

东北太平洋辐合异常对西太平洋 副高异常影响的数值试验^{*}

钟 中¹⁾ 吴国雄²⁾ 沙文钰¹⁾

1) (空军气象学院大气边界层生态环境研究中心, 南京 211101)

2) (中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 用一个5层原始方程数值模式, 对西太平洋副热带高压异常进退的一种可能机制进行了数值试验。试验表明, 东太平洋副高的异常增强能通过激发扰动西传引起西太平洋副高加强西进控制中国大陆东南部地区。

关键词 副热带高压 异常进退 数值试验

1 引言

西太平洋副热带高压(以下简称西太副高)是东亚季风系统的重要成员之一。夏季我国东南部地区旱涝天气的出现往往和西太副高的异常进退密切相关。如西太副高位置持续偏北, 长江中下游地区将出现长时间的高温和干旱天气, 而西太副高位置持续偏南, 江淮流域和长江中下游地区则会出现长时间的阴雨凉夏天气。夏季西太副高位置持续偏北或偏南属于季节内的环流异常现象, 其异常偏北或偏南的持续时间短则十多天, 长可达一个月之久。这种季节内异常进退是我国东部夏季天气异常的最主要原因之一。许多研究表明^[1,2,3], 天气异常是一种大范围环流异常的表现形式, 季节内西太副高的异常决不是一种孤立现象, 它是整个北太平洋副高异常的结果。最近, 喻世华等^[4]通过诊断分析发现, 在西太副高异常前期, 东北太平洋副高中心所处位置上空200 hPa辐散环流场上, 辐合中心的位置和强度经常性的出现一次异常的变化, 这种高层辐散流场的一次异常变化, 可导致东太平洋副高的一次异常进退, 并以低频波的形式向西传播, 引起西太副高的异常进退, 从而提出了西太副高异常进退的一种可能机制。本文用原始方程数值模式对上述西太副高异常进退的可能机制进行了数值试验。

2 数值模式和试验方案

本文所用数值模式是由钱永甫等^[5]设计的5层 $p-\sigma$ 混合坐标系原始方程模式, 模式积分范围为 $30^{\circ}\text{S}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 球带区域, 水平网格采用球面网格, 格距为 5° 经度 $\times 5^{\circ}$ 纬度, 积分时间步长为15 min。先由多年6月纬向平均场积分数值模式20天, 得到表示

1998-02-23收到, 1998-04-27收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金重点资助项目 49635170

夏季大气环流平均特征的准平衡状态, 取第 20 天的平均场作为所做数值试验的初始场, 该初始场和夏季大气环流的平均特征十分相近^[6], 由此初始场继续运行模式的试验称为控制试验。文献[4]的诊断分析表明, 东太平洋副高上空 (以 200 hPa 为例) 辐散环流的异常辐合往往导致东太平洋副高的异常加强, 在初始场中, 在东太平洋副热带地区 (20~35°N, 130~150°W) 上空 100 hPa 和 300 hPa (模式层) 上迭加一个异常的水平辐合流场后, 运行模式的试验称为异常试验。数值试验的异常辐合气流是通过以下定义的异常速度势计算出来的。

$$\Phi'(\lambda, \varphi) = \Phi'_0 [(\lambda - \lambda_0)^2 + (\varphi - \varphi_0)^2]^{1/2}, \quad (1)$$

$$U' = \frac{\partial \Phi'}{a \cos \varphi \partial \lambda}, \quad (2)$$

$$V' = \frac{\partial \Phi'}{a \partial \varphi}, \quad (3)$$

上式中, Φ'_0 是常值速度势, $\Phi'_0 a^{-2}$ 取为 $-6.5 \times 10^7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, a 为地球半径, λ 、 φ 分别为经、纬度, 而 λ_0 、 φ_0 分别为异常辐合气流中心的经、纬度。

