

# SST对黄海、渤海登陆热带气旋路径和强度的影响

陈艳秋<sup>1,2</sup>, 袁子鹏<sup>1,2</sup>, 王元<sup>2\*</sup>

(1. 沈阳中心气象台, 辽宁 沈阳 110016; 2. 南京大学大气科学系灾害性天气教育部重点实验室, 江苏 南京 210093)

**摘要:** 利用中国气象局整编的1949~2003年的热带气旋资料和美国国家环境预报中心的海表温度(SST)最优插值资料, 应用EOF分解和概率分析等方法, 分析了黄海、渤海登陆热带气旋个例所处环境场中的海温的空间和时间分布规律, 计算得到该类热带气旋在黄海、渤海区达到最大可能强度(MPI)的概率分布。结果显示, 在黄海、渤海海区的较强的( $>1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) SST正距平中心和渤海北部海域的SST正距平区是黄海、渤海登陆TC出现北行路径必要条件。所有TC个例过程发生之前均有一个黄海、渤海关键区SST距平上升过程, 只有30%的TC达到MPI一半, 只有1%的TC可能达到MPI的4/5。

**关键词:** 海表温度; 热带气旋; 经验正交分解; 最大可能强度; 概率分布

**中图分类号:** P732.6    **文献标识码:** A    **文章编号:** 0253-4193(2008)01-0031-11

## 1 引言

热带气旋(tropical cyclone, TC)在发展和维持过程中不断地从处于其下的海表面获取能量。它只能形成于高于 $26\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的海面上而且它的强度与SST紧密相关<sup>[1-2]</sup>。如果将TC视为卡诺热机, Emanuel<sup>[3]</sup>认为TC的最大可能强度(maximum potential intensity, MPI)主要决定于其下部的SST。许多学者通过海-气耦合模式对SST对TC的影响进行模拟研究。早期的这类研究通常是用1个轴对称的TC模型来驱动上混合层海洋模式<sup>[4-6]</sup>, 但是轴对称TC模型的试验结果出现的问题是海水响应相对于TC路径明显右偏; 所以最近改用三维耦合模式来进行试验<sup>[7-9]</sup>, 三维耦合模拟结果显示了SST的下降确可以引起TC的减弱。事实上, Malkus和Riehl<sup>[10]</sup>很早就发现一个1 000 hPa以下的低压扰

动在发展过程中, 尽管具有深对流发展机能, 仍然需要从海洋获得额外的能量输入。因此, 海洋热量源对TC的发展和维持是至关重要的<sup>[11-12]</sup>。此类研究中的另一个方向是基于观测事实的理论研究。在20世纪50年代, Miller<sup>[13]</sup>根据眼区的相对湿度的典型分布建立了TC强度随SST变化的廓线。假设在未受扰的1 000 hPa等压面上, 对这一廓线积分可得到SST和TC中心气压的关系: 当SST达到 $26.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 中心气压为980 hPa, 当SST达到 $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 中心气压为920 hPa。但在实际观测中, 很少有TC能够达到其所在位置SST所能够支持的强度。Miller对这一点的解释是, 这一关系中的TC强度是上限值, 能否实际达到上限则取决于对流层高层的环境场。另外, Holliday和Thompson<sup>[14]</sup>在70年代研究指出 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上的SST是TC迅速加强的必要条件, Nyomura et al.<sup>[15]</sup>得出了相类似的结论。

收稿日期: 2007-04-09; 修订日期: 2007-08-27。

资助项目: 国家重点基础研究发展规划项目(973, 2004CB418301); 国家自然科学基金(40333025); 辽宁省气象正研培养基金和江苏省自然科学基金项目(BK2005081)。

作者简介: 陈艳秋(1960—), 女, 辽宁省朝阳市人, 高级工程师, 主要从事天气学和北上热带气旋方面的研究。E-mail: lnsyyzp@sina.com

\* 通讯作者: 王元, 男, 教授, 博士生导师。E-mail: yuanasm@netra.nju.edu.cn

80 年代后, Emanuel<sup>[16-17]</sup> 建立了热带气旋强度与 SST 的理论关系。Merrill<sup>[18-19]</sup> 比较了大西洋飓风中心附近最大风速和 SST 的气候值, 发现两者之间存在着经验关系, 即 SST 增大时, MPI 也增加。同时, 他通过试验揭示了这一关系是一个上限函数。DeMaria et al.<sup>[20]</sup> 在 Merrill 工作的基础上建立了 SST 和 TC 最大风之间的定量关系。

本文选择黄海、渤海登陆 TC 为研究对象, 对其所处的黄海、渤海海域中的 SST 场进行距平计算和 EOF 分解, 揭示 SST 对 TC 路径的影响形式; 通过计算 TC 实际强度与由 SST 确定的 MPI 的对比关系, 寻找 TC 进入北方海域后的强度变化特征。

2 资料与方法

根据中国气象局上海台风研究所的光盘台风数据集集中的 1949~1988 年台风年鉴和 1988~2003 年的热带气旋年鉴, 在登陆中国的 TC 中, 在黄海、渤海沿岸登陆的从 1949 年至 2003 年仅有 37 个。虽然数量很少, 但其中 36 个是在其生命史中达到台风(TY)强度级的, 它们能够在海上北上到高纬度, 并对中国的华东、华北和东北地区的产生重要的天气影响。比如在辽宁发生的暴雨过程中, 有 30% 与黄海、渤海登陆 TC 有着直接的关系<sup>[21]</sup>。利用年鉴资料, 对 37 个黄海、渤海登陆热带气旋进行研究。以在黄海、渤海海区内 TC 行进的主要方向为标准, 将它们划分为 4 类: 西北行, 北行, 东北行和东行。这其中以北行和东北行类所占比例最大, 分别为 19 和 11 个。限于资料原因, 从中选择 80 年代以来的全部 6 个北行个例和 4 个东北行个例, 对其从穿越 30°N 线至最后一次登陆后 12 h 之间时段的特点进行研究(表 1)<sup>[22]</sup>。

