

刘向文, 孙照渤, 顾伟宗, 等. 2009. 我国东部季风区夏季持续非绝热加热的特征分析和数值试验 [J]. 大气科学, 33 (1): 71–80. Liu Xiangwen, Sun Zhaobo, Gu Weizong, et al. 2009. Feature analysis and numerical experiments of the persistent diabatic heating in the summer monsoon regions in eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 71–80.

我国东部季风区夏季持续非绝热加热的特征分析和数值试验

刘向文^{1, 2} 孙照渤¹ 顾伟宗³ 邓伟涛¹ 曾刚¹

¹ 南京信息工程大学 江苏省气象灾害重点实验室, 南京 210044

² 国家气候中心 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081

³ 山东省气候中心, 济南 250031

摘 要 首先用 NCEP/NCAR 再分析资料统计了我国东部季风区华南、江淮、华北的夏季持续非绝热加热情况, 然后针对非绝热加热的主要贡献因子凝结潜热进行不同区域的数值试验, 从而探讨了各区凝结潜热加热对大气环流的可能影响途径。所有数值试验都揭示了凝结加热可以首先在对流层中低层的加热区附近激发气旋性异常, 然后异常向东北传播, 并最终在中高纬地区形成正负中心相间的波列状结构, 这在一定程度上体现了潜热加热能的向东向极频散过程。此外, 不同个例年试验结果的差异说明了大气环流对凝结加热的最初响应情况比较复杂, 很大程度上依赖于加热初始阶段的大气环流场, 而呈现出与垂直环流结构相类似的异常分布是可能的响应方式之一。

关键词 持续非绝热加热 凝结加热 中高纬环流 波列

文章编号 1006–9895 (2009) 01–0071–10

中图分类号 P462

文献标识码 A

Feature Analysis and Numerical Experiments of the Persistent Diabatic Heating in the Summer Monsoon Regions in Eastern China

LIU Xiangwen^{1, 2}, SUN Zhaobo¹, GU Weizong³, DENG Weitao¹, and ZENG Gang¹

¹ Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

³ Climate Center of Shandong Province, Ji'nan 250031

Abstract The NCEP/NCAR reanalysis data is firstly used to analyse the persistent diabatic heating in the summer monsoon regions including South China, the Changjiang River-Huaihe River valley and North China. Seeing that condensation heating is the main part of diabatic heating in the monsoon region, then related numerical experiments in the above three regions are made so as to discuss the possible impacting approaches of condensation heating on general circulation. All numerical experiments reveal that, the condensation heating can firstly induce cyclonic anomaly nearby the heating region in the mid-low troposphere, then the anomaly propagates northeastward, and the wave train forms in mid-high latitudes finally, which indicates the northeastward dissipation of latent heat energy. Moreover, the difference of instance experiments shows that the initial response of atmosphere to the condensation

收稿日期 2007–05–23, 2007–12–24 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40775059, 江苏省气象灾害重点实验室资助项目 KLME060301、KLME050304、KLME060212

作者简介 刘向文, 男, 1980 年出生, 博士研究生, 主要从事短期气候变化研究。E-mail: lxw2003y@nuist.edu.cn

heating depends a lot on the general circulation in the initial stage of heating, and the anomaly distribution similar to the vertical circulation structure may be one of the possible response modes.

Key words persistent diabatic heating, condensation heating, mid-high latitude circulation, wave train

1 引言

从气候意义上讲,我国东部的夏季风降水具有明显的阶段性:从5月中下旬南海季风爆发后,到6月中旬雨带主要位于华南;6月下旬到7月上中旬,雨带北跳停留在江淮流域,对应着江淮梅雨期;7月中下旬开始,雨带推进至黄河流域,华北降水增多;8月上中旬,季风雨带开始南撤。这种过程体现了典型的季风降水特征,而季风是热力驱动的大尺度环流,因此非绝热加热在其中起着重要作用,而这种非绝热加热既包含下垫面加热,也包含大气内部加热。

黄荣辉等(1988)指出非绝热加热的空间分布与副热带高压的南北移动和东西进退有密切关系;Hoskins et al. (1995)用数值模拟进一步指出非绝热加热对很多夏季平均环流特征的形成起着重要作用。大气的非绝热加热包括降水凝结潜热、感热以及净辐射,在季风区内,由于凝结潜热的释放要远大于长波辐射的冷却作用,而感热局限于近地层,故降水凝结潜热是决定季风区大气非绝热加热的主要因子。凝结加热作为一种大气内部加热,其持续性不及大气外强迫源加热,但其对大气环流的影响却是高效而明显的。早期很多研究认识到了亚洲季风降水凝结潜热与副热带高压的相互影响(喻世华等,1991;钱贞成等,1991;张韧等,1995),而数值试验也验证了这点(钟中,1991)。吴国雄等(1999,2002)和刘屹岷等(1999a,1999b)从理论、诊断和数值试验方面详细证实了空间非均匀非绝热加热是副热带高压形成和变异的关键因素,其系列成果中有关凝结潜热加热对大气环流的影响机制为气象学者更好地理解降水与季风系统相互关系做出了重要贡献,在其基础上,一系列研究从资料诊断或数值试验方面(刘还珠等,2000;温敏等,2000,2006;Wen et al.,2003;林建等,2005;舒锋敏等,2006;周兵等,2006)分析了降水凝结潜热与副热带高压的相互作用过程,极大地丰富了该领域的研究成果。此外,近来的研究还表明,凝结加热对亚洲夏季风的爆发也起着重要作用(陈哲等,2006)。

吴国雄等(2002)总结研究了大气环流对副热带深对流加热的两级热力适应过程,认为深对流加热可以激发定常 Rossby 波向极传播从而影响到中高纬的环流型。在我国东部季风区,季风雨带由南向北推进的跨度较大,不同阶段、不同区域有着不同程度的持续非绝热加热,其对副热带高压和中高纬大气环流的影响应当是显著的,但在短期气候尺度上揭示这种联系的研究尚不够多,所以本文将首先用资料分析揭示我国东部的持续性加热情况,然后侧重于用数值试验探讨不同区域的持续凝结潜热加热对大气环流的影响途径。

