

# 基于水动力 ROMS 与 BOX 耦合模型的长江口及邻近水域水通量及水体交换特性\*

王晓红<sup>1, 2, 3</sup> 俞志明<sup>1</sup> 樊伟<sup>4</sup> 宋秀贤<sup>1</sup> 曹西华<sup>1</sup> 袁涌铨<sup>1</sup>

(1. 中国科学院海洋研究所 海洋生态与环境重点实验室 青岛 266071; 2. 中国科学院大学 北京 100049;  
3. 青岛科技大学 环境与安全工程学院 青岛 266042; 4. 中国科学院海洋研究所 海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071)

**摘要** 本研究将水动力模型 ROMS (regional oceanic modeling system, 区域海洋模式系统)与箱式(box)模型结合,详细阐述了长江口及邻近水域四个季节的水通量特征及水体交换特性。研究发现:总的水通量整体受季风控制,季风的作用在于使水体在南北方向上交替输送,而台湾暖流对春夏季底层水南向输运具有重要作用;直接进入 123.5°E 以东外海区域的水通量很小,而是先从南边界流出研究区域,然后通过海洋环流系统进入外海。在强烈季风下,水体更新依赖于季风方向的水平通量,主要是同层水体而不是表底层水体之间的交换。虽然水体更新时间较长的区域与缺氧区基本一致,但本研究认为该区域底层水体缺氧的本质原因是跃层阻隔了表底层水体之间的交换。

**关键词** 长江口; ROMS(the regional oceanic modeling system, 区域海洋模式系统); 箱式(box)模型; 水通量; 水体交换特性

中图分类号 TV14, X143 doi: 10.11693/hyhz20140200058

河口水体交换时间即水通量估算的不准确是导致河口物质通量研究误差产生的根本原因(Chen *et al.*, 1999)。因此,如何选择或构建一种合适的方法,准确估算河口水通量并研究其水体交换特性,对研究河口物质通量研究具有重要意义。

自从 Parker 等(1972)提出了水体交换的概念,河口水交换特性的研究方法主要有三大类。一类是基于现场观测数据(Guo *et al.*, 2000),另一类为基于三维水动力的数值模型(潘伟然, 1992; 魏皓等, 2002; 孙英兰等, 2003; 杜伊, 2005),第三类是箱式(box)模型(匡国瑞等, 1984; 潘伟然, 1992)。第一类方法需要大量的现场观测数据,因此一般只适用于小河口。对于长江口这样的大河口,采用第一类方法得到的结果与实际情况相差很大(戚定满, 2001)。基于三维水动力模型的数值模型克服了现场观测法费用高、周期

长、不能预报等缺点,且具有很高的时空分辨率;但存在大量需要确定但缺乏观测的参数,当模拟周期长达几年甚至几十年时运算较慢,特别重要的是,无法定量描述各个子区域间的相互作用(刘哲, 2004)。而快速运算的传统箱式模型是一种以水盐平衡为基础的未考虑水动力特征的黑箱、稳态模型,对于长周期模拟优势凸显;但其多种缺陷使其水通量估算可能存在极大误差,甚至是错误的(Webster *et al.*, 2000; Ménesguen *et al.*, 2007)。首先,从概念上,通量是单位时间内流过与流动方向垂直的给定面积的某种物理量的量值,水通量与流速及其对应的断面面积成正比(孟宪伟等, 2005),而传统箱式模型水通量未从概念本身出发,而是间接地通过盐度平衡和水量平衡估算的,且估算中忽略了海平面高度起伏变化。水体之间除盐度差异外,还有温度差异、密度差异、压力

\* 国家自然科学基金项目, 41121064 号, 41276116 号; 国家重点基础研究发展计划(973 计划), 2010CB428706 号。王晓红, 博士研究生, E-mail: wxh@qust.edu.cn

通讯作者: 俞志明, 博士生导师, 研究员, E-mail: zyu@qdio.ac.cn

收稿日期: 2014-02-26, 收修改稿日期: 2014-04-02

差异等, 仅考虑盐度差异的平衡条件且忽略海平面的起伏估算水通量显然是不准确的; 二是传统箱式模型只能估算具备明显盐度差异条件的界面之间的水通量, 即估算由陆向海延伸方向或较深箱体垂直方向的通量, 而不能估算与海岸线平行方向的通量。事实上, 与岸线平行方向的通量很大可能及程度上影响最终的入海通量, 忽略这一重要通量过程导致无法全面具体掌握通量特征; 三是传统箱式模型计算结果受箱体时空划分影响很大, 未考虑水动力特征的箱体划分往往导致严重误差, 这一点是传统箱式模型受到质疑的根本原因(Webster *et al.*, 2000)。

前人对长江口及邻近水域水通量及水体特征研究不多, 且主要集中在长江口与杭州湾之间以及南北槽等近岸区域, 而对从口门到外海之间的水通量及其时空变化特征的研究也不多见, 更未能描述不同子区域之间的相互作用。孔俊(2005)建立了正交曲线坐标系下长江口、杭州湾二维水沙数学模型, 从机理上对长江口、杭州湾水沙交换进行初步分析; 刘新成等(2006)建立了长江口和杭州湾二维有限元潮流数学模型, 计算了通过南汇嘴海区水平断面和垂直断面的水交换通量, 认为该区水体交换主要在近岸区域, 主要集中在南汇嘴至 8m 线以内的范围, 主要沿杭州湾北岸进入杭州湾; 汪亚平等(2006)发现 1998 年以来徐六泾 ADCP 流量观测数据与同时间的大通径流量之间存在显著相关关系, 故可由大通径流量估算徐六泾径流量, 作为长江入海径流量。长江入海年径流总量略大于大通年径流总量, 而在枯水期间入海径流量小于大通径流量; 黄广(2007)采用水文学、泥沙运动力学和数理统计等方法, 对长江口与杭州湾水沙交换的动力机制和输移特征进行了相关研究; 孔令双等(2013)以北槽进、出口和南北导堤作为边界, 统计了大、中、小潮期间通过各断面的水通量, 分析了北槽水通量特征; 刘桂平等(2013)运用流速加权平均法计算北支河段部分断面平均流速, 进而计算得到断面流量和断面水通量。

因为研究区域复杂的水动力特点, 包括长江径流与周围不同来源和性质的多个水系渗混、交换混和并逐步变性(胡辉等, 1995; 苏育嵩等, 1996), 以及苏北沿岸流、浙江沿岸流、台湾暖流及长江径流出口门后的分向流均与岸线接近平行, 且长江径流、苏北沿岸流、浙江沿岸流盐度相近等(毛汉礼等, 1963; Chang *et al.*, 2003; Lie *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2008; Liu *et al.*,

2008; 白虹等, 2010; Shi *et al.*, 2011), 本研究拟结合三维水动力模型和箱式模型两者的优势, 建立以三维水动力模型为基础的脱离水盐平衡约束的改进的箱式模型, 详细阐述长江口及邻近水域四个季节水通量及水体交换特性, 为其物质通量研究提供准确的水量基础, 并为水通量与水体交换特性研究提供方法上的借鉴。

## 1 资料、模型配置及相关方法

### 1.1 资料来源

2005 年 2 月、5 月、8 月和 11 月在长江口及其邻近海域 121°—123.5°E, 30.75°—32°N 海区进行了四个航次的现场调查, 调查设置 40 个站位(图 1)。使用颠倒式采水器采集水样, 根据水质分析仪 YSI 确定水深, 采集表层、5m、10m、20m、30m 和底层(离底 2m)水样, 其中 35—39 号站位只采集表、底两层水样。调查内容包括温度、盐度、pH、溶解氧(DO)、化学耗氧量(COD)、悬浮体浓度(SPM)、硝酸盐( $\text{NO}_3^-$ )、亚硝酸盐( $\text{NO}_2^-$ )、氨氮( $\text{NH}_4^+$ )、磷酸盐( $\text{PO}_4^{3-}$ )、硅酸盐( $\text{SiO}_3$ )、总氮(TN)、总磷(TP)、叶绿素 *a* (chl *a*)。温度采用预先校准的 YSI AAQ1183 多参数水质监测仪探针测定, 仪器误差为 $\pm 0.01^\circ\text{C}$ 。盐度采用预先校准的 YSI AAQ1183 多参数水质监测仪探针测定。仪器误差为 $\pm 0.1$ 。pH 值使用 LIDA PHS-3CW 型 pH 计测定, 采用标准样品校对仪器, 测定前校正至少 1 次, 仪器误差为 $\pm 0.1$ 。溶解氧用碘量滴定法测定。化学需氧量采用碱性高锰酸钾法测定。悬浮体浓度用 0.45 $\mu\text{m}$  醋酸纤维素滤膜过滤一定体积的海水样品, 重量法测定。溶解态营养盐水样经高温灼烧处理过的 Whatman GF/F 滤膜过滤, 然后装入聚乙烯瓶, 加氯仿固定, 冰冻保存。硝酸盐用锌-镉还原法(Jones, 1984), 亚硝酸盐用重氮-偶氮法(Jones, 1984), 氨氮用靛酚兰法(Slawyk *et al.*, 1972), 磷酸盐用磷钼兰法(Hager *et al.*, 1968), 硅酸盐用硅钼蓝法(Armstrong, 1967)。总氮、总磷均以过硫酸钾氧化比色法测定。溶解无机氮(DIN)是  $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{NO}_2\text{-N}$  和  $\text{NH}_4\text{-N}$  之和。水样经 0.45 $\mu\text{m}$  醋酸纤维素滤膜过滤, 然后将滤膜置于冰箱中待测叶绿素浓度。滤膜上的叶绿素 *a* 用丙酮萃取后, 用荧光法测定叶绿素 *a* 的含量。

