

文章编号:1004-9045(2008)04-0367-06

夏季青藏高原低涡研究进展述评

郁淑华

(中国气象局成都高原气象研究所,成都 610072)

摘要:高原低涡是造成我国暴雨的重要天气系统之一。本文在简要介绍第一次青藏高原科学试验及以前研究工作的基础上,重点介绍了第二次青藏高原科学试验及近年来的一些主要研究成果,包括高原低涡的活动特征、高原低涡发展东移的机理、高原低涡发展东移的大尺度条件及高原低涡的结构特征等,并指出了目前高原低涡研究的局限性和待改进的方向。

关键词:高原低涡;低涡东移;低涡结构

中图分类号:P443 **文献标识码:**A

1 引言

夏季青藏高原常有低涡生成,它一般在高原西半部产生,消失于高原东半部,是造成高原地区降水的主要天气系统^[1]。也有些高原低涡会东移出高原主体,使我国广大地区产生暴雨,造成灾害性天气。如 1981 年 7 月 12—14 日四川盆地中、西部受高原低涡、西南涡影响,产生大暴雨、特大暴雨,引起山洪暴发,江河水位陡涨,形成了四川历史上近百年未遇的特大洪灾。1995 年 8 月 9—13 日一次高原涡活动造成四川盆地西部大暴雨,且南移影响云南、广西,造成两地出现大雨。1998 年 8 月长江流域“二度梅”出梅后,高原上连续有 3 个低涡移出高原,造成了四川大暴雨,导致了长江 1998 第 5~7 次大洪峰。1998 年 7 月长江第 3 次大洪峰,也是由高原低涡东移造成的^[2]。研究指出,1998 年长江出现 1954 年以来全流域严重洪涝,与青藏高原的 MCS 向东移出高原,加入到梅雨锋中并引起降水有关^[3]。宜昌出现 8 次大洪峰,其中有一半是与高原低涡东移密切相关的。2003 年 7 月有 2 个高原低涡移出高原主体,影响黄淮流域造成大水。可见高原低涡东移对我国东部、长江、黄淮流域洪涝灾害的影响较大。

高原低涡是青藏高原夏季特有的天气系统,它有别于西南低涡^[4],已引起气象工作者的重视。对高原低涡的研究成果主要集中反映在 1972 年“高原气象科学研究协作组”组织的多次集体研究会战、第一次青藏高原科学试验(1979 年 5—8 月,代号 QXPMEX)、第二次青藏高原科学试验(1998 年 5—8 月,代号

TIPEX) 及近年来的研究成果。本文旨在简要总结第一、二次青藏高原科学试验及近年来高原低涡的一些研究进展,并指出存在的不足,以便为高原低涡的深入研究提供参考依据。

2 第二次青藏高原科学试验之前的研究情况

20 世纪 60 年代吴永森等及陈乾首先发现高原低涡的事实^[5-6]。自 1972 年“高原气象科学研究协作组”组织的多次集体研究会战,及第一次青藏高原科学试验的分析研究,已取得了重要进展。气象学家叶笃正、高由禧先生在 1979 年指出:高原低涡的水平尺度约 500 km,垂直厚度约 2~3 km。高原边界层内浅薄系统遇有适宜的高空条件,它们也会发展移出高原^[1]。章基嘉、朱抱真、朱福康、孙国武、丁一汇、罗四维、钱永甫、钱正安等对此有较多的研究,得出了高原低涡的涡源、活动规律、影响高原低涡生成的因子、高原涡的结构及地形对高原西部低涡的影响等认识^[7-11],指出:高原低涡主要产生在羌塘、那曲、柴达木、松潘;高原低涡在高原上活动以 5 月最多,8 月较少,低涡大多生成于横切变线上并沿切变线东移;低涡发生发展要求一定的环境条件,大致有六方面,即近地层环境场的正涡度值大、近地层气流正压不稳定、高空风速垂直切变小、地面温差增大、近地层层结不稳定、300—400 hPa 等压面相对湿度大;高原涡是暖湿、不对称系统,暖性涡整层都是暖心,斜压涡低层是冷中心,但中、上层仍是暖中心,500 hPa 正涡中心与低涡中心吻合,除涡度外,其他物理量不对称;高原地形影响着大气运动,它对越山气流的影响,在位势涡度守恒假定的制约下,

