中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 10 期: 3304 ~ 3320
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

垂直风切变导致的热带气旋背景下大气波导特征的不对称分布

魏春山[1], 赵小峰[1*], 朱小谦[2], 杨平吕[1], 刘宇迪[1], 陈一彬[1], 王东晓[3*]

1. 国防科技大学气象海洋学院, 长沙 410000
2. 陆军工程大学通信工程学院, 南京 210000
3. 中山大学海洋科学学院, 珠海 519000
* 通讯作者, E-mail: zhaoxiaofeng@nudt.edu.cn(赵小峰), xwang@mail.sysu.edu.cn(王东晓)

收稿日期: 2025-04-07; 收修改稿日期: 2025-07-31; 接受日期: 2025-08-06; 网络版发表日期: 2025-09-17
国家自然科学基金项目(41775027)资助

摘要 基于20,000余条下投式探空仪观测数据, 本研究对热带气旋背景下的大气波导进行合成分析, 揭示了其相对于热带气旋结构的非对称分布特征. 除考察热带气旋运动对大气波导空间分布的影响外, 本研究还首次分析了热带气旋眼区内的大气波导特征, 并评估了垂直风切变引起的大气波导非对称性. 结果表明, 悬空波导具有明显的结构化特征, 其强度、厚度以及发生概率均随着与热带气旋中心的径向距离的增加而逐渐增加. 在最大风速半径以内, 上述特征量显著低于总体平均水平, 表明热带气旋眼区不利于悬空波导形成. 与热带气旋运动引起的非对称性相比, 垂直风切变导致的非对称性更加显著, 尤以最外围闭合等压线以外区域最为突出: 垂直风切变左前象限的悬空波导通常强度更弱、厚度更薄且出现概率更低, 而右后象限则相反. 这种非对称性随垂直风切变的增强而加剧, 当垂直风切变超过20m s^{-1}时, 最强非对称性区域由左前象限转移至右后象限. 统计分析进一步揭示, 热带气旋强度会影响悬空波导的属性. 在最外围闭合等压线半径以外, 热带低压背景下的悬空波导特征与更高强度热带气旋背景下的悬空波导特征存在显著差异. 这些发现深化了对热带气旋背景下大气波导特征的认识, 可为恶劣天气条件下电磁通信系统的设计与运行提供科学参考.

关键词 悬空波导, 热带气旋, 合成分析, 垂直风切变, 不对称性

1 引言

微波在大气中的传播路径主要取决于大气修正折射率(M)的垂直结构. 当大气修正折射率垂直梯度(dM/dZ)小于0时, 会形成一种特殊的折射层, 即大气波导(如图1所示). 在大气波导层内, 微波传播路径的曲率半径小于地球半径,电磁波被限制在波导内并向地面方向弯曲, 传播损耗显著减小, 从而实现超视距传播(Battan, 1973). 然而, 大气波导也会造成电磁探测盲区(白璐等, 2016)并引入测高误差, 显著削弱电磁探测设备性能(Zhao和Huang, 2012; Zhao等, 2014, 2017).

大气波导的形成主要受温度和湿度的剧烈垂直梯

中文引用格式: 魏春山, 赵小峰, 朱小谦, 杨平吕, 刘宇迪, 陈一彬, 王东晓. 2025. 垂直风切变导致的热带气旋背景下大气波导特征的不对称分布. 中国科学: 地球科学, 55(10): 3304–3320, doi: 10.1360/N072025-0121
英文引用格式: Wei C, Zhao X, Zhu X, Yang P, Liu Y, Chen Y, Wang D. 2025. Vertical wind shear induced asymmetry on atmospheric duct distribution in the context of tropical cyclones. Science China Earth Sciences, 68(10): 3173–3188, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1660-1

© 2025 《中国科学》杂志社

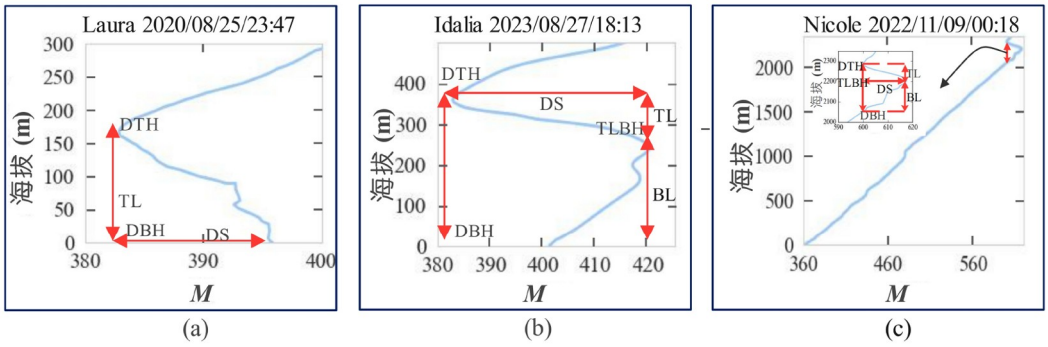


图 1　三种主要大气波导的示例剖面

(a) 无基础层表面波导; (b) 有基础层表面波导; (c) 悬空波导. 横轴表示大气修正折射率(*M*). 每个子图顶部标注了对应热带气旋的名称及探测时间. DTH, 大气波导顶高; TL, 陷获层; TLBH, 陷获层底高; BL, 基础层; DBH, 大气波导底高; DS, 大气波导强度

度控制, 通常与特定天气过程有关. Turton等(1988)总结了有利于大气波导形成的五类天气过程, 包括蒸发、反气旋下沉、锋面下沉、辐射冷却和平流. 早期研究中, Rosenthal和Helvey(1979)以及Helvey等(1995)发现, 在下沉逆温频发的地区, 尤其是中纬度高压东部和赤道附近, 大气波导出现概率更高. 刘成国等(1996)总结了中国东南沿海地区五种典型大气波导天气形势. 姚展予等(2000)进一步描述了海洋边界层中蒸发波导、表面波导与悬空波导的具体形成机制. Engeln和Teixeira(2004)将悬空波导的生成与气团沉降及行星边界层昼夜变化联系起来. Haack等(2010)则强调, 在复杂海岸环境中精确模拟大气波导需同时考虑大尺度强迫与中尺度特征. Yuan和Gao(2013)基于数值模拟方法, 分析了海洋飞沫对大气波导的影响. Sun等(2016)首次观测到湍流驱动的大气波导演变. 近期, Zhu等(2022)指出, 极地大气波导的形成高度依赖于逆温层的存在. Huang等(2022a)系统评估了美洲大陆大气波导特征与降水的关系. Gao等(2024)发现由海洋中尺度涡导致的蒸发波导异常呈现单极分布特征. 在中国南海区域, 大气波导的研究成果也较为丰富: Zhao等(2013)描述了南海春季大气波导统计特征; Cheng等(2015)基于GPS探空数据对表面波导特征进行了分析, 并进一步关注了南海秋季大气波导的时空分布特征(Cheng等, 2016); Huang等(2022c)考察南海蒸发波导日变化的海陆差异; Yang等(2024)揭示了季风对南海大气波导形成的作用机理.

热带气旋是地球上最强烈、影响最广泛的大尺度天气系统之一, 其特殊的动力和热力结构可显著调制大气波导特性. 潘中伟等 (1996)指出, 热带气旋的西部、北西部以及眼区有利于大气波导生成, 大气波导常发生在距热带气旋中心1100km区域, 而中心附近的悬空波导通常发生在800m以上高度. Ding等(2013)利用“台湾附近地区台风下投式探空监测计划”(DOTSTAR)获取的GPS下投式探空仪数据进行统计分析后发现, 热带气旋内部的大气波导强度弱于外部, 这种差异在热带气旋轨迹左侧更为显著. 此外, 他们还指出, 随着热带气旋强度增强, 热带气旋内部大气波导的强度和高度同步增加. Ziemba(2013)的研究结果与之类似, 也证实了热带气旋内外大气波导强度差异, 但未观察到明显的非对称分布. Fei等(2013)基于中尺度数值模拟, 研究了Bogus资料同化与海洋飞沫参数化方案对热带气旋背景下大气波导的影响. 结果表明, 热带气旋背景下的大气波导以悬空波导为主, 且无显著方位差异. Shi等(2019)指出, 热带气旋中心区域存在蒸发波导高度低值区, 这可能与该区域风速较弱有关. Wang等(2022)发现, 热带气旋眼区的蒸发波导导致低层微波传播损耗增大而高层传播损耗减小. Huang等(2022b)基于可解释机器学习方法揭示, 距热带气旋中心的距离是影响大气波导形成的最关键的因素.

目前, GPS下投式探空仪是观测热带气旋大气波导最有效的手段(戴福山, 2001). 然而, 以往研究的样本量有限, 通常仅将探空数据简单地划分为热带气旋内部和外部区域, 主要关注相对于热带气旋移动的非对称特征, 因而未能深入揭示大气波导与热带气旋结构之间的复杂关联机制. 本研究基于美国国家海洋和大气管理局大西洋海洋与气象实验室飓风研究部提供

的两万余条下投式探空仪观测数据，对热带气旋背景下的大气波导进行合成分析，综合考虑了热带气旋移动和垂直风切变两大因素，以期更深入地阐明大气波导特征与热带气旋结构之间的关系.