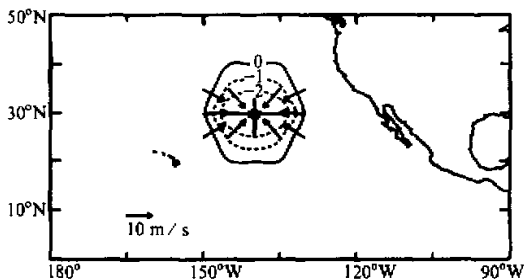


图 1 异常辐合气流矢量及其散度分布 (单位: 10^{-5} s^{-1})

图 1 是由 (2) 和 (3) 式计算出的异常辐合气流矢量及相应的散度分布。

控制试验和异常试验均积分 25 天, 异常辐合气流只在模式积分的前 5 天加在水平流场上, 用异常试验和控制试验积分最后 5 天的平均结果之差代表异常辐合气流的作用, 以此进行一次东太平洋副高加强过程对大气环流影响的研究。

3 东、西太平洋副高异常进退的遥相关关系和数值试验结果

喻世华等^[4]对东、西太平洋副高异常进退的遥相关关系进行了研究。以 1980 年为例, 该年夏季西太副高持续偏南, 造成我国 30 年少见的南涝北旱, 这年盛夏江淮地区长时间低温阴雨, 暴雨频繁, 洪涝成灾, 而我国北方雨季缺雨出现严重夏旱, 从 1980 年 7 月中旬开始, 东、西太平洋地区出现一致的最大位势高度连线的南落, 即北太平洋副高脊线的南落。这种南落在东太平洋地区表现的尤为清楚, 由 35°N 以北退到 20°N 以南, 南落达 20 多个纬度之多。西太平洋地区副高脊线由 25°N 以北退到 20°N 以南, 南落 10 个纬度左右。7 月第 6 候到 8 月第 2 候, 西太副高退到最南纬度 18°N 附近, 副高在 25°N 以南持续时间达 20 天 (参见文献[4]图 1)。图 2 是 1980 年 7、8 月逐日各经度上 500 hPa 副高脊线上的位势高度的经度时间剖面, 其大值中心的连线反映了副高的东西进退过程, 由图 2 可以看出副高有一次次自东向西的传播过程, 其源地主要在东太

平洋的 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 之间, 它表明东太平洋副高西传可达西太平洋, 甚至可到南亚大陆的 90°E 以西, 但未发现有从大西洋向西传到太平洋的情况。1980 年 7 月 13 日在 150°W 有一个位势高度大值中心, 此后向西传播, 8 月 8 日到达 120°E , 正好是该地区副高达到最南纬度的时间, 其西传速度约为 3.6 经度/天。可见西太副高的异常变化是整个北太平洋副高异常变化的结果, 并且这种异常变化东太平洋副高先发生, 然后由东向西传播, 引起西太副高异常。

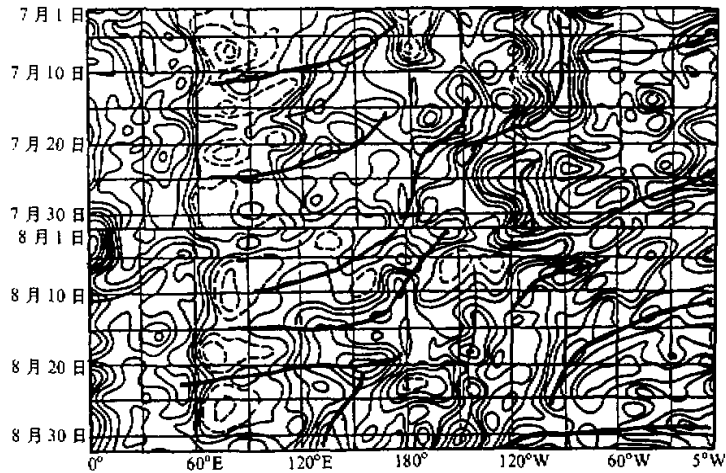


图 2 1980 年 7、8 月 500 hPa 副高脊线上的位势高度经度时间剖面
细实线为位势高度等值线, 间隔为 10 位势米; 粗实线为位势高度大值中心的连线

