

大气边界层强风的阵性和相干结构

程雪玲 曾庆存 胡非 彭珍

中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘要 我国北方春季冷锋过境后, 常骤发强风, 甚至起沙扬尘, 持续数小时甚至一两天, 通过对边界层超声风温仪的资料分析, 可知大风常叠加上有周期为 3~6 min 的阵风, 较有规律, 且有明显的相干结构: 阵风风速峰期有下沉运动, 谷期有上升运动; 阵风扰动以沿平均流的顺风方向分量为主, 横向和垂直方向的分量都较小, 其本质是低频次声波和重力波的混合; 阵风沿顺风方向且向下传播。周期小于 1 min 的脉动在水平面上基本是各向同性的不规则的湍流。大风期间, 无论是平均流、阵风和湍流脉动, 至少在 120 m 高度以下, 主要都有西风和北风动量下传, 感热上传。平均流的动量下传强于由脉动下传的动量, 与一般天气情况不同, 而且阵风和湍流的动量下传的动量值差不多。平均流和阵风在动量传送上起相当大的作用。

关键词 大气边界层 强风 阵风 相干结构 动量下传 沙尘暴

文章编号 1006-9585 (2007) 03-0227-17 **中图分类号** X169 **文献标识码** A

Gustiness and Coherent Structure of Strong Wind in the Atmospheric Boundary Layer

CHENG Xue-Ling, ZENG Qing-Cun, HU Fei, and PENG Zhen

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Spring in the northern China after the passage of cold front there is often outbreak of strong wind and even with accompany of dust emission. The strong wind is lasted for several hours up to two days. By the analyses of the data obtained by the ultra-sonic anemometer-thermometer monitoring in the atmospheric boundary layers during some typical cases, it is revealed: there are rather regular wavetrains of gustwind superimposed on the basic wind flow (i. e., time mean flow, for example, averaged for every 20 min). 1) The gustwind wavepaket is very different and separable from the turbulent addies. It is with frequency equal to about 3 to 6 min. and with coherent structure, i. e., there is descending (ascending) motion in the period of wind speed peak (wind speed valley). 2) The major component of the gustwind velocity is along the direction of mean wind flow, but the component perpendicular to the flow and the vertical velocity are rather weak. This indicates that the gustwind is essentially a subsonic wave with very low frequency and mixed with gravity wave. 3) The gustwind trains propagate along the mean wind flow direction and downwards in the vertical. 4) The high frequency turbulent fluctuations (with period less than 1 min) is almost isotropic in the horizontal space. 5) During the period of strong wind, there are downward vertical transport of momentum and upward (in the daytime) vertical transport of sensible heat by fluctuations (both the gustwind and turbulence). 6) It is very interesting to point out that as the vertical transport of momentum is decomposed separately into transports by a) mean motion, b) eddy motion (gustwind disturbances plus turbulent

收稿日期 2007-04-05 收到, 2007-04-19 收到修定稿

资助项目 国家财政部“西北地区土壤水分、沙尘暴监测预测研究”项目 (Y0101)

作者简介 程雪玲, 女, 1971 年出生, 副研究员, 主要从事大气边界层湍流理论以及湍流扩散的数值模拟等方面的研究。

E-mail: chengxl@mail.iap.ac.cn

通讯作者 曾庆存, 男, 1935 年出生, 研究员, 主要从事大气科学、地球流体力学研究。E-mail: zengqc@mail.iap.ac.cn

eddies), c) gustwind, and d) turbulence separately, they are all downwards in the lower levels of the atmospheric boundary layer and in the most period. However, that by the mean motion is the largest, and that by c) and d) are comparable. All these are very different from the case of normal weather, and the friction velocity owing to the fluctuations is also much larger than that of normal weather case. 7) Even in the lowest levels of atmospheric boundary layer the vertical transports of momentum by mean flow and by gustwind are both very important, hence can not be neglected in the strong wind case.

Key words atmospheric boundary layer, strong wind, gustwind coherent structure, downward transport of momentum, duststorm

1 引言

东亚春季冷锋过后常爆发强风, 延续数小时甚至一二天 (还有日变化)。大风常为骤发性且多有阵性, 这已有不少报导和研究结果^[1~11]。当风速超过一定阈值, 使相应的摩擦速度 (Friction velocity) u_* 达到或超过临界摩擦速度 (Critical friction velocity) u_{*c} 时, 伴随着就地起沙扬尘, 这也常有研究和报导^[12~14]。但阵风的结构很少有深入的分析研究, 尤其是气流水平速度和垂直速度的三维相干特征, 从未有过研究报导; 阵风的相干结构引起的起沙扬尘机理及其重要作用, 也未见揭示和阐明。本文作者曾致力于风沙动力学、土壤风蚀以及沙尘暴天气的动力学数值预告研究, 仔细分析了我国北方春季大风起沙扬尘期间近地面大气边界层的常规和特种观测资料, 尤其是中国科学院大气物理研究所北京综合气象观测塔的资料, 发现冷锋过后的强风期间, 阵风有较普通的规律性, 周期以 3~6 min 为主, 叠加在周期不很稳定的平均流 (基流) 上, 这基流的峰值时间间隔约为一至数小时一次, 是更低频和更大振幅的阵风。前者有很鲜明的三维相干结构: 阵风风速波峰期 (即阵风时) 伴随着下沉气流, 波谷期 (即阵风歇时) 伴随着上升气流。下传的水平动量绝对值超过 ρu_*^2 时, 在当地起沙尘, 但由于大中尺度系统下沉气流使沙尘只能积聚在大气边界层的低层 (约 200 m 厚), 当阵风停歇时上升气流才能将沙尘传入边界层上层, 然后藉大中尺度的系统性上升气流再往上传输进入对流层。起沙扬尘过程, 尤其是扬尘过程和阵风带有阵性。风的阵性是动量下传和起沙扬尘的有效机

理^[15~17]①

2 中国北方春季冷锋后大风的突发性和阵性概况

现以北京 2002 年 3 月 20 日冷锋过程为例。这次天气过程和强风起沙扬尘的概况有不少文章^[3, 13, 15, 18~20]①研究过, 相伴的阵风特性曾庆存等^[15]①的文章有简要论述。此例很典型, 但有普遍性。

图 1 是 19~20 日 8 m 高度的风速、温度和相对湿度以及沙尘浓度等要素随时间演变曲线, 采用中国科学院大气物理研究所北京气象观测塔的自动监测资料, 其中风、温的采样是每 20 s 一次, 这里做了每 10 min 的平均; 而沙尘浓度则是数小时平均值, 其时间间隔如图中的直方柱边界所示。图 1 和文献 [17] 原图的区别在于取样点和计算方法不同。由图可见, 2002 年 3 月 20 日 10 时左右 (北京时间, 下同) 冷空气入侵, 大风降温, 空气变干, 沙尘浓度急剧增大。冷空气来前有微雨 (痕量), 造成冷锋过境前空气相对湿度短时加大。图 2 给出 325 m 高度内 4 层相应的风速风向自记曲线。图 3 则是 5 层的水平风速和垂直速度时间曲线, 其中间的 3 层及垂直速度由更灵敏的超声风温仪监测资料算出 (仪器采样为每秒 10 次), 图中显示的是每 20 min 的平均值。

由此三图可见, 冷锋过境和伴随的大风爆发约于 20 日 9~10 时发生于 320~47 m 高度。风向分别是高层由南风骤转为西北风和低层由东南风转变为西风; 相应地, 在 47 m 和 120 m 高处有

① 曾庆存, 胡非, 程雪玲. 大气边界层扰动的三维相干结构及其在扬沙过程中的作用. 2005 年度大气物理研究所学术年会报告摘要, 2006

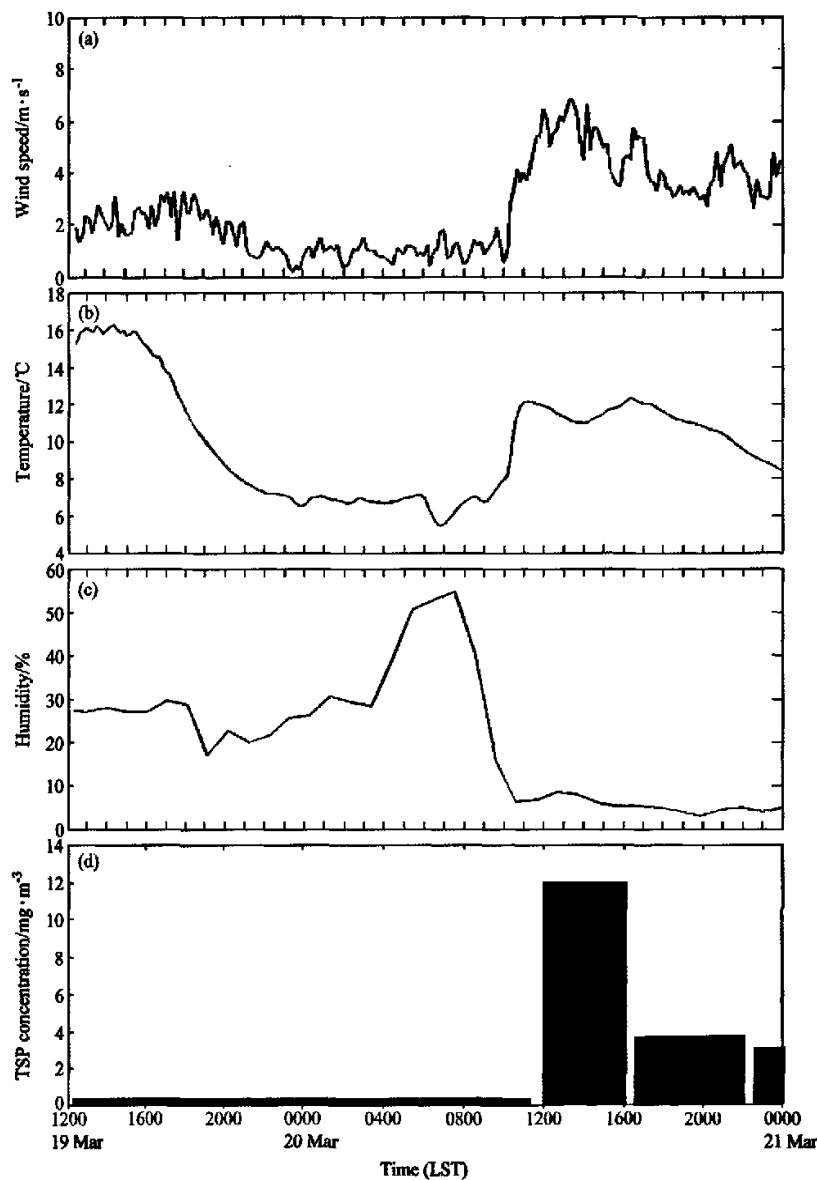


图 1 2002 年 3 月 20 日北京沙尘暴期间地面 8 m 高度的多要素演变概况：(a) 风速；(b) 温度；(c) 相对湿度（由北京市气象局提供）；(d) 总悬浮颗粒物（TSP）浓度^[18]

