

Doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2013.01.004

刘宝超, 李建平, 冯立成. 风影响夏季长江冲淡水扩展的数值模拟研究[J]. 海洋学报, 2013, 35(1): 25—37.

Liu Baochao, Li Jianping, Feng Licheng. A modeling study of the effect of wind on Changjiang (Yangtze) River Diluted Water in summer[J]. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese), 2013, 35(1): 25—37.

风影响夏季长江冲淡水扩展的数值模拟研究

刘宝超^{1,2}, 李建平^{1*}, 冯立成³

(1. 中国科学院 大气物理研究所 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘要: 基于 EFDC(Environmental Fluid Dynamics Code)数值模式建立了长江口及其邻近海域的三维水动力学模型,用于研究风对夏季长江冲淡水扩展的影响。基于实测资料的验证结果表明,模型能够比较真实的反映潮汐、海流、温度和盐度的变化过程。敏感性试验的结果显示,风对夏季长江冲淡水的扩展有着非常显著的影响。在 Ekman 输送的作用下,长江冲淡水将向风向的右侧扩展。5 m/s 风速下,东风、东南风、南风 and 西南风 4 个风向下的冲淡水明显向外海扩展,而西风、西北风、北风和东北风下的冲淡水都被限制在近岸水域。Ekman 输送的强度随风速增强而增强,冲淡水向风向右侧的扩展也越来越明显。舌轴区因为层结明显,湍流活动相对较弱,对风能量的耗散相对较小,所以相同的风速增量对舌轴区表层水的加速作用最强,这导致更多的淡水经由舌轴区输送,使得淡水舌宽度随风速的增加而变窄。对长江口海域表面风的气候统计分析表明,上述数值试验结果能够很好的解释气候态下长江冲淡水扩展方向与表面风变化的关系。

关键词: 冲淡水; 风; Ekman 输送; 长江口; EFDC

中图分类号: P731.21

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2013)01-0025-13

1 引言

长江冲淡水是长江径流入海后与海水混合形成的水体^[1],其扩展形态有着显著的季节变化(见图 1)和季节内变化^[2-4]。在夏季,长江口海域出现指向东北的淡水舌,冲淡水的扩展范围明显大于其他季节,其向东北方向的扩展最远可达济州岛附近的海域^[2]。由于许多的海洋生物活动和化学活动对盐度的变化非常敏感,所以冲淡水扩展形态的变化将对黄海、东海的海洋环境、渔业活动等产生至关重要的影响,因此研究引起夏季长江冲淡水扩展形态发生变化的原

因便具有非常重要的科学价值和社会意义。

由于长江口海域处于东亚季风区,其盛行风向存在着显著的季节变化(见图 2),因而许多研究便将冲淡水扩展的变化与表面风的变化联系起来^[1,2,5-21],其中大量的研究结果表明风对夏季长江冲淡水的扩展有着显著的影响^[10-21]。如白学志和王凡^[16]在理想地形下进行的数值试验表明,风应力和底形的相互作用是导致夏季长江冲淡水向东北偏转的主导因子。Shan 等^[17]的数值试验结果显示,在气候平均风场不存在的试验中,长江冲淡水向东北的扩展范围要小于风场存在的试验。Wu 等^[18]数值试验结果也显示,南

收稿日期: 2011-10-08; 修订日期: 2012-05-31。

基金项目: 国家自然科学基金重点基金“基于非均匀基流的行星波传播新理论与亚澳季风相互作用”(41030961)。

作者简介: 刘宝超(1985—),男,山东省临沂市人,博士研究生,从事近海海洋环境数值模拟研究。E-mail: lbcwenjie@126.com

* 通信作者: 李建平(1969—),研究员,从事气候动力学、海陆气相互作用、数值方法方面的研究。E-mail: ljip@lasg.iap.ac.cn

风和沿岸流的存在能促使冲淡水向东北扩展。周锋等^[19]的数值模拟研究认为,风场差异是导致 2006 年夏季长江冲淡水相比于 1999 年偏北的主要原因。一

些对其他河口冲淡水的研究也表明,风是影响冲淡水扩展的重要因素之一^[22-24]。

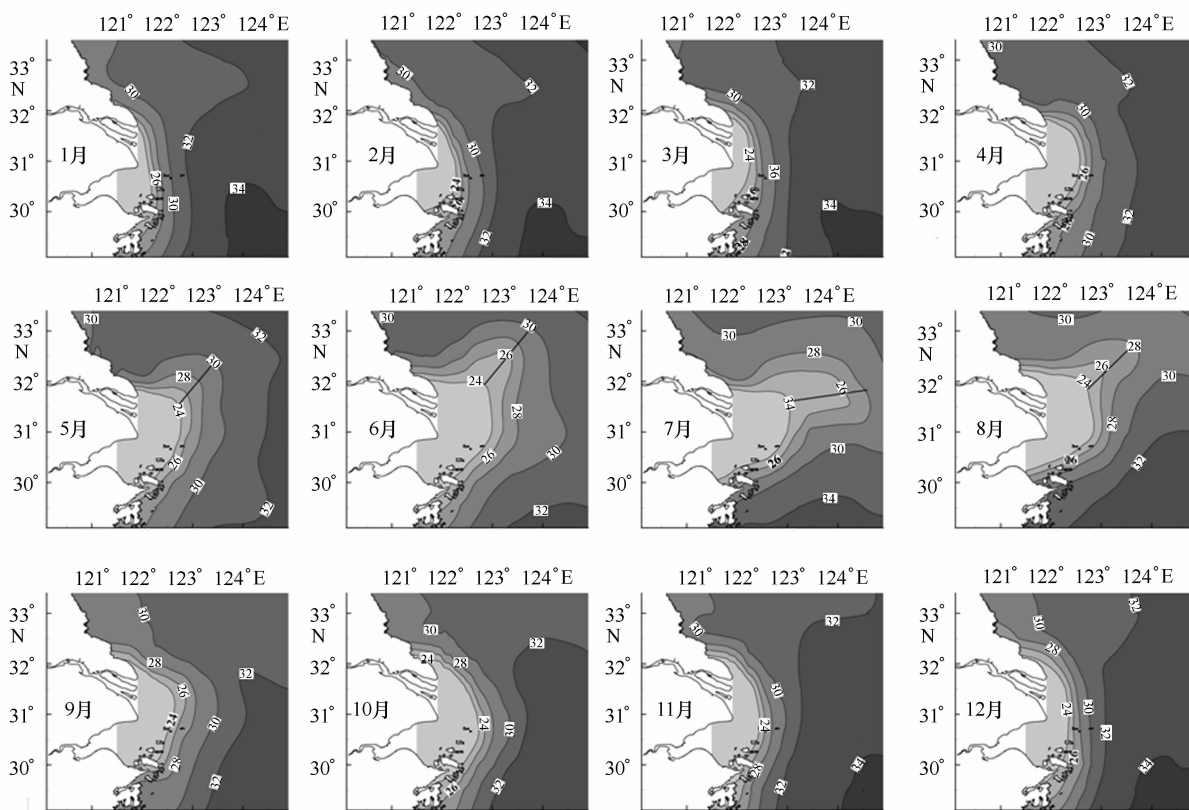


图 1 气候平均的长江口海域逐月表层盐度分布

5、6、7、8 四个月中的黑实线表示淡水舌的走向;摘自《渤海黄海东海海洋图集》水文分册^[25]

已有的研究大都侧重于夏季盛行的偏南风对冲淡水转向的影响。但如图 2 所示,虽然夏季以偏南风为主,但是其他风向也都有发生,尤其是 6 月和 8 月,东风和东北风的发生频率都超过 10%。而且由于风存在着较为显著的年际变化,在有些年份东西风以及偏北风的发生频率可能会超过偏南风的发生频率。图 3 是 1987 年 6 月、1999 年 7 月和 2001 年 8 月的风向玫瑰图。由图可见,1987 年 6 月,北风的发生频率超过其他任何风向。1999 年 7 月东风的发生频率与南风 and 东南风相当。2001 年 8 月东北风的发生频率超过 30%,西北风的发生频率也超过了 10%。这意味着,在夏季,各种风向的风都可能对冲淡水的扩展产生影响。因此要对夏季长江冲淡水的扩展形态做出预测,就不能仅研究偏南风对冲淡水扩展的影响,必须对风向在冲淡水扩展中所起的作用进行全面的了解。但是,现有研究对此却没有一致结论,许多研究之间甚至存在着相反的结论。例如,袁耀初等^[10]

