

文章编号: 2096-1618(2016)02-0190-07

春季青藏高原南侧低层垂直环流圈的年际变化特征分析

田 姍¹, 范广洲^{1,2}, 胡德强³, 张永莉¹, 赖 欣¹

(1. 成都信息工程学院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; 3. 海南省气候中心, 海南 海口 570203)

摘要:利用 1948 ~ 2013 年 NCEP/NCAR 的风场、高度场、气温场逐月再分析资料, HADISST 海温逐月资料, NOAA 逐月 PREC 降水资料, 为讨论春季青藏高原南侧低层(700 ~ 925 hPa)垂直环流圈与高原附近地区的降水和大气环流的关系, 运用合成分析和相关分析等方法, 定义了(12.5 ~ 25.80 ~ 90)范围内的垂直环流圈强度指数。得出结论:春季青藏高原低层垂直环流圈偏强(偏弱)年, 700 hPa 高度场上, 阿拉伯海地区、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛、南海地区为偏强的东风(西风)异常; 925 hPa 高度场上, 10 附近阿拉伯海西南部地区、印度半岛、孟加拉湾为偏强的西风(东风)异常, 中南半岛、南海地区为偏强的东风(西风)异常, 对应于印度东南部沿海地区是否存在风场辐合。春季青藏高原南侧低层垂直环流圈偏强年, 孟加拉湾、中国东部、四川盆地、云贵高原地区受较强烈的西南气流控制, 为主要的降水区域, 而高原南侧的印度半岛、阿拉伯海为偏北气流, 降水偏少; 反之亦然。

关键词:气候学; 气候变化诊断; 高原南侧; 春季; 垂直环流圈; 印度季风; 降水

中图分类号: P467

文献标志码: A

0 引言

青藏高原(下文称高原)位于中国西部, 高原的热力与动力作用一直以来是气象界研究的重点内容之一。巨大的地形使高原下边界的物理性质, 如近地层大气层结稳定度、地面植被、高原积雪及土壤温度、湿度等变化直接影响高原地气系统间的热量和水汽交换^[1]。高原在春季也是一个热源, Winston et al^[2]、叶笃正等^[1]均发现春季是融雪期, 反照率减少, 净辐射加热最大。对中国夏季风环流的形成和维持有着重要的作用。Chen 等^[3]指出高原作为延伸至对流层中层的大气热源对我国季风环流的形成有重要意义。同时青藏高原巨大的地形作用使得我国的天气现象变得更为复杂。Bolin^[4]对北美落基山脉研究后指出大地形是影响北半球大尺度环流的重要原因之一。顾震潮^[5]也指出冬季强大东亚急流的形成是由于西风气流在高原西侧分支而形成的。另外也有许多数值模拟试验验证了高原大地形的动力作用对中国天气气候有着重要的影响。

垂直经圈环流维持着中低纬度之间的热量、动量和水汽交换, 许多学者从环流的气候特征、地理位置差异、季节变化等都对其具体的影响机制做过深入的研究, 陈秋士等^[6]在 1958 年首先提出夏季有季风经圈环

流存在于南亚季风区。叶笃正等^[7-8]分别论述东亚和太平洋上空冬季和夏季的平均垂直环流, 发现了在 90 经圈剖面上, 冬季高原南侧为强大的 Hadley 环流圈, 夏季存在一个从高原及其邻近地区上升、南侧下沉的垂直环流, 且高原南坡上升的西南季风的上升区延伸到 5 以南。卢春成等^[9]提出夏季 85 的低空越赤道气流可以反馈季风环流在赤道上空的下沉。

罗四维等^[10]首次提出春季前季风环流圈的概念, 指出 4 月低空存在自高原南坡上升, 12 左右下沉的一个闭合反 Hadley 环流圈, 它的出现与北半球冬季 Hadley 环流减弱南退、夏季季风环流发展密切相关。罗四维等^[11-12]通过数值试验指出春季高原地面反照率减少, 高原的加热作用增强, 前季风环流圈的强度增强, 高度升高。祝从文等^[13]认为春季低层(1000 ~ 600 hPa)(15 ~ 25)出现的前季风环流圈反映了印度洋海温在赤道的季节性反转对极地经向环流的影响, 它的加强将导致北半球副热带高压在对流层低层产生断裂。孙瑾等^[14]研究发现, 由于青藏高原热力作用的影响产生的前季风环流圈与中国夏季降水存在明显的相关关系, 同时对东亚夏季风环流的异常有着前兆意义。基于孙瑾等^[14]对前季风环流圈的研究, 进一步分析其年际变化特征和气候特征, 分析其对高原附近地区的降水的影响机理。

