

韦晋,何金海,苏志重,等. 2013. 青藏高原东南侧南风演变特征及其与中国东部春季降水的关系分析. 气象, 39(2): 129-136.

青藏高原东南侧南风演变特征及其 与中国东部春季降水的关系分析^{*1}

韦 晋¹ 何金海² 苏志重¹ 姚丽娜³

¹ 厦门市气象局, 厦门 361012

² 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

³ 江苏省常州市气象局, 常州 213022

提 要: 使用 1979—2008 年 NCEP/NCAR 再分析数据集资料分析了全年各月经向风特征, 发现青藏高原东南侧存在一个全年盛行南风的区域(22.5°~30°N、105°~110°E), 即常年南风区。该区域南风呈现冬弱夏强的演变特征, 尤其在春夏时期呈现双峰值状态, 峰值分别出现在 15 候和 37 候左右。进一步分析表明, 常年南风区南风与我国南方春季降水有着较好的对应关系。15 候左右常年南风区南风第一次增强并达到峰值, 持续的强南风使得我国南方地区降水随之有突然增加的趋势, 进入春雨期。高原东南侧常年南风区南风两个峰值出现的原因并不相同。15 候左右出现的绕流南风大值是由于高原的突然加热产生的低空气旋性环流叠加在绕流西风上, 从而造成了南风的加强, 湿润的偏南风给华南地区带来持续的降水, 江南春雨开始。而 37 候左右出现的绕流南风大值是由于南海夏季风爆发后, 孟加拉湾槽前强大的西南风加强了该处的绕流南风, 使得南风势力变得更为强大, 推进到我国长江中下游地区。

关键词: 青藏高原, 南风, 中国降水, 全球降水气候计划

中图分类号: P425

文献标识码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.02.001

Characteristics of South Wind in East Southern Tibetan Plateau and Its Relationship with Eastern China Spring Rain

WEI Jin¹ HE Jinhai² SU Zhizhong¹ YAO Lina³

¹ Xiamen Meteorological Service, Xiamen 361012

² Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, NUIST, Nanjing 210044

³ Changzhou Meteorological Office of Jiangsu Province, Changzhou 213022

Abstract: Utilizing the NCEP/NCAR reanalysis data, the characteristics of annual south wind over East Asia are investigated. And it is discovered that a key area (22.5°—30°N, 105°—110°E) where the south wind prevails all the year is over the southeast of the Tibetan Plateau. The south wind is strong in summer and weak in winter, showing a double peak. A peak occurs in the 15th pentad and the other peak occurs in the 37th pentad. Further research found that there is a good relationship between the south wind on the southeast of Tibetan Plateau and the spring precipitation in southern China. In the 15th pentad, the south wind on the southeast of Tibetan Plateau becomes stronger and expands eastwardly, and then the rainfall in the south of China becomes heavy. The occurring reason for the two peaks of the south wind is different. The south wind peak occurring in the 15th pentad is for a low-level cyclone caused by the Tibetan Plateau heating superimposed over the south wind. It causes the south wind stronger, and then South China comes into rainy period. The south wind peak occurring in the 37th pentad is while the South China Sea

* 水利部公益性行业科研专项(201101033-02)、国家自然科学基金(40905044、41075068)和江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)共同资助

2012年4月1日收稿; 2012年8月25日收修定稿

第一作者: 韦晋, 主要从事季风、短期气候预测研究. Email: weijin117@gmail.com

monsoon broke out, the southwest wind in front of the Bay of Bengal trough intensifies the south wind. And then it brings about the rain over the Yangtze River.

Key words: Tibetan Plateau, south wind, precipitation in China, GPCP (Global Precipitation Climatology Project)

引 言

青藏高原是全球海拔最高、面积最大的高原,它的存在不仅在其上空形成了相对独立的天气气候单元,还对我国、东亚乃至全球的大气环流和气候产生很大影响。自从叶笃正等(1957)根据地面观测发现青藏高原夏季是大气活动热源之后,许多学者(叶笃正等,1979;李栋梁等,2007;2008)研究了青藏高原加热场的时空分布特征以及青藏高原热源对天气、气候的影响。Reiter等(1982)分析了春季高原加热与南亚高压的关系,认为过渡季节中青藏高原的加热作用在南亚高压的发展变化中有重要作用。Wu等(1998)则把高原春季开始增强的地面加热与季风的爆发联系起来,认为高原持续的感热加热以平流方式导致高原东部的升温,低层气流向高原东部的辐合为亚洲夏季风最早在孟加拉湾东北部爆发提供了有利的背景条件。梁潇云等(2005)认为高原的“热力滑轮”作用引起高原东南面热带陆地上空的偏南气流加强,降水增加,凝结潜热加强;高原西南面热带陆地上空出现偏北气流,降水减弱,陆面感热加热加强。不少学者(华明,2003;简茂球等,2007;万日金等,2008)也认为青藏高原热源异常与我国降水有着密切的联系。朱玉祥等(2007)证明了高原积雪和高原大气热源二者存在非常显著的反相关关系,即高原冬春积雪偏多,高原大气春夏季热源偏弱。

