

## 热源扰动对亚洲夏季风环流的影响\*

沈如金 纪立人

(中国科学院大气物理研究所)

### 提 要

本文在用数值模拟方法模拟的非纬圈对称的夏季平均环流的基础上,在亚洲南部和澳大利亚地区引入热源扰动和冷源扰动,讨论这些冷热源扰动所引起的夏季风环流的改变以及流场扰动的结构和影响。

### 一、引 言

人们已成功地模拟了亚洲夏季风平均环流特征的形成,分析了季风环流的结构,并讨论了大地形、大陆-海洋热力差异和非绝热加热因子(感热和潜热)等在环流的季节特征形成中的作用<sup>[1-6]</sup>。显然,这些研究对于认识亚洲夏季风形成的物理机制是有重要意义的。但人们更注意季风环流的中期变化和年际变化以及由此引起的气候和天气的反常,可是这方面的研究目前还不多,主要是用统计学和天气学方法讨论季风环流的中期振荡和低频振荡<sup>[6,7]</sup>,大气对热带海洋海温变化的响应<sup>[8]</sup>和一些天气事实的分析<sup>[9,10]</sup>。近来人们开始研究动力因子和非对称加热作用对季风环流变化的影响<sup>[5,6,11,12]</sup>,指出南半球澳大利亚附近冷空气爆发和亚洲与澳大利亚两大陆之间的气压梯度方向和强度对亚洲季风变化有很大影响,还有强调赤道附近非均匀加热场对越赤道气流位置和强度的影响。

对于加热场对夏季风环流的影响,应用大气环流模式似乎能更好说明加热场与环流之间的关系,但在讨论加热场异常对环流变动影响时就不容易说清楚了。Simmons<sup>[13]</sup>利用正压涡度方程,在已知平均环流场的基础上,将涡度平流项放到方程的右端,同时加上热力强迫作用。这种方法对斜压大气存在较大的困难。我们在前面的工作中<sup>[4]</sup>,在模式中引入大地形和由实测资料(而不是模式)计算的大气加热场分量(感热和潜热),模式较好地模拟了夏季风平均环流特征,说明模式提供的物理过程和平均加热场与平均环流形成之间存在某种对应关系,一方面,这种平均热源形成取决于大气环流各种过程的共同作用;另一方面,作为热源外强迫,模式产生与它相应的平均环流特征。本文在前面工作基础上,利用模式得到的非纬圈对称的夏季平均环流作为基础,在亚洲南部和澳大利亚地区

\* 本文于1988年2月25日收到,1988年12月29日收到修改稿。该课题得到国家自然科学基金的资助,项目编号为4870261。

引入不同的热源、冷源扰动,研究季风环流对这些热源扰动的响应。

## 二、模式中冷、热源扰动

加热场异常在实际大气中是客观存在的。本文讨论亚洲南部热源扰动和澳大利亚冷源扰动的影响,在模式试验中引入两种性质的热源扰动:一种是热源,如印度—孟加拉地区由于季风槽、季风低压发展,或在南海—西太平洋地区由于热带辐合带,热带气旋发展,在某一时期内产生过量降水,强迫源就可能发生明显变化,这种热源扰动常呈椭圆型分布,热量分配主要在对流层中上部;另一种是冷源,如南半球冷空气爆发到澳大利亚西北部引起大气降温,降温以对流层低层明显。另外,青藏高原或亚洲大陆东部等地区也可能因异常降水产生热源的异常。表1列出模式试验热源扰动的参数,扰动热源取椭圆形分布:

$$Q = Q_0 \left[ 1 - \left( \frac{(x-x_0)^2}{a^2} + \frac{(y-y_0)^2}{b^2} \right) \right]$$

这里  $Q_0$  为扰动冷热源中心  $(x_0, y_0)$  的强度,  $a, b$  分别为扰动冷热源的长半轴和短半轴。

本文试验所取模式与文献[4]相同,是5层  $\sigma$  坐标初始方程球圈模式。模式中平均加热场是7月份平均地面感热通量和由夏季平均降水量推算的潜热加热。在文献[4]中已提到,模拟的平均流场特征一般积分5天就趋于准平衡状态,实际上积分3天后,平均环流特征就明显了,因此,在本文试验时,模式积分3天以后又加入上述不同地区的冷热源扰动,分别作了5个模式试验(表2)。所有试验都积分了9天,下面给出第6天的情况。

