Open Journal of Natural Science 自然科学, 2026, 14(6), 794-811
Published Online November 2026 in Hans. https://www.hanspub.org/journal/ojns
https://doi.org/10.12677/ojns.2026.146083

Hans汉斯

两次贵阳机场冬季辐射雾环流背景与边界层特征对比分析

陈炯瑶，唐　枫，陈义义

中国民用航空西南地区空中交通管理局贵州分局气象台，贵州　贵阳

收稿日期：2026年8月23日；录用日期：2026年10月30日；发布日期：2026年11月9日

摘　要

本文利用贵阳龙洞堡机场的人工观测记录簿、AWOS自动气象观测、ERA5第五代全球大气再分析资料以及微波辐射计资料，选取2026年1月13日(辐射冻雾)和1月17日(非冻辐射雾)两次冬季低能见度过程作为研究对象，从环流背景、边界层热力与层结、地面气象要素这三个方面展开对比分析。分析结果显示，两次过程都出现在高压控制、地面弱风(<2 m·s⁻¹)、低层存在较强逆温且湿度接近饱和的静稳形势下，具备了辐射雾生成所需的典型环流和边界层条件。两次过程的本质差异主要表现在近地面热力状态上；1月13日过程受到更强的高压脊和相对干冷的近地面空气影响，夜间辐射降温使得近地面气温降到了0℃以下(−1.9℃~−1.1℃)，从而形成以冻雾(FZFG)为主的辐射冻雾；而1月17日过程850 hPa湿度更高(79%~87%，与之相比过程1为50%~64%)，近地面气温保持在0℃以上(+1℃~+4℃)，形成了持续时间更长(约4 h，过程1约2 h)、强度更大(最低能见度100 m，过程1为200 m)的非冻辐射雾。由此可以看出，冻雾和非冻辐射雾的区分，主要取决于近地面气温是否能跨越0℃这个阈值，而不是取决于雾的浓度大小。针对ERA5 2 m气温存在暖偏差的问题，本文用人工观测气温替换后重新核算了逆温强度，两次过程的低层逆温均比原估算偏强，但过程1强于过程2的相对关系没有改变；同时基于简化热力方程的量级估算表明，在静风晴夜条件下辐射冷却项比平流项大1~2个量级，是近地面降温的主控因子。此外，在对比中还发现，AWOS器测的2 m气温和跑道视程(RVR)在这一类深厚的辐射雾过程当中，与人工主导观测之间存在系统性的偏差，所以冻雾的起止和判识还是应该以人工主导能见度和人工气温为准。

关键词

辐射雾，冻雾，贵阳机场，环流背景，边界层，逆温，ERA5，对比分析

Comparative Analysis of Circulation Background and Boundary Layer Characteristics of Two Winter Radiation Fog Events at Guiyang Airport

Jiongyao Chen, Feng Tang, Yiyi Chen

文章引用: 陈炯瑶, 唐枫, 陈义义. 两次贵阳机场冬季辐射雾环流背景与边界层特征对比分析[J]. 自然科学, 2026, 14(6): 794-811. DOI: 10.12677/ojns.2026.146083

Meteorological Observatory, Guizhou Sub-Bureau of Southwest Regional Air Traffic Management Bureau of Civil Aviation Administration of China, Guiyang Guizhou

Received: August 23, 2026; accepted: October 30, 2026; published: November 9, 2026

Abstract

Based on the manual observation records, AWOS automatic weather observations, ERA5 fifth-generation global atmospheric reanalysis data and microwave radiometer data of Guiyang Longdongbao Airport, two winter low-visibility events, i.e., 13 January 2026 (radiation freezing fog) and 17 January 2026 (non-freezing radiation fog), are compared from three aspects: circulation background, boundary layer thermal structure and stratification, and surface meteorological elements. The results show that both events occurred under a stable synoptic situation characterized by high pressure control, weak surface wind (<2 m·s^{-1}), strong low-level temperature inversion and near-saturated humidity, which provided the typical circulation and boundary layer conditions for radiation fog formation. The essential difference between the two events lies in the near-surface thermal state. Affected by a stronger high-pressure ridge and relatively dry-cold near-surface air, the near-surface temperature in the event on 13 January dropped below 0˚C (−1.9˚C~−1.1˚C) due to nocturnal radiative cooling, resulting in radiation freezing fog dominated by FZFG. In the event on 17 January, the 850 hPa humidity was higher (79%~87% vs. 50%~64% in event 1) and the near-surface temperature remained above 0˚C (+1˚C~+4˚C), resulting in a non-freezing radiation fog with longer duration (about 4 h vs. about 2 h) and greater intensity (minimum visibility 100 m vs. 200 m). It can be seen that the distinction between freezing fog and non-freezing radiation fog mainly depends on whether the near-surface temperature crosses the 0˚C threshold, rather than on fog concentration. In view of the warm bias of ERA5 2 m temperature, the inversion intensity is recalculated by using manually observed temperature instead, indicating that the low-level inversion in both events is stronger than the original estimation, while the relative relationship that event 1 is stronger than event 2 remains unchanged. The magnitude estimation based on a simplified thermodynamic equation shows that under calm and clear night conditions, the radiative cooling term is 1~2 orders of magnitude larger than the advection term, and is the dominant factor of near-surface cooling. In addition, it is found that the AWOS measured 2 m temperature and runway visual range (RVR) have systematic deviations from the manual observations in such deep radiation fog events, so the onset/end and identification of freezing fog should still be based on the manually determined dominant visibility and manually observed temperature.

Keywords

Radiation Fog, Freezing Fog, Guiyang Airport, Circulation Background, Boundary Layer, Temperature Inversion, ERA5, Comparative Analysis

Copyright © 2026 by author(s) and Hans Publishers Inc.
This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).
http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/
Open Access

1. 引言

雾是一种天气现象，指的是大量微细水滴或冰晶悬浮在近地层大气中，从而对能见度造成不利影响[1]。按照《民用航空气象地面观测规范》的规定，当近地面水汽发生凝结或凝华，使得主导能见度小于1 km时，就记录为雾(FG)，出现时相对湿度一般要在90%以上；而当雾出现且近地面气温同时低于0℃

时，则记为冻雾(FZFG) [1]。浓雾尤其是冻雾属于灾害性天气，对航空运行安全会造成严重威胁。已有研究指出，低能见度是造成航空事故的主要因素之一，每年因低能见度造成的经济损失甚至超过龙卷风；尤其是雾出现爆发性发展和增强、使能见度在短时内突降到 400 m 以下的时候，很容易引发飞行事故[2]。贵阳龙洞堡机场(106.80˚E，26.54˚N，海拔 1139 m)位于云贵高原东麓，周边山脉河流纵横、地形比较复杂，充沛的水汽加上山脉的阻挡作用，使得该区域冬季低能见度天气多发而且影响较为明显[3]。

宏观→中观。近年来，国内外针对辐射雾的成因、爆发性增强机制以及边界层结构，做了比较多的研究工作。美国波河河谷试验发现，雾层平流会导致雾层在垂直方向上出现突发性的发展特征[4]；李子华等在沪宁高速公路雾的观测研究里指出，日出后贴地层的增温、逆温的分层结构，还有湍流混合所引起的动量、热量和水汽垂直输送，是触发雾爆发性发展的动力、热力和水汽条件[5]；濮梅娟等又进一步归纳了雾爆发性增强的三种物理原因，分别是近地层冷平流、夜晚长波辐射增强、地表水分蒸发或湿平流以及湍流混合[6]。在机场尺度上，罗忠红等对厦门机场一次爆发性浓雾的分析表明，海风和地面长波辐射提供了主要的热力冷却条件，风速突增则促使了雾的生成和爆发性增长[7]；慕熙昱等基于南京禄口机场的分钟级资料发现，能见度有比较明显的日变化，凌晨到早晨是最低的，而且能见度和气象要素之间并不是简单的线性关系[8]。

中观→具体：贵阳机场。针对贵阳机场这样一个特定复杂地形机场，已有的研究也在逐步深化。刘开宇等普查了 1997~2005 年贵阳机场的逐时资料，指出雾多发生在静风或弱偏北风、湿饱和空气的条件下，相对较高的温度有利于辐射雾产生[9]；陈义义等发现，相对较高的空气质量污染指数为雾的产生提供了必要的凝结核[10]；司林青利用地面观测和 ERA5 资料，对贵阳机场 2019 年 12 月 6 日与 2022 年 1 月 18 日两次辐射冻雾过程，从气象要素时间演变、环流特征以及水汽、热力和层结等方面进行了对比，指出两次过程都是在高空暖脊、地面弱气压场的形势下，由晴夜微风辐射降温形成的浓雾，而且近地面逆温越强、气温下降越快、微风且有一定上升运动，就越有利于浓雾的发展和维持[3]。唐枫等基于近 15 年资料归纳出，贵阳机场冻雾年均 1.53 次，多集中在冬季凌晨始发、上午消散，辐射冻雾占比 87%，并揭示了其“高空脊前西北气流 + 地面均压场构建静稳环流、近地面至 850 hPa 深厚逆温层阻断垂直交换、弱下沉 + 弱辐合动力耦合再叠加夜间辐射降温”的动力–热力耦合机制[11]。

气候背景：历史统计与本研究的定位。把时间尺度拉长来看，贵阳机场的冬季低能见度和冻雾并不是偶发事件，而是有稳定气候规律可循的。唐枫等[11]统计 2010~2024 年共出现冻雾 23 次，年均 1.53 次，其中辐射冻雾 20 次、锋面冻雾 3 次，辐射冻雾占 87%；月份上集中在 11 月至次年 2 月，1 月最多(14 次)，平均 04:40 始发、09:55 消散，平均持续 5 小时 15 分钟，平均最低能见度 293 m。该文还给出辐射冻雾发生前 24 小时的共同特征：平均降温幅度 4.2℃、相对湿度高于 85%、风速小于 2.0 $m \cdot s^{-1}$、前期能见度大于 10 km [11]，即“显著降温、高湿静稳、前期晴好”这三件事基本同时具备。罗璇等[12]统计 2019~2023 年能见度低于 1000 m 的低能见度过程共 55 次，其中辐射雾 42 次、占 76.4%，持续时间累计占 79.5%；起雾前一日 20 时的气温为 6.1℃~24.5℃、露点 0.22℃~21.1℃、修正海平面气压 1005.8~1034.0 hPa、相对湿度 66%~98%，并且 80%的个例在起雾前 24 小时出现过降水。此外，唐枫等[13]指出 2015~2024 年辐射雾共 89 次，2020 年之后频次呈上升趋势。