Fig. 1 A survey of dust storm weather in Beijing, 20 Mar 2002; (a) wind speed; (b) temperature; (c) relative humidity, provided by Beijing Meteorological Bureau; (d) total suspended particulates (TSP) concentration^[18]

系统的强下沉气流，而 280 m 则有系统强上升气流。剔除温度日变化后（即各时刻相应的 24 h 温差）确是冷气入侵降温过程；相对湿度在冷锋过境后突然明显下降，只在冷锋过境前有短时的上升且值较高，是由锋前微雨所致。总的来说，冷

锋过境前后，风向和相对湿度都很稳定。由于强风在当地起沙扬尘，强风期间沙尘浓度大为增加。由图 4^[19]可见，其间粗粒数密度较大，确有当地扬沙的重要贡献，尽管远距离输送来的浮尘相当可观。

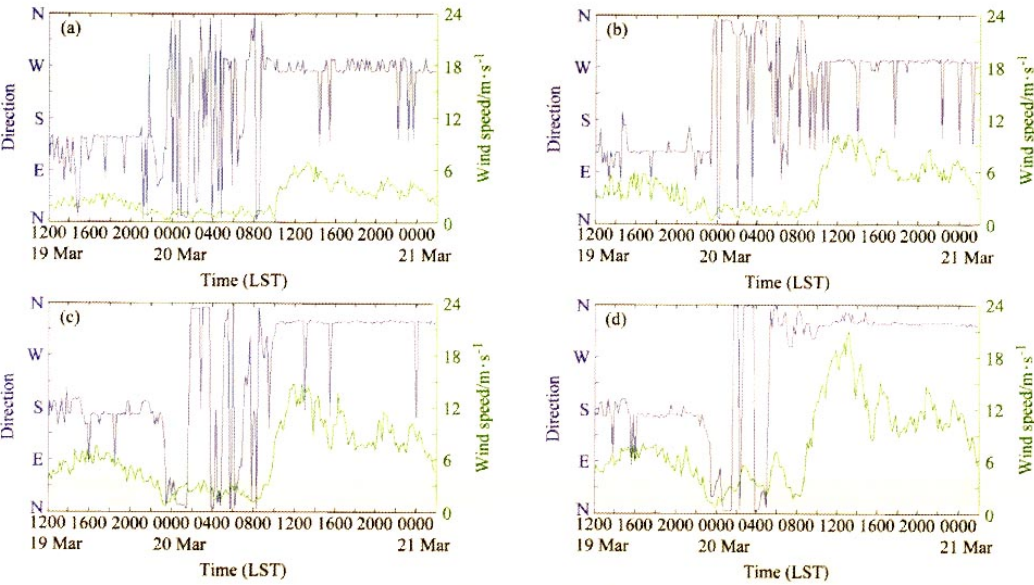


图2 2002年3月20日北京沙尘暴期间4个高度的风速风向：(a) 8 m；(b) 47 m；(c) 120 m；(d) 280 m
Fig. 2 The evolution of wind speed and direction during the dust storm in Beijing, on 20 Mar 2002; (a) 8 m; (b) 47 m; (c) 120 m; (d) 280 m

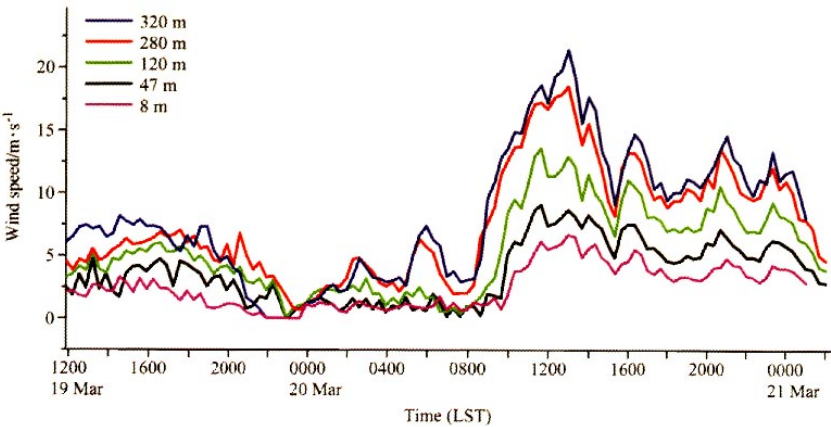


图3 2002年3月20日北京沙尘暴期间边界层各高度20 min平均风速和垂直速度随时间的变化
Fig. 3 Temporal variation of wind speed and vertical velocity at various heights during the dust storm in Beijing, on 20 Mar 2002. The speed and vertical velocity are 20-min averaged

由图3可见大风风速主要有两个低频的阵性：一个为强风期持续4~6 h（8~14时一段）或2 h左右（15~17时和19~21时），波幅很大；另一周期在0.5~1 h，尤以10~14时一段为明显。除

此之外，还有持续约3~6 min的阵风，它更符合World Meteorological Organization（WMO）关于阵风的定义：频率为一至数分钟一次，这不能从20 min平均的曲线（图1~3）看到，为此我们给

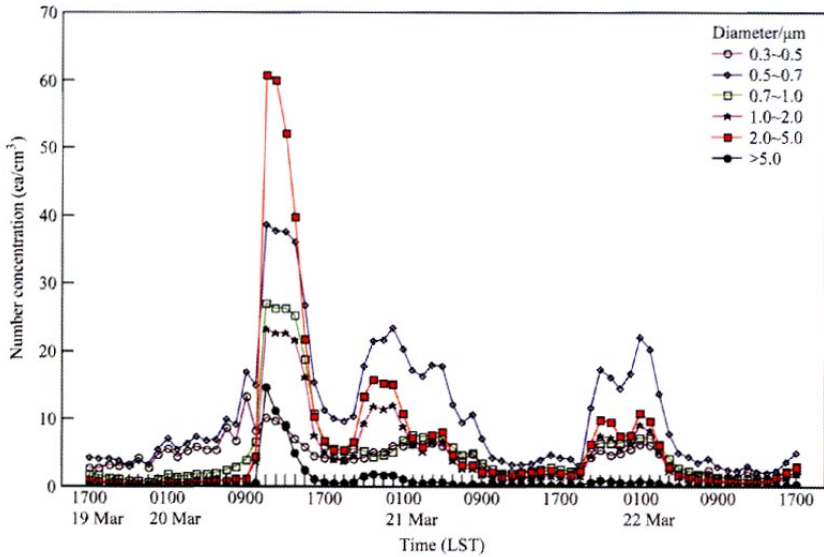


图 4 北京沙尘暴过程近地面空气中沙尘粒子数浓度谱分布及时间变化^[19]

Fig. 4 The time-variation of the size distributions of number concentration of sand-dust measured during dust storm in Beijing, on 20 Mar 2002^[19]

出几个时段的自记原始记录,如图 5 和图 6。由图可见水平风速包络线的准周期如上所述:冷锋过境前,其频率较高较乱,振幅较小,约 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;而冷锋过境后,频率较有规律,振幅较大,大都在 $5 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,这是一个相当可观的数值。这种频率的阵风作用国外未见研究,国内也只有曾庆存等^{[16]①}有过简短的研究报导,本文将重点研究之。以后如不特别说明,就简称这种扰动为阵风。此外,图 5 和图 6 也给出了垂直速度的脉动,虽然脉动值上下包络线的值相差可超过 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,但除可统视之为“湍流脉动”外,若不对原始资料做适当处理,是分不出阵风作用的。

3 脉动频谱分析和阵风的检出

先将气流速度分量(u, v, w)各自做时间长度为 τ 的滑动平均,滤去周期大于 τ 的扰动。记气象要素 f 的这种平均值为 $\bar{f}$, 扰动(脉动)值为 f' , 即

$$f(t) = \bar{f}(t) + f'(t), \quad (1)$$

其中

$$\bar{f}(t) \equiv \frac{1}{\tau} \int_{t-\tau/2}^{t+\tau/2} f(t') dt', \quad (2)$$

