

文章编号: 1000-5641(2018)04-0171-13

夏季长江口与苏北海域之间的水体运动及其对动力因子的响应

朱 平, 吴 辉

(华东师范大学 河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062)

摘要: 基于一个高分辨率的三维数值模式, 定量化研究了夏季长江口与苏北海域之间的水体运动规律, 探讨了季风和潮汐等外部动力因子对该海域水体运动的影响, 并计算了苏北特定断面上的水体通量、长江淡水通量和苏北河流淡水通量。数值模拟结果表明, 在气候态条件下, 苏北海域水体净输运整体向北, 苏北浅滩附近的水体净输运速度为 10 cm/s, 射阳河口附近水体产生离岸净输运速度, 而沿 40 m 等深线的水体净输运速度为 7 cm/s 左右。苏北近岸水体通量具有大小潮变化, 小潮时断面水体通量最小, 大潮时水体通量最大。潮汐对于长江口与苏北海域之间的水体运动具有巨大的影响, 当没有潮汐作用时, 长江口以北海域水体净输运均向北, 沿 40 m 等深线的东南方向水体输运现象消失; 季风对于该海域的水体运动没有显著影响, 仅仅改变了局部区域的水体输运量。

关键词: 长江口与苏北海域; 水体运动; 动力因子; 数值模拟

中图分类号: P731.2 **文献标志码:** A **DOI:** 10.3969/j.issn.1000-5641.2018.04.017

Water mass transport and its controlling mechanisms between the Changjiang Estuary and Subei Coastal Water during the summer

ZHU Ping, WU Hui

(State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China)

Abstract: The objective of this study was to investigate summertime water movement and its response to wind and tidal forces between the Changjiang Estuary and the Subei coastal area based on a high-resolution, three-dimensional numerical model. The volumetric flux and the freshwater transport from the Changjiang River and the Subei local rivers were quantified across a number of cross-shelf sections. The results indicated that, under the studied climatologic conditions, the net transport in the Subei Coastal Water is generally northward. The velocity of this northward transport reaches 10 cm/s in the shallow area. Offshore transport occurs in the vicinity of the Sheyang Estuary, with a net transport velocity of circa 7 cm/s along the 40 m isobaths. The sectional water flux is

收稿日期: 2017-10-20

基金项目: 国家自然科学基金(41576088)

第一作者: 朱 平, 男, 硕士研究生, 研究方向为河口海岸动力学. E-mail: 15201715328@163.com.

通信作者: 吴 辉, 男, 副研究员, 博士生导师, 研究方向为河口与近海动力学.

E-mail: hwu@sklec.ecnu.edu.cn.

related to the tidal range, which reaches a low point in neap tide and a high point in spring tide, respectively. The tide has great impact on water movement in this area. Without the tide, the net water transport is entirely northward north of the Changjiang River Estuary and the southeastward transport along the 40 m isobaths vanishes. On the other hand, the monsoon has no significant influence on the water movement; it only adjusts the water transport in a few local areas.

Keywords: Changjiang Estuary and Subei coastal area; water movement; dynamic factor; numerical simulation

0 引言

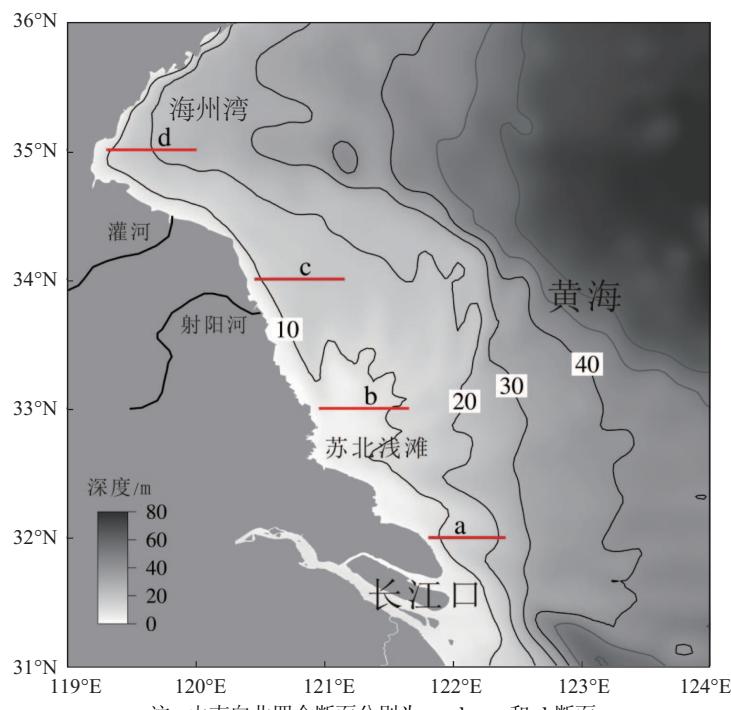
近年来, 南黄海频繁发生浒苔爆发等生态灾害事件, 成为严重的海洋环境问题。有研究指出, 苏北海域是浒苔爆发的源头^[1], 其携带的营养盐被认为是促进藻类生长的一个重要因素。长江河口与苏北海域紧密相邻, 两者之间水体、沉积物等物质交换频繁, 长江冲淡水携带的无机物等物质可能是苏北海域营养盐的一个重要来源。因此, 研究苏北海域和长江河口之间的水体运动对于了解苏北海域污染物运输以及浒苔爆发等具有重要意义。

