中国科学: 地球科学 2016 年 第 46 卷 第 12 期: 1645 ~ 1657
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

中国地区下平流层惯性重力波参数分布特征的资料分析

白志宣[①②], 卞建春[①*], 陈洪滨[①], 陈磊[①②③]

① 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测重点实验室, 北京 100029;
② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
③ 西北核技术研究所, 乌鲁木齐 841700
* 通讯作者, E-mail: bjc@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2016-05-17; 接受日期: 2016-07-01; 网络版发表日期: 2016-10-27
国家自然科学基金项目(批准号: 41175040和91337214)资助

摘要 重力波参数特征的确定是全球大气环流模式中平流层重力波参数化的一个重要环节, 这些参数的选取需要根据观测资料来确定. 本文根据中国地区南北向8个站点(自北向南依次为嫩江、锡林浩特、北京、郑州、南阳、宜昌、怀化和南宁, 纬度范围为22°~49°N)两年多的垂直高分辨率无线电探空资料, 分析了下平流层(18~25km)惯性重力波活动的季节变化及其随纬度的分布特征. 主要结果有: (1) 与全球其他地区一样, 中国地区下平流层重力波能量具有明显的季节变化和经向分布特征: 冬季大夏季小, 且随着纬度增加而减小; 纬向和经向速度扰动大小一致, 表明重力波能量在水平方向上是各向同性的. (2) 重力波垂直波长随纬度没有明显变化, 集中在1~3km, 占所有样本的85%以上, 平均值约为2.0km; 水平波长80%以上集中在100~800km, 平均值约为450km, 有随纬度增加而降低的趋势(南北水平波长相差达40km左右), 水平波长与垂直波长之比大约为200:1, 表明下平流层重力波基本上沿水平方向传播, 垂直方向的夹角极小. (3) 固有频率和科氏参数之比有随纬度增加而减小的特征, 集中在1~2, 平均值约为1.5. (4) 重力波能量主要向上传播, 各站点重力波上传频率均在60%以上; 水平传播方向有比较显著的方向性, 主要是东西方向传播且与盛行风向有关, 但是该各向异性随着纬度的增加有所减弱.

关键词 惯性重力波, 下平流层, 能量密度, 固有频率, 传播方向

1 引言

大气重力波作为一种中小尺度波, 在大气中是普遍存在的, 并具有全球效应. 在中层大气中, 重力波的传播及其动力学效应在决定中层大气环流的基本性质方面起着重要作用(Alexander和Pfister, 1995; Alexander, 1998). 大气重力波是具有垂直传播特征的中小尺度波, 在传播过程中能够在不同高度大气之间产生能量和动量的输送, 进而实现大气层的上下耦合. 中层大气中的重力波波源主要是对流层中的一些大气过程, 如强对流天气、地形效应以及高空急流的出口区等. 在向上传播的过程中, 重力波在空气密度的降低以及

中文引用格式: 白志宣, 卞建春, 陈洪滨, 陈磊. 2016. 中国地区下平流层惯性重力波参数分布特征的资料分析. 中国科学: 地球科学, 46: 1645–1657, doi: 10.1360/N072016-00067
英文引用格式: Bai Z X, Bian J C, Chen H B, Chen L. 2016. Inertial gravity wave parameters for the lower stratosphere from radiosonde data over China. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-5067-y

© 2016 《中国科学》杂志社

波-波相互作用和波-流相互作用影响下会破碎, 伴随着波动的破碎, 其携带的动量将会对背景大气环流产生动力强迫. 另外, 在重力波的垂直传播过程中, 会通过影响物质分布进而对能量平衡产生作用(Fritts和Vincent, 1987; Fritts, 2003).

重力波气候特征研究所采用的观测资料主要有: 空间遥感、无线电探空、火箭探测、雷达探测和飞机探测. 由于重力波波源的多样性及其在传播过程中背景场垂直结构的复杂性, 大气中的重力波在时间和空间上的变化尺度非常大, 每一种观测手段只能获取重力波的部分频段特征, 而无法获取全貌(Alexander和Pfister, 1995). 就无线电探空观测方式而言, 可以获取水平波长在50至几千公里、垂直波长在10公里以内、周期大于两小时的重力惯性波信号(Alexander等, 2010).

由于无线电探空可以提供较高的垂直分辨率, 尤其是近20多年气球跟踪技术的改进, 无线电探空资料可以用于大气重力波参数的分析. 20世纪80年代, 科学家们就开始利用无线电探空资料中的温度廓线来分析重力波的谱斜率和重力波能量(VanZandt, 1982). 之后, Kitamura和Hirota(1989)和Vincent等(1997)结合温度和风速廓线分析重力波的一些重要参数. 经过不断的完善(Allen和Vincent, 1995; Vincent等, 1997; Hamilton, 1991; Eckermann, 1996; Eckermann和Preusse, 1999), 形成了一套完整的根据风和温度廓线分析重力波的方法, 其理论基础是水平风和温度变量之间的偏振关系. 这套分析方案中也存在一些不确定性, 包括背景场的多项式拟合阶数、垂直方向的滤波窗口的选择.

随着重力波分析方法的不断成熟以及探空资料的收集、整理, 这一方案逐渐被认可并普遍应用. Allen和Vincent(1995)、Vincent等(1997)首先利用澳大利亚多年探空资料研究了重力波能量和参数的气候统计特征. Wang等(2003, 2006)通过利用美国国家海洋大气管理局气候资料中心提供的4年(1998~2001)的高分辨率探空资料分析了北美地区以及一些太平洋岛屿上空下平流层重力波活动的长期特征, 发现北半球低纬度地区下平流层重力波能量密度除季节变化外还具有明显的年际变化. 在中国地区, 北京(卞建春等, 2004; 吴永富等, 2007)、武汉(Zhang和Yi, 2007; Zhang等, 2010)等站点重力波的参数特征分析已经得到一定的结果, 得到了下平流层重力波活动的经向、季节和年际变化的一些规律, 分析表明频率在f~3f的低频重力波活动强度存在季节性变化, 且能量主要向上传播.

中国地区的这些研究只是分析了单个或少数站点资料, 对中国地区重力波的空间分布特征尚未形成完整的图像. 为此, 本文将在卞建春等(2004)的工作基础上, 选取中国地区从北至南八个站点(嫩江、锡林浩特、北京、郑州、南阳、宜昌、怀化和南宁), 跨越比较大的纬度范围(从22°~49°N), 利用这些站点两年或以上无线电探空资料, 分析中国地区下平流层重力波活动特征, 从而给出这些参数随纬度的变化.

2 资料与方法

2.1 资料

本文选用的无线电探空站点有8个, 从北至南依次为: 嫩江、锡林浩特、北京、郑州、南阳、宜昌、怀化和南宁, 站点分布如表1和图1所示. 这8个站点南北跨度27个纬度, 从22°~49°N, 从北向南经度向西偏离, 经度在115°E附近. 时间跨度为2009年1月至2011年10月, 每天在北京时间的07时和19时观测; 其中宜昌站点时间跨度为2010年1月至2011年10月, 南宁站点时间跨度为2009年2月至2011年8月. 所采用仪器为GTS1型常规探空仪, 可以获得温度、气压和湿度的秒数据, 水平风向风速由L波段高空气象雷达跟踪气球位置获取. 下平流层的下边界由对流层顶高度确定, 对于所选用的8个站点, 低纬度南宁站点上空夏季对流层顶高度可达18km, 而嫩江站点夏季对流层顶高度为15km左右; 上边界由探空气球的探测高度决定, 考虑到每个站点对流层顶的最大高度值, 以及常用分析范围, 我们采用18~25km的高度范围来分析下平流层重力波的特征. 为了消除计算过程中的边界效应, 我们选取探测高度在27km以上的探测数据作为有效样本, 各站点有效样本数如表1所示.

