

# 海面温度异常对低纬度Hadley 环流影响的数值试验\*

张光智 郑庆林

(气象科学研究院天气气候研究所)

## 提 要

应用北半球多层初始方程谱模式,在非绝热过程下,取不同的海面温度作数值试验,分别积分24—96小时,分析 $110^{\circ}\text{E}$ 季风通道上的垂直环流变化。结果表明,本模式能够模拟出一次低纬度Hadley环流的转换过程。偏高海温有抑制冷空气南下、维持Hadley反环流的作用;偏低海温有利于冷空气南下,有助于向Hadley正环流的转变。

## 一、引 言

北半球多层初始方程谱模式<sup>[1-3]</sup>经过多年的不断改进,取得了较好的结果。改进后的北半球四层和七层初始方程谱模式使用M-170及M-360计算机,既能用于大量例子的短期和中期数值预报试验,也能用于对一些专门问题进行数值试验研究<sup>[4,1]</sup>。本文就是利用这个模式在非绝热过程下作数值模拟试验的。

低纬度大气环流十分复杂,待研究的问题也很多。在东亚西太平洋区域,低纬度大气环流主要表现为季风环流。近年来的研究表明,东亚季风环流的重要特点是平均在 $110^{\circ}\text{E}$ 附近存在一支Hadley环流。东北季风时期 $110^{\circ}\text{E}$ 为正Hadley环流,夏季风时期为反Hadley环流<sup>[5-7]</sup>。这是东亚季风区的一种特殊现象,这与全球平均Hadley环流是完全不同的。

本文模式中以正常海温和异常海温(偏高及偏低海温)作为下垫面温度,分别积分24—96小时,分析它们的垂直环流的变化,着重讨论在季节性转换时期,海温变化对低纬度Hadley环流的转换及其强弱的影响。这对东亚太平洋地区具有重要的天气意义。

分析 $110^{\circ}\text{E}$ 季风通道上的垂直环流变化说明,本模式能够模拟出一次低纬度环流的转变过程。在偏高海温情形下,有抑制冷空气南下维持Hadley反环流的作用;偏低海温情形下,有利于冷空气南下,有助于向Hadley正环流的转变。

\* 本文于1985年9月4日收到,1985年11月20日收到修改稿。

1) 郑庆林、廖国男,青藏高原的作用对东亚和南亚大气影响的数值模拟试验,尚未发表。

## 二、模式方程组

下面给出北半球七层初始方程谱模式(II)的主要方程组,在热流量方程中考虑了水汽凝结所放出的热量或水汽蒸发所吸收的热量,并考虑了热量的水平扩散过程和热量的垂直扩散过程。在水汽方程中计算了水汽量和水汽的水平扩散和垂直扩散。在运动方程中考虑了地面摩擦和动量的水平扩散过程。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \theta} + \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + f v + \frac{u v}{a} \operatorname{ctg} \theta \\ = \left[ -\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} \right]_P + F^u + \frac{g}{P_*} \frac{\partial \tau^u}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \theta} + \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - f u - \frac{u^2}{a} \operatorname{ctg} \theta \\ = \left[ -\frac{1}{a} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \right]_P + F^v + \frac{g}{P_*} \frac{\partial \tau^v}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (2)$$

$$T = -\frac{\sigma}{R} \cdot \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \theta} \left( \frac{RT}{c_p \sigma} - \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) \dot{\sigma} - \frac{RT}{c_p} \frac{d}{dt} \ln P_* \\ = \frac{L}{c_p} F \delta \frac{\hat{\omega}}{a^2} + Q^R + \hat{Q}^L + F^T + \frac{g}{P_*} \frac{\partial \tau^T}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial q}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial q}{\partial \theta} + \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} = F \delta \frac{\hat{\omega}}{a^2} + F^q \\ + \hat{Q}^q + \frac{g}{P_*} \frac{\partial \tau^q}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{1}{a \sin \theta} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \right] + \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{d}{dt} \ln P_* = 0 \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \ln P_* = - \int_0^1 \left\{ \frac{1}{a \sin \theta} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \right] + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln P_* \right. \\ \left. + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \ln P_* \right\} d\sigma \end{aligned} \quad (7)$$

