

基于多源资料的高原低涡源地研究

林志强¹ 郭维栋^{*2} 姚秀萍³ 杜军⁴ 葛骏² 周振波⁴

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 成都 610225

2. 南京大学大气科学学院 南京 210023

3. 中国气象局干部培训学院 北京 100081

4. 西藏高原大气环境科学研究所 拉萨 850000

引用: 林志强, 郭维栋, 姚秀萍, 杜军, 葛骏, 周振波, 2022. 基于多源资料的高原低涡源地研究[J]. 大气科学. Lin ZQ, Guo WD, Yao XP, Du J, Ge J, Zhou ZB (2022): Reexamine the Tibetan Plateau vortices sources based on multiple resource datasets [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2100.20000

收稿日期: 2021 年 12 月 31 日

网络预出版日期:

作者简介: 林志强, 男, 1982 年出生, 博士, 主要从事高原气象学研究。E-mail:

linzq@cuit.edu.cn

通讯作者: 郭维栋, E-mail: guowd@nju.edu.cn

资助项目: 本研究得到国家自然科学基金(42030611, 42165005)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0103, 2019QZKK0105)、高原与盆地暴雨灾害四川省重点实验室开放基金(SZKT202107)和成都信息工程大学科技创新能力提升计划重大项目(KYTD202201)联合资助。

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 42030611, 42165005), the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research Program (Grant 2019QZKK0103, 2019QZKK0105), Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province (Grant SZKT202107) and Key Grant Project of Science and Technology Innovation Capacity Improvement Program of CUIT (Grant KYTD202201).

31 摘要:

32 高原低涡是活跃于青藏高原近地面层的中尺度天气系统,是高原最重要的降水天气系统,少
33 部分的低涡移出高原后在下游地区常带来灾害性的强降水天气。“青藏高原低涡切变线年鉴”
34 (简称年鉴)是高原低涡研究的主要参考资料之一,但受到高原西部地区探空观测站点分布
35 不足的影响,年鉴难以监测发源于高原西部的低涡。为了进一步提高对高原低涡源地的科学
36 认识,本研究首先分析了影响高原低涡发生发展的环流在高原东西部地区的差异,结果表明
37 高原西部地区的环流背景更有利于高原低涡形成。再利用 2005-2019 年暖季(5-9 月)风云
38 -2 地球静止卫星观测的云迹风和 TBB 资料对年鉴低涡进行重分析,表明年鉴中大部分的高
39 原低涡可以溯源至高原西部地区。最后分析了在高原西部的 3 个新探空站(狮泉河、改则和
40 申扎)建立前后年鉴中高原低涡源地的差异,发现增加的探空资料使位于高原西部的低涡源
41 地大幅度增加。综合多源资料的结果,我们认为大多数高原低涡起源于高原西部,年鉴的结
42 论可能源于高原西部的探空站不足的影响。本研究确认了再分析资料在高原低涡研究中的可
43 用性和有效性,强调了卫星观测资料在高原天气系统研究中的重要性和进一步增强高原地区
44 气象观测的迫切性。

45 关键词:

46 高原低涡 低涡源地 多源资料 高原低涡生成指数
47
48

Reexamine the Tibetan Plateau vortices sources based on multiple resource datasets

Lin Zhiqiang ¹, Guo Weidong ², Yao Xiuping ³, Du Jun ⁴, Ge Jun ², Zhou Zhenbo ⁴

1. Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225
2. School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023
3. CMA Training Centre, China Meteorological Administration, Beijing 100081
4. Tibet Institute of Plateau Atmospheric and Environmental Science, Lhasa 850000

Abstract:

Tibetan Plateau vortex (TPV) is a kind of mesoscale weather systems, which is active near the surface of the Tibetan Plateau (TP). TPVs are the major precipitation-producing weather system over the TP, and a small portion of the TPVs moves off the TP and brings catastrophic heavy rainfall in the downstream areas of the TP. The yearbook of the TPVs edited by Chengdu Institute of Plateau Meteorology offers key references in the field of TPVs research. The TPV source of the yearbook dominantly located over the eastern TP, and conversely most of TPVs obtained from the reanalysis generate over the western TP. It is the most significant difference between the TPVs derived from the yearbook and from the reanalysis. To clarify the source of TPVs, we firstly examine the differences between the eastern and western regions of the TP in terms of the general circulation influencing the development of the TPVs, and find that the large-scale circulation in the western TP is more favorable to the generation of TPVs. Secondly, the atmospheric moving vector and the blackbody bright temperature derived from the FY-2 geostationary satellites during 2005-2019 are used to reexamine the TPVs sources from the yearbook, and it shows that most of the TPVs are generated from the western TP. Last, we checked the difference of the TPVs source via the yearbook between the former and later period of the construction of the three new sounding stations over the western TP, which are Shiquanhe, Gaize and Shenzha. It shows that the new data significantly increase the proportion of TPVs generated from the western TP. Combining the results obtained from multiple sources, we conclude that most of the TPVs originate from the

79 western part of the TP, and the conclusion of the yearbook may be misguided by the insufficient
80 soundings in the western part of the TP. This study confirms the availability and reliability of
81 reanalysis data in the study of TPVs, and emphasizes the importance of satellite-based
82 observations in the study of the weather systems and the urgency of further enhancing
83 observations over the TP.

84

85 **Keywords:**

86 Tibetan Plateau vortex (TPV); TPV sources; multiple resource datasets; genesis index for TPVs

87

1. 引言

高原低涡是青藏高原（以下简称高原）近地面层（500 hPa）生成的中尺度天气系统（叶笃正和高由禧 1979），是高原上最主要的降水系统（郁淑华等 2012; Curio et al. 2019; Lin et al. 2021a），少部分的低涡移出高原后在下游地区常带来灾害性的强降水天气（Tao and Ding, 1982; 郁淑华和高文良 2006; Li et al. 2021）。如果说高原是亚洲的水塔，那么高原低涡就是为这座水塔提供补给的重要“供水管”，因此对高原低涡研究不仅关系到高原地区降水天气预报水平的提高，还与亚洲水塔的水资源补给研究息息相关。

从 20 世纪 60 年代以来，对高原低涡的活动特征就是气象学家们关注的重点之一（陈乾 1964; 吴永森等 1964; 青藏高原气象科研拉萨会战组 1981），高原低涡的源地是低涡活动特征的重要组成部分。虽然观测资料匮乏给高原低涡源地的研究带来了重大的困难，但老一辈科学家们仍然用他们高超的学识和精准的判断力研究了高原低涡的可能源地。例如：钱正安等（1984）基于第一次青藏高原气象实验期间 1979 年 6-8 月的加密观测实验，尤其是高原西部增设的 4 个探空站，得到了高原低涡的那曲以北地区的高原西部涡源，特别是申扎—改则的高原西部涡源；章基嘉等（1988）指出，1979 年青藏高原气象科学实验，在青藏高原低涡方面找到了高原西部产生低涡的源地，并且与以前的高原东部涡源相比，高原西部是主要的涡源；罗四维等（1992）进一步的分析得到，高原低涡的最大特点是产生于高原西部，消失于高原东部，只有少数可离开高原。但由于青藏高原地区观测资料的缺乏，还需要基于更长时间、更多数据的验证和确认。

成都高原气象研究所整编了近二十余年的高原低涡年鉴后，为高原低涡的研究提供了重要的数据基础，年鉴所得到的高原低涡主要源地位于高原东部地区。王鑫等（2009）基于 1980-2004 年 5-9 月天气图资料分析的低涡源地主要位于高原东部，并指出由于高原西部缺乏观测数据对低涡生成数量和低涡源地可能造成的影响。近年来，客观识别方法被广泛应用于高原低涡的识别，从再分析数据得到的高原低涡在季节变化、日变化、年际变化和路径、移出等方面与年鉴的结果较为一致，但多个研究团队（林志强等, 2013; Feng et al., 2014; 李国平等 2014; 林志强 2015; 张博和李国平 2017; Curio et al., 2019; 关良和李栋梁, 2019; Lin et al., 2020）发现的高原低涡源地与年鉴有着较大的差异。Curio et al. （2018）对比了年鉴和 ERA-Interim 再分析资料中的低涡，发现大部分低涡的发源地在再分析资料中能够回溯到高原西部地区。由此可见，由于探空资料匮乏的限制，高原低涡的主要源地仍然需要更多观测资料和多源资料的分析证据。

高原低涡的源地是高原低涡的基本特征，不仅关系到高原低涡的生命史、影响区域、热

力和动力学结构等，还与高原热力和动力作用对高原低涡影响、高原低涡的演化发展等息息相关。因此，利用多源资料进行再考察，厘清高原低涡的源地对认识高原低涡发生和发展机制至关重要。近年来，高原西部地区增加了 3 个探空站（狮泉河、改则、申扎站），本研究拟用新增加的探空站资料，结合 FY-2 静止气象卫星观测资料研究高原低涡源地的分布，以进一步认识气象学界关注的关于高原低涡源地分布特征。

2. 资料和方法

2.1 高原低涡年鉴

中国气象局成都高原气象研究所（2006-2020）整编的“2001-2019 年青藏高原低涡切变线年鉴”（以下简称年鉴），年鉴主要利用气象探空观测网的 500 hPa 等压面观测数据，由人工识别高原低涡，定义为生成于高原上、有闭合等高线的低压或者至少有 3 个探空站的风向呈气旋式环流的低涡系统。

2.2 气象探空观测资料

采用了欧亚大陆区域 2001-2019 年的 500 hPa 气象探空观测数据，每日北京时间 08:00 时和 20:00 时两个时次，其中 2015 年在高原西部地区开始增加了狮泉河、改则和申扎 3 个新的探空站（图 1），这与年鉴采用的数据是一致的。数据为中国气象局通过“气象卫星综合应用业务系统”（9210 工程）和“全国综合气象信息共享平台”（CIMISS）下发的 MICAPS 格式数据。

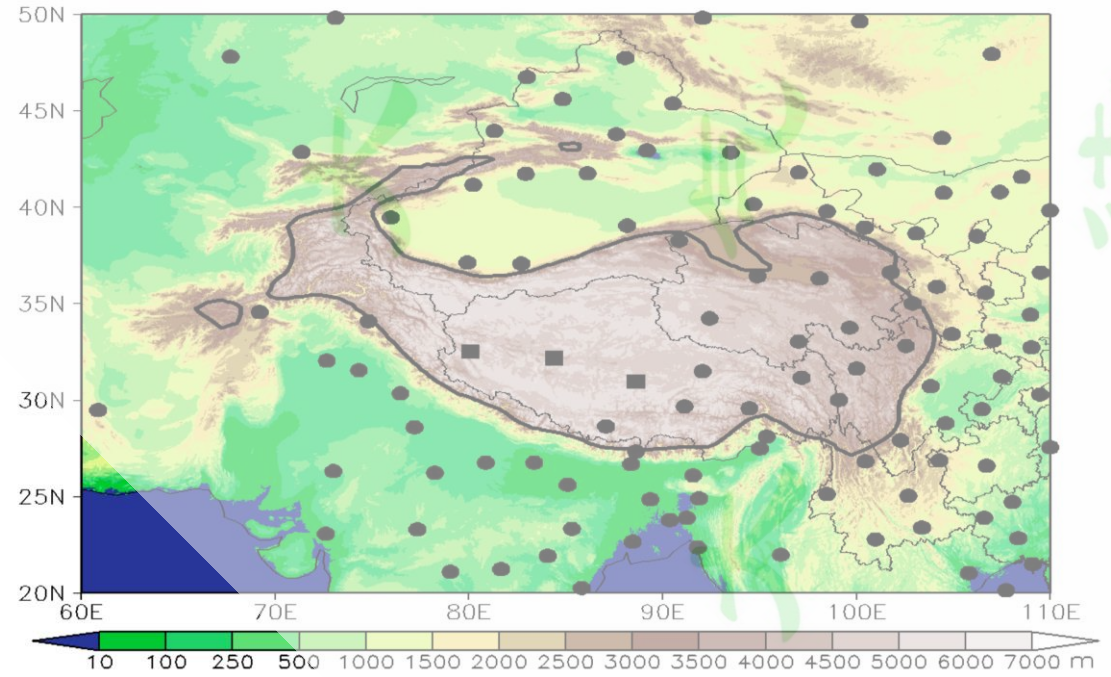


图 1 青藏高原及其周边地区的海拔高度（阴影）和气象探空站点（●和■）分布，其中■为 2015 年之后新增加的探空站，黑色粗线为青藏高原 3000 m 廓线。

Fig.1 Topography (shading) and the meteorological sounding stations (marked by ● and ■) over the Tibetan Plateau (TP) and its surrounding areas. ■ indicates the meteorological sounding stations constructed after 2015, and the black thick line denotes the boundary of the TP with 3000 m.

