

文章编号: 0529-6579 (2000) 02-0097-06

南海夏季风爆发迟早年对流层温度场 演变特征及其热力成因*

简茂球, 贺海晏

(中山大学大气科学系, 广州 510275)

摘要: 分析了1993与1994年南海夏季风爆发前后华南上空温度场演变特征及其热力过程。结果表明: 南海夏季风的爆发与华南及邻近地区对流层季节性增温从而使得华南与赤道地区对流层的南北温差逆转的现象有密切联系; 暖平流作用是导致南海季风爆发前华南地区上空对流层增温的一个重要因子, 在此期间由上升运动引起的绝热冷却过程总是抑制对流层的增温; 非绝热加热因子对温度局地变化的贡献依赖于华南地区降水的多寡。由于1994年4月中的南北温差及此后的赤道上空增温都比1993年的弱, 而且1994年4月中至5月初华南上空的增温比1993年同期的明显。最终南海季风区的南北温度梯度逆转早, 季风爆发较早。相对而言, 1993年的南北温度梯度逆转比1994年迟, 季风爆发也偏迟。

关键词: 南海夏季风; 建立迟早; 温度场; 热力成因

中图分类号: P425.42 **文献标识码:** A

亚洲季风包括了印度季风和东亚季风, 其中南海热带季风是东亚季风的成员之一。大量的研究表明, 它与印度季风系统既有联系又相对独立。多年平均情况表明南海热带季风的爆发(5月中旬前后)要比印度季风爆发(6月10日前后)提早约1个月^[1]。这种差异显然与夏季风的建立和维持的成因直接相关。个别年份的个例分析^[2]表明, 亚洲热带季风(印度季风和南海季风)爆发的迟早与大约10°N以北的对流层中上层迅速的季节性增暖的迟早密切相关。作者^①曾通过空间对比, 分析了亚洲季风区热带季风爆发迟早的热力成因, 本文则针对南海季风区, 选择季风建立较迟和较早的年份, 从时间上的对比分析来说明问题。

由于南海夏季风的爆发与我国东部尤其华南地区的降水季节性增强有紧密的联系, 所以对南海夏季风爆发的预报有非常重要的意义。从上述目的出发, 本文选1993及1994年作为南海夏季风爆发迟早的个例, 分析夏季风爆发前后的对流层温度场及非绝热加热、垂直绝热变温和水平温度平流等热力过程的演变特征, 以期对影响南海夏季风爆发迟早的因

* 基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49675264)

① 简茂球, 贺海晏. 亚洲夏季风建立前后对流层温度场演变特征及其热力成因. 热带气象, 2000(待刊).

收稿日期: 1999-05-17 作者简介: 简茂球(1965~), 男, 副教授.

素有进一步的了解,为南海夏季风的爆发预报提供依据.

1 诊断方程及资料

诊断方程为热力方程及水汽方程^[3],本文用倒算法计算大气显热源和水汽汇.资料来自 NCEP 逐日全球客观分析格点风、温度及湿度资料,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,垂直层次共 7 层分别是 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 hPa. 分析时段为 1993 及 1994 年的 3 月 7 日至 7 月 14 日,每 5 天 1 候,共 26 候.

2 南海夏季风爆发时间及对流层温度场的演变

2.1 夏季风爆发的时间

到目前为止还没有统一的南海夏季风爆发定义的标准,有的以 850 hPa 的风场定义^[4],有的以 OLR 值结合风场定义^[5,6]. 本文引用贺海晏等^①提出的结合高低风切变及高度场的一种判别标准,得到 1993 及 1994 年南海夏季风爆发时间分别是第 30 候(5 月 26~30 日)和第 25 候(5 月 1~5 日),这里的候序按一年共 73 候算,而 1982~1996 年共 15 a 的南海夏季风平均爆发时间是第 28 候(5 月 16~20). 故在 1993 年南海夏季风爆发稍偏晚,而在 1994 年则明显偏早.

