

# 西太平洋暖池区海温异常对冬季环流影响的数值研究

董敏 陈隆勋 廖宏

(国家气象局气象科学研究院, 北京)

**摘要** 应用全球气候模式就西太平洋暖池区冬季海温异常对冬季大气环流及东亚冬季风的影响问题进行了数值试验。结果表明: 西太平洋暖池区海温异常可以引起太平洋中东部 Walker 环流加强并使其位置东移。同时, 增温区附近两半球的 Hadley 环流也明显增强, 增温区附近的上升运动及副热带地区的下沉运动均更加明显。在反常加热区附近有自热带向中高纬度传播的波列出现, 从而把海温变化的影响传播到全球。西太平洋暖池区海温异常对副热带高压、西风急流、西风带槽脊强度及位置分布均有重大影响, 并造成全球高度场、温度及风场的变化, 它使增温区两侧的副热带高压加强并向极地一侧移动, 促使西风急流加强并北移, 使东亚大槽北缩, 并增大高纬与热带之间的热力差异。暖池区海温的异常升高使东亚冬季风减弱, 我国大部分地区增暖。

**关键词** 西太平洋暖池 海温异常 冬季环流 数值模拟

## 前言

海洋面积占地球表面的7/10, 海水具有很大的热容量, 是影响大气环流变化及气候异常的重要因子。很多气象学家都非常重视海-气关系的研究, 并在诊断分析和数值模拟等方面做了大量的工作来研究海温异常对大气环流的影响<sup>[1~7]</sup>。这些工作大都把注意力放在中太平洋赤道地区的海温变化上, 尤其是埃尔尼诺现象对大气环流的影响。只有少数讨论了其他地方海温的作用, 集中讨论东亚或我国邻近地区环流变化的就更少了。国内多以诊断分析为主, 由于计算机条件的限制, 用数值模拟的方法来研究大气与海洋相互作用的工作刚刚起步, 如文献[7]就模拟了东太平洋海温对 Walker 环流及 Hadley 环流的影响, 但所用模式较简单, 积分的时间也较短, 实验中给出的海温变化的量级太大, 与实际不符。因此, 这方面的工作有必要进一步加强。

一个众所周知的事实是, 西太平洋的热带地区的海温是各大洋中最高的, 冬季其表面温度可达29°C, 而夏季则超过30°C, 因而这里被称为暖池地区。从气候平均的长波射出辐

本文于1991-03-22收到, 修改稿于1991-08-24收到。

射 (OLR) 的分布<sup>[8]</sup>可以看出, 这里冬季是全球OLR最低值所在的区域, 表明这里存在着强烈的对流加热作用. 正是这种对流加热作用驱动着赤道太平洋地区的Walker环流、印度洋上的反Walker环流以及两半球低纬度地区的Hadley环流. 本文应用数值试验的方法研究该暖池区海温变化对冬季大尺度环流特征的影响, 重点考察亚洲季风区环流的变化.

## 1 模式和实验

本文使用美国全国大气研究中心 (NCAR) 的气候模式 (CCMOB). 该模式是采用菱形截断的谱模式, 在本实验中取R15, 纬圈方向取48个格点, 沿经圈取40个高斯纬度, 水平网格数为 $48 \times 40$ , 垂直方向上采用 $\sigma$ 坐标, 取9个 $\sigma$ 层. 有关NCAR、CCMOB的基本公式及程序结构请参阅文献[12].

由于机时的限制, 我们进行了两组积分, 第一组积分是在海温取1月份气候平均状态下进行的. 第二组则是在西太平洋赤道附近地区给出一个反常的增温的条件下进行的. 两组积分各进行60天. 以下分别称为个例1 (控制试验) 和个例2 (敏感试验).

为使实验能接近实际状况, 我们根据1950~1987年COADS资料计算了太平洋热带区域的海温标准差, 其结果如图1所示. 很明显, 西太平洋热带地区的海温变化幅度是很小的, 标准差只有 $0.5 \sim 1.0^\circ\text{C}$ . 在个例2中, 我们将 $11^\circ\text{N} \sim 11^\circ\text{S}$ ,  $150^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}$ 区域的所有模式格点上的海温增加一个标准差, 以研究反常增高的海温对全球大尺度环流及东亚季风区的影响.

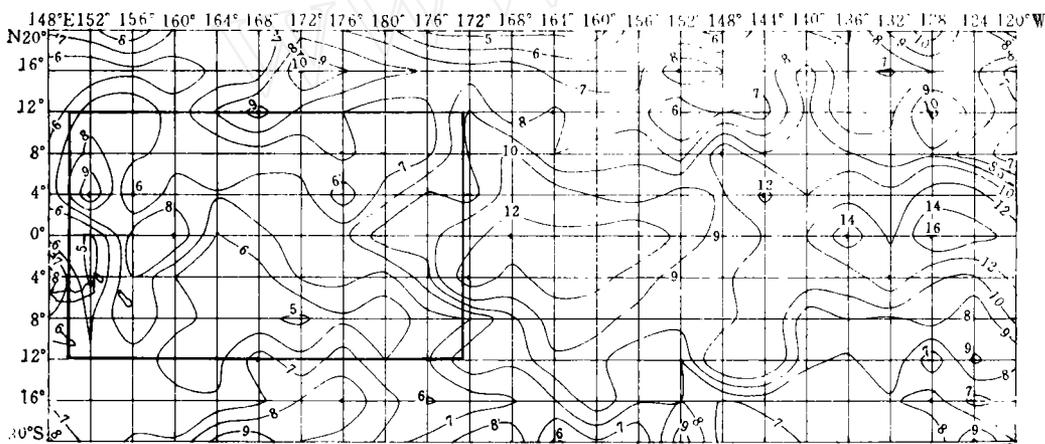


图1 太平洋热带地区1月份海温标准差  
(黑线框表示本实验中异常海温出现的区域)

两个实验均以1974年1月16日的资料为初始场, 为了减少初始场对实验结果的影响, 以下的分析采用的是第二个月 (31~60天) 积分的结果. 需要指出的是, 由于积分只进行了2个月, 所以控制试验不可能达到气候平均状态. 但我们可以利用它与敏感实验的差值来讨论暖池区海温增高后所产生的影响.