1 资料选取和指数定义

分析研究选用资料是 1948 ~ 2013 年 NCEP/

收稿日期: 2015-09-08

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41275079、41505078、41405069); 国家青年科学基金资助项目(41305077)

NCAR 的 66 年逐月再分析资料,包括风场 (u, v 分量)、温度场、高度场,空间分辨率为 2.5×2.5 ,垂直方向 $1000 \sim 100$ hPa 共 12 层;MOHC (met office hadley centre) 观测数据库的 HADISST 海温资料^[15-16],空间分辨率为 11 ;66 年 NOAA 的 PREC (PRECipitationRE-Construction dataset) 降水资料^[17-18],空间分辨率为 2.5×2.5 。

高原南侧上升气流主体区域在 $(80 \sim 90)$,该区域高原海拔在纬向上较为一致,同时孙瑾等^[14]指出该区域存在较强的前季风环流圈,而文中关注于高原南侧热力作用所导致的环流圈,所以选取 $(30 \sim 40, 80 \sim 90)$ 作为研究区域,图 1 为 1948 ~ 2013 年所关注区域的纬向平均经向风和平均 ω 风场 (ω 为 P 坐标下的垂直速度,负值表示上升运动)的气候态,高原南侧附近 $(20 \sim 25)$ 上空为上升运动,该上升运动在 700 hPa 左右折向向南,并于 $(12.5 \sim 15)$ 下沉,后回流到高原南侧低空,形成一个小垂直环流圈。关注的高原南侧低层垂直环流圈,即为图 1 中的 $12.5 \sim 25$ 700 hPa 以下的环流圈。

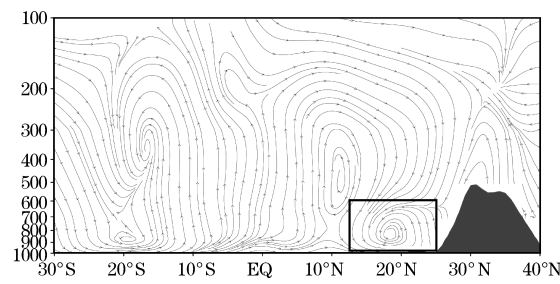


图 1 1948 ~ 2013 年研究区域的平均经向风和垂直风场的气候态

孙瑾等^[14]研究结果表明,4 月在 $(80 \sim 90)$ 高原南侧低层垂直环流圈的强度最强,环流形势最明显,因此文中作图选取的是历年 4 月资料。为分析研究高原南侧低层垂直环流圈的气候特征,以 4 月 $(12.5 \sim 25, 80 \sim 90)$ 范围内地球旋转坐标轴的 x 方向的水平涡度作为衡量该环流圈强、弱变化的指数。 x 方向水平涡度的公式为

$$\xi = \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}$$

由量纲分析得知 $\frac{\partial v}{\partial z} > \frac{\partial \omega}{\partial y}$,所以选取 $\xi = -\frac{\partial v}{\partial z}$ 作为高原南侧低层垂直环流圈强度指数 (the intensity index of vertical circulation, VCII),其区域为 $(12.5 \sim 25, 700 \sim 925$ hPa)。环流圈强度指数越大,表明该年高原南侧低层垂直环流圈的强度较强,反之亦然。

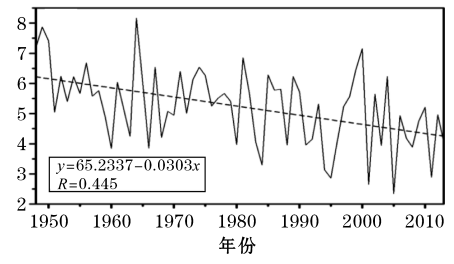
2 高原南侧低层垂直环流圈指数特征分析

2.1 趋势分析

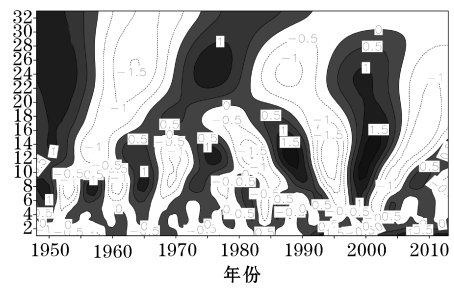
图 2(a) 为 1948 ~ 2013 年 4 月高原南侧低层 VCII 的年际变化,可以看出,4 月高原南侧低层的垂直环流圈的强度有很明显的年际变化。环流圈强度指数总体呈现减弱趋势,线性倾向值 -0.0303 。另外,图 2 还显示该环流圈整体处于比较强烈的强、弱振荡状态。