1 研究区域概况

苏北海域主要是指长江口以北至海州湾的近岸水域^[2](见图 1), 该海域气候特征具有明显的季节性变化。夏季盛行偏南风, 南部海域表底层水温分别为 27.4 °C 和 26 °C, 北部海域表底层水温分别为 26.8 °C 和 24.2 °C; 冬季则盛行偏北风, 由于冬季水体混合较均匀, 表底层水温基本一致, 南、北部海域水温分别为 5 °C 和 4.5 °C^[3]。该海域地形复杂, 尤其是在苏北浅滩地区(见图 1), 众多的潮流沙脊和潮沟交错分布, 向外海辐射。潮汐动力强劲, 主要受东海前进波和南黄海旋转潮波共同作用, 其中, 在苏北浅滩附近的平均潮差可达 4 m 左右。以往的观点认为, 苏北沿岸流终年向南运动^[4]。近年来, 随着研究的不断深入, 对于该海域的水体运动产生了新的认识。Xia 等^[5]利用数值模型研究指出, 在夏季季风的驱动下, 西南黄海表层水体沿岸向北流动, 而在 34.5°N 以南的苏北浅滩海域, 整层水体均向北运动。刘志亮等^[6]对苏北海域一个实测站点连续二十多天的海流资料分析指出, 该海域夏季存在稳定的北向流, 其主要受风场的控制。乔方利等^[7]根据数值模拟的结果发现, 夏季苏北海域表层流一致向北, 风场的年际变化则直接影响着该海域表层流的变化。韦钦胜等^[8]利用漂流瓶试验进一步指出苏北海域存在北向的流动。有关长江冲淡水在苏北海域扩展的研究涉及较少, 以往大部分的研究认为长江冲淡水在枯季时紧贴浙闽沿岸向南流动, 洪季表层冲淡水水舌则逐渐转向东北, 向济州岛扩展^[9-13]。然而, 部分研究学者指出, 长江冲淡水还存在其他的运动路径。赵保仁等^[14]根据实测资料指出, 长江口北部近海在冬季和夏季均存在北向流动, 长江是苏北沿岸水主要的淡水来源。Wu 等^[15]利用数值模拟研究指出, 长江冲淡水的扩展存在第三条路径, 即向北流入苏北海域, 并且在 33.5°N 附近产生离岸运动。

然而目前针对长江口与苏北海域之间水体运动研究主要为定性分析, 对于夏季北向流动的水体运动缺乏定量化研究, 现场观测也无法分析单个动力因子对于该区域水体交换的影响。因此, 本文利用一个覆盖渤海区域的三维水动力数值模型, 定量化研究了夏季长江河口与苏北海域之间的水体运动规律, 探讨了两海区间水体交换对于潮汐、风等外部动力因子的响应, 并计算了苏北沿岸特定断面上的水体通量、长江淡水通量和苏北河流淡水

通量.



注: 由南向北四个断面分别为 a、b、c 和 d 断面

图1 研究区域地形图

Fig. 1 Topography of the study area

2 研究方法

2.1 模型介绍及设置

本文采用三维水动力数值模型 ECOM-si 对长江河口与苏北海域之间的水体交换进行研究。该数值模型采用 HSIMT-TVD(3rd High-order Spatial Interpolation at the Middle Temporal Level-Total Variation Diminishing schemes) 平流格式求解物质输运方程^[16], 模拟范围涵盖了东中国海所有区域以及日本海部分区域(见图 2)。模型水平方向采用曲线非正交网格, 在苏北海域的网格精度为 2~3 km; 垂向上采用非均匀分布的 σ 坐标, 共分为 20 层。该数值模型对于长江冲淡水在长江口以及苏北近岸海域的模拟研究已经取得了充分的验证^[15,17-18]。

模型的初始温度场和盐度场采用 SODA(Simple Ocean Data Assimilation) 多年月平均的 1 月份的温盐分布场。外海开边界为陆架环流和潮流的叠加, 其中, 陆架环流为 SODA 月平均数据, 潮流由 11 个主要分潮组成。利用美国国家环境预报中心(NCEP)多年平均的风场数据作为模型的风场, 海气热通量则由大气相对温度、压强、湿度、云量等利用块体公式^[19]计算得到。径流边界条件包括了多年平均的长江径流和苏北径流。苏北河流的气候态年径流量为 297.6 m^3 ^[2](即多年平均的年径流量, 下同), 连续最大 4 个月(7—10 月)入海淡水量平均为 210.7 m^3 , 连续最小 4 个月(12 月—翌年 3 月)入海淡水量平均为 31.6 m^3 。苏北气候态径流量平均分配在江苏沿岸的 50 个径流边界上, 并主要集中于射阳河(见图 1)及其以北区域。模型先运行 1 年达到稳定状态, 然后分别在长江和江苏沿岸的径流边界加入两种浓度均

为 1 的不同示踪剂, 以区分两种淡水在长江口与苏北海域各自的运动情况.

示踪剂输运方程在 σ 坐标系下可表示为

$$\frac{\partial DC}{\partial t} + \frac{\partial DuC}{\partial x} + \frac{\partial DvC}{\partial y} + \frac{\partial Dw}{\partial \sigma} = D \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial C}{\partial x} \right) + D \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_v}{D} \cdot \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right). \quad (1)$$

其中, C 为示踪剂浓度, D 为水深, u 、 v 和 w 分别为向东、向北和垂向的速度, K_h 和 K_v 分别为水平和垂向的扩散系数.