## 2 实验结果

### 2.1 高层流场

图2a给出控制实验所模拟的200hPa的流场。可以看出, 1月份的基本气候特征已经被很好地模拟出来了。北半球东亚大槽、北美大槽的位置与气候平均状态很相近, 两半球的西风带也模拟得很好。尤其是东亚地区西风急流中心以及两支急流汇合的现象均与气候状态一致。赤道地区的印度洋上空的东风带, 中东太平洋热带地区的西风均模拟出来了, 南半球南美西部的反气旋、非洲大陆赤道北侧的反气旋及南部非洲的反气旋的位置也与气候状况大体一致。但由于积分时间较短, 有些特征尚与气候状况有些差异。例如, 西太平洋地区的副热带高压模拟的结果要比气候状态弱, 位置也略偏西, 因此造成赤道地区的东风带(印度洋到西太平洋区域)比气候状况所占的经度要少, 而赤道太平洋的西风带所占的经度要比气候状况

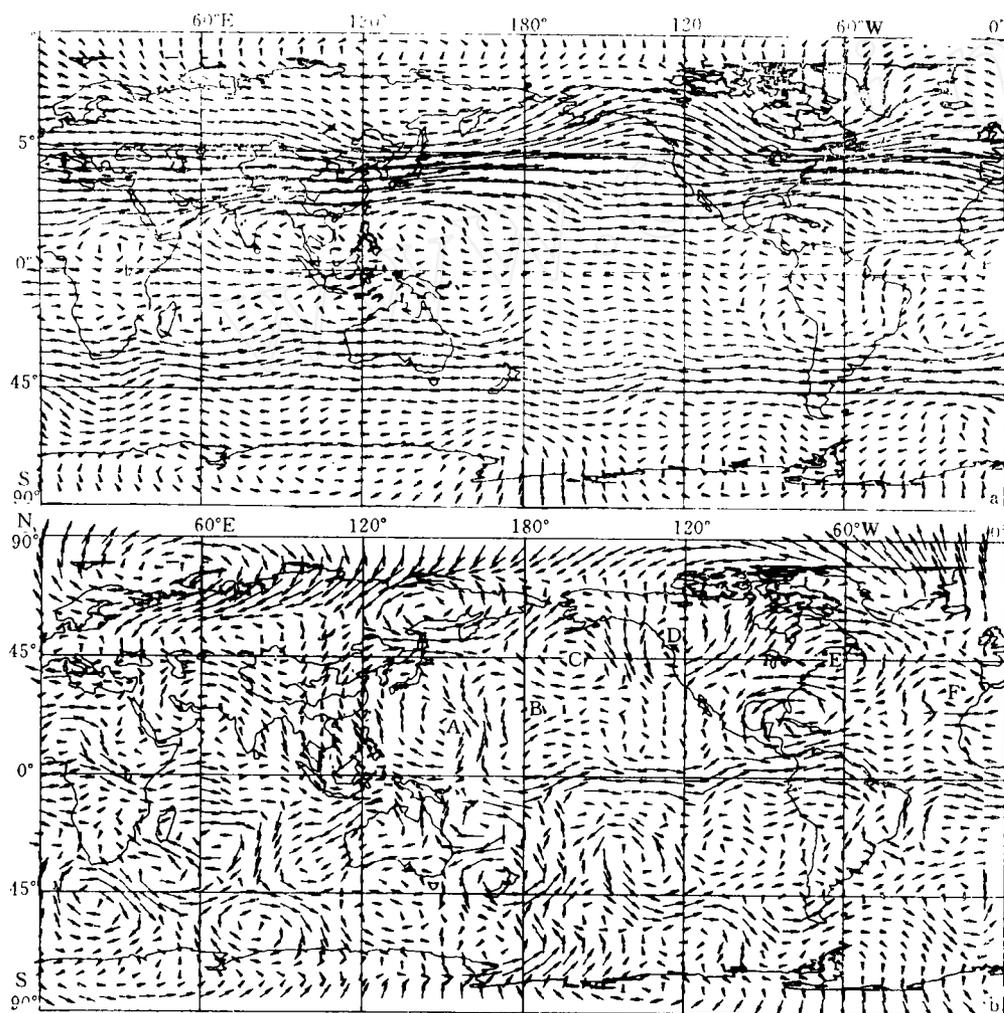


图2 1月份200hPa风矢量

a. 控制实验    b. 暖池区海温升高后(敏感试验)与控制实验的风矢量差

大,位置偏西.

