

李斐, 李建平, 李艳杰, 等. 2012. 青藏高原绕流和爬流的气候学特征 [J]. 大气科学, 36 (6): 1236–1252, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11214. Li Fei, Li Jianping, Li Yanjie, et al. 2012. Climatological characteristics of flow around and flow over the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1236–1252.

青藏高原绕流和爬流的气候学特征

李斐^{1,2} 李建平¹ 李艳杰¹ 郑菲^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 本文利用 1951~2008 年 NCEP/NCAR 再分析资料, 通过绕流和爬流方程, 将高原附近表层风场分解为绕流分量和爬流分量两部分, 计算出了实际大气中的绕流和爬流运动的强度, 分别探讨它们的气候态特征。结果表明: 高原主体年平均绕流场围绕高原地形并在高原西南部 (32°N, 75°E) 附近产生分支, 分支点下游的高原主体南部和北部分别表现为气旋性和反气旋性流型; 年平均的爬流分量场沿喜马拉雅山脉辐散, 高原主体为偏南上坡风, 东北部为偏北上坡风。夏季绕流场为气旋式流型, 中心位于高原中部 (35°N, 90°E) 附近; 秋季绕流场围绕高原地形边缘基本为一个反气旋流型。夏季, 高原主体偏南风爬流与偏北风爬流在高原南北中线附近辐合, 除夏季外, 沿高原南侧喜马拉雅山脉为爬流辐散区。高原主体和高原附近的关键区内, 绕流和爬流存在不同的季节循环特征。从绕流和爬流分解公式出发, 本文详细探讨了表面流场的绕流和爬流运动各分量对地形高度及地形梯度的依赖性: 经向绕流与纬向绕流比值、经向爬流与纬向爬流分量比值为仅依赖于地形高度的定常值。年平均的绕流及爬流矢量强度随着所处地形高度的升高而逐步增强; 从区域分布的角度而言, 高原附近绕流强于爬流的区域范围较广, 绕流占主导地位。地形纯动力强迫产生的爬流运动与观测资料中高原附近的垂直运动具有很高的位置对应关系, 但冬季和夏季均存在强度上的差异。

关键词 青藏高原 绕流 爬流 季节循环

文章编号 1006-9895(2012)06-1236-17

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11214

Climatological Characteristics of Flow around and Flow over the Tibetan Plateau

LI Fei^{1,2}, LI Jianping¹, LI Yanjie¹, and ZHENG Fei^{1,2}

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract In this study, surface wind data from NCEP/NCAR for 1951–2008 are decomposed into flow around and flow over the Tibetan Plateau (TP) according to equations that control the surface flow near the orography, and the climatological characteristics of the flows around and over the TP are examined by calculating their zonal and meridional components. The results indicate that the annual mean flow around the TP bifurcates on the southwest part of the TP at nearly (32°N, 75°E), presenting an approximately anti-cyclonic pattern in the north and a cyclonic pattern in the south downstream; in contrast, the annual mean flow over the TP diverges along the Himalayas, with

收稿日期 2011-11-06, 2012-05-15 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB950400, 国家自然科学基金重点项目 41030961

作者简介 李斐, 男, 1983 年出生, 博士研究生, 主要从事高原气候动力学及数值模拟研究。E-mail: lifei@mail.iap.ac.cn

通讯作者 李建平, E-mail: ljpl@lasg.iap.ac.cn

southerly upslope winds in the main body and northerly upslope winds in the northeastern region. In summer, the flow around the TP manifests a cyclonic pattern, with its center located at nearly (35°N , 90°E) on the central TP; in autumn, it presents mainly an anti-cyclonic pattern along the edges. The flow over the TP converges approximately at the north-south midline of the TP in summer, but it diverges along the Himalayas in other seasons. The flows around and over the TP were also found to have different seasonal evolution characteristics in the main body of the TP and key areas nearby. On the basis of the decomposition equations, the relationship between the different surface flow components and the terrain height is also investigated. The ratio of the zonal and meridional components of flow around and flow over the TP were found to remain constant, suggesting that they rely only on the topography gradient of the locations. The annual mean intensities of flow around and over the TP all increase with increasing altitude, and the flow around prevails in terms of the regional distribution, in that there are more regions in which flow around the TP is stronger than flow over the TP. The vertical motions forced mechanically by the TP correspond strongly with those in the observational data by position, but a discrepancy exists in the magnitude in both summer and winter.

Key words Tibetan Plateau (TP), flow around, flow over, seasonal cycle

1 引言

青藏高原是全球水平尺度最大、海拔最高的地形, 通过其热力作用和动力作用, 改变着区域环流和局地天气气候, 同时也是影响和决定北半球大气环流的重要因子之一。针对高原热力效应的研究表明, 夏季高原相对于大气为一热源(叶笃正等, 1957; Flonh, 1957), 高原加热在空间上存在区域性差异, 在时间上具有显著年际和年代际变化特征, 影响东亚季风(刘新等, 2002; 孙颖和丁一汇, 2002)和我国降水(赵声蓉等, 2003; 赵勇和钱永甫, 2007), 吴国雄等(2005)利用热力适应理论解释了高原加热影响亚洲夏季气候的机理。高原地形的动力作用是高原整体效应的重要组成部分, 一般而言, 高原纯粹的动力作用主要是指其机械阻挡作用(Bolin, 1950; Charney and Eliassen, 1949; Queney, 1948), 产生气流分支和急流, 影响东亚大气环流(顾震潮, 1951; 叶笃正和高由禧, 1979)。Boos (2010)和Molnar et al. (2010)的最近研究表明, 相比高原的热源作用, 高原南部的喜马拉雅山系的地形对印度次大陆暖湿空气的阻隔, 对于南亚季风有着更加显著的控制作用。在此基础上, Cane (2010)提出了南亚夏季风的湿季风模型。因此, 对高原地形的动力作用研究, 同样具有重大科学意义。

实际大气中, 当气流遇到高原大地形时, 可以爬越它, 也可以绕过它(丁一汇, 2005), 关于这两种不同的物理过程在高原总体动力作用中谁占主导地位, 也是一个重要的研究方向。在高原隆升的不同阶段, 绕流和爬流运动具有不同的强度, 二

者强度相当时的青藏高原高度, 称为临界高度, 它是衡量现代东亚季风格局形成的重要标志之一(郑度等, 2002), 高原过山气流以爬流为主变为以绕流为主, 必然引起大气环流重大调整(刘晓东, 1999)。Wu (1984)在非线性框架下探讨了临界高度存在性, 认为当高原地形低于 1 km 时, 绕流效应可以被忽略, 而Trenberth (1988)指出大气对青藏高原地形动力作用存在行星尺度的响应的临界高度为 1500 m。王谦谦等(王谦谦等, 1984; 王安宇和王谦谦, 1985; 钱永甫等, 1988)在数值试验中采用绕流和爬流方案, 分别保留绕流分量和爬流分量, 模拟结果表明, 西风气流过高原, 绕流的作用占主导地位。谢应齐(1986)和邹坚峰(1989)分别利用正压大气运动方程分析了绕流运动和爬流运动, 认为绕流和爬流相对大小取决于地形坡度, 且夏季高原纯动力作用绕流占主。陈玉春(1993)在区域模式中设计不同高原地形, 采用纯绕流和纯爬流方案, 对比了绕流和爬流运动的相对重要性。张耀存(1999)利用绕流和爬流分解方案, 比较不同高原地形高度下的绕流和爬流运动强弱, 推断青藏高原大气临界高度的可能区间为 1500~2000 m。黄刚(2004)和蒋艳蓉(2008, 2009)分别将高原西侧经向偏北风场和高原东侧涡旋对强度差定义为绕流强度, 定量衡量绕流强弱并研究了其对华北夏季降水和我国春季降水的影响。

虽然对青藏高原大地形动力作用的研究已有很多, 然而, 目前利用实际资料, 定量分析绕流和爬流气候学特征的工作较少。本文利用绕流和爬流分解公式, 将高原附近流场分解为绕流和爬流两部分, 分别探讨各分量的气候平均、季节循环、不同

高度二者各自的强度特征,并对以往关于高原绕流和爬流运动的定性描述应用实际资料进行验证,探讨它们与青藏高原附近垂直运动的可能关系,从而为能够更进一步理解大气环流与气流围绕和爬越高原运动的关系,掌握高原动力作用影响我国降水的机理打下基础。

2 资料与方法

2.1 资料选取

本文所选取的资料包括:1951~2008年美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)提供的NCEP逐月再分析资料(Kalnay et al., 1996)。要素包括:sig995($\sigma=0.995$)层的表层风场和等压面垂直运动场,水平分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$;美国国家地球物理数据中心(NGDC)提供的 $2'$ 分辨率的地形高度数据,经过平滑和插值处理。由于绕流和爬流调整方案主要被用于模式最底层,用以区分绕流和爬流各自所起的作用,因此本文仅选用提供sig995层风场的NCEP再分析资料取代数值试验最底层风场。在高原上空,由于10 m风场受边界层和下垫面影响较大,故其在高原上整体较sig995风场弱,且sig995层风场在高原地区也较少受到由于地形引起的空间插值误差影响,因此更适用于本分解方案。如无特殊说明,本文中的高原均指青藏高原,绕流和爬流只针对陆地,选取的高原主体为($22^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$, $65^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$)范围内,海拔高度大于1500 m的区域。

2.2 绕流和爬流运动计算方法

由于线性化方程无法描述高原的绕流作用,一直以来,关于绕流都没有明确的定义和量化研究,大多数关于高原绕流的研究都建立在定性分析的基础之上。王其伟和谈哲敏(2006)利用旋转层结流体过山理论定性分析中纬度典型东西、南北风向包括高原在内的我国主要地形的绕流和爬流特征及相对地位,并采用数值模式对个别地形加以验证。而在实际大气中,高原上游风场并非强度均一,方向不变的纬向风或经向风,因此,有必要在采用观测资料计算出绕流和爬流强弱的基础上,进行更加符合实际的研究。

本文所采用的方法,基于钱永甫等(1988)和张耀存和钱永甫(1999)在进行高原动力作用数值试验中对模式最底层风场所采用的方案,将水平气流分为绕流分量和爬流分量,区分各自起到的作

用。具体分解方法如下:若 $\mathbf{V}_s$ 为地面水平风矢量,则有:

$$\mathbf{V}_s = \mathbf{V}_r + \mathbf{V}_p, \quad (1)$$

其中, $\mathbf{V}_s$ 为地面风矢量, $\mathbf{V}_r$ 为地面风矢量的绕流分量, $\mathbf{V}_p$ 为地面风矢量的爬流分量, $\mathbf{V}_r$ 和 $\mathbf{V}_p$ 为正交关系,且水平风中的绕流分量需要满足如下方程:

$$\mathbf{V}_r \cdot \nabla z_s = 0, \quad (2)$$

$$\mathbf{V}_r \times \nabla z_s = \mathbf{V}_s \times \nabla z_s. \quad (3)$$

而爬流分量则需要满足如下方程:

$$\mathbf{V}_p \times \nabla z_s = 0, \quad (4)$$

$$\mathbf{V}_p \cdot \nabla z_s = \mathbf{V}_s \cdot \nabla z_s. \quad (5)$$

其中, z_s 为地形高度, ∇z_s 为地形高度梯度, $\nabla z_s = \partial z_s / \partial x \mathbf{i} + \partial z_s / \partial y \mathbf{j}$ 。可见,绕流垂直于地形梯度,而爬流平行于地形梯度。联立上述方程,可以得到:

$$u_r = \left[u_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 - v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2, \quad (6)$$

$$v_r = \left[v_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 - u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2, \quad (7)$$

$$u_p = \left[u_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 + v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2, \quad (8)$$

$$v_p = \left[v_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 + u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2. \quad (9)$$

