东亚副热带西风急流与地表加热场的耦合变化特征

况雪源1,2 张耀存1

1 南京大学大气科学系,南京 210093 2 广西壮族自治区气候中心,南宁 530022

摘 要利用 NCEP/NCAR 月平均再分析资料,采用奇异值分解方法分析 200 hPa 纬向风场与东亚地表加热场 的空间耦合变化特征,揭示影响东亚副热带西风急流位置及强度变化的加热关键区域。研究结果表明,冬季西太 平洋黑潮暖流区是表面感热、潜热通量场的大值区,其加热强度主要影响东亚副热带西风急流的强度变化,当加 热增强(减弱)时,急流加强(减弱)。热带和副热带地区地表加热的反相变化对应纬向风的整体一致变化,且影 响关键区在热带地区,这种耦合分布型主要体现为年代际的变化特征。夏季,海陆感热加热差异主要影响中低纬 纬向风的变化,而影响急流位置南北移动的加热关键区位于阿拉伯海及印度半岛北部,这种加热分布体现感热的 局地性变化,可能与高原大地形分布有关。由于夏季降水的不均匀性,潜热加热与 200 hPa 纬向风场的耦合关系 较为复杂。通过分析加热异常年的环流形势差异发现,对流层中上层经向温差对地表加热场异常变化的响应是 导致高层纬向风变化的原因,这种地面加热变化导致高层温度场及流场的响应可通过热力适应理论得到较好的 解释。

关键词 东亚 感热通量 潜热通量 西风急流
 文章编号 1006 - 9895 (2007) 01 - 0077 - 12
 中图分类号 P434
 文献标识码 A

The Characteristics of the Coupling Variation Between the Subtropical Westerly Jet and the Surface Heating Fields over East Asia

KUANG Xue-Yuan^{1,2} and ZHANG Yao-Cun¹

Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093
 Guangxi Climate Center, Nanning 530022

Abstract The significant impact of heating fields on the upper-tropospheric westerly jet has been revealed in much previous research, but little effort has been paid on differentiating the relative contribution of various heating fields over tropical and subtropical regions. It is meaningful to objectively investigate the key areas of heating fields and their association with the westerly jet and further study the relative contribution of heating fields between tropical and subtropical regions to the variations of the westerly jet, which is helpful for understanding the mechanism of westerly jet activity and valuable for climate prediction of East Asia. In this paper the characteristics of coupling spatial patterns and their temporal variations of the surface heating fields and zonal winds at 200 hPa over East Asia are investigated by using the diagnosis method of singular value decomposition (SVD) for the NCEP/NCAR monthly reanalysis data. The results indicate as follows: In winter, the heating intensity in the Kuroshio Current area of the western Pacific Ocean shows significant correlation with the westerly jet in the upper troposphere with the stronger (weaker) surface heating corresponding to the stronger (weaker) jet intensity, and this coupling pattern shows evident interannual oscillation. On the other hand, the out-phase changes of surface heating between tropical and

收稿日期 2005-09-12, 2005-12-12 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40333026, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 ZKCX2-SW-210

作者简介 况雪源,女,1971年出生,博士研究生,主要从事区域气候变化分析及数值模拟研究工作。E-mail:xykuang@21cn.com

subtropical regions is closely associated with the uniform change of the westerlies and the key heating areas are mainly located in tropical regions. Moreover, this coupling pattern exhibits obvious decadal variability. In summer, the abnormally opposite variation of the heating between the land and the sea is mainly responsible for the variation of zonal wind at mid-low latitudes, whereas the Arab sea and the northern India Peninsula are the key areas for the meridional migration of the westerly jet, which mainly reflects the local variation of heating fields related to the existence of the Tibetan Plateau. The correlative mechanism of the surface heating fields and upper-tropospheric westerly jet can be explained by using the thermal adaptation exoterica that the vertical structure of atmosphere is determined by the distribution of the heat-source and the wind field always adjusts to the temperature (pressure) variations in large-scale circulation. Comparison of the atmospheric circulation differences in the anomalous years of surface heating further indicates that the response of the meridional differences of mid-upper air temperature to the anomalous heating is the basic reason for the zonal wind interannual variations in the upper troposphere.

Key words East Asia, sensible heat flux, latent heat flux, westerly jet

1 引言

处于对流层上层的东亚副热带西风急流是影响 东亚和我国天气气候的重要环流系统,东亚大气环 流的季节转换、我国大部分地区雨季的开始和结束 都与东亚副热带西风急流位置的南北移动以及强度 变化有紧密联系。大量研究表明,对流层上层西风 急流变化与大气加热场有密切联系,例如,Krishnamurti^[1,2]发现三个热带加热中心和冬季北半球 的三个西风急流中心有明显的联系。Wallace^[3]的 研究表明大地形强迫决定了冬季上层位势高度场的 主要特征,而海陆温差所造成的热力差异则是季风 环流形成的原因。Lau 等^[4]在研究热带非绝热加热 对大尺度冬季环流的影响时,发现中西太平洋海表 加热的变化将导致全球大气环流的显著变化,其中 包括西风急流的变化。Yang 和 Webster^[5]进一步 研究发现,夏季热带地区的对流加热可以跨赤道影 响另一个半球冬季西风急流的位置和强度,且急流 的年际变化与 ENSO 现象有密切联系。董敏等^[6] 研究了东亚西风急流与热带地区对流加热场的关 系,结果表明急流中心的季节变化是和热带加热场 的季节变化紧密联系在一起的。