图2b为敏感试验与控制实验200hPa流场的差值图.可以看出,西太平洋暖池区海温的升高无论是局地还是远处的环流都产生了明显的变化.这些变化主要有以下几方面:

1. 在热带地区,海洋增温区的东侧,上层西风明显增强.从 $160^{\circ}\text{E}$ 起向东直到南美洲,再越过大西洋和非洲直到印度洋的中部,两个个例的差值均为西风.而另一方面,在海洋增温区的西侧,即 $100^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 的热带地区,东风区则明显加强,其中变化最大的地方在 $150^{\circ}\text{E}$ 附近,两者的风速差达 $-8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .上述的东西风的巨大变化完全是加热场的变化引起的.由于暖池区海温的升高,它引起那里空气受热上升,到高层就向反常增温区的东西两侧辐散而形成西风和东风的增强,其中西风加强最明显的地方是中东太平洋地区,两个个例的差值达 $12\sim 14\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .董敏和杨崧<sup>[11]</sup>曾根据17年NMC的风场资料,分析了埃尔尼诺年和反埃尔尼诺年热带地区环流差异.指出在中东太平洋热带地区上空两者的西风可相差 $20\sim 22\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .在本实验中两个例子的海温差异显然要比埃尔尼诺与反埃尔尼诺现象之间的差异小,因此引起的环流差异也不如埃尔尼诺与反埃尔尼诺之间的差异大,但其趋势是一致的.

2. 在暖池区附近,从热带向高纬度地区有气旋、反气旋相间出现,并沿弧形向下游排列.在北半球这种现象更为明显,如图2b中A、B、C、D、E等所示构成了从西太平洋到北美的一个波列.这与Wallace等所给出的PNA型是非常相似的.

3. 暖池区增温所产生的波列不光是向东到北美的.从图2b也可以看到,东巴伦支海产生异常的反气旋环流,乌拉尔山东侧为异常的气旋环流,它们和西太平洋的异常反气旋环流连成一个遥相关波列.所以,由暖池增温所引起的环流变化是全球性的.

4. 由图2b还可看出,在实验给出的增温区的南北两侧分别产生一个反气旋性的异常环流,分别位于 $0\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 和南半球澳大利亚北部地区.而在增温区以东的赤道区的南北两侧则有异常的气旋性环流出现.在异常的反气旋环流的向极一侧正是中纬度西风急流所在的地方.异常反气旋环流的发展促使西风急流增强并向高纬度移动.在北半球的西北太平洋上的西风急流中心及其以北地区(即日本及其东南洋面上)西风风速个例2比个例1大约增加 $6\sim 12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .其急流中心位置也略向北移.在南半球,个例1的西风急流中心位于澳大利亚中部上空,而在个例2中急流中心则移到澳大利亚南部上空,那里的西风风速大约增加 $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .这表明热带的加热作用对急流的强度和位置有很大影响.这一实验结果与很多观测研究的结论是完全一致的. Yang 和 Webster<sup>[9]</sup>指出,冬季北半球亚洲西风急流是由澳大利亚北部热带洋面上的对流加热作用来维持的;而夏季南印度洋上的西风急流中心则与南亚次大陆及孟加拉湾上空的对流加热相联系的. Arkin 和 Webster<sup>[10]</sup>、董敏和杨崧<sup>[11]</sup>都指出,由于埃尔尼诺现象使热带地区加热中心东移,因而引起东亚—西太平洋上空的西风急流主体东移,使西太平洋副热带地区的西风减弱而中东太平洋地区的西风增强,对应的南半球的情况也类似.

5. 由图2b还可看出,经向风分量也受热带反常海温的影响.在赤道两侧的热带和副热带地区,两个个例的经向风之差呈正负相间的排列.差值最明显的地区出现在海温异常增暖区的东西两侧.在北半球,菲律宾附近有 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的正差值中心(南风);而在 $160^{\circ}\text{E}$ 附近则有 $-12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的负差值中心;更向东,在日界线附近为 $4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的正差值中心.南半球也有类似的经向风变化且与北半球以赤道为分对称分布.

## 2.2 低层流场

反常的加热在低层也会引起明显的环流变化。在850hPa层上(图略)也同样存在着从反常加热区向两半球中高纬地区传播的波列。也同样有中纬度西风急流的增强和位置北移的现象。与200hPa有明显不同的一个现象是,在850hPa层上,赤道附近地区的纬向风的变化与上层相反,即在加热区的东侧引起反常的东风环流,两个个例的差值为 $-4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。而在加热区的西侧,即印度尼西亚地区,西风明显增加,两个个例的差值为 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。显然,反常加热造成了该处气流的上升,而其东西两侧的气流流向加热区以补充在高层辐散出去的质量。这样就在反常加热区的东侧加强了 Walker 环流,而在其西侧加强了反向的 Walker 环流。

为了说明西太平洋海温变化对亚洲冬季风变化的影响,需要考察近地面层风场的变化。图3给出了近地面层( $\sigma=0.991$ ,即模式的最下一层)流场的分布及两个个例的差值。从图

