

基于 CART 方法计算的黄河淡水水龄 在渤海分布变化特征*

门光¹ 万修全^{1,2} 马伟伟¹ 王悦²

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院海洋学系 青岛 266100; 2. 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室 青岛 266100)

摘要 通过计算黄河淡水在渤海内部的水龄变化,能够进一步了解由黄河口排出的溶解性污染物在渤海中的运输时间和分布规律。利用 ROMS(Regional Ocean Modeling System)数值模型,加入了基于 CART(the constituent-oriented age and residence time theory)方法计算水龄的模块,用于计算黄河淡水水龄在渤海的分布以及长期变化规律。模式较好地再现了渤海物理场以及黄河淡水水龄在渤海中的分布。模拟结果显示水龄在空间分布上差异很大,莱州湾平均水龄为 700 天,而辽东湾则高达 1760 天。渤海中部与辽东湾水龄时空分布表现出季节变化,冬季辽东湾水龄西低东高,高龄水自辽东湾东侧入侵渤海中部;夏季辽东湾水龄西高东低,渤海中部低龄水占优。黄河淡水水龄在年际时间尺度上存在明显差异,1998—2003 年黄河淡水水龄较高且存在上升趋势,而 2003—2007 年则迅速下降,此变化主要由黄河入海径流量的改变导致;径流量增大会使淡水水龄降低,反之则会使水龄升高。黄河径流量对黄河淡水水龄的影响主要是通过改变目标区域黄河淡水浓度和低龄淡水质点在水团中所占的比例来实现的。

关键词 渤海; ROMS 模式; 黄海淡水水龄; CART; 年际变化

中图分类号 P731 doi: 10.11693/hyhz20161000225

水龄,即水体在离开源之后到达并停留在特定区域所经过的时间。早在 20 世纪 70 年代,研究人员提出水龄的概念,表征海域水交换能力(Zimmerman, 1976),并广泛应用于多个领域:比如估算湖泊、河口、海盆水体的水交换时间(Jenkins, 1987; England, 1995; Hohmann *et al*, 1998);推断海洋环流混合强度(Haine *et al*, 1998; Schlosser *et al*, 2001; Wunsch, 2002);以及确定水体生物化学过程速率等(Sarmiento *et al*, 1990; Weiss *et al*, 1991)。在河口和近岸区域,水龄可以直观地反映出污染物离开陆地径流或者海上污染源的时间,并推算出污染物的传播速度(Shen *et al*, 2006; de Brye *et al*, 2012; Andutta *et al*, 2013)。在目前的技术水平下,水龄不能靠仪器直接现场观测获得,因此以观测同位素和人为示踪剂的间接推算是一种可行的替代方法。但是这种粒子示踪法通常只能

追踪水团中单一水龄的示踪粒子,会忽略混合和扩散过程(Jenkins, 1987; Weiss *et al*, 1991; Fine, 1995; Hohmann *et al*, 1998; Schlosser *et al*, 2001),故而往往低估了水体的真实水龄(Thiele *et al*, 1990; Deleersnijder *et al*, 2001; Delhez *et al*, 2003; Waugh *et al*, 2003),造成研究的不确定性。例如 Hohmann 等(1998)通过对比 ³H 与 ³He 在水体中的含量来估算 1992—1995 年贝加尔湖的水龄,这样完全忽略了水团中其他成分的混合扩散过程,不能得到完整的水龄时间谱,进而影响了所求得水龄的准确性。

近十几年来,随着海洋模式和大型计算技术的发展,利用海洋数值模拟手段来计算水体年龄的方法被广泛使用,并发展演变为两个主要的研究方向:(1)要素导向年龄和存留时间理论(CART: constituent-oriented age and residence-time theory; Deleersnijder *et*

* 国家自然科学基金项目, 41276013 号, 41576004 号, U1406401 号; 国家重点基础研究发展计划(973)项目, 2014CB7450001 号。门光, 博士研究生, E-mail: menguang@ouc.edu.cn

收稿日期: 2016-10-19, 收修改稿日期: 2016-12-28

al, 2001; Delhez *et al.*, 1999, 2004), (2)基于格林函数法的输运时间分布理论(TTD: Green's function-based transit time distribution theory; Hall *et al.*, 1994, 2002; Holzer *et al.*, 2000)。TTD方法是在定常流的基础上发展的,并注重计算输运时间谱,可以得到完整的水龄和存留时间谱,但是对于时变流,这种方法所需的计算量在现有的计算机水平下仍难以承受;CART方法则提供了一种计算平均水龄和平均存留时间的方法,虽然不能得到精确的输运时间谱,但是可以节省大量的计算资源。因此目前CART方法在水体研究尤其是近岸、河口和陆架海区的水体输运研究中得到了广泛的应用,比如Shen等(2006)计算了大小潮期间水龄在位于美国弗吉尼亚州的詹姆斯河河口处的变化规律,并估算了径流量发生变化时的水体输运时间;Zhang等(2010)利用CART方法计算了美国哈德逊河在纽约湾的水龄分布特征,并根据水龄进一步分析了风场、径流量对哈德逊河羽流结构的影响。但是基于这种方法针对黄河淡水水龄在我国渤海的分布变化特征研究尚未深入,需要进一步完善。

渤海是一个半封闭的浅海,平均深度仅为18m,主要由莱州湾、渤海湾、辽东湾、中部海区和渤海海峡几部分组成。渤海海峡峡口南北宽度约105km,海峡最深处约70m,是连接渤海与外海的唯一通道,导致渤海与外海的水交换能力非常有限,通过陆地径流等途径进入渤海的污染物很难排出渤海。渤海的水交换问题一直受到研究关注,例如,袁柱瀚等(1997)认为渤海海峡89%的交换量发生在老铁山水道,交换整体呈现北进南出的特性;魏皓(2002)将半交换时间的概念引入渤海水交换的研究,发现渤海水体交换存在较大的空间差异,莱州湾水交换能力最强而辽东湾最弱;王海燕等(2010)基于淡水比例的方法估算了渤海的淡水存留时间。但是从水龄的角度来研究黄河淡水影响的研究还比较少,通过水龄分析可以获得近岸的水质运动特征,衡量区域水交换能力(Delhez, 2006)。相比基于CART方法的水龄分析,前人在渤海水体输运的研究中采用的方法存在一定缺陷,比如基于保守物质存留比例的水质模型不能描述水交换的时空结构(魏皓, 2002),而质点追踪法则完全忽略了扩散过程(张宇铭, 2014);CART方法对比以上方法具有较高的准确性和直观性,并且可以得到水体输运较完整的时空结构,这是前人方法不具备的。黄河是注入渤海的第一大径流,对渤海的水文(Lin *et al.*, 2001)、生态(Yang *et al.*, 2009)、地理环境

(Chu *et al.*, 2006)等有重要的影响。黄河冲淡水具有明显的季节特征:夏季低盐水自黄河河口向东北方向延伸,进入渤海中部,而冬季低盐水则主要集中在莱州湾东南(Wang *et al.*, 2008)。Liu等(2012)研究结果表明,受风、潮汐、渤海地形等因素的影响,黄河淡水在渤海内的水龄空间分布差异显著,但是研究是在气候态背景的物理场下进行的,忽略了黄河水龄的年际变化特征,而平均态的流场与传统观点中渤海流场结构有差异,比如渤海海峡处北进南出的流场特点(袁柱瀚, 1997; 林霄沛, 2002)以及夏季渤海中部的顺时针流环(王宗山, 1992; 赵保仁, 1995)等没有其模拟结果中得到体现,而流场对物质输运起到了决定性的作用;并且其结论中某些观点与真实物理场下的结果存在分歧,比如示踪物源点的径流量对淡水水龄分布的影响等。此外,万修全等(2015)研究表明短时间的极端天气状况如大风过程会明显影响渤海水交换进程,因此气候态驱动下的平均状态(温度、盐度、流速和流向等)可能无法精确反映出这些特点。