表1 模式试验热源扰动的参数表

序 号	热源扰动性质	扰动中心位置 ( $x_0, y_0$ )	扰动中心强度 ( $Q_0$ )	长半轴/短半轴	热源扰动的垂直分配
1	热源	19.6°N, 90°E (孟加拉湾)	10mm/d 降水 (~289.3w/m <sup>2</sup> )	5 $\Delta x$ /3 $\Delta y$	0.1, 0.3, 0.3, 0.2, 0.1
2	热源	14.8°N, 120°E (南海—西太平洋)	(同上)	(同上)	(同上)
3	冷源	19.6°S, 120°E (澳大利亚西北部)	-2°C/d 降温 (~225.4w/m <sup>2</sup> )	(同上)	随高度线性减小

表2 模 式 试 验 表

序 号	地 形	动力过程	平均加热场	热 源 扰 动
1	有	有	有	没有任何热源扰动
2	有	有	有	孟加拉湾附近热源扰动
3	有	有	有	南海—西太平洋地区热源扰动
4	有	有	有	澳大利亚西北部冷源扰动
5	有	有	有	南海—西太平洋地区热源扰动和澳大利亚西北部冷源扰动共存

### 三、模式模拟的夏季平均流场 和冷热源扰动所处的位置

图 1 a, b 是试验 1 得到的第 6 天 200 hPa, 850 hPa 的流场。在对流层高层, 强大的南亚高压、墨西哥高压以及它们南侧的强东风带与实况都比较接近。南亚高压中心位于  $30^{\circ}\text{N}$ ,  $85^{\circ}\text{E}$  附近, 其北  $40^{\circ}\text{N}$  附近出现  $20\text{ m/s}$  以上强西风中心, 其南低纬地区东风带也达  $15\text{ m/s}$  以上。模式也模拟了西太平洋地区的副热带高压。对流层低层流型比较简单, 亚非大陆为低压区, 太平洋地区受强大的副热带高压控制。在亚洲南部低纬度地区存在广阔的西南气流, 东伸至  $140^{\circ}\text{E}$  附近, 与那里副高西南侧的偏东南气流汇合成 ITCZ。模式也模拟了南半球低纬地区反气旋高压带及其北面的越赤道气流, 但强度比实况弱。

亚洲南部两个热源扰动都处在对流层高层大陆高压南侧的偏东气流中, 其中孟加拉湾热源扰动所处的偏东气流较强, 约  $12\text{ m/s}$ ; 南海—西太平洋热源扰动四周偏东气流较弱,  $8\text{ m/s}$  左右。在对流层低层, 亚洲南部两个热源扰动都处在西南气流中, 而澳大利亚冷源扰动位于南半球反气旋脊区附近, 周围气流较弱。

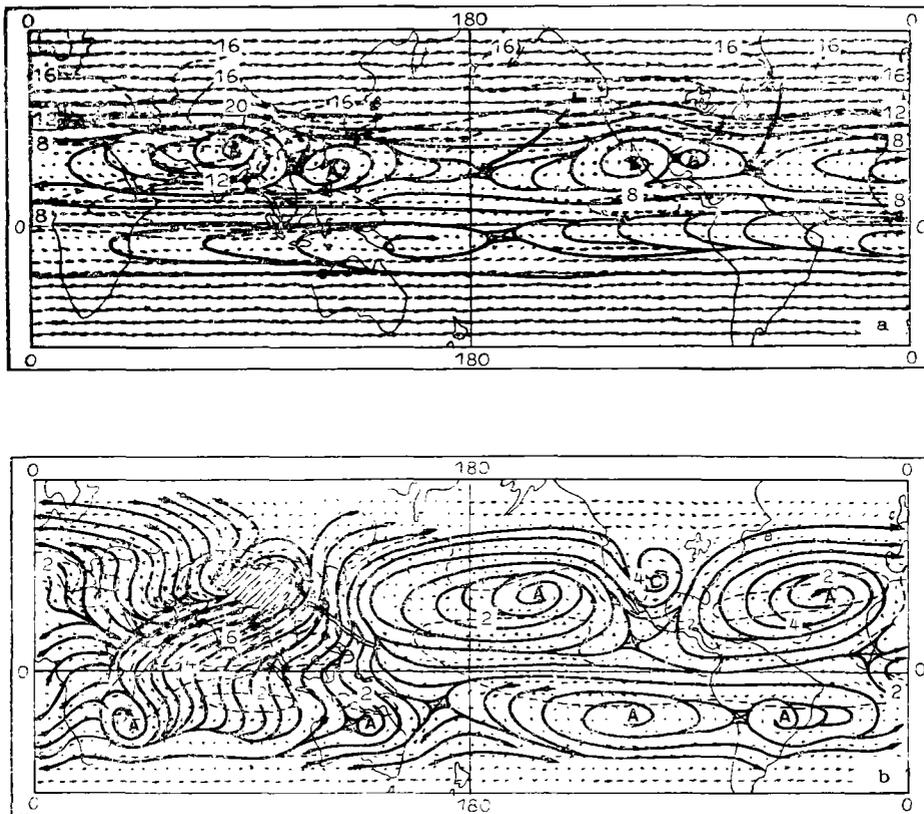


图 1 试验 1 得到的第 6 天流型  
(a. 200 hPa, b. 850 hPa; 带矢实线为流线, 粗黑点为扰动热(冷)源中心位置, 虚线为等风速线, 单位: m/s)

