

文章编号: 1000-2022(2003) 03-0371-07

梅雨锋急流暴雨日变化的地理原因研究

罗建英¹, 王宗敏², 周 军¹

(南京气象学院 1. 大气科学系; 2. 气象灾害和环境变化重点开放研究实验室, 江苏 南京 210044)

摘 要: 包括急流暴雨在内的梅雨降水存在显著日变化。过去曾从低空急流日变化等一些梅雨系统的内部联系寻求解释, 但通过实例分析和气候比较认为: 梅雨降水日变化的根本原因是东亚低层大气温度场日变化的区域性差异。造成这种差异的基本原因又包括两个方面, 一是东亚特殊的地形构造, 二是梅雨期特殊的云区分布。由于梅雨云带的存在, 梅雨锋低槽内温度日变化很微弱; 又由于高大地形的存在, 梅雨锋低槽南北两侧温度日变化非常明显, 使副高和中纬度变性高压在夜间增强, 梅雨锋低槽也在夜间变深变窄, 改变了早、晚时刻梅雨系统的相对强度和降水功能, 导致降水日变化。低空急流系统的日变化是梅雨气压场形势出现日变化后发生的众多中间变化之一。而低层温度场日变化的区域性差异是东亚梅雨季节经常存在的一种气候现象。

关键词: 梅雨降水; 日变化; 东亚地形; 云分布; 热力影响

中图分类号: P442.1 **文献标识码:** A

不同尺度地表突起物对相应尺度天气气候系统有动力、热力两种影响方式。动力性影响较早引起人们的注意, 巢纪平^[1]、Charney^[2]、Bolin^[3]曾对大地形动力作用做过深入讨论, 叶笃正等^[4]系统地总结了青藏高原对大气环流和天气气候系统的影响, 钱永甫等^[5]还用数值试验方法, 验证了青藏高原对天气气候系统各种动力影响的表现方式。在中小尺度地形的动力影响方面, 陶诗言^[6]、黄土松等^[7]就迎(背)风坡、狭谷和喇叭口地形对局地气流运行方式、降水空间分布、过境冷空气和雷暴云移动方式的影响做过系统总结。在地形的热力影响方面, 朱抱真^[8]、叶笃正等^[4]对大地形的热力影响曾有重要论述和总结, 钱永甫等^[5]用模式试验结果讨论了青藏高原热力作用对天气气候系统的影响, 还特别讨论了高原地表热力作用日变化对当地天气系统日变化的影响。Blackadar^[9]用地表温度变化造成的大气层结日变化讨论了北美低空急流的日变化, 周军^[10]则用海陆温差日变化解释了南海边界层急流的日变化。上述研究丰富了人们对地—气关系的认识。但也应看到, 地形对天气气候系统的影响是多尺度的, 上述研究主要集中在大、小两种尺度的地—气关系研究方面, 有关天气尺度地—气关系的讨论不多。另外, 已有研究仅集中于单一地形对当地或四周天气系统的影响, 而某一天气系统常受四周若干个地形单体的共同影响, 对于天气系统受四周多个地形单体综合影响后的响应方式尚未见过相关讨

收稿日期: 2002-09-06; 改回日期: 2002-11-22

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040907)

作者简介: 罗建英(1978-), 女(仫佬族), 广西罗城人, 硕士生, 研究方向: 暴雨和中小尺度天气系统。

论。

东亚梅雨降水存在显著日变化,总是后半夜至清晨逐步增强,范围增大,午后至傍晚则反之,在持续性急流暴雨过程中降水日变化就更加明显^[11-13]。已有研究发现它与低空急流和地表中尺度流场日变化有相同日变程和互具正反馈性质的联系^[12-14]。正反馈联系中的任一方不能构成另一方根本意义上的日变化原因。事实上降水日变化的基本原因仍是一个未真正触及的尚待认识的问题。本文普查 1998—1999 年 6—7 月共 122 d 资料,在确认东亚温、压、风场、梅雨降水均存在显著日变化的基础上以 1998 年 7 月 20 日至 22 日发生在长江中游武汉—黄石段的一次持续时间长、过程总降水量大、日变化明显的特大梅雨暴雨为对象,就梅雨降水日变化的基本原因展开了研究,重点讨论了梅雨系统对其四周众多天气尺度山脉昼夜温差差异和系统内外云系分布差异的响应,获得了有意义的结果,填补了人们在该问题上的认识空白。