2.3 卫星观测资料

为了弥补高原西部地区观测资料匮乏的不足，采用 2005-2019 年的风云-2 系列静止气象卫星观测的对流层中层大气运动矢量产品（云迹风）和黑体亮温（TBB）资料（表 1），资料来自风云卫星遥感数据服务网（<http://satellite.nsmc.org.cn>）。云迹风由长波红外通道（10.3~11.3 μm ）和水汽通道（6.5~7.0 μm ）获得的对流层大气运动矢量产品，由于对流层中层云迹风受其上空云覆盖的影响，部分时段在高原上空为无效观测产品，但如果对一定时间内（如 6h 以内）结合多颗卫星和多通道的观测时，能够得到大量的对流层中层风场数据以弥补高原观测站的不足（表 1）。当某个云迹风矢量位于 600~400 hPa 时，该矢量即被认为位于高原的近地面层，可用于高原低涡的定位。

表 1 风云-2 系列静止气象卫星数据

Table.1 The basic information about the FY-2 stationary meteorological satellite datasets

卫星编号	时段	空间分辨率 (经度×纬度)	云迹风时间 分辨率	TBB 时间分辨率
FY-2C	2005.6-2009.12	0.1°×0.1°	6 h	1 h
FY-2D	2007.2-2015.5	0.1°×0.1°	6 h	1 h
FY-2E	2010.1-2019.1	0.1°×0.1°	6 h	1 h
FY-2F	2012.11-2019.12	0.1°×0.1°	6 h	1 h
FY-2G	2015.6-2019.12	0.1°×0.1°	3 h	1 h
FY-2H	2018.9-2019.12	0.1°×0.1°	0.5 h	1 h

2.4 再分析数据及获取的高原低涡数据集

利用客观识别方法（林志强 2015; Lin et al. 2020）从来自欧洲中期天气预报中心（ECMWF）、美国国家环境预报中心（NCEP）、美国国家航空航天局（NASA）、日本气象厅（JMA）和中国气象局（CMA）等不同单位的 5 种再分析资料（表 2）得到高原低涡活动数据集（林志强和郭维栋, 2022），包括移动路径和低涡强度、冷暖性质等信息，该数据集可通过青藏高原科学数据中心下载（<http://data.tpdc.ac.cn>）。为了排除局地热低压，客观识别数据集要求低涡至少持续 18h 以上，这样的时间限制是一方面使得高原低涡同时包括了白天（北京时 08 时和 14 时）和夜晚（北京时 20 时和 02 时）的观测，另一方面不会排除一些时间较短的低涡，尤其是对分辨率较粗的再分析资料更长的时间要求会使得低涡个数急剧减少。更多的关于高原低涡客观识别方法的细节可参考 Lin et al. (2020)。本研究使用的 5 种再分析数据分别为 ERA5（Hersbach et al. 2020）、MERRA2（Gelaro et al. 2017）、CFSR（Saha et al. 2010, 2014）、JRA55（Kobayashi et al. 2015）和 CRA40（王旻燕等 2018）。并利用该 5 种再分析数据月平均资料，包括地面气温、地表温度、地表感热加热和不同等压面的位势高度、风场、相对涡度、位涡、散度、垂直速度、相对湿度等，以分析影响高原低涡生成和发展的环流条件特征。

表 2 高原低涡年鉴和基于再分析分析及其获取的高原低涡概况
Table.2 Basic information about the Tibetan Plateau vortices derived from the Yearbook and the

reanalysis datasets						
数据	单位	国家/地区	空 间 分 辨 率 (经度×纬度)	资料年限	2001-2019 年均 高原低涡个数	2001-2019 年暖季平 均高原低涡个数
年鉴	IPM	中国	-	2001-2019	45.5	31.7
ERA5	ECMWF	欧洲	0.25°×0.25°	1950-2020	68.7	53.3
CFSR	NCEP	美国	0.5°×0.5°	1979-2020	69.1	53.1
MERRA2	NASA	美国	0.5°×0.625°	1980-2020	65.0	51.3
JRA55	JMA	日本	1.25°×1.25°	1958-2020	64.7	51.1
CRA40	CMA	中国	0.5°×0.5°	1979-2020	67.6	52.8

2.5 高原低涡生成指数
天气系统生成频次、位置除了直接从拉格朗日的角度分析外，还可以从欧拉观点的角度，

利用影响天气系统的发生发展的环流来构建其生成指数，比如热带气旋（Gray 1977；Emannal and Nolan 2004；Tippett et al. 2011）、西部扰动（Midhuna et al. 2020）、季风低压（Ditchek et al. 2016）和龙卷风（Tippett et al. 2012, 2014）等。早在第一次青藏高原气象科学试验期间，钱正安等（1984）参照 Gray（1977）的台风生成指数建立了高原低涡生成指数 G_{Qian} ：

$$G_{Qian} = \frac{1}{1.14} (\zeta + 1.3) \left(\frac{2}{|\phi - 34| + 1} \right) \left(\frac{1}{\partial V / \partial p} \right) \Delta T \left(\frac{1}{\gamma_d - \gamma} \right) \left(\frac{RH - 30}{30} \right) \quad (1)$$

其中，A、B、C、D、E 和 F 分别代表相对涡度项、正压不稳定项、垂直风切变项、地气温差项、层结不稳定项和湿度项的影响。

最近，林志强（2021）利用泊松回归方法构建了高原低涡生成指数 G_{TPV} ：

$$G_{TPV} = \exp(-12.214 + 0.138\Delta T - 0.141\Delta D + 0.389\zeta + 0.019RH + 1.473H) \quad (2)$$

公式（1）和（2）中， ΔT 、 ΔD 、 ζ 、 RH 、 ϕ 、 H 分别为地气温差（ $T_s - T_a$ ，单位：℃）、高低空散度差（ $D_{600hPa} - D_{200hPa}$ ，单位： $10^{-6} s^{-1}$ ）、500 hPa 相对涡度（单位： $10^{-5} s^{-1}$ ）、500 hPa 相对湿度（单位：%）、纬度（单位：°Lat）和海拔高度（单位：km）。高原低涡生成指数 G_{Qian} 和 G_{TPV} 能够很好地反映不同地区的地形和环流背景对高原低涡生成和发展的影响（钱正安等 1984；林志强 2021），本文将利用其来综合评估高原东、西部地区的高原低涡生成潜势的环流差异。

3. 结果分析

3.1 高原低涡源地的东西部差异

虽然从再分析数据中得到的高原低涡的数量比年鉴的较多（表 1），但其时空变化特征，包括季节、日变化、年际等及移动路径和移出高原等与年鉴都比较一致（图略），但高原低涡的源地却有着显著的差异（图 2）。年鉴的高原低涡主要起源于高原东部地区（90°E 以东），仅有不足 7% 的高原低涡生成于高原西部（图 2a）。相反地，不同再分析资料得到的高原低涡源地则大部分（70% 以上）位于 90°E 以西地区（图 2b-f）。不同的再分析数据来源和应用高原低涡的识别方法得到的高原低涡的源地都得到了相似的结论：林志强（2015）、张博与李国平（2017）和 Lin et al. (2020) 采用的位势高度低值中心方法，Feng et al. (2014) 和 Curio et al. (2019) 采用的以相对涡度大值中心的方法、任素玲等（2019）结合卫星云图和再分析数据

方法，以及李国平等（2014）从 NCEP/NCAR 再分析资料人工识别低涡等。这进一步表明高原西部很可能是高原低涡的主要源地。另外，Curio et al. (2019)和 Lin et al. (2021c)的研究表明，在 GCM 模式中得到的高原低涡同样是大部分生成于高原西部地区。因此高原低涡的源地需要进一步的检验和研究，尤其是利用多源资料从不同角度分析以厘清高原低涡的主要源地，是高原低涡研究的重要课题。

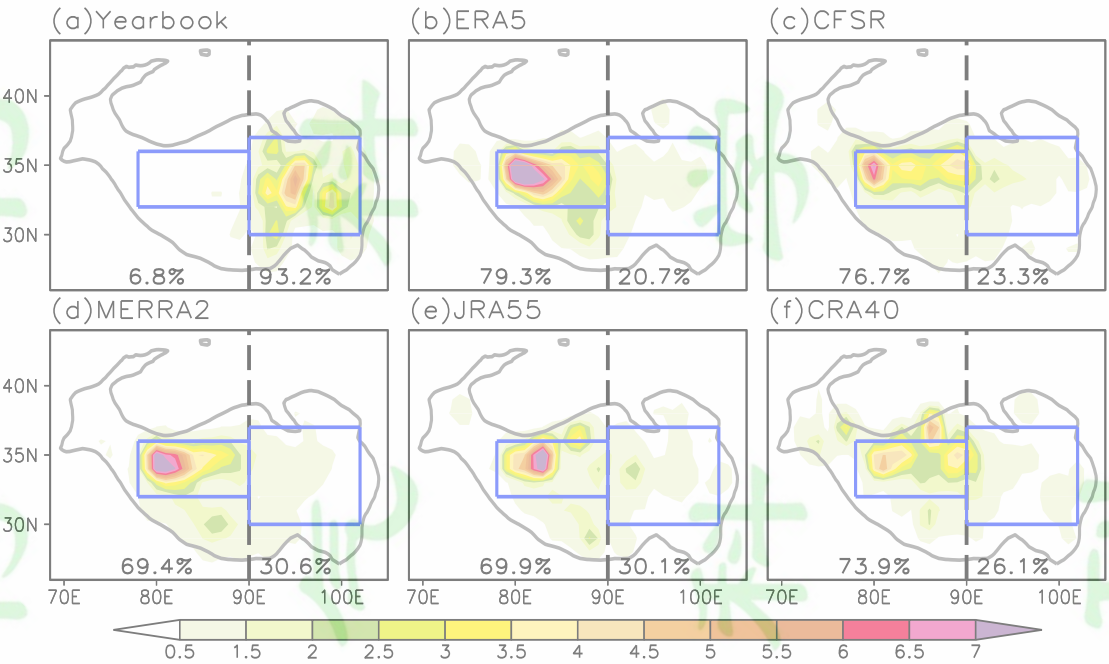


图 2 高原低涡年鉴和再分析资料的客观识别结果 2001-2019 年年平均高原低涡源地空间分布：(a) 年鉴, (b) ERA5, (c) CFSR, (d) MERRA2, (e) JRA55, (f) CRA40。黑色虚线以 90°E 将高原分为东、西两部分，图中虚线两侧的数字分别给出了高原低涡生成于高原东西部的比例。蓝色方框分别给出了高原东部和西部高原低涡的主要生成区域。