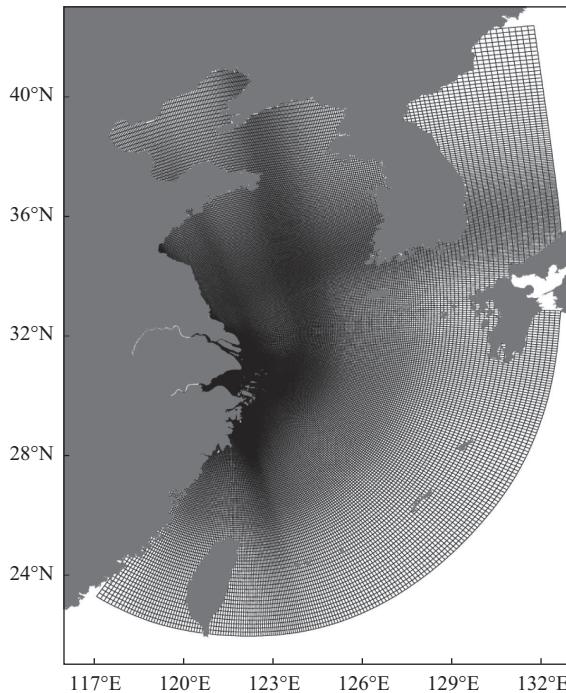


图 2 模型网格范围

Fig. 2 Mesh scope of the numerical model

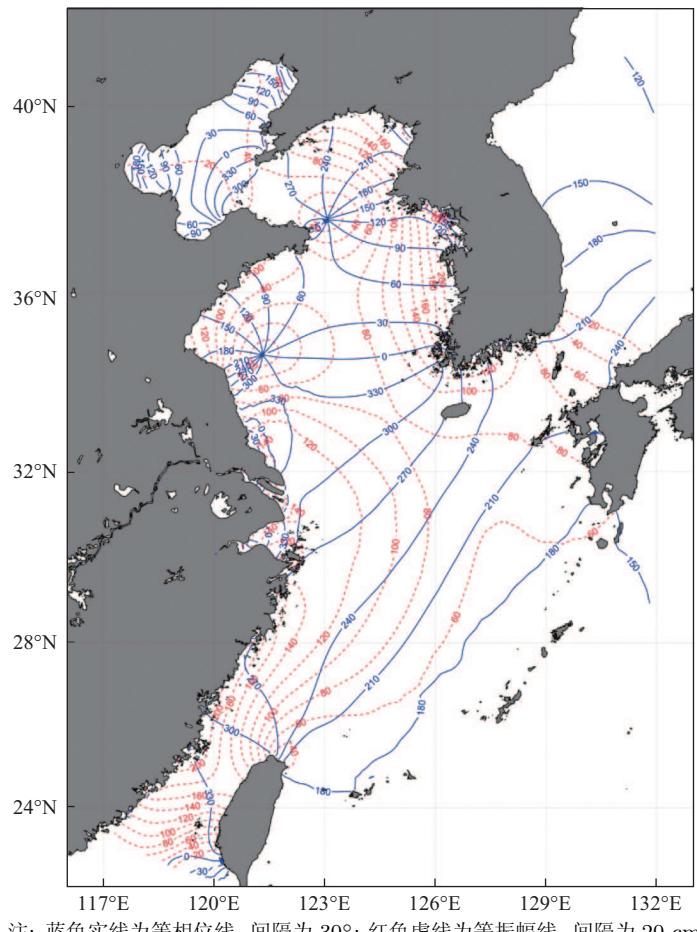
本文一共设置了 3 组数值试验. 第一组数值试验在气候态条件下运行 3 年, 其余两组试验在与第一组试验完全相同的情况下运行两年, 使模式达到稳定状态, 当模式运行至第 3 年时, 在两组试验中分别移除风或潮汐单一动力因子, 即分别为无风和无潮试验. 在苏北沿岸每隔一定距离设置纬向断面(见图 1), 计算各个断面上的水体通量、长江淡水通量和苏北河流淡水通量, 用于分析长江河口与苏北海域之间的水体交换体积及其对不同外部动力因子的响应程度.

2.2 模型验证

对气候态条件下计算输出的水位进行调和分析, 得到了模型模拟的 M_2 分潮的同潮图(见图 3). 由图 3 看出, M_2 分潮沿着东海大陆架由南向北传入黄海, 在黄海存在两个无潮点, 分别位于黄海北部和南黄海西部. 模型模拟的等振幅线和等相位线在黄、东海海域均与苏纪兰^[4]给出的 M_2 分潮同潮图结果基本一致.

在同样气候态条件下输出了模型计算的夏季流场, 并进行潮平均处理后得到了夏季表层流场分布图(见图 4). 模型较好地再现了包括黑潮、台湾暖流等重要环流特征, 并且在长江口附近, 表层水体向东北方向运动的速度比较大, 这也与表层长江冲淡水在夏季往东北方

向扩展的观点^[9-13]一致.



注: 蓝色实线为等相位线, 间隔为 30° ; 红色虚线为等振幅线, 间隔为 20 cm

图3 M₂分潮同潮图

Fig. 3 Cotidal chart of M₂ tidal constituent

上述的模型计算结果以及以往该模型的研究成果表明, 该数值模型能较好地模拟长江口及其邻近海域的水体运动状况, 为研究长江口与苏北海域之间的水体运动提供了基础.

3 结果与分析

将模型第3年8月份的计算结果输出并进行月平均处理, 表征夏季的模拟结果.

3.1 盐度分布

盐度能用来初步指示淡水的输运情况. 由图5可知, 在气候态条件下, 射阳河口附近存在往东北方向扩展的低盐水舌, 则该区域存在离岸的水体运动, 从而将淡水往东北方向输运, 该模拟结果与实测的夏季表层盐度分布状况较为一致^[8]. 由于夏季东南风的风生Ekman效应的作用, 长江冲淡水在离开口门后, 产生东北向的扩展运动. 在不考虑风应力的条件下, 苏北海域表层盐度分布的整体性结构与气候态条件并没有大的差别, 仅仅发生了一些区域性的变化. 长江冲淡水朝东北向扩展的表层低盐水舌消失了, 而位于苏北外海 34°N 的低盐水体的输运较气候态状况下发生了显著变化. 射阳河口处的低盐水舌先向东离岸扩展, 并在 40 m 等深线附近沿着等深线转为向东南方向扩展. 而在苏北浅滩附近, 由于缺少了Ekman离