再将 f' 做 Fourier 展开, 将 f 分为 3 档: 频率 ω (周期 T) 为 $\infty(0) \sim \omega_0(T_0)$, $\omega_0(T_0) \sim \omega_1(T_1)$ 和 $\omega_1(T_1) \sim \omega_r$ (周期 $T = \tau$), 分别称为“湍流”脉动 $f'_t(t)$, “阵风”扰动 $f'_g(t)$ 和大-中尺度“基流” $\bar{f}$ 。这里频率 ω 指的是圆频, 即 $\omega = 1/T$ 。于是对水平速度(以后简称为风)有

$$u(t) = \bar{u}(t) + u'_g(t) + u'_t(t), \quad (3)$$

当取 $\omega_1 = \omega_r$ 时, $\bar{u}(t) = \bar{u}(t)$, 即有

$$u(t) = \bar{u}(t) + u'_g(t) + u'_t(t), \quad (4)$$

故也常称 $\bar{u}(t)$ 为“基流”、“流”或“平均流”。

取 $\tau = 20 \text{ min}$ 和 τ 远大于 20 min 两种, 对 (u, v, w) 展开, 结果是二者的功率谱几乎相同, 因此只显示 $\tau = 20 \text{ min}$ 的结果。图 7 给出 20 日几个时段(每段为 1 h) 算得的能谱。总的特征是: 1) 约从 $\omega_0 > 0.01 \text{ Hz}$ (黑夜) 或 $> 0.02 \text{ Hz}$ (白天) [相当于周期 $T_0 < 1.6 \text{ min}$ (黑夜) 或 $< 1 \text{ min}$ (白天)], 能谱确实具有小尺度湍流脉动谱的特征; 2) 取 $T_1 = \tau = 20 \text{ min}$, 在 $\omega_1 < \omega < \omega_0$ 区内, 谱有明显可见的分立特征, 而且常有一主峰, 白

① 曾庆存, 胡非, 程雪玲. 大气边界层扰动的三维相干结构及其在扬沙过程中的作用. 2005 年度大气物理研究所学术年会报告摘要, 2006

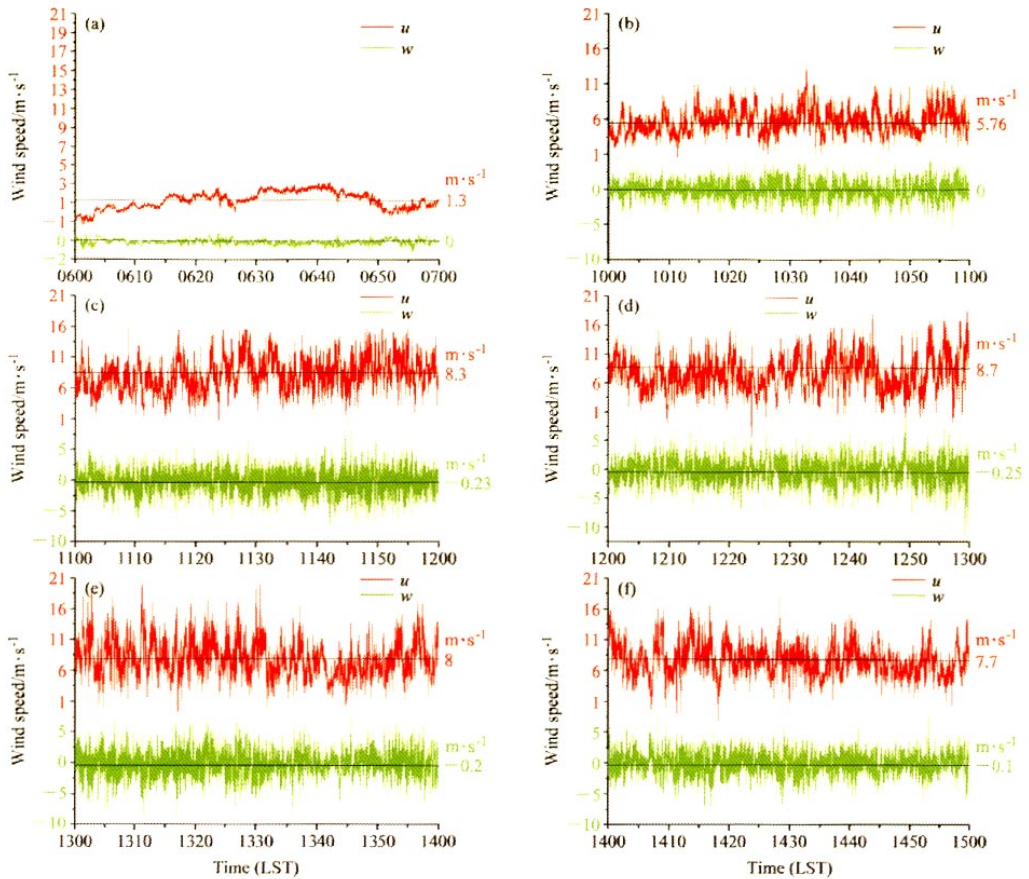


图5 3月20日47 m高度的风速脉动: (a) 6~7时(大风爆发前); (b) 10~11时(大风时段); (c) 11~12时(大风时段); (d) 12~13时(大风时段); (e) 13~14时(大风时段); (f) 14~15时(大风时段)

Fig. 5 Velocity fluctuations at 47 m on Mar 20 2002; (a) 0600—0700 LST (before strong wind); (b) 1000—1100 LST (during the period of strong wind); (c) 1100—1200 LST (during the period of strong wind); (d) 1200—1300 LST (during the period of strong wind); (e) 1300—1400 LST (during the period of strong wind); (f) 1400—1500 LST (during the period of strong wind)

天位于 ω_g , 对应的周期是在3~5 min, 其为阵风, 尽管午后这主峰受对流脉动一定程度的干扰(见13时和14时的谱)。

由此可见, 从能谱的特征就可检出阵风, 但考虑到 ω_g 并不固定, 不妨就称 $\omega_1 > \omega > \omega_0$ 的扰动为阵风(在午后则是受热对流干扰的阵风)。为方便起见, 将 u'_g 等简写为 u_g 等。

也可以对资料做每分钟的滑动平均, 得到 $\bar{f}(t)$ 。结果发现, 对于速度场来说, $\bar{f}(t) - \bar{f}(t)$ 在绝大多数时刻和由频谱展开法所得的阵风 f_g 几乎完全重合。图7给出两种算法得到的结果。为

节省计算时间, 取 $\bar{f}(t) - \bar{f}(t)$ 为阵风扰动 f_g 。

4 阵风的相干结构和垂直方向传播

图9给出3个高度几个时段每分钟平均的水平顺风方向风速分量和垂直速度分量。由图可见, 在各层阵风都有鲜明的相干结构: 风速峰期有下沉气流, 谷期(阵风停歇时)有上升气流。尽管对流和湍流也有一定干扰, 例如有些时间上升气流较小而持续时间较长, 甚至有少数情况还有反相。

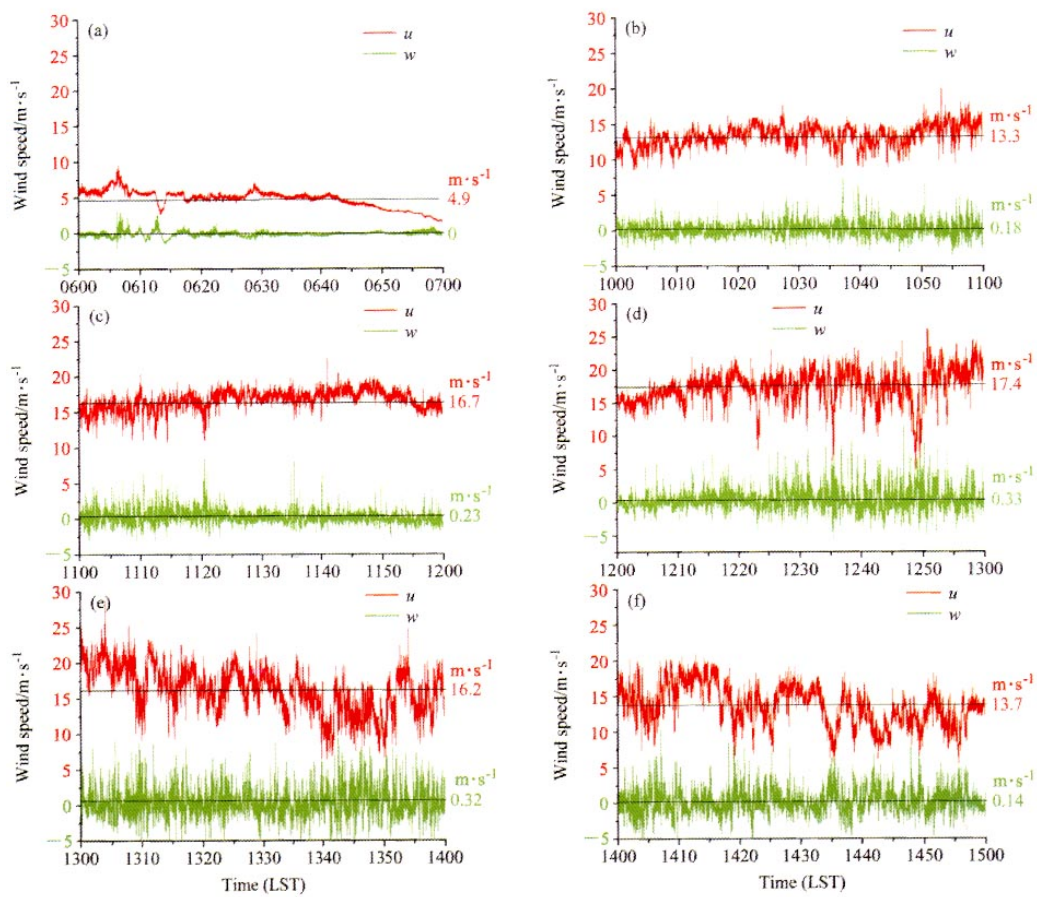


图6 同图5，但为280 m高度的风速脉动
Fig.6 The same as Fig. 5, but at 280 m

为了研究阵风波动沿垂直方向的传播，还要再作少许光滑，即 $\tilde{f}$ 为2 min滑动平均的时间序列。图10给出3个高度顺风方向风速的时间曲线。可见在大多数情况下，阵风由上向下传播，传播速度约为 $0.78\sim1.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。阵风波包由上向下传播是易于理解的。其实，高层风大，大振幅扰动源于高层，主要是藉动量下传机制（见下一节）使下层风速增大。这种扰动为重力内波[甚至含有纵波（低频的次声波）]。此外，对流和湍流脉动也在一定程度上有干扰，例如有个别情况是上下层同位相，其明显是热对流运动。

