

近代海洋科学进展 论文集

九三支社
民盟支部 编
科研处

山东海洋学院

一九八四年

2991

前 言

面临第三次技术革命，海洋开发利用是其主要内容之一，现在如何进行知识结构更新也是一项很重要的措施。为了能对近代海洋科学技术的进展有不断的提高认识及吸取，以便推动促进教学及科研朝更为有目标的方向前进，也为了庆祝我院25周年校庆，特别是我国35周年国庆，我院九三学社支社，民主同盟支部及科研处决定举办一次《近代海洋科学进展》讲座、邀请我院一些近年来曾多次出国访问、讲学、科研合作、进修学习的教授、副教授及讲师，尤其是中青年的副教授及讲师，还有其它在某些学科领域科研上作出一定成绩的老师，分别对物理海洋学、海洋气象学、海洋物理学、海洋化学、海洋地质学、海洋生物学、海洋水产学、海洋工程、海洋技术及海洋仪器等十个方面，作出涉及面较广，且系统性较强的报告。讲座共进行了1个半月，我院领导甚为重视并予以大力支持，也受到我院广大师生及校外海洋科技工作者的热情欢迎，并希望以及继续举行这样的讲座以不断适应海洋开发利用形势的需要。现将这次讲座的部份专题，编印成册，以供参考，并希望能有助于我国海洋科技事业的发展。错误和不当之处请予批评指正。

九三学社支社
山东海洋学院 民主同盟支部
科 研 处

1984、12于青岛

目 录

东中国海的近代国外研究·····	景振华
近代海洋环流研究中的几个新方向·····	景振华
海洋水团分析和温盐预报的研究动态及其应用·····	苏育嵩
海浪的二维能谱·····	张大错
弹性地球模型大洋潮波的数值研究·····	陈宗镛
我国风暴潮研究的现状及进展·····	秦曾灏
国外风暴潮数值预报简介·····	汪景庸
海气交换问题的研究现状·····	张 淮
研究和开发海洋的助手——声海洋学·····	林俊轩
近代海洋光学的发展及研究·····	刘智深 贺明霞
海洋资源化学进展·····	孙玉善
海洋中一种丰富的甲壳质资源在科研、生产中的应用·····	杨靖先
河口中重金属存在的形式及其分布·····	黄薇文
濒西太平洋中国东部构造格架是受亚洲大陆向南运动的影响·····	张保民
海洋自生矿物的研究现况及展望·····	朱而勤
海洋地质学研究中的地球物理方法·····	王硕儒
硅质超微化石的古海洋学意义·····	程广芬
海洋地质学的进展和动向·····	杨作升
海洋生物资源的开发前景·····	方宗熙
海洋动物生理学的新领域·····	童裳亮
海洋微生物的研究现状与今后的任务·····	陈世阳
无毒料防污着的途径——介绍一种海洋微生物生态系·····	王 秋
霍乱弧菌在霍乱病的流行区和非流行区内的生态学·····	徐怀恕
海洋渔业及其在我国的动向·····	沈汉祥
海洋渔船的现状与发展趋势·····	高清廉
黄河口三角洲过去、现在、未来的展望·····	侯国本
我国海洋石油开发概况·····	温保华
海上石油钻井平台·····	陈向荣
核能发电及对海洋学研究提出的若干问题·····	李永祺
大气探测和资料采集技术在一些领域内的现状和展望·····	刘连吉
卫星遥感在海洋研究中的应用·····	彭承基
优选航线与跟踪导航——海洋气象导航·····	李志申

东中国海的近代国外研究

景 振 华

(物理海洋与海洋气象学系)

东中国海的面积为 1.25×10^6 平方公里,水深200米以浅的大陆架约占70%,平均水深只有188米(图1),因而体积约为 23.5×10^4 立方公里。东中国海的水系是以黑潮、规模较大的大陆沿岸水(沿辽东半岛南岸的、和沿山东半岛、长江口直至福建沿岸的沿岸水)和规模甚小的朝鲜沿岸水(沿朝鲜西部和南部的沿岸水)构成。

一、30年的水温、盐度、氧含量和黑潮流量的年平均

经过对《长风丸》30年(1951至1980),分别在0.50和100米,每隔30'各方区点观测资料的整理^[1],最近获得关于东中国海在黑潮流系(K),在大陆坡到对马暖流海域(T)和在西北方大陆架的北方海域(C)海水温度、盐度和氧含量的年平均及标准差以及沿PN断面(图2)的黑潮流量年平均如下列各表所示。

