中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 12 期: 2086 ~ 2098
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

热带气旋年潜在影响力指数

尹宜舟[①*], 罗勇[①], 肖风劲[②], 郎咸梅[③]

① 清华大学地球系统科学研究中心, 北京 100084;
② 中国气象局国家气候中心, 北京 100081;
③ 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029
* E-mail: ship2001691@sohu.com

收稿日期: 2012-07-18; 接受日期: 2013-04-20; 网络版发表日期: 2013-11-26
国家"十一五"科技支撑项目(编号: 2007BAC29B05)、中国科学院创新重要方向项目(编号: KZCX2-YW-Q03-3)资助

摘要 研究了热带气旋年潜在影响力指数(YTCPI)与我国热带气旋活动、灾害损失以及主要背景场的关系, 结果表明, 1971~2010 年, 登陆我国以及在 24 h 警戒线内活动的热带气旋频数与 YTCPI 的相关系数分别为 0.58 和 0.56(显著性水平达到 99.9%以上), 一年中热带气旋活动点次和平均风速的乘积以及参考目前常用的热带气旋综合指数定义的平方和指数、立方和指数与 YTCPI 的相关系数分别为 0.75, 0.82 和 0.78, 1994~2009 年修正的直接经济损失与 YTCPI 的相关系数为 0.57(显著性水平达到 95%以上), 这表明 YTCPI 可以反映热带气旋影响我国的活动情况以及潜在影响程度. 1971~2010 年前期冬季平均的海表温度场、850 和 500 hPa 高度场的 EOF 第一模态空间分布型的中心与相应的 YTCPI 高相关区分布较为一致, 且第一模态的时间序列与 YTCPI 指数的相关系数分别为 0.46, 0.44 和 0.4, 显著性水平达到 99%以上, 表明主要环境场的信息能够较好地反映在与 YTCPI 的相关关系之中. 总的来说, YTCPI 作为一个综合指数, 比登陆或影响频数作为预测对象更具优势, 应用价值较高.

关键词
热带气旋
潜在影响力指数
短期气候预测

我国地处西北太平洋西岸, 是受热带气旋影响最为严重的国家之一. 随着经济社会的发展, 沿海各地面对热带气旋的影响显得更为脆弱, 防台减灾形势依然严峻. 庆幸的是随着卫星雷达探测、计算机、信息传递技术的飞速发展以及国际气象组织之间紧密的联系和合作, 使得热带气旋路径、强度以及由其引起的大风和降水等方面的预报水平逐步提高(陈联寿, 2006). 张大林(2005)预言, 随着数值模式的精细化发展以及短期预报可靠度的提高, 在不久的将来, 人们可提前一星期得知台(飓)风的大致路径和强度. 但是, 由于影响其生成和发展的因子甚多以及气候模式的不确定性, 热带气旋短期气候预测水平还有待提高. 人们通过了解热带气旋年际或年代际变化的特征以及影响因子来作为热带气旋短期气候预测的依据(陈光华和黄荣辉, 2006; 王会军等, 2006a). 与此同时, 热带气旋短期气候预测的工具由简单的数学模型发展到了动力模式预测, 但是动力模式预测还不能完全用于业务应用, 这取决于各国的经济

中文引用格式: 尹宜舟, 罗勇, 肖风劲, 等. 热带气旋年潜在影响力指数. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 2086–2098
英文引用格式: Yin Y Z, Luo Y, Xiao F J, et al. Yearly tropical cyclone potential impact index in China. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4765-4

发展水平以及模式预测结果的准确度. 因此目前主要预测方法还是以统计为主, 兼与动力预测相结合(王会军等, 2006a).

在热带气旋统计预测方面的发展, 传统的主要是基于两个方面, 一是尝试采用不同的数学预测方法, 如逐步回归、最优子集回归、泊松回归、投影追踪技术和神经网络模型等(Chan 等, 2001; McDonnell 和 Holbrook, 2004; 上海台风所, 2007; Chu 等, 2007; 尹宜舟等, 2010; Kim 等, 2010; 应明等, 2011); 另一方面研究新的预测因子, 且被应用至预测模型中, 如北太平洋海冰(范可, 2007a, 2007b)、涛动指数(Ho 等, 2005; 王会军等, 2006b, 2007a; Choi 等, 2010)等. 同时也有分析新的影响因子, 但暂未应用于预测模型中, 如亚洲-太平洋涛动(周波涛等, 2008; 邹燕等, 2009a, 2011), 澳大利亚东侧海温(周波涛和崔绚, 2010)等. 上述预测或研究对象均为热带气旋活动的频数, 近年来预测对象的改变也是热带气旋统计预测发展的一个方向. 如将预测对象变更为热带气旋频数的年际增量(Fan 和 Wang, 2009; Fan, 2009), 这反映出了热带气旋频数的年际变化特征. 也有将有关热带气旋的综合指数作为预测对象, 如累积气旋能量指数(Accumulated Cyclone Energy, ACE), 包括大西洋、太平洋以及澳大利亚海域发生发展的热带气旋的 ACE(http://tropicalstormrisk.com/). ACE 的预测结果可以反映出未来一段时间里, 这些海域发生发展的热带气旋综合情况, 但是其难以反映热带气旋对某一国家或地区的影响状况.

随着气候模式的发展, 热带气旋活动的动力预测也成为可能. 早在 20 世纪 80 年代就有人利用气候模式对热带气旋季节活动进行预测(Bengtsson 等, 1982), 但是早期的气候模式分辨率比较低, 进行动力预测还只停留在理论阶段. 进入 21 世纪以后, 气候模式分辨率大幅度提高, 其被广泛地应用到来对热带气旋活动的预测, 但总的来说, 主要有两种方法, 一种是利用气候模式预测的与热带气旋活动有关的大尺度环流场来分析可能的热带气旋频数或趋势(王会军等, 2006a; Broccoli 和 Manabe, 1990; Wu 和 Lan, 1992; Ward, 1995; DeMaria 等, 2001; 王会军等, 2007b; 郎咸梅和王会军, 2008; Sun 和 Ahn, 2011; 孙建奇和陈活泼, 2011), 另一种就是鉴别出模式输出结果中类似的热带气旋结构(Vitart 和 Stockdale, 2001; Matsuura 等, 2003; Landman 等, 2005; Knutson 等, 2007; 苏志重等, 2010; 沈新勇等, 2010). 但是现阶段的气候模式对于热带气旋一些重要的特征还是不能充分地描述, 如眼区结构, 有时候为了得到适当的热带气旋数目, 热带气旋的定义标准被放宽, 这也使得结果难以使人信服(Caron 和 Jones, 2007; 赵宗慈和江滢, 2010). 虽然大部分国家或地区仍然是采用统计方法, 但是利用气候模式进行动力预测是趋势所在(Camargo 等, 2007), 相信随着气候模式分辨率及模式精度的提高和发展, 会有更多的国家或地区采用动力预测模式并与统计方法相结合.

综上可以看出, 热带气旋动力预测还有待发展, 而传统的热带气旋短期气候预测对象主要是以频数为主. 而以频数为主具有很大的局限性, 一方面是频数所包含的信息不够全面, 无法了解热带气旋可能带来的综合影响; 另一方面登陆或影响频数的年际间差值不是很大, 尤其是对于省级行政区. 尹宜舟等(2011a, 2011b)提出了热带气旋潜在影响力指数(TCPI), 该指数综合了热带气旋对某地区影响的频数、强度、范围和持续时间等因素. 若利用前期影响因子对当年我国年 TCPI 指数(YTCPI)进行预测, 则可以了解热带气旋对我国潜在影响的程度, 这比频数预测显得更为全面, 同时也克服了 ACE 等综合指数的限制. 本文将重点考察 YTCPI 指数与我国热带气旋活动、灾害损失的关系, 且对比探讨登陆我国的热带气旋频数(LFT)、24 h 警戒线内活动的热带气旋频数(24 HT)以及 YTCPI 作为预测对象与主要环境场的相关关系.