2 数据与方法

2.1 数据介绍和合成分析方法

本研究采用飓风部(NOAA/AOML/HRD, 2023)提供的高精度GPS下投式探空仪数据，以获取热带气旋的温湿廓线. 该数据时间分辨率为0.5s, 垂直分辨率为5~15m(Wang等, 2015; Wei等, 2025). 数据质量控制通过大气探测处理软件ASPEN 3.4.9(Martin和Suhr, 2023)完成. 在本研究关注区域，尤其是在3km高度以下，探空仪的平流距离被限制在几百米至几公里之间, 具有较强的局地代表性. 此外, 为减少下垫面差异带来的影响，采用1km×1km分辨率的数字高程图(Hastings和Dunbar, 1999)，筛除位于陆地上的探测点. 最终获得2001至2023年间共248个热带气旋过程的20,564条探测廓线. 本研究所使用的热带气旋样本主要分布于东北太平洋和西北大西洋，另有少量样本来自西北太平洋和印度洋(图2a).

热带气旋特征数据源自国际气候管理最佳路径档案(Knapp等, 2010, 2018)，原始数据时间分辨率为3h. 本文采用线性插值法将其插值至1h分辨率，并选取最接近探测时间的数据用于匹配观测.合成分析中引入了多个热带气旋结构参数，包括最外围闭合等压线半径(the radius of the outermost closed isobar, ROCI)、最大风速半径(the radius of the maximum wind speed, RMW)和气旋移动方向等. 根据Wang等(2023), 热带气旋中心附近，0~0.5RMW区域与眼区高度相关，而0.5~1.5RMW区域则对应眼墙区域. 因此，最大风速半径的引入有助于探讨热带气旋眼区结构. 依据Ding等(2013)，最外围闭合等压线半径可用于表征热带气旋的外围环流范围. 图2d展示了最大风速半径和最外围闭合等压线半径的分布特征：其中，最大风速半径主要集中于0~60km, 而最外围闭合等压线半径则集中在300km附近. 垂直风切变采用ERA5再分析资料(Hersbach等, 2023)计算得到，定义为距热带气旋中心200~800km范围内，200hPa与850hPa的风矢量差(Slocum等, 2022).

本研究构建了两种合成坐标系：一种基于热带气旋的移动方向(Zhang等, 2011)，另一种基于垂直风切变方向. 两坐标系均以热带气旋中心为原点，探空仪至中心的距离按最大风速半径进行标准化. 在移动方向坐标系中，纵轴正向(0°方位角)指向热带气旋移动方向；在垂直风切变坐标系中，纵轴正向则指向风切变方向. 两个坐标系均采用从0°起顺时针递增的方位角定义，将平面划分为四个90°象限：右前象限(0°~90°)、右后象限(90°~180°)、左后象限(180°~270°)和左前象限(270°~360°). 图2b和图2c分别展示了基于热带气旋移动方向和垂直风切变方向的探空仪分布，结果显示探测数据密度随距气旋中心的增加而逐渐降低. 尽管各象限观测分布存在差异, 但每个象限均包含超过4,000个观测样本(图2e).

2.2 大气波导确定方法

大气折射率(N)定义如下(Bean和Dutton, 1968):

$$N = 77.6\frac{P}{T} - 5.6\frac{e}{T} + 3.75\times10^{5}\frac{e}{T^{2}}, \tag{1}$$

其中，T、P和e分别表示温度(K)、气压(hPa)与水汽压(hPa). 考虑到地球曲率对电磁波传播的影响，采用大气修正折射率(M):

$$M = N + \frac{Z}{R\times10^{-6}} = N + 0.157Z, \tag{2}$$

式中, R为地球半径(6371km), Z为海拔高度(m). 图1展示了三类典型大气波导剖面. 满足dM/dZ<0的高度范围称为陷获层，其上边界为大气波导顶. 自陷获层向下，至M下降到陷获层顶值(记为M_{min})的区域定义为基础层. 基础层底为大气波导底. 若基础层下延至地表仍未达到M_{min}, 则地表被视为大气波导底. 根据基础层能否延伸到地表, 大气波导可分为表面波导(图1a, 1b)和悬空波导(图1c). 表面波导又细分为无基础层表面波导(图1a)和有基础层表面波导(图1b). 本文主要对大气波导发生概率、大气波导强度、大气波导顶高、大气波导厚度和陷获层厚度五个关键物理量进行统计分析：大气波导发生概率是检测到大气波导的廓线与总廓线数之比. 大气波导强度定义为陷获层顶与底之间的大气修正折射率差值. 大气波导厚度是指大气波导顶、底之间的高度差，而陷获层厚度则是陷获层的垂直范围.

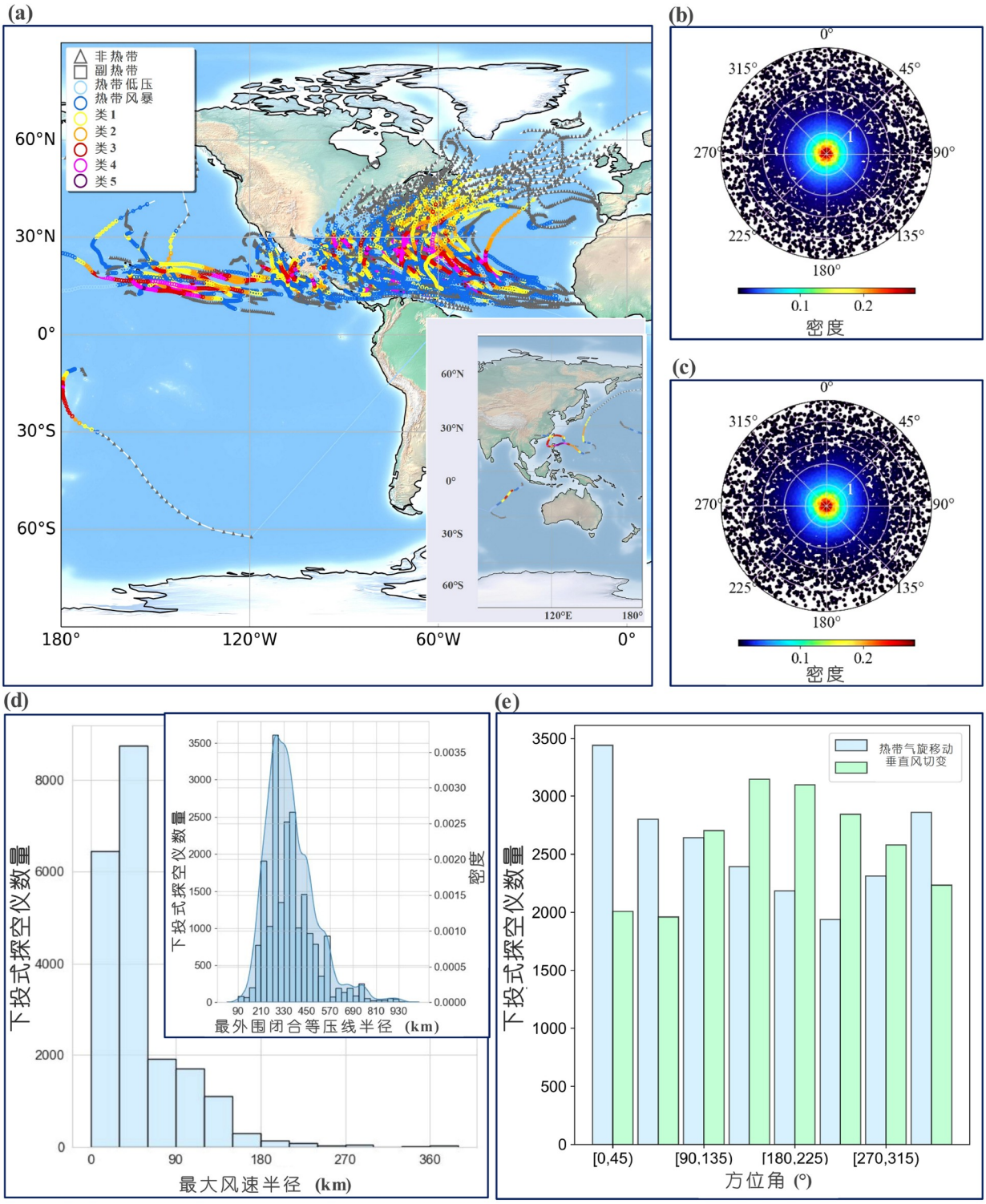


图 2　热带气旋及相关探测信息

(a) 热带气旋轨迹图; (b) 基于热带气旋运动的合成坐标系中, 5倍最大风速半径范围内探空数据分布; (c) 基于垂直风切变的合成坐标系中, 5倍最大风速半径范围内探空数据分布; (d) 最大风速半径与最外围闭合等压线半径分布; (e) 合成坐标系中各方位的探空数据分布. (b)和(c)中的色阶及(d)中最外围闭合等压线半径分布图的阴影部分, 均为使用核密度估计方法(Rosenblatt, 1956; Parzen, 1962)估算的概率密度

为评估气象参数对大气波导的影响, 可将式(1)微分得

$$\mathrm{d}N=\frac{77.6}{T}\mathrm{d}P+\left(\frac{-77.6P+5.6e}{T^2}-\frac{7.5\times10^5e}{T^3}\right)\mathrm{d}T+\left(\frac{-5.6}{T}+\frac{3.75\times10^5}{T^2}\right)\mathrm{d}e. \tag{3}$$

由仪器测量引入的大气折射率不确定性(ΔN), 可写为(戴福山, 2001):

$$\Delta N=[(a\Delta T)^2+(b\Delta e)^2+(c\Delta P)^2]^{\frac{1}{2}},\quad \Delta e=e_s\Delta RH, \tag{4}$$

其中, e_s为饱和水压(Buck, 1981), ΔT、ΔP和ΔRH分别为温度、气压和相对湿度的测量不确定度, 取值分别为0.2K、0.5hPa和3%(xRD41传感器, NCAR/EOL, 2024). a、b和c分别是公式(3)中dT、de和dP的系数.