把本文这两次过程放到上述气候背景里衡量：过程 1 的 QNH 约 1023 hPa、过程 2 约 1018 hPa，都落在历史个例 1005.8~1034.0 hPa 的区间内，过程 1 相对偏高；850 hPa 相对湿度过程 1 为 50%~64%、过程 2 为 79%~87%，也都在历史统计的覆盖范围内，但过程 2 明显靠近高湿一端。这说明两次过程在环流形势和湿度条件上，并没有超出该机场冬季辐射雾的常见范围，属于气候平均意义上的典型个例；真正把它们区分开的，是近地面气温有没有跌破 0℃。而这一点，恰恰是以往气候统计没能充分剥离出来的——历史统计多把冻雾作为一个整体来统计，很少在同一静稳背景下把“冻”与“未冻”的个例配对比较。这正是本研究想要补上的位置。

文献缺口论证。虽然上述研究已经比较充分地描述了贵阳机场辐射雾/冻雾的气候特征、典型机制以及同类过程间的共性，但是仍然存在两方面的明显不足，这两点也就构成了本研究的出发点。**其一，既有的对比研究大多把重点放在“两次冻雾过程”之间的异同上**(比如司林青 2022 对比的两次都是 FZFG 的过程)，而对于**同一个机场、同一个冬季、环流背景同属辐射雾型，却分别表现为冻雾和非冻辐射雾的成对过程，目前还缺乏直接的对比**。这就使得“冻雾与非冻辐射雾在环流和边界层条件上究竟有什么本质区别”这个关键问题，一直没能被单独检验出来——既有的冻雾研究预先设定了“低温”这个前提，却很少反过来追问：当环流形势同样具备辐射雾生成条件的时候，是什么因素决定了雾到底会不会“冻结”？这个问题对预报来说有很重要的意义，因为冻雾(伴随结冰、雾凇)和常规辐射雾的运行影响以及处置流程是完全不同的。**其二，针对高原复杂地形机场，器测(AWOS)的 2 m 气温和 RVR 在深厚辐射雾过程中的代表性和可用性，也还没有被系统地评估过**；而《观测规范》明确把人工主导能见度和气温作为雾与冻雾的判识依据，器测数据的偏差程度以及它对业务判识的影响，目前还不太明确。

研究问题与假设。基于上述缺口，本文以 2026 年 1 月 13 日(辐射冻雾)和 1 月 17 日(非冻辐射雾)两次过程为对象，提出以下几个研究问题：**RQ1**——两次过程在环流背景(高空形势、地面气压、风)和边界层结构(逆温、层结稳定度、垂直运动、湿度)上有什么共性和差异？**RQ2**——哪些条件的不同导致了一次冻结、另一次没有冻结？**RQ3**——人工观测和 AWOS 器测在辐射雾/冻雾判识上的一致性怎么样？据此提出可以检验的假设：**H1**，两次过程共享“高压控制－弱风－强低层逆温－近饱和湿度”的辐射雾静稳背景；**H2**，冻雾与非冻辐射雾的本质区别在于近地面气温是否跨越 0℃阈值，而这又由近地面空气团的冷干程度(逆温强度/平流性质)来决定，并不是由雾的浓度决定的；**H3**，AWOS 器测的 2 m 气温和 RVR 在深厚辐射雾中与人工观测之间存在系统性偏差，不适合单独拿来判识冻雾的起止。

论文结构概述。全文结构安排如下：第 2 节说明资料来源、研究设计、指标定义和数据处理方法；第 3 节对比两次过程的环流背景；第 4 节对比边界层热力、层结和湿度特征；第 5 节对比地面气象要素，并对人工和器测观测进行交叉验证与质量评估；第 6 节讨论结果机制、与既有研究的对话、理论贡献、业务启示以及局限；第 7 节给出结论。

两次过程的基本概况及本文对比分析框架如图 1 所示。

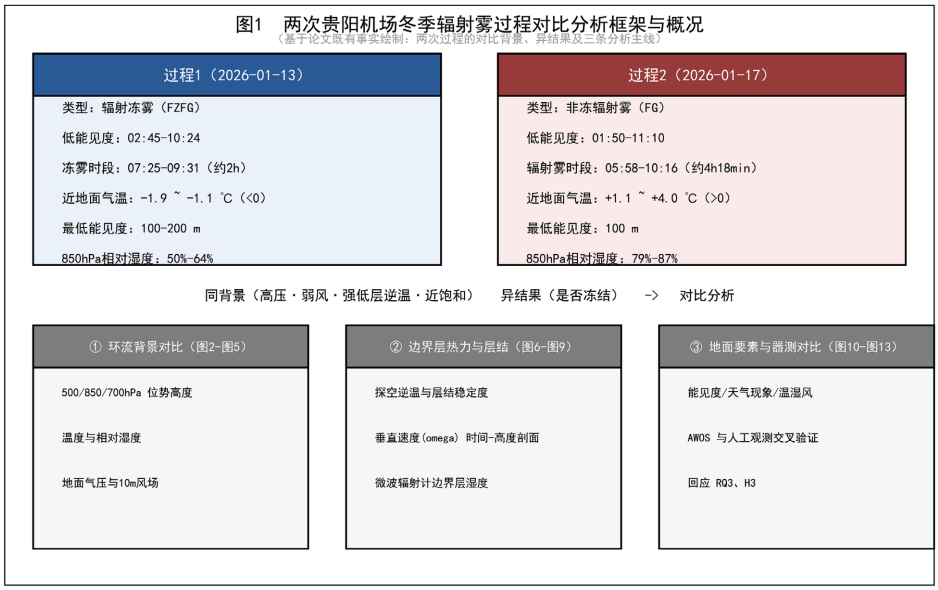


Figure 1. Framework and overview schematic of the comparative analysis of the two winter radiation fog events at Guiyang Airport
图 1. 两次贵阳机场冬季辐射雾过程对比分析框架与概况示意图

2. 资料与方法

2.1. 数据来源

所有时次都统一转换成北京时间(BJT = UTC + 8)。两次过程的时段是依据人工观测记录来确定的：过程 1 (1 月 13 日)低能见度为 02:45~10:24，其中 02:45~07:23 是部分雾、07:25~09:31 是辐射冻雾、09:31~10:24 是辐射雾；过程 2 (1 月 17 日)低能见度为 01:50~11:10，其中 01:50~05:58 是部分雾、05:58~10:16 是辐射雾、10:16~11:10 是部分雾(表 1)。

Table 1. Main data sources and their applications in this study
表 1. 本文主要资料来源及其用途

数据源	内容	用途
贵阳机场人工观测记录簿(逐时)	主导能见度、天气现象(FG/FZFG/PRFG)、气温、露点、相对湿度、风向风速、总/低云量、云况、场面/海平面气压、人工 RVR	辐射雾与冻雾的起止与判识(权威依据)、地面要素对比
AWOS 自动气象观测系统(逐分钟)	各跑道风、气温、露点、湿度、RVR、气压、云底高	器测交叉验证与数据质量评估
ERA5 再分析资料(0.25° × 0.25°，逐小时)	500/700/850/925/1000 hPa 位势高度、温度、相对湿度、风，地面气压、2 m 温度、10 m 风，垂直速度 ω、散度	环流背景与边界层层结、垂直运动诊断
微波辐射计	12 日夜间、13 日早晨、16 日夜间、17 日早晨地面相对湿度及边界层温湿廓线	边界层湿度条件分析

2.2. 研究设计

本研究采用的是**双案例对比(comparative case study)**设计。选取的两次过程时间上比较邻近(相差 4 天)、同属冬季、都发生在贵阳机场、而且都具备辐射雾生成的静稳背景，但一次是冻雾、一次是非冻辐射雾，这样就能在“环流型相似”的受控条件下，把导致“是否冻结”的关键因子分离出来加以识别。这种设计能够有效区分开“辐射雾生成的共同背景条件”和“冻雾形成的附加热力条件”，弥补既有研究只对比同类(都是冻雾)过程的不足。

2.3. 指标定义与计算方法

(1) 辐射雾与冻雾判识。依据《民用航空气象地面观测规范》：主导能见度 $V < 1000$ m 记为雾(FG)；当雾出现且近地面气温 $T_a \le 0$℃时记为冻雾(FZFG)。本文把人工观测的主导能见度和气温作为判识的权威依据，RVR 只作为器测参考。

(2) 温度露点差。定义 $\Delta T_d = T - T_d$，用来反映近地面空气接近饱和的程度；在雾维持阶段，ΔT_d 越小，说明湿度越接近饱和。

(3) 低层逆温与层结稳定度。以 ERA5 探空温度廓线来表征边界层层结。定义低层温差

$$\Delta T_{850-2\mathrm{m}} = T_{850} - T_{2\mathrm{m}},$$

其中 T_{850} 是 850 hPa 气温，$T_{2\mathrm{m}}$ 是 2m 气温；$T_{850-2\mathrm{m}} > 0$ 表示上层(850 hPa)比近地面暖，也就是存在低层逆温，数值越大说明逆温越强。同时还给出 1000~850 hPa 温差和探空廓线作为结构上的佐证。

(4) 垂直运动与动力条件。以 ERA5 垂直速度 ω (单位 Pa·s^{-1}，正值表示下沉、负值表示上升)来表征

动力抬升/下沉；再结合散度场分析低层的辐合辐散。弱的垂直运动、近中性的层结，是辐射雾静稳背景下典型的动力特征。

(5) 边界层湿度。以微波辐射计反演的地面相对湿度以及 ERA5 850 hPa 相对湿度 *RH*850 来表征水汽条件；*RH*850 越高，说明边界层水汽越充沛。

