

文章编号: 2096-1618(2017)06-0644-07

高原大气温度变化特征及其与东亚季风的联系

汪家楠¹, 范广洲^{1,2}, 张永莉¹, 赖欣¹, 陈宇航¹, 王立更¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044)

摘要:为研究高原温度与东亚季风之间存在的联系,利用 NCEP/NCAR 再分析资料,用 M-K 突变检验, SVD 分解等方法,分别对高原各高度层的温度变化进行分析,并通过选取相关高度具体分析该高度高原大气温度与东亚季风的联系。由分析知:从 1948 年到 2013 年,近 66 年来高原整体大气温度总体呈上升趋势。整体气温突变的年份出现在 20 世纪 60~70 年代。高原 500 hPa 温度与东亚季风联系较为密切。500 hPa 温度变化与东亚季风强度呈现负相关,500 hPa 高原大气温度降低时,东亚季风指数增大,季风强度加强。500 hPa 温度与 850 hPa 风速 SVD 分解得出结论:当中国东北部温度有上升趋势或西南部高原地区温度有下降趋势时,新疆北部、东北部、中部及东南部风速增大,而新疆西部小部分地区及西南部风速减小。

关键词:气象学;气候变化;青藏高原;大气温度;东亚季风;SVD

中图分类号:P465

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcui.2017.06.013

0 引言

青藏高原(下称“高原”),又被称为世界屋脊,地处中国的西部,平均海拔 3000~5000 m,约为对流层高度的 1/3,是世界上地形最为复杂,且海拔最高的高原,并具有独特的气候特征^[1-2]。其存在极大影响了中国的温度分布,与世界其他地区气候的变化也是息息相关^[3]。同时,高原体积庞大,热力学性质明显,对东亚及南亚季风有强的牵引和阻隔作用,东亚地区的气温以及降水分布均受其影响^[4]。中国位处东亚季风区,因此受东亚季风影响的频繁,且东亚季风的年际以及年代际变化巨大,故导致中国旱涝等气候灾害频繁,造成很大的经济损失以及人员伤亡^[5]。

季风并定义为能带来不同类型降水的盛行风,且风向随季节变化。近年来,随着对季风研究的扩展,对季风的认识也变得多样,有的学者认为季风主要体现在风场的变化上,有的学者则强调季风体现在降水的变化上。而对于东亚季风,不同的学者也给出了表征东亚季风强度的不同方法。郭其蕴^[6]就用 10°N~50°N 每隔 10°纬圈上 110°E 与 160°E 之间的海平面气压差 ≤ -5 hPa 的所有数值之和来表征东亚夏季风的强度,曾庆存等^[7-10]提出的环流场标准化季节变率 δ 反映环流基本特性,定义季节强度 I 反映季风年际变化

的特征等。季风指数定义方法不断发展,这与人们对季风不断加深的认识分不开。过去认为中国大陆以及南海和西太平洋地区的季风是因为印度季风而产生变化的,早期的季风指数大多数是基于整个亚洲季风的东亚部分,1970 年后,随着季风以及热带气象学研究的不断发展,构建指数的方法也不断丰富,陶诗言和陈龙勋^[11-12],Parthasarathy 等^[13]用季风降水量的多少定义中国和印度季风降水指数并广泛应用,这阶段定义的季风指数都有一个共同点,均是根据季风某一特征从季风的某一侧面反映季风强弱。随后郭其蕴用寒露气压差定义亚洲夏季风的强度,赵汉光和张先恭^[14]用郭其蕴的方法,建立了冬季风强度指数。20 世纪 80 年代中后期,亚洲季风研究领域取得突破性进展,而且气象卫星资料在该领域的运用,定义的方法也多了起来,主要有东亚季风系统和南亚季风系统是亚洲大季风系统中的两个相对子系统的提出得到证实。

研究表明高原的重要性不仅在于其是天气变化的“启动区”,同时也可能是我国百年尺度气候变化的“启动区”^[15-16]。高原对一些升温过程反应敏感,对其研究有助于预测东部的某些气温变化趋势,并对全球增暖现象有更全面的了解。中国处在东亚季风区,东亚季风系统盛行风向随季节变化的同时,降水也随季节变化。包庆等^[17]研究表明,在高原增暖后,夏季北半球印度季风区的海陆热力对比增强,对流层低层西南气流增强、同时印度夏季风降水增强,这与文献^[18-19]的研究结果一致。

收稿日期:2017-05-31

基金项目:国家自然科学基金资助项目(91537214,41275079,41305077,41305042,41405069,41505078);公益性(气象)行业科研专项基金资助项目(GYHY201506001);四川省教育厅基金重点资助项目(16ZA0203)

