

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2022.10.013

青藏高原大气水循环与高原涡持续时间的关系分析

赵思玉^{1,2}, 范广洲¹

1. 成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/气候与环境变化联合实验室, 成都 610225;
2. 沈阳市气象局, 沈阳 110000

摘要: 高原地区的大气水循环对高原涡的发生、发展和维持过程起十分重要的作用, 而它们的关系还有待研究. 本文根据客观识别和追踪算法得到的高原涡活动资料以及气象再分析资料、卫星及地面观测数据资料, 通过合成分析、相关分析和 EEMD 等方法, 统计 1979—2017 年间 7 月高原涡持续时间的变化特征, 分析高原涡持续时间与青藏高原大气水循环因子在不同时间尺度的变化特征及相关关系, 结果表明: ① 高原涡主要生成在高原中西部, 7 月的高原涡持续时间在所有月份中占比最高, 且有增加趋势; ② 高原涡持续时间与高原中南部的大气水循环因子为正相关, 与高原西北部的大气可降水量与高原南部边缘地区的地表蒸发量呈负相关; ③ 在不同时间尺度变化特征方面, 高原涡持续时间与大气水循环因子的 EEMD 分解结果表明二者均存在 3 年和 6~9 年的年际变化周期, 高原涡持续时间与高原中部的大气可降水量、水汽辐合及高原南部边缘地表蒸发量均为增加趋势, 而降水量为递减趋势. 因此, 7 月份高原地区的大气水循环因子与高原涡持续时间具有显著的相关性, 是高原涡持续时间的可能影响因子.

关键词: 青藏高原; 高原涡; 大气水循环; 大气可降水量

中图分类号: P426 **文献标志码:** A

文章编号: 1673-9868(2022)10-0114-13

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



Study on the Relationship between Atmospheric Water Cycle and the Duration of Vortex over the Tibetan Plateau

ZHAO Siyu^{1,2}, FAN Guangzhou¹

1. School of Atmospheric Sciences / Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province / Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;
2. Shenyang Meteorological, Shenyang 110000, China

Abstract: The atmospheric water cycle in the Tibetan Plateau (TP) plays an important role in the occurrence, development and maintenance process of the Tibetan Plateau Vortex (TPV), which is rarely investigated. In this study, the relationship between atmospheric water cycle over the TP and the duration of

收稿日期: 2021-04-12
基金项目: 国家自然科学基金项目(42075019, 42075081); 国家重点研发计划项目(2018YFC1505702); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0102); 成都信息工程大学引进人才启动基金项目(KYTZ201639).
作者简介: 赵思玉, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究.
通信作者: 范广洲, 教授.

TPV is discussed. Based on the TPV data, the observation data of meteorological stations in TP and meteorological reanalyzed data, and utilizing the statistical analysis method, this study investigates the multi-time scales variation of the duration of TPV from 1979 to 2017 in July and its relationship with the atmospheric water cycle over the TP. The results show that TPV were mainly formed in the mid-west of TP. The duration of TPV in July was the highest of all months and tended to increase. The components of atmospheric water cycle in the central and southern TP had a significant positive correlation with the duration of TPV, while the precipitable water vapor in northwest of TP and the surface evaporation in marginal areas of the southern TP had a significant negative correlation with the duration of TPV. In addition, both the duration of TPV and atmospheric water cycle had inter-annual variation. The duration of TPV, precipitable water vapor, water vapor convergence in central TP and surface evaporation at the southern edge of the TP were increasing, while the precipitation was decreasing in recent years. Therefore, the variation of atmospheric water cycle in the TP had a vital effect on the duration of TPV in July, those are possible impact factors of the duration of Plateau vortex.

Key words: The Tibetan Plateau; Tibetan Plateau Vortex; atmospheric water cycle; precipitable water vapor

青藏高原低涡(以下简称高原涡, Tibetan Plateau Vortex, TPV)是在青藏高原独特动力、热力作用下形成的一种高原独特天气系统,同时受不稳定层结、非绝热加热和水汽输送的影响,其生成、维持、发展和移动与高原复杂的下垫面地形抬升作用、独特的环流系统以及水汽输送等密不可分^[1-3],还与南亚高压脊线、高空西风急流位置、高原横切变线等背景场有关^[4-5],高原切变线带来的冷空气会触发大气不稳定能量释放,还会直接影响高原北部低压发展,是高原涡发生发展的重要机制^[6-7].从能量角度来看,地面感热和潜热的释放均是影响高原涡发展的重要因素,地表潜热通过加强大气不稳定性,产生有利于高原涡加强的热力环境,地表潜热对移出高原后的高原涡维持、发展具有重要影响^[8-10].高原涡有冷涡、暖涡和未移出高原、移出高原之分^[11],未移出高原的高原涡是引起高原地区降水的重要天气系统之一,移出高原的高原涡往往引起我国四川盆地、长江及黄淮流域等地暴雨天气甚至引发洪涝灾害^[12],因此加强对高原涡的研究对我国长江中下游地区降水及洪涝灾害等天气预测有重要意义.

高原水分含量对高原涡的维持、加强具有重要影响.高原切变线以南的水汽输送及水汽辐合对高原涡的生成起诱发作用^[4,13],输入高原的水汽净通量与高原涡发生频次密切相关^[14];高原涡发生发展过程中伴随大量积雨云,高原西部积云对流及湍流引起的水汽通量垂直辐合、辐散输送有利于近地面高原涡的生成发展^[15],水汽在高原的热力、动力作用下凝结释放的潜热可形成有利于高原涡生成的条件^[16],高原对流系统降水产生的凝结潜热释放是高原涡发生、移出高原的必要条件,也会增加东移高原涡的强度^[17-18],因此高原涡势必会受到高原大气水循环影响.近年来有关高原涡及高原大气水循环的研究受重视程度不断提高,在第二次青藏高原大气科学试验(TIPEX-II)中得到大量与高原涡相关的云—降水物理过程观测资料,第三次青藏高原大气科学试验(TIPEX-III)将水循环作为研究计划的重要目标之一^[19].国内外学者对高原涡的研究以高原的动力、热力作用为重点,分析各天气系统对其生成、移动等的作用^[20],而对高原涡持续时间的研究、高原涡与高原地区大气水循环以及不同时间尺度的变化趋势研究较少.因此,本文针对高原地区气候,根据大气水文平衡方程得到大气水循环的4个因子:大气可降水量、水汽输送量、降水量和地表蒸发量,研究高原地区大气水循环与高原涡持续时间关系.

1 资料与方法

文中高原涡数据来源于林志强^[21]的数据集,其数据集基于 ERA-interim 再分析数据获得的气旋形势,利用客观识别和追踪算法得到高原涡活动的资料;比湿、气压等数据取自 1979—2017 年间空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的 ERA-interim 再分析月数据;降水数据取自全球降水气候研究项目中的卫星降水产品 GPCP(Global Precipitation Climatology Project, 全球降水气候计划)^[22],它综合卫星的红外和微波资料,并经过全球多个台站数据校正,空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$;蒸发数据选取于空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的

GLDAS(Global Land Data Assimilation System, 全球陆地信息模型)月蒸发数据^[23], 此数据经过多位学者模拟比较验证, 较为可靠^[24-25].