1 数据来源及指数简介

1.1 数据来源

本文所使用的热带气旋资料为中国气象局上海台风所最佳路径资料(http://www.typhoon.gov.cn/data/detail.php?id=33&type=5), 包括 6 h 一次的中心位置、中心附近最大平均风速等, 由于早期的热带气旋资料存在较大的不确定性(邹燕等, 2009b, 2009c), 因此本文中分析时段选为 1971~2010 年. 月平均海表温度资料来自于 NOAA 重建资料(http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.ersst.html), 月平均高度场资料为 NCEP 全球客观再分析资料(http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html), 海温

资料分辨率为 2°×2°, 高度场资料分辨率为 2.5°×2.5°. 热带气旋直接经济损失(LOSS)资料取自于《中国气象灾害年鉴》或《全国气候影响评价》. 由于物价等的变动, 年际间的 LOSS 资料没有可比性, 而中国统计年鉴(2010)提供了各年相对于 1978 年(1978 年数值为 100)的商品零售价格指数, 因此将热带气旋造成的 LOSS 除以当年的商品零售价格指数, 这样就得到了具有可比性的损失资料, 即修正的 LOSS(MLOSS).

1.2 TCPI/YTCPI 指数简介

对于单个热带气旋过程, TCPI 指数定义公式为

$$\mathrm{TCPI}=\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}b_j(a_j\bar{v}_i)^2, \tag{1}$$

其中, i=1,…, N, 表示某次热带气旋过程对某地区(面状)影响的次数(以每 6 h 作一次统计), j=1,…, M, 表示热带气旋不同的影响区域, 即在不同的区域热带气旋的影响强度有差别, 以系数 a 为权重; $\bar{v}_i$ 为该次平均的热带气旋中心附近最大平均风速; b 表示某地区受热带气旋影响的面积权重, 若该地区完全在热带气旋某影响区域内, 则 b 为 1, 若部分在, 则依影响范围, b 取值在 0~1, 若不在, 则 b 取值为 0. 若将该地区各年热带气旋过程中的 TCPI 进行累加, 得到年 TCPI 指数(YTCPI), 利用此指数可以分析该地区受热带气旋潜在影响的年际变化特征.

如果以全国为研究单位, (1)式可以变换为另外一种形式:

$$\mathrm{TCPI}=\frac{1}{S}\left[\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}b_{1j}(a_j\bar{v}_i)^2+\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}b_{2j}(a_j\bar{v}_i)^2+\ldots+\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}b_{kj}(a_j\bar{v}_i)^2\right]. \tag{2}$$

定义

$$\mathrm{TCPI}_k=\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}b_{kj}(a_j\bar{v}_i)^2. \tag{3}$$

其中 k=1, 2,…, K, 则

$$\mathrm{TCPI}=\frac{1}{S}(\mathrm{TCPI}_1+\mathrm{TCPI}_2+\cdots\mathrm{TCPI}_K). \tag{4}$$

式中, S 表示全国的面积, 而 b_{1j} 表示第一个省份在第 j 个影响区域内的面积, 而不是面积权重了, 共有 K 个省份, 其他参数同式(1), 这样就可以看出 TCPI 在全国各省的分配情况. 如(3)式所示, 称 TCPI_k 为某省的贡献值, 将 TCPI_k 与 S 的比值称为该省的相对贡献值.

在计算中, 以间隔 0.1°在我国行政范围内(不包括海洋)取点, 共得到 95950 个点, 同时得到每个省级行政区域内的点数, 如福建省共有 1108 个点. 为了计算方便, 式(2)中的 S 以 95950 个点来表示, 各省份的面积同样以省份内相应的点数来表示. 如图 1 为 2006 年“桑美”登陆我国时的 6 h 路径段, 此时其平均强度为 52.5 m s^{-1}, 则按照文献(尹宜舟等, 2011a), 其潜在影响范围为以此 6 h 线段为中心向外拓展 5°以及以两端点为中心 5°为半径扫描而得到的类椭圆区域(即图 1 中最外围点圈). 相应地, 式(2)中 M 取值为 5, 以 1°为间隔分别得到 4 个点圈, 最内层点圈内所覆盖区域强度权重系数 a 取值为 1, 由此向外推, 点圈间的区域 a 取值分别为 4/5, 3/5, 2/5, 1/5. 可以看出各强度权重区域内均有福建省的点, 则式(2)中福建省的 b 系数分别为该省在相应强度权重区域内的点数, 其他省类同. 更多信息详见相关文献(尹宜舟等, 2011a, 2011b).

2 结果分析

2.1 YTCPI 与我国热带气旋活动

1971~2010 年, 平均每年有 8.8 个热带气旋在我国登陆(LFT), 在 24 h 警戒线内活动的热带气旋(24 HT)平均每年有 14.95 个. 在此期间, 我国 YTCPI 指数平均值为 321.41, 其与 LFT 以及 24 HT 相关系数分别为

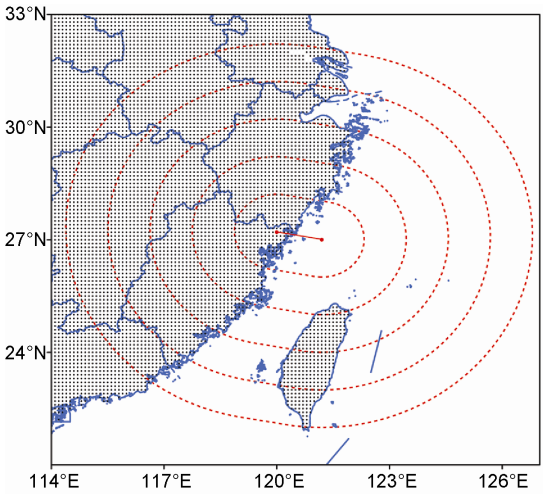

图 1 计算方法示意图

中央实线段为“桑美”登陆时的 6 h 线段, 点圈为不同的影响区域, 我国陆地以 0.1°取点

0.58 和 0.56, 均超过了 99.9%的信度检验, 且从图 2 可以看出 YTCPI 与 LFT 线性变化趋势基本一致, 而与 24 HT 相比略平缓. 总的来说, YTCPI 的变化基本上能够反映出影响或登陆我国的热带气旋频数的变化特征. 但是 YTCPI 的计算不仅考虑了频数的信息, 而且将强度因素也考虑在内, 因此, 下面我们将进一步分析 YTCPI 所能反映的更多信息.

继续考察图 2, LFT 在 1981 和 1982 年出现明显的反位相变化, 而此时的 YTCPI 变化不大; 在 1998 年, YTCPI 为此 40 年的极小值, LFT 同样也处于较小值时期, 而在 1982 年, LFT 处于 40 年来的极小值, 但 YTCPI 值却并不是很小. 不难发现这两年均受到强度较大的厄尔尼诺事件影响, LFT 较少, 但是 YTCPI 变化不同; 2005 和 2008 年, LFT 变化不大, 而 YTCPI 出现较大的增幅. 对于 24 HT 也表现出上述类似的特征, 在此不再重复. 为了研究这些年间热带气旋具体的活动特征, 我们选取 24 h 警戒线之内海域(简称近海)以及我国陆地上热带气旋活动点(每 6 h 的热带气旋中心位置)为研究对象, 如图 3 所示. 经过统计(表 1), 1981 年我国陆地上热带气旋活动的点数是 1982 年的 3 倍左右, 年平均风速相差不大; 在近海, 虽然 1981 年的点数比 1982 年多 1/4 左右, 但是其平均风速明显小于 1982 年; 因此, 虽然 1981 年的热带气旋活动总点数大, 但是其平均风速明显偏小, 1982 年总点数小, 但是其平均风速却比较大, 因而 YTCPI 变化不大. 1998 年表现出点数偏小, 陆地上的平均风速比 1982 年大, 但近海上的平均风速比 1982 年偏小很多; 综合来说, 1998 年的总点数以及平均风速均比 1982 年小, 因而两者的 YTCPI 相差较大. 2005 年由于近海热带气旋活动点次较少, 但是其平均风速偏大, 使得 YTCPI 值较大, 而 2008 年的总点次接近于平均水平, 但是其平均风速较大, 也同样使得 YTCPI 值较大.

