

## 近岸陆地与海面风速关系分析研究

徐天真 方俊雄 张淮

(青岛海洋大学, 物理海洋研究所, 青岛 266003)

**提要** 分析了近岸陆地与海上风速同步观测资料(1989年5—12月),发现海上风速与陆上风速之比并非总大于1。海、陆风速之比值不仅有明显的日变化,也随季节不同而异。进一步研究指出,海、陆风速比值是陆地地面粗糙度、大气稳定度、测站离岸线距离以及海面风速等因素的函数。利用大气边界层的理论和已有实验结果解释了海、陆风速比值的观测事实,并给出了该比值变化规律的一些定性结论。

**关键词** 近岸陆地和海面风速 海、陆风速比值 粗糙度 稳定度

由于海上风速观测的困难,许多海上工程设计和施工所需的海面风速都是由近岸陆地气象台站的风速按一定经验公式计算得到的。目前所用公式都是由长期观测资料平均得到的,多为指数和线性形式<sup>[1,2]</sup>,其计算结果总是海面风速大于陆地同时风速。而近岸陆地和海上同步风速观测的大量事实表明,海上与陆地风速之比因时、因地而异,并且在某些地方和时间,常出现海上风速小于陆上风速的现象<sup>[3]</sup>。因此,仅用一个经验公式由陆上风速推算海上风速,对于海上航运、施工以及海面污染物漂移研究等服务显然是不够的。本文利用近岸海域较长时间的测风资料和岸边陆上气象站同步测风资料,进行较详细的对比分析,阐述了大气稳定度对海面与陆地风速比值的影响,同时利用简化的大气边界层模式对影响海面、陆地风速差异的主要物理因子进行分析讨论,定性地指出它们对于近岸海域海面风速和近岸陆地风速比值所起的作用。

### 一、海面、陆地风速比较

1989年5月—12月在渤海湾南部海域石油钻井平台上对风速、风向、气温和水温进行了逐时连续观测,测点距离岸边约为15km,测站水深6m,测风高度为19m。陆地测站距离岸边约5km,测风高度为10m。陆地测站周围地形平坦,主要为黄河冲淤而成的黄沙盐碱地表,有稀少短草和芦苇。为便于比较,海面风速值均按对数律订正到10m高度风速。

为比较海面与陆上风速,图1给出了5—12月海、陆风速日变化曲线。由图1可见,夜间海上风速明显大于陆地,这种现象为5—12月份所共有,只是海上风速与陆上风速之比为6,7月份最小,10,11月份最大;日出后,随着时间的增加,海、陆风速比值变小,直至14时前后达最小,而在5,6,7月份,出现海上风速小于陆上风速的现象;14时以后,海、陆风速比值又继续增大,至日出前后达最大。

