

姚志刚, 赵增亮, 韩志刚. 2015. AIRS 观测的东亚夏季平流层重力波特征. 地球物理学报, 58(4): 1121-1134, doi:10. 6038/cjg20150403.

Yao Z G, Zhao Z L, Han Z G. 2015. Stratospheric gravity waves during summer over East Asia derived from AIRS observations. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 58(4): 1121-1134, doi:10. 6038/cjg20150403.

# AIRS 观测的东亚夏季平流层重力波特征

姚志刚, 赵增亮\*, 韩志刚

北京应用气象研究所, 北京 100029

**摘要** 对流性重力波对中层大气环境有显著影响. 重力波活动及重力波源的地理和季节性变化等信息是理解和模拟重力波效应的基础. 卫星高光谱红外大气垂直探测器 AIRS 的  $4\ \mu\text{m}$  和  $15\ \mu\text{m}$  波段可用于识别  $30\sim 40\ \text{km}$  高度范围和  $41\ \text{km}$  高度附近的重力波, 其  $11\ \mu\text{m}$  通道可同步观测对流层深对流. 观测个例表明, 海面和陆面上空的平流层扰动影响范围均可达  $1000\ \text{km}$ , 不同高度的扰动强度分布也存在差异. 基于 2007 年 6 月至 8 月的 AIRS 观测资料, 分析了东亚区域的对流层深对流活动和平流层重力波, 得到了深对流和重力波发生频率的水平分布. 统计结果表明, 东亚区域夏季夜间的深对流活动明显少于白天, 但 AIRS 观测到的平流层重力波发生频率和扰动强度均显著大于白天, 揭示了夜间对流层深对流诱发的平流层重力波在强度、范围等方面可能与白天存在显著差异. 进一步对比分析表明, AIRS 观测的平流层扰动高值区与深对流高值区明显不同. 平流层重力波与对流层深对流之间的相关分析表明, 在  $36^\circ\text{N}$  以南的区域,  $41\ \text{km}$  高度上 AIRS 观测的重力波中, 深对流云诱发的重力波的比例约为  $30\%\sim 100\%$ . 在  $10^\circ\text{N}$  至  $36^\circ\text{N}$  区间,  $90\%$  的深对流均可诱发平流层重力波. 分析得到的  $30\sim 40\ \text{km}$  高度区间和  $41\ \text{km}$  高度附近的重力波水平分布对比表明, 后一高度上的扰动强度明显大于前一高度, 且前一高度在东南亚区域存在强扰动中心而在后一高度则没有. 最后, 给出了 AIRS 观测的几种典型形态的东亚区域平流层波动, 表明了该区域平流层环境波动形态的复杂性和多样性.

**关键词** 东亚; 平流层; 重力波; 高光谱红外

doi:10. 6038/cjg20150403

中图分类号 P401, P405, P407

收稿日期 2014-03-24, 2014-12-30 收修定稿

## Stratospheric gravity waves during summer over East Asia derived from AIRS observations

YAO Zhi-Gang, ZHAO Zeng-Liang\*, HAN Zhi-Gang

Beijing Institute of the Applied Meteorology, Beijing 100029, China

**Abstract** Atmospheric gravity waves (GWs) are the most important process in the middle and upper atmosphere and are usually associated with convection in the lower atmosphere in summer. The satellite observation is an important data source in the study of the middle and upper atmospheric gravity waves, especially in marine areas lacking radiosonde data. Stratospheric GWs can be directly detected by using the AIRS stratospheric radiation observations. To understand the characteristics of the stratospheric gravity waves over East Asia, this study uses the hyperspectral infrared remote sensing data with the original spatial resolution to analyze the GWs in summer of 2007.

**基金项目** 国家公益性行业专项(GYHY201406011);国家自然科学基金项目(41375024);国家重点基础研究发展计划项目(2010CB950802)共同资助.

**作者简介** 姚志刚,男,1978年生,博士,主要从事平流层重力波特征分析研究. E-mail: yzg\_biam@163.com

\* **通信作者** 赵增亮,男,1969年生,博士,主要从事大气物理学研究. E-mail: zzl@pku.org.cn

AIRS observations from June to August of 2007 at different bands are used to analyze the deep convection and the stratospheric gravity waves over East Asia. Brightness temperatures (BTs) at  $11\ \mu\text{m}$  are applied to identify the deep convection. BTs in the band of  $4\ \mu\text{m}$  are used to identify the stratospheric GWs. The spatial correlation analysis is conducted between the deep convection and stratospheric GWs. The BT perturbations at  $4\ \mu\text{m}$  and  $15\ \mu\text{m}$  are used to analyze the GW intensity in  $30\sim 40\ \text{km}$  and near  $41\ \text{km}$ . Finally, several typical shapes of gravity waves are presented.

AIRS observations show that over sea and land in the summer, stratospheric perturbation propagation from the source can be up to  $1000\ \text{km}$  away. The results of convection analysis and GW identification indicate that although the occurrence frequency of the deep convection events is significantly greater in the daytime than in the nighttime, the GW occurrence frequency is less in the daytime. The results show that the GW occurrence frequency in summer is up to  $30\%$ . The comparison shows that the active region of the deep convection is different from the most active gravity wave region although the stratospheric gravity waves and the deep convection are strongly correlated. Furthermore, it is found that the distribution patterns of the brightness temperature variances in  $30\sim 40\ \text{km}$  and near  $41\ \text{km}$  extracted from AIRS are dramatically different. Finally, BT perturbation analysis shows that the distribution pattern of GWs seems very complicated.

The stratospheric perturbation and the deep convection in East Asia are strongly statistically correlated, but their most active regions do not overlap very well. The stratospheric perturbation at night and its source may have a great spatial and temporal gap. In the near future, the numerical simulation and AIRS observations will be used to further verify the connection between the deep convection and stratospheric GWs.

**Keywords** East Asia; Stratosphere; Gravity wave; Hyperspectral infrared

## 1 引言

由局地微团的垂直振动所诱发的大气波动称之为大气重力内波,通常也直接称之为重力波.大气重力波是一种普遍存在于大气中的中小尺度扰动现象,是中高层大气中最重要的波动过程之一(Holton, 1983),通常与低层大气中的对流、急流和过山气流等过程相关(Fritts and Alexander, 2003; Heymsfield et al., 1990; Lane et al., 2003).尽管一些研究已经表明,大气重力波对于动量自下而上的传播、平流层大气温度和风场的变化、化学成分分布以及大气环流等有着重要影响,但不同重力波诱发源的波动特征在模式中的准确参数化方案还有待深入研究(Fritts and Alexander, 2003; Eyring et al., 2007; 吕达仁等, 2009).而重力波活动及重力波源的地理和季节性变化等信息是理解和模拟重力波效应的基础.

东亚地区广阔的大陆大洋分布,青藏高原及其南部印度次大陆,以及孟加拉湾高水汽区都使得东

亚地区对流层平流层之间的耦合关系表现出不同于其他区域的特点(吕达仁等, 2009).王雪莲等(2006)利用热带太平洋的高垂直分辨率探空观测资料分析了热带地区下平流层的重力波活动的气候特征.卞建春等(2004)根据北京观象台无线电探空高垂直分辨率资料研究了北京地区平流层( $17\sim 24\ \text{km}$ )惯性重力波活动的季节变化特征.但是,从探空廓线中提取重力波特征的常用方法存在较大的不确定性,而且传统的探空观测在海洋上空资料稀少且缺乏成像能力.而地基观测则仅限于获取站点上空的信息,且会受到其有限探测高度的限制,很难用于研究大振幅的重力波事件及其对高空动力学的影响.

卫星观测是中高层大气重力波研究中的一个重要数据源,尤其是在海洋和探空资料稀少区域.卫星大气温度探测资料以其全球覆盖性和相对较高的水平分辨率或垂直分辨率,已经广泛应用于平流层的重力波特征分析(Fetzer et al., 1994; Wu and Waters, 1996; Tsuda et al., 2000; Wu et al., 2006; Gong et al., 2012).卫星观测可以分为三种:

临边、亚临边和垂直探测. 临边探测如 LIMS、HIRDLS、GPS 等, 对垂直和水平波长比为  $1/10 \sim 1/20$  之间的重力波敏感, 或者是低频重力波. 垂直探测器, 如 AIRS、AMSU-A、SSMIS 等, 对高频重力波敏感. 而亚临边探测, 如 MLS, 则对中频重力波敏感 (Wu et al., 2006). 作为垂直探测器, AIRS 对于重力波研究的主要特点是, 其水平分辨率高, 星下点约为 13 km, 故 AIRS 对高频重力波敏感, 而这种波动在观测和模式中的全球分布中没有得到很好的描述. 并且由于 AIRS 能够观测到重力波的高频分量, 与其他观测手段比较, 得到的重力波具有高度的局地性, 这可以用于提供重力波波源的信息 (Alexander and Barnett, 2007). 此外, 采用 AIRS 辐射量可以直接测量重力波导致的温度扰动, 相比于采用反演温度值而言, 能够提供更准确的重力波观测结果.

