

单点声雷达探测垂直速度 一种新的处理方法

陈炎涓 吕乃平
(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文根据几何声学 and 折射规律,推导出在水平风速作用下单点声雷达测量垂直速度的精确计算公式。对不同水平风速和声束宽度作了数值估计。最后用该方法的计算值与中国科学院大气物理研究所和美国在 BAO (波德大气观测站) 四家声雷达与塔上直接测量资料进行比较,计算值与实测值比较一致。

一、引 言

由于大气水平风速和有限声束宽度对声雷达遥测大气有一定作用,我们在文献[1]中讨论了它们对单点声雷达测量温度结构系数的影响,关于它们对声多普勒频偏的影响,国外曾有人作过理论分析,指出横向风速和声束宽度对多普勒频偏和谱宽有作用^[2,3]。Spizzichino^[4]还对仪器误差、大气折射和声束宽度等作过讨论,他们的理论分析和讨论,给出了原理性的重要结果。但并没有把这种结果,直接应用到实际声雷达遥测中去。另一方面,目前商品生产的声雷达,在作测风资料处理时,也未考虑上述这种影响。此外,多普勒声雷达测风观测研究及其与直接测量对比研究也已作过不少工作^[5-7]。但是直接从提高声雷达测风精度出发,研究处理这方面问题的的工作至今还较少见。因此本文的主要目的,是尽可能用简便的方法,考虑上述因子对声雷达测风的影响,给出定量修正的表示式,从而使修正后的声雷达测风资料更加接近实际风速。本文只限于讨论垂直风速问题,即分析在有水平风速作用下,对声雷达测量垂直速度的平均值和均方根值的贡献问题,对声雷达测量水平风速和风向的作用问题将在另文中讨论。

二、单点声雷达测量垂直速度的计算公式

下面我们先推导单一由水平风速引起的,垂直向声雷达测量的垂直速度平均值和均方差值的表达式,然后再进一步考虑垂直向声雷达测量垂直速度的平均值和均方差值的精确计算公式。

推导由水平风速引起垂直向声雷达测量的垂直速度的思路是,先考虑圆锥声束内任

一声线方向,在水平风速作用下垂直声雷达测量的垂直(径向)速度表达式,然后再对圆锥声束内所有声线求积分平均。由声雷达测风原理可知,在探测点的风速指向是在入射声矢和射出声矢所夹角的平分线上,因此我们先要找出探测点在水平风速作用下的声线入射方向和能被发射点接收到的散射出的声矢方向,根据该点的入射声矢和射出声矢方向,即可确定该点的测量风速指向,再由该点水平风速在测量风速指向上的投影,此投影速度即为由水平风速导致垂直声雷达测量的垂直(径向)速度。图 1 是表示上述推导思路的声线结构示意图,图中坐标采取直角坐标系,原点 O' 取在声雷达圆锥声束的顶点上, z 为垂直轴取在圆锥中心线上, x, y 为水平轴, x 为水平风方向, y 为垂直于水平风方向。我们考虑探测高度为 h 的水平面上任一点 $C(x, y, h)$,由水平风引起的垂直速度,当水平风速为零时,由顶点 O' 发射任一声线 $O'C$ 到 h 高度交于 $C(x, y, h)$ 点,当有水平风速 $u(x)$ 作用下,将交于 D 点,即这时 C 点的气块移到 D 点。现在我们就是要找出在 D 点处声线入射方向和能被 O' 点所接收的 D 点射出声线方向,以及它们夹角的平分线方向,图中 FD 为入射方向, DS 为射出方向, DM 为 D 点风速指向, DE 为 $O'C$ 的到达角方向, CN 垂直 DM , 根据到达角和图 1 中的几何三角关系,比较容易地可得出 $\angle DMB$ 的表达式

