

亚澳季风区大气视热源的季节演变特征^{*}

简茂球, 罗会邦, 乔云亭

(中山大学季风与环境研究中心/大气科学系, 广东 广州 510275)

摘 要: 对 1950—2000 年平均的亚澳季风区大气热源的季节演变和突变特征进行分析。结果发现, 亚澳季风区热带低纬的大气热源区随季节由冬到夏而自南半球向北半球移动, 在盛夏达到最北, 强度也最强, 并在春末与北半球中纬度的热源区汇合, 到秋季开始南撤; 东亚季风区和印度季风区大气热源的冬夏型间转换的过度季节都较短, 冬夏型间转换具有明显的突变性, 而印度季风区大气热源的冬季型维持时间明显比夏季型要长; 亚澳季风区内大气热源的年较差以亚洲季风区的热源年较差最显著, 澳大利亚北部次之。

关键词: 亚澳季风区; 大气热源; 季节演变

中图分类号: P425.4⁺2 **文献标识码:** A **文章编号:** 0529-6579 (2004) 04-0106-04

大气热源分布及其变化对大气环流的演变有着显著的影响。到目前为止, 已有相当多的工作尝试估算和确定全球大气热源的时空分布, 如最近 Yanai 等^[1] 用 1980—1994 年共 15a 的资料来分析大气热源的季节和年际变化。但前期的工作所用的资料时段普遍较短, 所得结果在表征大气热源的气候特征方面可能缺乏代表性。本文拟用 51a 的资料重点分析亚澳季风区大气热源的季节演变及其突变特征, 以及大气热源年较差的空间分布特点。

1 资料及方法

选用 1950—2000 年 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 包括风场和温度, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直分层从 1 000~100 hPa 共 12 标准等压层。本文结果分析部分所用的热源资料是对由下面给出的方法算得的逐日热源资料进行多年平均而得。

大气显热源是用倒算法由热力学方程计算得到^[2]。方程如下:

$$c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T + \partial + \left(\frac{p}{p_0} \right)^\kappa \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] = Q_1 \quad (1)$$

其中, T 为温度, L 为凝结潜热, θ 为位温, q 为比湿, ω 为 p 坐标的垂直速度, p_0 为 1 000 hPa, $\kappa = R/c_p$, $\mathbf{v}$ 为水平风矢量, Q_1 为大气显热源。大气热源的垂直积分值可表示为:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_s} Q_1 dp \approx LP + S + \langle Q_R \rangle \quad (2)$$

式中, P 、 S 和 $\langle Q_R \rangle$ 分别为降水量、地表感热通量和垂直积分的辐射加热项, P_s 及 P_T 分别为地面气压和大气层顶气压(取 100 hPa)。

本文用到的气象要素场的季节划分理论是曾庆存等^[3] 提出的。其原理概括如下: 设场 F 的典型冬季和夏季场分别为 F_w 和 F_s 。

令 $F^* = \frac{1}{2}(F_w + F_s)$, $F'_w = F_w - F^*$, $F'_s = F - F^*$ 。今定义 F' 与 F'_w 的相关为

$$R_w(t) = \frac{(F'_w, F')}{\|F'_w\| \cdot \|F'\|} \quad (3)$$

其中, $(F_1, F_2) = \frac{1}{S} \iint_S F_1 \cdot F_2 ds$, $\|F\|^2 = (F, F)$, S 表示区域及其面积。根据 $R_w(t)$ 的数值, 对函数场 F 作季节划分如下:

$$\begin{cases} 0.5 < R_w \leq 1 & \text{冬季} \\ -0.5 < R_w < 0.5 & \text{春季或秋季} \\ -1 \leq R_w < -0.5 & \text{夏季} \end{cases} \quad (4)$$

