

青藏高原东南局地山谷风环流在一次地形云和降水形成中的作用

李嗣源¹ 郭学良² 任婧² 唐洁¹ 亓鹏¹

¹ 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室(LASW)、中国气象局云雾物理环境重点实验室, 北京 100081

² 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室(LACS), 北京 100029

摘 要 利用第二次青藏高原科学考察及其他数据, 结合 5 层网格嵌套、高分辨率(最高 333 m)的 WRF 可分辨云数值模拟, 研究了局地山谷风环流在青藏高原东南林芝地区 2019 年 9 月 17-18 日一次地形云和降水形成过程中的作用。结果表明, 此次降水过程由西风槽天气过境造成, 林芝位于西风槽底部, 具有弱不稳定层结, 云和降水过程呈现明显的午后、傍晚和凌晨三个阶段的变化特征, 并且发现局地山谷风环流在这三个阶段的变化中具有重要作用。午后阶段, 由于山区强烈的太阳辐射加热, 首先产生明显的上坡风和强上谷风环流, 在山坡迎风坡受阻挡抬升, 并激发出强的地形波, 产生了强对流云和降水; 傍晚阶段, 由于山脉强烈的长波辐射冷却效应, 产生的强下坡风在谷底辐合抬升, 促进了山谷上空的弱对流、层状云发展; 凌晨阶段, 下坡风达到最强, 产生了强下谷风环流(山风), 下坡风在谷底产生强烈的抬升作用, 形成深厚的层状云降水过程。

关键词 云和降水 山谷风环流 林芝地区 青藏高原

文章编号: 2021257C

Doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21257.

Roles of local mountain-valley wind circulation in the formation of an orographic clouds and precipitation event on the southeastern Tibetan Plateau

收稿日期 2021-12-28; 网络预出版日期

作者简介 李嗣源, 男, 1996 年出生, 硕士研究生, 主要从事云和降水物理研究。E-mail: lsyhahah@163.com

通讯作者 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

资助项目 第二次青藏高原综合科学考察-极端天气气候事件与灾害风险(2019QZKK0104), 中国气象科学研究院发展基金(2020KJ016)

Funded by The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition (Grant 2019QZKK0104), The development foundation of Chinese Academy of Meteorological Sciences(Grant 2020KJ016)

LI Siyuan¹ GUO Xueliang² REN Jing² TANG Jie² QI Peng¹

¹ State Key Laboratory of Severe Weather (LASW), Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, and Key Laboratory for Cloud Physics, China Meteorological Administration, Beijing, 100081

² Key Laboratory for Clouds and Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences (CAS), Beijing 100029

Abstract Using the data of the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and numerical simulation results with five-nested domain and high resolution of 333m of WRF model, the role of local mountain-valley wind circulation in an orographic clouds and precipitation event on 17-28, September 2019 in Nyingchi region of southeastern Tibetan Plateau is investigated. The results show that the precipitation event was caused by a passage of westerly trough and Nyingchi station is located at the base of westerly trough with weak unstable stratification. The orographic clouds and precipitation event is found to have obvious three-stage variations in the afternoon, evening and night, and the local mountain-valley wind circulation has an important role in the variation. In the afternoon, the strong solar radiation heating forms obvious upslope winds at first, and produces the strong upvalley winds, which are blocked and lifted in the windward slope, and induces strong mountain waves, as well as strong convective clouds and precipitation. In the evening, the strong longwave radiation cooling forms obvious downslope winds and cause the convergence and lifting process of warmer air in the valley, enhancing the formation and development of weak convection and stratiform clouds on the valley. In the nighttime, the downslope winds reach the strongest, and downvalley winds (mountain winds) are further enhanced, and the strong lifting causes deeper stratiform clouds.

Keywords Clouds and precipitation, Local mountain-valley circulations, Nyingchi region, Tibetan Plateau

1 引言

青藏高原位于我国西南部, 约占国土面积的 1/4, 平均海拔超过 4000 米, 是世界上海拔最高、地形最复杂的高原, 被称之为“世界屋脊”、“第三极”(Qiu, 2008)。青藏高原存在大量冰川、冻土、湖泊和河流, 是亚洲多个著名河流的发

源地，又被称之为“亚洲水塔”（徐祥德等，2019）。研究表明，青藏高原对东亚区域生态环境、水循环，乃至全球的天气气候均具有重要的影响（叶笃正，高由禧，1979；徐祥德等，2002，2019）。但同时，青藏高原剧烈的地质构造活动和复杂的地形结构，易引发滑坡、泥石流等次生地质灾害（Yao et al., 2012）。

有关青藏高原动力、热力作用和大气环流的研究较多（Yeh et al. 1957; Hahn and Manabe 1975; Luo and Yanai, 1983,1984; Yanai et al. 1992; Wu and Zhang 1998; Duan and Wu 2005; Molnar et al. 2010; Park et al. 2013），这些研究揭示了高原独特的热力、动力作用和对西风、季风大气环流和下游天气的重要影响。但针对高原地形对云和降水的影响研究较少。事实上，地形不但影响云和降水形成的动力、热力和水汽输送过程（Rotunno et al., 2001; Roe, 2005; Galewsky et al., 2005; 郭欣等, 2013; Siler et al., 2015, 2016; Veals et al, 2018）。而且地形本身的高度、宽度等也会影响云和降水的形成过程（Garvert et al, 2007; 郭欣等, 2013）。

高原云和降水过程在区域水循环、生态环境和气候变化等方面具有重要作用。一些卫星遥感观测数据分析研究表明，高原夏季云具有明显的日变化过程，对流云往往成“爆米花”状结构(Fujinami and Yasunari 2002; 傅云飞等，2007; 汪会等，2011)。亚洲季风青藏高原试验（GAME/Tibet）的雷达观测研究发现，高原降水过程从中午、傍晚到深夜出现多次峰值（刘黎平等，1999; 冯锦明等，2002）。第三次青藏高原大气科学试验开展了包括飞机、雷达和地面雨滴谱等综合观测研究，发现高原云和降水过程除明显的日变化特征外，云微物理特征也具有明显的独特性，如云中过冷水含量高，云滴尺度大，但浓度小，易产生降水（常伟，郭学良, 2016; Zhao et al. 2018; Chang 2019）。一些数值模拟研究也揭示了高原云和降水形成的动力和微物理特征（范广州，吕世华，1999; 朱士超等，2011; 吴胜刚等，2016; 唐洁等, 2018a,b）。

从以上可以看到，青藏高原云和降水具有一些独特的特征，特别是云和降水过程的日变化中出现多次峰值，但对其产生的原因不清楚，相关的研究很少。青藏高原东南部山峰起伏大，地形非常复杂，具有明显的地形动力强迫效应。而且不同海拔的地表由于对大气的加热作用不同，导致大气在水平方向受热不均匀，会进一步激发地形热力、动力环流。由于复杂地形条件下，低层风场受地形影响较大，具有高度不均匀性，而观测数据所能代表的范围非常有限。为揭示高原复

杂地形在局地大气环流、云和降水形成中的作用,采用高分辨率可分辨云过程数值模拟十分必要。因此,本文拟利用第二次青藏高原科学考察试验期间,在藏东南林芝地区获得的云雷达等观测数据,结合具有高分辨率地形数据的可分辨云过程数值模拟试验,研究揭示青藏高原东南部林芝地区复杂地形对云和降水形成及其演变的影响及其作用。

2 观测数据与数值模拟试验设计

2.1 观测数据

本研究使用的观测数据来自第二次青藏高原科学考察-林芝云降水物理过程外场观测试验。林芝观测试验点位于林芝气象站(94.33°E , 29.67°N)(图 1 黑色圆点)。观测试验设备包括 Ka 波段云雷达,微雨雷达和雨滴谱仪各一部。Ka 波段云雷达具有观测云回波强度、径向风和偏振参数等功能,可开展体扫、扇扫和 RHI 等扫描方式。微雨雷达是德国 Metek 公司生产的 MRR-2 型,主要工作原理是通过雨滴谱分布与散射截面、下降速度的关系获得大气低层 2 km 以下的降雨强度、雷达反射率因子、雨滴落速等信息,但只能应用在上升气流为零的情况下的降雨观测。雨滴谱仪是德国 Thies 激光雨滴谱仪,可获得雨滴谱、降水强度等信息。此外,林芝站还包括日常气象业务气象要素、雨量和 L 波段探空观测。

2019 年度的林芝观测试验时段为 2019 年 8 月 23 日-9 月 22 日。林芝观测站位于峡谷中,雷达观测受到周围山的遮挡比较严重。本文选择 9 月 17 日-9 月 18 日的一次具有较完整 Ka 雷达观测的个例进行数值模拟比较分析。另外, FY-4A 静止气象卫星的多通道扫描成像辐射计(AGRI)观测的全圆盘黑体亮温(Black Body Temperature, TBB)数据(空间分辨率为 4km)也用于模式结果比较。欧洲中心第五代大气再分析(ERA5)等数据用于模式初始场。

2.2 数值模拟试验设计

数值模式采用中尺度 WRF (Weather Research and Forecasting) V4.3 版。对 2019 年 9 月 17-18 日青藏高原东南部林芝地区的一次云降水过程以及主要形成机理进行数值模拟研究。模式采用 5 层嵌套(图 1),以林芝站(29.67°N , 94.33°E)为模拟区域中心,水平方向采用 Arakawa C 网格,垂直方向采用混合垂直坐标,

该坐标在低层为地形跟随质量坐标，到高层转换为等压面坐标。以 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 NCEP/FNL 再分析资料为初始场，模拟时间为 2019 年 9 月 17 日 12:00-9 月 19 日 00:00（当地时间，协调世界时 UTC+6，下同，表 1）。

模式最内层地形数据采用高分辨率 SRTM（Shuttle Radar Topography Mission）和 ASTER（Advanced Space Borne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model）资料，分辨率为 30m。在 WRF 模式中加入高分辨率地形，能更准确地给出山脉的走向、高度等，可以提高模拟的精确度，对于高分辨率条件下的地形云和降水过程模拟更为合理。图 1 给出了采用高分辨率地形数据后模式第五层区域的地形高度分布，可清晰地显示出该地区山地和峡谷的形状和走向。

云微物理过程采用 Thompson 方案（Thompson et al., 2004），包含了 5 种微物理量，对冰晶和雨水进行了双参数处理，雨滴分布函数依赖于雨水混合比，假定水滴经历一个从云滴尺度通过毛毛雨滴最终变成雨滴的逐渐转换过程，使得雨滴的下落速度较为连续和合理，而且在雪粒子过程的处理方面考虑了雪的谱分布和密度变化（陈赛男等，2019）。

表 1 模式设置与物理过程方案

Table 1 Model setup and physical process schemes

	Domain 1	Domain 2	Domain 3	Domain 4	Domain 5
网格距	27 km	9 km	3 km	1 km	333 m
格点数	150×150	250×250	250×250	100×100	211×211
垂直层	52	52	52	52	52
模式顶高	50 hPa	50 hPa	50 hPa	50 hPa	50 hPa
积云参数化方案	Grell-Devenyi	-	-	-	-
边界层方案	BMJ	BMJ	BMJ	BMJ	YSU
陆面过程方案	Noah	Noah	Noah	Noah	Noah
长波辐射方案	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM
云微物理方案	Thompson	Thompson	Thompson	Thompson	Thompson
表面层方案	Eta	Eta	Eta	Eta	MM5
短波辐射方案	Dudhia	Dudhia	Dudhia	Dudhia	Dudhia

