中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 5 期: 874 ~ 882
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

台风重力波的谱结构和动量通量特征分析

陈丹[①②], 陈泽宇[①*], 吕达仁[①]

① 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测重点实验室, 北京 100029;
② 中国科学院大学, 北京 100049
* 联系人, E-mail: z.chen@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2012-04-12; 接受日期: 2012-08-02; 网络版发表日期: 2013-04-19
中国科学院重点部署项目(编号: KZZD-EW-01-1)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB428603)和国家自然科学基金面上项目(批准号: 40875017)资助

摘要 利用中尺度预报模式 WRF 针对 2005 年台风"麦莎"开展的数值模拟结果显示, 在台风活动期间, 其上空以台风为中心的区域中, 持续地出现了显著平流层重力波. 在此基础上, 本文利用该数值模拟的数据进一步对台风诱发的平流层重力波进行谱结构分析和动量通量估计. 结果显示: 重力波谱结构呈明显的单峰窄谱结构, 主要的波动具有 1000 km 左右的水平尺度、12~18 h 的时间尺度、垂直波长大约为 7~9 km. 这种单峰窄谱的谱结构与以往已研究的孤立对流单体等深对流系统所诱发的重力波谱结构特征并不相同. 另外, 功率谱和动量通量谱分量集中分布在水平波数大于零的部分(k_h>0), 这种不对称的分布反映了重力波的传播受平均流调控, 逆背景流传播. 分析结果还表明, 与台风相关的平流层重力波具有相当大的动量通量, 在 20 km 高度位置上估计得到的净纬向动量通量为 0.7845×10^{-3} Pa, 该值约为驱动 QBO 现象所需的波动动量通量的 26%.

关键词
平流层重力波
台风
三维谱
功率谱密度
动量通量

对流层大气中的对流系统是诱发平流层重力波的一类重要源, 其诱发的重力波在上传过程中形成作用在中层大气背景流中的动力强迫[1]. 在各种对流系统中, 台风(热带气旋)是其中重要的一类. 在过去 20 年中, 通过各种观测手段得到的数据分析认识到在台风的对流主体上空存在多种尺度的重力波[2~7]. 一些研究人员还认为这些波能是导致电离层扰动的原因[8~10]. 利用 MU 雷达的数据, Sato[2]首次揭示了当台风还远离地基测站时, 在下平流层高度就存在与台风相伴的重力波, 其水平尺度可达千公里. 利用在热带印度洋 Tromelin 岛屿附近的高分辨探空试验数据, Chane-Ming 等[4]分析发现在热带气旋过境的过程中, 下平流层中也存在类似水平尺度的重力波活动; 近来, Chane-Ming 等[5]利用高分辨率探空数据进一步针对两次分别发生在热带印度洋和西北太平洋中的热带气旋过程开展分析, 同样揭示了这类千公里尺度的重力波的存在.

详细了解台风的波动时空结构对于提高全球大气环流模式(GCMs)中与对流系统相关的重力波参数化方案有着重要的参考作用. 因此, 近几年来, 有学者利用中尺度模式开展数值模拟来研究台风重力波问题[11~15]. 目前, 利用中尺度模式开展的已有研究结果只集中在对台风中的对流单体所诱发的中小尺度(十到几百公里)波动的描述方面. 另外, 其结果显

中文引用格式: 陈丹, 陈泽宇, 吕达仁. 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, 2013, 43: 874–882
英文引用格式: Chen D, Chen Z Y, LÜ D R. Spatiotemporal spectrum and momentum flux of the stratospheric gravity waves generated by a typhoon. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 54–62, doi: 10.1007/s11430-012-4502-4

示波动在形态方面也与过去针对飑线或孤立对流单体过程开展研究的结果相似, 即波动形态大多呈二维结构. 而对于与台风相关的这类中小尺度波动的诱发机制是可以用已认识的“机械振荡器效应”[16]、“障碍物效应”[17]和“热力响应”[18,19]三种主要的与对流系统相关的重力波诱发机制来解释的. 用“热力响应”机制还可以解释与飑线或孤立对流单体等对流系统相关的重力波的时空(ω–k_h)谱结构[20~22], 该机制认为平流层中重力波的垂直尺度由对流层中对流系统的热强迫厚度控制.

在已完成的工作中, 我们利用中尺度模式 WRF 针对 2005 年台风“麦莎”开展了数值模拟[23], 其结果显示, 伴随台风向西北方向移动, 在其上空以台风为中心的区域中, 持续地出现显著平流层重力波, 这些波动呈特殊的弧状形态(如图 1 中的阴影区域所示), 且清晰的波阵面出现在距台风中心 1000 km 以外的区域. 该结果已在表观现象方面对台风“麦莎”诱发的平流层重力波有了较详细的认识. 但如要得到更为准确的波动时空尺度以及波动动量通量等特征, 则需要进一步对波动进行谱分析. 目前对台风这类对流系统诱发的平流层重力波谱结构的认识还相对缺乏. 因此, 本文将利用台风“麦莎”数值模拟输出的数据进一步详细定量分析台风诱发的平流层重力波的谱结构, 同时对与这些波动相关的动量通量进行了估计.

1　数据和方法

1.1　数据简介

本文所使用的数据为利用中尺度模式 WRF 对 2005 年台风“麦莎”开展的数值模拟结果. 该数值模拟[23]将水平区域设置在 5°~35°N, 115°~140°E 的范围中(图 1), 分辨率为 27 km; 垂直方向模式顶设在 10 hPa, 分辨率为 300 m. 参考通常用于台风模拟的方案, 该数值模拟得到的结果再现了台风“麦莎”的各典型特征, 与实况有很好的一致性.

