

苏涛,董美莹,余贞寿,等,2020. 浙江天目山背风坡对流触发个例的对比分析[J]. 气象,46(2):158-168. Su T, Dong M Y, Yu Z S, et al, 2020. Comparative analysis of convective initiation on the lee side of the Tianmu Mountain[J]. Meteor Mon, 46(2):158-168(in Chinese).

浙江天目山背风坡对流触发个例的对比分析*

苏 涛 董美莹 余贞寿 黎玥君

浙江省气象科学研究所,杭州 310008

提 要: 针对夏季副热带高压背景下浙北天目山附近的强对流天气个例,利用中尺度实况资料,分析了天目山对触发对流的作用。结果表明:浙江省夏季位于副热带高压边缘时,低层处于西南背景风时,在低 Froude 数条件下,气流经过黄山、天目山后在背风侧形成一段辐合线,在有利的热力条件配合下,容易触发对流。山地的热力强迫作用使地形上空新生了很多积云,积云分布基本与地形一致。同时,天目山背风侧出现一条积云线,其形成的原因是天目山背风侧辐合线的辐合抬升作用。背风侧辐合线尺度有几十千米,方向随环境风向转变。对流触发的位置位于这条辐合线上靠近山地的一端。这可能是由于山地热力强迫作用产生的积云移到辐合线上继续发展产生对流云,即山地的动力和热力作用共同触发了对流。

关键词: 天目山,对流触发,辐合线,强对流天气

中图分类号: P445, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.02.002

Comparative Analysis of Convective Initiation on the Lee Side of the Tianmu Mountain

SU Tao DONG Meiyong YU Zhenshou LI Yuejun

Zhejiang Institute of Meteorological Sciences, Hangzhou 310008

Abstract: Mesoscale observations are used to study cases of severe convective weather that occurred near Tianmu Mountain in subtropical high synoptic situation in order to understand the impact of Tianmu Mountain on convective initiation (CI). The results show that, when Zhejiang Province is at the edge of subtropical high, the low-level flow is southwesterly and the Froude number is low, the upstream flow passing over the mountains forms a convergence line at the lee side of Huang Mountain and Tianmu Mountain, which factors CI in conjunction of thermal conditions. The thermal effect of the mountain causes cumulus clouds above the mountain area. The distribution of the cumulus clouds is consistent with the orography. Meanwhile, a belt of cumulus clouds forms at the lee side as a result of the convergence line. The convergence line extends tens of kilometers, and the direction changes with the ambient wind direction. Convective cells are initiated at the western end of the convergence line near the mountain. This suggests that CI may occur when the thermal-forced cumulus clouds move above the convergence line and continue to develop. In other words, thermal and dynamic effects of the mountain trigger the CI together.

Key words: Tianmu Mountain, convective initiation, convergence line, severe convective weather

* 浙江省气象局青年科技项目(2017QN05)、浙江省气象科技计划重点项目(2017ZD04)、浙江省科技计划项目(2017C03035)及华东区域气象科技协同创新基金合作项目(QYHZ201611)共同资助

2018 年 12 月 25 日收稿; 2019 年 6 月 5 日收修定稿

第一作者:苏涛,主要从事强对流天气诊断和模拟研究. Email: zjusutao@qq.com

引 言

地形可以改变地形附近的大气运动,对暴雨、强对流等天气的发生、发展有很大影响,受到我国学者们的重点关注(孙建华等,2004;毕宝贵等,2006;廖菲等,2007;赵玉春等,2008;2012;李艺苑等,2009;陈添宇等,2010;张文龙等,2014;王凌梓等,2018;Fu et al,2019)。山地主要通过热力和动力作用触发或组织对流。当环境风较强时,动力过程起主要作用;当环境风较弱时,热力过程起主要作用;当环境风中等强度时,地形的热力和动力过程都很重要(Crook and Tucker,2005;Demko and Geerts,2010;Soderholm et al,2014)。热力作用形成的上坡风在山顶汇合产生辐合区,有利于产生积云或中尺度对流系统;当存在环境风时,辐合区会偏移 to 背风一侧(Banta,1984)。地形的动力作用主要为屏障作用,过山气流在不同条件下爬坡或绕流的情况不同(王其伟和谈哲敏,2006;王宇虹和徐国强,2017),对触发对流的影响也不同。例如,地形的爬坡抬升作用可在迎风坡触发对流(Smith,1981),地形的阻滞作用可在山前激发对流(Pierrehumber and Wyman,1985),地形引起的绕流可在山后形成位涡带,并且绕流形成的辐合可增强下游的降水(Mass,1981;Szoke et al,1984;Wang and Tan,2009)。

不同地形在不同天气背景下对对流初生(convective initiation, CI)的影响差异很大。Banta and Barker Schaaf(1987)利用卫星资料追踪了落基山地区夏季雷暴生成的初始位置,统计发现雷暴的生成多位于山脉的背风侧,并且生成位置与盛行风向有关。Tucker and Crook(2005)利用理想模式证明了热力作用引起的背风坡辐合是形成这种现象的原因,当盛行风向与山脊平行时,最易产生对流。Wang et al(2016)分析了一次中等强度的背景气流经过大别山时触发对流的过程,指出热力强迫的上坡风辐合、山峰背风坡的绕流形成的辐合、山谷风辐合形成的辐合带上的辐合中心处最先产生了对流单体。此外,近期研究进一步解释了地形如何影响暴雨的强度和落区。例如,幕阜山脉地形对暖湿气流的阻挡对于降水区的降水增幅有抑制作用(李超等,2018);华南地形对辐合线的阻挡作用可以加强华南暖区暴雨(王坚红等,2017);台湾岛地形在其下游形成的正位涡带和湿静力能锋区有利于台风螺旋雨带

的维持(赵玉春和王叶红,2019);台湾岛地形的阻挡效应能够改变台风强度和台风路径,进而影响暴雨分布(薛霖和李英,2016;陈俊等,2017)。

浙江地形复杂,浙东南沿海的洞宫山脉面积大、海拔高,浙西北的天目山脉与黄山相连,是影响浙江降水的一大因素。针对华东地形的研究发现,黄山和天目山等地形对迎风坡暴雨的增幅可达 90% 以上(高坤等,1994)。在台风影响浙江期间,地形对浙江台风降水也具有明显的增幅作用,主要通过迎风坡抬升作用使降水量增加(冀春晓等,2007;沈杭锋等,2014;段晶晶等,2017)。夏季午后,东南沿海洞宫山脉受来自海上的冷湿气流的影响,易在山地辐合处形成对流(Zhang et al,2016)。以往研究多是关于地形对浙江暴雨的增幅作用,对于地形引起 CI 的机理,尤其是天目山地形的作用,相关研究还不多见。

每到夏季,浙江出梅后开始受副热带高压(以下简称副高)影响,出现的强对流经常是位于副高边缘的午后强对流,在业务中难以预报其发生的具体位置。这类强对流的触发因素包括山地的作用,对山地引起 CI 机理的研究有助于改进短时临近天气预报水平。本文利用风云卫星云图、雷达、自动站、探空、再分析资料对比分析三个典型个例,试图分析在副高边缘西南风背景下,浙北山地对 CI 的贡献。

