

声学多普勒流速仪盲区数据处理及其在长江河口区的应用

王爱军, 汪亚平, 高抒

(南京大学 海岸与海岛开发教育部重点实验室, 江苏 南京 210093)

摘要: 本文基于边界层理论, 在估算声学多普勒流速仪 (Acoustic Doppler Current Profiler, 简称ADCP) 水表和底部的观测盲区流速作了初步探索。根据长江口南港定点观测获取的ADCP潮周期流速剖面数据的分析结果, 在涨急和落急阶段整个水层均为边界层, 流速剖面呈对数分布。因此, 利用卡门-普朗特公式外插, 计算ADCP盲区的流速, 与在盲区放置的直读式流速仪测得的数据相比, 平均相对误差分别为2.3%~2.9%。某些数据点的偏离可能是由于悬沙浓度分布的变化而引起的。

关键词: 流速剖面; ADCP; 盲区流速计算; 长江口

中图分类号: TV143 **文献标识码:** A

海洋环境流速剖面的研究由来已久, 早期的现场观测研究可以追溯到20世纪中期[1], 研究区域涵盖大陆架、河口海岸环境^[2~4]。这些观测大多是利用传统流速仪进行观测, 难以获得整个水层的连续、高频流速数据。而声学多普勒流速剖面仪 (ADCP) 克服了这一缺陷, 它可以同时测定多层次流速^[5], 因而得到了广泛的应用^[6]。但是, 由于ADCP探头电子设备、探头外壳及船体的影响, 产生“激振效应”, 因此在靠近ADCP探头的区域接收到的信号是发射脉冲消失后继续存留在水层中的能量, 而不是多普勒漂移信号; 此外, 由于4个探头与垂直方向的夹角为20°, 底部回声信号因此而受到干扰, 产生“旁瓣效应”, 所以分别在水层的上部和下部各形成一个盲区。下部盲区的厚度约为水深的6%, 而上部盲区的厚度不仅与探头放入水下的深度有关, 还与ADCP的工作频率、在观测过程中的参数设定等因素有关^[7]。由于近底层水流流速在河口悬沙的水平输送及底部再悬浮过程的研究中, 起着非常重要的作用^[8]; 同时, 在河口断面物质通量的计算中, 水层上部和底部的贡献也非常大, 因此有必要对ADCP盲区内的流速进行估算。本文利用ADCP在长江口定点观测的数据分析潮流流速剖面分布特征, 基于水流边界层理论模型对ADCP的盲区流速数据进行估算。

长江口在徐六泾以下被崇明岛分为北支和南支, 南支在长兴~横沙被分为北港和南港, 南港又被九段沙分为北槽和南槽, 形成三级分汊, 四口入海的河势。根据30多年的统计资料, 年径流总量为 $9240 \times 10^8 \text{m}^3$, 洪季5~10月的径流量占年径流量的71.7%, 枯季11月至翌年4月的径流量只占28.3%^[9]。长江口潮波受东海前进波和黄海旋转波的影响, 潮波性质既不是典型的前进波, 也不是典型的驻波, 而是两者兼有; 从分潮的振幅看来长江口 M_2 起主导作用, 但随着潮波继续向河口内部传播, 在水深、地形及径流的作用下, 逐渐发生变形, 浅水分潮明显增大, 因此, 在口外海区的潮汐性质属正规半日, 在河口内部属于非正规半日潮: 长江口拦门沙地区多年平均潮差2.66m, 在河口浅海地区具有比较明显的时空变化特征^[10]。

1 研究方法

收稿日期: 2003-09-10

基金项目: 国家自然科学基金(40106009); “973”项目(2002CB412401)

作者简介: 王爱军(1977-), 男, 辽宁平罗人, 研究生, 主要从事海洋沉积动力学研究。

1.1 现场流速观测 2002年10月29日,利用美国RDI公司生产的600Hz宽幅ADCP在长江口南港水道A2站(N: 31° 20' 45", E: 121° 40' 41")进行定点水流观测(图1)。该仪器的水深测量范围为0.7~75m,最大水层单元数为128层,流速分辨率为0.0001m/s,声波发射器与垂向的夹角为20°。A2观测站位低潮水深约为13m,本次观测所设定的单元层厚度为0.52m,ADCP探头置于水面以下1.45m处,BEAM3指向船头。同时,将英国Valeport公司生产的106型流速仪悬挂在水面以下1.2m处,其数据记录时间间隔为1s。定点观测期间的潮相为大潮过后第5d,观测期间为阴天并有小雨,东南风5级左右。

