

麦子, 傅慎明, 孙建华. 2020. 近 16 年暖季青藏高原东部两类中尺度对流系统 (MCS) 的统计特征 [J]. 气候与环境研究, 25(4): 385–398. MAI Zi, FU Shenming, SUN Jianhua. 2020. Statistical Features of Two Types of Mesoscale Convective Systems (MCSs) Generated over the Eastern Tibetan Plateau during 16 Consecutive Warm Seasons [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (4): 385–398. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19040

近 16 年暖季青藏高原东部两类中尺度对流系统 (MCS) 的统计特征

麦子^{1,2} 傅慎明³ 孙建华¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境中心, 北京 100029

摘 要 利用日本高知大学提供的逐小时分辨率静止卫星云顶黑体亮温 (TBB) 资料, 使用模式匹配算法对 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季 (5~9 月) 青藏高原东部的两类中尺度对流系统 (MCS) 进行了识别和追踪, 并利用人工验证订正了结果。基于此, 利用 NOAA 的 CMORPH (Climate Prediction Center Morphing) 降水资料和 NCEP 的 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 再分析资料对高原东部两类 MCS 进行了统计和对比研究。研究发现, 7 月和 8 月是高原东部 MCS 生成最活跃的季节, 然而, 此两个月能够东移出高原 MCS 的比例最小; 5 月虽然 MCS 生成数最少, 但是移出率高达近 40%。对比表明, 能够东移出高原的 MCS (V-MCS) 比不能移出的 MCS (N-MCS) 生命史更长, 触发更早, 短生命史个例占比更低。暖季各个月份, 相比于 N-MCS, V-MCS 的对流更旺盛且发展更快, 然而, 由于其发生频数远低于 N-MCS, 总体而言, V-MCS 对高原东部的降水贡献率仅为 15% 左右, 是 N-MCS 相应数值的一半左右。高原东部两类 MCS 的环流特征差异显著, 有利于 V-MCS 发生、维持和东移的因子主要位于对流层中低层 (西风带短波槽、西风引导气流、低层风场切变), 而在对流层高层, N-MCS 拥有更好的高空辐散条件 (其对应的南亚高压更强)。

关键词 青藏高原 中尺度对流系统 MCS 南亚高压

文章编号 1006-9585(2020)04-0385-14

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19040

Statistical Features of Two Types of Mesoscale Convective Systems (MCSs) Generated over the Eastern Tibetan Plateau during 16 Consecutive Warm Seasons

MAI Zi^{1,2}, FU Shenming³, and SUN Jianhua¹

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of

收稿日期 2019-03-22; 网络预出版日期 2019-05-13

作者简介 麦子, 女, 1991 年出生, 博士研究生, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: maizi@mail.iap.ac.cn

通讯作者 傅慎明, E-mail: fusm@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC0809400, 国家自然科学基金项目 91637211、41775046、41675045, 中国科学院青年创新促进会项目

Funded by National Key Research and Develop Program of China (Grant 2018YFC0809400), National Natural Science Foundation of China (Grants 91637211, 41775046, and 41675045), Fund of Youth Innovation Promotion Association of Chinese Academy of Sciences

Sciences, Beijing 100029

Abstract Two types of mesoscale convective systems (MCSs) generated over the eastern Tibetan Plateau (TP) during 16 consecutive warm seasons were identified and tracked by an automatic tracking algorithm based on hourly geostationary satellite TBB data that were provided by Kochi University. Following the manual verification of the automatic tracking results, statistical and comparative analyses of these two types of MCSs were conducted using NOAA's CMORPH (Climate Prediction Center Morphing) precipitation data and NCEP's CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) reanalysis data. The main results show that July and August were the most active months regarding the MCSs' generation over the eastern section of the plateau, but the percentages of MCSs' vacating the TP of these two months were the lowest. In May, the number of MCSs generated reached a minimum, but up to nearly 40% of the MCSs could vacate the TP. The MCSs that could vacate the TP (V-MCS) usually showed a longer lifespan, earlier triggering time, and lower proportion of short lifespan cases, compared with the MCSs that could not vacate the TP (N-MCS). During the period of the research, the V-MCSs were usually faster in development and stronger in intensity, compared with the N-MCSs. However, owing to the much lower frequency in the occurrence of V-MCSs, their contribution to the local precipitation was only about 15%, which was approximately half the contribution of the N-MCSs. The composite circulation features of the V-MCSs and N-MCSs that were generated over the eastern plateau were significantly different. The shortwave trough and stronger westerly wind in the middle troposphere and the cyclonic wind shear in the lower troposphere provided more favorable conditions for the V-MCSs' occurrence, maintenance, and eastward displacement. In contrast, divergence conditions in the upper troposphere were more conducive to the N-MCSs (the associated South Asia high in this type was stronger).

Keywords Tibetan Plateau, Mesoscale convective system (MCS), South Asia high

1 引言

青藏高原约占我国国土总面积的 1/4, 其平均海拔高度在 4000 m 以上, 是世界上海拔最高的高原, 有世界“第三极”之称。青藏高原表面由于地质运动和冰川活动, 沟壑纵横, 河流和湖泊交错分布, 地形和地貌十分复杂, 显著有别于同纬度的其它地区。由于其独特的地理分布和动热力特征, 青藏高原对其周边地区乃至整个地球的大气环流和气候系统都存在不可忽视的影响 (叶笃正, 1979; 高由禧等, 1984; 吴国雄, 2004; 徐祥德等, 2015; Zhao et al., 2018)。

夏季, 青藏高原地表所接收的太阳辐射比同纬度地区更多 (章基嘉等, 1988; Lu et al., 1995), 这使它成为一个巨大的热源, 在南亚夏季风充沛的水汽供应下, 青藏高原上空对流活动频发, 使之成为全球范围内一个重要的对流活动中心 (Flohn and Reiter, 1968; 杨伟愚等, 1992; Li et al., 2008)。在有利的大尺度背景下, 一部分较强的中尺度对流系统 (Mesoscale Convective System, MCS) 可以移出高原 (Li et al., 2008; Hu et al., 2017)。移出高原的 MCS 可能会与长江流域的局地对流云团合并,

其中一部分会在有利的形势下触发西南低涡, 这在一定程度上增强了四川、重庆及长江中下游地区的降水, 从而加重了相应的洪涝灾害 (江吉喜和范梅珠, 2002; 卓嘎等, 2002; 傅慎明等, 2011)。

由于青藏高原 MCS 的重要性, 对此类系统的研究成为青藏高原气象学研究的一个重要组成部分。不同于其它一般地区, 高原地区海拔高, 边缘地形陡峭, 气候复杂, 环境条件恶劣, 人居困难, 气象观测站分布稀疏, 因而, 高原及其周边地区可用的观测资料十分有限, 这极大地限制了对青藏高原 MCS 的研究。气象卫星资料的出现显著地促进了对高原 MCS 的研究。早在 20 世纪 60 年代, Flohn and Reiter (1968) 就利用卫星资料发现, 夏季青藏高原上空平均每一万平方公里就约有 20~50 个成熟的 MCS 生成。近年来, 随着气象卫星资料的快速发展, 又有一批研究成果涌现, 例如: 江吉喜等 (1996) 和陈隆勋等 (1999) 利用卫星资料研究指出, 青藏高原上中尺度强对流活动的形成和发展主要是由于地形热力效应所致, 其移动方向则与 800~200 hPa 的平均气流方向大体一致, 移出高原后多分为向东、东南、东北 3 个方向。从分布范围来看, 以 95°E 附近为界存在东南部和西南部两个

高频区 (朱国富和陈受钧, 1999; 江吉喜和范梅珠, 2002; 张庆云等, 2006)。从环境背景条件来看, 高低空急流的引导作用, 高层辐散、低层辐合的垂直结构及对流周边的散度场, 垂直上升速度场, 充沛的水汽条件以及对流层内大气层结的不稳定性都对高原对流系统东移具有促进作用 (卓嘎等, 2002; 戴晓燕等, 2007)。江吉喜和范梅珠 (2002) 把对流的活动分为 3 种: 第一种是静止状态, 即在原地生消演变, 这种情况的对流较多; 第二种是在高原主体上自西向东移动或者传播, 或者会在高原东部再次发展, 但不会移出高原; 第三种是移出或者传播出高原, 这种情况次数较少, 其中有一部分对流移出高原后会在高原东侧的四川盆地及其附近地区发展, 甚至在有利的条件下进一步东传至长江中下游地区, 从而加重途经地区的暴雨。Hu et al. (2016, 2017) 较系统地统计和分析了青藏高原上中尺度强对流系统的活动特征, 包括它们的生成源地、路径、时空分布、生命史、降水和动力热力等特征, 重点对比分析了青藏高原中部和东部两个对流高发源地对流系统的异同, 并指出夏季青藏高原对其下游区域甚至整个中国的降水都具有重要贡献。