青藏高原影响大气环流不仅是因为其高耸的下垫面可以直接加热对流层中层的大气,还因为其巨大的地形对大气环流的机械强迫作用。Bolin(1950)和Yeh(1949)对地形绕流效应的研究表明,冬季青藏高原对西风气流的分支作用是形成东亚大槽的重要原因。青藏高原的绕流作用在冬、春季形成印缅槽,使中印半岛和我国西南多阴雨(Yin, 1949;张利红等,2011;李聪等,2012;陶亦为等,2011;胡景高等,2010),在夏季激发高原低涡和西南低涡(王鑫等,2008),东移常伴有长江中下游的激烈天气过程(陶诗言,1980)。最近的研究指出青藏高原绕流在其南侧形成一常年存在的槽(即青藏高原南缘地形槽),它与斯里兰卡低涡的相互作用是亚洲

夏季风特别是南海夏季风建立的一种触发机制(韦晋等,2008)。

纵观前人研究成果,青藏高原对大气环流的影响十分巨大,而由其高耸的存在引起的南北绕流作用更是不可忽视。然而,前人对于高原绕流的研究并不是很多,高原绕流作用年变化特征、高原绕流的强弱变化机制以及高原绕流的存在对我国天气、气候产生的影响等问题尚未清楚。回答这些问题对于深入理解高原绕流作用,改进我国东部降水预测方法都有十分重要的科学价值和实际意义。本文将由此出发,主要研究高原东南侧由于绕流作用引起的偏南风的形成演变特征,进一步分析其与中国东部降水的关系,并试图寻求其中的影响因子。

1 资料和方法

本文使用的资料为逐日 NCEP/NCAR 再分析资料(Kalnay et al, 1996)和全球降水气候计划(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)候平均降水资料,时段取 1979—2008 年共 30 年,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。由于陆地风在 1000 hPa 可能被低估(Lu et al, 1999),因此本文用 850 hPa 的风场来分析低空风变化特征。

本文计算候平均时,1 年分为 72 候,5 天为 1 候,每月最后 1 候不管剩余多少天均算 1 候,1 个月 6 候,例如 1 月最后 1 候为 6 天(即 26—31 日),以此类推。

为了诊断加热场和流场的关系,文中使用了 Yanai 等(1973)的方案进行视热源的计算,公式如下:

$$Q1 = c_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{\omega} \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right] \quad (1)$$

式中, $k = R/c_p$, R 和 c_p 分别为干空气气体常数和定压比热, θ 为位温, $p_0 = 1000$ hPa, $Q1$ 表示单位时间内单位质量空气的加热率。对式(1)进行积分可得整层加热 $\langle Q1 \rangle$:

$$\langle Q1 \rangle = \langle Q_R \rangle + LP + SH \quad (2)$$

其中 $\langle \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_s} () dp$, 可见大气视热源 $\langle Q1 \rangle$ 由三部分组成: 辐射加热(冷却) $\langle Q_R \rangle$ 、降水的凝

结潜热 LP 和地面向上的感热通量 SH 输送。

2 高原东南侧南风演变特征分析

2.1 高原东南侧南风关键区的选择

高原东南侧的广大地区处于东亚季风区范围内,如何将高原绕流区域从季风区中区分出来,这是研究高原绕流的关键。在选择高原绕流区域之前,首先分析一年四季(分别由 1,4,7 和 10 月季中月代表)850 hPa 经向风的基本特征。

冬季(图 1a),中国大陆大部分低空盛行偏北风,只有高原东南侧的一部分地区例外,由偏南风控

制,其中南风大值中心位于高原东南角的区域。进入春季(图 1b),高原东南侧偏南风范围不断扩大并向东南延伸。此时江南地区以偏南风占优势,而北方地区还是偏北风控制。到了夏季(图 1c),中国大部分盛行偏南风,但偏南风最大值中心仍然位于高原东南侧。秋季(图 1d),中国大陆南风开始减弱,北风出现,但高原东南侧地区依然为南风占据,只是南风强度较其他季节有所减小。由此可见,高原东南侧的一部分区域常年盛行南风,与中国大陆冬季盛行北风,夏季盛行南风的状况不同,证明了这一区域南风与其他区域出现的南风的差异,这正是高原绕流作用造成的结果。