2.4. 数据处理与质量控制

在时间对齐方面，人工记录簿是以 UTC 列记录的、AWOS 则包含 UTC 和 BJT 双列，统一按照 BJT = UTC + 8 并依据日期回绕来重建连续的时间序列，以海平面气压(QNH)作为跨源一致性校验变量(两次过程的 QNH 在对应时刻是吻合的，偏差 <1 hPa，从而印证了时间对齐是可靠的)。探空参量由 ERA5 在机场点(26.54˚N, 106.80˚E)最近邻格点提取，垂直速度等变量经过维度压缩后求取标量。鉴于 AWOS 2 m 气温和 RVR 在深厚辐射雾中可能受传感器暴露以及报告上限的影响，本文对器测数据做了交叉验证和偏差评估(见 5.4 节)，冻雾判识则严格以人工观测为准。

3. 环流背景对比分析

3.1. 高空环流与天气形势

两次过程的高空环流同属“高压脊/弱气压场”背景，但是脊的强度和湿度配置上存在比较明显的差异(图 2~5)。

500 hPa：过程 1 (1 月 13 日) 500 hPa 位势高度达到 5764~5785 gpm，比过程 2 (5705~5723 gpm)偏高大约 60~80 gpm，这说明过程 1 处于更强的高空暖脊控制之下，对应着更明显的下沉增温和晴空辐射冷却条件；过程 2 高度相对低一些，脊势偏弱，更接近脊前过渡或者弱槽区。

850 hPa：过程 1 的 850 hPa 气温为 7.7℃~10.8℃、相对湿度 50%~64%，呈现出“暖而相对干”的特征；过程 2 的 850 hPa 气温为 6.6℃~11.3℃、相对湿度 79%~87%，呈现出“暖而明显偏湿”的特征(图 3)。这一差异是两次过程雾强度不同的关键热力–水汽背景：过程 2 更充沛的低层水汽，为它更强(最低能见度 100 m)、更持久(辐射雾维持约 4 h)的雾提供了水汽基础。

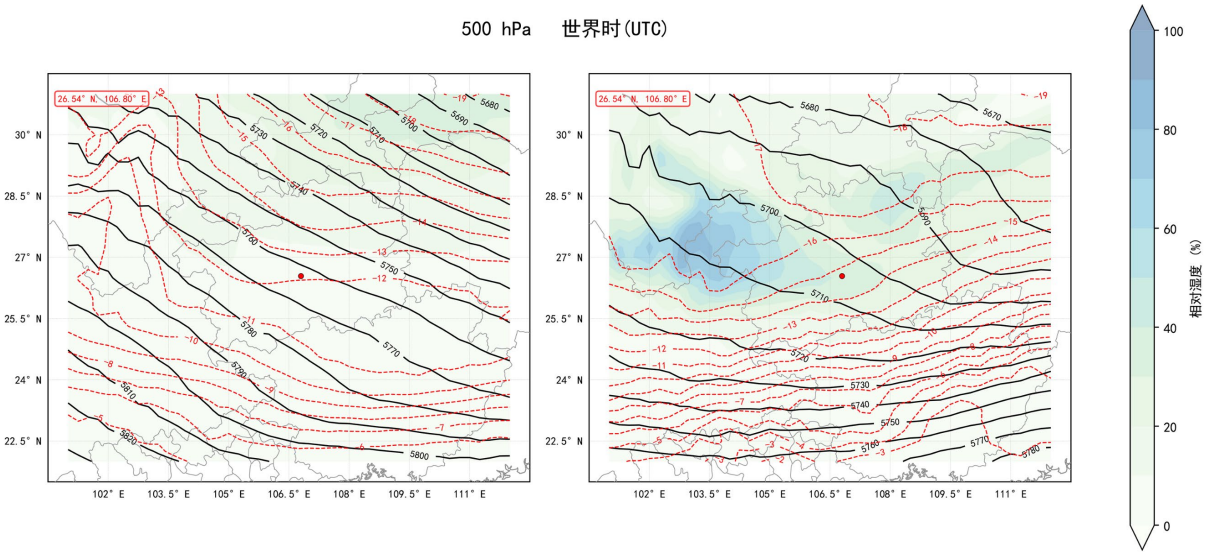


Figure 2. Comparison of 500 hPa geopotential height and temperature between the two events (23Z 12 January 2026)
图 2. 两次过程 500 hPa 位势高度与温度场对比(2026-01-12 23Z)

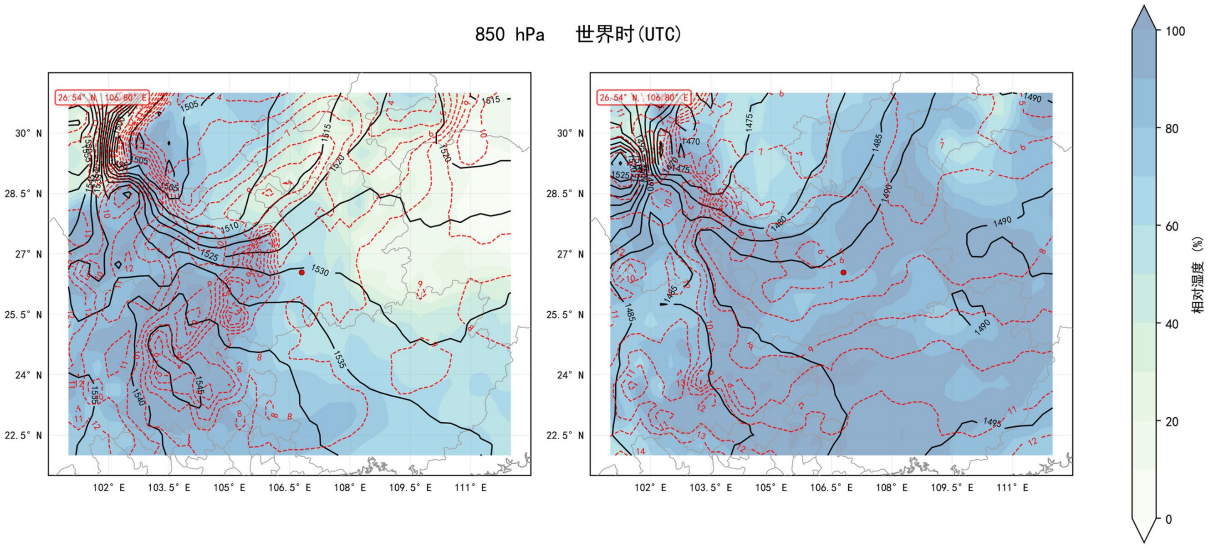


Figure 3. Comparison of 850 hPa geopotential height, temperature and relative humidity between the two events (23Z 12 January 2026)
图 3. 两次过程 850 hPa 位势高度与温度场对比(2026-01-12 23Z)

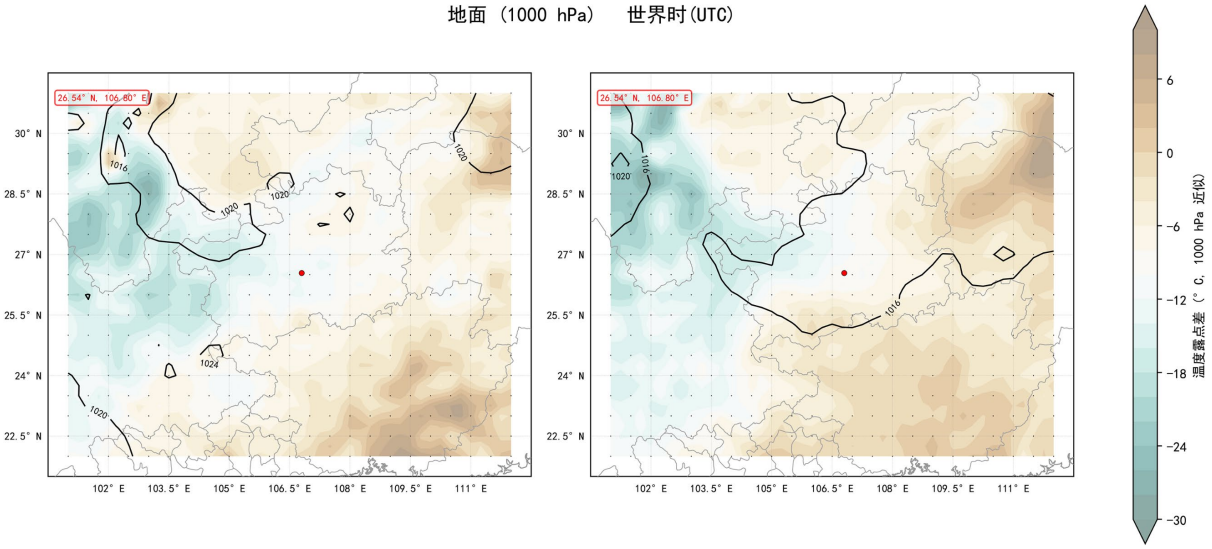


Figure 4. Comparison of surface pressure and 10 m wind between the two events (23Z 12 January 2026)
图 4. 两次过程地面气压与 10 m 风场对比(2026-01-12 23Z)

700 hPa：两次过程都以偏西/西北气流为主，过程 2 的 700 hPa 相对湿度(59%~79%，平均约 71%)明显高于过程 1 (4%~7%，平均约 6%)，这和过程 1 整层更为干冷、过程 2 整层更为湿润的层结差异是一致的(图 5)。经过核查，过程 1 的低湿属于真实的天气差异，并不是资料读取误差造成的：ERA5 因为温度 T 和比湿 q 是独立同化的，偶尔会导致个别格点 RH 略超 100% (最大约 105.9%)，但这些格点都位于远离机场的西南角(约 22~23˚N，101˚E)，并不会影响机场点(26.54˚N, 106.80˚E)的结论；过程 1 不仅 700 hPa 偏干，整层(850 hPa 约 56%、600 hPa 约 10%)都比过程 2 (850 hPa 约 78%、600 hPa 约 27%)偏干，这是更强的干冷空气团所造成的。

综合来看，两次过程的共性在于西风带弱、高空环流平缓、没有明显的强冷空气入侵；差异则在于过程 1 是“强脊 + 干冷”，过程 2 是“弱脊 + 湿”，后者更有利于深厚雾的生成。