以下研究基于大气水分平衡方程, 对高原涡持续时间与大气水循环因子相关性问题进行讨论, 再计算其各自周期, 从不同时间尺度研究高原涡持续时间与大气水循环之间的关系. 研究方法为常规的气象统计方法, 如合成、相关以及集合经验模态分解方法. 集合经验模态分解(Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD)是 Huang 和 Wu 等人^[26-27]提出并改良的一种数据分析方法, 依据数据自身的时间尺度特征进行信号分解, 在信号中添加白噪声, 用来补充一些缺失的尺度, 有效抑制模态混叠情况.

根据水循环定理, 可将某地区大气柱中水汽含量的变化量表示为输入水汽量与输出水汽量之差 ΔW_a ^[28-29], 而在 $t-1$ 到 t 这段时间内大气柱中水汽含量的变化量可表示为

$$\Delta W_{a,t} = Q_{a,t} - Q_{a,t-1} \tag{1}$$

大气柱中总收入的水汽量主要包括由外界输入该地区整层大气中的水汽量(Q_{ai})和地表蒸发水汽量(E); 大气柱中总支出的水汽量主要包括该地区向外输出的水汽量(Q_{ag})和大气凝结降水量(P). 因此该地区大气水汽含量变化量为

$$\Delta W_a = Q_{ai} - Q_{ag} + E - P \tag{2}$$

对以上公式进行推导整合, 得到大气水分平衡方程, 可简单写为

$$\left\{ \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\} = - \{ \text{div} \overline{Q} \} + \{ \overline{E} - \overline{P} \} \tag{3}$$

$\left\{ \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\}$ 表示大气中可降水量, $-\{ \text{div} \overline{Q} \}$ 表示水汽输送量.

其中大气可降水量计算公式为

$$\left\{ \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\} = P_{\text{wv}} = - \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} q \, dp \tag{4}$$

g 为重力加速度, q 为比湿, p_t 为大气柱的顶层气压, 取 200 hPa, p_s 为地面气压. 大气中的水循环过程涉及到大气可降水量(Precipitable water vapor)用 P_{wv} 表示, 水汽输送(Water vapor transport)用 W_{vt} 表示, 降水(Precipitation)用 P_{re} 表示, 地表蒸发(Evaporation)用 E 表示, 大气降水量的变化亦受水汽输送通量及散度、降水和地表蒸发这 3 个水循环变量的影响. 因此本文根据大气水分平衡方程中 4 个水循环因子的变化深入讨论其对高原涡持续时间变化的影响.

2 高原涡持续时间特点

高原涡持续时间定义为: 在一次完整的高原涡过程中, 从高原涡发生初始时刻到结束时刻所经历的时间, 单位是 h. 由于使用的高原涡数据集每间隔 6 h 记录一次高原涡所在位置, 因此本文中高原涡持续时间计算方法为单个高原涡被记录的次数乘以 6 h, 所得数值为估计值. 此前有研究对高原涡生成个数进行统计, 发现夏季高原涡生成频率最高, 6, 7 月高原涡生成个数最多, 5, 8, 9 月次之, 冬季最少^[30-31], 且夏季也是高原地区大气水循环最活跃的时期^[32]. 统计 1979—2017 年发生的高原涡持续时间等数据, 如图 1, 发现 7 月份生成的高原涡持续时间最长, 时间总和大于 25 800 h, 在所有月份中占 20%, 平均每个涡持续时间也最长, 约为 79 h, 8 月份次之, 1, 12 月高原涡平均时长最短, 所占比例也最少, 因此选取 7 月份高原涡持续时间作为研究对象.

根据 1979—2017 年间 7 月份高原涡持续时间的变化趋势, 如图 2, 发现高原涡持续时间整体呈缓慢增加趋势, 2009 年 7 月份生成的所有高原涡过程的总时长最长, 2015 年最短.

图 3 为 1979—2017 年间 7 月份高原涡初始时刻生成地空间分布图, 图中空心圆的不同颜色及直径代表高原涡持续时间的长短, 直径越大, 该次高原涡过程持续时间越长. 高原涡生成位置多分布在高原中西部, 大多数高原涡持续时间都在 0~2 d 内, 能维持 6 d 以上的高原涡占少数, 并且几乎都分布在 33°—36°N、78°—91°E 范围内, 该范围内生成的高原涡累计时长占整个高原地区累计时长的 45%.

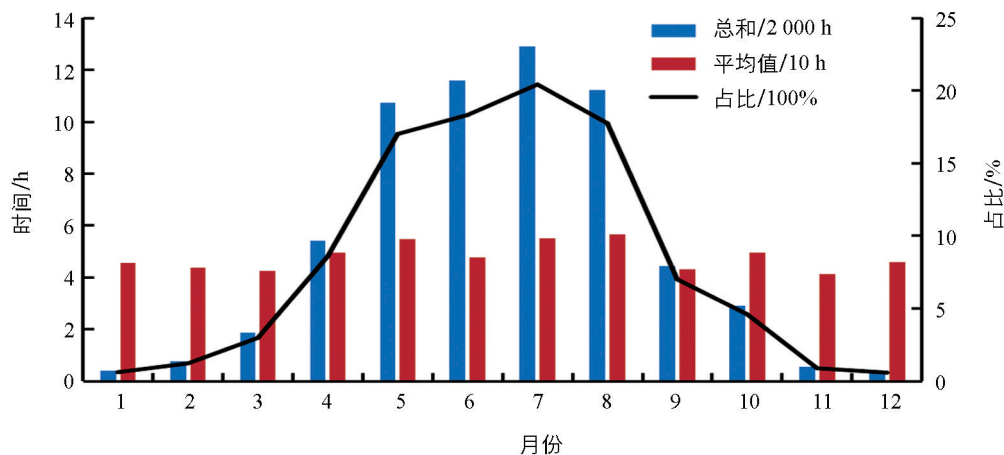


图 1 1979—2017 年每月高原涡持续时间总和、平均值、占比

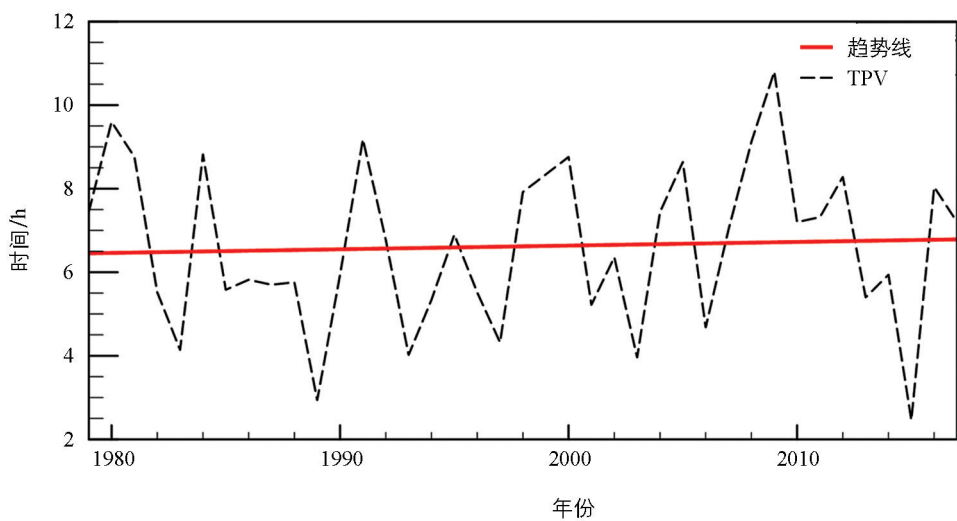


图 2 1979—2017 年间 7 月份高原涡持续时间变化趋势 (持续时间/100 h)

