

杜小玲, 高守亭, 彭芳. 2014. 2011 年初贵州持续低温雨雪冰冻天气成因研究 [J]. 大气科学, 38 (1): 61–72, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12119.
Du Xiaoling, Gao Shouting, Peng Fang. 2014. Study of the 2011 freezing rain and snow storm in Guizhou [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (1): 61–72.

2011 年初贵州持续低温雨雪冰冻天气成因研究

杜小玲^{1,2} 高守亭³ 彭芳^{1,2}

1 贵州省气象台, 贵阳 550002

2 贵州省山地资源与气候重点实验室, 贵阳 550002

3 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 2011 年 1 月贵州再次出现仅次于 2008 年初的低温雨雪冰冻天气, 过程长达 32 天, 伴随 3 次明显的冷空气影响, 具有持续时间长、间断性突出、中期降雪突出的特点。本文利用 NCEP (美国国家环境预报中心) $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 再分析资料、MICAPS (气象信息综合分析处理系统) 观测资料, 对 2011 年 1 月发生在贵州的低温雨雪冰冻天气进行了分析。分析表明: (1) 2011 年 1 月北半球极涡呈偶极型分布, 极涡偏于东半球, 亚欧地区位势高度距平呈“北高南低”; 亚欧中高纬度出现了 2 次强大、稳定、持久的阻塞高压; (2) 副热带南支锋区活跃, 12 月 31 日~1 月 2 日、1 月 9~11 日、17~20 日、27~29 日有 4 次活跃期, 水汽输送具有间断性特点; (3) 维持在 25°N 附近的低层切变为低温雨雪天气的发生提供了辐合条件, 地面上稳定持久的准静止锋是低温雨雪天气发生的重要影响系统; (4) 强冻雨、冰粒及降雪天气的温度场、锋区结构、大气运动状况等存在差异。出现强冻雨天气时, 锋面逆温高度最低、逆温梯度最大、逆温厚度最薄, 逆温区有较厚的暖层, 云层伸展高度在 600 hPa 以下, 气流上升区高度低, 具有暖云降水的特点。出现冰粒天气时, 锋面逆温高度较低、逆温梯度大、逆温厚度较薄, 逆温区有浅薄的暖层, 云层伸展高度较高, 气流上升区高度较低, 也具有暖云降水的特点; 出现降雪天气时, 锋面逆温高度较高、逆温梯度最小、逆温厚度薄, 逆温区无暖层, 云层伸展高度超过 500 hPa, 具有深厚的垂直上升运动和冷云降水的特点。

关键词 低温雨雪 阻塞高压 副热带南支锋区 准静止锋 锋面逆温

文章编号 1006-9895(2014)01-0061-12

中图分类号 P458

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12119

Study of the 2011 Freezing Rain and Snow Storm in Guizhou

DU Xiaoling^{1,2}, GAO Shouting³, and PENG Fang^{1,2}

1 Observatory of Guizhou Province, Guiyang 550002

2 Key Laboratory of Mountainous Resources and Climate in Guizhou Province, Guiyang 550002

3 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms (LACS), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract In Jan 2011, a severe low-temperature freezing rain and snow storm that lasted 32 days hit Guizhou. It was the second largest freezing rain and snow storm since 2008. The episode was characterized by its wide spatial distribution, long duration, and three prominent intervals between strong cold air invasion and snow. In this study, we use the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis grid data with $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ and $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ resolution as well as

收稿日期 2012-07-30, 2013-05-25 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 40930950、40865003, 国家重点基础研究发展计划资助项目 2012CB417201, 贵州“两高”沿线特色农业气候精细化区划与气象灾害防控(黔科合重大专项字[2011]6003 号)

作者简介 杜小玲, 女, 1970 年出生, 正研级高工, 从事短期天气预报及研究。E-mail: dxl_jingjing@163.com

Meteorological Information Comprehensive Analysis And Process System (MICAPS) observational data to analyze the phenomenon and its causes. From the analysis of the data we infer the following. 1) The synoptic feature had a dipole-type distribution in the middle-high latitudes of the Northern Hemisphere, and the polar vortex extended toward the eastern hemisphere in Jan 2011. The geopotential height anomalies over the Eurasian continent were of the “higher in the north and lower in the south” type. The blocking high pressure (BHP) was steady over the Eurasian continent. There are two times strong, stable, and long-lasting blocking circulations. 2) The trough (disturbance) in the south branch (TSB) of the subtropical frontal zone was very active. The water vapor transport was disrupted four times during Dec 31 to Jan 2, Jan 9 to Jan 11, Jan 17 to 20, and Jan 27 to Jan 29. 3) The low-level shear at 25°N led to wind convergence, which provided favorable weather conditions for freezing rain and snow, and the stable and long-lasting quasi-stationary front strongly contributed to the rain and snow storm. 4) The synoptic characteristics including the temperature field, frontal structure, and wind fields were different for the strong freezing rain, ice pellets, and snow storm. For the strong freezing rain, the height of the inversion layer was the lowest, the gradient was the largest, and the thickness was the thinnest and had a thick warm layer in the inversion field. The clouds stretched below 600 hPa, their upward motion was low, and they had warm-cloud characteristics. When the precipitation turned to ice droplets, the frontal inversion was lower with bigger inversion gradient and lesser thickness as well as a shallow warm layer. The clouds stretched into high altitudes, their upward motion remained low, and they had warm-cloud features. When the snow storm started, the height of the inversion layer was the highest, its gradient was minimum, its thickness was high, and there was not a warm layer in the inversion region. The clouds stretched above 500 hPa, their upward motion was the highest, and they had cold-cloud features.

Keywords Freezing rain, Snow storm, Blocking situation, Subtropical frontal zone, Quasi-stationary front, Frontal inversion

1 引言

2011 年 1 月贵州省再次遭受低温雨雪冰冻天气袭击, 此次过程长达 32 天。低温雨雪冰冻天气给各行各业及人民生活造成严重影响, 仅次于 2008 年初的雨雪冰冻灾害。

冻雨是贵州冬季频发的灾害性天气, 在低温雨雪冰冻灾害中是导致冰冻灾害的重要原因。近十年贵州出现了多次雨雪冰冻天气, 在 2000 年初、2005 年初、2008 年初及 2011 年初前后 4 次强的雨雪冰冻过程中, 灾害影响最严重的发生在 2008 年初, 其次出现在 2011 年初。自 2008 年初我国南方发生低温雨雪冰冻天气以来, 科学家及广大科技工作者愈加关注对这类灾害性天气的研究, 在环流背景方面, 陶诗言和卫捷 (2008)、赵思雄和孙建华 (2008)、孙建华和赵思雄 (2008) 指出欧亚大陆大气环流异常, 中高纬度稳定的阻塞形势对冻雨天气的维持是十分有利的。丁一汇等 (2008) 指出乌拉尔阻塞与中亚低槽形成的偶极子形势不但使冷空气从西方路径入侵中国, 而且导致上游强西风气流明显分支, 使南支西风系统显著加强。欧亚大范围地区气流分成两支分别从高纬度和低纬度绕过青藏高原向东流去, 最后在长江流域汇合是造成 2008 年初冰冻雪灾的一个重要大气环流条件。王东海等 (2008) 认为阻塞上游 50°N 区域有极强的负涡度

平流持续输送到阻塞区, 使濒临崩溃的阻塞形势得以重新加强, 从而使阻塞形势长时间稳定维持。赵思雄和孙建华 (2008) 认为 2008 年初我国南方雨雪冰冻灾害天气是在各种条件非常有利的情况下发生的, 属于多种系统的影响及其相互作用的结果。他们指出 2008 年 1 月 25~29 日期间位于长江或江南地区的准静止锋 (或切变线) 是雨雪冰冻天气的重要影响系统, 锋面西段的逆温层和暖层强, 有利于冻雨的形成。杨贵名等 (2008) 对 2008 年初的低温雨雪冰冻持续性原因分析中指出当暖层较强、冷层也较强的上下层温度层结配置时, 冻雨最明显、最强, 这对预报典型冻雨天气非常重要, 并强调了近地面冷空气层与其上暖层 (逆温层) 或融化层对冻雨的贡献。丁一汇等 (2008) 也强调了逆温层是形成和长时间维持南方大范围冻雨的一个必要天气条件。另外在贵州冻雨的研究中, 杜小玲等 (2010; 2012) 利用贵州 48 年观测资料, 揭示了贵州冻雨以 27°N 为频发地带的分布特征, 还利用 12 次阻塞型强冻雨过程分析了乌拉尔山阻塞型和贝加尔湖阻塞型冻雨的天气学特征和概念模型。

综上所述, 对低温雨雪冰冻天气的相关研究已有许多, 尤其是经历了 2008 年初中国南方的低温雨雪冰冻灾害事件后, 国内学者对它的关注和研究更加深入。时隔 3 年贵州再次出现大范围低温雨雪冰冻天气, 其持续原因和 2008 年初是否一致? 造