1 资料与方法

采用美国国家环境预报中心(NECP)和美国国家大气研究中心(NCAR)发布(NCEP/NCAR)从1948年到2013年共66年各层温度场以及水平风(u, v)场资料。选取高原范围内($25^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$)共 16×31 个格点进行分析讨论。

东亚季风指数采用曾庆存^[9]和李建平^[20]提出的

$$\delta_{m,n}^* = \frac{\|\bar{v}_1 - \bar{v}_{m,n}\|}{\|\bar{v}\|} - 2$$

其中 \bar{v}_1 和 \bar{v} 分别表示1月气候的平均风矢量和1月、7月两个月气候平均风矢量的平均值, $\bar{v}_{m,n}$ 是某年(n)某月(m)的月平均风矢量。

用 $\delta_{m,n}^*$ 研究季风指数的年际变化,并讨论高原气温变化与东亚季风的联系。

2 高原大气温度变化特征

高原温度的变化与各种天气现象息息相关^[21],通过分析高原温度变化趋势的分布讨论近66年高原温度变化的特征,并在全球范围内做对比分析,同时分别讨论各层温度的年际变化趋势及突变的年份。通过计算不同高度层与东亚季风的相关系数,找到与东亚季风联系最密切的温度高度层,并讨论该高度层的趋势系数分布及时空变化特征。

2.1 高原温度变化趋势

图1是高原范围66年 $75^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$ 的纬向平均温度变化趋势图,从图1可以看出高原温度在200 hPa以下大体呈现出南侧变暖,北侧变冷的相反变化,200~150 hPa高原整体呈现出增暖趋势,随着高度的升高增暖趋势减弱,在125 hPa及以上高原整体呈现降温趋势。增暖趋势的大值区位于500 hPa的高原中部和400~250 hPa的高原南部,降温趋势的大值区位于300 hPa的高原北部。温度变化集中体现在300 hPa上,300 hPa由南至北温度变化梯度大。在高原主体近地层,高原南边有两个增暖趋势达到 $0.1^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 的中心,分别位于近200 hPa中南部及近100 hPa中部。在 32°N 以南,温度呈现增暖趋势,而在该纬度以北地区,温度呈现出降温趋势。从高度上看,低层温度明显表现出增暖趋势,随着高度增高,增暖趋势逐渐减小,升温的范围也随高度有明显的变化。在150 hPa及其以

上高度,温度呈现降温趋势。对流层500 hPa增暖范围最大,从高原南边一直延续到 38°N ,随后增暖范围便随高度的升高而减小,300 hPa增暖区域最小,又随着高度的升高增暖范围增大,在200 hPa附近,增暖区域达到平流层最大值,整个高原呈现增暖趋势,但不及对流层明显。整体变化与周宁芳^[22]等的研究结果相似。

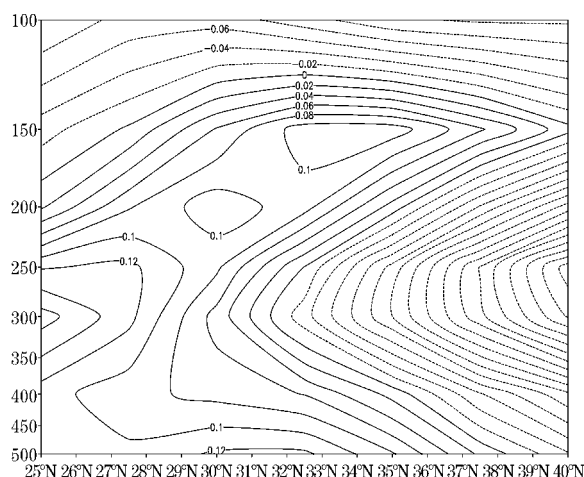


图1 高原纬向温度气候倾向率分布图(单位: $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$)

图2是高原温度均方根误差图。均方根误差能表征温度的差异变化特征。均方根误差大的区域是温度偏离趋势线波动较大的区域。高层均方根误差较低层大,高层温度波动幅度大,尤其是在150 hPa以上的区域,温度偏离趋势线波动的幅度明显增大。对流层温度波动与平流层相比较小,同一个高度层,温度波动的幅度大致相等。温度偏离趋势线波动最大的区域位于高原南部上空100 hPa。

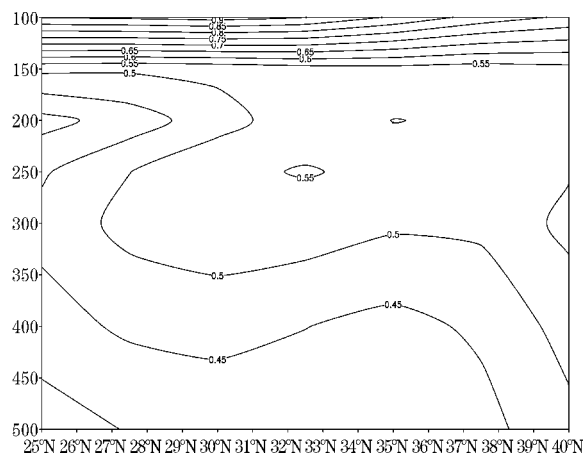


图2 高原温度变化均方根误差图(单位: $^{\circ}\text{C}$)

