

青藏高原夏季降水研究进展

姚秀萍^{1,2} 马嘉理^{1,2,3} 刘俏华^{1,2} 高媛⁴

(1 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081; 2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081; 3 中国科学院大学, 北京 100049; 4 中国气象局武汉暴雨研究所暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430205)

摘要: 青藏高原夏季降水是高原气象研究关注的重要领域。受高原夏季各个层次的天气系统的影响, 在高原多尺度地形的强迫作用下, 高原夏季降水表现出复杂多样的时空分布和演变特征。回顾了国内外学者在高原夏季降水特征和影响机理方面取得的主要研究成果, 分为以下三个方面: 高原夏季降水的时空分布和演变特征; 影响高原夏季降水的高原天气系统, 包括南亚高压、500 hPa高原高压、高原切变线、高原低涡和高原中尺度对流系统等; 高原地形对高原的强迫机制, 包括大尺度的动力和热力强迫, 以及高原上中小尺度地形的强迫作用。最后对三方面的研究进行了总结, 并对未来的研究进行了展望。

关键词: 高原夏季降水, 时空分布, 天气系统, 地形强迫, 研究进展

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2021.03.009

Research Progress on Summer Precipitation over the Tibetan Plateau

Yao Xiuping^{1,2}, Ma Jiali^{1,2,3}, Liu Qiaohua^{1,2}, Gao Yuan⁴

(1 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430205)

Abstract: The summer precipitation over the Tibetan Plateau (SPTP) is a key topic in Tibetan Plateau meteorology research. Under the influence of the synoptic systems on different levels and multi-scale topographic effect of the plateau in summer, SPTP features complicated and varying spatio-temporal distribution characteristics. This paper reviews the research progress on SPTP characteristics and the mechanisms causing SPTP. The review is organized into 3 aspects: 1) the spatio-temporal distribution and variation characteristics of SPTP. 2) the synoptic systems that affect SPTP, including the South Asia high, the 500 hPa high over the plateau, the plateau shearline, the plateau vortex and the mesoscale convective systems over the plateau. 3) the topographic forcing of the plateau, including the large-scale dynamic forcing and thermal forcing, as well as the mesoscale topographic forcing. Lastly, a summary of the past research progress and an outlook of future research are given.

Keywords: summer precipitation over the Tibetan Plateau, the spatio-temporal distribution, synoptic systems, topographic forcing, research progress

0 引言

青藏高原(以下简称高原)占我国陆地面积的四分之一, 平均海拔高度超过4000 m, 是全球海拔最高、北半球面积最大的高原, 素有“世界屋脊”和“第三极”之称。高原通过热力和动力作用, 对中国乃至整个北半球地区的天气气候产生重要的影响^[1-5]。

夏季的高原是一个巨大的热源, 冬季的高原大部分是冷源, 冷热源的不同作用使得青藏高原对局地天气气候和大气环流的影响有所不同^[3, 6-7]。

高原的热力和动力强迫作用对东亚夏季环流起着较重要的影响^[8-9]。夏季的高原有充沛的水汽从南方流入, 配合高原地区的低涡和切变线, 易使高原上发生降水天气^[6]。此外, 从高原东移出的低涡和切变线, 也会对我国东部人口稠密和经济发展水平较高的长江中下游地区造成强降水。因此, 高原夏季天气特别值得关注, 本文下面对高原夏季降水研究进行回顾和梳理, 集中在如下方面: 1) 高原夏季降水特征, 包括降水的时空分布和演变特征; 2) 影响高原夏季降水

收稿日期: 2020年12月13日 修回日期: 2021年2月4日
第一作者: 姚秀萍(1967—), Email:yaoxp@cma.gov.cn
资助信息: 国家自然科学基金(42030611); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0105); 国家重点研发计划重点专项(2018YFC1507804)

的高原天气系统,包括高层的南亚高压,500 hPa的高原高压、高原低涡和切变线,以及高原的中尺度对流系统;3)影响高原夏季降水的高原强迫作用,包括高原的动力(如爬坡和绕流等)、热力强迫作用(热源效应和局地热力环流如山谷风等)以及高原中小尺度地形强迫作用;4)结论与展望,对全文进行总结并对未来的研究问题进行了展望。

1 高原夏季降水特征

高原地形复杂,降水的空间分布极度不均匀,既有我国降水量最少的地区,如年平均降水量仅16~17 mm的柴达木西北部地区,也有居我国第二多雨中心的雅鲁藏布江下游地区^[10-11]。统计表明,80%的高原降水集中在夏半年(5—10月)^[12-14],其中夏季(6—8月)降水就占到全年降水的61.3%^[15]。

1.1 高原夏季降水空间分布特征

高原夏季总降水量的空间分布特征呈现西北少而东南多,与全年雨量的分布型很像^[6]。夏季的降水日数、强降水和极端降水的分布型也与之类似^[16-18](图1)。降水量值南北差异明显,高原西北的降水量梯度较大,这主要是因为高原东南部分盛行潮湿的偏南风,而西北部分盛行干燥的北风^[19-21]。越干旱(潮湿)的地区,夏季降水占全年降水的比重越高(低)^[15]。

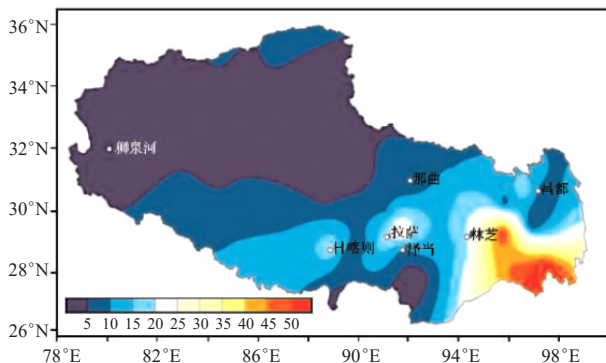


图1 1980—2008年西藏汛期(5—9月)强降水频数的空间分布特征^[17]

Fig. 1 Spatial distribution of severe precipitation frequency during flood season (May–September) from 1980 to 2008 in Tibet^[17]

采用主成分分析等方法,利用不同时间段的降水资料,可将高原夏季降水分成不同的空间型^[15, 17, 22-25]。如周顺武等^[22]将西藏高原汛期(5—9月)降水分成6个敏感区,即东南部、东北部、那曲中西部、雅鲁藏布江谷地区、南部边缘地区和高原西北部。张吉农等^[24]将青藏高原夏季降水敏感区分为高原东北部、藏东北、柴达木盆地、黄河上游、长江源头、藏西北6

个区域。卢鹤立等^[15]将夏季降水分成3种类型场:高原东南部类型场、高原东北部类型场和三江源类型场,分界线大致沿着35°N。夏季降水的这些空间分布差异反映出高原动力和热力效应、高原季风、海拔高度、地形和下垫面状况共同作用的结果,也与高原低涡和切变线的活动密切相关。