本次特大暴雨日变化明显,在 21 日和 22 日 2 d 清晨前后各出现一个强降水时段,两时段内雨区的位置和范围、主要雨团的位置和强度以及降水区附近地面中尺度流场的位置、特征、强度几乎是以相同的时空演变方式重复出现的^[12]。

1 梅雨锋急流暴雨过程中低层大气温压场日变化的区域性分布特征

图 1a 是过程 3 d 内平均的 925 hPa 温度日较差分布。图中显示日变温场有明显的区域性差异:江淮流域梅雨锋低压槽区是日变温小值区,除大别山区外,温度日变化均不超过 1℃,而在低压槽区的西北侧、西侧和南侧均是温度日变化的大值区,尤其在低槽西北侧的秦岭—大巴山—巫山地区和低槽南侧的南岭地区,各存在一个日变温超过 2℃的强变温中心,南岭上空的变温中心范围很大,向南一直延伸至南海海面。850 hPa 层上温度日较差的区域性分布同样也主要由东亚地形分布所决定(图略)。由于该等压面层高度更高,强变温中心位置也与海拔更高的地形突出区所对应,但日变温场的区域性分布结构仍与 925 hPa 相似。江淮梅雨锋低压槽区是日变温低值区,其西北侧和南侧地表突出处仍是日变温的大值区。

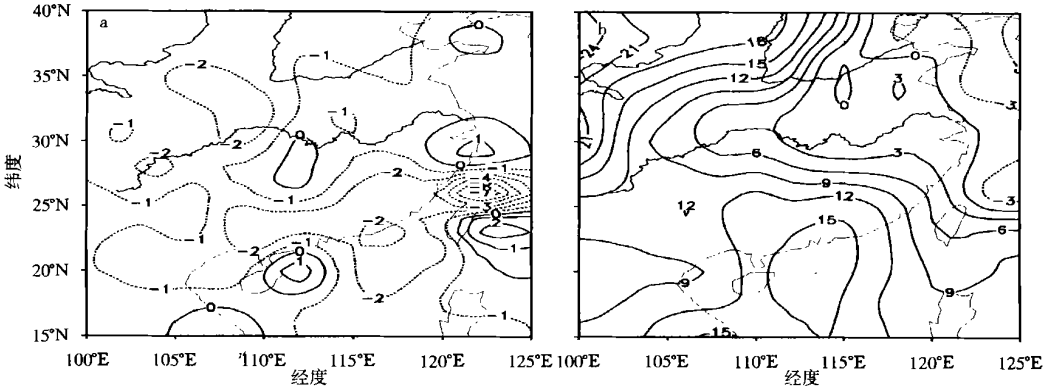


图 1 暴雨持续期 925 hPa 平均温度场和平均高度场日较差分布(1998-07-20—22)

a. 平均温度日较差 ($\overline{T}_{08} - \overline{T}_{20}$; 单位:℃); b. 平均高度日较差 ($\overline{H}_{08} - \overline{H}_{20}$; 单位:gpm)

Fig. 1 The mean daily range of temperature and height at 925 hPa during sustained torrential rainfall (20th–22nd, July 1998)

a. temperature(units:℃); b. height(units:gpm)

图 1a 反映的第一个特点是,低层大气温度日变化的区域性分布与东亚特殊的地形分布有

关。大小日变温区之间的等变温线与地形等高线大致平行,平原低洼地区温度日较差小,我国中西部的二级地形阶梯地区和南岭山区温度日较差大,主要山脉所在地是日变温大值中心所在地,连尺度较小的大别山区也在梅雨低压带内构成一个中尺度的相对弱小的变温大值区,说明具有显著地表温度日变化的高大地形突出物对临近等压面上气温日较差的影响非常有效,从而使地形热力状况成为影响东亚低层变温场区域性分布的决定性因子。