温度、湿度和气压等变量每1~2s有一个测量值, 垂直高度由拉普拉斯压高方程来计算. 在风速的测量中, 由于L波段雷达的测角测距精度随高度升高有所降低, 为进一步规避探空仪摆动效应和雷达测量误差同时保留风层脉动, 将第n个和第n+50个方位信息计算得到的风速值作为第n+25个风速值. 气球上升速度平均为5m/s, 故温度、气压和湿度的垂直分辨率大致

表 1　8个探空站点信息及有效样本数

站点编号	站点	纬度(N)	经度(E)	有效样本数
50557	嫩江	49.10°	125.14°	1781
54102	锡林浩特	43.57°	116.07°	1982
54511	北京	39.48°	116.28°	2349
57083	郑州	34.43°	113.39°	2029
57178	南阳	33.02°	112.35°	1851
57461	宜昌	30.42°	111.18°	1336
57749	怀化	27.33°	110.00°	2017
59431	南宁	22.38°	108.13°	1933

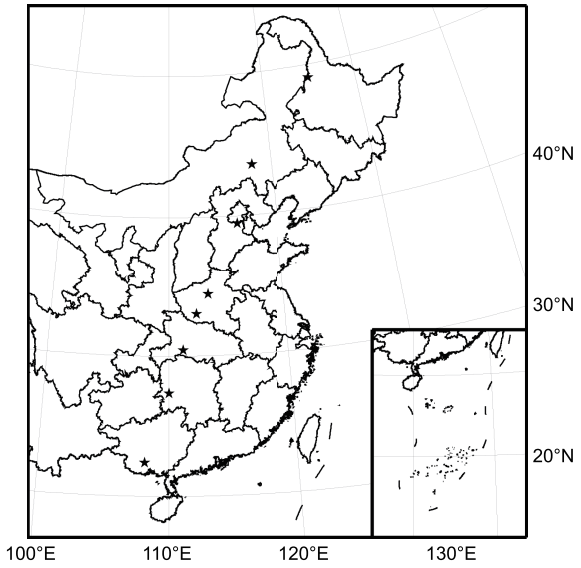


图 1　文中采用探空资料的站点分布
"★"代表站点位置

为10m, 而风速的垂直分辨率大约为300m. 对温度、气压和湿度变量进行线性插值, 对于风速采用三次样条插值, 间隔均为50m.

这里以锡林浩特站点为例, 图2给出了锡林浩特2010年1月至2011年9月纬向和经向风速分量的月平均演变图. 可见风场有明显的季节变化, 尤其是纬向风速, 其中纬向风速最大值出现在高度8~15km, 冬季可达到40m/s以上, 而夏季只有10~15m/s. 夏季东风出现在18km以上的平流层, 最大值可达10m/s以上. 而经向速度从地面至20km高度范围内基本为南风, 没有特别明显的极大值区.

2.2　研究方法

对于实时探空廓线中的经向风速u, 纬向风速v、温度T变量, 采用二阶多项式拟合来得到其背景廓线$(\bar{u},\bar{v},\bar{T})$, 背景场包含局地大尺度动力学气候特征和大尺度波动, 诸如典型季节风场、行星波和大气潮汐等. 而原廓线相对于背景廓线的偏差$(u'、v'、T')$被认为是代表了不同频段重力波的叠加. 其中背景温度廓线及其相应扰动偏差被用来建立归一化温度扰动$\widehat{T}'(z)$, 即$\widehat{T}'(z)=T'/\bar{T}$.

本文将采用卞建春等(2004)的分析步骤, 利用探空资料来计算重力波参数, 如垂直波长、固有频率、水平波长和传播方向等, 详细说明请参阅该文献, 这里仅给出简要介绍.

随着纬度的变化, 各个站点在18~25km高度范围内的空气密度也有所不同, 因此我们引入空气密度ρ来计算单位体积内的重力波能量, 重力波总能量由重力波动能和势能组成, 可由以下公式计算:

$$KE=\frac{1}{2}\rho(\overline{u'^2}+\overline{v'^2}), \tag{1}$$

$$PE=\frac{\rho g^2}{2N^2}\overline{\widehat{T}'^2}, \tag{2}$$

式中, u'、v'是水平风速扰动量, 上划线表示在18~25km范围内的平均. 由于风速的垂直分量无法观测, 且与水平运动相比要小很多, 所以式(1)中的动能计算没有考虑垂直方向风扰动量的贡献. 空气密度ρ, 可由探空资料根据状态方程计算得到, $\widehat{T}'$是归一化温度扰动变量, g表示重力加速度, N为Brunt-Vaisala频率, 可由探

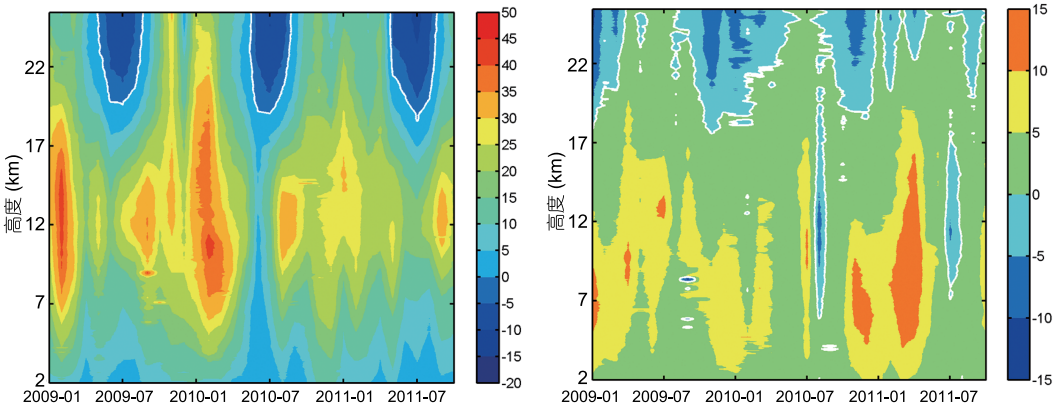


图 2　2009年1月至2011年9月锡林浩特上空月平均风速时空变化特征

(a) 纬向风, (b) 经向风. 单位为m/s, 白线为零风速线

空资料直接计算得到.

通过分析水平风速扰动u'、v'和归一化温度扰动$\widehat{T}'$廓线的垂直波数谱, 选取功率密度最大值来确定垂直波长. 利用Yule-Walker最大熵谱分析方法得到归一化温度扰动的垂直波数功率谱分布, 估计得到重力波的主要垂直波数m, 然后利用式(3), 就可以得到垂直波长λ_Z.

$$\lambda_Z = 2\pi / m. \tag{3}$$

重力波固有频率$\widehat{\omega}$由风扰动矢量端点拟合椭圆的长短轴之比计算得到. 对水平风速扰动量(u', v')进行主分量分析, 假设$A=\overline{u'^2}$, $B=\overline{v'^2}$, $C=\overline{u'v'}$, 则正定矩阵$\begin{bmatrix} A & C \\ C & B \end{bmatrix}$的两个特征值$\lambda_{1,2}=\dfrac{A+B\pm\sqrt{(A-B)^2-4C^2}}{2}$, 其中$\lambda_1\geq\lambda_2>0$, 分别为拟合椭圆的长轴和短轴半径的二次方, 相对应的特征向量所指的方向分别为椭圆长轴和短轴的方向. 由偏振关系可以得到式(4), 从而得到固有频率$\widehat{\omega}$.

$$\frac{\widehat{\omega}}{|f|} = R = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}. \tag{4}$$

已知重力波的垂直波长和固有频率, 下平流层惯性重力波水平波长可由频散关系得到, 频散关系如式(5)所示. 对于每一次观测, 依据频散关系计算水平波数k_h和水平波长$\lambda_h=2\pi/k_h$.

$$k_h^2 = \frac{(\widehat{\omega}^2 - f^2)m^2}{N^2}. \tag{5}$$

重力波的垂直传播方向可以通过水平扰动风速廓线随高度的旋转方向得到: 在北半球, 如果水平风速扰动廓线为顺时针方向旋转, 则重力波能量向上传播, 反之则向下传播. 而水平传播方向即风矢量端点拟合椭圆长轴的方向:

$$\tan\alpha = [B - A + \sqrt{(A-B)^2 + 4C^2}]/2C. \tag{6}$$

α为从x轴开始逆时针旋转至椭圆长轴方向的夹角, 表示重力波水平传播方向, 但其存在180°不确定性. 由于纬向风扰动与温度扰动之间存在$\pi/2$的相位差, 因此可以利用归一化温度扰动量的希尔伯特变换(即对归一化的温度扰动$\widehat{T}'(z)$做$\pi/2$的相位平移)与纬向风扰动乘积的符号来消除此不确定性(Vincent和Joan Alexander, 2000).