但在以往的研究中,主要偏重于热带地区的加 热对急流的影响。近年来的一些研究表明中高纬度 地区特别是青藏高原夏季强大的热力作用对大气环 流变化有显著影响。董敏等^[7]研究发现,青藏高原 地表热通量的异常将影响高原地区上空的垂直运动 及辐合辐散,从而引起东亚地区高度场及风场的异 常。蔡尔诚^[8]在研究中国夏季主雨带的形成时提出 了赤道与极地之间的温差决定了急流的强度和位 置,西风强度与南北温差成正比,造成温差加大的 原因主要是由于极地冷气团的冬夏变化。李崇银 等^[9]在研究东亚夏季风活动与东亚高空西风急流北 跳关系时,发现高空急流的两次北跳分别与亚洲大 陆南部地区对流层中上层经向温度梯度的两次逆转 有关,青藏高原的加热所导致的对流层中上层经向 温度梯度的两阶段明显反向是急流北跳的重要原 因。Walland 等^[10]和 Clark 等^[11]的分析表明东亚 西风急流的变化与欧亚积雪的变化也有密切联系。

由此可见, 热力作用对东亚副热带西风急流变 化的影响是非常显著和重要的。我们在前期的研究 中亦发现西风急流中心强度和位置的季节变化是叠 加在整个中纬度西风带上的扰动, 那么区分中低纬 各种加热场对西风带背景及急流强度和位置变化的 贡献大小就显得极为重要。本文拟对东亚地区地表 感热、潜热通量场与 200 hPa 纬向风场作 SVD 分 解,较为客观地分析地表感热和潜热加热场影响西 风急流强度及位置变化的关键区, 研究中低纬加热 场对急流变化影响的差异, 进而深入了解急流异常 活动机理, 对于提高东亚区域尤其是我国天气和气 候变化的模拟和预测水平具有重要的科学意义和应 用价值。

2 资料和方法

本文所用资料为 NCEP/NCAR 再分析月平均 资料,所选要素包括风场、气温、位势高度、地表 感热、潜热通量场,时间为 1961~2000 年,其中风 场、气温及位势高度场的水平分辨率为 2.5°× 2.5°,垂直方向为 17 层,地表感热、潜热通量资料 水平分辨率为 T62 谱模式的高斯网格。

本文采用奇异值分解方法 (SVD) 对地表加热 场与东亚副热带西风急流的关系进行研究。奇异值 分解是对两个要素场的协方差阵对角化,并找到两 个要素场相关高的空间耦合分布型(奇异向量)。 一对奇异向量代表了一个耦合场的对应分布,对应 时间系数的相关即体现这一耦合场的相关;对某一 左(右)奇异向量展开时间系数与右(左)场求相 关即得到右(左)场异性相关分布,可揭示该耦合 场左、右时间系数所反映的右(左)场的变化特征, 其显著相关区代表两个场相互影响的关键区。通常 相关较高的奇异向量与异性相关分布比较一致,所 以异性相关亦能体现奇异向量的分布特征,且能更 好地揭示两个场相互影响的关键区域,本文旨在揭 示地表加热场与高空纬向风场耦合变化的关键区, 因此主要分析异性相关的分布特征。奇异值分解的 原理详见文献[12]。

3 东亚地表加热场及 200 hPa 纬向风 分布的季节性差异

东亚地区在独特的海陆分布及高原大地形的动 力热力影响下形成了典型的季风气候,大气环流及 气象要素有明显的季节变化。从多年平均 200 hPa 纬向风场分布(图1)来看,冬季,10°N以南为东 风,中心位于印度尼西亚群岛附近,强度为 10 m/s; 10°N 以北为西风,西风的强度远远超过东风,在 20°N~40°N之间,西风强度较大,大多超过 30 m/s, 西风急流轴位于 30°N 附近,最强风速中心在日本 以南的洋面上空,中心位于(30°N,140°E),强度 达 70 m/s 以上。从夏季情况来看,由于夏季风的 爆发,南亚高压增强移上高原地区,伴随热带东风 急流增强并向北扩展至 20°N 以北,西风急流轴移 至 42°N 左右, 比冬季北移了约 10°, 与此同时, 急流 中心位于亚洲大陆青藏高原北侧上空 (42°N, 90°E), 强度较冬季明显减弱, 中心风速只有 30 m/s。