图 3 是数值模式积分区域内 200 hPa 和 500 hPa 异常试验与控制试验位势高度之差的分布。分析各标准等压面上位势高度差值分布可见, 欧亚大陆上空高层大气 (300 hPa 以上) 位势高度差值均为负值, 在 200 hPa 上, 三个负中心分别位于黑海和里海之间, 长江中游地区和鄂霍次克海附近; 而在阿拉伯海上空是正的位势高度中心, 北美大陆和东太平洋副热带地区是较弱的正位势高度中心。在 500 hPa 上, 负的位势高度中心分别在阿拉伯海北部沿岸和日本东部洋面, 但在亚洲大陆东南部和东南亚地区却是一个明显的位势高度正值区, 中心位置在中国南部沿海附近, 500 hPa 以下位势高度差值分布形势和 500 hPa 基本一致。比较高低层位势高度差值场, 可见, 欧亚大陆高纬地区位势高度差值场高低层位相相同, 属于“正压”性响应, 而东南亚和阿拉伯海等副热带地区, 位势高度差值场高低层位相相反, 具有明显的“斜压”结构, 位相转换层约在 400 hPa 左右。对流层中下层中心位于中国南部沿海的异常正位势高度区的出现和维持, 可以导致西太副高加强西进且持续控制中国东南部和东南亚地区, 从而形成该地区夏季干旱少雨, 东亚季风气流因此将有所减弱甚至中断; 而中心位于阿拉伯海沿岸的位势高度异常低值区将使南亚季风气流加强, 南亚地区降水将异常增多。在流场响应差图上 (图 4) 可以清楚地看出, 和中国南部沿海及阿拉伯海的正、负异常位势高度响应区对应分