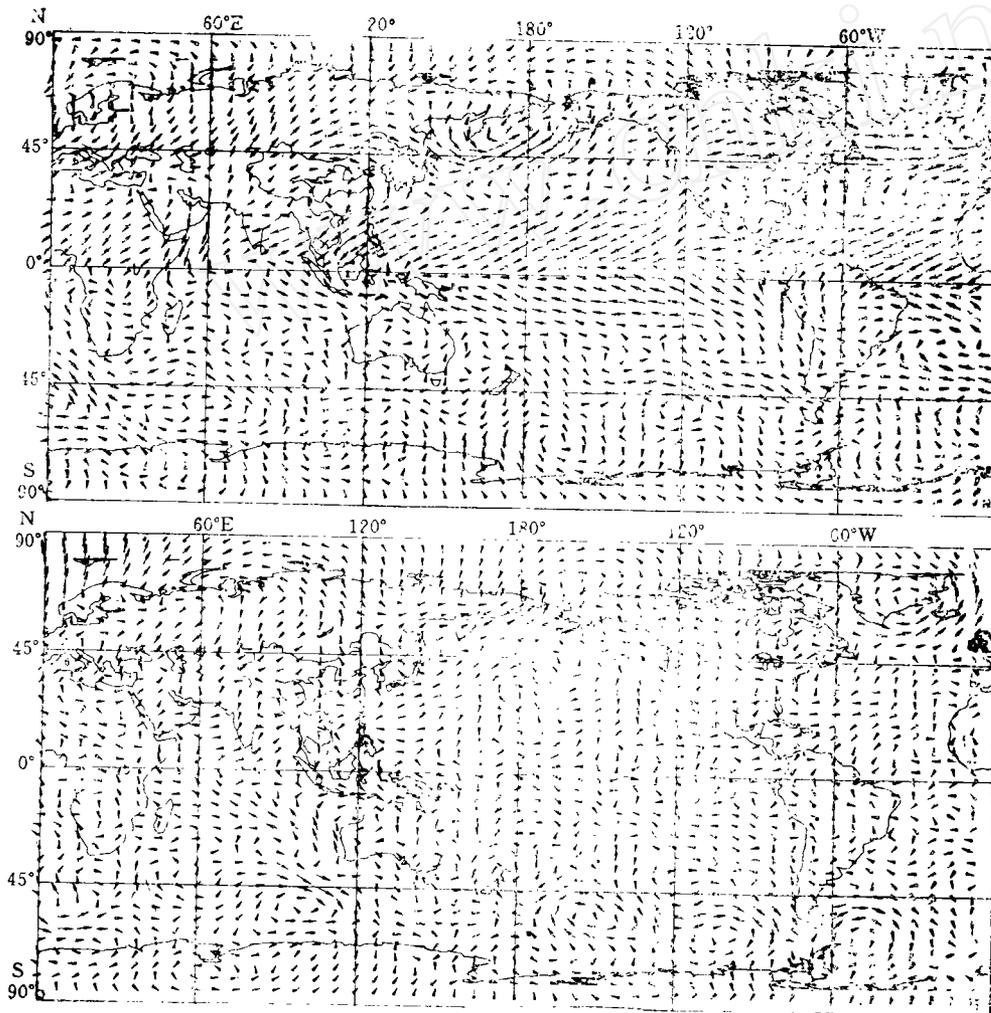


图3 1月份近地面层( $\delta=0.991$ )风矢量  
a. 控制实验 b. 两个个例的差值

3a可见,在中国西北部地区为反气旋区,其东侧存在强的冬季风,30°N以北为NW风,而30°N以南为NE风,在南海出现强的冬季风,这支冬季风气流跨过赤道后转向变为南半球的西北夏季风,它与澳大利亚西侧来自南半球中高纬度的偏南气流在澳大利亚北部组成ITCZ.此外,在阿拉伯海存在着另一支强冬季风.以上的流型与冬季的气候型转接近(重敏等<sup>[8]</sup>).

图3b为两个个例的差值图,由图可看出,中国大陆出现弱的偏南差值,而西太平洋上则出现偏北差值.这表明,我国东部大陆地区冬季风有所减弱;而在西太平洋区域信风区,则表明受反常的加热作用的影响,太平洋热带地区的信风有所加强.

与850hPa相似,在反常加热区的东侧的赤道及热带地区为东风差值气流,而以西则为西风差值,刚好与高层200hPa的差值相反,这表明暖池区增温后造成其东侧 Walker 环流加强,南海及东印度洋热带地区的反 Walker 环流加强.同时,由于西太平洋西部高空为偏南