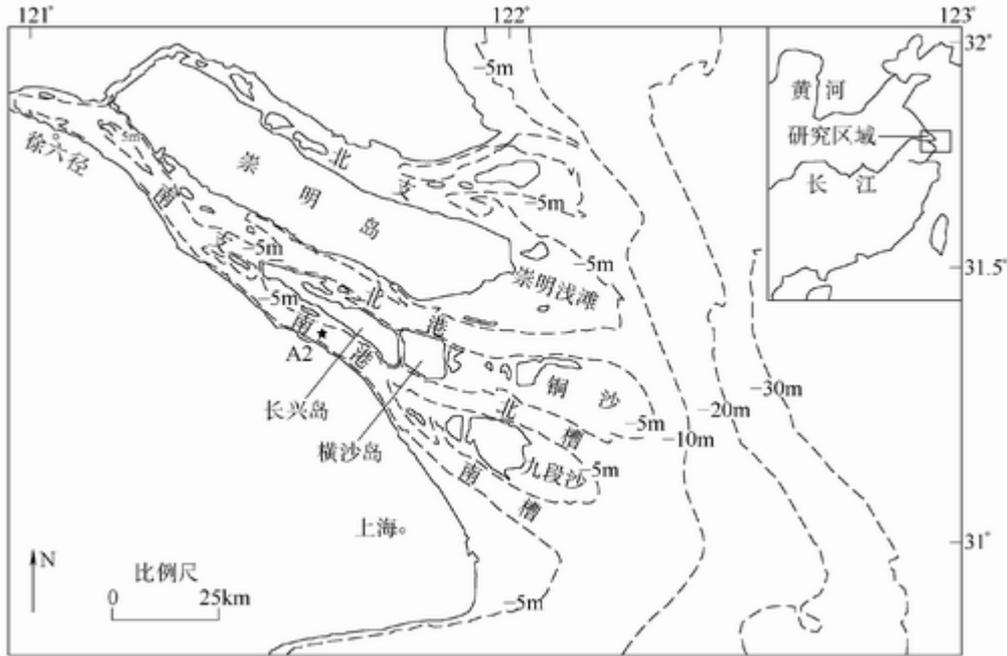


图1 长江口及观测站位

1.2 盲区流速计算 在水流与底床之间,由于摩擦阻力的存在而在液-固界面上形成一个边界层。边界层的厚度与水流流速、潮汐性质、科氏力等因素有关,其表达式可以写为^[11]

$$\delta = 0.0038 [(U_a - U_b f) / (\omega^2 - f^2)] \quad (1)$$

式中: U_a 、 U_b 分别为沿水深平均后的流速在x、y方向上的流速分量,对 M_2 分潮为主的半日潮, $\omega = 1.4 \times 10^{-4} s^{-1}$, f 为科氏参数,在长江口地区, $f = 7.577 \times 10^{-5}$;根据公式(1)计算结果,长江口地区涨急时刻的边界层最大厚度大约17.33m,落急时刻的边界层最大厚度约17.36m。在边界层内部,流速剖面可以用卡门-普朗特对数分布公式表达^[12]

$$u/u_* = 1/\kappa \times \ln(z/z_0) \quad (2)$$

式中: u 为距离海底高度为 z 处的水流流速, κ 为卡门常数(在海洋环境中, $\kappa = 0.4$), u_* 为摩阻流速, z_0 为底部粗糙长度,根据观测得到的流速剖面的回归方程可以解出 u_* 和 z_0 ^[4,13]。

对于获得的流速数据,按照ADCP给出的数据质量指数进行分类,将数据质量指数小于100%的数据剔除。为了减小脉动引起的误差,对观测数据进行了1min平均化处理,然后对水平流速 U_a 、 U_b 分别沿水深平均,并根据式(1)计算出A2站的边界层厚度;若ADCP盲区水层位于边界层内,则根据式(2)计算出盲区内各点流速。为了验证根据流速结构分布曲线描述流速分布在盲区内的可靠性,利用Valeport流速仪的观测数据进行对比分析。对Valeport流速仪记录的数据进行1min平均化处理后,与根据式(2)计算得到水面以下1.2m