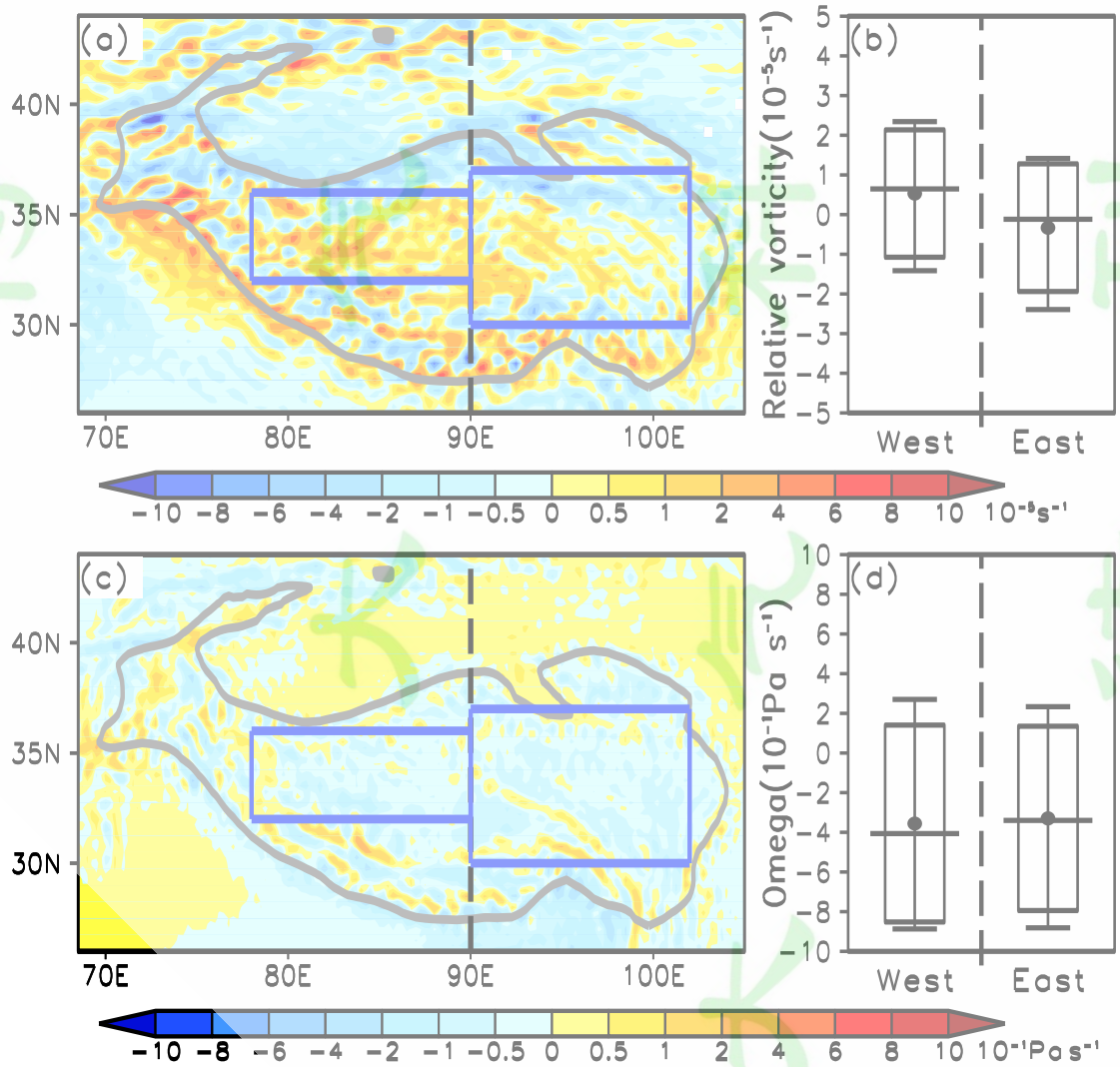
Fig.2 Spatial distribution of the TPV sources during 2001-2019 derived from (a) the Yearbook, (b) ERA5, (c) CFSR, (d) MERRA2, (e) JRA55, (f) CRA40. The black dash line divides the TP into the eastern and the western part by 90°E, and the number denotes the proportion of TPVs generated from the western and eastern TP. The blue rectangle indicates the dominant region of the TPV sources.

3.2 影响高原低涡环流的东西部差异

3.2.1 500 hPa 相对涡度

高原低涡是在高原近地面活动的浅薄天气系统（Lin et al. 2021b），因此 500 hPa 的相对

227 涡度能够很好地体现其活跃的区域，在高原上 400 hPa 为无辐散区，高原低涡的活动对应着
228 强烈的上升运动，图 3 给出了由 ERA5 计算的高原及其邻近区域的 2001-2019 年暖季（5-9
229 月）平均 500 hPa 相对涡度和 400 hPa 垂直速度。在高原近地面层高原上空以正涡度为主，
230 由于高原地形的动力影响形成的西风带绕流作用，使得高原南侧为正涡度，而在高原北侧为
231 负涡度区（图 3a）。高原西部的平均相对涡度比高原东部的稍大，高原西部在动力上更有利于
232 于低涡的生成（图 3b）。高原上涡度平均场很好地反映了高原低涡的主要活动区域。由于在
233 暖季高原相对于周边大气是热源，在高原上空驱动的次级上升环流，使得高原上空主要为上
234 升气流（图 3c）。在高原内部，沟谷地形同样会带来局地的环流差异，沿着雅鲁藏布江河谷
235 是一条带状的下沉气流区。在高原西部和东部地区的中心地带均为活跃的上升运动气流，平
236 均而言，高原西部地区的上升运动略强于东部地区（图 3d）。
237



238 图 3 基于 ERA5 的再分析资料计算的 2001-2019 年 5-9 月的平均环流物理量的空间分布:(a)
239 500 hPa 相对涡度（单位： $1.0 \times 10^{-5} s^{-1}$ ）；(b) 高原东、西部的平均相对涡度；(c) 400 hPa 垂直
240

速度（单位： 0.1 Pa s^{-1} ）；(d) 高原东、西部的平均垂直速度。蓝色方框分别给出了高原东部和西部的范围，用于计算图 b, d 的区域平均，其中 90°E 上的值不计入计算。图 b 和 d 中圆点表示区域平均值，矩形上下位置表示平均值±标准差，长横线表示中位数，上、下的短横线分别表示 95%和 5%分位数。

Fig.3 Spatial distribution of the large-scale circulation parameters in the warm season (May-September) during 2001-2019 via ERA5: (a) relative vorticity in 500hPa (unit: $1.0\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), (b) average relative vorticity over the eastern and western TP, (c) vertical velocity in 400hPa (unit: Pa s^{-1}), (d) average velocity over the eastern and western TP. The blue rectangles denote the western and eastern TP to calculate the regional mean in panel b and d. In the panel b and d, the dot, rectangle, and the horizontal line denote the average value, the median and the range of standard deviation, and the top and bottom error-bar indicates the 95% and 5% percentile, respectively.

3.2.2 地面感热加热和 500 hPa 辐合

高原低涡的初生时受高原地面感热加热的强烈影响（陈伯民等 1996；李国平等 2002；李国平和徐琪 2005；Li et al. 2014），低涡的生成和发展与高原近地面层的辐合也有着密切的关系（Li et al. 2014；Feng et al. 2014；刘云丰和李国平 2016；张湑月和李国平 2018；李国平 Lin et al. 2020；Lin et al. 2021a）。图 4 给出了 2001-2019 年由 ERA5 计算的高原及其邻近区域的感热加热和近地面层散度。感热加热在高原中心为大值区，在高原边缘较小，尤其是在 78°E 以西的帕米尔高原上为弱的感热加热区域（图 4a）。从平均上看，高原西部的感热加热强于高原东部地区（图 4b）。高原的近地面层的辐合与 400 hPa 的上升运动对应较好，河谷地带为辐散区，而海拔较高的区域为辐合区（图 4c），高原西部的辐合气流较高原东部更强，更有利于高原低涡的形成（图 4d）。

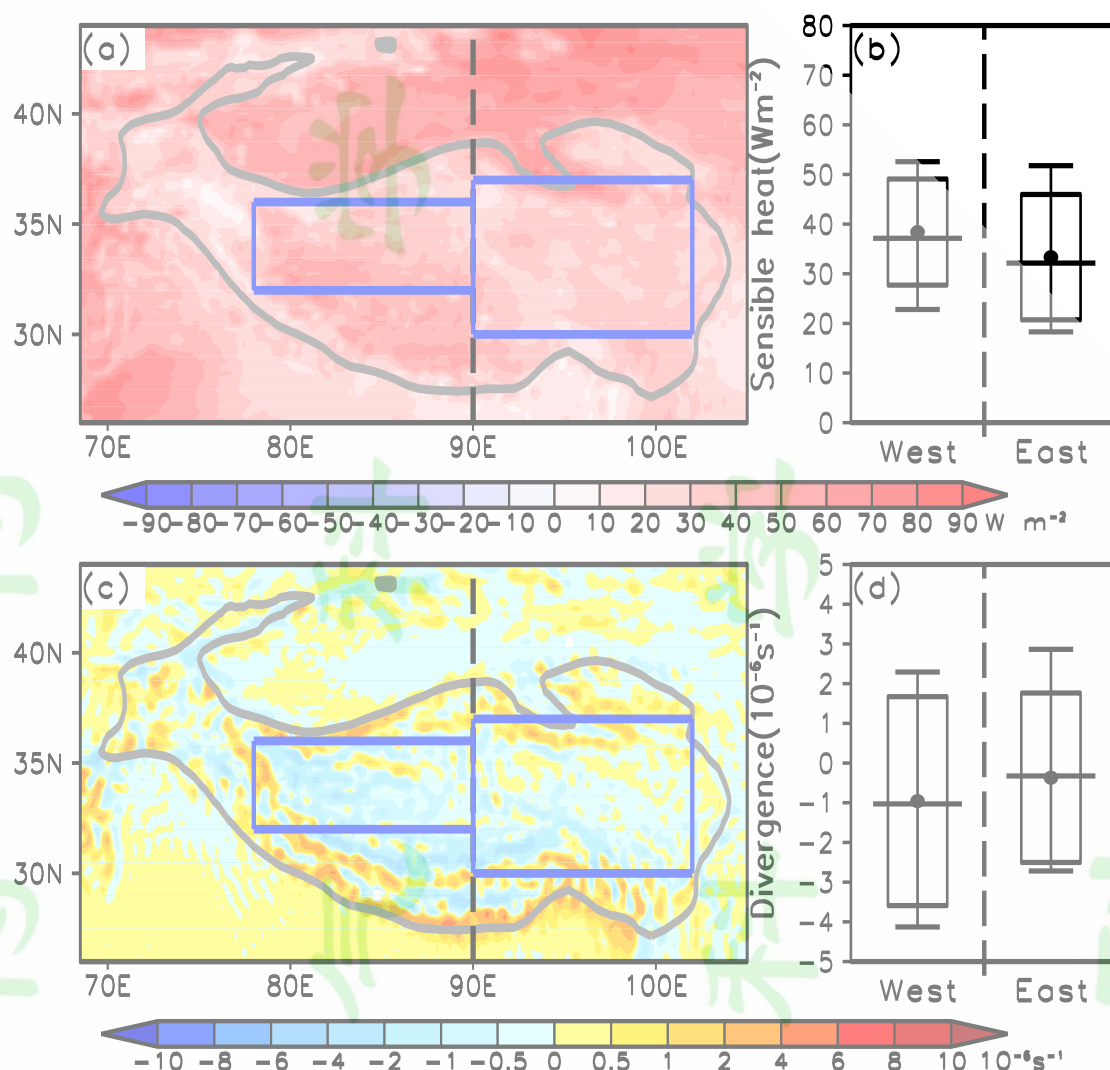


图 4 同图 3，但为：(a) 地面感热（单位： W m^{-2} ）；(b) 高原东、西部的平均地面感热；(c) 500 hPa 散度（单位： $1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ）；(d) 高原东、西部的平均 500 hPa 散度。
Fig.4 Same as Fig.3, but for (a, b) sensible heat flux (unit: W m^{-2}) and (c, d) divergence in 600hPa (unit: $1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$).