接受日期: 1991年6月4日。

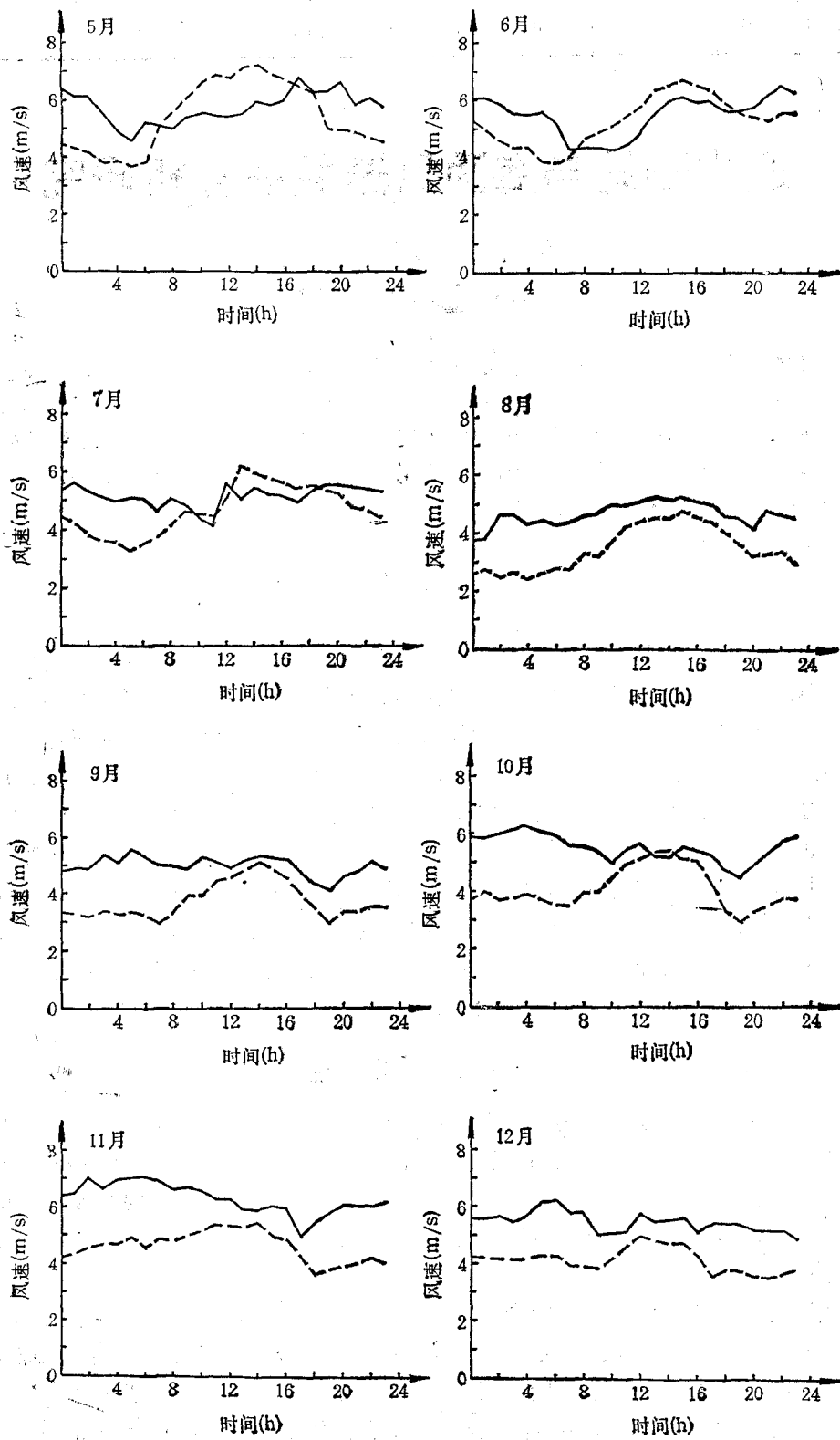


图1 海面、陆地风速日变化比较

Fig. 1 Comparison of daily variations of wind speed onshore with that offshore

——海面；-----陆地。

由图 1 可见,海面风速与陆上风速之比具有明显的日变化与季变化特征。这种明显的变化特征显然是与海、陆气温日、季变化的特征相联系的。陆地测站周围为黄沙盐碱地表,气温日变化明显。夜间,由于地面辐射冷却作用,使得近地面空气降温,易在近地面大气层中形成稳定层结,该层结不利于空气动量下传,而地面摩擦作用使得近地面风速减小;日出后,由于太阳辐射使地面温度升高,近地面空气开始升温,逐渐形成不稳定大气层结,该层结有利于空气对流和空气动量下传,从而造成近地面风速在中午前后较大的现象。海上情况有所不同,在海面,水、气温差是大气稳定度的一个重要决定因子<sup>[9]</sup>。由于海水热容量大,且由于波浪、海流,日射穿透等作用,可使太阳辐射能向海水深层传输,使得海面水温日变化远小于陆地,而近海面气温则由于受太阳辐射作用和近岸陆地影响,温度日变化远大于海水。夜间,易形成水温高于气温,使得近海面大气呈不稳定层结,有利于空气对流发展,利于动量下传,从而造成图 1 中所示海上夜间风速较大的特点;白天,常会有水温远低于气温的情况,使得近海面大气层结稳定,不利于空气动量下传,从而造成海面风速略小或变化不大的现象。显然,海面和陆地这种风速日变化的位相差造成了海、陆风速比值的日变化。由图 1 还可看到,海面和陆地风速比值随季节而变化。5—7 月海、陆风速比值较小,甚至白天海上风速小于陆上;8—12 月份海、陆风速之比较大,海上风速一般均大于陆上。这是由于海水温度年变化滞后于陆地温度变化,当 5—7 月份陆地温度较高时,海面温度相对较冷,因而海面大气多出现稳定层结;相反,8—12 月份,陆地温度迅速变冷,海面温度相对偏暖,因而海面大气多出现不稳定层结。按照前述大气稳定度对于海、陆风速比值日变化作用的类似讨论,可以说明海、陆风速比值季节变化的这一观测事实。