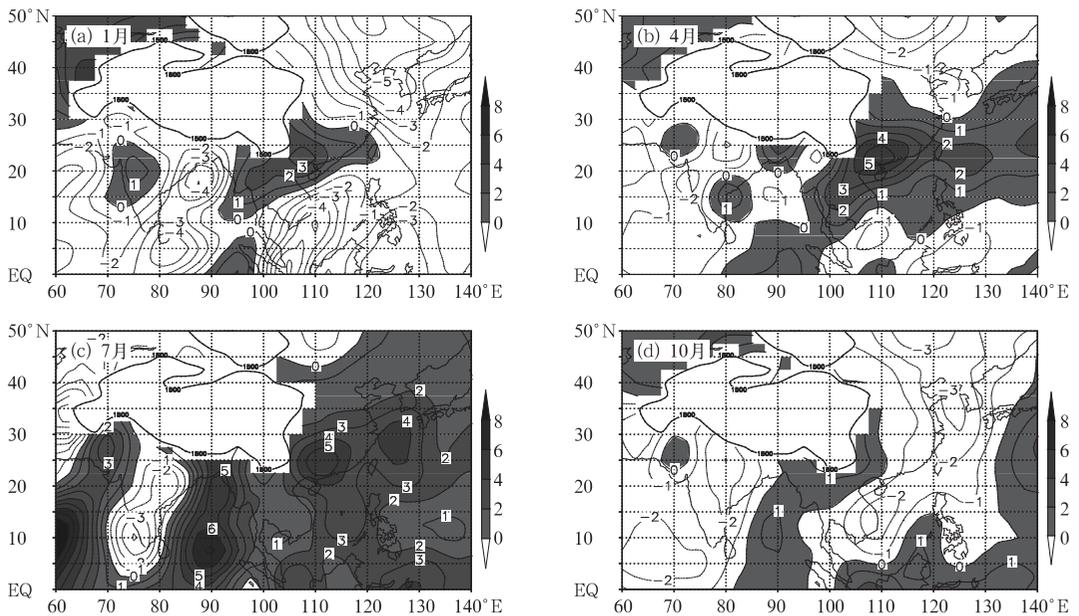


图 1 青藏高原及周围地区各季多年平均 850 hPa 经向风分布

(a) 1月, (b) 4月, (c) 7月, (d) 10月

(阴影区代表经向风 >0 区域,粗实线所围区域为地形 >1500 m 区域;单位: $m \cdot s^{-1}$)

Fig. 1 The climatic 850 hPa monthly meridional wind field

(a) January, (b) April, (c) July, and (d) October

(Shaded areas indicate velocity >0 , the area surrounded by solid line shows the Tibetan Plateau above 1500 m, unit: $m \cdot s^{-1}$)

为了进一步证实高原东南侧常年存在南风,我们使用逐候 850 hPa 经向风资料,统计了全年 72 候中经向风大于零(即吹偏南风)的候的所占的百分率(图 2)。由图可见,高原东南侧的确存在一个全年盛行南风的区域。为了定性分析高原东南侧南风,我们选取全年 98% 的时间都吹南风的区域为关键区,即 $22.5^{\circ} \sim 30^{\circ}N$ 、 $105^{\circ} \sim 110^{\circ}E$,将该区域的南风定义为高原常年南风区南风。

2.2 高原东南侧常年南风区南风的演变特征

图 3 给出了绕流区多年平均经向风速的时间-高度剖面图。由图可以看到,在低空全年都有偏南风存在,其伸展高度达到约 600 hPa,这正是高原东南部地形所能达到的最大高度。因为绕流是由高原的地形的存在而造成(Wu, 1984),所以高原地形所达到的最大高度也即是绕流所能形成的最大高度,

这再次证明了我们所选的高原绕流关键区的合理性。而 600 hPa 以上则呈现冬季盛行偏南风,夏季盛行偏北风的情况,这与季风经向环流的高空风状况相一致。说明了该地也处于季风影响区域,只是在低层由于绕流作用较强,使得一年四季盛行南风,而高层绕流作用较小,依然遵循季风环流的规律。

为了更直观地表现高原常年南风区南风,我们做了 $22.5^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 区域平均的 850 hPa 经向风年变化曲线图(图 4),可以看到常年南

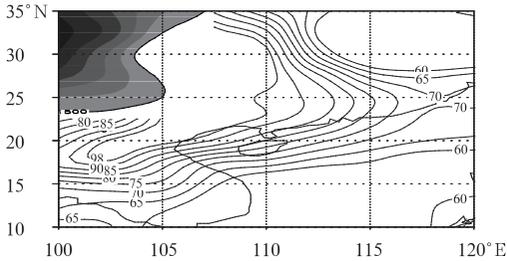


图 2 850 hPa 全年吹南风的候个数占 72 候的百分率
(阴影为地形 $>1500\text{ m}$ 区域)

Fig. 2 Percentage of south wind in a year
(The area surrounded by solid line shows the Tibetan Plateau above 1500 m)