3.2.3 高原低涡生成指数

高原低涡生成指数能够综合地反映高原低涡生成的环流条件在各个地区的差异，图 5 给出了两种高原低涡生成指数的空间分布。 G_{TPV} 反映高原低涡的主要生成区域为高原西北部地区向东延伸至高原中部，其高值区与再分析资料识别得到高原低涡的空间分布一致。 G_{Qian} 同样反映了高原低涡大部分生成于高原西部地区，但 G_{Qian} 高估了克什米尔北部的高原低涡生成数，并且在中国西北部也有很高的高原低涡生成，原因是这些地区的 ΔT 较高，沿着高原的南部边界、高原中部和高原东侧为负 G_{Qian} 区。此外， G_{Qian} 确定了西亚上空有很高的高原低涡的发生率，而西亚并不是高原低涡的活跃区域，这可能是因为该区域为西部扰动（Western disturbances）的活跃区域(Dimri et al. 2015)，导致了很高的 500 hPa 相对涡度正值

区。作为综合反映高原低涡生成潜势的高原低涡生成指数, G_{TPV} 和 G_{Qian} 都反映了高原西部更加有利于高原低涡的生成, 其中 G_{Qian} 中反映的在高原西部生成的高原低涡的比例更高(约为 90%), 主要是因为其高估了帕米尔高原区域的高原低涡生成频次。

地面感热加热和凝结潜热加热对高原低涡的作用是高原低涡生成和发展机制研究的重要内容(叶笃正和高由禧, 1979; Wang et al., 1987a, 1987b; 李国平等 2002; Li et al., 2014; 张湉月和李国平, 2018), 其中凝结潜热加热有利于高原低涡的发展已被广泛接受(叶笃正和高由禧, 1979; Li et al., 2014; 许威杰和张耀存, 2017; 马婷等, 2020), 但感热加热对高原低涡的发生和发展的作用还存在着争议, 有研究认为地面感热通量可以明显降低层结稳定度, 有利于产生高原边界层扰动(Wang, 1987; Wang et al., 1987; 陈伯民等, 1996; 田珊儒等, 2015; Wu et al., 2018), 也有研究者通过模式模拟认为感热加热能减弱高原低涡的发展(Dellosso and Chen, 1986; Shen et al., 1986a, 1986b)。低涡指数中高低空散度差和湿度项与降水的变化有较好的正相关关系, 反映了凝结潜热加热对高原低涡发生的有利影响。

两种高原低涡生成指数都引入了地气温差, 来反映地面感热加热对高原低涡生成的影响作用。与 G_{Qian} 相比, G_{TPV} 中包含了海拔高度的作用, 反映了地形在高原地表感热加热对 500 hPa 低涡系统生成和发展的调制作用: 在高海拔地区, 感热加热有利于高原低涡的生成和发展, 而在较低海拔区域, 感热加热则起到抑制高原低涡的作用。由于高原低涡在 500 hPa 时活跃, 500 hPa 大致的平均海拔位于 5500-6000 m 处。高原西部平均海拔超过 4500 m, 因此在地面感热加热激发的近地面层气旋和正涡度异常有利于高原低涡的活动。相反地, 在海拔高度较低的高原东部地区, 地面感热加热激发的高空反气旋和负涡度异常不利于高原低涡的活动(林志强, 2021)。由于海拔高度的不同, 地面感热加热对不同区域的高原低涡起到了相反的作用, 这种机制能够很好地解释此前的研究中对感热加热对高原低涡作用的争议, 也揭示了高原低涡空间分布上的高频区对应了高原西部主要山脉的原因。

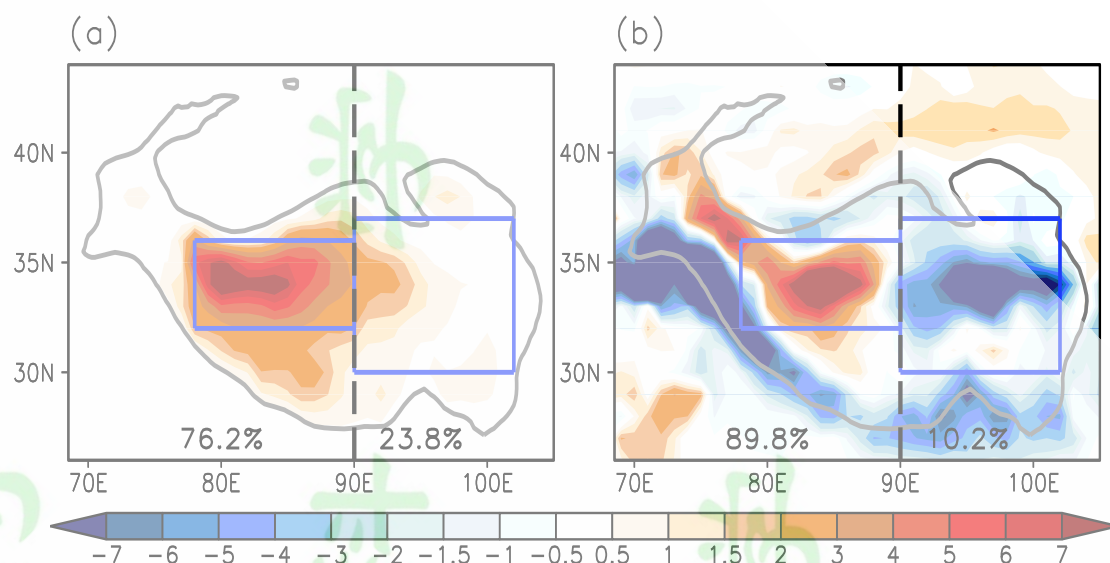


图 5 由 ERA5 月平均数据计算的高原低涡生成指数: (a) G_{TPV} 指数; (b) G_{Qian} 指数。图中数字为低涡生成指数计算的 90°E 以东和以西区域生成的低涡百分比, 在计算区域的低涡百分比时将 G_{Qian} 小于 0 的区域取为 0。

Fig.5 Spatial distribution of TPV generation index via ERA5 with G_{TPV} (a) and G_{Qian} (b). The proportion of TPVs generated in the western and eastern TP are shown in the panels, and it been calculated as 0 in the region with negative G_{Qian} .

3.3 卫星观测资料在高原低涡源地分析的应用

3.3.1 卫星观测资料对高原低涡的反映

由于高原低涡是一个中尺度的天气系统, 高原上的探空站点太过稀疏, 导致无法监测到一部分的高原低涡; 另外, 由于探空站点大多位于高原东部地区, 因此很多源于高原西部的低涡只有移到高原东部才能被发现 (Curio et al. 2018)。卫星云图产品能够提供更多的信息, 弥补高原西部地区缺少观测的缺陷, 一方面能够根据云系移动路径对低涡的源地进行追溯; 另一方面对流层中层云迹风能够提供高原西部地区的近地面层气旋式气流信息, 从而判识低涡的中心位置和活动的路径。

FY-2 静止卫星通过红外和水汽两个通道来指定云迹风的高度(许健民等 1997), 图 6 给出了用于指示高原低涡风场的对流层中层 ($400 \sim 600 \text{ hPa}$) 对应的红外和水汽通道亮温的概率密度分布。在有低云和密蔽高云的目标区使用 IR1 通道来指定云高, 因此其对应的云顶亮温集中在一个相对集中的区域, 平均值为 5.3°C , 标准差为 1.19°C (图 6a)。在有半透明卷云的目标区用红外和水汽两个通道来指定云高, 因此在 IR3 监测的对流层中层的 IR3 亮温的

变化范围较大, 平均值为 -28.9°C , 标准差为 9.03°C (图 6b)。当对流云云量较多、云顶更高时, 导致对流云遮蔽了对流层中层的信息, 从而无法得到对流层中层的云迹风产品; 相反, 当整层水汽稀薄时, 由于没有足够的用于检测云迹风的对应水汽云图信息, 同样会导致无法检测到云迹风产品 (许健民和张其松 2006)。

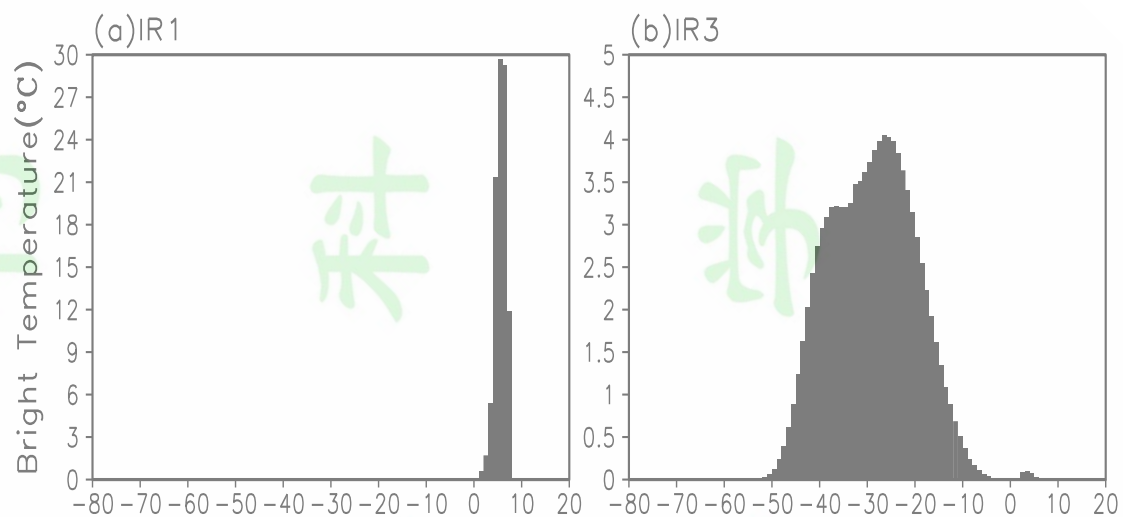


图 6 对流层中层(600-400 hPa)的 IR1(a)和 IR3(b)对应的亮温概率分布函数

Fig.6 The distribution of blackbody bright temperature in the mid-troposphere (600-400hPa) derived from IR1 channel (a) and IR3 channel (b).