以往研究^[26-28]表明,对于山区降水而言,存在所谓最大降水高度。在最大降水高度以上,降水量随着地形的增高而减小,在最大降水高度以下,降水量随着地形的增高而增加,比如西藏东南地区^[29]。

1.2 高原夏季降水时间与演变特征

夏季降水是高原全年降水的主要来源。高原全年的降水峰值常出现在夏季的7—8月,强降水主要集中在7月上旬—8月中旬,7月下旬降水出现频次最多^[11, 16]。

高原整体的年均降水从20世纪50—90年代初呈减少趋势^[30],但高原的夏季降水在20世纪50年代—21世纪初呈增长趋势,降水量每10年增长19 mm左右^[15, 16, 23, 31-33],强降水量过程频次有增多的趋势^[17]。

高原的夏季降水年际变化存在一定的地域差别,在不同年代夏季降水的年际变化也有所不同。20世纪50—90年代,夏季降水显著减少的地区是雅鲁藏布江一带以及丁青、昌都、沱沱河和川西高原等地区,而显著增加的地区是藏东南、藏南、藏北高地等^[30]。虽然夏季降水量较大,但年变化幅度比冬季更小^[13-14, 34]。夏季降水年变化最大的地区位于高原西北干旱区,年变化最小的地区位于三江源地区^[15]。

高原夏季降水的日变化特征明显而独特,日变化振幅比我国其他地区都大,高原内部也存在很大的地域性差异^[35]。统计表明,整个高原地区夏季降水量和降水频率的日变化表现出明显的凌晨和傍晚的双峰结构^[36]。第一个峰值出现在前半夜,而第二个峰值出现在早晨^[37]。高原东部的对流在午后—傍晚期间活跃,而且高原东部的对流和降水日变化有向东传播的特征^[38]。

2 高原夏季天气系统

高原上空的天气系统按照尺度可划分为行星尺度(如南亚高压)、天气尺度和次天气尺度系统(如500 hPa的高原高压、高原切变线和高原低涡)和中尺度对流系统(MCS)。下面按照南压高压、500 hPa高原高压、高原切变线、高原低涡和高原中尺度对流系统的顺序依次介绍:

2.1 南亚高压

南亚高压(South Asia high, SAH),位于对流层上层和平流层低层,是夏季北半球高层最强大和

稳定的行星尺度高压系统，是亚洲夏季风的主要成员之一^[39-40]。南亚高压在100 hPa附近反气旋环流最明显^[41]，其形成和维持得益于对流层的高原加热作用^[42]。南亚高压的活动对我国乃至亚洲的区域天气、旱涝分布有重要的影响。

南亚高压主要有两种活动方式——高压中心的東西振荡^[39, 43]和高压脊线的南北摆动^[44]。南亚高压的东西振荡具有准双周的特征^[45]，我国华北、西北、长江中下游、华南和四川盆地等地区降水的多寡与南压高压东西振荡密切相关^[43, 46-50]。南亚高压南北位移具有季节性，对亚洲南部夏季风爆发以及我国东部地区的雨带分布具有指示意义^[51]。南亚高压的北上与东岸大槽和副热带高压有关，也受到高原南侧热力作用影响^[52]。南亚高压影响副热带西风急流北撤的进程和高原下游地区偏北气流的强度，进而和我国夏季雨带分布产生联系^[53]。金爱浩等^[54]定义了南亚高压的纬向、经向位置指数，表征南亚高压的南北向和东西向的活动，计算发现纬向位置指数与我国华北、华南沿海地区降水呈显著正相关，而与长江中下游、东北北部地区降水呈显著负相关；经向位置指数与我国华北、东北南部地区降水呈显著正相关，而与我国江南、华南地区降水呈显著负相关。

2.2 500 hPa 高原高压

相对于出现在100—200 hPa的南亚高压而言，对500 hPa的高原高压的研究相对较少。通常情况下，在南亚高压的下层多有天气尺度低压系统活动，即“上高下低”的气压场结构，但少数情况下，青藏高原上空从500~100 hPa等压面上均为高压系统控制，即“上高下高”的气压场结构，这就是由于高原地区500 hPa高压系统的活动造成的^[6, 53, 55]。段廷扬^[56]统计发现，这些500 hPa高原高压大多持续2天以下，温度场呈西南暖、东北冷，高压中心轴线随高度向西南方向倾斜，高压的东南方湿层较厚，对流旺盛。

500 hPa高度上，伊朗高压东伸上青藏高原、西太平洋副热带高压西伸上青藏高原、西风带小高压伴随冷空气入侵进入青藏高原，均可引起500 hPa高原高压的生成，持续时间通常为1~15 d^[57-59]。这种500 hPa高原高压大多自西向东移动，最后或合并成西太平洋副热带高压，或取代青海湖小高压^[56]。500 hPa高原高压抑制了高原的垂直上升运动，减弱了大气的对流加热作用，使得上层的南亚高压强度减弱，中心位置西移，高原北侧西风急流减弱，南侧北支东风急流与南支东风急流合并位于原北支东风急流的偏南位置，侵入高原南麓的西南季风减弱^[55]，还会使得近海

台风转向^[60]。

2.3 高原切变线

高原切变线指出现在高原上空500 hPa等压面上，三站（或两站）风向对吹或者且长度大于5个经（纬）距的风场辐合线^[61]。高原切变线是高原夏季典型的降水天气系统。

高原切变线属于高原上的浅薄天气系统，垂直方向最高可达到400 hPa^[62-63]，厚度接近2 km，随高度向北倾斜^[64]。在夏季，高原切变线主要发生在高原中东部、活动范围为30°—35°N，一般呈准静止状态，在500 hPa表现最清楚，大多呈东西向准水平状态，长度可达2000 km，生命史可达4天。动力场上，切变线附近正涡度带可伸展至350 hPa，上升运动伸展到200 hPa^[64]；450 hPa以下正涡度中心和辐合中心均位于切变线南侧，辐合上升运动与正涡度带位置对应^[65-66]。根据其走向，高原切变线可分为准南北向的竖切变线和准东西向的横切变线^[67-68]。高原竖切变线出现的高频区位于高原中部和高原东部的陡坡上，有56%的高原竖切变线导致了暴雨，近40%的暴雨是由高原竖切变线所导致的^[69]。高原横切变线通常位于32.5°N附近，与经圈交角大于45°^[68]，横贯高原主体，高频中心在西藏那曲附近^[69]，在6月出现最多，高原横切变线是唯一能够在平均流场上清楚地反映出来的高原低值系统^[61]（如图2）。在夏半年（5—10月），半数以上的高原横切变线可造成高原暴雨，1/3以上高原暴雨过程的影响系统为高原横切变线^[70-71]。高原横切变线在一定条件下可以转为高原竖切变线^[71]。相比竖切变线而言，对高原横切变线的研究更多，且多集中在温湿场各气象要素和物理量的分布情况^[62, 71]。