3　重力波能量密度的时空变化

重力波能量密度表征重力波活动的强弱, 以往研究发现下平流层的重力波活动存在明显的时空变化, Allen和Vincent(1995)、Vincent等(1997)利用澳大利亚18个站点的探空资料分析重力波气候特征时发现在南半球重力波活动呈现季节变化和空间变化. 另外Wang等(2003, 2005)利用美国93个站点探空资料对北美地区上空下平流层重力波特征进行了分析, 研究表明在北美地区下平流层的重力波活动具有明显的冬季强夏季弱的季节变化, 且随着纬度的增加而减弱.

我们根据上述方法分别计算了中国地区8个探空站的重力波动能和势能, 先以嫩江站点为例讨论重力波波能的季节变化. 根据波动能量的月平均可以发现, 嫩江站重力波动能和势能有明显的季节性变化, 夏季

小(动能为0.4J m^{-3}, 势能为0.2J m^{-3}), 冬季大(动能1.1J m^{-3}, 势能0.3J m^{-3})(图略). 此外, 动能和势能之比在1~5, 平均值为2.7左右, 表明扰动主要由惯性重力波组成; 各个月份经向和纬向扰动速度均方根的大小基本相同(图略), 表明下平流层重力波能量在水平方向上是各向同性的, 这也与卞建春等(2004)分析北京站的结果一致.

图3给出了中国地区月平均重力波能量密度随季节及纬度变化的分布图. 首先可以看出不管是重力波动能(图3a)还是势能(图3b)以及总能量(图3c)都有明显的季节性变化, 即冬季较大, 而夏季较小, 其中冬季(DJF)要比夏季(JJA)平均高出70%以上.

以往研究发现重力波能量密度除随季节变化外, 还随着纬度的变化而变化. 本文选取的8个站点经度差异不到17°, 可以忽略, 作为不同纬度的代表进行比较. 从图3可见, 在北半球中纬度地区, 重力波能量密度随纬度增加有逐渐减小的变化规律, 这与Wang等(2003)利用美国本土站点研究得到的结果基本一致.

4　重力波参数的时空变化

4.1　垂直波长

重力波的垂直波长可由垂直波数功率谱估计得到, 图4给出了所有站点每个月份垂直波长的箱式分布图. 这些站点垂直波长中间50%的样本都保持在1.5~3.5km的范围内, 从整体来看, 所有站点垂直波长的分布没有显著的季节变化. 每个站点年平均波长都在2.0km左右, 随着纬度没有很明显的变化趋势, 这个结果与Wang等(2003)、Vincent等(1997)分析美国、澳大利亚地区所得的结果基本一致.

4.2　固有频率

重力波固有频率ω由风扰动矢量端点拟合椭圆的长短轴之比计算得到. 由于廓线中存在的噪音影响, 需要在主成分分析之前对水平风速扰动量进行带通滤波, 根据上面垂直波长分布的分析, 我们保留波长在1~3.5km之间的波. 图5给出了各站点固有频率的箱式分布图, 可以看到固有频率与科氏参数之比中50%的样本都在1.0~2.0范围内, 各站点固有频率年平均值约为1.5f. 对于南宁站点(22.38°N), 其固有频率为1.51f, 对应的固有周期为23h左右; 而对于嫩江站点(49.10°N),

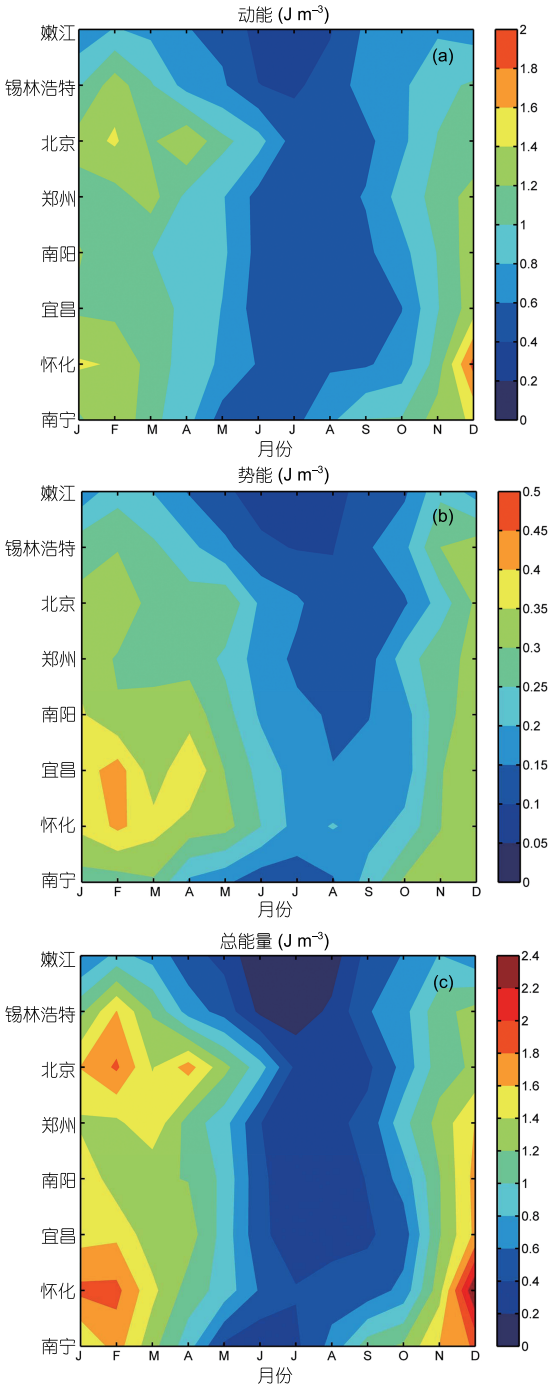


图 3　中国地区下平流层惯性重力波能量密度 随纬度、季节的分布

(a) 动能; (b) 势能; (c) 总能量

其固有频率为1.44f, 对应的固有周期约为11h左右. 计算表明, ω/f值有随着纬度增加而缓慢减小的趋势(图6), 图中斜线为线性拟合后的结果, 从20°N附近的1.55