为避免将观测误差误判为真实波导信号, 本文将3000m以下平均气象条件(P=849.7hPa, T=291.35K, RH=76.8%)计算得到的ΔN=2.8作为判别阈值. 强度小于2.8M的大气波导将不纳入统计; 同时, 受下投式探空仪5~15m垂直分辨率限制, 陷获层厚度小于5m的大气波导亦被排斥.

3 统计结果

下投式探空仪的分辨率不足以有效区分无基础层表面波导和蒸发波导. 因此, 在本研究中, 蒸发波导被归类为无基础层表面波导. 对于包含多个悬空波导的廓线, 仅分析最强悬空波导.

表1列出了大气波导的平均统计结果. 共有20,478台下投式探空仪在3,000m以下进行测量, 12,470台下投式探空仪在3,000m以上进行测量. 与Ding等(2013)、Fei等(2013)和Ziemba(2013)的结果一致: 悬空波导在热带气旋下占据主导地位. 表面波导发生概率小于7%. 无基础层表面波导发生概率仅为0.7%, 且强度和厚度最低. 相比之下, 3,000m以下的悬空波导出现概率最高、厚度最大. 此外, 3,000m以上悬空波导的陷获层比3,000m以下悬空波导更薄, 但波导强度更大, 这表明3,000m以上区域存在更强的温度和湿度梯度, 可能与对流层顶或云顶的逆温现象有关.

大气波导主要发生和应用高度在3,000m以下, 并且该高度段探空资料最为集中. 在3,000m以上, 下投式探空仪的探测范围波动大, 难以有效表征某一特定高度范围的大气波导特征. 而表面波导发生频率极低, 相关数据难以支撑可靠的统计结论. 因此, 下文将讨论3,000m以下悬空波导.

3.1 相对于热带气旋移动和垂直风切变的悬空波导特征空间分布

图3(图4)展示了基于热带气旋运动(垂直风切变)的合成坐标系中3,000m以下悬空波导分布特征. 在这两种情况下, 悬空波导均呈现出从热带气旋中心向外增强和增厚的趋势, 并可分为三个区域: 最大风速半径内、最大风速半径与热带气旋平均影响范围(MSI, $\mathrm{MSI}=\left(\sum(\mathrm{ROCI/RMW})\right)/\mathrm{DN}$, DN, 下投式探空仪数量)之间以及热带气旋平均影响范围外. 热带气旋平均影响范围是表征当前探测数据集下热带气旋平均环流范围的指标, 本研究中约为9.8倍最大风速半径. 与Ding等(2013)和Ziemba(2013)的研究结果一致, 在热带气旋环流内外观察到显著的大气波导性质突变(图3、图4).

在最大风速半径以内, 悬空波导发生概率、强度和厚度都显著低于整体平均(图3a~3c, 图4a~4c), 表明

表 1 大气波导特征统计[a)]

类别	DN	ON	DP•(%)	MDS•	MDTH(m)	MDT•(m)	MTLT•(m)
SD1	20478	1187	5.8	8.2	56.2	56.2	25.7
SD2	20478	135	0.7	7.8	31.6	31.6	31.6
ELD1•	20478	11813	57.7	8.5	1164.8	121.1	44.5
ELD2	12470	3317	26.6	12.1	7385.6	85.4	28.1

a) SD1/2, 有/无基础层表面波导. ELD1/2, 3,000m高度以下/上悬空波导. DN, 下投式探空仪数量. ON, 探测到大气波导的下投式探空仪数量. DP, 大气波导发生概率. MDS, 平均大气波导强度. MDTH, 平均大气波导顶高. MDT, 平均大气波导厚度. MTLT, 平均陷获层厚度. •表示重点关注参数