以上观测事实启发我们,在利用近岸陆地风速资料推算海上风速时,不仅要考虑到由于摩擦作用形成的一般使得海上风速大于陆地风速的情况,也应充分考虑到由于海上和陆上低层大气稳定度的差异对海、陆风速比值的影响。

## 二、海面与陆地风速比值的影响因子

图 1 所示观测资料说明,同一组海、陆测站风速差异受到海、陆大气稳定度的影响,文献 [5] 所提供的若干组海、陆风速对比表明,海、陆风速比值也因海、陆测站的不同而异,即海、陆风速比值受到若干因子的共同作用。从物理意义上分析,可以把这些因子归结如下。

### 1. 海面和陆面粗糙度

这一因子反映了下垫面的动力摩擦效应的大小。一般情况下,陆面粗糙度远大于海上,即陆地下垫面摩擦力远大于海上,这也就是造成一般海上风速大于陆地的原因。但当陆地测站粗糙度很小或当海上风速较大,使海面粗糙度增大时,这一作用将会使得海、陆风速比值减小。

### 2. 海面和陆面大气稳定度

大气稳定度决定了低层大气热力对流的强弱,从而影响到近海面和近地面层的风速。由于近岸海域海、陆空气相互影响较大,稳定度因子尤为重要。

### 3. 海上和陆上测站距岸边的距离

当风由陆地吹向海上或由海上吹向陆地时, 由于在岸线附近下垫面动力和热力状况发生突变, 会在新的下垫面上形成一内边界层, 这一内边界层的厚度随距岸边的下风距离的增加而增加<sup>[4,6]</sup>, 因此, 海上或陆上测站离开岸边距离的不同, 其对应的新生内边界层的厚度也会不同, 这也会影响到海面与陆地风速的比值。

### 三、海、陆风速比值简化模式

为简化问题, 我们只讨论气流垂直岸线由陆地吹向海面的情况。当空气由热的陆面垂直岸线流向冷的海面时(如春季午后情况), 会在海上形成一稳定的内边界层; 当空气由冷的陆面垂直岸线流向暖海面时(如秋季夜间情况), 会在海上形成一不稳定内边界层。当气流由一种下垫面突变到另一种下垫面时, 在新的内边界层之下, 风速将适应于该边界层的条件, 而在内边界层之上, 风速仍保留其原有特性<sup>[3]</sup>。进一步假定海上和陆地测站都距岸边较近, 以使海上测站对应的内边界层高度仍处于近海面层范围之内, 即认为在内边界层中, 风速垂直分布仍服从对数律。

首先讨论陆上暖空气流向冷海面的情况。设海上测点对应的内边界层高度为  $HI$ , 可以认为在高度  $HI$  以上, 风速仍保持陆上测站相应高度的风速特征, 而在  $HI$  高度以下风速服从内边界层风速分布, 这时, 海上风廓线在稳定层结下可以表示为:

$$u_s = \frac{u_{*s}}{K} \left( \ln \frac{Z}{Z_{0s}} + 4.7\zeta_s \right) \quad (2.1)$$

陆上风速廓线在不稳定层结下可表示为:

$$u_L = \frac{u_{*L}}{K} \left[ \ln \frac{Z}{Z_{0L}} - \phi_m(\zeta_L) \right] \quad (2.2)$$