在高原西部地区, 由于降水量和对流云云量较少, 这弥补了对流层中层示踪云分布不足的影响, 对流层中层云迹风的有效观测率自高原东南部地区向西北地区增加, 在高原低涡的东西部主要生成区域的观测率较为一致 (图 7), 能够为高原低涡在高原东西部区域的生成提供有效的参考。尤其是水汽通道的云迹风能够提供在少云地区的环流结构参考信息, 郁淑华 (2002) 和任素玲等 (2014) 的分析表明了, 卫星水汽图可以很好地表征对流层中层大气运动信息, 卫星云图图像和云导风叠加能够很好描述高原低涡的形成、东移和消失的过程, 也能很好地反映高原低涡区域的上升、下沉运动分布和水汽输送。虽然高原上的对流活动并不完全与高原低涡的活动相对应, 但两者存在着密切的联系, 这一方面是因为一般高原低涡的活动过程中会产生大量的降水和云系 (Shou et al. 2019; Li et al., 2020; Lin et al. 2021b), 另一方面对流活动产生的潜热加热有利于低涡的发展 (郑永骏等 2013), 因此结合红外云图和云迹风资料, 能够更好地回溯高原低涡的活动路径。

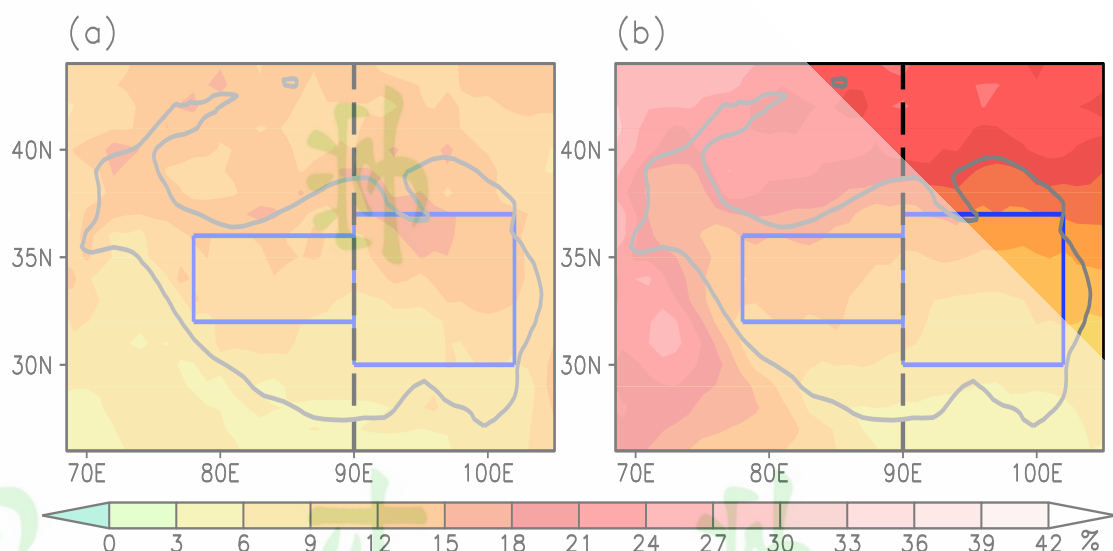


图 7 对流层中层云迹风在 2005-2019 年 5-9 月的平均有效观测时次比例: (a) IR1, (b) IR3。当每个 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格至少有一个云迹风矢量时即认为该时次在该网格为一个有效观测

Fig.7 The data available ratio of atmospheric motion vector (AMV) in mid-troposphere in the warm season during 2005-2019 derived from IR1 channel (a) and IR3 channel (b). It is defined as a valid observation with at least one AMV in each grid of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$.

虽然单颗卫星对流层中层云迹风受到各种因素的影响造成在高原区域缺测,但结合多颗卫星和多通道的观测结果可以大大改善观测覆盖率(图 8)。在仅有 FY-2C 服役的 2007 年之前,在高原东部和西部地区的探测率不到 10%,随着 FY-2D 的加入,IR1 的探测率增加到了 25%左右。随着 FY2E 的加入,IR3 探测率有了较大的改善,从此前的 15%左右增加到了 20%。到了 2012 年之后, FY-2 系列卫星形成了组网,使得对流层中层的云迹风观测效率大大增加,其中 IR1 的有效观测率在 40%以上, IR3 则约为 50%。

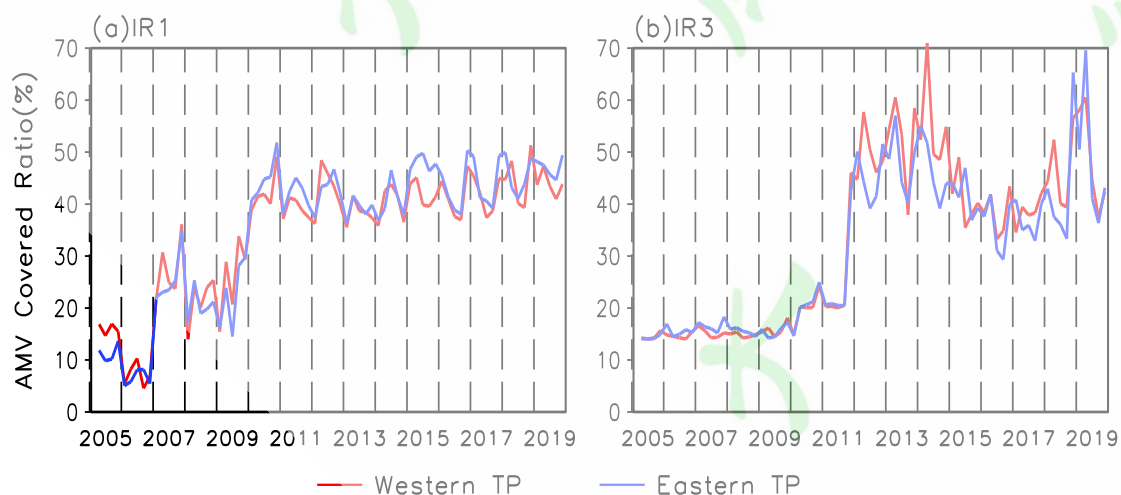


图 8 2005 年-2019 年 5-9 月逐月的有效观测覆盖率: (a) IR1, (b)IR3. 红色线条为高原西部, 蓝色线条为高原东部地区。

Fig.8 Monthly available ratio of AMV observation in the warm season during 2005-2019 derived from IR1 channel (a) IR3 channel (b). The red and blue line indicates the western and eastern TP, respectively.

3.3.2 卫星观测资料对高原低涡源地的调整

利用 2005-2019 年 5-9 月 FY-2 系列静止卫星云图的 IR1 和 IR3 云迹风产品和云顶亮温对年鉴的低涡源地进行重分析, 约有四分之一的低涡没有有效的对流层中层云迹风观测产品, 17%在卫星云图上没有找到对应的云系以及气旋式运动的云迹风产品。在遥感产品能够监测到的低涡中, 绝大多数的源地可以回溯到更为偏西的位置 (占总低涡次数的一半以上), 是位置偏东的 10 倍左右。如果仅考虑有效的观测资料 (表 3 中后两列), 那么约有 91% (263 比 27 个低涡) 的源地被校正到更为偏西的位置。这与任素玲等 (2019) 等利用卫星识别高原低涡得到的结论是一致的。这一方面是因为遥感观测资料能够弥补高原西部地区观测不足的问题, 另一方面是因为高原低涡为中尺度天气系统, 稀疏的探空站点对其低涡中心的检测可能发生较大的位置偏差。图 9 进一步给出了在经过卫星遥感产品校正判识低涡源地分布。在经过遥感产品校正前, 90%的暖季低涡源于高原东部地区。而经过校正的低涡源地大幅西移, 60%以上低涡源地调整为 90°E 以西, 源于高原西部的低涡占比增加了 6 倍以上。

表 3 卫星遥感资料对高原低涡年鉴 2005-2019 年 5-9 月涡源的校正结果

Table.3 Modulation of TPV source by the satellite datasets in the warm season during 2005-2019

	没有有效的云迹风数据	年鉴的低涡在卫星观测未发现	校正的低涡比年鉴的偏西	校正的低涡比年鉴的偏东
个数	131	88	263	27
比例	25.7%	17.3%	51.7%	5.3%

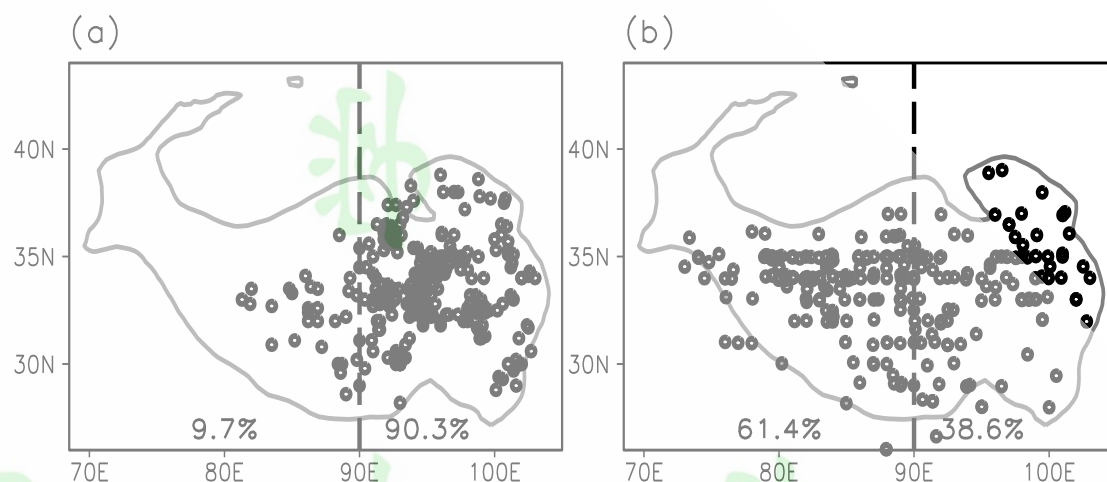


图 9 2005-2019 年 5-9 月利用卫星遥感产品判识的年鉴高原低涡源地的变化: (a) 年鉴涡源位置; (b) 经过卫星遥感产品校正的高原低涡源位置。

Fig.9 The TPV sources via the Yearbook and the modulation by the satellite datasets in the warm season during 2005-2019: (a) the TPV sources via the Yearbook, (b) the TPV sources modulated by the satellite datasets.

3.4 青藏高原西部新增探空站资料对低涡源地分布的影响

2015 年以后在高原西部地区增加了 3 个探空站（图 1），高原低涡的识别标准需要 3 个站点的风向形成气旋式环流，如果没有高原西部的观测站，当高原低涡位于高原西部时，高原东部的探空站的风向为低涡东侧的西南气流，和南亚季风深入高原的气流或者夏季加强西伸的西太平洋副热带高压相混淆。当增加了西部的观测站后，当低涡尺度较大时，能够将低涡的气旋式环流完整地识别出来（图 10a）。有些情况下，新的探空站会使形成气旋式环流的中心位置大幅度西移（图 10b）。高原西部地区的新增探空资料对高原低涡监测的巨大影响与李跃清（2022）的研究是一致的：对 2014 年 7 月的一次低涡过程的加密观测表明，仅仅是申扎单站的加密探空资料就有效地监测了高原低涡生成、发展和移动的完整过程，使得高原低涡的生成从高原东部回溯到高原西部地区，而常规观测站网无法实现对高原低涡在西部地区的生成过程（详细讨论见该论文图 1）。

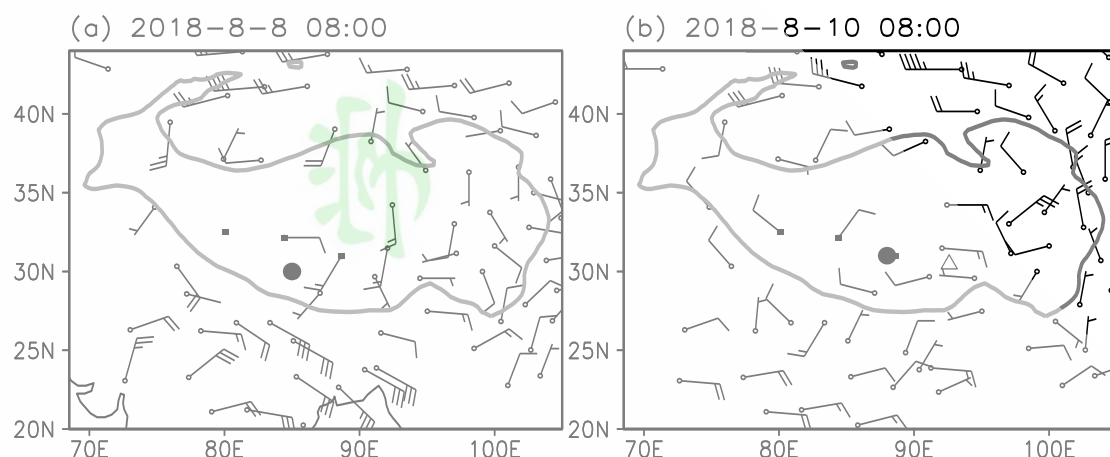


图 10 高原及其邻近地区高空观测的 500 hPa 风场：(a) 2018 年 8 月 8 日 08:00 时；(b) 2018 年 8 月 10 日 08:00 时。其中■为高原西部新增的气象探空站；△、●分别为不考虑和考虑新增气象探空站识别得到的低涡中心。

Fig.10 Wind vector in 500hPa and the identification of TPVs at : (a) 08:00 on 8 August 2018, and (b) 08:00 on 10 August 2018. ■ denotes the new meteorological sounding stations over the western TP, and △ and ● indicate the TPV center identified without and with the new meteorological sounding stations.