1 个例简介

从浙北山地分布(图 1a)可见,浙北主要山脉为天目山脉,形状较为狭长,天目山脉西面和西南面分别与黄山和白际山相接,形成“Y”字形分布,整体呈西南—东北走向。天目山脉的主峰(图中三角标注,自北向南)主要有天目山(包括西天目与东天目)、童公尖、清凉峰、大明山等。这些主峰海拔在 1400 m 以上,最高峰为清凉峰,海拔为 1787 m。浙南山地与天目山脉之间还有若干地形,例如怀玉山支脉,地势略低。

影响华东的强对流天气有一类是副高边缘型(许爱华等,2011),强对流常发生于夏季副高的西北侧边缘。2017 年 7 月,浙江基本未受台风影响,副高较为稳定,浙江位于副高西北侧,低层背景风主要是西南风。从累计降水分布可见(图 1b),7 月降水在沿海地区有一个大值中心。除了沿海地区的降水,浙江境内另一个主要的降水中心位于天目山的

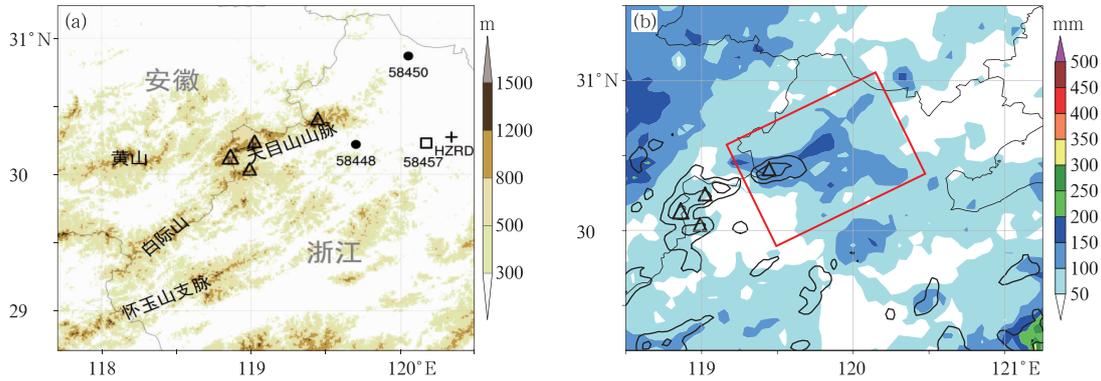


图 1 (a)浙北山地分布(阴影为地形高度;黑色圆点、方块和加号分别表示风廓线站点、探空站和雷达站的位置), (b)2017年7月浙江地区累计降水量(阴影;红色方框:山地的背风侧)

Fig. 1 (a) Topography of northern Zhejiang (shaded: height of topography. Black dots, squares and plus signs denote the locations of wind profiler, sounding station and radar station, respectively), (b) accumulated precipitation in July 2017 (shaded)

东北侧,也就是山地的背风侧(图 1b 的红色方框内)。值得注意的是,这个降水中心既不与山地重合,也不位于迎风坡。这说明,在副高西南气流背景下,浙江夏季降水可能更容易发生在山地的背风坡。下面利用 2017 年 7 月的三个典型个例分析这种现象。三个个例分别发生于 2017 年 7 月 14 日、15 日和 18 日(分别简称“7·14”“7·15”“7·18”个例)。

图 2 是三个个例初始回波生成和后续发展的雷达回波图。三次过程后期都出现了明显的强对流单体,最强回波强度都达到了 55 dBz 以上(图 2b, 2d, 2f)。需要注意的是,这三个个例并非最后都产生了很强的降水,或造成严重的灾害,这主要是因为不稳定能量不够强且风切变不大(参见 2.2 节),背景场并不是特别有利于对流系统的组织和维持。本文侧重分析初始对流的产生机制,特别是山地对触发对流的影响机制,不关注对流的后期发展过程。天目山触发的对流在浙江和江苏造成高影响强对流天气的个例分析(例如 2013 年 6 月 23 日和 7 月 20 日;苏涛,2017)。

“7·14”个例初始回波(回波强度 > 30 dBz)生成于 12:30(北京时,下同)左右,位置位于天目山东北方向,也就是背风方向,随后迅速发展,在发展的过程中移动的距离较少。“7·15”个例初始回波生成略晚,约在 14:30,与“7·14”个例最大的差别是对流初生位置的差异,虽然初始回波也位于天目山东北方向,但更靠近天目山北部,位置显著偏西。“7·18”个例初始回波生成于 12:12,同时有几个回波单体生成,排列成带状,走向基本与天目山脉一

致,后期单个对流单体发展不如前两个个例旺盛。取最靠近天目山的初始回波对比,可以发现“7·18”与“7·15”个例对流单体生成位置较一致,而“7·15”个例偏西。综上,三个个例对流单体都出现在天目山脉背风坡一侧,但对流发生的位置和对流单体的形态有一定差别。

2 背景场分析

2.1 形势场分析

为了分析三个个例对流触发过程的异同,首先分析大尺度环境的异同。分析采用美国 NCEP FNL 再分析资料,分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间间隔为 6 h。从 500 hPa 位势高度场上可见(图 3),三个个例的初始对流都发生于副高西北侧边缘,14—18 日,副高的强度依次增强,而对流发生的位置大致相同,都位于浙北山地附近。“7·14”个例对流发生于 588 线外围,“7·15”个例对流发生于 588 线以内,“7·18”个例对流发生的位置则更加深入副高内部。从 850 hPa 高度风场上来看,三个个例的背景风场较为一致(图 3 风向杆),850 hPa 都为偏西南风,其中“7·15”个例的西南风偏南分量略大,三个个例都没有明显的低空急流。从 850 hPa 相对湿度场上来看,三个个例低层湿度条件一般,相对湿度都低于 60%。从形势场来看,三个个例的主要差异在副高的强度,而副高强度不同预示着对流发生的稳定度条件不同,下面利用探空资料分析浙北对流发生前