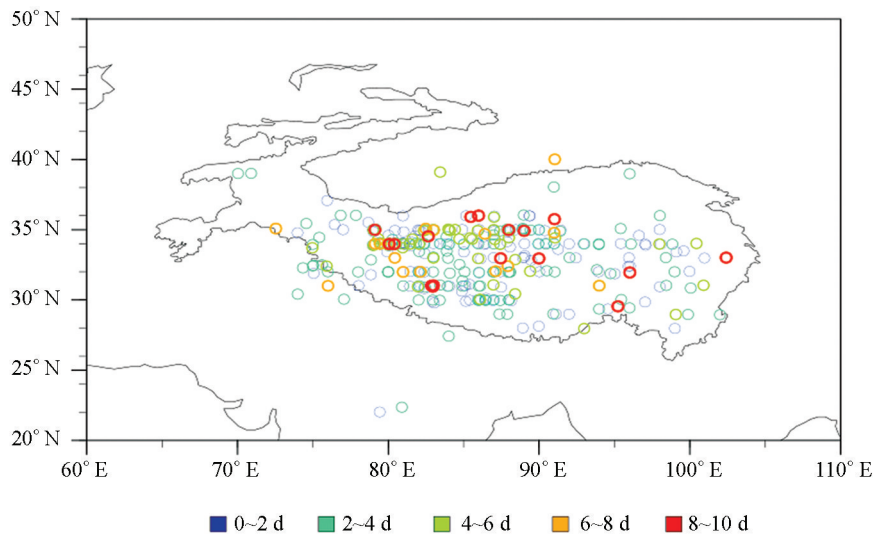


图 3 1979—2017 年间 7 月份高原涡生成地空间分布

3 青藏高原大气水循环与高原涡持续时间之间的关系

3.1 青藏高原大气可降水量与高原涡持续时间之间的关系

统计 1979—2017 年间 7 月发生的高原涡持续时间之和, 计算其标准化序列, 将高于或低于一个标准差的年份定义为高原涡持续时间较长年和较短年, 得到的较长年有 8 年: 1980, 1981, 1984, 1991, 2000, 2005, 2008, 2009 年, 较短年有 1983, 1989, 1993, 1997, 2003, 2006, 2015 年. 由图 4 可以发现无论是较长年还是较短年高原地区大气可降水量均表现为较周边地区偏低, 大体呈东南部向西北部递减趋势, 较长年里高原主体及南部边缘大气可降水量高于较短年. 图 4(c) 中高原中部大气可降水量差值较大, 即在高原涡持续时间较长年, 高原中部大气可降水量明显偏多, 高原西北部大气可降水量偏少, 差值为负值. 高原水汽含量的增加对高原涡的维持具有重要影响^[33-34], 结合相关系数分布图可以发现, 高原中部大气可降水量的增加与高原涡持续时间为显著正相关, 该范围内大气可降水量即含有的水汽总量越多, 越有利于高原涡的长时间维持, 在高原西北部, 大气可降水量与高原涡的持续时间为负相关.