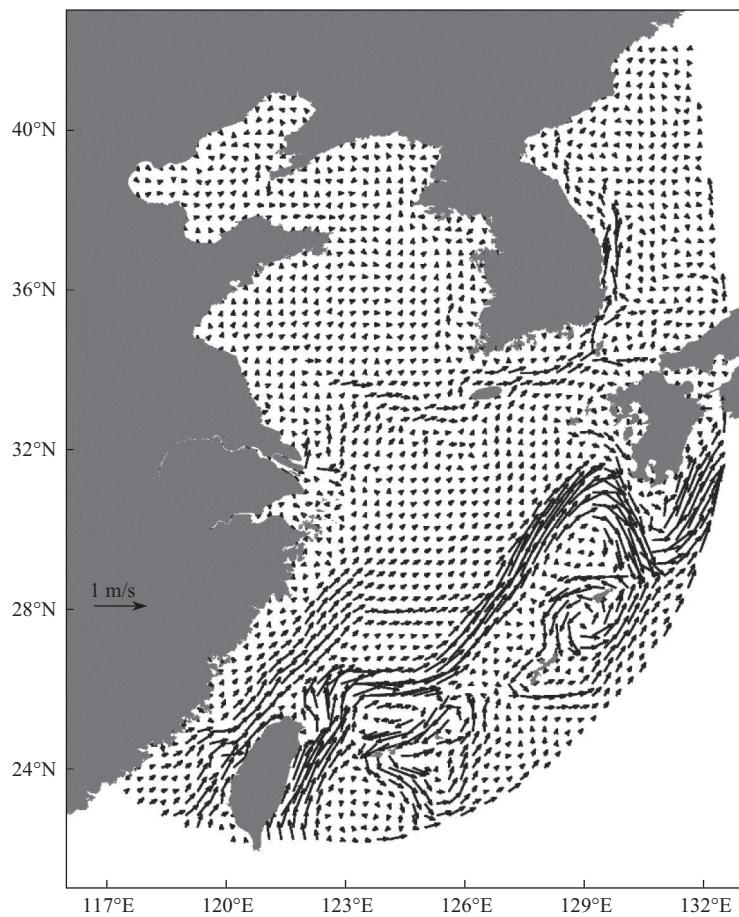
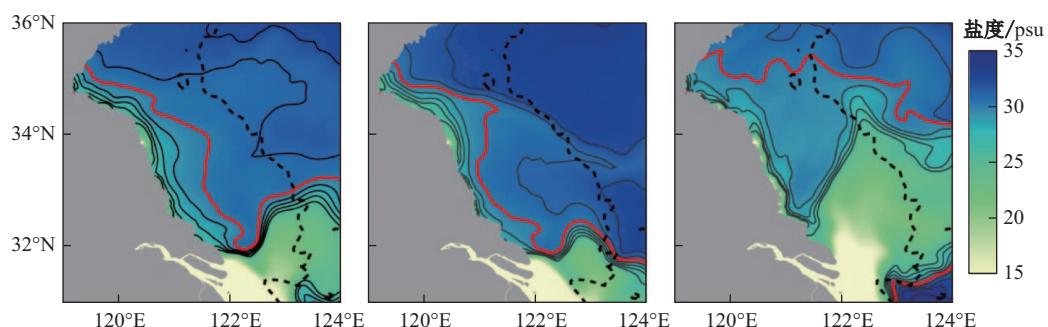


图 4 夏季表层流场

Fig. 4 Surface currents in summer



注: 左表示气候态条件, 中表示无风条件, 右表示无潮汐条件; 实线为等盐度线, 间隔为 1 psu, 其中, 红色实线为 30 psu 等盐度线; 黑色虚线为 40 m 等深度线

图 5 夏季表层盐度场

Fig. 5 Surface salinity in summer

岸输运的作用, 近岸的低盐水体更加紧贴海岸线分布, 30 psu (实用盐标)等盐度线相较于气候态条件向岸收缩。当不考虑潮汐的作用时, 苏北海域的表层盐度分布与气候态条件相比发生了巨大变化。长江冲淡水东北向扩展进一步加强, 并且向北进入黄海内部。表征长江冲淡

水主体的 26 psu 等盐度线向北最远达到了 34°N 附近; 30 psu 等盐度线向外海伸展, 包络了整个苏北海域。在没有潮汐的作用下, 由于没有潮汐混合产生的盐度锋面的阻挡, 长江冲淡水在离开口门后能一直向北运动进入黄海内部^[17]。

3.2 示踪剂分布

由于盐度只能指示水体中所有淡水整体的运动情况, 无法区分不同来源淡水的运动特征。为了进一步剖析不同淡水源在苏北海域的运动状况, 分别分析了长江和苏北河流淡水两种示踪剂表层的分布情况。

3.2.1 长江淡水示踪剂分布

在气候态条件下, 34°N 以南区域的长江淡水示踪剂分布结构与盐度分布结构相近(见图 6), 表明该区域的水体主要受到长江淡水的影响。长江淡水示踪剂在离开口门后, 向东北方向扩展; 另外, 在江苏近岸有一较高浓度的示踪剂水舌, 并在 34°N 附近逐渐离岸扩展, 少量示踪剂进入黄海内部。这表明部分长江淡水沿着江苏近岸向北运动进入苏北海域, 在运动到 34°N 附近区域后开始转为离岸运动, 在离岸的过程中有部分长江淡水向东北运动进入黄海内部。在没有风应力作用下, 长江淡水示踪剂东北向扩展的水舌向岸收缩, 同时江苏近岸的高浓度示踪剂水舌也消失了。该示踪剂分布情况进一步说明, 夏季长江冲淡水的东北向伸展的低盐水舌是由东南风的风生 Ekman 输运的; 另外, 夏季风应力作用也使得长江淡水更有利于向北运动进入苏北海域。当没有潮汐作用时, 表层长江淡水示踪剂离开口门后, 高浓度示踪剂水舌向北扩展, 在运动至苏北浅滩区域后则转为向东北方向运动进入黄海内部, 江苏整个沿岸均分布着长江淡水示踪剂。