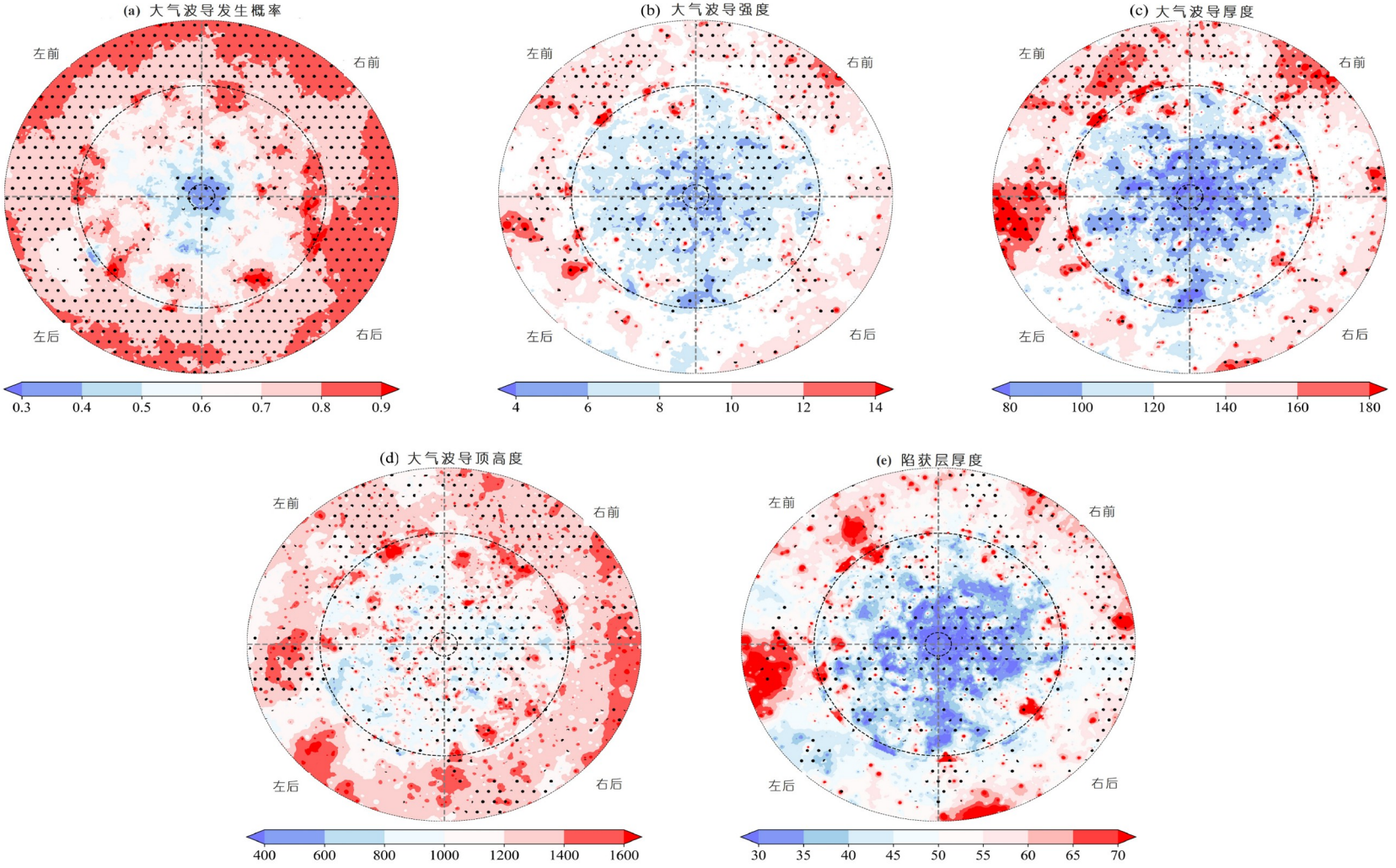


图 3　基于运动的合成坐标系中, 3,000m以下悬空波导统计特征

阴影部分表示通过95%置信度t检验的显著偏离整体均值的区域. 从中心向外, 三个虚线圆依次对应最大风速半径、热带气旋平均影响范围和15倍最大风速半径

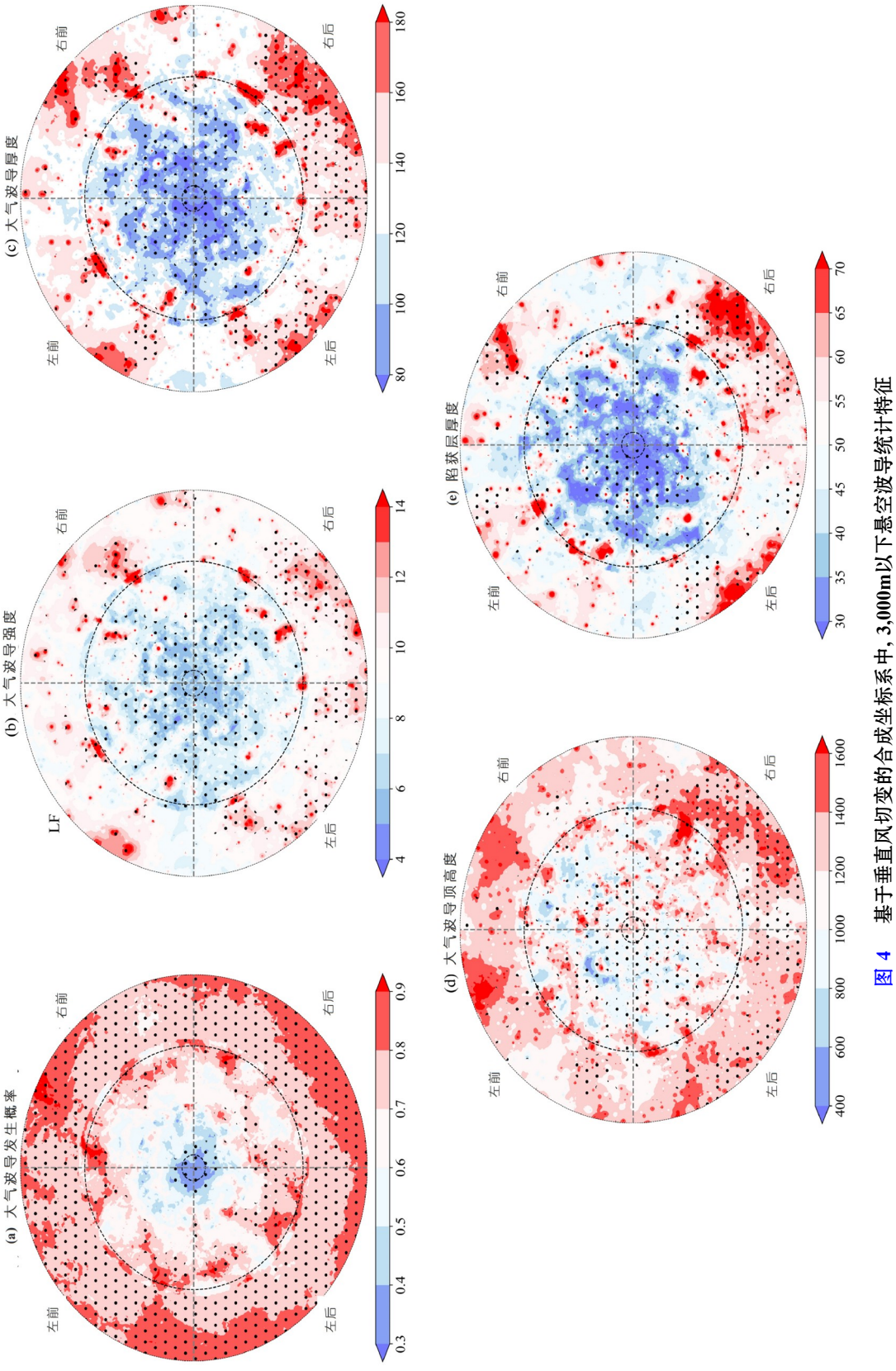


图 4　基于垂直风切变的合成坐标系中, 3,000m以下悬空波导统计特征

热带气旋眼区不利于悬空波导形成. 该结果与潘中伟等(1996)以及Huang等(2022b)不同. 潘中伟等(1996)总结认为热带气旋眼区有利于大气波导形成, 但并没有提供具体的数据和方法. 尽管这一结论已达成广泛共识, 但在热带气旋背景下的数值模拟中均未模拟出眼区大气波导(成印河, 2009; Fei等, 2013; 胡昊等, 2018). Huang等(2022b)使用机器学习模型研究热带气旋背景下大气波导形成的有利因子, 但该研究具有明显的局限性. 首先, Huang等(2022b)使用的预测因子包括下投式探空仪到热带气旋中心的距离以及ERA5温湿参数. 这些变量并非相互独立, 因此模型可能无法准确解析出距离对波导形成的贡献. 其次, 尽管预测准确率达到80%, 但研究中并未对其余20%的误判案例进行分析, 特别是这些误判是否集中在热带气旋眼区. 考虑到Wei等(2025)报告ERA5温度和湿度场在热带气旋核心区域存在严重偏差, 这种可能性较大. 综上所述, 这些因素可能导致我们的研究结果与以往研究之间的差异. 成印河(2009)在其数值模拟研究中指出, 尽管眼区出现了逆温, 但由于过于干燥, 无法形成大气波导, 这与我们的结论一致. 然而, 我们的研究表明: 在热带气旋眼区, 虽然存在逆温(图5j、5l), 但逆温的顶部和底部湿度较高. 因此, 垂直湿度梯度仍较弱(图5i、5k). 如图5m~5p所示, 在最大风速半径内, 温度梯度对悬空波导强度的贡献不低于外围区域, 而湿度梯度对悬空波导强度的贡献达到最小. 这表明弱湿度梯度不利于悬空波导在热带气旋眼区形成.

在热带气旋平均影响范围外, 观测到的悬空波导相较整体均值更强、更高、更厚且发生概率更高(图3a~3e, 图4a~4e), 这Ding等(2013)和Ziemba(2013)的研究结果一致. 此外, 与两侧区域相比, 位于热带气旋平均影响范围边界的悬空波导陷获层更厚、发生概率和高度更高. 这可能与热带气旋和副热带高压等邻近系统的相互作用有关(Ding等, 2013). 与其他特征不同, 最大风速半径附近, 悬空波导顶高低于整体均值, 呈现从热带气旋中心向外先降低后升高的趋势(图3d、图4d).

在基于运动的合成坐标系中, 最大风速半径范围内, 左前象限的悬空波导较弱(图3b)、较薄(图3c). 在最大风速半径和热带气旋平均影响范围之间, 左前和左后象限的外缘区域, 悬空波导顶高较低(图3d). 在基于垂直风切变的合成坐标系中, 在最大风速半径以内, 悬空波导顶高在右前和右后象限较大(图4d). 在最大风速半径和热带气旋平均影响范围之间, 右后象限的悬空波导较高(图4d). 无论基于热带气旋运动还是垂直风切变的合成坐标系, 在热带气旋平均影响范围内均未观察到显著的悬空波导发生概率不对称性. Fei等(2013)在对热带气旋背景下的大气波导进行模拟时观察到类似现象, 悬空波导在热带气旋附近各方向的出现概率几乎相同, 这与我们的结论一致. 总体而言, 在热带气旋平均影响范围内, 悬空波导的不对称性较弱.

在热带气旋平均影响范围以外, 观察到运动引起的不对称性: 右前和左前象限的悬空波导较厚(图3c), 而左后象限的陷获层最薄(图3e). 值得注意的是, 最厚的悬空波导位270°方向(图3c、3e). 在热带气旋平均影响范围的外边缘区域, 左后和右后象限的悬空波导更高.

对于垂直风切变诱导的热带气旋平均影响范围外的不对称现象, 右后象限的悬空波导在强度、厚度、顶高和陷获层厚度等方面数值更大(图4b~4e), 而左前象限的悬空波导则更弱、更薄(图4b、4c、4e). Jones (1995)认为, 垂直风切变将对流集中于顺切变方向, 同时在逆切变方向产生下沉气流. DeHart等(2014)证实, 热带气旋眼区外左前象限上升气流最为强烈, 而右后象限几乎没有上升运动. 右后象限更稳定的大气环境促成了更强的悬空波导. 总结而言, 基于运动和基于垂直风切变的合成坐标系下, 热带气旋背景下悬空波导展现出一定程度的不对称性, 这种不对称性在热带气旋平均影响范围外更为显著.

3.2　相对于热带气旋移动和垂直风切变的各象限悬空波导特征分布

考虑到最外围闭合等压线半径与最大风速半径比值及热带气旋眼区半径与最大风速半径比值的变化, 本节分析热带气旋不同区域的悬空波导特征. 探测数据被分为三个区域: 内部区域(最大风速半径以内)、中间区域(最大风速半径到最外围闭合等压线半径之间)和外部区域(最外围闭合等压线半径以外). 为了更好地描述热带气旋眼区的大气波导特征, 根据眼区的静风特征, 排除了最大风速半径内, 陷获层中风速大于2m s^{-1}的探测廓线. 图6展示了与热带气旋运动相关的各象限的悬空波导统计特征.