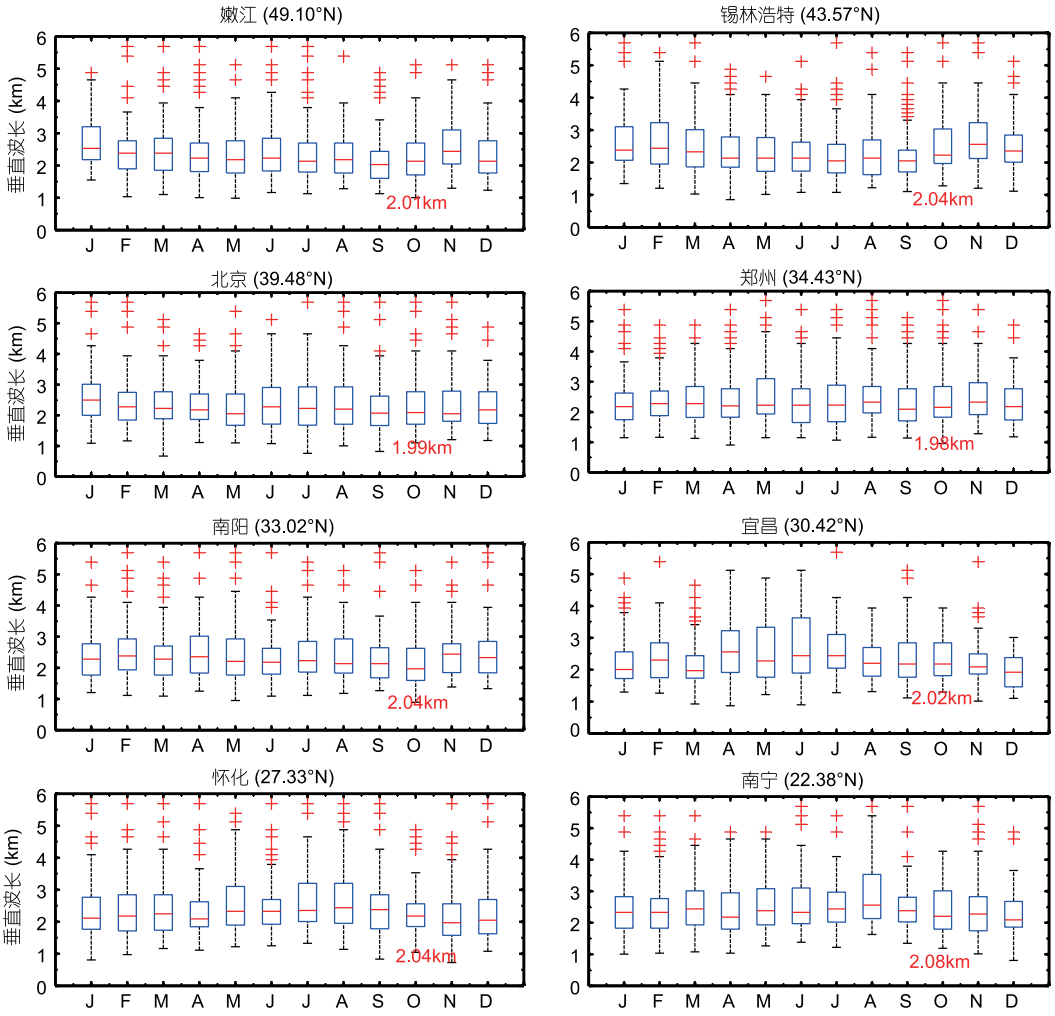


图 4　各站点重力波垂直波长箱式分布随季节变化

标注值为全年平均值

减小至50°N附近的1.44.

4.3　水平波长

水平波长根据频散关系, 通过垂直波数、固有频率、静力稳定度计算得到. 各个站点水平波长分布都主要集中在100~800km, 其箱式分布如图7所示, 与垂直波长、固有频率一样也没有明显的季节变化. 分析还表明, 重力波平均水平波长随纬度增加而缓慢较小(图8), 从22°N的约460km减小至49°N的约420km, 这主要是由于随着纬度增加, 科氏参数也随之变大, 因而水平波数也随之增加, 水平波长减小. 平均水平波长与平均垂直波长之比大致为200:1, 即在下平流层重力波基本上沿水平方向传播.

4.4　传播方向

在北半球地区, 重力波垂直传播方向可通过水平风速廓线的旋转方向来确定, 风场矢量端轨迹顺时针方向旋转代表重力波能量上传. 分析结果如图9所示, 各个站点重力波能量垂直向上传播的比例在40~90%, 且没有站点差异, 但其中月份间的变化差异相当大, 如郑州站3月的平均上传比例仅有50%, 而有的月份上传比例在80%以上. 总的来说, 上传比例随着纬度的增加而变大.

重力波的水平传播方向由风场矢量端连线拟合的偏振椭圆长短轴方向确定. 但这样得到的结果具有180°不确定性, 由于纬向风扰动与温度扰动之间存在$\pi/2$ 的相位差, 因此可以对标准化温度扰动进行希尔