对于热带区域, 深对流是重力波的重要诱发源, 且其影响能够扩展至中纬度区域. 许多研究已经揭示了热带区域深对流与重力波之间的关系 (Larsen et al., 1982; Pfister et al., 1993; Alexander et al., 2000; Dutta et al., 2009). Sato (1993) 针对中纬度重力波与深对流之间的联系进行了个例分析. Hoffmann 和 Alexander (2010) 采用了 AIRS 在  $4 \mu\text{m}$  波段的 42 个观测通道的平均观测值分析了北美区域平流层重力波的水平分布特征. Gong 等 (2012) 利用不同的 AIRS 观测通道, 分析了平流层不同高度重力波的水平分布特征. 前一研究仅针对美国区域且只利用了一个波段的观测资料, 而后一研究则没有分析与对流层深对流之间的关联性, 且没有针对东亚区域开展详细的分析工作. 与以上利用 AIRS 平流层重力波观测方面的研究比较, 本文的研究主要有以下几点不同: 首先, 因东亚区域特定的地理位置特点, 重力波的相关特征与其他区域也会存在差异; 其次, 在分析方法方面, 拟利用不同的波段分析东亚区域不同高度的重力波强度的水平分布特征; 在分析内容方面, 还要分析重力波的典型波动形态特征. 显然, 本文的研究将有助于了解东亚区域夜间和白天波动的出现频率、平流层波动的形态和尺度等平流层重力波活动的重要特征. 此外, 这一工作对于选择典型的重力波事件用于该区域重力波的研究, 具有重要意义.

因此, 为了深入了解东亚区域平流层重力波的波源及其发生频率, 本研究首先利用原空间分辨率的卫星高光谱红外遥感资料, 重点分析东亚区域夏季平流层不同高度的重力波及其发生频率的水平分

布. 并结合对流层深对流活动, 分析平流层重力波与深对流活动之间的统计相关性. 最后, 首次给出了几种典型形态的重力波观测结果. 这一工作不仅对于综合认识东亚夏季时段平流层重力波活动具有相当积极的意义, 也可为该区域平流层重力波的数值模拟和相关研究提供必不可少的数据基础.

## 2 数据和方法

### 2.1 数据

2002 年 5 月 4 日, 搭载在地球观测系统 (EOS) Aqua 卫星上的 AIRS 仪器发射成功, 它是第一个新一代高光谱分辨率红外探测器, 拥有 2378 个通道, 测量三个波段 ( $8.8 \sim 15.4 \mu\text{m}$ ,  $6.2 \sim 8.2 \mu\text{m}$ ,  $3.75 \sim 4.58 \mu\text{m}$ ) 的射出辐射, 其在天顶方向的水平分辨率为 13.5 km. AIRS 主要为天气预报和气候研究提供大气温度、水汽含量、痕量气体以及云参数、沙尘参数和地表温度等 (Susskind et al., 2003; Li et al., 2007; Yao et al., 2012; Yao et al., 2013), 其刈幅为 2000 km.

AIRS 观测能够用于计算与大气重力波相关的温度场变化幅度或变化强度, 能够提供高水平分辨率、大范围的基于  $\text{CO}_2$  辐射测量的平流层重力波的水平波长和传播方向 (Alexander and Barnett, 2007). 尽管波的垂直波长和波动幅度可以由 AIRS 反演的温度计算得到, 但 AIRS 业务反演产品只提供  $3 \times 3$  观测像元的粗分辨率结果 (Susskind et al., 2003). 而要得到准确的原分辨率的平流层温度反演结果, 对于大量的观测数据而言比较费时, 且反演过程中会引入新的误差. 因此, 这里考虑利用 AIRS 的原分辨率的辐射观测数据直接分析平流层重力波发生频率的水平分布及其与对流层深对流之间的统计相关性. 本文的研究区域为:  $0^\circ \sim 50^\circ\text{N}$ ,  $70^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{E}$ . 这一区域包括了印度—中国季风区、西北太平洋等强对流天气活跃区域.

### 2.2 深对流探测方法

深对流是重力波的重要诱因. 在暖湿和不稳定的大气条件下极易因抬升过程引发旺盛的雷暴活动. 抬升过程可发生于冷锋或高空低压系统附近. 在中国及其周边区域, 夏季是强对流天气频发的季节. 产生强对流天气的天气系统主要是中尺度对流系统 (简称 MCS). 该区域内的 MCS 分布与纬度、地势分布、海陆分布等因素密切相关, 受到热带辐合带、印度季风、东亚季风以及梅雨锋的影响 (郑永光等, 2008).

红外(InfraRed)窗区通道的卫星图像可用于识别雷暴. Aumann 等(2006)利用 AIRS 的  $1231\text{ cm}^{-1}$  通道的观测辐射探测了非极地区的深对流活动, 其采用的探测阈值为  $210\text{ K}$ . 在本研究中, 采用 AIRS 的  $1231\text{ cm}^{-1}$  通道识别深对流云. 但与 Aumann 等(2006)不同的是, 将深对流云的识别阈值调整为  $220\text{ K}$  (Hoffmann and Alexander, 2010). 此外, 郑永光等(2008)基于红外亮温资料与地面常规观测资料和低轨卫星的闪电资料的对比分析表明, 低于  $220\text{ K}$  的红外亮温统计特征可以较好地展现该地区夏季 MCS 时空分布的基本气候特征.

下文中, 将首先利用 2007 年 6—8 月研究区域内的 AIRS 观测计算夏季东亚深对流云的发生频率. 数据处理到  $1^\circ \times 1^\circ$  经纬度格点上, 各格点内的深对流云发生频率定义为深对流观测像元数目与总观测像元数目之比, 并针对夜间和白天分别计算. 各格点内的观测像元数目大于 3000.

### 2.3 重力波分析方法

平流层重力波可直接利用 AIRS 平流层辐射观测通道得到. 为了减少观测噪声对分析结果的影响, 可以采用  $4\text{ }\mu\text{m}$  波段的 42 个观测通道分析重力波的发生频率 (Hoffmann and Alexander, 2010). 在假定所用的各通道观测同一高度范围内的大气温度 (或权重函数的覆盖高度相同) 且观测值各不相同的条件下, 平均处理后得到的观测噪声可减小至  $0.003\text{ K}^2$ . 这 42 个观测通道的平均权重函数具有较宽的峰值区间, 位于  $30\sim 40\text{ km}$  高度, 半宽为  $25\text{ km}$ . 平均亮温对于  $20\sim 65\text{ km}$  高度范围内的大气温度均具有敏感性. 由于权重函数的下边界高度为  $20\text{ km}$ , 故观测值不受云的影响.

尽管采用  $4\text{ }\mu\text{m}$  波段的 42 个观测通道的平均观测值, 可以在很大程度上减小观测噪声对分析结果的影响, 但该波段的权重函数相对较宽. 实际上,  $15\text{ }\mu\text{m CO}_2$  波段的通道也同样可以用于计算得到平流层重力波, 与  $4\text{ }\mu\text{m}$  通道相比, 尽管该波段的探测通道较少且各通道的权重函数具有明显差异而无法采用多通道平均的方法减小观测噪声, 但其权重函数很窄, 可以得到特定高度的重力波信息. Hoffmann 和 Alexander(2010)分析表明, 通道  $667.76\text{ cm}^{-1}$  权重函数的半宽仅为  $13\text{ km}$ , 即为  $4\text{ }\mu\text{m}$  波段的一半, 其峰值高度为  $41\text{ km}$ . 故该通道可以较准确地反映该高度附近的重力波活动. 因此, 这里在采用  $4\text{ }\mu\text{m}$  波段分析  $30\sim 40\text{ km}$  高度范围内的重力波时, 也采用了  $15\text{ }\mu\text{m}$  处的  $667.76\text{ cm}^{-1}$  通道分析  $41\text{ km}$  高度处

的重力波. 这样, 可以分别得到两个不同高度区域的重力波活动特征. 此外, 鉴于 AIRS 采用跨轨扫描方式, 故以上两个波段的观测通道均具有较强的角度依赖性. 因此, 在识别重力波之前, 沿跨轨方向对每条扫描线采用 4 阶多项式拟合去除增亮效应的影响. 这样, 可以完全去掉波动在跨轨方向的平面平行分量 (Hoffmann and Alexander, 2010).

数值模拟已表明, 孤立的深对流系统强烈地诱发较短水平波长的重力波. 卫星观测也已经观测到了类似于深对流模式模拟得到的半圆弧状波前. 例如, 利用  $15\text{ }\mu\text{m}$  处的  $667.76\text{ cm}^{-1}$  通道分析得到的夏季平流层的半圆弧状波动在图 1b 中清晰可见. 图 1a 给出了静止气象卫星得到的  $11\text{ }\mu\text{m}$  通道亮温图. 由图可见, 深对流诱发的重力波可以很容易地从处理得到的图像上观察到. 其中, 存在的三个平流层强扰动区域分别与西北太平洋上空的台风云系、青藏高原西面的深对流云团和云贵高原东南侧的深对流云相对应. 该图也表明, 陆面和海面上的重力波的活动范围均可超过  $1000\text{ km}$ , 水平波长约为  $30\sim 1000\text{ km}$ . Kim 等(2009)利用 WRF 模拟了台风诱发的重力波, 其位置、传播方向和波长与 AIRS 观测具有较好的一致性. Grimsdell 等(2010)已利用 AIRS 观测验证了模式模拟的对流诱发重力波.

尽管重力波可以容易地从亮温扰动图上识别出来, 但对于大量的 AIRS 观测数据, 则需要采用一个自动的识别方法用于重力波出现频率的统计. Hoffmann 和 Alexander(2010)针对  $4\text{ }\mu\text{m}$  通道, 采用方差滤波器识别重力波. 即对每一个像元统计其特定半径范围内的亮温方差. 在数据分析时, 对于每一个观测像元, 由  $100\text{ km}$  范围内的像元观测值用于计算得到该点对应的亮温方差, 若方差大于  $0.05\text{ K}^2$ , 则判定该像元存在重力波扰动, 该判定阈值远大于观测噪声. 其分析表明, 该探测方法可用于识别跨轨方向波长为  $50\sim 1000\text{ km}$  的重力波, 可探测的垂直波长下限为  $15\text{ km}$ . 当然, 若波动的振动幅度足够大, AIRS 也能够探测其垂直波长小于 AIRS 权重函数宽度的重力波. 类似地, 这里针对  $15\text{ }\mu\text{m}$  通道计算时, 若方差值大于  $0.25\text{ K}^2$ , 则判定该像元存在重力波, 该阈值也显著地大于单通道的观测噪声.