其中

$$\phi_m = 2 \ln [(1+x)/2] + \ln [(1+x^2)/2] - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}$$

$$x = (1 - 15\zeta_L)^{1/4}$$

式中, 下标  $s$  和  $L$  分别表示海面和陆地;  $u$  为高度  $Z$  处对应风速;  $u_*$  为摩擦速度;  $Z_0$  为下垫面粗糙长度;  $K$  为卡曼常数, 取为 0.4;  $\zeta$  为大气稳定度参数, 定义为:

$$\zeta = \frac{Z}{L} \quad (2.3)$$

$L$  为 Monin-Obukhov 长度。

分别在海面和陆地上应用上式, 代入 10 m 和  $HI$  m 高处的各相应参数, 并注意到在  $HI$  高度处海面和陆地上的风速相等, 即:  $u_s(HI) = u_L(HI)$ , 得到海面和陆面 10 m 高处风速比为:

$$\frac{u_{s10}}{u_{L10}} = \frac{\ln \frac{10}{Z_{0s}} + 4.7\zeta_{s10}}{\ln \frac{HI}{Z_{0s}} + 4.7\zeta_{sHI}} \cdot \frac{\ln \frac{HI}{Z_{0L}} - \phi_m(\zeta_{LHI})}{\ln \frac{10}{Z_{0L}} - \phi_m(\zeta_{L10})} \quad (2.4)$$

式中, 下标 10 和  $HI$  分别表示 10 m 和  $HI$  m 高度处相应参数。

同理,对于冷空气由陆地流向暖海面,在海上形成不稳定内边界层的情况,海上和陆上10m 高处风速比值可以写成:

$$\frac{u_{s10}}{u_{L10}} = \frac{\ln \frac{10}{Z_{0s}} - \phi_m(\zeta_{s10})}{\ln \frac{HI}{Z_{0s}} - \phi_m(\zeta_{sHI})} \cdot \frac{\ln \frac{HI}{Z_{0L}} + 4.7\zeta_{LHI}}{\ln \frac{10}{Z_{0L}} + 4.7\zeta_{L10}} \quad (2.5)$$

式中各项意义同前。以下分几种情况进行讨论。

### 1. 海面和陆地大气均为中性层结

当海面和陆地大气均为中性层结时, (2.4), (2.5) 式可以简化为:

$$\frac{u_{s10}}{u_{L10}} = \frac{\ln \frac{10}{Z_{0s}}}{\ln \frac{HI}{Z_{0s}}} \cdot \frac{\ln \frac{HI}{Z_{0L}}}{\ln \frac{10}{Z_{0L}}} \quad (2.6)$$

其中海面粗糙度可由 Charnock 公式表示为<sup>[3]</sup>:

$$Z_{0s} = au_*^2/g \quad (2.7)$$

式中,  $g$  为重力加速度;  $a$  为 Charnock 常数, 取为 0.025;  $u_*$  为海面摩擦速度, 可由海面 10m 高处风速  $u_{s10}$  和曳力系数  $C_D$  表示:

$$u_* = C_D u_{s10}^2 \quad (2.8)$$

式中,  $C_D$  利用文献 [7] 在浅海海域实测结果, 用下式表示:

$$C_D = (0.1293 \times u_{s10} + 0.6336) \times 10^{-3} \quad (2.9)$$

由 (2.6) — (2.9) 式可以对海上和陆上大气均为中性时, 海、陆 10m 高处风速比值进行计算, 结果绘于图 2。由图 2 可见: (1) 海、陆风速比值随风速的增大而减小。这是由于海上风速增加, 使得海面波浪增大和破碎, 从而增加了海面粗糙度, 亦即使得海面与陆面的粗糙度差别减小, 从而使得海、陆风速比值减小。(2) 同样海面风速下, 海上测站对应的内边界层高度越大, 海、陆风速比值越大。这是由于内边界层高度大小, 亦反映了海上测