从多年 4 月高原南侧低层垂直环流圈强度指数的小波变换 (图 2b) 可看出该环流圈强度的变化过程存在多时间尺度的特征:20 世纪 80 年代之前,存在一个准 8 年的振荡周期;20 世纪 60 年代中期至 21 世纪初,存在一个准 13 年的振荡周期;自 1948 年以来,还存在一个准 24 年的振荡周期。另外,结合图 2 可看出,各频区变化位相不一致,致使高原南侧低层垂直环流圈表现出强弱振荡。

为进一步说明该环流圈的年代际变化特征,计算 1948 ~ 2013 年的年代距平。由表 1 可看出,自 1948 年以来,高原南侧低层垂直环流圈的强度整体呈现减弱的。20 世纪 50 ~ 70 年代 VCII 距平为正,说明该垂直环流圈偏强,其中 50 年代最强,60 年代是个低谷振荡期。80 年代至今 VCII 距平为负,减弱趋势呈阶梯状,说明该垂直环流圈偏弱,至今一直处于该垂直环流圈较弱的时期。



(a) 指数



(b) 小波分析

图 2 1948 ~ 2013 年高原南侧低层垂直环流圈强度指数及其小波分析

表 1 高原南侧低层垂直环流圈强度指数 (VCI) 的年代距平		
年代	距平/ s^{-1}	距平百分比/%
1950 ~ 1959	0.659	12.59
1960 ~ 1969	0.078	1.49
1970 ~ 1979	0.478	9.13
1980 ~ 1989	-0.042	-0.802
1990 ~ 1999	-0.586	-11.2
2000 ~ 2009	-0.662	-12.65
2010 ~ 2013	-0.956	-18.27

3 高原南侧低层垂直环流圈与高原附近地区降水和大气环流的关系

3.1 强弱年风场差异

对图 2(a) 去除趋势线后,进行标准化处理得到图 3。取标准化垂直环流圈强度指数大于或者小于 1 倍均方差的年为垂直环流圈增强(减弱)年,得到垂直环流圈增强年(9 年): 1949、1950、1964、1981、1985、1989、1999、2000、2004;垂直环流圈减弱年(11 年): 1960、1963、1966、1968、1980、1984、1994、1995、2001、2005、2011。

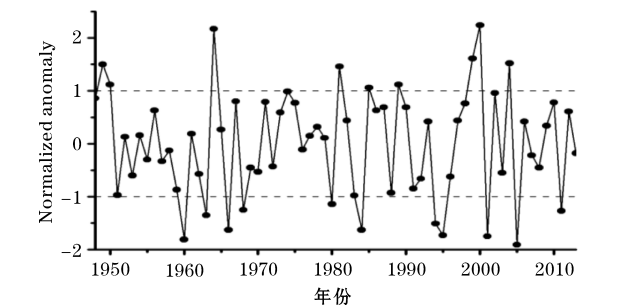


图 3 1948 ~ 2013 年高原南侧低层垂直环流圈强度指数的标准距平

由高原南侧 ω 差值分布图(图 4a)可看出高原低层垂直小环流圈偏强年相对于偏弱年,赤道以南为广阔的下沉运动区域;赤道地区为上升运动区域;(5 ~ 15)为一较强下沉区域,该区域延伸到高原上空;在高原南侧附近(15 ~ 25)、700 hPa 以下有上升运动区域。由高原南侧纬向风差值分布图(图 4b)可知,高原低层垂直小环流圈偏强年相对于偏弱年,高层中南半球 20 ~ 25 附近为异常偏强的东风气流区域,在印度洋低空为异常偏强的西风气流。

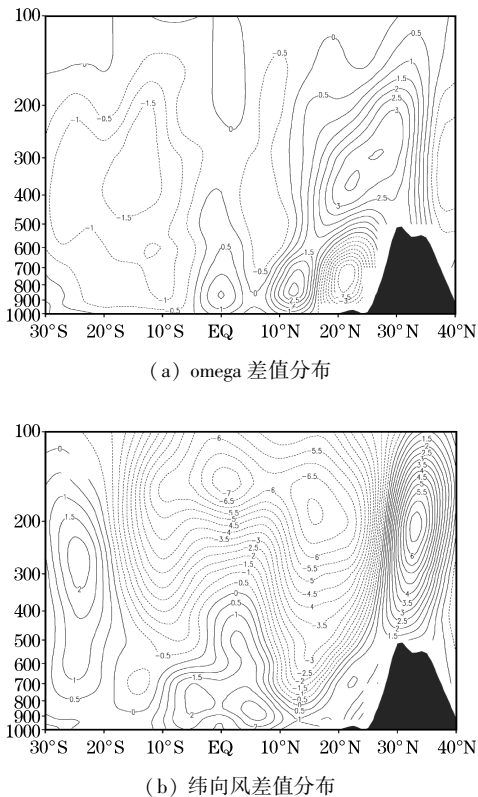


图 4 高原南侧低层垂直环流圈增强年减减弱年 ω 差值分布度纬向风差值分布(阴影表示高原)