的数值试验结果认为,在不是偏南风的情况下,如无风和东风,长江冲淡水是不会向东北方向运输的;顾玉荷^[12]的理论分析结果也认为只有南北向的风才能对冲淡水的南北转向产生影响;但 Chen 等^[20]的数值试验结果则表明,东风和南风一样都能减缓冲淡水的沿岸向南流动。即使对 3 个偏南风(东南风、南风和西南风)在冲淡水扩展中的作用,各研究结论也不尽相同。朱建荣等^[15]基于三维非线性斜压陆架模式的研究认为西南风能加强冲淡水的向东扩展,但是对南北向的扩展影响甚微;袁耀初等^[10]的研究则认为西南风的作用基本上是向东北方向运输的;Chen 等^[20]的数值试验则表明,西南风的存在会加强冲淡水向东南方向的输送。此外,Chen 等^[20]的研究还认为东南风能够促使更多的冲淡水流向东北,而朱建荣等^[15]的数值试验结果则显示东南风会抑制冲淡水向东扩展,并使之偏向西北。

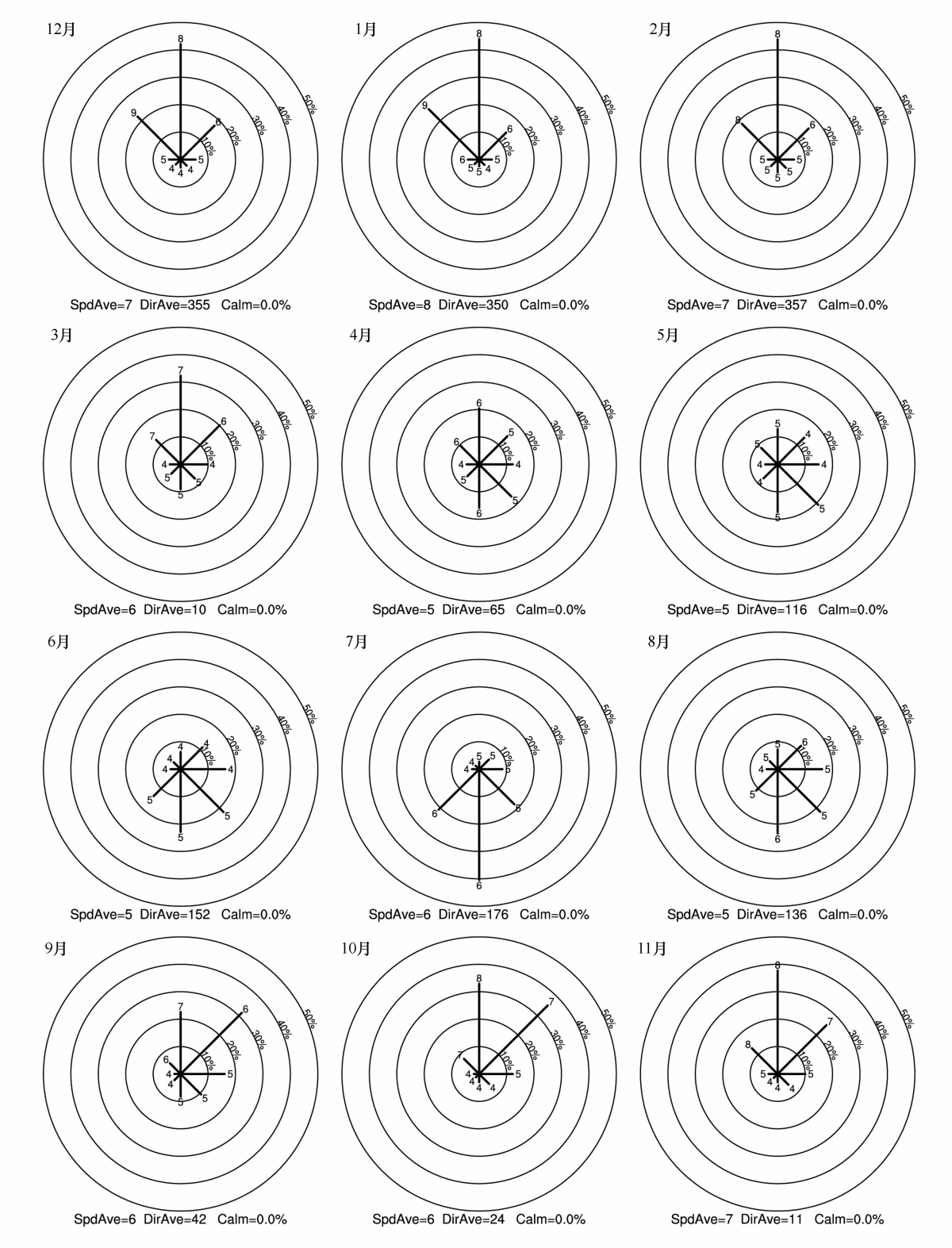


图2 模拟区域气候平均的逐月风向玫瑰图

以 $0^{\circ}, 45^{\circ}, 90^{\circ}, 135^{\circ}, 180^{\circ}, 225^{\circ}, 270^{\circ}, 315^{\circ}$ 为中心将风向均匀的分为 8 个风向;直线长度表示频率大小,直线顶端的数字表示该风向的平均风速大小(单位:m/s);SpdAve:月平均风速;DirAve:月平均风向;Calm:静风频率;由于计算的是区域平均的风速和风向,所

以静风频率都为 0;统计资料为 1949—2008 年的 NCEP 再分析风场

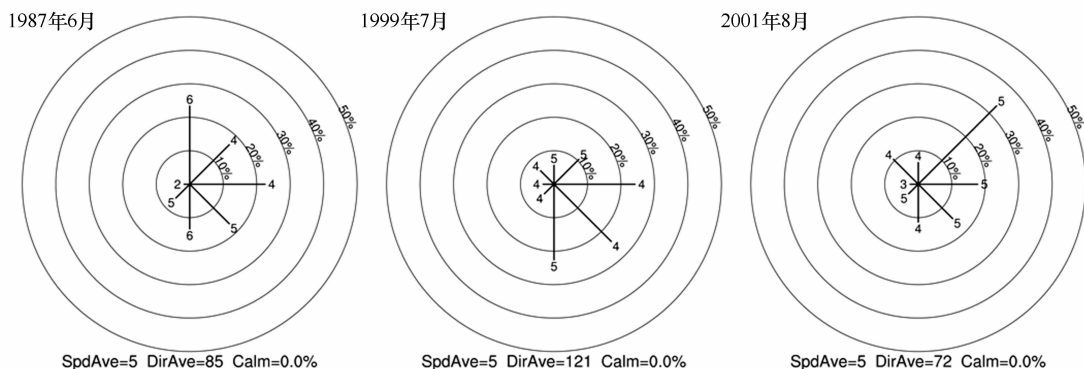


图3 1987年6月(左),1999年7月(中)和2001年8月(右),模拟区域的风向玫瑰图;其他同图2

这些研究结论间的差异,主要是由于各研究所采用的研究方法不同所致。因为长江口地区的观测资料比较缺乏,理论研究又有过多的假设和近似,所以上述关于不同风向影响冲淡水扩展的研究中,除顾玉荷^[12]的研究外,都是以数值模拟为手段进行的。数值模式虽然能够较为全面的考虑各种影响因子,但是由于各模型的理论框架、参数化过程以及试验设计方案等存在差异,必定会导致试验结果间的不同。上述数值研究中,除 Wu 等^[18]采用实测资料对模型模拟的盐度进行了验证外,其他几个关于风向、风速影响冲淡水扩展的试验都没有对模拟的盐度进行验证,所以难以对其结论的可靠性做出判断。

为得到相对可靠的研究结果,本文将采用经过实测资料验证的数值模型来研究风与夏季长江冲淡水的关系。文中首先基于 EFDC (Environmental Fluid Dynamics Code) 模式建立长江口及其邻近海域的水动力模型。随后在近似实际的强迫条件下模拟了 2005 年夏季的三维流场和温盐分布,并用实测资料对模拟结果进行验证,以确保数值模型的可靠性。而后利用经过验证的模型来研究风向与夏季长江冲淡水的关系。因为实际的风速是多种多样的,所以本文将在不同风速条件下设计风向影响冲淡水扩展的敏感性试验,进而同时研究风速大小对冲淡水扩展的影响;本文的重点是研究在某一风速和风向条件下,冲淡水的可能扩展趋势,所以为简洁清晰的阐述此问题,研究中将不考虑风场空间差异和时间变化的影响。最后本文还将利用气候平均的风场和海表盐度资料来对数值模拟得到的结论进行初步的验证。