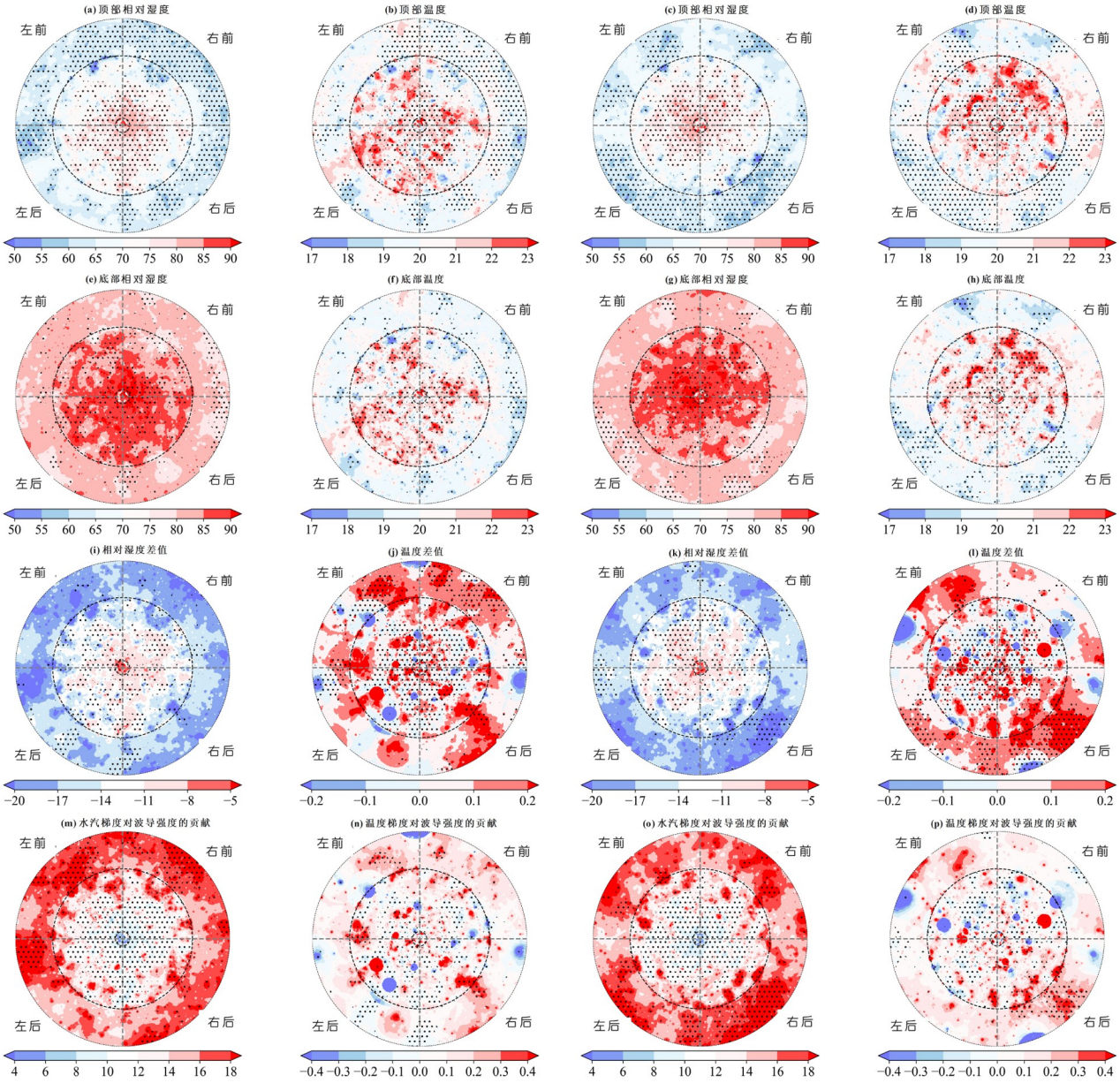


图 5　陷获层附近温湿参数及其对悬空波导强度的贡献

第1列和第2列基于热带气旋运动, 第3列和第4列基于垂直风切变. 第1列和第3列表示相对湿度, 第2列和第4列表示温度. 第1行和第2行分别对应陷获层顶部和底部的气象参数. 第3行表示陷获层顶部和底部的温度和相对湿度差异. 第4行表征水汽和温度梯度对悬空波导强度的贡献(使用公式(3)计算得到). 其余构图要素与图3相同

本次分析的重点为悬空波导特征参数的平均状态. 悬空波导发生概率、强度、厚度和陷获层厚度从内部区域向外部区域逐渐增加. 而悬空波导顶高先降低后升高, 这与图3中观察到的规律一致. 除悬空波导发生概率和顶高外, 悬空波导特征从内部区域到中间区域的变化极小. 而从中间区域到外部区域, 悬空波导特征则发生显著变化.

在外部区域(图6c), 右后象限悬空波导强度较弱、厚度和陷获层厚度较小. 在内部区域(图6a), 虽然各象限的数值和分布模式存在较大差异, 但由于样本

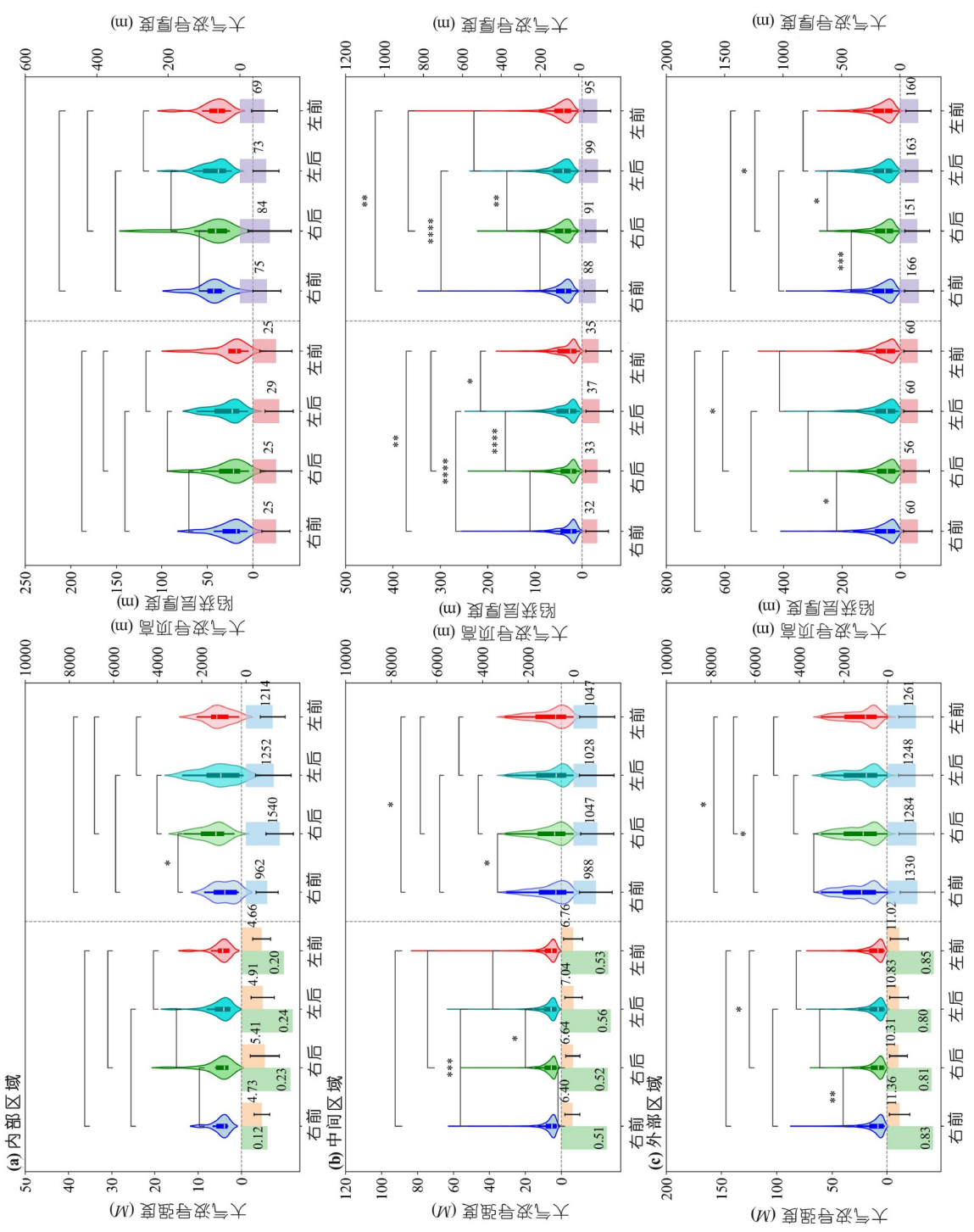


图 6　基于运动的合成坐标系中, 3,000m以下各象限的悬空波导统计特征

每幅子图通过垂直虚线分割为两部分, 分别对应左、右纵轴. 各组间通过t检验验证均值是否存在显著差异: *、**、***和****表示在95%、99%、99.9%和99.99%置信度下显著. 绿色柱状图表示悬空波导发生概率, 其他柱状图表示悬空波导平均属性

量有限, 平均属性没有构成统计学上的显著差异. 在中间区域(图6b), 与右前、右后象限相比, 左后象限的强度和厚度明显更大, 而其他象限之间的差异仅限于特定参数, 缺乏一致的模式. 总体而言, 关于热带气旋运动的悬空波导特征量表现出一定的不对称性, 但数值差异较小. 这一发现与Ziemba(2013)一致, 但与Ding等(2013)和Huang等(2022b)相反. 前人研究(Corbosiero和Molinari, 2002; Chen等, 2006)表明, 当垂直风切变超过5m s^{-1}时, 垂直风切变成为影响热带气旋不对称性的主导因素. 在本研究中, 由于垂直风切变始终保持在6m s^{-1}以上, 热带气旋运动引起的不对称相对较弱. 这或许可以解释为什么Ziemba(2013)也未观察到悬空波导相较于热带气旋移动的不对称性. 而Ding等(2013)使用的DOTSTAR数据集来自西北太平洋, 该区域垂直风切变与本研究不同, 因此得到了不同的结论. 此外, Huang等(2022b)采用的机器学习模型存在3.1节分析中的不确定性.

图7展示了与垂直风切变相关的各象限悬空波导的统计特征. 在内部区域(图7a), 与图6a相似: 尽管各象限、各大气波导特征在数值上存在差异, 但由于每个象限的样本量有限, 这些差异在统计上并不显著. 在中间区域(图7b), 左后象限悬空波导的强度和厚度显著低于其他象限(但数值差异较小). 在外部区域, 相较于基于运动的结果(图6c), 基于垂直风切变的结果(图7c), 展示出更强的不对称性. 具体而言, 左前象限的悬空波导强度最弱, 厚度最小, 出现概率最低. 而右后象限的悬空波导最强、最厚, 与图4一致. 左前象限较弱的悬空波导可能与对流集中在顺切变方向(Jones, 1995)有关. 由于热带气旋的逆时针环流, 对流向左前象限集中(陈启智, 2011). 对流加强了径向入流(Zhang等, 2013), 进而可能导致更强的高层出流. 这种出流可能通过两种机制影响悬空波导结构: 首先, 出流将水汽输送至远离热带气旋区域, 在远处形成降水. 当雨滴下落并遇到悬空波导上方的干燥空气时, 发生强烈蒸发冷却, 从而降低悬空波导内的水汽梯度, 减弱逆温结构. 其次, 考虑到热带气旋通常可延伸至10km高度, 而悬空波导通常形成于约1km高度, 该出流难以立即下降至悬空波导高度, 而是在更远离气旋中心的区域下沉, 进而在气旋周边激发低层辐合与上升运动. 这一过程破坏了强逆温形成所需的大气稳定性, 导致左前象限的大气波导较弱. 相比之下, 右后象限由于上升气流较弱(Jones, 1995; DeHart等, 2014), 有利于强逆温和悬空波导的形成(图8).

为进一步探讨垂直风切变对外部区域悬空波导不对称性的影响, 我们将探空数据按垂直风切变强度分为三组: 6~15、15~20和20~40m s^{-1}. 结果与图7一致, 左前象限的悬空波导相对较弱、较薄, 而右后象限的悬空波导则较强、较厚. 然而, 在不同风切变强度下, 两个象限与其他象限之间的差异程度并不相同. 在左前象限, 当垂直风切变为15~20m s^{-1}时, 悬空波导的弱化最为显著. 而在右后象限, 当垂直风切变达到20~40m s^{-1}时, 悬空波导的增强尤为突出. 尽管随着垂直风切变增强, 左前和右后象限的悬空波导呈现先减弱后增强的趋势, 但两者间的差异却持续扩大. 这可能与对流和垂直运动的不对称性增强有关.

