大气科学
CHINESE JOURNAL OF ATMOSPHERIC SCIENCES

基于新型往返式探空观测的大气湍流特征分析

杨晨义 曹晓钟 郭启云 袁源

Feature Extraction and Analysis of Atmospheric Turbulence Based on New Round-Trip Radiosonde

YANG Chenyi CAO Xiaozhong GUO Qiyun YUAN Yuan

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21103

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

往返式探空观测资料的质量控制及不确定性分析
Quality Control and Uncertainty Analysis of Return Radiosonde Data
大气科学. 2020, 44(4): 865 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19203

基于高分辨率数值天气模式的往返平飘式探空轨迹预测方法及初步评估
A Return Radiosonde Trajectory Forecast Method and Its Preliminary Evaluation Based on High Resolution Numerical Weather Prediction Model
大气科学. 2021, 45(3): 651 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2012.20186

结合激光雷达和探空资料研究青藏高原地区混合层高度特征
Characteristics of Atmospheric Mixing Layer Height over the Tibetan Plateau with Lidar and Radiosonde Data
大气科学. 2018, 42(5): 1133 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17218

基于加密探空资料对不同海拔高度台站边界层大气的对比分析
A Comparative Analysis of Atmospheric Boundary Layer Based on Intensive Sounding Data at Different Altitude Stations
大气科学. 2017, 41(6): 1234 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1704.16230

基于探空云识别方法的云垂直结构分布特征
Characteristics of Cloud Vertical Distribution Based on Cloud Identification by Radiosonde
大气科学. 2021, 45(6): 1161 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2105.19246

基于火箭探空资料的冰雹云内部结构个例分析
Case Study of Hail Cloud Internal Structure Based on Rocket Sounding Data
大气科学. 2020, 44(4): 748 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1907.19118

关注微信公众号，获得更多资讯信息

杨晨义, 曹晓钟, 郭启云, 等. 2023. 基于新型往返式探空观测的大气湍流特征分析 [J]. 大气科学, 47(6): 1967−1982. YANG Chenyi, CAO Xiaozhong, GUO Qiyun, et al. 2023. Feature Extraction and Analysis of Atmospheric Turbulence Based on New Round-Trip Radiosonde [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 47(6): 1967−1982. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21103

基于新型往返式探空观测的大气湍流特征分析

杨晨义[1] 曹晓钟[2] 郭启云[2] 袁源[1]

1 兰州大学大气科学学院半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000
2 中国气象局气象探测中心, 北京 100081

摘 要 利用 2018 年 6 月 2 日至 2019 年 11 月 14 日，安庆、长沙、赣州、南昌、宜昌、武汉 6 个站点的往返式探空试验数据，使用 Thorpe 分析方法计算了湍流层厚度、对数湍流耗散率、Thorpe 尺度、浮力频率并进行概率、水平、垂直等分布特征的分析。这些探空数据观测精度较高，且垂直分辨率约为 6～10 m，延伸至大约 30 km 的高度，可以在整个对流层和平流层下部估计湍流。本研究基于湍流特征分析，比较了各个站点之间以及上升段与下降段之间的差异。对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$（代表ε的量级）分布具有两个模态，分别以−35 $m^2 s^{-3}$ 和−5 $m^2 s^{-3}$ 附近为峰值中心并向两侧递减。对流层的分布相对于平流层更加集中，且对流层的峰值中心的数值略大于平流层中心，这说明平流层的湍流强度稍弱于对流层。从对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$、Thorpe 尺度（L_T）、浮力频率（N^2）三个参数的水平和垂直分布可以看出，湍流强度受 L_T 与 N^2 的配置影响，并且对流层与平流层的特征相反。本研究揭示了高分辨率的往返式探空组网观测数据用于自由大气湍流特征研究的潜力，以及其相对于传统探空数据的时空加密观测优势。

关键词 湍流层 往返式探空资料 下投探空 Thorpe 分析
文章编号 1006-9895(2023)06-1967-16 **中图分类号** P401 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21103

Feature Extraction and Analysis of Atmospheric Turbulence Based on New Round-Trip Radiosonde

YANG Chenyi[1], CAO Xiaozhong[2], GUO Qiyun[2], and YUAN Yuan[1]

1 *Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education*, *College of Atmospheric Sciences*, *Lanzhou University*, *Lanzhou*, 730000
2 *Meteorological Survey Center*, *China Meteorological Administration*, *Beijing* 100081

Abstract Based on the round-trip radiosonde test data of Anqing, Changsha, Ganzhou, Nanchang, Yichang, and Wuhan from June 2, 2018 to November 14, 2019, the turbulent layer thickness, logarithmic turbulent dissipation rate, Thorpe scale, and buoyancy frequency are calculated using the Thorpe analysis method. The probability, horizontal, and vertical distribution features are also analyzed. This radiosonde data has high observation accuracy and a vertical resolution of 6–10 meters, extending to an altitude of about 30 kilometers. Turbulence can be measured throughout the troposphere and

收稿日期 2021-06-20；**网络预出版日期** 2022-06-15
作者简介 杨晨义，男，1996 年出生，博士研究生，主要从事地气相互作用方面的研究。E-mail：yangchy14@lzu.edu.cn
通讯作者 曹晓钟，E-mail: caoxzh@126.com
资助项目 科技部重大自然灾害监测预警与防范重点专项 2018YFC1506201、2018YFC1506204，国家重点研发计划项目 2016YFC0401003，国家自然科学基金重点项目 41430425
Funded by Key Special Project of the Ministry of Science and Technology (Grants 2018YFC1506201, 2018YFC1506204), National Key R&D Program of China (Grant 2016YFC0401003), Major Program of National Natural Science Foundation of China (Grant 41430425)

lower stratosphere. Based on turbulence characteristics analysis, this study compares the differences between stations and observation results in the rising and falling sections. The logarithmic turbulent dissipation rate representing the magnitude of ε has two modes that decrease to both sides, with peak centers at −35 m^2 s^{-3} and −5 m^2 s^{-3}, respectively. The troposphere is more concentrated in the peak center than the stratosphere, and the troposphere's peak center value is slightly larger than that of the stratosphere, indicating that the turbulence in the stratosphere is relatively weaker than that in the troposphere. The horizontal and vertical distribution of the three parameters of logarithmic turbulence dissipation rate, Thorpe scale, and buoyancy frequency shows that the configuration of L_T and N^2 affects turbulence intensity, and the troposphere and stratosphere features are opposite. This research reveals the potential of high-resolution round-trip radiosonde network observation data for studying free atmospheric turbulence characteristics and its advantages over traditional radiosonde data.

Keywords Turbulent layer, Round-trip radiosonde data, Downcast radiosonde, Thorpe analysis

1 引 言

目前，人们对全球自由大气中的湍流混合及其变化情况相知较少，原因主要是难以进行相关的测量，进而缺乏观测数据。目前湍流研究的数据主要是飞机或火箭上的仪器提供的风和温度直接观测数据（Cho et al., 2003; Sharman et al., 2014），以及雷达或激光雷达等方式所获得的遥感数据（Dehghan and Hocking, 2011; Dehghan et al., 2014）。然而，因为经济成本和危险系数较高，使用火箭和飞机进行的直接观测很少，所以只在部分大型观测试验计划时进行，探测的范围也会受到限制（Grubišić et al., 2008; Sunilkumar et al., 2015）。来自商业飞机的湍流观测数量相对较多，但由于飞机通常会避开潜在湍流区域，只沿着主要飞行路线提供观测数据（Kim and Chun, 2012; Dehghan et al., 2014; Bellenger et al., 2017），数据对湍流特征的代表性有待商榷。目前，全球仅有六七个仍在运行的探测湍流的雷达设施，确实提供了雷达上方大气柱时空变化的宝贵数据，但这只覆盖了全球自由大气的一小部分，使用这些数据进行的研究同样存在因采样受限而带来的数据偏差问题（Kantha and Hocking, 2011; Luce et al., 2014; Wilson et al., 2014; Li et al., 2016; Kohma et al., 2019）。

与上述来源于飞机或火箭上仪器提供的直接观测数据的稀缺性相反，无线电探空仪是如今气象业务当中最经典、使用最广泛的探测手段。全球约有 800 多个站点每天会发布两次无线电探空的结果，并且近年来也有提高业务无线电探空分辨率的趋势，较高的分辨率（1～2 s）使得无线电探空能够捕捉更加精细的大气结构，从而可以被应用在重力波、边界层等更多方面的研究当中（Ingleby et al., 2016; 杨晨义等，2021）。但是，探空观测模式却多年未出现显著进展，受到一些现实因素的限制，全球约有三分之二的探空站点仍采用每日两次的传统观测模式（Choi et al., 2015; Durre et al., 2018）。这样的观测密度显然无法满足大部分中小尺度气象研究的需求，现在针对这个问题的解决方案一般是在重大过程中针对性的加密观测（探空气球上升观测或飞行器下投观测）来进行弥补，但这种方案无法扩展至日常业务，迫切需要一种新的观测模式。而中国气象局气象探测中心在反复验证下投探空性能的基础上，基于气象探空运动的动力学理论模型，设计开发了包含“上升 1 h—平漂 4 h—下降 1 h”三阶段，拥有共计 6 h 左右观测时长的往返平漂式探空系统，该系统对探空气球实行一次施放多次观测的方式，在获取平流层大气高时间分辨率直接观测资料的同时实现观测时间的加密。仅仅小幅增加单次成本，却能够使获得的垂直廓线数量加倍，大幅增加了观测样本，降低了探空观测的平均成本（郭启云等，2018a，2018b; 曹晓钟等，2019）。此外，中国气象局基于已有的往返式探空野外观测试验数据，建立了面向业务化应用的往返式探空质量控制方案，并对质量控制方案的合理性进行了论证，结果表明往返探空资料是可信、可用的，其对风速、风向、气温、湿度、气压观测的不确定度均满足了 WMO 仪器与观测方法委员会 CIMO（Commission for Instruments and Methods of Observations）提出的测量标准（王丹等，2020）。

使用高分辨率无线电探空来进行湍流特征分析的最常用的方法为 Thorpe 分析方法，此方法最初主要是通过比较观测到的密度剖面和垂直重新排序后创建的稳定分层剖面来观测海洋中的局部湍流。