2.2 高原各层温度变化特征

图3是高原从500 hPa到100 hPa共7层近66年的平均温度趋势图,图4为其M-K检验图。

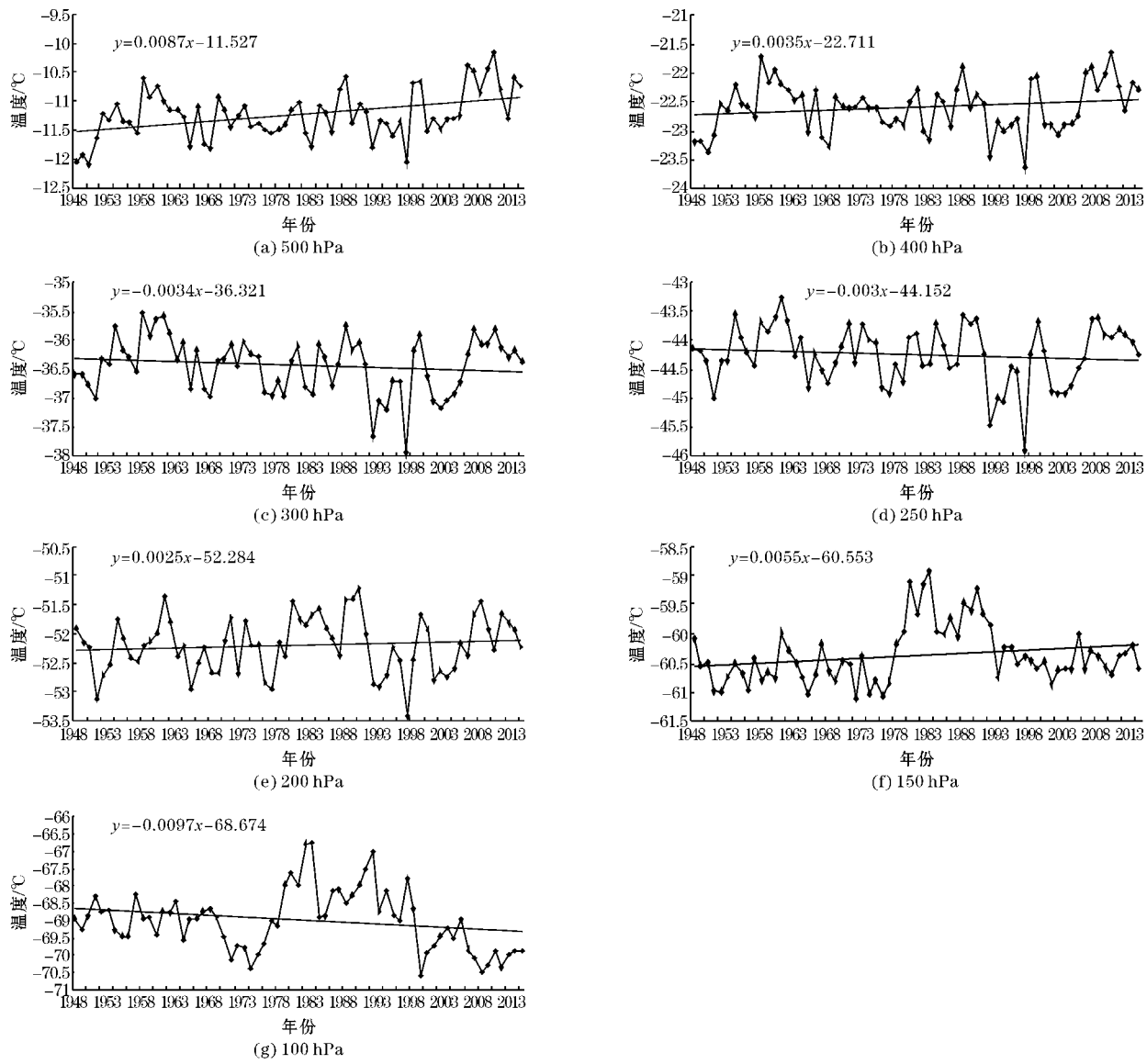


图3 不同高度层年平均温度趋势图

500 hPa趋势系数图表明(图3a),20世纪40年代末以来,温度波动变化,高原气温以0.087℃/10 a增暖。UF线(图4a)也表明40年代末的增暖趋势,且50-60年代增暖趋势均大大超过了0.05临界线,这表明高原地区增暖显著。根据UF和UB的交点位置,可以确定高原地区60年代左右增暖是一突变现象,具体是从1958年前后开始的。