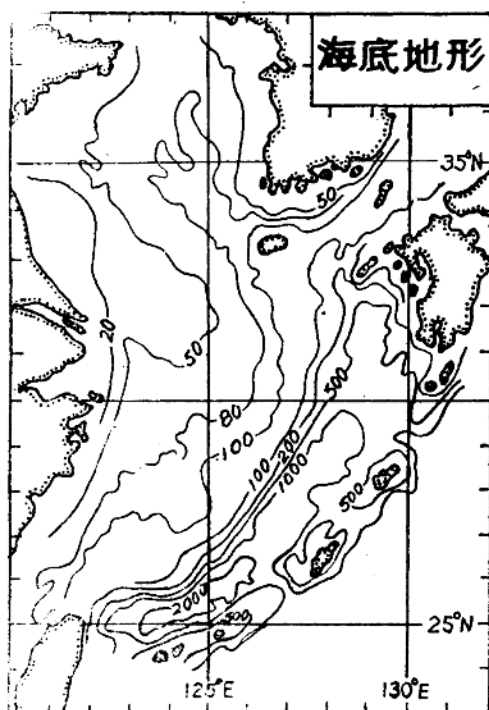


图1 东中国海等深线

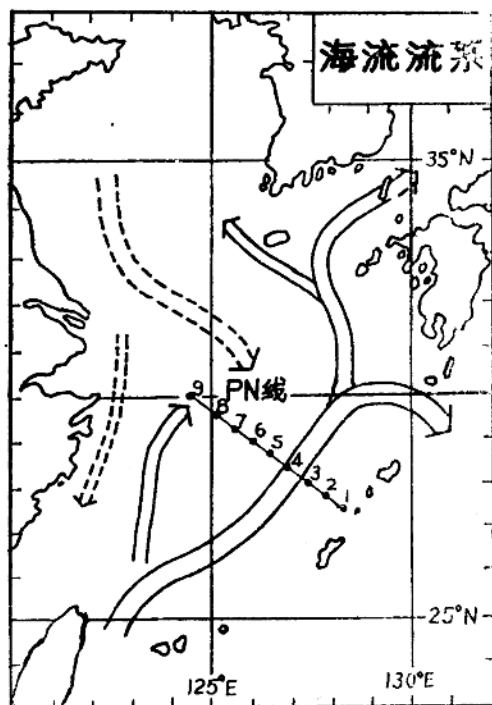


图2 东中国海流系和PN线

表1 冬季东中国海水温、盐度和氧含量年平均及标准差

		水 温 (°C)		盐 度 (‰)		含氧量 (ml/l)	
		年平均	标准差	年平均	标准差	年平均	标准差
K海域	海面	20—22	0.5—1.5	34.7—34.8	约0.1	4.9—5.2	约0.1
	50m	20—22	0.6—1.6	34.7—34.8	约0.1	4.9—5.0	0.1—0.2
	100m	19—22	0.6—1.6	34.7—34.8	约0.1	4.8—4.9	0.1—0.2
T海域	海面	16—19	0.8—1.8	34.4—34.7	0.1—0.4	5.2—5.6	0.1—0.2
	50m	16—19	1.0—1.8	34.4—34.7	0.1—0.3	5.2—5.6	0.1—0.2
	100m	16—18	1.0—1.6	34.4—34.7	0.06—0.15	5.0—5.2	0.1—0.4
C海域	海面	11—15	1.0—1.8	32.5—34.3	0.3—0.7	5.6—6.4	0.2—0.3
	50m	12—15	1.0—1.6	33.2—34.3	0.3—0.5	5.6—6.2	0.2—0.3
	100m						
全海域	海面	11—22		32.5—34.8		4.9—6.4	
	50m	12—22		33.2—34.8		4.9—6.4	
	100m	16—22		34.4—34.8		4.8—5.2	

黑潮流速通常是1.5—2.0节，西南群岛沿岸的逆流流速在0.5节以下，1972—1980年的年平均值为 $22.67 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 。

二、各季东中国海流系分析

作为AMEX—75〈日本气团变形试验〉的一部分，1975年2月美国俄勒岗州立大学曾在东中国海20米深处系留三架安德拉海统计：南面10号海流计（CM10）位于 $28^\circ 26.6' \text{ N}$ ， $125^\circ 25.3' \text{ E}$ ，在2月14日至3月1日观测了流速、流向和水温；西面4号海流计（CM4），位于 $28^\circ 32.4' \text{ N}$ ， $124^\circ 23.5' \text{ E}$ ，在2月13日至24日观测了流速、水温和压力；而北面7号海流计（CM7），位于 $28^\circ 38.8' \text{ N}$ ， $125^\circ 27.2' \text{ E}$ ，在2月13日至3月1日则观

测了流速、流向和水温。观测结果表明^[2]，除CM10的流向，在2月14日至18日向西北，CM7的在2月18日至21日向东南偏东南，显示至少在平均流之上，在这两个时期里出现了瞬时中尺度涡旋或海流弯曲外，总的平均流向为东北，对于CM10为 29° ，对于CM7为 53° ，两者的平均流速分别为7.20厘米/秒和8.95厘米/秒，比之反映流场旋转特性时的34.93厘米/秒和33.70厘米/秒要小得多（图4显示CM10和CM7所测流速每隔 10° 方位的玫瑰图，表现出为典型的半日潮流速椭圆，其主轴自西北向东南移动，与等深线几成直角方向。

表2 冬季东中国海水温、盐度和氧含量年平均及标准差

		水 温 (°C)		盐 度 (‰)		含氧量 (ml/l)	
		年平均	标准差	年平均	标准差	年平均	标准差
K海域	海面	28—29	0.7—1.5	33.6—34.4	0.2—0.6	4.5—4.6	约0.1
	50m	24—27	0.9—1.6	34.3—34.6	0.1—0.2	4.6—4.7	0.1—0.2
	100m	21—24	0.9—1.5	34.7—34.8	约0.1	4.2—4.6	0.1—0.2
T海域	海面	27—28	0.5—2.1	31.2—33.6	0.3—1.6	4.6—4.8	0.1—0.2
	50m	20—26	0.7—2.7	34.0—34.3	0.2—0.3	3.4—4.8	0.2—0.4
	100m	15—26	0.6—1.3	34.3—34.6	0.1—0.2	3.6—4.2	0.2—0.4
C海域	海面	26—27	1.0—2.5	28.2—32.0	1.2—3.2	4.8—4.9	0.2—0.3
	50m	13—20	1.4—3.2	32.7—34.0	0.3—0.5	3.4—5.1	0.4—0.6
	100m						
全海域	海面	26—29		28.2—34.4		4.5—4.9	
	50m	13—27		32.7—34.6		3.4—5.1	
	100m	15—24		34.3—34.8		3.6—4.6	

表3 冬季黑潮PN断面流量年平均

	春	夏	秋	冬
年平均($10^8 \text{ m}^3/\text{sec}$)	23.24 (最大)	21.72	19.30 (最小)	21.51

再从CM10和CM7所求得流谱密度图(图5)来看,在正、负半日潮频(0.08cph)时出现两个最大峰值,其中负峰值在两种情况下都占优势,这表明在该海区的东北向平均流动要受到旋转半日潮 M_2 的控制,且呈顺时针方向旋转。按照Mooers (1973) 的理论,如 S_- 和 S_+ 各表示有负、正频率值时的谱密度,则旋转椭圆的偏心率便可以 $2(S_- - S_+)/ (S_- + S_+)$ 表示,因此求得CM10和CM7在半日潮频时的偏心率均为0.6。在0.0cph处,再出现另一个较大峰值,由于两海流计所在纬度的惯性频率为0.04cph,因而可设想此峰值代表该区的惯性能量。

又对CM10的观测资料进行筛选,排除0.2至2.0cph的频率范围,由此作出的流玫瑰,呈现流椭圆沿东北偏北向西南偏南轴向伸长。由于该海区风向主要向南,而玫瑰轴的伸长约右偏风向 30° ,因此可认为厄克门的流偏向可能是导致轴伸长的原因。