2 模型建立和试验设计

2.1 模型的建立和验证

本文将基于 EFDC 模式建立长江口及其邻近海域的水动力模型。EFDC (Environmental Fluid Dynamics Code) 是由弗吉尼亚海洋科学研究所建立的综合性三维水环境模型,它已被广泛应用于河口、河流、湖泊等地表水环境的研究之中^[26-34]。EFDC 的水动力控制方程是水平正交曲线坐标系下,经过垂直准静力平衡和 Boussinesq 近似的三维原始方程组,垂直方向采用 σ 坐标。模型采用有限差分法对原始方程组进行数值求解,水平方向使用交错网格离散变量,垂直方向则采用固定分层法进行离散。关于 EFDC 模型的详细介绍见文献^[35]。

本文的研究区域包含长江口、杭州湾及其邻近海域(图 4)。区域西边界取到长江江阴站,东边界至 125°E ,南边界至 29°N ,北边界至 33.5°N 。在这一区域内,基本能表现出夏季冲淡水扩展的主要特征。模拟区域的正交曲线网格总数为 152×164 ,其中水域格点数为 12 486。河道及河口区的网格分辨率较高,最小网格宽 100 m 左右。外海区域网格分辨率低,最大网格长 10 km 左右。垂直方向均匀分成 20 层,每个 σ 层的厚度为 0.05。模型包含长江、钱塘江两个入流开边界以及南、东、北 3 条外海开边界。入流开边界需要给出径流量、水温 and 盐度。外海开边界需要给出水位、水温和盐度,其水位由潮位和余水位两部分组成。模型的上边界需要给出气温、气压、湿度、降雨、蒸发、太阳短波辐射、云量及风等气象要素作为强迫。

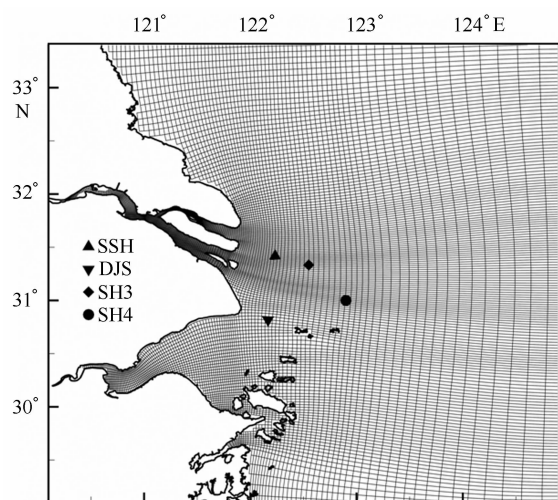


图4 模拟区域的网格以及验证资料站点的分布

本文收集了部分 2005 年夏季的实测资料,所以文中首先在近似实际的强迫条件下模拟了 2005 年夏季的三维流场和温盐分布,将模拟结果与实测资料对比,以对模型的有效性进行验证。试验中,长江径流由 2005 年大通站的逐日流量给出;由于缺少 2005 年钱塘江的实测径流量,本文采用其多年平均的逐月径流量作为入流边界,因为钱塘江径流量不足长江径流量的 5%,所以钱塘江径流量的误差对

模拟结果的影响很小。外海开边界潮位采用 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_2 、 K_1 、 O_1 、 P_1 、 Q_1 八个分潮进行计算,潮汐调和常数由 Nao. 99b^[36] 提供。余水位以及开边界上的温度和盐度由 HYCOM 模式^[37] 的逐日模拟结果给出。蒸发使用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的 1 日 2 次的资料,其他气象要素采用美国国家环境预报中心(NCEP)提供的 1 日 4 次的再分析资料;模型从 2005 年 1 月 1 日 00 时开始模拟,初始水位和流速取为 0,初始温度、盐度场采用 HYCOM 模式 2005 年 1 月 1 日的模拟结果。

本文收集的实测资料包括:2005 年余山(SSH)和大戢山(DJS)两个验潮站的实测水位资料以及 2005 年夏季走航观测^[27]中两个观测点(SH3 和 SH4)的实测水位、流场、温度和盐度资料。4 个站点的位置分布见图 4。

图 5 是上述 4 个站点的模拟水位与观测水位对比图。图 6 是两个走航观测站点的模拟结果和观测结果对比图,其中包含了三维流速、流向、温度和盐度等要素。从其中可以看出,模型不仅能够比较准确的反映出潮位、流速和流向的变化过程,而且对三维的温度和盐度变化过程也有不错的模拟效果。这表明,本文所建立的模型比较可靠,能够用于冲淡水扩展等相关问题的研究中。