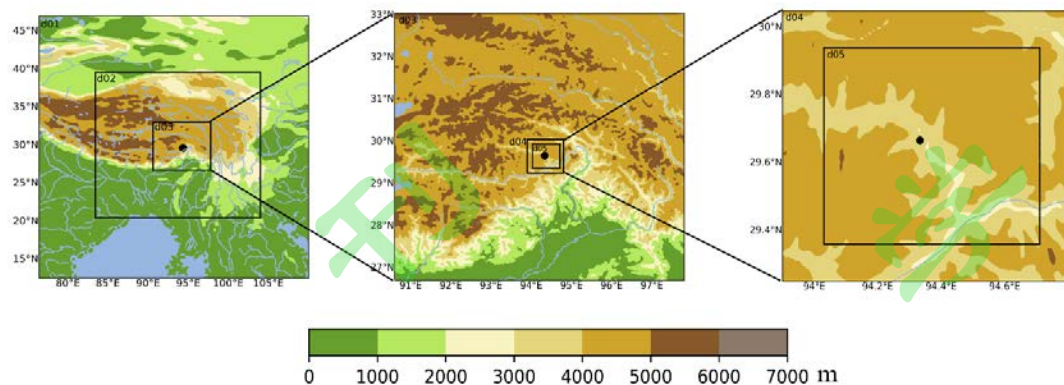


图 1 数值模拟采用的嵌套网格及地形高度（阴影）的分布。图中黑色圆点为林芝气象站的位置。

Fig.1 Nested domains used in the numerical model and the distribution of terrain height (shaded). The black dot is the location of the Nyingchi meteorological station.

3 背景天气与卫星观测特征

2019 年 9 月 17 日-18 日期间，青藏高原东南部林芝地区在 17 日午后到 18 日出现降水云系，并产生降水过程。图 2 为 17 日 12 时和 18 日 00 时青藏高原地区 200 hPa、500 hPa 位势高度场、风场及 500 hPa 水汽通量场分布。可以看到，17 日 12 时在青藏高原西部 200 hPa 层（图 2a），有一深厚的东移西风槽，槽的轴线位于青藏高原西部，林芝地区处于西风槽前的底部，受到高空弱西南气流的影响。在 500 hPa 层（图 2b），西风槽明显加深，说明该西风槽具有向西倾斜的垂直结构，这可能与低层来自孟加拉湾和印度洋的强气流影响有关。林芝地区已处于强西南气流带中，其北部具有强的水汽通量输送带。在 18 日 00 时 200 hPa 层（图 2c），西风槽环流进一步加深和东移。在 500 hPa 层（图 2d），西南气流和水汽输送通量增强。由此可见，此次林芝地区的降水过程产生的天气背景是西风槽东移加强，而低层来自孟加拉湾、印度洋的气流是水汽输送的来源。

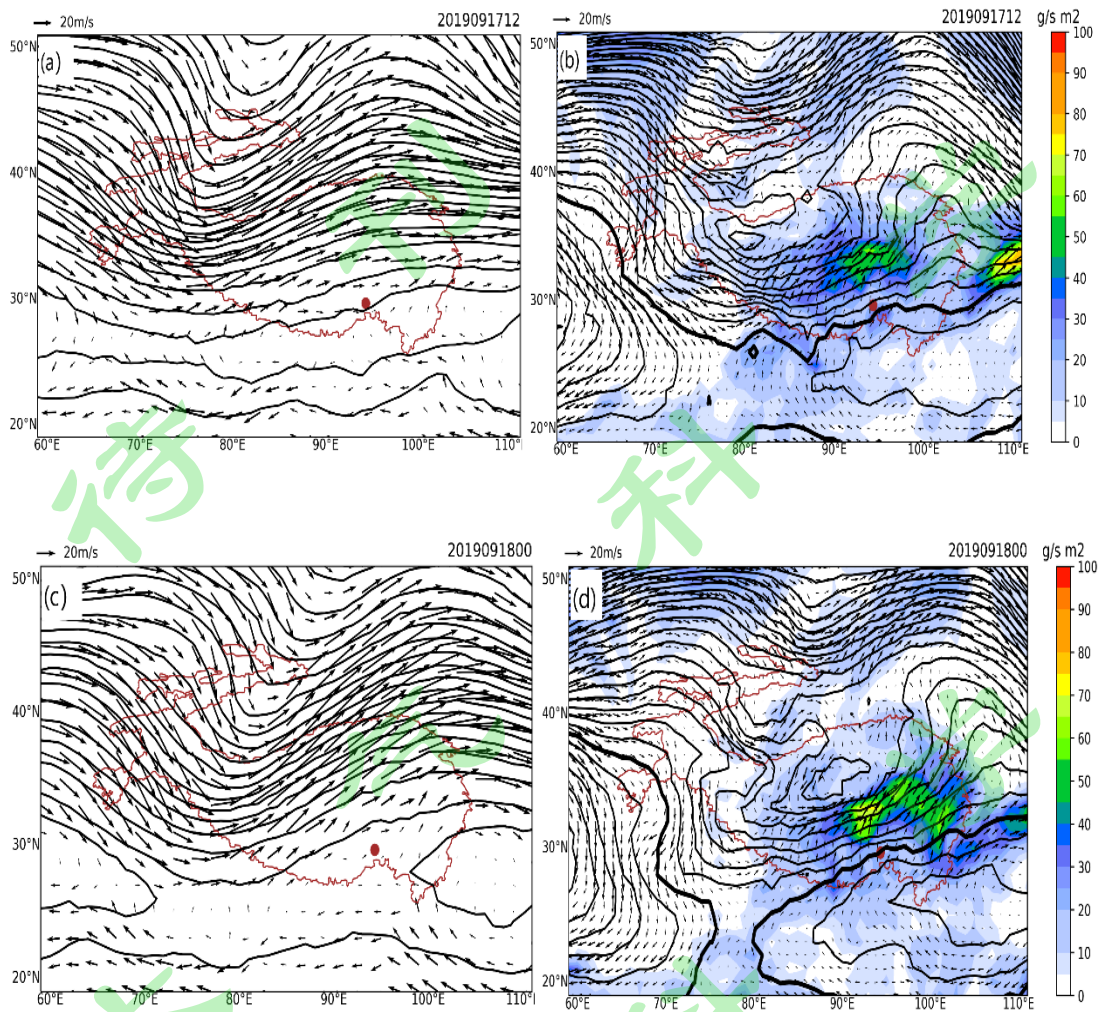


图2 2019年9月17日12:00时(a)200 hPa, (b)500 hPa和9月18日00:00 (c)200 hPa, (d)500 hPa NCEP再分析资料位势高度场(等值线, 单位: dagpm, 粗实线为588线), 风场(箭头, 单位: m s^{-1})和500 hPa水汽通量(阴影, 单位: $\text{g s}^{-1} \text{m}^{-2}$)分布。棕色圆点为林芝站位置, 棕色轮廓线为青藏高原范围。

Fig. 2 Distributions of geopotential height (contours, units: dagpm, the thick solid line is 588 dagpm), wind field (arrows, units: m s^{-1}) and 500-hPa moisture fluxes (shaded, unit: $\text{g s}^{-1} \text{m}^{-2}$) at 1200 LT on 17 at (a) 200 hPa, (b) 500-hPa), and at 0000 LT on 18 at (c) 200 hPa and (d) 500 hPa in September, 2019 from the NCEP reanalysis data. The brown dot is the location of Nyingchi station, and the brown line is the outline of the Tibetan Plateau.

图 3a 为 2019 年 9 月 17 日 18:00 林芝站探空曲线。可以看到，600hPa 的低
 层盛行东南风，600–350 hPa 盛行西南风，350–250 hPa 为西风，250hPa 以上转
 为西北风。对流有效位能（CAPE）较小。600–350 hPa 的中高层湿度较大，600 hPa
 以下和 350 hPa 以上均比较干，因此，林芝站有发生弱不稳定对流的大气层结条
 件。从图 3b 的相当位温的廓线分布进一步可以看到，在 600hPa 附近相当位温随
 高度增加出现减小现象，表明存在静力不稳定环境条件。

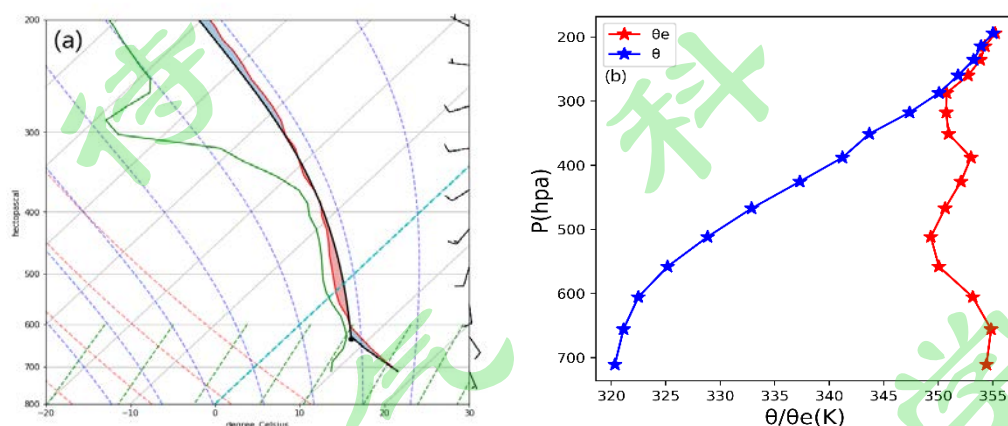


图 3 2019 年 9 月 17 日 18:00 林芝站 (a) 温度（黑色）、露点温度（绿色）廓线分布，
 (b) 位温（蓝色）和相当位温廓线（红色）分布

Fig.3 (a) Profiles of temperature (black) and dew point temperature (green), and (b) that of
 potential temperature(blue) and equivalent potential temperature(red) at Nyingchi station at 18:00
 on September 17 2019

图 4 为 FY-4A 卫星观测得到的黑体亮温（Black Body Temperature, TBB）。
 从 17 日午后开始（图 3a），林芝地区西侧和北侧出现零星的弱对流单体，随后
 对流单体发展、合并，形成较大范围的云带，至 17 日 18:00 时，降水云的云顶
 较高，云层深厚，强中心 TBB 值低于 210 K（图 4b）。17 日夜间至 18 日中午，
 云顶温度为 220 K 左右，云系强度减弱（图 4c, d）。可以看到，云的形成、发
 展和减弱过程具有明显的日变化特征。