### 2.4 观测个例分析

图 2 给出了中尺度锋面系统引起的平流层重力波分析结果. 图 2a 为红外图像, 由其可见, 左半部分存在较大范围的深对流云系. 根据典型的冷锋气流模式, 锋面上因空气的快速近乎垂直抬升产生了一

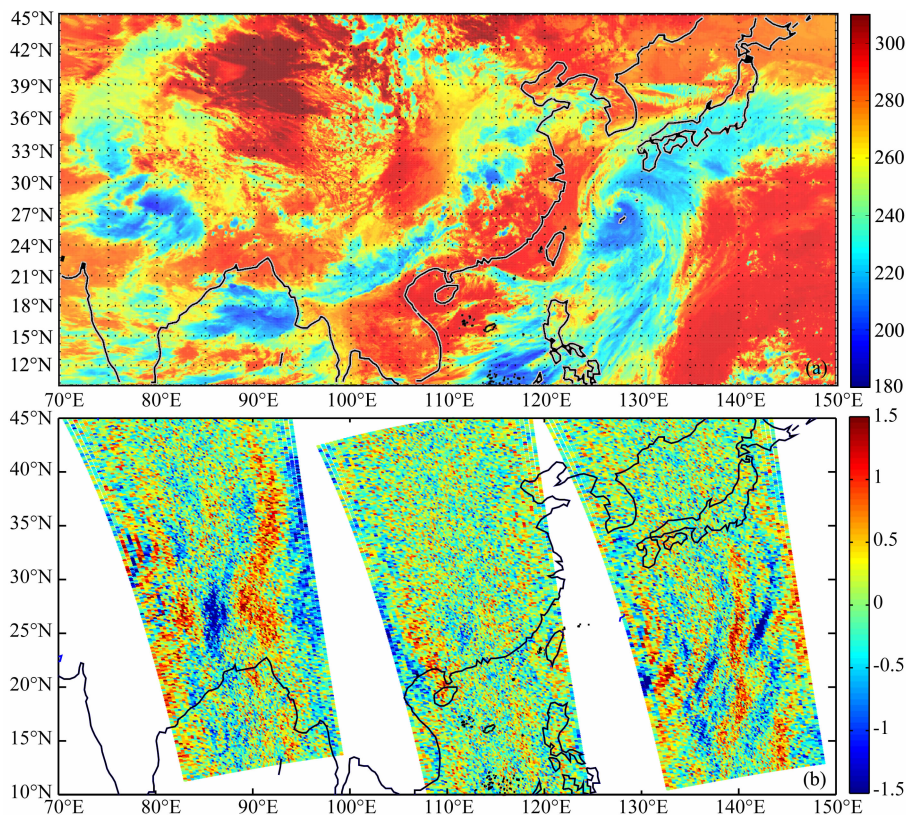


图 1 (a) MTSAT 观测的  $11 \mu\text{m}$  通道亮温(K); (b) 由 AIRS 得到的 2007 年 7 月 13 日白天平流层(41 km)扰动(K)

Fig. 1 (a) Brightness temperature (K); (b) Perturbation (K) at 41 km derived from AIRS observations on 13 July 2007

个窄的清晰的线对流, 该线对流伸展近千公里, 其云顶温度接近 220 K. 在观测平流层的  $15 \mu\text{m}$  波段, 去除背景亮温后的结果如图 2b, 略带弧状的波动特征清晰可见. 图 2c、2d 分别给出了  $4 \mu\text{m}$  和  $15 \mu\text{m}$  波段得到的亮温方差计算结果, 波动分布情况更加清晰. 对于这一个例, 两个波段的分析结果在扰动的水平分布形态上具有较好的一致性. 在红外图像的左下方, 存在一个很强的深对流云, 其亮温低至 200 K, 在扰动图像上对应的平流层扰动也存在极大值. 这表明, 该区域可能是平流层重力波的波源, 且诱发的强扰动一直传播到 2000 km 以外的区域. 此外, 比较图 2c 和 2d 可见, 前者在  $24^\circ\text{N}$ — $28^\circ\text{N}$  和  $105^\circ\text{E}$ — $110^\circ\text{E}$  区间内存在扰动的极大值, 但在后者中这一极大值向东移动, 这说明扰动在向上传播的同时向东传播. 这也反映了重力波传播的三维特性.

图 3 给出了另外一个个例, 红外图像上并没有出现大范围的对流性云系, 但平流层重力波活动仍然十分旺盛. 这表明该重力波的波阵面可能距离波动源 1000 km 以外. Sato(1993) 和 Chan-Ming 等(2010) 分析揭示, 在下平流层高度存在与热带气旋尺度相当的重力波, 表现为近 1000 km 尺度, 远

远大于那些与中小尺度对流系统相关的重力波的波长. 这里的 AIRS 观测表明, 陆面上的中尺度系统可能诱发大尺度的重力波.

由图 3c 可见, 菲律宾东侧至其西北部区域的重力波活动的强度明显大于海南岛东部区域. 而在图 3d 中, 前一区域的活动强度则显著小于后一区域. 由此可见, 不同高度的扰动强度的水平分布存在明显差异. 此外, 在 41 km 高度, 平流层波动看起来是在向东北方向传播.

### 3 观测结果与分析

#### 3.1 深对流发生频率

图 4 给出了 2007 年 6—8 月东亚区域深对流云发生频率统计结果. 由图可知, 大部分深对流云发生在热带辐合带地区与印度季风涌区域, 包括菲律宾以东的西北太平洋地区、菲律宾及其西侧的南海地区、中南半岛地区、孟加拉湾及其北侧的喜马拉雅山脉的南侧地区. 其次, 在中国陆地东部区域以及东海、琉球群岛附近海域也存在相对较弱的 MCS 活跃带, 该区域的 MCS 主要与东亚季风以及梅雨锋相联系(郑永光等, 2008). 在白天, 最大发生频率出

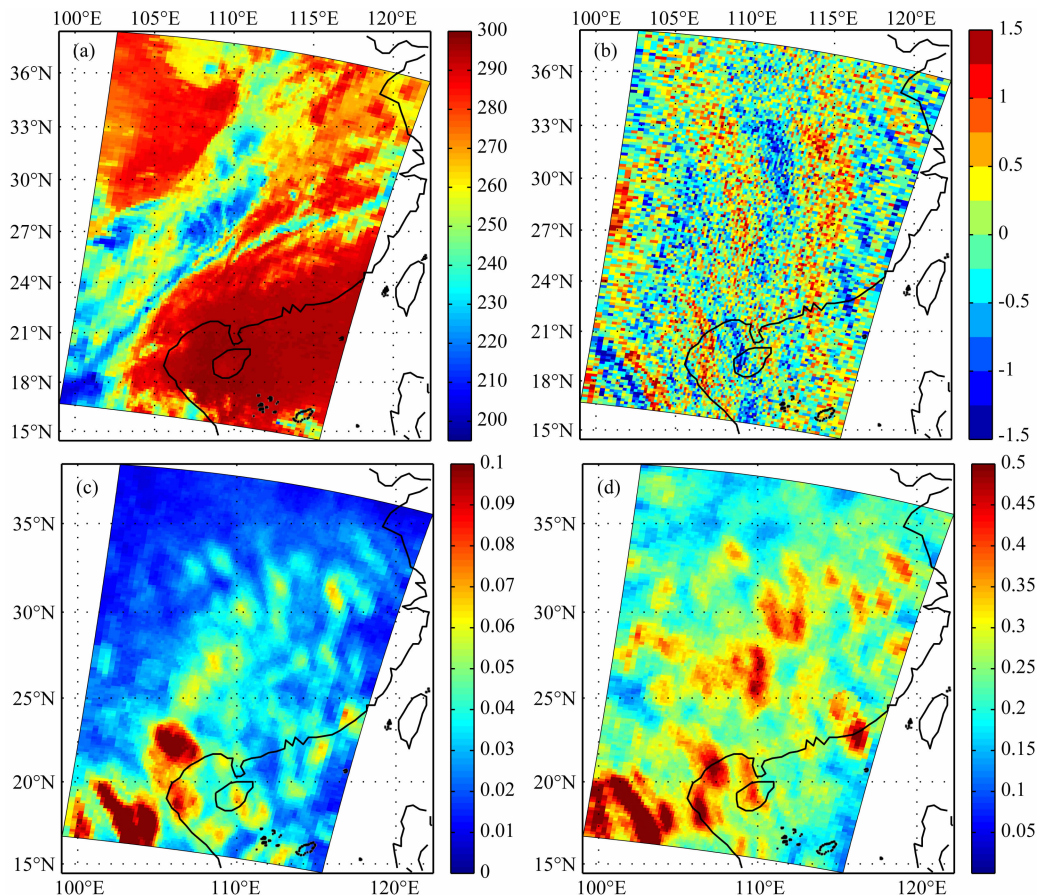


图 2 2007 年 7 月 23 日夜间:(a)  $1231\text{ cm}^{-1}$  通道观测(K);(b)  $15\text{ }\mu\text{m}$  波段观测与背景之间的差异(K);  
(c)  $4\text{ }\mu\text{m}$  波段得到的亮温方差( $\text{K}^2$ );(d)  $15\text{ }\mu\text{m}$  波段观测的亮温方差( $\text{K}^2$ )

Fig. 2 (a) Brightness temperature (K) at  $1231\text{ cm}^{-1}$ , (b) brightness temperature perturbation (K) at  $667.76\text{ cm}^{-1}$ ,  
(c) brightness temperature variance ( $\text{K}^2$ ) at 4 micron band, and (d) brightness temperature variance ( $\text{K}^2$ ) at  $667.76\text{ cm}^{-1}$   
from AIRS measurements on 23 July 2007

