

光学学报

基于 Rayleigh 激光雷达实验观测的中层大气温度反演与重力波事件识别

龚少华^{1,2}, 陈伟鹏¹, 杨国韬², 过建春¹, 徐寄遥², 李发泉³, 王钰茹¹, 张宇豪¹, 符运良¹, 沈振江¹, 刘汉军¹, 王映品¹, 孙书娟¹, 吴伟¹, 刘俊¹, 吕思琪¹, 程学武^{3*}

¹海南师范大学物理与电子工程学院, 海南海口 571158;

²中国科学院国家空间科学中心空间天气国家重点实验室, 北京 100190;

³中国科学院精密测量科学与技术创新研究院, 湖北武汉 430071

摘要 基于子午工程激光雷达的大气 Rayleigh 散射实验观测数据,开展了中层(30~65 km)大气温度结构反演计算和大气重力波事件识别的研究工作。在 Chanin-Hauchecorne 大气温度反演方法的基础上,采用 SABER/TIMED、COSMIC 卫星测量数据的对照分析方法,提高了中层大气温度结构反演的准确性;采用小波分析方法提取温度扰动的主要波动成分,并计算重力波活动的垂直波数谱 $F_a(m)$ 和时间频率谱 $F_a(\omega)$,增强了重力波事件识别以及特征参数提取的可靠性。基于设计的数据分析流程,完成了 2011—2013 年海南激光雷达站观测数据的分析工作,提取 202 个中层大气重力波事件的特征垂直波长 λ_z^* 和特征周期 T_{ob}^* 。统计分析结果显示,海口上空中层大气常见重力波的特征垂直波长为 5~9 km,特征周期为 5~13 h。该数据分析方法能满足 Rayleigh 激光雷达对中层大气温度结构精确探测以及重力波活动特性观测研究的需要,可为子午工程激光雷达观测数据的广泛应用提供服务。

关键词 遥感; 激光雷达; 中层大气; Rayleigh 散射; 温度结构; 大气重力波

中图分类号 P425

文献标志码 A

DOI: 10.3788/AOS230524

1 引言

自 2008 年以来,我国成功开展了国家重大科技基础设施“子午工程”建设项目,通过以链为主、链网结合的监测模式,实现了我国广袤地域的中高层大气、电离层以及行星际空间的多空间环境参数、高时空分辨的实验监测,积累了大量优质空间环境地基监测数据,为我国空间科学的前沿研究、航空航天活动的空间环境保障提供了自主数据支撑,同时促进了空间天气建模与预报能力的提升^[1]。分布于子午线附近的多个激光雷达站(如海口、武汉、合肥、延庆),实现了对我国不同纬度中高层大气活动的长期、链式实验观测,所积累的大量科学数据已经被广泛应用于空间气候变化和大气物理学的前沿研究中^[2-5]。

Rayleigh 激光雷达是中层大气温度探测的有效手段。中层大气的高度范围为 30~65 km,对探空气球而言太高,对固定轨道卫星来说又太低,无线电遥感探测亦不能有效覆盖。具有高时间和空间分辨率、观测

时间近似连续的 Rayleigh 散射激光雷达探测,刚好能弥补上述探测手段的不足;基于激光与大气分子相互作用的 Rayleigh 散射机制通过对回波光子数廓线的反演,能实现中层大气温度结构的高时空分辨率探测^[6-8]。1971 年,Fiocco 等^[9]开始探究利用 Rayleigh 散射原理反演大气温度结构。1980 年,Hauchecorne 和 Chanin^[6]利用 Rayleigh 激光雷达观测数据获得了 35~70 km 范围内的大气温度结构,并提出基于 Rayleigh 激光雷达观测数据的大气温度反演 Chanin-Hauchecorne 方法。2000 年,吴永华等^[10]利用 Rayleigh 激光雷达的观测数据,反演计算了合肥(31.9°N,117.17°E)上空(22~60 km)的大气温度廓线。2005 年,Chang 等^[11]基于 2002—2003 年的 Rayleigh 激光雷达探测数据的反演计算,分析了武汉(30.5°N,114.5°E)中层(30~70 km)大气的温度结构季节变化特征。2009 年,Dou 等^[12]利用 6 个不同纬度 Rayleigh 激光雷达站观测数据的温度反演,研究了中层大气温度的季节性变化特征。Batista 等^[13]利用 São José dos Campos (23.2°S,

收稿日期: 2023-02-06; 修回日期: 2023-03-23; 录用日期: 2023-04-03; 网络首发日期: 2023-05-08

基金项目: 国家自然科学基金(41864005)、海南省科技项目(ZDYF2021GXJS040)、海南省高层次人才项目(2019RC202)、创新创业榕树基金(S202211658010X)、海南省生态文明与陆海统筹发展重点实验室专项、空间天气国家重点实验室专项

通信作者: *lidar@apm.ac.cn

45.8°W) Na 激光雷达(589 nm)的 Rayleigh 散射信号的反演计算,开展了 35~65 km 高度范围内的大气温度变化特征研究。Yue 等^[2]和 Gong 等^[4]基于延庆(40.5°N, 116.2°E)站激光雷达的 Rayleigh 散射回波信号,采用双通道(532 nm、589 nm)数据拼接方法完成了北京上空中层(35~85 km)大气温度结构的反演。

重力波活动是中高层大气中常见的波动现象,在重力波传播过程中,大气参量(密度、温度等)随着重力波扰动振荡起伏的同时,实现了不同大气层间能量、动量和物质的交换,对中高层大气的循环、结构、组成产生重大影响^[14-15]。基于激光雷达的观测,人们针对中高层大气重力波活动在不同纬度地区开展了大量的观测研究工作。然而,大部分工作集中于中高纬度中层顶区域(80~105 km)大气重力波活动特性的观测研究,利用激光雷达的 Rayleigh 散射回波数据研究中层(30~65 km)大气重力波活动的工作却很少。1981 年,Chanin 和 Hauchecorne^[16]基于 Rayleigh 激光雷达观测数据,通过计算大气密度扰动首次开展了中层(30~70 km)大气重力波活动的研究工作。1986 年,Shibata 等^[17]运用 Rayleigh 激光雷达观测数据反演中层大气密度的方法完成了 Fukuoka (33.6°N, 130.4°E)中层大气重力波活动研究。1992 年,Beatty 等^[18]基于 Arecibo (18°N, 66°W) 激光雷达站 Na 激光雷达(589 nm)的 Rayleigh 散射信号反演大气密度的方法,开展了中层(25~55 km)大气重力波活动及其功率谱特征分析工作。1998 年,McDonald 等^[19]基于 Aberystwyth (52.4°N, 4.1°W) Rayleigh 激光雷达观测数据的密度反演,计算了中层(35~65 km)大气重力波活动引起的大气密度扰动功率谱密度。2006 年,吕洪方和易帆^[7]基于武汉大学(30.5°N, 114.4°E) Rayleigh 激光雷达观测数据,采用大气密度扰动的分析方法,研究了武汉上空(34 个夜晚)中层(30~65 km)大气重力波的活动规律。2006 年,Sivakumar 等^[20]基于印度 Gadanki (13.5°N, 79.2°E)站 Rayleigh 激光雷达观测数据,采用相对温度扰动的功率谱计算方法,研究了该地区中层(30~70 km)大气重力波的活动特性。