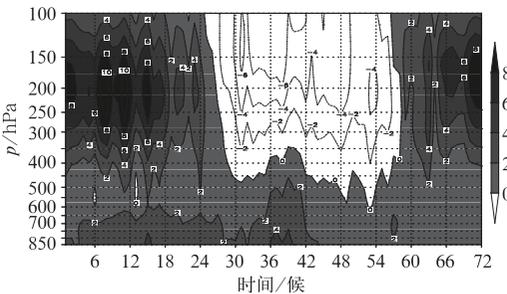


图 3 绕流区($22.5^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$)多年平均经向风速的时间-高度剖面图(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 3 Time-height cross-section of multi-year mean south wind (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

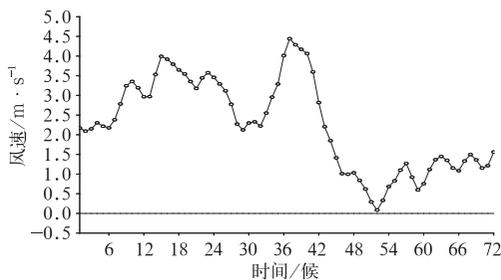


图 4 绕流区($22.5^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$)区域平均的 850 hPa 经向风速年变化(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 4 The annual change of south wind on 850 hPa in south wind zone ($22.5^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

风区南风冬弱夏强。值得注意的是南风在全年有两个主要峰值,呈现双峰状态。第一个峰值出现在 3 月中旬(即 15 候左右),达到 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;而第二个峰值出现在 7 月初(即 37 候左右),达到 $4.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,较第一个峰值大。两个峰值之间呈现一段南风减小的低谷区。7 月以后南风迅速减小,秋冬季节南风达到其最低值。

3 高原常年南风区南风与我国春季降水的关系

南风的的存在势必会对降水产生一定的影响,那么常年南风区南风的变化与我国降水有怎样的联系?为了弄清这一系列问题,我们给出了 850 hPa 经向风的发展示意图(即由经向风为 $3.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的等值线在各候的位置来表示南风的发展情况,图 5)。由图 5 看出,在 14 候以前,高原东南侧南风一直维持在高原附近,但随着时间的发展,偏南风加强东扩。在 15 候左右,南风范围突然增大,几乎覆盖了整个华南地区。之后,南风势力越来越强盛,一直维持到盛夏。

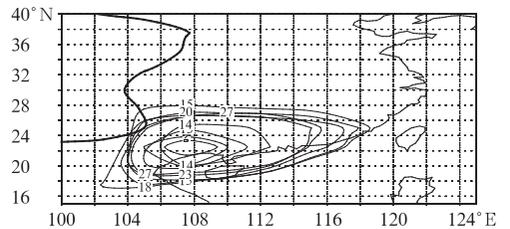


图 5 南风为 $3.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的等值线随时间演变示意图(等值线上标记数字为候)

Fig. 5 The development of south wind isolines larger than $3.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ with different pentads marked by numbers

由此可见,高原东南侧南风在 15 候左右有一次显著的向东扩张。为了更加明确这一过程,图 6 给出了相应时段的大气环流场。14 候(图 6a),高原东南侧南风还比较小,但存在一个正涡度带且紧贴高原,该正涡度带正是高原绕流所形成的低压系统的表现。而高度场上的同样位置也显示出一个低压中心,其中心值为 1490 gpm 。中纬度日本海一带也呈现一片正涡度大值区,它与高原东南侧正涡度带在中国东部大陆上被一负涡度区间隔开来。这说明了在 14 候,中国东部地区主要受北风控制,南风势力并不强大。到了 15 候(图 6b),形势有所改变,高原东南侧南风明显加强并向东扩张;由于南风的加强

使得其与北风势均力敌,形成辐合区,因此高原东南边缘的正涡度带也随着南风的扩张而向东延伸,与中纬度涡度打通并连成一条带状结构,由高原东南边缘一直延伸到日本一带。高度场上,高原东南侧的低压中心加强,中心值为 1480 gpm,此时,高原东南侧南风势力扩张到我国华南一带(22.5°~30°N、105°~120°E)。

风与雨常是相伴出现,而高原东南侧南风的扩大与这一带降水是否会有一定的联系呢?在降水的时间-纬度图(图7)上可以看到,南风在15候第一次加强东扩之后(图5),6 mm的降水等值线出现,意味着我国华南地区降水呈现了增大的趋势;而随着偏南风向北延伸,雨带也向北移动,在37候左右南

风达到第二次峰值时,华南降水开始减弱,而其北侧(即长江中下游地区)降水开始增加,强度达到 $9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。为了进一步分析降水的变化特征,图8给出了GPCP降水的水平分布图。在13和14候(图8a和8b)我国南方地区降水量还比较小,15候(图8c),一条西南—东北向的雨带位于我国东部和西太平洋区域内,雨带的大值区主要位于西太平洋地区,但此时雨量仍然较小。进入16候(图8d),雨带的中心更为明显并且大值区位于我国南方地区,西南、华南地区雨量逐渐增多,证明了由于高原东南侧南风的不断增强东扩,使得我国南方地区春季降水不断增加。而随着高原东南侧南风的继续向北向东扩展,我国东部降水带也逐渐向北移动(图略)。