图 5 给出了高原南侧低层垂直环流圈的偏强(偏弱)年 700 hPa、925 hPa 平均风场距平合成图,在高层 200 hPa,偏强(偏弱)年赤道以北的印度洋地区为一致的强东风(西风)距平,阿拉伯海区和孟加拉湾北部分别受偏南(偏北)风和偏北(偏南)风气流控制,印度半岛北部有一以(25,75)为中心的反气旋(气旋)环流距平。在中低层 700 hPa,偏强(偏弱)年阿拉伯海区北部有一以(22,75)为中心的反气旋(气旋),但偏弱年的气旋中心略偏南,高原南侧的孟加拉湾地区为偏北(南)气流,中国华南地区受偏东(西)风影响,江淮地区受偏南(北)气流影响。

在低层 925 hPa,高原南侧低层垂直环流圈偏强(偏弱)年,阿拉伯海和印度半岛西部区域为比较强的偏北(西南)气流,孟加拉湾和印度半岛东部地区为偏南(东北)气流,同时在印度半岛东部 20 附近为北侧的西北气流和南侧的偏南气流辐合区域。

结合高原南侧低层垂直环流圈偏强年减偏弱年的经向风差值分布图(图略),中低层 700 hPa,高原南侧的印度东部、孟加拉湾区域高原南侧低层环流圈偏强(弱)年为偏南(北)气流;低层 925 hPa 反之。从而得出,在高原南侧 700 ~ 925 hPa 有一垂直环流圈,印证了所定义的垂直环流圈强度指数可以反映该环流圈的强弱变化特征。

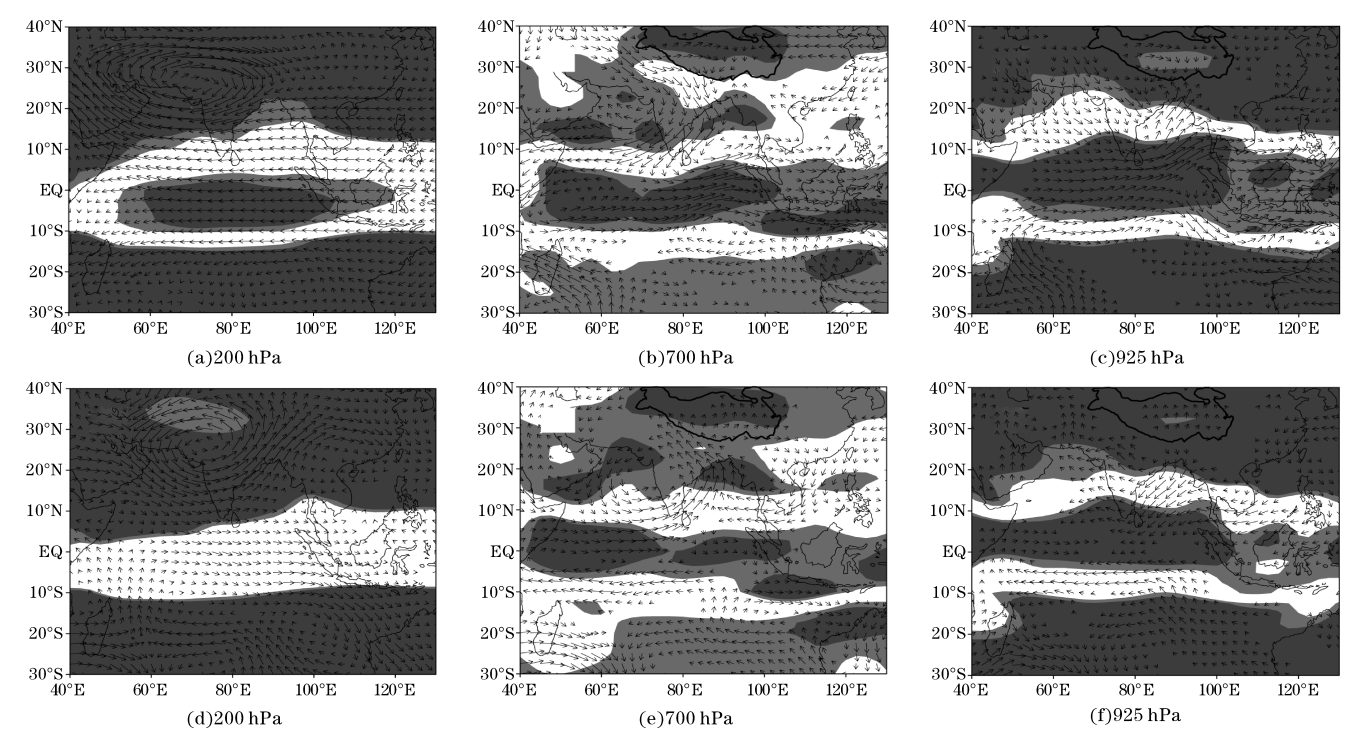
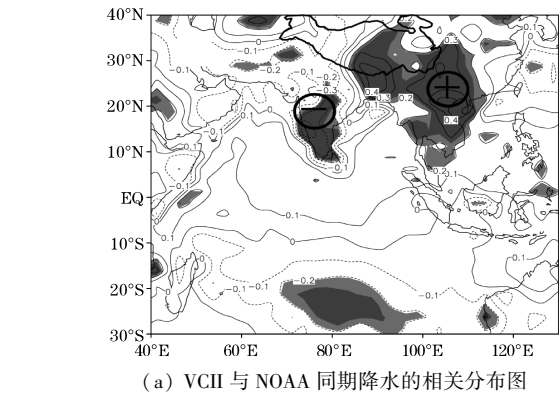