事实上,基于 Rayleigh 激光雷达实验观测数据的大气温度结构反演和重力波事件识别,往往需要依据具体的实验状况(设备工作状态、天气及背景光强度变化等),对激光雷达观测数据进行系统且准确的分析处理。同时,激光雷达的中层大气温度(或密度)结构反演结果还需要依据在轨卫星(或探空火箭)的同时测量数据进行细致对照分析,确保大气温度(或密度)结构反演的准确性以及重力波参数提取的可靠性^[4, 21]。另外,在重力波事件的特征分析过程中,大多数研究工作只是直接计算大气重力波引起的密度扰动功率谱,或运用滤波器和平滑拟合方法来剔除高频波和低频波,常导致重力波事件主要成分的特征参数值提取容易出现偏差^[22]。本文基于子午工程海南激光雷达站的实验

观测数据,采用 Chanin-Hauchecorne 温度结构反演方法,设计了中层大气温度结构反演以及重力波事件识别的数据分析流程。在数据反演过程中,采用同 SABER/TIMED、COSMIC 卫星测量结果的对照分析方法,确保中层大气温度结构反演和温度扰动计算的正确性;在重力波事件的识别及特征参数的提取方面,采用小波分析基础上的大气温度扰动功率谱计算方法,完成了 2011—2013 年海南站激光雷达观测的中层(30~65 km)大气重力波事件的识别,以及特征垂直波长和观测周期的准确提取。

2 数据分析方法

2.1 中层大气温度结构反演方法

在假设大气满足理想气体状态方程和流体静力学方程的条件下,基于 Rayleigh 激光雷达实验观测数据能有效反演中层大气密度和温度的垂直分布。依据不同高度的后向散射光子计数,由式(1)可以反演得到大气密度分布廓线,再由式(2)计算得到中层(30~65 km)大气的温度垂直分布^[2, 4, 6, 23]。

$$\rho(z) = \frac{z^2 [N(z) - N_B]}{z_0^2 [N(z_0) - N_B]} \rho(z_0), \quad (1)$$

$$T(z) = \frac{\rho(z_0')}{\rho(z)} T(z_0') + \frac{M}{R} \int_z^{z_0'} \frac{\rho(z') g(z')}{\rho(z)} dz', \quad (2)$$

式中: $\rho(z)$ 、 $T(z)$ 、 $N(z)$ 分别为 z 高度处的大气密度、温度和激光雷达探测的回波光子数; $\rho(z_0)$ 、 $\rho(z_0')$ 、 $T(z_0)$ 、 $T(z_0')$ 和 $N(z_0)$ 分别为参考高度 z_0 和 z_0' 处的大气密度、温度和雷达探测的回波光子数; N_B 为背景噪声; M 、 R 、 g 分别为大气平均分子质量、普适气体常数和重力加速度。

假设激光雷达散射回波光子相互独立,且光子数统计近似满足 Poisson 分布,基于上述方法反演计算的大气密度相对误差 σ_ρ/ρ 与激光雷达散射回波光子数的平方根成反比^[21, 24];同时,由于大气密度随高度变化呈指数式衰减,由 Rayleigh 激光雷达数据反演计算中层大气温度的相对误差 σ_T/T 亦近似与回波光子数的平方根成反比^[25-26],即接收的大气散射回波光子数越多, Rayleigh 激光雷达探测大气密度和温度的相对误差就越小。因此,在实际温度廓线反演过程中,为了减小误差,常采用回波信号在时空上累加的办法来增加回波光子数量,降低数据反演计算的相对误差,提高 Rayleigh 激光雷达大气密度和温度探测的精度。

图 1 为由 2011 年 7 月 3 日夜间的激光雷达实验观测数据反演得到的海口上空中层大气密度随时间的演变图。在数据反演过程中,以 NRLMSISE-00 大气模式(<https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/nrlmsise00.php>)输出同时间段的大气密度结果(40 km)为参考,由式(1)反演计算得到不同高度上的

大气密度值。子午工程激光雷达实验观测数据的时间和空间分辨率通常设为 3 min 和 100 m, 这里将每 5 个激光雷达数据合并, 并将每 3 个数据采集高度点上的回波光子数叠加在一起, 雷达探测的时间和空间分辨率也就调整为 15 min 和 300 m。

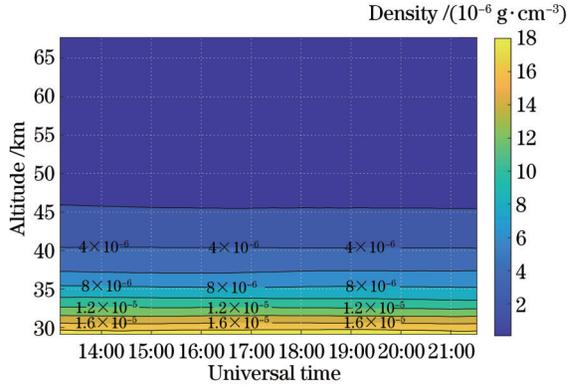


图 1 2011 年 7 月 3 日夜间海口上空中层大气密度的激光雷达探测数据反演结果
Fig. 1 Density variations of the middle atmosphere measured with lidar over Haikou at night on July 3, 2011

在完成中层大气密度反演后, 由式(2)积分计算可以得到不同高度的大气温度值。图 2(a)为由激光雷达实验观测数据反演得到的 2011 年 7 月 3 日夜间海口上空中层大气温度结构随时间的演变图。图 2(b)所示为 2011 年 7 月 3 日 17 时 25 分和 19 时 10 分(世界时间)激光雷达探测温度廓线的反演结果, 其中误差棒表示不同高度上激光雷达测量的误差范围, 最大高度(63 km)处的温度测量误差约为 5 K。

需要说明的是, 由于夜间激光雷达实验观测回波

信号的信噪比是不断变化的, 在温度反演计算之前, 要依据数据反演精度要求以及与卫星同时测量数据的比对结果, 选择适当的参考高度 z'_0 , 再为式(2)中的积分计算获取相同时间段该参考高度上 NRLMSISE-00 大气模式的密度 $\rho(z'_0)$ 和温度 $T(z'_0)$ 数值。具体方法如下: 首先, 依据 Rayleigh 激光雷达探测中层大气温度的相对误差近似与回波光子数的平方根成反比, 计算不同高度上温度测量的相对误差 σ_T/T , 并将最大的相对误差控制在 5% 以内, 从而确定温度结构反演的高度上限; 然后, 依据激光雷达数据反演的温度廓线与卫星同时测量数据的比对结果, 确定式(2)积分计算中的参考高度 z'_0 。在利用海南激光雷达站 589 nm 通道 Rayleigh 观测数据进行实际反演计算的过程中, 中层大气温度结构反演上限通常出现在 (60 ± 5) km 的高度处(积分计算中的参考高度 z'_0 通常比温度结构上限高度高 5~7 km, 对应高 15~25 个数据点); 考虑到 30 km 高度以上气溶胶对激光雷达探测的影响才比较小, 将温度结构反演计算的高度下限设在 30 km 高度处。在依据激光雷达实验观测数据反演计算大气温度的过程中, 还需要依据卫星同时测量数据的比对结果来确定参考高度 z'_0 , 从而提高反演计算结果的可靠性。因海南处于低纬度地区, SABER/TIMED 卫星和 COSMIC 卫星在时间和地理位置相近观测点 (footprint) 的温度测量结果, 可以应用于海南激光雷达站夜间大气温度结构反演结果的对照分析^[4, 20]。然而, 在轨卫星的观测点常常与激光雷达站点之间存在较大的空间距离(200~300 km), 同时激光雷达垂直探测与卫星的临边(Limb)和掩星(RO)探测方式存在较大的不同, 导致激光雷达的温度探测结果常与卫星测量数据存在偏差^[27]。因此, 在实际温度反演计算的结