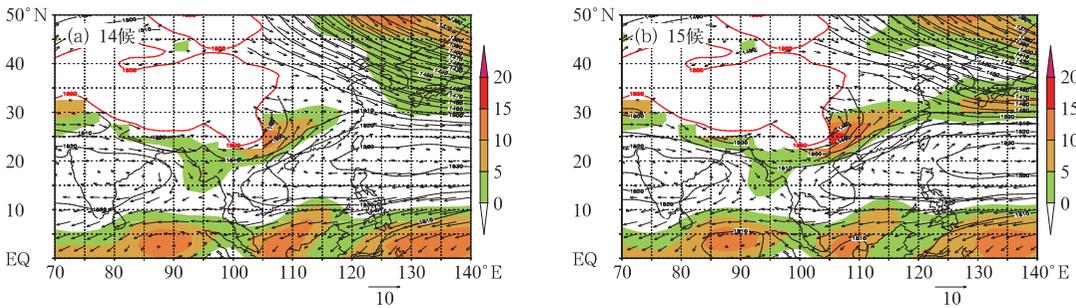


图6 14(a)和15(b)候气候平均的850 hPa风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、
涡度场(阴影区,单位: 10^{-5} s^{-1})和高度场图(单位:gpm)

Fig. 6 The climatic 850 hPa vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1}), geopotential height (unit: gpm) and wind fields (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged over the 14th (a) and 15th (b) pentads

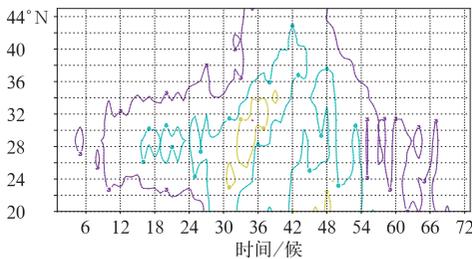


图7 GPCP降水的时间-纬度剖面图
(沿115°~130°E)(单位:mm)

Fig. 7 Time-latitude cross-section
of GPCP precipitation in
115°-130°E (unit: mm)

综上所述,高原东南侧南风与我国降水有着非常好的对应关系。15候左右高原东南侧南风第一次增强并达到峰值,我国南方地区降水随之有突然增加的趋势,进入春雨期(万日金等,2006)。而随着高原东南侧南风的继续向北向东扩展,我国东部降水带也逐渐向北移动。高原东南侧南风与我国雨带

的紧密联系恰好证明了副热带季风的独立性(何金海等,2007;祁莉等,2007),其较热带季风出现得早,带来了副热带地区南风在3月初的增大,进而较热带季风更早地影响我国东部地区。

4 高原东南侧常年南风区南风演变的原因分析

Wu(1984)研究表明,存在一个理论地形临界高度 H_c ,如果山巅的高度 h 小于 H_c ,气流能爬越而过;反之,当 h 大于 H_c 时,气流只能环绕而行。因此,当对流层低层的强西风带受到青藏高原大地形阻挡时,便分为南北两支绕过高原向东流去,形成高原绕流。按理推论,高原东南侧绕流南风应与西风气流有着极为重要的联系。为此,我们做了850 hPa中纬度平均西风风速的年变化示意图(图9)。令人惊讶的是,中纬度西风风速冬强夏弱,尤其在7月底