那么, 垂直风切变导致热带气旋外部区域呈现更强不对称性的结论, 是否适用于西北太平洋? 这个问题至关重要, 因为全球近三分之一的热带气旋形成于西北太平洋, 对沿岸居民生命财产构成重大威胁(Wang和Wang, 2023). 然而, 由于西北太平洋观测数据相对稀少, 尚难以开展系统的统计验证. 但部分环境特征的比较显示, 基于大西洋资料所获得的结论可能并不完全适用于西北太平洋. 首先, 受青藏高原影响, 东亚地区是全球海陆热力差异最显著的区域之一. 在这种气候背景下, 热带气旋外围的悬空波导易受来自大陆干燥气流的干扰, 尤以对气旋移动方向的左前象限影响最为显著. 因此, 刘成国等(1996)及Ding等(2013)指出, 西北太平洋热带气旋左前象限常出现更强的大气波导结构. 相比之下, 本研究所覆盖的区域主要为美国南部, 该地水汽充沛, 受大陆干燥气流影响较小(Ziemba, 2013), 因而运动导致的不对称性并不明显. 此外, 该区域延伸至热带大西洋, 在热带气旋活跃季节, 该区域的平均垂直风切变通常超过10m s^{-1}(Aiyyer和Thorncroft, 2006), 且近几十年来呈增强趋势(Aiyyer和Thorncroft, 2011). 因此, 在本研究中, 热带气旋不对称性由垂直风切变主导(Corbosiero和Molinari, 2002; Chen等, 2006), 这也解释了悬空波导在垂直风切变的不同象限表现出的差异. 然而, 在西北太平洋, 强烈的海陆热对比以及风切变逐渐减弱的特征(Xu等, 2024)表明: 热带气旋运动可能仍是悬空波导不对称性的主导因素.