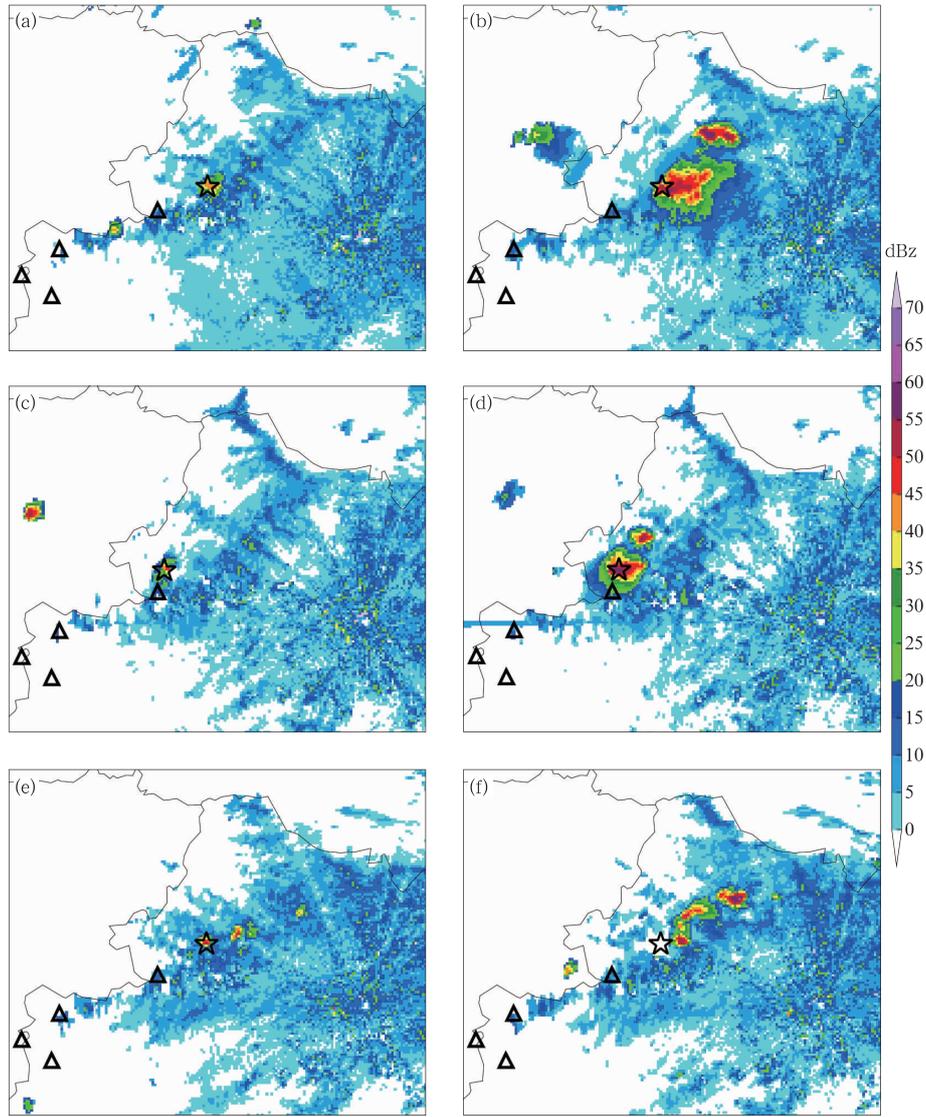


图 2 2017 年 7 月 14 日 12:31(a)、13:44(b), 15 日 14:30(c)、15:09(d),
18 日 12:12(e)、13:08(f) 杭州站多普勒雷达单站组合反射率
(黑色三角代表主峰位置,五角星代表 CI 的位置,下同)

Fig. 2 Composite radar reflectivity of Hangzhou Station at 12:31 BT 14 (a), 13:44 BT 14 (b),
14:30 BT 15 (c), 15:09 BT 15 (d), 12:12 BT 18 (e) and 13:08 BT 18 (f) July 2017
(black triangles: the main peaks, black stars: the CI locations. The same below)

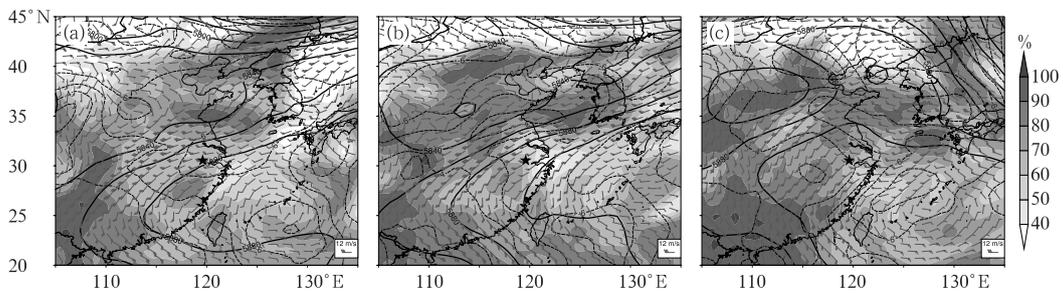


图 3 2017 年 14 日 08 时(a), 15 日 08 时(b), 18 日 08 时(c) 500 hPa 位势高度场(黑色实线,
单位:gpm), 850 hPa 风场(单位: $m \cdot s^{-1}$) 和 850 hPa 相对湿度(阴影)

Fig. 3 Geopotential height (solid black contours, unit: gpm) at 500 hPa, wind barbs (unit: $m \cdot s^{-1}$)
and relative humidity (shaded) at 850 hPa at 08:00 BT on 14 (a), 15 (b), 18 (c) July 2017

的条件差异。

2.2 探空和热力参数

离对流触发位置最近的探空站为杭州站(图 1 中方块位置)。从杭州站的探空曲线(图 4)可见,三次过程 08 时地面温度已较高,“7·18”个例底层温度超过 30°C ,”7·14”和“7·15”个例底层温度略低,但具有明显的逆温层。从 CAPE 值可见(表 1),三次过程都具有一定的不稳定能量,对产生对流有利。其中,“7·14”个例的 CAPE 值、可降水量、风切变、K 指数都是三个个例中最高的,最有利于对流的发展,解释了“7·14”个例中出现了较强的回波。但三次过程距离发生高影响强对流的环境条件还有一定差距,例如 CAPE 值并不算高,其中“7·18”个例不稳定条件最差。从探空风场和 $0\sim 6\text{ km}$ 风切变也可以看出,三个个例都不具备明显的风切变,只有“7·14”个例中层风速略大, $0\sim 6\text{ km}$ 风切变为 $9.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

3 对流触发分析

由于大尺度资料精度不够,不足以解释中小尺

度的现象,下文将采用更精细的资料分析对流在天目山背风坡触发的原因。首先利用可见光云图资料分析山地的热力作用,其次利用自动站、风廓线资料分析受山地影响的风场的动力作用。

3.1 山地的热力强迫作用

由于天气雷达只有在对流云产生降水粒子后才能观测到回波,因此利用卫星可见光云图可以先于雷达观测到对流的初生(Banta and Barker Schaaf, 1987)。从可见光云图上可见(图 5),在初始回波出现之前,已经有对流生成的信号(图 5b,5d,5f)。对比 10 时(图 5a,5c,5e),午后浙江境内出现了很多积云,这些积云出现的位置部分与地形分布一致。由于三个个例的抬升凝结高度(LCL)都位于 900 hPa (约 1 km)高度层以上(表 1),而浙江大部分地形高度低于 1 km ,因此主要考虑这些积云是由于地形的局地热力强迫作用形成。比较明显的是“7·15”个例,浙西北的天目山脉和浙南的洞宫山附近都有明显的新生积云生成。在“7·18”个例中,天目山脉、白际山、怀玉山支脉也出现了明显的沿山地分布的带状积云,而浙南山地没有明显积云生成,这可能是由于当日浙南更接近副高中心,层结更加稳定。在