由上可知, 前人已经对青藏高原 MCS 进行了一系列的研究, 这有力地深化了气象学者对高原 MCS 活动和影响的认识。然而, 截止目前, 青藏高原 MCS 统计研究所用卫星资料的时间分辨率普遍较粗 (以 3 h 分辨率为主), 且进行统计的研究时段普遍较短 (以几年为主)。青藏高原上的 MCS 可以根据其是否可以东移出高原简单地分为能够移出型 MCS (简称 V-MCS) 和不能移出型 MCS (简称 N-MCS) 两个类别。前人的研究多针对全部 V-MCS 和全部 N-MCS 的统计特征进行对比。然而, 高原东部和西部由于水汽条件以及天气系统的差异 (叶笃正, 1979; 朱国富和陈受钧, 1999; 江吉喜和范梅珠, 2002; 张庆云等, 2006), MCS 表现出不同的特征, 最显著的特征之一就是高原东部的 MCS 比高原西部的 MCS 更易于移出高原 (傅慎明等, 2011; Hu et al., 2017)。就高原东部而言, V-MCS 与 N-MCS 有何种差异? 目前答案尚不明确。这个科学问题的回答对于高原 MCS 的研究以及下游相关地区的预报均有一定的参考意义。综合上述, 本文将利用更长研究时段, 更高时间分辨率的气象卫星资料普查青藏高原暖季的 MCS 活动, 并对高原东部的 V-MCS 和 N-MCS 两类 MCS 进行

较系统的统计研究, 基于此, 揭示高原东部两类 MCS 的主要特征与异同点。

2 资料与方法

2.1 资料

本文使用日本高知大学提供的时间分辨率为 1 h, 空间分辨率为 0.05° (纬度) $\times 0.05^\circ$ (经度) 的卫星云顶黑体亮温 (TBB) 资料 (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/archive-e.html>[2019-04-01]) 对 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季 (5~9 月) 青藏高原新生的 MCS 进行识别和追踪。该套卫星资料主要由以下卫星得到: GMS5 (2000 年 5 月 1 日至 2003 年 5 月 21 日)、GOE9 (2003 年 5 月 22 日至 2004 年 9 月 30 日)、MTSAT-1R (2006 年 5 月 1 日至 2010 年 9 月 30 日)、MTSAT-2 (2011 年 5 月 1 日至 2015 年 7 月 1 日)、Himawari-8 (2015 年 7 月 7 日至 2016 年 9 月 30 日)。由于所用 TBB 资料存在不同程度的缺失, 为了保证统计结果的可信性, 本文首先进行了资料完整率的系统评估。结果表明, 除 2005 年暖季的 TBB 资料完整率仅为 66.1% 外, 不论是按逐月统计还是按逐年统计, 其他年份的资料完整率均在 90% 左右 (2000 年的资料完整率最低, 约为 89.4%)。因此, 利用上述卫星 TBB 资料对 2000~2016 年 (2005 年除外) 的暖季高原 MCS 活动进行统计是可行并且可信的。进行降水贡献率分析时, 本文使用 0.5 h 一次的 0.0727° (纬度) $\times 0.0727^\circ$ (经度) NOAA CMORPH (Climate Prediction Center Morphing) (Joyce et al., 2004) 降水资料。进行 MCS 的环流特征分析时, 本文采用的是 NCEP 6 h 一次、水平分辨率为 0.5° 的 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 再分析资料。为了加密其时间分辨率, 在合成分析之前, 所有的 CFSR 再分析资料均被线性插值成 3 h 时间分辨率, 此后再进行计算和分析。

2.2 高原 MCS 的识别方法与主要参数定义

MCS 是一类典型的中尺度系统, 其具有较显著的特征。对 MCS 进行识别时, 需要给定符合其主要特征的面积、温度和生命史长度标准。前人的研究为本文提供了可靠的借鉴: Mathon and Laurent (2001) 指出利用算法追踪 MCS 时, 如果

面积小于 5000 km^2 ，所得到的 MCS 数目将大大增加，并且 MCS 的再生现象也可能被忽略。郑永光等 (2008) 指出，选择 $\text{TBB} \leq -52^\circ\text{C}$ 来识别夏季大气中的 MCS，可以比较全面地普查中国及周边地区 MCS 的空间分布与日变化特征。Parker and Johnson (2000) 根据纳维—斯托克斯方程计算得出，中尺度对流的时间尺度应为 f^{-1} (f 为地转参数)，其中纬度约为 3 h 左右。

基于上述研究结果和本文的研究区域，MCS 的识别标准定义如下：条件 I，MCS 在 ($26^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$, $75^\circ\text{E} \sim 103^\circ\text{E}$) (图 1 中红色矩形) 中海拔高度超过 3000 m 的区域内，即高原主体范围生成；条件 II，MCS 中 TBB 低于 221 K (-52°C) 的冷云区面积超过 5000 km^2 (Mathon and Laurent, 2001; 郑永光, 2008)；条件 III，MCS 持续时间达到 3 h 及以上 (Parker and Johnson, 2000)。条件 I 和 II 第一次同时满足的时刻即为高原 MCS 的生成时刻；当条件 II 不再满足，或者目标系统合并入附近面积更大的 MCS 后，则认为目标 MCS 消失；对流从生成至消亡存在的时段则认为是对流的生命史，高原 MCS 的生命史必须满足条件 III；MCS 的形心位置即认为是该时刻系统的位置。选取高原的平均东界为 103°E ，当系统形心东移过 103°E 时，便认为它东移出高原。需要指出的是，本文中的移出

高原特指 MCS 东移过 103°E 。之前的研究 (江吉喜等, 1996; Hu et al., 2016) 表明，高原对流生成后多次出现向东移动，且高原南部对流活动更为频繁；同时，受计算效率的影响，识别范围不能无限扩大，因此，本文对于所有系统的识别范围为 ($20^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{E} \sim 113^\circ\text{E}$)。当系统移过 113°E 以东， 45°N 以北或 20°N 以南时，便停止追踪。事实上，仅仅有极少数 (约 0.1%) 的系统能移出该范围，因此停止追踪对总的统计特征结果影响不大，可以忽略。

本文追踪 MCS 的算法为李俊 (2010) 发展的模式匹配算法，该算法稳定性较好，在资料缺失的情况下仍能正常运行。该算法的主要步骤如图 2 所示，其中它在对 t 和 $t+1$ 两个时刻的 MCS 进行匹配时，用到了 3 个标准来提高准确性：(1) 距离判别 (根据系统的移动速度，当前后两个时刻的系统距离大于 165 km 时，则认为两个系统不是同一个系统)；(2) 系统 R-描绘子比较判别 (陆心如等, 1987)，R-描绘子这组特征量只与系统的边界形状有关，并且具有平移、旋转、缩放不变性，可以用来对 MCS 系统进行追踪；(3) 系统 Hu's 不变矩比较判别 (Hu, 1962)，Hu's 矩用于系统形状的识别，在较短的时间间隔内，其对于同一目标物图像具有较好的保守性，并且对于不同的目标物又