2.2 对流层温度场的演变

海陆热力性质的差异是导致亚洲季风最根本的原因. 自春季起,由于海陆热力特性的不同,大陆上空气团增暖率逐步高于海洋上空的气团,其结果必然导致南北温度的逆转. He 等^[7]分析 1979 年亚洲季风的爆发过程发现这种逆转过程存在阶段性与突发性,并由东向西发展,即当夏季风在东亚地区建立期间,先在大约 85°E 以东地区出现北暖南冷的逆转,然后在印度季风爆发时,整个亚洲区域都为反向温度梯度. 从图 1 给出的 500 hPa 温度纬度-时间演变图可以发现,在 1993 年,自 3 月末(第 18 候)起,华南及其邻近地区出现波动性的增温,但大范围稳定的增温却是在第 28 候(5 月 16~20)以后. 在 29~30 候, -4°C 线的北界在 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间,副热带与赤道地区的南北温差开始逆转,这与该年南海夏季风爆发的时间(第 30 候)是一致的(图 1a). 1994 年暖中心出现在华南上空较早,相应的南北温差逆转也早,因此南海季风爆发早(图 1b). 可见,华南以及邻近地区上空的大气增暖的快慢与南海季风的爆发早晚有着密切的联系.

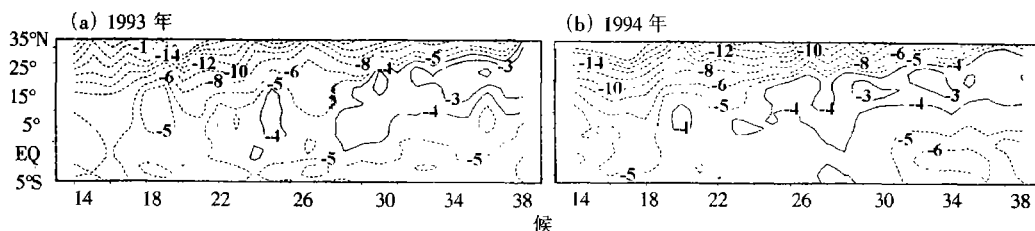


图 1 500 hPa 温度沿 112.5°E 的纬度-时间剖面图(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig.1 Time-latitude sections of temperature at 500 hPa level along 112.5°E

① 贺海晏,温之平,随中兴. 亚洲热带季风建立迟早的气候特征. 中山大学学报(自然科学版), 2000(待刊).

图2是1993与1994年华南及邻近地区与赤道地区对流层各层的南北温差随时间演变的剖面图.可以看出无论哪一年,200hPa以下对流层的南北温差具有明显的季节性变化;1993年在第30候(5月26~30日)前后,整个对流层的南北温差由南暖北冷转变为南冷北暖(正温差)(图2a),而1994年这种逆转则出现得更早一些,约在第25候(5月1~5日),这些南北温差逆转的时间与上述给出的南海夏季风爆发的时间大致相同.另外一个有趣的现象是对流层中层400~300hPa层南北温差的逆转较其它层晚.对流层中上层的北暖南冷温差产生偏东的热成风,从而使得低层西南风,高层偏东北风这种夏季风环流得以建立和稳定维持.

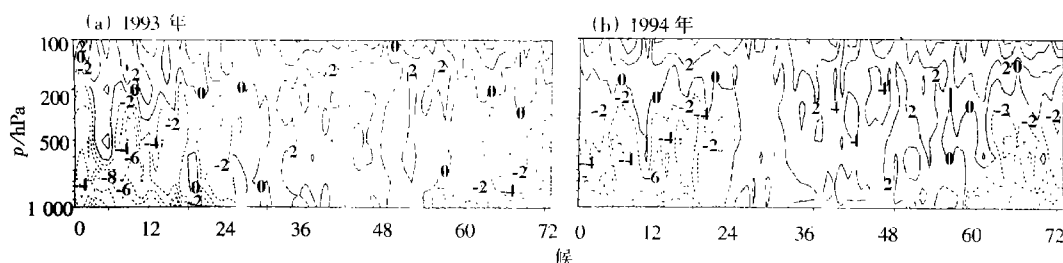


图2 115°E对流层各层北南温差 ($t_{22.5°N} - t_{EQ}$) 的高度-时间剖面 (单位:°C)