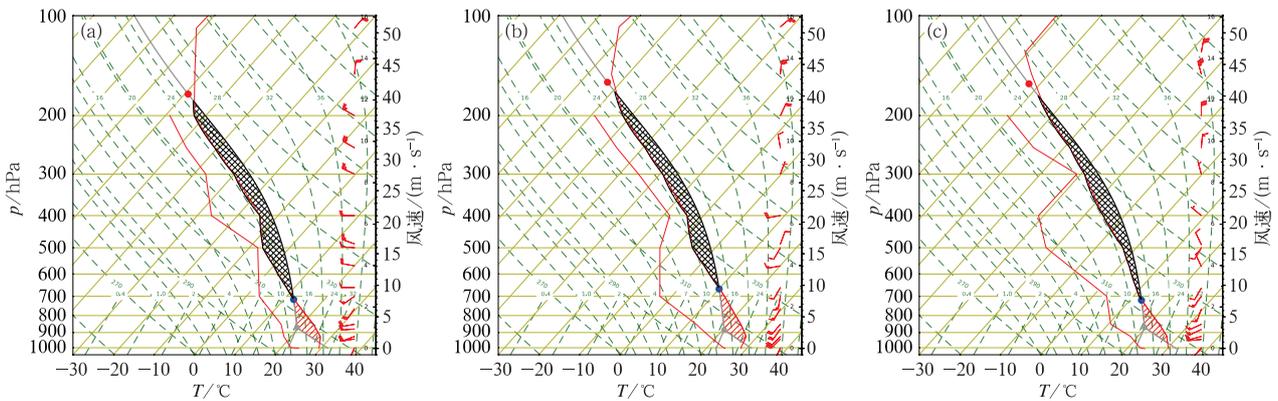


图 4 2017 年 7 月 14 日(a),15 日(b),18 日(c)杭州站 08 时探空曲线

Fig. 4 Skew T -log p plot of Hangzhou Station at 08:00 BT on 14 (a), 15 (b), 18 (c) July 2017

表 1 杭州站 08 时探空热力参数

Table 1 Sounding parameters of Hangzhou Station at 08:00 BT

物理量	CAPE /($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	CIN /($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	LCL/hPa	LFC/hPa	K/ $^{\circ}\text{C}$	PWAT/mm	Shear $0\sim 6\text{ km}$ /($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
“7·14”	1662.2	-206.9	869.9	715.6	36	52	9.8
“7·15”	1581.6	-269.5	884.0	665.3	25	45	5.1
“7·18”	1347.4	-182.8	869.2	719.4	29	45	0.8

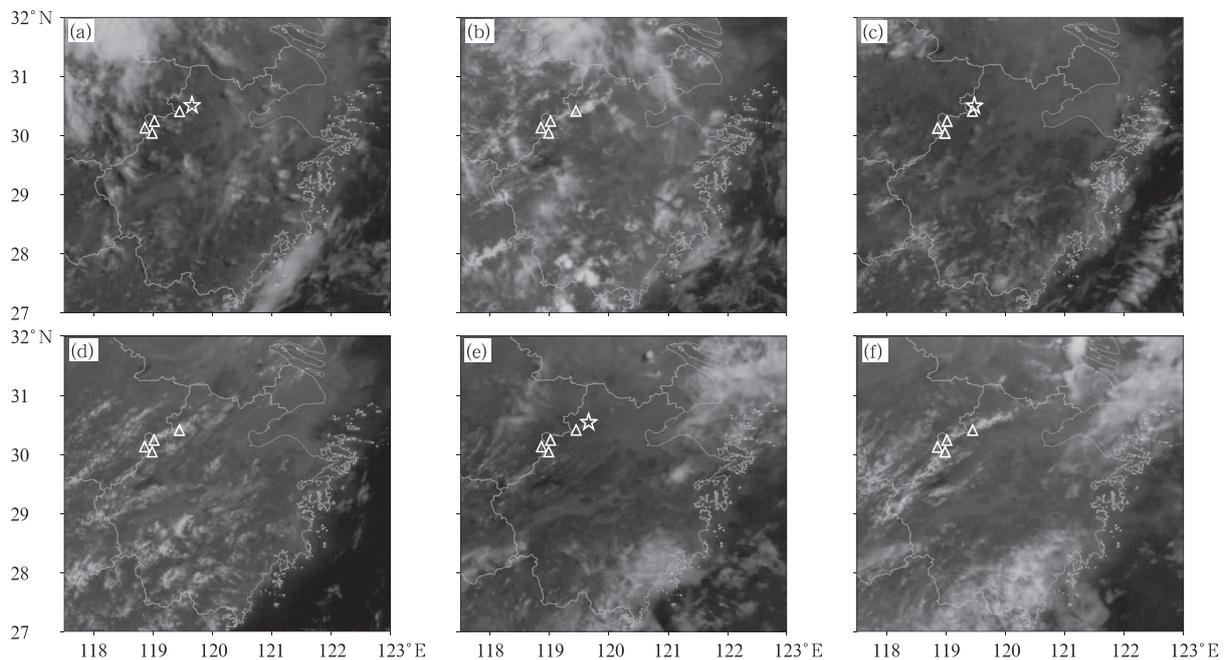


图 5 2017 年 7 月 14 日 10:00(a)、12:30(b), 15 日 10:00(c)、14:00(d), 18 日 10:00(e) 和 12:00(f)FY-2G 1 km 分辨率可见光云图

Fig. 5 FY-2G high-resolution visible satellite images at 10:00 BT 14 (a), 12:30 BT 14 (b), 10:00 BT 15 (c), 14:00 BT 15 (d), 10:00 BT 18 (e) and 12:00 BT 18 (f) July 2017

“7·14”个例中,10 时已存在若干淡积云,与山地附近生成的积云不同,这些淡积云移动较快,除去这些淡积云,浙江山地附近同样有局地积云生成。这些积云的存在说明水汽已经抬升凝结为液态,这为积云继续发展为对流云提供了基础。

除了与山地基本重合的积云,三个个例天目山东北背风侧都有一段延伸到平原的积云线(图 5f),这一段积云几乎与山地上空的积云同时出现,并且仅呈带状,因此排除了这段积云线完全是由山地上空热力作用形成的积云平流形成。雷达的初始回波出现于这段积云线中,说明这段积云线是对流触发的重要前兆。下面利用风场资料从动力的角度分析这段积云线形成的原因。

3.2 背风侧辐合线的触发作用

由于浙江处于副高西北侧,所以低层背景风场为西南风,与图 3 中 850 hPa 风向基本一致。从地面自动站数据显示的地面流场上可见(图 6),受山地阻挡,山地附近的流线方向多变,其他地方流线较为平直,风向较为一致。在气流越过浙北山地之后,可以发现有一段尺度约为几十千米的辐合线(图 6 中黑色虚线),这段辐合线对应着可见光云图中的背风侧积云线。通过分析气流与地形的关系可以发

