

六盘山地区一次低槽低涡云系结构及其降水机制的数值模拟研究

高亮书¹, 姚展予^{1*}, 贾烁¹, 张沛¹, 安琳¹, 常倬林², 桑建人²,
赵文慧¹, 王伟健¹

1 中国气象局云雾物理环境重点实验室, 中国气象科学研究院, 北京 100081

2 宁夏气象防灾减灾重点实验室, 银川 750002

摘要: 六盘山是西北重要的水源涵养林基地, 干旱少雨制约了该地区农业和经济发展。作为该地区人工增雨技术研究的基础, 本文利用 WRF 模式对 2018 年 08 月 21 日发生在宁夏南部六盘山区的一次降水天气过程进行了数值模拟。根据模拟结果结合实测资料, 分析了造成此次强降水过程的有利环流形势场, 重点讨论了山区降水云系的微物理结构以及降水形成机制。结果表明: 降水是在高空槽配合低涡的动力场作用下形成的, 受六盘山地形的阻挡作用, 低层低涡系统移速落后于高空槽; 垂直方向上云系呈现“催化-供给”的分层结构, 但在云系不同部位, 各层水凝物配置不同, 导致冷暖云过程对降水的贡献差异; 六盘山东部迎风坡降水强于西坡。霰粒子融化和云水碰并是地面降水的主要来源; 碰冻过冷雨水是霰增长的主要过程。迎风坡云水层深厚, 含水量高, 一方面促进过冷层中霰粒子的碰冻增长过程, 一方面为雨滴碰并增长提供充沛的云水条件, 即同时增强了冷暖云降水过程。地形对云的发展和降水的形成有明显影响, 当降低地形高度后, 云水量减少, 暖云过程减弱, 同时也影响了霰粒子的增长过程。

关键词: 六盘山; 数值模拟; 微物理结构; 降水机制

文章编号:

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19225

收稿日期: 2019-10-10; **网络预出版日期:**

作者简介: 高亮书, 女, 1997 年出生, 硕士研究生, 从事云降水与人工影响天气研究。Email: cherrygl@163.com

通讯作者: 姚展予, Email: yaozy@cma.gov.cn

资助项目: 国家自然科学基金项目 41775139, 科技部战略性国际科技创新合作重点专项 2016YFE0201900, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY201406033

24 **A Numerical Study on Cloud Structure and Precipitation**
25 **Mechanism of Low-Trough Low-Vortex Weather Process over the**
26 **Liupan Mountain Area**

27 Liangshu Gao¹, Zhanyu Yao^{1*}, Shuo Jia¹, Pei Zhang¹, Lin An¹, Zhuolin Chang²,
28 Jianren Sang², Wenhui Zhao¹, Weijian Wang¹

29 *1 Key Laboratory for Cloud Physics of China Meteorological Administration, Chinese*

30 *Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

31 *2 Ningxia Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Reduction, Yinchuan*
32 *750002*

33 **Abstract:** Liupan Mountain area is water conservation forest base in the northwestern of China,
34 but the drought and lack of rain restricted the agricultural and economic development of this region.
35 Using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, a precipitation process occurred in
36 Liupan Mountain area in southern Ningxia on August 21, 2018 was simulated as the basis of further
37 research on artificial precipitation enhancement technology in this area. Based on observational data,
38 the favorable circulation situation was analyzed, the microphysical structure and precipitation
39 formation mechanism in the precipitation cloud system were discussed. The results show that the
40 weather system of this precipitation process developed in the dynamic field of aloft trough
41 associated with low vortex, and the low vortex was at the slower moving compared with the aloft
42 trough because of the blocking effect of the Liupan Mountain terrain. The vertical structure of cloud
43 showed a remarkable “seeding-feeding” stratified structure, but the vertical microstructure was
44 different in different parts of the cloud system, resulting in the difference of contribution of cold
45 and warm cloud processes to precipitation. Besides, the precipitation on the east windward side of
46 Liupan Mountain was stronger than that in the west. Rain water was produced mainly by melting of
47 graupel and collection of cloud water by rain. The accretion of supercooled rain was the main
48 process of graupel growth. Layer of cloud water on the windward slope was deep with high water
49 content. It promoted the process of accretion of rain by graupel in the supercooled layer, and
50 provided abundant cloud water for the process of coalescence growth of raindrops, which enhanced
51 both cold and warm cloud precipitation process. The terrain had an impact on the development of

52 clouds and the formation of precipitation, where the cloud water decreased the warm cloud process
53 weakened with the terrain height lowering, which also affected the growth process of the graupel.
54 **Key words:** Liupan Mountain; Numerical Simulation; Microphysical Structure; Precipitation
55 Mechanism

刊

海

海

科

刊

海

海

科

刊

刊

海

海

56 1.引言

57 国内外大量播云试验结果表明,只要云物理条件、催化部位和催化剂量选择合适,地形
58 云是人工增雨效果较好的云系,雨量可增加15%以上(Pokharel et al., 2014; 孙晶等, 2009a;
59 Jing et al., 2016; Xue et al., 2016)。因此,地形云被视为最具有催化潜力和催化可行性的人工
60 影响云系。不同尺度、不同形态特征的地形,与天气系统相互作用,产生的动力、热力效应,
61 对云和降水形成过程有显著影响且十分复杂(廖菲等, 2007; 朱素行等, 2010; Houze, 2012;
62 王凌梓等, 2018)。加之六盘山地区是我国西北地形云人工增雨重点试验示范区,因此深入
63 研究六盘山降水云系的微物理结构、降水形成机制及地形对云系和降水的影响,对于人工增
64 雨技术研究很有必要。

65 随着中尺度数值模式的不断发展和完善,数值模拟在云降水的研究中发挥着越来越大的
66 优势,尤其针对山地降水,国内外学者都开展了大量的数值试验。Buzzi et al. (1998) 利用
67 BOLAM模式进行敏感性试验发现,地形对降雨的量级和分布起决定性作用。Curic et al. (2003)
68 使用云分辨模式ARPS研究Western Morava valley的河谷地形对孤立积雨云发展、传播的影响,
69 指出地形在积雨云的发展中起到了重要作用,当有地形存在时,积雨云的对流加强,传播速
70 度更快。Kirshbaum et al. (2007) 通过在俄勒冈州的观测和数值模拟,认为气流通过小尺度
71 障碍物后,地形背风波会在地形云的前缘形成上升气流,触发并形成背风坡雨带。Günther
72 Zäng (2007) 利用MM5模式对两次阿尔卑斯山暴雨个例进行了动力和云物理研究,指出强
73 的环境风场及较低的冻结层高度有利于山脉迎风坡大范围强降水的产生。刘玉宝等 (1995)
74 利用非静力平衡中尺度大气模式MBG (二维云模式) 对沙特阿拉伯ASIR山区的一次混合相
75 对流云降水个例进行模拟分析,发现“seeder-feeder”降水机制普遍存在于ASIR山区对流降
76 水中,它对后期新生对流和山脊处长生命对流降水发展有较大影响。在国内,针对地形作用
77 下云降水系统的特征也开展了较多数值模拟研究。楼小凤等 (2001) 使用三维云模式,对发
78 生在湖北的一次对流降水进行平坦地面和理想斜坡地形的模拟,结果发现地形的作用与地形
79 的陡峭程度有关,坡度较大时,产生较强的上升气流,从而使系统对流发展旺盛,产生较大
80 的降水和较强的回波。刘卫国和刘奇俊 (2007a, 2007b) 利用改进后的ARPS研究祁连山的
81 两个夏季降水个例发现,地形的存在使云的宏微观结构发生了较大变化,云的主要降水机制
82 也受到影响甚至被改变。其他模拟结果还发现祁连山北坡陡峭的地形是祁连山云系降水的主
83 要动力机制,气流除在山前有绕流外同时沿北坡爬升;祁连山地形对大范围的降雪落区影响
84 不明显,但对北坡降雪中心形成有直接影响(孙晶等, 2009b; 邵元亭等, 2013)。马玉芬等

85 (2012)采用中尺度数值模式WRF,对发生在天山地区的一次强天气过程进行地形敏感试验
86 发现,天山山脉对西南暖湿气流有分流和阻挡抬升作用,容易在迎风坡形成降水,增加地形
87 高度,迎风坡降雨量有明显增幅。

88 随着微物理方案的不断改进,利用模式研究地形影响下云和降水的微物理过程也有了一
89 定的进展。对青藏高原的模拟研究发现,冰相过程在高原云和降水过程中起着重要的作用,
90 地面降水主要由霰粒子的融化产生,暖云过程对降水的直接贡献很小,但却是霰胚的主要源
91 项(刘黎平等,1999;唐洁等,2018)。廖菲等(2009)研究华北地形对暴雨的影响发现,
92 地形高度的增加有利于迎风坡附近水平风场辐合和垂直上升运动发展,促进冰相粒子(雪和
93 霰)的增多,但不会明显改变云内降水机制。候瑞钦等(2010)对太行山迎风坡降水的云微
94 物理结构研究发现,降水过程既包含地形作用造成的暖云降水,又包含汽、水、冰三相混合
95 的冷云降水,且当冰相粒子与液态水的中心上下接近垂直时,1h降水量最大。郭欣等(2013)
96 对北京地区地形云和降水的研究指出,在弱湿条件不稳定大气层流下,地形降水主要由地形
97 动力抬升造成的暖云微物理过程产生,地形重力波形成的波状云几乎不产生降水。在较小Fw
98 数(湿Froude数)情况下,暖云微物理过程较强,冷云微物理过程较弱。而在较强气流速度下,
99 冷云微物理过程大幅度增强。于晓晶等(2016)认为,天山地形对高层雪晶和冰晶的高度分
100 布影响不大,但对二者的中心值和维持时间影响显著。