在本工作中将利用该模式结果输出的垂直速度、水平风速等基本数据, 该数据时间长度为 192 h, 即 7 月 30 日 00 时至 8 月 7 日 00 时(覆盖台风的整个生命史), 时间分辨率为 1 h. 利用垂直速度数据进行分析可得到波动的时空谱结构; 利用水平风速数据可得到与波动相关的动量通量特征. 在本分析中, 考虑到波动明显发生的区域和持续时段, 水平范围的数据选取 14°~32°N, 117°~135°E 区域(即图 1 中绿色

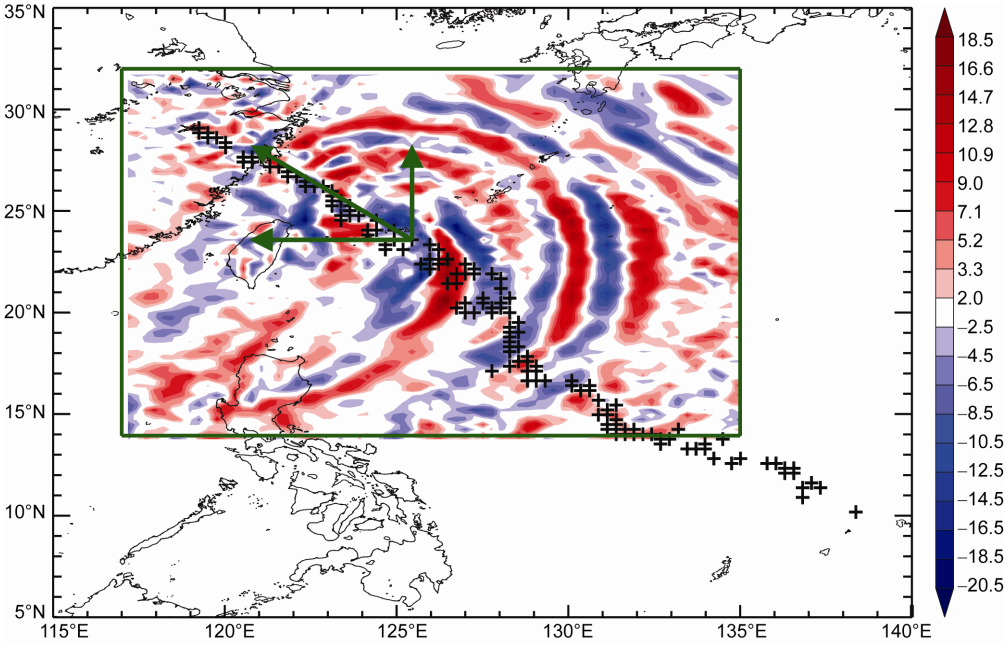

图 1　台风“麦莎”模拟区域、谱分析区域(绿色矩形)、模拟路径(“+”标示)以及第 144 h 垂直速度扰动场(阴影区域, 单位: cm s^{-1})示意图

矩形范围); 时间范围选取第 138~174 h 时间段(共 37 h, 即图 1 中绿色箭头所起止的位置). 对模式输出的这些水平范围和时间窗口的数据开展三维谱分析工作, 就可以得到有关于水平波数和频率的波动三维参数(k, l, ω).

从图 1 的路径可看到台风自东南向西北方向移动, 且平流层的重力波与台风之间存在紧密的联系, 因此在本文的谱分析工作中, 将波动与其源联系起来, 放在一个相对于台风移动的参考系中去估计波动的时空谱. 图 1 中的绿色箭头标示给出了估计的台风在模拟的第 138~174 h 时段内的移动方向和平均移速. 如图中所标示, 台风在这段时间内的纬向平均移速(u_{TC})为–9 km h^{-1}, 经向平均移速(v_{TC})为 10.8 km h^{-1}.

1.2 台风重力波典型特征结构提取方案

针对图 1 及已有的分析工作中[23]台风重力波所呈现出的特殊弧状波阵面结构, 我们在谱分析工作前需要将这种典型的特征结构提取出来. 在本工作中, 采用扩展经验正交函数(Extend Empirical Orthogonal Function, EEOF)分析方法[24]来提取台风重力波的典型特征结构. 作为对经验正交函数(EOF)分析方法[25~28]的扩展, EEOF 分析方法在构造协方差矩阵的过程中引入了位于不同时刻的要素场之间在时间上的自相关及交叉相关信息, 这样通过 EEOF 分析得到的典型特征场(经验正交函数向量)将是具有时间相干性的典型场[29~33]. 在当前分析中, 考虑到台风重力波在垂直方向传播, 这样某一时刻的波动的典型空间结构必然体现在位于不同高度的变量场之间的相干性分析结果中; 因此, 我们将对模式输出的变量场在垂直方向上开展 EEOF 分析.

我们在网络版附录 A(http://earth.scichina.com)中对有关的EEOF分析做了说明. 在原理上, EEOF分析的目的是将原始矩阵 X 表达为 V 和 Z 两部分, 具体形式如(A2)式所示; V 是代表要素场典型特征的特征向量场, Z 是与之对应的权重系数. 在得到 V 和 Z 集合后, 利用(A2)式可以重建原始矩阵 X. 开展 EEOF 分析的目的在于找到对重建 X 起关键作用的向量组, 从而发现要素场中的典型结构, 而使用这些被选取的关键向量组重建要素场还可以起到滤波的作用.

分析工作在图 1 所示的水平区域(绿色矩形区域)中进行, 其中共包含 5538 个水平格点(m=5538). 综合考虑平流层重力波发生的高度和模式的垂直范围, 垂直方向选择有效分析范围为 17.9~26.9 km, 其中共包含 31 层(n=31). 在每一时刻, 将每一层水平格点上的某个要素场(例如垂直速度扰动场 w')表达成向量的形式, 然后按照网络版附录 A(http://earth.scichina.com)中所介绍的方法来构造 EEOF 分析矩阵 X, 见(A1)式.