台风的强度和路径数据来自于中国气象局上海台风研究所的光盘台风数据集集中的 1949~1988 年台风年鉴和 1988~2003 的热带气旋年鉴。这一数据源中包含了西太平洋所有热带气旋的 6 h 间隔的最佳路径文件中的位置和强度数据。SST 数据则来自于美国国家环境预报中心(National Center of Environment Prediction, NCEP)的最优插值(optimal interpolation, OI)的全球 1°×1°的表面温度周数据集。这一数据集是美国 NOAA 系列卫星上搭载的甚高分辨率探测器(advanced very high resolution radiometer, AVHRR)多通道 SST 产品的最优化插值结果(下载地址:), 并经过了浮标和岛屿观测数据的校正。从全球 SST 数据中截取位于黄海、渤海表面的部分, 共有 64 个格点(如图 1 所示)。由于

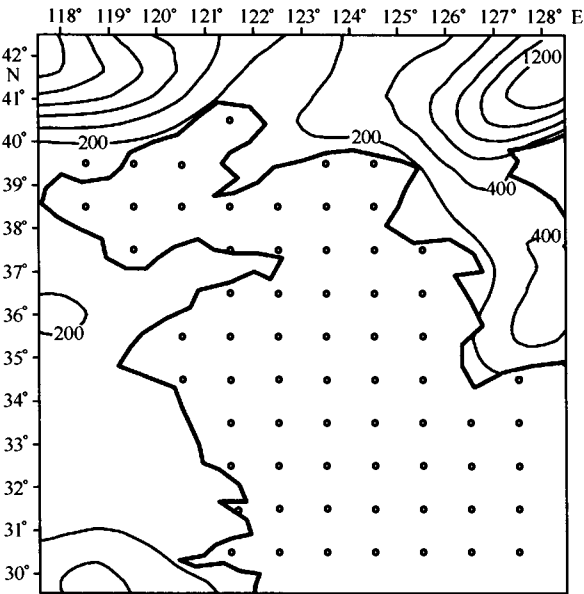


图 1 NCEP 的 SST 资料在黄海、渤海的格点分布  
等值线表示地形高度, 单位: m, 间隔: 50; “o”处表示格点的具体位置

表 1 黄海、渤海登陆热带气旋重点研究个例范围

类型	编号 (年序号)	名称	沿黄海、渤海登陆地	研究时段
北行	198508(198514)	Lee	朝鲜北部	1985-08-13:20~1985-08-14:20
	198509(198515)	Mamie	江苏启东	1985-08-18:08~1985-08-19:20
	(198523)		辽宁庄河	1985-09-02:08~1985-09-03:08
	199415(199417)	Ellie	山东乳山	1994-08-15:08~1994-08-16:20
	199910(199910)	Olga	朝鲜北部	1999-08-03:08~1999-08-04:08
	200108(200108)	Toraji	山东青岛	2001-08-01:08~2001-08-02:20
东北行	198506(198511)	Jeef	辽宁丹东	1985-08-01:20~1985-08-03:08
	198707(198709)	Alex	辽宁丹东	1987-07-28:20~1987-07-30:20
	199216(199217)	Polly	山东青岛	1992-09-01:20~1992-09-02:20
	199406(199406)	Tim	辽宁锦州	1994-07-12:20~1994-07-14:20

SST 数据集的起始时间为 1981 年冬季,因此选择研究的黄海、渤海登陆热带气旋个例为 1982 年以来的 10 个。与之对应的 SST 数据取 1982~2004 年每年 7 月第 1 周开始至 9 月第 2 周的时段,全部覆盖黄海、渤海登陆热带气旋的活动时段。

### 3 北行及东北行类黄海、渤海登陆热带气旋对应的海表温度分布场特征分析

应用 NCEP 的 OI 数据,对 1982~2004 年 7 月第 1 周至 9 月第 2 周的黄海、渤海海区 SST 逐周求取平均值计算,然后将选取的北行类和东北行类 TC 个例越过  $30^{\circ}\text{N}$  线的所在周的黄海、渤海海区的 SST 距平值绘制等值线(如图 2 和图 3 所示)。计算同期距平的好处在于可以去除夏季所选区域 SST 场季节内变化的影响,便于发现在夏季内不同时段 of TC 个例周围 SST 场的特点。通过分析北行类 TC 个例所处的 SST 场可以发现两个特点:第一是有明显的正距平中心存在,且多分布在靠近陆地的海域。在图 2b 中, SST 距平中心较其他个例为弱,这是因为它在黄海、渤海区活动的时间与图 3a 的个例的时间(1985 年 8 月 13 日)相距较近,为 8 月 18 日,所以受到了后者与 SST 场相互作用的影响。根据以往的研究,当 TC 经过后 SST 场也会产生某种滞后响应。许多学者对于海洋对 TC 过程响应的观测和模拟进行过研究。Leipper<sup>[23]</sup>曾对 1964 年墨西哥湾的 Hilda 飓风进行了观测,发现在飓风中心经过的路径上,60 m 深的海水被抽吸到海表面,同时出现表面暖水向外输运并在飓风边缘下沉。向外输运的暖水通过混合而冷却。抽吸和混合在飓风强风区边缘产生  $5^{\circ}\text{C}$  的降温。Black 和 Withee<sup>[24]</sup>通过分析 1975 年 Eloise 飓风资料,发现在飓风路径上,海表面温度在 24 h 下降了  $2.5^{\circ}\text{C}$ 。Geisler<sup>[25]</sup>, Suginohara<sup>[26]</sup>, Elsberry<sup>[27]</sup>的非对称模式的模拟结果指出风应力引起的混合对海洋上混合层的时间变化影响很大。Simon<sup>[28]</sup>利用湍动能平衡方程对两层海洋之间的垂直混合进行参数化,模拟了海洋流速、温度和混合层深对台风的非线性响应,指出在台风中心的右侧变化更强。另外,水温观测资料表明,在持续时间较长的大风,特别是强风暴过境时,会引起相当强的风生海流,从而使水温出现异常变化。在中纬度的深海和大洋区域,一次风速为  $25\sim 30\text{ m/s}$  的气旋过境,影响的深度可达 100 m,