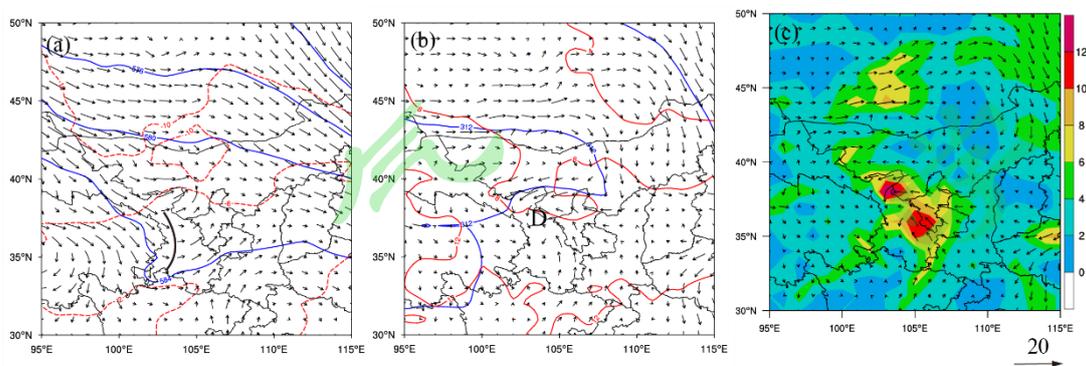
101 六盘山位于西北地区东南部,陕甘宁交界处,是全国为数不多的近南北走向的狭长山地,
102 相对于其西部的祁连山、青藏高原,以及南部的秦岭大巴山,六盘山属于小尺度地形,东西
103 跨度50公里左右,南北跨度100多公里(范围约为 105.6°E - 106.7°E , 34.9°N - 36.13°N),
104 山地东坡陡峭,西坡和缓,六盘山将该区域分为东西两壁,呈南高北低之势,海拔大部分在
105 1500-2200m(地形高度分布见图4)。已有统计结果发现,宁夏南部山区(六盘山)年降水量
106 在500mm以上,远远高于宁夏中部和北部100-300mm的年降水量,这除了与西北地区大气可
107 降水量由东南向西北递减的分布特征有关,还与南部山区地形影响下的云系可能产生更丰沛
108 的降水有关。关于六盘山地区云降水的时空分布特征以及地形对降水的影响,近年来已有部
109 分学者利用观测和再分析资料开展了研究,但由于山区地面测站和天气雷达的布设较为稀疏
110 和不均匀,观测数据缺乏,对云降水微物理特征及降水机理的研究还较少。

111 为了开发六盘山区的云水资源,有效缓解邻近区域水资源短缺状况,改善生态环境,在
112 该地区开展人工增雨是有效途径之一。但到目前为止,对地形云系的人工增雨作业技术还不
113 成熟,需要加强研究。作为研究人工增雨技术的基础,有必要对该地区降水云系的微物理结

114 构、降水机制以及地形的影响开展深入的研究。本文利用中尺度数值模式WRF，选取2018年
115 夏季发生在六盘山区的一次降水过程进行高分辨率数值模拟，利用实测资料、NCEP再分析
116 资料、FY-2G卫星亮温数据以及多普勒雷达数据检验模拟结果。在此基础上重点分析六盘山
117 区域降水云系的微物理结构、降水形成机制及地形对其的影响。

118 2.降水天气过程简析

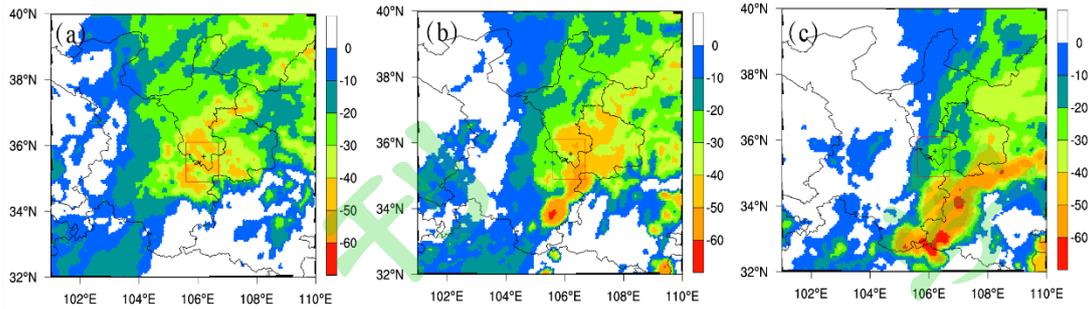
119 从8月21日08时（北京时间，下同）500hPa形势场可以看到，位于甘肃南部有一个
120 短波槽，宁夏南部受短波槽槽前西南暖湿气流影响，同时，在宁夏南部有风速辐合，动力条
121 件良好。700hPa上，在甘肃中部有低涡环流发展，宁夏南部处低涡前部偏南气流中。近地面
122 （750hPa）水汽通量场显示，在宁夏南部及甘肃的交界地区水汽充沛。水汽条件和动力条件
123 都有利于宁夏南部地区对流性降水的产生。



124
125 图1 2018年08月21日08:00 (a) 500hPa和(b) 700hPa高度场(蓝线)、温度场(红
126 线)、流场(黑色箭头); (c) 750hPa水汽通量场

127 Fig.1 The geopotential height and temperature at 500hPa (a), 700hPa (b) and vapor flux at 750hPa
128 at 08:00 BJT on 21 August, 2018

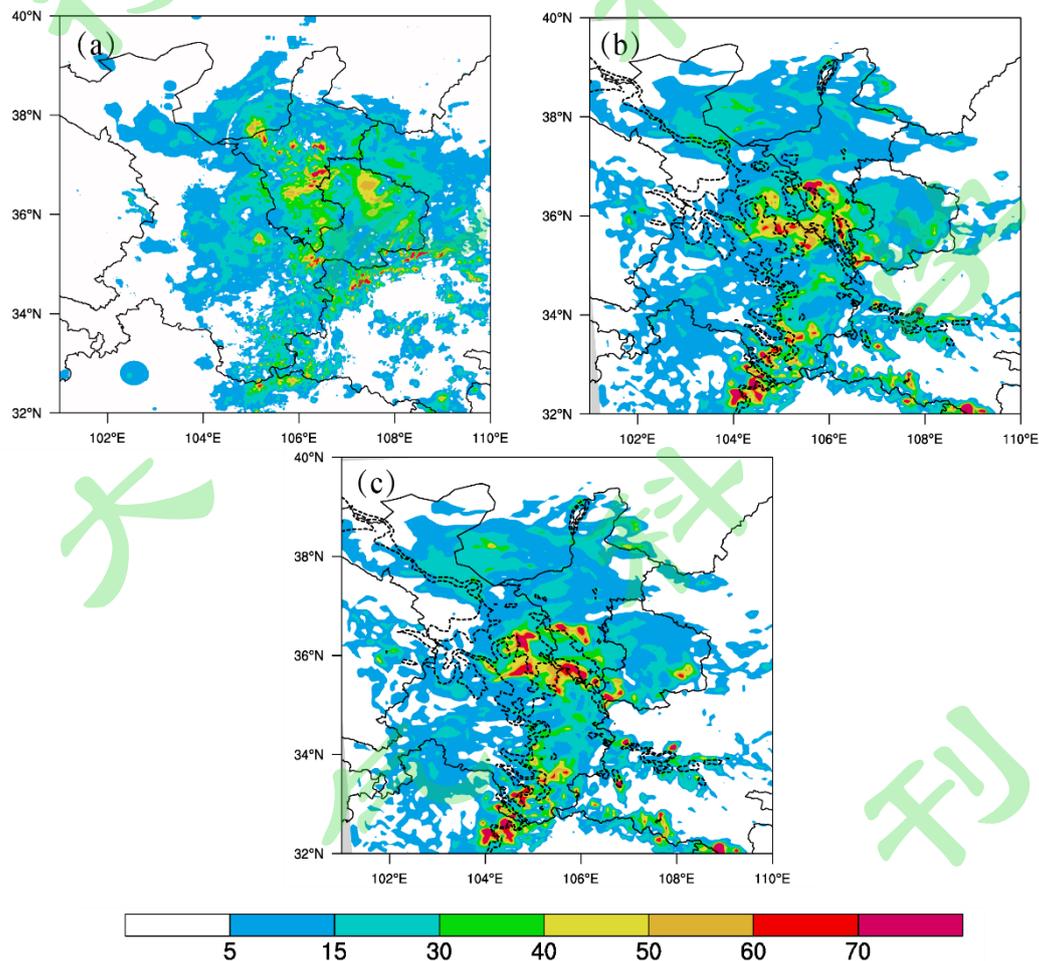
129 从风云二号卫星(FY-2G)TBB(Black-Body Temperature)图(图2)上看,12时(图
130 2a)宁夏南部上空出现弱对流云团,出现位置在750hPa水汽通量大值区,云顶亮温值在-30℃
131 到-50℃之间,云顶较高,云层深厚。此后,云系缓慢向东南偏南方向移动,到15时(图2b),
132 对流云团依然位于宁夏南部偏西部地区,云区南端向南扩展,对流增强,中心亮温值低于-
133 50℃。到18时(图2c),云系强区移出六盘山区,在甘肃与陕西的交界处形成了一条较强的
134 对流云带,随后这条云带移入了陕西境内。结合图3a的12小时地面累积降水,可以看出此
135 次降水主要发生在宁夏南部、宁夏与甘肃交界以及甘肃与陕西的交界位置上,部分地区12
136 小时累积降水达到70mm以上,六盘山山区降水持久,降水较强,山脉东坡降水强于西坡,
137 东北-西南的带状强降水区(红色)与图2c显示的强对流云带位置和走向一致,强降水区的
138 分布可能与山区地形有关。这次降水过程是在高空500hPa短波槽和700hPa低涡共同作用
139 下形成的,降水云系是低槽低涡云系。



140

141 图 2 2018 年 08 月 21 日 FY-2G 卫星的 TBB ($^{\circ}\text{C}$) 分布 (“+”代表六盘山自动气象站位
142 置): (a) 12:00 ; (b) 15:00; (c) 18:00

143 Fig.2 Black-Body Temperature (TBB) from satellite FY-2G (units: $^{\circ}\text{C}$) at (a) 12:00, (b) 15:00 and
144 (c) 18:00 on 21 August, 2018 (the symbol + indicates the location of Liupan Mountain station)



145

146 图 3 12 小时 (8:00-20:00) 累积降水分布 (单位: mm, “+” 代表六盘山自动气象站位
147 置): (a) 观测降水; (b) 模拟降水 (降低地形前); (c) 模拟降水 (降低地形后) (黑色虚
148 线为 1900 米以上地形高度)

149 Fig.3 (a) Observed, (b) simulated and (c) simulated (with lower altitude) 12-hour cumulative
150 rainfall (units: mm) from 08:00 to 20:00 on 21 August, 2018. The black dotted line indicates
151 altitude over 1900m ASL