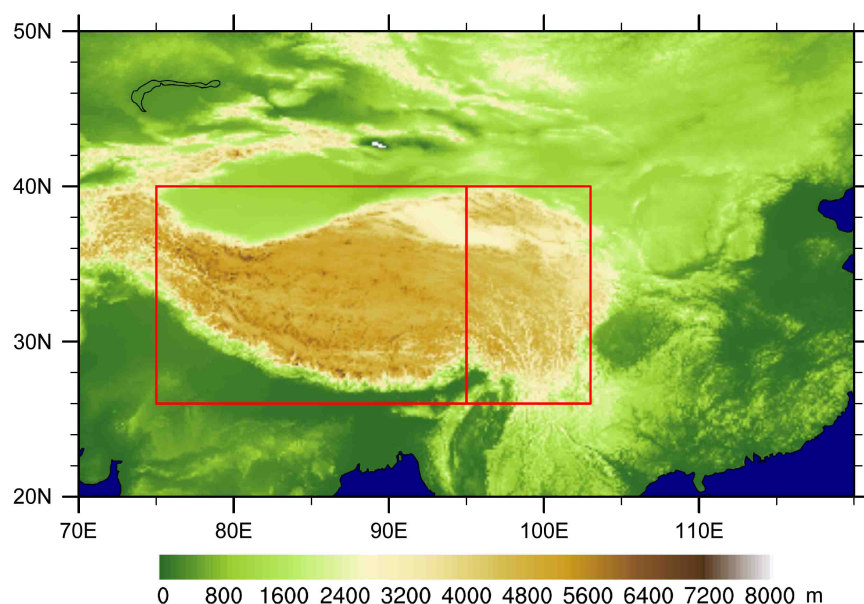


图 1 青藏高原 MCS 追踪识别范围 (红色矩形) 及地形高度 (阴影, 单位: m)。矩形中红色实线代表 95°E 经线所在位置

Fig. 1 Tracking range (red box) of MCS (Mesoscale Convective System) over the Tibetan Plateau and terrain height (shading, units: m). Red solid line inside the red box marks the location of 95°E

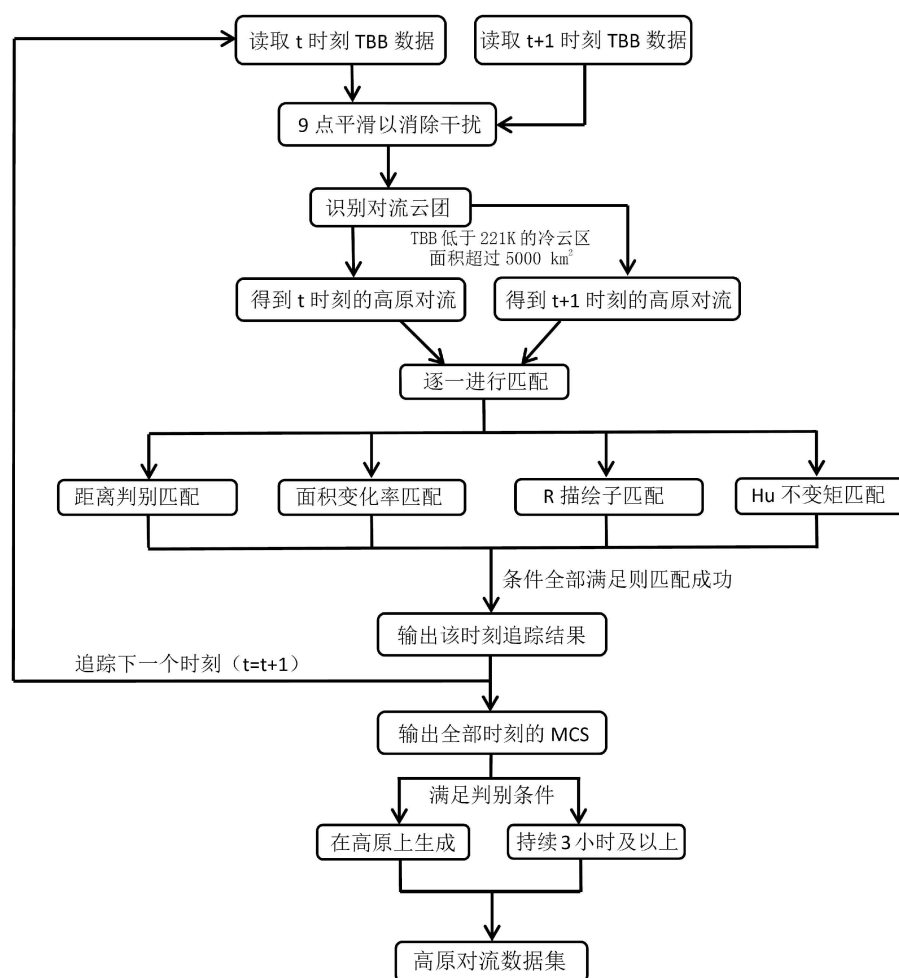


图 2 模式匹配算法主要步骤流程

Fig. 2 Flowchart of the major steps in the automatic tracking algorithm

具有明显的差异性。需要指出的是虽然模式匹配算法能较为准确地识别和追踪 MCS, 但其仍不能完全解决 MCS 的分裂和合并现象。类似于目前其它的 MCS 追踪算法, 如果 MCS 系统形状或者面积发生突变, 模式匹配算法的追踪结果也可能出现较大误差。为了减少这些误差, 本文对机器识别的结果进行了细致的人工修订 (图 3), 以提高其准确性。根据 Mathon and Laurent (2001) 以及 Feng et al. (2012), 人工修订的主要内容包括: (1) 当两个或多个 MCSs 合并时, 合并后的 MCS 继承合并前面积最大 MCS 的信息, 并继续追踪, 其他 MCS 停止追踪 (图 3 下部分); (2) 当 MCS 分裂时, 面积最大的部分保留原 MCS 信息并继续追踪, 其他部分若满足 MCS 的识别标准, 则作为新生 MCS 开始追踪 (图 3 上部分)。

青藏高原地区东西跨度较大, 横跨数个时区

(图 1), 研究 MCS 日变化时需要将时间转换成地方太阳时以消除地理位置对高原 MCS 日变化的影响。本文按照 7.5° 的经度间隔 (即半小时分辨率) 将 MCS 的生成时间转换为地方时间。MCS 的云体面积变化率是研究 MCS 发展的重要参数, 云体面积增长越快, 代表 MCS 发展越快, 往往对应着更旺盛的对流。本文定义 MCS 的云体变化率为 -52°C TBB 廓线所围面积在 1 h 内的变化 ($t+1$ 时刻的值减掉 t 时刻的值) 与 t 时刻廓线所围面积的比值。TBB 值的大小及其梯度变化对 MCS 及其降水有重要的表征意义。对 MCS 而言, TBB 越低, 表明对流越高, 对流强度越大; TBB 梯度越大, 说明云体越不均匀, 朱平等 (2014) 研究表明, TBB 梯度大的地方易产生强降水, 近似存在一一对应的关系。因此本文将 TBB 的梯度作为一个重要的参数进行分析。

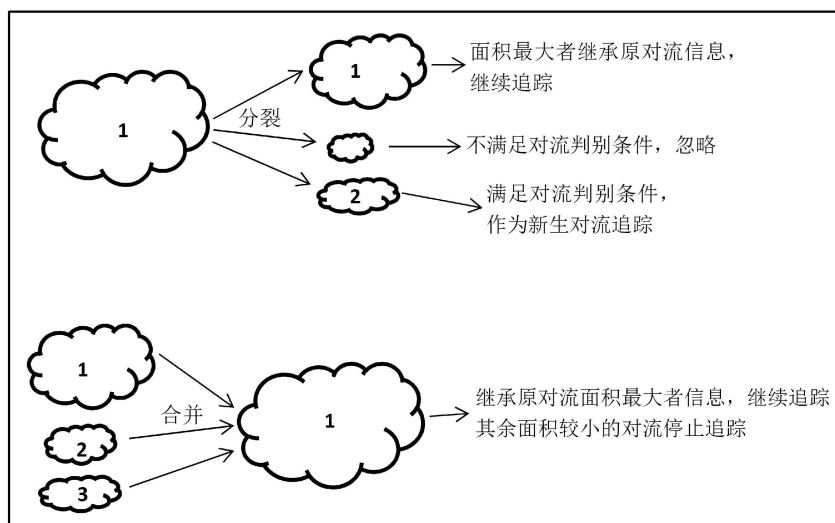


图3 人工验证过程中 MCS 分裂与合并订正处理方法

Fig. 3 Schematic of the modification methods of the splitting and merging of MCS during the artificial verification

3 高原 MCS 总体特征

如图 4a 所示, 在 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季 (5~9 月), 高原上空共生成 MCS 约 9754 个, 平均每个暖季约为 610 个。全部高原 MCS 中只有约 640 个属于 V-MCS 类别, 占全部 MCS 总数的 6.6%, 每个暖季平均约 40 个。约有 9114 个 MCS 属于 N-MCS 类别, 占全部 MCS 的 93.4% 左右, 在 N-MCS 中存在从其他方向移出高原的 MCS 约 877 个, 占比约为 9.0%, 因此, 将来对其它移向的 MCS 进行研究也具有一定的必要性。总体而言, V-MCS 发生的频次远远低于 N-MCS 类对流系统。由图 4 可知, V-MCS 主要发生在 90°E 以东地区, 其中 95°E 以东的高原东部是 V-MCS 的最高发区域。因此, 本文将高原东部定义为高原 95°E 以东的地区。统计结果表明, 生成在高原东部的 N-MCS 约占有 N-MCS 的 32.9%, 而 V-MCS 的这个比例则高于 95%。

