

1013 号“鲇鱼”台风大气边界层低层动量通量 逆梯度输送的观测特征*

郑运霞 李永平 段自强

(中国气象局上海台风研究所 上海 200030)

摘要 为了进一步揭示大气边界层低层动量通量逆梯度输送的观测事实,本文利用福建南部赤湖镇海边 100m 铁塔上观测得到的超声风温仪资料,采用诊断方法分析了 2010 年 13 号“鲇鱼”台风影响过程中近海面边界层大气中动量垂直通量逆梯度输送特征。结果表明:在逐小时时间尺度上台风近海面边界层大气中湍流动量垂直通量输送以沿梯度方向为主,但也存在一定比例的逆梯度方向输送现象,且越往高层该现象越明显,本文中其百分比最高不超过 16%。并且这一现象出现的频率在台风环流的不同区域存在差别:在台风环流的内核区域最多,其次是登陆以后残余环流区,而在早期的台风外围环流中较少。湍流低频扰动的相干结构也是影响因素,当水平扰动与垂直扰动出现同位相变化时容易出现动量垂直通量逆梯度输送。大气动量通量逆梯度的水平和垂直平均空间尺度分别为 258m 和 35m,平均时间尺度分别为 123s 和 13s,均小于通常的顺梯度湍流低频扰动的时空尺度的 1—3 倍。

关键词 台风; 边界层; 动量通量; 逆梯度输送; 相干结构

中图分类号 P444 doi: 10.11693/hyhz20150700186

台风的发生、发展和消亡与大气边界层能量输送过程密切相关。大量数值模拟研究表明,大气模式中行星边界层湍流参数化方案的选择对台风的路径、强度和结构等有重要的影响(邓国, 2005; Kepert, 2010; Smith *et al.*, 2010; 王晨稀, 2013; Sun *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2015)。湍流参数化方案主要指动量、热量和水汽的垂直涡旋扩散的计算,通常建立在湍流相似理论基础之上,即建立湍流通量与大气要素平均量之间的联系。例如应用一阶湍流闭合方案计算垂向湍流通量时通常假定垂向湍流交换系数 K 已知,然后根据某物理量 H 的梯度就能确定两层之间的湍流通量,即, $\overline{w'H'} = -K\partial H/\partial z$, 这意味事先假设了该物理量在局地只能沿正梯度方向扩散。然而观测事实表明,在大气边界层中能经常观测到热量从下向上的零梯度或逆梯度输送现象。例如,对于热量逆梯度

向上输送, Lettau 等(1957)在大平原湍流野外试验中观测到距地面 100m 处, Bunker(1956)在大西洋上空 150—550m 处, Telford 等(1964)在距地面 125、150 和 350m 处, 以及 Wong 等(1966)在得克萨斯的高塔上都在观测中发现这一现象。为了描述热量的逆梯度输送现象, Deardorff(1972)在梯度输送理论中加入一个参数 r_c , 其经验表达式为 $\overline{w'H'} = -K_H(\partial H/\partial z - r_c)$ 。一般这种湍流半经验理论只注重于研究湍流运动随时间的平均, 而缺少对湍流结构的分析。

在动量通量逆梯度输送方面, Deissler(1962)曾首次在理论上预测, 在强分层流中会出现动量的逆梯度输送。Komori 等(1983)和贾俊梅等(2005)通过数值模拟发现在温度分层流动中存在湍流动量的逆梯度输送。我们注意到, 在 Zhang 等(2012)给出的飞机湍流观测分析图像(该文图 7)表明, 飓风近地面边界层

* 国家重点基础研究计划(973)项目, 2013CB430305 号; 上海市科委项目, 14DZ1205200 号。郑运霞, 助理研究员, E-mail: zhengyx@mail.typhoon.gov.cn

通讯作者: 李永平, 研究员, E-mail: liyp@mail.typhoon.gov.cn

收稿日期: 2015-07-16, 收修改稿日期: 2015-10-09

中动量通量大多数情况下是沿顺梯度输送的,但也存在少量的逆梯度输送情况,但对此没有明确指出并给予分析;另外,由于飞机高速飞行,使得不同地点的湍流数据不在同一时间获取,也必然给湍流输送计算带来误差。目前对于逆梯度输运现象产生的动力学原因还缺少令人信服结论,但许多研究结果显示大气边界层中物理量的逆梯度输运与大涡和低频扰动现象有关(Troen *et al.*, 1986; Holtslag *et al.*, 1991; 彭珍, 2012)。

