全球夏季加热场的年际、年代际变化

于　群[1,2]　姜　燕[1]

（1. 北京华风气象影视信息集团有限责任公司，100081；
2. 南京信息工程大学大气科学学院）

提　要：利用NCEP/NCAR再分析资料，计算了1948—2002年全球4个季节大气热源的气候分布，并主要对夏季大气热源的变化规律进行分析。研究表明，全球存在4个主要的大气热源中心，且位置随季节的改变而改变。夏季位于中非、孟加拉湾附近、热带西太平洋菲律宾群岛附近及加勒比海西南部，其中以孟加拉湾东北部的热源最强，青藏高原夏季的大气热源相对于全球而言并不是很强。在大气热源的季节变化中，以夏季的范围最大、强度最强，其后的秋、冬季依次变小变弱，大范围的热源区域的位置也依次向南退。春季开始再变大，变强，大范围的热源区域的位置又开始向北进。EOF分析的结果表明，夏季大气热源具有明显年际、年代际变化特征。

关键词：大气热源　气候学特征　年际变化　年代际变化

引　言

大气加热场的特征及其变化对全球气候变化具有重要影响，其异常对大气环流的演变起着重要的作用，同时对降水也有重要影响，这一直是人们研究的热门课题。关于大气中冷热源分布，许多人都计算过，尽管所用方法不同，资料、年代也不一样，但所得的冷热源分布形式大致是相同的。在1980年代之前，由于观测资料的限制，大多用多年平均资料研究大气冷热源的平均状况；其后，对观测资料较好的第一次全球大气试验（FGGE）期间大气热源分布有较深入的研究。Johnson[1]等采用FGGE-Ⅲa资料利用等熵坐标系中利用气体连续方程计算了气候非绝热加热的分布。Masuda[2]及Kasahara和Mizzi[3]利用FGGE-Ⅲb资料和热力学能量方程计算了全球非绝热加热的分布。Chen和Baker[4]使用戈达德大气科学实验室的FGGE-Ⅲb分析计算了全球非绝热加热。Ming-Ying wei[5]等研究了非绝热加热的季节分布，认为北半球的非绝热加热与海、陆的分布是紧密联系在一起的。Kubota[6]的计算结果表明有四个比较强的热源中心。Chen[4]等认为赤道处的非绝热加热比其它地方大，极区没有明显的加热。Holopainen[7]等认为非绝热加热温带比热带要强。Hantel和Baader[8]认为经向非绝热加热以热带和中纬度的加热、副热带和极冠的冷却为特点，在雨带以凝结加热占优势，在干区以辐射加热占优势。因此有必要对大气冷热源多年状况进行更细致的分析，以帮助

我们认识热源及其异常分布与季风异常的关系，及其对大气环流与降水的影响，同时也有助于我们对大气环流的深入了解及长期预报的理论研究。

1 资料和大气热源的计算方法

1.1 资料

本文使用的资料主要来源是 NCEP/NCAR 再分析逐日资料（包括风场、温度场、湿度场资料）、月平均风场资料，时间跨度为 1948 年 1 月至 2002 年 12 月。全球格点数为 144×73 个，格距为 2.5°（经度）×2.5°（纬度）。

1.2 大气热源的计算

大气热源的计算方法参考《全球大气加热场的气候学特征》[9]一文。

2 全球大气热源汇水平分布的气候特征

图 1—4 分别为利用 NCEP/NCAR 再分析逐日风场、温度场、湿度场资料计算的全球 1948—2002 年 55 年平均的春季（3—5 月）、夏季（6—8 月）、秋季（9—11 月）、冬季（12—2 月）四季整层积分的大气总热量及水汽潜热源汇分布，单位为：W·m^{-2}。下面我们分别进行分析。