在青藏高原东部, 每年暖季生成的 MCS 数呈现明显的变化特征 (图 5a), 其中 2015 年数目最少, 约为 174 个, 2009 年和 2010 年最多, 约为 270 个。总体而言, 每个暖季平均生成 227 个, 在 2000~2016 年并未表现出显著的增多或减少的线性趋势。每个暖季 V-MCS 的比例呈现出较大的变化 (图 5b), 其中 2012 年的比例最低, 约为 13.5%, 而 2014 年的比例最高, 约为 23.8%。就 V-MCS 的个数而言, 2015 年的个数最少, 为 29 个,

而 2003 年的个数最多, 为 62 个。高原东部 MCS 呈现出显著的月变化特征 (图 5c)。其中 7 月、8 月两个月的生成数目最多 (月均 1000 个左右), 但是这两个月的 V-MCS 占比最少 (月均 11% 左右); 5 月的 MCS 生成最少 (约 415 个), 但是移出率最高, 约为 39.3% (图 5d)。高原东部 MCS 的月际变化特征与整个高原 MCS 的月际变化特征十分相似 (图略)。相比于整个高原区域内 MCS 的总体特征 (图 6a) 而言, 高原东部 V-MCS 的相对占比高得多 (图 6b), 维持时间差异很小; 而 N-MCS 在相对占比下降的同时, 平均生命史也明显变短, 这表明高原东部的 MCS 与高原西部的 MCS 差异较为显著, 值得在将来的工作中继续探讨。

4 高原东部两类 MCS 的主要特征及异同

如图 7a 所示, 青藏高原东部两类 MCS 的生命史分布存在显著的差异, 以 6 h 为界, 约 69% 的 N-MCS 生命史不足 6 h, 而对于 V-MCS 而言, 这一比例仅为约 25%; 以 12 h 为界, 生命史达到或高于 12 h 的 N-MCS 仅占其总数的约 6.5%, 而 V-MCS 占其总数的比率则高达 43.1%。仅有约 0.3% 的 N-MCS 可以维持超过 24 h, 而对于 V-MCS 而言, 约有 8.4% 可以维持超过 1 d。所有高原东部 V-MCS 中, 仅有 23 个 (约 3.6%) 生命史超过了 30 h,

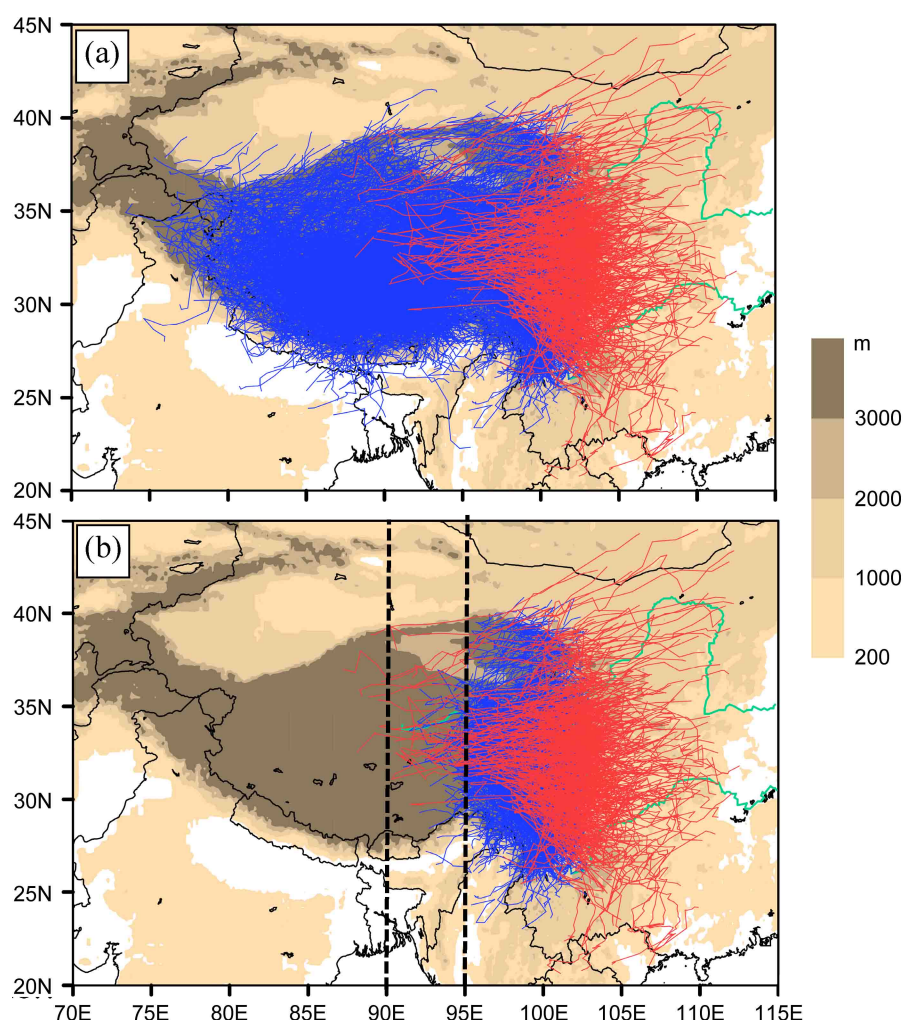


图 4 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季 (5~9 月) (a) 所有 V-MCS 的路径 (红色实线) 和所有 N-MCS 的路径 (蓝色实线) 以及 (b) 所有 V-MCS 的路径 (红色实线) 和所有 90°E 以东的 N-MCS 的路径 (蓝色实线) (黑色粗虚线代表 90°E 和 95°E 两条经线)。图中阴影为地形 (单位: m)

Fig. 4 (a) All V-MCSs' (MCSs that could vacate the Tibetan Plateau) tracks (red solid lines) and all N-MCSs' (MCSs that could not vacate the Tibetan Plateau) tracks (blue solid lines), (b) V-MCSs' tracks (red solid lines) and N-MCSs' tracks east of 90°E during the warm seasons (May to September) of 2000–2006 (exclusive of 2005). Shading is the terrain height (units: m), and the black thick dashed lines in (b) correspond to 90°E and 95°E

而 N-MCS 的这一数目为 0。由上可知, 虽然 V-MCS 的数目较 N-MCS 偏少, 但生命史往往更长。随着生命史的增长, V-MCS 相对于 N-MCS 的比例显著增大。另一方面, 高原东部的 V-MCS 和 N-MCS 也存在一个明显的共性, 即, 短生命史的个例所占的比例更高。

图 7b 中给出的是高原东部两类对流系统在一天内各个时刻的生成数分布, 所有时刻已经按章节 2 中的方法换算成为了地方时间。由此图可知, 高原东部 V-MCS 和 N-MCS 两类系统生成时刻的分布均呈单峰型。其中, 05:00 至 12:00 只有极少

的 MCS 生成, 12:00 开始生成数快速增加, 两类 MCS 生成的峰值时刻出现在下午 14:00 至 16:00, 此时段内高原的地表温度达到峰值。此后, 随着地表温度的下降, 两类 MCS 的生成个数均随着时间逐渐减少, 这与郑永光 (2008) 的研究结果基本一致。值得注意的是, 虽然高原东部 V-MCS 和 N-MCS 两类 MCS 生成时刻有相同的日变化, 但仍有两点显著不同: (1) V-MCS 的峰值生成时刻出现在 14:30, 而 N-MCS 的峰值生成时刻出现在 15:30, 比前者晚了约 1 h。这说明相比于 N-MCS, V-MCS 的环境条件可能更优, 因而, 在同样的辐射