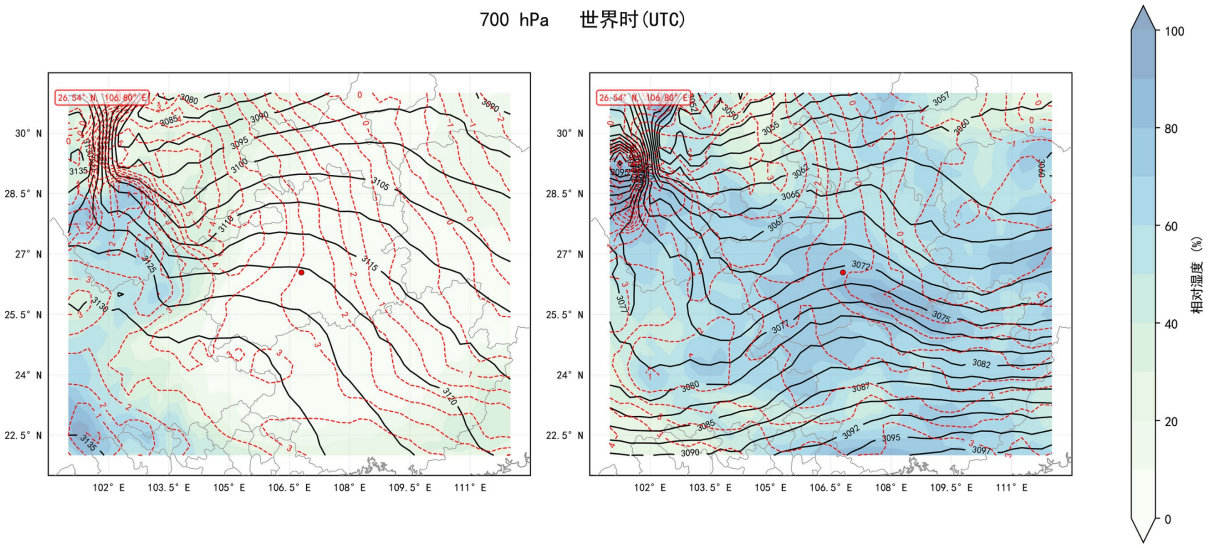


Figure 5. Comparison of 700 hPa geopotential height, temperature and relative humidity between the two events (23Z 12 January 2026)
图 5. 两次过程 700 hPa 位势高度、温度与相对湿度对比(2026-01-12 23Z)

3.2. 地面气压与风场

在地面场上，两次过程都受到高压控制，海平面气压(QNH)过程 1 约 1023 hPa、过程 2 约 1018 hPa (图 4，表 2)。过程 1 更高的地面气压和它更强的高空脊是一致的，对应着更冷、更干的近地面空气团。在风场上，两次过程在雾维持时段都是微风(≤2 m·s^{-1})、风向多变(VRB)或静风，符合辐射雾“静稳”的动力要求；到了雾消散阶段(午后)，风速增大到 6~8 m·s^{-1}，破坏了逆温和层结稳定度，能见度就迅速恢复了(这和司林青[3]所说的“逆温层破坏后 9~15 分钟能见度快速抬升”是一致的)。

Table 2. Comparison of key circulation and boundary layer parameters between the two events (ERA5 at the airport grid point and manual observations)
表 2. 两次过程关键环流与边界层参量对比(机场点 ERA5 及人工观测)

参量	过程 1 (1/13，冻雾)	过程 2 (1/17，非冻辐射雾)
海平面气压 QNH/hPa	~1023	~1018
500 hPa 位势高度/gpm	5764~5785	5705~5723
850 hPa 温度/℃	7.7~10.8	6.6~11.3
850 hPa 相对湿度/%	50~64	79~87
雾维持时段近地面气温/℃	−1.9~−1.1 (<0)	+1.1~+4.0 (>0)
最低主导能见度/m	200	100
辐射雾(含冻雾)维持时长	冻雾~2 h；总低能见度 7 h 39 min	辐射雾~4 h 18 min；总低能见度 9 h 20 min
雾维持时段风速/m·s^{-1}	≤2 (VRB/静风)	≤2 (VRB/静风)
近地面相对湿度/%	100 (辐射雾维持时段)，消散后下降	100 (辐射雾维持时段)，消散后下降
低层垂直速度 ω (850 hPa)/Pa·s^{-1}	弱(~0.07~0.15，近中性/弱下沉)	弱(~−0.02~0.06，近中性)

为说明这两次过程在气候背景中的位置，表 3 把本文结果与历史统计的关键物理量放在一起比较。可以看出，两次过程的海平面气压、风速、近地面相对湿度均落在历史个例的统计区间内，属于气候平均意义上的典型个例；二者的分野主要体现在 850 hPa 湿度与近地面气温上，过程 2 偏暖湿、过程 1 偏干冷。

Table 3. Comparison of key physical quantities between the two events in this study and historical climatological statistics
表 3. 本文两次过程与历史气候统计的关键物理量对比

物理量	历史统计值(文献来源)	过程 1 (1/13，冻雾)	过程 2 (1/17，非冻辐射雾)
修正海平面气压/hPa	1005.8~1034.0 [12]	~1023	~1018
850 hPa 相对湿度/%	66~98 (起雾前日 20 时) [12]	50~64	79~87
近地面相对湿度/%	>85 (冻雾前 24 h) [11]	100	100
雾维持时段风速/m·s^{-1}	<2.0 [11]	≤2	≤2
近地面气温/℃	日最低平均−2.48 [11]	−1.9~−1.1	+1.1~+4.0
平均持续时长	5 h 15 min [11]	冻雾~2 h	辐射雾~4 h 18 min

4. 边界层热力与层结特征对比

4.1. 探空温度层结与逆温

两次过程在夜间都发展出了有利于辐射冷却的低层稳定层结(图 6，探空温度－露点廓线)。这里用 ΔT_{850-2m} 作为逆温强度指标。不过在计算时有个问题需要先处理：如 5.4 节所述，ERA5 的 2 m 温度在强辐射冷却条件下存在明显暖偏差，如果两项都取 ERA5，逆温强度会被低估。因此本文采用两套方案作对比。方案 A 是 T_{850} 与 T_{2m} 都取 ERA5；方案 B 则用人工观测的 2 m 气温替换 ERA5 的 2 m 温度，T_{850} 仍取 ERA5——因为 850 hPa 属于自由大气，受下垫面和贴地逆温的影响小，可信度相对较高。

方案 A 的结果：过程 1 在 1 月 12 日 23Z (BJT 约 07:00，雾维持时段)达到+7℃左右，过程 2 同期大约+2℃。方案 B 的结果：过程 1 取同时刻 ERA5 的 T_{850} 约 8.5℃(该过程 850 hPa 气温区间 7.7℃~10.8℃)，人工观测气温−1.9℃，得到 ΔT_{850-2m} 约+10.4℃；过程 2 取 T_{850} 约 8.0℃(区间 6.6℃~11.3℃)、人工气温约+2.0℃，得到约+6.0℃(表 4)。

Table 4. Comparison of low-level inversion intensity (ΔT_{850-2m}) between the two events under two schemes
表 4. 两套方案下两次过程低层逆温强度(ΔT_{850-2m})对比

方案	数据来源	过程 1 (1/13)	过程 2 (1/17)	两次过程差值
A	T_{850} 与 T_{2m} 均取 ERA5	+7.0℃	+2.0℃	5.0℃
B	T_{850} 取 ERA5，T_{2m} 取人工观测	+10.4℃	+6.0℃	4.4℃

两套方案的对比能说明两件事。第一，换成人工观测气温后，两次过程的逆温强度都明显变大，过程 1 由+7.0℃增至约+10.4℃、过程 2 由+2.0℃增至约+6.0℃，也就是说 ERA5 的 2 m 温度暖偏差使逆温强度被系统性低估了 3℃~4℃。第二，也是更关键的一点，**过程 1 强于过程 2 这个相对关系并没有改变**，差值仍有 4℃以上。这说明“过程 1 低层逆温更强、因此近地面辐射降温更剧烈、气温跌破 0℃阈值”这

一判断是稳健的，并不依赖某一种资料；用人工气温重算之后，反而把两次过程逆温都偏强这一事实显现得更清楚。

同时也要指出，ERA5 这类再分析资料在局地边界层研究中本身就存在不确定性：其一，0.25°的水平分辨率难以分辨机场尺度的地形起伏和下垫面差异，而贵阳机场地处云贵高原东麓、地形复杂，格点代表性受限；其二，稳定边界层(尤其强逆温、晴夜强辐射冷却)条件下的边界层参数化方案目前仍不成熟，近地面温度和湿度对湍流交换、地表能量平衡的处理十分敏感。因此在做局地边界层诊断时，2 m 温度这类贴地量应当尽量用实测(人工或器测)订正后再使用，而 850 hPa 等自由大气层的要素相对可靠。这也是本文核算逆温强度时以方案 B 为准的原因。

探空廓线(图 6)显示，两次过程低层都呈现出“冷核贴地、上层暖”的结构，近地面到 850 hPa 之间存在明显的逆温顶，抑制了湍流的垂直交换，使辐射冷却集中在贴地层、水汽在近地面饱和凝结。这和唐枫等[11]归纳的“近地面至 850 hPa 深厚逆温层阻断垂直交换”机制是一致的。