本文基于CART方法,利用数值模拟研究黄河淡水水龄在渤海的分布,并分析黄河径流量对水龄分布在年际尺度上的影响。

1 模式设置与CART方法简介

1.1 海洋模式物理场构建

本文利用区域海洋模式系统ROMS(Regional Ocean Modeling System)构建针对渤海研究区域的数值模型。模式在水平方向采用正交曲线坐标系,垂向采用随水深非等比分层的S坐标,并选取通用长度尺度(Generic Length Scale, GLS)湍封闭方案(Umlauf *et al.*, 2003)。模式模拟区域为 34.5° — 41° N, 117.5° — 127° E,覆盖了整个渤海与黄海大部区域。地形数据采用中国近海2'的精细地形(Lin *et al.*, 2006)(图1),进行了适当的平滑以保证模型计算稳定;模式垂向网格分为16层,并在上层适当加密,参考渤海区域的最大潮差,设定最小水深为5m;模式的外模计算时间步长为60s,内模计算时间步长为600s。模式上表面热通量和上表面淡水通量采用NCEP(National Centers for Environmental Prediction)发布的再分析数据(The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project),风应力强迫来自CFSR(Climate Forecast System Reanalysis)高分辨率同化数据,时间分辨率均为6小时。模式的侧开边界位于黄海南端(图1),侧开边界的水位、流速、温度、盐度等变量来自东中国海大区

域模拟的结果(王悦, 2009), 为气候态数据。王金华(2011)等指出, 只考虑单一分潮的作用并不能反映渤海实际的环流情况, 所以本文同时在侧边界引入 M_2 、 K_1 、 S_2 、 O_1 四个主要天文分潮, 其调和常数采用美国俄勒冈州立大学(OSU)的全球潮波模式 TPXO7-altas 的结果(Egbert *et al.*, 1994)。

虽然本文主要分析讨论黄河淡水水龄在渤海的分布变化情况, 但是为了保证渤海淡水输入的合理性, 模式在设置中加入了黄河、辽河、滦河、海河和鸭绿江五条径流, 月平均径流量数据采集汇总自《黄河水资源公报》、《中国河流泥沙公报》、《海河流域水资源公报》等。在 1998—2007 年间, 黄河年平均径流量为 132.8 亿立方米, 占直接注入渤海径流总量 70%以上, 其径流量具有非常明显的季节特征, 汛期一般出现在每年的 7、8 月, 而枯水期则出现在冬季; 以 2003 年为界, 黄河径流量存在明显的年际变化, 1998—2003 年期间, 黄河月平均径流量仅为 5 亿立方米, 而 2003—2007 年期间, 黄河月平均径流量剧增至 16.6 亿立方米, 前后相差 2 倍以上(图 2); 辽河径流量占渤海径流总量 13%左右, 是注入辽东湾最大的陆地径流; 海河跟滦河径流量分别占渤海径流总

量的 12%和 5%左右, 也是渤海沿岸不容忽视的淡水来源; 而鸭绿江河口虽然不在渤海内部, 但是流量较大, 年平均径流量是黄河的两倍以上, 会间接影响渤海盐度(鲍献文, 2009), 对调节渤海盐度尤其是渤海海峡处的盐度有重要作用。

1.2 基于 CART 方法的水龄模块

为了计算黄河淡水水龄在渤海中的分布变化情况, 我们利用 CART 方法在黄河用淡水水质点作为示踪粒子, 并用两个物理参量 $C(t, x, y, z)$ 和 $\alpha(t, x, y, z)$, 分别表示淡水水体在目标水团内部的浓度以及水龄富集度, 它们同时满足以下方程(Deleersnijder *et al.*, 2001):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla_H(\bar{u}C) + \frac{\partial(wC)}{\partial z} - \nabla_H(K_H \nabla C) - \frac{\partial}{\partial z}(K_V \frac{\partial C}{\partial z}) = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla_H(\bar{u}\alpha) + \frac{\partial(w\alpha)}{\partial z} - \nabla_H(K_H \nabla \alpha) - \frac{\partial}{\partial z}(K_V \frac{\partial \alpha}{\partial z}) = C, \quad (2)$$

$$\alpha(t, x, y, z) = \int_0^{\infty} \tau c(t, x, y, z, \tau) d\tau. \quad (3)$$

其中: \bar{u} 表示水平流速, w 表示垂向流速, K_H 和 K_V 分别代表水平和垂向扩散系数, t 与 x 、 y 、 z 分别代表时

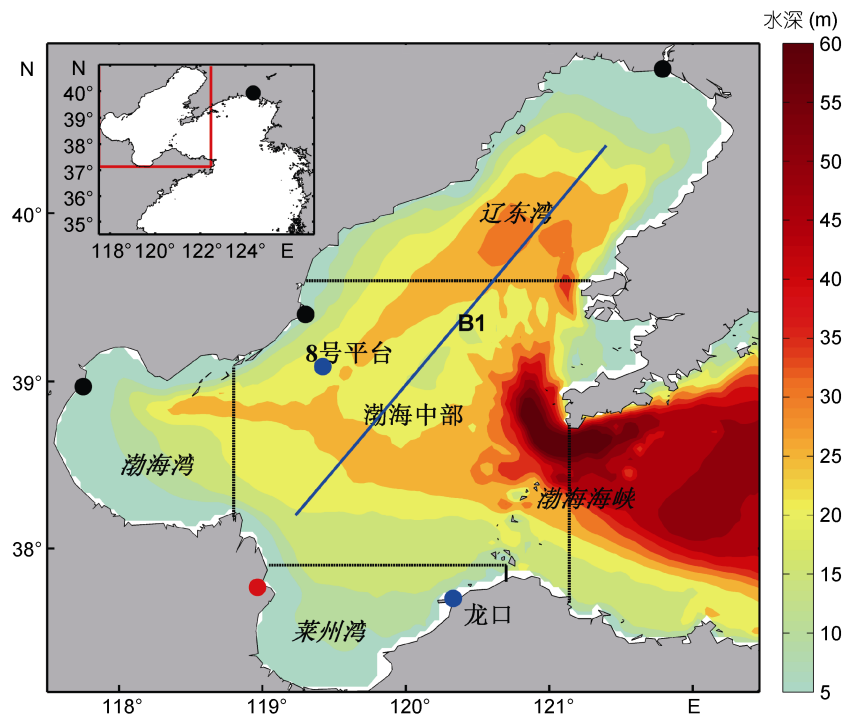


图 1 模拟区域及渤海水深

Fig.1 The model-simulated region and water depth of the Bohai Sea

注: 莱州湾与渤海湾之间的红点代表黄河河口, 计算水龄的粒由该河口随径流引入计算区域; 三个黑点从上到下依次代表辽河、滦河和海河入海口; 两个蓝点分别代表渤海 8 号平台观测站和龙口验潮站; 蓝色实线表示渤海常规观测断面位置; 图中左上插图为模式模拟区域, 包括渤海和黄海大部分区域, 插图中黑点代表鸭绿江入海口位置

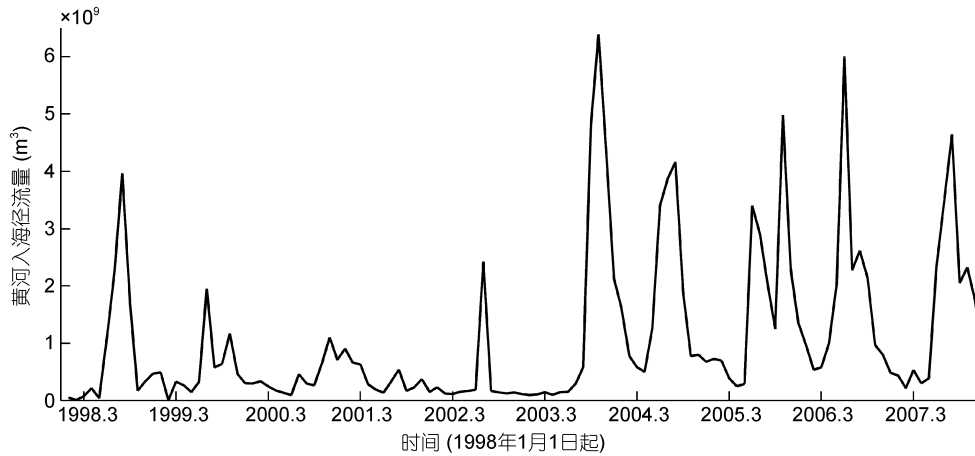


图2 1998—2007年黄河月平均径流量

Fig.2 The monthly averaged discharge of the Huanghe (Yellow) River, 1998—2007

间与空间坐标。对任一目标水团(如一个模式网格内水体), 会同时存在不同到达时间的黄河淡水水质点, τ 代表这些淡水水质点各自离开源之后到达并停留在该处所经历的时间, 默认范围是从0到无穷大, c 则代表这些淡水水质点各自的瞬时浓度。根据 CART 方法的定义, 我们首先用 C 代表黄河淡水在目标水团内所占的比重, 是目标水团内所有存在的淡水水质点粒子的瞬时浓度 c 的算术平均值, 而且定义当浓度 $C < 10^{-5}$ 时该海域不含有黄河淡水, 不受黄河径流的影响。其次, 我们定义 α 为黄河淡水水龄富集度(age concentration), 公式(3)中体现淡水瞬时浓度 c 与淡水水龄富集度 α 的关系, 即对目标水团内的所有淡水水质点的经历时间 τ 与其瞬时浓度 c 的乘积进行积分就得到目标水团的水龄富集度 α 。在模式计算中, 水龄富集度 α 通过公式(2)得出。最后, 该目标水团的水龄 a 可利用公式 $a = \alpha / C$ 计算得到。因此可以看到水龄 a 与该处淡水水质点的数量和释放时间密切联系在一起, 是对研究区域淡水平均状况的一种动态描述, 可以较好的表征高龄粒子的再循环等。