Clayson and Kantha（2008）将 Thorpe 方法应用于大气，提出了一种利用高分辨率垂直探空来观测自由大气中湍流的方法。在该方法提出后，一些研究使用 Thorpe 分析和各种高分辨探空估计了湍流特性，并将其与雷达（Kantha and Hocking, 2011; Luce et al., 2014; Wilson et al., 2014; Li et al., 2016; Kohma et al., 2019）、无人机（Balsley et al., 2018）、数值模拟（Fritts et al., 2016）等其他方式获得的湍流进行比较。Nath et al.（2010）使用印度半岛加丹基站的无线电探空数据研究了湍流的季节性变化和发生频率，并且强调了使用高分辨率数据的重要性。Sunilkumar et al.（2015）使用了连续 3 年的无线电探空数据得到了对流层和下平流层湍流参数的年度、季节性和月度变化，但没有很好地分析湍流的日周期及高度变化特征。Bellenger et al.（2017）研究了印度洋上空重力波在湍流产生中的作用。结果表明，重力波通过降低静力稳定性，使环境条件有利于湍流生成。

虽然已经有几项研究利用 Thorpe 方法分析了来自各种无线电探空仪观测数据的湍流，但由于先前的研究多是基于单站点的短时探空观测，其结论因观测区域和时间而具有很大的局限性。本研究利用了 2018 年 6 月 2 日至 2019 年 11 月 14 日，安庆、长沙、赣州、南昌、宜昌、武汉 6 个站点的往返式探空试验数据，在更大的时空范围内研究了湍流的分布和长期变化。并且本文所使用的往返式探空系统不仅具有高垂直分辨率，而且在传统上升探空观测的同时可以利用下降段进行类似“逆上升”的探测进行空间加密，一定程度上解决了传统无线电探空观测的密度问题，并且由于平漂段所造成的时间差，相当于将每日两次的观测加密至每日四次，从而能够得到更加精细的湍流日变化特征。

2　资料与方法

2.1　往返式探空观测资料

本文中选用的探空观测资料来自中国气象局最新研发的往返式智能探空系统，该系统为中国气象局气象探测中心研发的下一代探空观测系统。未来探空观测将采用北斗卫星导航定位测风技术，并在原有单站单次上升观测的基础上，拓展了平流层平漂和下投观测，将建成全国观测无缝隙、间距在 150 km 内的地空物联探空网，实现观测效益在天气预报中的成倍式增长。如图 1 所示，该系统采用内外双层的“套球”技术，上升段观测与现有业务探空类似，气球运行约 1 h 后到达下平流层，“外球”自动爆破后开始约 4 h 的平漂观测，此阶段探空气球沿等压面运动，最后通过爆破“内球”完成约为 1 h 的下降段观测，总观测时长约为 6 h。其下降段可以起到加密观测的作用，且经过验证下降段数据的质量与上升段相近（郭启云等，2018a），平漂段可以弥补平流层—对流层较长时效连续直接观测的空白。此外，中国气象局基于已有的往返式探空野外观测试验数据，建立了面向业务化应用的往返式探空质量控制方案，并对质量控制方案的合理性进行了论证，结果表明往返探空的风速、风向、气温、湿度、气压观测的不确定度满足了 WMO 仪器与观测方法委员会 CIMO（Commission for Instruments and Methods of Observations）提出的测量标准。本文中使用的上升段和下降段数据的温度探测误差在对流层顶以下低于 1 K，在对流层以上低于 2 K。所有阶段的气压探测误差均小于 1 hPa，气压探测误差达到了 WMO 规定的理想目标（1 hPa）（王丹等，2020）。

由于平漂段数据比较特殊，暂时并未开发出有效的平漂段数据信息的提取方法，所以本文仅选取往返式探空系统的上升段和下降段的数据。往返式探空数据除了三段观测所具有的观测加密优势以外，作为高垂直分辨率的无线电探空仪数据可以对更精细的大气结构进行采样，从而实现使用传统无线电探空仪无法完成的详细和新颖的研究（Ingleby et al., 2016; Geller et al., 2017）。试验的 6 个站点为安庆、长沙、赣州、南昌、宜昌、武汉（图 1），时间跨度为 2018 年 6 月 2 日至 2019 年 11 月 14 日。该数据每日两次，分别为 07 时和 19 时（北京时，下同），上升段与下降段共计 2654 次观测结果。数据中所有参数的时间分辨率为 1 s，由于气球的上升和下降速度不是均匀不变的，所以使用三次样条插值方法将所有变量都插值成 5 m 间隔。此外，尽管可以将下降段数据视为逆上升观测，但由于无线电探空仪的测风性能与移动速度相关，且在下降段气球刚刚爆炸之后最初的几秒内仪器降落速度较快，下降初期测风数据在使用时需要做预处理以及有效控制，经过质量控制之后上升段与下降段数据具有相近的质量，本文针对这两部分数据所使用的湍流提取方法也基本相同（郭启云等，2018a; 王丹

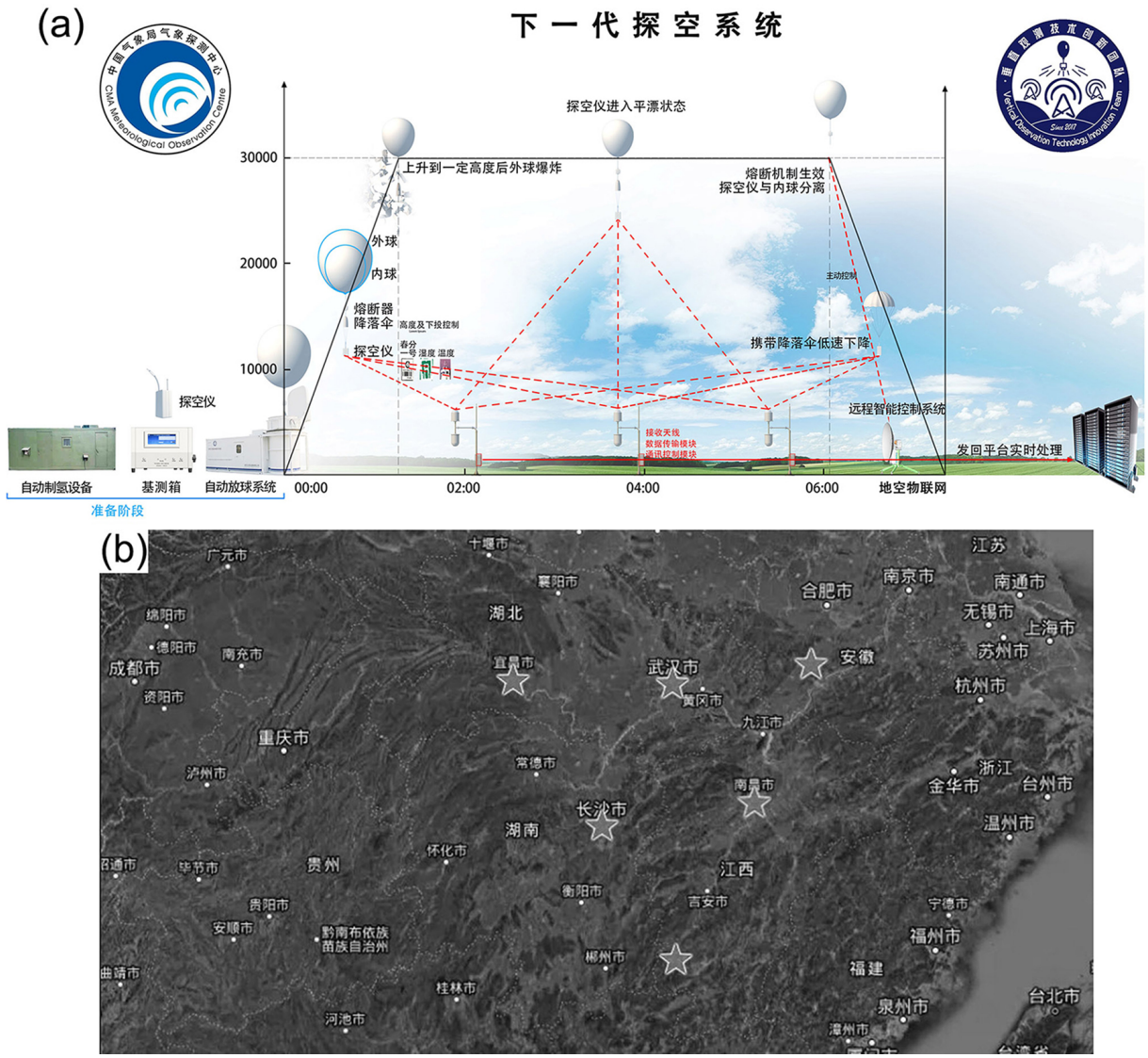

图 1 （a）往返式探空系统构成及（b）试验站点分布。

Fig. 1 (a) Composition of a sounding system and (b) distribution of test stations.

等，2020）。

2.2 Thorpe 分析

本文中使用的根据高分辨率的探空数据分析大气湍流的方法为 Thorpe 方法（Thorpe and Deacon，1977），该方法最初是通过比较观测到的原始密度剖面以及重新排序后创建的稳定分层剖面来观测海洋中的局部湍流，Clayson and Kantha（2008）首次将 Thorpe 分析应用于大气，提出了一种利用高分辨率探空数据来观测自由大气中湍流的方法，该方法可计算得到湍流耗散率ε和 Thorpe 尺度 L_{T}，用于表示湍流所造成的局部翻转的强度。在本研究中，首先使用探空数据中的气压 p（hPa）和温度 T（K）计算位温θ：

$$\theta = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}, \qquad (1)$$

其中，R为干空气的比气体常数，c_p 为比热容。在稳定大气中，位温与海拔高度存在正梯度，Thorpe 分析的理论基础就是认为其中负梯度存在的高度对应于不稳定层结。本方法的要内容就是寻找不稳定层结，并以此作为判定湍流层结存在的依据，本文将观测到的垂直剖面重新排序为单调增加的状态，并假设其中的不稳定层结是由垂直方向的湍流运动引起的。

此外，实际大气并非完全干燥，其中水分的作用无法被简单的忽略。为得到严谨可信的计算结果，这里使用浮力频率对位温 θ 进行重构，此后的分析

中都使用重构后的位温θ^*。该重构方法考虑到空气具有干燥、亚饱和、饱和三种状态，但水蒸气在亚饱和空气中的影响可以忽略不计。因此，与 Wilson et al.（2013）的工作相同，这里只考虑干燥和饱和的空气，当垂直位移出现在饱和空气中时，由于潜在的热释放，位温θ不是一个保守量，而且稳定性低于干燥空气，考虑到这一点θ^*可以计算为

$$\text{干燥空气：}\theta^*(i)=\theta^*(i-1)\left[1+N_{\mathrm{d}}^2(i-1)\frac{\Delta z}{g}\right],\quad(2)$$

$$\text{饱和空气：}\theta^*(i)=\theta^*(i-1)\left[1+N_{\mathrm{m}}^2(i-1)\frac{\Delta z}{g}\right],\quad(3)$$