400 hPa趋势系数图表明(图3b),20世纪40年代末至今,高原400 hPa温度以0.035℃/10 a增暖,在1957和1997年有两次较大的波动。UF线表明(图4b),40年代以后有增暖趋势,在1953-1967年出现显著的增暖。根据UF和UB线的交点位置,1953年前后开始一突变现象,在趋势图中也反应,1953年后较显著的增暖现象。

300 hPa趋势图表明(图3c),20世纪40年代末至今,高原范围300 hPa温度以-0.034℃/10 a变化,有小

幅下降趋势,1991年前后有明显波动。结合UF线可以看出(图4c),1958年前后温度显著升高趋势,70年代开始出现下降趋势,而在2000年左右出现明显下降趋势。通过UF与UB线的交点位置看出,60年代末到70年代初开始一突变现象,对应趋势图上的60年代末气温下降趋势。

结合250 hPa趋势图(图3d),20世纪40年代末至今,温度整体呈小幅下降趋势,以-0.03℃/10 a变化。与300 hPa图相似,在1991年有明显波动下降。从UF图中可以看出(图4d),在1965年前后,温度整体呈下降趋势,2000-2006年有明显下降趋势。通过UF和UB线的交点位置,在1953年前后开始一突变现象,具体表现为1953-1964年的增温趋势;而在1964年开始一突变现象,表现为1964年开始的温度下降趋势。