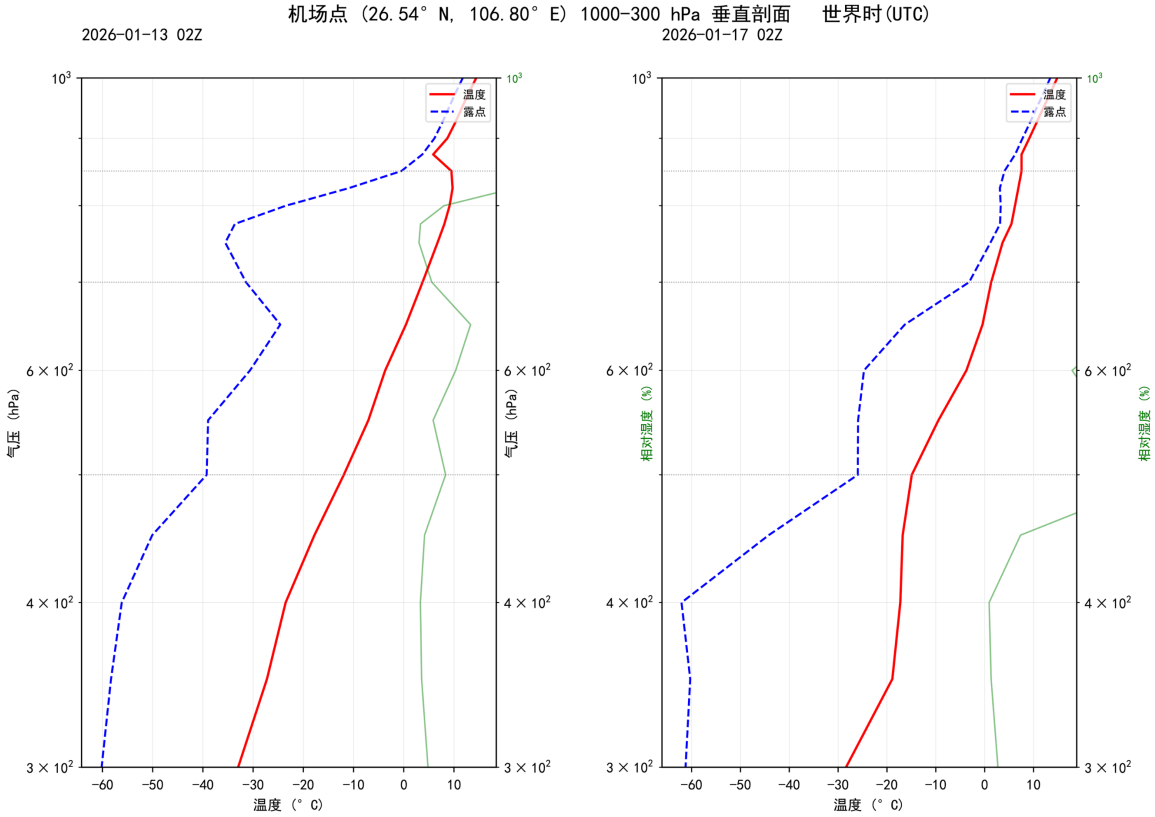


Figure 6. Sounding temperature-dew point profiles of the two events (02Z 13 January 2026)
图 6. 两次过程探空温度－露点廓线(2026-01-13 02Z)

4.2. 垂直运动与动力条件

时间－高度剖面(图 7，图 8)显示，两次过程低层垂直速度都接近中性、以微弱下沉或弱上升为主(850 hPa ω 量级在 0.1 Pa·s^{-1} 量级)，中高层为弱下沉，符合高压控制下“静稳、弱垂直运动”的辐射雾动力背景。过程 1 低层略呈弱下沉、过程 2 则近于中性，两次都没有出现强上升运动；这和司林青[3]所说的“弱上升运动有利于浓雾维持”并不矛盾——这里的“弱”指的是没有强对流扰动，能够维持层结稳定。总体来看，动力条件在两过程之间的差异不大，并不是导致“是否冻结”的主导因子。

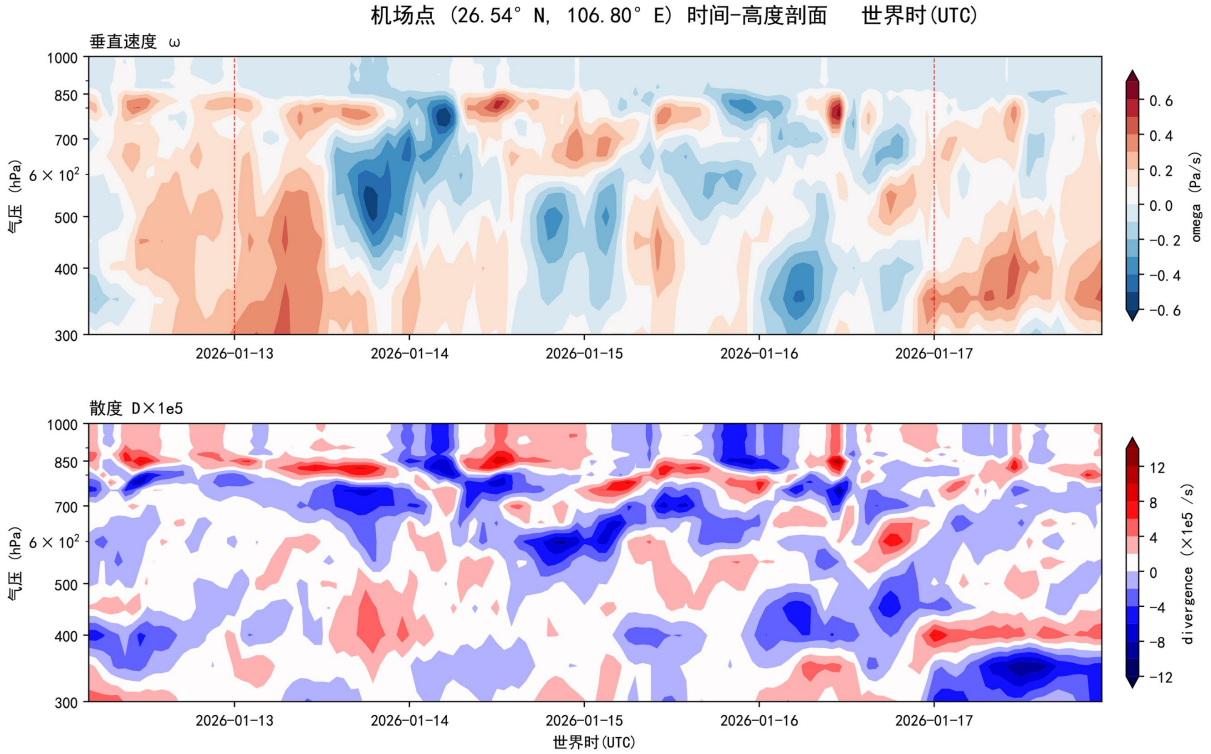


Figure 7. Time–height cross-section of vertical velocity (ω) for the two events (P1/P2 overlaid)
图 7. 两次过程垂直速度时间－高度剖面(ω，P1/P2 叠加对比)

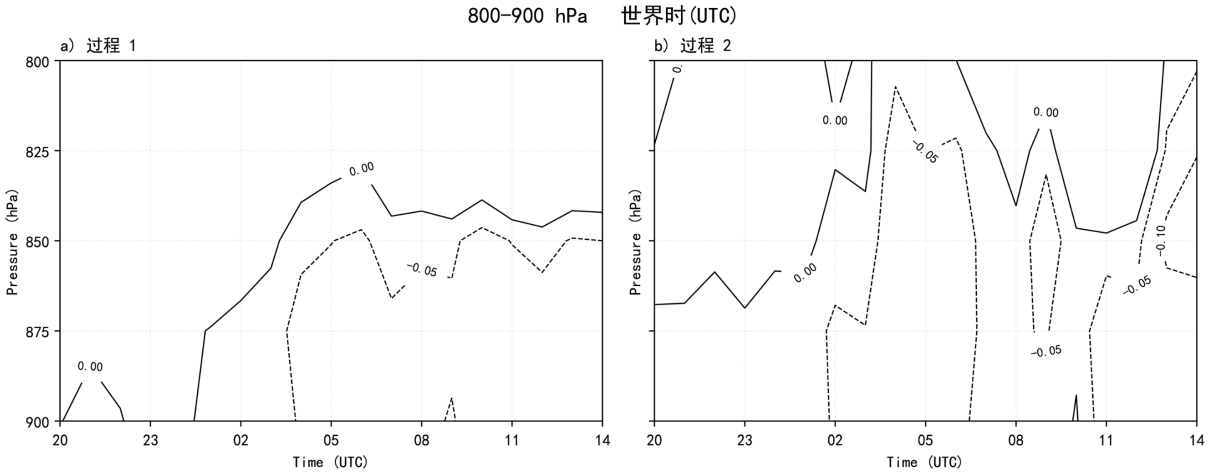


Figure 8. Comparison of 850 hPa vertical velocity between the two events
图 8. 两次过程 850 hPa 垂直速度对比

4.3. 边界层湿度(微波辐射计)

微波辐射计反演的地面相对湿度(图 9，四幅分别对应 12 日夜间、13 日早晨、16 日夜间、17 日早晨)显示，两次过程在辐射雾维持时段，地面相对湿度都稳定地达到了 100%，和人工观测完全一致；相对湿度是在辐射雾结束(能见度转好)之后，才降到 100%以下的。

再看逐时演变，两次过程在起雾之前都有一段清楚的增湿过程：从傍晚到前半夜，相对湿度由较低水平持续抬升并逐渐接近饱和；进入雾维持时段后，相对湿度稳定维持在 100%，波动很小；直到午后气

温回升、能见度转好，湿度才明显回落。也就是说，饱和状态的起止与雾的生消在时间上是同步的，人工观测记录簿给出的起止时刻与微波辐射计的湿度跃变点也能够对上。

两次过程在雾维持时段都处于完全饱和状态，差别主要落在饱和维持的时长上——过程 2 的饱和维持时间更长，与它 4 h 18 min 的辐射雾维持时长相对应，过程 1 则短一些，对应约 2 h 的冻雾时段；而就饱和程度本身而言，两者没有差别。这进一步说明，两次过程的本质区别在于近地面气温的符号，而不是湿度饱和程度。

需要说明的是，本文所用的微波辐射计资料以地面相对湿度的逐时序列为主；其温湿廓线产品(可用于刻画逆温层高度与强度的逐时演变、边界层内水汽的垂直分布)以及液态水路径(LWP)产品未能获取，因此上述垂直结构和液态水含量方面的定量对比，本次未能给出。这是本文在微波辐射计资料利用上的一处不足，将在后续研究中补齐(见 6.5 节)。不过现有的地面湿度序列已经能够说明一个关键事实：两次过程在整个雾维持时段都完全饱和，水汽条件都是充分的，雾的浓淡与久暂并不由是否饱和来决定。