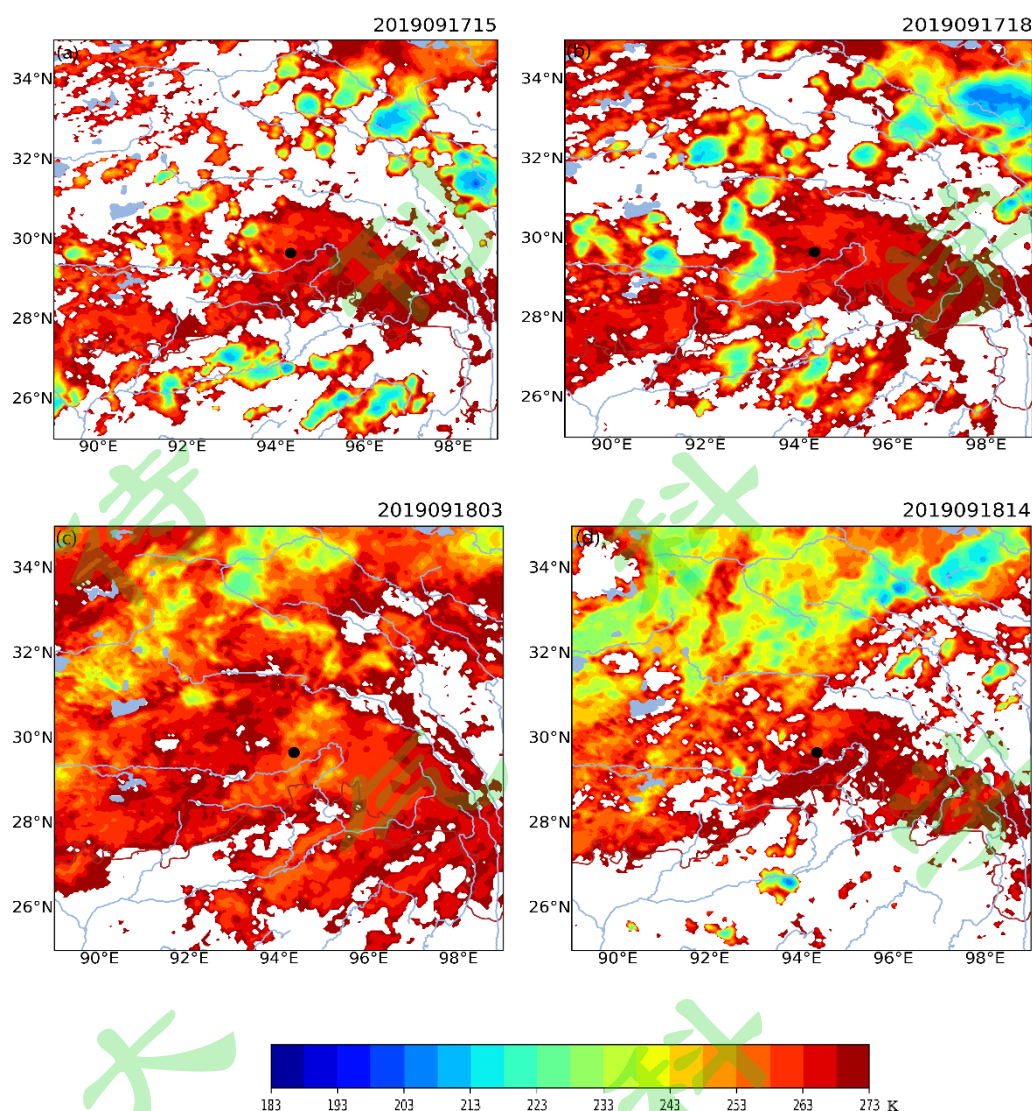


图 4 2019 年 9 月 17 日至 18 日 FY-4A 观测的 TBB（单位：K）随时间的演变, (a) 9 月 17 日 15:00, (b) 9 月 17 日 18:00, (c) 9 月 18 日 03:00, (d) 9 月 18 日 14:00

Fig.4 Time evolution of TBB (unit: K) observed by FY-4A satellite at (a) 15:00 September 17, (b) 18:00 September 17, (c) 03:00 September 18, and (d) 14:00 September 18.

4 观测与数值模拟结果比较

图 5 为 9 月 17 日 13:00 时至 18 日 15:00 时 d03 区域内模拟和所有测站观测的累计降水量的对比。可以看出，降水大值主要集中在青藏高原东南部的大片区域，模拟的强降水位置与观测的强降水位置大致吻合，但模拟的降水量级要大于

观测值。对第三层内 26 个观测站点小时降水的平均值与观测的平均降水量相关系数为-0.25，平均误差 0.086 mm，均方根误差 0.138 mm，说明模式模拟的降水与站点观测的降水之间仍然存在明显差别，这可能与模式本身的误差、区域内复杂地形影响以及选择的物理方案等因素有关，但由于观测站点有限，代表性不足，也是产生差别的重要原因。

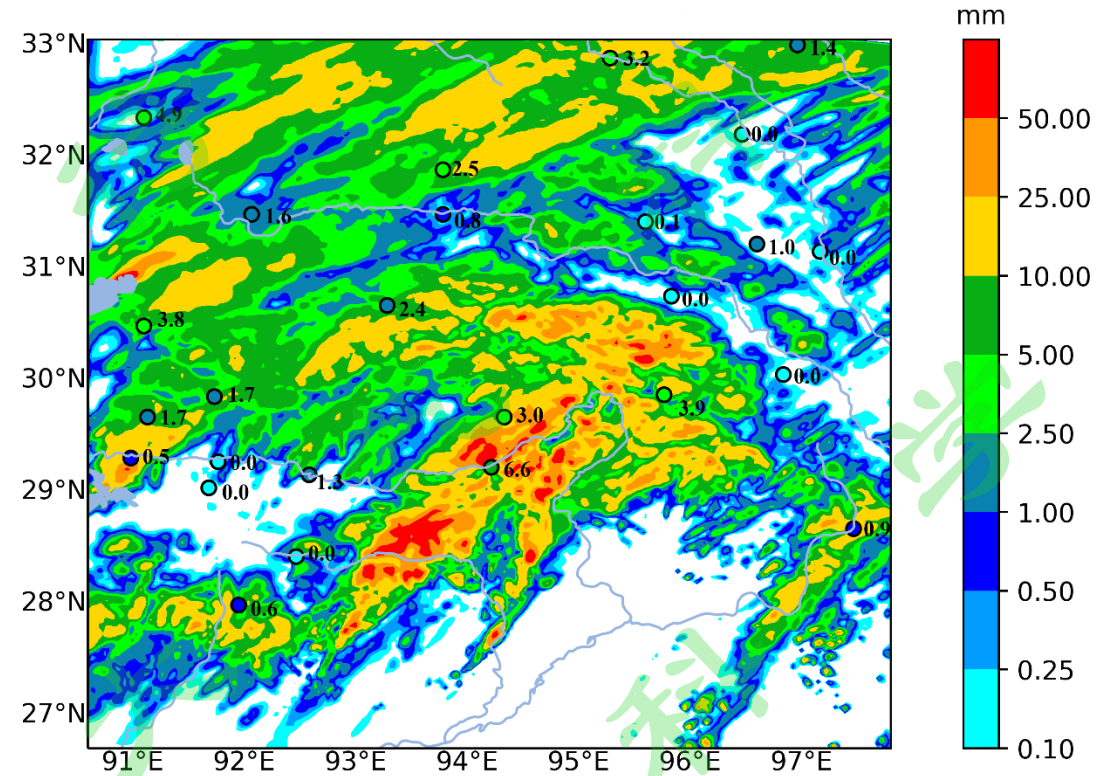


图 5 2019 年 9 月 17 日 13:00 时至 9 月 18 日 15:00 时数值模拟(彩色阴影)与各观测站(圆圈代表站点位置，数字代表其累计降水量)观测的累计降水量(单位: mm)比较。

Fig 5 Simulated (color shaded) and observed (circle with number) accumulated precipitation amount (mm) from 13:00 on September 17 to 15:00 on September 18, 2019. The circles are the location of stations and the numbers are the accumulated precipitation amount.

图 6 为 2019 年 9 月 17 日 12: 00 时至 9 月 18 日 16: 00 时林芝 Ka 波段云雷达垂直指向观测回波与同一时段模式输出的林芝雷达反射率的时间演变特征和对比情况。可以看出，模式基本能反映出林芝地区的雷达回波形成及其演变的时

间变化特征。从观测雷达回波时间演变看, 雷达上空的回波强度具有 2 个明显的时间尺度的变化特征, 第一个较短的时间尺度反映的是回波强、弱间隔的间歇性变化特征, 这个特征说明回波呈现带状或块状分布, 这与前面的卫星和降水分布一致, 这个特征与高原复杂地形分布密切相关。卫星观测表明, 青藏高原云带往往沿山脊走向分布, 呈较为规则的带状分布。另外, 还存在另一个较长的时间尺度分布, 即日变化特征, 即某一时段整体偏强, 某一时段整体偏弱的变化特征, 这个特征应该与高原白天强烈太阳辐射加热和夜间的强烈长波辐射冷却的日变化特征有关, 在后面的机制中开展进一步的详细讨论。

从数值模拟结果看, 数值模拟结果并不能很好地反映出短时间尺度的回波强、弱间隔变化特征, 但可以比较好地反映出日变化特征。数值模拟的云形成和发展基本可划分为三个阶段, 即午后阶段 (13:00–16:00), 傍晚阶段 (18:00–22:00) 和凌晨阶段 (00:00–06:00)。前 2 个阶段与雷达观测比较一致, 最后一个阶段出现时间较雷达观测偏早, 雷达观测显示的回波出现在 18 日的 01:00, 并持续到 08:00, 持续时间也比较长。这个特征与前面在青藏高原其他地区的雷达和降水观测特征基本一致 (刘黎平等, 1999; 冯锦明等, 2002; 常伟, 郭学良, 2016; 赵平等 2018), 但对产生的机理仍然不完全清楚, 特别是对傍晚和凌晨阶段云增强和发展产生的原因不清楚。

午后阶段是 17 日午后 13:00 开始, 由于高原强烈的太阳辐射加热作用, 开始出现局地热对流, 最大雷达反射率出现在 14:00 时之后, 达到 25 dBZ 以上, 并产生较强的对流性降水, 降水强度达到 6.0 mm h^{-1} 左右。17:00 时后对流减弱, 云顶高度降低, 但 18:00–22:00 期间的傍晚阶段, 云系又开始发展, 具有持续性层状云或弱对流云特性, 随后又出现减弱。在 18 日 00:00 时到 06:00 的凌晨阶段, 再次出现较强的云发展过程, 强回波中心达到 20 dBZ 以上, 并在这一时段产生了较大的降水量。18 日午后对流发展, 进入下一个循环过程, 但由于高空槽已移出研究区域, 后面的降水过程并没有持续下去。