图 1a 反映的第二个特点是,持久性云区分布也对温度场日较差分布有一定影响。图中湖南省中北部出现了白天温度低于夜间温度的温度日较差异分布区,另外 850 hPa 层上在长江中下游北岸也出现了温度日较差的异性分布区(图略),这是该地几天内厚实的云层对地表辐射的阻挡和水汽凝结作用造成的,由于梅雨云带出现在梅雨低压带同一位置,它造成的异性日较差没有改变由地理原因造成的区域性日变温差异的基本结构,反而使之更加显著。

低层大气温度场的日变化差异必然导致气压场的日变化差异,通常情况下低层降温显著的区域必然是升压显著的区域,反之亦然。图 1b 是暴雨过程中 3 d 平均的高度场日变化分布,不难发现理论关系中确认的低层大气温压场日变化联系在图中获得了生动的反映:在二级地形阶梯和南岭—南海附近的夜间降温大值区内出现了东亚最强的夜间正变高区,而梅雨锋低压带内则出现了东亚最微弱的变高区,尤其在 850 hPa 层上长江中游北岸地区因云中水汽夜间凝结现象的加剧还使 08 时等压面高度略有下降(图略),说明东亚低层温度场的不均匀日变化,又造成了低层气压场的区域性不均匀日变化。

2 低层气压场区域性日变化对梅雨天气系统强度、位置日变化的影响

低层气压场的区域性日变化,会改变梅雨系统的相对强度,造成梅雨系统早、晚降水功能的变化。图 2a、2b 是暴雨过程内 3 d 平均的早、晚 925 hPa 高度场分布。850 hPa 和 700 hPa 高度场的早、晚分布差异与图 2a、2b 类似(图略),只是 700 hPa 上差异的显著性比 925 hPa 相对较弱。由图 2 可见 08 时南海副高显著加强,其主体向南岭一带明显扩展;黄河中游变性高压也有显著加强,主体范围向南也有较大的延伸;介于两高压之间的梅雨锋低压槽则变得狭窄,闭合状的结构形式更加显著,其相对强度明显强于 20 时。可见气压场区域性日变化的重要结果是明显改变了副高、变性高压和梅雨锋低槽三者之间的相对形势和强度,使 08 时前后梅雨天气系统的降水形势更具典型性,降水功能比 20 时前后有显著加强。

梅雨天气系统对气压场区域性日变化的响应,还表现在梅雨锋低压槽底(低槽西端)位置日变化方面,梅雨锋低压槽底西侧温压场的日变幅大于低压槽内部,08 时槽底西侧有较强的降温升压现象,20 时则有较强的升温降压现象,使梅雨锋低压槽底 08 时向东收缩,20 时向西伸展(图 2a、2b)。同样原因也造成了 850 hPa 层上的日振荡现象,西南涡西侧地势较高,白天的升温降压现象和夜间的降温升压现象均比东侧明显,于是 850 hPa 西南涡在四川盆地滞留期间,每天 20 时—08 时便向东北偏东方向漂移,08 时—20 时则返回;当西南涡离开源地向东南方移动时,白天就向平均路径右侧偏移,夜间就向平均路径左侧偏移。本次暴雨过程中 850 hPa 层上西南涡的移动就是一个典型例子,其移动路径为图 2a 中粗折线所示蛇形方式。

西南涡和梅雨低槽槽底位置的的东西日振荡,事实上也是梅雨天气系统位置日振荡的表现形式,有关研究已经发现,低空急流位置和梅雨暴雨区位置也是 08 时偏东、20 时偏西,有东西向的日振荡现象^[12-13]。由东亚地理原因和梅雨期云区分布原因造成的温压场日变化的区域性差异可以对此现象作出恰当的解释。