处的水流流速进行对比，并根据下式来计算相对误差

$$Er=100/n \times |(U_c-U)/U| \quad (3)$$

式中： Er 为平均相对误差(%)， U_c 为根据卡门-普朗特公式计算得到的流速(m/s)， U 为Val eport流速仪实测的流速(m/s)。根据误差计算结果，分析误差原因，判断ADCP盲区流速计算的可靠性。

2 结果与讨论

2.1 ADCP盲区流速计算值与实测值的对比 在本次观测中，上部盲区厚度为2.44m，底部盲区厚度约为总水深的6%。由式(1)计算出A2站点整个潮周期内边界层厚度的变化过程(图2)。根据边界层理论，长江口流速剖面在边界层内符合卡门-普朗特对数分布模型，因此，可以利用式(2)计算上、下部盲区流速值；选择水面以下1.2m处整个潮周期内的计算流速值，与Val eport流速仪观测得到的数据进行对比并根据式(3)计算误差(图2)。

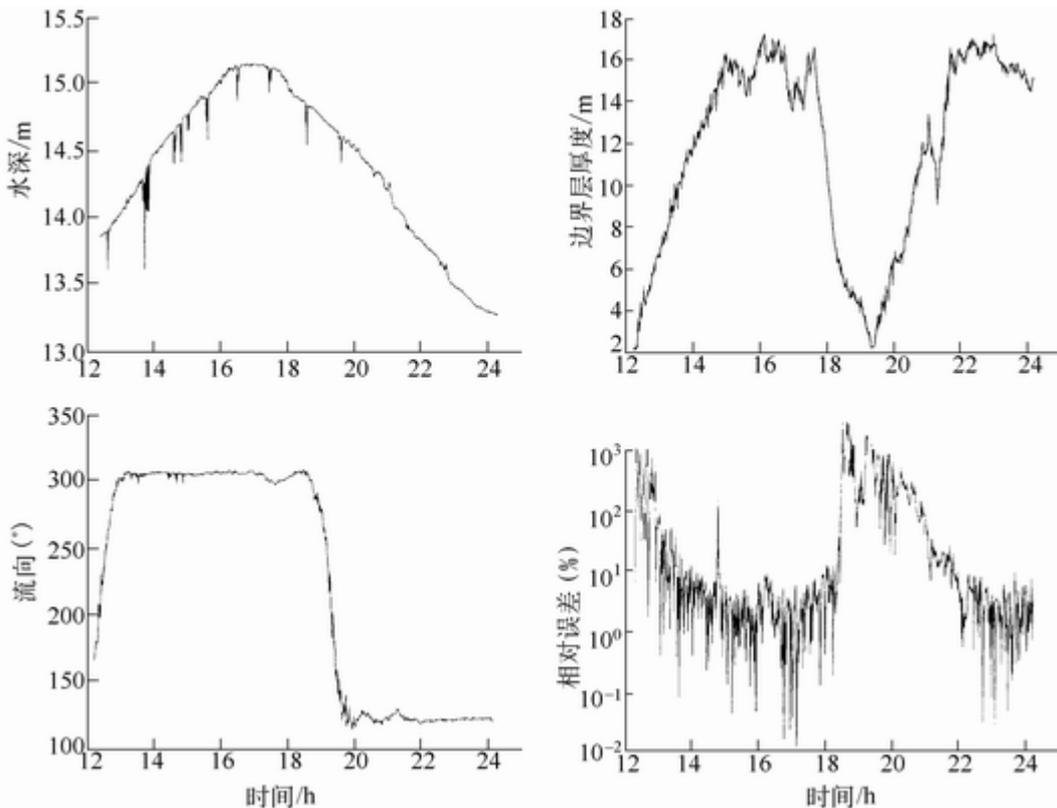


图2 长江口A2站潮周期内水深、边界层厚度、流向变化过程及流速计算误差

由图2可以看出，在涨憩和落憩阶段，水流分别处于涨潮-落潮和落潮-涨潮的转向阶段，河口上、下部水流结构和流向出现分层现象^[10]；在水流剖面上因分层现象而会出现多个边界，且各边界位置及厚度不断发生变化，剖面流速结构非常紊乱，需要经过多次实际观测结果研究流速剖面变化的规律，不能简单地利用式(2)来进行剖面流速计算。在涨急(15:00~17:00)和落急(22:00~0:00)阶段，整个水层都位于边界层内，且水流方向稳定，根据边界层理论，可以利用式(2)计算盲区流速。因此，本文只讨论涨急和落急阶段的ADCP盲区流速的计算。