79

同样,显著的季节差异也存在于东亚地区地表 加热场中。从图 2a、b 中地表感热通量的分布来 看,冬季,由于太阳辐射减小,中高纬地表温度下 降明显,东亚大陆上感热通量基本为负值,表现出 冷源的特性, 感热通量的正值区主要出现在西太平 洋上及 30°N 以南的大陆地区,主要加热中心位于 西太平洋上日本岛附近的黑潮暖流区,强度达到 150 W/m²以上,这是由于冬季风爆发,此地区较强 的偏北气流引起冷平流而造成较大的海气温差,从 而形成了较强的感热加热中心。到了夏季,由于土 壤的热容量较小,陆面加热后升温明显,地气温差 变大,导致感热通量增大,大陆上出现较大的感热 通量值,主要加热中心出现在阿拉伯半岛,另一加 热中心出现在以(40°N, 100°E)为中心的青藏高原 东北部地区。从地表潜热通量的分布(图 2c、d)来 看,冬季,由于大陆上盛行干冷的冬季风,降水很 少,所以潜热很小,主要的潜热加热出现在西太平 洋上,中心位于日本南部及台湾以东的洋面上,中 心加热强度达 240 W/m²以上,另外两个潜热加热 中心分别位于阿拉伯海及孟加拉湾地区,但强度相 对较弱,加热区域也较窄。夏季,西太平洋上的潜 热加热中心明显减弱,同时大陆上由于降水的增多, 潜热急剧增加,另外,阿拉伯海及孟加拉湾地区则 由于夏季风降水的增多而导致潜热加热明显增强。

4 地表加热场与 200 hPa 纬向风的 SVD 分解

由于本文试图探讨东亚地区加热场与 200 hPa



Fig. 1 Distributions of zonal wind (m/s) at 200 hPa in winter (a) and summer (b). Values larger than 25 are shaded

西风急流的关系,将地表加热场范围选取为(10°S~50°N,40°E~180°E)。同时,考虑到冬、夏季东亚副热带西风急流强度及位置有明显的差异,200 hPa纬向风场区域的选取以西风急流中心所在的位置为基础,冬季取为(20°N~55°N,90°E~180°E),夏季取为(20°N~55°N,60°E~150°E),并将地表加热场作为左场,将200 hPa纬向风作为右场进行 SVD 分解。

4.1 冬季

表1给出了冬季东亚地区地表感热、潜热通量 与200 hPa 纬向风场 SVD 分解前4 对奇异向量的 解释方差及相关系数,从中可以看到,感热通量与 200 hPa 纬向风场 SVD 分析的前四对奇异向量分 别解释了总方差的27.6%、17.1%、9.9%、 8.6%,累积方差贡献达63.2%,相关系数分别为 -0.885、0.722、0.705、-0.803。而潜热通量与



图 2 冬季 (12~2月) (a、c)、夏季 (6~8月) (b、d)地表感热通量 (a、b) 及潜热通量 (c、d) 分布图 (单位: W/m²)。阴影区为数值大于 120 的区域

Fig. 2 Distributions of surface sensible heat fluxes (a, b) and latent heat fluxes (c, d) in winter (a, c) and summer (b, d) (units: W/m^2). Values larger than 120 are shaded

表 1 冬季东亚地表感热、潜热通量与 200 hPa 纬向风场 SVD 分解前四对奇异向量的解释方差及相关系数

Table 1 The variance contributions and correlation coefficients of the first four pairs of singular vectors in singular value decomposition (SVD) between the surface sensible heat flux, latent heat flux and zonal wind at 200 hPa in winter

| | | 方差贡献 | 累积方差贡献 | 左场方差贡献 | 右场方差贡献 | 相关系数 |
|---------------|-----------------|--------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------|
| | 奇异向量 | Variance | Accumulated variance | Variance contribution | Variance contribution | Correlation |
| | Singular vector | contribution | contribution | for heating field | for wind field | coefficient |
| 感热通量 | 1 | 27.6% | 27.6% | 12.7% | 35.9% | -0.885 |
| Sensible heat | 2 | 17.1% | 44.7% | 13.7% | 19.3% | 0.722 |
| flux | 3 | 9.9% | 54.6% | 7.5% | 12.3% | 0.705 |
| | 4 | 8.6% | 63.2% | 4.5% | 12.1% | -0.803 |
| 潜热通量 | 1 | 25.9% | 25.9% | 10.9% | 35.6% | 0.885 |
| Latent heat | 2 | 14.9% | 40.8% | 5.4% | 22.4% | 0.917 |
| flux | 3 | 9.9% | 50.7% | 6. 3% | 12.4% | -0.753 |
| | 4 | 9.0% | 59.7% | 6.1% | 9.8% | -0.782 |

200 hPa 纬向风场的 SVD 分解前四对奇异向量的 解释方差分别为 25.9%、14.9%、9.9%、9.0%, 累积方差贡献为 59.7%,相关系数分别达 0.885、 0.917、-0.753、-0.782。奇异向量的相关均已 达到 0.01 的信度检验,表明冬季东亚地表感热、 潜热通量场与 200 hPa 纬向风场都有较密切的关 系。以下的分析中只讨论前两对方差贡献较大的奇 异向量所反映的两场之间相互关系及时间变化特征。 4.1.1 感热通量场与 200 hPa 纬向风的耦合分布

特征

图 3 给出了冬季东亚地表感热通量场与 200 hPa纬向风 SVD 分解的前二对奇异向量的异性 相关分布及时间系数变化,从图中看到,第一对奇 异向量的左异性相关场中达到 0.05 信度检验的显 著负相关区域位于日本南部的西太平洋黑潮暖流 区,向南延伸至南海,向北达朝鲜半岛,中心相关 系数达-0.8 以上。从前面冬季感热加热的气候态 来看,此区域正是加热的大值区,表明此区域感热 通量的变化与高层纬向风的变化有较好的对应关 系。另一个相关区位于赤道印度洋,但相关区域及 显著程度均弱于西太平洋黑潮暖流区。从右异性相 关场的分布来看,零线位于 40°N 附近,南北呈现 反相相关分布,显著正相关区位于 25°N~35°N 并 呈准纬向分布,相关系数达 0.6 以上的区域主要位