现,这段辐合线的形成是由分别从南北侧绕过山地的气流(北支气流和南支气流)汇合形成的,也就是说,背风侧绕流形成的辐合线起到了形成积云线的作用。北支气流主要为偏西风,南支气流为西南风。与 Wang et al(2016)分析不同的是,这条辐合线的尺度更大,不是单个山峰的绕流气流形成的(尺度约为 10~20 km),而是黄山一天目山脉作为整体绕流形成的。对比“7·15”个例 13 时和 14 时流场(图 6b,6c),南支气流东风分量加大,天目山东侧的气流转为东南风;同时,北支气流为西南风,这导致“7·15”个例中辐合线的位置更偏南北向。

对流发生前地面辐散场如图 7 所示。背风侧绕流辐合线在天目山东北方向形成了一条辐合带,而对流就在这条辐合带中发生。这条辐合带与背景风方向基本一致,这意味着对流生成后沿着背景风方向移动的过程中,会受到持续的辐合上升气流的作用,有利于对流强度的增强。天目山北部自动站稀少,因此“7·15”个例中辐合结构不清晰,但是仍然能发现辐合位置较其他个例偏北。

进一步分析 CI 与辐合线的关系可发现,“7·14”和“7·18”个例辐合线的位置和走向比较接近,更接近东西方向,而“7·15”个例辐合线更偏北。三个个例初始回波的位置都位于辐合线上,因此可以

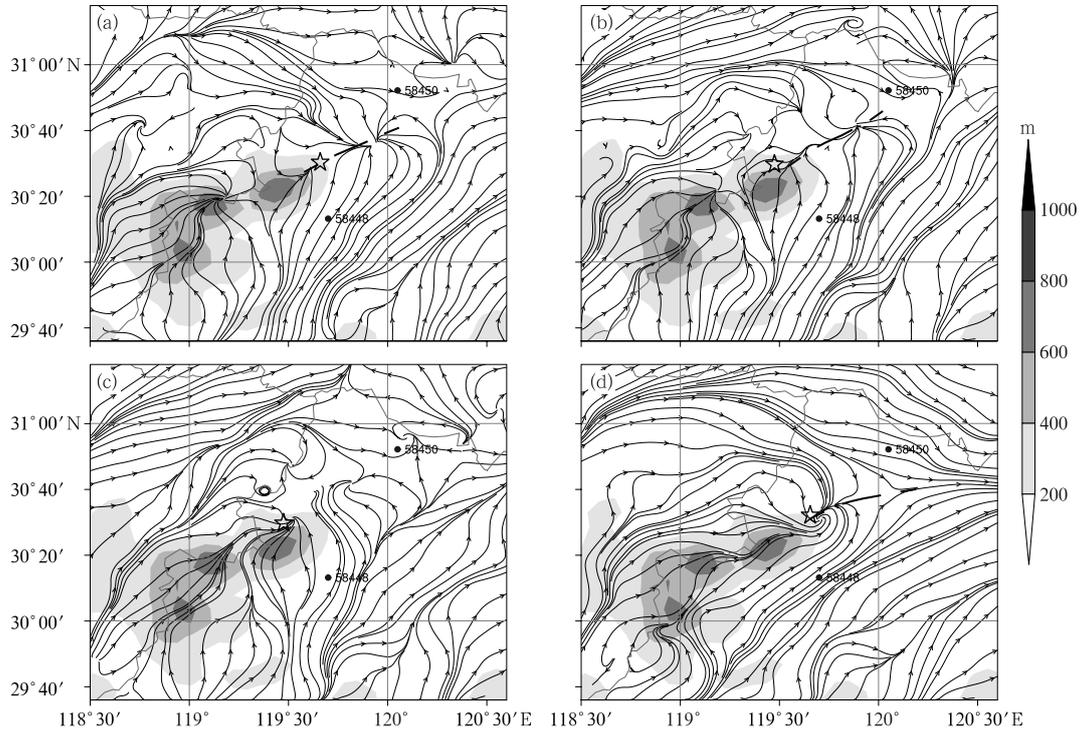


图 6 2017 年 7 月 14 日 12 时(a), 15 日 13 时(b), 15 日 14 时(c)和 18 日 12 时(d)地面流场和站点高度(阴影)

Fig. 6 Surface streamline and station elevation (shaded) at 12:00 BT 14 (a), 13:00 BT 15 (b), 14:00 BT 15 (c) and 12:00 BT 18 (d) July 2017

说明天目山背风侧绕流形成的辐合线起到了触发对流的作用。“7·14”和“7·15”个例中对流没有沿整段辐合线生成,初始回波生成于辐合线靠近山地的一端,这可能是由于山地热力作用形成的积云移到辐合线上发展形成的。“7·18”个例中初始回波沿着辐合线生成,说明辐合线的动力抬升作用在这个个例中占主导。以上分析说明,背风侧绕流辐合线的辐合抬升作用与山地热力强迫作用配合是天目山背风侧对流触发的一种机制,辐合线西端靠近天目山的位置是需要关注的对流触发位置。并且,当热力作用不够强时,辐合线能单独触发对流(如“7·18”个例)。

3.3 背风侧辐合线的形成分析

因为气流在受山地阻挡时,会产生爬坡或者绕流,而山后背风侧辐合线的产生前提是气流的绕流,因此利用 Froude 数(Fr 数)分析上游气流的绕流条件。 Fr 数是描述过山气流的一个重要参数(Smolarkiewicz and Rotunno, 1989),它的定义为:

$$Fr = \frac{U}{Nh} \quad (1)$$

式中, U 是气流的平均速度, N 为气层的静力稳定度, h 为山高。通常 Fr 数 > 1 时,气流以爬坡为主; Fr 数 < 1 时,气流以绕流为主。

表 2 是三次过程 08 时和 14 时的 Fr 数,利用 FNL 资料计算,选取了天目山上游平原地区的代表点($29.0^{\circ}\text{N}, 117.5^{\circ}\text{E}$),山高(h)取 1.5 km。08 时,三个个例经过天目山前低层风速较低左右($5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),与 Wang et al(2016)中的背景风强度相似,为中等强度的背景气流。在这样的条件下,动力过程和热力过程都会对 CI 产生作用。其中气层稳定度 N 是

表 2 天目山上游低层气流的平均风速(U), 稳定度(N)和 Fr 数

Table 2 Average wind speed (U), stability (N) and Fr number of low-level airflow in the upstream of Tianmu Mountain

个例	时间/BT	$U/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	N/s^{-1}	Fr
“7·14”	08	5.36	1.01×10^{-2}	0.35
“7·14”	14	3.93	3.42×10^{-3}	0.77
“7·15”	08	4.82	9.52×10^{-3}	0.34
“7·15”	14	3.67	3.01×10^{-3}	0.81
“7·18”	08	4.98	1.02×10^{-2}	0.32
“7·18”	14	4.82	3.27×10^{-3}	0.98