图5 1948~2013年高原南侧低层垂直环流圈增强(减弱)年平均异常风场距平合成(阴影区分别达到90%和95%信度)

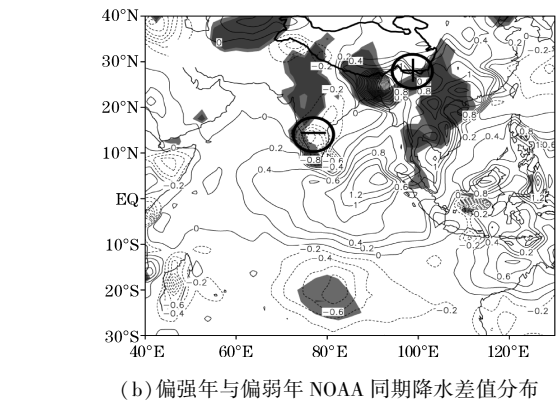
3.2 高原南侧低层垂直环流圈与高原附近地区降水的关系

前文已论述所定义的高原南侧低层垂直环流圈强度指数(VCH)能反映其主要特征,下文将利用该指数与全球降水和大气环流做合成分析和相关分析,讨论高原南侧低层垂直环流圈对其附近地区降水影响,并试图分析其相关的影响因素。

图6(a)可看出,VCII与NOAA同期降水的正相关区主要集中在中南半岛、四川盆地、云贵高原地区、江淮流域,且通过信度95%的显著性检验,以及孟加拉湾以北高原南部的陆地地区;而印度半岛地区为负相关区,相关系数在亚欧大陆南部自西向东呈“-、+”分布:表明青藏高原低层垂直环流圈偏强(偏弱)时,中南半岛、四川盆地、云贵高原地区、江淮地区、孟加拉湾以北降水偏多(少),印度半岛降水偏少(多)。图6(b)与图6(a)相似,降水差值在印度至东南亚也自西向东呈“-、+”分布。



(a) VCII与NOAA同期降水的相关分布图



(b) 偏强年与偏弱年NOAA同期降水差值分布

图6 高原南侧低层垂直环流圈强度指数(VCII)与NOAA同期降水的相关分布及偏强年与偏弱年NOAA同期降水差值分布(阴影区达到90%、95%信度)

3.3 高原南侧低层垂直环流圈与高原附近地区大气环流的关系

海表温度的高低对低层大气环流状况有着直接影响,尤其是在夏季风的发展和维持中扮演着重要角色^[19-21]。自高原南侧低层垂直环流圈强度指数(VCII)与陆面气温(图7)、HADISST海面气温的相关系数图(图略)可看出,高原南侧低层垂直环流圈强度指数与印度季风北侧、高原南侧陆面气温呈正相关,与孟加拉湾、印度洋海面气温呈负相关。据此,认为海陆热力差异及其产生的气压梯度力,可能是导致高原南侧低层垂直环流圈异常的主要原因。

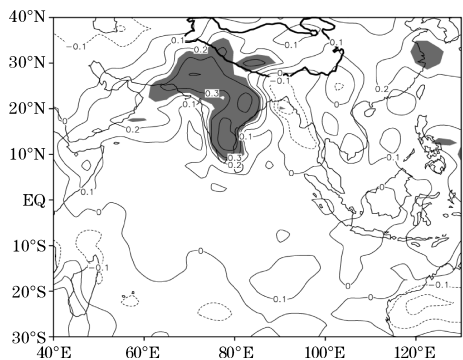
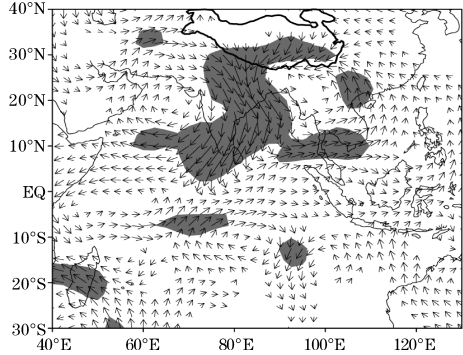