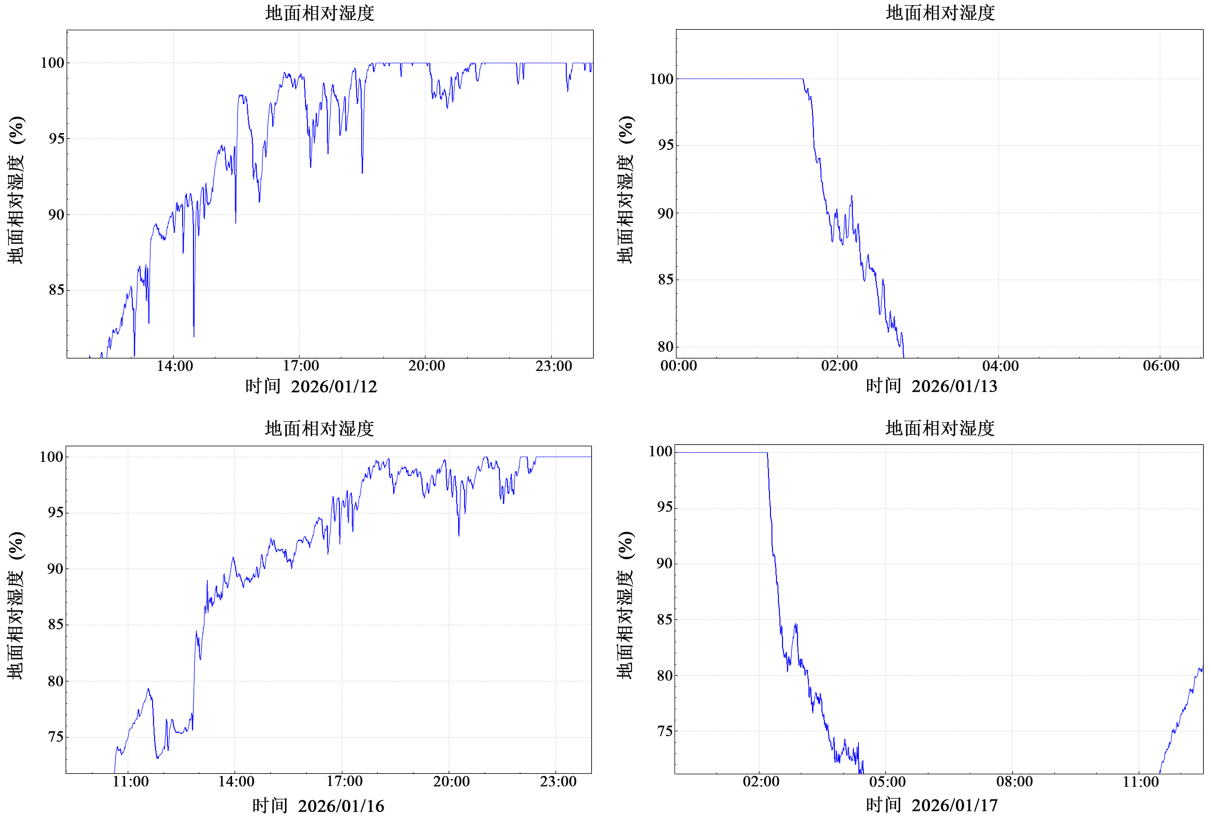


Figure 9. Surface relative humidity retrieved from microwave radiometer: (a) night of 12 January, (b) morning of 13 January, (c) night of 16 January, (d) morning of 17 January
图 9. 微波辐射计地面相对湿度：(a) 1 月 12 日夜间、(b) 1 月 13 日早晨、(c) 1 月 16 日夜间、(d) 1 月 17 日早晨

5. 地面气象要素与人工/器测对比

5.1. 主导能见度与天气现象演变

人工观测记录簿(图 10~12)给出了两次过程的权威时间演变。**过程 1 (1/13)**：02:45 起为部分雾(PRFG)，主导能见度 1500~4000 m；07:25~09:31 为辐射冻雾(FZFG)，主导能见度由 400 m (08:00)降到 200 m (09:00)，最低可达 200 m (07:57 前后)；09:31~10:24 转为辐射雾(FG)；午后风速增大，雾消散。**过程 2 (1/17)**：01:50

起部分雾，05:58~10:16 为辐射雾(FG，没有 FZFG 记录)，主导能见度在 08:00~09:00 降到最低 100 m；10:16 后转为部分雾，并于 11:10 前后消散。

两次过程的本质区别在于天气现象编码：过程 1 出现了 FZFG(冻雾)，且对应时段人工气温 ＜0℃；过程 2 全程为 FG，且人工气温 ＞0℃，所以过程 1 是“辐射冻雾”、过程 2 是“非冻辐射雾”。

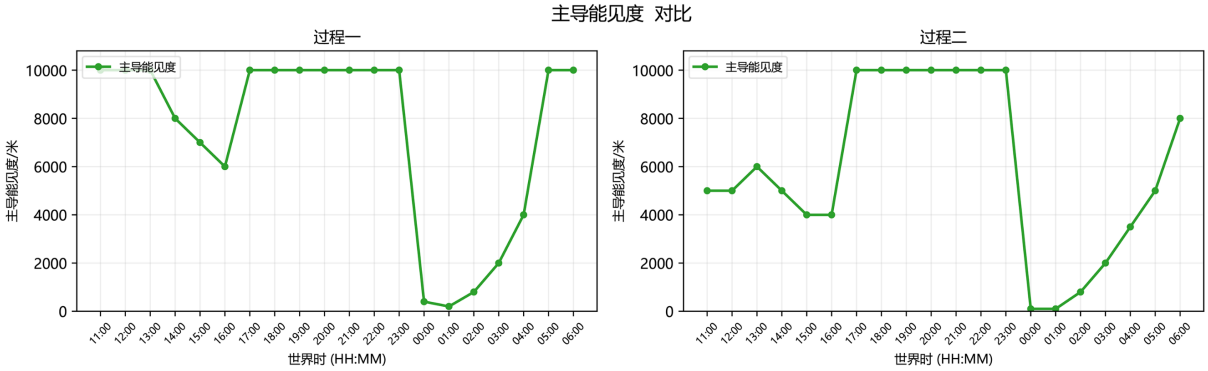


Figure 10. Comparison of dominant visibility evolution between the two events (observation records)
图 10. 观测簿——两次过程主导能见度演变对比

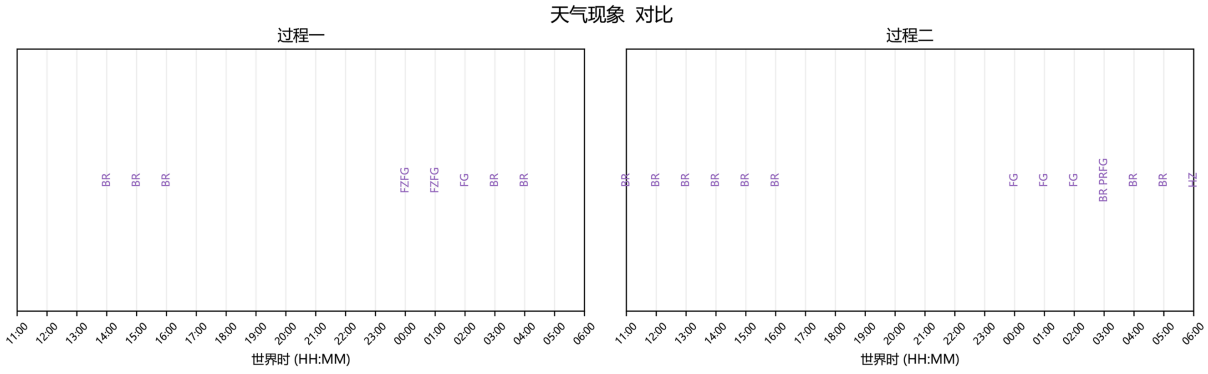


Figure 11. Comparison of weather phenomena between the two events (observation records)
图 11. 观测簿——两次过程天气现象对比

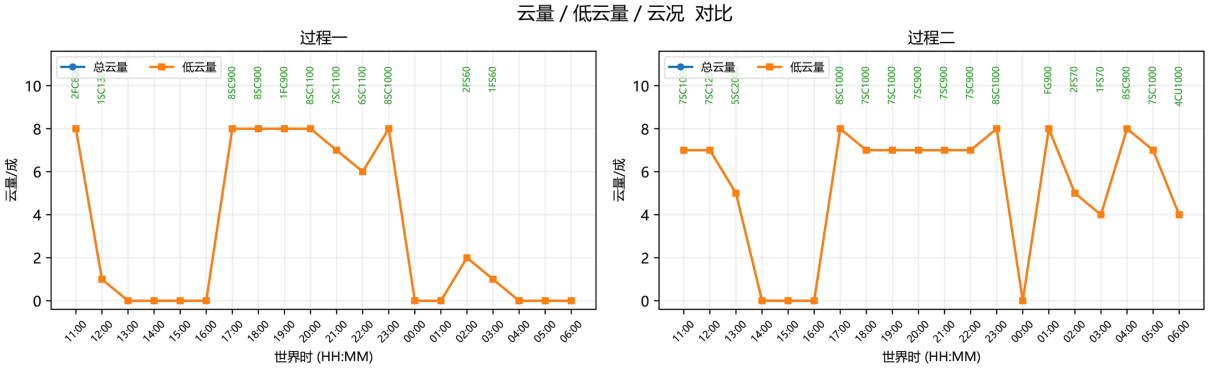


Figure 12. Comparison of cloud amount/low cloud amount/cloud condition between the two events (observation records)
图 12. 观测簿——两次过程云量/低云量/云况对比