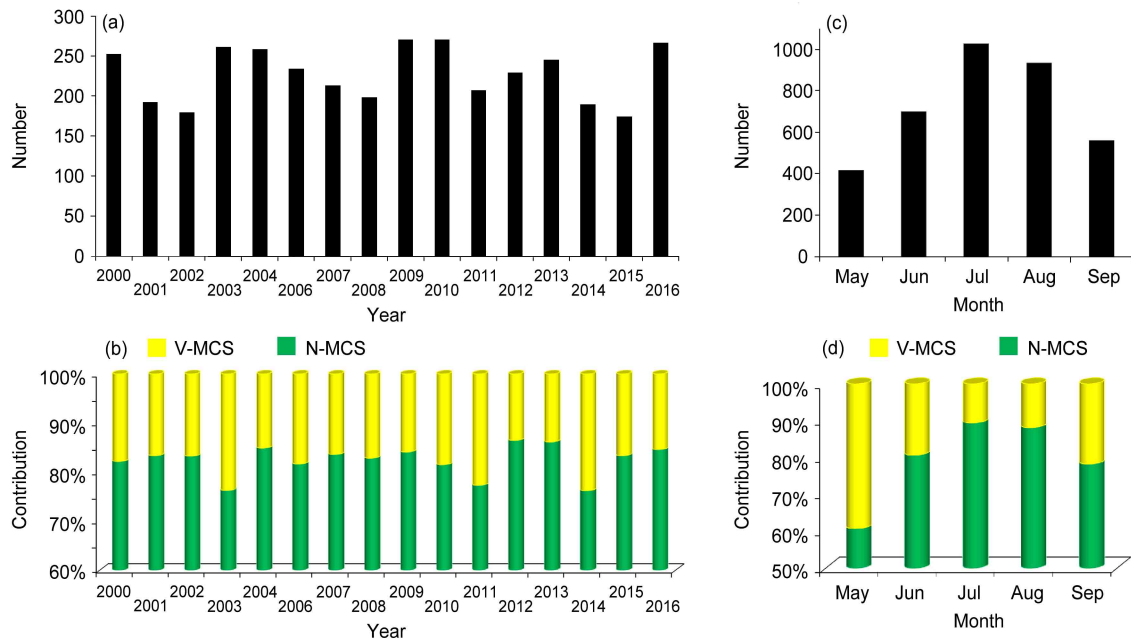


图 5 2000~2016 年暖季青藏高原东部 (a、b) 逐年与 (c、d) 逐月累计的 (a、c) MCS 数量 (包含 V-MCS 和 N-MCS) 分布和 (b、d) V-MCS 和 N-MCS 生成数目相对占比分布

Fig. 5 (a) Annual and (b) monthly numbers of MCS over the eastern Tibetan Plateau during the warm seasons of 2000–2016, and annual and monthly respective contributions (units: %) of V-MCS and N-MCS to the total MCS numbers over the eastern Tibetan Plateau during the warm seasons of 2000–2016

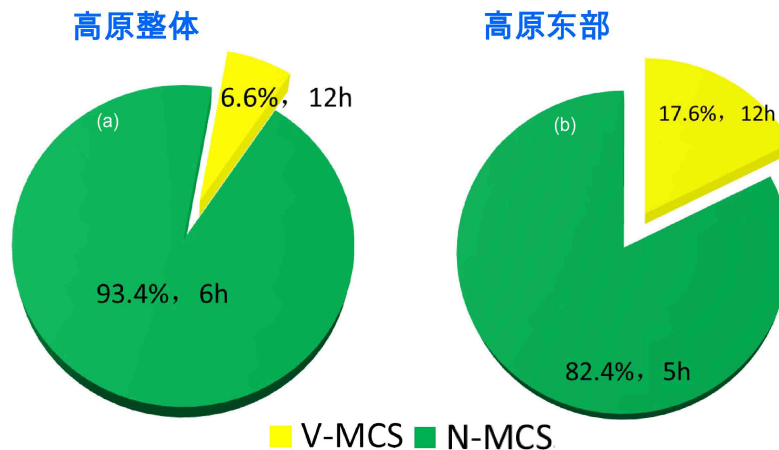


图 6 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季 (a) 整个青藏高原范围内和 (b) 青藏高原东部 V-MCS 与 N-MCS 生成数目相对占比及其平均生命史长度 (单位: h)

Fig. 6 Percentage and mean lifespan (h) of all V-MCS and N-MCS during the warm seasons of 2000–2016 (exclusive of 2005) over (a) the whole Tibetan Plateau and (b) the eastern Tibetan Plateau

条件下, 能够更早地发生、发展; (2) 白天 (06:00 至 19:00) 生成的 V-MCS 占全部 V-MCS 的约 75%, 其中下午 (12:00 至 17:00) 这一比例高达约 57%。而 N-MCS 的对应比例分别为约 64% 和约 42%。这说明相比 N-MCS, V-MCS 的生成更依赖于太阳的短波辐射。

图 8 中所示的是研究时段内高原东部两类

MCS 月平均的 TBB 和 TBB 最大梯度以及各月的 MCS 最大面积增长率。总体而言, 暖季各个月份 V-MCS 的平均最低 TBB 均低于 N-MCS 的相应值 (图 8b), 这表明, V-MCS 比 N-MCS 对流强度更强, 其中最大的差值出现在 7 月, 其两者差异在 4.3 K 左右, 最小差异出现在 9 月, 两者差异约为 2.1 K。V-MCS 的各月平均最大 TBB 梯度均高

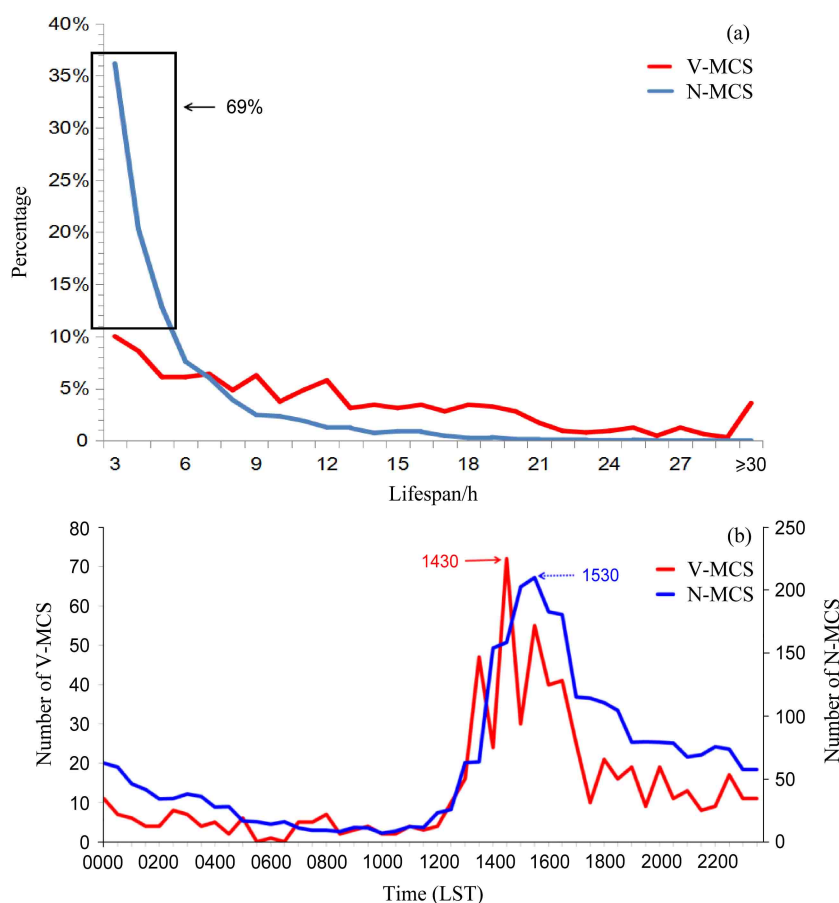


图 7 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季青藏高原东部 V-MCS 与 N-MCS (a) 生命史分布以及 (b) 生成时刻 (地方时间) 和数量的分布
Fig. 7 Different (a) lifespans, (b) generation time (local standard time) and corresponding numbers of V-MCS and N-MCS generated over the eastern Tibetan Plateau during the warm season of 2000–2016 (exclusive of 2005)

于 N-MCS 的相应值 (图 8a), 这表明, V-MCS 的发展更为迅速。7 月仍是两类 MCS 差异最大的月份, 而 9 月两类 MCS 的差异为最小。由高原东部两类 MCS 的最大面积增长率 (图 8c) 可知, 各月 V-MCS 的最大面积增长率均高于 N-MCS 的相应值, 这同样表明 V-MCS 的发展更快。需要指出的是, 虽然高原东部的两类 MCS 差异显著, 但也有其明显的共性: (1) TBB 最大梯度的月际变化呈现出一致的特征 (图 8a), 即 7 月和 8 月最大, 而其他月份较小; (2) TBB 最低温度的月际变化趋势一致 (图 8b), 即 5 月最高, 7 月和 8 月最小; (3) MCS 最大面积增长率的月际变化并不显著 (图 8c)。上述的共性表明大尺度环流条件的月际变化特征决定了高原东部两类 MCS 的主要月际变化趋势。