收稿日期:2008-03-14;定稿日期:2008-05-28

基金项目:国家自然科学基金项目(40475020);国家科技基础性工作专项项目(2006FY220300)和中国气象局成都高原气象研究所科研专项项目(BROP200715)共同资助

作者简介:郁淑华,女,1943 年生,研究员,主要从事高原及其邻近地区灾害性天气的动力学研究。E-mail:shuhuayu@mail.sc.cninfo.net

将导致在背风侧形成高原低涡等。文献[1]中对李国庆做的接近高原地形的高原模型实验模拟低涡生成作了介绍,指出高原地形对西风环流的阻挡和扰动作用,从而对低涡活动、结构有重要影响。罗四维等还从能量角度分析了高原低涡在高原上生消的原因,指出高原低涡在高原上生消主要是低涡区能量转换相反引起的;低涡在高原上消失的原因则为低涡消失于高原东部的热汇中,其消失的机理为:扰动动能向扰动有效位能转换,然后再向地表非均一冷却转换,同时扰动动能还大量向四周辐散^[12-14]。

在低涡东移的研究方面,刘富明等指出,东移的高原涡在其东部都具有高层质量辐散、低层辐合,相对散度为正值,并伴有上升运动调整两层质量的特性^[15]。孙国武、陈保德指出初夏的高原低涡往往沿 300 hPa 等压面上 SW-NE 走向急流东移,这是与急流的动力作用密切联系的,由于这支急流的存在使得在低涡前部形成强烈的辐散中心,低涡沿急流方向发展东移^[16]。郭绵剑在对 1975—1982 年 5—8 月高原低涡东移情况普查中得出:低涡东移程度与涡源所在经度位置有一定的关系,这可能是高原涡东移程度与涡本身热力结构有关,东移路径与低涡中心上空 300 hPa 流场走向基本一致,副高位置弱而偏南更有利高原低涡东移^[17]。

90 年代开始对高原低涡的形成发展进行数值模拟和试验,丁治英、吕君宁等指出:高原涡形成的动力条件是高原切变线,热力条件是高原特殊的下垫面;低涡西部冷槽与高原低涡东移关系较大,当无冷槽存在时,不利于高原低涡东移^[18-19]。罗四维、杨洋指出:1979 年 6 月 29—30 日的高原低涡主要是由非绝热过程引起的,动力过程是次要的^[20]。陈伯民、钱正安、张立盛对 1979 年 6、7、8 月各一个例子的高原低涡形成过程进行数值模拟后,得出雨季中典型高原涡形成和发展的概念模式是:高原涡形成主要依靠地面感热,而后在高原上东移发展过程中则主要受地面和气柱中的潜热影响;当涡移至高原东部后,由于高原海拔高度降低,周围空气不断侵入使高原涡变性,加之空气柱的伸长使地面加热率变小,涡动动能的制造在不足以补充耗散的情况下,大部分涡将在这里消失^[21]。

上述对高原上生、消的低涡做了系统地研究,探讨了高原低涡形成机理及其在高原上活动的特征,也对一些高原低涡东移出高原的事实作了分析。

3 第二次青藏高原科学试验以来的研究情况

自第二次青藏高原科学试验以来,加强了对高原上与高原东南边缘的低涡的动力研究,及利用非常规资料分析低涡活动与结构,尤其是近年来对东移出高

原的低涡研究有了新的进展。下面对这些年的科研成果分四个部分评述。

3.1 高原低涡活动的特征

非常规的观测资料为研究高原低涡活动提供了丰富的资料源。卫星监测资料可弥补常规探测对时空监测不足的缺陷,特别是青藏高原地区气象台站稀疏,而青藏高原对天气、气候的影响又很大,因此应用卫星遥感监测资料研究青藏高原气象科学问题更为重要。郁淑华^[22]使用 GMS-5 卫星监测水汽资料,对 1998 年 8 月 3—5 日东移出高原的低涡活动过程的水汽图象分析后得出:水汽涡旋活动对高原低涡活动有预示意义。当水汽涡旋在高原低涡之西时,低涡稳定少动;当水汽涡旋位于高原低涡之东时,低涡东移,当水汽涡旋趋于消失时,未来高原低涡消失。高原低涡反映的水汽涡旋随其东北方贝加尔湖东南部低压所伴有的带钩形、宽的气旋水汽带的东移、减弱、合并而东移、减弱、消失。宋敏红等使用 1998 年夏季 GMS 卫星得到的 TBB 资料,分析高原低涡与对流云系东移的暴雨过程结合气压场得出:凡高原东部气柱平均厚度 $[H_{300}-H_{500}] \geq 392$ dagpm 时,未来高原涡将东移出高原,激发西南涡产生东移^[23]。