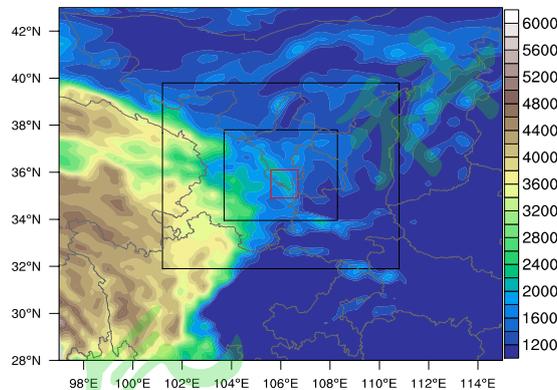
152

153 **3.云系的数值模拟**

154 **3.1 模式参数设置**

155 本文采用中尺度数值模式 WRF (V3.9.1.1 版本), 以时间分辨率为 6h, 空间分辨率为
156 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的 NCEP 再分析资料作为模式初始场和侧边界条件, 模拟了 2018 年 08 月 21 日发生在
157 六盘山区域的一次降水过程。

158 模拟区域以 (36.00° N, 106.10° E) 为中心, 设置为三重嵌套网格 (图 4 所示), 格距
159 分别为 18km、6km、2km, 垂直方向上分为不等间距的 30 层, 水平格点数分别为 100×100 ,
160 151×151 , 217×217 , 时间步长为 54s, 18s, 6s。选取适合高分率模拟的四种显示云分辨方
161 案 (朱士超等, 2011): Thompson 方案、Lin 方案、WSM6 方案、Morrison2 方案, 进行云微
162 物理方案的敏感性试验, 综合地面降水量和雷达回波的模拟结果, 通过与观测结果进行对比,
163 选择出模拟六盘山区云降水过程的最优云微物理方案 Lin 方案, 下面的分析将采用 Lin 方案
164 的模拟结果。其他物理过程参数化方案设置: 长波辐射 RRTM 方案, 短波辐射 Dudhia 方案,
165 积云对流参数化 Kain-Fritsch (最里层关闭) 方案。此外, 近地面层方案为修正的 MM5
166 Monin-Obukhov 方案, 陆面过程方案为 Noah land-surface model 方案, 边界层方案为 YSU
167 方案, 本文研究主要采用最里层模拟结果, 10min 输出一次。



168
169 图 4 三层嵌套模拟区域 (彩色阴影: 地形高度; 红色方框: 六盘山区域)

170 Fig.4 Three-nested simulation domains (color shadow: terrain height, red box: Liupan Mountain
171 area)

172 **3.2 模拟结果检验**

173 利用实测的地面降水和雷达回波来检验模拟结果。从图 3 (a、b) 模拟与实测的 12 小时
174 累积降水分布可以看出, 模拟云系的雨带形状、走向、降水量级与观测结果基本一致, 只是
175 模拟的雨带位置偏西偏南。另外, 将模拟的 3h 累积降水与实测降水进行对比 (图略), 发现
176 降水自六盘山的西北侧生成, 随着系统东移, 降水区向东南方向移动, 降水区域有所扩展,

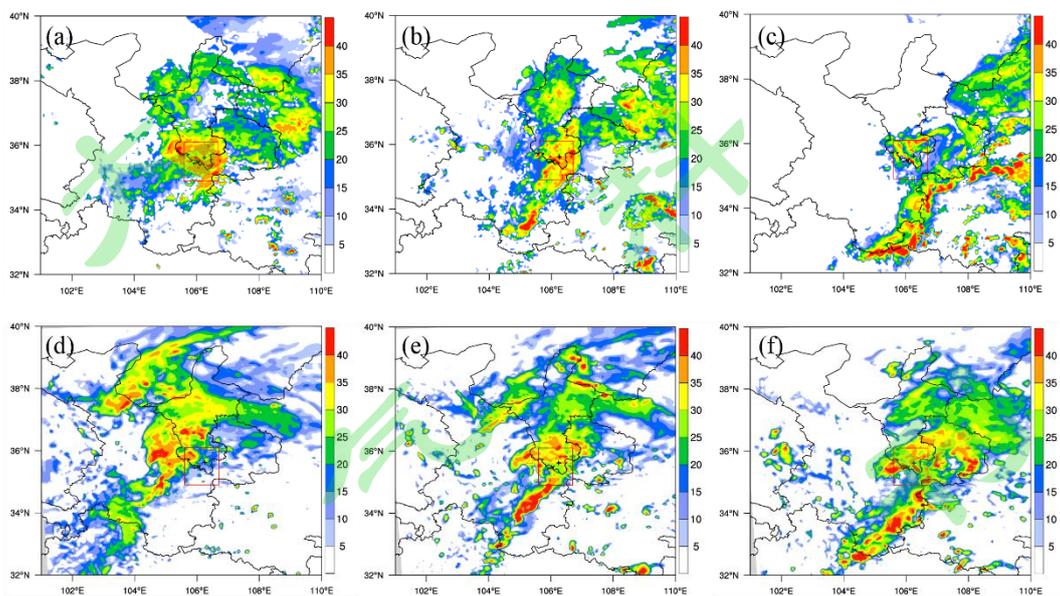
177 降水强度也略有增加，模拟结果也再现了这一演变特征，同时与图 2 卫星观测到的对流云带
178 移动方向也较为一致，但模拟降水相对实测降水移动速度更为缓慢。

179 图 5 给出了不同时刻（12:00、15:00、18:00）观测与模拟的雷达组合反射率图。模式基
180 本模拟出了回波的位置、强度和移动方向。大部分地区的组合反射率在 25-35dBZ 之间，在
181 宁夏南部和甘肃的东南部地区，出现了大于 40dBZ 的强回波，回波向东南方向移动，但模
182 拟的回波移动稍滞后于观测结果。

183 图 6 是模式与观测对比的崆峒站 ((a) 8:00、(b) 12:00) 温度和露点温度图，黑色代表
184 观测结果，红色代表模拟结果，模式可以比较准确的模拟出温度和大气湿度的变化，模拟的
185 3km 以上的风速风向及变化趋势与实测非常相似（未能准确模拟出 3km 以下风的变化）。

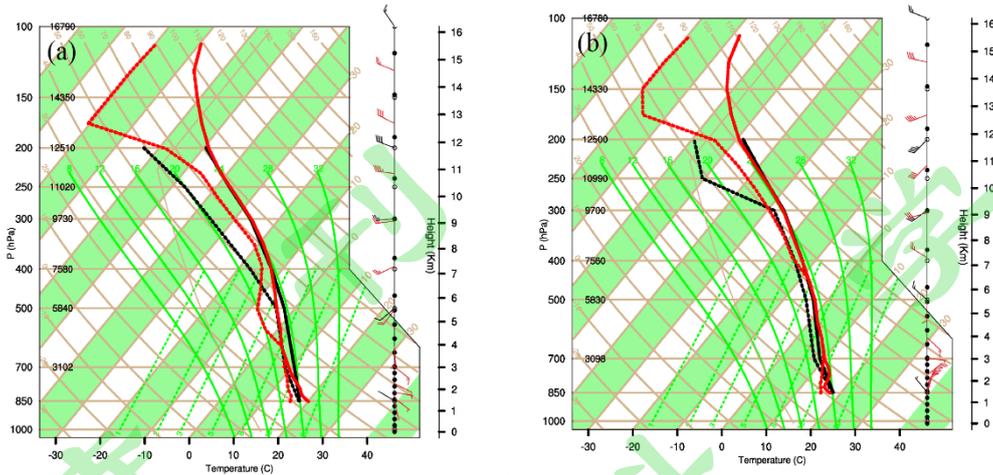
186 对模拟云系演变过程的分析（第 4 节图 7）表明，模拟云系的动力场与实际天气形势场
187 非常吻合，500hPa 存在高空低槽，700hPa 是低涡，属低槽低涡云系。

188 总体而言，模式基本再现了此次降水过程的降水强度、落区和系统移动方向以及环境背
189 景场。在此基础上，本文将利用模拟结果，进一步分析本次低槽低涡降水云系的微物理结构、
190 降水机制以及六盘山地形对降水的影响。



191
192 图 5 2018 年 08 月 21 日雷达组合反射率（单位：dBZ）：观测 (a) 12:00; (b) 15:00; (c)
193 18:00;模拟 (d) 12:00; (e) 15:00; (f) 18:00（红色方框为六盘山区域）

194 Fig.5 The combined reflectivity (shaded) of observation (a) 12:00, (b) 15:00, (c) 18:00 and
195 simulation (d) 12:00, (e) 15:00, (f) 18:00 (red box: Liupan Mountain area)



196
197 图 6 崆峒（53915）站探空曲线对比（黑色代表观测，红色代表模拟）：（a）08:00；（b）
198 20:00

199 Fig.6 The observed (black) and simulated (red) Sounding profile of 53915 station: (a) 08:00, (b)
200 20:00

201 4. 模拟云系的演变过程

202 本次降水过程主要受高空短波槽和地面气旋的影响，随着系统向东南移动，经过六盘山，
203 在山区产生了强降水。通过分析模拟各时次各高度上的云场可以发现，模拟云系也是在高空
204 槽配合低涡这样的动力场作用下形成的，随着系统东南移，云系也向东南移动。由于受到低
205 层低涡风场的影响，在山脉西侧有来自西南偏南的气流，山脉东侧有来自东南方向的气流，
206 且随着气旋移近六盘山，东侧的低层风逐渐偏东，山脉东侧成为文中所指的迎风坡。由
207 700hPa（及以下）云场可见，受六盘山阻挡，低层东南方向输送来的水汽在山的迎风坡一侧
208 形成了地形云。

209 12 时，500hPa 低槽位于六盘山的西部，大范围的西南气流流过山脉，高空云系出现在
210 槽前位置西南气流中（图 7a），而低空（700hPa）有低涡与高空槽配合（图 7b），山脉东西
211 两侧都为南向气流，从西侧的南向气流向东侧的东南向气流变化，六盘山区域出现一些零散
212 分布的云区，还没有形成云系。云系出现在低涡流场的辐合场中，即在低涡移向前部形成了
213 云系。