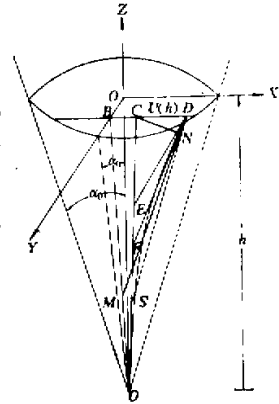


图 1 水平风速在垂直声束中的径向(垂直)速度

$$\begin{aligned} \angle DMB = & \frac{x}{(h^2 + y^2 + x^2)^{3/2}} + \frac{\overline{u(x)}}{c} \frac{(h^2 + y^2)^{1/2}}{(h^2 + y^2 + x^2)^{3/2}} \\ & + \frac{u(h)}{2c} \left[2 \left(\frac{h^2 + y^2}{h^2 + y^2 + x^2} \right)^{3/2} \left(\frac{u(x)}{C} \right)^2 \right. \\ & \left. + \frac{2xu(x)}{C} \left(\frac{(h^2 + y^2)^{1/2}}{h^2 + y^2 + x^2} \right) \right] \end{aligned} \quad (1)$$

式中 $u(h)$ 和 $\overline{u(x)}$ 分别是 h 高度上的水平风速和 h 高度以下整层平均水平风速, $u(h)$ 在 MD 上的投影分量,即垂直速度可写成

$$W_H(x, y, h) = u(h) \sin \angle BMD \simeq u(h) \angle BMD,$$

$\angle BMD$ 单位是弧度,

$$\begin{aligned} W_H(x, y, h) \simeq & u(h) \left\{ \frac{x}{(h^2 + x^2 + y^2)^{3/2}} + \frac{\overline{u(x)}}{C} \frac{(h^2 + y^2)^{1/2}}{(h^2 + y^2 + x^2)^{3/2}} \right. \\ & \left. + \frac{u(h)}{2c} \left[2 \left(\frac{h^2 + y^2}{h^2 + y^2 + x^2} \right)^{3/2} \left(\frac{u(x)}{C} \right)^2 + \frac{2xu(x)}{C} \frac{(h^2 + y^2)^{1/2}}{h^2 + y^2 + x^2} \right] \right\} \end{aligned} \quad (2)$$

假定圆锥声束内部声能分布是均匀的,将(2)式对圆锥声束截面求积分平均,并忽略高次小量,则垂直速度平均值可写成

$$\overline{W_H(x, y, h)} \simeq \frac{u(h)\overline{u(x)}}{C} \quad (3)$$

从方差定义出发,用上面相同的方法,可求得垂直速度方差的表示式,如果忽略圆锥声束内部声能的不均匀性和高次小量,其垂直速度方差可写成

$$\sigma_{wH}^2(h) \simeq u^2(h) \left(\frac{\alpha_0}{2}\right)^2 \quad (4)$$

式中 α_0 为声束半宽度,单位是弧度。

为了进一步了解 \bar{w}_H 和 σ_{wH} ,在通常情况下的数值范围,我们将几种水平风速和声束宽度代入(3)、(4)式进行计算,所得结果列于表1。

表1 $\bar{w}_H(h)$ 和 $\sigma_{wH}(h)$ 计算值

水平风速 (米/秒)	\bar{w}_H (米/秒)	σ_{wH} (米/秒)		
		声束宽度 5°	10°	15°
3	0.02647	0.06537	0.13073	0.19610
6	0.10568	0.13073	0.26147	0.39220
9	0.23824	0.19610	0.39220	0.58830
12	0.42353	0.26147	0.52293	0.78440

从表1可见,水平风在6米/秒以上的 \bar{w}_H 和 σ_{wH} 的数值,对近地层的平均垂直速度和其均方差都有一定影响,因此,对垂直速度平均值和均方差值应给予修正。

下面我们进一步考虑实际垂直速度与水平风速引起的和声雷达测量的垂直速度的关系问题。根据数学期望的加法定理,则得

$$\bar{w} = \bar{w}_A - \bar{w}_H \quad (5)$$

式中 \bar{w} 是实际垂直速度平均值, \bar{w}_A 和 \bar{w}_H 分别是由声雷达测量和由水平风速引起的平均垂直速度。由于 w 与 w_H 线性无关,因此它们的均方差关系可写成:

$$\sigma_w = (\sigma_A^2 - \sigma_H^2)^{1/2} \quad (6)$$

式中 σ_w, σ_A 和 σ_H 分别是实际大气、声雷达测到的和由水平风速引起的垂直速度均方差值。

三、计算值与声雷达和直接测量资料的比较

1. 计算值与中国科学院大气物理所声雷达和直接测量的比较(240米)