图 2 给出了 t=144 h 时刻, 上述区域中垂直速度扰动场 w'经过 EEOF 分析后得到的结果. 图 2(a)和(b)分别给出了第一和第二特征向量场的水平结构. EEOF 分析结果表明这些向量对于总方差的贡献超过了 80%, 例如第一特征向量的解释方差为 47.5%, 而第二特征向量的解释方差为 38%. 图 2 还显示这两个

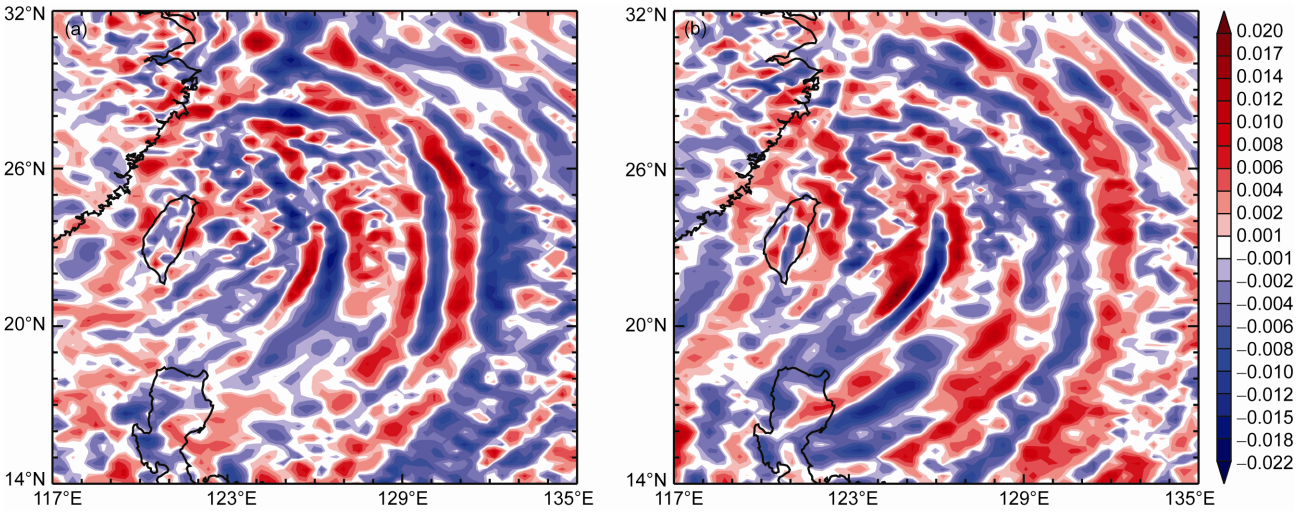

图 2 第 144 h 的第一(a)和第二(b)特征向量场所反映的典型空间特征结构

最重要的特征向量都表现出与台风重力波一致的弧状弯曲波阵面形态(图 1 以及文献[23]), 这些表明这两个特征向量是构成该时刻台风重力波典型结构的关键向量.

1.3　三维谱分析方案

为了获得台风重力波的时空谱结构, 谱分析工作采用三维 FFT 方法. 连续 37 h 的数据将作为谱分析的时间窗口. 按照 1.2 节中介绍的 EEOF 分析方案, 将波动明显发生的连续 37 h(第 138~174 h)中每个时刻的 $w'(x, y, z)$场依次做 EEOF 分析, 获得每个时刻的特征向量场. 根据网络版附录 A 中的(A2)式(http://earth.scichina.com), 选取第一和第二特征向量场线性拟合重构出每个时刻的 $w'(x, y, z)$场. 如图 2 中所显示的, 这时利用前两个主要的特征向量场重构出来的 $w'(x, y, z)$场保留了台风重力波的典型特征结构. 将每个时刻重构出来的 $w'(x, y, z)$场连接起来, 将构成连续 37 h 有关于台风重力波的 $w'(x, y, z)$场, 这时的 $w'(x, y, z, t)$场将作为 FFT[34]的分析场. 对于某个固定的高度 z, 某变量的三维谱 $F_\psi(k, l, \omega)$将是水平波数和频率((k, l, ω))的函数. 基于这种三维谱分析, 我们将获得功率谱密度及动量通量谱.

变量 $\psi(x, y, z, t)$在某高度 z 处的功率谱密度基于变量的三维 FFT 谱 $F_\psi(k, l, \omega)$, 可表示为

$$\mathrm{PSD}_\psi(k,l,\omega,z) = F_\psi(k,l,\omega)F_\psi^*(k,l,\omega), \tag{1}$$

其中, $F_\psi^*(k, l, \omega)$为 F 的共轭复数.

对于动量通量的谱分析方案也选取同样的时间窗口和区域范围, 采取同样的方法对 $u'(x, y, z)$和 $v'(x, y, z)$要素场做 EEOF 分析, 将重构后的 $u'(x, y, z, t)$和 $v'(x, y, z, t)$场作为动量通量谱分析的分析场.

动量通量(Momentum Flux, MF)的计算定义为

$$\mathrm{MF} = (\mathrm{MF}_x, \mathrm{MF}_y) = (\rho\overline{u'w'}, \rho\overline{v'w'}), \tag{2}$$

其中, MF_x 为纬向动量通量, MF_y 为经向动量通量. u', v'和 w' 分别代表纬向、经向和垂直方向的扰动风场.

某高度 z 处的动量通量谱计算参考 Beres 等[22]中的计算公式:

$$\mathrm{MF}_x(k,l,\omega,z) = \rho(z)\,\mathrm{Re}\{F_u(k,l,\omega)F_w^*(k,l,\omega)\}, \tag{3}$$

$$\mathrm{MF}_y(k,l,\omega,z) = \rho(z)\,\mathrm{Re}\{F_v(k,l,\omega)F_w^*(k,l,\omega)\}, \tag{4}$$

其中, $\mathrm{MF}_x(k, l, \omega, z)$和 $\mathrm{MF}_y(k, l, \omega, z)$分别为纬向、经向动量通量谱.