大范围的上层水温可降低  $2^{\circ}\text{C}$  以上,上均匀层的厚度可增大 6 m 以上<sup>[29]</sup>。

在黄海、渤海区,当 6 级以上大风连续吹刮 24 h 以上时,上均匀层可加深  $5\sim 8\text{ m}$ <sup>[30]</sup>。根据黄海、渤海夏季由台风引起的异常海温的主要特点,高郭平等<sup>[30]</sup>构造了一个简单而典型的台风过程模型,利用“近海异常海温数值预报模式”对海表层温度进行了数值试验,对台风过程中引起异常海温的各因子进行了定量分析,给出了台风中心及其附近各点由各因子引起的变温率变化;试验表明,在台风作用下,冷水抽吸是引起异常低温的主要原因,大风夹卷的贡献占第二位,蒸发潜热的作用也不容忽视。数值模拟还清晰地显示出台风所引起的左弱右强的不对称降温效应以及表层暖水向外输运并在台风边缘下沉的现象。因此,在图 2b 中的朝鲜半岛东岸海域的正 SST 距平中心处于之前 TC 路径右侧,受到 TC 引起冷水抽吸、大风夹卷和蒸发潜热共同作用的影响,产生了显著的降温。第二个特点是在渤海北部海域均存在有 SST 的正距平,无论在相邻海域的 SST 距平是正还是负。这一海域属于近海,而且有较特殊的狭管地形(如图 1 所示),SST 在夏季主要受到天气形势的影响<sup>[32]</sup>。战淑芸<sup>[32]</sup>指出,西南风会在这一海域产生狭管效应。对照袁子鹏等<sup>[22]</sup>的研究结果,北行类 TC 个例均处于西南急流的东南侧,较强的西南风吹送的暖空气与 SST 产生热交换,从而加热了渤海北部海域的海洋表面;同时由于这一海域属于海湾地形,西南风的夹卷作用会使海表暖水堆积而不降温。因此 SST 的分布特征是与特定天气形势相联系的。

在东北行类黄海、渤海登陆 TC 个例中,没有出现很一致的距平中心特征,正距平中心最强达到了  $3.4^{\circ}\text{C}$ (如图 3d 所示),最弱只有  $0.2^{\circ}\text{C}$ (如图 3b 所示)。在渤海北部海域的 SST 只有 1 个个例是正距平,其他均为负距平。对比对北行类 TC 个例的分析可知,急流的走向与位置影响了该海域的 SST 分布。由于东北行类 TC 个例所处的环境场中,主急流轴是近东西向的且位置偏北,因此在渤海北部海域的风向以偏西风为主,不能形成西南风向下的狭管效应,所以对暖空气的输送较弱,因而形成了如图所示的分布。

综合对两类 TC 个例所在的 SST 场的分析可知,黄海、渤海区较强的( $>1^{\circ}\text{C}$ )SST 正距平中心和渤海北部海域的 SST 正距平区是黄海、渤海登陆



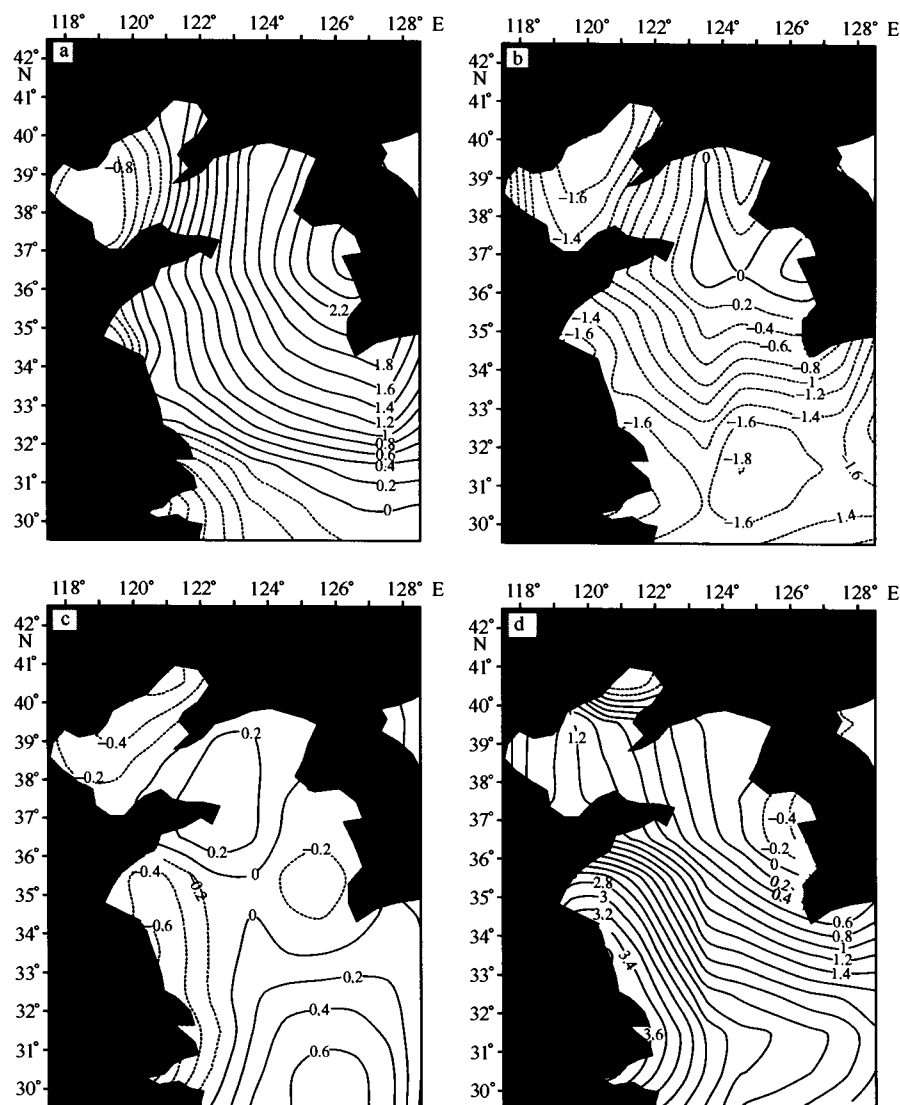


图3 东北行类黄海、渤海登陆 TC 个例对应的 SST 距平场(单位:°C)

a~d 分别表示个例的序号为: 198506, 198707, 199216, 199406

出现北行路径必要条件,这两个条件可用作在预报业务中判识北行和东北行类路径出现几率。综合以上分析,这两个必要条件的出现都与环境场中环流分布特征紧密相联。无论是西南急流还是偏西急流,事实上代表的是副热带高压边缘气流的走向。副高边缘对流层气流的积分<sup>[34]</sup>,也就是热带气旋活动中的引导气流,是直接决定 TC 是否北上登陆的充分条件。