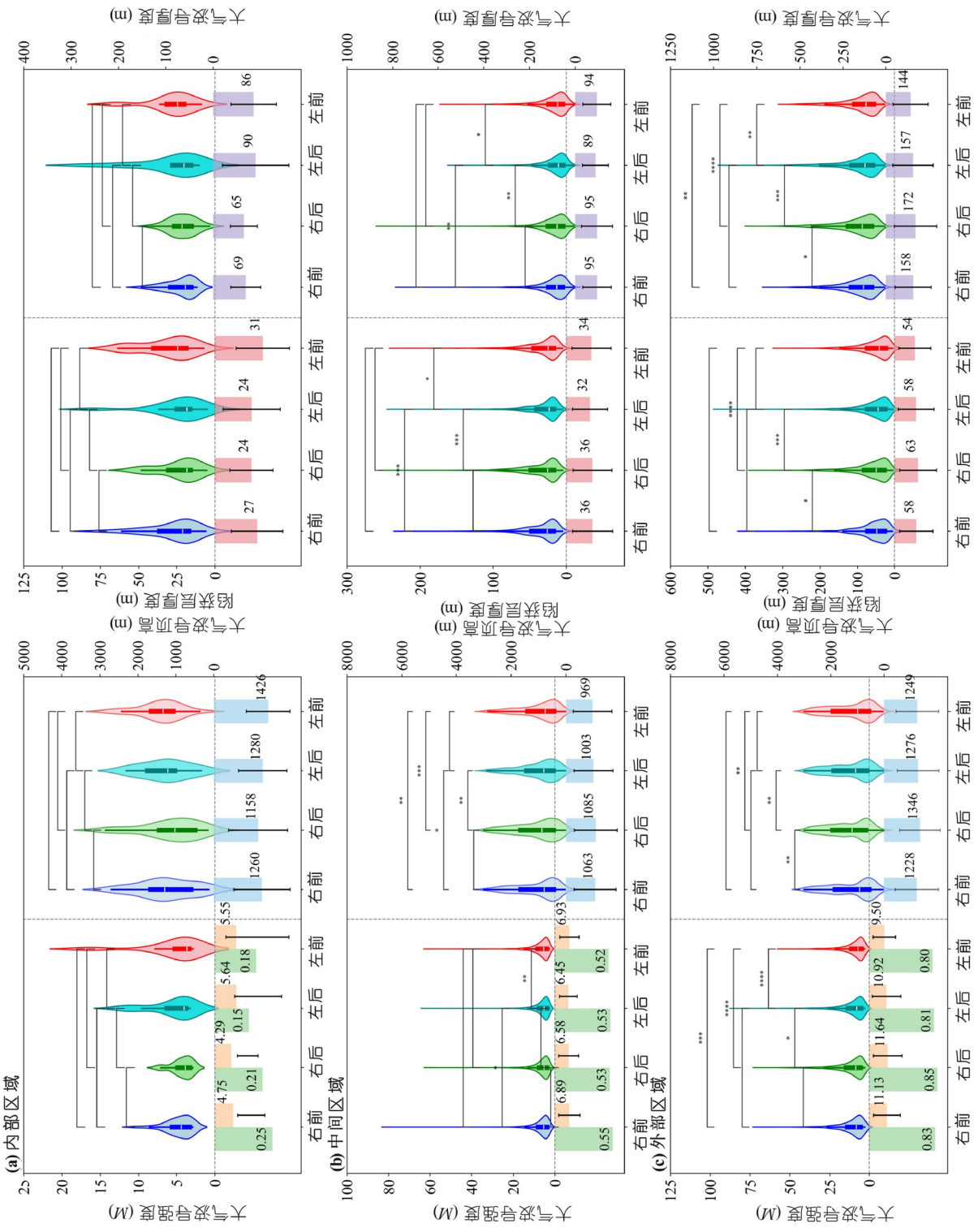


图 7　基于垂直风切变的合成坐标系中, 3,000m以下各象限的悬空波导统计特征

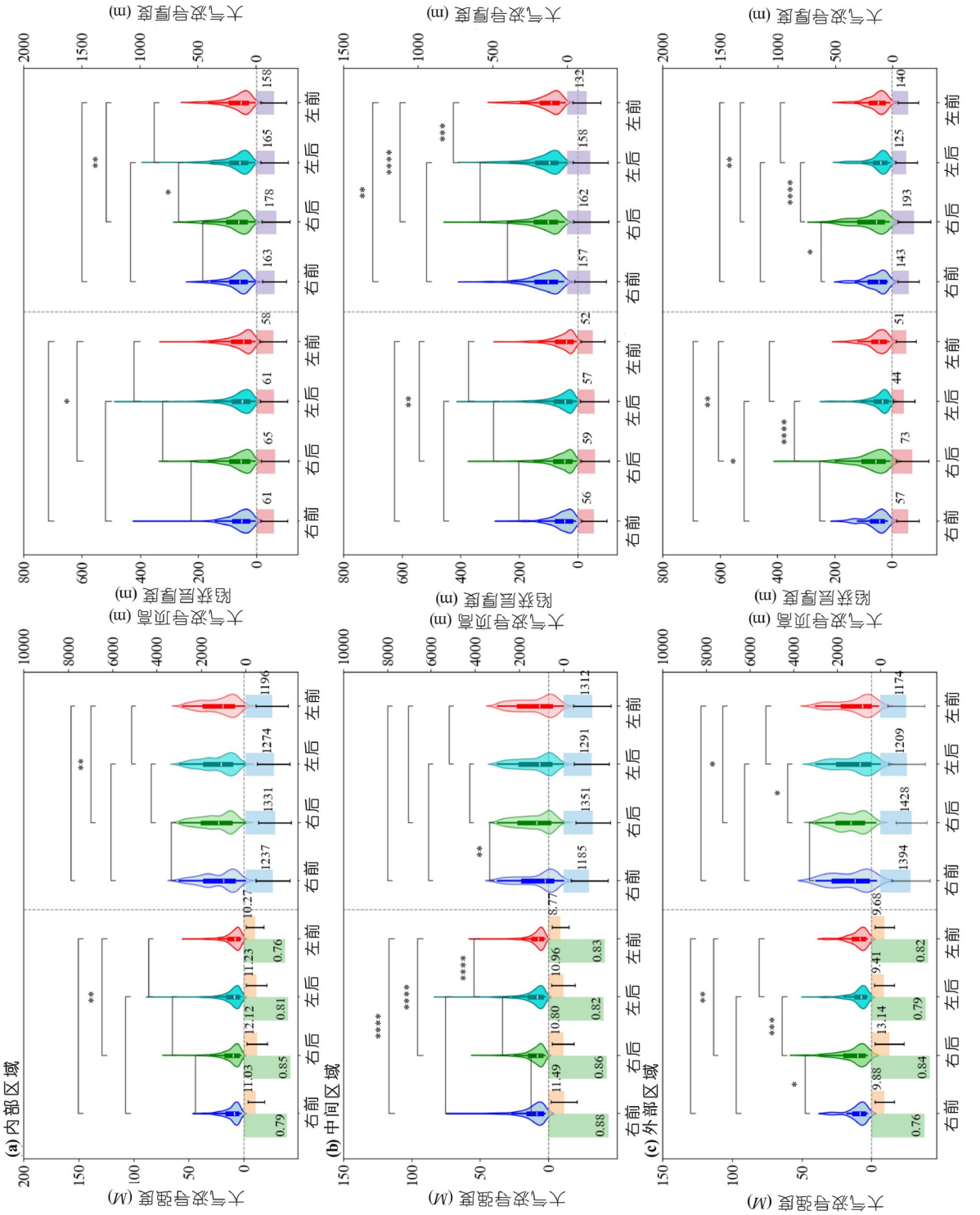


图 8 不同垂直风切变强度下外部区域的悬空波导特征

(a) 6~15m s^{-1}; (b) 15~20m s^{-1}; (c) 20~40m s^{-1}

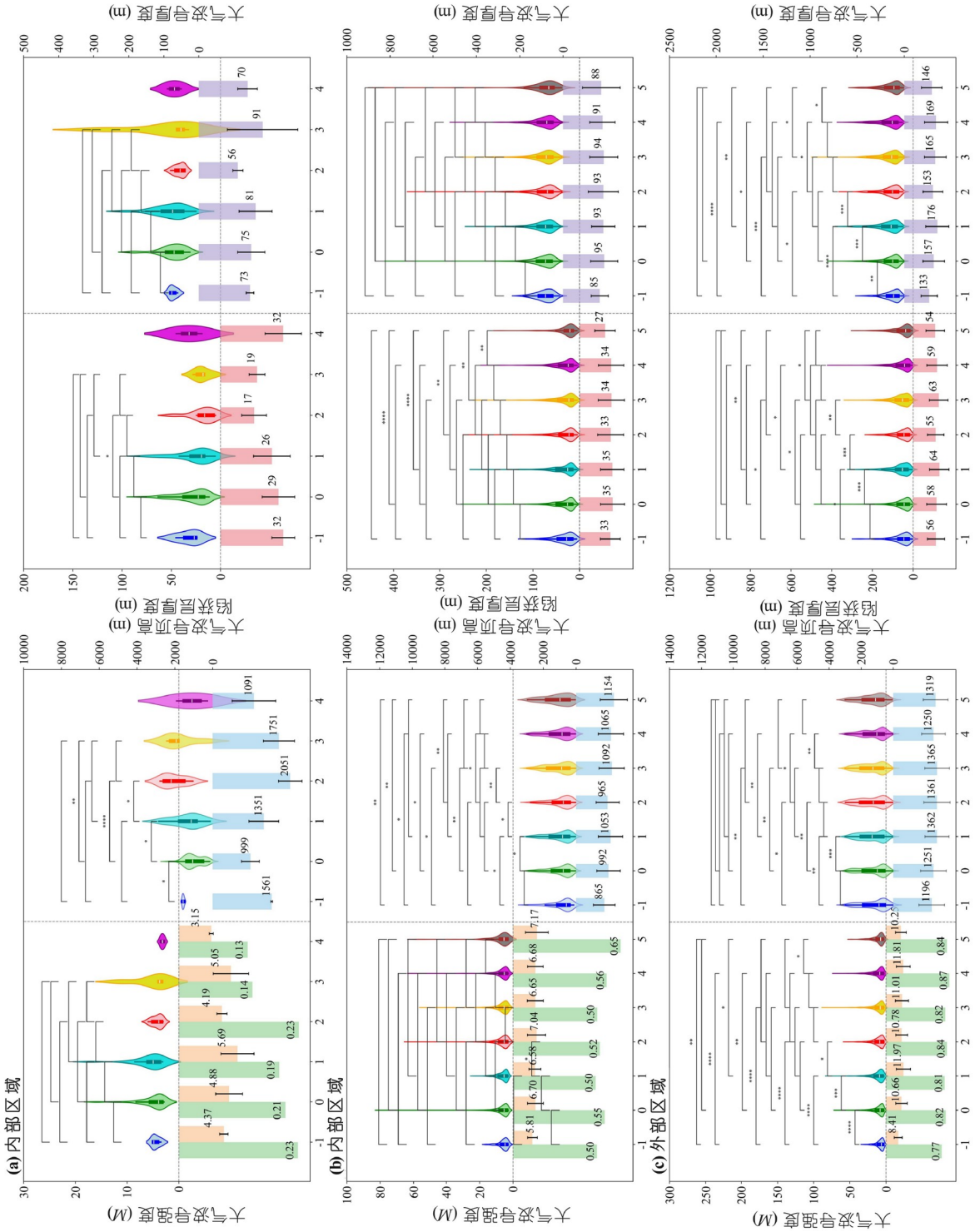


图 9　3000m以下不同热带气旋等级下悬空波导统计特征

横轴是根据萨菲尔-辛普森风级表划分的热带气旋等级: −1至5分别代表热带低压、热带风暴和1至5级热带气旋

3.3 不同热带气旋等级下的悬空波导特征

图9展示了不同强度热带气旋下悬空波导的特征统计结果. 与图7相似, 在内部区域, 不同热带气旋等级之间悬空波导特征存在较大差异, 但仅部分特征在某些类别中具有统计显著性. 值得注意的是, 热带风暴的悬空波导高度显著低于其他强度等级的热带气旋.

在中间区域, 悬空波导特征的差异主要体现在发生高度和陷获层厚度上. 悬空波导出现高度随热带气旋强度等级波动, 并未呈现一致的变化趋势. 值得注意的是, 5级热带气旋的陷获层厚度明显低于其他强度等级. 在外围区域, 热带低压的悬空波导厚度和强度显著低于更高强度的热带气旋类别.

总体而言, 虽然不同强度的热带气旋之间的悬空波导特征存在一定差异, 但这些差异多出现在观测样本较少的类别中. 对于本研究关注的核心变量——悬空波导强度和厚度——在主要观测范围内未表现出明确的变化模式, 需要更多的数据来验证相关发现.

4 结论

本研究系统分析了热带气旋背景下大气波导的分布特征. 虽然已有研究关注热带气旋运动对大气波导非对称分布的影响(Ding等, 2013; Ziemba, 2013), 但本研究首次引入垂直风切变因素, 探讨其对波导分布的影响. 此外, 本文亦首次对热带气旋眼区的大气波导特征进行了统计分析. 主要结论如下:

从热带气旋中心向外, 悬空波导强度、厚度和发生概率逐渐增加, 呈现出明显的分层分布特征. 悬空波导出现高度先降低后升高. 在热带气旋眼区, 悬空波导出现概率、强度和厚度均明显低于总体均值, 表明该区域不利于悬空波导的形成. 此结果与Huang等(2022b)及潘中伟等(1996)的结论不同, 但与成印河(2009)数值模拟的结果一致, 后者认为热带气旋眼区过于干燥, 不利于大气波导形成. 然而, 与成印河(2009)的结论不同, 本研究发现眼区中逆温层上下相对湿润, 导致垂直湿度梯度减弱, 从而抑制了大气波导的形成.

除悬空波导顶高和厚度外, 基于垂直风切变和热带气旋移动的合成分析均未显示出气旋内部悬空波导的显著不对称性. 相比之下, 在热带气旋外部区域, 基于垂直风切变的合成结果呈现出更明显的象限差异: 左前象限的悬空波导较弱、较薄、发生概率较低, 而右后象限的悬空波导则更强、更厚, 出现概率更高. 随着垂直风切变增强, 左前象限和右后象限之间的差异扩大. 当垂直风切变超过20m s^{-1}时, 最大差异从左前象限转移到右后象限. 本研究认为, 垂直风切变增强加剧了对流的不对称分布. 在本研究中, 所有垂直风切变值均超过6m s^{-1}, 因此可以认为垂直风切变在整个样本空间中始终对对流不对称性具有主导作用(Corbosiero和Molinari, 2002; Chen等, 2006). 对流分布的非对称性进一步造成了热带气旋外围湿度梯度的不对称性, 进而导致悬空波导特征也呈现出显著的不对称分布.

统计结果还表明, 不同强度的热带气旋之间确实存在一定的大气波导特征差异. 然而, 这些显著差异大多集中于观测数据有限的等级, 因此, 后续研究仍需依赖更全面的观测资料, 以进一步验证本研究的初步结论.

致谢 作者对以下机构为本研究提供的数据与工具表示诚挚感谢: (1) 美国国家海洋和大气管理局/大西洋海洋与气象实验室(NOAA/AOML)飓风研究处(HRD)提供的下投式探空数据: https://www.aoml.noaa.gov/data-products/#hurricanedata; (2) 哥白尼气候变化服务(C3S)气候数据存储(CDS)提供的ERA5再分析数据: https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=overview; (3) 美国国家海洋和大气管理局/国家地球物理数据中心(NOAA/NGDC)提供的数字高程图: https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/globe_tiles.gif; (4) IBTrACS团队提供的国际最佳热带气旋路径资料库(IBTrACS)数据集: https://www.ncei.noaa.gov/data/international-best-track-archive-for-climate-stewardship-ibtracs/v04r01/access/csv/ibtracs.since1980.list.v04r01.csv; (5) 美国大学大气研究联合会/国家大气研究中心(UCAR/NCAR)地球观测实验室提供的ASPEN软件: https://www.eol.ucar.edu/content/aspen. 感谢所有参与上述数据集与软件开发和维护的工作人员.