表2是计算值与声雷达和塔上 Gill 风速仪测量^[10]的比较。

声雷达两段连续观测的时间是12:16—13:17和14:00—15:00, Gill 风速仪只有正点前10分钟的观测资料(12, 13, 14, 15点)。为了使 Gill 风速资料更具有比较的代表性, Gill 风速仪对应声雷达观测这两时段的 $u(240)$ 和 $\bar{u}(240)$, 是采用正点资料加权平均得到。表2中 $\bar{w}_H(240)$, $\sigma_{wH}(240)$ 下标 1, 2, 3 是表示用不同加权平均得到的(12, 13, 14, 15时的风速分别以 A, B, C, D 表示, 前时段中 1, 2, 3 的不等权平均分别是 $\left[B + \frac{1}{2}(A + C) \right] / 2$, $\left(\frac{A}{2} + B \right) / 1.5$, $(A + B) / 2$; 后时段中分别是 $(C + D) / 2$, $\left(C + \frac{1}{2}D \right) / 1.5$, $(C + D) / 2$; 两次平均值是两时段的总平均)。 $u_i(240)$ 和 $\bar{u}_i(240)$ ($i = 1, 2, 3$) 值计算出 $\bar{w}_H(240)$ 和 $\sigma_{wH}(240)$ 值, 由表2可见, 用三种不同

表 2 $\overline{W_H(240)}$ 和 $\sigma_{WH(240)}$ 的计算值与实测值

观测日期 1980.10.28 时 分	垂直速度平均值(米/秒)			垂直速度均方差值(米/秒)					
	实测值 $\overline{W_m} - \overline{W_G}$	计算值 $\overline{W_H}$			实测值 $[\sigma_m^2 - \sigma_G^2]^{1/2}$	计算值 (σ_{WH})			
		1	2	3		$\alpha_0 \backslash j$	1	2	3
12:16—13:17	0.06 米/秒	0.0506	0.0374	0.0312	0.245 米/秒	5°	0.195	0.198	0.183
14:00—15:00	0.03 米/秒	0.0475	0.055	0.0475	0.321 米/秒	7.5°	0.292	0.297	0.275
两次平均值	0.045 米/秒	0.049	0.046	0.0392	0.287 米/秒				

的不等权平均得到的 $\overline{u(240)}$ 和 $\overline{u(240)}$ 计算出的三种 $\overline{W_H}$ 和 σ_{WH} 的数值结果来看, 三种计算结果都比较接近, 并且与实际测量值也比较一致。

表 2 中 σ_m 值是经过 5 次平均后再求均方差的, 如果是用单次资料来计算 σ_m 将还会更大一些, 所以 $(\sigma_m^2 - \sigma_G^2)^{1/2}$ 值也将会更大一些。表中 $\overline{W_G}$ 和 σ_G 分别是用 Gill 风速仪测量的垂直速度平均值和均方差值。由表 2 可见, $\overline{W_H(240)}$ 的计算值与实测值 $(\overline{W_m} - \overline{W_G})$ 和 σ_{WH} 与实测值 $(\sigma_m^2 - \sigma_G^2)^{1/2}$ 都比较一致。

2. 计算值与美国在 BAO 四家声雷达和直接测量 $(\sigma_m - \sigma_m)$ 资料的比较

从(6)式可以看出, σ_m 总是大于 σ_w , 并且它们之差 $(\sigma_m - \sigma_w)$ 与 σ_w 和 σ_{WH} 的数值大小有关, 在 σ_w 大小一定时, 其差值随 σ_{WH} 的增大而增大, 当 σ_{WH} 大小一定时, 随 σ_w 值的减小而增大。

表 3 声雷达和超声风速仪测量垂直速度均方差值的平均值(200 米)