涨急和落急阶段ADCP盲区流速的计算值和Val eport流速仪记录的流速值之间有良好的相关性(图3)。

在涨急阶段, 计算值与实测值的差值有正有负, 但正负波动范围非常小, 平均相对误差仅为2.3%; 在落急阶段, 流速计算值与实测值的差值大部分为正值, 即计算值在大部分情况下是大于实测值的, 其波动的范围较大, 平均相对误差为2.9%。整个流速剖面的分布存在两个边界层, 即底部边界层和上部边界层。上部边界层由于受表面风力的影响, 会改变上部边界层厚度, 并引起上部流速剖面形态发生变化^[14]。在本次观测过程中, 风向为东南风, 与涨急阶段流速方向一致, 风浪对表层涨潮流影响较小; 但在落潮过程中, 风浪作用会使表层水流流速减小, 而利用式(2)计算得到的是理想条件下的ADCP盲区流速, 因此实测得到的流速值小于计算值。此外, 系统误差也是影响因素之一。Valeport流速仪与ADCP都有各自的观测精度和误差范围, 利用Valeport流速仪来验证ADCP盲区流速计算的可靠性, 这本身就会产生一定的系统误差。此外, 长江口地区底部有浮泥层发育, 并且对底部边界层流速分布有一定影响^[15]。但已有研究表明, 底部浮泥层在涨急和落急阶段并不很明显^[16], 本文研究的是位于具有显著固-液界面之上的流速剖面, 因此, 可以忽略浮泥对其上部水流边界层流速影响。总体上, 图3的结果表明, 可以利用流速对数分布公式来计算涨急和落急阶段ADCP的盲区流速。