其中

$$\hat{\omega} = a^2 (\dot{\sigma} / \sigma + \dot{P}_* / P_*), \quad \omega = \sigma P_* \hat{\omega} / a^2$$

$$F = q_s T (LR - c_p R v T) / (c_p R v T^2 + q_s L^2)$$

$$\delta = \begin{cases} r_c & (\hat{\omega} < 0 \text{ 和 } q \geq q_c) \\ 0 & (\hat{\omega} > 0 \text{ 或 } q < q_c) \end{cases}$$

$r_c = q_c / q_s$ ,  $r_c$  为经验系数。

为了突出海温的作用,本文暂不计算辐射  $Q^R$  和对流调整  $\hat{Q}^L$ 、 $\hat{Q}^q$  项,方程中  $F^u$ 、 $F^v$ 、

$F^T$ 、 $F^q$ 为动量、热量和水汽的水平非线性扩散项, 它们采用Smogorisky 的表达式。动量、热量和水汽的垂直扩散项表达式为

$$\begin{aligned} \tau^U &= \begin{cases} -\rho C_D |\mathbf{V}| u & P = P_* \\ \tilde{K} \frac{\partial u}{\partial \sigma} & P < P_* \end{cases} \\ \tau^V &= \begin{cases} -\rho C_D |\mathbf{V}| v & P = P_* \\ \tilde{K} \frac{\partial v}{\partial \sigma} & P < P_* \end{cases} \\ \tau^T &= \begin{cases} -\rho C_D |\mathbf{V}| (T(h_1) - T_*) & P = P_* \\ 0 & P < P_* \end{cases} \\ \tau^q &= \begin{cases} -\rho C_D |\mathbf{V}| [q(h_1) - q_s(T_*)] & P = P_* \\ \tilde{K} \frac{\partial q}{\partial \sigma} & P < P_* \end{cases} \end{aligned}$$

这里 $\sigma = P/P_*$ ,  $P_*$ 为场面气压,  $T_*$ 为下垫面温度,  $q_*$ 为下垫面比湿,  $C_D$ 为拖曳系数。  $h_1$ 取0.97层的高度,  $\tilde{K} = \rho^3 (g/P_*)^2 l^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} |\mathbf{V}|$ ,  $l$ 为混合长。在本文试验中, 为了节省计算量, 将垂直层次改为四层 ( $\sigma = 0.97, 0.7, 0.5$ 及 $0.2$ ), 其他完全同文献[3]。方程(1)和(2)中气压梯度项在等压面上计算。

### 三、下垫面温度中考虑海温的数值试验

通过以下对比试验, 选择较好的模式条件, 以便用来作进一步的数值模拟试验。资料采用华盛顿 ( $5 \times 5^\circ$ ) 客观分析的网格点资料和太平洋区域内 ( $5 \times 5^\circ$ ) 网格点上相应的月平均海温资料。对下列情况作24小时预报的对比试验:

1. 非绝热过程中考虑海温与绝热过程中考虑海温的比较试验。
2. 非绝热情况下, 用各纬圈平均海温作为相应纬圈上各网格点的下垫面温度的试验。
3. 非绝热情况下, 考虑海温并按地形高度考虑拖曳系数的试验。

在上述试验中, 考虑了太平洋区域内的245个网格点上的 $T_*$ 用海温取代, 计算地面摩擦、水汽扩散和热量扩散需用到拖曳系数( $C_D$ )。在平原地区取 $C_D = 1.2 \times 10^{-3}$ , 山地 $C_D = 2 \times 10^{-3}$ , 海洋地区 $C_D = 0.7 \times 10^{-3}$ 。尔后, 在对比试验中则根据不同的地形高度来取 $C_D$ , 参考文献[8]、[9]。若高度低于35米取 $C_D = 1.5 \times 10^{-3}$ , 大于35米而小于500米取 $C_D = 2.0 \times 10^{-3}$ , 大于500米而小于4公里取 $C_D = 3 \times 10^{-3}$ , 大于4公里取 $C_D = 5 \times 10^{-3}$ 。在纬圈 $70^\circ N$ 以北作为结冰地带取 $C_D = 0.26 \times 10^{-3}$ 。