现在孟加拉湾海域,最大值可达 20%,在澳大利亚西北侧至菲律宾西北侧,以及菲律宾以东的西北太平洋地区、琉球群岛附近海域也存在次高值区域。在夜间,孟加拉湾海域和印度半岛东北部至青藏高原西南侧是一个高值区,菲律宾西侧也存在一个显著的高值区域。在海陆交界区域附近,深对流云发生频率也较高。而在中国大陆区域,深对流活动主要集中于华南沿海地区,青藏高原,云贵高原东部及四川、重庆,江淮流域,除白天华南沿海和夜间云贵高原的深对流发生频率大于 10%外,大部分区域小于 10%。陆地上的对流中心与郑永光等(2008)利用 FY-2C 资料的分析结果基本一致。日夜对比表明,总体上白天的深对流发生频率大于夜间,如热带辐合带和印度季风涌区。但同时,少部分区域夜间大于白天,如云贵高原东部。这种日变化主要是受大气环流背景、下垫面性质、局地热力环流等因素的影响。研究表明(郑永光等,2008),中国及周边地

区存在青藏高原 MCS、一般山地热对流、琉球附近海域 MCS、印度季风涌 MCS、四川盆地 MSC、两广地区海陆交界 MCS 等多种类型日变化特点的 MCS。

### 3.2 重力波发生频率

图 5 给出了采用  $15\text{ }\mu\text{m}$  通道得到的 2007 年夏季东亚区域  $41\text{ km}$  高度附近的重力波发生频率,其格点化统计方法同图 4。由图可见,在该高度上 AIRS 观测到的重力波主要发生于中纬度区域,发生频率最大值可超过 25%,且其强度因经度而异,存在两个强扰动区域,即青藏高原西南侧和东南沿海区域,但夜间的重力波发生频率显著地大于白天,且更偏向于陆地上空。尽管白天的发生频率整体上较小,但大部分中纬区域的发生频率仍然大于 10%,某些区域可达到 20%。根据 Gong 等(2012)的分析结果,全球较强的扰动区域出现在南半球,夏季东亚区域的平流层扰动在全球范围内是一个相对弱

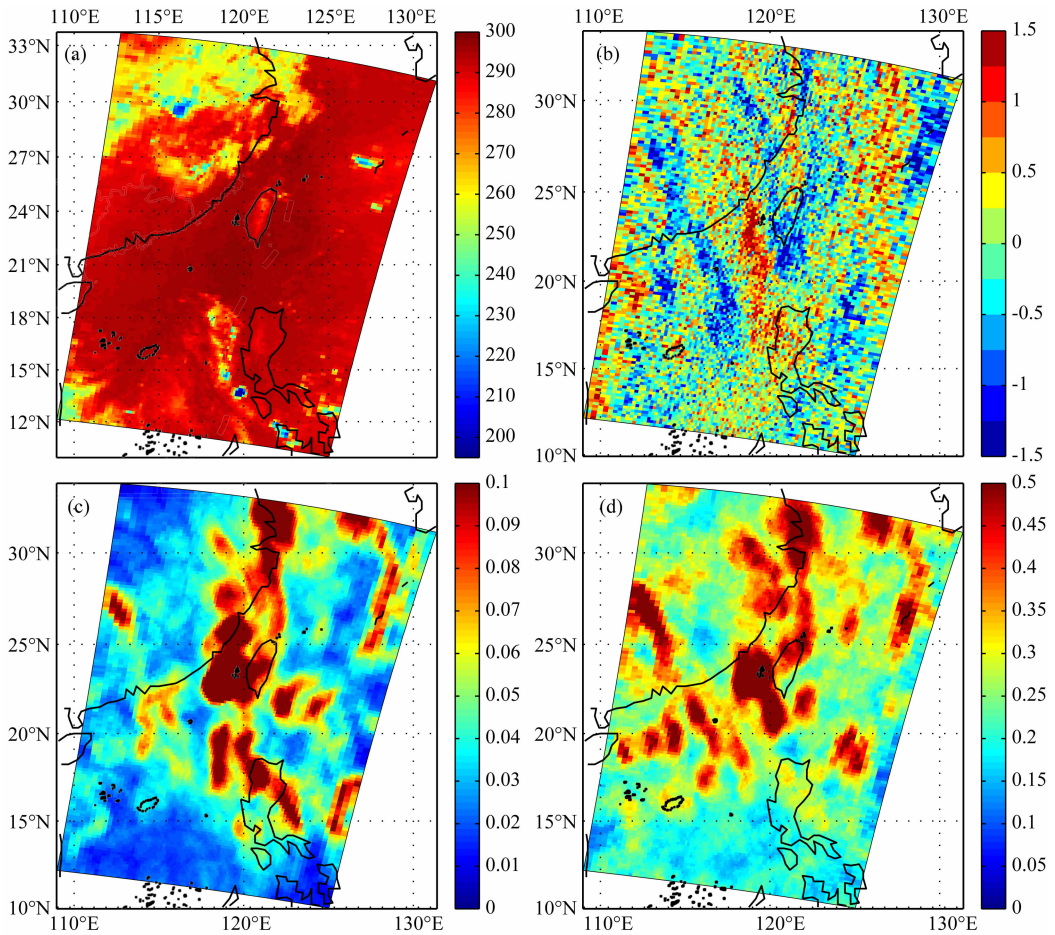


图3 2007年7月22日夜间:(a)  $1231\text{ cm}^{-1}$ 通道观测(K);(b)  $15\text{ }\mu\text{m}$ 波段观测与背景之间的差异(K);  
(c)  $4\text{ }\mu\text{m}$ 波段得到的亮温方差( $\text{K}^2$ );(d)  $15\text{ }\mu\text{m}$ 波段观测的亮温方差( $\text{K}^2$ )

Fig. 3 (a) Brightness temperature (K) at  $1231\text{ cm}^{-1}$ , (b) brightness temperature perturbation (K) at  $667.76\text{ cm}^{-1}$ , (c) brightness temperature variance ( $\text{K}^2$ ) at 4 micron band, and (d) brightness temperature variance ( $\text{K}^2$ ) at  $667.76\text{ cm}^{-1}$  from AIRS measurements on 22 July 2007

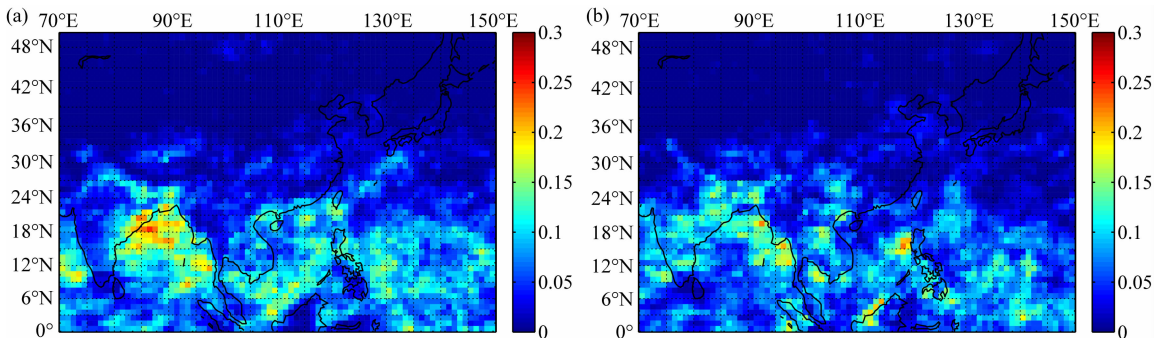


图4 2007年夏季东亚区域深对流层发生频率(100%)(a:白天;b:夜间)

Fig. 4 Occurrence frequency (100%) of deep convection events over East Asia from AIRS measurements in summer 2007 (a: daytime; b: nighttime)

的区域,但本文的研究表明,东亚区域的平流层扰动仍然不可忽视,且强于 Hoffmann 和 Alexander (2010)针对北美夏季区域的分析结果。

利用 MLS(Microwave Limb Sounder,微波临近边探测器)数据的分析表明,在东亚热带和亚热带

即夏季印度—华南季风区是强对流区域,也是平流层强扰动区域(Wu and Ackerman,2008).但对比图4和图5,AIRS观测的强对流发生频率高值区与平流层重力波发生频率高值区存在显著差异,即期望存在强扰动的热带区域的重力波发生频率很低,扰

动的高值出现在中纬度区域. 这是由于, 低纬区域的重力波的垂直波长短, AIRS 无法观测到. 而在中纬度区域, 较强的背景风场导致重力波以较长的波长传播, 能够由 AIRS 仪器观测到. Hoffmann 和 Alexander(2010)分析指出, 具有长的垂直波长和短的水平波长的重力波能够快速通过平流层. 例如, 若重力波的垂直波长为 15 km, 水平波长为 100 km, 则其垂直群速度为  $7.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 即通过平流层的时间仅为 1.2 h. 若水平波长增至 1000 km, 则传播时间增加至 12 h. 若垂直波长增到 40 km, 则传播时间减小至 10 min. 若水平波长和垂直波长同时增加到以上值, 则传播时间为 1.6 h. 同时也指出, 较长的垂直波长要求强的背景风场. 若水平群速度为 0, 垂直波长为 15 km 或 40 km, 则对应的风速分别为  $50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $130 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . 基于以上分析, 夜间较强的重力波活动与同时发生的中尺度对流系统活动密切相关. 夜间重力波的垂直波长较长, 在 1~2 h 内即可传入平流层, 容易被 AIRS 观测到. 而白天重力波的垂直波长短, 水平波长较长, 需要半天的时间才能够传入平流层. 此外, 在  $45^\circ\text{N}$  以上区域, 几乎没有重力波的信号. 这是由于北半球夏季,  $30^\circ\text{N}$  以上区域的深对流活动较少, 而低纬区域产生的对流性重力波也很难传到高纬区域. 同时, 该区域 700 hPa 高度的风场太弱, 也不足以产生较强的地形重力波(Gong et al., 2012).