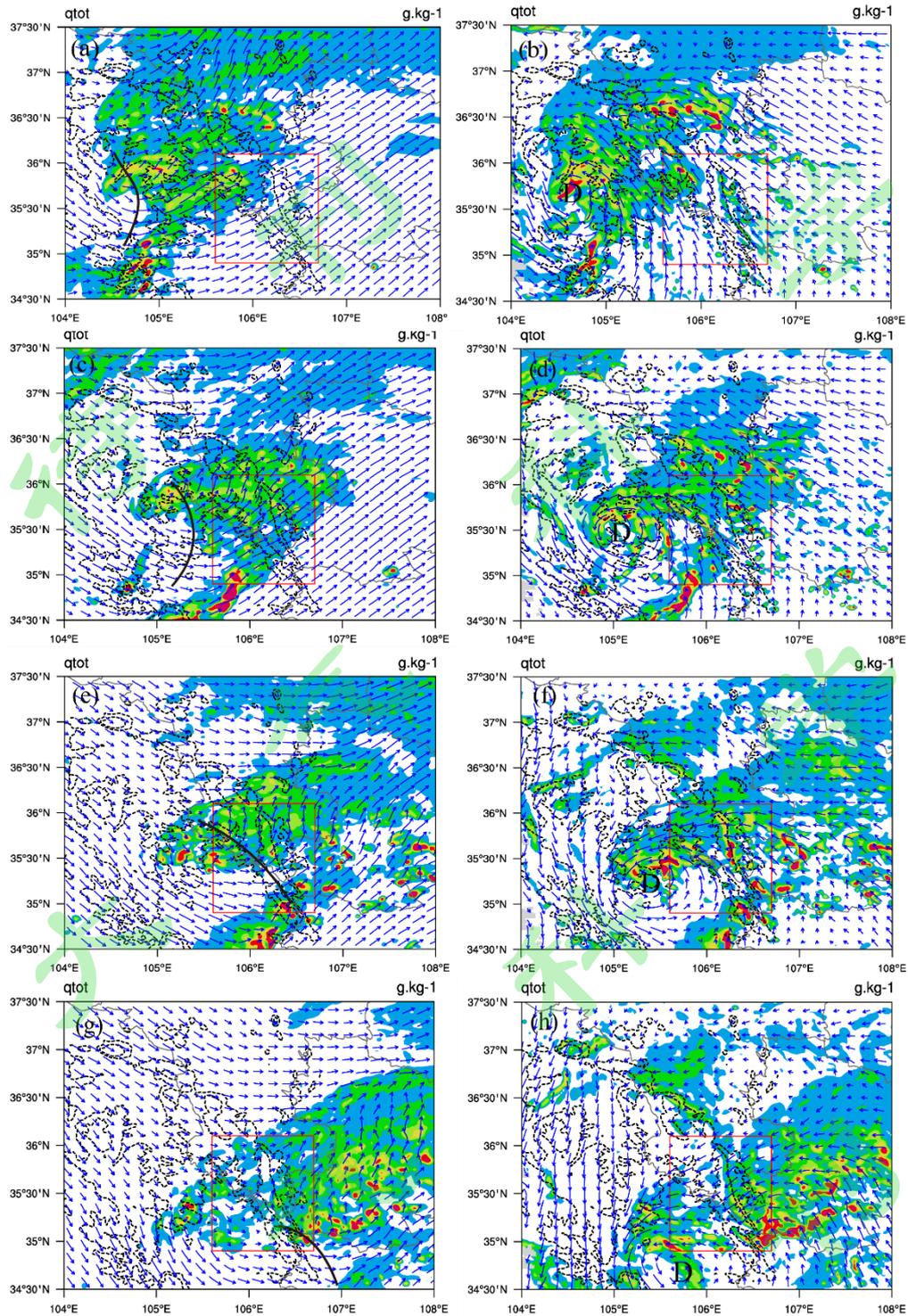
214 14:30（图 7c、7d），低槽东移接近六盘山区，低涡东南移也向山脉接近，但和 12 时相
215 比，高空槽和低涡的相对位置发生了变化，槽的东移速度快于低涡。山体西侧南部，高空是
216 西南气流，低层几乎是南向气流，在槽前和低涡南向与西南向的气流辐合区中，形成了较强的
217 带状云区（红色）。而山体东侧的偏北部，低层东南气流使东侧成为迎风坡，也形成一条
218 南北向的较强带状云区（红色）。

219 随着系统移入六盘山区，降水云系也覆盖山区上空，水凝物混合比明显增大，尤其是东
220 侧迎风坡。到了 17 时，槽移动到山区上空，受系统和地形共同的影响，山区降水达到最强。

221 700hPa 云系图（图 7f）显示，迎风坡水凝物含水量明显高于周边（图 7d），此时迎风坡的小
222 时降水达 20mm 以上，明显高于西侧山区。

223 云系的水平分布演变显示，500hPa 槽与 700hPa 低涡相互配合，但随着移近六盘山区，
224 高空槽移动速度明显快于地面气旋，12 时槽与气旋所在位置近似。14:30 和低涡相比低槽位
225 置偏东。17 时低槽已移到六盘山区上空，而低涡东移不明显，相对位置偏后。到 20 时，槽
226 移到了六盘山东部，而气旋仍在山区西部，没有能越过山脊，应该是六盘山的地形阻挡了低
227 层气旋东移，云系在山区上空移动缓慢，造成山区降水持久，尤其是迎风坡小时降水强度达
228 暴雨级别，累积降水超过 70mm。

229 从云系的发展演变过程可以看出，此次低槽低涡云系受到地形的明显影响，尤其是动力
230 场，地形影响了低涡东移速度并最终阻挡低层低涡越过山脊，使得高低层有组织的低值动力
231 系统相脱离，这不利于云和降水的发展；此外，山体东侧的迎风坡效应可能有利于降水的形
232 成。



20



233
234
235
236
237
238
239

图7 模拟的2018年08月21日500hPa (a, c, e, g) 和700hPa (b, d, f, h) 的风场 (单位: m/s) 和水凝物场 (单位: g/kg, 阴影) (黑色虚线为1900米以上地形高度): (a, b) 12:00; (c, d) 14:30; (e, f) 17:00; (g, h) 20:00
Fig.7 The simulated wind (units: m/s) and hydrometeors (units: g/kg, shaded) field of 500hPa(a, c, e, g) and 700 hPa(b, d, f, h): (a, b)12:00; (c, d)14:30; (e, f)17:00; (g, h)20:00. The black dotted line indicates altitude over 1900m ASL

240 5. 云降水微物理结构及降水形成机制

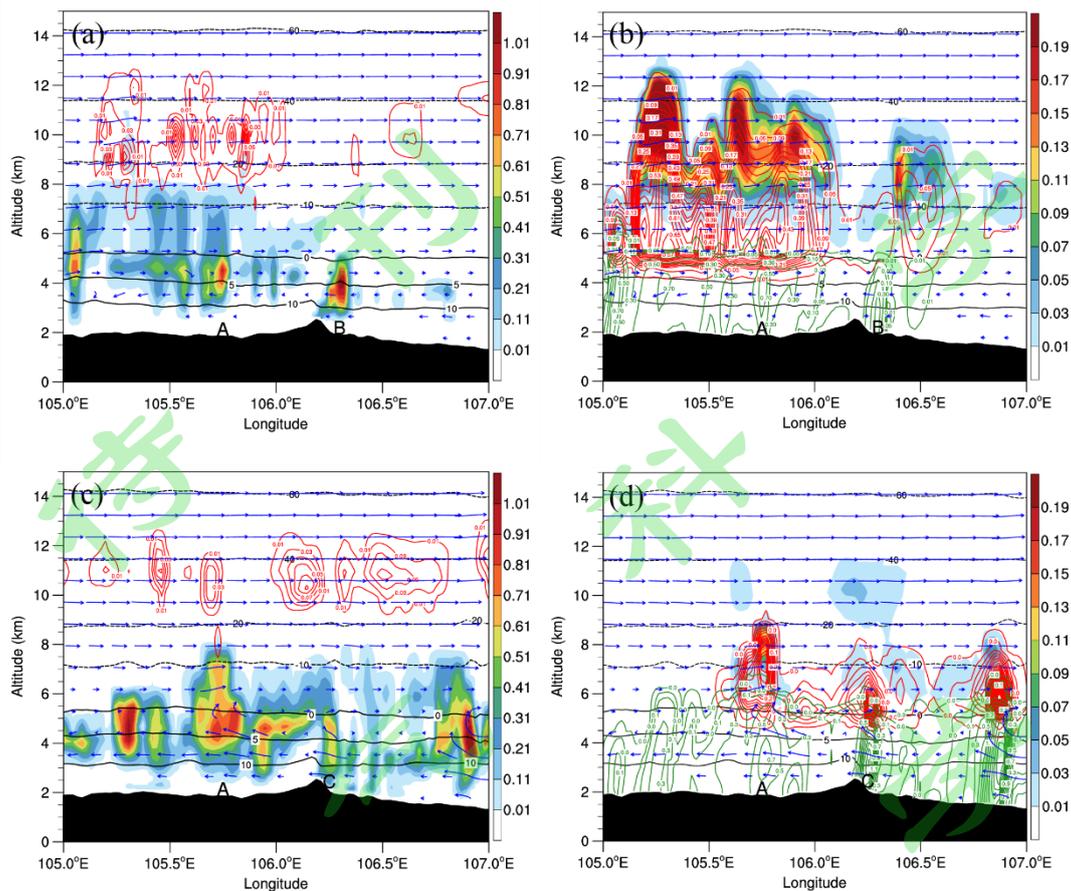
241 5.1 云系的垂直微物理结构

242 根据前文分析，本次降水主要集中在宁夏南部六盘山区，下面将利用模式格距 2km 计
243 算域输出的不同水凝物（云水、云冰、雪、霰、雨水）的含水量来了解云降水的微物理结构
244 特征。图 8 是 12 时和 17 时通过六盘山站（35.67° N，106.2° E）水凝物含水量的纬向剖面
245 图。

246 从图 8 (a, b) 可见，不同云区云体中的垂直微物理结构是不同的。105.05° E 上空有一个
247 个单体存在，云水区较厚，含水量较高，但其高层几乎没有冰晶（或者只存在含水量低于
248 0.01g/kg 的微量冰晶），雪和霰的含水量也较低，但地面产生了较强降水，说明暖云过程对
249 降水贡献较大。山的东侧 106.3° E 上空也存在一单体，云水含水量较高，云底高度较低，
250 主要分布在零度层以下，为地形暖云。