虽然在增加了新的探空站之后，高原的高空观测站点仍然是比较稀疏的，并且新的探空观测站因为气温较低时无法电解水生成探空气球所需的氢气而仅能在暖季正常工作，但其应用之后仍然使年鉴的低涡源地在西部生成的频次大幅度增加（图 11）。在 2015 年以前的 14 年（2001-2014 年）中，在 85°E 以西的地区从未监测到低涡生成，而在 2015 年以后的 5 年中有 8 个低涡生成于此，占有低涡的 3.2%。在 2001-2014 年间仅有 3.5% 的低涡生成 85°-90°E 区域，在 2015 年以后有 11.7% 的低涡生成在这一区域。90°-95°E 范围内是年鉴低涡的主要生成区域，新增加的探空站对该区域的低涡生成比例影响不大，均为占低涡总数的约 45%。新增加的高原西部探空站使得 95°E 以东地区的低涡生成比例大大降低，其中 95°-100°E 区域从 34.3% 降低到 28.1%，100°E 以东从 17% 降低到 12.4%。在暖季，年鉴识别的生成于高原西部低涡的比例从仅占 2.5% 在 2015 年以后增加到 17.5%，增加了 7 倍；相反地，多种再分析资料在 2015 年前后生成于高原西部地区的比例并没有发生明显的变化（表 4）。这进一步表明了高原西部地区新增加的探空站对高原低涡生成源地的巨大影响以及年鉴中低涡生成源地偏东可能主要由于高原西部地区探空资料匮乏而造成的。还必须指出的是，由于高原西部地区的恶劣条件，很多高原西部探空站并不能持续正常地提供观测资料，但即使如此，

仍使高原西部地区的低涡生成比例有较大的增加幅度,这更加反映了高原西部观测资料的宝
贵和必要性。

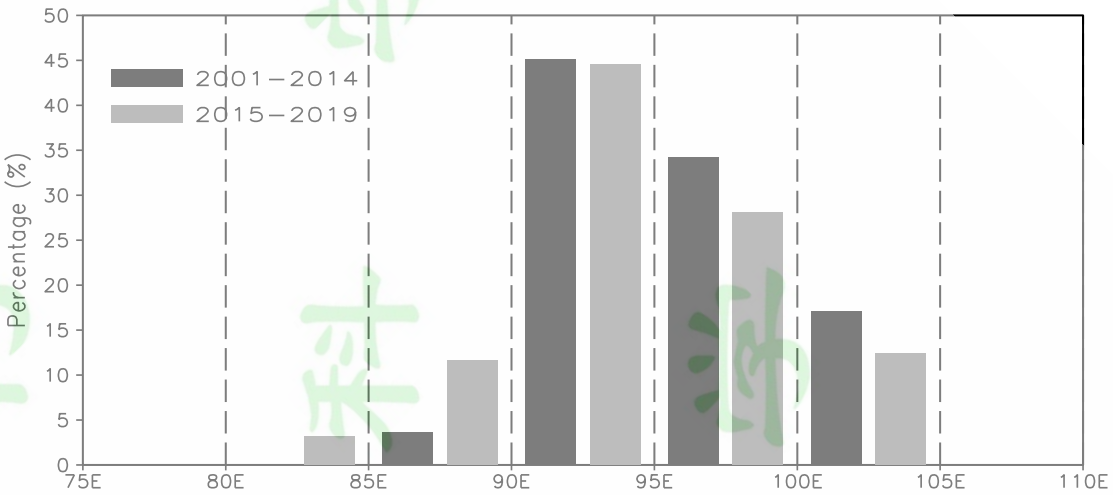


图 11 增加高原西部探空站之前（2001-2014 年，黑色）和之后（2015-2019 年，灰色）年鉴
的不同经度范围（每 5° 经度为间隔）高原低涡源地的相对频次（%）。

Fig.11 Proportion of TPV source via the Yearbook in every 5° latitudes before (black line, 2001-2014) and after (grey line, 2015-2019) the era of new meteorological sounding stations over the western TP.

表 4 2001-2019 年暖季（5-9 月）生成于高原西部的高原低涡（90°E 以西）相对比例(%)

Table.4 Proportion of TPVs generated from the western TP in the warm season during 2001-2019, before and after the construction of the new meteorological sounding stations.

资料	2001-2014	2015-2019
年鉴	2.5	17.5
ERA5	78.6	79.7
CFSR	76.8	75.9
MERRA2	68.9	69.6
JRA55	70.8	69.9
CRA40	74.0	73.1

值得指出的是，随着高原西部的探空站设置，年鉴在 2017 年发现了一个特殊的高原低

涡移动路径，在 2017 年 5 月 15 日-17 日活动的高原低涡沿着向南移动的路径（图 11a），越
 过喜马拉雅山脉中段，进入印度东北部地区。这与 Lin et al. (2020) 指出的高原低涡南移路径
 是一致的，而在此前的年鉴中此路径从未被揭示过。ERA5、CFSR 和 MERRA2 再分析数据
 很好地重现了该路径。该低涡也在 JRA55 和 CRA40 中得到了一定重现，但其活动路径偏北，
 在高原南部活动而没有移出高原。Lin et al. (2020) 指出，在伊朗高压东伸时，高原低涡将沿
 伊朗高压东侧的偏南气流向南移动，南向移出高原的低涡在不同再分析资料中占比约为
 1.1~2.3%，年均 0.8~1.5 个。随着高原西部地区的探空资料的增加和各种观测资料的综合
 应用，南移的高原低涡路径可以得到更多的个例路径证实，高原低涡对天气的影响能够扩展
 到印度半岛区域。高原低涡如何翻越高耸的喜马拉雅山脉，以及此过程中山脉地形对高原低
 涡的影响机制如何是一个新的研究课题。

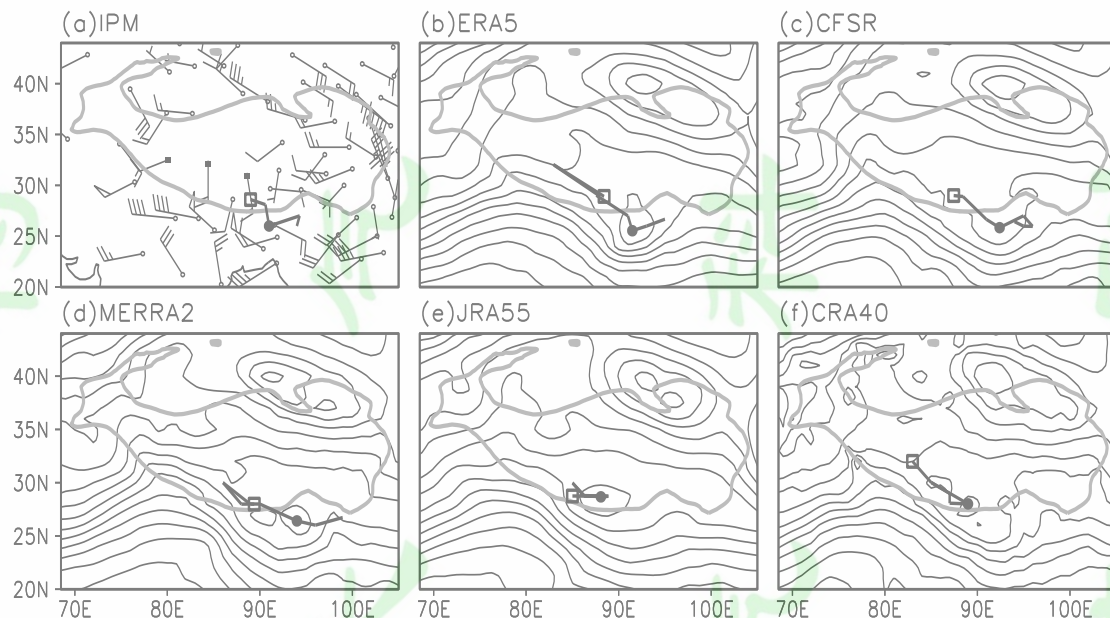


图 12 2017 年 5 月 15 日-17 日的高原低涡（年鉴编号：C1716）活动路径：(a) 年鉴中 C1716
 的路径；(b) ERA5, (c) CFSR, (d) MERRA2, (e) JRA55, (f) CRA40 对应的低涡路径。图中□表
 示低涡源地，等值线为再分析资料在 2017 年 5 月 16 日 08 时（北京时）的 500 hPa 高度场，
 ●为 2017 年 5 月 16 日 08 时的低涡位置。

Fig.12 The TPV trajectory from 15-17 May, 2017, identified as C1716 in the Yearbook derived
 from (a) the Yearbook, (b) ERA5, (c) CFSR, (d) MERRA2, (e) JRA55, and (f) CRA40. Contour
 shows the geopotential height in 500hPa at 08:00 (Beijing Standard Time) of 16 May, 2017, and
 □ and ● denotes the TPV source and TPV at 08:00 (Beijing Standard Time) of 16 May, 2017.