2 资料与处理方法

本文使用的资料包括:(1)1951~2004年的NCEP/NCAR逐日再分析资料,水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,垂直方向12层(1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100 hPa),要素包括水平风速、气温、位势高度、相对湿度、垂直速度。针对热力学方程,计算了全球1951~2004年的逐日大气视热源(Yanai et al.,1973);(2)1951~2004年的NCEP/NCAR逐日再分析资料中的感热 H_s 及降水率 P ,分辨率约为 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$;利用 $H_L = L \times P$ 计算了降水凝结潜热 H_L ,其中取 $L = 2.5104 \times 10^6$ J/kg;(3)国家气候中心发布的1951~2004年的中国160站逐月降水资料。

由于夏季风爆发后自南向北推进,跨度可达20个纬距以上,不同区域在不同阶段的降水差异是显著的,对应的非绝热加热也存在明显变化。为了更好地反映夏季非绝热加热的变化情况,在我国东部取了三个关键区(如图1所示),依次为华南($22.5^{\circ}\text{N} \sim 28.5^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E} \sim 119^{\circ}\text{E}$) (简称SC)、江淮($29^{\circ}\text{N} \sim 34.5^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E} \sim 121^{\circ}\text{E}$) (简称CH)、华北($35^{\circ}\text{N} \sim 41^{\circ}\text{N}$, $111^{\circ}\text{E} \sim 118^{\circ}\text{E}$) (简称NC)。对关键区范围的定位原则是:考虑到季风区内非绝热加热的分布情况主要取决于季风雨带的变化,所以先利用54年160站实测降水资料绘制了我国夏季(6~8月)各月平均降水及其方差分布图(图略),可以发现,降水平均和方差分布都反映了我国

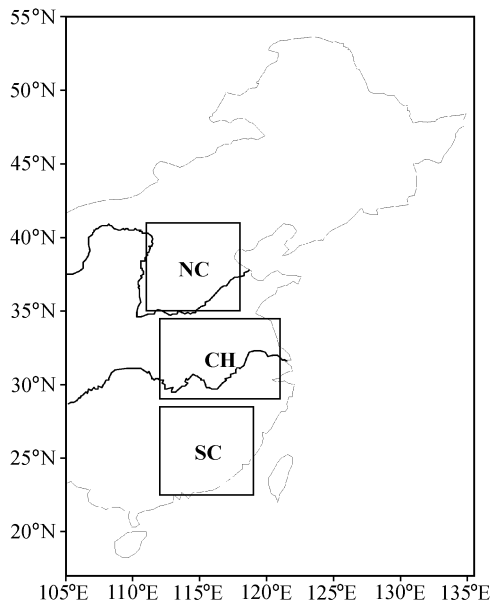


图 1 3 个关键区的分布范围

Fig. 1 The distribution of three key regions

国东部夏季降水的三个显著区，即江南到华南、江淮、华北，本文的关键区就据此决定，而具体的范围划定则首先要求包含各显著区的中心及主要分布范围，其次要求所取关键区尽可能相邻但不相交。虽然，月际尺度不足以合理区分季风雨带的季节内推移，而且对区域范围的划定也有着一定的主观性，但所选关键区还是较好地体现了传统意义上夏季降水显著区的分布和转移情况。需要说明的是，后文针对区域的资料分析和数值试验大多是基于某种分辨率的网格进行的，故而在原则上以最接近上述区域范围为准。

3 季风区非绝热加热的气候平均

为了研究季风区非绝热加热的季节内变化，将计算得到的 1951~2004 逐日大气视热源做候平均处理，并集中分析 5~9 月共 30 候的热源变化情况（下文工作都是针对夏季逐候变化进行分析）。此处先给出季风区热源 1951~2004 的气候平均情况。图 2 是 112.5°E~120°E 平均的整层大气热源的季节内变化，从中可以发现：5 月底到 7 月底，我国东部季风区大气热源从华南逐步向北推进，6 月前 4 候位于华南，6 月下旬到 7 月上旬位于江淮，其峰值都可达到 200 W/m² 以上，而 7 月中下旬热源强度虽然有所减弱，但 100 W/m² 线仍可达 38°N

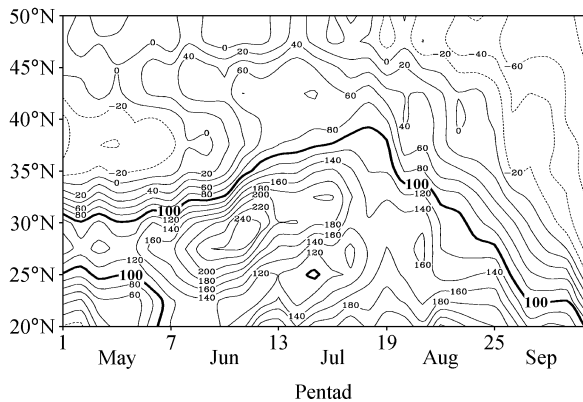


图 2 112.5°E~120°E 平均的大气视热源的纬度-时间剖面图（单位：W/m²）。横坐标轴的数字为候（下同）

Fig. 2 The latitude – time cross section of atmospheric heat source (W/m²) averaged over 112.5°E – 120°E (x axis denotes 30 pentads from May to Sep, the same below)