以上试验计算 $\sigma$ 为0.5和0.7层上的高度和温度在半球范围内的均方根误差 $\varepsilon$ 及0.5层上的相关系数 $r$ ,  $r$ 为预报的变高(或变温)与对应的实际变高(或变温)之间的相关系数。此外, 亦计算了每个纬圈上高度和温度的均方根误差及相关系数。误差检查结果见附表。

附表 24小时预报的对比试验的误差检验

项 目		500百帕				700百帕	
		r(%)		e		e	
		H	T	H(位势什米)	T(°C)	H(位势什米)	T(°C)
绝热加海温		77	79	4.56	2.18	3.77	2.45
非绝热加海温		78	80	4.56	2.17	3.71	2.52
非绝热加纬圈平均海温		78	80	4.59	2.15	3.73	2.47
非绝热 加海温	修改 $C_D$	78	80	4.57	2.15	3.68	2.49
	不修改 $C_D$	78	80	4.56	2.17	3.71	2.52

计算得出500百帕高度的惯性误差是6.66 (位势什米), 温度的惯性误差是3.6(°C)。700百帕高度的惯性误差是5.00 (什势什米), 温度的惯性误差是3.54 (°C)。附表结果表明, 模式的预报误差均小于惯性误差。把海温加到非绝热过程下, 效果较好。非绝热过程下, 根据地形高度修改 $C_D$ 比不修改 $C_D$ 时好。尤其在中高纬度地区误差检查的效果更明显, 即同一纬圈上经 $C_D$ 修改的相关系数 $r$ 变大, 均方根误差变小。

#### 四、海温对低纬度Hadley环流的影响试验

通过上述的各项对比试验, 我们选择在模式中采用非绝热条件下加海温并且修改拖曳系数的方案进行如下四种情形的模拟试验:

- (1) 正常海温情形: 太平洋地区的 $T_*$ 用海温表示。
- (2) 无海洋影响的情形: 下垫面温度中不考虑海温。
- (3) “异常”偏冷海温情形: 太平洋地区各网格点上的海温均比正常海温时低5°C。
- (4) “异常”偏暖海温情形: 太平洋地区各网格点上的海温均比正常海温时高5°C。

##### 1. 正常海温情形下低纬度大气环流的特征

图1给出了以1979年10月16日作初始场, 积分12小时后的110°E经圈垂直环流图。由图可见, 在110°E上的经圈环流是一个典型的Hadley反环流, 反环流中心约在25—30°N附近, 低空盛行南风气流。这支气流从赤道出发, 一边北上, 一边上升, 到35°N附近爬升到500百帕附近转为北风, 这就是所谓110°E上的东亚夏季风气流。图1同近来许多工作给出的平均夏季风气流十分符合<sup>[5-6]</sup>, 因此具有一定的代表性。

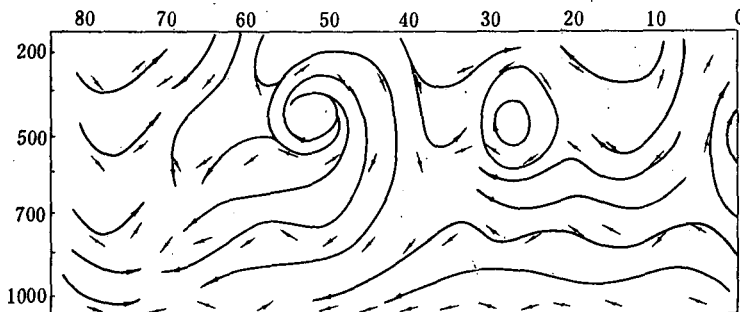


图1 正常海温下积分12小时后110°E垂直环流

纵坐标为等压面(单位为百帕), 横坐标为纬度, 箭头表示经向风( $V$ )与铅直方向风的合成方向(单位为度), 合成时 $\omega$ 扩大 $10^3$ 百帕/秒(下同)

为了观察环流的演变情形, 我们将模式的 $T_*$ 中加进正常海温, 进行24小时至96小时积分。图2给出积分24小时的情形。由图可见, 24小时后, 低空偏南气流仍清晰可见。与图1不同的是, 南风推进的北界只到达 $30-35^{\circ}\text{N}$ , 反Hadley环流中心由 $25-30^{\circ}\text{N}$ 南退到 $20-25^{\circ}\text{N}$ , 中心高度有所升高, 环流减弱。