目前对于热量通量逆梯度输运的观测研究相对较多,但对于动量通量逆梯度输运的研究相对较少。本文主要根据位于福建省南部海边 100m 铁塔多层高度上的高频超声风温仪资料,分析台风海面边界层大气中动量通量的逆梯度输送现象,并试图分析其产生的原因。期望通过研究台风大气边界层能量输送特征和影响因素,对改进中尺度台风数值模式的边界层物理过程参数化方案提供参考。

1 观测资料

本文采用的超声风温仪资料来自福建省南部赤湖镇海边 100m 铁塔,具体位置在北纬 $24^{\circ}29.6''$,东经 $117^{\circ}54'$,铁塔底部海拔 29m,超声风温仪分别安装在 35m, 55m, 75m, 95m 四个高度上,即海拔高度分别为 64m, 84m, 104m 和 124m。铁塔位于海边向海突出处(见图 1)。

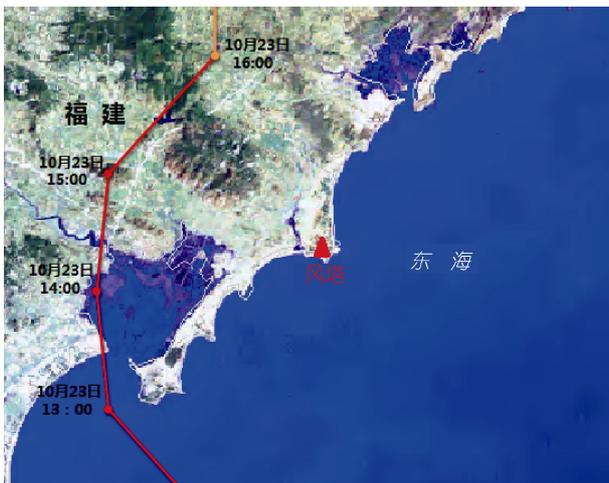


图 1 2010 年 13 号“鲇鱼”台风路径和观测塔(红色三角形)的地理位置

Fig.1 Track of Typhoon Megi in 2010 and location of the observation tower (the red triangle)

选取 2010 年 13 号“鲇鱼”台风作为研究个例。“鲇

鱼”台风是 2010 年西北太平洋唯一的超强台风,登陆菲律宾吕宋岛东北侧时,最大风速达到 70m/s; 10 月 23 日 13 时 27 分(北京时间,下同)在福建漳浦六鳌镇登陆,登陆时的风速达 38m/s,当时台风中心距离铁塔约 23km。台风登陆以后向偏北方向移动,23 日 20 时减弱为热带风暴,23 日 23 时在福建省漳州境内减弱为热带低压。

图 2 给出从 20 日 0 时至 25 日 0 时铁塔 35m 高度上测得的 2min 平均风速。由图可见台风登陆前风速呈振荡增强趋势,登陆时最大风速 29m/s,登陆后风速迅速减小。

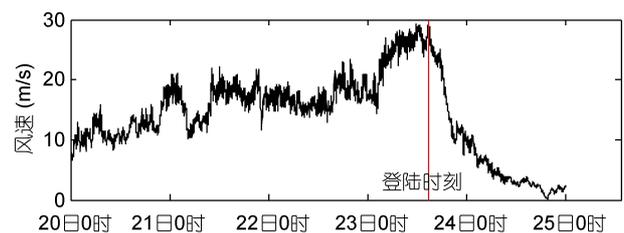


图 2 台风影响过程中铁塔 35m 高度上的 2 min 平均风速时间序列

Fig.2 Time series of 2 min averaged wind speed at 35m height of the tower during the typhoon progress

超声风温仪由美国 Applied Technologies 公司生产,可以高频快速地测定三维风速和温度的脉动,它具有很高的时间分辨率和测量精度,采样频率 20Hz。风速测量精度 $\pm 0.03\text{m/s}$,风向精度 $\pm 0.1^{\circ}$,超声温度精度 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。仪器使用环境温度 $-40\text{--}60^{\circ}\text{C}$,水平方向风速量程 $\pm 60\text{m/s}$,垂直方向量程 $\pm 15\text{m/s}$ 。本文首先采用陈红岩等(2000)的方法对风温仪原始资料预处理,剔除因电源不稳定及其它原因造成的可疑数据,然后采用线性插值方法进行补全。

2 湍流动量通量逆梯度输运的判定

超声风温仪实测三维风速 u , v 和 w 是在 x , y , z 三个坐标方向下的实数序列,观测时将仪器坐标旋转,使仪器所测 u 分量与主风向一致。所得坐标 x , y , z 轴分别代表主风 u 、侧风 v 和垂直风 w 。并计算它们相对各自 10min 平均值的扰动 u' , v' 和 w' (宋丽莉等, 2005; 李永平等, 2012)。