地形数据源于全球地形地表数据 Etopo2 (第二版, 由 NGDC 美国地球物理中心发布, <http://www.ngdc.noaa.gov/>); 海气通量、风应力、海表温度 SST 和海表

盐度SSS数据均源于海洋大气综合数据集COADS05 (由美国国家大气研究中心NCAR发布, <http://icoads.noaa.gov/>); 长江径流量是大通站连续35年平均的月径流量; 初始条件和开边界条件源于海洋同化数据资料(SODA, Simple Ocean Data Assimilation)。

### 1.2 模型配置与联接

本研究采用与ERSEM模型(European Regional Seas Ecosystem Model) (Baretta *et al*, 1995; Blackford *et al*, 1995; Lenhart *et al*, 1995; Schrum *et al*, 2006)相似的方法, 对Officer(1980)的箱式模型进行了改进。与ERSEM不同的是, 本研究采用的水动力模型是成功应用于东中国海的区域海洋模式系统(ROMS, regional oceanic modeling system) (Shchepetkin *et al*, 2005)。

**1.2.1 箱式模型的配置** 箱式模型中, 箱体划分考虑了研究区域地形、水动力特点及监测站位的分布, 共20个箱体(图1); 依据2005年监测数据, 温跃层深度设置在20m(图2)。

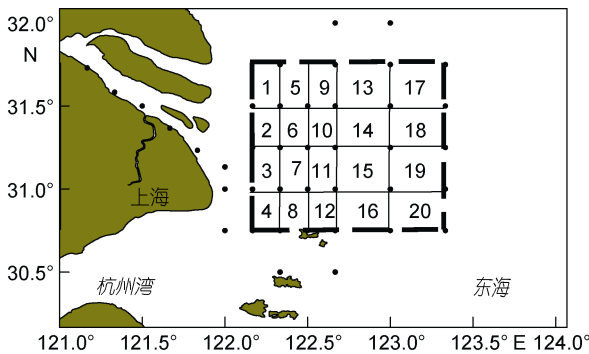


图1 水平方向箱体划分、序号及边界

Fig.1 The horizontal box structure, box numbers and boundaries 黑点代表常规生态监测站, 四条点划线代表研究区域在东西南北方向的边界

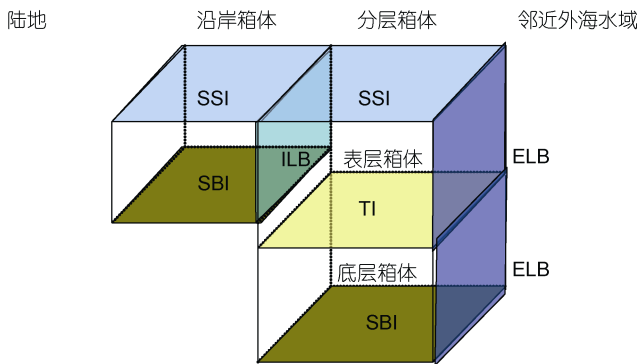


图2 箱体的内部结构

Fig.2 The internal structure of the box TI: 温跃层; ILB: 箱体与箱体之间的侧边界; ELB: 箱体与外海之间的侧边界; SBI: 海底边界; SSI: 海表边界

**1.2.2 水动力模型的配置** 本研究采用的水动力模型是成功应用于东中国海并被调查数据和前人研究结果证实的区域海洋模式系统(ROMS) (Shchepetkin *et al*, 2005)。ROMS模型架构灵活, 功能比较完善, 算法精度较高, 代码结构清晰, 计算效率高; 除水动力模块以外, 还包含生态过程模块、同化模块等。模型在水平方向上采用曲线Arakawa C网格, 垂向采用拉伸的与地形拟合的可伸缩坐标系统(S坐标系)。

水动力模型中, 因为研究区域水系复杂且伴有潮汐混合, 为提高模拟准确度, 首先在较大区域(99°—150°E, 0°—50°N)以水平精度  $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ 、垂向24层(S坐标)运行10年至平衡, 再以模型输出结果(温度、盐度、SSH和流场)和2005年长江径流量资料作为初始条件和边界条件, 在较小区域(119°—126.8°E, 27.5°—35.8°N)继续运行10年至平衡。小区域的垂向分层与大区域相同, 但水平精度提高至  $1/24^\circ \times 1/24^\circ$ 。开边界潮汐调和常数为  $M_2$ 、 $S_2$ 、 $K_1$  和  $O_1$ ; 采用 Mellor 和 Yamada 2.5 阶湍流闭合模式。

ROMS模型的水流速度分u点、v点和w点。u点、v点和w点流速分别指穿过南北向、东西向和水平方向(温跃层)箱体边界的水流速度, w点位置与p点位置相同(图3)。本研究采用的流速是ROMS模型输出2005年的月均流速。

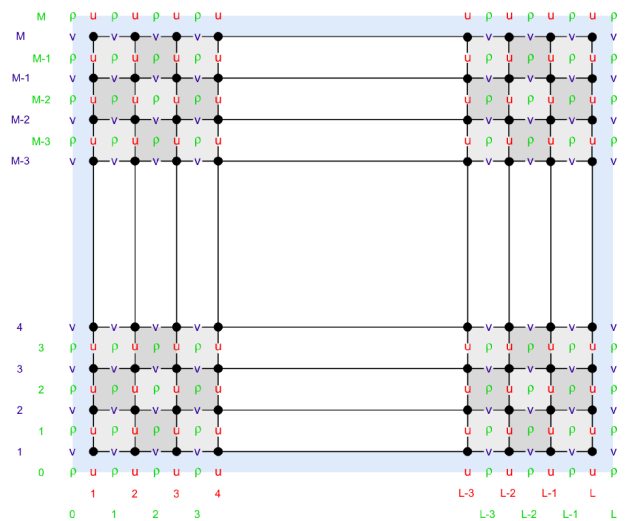


图3 ROMS 模型水平交错网格点

Fig.3 ROMS staggered horizontal grid ([https://www.myroms.org/wiki/index.php/Numerical\\_Solution\\_Technique](https://www.myroms.org/wiki/index.php/Numerical_Solution_Technique))

红色u代表u点流速; 蓝色v点代表v点流速; 绿色p代表网格中心点流速; 红色L代表u点个数; M代表v点个数; 绿色L代表p点个数

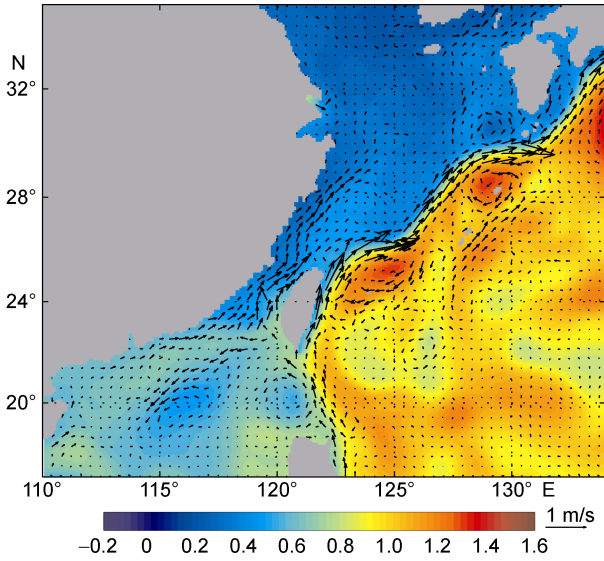


图 4 长江口及临近水域 7 月深度平均流速

Fig.4 Depth-average current of Changjiang River estuary and adjacent waters in July

模拟结果图 4 清晰地捕获了东中国海强西部边界流——黑潮暖流及其从吕宋海峡对南海的入侵。黑潮沿东中国海 200m 等深线向东北流动, 而介于中国大陆和台湾之间的北向的台湾暖流在长江口南端向