总之,观测表明,该海区的流受到叠加在东北流向低速平均漂流之上,顺时针旋转

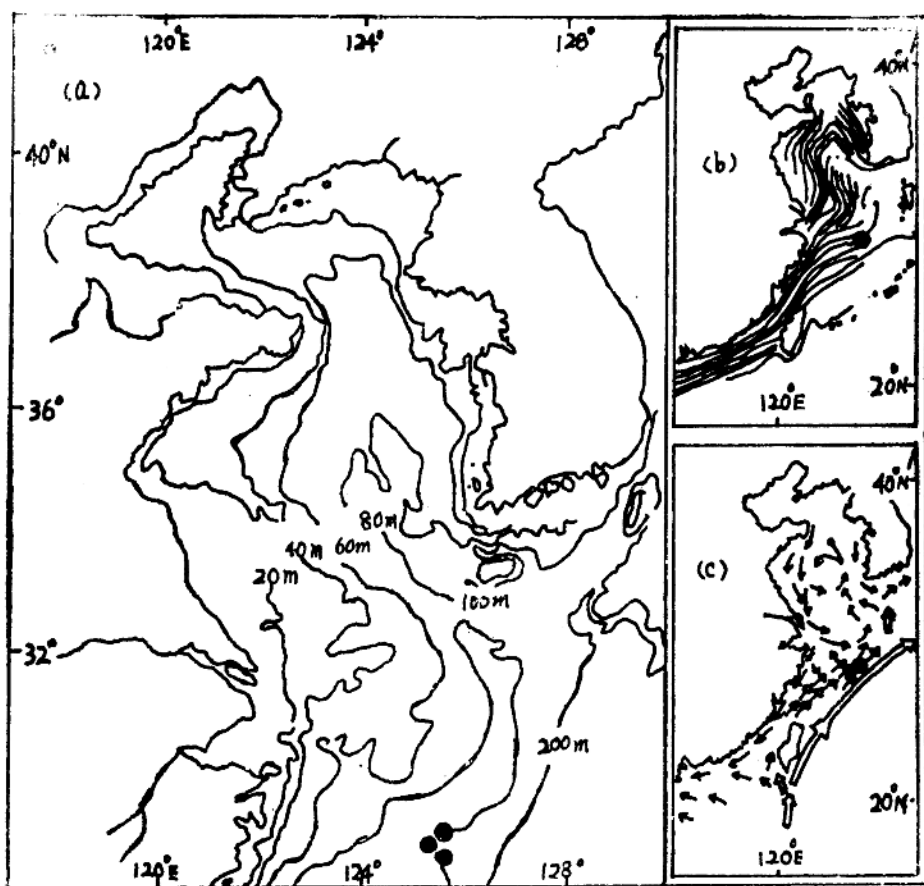


图3. 东中国海 (a) 海底地形和海流计安放位置 (b) 冬季海面水温 (c) 冬季海流

半日潮 M_2 的控制, 可是这种潮流场是极不稳定的。就在同项试验, 但在距冲绳本岛西北约180海里另一地点 ($28^{\circ}34'N$, $125^{\circ}19.5E$, 水深约100米) 从2月14日至24日在10米深处的观测结果来看^[3], 该地的流向也凡在所有方向都出现, 潮流显著, 且与等深线几成直角方向的潮流也占优势。至于流速, 30—35厘米/秒的最明显, 其余也都超过10厘米/秒, 最大流速为80厘米/秒。流速的标量平均为3.19厘米/秒, 其矢量平均为3.4厘米/秒, 很小, 流向为 310° , 几与黑潮流向成直角而指向大陆, 流动的稳定性 $[(\text{矢量平均}/\text{标量平均}) \times 100\%]$ 为10.7%, 也很小, 这就表明流动为极不稳定的潮流场。

又如对流场的东分量和北分量各求其功率谱密度, 发现两者趋势相似, 但前者比后者的稍大, 显著周期是12.5小时的 M_2 周期, 可没发现相当于日周期和惯性周期25小时的峰值。