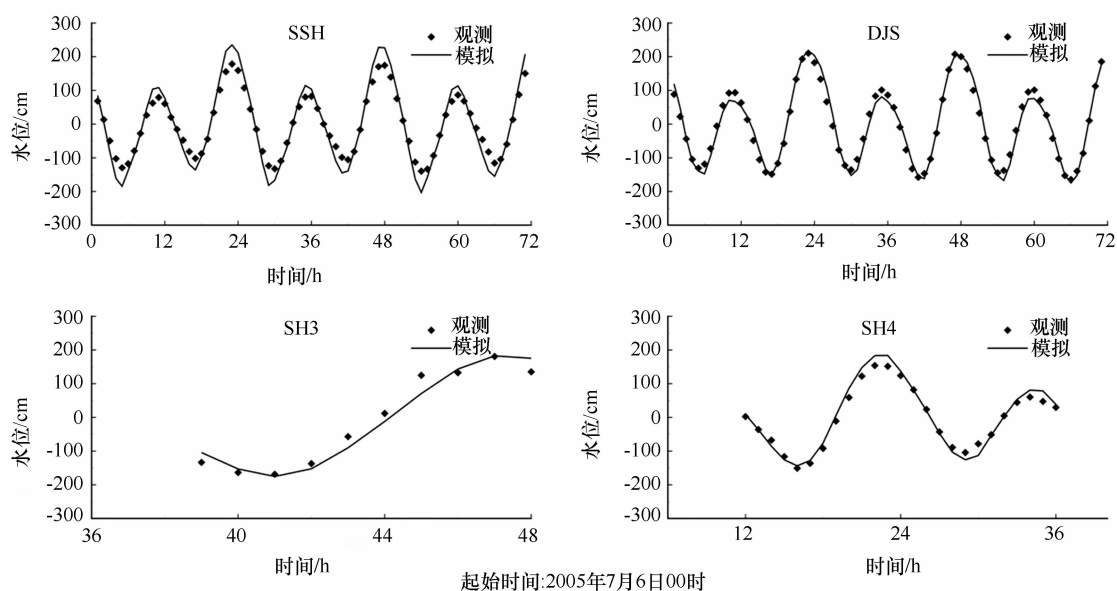


图5 SSH、DJS、SH3 和 SH4 四个站点的水位过程验证

2.2 试验设计

下面本文将利用所建立的数值模型来设计关于表面风的敏感性试验,以探讨夏季长江冲淡水的扩展

形态随风向和风速的变化规律。与模型验证时在近似实际的条件下进行试验不同,下面的试验都将在夏季平均的气候背景下进行。因为夏季长江冲淡水的

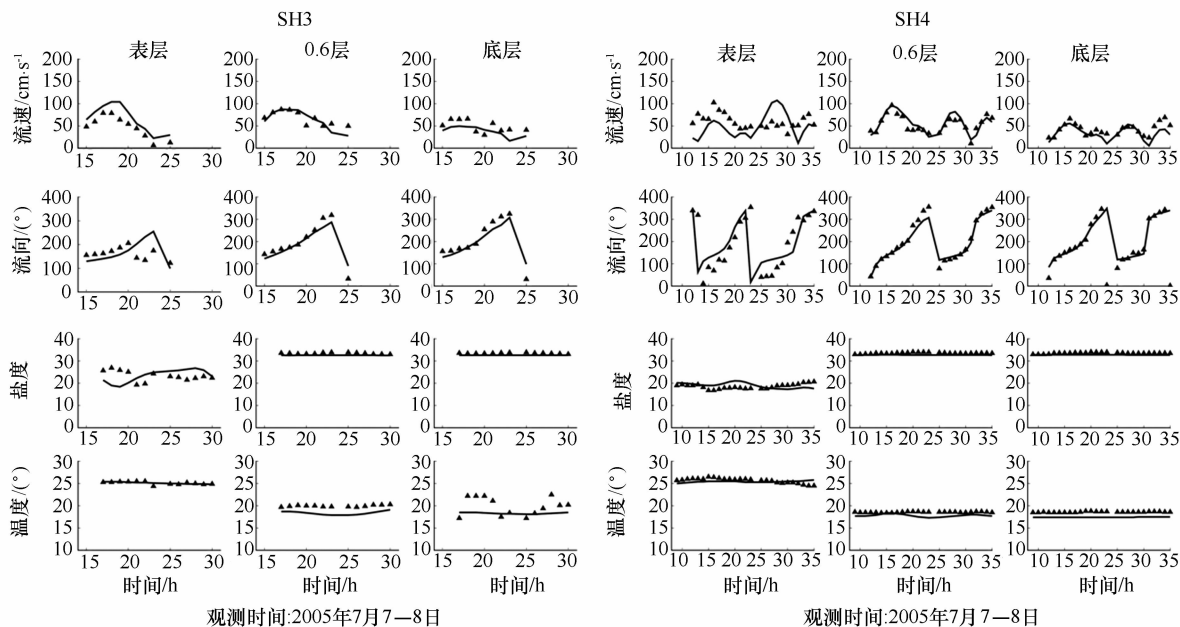


图6 SH3(左)和SH4(右)两个站点的流速、流向、温度和盐度过程验证

图中的散点为观测值,曲线为计算值;横坐标表示时间

一个显著特征是淡水舌指向东北,而根据赵保仁^[8]的统计,5月份冲淡水向东北转向的发生频率与6、7、8三个月份相当,所以本文也将5月份作为夏季的一个月份考虑。敏感性试验中,除风场以外的外强迫如径流、余水位、温度、盐度以及气温等气象要素均采用这4个月平均的气候值。其中气象要素由NCEP和ECMWF的再分析资料给出,温度和盐度由《渤海黄海东海海洋图集(水文)》^[25]给出,而余水位则采用CORA再分析数据,该数据来源于国家海洋信息中心(<http://www.cora.net.cn/>)。因潮汐是周期性运动,所以其调和常数仍采用2005年的数值。

敏感性试验中的风场均采用不随时间和空间变化的均匀风场。本文首先进行了0 m/s风速的试验,以考察无风条件下冲淡水的扩展形态。由图2可知,在5、6、7、8四个月内,模拟区域平均风速的气候平均值在5 m/s左右,所以随后本文在5 m/s的风速下,设计了北风(N)、东北风(NE)、东风(E)、东南风(SE)、南风(S)、西南风(SW)、西风(W)和西北风(NW)8个不同风向的试验,以考察气候平均风速下,风向对冲淡水扩展的影响。这8个风向的角度分别为0°(N),45°(NE),90°(E),135°(SE),180°(S),225°(SW),270°(W),315°(NW)。最后在上述8个风向下设计了2.5 m/s,3.536 m/s,7.071 m/s和10 m/s风速的试验,以探讨风速大小对冲淡水扩展的影响。这

4个风速所对应的风应力分别是5 m/s风速对应风应力的0.25、0.5、2和4倍。各风速试验按照其风速值的整数位分别记为WS00(0 m/s)、WS02(2.5 m/s)、WS03(3.536 m/s)、WS05(5 m/s)、WS07(7.071 m/s)和WS10(10 m/s)。我们的统计分析表明,5、6、7、8四个月内,大于10 m/s的风速发生频率不足3%,所以本文没有进行更大风速的试验。

各试验的初始水位和流场设为0,温盐初始场均采用《渤海黄海东海海洋图集》^[25]提供的5月份温盐分布场。模型运行至稳定状态以后,输出30 d的平均的模拟结果进行分析。

3 结果分析

3.1 无风条件下,夏季长江冲淡水的扩展形态

图7是无风试验达到稳定状态后,30日平均的表层盐度分布。因为区域内的水深最小为2 m,最大超过70 m,而垂直方向在 σ 坐标下均匀的分为20层,所以格点的表层实际厚度从0.1 m到3.5 m不等。为描述相同深度内的盐度分布,文中以4 m深度内的平均盐度来表示表层盐度,深度小于4 m的格点,取整层平均的盐度值。为方便描述冲淡水的扩展形态,本文将根据浦泳修^[5]的做法,以30等盐线的扩展方向作为主要指标来判断冲淡水的走势,同时参考毛汉礼等^[1]的定义,将26等盐线作为冲淡水核心区的界

限。从图中可以看出,在夏季(5、6、7、8月)平均径流和海流(余水位)等的强迫下,盐度分布已表现出较为明显的夏季分布特征,冲淡水向东的扩展比较明显,30等值线可伸展至 125°E 附近。但是其向北的扩展不是很明显。可能是受北向台湾暖流的影响, 31°N 以南存在着一个伸向北的高盐水舌。

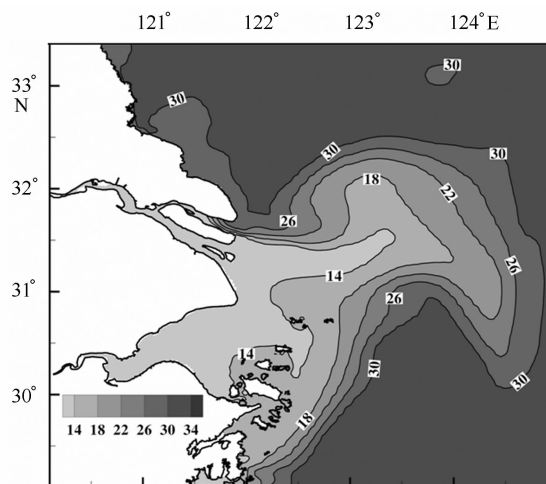


图7 无风条件下,模型达到稳定后的表层盐度分布

3.2 气候平均风速(5 m/s)下,风向对冲淡水扩展的影响

图8是5 m/s风速下,各风向试验达到稳定后,30日平均的表层盐度分布。结合图7可以看出,风在冲淡水扩展中起着极其重要的作用,不同风向下冲淡水的扩展形态有着显著的差异。东风、东南风、南风、西南风4个风向下冲淡水向外海扩展比较明显,30等值线均能扩展至 124°E 以东,26等值线的最东端也都在 123°E 以东。按照东风、东南风、南风、西南风的顺序,4个风向下冲淡水的扩展方向几乎是以顺时针方向旋转的。具体而言,东风下的冲淡水走向是最为偏北的;东南风下的冲淡水舌明显指向东北;南风下,河口处的淡水舌稍微偏向东北,但外海的冲淡水舌则是指向东的;西南风下的淡水主体是明显指向东南的。这4个风向下冲淡水并未沿着顺风向扩展,而是向各自风向的右侧扩展,这恰好与Ekman输送的方向相似。Chen等^[20]关于东风、东南风、南风和西南风的数值试验也表明风能加强冲淡水向风向右侧的扩展,如南风使冲淡水有比较明显的向东扩展、东南风能促使更多的冲淡水流向东北等,但其盐度分布形态却与本文结果有着显著的不同。如在5 m/s的南风影响下,本文中的冲淡水舌是明显指向东(图8);而Chen等^[20]给出的模拟盐度分布图表明,

虽然相比于其他风向,5 m/s的南风使冲淡水有比较明显的向东扩展,但是其沿岸向西北的扩展更加明显,冲淡水的分布几乎是沿着苏北海岸线呈西北—东南走向。这种模拟结果间差异很可能是由于Chen等^[20]的试验中未考虑潮汐作用造成的。Shan等^[17]和Wu等^[18]的数值研究表明,潮汐对冲淡水的扩展有着极其重要的影响。他们文中给出的模拟盐度分布图表明,潮汐不存在时,冲淡水沿岸向西北的扩展非常显著,而潮汐存在时,冲淡水沿岸向西北的扩展几乎消失。由于Chen等^[20]的文中没有给出5 m/s风速时,其他风向试验的盐度分布图,所以这里没有对比其他风向时的差异。