根据以往研究,大气的物理量逆梯度输运主要发生在湍流的低频段(Troen *et al.*, 1986; Holtslag *et al.*, 1991; 彭珍, 2012),为此本文采用低通滤波的方法(李永平等, 2012),保留超声风温资料中周期 $T > 1\text{min}$

的低频分量。

本文主要分析沿垂直方向的动量通量问题, 因此所谓湍流动量通量存在逆梯度输送, 是指两个高度位置之间 $\partial U / \partial z$ 和 $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})$ 异号, 这里 U 为平均风速(取 2min 平均), z 是高度, u' 、 v' 和 w' 分别为水平风速扰动和垂直风速扰动, $\partial U / \partial z$ 表示风速的二维剪切, $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})$ 为湍流动量垂直通量。

令 $S = -(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})\partial U / \partial z$, 因此通过绘制变量 S 的图像可判断是否存在湍流动量通量的逆梯度输送。另外, S 是湍流动能的机械产生项, 通常 $(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})$ 与平均风剪切 $\partial U / \partial z$ 的符号相反, 即对湍流动能的贡献为正, 但在湍流动量通量逆梯度输送情景下则相反。

为判断风速垂直切变 $\partial U / \partial z$ 的符号, 图 3 给出整个台风影响期间铁塔 95m 高度与 35m 高度上的 2min 平均风速差。由图 3 对照图 2 可见, 从 20 日 0 时至 23 日 0 时 2 个高度上的风速差维持在 0.5—1.5m/s 之间, 在台风登陆前后随着风速的增大, 2 个高度上的风速差也增大到 1.5—3.0m/s 之间。台风登陆以后随着风速减小, 风速的垂直切变也减小, 在 24 日白天至夜间 2 高度上的风速接近, 甚至常出现 35m 高度风速大于 95m 高度风速情况。为了揭示台风不同影响阶段的湍流动量通量输送特征, 这里选取台风外围影响(20 日 12—13 时)、台风登陆时受台风内核环流影响(23 日 13—14 时)和台风登陆后受减弱环流影响(24 日 12—13 时)三个时段作为代表进行分析。

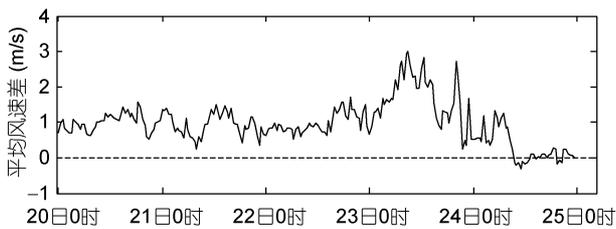


图 3 95m 与 35m 高度上 2min 平均风速差时间序列
Fig.3 Time series of 2min averaged wind speed difference between 95m and 35m height

图 4 给出 20 日 12—13 时 95、75、55 和 35m 高度上的 S 时间序列。由图可见, 4 个高度上 S 以正值为主, 说明绝大多数情况下动量通量 $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})$ 沿平均风速梯度方向输送, 在 35m 高的低层无负值出现, 说明动量通量都沿梯度方向输送。但在较高层次上存在一些时段 S 出现负值(用 A、B、C 等字母标出),

说明动量通量沿逆梯度方向输送, 且越往高层出现负值的频率越多, 即逆梯度输送越明显。计算各层 S 负值与正值出现次数, 以二者比值百分数代表动量通量的逆梯度输送与沿梯度输送之间之比, 从高层到低层依次为 11%、4%、3%和 0%。由此说明, 虽然总体上动量通量沿梯度方向输送, 但也存在一定比例的动量通量沿逆梯度输送的现象, 且越往高层其出现的比例越高。