每年影响我国的热带气旋基本活动特征可能不一样, 其主要受频数、强度以及持续时间三个参数影响较大, 从上面的分析可以看出, 不能单从某一个参数来判定热带气旋的潜在影响, 需要综合分析这三个参数. 表 1 中的总点次可以反映频数以及持续时间, 平均风速可以反映强度, 因而总点次与平均风速的乘积则在一定程度上反映出热带气旋的综合影响. 计算发现 1971~2010 年该乘积与 YTCPI 的相关系数达到 0.75, 相关程度极高, 表明 YTCPI 可以反映出这三个参数的综合特征. 不但如此, YTCPI 的计算过程

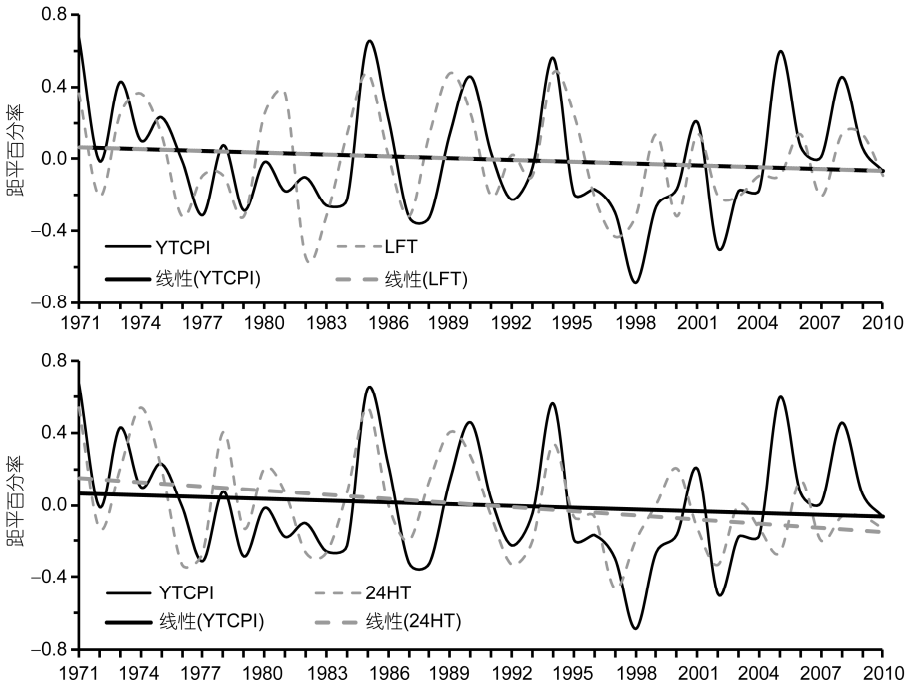

图 2　1971~2010 年 YTCPI 与 LFT, 24 HT 距平百分率

相对于 1971~2010 年平均值

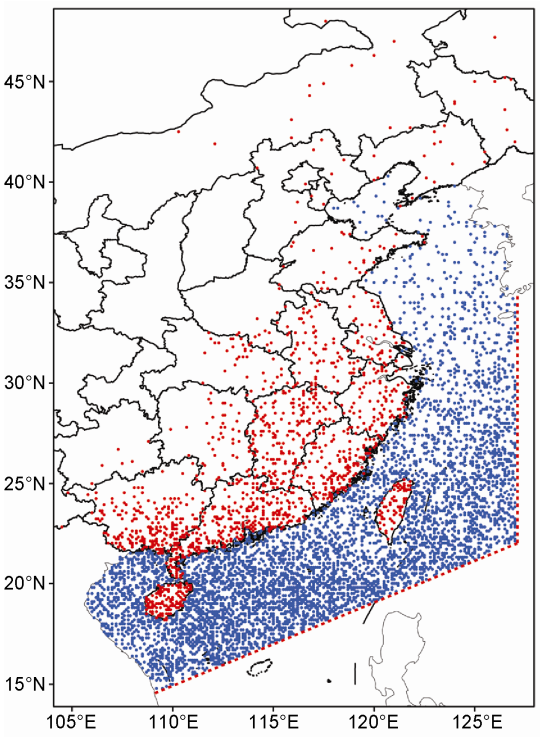

图 3　1971~2010 年我国陆地及近海热带气旋活动点
红点为陆地上点, 蓝点为海洋上点, 红色虚线为 24 h 警戒线

中还考虑了影响范围, 因而其可以应用于沿海各省份的热带气旋活动特征分析.

一些学者提出了有关热带气旋影响的综合指数, 如飓风(或热带气旋)破坏潜力(HDP 或 TDP)(Gray 等, 1990, 1992)、累积气旋能量指数(ACE)(Bell 等, 2000)、潜在破坏力指数(PDI)(Emanuel, 2005), 这些指数定义为热带气旋中心附近最大平均风速在生命史中的平方和或者立方的积分. 国内有学者采用了这些指数进行了相应的分析讨论(邹燕等, 2009b; 王小玲和任福民, 2008; 朱志存等, 2012), 本文也将借鉴这些指数进行分析比较. 这三个指数计算的时间范围涵盖了热带气旋的发生发展和消亡, 且应用于太平洋或大西洋等大范围内的热带气旋活动方面较多. 为了使得分析更具有针对性, 我们研究范围定在 24 h 警戒线及我国陆地范围内, 时间上选为在研究范围内热带气旋活动的时次. 在研究中, 可能会有热带气旋在某时刻进入研究范围, 而在某个时刻又退出研究范围, 而后又进入研究范围之内等比较复杂的情况, 因此可能会出现时间的不连续性, 上述三个指数的计算则显得不适用. 为此, 参照这三个指数的定义, 我们对计算方案进行了调整, 即每一年的指数值为在 24 h 警戒线内活动或在我国陆地上活动的热带气旋点次(6 h 一次)对应的中心附近最大平均风速的平方和(定义为对比指数 1, CI-1)以及立方和(定义为对比指数 2, CI-2). 如表 2 所示, 1971~2010 年 YTCPI 与 CI-1 和 CI-2 相关系数分别为 0.82 和 0.78, 相关系数极高. 对比 YTCPI, CI-1, CI-2 与 LFT 间的相关系数, 可以发现 CI-2 表现较差, 其与 LFT 的相关系数仅为 0.3, 且未通过 95%的信度检验, CI-1 的为 0.46, 通过了 99%的信度检验, 而 YTCPI 的最高, 信度水平达到了 99.9%以上. YTCPI, CI-1, CI-2 与 24 HT 的相关系数均通过了 99.9%的信度检验, 而此时 CI-1 的最大, YTCPI 次之, CI-2 最小. 相关系数间的差异, 一方面可能与 YTCPI 更关注于热带气旋对我国陆地的影响(图 1), 而不包含近海海域上的影响, CI-1 和 CI-2 则将陆地和近海海域的影响笼统地包括在内, 因而 YTCPI 在与 LFT 间的相关系数更具有优势, 而与 24 HT 的相关系数略偏小于 CI-1; 另一方面可能平方和比立方和更适合于在有关热带气旋对我国影响的研究之中.