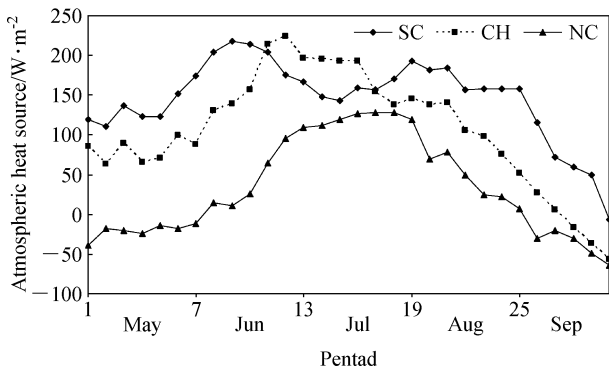


图 3 华南、江淮、华北各区视热源的逐候变化

Fig. 3 The pentad-to-pentad variation of atmospheric heat source in South China (SC), the Changjiang River – Huaihe River valley (CH) and North China (NC)

附近，即抵达华北区中部。这种结果与我国东部季风雨带的推进是相当一致的，也说明了降水凝结潜热对季风区非绝热加热的决定性作用。此外，可以发现南海热带地区夏季也存在一强热源中心，但非本文研究对象，这里不作讨论。

针对前文选定的 3 个关键区，分别计算了各区区域平均的热源及其垂直结构的季节内变化，结果见图 3、4。综合可以发现，所选的华南、江淮、华北三区较好地体现了季风雨带推进所导致的大气热源变动。华南的非绝热加热体现出双峰型的季节内变化，主峰在 6 月上中旬，次峰在 8 月份，加热峰值都在 200 W/m² 左右；江淮的非绝热加热峰值出现在 7 月前后的梅雨期内，约为 200 W/m²；华北

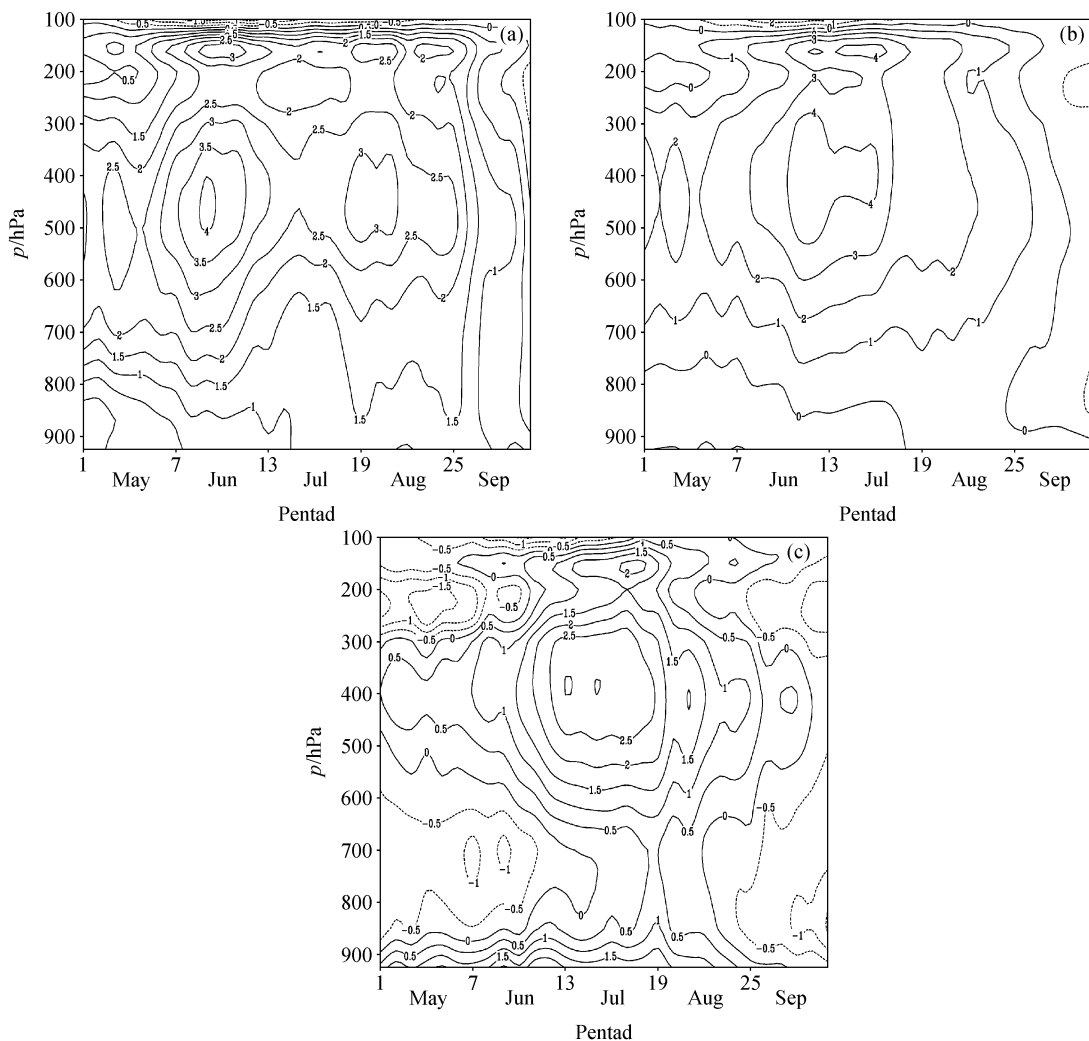


图4 华南 (a)、江淮 (b)、华北 (c) 各区视热源的高度-时间剖面图 (单位: 10^{-5}K/s)

Fig. 4 The height-time cross sections of atmospheric heat source (10^{-5}K/s) in (a) SC, (b) CH and (c) NC

的非绝热加热相对要弱,集中在7月中下旬,峰值约为 100 W/m^2 。此外,从垂直分布来看,各区的最大非绝热加热层次基本上都位于 $300 \sim 500 \text{ hPa}$ 之间,这在一定程度上反映了深对流凝结潜热释放在季风区潜热加热中起着主导作用。