2.1 春季大气热量源汇水平分布的气候特征

由图 1 可以看到，春季全球主要存在四个范围较大、强度较强的大气热源区。一个位于赤道西太平洋的大部分区域，即赤道辐合带，最大中心的强度为 184W·m^{-2}，位于太平洋上马绍儿群岛与斐济群岛之间区域；一个位于中南半岛并向西南延伸直到马达加斯加附近，最大中心的强度为 139W·m^{-2}；另一个热源区域从南美洲圭亚那高原向东南延伸至巴西高原一带，最大中心强度为 173W·m^{-2}。另外非洲的刚果盆地也是一个较强的大气热源区，最大中心强度为 140W·m^{-2}。此外，春季在日本群岛以东也是一块热源区。

同时存在三个范围较大，强度较强的冷源区。一个位于太平洋大部分区域；一个位于大西洋；还有一个位于南回归线以南大部分区域，此外阿拉伯半岛，撒哈拉沙漠，南非高原一带也是冷源区。位于西太平洋 15～30°N 之间，印度半岛，阿拉伯海及中东地区的冷源，与副热带高压位置相一致。由图上可以明显看出春季大洋上基本都是冷源区，但也不完全为冷源区，同样大陆上也不完全为热源区。

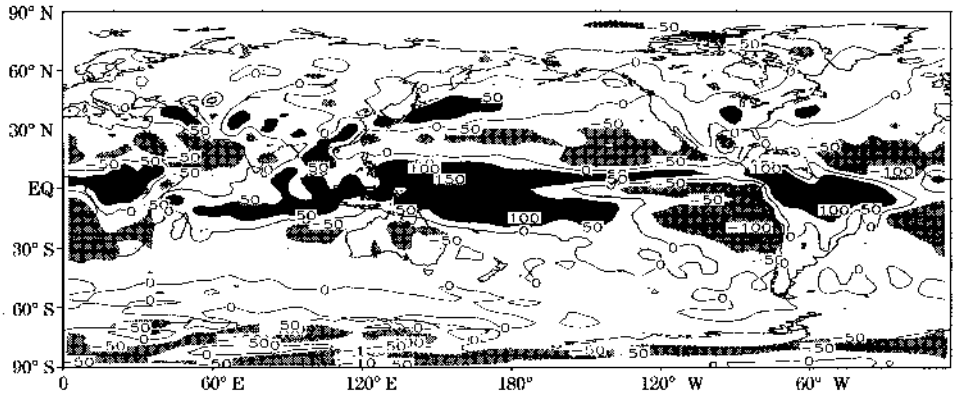


图 1 1948—2002 年春季全球大气热源水平分布（单位：W·m^{-2}）

2.2 夏季大气热量源汇水平分布的气候特征

由图 2 可以看到，夏季全球有四个强大的热源区。一个位于青藏高原南部到孟加拉湾一带，中心位于孟加拉湾东北部，最大中心强度为 358W·m^{-2}，相对而言，青藏高原夏季的大气热源并不是很强，仅在其东南部出现范围较小的热源中心，中心强度为 159W·m^{-2}。另一较强中心位于热带西太平洋菲律宾群岛附近，中心强度为 206W·m^{-2}。这里也就是著名的亚洲季风区。上述两个强热源中心均在 30°N 以南，也就是在南亚季风槽和赤道辐合带地区。还有一个较强热源位于墨西哥湾向东南延伸至南美洲西北部地区，中心位于加勒比海西南部，最大中心强度为 307W·m^{-2}。此外非洲刚果盆地以北也是一个热源区，中心位于尼罗河上游，最大中心强度为 199W·m^{-2}，这里是与非洲季风相联系的。