孙国武等统计了 1973—1987 年夏季(5—8 月)低涡出现次数,指出夏半年高原低涡具有群发特性,即低涡通常在空间上成群地出现在某些地区(高原中部、西部和东部),在时间上集中地出现在某一时段^[24]。

在高原东移涡的活动特征研究方面,郁淑华、高文良^[25]利用 TRMM 资料和连续较长、较完整的观测资料,分析了 1998—2004 年 5—9 月移出高原的低涡活动特征,结果指出:(1)6—8 月是高原涡移出高原并影响中国东部天气的主要时段,它与高原涡在高原上的活动特征有别,在高原上活动的低涡以 5 月最多,8 月较少,它与西南涡移出也不同,西南涡 7 月移出的比 8 月移出的多一倍以上。(2)移出高原的高原涡的涡源主要在曲麻莱附近与德格附近,这与高原上产生低涡的涡源是不同的,高原低涡主要产生在羌塘、那曲、柴达木、松潘。(3)移出高原的高原涡的移动路径多数是随低槽的活动而向东、向东南移动,这与高原涡在高原上多数是沿切变线移向东北不同。(4)高原涡移出高原后,多数在 12 h 内减弱消失,有些可持续 60 h,最长达 192 h。它不仅影响中国的范围广,还可影响到朝鲜半岛、日本。(5)高原涡移出高原后移到海洋上,会因下垫面变化而变化,入海后都有降水加强,多数位势高度下降的现象;移出高原后的高原涡会因东面海上热带气旋活动而少动,会与其南面热带气旋活动相向而行,会因季风低压少动而少动等现象。

高原低涡东移对降水影响很大,郁淑华、高文良指出^[25]:(1)高原低涡移出高原后多数使降水强度加大,无论移出高原后活动时间的长、短,有71%以上移出高原后使降水增强,其中移出高原后活动时间较长(36 h以上)的,使降水增强的占93%。(2)一般高原低涡移出高原后会造成中雨以上降水,有的还可产生暴雨、大暴雨,其中移出高原后活动时间较长(36 h以上)的,有60%会产生暴雨或大暴雨。梁生俊等^[26]对一次高原低涡突发性暴雨的数值试验也说明了高原低涡东移对降水有明显增幅作用。

上述研究探讨了低涡在高原上的活动特征及移出高原的低涡主要活动时段、涡源、移动路径、对降水影响等活动特征,并揭示了低涡移出高原后的一些变化现象的新观测事实。

3.2 高原低涡发展东移的机理

对高原低涡的形成机理在第二次青藏高原科学试验之前研究较多,第二次青藏高原科学试验之后较重视高原低涡发展、东移的机制研究。

陈联寿、马镜娴、罗哲贤开展了大地形上空的涡旋动力学数值研究^[27],用一个准地转正压模式进行了16组数值试验,结果发现:高原大地形对高原区域低压涡旋的运动路径和强度有很大影响以及大地形在涡旋能量频散中的作用,大地形可以使低涡路径偏折,甚至可以使涡旋几乎垂直地穿过引导气流;总的趋势是向东北方向移动,这意味着环境基流没有因地形而改变;大地形可以使低涡移速发生变化,地形使位于高原东北、西北部的低涡移速略减慢,使位于高原西南部的低涡移速略增加,位于高原东南部的低涡地形对低涡移速影响不大。高原地形动力学的这些研究成果为低涡沿着引导气流移动及高原上不同区域低涡的移动预报提供了理论依据。