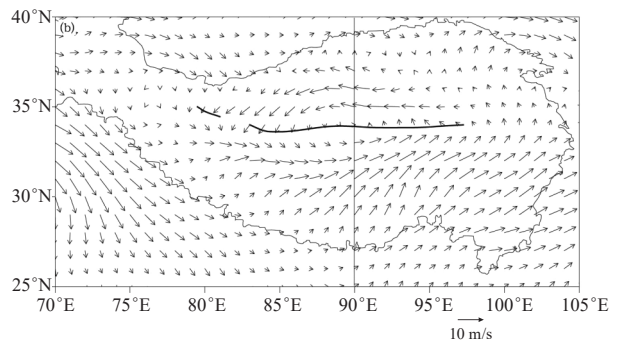


图2 500 hPa高原横切变线强盛时刻的风场分布^[64]
（黑色粗实线为高原横切变线，黑色边界线为海拔3000 m以上青藏高原边界）

Fig. 2 Distribution of 500 hPa wind field for the meridionally-oriented shear line at its mature phase over the Tibetan Plateau^[64]
(The black bold line indicates the shear line, and the black polygon denotes the Tibetan Plateau)

高原横切变线的形成和维持既与周边系统及大尺度环流有关,也与高原的热力作用有关^[72-73]。500 hPa 伊朗高压东伸和西太平洋副热带高压西伸,印度季风低压北上和越赤道气流增强,200 hPa的南亚高压东伸和高空急流增强,夏季青藏高原的热源作用使得对流不稳定得以触发,均有利于高原切变线的生成、辐合上升运动的维持及正涡度柱的生成^[65, 74-77]。高原横切变线可通过诱生或加深为高原低涡,进一步引发暴雨^[6, 78-79]。高原切变线南移还会引发高原东南侧四川和云贵高原地区的暴雨天气^[80]。

一些学者利用诊断方程和数值模拟探究高原切变线的生成和演变机制,分析背景场环流及动量、热量、水汽等物理量变化对切变线形成维持的影响。主要的诊断方法有:天气学分析,涡度及涡度变率方程^[70, 81-82],散度方程^[83],视热源和视水汽汇^[71],动能收支方程^[84],各种形式的Q矢量^[85-86]等。

2.4 高原低涡

高原主体地区的低涡是一种存在于高原上的低层气旋性低压系统^[87],位于500 hPa边界层中,系统浅薄,多呈暖性,水平尺度400~500 km,垂直厚度一般2~3 km(或400 hPa以下),多发生在5—9月(以6月最多),是造成高原地区降水的主要天气系统^[6],也是高原夏季上特有的气旋式天气系统^[61, 88]。

高原低涡的自身发展受到诸多系统的影响,比如高原切变线(如2.3节所述)。高原切变线可以诱发高原低涡,而高原低涡也可以在减弱的过程中演变为高原切变线,后者主要源于散度项的作用^[63]。高原切变线和低涡可以协同影响西南地区降水,天气预报员通常将其简称为“低涡切变线”^[63]。高原低涡在高原上多沿切变线而东移,继而引发长江中下游、黄淮流域等中国东部地区的暴雨等灾害性天气^[3, 6, 10, 76, 89]。基于ERA-Interim资料的统计表明,高原低涡每年约有53个,其中年均6.7个移出高原^[90]。高原低涡主要在5500 m以上的高海拔地区生成,在相对较低的高原东部的山谷和背风坡消亡^[63, 91]。

高原低涡的发生、发展和移动,受大尺度环流及高原大气的动力和热力作用的影响^[92]。300 hPa西南风急流轴北侧出现强辐散中心,可引导高原低涡沿急流北侧与最大风速中心一起东移^[93]。高层辐散的南亚高压^[94],强度减弱、范围缩小的500 hPa西太平洋副热带高压,低层辐合的配置^[95-96],潜热释放^[97-99]、感热加热^[95-96, 100-102]和辐射加热作用^[95, 101, 103]与合适的地形条件^[104],均有助于高原低涡的发展和增强。

高原测站稀少,往往采用再分析资料对高原低

涡进行分析。Lin等^[91]发现ERA-Interim、ERA40、JRA55、NCEP CFSR以及NASA MERRA2等多种再分析资料在表征高原低涡的时空分布特征以及位置和移动路径方面具有一致性,其中ERA-Interim和MERRA2对于高原低涡路径的配合最好。关于高原低涡的判识,林志强等^[105]定义了高原低涡的客观识别方法,考虑了低涡的闭合性、面积、连续性、风场等因素,虽然客观判识结果与高原低涡活动年鉴^[106]相比,高原低涡的位置整体偏西,但低涡路径活动更为细致,表现出了客观分析高原低涡的潜力。

位涡常用来研究高原低涡发生时高原地表感热及发展过程中凝结潜热释放对低涡演变的作用^[94]。夜间生成的高原低涡涡度增强,伴随低层位涡显著增大,位涡主要来源是对流单体合并时的位涡平流输送及非绝热加热制造^[102]。高原近地层白天有位涡耗散,夜间有位涡制造,呈现明显的昼夜循环;当夜间的位涡制造大于白天的耗散时高原低涡形成,出现降水^[99]。

2.5 高原中尺度对流系统

高原夏季降水以对流性降水为主,对流云主要分布在高原的中部和东部地区,高原中部的对流云和积雨云出现的比例超过其他地区^[6, 12]。高原中尺度对流系统是高原上产生强降水和强对流天气的直接系统,因此研究高原中尺度对流系统意义重大。观测表明,高原上每10万 km²就有20~50个发展很强的积雨云^[107],单在1992年高原夏季就出现807个MCS^[108],高原对流云中的对流泡中心的垂直速度可超过1 m/s^[109]。夏季风爆发后,对流活动主要发生在高原中南部地区^[110]。

对流云可从高原切变线和高原低涡中产生^[6],盛夏高原低涡的云型有类似于海洋热带气旋的暖心螺旋结构和涡眼结构特征^[111-112]。青藏高原中部对流云呈水平尺度小、垂直厚度高的柱状单体,并且在一定条件下,可以突破“暖盖”逆温层,形成高原“爆米花”状的云^[113]。虽然青藏高原夏季积云频繁出现,但降水量相对较小^[114]。对流云平均云顶高度为11.5 km左右(海拔高度),最大云顶高可超过19 km,平均云底高度为6.88 km^[115]。大部分对流云云顶高度超过15 km(海拔高度),最大上升气流速度为10~40 m/s^[116]。冰相过程在高原云和降水过程中起着重要作用^[117]。

高原特有的热力作用,如低层热力强迫和条件不稳定,复杂的地形地貌以及到中纬度西风槽的斜压区,都可以成为MCS的发展机制^[109]。高原低涡、切变线就是中尺度对流系统发生发展的环流背景之一^[118]。高原夏季MCS的日变化特征与中低层热力强