另外, 设 T 和 τ 为划分出的冬季和春季长度, 如果季节转换为理想突变, 即 $\tau = 0$, 有 $\tau/T = 0$; 如果 $R_w(t)$ 为正弦等一类调和函数时, 则有 $\tau/T = 1/2$; 如果变化很缓慢, 例如 $\tau = T$, 则有 $\tau/T = 1$ 。概括之有:

$$\frac{\tau}{T} = \begin{cases} \ll 0(1) & \text{突变型} \\ \approx 1/2 & \text{调和变化型} \\ \approx 1 \text{ 及 } \gg 1 & \text{缓慢变化型} \end{cases} \quad (5)$$

* 收稿日期: 2003—09—03

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40175018); 国家重点基础研究发展规划资助项目 (G1998040903)

作者简介: 简茂球 (1965 年生) 男, 副教授; E-mail: eesjm@zsu.edu.cn

2 结果分析

2.1 亚澳季风区大气热源的季节变化特征

在 1 月份 (图 1a)，主要的热源带位于赤道及南半球热带低纬区域，其中又以热带西太平洋的最强。这与 1 月份 ITCZ 位于赤道以南有密切联系，ITCZ 区的强对流降水导致的凝结潜热是大气热源的主要组成部分。此外，东亚沿海至日本附近海域也是一个强大气热源区，它主要与冬季该区域海洋向大气释放较强的感热有关；而北半球的欧亚大陆

则是热汇区，这是由于冬季欧亚大陆降雪 (水) 相对较少，而大气向外的长波辐射冷却较显著造成的。到 4 月 (图 1b)，随着太阳直射点的季节性北移，非洲南部的热源中心和热带西太平洋的热源中心北移至赤道和 10°N 之间，热带南印度洋的热源中心带的强度则明显减弱。随着冬季的结束，日本附近的热源中心也显著减弱，但欧亚大陆大部份地区已变为弱的热源区。随着北半球夏天的来临，亚澳季风区的主要热源中心进一步北移，赤道以北至中纬度地区基本为热源区，赤道以南至中纬度地