在高原低涡发展东移机理的动力学分析方面李国平等作了较多的研究。李国平、刘红武将一类暖性高原低涡通过求解简化后的柱坐标系中的涡旋模式,得到流函数、水平流场、水平散度场、垂直速度场,分析了地面热源对暖性低涡生成的作用,指出^[28]:地面热源强迫有利于高原低涡的形成。李国平、赵邦杰等指出^[29]:当地面感热中心与低涡中心配置一致时,地气温差越大,越有利低涡发展;高原低涡系统的不稳定增长率与纬度成反比,即纬度越低,越有利低涡发展。李国平、徐淇用动力学方法,通过求解线性化的柱坐标系中的涡旋模式的初值问题,分析了高原边界层动力“抽气泵”对青藏高原低涡的作用,指出^[30]:当大气边界层动力“抽气泵”表现为“抽”的效应时,有利于边界层中对流活动发展;反之,表现为“吸”的效应时,有利于

边界层以上高原低涡的加强。从动力学定性分析揭示了边界层“抽吸”效应对高原低涡发展的影响。刘晓冉、李国平利用求得的奇异孤立波解分析指出^[31]:非绝热加热有利高原低涡东移,大气层结不稳定时,高原低涡向东移动。从理论上解释了地面加热利于高原低涡生成、发展、东移的原因。

陈忠明、闵文彬等通过一例高原低涡与西南低涡耦合作用的大气运动非平衡诊断分析指出^[32]:高原低涡东移到100°E附近以东时,其低涡东部的正涡度平流及负值非平衡强迫与西南低涡发生垂直叠加时,会使高原低涡与西南低涡同时加强。

郁淑华、何光碧研究对流层中上部水汽对高原低涡形成影响的一次数值试验中指出^[33]:印度西部—阿拉伯海上空对流层中上部增加水汽,可在500 hPa上形成高原南部明显的气旋性弯曲及高原西、西南部位势高度下降;可使高原西、西南部暖区扩大、增强,高原南部产生 ≥ 0 °C的暖区,说明印度西部—阿拉伯海上空对流层中上部水汽增加,可在高原上出现有利于低涡形成的高度场、温度场条件。

郁淑华、高文良等通过诊断分析和数值试验,还探讨了冷空气、南支气流对高原低涡东移出高原的影响^[34-37],指出:(1)高原低涡是在600 hPa以上涡柱内斜压性较强,500 hPa涡区内斜压性加强情况下,与在低涡区域内大部分(包括涡区西部)受冷平流控制,涡区西部冷平流比东部强时移出高原的;受切变线影响的低涡移出高原时涡区内具有600 hPa以上涡柱内斜压性、500 hPa涡区内冷平流比低槽前低涡强等特征。(2)冷空气对高原低涡东移出高原的影响是:有高位涡空气伸入低涡区,使冷空气迫近暖湿空气,低涡处在斜压不稳定增强情况下;低涡处在干冷空气西南下与孟加拉湾北上、副高西侧的暖湿空气相遇的地带,极易产生对流不稳定、低涡扰动,有利于低涡发展移出高原。(3)对2002年8月12—14日托勒低涡冷空气影响的数值试验表明:在低涡区域没有冷空气或中国东北不存在冷温度槽的情况下,将会使伸向高原东北部的冷空气主力偏东、减弱,使低涡受到我国东北冷空气影响减弱,斜压不稳定减弱;将会使高原低涡移出高原的速度减慢,低涡强度减弱,涡区内最大风速减弱。中国东北冷温度槽对低涡的影响更为明显,在中国东北没有冷温度槽存在的情况下,伸向高原东北部的冷空气主力范围缩小,24 h内低涡西退,在高原边缘徘徊。(4)高原低涡是在325 K等熵面上处在东北向西南由高到低的坡面中,低涡西部及其附近为西北或北风气流,低涡东部为偏西南气流,且偏西南气流比将移出高原时有增强的情况下移出高原的。南

支西南气流东移加强(减弱),低涡移速加快(减慢);西南气流与低涡的距离对低涡移动也有影响,距离近的(远的),低涡会随西南气流东移而快速(缓慢)东移;低涡移出高原南支气流爬升现象不明显,主要位于 500 hPa 附近。(5)南支气流对高原低涡东移出高原的影响是:南支气流向低涡区输送水汽,使涡区内对流不稳定加强;使低涡区内风的对称性发生变化,增加气旋性涡度;向低涡区输入气旋性涡度平流。(6)对 2001 年 6 月 1—5 日索县低涡的数值模拟试验表明:如在高原低涡以南的西南风气流上没有南风影响或没有南风脉动影响或西南气流减弱,会使低涡移出高原的速度减慢,移出高原 12 h 后低涡减弱消失;会使低涡强度减弱,涡区内最大风速、涡区内气旋性涡度减弱;会使低涡区内释放潜热减少,输送到低涡区内的水汽通量、正涡度平流减少。