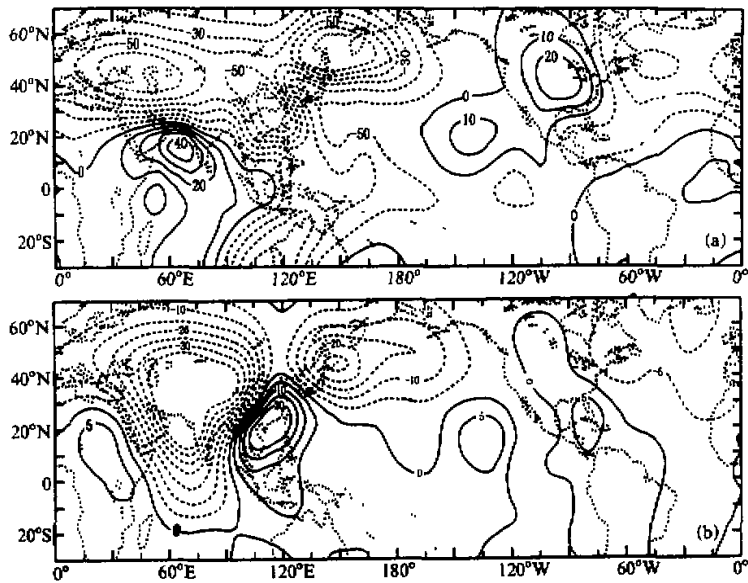


图3 异常试验与控制试验 200 hPa (a) 和 500 hPa (b) 位势高度差值分布

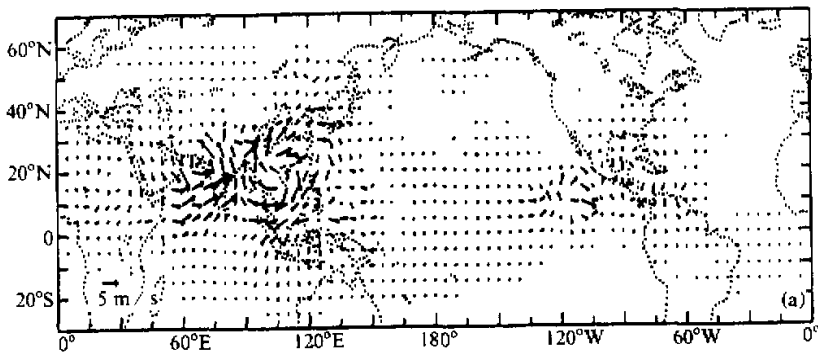


图4 700 hPa 流场差值矢量图

别出现了异常的反气旋性环流和气旋性环流，两者之间的异常西南气流将使南亚地区夏季风异常活跃，由于高层（400 hPa 以上）具有位相相反的异常环流，所以整个南亚季风环流圈也得到加强（图 5）。图 5 分别是沿 70°E 和 110°E 经圈剖面上经向气流差值矢量分布，可见，在南亚季风区存在一个明显的差值季风环流（图 5a），约在 400 hPa 以下是偏南气流，400 hPa 以上是偏北气流，而在沿 110°E 经向剖面上东亚季风区却存在一个明显的差值反季风环流，该反季风环流圈的出现将导致东亚夏季风减弱，并且低层的偏北气流使得该地区夏季的越赤道气流也有所减弱。在降水量差值图上（图 6）可以

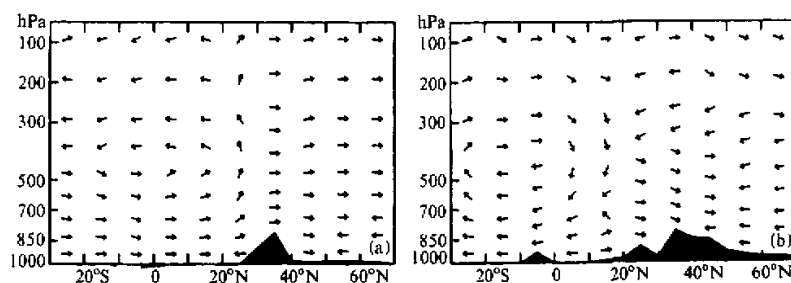


图 5 沿 70°E (a) 和 110°E(b) 经向剖面上的经向气流差值方向矢量分布

图中矢量仅表示差值经向气流方向

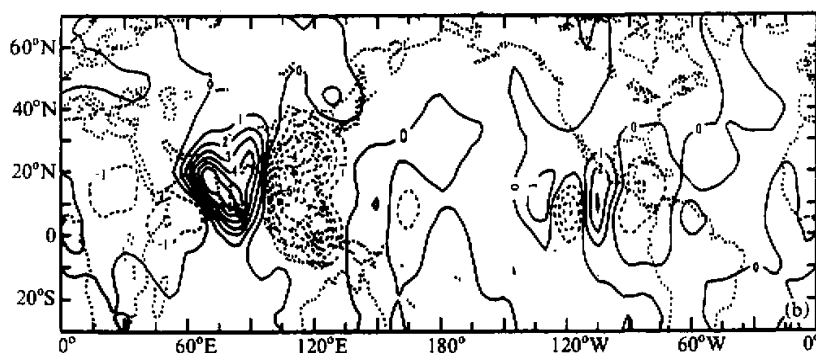


图 6 降水量差值分布

实线为正, 虚线为负, 等值线间隔为 1 mm/d

看到, 中国东南部及南海和菲律宾地区降水明显减少, 降水量最大减少中心在南海西北部和菲律宾以东地区, 而阿拉伯海和孟加拉湾地区降水明显增多, 最大强度增加 7 mm/d 左右。