4. 结论和讨论

高原低涡是受青藏高原热力和动力作用影响而生成的特殊天气系统,虽然高原年鉴提供了高原研究的基础数据,但年鉴的编制基于气象高空观测站网,由于高原地区探空站分布稀疏,尤其是高原西部地区的探空站匮乏,无法满足对高原低涡这类中尺度天气系统的监测需要。最近,基于再分析资料的高原低涡客观识别算法被广泛应用于高原低涡的研究,其得到的高原低涡主要起源于高原西部地区。为了进一步认识高原低涡源地,本研究利用多源资料分析了高原低涡源地分布。

(1) 首先从影响高原低涡发生发展的环流要素的气候特征分析了高原东西部地区的差异,表明从气候背景看,高原西部地区的环流特征更有利于高原低涡形成,尤其是高原低涡生成指数能很好地反映了环流对低涡初生的综合影响,结果表明高原西部地区更有利于高原低涡的形成。

(2) 再利用 2005-2019 年 FY-2 地球静止卫星观测的 TBB 和对流层中层云迹风资料对高原低涡年鉴中的低涡进行重分析,表明年鉴中大部分的高原低涡(60%以上)可以溯源至高原的西部地区。

(3) 最后分析了在高原西部新建立的 3 个探空站(狮泉河、改则和申扎)前后,年鉴中高原低涡源地的差异,结果表明新增加的探空资料使位于高原西部的低涡源地大幅度增加,在增加了西部探空站后,年鉴中生成于高原西部的低涡比例为原来的 7 倍。

虽然高原低涡主要来源于高原西部是在第一次高原气象实验后建立起来的科学认识,但受到高原气象观测匮乏的制约,使得这一科学发现仍然缺乏观测资料的支撑,本文尝试利用多源资料开展高原低涡的源地分析,以弥补高原西部地区探空资料不足。综合多源资料得到的结果,我们认为大多数高原低涡起源于高原西部,年鉴的结论受到高原西部的探空站不足的影响,主要反映的是高原东部地区的低涡活动状况。高原复杂的地形条件,再分析资料在高原上的准确度较差,尤其是高原地表过程,但再分析资料的大气层变量的准确性较高,即使是没有探空观测的时间和地区再分析资料的对流层资料也是较为可靠的(Bao and Zhang 2013)。随着数值模式和资料同化技术的迅速发展,再分析数据在全球,包括资料匮乏的海洋和高原地区的质量都是较高的,不同的再分析资料也已被广泛应用于不同区域的天气系统的辨识,包括极地地区和海洋上的气旋系统(Sinclair, 1994; Simmonds et al. 2008; Neu et al. 2013)。

本研究表明了大气运动矢量产品能够很好地补充高原西部探空观测资料不足,能够在识别高原低涡的过程中提供很好的参考,限于综合分析各种资料的巨大工作量,还有很多遥感

产品没有得到应用, 比如 GPS 掩星观测和极轨卫星的云迹风产品等。作为重要的同化资料来源, 大气运动矢量为再分析资料提供了环流的重要信息 (许健民和张其松 2006; 王旻燕等 2018; Mallick and Jones 2020; McCarty et al. 2021)。因此再分析资料能够成为高原低涡涡源、路径和结构研究的关键基础数据, 结合地面、高空观测数据和遥感观测资料能够提高对高原低涡的科学认识水平。

虽然探空观测能提供最为准确的高空观测资料, 但由于在高原西部地区的匮乏, 无法准确捕捉发源于高原西部的高原低涡。卫星云图和云迹风能补充在高原西部地区的观测, 得到更准确的高原低涡活动过程, 还需要发展自动化方法, 以减轻利用卫星资料的工作量和降低人工判识的主观性。值得指出的是, 在分析云迹风时, 发现虽然有些情况下, 由于受高空云团的遮蔽, 导致对流层中层识别不到示踪云, 只有高层 (300 hPa) 以上的高空大气运动矢量, 但其仍然有一定的指示意义, 当高空为反气旋式的环流时, 高空有强烈的辐散, 往往对应着高原近地面层的辐合和气旋式气流, 从而也能指示着高原低涡的形成和活动路径。

由于高原低涡是一种尺度较小、强度较弱的天气系统, 从不同的再分析资料以及不同客观方法中难以得到完全一致的结果 (Lin et al. 2020)。目前仍然缺乏统一的、准确的、长时间序列高原低涡活动数据, 这给高原低涡研究带来了重大的困难。融合相关研究单位的成果和研究力量, 建立一个高原低涡的“最佳数据集”, 为高原低涡的研究提供更为坚实的数据基础, 是一个关键和必要的研究课题。而要达到这样的科学目标, 除了进一步利用再分析数据、遥感数据等资料, 提高高原低涡客观判识方法的准确性等手段外, 最重要和最直接的就是在高原西部地区建立高空探测系统, 补充该区域的观测空白, 为高原低涡和高原气象研究提供更准确的数据基础。

参考文献

- Bao XH, Zhang FQ. 2013. Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis Datasets against Independent Sounding Observations over the Tibetan Plateau. *J. Climate*, 26(1): 206-214. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00056.1
- Curio J, Chen YR, Schiemann R, et al. 2018. Comparison of a Manual and an Automated Tracking Method for Tibetan Plateau Vortices. *Adv. Atmos. Sci.*, 35(8): 965-980. DOI: 10.1007/s00376-018-7278-4
- Curio J, Schiemann R, Hodges KI, Turner AG. 2019. Climatology of Tibetan Plateau Vortices in Reanalysis Data and a High-Resolution Global Climate Model. *J. Climate*, 1933-1950. DOI:

10.1175/JCLI-D-18-0021.1

Dimri AP, Niyogi D, Barros AP, et al. 2015. Western Disturbances: A review. *Rev. Geophys.*, 53(2): 225-246. DOI: 10.1002/2014RG000460

Dell'osso L, Chen SJ. 1986. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Xizang Plateau. *Tellus A*, 38, 236-250

Ditchek SD, Boos WR, Camargo SJ, et al. 2016. A genesis index for Monsoon Disturbances. *J. Climate*, 29, 5189-5203, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0704.1

Emanuel KA, Nolan DS. 2004. Tropical cyclone activity and global climate. Proc. 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc., 240-241.

Feng, X, Liu CH, Rasmussen R, et al. 2014. A 10-yr climatology of Tibetan Plateau vortices with NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 34-46, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-014.1>

Gelaro R, McGarty W, Suárez MJ, et al. 2017. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *J. Climate*, 30: 5419-5454. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1

Gray WM. 1977. Tropical cyclone genesis in the western north Pacific. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 55, 465-482.

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146: 1-51. DOI: 10.1002/qj.3803.

Kalnay E. 2002. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability. Cambridge University Press, 341pp.

Kobayashi S, Yukinari OTA, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 93: 5-48. DOI: 10.2151/jmsj.2015-001

Li L, Zhang RH, Wen M, et al. 2014. Effect of the atmospheric heat source on the development and eastward movement of the Tibetan Plateau vortices. *Tellus A*, 66, 2445, DOI: 10.3402/tellusa.v66.24451

Li L, Zhang RH, Wu PL. 2020a. Evaluation of NCEP-FNL and ERA-interim datasets in detecting Tibetan Plateau vortices in May-August of 2000-2015. *Earth Space Sci.*, 7(3): e2019EA000907. DOI: 10.1029/2019EA000907

Li L, Zhang RH, Wu PL, et al. 2020b. Characteristics of convections associated with the Tibetan

550 Plateau vortices based on geostationary satellite data. *Int. J. Climatol.*, 40: 4876-4887. DOI:
551 10.1002/joc.6494

552 Li L, Zhu CW, Zhang RH, et al. 2021. Roles of the Tibetan Plateau vortices in the record Meiyu
553 rainfall in 2020. *Atmos. Sci. Lett.*, 22(3): e1017. DOI: 10.1002/asl.1017

554 Lin ZQ, Guo WD, Ge J, et al. 2021a. Increased Tibetan Plateau vortex activities under 2 °C
555 warming compared to 1.5 °C warming: NCAR CESM low-warming experiments. *Adv. Climate*
556 *Chang. Res.*, 12, 322-332. DOI: 10.1016/j.accres.2021.05.009

557 Lin ZQ, Guo WD, Jia L, et al. 2020. Climatology of Tibetan Plateau vortices derived from
558 multiple reanalysis datasets. *Clim. Dyn.*, 55, 2237-2252. DOI: 10.1007/s00382-020-05380-6

559 Lin ZQ, Guo WD, Yao XP, et al. 2021. Tibetan Plateau vortex-associated precipitation and its link
560 with the Tibetan Plateau heating anomaly. *Int. J. Climatol.*, 41, 6300-6313. DOI:
561 10.1002/joc.7195

562 Mallick S, Jones TA. 2020. Assimilation of GOES-16 satellite derived winds into the
563 warn-on-forecast system. *Atmos. Res.*, 245, 105131. DOI: 10.1016/j.atmosres.2020.105131

564 McCarty W, Carvalho D, Moradi I, et al. 2021. Observing System Simulation Experiments
565 Investigating Atmospheric Motion Vectors and Radiances from a Constellation of 4–5- μ m
566 Infrared Sounders. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 38(2): 331-347. DOI:
567 10.1175/JTECH-D-20-0109.1

568 Midhuna TM, Kumar P, Dimri AP. 2020. A new western disturbance index for the Indian winter
569 monsoon. *J. Earth Sys. Sci.*, 129, 59, doi: 10.1007/s12040-019-1324-1

570 Neu U, Akperov MG, Bellenbaum N, et al. 2013. IMILAST: A Community Effort to Intercompare
571 Extratropical Cyclone Detection and Tracking Algorithms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94(4):
572 529–547. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00154.1

573 Wang B. 1987a. The development mechanism for Tibetan Plateau warm vortices. *J. Atmos. Sci.*,
574 44: 2978-2994. DOI: 10.1175/1520-0469(1987)044<2978:TDMFTP>2.0.CO;2

575 Wang B, Oranski I. 1987b. Study of a heavy rain vortex formed over the eastern flank of the
576 Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 115:1370–1393. DOI:
577 10.1175/1520-0493(1987)115<1370:SOAHRV>2.0.CO;2

578 Wu D, Zhang F, Wang CH. 2018. Impacts of diabatic heating on the genesis and development of
579 an inner Tibetan Plateau vortex. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 11691-11704. DOI:
580 10.1029/2018JD029240

581 Saha S, Moorthi S, Pan HL, et al. 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull.*

582 [Amer. Meteor. Soc.](#), 91, 1015–1058, DOI: 10.1175/2010BAMS3001.1

583 Saha S, Moorthi S, Wu XR, et al. 2014. The NCEP Climate Forecast System version 2. [J. Climate](#),

584 27, 2185–2208, DOI: [10.1175/JCLI-D-12-00823.1](#).

585 Shen R J, Reiter E R, Bresch J F. 1986a. Numerical simulation of the development of vortices over

586 the Qinghai-Xizang Plateau. [Meteor. Atmos. Phys.](#), 35: 70-95. DOI: 10.1007/BF01029526

587 Shen R J, Reiter E R, Bresch J F. 1986b. Some Aspects of the Effects of Sensible Heating on the

588 Development of Summer Weather Systems over the Tibetan Plateau. [J. Atmos. Sci.](#), 43:2241

589 -2260. DOI: 10.1175/1520-0469(1986)0432.0.CO;2

590 Shou YX, Lu F, Liu H, et al. 2019. Satellite-based Observational Study of the Tibetan Plateau

591 Vortex: Features of Deep Convective Cloud Tops. [Adv. Atmos. Sci.](#), 36(2): 189-205. DOI:

592 10.1007/s00376-018-8049-y.

593 Simmonds I, Burke C, Keay K. 2008. Arctic Climate Change as Manifest in Cyclone Behavior. [J.](#)

594 [Climate](#), 21(22): 5777-5796. DOI: 10.1175/2008JCLI2366.1

595 Sinclair MR. 1994. An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. [Mon. Wea.](#)

596 [Rev.](#), 122(10): 2239–2256

597 Tippett MK, Camargo SJ, Sobel AH. 2011. A Poisson regression index for tropical cyclone genesis

598 and the role of large-scale vorticity in genesis. [J. Climate](#), 24,2335-2357. Doi:

599 10.1175/2010JCLI3811.1

600 Tippett MK, Sobel AH, Camargo SJ, Allen JT. 2014. An Empirical Relation between U.S. Tornado

601 Activity and Monthly Environmental Parameters. [J. Climate](#), 27, 2983-2999. doi:

602 10.1175/JCLI-D-13-00345.1

603 Tippett MK, Sobel AH, Camargo SJ. 2012. Association of U.S. tornado occurrence with monthly

604 environmental parameters. [Geophys. Res. Lett.](#), 39,L02801, doi: 10.1029/2011GL050368

605 陈伯民, 钱正安, 张立盛. 1996. 夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟. [大气科学](#), 20(4):

606 491-502. Chen Bomin, Qian Zhengan, Zhang Lisheng, 1996. Numerical Simulation of the

607 formation and development of Vortices over the Qinghai-Xizang Plateau in Summer. [Chin. J.](#)

608 [Atmos. Sci.](#) (in Chinese), 20(4): 491-502

609 陈乾. 1964. 青藏高原地区 500hPa 低涡的天气气候分析. 兰州天动会议技术材料. 27-29.