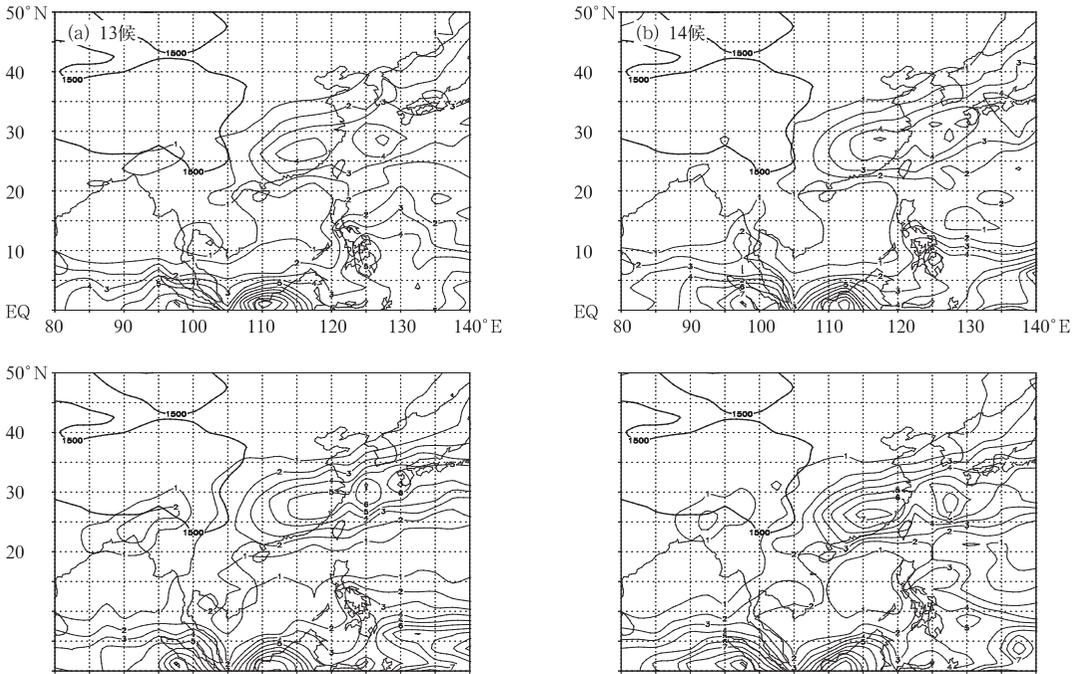


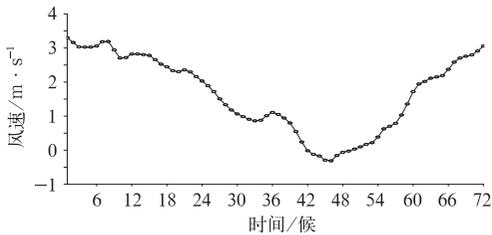
图 8 GPCP 降水分布图

(a)13 候, (b)14 候, (c)15 候, (d)16 候

(粗实线所围区域为高度 > 1500 m 地形, 单位: mm)

Fig. 8 Precipitation in the 13th pentad (a), 14th pentad (b), 15th pentad (c) and 16th pentad (d)

(The thick solid line is the 1500 m height of topography, unit: mm)

图 9 中纬度 (25°~45°N、40°~140°E) 200 hPa 平均西风风速的年变化 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)Fig. 9 Annual change of west wind at 200 hPa in mid-latitudes (25°–45°N, 40°–140°E) (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

达到最弱,这与高原东南侧南风(图 4)的演变特征不仅差异巨大,而且还呈相反趋势,如果高原东南侧南风仅被西风绕流影响,那为何入流减小的同时南风却增强呢?

我们知道,地形对大气的机械强迫作用在不同的热力背景下可以完全不同,因此研究高原绕流的变化,除了西风绕流影响外,还需再考察高原热源的变化对其的影响。我们利用文章第二部分所介绍的大气视热源的方法,计算了青藏高原主体区域 (27.5°~37.5°N、80°~100°E) (刘新等, 2001) 的视

热源年变化曲线图(图 10),并对其进行分析。总体而言,青藏高原冬季为冷源,夏季为热源。值得一提的是,高原热源在 15 候左右由负转正,其由冷源转为热源。这正好与高原常年南风区南风的第一个峰值的时间相对应;而高原热源在 7 月初达到最大候逐渐减小,而高原常年南风区南风的第二个峰值的出现也正好处于该时段,这些时间上的对应是偶然的巧合还是有其内在的联系呢? 为了进一步说明问题,我们给出了常年南风区南风峰值出现前后的热源差值图。由图 11 可见,在 15 候前后(图 11a),热源有了极大的改变,整个高原地区差值为正,尤其是高原东侧更为显著,说明高原热源在该时段骤然加强。韦晋等(2008)认为高原的突然加热使得其上空出现气旋式环流,叠加在低空的西风绕流上,使得高原南端的绕流加强。由此可见,热力强迫的西南风是高原东南侧南风的又一主要部分,它使得高原东南侧南风在 15 候左右突然增强并东扩。而在 37 候前后(图 11b),高原主体热源却呈现出明显减小的现象,仅在高原西南部有所加大,也就是说此时高原低空的热低压开始减弱,对绕流产生的影响有所减小,可为何高原东南侧南风却又产生第二次峰值,且风速比第一次要大呢? 由 37 候的环流形势(图 12)

可以看出,此时南海夏季风已经爆发,整个中国大陆受南风控制,高原东南侧的偏南气流除了绕流气流外,还主要来自于孟加拉湾槽前的西南气流和副热带高压西侧的偏南气流所影响。我们知道,孟加拉湾槽在 7 月初发展到最强(韦晋等,2008),即此时槽前西南气流也相应地达到最强,所以它的加强使得高原东南侧的绕流南风在绕流入流减小的同时却也能发展到其顶峰。之后,随着孟加拉湾槽的减弱,高原南缘的偏南风也随之迅速减小(图 4)。