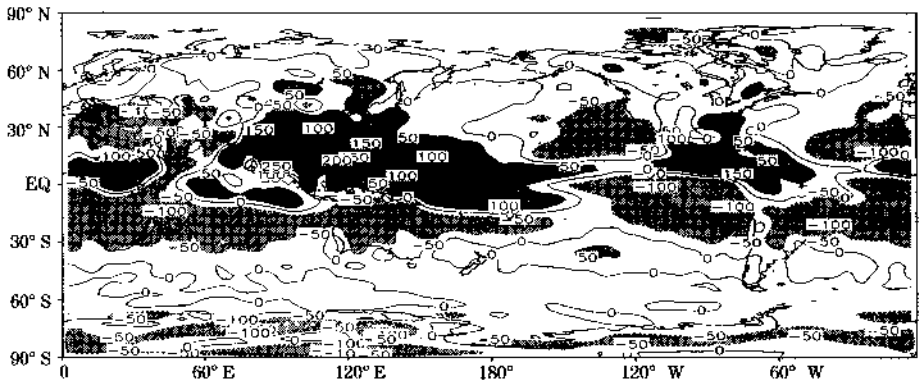


图 2 1948—2002 年夏季全球大气热源水平分布（单位：W·m^{-2}）

冷源位于南半球副热带大部分地区，主要位于中东太平洋大部分，大西洋、南美洲大部分地区以及南回归线以南大部分地区。此外马达加斯加岛以北也是一个冷源区。由图 2 可以看出，大陆不全为热源区，海洋也不全为冷源区。整体上看，夏季北半球气温明显高于南半球，南北半球的热力差异对季风环流的形成有重要作用。热带的主要热源位于赤道的北部，位于孟加拉湾沿岸的亚洲季风区、热带西太平洋、美洲中部，低纬度地区的各热源主要是由凝结潜热释放形成的，这是这些地区强大的对流活动造成的。而另外一个比较重要的加热因子是太阳短波辐射加热。

比较图 1 与图 2 可见，在大气热源自春到夏的季节变化中，热源的强度和范围均变大，而且位置向北向西伸展。春季大范围热源区域的北界在 20°N 附近，在夏季已经到达 50°N 以北。最大中心强度也由 184W·m^{-2}增大到 358W·m^{-2}。变化最明显的是位于南美洲附近的大气热源，它不但向西北移动，而且原先位于南美洲赤道处附近已由热源区转变为冷源区。

2.3 秋季大气热量源汇水平分布的气候特征

秋季为夏到冬的过渡季节，与夏季的水平分布有点相似。此时大气热源开始南退，热源北部边界在 25°N 附近（图 3），位于亚洲及其附近的热源区的范围和强度均比夏季变小，但比春季大。秋季，大气热源最强中心已南退到海洋上，位于马绍儿群岛附近。而位于南美洲加勒比海南部热源的强度也变弱，范围变窄且向西南延伸，成带状分布，

最大强度中心位于巴拿马城附近，中心强度为 274W·m^{-2}。与此同时，日本群岛以东的海洋由夏季的冷源区变成热源区。青藏高原以北地区开始出现冷源区，青藏高原以东的中国大陆也由热源区变成冷源区。不过印度半岛以西的阿拉伯海及中东地区仍为冷源区，南回归线以南的冷源区的范围也大大减小。