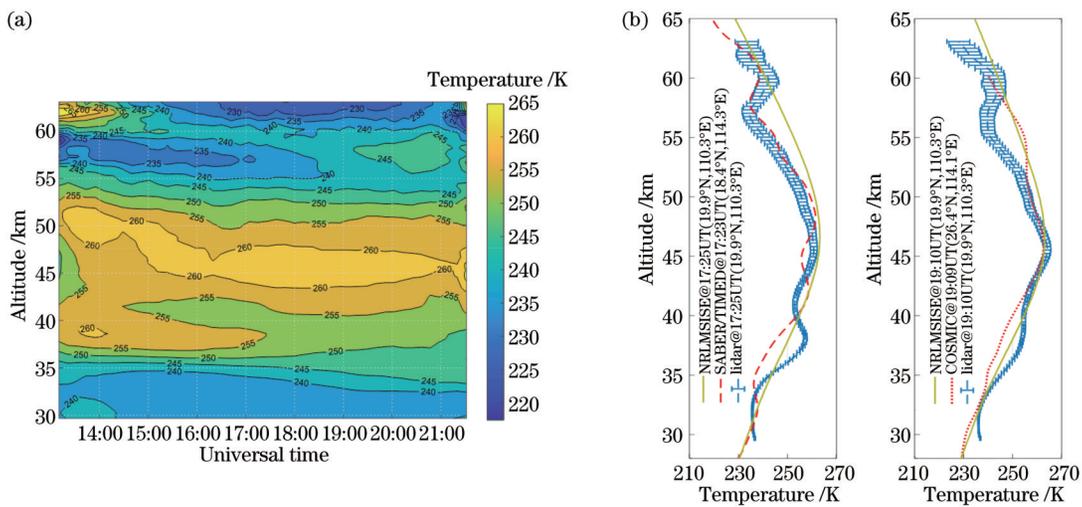


图 2 中层大气温度反演与对照。(a) 2011 年 7 月 3 日夜间激光雷达观测到海南上空中层大气温度结构随时间的演变; (b) 激光雷达探测温度廓线与 NRLMSISE-00 大气模式、SABER/TIMED 卫星、COSMIC 卫星测量的数据对照
Fig. 2 Retrieval and comparison of temperature in the middle atmosphere. (a) Temperature structure of the middle atmosphere measured with lidar over Haikou at night on July 3, 2011; (b) comparison between temperature profile measured by lidar and the results from NRLMSISE-00, SABER/TIMED, and COSMIC

果对照分析过程中,确保激光雷达探测的中层大气温度廓线与卫星测量结果保持一致的变化趋势,并确认在相同高度处温度探测结果的偏差也较小(通常小于 10 K)。图 2(b)所示为依据 2011 年 7 月 3 日夜间激光雷达实验观测数据反演的温度廓线与 NRLMSISE-00 模式数据、SABER/TIMED 卫星(18.4°N, 114.3°E)、COSMIC 卫星(26.4°N, 114.1°E)邻近时刻温度测量结果的对照。在 30~63 km 高度上,由激光雷达探测数据反演的温度廓线与卫星测量的温度廓线的变化趋势基本一致,并且三者探测结果的平流层顶高度位置(约 46 km)以及最大温度值(约 261 K)相仿。在随高度的变化趋势上,雷达和卫星测量结果都与 NRLMSISE-00 模式经验结果有较好的一致性,中层大气的最高温度点(即平流层顶)位置以及最大温度值也都相仿,但是经验模式给出的温度廓线缺少实际大气温度结构的“起伏”变化。总之,由于探测位置和探测方式不同,激光雷达测量结果与卫星同时观测结果仍然存在一些明显差异(如:在 55 km 高度处, COSMIC 卫星测量温度比雷达探测温度约高 13 K;在 38 km 高度处, SABER 卫星测量结果比雷达探测温度约低 14 K),但是这些卫星测量数据的对照分析工作在很大程度上能提高激光雷达探测温度反演计算结果的准确度与可靠性。

在实际数据处理过程中,发现参考高度 z'_0 的选择对温度廓线的反演结果有较明显的影响。依据图 2(b)的对照分析结果,确定 $z'_0 = 68$ km 为参考高度,再获得 NRLMSISE-00 大气模式相同时间段该参考高度上的大气密度和温度数值,代入式(2)反演计算得到图 2(a)。对于当天夜间海南激光雷达站 Rayleigh (589 nm)的观测数据,若参照高度选择太高(如 $z'_0 = 72$ km),该参照高度处的 Rayleigh 散射回波光子数量很少(或与背景噪声接近),容易引入较大的初始误差,再由式(2)自上而下的积分计算误差累积,必然导致温度廓线反演结果出现明显偏差^[12, 28]。所以,在具体的数据反演流程设计中,通常需要采用逐步降低参照高度重新反演的方法,实现与卫星观测结果吻合度的提升,最终确定数据反演的参照高度。

2.2 中层大气重力波特征参数提取方法

众所周知,重力波在传播过程中会引起大气密度、温度等参数的明显变化,通过分析激光雷达探测的中层大气温度扰动 T_r' ,能准确地提取重力波的垂直波长、周期、相速度等参数,它是研究大气重力波事件的常用方法^[4, 29]。利用多站点激光雷达对不同纬度重力波活动特性的长期观测研究,有效拓宽了人们对具有地域特性的重力波活动的波源特征、传播特性的认知边界,服务于当前全球气候参数化模型的建立^[14-15]。然而,每一次重力波事件引起的大气波动中往往包含多种不同尺度、不同周期的成分,对具有明显地域特征重力波活动的实验观测研究,其落脚点常为对大气重

力波活动的特征功率谱的分析与解释,并获得重力波事件的特征波长 λ_s^* 和特征周期 T_{ob}^* 等参数信息^[30-31]。大气重力波活动的功率谱主要有垂直波数谱 $F_a(m)$ 和时间频率谱 $F_a(\omega)$ 两种,具体定义如式(3)和式(4)所示。它们分别给出重力波事件中不同成分重力波的活动强度在垂直波长和频率上的分布,反映不同波长和频率的大气波动对特征功率谱的贡献^[14, 31-32]。

$$F_a(m) = \int_{-\infty}^{+\infty} B_a(s, 0) \exp(ims) ds, \quad (3)$$

$$F_a(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} B_a(\tau, 0) \exp(i\omega\tau) d\tau, \quad (4)$$

式中: $B_a(s, 0)$ 、 $B_a(\tau, 0)$ 分别为大气温度扰动在空间和时间序列的自相关函数; ω 、 m 分别为重力波的时间频率和垂直波数; s 、 τ 分别为数据采样的空间和时间间隔。

基于 Rayleigh 激光雷达探测中层大气温度结构的重力波活动研究,是通过计算重力波活动引起的温度扰动功率谱来实现的。在完成中层大气温度结构 $T(z, t)$ 反演后,计算整个夜间激光雷达有效观测时间段内中层大气温度的平均值 $\bar{T}(z)$,并由 $T_r'(z, t) = [T(z, t) - \bar{T}(z)] / \bar{T}(z)$ 计算得到中层大气温度相对扰动 $T_r'(z, t)$ 。图 3 所示为在图 2(a)的基础上减去平均值得到的 2011 年 7 月 3 日夜间海口中层大气温度相对扰动随时间的演变结果。可以看到,当天夜间海口上空中层大气温度相对扰动呈现出明显的波状结构,说明大气温度结构变化受到重力波活动的明显影响,也就是观测到重力波事件。同时,图 3 中近似平行的波峰随时间向下移动,说明该重力波的传播相速度(phase speed)方向垂直向下。