#### 四、亚洲南部热源扰动对夏季风环流的影响

试验 2 和试验 3 分别在上述模拟的夏季风环流基础上, 在孟加拉湾和南海—西太平洋地区加入热源扰动。

##### 1. 孟加拉湾热源扰动的影响

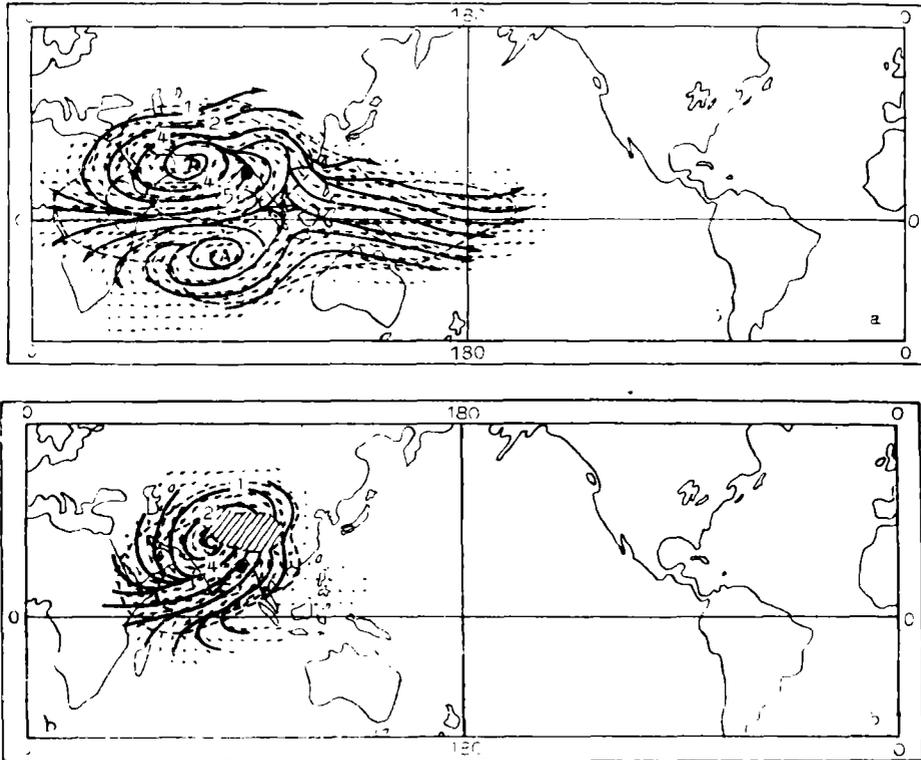


图 2 试验 2 和试验 1 第 6 天流场差异图

(a. 200 hPa, b. 850 hPa, 带矢实线为流线, 虚线为等风速线, 单位: m/s)

加入热源扰动后, 大的环流特征改变不大, 但流场的差异还是十分明显的。图 2 a, b 是试验 2 和试验 1 第 6 天 200 hPa, 850 hPa 流场差异图。在对流层上部, 热源扰动中心以西  $25^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$  附近出现反气旋扰动, 其北侧偏西气流增加了  $3-4\text{ m/s}$ , 南侧偏东气流增加  $5\text{ m/s}$  以上。在热源扰动的西南方, 南半球  $15^{\circ}\text{S}$ ,  $75^{\circ}\text{E}$  附近还有一个反气旋扰动, 其强度比北半球的反气旋扰动弱得多。在热源扰动中心以东, 南北半球赤道低纬地区偏东气流减小约  $1\text{ m/s}$  左右。在对流层中低层, 在热源扰动中心的西北方, 印度西北部  $30^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\text{E}$  附近出现气旋性扰动, 其南侧偏西气流增加  $4\text{ m/s}$  以上, 青藏高原东南侧, 我国云贵高原地区西南气流都得到加强。

由图 2 a 和图 3 扰动风场和扰动高度场的配置可以看出, 在热源扰动的西侧表现为 Rossby 模态的结构, 扰动有较大的经向范围, 扰动风场和扰动高度场梯度的方向基本满足地转关系; 而在热源扰动的东面则表现为 Kelvin 模态的结构, 扰动局限于赤道地区, 经