上述研究反映了在高原低涡发展东移机理方面认识有了较大提高,但多数以动力机制方面的研究为主,对热力作用的探讨还较少。并且有许多结论是对单个个例分析的结果。

3.3 高原低涡发展东移的大尺度条件

高原低涡发展东移的条件是高原低涡东移预报的基础。李国平指出^[38]:在一定的引导条件下(如对流层上层的冷槽及与之相伴的高空西风急流南移或高原东侧西南季风侵入引发的对流系统),低涡的性质和结构将发生变化(如变为冷涡或斜压涡),可使低涡移出高原。

高文良、郁淑华在高原低涡东移的气候背景方面进行了分析,利用 NCEP 再分析资料,对高原低涡移出高原多的月份 500 hPa、200 hPa 多年月平均高度、温度、风场与移出高原少的月份作比较分析,还对 6、7、8 各月高原低涡移出高原多的 500 hPa、200 hPa 与移出高原少的 500 hPa、200 hPa 平均高度差值场、风场作比较分析,指出^[39]:高原低涡移出高原多的月份 500 hPa 月平均场特征是:孟湾季风槽偏北,或副高西伸明显,西南气流可影响到青藏高原东部;西南气流与西北气流交汇或低槽、切变线在高原东部活动,且有冷平流侵入。高原低涡移出高原多的 200 hPa 月平均场特征是:南亚高压东伸明显、强大;西风势力明显偏强;高原东部为南亚高压脊前西北气流控制。

郁淑华、高文良等对 1998—2004 年影响我国洪涝的高原低涡活动的对流层中高层环境场特征分析后指出^[40]:(1)影响我国不同区域严重洪涝灾害的高原低涡多数是在 92°E 以东生成,而后移出高原,出高原后持续时间在 48 h 以上造成的。依据 500 hPa 环流形势,可分为四类,即北槽南涡型的低涡、切变线上的低

涡、切变流场中的低涡、西风槽前部的低涡。其中切变流场中的低涡是以往没有注意到的,它有别于切变线上的低涡(低涡沿切变线东移)。(2)移出高原的低涡,其 500 hPa 上的共同特征是:高原低涡在将移出高原时都有冷空气影响,移出高原后涡中心有较冷($\leq -4^{\circ}\text{C}$)或强冷空气($\leq -10^{\circ}\text{C}$)影响。高原低涡在将移出高原时,一般副高位置偏南,脊线在 23°—25°N,但切变流场中的低涡,副高位置偏北,脊线在 28°N 左右。(3)高原低涡移出高原,受 200 hPa 南亚高压影响明显。南亚高压形状是北拱形的,高原低涡活动以影响长江中游为主;南亚高压形状是长条形的,以影响黄、淮为主。低涡移出高原时,在 200 hPa 上低涡处在南亚高压脊前西北气流。低涡移出高原后,南亚高压加强,处在南亚高压脊前西北气流中的低涡在高原以东活动持续。对在南亚高压脊前北风气流下的高原低涡,移出高原后活动过程特别长。移出高原的低涡,200 hPa 上南亚高压中心区纬度一般在 27°—30°N,东伸点位置在 93°E 以东。(4)高原低涡移出高原,200 hPa 上西风急流的特征是:低涡是在 200 hPa 西风急流加强、东伸,且一般在急流头中心风速较强($\geq 36\text{ m/s}$)、向偏东方向移动时移出高原的;低涡出高原后,往往伴有 200 hPa 西风急流头的急流中心明显东移而持续活动;200 hPa 西风急流在河套、华北上空加强、东伸,会使低涡在我国东部活动时间较长。