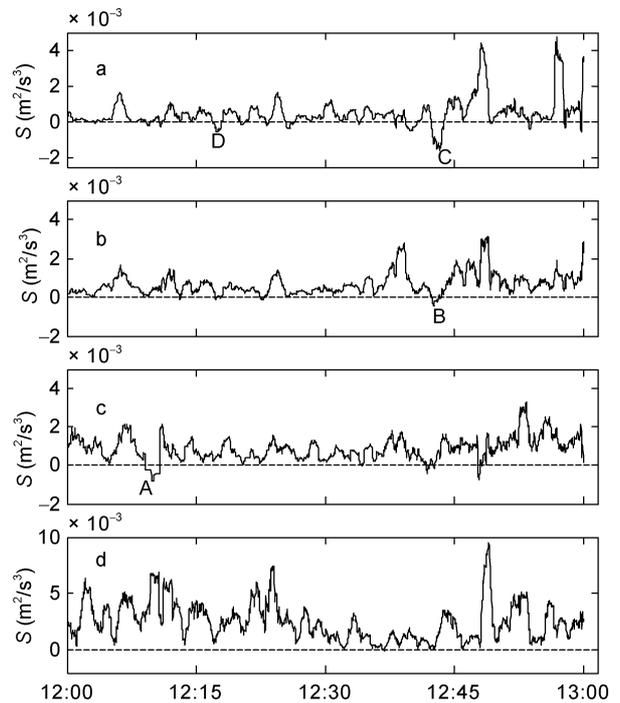


图 4 2010 年 20 日 12 时—13 时 95(子图 a)、75(b)、55(c) 和 35m(d)高度上的 $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})\partial U / \partial z$
Fig.4 Time series of $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})\partial U / \partial z$ at 95, 75, 55, and 35m heights in 12: 00—13: 00BT, Oct. 20, 2010

图 5 给出 23 日 13—14 时台风登陆受台风内核影响时段铁塔 95m、75m、55m 和 35m 高度上的 S 时间序列。由图可见, 4 个高度上 S 也以正值为主, 说明绝大多数情况下动量通量 $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})$ 沿平均风速梯度方向输送, 在 35m 的低层有少数负值出现, 同样越往高层出现负值的频率越多, 且总体上各高度出现负值的情况多于图 4。说明台风登陆期间动量通量沿逆梯度方向输送频率更多些。计算各层 S 负值、正值出现频次之比, 从高层到低层依次为 21%、8%、5%和 2%。

图 6 给出 24 日 12—13 时铁塔 95m、75m、55m 和 35m 高度上的变量 S 的时间序列。期间为台风登

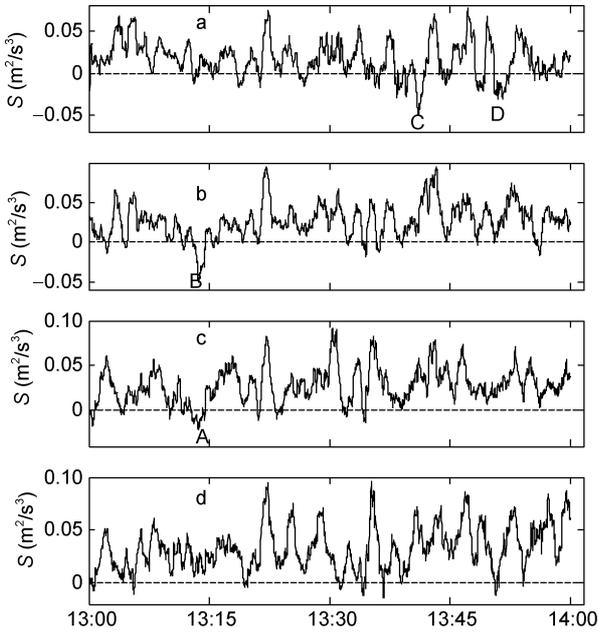


图5 2010年23日13—14时的95、75、55和35m高度上的 $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})\partial U/\partial z$ 时间序列

Fig.5 Time series of $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})\partial U/\partial z$ at 95, 75, 55, and 35m heights in 13: 00—14: 00BT, Oct. 23, 2010

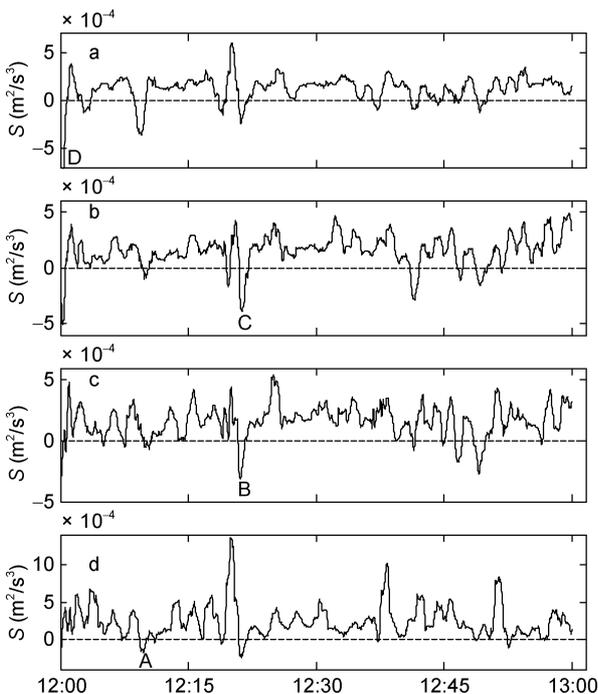


图6 2010年24日12—13时的95、75、55和35m高度上的 $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})\partial U/\partial z$ 时间序列