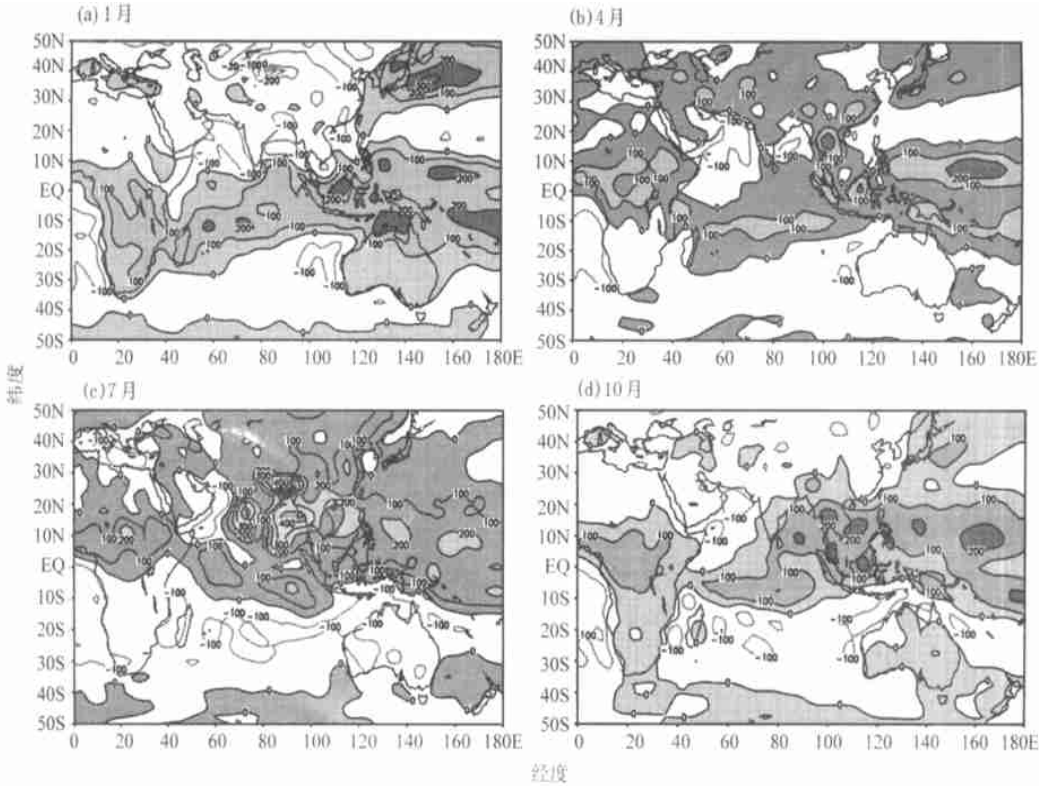


图 1 51 a 平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 的空间分布季节演变 (单位: W/m^2)
Fig 1 Distributions of the 51 year mean heat source $\langle Q_1 \rangle$

区基本为热汇区，最强的热源区位于印度半岛、青藏高原南侧至孟加拉湾地区，达 $400 W/m^2$ ，为全年最强的热源中心区 (图 1c)。到 10 月 (图 1d)，主要的热源中心带又开始南移到赤道附近。

为了更清楚了解亚澳季风区热源随季节的连续演变情况，作了亚澳季风区热源纬向平均的纬度—时间剖面图，如图 2 所示。图中清晰地显示出，自 1 月开始，随着季节的转变，热带低纬的热源带由南向北移，到北半球的夏天，在北纬 10°N—20°N 出现最强中心，相应地在南半球 20°S—30°S 出现显著的热汇中心。而到北半球秋天，热源中心带开始南移到赤道附近。值得注意的是，自冬至夏，热源中心是以此消彼长的方式跳跃式北移的；另外，自

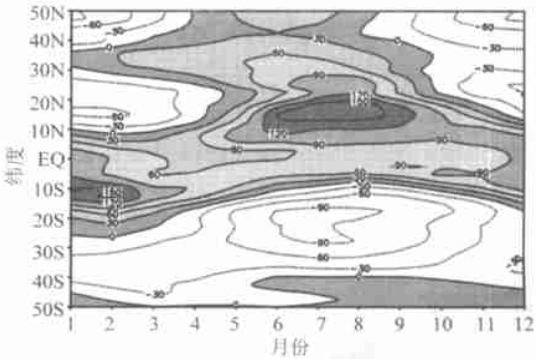


图 2 沿 40—150°E 平均的 51 a 平均, $\langle Q_1 \rangle$ 的时间—纬度剖面 (单位: W/m^2)
Fig 2 Time-latitude section of 51-year mean heat source $\langle Q_1 \rangle$ averaged along 40—150°E

冬至夏, 北半球中纬度出现一条热源带缓慢向南北两侧扩展, 并在 5 月与南侧的低纬热源带合并。从图很明显反映出, 北半球亚洲季风区热源的季节演变在时间上是非对称的。

从图中还可以注意到, 热带低纬的热源带北移的过程中以 4、5 月份的北移速度较快, 这是否意味着亚澳季风区大气热源的季节演变具有突变性? 这是值得进一步分析的。

为此, 根据曾庆存等^[3]提出的大气环流的季节划分理论, 对亚澳季风区大气热源的空间分布进行了季节划分, 其中取冬季典型场为 1、2 和 12 月的平均值, 夏季典型场为 7 月和 8 月的平均值。图 3 是根据公式 (3) 计算的整个亚澳季风区 ($40^{\circ}\text{S}-40^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}-150^{\circ}\text{E}$) 的 5 d 平均热源场的相似系数 $R_w(t)$ 曲线, 值得注意的是, 这里一年按顺序每 5 d 一候, 共得 73 候。按前一节给出的根据相似系数 $R_w(t)$ 的数值大小划分季节方法, 由图可知, 3 月第 6 候春季型开始, 5 月第 5 候夏季型开始, 约 10 月第 3 候秋季型开始, 11 月第 6 候进入冬季型; 冬、春、夏、秋型的时间分别为 24、11、28 及 10 个候, 可见夏季型持续时间比冬季要长, 过渡季节(春、秋)的时间相对冬夏季型的时间较短, 即冬夏季型之间的转换时间较快, 具有一定的突变性。需提醒的是, 上述的季节名称是相对北半球而言。