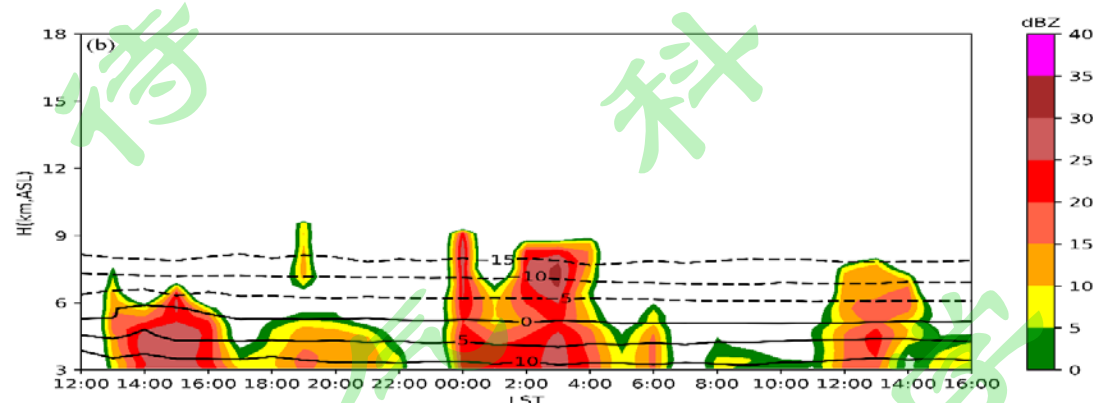
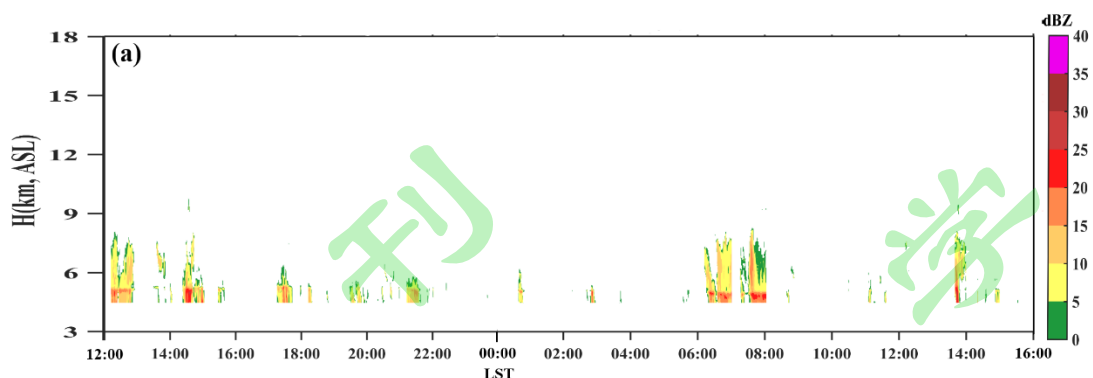


图6 2019年 9月17日12:00时至9月18日16:00时雷达观测和数值模拟的云反射率(dBZ)的高度-时间分布, (a) Ka波段云雷达, (b) 数值模拟。

Fig.6 Height-time distribution of radar reflectivity (dBZ) derived from (a) Ka-band radar, and (b) WRF model from 12:00 on September 17 to 16:00 on September 18.

为进一步了解以上三个不同阶段云反射率水平和垂直分布结构特征,下面对青藏高原科学考察期间林芝 Ka 波段云雷达观测结果进行分析,并与数值模拟结果比较。图 7 为 2019 年 9 月 17 日 14:00 林芝站的雷达观测与数值模拟的剖面分布比较。由于林芝地面海拔高度 3 km 左右,观测和模拟的云顶高度分布在离地面 4-5 km 左右,海拔高度 7-8 km,零度层的海拔高度约 5.2 km,地面高度约 2.2 km,雷达观测的零度层下方出现明显的下挂强回波,这与我国南方梅雨锋云带雷达回波结构很相似(黄美元,洪延超,1984)。冷云厚度约 2-3 km,暖云厚度约 2 km,说明高原对流云的冷暖云厚度相当,而且云带随气流抬升沿山坡分布,且随山坡高度增加,回波基本呈现先增加后减弱现象,表明气流在地形抬升过程中,

水汽凝结过程先出现加强，然后随着水汽含量减小，水汽凝结过程减弱。数值模式模拟的云产生过程基本与雷达观测一致。

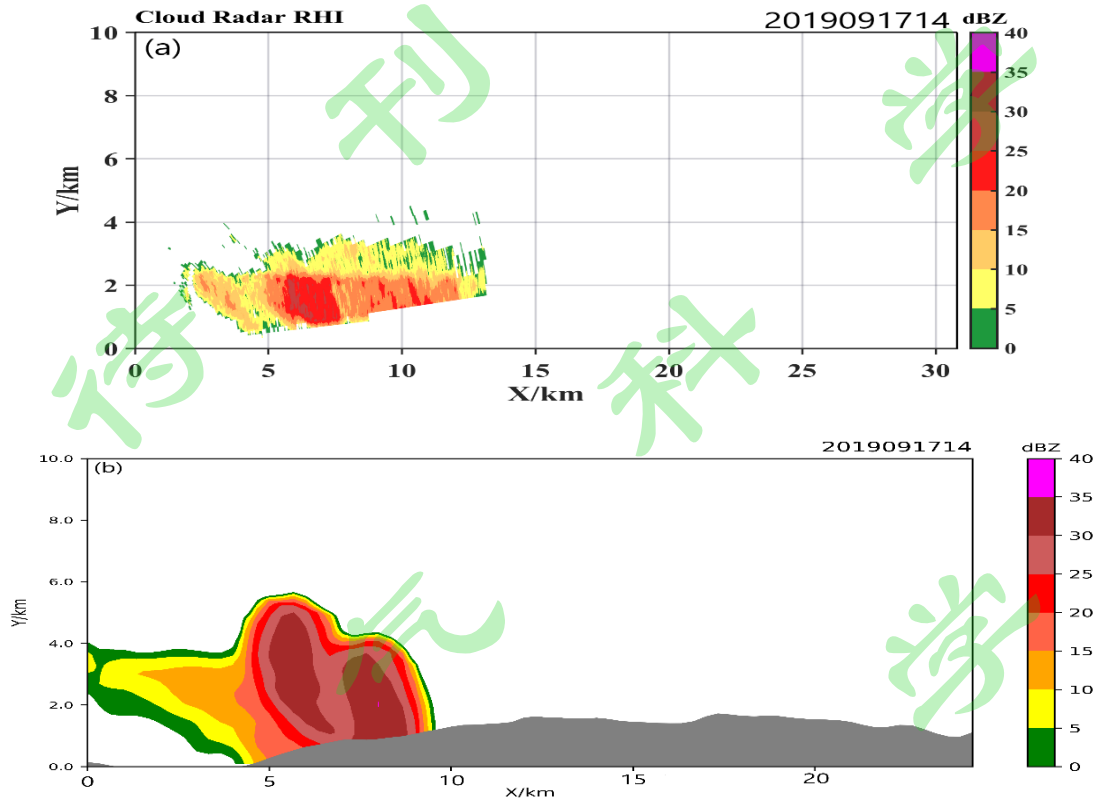


图 7 2019 年 9 月 17 日 14:00 时的雷达反射率垂直剖面分布，(a) Ka 云雷达，(b) WRF 模拟。图中纵坐标高度为地面高度。

Fig. 7 Cross sections of radar reflectivity (dBZ), (a) observed by Ka-band radar and that modeled by WRF model at 14:00 on September 17, 2019. The height in the figure is above the surface.

图 8a, b 为 2019 年 9 月 17 日 21:00 时刻林芝站 Ka 波段云雷达观测的组合反射率的水平分布与数值模拟结果的比较，代表傍晚阶段的云组合反射率水平分布特征。可以看到，云由午后阶段的分散性对流向带状对流转化的。数值模拟的云带状特征与雷达观测比较一致，但数值模拟偏强。造成的原因一方面是数值模式本身造成的，另一方面也与周围地形对雷达观测的遮挡有关。林芝站位于峡谷中，南北山的遮挡严重影响雷达 PPI 观测。由于晚上没有进行 RHI 观测，这里不进行垂直雷达回波结构对比。图 8c, d 为 2019 年 9 月 18 日 01:00 时刻林芝站 Ka 波段云雷达观测的组合反射率的水平分布与数值模拟结果的比较，代表凌晨阶段

的云组合反射率水平分布特征。可以看到，云由第二阶段的带状对流基本转化为层状云。数值模拟的层状云特征与雷达观测比较一致。由于晚上没有进行 RHI 观测，这里也不进行垂直雷达回波结构对比。由此可见，午后阶段的高原云基本呈现分散性对流分布特征，傍晚转化为带状积云，次日凌晨完全转化为层状云系。

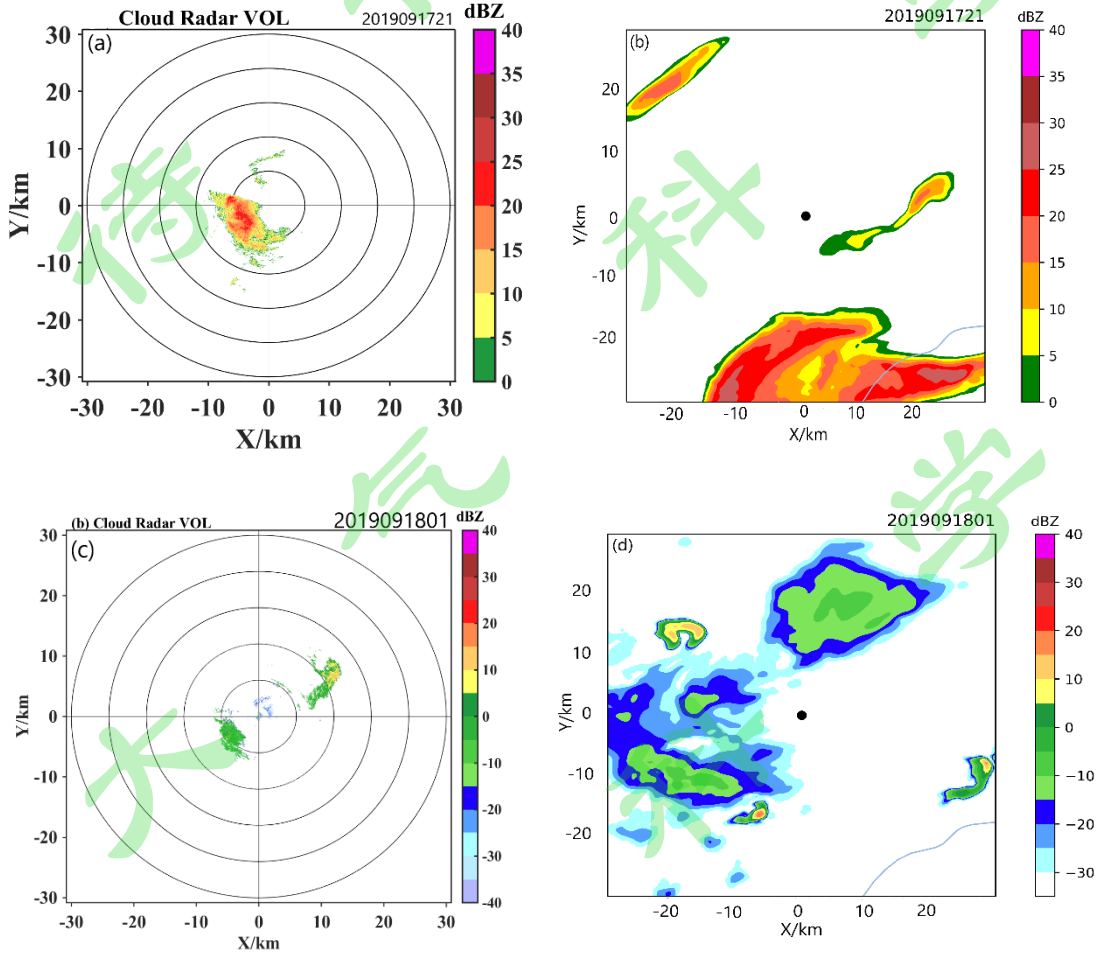


图 8 2019 年 9 月 17 日 21:00 和 9 月 18 日 01:00 的雷达观测和数值模拟的组合反射率比较

Fig.8 Comparison of observed and modeled radar reflectivity factor at 21:00 on September 17 and 01:00 on September 18