中纬度典型值,计算得到的 Fr 数分别为 0.35、0.34、0.32,具备绕流的条件。这解释了本文提到的绕流辐合线的形成。14 时,由于气层静力稳定度降低, Fr 数变大,说明爬坡分量增加,对于低矮地形,气流可以越过,这说明形成背风坡辐合线的条件随时间是在减弱的,但对于 1.5 km 高的地形,依旧满足绕流的条件($Fr < 1$),并且已经形成的辐合线的减弱也需要一段时间的调整。另外,由于 Fr 数较小,气流爬坡分量小,因此对于本文个例,重力波的作用较小。并且从探空曲线可见,这三次过程也没

有明显的反射层供重力波的传播,故本文排除重力波的作用。

3.4 辐合线垂直结构演变分析

浙江境内有两部风廓线雷达(58450 站和 58448 站,位置见图 1a)位于辐合线附近,分别位于辐合线的北支气流和南支气流中。从风向上看,三个个例对流发生时辐合线北支气流风向都为西北风(图 8a,8b,8c),“7·14”和“7·15”个例西北气流的高度在 1.5 km 以下,“7·18”个例西北气流的高度

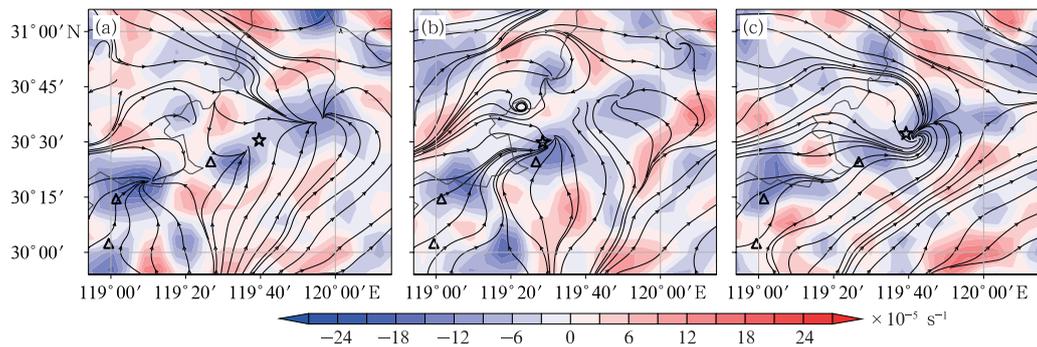


图 7 2017 年 7 月 14 日 12 时(a),15 日 14 时(b)和 18 日 12 时(c)地面流场和辐散场(填色)
Fig. 7 Surface streamline and divergence field (shaded) at 12:00 BT 14 (a), 14:00 BT 15 (b) and 12:00 BT 18 (c) July 2017

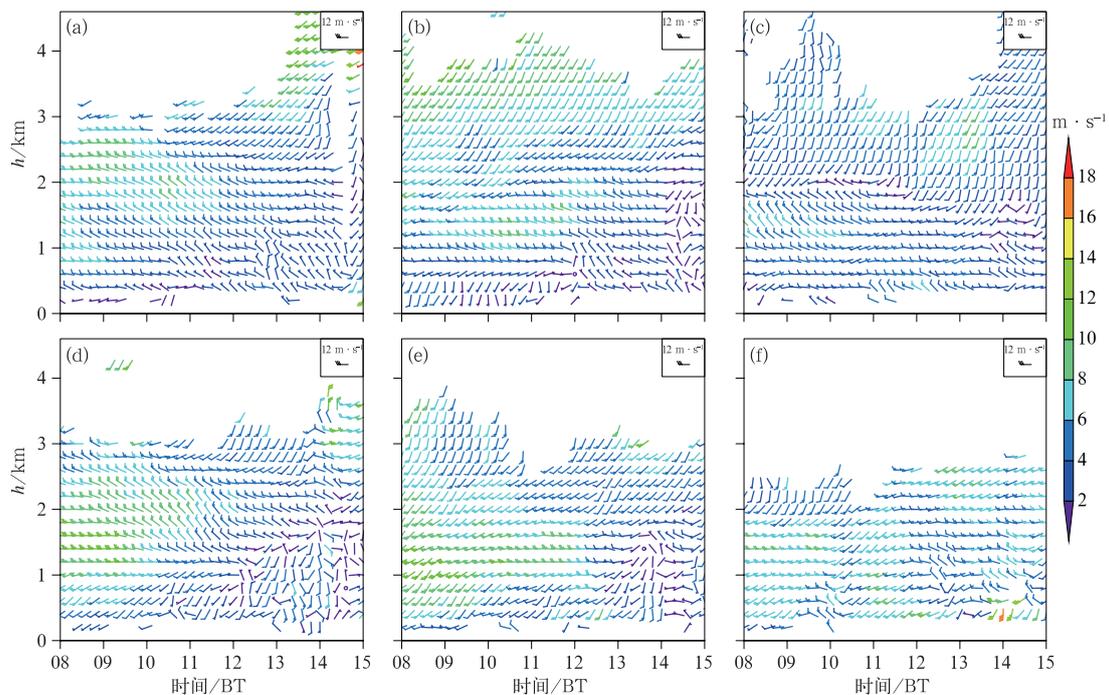


图 8 2017 年 7 月 14 日(a,d),15 日(b,e)和 18 日(c,f)风廓线雷达时间-高度风场演变
(a,b,c)58450 站,(d,e,f)58448 站
Fig. 8 Time-height plot of wind profiler on 14 (a, d), 15 (b, e) and 18 (c, f) July 2017
(a, b, c) 58450 Station, (d, e, f) 58448 Station

更低。“7·14”和“7·15”个例辐合线南支气流(图 8d,8e)风向变化明显,几个小时内风向从偏东风转为西南风,南风分量显著增大,而“7·18”个例维持偏东风。南支气流风向的变化最后的结果是辐合线逆时针的转动,最终影响了对流触发的地点。“7·14”和“7·15”个例中辐合线有着相似的转动过程,由于对流触发的时刻不同,造成对流触发的位置不同。“7·18”个例辐合线位置维持较稳定,能提供稳定的抬升,这也是对流单体能带状出现的可能原因。从风速上来看,“7·18”个例与另外两个个例的主要区别是对流触发时低层风速较大,可达 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,另两个个例只有约 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在存在绕流分量的情况下,更大的风速意味着更强的辐合,因此虽然“7·18”个例的辐合线垂直结构高度较低,但辐合线的强度可能是最大的(在图 7 的地面辐散场中也有反映),因而动力作用相对较强。

4 结论与讨论

本文针对夏季副高背景下浙江天目山附近对流在天目山背风侧产生的一种现象,利用雷达、卫星、自动站、风廓线等实况资料,分析了这类对流发生的一种机理,即热力作用和动力作用配合引起 CI,概念图见图 9。主要结论如下:

(1) 浙江省夏季位于副高边缘时,低层处于西南背景风时,气流经过黄山、天目山后在背风侧形成一段辐合线,在有利的热力条件配合下,容易触发对流,夏季在山背风一侧能形成一个降水中心。