东偏转, 进而汇入黑潮。图 5 中 1 月和 7 月海表温度模拟值与海洋客观分析气候性数据集 WOA05(World Ocean Atlas 2005, [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr\\_woa05.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html))结果非常相似, 体现了海表温度的主要特征。图 6 和图 7 分别为长江口及临近水域的表层流场和深度平均流场。冬季, 北或东北风盛行, 表层流向南流动, 但在次表层和底层, 台湾暖流北向流动并在长江口南部向右偏转。长江冲淡水和东海沿岸流沿着浙江省海岸以近岸海域的台湾暖流为界向南流动。长江口南部的沿岸流也是向南流动。夏季, 西南风盛行, 长江冲淡水转向东或东北方向, 同时, 东海沿岸流沿着海岸向东北流动。因此, 模拟结果是可靠的。

1.2.3 箱式模型与水动力模型的联接 水动力模型与箱式模型联接的关键, 是如何将 ROMS 模型的流场数据准确匹配到箱式模型各箱体边界上, 即将 ROMS 模型各网格  $u$ 、 $v$ 、 $w$  点流速与箱体模型箱体边界准确匹配。ROMS 模型中穿过各网格点的水通量是该网格点流速与该网格面积的乘积。箱式模型中各箱体边界的水通量是穿过该边界的所有网格点的水通量之和。

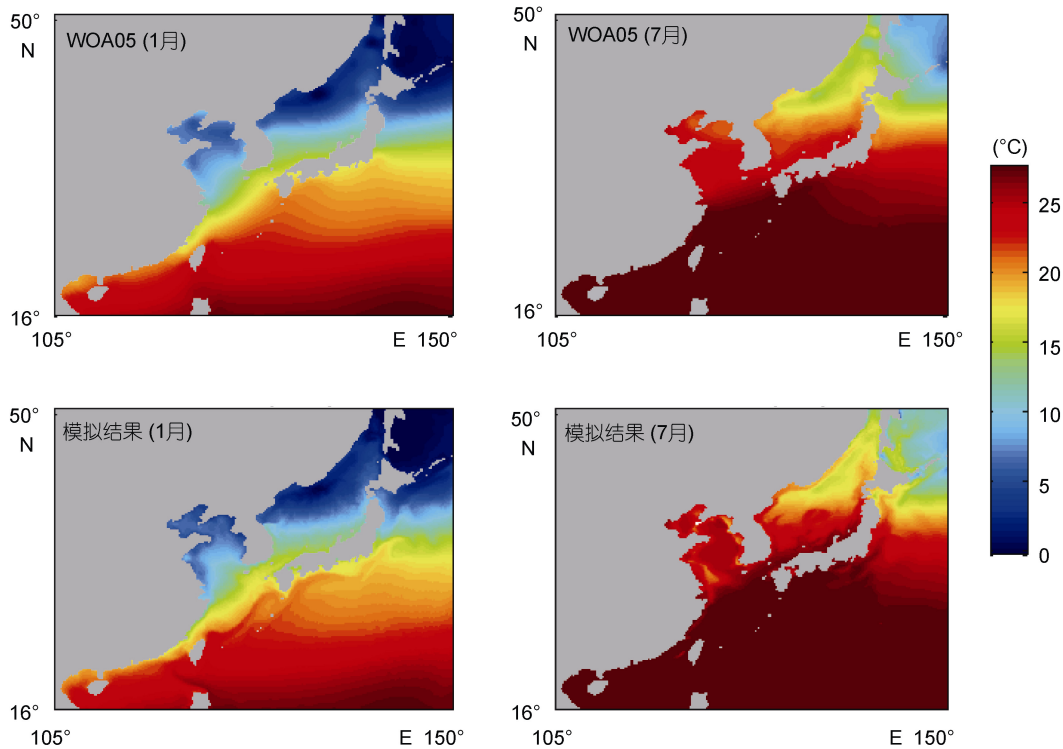


图 5 中国近海海表温度对照图

Fig.5 SST comparison of Chinese coastal seas

第一行表示海洋客观分析气候性数据集 WOA05 结果, 第二行表示本文模拟结果

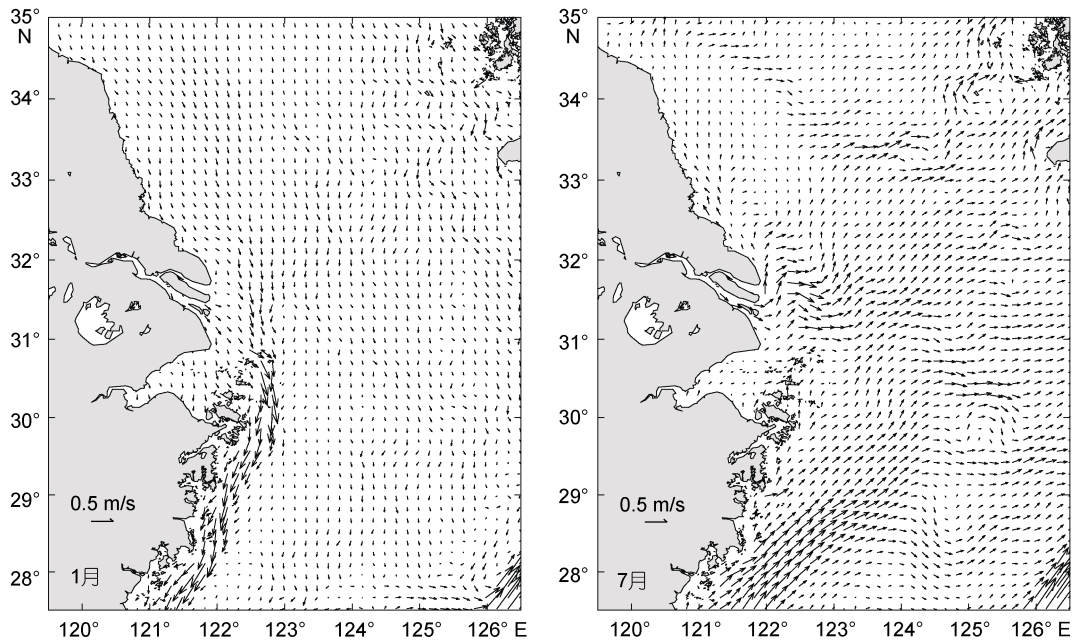


图6 长江口及临近水域1月和7月表层流速图

Fig.6 Surface current of Changjiang River estuary and adjacent waters in January and July

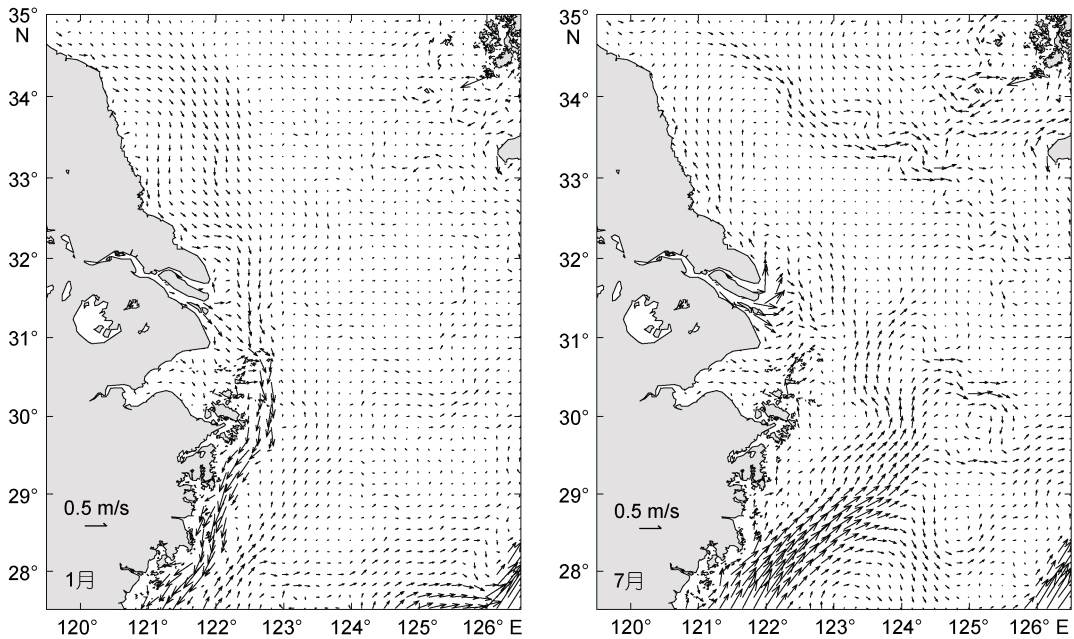


图7 长江口及临近水域1月和7月深度平均流速图

Fig.7 Depth-mean current in January and July of Changjiang River estuary and adjacent waters

水平水通量主要程序行如下,以穿过箱体某南

```
load('s_rho.dat')
load('K:\roms\depthu.dat')

load('K:\roms\u_l.dat')
ZZ=20
fluxu_l_mtn_upper_20=0
```