计算一定时段内 u_g 和 w_g 的相关系数

$$R_g \equiv \overline{u_g w_g} / (\overline{u_g^2} \overline{w_g^2})^{1/2},$$

能定量地反映其相干程度，结果如表1。

表1 3月20日3个高度处不同时段阵风扰动(u_g , w_g)的相关系数 R_g

Table 1 The correlation coefficients R_g between the two components of gust disturbances (u_g , w_g) at three heights on 20 Mar 2002

时段	高度/m		
	47	20	280
0600~0700 LST	-0.3	0.4	-0.07
1000~1100 LST	-0.5	-0.66	-0.14
1100~1200 LST	-0.54	-0.7	0.125
1300~1400 LST	-0.37	-0.57	-0.3
1500~1600 LST	-0.48	-0.57	-0.49

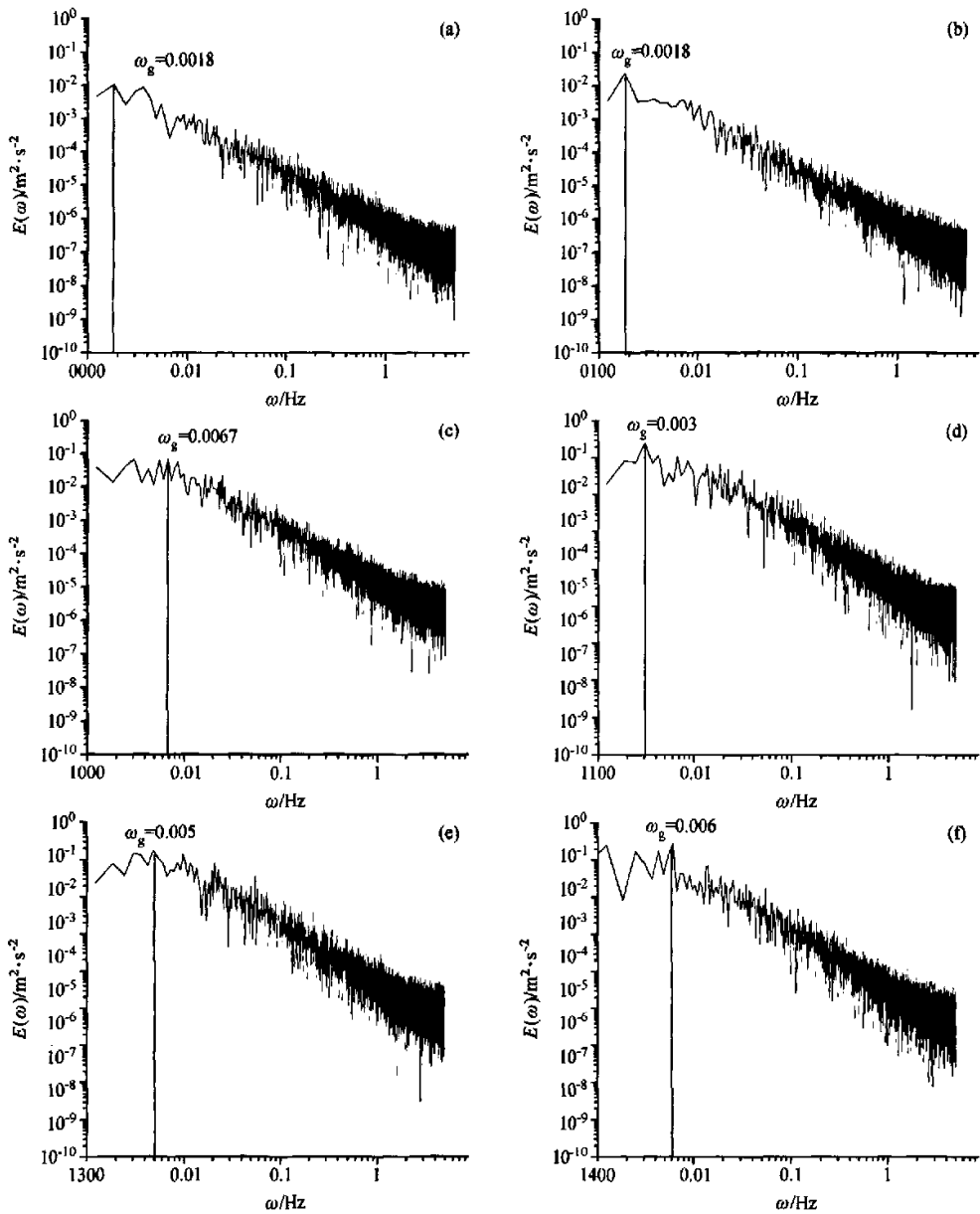


图 7 3月20日47 m高度上大气三维脉动的能谱 $E(\omega)$: (a) 0~1时 (大风爆发前); (b) 1~2时 (大风爆发前); (c) 10~11时 (大风时段); (d) 11~12时 (大风时段); (e) 13~14时 (大风时段); (f) 14~15时 (大风时段)

Fig. 7 Power spectra of 3-D air velocity fluctuations at 47 m on 20 Mar 2002; (a) 0000—0100 LST (before strong wind); (b) 0100—0200 LST (before strong wind); (c) 1000—1100 LST (during the period of strong wind); (d) 1100—1200 LST (during the period of strong wind); (e) 1300—1400 LST (during the period of strong wind); (f) 1400—1500 LST (during the period of strong wind)

由表 1 可见, 在 47 m 和 120 m 高处, 大风爆发后, $-R_g$ 大都超过 0.4, 甚至达 0.7, 相关性是很高的。湍流 u'_i 和 w'_i 的相关系数

$$R_i \equiv \overline{u'_i w'_i} / [(\overline{u'^2_i})(\overline{w'^2_i})]^{1/2},$$

如表 2。一般是 R_g 与 R_i 同号, 但 $|R_g| \gg |R_i|$ 。在 47 m 和 120 m 高处 $|R_i| < 0.3$, 最大也只有 0.35。

计算自相关和互相关系数还可给出阵风的等

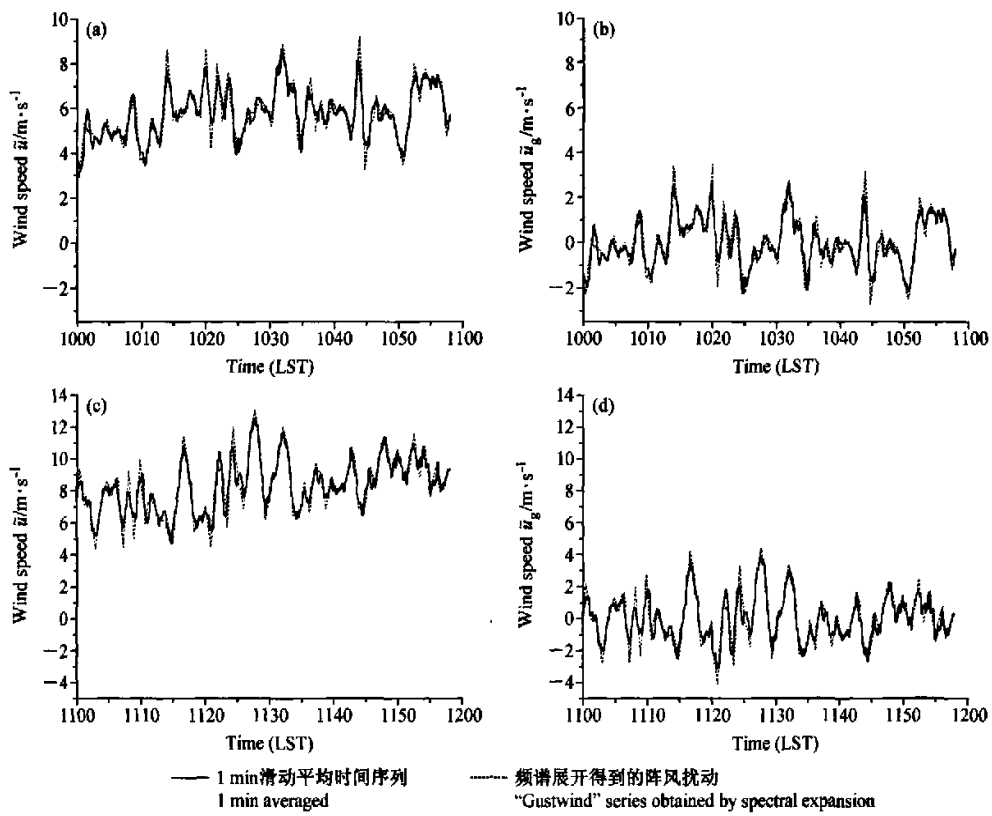


图8 3月20日47 m高度处由谱展开法和1 min滑动平均法得到的顺风风速时间序列：(a) 10~11时全风速；(b) 10~11时减去20 min平均流的阵风扰动；(c) 11~12时全风速；(d) 11~12时减去20 min平均流的阵风扰动

Fig. 8 Time series the wind speed at 47 m on 20 Mar 2002: (a) 1000—1100 LST are the wind velocity; (b) 1100—1200 LST are the velocity minus 20-min averaged one; (c) 1100—1200 LST are the wind velocity; (d) 1100—1200 LST are the velocity minus 20-min averaged one

表2 3月20日3个高度上不同时段湍流 (u_i , w_i) 的相关系数 R_i

Table 2 The correlation coefficients R_i of turbulent fluctuations (u_i , w_i) at three heights on 20 Mar 2002

时段	高度/m		
	47	47	47
0600~0700 LST	0.06	-0.05	-0.09
1000~1100 LST	-0.26	-0.35	-0.24
1100~1200 LST	-0.26	-0.28	-0.13
1300~1400 LST	-0.19	-0.32	-0.19
1500~1600 LST	-0.20	-0.28	-0.17