三、黑潮体积运输的增大与黑潮大弯曲出现的关系

经过长期调查证实, 黑潮有两个可持续存在数年的准稳定流路, 一为在大陆坡上的基本直向流路, 另一即为在日本远州滩外伴随一个大冷涡的大弯曲流路, 曾相继在1953

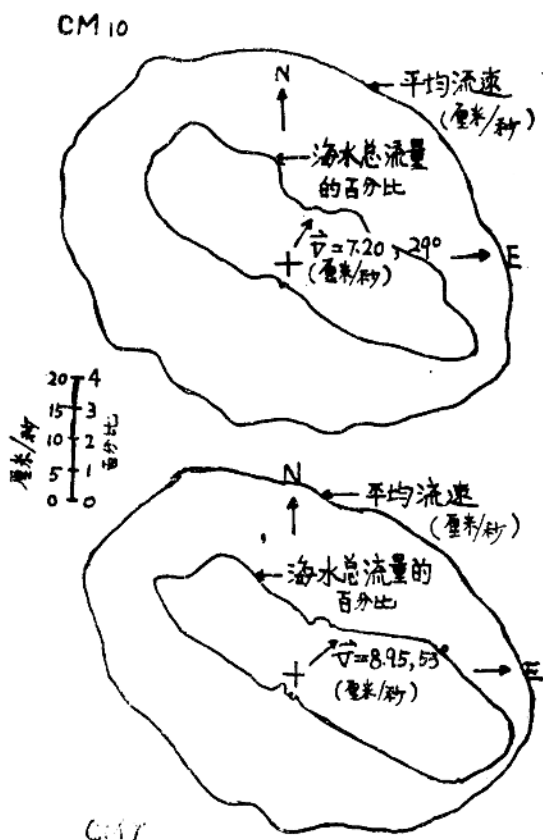


图4. CM10和 CM7的流玫瑰图

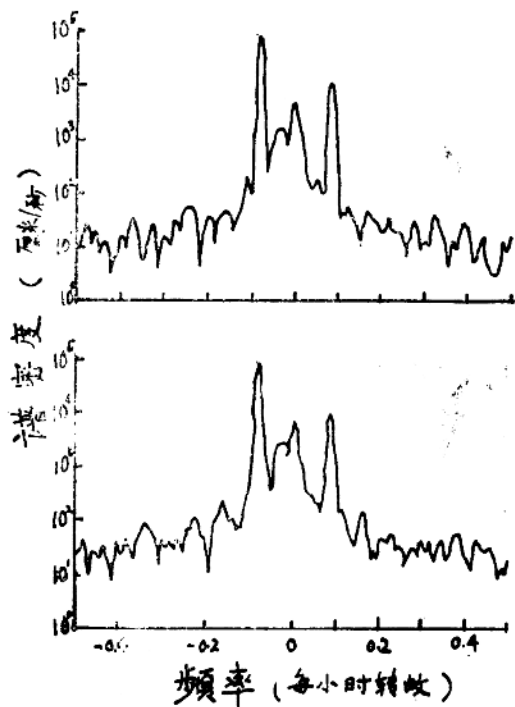


图5. 日本气团变性试验—1975

年CM7和CM10站的流谱密度

—1955, 1959—1963和1975—1980年出现过。

日本长崎海洋观测站曾使用《长风丸》对东中国海做了一系列海洋水文调查工作, 获得很多有关水文特征, 特别是黑潮季节的半年和逐年变化资料。在其所做观测的断面中有一个PN断面(图2), 共设9站, 除PN8和PN9两站相隔较远为40海里外, 余均相隔较近为30海里, 其中PN3和PN4之间常观测到黑潮的急流。PN4水深仅约300米, 小于动力计算所选定的700分巴零面, 经过虚设水体的动力计算, 从1955至1978年71次调查的动力计算估算中, 求得通过PN3和PN4之间的黑潮体积运输平均为 $21.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$, 标准误差约为 $5.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 。

黑潮体积运输的变动, 有一个为期5.5年向上增长和为期8年变动为正的两个周期, 而后再出现为期5.5年向下减少和为8年变动为负的两个周期。经过Nitani (1972) 的研究, 随着东中国海黑潮大的体积运输之发生, 在日本南部便出现一个大弯曲, 大弯曲期间的平均体积运输约为 $23.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 。且更有甚者, 在1975年出现的黑潮大弯曲在经过约5.5年的时间后, 予期1980年将消失而被证实^[4]。

四、卫星遥感观测东中国海冬季温度类型、锋面和表展流

通过不同年份(1971, 1972, 1978—1981)但在相同季节各种气象卫星(DMSP, NOAA—5, 6, GMS—1, TIROS—N)得到的图象, 分析研究了在中国海冬季温度类型、锋面和表层流^[5]。

根据海表层温度卫星图象所推测的冬季东中国海的温度类型, 可将东中国海划分为三个海区(图6)。(1)海洋高温区, 左边以 20°C 等温线为界、右边为宽广太平洋而无明显边界。 20°C 等温线基本上与50米等深线相合。此海区的特点是表层温度高但水平温度梯度小。(2)沿海低温度, 又可再划分为4个小水域。第1个水温于低 5°C 的辽宁和朝鲜沿岸水, 在朝鲜中部江华湾有一高悬浮物浓度的冷水团, 另在朝鲜南端有一即明显沿岸锋。第2个水温低于 5°C 的山东半岛沿岸水, 成带状环绕半岛。第3个水温低于 12°C 的苏北沿岸水, 从苏北海州湾到长江口, 邻近海岸线的等温线几与海岸等深线平行, 水平温度梯度小, 但仍可通过海水浊度分析, 可判断此小水域北部边界大致与20米

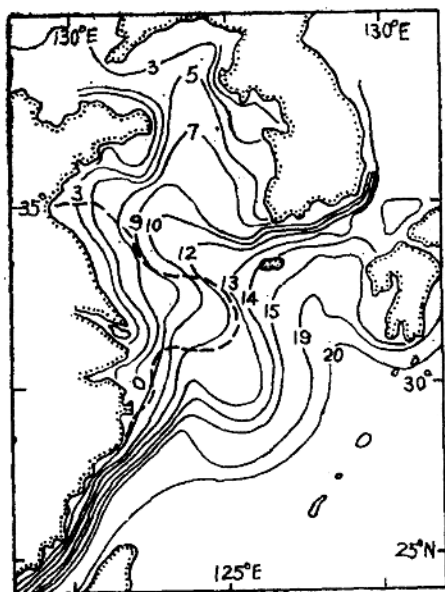


图6. 推断黄海和东海冬季表面温度类型

等深线, 南部边界约与50米等深线相符。第4个水温低于 15°C 的浙闽沿岸水, 从长江口直至台湾海峡, 海岸附近等温线与海岸线平行, 有高水平温度梯度, 出现强浙闽沿岸锋, 右部边界约与60米等深线一致, 此小水域宽约90公里。(3)中间水温区, 位于上述两水温区之间, 由北、南两暖水舌中夹一冷水舌构成, 北部在 29°N , 129°E 附近形成黄海暖水锋, 轴向西北、前锋位于 35°N , 122°E 附近。在此暖水舌与朝鲜南部沿岸水之间形成朝鲜南部强沿岸锋。南部在 28°N , 123.5°E 附近形成东海暖水舌, 轴向北偏东, 前锋直达长江口, 在该暖水舌两边出现强浙闽沿岸锋, 在此两暖水舌之间有一冷水舌, 在 32.5°N , 123°E 附近形成, 轴先向东而后偏向东南, 直伸到 29°N , 126°E 附近。

按照上述温度及锋的出现, 即可间接用来判断表层流的性质(图7)。因为强锋的长期存在正表明有暖、寒两种流的同时存在。而锋的弯曲和沿锋的环流, 便进一步表明两种海流的存在和它们之间的质量和能量(热能和动能)的交换。至于暖水舌与冷水舌的形成和长消更与海流的季节变化有关。

海洋高温区是黑潮影响区, 20°C 等温线是其西界, 在离日本九州西南约200公里处形成一支向北由朝鲜海峡进入日本海的对马暖流, 它与朝鲜南部沿岸水之间形成朝鲜南部沿岸锋, 一、二月份此锋面位置最接近朝鲜南部海岸, 这表明在此时期对马暖流最强, 夏季才减弱。黄海暖水舌的存在, 表明在朝鲜济州岛以南沿对马暖流西侧有一支黄海暖流进入黄海, 也同对马暖流相似, 一、二月份最强, 夏季变弱。浙闽沿岸锋, 台湾