图 3 冬季地表感热通量与 200 hPa 纬向风速 SVD 分解的前二对奇异向量所对应的异性相关分布及时间系数演变:(a)、(d) 第一、第二 对奇异向量的左异性相关分布;(b)、(e) 第一、第二对奇异向量的右异性相关分布;(c)、(f) 第一、第二对奇异向量对应的时间系数。阴 影区为超过 0.05 相关信度检验的区域; 青藏高原廓线为 2500 m

Fig. 3 The distributions of the inhomogeneous correlation and variations of the time coefficients of the first two pairs of singular vectors in the SVD between the surface sensible heat flux and zonal wind at 200 hPa in winter: (a), (d) The left inhomogeneous correlation distributions for the first (a) and second (d) singular vectors; (b), (e) the right inhomogeneous correlation distributions for the first (b) and (e) second singular vectors; (c), (f) the time coefficients for the first (c) and second (f) singular vectors. Areas larger than 95% confidence level are shaded; the profile for the Tibetan Plateau is 2500 m

于 30°N 左右, 从前面的分析中可看到, 此区域正 是冬季西风急流所在区域; 40°N 以北地区为显著 负相关区,中心位于鄂霍次克海附近,对应东亚大 槽的位置所在。从表1可看到第一对奇异向量右场 在冬季 200 hPa 纬向风场中的方差贡献达 35.9 %, 表明以 40°N 为界纬向风南北反相变化是冬季 200 hPa 纬向风场变化的主要模态。因此, 第一对 奇异向量的耦合空间分布表明西太平洋黑潮暖流区 的感热通量变化与西风急流及东亚大槽变化密切相 关,基于此对奇异向量时间系数的相关为负值,可 以得出,西太平洋黑潮暖流区的感热加热增强时, 对应 40°N 以南中低纬高空的西风增强, 急流亦加 强; 40°N 以北西风减弱, 东亚大槽增强, 中高纬环 流经向度增加。从相应的时间系数变化(图 3c)来 看,相关达到一0.885,有几乎反相的变化,这种耦 合型态存在明显的年际振荡特征。

第二对奇异向量解释了总方差的17.1%,从左 异性相关场分布(图 3d)来看,其中正相关区主要 位于 15°N 以南的低纬热带地区, 通过信度检验的 显著相关区位于孟加拉湾、南海南部海域及菲律宾 东部的暖池海区: 20°N 以北的区域主要表现为负 相关,但相关值较小,所以这种分布体现了热带和 副热带地区感热加热的反相变化对 200 hPa 纬向风 变化的影响。右异性相关分布的显著区位于 25°N ~50°N的西风带区域(图 3e),中心位于 40°N 附 近的青藏高原东北侧大陆上空,这种分布体现了西 风带的整体一致性变化。这对耦合型的相关达到 0.722, 表明热带地区感热增强, 副热带地区感热 减弱时,200 hPa 西风带将减弱,反之,西风带将 增强。从二者的时间系数变化(图 3f)来看,这种 耦合分布型主要体现为年代际的变化: 20 世纪 60 年代前期低纬感热增强,中纬感热减弱,西风带减 弱; 60年代后期到 80年代前期,低纬感热减弱, 中纬感热增强, 西风带增强; 80年代后期到 90年 代,西风带偏弱。

4.1.2 潜热通量场与 200 hPa 纬向风的耦合分布 特征

潜热加热场与 200 hPa 纬向风场的 SVD 分解 结果与感热加热和风场的分解结果非常相似(图 略)。第一对奇异向量的解释方差为 25.9%, 左异 性相关场的显著正相关区位于日本南部的西太平洋 黑潮暖流区, 中心相关系数超过 0.7, 其余大部分 地区相关值较小。从右异性相关场的分布看来,亦 是以 40°N 为界的南北反相相关分布,北侧为显著 负相关区,南侧为显著正相关区,与图 3b 的分布 很相似。由于这对奇异向量相关为正,表明黑潮暖 流区的潜热加强(减弱)与西风急流的加强(减弱) 相对应,这和感热与急流的关系是一致的。从第二 对奇异向量的分布(图略)来看,左异性相关场的 显著正相关区位于孟加拉湾及南海地区的南部海 域,中心相关达 0.6,其余地区的相关较小,没有 达到信度检验。右异性相关场的分布亦同图 3e 分 布相似,体现了西风带一致性的变化。所以这种耦 合型表明孟加拉湾及南海南部海域的潜热变化与西 风带整体强弱变化有紧密联系。从前二对奇异向量 的时间系数变化来看,这两种耦合型分布亦存在明 显的年际及年代际变化。

从上述对冬季地表感热、潜热加热场与 200 hPa 纬向风场关系分析来看,中纬度的西太平洋黑潮暖 流区及热带地区的孟加拉湾以及南海南部海域是影 响 200 hPa 纬向风变化的关键区域,但二者的作用 却是不一致的,热带地区的感热和潜热加热主要影 响西风带的整体强度变化,而副热带西太平洋黑潮 暖流区的加热变化则是影响急流强度变化的重要因 素,会引起 40°N 以南的中低纬与以北的中高纬纬 向风的反相变化。