### 3.3 重力波与深对流之间的关联性

为了估计 AIRS 观测的对流性重力波所占重力波的比例, 针对每一个重力波事件, 均判断其周边 500 km 范围内的 AIRS 像元是否存在深对流云. 深对流云的搜索范围取得大一些, 可以确保较强的水平传播能够追溯到重力波的诱发源头. 最后的统计结果见图 6. 由该图可见, 无论是白天还是夜间, 除  $36^\circ\text{N}$  以北的大部分区域外, 深对流云诱发的重力波的比例为 30%~100%. 值得注意的是, 在夜间的东南沿海区域, 对流性重力波的发生频率仅约为 40%, 这可能是由于该区域部分重力波距其波源超过 500 km 所致.

类似地, 为了验证考虑了对流源的重力波参数化方案, 需要了解能够诱发重力波的深对流的水平分布情况. 由图可见, 除高纬和部分低纬区域以外, 几乎所有的深对流同时伴随着平流层重力波. 这表明, 东亚区域是对流性重力波发生频率较高的区域.

基于飞机观测的分析表明, 对流层中的地形效应、强对流天气过程, 急流以及锋面等扰动均能够诱

发向上传播的重力波(Fritts and Nastrom, 1992; Nastrom and Fritts, 1992). 由此看来, 尽管重力波与深对流在空间上靠近且几乎同时发生, 但并不能直接说明深对流云就是重力波的波源. 但 Hoffmann 和 Alexander(2010)指出, 除了深对流云外, 其他波源很难解释 AIRS 观测的重力波. 例如, 地形重力波无法上传至夏季平流层东风带. 由图 5 可见, 青藏高原上不存在重力波发生频率的高值中心, 而是在高原的西南侧存在高值中心, 这也说明 AIRS 很难观测到因高原引起地形重力波. 尽管急流的不平衡性是一个重要的重力波诱发因素, 但这种因素所诱发的重力波的波长太短, AIRS 无法观测到(Wu and Zhang, 2004; Limpasuvan et al., 2007). 此外, AIRS 在夏季观测到的如图 1 所示的半圆弧状重力波与深对流诱发重力波数值模拟结果惊人的一致(Kim et al., 2009; 陈丹等, 2013). 为了进一步说明 AIRS 观测的重力波特征的合理性以及与深对流之间的联系, 我们研究组也利用 WRF 模式开展了台风诱发平流层重力波的数值模拟工作. 结果也表明, 模拟得到的平流层波动在形态和方位上与 AIRS 观测具有较好的一致性.

### 3.4 平流层不同高度扰动强度的比较

需要注意的是, 针对  $15 \mu\text{m}$  通道, 若将重力波判别阈值降为  $0.20 \text{ K}^2$ , 重力波发生频率的最大值可超过 50%. 这表明, 阈值的选择对于发生频率的计算结果有着显著影响, 且不同高度观测通道的阈值通常也不相同, 这给不同高度重力波特征的对比分析带来了困难. 为了避开阈值选择对重力波水平分布特征分析的影响, 这里又给出了各格点内亮温方差的均值, 用于表示格点的平均扰动强度, 如图 8 所示. 由该图可知, 无论采用哪个观测波段, 夜间的扰动强度和扰动范围均大于白天. 若扣除掉观测噪声的影响, 夜间的扰动强度几乎是白天的两倍, 这与前面重力波统计频率的对比结果相一致. 例如对于  $15 \mu\text{m}$  通道, 采用高纬和热带区域的亮温方差  $0.16 \text{ K}^2$  作为背景值, 则最强扰动格点与背景噪声强度的差值为  $0.09 \text{ K}^2$ ; 而对于  $4 \mu\text{m}$  通道, 若假定背景噪声值为  $0.005 \text{ K}^2$ , 则去掉背景噪声后的重力波扰动值为  $0.035 \text{ K}^2$ . 由此可见, 前一波段得到的扰动强度是后一波段的 2 倍, 一方面这与其权重函数的半宽仅是后者的一半有关, 能够得到更短垂直波长的重力波信息, 另一方面也是由于观测高度存在显著不同, 即因大气密度随高度呈指数递减, 重力波的波动幅度通常随着高度的增加而呈指数增大.



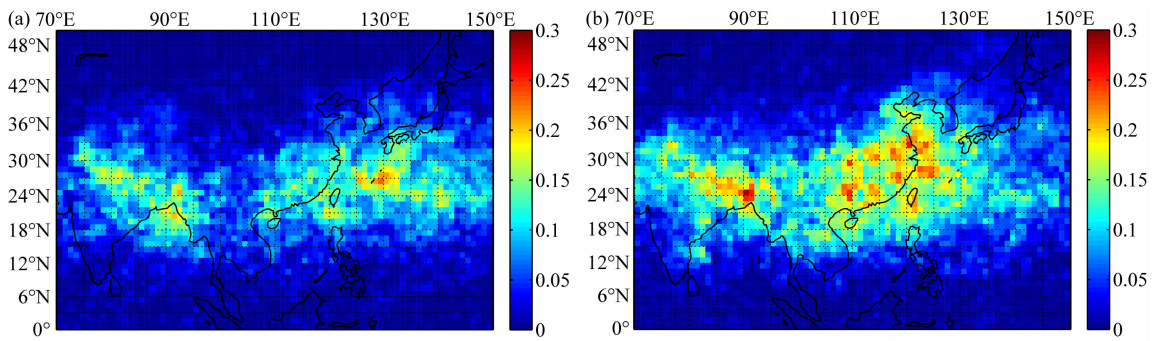


图 5 由 AIRS 观测得到的 2007 年夏季东亚区域平流层重力波发生频率(100%)(a:白天;b:夜间)

Fig. 5 Occurrence frequency (100%) of gravity wave events over East Asia from AIRS observations in summer 2007 (a: daytime; b: nighttime)

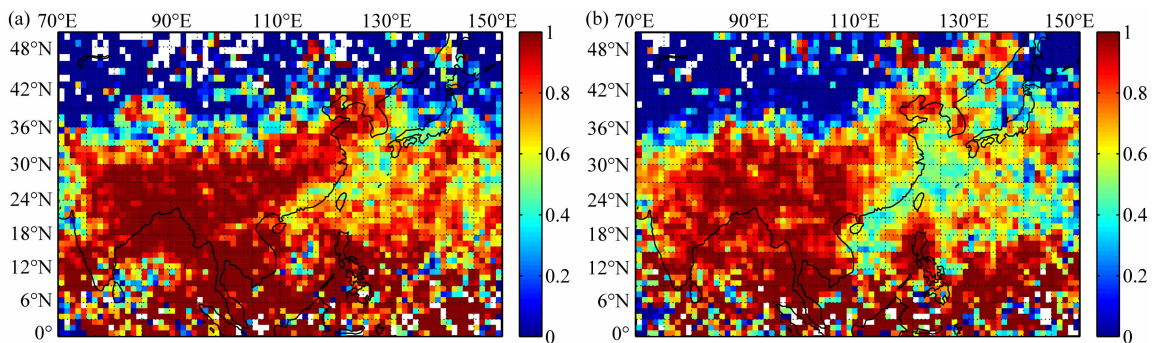


图 6 2007 年夏季东亚区域与深对流云相关的重力波比例(100%)(a:白天;b:夜间)

Fig. 6 Fraction (100%) of gravity waves associated with deep convection events over East Asia in summer 2007 (a: daytime; b: nighttime)

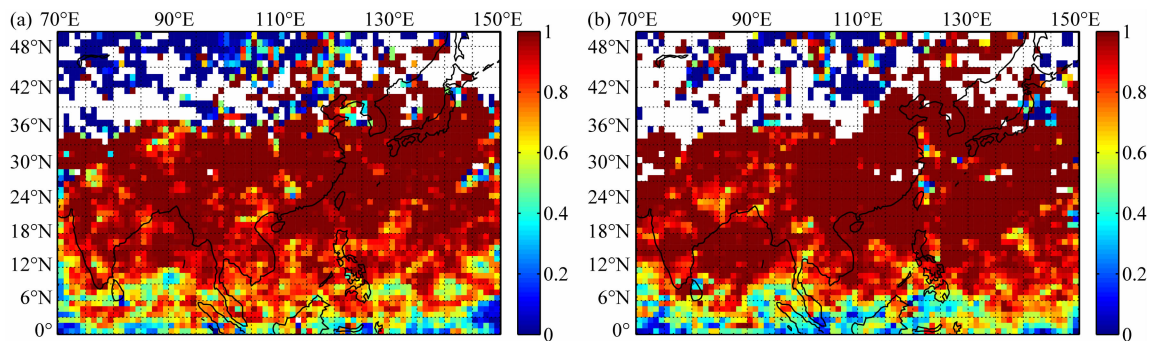


图 7 2007 年夏季东亚区域引发重力波的深对流比例(100%)(a:白天;b:夜间)

Fig. 7 Fraction (100%) of deep convections emitting gravity waves over East Asia in summer 2007 (a: daytime; b: nighttime)

更进一步,在白天由两个波段得到的高值区域的大体分布是一致的.主要的不同之处在于,在图像的西北部,35°N—45°N 与 75°E—110°E 区域,采用 4  $\mu\text{m}$  通道得到了一个弱的高值中心,从帕米尔高原至祁连山脉、昆仑山脉至天山山脉区域,而 15  $\mu\text{m}$  通道方案中则没有得到体现.初看起来,这一弱扰动中心具有地形的分布特征,但具体原因还有待进一步分析.在夜间,4  $\mu\text{m}$  通道得到的高值区域由青藏高原一直延伸至东南亚,但 15  $\mu\text{m}$  波段得到的高值