251 在 105.2° E-105.8° E 上空云层较为深厚，存在多个单体。冰晶主要分布在 8-12km 处，
252 温度达到-40℃，最大含水量为 0.14g/kg。雪、霰区域的顶高与冰晶近似一致，最大含水量分
253 别达到 0.19g/kg 和 0.65g/kg，雪的区域下沿在 6km 高度，霰已降到 4km 高度附近。云水区
254 分布在 3-8km 高度，高含水量区位于云的暖区，最大含水量约 0.7g/kg，5-8km (0℃至-15℃)
255 之间存在过冷云水，雨水主要在云的暖区。可见在云中各水凝物主要分布高度不同。8km 高
256 度以上的最高层为冰晶、雪和霰粒子的共存区，0℃层高度（5km）以上的过冷区，同时存在
257 过冷水、雪和霰，其中雪的含水量中心在云的高层，而霰的高含水量区靠近 0℃层，云的暖
258 区存在霰粒子、云水和雨水。高层是冰相、0℃以上过冷区是冰水混合相而暖区以液相为主
259 的云体被称为“催化-供给”云，此种结构是重要的人工增雨条件（洪延超和周非非，2005；
260 洪延超和李宏宇，2011）。在冰水混合层，冰晶、过冷水和水汽共存产生的贝吉龙过程以及
261 高层向冰水混合层提供的冰相粒子与过冷水的撞冻增长过程都有利于降水的形成。

262 此外，在六盘山站东侧（106.5° E-107° E 之间），高空存在冰雪组成的云，低层有云水，
263 而中间存在无云区，地面降水极少甚至没有降水产生。



264

265 图 8 2018 年 08 月 21 日 12:00 (a, b) 和 17:00 (c, d) 水凝物含水量 (单位: g/kg) 沿六
 266 盘山站 (35.67°N) 的纬向垂直剖面图: (a, c) 冰晶 (红线)、云水 (阴影), (b, d) 雨水
 267 (绿线)、霰 (红线)、雪 (阴影); 黑色虚线: 温度 (单位: °C); 箭头: 风场 (单位:
 268 m/s)

269 Fig.8 Vertical sections of water content (units: g/kg) of hydrometeors in simulated cloud along
 270 Liupan Mountain station (35.67°N) at 12:00 (a, b) and 17:00(c, d): (a, c) Ice crystal (red solid line)
 271 and Cloud water (shaded); (b, d) rain (green solid line), graupel (red solid line), snow (shaded).
 272 Black line: isotherm (°C); arrow: wind field

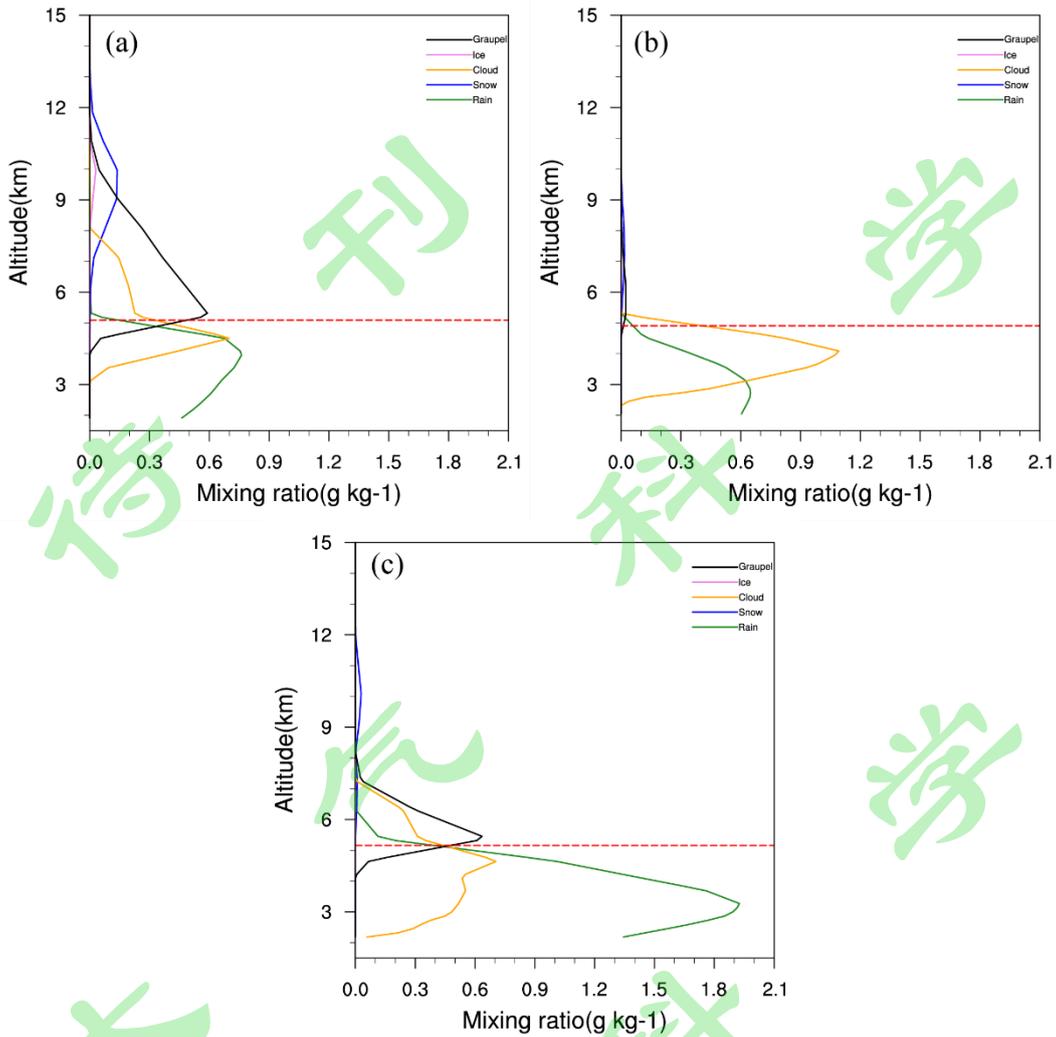
273 结合图 8 云系垂直剖面的分析可以看出, 在云系不同部位, 单体之间在垂直结构上存在
 274 较大差异, 如图 8 (a, c), 选出对应地面降水较强三个云单体, 分别是 12 时的点
 275 A(35.67° N, 105.75° E), B (35.67° N, 106.3° E), 17 时的点 C(35.67° N, 106.25° E)三
 276 处, 进一步分析六盘山不同云区的云体垂直结构的微观差异。

277 图 9 给出了三个格点上空水凝物含水量的垂直分布情况。由图可见, 12 时, A 处云中
 278 各水凝物含水量最大值出现的高度不同, 由高到低依次是冰晶和雪、霰、云水和雨水。0°C
 279 层在 5.1km 左右, 高层冰相粒子含量较丰富, 同时存在丰富的过冷云水, 霰粒子含水量最大
 280 值位于紧靠 0°C 层上方的过冷区, 并下落到 4km 左右的云暖区。雨水与云水含水量极大值都

281 在云的暖区。因此水凝物的垂直分布可以分成三层：高层是完全由冰相粒子组成的冰相层；
282 中层是冰水混合层，由雪、霰和过冷水组成；低层在云的暖区，是液水层。而山脉东侧 B 处
283 云中存在的主要水凝物是云水和雨水。0°C层高度（4.9km）略低于西侧，高层冰晶、雪、霰
284 冰相粒子含量极小，云水雨水都主要分布在零度层下方。水凝物的垂直分布也可分成三层，
285 但冰相层中的冰粒子含水量极低，混合层中的过冷水含量也较低。17时，C处云中水凝物垂
286 直分布与 A 点类似，可分为三层。冰相层中冰晶和雪的含水量很低，但混合层中过冷云水
287 和过冷雨水含量较高，因此霰的含水量也较高。在云的液水层存在丰富的云水和雨水，尤其
288 是雨水含量比结构类似的 A 点的 0.7g/kg 要高很多，为 1.92g/kg，对应迎风坡一侧出现了强
289 降水（图 8d）。

290 由上可见，A、B 和 C 三处云中，尽管垂直微物理结构都可分成三层，属于“催化-供
291 给”云，但各层含水量的配置有很大区别，因此造成降水强度也有较大差别。下面将进一步
292 分析不同云系结构造成地面降水差异的具体机理。

293



294

295 图 9 2018 年 08 月 21 日六盘山区云系不同部位 (图 8 中的 A、B、C 三点) 水凝物含水量
 296 (单位: g/kg, 红色虚线为零度层) 廓线分布: (a) 点 A (35.67° N, 105.75° E); (b)
 297 点 B (35.67° N, 106.3° E); (c) 点 C (35.67° N, 106.25° E)

298 Fig.9 Vertical profiles of total water content (units: g/kg) of hydrometeors in different places of
 299 Liupan Mountain cloud system(A, B and C in figure 8, red dotted line:0°C): (a) Point A(35.67°N,
 300 105.75°E); (b) (35.67°N, 106.3°E); (c) (35.67°N, 106.25°E)

301 5.2 云系降水机制

302 由前文分析可知, 12:00 高空槽与低层气旋所在位置近似, 在垂直方向上相互对应, 这
 303 样的配置有利于垂直运动的产生。到 17:00 低槽已移到六盘山区上空, 而低涡由于地形阻挡
 304 东移不明显, 相对位置偏后, 产生对流的条件变差, 但低层气旋系统的东南向气流通过地形
 305 的抬升有利于地形云的形成。

306 在这样的天气背景下, 如图 8 (a, b) 可见, 12 时六盘山站西部云体深厚, 尤其是冰相
 307 粒子含水量较高, 地面产生降水较强。冰晶、雪和霰粒子分布都存在重叠区域, 含水量中心
 308 在垂直方向上相互对应, 同时霰的高含水量中心对应着雨水高值区 (如 A 处)。在 0°C 以下,

309 仍有霰存在，说明霰粒子融化对雨水的形成有较大贡献。而在六盘山的东部迎风坡（B 处）
310 存在含水量较高的云水层，位于零度层下方，为地形暖云，由低层气旋系统的东南向气流通
311 过地形的抬升形成，高空冰相粒子含量较少，地面雨水最大含水量达到 0.6g/kg，说明降水
312 以暖云过程为主。