本文根据 Ai et al. (2016) 中计算对流系统降水量的方法, 结合追踪算法所得到的参数 (主要是云团位置、面积和半径), 计算了高原东部两类

MCS 的降水贡献, 主要步骤如下: 利用追踪算法可以得到 MCS 的形心位置、半径和椭圆率, 以形心位置为圆心, 半径和椭圆率计算得到的半径可确定一个大圆, 产生在大圆内的降水即认为是由 MCS 引起的有效降水; 计算出区域内单个时刻各 MCS 有效降水范围内的降水, 并剔除掉由于两个系统距离过近可能造成的重复计算格点, 便得到该时刻区域内所有 MCS 引起的降水; 将所有时刻 MCS 引起的降水相加, 并除以研究时段内的总降水, 便得到 MCS 活动对局地降水的贡献, 相关结果如图 9 所示。由图 9b 可知, 在高原东部, N-MCS 对暖季局地降水的贡献可高于 50%, 而 V-MCS 的降水贡献最高仅超过 30% (图 9a)。相比而言, N-MCS 的降水贡献分布较均匀, 平均贡献在 30% 左右, 其中心区在高原东部地区的中部和西部 (图 9b); 而 V-MCS 的降水贡献很不均匀 (图 9a), 主要集中在高原东界和四川盆地上空, 平均而言, 其对局地降水的贡献率在 15% 左右。

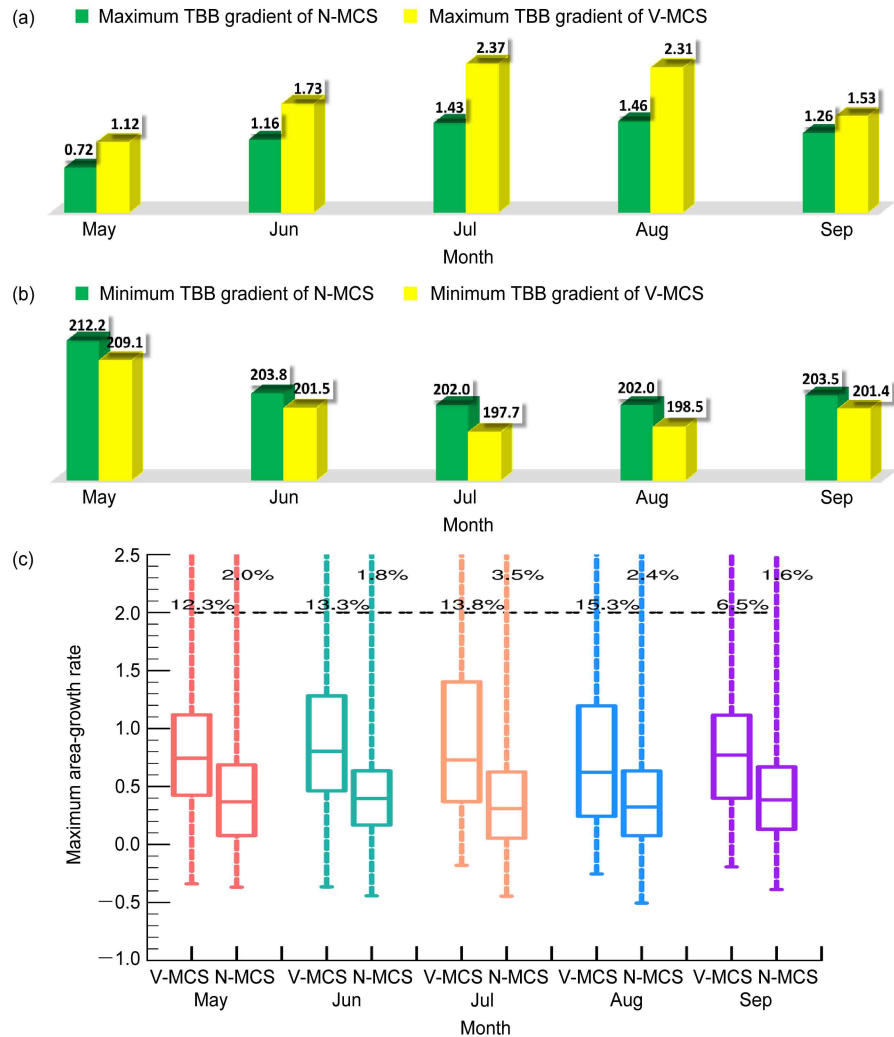


图 8 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季青藏高原东部各月的平均 (a) N-MCS (绿色)、V-MCS (黄色) 最大 TBB 梯度 (单位: $K km^{-1}$) 和 (b) N-MCS (绿色)、V-MCS (黄色) 最低 TBB 梯度 (单位: K) 以及 (c) N-MCS 和 V-MCS 最大面积增长率分布 (最大面积增长率超过 200% 的仅用百分比标出)

Fig. 8 Monthly mean (a) maximum TBB gradients (units: $K km^{-1}$) and (b) minimum TBB (units: K) of N-MCS (green) and V-MCS (yellow) over the eastern Tibetan Plateau during the warm season of 2000–2016 (exclusive of 2005). (c) The box-and-whisker plot of maximum area-growth rate for V-MCS and N-MCS over the eastern Tibetan Plateau during the warm seasons of 2000–2016 (exclusive of 2005), where cases with a growth rate above 200% are represented only using their percentage

造成两类 MCS 贡献率显著差异的原因不在于其个体降水的差异, 而在于其发生频数的差异, 由图 6b 可知, 高原东部 N-MCS 的发生频数是 V-MCS 的 4 倍以上。需要指出的是, 本文对降水贡献率的统计结果低于 Hu et al. (2016) 的研究结果, 他指出对流系统对高原的降水贡献率在 70% 以上, 对高原下游地区的降水贡献率也达到了 30%~70%。造成两项研究结果相差显著的原因主要是因为本文考虑的是生命史长于 3 h 且 TBB 小于或等于 $-52^{\circ}C$ 的冷云云区, 并且本文只计算了由对流云直接产生的降水。

5 高原东部两类 MCS 的环流特征

为了揭示高原东部两类 MCS 的环流特征, 本文将统计得到所有高原东部的 V-MCS 和 N-MCS 首先在其各自的生命史内进行时间平均 (利用 3 h 线性插值的 NCEP CFSR 资料), 然后按照各个类别分别进行合成, 结果如图 10 所示。由图可知, 对于高原东部的 V-MCS, 在对流层高层 (200 hPa), 南亚高压较弱, V-MCS 的主要活动区域在南亚高压的东北部, 高空急流核的南部 (图 10a)。高层辐散有利于 V-MCS 的生成和发展, 高原东部的西

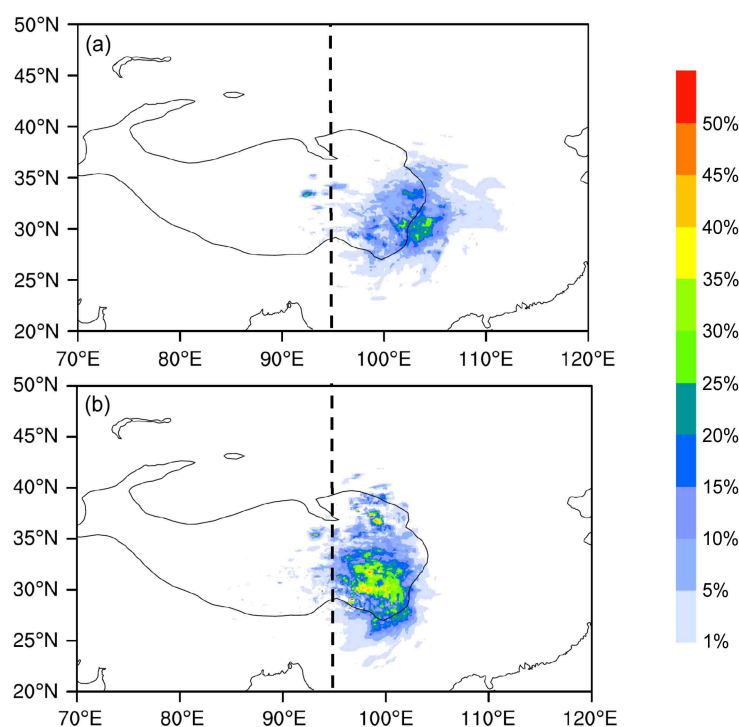


图 9 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季青藏高原东部 (a) V-MCS 和 (b) N-MCS 所对应降水对局地降水的贡献率 (单位: %)。图中黑色虚线标出了 95°E 的位置