为了更方便的表示三维谱结果, 这里将波数(k, l)的卡笛儿坐标转换成方位角坐标(k_h, α), 其中

$$k_h^2 = k^2 + l^2, \quad \alpha = \arctan(l/k). \tag{5}$$

如图 3 所示, α表示从正的 k 方向开始逆时针旋转的角度(例如, 正方向为从正东方向开始逆时针旋转), k_h 表示为指向 α方向的水平波数. 谱分析的结果将给出根据位于不同α位置的一系列 $S(k_h, \omega)$剖面, 每个 S 剖面的 k_h 正值部分表示谱分量沿α方向传播, 而 k_h 负值部分表示沿α+180°方向传播.

2　谱分析结果

2.1　台风重力波的特征谱结构

依照 1.3 节中介绍的三维谱分析方案, 图 4 给出了对 20 km 高度处的 $w'(x, y, z, t)$ 场进行功率谱分析的结果. 给出其中的沿 4 个不同方向的 S 剖面(如图 3 所示)的功率谱密度, 分别为 α=90°(正北方向)、α=45°(东北方向)、α=0°(正东方向)、α=−45°(东南方向), 分别记为 $S(90)$, $S(45)$, $S(0)$和 $S(-45)$.

如前面 1.1 节所说明的, 把波动与其激发源联系起来, 放在一个相对于台风移动的参考系中去估计波动的时空谱更好些. 这样, 图 3 示例的谱坐标(k, l, ω) 转换成一个新的谱坐标 $(k, l, \hat{\omega})$. 水平波数没有改变, 根据公式(6), 频率ω转换成 $\hat{\omega}$, 该频率考虑了由台风移动所造成的多普勒效应.

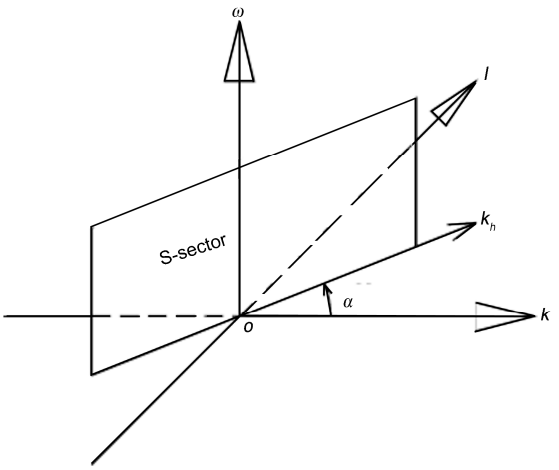

图 3　(k_h, α)坐标示意图

k, l, ω分别为惯例的纬向波数、经向波数、频率. 当 S-sector 位于α位置时, k_h 正值部分指向α方向, 而 k_h 负值部分指向α+180°方向, ω 轴没有变化

$$\hat{\omega} = \omega - ku_{TC} - lv_{TC}, \tag{6}$$

其中, (u_{TC}, v_{TC})为台风在第 138~174 h 时段内的平均移速(如图 1 中绿色箭头所标示). 根据 FFT 关于坐标转化的基本性质, 变换后的谱等同于在一个以(u_{TC}, v_{TC})速度移动的坐标框架中得到的谱.

从图 4 中 4 个剖面结果可以看出, 谱结构呈突出的单峰窄谱结构, 即谱分量突出表现为一个中心, 该中心位于水平波长 1000 km 左右、周期 12~18 h 处. 这种千公里水平尺度的波动与过去利用热带气旋重力波观测数据[2,4,5]所分析的相当一致. 此外, 从图 4 可见, 谱分量大值区主要集中在 S(45), S(0)和 S(–45)这三个剖面的 k_h>0 部分, 而在 k_h<0 部分功率密度值很小或几乎近于零, 这种不对称的谱分布表明了平流层重力波主要是向偏东方向传播的, 这与我们已完成的工作中看到的明显的波动主要集中在台风的东部和波动逆背景流传播是一致的[23]. 同时, 功率密度大值区集中在 S(45), S(0)和 S(–45)剖面的 k_h>0 部分也从一定程度上表明了波阵面是呈弯曲弧状分布的, 这与图 1 中阴影区域显示的波阵面形态是一致的.

根据重力波的色散关系(7)式, 我们可以估计出波动的垂直波长:

$$\hat{\omega}_i^2 = \frac{N^2(k^2+l^2)+f^2m^2}{k^2+l^2+m^2} = (\omega - k\overline{u} - l\overline{v})^2, \tag{7}$$