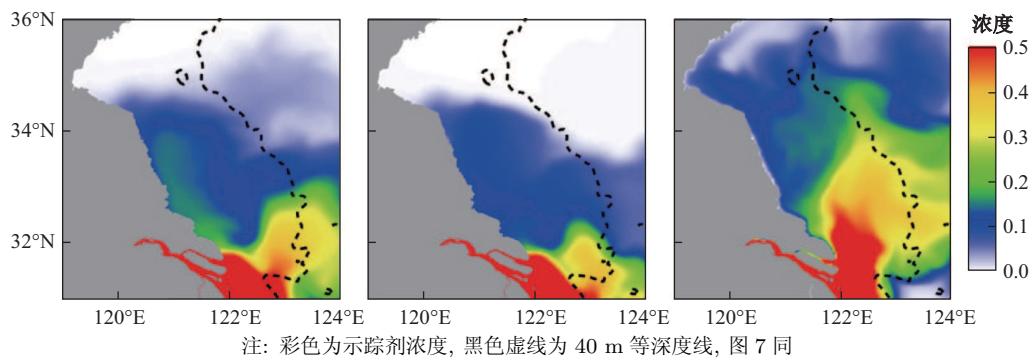


图 6 夏季长江淡水表层示踪剂浓度场

Fig. 6 Surface tracer concentration of Changjiang freshwater in summer

3.2.2 苏北河流淡水示踪剂分布

由于苏北径流量空间分布差异较大, 入海径流主要集中于射阳河口与灌河口(见图 1)附近。另外, 由于水体的北向流动, 苏北海域南部淡水不断向北输运, 苏北河流淡水示踪剂在气候态条件下主要分布于射阳河口以北的苏北近岸海域, 并且在该区域产生离岸的水体输运, 苏北河流淡水示踪剂向东运动进入黄海内部(见图 7)。在没有了夏季东南风的作用下, 苏北河流淡水示踪剂在苏北海域近岸分布状况与气候态条件下基本相同。但是在离岸运动的过程中, 由于苏北海域夏季表层流场主要受风场控制^[6-7], 在缺少风生 Ekman 输运的情况下, 示踪剂不再是一直向东运动进入黄海内部, 而是沿着 40 m 等深线向东南方向运动, 该分布格局也与相应动力条件下的盐度分布结构相同。当没有了潮汐的作用时, 苏北河流淡水示踪剂离岸运动消失, 大量苏北河流淡水示踪剂分布于苏北海域北部。在江苏近岸区域, 射阳河

口以南区域也出现了局部的高浓度示踪剂区域.

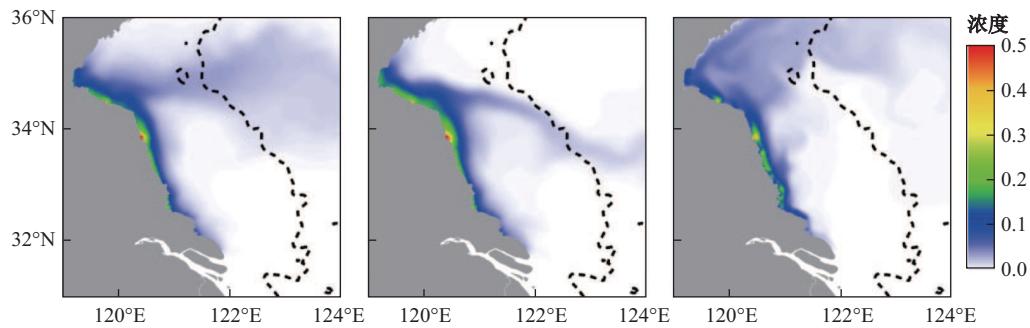


图 7 夏季苏北河流淡水表层示踪剂浓度场

Fig. 7 Surface tracer concentration of Subei freshwater in summer

3.3 流场结构

为了分析苏北海域整体的水体输运格局, 不能仅仅研究表层水体的运动情况, 而要对整层水体的运动规律进行研究分析. 本文计算了水体垂向平均的净输运速度, 即余流速度, 以此来研究苏北海域水体的整体运动规律. 其中水体净输运速度 V 的计算公式为

$$V = \frac{\left\langle \int_{-H}^{\eta} U dz \right\rangle}{\langle H + \eta \rangle}. \quad (2)$$

其中, $\langle \rangle$ 为潮平均算子, H 为平均海面到海底的距离, η 为水位变化, U 为垂直于断面的水流速度, z 为重向积分的深度.

由图 8 可知, 潮汐对于夏季苏北海域水体输运的影响是最为重要的, 而季风仅仅是改变了水体输运速度的大小, 并没有改变水体的整体运动规律. 在夏季气候态条件下, 苏北海域水体净输运方向为整体向北. 其中, 在长江口至射阳河口近岸区域, 水体净输运速度较大, 尤其是在苏北浅滩附近, 由于水深较浅, 潮致 Stokes 漂流非常强大^[15], 水体净输运速度达到了 10 cm/s . 位于苏北海域 34°N 以北区域的水体净输运向南, 在射阳河口附近与北向流动的水体产生辐聚, 向东做离岸运动, 并在 40 m 等深线附近沿着该等深线转为东南方向运动, 水体净输运速度为 7 cm/s 左右. 在没有夏季风应力的拖曳作用下, 苏北海域南部水体北向的净输运速度比气候态条件下有所减小, 而该海域北部水体的南向净输运速度则略微增大, 但水体输运的方向和有季风作用的情况是相同的. 当不考虑潮汐作用时, 水体运动格局与前两种差异巨大. 长江口附近的水体沿着江苏海岸线向北运动至苏北浅滩附近便开始转为东北方向的运动. 这也使得苏北浅滩附近的入海径流能够存留在原地, 使该区域保持较高的淡水浓度(见图 6). 射阳河口附近的水体离岸运动和苏北外海沿 40 m 等深线的水体输运现象均消失. 苏北海域北部的水体产生北向的水体净输运, 该水体输运格局导致苏北河流淡水在入海后整体向北输运(见图 7).

3.4 断面通量

在了解了苏北海域水体整体运动格局的基础上, 本文在苏北沿岸设置了四个纬向断面(见图 1), 并计算了各个断面上不同动力条件作用下的水体通量、长江淡水通量以及苏北河流淡水通量. 其中, 向北的通量为正值, 向南则为负值, 以此来量化夏季苏北海域北向流动的水体输运体积, 分析长江淡水和苏北河流淡水断面通量的沿程变化, 以及该区域水体输运