成不同相态的降水差异在哪? 这些都是值得研究的科学问题。

本文所用资料: (1) 2010 年 12 月 30 日~2011 年 2 月 2 日 NCEP FNL (National Center for Environmental Prediction, global final analysis) 每日 4 次 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 格点再分析资料; (2) 1968~1996 年 1 月的 NCEP 再分析月长期平均资料, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; (3) 1948 年 1 月~2011 年 2 月 NCEP 再分析月平均资料, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; (4) 2010 年 12 月 30 日 08 时至 2011 年 2 月 2 日 08 时 (北京时间, 下同) 地面实况观测资料, 时界为 08~08 时。

2 灾情及特点

2.1 灾情

2010 年 12 月 31 日至 2011 年 2 月 1 日, 贵州省出现了长达 1 个月之久的特重低温雨雪冰冻灾害, 此次过程时间长、范围广, 给工农业生产和人民群众生活带来了严重影响和危害。在此次低温雨雪天气过程中, 贵州 85 个气象台站中有 78 个台站出现冻雨、82 个台站出现降雪或雨夹雪, 如图 1a 显示, 冻雨范围主要出现在 ($26^{\circ} \sim 27.5^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ} \sim 108^{\circ}\text{E}$) 区域, 是贵州冻雨频发地带 (杜小玲和蓝伟, 2010)。中西部地区受到冻雨影响普遍达 25 d 以上, 最长单站持续日数为威宁的 34 d, 东北部和南部边缘最少。可见此次过程以贵州中西部为主。同期最大电线结冰直径为 53 mm (开阳) (含 26.8 mm 电线直径) (图略), 最大积雪深度为万山 20 日出现的 29 cm, 极端最低气温为 20 日威宁的 -8.5°C 最低。全省平均气温及平均最低气温均突破历史记录, 灾害达特重等级, 居 1961 年以来的第 2 位, 仅次于 2008 年。

2.2 过程特点

此次过程主要有 3 次明显的冷空气影响, 具有持续时间长、间断性突出、中期降雪突出的特点。

从雨凇观测和积雪观测的逐日演变来看 (图 1b), 可分为四个阶段。第一阶段是 1 月上旬 (尤其是 1~3 日), 以冻雨为主。自 2010 年 12 月 31 日夜间贵州出现 27 站冻雨天气开始, 1 月 1 日冻雨范围增至 62 站, 2 日增加至 70 站, 3 日维持着 67 站的冻雨天气。4~9 日期间雨凇观测站次逐步从 59 站减小至 32 站。可见, 在月初短短的 3 天内, 冻雨从无到有迅速产生、从小范围到大面积迅速扩

展。第二个阶段以 10 日 08 时~11 日 08 时为代表, 雨雪共存、以降雪为主。此阶段有 45 站出现冻雨、78 站出现降雪, 期间降雪又多以冰粒为主。第三个阶段是 16~23 日, 全省再次出现雨雪天气, 并以 17~19 日降雪和积雪为典型。17 日 08 时~20 日 08 时分别有 82 站、76 站、75 站出现积雪, 积雪深度最深是万山 29 cm。第四个阶段是 26 日~2 月 1 日, 以冻雨为主, 每天平均有 40 站左右出现冻雨。

从全省平均气温演变来看 (图 1c), 气温跌宕

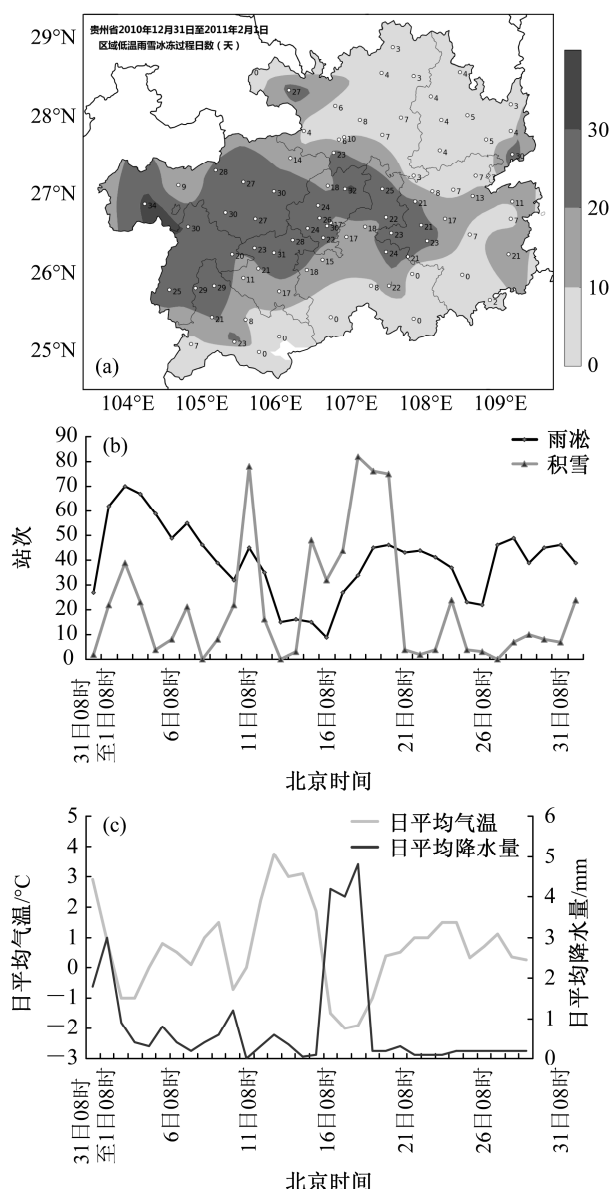


图1 2010 年 12 月 31 日至 2011 年 2 月 1 日贵州省 (a) 冻雨日数分布 (单位: d), (b) 雨凇、积雪台站数逐日演变, (c) 日平均气温 (单位: $^{\circ}\text{C}$)、日平均降水量 (单位: mm) 逐日演变

Fig. 1 (a) Distribution of freezing rain days, (b) change of freezing rain and snow stations, and (c) change of daily mean temperature and precipitation in Guizhou from 31 Dec 2010 to 1 Feb 2011

起伏,有3次主要的强冷空气影响,分别出现在12月31日~1月3日、1月10~11日、17~20日,以17~20日平均气温最低。这三次强冷空气对应着三次1 mm以上的平均降水量,平均降水量以17~20日最大,有4~5 mm。此外除了1~2日、10日平均降水量为1~3 mm外,其余时间降水量均不足1.0 mm,具有低温弱降水的特点。

3 环流特征及成因

3.1 环流概述

2011年1月500 hPa高度场上北半球极涡呈偶极型(图2a),极涡明显偏于东半球,东半球极涡位于鄂霍茨克海附近,中心值为512 dagpm。太平洋北部至白令海峡维持稳定的高压脊;北美洲极涡偏北,与新地岛至北极的极涡共同构成中心为512 dagpm的极涡。在鄂霍茨克海—蒙古国—巴尔喀什湖一线存在东北—西南向的横槽,横槽北侧是西南—东北向的高压脊。由于该阻塞系统的稳定维持,使得我国大部分地区长时间受地面冷高压控制。冷空气的主体分为两股,一股因鄂霍茨克海极涡的转动,带动其西北侧的强冷空气南下;一股因乌拉尔山阻塞高压的稳定,不断带动强冷空气南下。两股强冷空气汇合后,长驱直下到达我国华南南部。

同期的500 hPa高度距平场上(图2b),亚洲中高纬度呈“北高南低”型。50°N以北是正距平,乌拉尔山以东是中心为16 dagpm的正距平,50°N以南的中纬度广大地区是4~8 dagpm的负距平。中

低纬度西太平洋地区与常年同期比较正常。乌拉尔山至贝加尔湖以西为正的高度距平和正的温度距平(图略),有利于该地区建立起暖性的高压脊和阻塞高压。分析表明,导致极涡分裂呈偶极型,常常是由中高纬度的阻塞高压进入极地并维持所致(丁一汇,2008)。亚洲中纬度宽阔的负的高度距平和负的温度距平有利于该地区建立长波槽,并在鄂霍茨克海至蒙古一带建立切断低压或横槽。

这种形势揭示了亚洲中高纬度地区冷空气势力较常年偏强,有利于西伯利亚的冷空气经蒙古不断扩散南下进入我国。同时由于东亚大槽的稳定偏南,有利于冷空气影响贵州的势力和强度进一步加大,是贵州2011年1月低温雨雪冰冻天气得以长时间维持的背景形势。