其中，i是海拔高度网格，g是重力加速度，$N_{\mathrm{d}}^2(k)=\frac{g}{\theta(k)}\left(\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}z}\right)_k$为干空气 Brunt - Väisälä频率的平方，而湿空气 Brunt - Väisälä频率的平方$N_{\mathrm{m}}^2(k)$可以表示为 (Durran and Klemp, 1982; Lalas and Einaudi, 1974)

$$N_{\mathrm{m}}^2(k)=\frac{g}{T(k)}\left[\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}\right)_k+\Gamma_{\mathrm{m}}(k)\right]\left[1+\frac{L_{\mathrm{v}}q_{\mathrm{s}}(k)}{RT(k)}\right]-\frac{g}{1+q_{\mathrm{w}}(k)}\left(\frac{\mathrm{d}q_{\mathrm{w}}}{\mathrm{d}z}\right)_k,\quad(4)$$

式中，L_{v}为水或者冰的汽化潜热，总混合比q_{w}为水或冰的混合比q_{L}和水汽混合比q_{s}之和，$\Gamma_{\mathrm{m}}(k)$是湿绝热递减率，这里按照 Durran and Klemp (1982) 的定义为

$$\Gamma_{\mathrm{m}}(k)=\frac{g}{c_{pd}}[1+q_{\mathrm{w}}(k)]*\left[1+\frac{c_{pv}q_{\mathrm{s}}(k)+c_{\mathrm{w}}q_{\mathrm{L}}(k)}{c_{pd}}+\frac{\gamma L_{\mathrm{V}}^2q_{\mathrm{s}}(k)}{c_{pd}RT^2(k)}\left(1+\frac{q_{\mathrm{s}}(k)}{\gamma}\right)\right]^{-1},\quad(5)$$

其中，c_{pd}是干空气比热容，c_{w}是水或冰的比热容，c_{pv}为水蒸气比热容，$\gamma\approx0.622$。

在得到重构位温θ^*后分析的主要流程如下：首先，将重构位温θ^*排序为随海拔升高单调升高。Thorpe 位移定义为$d(z)=z-z_s$，z为某一位温在排序前所在的高度，z_{s}为排序后新的高度。一旦位移发生，就意味着在于其他高度会存在一个反向位移的点，所以将$\sum_{i=m}^{i=n}d(z_i)=0$定义为一个湍流层，湍流层中 d(z) 的均方根被定义为 Thorpe 尺度 L_{T}，Thorpe and Deacon（1977）假设 L_{T} 与 Ozmidov 尺度 L_{o} 存在线性关系就可得出湍流耗散率ε与 L_{T} 的关系：

$$\varepsilon=C_{\mathrm{k}}L_{\mathrm{T}}^2N^3,\quad(6)$$

其中，C_{K} 这两个变量之间的比例系数 c 的平方，是 Thorpe 分析中不确定性最大的参数。由于 L_{o} 不能从垂直探空中计算得到，所以 C_{K} 只能通过与其他观测值的合理比较来推断。在本研究中根据 Kantha and Hocking（2011）以及 Li et al.（2016）的研究中对由高分辨率垂直探空结果以及雷达探测结果分别计算出的ε的统计比较后所得出的结果设置 C_{K}=1.0。下文在分析时为了方便使用了对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$，这意味着在分析时重点关注了ε的量级。

3　结果分析

3.1　湍流层结的垂直分布

图 2 为上升段和下降段分别测得的湍流层厚度（H）的分布，这里以 200 hPa 作为分界线，将垂直高度分割为两个部分，分别粗略对应对流层与平流层。红色和蓝色分别对应 07 时和 19 时的结果。结果表明，数量整体随尺度的增加而单调减少，上升段所观测到的湍流层结的数量略多于下降段。较多的样本使得上升段湍流层分布具有更加明显的特征，即厚度在 0～0.5 km 范围内的湍流层数量最多，随着湍流层厚度的增加，层结的数量逐渐减小，但在 8 km 附近又存在一个分布的峰值，而后层结的数量继续减小。07 时和 19 时的结果区别不大，但 19 时的结果中两个峰值之间的转折点更加清晰。对比平流层与对流层的结果发现，对流层中湍流层结的数量略多于平流层，且湍流层厚度的范围也更大。此外，对流层和平流层中两个峰值之间的转折点位置存在一定差异，对流层中位于 4 km 附近，平流层中位于 6 km 附近，由于稳定性较强，平流层中厚度较大的湍流层所占的比例可能相对较小。

对比上升段和下降段结果可以发现，下降段中观测到的湍流层结的数量要明显少于上升段，尤其是在平流层中，湍流层的数量相差一个量级。这其中对流层下降段的结果相对较多，可以看出分布特征与对流层上升段结果相近。此前，已有研究基于短时间站点探空观测得到了湍流层厚度的一些分布特征。Ko et al.（2019）曾基于美国高垂直分辨率探空仪在 68 个观测台站的数据给出了美国较大区域的统计结果，其结果表明在对流层与平流层内湍

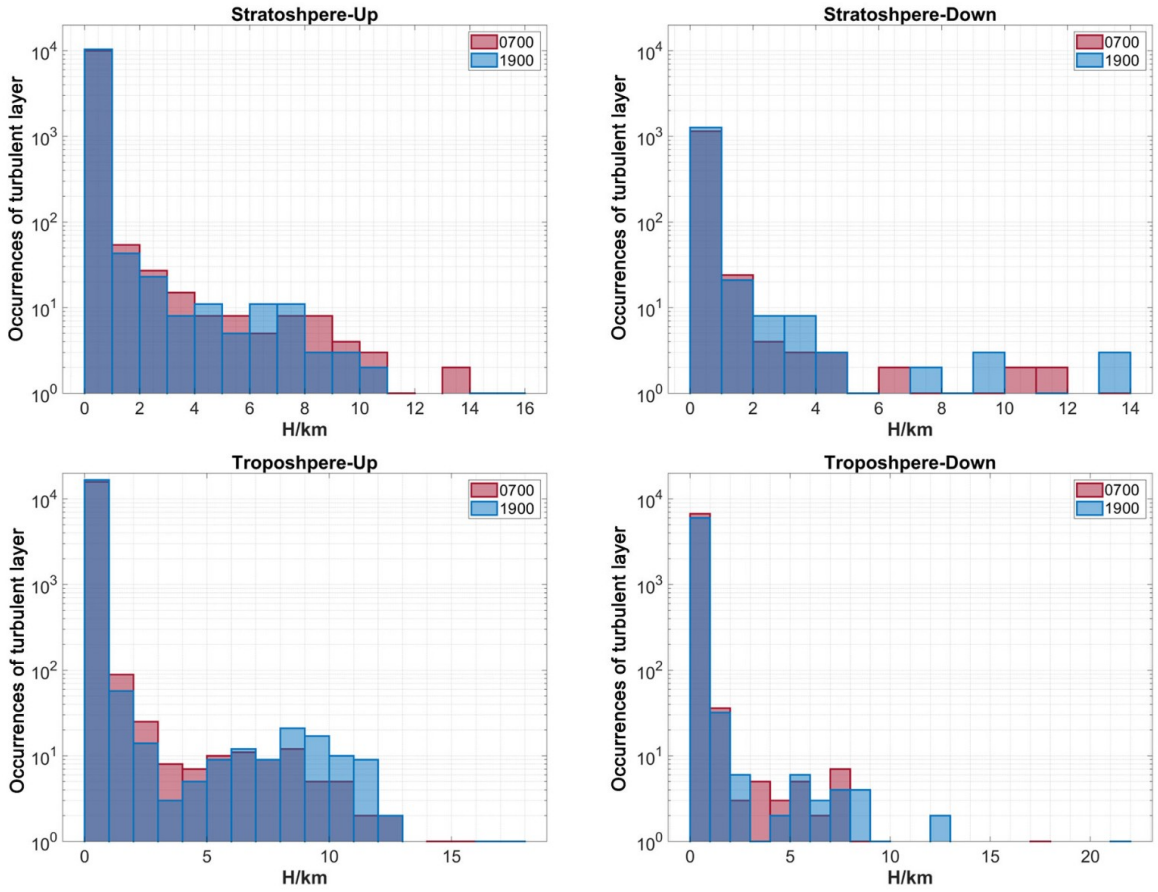

图 2 2018 年 6 月 2 日至 2020 年 11 月 14 日上升段（左）和下降段（右）所测得的平流层（第一行）与对流层（第二行）中湍流层厚度（H）的分布。红色和蓝色分别表示 07 时（北京时，下同）和 19 时的数据。

Fig. 2 Histogram of the turbulent layer thickness (H) in the stratosphere (the first row) and troposphere (the second row) measured in the ascending (left) and descending (right) segments from June 2, 2018 to November 14, 2020. Red and blue lines represent the data for 0700 BJT and 1900 BJT, respectively.

流层的数量都随着尺度的增大而递减，这与本研究结果一致。但在其湍流层厚度分布最大的部分范围也存在一个峰，因其采样结果所致，该峰不是十分明显，但在本文的结果当中比较明显。

虽然大多数研究都主要关注湍流耗散率ε，但是目前的一些研究结果表明湍流层厚度在模拟有效扩散系数 K、微量气体、污染物的混合与扩散时非常重要。Dewan（1981）的研究结果显示，K 取决于湍流发生的频率以及湍流层厚度。Vanneste and Haynes（2000）更加严格地设计了 Dewan（1981）的模型，并将它扩展为更一般的情况。Osman et al.（2016）对 K 进行了建模并结合观测数据进行分析，结果表明是少量厚湍流层，而不是大量薄湍流层主导混合。在这些研究中，决定 K 最主要的因素是 H 的分布。因此，图 2 中的结果可以提供对流层和平流层中湍流层结厚度的可靠信息。

3.2 湍流参数的垂直分布

图 3 至图 5 分别为三个主要的湍流参数（对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$、Thorpe 尺度 L_T、浮力频率 N^2）的分布情况。从图 3 中可以明显看出，对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$具有两个模态，分别对应$-35\ \mathrm{m^2\ s^{-3}}$和$-5\ \mathrm{m^2\ s^{-3}}$的两个峰值中心并从中心向两侧递减。相较于平流层，对流层的峰值更加集中，对流层的峰值中心的数值略大于平流层的峰值中心，这说明平流层的湍流相对弱于对流层。对比上升段，下降段的湍流耗散率的分布特征与上升段类似，但数量整体小一个量级，这个差异主要是由于下降段的有效探测范围相对上升段较小。与以往的研究中从观测数据得到的结果相比，Clayson and Kantha（2008）以及 Alappattu and Kunhikrishnan（2010）研究中的