依据式(3)和式(4)对图 3 所示的大气温度扰动进行自相关函数傅里叶变换计算,就可以得到由重力波

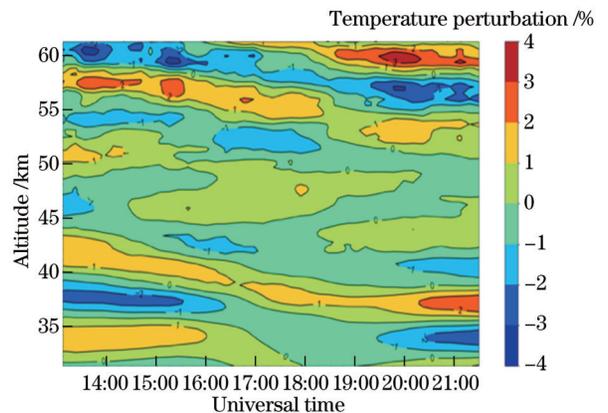


图 3 2011 年 7 月 3 日夜间激光雷达探测到海口上空中层大气温度相对扰动

Fig. 3 Relative temperature perturbation in the middle atmosphere measured by lidar over Haikou at night on July 3, 2011

活动导致的大气温度扰动功率谱,再由功率谱分析分别获得重力波扰动事件的特征波长 λ_z^* 和频率 ω^* ,并确定重力波事件的出现时间段和高度范围。图4(a)所示为2011年7月3日夜间激光雷达观测的重力波事件对应的垂直波数谱 $F_a(m)$,可以看到:在整个夜间激光雷达实验观测的过程中(13时10分至21时30分),海口上空中层大气持续受到垂直波长范围为4.8~11 km的重力波活动的影响;在 $\lambda_z=(5.1\pm 0.3)$ km和 $\lambda_z=(7.8\pm 0.8)$ km处功率谱密度较大,表明当天夜间重力波特征波长 λ_z^* 约为5.1 km和7.8 km。对照大气温度扰动分析结果(图3)发现,在14时20分至16时10分这段时间内,垂直波长约为5.1 km的重力波扰动较为明显,但在其他时间段,以约7.8 km垂直波

长为中心重力波的扰动功率谱密度更大,在整个重力波事件中该重力波成分占主导地位。图4(b)所示为该大气重力波事件的时间频率谱 $F_a(\omega)$,可以看到:在30~60 km高度上,重力波活动的频率谱密度主要集中在 $0.06\sim 0.2$ h $^{-1}$,对应的观测周期范围为5~16 h;以 0.1 h $^{-1}$ 频率为中心的重力波成分功率谱密度最大,表明当天夜间重力波特征频率 ω^* 约为 0.1 h $^{-1}$,对应的特征周期约为10 h。综合垂直波数功率谱和时间频率功率谱的计算与分析结果可以得出,在整个激光雷达观测实验期间(2011-07-03T13:10—21:30),该重力波事件持续出现在激光雷达所观测的整个中层(30~63 km)大气中,重力波事件的特征周期约为10 h,其中垂直波长约为5.1 km和7.8 km的重力波成分占主导地位。

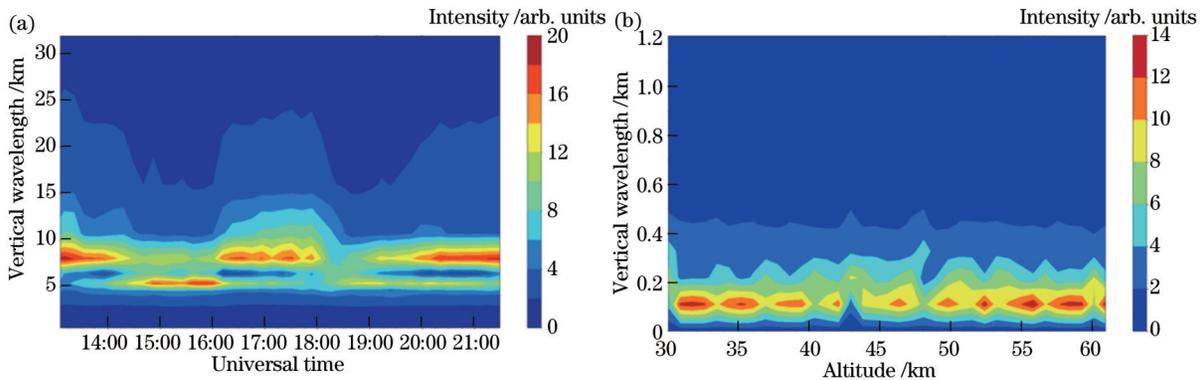


图4 2011年7月3日夜间海口上空重力波事件对应的垂直波数谱与时间频率谱。(a)垂直波数谱;(b)时间频率谱

Fig. 4 Vertical power spectra and temporal frequency spectra of gravity wave activities observed with lidar over Haikou at night on July 3, 2011. (a) Vertical power spectra; (b) temporal frequency spectra

在实际激光雷达数据反演过程中,为了避免高频杂波(如噪声等)与长周期成分(如行星际波与潮汐波等)对重力波特征功率谱计算的影响,通常采用大气温度扰动的小波分析方法去除扰动幅度较小的波动成分,保留扰动幅度较大的波动成分,以提高重力波活动特征参数提取的准确性和可靠性^[4, 22]。在图3所示的大气温度扰动小波分析过程中,对列和行数据分别采用五阶一维小波分解,并仅使用幅度值最大的三阶成分重新构造大气温度扰动信号,再作功率谱计算,最终获得图4(a)所示的垂直波数谱和图4(b)所示的时间频率谱。这种采用小波分析提取扰动幅度较大的、占主导地位的波动成分,提高重力波活动特征功率谱计算准确性的方法,类似于Shibata等^[17]和McDonald等^[19]采用的去噪、汉宁窗傅里叶变换和高通滤波(>15 km)方法,能有效剔除功率谱中扰动幅度较小的高频杂波与长周期成分。对于短周期的潮汐波(半日潮或混合潮)扰动,其中层大气中的扰动幅度也较大,依据在小波分析基础上计算得到的时间频率功率谱,往往难以将其与重力波扰动区分,需要结合垂直波数谱的分析结果,才可以实现二者的有效区分^[16, 32-33]。

虽然潮汐活动的垂直波长与纬度有关,且随季节变化而改变,但是在平流层和低中间层,日潮的垂直波长通常都大于20 km,半日潮成分的垂直波长更大^[4, 33-34]。图4(a)所示的垂直波数谱计算结果显示,该大气波动事件中占主导地位的波动成分的垂直波长仅约为5.1 km和7.8 km,明显小于潮汐波动在中层大气中的尺度,因此能确认该中层大气波动事件是由重力波活动引起的。

2.3 激光雷达实验观测数据分析流程

子午工程激光雷达通常在晴朗无云的夜间开展实验观测,其采集的原始数据为大气散射回波光光子计数廓线(.mcs格式),时间分辨率和空间分辨率分别约为3 min和100 m。原始数据经处理程序读取后,首先需要将回波信号进行低通滤波、数据平滑和背景噪声扣除处理,在保证回波信号不失真的前提下,有效移除雷达系统高频能量涨落的背景噪声信号^[35-36]。另外,由于激光雷达接收到高度 z 处的散射回波光子的概率 $p(z)$ 与 z^2 成反比,同时大气密度随高度的增加呈指数式衰减,激光雷达采集的大气Rayleigh散射回波光光子数随高度的增加将快速减少^[12]。为了降低数据反演计

算的相对误差,需要使用数据累加的方式,通常将激光雷达探测数据的时间和空间分辨率由原来的(3 min, 100 m)调整为(15 min, 300 m)。图 5 所示为实现中层大气温度反演和重力波事件识别的数据分析流程,该