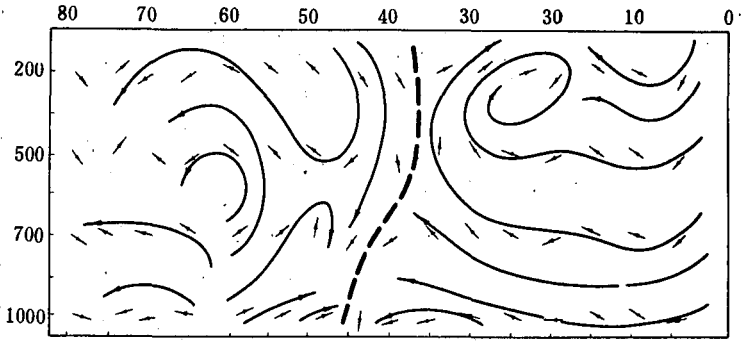


图2 正常海温下积分24小时 $110^{\circ}\text{E}$ 垂直环流

图3给出积分48小时的情形。由图可见,  $110^{\circ}\text{E}$ 南风气流尚能推进到 $25^{\circ}\text{N}$ 附近, 上升分量大为减小, Hadley环流的中心在赤道以北地区已经很难辨认。但作为Hadley环流的基本组成部分,  $110^{\circ}\text{E}$ 的南风气流仍然维持。

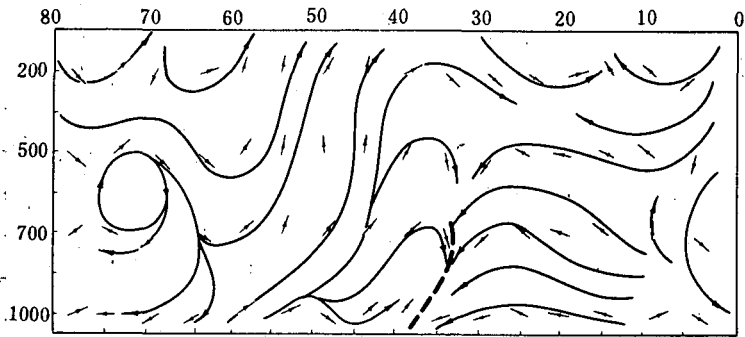


图3 正常海温下积分48小时 $110^{\circ}\text{E}$ 垂直环流

图4给出积分72小时的情形。由图清楚看到, 这时的低纬度环流形势发生了转折性的变化, 原来的反Hadley环流转变成正Hadley环流, 并控制了整个低纬度地区, 两个中心分别在 $10^{\circ}\text{N}$ 和 $25^{\circ}\text{N}$ 附近, 正Hadley环流的低空部分是北风下沉气流。不难理解, 反环流到正环流的“突变”, 正反映了低空南风上升气流向北风下沉气流的转变。模式初值使用了10月中旬资料, 是有天气意义的, 它反映了夏季风南退、东北季风来临时期低纬度环流的短期变化。这种季节环流变化是在多次反复的短期过程中逐步完成的。

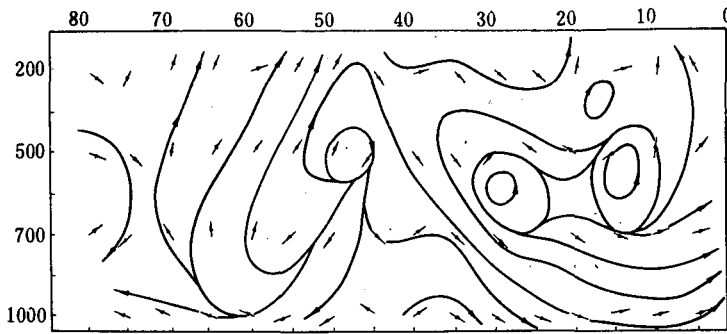


图4 正常海温下积分72小时110°E垂直环流

由以上的数值试验表明,在加入正常海温的情况下,模式能够预报出10月中旬大气环流季节转换时期,110°E上Hadley季风环流从反环流向正环流的转变过程,即能够模拟出东亚秋冬寒潮天气过程。