区则主要在台湾岛南侧到东海附近区域.由于 4  $\mu\text{m}$  主要探测 30~40 km 高度,而 15  $\mu\text{m}$  通道主要反映 41 km 高度的扰动.这也说明了,两个高度上的重力波活跃区域存在显著区别.在扰动强度的地理分布细节上,例如在东南沿海区域夜间,在 41 km 高度的高值区内,台湾岛西南侧、杭州湾附近、山东半岛东南侧存在 3 个显著的高值区,而在 30~40 km 高度内,仅存在台湾岛西南侧 1 个高值中心,且这一中心比 41 km 高度上对应的高值中心略偏西,这说明

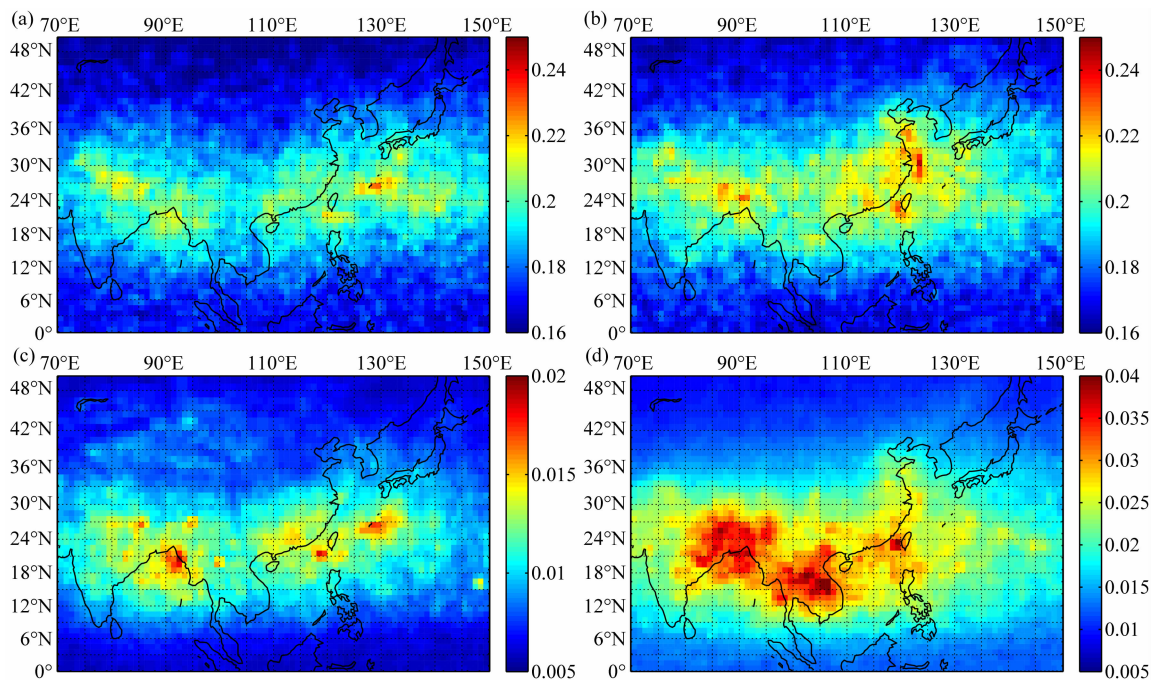


图8 2007年夏季东亚区域由AIRS的 $15\ \mu\text{m}$ 通道(a,b)与 $4\ \mu\text{m}$ 通道(c,d)得到的平流层扰动强度( $\text{K}^2$ )的比较(a,c:白天;b,d:夜间)

Fig. 8 Comparison of the brightness temperature variances ( $\text{K}^2$ ) by using AIRS observations at  $15\ \mu\text{m}$  (a,b) and  $4\ \mu\text{m}$  (c,d) over East Asia in summer 2007 (a,c: daytime; b,d: nighttime)

了低层的扰动向上传播的同时在向东传播. 整体上,  $30\sim 40\ \text{km}$  高度内东南亚区域的扰动活跃区域在  $41\ \text{km}$  高度并没有得到体现. 这表明, 该区域较低高度上的重力波垂直向上传播的能量较小, 而是主要向东北方向传播, 从而导致东南沿海一带在  $41\ \text{km}$  高度上的重力波扰动强度相对较大. 图4也表明, 东南沿海一带也并非强对流中心, 而其在  $41\ \text{km}$  高度上的强扰动中心有可能是其他区域的强对流扰动传播而至, 如图3所示. 在下一步的工作中, 将考虑采用数值模式对这种可能的传播过程进行模拟验证.

### 3.5 平流层波动的形态

重力波形态也是理解和认识重力波效应的基础信息. 一些学者(Kim et al, 2009; Kuester et al., 2008)利用中尺度模式针对台风中的对流单体诱发的中小尺度(十到几百公里)波动的数值模拟得到的波动形态大多呈二维结构, 类似于针对飑线或孤立对流单体过程的研究结果. Sato(1993)和 Chanem-Ming等(2002)的研究结果表明, 除了台风中的对流单体激发的中小尺度的重力波外, 还存在与台风系统尺度相当的重力波. Kim等(2009)以及陈丹等(2013)针对位于热带洋面上台风诱发重力波的研究表明, 台风上空的平流层重力波具有特殊的形态, 其水平尺度可达  $1000\ \text{km}$ .

为了解东亚区域平流层重力波的形态, 对2007—2010年夏季重力波的形态进行了分析, 归纳了几种典型的重力波形态, 即平行波、弧形波、混合形波, 其中弧形波包括东南向的弧形波和东北向的弧形波, 混合形波包括平行波的叠加、多个弧形波的叠加、弧形波与平行波的叠加形态, 如图10所示, 相应的红外图像如图9所示.

平行波, 如图10a所示. 在相应的图9a红外云图上,  $54^\circ\text{N}$ 线和 $95^\circ\text{E}$ 线的西北侧存在一个强度较弱的深对流云, 其云顶温度约  $230\ \text{K}$ . 但在  $1231\ \text{cm}^{-1}$ 亮温扰动图上, 似乎也存在一个东南向的平行波动与其相关. 在贝加尔湖上空显现出一条与其平行的亮条, 其东南侧也存在一条与其平行但扰动更强的亮线, 形成了一个明显的平行波动. 这一明显的平行波动与贝加尔湖平行, 且在通过该湖后波动有增强的趋势, 但两者之间是否存在联系还不得而知.

弧形波, 如图10b所示. 由相应的图9b红外云图可见, 西北太平洋面上空存在一个气旋性云系, 其一条细长的弧形云带清晰可见. 在  $1231\ \text{cm}^{-1}$ 亮温扰动图上, 平流层重力波的形态与其极其相似. 又如图10c. 在图9c红外云图上的青藏高原区域, 存在一个强对流风暴云簇. 在  $1231\ \text{cm}^{-1}$ 亮温扰动图上, 其诱发的重力波呈东北向传播的态势, 水平波长可达

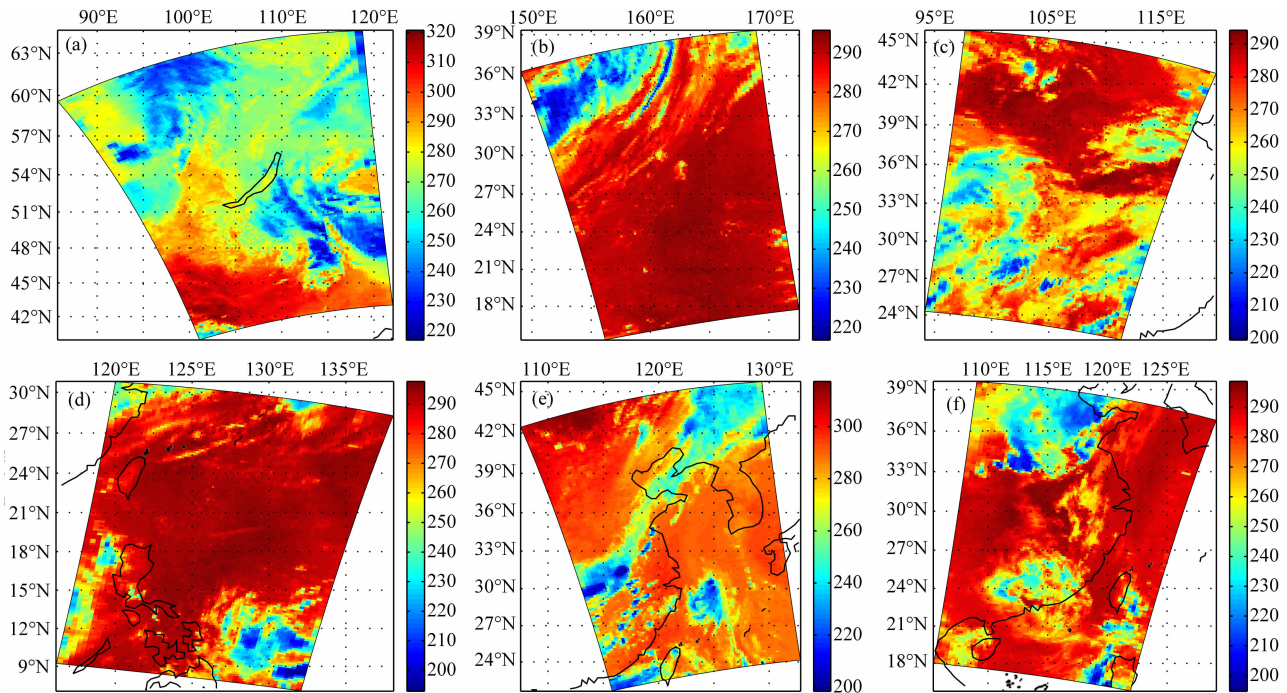


图 9 东亚区域夏季 AIRS 观测的红外图像(K)