5 复杂山谷风环流在云和降水形成中的作用

地形云和降水形成往往是多种机制共同作用的结果，如地形对盛行背景气流的抬升、阻挡以及地形重力波的作用（郭欣等，2013）。另外，由于不同高度地形受太阳辐射加热和长波辐射冷却过程不同，会产生复杂的山谷风热力环流，这

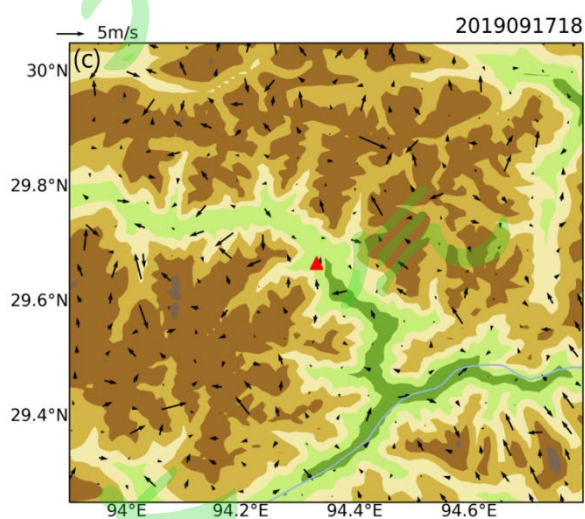
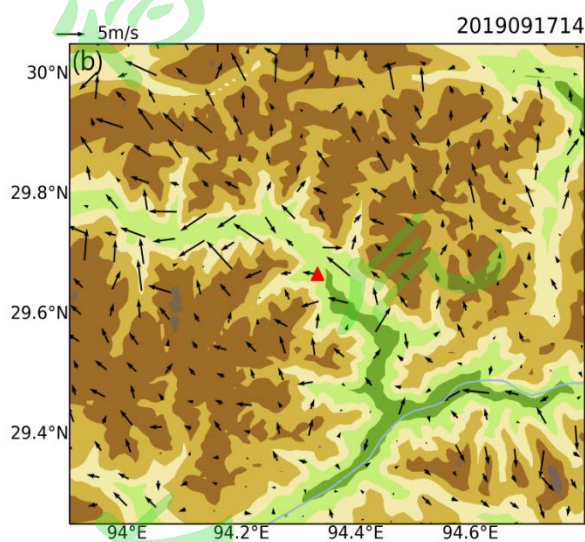
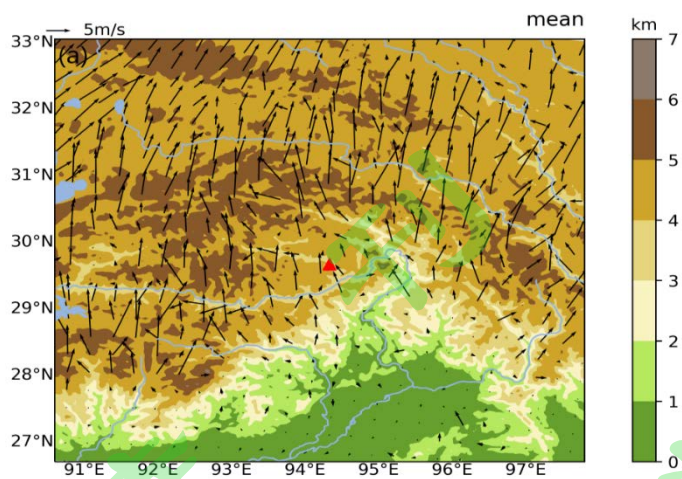
种热力环流在地形云和降水形成中的作用及其作用机制仍然不清楚。青藏高原东南部林芝地区处在一个西北—东南走向的狭长山谷中，两侧均为高大山峰，山地和谷地高度差最大可达 2000 m 以上，但很少有研究探讨过这种山谷风环流在高原地形云和降水形成中的作用。

5.1 林芝地区山谷风环流特征

一般而言，局地山谷风热力环流在晴好条件下比较明显，但在云和降水天气过程中，由于受强背景天气环流的影响，山谷风热力环流的表现往往并不典型，尤其在复杂地形下更难辨识。为揭示林芝地区山谷风环流的特征，对风场进行 24 小时平均（9 月 17 日 12:00-18 日 12:00），得到 24 小时平均风场，然后再求出实际风场与平均风场的差值（扰动风场），这个扰动风场在背景环流比较稳定的情况下，基本能反映出白天和夜间风场的变化情况。从图 2 显示的背景大气环流的分布看，林芝地区在 9 月 17-18 日期间，背景风场比较稳定，因此扰动风速的变化，可以在很大程度上能够反映出山谷风环流的日变化情况。

图 9 给出了 9 月 17-18 日第三层嵌套网格平均风矢量分布，以及第四嵌套网格午后、傍晚和凌晨的扰动风矢量的水平分布。可以看到，由于地形的影响，林芝地区的平均风基本成东南风，而其周边地区的风基本呈西南风（图 9a）。9 月 17 日 14:00 时（图 9b），由于太阳辐射加热的作用，林芝周边的山区基本为上坡风。在上坡风起主导作用的过程中，东南-西北走向的谷风明显加强。到当天傍晚 18:00（图 9c），由于太阳辐射开始减弱，地表长波辐射冷却过程开始加强，导致上坡风开始减弱，下坡风开始加强。到 22:00 时，下坡风已完全占主导地位。到 9 月 18 日凌晨 02:00（图 9d），由于长波辐射冷却达到最大，可以看到强的下坡风和山风出流。

由以上可见，即使在云和降雨天气背景条件下，林芝地区的山谷风环流仍然有明显的日变化特征，说明林芝地区复杂高大地形产生山谷风环流比较强，但这种日变化在云和降水形成中的作用及其影响仍然未知，下面按照前面划分的三个阶段对复杂地形山谷风环流在云和降水形成中的作用及其产生机制进行分析。



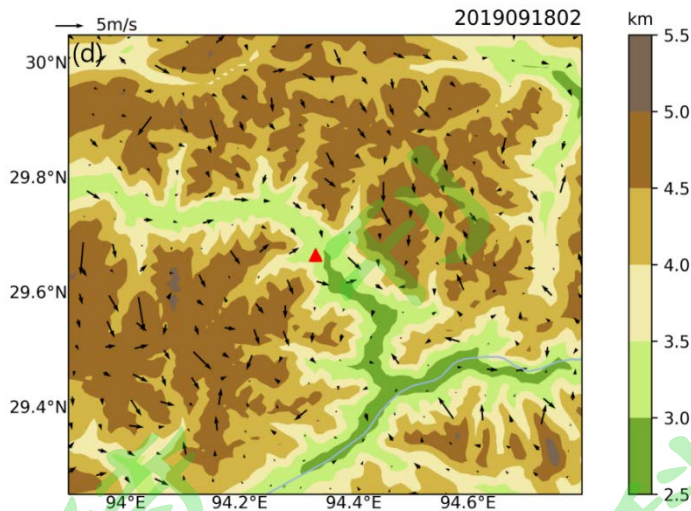


图 9 第四层嵌套网格的水平风矢量分布及日变化，(a) 9 月 17-18 日平均风矢量，(b) 9 月 17 日 14:00，(c) 9 月 17 日 18:00，(d) 9 月 18 日 02:00

Fig. 9 The horizontal distribution and diurnal variations of (a) mean wind vector during 17-18 September, and perturbation wind vectors at (b) 14:00 and (c) 18:00 on September 17, and (d) 02:00 on September 18 from fourth nested-domain.

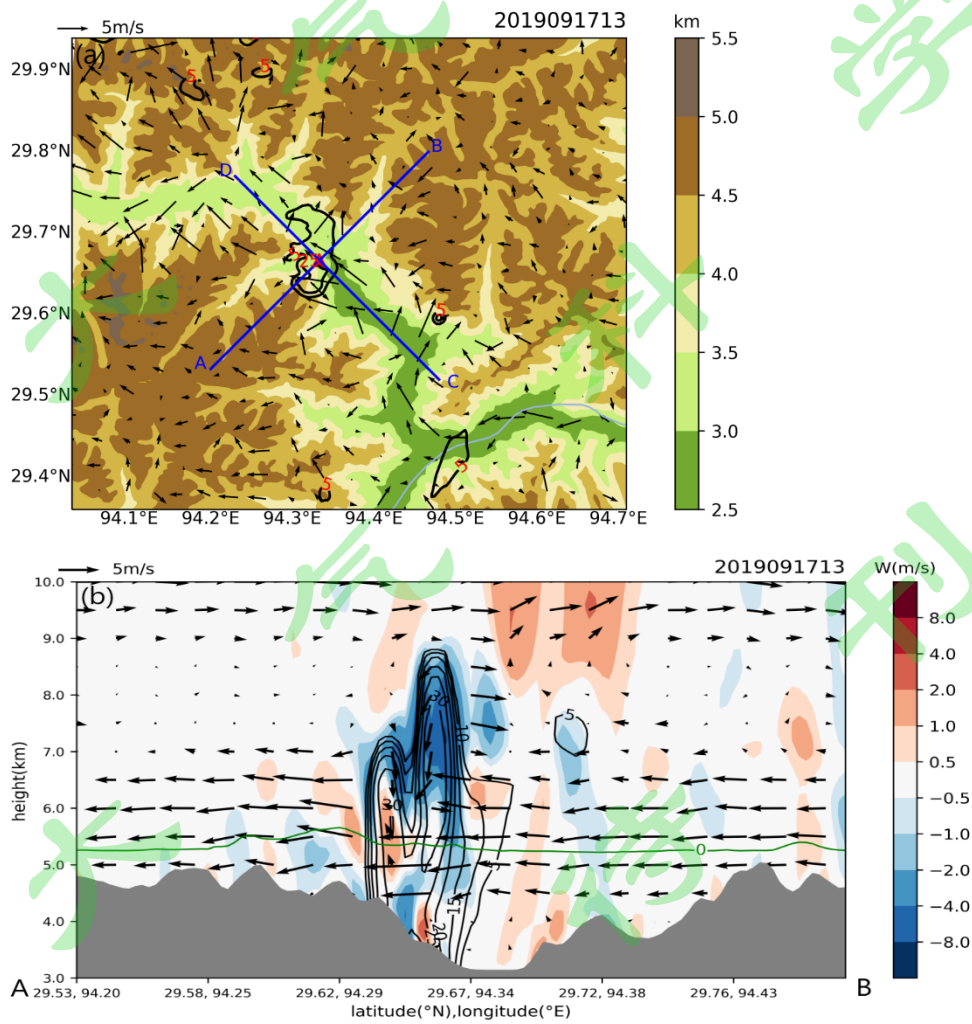
5.2 午后阶段山谷风与云形成特征

图 10a 为数值模拟的 9 月 17 日 13:00 时 6 km 高度的雷达组合反射率、10m 高度扰动风矢量和地形高度的水平分布。可以看到，整个区域盛行东南风，这与前面的林芝站低层探空风向一致，但在谷底有强的东南谷风（上坡风），南面山坡为上坡风，这是由于山坡受太阳辐射加热增温率大于谷地，导致山坡和山顶气压降低，形成由山谷向山顶的气压梯度力，导致气流由山谷向山顶运动，从而形成上坡风。从回波分布位置及其对应的气流分布可以明显看到，回波是由上坡风遇到山坡抬升形成的。此外，由于上坡风的形成，导致谷底气压降低、气流辐合，东南谷风进一步加强，使得低层通过峡谷流入的来自孟加拉湾的暖湿气流增强，提供了云形成的水汽条件。由此可见，午后阶段的云和降水形成主要是由于白天山坡强烈的太阳辐射加热作用引起的，强的上坡风环流有利于加强通过峡谷流入的暖湿气流，暖湿气流遇到山坡抬升在不稳定大气层结条件下形成对流性回波。