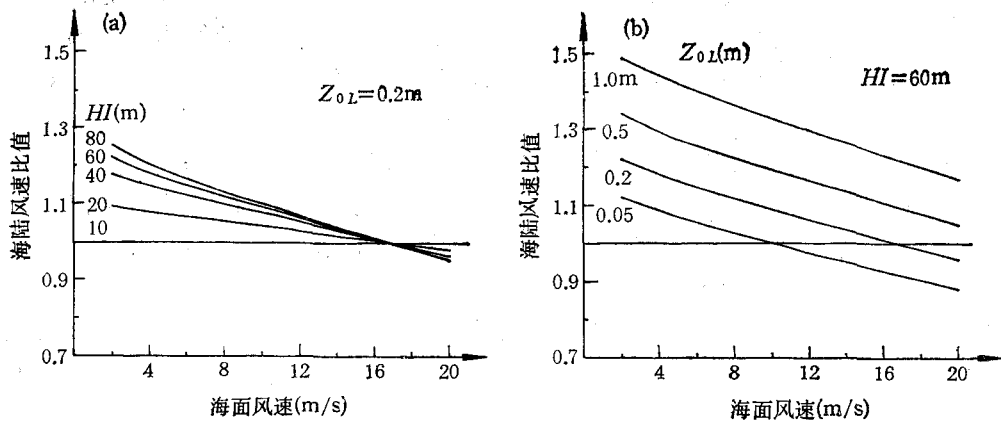


图 2 中性条件下海、陆风速比值

Fig. 2 The rates of wind speed offshore to that onshore under neutral conditions

a. 不同  $HI$  下海、陆风速比值; b. 不同海面粗糙度下海、陆风速比值。

站距岸线的远近,测站越远离岸边,  $HI$  越大,相应海上风特点越明显,致使海、陆风速比值也就越大。(3) 海、陆风速比值与陆地测站地面粗糙度关系很大,陆上下垫面越粗,地面摩擦力越大,近地面风速就会越小,因而使得海、陆风速比值越大。

## 2. 非中性大气层结情况

陆上为不稳定大气,海上为稳定大气情况下,海、陆 10m 高处风速比值可由 (2.4) 式计算;陆上为稳定大气,海上为不稳定大气情况下海、陆 10m 高处风速比值可由 (2.5) 式求得,作为一个定性的讨论,我们取陆地粗糙度为 0.2m,海上内边界层厚度取 60m 进行计算。其中海上稳定度参数  $\zeta_{,10}$  和  $\zeta_{,HI}$  由海上气-水温差和风速确定<sup>[2,9]</sup>。陆上稳定度参数

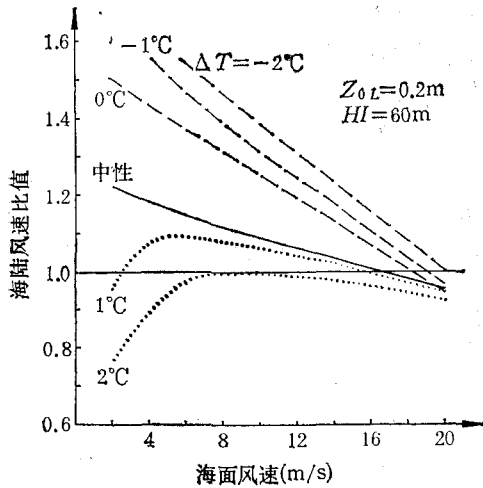


图 3 大气稳定度对海、陆风速比值的影响

Fig. 3 The effects of the atmospheric stability on the rates of wind speed offshore to that onshore

实线表示海、陆均为中性大气;点线表示陆上为不稳定层结,海上为稳定层结;虚线表示陆上为稳定层结,海上为中性和不稳定情况。

粗糙度增大,即海面摩擦力增大,这一作用使得海、陆风速比值减小,从而出现图 3 (点线) 所示情况。

(2) 海面大气为中性或不稳定层结,陆上为稳定大气层结时,海、陆风速比值较大。该比值随着风速的增加而单调地减小,这是由于风速的增加一方面使原不稳定的大气层结趋于中性;另一方面使海面粗糙度增加,这两种因素都使得近海面风速减小,从而造成图中所示海、陆风比值随风速单调减小的趋势。