效主频率 (亦记作 ω_g) 和等效下传速率 C_g 。在 τ 时段内时差为 τ' 的阵风 u_g 的单层 (高度为 h_k) 自相关系数和两层 (h_k 和 h_k') 的互相关系数分别记为

$$R_{unk}(\tau') \equiv \frac{\int u_g(t', h_k) u_g(t' + \tau') dt'}{\sqrt{u_g^2(h_k)}}, \quad (5)$$

$$R_{unk'}(\tau') \equiv \frac{\int u_g(t', h_k) u_g(t' + \tau', h_k') dt'}{\left[u_g^2(h_k) \cdot u_g^2(h_k') \right]^{1/2}}, \quad (6)$$

$R_{unk}(\tau')$ 随 τ' 变化的曲线如图 11。由此可确定出各层 h_k 的 R_{unk} 达最大值的 τ' , 记作 τ'_k , 相应的阵风主频就是 $\omega_{gk} = \frac{1}{\tau'_k}$, 主周期 T_{gk} 就是 τ'_k 。

也可以计算以能谱 e_{gk} 为权重的阵风主频率 (亦记作 ω_{gk}), 如下:

$$\omega_{gk} = \frac{\int_{\omega_1}^{\omega_0} e_{gk}(\omega) \omega d\omega}{\int_{\omega_1}^{\omega_0} e_{gk}(\omega) d\omega}, \quad (7)$$

结果如表 3。

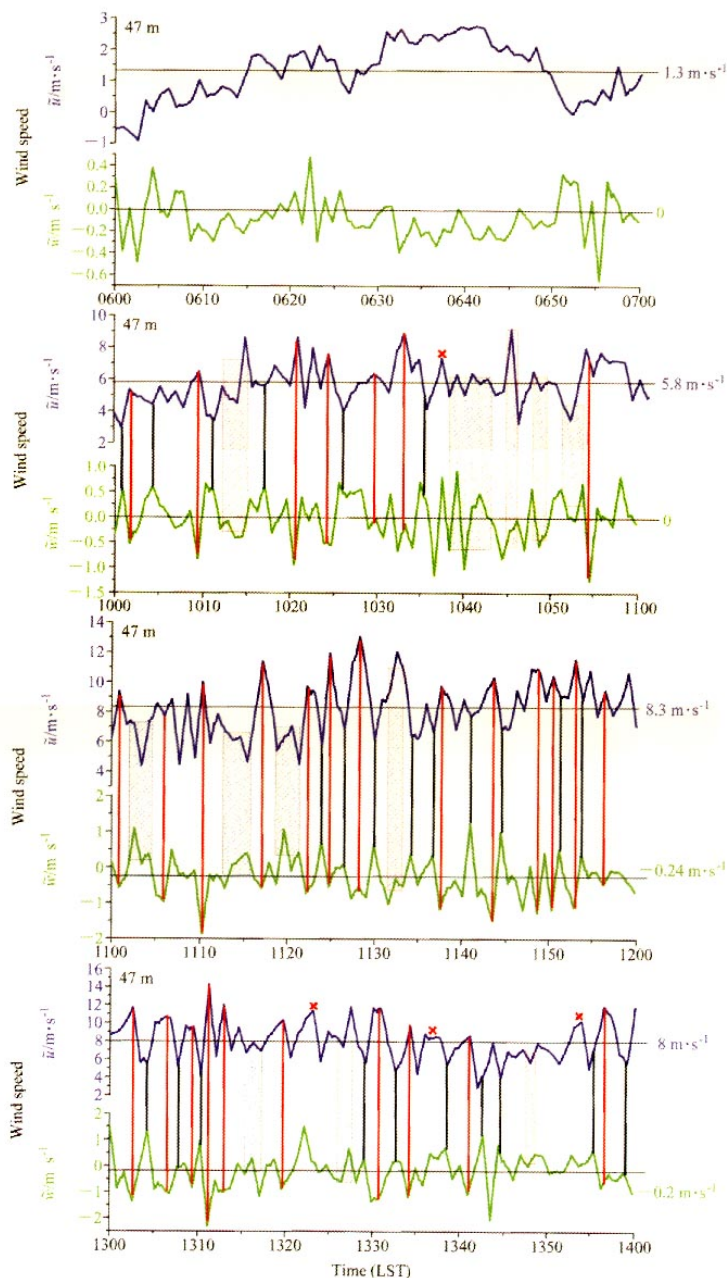


图9 3月20日3个高度不同时段1 min平均水平风速和垂直速度的时间曲线(竖线表明阵风的相关性:红线表示阵风高峰期,黑色表示阵风低谷期;阴影表示受对流和湍流干扰的阵风相关性;×表示反相的情况)

Fig. 9 1 min averaged horizontal and vertical velocities at various heights and times on 20 Mar 2002 The vertical lines show the coherent structure of gustwind; red is the period of strong gustwind, black is the period of weak gustwind; Shadow are the coherent structures of gustwind disturbed by convection and turbulence; × are the contrary conditions.

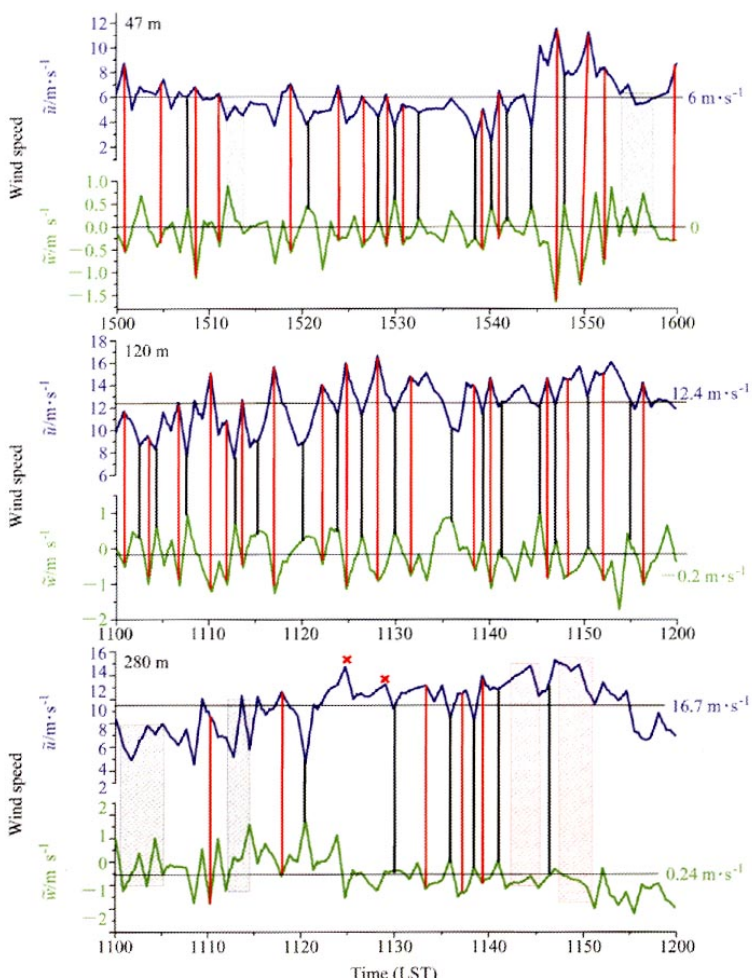


图 9 (续) Fig. 9 (Continued)

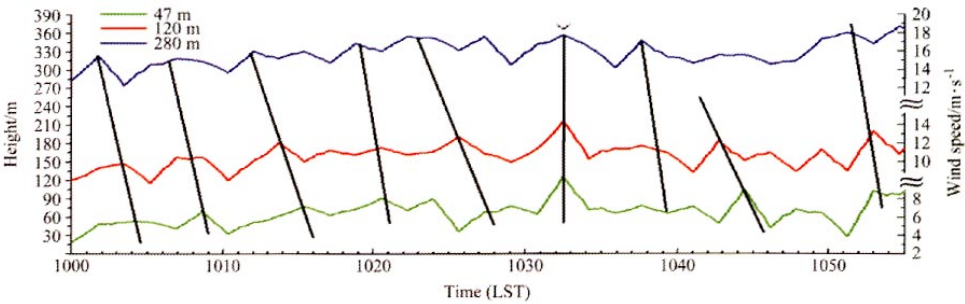


图 10 3 月 20 日 3 个高度 2 min 平均水平风速的时间曲线
Fig. 10 The wind speeds (averaged for 2-min) at three heights on 20 Mar 2002

表 3 3 月 20 日 3 个高度处阵风主频率
Table 3 The principle frequency of gust wind at three heights on 20 Mar 2002

高度/m	主频率 ω_{gk}/Hz	主周期 T_{gk}/min
47	0.004	4.2
120	0.003	5.6
280	0.0025	6.7

比较表 3 以及由图 11 确定和由图 7 所见而得出的数值, 可知三者所得的阵风主频相差不大, 是可信的。只是在表 3 和图 11 中包括有周期直至 20 min 的扰动, 故算得的周期比图 7 要大一些。

$R_{u_{kk'}}(\tau')$ 的曲线如图 12, 它于 $\tau'=\tau'_{kk'}$ 时达极大, 由此可定出由 h_k 传播到 $h_{k'}$ 的传速为

$$C_{kk'} \equiv (h_k - h_{k'}) / \tau'_{kk'}.$$

取 h_k 和 $h_{k'}$ 分别为 280 m 和 47 m, 简记传速为 $c_{\perp}$, 结果如图 12, τ'_w 为 3~5 min, 下传速度 $c_{\perp}$ 为 0.78~1.3 m·s⁻¹。可见, 与由图 10 所得结果相差不大, 但也同样明显可见湍流脉动一定程度的干扰。

5 阵风和湍流脉动能量的三维统计特性

从三维统计特性看, 阵风和湍流能量特征是有明显区别的。

将全脉动 (u', v', w') 、阵风扰动 (u_g, v_g, w_g)