5.2. 温度、露点与湿度

过程 1 冻雾时段人工气温为−1.9℃~−1.1℃(最低−1.9℃出现在 07:00 前后)，露点−2.6℃~−1.9℃，温度

露点差 ΔT_d 约 0.7℃~0.8℃；过程 2 辐射雾时段人工气温为+1.1℃~+4.0℃(始终 ＞0℃)，露点 0.2℃~3.4℃，ΔT_d 约 0.7℃~0.9℃。两次过程在雾维持阶段都表现为饱和(RH＝100%、ΔT_d ＜1℃)，和司林青[3]所说的“雾维持阶段温度露点差保持在 0.5℃~0.6℃”量级是一致的，说明湿度条件都是充分的。差异只在于温度符号：过程 1 跌破了冰点、过程 2 没有破。

5.3. 风与云量

两次过程在雾维持时段风向多变(VRB)或静风、风速 ≤ 2 m·s^{-1}；云量上都是晴夜少云(总云量 0~2)，利于辐射降温，午后转为层积云(SC1400 等)。过程 2 辐射雾时段低云量达到 8 (FG 云底高约 900 m)。这些都和辐射雾“晴夜、微风、静稳”的生成环境相符合。

5.4. 器测(AWOS)交叉验证与数据质量评估

把 AWOS 逐分钟器测和人工观测进行交叉比对(以 QNH 作时间对齐校验，二者是吻合的)，可以发现两源在风、压要素上是一致的，但在 2 m 气温和 RVR 上存在系统性偏差(图 13)：

• **2 m 气温**：AWOS 在雾维持时段的读数：过程 1 为+6℃~+10℃，过程 2 为+9℃~+12℃，比人工观测(−1.9℃~−1.1℃、+1℃~+4℃)系统性偏高约 7℃~10℃，两次过程都存在；ERA5 的偏高主要体现在过程 1，过程 2 与人工接近。这可能是由 2 m 温度传感器在强辐射冷却、贴地逆温条件下的暴露和代表性偏差所造成的(传感器所处的小环境没能充分反映贴地冷层)。

• **RVR**：AWOS 各跑道 1 min RVR 在官方雾时段内多停留在报告上限(3200~4000 m)，而人工记录簿同期记录的 RVR 低至 175~275 m (比如过程 1 09:00 R19L/0175N、过程 2 08:00 R01L/0175N)。RVR 的器测高值和这一类局地性、贴地性辐射雾的空间不均匀性有关，也说明它不能单独用来判识辐射雾的起止。

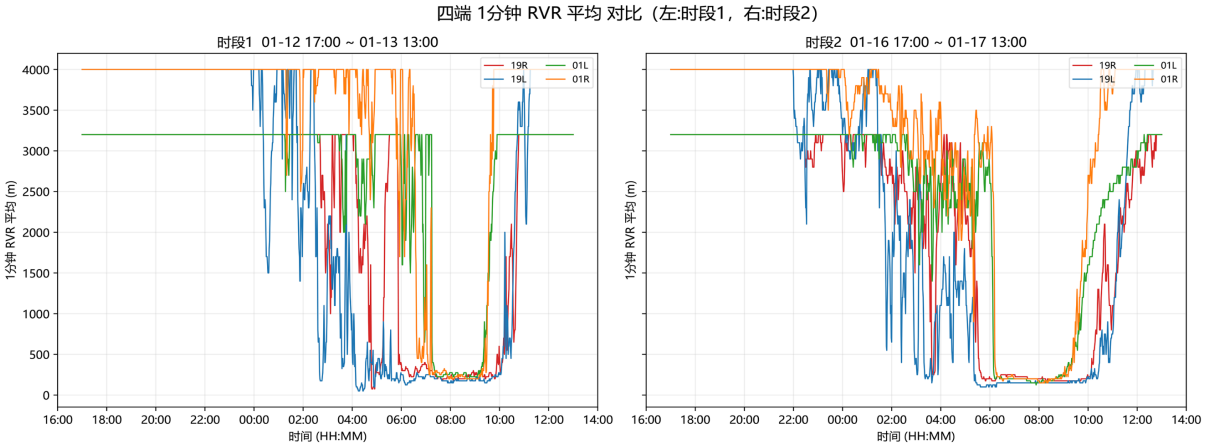


Figure 13. Comparison of 1-min RVR between the two events (AWOS)
图 13. 自观(AWOS)——两次过程 1 分钟 RVR 对比

因此，**冻雾与辐射雾的起止及类型判识，应当以人工主导能见度和人工气温为准**；AWOS 适合作为风、压等要素的交叉参考，并建议在业务中加强 AWOS 2 m 温度和 RVR 在深厚辐射雾条件下的传感器质控与代表性评估。这一结论直接回应了引言里提出的 RQ3 和假设 H3。

6. 讨论

6.1. 结果解读：为何一次冻结、一次不冻结

两次过程的对比，最关键的发现只有一条：它们都处在辐射雾的静稳背景下，也就是高压、弱风、

强逆温、近饱和这一套条件都具备了，但近地面热力状态不同，所以一次结了冰、一次没结冰。往细里看，过程 1 那天，高空暖脊和地面高压都更强(1023 hPa)，近地面空气团偏干偏冷，夜里低层逆温也强(ERA5 给出 23Z 的逆温强度，明显比过程 2 大)，辐射降温因此来得更猛，贴地气温就跌破了 0℃；在零下，水汽凝结或凝华，就成了冻雾(FZFG)。过程 2 那天的背景同样是高压，但脊弱一些、850 hPa 湿度高出一截(79%~87%)，近地面空气更暖(>0℃)、水汽也更足，辐射降温没能把气温压到零下，可水汽够，在微风静稳里照样形成了更强、持续更久的非冻辐射雾(最低能见度 100 m、维持约 4 h)。

这里有个值得注意的地方，就是**冻雾会不会出现，看的是 0℃这条线过没过，而不是看雾浓不浓**。本例里，没冻结的过程 2 雾反而更浓、更久，这说明“冻不冻”和“雾有多强”其实是两回事——前者被近地面温度符号卡着，后者则同时受水汽多少和逆温、静稳强度的影响。

气团来源的追溯。两次过程的近地面气团属性不同，这一点可以从多层环流和湿度场上追出来。对流层中层(700 hPa)两次过程都以偏西–西北气流为主，说明大尺度背景是相似的，都在西风带的西北气流控制之下(图 2~5)。但低层的水汽差别很大：过程 1 整层偏干，850 hPa 相对湿度约 56%、600 hPa 仅约 10%；过程 2 整层偏湿，850 hPa 约 78%、600 hPa 约 27%。再结合地面形势，过程 1 的地面高压更强(QNH 约 1023 hPa 对 1018 hPa)、500 hPa 脊也更强(5764~5785 gpm 对 5705~5723 gpm)，有利于冷空气南下时保持干冷的属性，因此过程 1 的近地面气团表现出明显的干冷特征；过程 2 高压偏弱、冷空气影响相对减弱，低层高湿得以维持，加上 850 hPa 比湿更高，近地面气团表现为暖湿特征。这与 3.1 节得到的“过程 1 为强脊 + 干冷、过程 2 为弱脊 + 湿”是一致的。需要说明的是，本文对气团来源的判断是基于多层环流场和湿度场的定性追溯；若能用 HYSPLIT 等后向轨迹模式给出气团路径和属性演变的定量结果，可以为“干冷”与“暖湿”的论断提供更直接的证据。受资料与条件限制，这部分定量轨迹分析本次未能开展，将在后续研究中补充(见 6.5 节)。

基于简化热力方程的量级估算。为什么近地面气温一次跌破 0℃、一次没有？可以用简化的近地面温度倾向方程来作量级上的判断：

$$Tt = -VT + Q_{\mathrm{rad}} + Q_{\mathrm{turb}},$$

式中 $-VT$ 为水平温度平流项，Q_{rad} 为辐射冷却项，Q_{turb} 为湍流热交换项。在静稳晴夜条件下，这几项的量级差别很大：实测风速不超过 2 $\mathrm{m\cdot s^{-1}}$，取中尺度水平温度梯度约 1℃/(100 km)，则平流项的量级约为 0.07℃·$\mathrm{h^{-1}}$；而晴夜长波辐射造成的净辐射冷却，典型量级为 1~2℃·$\mathrm{h^{-1}}$。也就是说，辐射冷却项比平流项大 1~2 个量级，是夜间近地面降温的主控因子，平流项的贡献在静风条件下基本可以忽略。湍流项方面，强逆温层结抑制了湍流发展，贴地层的湍流热交换被削弱，其量级也小于辐射项。

由此可以理解两次过程的气温差异。过程 1 近地面空气干(850 hPa 相对湿度 50%~64%)、逆温强(方案 B 给出约+10.4℃)、晴夜少云，地面有效辐射强，水汽对长波辐射的反向补偿弱，净辐射冷却大，加上干空气热容量小、降温快，气温因此一路降到−1.9℃。过程 2 则相反，低层水汽充沛(850 hPa 相对湿度 79%~87%)，水汽本身是重要的温室气体，其向下长波辐射会部分补偿地面的辐射损失，削弱地面有效辐射；同时水汽凝结还会释放潜热，进一步减缓降温；再叠加逆温相对较弱(约+6.0℃)，净辐射冷却被明显削弱，气温最终维持在+1℃~+4℃，没能破零。需要注意的是，这里的估算是简化的量级分析，目的是判断各因子贡献的主次关系，并非对温度倾向方程作完整的闭合计算。

6.2. 与既有文献的对话

本研究在多处和已有文献形成了呼应、补充或拓展：

- **与司林青[3]的对话**：该文对比了两次都是冻雾的过程，得出“高空暖脊 + 地面弱气压场 + 晴夜

微风 + 近地面逆温”的共同背景。本研究在更严格的控制条件下(两次过程环流型相似)复现并确认了这一共同背景，但进一步**把冻雾的附加条件——近地面气温跨越 0℃——分离了出来**，从而把“冻雾 vs 非冻辐射雾”的差异，从“两次冻雾的共性”推进到了“冻雾形成的边界条件”。

• **与唐枫等[11]的对话**：他们把冻雾机制归纳为“高空脊前西北气流 + 地面均压场 + 近地面至 850 hPa 深厚逆温 + 弱下沉弱辐合”。本研究的过程 1 完全契合这一机制；而过程 2(非冻)同样具备静稳逆温背景，只是因为温度没有破零所以没有冻结，这说明该“动力–热力耦合机制”描述的是辐射雾的通用背景，**冻雾是其中近地面温度这一子条件被满足时的特殊情况**。