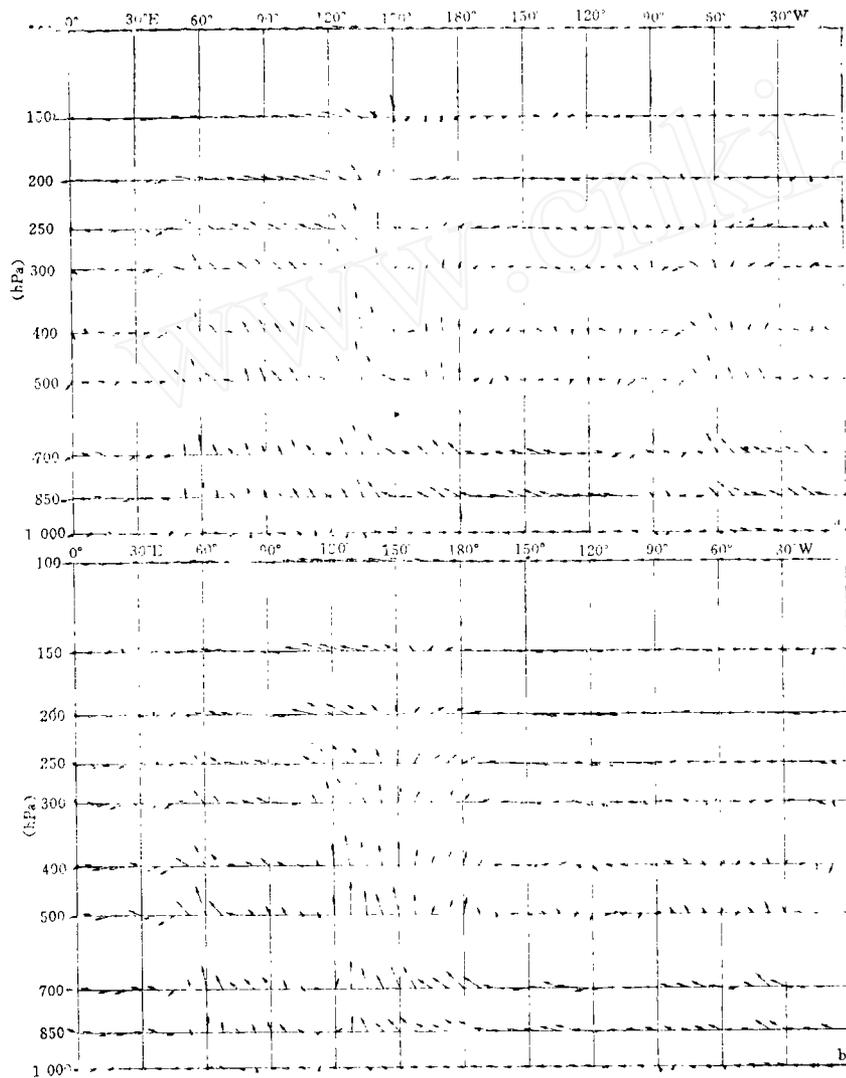


图4 1月份沿赤道垂直剖面风矢量

a. 个例1——实验区海温取气候值 b. 个例2——实验区海温升高一个标准差

差值气流而低空为偏北差值气流, 说明 Hadley 环流有所增强。

在图3a中,  $50^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $175^{\circ}\text{E}$ 附近为一低压区, 即阿留申低压。其南侧为强西风带, 再向南就是副热带高压带, 高压中心大约在 $30^{\circ}\text{N}$ 、 $180^{\circ}\text{E}$ 附近。在个例2中, 副热带高压的位置明显地向东北移动, 大约位于 $40^{\circ}\text{N}$ 、 $155^{\circ}\text{W}$ 附近, 因此在图4b中这里表现为一个反气旋性的差值环流。原在阿留申附近的低压向更北的方向收缩, 移到 $60^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{N}$ 、 $175^{\circ}\text{E}$ 附近。副高与低压之间的西风带也向北移, 使 $50^{\circ}\text{N}$ 附近的鄂霍茨克海到白令海峡一带出现西风差值环流, 而由于阿留申低压的收缩, 使其后部的偏西北气流减弱, 我国大陆东半部出现偏南的差值气流, 使冬季风减弱。以上的各种变化表明, 尽管在西太平洋暖池区只增加了 $0.5\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 的海温, 却引起了相当多的环流变化, 大气环流对暖池区海温变化的响应非常敏感。

### 2.3 纬向垂直环流

反常的下垫面加热既然可引起上下层流场的异常变化, 也必然造成垂直运动的改变和经圈及纬圈环流的改变。图4给出两个个例沿赤道上空垂直环流的分布, 图中箭头为垂直剖面上的合成风矢量。因为垂直速度要比水平速度小2个量级左右, 为看起来方便, 在求合成风之前将垂直速度做了相应的扩大。从图4a可以看出, 在未引入异常加热时, 沿赤道的垂直剖面上, 从 $50^{\circ}\text{E}$ 到 $150^{\circ}\text{W}$ 的广大区域里都为上升运动, 最强的上升运动在 $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 之间, 中心约在 $135^{\circ}\text{E}$ 处的 $400\sim 500\text{hPa}$ 之间。另外, 在 $70^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{W}$ 有另一较弱的上升区, 其中心在 $60^{\circ}\text{W}$ 的 $500\sim 400\text{hPa}$ 之间。而在 $150^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{W}$ 、 $15^{\circ}\text{W}\sim 45^{\circ}\text{E}$ 的范围内, 分别为两个盛行下沉运动的区域。从西太平洋的上升区到东太平洋的下沉区之间, 上层( $400\text{hPa}$ 以上)吹西风, 下层则盛行偏东风。因此在垂直剖面上形成一个闭合环流圈, 即 Walker 环流。其中心约在 $140^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{W}$ 、 $400\sim 500\text{hPa}$ 附近。图4b则表明,  $150^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之间的上升区明显减弱了, 而 $150^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 范围内的上升运动却加强了。显然这是由于我们在个例2中将 $150^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 范围的海温提高了所造成的。此外, 太平洋赤道区域的 Walker 环流中心位置也东移了, 位于 $130^{\circ}\text{W}$ 、 $400\sim 500\text{hPa}$ 附近, 比个例1偏东约 $15^{\circ}$ 经距。原在 $60^{\circ}\text{W}$ 附近的上升区则明显减弱了, 且 $60^{\circ}\text{W}$ 、 $500\sim 300\text{hPa}$ 处反而出现了微弱的下沉运动。原来的上升区向西移至 $75^{\circ}\text{W}$ , 但其强度很弱。显然, 由于赤道地区加热场位置和强度的变动对 Walker 环流的强度和位置起着决定性的影响作用。

### 2.4 经向垂直环流

图5给出两个个例沿 $150^{\circ}\text{E}$ 经圈的重直剖面上的环流分布。在个例1中, 主要上升运动在南半球的低纬度地区, 即 $5^{\circ}\text{S}$ 和 $25^{\circ}\text{S}$ 附近。而北半球的 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 则为下沉区。冬季太阳直射南半球, 使热赤道以及与之相伴的上升运动也偏于南半球。但在个例2中, 从 $6^{\circ}\text{N}$ 直到 $45^{\circ}\text{S}$ 的广大区域内, 上升运动都比个例1增强, 而且垂直上升区的中心移到赤道附近。这显然是由于我们在赤道附近增高了海温造成的。另外, 个例2中 $10^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 以下沉运动也比个例1有明显加强, 而且赤道与北半球副热带之间有较明显的 Hadley 环流形成。即高层( $100\text{hPa}$ 以上)有自赤道向北半球的偏南气流, 而中低层则有自副热带流向赤道的偏北气流。这一 Hadley 环流要比个例1明显得多。因此, 可以认为西太平洋暖池区海温的升高有助于附近地区 Hadley 环流的增强。