向风速  $v \approx 0$ , 东传速度平均约每日 10 个经度。所以, 热源扰动通过罗斯贝波和开尔文波的传播影响印度洋和西太平洋地区, 与 Gill 的结果<sup>[14]</sup>相似。这里扰动热源叠加在非纬圈对称的夏季平均环流上, 位于北半球, 因此流场扰动和高度场扰动除了东西向不对称, 南北向不对称也很明显。对流层高层北半球反气旋扰动的强度和等压面高度的增加都比南半球大得多; 而在对流层低层, 流场改变主要发生在北半球热源扰动附近地区, 对  $5^{\circ}\text{S}$  以南的南半球影响很小。东非沿岸的越赤道气流并没有因为孟加拉湾地区出现加热场异常(可以认为是那里季风槽, 季风低压发展的结果)而得到明显的加强, 这与 Raghavan 的结论<sup>[10]</sup>不同。

与流场扰动不同, 散度场和垂直速度场的改变表现与热源扰动十分一致。在热源扰动区内, 高空辐散和低层辐合有显著加强, 上升速度则相应有明显增加, 且它们的中心与热源扰动中心几乎重合(图、表略), 在热源扰动的南北两侧, 在  $30^{\circ}\text{N}$  以北和赤道以南地区有下沉运动加强, 但最大的下沉运动增加出现在热源扰动中心的西北方  $28^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$ ,  $50^{\circ}\text{E}-60^{\circ}\text{E}$  附近和热源扰动中心的西南方  $20^{\circ}\text{S}$ ,  $50^{\circ}\text{E}-60^{\circ}\text{E}$  附近(图略)。因此, 似乎有两支经圈环流扰动迭加在原来的季风环流圈上。从热源扰动中心上升的空气, 在对流层上部随加强了偏东气流西移, 然后分成两支: 南支跨越赤道在南半球下沉, 然后在对流层低层随西南气流流入北半球热带热源扰动区, 加强了原来存在的季风环流圈; 另外

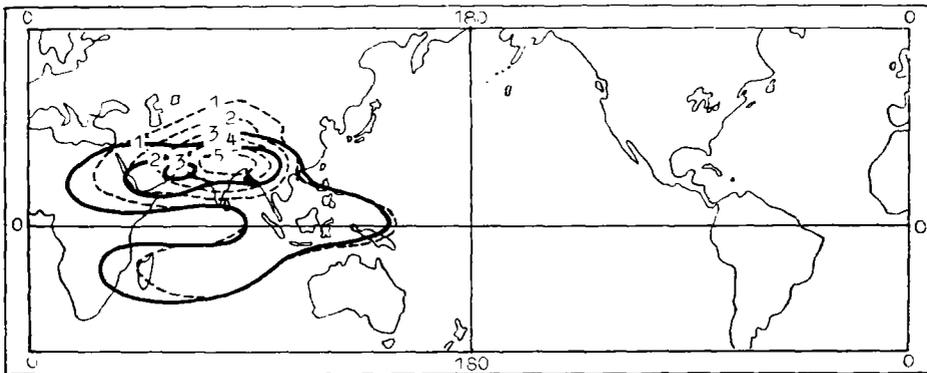


图 3 试验 2 和试验 1 第 6 天 200 hPa 位势高度差 (实线) 和 200—500hPa 厚度差 (虚线) (单位: dagpm)

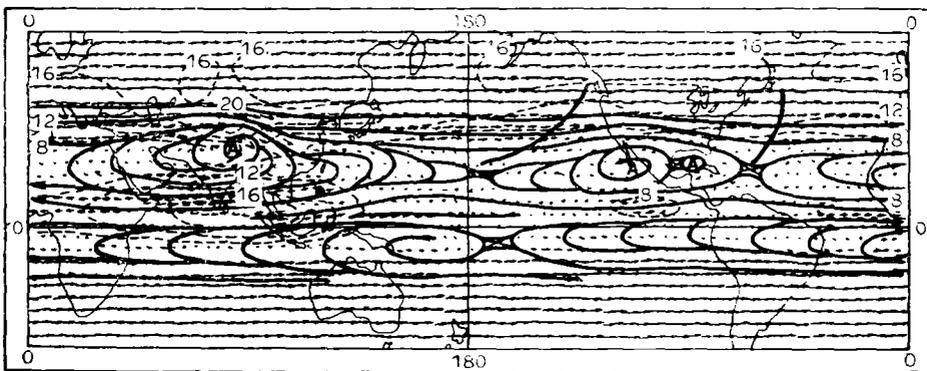


图 4 试验 3 得到的第 6 天 200 hPa 流型 (说明同图 1)

一支绕过亚洲上空反气旋,在其西侧下沉,然后由对流层低层气旋扰动西侧的西北气流流入热源扰动区。

有意思的是,热源扰动区内对流层上部大气最大增暖(厚度场差异)并不位于热源扰动中心的上空,而在其北侧和西北侧,其南侧大气增暖较小(图3),因此,热源扰动区南侧指向赤道的经向温度梯度变得更大,对该地区偏东气流的加强起了一定作用。