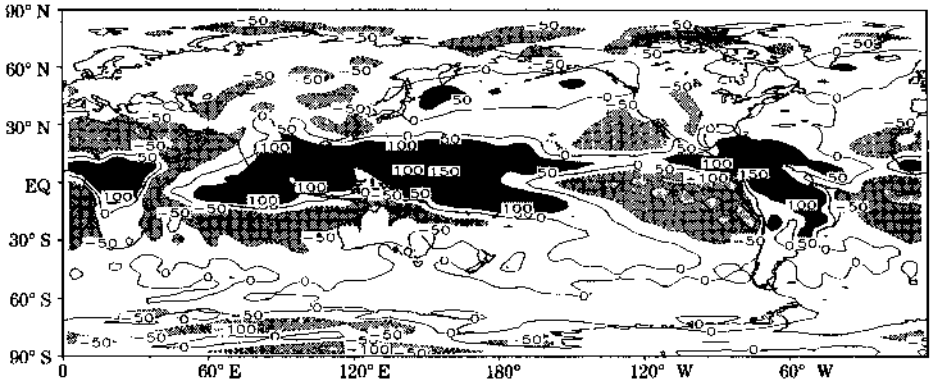


图 3 1948—2002 年秋季全球大气热源水平分布（单位：W·m^{-2}）

2.4 冬季大气热量源汇水平分布的气候特征

由图 4 可以看出，冬季的主要热源中心基本位于海洋上。此时位于亚洲季风区的大气热源已南退至 10°N 以南的海洋上，位于海洋大陆至印度洋一带，在 20°S～10°N 之间形成东西向带状分布。冬季的强热源区位于澳大利亚西北至南太平洋一带，最大中心强度为 193W·m^{-2}，位于斐济群岛和图瓦卢群岛之间；次强中心的强度为 171W·m^{-2}，位于马绍儿群岛南部；夏季位于非洲的热源此时已南移越过赤道，但强度变化不大；而位于印度洋区域的热源西伸且范围扩大；位于南美洲的热源继续向东南延伸，中心位于巴西高原北部，最大中心强度为 237W·m^{-2}；此外日本以东海洋上的热源也变强，范围也增大，而这个地方正好是黑潮暖流区的位置所在。

冷源的范围亦开始变大，东亚—西太平洋地区出现较强的冷源中心，这里正是东亚大槽活动的地区，东亚地区大气得到热量时，东亚大槽多偏强，反之，东亚地区大气失去热量时，东亚大槽多偏弱[10]。冬季的

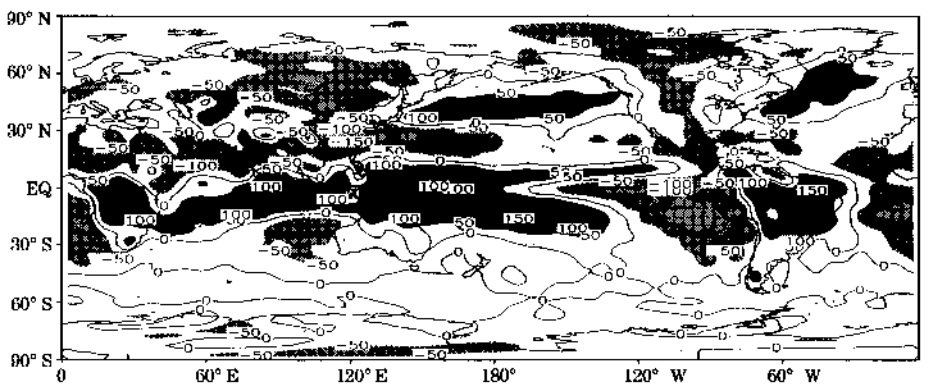


图 4 1948—2002 年冬季全球大气热源水平分布（单位：W·m^{-2}）

青藏高原上是冷源，并向东延伸经中国大陆至西太平洋成为一东西向的冷源带。此时位于东太平洋上的冷源范围变小，强度也有所减弱。而印度到孟加拉湾一带的极大值区，综合四季分布来看，夏强冬弱，这里恰好也正是夏季风雨带的位置所在。

由以上分析，可以看出，热源在南北半球呈不对称分布，北半球（夏半球）的加热强于南半球（冬半球）。这从一个侧面说明了大气热源的季节变化特征。在大气热源的季节变化中，春季属于冬季向夏季的过渡季节，由于太阳的季节性位移，海陆热力对比发生变化，因此冷、热源强度都趋于减弱，加热梯度明显变小，热源中心基本移向海上。全球的大气热源在夏季范围最大，强度最强。从秋季开始，其位置逐渐开始南移，范围逐渐变小，强度也逐渐减弱，冬季继续南移，减弱，到第二年春季热源范围又开始增大，强度变强，主要的热源区又开始北进。同时，还可以发现，海洋上的冷源多呈东西向带状分布，这可能与副高的分布有关。