以上讨论了离岸风时海上和陆地 10m 高处风速比值在不同条件下的变化规律,对于向岸风情况,由同样的分析可得出类似的结论,在此不予赘述。

## 四、结 论

由于实际海上、陆地大气稳定度、新生内边界层厚度、海面粗糙度等因素的精确测定十分困难,以上特定条件下的计算结果只能看作是对海面和陆上 10m 高处风速比值影响

由地面粗糙度和 Turner 稳定度级别求取<sup>[8]</sup>。陆上不稳定时取 Turner 稳定度 2—3 级,计算海上空气与海水温差  $\Delta T$  为 1°C 和 2°C 的稳定情况下海、陆风速比值;当陆上为稳定大气时,取 Turner 稳定度为 5—6 级,计算海上空气与海水温差为 0°C, -1°C 和 -2°C 的中性及不稳定情况下海、陆风速比值,计算结果绘于图 3。

(1) 海面大气为稳定层结,陆地上为不稳定层结时,海、陆风速比值较小。该比值在小风时最小,随差风速的增大而增加,至某一风速后,又开始减小。这是由于在海、气温差不变的情况下,风速越小,海上空气稳定度越大,因而造成海、陆风速比值较小;随着风速的增加,大气稳定度趋于中性,因而使得海、陆风速比值增大;当风速继续增大,使得海面

因子的定性分析,通过以上分析我们可以提出如下结论供实际工作时参考。

1. 近岸海域海面与陆上 10m 高处风速比值与陆上测站的地面粗糙度有关。陆地测站地面粗糙度越大,海、陆风速比值越大。

2. 离岸风时,海面与陆上风速比值随海上测站离开岸边距离的增加而增大;同理,向岸风时,陆上测站离开岸边越远,海、陆风速比值越大。

3. 随着风速的增加,海、陆风速比值减小,当风速足够大,陆地测站地面粗糙度又较小时,有可能出现海面粗糙度大于陆面,海上风速亦有可能小于陆上风速。

4. 海面与陆地风速比值一般夜间大于白天,秋、冬季大于春、夏季。当海上空气为稳定层结,陆上空气为不稳定层结时(春、夏季中午前后多此种情况),有可能出现海上风速小于陆上风速。

### 参 考 文 献

- [1] 朱瑞兆, 1976, 风压计算的研究, 科学出版社, 31—35。
- [2] 徐天真、徐静琦、楼顺里, 1988, 海面风垂直分布的计算方法, 海洋湖沼通报, 4: 1—6。
- [3] Hauger, D. A., 李兴汉等译, 1973, 微气象学, 科学出版社, 164—168。
- [4] Charnock, H., 1955, Wind stress on a water surface, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 81: 639—640。
- [5] Hsu, S. A., 1981, Models for estimating offshore winds from onshore meteorological measurements, *Boundary-Layer Meteor.*, 20: 341—351。
- [6] Hsu, S. A., 1989, A verification of an analytical formula for estimating the height of the stable internal boundary layer, *Boundary-Layer Meteor.*, 48: 197—201。
- [7] Janic Dalosmo, et al., 1988, Surface layer measurements during HEXMAX by the University of Washington, *Tech. Rep., HEXOS Cont.*, 16: 29—39。
- [8] Panofsky, Hans A., 1984, Atmospheric turbulence, pp. 123, 139—141。
- [9] Wu, J., 1986, Stability parameters and wind-stress coefficients under various atmospheric conditions, *Jour. Atmos. and Ocean. Techn.*, 3: 333—339。

## AN ANALYSIS ON THE RELATIONSHIP BETWEEN THE WIND SPEEDS ONSHORE AND OFFSHORE

Xu Tianzhen, Fang Junxiong and Zhang Huai

(Institute of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003)

### ABSTRACT

Simultaneous observations of wind speeds onshore and offshore have been analyzed. The data (1989.5—12) show that the rates of the wind speeds offshore to those onshore are not always over 1. Analysis indicates that the rate is a function of some factors, such as the roughness of the land station, the atmospheric stability, the station distance from the coastline and the wind speed over the sea. The observed facts have been explained theoretically by using the theories and experimental results on the boundary layer meteorology, also some regular characteristics of the rate are presented.

**Key words** Wind speed onshore and offshore, Rates of the winds speeds offshore to those onshore, Roughness, Stability.