海峡中和长江口外的流动, 及东海暖水舌的存在, 表明有一支暖流从台湾海峡北部, 几沿60米等沿深线平行于浙闽海岸进入东中国海, 被称之为台湾暖流。先在其西侧与浙闽岸流形成浙闽沿岸锋, 而后向北流至东海中部, 与来自黄海的江苏沿岸流相遇并与之形成一支反气旋式环流, 此时, 在台湾暖流东侧, 似乎有一支与黑潮平行的分支向东北流去, 最后与对马暖流合并进入黄海成为黄海暖流。山东沿岸锋的存在, 表明有支冷水流绕山东半岛向南流去形成山东半岛沿岸流, 到三月份最强。朝鲜沿岸流沿朝鲜西岸向南流, 在半岛西南形成两分支, 西分支与黄海暖流合并, 东分支沿朝鲜南端向东流, 而在对黄暖流之间形成朝鲜南部沿岸流。

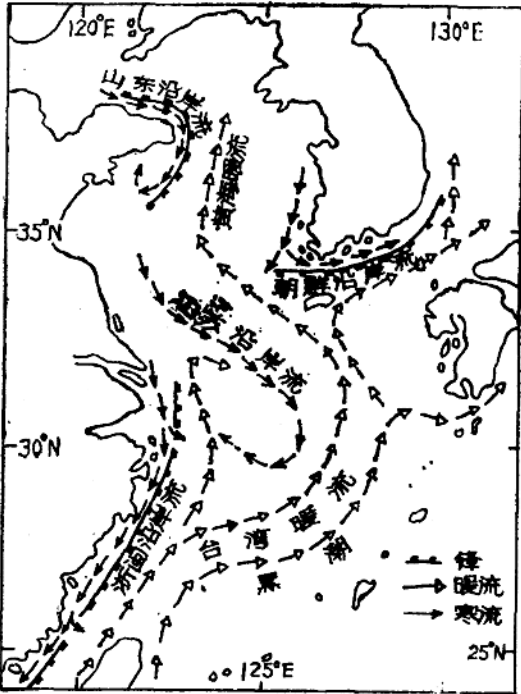


图7. 根据海表面温度类型所确定的黄海和东海冬季表层流型

五、海洋浮标测流及遥感观测中尺度现象

1. 海洋浮标观测计算海流

有人曾通过Longuet—Higgins(1969)^[6]的Lagrange = Euler + Stokes概念在观测计算对马暖流的流速, 原理是:

令在 $t = 0$ 时质点位置为 $x_0 (x_0, y_0, z_0)$, t 时刻为 $x (x_0, t)$, Lagrange速度为 $U_L (x_0, t)$, 则

$$X (x_0, t) = x_0 + \int_0^t U_L (x_0, t') dt',$$

由于在 X 的Lagrange速度自然与在那一点和 在那一时刻的Euler速度相等, 即

$$U_L (x_0, t) = U (x, t) = U \left[x_0 + \int_0^t U_L (x_0, t') dt', t \right].$$

展开上式右方为在 $x = x_0$ 处的Taylor级数:

$$U_L (x_0, t) = U (x_0, t) + \left[\int_0^t U_L (x_0, t') dt' \right] \cdot \nabla_0 u (x_0, t) + \dots = u + u_s$$

对于波幅平方量级来说, 式中

$$U_s = \left\{ \left[\int_0^t u (x, t') dt' \right] \cdot \nabla \right\} U (x, t)$$

称为Stokes漂流速度, 上式已将 $x_0 = x$ 代入, 或

$$U_s = \xi \cdot \nabla u,$$

式中

$$\xi = \int_0^t U(x, t') dt'.$$

2. 遥感观测中尺度水平交错

利用遥感图像, 发现在黑潮本体和延续体北部边缘, 暖水与冷水中间形成篦齿状, 宽约20公里, 长约100公里, 厚约50米的中尺度水平交错, 此乃由于双扩散现象造成。

Turner (1973)^[7]认为此现象的存在是由于热的分子热传导要大于盐的分子扩散100倍的缘故。实验室中, 为把淡水放在热盐水上, 便形成很多对流层, 但其间以后又形成很多薄片将之隔开, 终于制止了铅直运动。反之, 如将热盐水放在淡水上, 热盐水下沉, 失热, 密度更增大, 便形成向下伸的盐指。最近Ruddick and Turner (1979)^[8]将糖水与盐水各一半分置于槽中, 各具相同铅直密度分布, 抽去中间隔板, 便出现篦齿状的水平交错, 随深度增加其速度和厚度。

3. 遥感观测中尺度涡旋

分析NOAA的AVHRR数据, 证实九州岛东南外海有几个60至100公里直径的热涡是由Kerama岛外海水形成的。它们的形状和空间尺度, 强烈地受到海底地形的影响。又利用NOAA—7的AVHRR图象, 获悉日本海的水平湍流, 是由100公里直径, 形似螺旋星云的许多中尺度涡旋构成的。由于涡旋的集中, 在日本海南部产生 $1.5 \times 10^4 m^2/S$ 的扩散系数, 并向北输送热量。

在我国台湾北方靠近彭佳屿处有一气旋式涡。在济州岛南方、对马暖流左方, 接近底层处有一大的气旋式涡, 似乎终年存在, 可能是由于北上黄海暖流与南下黄海沿岸流的切变效应所成。夏季长江口外东北方有一冷涡。在Goto—nada区域大陆架和大陆坡上另有一冷涡。台湾北方、黑潮左方有一大暖涡。

六、两个尚待继续探讨证实的问题

1. 对马暖流是否是黑潮在日本九州西南方的直接分支, 过去一直认为黑潮流抵日本九州岛西南外海后, 其本体折向东北, 另一支(即对马暖流)则分东、西两分支分别从东边的对马海峡和西边的朝鲜海峡进入日本海 $40^\circ N$ 稍南处。可是Ichiye (1983)则认为对马暖流是否在九州西南外产生是没有充分证据的。在1942和1943年夏季的一个短时期内, 以海流计观测到九州西边对马暖流呈现为射流状的强化现象, 因而它的动力学是不清楚的。如果设想对马暖流不是在九州西南方直接从黑潮分支而是起源于更南方, 或是像Zheng等 (1982) 从GMS—1和NOAA—5卫星图象上获知的, 在冬季有一支逆着风向从台湾海峡的西部及中部流出, 与台湾暖流相接, 甚至于北和黄海暖流可能相接, 则未尝不可用来解释何以黄海会出现南方浮游藻的现象。