由上分析可以知道,在 15 候左右,由于高原突然加热产生的低空气旋性环流叠加在高原西风绕流

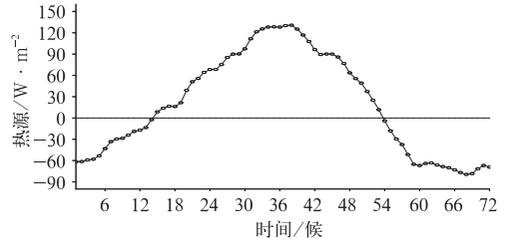


图 10 600 hPa 青藏高原主体(27.5°~37.5°N、80°~100°E)热源年变化曲线(单位:W·m⁻²)

Fig. 10 The annual change of the heat source averaged over the Tibetan Plateau (unit: W·m⁻²)

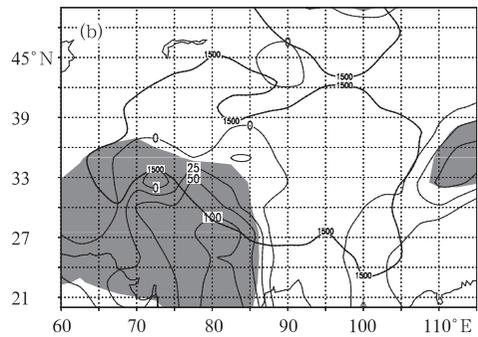
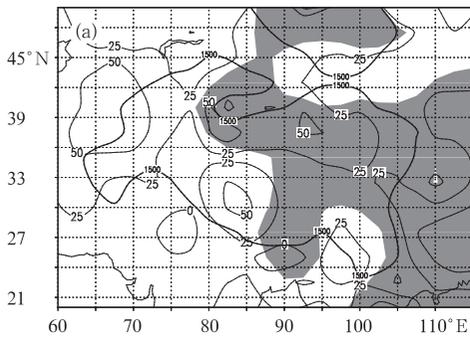


图 11 绕流南风出现前后热源差值图

(a)16—18 候减 12—14 候,(b) 38—40 候减 34—36 候

(细实线为热源差值,阴影为通过 0.05 显著性水平检验区域;粗实线所围区域为高度>1500 m 地形,单位:W·m⁻²)

Fig. 11 The Differences of heat source: (a) pentads 16—18 minus pentads 12—14,

(b) pentads 38—40 minus pentads 34—36

(The thin lines show the difference of source; the shades area indicates that the source difference has passed the *t*-test of confidence level of 0.05; the thick solid line is 1500 m contour of topography, unit: W·m⁻²)

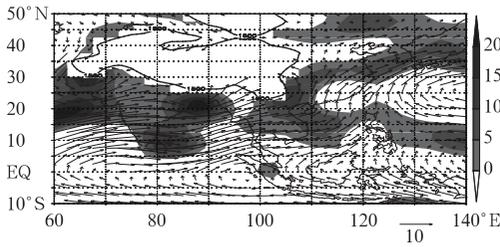


图 12 37 候 850 hPa 风场(单位:m·s⁻¹)、涡度场(阴影区,单位:10⁻⁵ s⁻¹)和高度场图(单位:gpm,粗实线所围区域为高度>1500 m 地形)

Fig. 12 The climatic 850 hPa vorticity (unit: 10⁻⁵ s⁻¹), geopotential height (unit: gpm) and wind field (unit: m·s⁻¹) averaged over the 37th pentad (The thick solid line is 1500 m contour of topography)

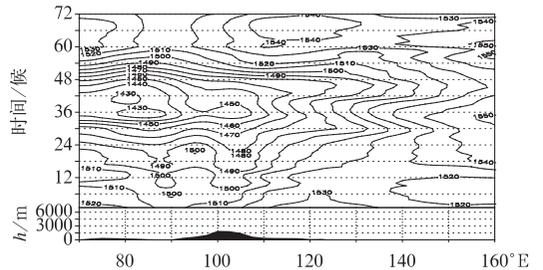


图 13 850 hPa 位势高度沿 25°N 时间-经度剖面图(单位:gpm)

Fig. 13 The time-longitude cross-section of geopotential height along 25°N (unit: gpm)

上,使得高原东南侧常年南风区南风加强,其形成的低压系统也随之加强并且向东传播(图 13)。低压系统的加强使得其与西太平洋副高之间的气压梯度逐渐加强,从而使得东亚大陆上的偏南风增大,湿润

的偏南风则从 3 月初开始就给华南地区带来持续的降水,副热带季风爆发,我国南方地区春雨开始。

5 结论和讨论

本文研究了高原东南侧南风的演变特征及其与

我国东部降水的关系,并对其中的成因机制进行了分析,主要结论归纳如下。

(1)高原东南侧存在一个关键区(22.5°~30°N、105°~110°E)全年盛行南风,这主要是高原绕流作用造成的结果。该区域南风发展较为深厚,可以达到 600 hPa,也即是高原地形所能达到的高度。高原东南侧南风冬弱夏强,并且在春夏间呈现双峰状态,峰值分别在 15 候和 37 候左右。