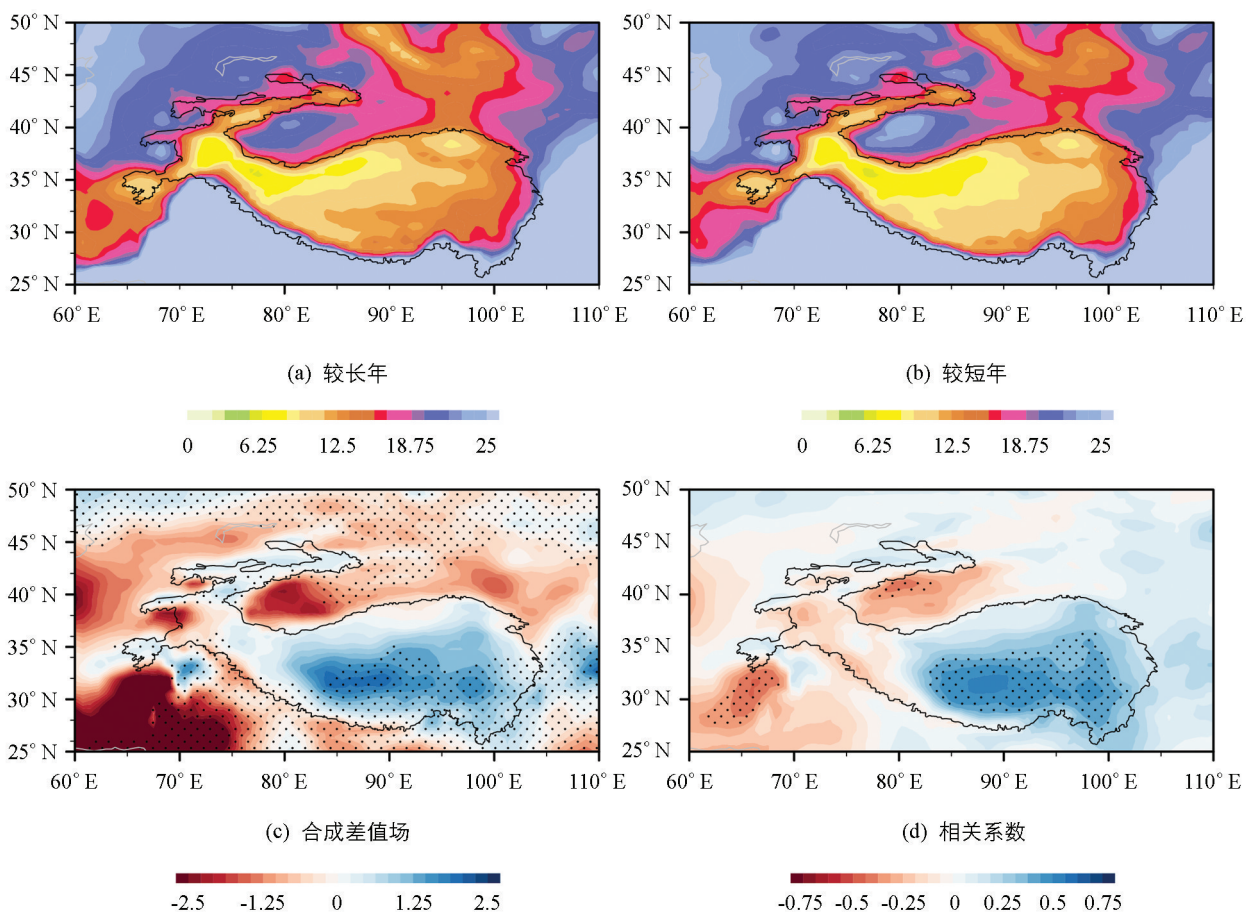


图 4 1979—2017 年间 7 月份大气可降水量在较长年、较短年以及合成差值场和高原涡持续时间相关系数的分布, 点状区域表示通过 95% 的显著性检验

3.2 水循环变量与高原涡持续时间之间的关系

3.2.1 水汽输送与高原涡持续时间之间的关系

高原地区的水汽通量以及水汽的辐合、辐散在高原涡生成过程中发挥了重要的作用, 水汽是高原涡形

成、发展的必要条件之一. 图 5 为高原涡持续时间在较长年和较短年的 7 月份平均水汽通量与水汽通量散度. 图 5(a)和图 5(b)中高原涡持续时间在较长年或较短年里高原南部均表现为强水汽辐合, 这与高原持续吸引相邻地的暖湿气流——“热力泵”和机械动力效应相符合^[35]. 7 月份高原南部、北部均有大量水汽聚集, 高原南部 90°E 附近有大量水汽聚集且形成了气旋形式. 图中可以看出通往高原的 4 条水汽通道, 高原北部水汽是由高原西北部输送过来的, 南部水汽则主要来自阿拉伯海和孟加拉湾以及南海. 高原南部水汽收支在较长年与较短年的差值变化并不明显, 东部与西南部的水汽收支差别较大, 高原涡的持续时间与高原东部和西南部的水汽输送异常输入有关. 在高原涡持续时间较长年里, 高原整体水汽辐合较强, 其中高原中南部最为明显, 在 24°—28°N、90°—98°E 范围内水汽通量散度表现为强辐散, 图 5(d)显示高原中部水汽的辐合与高原涡显著相关, 水汽在高原中部大量辐合聚集有助于高原涡长时间维持, 而高原南部边缘的水汽辐散与高原涡持续时间为弱相关.

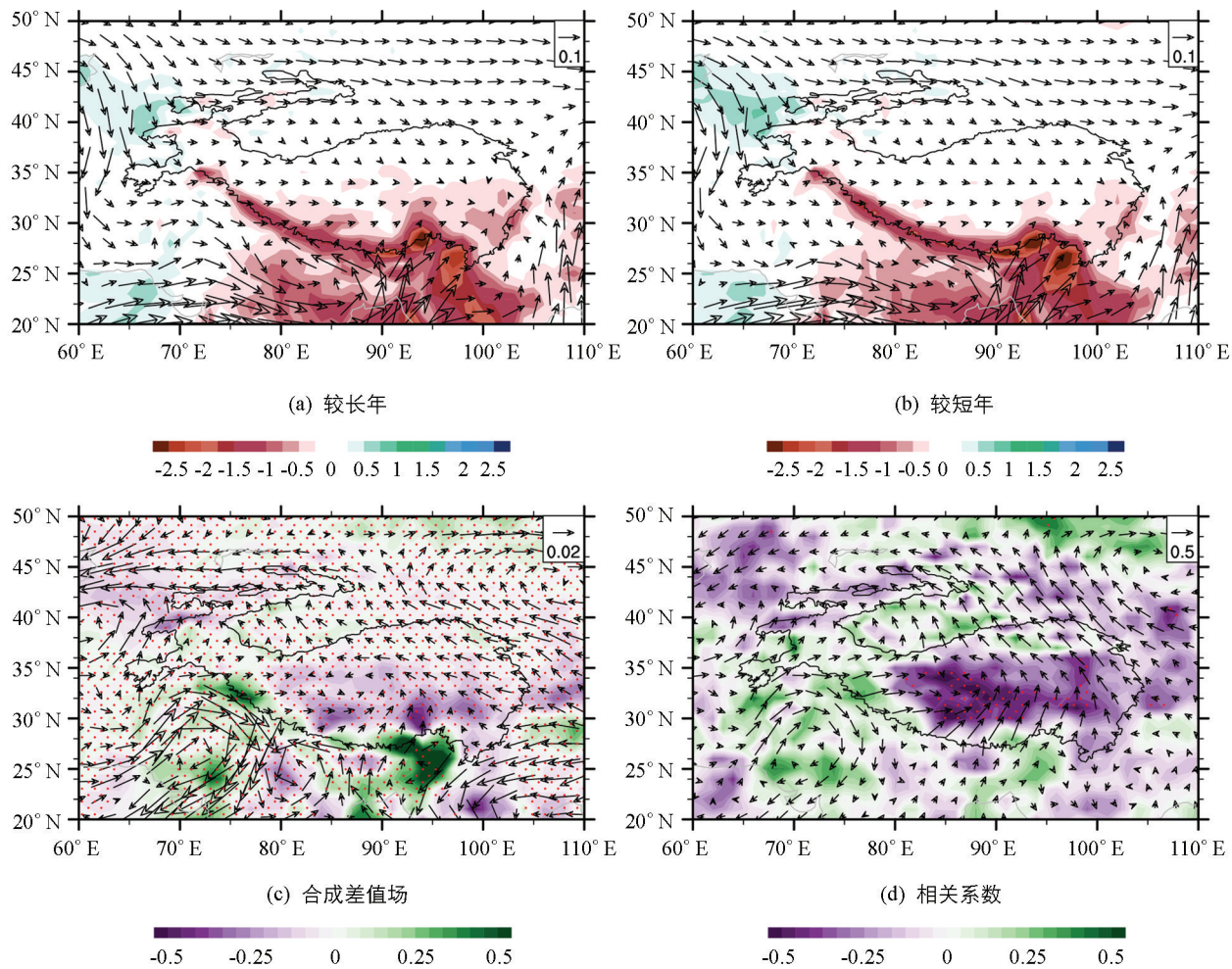


图 5 1979—2017 年间 7 月份水汽通量及水汽通量散度在较长年、较短年以及合成差值场和高原涡持续时间相关系数的分布, 点状区域表示通过 95% 的显著性检验

3.2.2 降水量与高原涡持续时间的关系

高原涡是引起高原地区降水的重要天气系统, 高原涡发生前后生成的降水量对高原涡能否长时间维持具有一定影响^[36]. 图 6 为 7 月份平均降水量, 图 6(a)中高原地区降水量较周边地区偏少, 且

有明显的地区差异,南部降水多,尤其是高原南部边缘 $87^{\circ}\text{--}98^{\circ}\text{E}$ 处降水极大,北部降水少,呈东南向西北递减趋势, 36°N 以北地区降水几乎为 0. 图 6(c)中较长年里降水在高原东南部边缘生成量偏少,结合图 6(d),发现高原中南部降水量与高原涡持续时间呈显著正相关,且该范围内高原涡生成个数较多,持续时间也较长,东南侧边缘降水量有一处明显的负异常,高原内部则几乎没有与高原涡持续时间为负相关的地区.