和湍流脉动 (u'_t, v'_t, w'_t) 各自动能的 20 min 平均值分别记作 $2e$ 、 $2e_g$ 和 $2e_t$ 。于是有 $e=e_g+e_t$ 。又有 $e=e_h+e_w$, $e_g=e_{gh}+e_{gw}$, $e_t=e_{th}+e_{tw}$, 其中 $e_h=e_u+e_v \equiv \overline{u'^2} + \overline{v'^2}$, $e_w=\overline{w'^2}$ 等等。

图 13a、b、c 分别给出 $e^{1/2}$ 、 $e_w^{1/2}$ 和 $(e_w/e_h)^{1/2}$ 。从中所见 20 日 3 个强风期间 e 和 e_w 都大, 尤以在 47 m 和 120 m 处, 在 12~13 时 $e^{1/2}$ 甚至可达到 4.5 m·s⁻¹, $e_w^{1/2}$ 超过 2 m·s⁻¹; 280 m 处略小些, 脉动是相当强的。但是在 3 个高度大都有 $(e_w/e_h)^{1/2} \approx 0.5$, 可知脉动强度不是各向同性的, 垂直脉动强度只及水平脉动之半。

图 13d 和 e 分别给出 $e_g^{1/2}$ 和 $e_t^{1/2}$ 。可见在大部分时间有 $e_g^{1/2} < e_t^{1/2}$, 但也有时 $e_g^{1/2} > e_t^{1/2}$, 两者对动能的贡献相差无几而应该同时考虑。如果不能计算出阵风, 将会大大减弱脉动的能量。图 13f~h 是 $e_{gv}^{1/2}$ 、 $e_{gw}^{1/2}$ 和 $e_{gw}^{1/2}$, 而图 13 i 和 j 为 $(e_{tw}/e_w)^{1/2}$ 和 $(e_{tw}/e_u)^{1/2}$ 。这里 u 和 v 分别是沿平均风场顺风方向和横交方向的速度分量, u 和 v 组成右手坐标系。注意到大风爆发前和其后风向很稳定, 故这样的分解事实上是做了一个时间上不变的坐标变换。由这些图可见, 在大风期间湍流脉动在水平面上大体上是各向能量均分的, 说明有不规则的湍流涡旋存在, 尽管在垂直方向强度要稍小些。阵风则不然, $e_{gv}^{1/2}$ 和 $e_{gw}^{1/2}$ 都比 $e_{gu}^{1/2}$ 小很多, 可知阵风不是各向同性的, 速度主要是沿着顺风方向的扰动 (“波动”)。再考虑到 u_g 和 w_g 的相干结构, 可知阵风的本质是以大振幅的纵波为

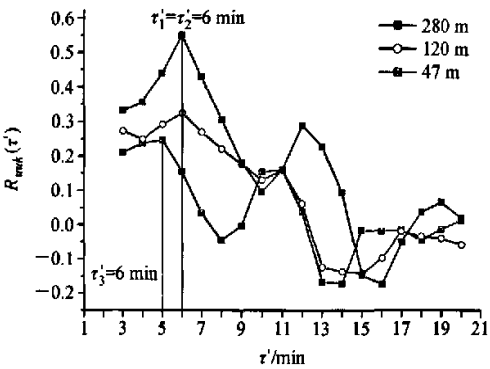


图 11 3 月 20 日 3 个高度阵风 (u_g) 的自相关系数 ($R_{u_{kk'}}$) 随延迟时间 τ' 的变化
Fig. 11 The variation of auto-correlation coefficients of u_g with delay time τ' at three heights on 20 Mar 2002

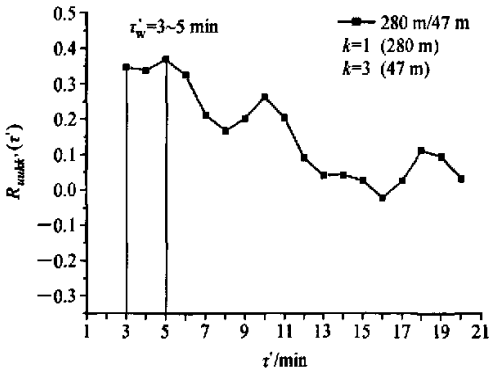


图 12 3 月 20 日 280 m 与 47 m 阵风 u_g 互相关系数 ($R_{u_{kk'}}$) 与延迟时间 τ' 的关系
Fig. 12 The covariance coefficient $R_{u_{kk'}}$ of u_g at 280 m and 47 m ($h_k=280$ m, $h_{k'}=47$ m) with delay time τ' on 20 Mar 2002

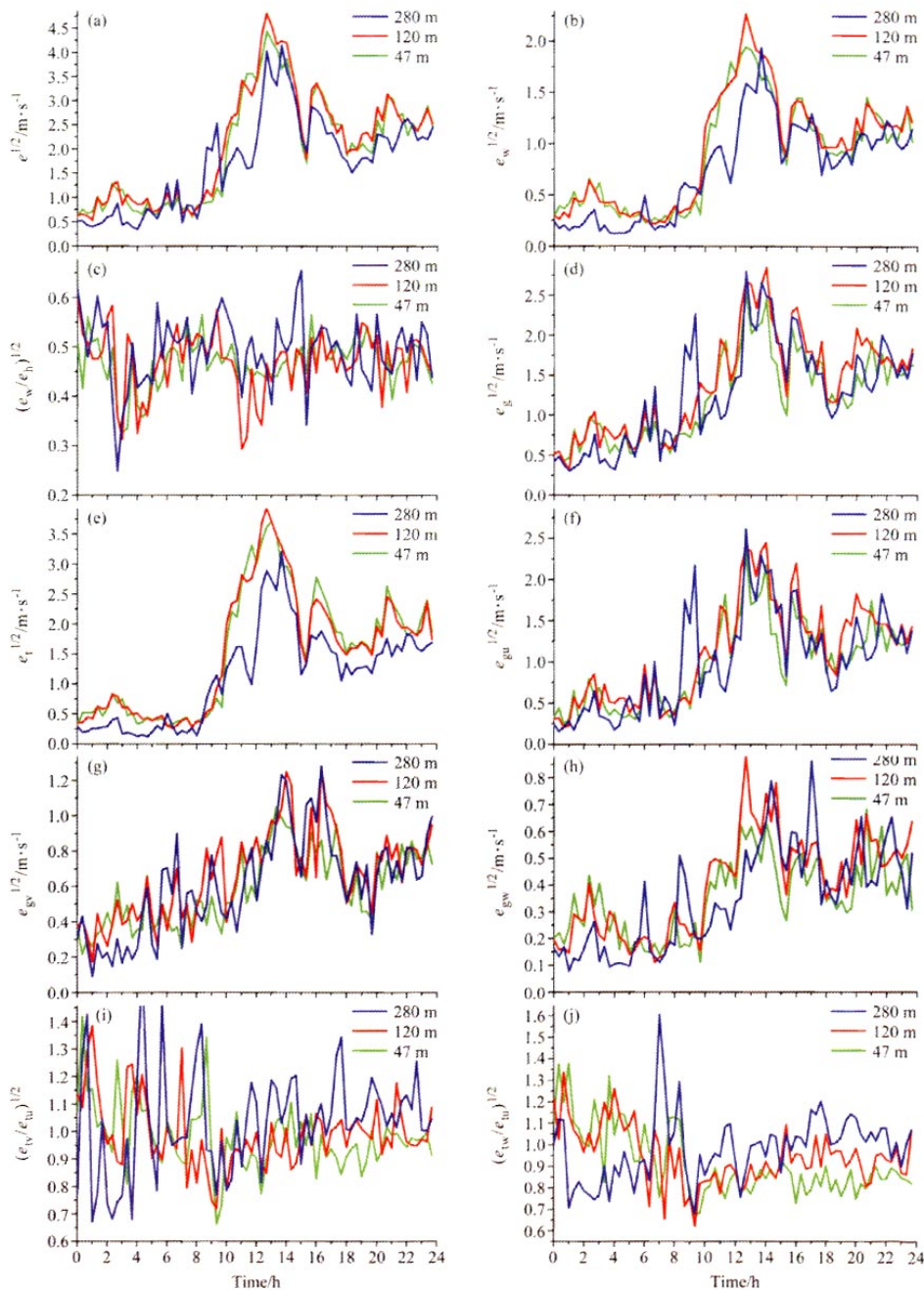


图 13 3 月 20 日 3 个高度各种湍动能: (a) $e^{1/2}$; (b) $e_w^{1/2}$; (c) $(e_w/e_h)^{1/2}$; (d) $e_g^{1/2}$; (e) $e_l^{1/2}$; (f) $e_{gw}^{1/2}$; (g) $e_{gv}^{1/2}$; (h) $e_{gw}^{1/2}$; (i) $(e_w/e_u)^{1/2}$; (j) $(e_w/e_u)^{1/2}$

Fig. 13 Kinetic energy of various disturbance at three heights on 20 Mar 2000: (a) $e^{1/2}$; (b) $e_w^{1/2}$; (c) $(e_w/e_h)^{1/2}$; (d) $e_g^{1/2}$; (e) $e_l^{1/2}$; (f) $e_{gw}^{1/2}$; (g) $e_{gv}^{1/2}$; (h) $e_{gw}^{1/2}$; (i) $(e_w/e_u)^{1/2}$; (j) $(e_w/e_u)^{1/2}$