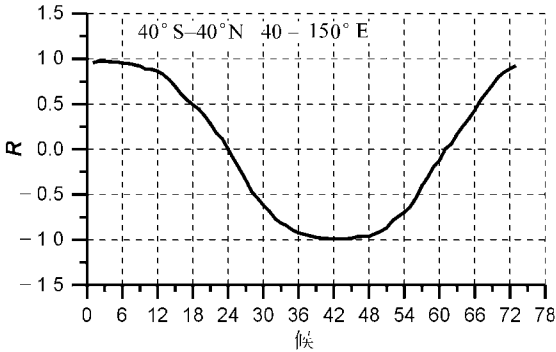


图 3 51 a 平均逐候 $\langle Q_1 \rangle$ 场相对 12—2 月平均场的相似性系数 R 曲线

Fig. 3 Time series of the similarity coefficient R of 5-day $\langle Q_1 \rangle$ anomalies relative to the mean field from Dec to Feb

另外, 还计算了东亚季风区 ($0-30^{\circ}\text{N}$, $90-130^{\circ}\text{E}$) 和印度季风区 ($0-30^{\circ}\text{N}$, $50-90^{\circ}\text{E}$) 5 d 平均热源场的 $R_w(t)$ 分布, 如图 4 所示。由图可知, 在东亚季风区, 4 月第 3 候春季型开始, 5 月第 4 候夏季型开始, 约 10 月第 3 候秋季型开始, 11 月第 6 候进入冬季型; 冬、春、夏、秋型的时间分别为 28、7、29 及 9 个候, (春、秋) 过度季节的时间相对冬夏季型的时间要短得多, 尤其是春季型的

时间才 7 个候, 说明冬季型向夏季型转换时具有明显的突变性。而在印度季风区, 5 月第 2 候春季型开始, 6 月第 3 候夏季型开始, 约 9 月第 5 候秋季型开始, 10 月第 6 候进入冬季型; 冬、春、夏、秋型的时间分别为 34、7、20 及 7 个候, 冬季型持续的时间要比夏季型长得多, 这是与东亚季风区不同的, 而 (春、秋) 过度季节的时间也比冬夏季型的时间短得多, 表明印度季风区大气热源的冬夏季型之间的转换同样具有明显的突变性。研究表明, 南海夏季风和印度夏季风的平均爆发时间分别是 5 月第 4 候及 6 月第 2 候^[4], 它们与上述东亚和印度季风区大气热源的季节型转换时间是相当一致的, 这也说明大气热源场的演变对大气环流的演变有非常重要的影响。

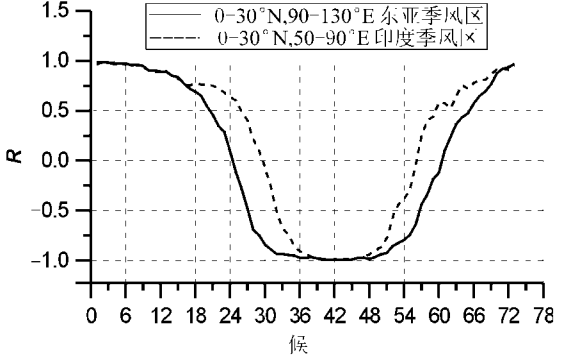


图 4 东亚和印度季风区 51 a 平均逐候 $\langle Q_1 \rangle$ 场相对 12—2 月平均场的相似性系数 R 曲线

Fig. 4 Time series of the similarity coefficient R of 5-day $\langle Q_1 \rangle$ anomalies relative to the mean field from December to February over the East Asian monsoon region and the Indian monsoon region