表 1　我国陆地及近海热带气旋活动统计 [a)]

年	我国陆地		我国近海		我国陆地+我国近海	
	年点数	年平均风速	年点数	年平均风速	总点数	风速平均
1981	61	14.33	162	22.93	223	20.58
1982	21	14.48	130	30.05	151	27.88
1998	13	17.38	96	20.76	109	20.36
2005	50	20.26	88	33.27	138	28.56
2008	53	19.92	121	29.17	174	26.35
40 年平均	38.9	17.09	139.5	25.9	178.4	23.94

a) 40 年平均为 1971~2010 年平均, 风速单位: m s^{-1}

表 2　1971~2010 年有关指数与 LFT, 24 HT 相关系数对比

	YTCPI	CI-1	CI-2
YTCPI	–	–	–
CI-1	0.82	–	–
CI-2	0.78	–	–
LFT	0.58	0.46	0.30
24 HT	0.56	0.64	0.50

2.2　YTCPI 与热带气旋灾害损失

YTCPI 指数反映的是热带气旋在某一年对某地区的潜在影响程度, 数值越大则表明潜在影响越大, 即造成的损失可能越大, 因此可以通过分析过去的 YTCPI 指数与相应的热带气旋灾害损失之间的关系来检验 YTCPI 指数的可应用性.

1994~2009 年, 我们共收集到有直接经济损失记录(LOSS)的热带气旋样本共 114 个, 由于中国台湾的 LOSS 暂缺, 在分析 TCPI 或 YTCPI 与 LOSS 的关系时将剔除掉中国台湾的 TCPI 相对贡献值(本节中 TCPI 与 YTCPI 均经过如此处理), 以使得分析更加合理. 这 114 个热带气旋对应的 TCPI 值与经过修正的直接经济损失(MLOSS)的相关系数为 0.6, 通过了 99.9%的信度检验(相关系数临界值为 0.304), 表明相关程度非常好. 若将这 114 个样本的 TCPI 值以及 LOSS 在各自的年份内分别进行求和, 则得到 1994~2009 年每年的有效 YTCPI 与年 LOSS(之所以称为有效 YTCPI 是因为 YTCPI 不但包括有 LOSS 记录的热带气旋 TCPI 值, 也可能包括没有 LOSS 记录的热带气旋 TCPI 值). 统计发现, 这 16 年间, 有效 YTCPI 与年 MLOSS 之间的相关系数为 0.57, 通过了 95%的信度检验(相关系数临界值为 0.497). 其实可以将 YTCPI 看作为产生 LOSS 的背景, 即在后续的研究中通过预测 YTCPI 值来反映热带气旋可能产生的损失程度, 为此我们也统计了这 16 年间 YTCPI 与年 MLOSS 的相关系数, 其数值同样达到 0.57, 通过 95%的信度检验.

在处理热带气旋样本过程中不可避免地会出现两种情况, 其一是有 LOSS 记录, 但是 TCPI 数值较小. 如图 4 所示, 1994~2009 年有 LOSS 记录的 114 个样本中, TCPI 值基本上分布在 5~65, 5 以下即可以认为是 TCPI 的较小值, 共有 9 个较小值样本(表 3). 这 9 个热带气旋主要可以分为 2 类(图 5), 1 类是通过海南北部以及雷州半岛南部地区(0714, 0905, 0913), 第 2 类是路径末端登陆(0105, 0411, 0602, 0904, 未编号 TC). 0516 号热带气旋虽未在我国登陆, 但是受其外围云系影响, 广东、海南部分地区出现暴雨天气过程, 两省 LOSS 分别为 0.6 和 0.5 亿元. 其二是有 TCPI 数值但是无 LOSS 记录, 1994~2009 年, 共有 75 个样本出现有 TCPI 数值但无 LOSS 记录的情况. 其中 TCPI 值为 5 以下的共 60 个, 从图 6(a)可以看出, 根据路径特征, 这 60 个样本主要可以分为转向、西行、北上三类, 转向类的基本上在离陆地较远的海域出现偏转, 但是由于中心强度较大, 影响范围可以达到陆地; 西行类的热带气旋有的末端接近或登陆, 有的穿过海南及雷州半岛, 这两种路径的热带气旋强度较小, 而经过海南南部海域的热带气旋强度稍偏大, 但离陆地较远; 另外有 3 个北上的热带气旋, 强度较小. TCPI 值在 5 及以上的样本共 15 个, 如图 6(b)所示, 西行的热带气旋强度比图 6(a)的偏大些, 转向的离陆地更近. 这些热带气旋能够产生灾害损失的可能性更大, 特别是 9430, 9514, 9902 三个热带气旋, 其 TCPI 值均在 10 以上(表 4). 据《中国气象灾害大典浙江卷》记载(温克刚, 2006), 9430 号热带气旋给该省带来的经济损失为 1 亿元, 这可能是当时资料搜集遗漏或不够全面而未有记录. 9514 号热带气旋由于其路径是沿着我国海岸线北上, 加之强度较大, 使得累积的 TCPI 值较大. 9902 号热带气旋末端在广东省登陆, 登陆前强度为热带风暴级别, 因而 TCPI 值较大.

有 TCPI 值但无 LOSS 记录的原因有很多, 可能主要有以下几种: (1) 热带气旋确实没有造成灾害损失, 或者损失较小不足以记录; (2) 损失资料搜集整理不够全面, 特别是在早期, 出现遗漏的可能性比较大; (3) 天气系统配置不利于热带气旋带来降水或大风等, 使得其破坏力不强. 结合图 5 我们可以发现, 这些无 LOSS 记录的热带气旋均有造成损失的潜在可能性, 但因为上述某些原因而无记录, 因此我们认为在分析 YTCPI 的过程中可以包括这些热带气旋, 使得 YTCPI 更全面地反映一年中热带气旋的潜在影响能力.

2.3　YTCPI 与主要环境场关系

环境场影响着热带气旋在我国近海及陆地的活动, 为了要对这些活动状况进行短期气候预测, 如一般预测影响或登陆我国的热带气旋频数, 则要先分析环境场与预测对象的基本关系, 找出主要的预测

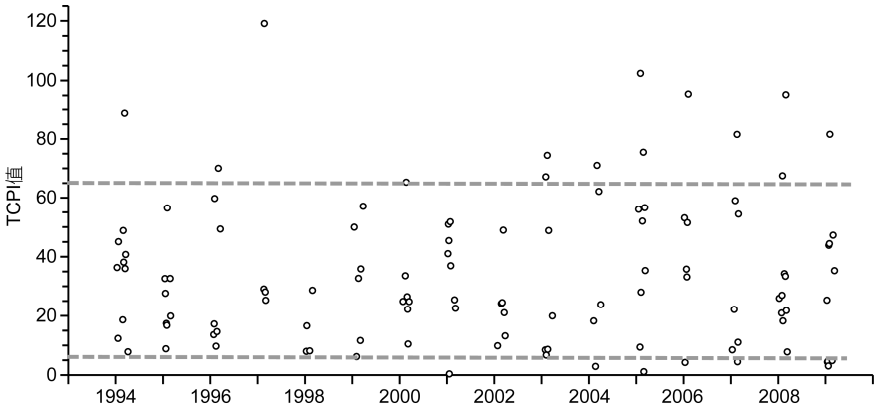

图 4　1994~2009 年有直接经济损失记录的热带气旋 TCPI 值分布

表 3　有 LOSS 记录但 TCPI 值小于 5 的热带气旋样本 [a)]