郁淑华、高文良还对上述四类低涡移出与未移出高原分别进行合成分析,指出^[41]:(1)高原低涡按移出高原的主要影响系统可分为两大类,一类是随低槽移动带动高原低涡移出高原的低槽类,另一类是在切变环境场活动的高原低涡移出高原的切变类。低槽类又可细分为西风槽前类、北槽南涡类,切变类又可细分为切变流场类、切变线类。(2)高原低涡移出高原是受西风带天气系统与副热带天气系统相互作用及对流层中上层的天气系统相互作用造成的。各类移出与未移出高原的低涡的主要差异是:移出高原的低涡,对流层中层,影响低涡移动的天气系统在加强,未移出的则相反;移出高原的低涡是斜压性低涡,未移出的为暖性低涡;高原北部或以北较强西风或北风气流移出类的比未移出类的强,且在继续增强;来自海上的水汽输送移出类的比未移出类的强,且在增强。移出高原的低涡,200 hPa 上西风急流比未移出的偏南;移出高原的低涡,低涡上空 300 hPa 偏西风气流比未移出类的强或在加强。(3)这四种低涡移出高原的共同的大尺度条件是:影响低涡移动的天气系统在加强;低涡已受冷空气影响,为斜压性低涡;北支气流在高原北部及其邻近地区加强;南支气流输送水汽到高原东部

或东南部的低涡区,且稳定或加强。南亚高压脊线在 24° — 30° N;在500 hPa上影响高原低涡移动的低值系统上空200 hPa有西风急流存在;低涡上空300 hPa引导气流—西风或西西南气流强(≥ 20 m/s),或较强(≥ 10 m/s)且在加强。

上述研究从气候、天气学上揭示了一些高原低涡发展东移的大尺度条件,但对高原低涡发展东移与周围天气系统的相互作用分析还不够,尚需进一步研究。

3.4 高原低涡的结构特征

高原低涡的结构特征会影响高原低涡的活动,是高原低涡研究中不可缺少的内容。郁淑华、高文良在分析1998—2004年5—9月移出高原的低涡的活动特征指出:高原低涡移出高原后,涡的强度、性质会有变化,对在高原以东活动时间长的(≥ 36 h)高原低涡,移出高原前多数为暖性低涡,降水小,移出高原后多数为斜压性低涡,低涡加强,多数可产生暴雨、大暴雨^[25]。

李国平、刘红武^[28]在求解简化后的柱标中的涡旋模式动力学方程后分析得出:高原低涡具有类似于台风的眼结构,在近地面靠近涡心的区域为水平辐散、垂直运动下沉;高原低涡中存在一个临界高度,在涡心以外区域,此高度下,为水平辐合区,此高度之上,为水平辐散区。李国平、蒋静^[42]指出:奇异孤波可视为空心高原低涡的理论解,而经典或一般的奇异孤波则非空心高原低涡的理论解,并从理论上解释了高原低涡在高原上是一种与热带低压或热带气旋类低压一样的暖心结构。黄楚惠、李国平基于卫星云图分析了两例高原低涡形成、发展、消亡过程的低涡结构特征指出^[43]:低涡形成过程中,其螺旋结构十分明显,都具有涡眼结构,且为暖心结构,眼中心为下沉运动。成熟涡的垂直流场结构可概括为:涡心四周在近地面为上升运动,上升运动在300 hPa为最大,在200 hPa转为下沉;在近地面为向涡心逆时针旋转的辐合气流,400 hPa以上为顺时针旋转的辐散气流;而涡心近地层550 hPa为下沉,以上为相对于四周弱的上升气流。

郁淑华、高文良最近对1998年移出与未移出高原的低涡结构特征作了比较分析(见“1998年青藏高原低涡移出与未移出高原的结构特征比较”,待发表。)后指出:移出高原的低涡结构特征是:低涡区范围大、低涡强、在高原上移动时在增强;涡区内600—500 hPa最大风风向接近,为东南风,风速大,且在加大;低涡较深厚,可从600 hPa伸展到400 hPa,厚度有3000 m左右;低涡呈圆形,低涡随高度增高向北西北倾,降水区在明显扩大,呈环状分布;500 hPa低涡区风场分布成轴对称;低涡区内绝大部分为上升运动区,并且强度增强,区域扩大,上升运动强度随高度升

高而加强;500 hPa低涡中心处在暖区内,涡柱内斜压性强,500 hPa层为最强;移出类涡区内位涡比未移出高原的大;且500 hPa低涡区域内位涡大值区和大值中心在东扩。未移出高原的低涡结构特征是:低涡涡区范围小、低涡弱、在高原上移动时在减弱;涡区内600 hPa与500 hPa最大风风向近乎相反,风速小,500 hPa风速在明显减弱;低涡较浅薄,从600 hPa伸展到500 hPa,厚度为1500 m左右;低涡呈椭圆形,低涡随高度增高由向西南倾转为向东北倾,降水区在低涡的南、西南方;涡区内500 hPa风场不对称;涡区内500 hPa上升运动在减弱,上升运动区在缩小,上升运动强度由随高度升高加强而转为减弱;500 hPa低涡中心处在冷舌中,涡柱内斜压性不如移出高原类低涡强;500 hPa低涡区域内位涡大值区域和大值中心在西缩。