其中 u_r, v_r 分别为绕流矢量在东西、南北方向上的分量; u_p, v_p 分别为爬流矢量在东西、南北方向上的分量。

3 绕流和爬流运动的年平均特征

3.1 绕流和爬流各分量及矢量模的年平均特征

图1为高原附近年平均绕流和爬流矢量模及其分量的空间分布,由图1a可见,年平均绕流矢量模在高原主体均呈现南强北弱的特征,绕流最大值轴沿喜马拉雅山脉走向,位于该山脉以北,最大值位于高原东部 28°N 附近,达4 m/s。此外,蒙古高原南部也存在绕流矢量模的高值中心。由绕流的纬向和经向分量分布(图1c, e)可知,高原主体区域气流在纬向上主要由西向东绕行,经向分量则有明显的区域特征,在高原的东南和西北部地区气流主要由南向北绕行,尤其是东南部绕流经向分量明显强于其他区域,加上该区域纬向风分量较强,造成这一地区绕流矢量模最大。高原主体中部地区,经

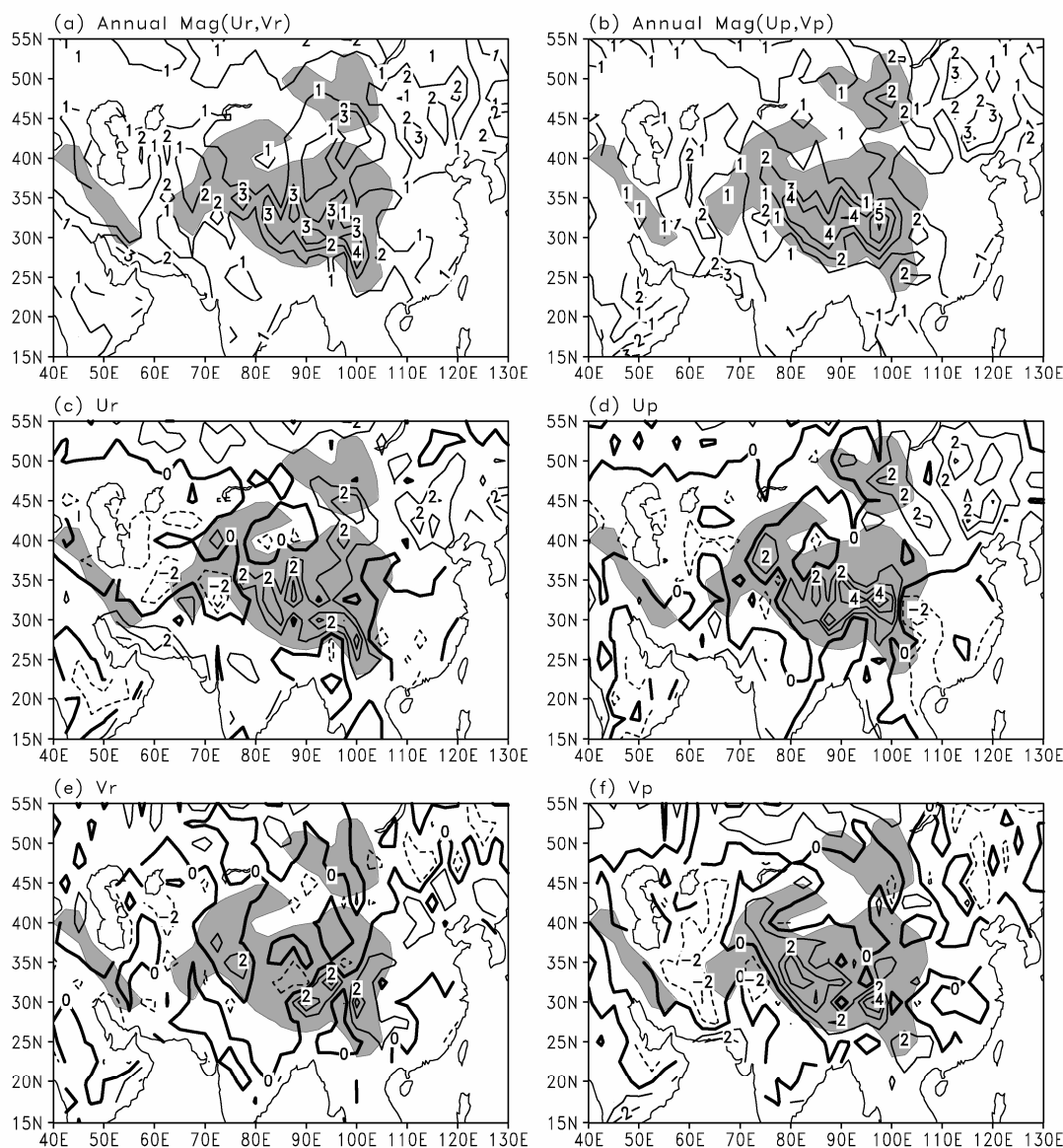


图1 青藏高原及其附近地区年平均绕流和爬流 (a, b) 矢量模及其 (c, d) 纬向分量和 (e, f) 经向分量的空间分布 (单位: m/s): (a, c, e) 绕流; (b, d, f) 爬流。阴影为地形高度超过 1500 米的区域

Fig. 1 Annual mean distribution of (a, b) vector mode, (c, d) zonal and (e, f) meridional components (units: m/s) of (a, c, e) flow around and (b, d, f) flow over the Tibetan Plateau (TP). Areas with terrain height over 1500 m are shaded

向绕流由北指向南, 但强度较弱, 故对于这一区域而言, 绕流纬向分量对于绕流整体的贡献较大。

由图 1b 可见, 高原上爬流矢量模的特征与绕流类似, 也呈现南强北弱的特征, 但极大值轴位置偏北, 中心主要位于 34°N 附近, 强度约 4 m/s , 最大可达 6 m/s , 比绕流矢量模强度略强。其纬向和经向分量的分布图 (图 1d, f) 说明, 高原主体上空纬向爬流同纬向绕流类似, 即以偏西分量为主, 但经向爬流与经向绕流则呈现不同的区域特征, 以偏南风为主, 偏南风的经向爬流大致沿着高原南部喜

马拉雅山脉呈西北—东南走向带状分布, 对应于高原南坡年平均的降水大值带 (图略)。此外, 在高原东南角雅鲁藏布江流域也常年存在由南指向北的经向爬流分量 (图 1f), 且该经向爬流中心在四季均存在 (图 4e-h)。

从图 1c, d 中还可以看出, 高原中部 $30^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 纬向绕流和纬向爬流均存在 2 m/s 的较强区域, 这可能主要是由于表层风场在该地区较其他区域偏强, 且该地区相对于高原周围地形梯度较小的结果。

除高原主体以外,其周边区域的绕流和爬流特征也表现出明显的区域性特征。里海、咸海以及图兰平原地区位于青藏高原、伊朗高原以及扎格罗斯山脉三者形成的喇叭口区域,强劲的高空西风气流及这种特殊地形使得该区域常年存在一定强度的绕流和爬流,且纬向绕流和纬向爬流均为自东向西,经向均为自北向南。这一特征可能是由于高空西风气流北强南弱型的分布与该区域特殊地形相配置而造成的。高原下游的四川盆地存在自东向西的爬流运动(图 1d),这与该地区年平均降水较多可能有密切关系。

3.2 年平均的绕流和爬流环流场

上一节我们分析了年平均的绕流和爬流的强度及其各自分量的分布,那么绕流和爬流所形成的流场形势如何呢?图 2 为年平均绕流和爬流流线图,由图 2a 可见,高原主体部分的年平均绕流大致分为南北两支,分支点位于高原西南部(32°N , 75°E),分支点以北地区绕流一支往上游径直指向西北,一支向东呈反气旋式流向,分支点以南地区绕流向东呈气旋式流向,其汇合点位于高原东北部。我国东部以 42°N 左右为界,以北为偏北风绕流,以南为绕流偏南风支流,形成绕流南、北分支会合下游急流区,高原东侧向北的绕流与来自高纬度的西北向绕流在高原东北侧至我国东北地区辐合,使得源自喜马拉雅山东部的“西南—东北”走向辐合线在该地区更加明显。高原南侧,来自喜马拉雅山南麓的偏北气流与印度半岛的局地气流在加尔各答地区附近辐合,与之相对应的是年平均降水在该地区的大值中心。高原西侧,图兰平原的绕流场表现出反气旋环流的特征,这可能与该地区常年降水偏少,存在大面积沙漠分布具有一定关系。

由爬流流线分布形势(图 2b)可知,高原南部

喜马拉雅山系附近存在爬流的辐散线, 75°E 以东的高原主体区域爬流自喜马拉雅山脉主要由南指向北,而高原以南的爬流由北指向南。高原东南横断山脉附近,存在较强的南风爬流。高原西北部,爬流分量沿东北—西南走向的地形向两侧辐散,向南的辐散分支在塔里木盆地与高原主体的偏南气流交汇,在此形成一辐合中心。高原东北部,向南的爬流经过柴达木盆地与高原主体向北的爬流汇合后,爬越祁连山脉,向北运动。高原下游中国东部地区,偏东风纬向爬流产生上坡风占主导地位,此外,印度大陆上的爬流辐合区较绕流辐合区偏南,位于印度半岛东部的海德拉巴附近。

4 绕流和爬流运动的季节平均及季节循环

4.1 绕流和爬流各分量季节平均的空间分布

高原地形和位置是固定的,但由于流过山脉的气流存在季节变化,因此,高原地形对气流的动力作用也随着季节改变(杨鉴初, 1960)。为了研究高原主体范围内绕流纬向和经向分量各自随季节的演变特征,图 3 给出了高原及其附近地区绕流纬向和经向分量的季节平均场。冬季(图 3a)和秋季(图 3d)高原东部 95°E 的纬向绕流分量大值带自南向北一直延伸到阿尔泰山脉,而在春季,这个经向带状分布区在祁连山脉发生中断,到了夏季,高原北部变为一直的偏东风绕流。与春季相比,夏季沿东西方向带状分布的纬向绕流在高原南北的差异更加显著,近似沿高原南北中线呈反对称分布,南部为西风绕流,北部为东风绕流。春季高原南部纬向绕流大值区到了夏季更加偏南,在 75°E 以东,大致沿南侧地形分布,但强度有所减弱。高原西侧图兰平原各个季节纬向绕流均为偏东风,且偏东风

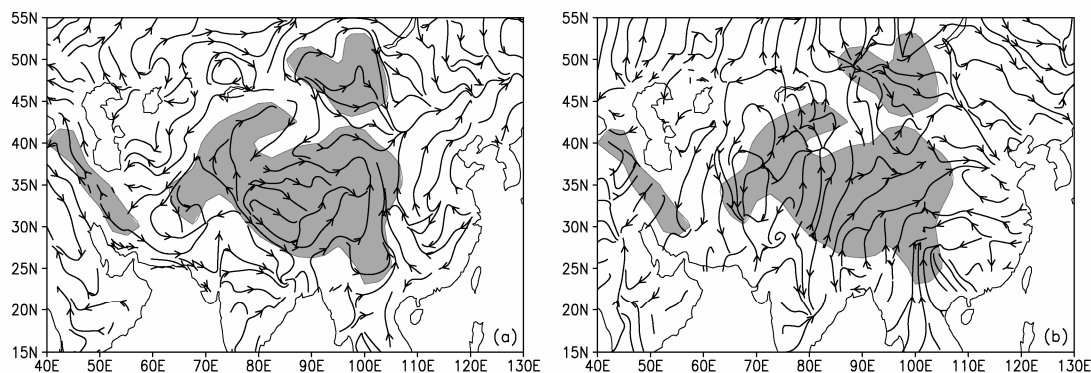


图 2 青藏高原及其附近地区年平均 (a) 绕流和 (b) 爬流流线图

Fig. 2 Annual mean streamlines of (a) flow around and (b) flow over the Tibetan Plateau