4 各区的持续非绝热加热异常

气候平均的季风区非绝热加热揭示了一种典型的大气热源变化情况,而事实上其年际差异是显著的。比如,华北在20世纪70年代后的显著干旱化趋势(黄荣辉等,2006),江淮“丰梅”、“歉梅”、“二度梅”的发生(胡娅敏等,2008;竺夏英等,2008)以及华南前汛期的长短都可以导致季风区降水的显著年际差异,相应的非绝热加热的强度和持

续性也就有着明显区别。

为了针对季风区的持续非绝热加热异常进行分析,考虑到前述的气候平均态,特作如下定义:对华南和江淮,将 $Q > 200 \text{ W/m}^2$ 视为非绝热加热异常;对华北,将 $Q > 100 \text{ W/m}^2$ 视为非绝热加热异常(这里考虑的都是正异常)。持续非绝热加热异常,是指单个时段内异常持续达4候,或者不仅单个时段内异常持续达4候,而且与其间隔1候的邻近时段也有2~3候以上的持续异常。表1给出了1951~2004年我国东部季风区夏季6~8月非绝热加热的持续异常时段,其中1993年夏季江淮的非绝热加热异常没有达到单个时段持续4候的标准,但考虑到有相近三个时段存在持续异常,也予以列出。可以发现,从1951年到2004年,按照所定义

表 1 1951~2004 年我国东部季风区夏季非绝热加热的持续异常时段

Table 1 The period of persistent diabatic heating in summer monsoon regions in eastern China during 1951 - 2004

年	华南	江淮	华北
1954		6.2~6.6, 7.3~7.6	
1957			7.2~7.5
1958			6.6~7.3, 7.6~8.1, 8.3~8.5
1959			6.6~7.1, 7.3~8.1, 8.3~8.5
1960	7.6~8.3		6.4~7.3, 7.5~8.1
1961	7.3~8.1		6.4~7.1, 7.3~7.4, 8.1~8.4
1962	6.2~6.6	6.1~7.1	6.5~8.5
1963			7.1~8.2
1964			6.5~7.1, 7.3~8.3
1965	6.3~6.6		
1966	6.1~6.5		6.5~6.6, 7.3~7.6
1967		6.4~7.1	7.5~8.2, 8.4~8.5
1968	6.2~6.5, 7.1~7.2	6.6~7.4	7.2~7.5
1969		6.5~7.4	7.1~7.6
1970		6.6~7.4	7.2~7.3, 7.5~8.2
1972		6.4~7.1	
1973	8.2~8.6		7.1~7.4
1974			7.5~8.2
1976	6.1~6.3, 6.5~7.2		
1977		6.3~6.4, 6.6~7.6	6.5~7.2, 7.4~8.1
1978	7.4~8.2		
1979		6.5~6.6, 7.2~7.5	6.4~7.1
1982			7.5~8.4
1983		6.3~7.5	
1984	6.4~7.1		
1986	7.1~7.4	6.3~7.1, 7.3~7.6	
1989		6.1~6.3, 6.6~7.3	
1990		6.2~7.1, 7.3~7.4	
1991			7.2~7.6
1993	6.1~7.1	6.3~6.4, 6.6~7.2, 7.4~7.5	
1994	6.2~6.5, 7.5~8.4		6.5~7.5, 8.1~8.2
1995	6.1~6.4, 6.6~7.1		7.2~7.5, 8.1~8.3
1996	6.3~6.6	6.6~7.4	6.6~8.2
1997	6.1~6.3, 6.5~7.4, 8.1~8.3	6.5~7.4	
1998	6.1~6.5	6.3~7.1, 7.4~8.4	6.6~7.3
2000	6.2~6.5		6.5~7.4
2001	6.1~6.5, 7.1~7.4		
2002	6.1~6.4, 6.6~7.2, 7.4~8.6		
2003		6.5~7.2	
2004			7.3~8.1

注：X.Y 代表 X 月第 Y 候，如 6.1 表示 6 月第 1 候。

标准，华南、江淮、华北都有 20 年左右存在持续时间较长的非绝热加热异常，华南持续异常的单个时

段最长可达 7 候，而江淮、华北持续异常的单个时段可多达 9 候。挑选其中一些个例年对非绝热加热

的季节内垂直分布进行分析(图略),在持续性异常的时段里,加热一般遍及对流层大部,中心多出现在 300~500 hPa 间,最大强度有时可达 10^{-5} K/s 以上。

由于季风区的非绝热加热和降水是紧密联系在一起的,因此定义夏季季节内非绝热加热指标 $SDHI=Q_{n_1}+Q_{n_2}+\cdots+Q_{n_j}$ ($n_1, n_2, \dots, n_j$ 为夏季 6~8 月内 $Q>Q_s$ 的候,对华南和江淮取 $Q_s=200$ W/m²,华北取 $Q_s=100$ W/m²),同时利用我国 1951~2004 年 160 站实测降水资料计算了华南、江淮、华北各区域的逐年夏季降水,将其与 SDHI 求相关,三个区域 54 年的相关都达到 0.5~0.6。此外,利用 NCEP/NCAR 的逐日感热、降水率资料计算了 1951~2004 年夏季各候的感热、凝结潜热变化,并结合前面得到的大气热源资料计算了辐射的变化,可以发现在加热率的逐年变化和季节内分布上,降水凝结潜热是大气非绝热加热的主要贡献因子,二者表现出相当好的一致性,而感热和辐射的贡献较小。这些计算结果与以前的认识是相符的,进一步说明了研究季风区非绝热加热对大气环流的影响时可重点考虑凝结潜热的贡献。

上述分析揭示绝大多数年份里我国东部都存在区域性的持续非绝热加热异常,这从侧面体现了季风降水的显著性;当然,对 8 月份的持续非绝热加热异常,台风降水亦有着重要贡献。季风区的持续非绝热加热异常、降水异常可认为是一个过程的两面表现,二者是由持续环流异常直接造成的,但其又会反馈于大气环流:比如副高脊线稳定维持在江淮流域附近直接导致了江淮梅雨的形成,而梅雨降水产生的凝结加热又可通过某种方式作用于副高,从而有利于副高脊的继续维持,这种大气内部因子的相互反馈、共同维持机制对环流异常的持续无疑是非常重要的。在我国东部季风区内,区域性的持续降水和凝结加热是经常存在的,其对持续环流异常的维持有着何种意义,可能反馈方式是什么?这都是有必要继续研究的问题。