## 2. 南海——西太平洋热源扰动的影响

南海—西太平洋热源扰动所引起的流场、散度场、垂直速度场、高度场和厚度场的改变,相对于热源扰动中心而言,与孟加拉湾热源扰动的影响极为相似。显然,这与两个热源扰动所处的环流背景相似有关,说明在相似的环流背景下,大气加热场扰动与流场变化同样存在某种对应性。但另一方面,由于热源扰动位置不同,其所处的环流背景的部位和强度不同,对季风环流的影响也有所不同。

1) 对流层高层反气旋扰动和低层气旋扰动此时更靠近热源扰动中心(约靠近10个经度),这可能与该热源扰动所处的高空偏东气流较孟加拉湾热源扰动上空弱有关。

2) 由于热源扰动地理位置的改变,各地环流特征改变产生了相应的变化。例如,此时对流层高层反气旋扰动位于 $105^{\circ}\text{E}$ 附近,其南侧偏东气流最大增加出现在 $90^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ 低纬地区,因此亚非大陆高压在 $105^{\circ}\text{E}$ 附近加强最明显,脊向东发展,与原西太平洋副高合

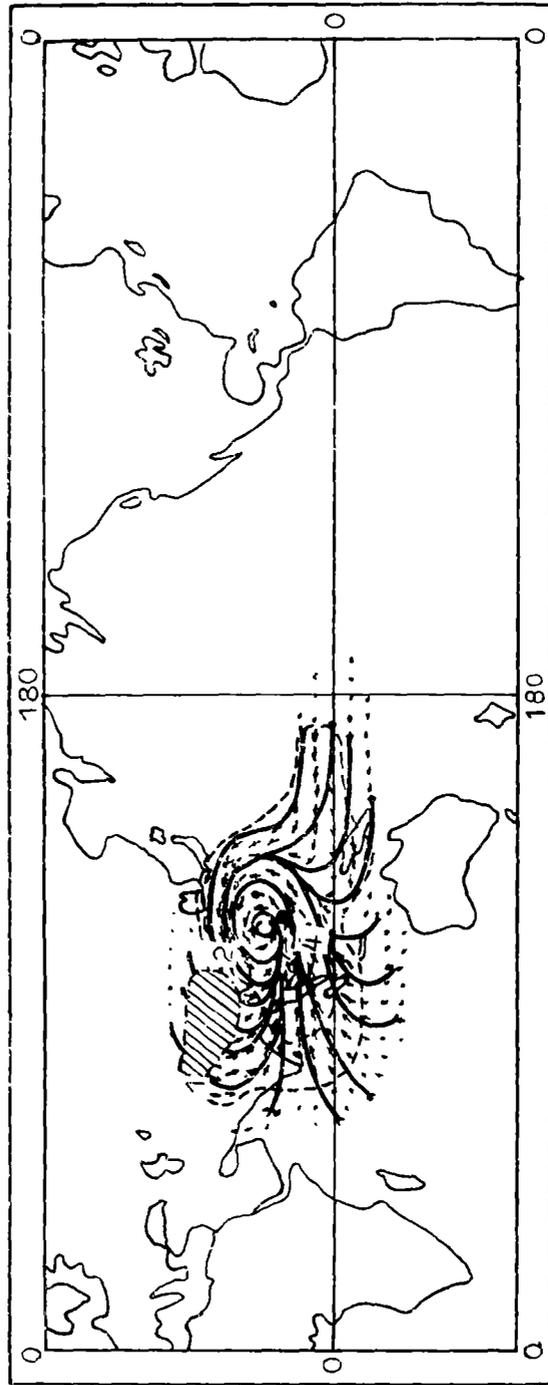


图5 试验3和试验1第6天850 hPa流场差异图  
(说明同图2)

并(图4)。在500 hPa,原伸向南海地区的西太平洋副热带高压脊此时也因为该地区存在热源扰动而消失,变成了槽区,副热带高压西端脊线的位置明显北移,由 $25^{\circ}\text{N}$ 北抬到 $30^{\circ}\text{N}$ 附近,长江中下游地区改由副热带高压脊控制,显示了南海—西太平洋热源的改变和长江中下游天气的联系,这与Nitta等<sup>[15]</sup>和黄荣辉等<sup>1)</sup>工作相一致。在对流层低层,此时气旋扰动出现在南海的东北部(图5),南海中南部最大的偏西南气流增加 $4-5\text{m/s}$ ,而我国华南及沿海地区有偏东气流分量增加,我国云贵高原地区西南气流有所减弱。