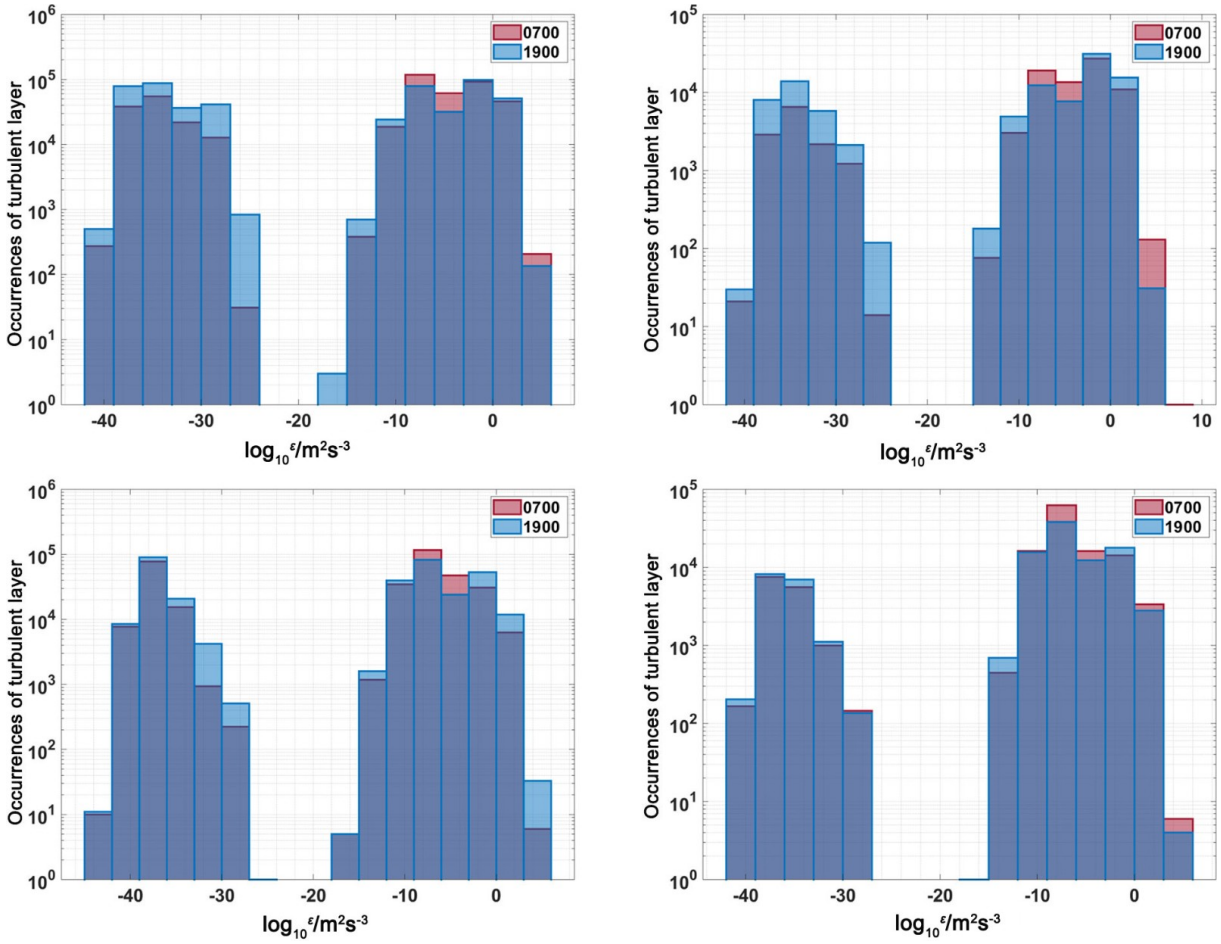

图 3　2018 年 6 月 2 日至 2020 年 11 月 14 日上升段（左）和下降段（右）所测得的平流层（第一行）与对流层（第二行）中对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$的分布。红色和蓝色分别表示 07 时和 19 时的数据。

Fig. 3　Histogram of logarithmic turbulent dissipation rates ($\log_{10}\varepsilon$) measured in the ascending (left) and descending (right) segments in the stratosphere (the first row) and troposphere (the second row) from June 2, 2018 to November 14, 2020. Red and blue represent the data for 0700 BJT and 1900 BJT, respectively.

湍流耗散率的主要分布范围为 10^{-6}～10^{-2} m^2 s^{-3}，这与本文结果中的右侧峰值相近。但相较前人研究本文中存在−35 m^2 s^{-3} 这个峰值中心，该中心在对流层与平流层中均存在且具有与−5 m^2 s^{-3} 中心相近的数量级以及分布特征。由于在预处理时已经采用了 Clayson and Kantha（2008）的方法舍弃了部分过小的层结且使用平均值进一步消除可能存在的残余仪器噪声，且经过测试增大舍弃的阈值并不会使−35 m^2 s^{-3} 峰值消失，所以认为这可能是由于秒级探空数据所具有的高垂直分辨率使其能够捕捉耗散率数值很小时的结果，而且这两个中心所代表的湍流可能具有不同的产生机制和来源。

L_T 的分布特征（图 4）与湍流层厚度的分布特征（图 2）类似，峰都出现在最小值处，并随数值增大数量逐渐减小，并且都出现了第二个峰值，这对应于对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$的分布中观察到的两个模态。观察图 5 发现浮力频率 N^2 的分布特征比较简单，主要是表现为随数值的增加数量逐渐减小，只存在一个模态，考虑到湍流耗散率ε的估算结果主要取决于 L_T 和 N^2，故而对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$分布中观察到的两个模态主要来源于 L_T 的作用。

此外，上文中无论是湍流层结厚度还是三个湍流参数的分布特征在 07 时和 19 时的结果都存在一定的差异，在对流层中，19 时的$\log_{10}\varepsilon$和 L_T 大于 07 时，N^2 具有相反特征。这种特征是可以解释的，由于稳定性较低，在晚间将更容易出现较强的湍流。然而，在平流层中，19 时的$\log_{10}\varepsilon$和 L_T 比 07 时的稍小，并且两个时段之间的差异相较对流层小很多。如果考虑区域统计特征，则两个下降段可被视为时间加密，在平流层中$\log_{10}\varepsilon$和 L_T 存在从 07 时开始

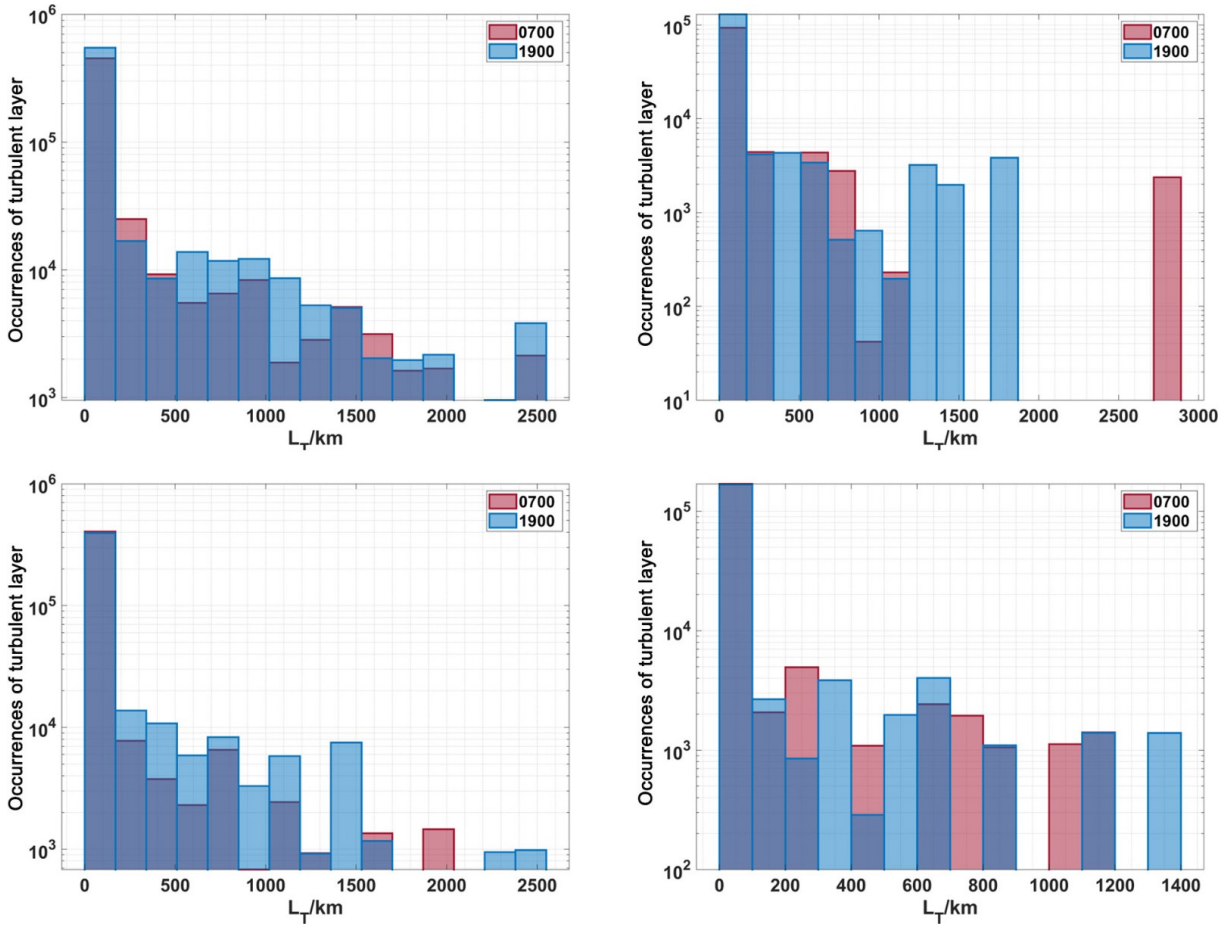

图 4 同图 3，但为 Thorpe 尺度 L_T 的分布。

Fig. 4 Same as Fig.3, but for histogram of the Thorpe scale L_T.