3.2 阻塞高压对持续性低温雨雪冰冻的影响

此次过程前期形势是亚洲中高纬环流由两槽一脊形势向阻塞形势调整,过程中期形势与稳定强大的阻塞形势密切相关,后期形势与移动性低槽影响有关。

逐日500 hPa高度场(图略)和阻塞高压(图3)分析显示,2010年12月30日至2011年1月1日亚洲中高纬度为两槽一脊型,贝加尔湖地区为高压脊,巴尔克什湖和我国东北地区是两个深厚的低涡。这期间东欧至乌拉尔山有强大的高压暖脊不断向北隆起。1月2~3日高压暖脊在西西伯利亚地区发展成强大的阻塞高压,中心值达到556 dagpm。4日阻高中心不断东扩至100°E附近,但强度有所减弱。与此同时,乌拉尔山南部又有中心为556 dagpm

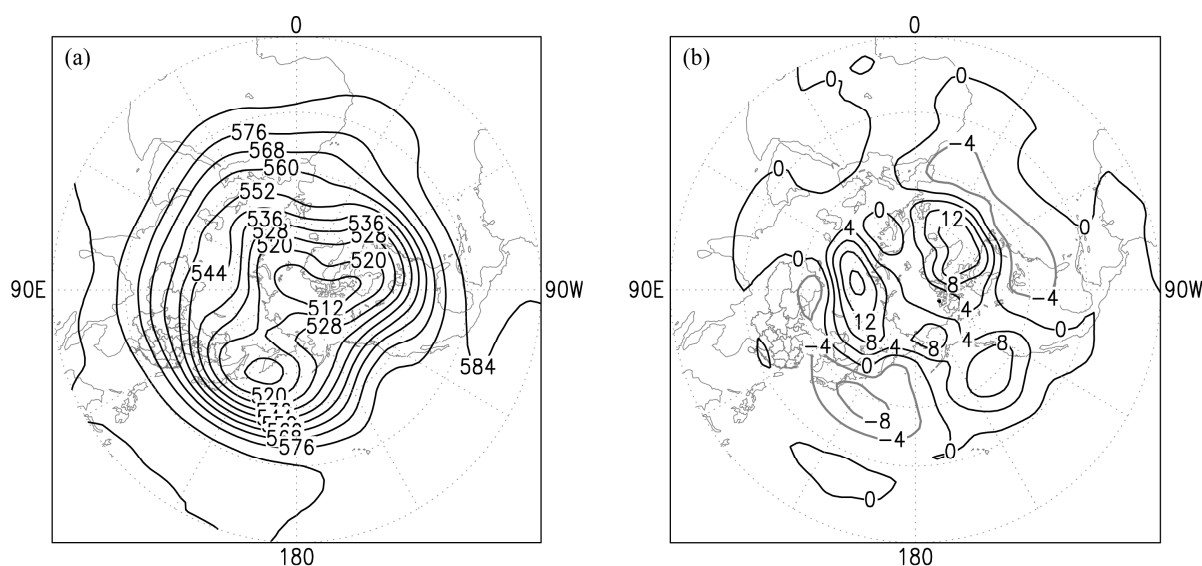


图2 2011年1月北半球500 hPa (a) 平均高度场和 (b) 高度距平场。单位: dagpm

Fig. 2 (a) Average height field and (b) height anomaly field at 500 hPa in the Northern Hemisphere in Jan 2011. Unit: dagpm

的阻高形成, 两高处在同一高压脊中。5~6 日乌拉尔山南部的阻高取代了东扩的阻高, 使得阻高中心稳定在 80°E 以西地区。这期间新疆北部地区维持着中心值低于 540 dagpm 的切断低涡, 并与 -40°C 的冷中心相伴。7~8 日阻塞形势开始减弱, 乌拉尔山南部的阻高减弱, 新疆北部的切断低涡中心值上升。9 日高压消失, 低涡分别为短波槽并东移。10~14 日期间, 中高纬度以纬向环流为主, 期间冷空气势力减弱。15 日开始在西伯利亚地区再次建立 552 dagpm 的高压中心, 并迅速扩大, 并在 15~23 日期间稳定在乌拉尔山以东至 90°E 以西的广大地区, 24 日阻塞高压才减弱缩小。这期间 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 附近的亚洲东部地区, 低涡稳定维持, 从库页岛—我国东三省—贝加尔湖东南部地区形成稳定的横槽。25 日阻高消失, 巴湖低涡以移动性低槽形式东移。26~30 日之前稳定在东北亚的横槽转竖, 带来新一轮冷空气南下。31 日环流形势调整为纬向型。至此, 随着亚欧中高纬度环流形势的调整, 贵州持续了 1 个月的低温雨雪冰冻天气于 2 月 2 日结束。

分析表明, 2011 年 1 月发生在贵州的低温雨雪天气与两次阻塞形势的稳定维持密切相关。初期大气环流发生了显著的调整, 从两槽一脊环流形势调整为阻塞形势, 1 月 2~8 日是强大而稳定的阻塞形势维持的第一个阶段; 第二个阶段是 1 月 15~24 日期间, 大气环流再次为稳定而强大的阻塞形势。

与 2008 年初相比, 亚洲中高纬度 2011 年 1 月主要有两次阻塞形势, 分别出现在 1 月 2~8 日和 15~24 日期间, 呈间断性特点。2008 年 1 月 10 日~2

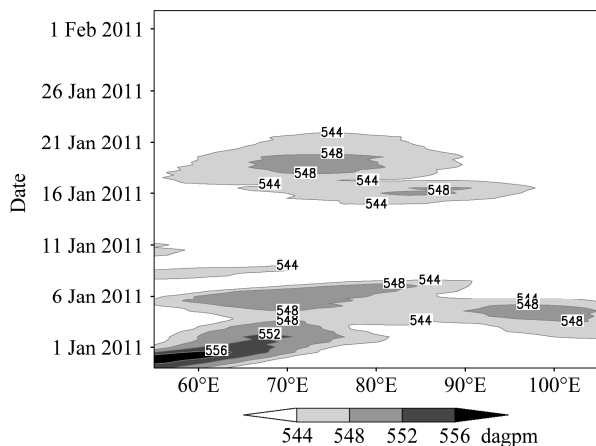


图3 2010 年 12 月 31 日~2011 年 2 月 1 日 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 500 hPa 平均高度的时间—经向剖面 (单位: dagpm。阴影区: 位势高度 ≥ 544 dagpm)
Fig. 3 Time-longitude section of averaged height at 500-hPa of $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ from 31 Dec 2010 to 1 Feb 2011. Shaded field: geopotential height ≥ 544 dagpm

月 2 日的 20 余天中高纬度西风带上始终维持很明显的 Ω 型阻塞形势, 阻高如此稳定是不多见的 (赵思雄和孙建华, 2008), 使得整个低温雨雪冰冻期间贝加尔湖以西地区阻塞高压强而稳定 (杨贵名等, 2008)。

3.3 南支锋区对持续性低温雨雪冰冻的影响

在中低纬度地区, 利用 500 hPa 位势高度降低、副热带西风急流增加来判断南支锋区活跃程度。这里用 500 hPa 高度上风速大于等于 28 m s^{-1} 表示副热带锋区急流建立 (图 4a 中阴影区), 图 4a 显示南

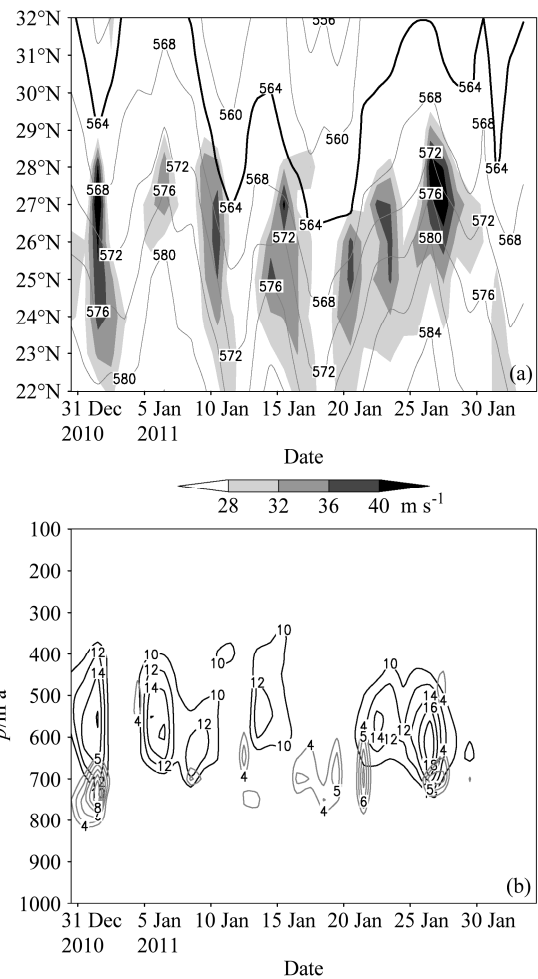


图4 (a) 2010 年 12 月 31 日~2011 年 2 月 1 日 $103^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 500 hPa 平均位势高度 (单位: dagpm。粗实线: 564 dagpm) 及大于 28 m s^{-1} 的风速 (阴影区, 单位: m s^{-1}) 的演变; (b) 2010 年 12 月 31 日至 2011 年 2 月 1 日贵州地区 ($24^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 区域平均的水汽通量 (黑色, 单位: $10^{-5}\text{ g cm}^{-1}\text{ hPa}^{-1}\text{ s}^{-1}$) 和南风水汽通量 (灰色, 单位: $10^{-5}\text{ g cm}^{-1}\text{ hPa}^{-1}\text{ s}^{-1}$) 的高度—时间剖面
Fig. 4 (a) Latitude-time section of averaged height (unit: dagpm) and wind speed over 28 m s^{-1} (shaded, unit: m s^{-1}) at 500 hPa of $103^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ from 31 Dec 2010 to 1 Feb 2011; (b) height-time section of the moisture flux (unit: $10^{-5}\text{ g cm}^{-1}\text{ hPa}^{-1}\text{ s}^{-1}$) and moisture flux of the south wind averaged in Guizhou area ($24^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$) from 31 Dec 2010 to 1 Feb 2011