图 10b 为图 10a 中垂直峡谷的 AB 线的剖面分布。可以看到，垂直气流速度（阴影）呈现正负相间分布，这是典型的地形重力波分布特征（郭欣等，2013），是由强上坡风与地形碰撞产生的地形重力波传播造成的。扰动风矢量分布显示，

330 贴近山脉上部产生了近 2 km 厚度的强东北风风速带（急流带），由于该急流带的
331 风向与背景天气主导风的风向相反，这个急流带的形成也许与山坡太阳辐射强加
332 热有关，但这个现象不同于简单地形的山谷风环流，有关产生原因有待进一步研
333 究。由此可见，造成午后高原对流产生的局地环流比较复杂，除山坡对上谷风气
334 流的抬升作用外，强上谷风与迎风山坡撞击激发出的地形重力波也具有重要作用，
335 在不稳定大气层结条件下，形成深厚的对流降水过程。

336 图 10c 为图 10a 中平行峡谷的 CD 线的剖面分布。可以看到，强上谷风环流
337 在遇到地形阻挡后被抬升产生强的上升气流，上升气流主要产生在迎风坡一侧，
338 从而造成气流抬升凝结形成云。由此可见，午后阶段的云和降水形成主要发生在
339 上谷风的迎风坡上，由于山坡强烈太阳辐射加热，上坡风形成后导致上谷风加强，
340 加强的上谷风与迎风坡相遇后被抬升，并碰撞激发出地形重力波。在不稳定大气
341 层结条件下，云的表现形式主要以对流为主。



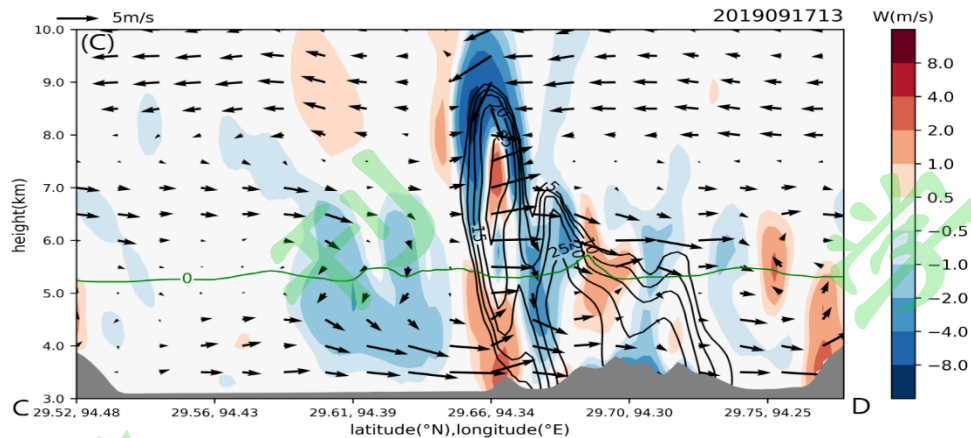


图 10 2019 年 9 月 17 日 13:00 时模拟的 (a) 6 km 高度雷达组合反射率 (黑色等值线)、10 m 高度扰动风矢量和地形高度 (彩色填充) 的水平分布, (b) 图 9a 垂直峡谷的 AB 线 (蓝色) 剖面的反射率、垂直气流速度 (彩色填充, 单位: m/s)、扰动风矢量、地形 (灰色填充) 分布, (c) 同 (b), 但为平行峡谷的 CD 线的剖面。绿色实线为 0°C 等温线。红色三角形为林芝站位置。

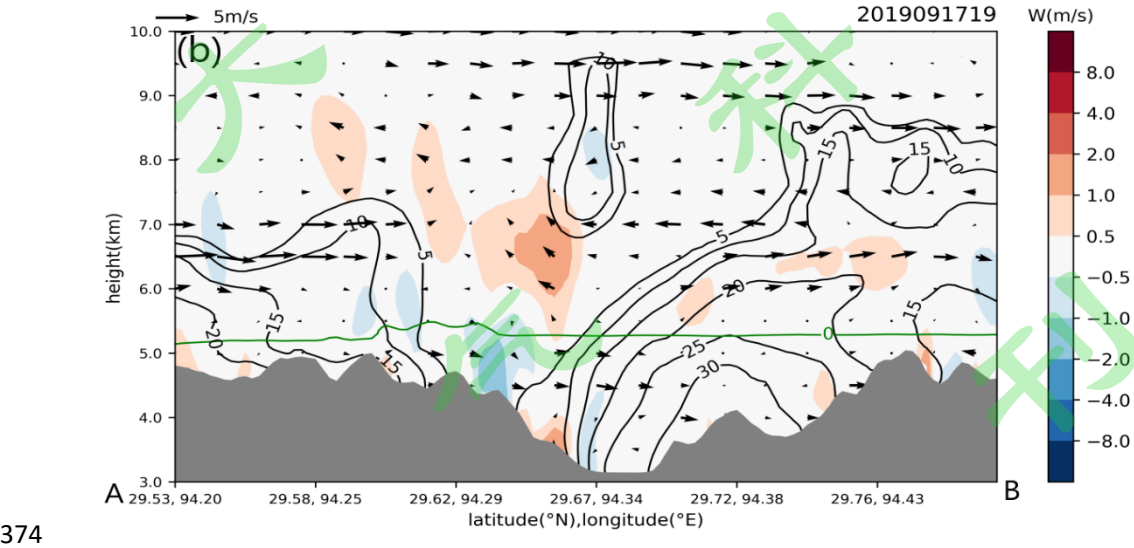
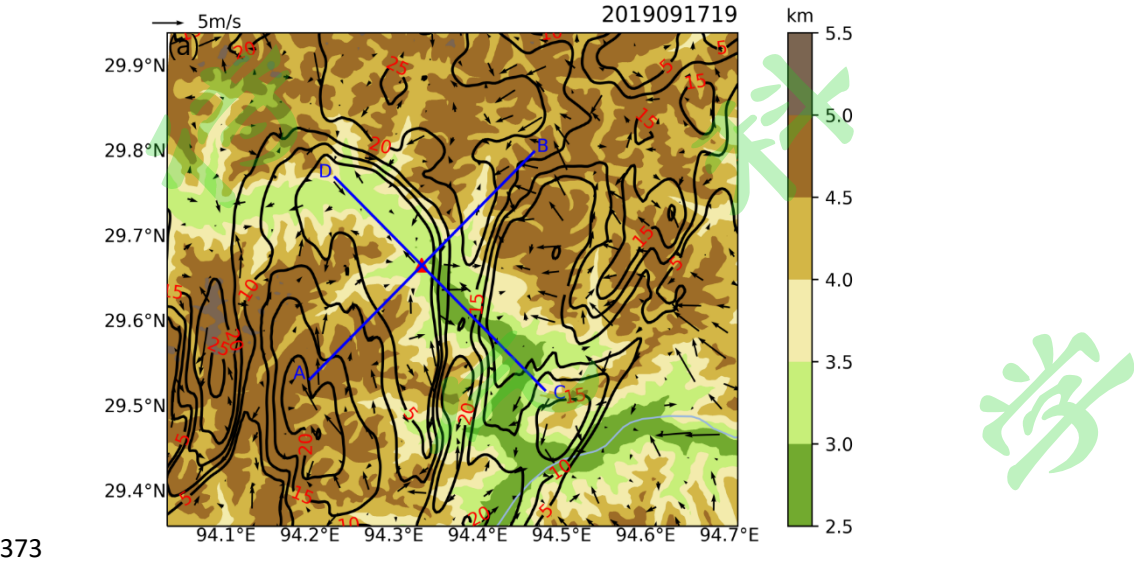
Fig. 10 (a) horizontal distribution of radar reflectivity (dBZ, solid lines) at 6 km, perturbation wind vector at 10m, and terrain height (color shaded), (b) cross section of reflectivity (dBZ, solid lines), perturbation wind vector, vertical velocities (color shaded, m/s) and terrain (grey shaded) along AB line in Fig.9a, (c) same as in (b) but for that along CD line. Green solid line is the temperature of 0°C at 13:00 on September 17, 2019. The red triangle is the position of Nyingchi station.

5.3 傍晚阶段山谷风与云形成特征

图 11a 给出了 9 月 17 日 19:00 时 6 km 高度的雷达组合反射率、10m 高度扰动风矢量和地形高度的水平分布, 代表傍晚阶段。可以看到, 与午后阶段相比, 原来东南来向的上谷风明显减弱, 部分峡谷中出现反向谷风 (下谷风)。下坡风开始出现, 并加强。原来主要分布在山区的雷达回波强中心开始向山谷扩展。图 11b 显示, 林芝西南部产生了更为明显的下坡风, 这应该与西南山峰高度高有关, 强下坡风辐合促使谷底暖空气抬升, 因此谷底上空有明显的上升气流区。强下坡风遇到对面山坡抬升后, 进一步加强了谷底空气的抬升, 产生了更深厚的云。山脉上部出现的急流区的形成应与两边更高山脉产生的下坡气流有关。图 10c 显示, 4. 5km 以下有明显来自两边山区的下坡气流的辐合抬升过程, 促使谷底上空的云发展, 沿峡谷的云基本为弱对流云或层状云分布, 由于地形分布不均匀, 层状云

367 底部呈现不均匀分布特征。4.5km 以上的深厚强风速带应与背景东南风在傍晚的
368 加强有关，产生原因有待深入研究。

369 由以上可见，傍晚阶段，由于山脉的辐射冷却过程起主导作用，顺背景盛行
370 风一侧的下坡风比较明显，而逆背景盛行风的下坡风，由于与盛行风方向相反，
371 具有抵消作用，下坡风表现并不明显。下坡风在谷底辐合产生明显的抬升作用，
372 促进了谷底上空的云的发展，云的结构由午后的对流转化为浅对流云和层状云。