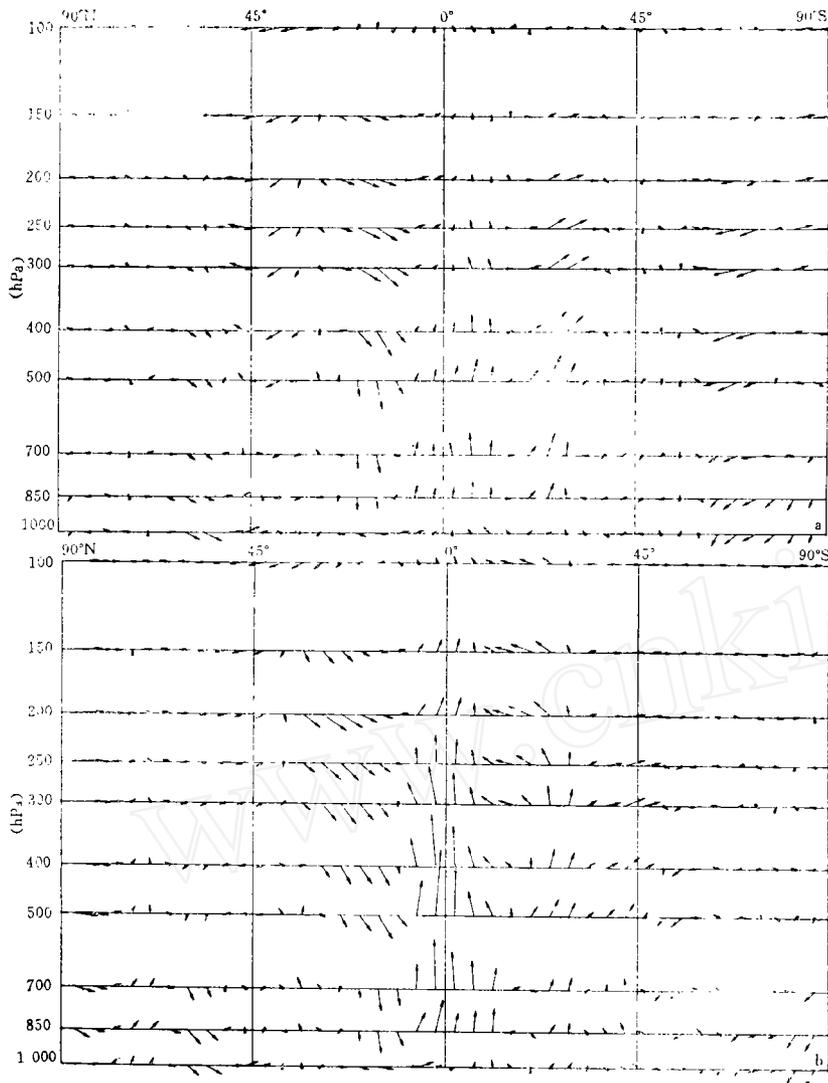


图5 1月份沿150°E垂直剖面上风矢量  
(说明同图4; 左侧为北半球, 右侧为南半球)

类似地, 把经圈剖面取在165°E、135°E、120°E等处所得结果与图5所示大同小异, 即都可看到, 在热源异常加强区, 赤道附近上升气流增强, 副热带地区下沉运动也增强, 因而局地 Hadley 环流也增强. 在上述几个剖面中尤以135°E最明显(图略).

## 2.5 高度场和温度场的变化

图6给出个例2与1之间500hPa高度场的差值. 北半球中高纬度的差值非常明显. 新地岛到斯堪第那维亚半岛以北的北冰洋上有+22位势什米的偏差, 而中亚到东西伯利亚的中高纬大陆上则为大片的负偏差(中亚为-10, 东西伯利亚为-18位势什米). 在日本海到伊朗高原上空则为正偏差区(中心差值约为+4). 上述正负偏差区也形成了一个自西北向东南的波列. 对亚洲地区来说, 西太平洋暖池区反常加热所引起的响应是, 40°N以北的亚洲上空

高度场下降低压系统增强,极涡偏于东亚地区,而 $40^{\circ}\text{N}$ 以南,反常的海温升高促使对流层中上层高度上升,尤其是暖池区西北侧副高增强,使东亚槽北缩,中纬度的锋区加强且位置北移,其结果使我国中部、南部地区以及东南亚受冷空气影响的程度减弱,冬季风比常年弱。

