

高空冷云影响下的 2017 年 6 月 6 日长治上空 一次晴空湍流的数值模拟研究

刘海文¹ 袁帅² 周括¹ 武凯军¹

¹ 中国民航大学航空气象系, 天津 300300

² 中国民航大学空中交通管理学院, 天津 300300

摘 要 晴空颠簸是影响飞机安全运行和旅客旅行舒适度的重要恶劣天气之一。为了研究 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC (世界协调时) 发生在山西省长治市上空的一次强烈的晴空颠簸事件的产生机制。论文使用常规观测资料、NOAA-15 和 NOAA-18 卫星辐射资料并通过天气学分析和中尺度 WRF 数值模式以及 GSI 同化系统同化等方法, 对此次事件开展了数值模拟和机理研究。结果表明: 该次飞机颠簸事件是一个典型的高空急流-锋区耦合系统导致的晴空湍流所致, 高空急流是导致晴空湍流的主要因素之一。导致该次晴空湍流事件发生的是大气一系列要素对冷空气入侵的响应。高空冷云(冷空气)发展南下是促进此次强颠簸事件发生的重要诱因。由于高空冷云的南下, 使得长治上空温度经向梯度增加, 而长治上空温度经向梯度增加, 使得中纬度风切变增大, 增大的水平风垂直切变, 导致 Ri 数值变小, 而较小的 Ri 值是产生 K-H 不稳定的必要条件, 由于 K-H 不稳定导致了长治上空出现晴空湍流。此外, 中尺度 WRF 模式以及 GSI 同化系统能够较好地模拟颠簸区附近的大气温度场特征, 表明文中的数值预报流程对于大气温度、风场以及晴空湍流的发展具有一定的预报能力。

关键词 高空冷云 晴空湍流 水平温度梯度 水平风垂直切变 Kelvin-Helmholtz 不稳定

收稿日期 2025-01-21; 网络预出版日期

作者简介 刘海文, 教授, 主要从事华北暴雨, 西南低涡以及航空气象研究

通讯作者 周括, E-mail: k_zhou@cauc.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金-中国民用航空局联合研究基金重点项目(U2033207), 中国气象局城市气象重点开放实验室开放基金(LUM-2023-06), 中央高校基本科研业务专项(3122024QD19)

Founded by the State Key Program of the Joint Fund of the National Natural Science Foundation of China and the Civil Aviation Administration of China (U2033207), the Open Foundation of the Key Open Laboratory of Urban Meteorology, China Meteorological Administration (LUM-2023-06), and the Fundamental Research Funds for the Central Universities (3122024QD19)

Numerical Simulation Study of a Clear-air Turbulence over Changzhi on 6 June 2017 under the Influence of Upper-level Cold Clouds

LIU Haiwen¹, YUAN Shuai², ZHOU Kuo¹, WU Kaijun¹

¹ Department of Aviation Meteorology, Civil Aviation University of China, Tianjin 300300

² College of Air Traffic Management, Civil Aviation University of China, Tianjin 300300

Abstract Clear air turbulence (CAT) is one of the important severe weather conditions that affect the safe operation of aircraft and the travel comfort of passengers. To investigate the mechanism of a severe CAT event that occurred over Changzhi, Shanxi Province at 0210 UTC on 6 June 2017, the numerical simulation and mechanism study of this event were conducted by using conventional observation data, NOAA-15 and NOAA-18 satellite radiation data, and by meteorological analysis, mesoscale WRF numerical model and data assimilation by GSI assimilation system. The results show that the aircraft turbulence event is caused by clear air turbulence resulting from a typical upper-level front-jet system, and the upper-level jet stream is one of the main factors causing the clear air turbulence. The response of a series of atmospheric elements to the cold air intrusion is the cause of the CAT event. The southward development of upper-level cold clouds (cold air) is an important incentive to promote the occurrence of this severe turbulence event. Due to the southward movement of upper-level cold clouds, the meridional gradient of temperature over Changzhi increases, while the meridional gradient of temperature over Changzhi increases, resulting in the increase of mid-latitude wind shear. The increased vertical shear of horizontal wind results in the decrease of Ri value, and the low Ri value is the necessary condition for Kelvin-Helmholtz instability, which leads to CAT over Changzhi. In addition, the mesoscale WRF model and the GSI assimilation system are capable of simulating the characteristics of the atmospheric temperature field near the turbulence area with good accuracy, indicating that the numerical prediction process in this paper possesses certain forecasting capabilities for atmospheric temperature, wind fields, and the development of clear air turbulence.

Keywords Upper-level cold cloud, Clear-air turbulence, Horizontal temperature gradient, Vertical shear of horizontal wind, Kelvin-Helmholtz instability

59 1 引言

60 晴空颠簸 (clear-air turbulence, 简称 CAT) 一般是指发生在大气 6000m 高度以上和强
61 对流活动无关的颠簸。它不包括与对流性不稳定边界及深厚对流有关的颠簸, 但不排除非对
62 流云 (多指卷云) 中存在的颠簸 (俞飞等, 2008; 周林, 2016)。大多数与天气有关的飞机
63 事故都是由大气湍流引起的。在全球范围内, 商用飞机每年都会遭遇数万次中等或更严重的
64 湍流, 可能会导致数百名乘客受伤 (甚至死亡), 给航空公司造成数千万美元的损失, 并会
65 损坏飞机的结构 (Clark et al., 2000; Sharman et al., 2006, 2012)。研究表明, 人为的气候
66 变化预计会加剧飞机巡航高度上的大气急流的垂直风切变, 从而增加发生切变不稳定的概率,
67 并产生晴空湍流 (Williams, 2017)。由于飞行员无法通过目视观察, 并且卫星与机载雷达也
68 无法对其进行探测, 因而难以避让晴空湍流 (Venkatesh T N and Mathew J, 2013), 因此研究
69 CAT 具有重要的意义。