其中, $\hat{\omega}_i$ 为固有频率, ω为相对地面参考系中的频率,

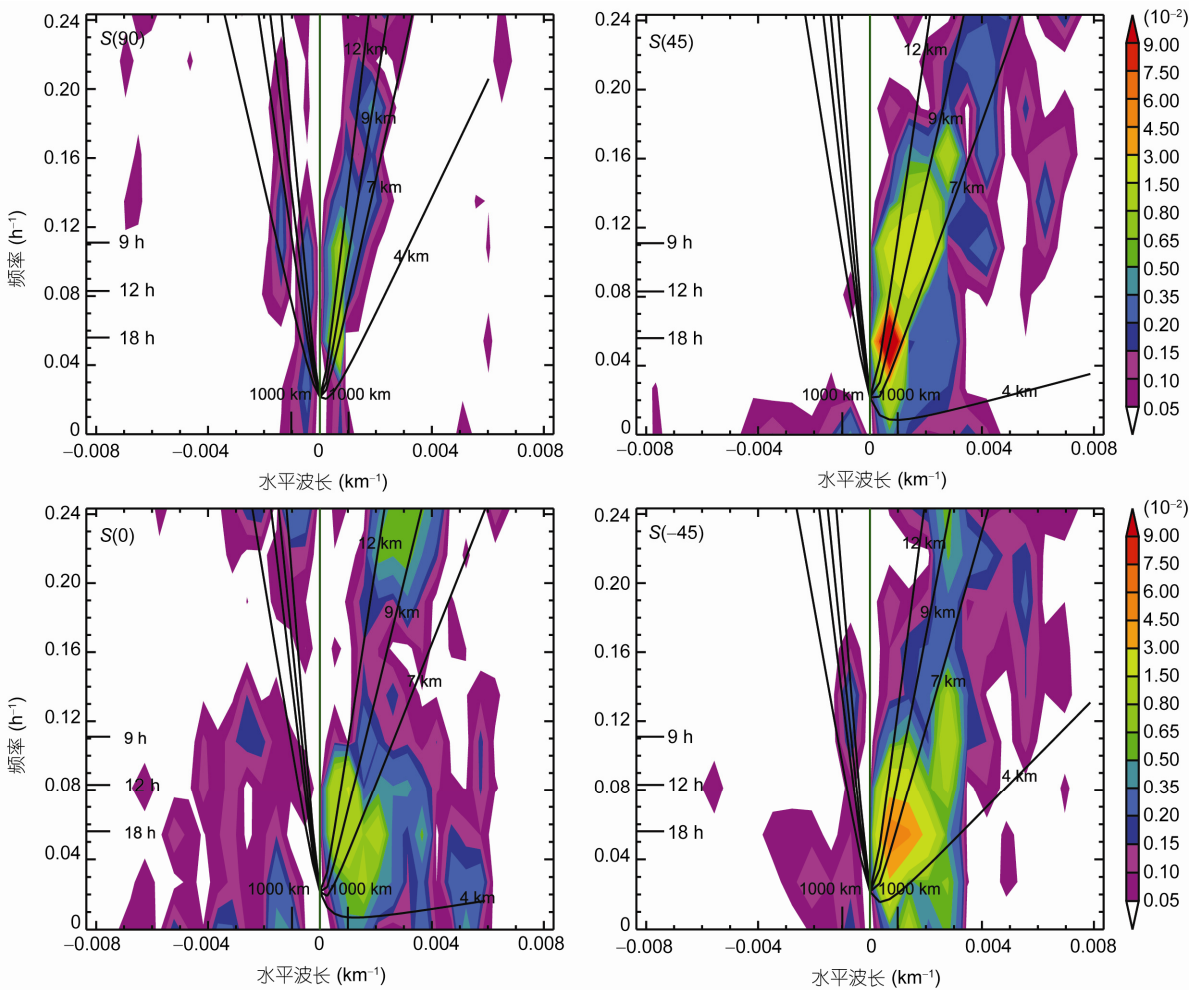

图 4　沿着 4 个不同方向的 S 剖面的 20 km 高度处 w'场的功率谱密度(单位: cm^2 s^{-2})

纵坐标为相对于台风移动速度的频率 $\hat{\omega}$, 叠加的黑色实线为等垂直波长线

N 为 Brunt-Vaisala 频率，$\bar{u}$ 和 $\bar{v}$ 分别为 138~174 h 时段内水平平均风速(20 km 高度处纬向平均风速为 −16.5 m s^{-1}，经向平均风速为−1.9 m s^{-1})，f 为科式参数.

通过(6)式和(7)式可以建立如下 $\hat{\omega} \sim k_h$ 的关系式:

$$\frac{N^2(k^2+l^2)+f^2m^2}{k^2+l^2+m^2}=[\hat{\omega}-k(\bar{u}-u_{\mathrm{TC}})-l(\bar{v}-v_{\mathrm{TC}})]^2. \quad (8)$$

通过(8)式可以得到 $\hat{\omega} \sim k_h$ 关系曲线，从图 4 中叠加的等垂直波长线(等 m 线，黑色实线)可以看到，通过(8)式估计出的波动垂直波长大约为 7~9 km.

需要指出的是，这里看到的与台风相关的重力波谱结构与以往那些飑线或孤立对流单体等对流系统所诱发的重力波谱结构明显不同. 这里看到的台风重力波谱结构呈单峰窄谱结构，且集中在相当窄的 k_h 范围内. Alexander 等[20]和 Beres 等[22]分析的飑线系统、Piani 等[21]分析的对流单体所诱发的重力波功率谱结构显示，其谱大值区分为多个中心，呈“叶瓣状”沿着某条等垂直波长线分布，并跨越相当大范围的 ω 和 k_h，而这样的谱结构可以通过已认识的与对流活动相关的重力波的“热力响应”诱发机制去解释.

2.2　动量通量估计

本文进一步分析了与台风重力波相关的动量通量特征. 动量通量谱的分析同样依据 1.3 小节中的分析方案，动量通量定义以及谱的计算参照(2)~(4)式.