模式设置粒子的初始浓度为0, 而在黄河径流中, 设置 C 为1而 α 为0; 南部开边界处粒子浓度始终设置为0。模式首先利用气候平均态强迫场连续模拟15年, 得到稳定态的环流物理场与粒子分布, 作为初始场, 再利用1998—2007年强迫场数据进行10年的数值模拟。本文重点分析这10年的模拟结果。

2 模式结果验证

2.1 潮汐与余水位模拟结果

取模式水位的瞬时数据进行调和分析, 可以得

到4个主要分潮在渤海以及北黄海的同潮时线图。如图3所示, M_2 分潮振幅最大, 说明渤海以半日潮为主; 四个主要分潮在渤海内部的最大振幅都出现在辽东湾北部沿岸。半日潮 M_2 分潮与 S_2 分潮的无潮点位置基本一致; 在渤海内部的两个无潮点分别位于莱州湾与渤海湾交界处以及秦皇岛附近; 全日潮 K_1 分潮与 O_1 分潮的无潮点则出现在渤海海峡的南侧。模式模拟的同潮时线图与《渤海、黄海、东海海洋图集》水文册所给出的同潮时线图分布结构非常一致, 说

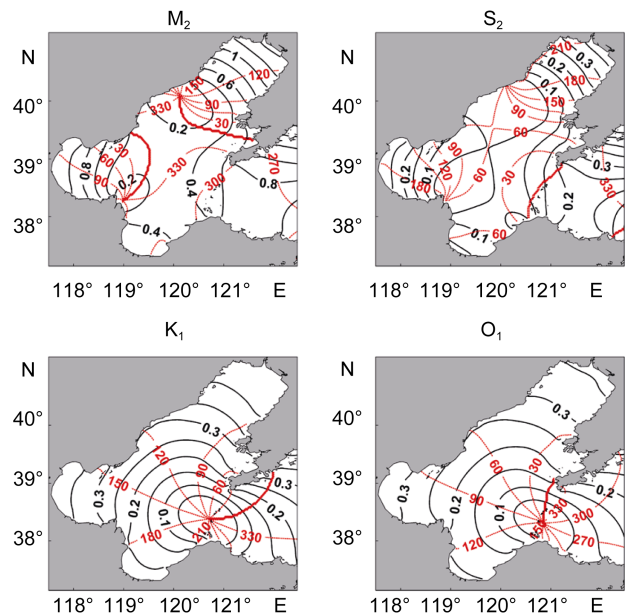


图3 模拟的渤海4大分潮的同潮时线图

Fig.3 The simulated cotidal charts of M_2 , S_2 , K_1 , and O_1 constituents

注: 黑色线代表每个分潮的振幅(单位: m), 红色线代表相应分潮的当地迟角(单位: °)

明模式对于该海区的潮汐模拟是准确可靠的。其次, 通过进一步对比旅顺、大连、龙口等 20 个验潮站四个分潮的调和常数(表 1)发现, 验潮站实测 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 四个分潮的振幅与模拟结果的绝对平均差分别为 4.46cm、4.05cm、3.9cm、2.86cm, 而分潮迟角的平均差值为 6.59° 、 8.2° 、 5.07° 、 5.77° , 都在可接受的误差范围内。通过以上验证表明模式成功再现了渤海的潮波系统。但是模式结果与实测资料同化所得的同潮

时线并不完全一致, 并且验潮站水位资料调和与分析得到的四大分潮的调和常数也存在一定的差异。这种误差, 一方面是由于模式中采用了全场均一的底摩擦系数, 且模式的岸线、水深与实际情况不同, 同时在模式的开边界处给定的四大分潮调和常数也与实际不是完全对应; 此外, 表 1 中的模式结果取自与验潮站实际位置相邻的网格点, 并不是其真实位置, 这些都造成了模式结果所得的调和常数存在一定误差。

表 1 20 个站位模拟与观测调和常数对比
Tab.1 The simulated and observed harmonic constants at 20 tidal stations

站位	参数		M_2				S_2				K_1				O_1			
			振幅		相位		振幅		相位		振幅		相位		振幅		相位	
	北纬	东经	实测	模式	实测	模式	实测	模式	实测	模式	实测	模式	实测	模式	实测	模式	实测	模式
大连	38.93	121.7	94	94.3	287	287	29.1	34.8	344	339.2	27.1	29.7	0.1	357.6	20.5	20.5	319.3	315.4
羊头洼	38.78	121.1	61	64.4	321	321.1	20	21.7	20	10	13	17.7	39	36.2	13	12.6	5	357.9
营城子湾	38.97	121.3	55	52.4	348	0.8	18	20.1	44	52.1	25	30.5	54	53.7	19	22.5	10	9.7
葫芦套	39.27	121.6	61	57.4	15.9	4.9	22	22.6	68	63	33	32.8	72	57.6	23	24.7	20	13.1
长兴岛	39.65	121.5	54	48.9	83	94	16	17.7	140	131.7	35	38.4	77	76.7	26	28.7	34	30.1
营口	40.61	122.1	130	129	129	141	36	41.4	222	194	42	47.4	104	93.7	31	35.9	61	49.4
秦皇岛	39.9	119.6	11	21	311	317	2	6.1	27	41.2	27	33.4	102	106.6	21	25.3	57	57
葫芦岛港	40.72	121	94	90	151	164	27	29.2	210	207.8	36	44.8	103	100.2	28	33.5	54	51.8
北隍城	38.4	120.9	61	54	299	306.1	25	20.7	5	354.4	7.9	4.9	27	21.6	5.9	2.3	6	353.1
长岛	37.98	120.7	56	49.8	283	284.3	22	16.6	340.3	350.4	8	3.5	238	225.9	3.8	1.7	148.6	153.2
团山	40.2	120.5	39	38.1	150	148.9	11	9.8	216	208	37	37.9	103	99.6	27	28.3	50	50.9
大沽	38.98	117.7	94	100.9	91	83.7	24	32.5	169	169.6	35	40.3	149	156	24.3	32.1	105	102.7
旅顺	38.8	121.3	83.6	86.7	298.8	289.6	26.4	30.7	354.7	352.9	22.5	26.2	27	16.5	16.5	18.2	344.8	328.5
广鹿岛	39.2	122.3	130	127.2	273	261.2	39	49.5	326	319.4	37	39.8	345	344.3	26	27.5	304	301.2
增家屯	39.13	122.1	115	127.1	275	266.8	34	40.9	327	324.4	29	36.2	345	347.1	23	26.8	307	304
万家屯	40	119.9	6	6.6	202	205.6	3	3	28	35.7	34	33.9	105	103.4	25	25.6	57	54
小平岛	38.63	121.5	89	84	293	293.1	26	29.8	351	342.9	23	22.1	3	357.8	19	14.6	330	316.5
烟台	37.62	121.4	61	70	288	291	31.5	26.7	354.5	341	17	13.2	305	297.6	9	6.3	239	246.4
龙口	37.7	120.3	40	37.1	292	296	10.2	8.1	19.6	28.9	17.2	15.9	200	196.8	17.2	12.7	148.2	141
塘沽	38.8	117.6	113	116	91	100	39.6	33.5	170	175.7	32.6	40.4	152	159	32.6	32.5	152	146.2

龙口验潮站位于渤海海峡南侧, 此处余水位的长期变化可以体现渤海沿岸水体堆积和渤海海水体交换的长期信号。图 4 是 2003 年至 2007 年月平均余水位的实测资料和模式结果, 对比发现, 两个序列的相关系数达到了 0.95, 表明模式模拟的余水位与实测数据吻合较好, 尤其在黄河汛期, 模拟与观测余水位基本一致; 龙口站水位异常值的振幅约为 20cm, 水位夏高冬低, 与渤海整体风应力方向的季节变化相