迫息息相关——MCS普遍在后下午形成，傍晚达到最强，之后逐渐减弱，进而也使得高原降水产生一定的日变化^[108, 110, 119-121]，这些日变化信号也有向东传播的特征^[122-123]。有些MCS在高原上生成后，会向东移出高原，常常造成长江中下游地区的暴雨^[124-127]。

3 高原的强迫机制

地形的具体形状（高度、尺度、坡度、几何形态等）对降水特征有着深远的影响，而特定地形下降水的产生、分布以及强度则主要是由地形动力、热力效应和云微物理机制共同造成的。高原的大尺度动力强迫作用可以使接近高原的气流产生绕流和爬流，也可以影响大尺度的水汽输送。同时，高原上星罗棋布地分布着大量的山峰山谷，这些中小尺度的地形强迫抬升和屏障作用对大气运动有显著影响，引发一系列气流过山后的复杂过程^[128]。比如，青藏高原的雨峰雨谷和山峰山谷基本一一对应^[129]。因此，高原的强迫机制将分为大尺度动力强迫机制、热力强迫机制和中小尺度地形的过山动力学机制进行一一介绍。

3.1 高原的大尺度动力强迫机制

从较大的行星尺度来看，高原大地形主要对西风气流起作用，其对西风气流的机械阻挡作用主要分为两类，即绕流和爬流。绕流和爬流的相对大小取决于高原隆升的高度。数值模拟和理论推导表明，存在这样一个临界高度，当高原总体平均高度比临界高度低时，气流以爬流为主，绕流较弱，反之，气流以绕流为主，爬流较弱^[130-132]。根据计算方式的不同，该临界高度的数值约为1.5 km^[133]或0.9~1.8 km^[134]。早在20世纪50年代，叶笃正和顾震潮^[135]就提出了青藏高原对西风带有分流作用，西风急流在高原南北分为两支，并在高原东部汇合，在日本上空形成北半球最强大的西风急流。后期的模拟结果和方程诊断表明，夏季西风气流过高原，绕流占主导地位^[136-138]。青藏高原北侧绕流的主要表现形式是地形脊，南侧绕流的主要表现形式为南支槽，南支槽存在于青藏高原以南至孟加拉湾一带，可以东移引起中国华南地区的降水^[6]，南支绕流可以在青藏高原东侧形成西南涡，而后者东移可以引发长江中下游强烈的暴雨过程^[136, 139]。从高原对气流的机械阻挡作用来看，气流的动力学变化必然引起大气环流格局的调整，进而造成大气加热场的重新分布，而加热场的改变又进一步加剧了环流与气候的变化。

3.2 高原的热力强迫机制

数值试验表明，若仅考虑高原动力作用而不计其热力影响，则模拟不出青藏高原等季风系统的重要

成员，这充分说明高原热力作用对此具有巨大的贡献^[140]。早在20世纪50年代，叶笃正等^[3]就发现了青藏高原在夏季是一个巨大的热源，青藏高原陆面热状况对整个北半球气候异常有着非常重要的影响，高原夏季上空的热源异常将产生北半球中、高纬度大气环流的异常。

日裔美国学者Yanai^[7, 141]等通过热力学方程和水汽方程，计算了大气的干湿加热率（ Q_1 和 Q_2 ），揭示了青藏高原抬升加热的特征及其与亚洲季风的联系。高原的加热使得其上大气柱每天增温3℃左右，有利于周边大气向高原的汇合和热带暖湿气流北上，从而引起夏季风的爆发^[5, 142]。青藏高原加热所激发的水平环流和垂直运动，有助于增强东亚夏季风，其夏季抬升加热及所增强的东亚季风的潜热释放，成为东亚定常波的非绝热加热波源^[143]。

高原的热源效应存在明显的日变化，最主要的表现之一就是山谷风现象。在山谷地形条件下，由于山谷与其附近空气之间的热力差异，而引起白天风从山谷吹向山坡，这种风称谷风；夜晚风从山坡吹向山谷称山风。山风和谷风总称为山谷风^[144]。早在20世纪40年代，就有研究认为高原上热状况的日变化所引起的近似山谷风对巴山夜雨的形成有决定性作用^[145]，叶笃正^[135]指出高原边缘的风白天向高原辐合，晚上自高原向四周辐散，这种现象不限于某个季节，而在高原上终年存在。这种风场的日变化的现象与海陆风类似，观测表明高原上天气气候这种日变化特征比四周平原地区更明显^[2]。山谷风在季风层之下，厚度不超过1 km^[6, 146]。由山谷风导致的降水现象也有相应的日变化特征，比如位于云南省境内的高原山地区域降水主要集中在午后^[147]，山谷风引起的局地环流也是山区夜雨形成的主要因素^[37]。不同地形所产生的山谷风有相互作用，弱者常为强者所掩盖^[148]。

3.3 高原中小尺度地形的过山动力学机制

除大尺度地形的作用外，高原中小尺度地形的强迫抬升和屏障作用对大气运动也有显著影响^[149-150]。

中尺度地形的扰动可分为迎风坡的阻塞、背风坡的强下坡风、重力波和耗散过程（如重力波破碎）以及位势涡度的产生^[151]。过山气流低层的绕流在迎风坡减速，形成水平速度很小甚至为零或反转的区域，叫做气流阻塞（blocking）或驻点；绕流在背风坡汇合产生尾流，尾流中包含位势涡度带^[152]。过山气流的波动特征由大气条件（如过山气流的速度、温度和稳定度等）和地形条件（山脉形状和地面摩擦等）等因子共同决定^[128]。图3给出了中小尺度气流过山的垂直剖

面示意图^[128]。

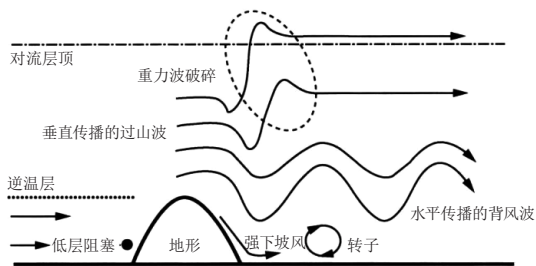


图3 中小尺度气流过山的垂直剖面示意图^[128]

(粗实线: 地形; 圆点线: 上游逆温层; 点划线: 对流层顶; 黑圆点: 驻点; 箭头线: 流线; 虚椭圆圈内: 重力波破碎区域)

Fig. 3 Schematic illustration of mesoscale flow over topography^[128]

(The bold line indicates the topography. The dotted line indicates the upstream inversion layer. The dot dash line indicates the tropopause. The black point indicates the stagnation point. The arrow line indicates the streamline. And the dotted circle indicates the gravity wave breaking area)