图 5 和图 6 分别给出了 20 km 高度处 4 个不同方向(S(90), S(45), S(0)和 S(−45))的 S 剖面纬向动量通量

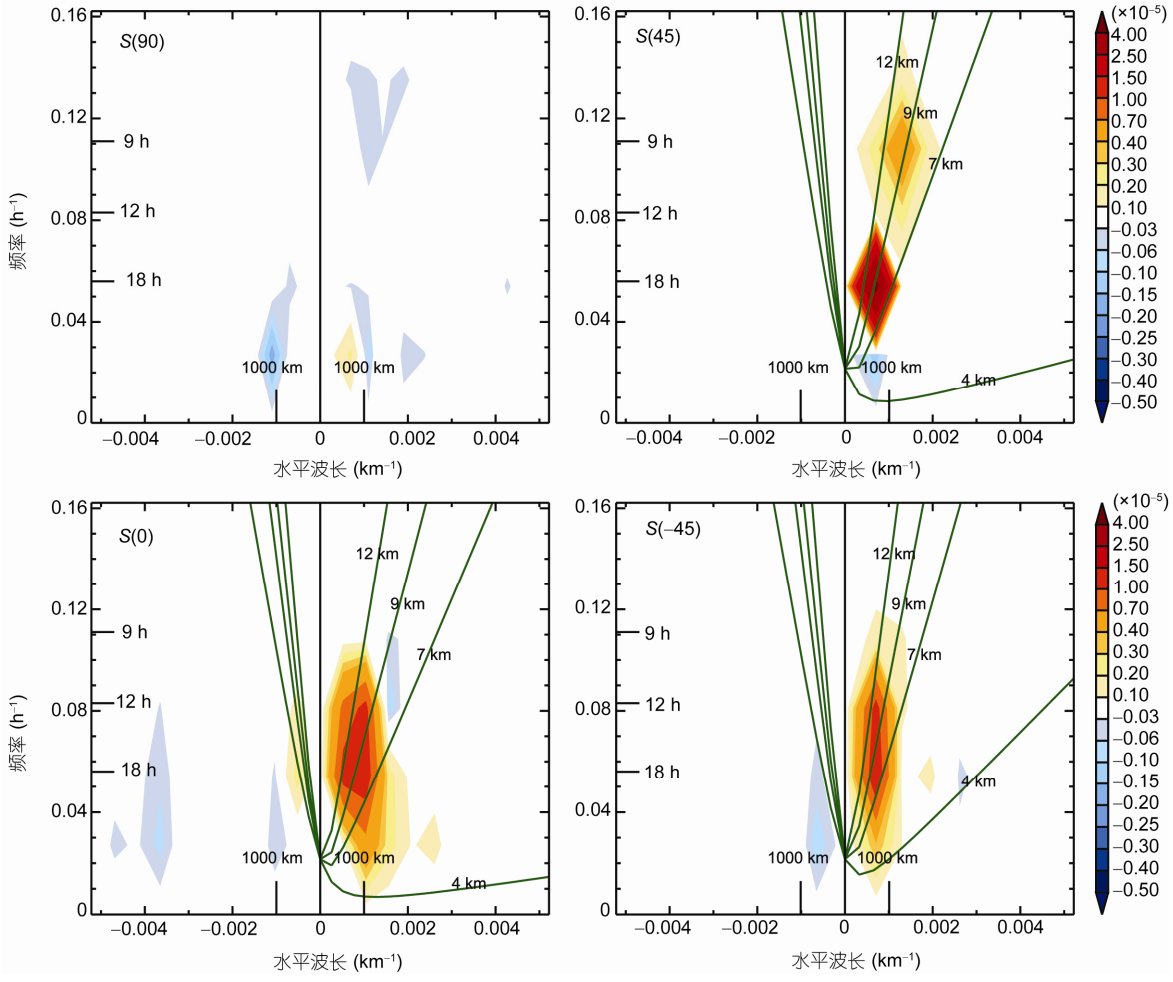

图 5　20 km 高度处纬向动量通量的 4 个谱剖面(单位: Pa)