上述对高原低涡的结构特征的分析,得出了高原上暖心低涡具有类似于台风眼结构的认识,并作出了理论上的初步解释。得出了移出与未移出高原低涡在结构特征上的显著差异。但对高原低涡结构特征分析、研究还很薄弱,有待进一步研究。

4 结论与讨论

高原低涡是青藏高原特有的天气系统,与我国洪涝暴雨有着密切的联系,尽管第二次青藏高原科学试验之后加强了对高原低涡发展、东移活动特征与机理的研究,但由于基础工作较薄弱,与热带气旋的研究相比,对高原低涡的研究尚欠深入。例如,目前缺少对高原低涡活动的较长时间的完整个例档案,没有建立高原低涡专门的数据库,这可能是不利于开展高原低涡系统性研究的因素之一。再如,对我国洪涝灾害天气影响较大的是高原低涡东移出高原后如何发展移动的问题,目前对高原低涡东移出高原及在高原以东发展的动力、热力条件的探讨尚需加强。此外,高原低涡发展东移离不开环境场的影响,目前对高原低涡与周围天气系统的相互作用认识不够深刻。总之,今后需继续加强对高原低涡探测与基础数据库的建设,加强对高原低涡东移机理及活动规律的研究,揭示高原低涡东移发展与大暴雨发生的机理,这对高原低涡洪涝暴雨的预报有重要意义。

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.
- [2] 郁淑华. 高原天气系统活动对1998年长江大洪峰影响的初步分析[G]//1998年长江嫩江流域特大暴雨的成因及预报应用研究. 北京:气象出版社,1998:359—366.
- [3] 张顺利,陶诗言,张庆云,等. 1998年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征[J]. 应用气象学报,2001,12(4):442—457.