2. 长江径流以什么样状况进入东中国海? 以往认为, 由于地转偏向力的作用, 不论什么季节, 长江径流都是向右偏, 沿江海岸流向浙江的, 由于遥感技术的应用, 人们可

利用人造卫星进行观察。Limeburner (1983) 通过分析水文、海流等的遥感资料, 发现接近长江口的淡水径流, 在不同季节呈现双重形态的分布: 夏季丰水时期, 一支成带状的淡水沿海岸向南流去, 而另一支水深较浅的、低盐度的、卷流状的结构向外海延伸, 其总趋势是向北。冬季枯水季节, 淡水沿岸向南流去, 此时黄海冷水也向南流进东中国海。

七、表层海水中的悬浮颗粒及海水的沉积输送

由于海洋表层海水中悬浮物质的存在, 一方面会影响海水的透明度和混浊度, 从而影响浮游生物的繁殖, 另一方面也可利用它研究各种沉积环境中的沉积作用, 这也与海洋生物的生长有关, 联合国曾于1968年10至11月组织发起东海和黄海地球物理学和沉积学的调查 (Wogeman等, 1970), 本所等 (Honjo等, 1974) 也曾绘制了黄海、东海、巽他陆架表层海水大于0.45微米的悬浮沉积物, 包括浮游生物残存量和非均质矿物等的浓度和中值图, 发现悬浮沉积物从大陆向海洋扩散, 后便与近海富含有机物质和较粗非均质矿物颗粒的水体混合。而后山本聪 (Yamamoto, 1976) 根据各种相关性和主要组分的分析研究, 提出影响表层海水中悬浮沉积物分布的有三个主要因素, 即河流的影响, 海流的状况和海水的生化条件。1978年Emery and Milliman又通过对比大洋东、西两侧沿大陆边缘的悬浮沉积物扩散方式, 得出河流流量和上升流是控制表层海水中悬浮物分布的主要因素。至于悬浮物质中的矿物颗粒主要成因于碎屑, 显现出表层海水侵蚀和搬运的经历以及与河流的关系。在向海底沉积期间, 这类矿物颗粒显示出特强的抗溶蚀性, 和与构成悬浮物质的其它沉积颗粒有关的凝集最大稳定性。

山本聪 (1979) ^[9] 根据上述联合国组织发起调查的悬浮物质取样, 获得如下结论: 表层海水中碎屑矿物颗粒由岸边向外海变粗, 较细颗粒的扩散形式与河流流量有关。黄河、长江等三角洲河流, 携运绝大部分由粘土粒级的碎屑矿物成的悬浮固体颗粒入海。当细粒碎屑矿物与近海富含有机物质的海水混合时, 较细颗粒比较粗颗粒更易发生凝絮作用而从表层海水中迅速地沉积下去, 这就使大量沉积在海滨带的是粘土粒级的碎屑矿物, 而较粗的粉砂粒级的颗粒却仍是悬浮于近海海域中。近海粉砂粒级颗粒在东海北部比在南部的分选要好。分选系数的分布和黑潮流况流动状况颇相一致。较高分选系数部能预示粉砂粒级颗粒含有较粗的砂粒级颗粒, 这就表明, 较粗的砂粒级颗粒来源于台湾近海和巴士海峡, 并沿黑潮流向向北运移。至于近海表层海水中矿粒级颗粒的悬浮机制, 可能由于: (1) 近岸流侵蚀颗粒搬运等作用, (2) 底层流和上升流体近海海底砂粒再悬浮, (3) 来自大陆的风吹挟砂运移等原因造成的。

Milliman等 (1983) 从长江流入东中国海估计每年 500×10^6 吨/年沉积, 最大输送时期是在夏季径流最强时及大潮时。大潮时几为小潮时的两倍, 大潮时枯水时几乎等于小潮丰水时, 在夏季径流最强时, 长江径流将泥沙输入东中国海, 先在河口近岸区沉积, 然后随沿岸流逐渐向东南移动。。冬季, 强劲北风使新近沉积再悬浮, 并被输送到南方, 其中少数沉积移至更远处。

参 考 文 献

- [1]藤原 伊左美: 东中国海海况——温、盐、氧的平均值(1951—1980) 海洋, 科学, NO.4, 246—270, 1981.
- [2]Trump, L. and W.V.Burt: 东中国海冬季的海流计测量, *Journal of Physical Oceanography*, Vol.11, 1300—1306, 1981.
- [3]稻叶荣生: 关于东中国海大陆架上的自记测流, 海和空, Vol.56, NO.1, 1981
- [4]佐伯 正郎: 东中国海海域的黑潮地转流量与日本以南海区的黑潮大弯曲间的关系, *Oceanographic Magazine*, Vol.32, NO.1—2, 11—18, 1982.
- [5]Zheng, Q. A. and V.Klemas: 由卫星图象确定黄海和东海冬季的温度类型、锋面和表层流, *Remote Sensing of Environment*, Vol.12, NO.3, 201—218, 1982
- [6]Longuet—Higgins, M.S.: Action of variable stress at the surface of water waves, *Phys.Fluids*, NO.12, 737—740, 1969.
- [7]Turner, J.S.: Geophysical examples of layering and microstructure: interpretation and relation to laboratory experiments, *Memoires de la Societe Royal-des Sciences de Liege, Sixieme Serie* 4, 11—30, 1973.
- [8]Ruddick, B.R and J.S.Turner: The vertical length scale of double—diffusive intrusions, *Deep—Sea Research*, 26, 903—913, 1979.
- [9]山本聪: 悬浮于黄海和东海表层水中碎屑矿物颗粒的粒度分布, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, Vol.55, 91—99, 1979.