流程包括 6 个基本步骤:实验数据读取与预处理、无效数据剔除、中层大气密度与温度反演、结果对照分析、温度扰动功率谱计算、重力波事件识别与特征参数提取。

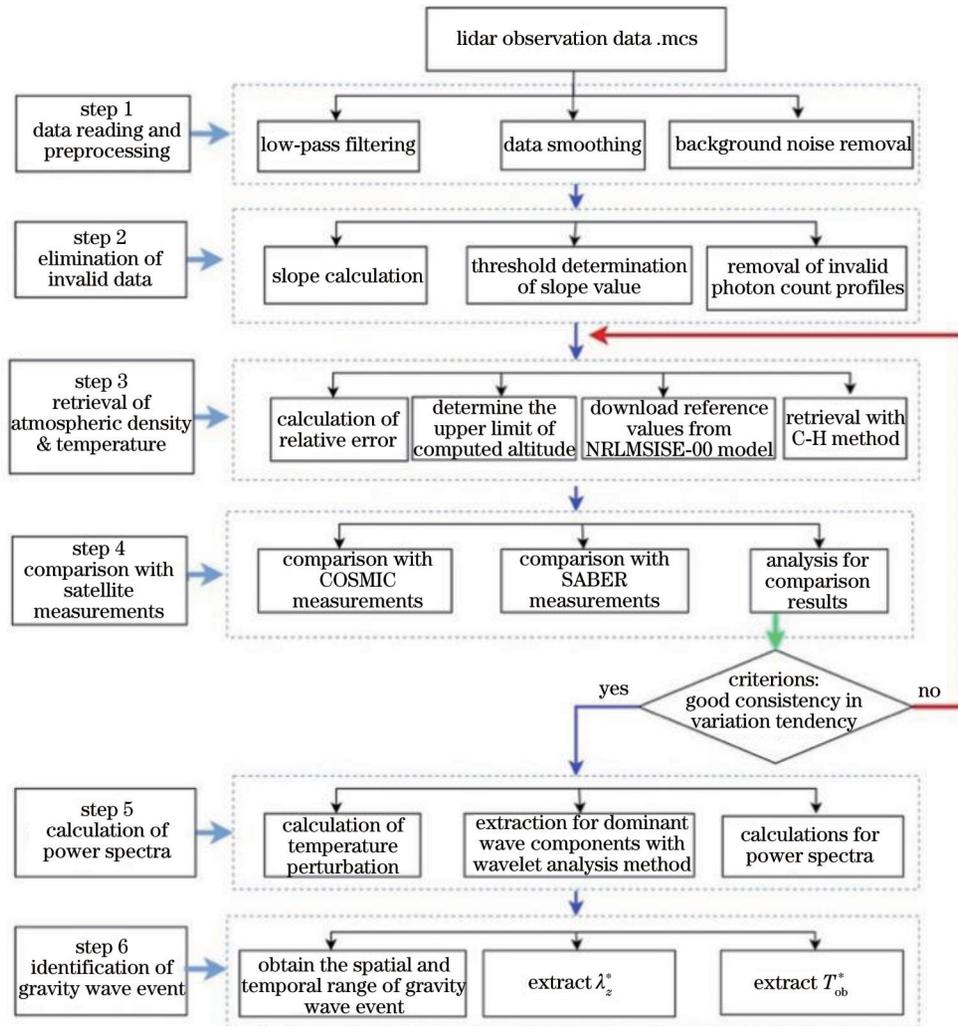


图 5 中层大气温度反演和重力波事件识别的激光雷达实验观测数据分析流程

Fig. 5 Data analysis process for mesospheric temperature retrieval and gravity wave event identification according to lidar observations

在激光雷达的正常连续观测实验中,受到天气变化的影响(如间断性云雾),在连续观测数据中会出现一些无效观测数据。在程序化数据反演与自动分析过程中,由这些偶然因素引入的“无效数据”会导致大气温度结构反演结果出现严重偏差(或错误),需要准确判别并剔除。经比对发现,这些“无效数据”的光子回波廓线都存在明显的共同特征:在 30~60 km 高度范围内,光子数量快速衰减,光子回波廓线很“陡峭”[图 6(a)虚线],有着更大的斜率值。在实际数据程序化处理过程中,可以先计算每一个待分析的光子计数回波廓线在 30~60 km 高度范围的斜率,再将近几天正常激光雷达实验观测数据(或未受到天气变化影响的数据)在对应高度上的斜率平均值作为参考,确定有效斜率阈值,实现无效观测数据的准确剔除^[37]。如图 6(a)所示,在 2011 年 5 月 2 日夜晚,海南激光雷达站观测实

验受到间断性的云层出现影响,在 19 时 10 分至 20 时 40 分雷达回波信号出现明显变化,在斜率计算结果中将其画成虚线,这些廓线均为无效观测数据,经自动剔除后才能得到图 6(b)所示的温度结构正确反演。

3 结果与讨论

基于上述数据分析方法,分析了 2011 年 1 月到 2013 年 7 月海南激光雷达站的实验观测数据(Rayleigh @589 nm),探讨了海口上空中层大气重力波活动特性。在 378 个夜间的有效观测数据(约 1370 h)中,共识别到 202 次中层(30~65 km)大气重力波事件,提取了每次重力波事件的特征垂直波长 λ_z^* 和特征周期 T_{ob}^* ,并进行统计分析,结果如图 7 所示。图 7(a)、(b)显示:海口上空激光雷达观测的中层大气重力波事件的特征波长分布范围为 3.4~10.4 km,平

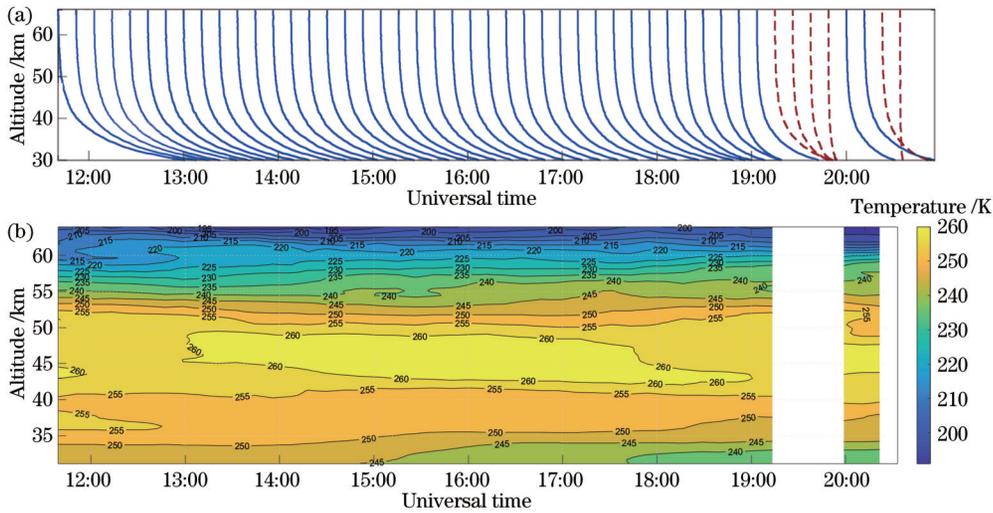


图 6 受间断性云层出现影响的大气温度结构反演结果。(a) 2011 年 5 月 2 日夜间接海南激光雷达站采集的 Rayleigh 散射光子计数廓线序列, 其中虚线廓线为无效观测数据; (b) 移除无效观测数据后的大气温度结构反演结果