(2)高原东南侧南风与我国降水有着非常好的对应关系。15 候左右高原东南侧南风第一次增强并达到峰值,我国南方地区降水随之有突然增加的趋势,进入春雨期。而随着高原东南侧南风的继续向北向东扩展,我国东部降水带也逐渐向北移动。高原东南侧南风与我国雨带的紧密联系恰好证明了副热带季风的独立性(何金海等,2007),其较热带季风出现得早,带来了副热带地区南风在 3 月初的增大,进而较热带季风更早地影响我国东部地区。而高原东南侧南风在 7 月初的第二次增强与我国雨带又有着怎样的联系,这有待于进一步研究。

(3)高原东南侧南风两个峰值出现的原因并不相同。15 候左右出现的南风大值是由于高原的突然加热产生的低空气旋性环流叠加在绕流西风上,从而造成了南风的加强,湿润的偏南风给华南地区带来持续的降水,江南春雨开始。而 37 候左右出现的南风大值是由于南海夏季风爆发后,孟加拉湾槽前强大的西南风加强了该处的绕流南风,使得南风势力变得更为强大,推进到我国长江中下游地区。

参考文献

- 何金海,祁莉,韦晋,等. 2007. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识. 大气科学, 31(6):1257-1265.
- 胡景高,周兵,陶丽. 2010. 南亚高压特征参数与我国夏季降水的关系分析. 气象, 36(4):51-56.
- 华明. 2003. 青藏高原热状况对夏季西南地区气候影响的分析及模拟. 高原气象, 22(Suppl):152-156.
- 简茂球,乔云亭,罗会邦,等. 2007. 初夏东亚-太平洋大气热源与长江流域及邻近地区 7、8 月降水异常的关系. 大气科学, 31(04):735-746.
- 李聪,肖子牛,张晓玲. 2012. 近 60 年中国不同区域降水的气候变化特征. 气象, 38(4):419-424.
- 李栋梁,何金海,汤绪等. 2007. 青藏高原地面加热场强度与 ENSO 循环的关系. 高原气象, 26(1):39-46
- 李栋梁,柳苗,王惠. 2008. 青藏高原雨季降水凝结潜热的估算研究.

- 高原气象, 27(1):10-16
- 梁潇云,刘屹岷,吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响. 气象学报, 63(5):799-805
- 刘新,吴国雄,李伟平,等. 2001. 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应. 自然科学进展, 11(1):33-38.
- 祁莉,何金海,张祖强,等. 2007. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. 科学通报, 52(24):2895-2899.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:气象出版社, 225.
- 陶亦为,孙渤潮,李维京,等. 2011. ENSO 与青藏高原积雪的关系及其对我国夏季降水异常的影响. 气象, 37(8):919-928.
- 万日金,吴国雄. 2006. 江南春雨的气候成因机制研究. 中国科学 D 辑, 36(10):936-950.
- 万日金,赵兵科,侯依玲. 2008. 江南春雨的年际变率及其影响因子分析. 高原气象, 27(Suppl):118-123.
- 王鑫,李跃清,郝淑华,等. 2008. 青藏高原低涡活动的统计研究. 高原气象, 28(1):64-71.
- 韦晋,何金海,钟姗姗,等. 2008. 青藏高原南缘地形槽与孟加拉湾槽的形成演变特征及其与南海夏季风建立的关系. 高原气象, 27(4):764-771.
- 叶笃正,高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社, 279pp
- 叶笃正,罗四维,朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28:108-121
- 张利红,李跃清,秦宁生,等. 2011. 青藏高原坡面观测信息对我国夏季降水预报的作用. 气象, 37(10):1233-1240.
- 朱玉祥,丁一汇,徐怀刚. 2007. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系. 气象学报, 06.
- Bolin B. 1950. On the influence of the Earth's orography on the general character of the westerlies. *Tells*, 2(3):184-195.
- Kalnay E, Coauthors. 1996. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77:437-471.
- Lu E, Chan J C. 1999. A unified monsoon index for South China. *J Climate*, 12:2375-2385.
- Reiter, Gao Dengyi. 1982. Heating of the Tibetan Plateau and the movements of the South Asian High during spring. *Mov Wea Rev*, 110:1694-1711
- Wu G X. 1984. The nonlinear response of the atmosphere to large-scale mechanical and thermal forcing. *J Atmos Sci*, 41:2456-2476.
- Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1998. Tibetan Plateau forcing and the monsoon onset over South Asia and Southern China Sea. *Mon Wea Rev*, 126:913-927
- Yanai M, Esbensen S, Chu J-H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budget. *J Atmos Sci*, 30:611-627.
- Yeh T C. 1949. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945-1946. *Tellus*, 1:38-54.
- Yin M T. 1949. A synoptic-areologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. *Journal of Meteorology*, 6:393-400.