Fig.6 Time series of $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})\partial U/\partial z$ at 95, 75, 55, and 35m heights in 12: 00—13: 00BT, Oct. 24, 2010

陆以后迅速减弱阶段, 铁塔位于减弱的台风环流之

中, 风速及风速垂直切变明显减小, 且出现低层(35m)风速大于高层(95m)风速的现象。这时动量通量仍以沿风速梯度方向输送为主, 沿逆梯度方向输送的频次比台风外围影响时段多, 但比台风登陆受内核影响阶段略少。越往高层动量通量逆梯度方向输送频次越多。计算各层 S 负值、正值出现频次之比, 从高层到低层的结果依次为 16%、6%、5%和 2%。

3 扰动相干结构与湍流动量通量输运

图2中平均风垂直切变 $\partial U/\partial z$ 的正负符号一般稳定少变, 即绝大多数时间内近地面边界层中高层风速总大于低层风速, 多数情况下动量通量沿梯度方向输送说明 $-(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})$ 保持正值, 即水平风速扰动 u' 、 v' 与垂直风扰动 w' 之间协调变化, 水平扰动与垂直扰动正负符号相反; 而当动量通量沿逆梯度方向输送时, 说明 u' 、 v' 与垂直风扰动 w' 之间协调变化可能出现了反向, 即水平扰动与垂直扰动正负符号相同。

李永平等(2012)曾分析指出台风离地面10m高度上沿顺风方向低频风速扰动 u' 与 w' 之间有反位相变化相干性, 但该文没有分析大气扰动的这种相干性特点随高度如何变化, 以及相关的动量通量逆梯度输运问题。

图7给出20日12—13时台风外围影响阶段铁塔95、75、55和35m高度上的 u' 和 w' 时间序列。由图可见, 4个高度上 u' 和 w' 仍具有明显的相干变化特点, 即当水平方向风速增大时($u' > 0$), 对应向上垂直速度减小($w' < 0$); 反之当水平方向风速减小时, 对应向上垂直速度增大, 但通过计算 u' 和 w' 之间的相关系数, 发现这种相干性随高度增加而减弱。95、75、55和35m高度上 u' 和 w' 之间的相关系数分别为-0.21、-0.35、-0.37和-0.50。在李永平等(2012)文章中, 离地面10m高度上 u' 和 w' 之间的相关系数在-0.49—-0.79之间, 即其相关性明显高于本文中离地面较高大气层中 u' 和 w' 的相关性, 这也进一步说明 u' 和 w' 之间的相干性随高度增加而减弱的事实。图7中A、B、C和D字母标注出动量通量逆梯度输运的时段(参见图4)。

图8给出23日13—14时台风登陆时段铁塔95、75、55和35m高度上的 u' 和 w' 时间序列。由图可见, 4个高度上 u' 和 w' 同样具有明显的相干变化特点, 计算 u' 和 w' 之间的相关系数, 发现这种相干性随高度增加而减弱。95、75、55和35m高度上 u' 和 w' 之间的

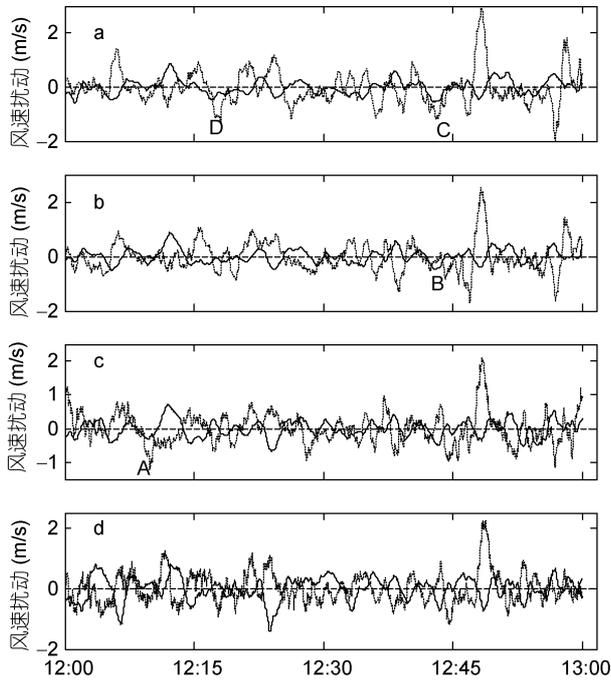


图 7 2010 年 20 日 12—13 时的 95、75、55 和 35m 高度上的 u' (实线)和 w' (虚线)时间序列

Fig.7 Time series of u' (solid line) and w' (dotted line) at 95, 75, 55, and 35m heights in 12: 00—13: 00BT, Oct. 20, 2010