5 各区持续凝结加热的数值试验

上述工作统计揭示了我国东部季风区华南、江淮、华北存在着不同时段持续非绝热加热,而且这种加热以凝结潜热为主,所以下文将就其影响作些探讨。关于凝结潜热对大气环流的影响,文献(刘屹岷等,1999;吴国雄等,2002)在理论上作了

系统性的分析,提出了深对流加热的基本热力适应和次级热力适应,并用理想源的试验证实了季风降水所致凝结潜热释放是形成中低层对流层西北太平洋副高的主要因子,其研究中热源位于孟加拉湾地区。对于我国东部季风区,伴随雨带推进导致的凝结潜热释放虽然有一定的持续性,但其强度和持续性与热带尤其是孟加拉湾地区的凝结潜热相比是相差甚远的,就多年夏季平均来说,江淮区的降水潜热释放可达 800 W/m² 左右,而孟加拉湾地区的凝结潜热可达 1300 W/m² 以上,因此我国东部季风区的降水凝结潜热释放对西太平洋副高的影响程度要相对小一些,但由于其位置上毗邻副高,故而与西太平洋副高的变动又是息息相关的。此外,先前研究也证实了凝结潜热能可通过 Rossby 波的经向频散影响中高纬的环流型,而我国东部季风区在地理上跨越副热带到中纬地区,其凝结潜热的释放对中高纬环流型的影响也应当更加直接。鉴于资料分析无法在短期气候尺度上揭示降水凝结潜热释放对环流的反馈作用,下文工作拟利用 CAM3/NCAR 进行相关数值试验,以期就季风雨带凝结潜热释放对大气环流的影响途径作些初步探讨。

5.1 试验设计和说明

将 CAM3 启动运行 10 年,在第 6~10 年共 5 个个例年里分别设计如下试验:

控制试验(CTL):模式不做任何改动,从 5 月 1 日积分到 9 月 30 日;

华南区试验(SCLH):积分长度与控制试验相同,但去掉华南区 6 月 1~4 候(6 月 1~20 日)的凝结潜热加热;

江淮区试验(CHLH):积分长度与控制试验相同,但去掉江淮区 6 月第 5 候到 7 月第 2 候(6 月 21 日~7 月 10 日)的凝结潜热加热;

华北区试验(NCLH):积分长度与控制试验相同,但去掉华北区 7 月 3~6 候(7 月 11~31 日)的凝结潜热加热。

虽然进行了 5 组个例年试验,但鉴于篇幅及结果的一致性,下文给出的试验结果都是第 10 个模式年的情况,其他 4 年的结果仅用来作比较,就其共性和个性特征作出说明。

需要说明的是,敏感性试验中设计的去掉凝结潜热的时间虽然与实际气候平均上的雨带推进时间一致,然而就模式而言,时间的选择并没有实际意

义，因为模式本身气候态的漂移以及个例年的年际变率都会使各区夏季降水季节内分配与实际气候情况并不一致。图 5 给出了第 10 年 CTL 中得到的夏季 5~9 月共 30 候的逐候降水率，从中可以看出：该年中华南 7 月降水最多，而 6 月的降水较少；江淮是东部降水最多的区域，其雨季开始的也较早，在 6、7 月都有较多的降水；华北从 6 月下旬到 7 月上旬也有着相对较多的降水。综合来看，该年所选试验时段的降水情况和实际气候情况并不一致，江淮区处于一个雨水充沛的阶段，凝结潜热释放比较多，华南区处于一个相对少雨的阶段，其凝结潜热释放较少，而华北区的情况则相对适中。考虑到江淮区在所取时段中凝结潜热释放较多，更接近实际情况，所以下文重点分析江淮区试验结果，其他区的试验结果主要作对比分析。鉴于下文工作旨在通过分区数值试验来揭示各区持续非绝热加热对大气环流的影响途径，各区降水的多少可以决定持续加热对大气环流的影响程度，而并不会改变其影响途径，所以按实际情况选取的上述时段应该不会影响到试验结果的合理性。

5.2 凝结潜热加热对大气环流的影响途径

季风区内凝结潜热加热以深对流加热为主，而据文献（刘屹岷等，1999；吴国雄等，2002）的研究，大气环流对深对流凝结加热的基本热力适应是，加热区内有垂直上升运动，高层出现辐散和反气旋式环流，低层出现辐合和气旋式环流。本文结果也体现出了这种特点，局部区域的凝结潜热加热可以在低层激发出气旋性异常，然后对大气环流施以影响。

为了研究持续潜热加热的影响，将控制试验与

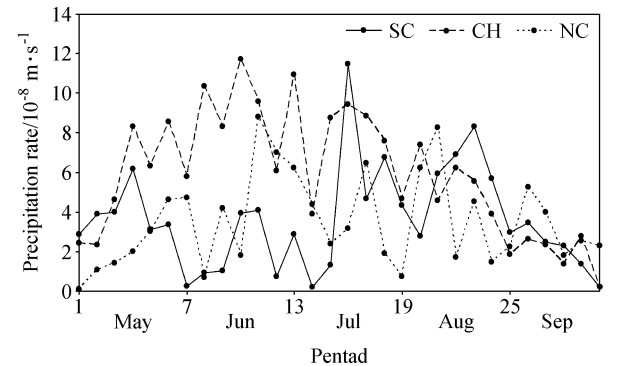


图 5 CTL 中华南、江淮、华北各区降水率的逐候变化
Fig. 5 The pentad-to-pentad variation of precipitation rate in SC, CH and NC in the control experiment