70 大多数飞机颠簸的数值模拟是针对观测到的颠簸事件来进行模拟 (Sharman and Lane,
71 2016)。飞机颠簸事件的资料可来源于飞行员日常气象报告 (Pilot Reports, 简称 PIREPs)
72 以及 EDR 报告 (Clark et al., 2000; Lane et al., 2003; Kim and Chun, 2010; Sharman and Lane,
73 2016)。数值模式可分为两类, 一类为直接数值模拟 (DNS), 这类模式的特点是针对湍流直
74 接计算; 另一类是所谓的大涡模拟。为了能够解决 1000 km 大尺度湍流和影响飞机颠簸的几
75 百米尺度湍流问题, 模式多采用嵌套方案 (Sharman and Lane, 2016)。国内也有不少学者对
76 飞机颠簸进行了数值模拟。比如, 梁爱民等 (2008) 使用 MM5 中尺度非静力模式对 2006
77 年 1 月 2 日华北地区的一次飞机颠簸事件进行了数值模拟, 结果表明, 使用模式结果计算的
78 L-P 指数对颠簸区范围及强度的判断具有很好的指示意义。黄超凡等 (2015) 利用民航飞机
79 上自动获取并下传的气象报告 AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay, AMDAR) 资料,
80 对南海周边海域的高空越洋航线上 306 个晴空颠簸个例进行了数值模拟, 发现晴空颠簸的诊
81 断对于诊断指数阈值的选取十分敏感。飞机颠簸模拟结果表明, 对于大幅度的晴空湍流事件,
82 常常是由几种不稳定机制之间相互作用的结果, 很难独立地区分开每一种不稳定机制对于飞
83 机颠簸的效果; 对于同样的初始条件, 使用不同的数值模式和不同的参数化方案, 可以得到
84 显著不同的结果 (Sharman and Lane, 2016)。Park et al. (2019) 使用混合垂直坐标, 对复杂
85 地形下高空飞机颠簸预报有所改进。Kim and CHUN (2010) 利用 WRF 模式并根据飞行员
86 报告记录的发生在韩国西海岸、济州岛以及东部山区 9 例中等到严重的 CAT 事件进行了模
87 拟, 研究结果表明, 除了山脉波破碎以外, 数十公里的标准数值预报分辨率足以捕捉到飞机

颠簸事件。Lee and CHUN (2018) 利用 WRF 模式对发生在 2013 年 2 月 13 日 02:47UTC 从仁川经过黄海 (121.25°E, 38.55°N) 到中国天津的 24000ft (7.3km) 高度上的中度飞机颠簸进行了数值模拟, 结果表明: 强的水平风垂直切变使颠簸区域的 Richardson 数降低, 进而通过 Kelvin-Helmholtz (K-H) 不稳定诱发飞机颠簸。Wasson et al. (2022) 利用 WRF 模式模拟了印度北部的晴空颠簸, 揭示了飞机颠簸的有利条件。除了确定性数值模式预报飞机颠簸以外, Storer et al. (2020) 使用多模式对飞机颠簸进行集合预报, 结果显示, 使用多模式集合预报能够提高飞机颠簸的预报技巧。以上研究表明, 目前对于飞机颠簸的预报或研究, 使用高分辨率的模式, 仍然是模拟和预测飞机颠簸的主流方向之一。

和地面锋不同, 高空锋区常和高空急流耦合, 从而形成所谓的高空急流-锋区 (Jet-Front) 耦合系统 (Shapiro, 1980; 丁一汇, 2005)。高空急流-锋区耦合系统是产生晴空湍流 (CAT) 的主要源地 (Dutton and Panofsky, 1970; Ellrod and Knapp, 1992; 朱志愚, 1997; 丁一汇, 2005; Lee and Chun, 2018)。在和高空风切变相联系的高空急流-锋区、山脉波以及非平衡反气旋流这三种形成晴空湍流的主要系统中, 高空急流-锋区耦合系统在所观测到的晴空湍流中占主导地位 (Ellrod et al., 2003; Jaeger and Sprenger, 2007; Min et al., 2011)。因此, 重点关注高空急流-锋区耦合系统的晴空湍流产生机制具有重要意义。

2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC 山西省长治市 (36.47°N, 112.86°E) 高空 9100m 高度上发生了一次强颠簸事件, 研究表明, 该颠簸事件就是发生在高空急流-锋区耦合系统中 (下文)。该次颠簸事件之所以值得研究, 一方面是该次飞机颠簸事件比较严重; 另一方面, 长治市地处华北南部, 而华北是飞机发生高高空颠簸和高空颠簸次数最多的地区 (李克南等, 2024), 加之长治是高空大气从青藏高原分开的两支绕流汇合后的必经之地, 具有高空急流导致飞机颠簸的代表性。

2 资料与方法

2.1 资料

飞机颠簸数据来自中国民用航空华北地区管理局飞行员报告 (PIREPs 资料)。数据包含强颠簸发生的时间、高度和位置信息。

研究所使用的第二套资料卫星云顶亮温数据来自日本气象卫星中心的葵花 8 号卫星, 其中云顶亮温选自中心波长为 10.4 μ m 的红外通道。

研究所使用的第三套资料来自欧洲中期天气预报中心的第五代再分析数据集 ERA5。ERA5 再分析资料是 ECMWF 利用 4DVar 同化产生的第 5 代大气再分析全球气候数据, 该数

据提供 1979 年至今的逐小时大气、陆地和海洋的气候变量估计值，其中大气数据的水平空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 网格，等压面数据垂直方向包括 1~1000hPa 的 37 层等压面(KARL and BERRISFORD, 2020)。数据包主要包括位势高度、温度、经向风、纬向风、垂直风、相对湿度、比湿、散度及涡度等参量的网格数据。该资料主要用于分析产生晴空湍流的大尺度天气形势。

研究所使用的第四套资料来自于 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 全球预报系统 (global forecast system, 简称 GFS) 分析场和预报场，用于 WRF 模式模拟的边界条件和初始条件。

研究所使用的第五套资料来自全球资料同化系统 (GDAS) 数据库。资料同化所用的常规观测类型包括常规地面站观测和探空观测，观测要素包括地面气压、相对湿度、温度、风速和风向。非常过观测包括 NOAA-15 和 NOAA-18 卫星辐射资料，NOAA-15 卫星同化所用通道为微波探测器 AMSU-A (Advanced Microwave Sounding Unit) 的 7-10 通道；NOAA-18 卫星同化所用通道为 AMSU-A 的 7-11 通道和微波湿度计 MHS (Microwave Humidity sounder) 的 1-2 通道。

2.2 方法

方法一：文中采用中尺度 WRF 模式 (V4.2) 和 GSI 同化系统 (Grid point Statistical Interpolation V3.5) 对 CAT 进行模拟研究，上述表明，WRF 广泛地应用于飞机颠簸的数值模拟和机制研究中。

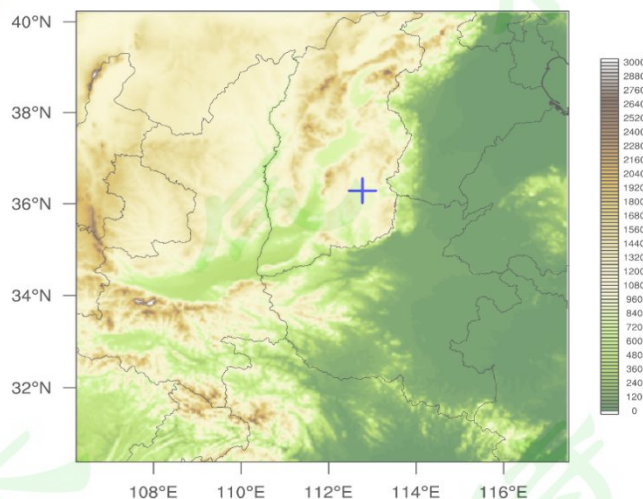


图 1 模式区域。填色表示地形高度 (单位: m), “+” 表示 36.47°N, 112.86°E 颠簸点位

Fig.1 Model domains and topography (shadings, units: m). “+” indicates the turbulence point (36.47°N, 112.86°E)