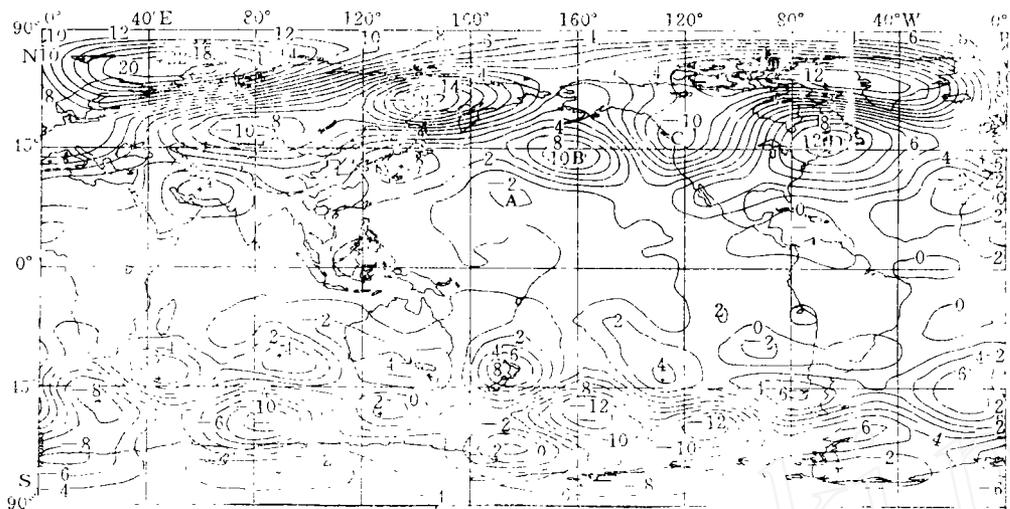


图6 1月份500hPa个例2与个例1的高度差(位势什米)

由图6还可看出,自反常加热的暖池区附近经太平洋中部向北美大陆有正负相间的差值中心分布,形成一弧形波列,如图中A、B、C、D、E所示.南半球也存在着类似于上面的波列,但其强度比北半球要小,这说明大气环流对下垫面热力强迫作用的响应程度是受地形和海陆分布影响的.

两个个例的温度场也有相当显著的差异.比较200hPa、500hPa、850hPa及近地面层温度差异(图略),可以发现,越接近地面两者温度分布的差异越大.而在同一层次上,高纬地区的差异比低纬度地区大,北半球的差异比南半球大.在差异最大的近地面层,热带地区两个个例之差是很小的,大约为 $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ 之间,中高纬度的差异则很大.欧亚大陆上有两个负差值中心,分别为 $-24^{\circ}\text{C}$ 和 $-12^{\circ}\text{C}$ .北美东部有一个 $10^{\circ}\text{C}$ 的正差值中心.此外在冰岛附近及白令海峡各有一个正中心( $16^{\circ}\text{C}$ ,  $8^{\circ}\text{C}$ ).南半球两个个例的温度差异就较小,最大为 $6^{\circ}\text{C}$ ,出现在南极地区.这说明,热带海洋上热力强迫作用所引起的环流变化有很明显的区域特征.北半球高纬度地区所以会出现很大的差异是因为北半球地形较复杂,有明显的槽脊(或高低压)分布以及与之相联系的冷暖中心分布.由于热带地区反常加热作用使局地环流发生变化,并以波动形式影响到高纬地区使那里的槽脊及冷暖中心发生位置及强度变化,冷暖互易就表现出很大差异.而低纬及南半球本来槽脊及冷暖差异就小,因此反常加热所引起的变化也较小.

## 2.6 降水

图7给出控制实验所计算的降水分布及两个个例的差值.在控制实验中,降水中心主要分布在沿赤道地区,如西太平洋暖池区附近、印度尼西亚、赤道印度洋地区.此外,非洲大陆的赤道南侧,南美赤道南侧地区也是降水集中的地方.非洲北部、阿拉伯半岛及伊朗高原为少雨区.我国黄河以北、原苏联东部、美国北部以及加拿大降水均在 $50\text{mm}$ 以下.中纬度

地区的降水主要在亚洲东岸、日本及其附近的洋面上以及北美东岸的大西洋上。总的来看，冬季降水的分布特征是模拟得较好的，但热带地区的雨量略偏大。

由两个个例的降水差值图(图7下)上可看出，反常加热所引起的降水变化具有较小的空间尺度，尤其低纬地区更明显。这是因为低纬度地区的降水中有很大一部分是由对流云团造成的，其尺度较小。从图7下可见，在实验所给的反常海温区，降水明显增加，两个个例的差值为100~200mm，主要位于150°E~170°W的赤道附近。而在此以东的中东太平洋直到南美大