敏感性试验的差值作为分析对象。由于试验结果在对流层中低层基本一致，因此下文主要以 500 hPa 位势高度场为例分析大气环流对凝结加热的响应情况。图 6 给出了江淮区试验（CHLH）在异常时段内的平均情况，可以看出：在 4 候平均的响应场上，从我国东部到北太平洋地区有大范围气旋性异常，其前方形成波列状结构。对比华北区和华南区试验，异常时段内各区东北方都形成了气旋性异常和反气旋异常相间的波列结构，只是异常中心的量值有明显差别，一定程度上体现了凝结潜热强度不同所造成的差异。

各区的持续凝结潜热释放都可以导致中高纬波列状结构的出现，这一定程度上体现了潜热加热能的经向频散以及扰动在西风带里的传播。为了进一步探讨环流对凝结加热的响应方式，有必要分析该个例试验中模式大气对凝结加热的最初响应特征。

图 7a 给出江淮区试验中加热第 1 候的 500 hPa 位势高度异常情况，可以发现，异常呈现出近似西北-东南走向的分布，其中凝结加热激发的气旋性异常从江淮伸向北太平洋地区，而其西北侧从河套地区到我国东北则是反气旋异常区。这种响应结果可能与初始阶段的复杂环流场有密切关系，为此给出控制试验对应的加热第 1 候的 500 hPa 垂直速度

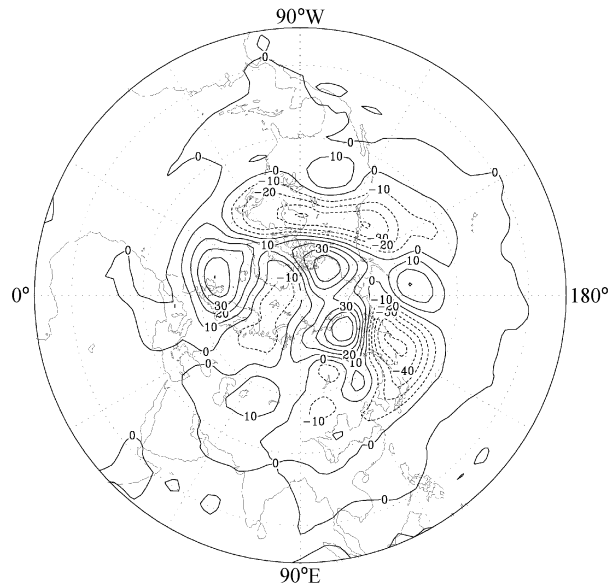


图 6 江淮区控制试验与敏感性试验的异常时段内 4 候平均的 500 hPa 位势高度差值（单位：gpm）
Fig. 6 The difference of 4-pentad averaged geopotential height (gpm) at 500 hPa between the control and sensitive experiments in CH

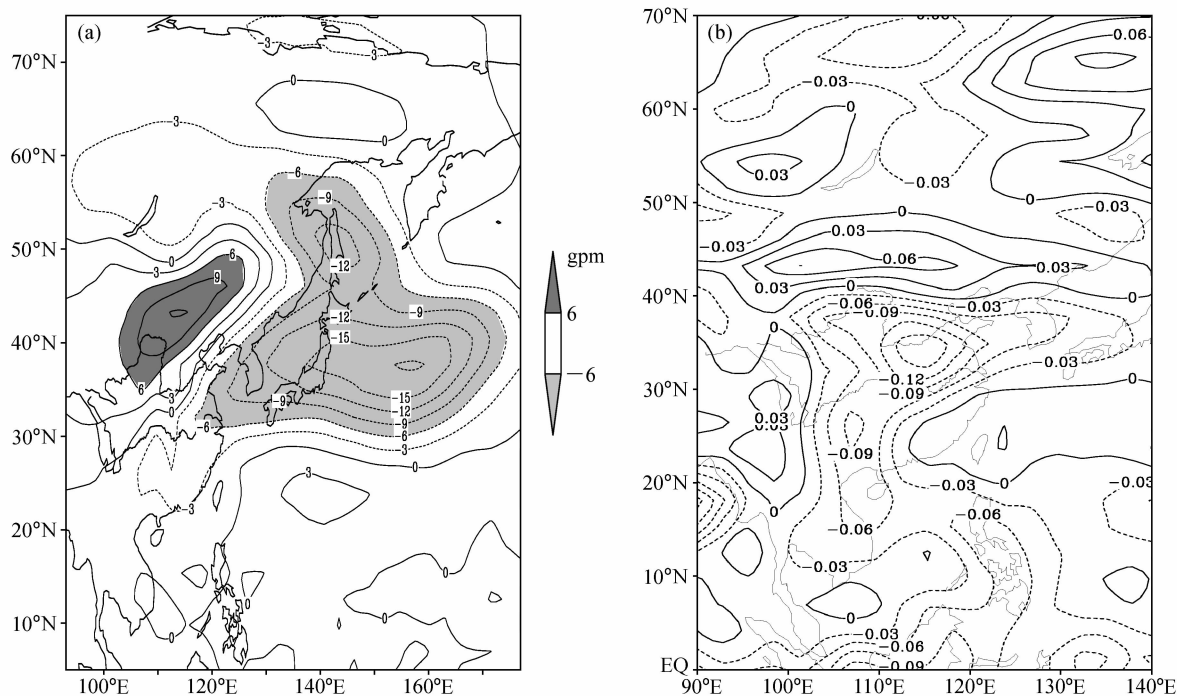


图7 江淮区控制试验与敏感性试验在异常第1候的500 hPa位势高度差(a, 单位: gpm)以及相应控制试验的500 hPa垂直速度场(b, 单位: Pa/s)

Fig. 7 (a) The difference of 500-hPa geopotential height (gpm) between the control and sensitive experiments in the first anomalous pentad in CH, and (b) the relevant 500-hPa vertical velocity (Pa/s) in the control experiment