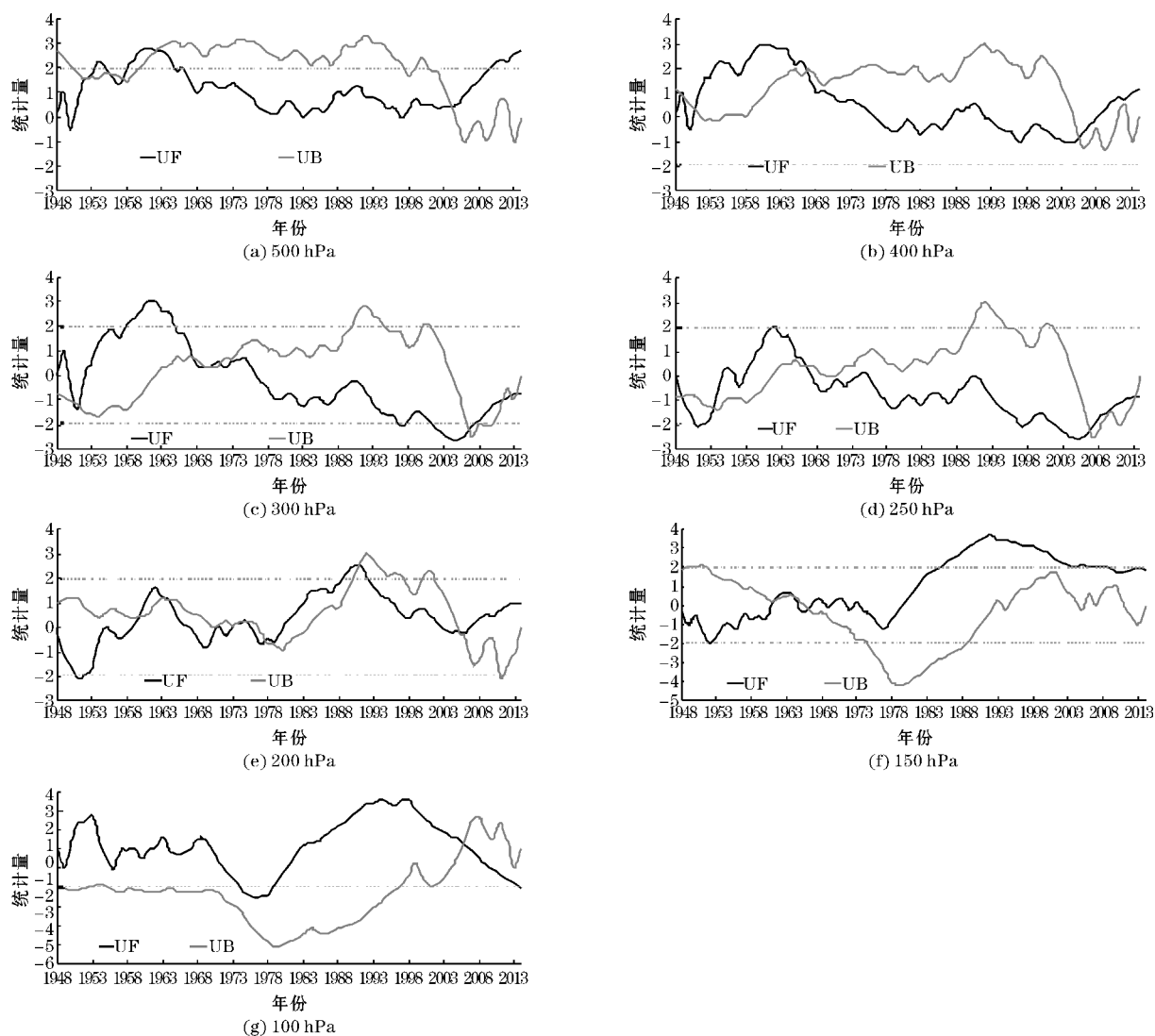


图4 不同高度层年平均温度 M-K 突变检验图

200 hPa 趋势图上可以看出(图 3e), 温度以 $0.025\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 变化呈现出小幅上升趋势, 波动情况较为明显。从 UF 线可以看出(图 4e), 温度总体呈上升趋势, 略微有小幅的下降趋势, 而上升和下降趋势都不是很明显。从 UF 和 UB 线的交点位置可以看出, 突变开始年份较多, 大体分布在 20 世纪 60–70 年代。这与 70 年代后期温度大幅度显著上升相符合。

150 hPa 趋势图上显示出温度呈现小幅增长趋势(图 3f), 变化速率为 $0.055\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 。温度在 20 世纪 70 年代开始有所增长, 70 年代末增长趋势明显。UF 线表明(图 4f), 40 年代以来温度整体呈上升趋势, 1983 年后呈显著上升趋势。从 UF 和 UB 线的交点位置可以看出, 1961 年为突变开始的年份, 也对应了趋势图上 60 年代以后开始的总体增温趋势。

100 hPa 趋势图上可以看出(图 3g), 温度以 $-0.097\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 变化, 整体呈下降趋势, 1972 年以后上升趋势显著。UF 线可以看出(图 4g), 温度整体的上

升趋势, 1990–1978 年呈显著上升形式。从 UF 和 UB 的交点位置可以看出, 2006 年为突变开始的时间, 而在趋势图上表现的并不明显。

2.3 各层温度与季风指数的联系

高原各层温度相关系数图(图 5)中显示高原各层温度与季风指数均呈负相关, 即当高原温度升高时, 季风指数下降, 季风强度减小。其中以 500 hPa 相关系数最大, 为 -0.25 , 且通过了 95 % 的显著检验。当高度升高时, 相关系数不断降低, 最小值为 -0.09 , 出现在 250 hPa。随后相关系数升高, 在 150 hPa 达到 -0.145 后又出现下降趋势。可以看出, 相关系数在对流层随高度减小, 在对流层顶达到最小值后, 在平流层中增大。由于 500 hPa 温度与东亚季风的相关度最好, 下面以 500 hPa 为代表高度层分析高原温度变化与东亚季风之间的联系。

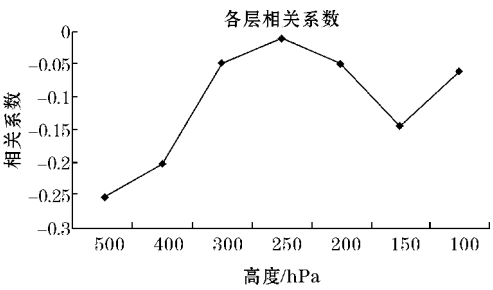


图5 高原各层温度与东亚季风指数相关系数图
(相关系数 ≥ 0.239 通过0.05的显著性水平检验)

500 hPa 气候倾向率图中(图6)体现出高原整体增暖,在高原东北部很小范围的区域呈降温趋势。增暖趋势最大的地区位于高原中部偏东的地区,以 $0.16\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 的速率变化,周围的区域增暖趋势逐渐降低,高原东部在 40°N 附近不再增暖,而高原西部在 35°N 附近达到零值。高原东部增暖趋势的梯度较小,相反,高原西部增暖趋势的梯度大。通过99.9 % 显著水平的区域位于高原的中部,说明在这个区域温度长期变化趋势显著。

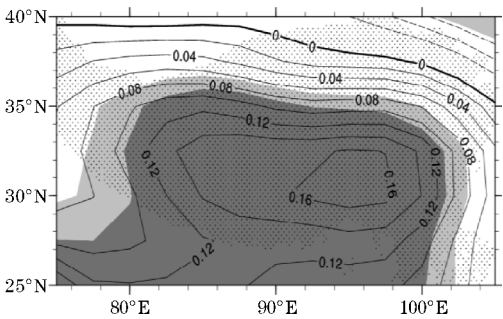


图6 500 hPa 气候倾向率分布图
(浅灰色:通过99 % 显著水平;深灰色:通过99.9 % 显著水平;
黑色点区域为 $\geq 2\text{ km}$ 的高原范围)