近代海洋环流研究中的几个新方向

景 振 华

(物理海洋与海洋气象学系)

一、中尺度涡旋

1970年苏联以大西洋第70号水文物理实验场为基整,建立了17个锚定浮标站,经过对这些实测资料的长期分析,发现实验场的流方向在3至5周内发生过多次的急剧变化,这是可否设想由于形成天气式涡旋通过试验场的缘故^[1]。经过对各点发生激烈流向变化时间的比较,证实了这种设想,并初步估算了这种涡旋的水平尺度(约从200至400公里)及其运动的流速和流向。根据天气式海洋变化参数,发现了海洋中普遍都存在着天气式中尺度涡旋,为顺时针暖性反气旋式的,也有逆时针冷性气旋式的(图1)。

中尺度涡旋的动能是其内部平均流动动能的10至100倍,与平均流动动能结合在一起的大部分能量是倾斜等压面的位能,可能是动能的1000倍。可是,涡旋的位能仅多少大于动能,因而平均流动的总能量就可能大于涡旋的总能量,即令涡旋到处都是。涡旋对总的环流是重要的,涡旋能从平均流动的上层风生环流中抽出位能,一部分供给涡旋,另一部分便传给大洋深层的平均环流中去。许可直接从平均位能场中供给中尺度涡旋能量值之成长的不稳定性,称为斜压不稳定性,与斜压不稳定性相反的是正压不稳定性,涡旋是从平均流动中的水平切变生成的,因为它没有铅直切变。这两种不稳定性对于海洋中尺度涡旋的产生,或许是其一,或许是其两者。

分析上述水之物理试验场各点在300米深处所测一系列流速,发现流速的北及东分量各有两个差别明显的波动周期,一为75及80昼夜,另一为300及400昼夜,它们的初相由一点到另一点几呈线性变化,但其振幅在试验场各点几保持不变,如表1所示。假定在试验场所测流速的平面波参数(例如振幅和波长)在某一范围内保持其一定值,我们就可用分别向西北和向西南传播的平面波,近以模拟求得天气式流速的时空结构。两个快速平面波形成快速气旋式涡旋,范围为300至400公里,以9公里/昼夜的速度沿280°方向移动,最大流速为11.2厘米/秒;两个慢速平面波形成慢速反气旋式涡旋,范围为300

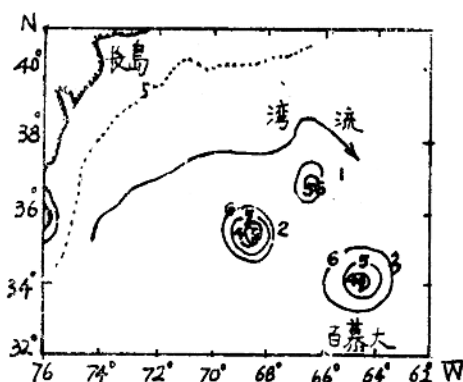


图1.大西洋中尺度涡旋、涡外围用100米单位表示15°C的等温线深度。

公里, 以2.5公里/昼夜的速度沿265°方向移动, 最大流速为8.6厘米/秒。这与试验求得的涡旋平均移动速度和方向很相一致。因而从罗斯贝波线性理论的观点来说, 慢速气旋式涡旋应属斜压场, 而快速气旋式涡旋, 就既有斜压又有正压特性。

表1 分别向西北和西南传播的平面波参数

流速分量	波幅 (厘米/秒)	波长 (公里)	波周期 (昼夜)	动相 (弧度)	相速 (公里/昼夜)	波型	涡旋性质
u	10	400	80	-2.75	5.0	快波	斜压及正压 气旋式
v	5	550	75	0.73	7.3		
u	7	750	400	-2.19	1.9	慢波	斜压 反气旋式
v	5	450	300	0.00	1.5		

如果忽视湍流摩擦力, 则经过时空结构的分析, 在涡旋平衡中起主要作用的将是涡旋铅直分量的局地变化项 $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$ 、线性项 βv 和散度项 $f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$, 因而可知发展中的天气式涡旋场中的局地变化, 主要是线性项起的作用, 同时天气式涡旋场是水平辐散的。

人们日益重视对天气式涡旋结构的物理特性, 形成过程及其与四周环境的相互作用, 因可在深入模拟大尺度大洋环流的形成机制, 特别是在确定海洋状况的短期季节变化上, 取得更重要成果。而更重要的是, 这种天气式涡旋的研究结论, 会给预报全球气候特别是天气带来巨大的影响。

黑潮大弯曲形成的气旋有向南和向西南方向移动的趋势, 而反气旋式涡旋有向北和向东北方向移动的趋势。随着涡旋本身的移动, 在周围水体的水平和铅直混合过程的影响下, 涡旋逐渐消失。涡旋移动速度每昼夜0.5到2海里之间, 寿命约为半年到1年。气旋式涡旋的寿命比反气旋式的短得多, 东经141°至145°E反气旋大弯曲发展时期, 滨海边区经常降水偏多, 而在其消衰年份和反旋式涡旋形成年份, 降水量不足或干旱。乌苏里江径流量增加2—3倍或更多, 而在消衰时期径流量下降。这是因为大弯曲发展时期(暖水突出部), 所研究区域上方的高空锋区向北偏移, 远东高空脊的范围在夏至夏时期从南向北减小, 高空辐合区位于千岛群岛或鄂霍次克海上空, 因此, 鄂霍次克海反气旋概率增加。当鄂霍次克海反气旋强盛时, 滨海地区以多雨天气为主, 它发展较弱时, 则相对干旱。前者, 西到西南方向上的气旋遇到阻塞, 稳定在滨海边区或其附近区域, 后者, 西到西南方向上的气旋沿黑龙江流域滑过, 而滨海边区正在其南侧。

二、大洋赤道上升流

每年夏季6月初到9月, 上升流是几内亚湾沿岸一带的一个重要特征。1974年, 加纳渔业研究所致力于观测几内亚湾夏季上升流^[4]。在流湾的北部沿岸, 大部分地区是沿5°N呈带状向东。但沿海岸存在有限区, 那里局地风向是西南风, 几平行于(仅有一微小向岸分量)海岸, 是有利于促使风驱动上升流的生成。可是在上升流开始前一个时

期，局地风和上升流事件的发生之间存在弱相关，只是在加纳的特马海角附近，季节性上升流可能被局地风增强，因而局地风看来不足以驱动上升流，一定是另在远处有某种强迫力过程，导致几内亚湾上升流的发生。