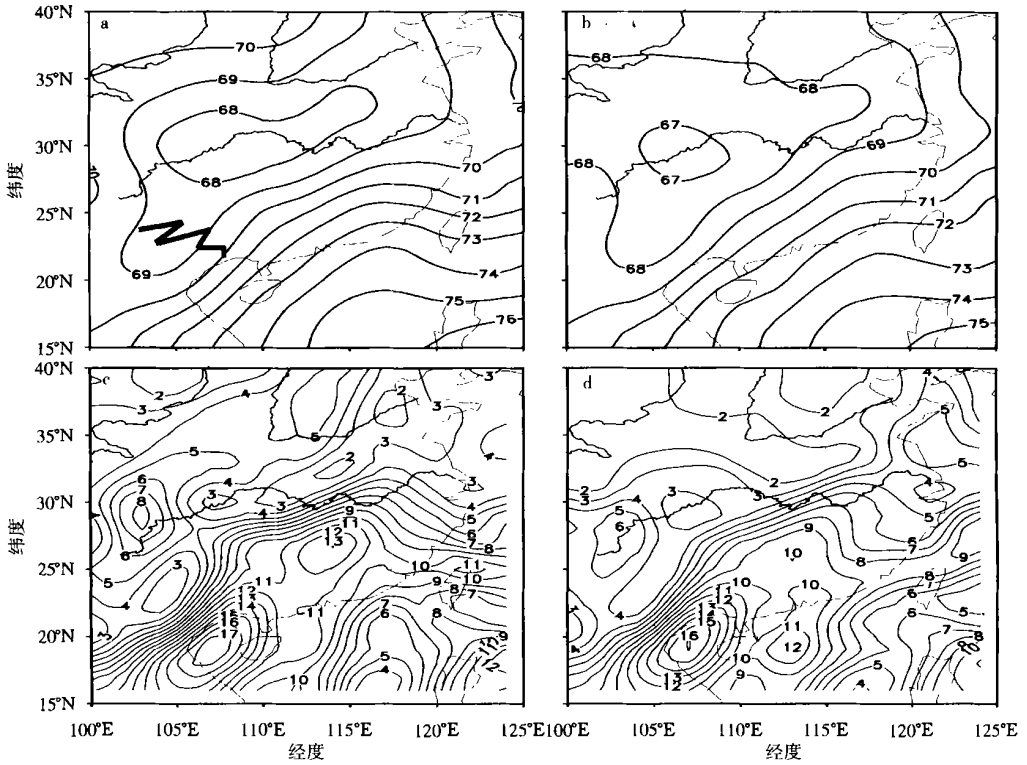


图 2 暴雨期间 925 hPa 早、晚平均高度场和平均地转风速场(1998-07-20—22)

a. 08 时平均高度场(单位: dagpm); b. 20 时平均高度场(单位: dagpm);
c. 08 时平均地转风速场(单位: m/ s); d. 20 时平均地转风速场(单位: m/ s)

Fig. 2 The mean height and geostrophic wind at 925 hPa in rainfall duration
(20th-22nd, July 1998)

a. mean height at 08: 00; b. mean height at 20: 00 (units: dagpm);
c. mean geostrophic winds at 08: 00; d. mean geostrophic winds at 20: 00 (units: m/ s)

3 低层气压场日变化导致的低层风场日变化

低层气压场的日变化必然导致低层风场的日变化。风场日变化最强烈的地方一定出现在气压梯度日变化最显著的地方。图 1b 中南岭北侧高度场日变化造成的气压梯度改变量最大, 而且增加的气压差与原先梅雨天气形势下副高北侧的气压梯度方向基本相同。由此使图 2a 中 08 时前后南岭北侧的等压线显著加密, 气压梯度明显加大, 造成清晨前后该地地转风速显著增强, 图 2c、2d 是过程 3 d 平均的早、晚时刻地转风风速分布, 它与实测风的分布吻合, 图中可见急流轴附近 08 时地转风比 20 时有明显增强, 最大的变化出现在 25°N 以北湖南、江西两省范围内, 地转风速增大了约 4 m/s。该地区也是 08 时 850 hPa 上地转风增大最显著的地方, 速率增加达 2~3 m/s, 由此造成了暴雨区南侧西南风低空急流的显著日变化。