北方向界面的东西向水通量简称 u 点水通量为例:

```
% 's_rho.dat'为 ROMS 垂直分层文件;
% 'depthu.dat'为所有 u 点水深文件,如需计
算 v 点水通量则为'depthv.dat';
% 'u.dat'为流速文件,l 为箱体界面所属列号;
%设置箱体分层深度 ZZ 为 20m;
% 初始化自表层箱体 m 流入箱体 n 的水通量;
```

```

fluxu1_mtn_lower_20=0 % 初始化自底层箱体 m 流入箱体 n 的水通量;
for i=x : y % i 为箱体界面所覆盖的网格行号(x 到 y);
    如计算 v 点水通量为列号;
    %如果水深小于箱体分层深度即温跃层深度:
    if depthu(i, l)<=ZZ % l 为箱体界面所属水深文件列号;
        如计算 v 点水通量为行号;
        fluxu1_mtn_upper_20=fluxu1_mtn_upper_20+u1(24,i)*4.4*depthu(i,l)*(-s_rho(24,1))
        %求解表层箱体 m 流入箱体 n 的水通量(层 1);
        4.4km 为网格宽度, 24 为 ROMS 垂向分层;
    for k=2:24
        fluxu1_mtn_upper_20= fluxu1_mtn_upper_20+u1(25-k,i)*4.4*depthu(i,l)*(-s_rho(25-k,1)-s_rho(26-k,1))
        %求解表层箱体 m 流入箱体 n 的水通量(层 2 至 24);
    end
    %如果水深大于箱体分层深度:
    else
        fluxu1_mtn_upper_20= fluxu1_mtn_upper_20+u1(24,i)*4.4*depthu(i,l)*(-s_rho(24,1))
        %求解表层箱体 m 流入箱体 n 的水通量(层 1);
    for k=2:24
        if depthu(i,l)*(-s_rho(25-k,1))<=ZZ
            fluxu1_mtn_upper_20=fluxu1_mtn_upper_20+u1(25-k,i)*4.4*depthu(i,l)*(-s_rho(25-k,1)-s_rho(26-k,1))
            %求解表层箱体 m 流入箱体 n 的水通量;
        else
            fluxu1_mtn_lower_20=fluxu1_mtn_lower_20+u1(25-k,i)*4.4*depthu(i,l)*(-s_rho(25-k,1)-s_rho(26-k,1))
            %求解底层箱体 m 流入箱体 n 的水通量;
        end
    end
end
end
end
    如果计算结果为正, 表示自箱体 m 流入箱体 n;反之, 表示自箱体 n 流入箱体 m。

    垂向水通量主要程序行:
    load('K:\roms\ww20.dat') %ww20 为水深 20 米上升流流速文件;
    ww20(find(isnan(ww20)==1)) = 0
    fluxw_atb_20=0 %初始化表底层箱体 a 与 b 之间的水通量;
    for i=x:y
    for j=m:n
        fluxw_atb_20=fluxw_atb_20+ww20(i,j)*19.36 % 求解表底层箱体 a 与 b 之间的水通量;
    end
end
end

```

### 1.3 水通量的优化方法

因为海表高度的起伏变化导致箱体体积的变化, 而箱式模型中假定箱体体积是固定的。因此, 所得的水通量不能保证每个箱体的水通量之和为零。为确保水通量连续性, 需要对水通量进行调零修正(Lenhart *et al*, 1995)。本研究采用的是以 Matlab 语言编写的约束条件的非线性优化程序(Ma, 2010)。约束条件将水通量变化限制在 10% 以内。

主要程序行如下:

```
function f=flux0(x)
```

```
f=abs(1-x(1))+abs(1-x(2))+...+abs(1-x(n))
end
```

flux0: 函数名称, x 为自变量;

n: 需要修正的水通量的个数;

x(n): 第 n 个需要修正的水通量所乘的系数;

将上面的程序代码保存为“optcon.m”文件, 该文件是最优解的目标函数。

```
[x,fval]=fmincon('optcon',x0,[],[],Ae,be,lb,ub)
```

其中:

lb: x(n) 的下限, 均限制为 0.9;

ub:  $x(n)$  的上限, 均限制为 1.1;

$x_0$ :  $x(n)$  的初始值, 均限制为 1;

$Ae, be$ : 所需满足的等式条件  $Ae \cdot x = be$ 。  $Ae$  为水通量的初始值,  $be$  均为 0;

#### 1.4 水体交换的表达与计算方法

人们常用的时间尺度有寿命(age)、驻留时间(residence time)、水体更新时间(flushing time)、传输时间(average transit time)、更替周期(turn-over time)等。因为描述水交换时间的定义非常繁杂, 常导致混淆(Deleersnijder *et al.*, 2001; 吕新刚等, 2010)。不同研究经常采用不同的定义, 这为不同研究结果之间的比较带来一些麻烦。本研究采用水体更新时间。

$$T_i = \frac{V_i}{\sum_j |\text{Flux}_j^i|}$$

$T_i$ : 第  $i$  个 box 的水体更新时间;

$V_i$ : 第  $i$  个 box 的体积;

$\text{Flux}_j^i$ : 从  $j$  方向断面流入或流出第  $i$  个 box 的水通量;  $j$ : 东、西、南、北、上、下。

## 2 结果与分析

### 2.1 水平水通量

四个季节(2005 年 2 月、5 月、8 月、11 月分别代表冬季、春季、夏季和秋季)水平水通量最大值、最小值及其所在位置见表 1。不同季节、不同水层水平水通量大小、方向、空间分布不同。这里采用水通量和深度平均流速两个变量分别描述。深度平均流速指水通量与对应的横截面积之比(m/s), 如图 8。

冬季, 水体整体由北往南输运。穿越杭州湾口及舟山群岛一带的长江冲淡水与季节性特征明显的浙江沿岸水, 以及稳定的终年贴岸南下的苏北沿岸水一并贴岸自北向南输运; 且深度平均流速在整个研究区域分布较为均匀。研究发现, 在长江冲淡水(CDW)影响下, CDW 扩展区域水通量为东南向; CDW 左转向北或东北进入黄海西南部的的水通量很少。这与前人的研究结果是一致的(毛汉礼等, 1963; 潘玉球等, 1997; 秦曾灏, 1998; 王保栋, 1998)。表层水通量(171.97—0.58m<sup>3</sup>/s)最大值位于海底等深线密集处(图 9); 深度平均流速(0.30—0.0032m/s)在 CDW 扩展区域较周围相同经度或纬度的区域大, 最大值位于研究区域 CDW 扩展区域的最南端。底层水通量(28.55—0.0019m<sup>3</sup>/s)几乎正南向, 但在中部区域(30.75—31.25°N)在 CDW 作用下为东南向, 最大值位于研

究区域西北部; 北部区域的深度平均流(0.032—0.000074m/s)较中部和南部区域大, 最大值位于研究区域等深线最密集处。

春季, 水通量通道主要由三部分组成: 一部分位于口门 31.5°N 附近, 在方向上与周围区域明显不同, 与长江冲淡水转向一致为东北向; 另一部分位于 122.25—123°E, 31.5°N 以南的区域, 呈弧状向东北延伸至赤潮高发区, 与台湾暖流延伸方向及范围大体一致; 第三部分位于 123°E 以东区域, 在 31.5°N 以南大致自南向北, 但在 31.5°N 以北为西北向, 可能是地形因素的作用。因此, 贴岸北向的浙江沿岸水和在长江冲淡水挤压下被迫贴岸北向的苏北沿岸水量值均较小; 而台湾暖流入侵区水通量增幅明显。表层深度平均流速(0.057—0.00082m/s)和水通量(33.48—0.24m<sup>3</sup>/s)最大值均位于台湾暖流在外海的入侵区, 很可能是台湾暖流、季风与地形叠加作用的结果。底层水通量(54.742—0m<sup>3</sup>/s)在 31.25°N 以南为北向, 以北受地形因素的作用偏转为西北向; 最大值位于研究区域中部; 北部的深度平均流速(0.059—0m/s)较中部和南部区域大, 最大值位于研究区域西北部。

夏季, 水体整体由南往北输送, 且偏角很小; 水通量通道主要由 2 部分组成, 一个位于 122°20'E 以西呈狭窄条带状, 一个位于 122°40'E 以东广阔分布。122°20'E 以西的水通道主要是转向更加明显的长江冲淡水与水量持续增加的浙江沿岸水混合贴岸北向, 苏北沿岸水也继续被迫贴岸北向, 这与韦钦胜等(2012)指出的苏北沿岸水在入夏后有北流趋势的研究结果一致; 122°40'E 以东的广阔通道是台湾暖流与强烈季风共同作用的结果。表层水通量(146.29—0.18m<sup>3</sup>/s)最大值位于台湾暖流在外海的入侵区; 深度平均流速(0.18—0.00099m/s)最大值位于研究区域东南部。与春季不同的是, 台湾暖流入侵区深度平均流速增大不明显, 可能是因为强烈季风的作用淹没了台湾暖流的作用所致。底层水通量(93.707—0m<sup>3</sup>/s)和深度平均流速(0.027—0.0010m/s)与春季极为相似, 但 31.25°N 以北西偏小于春季, 可能是夏季季风比春季更强导致的。