Fig.2 Height-time sections of $t_{22.5°N} - t_{EQ}$ along 115°E

南海季风区对流层南北温度梯度发生逆转的直接原因是华南及其邻近地区上空大气增温比南海南部赤道空空的增温显著得多,这从图3给出对流层中层南北温度的实际演变过程(3点平滑)可以很清楚反映出.赤道对流层中层大气不仅增温较缓慢,并在夏季风爆发前后(如1993年的第24~25候,29~30候,1994年的第24~25候,28~29候)有极大值,而且在南海季风爆发后,随着赤道辐合带的北移,对流层气温呈波动性下降,但总体上讲温度的变化幅度不大(1~2°C);相比之下华南大陆上空气温除呈波动性上升外,在南海季风爆发前1~2个月内存存在2~3次显著的增温过程,如1993年第17~19、24~25、27~31候,以及1994年的第18~20、22~25候.造成这些显著增温的热力过程将在后面讨论.有趣的是,1993及1994年南海季风爆发都是出现在北部地区500及300hPa平均温度高于-18°C以后,而且在季风爆发前的5~6候,上述气温都维持高于-20°C.

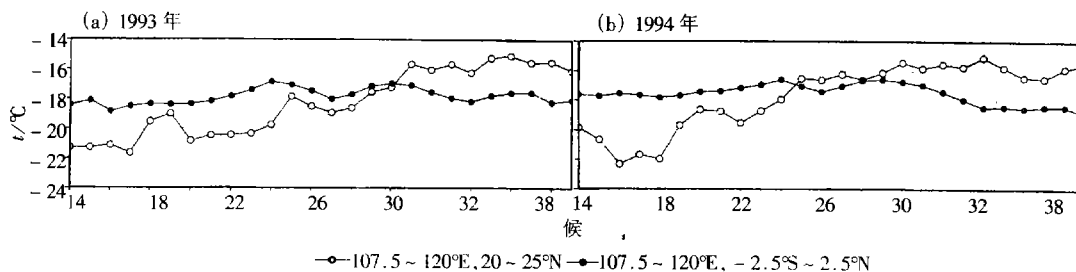


图3 华南地区及赤道地区500~300hPa平均温度的时间演变 (单位:°C)

Fig.3 Time variations of 500~300 hPa level mean temperature over the South China and the equatorial regions

从图3还可以发现,1993年第22候(4月16~20日)的南北温差为2.63°C,1994年则为2.37°C.在上述两年第22~25候,赤道对流层中上层的增温幅度分别为0.85和0.5°C,而华南上空的增温则分别是2.63及3.0°C.由于在1994年第22~25候华南上空的增

温幅度超过第 22 候的南北温差及同期赤道上空的增温之和, 因此到了第 25 候华南上空的温度超过赤道上空的温度, 南北温度梯度发生逆转, 南海夏季风爆发. 相反, 在 1993 年, 第 22~25 候华南的增温比初期南北温差及赤道上空增温之和 (3.48°C) 小, 到第 25 候南北温度梯度还不逆转, 所以该年南海夏季风爆发比 1994 年要来的迟.

上述讨论表明, 华南上空的增温率是影响南海季风区南北温度梯度逆转迟早的主要因素, 但不是唯一的因素. 垂直积分的温度演变特征与上述 500 和 300 hPa 平均的情形相似.