另外, 低层变压场的区域性差异还导致了西南气流风向日变化, 在南岭北侧等变高线呈东西走向, 08 时增加的地转风分量是西风分量, 因此该处 08 时风向比 20 时西南风风向略偏右。而在广东西部和广西东部等变高线呈南北走向, 08 时增加的地转风基本属南风分量, 但量值很小, 使该地原来较强的偏南气流出现的风向变化也较小, 该结果与实测风演变是一致的。

在梅雨低压槽北侧, 由气压场区域性日变化差异造成的气压梯度日变化和地转风速率日变化也非常明显(图 1b 和图 2), 08 时前后这里风速也增大了约 3~4 m/s, 只是由于 20 时前后该地原有风场较微弱, 清晨前后气流虽有显著增强, 但仍难以使其达到急流的标准。另外, 该地 08 时气压梯度增量的方向与原梅雨低槽北侧气压梯度的方向有较大的交角(图 1b 和图 2b), 风向出现更明显日变化, 由傍晚前后的偏东气流变成了清晨前后的东北气流。

4 低层流场日变化造成的气流辐合和梅雨锋强度日变化

20 时前后, 梅雨锋低压槽南侧的西南气流较弱, 北侧气流也较弱且主要以东风形式出现; 08 时前后南侧的西南风显著增强, 北侧气流转成东北风, 且风速增大。梅雨锋低压槽两侧气流的日变化导致了低压槽内物理量场的强烈日变化, 表 1 是暴雨区附近 850 hPa、500 hPa 层上几个物理量大值区中心处的计算值, 均由各时次的实测资料求得。表 1 数据反映暴雨区南缘的散度、涡度在 20 时前后均较小, 属于天气尺度系统的量级, 而在 08 时前后则达到了中尺度降水系统的量级, 925 hPa 层上的情况(数据略)和 500 hPa 垂直速度的变化也一样, 都出现了 08 时比 20 时大近一个量级的情况, 说明低层流场的日变化完全改变了梅雨锋降水的性质, 使梅雨锋上的中尺度降水现象在夜间获得发展, 在白天转变成大尺度天气系统的降水形式, 甚至使降水消失。另外, 低层流场辐合强度的日变化, 还会引起低层梅雨锋强度的日变化, 使之在夜间逐渐增强, 在白天逐渐减弱。

表 1 暴雨区各时刻 850 hPa、500 hPa 几个物理量诊断值(1998 年 7 月)

Table 1 Several diagnostic variables values at 850 hPa and 500 hPa during rainfall (July 1998)							
	20 日 20 时	21 日 08 时	21 日 20 时	22 日 08 时	22 日 20 时	08 时平均	20 时平均
850 hPa 散度/(10^{-5}s^{-1})	- 3. 8	- 9. 8	- 2. 8	- 8. 0	- 5. 2	- 8. 9	- 3. 9
850 hPa 涡度/(10^{-5}s^{-1})	5. 6	9. 2	3. 4	10. 3	2. 6	9. 8	3. 9
500 hPa 垂直速度/($10^{-5}\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)	- 2. 3	- 7. 8	- 0. 3	- 8. 7	- 1. 8	- 8. 3	- 1. 5

5 急流暴雨日变化地理原因的气候显著特征

分析梅雨季节东亚低层大气温压场区域性日变化差异的气候显著性也就是解释了急流暴雨日变化地理原因的气候显著性。图 3 是 1998 年 7 月平均的 925 hPa 温压场日变化分布, 与图 1 相比, 其主要特征都是: 江淮流域是温压日较差小值区, 南岭地区和秦岭—大巴山—巫山地区是日变化大值区。仅有的差别在于: 虽然暴雨期间各地的温度日较差普遍较小, 但在梅雨锋低压槽区日较差值则更小, 甚至因云系存在还出现异性变化, 使暴雨期内低压槽区与日变化大值区之间的区域性差异更加显著。这一情况说明暴雨期间温压场的区域性日变化差异既符合月平均分布的特点, 有显著的气候意义, 又附加了降水云系对低层温压场日变化的影响, 使日变化的区域性差异比一般情况下更加显著。