秋季情况与冬季相似。表层水通量(116.51—2.33m<sup>3</sup>/s)最大值位于研究区域等深线最密集处; 深度平均流速(0.23—0.013m/s)最大值位于研究区域中部的 CDW 扩展区。底层水通量(22.71—0m<sup>3</sup>/s)最大值位于研究区域中部; 深度平均流速(0.026678—0.0010305m/s)在南部和北部区域较大, 中部较小, 最

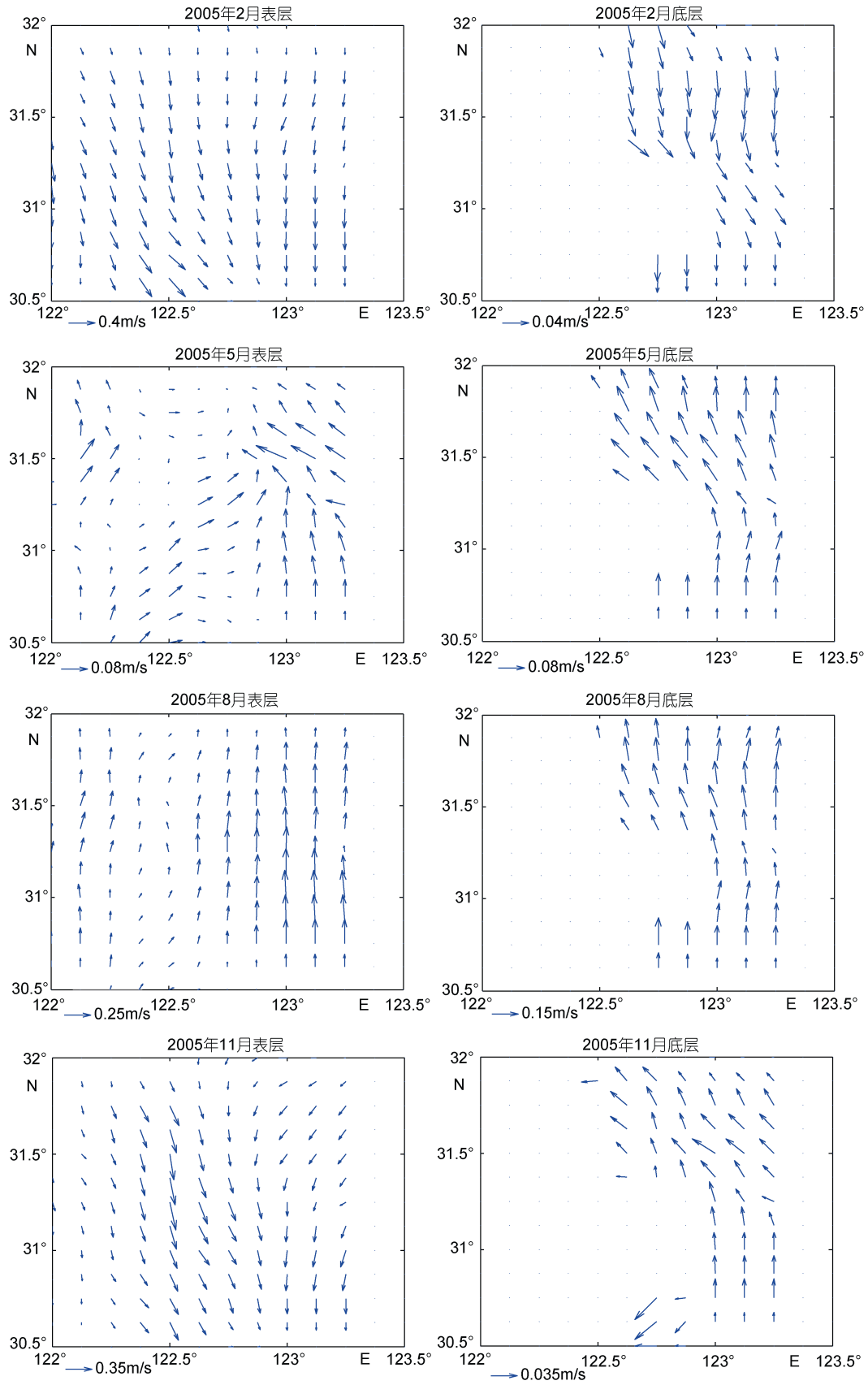


图 8 2005 年 2、5、8、11 月表(左)底层(右)深度平均流速

Fig. 8 Horizontal depth-average current in the upper (left) and lower (right) layers of February, May, August and November in 2005



表 1 水平水通量和深度平均流速的最大值、最小值及其位置  
 Tab.1 Maxima, minima and locations of horizontal water flux and horizontal depth-average current

时间	水层	水平水通量最大值				水平水通量最小值				深度平均流速最大值				深度平均流速最小值			
		经度(°E)	纬度(°N)	数值(m/s)	数值(m/s)	经度(°E)	纬度(°N)	数值(m/s)	数值(m/s)	经度(°E)	纬度(°N)	数值(m <sup>3</sup> /s)	数值(m <sup>3</sup> /s)	经度(°E)	纬度(°N)	数值(m <sup>3</sup> /s)	数值(m <sup>3</sup> /s)
2005年2月	表层	123	31	171.97	123.25	32	0.57685	122.5	30.5	0.30456	123.25	32	0.0032492				
	底层	122.75	31.5	28.546	122.88	30.5	0.0019077	122.75	30.75	0.031781	122.88	30.5	7.4141e-005				
2005年5月	表层	123	31.5	33.484	122.5	31.25	0.2432	123	31.5	0.056533	122.5	31.25	0.00082255				
	底层	123	31.25	54.742	122.88	30.5	54.742	122.63	31.75	0.05891	122.88	30.5	2.0979e-019				
2005年8月	表层	123	31.5	146.29	123.25	32	0.17516	123.25	31	0.18232	123.25	32	0.00098661				
	底层	123	31	93.707	122.88	30.5	0 <sup>a</sup>	123.25	31	0.026678	123.25	32	0.0010305				
2005年11月	表层	122.75	30.75	116.51	123.25	32	2.3252	122.5	31.25	0.23309	123.25	32	0.013097				
	底层	123	31.25	22.711	122.5	31.25	1.5608e-017	122.75	30.75	0.026678	123.25	32	0.0010305				

a: 0 表示小于等于  $10^{-10}$

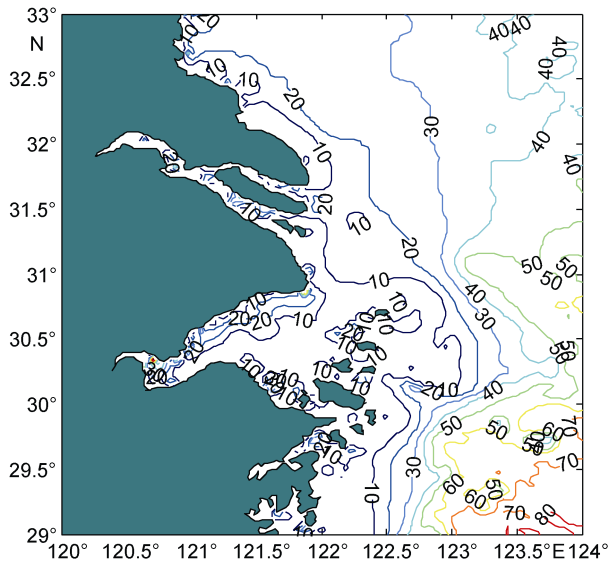


图9 研究区域等深线图  
Fig.9 Isobaths of the study area

大值位于研究区域等深线最密集处。底层水通量方向以  $30.75^{\circ}\text{N}$  为界, 以北为北偏西向, 以南为西南向, 本研究认为是表层剪切力对底层水体的影响伴随水深逐渐减小的结果。 $30.75^{\circ}\text{N}$  以南、 $123^{\circ}\text{E}$  以西水深较浅且地形平缓, 表层南向剪切力占主导, 底层水通量方向与表层一致, 为西南向; 而  $30.75^{\circ}\text{N}$  以北水深较大, 受表层南向剪切力影响较小, 在惯性作用下, 与夏季流向相同, 依然为西北向。

总结表底层水通量及其空间差异和表底层差异的季节排序如下: 表层水体水平水通量季节排序为冬季>夏季>秋季>春季。底层水体水通量季节排序为夏季>春季>冬季>秋季。表层水体水通量空间差异季节排序为冬季>夏季>秋季>春季, 底层水体水通量空间差异季节排序为夏季>春季>冬季>秋季。表底层水体水通量差异季节排序为冬季>夏季>秋季>春季, 与表层水体水通量季节排序一致。表层水体水通量空间差异及季节变化均大于底层水体水通量。