全球大气热源季节变化较强的地区位于亚洲、非洲和南美洲。春、秋季属于过渡季节，春季和夏季陆地热源强度变化大于海洋，但大陆上不完全为热源区，海洋上也不完全是冷源区。而秋季和冬季则是海洋热源强度变化大于陆地，同样海洋上不完全是热源区，大陆上也不完全是冷源区，换句话说，这也说明春、夏季陆地对大气的加热作用较强，而秋、冬季则是海洋对大气的加热作用大于陆地。

3　夏季全球大气热源异常的年际、年代际变化特征

为了确定能代表全球夏季热源及其年际变化最活跃的区域，我们采用滤波方法[11]分别给出了1956—1995年夏季大气热源年际变化的均方差分布（图略）。由此我们可以了解夏季全球大气热源年际变化活跃区的基本分布情况。可以看出夏季最大中心位于孟加拉湾附近，数值达到60W·m^{-2}以上，与图2相比可以发现方差最大值的地方也正是热源较强的区域，其位置与同期大气热源中心的位置比较接近，这很好地证明了我们的结果。

本文以讨论夏季大气热源异常的变化特征为主，为进一步探讨其变化的时空特征，我们对夏季大气热源进行EOF分析，所用方法参照了魏凤英一书[12]。通过EOF方法得出夏季前三个模态的方差贡献分别为：21.0%、6.7%、5.7%。由第一模态代表了大气热源的主要特征，下面重点进行分析。图5是1948—2002年全球夏季大气热源异常的EOF分布的第一模态图及其对应的时间序列图。

图5a为夏季大气热源EOF分析的第一模态图，从图中可以看出，夏季，全球主要有四个热源强度变化正值区。春季位于中国东部及太平洋区域的正值区的范围和强度均减少了许多，并南退至苏门答腊岛及其东部地区，延伸到印度洋上。而春季位于南美洲的热源正值区此时明显北移，位于墨西哥湾西南部，范围有所减少，但强度增大，最大正值中心位于东太平洋上。南极洲的热源正值区明显西移，范围减小，强度却明显增大。在由春到夏的季节转换中，热源强度变化负值区也有明显的变化。位于赤道中东太平洋的负值区向西延伸直到青藏高原南部，呈明显的东西带状分布，最大负值中心位于菲律宾群岛南部，而在春季，菲律宾群岛南部区域是热源强度变化正值区。南极洲的负值区被一个东移过来的正值区分为两个负值区，强度相当。而相对与上述两个负值区的变化，位于南美洲的负值区变化很小，仅强

度有所减少。相对于春季来说，位于非洲分散的热源强度变化区渐渐集中。

夏季第一模态对应的时间序列图（图5b）是包含年代际变化的1948—2002年夏季的时间序列曲线及11年滑动平均变化趋势曲线。从图中可以看出明显的年际变化特征，在1948—1954年和1976—1995年的27年中，时间系数为负，意味着上述热源变化正值区在这期间热源强度是减小的。在1955—1975年和1996—2002年期间，时间系数为正，意味着上述地区的热源强度是增大的。而位于上面提到的热源变化负值区则相反。从11年滑动平均变化趋势还可以看到时间序列很明显的年代际变化特征，主要表现为：总体上看，1953—1973年时间序列的变化表现为正，1975—1993年时间序列的变化表现为负，可以很明显地看出大概在1974年左右有一个明显的变化，出现正负交替，即在1974年前后，时间序列的变化表现出相反的变化趋势。