Fig. 9 Contribution (shading, units: %) of the precipitation associated with (a) V-MCSs generated over the entire Tibetan Plateau and (b) N-MCSs generated over the entire Tibetan Plateau during the warm season of 2000–2016 (exclusive of 2005). The black dashed lines mark the location of 95°E

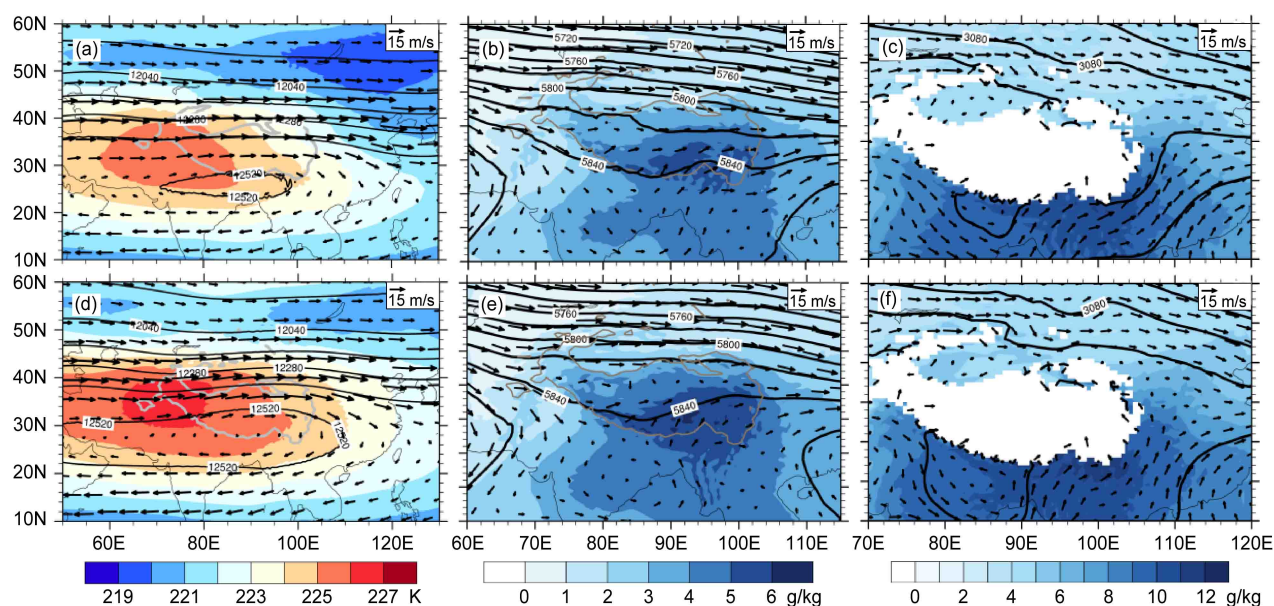


图 10 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季青藏高原东部 (a、b、c) V-MCS 和 (d、e、f) N-MCS 的 200 hPa (第一列)、500 hPa (第二列) 和 700 hPa (第三列) 合成场。图中黑线为位势高度 (单位: gpm), 矢量为水平风场 (单位: m s^{-1}), 第一列中阴影为温度 (单位: K), 第二列和第三列中阴影为比湿 (单位: g kg^{-1}), 灰色线和白色区域代表 3000 m 地形高度

Fig. 10 Geopotential height (black lines, units: gpm) and wind filed (vector, units: m s^{-1}) at 200 hPa (left column), 500 hPa (middle column), and 700 hPa (right column) for (a, b, c) V-MCS and (d, e, f) N-MCS over the eastern Tibetan Plateau during the warm seasons of 2000–2016 (exclusive of 2005), where shading in the left column corresponds to temperature (units: K), while in other columns it corresponds to specific humidity (units: g kg^{-1}). Grey lines and the white areas stand for the topography of 3000 m

风气流有利于 V-MCS 的东移。在对流层中层 (500 hPa), V-MCS 主要活动区域受高原东部 (100°E) 短波槽的影响 (图 10b)。在此区域内, 空气水汽较为充沛, 降水潜热凝结释放有利于对流加强, 高原东侧西风气流较强, 有利于 MCS 生产后移出。在对流层低层 (700 hPa), 四川盆地上空水汽充足, 并伴有气旋性切变 (图 10c), 这有利于 V-MCS 移出高原后的维持和再次发展。

对于高原东部的 N-MCS, 其主要活动在对流层高层 (200 hPa) 较强南亚高压的东北部 (图 10d), 在对流层中层, 其主要位于 85°E 左右的西风带短波槽前 (图 10e), 该区域内水汽充沛。上述的中高层配置为 N-MCS 的生成和发展提供了有利的动力 (高层辐散和有利的准地转强迫) 和热力 (水汽凝结潜热释放) 条件。然而, 在高原东部 N-MCS 活动区域内, 西风气流较弱 (图 10e), 这是 N-MCS 不能向东移出高原的重要原因。

对比高原东部两类 MCS 可知, V-MCS 和 N-MCS 的环流背景场具有显著的差异, 主要包括: (1) 对流层高层 V-MCS 对应的南亚高压更弱, 主要表现在其中心范围更小, 暖区范围更小更弱 (图 10a、10d), 因此高层的条件 N-MCS 更优; (2) 对流层中层, 对于 V-MCS, 高原东部有一浅槽存在且此处的西风气流更强, 这表示 V-MCS 具有更有利的动力条件 (如正涡度平流和暖平流) 使之生成和发展, 且具有更强的引导气流使之东移 (图 10b、10e); (3) 对流层中层, N-MCS 的水汽更充沛, 水汽分布和 N-MCS 的活跃区域分布基本一致, 而与 V-MCS 的活跃区域分布不同。 (4) 对流层低层, V-MCS 四川盆地上空的位势高度均更低, 风场气旋式切变更强 (图 10c、10f), 有利于 V-MCS 移出高原后的维持。

6 结论和讨论

本文使用逐小时分辨率的静止卫星 TBB 资料对 2000~2016 年 (2005 年除外) 暖季 (5~9 月) 青藏高原东部的两类 MCS 进行了统计, 并结合 NOAA 的 CMORPH 降水资料和 NCEP 的 CFSR 再分析资料对之进行了分析研究。主要结论如下:

(1) 暖季, 整个青藏高原 MCS 频发, 其中高原东部是 N-MCS 的高发区 (占比接近 1/3), 更是 V-MCS 最主要的生成区域 (占比超过 95%)。

7 月和 8 月是高原东部 MCS 生成最活跃的季节, 然而, 能够东移出高原的 MCS 却占比最少; 5 月虽然 MCS 生成数最少, 但是移出率高达 40%。

(2) 高原东部的 V-MCS 相比于 N-MCS 生命史更长, 维持超过 12 h 的 V-MCS 占其自身比例超过 40%, 而对 N-MCS 而言, 这个比例不足 10%。高原东部的 V-MCS 与 N-MCS 具有类似的“单峰型”日变化分布, 然而 V-MCS 的峰值生成时刻比 N-MCS 早了约 1 h, 这说明相比于 N-MCS, V-MCS 环境条件可能更优, 能够更早地发生、发展。

(3) 暖季各个月份 V-MCS 的平均最低 TBB 均低于 N-MCS, 而其月平均最大 TBB 梯度和最大面积增长率均高于 N-MCS, 这表明 V-MCS 对流更旺盛且发展更快。N-MCS 对高原东部降水的平均贡献率接近 30% 且分布较为均匀, 而 V-MCS 的平均降水贡献率仅为 15% 左右且分布较集中于高原东界附近。

(4) 高原东部两类 MCS 的背景环流条件差异十分显著: 对流层高层, N-MCS 拥有更好的高空辐散条件; 对流层中层 V-MCS 拥有更好的动力条件以及更强的西风引导气流, 但其环境略干于 N-MCS; 对流层低层, V-MCS 所对应的四川盆地内的动力条件更优, 有利于 V-MCS 移出高原后的维持。