纵坐标为相对于台风移动速度的频率 $\hat{\omega}$，叠加的绿色实线为等垂直波长线

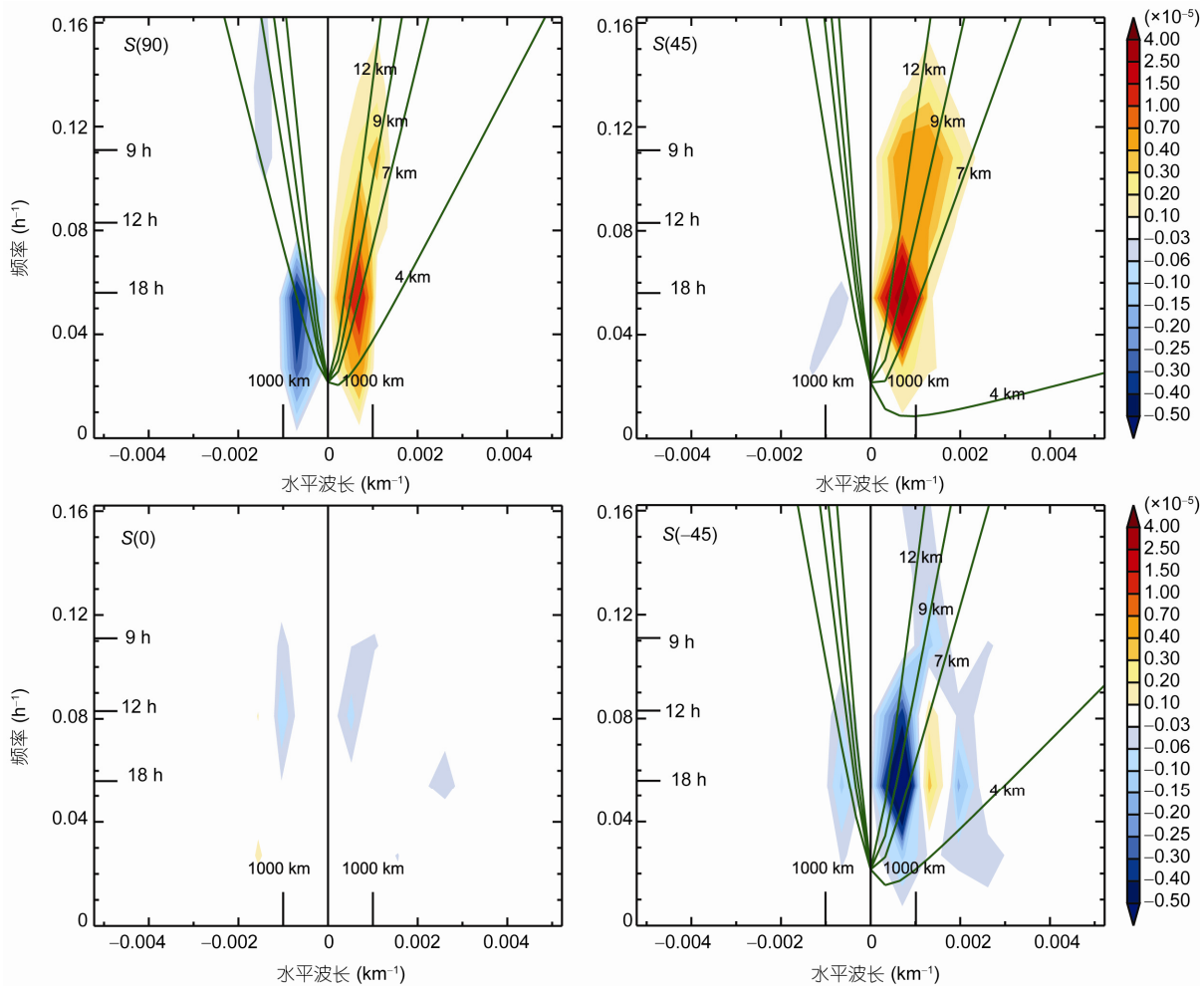

图 6　20 km 高度处经向动量通量的 4 个谱剖面(单位: Pa)

纵坐标为相对于台风移动速度的频率 $\hat{\omega}$，叠加的绿色实线为等垂直波长线

谱和经向动量通量谱. 可以看到, 动量通量谱结构同样表现为突出的单峰窄谱结构, 谱分量中心位于水平波长 1000 km 左右、周期 12~18 h 处. 另外根据前面(8)式叠加上的等垂直波长线(绿色实线)同样显示了波动垂直波长大约为 7~9 km.

根据重力波理论, 对于能量上传的波动, 在纬向动量通量中, 正的通量值代表波动东传, 负的通量值代表波动西传; 在经向动量通量中, 正的通量值代表波动北传, 负的通量值代表波动南传[22], 这种关系分别在图 5 和图 6 中可以很清楚地看到.

图 5 中, 由于是纬向动量通量, 所以其值在图 5 的 $S(90)$剖面上的分量很小; 而图 6 中, 由于是经向动量通量, 因此在 $S(0)$剖面通量值很小. 图 5 中, 在其他 3 个角度上, 正的通量值集中在 $k_h>0$ 的部分, 这表示主要为向偏东方向传播的波动, 而在 $k_h<0$ 部分, 负的通量值很小几乎没有, 这种正负动量通量谱不对称的分布同图 4 的功率谱分布一样, 反映了重力波的传播受平均流的调控.

图 5 和图 6 给出的是 4 个方向剖面的动量通量谱估计, 本文进一步估计了在 20 km 高度处波动的整个三维动量通量值. 从表 1 可以看到, 20 km 高度处波动产生的正的纬向和经向动量通量值约 1.0×10^{-3} Pa. 对于净的动量通量而言, 净纬向动量通量为 0.7845×10^{-3} Pa, 此值约为驱动出 QBO 现象所需的波动动量通量值的 26%[35].

表 1 20 km 高度处波动三维动量通量 a)

高度	纬向动量通量(10^{-3} Pa)			经向动量通量(10^{-3} Pa)		
20 km	Σ+(0.7845)	Σ+(0.9945)	Σ–(0.21)	Σ(0.47)	Σ+(1.026)	Σ–(0.556)

a) Σ表示净通量值, Σ+表示正的通量值, Σ–表示负的通量值

3 讨论与结论

本文利用中尺度模式 WRF-ARW 对 2005 年台风“麦莎”的数值模拟数据, 对其诱发的平流层重力波波谱结构和动量通量进行了提取与分析研究. 在提取台风重力波典型特征结构方面, 采取扩展经验正交函数(EEOF)分析方法, 结果显示通过 EEOF 分析方法得到的第一、第二特征向量场(该两特征向量已能解释总方差的 85%)表征出典型的重力波特征模态. 进一步利用 FFT 分析方法对典型波动进行谱分析, 分析结果显示: 重力波谱结构呈突出的单峰窄谱结构, 主要的 TC-GWs(热带气旋-平流层重力波)具有 1000 km 左右的水平尺度、12~18 h 的时间尺度、垂直波长大约为 7~9 km. 这种单峰窄谱的谱结构和已有揭示的与飑线和孤立对流单体相关的重力波谱结构明显不同, 这说明这类台风重力波的诱发机制已不能用已有认识的机制来解释, 对这类重力波的诱发机制是一个有待深入研究的问题. 另外, 本文所研究的台风“麦莎”是水平尺度较大的台风, 对于热带气旋诱发的平流层重力波特征以及其诱发机制的认识, 还需在今后的工作中对具有不同水平尺度的多个热带气旋个例进行分析研究, 从而获得全面认识.

分析结果还显示, 不对称的功率谱和动量通量谱分布反映了重力波的传播特征, 在平流层中 TC-GWs 的传播受平均流调控, 主要逆着背景流传播. 分析结果还表明与台风相关的平流层重力波具有显著的动量通量, 在 20 km 高度处波动产生的净纬向动量通量为 0.7845×10^{-3} Pa, 净经向动量通量为 0.47×10^{-3} Pa. 过去的研究揭示, 热带地区与深对流系统相关的重力波产生的动量通量对驱动 QBO 现象至关重要[35,36]. 热带气旋在三大洋中均有出现, 以全球每年平均发生台风的个数来看, 这里所估计的动量通量量级对于驱动 QBO 现象所需的波动动量通量的贡献是值得关注的. 同时, 重力波具有的动量通量沉积在背景流中可造成对背景流的动力强迫, 使得风速的垂直切变发生变化, 这对台风的发生发展将产生影响, 对这一问题的深入认识还需进一步的研究.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 Fritts D C, Alexander M J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. Rev Geophys, 2003, 41, doi: 10.1029/2001RG000106

2 Sato K. Small-scale wind disturbances observed by the MU radar during the passage of typhoon Kelly. J Atmos Sci, 1993, 50: 518–537

3 Pfister L, Chan K R, Bui T P, et al. Gravity waves generated by a tropical cyclone during the STEP tropical field program: A case study. J Geophys Res, 1993, 98: 8611–8638