对应(奚智祥, 1983)。

2.2 渤海断面温度模拟结果

为了验证模式是否成功再现了渤海温度场, 我们利用渤海中部常规观测断面 B1(图 1)获取的 1998 年至 2007 年 10 年期间 8 月断面温度观测数据 (Ma et al, 2016)与模式结果进行对比(图 5)。模式结果基本再现了渤海夏季真实的温度分布特征, 首先, 模式较好的模拟出了渤海夏季所特有的双中心冷水团

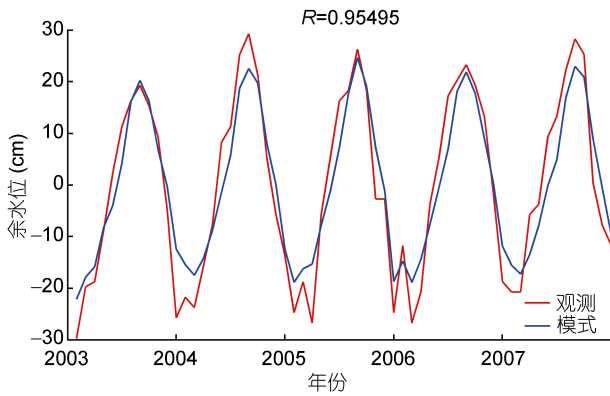


图 4 龙口验潮站观测余水位月平均数据与对应位置模式余水位对比

Fig.4 The time series of observed and simulated sea-surface-height anomaly

注: 图中蓝色线表示验潮站数据, 红色线表示模式结果, R 为两个时间序列的相关系数

结构(周锋等, 2009), 无论是冷水团的位置还是温度都比较接近观测结果, 在观测中南部冷水团温度略低于北部冷水团的特点在模式中也得到了再现; 其次, 39°N 附近在观测中出现的暖水柱在模式中也得到了体现(Lin *et al*, 2006; Ma *et al*, 2016); 最后, 模式结果中断面南北两侧的温度较高, 达到 25°C 左右, 与观测结果一致。综上所述, 渤海夏季整体的温度分布特征基本在模式模拟结果中再现。

2.3 渤海单站海流模拟结果

图 6 给出了渤海 8 号钻井平台(119.42°E , 39.09°N)处 1986—1987 年海流观测(马伟伟等, 2016)与 1998—2007 年模拟的季节平均垂向流分布对比。如图 6 所示, 在方向上, 无论在观测还是模式结果中, 海流在此处以北向的流动为主, 全年大部分时间略向东偏, 并且四个季节的表层流要明显强于底层; 在流速方面, 模式结果与观测也基本符合, 流速最小出现在春季底层, 约为 1cm/s , 而最大流速则出现在冬季表层, 为 17cm/s 。整体上, 模式结果在春、夏、秋季与观测吻合较好, 但是冬季流向和流速相差较大。这是由于渤海冬季密度流较弱, 风生流占主, 而模式风应力强迫来自模式同化数据, 经过时间和空间的平均, 风向与风应力大小与实际风场存在差距, 以此风应力强迫驱动所得的渤海流场在冬季就会与实测不同, 而 ROMS 使用各种参数化方案来实现模式中的次网格过程, 冬季较强的风应力以及频繁出现的极端天气状况比如大风过程会放大这些参数化方案与实际情况的差异。此外, 观测结果来自 1986 年的实时数据, 而对应的模式结果则是 1998—2007 年的 10 年数据的平均, 不同年份的风应力、温盐场等的年际差异导致了该处流场的不同, 尤其是冬季占主导的风生流。

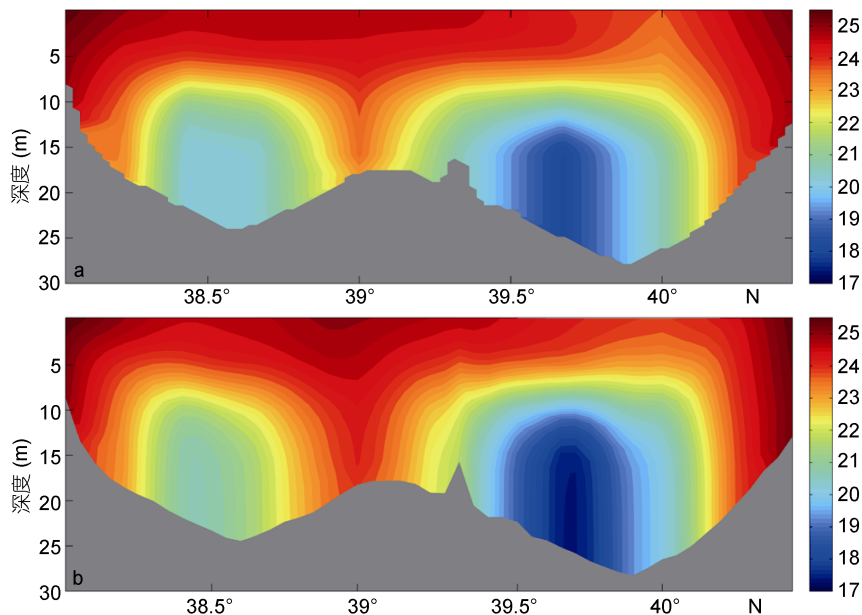


图 5 渤海中部 B1 断面 8 月温度 10 年平均(1998—2007)的垂向分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig.5 The average vertical temperature distribution in August from 1998—2007 along transect B1(unit: $^{\circ}\text{C}$)

注: 子图 a 为观测结果, b 为模式结果

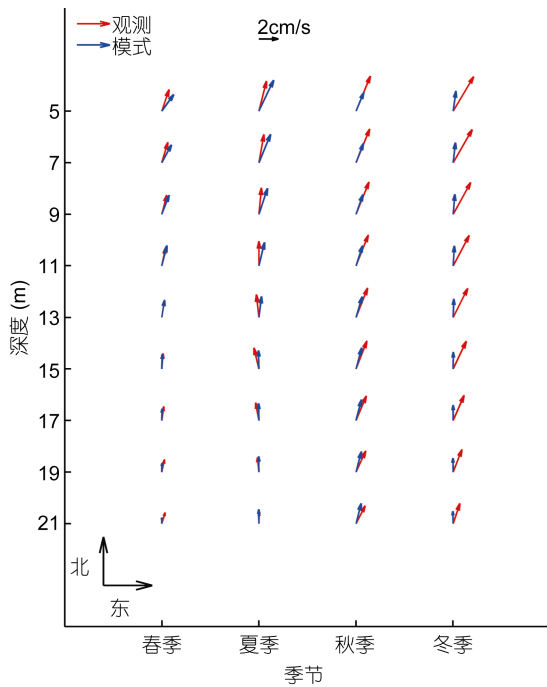


图 6 渤海 8 号平台 1986 年观测余流季节平均与模式结果 10 年季节平均的垂向分布

Fig.6 The vertical structure of observed (1986) and simulated (10 years) seasonal average current at Platform 8 in Bohai Sea
注: 春季: 3、4、5 月; 夏季: 6、7、8 月; 秋季: 9、10、11 月; 冬季: 12、1、2 月

通过对比上述模式与观测在潮汐调和常数、水位、温度以及流场等方面的结果, 我们可以发现模式的控制实验较好再现了渤海的动力学与热力学特征, 为接下来进一步利用该模式来研究黄河淡水水龄在渤海的时空分布特征和变化规律奠定了基础。

3 结果与讨论

3.1 黄河淡水水龄的平均态分布

图 7 是模式给出的 1998—2007 年月平均的黄河淡水水龄在渤海的垂向平均分布。由于黄河入海口位置和渤海自身环流结构, 黄河水龄在莱州湾最小, 平均为 700 天, 低龄水沿山东半岛北侧进入黄海, 符合渤海海峡北进南出的流场结构; 而黄河淡水在辽东湾的水龄最大, 高达 1730 天, 一方面是由于辽东湾距离黄河口最远, 黄河淡水需要较长时间才能到达辽东湾, 另一方面, 辽东湾的环流结构阻碍内部水体的进出, 黄河淡水一旦进入辽东湾, 相比渤海其他区域需要更长的时间流出(魏皓等, 2002; 魏泽勋等, 2003)。从图 7 可以看出, 渤海中部的黄河水龄季节变化特征最明显, 与黄河羽流结构的季节变化一致: 夏季由于海域东南季风的作用, 低龄的黄河淡水进入