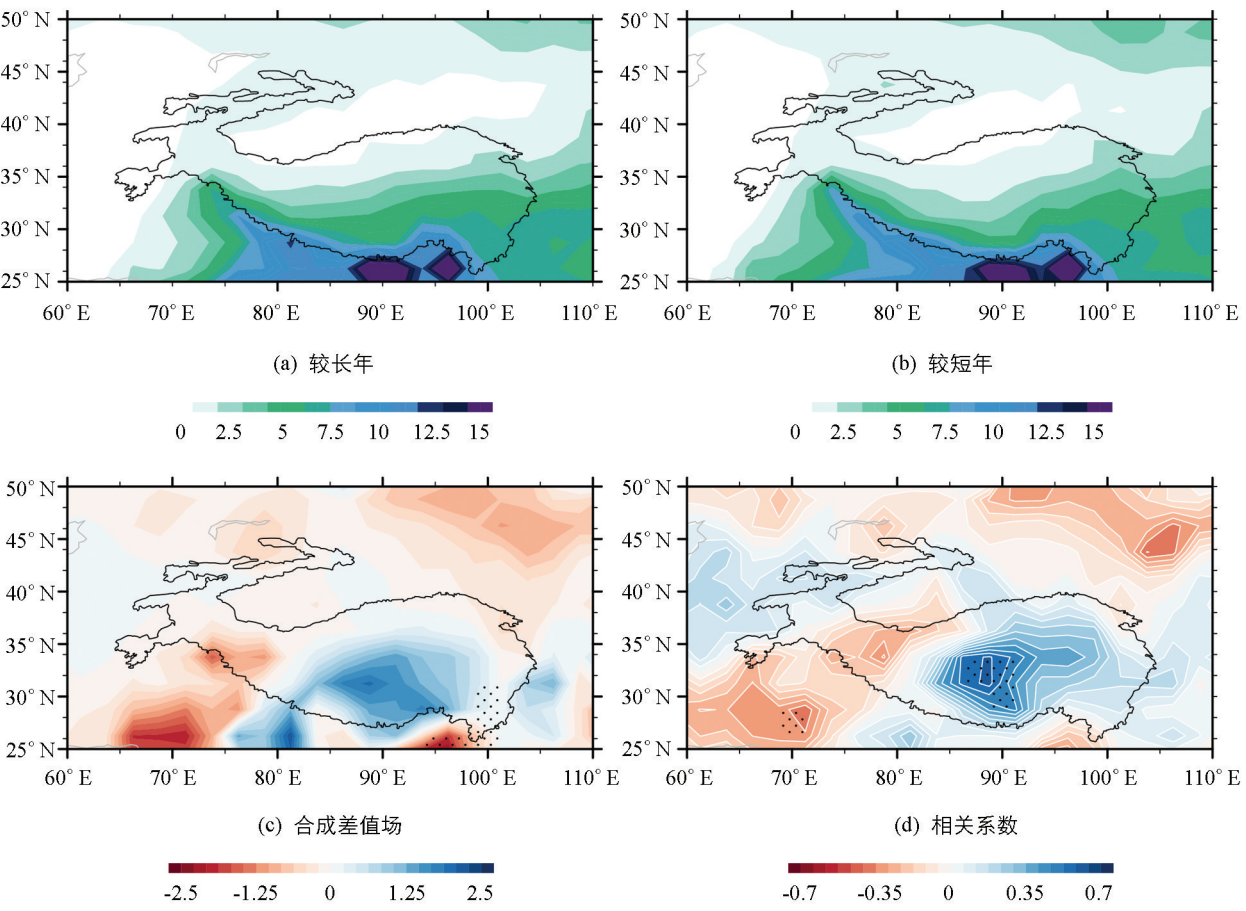


图 6 1979—2017 年 7 月份降水量在较长年、较短年以及合成差值场和高原涡持续时间相关系数的分布,点状区域表示通过 95% 的显著性检验

3. 2. 3 地表蒸发量与高原涡持续时间的关系

地表蒸发量是大气水循环过程中的重要一环. 图 7 为 7 月份平均地表蒸发量. 从图 7 可以看出高原的地表蒸发量与降水量的地理分布类似,具有明显的地区差异,地表蒸发量在高原南部较高,北部低,且高原 70°E 以西地区平均地表蒸发量极小,呈东南向西北递减趋势,在能够较长时间维持的高原涡生成区域,地表蒸发量低. 图 7(c)中,在较长年,高原中部地表蒸发量偏多,高原西北部及南侧边缘地表蒸发量偏少,即在高原涡持续时间较长的年份,高原中部地表蒸发量较大的地区表现为蒸发出更多水汽,地表蒸发量较小地区水柱蒸发量更少. 高原涡持续时间与高原中部的地表蒸发量无显著相关性,与高原南、北部边缘均为负相关,和差值场的分布相对应,但是总体来说高原内部地表蒸发量偏低,并不是影响高原涡持续时间的主要因素.