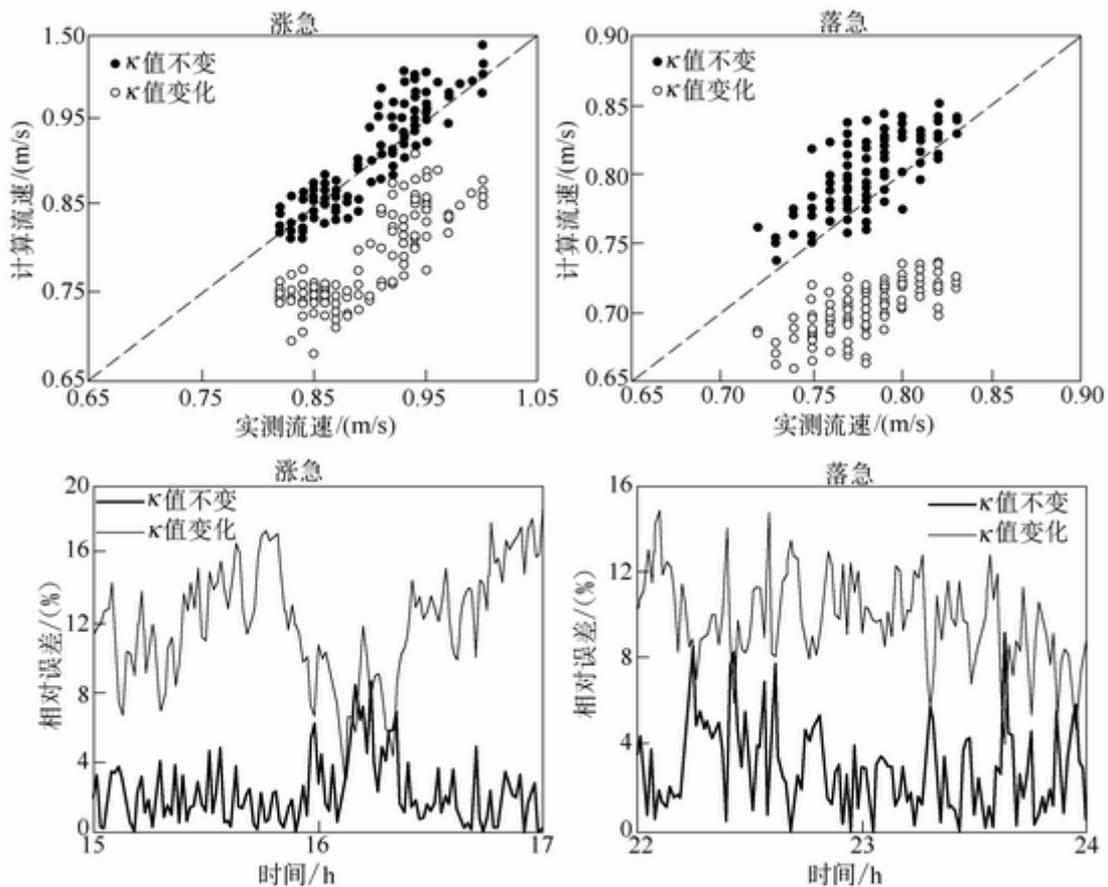


图3 长江口A2站点水面以下1.20m处流速计算值与实测值对比及误差分析

2.2 河口流速剖面特征 根据计算得到的ADCP盲区流速值, 可以得到涨急和落急阶段整个水层的流速分布特征。为了进一步分析长江口流速剖面特征, 选择涨急、落急两个时刻作为研究对象, 每个研究对象的时间长度为2h, 等间隔地选择5个剖面进行分析(图4)。