由于长治市地处晋东南的上党盆地，介于太行山脉与太岳山脉之间，地形陡峭，使用多层嵌套方案试验效果不好。因此本文仅使用图 1 给出的 WRF 模式模拟的区域范围。由图可

见，长治市位于太行山东脉，位于 36°N 附近，是青藏高原高空南北急流汇合的必经之地。

模式背景场和侧边界来自 NCEP（National Centers for Environmental Prediction）0.5°×0.5°全球预报系统（global forecast system，简称 GFS）分析场和预报场。模式水平分辨率为 3km，水平方向格点数为 361×361，垂直方向 61 层，模式层顶气压为 50hPa。模式采用 Morrison 云微物理方案(Morrison et al., 2009)、RRTMG 长波辐射和短波辐射方案(Iacono et al., 2008)、Noah 陆面模式（Tewari et al., 2004）、YSU 边界层方案（Hong et al., 2006）。为了更好地提升模式对晴空湍流的预报能力，模式冷启动时间设置为 2017 年 6 月 5 日 18:00 UTC，同时利用三维变分方法同化 GDAS 数据库中的常规观测、NOAA-15 和 NOAA-18 卫星辐射数据完成冷启动背景场同化更新（图 2）。模式积分 6 h 后，热启动阶段再次同化 GDAS 观测数据，此后模式向后积分预报 12h。



图 2 模式流程设置

Fig.2 Schematic diagram of the model prediction process.

方法二：理查森数（Ri）是分析晴空颠簸机理的常用诊断量，Ri 定义如下：

$$Ri = \frac{N^2}{S_v^2},$$

其中， $N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$ 表示浮力振荡频率， θ 为位温， g 表示重力加速度，

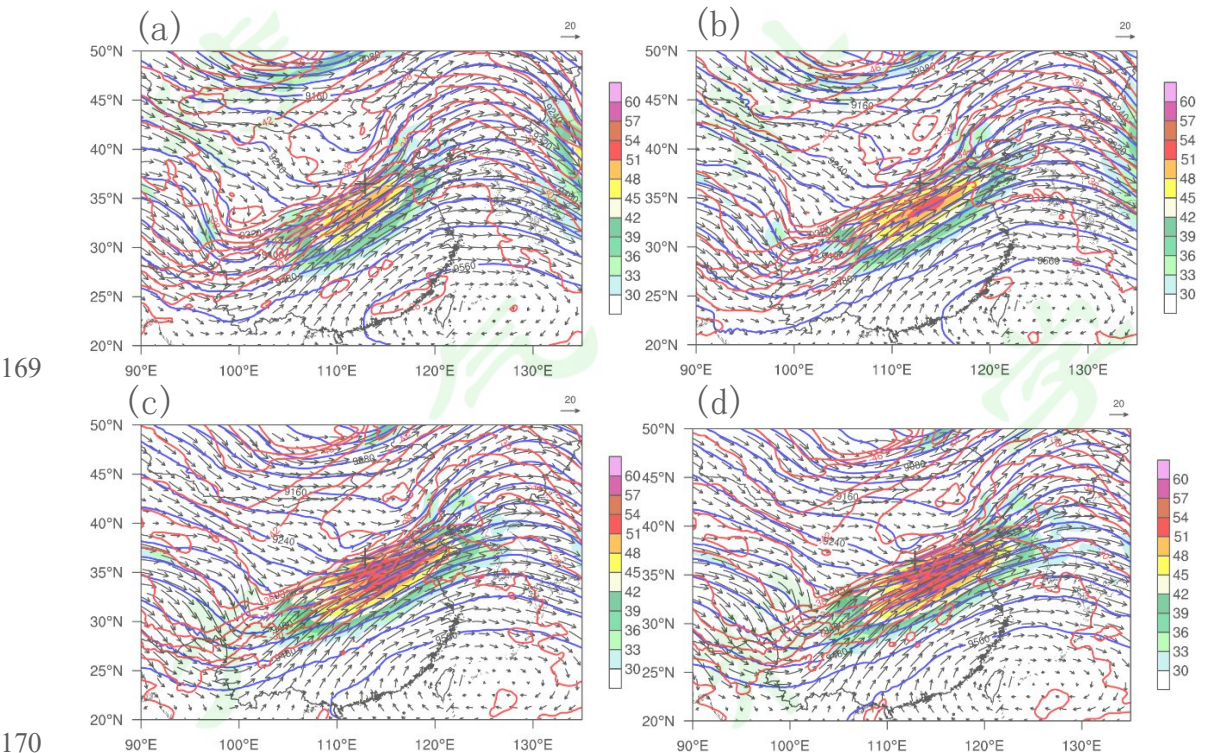
$$S_v = \left(\left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|^2 + \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|^2 \right)^{1/2}$$

表示水平风的垂直切变。

3 大尺度天气背景

图 3a 给出了 2017 年 6 月 5 日 18:00 UTC（世界协调时，下同）颠簸发生前的 300hPa 高空环流图。由图可见，300hPa 高空形势呈现一槽一脊的形势，高空槽从陕西经过四川到达我国的西南地区。在槽的东部，沿着中国东部海岸线是一个明显的强脊。在大约 105°E-115°E, 25°N-36°N 附近存在一个东北-西南走向的高空急流，急流中心风速超过 50m/s。

162 温度场落后于高空脊，表明脊具有明显的斜压结构，同时高空急流明显具有斜压特性。3 小
163 时以后（图 3b），西风槽略有东移，较强的高空脊使得高空急流维持在 105°E-115°E，
164 25°N-36°N 附近，长治就处于高空急流出口区的西南处，这样的环流形势十分有利于晴空湍
165 流的形成。到了 6 日 01:00UTC，天气形势与 21:00UTC 最大的变化是高空急流强度变强，
166 长治处于高空急流中心的入口区的北部。一小时以后，原来的西风槽向东移动，急流的强值
167 区范围有所扩大，长治处于急流核中心的北部，就是在这样的天气背景下，长治上空发生了
168 飞机颠簸。