渤海中部(张志欣等, 2010), 造成该处的盐度与黄河水龄明显下降; 而冬季该海域盛行的西北季风, 一方面阻止低龄黄河水北上, 另一方面导致辽东湾的高龄水部分南下, 从而使渤海中部的的水龄在冬季明显增加, 这可以从渤海中部明显存在的来自辽东湾的高值水龄舌状分布结构得到印证。

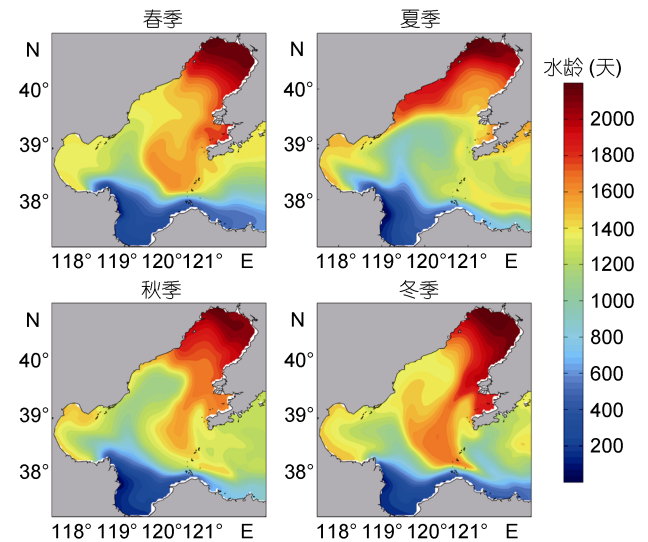


图 7 10 年平均的黄河淡水水龄在渤海的垂向平均分布

Fig.7 The 10-year average age of Huanghe River water in season and the vertical average distribution in Bohai Sea
注: 四幅图分别代表春季(3、4、5 月)、夏季(6、7、8 月)、秋季(9、10、11 月)和冬季(12、1、2 月)的分布状况

渤海中部与辽东湾内部的黄河淡水水龄的时空分布表现出一个季节摇摆信号。在冬季和春季, 辽东湾水龄西低东高, 东侧高龄水向南入侵进入渤海中部。进入夏季, 辽东湾逆时针流环和渤海中部的顺时针流环加强, 同时在东南季风作用下, 低龄黄河淡水进入渤海中部, 并由以上两支环流带入辽东湾东侧; 辽东湾高龄水在逆时针环流作用下被挤压到西侧, 形成了辽东湾在夏季西侧高东侧低的水龄结构, 此时渤海中部偏低水龄占优。进入秋季, 辽东湾逆时针环流减弱, 水龄在辽东湾内分布相对均匀; 然后随着冬季西北季风的盛行, 高龄水重新在辽东湾东岸堆积并部分南下; 以上过程构成了辽东湾与渤海中部水龄随季节更替的循环变化结构。

图 8 展示了渤海内部四个区域内黄河淡水的 10 年平均水龄的逐月变化情况。整体来看, 黄河淡水水龄月际变化在莱州湾和渤海中部海域更显著, 水龄最大值和最小值在这两个区域分别相差 178 天和 234 天, 两个区域的平均淡水水龄分别在 11 月和 8 月达

到最小值,这与黄河径流量以及其羽流结构变化具有一致性:6月黄河进入汛期,黄河径流量增大,同时东南季风加强,大量黄河淡水在风应力作用下进入位于黄河口东北的渤海中部海域,而注入莱州湾的黄河淡水相对较少,这个过程一直持续到8月;进入9月,东南季风减弱,北风加强,随着风向的转变黄河口附近向北的流减弱,黄河羽流结构的东北方向的分支消失,此时科氏力的作用得以体现,黄河淡水离开河口之后受到科氏力的作用向南偏移,而渤海区域在秋冬季节盛行的偏北风也加剧了这一倾向,使黄河淡水发生偏转进入莱州湾,而渤海中部的黄河淡水含量则会大幅降低。相比莱州湾和渤海中部海域,由于黄河河口的地理位置和渤海内部环流结构等因素,黄河淡水只有少量或者需要很长时间才能进入渤海湾和辽东湾,与之相对应的,渤海湾和辽东湾区域的黄河淡水水龄季节变化的幅度较小,水龄最大值与最小值分别相差91天和84天。值得注意的是,辽东湾的黄河淡水水龄虽然在整体上的月际变化很小,但是其空间结构如前文所说具有鲜明的月际变化和季节变化(图7)。通过以上分析可知,黄河淡水水龄与黄河对当地影响的月际变化具有时间上

的同步性,黄河径流量的变化应该会直接影响其淡水水龄的分布。

3.2 黄河淡水水龄分布的年际变化

多年平均的黄河淡水水龄模拟结果很大程度上反映了黄河淡水水龄在渤海的空间分布和季节变化特征,但是年际变化和长期变化趋势并不能在平均态中得到体现。有研究表明,渤海盐度从20世纪60年代开始持续上升(Lin *et al.*, 2001),而在靠近水龄粒子源头的海域,当地的淡水水龄与盐度往往存在相反分布规律(Zhang *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2012)。因此研究黄河的水龄分布不能忽略其年际变化特征。首先分析两个不同年份的黄河淡水水龄。图9中,对比2002年秋冬季和2006年秋冬季的平均水龄分布可以发现,它们与多年平均态分布特征基本一致,从南向北逐渐增加,2002年的黄河淡水水龄明显高于2006年,在渤海内部和渤海海峡处有显著差异。1998—2007年渤海内部黄河淡水水龄的平均值约为1300天,在图9中可以清晰地看到其平均值等值线位置的变化:2002年夏季低于平均水龄的黄河淡水主要分布在莱州湾、渤海湾东侧以及渤海中部海域的西侧,向北最远到达 39°N 附近,辽东湾整体水龄都高于该平均值;同年冬季在西北季风的作用下,平均值等值线相比夏天整体向东南移动,低于平均水龄的淡水被风应力挤压到莱州湾以及渤海海峡南侧,只有一小部分进入渤海中部区域和渤海湾;而在2006年夏季整个莱州湾、渤海湾、渤海海峡以及大部分渤海中部区域的黄河淡水水龄都低于该平均值,冬季水龄平均值等值线分布与同年夏季相似,整体水龄分布与同年夏季的最大区别是辽东湾内部的低龄水移动至西侧,以及渤海中部出现了一个高龄水团,这是由于风应力的变化引起的。

为了进一步探究黄河淡水水龄在渤海不同区域的年际变化,将渤海四个主要区域(图1)的黄河淡水水龄分别进行区域平均,得到不同区域水龄的年际变化(1998—2007)时间序列(图10)。如前文所述,黄河径流量在2003年之后流量剧增,2003—2007年黄河月平均径流量为1998—2003年期间的3倍;以2003年为分界,对1998—2007年10年间黄河淡水水龄在渤海内部四个区域的空间平均进行分段的线性拟合,发现四个区域的黄河水龄在黄河径流量较小的期间(1998年—2003年)呈现上升趋势,之后随着黄河流量的增加,黄河淡水水龄在渤海内部迅速降低。其中以莱州湾下降最为明显:莱州湾水龄在2003年

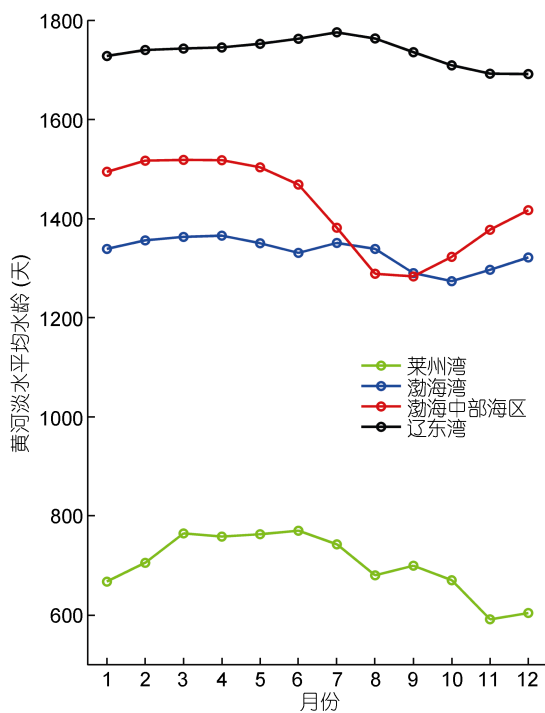


图8 1998—2007年渤海4个不同区域黄河大气降水淡水水龄10年月平均序列

Fig.8 The 10-year monthly average age of Huanghe River climatological water and the distribution in four parts of the Bohai Sea from 1998 to 2007