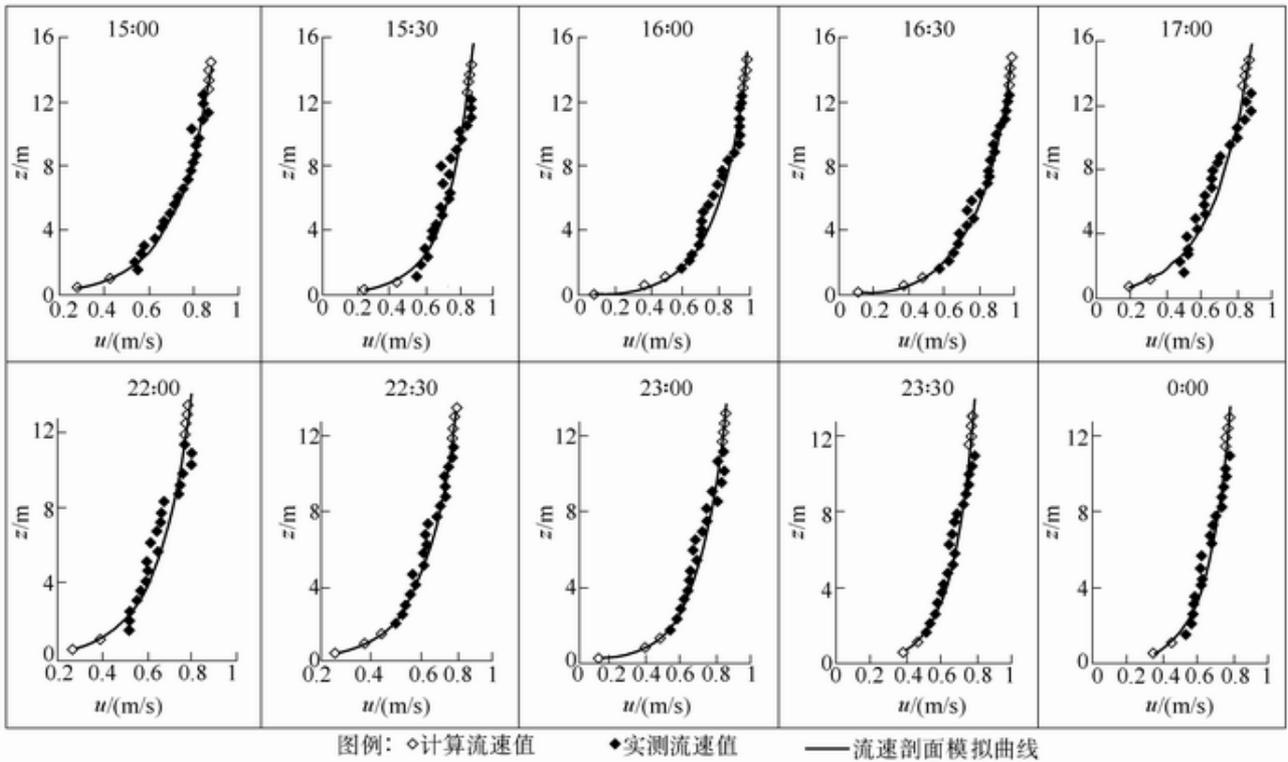


图4 长江口A2站位不同时刻流速剖面分布特征

边界层厚度计算结果表明,在涨急和落急阶段,整个水层都处于边界层内部;由边界层理论可知,在边界层内部的流速剖面分布可以用对数公式表示。由图4可以看出,在涨急和落急阶段,整个流速剖面都呈现出非常好的对数分布(相关系数见表1),但仍有部分数据点偏离了对数曲线。秦荣昱等人指出,卡门常数 原意为紊流交换系数,实质上也是反映流速分布变化的一个参数,取 $\kappa=0.4$ 只是一个平均值,而实际上 κ 是随着周围水流环境的变化而变化,从而对水流流速分布产生影响^[17]。但在长江口地区,利用秦荣昱等人提出的根据 κ 值变化,来计算水面以下1.2m处的流速,其误差较大(图3)。因此,对长江口地区,流速数据偏离理论曲线并不主要是由 κ 值的变化引起的,河口悬沙浓度剖面的变化可能是引起流速偏离理论曲线的主要原因^[12]。在涨急初期,河口底部悬沙浓度增加,底部流速偏离了对数曲线;随着涨急的进行,悬沙浓度迅速向上扩散,在涨急中期达到了平衡分布状态,流速剖面非常好地符合对数分布;到涨急后期,由于悬沙浓度剖面发生变化^[18],流速剖面较多地偏离了对数曲线。在落急初期,悬沙浓度剖面形态又发生了变化,从而引起流速剖面形态也发生了变化,较多地偏离了对数曲线;随着落急的进行,悬沙浓度剖面形态趋于稳定,流速剖面也较好地符合对数曲线。同样的现象在其他河口地区也存在^[3,19,20]。

表1 长江口流速剖面拟合相关系数

涨急时段相关系数					落急时段相关系数				
15:00	15:30	16:00	16:30	17:00	22:00	23:00	23:30	23:30	0:00
0.9914	0.9799	0.9904	0.9968	0.9726	0.9764	0.9958	0.9913	0.9853	0.9826

2.3 单宽流量计算 在计算河口单宽流量时,对盲区内流量的计算是一个值得关注的问题。一种可能是利用邻近水层单元流速数据作为表层和底部盲区的流速数据进行计算,即常数外推法(方法) :此外,在水流结构分布比较稳定且符合对数剖面时,可以利用由对数剖面计算的盲区流速进行单宽流量计算(方法)^[21]。用两种方法计算了长江口地区涨急和落急阶段单宽流量(表2),结果表明,方法 计算得到的单宽

流量比方法的结果大 2%~8%。利用常数外推法计算底部盲区流量时,忽略了边界层对底部水流速度的影响,导致底部盲区的计算流量偏大;根据边界层流速的对数分布模型,可以较准确地计算底部盲区的流量,物理意义明确,更符合实际情况。

表 2 长江口 A2 站涨急和落急单宽流量 (m³/s)

层位	计算方法	涨急单宽流量					落急单宽流量				
		15:00	15:30	16:00	16:30	17:00	22:00	22:30	23:00	23:30	0:00
上部		1.62	1.66	1.79	1.89	1.70	1.49	1.56	1.61	1.51	1.48
盲区		1.69	1.63	1.83	1.90	1.66	1.50	1.57	1.60	1.48	1.46
底部		0.82	0.69	1.02	1.03	0.88	1.03	1.04	0.90	0.81	0.83
盲区		0.43	0.36	0.55	0.50	0.43	0.35	0.66	0.49	0.70	0.53
全部		10.83	10.59	12.01	12.26	10.26	9.28	9.52	9.43	8.89	8.78
水层		10.52	10.24	11.59	11.74	9.77	8.61	9.14	9.01	8.75	8.45

3 结论

本文通过对 ADCP 及 Valeport 流速仪的观测数据进行分析,得出以下结论:(1)由于在一个潮周期内,长江口地区边界层厚度出现有规律的变化过程,且在涨急和落急阶段,整个水层都处于边界层内部,因此可以利用对数分布公式计算 ADCP 盲区流速。将计算得到的流速值与直读式流速仪测得的流速数据进行对比,验证上部盲区的估算结果,发现两者有较好的相关性,其平均相对误差分别为 2.3%、2.9%。(2)根据计算得到的 ADCP 盲区流速值,点绘出整个流速剖面形态,结果显示,在涨急和落急阶段的流速剖面非常好地符合对数分布,其相关系数都大于 0.97。一些数据点偏离了对数曲线,可能是悬沙浓度垂向分布的变化所致。(3)利用常数外推法估算的单宽流量比对数剖面法的结果偏大,主要是由于前者未能考虑到底部摩擦作用造成的流速递减现象,高估了底部盲区内单宽流量;根据边界层流速的对数分布模型,可以较准确地计算底部盲区的流量。

致谢: 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室贾建军在数据导出与处理过程中给予了极大帮助,高建华、李占海、杨旻及华东师范大学河口海岸重点实验室蒋智勇参加了野外工作,谨致谢忱!