上升达到最高值后下降的日变化特征，在对流层中除 19 时较大以外其余时刻数值相近。上一节中湍流层厚度在 19 时的厚度稍大于 07 时，且这种差异对流层大于平流层，该结果与本节湍流参数的结果对应较好。

图 6 中为三个主要的湍流参数（对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$、Thorpe 尺度 L_T、浮力频率 N^2）的平均值随高度的变化。需要注意的是，这里使用重新排序的位温配置文件来计算 N^2，因 N^2 全部为正数。由于探空数据的垂直分辨率较高，在一些网格上，垂直风切变（VWS）接近于 0 或等于 0，因此理查孙数 Ri 的值会非常大，分布图特征比较杂乱不易分析，这里并没有给出这两个参数的垂直分布。

在对流层中，上升段和下降段之间的对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$的垂直廓线差异较大，而 07 时和 19 时的廓线则较为相似。在平流层中则与之相反，07 时和 19 时的对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$的垂直廓线差异较大，而上升段和下降段的廓线较为接近。这其中 07 时和 19 时两次观测相差 12 小时，但观测站点相同，可以视为相同位置的时间（早晚）差异。而上升段与下降段两次观测之间相差约为 5 小时，且一般不跨越中午，所以在分析时认为这两段之间的差异主要是由观测位置不同引起的。总体来看，对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$在较低高度随高度递增，在对流层顶附近达到峰值然后开始递减，在 20 km 以上的高度趋于平稳。$\log_{10}\varepsilon$ 的垂直特征与 Clayson and Kantha（2008）以及 Ko et al.（2019）的结果近似。Thorpe 尺度 L_T 的垂直特征与对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$比较接近，而在对流层中除 19 时上升段廓线以外其余廓线特征均比较接近。观察浮力频率 N^2 的垂直分布发现其与 Thorpe 尺度 L_T 存在一定的负相关关系，即 N^2 相对较大的高度，会出现相对较小的 L_T 以及$\log_{10}\varepsilon$。但本研究中的结果与以往使用雷达研究的结果存在一些差异（Nastrom and Eaton，2005；Kohma et al.，2019），即ε都出现在对流层顶，但ε主要由 L_T 而不是 N^2 决定。

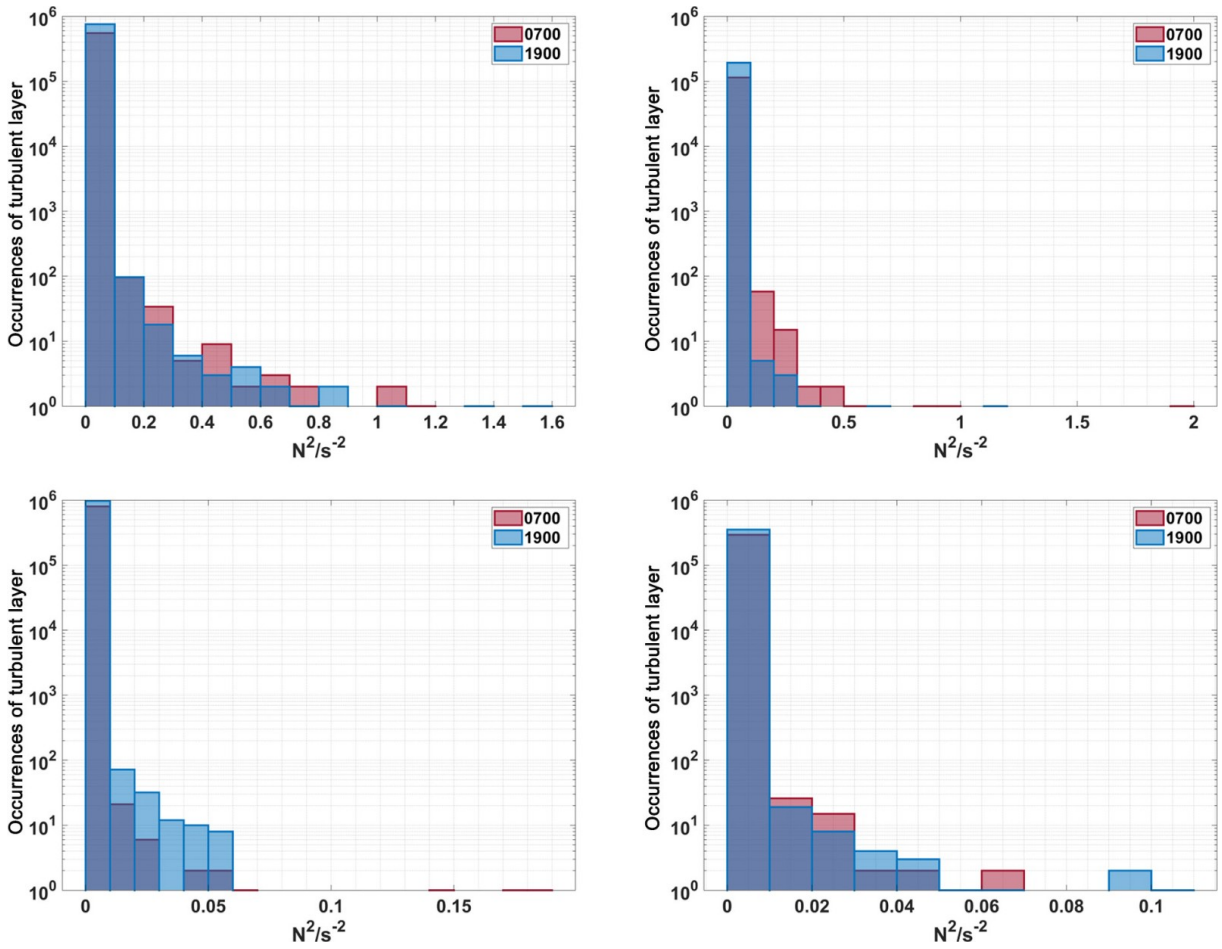

图 5　同图 3，但为浮力频率 N^2 的分布。

Fig. 5　Same as Fig.3, but for histogram of buoyancy frequency N^2.

3.3　湍流参数的水平分布

本节中主要讨论了对数湍流耗散率 $\log_{10}\varepsilon$、Thorpe 尺度 L_T、浮力频率 N^2 的水平分布，由于每个站点的探空轨迹大多不重叠，因此可以通过将站点位置设置为网格点来分析湍流的水平分布。基于这一设定，07 时与 19 时、平流层与对流层的湍流水平分布如图 7 和图 8 所示。从图 7 中可以看到，07 时平流层中的湍流耗散低值中心位于南昌至赣州地区及其东南部，并且与 L_T 和 N^2 的空间配置相关（L_T 较大且 N^2 较小的区域 $\log_{10}\varepsilon$ 较小），由于二者高值与低值中心不重合，所以低值中心也出现 L_T 在和 N^2 都中等大小区域。对流层与平流层的特征关系相反，平流层中 $\log_{10}\varepsilon$ 的较小值对应了 L_T 的较大值和 N^2 的较小值，对流层中 $\log_{10}\varepsilon$ 的较小值对应了 L_T 的较小值和 N^2 的较大值。图 8 为 19 时的结果，与 07 时相比 19 时的特征不太明显，但也基本符合 07 时的规律。

3.4　湍流与不稳定性的关系

Thorpe 方法通过对位温廓线进行重新排序并计算得到的气团的垂直位移来估计湍流。但是，在这种方法无法区分位移的来源，即无法区分对流相关湍流与切变相关湍流。并且产生湍流的机制十分复杂，对流、动力不稳定、定力不稳定、开尔文–赫尔姆霍尔茨不稳定以及重力波断裂都能够产生湍流。为了研究湍流的产生机制，此前已有一些理论、观察和模拟研究 (Kantha, 2003; Luce et al., 2010; Kim and Chun, 2012; Li et al., 2016; Fritts et al., 2016; Lee and Chun, 2018; Guarino et al., 2018)。一些经典理论中主要强调考虑风速和受大气层结影响的整体输送动力学公式、温度场结构、湍谱等特征对大气湍流场的贡献 (刘振兴, 1978; 周明煜, 1980; 曲绍厚和王赛, 1996)。

受这些经典研究的启发，本研究使用 Thorpe 方法研究了与静力不稳定和垂直风切变相关的湍流

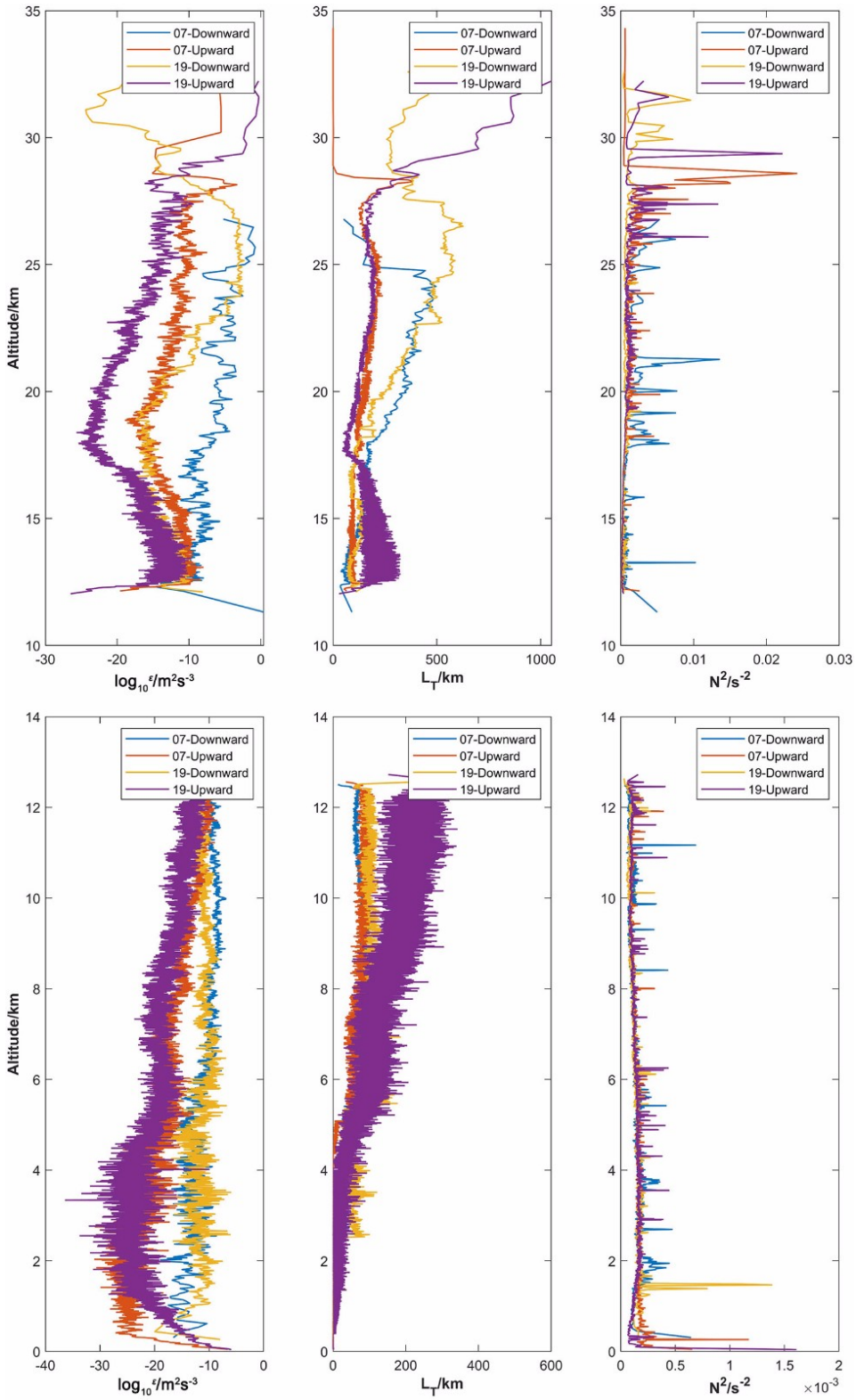

图 6 2018 年 6 月 2 日至 2020 年 11 月 14 日平均对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$、Thorpe 尺度 L_T、浮力频率 N^2 的垂直剖面。蓝、橙、黄、紫线分别为 07 时下降段、07 时上升段、19 时下降段、19 时上升段的结果。

Fig. 6 Vertical profiles of the stratosphere (upper) and troposphere (lower) mean logarithmic turbulent dissipation rate ($\log_{10}\varepsilon$), Thorpe scale (L_T), and buoyancy frequency (N^2) from June 2, 2018 to November 14, 2020. The blue, orange, yellow, and purple lines are the results of the falling section at 0700 BJT, the rising section at 0700 BJT, the falling section at 1900 BJT and the rising section at 1900 BJT respectively.