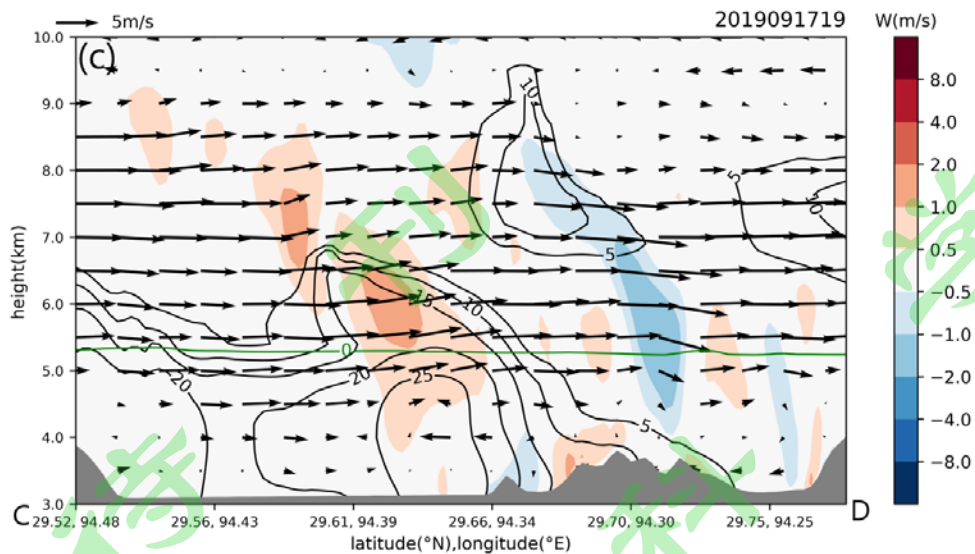


图 11 同图 10，但为 9 月 17 日 19:00 时的情况。

Fig.11 Same as in Fig.10, but for 19:00 September 18

5.4 凌晨阶段山谷风与云形成特征

选择 9 月 18 日 00 时数值模拟的水平 and 垂直剖面分布代表凌晨阶段的山谷风环流与云和降水形成情况。图 12a 显示，扰动风矢量分布显示林芝地区的峡谷区基本为下谷风，两边的山区以下坡风为主导。大范围的雷达反射率已经覆盖在山区和峡谷上空。沿 AB 的垂直剖面显示（图 12b），雷达反射率垂直结构显示主要以积层混合云为主，分布高度达 9 km，强中心主要分布在山谷上空，与强下坡风在谷底辐合抬升有关。6.5-8.5km 高度出现的西南急流带与午后风向完全相反（图 10b），但高度明显偏高，前面谈到，该急流带的产生原因不清楚，但白天和夜间急流风速方向完全相反的现象说明，该急流带具有日变化特征。该急流带的产生是否与地形白天和夜间的热力环流有关，有待进一步研究。由于林芝的西南面有更为高大的喜马拉雅山脉，白天的上坡风恰好呈东北风，晚上的下坡风呈西南风，与这个急流的风向一致。由于本论文仅关注林芝附近的山谷风环流与云和降水的形成，高原东南部更大范围的山谷风环流有待进一步探索。图 12c 显示，低层的西北-东南向的下谷风（山风）比较明显，峡谷上空的云发展比较深厚。

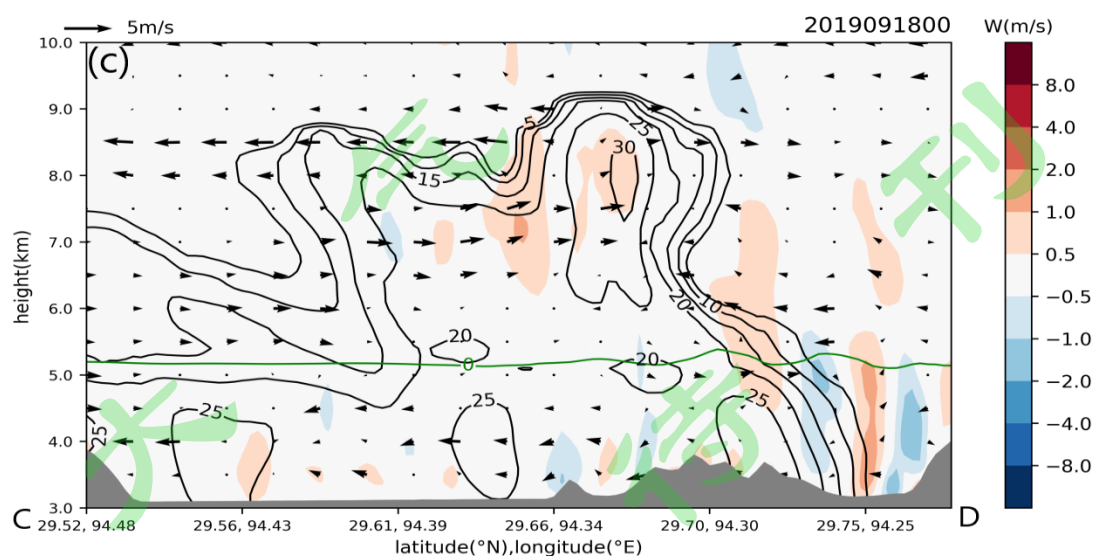
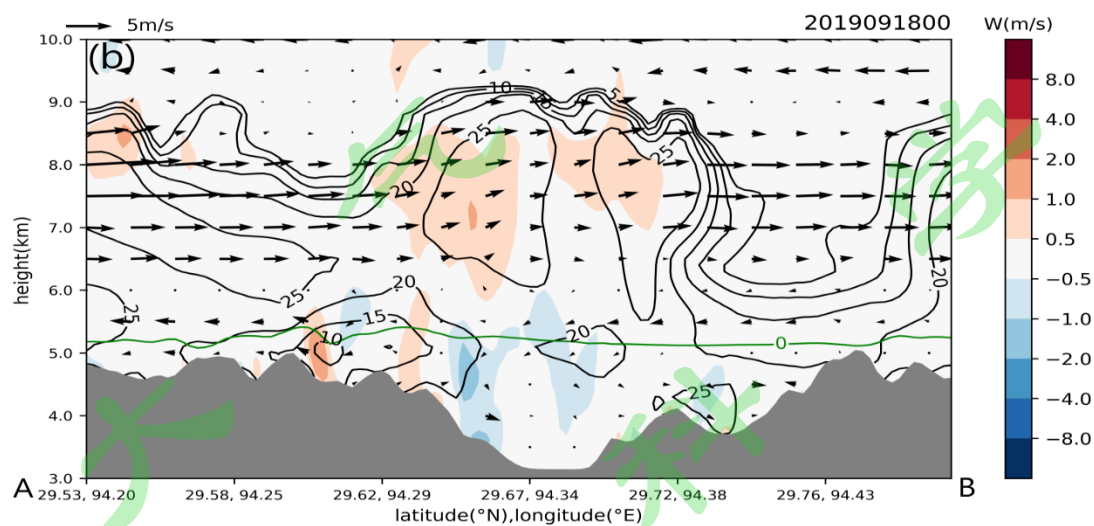
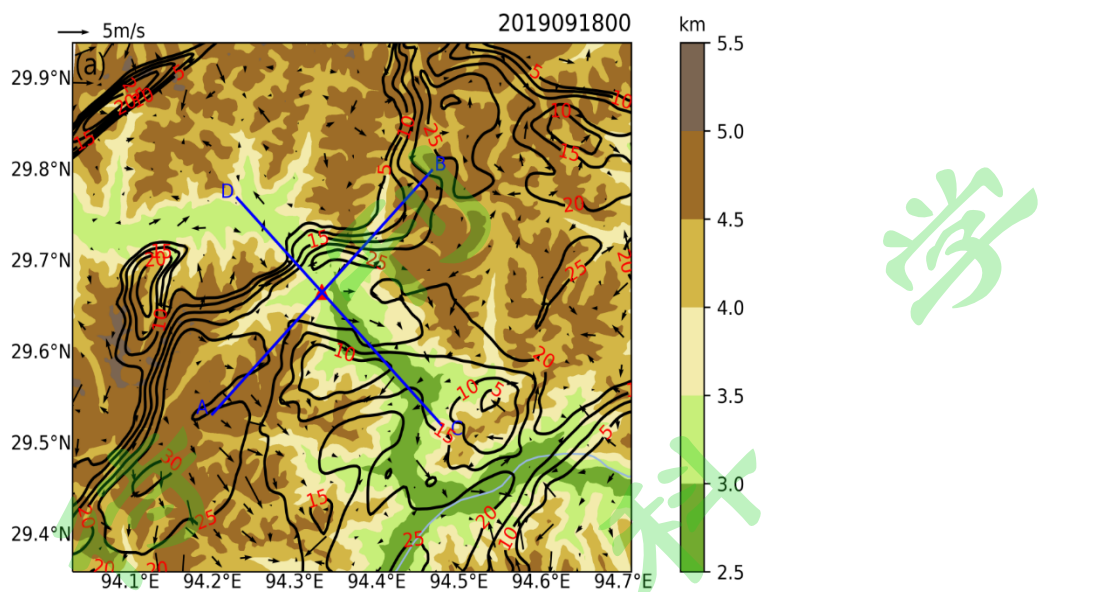


图 12 同图 10，但为 9 月 18 日 00:00 时

Fig.12 Same as in Fig.10, but for 00:00 September 18

6 结论与讨论

利用第二次青藏高原科学考察的云雷达观测等数据,结合 WRF 中尺度数值模式,研究了山谷风环流在林芝地区 2019 年 9 月 17-18 日地形云降水过程的作用,结论如下:

此次降水过程由西风槽天气过境造成,林芝位于西风槽底部,具有弱不稳定层结,CAPE 较小。依据 Ka 波段云雷达观测,云和降水过程呈现明显的三个阶段:即午后阶段(13:00-16:00),傍晚阶段(18:00-22:00)和凌晨阶段(00:00-06:00)。

林芝地区的局地山谷风环流在云和降水形成和演变过程中具有重要作用。午后阶段,由于山区强烈的太阳辐射加热,首先在山脉产生明显的上坡风,峡谷中的上山谷风加强,在山坡处受阻挡抬升,并激发出强的重力波,产生了强对流云和降水。傍晚阶段,由于山脉强烈的长波辐射冷却效应,产生下坡风,下坡风在谷底辐合抬升,促进了山谷上空的弱对流、层状云发展,并产生强降水。凌晨阶段,下坡风达到最强,下谷风(山风)得到加强,在谷底产生强的抬升作用,造成深厚的层状云降水过程。

需要指出的是,青藏高原东南部地形复杂、山峰起伏大,该地区测站稀疏、观测资料少,因此有关山谷风环流及其在云和降水形成过程中的作用有待进一步检验和深入研究,特别是,对于出现在山脉上空的急流过程的产生原因还不明确,有待进一步探讨。

参考文献 (References)

- 陈赛男, 郭学良, 付丹红. 2019. 北京一次短时局地大暴雨过程的特征及对云微物理方案的敏感性数值模拟试验[J]. 大气科学, 43(6):1344-1364. Chen Sainan, Guo Xueliang, Fu Danhong. 2019. Characteristics of a Short-Duration and Localized Severe Rainstorm Event in Beijing City and Sensitivity of Cloud Microphysical Schemes in Numerical Simulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science(in Chinese), 43(6): 1344-1364.doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18218.
- 常祎, 郭学良. 2016. 青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布日变化特征[J]. 科学通报, 61(15):1706. Chang Yi, Guo Xueliang. 2016. Characteristics of convective cloud and precipitation during summer time at Naqu over Tibetan Plateau [J]. Chin. Sci. Bull. (in Chinese), 61(15):1706, doi:10.1360/N972015-01292.
- Chang Y, Guo X L, Tang J, et al. 2019. Aircraft measurement campaign on summer cloud microphysical properties over the Tibetan Plateau[J]. Scientific Reports, volume 9, Article

number: 4912.