(2) 选取的三个个例对流发生前天空少云,随着地面太阳辐射增温,山地的热力强迫作用使山脉

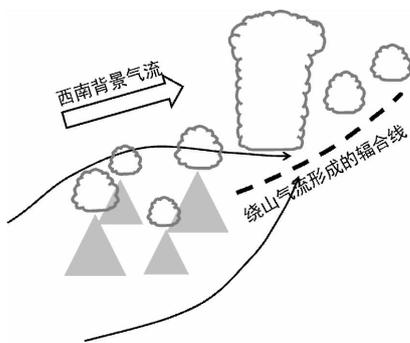


图 9 天目山背风侧对流触发过程的概念模型

Fig. 9 Schematic picture of CI processes on the lee side of Tianmu Mountain

上空新生了很多积云,积云分布基本与地形一致。同时,地形背风侧出现一条积云线,积云线形成的原因是天目山背风侧辐合线的辐合抬升作用。

(3) 三个个例过山气流计算得到的 Fr 数较小,满足绕流的条件, Fr 数较小的原因是低层风速较小。而气层稳定度的变化能改变绕流辐合线形成的条件,从而影响热力作用和动力作用的相对大小。

(4) 背风侧辐合线尺度有几十千米,并非由单个山峰绕流形成。对流容易触发的位置位于这条辐合线上靠近山地的一端。这可能是由于山地热力强迫作用产生的积云随背景气流移到辐合线上继续发展产生对流云(图 9)。当辐合线足够强而山地热力强迫作用不够强的时候,辐合线能单独触发对流单体。

(5) 风廓线雷达观测到背风侧绕流辐合线的垂直高度可达 $1.5\sim 2\text{ km}$,形成辐合线的西南气流向会影响辐合线的位置,进而影响对流发生的位置。“7·14”和“7·15”个例都出现了辐合线逆时针旋转的现象,这可能是由大尺度形势场的日变化引起的。

本文的研究是非常初步的,存在很多不足。首先,本文仅仅从实况分析的角度分析,所用数据不够精细,无法完整描述对流云的具体形成过程,如热力作用引起的积云如何在辐合线上发展成对流云,未来需要用模拟结果对个例进行详细分析。其次,尽管选取的个例天气背景类似,但是还是有很多差异的变量,例如背景风的风向、强度,热力条件的差异等,这些差异会影响气流的绕流分量(动力作用)和热力作用的强度,单独分析天目山对触发对流的动力或热力作用可能需要利用理想模式。最后,如果能收集足够多的个例,可以进行具有统计意义的分析,使结论更加具有说服力。

另外,本文选取的个例不是典型的造成灾害的强对流个例,这主要是由于不稳定能量不够充沛,但是对其中对流单体的产生机制的研究依旧具有意义。在本文个例的环境下,山地附近已经能产生较强的对流单体,当环境更加有利时则很可能造成灾害。山地的触发作用是较为固定的机制,当环境不稳定能量更大时,可能以相同的机制触发更强的对流。本文显示浙北山地附近及下游都是需要关注的区域。当已有对流移过来时,天目山的热力强迫作用和背风侧辐合线的强迫作用可能使已有对流加强

产生强烈天气,这在短时临近预报预警中值得注意。

参考文献

- 毕宝贵,刘月巍,李泽椿,等,2006. 秦岭大巴山地形对陕南强降水的影响研究[J]. 高原气象,25(3):485-494. Bi B G, Liu Y W, Li Z C, et al, 2006. Study on influence of the mechanical forcing of mesoscale topography on the extremely heavy rainfall in Southern Shaanxi on 8-9 June 2002[J]. Plateau Meteor, 25(3): 485-494(in Chinese).
- 陈俊,平凡,王秀春,等,2017. 台湾岛地形对“麦德姆”台风的影响[J]. 大气科学,41(5):1037-1058. Chen J, Ping F, Wang X C, et al, 2017. Topographic influence of Taiwan Island on Typhoon “Matmo”[J]. Chin J Atmos Sci, 41(5):1037-1058(in Chinese).
- 陈添宇,郑国光,陈跃,等,2010. 祁连山夏季西南气流背景下地形云形成和演化的观测研究[J]. 高原气象,29(1):152-163. Chen T Y, Zheng G G, Chen Y, et al, 2010. Observational experiment on generation and development of summer orographic cloud during the southwest air current pattern in Qilian Mountain[J]. Plateau Meteor, 29(1):152-163(in Chinese).
- 段晶晶,钱燕珍,周福,等,2017. 台风灿鸿造成浙江东北部大暴雨地形作用的数值模拟研究[J]. 气象,43(6):686-695. Duan J J, Qian Y Z, Zhou F, et al, 2017. Numerical simulation of topographic effect on heavy rainfall in northeastern Zhejiang caused by Typhoon Chan-hom[J]. Meteor Mon, 43(6):686-695(in Chinese).
- 高坤,翟国庆,俞樟孝,等,1994. 华东中尺度地形对浙北暴雨影响的模拟研究[J]. 气象学报,52(2):157-164. Gao K, Zhai G Q, Yu Z X, et al, 1994. The simulation study of the meso-scale orographic effects on heavy rain in East China[J]. Acta Meteor Sin, 52(2): 157-164(in Chinese).
- 冀春晓,薛根元,赵放,等,2007. 台风 Ranim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验[J]. 大气科学,31(2):233-244. Ji C X, Xue G Y, Zhao F, et al, 2007. The numerical simulation of orographic effect on the rain and structure of Typhoon Ranim during landfall[J]. Chin J Atmos Sci, 31(2):233-244(in Chinese).
- 李超,崔春光,蒋兴文,等,2018. 特殊地形对鄂东北一次局地强降水过程的作用机制分析[J]. 气象,44(9):1117-1135. Li C, Cui C G, Jiang X W, et al, 2018. Mechanism analysis of the effect of special topography in middle-lower reaches of Yangtze River on local severe precipitation in Northeast Hubei[J]. Meteor Mon, 44(9):1117-1135(in Chinese).
- 李艺苑,王东海,王斌,2009. 中小尺度过山气流的动力问题研究[J]. 自然科学进展,19(3):310-324. Li Y Y, Wang D H, Wang B, 2009. Study on the dynamics of mesoscale airflow over mountains [J]. Prog Nat Sci, 19(3):310-324(in Chinese).
- 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 F, Hong Y C, Zheng G G, 2007. Review of orographic influences on surface precipitation[J]. Meteor Sci Technol, 35(3):309-316(in Chinese).
- 沈杭锋,高天赤,周春雨,等,2014. 台风海葵引发浙西山区大暴雨的成因[J]. 气象,40(6):733-743. Shen H F, Gao T C, Zhou C Y, et al, 2014. Causation analysis of severe torrential rain process in mountain areas of western Zhejiang triggered by Typhoon Haikui[J]. Meteor Mon, 40(6):733-743(in Chinese).
- 苏涛,2017. 江淮下游地区强对流发生条件的实况分析与模拟[D]. 杭州:浙江大学. Su T, 2017. Observational and model studies on the initiation conditions of severe convections over the lower area of Yangtze-Huaihe River basin[D]. Hangzhou: Zhejiang University(in Chinese).
- 孙建华,张小玲,齐琳琳,等,2004. 2002年6月20~24日梅雨锋中尺度对流系统发生发展分析[J]. 气象学报,62(4):423-438. Sun J H, Zhang X L, Qi L L, et al, 2004. An analysis on MCSS in Mei-yu front during 20-24 June 2002[J]. Acta Meteor Sin, 62(4):423-438(in Chinese).
- 王坚红,杨艺亚,苗春生,等,2017. 华南沿海暖区辐合线暴雨地形动力机制数值模拟研究[J]. 大气科学,41(4):784-796. Wang J H, Yang Y Y, Miao C S, et al, 2017. The numerical study of terrain dynamic influence on warm area heavy rainfall of convergence lines in South China coast[J]. Chin J Atmos Sci, 41(4):784-796(in Chinese).
- 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,46(1):64-75. Wang L Z, Miao J F, Han F R, 2018. Overview of impact of topography on precipitation in China over last 10 years[J]. Meteor Sci Technol, 46(1):64-75(in Chinese).
- 王其伟,谈哲敏,2006. 我国主要地形上空理想定常流的流域分界分析[J]. 地球物理学报,49(4):971-982. Wang Q W, Tan Z M, 2006. Flow regimes for major topographic obstacles of China [J]. Chin J Geophys, 49(4):971-982(in Chinese).
- 王宇虹,徐国强,2017. 青藏高原地形重力波拖曳的初步分析及数值模拟研究[J]. 气象学报,75(2):275-287. Wang Y H, Xu G Q, 2017. Preliminary analysis of the gravity wave drag on Qinghai-Tibet Plateau and its numerical simulation[J]. Acta Meteor Sin, 75(2):275-287(in Chinese).
- 许爱华,马中元,叶小峰,2011. 江西8种强对流天气形势与云型特征分析[J]. 气象,37(10):1185-1195. Xu A H, Ma Z Y, Ye X F, 2011. Eight kinds of strong convective weather situations and related cloud-type characteristics in Jiangxi[J]. Meteor Mon, 37(10):1185-1195(in Chinese).
- 薛霖,李英,2016. 台湾地形诱发中尺度系统对台风 Meranti(1010)迅速加强影响的数值研究[J]. 大气科学,40(6):1107-1116. Xue L, Li Y, 2016. The effect of mesoscale systems induced by the topography of Taiwan on the rapid intensification of Typhoon Meranti (1010)[J]. Chin J Atmos Sci, 40(6):1107-1116(in Chinese).
- 张文龙,崔晓鹏,黄荣,2014. 复杂地形下北京雷暴新生地点变化的加