4.2 夏季

同样,对夏季地表加热场与 200 hPa 纬向风场 进行 SVD 分解(表 2)得知,感热通量与 200 hPa 纬向风场 SVD 分解的前四对奇异向量分别解释了 总方差的 17.9%、13.1%、9.1%、7.0%,相关系 数分别为-0.702、-0.725、-0.880、0.811。而 潜热通量与 200 hPa 纬向风场 SVD 分解的前四对 奇异向量分别解释了总方差的 16.9%、11.2%、 9.6%、7.0%,相关系数分别达-0.748、-0.781、 -0.884、0.825,均已达到 0.01 的信度检验。但 与冬季相比收敛性较差,表明夏季加热场与高层纬 向风场的关系较冬季复杂。

图 4 给出了夏季地表感热通量与 200 hPa 纬向 风场的前两对奇异向量的异性相关分布及时间系数 变化。从第一对奇异向量左异性相关分布 (图 4a) 来看,陆地为正相关区,海洋为负相关区,显著负 相关区位于西太平洋、南海及孟加拉湾;显著正相 关区位于青藏高原东侧的大陆上,这种分布反映了 表 2 夏季东亚地表感热、潜热通量与 200 hPa 纬向风场 SVD 分解前 4 对奇异向量的解释方差及相关系数

| Table 2 | The variance contributions an | d correlation coefficients o | of the first four | pairs of singular | vectors in SVD | between the sur- |
|-----------|----------------------------------|------------------------------|-------------------|-------------------|----------------|------------------|
| face sens | ible heat flux, latent heat flux | and zonal wind at 200 hP | a in summer | | | |

| | | 方差贡献 | 累积方差贡献 | 左场方差贡献 | 右场方差贡献 | 相关系数 |
|-----------------------------|-----------------|--------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------|
| | 奇异向量 | Variance | Accumulated variance | Variance contribution | Variance contribution | Correlation |
| | Singular vector | contribution | contribution | for heating field | for wind field | coefficient |
| 感热通量 | 1 | 17.9% | 17.9% | 18.1% | 18.3% | -0.702 |
| Sensible heat flux | 2 | 13.1% | 31.0% | 7.9% | 21.2% | -0.725 |
| | 3 | 9.7% | 40.7% | 5.3% | 11.8% | -0.880 |
| | 4 | 7.0% | 47.7% | 4.3% | 8.7% | 0.811 |
| 潜热通量 Latent heat flux | 1 | 16.9% | 16.9% | 12.7% | 20.5% | -0.748 |
| | 2 | 11.2% | 28.1% | 5.5% | 19.4% | -0.781 |
| | 3 | 9.6% | 37.7% | 4.7% | 12.7% | -0.884 |
| | 4 | 7.0% | 44.7% | 4.4% | 8.4% | 0.825 |



图 4 同图 3, 但为夏季 Fig. 4 Same as Fig. 3, but for summer

与风场密切相关的海陆相反的感热加热变化。从右 异性相关场的分布来看,两个正相关中心分别位于 青藏高原西北部及中国东北地区上空,而东亚大部 分中低纬地区为显著负相关区,体现了受海陆加热 变化差异影响高原地区与沿海大陆及毗邻海域上空 纬向风变化的不一致性。从二者的耦合分布来看,

83

海陆感热加热变化差异对东亚地区 20°N~38°N 中 低纬上空纬向风的影响较大,由于二者时间系数为 负相关,可看到这种耦合分布型态与冬季相反,这 可能与冬季对流层高层环流以正压流场为主, 而夏 季以斜压流场为主所致[13],其中的机理有待进一 步分析。由于第一对奇异向量右场在 200 hPa 纬向 风场的方差贡献为18.3%,小于第二对奇异向量的 方差贡献 21.2%, 所以此向量分布不是风场的最主 要变化模态。研究亦表明,夏季东亚副热带西风急 流对天气气候的影响主要体现在其位置的南北移动 上[14,15],所以下面着重来探讨第二对奇异向量的 分布及变化(图4d、e、f)。第二对奇异向量左异性 相关场的正相关区位于青藏高原及其以东的大陆及 日本岛附近的洋面上, 而其余地区为负相关区, 达 到显著检验的相关区域主要位于阿拉伯海及印度半 岛北部,这种分布体现了加热场的局地性变化对风 场的影响,可能与高原地形的影响有关。从右异性 相关场的分布来看,正相关中心位于 80°E 附近的 青藏高原上空, 而负相关中心出现在同一经度位置 的 50°N 附近, 零线沿 40°N 纬向延伸。由于夏季急 流中心位于青藏高原北侧,急流轴位于 40°N 左右, 所以这种南北反相变化的分布型态,体现了夏季西 风急流位置纬向一致的南北移动,并且对中国东部 地区的夏季降水有重要影响[16]。因此,这种耦合 型的分布体现了加热的局地性变化与急流位置经向 异常有密切的联系, 阿拉伯与印度半岛地区加热偏 强(偏弱),则急流轴南移(北抬)。对应的时间系 数有明显的年代际变化,主要体现为急流在80年 代以来有明显的加强与南移。