参考文献

陈启智. 2011. 环境风垂直切变对热带气旋发展过程的影响. 博士学位论文. 南京: 南京大学

成印河. 2009. 海上低空大气波导的遥感反演及数值模拟研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院(海洋研究所)

白璐, 张沛, 吴振森, 郭立新. 2016. 海上对流层大气波导顶部电磁盲区研究. 电波科学学报, 31: 278–283

戴福山. 2001. 大气波导及其军事应用. 北京: 中国人民解放军出版社. 73–106

胡昊, 费建芳, 丁菊丽, 王挺, 黄小刚, 程小平, 袁炳. 2018. 0920号超强台风“卢碧”引起的强海上大气波导成因分析与数值模拟研究. 气象学报, 76: 620–634

刘成国, 潘中伟, 郭丽. 1996. 中国低空大气波导出现概率和波导特征量的统计分析. 电波科学学报, 11: 60–66

潘中伟, 刘成国, 郭丽. 1996. 东南沿海波导结构的预报方法. 电波科学学报, 11: 58–64

姚展予, 赵柏林, 李万彪, 朱元竞, 杜金林, 戴福山. 2000. 大气波导特征分析及其对电磁波传播的影响. 气象学报, 58: 605–616

Aiyyer A R, Thorncroft C. 2006. Climatology of vertical wind shear over the tropical Atlantic. J Clim, 19: 2969–2983

Aiyyer A R, Thorncroft C. 2011. Interannual-to-multidecadal variability of vertical shear and tropical cyclone activity. J Clim, 24: 2949–2962

Battan L J. 1973. Radar observation of the atmosphere. Q J R Meteorol Soc, 99: 793–793

Bean B R, Dutton E J. 1968. Radio Meteorology. New York: Dover Pubilcation Inc. 1–21

Buck A L. 1981. New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. J Appl Meteorol, 20: 1527–1532

Chen S S, Knaff J A, Marks Jr. F D. 2006. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM. Mon Weather Rev, 134: 3190–3208

Cheng Y, Zhou S, Wang D, Lu Y, Yao J. 2015. Statistical characteristics of the surface ducts over the South China Sea from GPS radiosonde data. Acta Oceanol Sin, 34: 63–70

Cheng Y, Zhou S, Wang D, Lu Y, Huang K, Yao J, You X. 2016. Observed characteristics of atmospheric ducts over the South China Sea in autumn. Chin J Ocean Limnol, 34: 619–628

Corbosiero K L, Molinari J. 2002. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. Mon Weather Rev, 130: 2110–2123

DeHart J C, Houze Jr. R A, Rogers R F. 2014. Quadrant distribution of tropical cyclone inner-core kinematics in relation to environmental shear. J Atmos Sci, 71: 2713–2732

Ding J, Fei J, Huang X, Cheng X, Hu X. 2013. Observational occurrence of tropical cyclone ducts from GPS dropsonde data. J Appl Meteorol Climatol, 52: 1221–1236

Engeln A, Teixeira J. 2004. A ducting climatology derived from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts global analysis fields. J Geophys Res, 109: 2003JD004380

Fei J, Ding J, Huang X, Cheng X, Hu X. 2013. Numerical study on the impacts of the bogus data assimilation and sea spray parameterization on typhoon ducts. Acta Meteorol Sin, 27: 308–321

Gao Y, Zhang Y, Zhao X, Shi Y, Guo X, Wang B. 2024. Evaporation duct anomalies caused by mesoscale eddies in the Kuroshio Extension. Geophys Res Lett, 51: e2024GL108404

Haack T, Wang C, Garrett S, Glazer A, Mailhot J, Marshall R. 2010. Mesoscale modeling of boundary layer refractivity and atmospheric ducting. J Appl Meteorol Climatol, 49: 2437–2457

Hastings D, Dunbar P K. 1999. Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Documentation, Volume 1.0. Key to Geophysical Records Documentation (KGRD) 34. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303, U.S.A.

Helvey R A, Rosenthal J S, Eddington L W, Greiman P W, Fisk C J. 1995. Use of satellite imagery and other indicators to assess variability and climatology of oceanic elevated ducts. Proceedings of the AGARD/NATO Conference on Propagation Assessment in Coastal Environments, Bremerhaven, Germany. 1–14

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Biavati G, Horányi A, Muñoz Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Rozum I, Schepers D, Simmons A, Soci C, Dee D, Thépaut J N. 2023. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)

Huang L, Zhao X, Liu Y. 2022a. The statistical characteristics of atmospheric ducts observed over stations in different regions of American mainland based on high-resolution GPS radiosonde soundings. Front Environ Sci, 10: 946226

Huang L, Zhao X, Liu Y, Yang P. 2022b. Analysis of the atmospheric duct existence factors in tropical cyclones based on the SHAP interpretation of extreme gradient boosting predictions. Remote Sens, 14: 3952

Huang L, Zhao X, Liu Y, Yang P, Ding J, Zhou Z. 2022c. The diurnal variation of the evaporation duct height and its relationship with environmental variables in the South China Sea. IEEE Trans Antennas Propagat, 70: 10865–10875

Jones S C. 1995. The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices. Q J R Meteorol Soc, 121: 821–851

Knapp K R, Diamond H J, Kossin J P, Kruk M C, Schreck C J. 2018. International best track archive for climate stewardship (IBTrACS) project version 4. Dataset. NOAA/NCEI

Knapp K R, Kruk M C, Levinson D H, Diamond H J, Neumann C J. 2010. The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS). Bull Amer Meteorol Soc, 91: 363–376

Martin C, Suhr I. 2023. NCAR/EOL atmospheric sounding processing environment (ASPEN) Boulder: UCAR/NCAR-Earth Observing

Laboratory
NCAR/EOL. 2024. xRD41 sensor specifications. National Center for Atmospheric Research/Earth Observing Laboratory
NOAA/AOML/HRD. 2023. GPS-dropsonde data. Dataset. NOAA/AOML/HRD
Parzen E. 1962. On estimation of a probability density function and mode. Ann Math Statist, 33: 1065–1076
Rosenblatt M. 1956. Remarks on some nonparametric estimates of a density function. Ann Math Statist, 27: 832–837
Rosenthal J S, Helvey R A. 1979. Some synoptic considerations relative to the Refractive Effects Guidebook (REG). Proceedings of the Conference on Atmospheric Effects Assessment, San Diego, California. 260
Shi Y, Zhang Q, Wang S, Yang K, Yang Y, Ma Y. 2019. Impact of typhoon on evaporation duct in the northwest Pacific Ocean. IEEE Access, 7: 109111–109119
Slocum C J, Razin M N, Knaff J A, Stow J P. 2022. Does ERA5 mark a new era for resolving the tropical cyclone environment? J Clim, 35: 7147–7164
Sun Z, Ning H, Song S, Yan D. 2016. First observations of elevated ducts associated with intermittent turbulence in the stable boundary layer over Bosten Lake, China. J Geophys Res-Atmos, 121: 201–214
Turton J D, Bennetts D A, Farmer S F G. 1988. An introduction to radio ducting. Meteorol Mag, 117: 245–254
Wang H, Wang C. 2023. What caused the increase of tropical cyclones in the western North Pacific during the period of 2011–2020? Clim Dyn, 60: 165–177
Wang J J, Young K, Hock T, Lauritsen D, Behringer D, Black M, Black P G, Franklin J, Halverson J, Molinari J, Nguyen L, Reale T, Smith J, Sun B, Wang Q, Zhang J A. 2015. A long-term, high-quality, high-vertical-resolution GPS dropsonde dataset for hurricane and other studies. Bull Amer Meteorol Soc, 96: 961–973
Wang S, Yang K, Shi Y, Yang F, Zhang H. 2022. Impact of evaporation duct on electromagnetic wave propagation during a typhoon. J Ocean Univ China, 21: 1069–1083
Wang X, Zhang Y, Li Y, Gao Z. 2023. Hurricane boundary layer height distribution from dropsonde composites based on the bulk Richardson number method. Atmos Res, 292: 106853
Wei C, Zhao X F, Liu Y, Yang P, Zhou Z, Chen Y. 2025. Bias analysis and correction of ERA5 reanalysis in the context of tropical cyclones. J Geophys Res-Atmos, 130: e2024JD042737
Xu J, Zhao P, Chan J C L, Shi M, Yang C, Zhao S, Xu Y, Chen J, Du L, Wu J, Ye J, Xing R, Wang H, Liu L. 2024. Increasing tropical cyclone intensity in the western North Pacific partly driven by warming Tibetan Plateau. Nat Commun, 15: 310
Yang N, Su D, Sun L, Wang T. 2024. Lower atmospheric ducts over the South China Sea related to the monsoon, atmospheric, and ocean conditions based on ECMWF reanalysis data. J Atmos Ocean Tech, 41: 393–408
Yuan H, Gao S. 2013. Modeling marine atmospheric duct formation for a typical fog on Yellow Sea. Oceanol Limnol Sin, 45: 907–917
Zhang J A, Rogers R F, Nolan D S, Marks F D. 2011. On the characteristic height scales of the hurricane boundary layer. Mon Weather Rev, 139: 2523–2535
Zhang J A, Rogers R F, Reasor P D, Uhlhorn E W, Marks Jr. F D. 2013. Asymmetric hurricane boundary layer structure from dropsonde composites in relation to the environmental vertical wind shear. Mon Weather Rev, 141: 3968–3984
Zhao X, Yardim C, Wang D, Howe B M. 2017. Estimating range-dependent evaporation duct height. J Atmos Ocean Tech, 34: 1113–1123
Zhao X, Huang S. 2012. Estimation of atmospheric duct structure using radar sea clutter. J Atmos Sci, 69: 2808–2818
Zhao X, Wang D, Huang S. 2014. Atmospheric duct estimation from multi-source radar sea clutter returns: Theoretical framework and preliminary numerical results. Chin Sci Bull, 59: 4899–4906
Zhao X F, Wang D X, Huang S X, Huang K, Chen J. 2013. Statistical estimations of atmospheric duct over the South China Sea and the tropical eastern Indian Ocean. Chin Sci Bull, 58: 2794–2797
Zhu J, Zou H, Kong L, Zhou L, Li P, Cheng W, Bian S. 2022. Surface atmospheric duct over Svalbard, Arctic, related to atmospheric and ocean conditions in winter. Arctic Antarctic Alpine Res, 54: 264–273
Ziemba D A. 2013. Ducting conditions for electromagnetic wave propagation in tropical disturbances from GPS dropsonde data. Dissertation for Masters Degree. Monterey, California: Science of Meteorology and Oceanography, Naval Postgraduate School. 1–57

(责任编委: 黄建平)