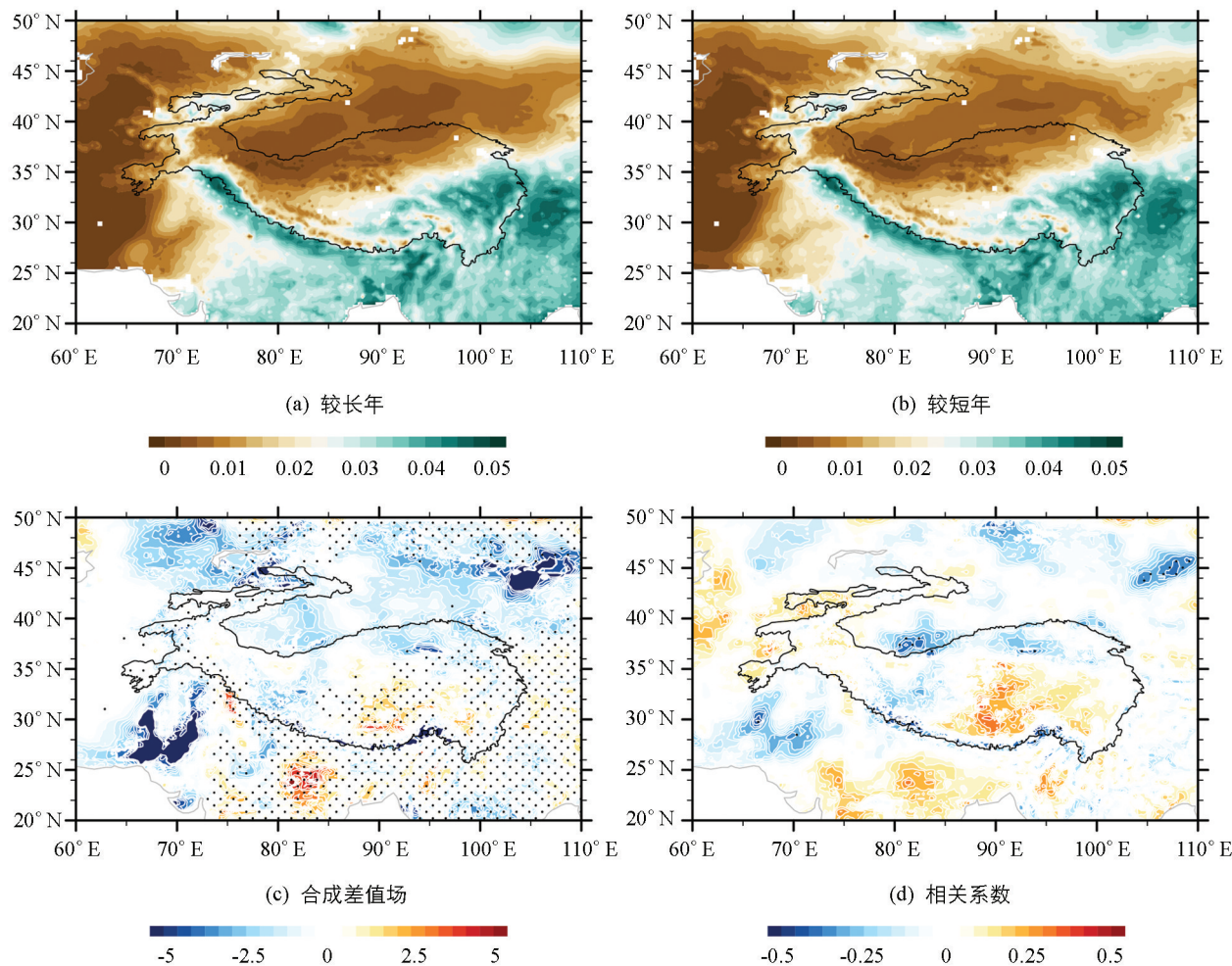


图 7 1979—2017 年间 7 月份地表蒸发量在较长年、较短年以及合成差值场和高原涡持续时间相关系数的分布, 点状区域表示通过 95% 的显著性检验

4 高原涡持续时间与青藏高原大气水循环的年际变化

选取 1979—2017 年间 7 月份高原涡持续时间与大气水循环因子的显著相关区域, 其中与大气可降水量 P_{wv} 存在两个显著相关区域 ($P_{\text{wv}+}$ 、 $P_{\text{wv}-}$), 与其他水循环因子均存在一个显著相关区域. 通过对各显著相关区域范围内的大气水循环因子进行区域平均及标准化处理, 生成大气水循环因子的原始序列. 将 7 月份高原涡持续时间与大气水循环因子的原始序列进行 EEMD 分解, 得到本征模态分量 IMF1-IMF4 以及趋势分量 residual, 如图 8 及表 1. 表 1 给出了各变量 IMF1-IMF4 的周期、与原始序列的相关系数及方差贡献率, 高原涡持续时间的 IMF1 与其原始序列的相关系数为 0.77, 方差贡献率为 69.53%, 即高原涡持续时间主要由 3.4 年周期决定. 结合图 8(a) 可以发现从 2000 年之后高原涡持续时间的变化振幅高于 2000 年前, 其趋势分量整体表现为先缓慢减少后快速增加趋势, 2000 年后高原涡持续时间明显增加. 而高原涡持续时间的 IMF4 与原始序列的相关系数仅为 0.26, 方差贡献率也最小.

除 E 外, 显著相关区域的各个大气水循环因子的 IMF1 方差贡献率最高, 与其各自原始序列的相关系数也最大, 而 E 的 IMF4 方差贡献率虽大, 但其变化周期并未通过显著性检验, 因此大气水循环因子仍主要表现为 3 年左右的变化周期. $P_{\text{wv}+}$ 、 $P_{\text{wv}-}$ 和 E 的趋势分量均为显著增加趋势, W_{vf} 的趋势分量变化与

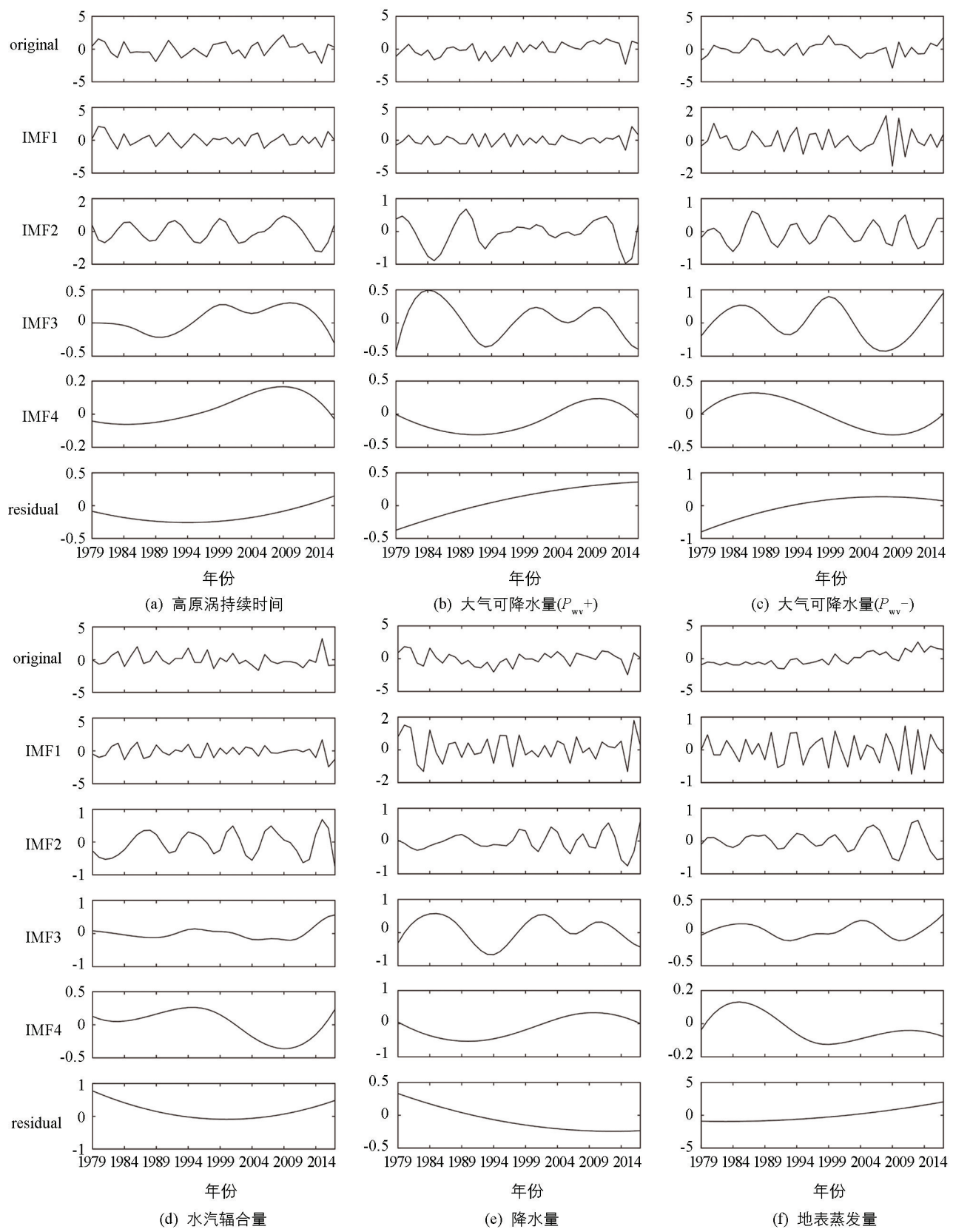


图 8 1979—2017 年间 7 月高原涡持续时间, 大气可降水量(P_{wv+}), 大气可降水量(P_{wv-}), 水汽辐合量(W_{vf}), 降水量(P_{re})以及地表蒸发量(E)的集合经验模态分解(original 为原始序列, IMF1-IMF4 表示本征模态分量, residual 表示趋势分量)

表 1 高原涡持续时间与各大气水循环因子的周期及相关系数

	T_{pv}	$P_{wv}+$	$P_{wv}-$	W_{vf}	P_{re}	E
周期						
IMF1	3.4 ^{**}	3.12 ^{**}	3.12 ^{**}	3.79 ^{**}	3.55 ^{**}	2.79 ^{**}
IMF2	7.8 ^{**}	8.67 [*]	6	7.8 ^{**}	8.67 ^{**}	6.5 [*]
IMF3	26 [*]	19.5 [*]	15.6	26 [*]	26	15.6
IMF4	26	26	39	39	78	39
相关系数						
IMF1	0.77	0.76	0.66	0.82	0.81	0.44
IMF2	0.48	0.42	0.49	0.4	0.35	0.28
IMF3	0.32	0.16	0.54	0.25	0.34	-0.03
IMF4	0.26	0.44	0.22	0.25	0.33	0.61
方差贡献率/%						
IMF1	69.53	56.1	32.12	73.81	67.97	15.01
IMF2	24.62	23	7.94	19.28	9.84	7.47
IMF3	3.45	9.13	18.65	5.17	11.14	0.91
IMF4	1.48	2	18.86	0.65	7.57	0.59
residual	0.93	9.76	22.43	1.09	3.48	76.02

注: ** 表示通过了 99% 信度检验, * 表示通过了 95% 信度检验.