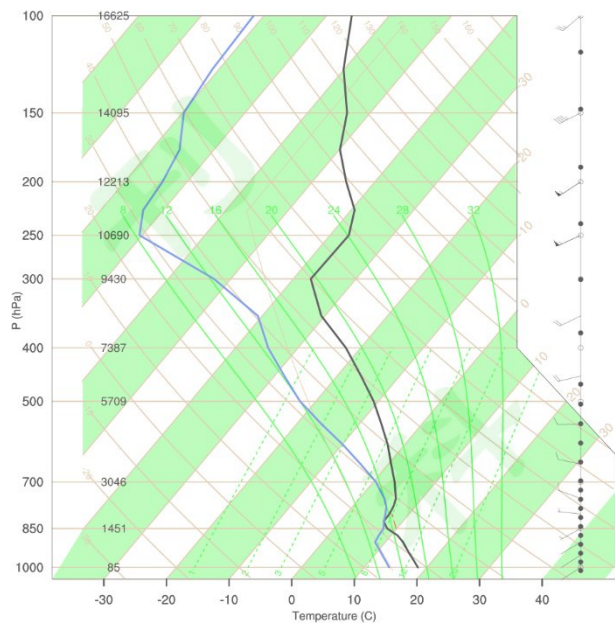


170 图 3 300 hPa 高度场（蓝色等值线，单位：gpm）、温度场（红色等值线，单位：°C）、风场（箭矢，单位：m s⁻¹）和大于 30 m s⁻¹
171 风速（填色，单位：m s⁻¹）：（a）2017 年 6 月 5 日 18:00 UTC，（b）2017 年 6 月 5 日 21:00 UTC，（c）2017 年 6 月 6 日 01:00 UTC，
172 （d）2017 年 6 月 6 日 02:00 UTC。“+”表示 36.47°N, 112.86°E 颠簸点位

174 Fig.3 Geopotential height (blue contours, units: gpm), temperature (red contours, units: °C), wind field (arrows, units: m s⁻¹) and wind
175 speed more than 30 m s⁻¹ (shaded, units: m s⁻¹) at 300hPa: (a) June 5, 2017 18:00 UTC, (b) June 5, 2017 21:00 UTC, (c) June 6, 2017
176 01:00 UTC, (d) June 6, 2017 02:00 UTC. “+” indicates the turbulence point (36.47°N, 112.86°E)

177 为了分析颠簸发生时的大气层结状况，图 4 给出了颠簸发生点的温度对数压力图。由图
178 可见，在 850hPa 高度，温度和露点近乎相交，这说明 850hPa 高度上湿度较大，但是随着高
179 度上升到 700hPa 与 500hPa 之间，温度和露点线之间的距离在温度对数压力图上逐渐拉大，
180 这说明 700hPa 到 500hPa 之间的大气相对干燥。单纯地有 850hPa 的水汽条件，对于地处华
181 北的长治市而言，不利于产生降水天气，加之，地面天气图上，长治处于高压前部西北气流

182 的控制，因此，不满足产生大尺度降水的天气条件，说明该次颠簸事件是由晴空湍流造成的。



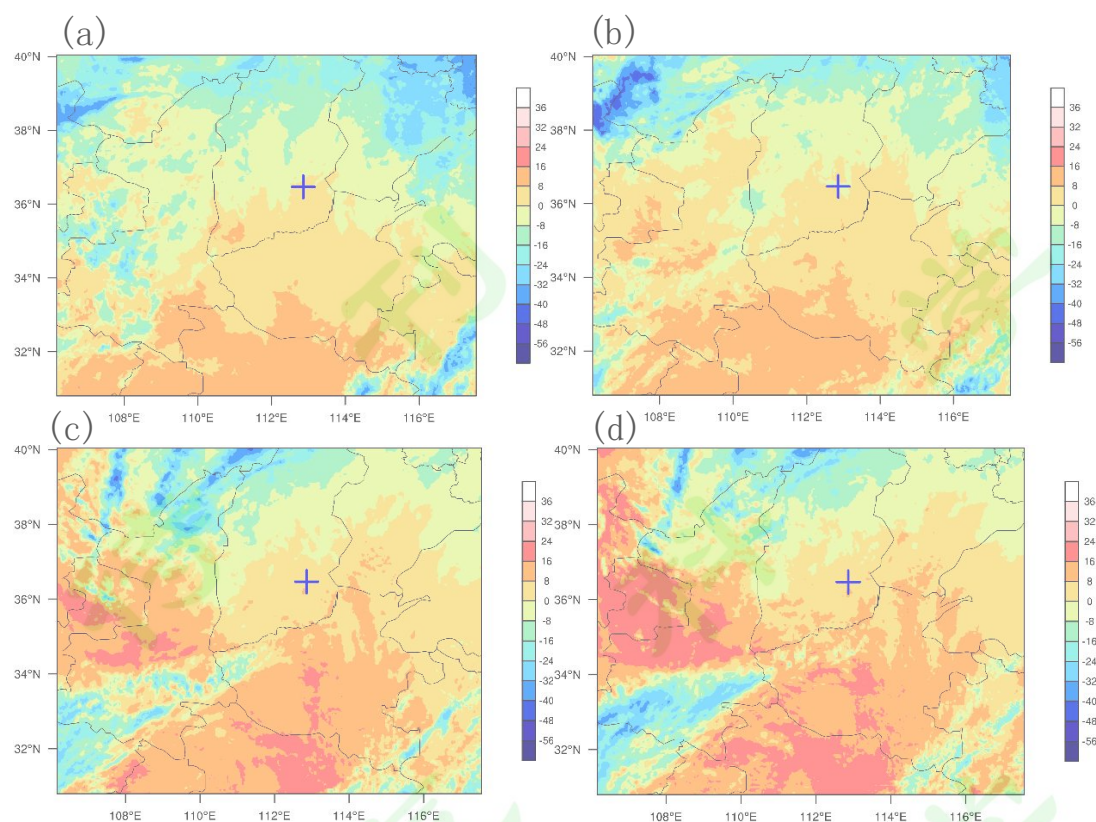


图 5 卫星云顶亮温 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 2017 年 6 月 5 日 18:00 UTC, (b) 2017 年 6 月 5 日 21:00 UTC, (c) 2017 年 6 月 6 日 01:00 UTC, (d) 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC. “+”表示 36.47°N, 112.86°E 颠簸发生位置点

Fig.5 Cloud top brightness temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) from Himawari-8: (a) June 5, 2017 18:00 UTC, (b) June 5, 2017 21:00 UTC, (c) June 6, 2017 01:00 UTC, (d) June 6, 2017 02:10 UTC. “+” indicates the turbulence point (36.47°N, 112.86°E)

图 6 是模式预报的云顶亮温分布, WRF 模式大体上能够预报出云顶亮温的“南暖北冷”的空间分布特征。但是在 36°N 以北范围内, 模式预报的云顶亮温偏冷的范围要比实况偏大; 同时, 36°N 以南模式预报的云顶亮温偏暖的范围要比实况也要大。WRF 也能预报出 6 日 01:00 UTC 长治处于其南部的比较暖的云区中; 到了 02:10 UTC, 颠簸点处, 模式预报出长治上空处于南北冷暖空气交绥处的特征。和实况相比, 模式结果夸大了长治上空的温度梯度。根据 Sharman et al. (2006) 对于湍流强度的划分 ($Ri=20$: 无湍流, $Ri=2$: 轻度湍流, $Ri=0.6$: 中度湍流, $Ri=0.3$: 重度湍流, $Ri=-0.5$: 严重湍流), 湍流强度的潜势预报结果表明 (图 7), 自 6 日 01:00 UTC 至 02:10 UTC, 长治上空存在轻度至中度的湍流强度, 并由此导致了后续的颠簸事件。