Cox J A, Steenburgh W J, Kingsmill D E, et al. 2005. The kinematic structure of a Wasatch Mountain winter storm during IPEX IOP3[J]. *Monthly Weather Review*, 133(3): 521-542.

Duan A, Wu G. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia[J]. *Climate Dyn.*, 24, 793-807. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0488-8>.

冯锦明, 刘黎平, 王致君, 等. 2002. 青藏高原那曲地区雨季雷达回波、降水和部分热力参量的统计特征 [J]. *高原气象*, 21 (4): 368–374. Feng Jing Ming, Liu Liping, Wang Zhijun, et al. 2002. The statistic characteristics of radar echo and precipitation and some thermodynamic variables in Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 21 (4): 368–374.

范广州, 吕世华, 1999. 地形对华北地区夏季降水影响的数值模拟研究 [J]. *高原气象*, 18(4):659-667. Fan Guangzhou, Lv Shihua. 1999. Numerical simulation study for the effect of terrain on North China summer precipitation[J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 18(4):659-667.

Fujinami H, Yasunari T. 2001. The Seasonal and Intraseasonal Variability of Diurnal Cloud Activity over the Tibetan Plateau[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II*. 79(6): 1207-1227.

Fujinami H, Nomura S, Yasunari T. 2005. Characteristics of Diurnal Variations in Convection and Precipitation over the Southern Tibetan Plateau during Summer[J]. *SOLA*. 1:49-52.

傅云飞, 李宏图, 自勇. 2007. TRMM 卫星探测青藏高原谷地的降水云结构个例分析[J]. *高原气象*, 26(1): 98-106. Fu Yunfei, Li Hongtu, Zi Yong. 2007. Case Study of Precipitation Cloud Structure Viewed by TRMM Satellite in a Valley of the Tibetan Plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 26(1): 98-106.

Gao W, Liu L, Li J, et al. 2018. The Microphysical Properties of Convective Precipitation Over the Tibetan Plateau by a Subkilometer Resolution Cloud-Resolving Simulation[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(6):3212-3227.

Gao W, Sui C-H, Fan J, et al. 2016. A study of cloud microphysics and precipitation over the Tibetan Plateau by radar observations and cloud-resolving model simulations[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(22):13735-13752.

Galewsky J, Sobel A. 2005. Moist dynamics and orographic precipitation in northern and central California during the New Year's flood of 1997[J]. *Monthly Weather Review*, 133(6):1594-1612.

Garvert M F, Smull B, Mass C. 2007. Multiscale mountain waves influencing a major orographic precipitation event[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(3):711-737.

郭欣, 郭学良, 付丹红, 等. 2013. 钟形地形动力抬升和重力波传播与地形云和降水形成关系研究[J]. *大气科学*, 37 (4): 786–800. Guo Xin, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2013. Relationship between bell-shaped terrain dynamic forcing, mountain wave propagation, and orographic clouds and precipitation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*,

37 (4): 786–800. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12114.

Hahn D G, Manabe S.1975. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation[J]. J. Atmos. Sci., 32: 1515–1541, doi: 10.1175/1520-0469(1975)032<1515:tromit.2.0.co;2.

黄美元, 洪延超. 1984. 在梅雨锋云系内层状云回波结构及其降水的不均匀性[J]. 气象学报, (1): 80-87. doi: 10.11676/qxxb1984.008. Huang Meiyuan, Hong Yanchao. 1984. The inhomogeneous features of the precipitation and echo structure of stratiform cloud in Meiyu frontal cloud system[J]. Acta Meteorologica Sinica, (1): 80-87. doi: 10.11676/qxxb1984.008.

姜平, 刘晓冉, 朱浩楠, 等. 2019. 复杂地形下局地山谷风环流的理想数值模拟[J].高原气象, 38(6) : 1272—1282. Jiang Ping, Liu Xiaoran, Zhu Haonan, et al. 2019. Idealized numerical simulation of local mountain-valley winds over complex topography [J]. Plateau Meteorology, 38(6) : 1272—1282. doi: 10.7522/j.issn.1000—0534.2019.00019.

Jin M. 2006. MODIS observed seasonal and interannual variations of atmospheric conditions associated with hydrological cycle over Tibetan Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 33(19): L19707.

刘黎平, 楚荣忠, 宋新民, 等. 1999. GAME-TIBET 青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果[J]. 高原气象, 18 (3): 441–450. Liu Liping, Chu Rongzhong, Song Xinmin, et al. 1999. Summary and preliminary results of cloud and precipitation observation in Qinghai-Xizang Plateau in GAMETIBET [J]. Plateau Meteorology, (in Chinese), 18(3): 441–450.

Luo H, Yanai M. 1983. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: precipitation and kinematic analyses[J]. Monthly Weather Review, 111(5):922-944.

Luo H, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: heat and moisture budgets[J]. Monthly Weather Review, 112(5):966-989.

Molnar P, Boos W R, Battisti D S. 2010. Orographic controls on climate and paleo-climate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 38, 77–102, <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152456>.

Park H S, Chiang S P, Son S W. 2013. Poleward stationary eddy heat transport by the Tibetan Plateau and equatorward shift of westerlies during northern winter[J]. J. Atmos. Sci., 70, 3288–3301, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-039.1>.

Qiu J. 2008. China: The Third Pole[J]. Nature, 454:393-396.

Roe G H. 2005. Orographic precipitation [J] . Annual review of earth and planetary science, 33:645-671.

Rotunno R, Ferretti R. 2001. Mechanisms of intense Alpine rainfall [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 58(13):1732-1749.

Siler N, Durran D.2015. Assessing the impact of the tropopause on mountain waves and orographic precipitation using linear theory and numerical simulations [J]. Journal of the

Atmospheric Sciences, 72(2): 803-820.

Siler N, Durran D. 2016. What causes weak orographic rain shadows? Insights from case studies in the Cascades and idealized simulations[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(10): 4077-4099.

Stockham A J, Schultz D M, Fairman Jr J G, et al. 2018. Quantifying the rain-shadow effect: Results from the Peak District, British Isles[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(4): 777-790.

唐洁, 郭学良, 常祎. 2018a. 青藏高原那曲地区夏季一次对流云降水过程的云微物理及区域水分收支特征[J]. *大气科学*, 42(6):156-172. Tang Jie, Guo Xueliang, Chang Yi. 2018a. Cloud Microphysics and Regional Water Budget of a Summer Precipitation Process at Naqu over the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 42(6): 1327-1343.

唐洁, 郭学良, 常祎. 2018b. 2014 年夏季青藏高原云和降水微物理特征的数值模拟研究[J]. *气象学报*, 76(06): 223-238. Tang Jie, Guo Xueliang, Chang Yi. 2018b. Numerical studies on microphysical properties of clouds and precipitation in the summer of 2014 over the Tibetan Plateau[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(06):223-238.

Ueno K, Fujii H, Yamada H, et al. 2001. Weak and Frequent Monsoon Precipitation over the Tibetan Plateau[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II.*, 79(1B):419-434.

Uyeda H, Yamada H, Horikomi J, et al. 2001. Characteristics of Convective Clouds Observed by a Doppler Radar at Naqu on Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II.*, 79(1B):463-474.

Veals P G, Steenburgh W J, Campbell L S. 2018. Factors affecting the inland and orographic enhancement of lake-effect precipitation over the Tug Hill Plateau[J]. *Monthly Weather Review*, 146(6): 1745-1762.

汪会, 罗亚丽, 张人禾. 2011. 用 CloudSat/CALIPSO 资料分析亚洲季风区和青藏高原地区云的季节变化特征[J]. *大气科学*, 35(6):1117-1117. Wang Hui, Luo Yali, Zhang Renhe. 2011. Analyzing Seasonal Variation of Clouds over the Asian Monsoon Regions and the Tibetan Plateau Region using CloudSat/CALIPSO Data[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 35(6): 1117-1131.

Wu G, and Zhang Y. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea[J]. *Monthly Weather Review*, 126: 913-927, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126,0913:tpfatt.2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0913:tpfatt.2.0.co;2).

吴胜刚, 刘屹岷, 邹晓蕾, 等. 2016. WRF 模式对青藏高原南坡夏季降水的模拟分析[J]. *气象学报*, 74(5):744-756. Wu Shenggang, Liu Yimin, Zou Xiaolei, et al. 2016. The simulation analysis of the precipitation over the southern slopes of the Tibetan Plateau based on WRF model[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 74(5): 744-756.

徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 2002. 青藏高原—季风水汽输送"大三角扇型"影响域特征与中国区域旱涝异常的关系[J]. *气象学报*. 60(3):257-266. Xu Xiangde, Tao Shiyan, Wang Jizhi.

- et al. 2002. The Relationship between Water Vapor Transport Features of Tibetan Plateau-Monsoon “Large Triangle” Affecting Region and Drought-Flood Abnormality of China[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 60(3):257-266.
- 徐祥德, 董李丽, 赵阳, 等. 2019. 青藏高原“亚洲水塔”效应和大气水分循环特征[J]. *科学通报*, 64: 2830-2841. Xu Xiangde, Dong Lili, Zhao Yang, et al. 2019. Effect of the Asian Water Tower over the Qinghai-Tibet Plateau and the characteristics of atmospheric water circulation[J]. *Chin Sci Bull (in Chinese)*, 64: 2830–2841.
- Yeh T C, Luo S W, Chu P C. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding[J]. *Acta Meteor. Sin.*, 28, 108–121.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. *Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau*. Beijing[M]. Beijing: China Science Press.
- Yao T, Coauthors. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. *Nat. Climate Change*, 2, 663–667, <https://doi.org/10.1038/nclimate1580>.
- Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70: 319–351, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1b_319.
- Zhao P, Xu X, 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]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(4):757-776.
- 赵平, 李跃清, 郭学良, 等. 2018. 青藏高原地气耦合系统及其天气气候效应: 第三次青藏高原大气科学试验[J]. *气象学报*, 76(6): 833-860. Zhao Ping, Li Yueqing, Guo Xueliang, et al. 2018. The Tibetan Plateau surface-atmosphere coupling system and its weather and climate effects: The Third Tibetan Plateau Atmospheric Scientific Experiment[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(6): 833-860.
- 朱士超, 银燕, 金莲姬, 等. 2011. 青藏高原一次强对流过程对水汽垂直输送的数值模拟[J]. *大气科学*, 35(6): 1057-1068. Zhu Shichao, Yin Yan, Jin Lianji, et al. 2011. A numerical study of the vertical transport of water vapor by intense convection over the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (6): 1057-1068.
- Thompson G, Rasmussen R M, Manning K. 2004. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis [J]. *Monthly Weather Review*, 132 (2): 519-542. doi:10.1175/1520-0493(2004)1322.0.co;2.