强度在夏季达到最强, 在秋、冬季节较弱。

高原主体上, 包括横断山脉在内的高原东南部地区, 各个季节均维持偏南风经向绕流, 而高原东北部偏北风经向绕流区域, 范围从冬季到夏季有所减小 (图 3e–g), 秋季, 高原 35°N 以南的偏南风经向绕流区域连为一体, 大致沿喜马拉雅山系走向分布。由绕流经向分量各个季节的分布图 (图 3e–h) 还可以看出, 110°E 以西的高原东侧, 常年维持着沿高原东部地形向北的绕流运动。夏季 (图 3g),

70°E 以西的高原西侧图兰平原, 偏北风经向绕流达到最强, 气流围绕高原西部西南—东北走向地形自高纬度向低纬度运动, 春季 (图 3f), 此处的偏北绕流强度较夏季弱, 风速约为 2 m/s, 而在其他季节, 该地区经向绕流强度几乎为零。

纬向西风遇到青藏高原的阻挡, 除了部分气流沿着高原边缘的地形围绕高原运动外, 也存在着越高原的运动, 爬流运动既包括沿地形梯度指向高原的上坡爬流运动, 同样存在由高原指向低海拔地

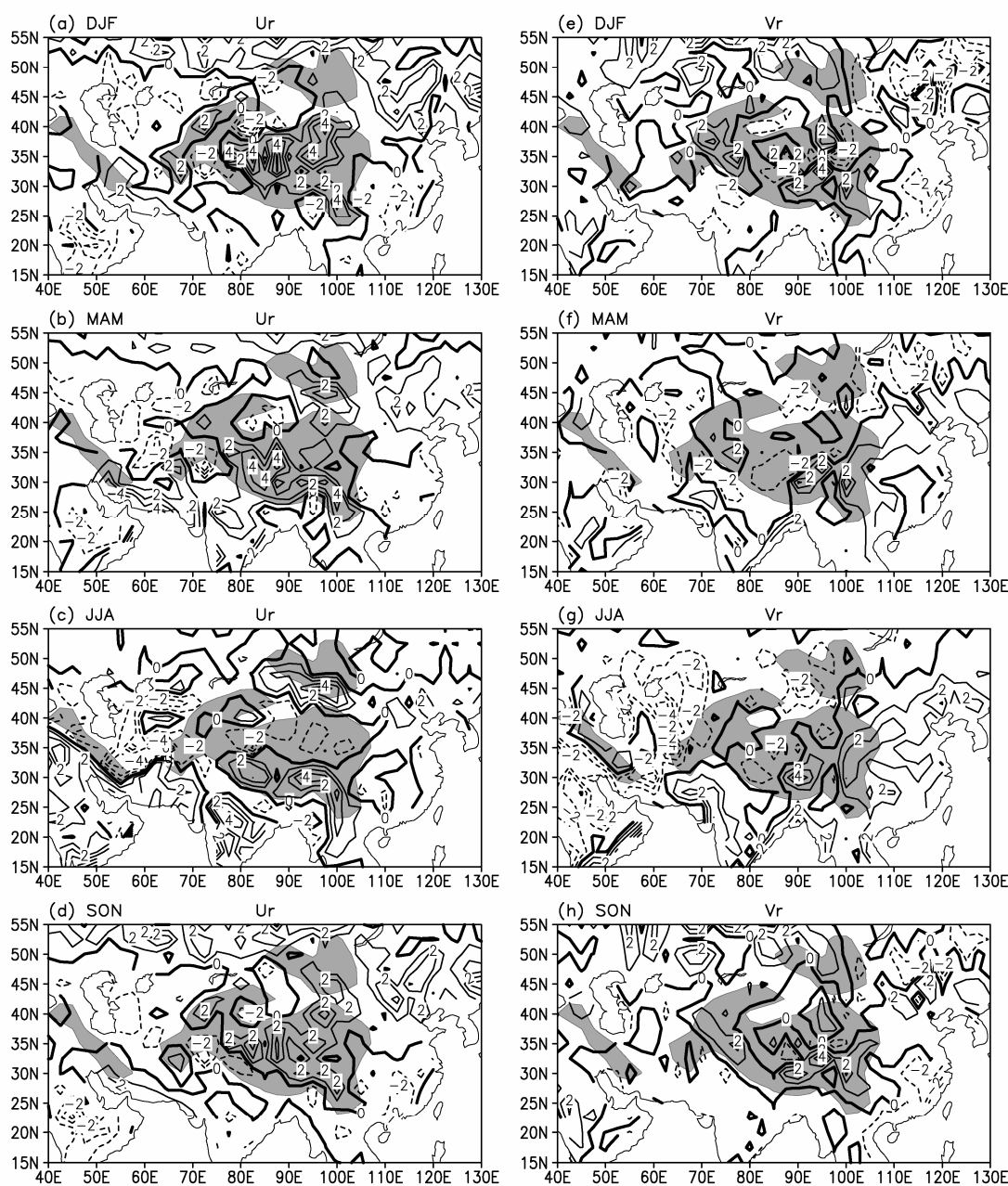


图3 青藏高原及其附近地区绕流 (a–d) 纬向分量和 (e–h) 经向分量的季节平均 (单位: m/s): (a, e) 冬季; (b, f) 春季; (c, g) 夏季; (d, h) 秋季

Fig. 3 Seasonal mean of (a–d) zonal and (e–h) meridional components of flow around the Tibetan Plateau (units: m/s): (a, e) Winter; (b, f) spring; (c, g) summer; (d, h) autumn

区的下坡爬流运动。图 4 给出了爬流纬向和经向分量在各个季节的气候平均场。由图 4a 可见, 高原主体纬向爬流在冬季最强, 高原东部最大可达 6~8 m/s, 由冬至夏其强度逐渐减弱, 到夏季高原主体上多处地区出现东风分量。纬向爬流在高原西侧一年四季中几乎均为偏东风, 表明高原西侧常年存在自高原指向图兰平原的下坡风, 此外, 四川盆地各个季节纬向爬流与年平均相同, 也维持偏东风, 强度为 2 m/s。

图 4e-h 为爬流经向分量各季节的分布, 可见

高原主体经向爬流除夏季以外均为偏南风, 冬季最强, 春季高原北部出现偏北风, 南风中心分布在雅鲁藏布江流域, 到夏季, 北部的北风向西向南扩展, 强度增强, 高原主体南北经向爬流方向相反, 秋季高原主体又转换为一致的南风。高原西侧图兰平原, 在春季、夏季均有向南的下坡风, 且夏季最强值可达到 6 m/s, 秋冬季节, 该地区经向爬流较弱。印度半岛北部夏季为南风爬流, 其他季节为北风爬流, 这说明该地区爬流的风向季节性反转可能与季风存在密切联系。

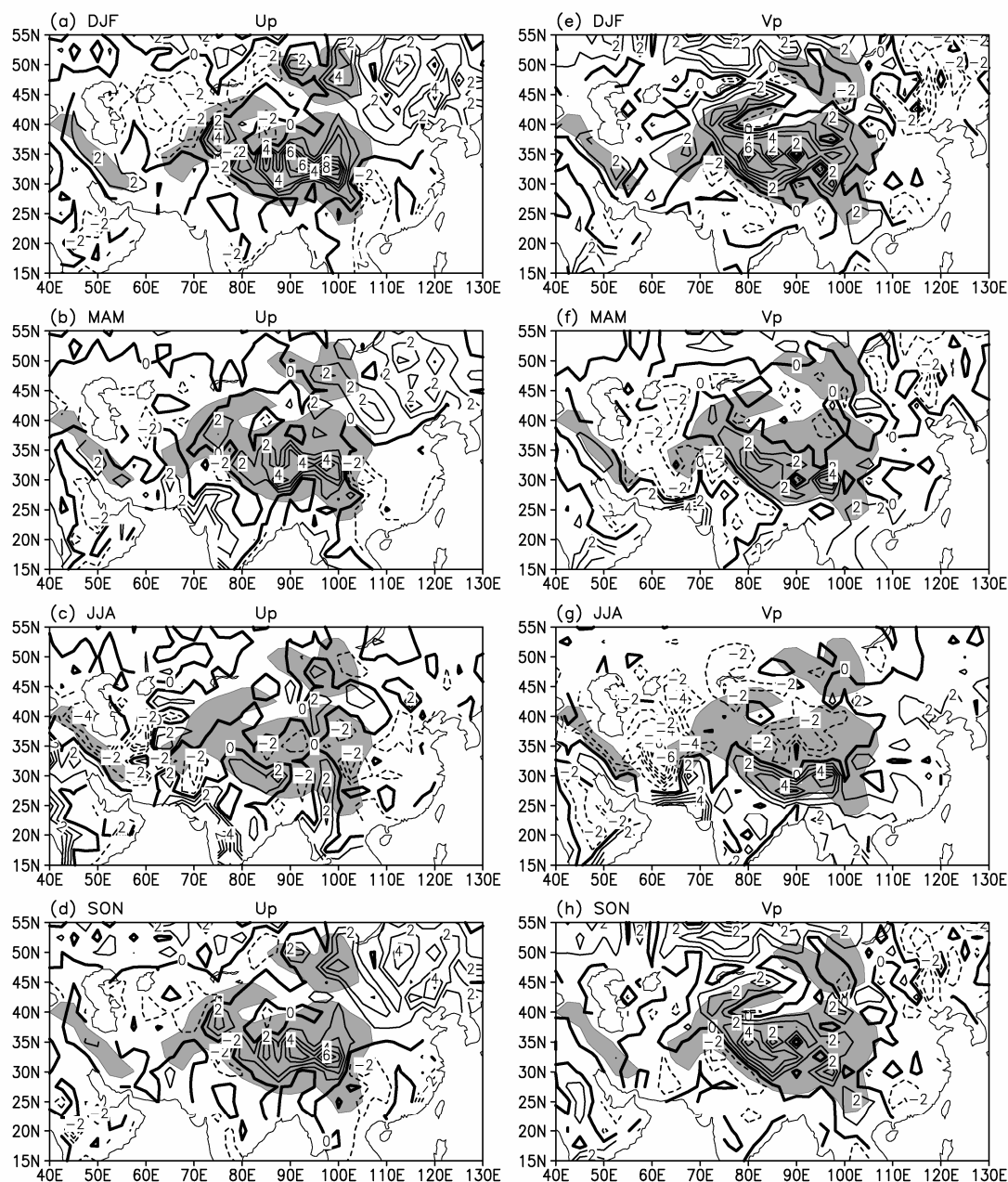


图 4 同图 3, 但为爬流

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for flow over the Tibetan Plateau

为了更清楚地从流场角度了解绕流的季节演变特征, 图 5 给出了绕流各个季节平均的流线图。对比各个季节高原主体表面的绕流流线可知, 绕流场具有如下特点: 高原主体冬季(图 5a)和春季(图 5b)绕流与年平均特征相似, 主体均为西风绕流。冬季高原主体上空绕流以(32°N , 75°E)为分支点, 在其上下游地区各有两支气流。分支点上游, 一支径直向北流向高原北部, 另一只由高原向南流向印度半岛; 分支点下游, 一支向东沿高原北部地形呈反气旋式流向, 另一只沿喜马拉雅山南麓向东呈气旋式流向, 汇合点位于高原东北部。春季高原主体上空西南—东北走向的绕流辐合线比冬季更加明显, 位置与年平均绕流场基本相同。到了夏季(图 5c), 绕流分布特征与其他季节显著不同, 分支点不明显, 绕流表现为以(35°N , 90°E)为中心的气旋式环流, 高原南部沿 1500 m 等高线存在明显的绕流切变线, 高原主体以南则存在一辐合线。秋季(图 5d), 绕流场近似表现为反气旋式流场特征, 沿喜马拉雅山脉为东风绕流, 沿高原北部地形为西风绕流。高原下游我国东部冬季存在北风绕流, 夏季则盛行较强的偏南风绕流, 由于绕流仅取决于表层风场和地形梯度, 因此, 绕流的这种冬夏季节差