观测试验证实, 绝大多数重力波活跃的区域波源都与山脉或对流活动有关, 气流流经山脉时受其机械阻挡作用所激发产生的重力波即山脉重力波^[153-154]。重力波对于高原及其东部的对流具有重要的影响, 可以引发高原东部地区的中尺度强降水^[155], 夏季重力波的水平传播方向与西南涡的移出及移动路径有一定的相关性, 重力波的夜发性特征也与西南涡的夜发性特征存在密切关系^[156]。引入地形重力波拖曳方案比不引入更贴近真实情况, 更能较好地模拟出降水和风场^[157-158]。在高原东侧的暴雨过程中, 充分考虑到中尺度重力波和对流运动的互相作用, 才能完整地解释雨带的分布及降水机制^[159]。但受限于观测资料等因素, 关于高原上中尺度地形对降水和气流分布影响的研究较少。

4 结论与展望

本文回顾了高原夏季降水的研究进展, 主要包括高原夏季降水的时空分布和演变特征、影响高原降水的多尺度天气系统——南亚高压、500 hPa高压、低涡、切变线以及中尺度对流系统以及高原强迫对降水作用。得出以下结论:

1) 高原夏季降水是全年降水的主要来源, 高原夏季降水复杂多样, 具有不同的空间分布型, 但整体呈现西北少而东南多的特征。降水量、降水日数和强降水高频中心较多地集中在高原的东部和南部。不同地区的降水随时间的演变也有所不同。越是年降水量少的地方, 夏季降水量占比越大。高原夏季降水整体呈逐年略增加的趋势。高原降水还表现出明显的日变

化特征。

2) 高原夏季降水的时空分布特征与高原的天气系统息息相关。南亚高压是影响高原夏季降水的对流层高层的行星尺度天气系统, 500 hPa的高原切变线和高原低涡是高原夏季降水的主要的次天气尺度系统, 中尺度对流系统是引起高原夏季降水的直接天气系统。

3) 高原地形的强迫作用主要分为大尺度的动力和热力强迫作用, 但中小尺度地形的作用更不容忽视。高原的动力作用主要表现在夏季西风带的绕流作用, 有助于激发高原低涡和西南涡。高原的大尺度热力作用对形成夏季季风系统至关重要, 由热力作用所引起的山谷风影响高原降水的日变化。中小尺度地形的抬升和阻挡作用会引发一系列中小尺度复杂的气流过山现象。

高原夏季天气是一个巨大的研究领域, 有很多值得探索 and 解决的问题, 难以一一穷尽, 本文从以下三个角度展望未来对高原夏季降水的研究。

1) 利用不断增加的高原观测资料, 使用高分辨率卫星资料, 对高原降水特征进行更为精细的研究。

2) 深入对高原夏季中小尺度天气发生发展机理的研究。尤其是高原地区中小尺度气流过山动力学机制, 对于揭示高原的对流天气和降水天气的机制均有着十分重要的意义。

3) 深入研究影响高原夏季降水的多尺度、多因素的协同作用。高原地形地貌复杂, 下垫面条件均不同, 山谷、湖泊、荒漠、草地、雪地、冰川、城市等下垫面所形成的天气有何差异? 它们与次天气尺度的低涡、切变线以及中小尺度的对流系统是如何通过动力和热力作用耦合影响降水的? 此外, 高原上的气溶胶对高原夏季天气气候的影响也是值得进一步探讨的问题。

最后, 值得说明的是, 本文尝试对高原夏季降水相关研究进展进行梳理与总结, 但其中涉及到的文献为该方面的主要文献, 无法做到全面, 遗漏难免, 欢迎各位读者一起探讨交流。

参考文献

- [1] 杨鉴初, 陶诗言, 叶笃正, 等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1960.
- [2] 徐淑英, 高由禧. 青藏高原的季风现象. 地理学报, 1962, 29(2): 111-123.
- [3] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 1957, 28(2): 108-121.
- [4] 叶笃正. 青藏高原对大气环流影响的季节变化. 气象学报, 1952, 23(1): 33-47.
- [5] 吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发I. 爆发地点. 大气科学, 1998, 22(6): 825-838.
- [6] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979.