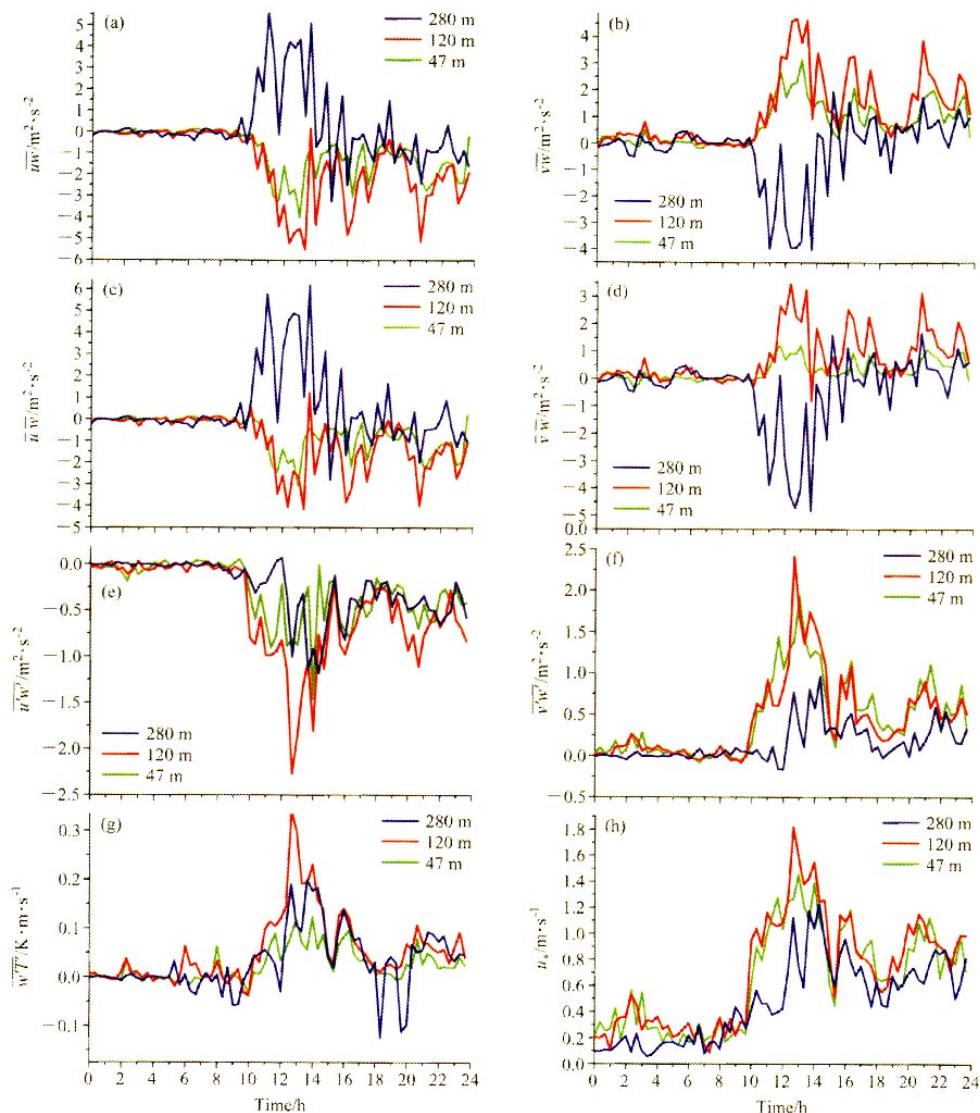


图 14 3月20日3个高度各种垂直通量及摩擦速度: (a) $\overline{u'w'}$; (b) $\overline{v'w'}$; (c) $\overline{u'w'}$; (d) $\overline{v'w'}$; (e) $\overline{u'w'}$; (f) $\overline{v'w'}$; (g) $\overline{w'T'}$; (h) u^*

Fig. 14 Various vertical fluxes and friction velocities at three heights on 20 Mar 2002: (a) $\overline{u'w'}$; (b) $\overline{v'w'}$; (c) $\overline{u'w'}$; (d) $\overline{v'w'}$; (e) $\overline{u'w'}$; (f) $\overline{v'w'}$; (g) $\overline{w'T'}$; (h) u^*

主, 即主要为低频的次声波和高频的重力波的混合。

6 动量和感热的垂直通量和摩擦速度

计算每 20 min 平均的垂直输送通量和摩擦速

度时可直接用原始记录, 不必做坐标旋转, 即取坐标(x, y)方向分别为向东和向北。下传动量通量的两个分量(τ_x, τ_y)如下:

$$\tau_x = -\rho_a \overline{u'w'}, \tau_y = -\rho_a \overline{v'w'}, \quad (8)$$

其中 ρ_a 为空气密度。再按均流和脉动的分解 (见公式 4), 经计算表明, 基流、阵风和湍流三者的

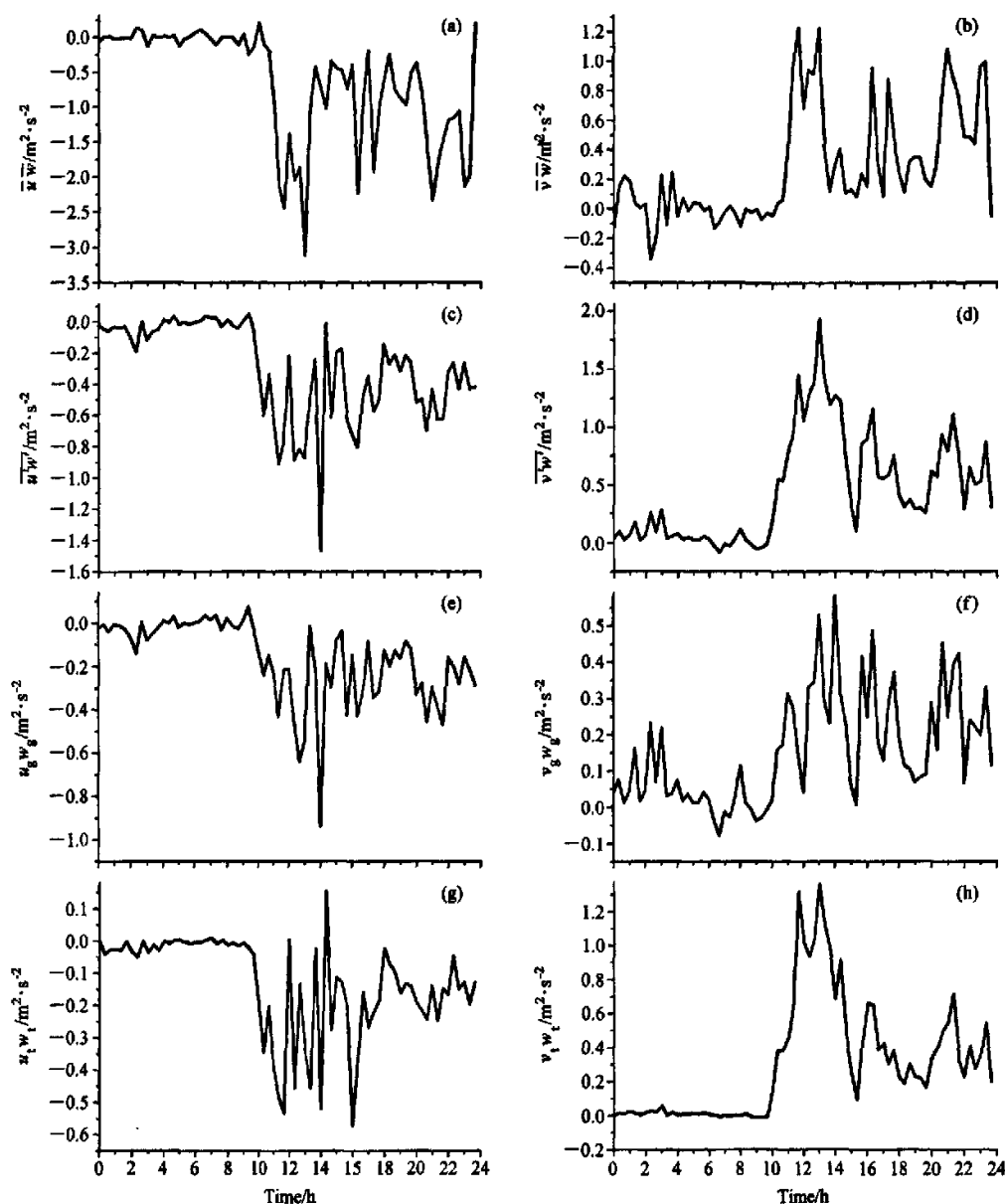


图 15 3月20日47 m高度上动量通量的分解: (a) $\overline{u'w'}$; (b) $\overline{v'w'}$; (c) $\overline{u'w'}$; (d) $\overline{v'w'}$; (e) $\overline{u_g w_g}$; (f) $\overline{u_g w_g}$; (g) $\overline{u_i w_i}$; (h) $\overline{u_i w_i}$
Fig. 15 The decompositions of vertical flux of horizontal momentum at 47 m on 20 Mar 2002, (a) $\overline{u'w'}$; (b) $\overline{v'w'}$; (c) $\overline{u'w'}$; (d) $\overline{v'w'}$; (e) $\overline{u_g w_g}$; (f) $\overline{u_g w_g}$; (g) $\overline{u_i w_i}$; (h) $\overline{u_i w_i}$

互相关在垂直通量计算中可忽略不计, 即有

$$-\tau_x/\rho_a \approx \overline{u \cdot w} + \overline{u'w'} \approx \overline{u \cdot w} + \overline{u_g w_g} + \overline{u_i w_i}, \quad (9)$$

和

$$-\tau_y/\rho_a \approx \overline{v \cdot w} + \overline{v'w'} \approx \overline{v \cdot w} + \overline{v_g w_g} + \overline{v_i w_i}. \quad (10)$$

在曾庆存等^[16, 17]文章中还将说明, 为什么不按常规, 还要同时计算 $\overline{u'w'}$ 和 $\overline{u \cdot w}$ 等, 并做比较。此外, 脉动的摩擦速度 u_* 和上传感热通量 H 定义如下:

$$u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/4}, \quad (11)$$

$$H = c_p \rho_a \overline{w'T'}, \quad (12)$$

其中 c_p 为空气等压比热。

图 14 给出 3 层各时刻的 $\overline{uw}$, $\overline{vw}$, $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{w'T}$ 和 u_* 。可见, 即使在高度小于 120 m 的边界层内, 在下传的动量通量中, 一般都是基流输送大于脉动输送。在强风时段, 3 层均有 x 方向和 $-y$ 方向动量向下传送, 即西风和北风方向动量向下传, 感热上传送; u_* 也比在通常天气情况下大得多。但在 280 m 高度 (也许在其上也一样), 由于有系统的上升气流, 而 47 m 和 120 m 高处则为系统下沉气流, 故基流的动量输送在 280 m 与 120 m 和 47 m 处符号相反。