Fig. 9 Infrared images (K) from AIRS at  $812.16\text{ cm}^{-1}$  in summer over East Asia

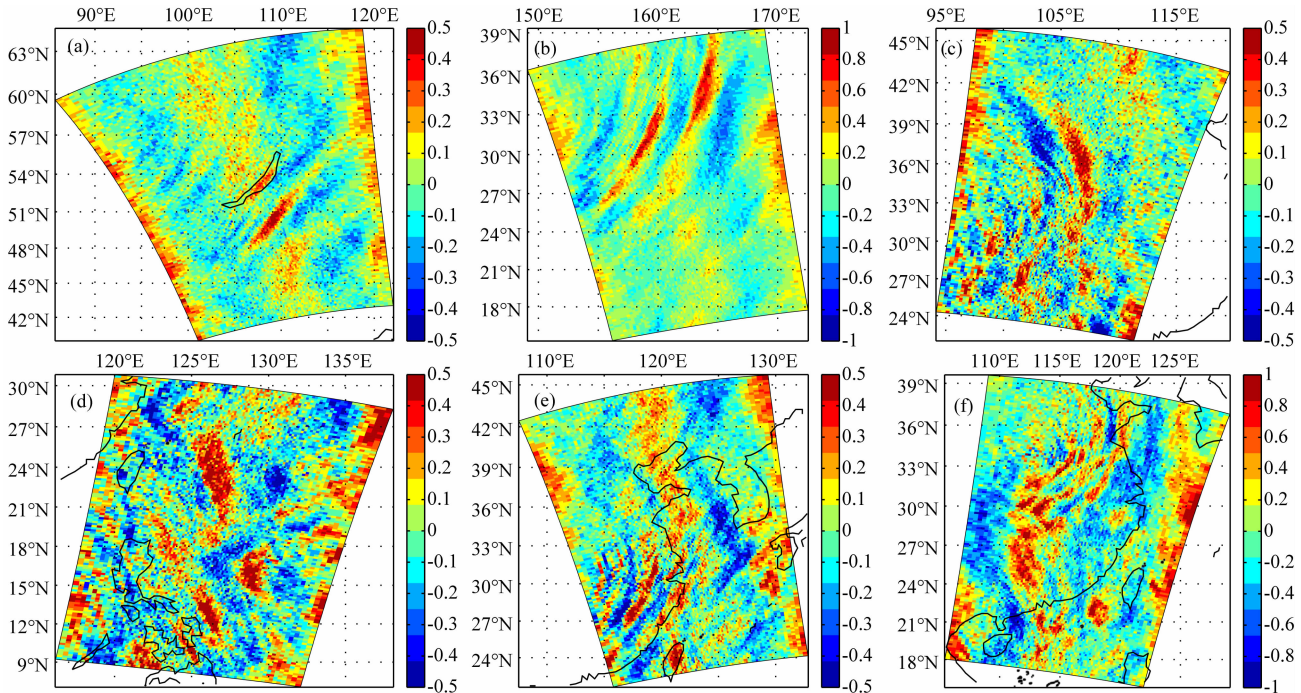


图 10 AIRS 的  $4\text{ }\mu\text{m}$  通道观测的东亚区域平流层亮扰动图(K)

Fig. 10 AIRS brightness temperature perturbation (K) at  $4\text{ }\mu\text{m}$  over East Asia

500 km.

平行波的叠加形态,如图 9d 及图 10d. 在西北太平洋区域的红外图像上,右下方存在着一个强的深对流云系,且在图像的左下侧可见到另一对流性云系的边缘.但在亮温扰动图像上,平流层由北至南

存在多组平行的重力波,相互之间成约  $90^\circ$  的交角.多个波动混合在一起,使得波源和波向的识别存在较大困难.此外,与 ECMWF  $0.25^\circ$  的再分析数据比较,在 40 km 高度没有观测到与 AIRS 观测一致的复杂的水平波动特征,尽管在垂直方向上 ECMWF

再分析数据给出了较强的波动特征.

弧形波的叠加形态,如图 9e 和 10e. 由红外图像上可见,一条锋面云系从华中一直延伸至东北区域,在华中区域的深对流云顶温度接近 200 K. 在  $1231\text{ cm}^{-1}$  通道亮温扰动图上,其诱发了东南向传播的平流层重力波,在波源处水平波长较短,距离越远则水平波长越长. 在渤海湾上空,存在一个波长 500 km 的波动,且在其上方也存在一个可能由另一个深对流云簇诱发的平行波动,两个波动存在一个约  $60^\circ$  的交角.

平行波与弧形波的叠加形态,如图 9f 及图 10f. 红外云图显示,在  $33^\circ\text{N}$  线和  $115^\circ\text{E}$  线交点的西北侧,存在一明显的深对流云簇,云顶温度低至 210 K 以下,与平流层重力波图像中的波源相对应,该重力波呈东南向传播. 此外,在渤海的西南侧对应的重力波则向东传播,两者叠加起来,形成了一个向东南方向传播的弧形波. 而在波动图像的左下方,也存在一个向东北方向传播的弧形波. 两个弧形波在华中区域呈现交叠状态.

以上的观测结果也表明,陆地上空的平流层重力波也能够表现出弧形波的特征,其水平尺度可达 1000 km 以上. 这说明,除台风系统外的强对流同样可以激发出大尺度的弧形波. 此外,由于多个诱发源的存在,平流层重力波表现出混合形态,即同时存在平行波和弧形波,也可能同时存在不同传播方向的弧形波,以及不同方向的平行波.

此外,从图中也可注意到,东亚区域的重力波主要向东传播,这可能与这一区域的背景风场方向相关. Fovell 等(1992)、Chen 和 Lü(2001)的研究工作指出,平流层中的背景风场对调制重力波传播发挥着主导作用,重力波的传播主要逆着风的来向,而在顺风方向由于耗散衰减原因而受到抑制. 根据平流层环流的特点,中纬度地区夏季时盛行东风,故东亚区域平流层重力波主要表现为向东传播.

需要注意的是,尽管这里给出了东亚区域的几种典型的波动形态,但其波源及其波动形态的形成机制并没有作深入的分析,特别是混合形态的波动,这也是未来需要研究的重点.

## 4 结论与讨论

利用 2007 年夏季的 AIRS 观测,针对东亚区域的深对流和重力波分析表明:(1)白天的深对流发生频率明显大于夜间;(2)AIRS 观测的夜间平流层扰

动强度显著地大于白天;(3)海上和陆面上空的平流层扰动影响范围均可达 1000 km,夏季平流层扰动的发生频率可达 30%;(4)平流层扰动与对流层深对流之间存在显著的统计相关性,但两者的极值区域并不重叠;(5)30~40 km 高度区间的扰动强度的水平分布与 41 km 高度的扰动强度的水平分布存在明显差异,前者在东南亚区域存在高值中心而后者中则没有;(6)东南沿海夜间平流层扰动与其深对流诱发源之间的距离可能较远;(7)东亚区域平流层重力波的形态具有多样性.

需要注意的是,尽管在  $10^\circ\text{N}$  至  $36^\circ\text{N}$  区间,90%的深对流均可诱发平流层重力波,且白天的深对流活动显著地高于夜间,但 AIRS 观测的夜间平流层重力波出现频率以及扰动强度却大于白天. 这一结果也揭示了,夜间的对流层深对流诱发的平流层重力波特征可能与白天存在显著差异,包括波长、影响范围、波动的强度以及波动传至平流层的时间等. 例如,夜间单一对流源诱发的平流层重力波的强度和范围均大于白天. 此外,夜间重力波具有较长的垂直波长,容易被 AIRS 观测到(Hoffmann and Alexander, 2010).

东亚区域深对流与重力波之间的强相关性表明,这一区域适用于研究中纬度对流性重力波特性. 鉴于通常的大气温度物理迭代反演算法比较费时,一方面需要发展针对平流层温度反演的简单、快速、准确的算法,另一方面也可以利用简单的重力波探测方法选择发生强扰动的 AIRS 观测数据,再采用准确的反演算法得到温度场的三维结构,用于更细致的重力波特征分析. 特别地,采用 AIRS 两个最倾斜方向的观测值计算的扰动之间的差异,可以估计重力波的主要传播方向(Gong et al., 2012). 本文的工作仅初步分析了东亚区域 2007 年夏季平流层重力波的分布特征,给出了典型个例. 近期,洪军等(2015)借助数值模式对台风“梅花”激发的平流层重力波进行了数值模拟,得到了与 AIRS 观测一致的半圆弧状波动. 在未来的工作中,将利用数值模拟和卫星观测对典型重力波事件进行更为细致的综合分析.

此外,下一步将利用 2003—2012 年的 AIRS 观测数据得到 10 年的东亚区域夏季平流层扰动数据集,进一步分析平流层重力波的年际变化特征. 得到的平流层不同高度的扰动数据集,可用于验证大气环流模式中的重力波参数化方案,也可用于中尺度数值模式中的平流层重力波模拟结果的验证. 需要

注意的是, 鉴于每一种观测方式均具有其独特的优势和一定的局限性, 且重力波波长的覆盖范围很宽, 故一种观测手段只能得到具有特定波长范围的重力波信息. 由于 AIRS 观测的重力波具有较长的垂直波长和较短的水平波长, 以及快速的群速度和水平相速度, 而采用无线电垂直探空或卫星临边垂直廓线观测方式很难得到以上类型的重力波, 即高光谱红外垂直探测器资料在平流层重力波特征研究中具有其独特性. 目前与 AIRS 同类的高光谱探测器还有装载于 MetOp-1 卫星上的 IASI 和装载于 Soumi NPP 上的 CrIS, 这将为平流层重力波观测和研究提供丰富的数据源. 此外, 在未来的 FY 系列卫星上也将装载高光谱红外大气垂直探测器, 故该工作也预见 FY 系列卫星在平流层重力波研究和监测中的应用价值.