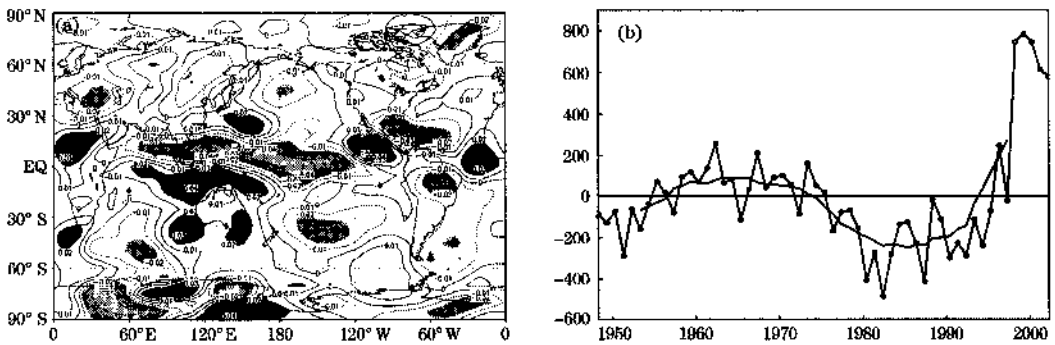


图5 1948—2002年夏季全球大气热源EOF分布第一模态图（a）及其对应的时间序列图（b）
（图中较光滑曲线为11年滑动平均趋势曲线）

4 结 论

本文通过对55年全球大气热源及水汽潜热汇的计算和分析，主要得出以下结论：

（1）全球夏季存在4个主要的大气热源中心，分别位于中非、孟加拉湾、热带西太平洋菲律宾群岛附近及加勒比海西南部，其中以孟加拉湾东北部的热源最强。热源在南北半球呈不对称分布，北半球的加热强于南半球。

（2）在大气热源的季节变化中，以夏季的范围最大、强度最强，以后以秋、冬季依次变小、变弱，大范围的热源区域的位置也依次向南退。春季开始变大，变强，大范围的热源区域的位置又开始向北进。

（3）EOF分析的结果表明，夏季大气热源在1970年代中期前后表现出明显的年代际变化特征。

参考文献

[1] Todd, K. Schaack, Donald, R. Johnson and Ming-Ying, Wei. The three-dimensional distribution of atmospheric heating during the GWE [J]. Tellus, 1990, 42A (3): 305-327.

[2] Masuda, K., 1984. Diabatic heating during the FGGE: A preliminary report [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 62: 702-708.

[3] Kasahara, A. and A. p. Mizzi, 1985. Preliminary evaluation of diabatic heating distribution from FGGE level Ⅲb analysis data [J]. proc. of the First Nationalorkshop On the Globaleather Experiment [J]. National Acadimy Press, Vol. 2, Part Ⅰ: 317-329.

[4] Chen, T. C and. E. Baker. 1996. Global Dibatic heating during FGGE Sop-1 and Sop-2 [J].

Mon. Wea. Rev. 114：2578-2589.

[5] Ming-Ying, Wei, Donald, R. Johnson and Ronald, D. Townsend. Seasonal distributions of diabatic heating during the First GARP Global Experiment [J]. Tellus, 1983, 35A (4): 241-255.

[6] Jsao Kubota., 1970. seasonal variation of energy sources in the earth surface layer and in the atmosphere over the Northern Hemisphere [J]. J. Metror. Soc. Jap, 48 (1): 30-46.

[7] Holopaine, E. and C. Fortelius, 1986. Accuracy of estimates of atmospheric large-scale energy flux divergence [J]. Mon. Wea. Rev., 114: 1910-1921.

[8] Johnson, D. R., Townsend, R. D., Wei, M. Y. andSelin, R. D. 1981. The global structure of energy transport within thermally-forced planetary scale mass circulations. ICSU/WMO GARP Condensed Papers and Meeting Report of International Conference on Early Results of FGGE and Large-scale Aspects of its Monsoon Experiments (12-17 January 1981, Tallahassee, Florida), Geneva, 3. 27-3. 34.

[9] 于　群，李嘉宾，翟　羽，等. 全球大气加热场的气候学特征及其季节变化 [J]. 气象，2007，33 (特刊)：169-175.

[10] 陈隆勋，李维亮. 亚洲夏冬季风各月的大气热源结构 [G]. 全国热带及季风会议文集，1982：246-258.

[11] 徐建军，朱乾根，施　能，等. 近百年东亚冬季风与ENSO循环的相互关系及其年代际异常 [J]. 南京气象学院学报，1997，21 (6)：641-647.

[12] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京：气象出版社，1999：115-122.