早晚时刻月平均的气压场和风场分布特征也与图 2 相似(图略), 08 时月平均图上南海副高、中纬度变性高压和梅雨锋低槽的强度均较 20 时增强, 梅雨区南北两侧的等高线密度和风场也均有不同程度的加强, 只是天气系统的强度日变化在月平均情况下较弱, 西南气流和偏北气流的月平均日变化也较小, 分别为约 2 m/s 和 1 m/s。

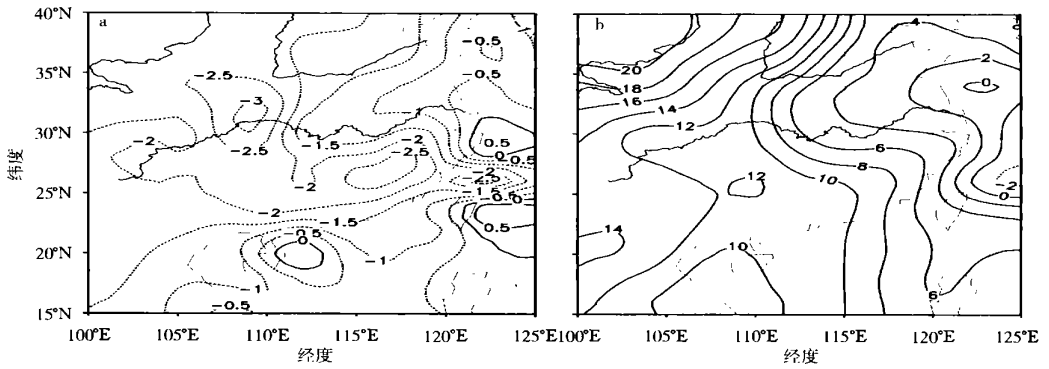


图 3 925 hPa 月平均的温度场 (a) 和高度场 (b) 日较差分布 (1998 年 7 月)

a. 平均温度日较差 ($\overline{T}_{08} - \overline{T}_{20}$; 单位: $^{\circ}\text{C}$); b. 平均高度场日较差 ($\overline{H}_{08} - \overline{H}_{20}$; 单位: gpm)

Fig. 3 The monthly mean diurnal range of temperature and height at 925 hPa (July, 1998)

a. temperature (units: $^{\circ}\text{C}$); b. height (units: gpm)

6 小 结

由以上讨论可知,梅雨降水日变化最基本的原因是由东亚地形和该季节的云系分布差异导致的低层温度场日变化的区域性差异。梅雨锋低槽位于长江中下游地势低洼和云层厚密的地区,该地低层大气气温日较差小;副高北沿和中纬度变性高压东沿则位于地势较高、云系很少的温度日变化大值区。梅雨低槽内外区域性气温日变化差异首先导致气压系统的日变化差异,使清晨副高和变性高压范围更大、势力更强,梅雨低槽变窄,相对强度也变强。由此使梅雨天气系统的相对形势和降水功能出现明显日变化。

降水日变化也与低层风场日变化有关。清晨前后梅雨低槽两侧的西南气流和偏北气流同时加强,促使雨区低层辐合增强,锋生现象也增强,容易出现中尺度系统性质的降水活动,但低层风场的日变化,包括西南风急流的日变化,只是低层温压场区域性日变化差异的产物,是温度场日变化与降水日变化的中间过程,不是降水日变化的初始外部原因。

地表中尺度流场的日变化也有利于梅雨降水的日变化,它是由中尺度地形导致的中尺度温压场日变化差异造成的,与大尺度地形热力差异造成的降水日变化在长江沿岸形成同相位叠加,也是温度场日变化和降水日变化的中间性过程。