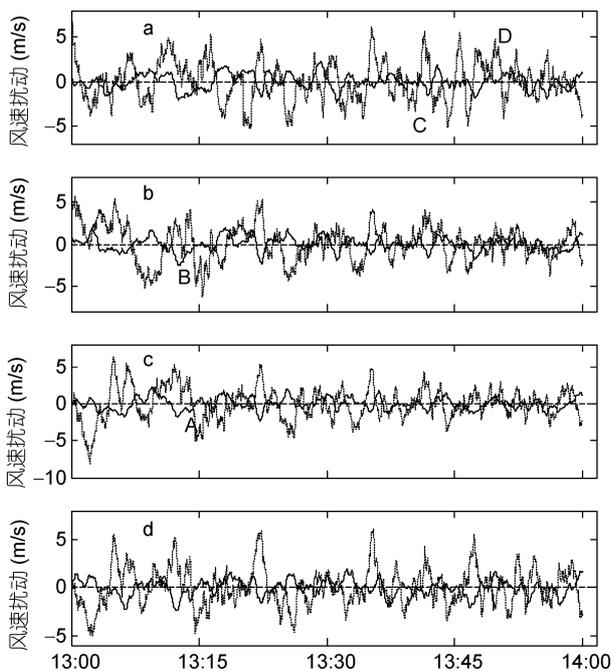


图 8 2010 年 23 日 13—14 时的 95、75、55 和 35m 高度上的 u' (实线)和 w' (虚线)时间序列

Fig.8 Time series of u' (solid line) and w' (dotted line) at 95, 75, 55, and 35m heights in 13: 00—14: 00BT, Oct. 23, 2010

相关系数分别为-0.34、-0.32、-0.40 和-0.51。同样，图中 u' 和 w' 变化同位相时多对应动量通量逆梯度输运

的时段(参见图 5)。

图 9 给出 24 日 12—13 时台风登陆后减弱时段铁塔 95、75、55 和 35m 高度上的 u' 和 w' 时间序列。由图可见，4 个高度上 u' 和 w' 同样具有明显的相干变化特点，计算结果为 95、75、55 和 35m 高度上 u' 和 w' 之间的相关系数分别为-0.16、-0.29、-0.31 和-0.48，表明 u' 和 w' 之间的相干性随高度增加而减弱。图中 u' 和 w' 变化同位相时多对应动量通量逆梯度输运的时段(参见图 6)。

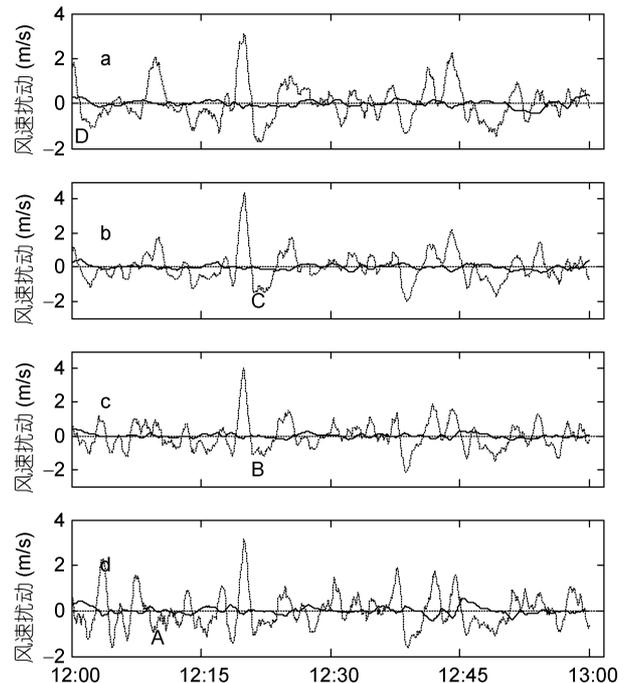


图 9 2010 年 24 日 12—13 时的 95、75、55 和 35m 高度上的 u' (实线)和 w' (虚线)时间序列

Fig.9 Time series of u' (solid line) and w' (dotted line) at 95, 75, 55, and 35m heights in 12: 00—13: 00BT, Oct. 24, 2010