#### 4 海表温度场的 EOF 分解

为了考察前节分析的北行类黄海、渤海登陆 TC 和东北行类黄海、渤海登陆 TC 所处的 SST 场

与黄海、渤海 SST 场一般状态的差别,对于 1982~2004 年每年 7 月第 1 周开始至 9 月第 2 周的黄海、渤海 SST 场,分别选:(1)全部时段,(2)海区无 TC 活动时段,(3)海区内有 TC 活动时段和(4)有北上登陆 TC(所选的 10 个例)活动时段,利用 EOF 分解方法进行了计算分析。它们的样本容量分别为 230,196,34,10。图 4 给出上述 4 类时段的前 2 个主分量 SST 距平空间分布典型场,其方差累积贡献百分率分别达到了 74%,74%,76%,84%以上,其中第一主分量方差贡献百分率分别为 57%,56%,62%,61%。为了确定分解出的经验正交函数是有物理意义的信号还是毫无意义的噪音进行了显著性

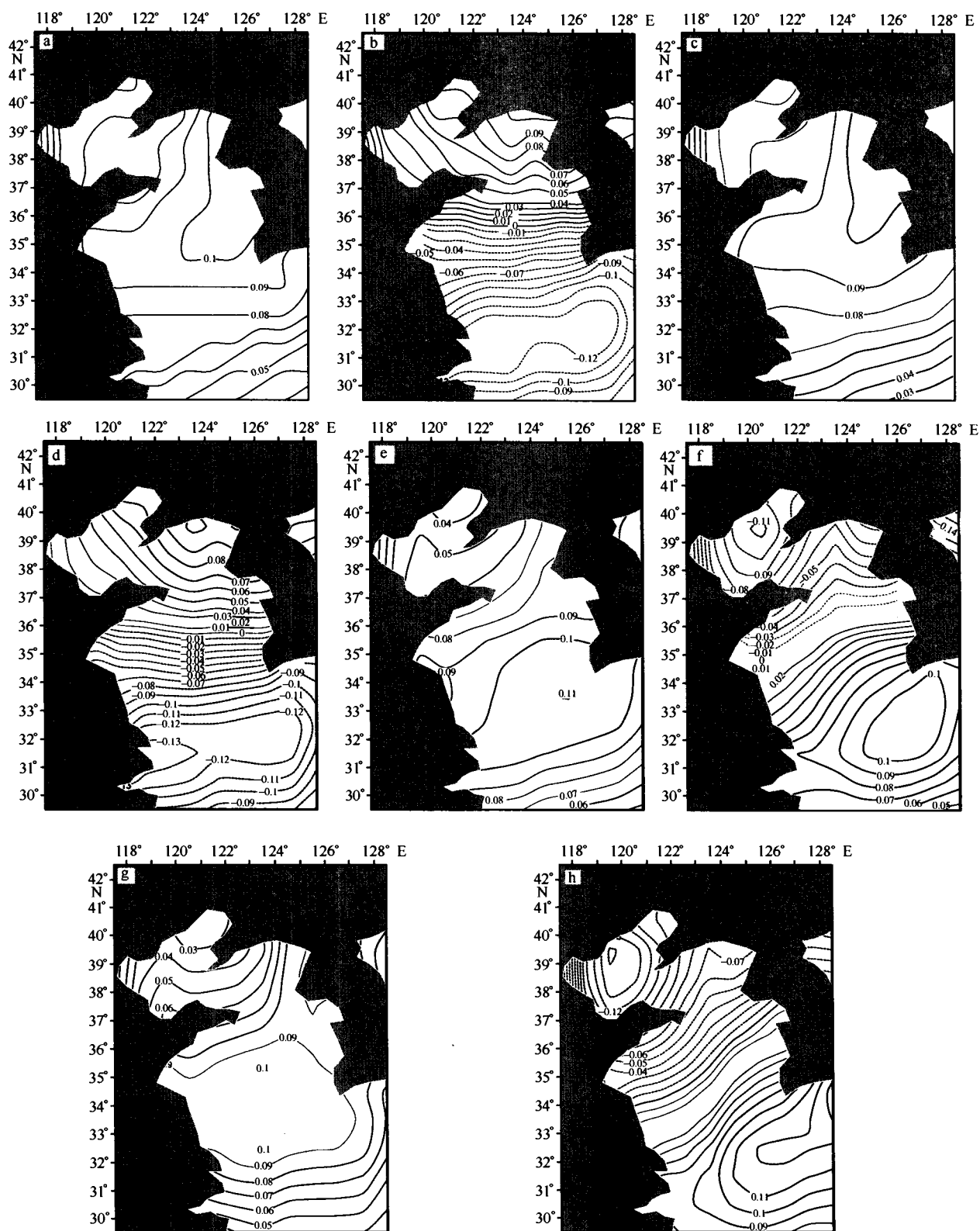


图4 1982~2004年7月第1周至9月第2周黄海、渤海 SST 场的全部时段(a,b)、无 TC 活动时段(c,d)、有 TC 活动时段(e,f)、有北上登陆 TC 活动时段(g,h)的 EOF 分解的前 2 个主分量模态

检验,采用 North 等人提出的计算特征值误差范围来进行显著性检验<sup>[35]</sup>。特征值  $\lambda_j$  误差范围为  $e_j(2/n)^{1/2}$ , 这里  $n$  为样本量,当两相邻的特征值  $\lambda_{j+1}$  满足  $\lambda_j - \lambda_{j+1} \geq e_j$  时,就认为这两特征值所对应的经验正交函数是有价值的。经计算,4 类 SST 场的前 2 个模态均通过显著性检验。下面对这 4 类共 8 个模态进行分析和讨论。