异主要是由于表层风场的季节性转换所导致。孟加拉湾以北地区, 秋季和冬季绕流为偏北风, 而在印度半岛东北部加尔各答附近绕流维持气旋性辐合, 该辐合区在春季出现, 且一直维持到夏季, 这与加尔各答每年 5~9 月降水量超过全年的一半以上在时间和空间上均有很好的对应关系, 因此, 该地区绕流场的辐合可能是其年平均降水集中在春末至秋初的重要原因之一。

同样地, 图 6 为季节平均的爬流流线图。可以看出: 沿高原西部西南—东北走向地形和喜马拉雅山脉地形, 冬季、春季和秋季均为爬流辐散区, 夏季, 沿高原南部 1500 m 等高线的辐散区消失。冬季(图 6a), 高原主体以来自喜马拉雅山脉的偏南风爬流占主; 春季(图 6b)高原东北部出现来自阿尔泰山脉的偏北风爬流; 到夏季(图 6c), 该偏北风爬流进一步向南扩展, 在 32°N 与来自印度大陆爬越喜马拉雅山脉的偏南风爬流交汇, 大致沿高原南北中线形成爬流辐合区; 秋季(图 6d), 高原主体上的北风爬流北撤消失, 又恢复为来自喜马拉雅山的南风爬流, 同时印度大陆也恢复为冬春季的下坡风。沿高原东部地形梯度, 春季和夏季具有最强的自我东部爬越高原的纬向东风爬流分量, 而

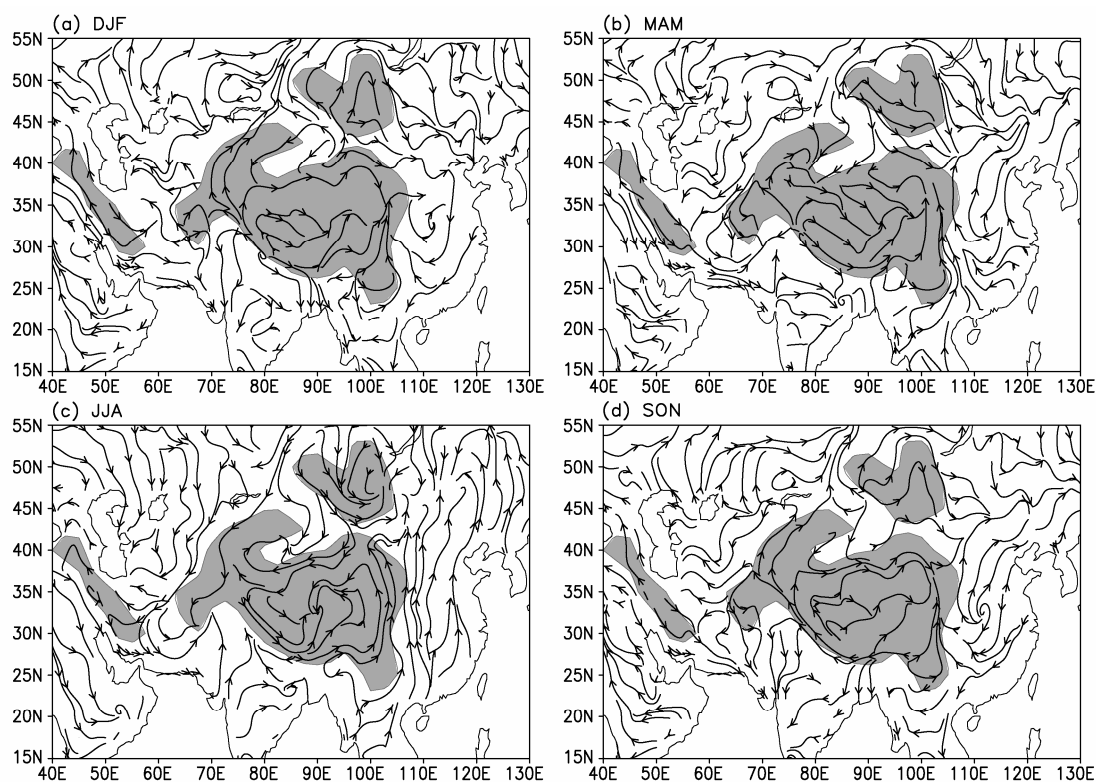


图 5 高原及其附近地区绕流季节平均流线: (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季

Fig. 5 Seasonal mean streamlines of flow around the Tibetan Plateau: (a) Winter; (b) spring; (c) summer; (d) autumn

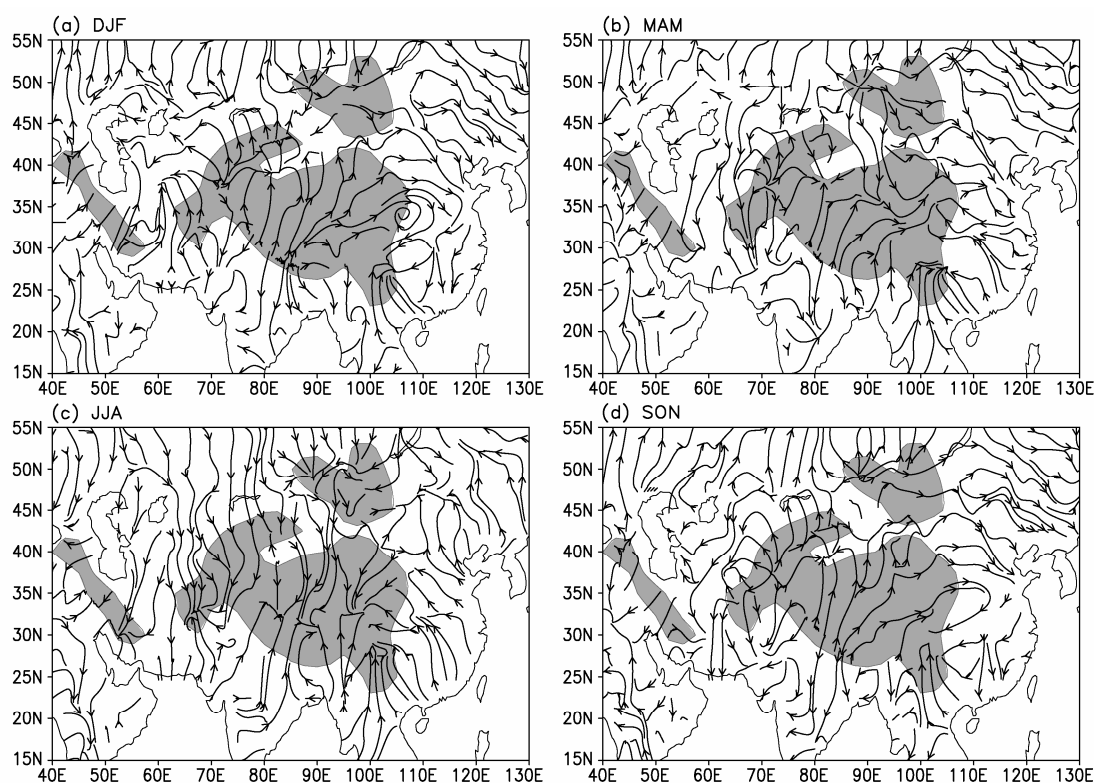


图6 同图5, 但为爬流

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for flow over the Tibetan Plateau

秋季和冬季, 高原东北侧爬流具有反气旋环流特征(图 6a, d)。这在一定程度上说明, 秋季和冬季的兰州小高压的产生和高原东侧下坡气流存在某种联系。此外, 四个季节中, 四川盆地均存在自东向西的爬流上坡运动, 为该地区丰沛的降水提供了有利的流场条件。

4.2 高原主体不同区域内绕流和爬流运动的季节循环过程

由前一节中对高原绕流分支点、绕流流场中心和爬流的季节演变分析可知, 绕流和爬流的季节演变存在区域性差异。对于(22°N~45°N, 65°E~110°E)的区域而言, 35°N 和 90°E 大致可以把高原主体分为东西两部分和南北两部分, 为此, 以 35°N 和 90°E 为界, 分别将高原主体划分为南北区域(图 7a)和东西区域(图 7d), 考察各区域内绕流和爬流分量随时间的演变特征(由于分区后, 1500 m 以上某一分区平均结果与包含 1500 m 以下格点平均的结果基本相同, 为保持连续性, 图 7 和图 8 取平均时, 包含了 1500 m 以下的格点)。高原南北侧经向地形梯度较大, 而东西两侧纬向地形梯度较大, 实际资料分析的结果表明, 南北侧纬向绕流较强, 东西两侧经向绕流较强, 故南北区域只考察纬

向绕流, 东西区域只考察经向绕流。

图 7b 和图 7c 给出了北区和南区绕流纬向分量的时间—经度演变图。由图 7b 可见, 高原北区 75°E~92°E 范围内, 纬向绕流存在明显的季节变化特征, 风向随季节发生反转, 夏季以偏东风绕流为主, 其他季节主要为偏西风绕流, 这种绕流风向的季节性反转可能与东亚季风风向的反转存在一定联系。就强度而言, 高原北区 75°E 以西, 绕流夏强冬弱; 而 92°E 以东, 偏西风绕流冬强夏弱。从风向季节转换时间来看, 85°E 附近在 3 月最早转变为东风绕流, 之后偏东风随时间向东西方向扩展, 到 6 月, 该区域变为一致的东风绕流, 9 月以后全部恢复为西风绕流。由图 7c 可见, 南区纬向绕流总体呈现冬强夏弱的特征, 80°E 以东的高原南区基本为西风绕流, 只在 75°E~80°E 存在明显的季节循环特征, 即 9 月份由偏西绕流转变为偏东绕流, 75°E 以西, 绕流风向的季节性反转不明显, 为均一的东风绕流或西风绕流。

由图 7e 可知, 高原西区绕流经向分量的季节循环特征较明显。在高原西区 31°N 以南, 经向绕流夏季比冬季略强, 分别在 4 月和 9 月发生两次经向绕流的风向转换, 即 4 月由北风绕流转为南风绕

流, 9 月由南风绕流转换回北风绕流。33°N 以北, 春季和夏季为偏北风绕流, 秋季和冬季为偏南风绕流, 与 31°N 以南地区经向绕流呈近乎相反的变化特征。图 7f 表明, 高原东区, 40°N 以南以经向偏南风绕流为主, 经向绕流的风向季节性转变不明显, 夏季强度最强, 其他季节流强度较弱。

与图 7 类似, 图 8 给出了爬流经向和纬向分量在高原不同区域的经度—时间剖面图和纬度—时间剖面图。高原北区 (图 8b), 经向爬流冬强夏弱, 102°E 以西表现为明显的经向爬流风向的季节性转变, 秋冬季节为一致的偏南下坡风, 春夏为偏北上坡风, 两次转向分别发生在 4 月和 9 月; 高原南区 (图 8c), 经向爬流夏季最强, 尤其是在 67°E 和

95°E 附近。以 80°E 为界, 80°E 以东各月几乎经向爬流均为由南向北指向高原的上坡风。70°E~80°E 地区 1~5 月为由北指向南的下坡风, 夏季沿西南侧经向地形梯度爬坡, 至 8 月份, 再次转变成为下坡风。