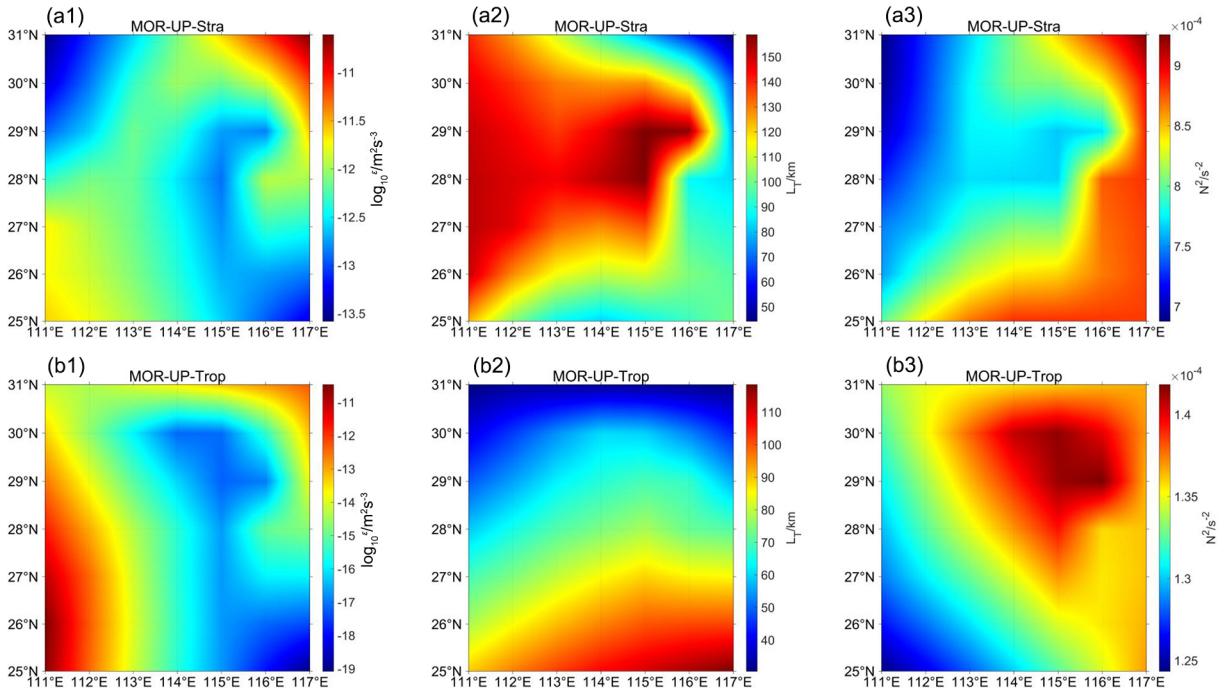

图 7　2018 年 6 月 2 日至 2020 年 11 月 14 日上午（07 时）（a1–a3）平流层、（b1–b3）对流层中的平均对数湍流耗散率（$\log_{10}\varepsilon$）、Thorpe 尺度（L_T）、浮力频率（N^2）的水平分布。

Fig. 7　Horizontal distributions of the mean logarithmic turbulent dissipation rate ($\log_{10}\varepsilon$), Thorpe scale (L_T), and buoyancy frequency (N^2) in the (a1–a3) stratosphere and (b1–b3) troposphere at 0700 BJT from June 2, 2018 to November 14, 2020.

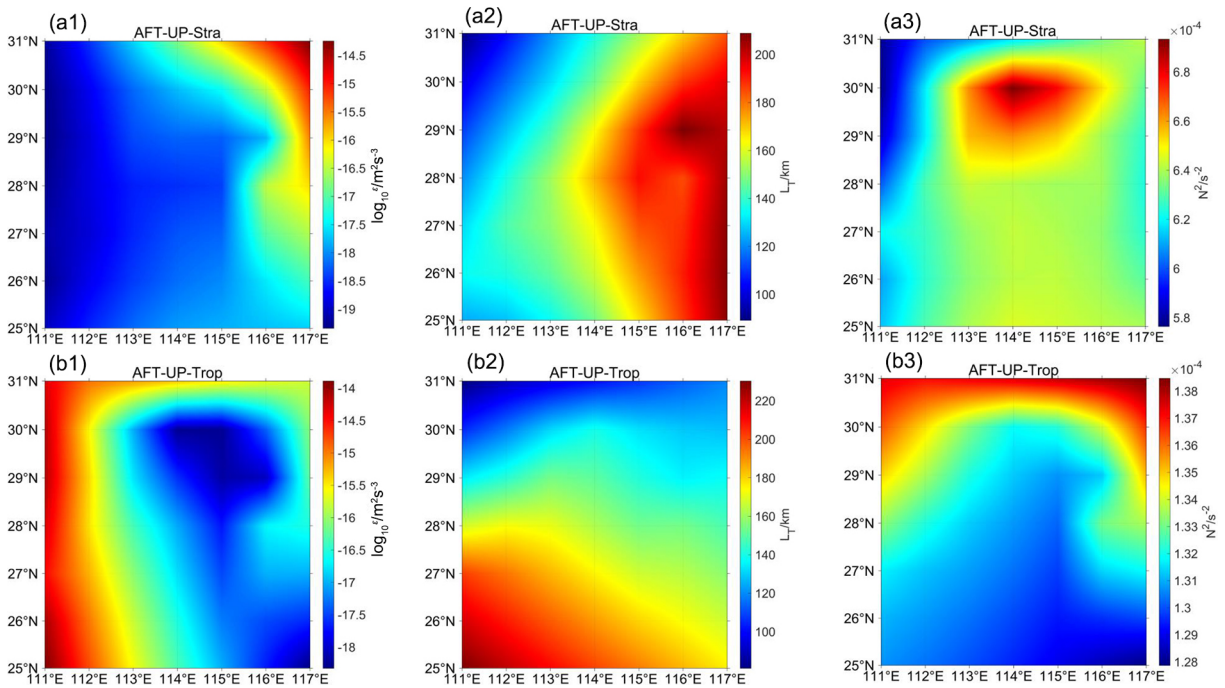

图 8　2018 年 6 月 2 日至 2020 年 11 月 14 日下午（19 时）（a1–a3）平流层、（b1–b3）对流层中的平均对数湍流耗散率（$\log_{10}\varepsilon$）、Thorpe 尺度（L_T）、浮力频率（N^2）的水平分布。

Fig. 8　Horizontal distributions of the mean logarithmic turbulent dissipation rate ($\log_{10}\varepsilon$), Thorpe scale (L_T), and buoyancy frequency (N^2) in the (a1–a3) stratosphere and (b1–b3) troposphere at 1900 BJT from June 2, 2018 to November 14, 2020.

的发生，这些湍流可引起动力不稳定，分析并揭示了湍流的成因。图 9 为上升段和下降段数据在对流层和平流层中对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$与浮力频率 N^2 或垂直风切变的发生概率以及相关系数。从图中可以看到，对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$存在两个分布范围，且在对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$相对较小的范围内存在两个概率中心，对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$相对较大的范围内只有一个概率中心。浮力频率 N^2 在−0.1～0.2 s^{-2} 范围内的概率较高，垂直风切变在−0.1～0.3 s^{-1} 范围内的概率较高，在 0 附近出现的概率最高。但较大的垂直风切变与 N^2 却未必一定对应较大的$\log_{10}\varepsilon$，这三个参数之间相关系数一般较小（±0.003～0.20），但由于样本量比较大，这中强度的相关性也不应被忽略。上升段与下降段之间以及 07 时与 19 时之间的分布特征无明显区别，但平流层与对流层之间的特征存在差异。在对流层中，N^2 越小，$\log_{10}\varepsilon$越大，这种关系可以理解为：稳定性越低，L_T 越大，并且由于对流层中 N^2 的分布范围很小（图 5），N^2 的作用比较小，L_T 的增大导致$\log_{10}\varepsilon$增大。而在平流层中，N^2 越小，$\log_{10}\varepsilon$越小，但这种正相关性相较于对流层中的负相关性要小一些，这是因为在平流层中 N^2 的分布范围相对更大，N^2 和 L_T 的作用相互抵消。因此，我们预计在平流层中较大的垂直风切变可能会是湍流的主要贡献，但如图 9 所示，并未观察到垂直风切变与$\log_{10}\varepsilon$之间存在显著的相关关系。

如前所述，Thorpe 方法通过假设负位温梯度是由垂直翻转引起的来计算ε。换言之，Thorpe 分析中的所有ε值都出现在局部 N^2 小于 0 的区域。此外，因为湍流层中已经发生了混合，ε和垂直风切变之间的相关性可能很小。因此，本研究中的ε与垂直风切变没有表现出明显的正相关关系。

4 总结与讨论

本文使用了 2018 年 6 月 2 日至 2020 年 11 月 14 日期间，中国东南部安庆、长沙、赣州、南昌、宜昌、武汉 6 个站点的往返式探空系统在北京时 07 时和 19 时的观测中上升段和下降段的数据，使用 Thorpe 分析方法通过垂直重新排序后创建的稳定分层剖面来观测大气湍流特征；分析了平流层和对流层中的湍流层厚度以及三个主要的湍流参数（对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$、Thorpe 尺度 L_T、浮力频率 N^2）的垂直剖面以及水平分布特征以及两种重要的湍流源（垂直风切变与浮力频率）对湍流发生的作用，并且比较了上升段与下降段观测结果的差异。主要结论如下：

（1）上升段的湍流层结的数量要略多与下降段，0～0.5 km 与 8 km 附近存在两个湍流层结分布的峰值。对流层中湍流层结的数量略多于平流层，且最大湍流层厚度也略大，但分布特征与上升段结果相近。