支锋区有 4 次活跃期, 分别出现在 12 月 31 日~1 月 2 日、9~11 日、15~18 日、20~30 日。

考虑到南支锋区急流中西风风速明显大于南风风速, 这里分别计算了贵州地区平均的水汽通量和偏南风的水汽通量 (图 4b)。由此看出由于南支锋区呈现阶段性活跃特征, 水汽通量的间断性特征显著。尤其是在偏南气流增强期间, 偏南风的水汽通量中心与几次雨雪过程有很好地吻合。

分析表明, 南支锋区的建立、维持与持续的低温雨雪冰冻天气密切相关。强锋区使中国副热带地区长时间维持低温天气, 也使得冷暖气流在中国长江流域长期处于交汇状态 (杨贵名等, 2008)。南支锋区上偏南气流加强造成大量水汽输送至中国大陆尤其是南方地区, 北方的干冷空气与南方的暖湿空气交汇, 出现了明显的中低纬系统的相互作用 (赵思雄和孙建华, 2008)。2011 年 1 月出现的 4 次偏南风的建立均对应着 4 次严重的低温雨雪冰冻天气。而位势高度降低则表明冷空气的影响, 图中显示以 564 dagpm 为特征线的位势高度一旦进入 30°N 以南, 表明南方受到强冷空气的影响越显著。

3.4 低层辐合对持续性低温雨雪冰冻天气的影响

在上述有利的背景形势下, 低层辐合对低温雨雪的影响显著。图 5a 中风矢量显示在前期强冻雨、中期降雪和后期冻雨期间, 25°N 附近维持着一支较稳定的低层切变线, 切变线南侧是较强的偏南气流 (阴影区)。尤其是在强冻雨和降雪期间, 切变线南侧的偏南风可达低空急流程度。与此同时, 随着切变南侧偏南风的加强, 低层水汽辐合和水平风的辐合随之加强 (图 5b、c)。1 月 1~6 日、17~23 日、26~28 日对流层低层出现多个较强的水汽辐合和水平风的辐合中心, 这些多个中心使得对流层低层维持长时间的水汽辐合和水平风的辐合。在月初强冻雨期, 水汽辐合主要出现在 700 hPa 以下, 中心值可达 $-8 \times 10^{-9} \sim -6 \times 10^{-9} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。垂直方向自下而上具有低层较强辐合一中层较强辐散一中高层较强辐合一高层较弱辐散的结构。在 17~20 日降雪期间, 水汽辐合主要集中在 600 hPa 以下, 也可伸展到 500 hPa 附近。垂直方向自下而上具有低层较强辐合一中高层较强辐散的结构特征。

3.5 稳定持续的准静止锋是低温雨雪冰冻天气长时间维持的重要影响系统

研究指出 (赵思雄和孙建华, 2008; 陶祖钰,

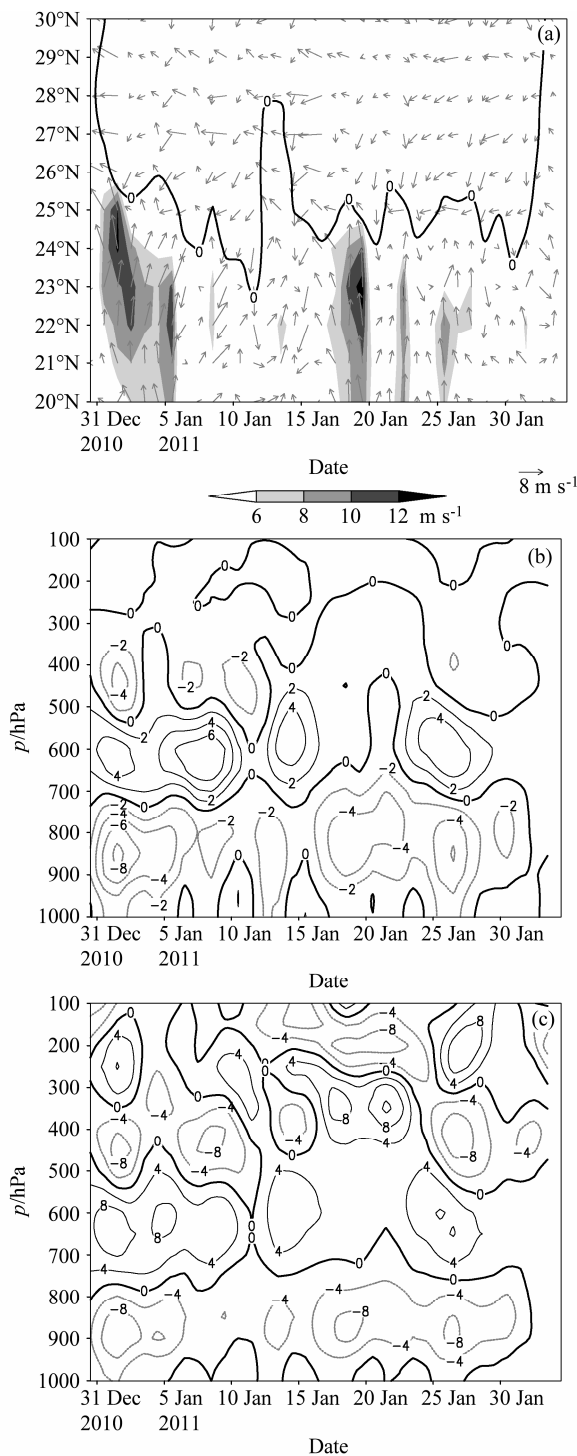


图 5 (a) 103°~110°E 850 hPa 平均风矢量 (箭头)、偏南风速 (阴影区) 及温度 0°C 线的纬向—时间剖面; (b) 水汽通量散度 (单位: $10^{-9} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 及 (c) 水平风的散度 (单位: 10^{-6} s^{-1}) 在 (24°~29°N, 103°~110°E) 区域平均的高度—时间演变

Fig. 5 (a) Latitude-time section of averaged wind vector and south wind (shaded) as well as 0°C line at 850 hPa of 103°~110°E; (b) height-time section of the moisture flux divergence (unit: $10^{-9} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and (c) divergence (unit: 10^{-6} s^{-1}) averaged in (24°~29°N, 103°~110°E)

2008; 杨贵名等, 2008; 杜小玲, 2010, 2012), 贵州的强冻雨天气不仅与亚欧中高纬度的阻塞环流密切联系, 而且与地面准静止锋密切相关, 地面上滇黔准静止锋是冻雨的重要影响系统。图 6 显示静止锋逐日的变化。由于锋区位置、强度每天存在差异, 这里选取 1015~1017.5 hPa、1027.5~1030 hPa 分别作为准静止锋的西界和东界。可以看出, 锋区总体位于 103°~107°E 之间, 但存在东西摆动。当贵州海平面气压为 1030 hPa 时, 锋区西界可达 103°E 左右。一旦冷空气势力减弱, 锋区向东退。表明冷空气不断的影响和补充是准静止锋得以长期维持的重要原因, 准静止锋的稳定维持是低温雨雪冰冻天气得以长期维持的重要影响系统。研究还认为静止锋是一条影响我国南方雨雪的天气尺度系统(赵思雄和孙建华, 2008), 其稳定少动还导致了 2008 年初第 2 至第 4 次低温雨雪过程(杨贵名等, 2008)。

上述分析表明, 2011 年 1 月贵州持续的低温雨雪冰冻天气与大气环流异常密切相关。表现在: (1) 北半球极涡呈偶极型分布, 极涡偏于东半球。亚欧地区位势高度距平呈“北高南低”形势; (2) 亚洲中高纬度出现了两次强大、稳定、持久的阻塞高压; (3) 南支锋区多次活跃, 使得水汽输送具有间断性特点; (4) 维持在 25°N 附近的低层切变线为低温雨雪天气的发生提供了辐合条件; (5) 地面上稳定持久的准静止锋是低温雨雪天气发生的重要影响系统。