由以上数值模拟结果分析可见, 东太平洋副高的异常加强可引起西太副高的异常加强西进, 并进而影响到南亚和东亚季风区环流和降水, 因此可以认为西太副高的异常不是一个孤立现象, 而是东太平洋副高异常引起的。下面我们再分析一下东太平洋副高异常引起西太副高异常的机制。图 7 分别是数值积分过程中 200 hPa 沿 40°N 和 500 hPa 沿 25°N 异常试验和控制试验位势高度之差的经度时间剖面, 由图 7a 可见, 在高层 (以 200 hPa 为例), 从异常辐合中心出发位势高度扰动分别向东和向西传播, 其中向东的一支沿中高纬越过北美大陆和大西洋, 到达欧洲大陆上空, 并在北美大陆上空形成一个较弱的异常正位势高度中心。向西的一支沿中高纬越过北太平洋后, 一部分快速西传直到欧洲大陆和来自大西洋的扰动相汇合, 另一部分则移速减慢, 最后在 130°E 近形成负的异常位势高度扰动中心, 其扰动西传速度约为 4.0 经度/天。而在 500 hPa 沿

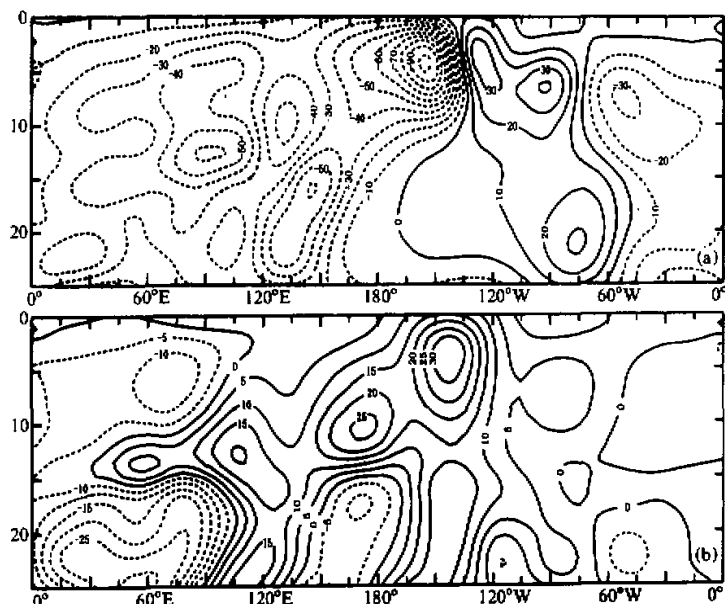


图7 200 hPa 沿 40°N (a) 和 500 hPa 沿 25°N (b) 位势高度差值经度时间剖面
纵坐标为模式积分天数

25°N 相应时间经度剖面上 (图 7b), 从东太平洋异常的正位势高度扰动中心出发, 只有明显的异常扰动沿北太平洋西传, 其主要部分移向 110°E 附近并形成该地区的异常正位势高度中心 (参见图 3b), 其西传速度约为 5.2 经度/天, 比观测要快, 和高层 (200 hPa) 扰动的传播情况不同的是, 500 hPa 异常的正位势高度扰动中心仍然维持着, 强度有所减弱, 但没有激发出明显向东传播的扰动。

在对流层低层 (700 hPa 以下) 的相应剖面上没有明显的扰动传播现象。图 8 是 20

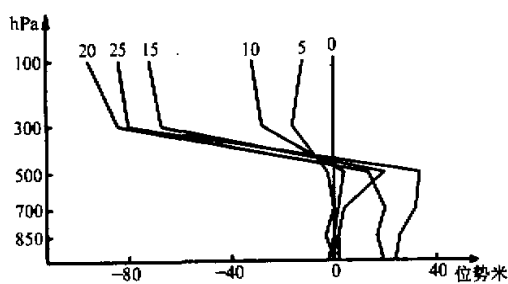


图8 异常位势高度平均值垂直分布随时间的演变
横坐标为位势高度扰动值, 单位为位势米,
折线上端数字表示积分的天数

~25°N, 110~120°E 范围内几个标准等压面上差值位势高度水平平均值垂直分布随时间的演变, 可见在积分前 10 天, 该地区 500 hPa 以下没有异常位势高度扰动出现, 至第 15 天, 在 500 hPa 以下异常扰动仍不明显, 积分 20 天时, 700 hPa 以下均出现了正的位势扰动。由此可以推断, 上述地区 700 hPa 以下正的位势高度扰动中心不是直接从东