- [4] 卢敬华.西南低涡概论[M].北京:气象出版社,1986.
- [5] 吴永森.高原夏季 500 hPa 低涡的初步研究[C]//青海省气象论文集(2).1964:18-19.
- [6] 乔全明,张雅高.青藏高原天气学[M].北京:气象出版社,1994:120-190.
- [7] 章基嘉,朱抱真.青藏高原气象学进展[M].北京:科学出版社,1988:4-12,168-192.
- [8] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组著.夏半年青藏高原 500 hPa 低涡切变线的研究[M].北京:科学出版社,1981.
- [9] 钱正安,单扶民,吕君宁,等.1979年夏季青藏高原低涡的统计分析及其产生的气候因子探讨[C]//青藏高原气象科学实验文集(二).北京:科学出版社,1984:182-194.
- [10] 夏半年青藏高原对我国天气的影响编辑组.夏半年青藏高原对我国天气的影响[M].北京:科学出版社,1987:1-97,135-141.
- [11] 丁一汇.1991年江淮流域持续性特大暴雨研究[M].北京:气象出版社,1993:113-128.
- [12] 罗四维.青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究[M].北京:气象出版社,1992:1-52.
- [13] 罗四维,何梅兰,刘晓东.关于青藏高原低涡的研究[J].中国科学(B辑),1993,23(7):778-784.
- [14] 杨洋,罗四维.夏季青藏高原低涡的能量场分析[J].应用气象学报,1992,3(2):198-205.
- [15] 刘富明,伏梅娟.东移的青藏高原低涡的研究[J].高原气象,1986,5(2):125-134.
- [16] 孙国武,陈葆德.初夏青藏高原低涡发展东移的动力过程[J].气象科学研究院院刊,1988,3(1):56-63.
- [17] 郭绵钊.夏季青藏高原低涡东移的初步普查[J].高原气象,1986,5(2):184-188.
- [18] 丁治英,刘京雷,吕君宁.600 hPa 高原低涡生成机制的个案探讨[J].高原气象,1994,13(4):411-418.
- [19] 丁治英,吕君宁.青藏高原低涡东移的数值试验[J].南京气象学院学报,1990,13(3):427-433.
- [20] 罗四维,杨洋.一次青藏高原低涡的数值模拟研究[J].高原气象,1992,11(1):39-47.
- [21] 陈伯民,钱正安,张立盛.夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟[J].大气科学,1996,20(4):491-502.
- [22] 郁淑华.高原低涡东移的水汽图象[J].高原气象,2002,21(2):199-204.
- [23] 宋敏红,钱正安.高原及冷空气对1998和1991年夏季西太副高及雨带的影响[J].高原气象,2002,21(6):556-564.
- [24] 孙国武,陈葆德.青藏高原大气低频振荡与低涡群发性的研究[G]//第二次青藏高原大气科学理论研究进展(一).北京:气象出版社,1999:274-281.
- [25] 郁淑华,高文良.高原低涡移出高原的观测事实分析[J].气象学报,2006,64(3):392-399.
- [26] 梁生俊,张弘,杜继稳.一次高原低涡突发性暴雨的数值分析[J].陕西气象,2005,(4):5-8.
- [27] 陈联寿,马镜娴,罗哲贤.大地形对低涡的运动的影响[G]//第二次青藏高原大气科学理论研究进展(三).北京:气象出版社,2000:90-97.
- [28] 李国平,刘红武.地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析[J].热带气象学报,2006,22(6):632-637.
- [29] 李国平,赵邦杰,杨锦清.地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用[J].大气科学,2002,26(4):519-525.
- [30] 李国平,徐淇.边界层动力“抽气泵”对青藏高原低涡的作用[J].大气科学,2005,29(6):965-972.
- [31] 刘晓冉,李国平.热力强迫的非线性奇异惯性重力内波与高原低涡的联系[J].高原气象,2007,26(2):225-232.
- [32] 陈忠明,闵文彬,廖强,等.高原低涡与西南涡耦合作用个例的诊断分析[J].高原气象,2004,23(1):75-80.
- [33] 郁淑华,何光碧.对流层中上部水汽对高原低涡形成影响的数值试验[J].南京气象学院学报,2001,24(4):553-560.
- [34] 郁淑华,高文良,肖玉华.冷空气对两例高原低涡移出高原影响的分析[J].高原气象,2008,27(1):96-103.
- [35] 郁淑华,肖玉华,高文良.冷空气对高原低涡移出高原影响的研究[J].应用气象学报,2007,18(6):737-747.
- [36] 郁淑华,高文良,肖玉华.南支气流对高原低涡移出高原影响的诊断分析[C]//中日韩气象学会联合研讨会文集.2007.
- [37] 郁淑华,肖玉华,高文良.南支气流对高原低涡移出高原影响的数值试验[C]//全国中尺度气象学术研讨会文集.2008.
- [38] 李国平.青藏高原动力气象学[M].北京:气象出版社,2002:22-23
- [39] 高文良,郁淑华.高原低涡移出高原影响的平均环流场分析[J].高原气象,2007,26(1):204-212.
- [40] 郁淑华,高文良,顾清源.近年来影响我国洪涝的高原低涡活动的中高层环境场特征分析[J].高原气象,2007,26(3):466-475.
- [41] 郁淑华,高文良.青藏高原低涡移出高原的大尺度条件[C]//中国气象学会2007年会论文集.2007
- [42] 李国平,蒋静.一类奇异孤波解及其在高原低涡结构分析中的应用[J].气象学报,2000,58(4):447-456.
- [43] 黄楚惠,李国平.基于卫星观测的两例高原低涡结构的初步分析[J].成都信息工程学院学报,2007,22(4):253-259.

New Research Advances of the Tibetan Plateau Vortex in Summer

YU Shu-hua

(Chengdu Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610071)

Abstract: Tibetan Plateau Vortex is one of the major heavy rain systems in China during summer. The advances about studying Tibetan Plateau Vortex in the current and the previous QXPME are simply summarized. The obtained results in studying Tibetan Plateau Vortex in TIPEX and recent years are emphatically summarized in the activity characteristic, the mechanics, the macroscale conditions of development and moving eastward, and the structure of Tibetan Plateau Vortex. In this paper, the study limitations and the research direction are pointed out for the furth research.

Key words: Plateau Vortex; Vortex moving eastward; Vortex structure