图 8e 的结果表明, 高原西区 28°N~38°N 地区, 基本为西风纬向爬流占主, 纬向爬流在冬季较强, 夏季较弱, 但 32°N~36°N 纬度带内, 夏季出现较弱的偏东风纬向爬流。38°N 以北, 纬向爬流季节性反向特征明显, 春季和夏季为纬向上坡风, 其他季节则为下坡风。由图 8f 可知, 高原东区 30°N~40°N 地区纬向爬流在冬季最强, 夏季最弱, 除夏季为偏东风爬流, 其他季节均为偏西风爬流; 而在 30°N

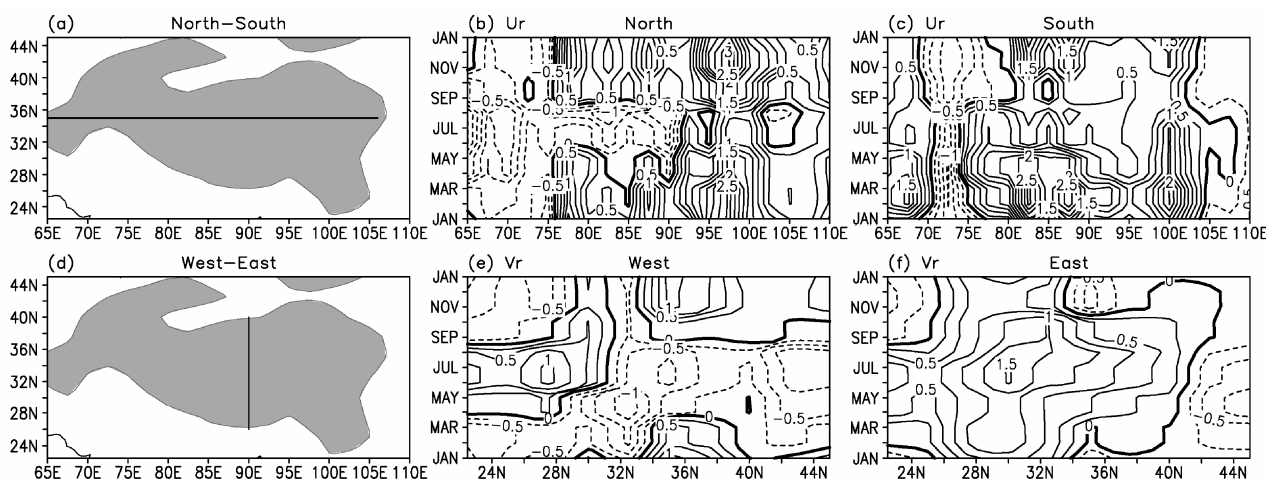


图 7 (a, d) 青藏高原主体分区示意图; 高原 (b) 北部与 (c) 南部的纬向绕流的时间—经度剖面及高原 (e) 西部与 (f) 东部的经向绕流的时间—纬度剖面 (单位: m/s)

Fig. 7 (a, d) Subregions of the Tibetan Plateau's main body; (b, c) time-longitude cross sections of zonal component of flow around (b) north and (c) south parts of the Tibetan Plateau (units: m/s); (e, f) time-latitude cross sections of meridional component of flow around (e) west and (f) east parts of the Tibetan Plateau (units: m/s)

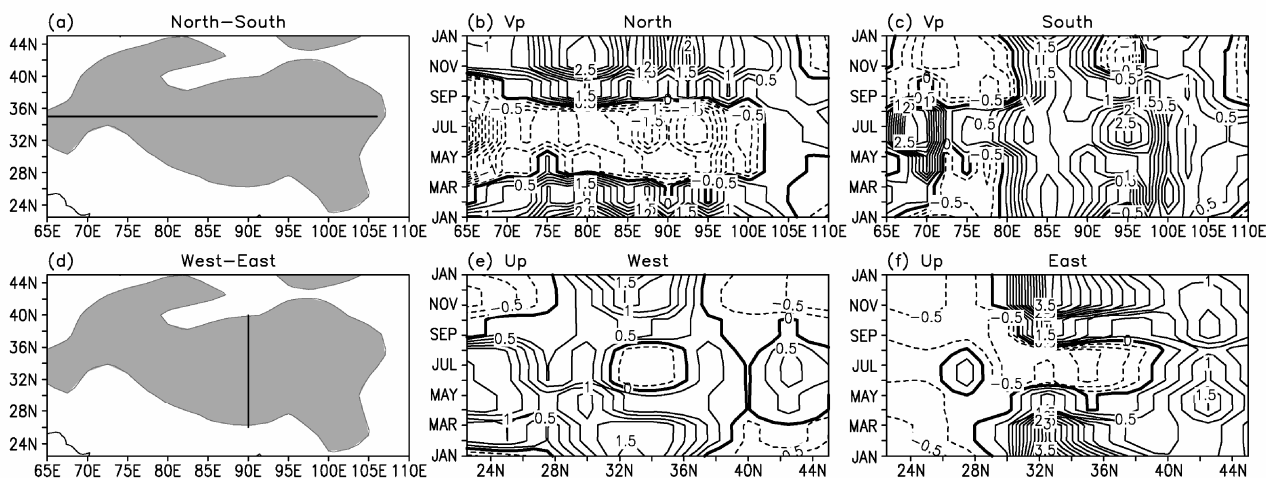


图 8 同图 7, 但为爬流 (b, c) 经向分量和 (e, f) 纬向分量

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for (b, c) meridional and (e, f) zonal components of flow over the Tibetan Plateau

以南, 以偏东风纬向爬流为主, 纬向爬流的季节性特征不明显。

4.3 青藏高原周边其它关键区内绕流和爬流运动的季节循环

表层风场的绕流分量和爬流分量不仅在高原主体区域存在随季节演变的特征, 在高原附近其他区域也同样存在着季节变化。针对前文中绕流随季节变化显著的区域及其所处的地理位置, 本文选择了四个关键区: 图兰平原 (37.5°N~47°N, 55°E~67.5°E), 伊朗高原中部地区 (30°N~35°N, 55°E~65°E), 孟加拉国和印度东北部 (22.5°N~27.5°N, 82°E~92°E), 四川盆地 (25°N~35°N, 105°E~110°E), 如图 9a, c, e, g 所示, 分别研究上述区域平均的绕流和爬流的纬向和经向分量季节循环特征。

由图 9b 可知, 图兰平原偏北风经向绕流在 6~8 月达到最大值, 而在冬季经向绕流为偏南风, 强度远小于夏季, 而纬向绕流在各月份均为偏东风, 强度较弱; 爬流各分量变化与绕流基本相同, 但夏季纬向爬流比夏季纬向绕流强度稍弱。伊朗高原中部地区经向绕流和纬向绕流具有近乎相同的变化特征, 均在 3 月和 11 月方向发生转变 (图 9e), 3 月至 10 月分别为北风和东风, 且均在夏季达到最强; 而该地区夏季经向爬流强度较强, 最大可达 3.5 m/s, 这可能是由于伊朗高原整体海拔高度在 900~1500 m 之间, 使得高原西部地形阻挡产生的偏北气流更易自北向南爬越伊朗高原中部的喇叭口地形区。由图 9h 可知, 孟加拉国和印度东北部地区纬向绕流和经向绕流表现出近乎相反的变化特征, 由冬到夏纬向

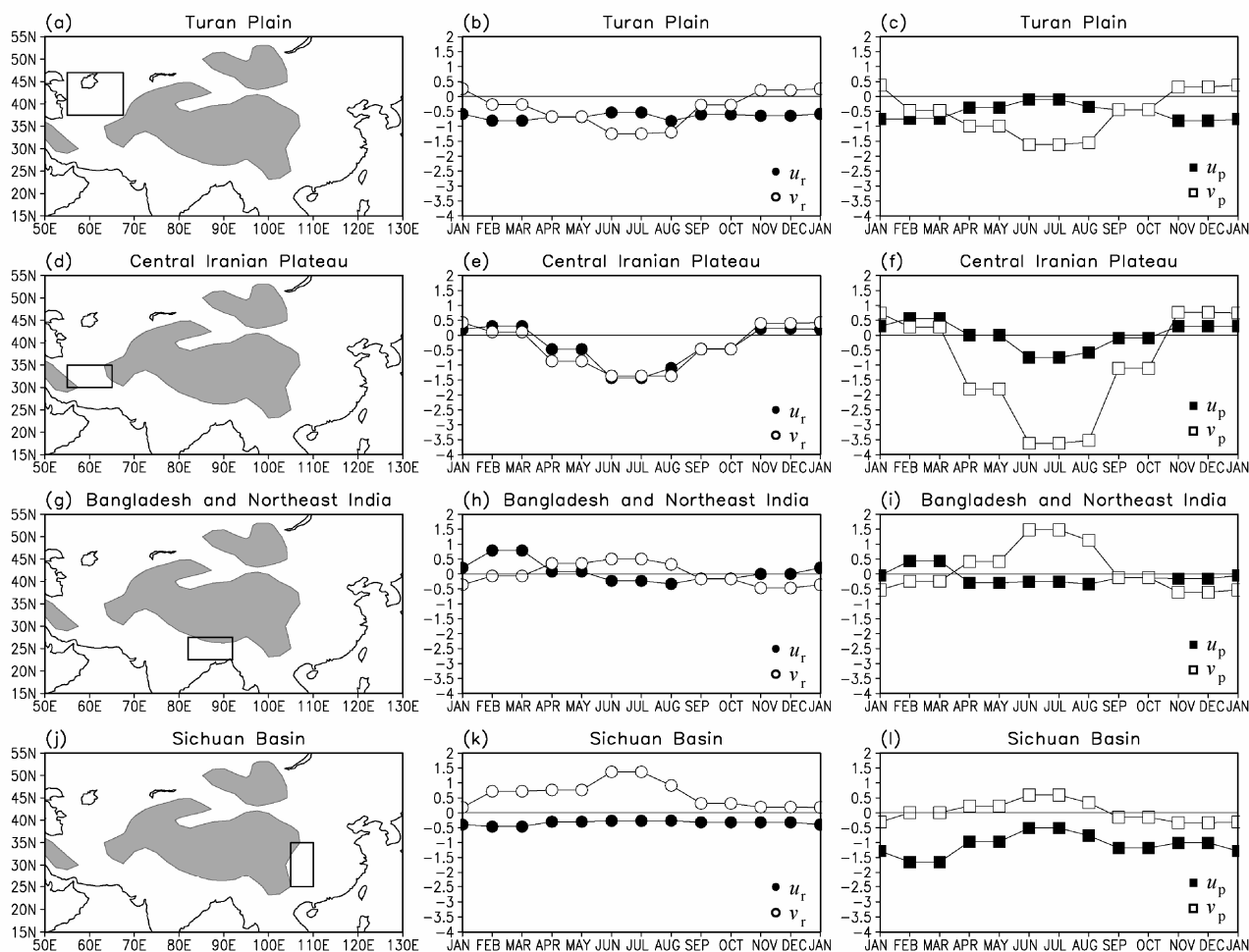


图 9 (a, d, g, j) 青藏高原周边关键区位置及各关键区区域平均 (b, e, h, k) 绕流和 (c, f, i, l) 爬流分量季节循环 (单位: m/s): (a, b, c) 图兰平原; (d, e, f) 伊朗高原中部地区; (g, h, i) 孟加拉国和印度东北部; (j, k, l) 四川盆地。实 (空) 心圆点表示纬 (经) 向绕流, 实 (空) 心方框表示纬 (经) 向爬流