图 4a 中给出了全部时段的 SST 第一模态的空间场,从中可以看出, SST 距平普遍为正,且变化梯度不大。位于朝鲜半岛西部,经纬度范围为  $34.5^\circ \sim 36.5^\circ \text{N}$ ,  $123.5^\circ \sim 125.5^\circ \text{E}$  的区域具有最高的正距平。全部时段第二模态(如图 4b)的 SST 分布呈现北高南低特征且空间变化梯度较大。当黄海、渤海海区内无 TC 活动时,其 SST 分布的典型场(如图 4c 和 d)与全部时段的基本相似。这显然是因为其样本数占了全部时段的大部分的缘故。而在海区内有 TC 活动的时段, SST 分布的典型特征则发生了很大的变化。在第一模态中,黄海南部海区的正距平明显增强,最高的正距平区不再靠近陆地而是位于海区中央, SST 梯度也增大(如图 4e);在第二模态中, SST 分布与没有 TC 活动的时段完全反相,呈现南高北低的特点(如图 4f)。当海区内出现北上登陆的 TC 活动时,第一、二模态中的 SST 梯度达到 4 种情况中的最大,第一模态中正距平中心比图 4e 中稍弱且位置略偏西(如图 4g);第二模态中的正负距平中心的位置与图 4f 中的基本相似,但中心强度均稍高(如图 4h)。基于此,可以分析认为,当黄海、渤海海区内有 TC 活动时,黄海海区内可能出现 SST 偏暖区域,如果该 TC 具有北上登陆的路径趋势,则暖中心可能位于黄海中南部偏西侧且 SST 梯度较大。

## 5 高荷载区海温振荡与黄海、渤海登陆热带气旋路径的关系

一般认为 EOF 就是将气象场分解为仅与时间及空间有关的两部分的一种数据处理方法。换言之,气象变量场序列可经 EOF 展开而表示为各按一定(时间)权重加权的不同典型场之线性组合,正如前节所做的对 SST 场的 EOF 展开。从理论上说, EOF 本身就是多元统计分析中的主分量分析(PCA)。在气象场序列中应用 EOF 展开,只不过是主分量正交变换的逆形式,两者并无本质区别。丁裕国等<sup>[36]</sup>进一步论证了经验正交函数/主分量分析

(EOF/PCA)在气象变量场诊断中的物理内涵。在使用 EOF/PCA 分析气象变量场序列时,对任一主分量而言,

$$y_{ji} = \sum_1^p l_{hj} x_{hi},$$

$$(j = 1, \dots, p \quad h = 1, \dots, p \quad t = 1, \dots, n) \quad (1)$$

而对各网格点(站点)原序列,则有

$$x_{hi} = \sum_1^p l_{hj} y_{ji},$$

$$(h = 1, \dots, p \quad j = 1, \dots, p \quad t = 1, \dots, n) \quad (2)$$

为了进一步论证其在气象变量场诊断中的物理内涵,假定各原序列为具有某些谐振分量的正态序列,并从最简单情形出发,考虑主分量的正交性,首先设各个主分量仅为某一中心频率的振荡分量<sup>[36]</sup>,则可有简谐振序列

$$x_{hi} = \sum_{k=-m}^m C_{hk} e^{i\omega_k t} + \epsilon_{hi} \quad h = 1, \dots, p, \quad (3)$$

$$y_{ji} = G_j e^{i\omega_j t} \quad j = 1, \dots, p, \quad (4)$$

式中,  $\epsilon_{hi}$  为服从  $N(0, 1)$  所规范的正态标准化白噪声序列,若将式(3)、(4)代入式(2),就有下列表达式:

$$G_j e^{i\omega_j t} = \sum_1^p l_{hj} \sum_{k=-m}^m C_{hk} e^{i\omega_k t} + \sum_1^p l_{hj} \epsilon_{hi}. \quad (5)$$

为了推导方便,假定各站谐波分量的差异仅在于振幅的不同,由于主分量的统计正交性,上式应为关于简谐波的恒等多项式。据恒等多项式原理,必可有若干个

$$\omega_k^* = \omega_j \quad k^* \in m, \quad (6)$$

$k^*$  为小于  $m$  的任意正整数。使得式(5)化为

$$G_j e^{i\omega_j t} = \left[ \sum_{h=1}^p l_{jh} C_{hk} \right] e^{i\omega_k^* t}. \quad (7)$$

于是,分别又有表达式

$$G_j = \left[ \sum_{h=1}^p l_{jh} C_{hk} \right] \quad (8)$$

和

$$e^{i\omega_j t} = e^{i\omega_k^* t} e^{i\omega_k^* t}. \quad (9)$$

式(2)~(9)表明,各网格点(站点)原序列如果隐含若干个谐振分量,则其主分量必然为具有某一中心频率的振荡分量,而这一中心频率正是从各原变量序列中提取的频率信号,其振幅是以其主分量荷载  $l_{jh}$  为权重的各原变量序列同一频率谐振振幅的加权平均振幅。

因此, EOF/PCA 实际上是从原变量场序列中逐一提取代表原变量场的各主要振荡信号型。即主

分量可以解释为气象场序列振荡型的一种分解,不同的分量序列对应着时间域上不同的振荡型,而其空间函数数值大小则代表了相应振荡分量与哪些地理区域相关密切,表明这种振荡型主要来源于哪些区域(格点或站点),或各站点原序列对该振荡型(主分量)的贡献。在此基础上的分型区划实际代表了气象变量场序列的各种振荡源的空间分布区域,而不是对气象要素场数值在水平地理空间上分布的分型区划。在上节所做的 EOF 展开中,每一特征向量中的分量(即格点值)代表着该特征向量在具体空间点上的荷载权重。

根据上述原理,考虑时间上的连续性,在全部时段 EOF 分解的第一模态中选择  $34.5^{\circ} \sim 36.5^{\circ} \text{N}$ ,  $123.5^{\circ} \sim 125.5^{\circ} \text{E}$  区域为高荷载区来代表该模态的主振荡源。取该区域中共 9 个格点的 SST 距平值的平均值绘成时间序列曲线(如图 5 所示)。由图 5 可见,该区域存在 2 a 左右的周期振荡,振幅在  $-3 \sim 3.5^{\circ} \text{C}$  之间。将所选取的 TC 个例按时段绘在该曲线图上可以发现,所有的 TC 个例过程发生之前均有一个该区域的 SST 距平上升过程,当 TC 越过  $30^{\circ} \text{N}$  后, SST 距平开始下降。当 SST 距平处在波峰位置时, TC 易有东北行路径;当 SST 距平开始下降后, TC 易有北行路径。综上所述,该高荷载区的 SST 升温过程是黄海、渤海登陆 TC 产生北行或东北行类个例的必要条件。