梅雨暴雨持续期内低层温压场日变化区域性差异不是暴雨天气特有的,只是由于暴雨天气里低压带内的云层更厚实,而使区域性差异比月平均情况更显著。东亚梅雨季节温压场日变化的区域性差异是一种气候现象,是在特定地理条件下、特定季节里形成的一种经常性的地—气关系影响方式。这一影响方式对低层天气系统的影响是多方面的,西南涡、低空急流、梅雨锋低槽等天气系统和降水区位置强度日变化,都可从温度场区域性日变化差异中获得解释。

参考文献:

[1] 巢纪平. 斜压西风带中大地形有限扰动的动力学[J]. 气象学报, 1957, 28(4): 303-313.
[2] Charney J G. A numerical method for predicting the perturbations of middle latitude westerlies[J]. Tellus, 1944, 1(2): 38-55.
[3] Bolin B. On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies[J]. Tellus, 1950, 2(3):

184-195.

- [4] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [5] 钱永甫, 颜 宏, 王谦谦. 行星大气中地形效应的数值研究[M]. 北京: 科学出版社, 1988.
- [6] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [7] 黄士松, 李真光. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社, 1986.
- [8] 朱抱真. 大尺度热源、热汇和地形对西风带的定常扰动[J]. 气象学报, 1957, 28(2): 122-140.
- [9] Blackadar A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions[J]. Bull Amer Met Soc, 1957, 38(5): 283-290.
- [10] Zhou Jun. Features and formation of boundary layer jet stream along the south China coast and it's effect on the heavy rainfall region[R]. Research Report. Beijing: Meteorology Press, 1989.
- [11] 王崇洲. 湖北省汛期(5—9月)大暴雨气候统计分析[C]. 暴雨及其预报文集. 北京: 气象出版社, 1989: 164.
- [12] 周 军, 闫冠华, 唐 镭. 梅雨锋强暴雨中低层系统物理图象研究 I: 特大暴雨的雨团活动和地表流型[J]. 南京气象学院学报, 2000, 23(2): 175-181.
- [13] 周 军, 徐文金, 汪克富. 湖北省中尺试验区地形对气象要素场的综合影响[J]. 南京气象学院学报, 1990, 13(4): 512-516.
- [14] 周 军, 徐传玉. 江汉平原地表风场对几种典型低空流型的响应[J]. 大气科学, 1993, 17(6): 679-687.

Geographic Causes of the Daily Variation of Rainstorm in the Mei-Yu Frontal Jet

LUO Jian-ying¹, WANG Zong-min², ZHOU Jun¹

(1. Department of Atmospheric Sciences;

2. Key Laboratory of Meteorological Disaster and Environmental Variation, NIM, Nanjing 210044, China)

Abstract: Mei-yu frontal rainfall including jet-related rainstorms experiences pronounced daily variation (DV). Scientists tried to seek explanations from the DV of lower-level jet as a member of the mei-yu precipitation system. Based on case study and climate analysis, this work arrives at the central cause of DV of the mei-yu rainfall, which lies in the regional difference in DV of the lower-level temperature field of east Asia, and the cause relates essentially to 1) distinct topography in this region and 2) a particular cloud pattern during the wet season. Because of the existence of mei-yu precipitation cloud band the temperature DV is faint inside the mei-yu trough and on account of large-scale prominent terrain available, significant temperature DV occurs on both sides of the trough, leading to the reinforcement of the subtropical high and midlatitude transformed high, and the deepening and narrowing of the trough in the night with the result that the relative intensity and precipitation function of the mei-yu frontal rainfall system are changed at day and night, resulting in precipitation DV. And the DV of lower-level systems, e. g., jet stream, is among the intermediate changes happening after the DV is displayed in the mei-yu pressure field. Regional difference in lower-level temperature DV is a climatic phenomenon that often emerges in this wet season of east Asia.

Key words: mei-yu rainfall; daily variation; east Asian terrain; cloud pattern; thermal effect