图 15 给出 47 m 处按基流、全脉动、阵风和湍流分解的动量传送, 即 $\overline{u w}$, $\overline{u'w'}$, $\overline{u_g w_g}$, $\overline{u_i'w_i'}$ 和 $\overline{v w}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{v_g w_g}$, $\overline{v_i'w_i'}$ 。可见在动量传送中, 阵风和湍流大体上是同号和同量级的, 甚至有时 $|\overline{u_g w_g}| > |\overline{u_i'w_i'}|$ 。这说明绝不能忽略阵风的作用。

特别要指出的是 47 m 以下的平均流, 以 8 m 处为代表, 在大风的主要阶段 (20 日 12~18 时) 基本上无加速, 可见 47 m 处的动量通量是一直下传到地面的。在此时段内, 至少在 47 m 以下可以看作是等通量层。

7 小结

利用单站资料尽可能地分析了大风期间阵风和湍流脉动的主要特征。小结如下:

我国北方强寒潮冷锋过境后, 骤发强风, 湿度骤降, 风向骤变, 风速迅速增大然后大体稳定; 骤变后的风向和湿度是稳定的。强风风速叠加有 2~3 种频率的阵风, 尤以每 3~5 min 一阵的阵风最有规律性。边界层中低层 (280 m 以下) 阵风有明显的相干结构: 风速峰期有下沉运动, 谷期 (阵风停歇时) 有上升运动; 统计计算还表明, 阵风能量具有明显的三维各向不同性的特征, 以沿平均流顺风方向的扰动为主, 横交平均风向的扰动和垂直运动皆较小, 可见阵风的本质是低频次声波 (以纵波为主) 和重力波的混合; 阵风沿顺风向且向下传播, 速度约为 $0.78 \sim 1.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。周期小于 1 min 的脉动可称为湍流, 湍流在水平面上基本是各向同性的, 是不规则的湍涡, 只不过

垂直方向强度要稍小些。

在强风期内, 即使在边界层, 其上下层的系统性垂直气流反号, 120 m 以下为强下沉气流, 而至少从 280 m 处起, 转为强上升气流。

强风期间, 至少在 280 m 高度以下, 白天主要是西风和北风动量的脉动下传, 感热上传。阵风和湍流动量垂直通量是同量级的且基本同号, 阵风的贡献相当可观; 此外, 平均流的动量传送甚至比脉动传送 (阵风加湍流的贡献) 还大, 与一般天气形势不同。但由于 280 m 与 120 m 以下分别有系统的上升和下沉气流, 二者平均流动量的垂直传送相反 (在午后大风期, 至少在 47 m 高度以下, 可以看作是动量垂直传送的等通量层)。

致 谢 本文由徐小云打字并协助排版, 特此致谢。

参考文献 (References)

- [1] 陈洪武, 王旭, 马禹. 大风对新疆沙尘暴的影响. 北京大学学报 (自然科学版), 2003, 39 (2): 187~193
Chen Hongwu, Wang Xu, Ma Yu. Effects of strong winds on sandstorms in Xinjiang. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* (in Chinese), 2003, 39 (2): 187~193
- [2] 胡泽勇, 黄荣辉, 卫国安, 等. 2000 年 6 月 4 日沙尘暴过境时敦煌地面气象要素及地表能量平衡特征的变化. 大气科学, 2002, 26 (1): 1~8
Hu Zeyong, Huang Ronghui, Wei Guoan, et al. Variations of surface atmospheric variables and energy budget during a sandstorm passing Dunhuang on June 6 of 2000. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, 26 (1): 1~8
- [3] 任阵海, 高庆先, 苏福庆, 等. 北京大气环境的区域特征与沙尘影响. 中国工程科学, 2003, 5 (2): 49~56
Ren Zhenhai, Gao Qingxian, Su Fuqing, et al. The regional characteristics of the atmospheric environment and the impact of dust-storm in Beijing. *Engineering Science* (in Chinese), 2003, 5 (2): 49~56
- [4] 周秀骥, 徐祥德, 颜鹏, 等. 2000 年春季沙尘暴动力学特征. 中国科学 (D 辑), 2002, 32: 327~334
Zhou Xiujie, Xu Xiangde, Yan Peng, et al. The dynamic character of spring sandstorm in 2000. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2002, 32: 327~334
- [5] 李倩, 刘辉志, 胡非, 等. 大风天气下北京城市边界层阵风结构特征. 中国科学院研究生院学报, 2004, 20 (1): 40~44

- Li Qian, Liu Huizhi, Hu Fei, et al. Characteristic of the urban boundary layer under strong wind condition in Beijing city. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Science* (in Chinese), 2004, 20 (1): 40~44
- [6] 赵德山, 王立治, 洪钟祥. 冷锋过境时的边界层阵风结构分析. *大气科学*, 1982, 6 (3): 324~332
Zhao Deshan, Wang Lizhi, Hong Zhongxiang. Analysis on the structure of gust in boundary layer when a cold front passing. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1982, 6 (3): 324~332
- [7] 刘小红, 洪钟祥. 北京地区一次特大强风过程边界层结构的研究. *大气科学*, 1996, 20 (2): 223~228
Liu Xiaohong, Hong Zhongxiang. A study of the structure of a strong wind event in the atmospheric boundary layer in Beijing area. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1996, 20 (2): 223~228
- [8] 王树芬. 一次阵风锋过程的边界层下部风场变化分析. *气象科学院院刊*, 1989, 4 (1): 96
Wang ShuFen. Analysis of wind field at the bottom boundary layer during a wind gust front process. *Journal of Academy of Meteorological Science* (in Chinese), 1989, 4 (1): 96
- [9] 葛润生. 阵风锋的雷达探测和研究. *气象科学院院刊*, 1986, 1 (2): 113~122
Ge Runsheng. Gust from observation and study by Radar. *Journal of Academy of Meteorological Science* (in Chinese), 1986, 1 (2): 113~122
- [10] 李国翠, 郭卫红, 王丽荣, 等. 阵风锋在短时大风预报中的应用. *气象*, 2006, 32 (8): 36~41
Li Guocui, Guo Weihong Wang Lirong, et al. Application of gust front to damage wind forecasting. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2006, 32 (8): 36~41
- [11] 胡隐樵, 光田宇. 强沙尘暴发展与干飚线——黑风暴形成的一个机理分析. *高原气象*, 1996, 15 (2): 178~185
Hu Yinqiao, Yasushi Mitsuta. Development of the strong dust storm and dry squall line—a mechanism analysis on generating black storm. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1996, 15 (2): 178~185
- [12] 赵琳娜, 孙建华, 赵思雄. 一次引发华北和北京沙尘(暴)天气起沙机制的数值模拟研究. *气候与环境研究*, 2002, 7 (3): 279~294
Zhao Linna, Sun Jianhua and Zhao Sixiong. Numerical simulation of dust emission in North China. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2002, 7 (3): 279~294
- [13] 赵琳娜, 孙建华, 赵思雄. 一个适用于我国北方的沙尘暴天气数值预测系统及其应用试验. *气候与环境研究*, 2003, 8 (2): 125~142
Sun Jianhua, Zhao Linna, and Zhao Sixiong. All integrated numerical modeling system of dust storm suitable to North China and its applications. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2003, 8 (2): 125~142
- [14] 方宗义, 朱福康, 江吉喜, 等. 中国沙尘暴研究. 北京: 气象出版社, 1997
Fang Zongyi, Zhu Fukang, Jiang Jixi, et al. *Study of China Sand Storm* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1997
- [15] 曾庆存, 董超华, 彭公炳, 等. 千里黄云——东亚典型沙尘暴. 北京: 科学出版社, 2006
Zeng Qingcun, Dong Chao-hua, Peng Gongbing, et al. *Gigantic Yellow Cloud—the Dust Storm in Eastern Asia* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2006
- [16] 曾庆存, 程雪玲, 胡非. 大气边界层非常定下沉急流和阵风的起沙机理. *气候与环境研究*, 2007, 12 (3): 244~250
Zeng Qingcun, Cheng Xuelling, Hu Fei. The mechanism of soil erosion and dust emission under the action of nonsteady strong wind with descending motion and gust wind. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2007, 12 (3): 244~250
- [17] 曾庆存, 胡非, 程雪玲. 大气边界层阵风扬尘机理. *气候与环境研究*, 2007, 12 (3): 251~255
Zeng Qingcun, Hu Fei, Cheng Xuelling. The mechanism of dust entrainment by gustwind. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2007, 12 (3): 251~255
- [18] Zhang Renjian, Arimoto R, An J L, et al. Ground observation of an intense dust storm in Beijing in March 2002. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110, D18S06, doi:10.1029/2004JD004589
- [19] 张仁健, 石广玉, 金井豊, 等. 北京 2002 年春季沙尘暴天气的 TSP 质量浓度和数浓度谱分布. *过程工程学报*, 2002, 2 (s): 289~292
Zhang Renjian, Shi Guangyu, Yutaka Kanai, et al. TSP mass concentration and number concentration of particles in dust storm weather in 2002 spring in Beijing. *The Chinese Journal of Process Engineering* (in Chinese), 2002, 2 (suppl.): 289~292
- [20] Han Zhiwei, Ueda H, Matsuda K, et al. Model study on particle size segregation and deposition during Asian dust events in March 2002. *J. Geophys. Res.*, 2004, 109, D19205, doi:10.1029/2004JD004920