高原涡持续时间类似, 表现为先减弱后增强, P_{re} 的变化趋势为减少. 由上述可知, 1979—2017 年间 7 月份高原涡持续时间与大气可降水量、水汽输送量和地表蒸发量在不同时间尺度均表现为增加的变化趋势, 降水则逐年减少.

为进一步探讨高原涡持续时间与大气水循环因子在不同时间尺度中变化趋势的关系, 将各变量的原始序列、IMF1 序列以及趋势分量绘制成折线, 如图 9. 可以发现高原涡持续时间整体呈增加趋势, 但在 2000 年左右存在一个谷值, 2000 年后上升速度有所增加, 在 2011 年左右由负位相转为正位相, 2015 年高原涡持续时间为最小值. 高原地区大气可降水量为增加趋势, 1990—1995 年期间 $P_{wv}+$ 明显偏低, 2000 年后有所上升, 同时高原涡持续时间表现为增加趋势. $P_{wv}-$ 在 2000 年达到峰值, 之后上升速度变缓, 最大值出现在 2009 年左右, 同期高原涡时间连续增加, 甚至出现最大值. W_{vf} 变化趋势为先减小后增加, 2000 年左右达到一个谷值, 后缓慢上升, 这与高原涡持续时间的变化相似, 由于高原是一个强大的热源, 活跃的对流活动使得低层水汽辐合上升, 上升过程中会释放凝结潜热, 有利于高原涡的加强. P_{re} 则逐年减少. 地表蒸发量 E 为明显增加趋势, 2000 年前振幅小, 波动平缓, 2000 年后振幅偏大, 增加趋势明显. 1992 年左右地表蒸发量 E 偏低, $P_{wv}+$ 与 P_{re} 也偏低, 同期高原涡持续时间迅速减少. 在 1986—1997 年间, W_{vf} 及 P_{re} 减少, 同时期高原涡持续时间偏低; 2015 年 $P_{wv}+$ 及 P_{re} 骤减, W_{vf} 为最大值, 同年高原涡持续时间骤减. 可以发现, 高原中部大气可降水量、水汽的辐合、降水量及高原南部地表蒸发量增加的年份, 高原涡持续时间的增加速度较前期显著提升, 大气水循环因子显著降低的年份高原涡持续时间也明显偏低.

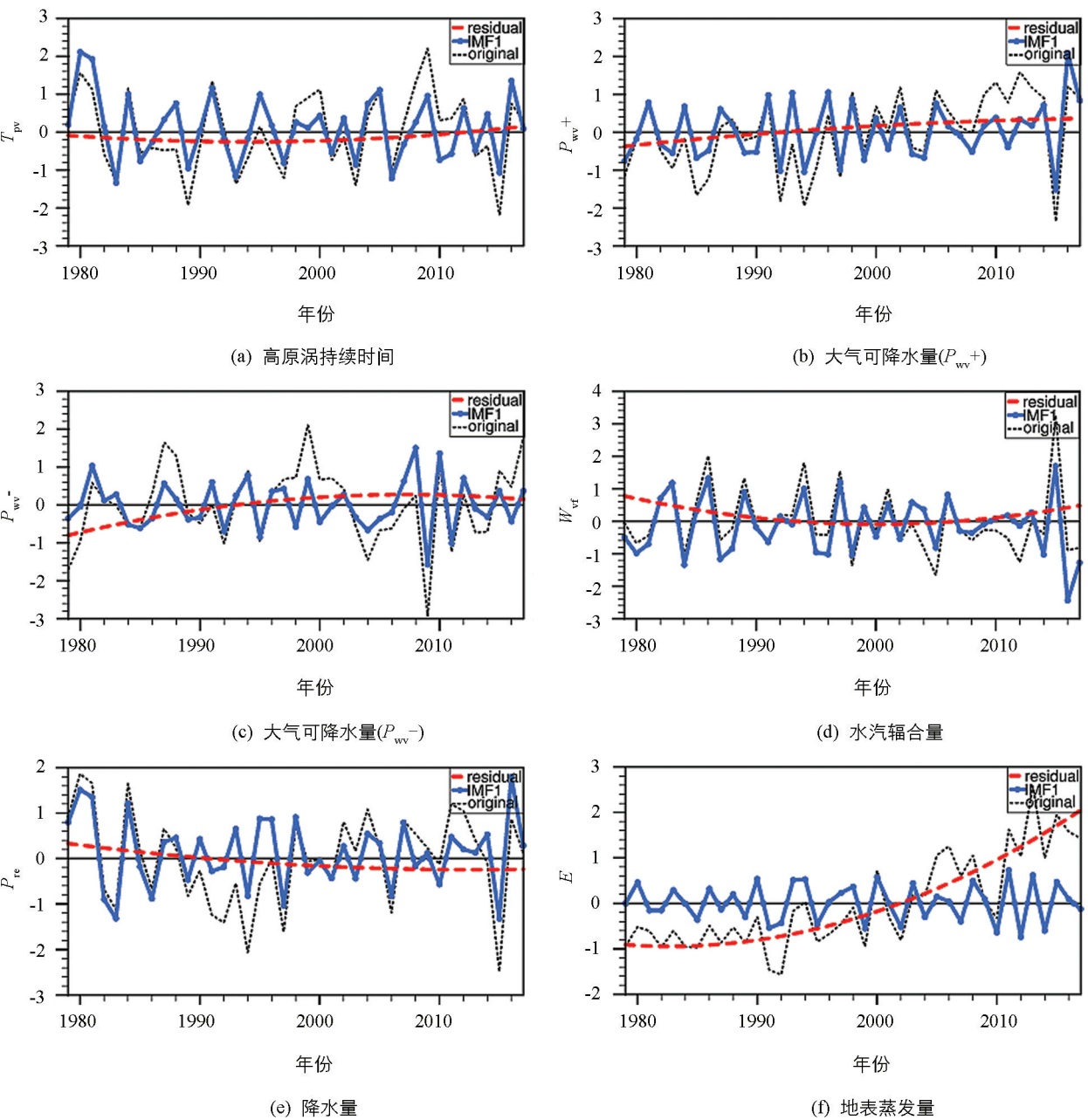


图 9 1979—2017 年间 7 月高原涡持续时间, 大气可降水量(P_{wv+}), 大气可降水量(P_{wv-}), 水汽辐合量(W_{vt}), 降水量(P_{re})以及地表蒸发量 E 的变化趋势

5 结论与讨论

基于 1979—2017 年间高原涡活动资料、逐月再分析资料以及卫星、地面观测资料, 根据大气水分平衡方程, 通过合成分析、相关分析及 EEMD 等方法, 研究高原涡持续时间与高原地区大气水循环的关系及时空分布特征, 主要结论如下:

- 1) 高原涡多发生于高原中西部, 1979—2017 年间 7 月份生成的高原涡的持续时间平均值和总和最大, 且呈缓慢增加趋势。
- 2) 在高原涡持续时间较长年里, 高原中部大气可降水量、水汽辐合量及降水量明显偏多, 且与高原涡

持续时间呈显著正相关, 高原东部和西南部水汽的异常输送与高原涡的长时间维持有关, 高原西北部大气可降水量与高原南北部边缘的地表蒸发量与高原涡持续时间为负相关。

3) 高原涡持续时间与大气水循环因子均具有不同时间尺度特征, 主要表现为 3 年和 6~9 年的震荡周期。在大气可降水量、水汽辐合量及地表蒸发量呈明显增加趋势的时段, 高原涡持续时间较前期有较明显增长, 降水量较大的年份高原涡持续时间普遍较长。综上所述, 高原地区大气水循环的影响因子的变化对高原涡持续时间存在一定影响。

本文统计分析了高原涡持续时间与高原大气水循环的气候特征、相关关系以及不同时间尺度变化趋势特征, 后续需要进一步研究大气水循环因子对高原涡的影响机制, 由此可以引申出高原大气水循环因子对高原涡其他特征的影响等问题。

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] DELL'OSSO L, CHEN S J. Numerical Experiments on the Genesis of Vortices Over the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Tellus A*, 1986, 38A(3): 236-250.

[3] WANG BIN. The Development Mechanism for Tibetan Plateau Warm Vortices [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1987, 44(20): 2978-2994.

[4] 杜梅, 李国平, 李山山. 高原横切变线与高原低涡关系的初步研究 [J]. *大气科学*, 2020, 44(2): 269-281.

[5] 郁淑华, 高文良. 青藏高原低涡移出高原的大尺度条件 [J]. *高原气象*, 2008, 27(6): 1276-1287.

[6] TAKAHASHI H. Observational Study on the Initial Formation Process of the Mei-Yu Frontal Disturbance in the Eastern Foot of the Tibetan Plateau in Middle-Late June 1992 [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II*, 2003, 81(6): 1303-1327.

[7] 马林, 张青梅, 赵春宁, 等. 青藏高原东部牧区春季雪灾天气的形成及其预报 [J]. *自然灾害学报*, 2003, 12(3): 61-68.

[8] 李国平, 卢会国, 黄楚惠, 等. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响 [J]. *大气科学*, 2016, 40(1): 131-141.

[9] 董元昌, 李国平. 凝结潜热在高原涡东移发展不同阶段作用的初步研究 [J]. *成都信息工程学院学报*, 2014, 29(4): 400-407.

[10] SHEN R, REITER E R, BRESCH J F. Numerical Simulation of the Development of Vortices over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau [J]. *Meteorology and Acmospherics*, 1986, 35(1-2): 70-95.

[11] 陶诗言, 罗四维, 张鸿材. 1979 年 5—8 月青藏高原气象科学实验及其观测系统 [J]. *气象*, 1984, 10(7): 2-5.

[12] 唐信英, 周长艳, 王鸽. 青藏高原低涡活动特征统计分析 [J]. *高原山地气象研究*, 2014, 34(3): 41-44.

[13] 何光碧, 高文良, 屠妮妮. 2000—2007 年夏季青藏高原低涡切变线观测事实分析 [J]. *高原气象*, 2009, 28(3): 549-555.

[14] LI L, ZANG R H, WEN M, et al. Effect of the Atmospheric Heat Source on the Development and Eastward Movement of the Tibetan Plateau Vortices [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2014, 66(1): 24451.

[15] 罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 关于夏季青藏高原低涡的研究 [J]. *中国科学(B 辑 化学 生命科学 地学)*, 1993, 23(7): 778-784.

[16] 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): 553-559.

[17] LI L, ZHANG R H, WEN M. Diurnal Variation in the Occurrence Frequency of the Tibetan Plateau Vortices [J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2014, 125(3-4): 135-144.

[18] WU D, ZHANG F M, WANG C H. Impacts of Diabatic Heating on the Genesis and Development of an Inner Tibetan Plateau Vortex [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(20), 11691-11704.

- [19] ZHAO P, XU X D, CHEN F, et al. The Third Atmospheric Scientific Experiment for Understanding the Earth-Atmosphere Coupled System over the Tibetan Plateau and Its Effects [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2018, 99(4): 757-776.
- [20] 肖递祥, 郁淑华, 屠妮妮. 高原低涡移出高原后持续活动的典型个例分析 [J]. *高原气象*, 2016, 35(1): 43-54.
- [21] 林志强. 1979—2013 年 ERA-Interim 资料的青藏高原低涡活动特征分析 [J]. *气象学报*, 2015, 73(5): 925-939.
- [22] ADLER R F, HUFFMAN G J, CHANG A, et al. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979—Present) [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2003, 4(6): 1147-1167.
- [23] RODELL M, HOUSER P R, JAMBOR U, et al. The Global Land Data Assimilation System [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004, 85, 381-394, doi: 10. 1175/BAMS-85-3-381.
- [24] 杨楠, 范广洲. 2000—2016 年青藏高原土壤温度变化特征分析 [J]. *西南大学学报(自然科学版)*, 2019, 41(9): 40-51.
- [25] 刘川, 余晔, 解晋, 等. 多套土壤温湿度资料在青藏高原的适用性 [J]. *高原气象*, 2015, 34(3): 653-665.
- [26] HUANG N E, SHEN Z, LONG S R, et al. The Empirical Mode Decomposition and the Hilbert Spectrum for Nonlinear and Non-Stationary Time Series Analysis [J]. *Proceedings of the Royal Society of London Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1998, 454: 903-995. <http://doi.org/10.1098/rspa.1998.0193>.
- [27] WU Z H, HUANG N. Ensemble Empirical Mode Decomposition: A Noise-Assisted Data Analysis Method [J]. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 2009, 1(1): 1-41.
- [28] 陆渝蓉, 高国栋. 我国大气中平均水汽含量与水分平衡的特征 [J]. *气象学报*, 1984, 42(3): 301-310.
- [29] 缪启龙, 江志红, 陈海山, 等. 现代气候学 [M]. 北京: 气象出版社, 2010.
- [30] 李江萍, 王式功, 孙国武. 高原低涡研究的回顾与展望 [J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2012, 48(4): 53-60+71.
- [31] 李宛鸿, 范广洲. 盛夏高原涡生成频数与初夏大气环流背景场的关系 [J]. *西南大学学报(自然科学版)*, 2020, 42(1): 103-111.
- [32] 徐祥德, 赵天良, LU CHUNGU, 等. 青藏高原大气水分循环特征 [J]. *气象学报*, 2014, 72(6): 1079-1095.
- [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): 553-559.
- [34] 宋雯雯, 李国平, 唐钱奎. 加热和水汽对两例高原低涡影响的数值试验 [J]. *大气科学*, 2012, 36(1): 117-129.
- [35] 姚俊强, 杨青, 毛炜峰, 等. 西北干旱区大气水分循环要素变化研究进展 [J]. *干旱区研究*, 2018, 35(2): 269-276.
- [36] 郭洁, 李国平. 川渝地区大气可降水量的气候特征以及与地面水汽量的关系 [J]. *自然资源学报*, 2009, 24(2): 344-350.

责任编辑 汤振金