表 1 500 hPa 温度与 850 hPa 风速 SVD 分解前三个模态数据信息

序号	奇异值	解释协方差平方和 百分比/%	累计解释协方差平方 和百分比/%	相关系数	解释左场方差 百分比/%	解释右场方差 百分比/%
1	93.108	57.49	57.49	0.70	29.44	13.67
2	55.483	20.41	77.90	0.65	28.31	5.71
3	38.043	9.60	87.50	0.66	8.78	8.50

下面分别对1948–2015年共68年500 hPa温度与850 hPa风场的距平场进行SVD分解,已揭示其与风速的关系。用1948–2015年500 hPa温度逐年平均距平场作为左场,850 hPa逐年风速距平场作为右场,进行SVD分解。表1给出SVD分解结果前三个模态数据信息。

由表1可以看出,500 hPa 温度和850 hPa 风速SVD分解的第一模态解释协方差平方和百分率为57.49 %,且相关系数为0.7,通过0.01显著性检验,其中第一模态解释左场的方差百分比为29.44 %,在3个场中为最大值,因此第一模态能够反映出500 hPa温

通过99 % 显著水平的区域位于高原中部外围小范围的一圈以及高原东北部很小的区域,说明在这个区域温度长期变化的趋势较显著,在中部为长期的增暖趋势,而在东北部为长期的降温趋势。

图7为季风指数与500 hPa温度相关系数图。由图7可以看出,在高原的西部以及西南大部分地区,温度与季风指数呈负相关,而在高原的东北部小部分地区温度与季风指数呈正相关。相关系数由西向东递减,在高原东北部达到零值,随后转为正值。负相关系数的最大值出现在高原西北部 $75^{\circ}\text{E} \sim 84^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$,表明该范围与东亚季风最为相关。由于在高原大部分地区,相关系数为负值,所以高原温度升高对应东亚季风指数的减弱;反之,高原温度降低对应东亚季风指数的增强。

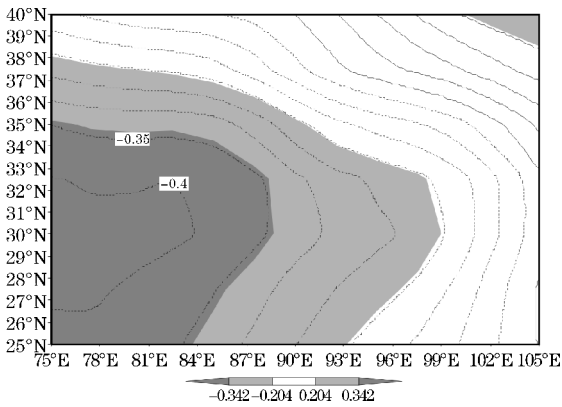


图7 季风指数与500 hPa温度相关系数图
(浅灰色:通过90 % 显著水平,深灰色:通过99.5 % 显著水平)

3 高原温度与东亚季风的关系

度场与850 hPa风场之间相关关系的主要特征,下面主要分析SVD分解第一模态的异性相关系数分布。

图8为风场与温度场的SVD分析图。用1948–2015年500 hPa温度逐年平均距平场作为左场,850 hPa逐年风速距平场作为右场,作500 hPa温度对中国风速的同期SVD分析。发现无论是左场或是右场,两者的逐年时间系数十分类似。从第一模态左右场相关系数的空间分布(图8a)可以看出,500 hPa温度异性相关系数呈现出中国东北部为正值,而西南部及南部为负值,海洋则全部呈现出负值,通过0.01显著性检验,其异性相关系数大值中心达0.6以上,而小值