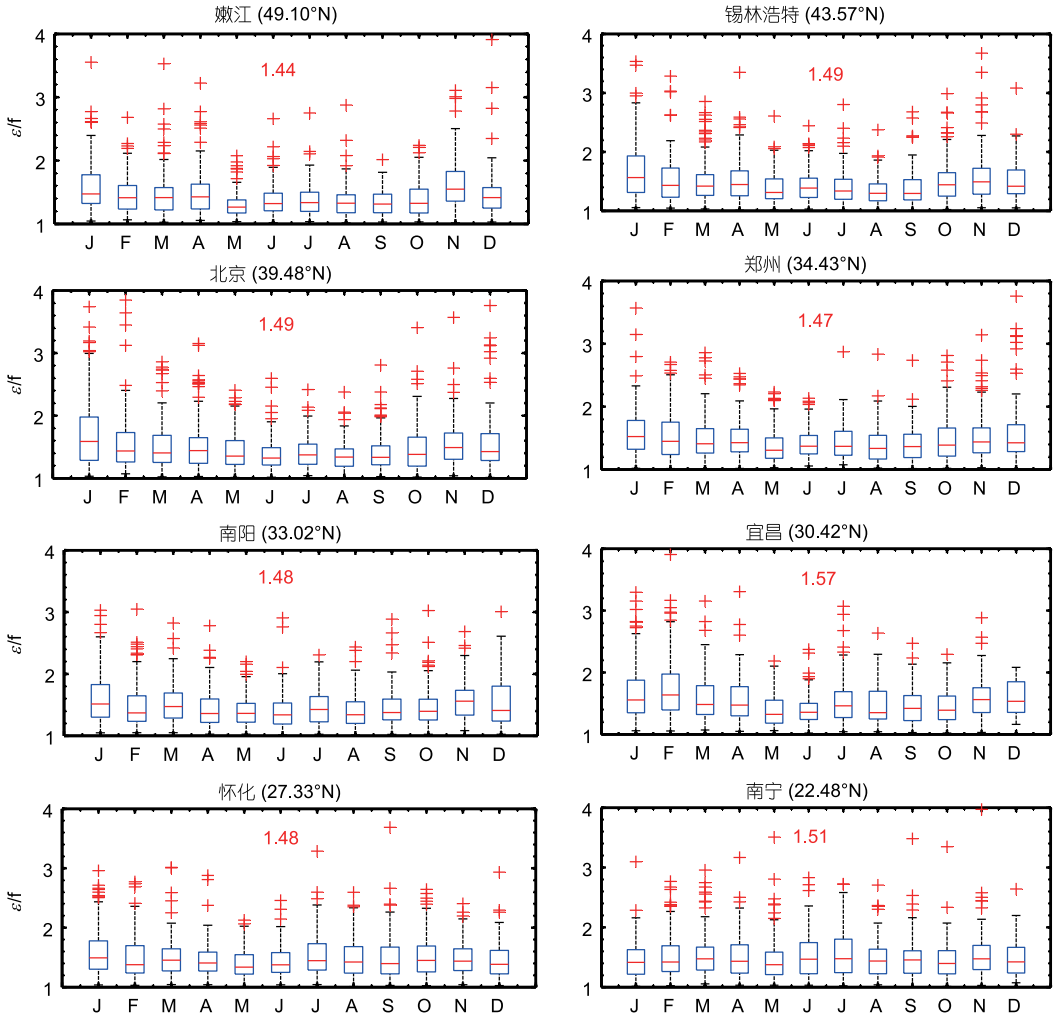


图 5　各站点重力波固有频率与科氏参数之比随季节变化

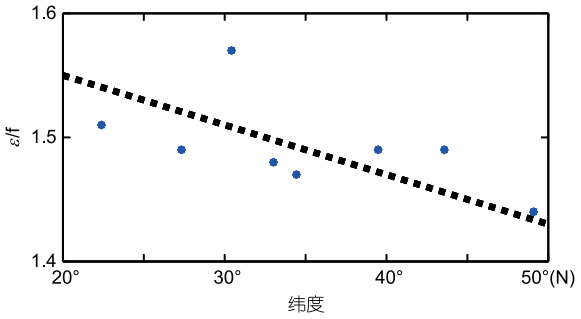


图 6　平均重力波固有频率与科氏参数之比 (ω/f)随纬度的分布

伯特变换, 然后与纬向风扰动相乘, 利用乘积的符号来消除不确定性. 图10给出了不同站点(依次为嫩江、锡林浩特、北京、郑州、南阳、宜昌、怀化、南宁)传播方向(上)和平均风速方向(下)按季节划分的分布. 把方位角分成30°间隔的12部分, 每个方位角上扇形的半径长度为该季节在此方位角上的样本数. 从图中可以看出, 各个站点重力波水平传播方向主要是东西方向, 且和盛行风向有关. 但是这种各向异性的程度随着纬度有微弱的变化, 随着纬度的增加, 各向异性程度缓慢减弱. 对于北京站点, 和卞建春等(2004)利用2003年探空资料分析得到的结果基本一致, 主要沿东西方向传播.

5　讨论和结论

本文利用2009年1月至2011年10月中国地区8个站点的高分辨率无线电探空资料中的温度和风速资料,

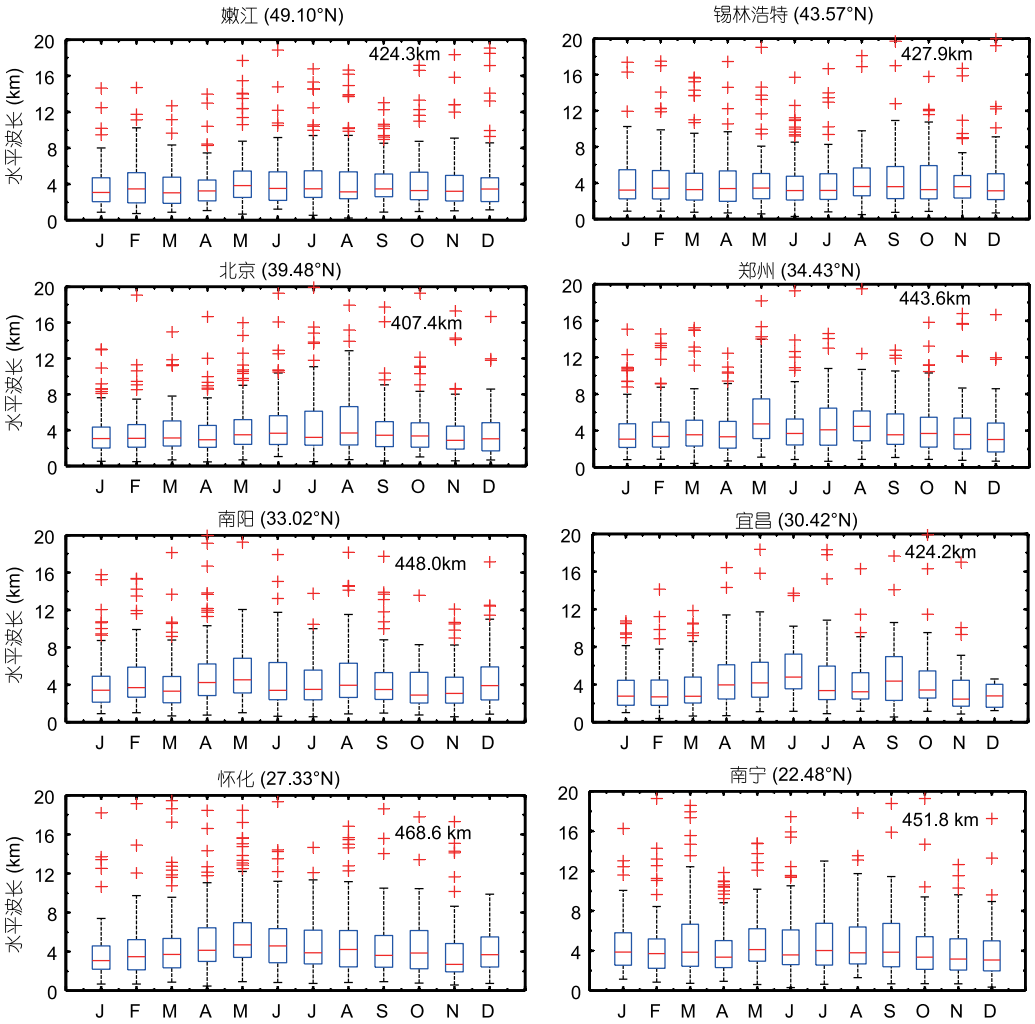


图 7　各站点重力波水平波长箱式分布随季节变化

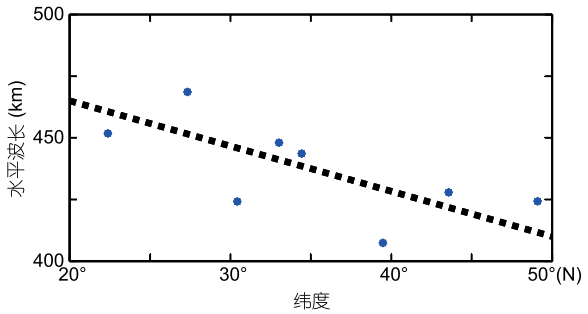


图 8　平均重力波水平波长随纬度的分布
斜线为线性拟合

分析了下平流层(18~25km)大气重力波参数的分布特征. 分析结果表明: (1) 下平流层重力波能量密度有明显的时空变化特征, 一般而言, 夏季偏小, 冬季偏大, 重力波能量的组成部分动能和势能也有与总能量相同的季节变化特征; 随着纬度增加而减弱. 动能与势能之比在1~5, 表明扰动由惯性重力波产生. (2) 对归一化温度扰动和风扰动进行最大熵谱分析, 得到主要垂直波数和垂直波长, 波长一般在1.5~3km, 多年平均约2.0km, 站点之间几乎无差异, 季节变化不明显. (3) 采用带通滤波保留1~3.5km垂直波长的波之后, 绝大多数固有频率集中在1~2f, 其与科氏参数的比值ω/f随着纬度而缓慢减小. (4) 水平波长由频散关系得到, 绝大部分集中在100~800km, 平均水平波长随着纬度增加而缓慢下降, 水平波长与垂直波长之比约为200:1, 表明下平流层重力波基本沿水平方向传播. (5) 重力波