3 对流层温度变化的热力原因

图 4a, b 给出各年垂直积分的水平温度平流 $\langle -Q_{12} \rangle < -C_p V \cdot \nabla_b T \rangle$ 即的纬度-时间演变过程. 各年南海季风爆发前, 在 $15^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 纬度带都存在一致的明显的暖平流, 而且 1993 年的比 1994 年显著, 这是有利华南及其邻近地区增温的. 这可能与青藏高原的热力和动力作用密切相关. 如 1993 及 1994 年 4 月在青藏高原西南侧到印度北部存在一个准定常的温度槽, 而高原东南方向南海季风区则受暖脊控制. 高原强迫的绕流与上述温度场的配合有利于在东南亚上空形成暖平流, 5 月也有类似的情形 (图略). 在各年的夏季风爆发后, 上述纬带的暖平流有所减弱. 而在赤道地区, 两年中第 20~24 候的水平温度平流项符号正好相反, 即 1993 年为弱的暖平流, 而 1994 年为弱的冷平流.

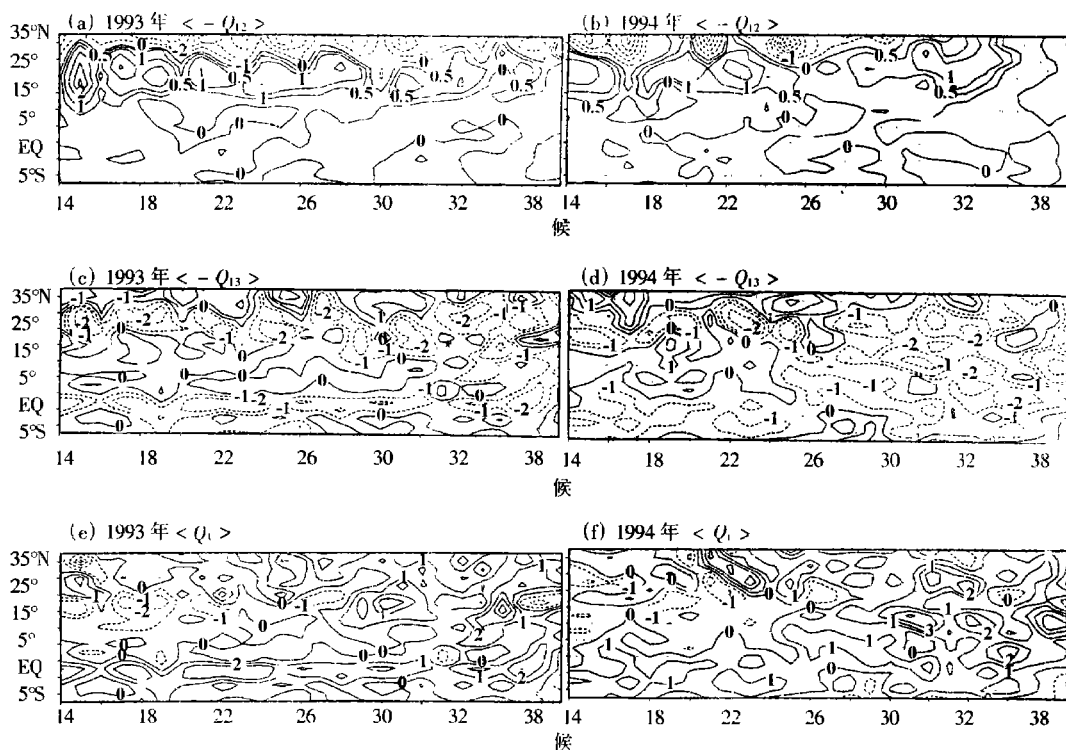


图 4 $\langle -Q_{12} \rangle$ 、 $\langle -Q_{13} \rangle$ 和 $\langle -Q_1 \rangle$ 沿 $110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 的时间-纬度剖面图 (单位: 100 W/m^2)

Fig. 4 Time-latitude sections of $\langle -Q_{12} \rangle$, $\langle -Q_{13} \rangle$ and $\langle -Q_1 \rangle$ along $110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$