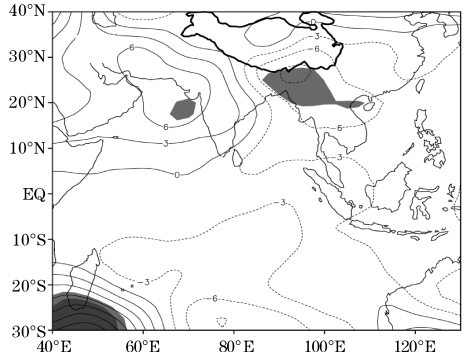
图 7 高原南侧低层垂直环流强度指数与地面气温的相关系数分布图 (阴影区达到95 % 信度)

图 8 给出700 hPa风场与 VCII 的相关性分析图和高度场、气温场的差值分布图。从图 8(a)可以看出,在高原南侧垂直小环流圈偏强(弱)年,阿拉伯海北部的反气旋(气旋)中心位于(21,70),高原南侧的印度东部、孟加拉湾区域为强偏北(南)气流,在中国华南地区、四川盆地、云贵高原地区有南海地区偏南风(北风)异常和西北太平洋偏东风(西风)异常汇聚的偏南(偏北)异常气流。

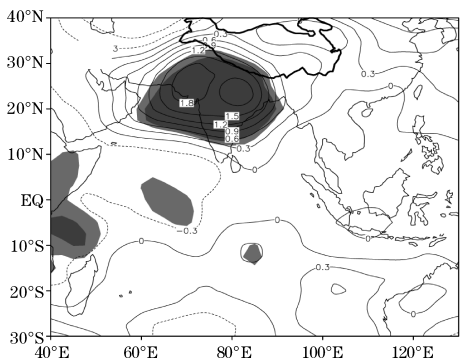
700 hPa 高度场 VCII 强弱年差值图(图 8b)可看出,除了阿拉伯海东北部为正变高区,整个印度洋、孟加拉湾、印度半岛、中国大陆、中南半岛及南海地区均为负变高区,表明这些地区垂直环流圈强度偏强时,位势高度场偏弱。对应图 8(c)中,整个印度和中国大部分地区均为正变温区,其他区域均为负变温区,表明这些地区当 VCII 偏强(偏弱)时,气温场明显偏高(偏低)。



(a) 高原南侧低层垂直环流圈偏强年与偏弱年高度场差值图



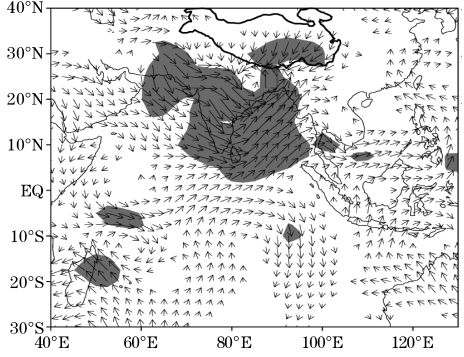
(b) 气温场差值图



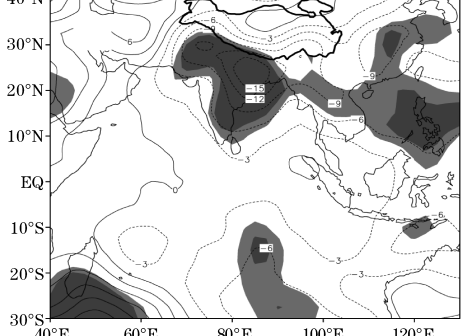
(c) 阴影区分别达到90 %、95 % 信度
图 8 高原南侧低层垂直环流强度指数与 700 hPa 风场的相关系数分布图

图 9 同图 8, 但为 925 hPa。图 9(a)为 925 hPa 风场与 VCII 的相关性分析图, 可以看到, 在高原南侧垂直环流圈较强(弱)年孟加拉湾、中国东部、四川盆地、云贵高原地区均受较强的偏西(东)气流控制, 同时西北太平洋地区为偏东(西)气流, 两者在中国南海北部地区汇合北上; 而高原附近阿拉伯海为偏北气流。