从潜热加热与 200 hPa 纬向风场 SVD 分解的 结果来看(图略),情况较为复杂,显著相关区分布 比较零散,这可能与夏季降水变化的空间不均匀性 有关。分析得知,影响西风急流强度变化的区域主 要在中国东部海域,而影响急流位置南北移动的区 域主要在高原南侧的印度半岛。

5 影响机制初步探讨

由上述分析可知,东亚地表感热、潜热加热场 与 200 hPa 纬向风的变化密切相关, 那么低层的加 热场如何与高层的风场产生联系? 二者是纯粹统计 上的联系还是有深层的物理成因?我们通过探讨西 风急流季节变化的热力机制得知,基于热成风的原 理,结向风随高度的变化取决于温度的经向梯度, 西风急流中心总是位于最大温度梯度中心上方,其 强度的变化与对流层中上层温度梯度成正比。由热 力学方程可知,温度随时间的个别变化是由非绝热 加热引起的,所以温度场结构变化与加热场有密切 的联系,加热场变化必然导致温度场的响应,从而 引起风场的改变,因而研究加热场对风场的影响首 先应探讨温度场对加热场变化的响应。基于前面的 分析,冬季西太平洋黑潮暖流区加热与急流强度变 化有较好的对应关系,我们选取与高空风场变化密 切相关的西太平洋暖流区域(20°N~35°N, 120°E ~150°E) 平均的地表感热通量与潜热通量进行分 析,由于冬季感热与潜热加热变化较为一致(图 5),相关系数达 0.924,所以将二者合起来考虑,





Fig. 5 The variations of the mean surface sensible heat flux and latent heat flux in the Kuroshio area of the western Pacific Ocean

选取二者之和标准化距平大于1的年份为加热强异常的年份:1963、1981、1984、1986、1996、1997、1999、2000年,小于一1的年份为加热弱异常的年份:1964、1965、1966、1969、1972、1973、1979、1990年,采用合成分析方法探讨加热异常年份温度场结构及大气环流型态的差异。

图 6 给出了西太平洋黑潮暖流区加热强、弱年 200 hPa 纬向风差值及 200~500 hPa 平均气温经向 差异差值分布,这里气温的经向差异是用相隔 2.5 个纬度南北纬圈上的温度相减得出。从图中可明显 看到 (图 6a), 200 hPa 结向风差值图 + 25°N 以南 为负值, 25°N~40°N之间为正值, 40°N~60°N之 间为负值,即从低纬到高纬呈现"负-正-负"的波列 分布。对照图 6b 中黑潮暖流区加热强、弱年 200~ 500 hPa 平均气温经向差异差值分布可以发现,二 者非常相似,经向温度差异亦从低纬到高纬存在明 显的"负-正-负"的分布形势,且正值中心正好位于 30°N附近的邻岸洋面上空,中心值达 0.7,这与 200 hPa 纬向风在急流中心的加强相当一致。这种 分布意味着西太平洋暖流区地表加热强年,200~ 500 hPa 平均温度的经向差异在 20°N 以南及 40°N ~60°N 地区将会减小, 而在 20°N~40°N 中低纬地 区将有明显的增大,从而引起 200 hPa 西风相应的 变化, 西风急流有明显的增强, 中心强度在加热 强、弱年的差异达到 8 m/s, 振幅约为西风急流强 度的12%左右。为了更好地研究暖流区加热强弱 年的急流变化情况,我们对 200 hPa 纬向风及 200 ~500 hPa 平均温度的经向差异在 120°E~160°E 区域内进行平均,得出加热强、弱年二者随纬度的 变化(图7),从中可更清楚地看到暖流区加热强、 弱年所对应的对流层中上层经向温差的变化正是导 致高空急流强度变化的原因。下面来看高度场的差 异,从图8中可看到500 hPa高度场的差异正值区 主要位于大陆上空,大值中心位于50°N~70°N之 间西伯利亚地区,而西太平洋上空则为负值区,表 明加热强年欧亚大陆上空的脊加强,东亚槽向南加 深;100 hPa高度场的差异与500 hPa较为相似, 大陆上空为正差异区,而海洋上空为负差异区,体 现了冬季大气环流的正压性结构,说明地表加热场 的变化亦会引起对流层中高层高度场(气压场)的 响应。

夏季,地表感热与风场 SVD 分解的第一对奇 异向量体现了海陆感热加热反相变化对东亚中低纬 地区纬向风的影响,为此我们选取超过相关检验的 西太平洋暖流区与青藏高原东侧大陆平均感热通量 之差、东亚中低纬 200 hPa 平均纬向风及相应区域 200~500 hPa 平均经向温差的变化进行对比(图 略),分析得知加热场与风场、温差场的相关分别 达到-0.55、-0.54,而风场与温差场的相关分别 达到-0.9685,表明西太平洋黑潮暖流区加热的变化对 高层风场的影响无论冬夏都是显著的。除此之外, 我们更为关心西风急流轴的南北移动,所以考虑感 热通量与 200 hPa 纬向风速 SVD 结果中第二对奇 异向量的分布,由于左奇异向量分布中青藏高原主 体及其以东地区与其西南侧呈反相的分布,所以对 应的时间系数反映了阿拉伯海及印度半岛等低纬地



图 6 西太平洋暖流区加热异常强、弱年 200 hPa 纬向风速差值 (a,单位:m/s)及 200~500 hPa 平均气温的经向差异差值图 (b,单位:K)