- [7] Yanai M, Li C, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects of the evolution of the Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1992, 70(1B): 319-351.
- [8] Murakami T. Effects of the Tibetan Plateau. In: Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. New York: Oxford University Press, 1987.
- [9] Murakami, T. Orography and monsoons. In: Fein J S, Stephens P L. *Monsoons*. Wiley, 1987: 331-364.
- [10] 乔全明, 谭海清. 夏季青藏高原500毫巴切变线的结构与大尺度环流. *高原气象*, 1984(3): 50-57.
- [11] 张磊, 缪启龙. 青藏高原近40年来的降水变化特征. *干旱区地理*, 2007, 30(2): 240-246.
- [12] 戴家洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1991.
- [13] 罗四维. 青藏高原及其临近地区几类天气系统的研究. 北京: 气象出版社, 1992.
- [14] 乔全明, 张雅高. 青藏高原天气学. 北京: 气象出版社, 1994.
- [15] 卢鹤立, 邵全琴, 刘纪远, 等. 近44年来青藏高原夏季降水的时空分布特征. *地理学报*, 2007, 62(9): 946-958.
- [16] 周顺武, 王传辉, 吴萍, 等. 青藏高原强降水日数的时空分布特征. *干旱区地理*, 2012, 35(1): 23-31.
- [17] 建军, 杨志刚, 卓嘎. 近30年青藏高原强降水事件的时空变化特征. *高原气象*, 2012, 31(2): 380-386.
- [18] 曹瑜, 游庆龙, 马苗蓉, 等. 青藏高原夏季极端降水概率分布特征. *高原气象*, 2017, 36(5): 1176-1187.
- [19] 许健民, 郑新江, 徐欢, 等. GMS-5水汽图像所揭示的青藏高原地区对流层上部水汽分布特征. *应用气象学报*, 1996, 7(2): 246-251.
- [20] 贡嘎曲塔. 青藏高原夏季降水的时空特征. *西藏科技*, 2014, (6): 64-66.
- [21] 韩熠哲, 马伟强, 王炳燮, 等. 青藏高原近30年降水变化特征分析. *高原气象*, 2017, 36(6): 1477-1486.
- [22] 周顺武, 普布卓玛, 假拉. 西藏高原汛期降水类型的研究. *气象*, 2000, 26(5): 39-45.
- [23] 周顺武, 王传辉, 杜军, 等. 青藏高原汛期降水的时空分布特征. 气候与环境研究, 2011, 16(6): 723-732.
- [24] 张吉农, 唐红玉, 李生辰, 等. 青藏高原夏季降水特征及其异常分布研究. *青海科技*, 2006, 13(3): 56-58.
- [25] 冯蕾, 魏凤英. 青藏高原夏季降水的区域特征及其与周边地区水汽条件的配置. *高原气象*, 2008, 27(3): 491-499.
- [26] Masatoshi M, Yoshino. *Climate in a Small Area*. Tokyo: University of Tokyo Press, 1975.
- [27] 傅抱璞. 山地气候. 北京: 科学出版社, 1983.
- [28] 王明华, 杜继稳. 秦岭山脉与陕西降水//山地气候文集编委会. 山地气候文集. 北京: 气象出版社, 1984.
- [29] 刘国伟. 西藏高原的水文特征. *水利学报*, 1992(5): 1-8.
- [30] 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征. *中国科学(地球科学)*, 1996, 26(4): 354-358.
- [31] 假拉, 杜军, 边巴扎西, 等. 西藏气象灾害区划研究. 北京: 气象出版社, 2008.
- [32] 王传辉, 周顺武, 唐晓萍, 等. 近48年青藏高原强降水量的时空分布特征. *地理科学*, 2011, 31(4): 470-477.
- [33] 赵雪雁, 王亚茹, 张钦, 等. 近50 a青藏高原东部夏半年强降水事件的气候特征. *干旱区地理*, 2015, 38(4): 675-683.
- [34] 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. *大气科学*, 2003, 27(2): 157-170.
- [35] 毛江玉, 吴国雄. 基于TRMM卫星资料揭示的亚洲季风区夏季降水日变化. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42(4): 564-576.
- [36] 计晓龙, 吴昊昱, 黄安宁, 等. 青藏高原夏季降水日变化特征分析. *高原气象*, 2017, 36(5): 1188-1200.
- [37] 段春峰, 曹雯, 缪启龙, 等. 中国夏季夜雨的空间分布特征. *自然资源学报*, 2013, 28(11): 1935-1944.
- [38] Zhang Y, Sun J, Fu S. Impacts of diurnal variation of mountain-plain solenoid circulations on precipitation and vortices east of the Tibetan Plateau during the Mei-Yu season. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2014: 141-155.
- [39] 陶诗言, 朱福康. 夏季亚洲南部100毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系. *气象学报*, 1964, 34(4): 385-396.
- [40] Krishnamurti T N, Daggupaty S M, Jay F, et al. Tibetan high and upper tropospheric tropical circulations during northern summer. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1973, 54(12): 1234-1250.
- [41] Mason, R. B., Anderson, C. E. The development and decay of the 100-mb summertime anticyclone over southern Asia. *Monthly Weather Review*, 1963, 91(1): 3-12.
- [42] 叶笃正, 张捷迁. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验. *中国科学*, 1974, 8(1): 301-320.
- [43] 罗四维, 陈有虞, 孙秀霞. 青藏高原及其附近冬夏平均流场的结构. *高原气象*, 1982, 1(4): 60-73.
- [44] 苏东玉, 李跃清, 蒋兴文. 南亚高压的研究进展及展望. *干旱气象*, 2006, 24(3): 68-74.
- [45] 朱福康, 陆龙骅, 陈咸吉. 南亚高压. 北京: 科学出版社, 1980.
- [46] 张琼, 吴国雄. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系. *气象学报*, 2001, 59(5): 569-577.
- [47] 郑飒飒, 李跃清, 齐冬梅, 等. 青藏高原夏季风对长江中下游气候的影响及与南亚高压的联系. *高原山地气象研究*, 2014, 34(2): 30-38.
- [48] 杨莲梅, 张庆云. 新疆夏季降水异常的环流和青藏高原地表潜热通量特征分析. *高原气象*, 2007, 26(3): 435-441.
- [49] 钱永甫, 张琼, 张学洪. 南亚高压与我国盛夏气候异常. *南京大学学报(自然科学版)*, 2002, 38(3): 295-307.
- [50] 黄樱, 钱永甫. 南亚高压与华北夏季降水的关系. *高原气象*, 2003, 22(6): 602-607.
- [51] 章基嘉, 朱福康. 夏季东亚大气环流的研究. *应用气象学报*, 1986, 1(1): 83-93.
- [52] 郑庆林, 燕启民, 宋青丽. 一次南亚高压中期活动过程的数值研究. *热带气象学报*, 1993, 9(1): 37-45.
- [53] 孙国武, 宋正山. 南亚高压的建立及其与大气环流演变和我国雨带的关系. 夏半年青藏高原对我国天气的影响. 北京: 科学出版社, 1987.
- [54] 金爱浩, 曾刚, 余晔, 等. 南亚高压与西太平洋副热带高压经向位置配置对中国东部夏季降水的影响. *热带气象学报*, 2018, 34(6): 806-818.
- [55] 段廷扬. 夏季青藏高原500 hPa高压活动期间大气加热状况与大气环流特征. *气象学报*, 1994, 52(2): 194-200.
- [56] 段廷扬, 马兰香, 卢建社. 青藏高原500 hPa高压的统计特征. *高原气象*, 1992, 11(1): 56-65.
- [57] 孙国武, 李春普, 胥洪波. 盛夏青藏高原上空高压形成和维持的动力机制. *气象*, 1989, 15(12): 17-20.
- [58] 段廷扬, 邱莎. 青藏高原500 hPa高压的活动与东亚大型天气系统的演变. *成都气象学院学报*, 1991, 16(2): 10-15.
- [59] 彭京备, 陈烈庭. 青藏高原移动性高压对夏季川东地区高温天气的影响. *气候与环境研究*, 2011, 16(5): 665-678.
- [60] 徐晶, 陈联寿, 徐祥瑞. 青藏高原高空流型对西太平洋台风路径影响的诊断分析. *应用气象学报*, 1999, 10(4): 410-420.
- [61] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 夏半年青藏高原500 hPa低涡切变线的研究. 北京: 科学出版社, 1981.
- [62] 姚秀萍, 孙建元, 康岚, 等. 高原切变线研究的若干进展. *高原气象*, 2014, 33(1): 294-300.
- [63] 李国平, 张万诚. 高原低涡、切变线暴雨研究新进展. *暴雨灾害*, 2019, 38(5): 464-471.
- [64] 张硕, 姚秀萍, 巩远发. 基于客观判识的青藏高原横切变线结构及演变特征合成研究. *气象学报*, 2019, 77(6): 1086-1106.
- [65] 徐国昌. 500毫巴高原切变线的天气气候特征. *高原气象*, 1984, 3(1): 36-41.
- [66] 师锐, 何光碧. 移出与未移出高原的高原切变线背景环流对比分析. *高原气象*, 2011, 30(6): 1453-1461.
- [67] 鲍玉章. 西藏高原切变线云系中雨以上降水的卫星云图分析. *成都气象学院学报*, 1990, 15(4): 15-19.
- [68] 刘自牧, 李国平. 高原切变线的客观识别与时空分布的统计分析. *大气科学*, 2019, 43(1): 13-26.
- [69] Yao X P, Zhang X, Ma J L. Characteristics of the meridionally oriented shear lines over the Tibetan Plateau and its relationship with rainstorms in the boreal summer half-year. *Journal of Tropical Meteorology*, 2020, 26(1): 95-104.
- [70] Zhang X, Yao X, Jiali M A, et al. Climatology of transverse shear lines related to heavy rainfall over the Tibetan Plateau during boreal summer. *Journal of Meteorological Research*, 2016, 30(6): 915-926.