Fig. 6 Temperature structure retrieval results during the cloud occurrence. (a) Sequence of Rayleigh scattering profiles acquired by Hainan lidar station at night on May 2, 2011, and invalid profiles are drawn with dashes; (b) temperature structure retrieved without invalid data

均值为 7.0 km; 重力波的观测周期分布范围为 1.1~17.9 h, 平均值为 9.6 h。图 7(c)、(d) 的直方图统计结果显示, 海口上空中层大气常见重力波的特征垂直波长为 5~9 km, 特征周期为 5~13 h。

近几十年来, 绝大多数针对中层大气重力波活动

特性的激光雷达观测研究工作都开展于中高纬度地区, 并且多数 Rayleigh 激光雷达站点的观测结果显示中层 (30~70 km) 大气中占主导地位的重力波垂直波长为 5~10 km, 观测周期为 6~8 h^[7, 17, 19, 38]。这些观测结果与海口上空常见重力波的特征垂直波长

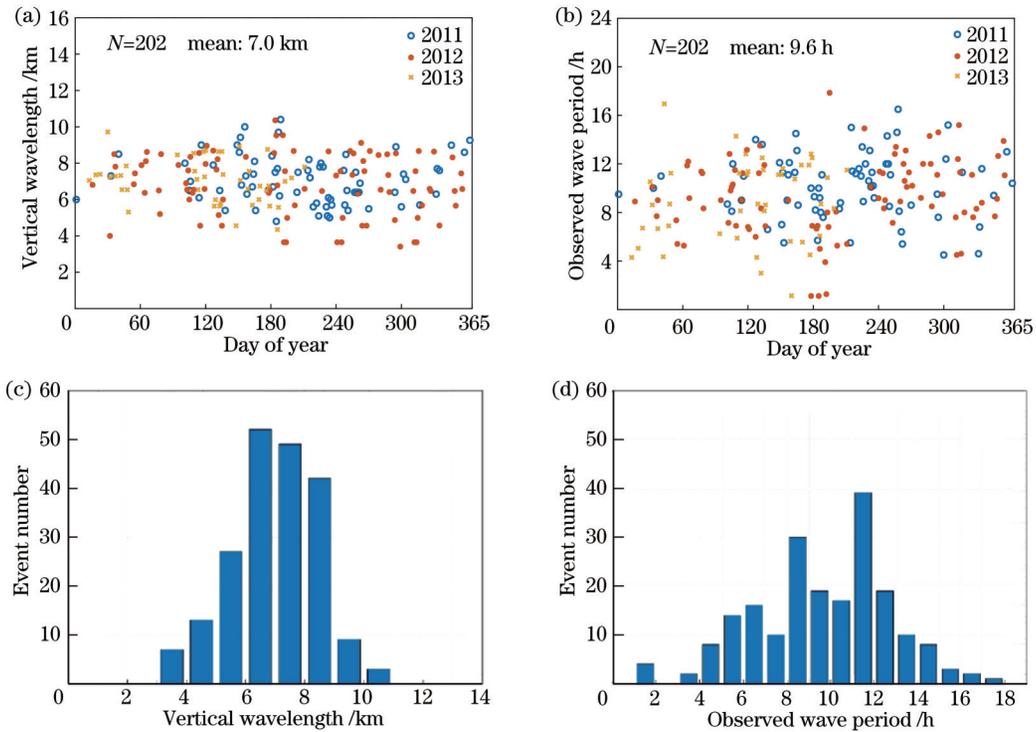


图 7 激光雷达在 2011 年 1 月到 2013 年 7 月间观测到的海口上空中层大气重力波事件统计结果。(a) 重力波事件的特征垂直波长; (b) 重力波事件的特征周期; (c) 垂直波长分布统计直方图; (d) 周期分布统计直方图

Fig. 7 Statistic results of gravity wave events observed with lidar over Haikou from January 2011 to July 2013. (a) Characteristic vertical wavelengths of gravity wave events; (b) characteristic wave periods of gravity wave events; (c) histogram of vertical wavelengths; (d) histogram of wave periods

(5~9 km)相仿,但是海口上空观测到的常见重力波特征周期(5~13 h)明显比这些观测结果长。海南激光雷达站位于低纬度地区,在相似纬度的 Arecibo (18°N, 66°W)激光雷达站,Beatty 等^[18]的 Rayleigh 激光雷达观测结果显示,中层(22~55 km)大气重力波的垂直波长范围为 2~17 km,观测周期范围为 100 min~65 h;其中常见重力波的垂直波长为 4~8 km,观测周期为 100~300 min。在更低纬度的 Gadanki (13.5°N, 79.2°E)站, Sivakumar 等^[20]的 Rayleigh 激光雷达观测显示,在 30~70 km 高度范围内大气重力波垂直波长范围为 5~38 km,周期为 0.35~4.5 h。很明显,在海口上空观测到的中层大气重力波的垂直波长范围和周期范围都与这两个低纬度激光雷达站观测结果不相同,这些说明大气重力波活动具有明显的地域特性,激光雷达的重力波活动观测结果往往取决于具有明显地域属性的波源特性以及背景大气对重力波传播过程的影响^[3,15]。

Gong 等^[3]基于相同的实验观测数据(2010 年 5 月到 2012 年 4 月)完成了海口上空中层顶区域(80~105 km)大气重力波活动区域特性的激光雷达观测研究,指出 Na 激光雷达观测到中层顶区域常见大气重力波的垂直波长范围为 2~4 km,周期为 1~4 h。相比较而言,在平流层和低中间层(30~65 km)观测到的重力波特征波长范围(5~9 km)和周期范围(5~13 h)都比中层顶区域常见重力波大,表明在不同高度上观测到的大气重力波活动特性是不一样的。在大气重力波的传播过程中,受到背景大气的影响,除了出现波的反射、折射、聚焦和波导等现象外,大量的重力波成分常在背景大气的吸收、耗散和滤波等效应下消失;在重力波从低层大气斜向高层大气的传播过程中,由于大气密度随高度的增加而快速减小,以及大气分子的黏滞效应与涡旋扩散效应的影响,重力波自身也会不稳定,出现饱和或破碎现象^[27-28,39]。也就是说,重力波在与背景大气的相互作用过程中,实现了大气各层间的耦合,使能量、动量和物质在大气各层中进行有效交换和重新分配的同时,由于背景大气吸收、反射、耗散、滤波等非线性效应,以及重力波自身稳定性的变化,随着传播高度的增加,重力波活动的大尺度成分不断向小尺度波动传递能量,垂直波数谱也逐渐向小尺度运动变化^[40]。因此,在同一地点低层大气观测到的重力波特征功率谱往往与高层大气的观测结果不一致,并且低层大气中观测到占主导地位的重力波尺度较高层大气中观测到的占主导地位的重力波尺度大。

4 结 论

基于中层大气活动的激光雷达观测研究需要,在子午工程 Rayleigh 激光雷达观测数据的基础上,设计出中层(30~65 km)大气温度结构反演和重力波事件识别的数据分析流程,分析了利用 Chanin-Hauchecorne 方法反演大气温度结构的可靠性,探讨了

基于小波分析和自相关函数傅里叶变换计算重力波扰动功率谱的重力波活动特征参数提取方法,并将此数据处理系统流程应用到海口上空中层大气重力波活动特性的统计分析中。结果显示,海口上空中层大气常见重力波的特征垂直波长为 5~9 km,观测周期为 5~13 h。