对于“相干结构”的物理含义，李永平等(2012)曾从大气重力内波的角度讨论。本文中动量通量逆梯度输送现象在高层比低层明显的现象可以这样理解：大气边界层内一般小尺度湍流能量多沿顺梯度方向输送，而“大涡”则比较容易产生能量的逆梯度输送；地面的摩擦作用导致的低处“小涡”占绝对主导地位，由此减少逆梯度输送的机会。

4 湍流动量通量逆梯度输运的时空尺度

为了估算湍流动量通量逆梯度输运在空间和时间的尺度，采用湍流积分尺度的概念(Flay, 1984)，分别定义动量通量逆梯度输运期间扰动的空间尺度

和时间尺度:

$$L = V \int_0^{\infty} R_x(\tau) d\tau \quad (6)$$

$$T = \int_0^{\infty} R_x(\tau) d\tau \quad (7)$$

其中, V 为动量通量逆梯度输运时段的平均风速, $x(t)$ 为逆梯度输运时段扰动时间序列, $R_x(\tau)$ 为 $x(t)$ 的自相关函数, 定义为:

$$R_x(\tau) = E[(x(t)x(t+\tau)]/s_x^2 \quad (8)$$

其中 s_x^2 为逆梯度输运时段内扰动量时间序列的方差。

计算具有相干结构的扰动 u' 和 w' 的空间尺度 L , 结果表明: 逆梯度输运时段 u' 的空间尺度 L 量值在 110—490m, 平均 258m; w' 的空间尺度在 20—63m, 平均 35m, 95m 高层的扰动空间尺度略大于 35m 低层的扰动空间尺度。计算逆梯度输运时段 u' 和 w' 的平均时间尺度 T 分别为 123s 和 13s。与其他研究工作相比, 例如 Zhang 等(2011)基于飞机数据计算在飓风眼壁边界层 500m 至 3000m 高度上主导地位的湍流的垂直尺度大约是 100m, 李永平等(2012)基于地面超声风速资料计算的低频扰动沿顺梯度输送平均水平空间尺度为几百到几公里, 时间尺度为 3—7min; 本文计算的逆梯度输运时段内扰动量的时空尺度约比顺梯度输送的时空尺度小 1—3 倍。究其原因, 可能与大气边界层中各级湍能沿顺梯度输送的主导特征有关, 相对而言, 湍能的逆梯度输运毕竟是小概率和短时间现象, 因此总体上其时空尺度较小。

5 结论

本文依据沿海铁塔上的多层高频超声风速观测数据定量分析 1013 号“鲑鱼”台风低层大气边界层动量通量逆梯度输送的观测特征。结果表明:

(1) 在台风环流中虽然动量通量总体上沿梯度方向输送, 但也存在一定比例的逆梯度输送, 其发生频次与离海面高度和台风环流的不同部位有关: 通常越高逆梯度输送现象越明显; 在台风内部核心区逆梯度方向输送频次最多, 其次是在台风登陆以后残余环流区, 台风外围环流中最少。

(2) 动量逆梯度输送与水平和垂直方向上湍流低频扰动之间的相干结构密切相关: 通常情况下顺风与垂直方向扰动的反位相相干特征明显, 则动量通量逆梯度输送出现较少; 反之, 当顺风方向扰动与垂直方向扰动出现同位相变化, 则易出现动量通量

逆梯度输送。

(3) 湍流动量通量逆梯度输送期间水平和垂直扰动的平均空间尺度分别为 258m 和 35m, 时间尺度分别为 123s 和 13s, 它们比沿着梯度输送的空间和时间尺度约小 1—3 倍。