参考文献:

- [1] Lesser R M. Some observations of the velocity profile near the sea floor[J]. Transactions, American Geophysical Union, 1951, 32(2): 207-211.
- [2] Channon R D, Hamilton D. Sea bottom velocity profiles on the continental shelf south west of England[J]. Nature, 1971, 231: 383-385.
- [3] Wright L D, Boom J D, Xu J P, et al. The bottom boundary layer of the bay stem plains environment of lower Chesapeake Bay[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1992, 35: 17-36.
- [4] Ke X K, Collins M B, Poulos S E. Velocity structure and sea bed roughness associated with intertidal (sand and mud) flats and saltmarshes of the Wash, U. K. [J]. Journal of Coastal Research, 1994, 10(3): 702-715.
- [5] Woodward W E, Appell G F. Current velocity measurements using Acoustic Doppler Backscatter: a review[J]. IEEE, Journal of Ocean Engineering, 0E-11: 3-6.

- [6] Howarth M J. The effect of stratification on tidal current profiles[J]. *Continental Shelf Research*, 1998, 18: 1235-1254.
- [7] RD Instruments. ADCP Principles of Operation: A Practical Primer(Second Edition)[M]. 1996.
- [8] 时钟, 周洪强. 长江口深水航道北槽口外悬沙浓度垂向分布[J]. *上海交通大学学报*, 1997, 31(11): 30-35.
- [9] 陈吉余, 主编. 中国海岸带地貌[M]. 北京: 海洋出版社, 1996.
- [10] 沈焕庭, 潘定安. 长江河口最大浑浊带[M]. 北京: 海洋出版社, 2001.
- [11] Soulsby R L. The bottom boundary layer of shelf seas[A]. In: Johns B. (ed), *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*[C], Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1983. Chapter 5.
- [12] Dyre K R. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*[M]. John Wiley & Sons: 1986.
- [13] Collins M B, Ke X, Gao S. Tidally-induced flow structure over intertidal flats[Z]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1998. 46: 233-250.
- [14] Geyer W R. Influence of Wind on Dynamics and Flushing of Shallow Estuaries[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1997, 44: 713-722.
- [15] 吴中, 陈力平, 游目林. 底部浮泥表层推移速度分布的ADCP-GPS估测方法[J]. *海洋工程*, 2002, 20(4): 85-88.
- [16] 张华, 阮伟. 长江口北槽浮泥初步研究[J]. *水运工程*, 2000, (12): 96-102.
- [17] 秦荣昱, 王崇浩, 刘淑杰. 动床水流卡门常数K的物理意义及其应用[J]. *水利学报*, 1995, (1): 8-18.
- [19] Wu C Y, Yuan S Y. Dynamic structures and their sedimentation effects in Huangmaohai estuary, China[J]. *Journal of Coastal Research*, 1995, 11(3): 808-820.
- [20] Vinzon S B, Mehta A J. Boundary layer effects due to suspended sediment in Amazon River estuary[A]. In: McAnally W H, Mehta A J(Editors). *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*[C], 2001, Elsevier Science, 359-372.
- [21] R D Instruments. *WinRiver User's Guide(International Version)*[M]. 2001.

Determination of current velocity in blank layer of ADCP

WANG Ai-jun, WANG Ya-ping, GAO Shu

(Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: Based upon the boundary layer theory the method for determining the current velocity in the blank layer of ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) is proposed. It is assumed that the tidal flow during the ebb or flood maximum period is a boundary flow and the vertical velocity distribution follows the logarithmic law. Thus, the velocity in blank layer of ADCP can be determined by using extrapolation method based on the Karman-Prandtl equation for boundary layer flow. The comparison of the calculated velocity with measurement data by means of Valeport 106 current meter shows that the relative error is in the range of 2.3%-2.9%. Some deviations observed may be due to the variation of suspension distribution.

Key words: current velocity profile; Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP); velocity in blank layer; changjiang Estuary