与 2008 年初低温雨雪天气相比, 2011 年 1 月亚洲中高纬度出现了两次强大、稳定、持久的阻塞高压, 但持续时间不如 2008 年初(持续 20 天之久)长; 两次过程南支锋区均具有间断性活跃特征; 2008 年初华南准静止锋和滇黔准静止锋稳定是影响南方地区的重要影响系统, 2011 年初则以滇黔准静止锋长时间维持为主。

4 低温雨雪冰冻天气过程的三个阶段成因分析

正如过程特点中所述, 这次过程在 12 月 31 日~1 月 3 日、10 日、17~19 日期间分别出现了冻雨、冰粒、降雪三类天气现象。图 7 分别为 2 日 08 时、10 日 08 时、17 日 20 时的天气现象观测。前期研究指出冻雨具有地面低于 0°C、上层大气温度高于 0°C 的结构(陶祖钰, 2008; 杨贵名, 2008; 曾明剑等, 2008; 杜小玲, 2010, 2012)。冻雨期间逆温层稳定, 融化层较厚, 融化层既不能太厚、太低也不能太薄、太高(杨贵名等, 2008)。2011 年初贵州等地的低温雨雪冰冻天气再次出现多种相态的降水, 其主要的差异何在? 下面拟从几个方面进行比较分析。

4.1 温度垂直结构分析

大气的温度结构, 对确定地面观测到的降水类型非常重要(McGueen and Keith, 1956; Bennett, 1959; Young, 1978; Martner et al., 1993)。Stewart et al. (1987) 的研究指出降水物的不同类型即雪、冰

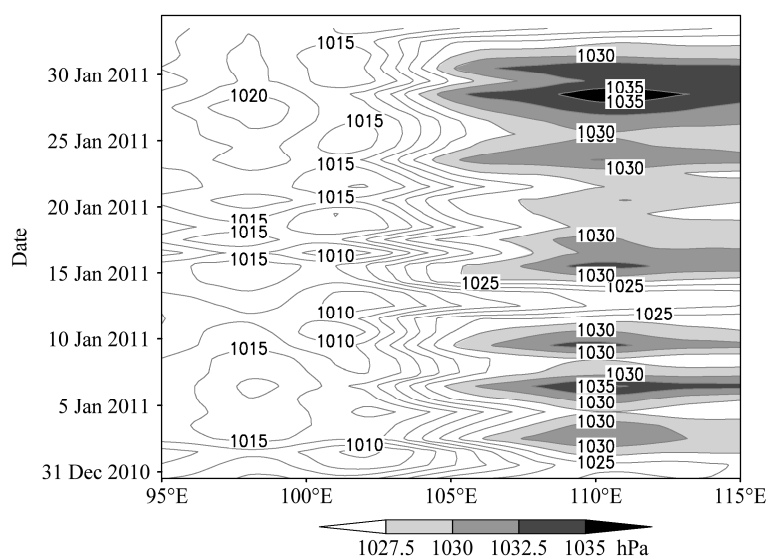


图 6 滇黔准静止锋沿 27°N 的时间—经度演变

Fig.6 Time-longitude section of the Yunnan-Guizhou quasi-stationary front along 27°N

粒和冻雨分别处于逆温层和次冻层不同位置。并通过数值模拟方法,研究了不同降水类型发生时的逆温层温度、厚度、次冻层厚度和地面温度等条件。

图 8a 揭示了本次过程温度场在垂直方向上随时间的变化,图中 700 hPa 附近的增温现象在 1~8

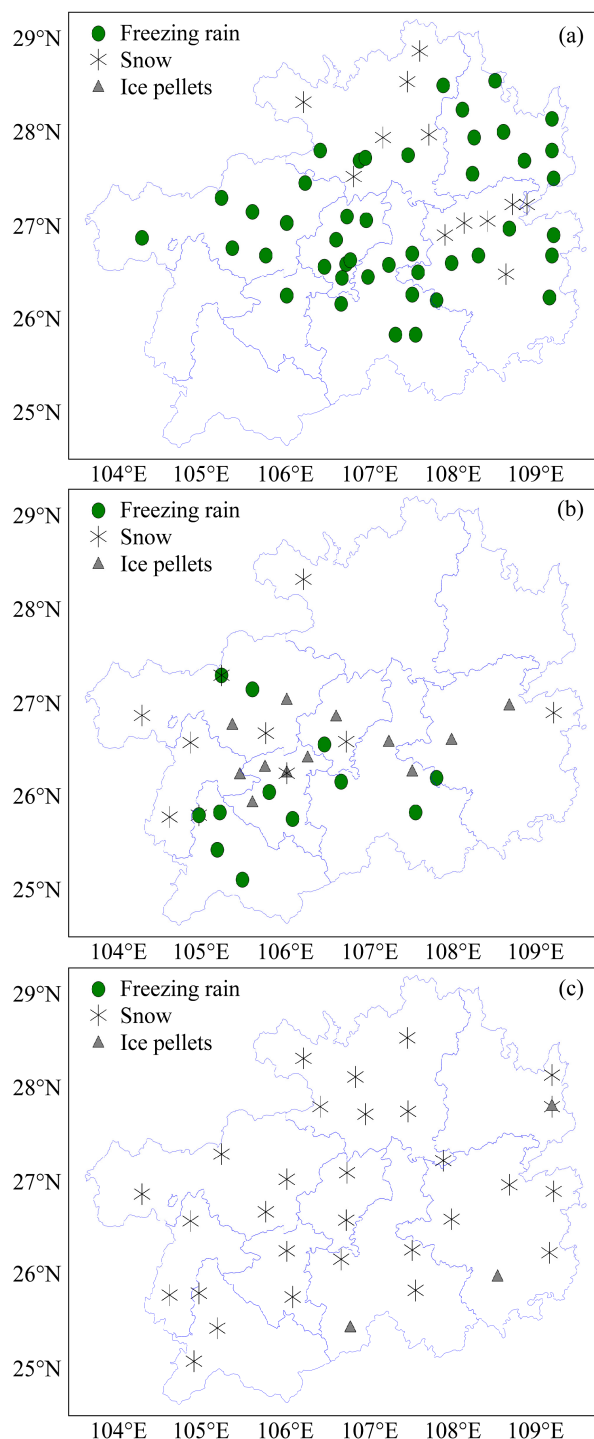


图 7 (a) 2 日 08 时、(b) 10 日 08 时、(c) 17 日 20 时的天气现象
Fig. 7 The weather phenomenon at (a) 0800 Beijing Time (BJT) 2 Jan, (b) 0800 BJT 10 Jan, (c) 2000 BJT 17 Jan

日、25~27 日期间明显,在 8 日、26 日分别有 4℃、2℃ 的暖中心,低层有多个冷中心。结合图 4b 分析,700 hPa 附近盛行的西南风或西南急流所带来的增温效果是存在较大差异的。主要增温及导致的暖层的出现仅在 1~8 日及 25~26 日,其余时间尽管有逆温存在,但未见暖层。可见 700 hPa 附近暖中心并非出现在冻雨最强的时段 1~2 日期间,这与 2008 年 1 月 27 日是冻雨最强的一天,但是暖层并非最强的分析是一致的。

为了使低温雨雪冰冻天气过程中三个阶段的差异更加清晰,利用 MICAPS3 平台提供的 $T-lnp$ 分析工具,分析了最能直观反映 3 个不同时刻贵阳站上空的温压风的情况。图 8 (b-d) 显示了三个时刻对流层的中低层均有显著的锋面逆温,锋面逆温的高度位于 700~850 hPa 之间。850 hPa 和地面均为偏东风或东北风 4~8 m s⁻¹,700 hPa 转为西南风 20~26 m s⁻¹。表明锋区主要存在与 700~850 hPa 之间,锋下具有冷平流,锋上具有暖平流。

2 日 08 时(图 8b),贵阳上空 752~850 hPa 之间存在显著的锋面逆温,逆温厚度 98 hPa,逆温顶气温 3℃、逆温底部温度 -7℃、逆温梯度 10℃,地面气温 -5℃。暖层(也称融化层)位于 700~800 hPa 之间,暖层厚度 80 hPa 厚,暖层以上还有部分云区气温在 -5~0℃ 之间。若将 -10℃ 以下、-9~0℃、0℃ 以上分别称为冰晶层、冷层、暖层(漆梁波,2012),则 2 日 08 时冻雨的温度垂直结构具有冷层—暖层—冷层的结构特征。