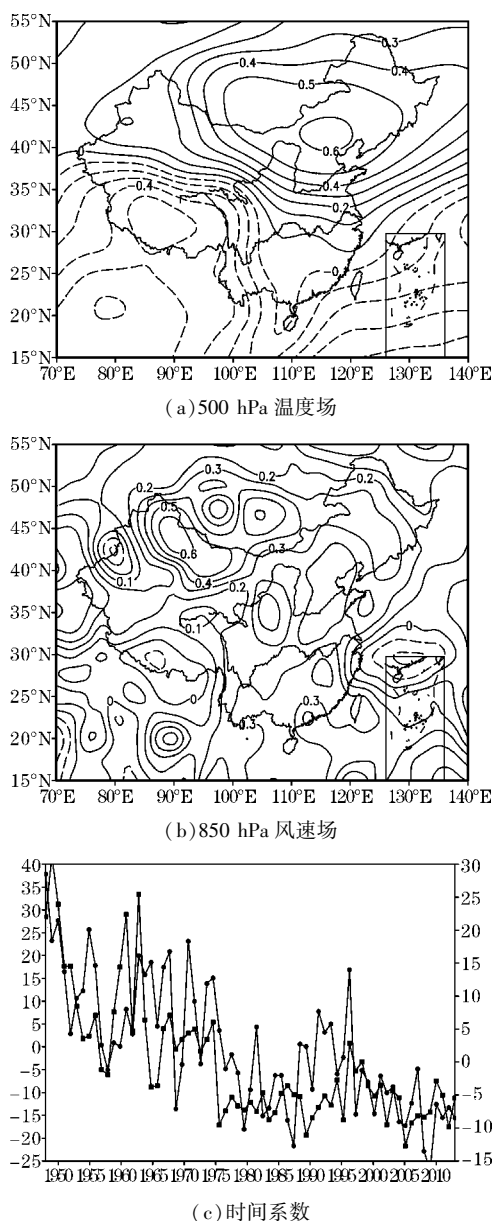


图8 500 hPa 温度与 850 hPa 风速 SVD 分解第一模态的异性相关系数及相应的时间系数

中心达到 -0.5 。由第一模态 850 hPa 风速距平场异质相关分布(图 8b)可见,新疆北部地区,东北部,中部及东南部及南海风速与东北部的温度场呈正相关态势,而新疆西部的小部分地区及西南部则与上述温度场呈负相关。而风速距平场与西南部及南海温度距平场的关系相反。这说明当东北部温度有上升趋势或西南部及南海温度有下降趋势时,新疆北部,东北部,中部及东南部风速增大,而新疆西部小部分地区及西南部风速减小。左右场第一模态时间系数(图 8c)显示,在 1975 年左右 500 hPa 温度距平场发生突变,整体形势由正转负;而风速距平场与温度距平场分布相类似。

4 结论

(1) 高原温度变化趋势分布同全球分布大体一

致,表现为南暖北冷的趋势,近地面层温度升高而高空温度降低的现象。通过对温度年际变化趋势的分析可以得出,500 hPa 温度增幅最为显著,其余各层均呈小幅增长或下降趋势。200 hPa 以上各层温度异常频率高,异常强度大,尤其是 100 hPa 和 150 hPa 表现得十分明显。突变检验得出,各层突变开始的年份相差不大,突变年份开始时间大体集中在 20 世纪 60–70 年代,除 300 hPa、250 hPa 及 100 hPa 外,突变后均体现出了显著增暖的现象。这与温度变化的趋势是分不开的,可以得出突变年份以后 60 年代中期的显著升温现象和 70 年代存在的降温现象。

(2) 高原温度与东亚季风的相关性来看,500 hPa 温度与东亚季风指数的相关性最强,相关系数在对流层随高度减小,在对流层顶达到最小值后,在平流层中增大。500 hPa 高原中部增温趋势最明显。根据 500 hPa 温度时空分布特征分析,500 hPa 温度升高的同时,呈现出各区域不同的温度变化特征。

(3) 500 hPa 高度层中,高原的西部以及西南大部分地区,温度与季风指数呈负相关,而在高原的东北部小部分地区温度与季风指数呈正相关。相关系数由西向东递减,在高原东北部达到零值,随后转为正值。负相关系数的最大值出现在高原西北部,表明该范围与东亚季风最为相关。在高原大部分地区,相关系数为负值,因此高原大部分地区温度升高对应东亚季风的减弱。

(4) SVD 分解第一模态可以看出新疆北部地区,东北部,中部及东南部和南海风速与东北部的温度场呈正相关态势,而新疆西部的小部分地区及西南部则与上述温度场呈负相关。当东北部温度有上升趋势或西南部及南海温度有下降趋势时,新疆北部,东北部,中部及东南部风速增大,而新疆西部小部分地区及西南部风速减小。

致谢:感谢成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金(J201516、J201518)、成都信息工程大学引进人才启动基金(KYTZ201639)对本文的资助

参考文献:

- [1] 周后福. 近二十年青藏高原气象学研究进展[J]. 西藏科技, 2003(7): 57–60.
- [2] 岑思弦, 巩远发, 陈玉英. 青藏高原大气热源气候特征的研究[J]. 成都信息工程学院学报, 2007, 22(3): 369–373.
- [3] 王楠, 李栋梁, 张杰. 青藏高原气温变化的研究进展[J]. 干旱气象, 2010, 28(3): 265–269.
- [4] 王邵武, 赵宗慈, 龚道溢, 等. 现代气候学概论[M]. 北京: 气象出版社, 2006: 37.
- [5] 黄荣辉, 顾雷, 陈际龙, 等. 东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展[M]. 北京: 大气科学, 2008: 692.