- 密观测研究[J]. 大气科学, 38(5): 825-837. Zhang W L, Cui X P, Huang R, 2014. Intensive observational study on evolution of formation location of thunderstorms in Beijing under complex topographical conditions[J]. Chin J Atmos Sci, 38(5): 825-837 (in Chinese).
- 赵玉春, 李泽椿, 王叶红, 等, 2008. 2006年6月5~8日梅雨锋上中尺度对流系统引发福建北部暴雨的诊断分析[J]. 大气科学, 32(3): 598-614. Zhao Y C, Li Z C, Wang Y H, et al, 2008. Diagnosing analysis of heavy rain in northern Fujian Province triggered by mesoscale convective systems along the Meiyu front during 5-8 June 2006[J]. Chin J Atmos Sci, 32(3): 598-614 (in Chinese).
- 赵玉春, 许小峰, 崔春光, 2012. 中尺度地形对梅雨锋暴雨影响的个案研究[J]. 高原气象, 31(5): 1268-1282. Zhao Y C, Xu X F, Cui C G, 2012. Case study of the impact of mesoscale topography on the Meiyu frontal rainstorm[J]. Plateau Meteor, 31(5): 1268-1282 (in Chinese).
- 赵玉春, 王叶红, 2019. 台湾岛地形对登陆台风“莫兰蒂”(1614)强对流雨带发展影响的模拟研究[J]. 大气科学, 43(1): 27-48. Zhao Y C, Wang Y H, 2019. A numerical study of Taiwan Island impacts on the development of the intensive convective rain-band of landfalling Typhoon “Meranti”(1614)[J]. Chin J Atmos Sci, 43(1): 27-48 (in Chinese).
- Banta R M, 1984. Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part 1: observations of the dry circulations[J]. Mon Wea Rev, 112(2): 340-356.
- Banta R M, Barker Schaaf C, 1987. Thunderstorm genesis zones in the Colorado rocky mountains as determined by Traceback of geosynchronous satellite images[J]. Mon Wea Rev, 115(2): 463-476.
- Crook N A, Tucker D F, 2005. Flow over heated terrain. Part I: linear theory and idealized numerical simulations[J]. Mon Wea Rev, 133(9): 2552-2564.
- Demko J C, Geerts B, 2010. A numerical study of the evolving convective boundary layer and orographic circulation around the Santa Catalina mountains in Arizona. Part II: interaction with deep convection[J]. Mon Wea Rev, 138(9): 3603-3622.
- Fu P L, Zhu K F, Zhao K, et al, 2019. Role of the nocturnal low-level jet in the formation of the morning precipitation peak over the Dabie Mountains[J]. Adv Atmos Sci, 36(1): 15-28.
- Mass C, 1981. Topographically forced convergence in western Washington State[J]. Mon Wea Rev, 109: 1335-1347.
- Pierrehumbert R T, Wyman B, 1985. Upstream effects of mesoscale mountains[J]. J Atmos Sci, 42(10): 977-1003.
- Smith R B, 1981. The influence of mountains on the atmosphere: recent advances (invited paper)[C]//Proceedings of an International Symposium Nowcasting: Mesoscale Observations and Short-range Prediction. Hamburg, Germany: ESA.
- Smolarkiewicz P K, Rotunno R, 1989. Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: baroclinically generated lee vortices[J]. J Atmos Sci, 46(8): 1154-1164.
- Soderholm B, Ronalds B, Kirshbaum D J, 2014. The evolution of convective storms initiated by an isolated mountain ridge[J]. Mon Wea Rev, 142(4): 1430-1451.
- Szoke E J, Weisman M L, Brown J M, et al, 1984. A subsynoptic analysis of the Denver tornadoes of 3 June 1981[J]. Mon Wea Rev, 112(4): 790-808.
- Tucker D F, Crook N A, 2005. Flow over heated terrain. Part II: generation of convective precipitation[J]. Mon Wea Rev, 133(9): 2565-2582.
- Wang Q W, Tan Z M, 2009. Idealized numerical simulation study of the potential vorticity banners over a mesoscale mountain: dry adiabatic process[J]. Adv Atmos Sci, 26(5): 906-922.
- Wang Q W, Xue M, Tan Z M, 2016. Convective initiation by topographically induced convergence forcing over the Dabie Mountains on 24 June 2010[J]. Adv Atmos Sci, 33(10): 1120-1136.
- Zhang Y, Meng Z Y, Zhu P J, et al, 2016. Mesoscale modeling study of severe convection over complex terrain[J]. Adv Atmos Sci, 33(11): 1259-1270.