Fig. 6 The difference distributions of the zonal wind (a, units: m/s) and meridional differences of temperature averaged from 500 hPa to 200 hPa (b, units: K) between the strong and weak heating years in the Kuroshio area of the western Pacific Ocean



图 7 西太平洋暖流区加热异常强、弱年沿 100°E~160°E 平均的纬向风风速 (a) 及 200~500 hPa 平均气温经向差异 (b) 的经向变化 Fig. 7 The variations of mean zonal wind (a) and meridional temperature difference between 200 hPa and 500 hPa (b) averaged between 100°E and 160°E in the anomalous strong and weak heating years in the Kuroshio area of the western Pacific Ocean



图 8 西太平洋暖流区加热异常强、弱年高度场差异图(单位:gpm): (a) 500 hPa; (b) 100 hPa Fig. 8 The differences of potential height (gpm) between strong and weak heating years in the Kuroshio Current area of the western Pacific Ocean: (a) 500 hPa; (b) 100 hPa

区与青藏高原及其以东等中纬地区感热变化的对 比,大值表示前者感热偏强,后者偏弱;反之亦然。 这里分别选取时间系数大于等于1及小于等于-1 的年份作为典型年份进行合成(图9),从中可看到 西风急流主要体现在南北位置的偏移上,阿拉伯海 及印度半岛地区感热加热强的年份,急流偏南;弱 的年份,急流偏北;从图9b中200~500 hPa平均 气温的经向差异分布来看,与风速的分布很相似, 表明加热场差异导致的温度场差异是引起流场变化 的原因,与前面的结论是一致的。

上面的分析表明地表加热场的变化引起对流层 中高层温度场、高度场等的响应,从而导致流场的 变化,那么这种响应的物理机制如何? 吴国雄 等^[17]利用位涡方程将表面加热与高层大气环流联 系起来,解释了表面加热对副热带高压形态变异影 响的物理机制,指出大气运动在定常外源作用下系 统的垂直结构完全由热源分布决定, 且对于大尺度 运动, 流场向气压场适应。参照上述理论, 以冬季 为例,由于冬季较强的表面加热出现在西太平洋黑 潮暖流区,加热随高度向上减小,即 $\partial Q/\partial z < 0$,根 据涡度方程,表面加热产生了反气旋涡源,这时有 $V \cdot \nabla \zeta_z + \beta v < 0$,这样在 β 效应作用下,加热区上 空出现北风,其西侧为反气旋,东侧为气旋,亦即 低空大洋上出现气旋 (暖低),大陆上出现反气旋 (冷高),而对流层高层大洋上为脊,陆地上为槽 (东亚大槽)。基于此热力适应的理论,较强的表面 加热,产生了较强的反气旋涡源,从而低层的大陆 冷高压及对流层中上层的东亚大槽亦随之增强,相 应流场亦发生类似变化, 西风急流加强, 这从图 8 中的对流层中高层位势高度差值场中亦可明显看 出。此外,孙照渤等^[18]指出西北太平洋暖 SSTA 这一外源强迫对北太平洋风暴槽的维持和发展起着



图 9 夏季阿拉伯及印度半岛地区感热强、弱年沿 70°E~85°E 平均的纬向风风速 (a) 及 200~500 hPa 平均气温经向差异 (b) 的经向变化 Fig. 9 The variations of mean zonal wind (a) and meridional temperature difference between 200 hPa and 500 hPa (b) averaged between 70°E and 85°E in the anomalous strong and weak sensible heat years in the Arab and Indian areas in summer

重要作用,而风暴槽位置与西风急流有很好的对应 关系,一般前者位于后者的向北和下游一侧,二者 的强度亦有一致的变化^[19]。因此,高层风场的变 化与地表加热场变化是有机联系在一起的,而不只 是统计意义上的联系,当然,这种物理机制的分析 还有待利用数值模式进一步验证。

6 结论

本文采用 SVD 分解方法分析了东亚地表加热 场与 200 hPa 纬向风场的耦合变化特征,并对其联 系的机理进行了初步探讨,得到以下结论:

(1)冬季,西太平洋暖流区是地表感热、潜热 通量场的大值区,其加热强度与 200 hPa 纬向风变 化密切相关,当加热增强时,40°N 以南的中低纬西 风增强,40°N 以北西风减弱,急流加强;反之亦 然。这种耦合型的时间变化主要表现为明显的年际 振荡特征。热带和副热带地区加热的反相变化差异 对应纬向风的整体一致性变化,且影响关键区在热 带地区:热带地区加热增强,副热带地区加热减弱 时,西风带将减弱,反之,西风带将增强。这种耦 合分布型主要体现为年代际的变化。

(2) 夏季,海陆感热加热差异主要影响东亚中 低纬地区纬向风的变化,而影响西风急流位置南北 移动的关键区位于阿拉伯海及印度半岛北部,这种 加热分布体现感热的局地性变化,可能与高原地形 影响有关。潜热加热与 200 hPa 纬向风场的耦合关 系较为复杂,影响急流强度变化的潜热加热主要在 中国东部海域,而影响急流位置南北移动的区域主 要位于高原南侧的印度半岛。 (3)基于热力适应的理论,大气运动在定常外 源作用下系统的垂直结构完全由热源分布决定,且 对于大尺度运动,流场向气压场适应。因此,地表 加热场的变化亦会引起对流层中高层温度场、高度 场等的响应,从而导致流场的变化,即对流层中上 层经向温差对地表加热场异常的响应是导致高层纬 向风变化的原因。