TC-ID	LOSS	TCPI	TC-ID	LOSS	TCPI	TC-ID	LOSS	TCPI
200105	0.41	0.42	200602	0.3	4.28	200905	0.46	4.68
200411	0.31	2.93	200714	2.09	4.52	无编号*	0.03	3.11
200516	1.1	1.19	200904	0.37	4.45	200913	0.75	4.92

a) TC-ID 指热带气旋编号. *该热带气旋未被编号(下同), 在 2009 年热带气旋资料序列中排第 6. LOSS 单位为(亿元), 当年价格

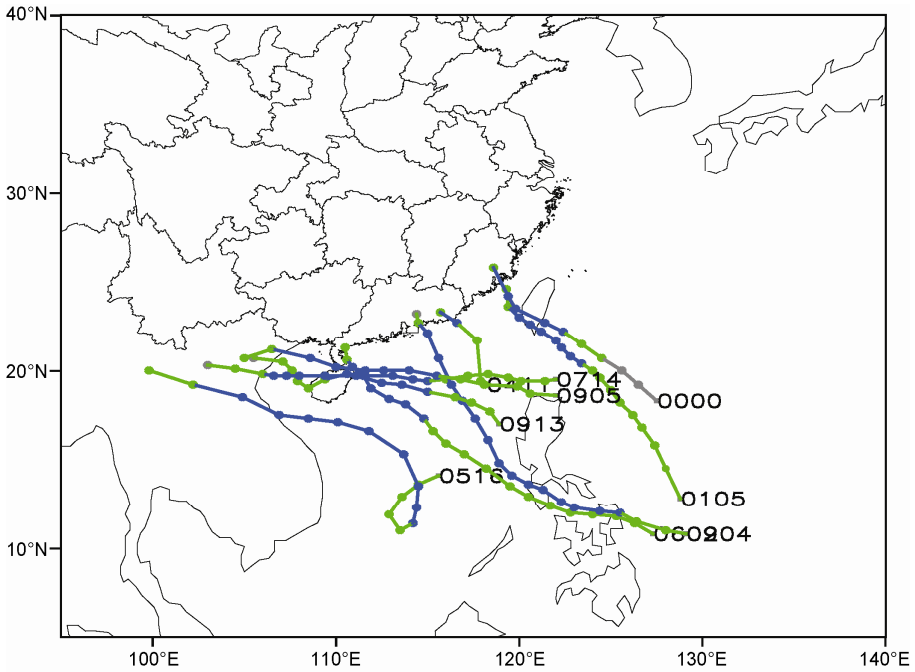

图 5　表 3 中的热带气旋路径

灰色: 未达热带低压强度, 绿色: 热带低压, 蓝色: 热带风暴, 数字表示热带气旋编号, 0000 表示未编号

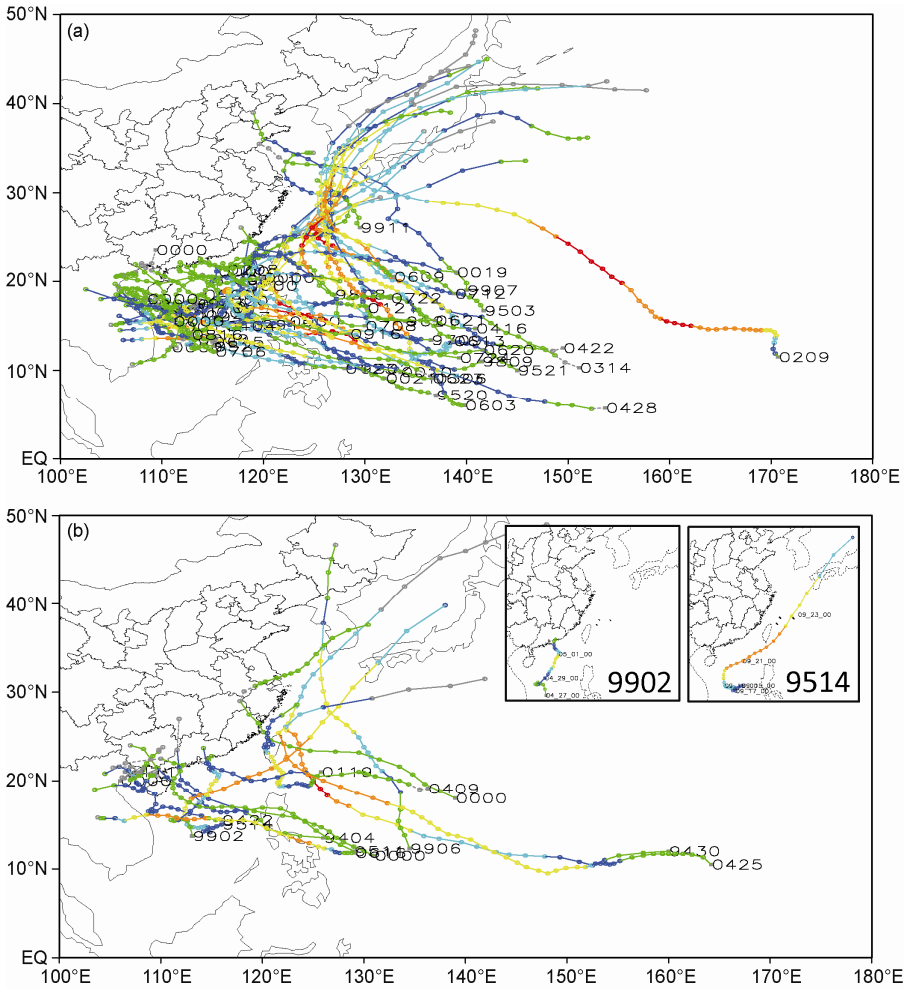

图 6　1994~2009 年有 TCPI 值但无 LOSS 记录的热带气旋路径

(a) TCPI 值小于 5, (b) TCPI 值大于等于 5. 灰色: 未达热带低压强度, 绿色: 热带低压, 蓝色: 热带风暴, 青色: 强热带风暴, 黄色: 台风, 桔黄: 强台风, 红色: 超强台, 数字表示热带气旋编号, 0000 表示未编号

表 4　无 LOSS 记录但 TCPI 值在 5 及以上的热带气旋样本

TC-ID	TCPI	TC-ID	TCPI	TC-ID	TCPI	TC-ID	TCPI
9404	6.01	9430	15.97	9906	6.71	200409	5.95
无编号 a)	6.63	9511	6.16	无编号 b)	6.68	200425	8.56
9411	7.37	9514	11.07	无编号 c)	8.89	200616	5.91
9422	8.52	9902	10.43	200119	8.12		

a) 此热带气旋在 1994 年热带气旋资料序列中排第 11; b) 此热带气旋在 2000 年热带气旋资料序列中排第 8; c) 此热带气旋在 2001 年热带气旋资料序列中排第 9

因子. 研究表明, 登陆我国的热带气旋初旋时间发生在 4~8 月(任福民等, 2007), 而且西北太平洋热带气旋多数发生在 4~12 月(邹燕和赵平, 2011). 我们计算 1971~2010 年热带气旋影响我国的 TCPI 指数时发现, 有 TCPI 数值的热带气旋基本上出现在 4~12 月, 仅在 1975 年出现在 1 月, 为当年第一个热带气旋, 其 TCPI 数值为 2.5, 这与 YTCPI 平均值 321.41 以及 1975 年的 YTCPI 值 395.39 相比甚小, 可以忽略. 因此为了讨论 YTCPI 与环境场的关系, 我们可以将前期冬季(12 月, 1 月, 2 月)环境场作为预测因子, 环境

场主要考虑海表温度(SST), 850 hPa 高度场(HGT850), 500 hPa 高度场(HGT500), 同时我们将对比分析 LFT, 24 HT 与主要环境场的关系.