10 日 08 时(图 8c),锋面逆温在 718~832 hPa 之间,逆温厚度 114 hPa,逆温顶部气温为 2℃、逆温底部温度 -8℃、逆温梯度 10℃,暖层厚度 30 hPa,地面气温 -4℃。近饱和层的高度有两层,分别位于 520 hPa、-13℃ 处以及 400 hPa、-25℃ 处。显然 10 日冰粒等混合天气出现时,温度垂直结构为冰晶层—冷层—浅薄的暖层—冷层的结构特征,是一类经典的冰粒的结构(漆梁波,2012)。

17 日 20 时(图 8d),锋面逆温在 674~800 hPa 之间,逆温厚度 126 hPa,逆温顶部气温 -3℃,逆温底部 -8℃,逆温梯度 5℃,地面气温 -4℃,无暖层。近饱和层的高度位于 517 hPa、-15℃。表明 17 日降雪出现时,温度垂直结构为冰晶层—冷层的结构特征。

分析揭示,三个阶段的降水都是在锋面逆温存在的背景下发生的,但温度场垂直结构存在差异。

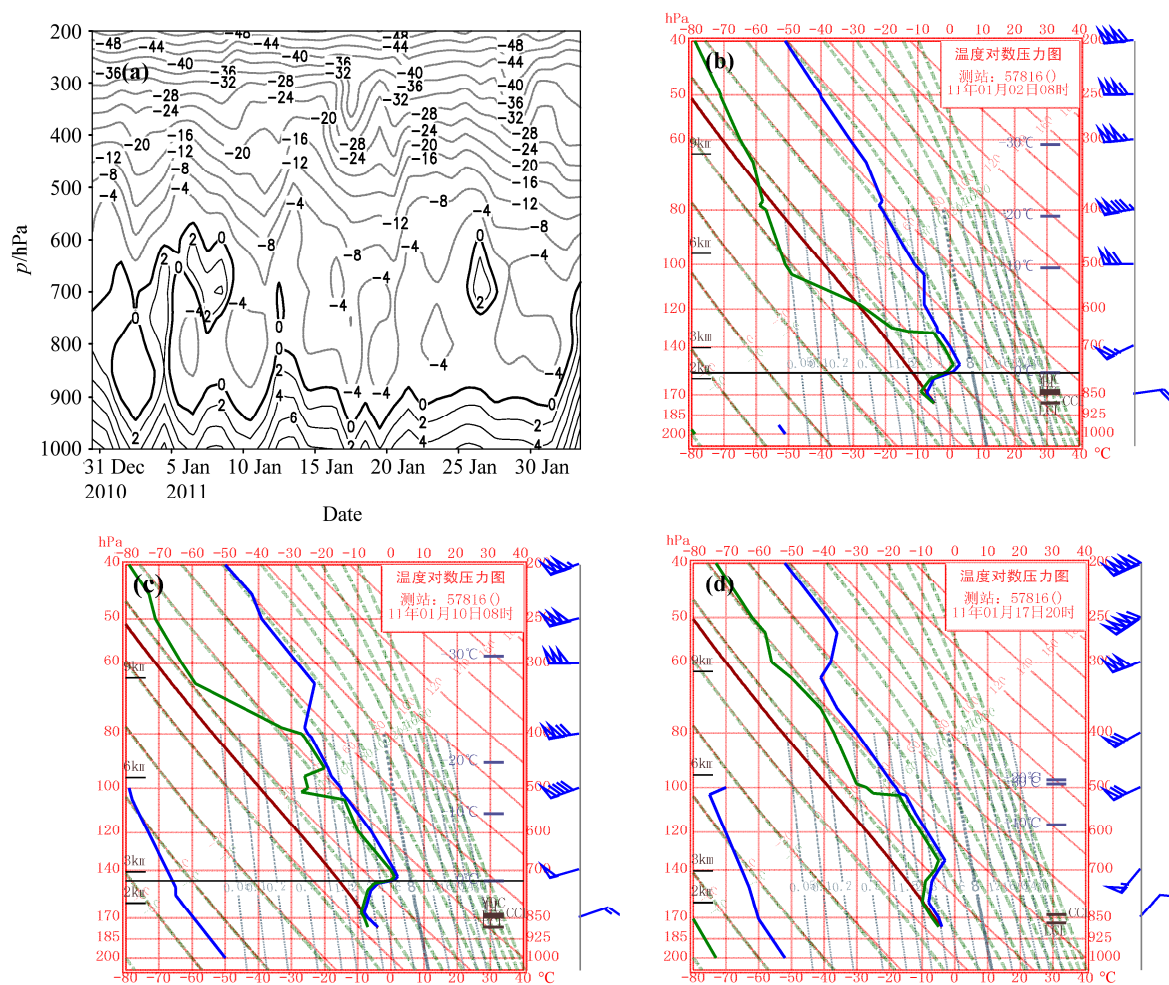


图 8 (a) 2010 年 12 月 31 日至 2011 年 2 月 1 日 ($24^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 区域平均温度场 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 的高度—时间剖面; (b) 1 月 2 日 08 时贵阳 $T\text{-ln}p$ 图; (c) 1 月 10 日 08 时贵阳 $T\text{-ln}p$ 图; (d) 1 月 17 日 20 时贵阳 $T\text{-ln}p$ 图。红色横坐标: 等温线度; 红色纵坐标: 等压线; 蓝色线: 层结曲线; 绿色线: 露点曲线; 棕红色: 状态曲线

Fig. 8 (a) Height-time section of temperature averaged over ($24^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) from 31 Dec 2010 to 1 Feb 2011 (unit: $^{\circ}\text{C}$); (b) $T\text{-ln}p$ at Guiyang at 0800 BJT 2 Jan; (c) $T\text{-ln}p$ at Guiyang at 0800 BJT 10 Jan; (d) $T\text{-ln}p$ at GuiYang at 2000 BJT 17 Jan. Red horizontal ordinate: isothermal; red ordinate: isopiestic; blue line: stratification curve; green line: dew-point curve; brown line: condition curve

产生冻雨时, 锋面逆温高度最低, 在 750~850 hPa 之间, 逆温厚度最薄, 梯度显著, 达 10°C 左右。暖层高度最低, 位于 700~800 hPa 之间; 暖层厚度最厚, 近 100 hPa 厚, 温度层结具有冷层—暖层—冷层结构特征; 出现冰粒时, 锋面逆温高度略高于冻雨时逆温的高度, 逆温厚度略高于冻雨时的逆温厚度。暖层高度浅薄, 温度层结具有冰晶层—冷层—浅薄的暖层—冷层的结构特征; 产生降雪时, 锋面逆温高度最高, 在 650~800 hPa 之间, 逆温厚度最厚, 逆温梯度不及冻雨和冰粒时的梯度, 无暖层, 温度层结具有为冰晶层—冷层的结构特征。

4.2 锋区结构分析

以上分析表明, 阻塞型环流形势的稳定是准静

止锋得以长期维持的重要原因。2008 年初我国南方地区的低温雨雪天气与华南和滇黔地区存在这样一条准静止锋密切相关, 锋下为来自极地的冷气团、锋上为来自海洋的暖湿气团 (陶祖钰等, 2008)。锋生函数分析揭示, 准静止锋锋区是 锋生函数的大值区, 与春季低温阴雨天气比较, 冬季低温雨雪天气时的准静止锋更宽阔、平缓, 锋区向上伸展的高度约在 600 hPa 以下 (杜小玲和蓝伟, 2010)。图 9 中, 对流层中低层均维持着假相当位温的密集区, 这里以 316 K (17 日以 312 K)、292 K 分别作为锋区沿 107°E 的上、下界。可见锋区密集程度和伸展位置存在差异, 2 日与 10 日锋区较 17 日密集, 向南伸展的位置则以 10 日和 17 日更偏南; 锋面逆温