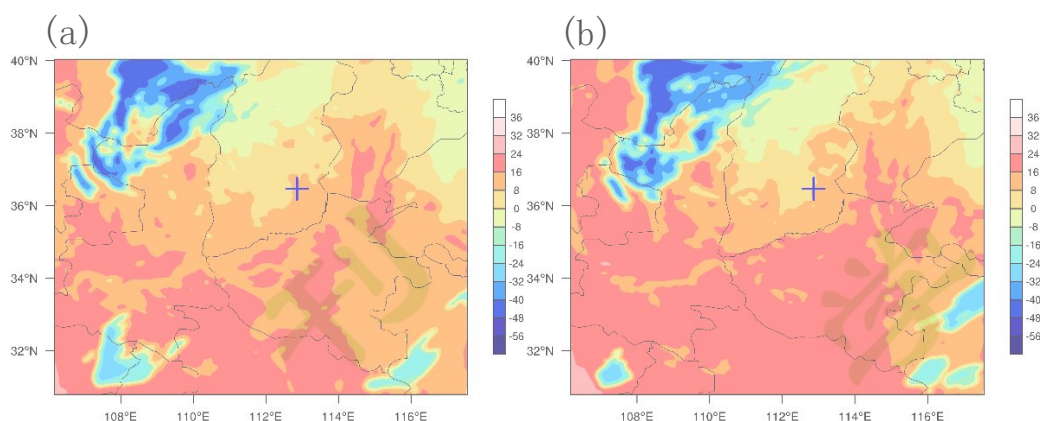


图 6 模拟云顶亮温 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 2017 年 6 月 6 日 01:00 UTC, (b) 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC。“+”表示 36.47°N , 112.86°E

E 颠簸点位

Fig.6 Cloud top brightness temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) from WRF model output: (a) June 6, 2017 01:00 UTC, (b) June 6, 2017 02:10 UTC. “+” indicates the turbulence point (36.47°N , 112.86°E)

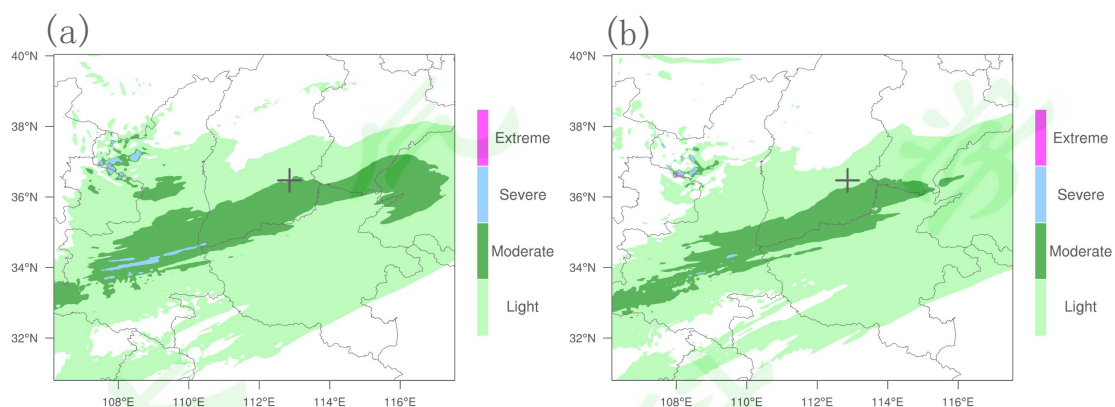


图 7 9100m 高度湍流强度的势预报: (a) 2017 年 6 月 6 日 01:00 UTC, (b) 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC。“Light”表示轻度湍流,“Moderate”表示中度湍流,“Severe”表示重度湍流,“Extreme”表示严重湍流

Fig.7 Potential prediction of turbulence intensity at 9100m. Light, Moderate, Severe, and Extreme correspond to the categories of turbulence intensity.

4 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC 长治上空晴空湍流的诊断分析和数值模拟

理查森数 Ri 指数是判断飞机是否发生颠簸的重要指数 (Keller, 1990)。一般来讲, 当 Ri 小于 0.25 时, 就伴随着 K-H 不稳定 (Miles and Howard, 1964)。但在实际工作中, Ri 数值可以放宽到小于 1.0 (Keller, 1990)。图 8 给出了 9100m 高度的 Ri 数和温度的水平空间分布。由图 8a 可见, 在 01:00 UTC, 从山东到四川存在一大片东北-西南走向的 Ri 数小于 1 的区域, 长治处于 Ri 数 0.5 到 0.75 的过渡区域, 此时从理论上讲应该是高空大气湍流发生严重的时刻。到了 02:10 UTC (图 8b), 大片的 Ri 数小于 0.5 的区域有所减小, 但长治上空

仍处于 Ri 数 0.75 到 1 的过渡区域。虽然长治上空 Ri 有所变大，但是由于 Ri 数仍小于 1，因此该时刻长治上空仍然处于大气湍流状态。

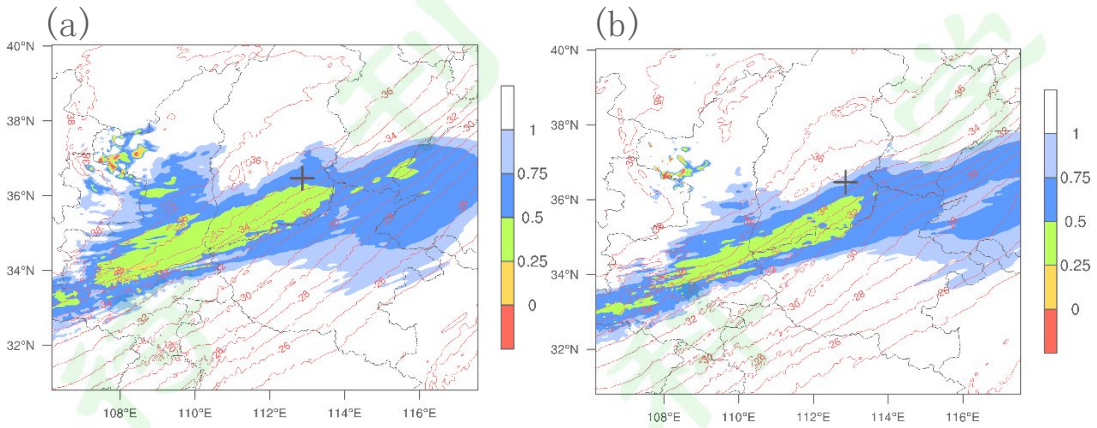


图 8 9100m 高度 Ri (填色) 和温度场 (红色等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布: (a) 2017 年 6 月 6 日 01:00 UTC, (b) 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC. “+”表示 36.47°N, 112.86°E 颠簸点

Fig.8 Temperature (red contours, units: $^{\circ}\text{C}$) superimposed on the Ri (shaded) at 9100m: (a) June 6, 2017 01:00 UTC, (b) June 6, 2017 02:10 UTC. “+” indicates the turbulence point (36.47°N, 112.86°E)