- [71] 赵大军, 姚秀萍. 高原切变线形态演变过程中的个例研究: 结构特征. 高原气象, 2018, 37(2): 420-431.
- [72] 彭新东, 程麟生. 高原东侧低涡切变线发展的个例数值研究——II. 中尺度数值模拟. 兰州大学学报, 1994, 30(1): 124-131.
- [73] Guan, Q., Yao X P, Li Q P, et al. Study of a horizontal shear line over the Qinghai-Tibetan Plateau and the impact of diabatic heating on its evolution. Journal of Meteorological Research, 2018, 32(4): 612-626.
- [74] 唐洪. 西藏高原夏季强降水过程分析. 西藏科技, 2002, 21(9): 51-55.
- [75] 杨克明, 毕宝贵, 李月安, 等. 1998年长江上游致洪暴雨的分析研究. 气象, 2001, 27(8): 9-14.
- [76] 罗雄, 李国平. 高空急流对青藏高原切变线影响的数值试验与动力诊断. 气象学报, 2018, 76(3): 361-378.
- [77] 彭新东, 程麟生. 高原东侧低涡切变线发展的个例数值研究——I. 分析和诊断. 兰州大学学报, 1992, 28(2): 163-168.
- [78] 屠妮妮, 何光碧. 两次高原切变线诱发低涡活动的个例分析. 高原气象, 2010, 29(1): 90-98.
- [79] 李国平, 李山山, 黄楚惠. 高原切变线与高原低涡相互作用的研究现状与展望. 地球科学进展, 2017, 32(9): 919-925.
- [80] 刘富明, 潘平山. 青藏高原横切变线南移的研究. 高原气象, 1987, 6(1): 56-64.
- [81] 张小玲, 程麟生. “96.1” 暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 I: 涡度和涡度变率诊断. 高原气象, 2000, 19(3): 285-294.
- [82] 徐建芬, 陶健红, 夏建平. 青藏高原切变线暴雪期中尺度分析及其涡源研究. 高原气象, 2000, 19(2): 187-197.
- [83] 张小玲, 程麟生. “96.1” 暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 II: 散度和散度变率诊断. 高原气象, 2000, 19(4): 459-466.
- [84] 郁淑华, 骆红. 青藏高原上低槽与切变线动能收支的个例分析. 高原气象, 1993, 12(3): 251-256.
- [85] 郁淑华. 一次高空槽在青藏高原上诱发切变线的 Q 矢量分析. 应用气象学报, 1994(1): 109-113.
- [86] 李山山, 李国平. 一次鞍型场环流背景下高原东部切变线降水的湿 Q 矢量诊断分析. 高原气象, 2017, 36(2): 317-329.
- [87] 陈乾. 青藏高原地区 500 hPa 低涡的天气气候分析. 兰州天动会议技术材料, 1964: 127-129.
- [88] Li L, Zhang R H, Wen M, et al. Characteristics of the Tibetan Plateau vortices and the related large-scale circulations causing different precipitation intensity. Theoretical and Applied Climatology, 2019, 138(13): 849-860.
- [89] 薛智. 青藏高原暴雨切变线特征个例分析. 气象学报, 1980, 38(2): 142-149.
- [90] 林志强. 1979—2013 年 ERA-Interim 资料的青藏高原低涡活动特征分析. 气象学报, 2015, 73(5): 925-939.
- [91] Lin Z, Guo W, Jia L, et al. Climatology of Tibetan Plateau vortices derived from multiple reanalysis datasets. Climate Dynamics, 2020, 55(9): 2235-2252.
- [92] Li, L, Zhang R H, Wen M. Large-scale backgrounds and crucial factors modulating the eastward moving speed of vortices moving off the Tibetan Plateau. Climate Dynamics, 2019, 53(3-4): 1711-1722.
- [93] 孙国武, 陈葆德. 初夏青藏高原低涡发展东移的动力过程. 气象科学研究所院刊, 1988, 3(1): 56-63.
- [94] Li L, Zhang R H, Wen M. Diagnostic analysis of the evolution mechanism for a vortex over the Tibetan Plateau in June 2008. Advances in Atmospheric Sciences, 2011, 28(4): 797-808.
- [95] Yao X, Gao Y, Ma J. MPV-Q view of vorticity development in a saturated atmosphere. Atmospheric Research, 2020, 244: 105058.
- [96] Dell'Osso L, Chen S J. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Tibet Plateau. Tellus A, 1986, 38A(3): 236-250.
- [97] Li L, Zhang R H, Wen M. Diurnal variation in the intensity of nascent Tibetan Plateau vortices. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2018, 144: 2524-2536.
- [98] Wang B. The development mechanism for Tibetan Plateau warm vortices. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 1987, 44(20): 2978-2994.
- [99] 马婷, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 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. 大气科学, 2020, 44(3): 472-486.
- [100] Wen L K, Cui P, Li Y, et al. The influence of sensible heat on monsoon precipitation in central and eastern Tibet. Journal of Applied Meteorology, 2010, 17(4): 452-462.
- [101] Zhao Y C. A study on the heavy-rain-producing mesoscale convective system associated with diurnal variation of radiation and topography in the eastern slope of the western Sichuan plateau. Meteorology and Atmospheric Physics, 2015, 127(2): 123-146.
- [102] Zhang F M, Wang C H, Pu Z X. Genesis of Tibetan Plateau vortex: roles of surface diabatic and atmospheric condensational latent heating. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2019, 58(12): 2633-2651.
- [103] Ge X Y, M Y, Zhou S W, et al. Impacts of the diurnal cycle of radiation on tropical cyclone intensification and structure. Advances in Atmospheric Sciences, 2014, 31(6): 1377-1385.
- [104] Shen R J, Reiter E R, Bresch J F. Some aspects of the effects of sensible heating on the development of summer weather systems over the Tibetan Plateau. Journal of the Atmospheric Sciences, 1986, 43(20): 2241-2260.
- [105] 林志强, 周振波, 假拉. 高原低涡客观识别方法及其初步应用. 高原气象, 2013, 32(6): 1580-1588.
- [106] 彭广, 李跃清, 郁淑华, 等. 青藏高原低涡切变线年鉴 2010. 北京: 科学出版社, 2011.
- [107] Flohn H. Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands. Atmospheric Science Paper No. 130. Colorado: Colorado State University, 1968.
- [108] 林瑛, 江吉喜, 杨育彬, 等. 青藏高原中尺度对流系统的时空演变特征及规律. 武汉大学学报(信息科学版), 2006, 31(7): 576-581.
- [109] 陈陟, 周明煜, 钱粉兰, 等. 我国西部高原大气边界层中的对流活动. 应用气象学报, 2002, 13(2): 142-155.
- [110] Fujinami H, Yasunari T. The seasonal and intraseasonal variability of diurnal cloud activity over the Tibetan Plateau. Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II, 2001, 79(6): 1207-1227.
- [111] 陈功, 李国平. 基于 WRF 的高原低涡内波动特征及空心结构的初步研究. 高原山地气象研究, 2010, 30(1): 6-11.
- [112] 宋雯雯, 李国平. 一次高原低涡过程的数值模拟与结构特征分析. 高原气象, 2011, 30(2): 267-276.
- [113] 徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图像. 中国科学(地球科学), 2001, 31(5): 428-441.
- [114] 潘晓, 傅云飞. 夏季青藏高原深厚及浅薄降水云气候特征分析. 高原气象, 2015, 34(5): 1191-1203.
- [115] 常伟. 青藏高原那曲地区夏季云和降水特征分析. 北京: 中国气象科学研究院, 2017.
- [116] 唐洁, 郭学良, 常伟. 2014 年夏季青藏高原云和降水微物理特征的数值模拟研究. 气象学报, 2018, 76(6): 1053-1068.
- [117] 刘黎平, 楚荣忠, 宋新民, 等. GAME-TIBET 青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果. 高原气象, 1999, 18(3): 441-450.
- [118] 田畅, 隆霄, 韩子霏. 西藏林芝地区一次暴雨过程的中尺度模拟与分析. 沙漠与绿洲气象, 2019, 13(2): 13-21.
- [119] Zhu G F, Chen S J. A numerical case study on a mesoscale convective system over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20(3): 385-397.
- [120] Zhu G F, Chen S J. Analysis and comparison of mesoscale convective systems over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20(3): 311-322.
- [121] K Ueno, H Fujii, H Yamada, et al. Weak and frequent monsoon precipitation over the Tibetan Plateau. Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II, 2001, 19(1B): 419-434.
- [122] 白爱娟, 刘长海, 刘晓东. TRMM 多卫星降水分析资料揭示的青藏高原及其周边地区夏季降水日变化. 地球物理学报, 2008, 51(3): 704-714.
- [123] 白爱娟, 刘晓东, 刘长海. 青藏高原与四川盆地夏季降水日变化的对比分析. 高原气象, 2011, 30(4): 852-859.
- [124] 江吉喜, 范梅珠. 青藏高原夏季 TBB 场与水汽分布关系的初步研究. 高原气象, 2002, 32(1): 20-24.
- [125] 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征. 应用气象学报, 2002, 13(4): 448-456.
- [126] 陈静, 矫梅燕, 李川. 青藏高原东侧一次 β 中尺度对流系统的数