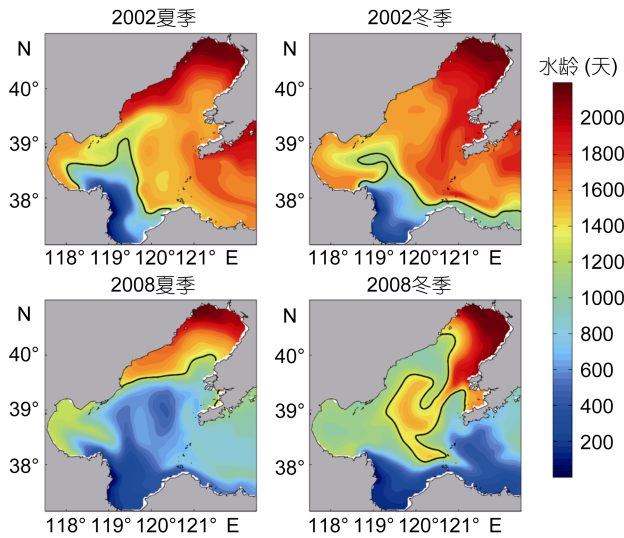


图 9 2002 年和 2006 年黄河淡水水龄在渤海的垂向平均分布

Fig.9 The vertical average distribution of Huanghe River water in age in the Bohai Sea in 2002 and 2006
注: 四幅子图分别代表 2002 年和 2006 年夏季(6、7、8 月)和冬季(12、1、2 月)的分布状况; 黑色实线为水龄 1300 天等值线

春末夏初时达到最大值(1300 天左右), 之后在同年秋

季剧烈下降至 200 天左右, 之后趋于平稳, 只有较小波动。而其它三个区域则在 2003—2007 年期间持续下降, 其中渤海中部与渤海湾的黄河水龄都是在 2004 年春季达到最大值, 分别是 1800 天与 1650 天; 辽东湾相对滞后, 在同年 8 月水龄达到最大值 2000 天; 之后三个区域的水龄都是总体呈现下降趋势。说明在年际变化的尺度上, 黄河淡水水龄的分布与黄河径流量的变化具有时间上的同步性, 黄河径流量的增加会伴随黄河淡水水龄减小; 相反, 1998—2003 年较小的黄河流量则对应了水龄的增大。值得注意的是, 在 2003 年之后虽然黄河径流量一直很大, 但是莱州湾水龄在年际尺度上并没有出现持续的大幅度减小, 可见在黄河流量增加达到一定的程度之后, 黄河径流量和黄河淡水水龄在时间上的负相关可能会减弱。以上结论进一步体现了 CART 方法的优越性, 基于保守示踪物存留比例的水质模型只能得到在某个特定时间释放的粒子的交换时间(魏皓, 2002), 而不能得到完整的输运时间序列; CART 方法不但可以实现前人水质模型的所有功能, 而且能够持续通过持续释放粒子获得长时间的输运规律。

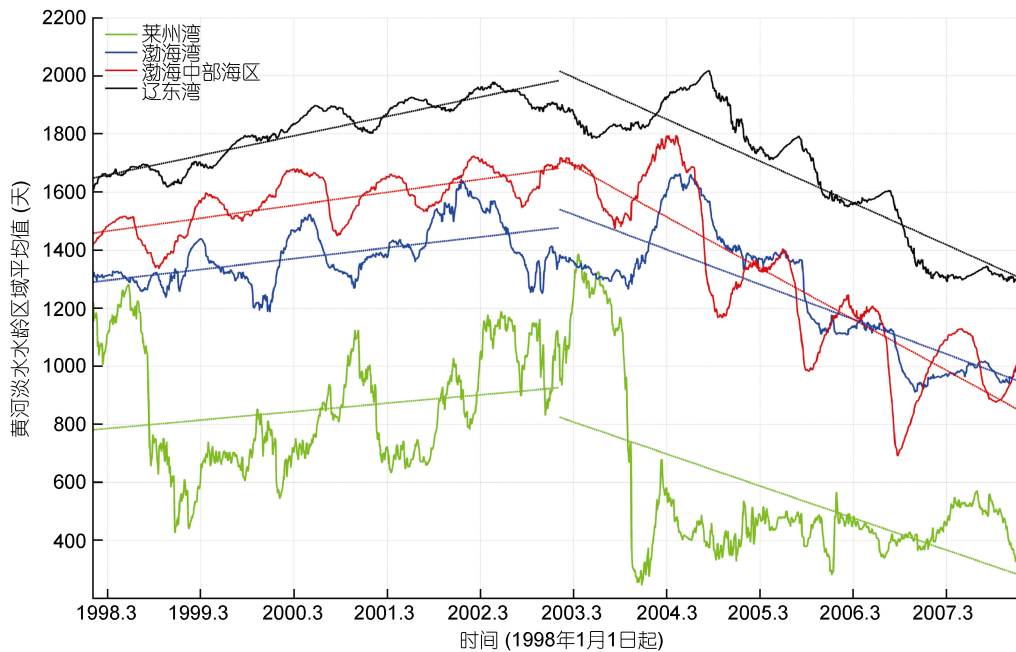


图 10 1998—2007 年渤海不同区域黄河淡水水龄区域平均时间序列

Fig.10 The monthly-mean water age of Huanghe River in different parts of Bohai Sea from 1998 to 2007
注: 图中直线为对区域水龄平均进行分段线性拟合的结果

为了进一步探究黄河入海径流量变化与黄河淡水水龄在渤海中分布的直接关系, 开展一组敏感性实验, 即在保持控制实验其它条件不变的前提下, 将

月平均黄河径流量乘以一个系数, 使其按比例增大或减小, 并计算对比实验中黄河淡水水龄的变化(图 11)。可以看到, 渤海内部四个区域的黄河淡水水龄随

着黄河径流量增加都呈现了明显的下降趋势,但并不是线性变化。控制实验中渤海区域平均黄河淡水水龄为 1300 天左右,流量减半之后,这个值上升到 1480 天左右,相比控制实验上升了 13.8%;而在 2 倍径流量的实验中,渤海区域平均水龄下降到 1120 天,也下降了 13.8%。由图 11 可以看出,渤海内部以莱州湾和渤海中部区域对黄河径流量的改变最敏感,3 倍径流量实验中莱州湾的平均水龄相比控制实验下降了 50%左右,远高于其它三个区域;而渤海中部区域在控制实验中的平均水龄要高于渤海湾,但是随着径流量的增加,在 3 倍黄河径流量实验中,其平均水龄已经小于渤海湾。此外,随着黄河径流量的增加,黄河淡水水龄在渤海内部的下降趋势逐渐减弱,水龄最显著的下降发生在黄河径流量乘以系数 2 和 3 的对比实验中;而在莱州湾随着黄河径流量的继续增加,其淡水水龄变化不大。以上的结果说明黄河淡水水龄虽然受到黄河径流量的直接影响,两者存在机制上的负相关,但是这个负相关会随着径流量的增大而逐渐减弱,在莱州湾最明显。

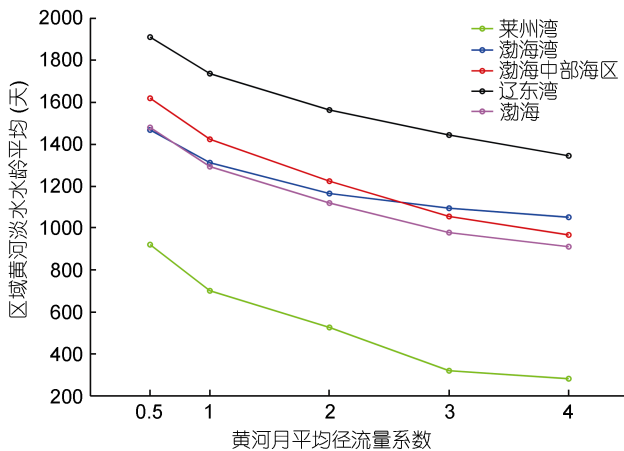


图 11 黄河淡水水龄区域平均随黄河径流量的变化趋势

Fig.11 Relationship between annual mean water age of Huanghe River in different parts of Bohai Sea and the trend of variation

注: 横坐标代表黄河月平均径流量变化系数, 1 为控制实验

通过对模式物理场的分析发现,除莱州湾内部分区域,渤海整体的环流场在控制实验和对比实验之间的差异很小,前人研究结果也证实了这一点(Mao *et al.*, 2008)。也就是黄河入海径流量的改变不能缩短淡水自排出河口至到达目标区域所需的时间,也没有缩短淡水在目标区域的停留时间,黄河径流量影响黄河淡水水龄在渤海的分布的机制需要进一步探究。辽东湾是渤海水交换最弱的区域,同时也是