1974年夏苏联R.V. Passat号船，在10°W的赤道上记录到几内亚湾季节性上升流开始前，海表面温度下降，但落后于几内亚湾中上升流的发生，这就意味着有个基本的斜压性凯尔文波的相速度沿赤道传播，很可能是上升流远距离驱动的机制，和赤道作为波导的证据。Moore 1968年的调查，Katz 1977年的论证，都说明在1974年夏，西赤道大西洋的海洋纬向风应力梯度在增大，而在3月，这种纬向风压力梯度几乎全不出现，其最大值在8月，可一直保持到11月份，冬季低值和夏末高值，始终都出现在西大西洋赤道南北两侧15°的纬距范围内。这表示，向南信风的增强，激起一个沿赤道向东传播的近赤道定向凯尔文波，然后再作为沿岸的凯尔文波向极地传播，导致几内亚湾海岸产生上升流。

由沿着北、南边界的凯尔文波产生的流动，与位相传播的方向相反，向东传播的凯尔文波产生向西的流动，而向西传播的，产生往东的流，沿岸的凯尔文波，产生沿着北、南边界东部区域的向东流动，在较远的西部，流动则是往西的（图2）。沿着北、南边界，流速东分量在向东过程中从负值变到正值，产生一个正散度值，由于连续性，便要求发生一个上升流区域。因此沿着北、南边界向西传播的凯尔文波，对方东的几内亚湾流便起着个强迫的推动作用。

当凯尔文波到达大西洋的东部边界时，它就作为行星波而被反射，它接受部分能量，其余部分便给了沿东部边界从赤道传播出去的沿岸凯尔文波。

平底大洋模式的上升流求的问题，可以简化为求解一系列一阶波动方程，这就使我们可作出一个简单的程序去计算或预报上升流。如果一个以上的简正波对上升流都起着重大作用，则计算需要对每一起重大作用的简正波进行重复，并且将各个结果相加。

这些波动方程每一个都可以下列形式表示：

$$\frac{1}{C} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial x} = B \tau(x, t),$$

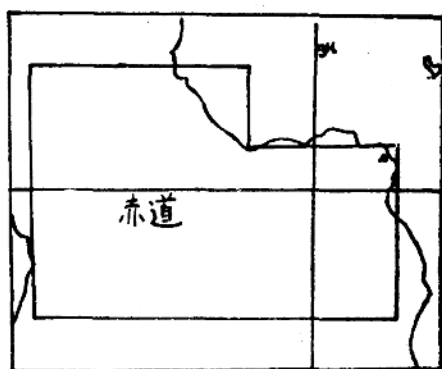


图2° a新几内亚附近模型，纬向5000公里，经向3000公里

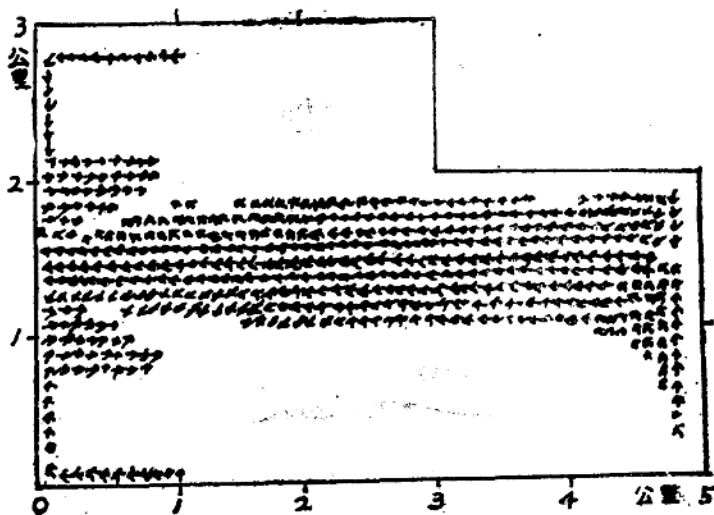


图2b. 第60天的流速矢量, 小于0.05米/秒的流速未标上

对于沿岸和赤道凯尔文波, C (简正波自由波速) $= C_n$, h 为上升流的某一特性, 例如距海岸某一特定距离处的某一特定等密度线的位移。 C 是与海岸平行的风应力分量, 而 B 确定所研究的简正波由风引起到什么程度。如再考虑到造成给定简正波的各种能量耗散过程 $R(x)$, 则

$$\frac{1}{C} \left[\frac{\partial h}{\partial t} + R(x) h \right] + \frac{\partial h}{\partial x} = B\tau(x, t),$$

由此解出 h , 便可计算或预报上升流。

因此例如在秘鲁外海某一点上计算下升流时, 需要知道向北直至赤道的一些岸点上的风应力, 还要知道太平洋赤道沿线的一些点上的风应力 (图3)。在图中指出了在不同时间内, 波的可能位置。这波是作为一个凯尔文波沿着赤道进行, 然后作为一个沿岸陷波向海岸传播的。

3. 爱尔兰—宁诺

在一年大部分时间内, 秘鲁和厄瓜多尔沿海的洋面温度较低, 是因吹向与南美海岸线相平行的偏南风 and 地转产生的混合作用, 使近岸深处富营养的冷水上升到海面所致, 成为知名的鳀鱼场。可是在每年圣诞节前后, 一般暖洋流在厄瓜多尔洋面向南移动, 替换了原有的冷洋面水, 同时出现强烈降雨, 世称爱尔兰—宁诺现象。有时

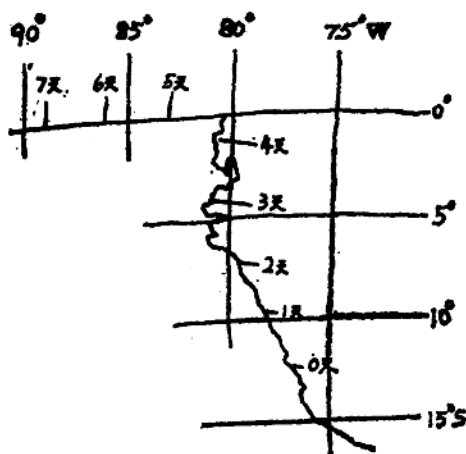


图3. 南美洲海岸, 图中指出在不同时间内波的可能位置。此波作为一个凯尔文波沿赤道前进, 然后作为一个沿岸陷波沿岸前进