- 值模拟. 高原气象, 2003, 22(z1): 90-101.
- [127] 过仲阳, 林琚, 江吉喜, 等. 卫星遥感揭示的青藏高原上MCSs活动特征及东移传播. 遥感学报, 2003, 7(5): 350-357.
- [128] 李艺苑, 王东海, 王斌. 中小尺度过山气流的动力问题研究. 自然科学进展, 2009, 19(3): 310-324.
- [129] 舒守娟, 王元, 李艳. 青藏高原地形扰动对其降水分布影响的研究. 水科学进展, 2006, 17(5): 585-591.
- [130] Manabe S, Terpstra T B. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1974, 31(1): 3-42.
- [131] Trenberth K E, Chen S C. Planetary Waves Kinematically Forced by Himalayan Orography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, 45(20): 2934-2948.
- [132] 张耀存, 钱永甫. 青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究. 气象学报, 1999, 57(2): 3-5.
- [133] 刘晓东, 汤懋苍. 论青藏高原隆起作用于大气的临界高度. 高原气象, 1996, 15(2): 2-11.
- [134] Wu G. The nonlinear response of the atmosphere to large-scale mechanical and thermal forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1984, 41(16): 2456-2476.
- [135] 叶笃正, 顾震潮. 青藏高原对于东亚大气环流及中国天气的影响. 科学通报, 1955, 6: 29-33.
- [136] 李斐, 李建平, 李艳杰, 等. 青藏高原绕流和爬流的气候学特征. 大气科学, 2012, 36(6): 1236-1252.
- [137] 谢应齐. 论高原地形的纯动力作用. 云南大学学报(自然科学版), 1986, 8(8): 329-337.
- [138] 邹坚峰. 大地形附近气流爬绕运动的一个动力学分析. 气象科学, 1989, 9(1): 27-36.
- [139] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 气象出版社, 1980.
- [140] Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in southern Asia and the American west: Numerical experiments. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1989, 94(D15): 18393-18407.
- [141] Yanai M, Li C F. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Monthly Weather Review*, 1994, 122(2): 305-323.
- [142] Li C F, Yanai M. The Onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *Journal of Climate*, 1996, 9: 358-375.
- [143] 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. 大气科学, 2005, 29(1): 47-56.
- [144] 张人文, 范绍佳, 李颖敏. 2008年秋季从化山谷风观测研究. 热带气象学报, 2012, 28(1): 134-139.
- [145] 吕炯. 巴山夜雨. 气象学报, 1942, 1(Z1): 36-53.
- [146] 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 高原季风的平均气候特征. 地理学报, 1979, 34(1): 34-42.
- [147] 苏锦兰, 杨桂荣, 易小蓉. 大理地区所代表的青藏高原东南缘降水日变化类型的分析. 气象科技进展, 2017, 7(5): 21-26.
- [148] 王谦谦, 钱永甫. 青藏高原和洛矶山脉对夏季气象场日变化影响的对比分析(二)水平和垂直流场. 高原气象, 1983, 2(1): 16-29.
- [149] 林必元, 张维恒. 地形对降水影响的研究. 北京: 气象出版社, 2001.
- [150] 胡伯威. 中尺度地形对大气铅直运动和强降水的影响. 暴雨灾害, 2000, (1): 8-23.
- [151] Jiang Q F, Doyle J D, Smith R B. Blocking, descent and gravity waves: Observations and modeling of a MAP northerly foehn event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, 131(606): 675-701.
- [152] Smith R B. Mountain meteorology and regional climates. In: Fedorovich E, Rotunno R, Stevens B. *Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2004.
- [153] Hoffmann L, Xue X, Alexander M J. A global view of stratospheric gravity wave hotspots located with Atmospheric Infrared Sounder observations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2013, 118: 416-434.
- [154] De la Torre A, Téitelbaum H, Vial F. 1996. Stratospheric and tropospheric wave measurements near the Andes mountains. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 58(5): 521-530.
- [155] 吴迪, 王澄海, 何光碧. 青藏高原地区夏季两次强降水过程中重力波特征分析. 高原气象, 2016, 35(4): 854-864.
- [156] 陈炜, 李跃清. 青藏高原东部重力波过程与西南涡活动的统计关系. 大气科学, 2019, 43(4): 773-782.
- [157] 陈功, 何光碧. 青藏高原边坡地形重力波拖曳方案应用的个案研究. 高原山地气象研究, 2016, 36(1): 1-6.
- [158] 王宇虹, 徐国强. 青藏高原地形重力波拖曳的初步分析及数值模拟研究. 气象学报, 2017, 75(2): 275-287.
- [159] 王文, 刘佳, 蔡晓军. 重力波对青藏高原东侧一次暴雨过程的影响. 大气科学学报, 2011, 34(6): 737-747.