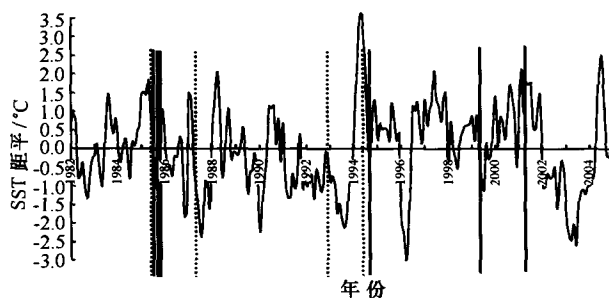


图 5 黄海、渤海 SST 场 EOF 分解的第一模态高荷载区 SST 距平平均值曲线与黄海、渤海登陆 TC 个例过程时段图  
实线指示北行类路径 TC 个例发生时间,虚线指示东北行类路径 TC 个例发生时间

## 6 黄海、渤海区海表温度与黄海、渤海登陆热带气旋强度的关系

当 TC 北上行至黄海、渤海海域后, SST 较低纬度地区出现了不同程度的降低,感热输送的作用有

所降低。但是如果 TC 遇到斜压性较强的中高纬度天气系统时,可能引起中心附近的对流增长,从而对流凝结潜热释放会令 TC 的强度在短时间内有所增强。这种强度的变化是否还受到 Merrill<sup>[18]</sup>中提出的“关于 SST 的上限函数”关系的限制呢?因此进一步分析黄海、渤海海温与登陆 TC 强度之间的关系很有必要。

首先分别计算所有 TC 个例的每一个编报位置最近的格点上的 SST 所对应的 MPI, MPI 的计算采用如下公式<sup>[20]</sup>:

$$V = A + Be^{C(T-35)}, \quad (10)$$

式中,  $V$  代表最大风速(即 MPI, 单位:  $\text{m/s}$ ),  $T$  为 SST(单位:  $^{\circ}\text{C}$ );  $A, B, C$  是常数( $A = 28.2 \text{ m/s}$ ,  $B = 55.8 \text{ m/s}$ ,  $C = 0.1813^{\circ}\text{C}$ )。针对每一 TC 个例,选择其进入黄海、渤海海域的起始中心最近的 SST 格点计算其 MPI,并与年鉴资料中的 TC 强度进行对比,得到两者之间的差异特征,形成如图 6 所示的散点图。由图中可见,所有 TC 个例所在的黄海、渤海海域的 SST 在  $20.5 \sim 27.5^{\circ}\text{C}$  之间, TC 的强度在  $10 \sim 32.5 \text{ m/s}$  之间,并且随着 SST 的升高, TC 强度整体上有所增强。与由 SST 计算得到的 MPI 相比较, TC 的实际强度均明显偏小, MPI 的“上限函数”的特征在图中得到了体现。也就是说,所选的黄海、渤海登陆 TC 个例在海上均未达到由 SST 所能够确定的 MPI。

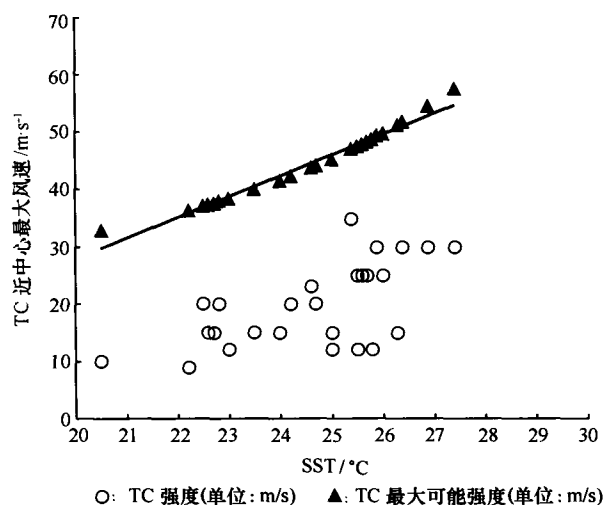


图 6 黄海、渤海登陆 TC 个例在海域内强度和最大可能强度的分布

Luke et al.<sup>[37]</sup>对东太平洋区 1962~1993 年的所有 TC 的强度和 MPI 的关系应用同一方法进行



了计算,发现 TC 强度平均只能够达到 MPI 的 49%,只有 43%的 TC 强度能超过 MPI 的一半,11%的 TC 强度能够达到 MPI 的 4/5。DeMaria et al.<sup>[20]</sup> 对大西洋区同时段的 TC 进行了相同研究,得到的结果是 TC 强度平均能够达到 MPI 的 58%,有 58%的 TC 强度能超过 MPI 的一半,19%的 TC 强度能超过 MPI 的 4/5。为了对比以上结果,有必要对黄海、渤海登陆 TC 进行类似的分析,以获得其总体特征。

对 1982 年以来的黄海、渤海登陆 TC 个例实际强度与 MPI 的百分比比值进行统计分析,在数据样本容量为 27 的条件下得到数据平均值为 43.49%,标准差为 12.92%,图 7 中给出统计分布盒状图。盒状图的盒子部分代表了上下四分位数之间的数据分布,盒子中央的线代表数据的中位数。上下虚线端线之间的范围是非野值数据(距盒子顶部或底部超过盒子高度 1.5 倍的数据,通常会被认为是输入错误或是奇异值)的分布范围<sup>[38]</sup>。由图 7 可见,数据分布偏向于中位数以下,即低比率的强度更多一些;没有统计上的野值出现。