为了分析该次高空急流-锋区耦合系统带来的晴空湍流，图 9 给出了 112.86°E 剖面图。由图 9a 可见，在 01:00UTC，从高空 8km 到 9km 附近，存在着一支高空急流，在急流的锋区内，存在着 Ri 数小于 1 的低值区，长治处于 Ri 数 0.25 到 0.5 的低值区内，这进一步说明了长治上空存在着大气湍流现象。1 小时以后，锋区内 Ri 小于 0.5 的范围较 1 小时以前有所变大，长治仍然处于 Ri 数 0.5 到 0.75 的过渡区域，尽管 Ri 数有所变大，但是长治上空发生的晴空湍流却未改变。需要指出的是，该次颠簸事件和 Keyser and Shapiro (1986) 总结的概念模型不同，但是和 Kennedy and Shapiro (1980) 揭示的晴空湍流发生的区域很类似，晴空湍流均是发生在高空锋区内部的下边界区域。

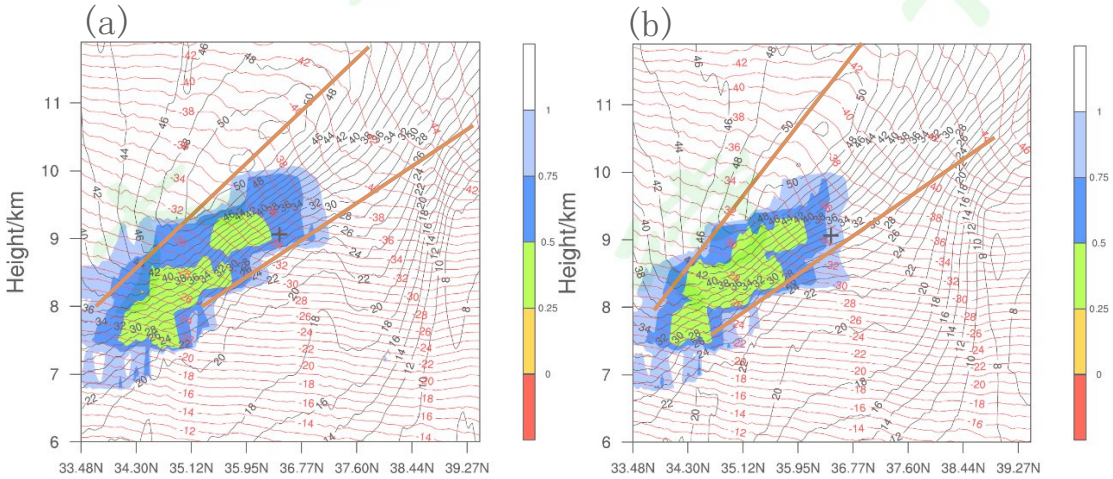


图 9 Ri (填色)、温度场 (红色等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和纬向风 (黑色等值线, 单位: m s^{-1}) 沿 112.86°E 剖面: (a) 2017 年 6 月 6 日 01:00 UTC, (b) 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC。“+”表示 9100m 高度上 36.47°N , 112.86°E 颠簸点位, 粗实线表示高空锋区

Fig.9 Temperature (red contours, units: $^{\circ}\text{C}$) and zonal wind speed (black contours, units: m s^{-1}) superimposed on the Ri (shading) along 112.86°E at (a) 01:00 UTC, June 6, 2017 and at (b) 02:10 UTC, June 6, 2017. “+” indicates the turbulence point (36.47°N , 112.86°E) at 9100m and the thick line indicates the upper-level frontal zone

垂直风切不稳定理论是目前公认的形成晴空湍流的主要机制(赵颂华, 1987; 段炼, 2005)。图 10 给出了水平风垂直切变 (S_V) 的分布图。由图可见, 大致在高空锋区内部, 存在着水平风垂直切变的高值区。一般来讲, 当水平风垂直切变大于 $1.03 \times 10^{-2} \text{S}^{-1}$ 时 (Lee et al., 2023), 可能会导致中度以上的飞机颠簸。在 01:00UTC 时 (图 10a), 长治上空处于风切变从 $1.8 \times 10^{-2} \text{S}^{-1}$ 到 $2.1 \times 10^{-2} \text{S}^{-1}$ 的过渡区域; 当到了 02:10UTC 时 (图 10b), 长治上空的水平风垂直切变开始变小, 处于 $1.5 \times 10^{-2} \text{S}^{-1}$ 数值内, 尽管长治上空的水平风垂直切变变小了, 但是长治上空飞机仍然处于颠簸状态, 这和上面的分析相一致。

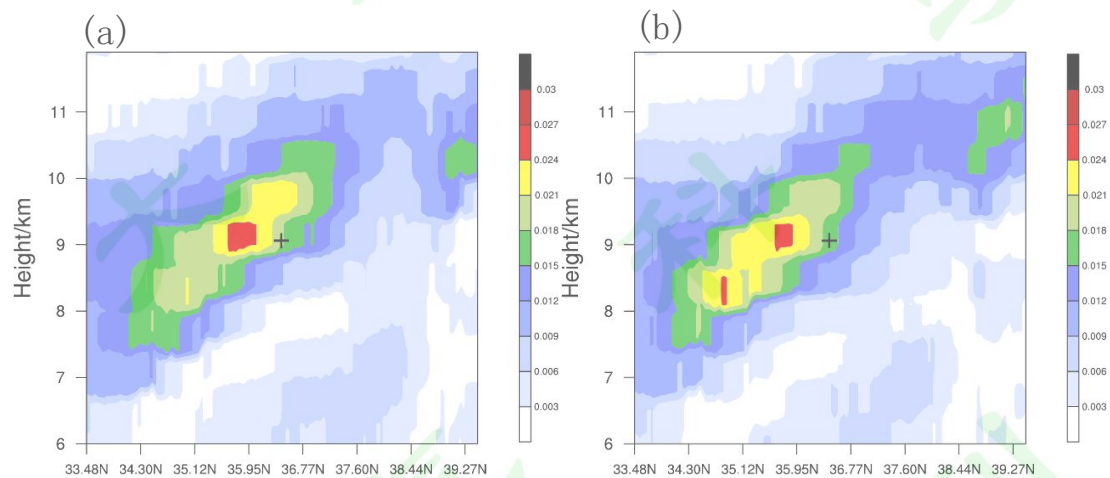


图 10 水平风垂直切变 (填色, 单位: s^{-1}) 沿 112.86°E 剖面: (a) 2017 年 6 月 6 日 01:00 UTC, (b) 2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC。“+”表示 9100m 高度上 36.47°N , 112.86°E 颠簸点位

Fig.10 Vertical shear of horizontal wind along 112.86°E at (a) 01:00 UTC, June 6, 2017 and at (b) 02:10 UTC, June 6, 2017. “+” indicates the turbulence point (36.47°N , 112.86°E) at 9100m.