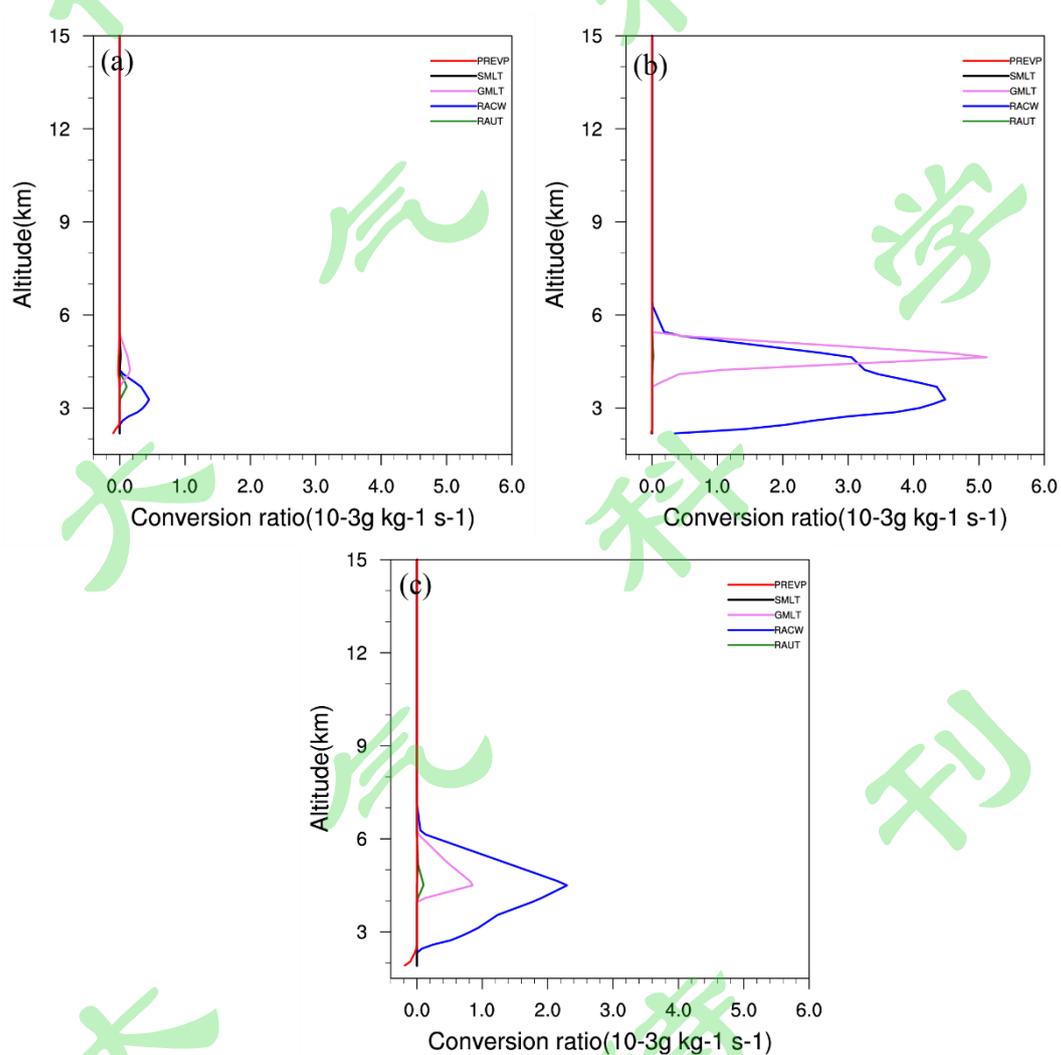
313 到了 17 时（图 8 (c,d)），低层暖云含水量较高，高含水量云层厚度较大，0 至-10℃之
314 间的云水含量较 12 时丰富，而-10℃层高度以上的过冷云水含量较 12 时少。高层冰晶粒子
315 主要位于 10-12km，分布范围及含水量都相对变小，山区云中产生的冰晶和雪不多。霰含量
316 较丰富，其含水量中心对应着丰富的过冷云水，并有过冷雨水存在。两个强降雨区
317 （106.25° E, 106.85° E）都位于六盘山站东侧迎风坡，与上层霰粒子高值区和高云水区相
318 对应，也与暖层高云水含量区对应，说明有冷暖云过程共同参与降水的形成；在山的西侧（如
319 A 处）上空云水层深厚，含水量高，但云底离地高度相对东侧迎风坡（C 处）更高，霰粒子
320 高值中心在 7km 左右，下落到暖区的霰粒子极少。冷云过程减弱，低层碰并过程不足加上
321 云底蒸发，因此地面产生降水相对较弱。下面重点分析六盘山东侧迎风坡（C 处）降水形成
322 机制以及迎风坡与非迎风坡产生降水机制的差异。图 10 和图 11 给出了 A、C 点云中水凝物
323 的源项分布。

324 12 时，C 处的雨水（图 10a）由霰粒子融化（GMLT）和云水向雨水的自动转化（RAUT）
325 产生，然后雨滴碰并云滴（RACW）进一步增长，碰并云滴贡献更大，但产生总量都较小。
326 17 时，C 处雨水（图 10b）源项在垂直方向上可分为两部分，上层主要来自霰的融化，下层
327 主要依靠云雨碰并过程，霰融化产生量极大值比雨水碰并产生量极大值高，但产生的总量更
328 小。可见冷云和暖云过程对降水的形成都很重要，其中暖云过程贡献更大，且在零度层上方
329 也存在暖云过程。霰胚（图 11b）主要由雪撞冻过冷雨水（SACR）形成，从图 11d 霰增长源
330 项可见，淞附过冷云水（GACW）和碰冻过冷雨水（GACR）是霰增长的主要微物理过程，
331 其中碰冻过冷雨水占主导地位。

332 17 时，A 处地面降水（图 10c）的产生也主要来源于霰粒子的融化和云雨碰并过程，碰
333 并过程占主导，且云底存在雨滴蒸发过程。霰胚（图 11a）主要通过雪撞冻过冷雨水形成，
334 高层霰粒子（图 11c）通过碰并雪（GACS）和水汽凝华（GDEP）增长，落入过冷云水区，
335 淞附过冷云水和碰冻过冷雨水依次成为霰主要增长源项。与东侧迎风坡的 C 处相比较，产
336 生降水的主要微物理过程相同，但贡献量都低于 C 处，尤其表现在低层的云雨碰并过程，C
337 处碰并产生量的极大值（ $4.48 \times 10^{-3} \text{ g/kg.s}$ ）位于 3.26km 左右，A 处碰并产生量的极大值

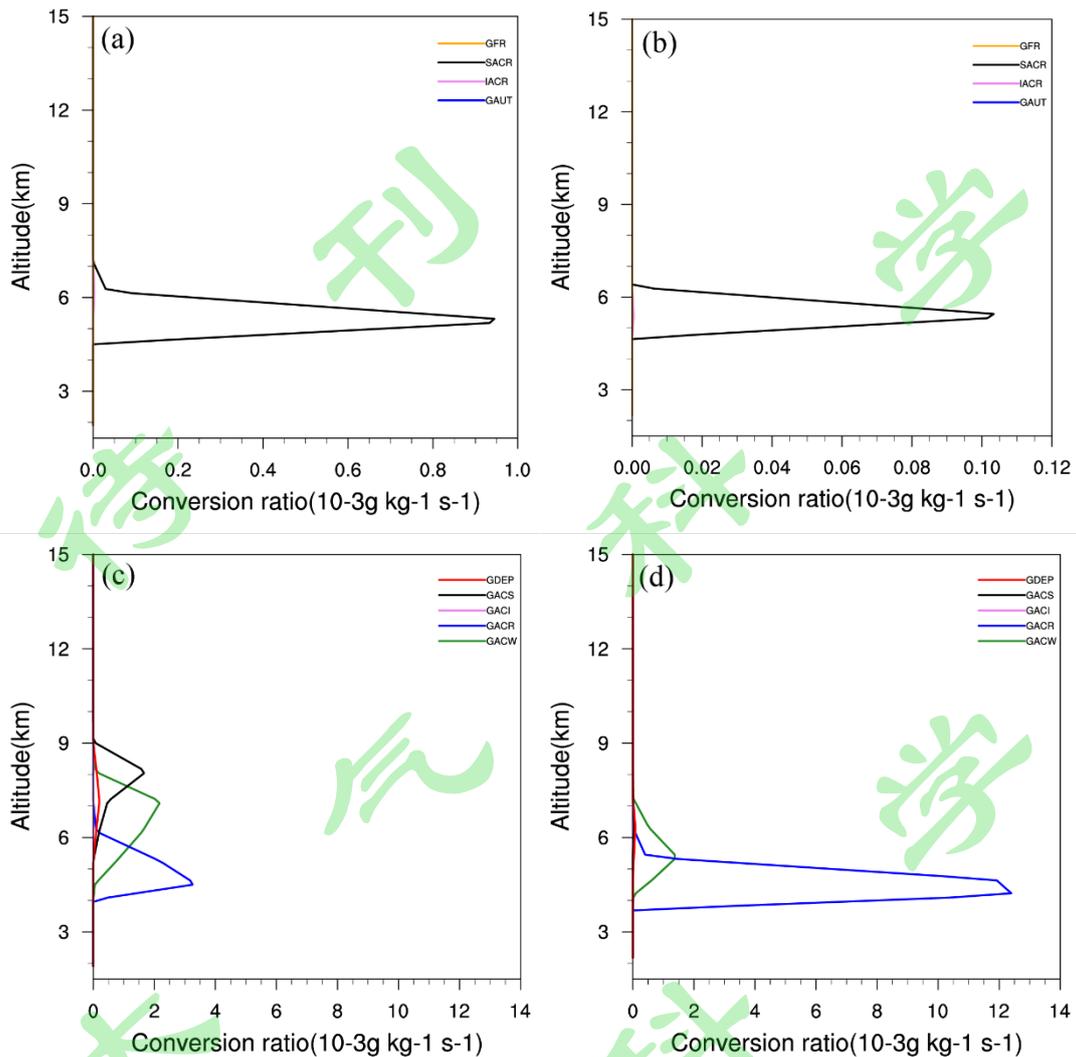
338 (2.3*10⁻³ g/kg.s) 位于 4.48km 左右, C 处近地暖云层中的碰并过程对降水的贡献远大于 A
 339 处。尽管 A 处高层霰胚产量更丰富, 但冰水混合层中撞冻过冷水对霰粒子增长的贡献较小,
 340 极少霰粒子下落到暖区, 因此霰粒子融化对降水的贡献也相对更小, 冷云过程偏弱。

341 由上可见, 在六盘山东侧迎风坡, 地形云有利于降水的产生。12 时, C 处云水层发展高
 342 度不高, 云水层基本位于暖区, 高层冰相粒子极少, 地面降水主要来源于暖云过程。到了 17
 343 时, 近地暖云向上发展, 与上部云层连成一体, 云中丰富的过冷云水和过冷雨水促进了高层
 344 冰相粒子的产生和快速增长, 冰相粒子的参与使得冷云过程对降水做出更大贡献; 同时暖云
 345 层含水量充沛, 为降水粒子碰并增长提供有利的云水条件, 且云底高度低, 雨滴在下落至地
 346 面时蒸发较少。因此在冷暖云过程共同作用下, 迎风坡降水达到最强。