2.3.1 与 SST 关系分析

SST 是热带气旋发生发展的关键因子之一, 暖的洋面提供了其发展必需的热量和水汽. 图 7 分别给出了 1971~2010 年前期冬季 SST 与当年 YTCPI, LFT, 24 HT 相关系数的空间分布. 与 YTCPI 的高相关区分布在赤道东太平洋以及东北太平洋, 南为负北为正; 与 LFT 的相关系数基本上都没有通过 95%的信度检验; 而与 24 HT 在赤道附近有一条高相关带, 分布在 160°E~100°W 区域, 另一高相关区分布在日本岛东南部海域, 两个高相关区均为负相关. 有趣的是, 图 7(a)和(c)的高相关区分布基本上不同, 即使在赤道东太平洋, 图 7(c)在 120°~80°W, 10°S~2°N 区域是没有通过信度检验的区域, 而在图 7(a)上高相关区基本上覆盖了这一区域. 我们对 1971~2010 年前期冬季平均 SST 进行 EOF 展开(范围: 100°E~70°W, 30°S~60°N), 前四个模态方差贡献率分别为 0.46, 0.11, 0.08, 0.07, 因此第一模态为主模态. 其空间分布如图 7(d)所示, 可以发现为南北正负反位相分布型, 这种分布与图 7(a)的高相关区分布型非常相似, 因此可以认为 YTCPI 与前期冬季 SST 的相关系数的分布基本上反映出了 SST 的主模态分布, 这是 LFT, 24 HT 所不能反映的. SST 第一模态的时间系数与 YTCPI 序列的相关系数为 0.37, 达到了 95%的显著性水平, 且年际变化趋势基本上一致(图略).

2.3.2 与 850 hPa 高度场关系分析

我们同样对 1971~2010 年前期冬季平均的 HGT850 与当年 YTCPI, LFT, 24 HT 进行相关分析, 如图 8 所示. 可以发现, 与 YTCPI 有一负的高相关区带, 基本上覆盖了 30°S~30°N 间的大部分区域, 且向北扩展到 50°N 附近, 向东至 140°W 附近. 这个高相关带所处区域季风活动十分活跃, 特别是在西北太平洋上的季风槽就处于图中的阴影区, 其活动与西北太平洋的热带气旋的发生发展关系十分密切(高建芸, 2007). 另外一个高相关区出现在东北太平洋, 为正相关区. 与 LFT 的高相关区主要分布在 20°S 以北的印度洋以及乌拉尔山附近; 与 24 HT 的同样在 20°S 以北的印度洋有一负的高相关区域, 在南亚大陆、西北太平洋上有三个不连续的负中心.

对 1971~2010 年前期冬季平均的 HGT850 进行 EOF 展开(范围: 20°E~120°W, 40°S~70°N), 前四个模态方差贡献率分别为 0.29, 0.23, 0.11 和 0.07, 可见第一、二模态为其主要模态, 图 8(d)和(e)分别给出了这两个模态特征值的空间分布. 第一模态主要表现为

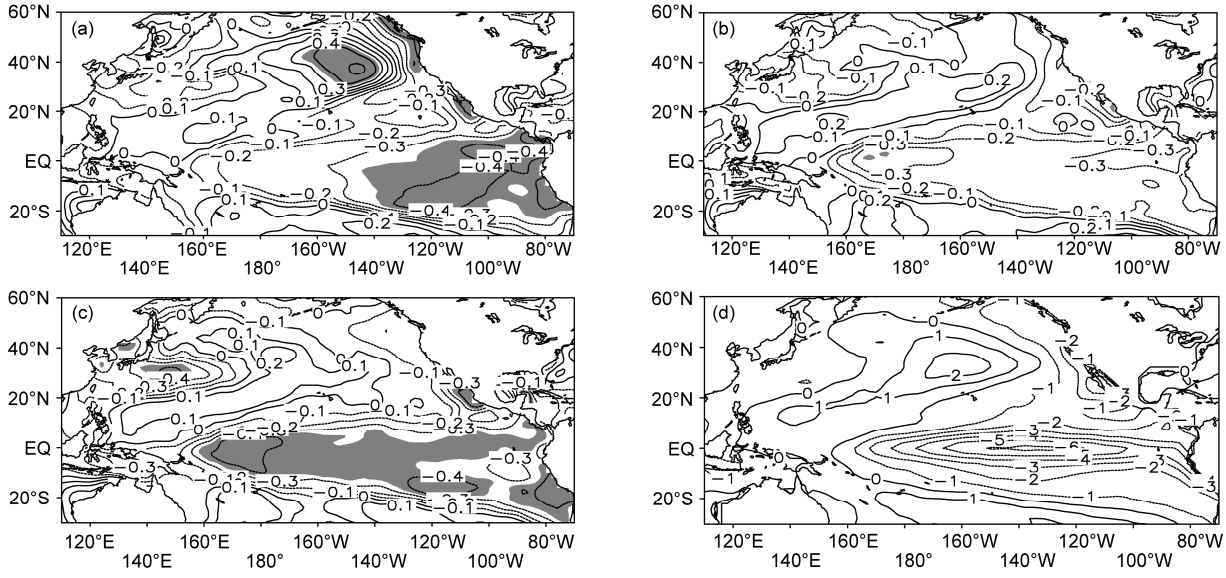

图 7 1971~2010 年前期冬季 SST 与 YTCPI 指数(a)、LFT(b)、24 HT 相关系数空间分布(c)及其 EOF 第一模态空间分布(d)图