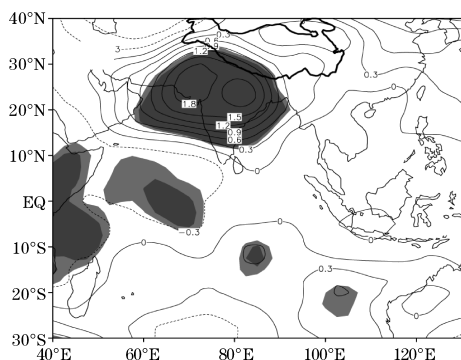
从 9(b)、(c)图看出: 整个南亚、东亚地区高度场为负变高区, 存在 2 个负变高中心: 青藏高原和四川盆地附近; 约以亚欧大陆海岸线为界限, 陆面温度场为正变温区, 同样存在 2 个正变温中心, 分别位于印度半岛和中国华南地区, 海面温度场为负变温区。郑益群等^[22]、范广洲等^[23]、孙瑾等^[14]指出 3 月是高原的积雪消融期, 4 月是冬季 Hadley 环流圈向夏季季风环流演变的过渡期, 同时也是高原增温最快的月份, 有低压环流出现于印度西北部 and 高原西部。表明环流圈强度偏强时, 整个南亚、东亚地区有低压中心发展, 近地面温度偏高, 这主要是受太阳辐射影响, 春季积雪融化, 气温有回升趋势。



(a) 高原南侧低层垂直环流圈偏强年与偏弱年高度场差值图



(b) 气温场差值图



(c) 阴影区分别达到90 %、95 % 信度

图9 高原南侧低层垂直环流圈强度指数
与925 hPa风场的相关系数分布图

4 结论

定义了一个青藏高原南侧低层垂直环流圈强度指数,研究了青藏高原南侧低层垂直环流圈的年际和年代际特征,探讨了垂直环流圈的强弱年,及其与高原南侧附近地区的同期降水和大气环流之间的相互关系,主要得出以下结论:

(1) 定义了(12.5~25、80~90)范围内 x 方向的水平涡度为青藏高原南侧低层环流圈强度指数。该指数的时间变化特征为:近66年来,整体为明显的减弱趋势变化,自1948年始一直处于上下振荡期;8 a的振荡周期在20世纪70年代前较为显著,13 a的振荡周期在60年代至90年代较为明显,24 a振荡周期在整个时段均可看出。

(2) 气候异常背景分析:在对流层高层,高原南侧低层垂直小环流圈偏强(偏弱)年赤道以北的印度洋地区为一致的偏东风(偏西风)异常,阿拉伯海区和孟加拉湾北部分别受偏南(偏北)风和偏北(偏南)风气流控制,印度半岛北部有一以(25,75)为中心的反气旋(气旋)异常环流;在对流层中低层,VCII偏强(偏弱)年阿拉伯海区北部有一以(22,75)为中心的反气旋(气旋)异常环流,但偏弱年的气旋中心偏南,高原南侧、孟加拉湾为偏北(南)气流;在对流层低层,阿拉伯海和高原南侧的印度半岛区域为比较强的偏北(南)气流,孟加拉湾、中国南海、中国东部为较强的偏南(北)气流。

(3) 高原南侧低层环流圈强度指数与高原南侧附近地区同期降水关系:VCII偏强(偏弱)年,中南半岛、四川盆地、云贵高原地区降水显著偏多(偏少),孟加拉湾及其以北高原南部的陆面地区降水也略偏多(偏少),印度半岛、阿拉伯海北部地区降水显著偏少(偏多)。相应的大气环流形势:VCII偏强(偏弱)年,对流层中低层,印度洋、高原南侧孟加拉湾中东部、中南半岛和南海地区为偏西风(东风)异常;对流层低层,孟

加拉湾、中国东部、四川盆地、云贵高原地区为显著的偏南(偏北)气流控制,有利于(不利于)该区域降水。

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)对本文的资助

参考文献:

- [1] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社,1979:278.
- [2] Winston J S, Krueger A F. Diagnosis of the satellite observed radiative heating in relation to the summer monsoon[J]. Pure and Applied Geophy, 1977,115:1131-1144.
- [3] Chen L X, Zhu Q G, Luo H B, et al. The East Asian Monsoon (in Chinese) [J]. Perking: Meteorological Press, 1991:1-362.
- [4] Bolin B. On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies [J]. Tellus, 1950, 2(3):184-195.
- [5] 顾震潮. 青藏高原对东亚环流的动力影响和它的重要性[J]. 中国科学, 1951, (3):283-303.
- [6] 陈秋士, 缪锦海, 李维亮. 1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流场和平均经圈环流[J]. 气象学报, 1964, (1):51-61.
- [7] 杨广基, 王兴东, 叶笃正. 东亚和太平洋地区上空的平均垂直环流(二) 冬季[J]. 大气科学, 1979, (4):299-305.
- [8] 叶笃正, 杨广基, 王兴东. 东亚和太平洋上空平均垂直环流(一) 夏季[J]. 大气科学, 1979, (1):1-11.
- [9] 卢春成, 罗会凯, 邓跃辉, 等. 越赤道气流通道上的经向垂直环流结构[J]. 气象科学, 1990, (4):394-399.
- [10] 罗四维, 吕世华, 孙莉叶. 海陆分布及高原对1、7月平均经圈环流及其季节变化的影响[J]. 高原气象, 1984, (4):1-13.
- [11] 罗四维, 符二选. 不同下垫面对东南亚6月环流及降水影响的数值分析[J]. 高原气象, 1985, (S1):121-134.
- [12] 罗四维, 李维京, 汤筑强. 青藏高原及其邻近地区反照率变化对5月东亚环流影响的数值对比分析[J]. 高原气象, 1986, (3):236-244.
- [13] 祝从文, 何金海, 谭言科. 春夏季节转换中亚洲季风区副热带高压断裂特征及其可能机制分析[J]. 热带气象学报, 2004, (3):237-248.
- [14] 孙瑾. 春季青藏高原南侧前季风环流圈的季节

- 和年际变化及与东亚夏季风的关系[D]. 北京:中国气象科学研究院,2008:1-59.
- [15] Wang Y, Liu P. Climatologic comparison of HadISST1 and TMI sea surface temperature datasets[J]. Sci. China(Earth Sci.),2011,54(8):1238~1247.
- [16] Jin Q, Wang H. Multitime scale variations of sea surface temperature in the China seas based on the HadISST dataset[J]. Acta Oceanologica Sinica. 2011,30(4):14~23.
- [17] Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observation[J]. J. Hydrometeor., 2002,(3):249-266.
- [18] 王远皓, 陈文. 东亚中纬度干旱/半干旱区降水年际变化及其可能原因[J]. 气候与环境研究, 2012,17(4):444-456.
- [19] 陈烈庭. 热带印度洋-太平洋海温纬向异常及其对亚洲夏季风的影响[J]. 大气科学, 1988, 12(S1):142-148.
- [20] 倪允琪, 钱永甫, 林元弼. 赤道西太平洋-印度洋海温异常对亚洲夏季风的影响[J]. 气象学报, 1990,(3):336-344.
- [21] 假拉, 周顺武. 印度洋海温异常对印度季风、高原夏季降水的影响[J]. 高原气象, 2003,(S1):132-137.
- [22] 郑益群, 钱永甫, 苗曼倩, 等. 青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响[J]. 大气科学, 2000,(6):761-774.
- [23] 范广洲, 罗四维, 吕世华. 青藏高原冬季积雪异常对东、南亚夏季风影响的初步数值模拟研究[J]. 高原气象, 1997,(2):29-41.

Characteristic of the Vertical Circulation over the Low-level of the South of Tibetan Plateau during Spring

TIAN Shan¹, FAN Guang-zhou¹⁻², HU De-qiang³, ZHANG Yong-li¹, LAI Xin¹

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225, China; 2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 3. Hainan Climate Center, Haikou 570203, China)

Abstract: The intensity index of vertical circulation, in the 12.5 to 25、80 to 90, based on the monthly data of wind, geopotential height and air temperature from the NECP/NCAR data base, the monthly sea surface temperature data from HADISST and the monthly precipitation data from NOAA in 1948 to 2013, employing correlation analysis, etc, is used to analyze and study the relationship between the vertical circulation which is low-level, 700 hPa to 925 hPa, south of Tibetan Plateau in spring and the precipitation and atmosphere circulation in area next to TP. As result, in the strong (weak) year of the vertical circulation, there positive anomaly of east (west) wind in the Arabian Sea, the India Peninsula, the Bay of Bengal, the Indo-China Peninsula and the South China Sea at the 700 hPa level geo-height. In 925 hPa, also, it exist that strong anomaly of west wind for strong year, east for weak, in the northwestern of Arabian Sea about 10, the India Peninsula, and the Bay of Bengal, opposite in the Indo-China Peninsula and the South China Sea. It also shows a great correlation with the existence of the cyclone at the southeastern Indian coast region in the same level. In the strong years, the precipitation significant in the Bay of Bengal, the eastern of China, the Sichuan Basin, the Yunnan-Guizhou Plateau by the violent southwest flow. However, the north flow control the India Peninsula and the Arabian Sea which in the southern of TP, bring less precipitation. The situation is opposite in the weak years.

Key words: climatology; climatic diagnosis; south of tibetan plateau; spring; vertical circulation; the Indian monsoon; rain-fall