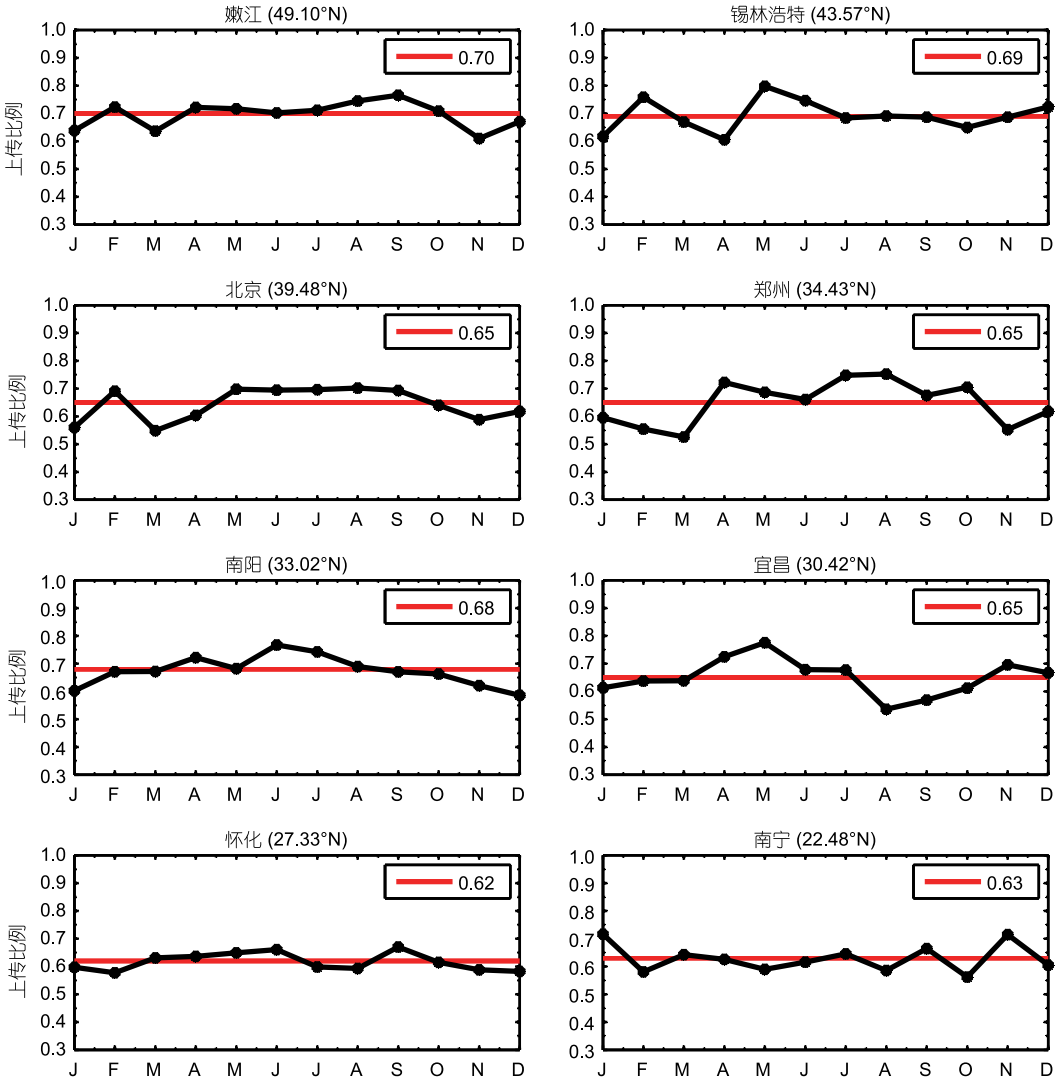


图 9　**各个站点月平均重力波上传百分比**

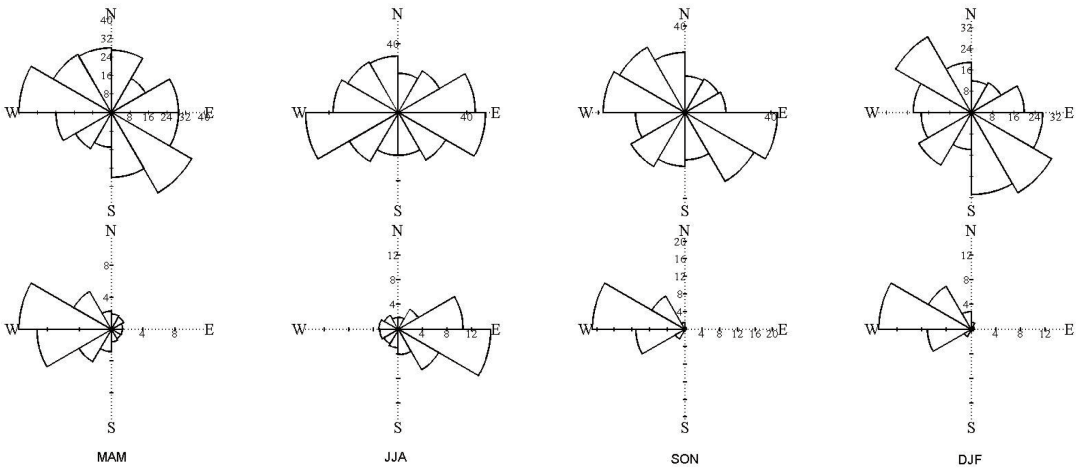
红色实线为平均值

上传比例在50~90%, 随纬度没有明显的变化; 水平传播方向具有各向异性, 主要为东西传播, 与盛行风向有关, 且各向异性有随着纬度增加而减弱的趋势.

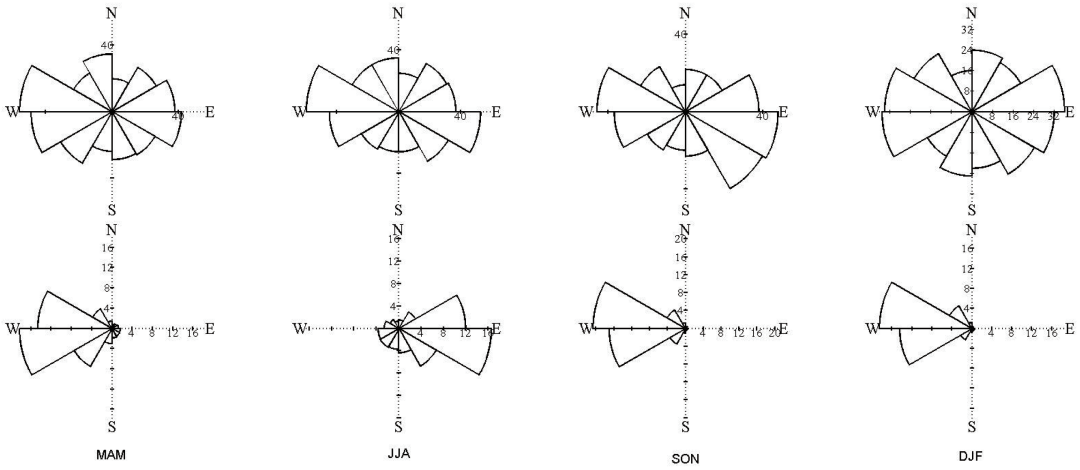
需要注意的是, 本文在利用观测数据分析惯性重力波的方案中, 也存在一些假定和方案参数的选择, 这些有可能对分析结果产生一定的不确定性. 例如, 我们忽略了背景风场垂直切变的影响. 但是考虑到我们选择的高度范围远离了副热带西风急流, 所以背景风场的垂直切变不是很大, 因此对结果的影响可以忽略. 其次, 在温度和风速背景场的估计时, 我们选取了二次拟合方案. 敏感性试验表明, 不同阶次的拟合方案对重力波参数的估计还是有一定影响的(Zhang等, 2004), 但是该不确定性不足以影响重力波参数在时间和纬度上的总体分布特征. 另外, 温度和风速垂直廓线减去背景场得到重力波扰动的过程, 本质上是对资料进行了高通滤波. 在利用风速矢量拟合偏振椭圆前进行了带通滤波, 保留了垂直波长在1~3.5 km范围内的波, 这对固有频率的估计也会造成一定的影响. 因此, 在对重力波参数特征的结果进行分析时, 需要考虑这些不确定性(Gong和Geller, 2010).