与 $\langle -Q_{12} \rangle$ 项相比, 垂直绝热变温项 $\langle -Q_{13} \rangle$ 即 $\langle -C_p(p/p_0)^{\kappa} \omega \partial \theta / \partial p \rangle$ 在华南上空则没有大范围的同号分布 (图 4c, d). 各年第 25 候 (5 月 1~5 日) 之前, 在 $7.5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间都是下沉绝热增温, 这与季风爆发前西太平洋副高脊维持在南海区域有关. 而 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$

主要是与江南雨带相关的上升绝热冷却过程，但在其南北边界也存在间歇性的下沉增温。平均而言，在华南上空还是以上升绝热冷却为主。在赤道地区，上升绝热冷却区都出现在各年第 25 候之前，而且 1993 年的强度比 1994 年显著。所以无论华南还是赤道地区， $< -Q_{13} >$ 项的作用都是不利对流层增温的。

影响温度局地变化的第 3 个因子是大气中的非绝热加热，即大气的显热源 $< Q_1 >$ ，如图 4e, f 所示。1993 年 4 月中旬（第 22 候）之前华南上空的 $< Q_1 >$ 基本是负值，即非绝热冷却；而自 4 月中旬到 5 月下旬季风爆发，随着华南降水的逐渐增多（表现为水汽汇 $< Q_2 >$ 增大，图略），潜热释放增强，使得大气中出现非绝热加热（ $< Q_1 >$ 为正值），这种加热在南海夏季风爆发后一个月里表现更加明显（图 4e）。在 1994 年 3 月 20 ~ 25°N 纬带基本为非绝热加热，而后的 4 月（19 ~ 24 候）该纬度带则基本为热汇即非绝热冷却。南海夏季风爆发之后，华南上空 $< Q_1 >$ 项的时间演变与 1993 年季风爆发后情形相似（图 4e）。另一方面，在赤道地区，各年的 $< Q_1 >$ 变化几乎与同年的 $< -Q_{13} >$ 项变化反位相，强度也非常接近。换言之，赤道地区有较明显的非绝热加热（潜热），而且各年第 25 候之前的强度较其之后的强。同时 1993 年的非绝热加热要比 1994 年的显著。所以 $< Q_1 >$ 项的作用是有利赤道上空增温的。

为了更清楚地了解各热力因子对华南上空对流层季节性增温贡献的大小，表 1 给出 1993 及 1994 年各年夏季风爆发前几候华南地区（107.5 ~ 120°E，20 ~ 25°N）对流层中高层各因子的区域平均值。可以看出，在两个例的 4 月下旬到 5 月初，华南地区对流层中高层增温的主要因子是显著的暖平流和非绝热加热，其中以非绝热加热作用最明显。在上述时段，1994 年的平均增温率要比 1993 年稍大，这对 1994 年南海季风爆发较早非常有利的。

表 1 1993 及 1994 年季风爆发前后华南地区各热力因子 500 ~ 300 hPa 层平均值（℃/d）

Tab.1 500 ~ 300hPa mean values of the thermal factors over the South China region in 1993 and 1994

时间	1993 年				1994 年			
	$< Q_{11} >$	$< -Q_{12} >$	$< -Q_{13} >$	$< Q_1 >$	$< Q_{11} >$	$< -Q_{12} >$	$< -Q_{13} >$	$< Q_1 >$
4 月 21 日 ~ 5 月 5 日	0.174	0.687	-1.36	0.853	0.193	0.50	-1.05	0.743
5 月 6 ~ 30 日	0.03	0.33	-1.24	0.94	0.05	0.29	0.37	-0.61

同样在 1993 年夏季风爆发前 5 月 6 ~ 30 日，各热力因子的作用和前期的相似，只是潜热释放增强，非绝热加热率也随之加强，而暖平流则明显减弱，这时期由暖平流和非绝热加热抵消上升绝热冷却决定了对流层中上层有较弱的增温幅度。