## 2.2 垂向水通量

研究区域上升流常年存在并具有显著的时空变化特征, 这已被 Lv 等(2006)和 Wang 等(2007)所证实。本研究得到的上升流面积与 Wang 等(2007)的结果不完全相同, 可能是由于受到对上升流至关重要的高频因子, 比如风的影响。不同季节上升流带来的水通量的位置、范围、大小不同(图 10)。冬季上升流位于研究区域的东北部。春季上升流与夏季上升流主要位于研究区域的东部区域( $31^{\circ}$ — $31.625^{\circ}\text{N}$ ), 秋季上升流比较分散, 位于研究区域的东北部、东南部、西北部。

整体上, 上升流流速量级为  $10^{-6}\text{m/s}$ , 模拟得到的上升流总体特征与前人研究结果基本一致(Lv *et al*, 2006, 2007; Pei *et al*, 2009)。经计算, 整个研究区域内, 夏季上升流水通量  $18.53\text{m}^3/\text{s}$ , 春季为  $12.55\text{m}^3/\text{s}$ , 冬季为  $13.07\text{m}^3/\text{s}$ , 秋季为  $14.25\text{m}^3/\text{s}$ 。因为上升流流速极小, 所以垂向水通量对研究区域水体交换特性影响不大。

## 2.3 边界水通量

经计算, 四个边界水通量与深度平均流速季节变化如下(表2):

冬季, 水通量以从西、北边界流入, 向东、南边界流出, 总的水通量居全年最高; 但东边界水通量居全年最低, 且表底层水通量方向相反接近抵消。春季, 水通量自东、西、南边界流入, 向北边界流出, 总的水通量居全年最低; 但东边界水通量位居全年第二。夏季, 水通量自西、南边界流入, 向东、北边界流出, 总的水通量居全年第二; 东边界水通量居全年第三, 且底层水通量略大于表层。秋季情况与冬季相似, 不同的是, 南、北边界表底层水通量方向相反, 且东边界水通量居全年最高。

总的来说, 南、北边界水通量约大于西边界一个数量级。东边界水通量, 除春季以外, 均小于西边界。东边界水通量以春秋两季分别以  $12.45\text{m}^3/\text{s}$ ,  $27.75\text{m}^3/\text{s}$  流入为主, 只在夏季明显向海仅  $5.41\text{m}^3/\text{s}$ 。西边界水通量方向全年向海。南、北边界表层水通量与季风方向保持一致, 秋冬季约比底层水通量大一个数量级, 春季约为底层水通量的  $1/2$ , 而夏季约为底层水通量的两倍。因此, 研究区域仅在夏季向外海输送的水通量约为  $5.41\text{m}^3/\text{s}$ , 主要充当南北方向水量交换的通道。经计算, 年均  $187.73\text{m}^3/\text{s}$  的水通量自南边界流出研究区域。

## 2.4 水体交换时间

水体更新时间具有明显的时空分布特点(表 3)。表层, 冬季水体更新时间最短( $0.62$ — $1.99\text{d}$ ), 各箱体之间差别很小, 秋季次之( $1.01$ — $2.63\text{d}$ ), 夏季再次( $1.07$ — $6.54\text{d}$ ), 春季最长( $2.53$ — $143.53\text{d}$ ), 且箱体之间差别最大。底层, 夏季最短( $1.47$ — $10.86\text{d}$ ), 春季次之( $2.51$ — $11.43\text{d}$ ), 冬季再次( $4.40$ — $54.55\text{d}$ ), 秋季最长( $0.07$ — $177.74\text{d}$ ), 且箱体之间差别最大。同一箱体表层水体更新时间均小于底层。

表层水体四个季节水体更新时间均较大的区域主要位于箱体 5、6、7、9、10、13, 底层水体四个季节水体更新时间均较大的区域主要分布于箱体 5、6、

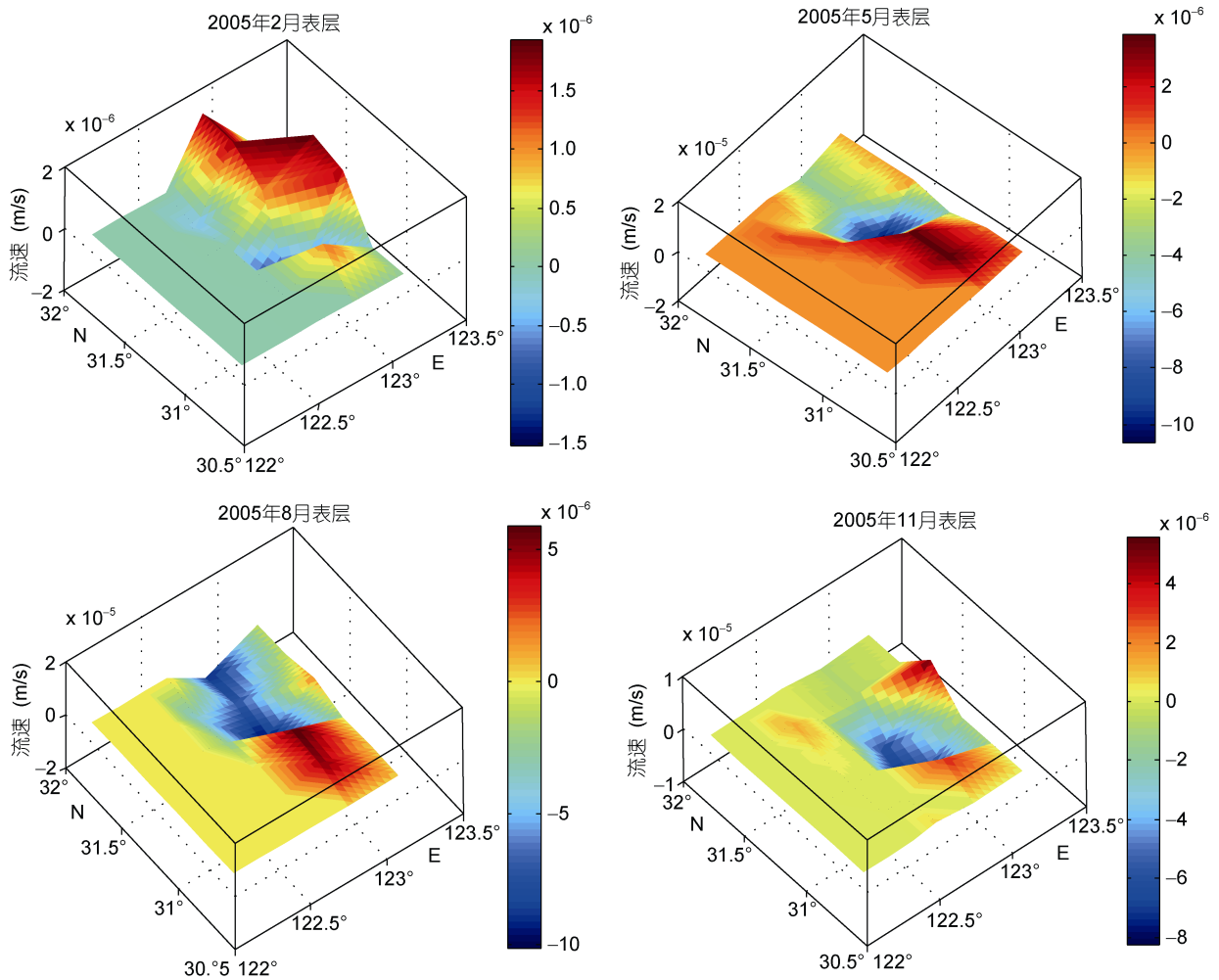


图 10 2005 年 2 月、5 月、8 月、11 月表层水体垂向流速(m/s)  
 Fig.10 Vertical current to the upper water of February, May, August and November in 2005

表 2 边界水通量与深度平均流速  
 Tab.2 Boundary water flux and horizontal depth average current

	东边界		西边界		南边界		北边界	
	水通量(m <sup>3</sup> /s)	深度平均流速(m/s)	水通量(m <sup>3</sup> /s)	深度平均流速(m/s)	水通量(m <sup>3</sup> /s)	深度平均流速(m/s)	水通量(m <sup>3</sup> /s)	深度平均流速(m/s)
2005 年 2 月								
表层	1.94	0.0039	56.21	0.050	-493.85	-0.16	365.33	0.13
底层	-2.14	-0.0034	0.00	0.00	-35.67	-0.023	45.90	0.030
2005 年 5 月								
表层	12.31	0.025	5.55	0.0049	39.35	0.013	-43.09	-0.016
底层	0.14	0.00023	0.00	0.00	69.01	0.044	-82.61	-0.054
2005 年 8 月								
表层	-2.16	-0.0043	12.37	0.011	281.24	0.0917	-250.43	-0.091
底层	-3.25	-0.0051	0.00	0.00	131.90	0.084	-139.71	-0.092
2005 年 11 月								
表层	23.55	0.047	25.88	0.023	-322.26	-0.11	258.36	0.094
底层	4.20	0.0066	0.00	0.00	10.91	0.0070	-22.11	-0.015