相比于Wang等(2003, 2005)利用美国本土93个站点探空资料进行分析, 我们仅仅利用中国地区从南至

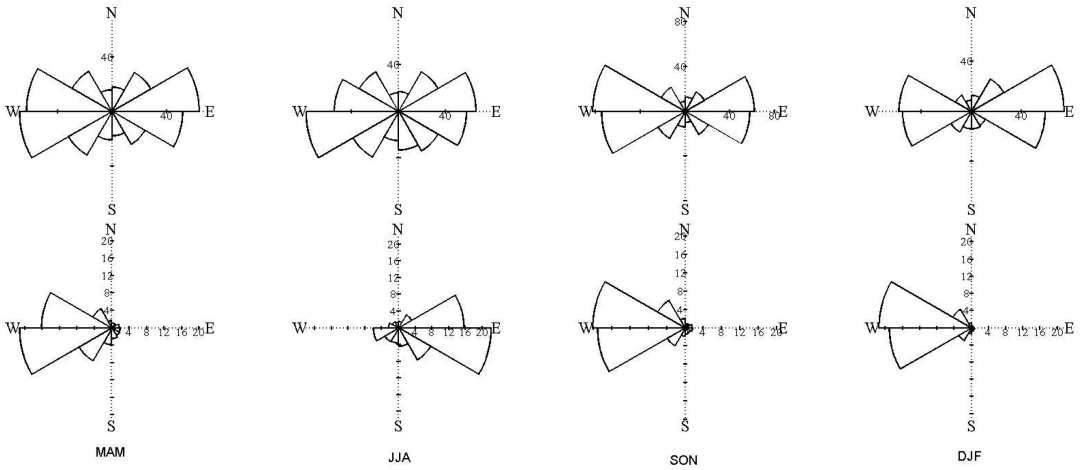
嫩江



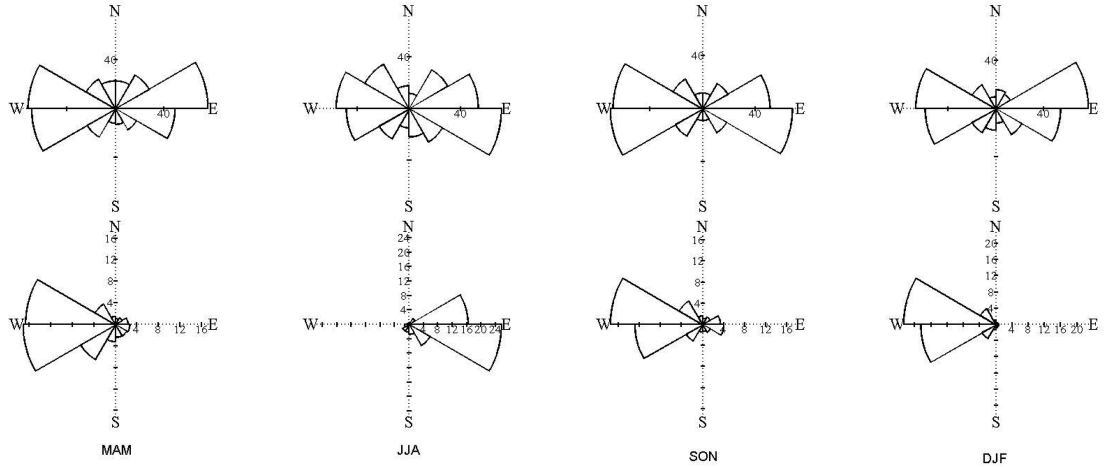
锡林浩特



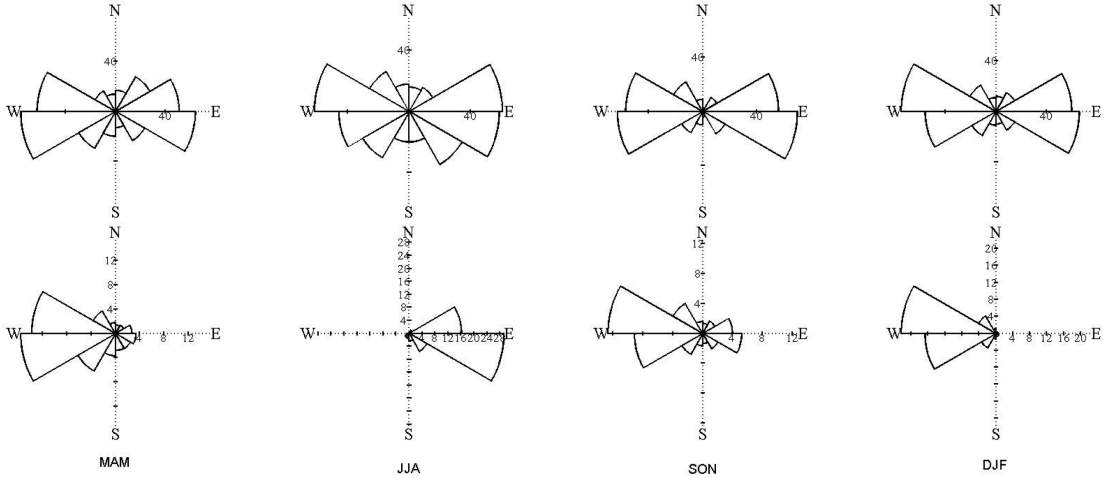
北京



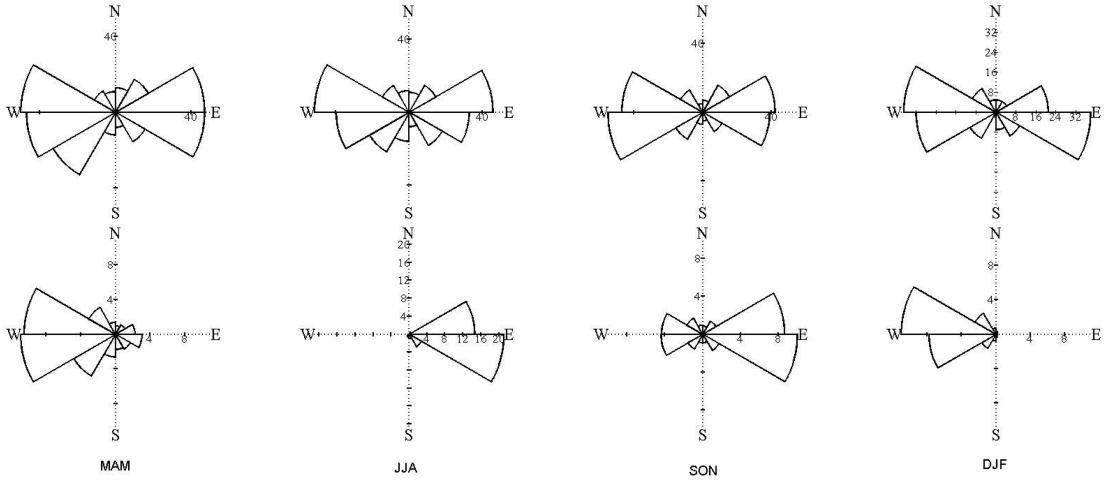
郑州



南阳



宜昌



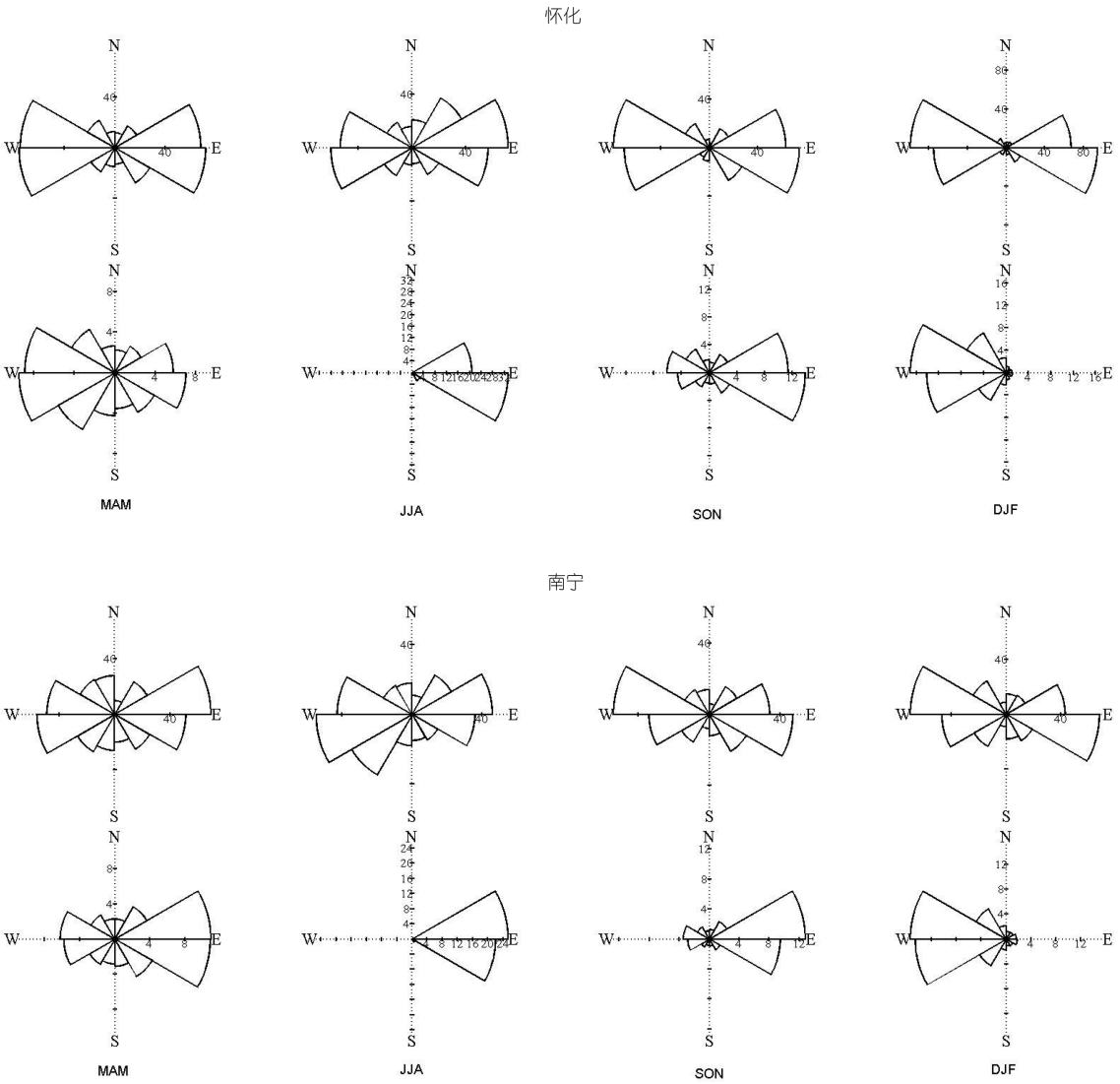


图 10　各个站点不同季节重力波水平传播方向分布图
每个图分别给出重力波水平传播方向与平均风速方向方位图

北8个站点的高分辨率探空资料进行了分析, 中国地区重力波活动的空间变化特征还需要进一步的研究. 此外, 部分研究表明, 热带是重力波最为活跃的区域 (Alexander, 1998; Nath和Chen, 2013), 对于热带平流层准两年振荡的形成是一个重要的驱动源, 而由于资料不足, 我们未对中国南海地区上空平流层重力波的特征进行分析.

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研究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: 748–756

吴永富, 徐寄遥, 袁鞬, 卞建春. 2007. 北京上空高分辨气球探空观测的温度垂直波数谱. 空间科学学报, 27: 47–54

Alexander M J, Geller M, McLandress C. 2010. Recent developments in gravity-wave effects in climate models and the global distribution of gravity-wave momentum flux from observations and models. Q J R Meteorol Soc, 136: 1103–1124

Alexander M J, Pfister L. 1995. Gravity wave momentum flux in the lower stratosphere over convection. Geophys Res Lett, 22: 2029–2032

Alexander M J. 1998. Interpretations of observed climatological patterns in stratospheric gravity wave variance. J Geophys Res, 103: 8627–8640

Allen S J, Vincent R A. 1995. Gravity wave activity in the lower atmosphere: Seasonal and latitudinal variations. J Geophys Res, 100: 1327–1350

Eckermann S D. 1996. Hodographic analysis of gravity waves: Relationships among Stokes parameters, rotary spectra and cross-spectral methods. J Geophys Res, 101: 19169–19174

Eckermann S D, Preusse P. 1999. Global measurements of stratospheric mountain waves from space. Science, 286: 1534–1537

Fritts D C. 2003. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. Rev Geophys, 41: 1003

Fritts D C, Vincent R A. 1987. Mesospheric momentum flux studies at adelaide, Australia: Observations and a gravity Wave-Tidal interaction model. J Atmos Sci, 44: 605–619

Gong J, Geller M A. 2010. Vertical fluctuation energy in United States high vertical resolution radiosonde data as an indicator of convective gravity wave sources. J Geophys Res, 115: D11110

Hamilton K. 1991. Climatological statistics of stratospheric inertia-gravity waves deduced from historical rocketsonde wind and temperature data. J Geophys Res, 96: 20831–20839