347
 348 图 10 2018 年 08 月 21 日 12:00 点 C 上空 (a)、17:00 点 C 上空 (b) 和点 A 上空 (c) 雨水
 349 源项 (单位: 10⁻³g/kg.s) 廓线分布

350 Fig.10 Vertical profiles of rain sources (units: 10⁻³g/kg.s) at 12:00 point C (a) 、 17:00 point
 351 C(b) and point A(c)



352 图 11 2018 年 08 月 21 日 17:00 点 A 上空 (a, c) 和点 C 上空 (b, d) 水凝物源项 (单
 353 位: $10^{-3}g/kg.s$) 廓线分布: (a, b) 霰胚源项; (c, d) 霰增长源项
 354

355 Fig.11 Vertical profiles of graupel formation sources (a, b), graupel growth sources (c, d) (units:
 356 $10^{-3}g/kg.s$) at 17:00 point A (a, c) and 17:00 point C(b, d)

357 综上所述, 山区上空云体在垂直方向上基本满足“催化-供给”云结构, 但云区中不同部
 358 位的微物理结构是不同的。各层不同的水凝物配置结构使得各微物理过程对降水的贡献不同,
 359 高层冰相粒子较丰富时, 以冷云过程为主, 高层冰相粒子较少而暖区液水含量丰富时, 以暖
 360 云过程为主。另外在山体的东部迎风坡, 地形云一方面促进了过冷层冰相粒子的增长, 增强
 361 了冷云过程, 另一方面深厚的暖云层又保障了暖云降水过程的发展, 使得在冷暖云的共同作
 362 用下, 山区东部产生较强降水。

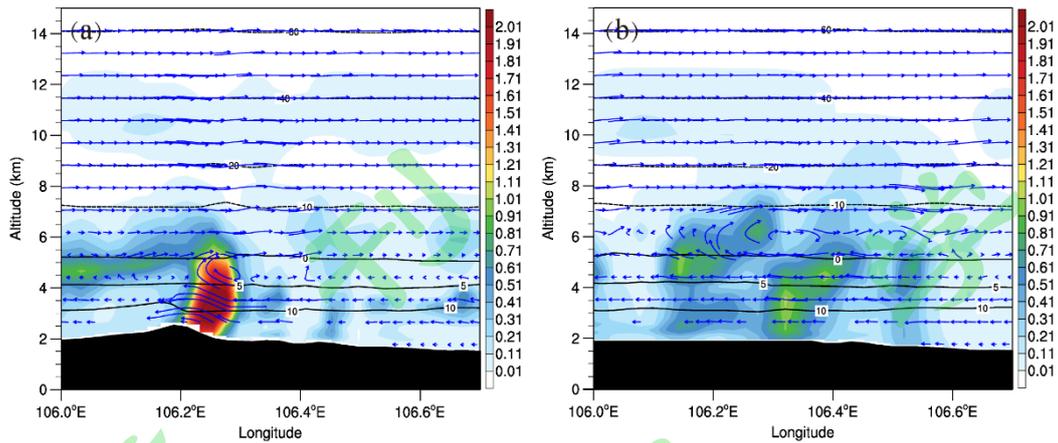
363 6. 六盘山地形对降水的影响

364 前文对云系发展演变的讨论发现, 低层低涡在东移过程中, 受到六盘山地形阻挡, 移动
 365 速度明显落后于高空槽, 在靠近山脊的过程中, 移动路径逐渐偏南, 使得相互配合的低涡低

366 槽系统逐步脱离，这不利于云和降水的发展。同时，低层气旋的东南向气流在山体东侧受地
367 形抬升形成地形云，在东部迎风坡沿着地形高度出现了一条明显的地形云带。通过对微物理
368 结构和降水机制的分析得出，地形云使得东坡前期以暖云降水为主，随后地形云向上发展，
369 增加了冰水混合层中液水含量，为冰相粒子提供有利的增长条件，从而增强了冷云过程。为
370 了进一步分析六盘山地形对降水的影响，将宁夏南部山区（包括六盘山在内）内高于 1900
371 米的地形高度统一设定为 1900 米（如图 3 中黑色虚线），进行地形敏感试验，其他方案不
372 变。当降低地形高度后，山脉东部迎风坡一侧水汽辐合减弱，更多水汽集中到西侧（图略），
373 使得迎风坡累积降水减少，背风坡累积降水略有增加（见图 3 (b, c)）。下面选取迎风坡的
374 一个云单体对其结构和降水源项进行重点讨论。

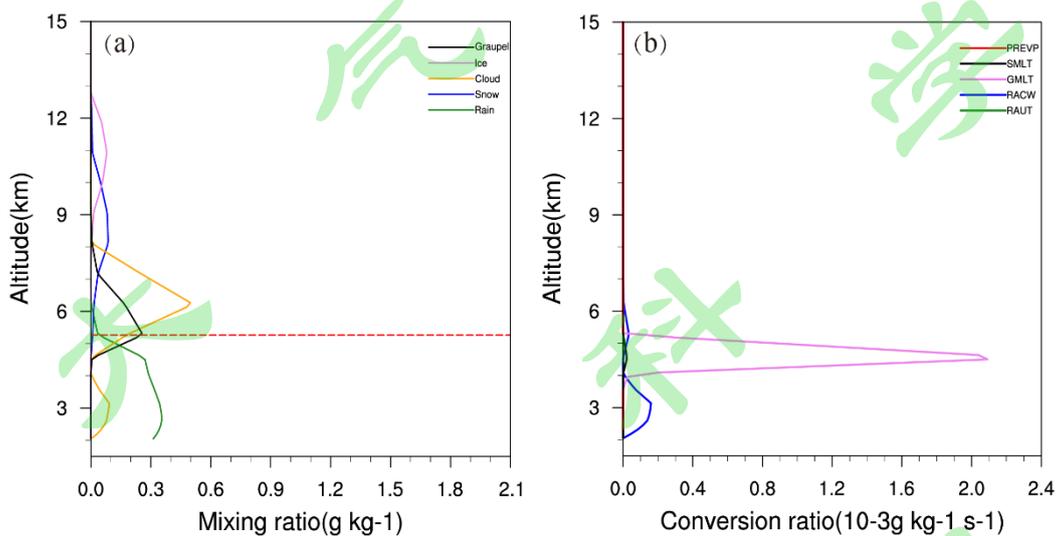
375 图 12 给出了 17 时水凝物比含水量沿六盘山站（ 35.67° N）的纬向垂直剖面图，可以看
376 出，气流在越过迎风坡时出现了明显的爬升运动，水凝物在山前聚集，迎风坡出现了较强降
377 水。降低地形高度后，迎风坡近地层的水平风速减小，上升气流减弱，低层水汽向上输送减
378 少，不利于云层的形成发展。对比降低地形前后迎风坡 C 处上空水凝物的垂直廓线分布（图
379 9c 和图 13a）可以看出，降低地形高度后，主要影响了零度层下方暖云的形成，低层云水没
380 有足够的动力向上发展，云水呈现两层结构，低层最大云水含量仅有去掉地形前的 1/7 左右，
381 零度层上方霰粒子的含量也受到影响。由前文分析可知，与过冷雨水的碰冻是霰粒子增长
382 的主要源项过程，降低地形高度后，虽然高层的冰晶和雪粒子含量略有增加，即霰胚的源项转
383 化率增加，但过冷云区的暖云过程减弱，过冷雨水的匮乏限制了霰粒子的进一步增长。最终
384 地面产生的雨水最大含水量仅为原本的 1/5。对比图 10b 和图 13b C 处雨水的源项分布，降
385 低地形高度后，迎风坡降水基本来源于霰粒子的融化，云雨碰并增长过程大大减弱。因此六
386 盘山地形主要影响了迎风坡的暖云降水过程，同时通过影响霰粒子的增长间接影响了冷云过
387 程。

388 由此可见，六盘山地形对该地区降水的影响十分明显。近似南北走向的山脉，一方面影
389 响了低层系统的移动；另一方面地形的抬升促使迎风坡水汽上升凝结，促进云和降水的发展，
390 增强暖云降水过程同时也增强冷云过程。



391
 392 图 12 2018 年 08 月 20 日 17:00 总的水凝物含水量 (单位: g/kg, 阴影)、温度 (单
 393 位: °C, 黑色虚线)、风矢量 (u 与 w*50) 沿六盘山站 (35.67°N) 的纬向垂直剖面图:
 394 (a) 降低地形前、(b) 降低地形后

395 Fig.12 Vertical sections of total water content (units: g/kg, shaded) of hydrometeors and wind (u
 396 and w*50) in simulated cloud along Liupan Mountain station (35.67°N) at 17:00: (a) original
 397 altitude; (b) lower altitude



398
 399 图 13 2018 年 08 月 21 日 17:00 点 C (降低地形后) 上空水凝物含水量 (a) (单位: g/kg,
 400 红色虚线为零度层) 和雨水源汇项 (b) 垂直廓线分布 (单位: 10⁻³g/kg.s)

401 Fig.13 Vertical profiles of total water content (units: g/kg) of hydrometeors and rain sources (10⁻³
 402 g/kg.s) at 17:00 point C with lower altitude

403 7. 结论

404 本文应用中尺度数值模式WRF对2018年08月21日发生在宁夏南部六盘山的一次强降水
 405 天气过程进行数值模拟试验, 利用模拟结果进行微物理量场的分析, 探讨六盘山区降水微物
 406 理结构特征以及地形影响下的山地降水机制, 初步得到以下结论:

- 407 (1) 本次降水过程在高空槽配合低涡的动力场作用下形成，且随着系统移动，降水云系
408 向东南移动。强降水主要发生在宁夏南部六盘山区，降水持久，部分站点 12 小时
409 累积降水达暴雨级别，山脉东侧降水强于西侧。
- 410 (2) 模拟云系分为高空的槽前云系与近地面的低涡云系，移动方向为自西北向东南，与
411 实况一致。系统移动过程中，受六盘山地形阻挡，低涡逐步落后于高空槽，降水云
412 系形成条件变差。同时受低涡风场的影响，在六盘山体东侧迎风坡，有东南并逐渐
413 偏东向气流经地形抬升形成较强的地形云带。
- 414 (3) 云体在垂直方向上呈现“催化-供给”的分层结构：云内高层是冰相，零度层上方是
415 冰水混合相，暖区以液相为主，这样结构的云有利于降水的形成，是人工增雨作业
416 的条件之一。但在云系的不同部位，水凝物垂直微物理结构又存在较大差异，各层
417 水凝物配置的不同，造成各微物理过程对产生降水的贡献不同。
- 418 (4) 六盘山的迎风坡效应有利于山体东侧降水的形成。云系发展初期，迎风坡以暖云降
419 水为主。随着云系发展，上下云水层连成一体，过冷水含量丰富，碰冻过冷雨水是
420 霰粒子增长的主要来源；以霰粒子融化为为主的冷云过程对降水有较大贡献，同时低
421 层丰富的云水区为降水粒子提供了有利的生长条件，即在冷暖云过程共同参与下，
422 迎风坡产生较强降水。
- 423 (5) 六盘山地形对云和降水的形成发展有较明显的影响。地形抬升作用促使迎风坡水汽
424 上升凝结，形成深厚的云水层。降低地形高度后，水汽没有足够的动力向上输送，
425 云水层含水量减少，暖云过程减弱，同时过冷水含量减少限制了冰相粒子的增长，
426 从而也影响了冷云过程。

参考文献 (References)

427

428 Buzzi A, Tartaglione N, Malguzzi P. 1998. Numerical Simulations of the 1994 Piedmont Flood:

429 Role of Orography and Moist Processes[J]. Monthly Weather Review, 126(9): 2369-2383.

430 Curic M, Janc D, Vujovic D, et al. 2003. The effects of a river valley on an isolated cumulonimbus

431 cloud development [J]. Atmospheric research, 66(1): 123-139.