2.2 亚澳季风区大气热源的年较差分布特征

以 7 月平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 减去 1 月份的 $\langle Q_1 \rangle$ 来表示年较差, 结果如图 5 所示。从图可见, 在东半球, 以亚洲季风区的热源年较差最显著, 如青藏高原南部地区的中心值达 700 W/m^2 ; 而南半球的 $20^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{S}$ 纬度带也存在一条绝对值达 200 W/m^2 的极值带, 主要中心在马达加斯加附近和澳大利亚北部, 澳大利亚季风区大气热源的年较差远不如亚洲季风区的大。这与亚洲季风区的海陆和地形分布是有密切联系的。

本文对 51 a 平均的亚澳季风区的大气热源的季节演变进行了分析。其演变具有如下一些特征: 亚澳季风区热带低纬的大气热源区随季节由冬到夏而自南半球向北半球移动, 在盛夏达到最北, 强度也最强, 并在春末与北半球中纬度的热源区汇合, 到秋季开始南撤; 东亚季风区和印度季风区大气热

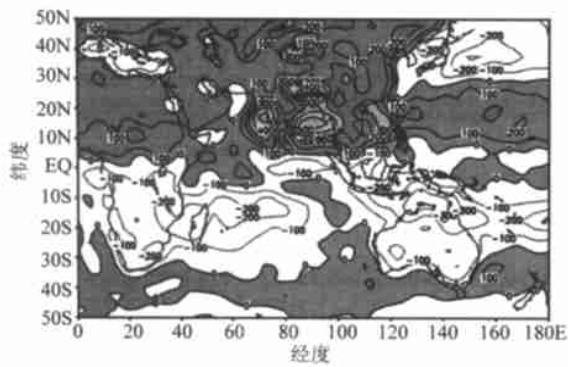


图 5 亚澳季风区 51 a $\langle Q_1 \rangle$ 的年较差分布

Fig 5 Annual ranges of 51-year mean heat source $\langle Q_1 \rangle$ with the values in July minus the values in January

源的冬夏型间转换的过度季节都较短，冬夏型间转换具有明显的突变性，而印度季风区大气热源的冬季型维持的时间明显比夏季型要长；亚澳季风区内

大气热源的年较差以亚洲季风区的热源年较差最显著，澳大利亚北部次之。

参考文献:

[1] YANAI M, TOMITA T. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP—NCAR reanalysis[J] . J Climate, 1998, 11: 463—482.

[2] 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.

[3] 曾庆存, 张邦林. 论大气环流的季节划分和季节突变[J] . 大气科学, 1992, 16(6) : 641—647

[4] 贺海晏, 温之平, 简茂球, 等. 1982—1996 年亚洲夏季风建立迟早的探讨(I) : 热带季风环流的主要特征和季风建立指数[J] . 中山大学学报(自然科学版), 2000, 39(3) : 91—96.

Seasonal Variability of Atmospheric Heat Sources over the Asian Australian Monsoon region

JIAN Mao qiu, LUO Hui bang, QIAO Yun ting
(Research Center for Monsoon and Environment/Department of Atmospheric Sciences,
Sun Yat sen University, Guangzhou 510275, China)

Abstract: The seasonal variability of atmospheric heat sources over the Asian Australian monsoon region is analyzed using 51 year NCEP NCAR reanalysis data. The heat source belt in Southern Hemisphere low latitudes of Asian-Australian monsoon region moves northward with increasing strength from boreal winter to summer, and reaches the north-edge in boreal summer with strongest strength. In late spring, this belt converges with the heat source belt from the mid-latitudes of Northern Hemisphere. From boreal fall to winter, the heat source belt in Northern Hemisphere low latitudes then withdraws southward. The transition seasons between the winter pattern and the summer pattern of heat sources over East Asian monsoon region and Indian monsoon region are short and the transitions between the winter pattern and the summer pattern of heat sources are of abruptness. In Indian monsoon region, the winter pattern of the heat sources maintains longer than the summer pattern. The annual range of the heat sources over Asian monsoon area is the most prominent.

Key words: Asian Australian monsoon region; heat sources; seasonal variability