Fig. 9 (a, d, g, j) Locations of key areas near the Tibetan Plateau and seasonal cycles of regional mean (b, e, h, k) flow around and (c, f, i, l) flow over the area (units: m/s): (a, b, c) Turan Plain; (d, e, f) Central Iranian Plateau; (g, h, i) Bangladesh and Northeast India; (j, k, l) Sichuan Basin. The closed (open) circle denotes zonal (meridional) component of flow around the region, and the closed (open) square denotes zonal (meridional) component of flow over the region

绕流由正转为负, 即由西风转为东风, 绕流经向分量由负转为正, 即由北风转为南风; 该地区夏季偏南风经向爬流强度较强 (图 9i), 有利于强降水的产生。高原下游的四川盆地 (图 9k), 常年保持偏南风经向绕流和偏东风纬向绕流, 偏南风经向绕流在 6~7 月份达到最强, 随后逐渐减弱。由图 9l 可知, 四川盆地经向爬流在冬季为偏北风, 夏季为偏南风, 而该地区却常年维持偏东风纬向爬流, 即气流爬越高原运动, 因而, 四川盆地的特殊位置和地形为垂直运动的产生提供了有利条件。

5 绕流和爬流的关系

5.1 绕流和爬流运动纬向分量与经向分量的关系

将 (6) 式与 (7) 式相除, (8) 式与 (9) 式相除, 令 $\gamma = (\partial z_s / \partial x) / (\partial z_s / \partial y)$, 容易得到:

$$\frac{u_r}{v_r} = -\frac{\partial z_s}{\partial y} \bigg/ \frac{\partial z_s}{\partial x} = -\frac{1}{\gamma}, \quad (10)$$

$$\frac{u_p}{v_p} = \frac{\partial z_s}{\partial x} \bigg/ \frac{\partial z_s}{\partial y} = \gamma. \quad (11)$$

从上两式可知, 绕流的纬向分量与经向分量之比, 爬流的纬向分量和经向分量之比为常数, 且该常数仅依赖地形高度分布, 与其他因子无关。由于地形高度基本是不变的, 因此, 当已知绕流 (爬流) 的纬向分量或经向分量时, 即可根据地形梯度求得另一分量。如图 10 所示, 为绕流纬向与经向分量之比 (图 10a) 以及爬流纬向、经向分量之比 (图 10b)。由图可见, 高原主体区域 75°E~100°E 内, 纬向绕流与经向绕流比值的绝对值基本大于 1, 表明该区域内纬向绕流强于经向绕流, 该区域以西和

以东, 经向绕流强度大于纬向绕流。由图 10b 可知, 80°E 以西及 100°E 以东, 纬向爬流与经向爬流绝对值之比大于等于 1, 这说明, 高原西部和东部纬向爬流强于经向爬流, 高原中部大部分区域经向爬流强度较纬向爬流强。

当 $\partial z_s / \partial y$ 不为 0 时, 将 (6) 式和 (9) 式分子分母同除以 $(\partial z_s / \partial y)^2$, 可得如下 (12) 式和 (15) 式, 当 $\partial z_s / \partial x$ 不为 0 时, 将 (7) 式和 (8) 式分子分母同除以 $(\partial z_s / \partial x)^2$, 可得如下 (13) 式和 (14) 式:

$$u_r = (u_s - v_s \gamma) / (1 + \gamma^2), \quad (12)$$

$$v_r = \left(v_s - \frac{u_s}{\gamma} \right) \bigg/ \left(1 + \left(\frac{1}{\gamma} \right)^2 \right), \quad (13)$$

$$u_p = \left(u_s + \frac{v_s}{\gamma} \right) \bigg/ \left(1 + \left(\frac{1}{\gamma} \right)^2 \right), \quad (14)$$

$$v_p = (v_s + u_s \gamma) / (1 + \gamma^2). \quad (15)$$

由公式 (12)~(15) 容易发现, $\partial z_s / \partial y$ 不为 0 时, 在给定表层风的情况下, u_r , u_p 强弱依赖于自变量 γ , 结合 (10) 式和 (11) 式可知, 当 $|\partial z_s / \partial x| \rightarrow 0$, $|\partial z_s / \partial y| \neq 0$ 时, $\gamma \rightarrow 0$, 因而 $u_r = u_s$, $v_p = v_s$, 此时, $1/\gamma \rightarrow \infty$, 故 $v_r \rightarrow 0$, $u_p \rightarrow 0$ 。对于东西走向的地形南北侧而言, $|\partial z_s / \partial y| \gg |\partial z_s / \partial x|$, 因此, 绕流的纬向分量远大于其经向分量, 而经向爬流分量远大于纬向爬流分量, 此时, 纬向绕流约等于表面风场纬向风, 经向爬流约等于表面风场经向分量。

当 $\partial z_s / \partial x$ 不为 0 时, 在给定表层风的情况下, u_r , u_p 则是 $1/\gamma$ 的函数, 当 $|\partial z_s / \partial x| \neq 0$, $|\partial z_s / \partial y| \rightarrow 0$ 时, $1/\gamma \rightarrow 0$, 因而 $v_r = v_s$, $u_p = u_s$, 此时, $\gamma \rightarrow \infty$, 故 $u_r \rightarrow 0$, $v_p \rightarrow 0$ 。对于南北走向地形的东西两侧,

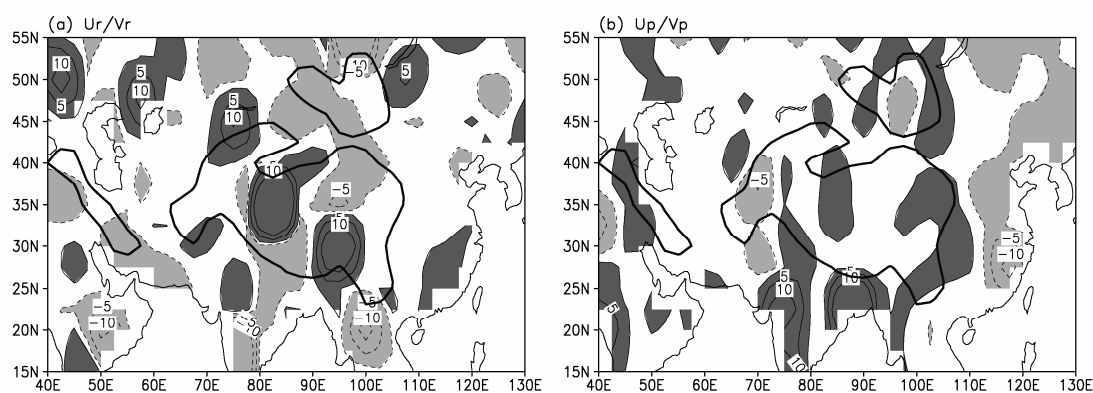


图 10 青藏高原及其附近地区纬向分量与经向分量之比 (经过九点平滑): (a) 绕流; (b) 爬流。粗实线为 1500 m 地形高度, 阴影为比值绝对值大于 1 的区域 (深色阴影为正值, 浅色阴影为负值)

Fig. 10 Ratio (9-point smoothing) between zonal and meridional components: (a) Flow around the Tibetan Plateau; (b) flow over the Tibetan Plateau. The thick contour lines denote 1500 m terrain height; dark (light) shaded areas indicate ratios larger than 1 (less than -1)

$|\partial z_s / \partial x| \gg |\partial z_s / \partial y|$, 爬流风场的纬向分量远大于其经向分量, 经向绕流远大于纬向绕流, 纬向爬流约等于表面风场纬向风, 经向绕流约等于表面风场经向分量。

5.2 绕流和爬流相对大小

将年平均绕流和年平均爬流矢量模进行比较, 得到如图 11 所示的比值分布。由图可见, 年平均绕流小于爬流的区域仅局限于高原西部 $75^\circ\text{E} \sim 85^\circ\text{E}$ 附近南北走向的区域内, 高原其他区域上空, 均有绕流强度强于爬流强度, 尤其是高原东北部, 部分地区绕流强度远远强于爬流。

此外, 高原主体范围内绕流和爬流强弱同样随季节不同而具有不同的分布, 图 12 分别给出了季节平均的绕流和爬流比值。可以看出, 秋季和冬季, 高原西部存在的绕流弱于爬流的经向区域与年平均比值在空间位置上具有很好的对应关系, 且面积比年平均略大; 春季 (图 12b), 该区域范围缩小, 位于 75°E 附近, 高原其他区域均有绕流强度大于爬流, 因而年平均高原西部年平均绕流弱于爬流运动, 主要反映的是秋季和冬季绕流和爬流的特征。夏季 (图 12c), $75^\circ\text{E} \sim 85^\circ\text{E}$ 附近绕流弱于爬流的

带状区域消失, 只有高原西部和 95°E 附近的高原地区存在较小的绕流弱于爬流的区域, 大部分区域绕流强度大于爬流。

5.3 绕流和爬流与地形高度及地形梯度的相互关系

数值试验的结果 (张耀存和钱永甫, 1999) 表明, 当高原不断隆升的过程中, 区域平均的绕流分

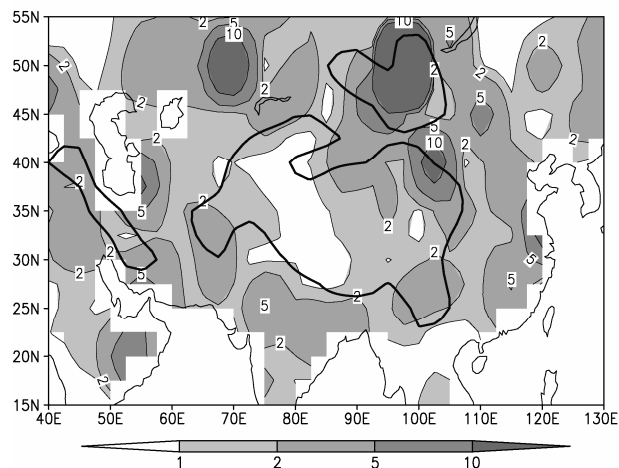


图 11 青藏高原及其附近地区年平均绕流矢量模与爬流矢量模之比 (经过九点平滑)

Fig. 11 Ratio (9-point smoothing) between annual mean vector modes of flow around and flow over the Tibetan Plateau

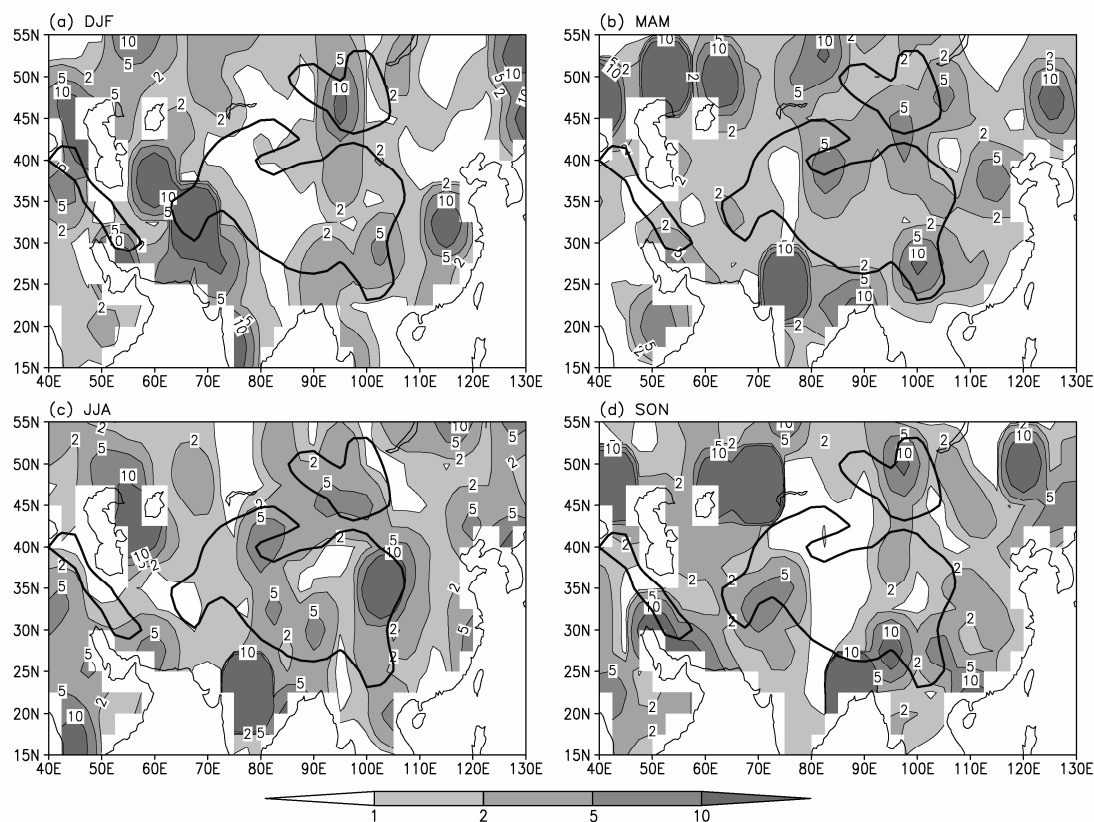


图 12 青藏高原及其附近地区季节平均绕流矢量模与爬流矢量模之比 (经过九点平滑): (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季