参 考 文 献

- 王晨稀, 2013. 边界层参数化影响“梅花”台风的敏感性试验. 地球科学进展, 28(2): 197—208
- 邓 国, 周玉淑, 李建通, 2005. 台风数值模拟中边界层方案的敏感性试验 I. 对台风结构的影响. 大气科学, 29(3): 417—428
- 李永平, 郑运霞, 方平治, 2012. 2009 年“莫拉克”台风登陆过程阵风特征分析. 气象学报, 70(6): 1188—1199
- 宋丽莉, 毛慧琴, 黄浩辉等, 2005. 登陆台风近地层湍流特征观测分析. 气象学报, 63(6): 915—921
- 陈红岩, 胡 非, 曾庆存, 2000. 处理时间序列提高计算湍流通量的精度. 气候与环境研究, 5(3): 304—311
- 贾俊梅, 邱 翔, 刘宇陆, 2005. 稳定分层流动中湍流动量逆梯度输送的数值研究. 水动力学研究与进展, 20(4): 426—435
- 彭 珍, 宋丽莉, 胡 非等, 2012. 台风“珍珠”登陆期间动量通量的多尺度分析. 热带气象学报, 28(1): 61—67
- Bunker A F, 1956. Measurements of counter-gradient heat flux in the atmosphere. Aust J Phys, 9: 133—143
- Deardorff J W, 1972. Theoretical expression for the countergradient vertical heat flux. J Geophys Res, 77: 5900—5904
- Deissler R G, 1962. Turbulence in the presence of a vertical body force and temperature gradient. J Geophys Res, 67(8): 3049—3062
- Holtslag A A M, Moeng C -H, 1991. Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer. J Atmos Sci, 48(14): 1690—1698
- Keper T D, 2010. Slab- and height-resolving models of the tropical cyclone boundary layer. Part II: why the simulations differ. Quart J Roy Meteor Soc, 136(652): 1700—1711, doi: 10.1002/qj.685
- Komori S, Ueda H, Ogino F *et al*, 1983. Turbulence structure in stably stratified open-channel flow. J Fluid Mech, 130: 13—26
- Lettau H H, Davidson B, 1957. Exploring the Atmosphere's First Mile. New York: Pergamon Press, 343
- Smith R K, Montgomery M T, 2010. Hurricane boundary-layer theory. Quart J Roy Meteor Soc, 136(652): 1665—1670
- Sun X M, Barros A P, 2014. High resolution simulation of tropical storm Ivan (2004) in the Southern Appalachians: role of planetary boundary-layer schemes and cumulus parametrization. Quarter J Roy Meteor Soc, 140(683): 1847—1865
- Telford J W, Warner J, 1964. Fluxes of heat and vapor in the lower atmosphere derived from aircraft observations. J Atmos Sci, 21(5): 539—548
- Troen I B, Mahrt L, 1986. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation.

- Boundary-Layer Meteorol, 37(1): 129—148
- Wong E Y J, Brundage K C, 1966. Vertical and temporal distributions of the heat conductivity and flux. *J Atmos Sci*, 23(2): 167—178
- Zhang J A, Drennan W M, 2012. An observational study of vertical eddy diffusivity in the hurricane boundary layer. *J Atmos Sci*, 69(11): 3223—3236
- Zhang J A, Marks F D, Montgomery M T *et al*, 2011. An estimation of turbulent characteristics in the low-level region of intense Hurricanes Allen (1980) and Hugo (1989). *Mon Wea Rev*, 139(5): 1447—1462
- Zhang J A, Nolan D S, Rogers R F *et al*, 2015. Evaluating the impact of improvements in the boundary layer parameterization on hurricane intensity and structure forecasts in HWRF. *Mon Wea Rev*, 143(8): 3136—3155
- Zhu P, 2008. Simulation and parameterization of the turbulent transport in the hurricane boundary layer by large eddies. *J Geophys Res*, 113(D17), doi: 10.1029/2007JD009643

OBSERVATION ON COUNTER-GRADIENT TRANSPORT OF MOMENTUM FLUX IN LOW ATMOSPHERE BOUNDARY LAYER DURING TYPHOON MEGI

ZHENG Yun-Xia, LI Yong-Ping, DUAN Zi-Qiang
(Shanghai Typhoon Institute, CMA, Shanghai 200030, China)

Abstract To explain the observational data of counter-gradient transport of momentum flux in lower atmospheric boundary layer, we studied very-high-frequency data measured by ultrasonic wind instruments that installed on a multilayer tower (N24°2'9.6", E117°54'; 100m tall on 29m base above sea level) near sea shore by diagnostic method. A case of landfall typhoon Megi in 2010 was selected. Result show that the counter-gradient transport of momentum occurred in a small proportion (<16%) in lower boundary layer of the typhoon, although it moved along the gradient direction on longer time scale, e.g., one hour. The phenomenon in higher layers was more obvious than that in lower ones, stronger in the area of typhoon core and weakened away from it, and less in early and outskirts of typhoon. The vertical counter-gradient flux of momentum is closely related to the coherent structure of low-frequency disturbance. When wind disturbance in horizontal and vertical directions was in-phase, the counter-gradient flux of momentum would occur easier due to loose coherence structure between the disturbances in the two directions. The averaged spatial scales were 258m and 35m and the temporal scales were 123s and 13s in horizontal and vertical directions respectively, both are smaller than those of common ones of low-frequency disturbances in low layer boundary atmosphere of typhoon.

Key words typhoon; boundary layer; counter-gradient flux of momentum; coherent structure