西风、西北风、北风及东北风4个风向下冲淡水都被限制在近岸水域,北风下的30等值线虽然可以伸展到 124°E 附近,但其范围明显小于东风等风向,而且盐度小于2的低盐水也都被限制 123°E 以西的水域,而其他3个风向下,盐度小于30的冲淡水基本都位于 123°E 以西。相较而言,在3个偏北风(西北风、北风、东北风)下,冲淡水的向岸收缩比在西风下明显,尤其是在舟山群岛以南的海域,如在南开边界处,3个偏北风下的30等值线均位于 122.5°E 以西,而西风下的30等值线几乎接近于 123°E 。这可能是因为偏北风下的Ekman输送具有向西的分量,使得冲淡水向西的收缩更为明显,同时因为西风下向南的Ekman输送很强,更多的淡水向南输送,使得西风下南部的低盐水范围相对较大。

综上所述,在气候平均风速下,风向对冲淡水的扩展有着极其重要的影响,在风产生的Ekman输送的作用下冲淡水将趋于向风向的右侧扩展。

3.3 风速大小对冲淡水扩展的影响

因为实际的风速是不断变化的,所以本节将分析冲淡水在不同风速下的扩展形态,以探讨冲淡水扩展形态随风速的变化规律。

图9是2.5 m/s、3.536 m/s、7.071 m/s和10 m/s风速试验中,东风、东南风、南风和西南风4个风向下表层盐度分布。可以看出,在Ekman输送的影响下,不同风速下的冲淡水都将向风向的右侧扩展,但向右的扩展程度有所不同。在2.5 m/s风速下,Ekman输送的影响已经开始显现,如在东风向北的Ekman输送下,26等值等值线已向北扩展至区域的北边界附近,而无风时,这一等值线基本都被限制在了 32.5°N 以南的区域(见图7);西南风的南向Ekman输送分量已经开始抵消北向台湾暖流的影响,使

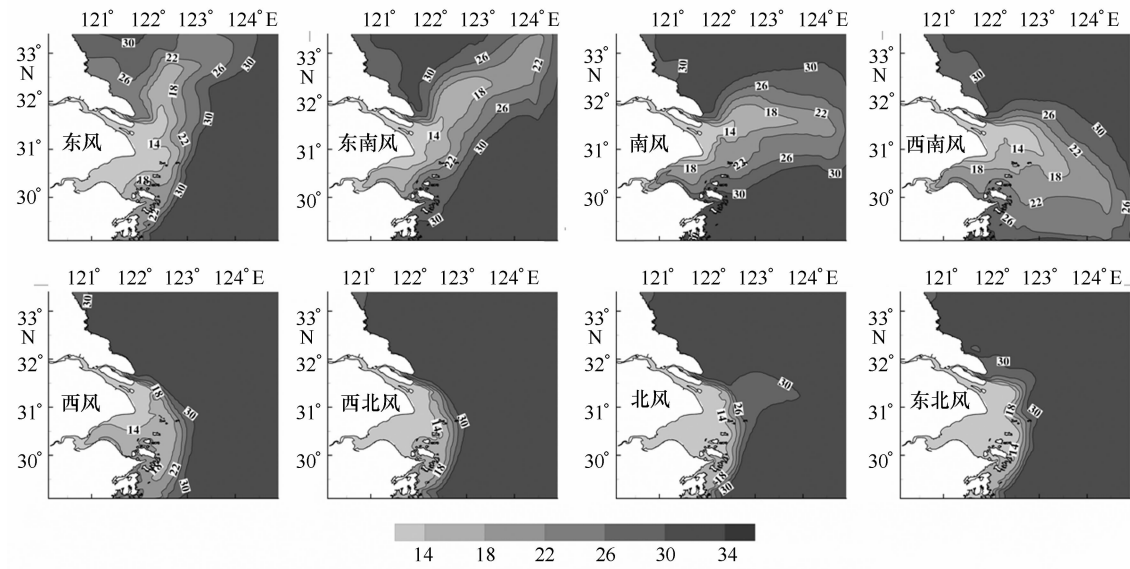


图 8 5 m/s 风速下,各风向试验达到稳定状态时的表层盐度分布

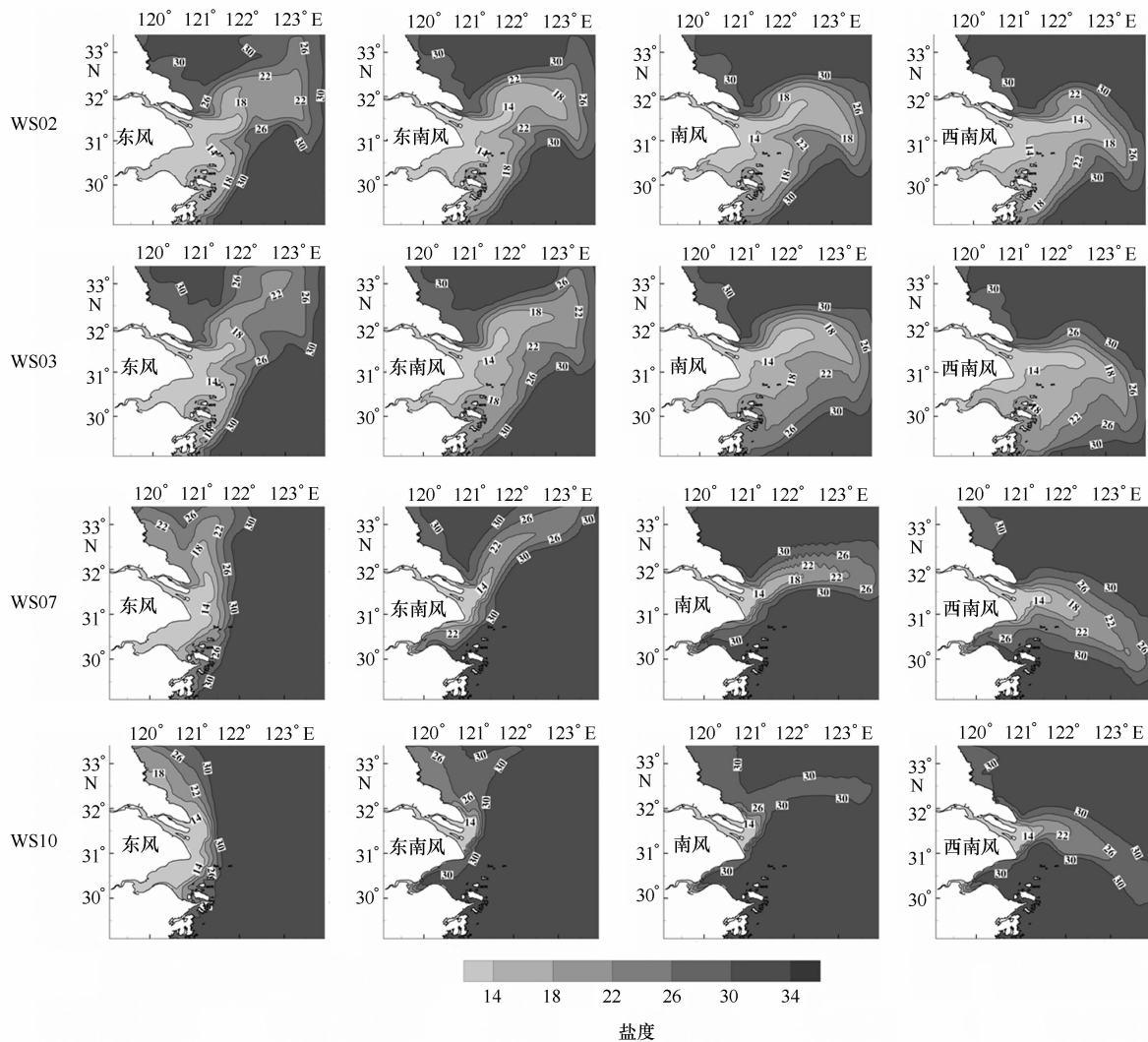


图 9 不同风速下,东风、东南风、南风和西南风 4 个风向试验达到稳定状态时 30 日平均的表层盐度分布

北伸的高盐水舌南撤。但总体而言,冲淡水向风向右侧的扩展相对较弱。随着风速增加,Ekman 输送增强,冲淡水的向右偏转逐渐明显,在 5 m/s 风速下,这 4 个风向下的冲淡水扩展方向几乎是垂直于各自的风向(见图 8)。从图 8 和图 9 中还可以看出,当风速持续增加时,冲淡水舌的宽度开始逐渐变窄,向东的扩展也有所减弱。冲淡水舌的变窄可能是由于 Ekman 输送在不同区域的增加速度不相同所造成的。图 10 是 5 m/s 风速下,东风、东南风、南风和西南风 4 个风向试验在 123°E 剖面上的盐度和盐度垂直梯度分布图。如其所示,低盐中心基本与盐度垂直变化最剧烈的地方重合,这意味着,越靠近淡水舌轴(低盐中心),层结现象越明显。层结的存在将使得湍流活动