时 间	声 雷 达 类 型	采样点数	$\overline{\sigma_m - \sigma_m}$ (米/秒)
12:00—17:00	Aerovirement	45	0.06
	Remtech	35	0.01
	Radian	37	0.17
	Xontech	32	0.05
00:00—05:00	Aerovirement	25	0.09
	Remtech	20	0.02
	Radian	27	0.15
	Xontech	27	0.14

表 3 和图 2 是四个商品生产的声雷达在美国 BAO 与塔上 200 米高度用超声风速仪实测的对比资料^[11]。由表 3 和图 2 可见, 四个厂家生产的声雷达测量到的垂直速度均方根的平均值, 不论是午后还是清晨都比塔上用超声测量的均方根的平均值大, 并且 σ_m 值清晨比午后小, 而 $\sigma_m - \sigma_m$ 则清晨比午后大, 这个现象在图 2(a, b) 上看得更加清楚, 这些实际资料与我们前面分析计算的数值结果非常相似。为了使这种现象能看得更加清楚起见, 我们在表 4 中给出了不同 σ_w 值下的 σ_m 值。由表 4 可见, $\sigma_m - \sigma_w$ 的差值, 由于 σ_w 数值大小不同所引起的差值差别非常明显。同时 $\sigma_m - \sigma_w$ 的差值随 α_0 的增大而增

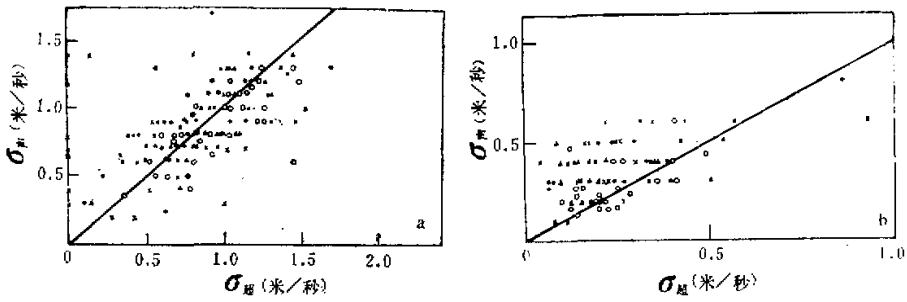


图 2 σ_m 与 σ_m 散布图 (200 米)

a. 午后 12:00—17:00, b. 早晨 00:00—05:00

▲ Aeroviroment ○ Remtech ● Radian × Xontech

表 4 不同 σ_w 、 α_0 和 $u(z)$ 下的 σ_m 值(米/秒)

σ_w (米/秒)	$u(z)$ (米/秒)	$2\alpha_0$		
		5°	10°	15°
0.15	3	0.1636	0.1990	0.2469
	6	0.1990	0.3014	0.4199
	9	0.2469	0.4199	0.6071
	12	0.3014	0.5400	0.7986
0.25	3	0.2584	0.2812	0.3177
	6	0.2812	0.3618	0.4651
	9	0.3177	0.4651	0.6392
	12	0.3618	0.5796	0.8233
0.50	3	0.5043	0.5168	0.5371
	6	0.5168	0.5642	0.6355
	9	0.5371	0.6355	0.7721
	12	0.5642	0.7235	0.9302
1.00	3	1.0021	1.0085	1.0190
	6	1.0085	1.0336	1.0742
	9	1.0190	1.0742	1.1602
	12	1.0336	1.1285	1.2709
1.50	3	1.5014	1.5057	1.5128
	6	1.5057	1.5226	1.5504
	9	1.5128	1.5504	1.6112
	12	1.5226	1.5885	1.6927

大,随水平风速的增大而增大。从表 4 和图 2 还可看出,当 σ_w 在 0.5 米/秒以下时, $\sigma_m - \sigma_w$ 的差值明显,并随 σ_w 值的减小而增大;当 σ_w 值在 0.5 米/秒以上时, $\sigma_m - \sigma_w$ 差值随 σ_w 值的增大而减小,但差值和差值的差别都不大明显。图 2 中点子的离散度较大,可能是由于不同水平风速引起的。由此,我们可以认为, $\sigma_m - \sigma_w$ 的差别主要是水平风作用的结果。