## References

- Alexander M J, Barnet C D. 2007. Using satellite observations to constrain parameterizations of gravity wave effects for global models. *J. Atmos. Sci.*, 64(5): 1652-1665.
- Alexander M J, Beres J H, Pfister L. 2000. Tropical stratospheric gravity wave activity and relationships to clouds. *J. Geophys. Res.*, 105(D17): 22299-22309, doi: 10.1029/2000JD900326.
- Aumann H H, Gregorich D, De Souza-Machado S M. 2006. AIRS observations of deep convective clouds. // Proc. SPIE 6301, Atmospheric and Environmental Remote Sensing Data Processing and Utilization II: Perspective on Calibration/Validation Initiatives and Strategies, 63010J. San Diego, California, USA: SPIE, doi: 10.1117/12.681201.
- Bian J C, Chen H B, Lü D R. 2005. Statistics of gravity waves in the lower stratosphere over Beijing based on high vertical resolution radiosonde. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 48(9): 1548-1558.
- Chané-Ming F, Roff G, Robert L, et al. 2002. Gravity wave characteristics over Tromelin Island during the passage of cyclone Hudah. *Geophys. Res. Lett.*, 29(6): 18-1-18-4, doi: 10.1029/2001GL013286.
- Chané-Ming F, Chen Z, Roux F. 2010. Analysis of gravity-waves produced by intense tropical cyclones. *Ann. Geophys.*, 28: 531-547.
- Chen D, Chen Z Y, Lü D R. 2013. Spatiotemporal spectrum and momentum flux of the stratospheric gravity waves generated by a typhoon. *Science China: Earth Sciences*, 56(1): 54-62, doi: 10.1007/s11430-012-4502-4.
- Chen Z Y, Lü D R. 2001. Numerical simulation on stratospheric gravity waves above mid-latitude deep convection. *Adv. Space Res.*, 27(10): 1659-1666.
- Dutta G, Kumar M C A, Kumar P V, et al. 2009. Characteristics of high-frequency gravity waves generated by tropical deep convection: Case studies. *J. Geophys. Res.*, 114(D18): D18109, doi: 10.1029/2008JD011332.
- Eyring V, Waugh D W, Bodeker G E, et al. 2007. Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century. *J. Geophys. Res.*, 112(D16): D16303, doi: 10.1029/2006JD008332.
- Fetzer E J, Gille J C. 1994. Gravity wave variance in LIMS temperatures. Part I: Variability and comparison with background winds. *J. Atmos. Sci.*, 51(17): 2461-2483.
- Fovell R, Durran D, Holton J R. 1992. Numerical simulations of convectively generated stratospheric gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, 49(16): 1427-1442.
- Fritts D C, Nastrom G D. 1992. Sources of mesoscale variability of gravity waves. Part II: Frontal, convective and jet stream excitation. *J. Atmos. Sci.*, 49(2): 111-127.
- Fritts D C, Alexander M J. 2003. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophys.*, 41(1), doi: 10.1029/2001RG000106.
- Gong J, Wu D L, Eckermann S D. 2012. Gravity wave variances and propagation derived from AIRS radiances. *Atmos. Chem. Phys.*, 12: 1701-1720.
- Grimsdell A W, Alexander M J, May P T, et al. 2010. Model study of waves generated by convection with direct validation via satellite. *J. Atmos. Sci.*, 67(5): 1617-1631.
- Heymsfield G M, Fulton R, Spinhirne J D. 1990. Aircraft overflight measurements of midwest severe storms: Implications an geosynchronous satellite interpretations. *Monthly Weather Review*, 119(2): 436-456.
- Hoffmann L, Alexander M J. 2010. Occurrence frequency of convective gravity waves during the North American thunderstorm season. *J. Geophys. Res.*, 115(D20): D20111, doi: 10.1029/2010JD014401.
- Holton J R. 1983. The influence of gravity wave breaking on the general circulation of the middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 40(10): 2497-2507.
- Hong J, Yao Z G, Han Z G, et al. 2015. Numerical simulations and AIRS observations of stratospheric gravity waves associated with Typhoon Muifa. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, in Press.
- Kim S Y, Chun H Y, Wu D L. 2009. A study on stratospheric gravity waves generated by Typhoon Ewiniar: Numerical simulations and satellite observations. *J. Geophys. Res.*, 114(D22): D22104, doi: 10.1029/2009JD011971.
- Kuester M A, Alexander M J, Ray E A. 2008. A model study of gravity waves over Hurricane Humberto (2001). *J. Atmos. Sci.*, 65(10): 3231-3246, doi: 10.1175/2008JAS2372.1.
- Lane T P, Sharman R D, Clark T L, et al. 2003. An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection. *J. Atmos. Sci.*, 60(10): 1297-1321.
- Larsen M F, Swartz W E, Woodman R F. 1982. Gravity-wave generation by thunderstorms observed with a vertically-pointing 430 MHz radar. *Geophys. Res. Lett.*, 9(5): 571-574, doi: 10.1029/GL009i005p00571.

- Li J, Li J L, Weize E, et al. 2007. Physical retrieval of surface emissivity spectrum from hyperspectral infrared radiances. *Geophys. Res. Lett.*, 34(16): L16812, doi: 10.1029/2007GL030543.
- Limpasuvan V, Wu D L, Alexander M J, et al. 2007. Stratospheric gravity wave simulation over Greenland during 24 January 2005. *J. Geophys. Res.*, 112(D10): D10115, doi: 10.1029/2006JD007823.
- Lü D R, Bian J C, Chen H B, et al. 2009. Frontiers and significance of research on stratospheric processes. *Advances in Earth Science* (in Chinese), 24(3): 221-228.
- Nastrom G D, Fritts D C. 1992. Sources of mesoscale variability of gravity waves. Part I: Topographic excitation. *J. Atmos. Sci.*, 49(2): 101-110.
- Pfister L, Scott S, Loewenstein M, et al. 1993. Mesoscale disturbances in the tropical stratosphere excited by convection: Observations and effects on the stratospheric momentum budget. *J. Atmos. Sci.*, 50(8): 1058-1075.
- Sato K. 1993. Small-scale wind disturbances observed by the MU radar during the passage of Typhoon Kelly. *J. Atmos. Sci.*, 50(4): 518-537.
- Susskind J, Barnett C D, Blaisdell J M. 2003. Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AMSU/HSB data in the presence of clouds. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41(2): 390-409.
- Tsuda T, Nishida M, Rocken C, et al. 2000. A global morphology of gravity wave activity in the stratosphere revealed by the GPS occultation data (GPS/MET). *J. Geophys. Res.*, 105(D6): 7257-7273.
- Wang X L, Chen Z Y, Lü D R, et al. 2006. Characteristics of the equatorial lower stratospheric gravity waves. *Progress in Natural Science* (in Chinese), 16(12): 1583-1590.
- Wu D L, Waters J W. 1996. Satellite observations of atmospheric variances: A possible indication of gravity waves. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 3631-3634.
- Wu D L, Zhang F Q. 2004. A study of mesoscale gravity waves over the North Atlantic with satellite observations and a mesoscale model. *J. Geophys. Res.*, 109(D22): D22104, doi: 10.1029/2004JD005090.
- Wu D L, Preusse P, Eckermann S D, et al. 2006. Remote sounding of atmospheric gravity waves with satellite limb and nadir techniques. *Adv. Space Res.*, 37(12): 2269-2277.
- Wu D L, Eckermann S D. 2008. Global gravity wave variances from Aura MLS: characteristics and interpretation. *J. Atmos. Sci.*, 65(12): 3695-3718.
- Yao Z G, Li J, Han H J, et al. 2012. Asian dust height and infrared optical depth retrievals over land from hyperspectral longwave infrared radiances. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 117(D19): D19202, doi: 10.1029/2012JD017799.
- Yao Z G, Li J, Weisz E, et al. 2013. Evaluation of single field-of-view cloud top height retrievals from hyperspectral infrared sounder radiances with CloudSat and CALIPSO measurements. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118(16): 9182-9190, doi: 10.1002/jgrd.50681.
- Zheng Y G, Chen J, Zhu P J. 2008. MCS and its diurnal variation over China and its vicinity during Summer. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 53(4): 471-481.

## 附中文参考文献

- 卞建春, 陈洪滨, 吕达仁. 2004. 用垂直高分辨率探空资料分析北京上空下平流层重力波的统计特性. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 34(8): 748-756.
- 陈丹, 陈泽宇, 吕达仁. 2013. 台风重力波的谱结构和动量通量特征分析. *中国科学: 地球科学*, 43(5): 874-882.
- 洪军, 姚志刚, 韩志刚等. 2015. 台风“梅花”诱发平流层重力波的数值模拟与 AIRS 观测. *地球物理学报*, 待刊.
- 吕达仁, 卞建春, 陈洪滨等. 2009. 平流层大气过程研究的前沿与重要性. *地球科学进展*, 24(3): 221-228.
- 王雪莲, 陈泽宇, 吕达仁等. 2006. 热带地区下平流层重力波的季节和年际变化特征. *自然科学进展*, 16(12): 1583-1590.
- 郑永光, 陈炯, 朱佩君. 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征. *科学通报*, 53(4): 471-481.

(本文编辑 何燕)