(4) NCEP/NCAR 的地表感热、潜热通量资料 属于 C 类资料,即无直接观测资料,由模式直接导 出,对模式有很强的依赖性,但由于目前地表通量 没有实际观测资料,NCEP/NCAR 与 ECMWF 再 分析资料质量已得到公认,我们用 ECMWF 再分 析资料亦得出一致的的结论,且模式资料具有内部 动力及热力一致性,所以上述工作是可行的。

参考文献 (References)

- [1] Krishnamurti T N. The subtropical jet stream of winter. J. Meteor., 1961, 18: 172~191
- [2] Krishnamurti T N. Compendium of Meteorology, Vol. 2, Part 4: Tropical Meteorology, Rep. 364, World Meteorological Organization, Geneva, 1979
- [3] Wallace J M. The climatological mean stationary waves: Observational evidence. Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere, Hoskins B J and Pearce P R, Eds. Academic Press, 1983. 22∼52
- [4] Lau K M, Boyle J S. Tropical and extratropical forcing of the large-scale circulation: A diagnostic study. Mon. Wea. Rev., 1987, 115: 400~428
- [5] Yang S, Webster P J. The effect of summer tropical heating on the location and intensity of the extratropical westerly jet streams. J. Geophys. Res., 1990, 95 (D11): 18705~18721

- [6] 董敏,余建锐,高守亭.东亚西风急流变化与热带对流加热 关系的研究.大气科学,1999,23 (1):62~70
 Dong Min, Yu Jianrui, Gao Shouting. Study on the relationships between variation of East Asia westerly jet and tropical convective heating. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, 23 (1): 62~70
- [7] 董敏,朱文妹,徐祥德. 青藏高原地表热通量变化及其对初 夏东亚大气环流的影响. 应用气象学报,2001,12 (4):458 ~468

Dong Min, Zhu Wenmei, Xu Xiangde. The variation of surface heat flux over Tibet Plateau and its influences on the East Asian circulation in early summer. *Quarterly Journal* of Applied Meteorology (in Chinese), 2001, **12** (4): 458~ 468

[8] 蔡尔诚.中国夏季主雨带的形成过程.河南气象,2001, (1):6~8

Cai Ercheng. The formation of main rain-band in summer in China. Henan Meteorology (in Chinese), 2001, (1): $6 \sim 8$

[9] 李崇银,王作台,林士哲,等.东亚夏季风活动与东亚高空 西风急流位置北跳关系的研究.大气科学,2004,28(5): 641~658

Li Chongyin, Wang Jouh-Tai, Lin Shizhe, et al. The relationship between Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (5): 641 \sim 658

- [10] Walland D J, Simmonds I. Modeled atmospheric response to changes in Northern Hemisphere snow cover. *Climate Dynamics*, 1997, **13**: 25~34
- [11] Clark M P, Serreze M C. Effects of variations in East Asian snow cover on modulating atmospheric circulation over the North Pacific Ocean. J. Climate, 2000, 13: 3700~3710
- [12] 丁裕国,江志红. SVD方法在气象诊断分析中的普适性. 气 象学报,1996,54(3):365~372

Ding Yuguo, Jiang Zhihong. Generality of singular value decomposition in diagnostic analysis of meteorological field. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 1996, 54 (3): 365 \sim 372

- [13] 刘宣飞,朱乾根,郭品文. 南亚高压季节变化中的正斜压环流转换特征. 南京气象学院学报, 1999, 22 (3): 291~299
 Liu Xuanfei, Zhu Qian'gen, Guo Pinwen. Conversion characteristics between barotropic and baroclinic circulations of the SAH in its seasonal evolution. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 1999, 22 (3): 291~299
- [14] Liang X Z, Wang W C. Association between China monsoon rainfall and troposphere jets. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 124: 2597~2623
- Ding Yihui. Summer monsoon rainfalls in China. J. Meteor. Soc. Japan, 1992, 70: 373~396
- [16] 龚道溢,朱锦红,王绍武.长江流域夏季降水与前期北极涛 动的显著相关.科学通报,2002,47(7):546~549
 Gong Daoyi, Zhu Jinhong, Wang Shaowu. The significant correlation between the summer precipitation in Yangtze River valley and precursory Arctic Oscillation. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2002,47(7):546~549
- [17] 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 副热带高压形成和变异的动力学问题, 北京, 科学出版社, 2002. 314pp
 Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. *The Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclone* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2002. 314pp
- [18] 孙照渤,朱伟军.北半球冬季风暴槽的一种可能维持机制. 南京气象学院学报, 1998, 21 (3): 299~306
 Sun Zhaobo, Zhu Weijun. A possible mechanism for the maintenance of the northern hemisphere wintertime storm tracks. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 1998, 21 (3): 299~306
- [19] 邓兴秀, 孙照渤. 北半球风暴轴的时间演变特征. 南京气象 学院学报, 1994, 17 (2): 165~170
 Deng Xingxiu, Sun Zhaobo. Characteristics of the temporal evolution of northern storm tracks. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 1994, 17 (2): 165~ 170