场(图7b)的对比分析,分析发现:6月第5候(对应CHLH试验异常时段第1候),虽然我国东南侧因处在副高边缘而有微弱下沉运动,但从黄河、长江到热带地区基本是上升运动区,最强上升中心就位于江淮附近,而上升区西北侧的蒙古高原附近则有较强的下沉运动区,故而上升、下沉区同样呈现出西北-东南走向。

对比华南区、华北区试验,结果基本一致。华南区试验中,加热第1候内异常呈现出准经向的分布,凝结加热激发的气旋性异常自我国东部伸向西北太平洋地区,其南侧热带地区以及北侧 $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 范围内均产生反气旋性异常, 50°N 以北又为气旋性异常区,而对比控制试验可知,模式大气的上升、下沉区在该候亦呈现出较为接近的经向分布;华北区试验中,围绕华北凝结加热激发的气旋性异常,东西两侧出现反气旋异常,南侧出现气旋性异常,而对比控制试验可知,模式大气的上升、下沉区同样在华北周围呈现环绕型分布。由于垂直速度场上的上升下沉运动往往对应着垂直环流的上升下沉支,所以可推测大气对凝结加热的最初响应

可能与初始阶段的垂直环流结构有密切联系:当某区有凝结加热时,热力基本适应过程可以立刻在局地产生气旋性异常,而后这种异常能通过大气垂直环流圈很快地影响周围大气。相比这种快过程,能量的向极频散是缓慢的,所以持续加热在起初阶段就可能对中高纬环流产生影响,但并非通过能量的向极频散完成,其影响程度也相对较小。随着时间的延长,潜热加热能以定常Rossby波的形式向东向极频散,导致加热区东北方气旋性异常的发展和中高纬波列状响应结构的形成。

作为对比,下文将其它个例年(模式积分10年中的第6~9年)中的试验结果作一说明。在其它个例年的各组数值试验中,各区的凝结加热最初都是激发出气旋性异常,而且全部都是向东北方发展。此外,在加热阶段4候平均的大气响应场上,中高纬都呈现明显的波列状结构。结合先前的分析结果,可以得出我国东部季风区持续凝结加热对大气环流影响的共性特征是:凝结加热可以首先在加热区激发气旋性异常,然后异常向东北传播,并最终在中高纬地区形成正负中心相间的波列状结构,

这在一定程度上体现了潜热加热能的向极向东频散过程。

虽然所有试验揭示的凝结加热对大气环流的影响有着上述共同特征,但大气环流的最初响应特征却在不同个例试验中存在差异,并非都能够呈现出与初始阶段垂直环流结构相类似的异常分布,这说明大气环流对凝结加热的最初响应是相当复杂的,上文提到的与垂直环流结构有关的响应特点也仅是可能响应方式的其中一种。实际大气中,环流的结构、热源处在环流的什么相对位置(如槽、脊、急流入口、出口区等)对响应结果影响很大,所以不同初始场的凝结加热往往对应着初始阶段不同的环流异常响应。

需要指出的是,试验结果中无论气旋性异常的发展还是中高纬波列状响应的增强,都并非全部由凝结加热引起的,由于中高纬大气较强斜压性导致的扰动不稳定发展以及模式本身的扰动增长都对异常的增强有所贡献,因此试验结果虽然能在一定程度上体现凝结潜热对大气环流的影响途径,但并不能合理刻画其影响程度。

6 结论和讨论

本文首先用 NCEP/NCAR 资料分析了我国东部季风区华南、江淮、华北的夏季非绝热加热的气候平均情况,进而指出从 1951 到 2004 年,按照所定义的异常标准,各区都有 20 年左右存在持续非绝热加热异常,华南区持续异常的单个时段最长可达 7 候,江淮、华北持续异常的单个时段可多达 9 候,而且这种持续非绝热加热以降水凝结潜热释放为主。

基于上述客观事实,使用 CAM3/NCAR 对各区作了持续凝结潜热加热的数值试验,针对性地研究凝结潜热加热对大气环流的影响途径。数值试验结果证实,凝结加热可以首先在加热区激发气旋性异常,然后异常向东北传播,并最终在中高纬地区形成正负中心相间的波列状结构。此外,不同个例年试验结果的差异说明了大气环流对凝结加热的最初响应情况比较复杂,很大程度上依赖于加热初始阶段复杂的大气环流场,而呈现出与垂直环流结构相类似的异常分布是可能的响应方式之一。

数值试验结果强调了持续凝结加热阶段在加热区东北方有气旋性异常的发展,这对我国东部的季

风气候的维持有着重要意义。夏季风期间,雨带从南到北推进,在不同阶段给不同区域带来持续降水,而持续降水期间一个显著的环流特征就是西太平洋副热带高压脊的稳定维持,由于降水凝结加热导致的加热区东北方的气旋性异常起着阻止副高北上的作用,所以就形成了“副高脊稳定维持-持续降水和凝结加热-加热区东北方气旋性异常的发展-副高脊稳定维持”的正反馈过程;这种过程的破坏主要决定于更强环流异常导致的西太平洋副高变化,但持续凝结加热引起的环流调整可能也有着一定的贡献。

本文就我国东部季风区持续凝结加热对大气环流的影响途径作了一些探讨,但由于中高纬大气运动的较强斜压性和非线性导致的扰动不稳定发展,对响应的具体分析较为困难,有必要进行更多的考虑。

参考文献 (References)