3) 由于南海—西太平洋热源扰动比孟加拉湾热源扰动更靠近赤道(约 $5^{\circ}$ ),因此对流层低层 $100^{\circ}\text{E}-110^{\circ}\text{E}$ 之间越赤道的西南气流增加了约 $2\text{m/s}$ ,大于试验2中对越赤道气流的影响。

### 五、澳大利亚冷源扰动对夏季风环流的影响

试验4假定在澳大利亚西北部有一个大气平均降温为 $2^{\circ}\text{C/d}$ 的冷源扰动,此时环流改变与亚洲南部热源扰动影响时明显不同。在对流层上部,冷源扰动区内出现气旋性环流扰动(顺时针),气旋扰动中心几乎与冷源扰动中心重合。500 hPa上气旋扰动中心东

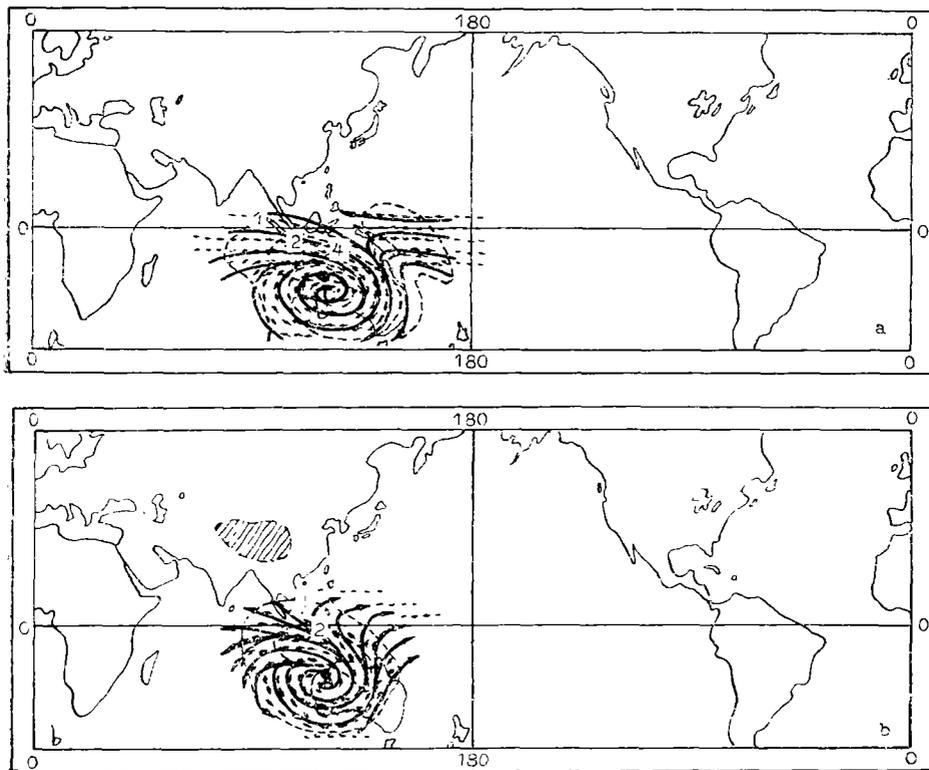


图6 试验4和试验1第6天流场差异图  
(a. 200 hPa, b. 850 hPa;其它说明同图2)

1) 黄荣辉、吴仪芳, ENSO对中国夏季气候变化的影响及其1987年汛期预报情况,中国科学院大气物理所一九八七年学术年会文摘汇编(油印本)。

移约 7 个经度。700 hPa 为流型过渡区,气旋性扰动更进一步东移并减弱,在冷源扰动西侧出现反气旋环流扰动。到 850 hPa,冷源扰动区完全受反气旋扰动控制,它们的中心也几乎重合(图 6 a,b)。显然,这是一个斜压性扰动,与一般温带西风带斜压扰动相似。

受冷源扰动影响,对流层高层在冷源扰动的北部和东北部西北气流增加约 3-4m/s,而低层相应位置上东南气流增加 2m/s 以上。扰动气流主要影响南半球,对北半球影响不大。在 90°E—135°E 区域内,对流层低层赤道附近出现 1 m/s 左右的东南气流的增加,这不足以解释 105°E 附近越赤道气流的加强。

散度场和垂直速度场的改变同样表现了流场扰动的斜压特征。在冷源扰动区,对流层上部气流辐合增加,低层辐散加强,整层气柱内下沉运动增加,但它们的中心都随高度向西倾斜的(图略)。