图(a)~(c)中阴影表示通过 95%信度检验, 图(d)值放大 100 倍

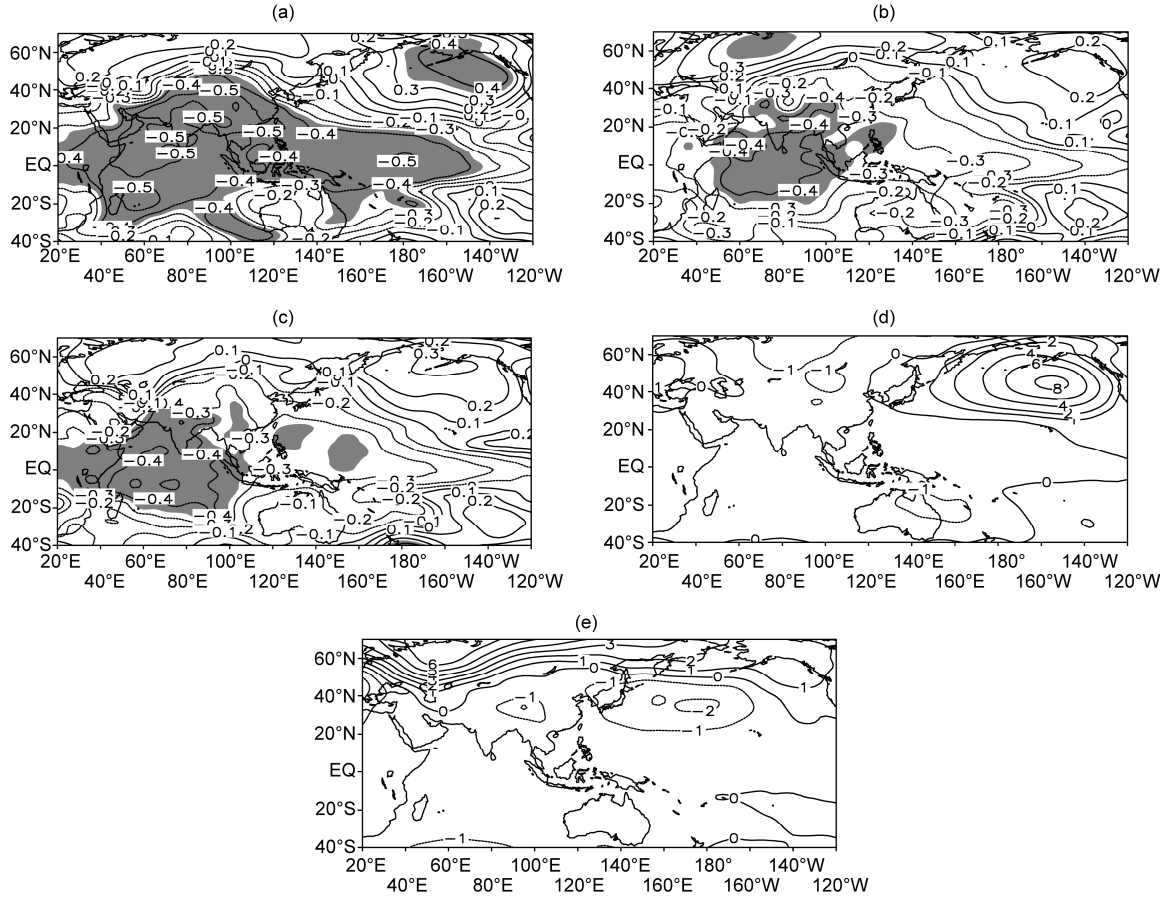

图 8　1971~2010 年前期冬季 850 hPa 高度场与 YTCPI 指数(a)、LFT(b)、24 HT 相关系数空间分布(c)及其 EOF 第一(d)、第二模态空间分布(e)图

图(a)~(c)中阴影表示通过 95%信度检验, 图(d)和(e)值放大 100 倍

东北太平洋上有一正的中心, 此中心与图 8(a)的正高相关区较为接近, 图 8(b)和(c)在此区域均有正的相关中心, 但是都没有通过 95%的信度检验. 第一模态的时间系数与 YTCPI, LFT, 24 HT 的相关系数分别为 0.44, 0.22 和 0.29, YTCPI 通过了 99%的信度检验, 而 LFT 和 24HT 没有通过 95%的信度检验, 由此可见第一模态与 YTCPI 关系更为密切. 从图 8(e)可以看出第二模态空间分布主要表现为 50°N 以北为正位相, 在西北太平洋上有一负位相中心, 这种分布主要反映了中高纬度槽脊的活动, 特别是乌拉尔山附近, 这与图 8(b)上的正高相关区相对应, 在图 8(a)和(c)上对应有未通过信度检验的正相关带. 第二模态的时间系数与 YTCPI, LFT, 24 HT 的相关系数分别为 0.33, 0.35 和 0.28, 只有 24 HT 的未通过 95%的信度检验.

2.3.3　与 500 hPa 高度场关系分析

对比 1971~2010 年前期冬季平均的 HGT500 与当年 YTCPI, LFT, 24 HT 相关系数空间分布(图 9(a)~(c))可以发现, 相关系数的分布型基本一致, 西北太平洋上为南负北正分布, 东亚陆地基本上为负的相关. 对 HGT500 进行 EOF 展开(范围: 60°E~120°W, 0°~70°N), 得到前四个模态的方差贡献率分别为 0.31, 0.18, 0.13 和 0.09. 图 9(d)给出了第一模态特征值的空间分布, 可以发现其分布与上面描述的相关系数分布型较为一致, 且形成三个中心, 分别分布在东北太平洋、中太平洋以及贝加尔湖西侧. 从图 9(a)~(c)高相关中心对应来看, 图 9(a)对应较好, 在东北太平洋及中太平洋上相应地有两个高值中心, 且通过了 99%的信度检验, 这在图 9(b)和(c)上并不明显或不显著; 图 9(a)在陆地上的高相关中心比图 9(d)的

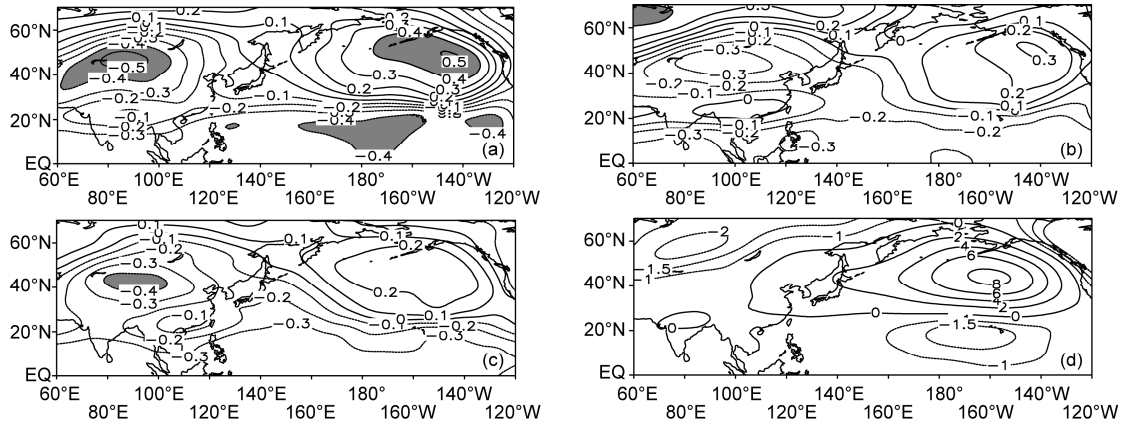

图 9　1971~2010 年前期冬季 500 hPa 高度场与 YTCPI 指数(a)、LFT(b)、24 HT 相关系数空间分布(c)及其 EOF 第一模态空间分布(d)图

图(a)~(c)中阴影表示通过 99%信度检验, 图(d)值放大 100 倍

相对偏南一些, 中心区域数值通过了 99.9%的信度检验(临界相关系数为 0.5). 第一模态的时间系数与相应的 YTCPI, LFT, 24 HT 间的相关系数分别为 0.4, 0.13 和 0.24, 只有与 YTCPI 的相关系数通过了 95%的信度检验, 由此可见, YTCPI 与 HGT500 的相关系数较 LFT, 24 HT 能够更好地体现 HGT500 对与我国有关的热带气旋的影响.

3　结论

热带气旋短期气候预测对象一般是影响或登陆的频数, 局限性比较大, 本文引入热带气旋年潜在影响力指数(YTCPI), 探讨其作为预测对象的可能性. 分析结果表明 YTCPI 指数一方面能够反映与我国有关的热带气旋活动情况, 且基本上能够反映热带气旋对我国的影响程度(以直接经济损失表示); 另一方面与主要环境场(海表温度、850 和 500 hPa 高度场)有较好的相关关系, 各主要环境场的 EOF 第一模态空间分布型的中心与相应的 YTCPI 高相关区分布较为一致, 这是登陆我国或 24 h 警戒线内活动的热带气旋频数作为分析对象难以反映的, 且第一模态的时间序列与 YTCPI 的相关系数分别为 0.46, 0.44 和 0.4, 显著性水平达到 99%以上, 表明主要环境场的信息能够较好地反映在与 YTCPI 的相关关系之中.

YTCPI 作为预测对象潜力较大, 且具有较高的应用价值. 本文只是初步探讨, 环境场如何影响我国 YTCPI 指数以及其他影响因子等还有待进一步深入研究, 最终将建立基于 YTCPI 指数的热带气旋短期气候预测模型, 以期对频数的预测进行有效地补充.