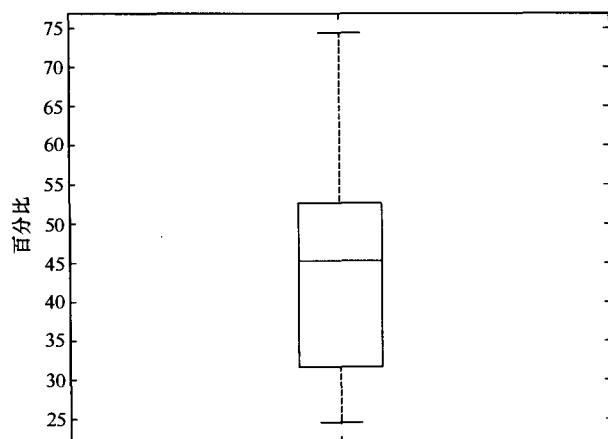


图 7 黄海、渤海区的实际 TC 强度与最大可能强度的百分比统计盒状图

盒子部分代表了上下四分位数之间的数据分布,盒子中央的线代表数据的中位数;上下虚线端线之间的范围是非野值数据的分布范围

由于所选择的样本是黄海、渤海登陆 TC 的一个子样本,需首先假设总体的统计特征与子样本的相同,并进一步通过概率纸检验<sup>[39]</sup>和 Jaque 检验<sup>[40]</sup>来考察数据分布的正态性。如图 8 所示,所选样本数据基本在一条直线附近波动。在 0.05 信度水平下,通过了 Jaque 检验,可以认为数据总体分布符合

$N(43.49, 12.92)$  正态分布。

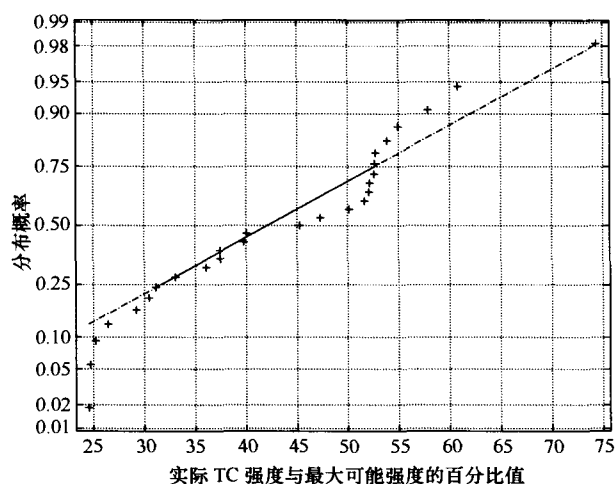


图 8 黄海、渤海区的实际 TC 强度与最大可能强度的百分比概率纸检验结果

在符合正态分布的条件下,可以采用正态分布概率密度计算函数计算发现,达到 MPI 一半的 TC 编报点占总体的 30%,达到 MPI 4/5 的 TC 编报点占总体的 1%,远远小于上述参考文献中计算出的其他大洋区平均的百分比值。这说明,在 TC 北上进入黄海、渤海区域以后,强度的衰减率大于在其他海区的平均衰减率。也可以说, SST 的降低使 TC 进入黄海、渤海区域后迅速衰减,使其强度远小于未进入该海区之前。

## 7 小结

综上所述,黄海、渤海登陆 TC 在北上越过 30°N 后,其路径和强度均受到了 SST 加热场的影响。具体体现在:

(1)在黄海、渤海海区的较强的( $>1^{\circ}\text{C}$ ) SST 正距平中心和渤海北部海域的 SST 正距平区是黄海、渤海登陆 TC 出现北行路径必要条件。这种 SST 场距平的分布与中高纬度天气形势,特别是黄海、渤海区急流的方向密切相关,当出现西南风急流时,会通过“狭管效应”使海表面被加热。

(2)黄海、渤海登陆 TC 个例所处的 SST 场与夏季该海区 SST 场经 EOF 分解后的典型场区别明显,主要表现在第一模态中黄海海区有明显偏暖中心和第二模态距平分布完全反相。

(3)基于 EOF 分解的结果,选择  $34.5^{\circ}\sim 36.5^{\circ}\text{N}$ ,  $123.5^{\circ}\sim 125.5^{\circ}\text{E}$  区域为关键区,所有的 TC 个例过程发生之前均有一个该区域的 SST 距平上升

过程,当 TC 越过  $30^{\circ}\text{N}$  后,SST 距平开始下降。当 SST 距平处在波峰位置时,TC 易有东北行路径;当 SST 距平开始下降后,TC 易有北行路径。

(4)在黄海、渤海区域,MPI 仍是 TC 强度的上限

函数;达到 MPI 一半的 TC 编报点占总体的 30%,达到 MPI 的  $4/5$  的 TC 编报点占总体的 1%。TC 北上进入黄海、渤海区域以后,强度的衰减率大于在其他海区的平均衰减率。