对不同外部动力因子的响应程度。断面通量的计算时间为 15 d, 覆盖了一个完整的大潮和小潮。本文的通量计算结果均采用 34 h 的低通滤波进行潮平均处理。

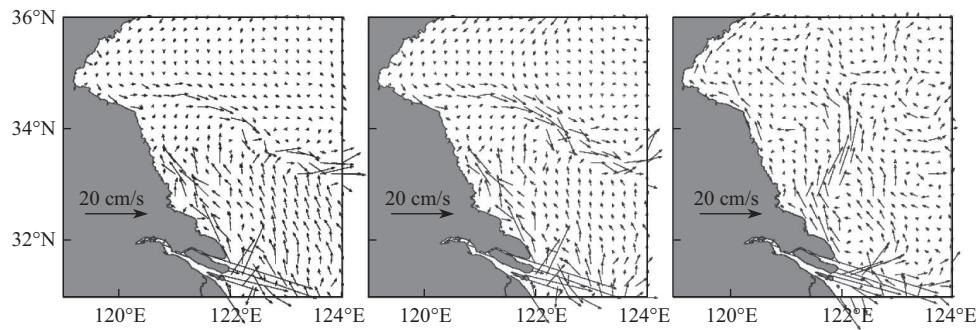


图 8 垂向平均的水体净运输速度
Fig. 8 The vertically-averaged net transport velocity

断面水体通量 W 的计算公式为

$$W = \iint U dA. \quad (3)$$

其中, A 为断面的面积, U 为垂直于断面的水流速度, 下同。

断面淡水通量 FW 的计算公式为

$$FW = \iint UC dA. \quad (4)$$

其中, C 为长江淡水或苏北河流淡水的示踪剂浓度, 可代表相应淡水浓度, 在淡水端源示踪剂浓度为 1, 在外海则为 0。

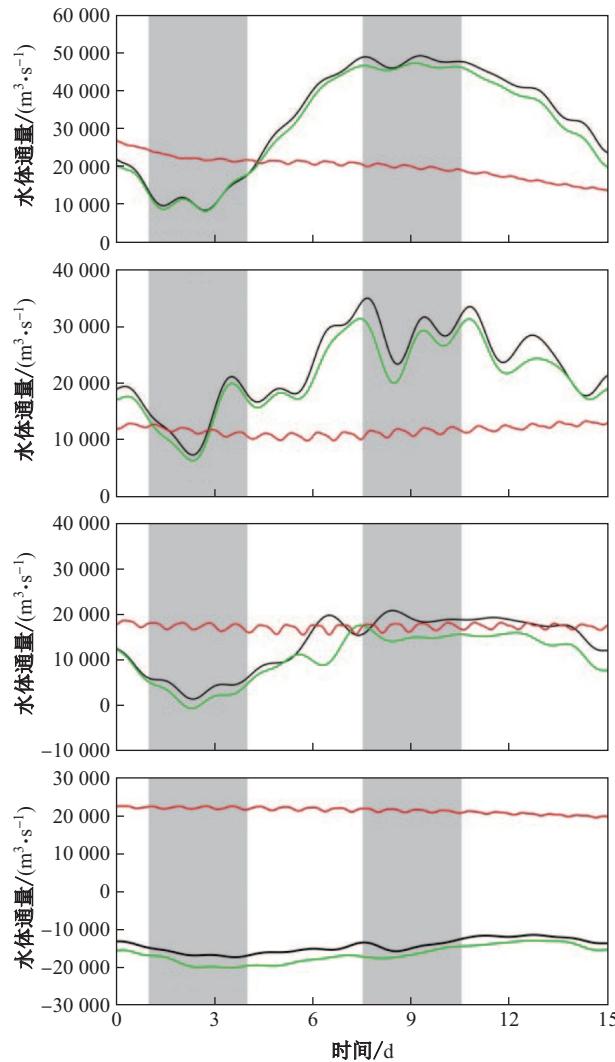
3.4.1 断面水体通量

在没有潮汐作用下, 水体断面通量比较稳定(见图 9), 在各个断面上量值均保持在 20 000 m³/s 左右。而在有潮汐的作用下, 断面水体通量随时间变化较大, 且同一时刻, 各个断面之间的水体通量也不相同。在断面 a 上, 气候态条件下水体通量与没有风应力条件下的趋势相同, 且量值也比较接近。在小潮期间, 断面 a 北向水体通量最小, 只有 10 000 m³/s 左右; 而在大潮期间水体通量则为最大值, 达到了 50 000 m³/s。在断面 b 上, 气候态条件和无风的动力条件下, 水体通量的趋势与量值随时间变化基本相同, 因为该区域潮汐动力特别强劲, 同时夏季风应力比较小, 潮汐动力占绝对优势。小潮期间, 两者的水体通量为 10 000 m³/s; 在大潮期间, 则均为 30 000 m³/s 左右。在 c 断面上, 气候态条件和无风的动力条件下的水体通量略有差别。在小潮时, 气候态断面水体通量只有 5 000 m³/s 左右, 而没有风应力作用的条件下, 该断面水体通量接近于 0; 在大潮期间, 气候态条件的水体通量保持在 20 000 m³/s 作用, 无风条件下的水体通量则略微低于气候态条件, 相差约为 3 000 m³/s。在 d 断面上, 气候态条件和无风动力条件下的水体通量小于 0, 即该断面上水体向南输运。由于该断面位于潮汐作用较小的旋转潮波系统中, 水体通量没有明显的大小潮变化, 在整个计算时间内, 以上两种动力条件下的向南的断面通量均保持在 15 000~20 000 m³/s。

3.4.2 断面长江淡水通量

由于长江淡水的示踪剂浓度在苏北沿岸呈现出由南向北逐渐减小的趋势, 因此, 各个断

面上的长江淡水通量也基本呈现出由南向北逐渐减少的趋势(见图 10).



注: 黑线为气候态条件, 绿线为无风条件, 红线为无潮汐条件; 由上至下分别为 a、b、c 和 d 断面; 左边的阴影区间表示小潮时期, 右边阴影区间则为大潮时期. 图 10 和图 11 同

图 9 水体断面通量

Fig. 9 Sectional water flux

在气候态条件下, a、b 和 c 断面的长江淡水通量均为正值, 大潮时沿程的北向通量在 $2\ 000\sim5\ 000\text{ m}^3/\text{s}$ 范围内, 小潮时则均接近于零. 位于最北端的 d 断面上, 水体净输运向南, 长江淡水无法到达该区域, 因此该断面的长江淡水通量始终为零.