- 陈哲,李崇银. 2006. 亚洲夏季风爆发与热源强迫下的热带大气 Rossby 波 [J]. 大气科学, 30 (6): 1227 - 1235. Chen Zhe, Li Chongyin. 2006. Asian summer monsoon onset and tropical atmosphere Rossby wave forced by the heating source [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1227 - 1235.
- Hoskins B J, Rodwell M J. 1995. A model of the Asian summer monsoon. Part I: The global scale [J]. J. Atmos. Sci., 52: 1329 - 1340.
- 胡娅敏,丁一汇,廖菲. 2008. 江淮地区梅雨的新定义及其气候特征 [J]. 大气科学, 32 (1): 101 - 112. Hu Yamin, Ding Yihui, Liao Fei. 2008. A study of updated definition and climatological characters of Meiyu season in the Yangtze-Huaihe region [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 101 - 112.
- 黄荣辉,李维京. 1988. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及物理机制 [J]. 大气科学, 12 (特刊): 107 - 116. Huang Ronghui, Li Weijing. 1988. Impact and physical mechanism of anomalous heating over western Pacific on subtropical high over Eastern Asia in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 12 (Special issue): 107 - 116.
- 黄荣辉,蔡榕硕,陈际龙,等. 2006. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系 [J]. 大气科学, 30 (5): 730 - 743. Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. 2006. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (5): 730 - 743.

- 林建, 毕宝贵, 何金海. 2005. 2003 年 7 月西太平洋副热带高压变异及中国南方高温形成机理研究 [J]. 大气科学, 29 (4): 594–599. Lin Jian, Bi Baogui, He Jinhai. 2005. Physical mechanism responsible for western Pacific subtropical high variation and hot wave in southern China in July 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (4): 594–599.
- 刘还珠, 姚明明. 2000. 降水与副热带高压位置和强度变化的数值模拟 [J]. 应用气象学报, 11 (4): 385–391. Liu Huanzhu, Yao Mingming. 2000. Numerical simulation on the precipitation and variation of the location and intensity of the subtropical high [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 11 (4): 385–391.
- 刘屹岷, 刘辉, 刘平, 等. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II: 陆面感热与东太平洋副高 [J]. 气象学报, 57 (4): 385–396. Liu Yimin, Liu Hui, Liu Ping, et al. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. II: Land surface sensible heating and east Pacific subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (4): 385–396.
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 1999. 空间非均匀性加热对副热带高压带形成和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. 气象学报, 57 (5): 525–538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. III: Condensation heating and south Asia high and western Pacific subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (5): 525–538.
- 钱贞成, 喻世华. 1991. 东亚地区凝结加热的中期变动与西太平洋副高准双周振荡的关系 [J]. 热带气象学报, 7 (3): 259–267. Qian Zhencheng, Yu Shihua. 1991. The relationship between medium-range fluctuation of condensation heating in East Asia and quasi-2 weeks oscillation of the west Pacific subtropical high [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 7 (3): 259–267.
- 舒锋敏, 简茂球. 2006. 亚洲季风区感热凝结潜热对副高带季节演变的影响 [J]. 热带气象学报, 22 (2): 121–130. Shu Fengmin, Jian Maoqiu. 2006. Effects of sensible heating flux and latent heating on seasonal evolution of the subtropical high belt over Asia monsoon region [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 22 (2): 121–130.
- 温敏, 何金海. 2000. 夏季季风降水凝结潜热释放效应对西太平洋副高形成和变异的影响 [J]. 南京气象学院学报, 23 (4): 536–541. Wen Min, He Jinhai. 2000. Effect of summer monsoon precipitation latent heat release on the formation and variation of western Pacific subtropical high [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 23 (4): 536–541.
- Wen Min, He Jinhai, Tan Yanke. 2003. Movement of the ridge line of summer west Pacific subtropical high and its possible mechanism [J]. Acta Meteor. Sinica, 17: 37–51.
- 温敏, 施晓辉. 2006. 1998 年夏季西太副高活动与凝结潜热加热的关系 [J]. 高原气象, 25 (4): 616–623. Wen Min, Shi Xiaohui. 2006. Relationship between activity of west Pacific subtropical high and condensation latent heating in summer of 1998 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (4): 616–623.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 I: 尺度分析 [J]. 气象学报, 57 (3): 257–263. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. I: Scale analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (3): 257–263.
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2002. 副热带高压形成和变异的动力学问题 [M]. 北京: 科学出版社, 29–35. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. 2002. Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclones [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 29–35.
- Yanai M, Esbenson S, Chu J-H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. J. Atmos. Sci., 30: 611–627.
- 喻世华, 杨维武. 1991. 副热带季风环流圈的特征及其与东亚夏季环流的关系 [J]. 应用气象学报, 2 (3): 242–247. Yu Shihua, Yang Weiwu. 1991. The features of the subtropical monsoon circulation cell and its relationship with summer circulation over East-Asia [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 2 (3): 242–247.
- 张初, 史汉生, 喻世华. 1995. 西太平洋副热带高压非线性稳定性问题研究 [J]. 大气科学, 19 (6): 687–700. Zhang Ren, Shi Hansheng, Yu Shihua. 1995. A study of non-linear stability of the western-Pacific subtropical high [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 19 (6): 687–700.
- 钟中. 1991. 东亚地区加热场对西太平洋副高东西进退影响的数值试验 [J]. 热带气象学报, 7 (4): 332–340. Zhong Zhong. 1991. Numerical experiments of effects of East Asia heating of east-west extension/retraction of west Pacific subtropical high [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 7 (4): 332–340.
- 周兵, 吴国雄, 梁潇云. 2006. 孟加拉湾深对流加热对东亚季风环流系统的影响 [J]. 气象学报, 64 (1): 48–55. Zhou Bing, Wu Guoxiong, Liang Xiaoyun. 2006. Effect of BOB deep convection heating on East Asian monsoon circulation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (1): 48–55.
- 竺夏英, 何金海, 吴志伟. 2008. 长江中下游入梅指数及早晚梅年的海气背景特征 [J]. 大气科学, 32 (1): 113–122. Zhu Xiaying, He Jinhai, Wu Zhiwei. 2008. Regional Meiyu onset index over the middle and lower reaches of the Yangtze River and the associated ocean-atmospheric features for the early/late Meiyu onset years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 113–122.