参考文献 (References)

- Ai Y F, Li W B, Meng Z Y, et al. 2016. Life cycle characteristics of MCSs in middle East China tracked by geostationary satellite and precipitation estimates [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 144(7): 2517–2530. doi:10.1175/MWR-D-15-0197.1
- 陈隆勋, 宋玉宽, 刘骥平, 等. 1999. 从气象卫星资料揭示的青藏高原夏季对流云系的日变化 [J]. *气象学报*, 57(5): 549–560. Chen Longxun, Song Yukuan, Liu Jiping, et al. 1999. On the diurnal variation of convection over Qinghai–Xizang Plateau during summer as revealed from meteorological satellite data [J]. *Acta Meteorology Sinica (in Chinese)*, 57(5): 549–560. doi:10.11676/qxxb1999.053
- 戴晓燕, 过仲阳, 吴健平, 等. 2007. 1998 年夏季青藏高原上东移 MCS 环境场特征的聚类分析 [J]. *高原气象*, 26(4): 701–707. Dai Xiaoyan, Guo Zhongyang, Wu Jianping, et al. 2007. Clustering analysis of the feature of environmental physical field around the MCS moving eastward out of the Tibetan Plateau in summer 1998 [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 26(4): 701–707.
- Feng Z, Dong X Q, Xi B K, et al. 2012. Life cycle of midlatitude deep convective systems in a Lagrangian framework [J]. *J. Geophys. Res.*, 117(D23): D23201. doi:10.1029/2012JD018362
- Flohn H, Reiter E R. 1968. Contributions to a meteorology of the

- Tibetan Highlands [R]. Atmospheric Science Paper, no. 130.
- 傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究 [J]. *气象学报*, 69(4): 581–600. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, et al. 2011. A study of the impacts of the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau on the rainfall of the Yangtze Huai River basin [J]. *Acta Meteorology Sinica (in Chinese)*, 69(4): 581–600. doi:10.11676/qxxb2011.051
- 高由禧, 蒋世逵, 张道光, 等. 1984. 西藏气候 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp. Gao Youxi, Jiang Shikui, Zhang Yiguang, et al. 1984. The Climate of Xizang (Tibet) (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 278pp.
- Hu L, Deng D F, Gao S T, et al. 2016. The seasonal variation of Tibetan Convective Systems: Satellite observation [J]. *J. Geophys. Res.*, 121(10): 5512–5525. doi:10.1002/2015JD024390
- Hu L, Deng D F, Xu X D, et al. 2017. The regional differences of Tibetan convective systems in boreal summer [J]. *J. Geophys. Res.*, 122(14): 7289–7299. doi:10.1002/2017JD026681
- Hu M K. 1962. Visual pattern recognition by moment invariants [J]. *IRE Transactions on Information Theory*, 8(2): 179–187. doi:10.1109/TIT.1962.1057692
- 江吉喜, 项续康, 范梅珠. 1996. 青藏高原夏季中尺度强对流系统的时空分布 [J]. *应用气象学报*, 7(4): 473–478. Jiang Jixi, Xiang Xukang, Fan Meizhu. 1996. The spatial and temporal distributions of severe mesoscale convective systems over Tibetan Plateau in summer [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 7(4): 473–478.
- 江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统 [J]. *大气科学*, 26(2): 263–270. Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26(2): 263–270. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.02.12
- Joyce R J, Janowiak J E, Arkin P A, et al. 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3): 487–503. doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2
- 李俊. 2010. 东亚地区暖季中尺度对流云团的活动规律研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所, 1–29. Li J. 2010. Study on the characteristics of the mesoscale convective cloud clusters occurred in East Asia during warm seasons [D]. (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 1–29.
- Li Y D, Wang Y, Song Y, et al. 2008. Characteristics of summer convective systems initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, track, development, and precipitation [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(10): 2679–2695. doi:10.1175/2008JAMC1695.1
- Lu L H, Zhou G X, Zhang Z Q. 1995. Direct and global solar radiations in the region of MT. Qomolangma during the summer 1992 [J]. *Acta Energiæ Solaris Sinica (in Chinese)*, 16(3): 229–233.
- 陆心如, 马军, 吴成柯. 1987. 二维目标的形状分析方法 [J]. *通信学报*, 8(3): 61–67. Lu Xinru, Ma Jun, Wu Chengke. 1987. A shape analytical method of two dimensional objects [J]. *Journal of China Institute of Communications (in Chinese)*, 8(3): 61–67.
- Mathon V, Laurent H. 2001. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127(572): 377–406. doi:10.1002/qj.49712757208
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128(10): 3413–3436. doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2
- 吴国雄. 2004. 我国青藏高原气候动力学研究的近期进展 [J]. *第四纪研究*, 24(1): 1–9. Wu Guoxiong. 2004. Recent progress in the study of the Qinghai–Xizang Plateau climate dynamics in China [J]. *Quaternary Sciences (in Chinese)*, 24(1): 1–9. doi:10.3321/j.issn:1001-7410.2004.01.001
- 徐祥德, 赵天良, 施晓晖, 等. 2015. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用 [J]. *气象学报*, 73(1): 20–35. Xu Xiangde, Zhao Tianliang, Shi Xiaohui, et al. 2015. A study of the role of the Tibetan Plateau's thermal forcing in modulating rainband and moisture transport in eastern China [J]. *Acta Meteorology Sinica (in Chinese)*, 73(1): 20–35. doi:10.11676/qxxb2014.051
- 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 1992. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析 II: 环流场的主要特征及其大型垂直环流场 [J]. *大气科学*, 16(3): 287–301. Yang Weiyu, Ye Duzheng, Wu Guoxiong. 1992. The influence of the Tibetan Plateau on the thermal and circulation fields over east Asia in summer II: Main features of the local circulation fields and the large-scale vertical circulation fields [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 16(3): 287–301. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1992.03.05
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Meteorology of the Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 278pp.
- 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, 268pp. Zhang Jijia, Zhu Baozhen, Zhu Fukang, et al. 1988. Advances in Tibetan Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 268pp.
- 张庆云, 金祖辉, 彭京备. 2006. 青藏高原对流时空变化与东亚环流的关系 [J]. *大气科学*, 30(5): 802–812. Zhang Qingyun, Jin Zuhui, Peng Jingbei. 2006. The relationships between convection over the Tibetan Plateau and circulation over East Asian [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(5): 802–812. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.09
- Zhao P, Xu X D, Chen F, et al. 2018. The third atmospheric scientific experiment for understanding the earth–atmosphere coupled system over the Tibetan Plateau and its effects [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 99(4): 757–776. doi:10.1175/BAMS-D-16-0050.1
- 郑永光, 陈炯, 朱佩君. 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征 [J]. *科学通报*, 53(10): 1574–1586. Zheng Yongguang, Chen Jiong, Zhu Peijun. 2008. Climatological distribution and diurnal variation of mesoscale convective systems over China and its vicinity during summer [J]. *Chinese Science*

- [Bulletin \(in Chinese\)](#), 53(10): 1574–1586. doi:10.1007/s11434-008-0116-9
- 朱国富, 陈受钧. 1999. 1995 年夏季青藏高原上及其邻域的对流活动 [J]. [高原气象](#), 18(1): 9–19. Zhu Guofu, Chen Shoujun. 1999. Convective activities over the Qinghai–Xizang Plateau and adjacent regions in summer of 1995 [J]. [Plateau Meteorology \(in Chinese\)](#), 18(1): 9–19. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.01.002
- 朱平, 李生辰, 王振会, 等. 2014. 青藏高原东部暴雨云团局地强降水响应特征 [J]. [遥感学报](#), 18(2): 405–431. Zhu Ping, Li Shengchen, Wang Zhenhui, et al. 2014. Characteristics of rainstorm cloud clusters to local heavy precipitation over the eastern Qinghai–Tibet Plateau [J]. [Journal of Remote Sensing \(in Chinese\)](#), 18(2): 405–431. doi:10.11834/jrs.20143069
- 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征 [J]. [应用气象学报](#), 13(4): 448–456. Zhuo Ga, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2002. Instability of eastward movement and development of convective cloud clusters over Tibetan Plateau [J]. [Journal of Applied Meteorological Science \(in Chinese\)](#), 13(4): 448–456. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.04.008