## 六、南北半球冷热源扰动的共同作用

试验 5 包含了南海—西太平洋热源扰动和澳大利亚冷源扰动。图 7 a,b 是试验 5 和试验 1 200 hPa, 850 hPa 流场差异图。很明显,无论是对流层高层或低层,流场的改变都保留了原来冷热源扰动影响时的特点。在北半球,对流层高层在热源扰动中心以西出现反气旋扰动,其南有 5m/s 以上偏东气流的增加;对流层低层在热源扰动中心的西北侧出现气旋性扰动,其南侧偏西气流增加 4—5m/s,与试验 3 情况极为相似。在南半球,对流层高层冷源扰动附近出现气旋性扰动,其北侧西北气流增加了 4m/s 左右;对流层低层冷源扰动区出现反气旋扰动,其北侧东南气流增加了 2—3 m/s,与试验 4 的情况颇为一致。有

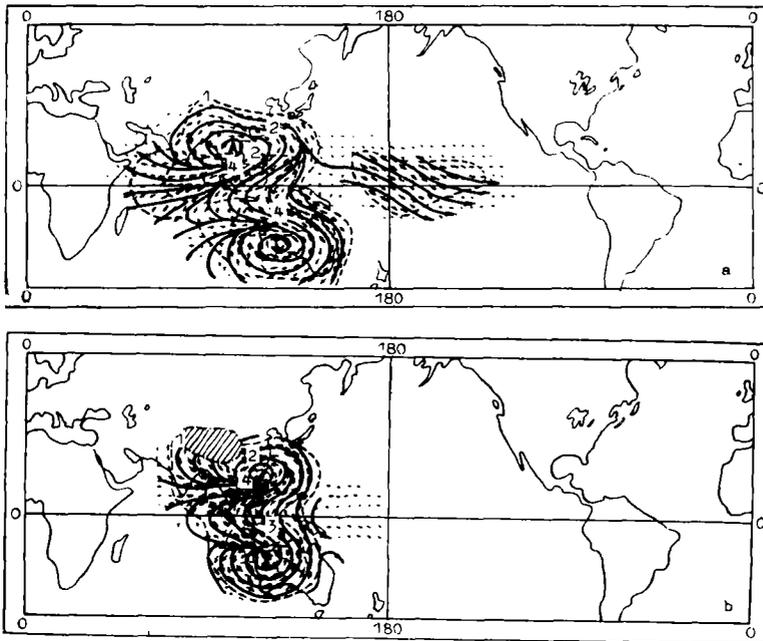


图 7 试验 5 和试验 1 第 6 天流场差异图  
(a. 200 hPa, b. 850 hPa, 其它说明同图 2)

意思的是,在赤道附近,由南北半球冷热源扰动引起的流场改变有机地联系起来。在对流层上部,北半球加强的东北气流在  $5^{\circ}\text{S}$  以南与南半球加强的偏西北气流相连;在对流层低层,南半球加强的东南气流在赤道附近与北半球加强的西南气流相联系。但从目前试验结果来看,无论北半球热源扰动,南半球冷源扰动,或它们两者的共同作用,赤道附近地区流场改变都不是很明显的,也不因为由于它们的共同作用而发生非线性增长,赤道附近地区流场的改变似乎是冷热源扰动作用的线性迭加。

这在过冷热源扰动中心的  $110^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{E}$   $u, v$  南北向廓线上反映同样十分清楚(图略),无论是  $u$  分量还是  $v$  分量,也无无论是对流层高层或低层,北半球的环流改变,试验 5 与试验 3 相似,而在南半球,试验 5 与试验 4 相似。在赤道附近,试验 5 中  $u, v$  分量的改变大致为试验 3 和试验 4 中  $u, v$  分量改变的线性和。

## 七、结论和讨论

1. 本文在模拟的夏季平均环流的基础上,研究亚洲南部和澳大利亚地区热(冷)源扰动对夏季风环流的影响。在亚洲南部热源扰动影响下,亚洲对流层高层反气旋南侧的偏东气流和低层西南季风都得到了相应的加强。澳大利亚冷源扰动使其北侧对流层低层东南气流加强。虽然在本模式试验所提供的冷热源扰动强度和模式积分时间尺度内,环流的改变还不足以改变由全球平均加热场维持的夏季风平均环流的基本特征,也不足以说明赤道地区越赤道气流的明显加强,但本文的结果表明,亚洲地区个别热源中心的变动仍可能造成某个局部地区环流和天气的变动,如孟加拉湾地区季风槽、季风降水的增加可使我国西南地区西南气流加强,而南海——西太平洋地区热源异常也可引起长江中下游地区的旱涝,这是值得注意的。

2. 由热源扰动引起的散度场扰动和垂直运动场改变与热源扰动区吻合,说明热源扰动对这些场改变直接的贡献。但流场扰动与热源扰动并不一致,它们的改变不仅与热源扰动有关,而且与基本流场特征和热量垂直分配有关。