在没有风应力作用条件下, 各个断面上的长江淡水通量变化趋势与气候态条件下基本相同, 仅仅是量值与气候态条件下有所差别. 在水深较浅的区域, 风应力对于水体运动影响比较大. 在没有风力作用时, b 和 c 断面的长江淡水通量均减小了 $1\ 000\text{ m}^3/\text{s}$ 左右, 但断面的淡水通量依然向北, 其他断面的长江淡水通量则与气候态条件下相同. 在没有潮汐作用的动力条件下, a 断面的长江淡水通量由 $10\ 000\text{ m}^3/\text{s}$ 随着时间逐渐降至 $6\ 000\text{ m}^3/\text{s}$ 左右, 其他断面的长江淡水通量则稳定地维持在 $1\ 500\sim2\ 000\text{ m}^3/\text{s}$, 即海州湾内分布着一定量的长江淡

水.

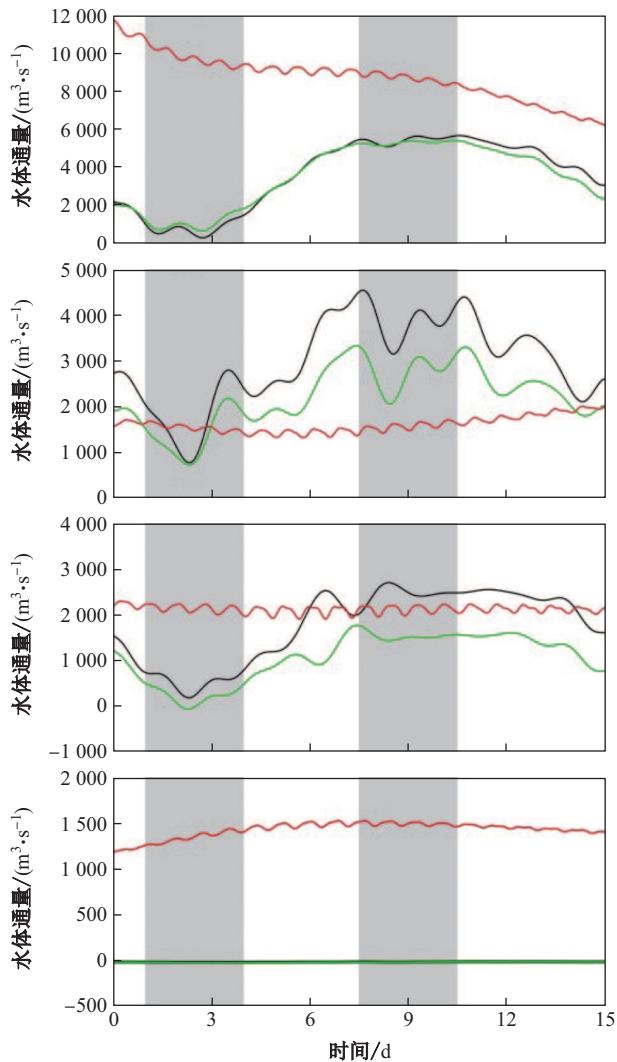


图 10 长江淡水断面通量

Fig. 10 Sectional flux of Changjiang freshwater

3.4.3 断面苏北河流淡水通量

苏北沿岸入海河流汛期的平均径流量超过 $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ ^[20], 并且主要集中于射阳河及其以北区域。

在气候态动力条件下(见图 11), a 断面的苏北淡水通量接近于 0, 即 a 断面处几乎没有苏北淡水输运。b 断面的苏北淡水通量在小潮期间为 $200 \text{ m}^3/\text{s}$, 而在大潮时为 $500 \text{ m}^3/\text{s}$ 。c 断面的苏北淡水通量最大, 该断面附近的苏北河流径流量最大, 在小潮期间有 $300 \text{ m}^3/\text{s}$, 大潮时达到了 $900 \text{ m}^3/\text{s}$ 。由于 34°N 以北的苏北海域水体净输运向南, 在 d 断面的苏北淡水通量为负值, 即该处的淡水向南输运, 小潮时期的淡水通量为 $300 \text{ m}^3/\text{s}$, 大潮时期则接近于 0。

在无风动力条件下的苏北淡水通量与气候态条件下基本相同, 这可能是由于苏北入海径流量较小, 在水体运动规律变化不大的情况下, 苏北淡水通量的变化也比较小。在没有潮汐情况下, 苏北沿岸的水体均向北运动, 导致各断面的苏北河流淡水通量一致向北, 且由南

向北逐渐增大。最南端 a 断面的苏北淡水通量为 $50 \text{ m}^3/\text{s}$, 而最北端 d 断面的苏北淡水通量达到了 $900 \text{ m}^3/\text{s}$.