- [6] 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析[J]. 地理学报, 1983(3):207-216.
- [7] Zeng Qingcun, Zhang Banglin, Liang Youlin, et al. The Asian summer monsoon case study[J]. Proceedings of the Indian Science Academy, 1994, 60(1):81-96.
- [8] 曾庆存, 张邦林. 大气环流的季节变化和季风[J]. 大气科学, 1998, 22(6):805-813.
- [9] 曾庆存, 张邦林. 论大气环流的季节划分和季节突变 I: 概念和方法[J]. 大气科学, 1992, (6): 641-648.
- [10] Zeng Qingcun. The global monsoon system. Proceedings of the Second International Symposium on Asia Monsoon System (ISAM2) [J]. Cheju, Korea, Meteorological Research Institute (METRI) and Korea Meteorological Administration (KMA), 2000:23-27.
- [11] Tao Shiyan and Chen Longxun. A review of recent re-search on the East Asian summer monsoon in China[M]. Monsoon Meteorology, Edited by C. P. Cheng and Y. N. Krishnamurti, Oxford university Press, 1987:60-92.
- [12] Tao Shiyan, Chen Longxun. The East Asian summer monsoon[J]. Proceedings of International Conference on Monsoon in the Far East, 1985(5-8):1-11.
- [13] Parthasarathy, B K R Kumar, d R Kothawaie[J]. Indian summer monsoon rainfall indices: 1871 - 1990. Meteor. Mag. 1992, 121:174-186.
- [14] 赵汉光, 张先恭. 东亚季风和我国夏季雨带的关系[J]. 气象, 1996, 22(4):8-12.
- [15] 李存强, 汤懋苍. 近三十年来青藏高原及其周围地区的气温变化[J]. 高原气象, 1986(4): 332-341.
- [16] 汤懋苍, 李存强, 张建. 青藏高原及其四周的近代气候变化[J]. 高原气象, 1988, (1):39-49.
- [17] 包庆, Bin WANG, 刘屹岷, 等. 青藏高原增暖对东亚夏季风的影响——大气环流模式数值模拟研究[J]. 大气科学, 2008, 32(5):997-1005.
- [18] Meehl G A, Washington W M. South Asia summer monsoon variability in a model with doubled atmospheric carbon dioxide concentration[J]. Science, 1993, 260:1101-1104.
- [19] Meehl GA. Coupled land ocean atmosphere process and South Asia monsoon variability[J]. Science, 1994, 266:263-266.
- [20] Li Jianping, Zeng Qingcun. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons[J]. Adv. Atmos. Sci. 2003, 20(2): 299-302.
- [21] 徐影, 丁一汇, 李栋梁. 青藏地区未来百年气候变化[J]. 高原气象, 2003, 22(5):451-457.
- [22] 周宁芳, 秦宁生, 屠其璞, 等. 近 50 年青藏高原地面气温变化的区域特征分析[J]. 高原气象, 2005, 24(3):344-349.

The Characteristics of the Temperature Changing on the Qinghai-Tibet Plateau and its Connections with the East Asian Monsoon

WANG Jia-nan¹, FAN Guang-zhou^{1,2}, ZHANG Yong-li¹, LAI Xin¹, CHEN Yu-hang¹, WANG li-geng¹

(1. Center for Plateau Atmospheric and Environmental Research, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: To study the characteristics of the temperature changing on the Qinghai-Tibet Plateau and its connections with the East Asian Monsoon (EAM), In this thesis, we apply the data of the average temperatures that NCEP/NCAR issued and M-K test, SVD decomposition to the analyses of temperature changing on each level of altitudes on the plateau. Then we try to examine the connections between temperatures on the plateau and the EMA by selecting the data of specific levels of altitudes. Generally speaking, the atmospheric temperature on the plateau has been increasing during the 66 years from 1948 to 2013. Moreover, the sharp change of the overall atmospheric temperature occurred during the period of 1960s-1970s. There is a close bond between the atmospheric temperature at 500 hPa on the plateau and the EAM. Consequently, a negative correlation exists between the atmospheric temperatures at 500 hPa on the plateau and the EMA, when the atmospheric temperatures at 500 hPa on the plateau rises, the index of the EAM declines and intensity of the monsoon moderates at the meantime. To disassemble the the atmospheric temperature at 500 hPa and the SVD of wind speed at 850hPa, we can make a conclusion: When there is an upward trend of temperature in northeastern China or a decreasing one in southwest China, the wind speed in the part of Northern Xinjiang, the Northeast, Central and Southeast of China is increasing. Conversely, it is decreasing in few areas of Western Xinjiang and the Southwest of China.

Keywords: meteorology; climatic variation; Qinghai-Tibet Plateau; atmospheric temperature; SVD