4 小结与讨论

根据上述两个例的分析，结果表明，南海夏季风的爆发与华南及邻近地区对流层上空的季节性增温有密切关系；华南及邻近地区上空的增温使得与赤道地区的温差缩小而逆转（北暖南冷）。南海夏季风爆发之前，华南上空的暖平流是导致对流层季节性增温一个非常重要的热力过程；而垂直上升运动造成的绝热冷却作用总是抑制对流层的增温；非绝热加热因子则要随着华南降水增多导致更多的潜热释放而有利于局地增温的加强。

赤道上空的增温由较强的非绝热加热作用（潜热）、垂直绝热冷却及弱平流项（暖平流或冷平流）所决定。

由于1994年4月中的南北温差及此后的赤道上空增温都比1993年的弱,而且1994年华南上空的增温比1993年同期的明显,因此使1994年南海季风区的南北温度梯度逆转较早,季风爆发早。换言之,1993年的南北温度梯度逆转比1994年的来得迟,南海季风爆发也偏迟。

虽然南海夏季风的爆发与华南及邻近地区对流层季节性增温密切相关,但赤道上空的季节增温率的大小及冬末春初副热带与赤道地区的南北温差也是影响南海季风爆发迟早不可忽视的因素。这意味着给南海季风爆发迟早的预测增加复杂性。上述分析的仅是2个个例,还需要分析更多的个例以便更加全面地了解主导南海夏季风爆发早晚的热力成因。

参考文献:

- [1] LIHILL J, PEARCE R P. 季风动力学[M]. 陈咸吉等译. 北京: 气象出版社, 1986. 399.
- [2] 贺海晏. 南海季风的若干特征II: 关于热带季风成因的注记[A]. 见: 张庆荣等著. 南沙海域海气相互作用与天气气候特征研究[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 194~199.
- [3] YANAI M, ESBENSEN S, CHU J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets[J]. J Atmos Sci, 1973, 30: 611~627.
- [4] YAN J Y. Observational study on the onset of the South China Sea southwest monsoon[J]. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 277~287.
- [5] 谢安, 刘霞, 叶谦. 上游赤道西风在南海夏季风爆发中的重要作用[J]. 应用气象学报, 1998, 9: 129~140.
- [6] WANG B, WU R. Peculiar temporal structure of the South China Sea monsoon[J]. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 177~194.
- [7] HE H Y, MCGINNIS J W, SONG Z, et al. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan plateau[J]. Mon Wea Rev, 1987, 115: 1966~1995.

Evolutions of Temperature Fields in Troposphere and Corresponding Thermal Mechanisms in the Early and Late Onset Cases of South China Sea Summer Monsoon

JIAN Mao-qi^{*}, HE Hai-yan

Abstract: The evolutions of the troposphere temperature fields during March to June in 1993 and 1994 over South China Sea(SCS) monsoon area and their thermal mechanisms are analyzed. Results show that the onset of SCS summer monsoon is closely associated with the seasonal warming in troposphere over the zonal belt of 10~30°N, which leads to the inversion of meridional temperature gradient(MTG). Before the SCS monsoon onset, the warm horizontal advection plays an very important role for the local warming over the South China region, and the contribution from diabatic heating to the local warming mainly depends on the precipitation rate over the South China region, while the local warming is suppressed by the vertical adiabatic process(cooling). From middle April to early May the warming in the mid-upper troposphere over the South China in 1994 is stronger than that in 1993. However, the MTG during the middle of April and the warming rate over the equatorial region in 1994 are weaker than those in 1993. Consequentially, the inversion of MTG occurs earlier in 1994 than in 1993.

Keywords: SCS summer monsoon; early or late onset; temperature; thermal mechanism

^{*} Department of Atmospheric Sciences, Zhongshan University, Guangzhou 510275, China