综合上述分析结果, 图 11 给出了此次晴空湍流形成机制的概念模型。长治北部存在着高空冷云向南发展, 云顶高度可达 9km 以上。冷云与长治南部暖空气之间的水平温度梯度由于冷暖对峙而增强。因此, 水平风的垂直切变增强, 诱发 K-H 不稳定, 进而导致晴空湍流的发展。

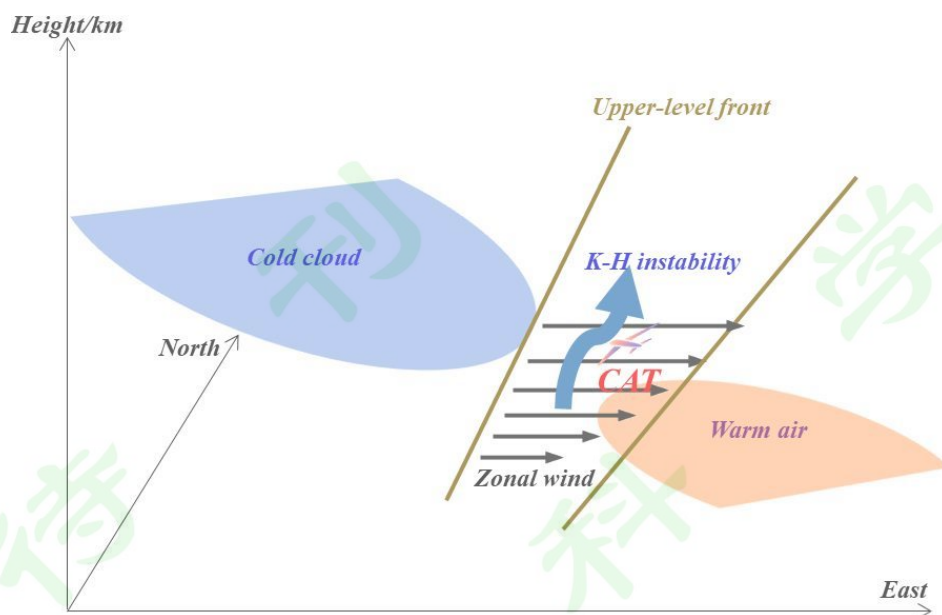


图 11 2017 年 6 月 6 日长治上空晴空湍流形成机制的概念模型

Fig.11 The conceptual model of the formation mechanism of clear air turbulence over Changzhi on June 6, 2017.

5 结论与讨论

高空急流-锋区耦合系统是产生晴空湍流的重要区域。2017 年 6 月 6 日 02:10 UTC，山西省长治市（36.47°N, 112.86°E）9100m 高度上发生了一次强飞机颠簸事件。该次飞机颠簸事件是一个典型的高空急流-锋区耦合系统导致的晴空颠簸。本文利用中尺度 WRF 模式和 GSI 同化系统，结合再分析资料和卫星观测资料，对此次强颠簸事件开展了天气学分析和数值模拟，得到如下结论：

（1）高空冷云发展南下是促进此次强颠簸事件发生的重要诱因。由于高空冷云的南下，使得长治上空温度经向梯度增加，而长治上空温度经向梯度增加，使得中纬度风切变的增大（Lv et al., 2021），增大的水平风垂直切变，导致 Ri 数值变小，而较小的 Ri 值是产生 K-H 不稳定的必要条件，K-H 不稳定进而导致了长治上空出现晴空湍流。

（2）高空急流也是导致晴空湍流主要因素，高空急流以超过 50m/s 的速度穿过长治上空，导致长治上空发生晴空湍流，而且晴空湍流主要发生在长治上空高空急流-锋区的下边界处。需要指出的是，高空急流具有明显的斜压特征，是否发生了斜压不稳定，值得进一步研究。

（3）经过同化 GDAS 数据库中常规观测、NOAA-15 和 NOAA-18 卫星辐射观测的数值预报结果有效地反映了真实大气的云场特征。WRF 模式能够有效地预报出长治上空晴空颠簸发生时长治南北向的温度对比，表明文中的数值预报流程对于大气温度、风场以及晴空

294 湍流具备一定的预报能力。

295 高空冷云发展南下是促进此次强飞机颠簸事件发生的重要因素。因此，在晴空颠簸的预
296 报方面，高空冷云同样是值得关注的预报要素。文中构建的模式流程较好地预报了此次过程
297 中的冷云演变，但其预报性能还需要更多个例的检验。

参考文献 (References)

- Clark T L, Hall W D, Kerr R M, et al. 2000. Origins of Aircraft-Damaging Clear-Air Turbulence during the 9 December 1992 Colorado Downslope Windstorm: Numerical Simulations and Comparison with Observations[J]. *J. Atmos. Sci.*, 57: 1105–1131. doi: 10.1175/1520-0469(2000)057<1105:OOADCA>2.0.CO;2.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学[M]. 2 版. 北京: 气象出版社. Ding Y H. 2005. Advanced synoptic meteorology[M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press. (in Chinese).
- 段炼. 2005. 晴空颠簸及其预报方法[J]. 中国民航飞行学院学报, 16(6): 39-41. Duan Lian. 2005. Clear air turbulence and its forecasting methods[J]. *Journal of Civil Aviation Flight University of China (in Chinese)*, 16(6): 39-41.
- Dutton J A, Panofsky H A. 1970. Clear Air Turbulence: A Mystery May Be Unfolding: High altitude turbulence poses serious problems for aviation and atmospheric science[J]. *Science*, 167(3920): 937-944. doi: 10.1126/science.167.3920.937
- Ellrod G P, Knapp D I. 1992. An objective clear-air turbulence forecasting technique: Verification and operational use[J]. *Weather and Forecasting*, 7(1): 150-165. doi: 10.1175/1520-0434(1992)007<0150:AOCATF>2.0.CO;2
- Ellrod G P, Lester P F, Ehernberger L J. 2003. Clear-air turbulence. encyclopedia of atmospheric sciences. Holton J R., et al., Eds., Academic Press, 393-403.
- 黄超凡, 周林, 宋帅, 等. 2015. 南海周边海域越洋航线晴空颠簸的数值预报研究[J]. 气象科学, 35(3): 317-322. Huang Chaofan, Zhou Lin, Song Shuai, et al. 2015. Numerical prediction on clear air turbulence of transoceanic airlines over surrounding waters of South China Sea[J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 35(3): 317-322.
- Hong, S. Y., Noh, Y., Dudhia, J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Weather Rev.* 134, 2318-2341. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res. Atmos.* 113, D13103. <https://doi.org/10.1029/2008JD009944>.
- Jaeger E B, Sprenger M. 2007. A Northern Hemispheric climatology of indices for clear air turbulence in the tropopause region derived from ERA40 reanalysis data[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D20). doi: 10.1029/2006JD008189
- KARL H, BERRISFORD P. 2020. ERA5: data documentation[EB / OL]. <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>, 2020-11-27
- Keller J L. 1990. Clear air turbulence as a response to meso-and synoptic-scale dynamic processes[J]. *Monthly weather review*, 118(10): 2228-2243. doi: 10.1175/1520-0493(1990)118<2228:CATAAR>2.0.CO;2
- Kennedy P J, Shapiro M A. 1980. Further encounters with clear air turbulence in research aircraft[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(5): 986-993. doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<0986:FEWCAT>2.0.CO;2
- Keyser D, Shapiro M A. 1986. A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones[J]. *Monthly Weather Review*, 114(2):