## 参考文献:

- [1] TULEYA R E, KURIHARA Y. A note on the sea surface temperature sensitivity of a numerical model of tropical storm genesis[J]. *Mon Wea Rev*, 1982, 110: 2063—2069.
- [2] EMANUEL K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance[J]. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 585—604.
- [3] PRICE J F. Upper ocean response to a hurricane[J]. *J Phys Oceanogr*, 1981, 11: 153—175.
- [4] CHANG S W, ANTHES R A. The mutual response of the tropical cyclone and the ocean[J]. *J Phys Oceanogr*, 1979, 9: 128—135.
- [5] SUTYRIN G G, KHAIN A P. Interaction of the ocean and the atmosphere in the area of moving tropical cyclones[J]. *Dokl Akad Sci USSR*, 1979, 249: 467—470.
- [6] BENDER M A, GININIS I. Real-case simulations of hurricane ocean interaction using a high resolution coupled model: Effects on hurricane intensity[J]. *Mon Wea Rev*, 2000, 128: 917—946.
- [7] FALKOWVICH A I, KHAIN A P, GINIS I. Motion and evolution of binary tropical cyclones in a coupled atmosphere-ocean numerical model[J]. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 1345—1363.
- [8] CHAN J C-L, DUAN Y, SHAY L K. Tropical cyclone intensity changes from a simple ocean-atmosphere coupled model[J]. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 154—172.
- [9] BENDER M A, KURIHARA Y. Numerical simulations of hurricane ocean interaction with a high resolution coupled model[J]. *J Geophys Res*, 1993, 98: 23245—23263.
- [10] MALKUS J S, RIEHLH. On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes[J]. *Tellus*, 1960(12): 1—20.
- [11] ANTHES R A. Tropical cyclones—Their evolution, structure, and effects[J]. *Meteor Monogr*, 1982, 19(41): 208.
- [12] FRANK W M. A composite analysis of the core of a mature hurricane[J]. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 2401—2420.
- [13] MILLER B I. On the maximum intensity of hurricanes[J]. *J Meteor*, 1958, 15: 184—195.
- [14] HOLLIDAY C R, THOMPSON A H. Climatological characteristics of rapidly intensifying typhoons[J]. *Mon Wea Rev*, 1979, 107: 1022—1034.
- [15] NYOUMURA Y, YAMASHITA H. On the central pressure change of tropical cyclones as a function of sea surface temperature and land effect[J]. *Geophys Mag*, 1984, 41: 45—59.
- [16] EMANUEL K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance[J]. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 585—604.
- [17] EMANUEL K A. The maximum intensity of hurricanes[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1143—1155.
- [18] MERRILL R T. An experiment in statistical prediction of tropical cyclone intensity change[M]. NOAA Tech Memo NWS NHC—34, 34.
- [19] MERRILL R T. Environmental influences on hurricane intensification[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1678—1687.
- [20] DEMARIA M, KAPLAN J. Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones[J]. *J Climate*, 1994, 7: 1325—1334.
- [21] 袁子鹏, 张立祥. 黄海、渤海登陆热带气旋活动的统计分析[J]. *气象*, 2005, 31(6): 39—42.
- [22] 袁子鹏, 王元, 陈艳秋, 等. 高空急流对黄渤海登陆热带气旋三维运动结构的影响[J]. *气象*, 2006, 32(5): 3—19.
- [23] LEIPPER O F. Observed ocean condition and hurricane Hilda[J]. *J Atmos Sci*, 1967, 24: 182—196.
- [24] BLACK P G, WITHEE G. The effect of hurricane Eloise on the Gulf of Mexico[C]//Proc, Second Conf, Ocean-atmosphere interactions, Abstract in Bull. Seattle: Amer Meteor Soc, 1976: 57—139.
- [25] GEISLER J E. Linear theory of the response of a two layer ocean to a moving hurricane[J]. *Geophys Fluid Dyn*, 1970, 1: 249—272.
- [26] SUGINOHARA N. Response of a two-layer ocean to typhoon passage in the western boundary region[J]. *J Oceanogr Soc Japan*, 1973, 29: 236—250.
- [27] ELSBERRY R, FRAIM T, TRAPNELL R Jr. A mixed layer model of the oceanic thermal response to hurricanes[J]. *J Geophys Res*, 1976, 81: 1153—1162.
- [28] SIMON W C, RICHARD A. A numerical simulations of the ocean's nonlinear, baroclinic response to translating hurricanes[J]. *J Phys Oceanogr*, 1978, 8: 468—480.
- [29] 王宗山, 李繁华, 龚滨, 等. 黄、渤海水温垂直结构数值预报方法的研究: II. 二维数值预报模式[J]. *海洋学报*, 1991, 13(4): 458—474.

- [30] 高郭平, 鲍献文, 李磊, 等. 黄、渤海表层海温对台风过程响应数值试验[J]. 青岛海洋大学学报, 2001, 21(2): 165—172.
- [31] 白彬人, 宋家喜. 中国近海沿岸海温多时间尺度变率及影响其变化的天气气候因素[J]. 海洋预报, 2005, 22(4): 78—88.
- [32] 战淑芸. 温带气旋[M]//苏纪兰, 袁业立. 中国近海水文. 北京: 海洋出版社, 2005: 86—91.
- [33] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法[M]. 北京: 气象出版社, 2000: 35—139.
- [34] VELDEN C S, LESLIE L M. The basic relationship between tropical cyclone intensity and the depth of the environmental steering layer in the Australian region[J]. Weather Forecas, 1991(6): 244—53.
- [35] NORTH G R T, CAHALAN B R, MOENG F J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function[J]. Mon Wea Rev, 1982, 110: 699—706.
- [36] 丁裕国, 梁建茵, 刘吉峰. EOF/PCA 诊断气象变量场问题的新探讨[J]. 大气科学, 2005, 29(2): 307—313.
- [37] LUKE D W, HOBGOOD J S. The relationship between Sea surface temperatures and maximum intensities of tropical cyclones in the eastern north Pacific Ocean[J]. Journal of Climate, 1997, 10(11): 2921—2930.
- [38] GIBBONS J D. Nonparametric Statistical Inference[M]. Dekker. New York: Marcel, 1985: 44—46.
- [39] 程子峰, 徐富春. 环境数据统计分析基础理论[M]. 北京: 化工出版社, 2006: 32.
- [40] JUDGE G G, HILL R C, GRIFFITHS W E, et al. Introduction to the Theory and Practice of Econometrics[M]. New York: Wiley, 1988: 46.

## The impact of SST on the track and intensity of landing tropical cyclones from Huanghai Sea and Bohai Sea

CHEN Yan-qi<sup>1,2</sup>, YUAN Zi-peng<sup>1,2</sup>, WANG Yuan<sup>1</sup>

(1. Shenyang Central Meteorological Observatory, Shenyang 110016, China; 2. The Department of Atmosphere Sciences, Nanjing University, Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather, the Ministry of Education, Nanjing 210093, China)

**Abstract:** Based on the annual TC dataset of CMA and OI data of SST of NCEP, by using EOF and Probability Analysis, the space-time distribution characteristics of the SST linked with the tropical cyclones landing from Huanghai Sea and Bohai Sea are explored. The probability of reaching Maximum Potential Intensity (MPI) of these storms is calculated. The results indicate, the obvious positive anomaly ( $>1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) of SST in Huanghai Sea and Bohai Sea are essential condition for north track of the TCs. Before every TC moving across the two seas, the SST anomaly of a key region is going up. Only 30% of the storms can reach to 50% of their MPI, and only 1% can reach to 80%.

**Key words:** SST; TC; EOF; MPI; probability analysis