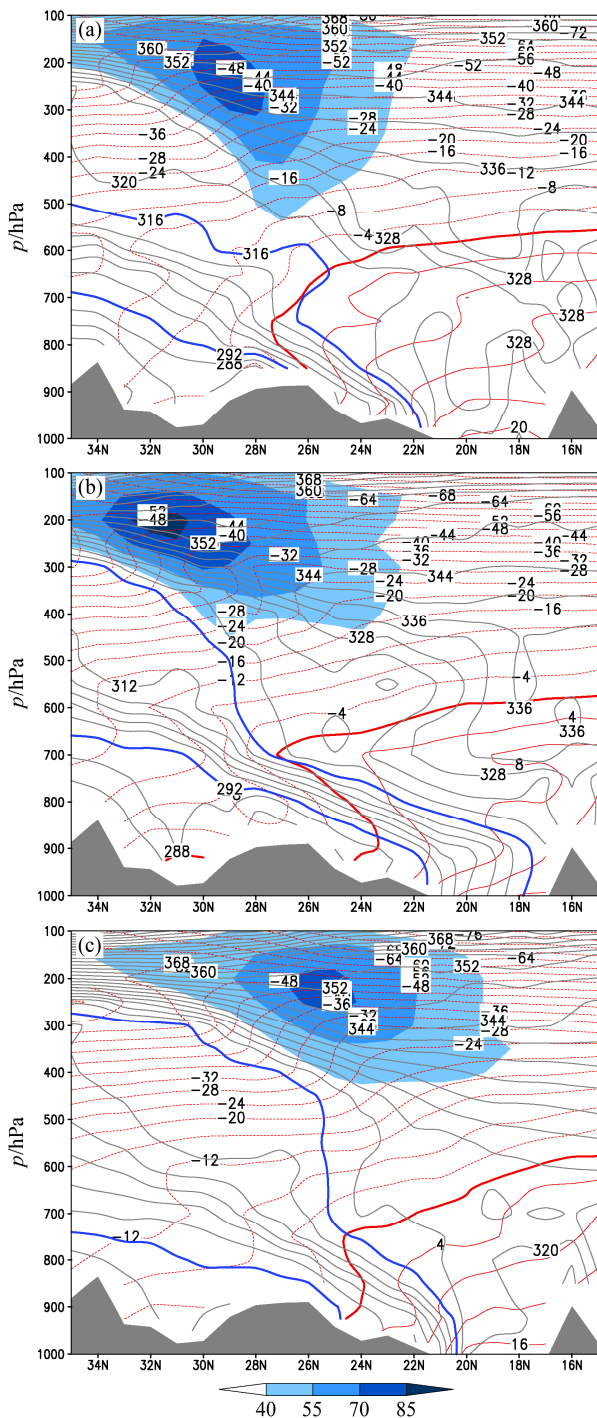


图9 假相当位温, 单位: K。蓝线: 292 K (288 K at 2000 BJT 17 Jan), 316 K (312 K 288 K at 2000 BJT 17 Jan) and temperature field (unit: °C; red thick line: 0°C; red thin-solid line: >0°C; red thin-dashed line: <0°C) along 107°E: (a) 0800 BJT 2 Jan; (b) 0800 BJT 10 Jan; (c) 0800 BJT 17 Jan. Grey shaded area: the terrain, blue shaded area: wind speed over 40 m s⁻¹ upper air

Fig. 9 Height-time section of pseudo-equivalent potential temperature, unit: K. blue line: 292 K (288 K at 2000 BJT 17 Jan), 316 K (312 K 288 K at 2000 BJT 17 Jan) and temperature field (unit: °C; red thick line: 0°C; red thin-solid line: >0°C; red thin-dashed line: <0°C) along 107°E: (a) 0800 BJT 2 Jan; (b) 0800 BJT 10 Jan; (c) 0800 BJT 17 Jan. Grey shaded area: the terrain, blue shaded area: wind speed over 40 m s⁻¹ upper air

同样存在差异, 2 日冻雨时的逆温底部最低, 接近地面, 0°C 线位于 25°N 附近。10 日冰粒时锋面逆温底部为 850 hPa 左右, 0°C 线伸展到 24~25°N。17 日降雪时锋面逆温梯度最小, 逆温底部最高, 0°C 线伸展到 24°N 附近。

4.3 冷云与暖云分析

Huffman and Norman (1988) 首次提出了冻雨形成的“暖云过程”机制, 该机制是在云内温度处于 -10~0°C 时, 由过冷却云滴间的碰并过程形成冻雨, 而无需暖层的融化和次冻层的冻结作用, 后来 Rauber et al. (2000) 和 Bernstein (2000) 的工作进一步验证了这一机制。

图 10 分析显示 1~3 日冻雨时云水含量较高, 主要位于 700 hPa 附近, 中心处于暖区, 有融化作用。10 日云水含量偏弱, 中心在 700~600 hPa 的高度, 正好处于 -10~0°C 之间, 具有 Huffman 提出的“暖云过程”。17~20 日期间有两个云水中心, 17 日高云水含量区伸展到 700~400 hPa 之间, 在 600 hPa 高度以上的高云水中心处于 -30~-10°C 的冷区。可见, 冻雨和冰粒期间均具有暖云的特点。降雪时, 云层伸展高度超过 400 hPa, 云区温度处于 -30~-10°C 之间, 具有显著的冷云结构。陶玥等 (2012) 还证实贵州冻雨区云层较薄, 冰相过程较弱 (冻雨区云系中冰晶、雪、霰的比含水量极小, 水质粒主要为云水), 云顶温度较高, 属于暖云。中高层基本无冰相粒子, 低层为云水和

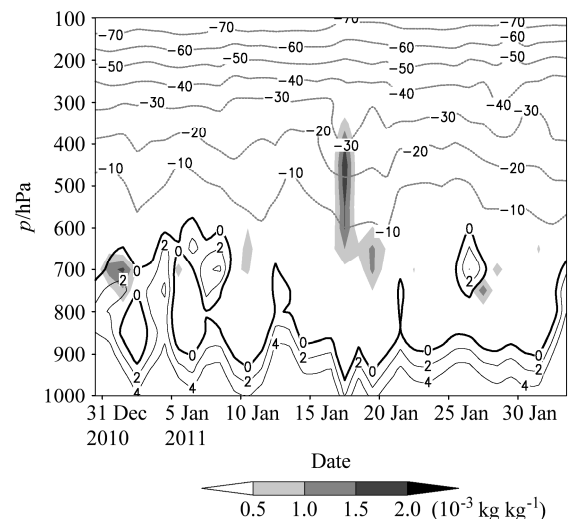


图10 2010年12月31日至2011年2月1日(24°~29°N, 103°~110°E)区域平均温度场(单位: °C)与空中云水含量(阴影, 单位: 10⁻³ kg kg⁻¹; 间隔: 0.5×10⁻³ kg kg⁻¹)的高度—时间剖面

Fig. 10 Height-time section of temperature field (unit: °C) and cloud water (shading, unit: 10⁻³ kg kg⁻¹) from 31 Dec 2010 to 1 Feb 2011

雨水(云水的比含水量最大)。表明贵州冻雨是在“冷—暖—冷”层结下通过“过冷暖雨过程”形成的(陶玥等, 2012)。

4.4 垂直速度分析

与暴雨过程比较起来, 冬季的降水过程表现出弱降水的特点。但同为准静止锋上不同相态的降水过程其上升运动仍然存在差异。冻雨过程中暖空气沿锋面上滑所产生的上升运动主要出现在 800~600 hPa 之间。从 31 日开始锋上开始出现较弱的上升运动, 随着偏南气流增强, 辐合抬升在 1 日夜间到 2 日凌晨达到最大, 最大中心在 700 hPa 附近, 中心值为 -0.45 Pa s^{-1} (图 11a); 10 日上升运动较弱(图 11b), 上升区域仍集中在 800~600 hPa, 中心值为 -0.1 Pa s^{-1} ; 到了 17~20 日降雪期间(图 11c), 17 日、18 日下午至 20 日凌晨有两次发展深厚的上升运动过程, 上升运动区域超过 400 hPa, 但上升运动中心集中在 700~600 hPa, 17 日的垂直速度为 -0.3 Pa s^{-1} 、18 日夜间的垂直速度达 -0.45 Pa s^{-1} 。表明, 准静止锋上不同相态的降水过程, 上升运动伸展的高度有较大差异, 冻雨过程表现为锋区附近浅薄的上升运动, 降雪过程则表现为锋上深厚的垂直上升运动。

5 结论

(1) 2011 年 1 月贵州再次出现仅次于 2008 年初的低温雨雪冰冻天气, 过程长达 32 天, 主要伴随 3 次强冷空气影响, 具有持续时间长、间断性突出、中期降雪突出的特点。其中 1 月上旬前期(1~3 日)以冻雨为主; 10 日雨雪共存, 以冰粒为主; 17~19 日降雪和积雪显著; 其余时间雨雪表现出弱降水的特点。

(2) 2011 年 1 月北半球极涡呈偶极型分布, 极涡偏于东半球, 亚欧地区位势高度距平呈“北高南低”形势; 亚洲中高纬度在 1 月 2~8 日、15~24 日期间有 2 次强大、稳定、持久的阻塞环流形势出现。

(3) 副热带南支锋区活跃, 12 月 31 日~1 月 2 日、9~11 日、17~20 日、27~29 日有 4 次活跃期, 使得水汽输送具有间断性特点, 在偏南气流加强期间与 4 次雨雪过程吻合。