减弱,湍流对风能的耗散也减小。舌轴区的层结最明显,该区域对风能的耗散也就最小,这样相同的风速增量对舌轴区表层水的加速作用最强。因为各试验中长江的入海径流是相同的,这样舌轴区输送的淡水所占比例会随风速的增强而增加,更多的淡水集中在舌轴区,使得淡水舌变窄。导致冲淡水舌变窄的另一个可能原因是上下层湍流混合随风速的变化。风速的增强一方面可以增强 Ekman 输送的作用,另一方面也会增强上下层的湍流交换,使得表层海水的盐度增加,这在一定程度上可以降低表层低盐水的范围,从而使得冲淡水舌的宽度变窄。湍流混合的增强也可能是冲淡水向东扩展的范围随风速有所减弱的原因。

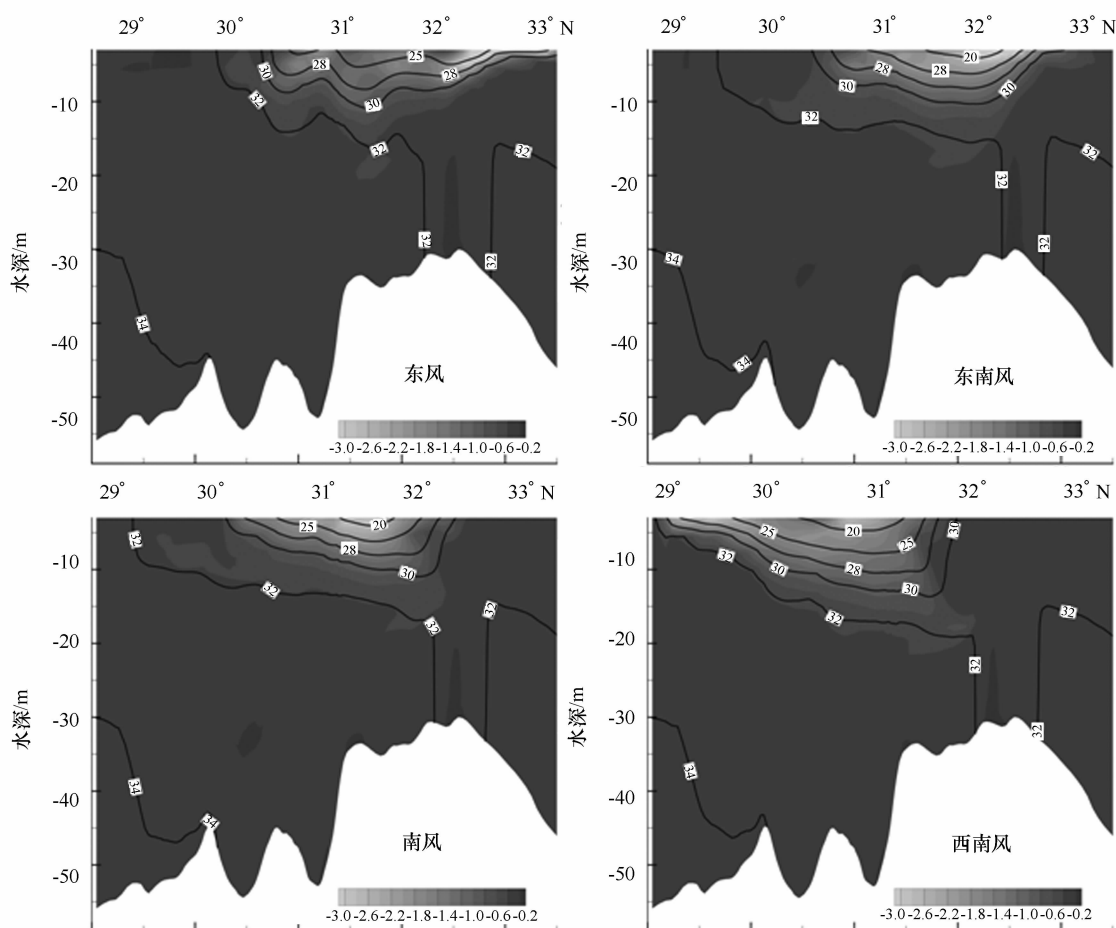


图 10 5 m/s 风速下,东风、东南风、南风和西南风 4 个风向试验在 123°E 剖面上的盐度和盐度垂直梯度分布;等值线表示盐度,阴影表示盐度垂直梯度(向上为正,单位: m^{-1})

图 11 是西风、西北风、北风、东北风 4 个风向在不同风速时的表层盐度分布。从中也可以看出与东风等风向相类似的特点。随着西风风速的增强,向南

的 Ekman 输送增强,冲淡水逐渐向南偏转,同时向东的扩展也逐渐减小,这对应于东风等风向下冲淡水舌宽度的变窄。偏北风向西的 Ekman 输送分量使得

冲淡水的扩展范围随风速的增强而逐渐向西收缩。特别的,在 2.5 m/s 和 3.536 m/s 风速下的东北风,其冲淡水不仅表现出了向西的收缩,而且偏东风引起的向北扩展也比较明显,但可能是受地形的影响,随着风速的进一步增加,冲淡水向北的扩展消失。

可见,在 Ekman 输送的影响下,不同风速下的冲

淡水都将向风向的右侧扩展。随着风速的增强,Ekman 输送逐渐增强,冲淡水向风向右侧的扩展也越来越明显。舌轴区因层结最显著,相同的风速增量对表层水的加速作用最强,这使得舌轴区输送的淡水所占比例会随风速的增强而增加,更多的淡水集中在舌轴区,最终导致冲淡水舌的宽度随风速的增强而减小。