610 Chen Q. 1964. Synoptic and Climatic analysis on the Tibetan Plateau vortices in 500 hPa.

611 Technical Materials for Lanzhou Weather Dynamics Conference, 27-29.

612 关良, 李栋梁, 2019. 青藏高原低涡的客观识别及其活动特征. [高原气象](#), 38(1): 55-65. Guan
613 L, Li DL. 2019. Objective identifying and activity characteristics of Qinghai-Tibetan Plateau
614 vortex[J]. [Plateau Meteor.](#) (in Chinese), 38(1): 55-65.

615 李国平, 徐琪. 2005. 边界层动力“抽吸泵”对青藏高原低涡的作用. [大气科学](#), 29(6): 123-130.
616 Li Guoping, Xu Qi, 2005. Effect of Dynamic Pumping in the Boundary Layer on the Tibetan
617 Plateau Vortices. [Chin. J. Atmos. Sci.](#) (in Chinese), 29(6): 123-130

618 李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 2002. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用. [大气科学](#),
619 26(4): 519-525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. 2002. A Dynamical Study of the
620 Role of Surface Sensible Heating in the Structure and Intensification of the Tibetan Plateau
621 Vortices. [Chin. J. Atmos. Sci.](#) (in Chinese), 26(4): 519-525

622 李国平, 赵福虎, 黄楚惠, 等. 2014. 基于 NCEP 资料的近 30 年夏季青藏高原低涡的气候特
623 征 [J]. [大气科学](#), 38 (4): 756 - 769. Li Guoping, Zhao Fuhu, Huang Chuhui, et al. 2014.
624 Analysis of 30-year climatology of the Tibetan Plateau vortex in summer with NCEP
625 reanalysis data [J]. [Chin. J. Atmos. Sci.](#) (in Chinese), 38 (4): 756-769.

626 李跃清. 2022. 青藏高原热源与天气系统影响灾害性天气的研究进展[J].[高原山地气象研究](#),
627 42(3):1-12. Li Yueqing, 2022. Progress of research on the disaster weather affected by the heat
628 source and the weather systems over the Tibetan Plateau [J]. [Plateau Mount. Meteor. Res.](#) (in
629 Chinese), 42(3):1-12.

630 罗四维. 1992. 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,7-55. Luo
631 Siwei, 1992. The Research of Several Synoptic Systems over the Tibetan Plateau and its
632 surrounding Areas [M]. China Meteorological Press, 7-55.

633 林志强, 周振波, 假拉. 2013. 高原低涡客观识别方法及其初步应用.[高原气象](#), 32(6):
634 1580-1588. Lin ZQ, Zhou ZB, Jia L. 2013. Objective identifying method of Qinghai-Xizang
635 Plateau vortex using NCEP/NCAR reanalysis dataset. [Plateau Meteor.](#) (in Chinese), 32(6):
636 1580-1588.

637 林志强. 2015. 1979-2013 年 ERA-Interim 资料的青藏高原低涡活动特征分析. [气象学报](#), 73(5):
638 925-939. Lin Zhiqiang. 2015. Analysis of Tibetan Plateau vortex activities using ERA-Interim
639 data for the period of 1979-2013. [J. Meteor. Res.](#) (in Chinese), 29(5): 720-734. DOI:
640 10.1007/s13351-015-4273-x

641 林志强. 2021. 青藏高原低涡年际年代际变化特征、机理及其未来预估[D]. 南京大学博士论

文：71-90. Lin Zhiqiang. 2021. The interannual and interdecadal characteristics and mechanisms of Tibetan Plateau vortex and the future projections [D]. PhD thesis, 71-90.

林志强, 郭维栋. 2022. 多再分析数据得到的高原低涡数据集(1979-2021). 国家青藏高原科学数据中心. Lin ZQ, Guo WD. 2022. Database of the Tibetan Plateau vortex derived from multiple reanalysis (1979-2021). National Tibetan Plateau Data Center, DOI: 10.11888/Atmos.tpd.272374.

刘云丰, 李国平. 2016. 夏季高原大气热源的气候特征以及与高原低涡生成的影响[J]. *大气科学*, 40(4), 864-876. Liu Yunfeng, Li Guoping. 2016. Climatic characteristics of atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and its possible relationship with the generation of the Tibetan Plateau vortex in the summer [J]. *Chin. J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 40 (4): 864-876

马婷, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 2020. 青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游暴雨天气个例的位涡分析[J]. *大气科学*, 44(3), 472-486. Ma Ting, Liu Yimin, Wu Guoxiong, et al. 2020. Effect of potential vorticity on the formation, development, and eastward movement of a Tibetan Plateau vortex and its influence on downstream precipitation [J]. *Chin. J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 44(3), 472-486.

钱正安, 单扶民, 吕君宁, 等. 1984. 1979 年夏季青藏高原低涡的统计分析及其低涡产生的气候因子探讨[C]. 青藏高原气象科学试验文集(二). 北京:科学出版社, 182-194. Qian ZA, Shan FM, Lv JN, et al. 1984. The discuss on climate factors and statistic analysis of the Tibetan Plateau vortex in 1979 summer [C]. The Tibetan Plateau Meteorological Experiment Corpus II, Beijing, Science Press, 192-194.

青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 1981. 夏半年青藏高原500hPa低涡切变线的研究. 北京:科学出版社, 218-278. Lhasa Meeting Group of Qinghai-Tibet Plateau Meteorological Research. 1981. Study on the Tibetan Plateau vortices and shearlines of 500hPa in boreal summer. Beijing: Science Press, 218-278.

任素玲, 方翔, 卢乃锰, 等. 2019. 基于气象卫星的青藏高原低涡识别. *应用气象学报*, 30(3):345-359. Ren SL, Fang X, Lu NM, et al. 2019. Recognition method of the Tibetan Plateau vortex based on meteorological satellite data. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 30(3): 345-359. DOI: 10.11898/1001-7313.20190308

任素玲, 蒋建莹, 许健民. 2014. 卫星水汽通道探测所揭示的高空流场在南亚高压东侧强降水分析中的应用. *气象*, 40(6): 697-705. Ren SL, Jiang JY, Xu JM. 2014. Application of Upper

672 Troposphere Circulation Revealed by the Satellite IR3 Channel to Heavy Rainfall Events
673 Analysis in the East Side of South Asia High. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 40(6): 697-705.
674 田珊儒,段安民,王子谦,等. 2015: 地面加热与高原低涡和对流系统相互作用的一个个例研究.
675 *大气科学*,39(1):125-136. Tian Shanru, Duan Anmin, Wang Ziqian, et al. 2015, Interaction of
676 surface heating, the Tibetan Plateau vortex, and a convective system: A case study [J]. *Chin. J.*
677 *Atmos. Sci.* (in Chinese), 39(1): 125-136.
678 王旻燕, 姚爽, 姜立鹏, 等. 2018. 我国全球大气再分析(CRA-40)卫星遥感资料的收集和预
679 处理[J]. *气象科技进展*, 8(1):158-163. Wang Minyan, Yao Shuang, Jiang Lipeng, et al. 2018.
680 Collection and pre-processing of satellite remote sensing data in CRA-40 (CMA' s Global
681 Atmospheric ReAnalysis). *Adv. Meteor. Sci. Tech.* (in Chinese), 8(1):158-163.
682 王鑫, 李跃清, 郁淑华, 等. 2009.青藏高原低涡活动的统计研究[J]. *高原气象*, 28(1): 64-71.
683 Wang Xin, Li Yueqing, Yu Shuhua, et al. 2009. Statistical study on the plateau low vortex
684 activities. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 28(1): 64-71.
685 吴永森. 1964. 高原夏季 500hPa 低涡的初步研究. 青海气象论文集(二), 18-19. Wu YS. 1964.
686 A preliminary study of the Tibetan Plateau vortex in summer. Proceedings of Qinghai
687 Meteorology (II), 18-19.
688 许健民, 张其松. 2006. 卫星风推导和应用综述[J]. *应用气象学报*, 17(5): 574-582. Xu JM,
689 Zhang QS. 2006. Status review on atmospheric motion vector-derivation and application. *J.*
690 *Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 17(5): 574-582.
691 许健民, 张其松, 方翔. 1997. 用红外和水汽两个通道的卫星测值指定云迹风的高度. *气象学*
692 *报*, 55(4): 408-417. Xu JM, Zhang QS, Fang X. 1997. Height assignment of cloud motion
693 winds with infrared and water vapor channels. *Acta Meteor. Sin.* (in Chinese), 55(4): 408-417.
694 许威杰,张耀存.2017.凝结潜热加热与对流反馈对一次高原低涡过程影响的数值模拟.*高原气*
695 *象*,36(3):763-775. Xu WJ, Zhang YC. 2017. Numerical study on the feedback between latent
696 heating and convection in a Qinghai-Tibetan Plateau vortex[J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese),
697 36(3): 763-775.
698 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 122-126. Ye Duzheng, Gao Youxi.
699 1979. The Tibetan Plateau meteorology. Beijing: Science Press, 122-126.
700 郁淑华,高文良, 彭骏.2012. 青藏高原低涡活动对降水影响的统计分析. *高原气象*, 31(3),
701 592-604. Yu Shuhua, Gao Wenliang, Peng Jun. 2012. Statistical analysis on influence of
702 Qinghai-Xizang Plateau vortex activity on precipitation in China. *Plateau Meteor.* (in Chinese),
703 31(3):592-602.

704 郁淑华,高文良.2006: 高原低涡移出高原的观测事实分析. [气象学报](#), 64(3):392-399. Yu
705 Shuhua, Gao Wenliang. 2006. Observational analysis on the movement of vortices before/after
706 moving out the Tibetan Plateau. [Acta Meteor. Sin.](#) (in Chinese), 64(3): 392-399.

707 郁淑华. 2002. 高原低涡东移过程的水汽图像. [高原气象](#), 21(2): 199-204. Yu Shuhua. 2002.
708 Water vapor images of vortex moving process over Qinghai-Xizang Plateau. [Plateau Meteor.](#)
709 (in Chinese), 21(2): 199-204

710 张博, 李国平. 2017. 基于 CFSR 资料的青藏高原低涡客观识别技术及应用. [兰州大学学报:](#)
711 [自然科学版](#), 53(1):106-111. Zhang Bo, Li Guoping. 2017. An objective identification of the
712 Tibetan Plateau vortex based on climate forecast system reanalysis data. [J. Lanzhou Univ.:](#)
713 [Natur. Sci.](#)(in Chinese), 53(1): 106-111.

714 张湉月, 李国平. 2018. 青藏高原夏季地面感热通量与高原低涡生成的可能联系. [沙漠和绿](#)
715 [洲气象](#), 12(2): 1-6. Zhang Tianyue, Li Guoping. 2018. Temporal-Spatial Distribution of
716 Surface Sensible Heat Flux over the Tibetan Plateau in Summer and Its Possible Correlation
717 with the Formation of Tibetan Plateau Vortex. [Desert Oasis Meteor.](#) (in Chinese), 12(2): 1-6.

718 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 1988. 青藏高原气象学进展[M]. 北京: 科学出版社, 168-192.
719 Zhang Jijia, Zhu Baozhen, Zhu Fukang, et al., 1988. Progress of Qinghai-Xizang (Tibet)
720 Plateau Meteorology [M]. Beijing: Science Press, 168-192.

721