渤海内部距离黄河河口最远的区域,黄河径流量的改变几乎不会影响辽东湾的物理场(Mao *et al.*, 2008),所以我们以辽东湾为对象,研究黄河径流量的改变对当地黄河淡水水龄的影响机制。根据公式(3),黄河淡水的局地平均水龄由黄河淡水浓度 C 以及黄河水龄富集度 α 决定,图 12 显示了控制实验和黄河径流量加倍实验中辽东湾黄河淡水浓度区域平均和水龄富集度区域在 1998 年的平均变化趋势。可以看到径流量变化的信号在 1998 年年初加入之后,需要至少 7 至 8 个月才能到达并影响辽东湾,之后的 3 至 4 个月之内,黄河径流量加倍实验中辽东湾内的黄河淡水平均浓度相比控制实验急剧上升,之后趋于稳定;到 1998 年年底,径流量加倍实验中辽东湾黄河淡水平均浓度为 1.45%,相比控制实验的 1.3%增长了 11.5%,说明黄河径流量的增加为辽东湾带来了更多的黄河淡水。但是在黄河淡水浓度 C 随着黄河径流量加倍而上升的同时,黄河水龄富集度 α 的变化幅度却比较小,到 1998 年年底,水龄富集度仅上升了 0.54%;结合水龄富集度 α 的定义,说明此时辽东湾内的低水龄黄河淡水水质点比例增加,根据公式(3),黄河淡水水龄就会下降。也就是说,径流量的改变会导致目标区域低龄淡水水质点比例的改变,从而影响当地的水龄。

4 总结

本文通过在 ROMS 模式中加入基于 CART 方法计算水龄的模块,来计算黄河淡水在渤海的水龄分布以及长期变化规律。模式成功再现了渤海物理场和黄河淡水水龄分布情况,并得到了以下结论:

(1) 黄河淡水水龄在渤海内部的空间差异较大,莱州湾平均黄河淡水水龄为 700 天,而辽东湾则高达 1760 天。这是由各个区域相对黄河口的距离以及渤海整体环流结构决定的。

(2) 渤海中部与辽东湾水龄时空分布表现出一个季节信号。冬季和春季,辽东湾水龄西低东高,东侧高龄水向南入侵进入渤海中部;春末夏初,低龄黄河淡水进入渤海中部,并由渤海中部的顺时针环流和辽东湾的逆时针环流带入辽东湾东侧;此时辽东湾高龄水在逆时针环流作用下被挤压到西侧,形成了辽东湾在夏季西侧高东侧低的水龄结构。

(3) 在 2008 年至 2007 年的 10 年年际尺度上,黄河水龄差异明显,尽管在不同年份具有相似的空间分布,但是以 2003 年为分界,淡水水龄的值存在显著差异。2003 年之后黄河淡水水龄较之前大幅下降,

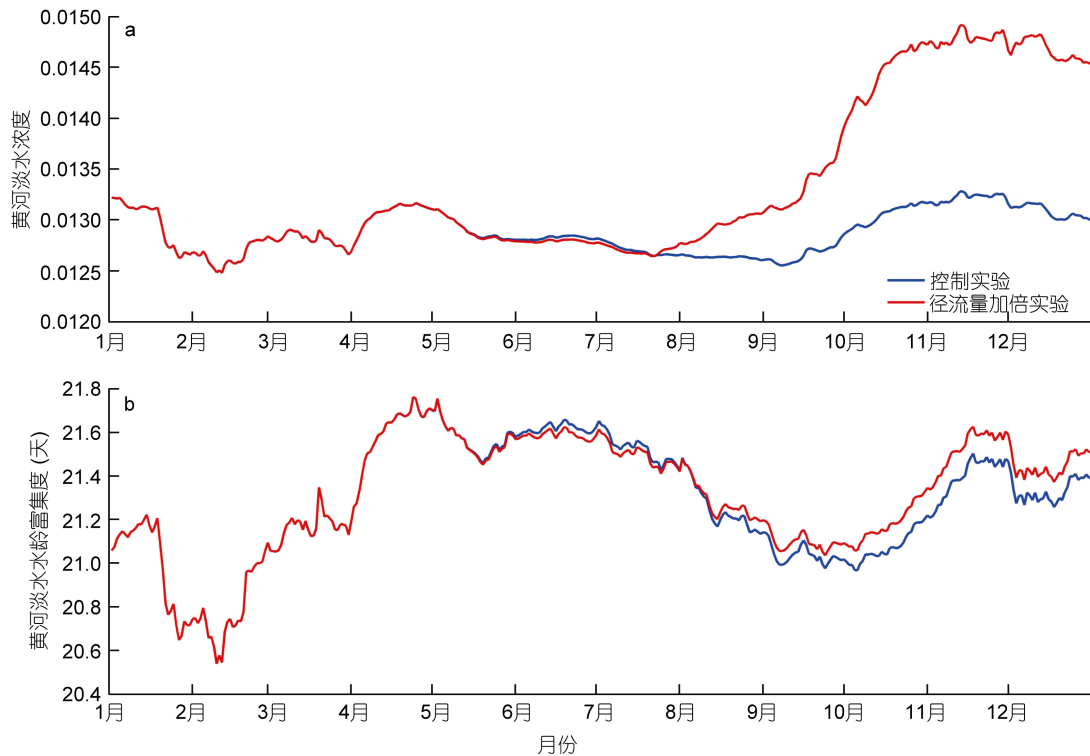


图 12 控制实验与黄河径流量加倍实验中 1998 年辽东湾平均黄河淡水浓度和平均水龄富集度

Fig.12 Time series of mean freshwater concentration and mean age concentration in Liaodong Bay in 1998 in control and sensitive experiments (double runoff of the Huanghe River)

注: 子图 a: 辽东湾黄河淡水浓度平均值; b: 辽东湾黄河淡水水龄富集度平均值

这是由于黄河径流量在 2003 年之后急剧增长引起的: 黄河径流量的增长会带来黄河淡水水龄的下降, 而流量的下降则会使黄河水龄显著上升; 但是通过进一步的敏感性实验也发现该负相关会随着径流量的增大而减弱。

(4) 黄河径流量对黄河淡水水龄的影响主要是通过以下途径实现: 径流量的改变导致特定区域粒子浓度和结构的改变, 当流量增加, 特定区域的粒子浓度上升, 并且低龄粒子占的比例增大, 这样水龄就会下降, 反之, 水龄则会随着黄河径流量的下降而上升。

通过研究, 我们对黄河淡水水龄在渤海内部的平均态分布和长期变化有了初步的认识, 进一步明确了黄河径流量对其淡水水龄的变化的重要影响。但是其他因素比如风场、温度的长期变化对黄河淡水水龄的影响尚不清楚, 需要后续进一步的研究。