参考文献

陈光华, 黄荣辉. 2006. 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, 21: 610–616
陈联寿. 2006. 热带气旋研究和业务预报技术的发展. 应用气象学报, 17: 672–681
范可. 2007a. 北太平洋海冰, 一个西北太平洋台风生成频次的预测因子. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 851–856
范可. 2007b. 西北太平洋台风生成频次的新预测因子和新预测模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 1260–1266
高建芸. 2007. 西北太平洋季风槽对热带气旋活动的影响及其机理研究. 博士学位论文. 南京: 南京信息工程大学
郎咸梅, 王会军. 2008. 利用气候模式能够预测西北太平洋台风活动的气候背景吗? 科学通报, 53: 1702–1708
任福民, 王小玲, 董文杰, 等. 2007. 登陆中国初、终热带气旋的变化. 气候变化研究进展, 3: 224–228
上海台风所. 2007. STI 热带气旋短期气候预测方法简介. 中国台风网, http://www.typhoon.gov.cn/tfqh/ index.php?type=16
沈新勇, 朱文达, 杜佳, 等. 2010. 2006 年 7~9 月的台风季节预报试验. 气象科学, 30: 676–683

苏志重, 余锦华, 孙丞虎, 等. 2010. IPRC 区域气候模式对西北太平洋热带气旋潜在预测能力的初步检验. 热带气象学报, 26: 165–173
孙建奇, 陈活泼. 2011. DEMETER 耦合气候模式对西北太平洋台风活动及其影响因子的预测效能. 科学通报, 56: 2725–2731
王会军, 郎咸梅, 范可, 等. 2006a. 关于 2006 年西太平洋台风活动频次的气候预测试验. 气候与环境研究, 11: 133–137
王会军, 范可. 2006b. 西北太平洋台风生成频次与南极涛动的关系. 科学通报, 51: 2910–2914
王会军, 孙建奇, 范可. 2007a. 北太平洋涛动与台风和飓风频次的关系研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 966–973
王会军, 范可, 孙建奇, 等. 2007b. 关于西太平洋台风气候变异和预测的若干研究进展. 大气科学, 31: 1076–1081
王小玲, 任福民. 2008. 1951~2004 年登陆我国热带气旋频数和强度的变化. 海洋预报, 25: 65–73
温克刚. 2006. 中国气象灾害大典: 浙江卷. 北京: 气象出版社. 40
尹宜舟, 罗勇, Gemmer M, 等. 2010. 基于 BP 神经网络技术的西北太平洋热带气旋年频数预测. 热带气象学报, 26: 614–619
尹宜舟, 肖风劲, 罗勇, 等. 2011a. 我国热带气旋潜在影响力指数分析. 地理学报, 66: 367–375
尹宜舟. 2011b. 我国热带气旋潜在影响力分析. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院
应明, 杨玉华, 陈葆德, 等. 2011. 近 50 年影响中国热带气旋的气候变化特征. 中国科学: 地球科学, 41: 1352–1364
张大林. 2005. 大气科学的世纪进展与未来展望. 气象学报, 63: 812–824
赵宗慈, 江滢. 2010. 热带气旋与台风气候变化研究进展. 科技导报, 28: 88–96
周波涛, 崔绚, 赵平. 2008. 亚洲-太平洋涛动与西北太平洋热带气旋频数的关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 118–123
周波涛, 崔绚. 2010. 澳大利亚东侧海温: 西北太平洋热带气旋生成频数的预测信号? 科学通报, 55: 3053–3059
朱志存, 尹宜舟, 叶殿秀. 2012. 登陆中国大陆不同区间的热带气旋特征初步分析. 热带气象学报, 28: 41–49
邹燕, 赵平. 2009a. 夏季亚洲-太平洋涛动与中国近海热带气旋活动的关系. 气象学报, 67: 708–715
邹燕, 赵平, 乔林. 2009b. 基于台风年鉴资料的台风风-压公式重建. 热带气象学报, 25: 163–168
邹燕, 赵平. 2009c. 几种台风资料的对比及台风年鉴数据的订正. 热带气象学报, 25: 295–299
邹燕, 赵平. 2011. 秋季亚洲-太平洋涛动与中国近海热带气旋活动的关系. 气象学报, 69: 601–609
Bell G D, Halpert M S, Schnell R C, et al. 2000. Climate assessment for 1999. Bull Amer Meteorl Soc, 81: S1–S50
Bengtsson L, Bottger H, Kanamitsu M. 1982. Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model. Tellus, 34: 440–457
Broccoli A J, Manabe S. 1990. Can existing climate models be used to study anthropogenic changes in tropical cycloneclimate? Geophys Res Lett, 17: 1917–1920
Camargo S J, Barnston A G, Klotzbach P J, et al. 2007. Seasonal tropical cyclone forecasts. WMO Bull, 56: 297–309
Caron L P , Jones C G. 2007. Analysing present, past and future tropical cyclone activity as inferred from an ensemble of coupled global climate models. Tellus A, 2007, 60: 80–96
Chan J C L, Shi J E, Liu K S. 2001. Improvements in the seasonal forecasting of tropical cyclone activity over the western North Pacific. Weather Forecast, 16: 491–498
Choi K S, Moon J Y, Kim D W, et al. 2010. Seasonal prediction of tropical cyclone genesis frequency over the western north Pacific using teleconnection patterns. Theor Appl Climatol, 100: 191–206
Chu P S, Zhao X, Lee C T. 2007. Climate prediction of tropical cyclone activity in the vicinity of Taiwan using the multivariate least absolute deviation regression method. Terr Atmos Ocean Sci, 18: 805–825
DeMaria M, Knaff J A, Connell B H. 2001. A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic. Weather Forecast, 16: 219–233
Emanuel K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. Nature, 436: 686–688
Fan K, Wang H J. 2009a. A new approach to forecasting typhoon frequency over the western north pacific. Weather Forecast, 24: 974–978
Fan K. 2009. Seasonal forecast model for the number of tropical cyclones to make landfall in China. Atmos Ocean Sci Lett, 2: 251–254
Gray W M. 1990. Summary of 1990 Atlantic tropical activity and seasonal forecast verification. Colorado State University, Department of Atmospheric Science. Paper Issued on 28 November 1990, Fort Collins, Colorado. 29
Gray W M, Landsea C W, Mielke P W et al. 1992. Predicting Atlantic seasonal hurricane activity 6–11 months in advance. Weather Forecast, 7: 440–455
Ho C H, Kim J H, Kim H S, et al. 2005. Possibleinfluence of the Antarctic Oscillation on tropical cyclone activityin the western North Pacific. J Geophys Res, 110: D19104
Kim H S, Ho C H, Chub P S, et al. 2010. Seasonal prediction of summertime tropical cyclone activity over the East China Sea using the least absolute deviation regression and the Poisson regression. Int J Climatol, 30: 210–219
Knutson T R, Sirutis J J,Garner S T, et al. 2007. Simulation of the recent multidecadal increase of Atlantic hurricane activity using an 18-km-grid

regional model. Bull Amer Meteor Soc, 2007, 88: 1549–1565

Landman W A, Seth A, Camargo S J. 2005. The effect of regional climate model domain choice on the simulation of tropical cyclone-like vortices in the southwestern Indian Ocean. J Clim, 18: 1263–1274

Matsuura T, Yumoto M, Iizuka S. 2003. A mechanism of interdecadal variability of tropical cyclone activity over the western North Pacific. Clim Dyn, 21: 105–117

McDonnell K A, Holbrook N J. 2004. A poisson regression model of tropical cyclogenesis for the Australian-southwest Pacific Ocean region. Weather Forecast, 2004, 19: 440–455

Sun J Q, Ahn J B. 2011. A GCM-based forecasting model for the landfall of tropical cyclones in China. Adv Atmos Sci, 28: 1049–1055

Vitart F, Stockdale T N. 2001.Seasonal forecasting of tropical storms using coupled GCM integrations. Mon Weather Rev, 2001, 129: 2521–2537

Ward G F A. 1995. Prediction of tropical cyclone formation in terms of sea-surface temperature, vorticity and vertical wind shear. Aust Met Mag, 44: 61–70

Wu G X, Lau N C. 1992. A GCM simulation of the relationship between tropical-storm formation and ENSO. Mon Weather Rev, 120: 958–977