负值指流出研究区域

表 3 每个箱体的水体更新时间(单位: 天)  
Tab.3 Flushing time of each box. (Unit: day)

	Box1	Box2	Box3	Box4	Box5	Box6	Box7	Box8	Box9	Box10	Box11	Box12	Box13	Box14	Box15	Box16	Box17	Box18	Box19	Box20
2005 年 2 月																				
表层	1.0	0.7	0.6	0.7	2.0	1.4	0.9	0.8	1.9	1.7	1.3	1.0	1.8	1.7	1.5	1.2	0.9	0.9	0.9	0.9
底层					18.2	54.6			13.9	17.8	6.2		6.5	12.8	9.5	5.2	4.4	6.1	9.3	9.0
2005 年 5 月																				
表层	3.2	2.5	6.3	4.8	18.9	133.0	143.5	10.1	20.6	31.4	9.5	5.3	19.6	8.0	11.8	12.0	4.8	4.3	4.2	4.9
底层					4.5	8.1			5.6	9.1	8.5		3.5	6.8	11.4	4.7	2.5	3.2	4.3	4.3
2005 年 8 月																				
表层	1.4	1.1	1.2	1.3	4.4	5.3	5.0	5.9	6.0	6.5	5.1	3.5	2.4	2.0	2.2	2.3	1.1	1.1	1.1	1.1
底层					7.2	7.5			3.7	7.1	10.9		2.1	4.4	4.7	1.9	1.5	1.9	2.6	2.5
2005 年 11 月																				
表层	1.7	1.5	1.5	2.1	2.0	2.0	1.6	1.9	1.6	1.2	1.1	1.0	1.7	1.6	1.3	1.5	1.4	1.4	1.4	1.2
底层					4.4	5.5	0.1		33.9	177.74		5.3	16.6	10.2	4.9	8.7	7.3	10.8	10.7	

10, 与缺氧区位置基本一致(石晓勇等, 2006; 张素香, 2007; 张莹莹等, 2007)。

### 3 讨论

#### 3.1 水通量控制因子

结果表明, 在表层, 冬季总的水通量最大, 夏季次之, 秋季第三, 春季最小, 方向均大致与季风一致, 只在长江冲淡水扩展区域向东偏转; 暗示季风控制表层水通量的南北向分量, 径流量主要影响其东西向分量。而在底层, 春夏季水通量跨越式超过秋冬季, 夏季水通量最大, 春季次之, 且春季表底层水通量相当, 秋季略小于冬季; 暗示底层水体在春夏季除受表层剪切力及地形作用以外, 还受到某一重要季节性因子的作用使其水体南向输运能力大大提高。本研究认为这一重要因子是台湾暖流的入侵。因此, 总的水通量整体受季风控制, 季风使得水体在南北方向上交替输送, 这与蔡树群等(2002)在南海的研究结论一致; 而台湾暖流对春夏季底层水体南向输运具有重要作用。

研究发现, 直接进入  $123.5^{\circ}\text{E}$  以东外海区域的水通量很少; 虽然长江径流和地形是水体流出研究区域进入外海的重要动力, 但在季风的影响下, 只有在夏季有明显的水通量流出进入东部外海, 且小于春秋自东部外海流入的水通量; 水通量以年均  $187.73\text{m}^3/\text{s}$  的速度自南边界流出研究区域, 进而通过环流系统进入外海。

#### 3.2 水体更新时间与缺氧

因为垂向水通量很小, 所以研究区域水体交换特性主要依赖水平水通量。总的来说, 表层水体更新时间冬季<夏季<秋季<春季; 底层水体更新时间夏季<春季<冬季<秋季。因此, 虽然长江径流是影响水体更新的重要因素, 径流量越大, 水体更新时间越小; 反之, 水体更新时间越大, 但并不是唯一因素。潮汐、地形等多种因素的相互影响都有可能决定其季节变化及空间分布格局(王亚, 2011)。

长江口水体缺氧具有明显的时空分布特征与季节变化, 春夏季是其典型缺氧季节。这与长江口的水动力因素、化学因素和生物活动, 特别是赤潮暴发后的有机物分解耗氧, 都具有密切关系(李宏亮等, 2011; 张哲等, 2012)。虽然四个季节底层水体更新时间较大的区域与缺氧区位置基本一致; 但夏季底层水体更新时间为全年最小, 春季次之, 而春夏季却是缺氧发生的高发季节。所以不能简单的以水体更新时间长短

作为强烈季风区底层缺氧高发与否的标准。这是因为在强烈季风下, 水体更新主要依赖于季风方向的水平水通量, 主要是同层水体而不是表底层水体之间的交换。因此, 虽然水体更新时间较长的区域与缺氧区基本一致, 本研究认为该区域底层水体缺氧的本质原因是跃层阻隔了表底层水体之间的交换。这与李宏亮等(2011)和张哲等(2012)认为的长江口缺氧的最主要原因是水体垂向层化的结论一致。

### 4 结论

本研究成功将水动力模型 ROMS 与箱式模型结合, 详细阐述了长江口及邻近水域的水通量时空分布特征及水体交换特性。研究发现: 表层水体水通量季节排序为冬季>夏季>秋季>春季。底层水体水通量季节排序为夏季>春季>冬季>秋季。表层水体水通量空间差异季节排序为冬季>夏季>秋季>春季, 底层水体水通量空间差异季节排序为夏季>春季>冬季>秋季。表底层水体水通量差异季节变化排序为冬季>夏季>秋季>春季, 与表层水体水通量季节排序一致。表层水体水通量空间差异及季节变化均大于底层水体水通量。表层水体更新时间冬季<夏季<秋季<春季; 底层水体, 夏季<春季<冬季<秋季。总的水通量整体受季风控制, 季风使得水体在南北方向上交替输送, 而台湾暖流对春夏季底层水体南向输运具有重要作用; 直接进入  $123.5^{\circ}\text{E}$  以东外海区域的水通量很少; 年均  $187.73\text{m}^3/\text{s}$  的水通量自南边界流出研究区域, 然后通过环流系统进入外海。长江径流是影响水体更新的重要因素, 但在强烈季风下, 水体更新主要依赖于季风方向的水平水通量, 主要是同层水体而不是表底层水体之间的交换。所以不能简单的以水体更新时间长短作为强烈季风区底层缺氧高发与否的标准。因此, 虽然水体更新时间较长的区域与缺氧区基本一致, 本研究认为该区域底层水体缺氧的本质原因是跃层阻隔了表底层水体之间的交换。

### 参 考 文 献

- 王 亚, 2011. 长江河口水流输运时间的研究. 上海: 华东师范大学博士学位论文, 10—30
- 王保栋, 1998. 长江冲淡水的扩展及其营养盐的输运. 黄渤海海洋学报, 16(2): 42—48
- 韦钦胜, 葛人峰, 李 艳等, 2012. 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. 海洋学报(中文版), 34(5): 197—204
- 毛汉礼, 甘子钧, 蓝淑芳, 1963. 长江冲淡水及其混合问题的