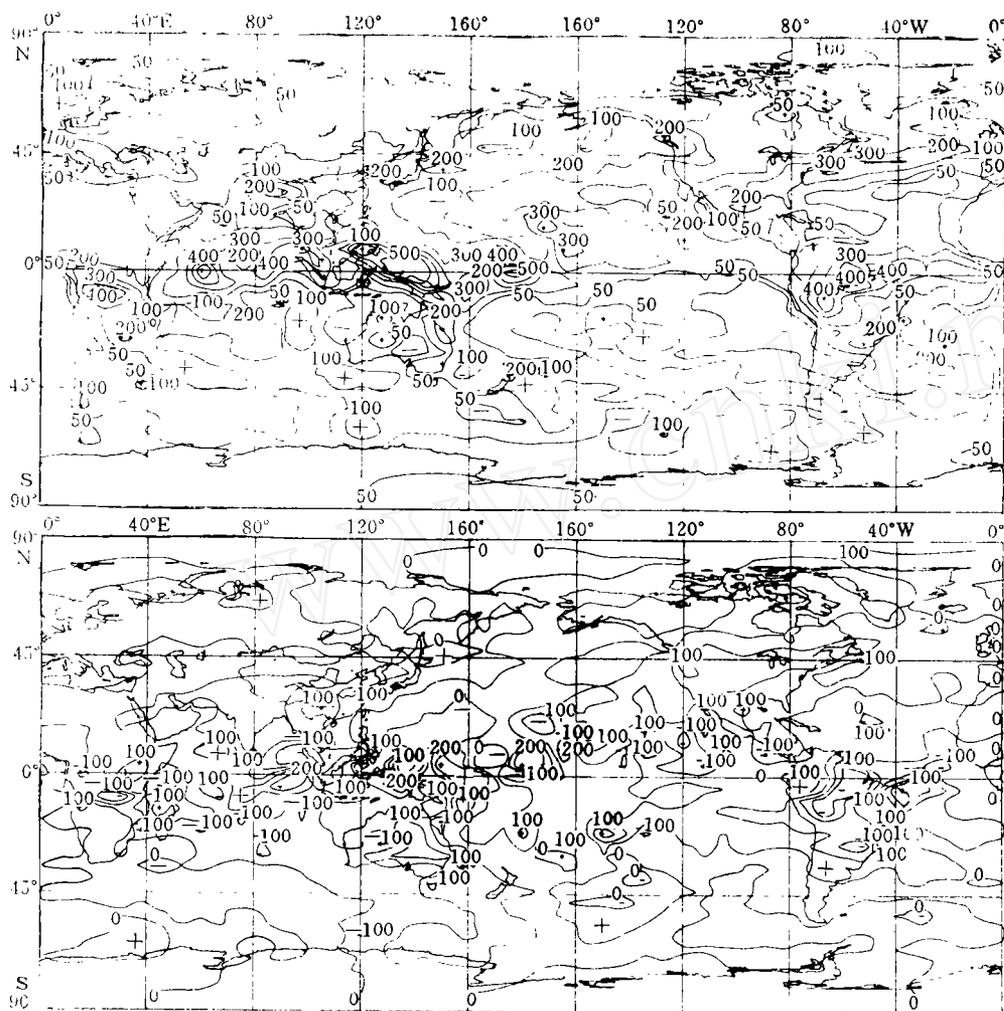


图7 1月份雨量分布(单位: mm)

上: 控制实验 下: 两个个例的差值

陆西部的赤道地区，降水基本上是减少的。这主要是由于 Walker 环流下沉支加强而造成的。而在暖池区西侧，140°E附近的赤道北侧，降水也明显减少，这是由于加热区西侧反向 Walker 环流的加强引起那里的下沉作用造成的。中纬度地区，降水差值区的尺度略大。由于西风急流的北移，我国北方、日本北部的降水略有增加，而江南地区则略减少。此外，降水差值也呈正负相间的波列状从热带向中高纬度传播，其分布与风场及高度场相似，但其空间尺度较小，正负中心较多。

### 3 结 论

以上分析表明, 大气环流对于赤道西太平洋暖池区海温异常的响应是非常敏感的. 尽管我们只在上述地区给海温一个很小的改变(不到 $1^{\circ}\text{C}$ ), 却引起了明显的高低空流场、高度场、温度场、经向及纬向垂直环流等多方面的变化. 并引起更进一步的天气变化, 如季风的强弱、温度的高低及早涝等等.

西太平洋热池区海温的异常升高增加了海洋向大气的感热和潜热输送, 促使局地垂直运动的增强, 而这本身又有利于水汽输送和潜热释放, 结果加大了高层气流的向外辐散和低层气流的辐合. 这样, 就促使 Walker 环流及 Hadley 环流的加强, 并使这些重直环流圈的上升支向异常升温区偏移. 热带地区的上述变化还以波列的形式向全球中高纬度传播, 引起更远处垂直运动、辐散辐合及风场、高度场、温度场的变化并影响那里的天气. 在亚洲, 这一反常升温将引起东亚冬季风的减弱和气温的变暖.

当然, 本文仅涉及到海洋对大气的影 响, 大气对海洋也有反馈作用, 这需要用更复杂的海-气耦合模式来研究.

本文所用的CCM的源程序是由美国全国大气研究中心(NCAR)提供的; 在将该程序由CRAY计算机移植到国内机上运转的过程中, NCAR的B A Boville博士提供了有益的帮助, 在此一并致谢.

#### 参考文献

- 1 Julian P R and R M Chervin. A study of the southern oscillation and Walker circulation Phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, 1978, 106, 1433~1451
- 2 Keshavamurty R N. Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and the teleconnections of the southern oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 1982, 39, 1241~1259
- 3 Shukla J and J M Wallace. Ninecase simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 1983, 46, 1613~1630
- 4 Chen Lieting. Zonal anomaly of sea-surface temperature in the tropical Indian-Pacific Ocean and its effects on summer Asia monsoon. In: *The Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia, 1987*, 10~15
- 5 Li Chongyin. On interaction between anomalous circulations/climate in East Asia and El Nino events. In: *Climate Change Dynamics and Modeling, China Meteorological Press*, 1990
- 6 倪允祺等. 赤道西太平洋-印度洋海温异常对亚洲夏季风的影响. *气象学报*, 1990, 48, 336~344
- 7 张光智, 郑庆林. 非均匀海面温度异常分布对沃克环流影响的数值试验. *气象科学研究院院刊*, 1988, 3(2): 113~119
- 8 董 敏, 邵永宁, 杨 崧. 热带大气环流平均状况的研究. *热带气象*, 1990, 6(3): 227~238
- 9 Yang S and P J Webster. The effect of summer tropical heating on the location and intensity of the extratropical westerly jet streams. *Journal of Geo. Res.*, 1990. 95(D11): 13705~18721
- 10 Arkin P A and P J Webster. Annual and interannual variability of tropical-extratropical interaction. *Mon. Wea. Rev.*, 1985, 113, 1510~1523
- 11 董 敏, 杨 崧. 厄尼诺现象对热带大气环流影响的研究. *气象科学研究院院刊*, 1989, 4(1): 35~42
- 12 Williamson D L. Description of NCAR Community Climate Model. NCAR TECHNICAL NOTE TN-210-STR, 1983