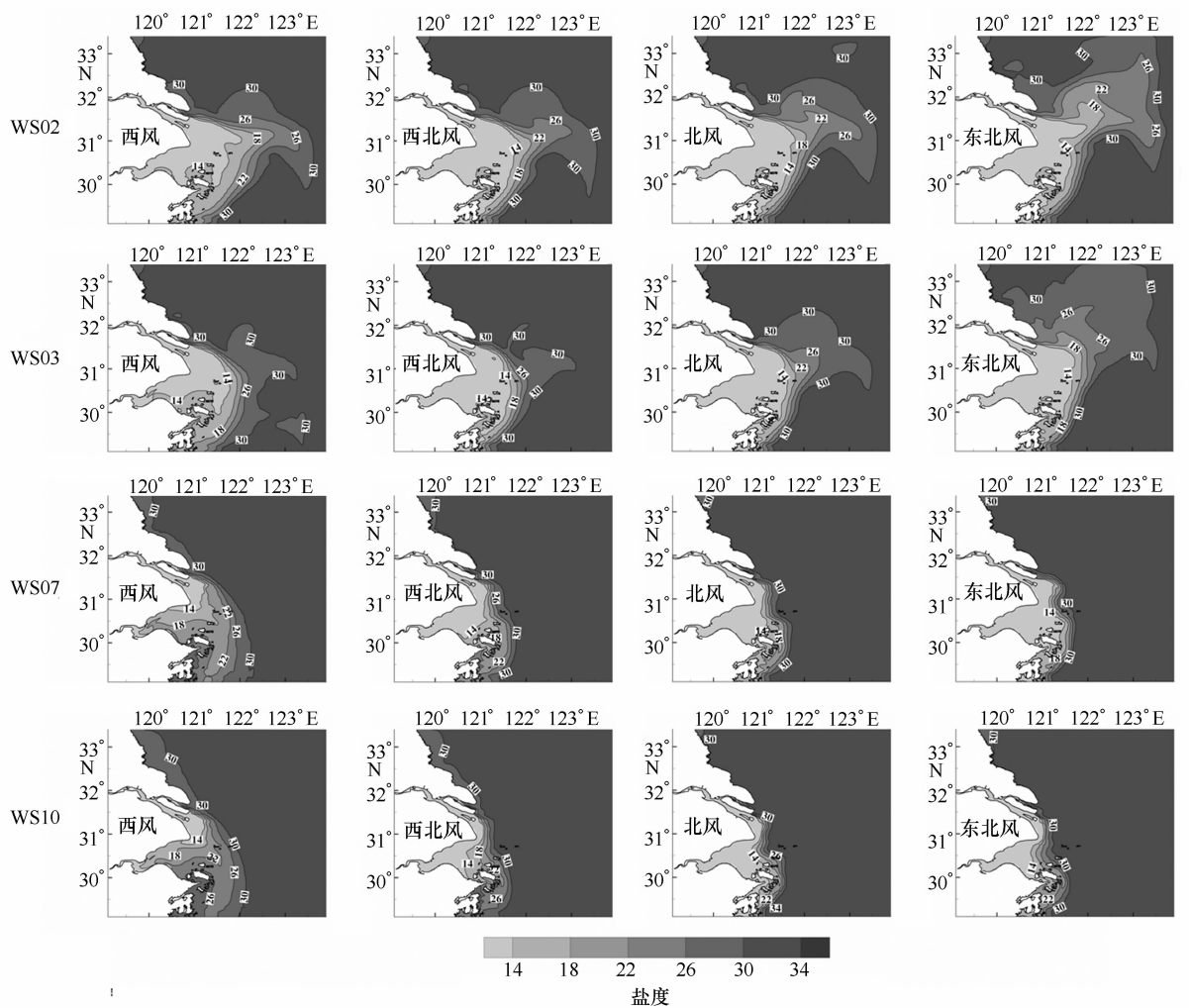


图 11 不同风速下,西风、西北风、北风和东北风 4 个风向试验达到稳定状态时的表层盐度分布

3.4 气候统计资料中,冲淡水与表面风的关系

本节将基于图 1 和 NCEP 再分析风场资料来分析模拟区域内冲淡水和表面风的一些气候统计特征,并基于上面的数值试验结果来解释这两者之间的关系。

从图 1 中可以看出:1—4 月份,冲淡水被限制在近岸水域;5 月份,冲淡水开始向外海扩展;7、8 月份,冲淡水向外海的扩展范围达到了全年最盛;9 月份开始,冲淡水向外海的扩展范围又开始迅速减小。数值

试验结果表明:东风、东南风、南风、西南风 4 个风向有利于冲淡水向外海扩展,而西风、西北风、北风和东北 4 个风向明显抑制冲淡水向外海扩展。为描述方便,本文将东风、东南风、南风和西南风 4 个风向归为 A 类,其他 4 个风向归为 B 类。图 12 是模拟区域内这两类风的逐月发生频率和平均风速。可以看出,1—4 月份 A 类风并不占主导地位;5 月份,A 类风的发生频率达到 60%,风速也与 B 类风相当;6、7、8 三个月份中,A 类风的发生频率都超过 70%,风速也都

略大于 B 类风;9 月份以后,无论发生频率还是风速大小,B 类风都明显大于 A 类风。风的这一变化规律恰好与冲淡水在海外扩展范围的变化规律一致。

从图 1 中还可以看出,在夏季 4 个月份中,5、6、8 三个月的淡水舌指向都存在向北的分量;而在 7 月份,淡水舌向北的指向相对较弱,主体是向东的。从逐月的风向玫瑰图(见图 2)可以看出,在 5、6、8 三个月份,东风和东南风的发生频率与南风相差无几,两者的频率之和接近 40%;3.2 节的分析表明,在气候平均风速下(5 m/s),东风和东南风是有利于冲淡水向偏北方向输运的(见图 8);所以,在这 3 个月份中,

淡水舌向北的指向比较明显(见图 1)。而在 7 月份,南风无论是频率还是风速大小,都明显超过其他风向,西南风的发生频率也超过 20%,大于东南风和东风。数值试验的结果表明南风下的冲淡水主体向东伸展,西南风下的冲淡水向东南扩展(图 8),这使得 7 月份的冲淡水在外海的扩展范围虽然很广,但其淡水舌向北的指向相对较弱,主体是指向东的(见图 1)。

以上分析表明,本文的数值试验结果能够很好的解释气候态下长江冲淡水扩展方向与表面风变化的关系。

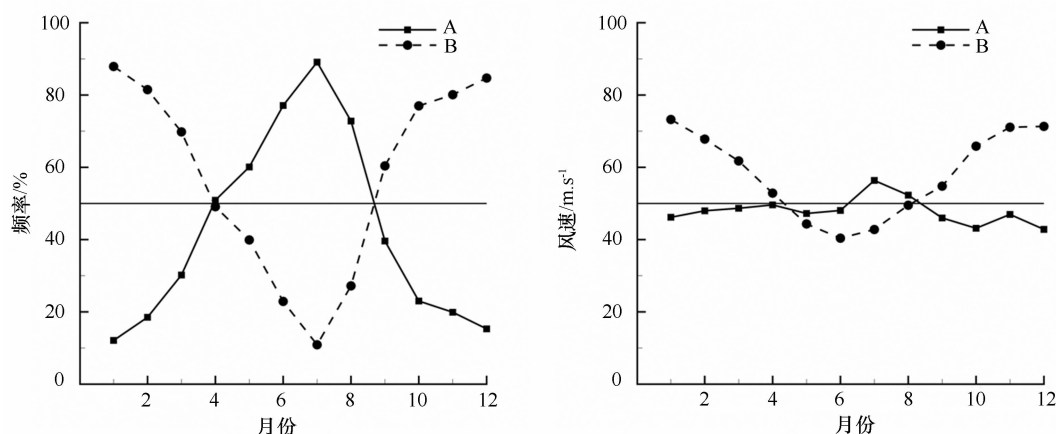


图 12 模拟区域内 A 类风和 B 类风的逐月发生频率(左)和逐月平均风速(右)
统计资料为 1949—2008 年的 NCEP 再分析风场

4 结论

本文基于 EFDC 数值模式建立了长江口及其邻近海域的三维水动力学模型,基于实测资料的验证结果表明,模型能够较为真实的反映出潮汐、海流、温度和盐度的变化过程。利用该模型以及实测资料的统计分析,本文研究了风对夏季长江冲淡水扩展的影响。研究表明:风在冲淡水扩展中起着极其重要的作用。在 Ekman 输送的影响下长江冲淡水将向风向的右侧扩展。在气候平均风速下,东风、东南风、南风和西南风 4 个风向下的冲淡水明显向外海扩展。其中,东风下的冲淡水走向最为偏北,东南风下的冲淡水舌明显指向东北,南风下的淡水舌是指向东的,西南风下的淡水主体则明显流向东南。而西风、西北风、北风和东北风下的冲淡水都被限制在近岸水域。随着风速的增强,Ekman 输送逐渐增强,冲淡水向风向右侧的扩展越来越明显。由于舌轴区层结最明显、

湍流活动相对较弱,相同风速增量对舌轴区表层水的加速作用最强,这导致更多的淡水经由舌轴区输送,使得淡水舌宽度随风速的增加而变窄。此外,风速的增大还增强风的搅拌作用,使得上下层的湍流交换增强,更多下层高盐水被交换到上层,使得表层盐度降低,减小了低盐水的范围,这可能是冲淡水舌随风速增加逐渐变窄的另一个重要原因。基于长江口海域风场的气候统计分析表明:在 5—8 月,东风、东南风、南风和西南风 4 个风向的发生频率明显超过其他 4 个风向,导致冲淡水向外海扩展。在 5、6、8 三个月份,东风和东南风的影响较大,淡水舌的指向存在向北的分量。7 月份以南风的影响占主,西南风的影响也大于东南风和东风,使得 7 月份淡水舌的向北指向相对较弱,主体是指向东的。这些分析表明,本文的数值试验结果能够很好的解释气候态下长江冲淡水扩展方向与表面风变化的关系。

本文的研究有助于理解长江冲淡水扩展形态发

生变化的原因,能够为预测夏季长江冲淡水的扩展方向提供重要的参考依据。但是本文的数值试验是在时空均匀的风场下得到的,而实际的风向和风速是不断变化的。风的空间差异以及时间变化将对冲淡水的扩展产生怎样的影响,是需要进一步研究的问题。

致谢:感谢华东师范大学丁平兴教授为本文提供的走航观测数据;感谢审稿专家为本文提出的宝贵意见和建议!