## 2. 无海洋影响的低纬度环流特征

用上述同一方法,使用同一初始场,下垫面温度中不考虑海温,同样积分24至96小时。结果表明,无海洋影响时,积分到72小时,低纬度地区的环流与常见的平均状况差异较大。

积分96小时后, Hadley正环流却很清楚,这表明不加海温也能在一定程度上模拟出一支由反环流向正环流的转变。与正常海温情形相比,无海温时 Hadley环流后部(南方)上升运动加大,而下沉运动减弱。在其前方(北方)下沉运动加强。这种作用使北方冷空气利于南下,而赤道附近气流抬升加强,中低纬度地区冷暖对比加剧,天气过程也会加剧。这样模拟出的结果不能令人满意,与实际不甚符合。

## 3. “异常”偏冷海温情形下低纬度环流的特征

我们对海温场作控制试验,人为的将太平洋地区海温降低5°C。显然,这样的异常现象在实际中是难于实现的,但这对理解海洋对大气环流影响的观测研究是有意义的。

图5给出“异常”偏冷海温下积分72小时的情形。由图可见,在异常偏冷海温下,正

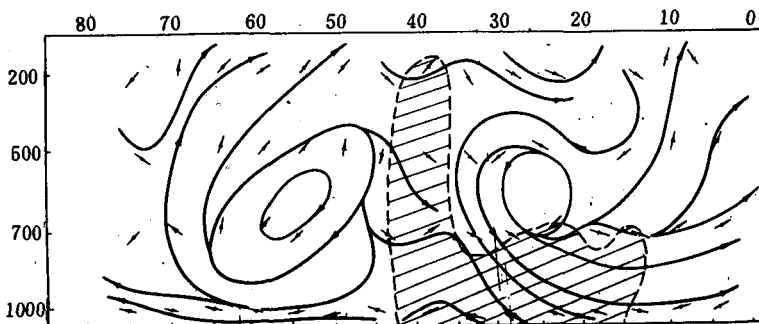


图5 偏冷海温积分72小时110°E垂直环流

阴影区为上升减弱或下沉加强区

Hadley环流明显比正常海温时加强,正环流在20—30°N之间。与正常海温情形下相比,正环流的前方(北方)及其下方是上升减弱或下沉加强区域(阴影区),垂直环流的流向偏差角一般在3—10度,最大可达20—30度。这一阴影区由于下沉加强,正有利于环流加强,导致冷空气南下。72小时的情形与96小时基本类同。由此可见,在太平洋海温异常偏低情况下,有利于110°E上Hadley环流的正向加强,使冷空气南下侵入低纬度地区,也有利东北季风向低纬度推进,这同天气事实相符合。

4. “异常”偏暖海温情形下低纬环流特征

同样,我们还将太平洋地区的海温人为的增加5℃。积分结果表明,与上述情况恰好相反。在暖海温的情况下,110°E上Hadley正环流有减弱的现象,即有利于Hadley环流的反环流维持,正环流减弱。

图6给出积分72小时110°E上的经圈环流。由图看出,整个Hadley正环流区处在上升加强与下沉减弱区(图中阴影区)。垂直环流偏差角在20至30度,最大偏差值超过90度。垂直环流图中的Hadley正环流仍然存在,但比正常海温时偏弱,比异常偏冷海温情形弱得更多。这说明暖海温有维持Hadley反环流的作用。

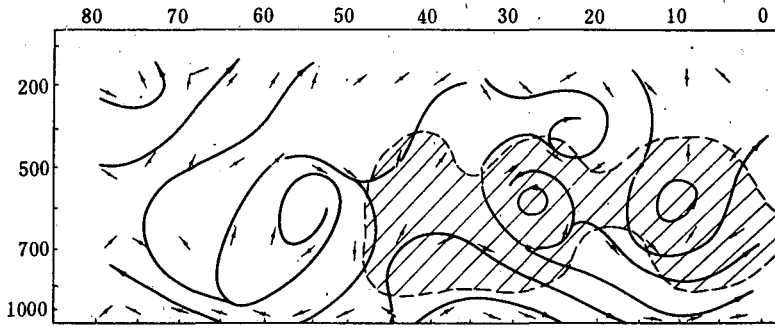


图6 偏暖海温积分72小时110°E垂直环流  
阴影区为上升加强或下沉减弱区

由以上四种情形可以综合得到图7的简单模型。由图7可见,海温对低纬度大气环流,尤其是在110°E上的Hadley季风环流具有显著影响,这种影响与日常观测事实十分吻合。