• **与“逆温–雾浓度”关系的对话**：通常文献里会讲“逆温越强、雾越浓”[14]。但这次过程 1 逆温更强，雾反倒稀一些(200 m 对 100 m)，这就提醒我们：在高原这种复杂地形下，一旦把温度因子(过没过零度)单独拎出来看，逆温强度对雾浓淡的影响，其实会被水汽多少盖过去——过程 2 靠更足的低层水汽补上了逆温偏弱这一块，雾反而更浓。也就是说，“逆温强雾就浓”这条关系，并不是一直成立的，得分情况。

6.3. 理论贡献

综合前面的分析，本研究在以下几个方面有所推进。

其一，给出了一个区分辐射雾与冻雾的阈值框架。在同样具备静稳辐射雾背景的前提下，以近地面气温 0℃为界，可以把冬季辐射雾分成“非冻辐射雾”和“辐射冻雾”两类；这两类的差别，主要落在近地面温度是正还是负上，而不是雾本身浓不浓。这样划分，对以后做同类对比，有一个比较清楚的维度可依。

其二，理清了冻雾形成的一个机制问题：它并不需要另一套截然不同的环流形势。冻雾是在辐射雾通用的静稳背景上，再多加一个“近地面足够冷(逆温强、空气团干冷)，让气温跌破零度”的热力条件；而非冻辐射雾，则可以由更暖、但更湿的空气团在同样的静稳里长出来。

其三，对器测偏差及其预报上的影响，做了一点量化。在贵阳机场这个尺度上，本文比较系统地指出 AWOS 2 m 气温和 RVR 在深厚辐射雾里偏高、报高值的情况，并从贴地逆温造成传感器代表性偏差这个角度，说明了为什么冻雾判识还得依靠人工主导能见度和气温，不能只看器测。

6.4. 业务启示

本研究对航空气象预报和运行保障具有以下可操作的启示：

• **预报着眼点**：当 EC/ERA5 等模式预报贵阳机场处于高压脊、弱风、强低层逆温背景时，应进一步判识近地面气温能不能跌破 0℃(结合逆温强度和空气团冷干程度)来区分冻雾和非冻辐射雾，二者的运行影响不同(冻雾伴随结冰/雾凇，处置更严苛)。

• **判识流程**：业务中应坚持《规范》以人工主导能见度和人工气温来判识冻雾；对 AWOS 2 m 气温和 RVR 在浓雾时段的读数应保持审慎，适宜结合多源(人工、微波辐射计、探空)交叉确认。

• **预警重点**：过程 2 表明“非冻但更浓更久”的辐射雾同样可以导致最低能见度 100 m、维持 4 h 以上，提示即便未达冻雾标准，常规辐射雾仍可能造成长时间低标准运行，需要同等重视。

6.5. 局限性与未来研究

本研究的局限性以及相应的未来方向如下：

1) **个例数量有限**：只对比了两个过程，统计上的稳健性不足。未来可以纳入近 15 年冻雾和非冻辐射雾样本，进行气候统计意义上的共性/差异检验(呼应唐枫等[11]的气候背景)。

2) **微波辐射计廓线资料利用不足**：本文只用了微波辐射计的地面相对湿度序列，其温湿廓线产品和液态水路径(LWP)产品未能获取，因此逆温层高度与强度的逐时演变、边界层内水汽的垂直分布、以及两次过程液态水含量的对比这几项内容没有给出定量结果。后续研究应系统利用温湿廓线刻画逆温顶高度与湿层厚度的发展过程，并引入 LWP 定量表征雾的液态水含量与浓度差异，这将为逆温发展和雾浓度差异提供最直接的观测证据。

3) **器测偏差机理待证**：AWOS 2 m 气温偏高约 7℃~10℃，到底是传感器暴露、贴地逆温的代表性问题，还是数据源本身的毛病，目前还不能完全确定，需要结合传感器的实际布设和平行观测来进一步查证。

4) **缺少微物理与气溶胶信息**：本文没有涉及雾滴谱、液态水含量和凝结核(陈义义等[10]强调过污染指数的作用)，未来可以耦合微物理观测，完善“浓度－维持”机制的物理解释。

5) **模式评估未展开**：ERA5 2 m 温度在强辐射冷却下存在暖偏差，未来可以引入更高分辨率模式或陆面方案进行对比，提升边界层温度的模拟能力。

6) **气团轨迹的定量追溯有待补充**：本文对近地面气团属性的判断是基于多层环流场和湿度场的定性分析，尚缺少后向轨迹模式的定量支撑。后续可利用 HYSPLIT 等模式，追踪两次过程中抵达机场的气团来源、移动路径与属性演变，为“干冷气团”与“暖湿气团”的论断提供直接证据；同时可考虑对边界层热力方程作完整的分项计算，定量给出辐射、平流、湍流对近地面温度变化的贡献。

7) **气候统计样本仍偏少**：本文虽引用了近 15 年冻雾与近 5 年低能见度的统计结果作为背景，但未能对历史冻雾与非冻辐射雾个例逐一定量核算海平面气压、850 hPa 温湿等物理量。后续可建立该机场冬季低能见度个例的物理量数据集，对两类过程作系统的统计检验。

7. 结论

本文以 2026 年 1 月 13 日(辐射冻雾)和 1 月 17 日(非冻辐射雾)两次贵阳机场冬季低能见度过程为对象，融合人工观测、AWOS、ERA5 再分析和微波辐射计多源资料，对它们的环流背景和边界层特征进行了系统对比。主要结论如下：

(1) **共性背景**：两次过程都发生在高压控制(QNH 1023/1018 hPa)、地面微风(≤2 $m\cdot s^{-1}$)、低层强逆温、饱和湿度(辐射雾维持时段 RH = 100%)的静稳形势下，高空同属暖脊/弱气压场、低层垂直运动近中性，具备辐射雾生成的典型环流和边界层条件。

(2) **本质差异**：两次过程的区别不在环流型，而在近地面热力状态。1 月 13 日过程受更强高压脊和较干冷空气影响，低层逆温更强、辐射降温更剧，近地面气温降到−1.9℃~−1.1℃(<0℃)，形成辐射冻雾(最低能见度 200 m，冻雾维持约 2 h)；1 月 17 日过程 850 hPa 湿度更高(79%~87%)、近地面气温维持+1℃~+4℃(>0℃)，形成更浓(最低能见度 100 m)、更久(辐射雾维持约 4 h 18 min)的非冻辐射雾。**冻雾与否取决于近地面气温是否跨越 0℃阈值，而不是雾的浓度。**

(3) **数据质量结论**：AWOS 器测 2 m 气温和 RVR 在这一类深厚辐射雾中与人工观测存在系统性偏差，冻雾的起止和类型判识应当以人工主导能见度和人工气温作为权威依据。

本研究的价值，在于通过一次“背景相同、结果不同”的对比，把冻雾形成多出来的那个热力条件－近地面破零－单独拎了出来；以往的研究大多拿都是冻雾的过程来对比，这一点一直没被单独看清楚。同时也用实际资料说明，人工观测在冻雾判识里是不好替代的。往后看，贵阳机场的多源观测(微波辐射计廓线、激光能见度、雾滴谱)和高分辨率数值模式慢慢齐了，冬季辐射雾的预报，有可能从现在这种靠“环流－边界层”经验分型，逐步转到拿温度阈值、水汽丰度、逆温强度这三个因子来做定量预警；而冻雾和非冻辐射雾的精细区分，应该会是高原复杂地形机场低能见度预报能不能再提高准确率的一个关键点。

参考文献

[1] AP-117-TM-2021-01R2 民用航空气象地面观测规范[S]. 北京: 中国民用航空局, 2021.

[2] 沈俊, 阎凤霞, 王燕雄. 虹桥机场能见度变化特征分析[J]. 热带气象学报, 2008, 24(1): 99-104.

[3] 司林青. 贵阳机场两次辐射雾过程对比分析[J]. 自然科学, 2022, 10(3): 254-263.

[4] Ferrari, G. and Facchini, M. (1995) Overview of the Po Valley Fog Experiment 1994 (CHEMDROP). Lund University Publications.

[5] 李子华, 黄建平, 孙博阳, 等. 辐射雾发展的爆发性特征[J]. 大气科学, 1999, 23(5): 623-631.

[6] 濮梅娟, 严文莲, 商兆堂, 等. 南京冬季雾爆发性增强的物理特征研究[J]. 高原气象, 2008, 27(5): 1111-1118.

[7] 罗忠红, 江航东, 梁升, 等. 2016 年厦门机场一次爆发性浓雾的天气条件分析[J]. 热带气象学报, 2020, 36(4): 547-556.

[8] 慕熙昱, 徐琪, 周林义, 等. 基于 AWOS 数据的南京禄口机场低能见度特征统计研究[J]. 高原气象, 2018, 37(4): 1129-1142.

[9] 刘开宇, 王世权, 刘贵萍, 等. 贵阳机场雾的气候统计分析[J]. 高原山地气象研究, 2007, 27(S1): 73-79.

[10] 陈义义, 宋媛, 罗娅. 空气质量指数在贵阳机场辐射雾预报中的应用[J]. 环境保护前沿, 2023, 13(5): 1179-1185.

[11] 唐枫, 邓小光, 罗璇. 贵阳机场近 15 年冻雾天气特征及一次典型过程[J]. 自然科学, 2025, 13(5): 1086-1095.

[12] 罗璇, 罗娅, 唐枫, 等. 近五年贵阳机场低能见度天气特征及关键物理量演变分析[J]. 气候变化研究快报, 2026, 15(3): 554-561.

[13] 唐枫, 黄金全, 罗璇. 近 10 年贵阳机场辐射雾天气与城市空气质量关联性研究[J]. 环境保护前沿, 2025, 15(8): 1157-1167.

[14] 王玮, 黄玉芳, 孔凡忠, 等. 中国东部一场持续性大雾的诊断分析[J]. 气象, 2009, 35(9): 84-90.