基于 Rayleigh 激光雷达实验观测数据的中层大气温度精确反演与重力波事件识别方法,包括无效实验数据的自动剔除以及与卫星测量数据的对照分析,在开展长期、大量激光雷达观测数据的实际分析工作中具有较好的可行性与较高的实用价值。在未来,基于子午工程多个激光雷达站的长期观测数据(约 13 年),该数据分析方法可应用于我国不同纬度中层大气温度变化特征与长期变化趋势的研究工作;同时还可以结合子午工程的其他地基设备(如流星雷达、气辉仪等)和卫星观测数据,开展不同纬度重力波活动地域特征、传播特性的研究工作,揭示不同大气圈层间的能量、动量耦合机制,服务于全球气候参数化模型的建立。

参 考 文 献

- [1] Wang C. New chains of space weather monitoring stations in China[J]. *Space Weather*, 2010, 8(8): S08001.
- [2] Yue C, Yang G T, Wang J H, et al. Lidar observations of the middle atmospheric thermal structure over North China and comparisons with TIMED/SABER[J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2014, 120: 80-87.
- [3] Gong S H, Yang G T, Dou X K, et al. Statistical study of atmospheric gravity waves in the mesopause region observed by a lidar chain in Eastern China[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2015, 120(15): 7619-7634.
- [4] Gong S H, Yang G T, Xu J Y, et al. Gravity wave propagation from the stratosphere into the mesosphere studied with lidar, meteor radar, and TIMED/SABER[J]. *Atmosphere*, 2019, 10(2): 81.
- [5] Xia Y, Jiao J, Nozawa S, et al. Significant enhancements of the mesospheric Na layer bottom below 75 km observed by a full-diurnal-cycle lidar at Beijing (40.41°N, 116.01°E), China[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2022, 22(20): 13817-13831.
- [6] Hauchecorne A, Chanin M L. Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km[J]. *Geophysical Research Letters*, 1980, 7(8): 565-568.
- [7] 吕洪方, 易帆. 利用瑞利激光雷达和无线电探空仪观测数据对武汉上空重力波特性的研究[J]. *地球物理学报*, 2006, 49(6): 1582-1587.
Lü H F, Yi F. Gravity wave characteristics observed by lidar and radiosonde in Wuhan[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2006, 49(6): 1582-1587.
- [8] 刘东, 陈斯婕, 刘群, 等. 星载环境探测激光雷达及其关键技术[J]. *光学学报*, 2022, 42(17): 1701001.
Liu D, Chen S J, Liu Q, et al. Spaceborne environmental detection lidar and its key technologies[J]. *Acta Optica Sinica*, 2022, 42(17): 1701001.
- [9] Fiocco G, Benedetti-Michelangeli G, Maischberger K, et al. Measurement of temperature and aerosol to molecule ratio in the troposphere by optical radar[J]. *Nature Physical Science*, 1971, 229(3): 78-79.
- [10] 吴永华, 胡欢陵, 胡顺星, 等. 激光雷达探测平流层中上部大气密度和温度[J]. *量子电子学报*, 2000, 17(5): 426-431.

- Wu Y H, Hu H L, Hu S X, et al. Atmospheric density and temperature measurement with lidar in the middle and upper stratosphere[J]. Chinese Journal of Quantum Electronics, 2000, 17(5): 426-431.
- [11] Chang Q H, Yang G T, Gong S S. Lidar observations of the middle atmospheric temperature characteristics over Wuhan in China[J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2005, 67(6): 605-610.
- [12] Dou X K, Li T, Xu J Y, et al. Seasonal oscillations of middle atmosphere temperature observed by Rayleigh lidars and their comparisons with TIMED/SABER observations[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2009, 114(D20): D20103.
- [13] Batista P P, Clemesha B R, Simonich D M. A 14-year monthly climatology and trend in the 35-65 km altitude range from Rayleigh lidar temperature measurements at a low latitude station [J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2009, 71(13): 1456-1462.
- [14] Hines C O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights[J]. Canadian Journal of Physics, 1960, 38(11): 1441-1481.
- [15] Fritts D C, Alexander M J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere[J]. Reviews of Geophysics, 2003, 41(1): 1003.
- [16] Chanin M L, Hauchecorne A. Lidar observation of gravity and tidal waves in the stratosphere and mesosphere[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1981, 86(C10): 9715-9721.
- [17] Shibata T, Fukuda T, Maeda M. Density fluctuations in the middle atmosphere over Fukuoka observed by an XeF Rayleigh lidar[J]. Geophysical Research Letters, 1986, 13(11): 1121-1124.
- [18] Beatty T J, Hostetler C A, Gardner C S. Lidar observations of gravity waves and their spectra near the mesopause and stratopause at Arecibo[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1992, 49(6): 477-496.
- [19] McDonald A J, Thomas L, Wareing D P. Night-to-night changes in the characteristics of gravity waves at stratospheric and lower-mesospheric heights[J]. Annales Geophysicae, 1998, 16(2): 229-237.
- [20] Sivakumar V, Rao P B, Bencherif H. Lidar observations of middle atmospheric gravity wave activity over a low-latitude site (Gadanki, 13.5°N, 79.2°E)[J]. Annales Geophysicae, 2006, 24(3): 823-834.
- [21] Guan S, Yang G T, Chang Q H, et al. New methods of data calibration for high power-aperture lidar[J]. Optics Express, 2013, 21(6): 7768-7785.
- [22] Chen C, Chu X Z. Two-dimensional Morlet wavelet transform and its application to wave recognition methodology of automatically extracting two-dimensional wave packets from lidar observations in Antarctica[J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2017, 162: 28-47.
- [23] Ferrare R A, McGee T J, Whiteman D, et al. Lidar measurements of stratospheric temperature during STOIC[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1995, 100(D5): 9303-9312.
- [24] Cairo F, Congeduti F, Poli M, et al. A survey of the signal-induced noise in photomultiplier detection of wide dynamics luminous signals[J]. Review of Scientific Instruments, 1996, 67(9): 3274-3280.
- [25] Sica R J, Sargoytchev S, Argall P S, et al. Lidar measurements taken with a large-aperture liquid mirror. 1. Rayleigh-scatter system[J]. Applied Optics, 1995, 34(30): 6925-6936.
- [26] Alpers M, Eixmann R, Fricke-Begemann C, et al. Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, Rayleigh, and rotational Raman scattering[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2004, 4(3): 793-800.
- [27] 胡向瑞, 李发泉, 王后茂, 等. MIGHTI/ICON 卫星的中高层大气温度反演与验证[J]. 光学学报, 2023, 43(12): 1201006.
- Hu X R, Li F Q, Wang H M, et al. Retrieval and verification of mid upper atmospheric temperature from MIGHTI/ICON satellite[J]. Acta Optica Sinica, 2023, 43(12): 1201006.
- [28] 张猛, 张晓莉, 金钊, 等. 米散射激光雷达降噪反演算法研究和应用[J]. 激光与光电子学进展, 2023, 60(20): 2000001.
- Zhang M, Zhang X L, Jin Z, et al. Research and application of denoising algorithm for mie lidar signal[J]. Laser & Optoelectronics Progress, 2023, 60(20): 2000001.
- [29] Rauthe M, Gerding M, Höfner J, et al. Lidar temperature measurements of gravity waves over Kühlungsborn (54°N) from 1 to 105 km: a winter-summer comparison[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2006, 111(D24): D24108.
- [30] Gardner C S. Reply to Hines' comments on "Testing theories of atmospheric gravity wave saturation and dissipation"[J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 1998, 60(6): 663-665.
- [31] Gardner C S. Diffusive filtering theory of gravity wave spectra in the atmosphere[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1994, 99(D10): 20601-20622.
- [32] Senft D C, Gardner C S. Seasonal variability of gravity wave activity and spectra in the mesopause region at Urbana[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1991, 96(D9): 17229-17264.
- [33] Yu Y, Wan W X, Ning B Q, et al. Tidal wind mapping from observations of a meteor radar chain in December 2011[J]. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 2013, 118(5): 2321-2332.
- [34] Lu X, Liu A Z, Swenson G R, et al. Gravity wave propagation and dissipation from the stratosphere to the lower thermosphere [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2009, 114(D11): D11101.
- [35] 龚少华, 杨国韬, 刘正宽. 子午线上大气活动的钠激光雷达观测与研究[M]. 北京: 科学出版社, 2014.
- Gong S H, Yang G T, Liu Z K. Studies on the atmospheric activities with sodium lidars at meridian in China[M]. Beijing: Science Press, 2014.
- [36] 丁红波, 王珍珠, 刘东. 激光雷达信号去噪方法的对比研究[J]. 光学学报, 2021, 41(24): 2401001.
- Ding H B, Wang Z Z, Liu D. Comparison of de-noising methods of LiDAR signal[J]. Acta Optica Sinica, 2021, 41(24): 2401001.
- [37] 李仕春, 任腾, 张鹏辉, 等. 米散射垂直扫描激光雷达近场信号校正及反演技术[J]. 光学学报, 2023, 43(18): 1828001.
- Li S C, Ren T, Zhang P H, et al. Near-field signal correction and retrieval technique for Mie scattering vertical scanning lidar [J]. Acta Optica Sinica, 2023, 43(18): 1828001.
- [38] Wilson R, Chanin M L, Hauchecorne A. Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar: 2. Climatology [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1991, 96(D3): 5169-5183.
- [39] Medeiros A F, Taylor M J, Takahashi H, et al. An investigation of gravity wave activity in the low-latitude upper mesosphere: propagation direction and wind filtering[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2003, 108(D14): 4411.
- [40] 张绍东, 易帆, 王敬芳, 等. 中层大气中重力波饱和机制的数值分析[J]. 地球物理学报, 2001, 44(4): 454-460.
- Zhang S D, Yi F, Wang J F, et al. A numerical study on saturation mechanism of gravity wave in mesosphere[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2001, 44(4): 454-460.