示意的 初状态	积分 初始场	积分24小时	积分48小时	积分72小时	积分96小时
正常 SST	$T_s = \bar{T}$				
异常 偏低 SST	$T_s = \bar{T} - 5^\circ\text{C}$				
异常 偏高 SST	$T_s = \bar{T} + 5^\circ\text{C}$				

图7 海面温度对110°E低纬度经圈Hadley环流影响的数值试验结果示意图

## 五、结 论

根据以上分析可初步得出以下几点结果:

1. 本文使用北半球七层初始方程谱模式,在非绝热过程下按地形高度给定不同的拖曳系数,在下垫面温度中加进海温后,可以有效地模拟出低纬度地区季风Hadley环流由反环流向正环流的转换过程。这种转换在东亚大型天气过程中具有重要意义。
2. 使用10月中旬的一个初始场积分24—96小时,可以清楚看到,110°E上Hadley环流由典型反环流(即低纬地区低空的偏南风上升气流)向正环流(即低纬地区低空偏北风下沉气流)的转换过程。
3. 当加入异常偏低的海温初值时,积分结果表明,72小时后反环流向正环流的转化比正常海温情形加强,表明冷海温有利于正环流加速,从而导致冷空气从中纬度向低纬度南下。
4. 当加入异常偏高海温初值时,积分结果表明,72小时后反环流向正环流的转换依然存在,但比正常海温情形减弱。这表明暖海温有利于反环流维持,使冷空气南下势力减缓。
5. 不加海温时,在中纬度地区与冷海温类似,有利冷空气南下。但在赤道附近上升运动加强,导致中纬度与低纬度的过渡带锋区过分密集,模拟结果不能令人满意。

## 参 考 文 献

- [1] 郑庆林,北半球七层初始方程谱模式,第二次全国数值天气预报会议论文集,科学出版社,1980年。
- [2] 郑庆林,北半球四层初始方程谱模式,中国科学,第2期,1981年。
- [3] 郑庆林,北半球七层初始方程谱模式(II)及其短中期数值试验结果,气象科学技术报告,129号,气象科学研究院,1983年。
- [4] Kuo-Nan Liao and Qinglin Zheng, A Numerical Experiment on the Interactions of Radiation, Clouds and Dynamic Processes in a General Circulation Model, J. Atmos. Sci., Vol. 41, No. 9, 1984.
- [5] 陶诗言,东亚季风研究的现状与进展,黄山会议文集,1983年。
- [6] 王继志, P. W. Leftwich, 夏季110°E附近的低空越赤道气流与西北太平洋台风活动,大气科学,第8卷,第4期,1984年。
- [7] R. N. Keshavamurty, Response of the Atmosphere to Sea Surface Temperature Anomalies over the Equatorial Pacific and the Teleconnections of the Southern Oscillation, J. A. S. Vol. 39, No. 6, 1241-1259, 1982.
- [8] J. Haltiner, Numerical Weather Prediction, Chapters 8, Printed in U. S. A, 1979.
- [9] J. R. Garratt, Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, Mon. Wea. Rev. 105, 915-929, 1977.



**A NUMERICAL EXPERIMENT ON THE CHANGE OF THE  
HADLEY CIRCULATION RELATED  
TO ANOMALOUS SST**

**Zhang Guangzhi · Zheng Qinglin**

*(Institute of Synoptic Meteorology and Climatology, A.M.S.)*

**Abstract**

In this paper, integrating multiple level PE-spectral model over 24-96 hours respectively, the change of the Hadley circulation cell at  $110^{\circ}\text{E}$  has been simulated for a non-adiabatic process in different SST conditions.

It is found that when SST is above normal, the outbreak of cold air southward is weak and there will be an Anti-Hadley circulation at  $110^{\circ}\text{E}$  and when SST is below normal, the outbreak of cold air southward is strong, and the Hadley circulation cell at  $110^{\circ}\text{E}$  will be maintained.