1998,3:340-348

[70] 周广庆,曾庆存. IAP ENSO预测系统预报技巧的时间依赖性及对1999年La Nina事件的 预测. 气候与环境研究, 2000, 5(2):109-117

[71] Murphy J M. The impact of ensemble forecasts on predictability. Q. J. R. Meteorol Soc., 1988,114:463-493

[72] Leith C E. Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. Mon. Wea. Rev. , 1974, 102:409-418
[73] Xue F, Bi X Q and Lin Y H. Modelling the global monson system by IAP9L AGCM. Adv. Atmos. Sci., 2001, 18(3):404-412

[74] Chineke T C. Bi X Q and WangH J, et al. The African climate predicted by the IAP gridpoint

nine-layer atmopheric general circulation model(IAP9L-AGCM) . Adv. Atmos. Sci. , 1997, 14:409-416

[75] Wang H J. The Mid-Holocene climate simulated by a gridpoint AGCM coupled with a biome model. Adv. Atmos. Sci., 2002, 19(2):205-218

[76] Jiang D B, Wang H J and Drange H, et al. Last glacial maximum over China: Sensitivities of climate to Paleovegetation and Tibetan ice sheet. J. Geophys. Res., 2003, 108(D2):4102-4111 [77] 屈述军,张铭. IAP9L AGCM中大气季节内振荡的时空特征. Climatic and Environment

[77] 温坯平, 张柏. IAP9L AGCM中入气学节内振荡的时至特征. Climatic and Research, 2004, 9: 567-574

[78] 李崇银,穆明权,毕训强.大气环流的年代际变化 II: GCM数值模拟研究.大气科学,2000, 24(6):739-748

[79] 郎咸梅,王会军,周广庆,姜大膀.应用IAP9L-AGCM对2002年中国夏季气候的预测及 效果检验.南京气象学院学报,2004,27:30-35

[80] Liang X Z. Description of a nine-level grid point atmospheric general circulation mode1. Adv. Atmos. Sci., 1996, 13:269-298

[81] 梁必骐. 天气学教程. 1. 北京: 气象出版社, 1995. 363

[82] 梁必骐. 天气学教程. 1. 北京: 气象出版社, 1995. 280

[83] Chan J. Tropical cyclone activity in the northwest pacific in relation to the El Ninö Southern Oscillation phenomenon. Mon. Wea. Rev., 1985, 113 : 599-606

[84] Lander Ma. An exploratory analysis of the relationship between tropical storm format ion in the western North Pacific and EN SO. Mon.Wea.Rev., 1994, 122: 636-651

[85] Chan J C L. Tropical cyclone activity over the western North Pacific associated with El Nino and La Nina events. Journal of Climate, 2000, 13(2):960-972

[86] Frank W M. Tropical cyclone formation, A Global View of Tropical Cyclones. Office of Naval Research, 1987,7:53-90

[87] Chen T C, Weng S P, Yamazaki N, et al. Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific. Monthly Weather Review, 1998, 126: 1080-1090

[88] Wang B, Wu R. Peculiar temporal structure of the South China Sea summer monsoon. Advances of Atmospheric Sciences, 1997,14:177-194

[89] Chia H H, Ropelewski C F. The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest Pacific. Journal of Climate, 2002, 15:2934-2944

[90] Ho C H J J,Baik Kim J H, GongD Y. Interdecadal changes in summertime typhoon tracks. Journal of Climate, 2004, 17: 1767-1776

[91] Gill, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Q. J. R. Meteorol. Soc. 1980,106, 447-462

[92] Sun Jilin Chu Pete and Liu Qinyu. The role of the halted baroclinic mode in the central equatorial Pacific in an El Nino event, Advances In Atmospheric Sciences.2006, Vol. 23, No. 1. 45-53.

[93] 高辉, 薛峰. 越赤道气流的季节变化及其对南海季候风爆发的影响. 气候与环境研究, 2006,11:57-68

[94] 屈述军,张铭. ITP9L AGCM中大气季节内振荡的时空特征. 气候与环境研究, 2004, 9(4): 567-574

致 谢

自 2004 年研究生入学以来,就从师于孙即霖老师门下,在孙老师细致入微 的指导下完成了这篇毕业论文,首先要对孙老师的教导表示忠心的感谢!

孙即霖老师是一位治学认真严谨、学识渊博的教授,也是一位和蔼可亲,道 德品质高尚长者,他对学术研究的态度以及对人生的感悟都对我产生了深刻的影 响,在孙老师的悉心知道下,毕业论文的选题、资料的采集、方法的确定等工作 都得到了顺利的完成。孙老师通过各种途径让我对毕业论文所涉及的领域加深了 解,对相关领域的研究成果进行全面的认识,亲自为我查找相关已发表的文献让 我阅读,帮助我理解,让我很快进入了角色,他的这种细心而又正确地做法,让 我非常地感动。在撰写毕业论文期间,无论是遇到理论上的问题还是科研方法上 的障碍,孙老师都悉心指导,使得我的毕业论文进展顺利,并最终能圆满完成,我 真的非常荣幸和幸运能有这样一位老师作为的学习的领路人!在此,我再次忠心 向我尊敬的导师表示感谢!

在我的硕士求学期间,杨宇星、朱小洁、翟亮、刘娜、于超、赵京华、李鹏 远、王喜风等同学给了我很多热心帮助,在这里我也非常感谢他们的帮助。还有 海洋大学海洋环境学院 235 办公室的全体同学,可以说,没有他们的帮助,我的 毕业论文相会有很多的问题的不到及时的解决,也不能顺利的结束。这里也一并 感谢。

我还要感谢我的父母,他们跟我非常大的支持和鼓励,无论从生活中,还是 学习上,这些鼓励看似平淡,但是对我来说确实我克服困难,继续努力的动力。 我为能有这样伟大的父母而感到骄傲!相信我的努力,不会让他们失望,也不会 让老师和同学失望,我会继续努力,正确更大的成功。

71