(4) 长期维持在 25°N 附近的低层切变线为低温雨雪天气的发生提供了辐合条件, 地面上稳定持久的准静止锋是低温雨雪天气发生的重要影响系统。

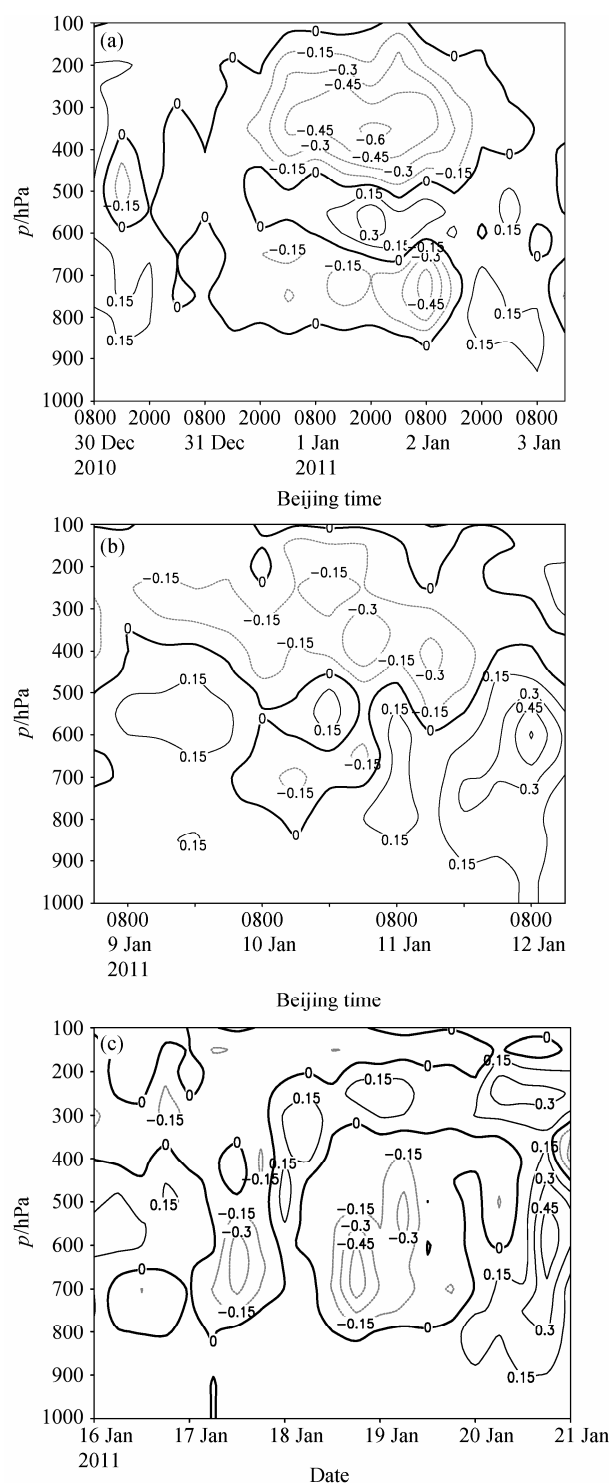


图 11 垂直速度的高度—时间剖面(单位: Pa s^{-1}): (a) 12 月 30 日 08 时至 1 月 3 日 08 时; (b) 1 月 9 日 08 时至 12 日 08 时; (c) 16 日 08 时至 21 日 08 时

Fig. 11 Height-time section of vertical speed (unit: Pa s^{-1}): (a) From 0800 BJT 30 Dec to 0800 BJT 3 Jan; (b) from 0800 BJT 9 to 0800 BJT 12 Jan; (c) from 0800 BJT 16 to 0800 BJT 21 Jan

(5) 强冻雨、冰粒及降雪天气的温度场、锋区结构、大气运动状况等存在差异。强冻雨天气的锋

面逆温高度最低、逆温梯度最大、逆温厚度最薄，逆温区有较厚的暖层，云层伸展高度在 600 hPa 以下，有较低的上升运动，具有暖云降水的特点。出现冰粒天气时，锋面逆温高度较低、逆温梯度大、逆温厚度较薄，逆温区有浅薄的暖层，云层伸展高度较高，有较浅的上升运动和暖云降水的特点；出现降雪天气时，锋面逆温高度较高、逆温梯度最小、逆温厚度薄，逆温区无暖层，云层伸展高度超过 500 hPa，具有深厚的垂直上升运动和冷云降水的特点。

参考文献 (References)

- Bennett I. 1959. Glaze: Its Meteorology and Climatology, Geographical Distribution and Economic Effects [R]. Technical Report EP-105, U. S. Army Quartermaster Research and Engineering Command, Environmental Protection Research Division, Natick, MA.
- Bernstein B C. 2000. Regional and local influence on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellet events [J]. *Wea. Forecasting*, 15: 485–508.
- 丁一汇, 王遵娅, 宋亚芳, 等. 2008. 中国南方 2008 年 1 月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系 [J]. *气象学报*, 66 (5): 808–825. Ding Y H, Wang Z Y, Song Y F, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (5): 808–825.
- 杜小玲, 蓝伟. 2010. 两次滇黔准静止锋锋区结构的对比分析 [J]. *高原气象*, 29 (5): 1183–1196. Du X L, Lan W. 2010. Contrastive analysis on frontal structure of quasi-stationary front in two precipitation processes of Yunnan-Guizhou [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29 (5): 1183–1196.
- 杜小玲, 彭芳, 武文辉. 2010. 贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析 [J]. *气象*, 36 (5): 92–97. Du X L, Peng F, Wu W H. 2010. Distribution and cause on frequent freezing rain zone in Guizhou [J]. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 36 (5): 92–97.
- 杜小玲, 高守亭, 许可. 2012. 中高纬阻塞环流背景下贵州强冻雨特征及概念模型研究 [J]. *暴雨灾害*, 31 (1): 15–22. Du X L, Gao S T, Xu K. Study on the synoptic features of strong freezing rain with blocking pattern in Guizhou and conceptual model [J]. *Torrential Rain and Disasters* (in Chinese), 31 (1): 15–22.
- Huffman G J, Norman G A Jr. 1988. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 2172–2182.
- Martner B E, Snider J B, Zamora R J. 1993. A remote-sensing view of a freezing rain storm [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 2562–2577.
- McGuene H R, Keith H C. 1956. The ice storm of January 7–10, 1956 over the northeastern United States [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 84: 35–45.
- 漆梁波. 2012. 我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制及预报着眼点 [J]. *气象*, 38 (7): 769–778. Qi L B. 2012. Formation mechanism and forecast on freezing rain and ice pellet in winter of China [J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 38 (7): 769–778.
- Rauber R M, Olthoff L S, Ramamurthy M K, et al. 2000. The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events [J]. *J. Appl. Meteor.*, 39: 1185–1195.
- 孙建华, 赵思雄. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻灾害天气静止锋与层结结构分析 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 368–384. Sun J H, Zhao S X. Quasi-stationary front and stratification structure of the freezing rain and snow storm over southern China in January 2008 [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 13 (4): 368–384.
- Stewart R E, King P. 1987. Freezing precipitation in winter storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1270–1280.
- 陶诗言, 卫捷. 2008. 2008 年 1 月我国南方严重冰雪灾害过程分析 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 337–350. Tao S Y, Wei J. 2008. Severe snow and freezing rain in January 2008 in the southern China [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 13 (4): 337–350.
- 陶珣, 史月琴, 刘卫国. 2012. 2008 年 1 月南方一次冰冻天气中冻雨区的层结和云物理特征 [J]. *大气科学*, 2012, 36 (3): 507–522. Tao Y, Shi Y Q, Liu W G. 2012. Characteristics of stratification structure and cloud physics of the freezing rain over southern China in January 2008 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 36 (3): 507–522.
- 陶祖钰, 郑永光, 张小玲. 2008. 2008 年初冰雪灾害和华南准静止锋 [J]. *气象学报*, 66 (5): 850–855. Tao Z Y, Zheng Y G, Zhang X L. 2008. Southern China quasi-stationary front during ice-snow disaster of January 2008 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (5): 850–854.
- 王东海, 柳崇健, 李英, 等. 2008. 2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析 [J]. *气象学报*, 66 (3): 405–422. Wang D H, Liu C J, Li Y, et al. 2008. A preliminary analysis of features and causes of the snow storm event over the southern China in January 2008 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (3): 405–422.
- 杨贵名, 孔期, 毛冬艳, 等. 2008. 2008 年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析 [J]. *气象学报*, 66 (5): 836–849. Yang G M, Kong Q, Mao D Y, et al. Analysis of the long-lasting cryogenic freezing rain and snow weather in the beginning of 2008 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (5): 836–849.
- Young W R. 1978. Freezing precipitation in the southeastern United States [D]. M. S. thesis, Colorado State University, Fort Collins.
- 曾明剑, 陆维松, 梁信忠, 等. 2008. 2008 年初中国南方持续性冰冻雨雪灾害形成的温度场结构分析 [J]. *气象学报*, 66 (6): 1043–1052. Zeng M J, Lu W S, Liang X Z, et al. 2008. Analysis of temperature structure for persistent disastrous freezing rain and snow over southern China in early 2008 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (6): 1043–1052.
- 赵思雄, 孙建华. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 351–367. Zhao S X, Sun J H. 2008. Multi-scale systems and conceptual model on freezing rain and snow storm over southern China during January February 2008 [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 13 (4): 351–367.