Fig. 12 Ratio (9-point smoothing) between seasonal mean vector modes of flow around and flow over the Tibetan Plateau: (a) Winter; (b) spring; (c) summer; (d) autumn

量强度均大于爬流分量强度，且绕流随着模式中高原整体高度的升高而逐步增强。类似地，在实际高原地形高度下，绕流和爬流强度随所处的海拔高度也呈现一定的变化规律。表 1 给出了青藏高原主体附近各高度带上冬季、夏季和年平均的绕流和爬流分量和矢量模大小。

由表 1 可见，对比不同高度上的绕流和爬流矢量模，年平均绕流和爬流强度基本上均随着所处海拔高度的升高而逐步增强，在 1000 m 左右的高原低层，年平均绕流强度均略强于爬流分量，而在 2500 m 以上的地区，爬流运动矢量模强于各层绕流矢量模。就风速随海拔增强的速度而言，冬季爬流强度的平均增速快于绕流运动强度的增速。由于夏季高原南北绕流纬向分量反向，因此，高原 2500 m 以上中高层上，夏季沿等高线平均的各分量均弱于冬季。冬季，各层绕流纬向分量基本上均强于该层次上的绕流经向分量，低层爬流纬向分量均弱于对应的经向爬流分量，而 3500 m 以上的中高层，纬向爬流强于经向爬流；夏季，除 4500 m 以上层次外，各层经向爬流均强于对应层次上的纬向爬流，表明 4500 m 以下，夏季经向爬流较为显著，而高原高层，纬向爬流较为显著。对比年平均的各分量，容易得出，各个高度层次上，绕流以纬向分量占主，爬流以经向分量占主。

由公式 (12) ~ (15) 可知，绕流和爬流运动各分量仅仅依赖于地形梯度比值及表面风场大小。因此，以纬向绕流分量和经向爬流分量为例，图 13 给出了二者在高原主体范围内随纬向和经向梯度比值的对应关系。由图可知，高原区域附近地形高度经向和纬向梯度比值多集中在 -4~4 之间，且当

梯度比值绝对值越大，纬向绕流和经向爬流越趋近于零，与 5.1 节根据公式本身的分析结论一致，且这种分布规律基本随时间改变较小。同样地，经向绕流和纬向爬流与经向和纬向梯度比值具有类似的关系（图略）。

5.4 爬流与高原附近垂直运动的关系

地形的存在是导致垂直运动产生的重要原因之一。针对刚体边界条件，有：

$$w_s = V_s \cdot \nabla z_s = (V_r + V_p) \cdot \nabla z_s, \quad (16)$$

由于 $V_r \cdot \nabla z_s = 0$ ，因而：

$$w_s = V_p \cdot \nabla z_s. \quad (17)$$

其中 w_s 代表地形强迫出的垂直运动，且由公式 (17) 可知，表层风场被地形强迫出的垂直运动只依赖于其爬流分量的强弱，而绕流分量不产生垂直运动。图 14 给出了高原附近冬季和夏季爬流分量强迫出的垂直运动场及气候态 1000 hPa 等压面垂直运动的空间分布。可以看到，虽然高原地形是固定不变的，但由于高原附近表层风场存在明显的季节演变特征，因而，冬季和夏季爬流强迫出近乎相反的垂直运动。冬季（图 14a），爬流在高原北部和 85°E 以西的高原西北部强迫出向下的垂直运动，最强的下沉运动位于昆仑山脉，强度为 0.05 m/s。夏季（图 14b），爬流强迫出明显的垂直上升运动，且该垂直上升运动区基本沿喜马拉雅山系走向，最强上升区为喜马拉雅山脉东部海拔最高处，强度为 0.08 m/s。此外，高原北部 38°N 和东部 105°E 附近也有爬流运动强迫出的垂直上升区，后者正好对应于四川盆地夏季西南涡的产生，这说明，夏季我国四川盆地西南涡的产生可能与高原东部气流爬越高原的动力过程密切相关。

表 1 青藏高原主体附近（270°E~105°E，5°N~42.5°N）各高度层平均的绕流和爬流分量及矢量模

Table 1 Mean components and vector modes of flow around and flow over the Tibetan Plateau for different altitude layers near the main body of the Tibetan Plateau

高度层	$u_r/(\text{m s}^{-1})$	$v_r/(\text{m s}^{-1})$	$u_p/(\text{m s}^{-1})$	$v_p/(\text{m s}^{-1})$	$ V_r /(\text{m s}^{-1})$	$ V_p /(\text{m s}^{-1})$
500~1500 m	-0.35/0.31/0.02*	-0.38/-0.04/-0.2	-0.15/0.06/-0.04	-0.27/0.54/0.04	1.35/1.29/1.07	1.26/1.51/0.98
1500~2500 m	0.51/-0.31/0.20	0.28/0.26/0.30	0.01/-0.06/-0.04	0.76/-0.08/0.30	1.28/1.27/0.94	1.58/1.30/1.03
2500~3500 m	1.02/0.32/0.73	0.72/-0.05/0.36	0.28/0.17/0.19	1.32/0.40/0.83	1.71/1.57/1.05	1.95/2.16/1.23
3500~4500 m	1.16/0.15/0.69	0.48/0.34/0.42	2.27/-0.10/1.14	1.85/0.22/1.08	2.74/1.72/1.63	3.57/1.89/1.99
4500 m 以上	2.24/0.39/1.44	0.52/0.10/0.37	3.08/-0.25/1.68	2.57/-0.15/1.40	3.20/1.93/2.07	5.20/1.65/2.85

*：左边数据：冬季平均；中间数据：夏季平均；右边加粗数据：年平均

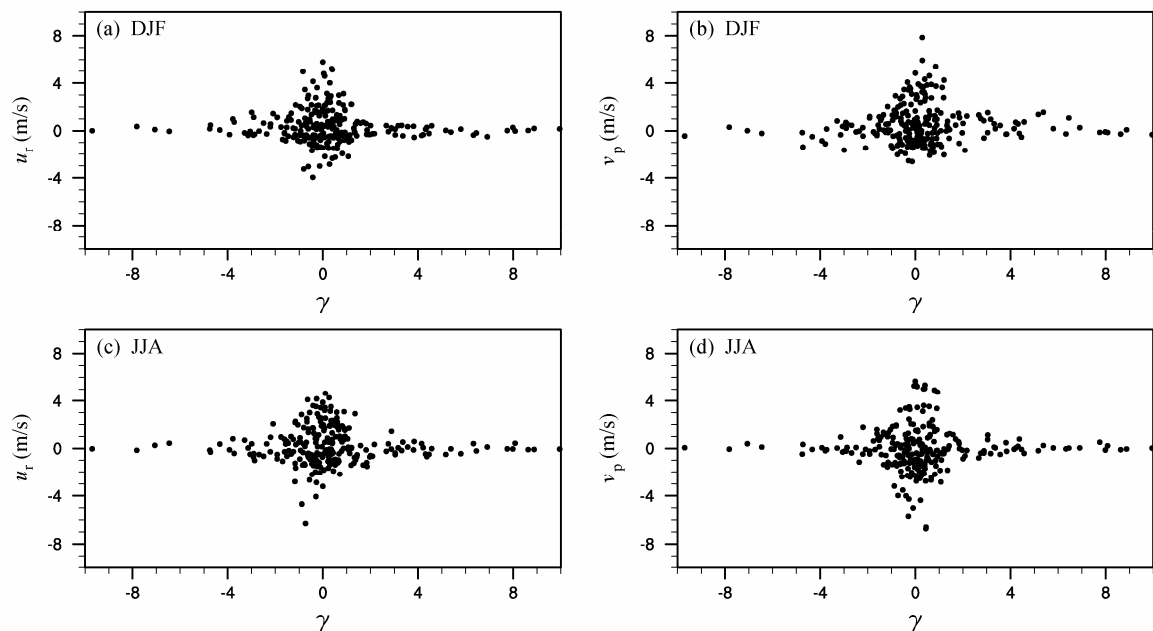


图 13 青藏高原及其附近地区季节平均 (a, c) 纬向绕流和 (b, d) 经向爬流随经向和纬向地形梯度比的分布: (a, b) 冬季; (c, d) 夏季

Fig. 13 Distribution of seasonal mean (a, c) zonal component of flow around the Tibetan Plateau and (b, d) meridional component of flow over the Tibetan Plateau with ratio between zonal and meridional topography gradients: (a, b) Winter; (c, d) summer

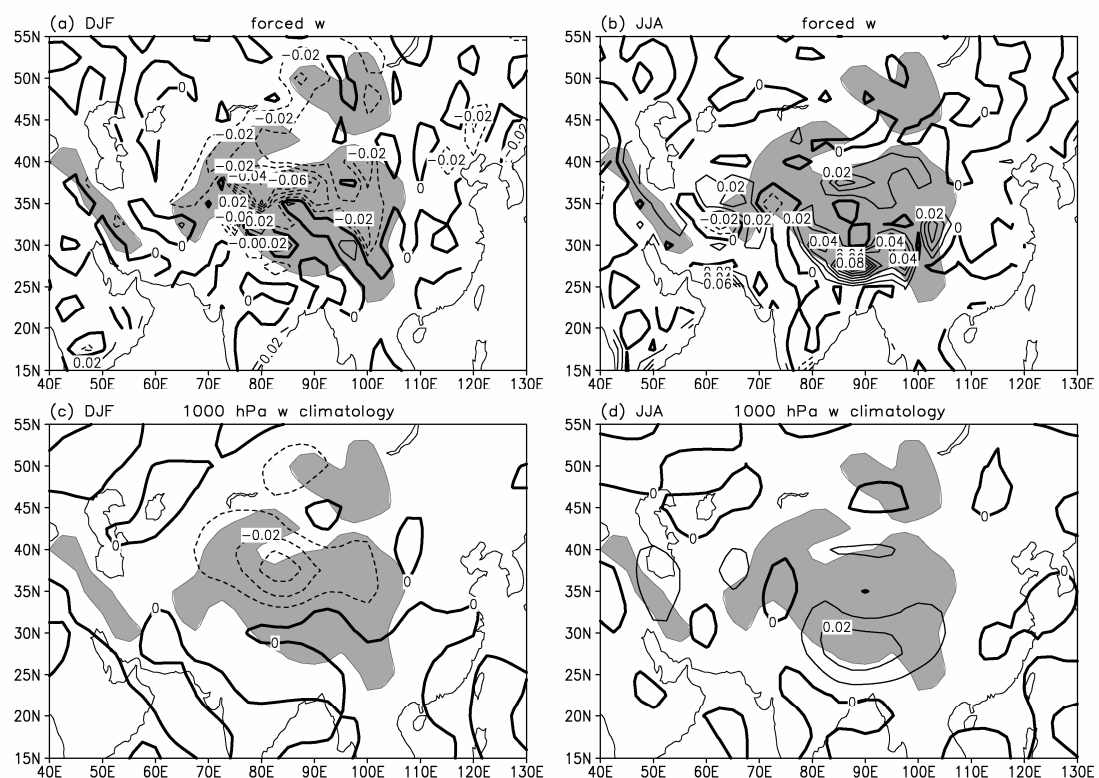


图 14 青藏高原及其附近地区 (a, b) 爬流强迫出的垂直速度的季节平均及 (c, d) 1000 hPa 气候态垂直速度 (单位: m/s): (a, c) 冬季; (b, d) 夏季