Kitamura Y, Hirota I. 1989. Small-scale disturbances in the lower stratosphere revealed by daily rawinsonde observation. J Meteorol Soc Jpn, 67: 817–831

Nath D, Chen W. 2013. Investigating the dominant source for the generation of gravity waves during indian summer monsoon using ground-based measurements. Adv Atmos Sci, 30: 153–166

VanZandt T E. 1982. A universal spectrum of buoyancy waves in the atmosphere. Geophys Res Lett, 9: 575–578

Vincent R A, Allen S J, Eckermann S D. 1997. Gravity-wave parameters in the lower stratosphere. In: Hamilton K ed. Gravity Wave Processes and Their Parameterization in Global Climate Models. Heidelberg: Springer-Verlag. 7–25

Vincent R A, Joan Alexander M. 2000. Gravity waves in the tropical lower stratosphere: An observational study of seasonal and interannual variability. J Geophys Res, 105: 17971–17982

Wang L, Geller M. 2003. Morphology of gravity-wave energy as observed from 4 years (1998–2001) of high vertical resolution US radiosonde data. J Geophys Res, 108: 4489

Wang L, Geller M, Alexander M J. 2005. Spatial and temporal variations of gravity wave parameters. Part I: Intrinsic frequency, wavelength, and vertical propagation direction. J Atmos Sci, 62: 125–142

Wang L, Fritts D C, Williams B P, Goldberg R A, Schmidlin F J, Blum U. 2006. Gravity waves in the middle atmosphere during the MaCWAVE winter campaign: Evidence of mountain wave critical level encounters. Ann Geophys, 24: 1209–1226

Zhang F, Wang S, Plougonven R. 2004. Uncertainties in using the hodograph method to retrieve gravity wave characteristics from individual soundings. Geophys Res Lett, 31: L11110

Zhang S D, Yi F. 2005. A statistical study of gravity waves from radiosonde observations at Wuhan (30°N, 114°E) China. Ann Geophys, 23: 665–673

Zhang S D, Yi F. 2007. Latitudinal and seasonal variations of inertial gravity wave activity in the lower atmosphere over central China. J Geophys Res, 112: D05109

Zhang S D, Yi F, Huang C M, Zhou Q. 2010. Latitudinal and seasonal variations of lower atmospheric inertial gravity wave energy revealed by US radiosonde data. Ann Geophys, 28: 1065–1074