北太平洋传入的, 而是该地区高空异常扰动向下传播造成的。

以上分析进一步说明异常的东太平洋副高是通过扰动向西传播从而造成西太副高的异常增强和西进。

4 结论和讨论

通过对上述异常数值试验结果的分析, 得到以下几点主要结论:

(1) 东太平洋副高强度增强将在对流层中层激发出异常扰动, 扰动可沿 25°N 左右西传越过北太平洋在中国南部沿海形成一个异常位势高度正值区从而导致西太副高异常加强西进。

(2) 由于西太副高的异常西进改变了东亚季风区和南亚季风区的环流结构, 105°E 附近的越赤道气流减弱, 东亚季风减弱, 而南亚季风却增强。

(3) 受西太副高异常西进的影响, 中国东南部地区降水减少, 而孟加拉湾到阿拉伯海之间的南亚季风区降水增加。

上述数值试验只研究了东太平洋副高强度异常增强对西太副高强度和异常进退的影响, 至于东太平洋副高位置的变化对西太副高的影响还有待进一步研究。另一方面, 东太平洋副高的位置和强度往往受高层的辐合气流强度和位置变化的影响, 根据叶笃正等^[6]和喻世华等^[4]的研究, 高层的辐合气流则有可能主要是由经典的 Hadley 环流的下沉气流和从青藏高原过来的下沉气流以及来自墨西哥高压和 Ferrel 环流的下沉气流在东太平洋副热带地区汇合造成的。而青藏高原及附近地区上升气流的强弱和东亚季风、南亚季风环流的强弱密切相关。这样, 季风环流、青藏高原上升气流、东太平洋副高、西太平洋副高之间通过直接影响和遥相关而相互联系相互作用, 所以, 在研究西太副高异常进退原因时, 东亚和南亚季风环流通过遥相关机制而产生的影响也是不可忽视的, 反过来, 西太副高的异常进退又影响东亚和南亚季风环流系统。

参 考 文 献

- 1 Wallace, J. M. and Gutzler, D. S., 1981, Teleconnection in the geopotential height field during the northern hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784~812.
- 2 Shukla, J. and Wallace, J. M., 1983, Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613~1630.
- 3 Torioka, T., Yamazaki, K. and Chibas, M., 1985, Atmospheric response to the sea surface temperature anomalies observed in early summer of 1983: a numerical experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 565~588.
- 4 喻世华, 杨维武, 1995, 季节内西太平洋副高异常进退的诊断研究, *热带气象学报*, **11**, 214~222.
- 5 钱永甫, 1985, 一个包含大地形作用的5层原始方程模式, *高原气象*, **4** (增刊), 1~28.
- 6 Qian Yongfu, Liu Xiaodong and Zhong Zhong, 1992, Numerical simulations of heating anomaly effects of Tibetan Plateau on circulation in summer, *Acta Meteorologica Sinica*, **6**, 70~81.
- 7 叶笃正, 杨广基, 王兴东, 1979, 东亚和太平洋地区平均垂直环流 (一) 夏季, *大气科学*, **3**(1), 1~11.

Numerical Simulations of Effects of Anomaly Convergence Flow on the Subtropical High over the West Pacific Ocean

Zhong Zhong¹⁾, Wu Guoxiong²⁾ and Sha Wenyu¹⁾

1) (*Eco-Environment Research Center in Atmospheric Boundary Layer, Air Force Institute of Meteorology, Nanjing 211101*)

2) (*State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract A 5-layer numerical model with p - σ incorporated coordinate system and primitive equation is used to simulate the effects of convergence flow anomaly over the Northeast Pacific on the subtropical high over the West Pacific ocean. Results show that the strengthen subtropical high over the East Pacific can lead to enhancement and westward of the West Pacific subtropical high, which will have important effects on the circulation over East Asia through activating South Asia monsoon and depress East Asia one.

Key words subtropical high anomaly extending / shrinking numerical simulation