- 初步探讨. 海洋与湖沼, 5(3): 183—206.
- 孔令双, 戚定满, 顾峰峰, 2013. 长江口北槽断面水通量计算统计与分析. 第十六届中国海洋(岸)工程学术讨论会, 大连: 5
- 孔俊, 2005. 长江口、杭州湾水沙交换特性初步研究. 南京: 河海大学硕士学位论文, 12—25
- 石晓勇, 陆茸, 张传松等, 2006. 长江口邻近海域溶解氧分布特征及主要影响因素. 中国海洋大学学报(自然科学版), 36(2): 287—290, 294
- 白虹, 王凡, 2010. 台湾暖流水和长江冲淡水在 32°N 断面和 PN 断面上的分布及其变化. 海洋科学集刊, 11—22
- 匡国瑞, 王学冒, 张彦臣等, 1984. 烟台芝罘西湾水质污染预测的初步探讨. 海洋环境科学, 3(4): 16—25
- 吕新刚, 赵昌, 夏长水等, 2010. 胶州湾水交换及湾口潮流流特征的数值研究. 海洋学报(中文版), 32(2): 20—30
- 刘哲, 2004. 胶州湾水体交换与营养盐收支过程数值模型研究. 中国海洋大学博士学位论文, 27—56
- 刘桂平, 徐华, 王珏, 2013. 长江口北支河段全潮水文测验水通量平衡计算方法. 河海大学学报(自然科学版), 41(5): 405—409
- 刘新成, 卢永金, 潘丽红等, 2006. 长江口和杭州湾潮流数值模拟及水体交换的定量研究. 水动力学研究与进展(A 辑), 21(2): 171—180
- 刘兴泉, 尹宝树, 侯一筠, 2008. 长江口及其邻近海区环流和温、盐结构动力学研究. II. 环流的基本特征. 海洋与湖沼, 39(4): 312—320
- 孙英兰, 张越美, 2003. 丁字湾物质输运及水交换能力研究. 青岛海洋大学学报(自然科学版), 33(1): 1—6
- 苏育嵩, 李凤岐, 王凤钦, 1996. 渤、黄、东海水型分布与水系划分. 海洋学报(中文版), 18(6): 1—7
- 杜伊, 2005. 罗源湾海水交换三维数值模拟研究. 青岛: 中国海洋大学硕士学位论文, 26—37
- 李宏亮, 陈建芳, 卢勇等, 2011. 长江口水体溶解氧的季节变化及底层低氧成因分析. 海洋学研究, 29(3): 78—87
- 汪亚平, 潘少明, Wang H V 等, 2006. 长江口水沙入海通量的观测与分析. 地理学报, 161(1): 35—46
- 张素香, 2007. 长江口溶解氧(DO)分布特征研究. 第二十届全国水动力学研讨会. 北京: 5
- 张哲, 张志锋, 韩庚辰等, 2012. 长江口外低氧区时空变化特征及形成、变化机制初步探究. 海洋环境科学, 31(4): 469—473
- 张莹莹, 张经, 吴莹等, 2007. 长江口溶解氧的分布特征及影响因素研究. 环境科学, 28(8): 1649—1654
- 孟宪伟, 刘焱光, 王湘芹, 2005. 河流入海物质通量对海、陆环境变化的响应. 海洋科学进展, 23(4): 391—397
- 胡辉, 胡方西, 1995. 长江口的水系和锋面. 中国水产科学, 125(1): 81—90
- 秦曾灏, 1998. 长江冲淡水扩展机制. 海洋与湖沼, 29(6): 671
- 黄广, 2007. 长江口、杭州湾水沙交换与输移特征研究. 上海: 华东师范大学硕士学位论文, 78—99
- 戚定满, 2001. 长江口水体环境数值研究. 上海: 华东师范大学博士学位论文, 22—68
- 蔡树群, 刘海龙, 李薇, 2002. 南海与邻近海洋的水通量交换. 海洋科学进展, 20(3): 29—34
- 潘玉球, 黄树生, 1997. 长江冲淡水输运和扩散途径的分析. 东海海洋, 15(2): 26—30, 32—35
- 潘伟然, 1992. 湄洲湾海水交换率和半更换期的计算. 厦门大学学报(自然科学版), 31(1): 65—68
- 魏皓, 田恬, 周锋等, 2002. 渤海水交换的数值研究-水质模型对半交换时间的模拟. 青岛海洋大学学报(自然科学版), 32(4): 519—525
- Armstrong F A J, Stearns C R, Strickland J D H, 1967 The measurement of upwelling and subsequent biological processes by means of the Technicon Autoanalyzer® and associated equipment. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 14(3): 381—389
- Baretta J, Ebenhöh W, Ruardij P, 1995. The European regional seas ecosystem model, a complex marine ecosystem model. Netherlands Journal of Sea Research, 33, (3—4): 233—246
- Blackford J C, Radford P J, 1995. A structure and methodology for marine ecosystem modeling. Netherlands Journal of Sea Research, 33(3—4): 247—260
- Chang P H, Isobe A, 2003. A numerical study on the Changjiang diluted water in the Yellow and East China Seas. Journal of Geophysical Research-Oceans, 108(9): 1—17
- Chen C, Xue P, Ding P *et al*, 2008. Physical mechanisms for the offshore detachment of the Changjiang Diluted Water in the East China Sea. Journal of Geophysical Research-Oceans, 113(2): 1—17
- Chen C T A, Wang S L, 1999. Carbon, alkalinity and nutrient budgets on the East China Sea continental shelf. Journal of Geophysical Research-Oceans, 104(9): 20675—20686
- Deleersnijder E, Campin J M, Delhez E J, 2001. The concept of age in marine modelling: I. Theory and preliminary model results. Journal of Marine Systems, 28(3—4): 229—267
- Guo Q, Lordi G P, 2000. Method for quantifying freshwater input and flushing time in estuaries. Journal of environmental engineering, 126(7): 675—683
- Hager S W, Gordon L I, Park P K, 1968. A practical manual for use of the Technicon Autoanalyzer® in seawater nutrient analyses. Final Report to Bureau of Commercial Fisheries, Contract 14-17-0001-1759. Oregon State University, Dept. of Oceanography, 68—33
- Jones M N, 1984. Nitrate reduction by shaking with cadmium, alternative to cadmium columns. Water Research, 18(5): 643—646
- Lenhart H J, Radach G, Backhaus J O *et al*, 1995. Simulations of the North Sea circulation, its variability, and its implementation as hydrodynamical forcing in ERSEM. Netherlands Journal of Sea Research, 33(3—4): 271—299
- Lie H J, Cho C H, Lee J H *et al*, 2003. Structure and eastward extension of the Changjiang River plume in the East China Sea. Journal of Geophysical Research-Oceans, 108(C3): 3077
- Lv X, Qiao F, Xia C *et al*, 2007. Tidally induced upwelling off Yangtze River estuary and in Zhejiang coastal waters in summer. Science in China Series D—Earth Sciences, 50(3): 462—473
- Lv X, Qiao, F, Xia C *et al*, 2006. Upwelling off Yangtze River estuary in summer. Journal of Geophysical Research-Oceans,

- 111(11): 1—19
- Ménesguen A, Cugier P, Loyer S *et al*, 2007. Two-or three-layered box-models versus fine 3D models for coastal ecological modelling? A comparative study in the English Channel (Western Europe). *Journal of Marine Systems*, 64(1—4): 47—65
- Ma C F, 2010. Optimization method and the Matlab programming. Beijing: Science press, 66—89
- Officer C B, 1980. Box models revisited. *Estuarine and Wetland Processes*. USA: Springer, 65—114
- Parker D S, Norris D P, Nelson A W, 1972. Tidal exchange at golden gate. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, 98(2): 305—323
- Pei S, Shen Z, Laws E A, 2009. Nutrient dynamics in the upwelling area of Changjiang (Yangtze River) Estuary. *Journal of Coastal Research*, 25(3): 569—580
- Schrum C, St John M, Alekseeva I, 2006. ECOSMO, a coupled ecosystem model of the North Sea and Baltic Sea: Part II. Spatial-seasonal characteristics in the North Sea as revealed by EOF analysis. *Journal of Marine Systems*, 61(1—2): 100—113
- Shchepetkin A F, McWilliams J C, 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4): 347—404
- Shi J Z, Lu L F, 2011. A short note on the dispersion, mixing, stratification and circulation within the plume of the partially-mixed Changjiang River estuary, China. *Journal of Hydro-Environment Research*, 5(2): 111—126
- Slawyk G, MacIsaac J J, 1972. Comparison of two automated ammonium methods in a region of coastal upwelling. *Deep-Sea Research*, 19(7): 521—524
- Wang B, Wang, X, 2007. Chemical hydrography of coastal upwelling in the East China Sea. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 25(1): 16—26
- Webster I T, Smith, S V, Parslow, J S, 2000. Implications of spatial and temporal variation for biogeochemical budgets of estuaries. *Estuaries*, 23(3): 341—350

## WATER FLUX AND EXCHANGE IN CHANGJIANG RIVER ESTUARY AND ADJACENT WATERS ON COUPLED MODEL OF HYDRODYNAMIC ROMS AND BOX MODEL

WANG Xiao-Hong<sup>1,2,3</sup>, YU Zhi-Ming<sup>1</sup>, FAN Wei<sup>4</sup>, SONG Xiu-Xian<sup>1</sup>, CAO Xi-Hua<sup>1</sup>, YUAN Yong-Quan<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Marine Ecology and Environmental Science, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. College of Environment and Safety Engineering, Qingdao University of Science and Technology, Qingdao 266042, China; 4. Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China)

**Abstract** To understand the water flux and water exchange in Changjiang (Yangtze) River estuary in detail, we combined the hydrodynamic model ROMS (regional oceanic modeling system) and the box model. Results show that monsoon controlled the water flux as a whole and transport water in north-south direction. The Taiwan Warm currents played an important role in moving lower waters in spring and summer. The Changjiang River discharge was not mixed with the open seas directly east of 123.5°E, but transported out of the study area across the southern boundary and then to the open seas by ocean current system. Under a strong monsoon, water exchange depended more on the horizontal water flux in the direction of the monsoon in the same layer but between upper and lower layers. Although longer water exchange time coincided with an anoxia event, the decisive cause of anoxia was the spring layer that hindered the exchange between the upper and lower waters.

**Key words** The Changjiang River estuary; ROMS; box model; water flux; water exchange features