4 Chane-Ming F, Roff G, Robert L, et al. Gravity wave characteristics over Tromelin Island during the passage of cyclone Hudah. Geophys Res Lett, 2002, 29: 1-4

5 Chane-Ming F, Chen Z, Roux F. Analysis of gravity-waves produced by intense tropical cyclones. Ann Geophys, 2010, 28: 531–547

6 Dhaka S K, Takahashi M, Shibagaki Y, et al. Gravity wave generation in the lower stratosphere due to passage of the typhoon 9426 (orchid) observed by the MU radar at Shigaraki (34.85°N, 136.10°E). J Geophys Res, 2003, 108, doi: 10.1029/2003JD003489

7 Chun H Y, Goh J S, Kim Y H. Characteristics of inertio-gravity waves revealed in rawinsonde data observed in Korea during 20 August to 5 September 2002. J Geophys Res, 2007, 112: D16108

8 Bauer S J. An apparent ionospheric response to the passage of hurricanes. J Geophys Res, 1958, 63: 265–269

9 Xiao Z, Xiao S, Hao Y, et al. Morphological features of ionospheric response to typhoon. J Geophys Res, 2007, 112: A04304

10 毛田, 王劲松, 杨光林, 等. 台风“麦莎”对电离层 TEC 的影响. 科学通报, 2009, 54, 3858–3863

11 Preusse P, Ern M, Chen Z, et al. Investigation of gravity waves based on satellite measurements. AFO Newsletter, 2003, 5: 3–6
12 Preusse P, Ern M, Chen Z, et al. Analysis of stratospheric dynamics on small and intermediate scales using CRISTA data (CRISCA). AFO2000 Project 07-ATF-14, final report. 2004
13 Kim S Y, Chun H Y, Baik J J. A numerical study of gravity waves induced by convection associated with typhoon Rusa. Geophys Res Lett, 2005, 32, doi: 10.1029/2005GL024662
14 Kim S Y, Chun H Y, Wu D L. A study on stratospheric gravity waves generated by typhoon Ewiniar: Numerical simulations and satellite observations. J Geophys Res, 2009, 114, doi: 10.1029/2009JD011971
15 Kuester M A, Alexander M J, Ray E A. A model study of gravity waves over hurricane Humberto (2001). J Atmos Sci, 2008, 65: 3231–3246
16 Fovell R, Durran D, Holton J R. Numerical simulations of convectively generated stratospheric gravity waves. J Atmos Sci, 1992, 49: 1427–1442
17 Clark T L, Hauf T, Kuettner J P. Convectively forced internal gravity waves: Results from two-dimensional numerical experiments. Q J R Meteorol Soc, 1986, 112: 899–925
18 Salby M L, Garcia R R. Transient response to localized episodic heating in the tropics. Part I: Excitation and short-time near-field behavior. J Atmos Sci, 1987, 44: 458–498
19 Pandya R E, Alexander M J. Linear stratospheric gravity waves above convective thermal forcing. J Atmos Sci, 1999, 56: 2434-2446
20 Alexander M J, Holton J R, Durran D R. The gravity wave response above deep convection in a squall line simulation. J Atmos Sci, 1995, 52: 2212–2226
21 Piani C, Durran D, Alexander M J, et al. A numerical study of three-dimensional gravity wave triggered by deep tropical convection and their role in the dynamics of the QBO. J Atmos Sci, 2000, 57: 3689–3702
22 Beres H J, Alexander M J, Holton J R. Effects of tropospheric wind shear on the spectrum of convectively generated gravity waves. J Atmos Sci, 2002, 59: 1805–1824
23 陈丹, 陈泽宇, 吕达仁. 台风“麦莎”(Matsa)诱发平流层重力波的数值模拟. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 1786–1794
24 Weare B C, Nasstrom J S. Examples of extended empirical orthogonal function analyses. Mon Weather Rev, 1982, 110: 481–485
25 施能. 气象科研与预报中的多元分析方法. 第 2 版. 北京: 气象出版社. 2002. 143–157
26 靳立亚, 张邦林, 丑纪范. 北半球月平均环流异常垂直结构的综合分析. 大气科学, 1993, 17: 310–318
27 Svensson C. Empirical orthogonal function analysis of daily rainfall in the upper reaches of the Huai River Basin, China. Theor Appl Climatol, 1999, 62: 147–161
28 郑彬, 谷德军, 李春晖, 等. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水 II. 空间分布特征. 大气科学, 2007, 31: 495–504
29 Kayano M T, Kousky V E. Zonally symmetric and asymmetric features of the tropospheric Madden-Julian oscillation. J Geophys Res, 1998, 103: 13703–13712
30 Vera C S, Vigliarolo P K, Berbery E H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. Mon Weather Rev, 2002, 130: 684–699
31 Tian B, Waliser D E, Fetzer E J, et al. Vertical moist thermodynamic structure and spatial-temporal evolution of the MJO in AIRS observations. J Atmos Sci, 2006, 63: 2462–2485
32 Tian B, Waliser D E, Fetzer E J, et al. Vertical moist thermodynamic structure of the Madden-Julian oscillation in atmospheric infrared sounder retrievals: An update and a comparison to ECMWF interim re-analysis. Mon Weather Rev, 2010, 138: 4576–4582
33 陈烈庭, 宗海锋, 张庆云. 中国东部夏季风雨带季节内变异模态的研究. 大气科学, 2007, 31: 1212–1222
34 Press W H, Teukolsky S A, Vetterling W T, et al. Numerical recipes in Fortran 77: The Art of Scientific Computing. 2rd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 490
35 Dunkerton T J. The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation. J Geophys Res, 1997, 102: 26053–26076
36 Baldwin M P, Gray L J, Dunkerton T J, et al. The Quasi-biennial oscillation. Rev Geophys, 2001, 39: 179–229