432 Günther ZÄNGL. 2007. Interaction between Dynamics and Cloud Microphysics in Orographic

433 Precipitation Enhancement: A High-Resolution Modeling Study of Two North Alpine Heavy-

434 Precipitation Events[J]. Monthly Weather Review, 135(8):2817-2840.

435 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

436 研究[J]. 大气科学, 37(4):786-800. Guo Xin, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2013.

437 Relationship between bell-shaped terrain dynamic forcing, mountain wave propagation, and

438 orographic clouds and precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),

439 37 (4): 786-800.

440 洪延超, 周非非. 2005. 催化-供给云降水形成机理的数值模拟研究[J]. 大气科学, 29(6):

441 885-896. Hong Yanchao, Zhou Feifei. 2005. A Numerical Simulation Study of Precipitation

442 Formation Mechanism of “Seeding Feeding” Cloud System[J]. Chinese Journal of

443 Atmospheric Sciences (in Chinese), 29(6): 885-896.

444 洪延超, 李宏宇. 2011. 一次锋面层状云云系结构、降水机制及人工增雨条件研究[J]. 高原气

445 象, 30(5): 1308-1323. Hong Yanchao, Li Hongyu. 2011. Cloud Structure, Precipitation

446 Mechanism and Artificial Enhancement Precipitation Condition for a Frontal Stratiform Cloud

447 System[J]. Plateau Meteorology(in Chinese), 30(5): 1308-1323.

448 侯瑞钦, 景华, 陈小雷等. 2010. 太行山迎风坡降水云微物理结构数值模拟分析[J]. 气象科学,

449 30(3), 351-357. Hou Ruiqin, Jing Hua, Chen Xiaolei, et al. 2010. Numerical simulation and

450 analysis of cloud microphysics structure of windward slope rainfall in Taihang Mountain.

451 Journal of the Meteorological Sciences, 30(3): 351-357.

452 Houze R A. 2012. Orographic effects on precipitating clouds[J]. Reviews of Geophysics, 50(1):

453 294-295.

454 Jing X, Geerts B, Boe B. 2016. The Extra-Area Effect of Orographic Cloud Seeding: Observational

455 Evidence of Precipitation Enhancement Downwind of the Target Mountain[J]. Journal of

456 Applied Meteorology and Climatology, 55(6): 1409-1424.

457 Kirshbaum D J, Bryan G H, Rotunno R, et al. 2007. The Triggering of Orographic Rainbands by
458 Small-Scale Topography[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 64(5): 1530-1549.

459 廖菲, 洪延超, 郑国光. 2007. 地形对降水的影响研究概述[J]. 气象科技, 35(3): 309-316. Liao
460 Fei, Hong Yanchao, Zheng Guoguang. 2007. Review of Orographic Influences on Surface
461 Precipitation[J]. Meteorological Science and Technology, 35(3): 309-316.

462 廖菲, 胡娅敏, 洪延超. 2009. 地形动力作用对华北暴雨和云系影响的数值研究[J]. 高原气象,
463 28(1): 115-126. Liao Fei, Hu Yamin, Hong Yanchao. 2009. Numerical Study for the Influences
464 of Orographic Dynamic on Cloud and Precipitation in North China[J]. Plateau Meteorology(in
465 Chinese), 28(1): 115-126.

466 刘玉宝, 胡志晋, 何观芳等. 1995. 中尺度山脉对流群的动力和微物理数值模拟[J]. 气象学报,
467 53(2): 157-166. Liu Yubao, Hu Zhijin, He Guanfang, et al. 1995. A Numerical Simulation on
468 Dynamics and Microphysics of Convective Precipitation over Meso-scale Mountain[J]. Acta
469 Meteorologica Sinica(in Chinese), 53(2): 157-166

470 刘卫国, 刘奇俊, 2007a. 祁连山夏季地形云结构和云微物理过程的模拟研究(I): 模式云物
471 理方案和地形云结构[J]. 高原气象, 26(1): 1-15. Liu Weiguo, Liu Qijun. 2007a. The
472 Numerical Simulation of Orographic Cloud Structure and Cloud Microphysical Processes in
473 Qilian Mountains in Summer. Part (I): Cloud Microphysical Scheme and Orographic Cloud
474 Structure[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese), 26(1): 1-15.

475 刘卫国, 刘奇俊, 2007b. 祁连山夏季地形云结构和云微物理过程的模拟研究 (II): 云微物理
476 过程和地形影响[J]. 高原气象, 26(1): 16-29. Liu Weiguo, Liu Qijun. 2007b. The Numerical
477 Simulation of Orographic Cloud Structure and Cloud Microphysical Processes in Qilian
478 Mountains in Summer. Part (II): Cloud Microphysical Processes and Orographic Influence [J].
479 Acta Meteorologica Sinica(in Chinese), 26(1): 16-29.

480 马玉芬, 赵玲, 赵勇. 2012. 一次强天气过程天山地形方案的敏感性试验研究[J]. 中国沙漠,
481 32(4): 1127-1134. Ma Yufen, Zhao Ling, Zhao Yong. 2012. A Sensitive Experiment of Impact
482 of Tianshan Mountains Landform on a Rainstorm Proces[J]. Journal of Desert Research,
483 32(4):1127-1134.

484 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

485 果[J]. 高原气象, 18(03): 441-450. Liu Liping, Chu Rongzhong, Song Xinmin, et al. Summary
486 and Preliminary Results of Cloud and Precipitation Observation in Qinghai-xizang Plateau in
487 GAME-TIBET[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese), 18(03): 441-450.

488 Pokharel B, Geerts B, Jing X. 2014. The Impact of Ground-Based Glaciogenic Seeding on
489 Orographic Clouds and Precipitation: A Multisensor Case Study[J]. Journal of Applied
490 Meteorology and Climatology, 53(4): 890-909.

491 孙晶, 楼小凤, 胡志晋等. 2009. 祁连山冬季降雪个例模拟分析(I):降雪过程和地形影响[J].
492 高原气象, 28(3): 485-495. Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, et al.2009. Numerical
493 Simulation of Snowfall in Winter of Qilian Mountains Part (I): Snowfall Process and
494 Orographic Influence[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese). 28(3): 485-495.

495 孙晶, 楼小凤, 史月琴. 2009. 祁连山冬季降雪个例模拟分析(II):人工催化试验[J]. 高原气象,
496 28(03): 496-506. Sun Jing, Lou Xiaofeng, Shi Yueqin. 2009. Numerical Simulation of Snowfall
497 in Winter of Qilian Mountains. Part (II): Seeding Test(in Chinese). 28(03): 496-506

498 邵元亭, 刘奇俊, 荆志娟. 2013. 祁连山夏季地形云和降水宏微观结构的数值模拟[J]. 干旱气
499 象, 31(1):18-23. Shao Yuanting, Liu Qijun, Jing Zhijuan. 2013. Numerical Simulation on
500 Macrophysics and Microphysics Structure of the Orographic Cloud and Precipitation in
501 Summer of the Qilian Mountains[J]. Journal of Arid Meteorology, 31(1):18-23.

502 Smith R B. 1979. The Influence of mountains on the atmosphere[J]. Advances in Geophysics, 21.

503 唐洁, 郭学良, 常祎. 2018. 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
504 水分收支特征[J]. 大气科学, 42(06): 156-172. Tang Jie, Guo Xueliang, Chang Yi. 2018.
505 Cloud Microphysics and Regional Water Budget of a Summer Precipitation Process at Naqu
506 over the Tibetan Plateau. [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese),
507 42(06):156-172.

508 王凌梓, 苗峻峰, 韩芙蓉. 2018. 近 10 年中国地区地形对降水影响研究进展[J]. 气象科技,
509 46(01): 64-75 Wang Linzi, Miao Junfeng, Han Furong. 2018. Overview of Impact of
510 Topography on Precipitation in China over Last 10 Years[J]. Meteorological Science and
511 Technology, 46(01): 64-75

512 Xue L, Chu X, Rasmussen R, et al. 2016: A case study of radar observations and WRF LES
513 simulations of the impact of ground-based glaciogenic seeding on orographic clouds and

514 precipitation. Part II: AgI dispersion and seeding signals simulated by WRF [J]. Journal of
515 Applied Meteorology and Climatology, 55(2): 445-464.

516 于晓晶, 赵勇. 2016. 地形对天山夏季降水影响的模拟[J]. 中国沙漠, 36(4):1133-1143. Yu
517 XiaoJing, Zhao Yong. 2016. Simulation of Orographic Effects on Summer Rain in the Tianshan
518 Mountains[J]. Journal of Desert Research, 36(4):1133-1143.

519 朱素行, 徐海明, 徐蜜蜜. 2010. 亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征[J]. 大气科学,
520 34(1): 71-82. Zhu Suxing, Xu Haiming, Xu Mimi.2010. Structure and distribution of rainfall
521 over mesoscale mountains in the Asian summer monsoon region[J].Chinese Journal of
522 Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(1): 71-82.

523