（2）对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$具有两个模态，分别以−35 $m^2\ s^{-3}$ 和−5 $m^2\ s^{-3}$ 附近为峰值中心向两侧递减，且对流层相对于平流层更加集中于峰值中心，对流层的峰值中心的数值略大于平流层的峰值中心，这说明平流层的湍流相对弱于对流层。

（3）Thorpe 尺度 L_T 的分布特征与湍流层厚度的分布特征类似，都出现了第二个峰值，这对应于对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$的分布中观察到的两个模态。浮力频率 N^2 的分布特征比较简单，考虑到湍流耗散率ε的估算结果主要取决于 L_T 和 N^2，故而对数湍流耗散率$\log_{10}\varepsilon$分布中观察到的两个模态主要来源于 Thorpe 尺度 L_T 的作用。

（4）在对流层中，19 时的$\log_{10}\varepsilon$和 L_T 大于 07 时，N^2 具有相反特征，平流层特征与对流层相反但差值较小。如果将两个下降段视为时间加密考虑区域统计特征，在平流层中$\log_{10}\varepsilon$和 L_T 的日变化特征为从 07 时开始上升达到最高值后下降，在对流层中除 19 时较大以外其余时刻数值相近。

（5）浮力频率 N^2 的垂直分布发现其与 Thorpe 尺度 L_T 存在一定的负相关关系，即 N^2 相对较大的高度，会出现相对较小的$log_{10}\varepsilon$。本研究中的结果与以往使用雷达研究的结果存在一些差异，即ε都出现在对流层顶，但ε主要由 L_T 而不是 N^2 决定。

（6）对流层与平流层的湍流水平分布特征关系相反，平流层中$\log_{10}\varepsilon$的较小值分布区对应了 L_T 的较大值区域和 N^2 的较小值区域，对流层中$\log_{10}\varepsilon$的较小值分布区对应了 L_T 的较小值区域和 N^2 的较大值区域。

这项研究使用了来自中国气象局往返式智能探空的高时间分辨率探测数据，该系统为中国气象局研究的新一代探空智能组网系统，可以预见的是在将来此系统应用于业务观测时，提供高时间分辨率探空数据的基础上，实现台站空间的加密。因此，在不久的将来，在更宽的横向范围内估计湍流是可能的，这些结果将有助于了解由于高成本和观测限

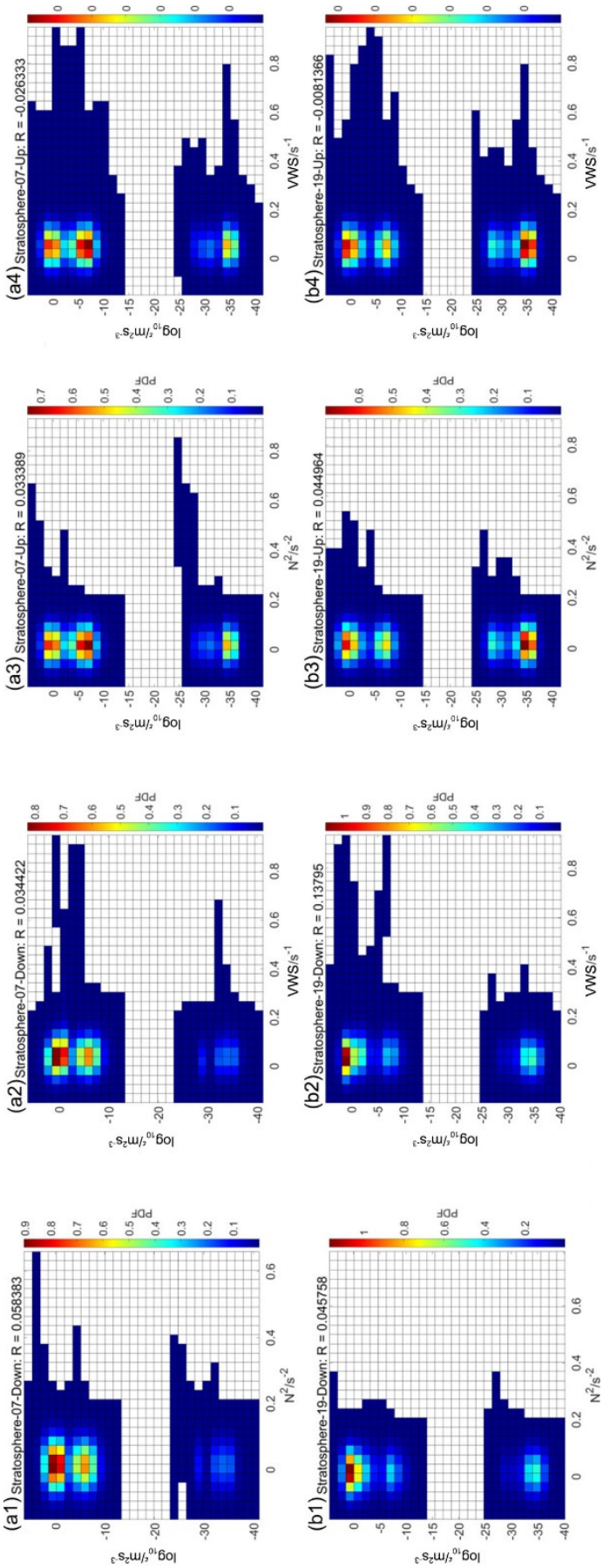

图 9　2018 年 6 月 2 日至 2020 年 11 月 14 日（a1–a4，c1–c4）07 时和（b1–b4，d1–d4）19 时上升段（3、4 列）和下降段（1、2 列）数据在（a1–a4，b1–b4）平流层和（c1–c4，d1–d4）对流层中对数湍流耗散率（$\log_{10}\varepsilon$）与浮力频率（N^2）或垂直风切变的发生概率。

Fig. 9　Logarithmic turbulent dissipation rate ($\log_{10}\varepsilon$) and buoyancy frequency (N^2) or vertical wind shear probability of ascending (columns 3 and 4) and descending (columns 1 and 2) data in (a1–a4, b1–b4) troposphere and (c1–c4, d1–d4) stratosphere at (a1–a4, c1–c4) 0700 BJT and (b1–b4, d1–d4) 1900 BJT from June 2, 2018 to November 14, 2020.

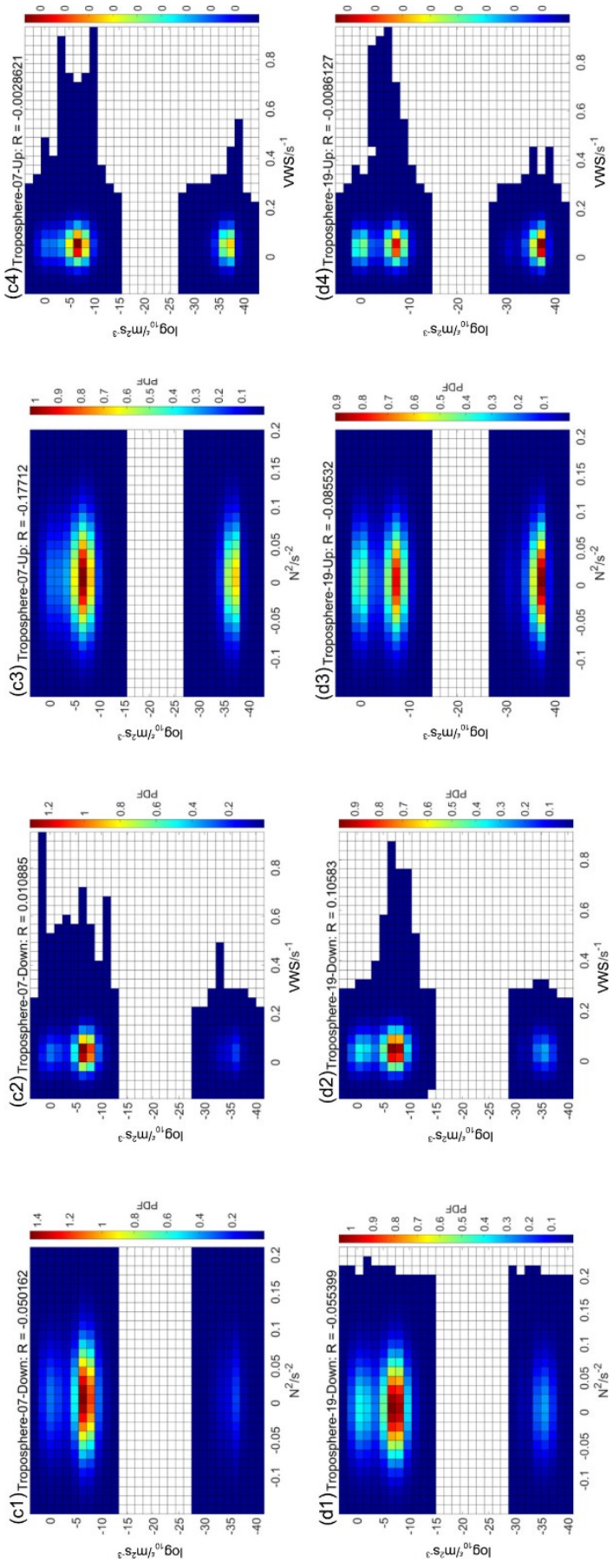

图 9 （续）。

Fig. 9 (Continued).