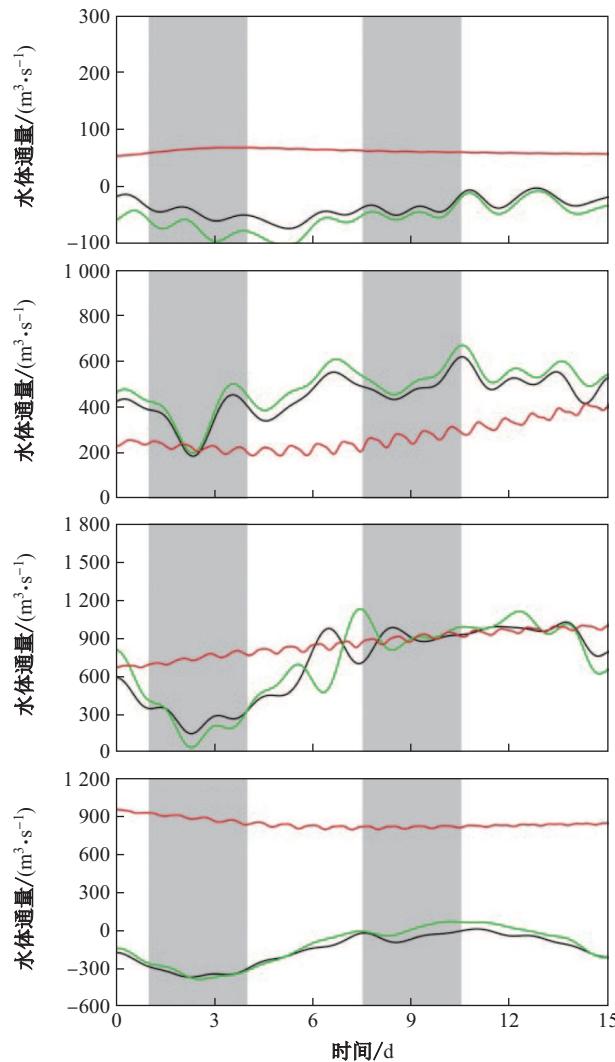


图 11 苏北河流淡水断面通量

Fig. 11 Sectional flux of Subei freshwater

4 结 论

长江口与苏北海域之间夏季水体的北向流动是近年来众多海洋学者提出的科学观点, 本文在此基础上, 利用高分辨率的三维水动力数值模式 ECOM-si, 对该海域夏季水体运动进行了定量化研究。探讨了在气候态、无风和没有潮汐作用的不同动力条件下, 长江口与苏北海域之间的水体运动规律, 分析了不同动力条件下该海域的盐度分布情况、长江与苏北河流淡水示踪剂的分布状况、流场结构, 并计算了江苏沿岸断面的水体通量、长江淡水通量以及苏北河流淡水通量。在不同动力条件作用下, 长江口与苏北海域之间的水体运动存在不同的响应程度。

在气候态条件下, 长江淡水紧贴江苏海岸向北运动进入苏北海域, 在 34°N 附近转为离

岸运动, 少量长江淡水离岸运动进入黄海内部, 其余则沿着 40 m 等深线往东南方向运动。苏北淡水主要分布于射阳河口以北的苏北近岸海域, 并且在 34°N 附近离岸输运进入黄海内部。除了海州湾附近海域外, 苏北海域的水体净输运整体向北。其中, 苏北浅滩附近的净输运速度达到 10 cm/s, 射阳河口附近水体主要为离岸运动, 沿 40 m 等深线的水体净输向南, 其速度为 7 cm/s 左右。苏北沿岸水体通量及各淡水通量由南向北逐渐减小, 34°N 以南地区水体净输运向北, 且具有明显的大小潮变化。长江淡水通量从长江口附近的 5 000 m³/s 左右向北逐渐减小至零。苏北淡水的影响集中在射阳河以北海域, 最大断面通量为 900 m³/s。

在没有风作用的动力条件下, 苏北海域水体输运格局与气候态条件下相比基本不变, 仅量值发生了变化。苏北南部海域北向的水体净输运速度有所减小, 沿 40 m 等深线的东南向水体运动则加强, 沿岸的水体通量和淡水通量也变化较小, 并依然保持着大小潮变化的规律。

在没有潮汐作用的动力条件下, 长江口以北海域的水体净输运均向北, 沿 40 m 等深线的东南方向水体输运现象消失。大量长江淡水向北运动进入黄海内部, 整个苏北海域盐度均小于 30 psu。整个苏北沿岸水体通量和淡水通量均向北, 各断面水体通量均维持在 10 000~20 000 m³/s。

[参 考 文 献]

- [1] LIU D, KEEISING J K, XING Q, et al. World's largest macroalgal bloom caused by expansion of seaweed aquaculture in China[J]. Marine Pollution Bulletin, 2009, 58(6): 888-895.
- [2] 张志欣, 郭景松, 乔方利, 等. 苏北沿岸水的去向与淡水来源估算[J]. 海洋与湖沼, 2016, 47(3): 527-532.
- [3] 杨宏忠. 江苏海岸滩涂资源可持续开发的战略选择[D]. 北京: 中国地质大学, 2012.
- [4] 苏纪兰. 中国近海水文[M]. 北京: 海洋出版社, 2005.
- [5] XIA C, QIAO F, YANG Y, et al. Three-dimensional structure of the summertime circulation in the Yellow Sea from a wave-tide-circulation coupled model[J]. Journal of Geophysical Research Oceans, 2006, 111(C11): 151-152.
- [6] 刘志亮, 胡敦欣. 黄海夏季近岸海区环流的初步分析及其与风速的关系[J]. 海洋学报, 2009, 31(2): 1-7.
- [7] 乔方利, 王关锁, 吕新刚, 等. 2008 与 2010 年黄海浒苔漂移输运特征对比[J]. 科学通报, 2011, 56(18): 1470-1476.
- [8] 韦钦胜, 葛人峰, 李艳, 等. 夏季江苏近海水文化学要素特征及其对沿岸水东北向扩展的指示[J]. 海洋学报, 2012, 34(5): 197-204.
- [9] 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): 57-76.
- [10] CHANG P H, ISOBE A. A numerical study on the Changjiang diluted water in the Yellow and East China Sea[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2003, 108(C9): 3299.
- [11] 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.
- [12] 朱建荣, 沈焕庭, 周健. 夏季苏北沿岸流对长江冲淡水扩展影响的数值模拟[J]. 华东师范大学学报(自然科学版), 1997(2): 62-67.
- [13] 朱建荣, 肖成猷, 沈焕庭. 夏季长江冲淡水扩展的数值模拟[J]. 海洋学报, 1998, 20(5): 13-22.
- [14] 赵保仁, 方国洪, 曹德明. 渤海、黄海和东海的潮余流特征及其与近岸环流输送的关系[J]. 海洋科学集刊, 1995, 36: 1-11.
- [15] WU H, SHEN J, ZHU J, et al. Characteristics of the Changjiang plume and its extension along the Jiangsu Coast[J]. Continental Shelf Research, 2014, 76(2): 108-123.
- [16] WU H, ZHU J. Advection scheme with 3rd high-order spatial interpolation at the middle temporal level and its application to saltwater intrusion in the Changjiang Estuary[J]. Ocean Modelling, 2010, 33(1): 33-51.
- [17] WU H, ZHU J, SHEN J, et al. Tidal modulation on the Changjiang River plume in summer[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2011, 116(C8): 192-197.
- [18] YUAN R, WU H, ZHU J, et al. The response time of the Changjiang plume to river discharge in summer[J]. Journal of Marine Systems, 2016, 154: 82-92.
- [19] AHSAN A K M Q, BLUMBERG A F. Three-dimensional hydrothermal model of Onondaga Lake, New York[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1999, 125(9): 912-923.

(责任编辑: 李万会)