参考文献:

- [1] 毛汉礼,甘子钧,蓝淑芳. 长江冲淡水及其混合问题的初步探讨[J]. 海洋与湖沼,1963,5(3): 183—206.
- [2] Lie H J,Cho C H,Lee J H,et al. Structure and eastward extension of the Changjiang River plume in the East China Sea[J]. Journal of Geophysical Research,2003,108(C3): 3077.
- [3] Beardsley R C,Limeburner R,Yu H,et al. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea[J]. Continental Shelf Research,1985,4 (1/2): 57—76.
- [4] 浦泳修,黄韦良,许建平. 长江冲淡水扩展方向的周、旬时段变化[J]. 东海海洋,2002 (2): 1—5.
- [5] 浦泳修. 夏季长江冲淡水扩展机制的初析[J]. 东海海洋,1983 (1): 43—51.
- [6] 乐肯堂. 长江冲淡水路径的初步研究:I. 模式[J]. 海洋与湖沼,1984 (2): 157—167.
- [7] 乐肯堂. 长江冲淡水路径问题的初步研究:II. 风场对路径的作用[J]. 海洋与湖沼,1989(2): 139—148.
- [8] 赵保仁. 长江冲淡水的转向机制问题[J]. 海洋学报,1991,13(5): 600—610.
- [9] 廖启煜,郭炳火,刘赞沛. 夏季长江冲淡水转向机制分析[J]. 黄渤海海洋,2001,19 (3): 19—25.
- [10] 袁耀初,苏纪兰,赵金三. 东中国海陆架环流的单层模式[J]. 海洋学报,1982,4(1): 1—11.
- [11] Guan B X. Major Features of the Shallow Water Hydrography in the East China Sea and Huanghai Sea[M]//ICHIYE T. Elsevier Oceanography Series;Elsevier. 1984: 1—13.
- [12] 顾玉荷. 长江冲淡水转向原因的探讨[J]. 海洋与湖沼,1985,16(5): 354—363.
- [13] Wang W S. Yangtze Brackish water plume-circulation and diffusion[J]. Progress in Oceanography,1988,21(3/4): 373—385.
- [14] 于克俊. 长江口余流和盐度的二维数值计算[J]. 海洋与湖沼,1990,21 (1): 92—96.
- [15] 朱建荣,李永平,沈焕庭. 夏季风场对长江冲淡水扩展影响的数值模拟[J]. 海洋与湖沼,1997(1): 72—79.
- [16] 白学志,王凡. 夏季长江冲淡水转向机制的数值试验[J]. 海洋与湖沼,2003,34(6): 593—603.
- [17] Shan F,Qiao F L,Xia C S. A numerical study of summertime expansion pattern of Changjiang(Yangtze) River diluted water[J]. Acta Oceanologica Sinica,2009,28 (3):11—16.
- [18] Wu H,Zhu J R,Shen J,et al. Tidal modulation on the Changjiang River plume in summer[J]. Journal of Geophysical Research,2011,116, C08017.
- [19] 周锋,宣基亮,倪晓波,等. 1999 年与 2006 年间夏季长江冲淡水变化动力因素的初步分析[J]. 海洋学报,2009,31(4): 1—12.
- [20] Chen C C,Xue P F,Ding P X,et al. Physical mechanisms for the offshore detachment of the Changjiang Diluted Water in the East China Sea[J]. Journal of Geophysical Research,2008,113(C2),C02002.
- [21] Moon J H,Pang I C,Yoon J H. Response of the Changjiang diluted water around Jeju Island to external forcings: A modeling study of 2002 and 2006[J]. Continental Shelf Research,2009,29(13),1549—1564.
- [22] 朱兰部,赵保仁,刘克修. 黄河冲淡水转向问题的初步探讨[J]. 海洋科学集刊,1997(1): 61—67.
- [23] 庞海龙,高会旺,宋萍萍,等. 夏季珠江冲淡水扩散路径分析[J]. 海洋预报,2006,(3): 58—63.
- [24] Shu Y Q,Wang D X,Zhu J,et al. The 4-D structure of upwelling and Pearl River plume in the northern South China Sea during summer 2008 revealed by a data assimilation model[J]. Ocean Modelling,2011,36(3/4): 228—241.
- [25] 海洋图集编委会. 渤海黄海东海海洋图集(水文)[M]. 海洋出版社,1992: 13—168.
- [26] 赵万星. 长江、嘉陵江重庆主城区段的环境流体动力学模拟[D]. 重庆:重庆大学,2005.
- [27] 郑晓琴. 长江口及邻近海域温盐时空变化数值模拟[D]. 上海:华东师范大学,2008.
- [28] Ji Z G,Morton M R,Hamrick J M. Wetling and drying simulation of estuarine processes[J]. Estuarine,Coastal Shelf Sci,2001,53: 683—700.
- [29] Ji Z G. Hydrodynamics and water quality: modeling rivers,lakes,and estuaries[M]. John Willy and Sons Inc.2008.
- [30] Jiang H Z,Shen Y M,Wang S D. Numerical study on salinity stratification in the Oujiang River Estuary[J]. Journal of Hydrodynamics,2009,21 (6): 835—842.
- [31] Kong Q R,Jiang C B,Qin J J,et al. Sediment transportation and bed morphology reshaping in Yellow River Delta[J]. Science in China(Series E: Technological Sciences),2009,52(11): 3382—3390.

- [32] Li X, Wang Y G, Zhang S X. Numerical simulation of water quality in Yangtze Estuary[J]. *Water Science and Engineering*, 2009, 2(4): 40—51.
- [33] 谢锐, 吴德安, 严以新, 等. EFDC 模型在长江口及相邻海域三维水流模拟中的开发应用[J]. *水动力学研究与进展: A 辑*, 2010, 25(2): 165—174.
- [34] Xu H Z, Lin J, Wang D X. Wind impact on pollutant transport in a shallow estuary[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2008, 27(3): 147—160.
- [35] Hamrick J M. A three-dimensional environmental fluid dynamics computer code: Theoretical and computational aspects[M]. Virginia Institute of Marine Science, College of William and Mary, 1992.
- [36] Matsumoto K, Takanezawa T, OOE M. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan[J]. *Journal of Oceanography*, 2000, 56(5): 567—581.
- [37] Bleck R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic—Cartesian coordinates[J]. *Ocean Modelling*, 2002, 4(1): 55—88.

A modeling study of the effect of wind on Changjiang (Yangtze) River Diluted Water in summer

LIU Baochao^{1,2}, LI Jianping¹, FENG Licheng³

(1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Science and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*; 2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*; 3. *National Marine Environmental Forecast Center, Beijing 100081, China*)

Abstract: A three-dimensional hydrodynamic model for Yangtze Estuary and the adjacent sea was developed within the framework of Environmental Fluid Dynamics Code (EFDC). This model was used to study the relationship between winds and Changjiang (Yangtze) River diluted water (CRDW) in summer. Simulated elevations, currents, temperatures and salinities are fairly consistent with observed data. Numerical experiments show that wind plays an important role in the expansion of CRDW. Wind induced Ekman transport would push CRDW to the right of wind direction. At a speed of 5 m/s, easterly, southeasterly, southerly and southwesterly wind push CRDW seaward significantly, while westerly, northwesterly, northerly and northeasterly wind confine CRDW to the coastal area. The Ekman transport is intensified with intensified wind, resulting that more CRDW will be transported to the right of wind direction. Due to stratified water, the turbulence is relatively weak in the axis of the low-salinity tongue. Weak turbulence consumes less wind energy. So the water in the axis of the tongue is accelerated more than water in other areas. Then, more diluted water is transported through the axis area of the low-salinity tongue. Eventually, the width of the tongue becomes smaller with stronger winds. Statistical analysis of observed data also verifies the numerical conclusions.

Key words: diluted water; wind; Ekman transport; Yangtze Estuary; EFDC