参 考 文 献

万修全, 马 倩, 马伟伟, 2015. 冬季高频大风过程对渤海冬季环流和水交换影响的数值模拟. 中国海洋大学学报, 45(4): 1—8

马伟伟, 万修全, 万 凯, 2016. 渤海冬季风生环流的年际变化特征及机制分析. 海洋与湖沼, 47(2): 295—302

王 悦, 2009. 东中国海物理环境长期变化的数值模拟研究. 青岛: 中国海洋大学博士学位论文, 14—34

王金华, 沈永明, 石 峰, 2011. 基于拉格朗日粒子追踪的渤海冬季与夏季环流及影响因素. 水利学报, 42(5): 544—553

王宗山, 龚 滨. 黄渤海风海流的数值计算. 海洋科学进展, 1992(2): 12—18

王海燕, 高增祥, 邹 涛等, 2010. 渤海淡水存留时间分析. 生态学杂志, 29(3): 498—503

张宇铭, 张淑芳, 宋朝阳等, 2014. 基于质点追踪方法的渤海水交换特性. 海洋环境科学, 33(3): 412—417

张志欣, 乔方利, 郭景松等, 2010. 渤海南部沿岸水运移及渤海海水体交换的季节变化. 海洋科学进展, 28(2): 142—148

林霄沛, 吴德星, 鲍献文等, 2002. 渤海海峡断面温度结构及流量的季节变化. 青岛海洋大学学报, 32(3): 355—360

周 锋, 黄大吉, 苏纪兰, 2009. 夏季渤海温跃层下的双中心冷水结构的数值模拟. 科学通报, 54(11): 1591—1599

赵保仁, 庄国文, 曹德明等, 1995. 渤海的环流、潮流及其对沉积物分布的影响. 海洋与湖沼, 26(5): 466—473

袁柱瀚, 1997. 渤海海峡水交换的研究. 青岛: 青岛海洋大学硕士学位论文

奚智祥, 1983. 渤海和北黄海沿岸海区的月平均海平面变化及其主要影响因子的初步讨论. 海洋通报, 2(6): 7—14

鲍献文, 李 娜, 姚志刚等, 2009. 北黄海温盐分布季节变化

- 特征分析. 中国海洋大学学报, 39(4): 553—562
- 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, 32(4): 519—525
- 魏泽勋, 李春雁, 方国洪等, 2003. 渤海夏季环流和渤海海峡水体输运的数值诊断研究. 海洋科学进展, 21(4): 454—464
- Andutta F P, Ridd P V, Wolanski E, 2013. The age and the flushing time of the Great Barrier Reef waters. *Cont Shelf Res*, 53: 11—19
- Chu Z X, Sun X G, Zhai S K *et al*, 2006. Changing pattern of accretion/erosion of the modern Yellow River (Huanghe) subaerial delta, China: based on remote sensing images. *Mar Geol*, 227(1—2): 13—30
- de Brye B, de Brauwere A, Gourgue O *et al*, 2012. Water renewal timescales in the Scheldt Estuary. *J Mar Syst*, 94: 74—86
- Deleersnijder E, Campin J M, Delhez E J M, 2001. The concept of age in marine modelling: I. Theory and preliminary model results. *J Mar Syst*, 28(3—4): 229—267
- Delhez E J M, 2006. Transient residence and exposure times. *Ocean Sci*, 2(1): 1—9
- Delhez E J M, Campin J M, Hirst A C *et al*, 1999. Toward a general theory of the age in ocean modelling. *Ocean Modell*, 1(1): 17—27
- Delhez É J M, Deleersnijder É, Mouchet A *et al*, 2003. A note on the age of radioactive tracers. *J Mar Syst*, 38(3—4): 277—286
- Delhez É J M, Heemink A W, Deleersnijder É, 2004. Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem. *Estuar Coast Shelf Sci*, 61(4): 691—702
- Egbert G D, Bennett A F, Foreman M G G, 1994. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *J Geophys Res*, 99(C12): 24821—24852
- England M H, 1995. The age of water and ventilation timescales in a global ocean model. *J Phys Oceanogr*, 25(11): 2756—2777
- Fine R A, 1995. Tracers, time scales, and the thermohaline circulation: the lower limb in the North Atlantic Ocean. *Rev Geophys*, 33(S2): 1353—1365
- Haine T W N, Watson A J, Liddicoat M I *et al*, 1998. The flow of Antarctic bottom water to the southwest Indian Ocean estimated using CFCs. *J Geophys Res*, 103(C12): 27637—27653
- Hall T M, Haine T W N, 2002. On ocean transport diagnostics: the idealized age tracer and the age spectrum. *J Phys Oceanogr*, 32(6): 1987—1991
- Hall T M, Plumb R A, 1994. Age as a diagnostic of stratospheric transport. *J Geophys Res*, 99(D1): 1059—1070
- Hohmann R, Hofer M, Kipfer R *et al*, 1998. Distribution of helium and tritium in Lake Baikal. *J Geophys Res*, 103(C6): 12823—12838
- Holzer M, Hall T M, 2000. Transit-time and tracer-age distributions in geophysical flows. *J Atmos Sci*, 57(21): 3539—3558
- Jenkins W J, 1987. ^3H and ^3He in the beta triangle: observations of gyre ventilation and oxygen utilization rates. *J Phys Oceanogr*, 17(6): 763—783
- Lin C L, Su J L, Xu B R *et al*, 2001. Long-term variations of temperature and salinity of the Bohai Sea and their influence on its ecosystem. *Prog Oceanogr*, 49(1—4): 7—19
- Lin X P, Xie S P, Chen X P *et al*, 2006. A well-mixed warm water column in the central Bohai Sea in summer: effects of tidal and surface wave mixing. *J Geophys Res*, 111(C11): C11017
- Liu Z, Wang H Y, Guo X Y *et al*, 2012. The age of Yellow River water in the Bohai Sea. *J Geophys Res*, 117(C11): C11006
- Ma W W, Wan X Q, Wang Z K *et al*, 2016. Formation of a well-mixed warm water column in the central Bohai Sea in summer: the role of high frequency atmospheric forcing. *J Ocean Univ China*, in press
- Mao X Y, Jiang W S, Zhao P *et al*, 2008. A 3-D numerical study of salinity variations in the Bohai Sea during the recent years. *Cont Shelf Res*, 28(19): 2689—2699
- Sarmiento J L, Thiele G, Key R M *et al*, 1990. Oxygen and nitrate new production and remineralization in the North Atlantic subtropical gyre. *J Geophys Res*, 95(C10): 18303—18315
- Schlosser P, Bullister J L, Fine R *et al*, 2001. Transformation and age of water masses. In: Siedler G, Church J, Gould J eds. *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean*. San Francisco CA, USA: Academic Press, 431—454
- Shen J, Lin J, 2006. Modeling study of the influences of tide and stratification on age of water in the tidal James River. *Estuar Coast Shelf Sci*, 68(1—2): 101—112
- Thiele G, Sarmiento J L, 1990. Tracer dating and ocean ventilation. *J Geophys Res*, 95(C6): 9377—9391
- Umlauf L, Burchard H, 2003. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *J Mar Res*, 61(2): 235—265
- Wang Q, Guo X Y, Takeoka H, 2008. Seasonal variations of the Yellow River plume in the Bohai Sea: a model study. *J Geophys Res*, 113(C8): C08046
- Waugh D W, Hall T W, Haine T W N, 2003. Relationships among tracer ages. *J Geophys Res*, 108(C5): 3138
- Weiss R F, Carmack E C C, Koropalov V M, 1991. Deepwater renewal and biological production in Lake Baikal. *Nature*, 349(6311): 665—669
- Wunsch C, 2002. Oceanic age and transient tracers: analytical and numerical solutions. *J Geophys Res*, 107(C6): 3048
- Yang W F, Chen M, Li G X *et al*, 2009. Relocation of the Yellow River as revealed by sedimentary isotopic and elemental signals in the East China Sea. *Mar Pollut Bull*, 58(6): 923—927
- Zhang W G, Wilkin J L, Schofield O M E, 2010. Simulation of water age and residence time in New York Bight. *J Phys Oceanogr*, 40(5): 965—982
- Zimmerman J T F, 1976. Mixing and flushing of tidal embayments in the Western Dutch Wadden Sea Part I: distribution of salinity and calculation of mixing time scales. *Neth J Sea Res*, 10(2): 149—191

VARIATION IN HUANGHE RIVER WATER AGE IN THE BOHAI SEA SIMULATED WITH CART METHOD

MEN Guang¹, WAN Xiu-Quan^{1,2}, MA Wei-Wei¹, WANG Yue²

(1. *Oceanography Department, College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;*
2. *Key Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*)

Abstract To understand the elapsed time of soluble pollutants that left from the Huanghe (Yellow) River mouth into the Bohai Sea and its distribution characteristics, the age of the river water in Bohai Sea and its long-term variation were studied by simulation in CART Method (the Constituent-orient Age and Residence Time theory) joined into the ROMS Model (Regional Ocean Modeling System). Results reveal great spatial differences in the water age: 700 d in Laizhou Bay and 1760 d in Liaodong Bay, the two major parts in the western and eastern parts of the Bohai Sea, respectively. In winter, water age is high in the eastern and low in the western Liaodong Bay, and the high-age water intrudes into the central Bohai Sea from the eastern Liaodong Bay. In summer in Liaodong Bay, water age is high in the eastern and low in the western Liaodong Bay, and in the central Bohai Sea low-age water concentrated. The water age of Huanghe River presented a clear interannual variation, i.e., from 1998 to 2003, water age was greater than that from 2003 to 2007 and showed an increasing trend. However, after 2003, the water age showed a decreasing trend, which was resulted mainly from the change in the Huanghe River runoff. When the runoff increased, water age of the river water decreased, and vice versa. The river runoff affected the water age in the Bohai Sea by changing fresh water concentration and proportions of low-age water in local areas.

Key words the Bohai Sea; ROMS Model; Huanghe (Yellow) River water age; CART Method; interannual variation