Retrieval of Temperature Structure and Identification of Gravity Wave Events in the Middle Atmosphere from Rayleigh Lidar Observations

Gong Shaohua^{1,2}, Chen Weipeng¹, Yang Guotao², Guo Jianchun¹, Xu Jiyao², Li Faquan³, Wang Yuru¹, Zhang Yuhao¹, Fu Yunliang¹, Shen Zhenjiang¹, Liu Hanjun¹, Wang Yingpin¹, Sun Shujuan¹, Wu Wei¹, Liu Jun¹, Lü Siqu¹, Cheng Xuewu^{3*}

¹College of Physics and Electronic Engineering, Hainan Normal University, Haikou 571158, Hainan, China;

²State Key Laboratory of Space Weather, National Space Science Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China;

³Innovation Academy for Precision Measurement Science and Technology, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430071, Hubei, China

Abstract

Objective Gravity wave activities play a key role in atmospheric circulation, and the energy and momentum coupling between the lower atmosphere and the upper atmosphere can be realized via wave propagation from the troposphere to the mesosphere. Based on the Rayleigh scattering of atmospheric molecules, temperature structures in the middle atmosphere can be effectively measured with lidar, and the temperature perturbation induced by wave propagation can be employed to study gravity wave activities. In the past few decades, lidar observations of gravity wave activities in the middle atmosphere have been carried out at many locations globally, and different regional characteristics of gravity wave activities are found at different latitudes. According to the longtime observation data accumulated by the Rayleigh lidar at Haikou (19.9°N, 110.3°E), a data analysis process is designed in this study for the retrieval of temperature structures in the middle atmosphere and the identification of atmospheric gravity wave events. It is successfully applied to the regional characteristic investigation of gravity wave activities in the middle atmosphere. Hainan Province locates in the South China Sea, and atmospheric activities in this low-latitude region are significant to the terrestrial climate changes in the global atmospheric circulation system. The developed data analysis process may be helpful to the broader application of the dataset for the Chinese Meridian project, and research on the regional characteristics of gravity wave activities in Hainan Province could be meaningful to building global climate parameterization models.

Methods Based on the Rayleigh lidar observations, the temperature structure in the middle atmosphere (30–65 km) is retrieved according to the method introduced by Chanin and Hauchecorne. However, the accuracy of calculation results of atmospheric temperature is related to the signal-to-noise ratio (SNR) of lidar observation data, and a proper reference altitude is also very important to precisely retrieve the temperature structure in the middle atmosphere. Therefore, the relative measurement error in temperature is calculated according to the SNR distribution in the observation data, and it is preset to less than 5% at different altitudes. Additionally, simultaneous measurement results from SABER/TIMED and COSMIC are utilized for comparison in this designed data analysis process to find the proper reference for the accurate retrieval of temperature profiles. The power spectral density of atmospheric temperature perturbations is calculated with the Fourier transform of the autocorrelation function, and atmospheric gravity wave events are identified from the sequences of lidar observation data. After the high-frequency components are removed with the wavelet analysis method, the vertical wavelength and the observed wave period of dominant gravity waves are extracted according to the calculation results of the vertical wavenumber spectrum and the temporal frequency spectrum.

Results and Discussions A data analysis process (Fig. 5) is developed for accurately retrieving the temperature structure and identifying gravity wave events in the middle atmosphere, and it is successfully applied to the analysis of the Hainan lidar observation dataset. Atmospheric density and temperature structures (Fig. 2) are retrieved for the middle atmosphere over Haikou (19.9°N, 110.3°E), and 202 gravity wave events in the middle atmosphere are successfully identified from Hainan lidar observations from January 2011 to July 2013. Vertical wavelengths and the observed wave periods are extracted for every gravity wave event, and statistical analysis (Fig. 7) shows that those lidar-observed gravity waves in the middle atmosphere over Haikou are typically 5–9 km in vertical wavelength and 5–13 h in observed wave periods. Comparison with the Rayleigh lidar observation results at Arecibo (18°N, 66°W), Gadanki (13.5°N, 79.2°E), and the middle and higher latitudes demonstrates that these lidar-observed characteristics of gravity wave activities over Haikou are different from those reported at other locations in the world. This indicates that atmospheric gravity wave activities may have obvious regional characteristics, and lidar observation results in the middle atmosphere are typically influenced by the

properties of wave sources and the background atmosphere.

Conclusions Based on the Rayleigh lidar observation dataset of the Chinese Meridional project, a data analysis method on the retrieval of temperature structures in the middle atmosphere and the identification of atmospheric gravity wave events have been investigated in our study. The temperature structure in the middle atmosphere (30–65 km) is retrieved accurately by the Chanin-Hauchecorne method, and the calculation results are compared with satellite measurements from SABER/TIMED and COSMIC. Gravity wave events are identified by calculating the power spectral density of atmospheric temperature perturbations after the dominant wave components are extracted through the wavelet analysis method. A specific data analysis process is well designed, and 202 gravity wave events in the middle atmosphere are successfully identified from Hainan lidar observations from January 2011 to July 2013. Vertical wavelengths and the observed wave period are extracted for every gravity wave event, and statistics show that lidar-observed gravity waves in the middle atmosphere over Haikou (19.9°N, 110.3°E) are typically 5–9 km in vertical wavelength and 5–13 h in wave period. This data analysis method designed by us can be applied to the research on temperature variations and gravity wave activities in the middle atmosphere over China and may be helpful to further data assimilation of the Chinese Meridional project.

Key words remote sensing; lidar; middle atmosphere; Rayleigh scattering; temperature structure; atmospheric gravity wave