452-499. doi: 10.1175/1520-0493(1986)114<0452:AROTSA>2.0.CO;2

Kim J H, Chun H Y. 2010. A numerical study of clear-air turbulence (CAT) encounters over South Korea on 2 April 2007[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(12): 2381-2403. doi: 10.1175/2010JAMC2449.1

梁爱民, 张云瑾, 刘开宇, 等. 2008. “20060102” 飞机颠簸天气过程诊断分析和数值模拟[J]. *云南大学学报: 自然科学版*, (S1): 320-323. Liang Aimin, Zhang yunjin, Liu Kaiyu, et al. 2008. Analysis and numerical simulation of "20060201" aircraft turbulence[J]. *Journal of Yunnan University (Natural Sciences Edition) (in Chinese)*, (S1): 320-323.

Lane T P, Sharman R D, Clark T L, et al. 2003. An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection[J]. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(10): 1297-1321. doi: 10.1175/1520-0469(2003)60<1297:AIOTGM>2.0.CO;2

Lee D B, Chun H Y. 2018. A numerical study of aviation turbulence encountered on 13 February 2013 over the Yellow Sea between China and the Korean Peninsula[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(4): 1043-1060. doi: 10.1175/JAMC-D-17-0247.1

Lee J H, Kim J H, Sharman R D, et al. 2023. Climatology of clear-air turbulence in upper troposphere and lower stratosphere in the Northern Hemisphere using ERA5 reanalysis data[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128(1): e2022JD037679. doi: 10.1029/2022JD037679

李克南, 武凯军, 刘海文, 等. 2024. 中国主要高空航线飞机颠簸的时空分布特征[J]. *大气科学学报*, 47(5):789-797. Li Kenan, Wu Kaijun, Liu Haiwen, et al. 2024. Spatiotemporal distribution patterns of turbulence on major high-altitude aircraft routes in China[J]. *Trans Atmos Sci (in Chinese)*, 47(5):789-797. doi: 10.13878/j. cnki. dqkxxb.20240122001

Lv Y, Guo J, Li J, et al. 2021. Increased Turbulence in the Eurasian Upper-Level Jet Stream in Winter: Past and Future[J]. *Earth and Space Science*, 8(2): e2020EA001556. doi: 10.1029/2020EA001556

Miles J W, Howard L N, 1964. Note on a heterogeneous shear flow[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 20(2): 331-336. doi: 10.1017/S0022112064001252

Min J S, Chun H Y, Kim J H. 2011. An investigation of synoptic condition for clear-air turbulence (CAT) events occurred over South Korea[J]. *Atmosphere*, 21(1): 69-83. doi: 10.14191/Atmos.2011.21.1.069

Morrison, H., Thompson, G., Tatarskii, V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Mon. Weather Rev.* 137, 991-1007. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2556.1>.

Park S H, Klemp J B, Kim J H. 2019. Hybrid mass coordinate in WRF-ARW and its impact on upper-level turbulence forecasting[J]. *Monthly Weather Review*, 147(3): 971-985. doi: 10.1175/MWR-D-18-0334.1

Shapiro M A. 1980. Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37(5): 994-1004. doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<0994:TMWTFA>2.0.CO;2

358 Sharman R, Tebaldi C, Wiener G, et al. 2006. An integrated approach to mid-and upper-level turbulence forecasting[J]. *Weather and*
359 *forecasting*, 21(3): 268-287. doi: 10.1175/WAF924.1

360 Sharman R D, Trier S B, Lane T P, et al. 2012. Sources and dynamics of turbulence in the upper troposphere and lower stratosphere: A
361 review[J]. *Geophysical Research Letters*, 39(12). doi: 10.1029/2012GL051996

362 Sharman R, Lane T. 2016. *Aviation Turbulence: Processes, Detection, Prediction*[M]. Switzerland: Springer.
363 doi:10.1007/978-3-319-23630-8.

364 Storer L N, Gill P G, Williams P D. 2020. Multi-diagnostic multi-model ensemble forecasts of aviation turbulence[J]. *Meteorological*
365 *Applications*, 27(1): e1885. doi: 10.1002/met.1885

366 Tewari, M., Chen, F., Wang, W, et al. 2004. Implementation and verification of the unified NOAH land-surface model in the WRF model
367 [C]//20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction. Seattle: American
368 Meteorological Society, 11–15.

369 Venkatesh T N, Mathew J. 2013. The problem of clear air turbulence: Changing perspectives in the understanding of the phenomenon[J].
370 *Sadhana*, 38: 707-722.

371 Wasson G, Das S, Panda S K. 2022. Numerical simulation of a Clear Air Turbulence (CAT) event over Northern India using WRF
372 modeling system[J]. *Natural Hazards*, 114(3): 2605-2631. doi: 10.1007/s11069-022-05481-x

373 Williams P D. 2017. Increased light, moderate, and severe clear-air turbulence in response to climate change[J]. *Advances in atmospheric*
374 *sciences*, 34(5): 576-586. doi: 10.1007/s00376-017-6268-2

375 俞飞, 王科, 梁爱民, 等. 2008. 华北地区晴空颠簸的分类特征及分析[J]. *气象*, (08): 15-21. Yu Fei, Wang Ke, Liang aimin. 2008.
376 *Synoptic Classification and Analysis of Clear Air Turbulence in Beijing Flight Region*[J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, (08):
377 15-21.

378 赵颂华. 1987. 国外晴空湍流研究评述[J]. *南京气象学院学报*, (03): 361-370. Zhao Songhua. 1987. A review of foreign research on
379 clear air turbulence [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, (03): 361-370. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.1987.03.012.

380 周林, 黄超凡, 钟中, 等. 2016. 一次南海高空晴空颠簸事件的形成机制研究[J]. *热带气象学报*, (04): 570-576. Zhou Lin, Huang
381 Chaofan, Zhong Zhong, et al. 2016. RESEARCH ON FORMATION MECHANISM OF A CLEAR-AIR TURBULENCE ABOVE
382 SOUTH CHINA SEA[J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, (04): 570-576. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2016.04.014.

383 朱志愚. 1997. 高空急流区飞机颠簸的一种形成机制的探讨[J]. *成都气象学院学报*, 12(4): 298-303. Zhu Zhiyu. 1997. ANALYSIS
384 OF A FORMATION MECHANISM ON AIRPLANETURBULENCE IN UPPER JET STREAM[J]. *Journal of Chengdu University of*
385 *Information Technology (in Chinese)*, 12(4): 298-303.

386

387