3. 迭加在非纬圈对称夏季平均环流上亚洲南部两个地区的热源扰动所引起的流场改变表现出明显的南北不对称性,对流层高层北半球反气旋扰动强度大于南半球反气旋扰动,而在对流层低层,只是北半球的气旋性扰动比较明显。相对热源扰动中心而言,这两个热源扰动引起的环流改变呈现了相似的特征,说明在大的环流背景下,大气加热场扰动与流场改变存在某种对应性,但由于热源扰动所处的地理位置和环境流场不同,对各地季风环流的影响也有所不同。

4. 受澳大利亚冷源扰动影响,高层出现气旋性辐合扰动,低层为反气旋辐散扰动,流场扰动中心的轴线随高度向西倾斜,与西风带斜压扰动相似。

5. 在南北半球冷热源扰动共同作用下,流场的改变保留了原来冷热源扰动影响的各自的特点。在赤道附近地区,流型的改变大致相当于冷热源扰动作用的线性迭加。

应该指出,目前模式中冷热源扰动强度不是很大,积分时间也不长。因此,对于异常强度的冷热源扰动的的影响,对于它们的不同位置和持续影响等需要进一步研究,某些工作目前正在试验中。

## 参 考 文 献

- [1] Manabe, S., et al., Tropical circulation in a time-integration of a global model of atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 4, 580—613, 1970.
- [2] Kuo, H. L., and Y. F. Qian, Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 12, 1879—1897, 1982.
- [3] Ji, Liren et al., A numerical experiment on the dynamic and thermal effects of Qinghai-Xizang (Tibet) plateau in summer, Proceedings of the First Sino-America Workshop on Mountain Meteorology, Beijing, 18—23, May, 1982, Science press, Beijing, China, 1983.
- [4] 沈如金、纪立人, 夏季亚非地区季风环流形成中大地形和不同加热因子的作用, *高原气象* **8**, 1, 39—51, 1989.
- [5] 王兴东、陶诗言, 西太平洋越赤道气流的初步分析, *海洋学报*, **6**, 2, 160—173, 1984.
- [6] 陈隆勋, 东亚季风环流系统的结构及其中期变动, *海洋学报*, **6**, 6, 744—758, 1984.
- [7] Lau, K. M., and P. H. Chan, Aspects of the 40—50 day oscillations during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 7, 1354—1367, 1986.
- [8] Palmer, T. N., and Z. B. Sun, A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the north-west Atlantic and the atmospheric general circulation, *Q. J. R. Met. Soc.*, **111**, 947—975, 1985.
- [9] Findlater, J., A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer, *Q. J. R. Met. Soc.*, **95**, 362—380, 1969.
- [10] Raghavan, K., et al., Interaction between the West Arabian Sea and the Indian Monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 5, 719—724, 1978.
- [11] 赵宗慈、王绍武, 南北半球大气环流与气候相互作用, *气象学报*, **37**, 2, 58—68, 1979.
- [12] 唐东升、谢立安, 加热场对低空越赤道气流影响的数值试验研究, *热带气象*, **2**, 4, 1986.
- [13] Simmons, A. J., The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating, *Q. J. R. Met. Soc.*, **108**, 503—534, 1982.
- [14] Gill, A. E., Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. R. Met. Soc.*, **106**, 447—462, 1980.
- [15] Nitta, T., et al., Long-term variations of tropospheric circulations in the Western Pacific Region as derived from GMS cloud winds, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 895—911, 1986.

## THE EFFECTS OF ANOMALOUS HEATING ON SUMMER MONSOON OVER ASIA

Shen Rujin Ji Liren

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

### Abstract

Based on a zonally non-uniform mean circulation in summer simulated by numerical modelling, perturbation heatings over South Asia and a perturbation cooling over Northwest Australia were incorporated in a numerical model to discuss their effects on summer monsoon over Asia and the structure of flow disturbance in this paper. It is shown that the perturbation heatings over the Southern Asia may make the upper easterlies to the south of the Tibetan High and the lower southwest flows strengthen, whereas the perturbation cooling over Australia can force a baroclinic disturbance and make the southeasterlies in the lower levels increase on its north side. However, so far as the scope of the anomalous heating/cooling introduced in the model and the time scale of model

integration are concerned, the flow changes due to these perturbations may be mainly local and in the hemisphere where the perturbation heating/cooling is located. These changes are not strong enough to change the major features of the summer monsoon which is maintained by the global mean heating forcings and to explain the apparent strengthening of the cross-equatorial flows. The changes in divergence and vertical velocity fields are consistent with the distribution of the perturbation heating, indicating the direct contribution of anomalous heating to these changes. But the flow disturbances deviate from the perturbation heating, suggesting that the flow changes are related not only to the perturbation heating, but to the mean monsoonal circulation.