Fig. 14 (a, b) Seasonal mean vertical velocity forced by flow over the Tibetan Plateau and (c, d) climatological vertical velocity at 1000 hPa near the Tibetan Plateau (units: m/s): (a, c) Winter; (b, d) summer

图 14c 和图 14d 分别为再分析资料中 1000 hPa 冬季和夏季垂直运动场, 可以看出, 无论冬季和夏季, 1000 hPa 等压面上的垂直运动与爬流强迫出的垂直运动在空间分布上具有很好的对应关系, 且垂直运动方向相同, 但等压面上的垂直运动强度较爬流强迫出的垂直运动弱。可见, 大地形附近垂直运动的产生, 既有地形本身动力强迫的作用, 同时也有其他热力、摩擦的贡献。

6 小结和讨论

本文根据绕流和爬流公式, 利用实际再分析资料中的表层风场, 计算出绕流矢量和爬流矢量的大小, 通过对高原绕流和爬流运动气候态特征的分析, 可以得出如下结论:

(1) 年平均的绕流场, 在高原西南部 (32°N , 75°E) 产生分支, 分支点上游, 一支沿高原西部地形往北, 另一只指向印度大陆西部; 分支点下游, 北支表现为围绕高原北部地形的反气旋流型, 南支为沿高原南部喜马拉雅山脉的气旋式流型。年平均爬流在喜马拉雅山脉产生辐散, 在高原主体以偏南风爬流为主, 偏南风爬流在高原东北部与北方的偏北风爬流交汇。

(2) 高原绕流场在夏季表现为围绕高原的逆时针环流圈, 中心位于 (90°E , 35°N)。秋季, 围绕高原地形边缘, 绕流在高原主体近似呈反气旋流型。爬流场上, 冬季在高原主体上空为一致的偏南风, 夏季高原南部的偏南风爬流与北部的偏北风爬流在高原南北中线附近辐合; 除夏季外, 爬流均沿喜马拉雅山脉辐散。绕流和爬流各分量在高原主体和高原周边其他关键区域上空存在不同的季节循环过程, 风向转换随区域的不同存在时间早晚上的差异。

(3) 当地形高度固定时, 绕流纬向分量和经向分量之比, 纬向爬流与经向爬流之比为依赖于地形梯度分量比值的常数, 不随时间而改变, 且绕流和爬流各分量本身也是地形梯度分量比值的函数。

(4) 年平均的绕流和爬流矢量模均随着所处高度的升高而逐步增强。总体而言, 高原年平均绕流强度强于爬流运动的区域大于弱于爬流运动的区域, 绕流占主导地位。绕流和爬流强度的比值具有明显的季节性差异, 秋季和冬季, 绕流小于爬流分布的区域与年平均大致相同, 春季和夏季, 高原主

体上均有绕流强于爬流。

(5) 爬流运动在各个季节产生的垂直运动, 与观测资料中高原附近的垂直运动具有很好的位置对应关系, 且运动方向相同, 但强度较实际垂直运动偏强。

由于以上结论都是基于高原绕流和爬流长期气候平均的结果, 其时空分布特征, 年际和年代际变率, 及其与季风、中国降水及环流系统的关系和物理机理尚不清楚, 针对这些问题的研究, 将是我们下一步的工作。

参考文献 (References)

- Bolin B. 1950. On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies [J]. *Tellus*, 2 (3): 184–195.
- Boos W, Kuang Z. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating [J]. *Nature*, 463 (7278): 218–222.
- Cane M A. 2010. Climate: A moist model monsoon [J]. *Nature*, 463 (7278): 163–164.
- Charney J G, Eliassen A. 1949. A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies [J]. *Tellus*, 1 (2): 38–54.
- 陈玉春, 钱正安. 1993. 夏季青藏高原地形对其东侧低空急流动力影响的数值模拟 [J]. *高原气象*, 12 (3): 312–321. Chen Yuchun, Qian Zheng'an. 1993. Numerical simulations of dynamical impact of Qinghai-Xizang Plateau on lower-level jet on its east side in summer [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 12 (3): 312–321.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社. Ding Yihui. 2005. *Advanced Synoptic Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- Flonh H. 1957. Large-scale aspects of the summer monsoon in South and East Asia [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75: 180–186.
- 顾震潮. 1951. 青藏高原对东亚环流的动力影响和它的重要型 [J]. *中国科学*, 2: 283–303. Gu Zhenchao. 1951. Dynamical influence of Xizang Plateau on East Asian general circulation and its importance [J]. *Scientia Sinica (in Chinese)*, 2: 283–303.
- 黄刚, 周连童. 2004. 青藏高原西侧绕流风系的变化及其与东亚夏季风和我国华北地区夏季降水的关系 [J]. *气候与环境研究*, 9 (2): 316–330.
- Huang Gang, Zhou Liantong. 2004. The variability of the wind system circulating round the west side of the Tibetan Plateau and its relation to the East Asian summer monsoon and summer rainfall in North China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 9 (2): 316–330.
- 蒋艳蓉, 何金海, 祁莉. 2008. 春季青藏高原绕流作用变化特征及其影响 [J]. *气象与减灾研究*, 31 (2): 14–18. Jiang Yanrong, He Jinhai, Qi Li. 2008. Variation characteristics of the function of detouring flow around Tibetan Plateau in spring [J]. *Meteorology and Disaster Reduction Research (in Chinese)*, 31 (2): 14–18.
- 蒋艳蓉, 何金海, 温敏, 等. 2009. 冬、春季青藏高原东侧涡旋对特征及其对我国天气气候的影响 [J]. *高原气象*, 28 (5): 945–954. Jiang

- Yanrong, He Jinhai, Wen Min, et al. 2009. Characteristic of a couple of vortexes on the east side of Tibetan Plateau from winter to spring and their impact on the weather and climate in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (5): 945–954.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–471.
- 刘晓东. 1999. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响 [J]. 高原气象, 18 (3): 321–332. Liu Xiaodong. 1999. Influences of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau uplift on the atmospheric circulation, global climate and environment changes [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 18 (3): 321–332.
- 刘新, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 2002. 青藏高原加热与亚洲环流季节变化和夏季风爆发 [J]. 大气科学, 26 (6): 781–793. Liu Xin, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2002. Diabatic heating over the Tibetan Plateau and the seasonal variations of the Asian circulation and summer monsoon onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (6): 781–793.
- Molnar P, Boos W R, Battisti D S. 2010. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2010 (38): 77–102.
- 钱永甫, 颜宏, 王谦谦, 等. 1988. 行星大气中地形效应的数值研究 [M]. 北京: 科学出版社. Qian Yongfu, Yan Hong, Wang Qianqian, et al. 1988. Numerical Research of Topographical Effects in Planetary Atmosphere (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- Queney P. 1948. The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 29: 16–26.
- 孙颖, 丁一汇. 2002. 青藏高原热源异常对 1999 年东亚夏季风异常活动的影响 [J]. 大气科学, 26 (6): 817–828. Sun Ying, Ding Yihui. 2002. Influence of anomalous heat sources over the Tibetan Plateau on the anomalous activities of the 1999 East Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (6): 817–828.
- Trenberth K E, Chen S C. 1988. Planetary waves kinematically forced by Himalayan orography [J]. J. Atmos. Sci., 45 (20): 2934–2948.
- 王安宇, 王谦谦. 1985. 青藏高原大地形对冬季东亚大气环流的影响 [J]. 高原气象, 4 (2): 109–120. Wang Anyu, Wang Qianqian. 1985. The effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the mean general circulation in East Asia in winter [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 4 (2): 109–120.
- 王其伟, 谈哲敏. 2006. 我国主要地形上空理想定常流的流域分界分析 [J]. 地球物理学报, 49 (4): 971–982. Wang Qiwei, Tan Zhemin. 2006. Flow regimes for major topographic obstacles of China [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 49 (4): 971–982.
- 王谦谦, 王安宇, 李学锋, 等. 1984. 青藏高原大地形对夏季东亚大气环流的影响 [J]. 高原气象, 3 (1): 13–20. Wang Qianqian, Wang Anyu, Li Xuefeng, et al. 1984. The effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the mean general circulation in East Asia in summer [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 3 (1): 13–20.
- Wu G. 1984. The nonlinear response of the atmosphere to large-scale mechanical and thermal forcing [J]. J. Atmos. Sci., 41 (16): 2456–2476.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. 大气科学, 29 (1): 47–58. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 29 (1): 47–58.
- 谢应齐. 1986. 论高原地形的纯动力作用 [J]. 云南大学学报 (自然科学版), 8 (8): 329–337. Xie Yingqi. 1986. On the pure dynamical effect of highland topography [J]. Journal of Yunnan University (Natural Sciences) (in Chinese), 8 (8): 329–337.
- 杨鉴初, 陶诗言, 叶笃正, 等. 1960. 西藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社. Yang Jianchu, Tao Shiyan, Ye Duzheng, et al. 1960. Xizang Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社. Ye Duzheng, Gao Youxi, et al. 1979. Qinghai-Xizang Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- 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 [J]. 气象学报, 28 (2): 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (2): 108–121.
- 赵声蓉, 宋正山, 纪立人. 2003. 青藏高原热力异常与华北汛期降水关系的研究 [J]. 大气科学, 27 (5): 881–893. Zhao Shengrong, Song Zhengshan, Ji Liren. 2003. Heating effect of the Tibetan Plateau on rainfall anomalies over North China during rainy season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (5): 881–893.
- 赵勇, 钱永甫. 2007. 青藏高原地表热力异常与我国江淮地区夏季降水的关系 [J]. 大气科学, 31 (1): 145–154. Zhao Yong, Qian Yongfu. 2007. Relationship between the surface thermal anomalies in the Tibetan Plateau and the rainfall in the Jianghuai Area in Summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 145–154.
- 张耀存, 钱永甫. 1999. 青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究 [J]. 气象学报, 57 (2): 157–167. Zhang Yaochun, Qian Yongfu. 1999. Numerical studies on the effects of the critical height of Qinghai-Xizang Plateau uplift on the atmosphere [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (2): 157–167.
- 郑度, 林振耀, 张雪芹. 2002. 青藏高原与全球环境变化研究进展 [J]. 地学前缘, 9 (1): 95–102. Zheng Du, Lin Zhenyao, Zhang Xueqin. 2002. Progress in studies of Tibetan Plateau and global environmental change [J]. Earth Science Frontiers (in Chinese), 9 (1): 95–102.
- 邹坚峰. 1989. 大地形附近气流爬绕运动的一个动力学分析 [J]. 气象科学, 9 (1): 27–36. Zou Jianfeng. 1989. Dynamics analysis of the climbing and deflective flow on the large scale topography [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 9 (1): 27–36.