四、结 束 语

通过上面的分析,计算值与实测资料比较的一致性,表明用我们推导的计算公式,进行垂直速度的平均值和均方根值的计算,可以提高测量精度。

无疑我们可以期待,声多普勒测量水平风速、风向的计算公式也能得到改进,它们的测量精度也可得到提高,那么声雷达测风在实际应用中可以发挥出更好的作用。

参 考 文 献

- [1] 陈炎涓、周明煜, 1983, 准后向散射对单点声雷达测量温度结构系数的影响, 大气科学, 7 卷, 1 期, 50—59 页。
- [2] Brown, E. H., 1974, Turbulent spectral broadening of back-scattered acoustic pulses, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 56, 1398—1406.
- [3] Georges, T. M. and Clifford, S. F., 1974, Estimating refractive effects in acoustic sounding, *J. Acoustic. Soc. Amer.*, 55, 934—936.
- [4] Spizzichino, A., 1974, Discussion of the operating Conditions of a Doppler sodar, *J. Geophys. Res.*, 79, 5585—5591.
- [5] Beran, D. W., Little, C. G. and Willmarth, B. C., 1971, Acoustic doppler measurements of vertical velocities in the atmosphere, *Nature*, 230, 160—162.
- [6] Beran, D. W. and Clifford, S. F., 1972, Acoustic doppler measurements of the total wind vector, in preprints of the 2nd Symposium on meteorological observations, 100—110. American Meteorological Society. Boston, Mass.
- [7] Balsler, M., McNary, C. A., Nagy, A. E., Loveland, R. and Dickson, D., 1976, Remote Wind Sensing by acoustic radar. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 15, 50—58.
- [8] Asimakopoulos, D. N., Cole, R. S., Crease, B. A. and Caughey, S. J., 1978, A Comparison of Acoustic doppler vertical velocity power spectra with direct measurements, *Atmos. Environ. an international Jour.*, Vol. 12, No. 10, 1951—1956.
- [9] Caughey, S. J., Crease, B. A., Asimakopoulos, D. N. and Cole, R. S., 1976, A Comparison of Acoustic doppler vertical Velocities with direct measurements in the atmospheric boundary Layer, *Nature*, vol. 262, 274—276.
- [10] 吕乃平等, 1982, 多普勒测风声雷达, 大气科学, 6 卷, 4 期, 413—421 页。
- [11] Gaynor, J. E., Kaimal, J. C. and Lockhart, T. J., 1983, Evaluation of wind parameters measured by four Acoustic doppler Systems, Fifth symposium meteorological observations and instrumentation, 488—491. *Amer. Met. Soc.*, Toronto, Ont., Canada.

A NEW METHOD OF DATA PROCESSING FOR THE MEASURED VERTICAL VELOCITY BY MONOSTATIC ACOUSTIC RADAR

Chen Yanjuan Lu Naiping

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

Based on the geometric acoustics and the law of acoustic refraction, an accurate formula for calculating the vertical velocity measured by monostatic acoustic radar under the influence of horizontal wind velocity has been derived. The vertical velocity caused by various horizontal wind velocities and acoustic antenna beamwidths has been estimated. Finally, comparing the calculated results with the data of observations obtained from the Institute of Atmospheric physics, Academia Sinica and the Boulder Atmospheric Observatory shows that they are rather consistent with each other.

THE COUPLED OSCILLATION OF SOLAR ACTIVITY WITH THE STRENGTH OF SUBTROPICAL HIGH IN NORTHERN HEMISPHERE

Xu Qun Jin Long

(Meteorological Institute of Jiangsu)

There are high correlations between data series (1954—1981) of the monthly mean sunspot numbers and the monthly area indexes of subtropical marine highs at 500 hPa in the Northern Hemisphere, the former having a lead of 1—3 years. The power spectrum analyses of the subtropical high indexes reveal a significant 11- and 22- years cycle, coupling well with the same cycle of solar activity. The first prominent period in the area (intensity) change of the West Pacific subtropical high is 11 years, and the second is the 3.67- year period caused by equatorial sea surface temperature anomalies in the East Pacific.