制而尚未获得的全球湍流特征。这些结果也可以作为航空湍流研究中的额外湍流数据，最终有助于提供安全、经济的航空服务。此外，作为此系统区别于其他探空的最大特色的平漂探空阶段的探测结果尚未在本文中得到应用，下一阶段将针对性开发此阶段数据的应用方法。除了湍流研究之外，还可以成为重力波、行星边界层和数值预测模型研究中的宝贵数据源。

虽然本研究取得了一些结果，但使用高分辨率的探空资料进行 Thorpe 分析来研究湍流的特征还存在一些限制。首先，太薄的湍流层可能无法被探空资料捕捉到，尽管本研究中使用了的秒级往返式探空资料，但为了去除仪器噪声的影响在分析时仍然将太薄的湍流层舍弃。其次，由于 Thorpe 分析方法仅以位温的负梯度定义湍流，因此很难区分观测到的湍流的潜在来源，如重力波和云层的作用。应找到一种可行的方法来表示湍流层的背景条件，这仍有待将来的研究。

致谢 感谢中国气象局气象探测中心及其往返式探空研发团队对此研究提供了的诸多帮助，在此一并谨致谢忱。

参考文献（References）

Alappattu D P, Kunhikrishnan P K. 2010. First observations of turbulence parameters in the troposphere over the Bay of Bengal and the Arabian Sea using radiosonde [J]. J. Geophys. Res., 115(D6): D06105. doi:10.1029/2009JD012916

Balsley B B, Lawrence D A, Fritts D C, et al. 2018. Fine structure, instabilities, and turbulence in the lower atmosphere: High-resolution in situ slant-path measurements with the DataHawk UAV and comparisons with numerical modeling [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 35(3): 619−642. doi:10.1175/JTECH-D-16-0037.1

Bellenger H, Wilson R, Davison J L, et al. 2017. Tropospheric turbulence over the Tropical Open Ocean: Role of gravity waves [J]. J. Atmos. Sci., 74(4): 1249−1271. doi:10.1175/JAS-D-16-0135.1

曹晓钟, 郭启云, 杨荣康. 2019. 基于长时平漂间隔的上下二次探空研究 [J]. 仪器仪表学报, 40(2): 198−204. Cao X Z, Guo Q Y, Yang R K. 2019. Research of rising and falling twice sounding based on long-time interval of flat-floating [J]. Chinese J. Sci. Instrum. (in Chinese), 40(2): 198−204. doi:10.19650/j.cnki.cjsi.J1803748

Cho J Y N, Newell R E, Anderson B E, et al. 2003. Characterizations of tropospheric turbulence and stability layers from aircraft observations [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 108(D20): 8784. doi:10.1029/2002JD002820

Choi Y, Ha J C, Lim G H. 2015. Investigation of the effects of considering balloon drift information on radiosonde data assimilation using the four-dimensional variational method [J]. Wea. Forecasting, 30(3): 809−826. doi:10.1175/WAF-D-14-00161.1

Clayson C A, Kantha L. 2008. On turbulence and mixing in the free atmosphere inferred from high-resolution soundings [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 25(6): 833−852. doi:10.1175/2007jtecha992.1

Dehghan A, Hocking W K. Instrumental errors in spectral-width turbulence measurements by radars [J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2011, 73(9): 1052−1068.

Dehghan A, Hocking W K, Srinivasan R. 2014. Comparisons between multiple in-situ aircraft turbulence measurements and radar in the troposphere [J]. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 118: 64−77. doi:10.1016/j.jastp.2013.10.009

Dewan E M. 1981. Turbulent vertical transport due to thin intermittent mixing layers in the stratosphere and other stable fluids [J]. Science, 211(4486): 1041−1042. doi:10.1126/science.211.4486.1041

Durran D R, Klemp J B. 1982. On the effects of moisture on the Brunt-Väisälä frequency [J]. J. Atmos. Sci., 39(10): 2152−2158. doi:10.1175/1520-0469(1982)039<2152:Oteomo>2.0.Co;2

Durre I, Yin X G, Vose R S, et al. 2018. Enhancing the data coverage in the integrated global radiosonde archive [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 35(9): 1753−1770. doi:10.1175/JTECH-D-17-0223.1

Fritts D C, Wang L, Geller M A, et al. 2016. Numerical modeling of multiscale dynamics at a high Reynolds number: Instabilities, turbulence, and an assessment of ozmidov and Thorpe scales [J]. J. Atmos. Sci., 73(2): 555−578. doi:10.1175/JAS-D-14-0343.1

Geller M A, Chun H Y, Love P T. 2017. Fine scale atmospheric processes and structures [R]. SPARC Newsletter No. 47.

Grubišić V, Doyle J D, Kuettner J, et al. The terrain-induced rotor experiment: A field campaign overview including observational highlights [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2008, 89(10): 1513-1534.

Guarino M V, Teixeira M A C, Keller T L, et al. 2018. Mountain-wave turbulence in the presence of directional wind shear over the Rocky Mountains [J]. J. Atmos. Sci., 75(4): 1285−1305. doi:10.1175/JAS-D-17-0128.1

郭启云, 杨加春, 杨荣康, 等. 2018a. 球载式下投国产北斗探空仪测风性能评估 [J]. 南京信息工程大学学报 (自然科学版), 10(5): 629–640. Guo Q Y, Yang J C, Yang R K, et al. 2018a. Evaluation of wind performance of domestic Beidou dropsonde of ball-loading [J]. J. Nanjing Univ. Inf. Sci. Technol. (Nat. Sci. Ed.) (in Chinese), 10(5): 629–640. doi:10.13878/j.cnki.jnuist.2018.05.014

郭启云, 杨荣康, 钱媛, 等. 2018b. 气球携带探空仪上升和降落伞携带探空仪下降的全程探空对比分析 [J]. 气象, 44(8): 1094−1103. Guo Q Y, Yang R K, Qian Y, et al. 2018b. Full-range sounding comparison analysis of balloon borne radiosonde rising and parachute carrying radiosonde descending [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 44(8): 1094−1103. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.08.011

Ingleby B, Pauley P, Kats A, et al. 2016. Progress toward high-resolution, real-time radiosonde reports [J]. Bull. Am. Meteor. Soc., 97(11): 2149−2161. doi:10.1175/BAMS-D-15-00169.1

Kantha L, Hocking W. 2011. Dissipation rates of turbulence kinetic energy in the free atmosphere: MST radar and radiosondes [J]. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 73(9): 1043−1051. doi:10.1016/j.jastp.

2010.11.024

Kantha L H. 2003. On an improved model for the turbulent PBL [J]. J. Atmos. Sci., 60(17): 2239−2246. doi:10.1175/1520-0469(2003)060<2239:OAIMFT>2.0.CO;2

Kim J H, Chun H Y. 2012. A numerical simulation of convectively induced turbulence above deep convection [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 51(6): 1180−1200. doi:10.1175/JAMC-D-11-0140.1

Ko H C, Chun H Y, Wilson R, et al. 2019. Characteristics of atmospheric turbulence retrieved from high vertical-resolution radiosonde data in the United States [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 124(14): 7553−7579. doi:10.1029/2019JD030287

Kohma M, Sato K, Tomikawa Y, et al. 2019. Estimate of turbulent energy dissipation rate from the VHF radar and radiosonde observations in the Antarctic [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 124(6): 2976−2993. doi:10.1029/2018JD029521

Lalas D P, Einaudi F. 1974. On the correct use of the wet adiabatic lapse rate in stability criteria of a saturated atmosphere [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 13(3): 318−324. doi:10.1175/1520-0450(1974)013<0318:Otcuot>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]. J. Appl. Meteor. Climatol., 57(4): 1043−1060. doi:10.1175/JAMC-D-17-0247.1

Li Q, Rapp M, Schrön A, et al. 2016. Derivation of turbulent energy dissipation rate with the middle atmosphere alomar radar system (MAARSY) and radiosondes at Andøya, Norway [J]. Ann. Geophys., 34(12): 1209−1229. doi:10.5194/angeo-34-1209-2016

刘振兴. 1978. 大气湍流的湍谱及有关大气污染问题 [J]. 大气科学, 2(3): 219−229. Liu Zhenxing. 1978. The turbulence-spectra of the atmospheric turbulence and the related problems on air pollution [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 2(3): 219−229. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1978.03.05

Luce H, Nakamura T, Yamamoto M K, et al. 2010. MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus [J]. Mon. Wea. Rev., 138(2): 438−452. doi:10.1175/2009MWR2927.1

Luce H, Wilson R, Dalaudier F, et al. 2014. Simultaneous observations of tropospheric turbulence from radiosondes using Thorpe analysis and the VHF MU radar [J]. Radio Sci., 49(11): 1106−1123. doi:10.1002/2013RS005355

Nastrom G D, Eaton F D. 2005. Seasonal variability of turbulence parameters at 2 to 21 km from MST radar measurements at Vandenberg air Force Base, California [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 110(D19): D19110. doi:10.1029/2005JD005782

Nath D, Ratnam M V, Patra A K, et al. 2010. Turbulence characteristics over tropical station Gadanki (13.5°N, 79.2°E) estimated using high-resolution GPS radiosonde data [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 115(D7): D07102. doi:10.1029/2009JD012347

Osman M K, Hocking W K, Tarasick D W. 2016. Parameterization of large-scale turbulent diffusion in the presence of both well-mixed and weakly mixed patchy layers [J]. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 143–144: 14–36. doi:10.1016/j.jastp.2016.02.025

曲绍厚, 王赛. 1996. 西太平洋热带海域西风爆发过程湍流通量输送的某些特征 [J]. 大气科学, 20(2): 188−194. Qu S H, Wang S. 1996. Some characteristics of the transfer of the turbulent fluxes during the westerly wind burst over the western Pacific tropical ocean [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 20(2): 188−194. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1996.02.07

Sharman R D, Cornman L B, Meymaris G, et al. 2014. Description and derived climatologies of automated in situ eddy-dissipation-rate reports of atmospheric turbulence [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 53(6): 1416−1432. doi:10.1175/JAMC-D-13-0329.1

Sunilkumar S V, Muhsin M, Parameswaran K, et al. 2015. Characteristics of turbulence in the troposphere and lower stratosphere over the Indian Peninsula [J]. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 133: 36−53. doi:10.1016/j.jastp.2015.07.015

Thorpe S A, Deacon G E R. 1977. Turbulence and mixing in a Scottish Loch [J]. Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 286(1334): 125−181. doi:10.1098/rsta.1977.0112

Vanneste J, Haynes P H. 2000. Intermittent mixing in strongly stratified fluids as a random walk [J]. J. Fluid Mech., 411: 165−185. doi:10.1017/S0022112099008149

王丹, 王金成, 田伟红, 等. 2020. 往返式探空观测资料的质量控制及不确定性分析 [J]. 大气科学, 44(4): 865−884. Wang D, Wang J C, Tian W H, et al. 2020. Quality control and uncertainty analysis of return Radiosonde data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(4): 865−884. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19203

Wilson R, Luce H, Hashiguchi H, et al. 2013. On the effect of moisture on the detection of tropospheric turbulence from in situ measurements [J]. Atmos. Meas. Tech., 6(3): 697−702. doi:10.5194/amt-6-697-2013

Wilson R, Luce H, Hashiguchi H, et al. 2014. Energetics of persistent turbulent layers underneath mid-level clouds estimated from concurrent radar and radiosonde data [J]. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 118: 78−89. doi:10.1016/j.jastp.2014.01.005

杨晨义, 郭启云, 曹晓钟, 等. 2021. 基于新型往返式探空观测的下平流层重力波特征分析 [J]. 气象学报, 79(1): 150−167. Yang C Y, Guo Q Y, Cao X Z, et al. 2021. Analysis of gravity wave characteristics in the lower stratosphere based on new round-trip radiosonde [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 79(1): 150−167. doi:10.11676/qxxb2021.008

周明煜. 1980. 大气湍流场中温度场结构的基本问题 [J]. 大气科学, 4(1): 79−83. Zhou M Y. 1980. The fundamental problem of the structure of the temperature field in the atmospheric turbulence [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 4(1): 79−83. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1980.01.09