

综述

## 海洋中的天气式涡旋

景 振 华

(青岛海洋大学, 青岛 266003)

**提要** 将由海洋中各物理过程产生的海水特性分布非均匀性,分为小、中、天气式和全球 4 种时、空尺度。对比副热带急流所生罗斯贝波变形半径,阐明海洋天气式涡旋小于和慢于大气中的数十倍。对比在高空锋带下方,低层大气锋中出现地面涡,揭示海洋蛇曲中不产生高空锋带类似物及近海底锋;大洋中自由涡虽能集中于海洋上半部,但与大气中低空正、反气旋正相反。因而,锋流环和大洋中涡能对局地天气起作用,流环能成为海洋子午向热传递的重要机制。

**关键词** 海洋中天气式涡旋 天气式涡旋 中尺度涡旋

早从 1930 年开始,苏联、英国、美国等科研机构对海洋中天气式变异进行了一系列观测和试验,发现并证实了天气式涡旋的存在<sup>[1,5,7,9-11]</sup>1977—1979 年苏、美联合进行了 POLYMODE 试验,对海洋天气式涡旋的结构和力学特性,又有了新的揭示。天气式海洋涡旋一方面主宰着海洋中的天气,即海水流速、温度、盐度、声速和其他海洋特性的瞬时分布;另一方面又是形成海洋中“气候”(即上述这些海洋特性的平均分布及它们的长周期变异)的重要角色。天气式涡旋的时间尺度从几周到几个月,水平空间尺度从几十公里到几百公里,而铅直尺度则有 1km 的量级。天气式涡旋可按每天几公里的速度移动,因此在涡旋中的水体运动比平均流大得多。观测数据显示天气式涡旋有很多形式,可粗分为西边界流涡旋(或流环)和大洋涡旋两类。

目前,天气式涡旋在海洋学上有其特殊的重要性,不仅对物理海洋学,而且对气象学、天气学、海洋化学、海洋生物学、海洋声学等各方面学科都有关联影响。

### 一、海洋的非均匀性

海洋中的各种物理过程会导致海水的性质或特性分布的非均匀性。其性质和特性如下:(1)海水在重力场中占据的空间面,即海平面;海水的相态面,即冰盖层。(2)反映海水状态的基本热力学特性,即压力、水温和盐度,及其衍生的热力学特性,例如密度、电导、声速、折射指数和熵等。(3)溶解气体的浓度、气泡、有机物和悬浮矿物质。(4)海水运动特性(包括海平面运动)。

由不同过程产生的非均匀性,有不同的空间尺度  $L$ , 从只有 1mm 几分之几尺度的最小值,大到有整个大洋上万公里的尺度。

接受日期: 1990 年 12 月 20 日。

小尺度非均匀性,从1mm的几分之几到十几米,偶尔可大到数百米,有如下特性:

- (1)产生铅直混合的准各向同性小尺度湍流,从1mm的几分之几到1m,有时到十几米。
- (2)铅直分层的微细结构,铅直尺度从几米到十几米。
- (3)声波,波长从1cm到十几米。
- (4)毛细波,从几毫米到几厘米。
- (5)内重力波,从几十厘米到几公里。

中尺度非均匀性,具几百米到几千米的尺度,有如下特性:(1)内波;(2)惯性振荡,水平尺度为几公里,有时可大到几百公里;(3)浅海中的潮振动,深海潮汐尺度是以整个大洋为其特性的。

天气式非均匀性(几十米到几百公里),具有如下特性:(1)具水平尺度有罗斯贝变形半径级的锋,自由大洋涡旋或罗斯贝波。这个半径为  $L_R = \frac{\bar{N}}{f} H$ ,  $\bar{N}$  是  $B-V$  频率的深度平均值;  $f$  为惯性频率,即科氏参量,  $H$  为海洋深度;  $L_R$  的典型值为 50km。必须注意到,对于某些反映近海面特性的海洋场,例如风浪、漂流和海平面等,能迅速响应大气因素的变化。(2)强迫非均匀性,具有量级为  $L_s = \sqrt{\frac{gH}{f}}$  的大气正压天气过程的尺度,  $H$  为大气层的有效厚度,它大于  $L_R$  的一倍或一倍半。

中尺度的和天气式的非均匀性之区别为:前者是指频率介于惯性频率  $f$  与  $B-V$  频率  $N$  之间,水平尺度介于  $L_f = \left(\frac{\varepsilon}{f^3}\right)^{\frac{1}{2}}$  与  $L_N = \left(\frac{\varepsilon}{N^3}\right)^{\frac{1}{2}}$  之间的非均匀性,  $\varepsilon$  是动能耗散率,此等尺度  $L$  都具海洋或大气有效厚度的量级。后者是指海洋中水平尺度具有量级为罗斯贝变形半径的斜压准地转涡或罗斯贝波,它主要是由大尺度海流的斜压不稳定性产生的。

全球非均匀性的尺度有几千公里或上万公里,包括:(1)季变化;(2)主要(准定常)海流;(3)气候的经圈效应。

热力学场的和流体动力学的全球和天气式非均匀性所描绘的海洋状态,可称为海洋状态的大尺度分量。于是海洋的总环流便可称之为海洋状态大尺度分量的统计集合。必须注意到,在这个定义下,海洋的总环流不包括潮振动。

所有空间非均匀性都有一定的生存期  $\tau$ , 即产生它们的过程期间。例如,小尺度非均匀性主要具几分之几秒至数十分钟的周期特性:(1)具周期  $10^{-3}$ — $10^2$  秒的小尺度湍流;(2)具较长生存期(可能从几分钟到至少为数十小时)的铅直微细结构;(3)具周期从  $10^{-3}$  到 1 秒的声波;(4)具  $10^{-2}$ — $10^{-1}$  秒周期的毛细波,和表面重力波(具有从数秒到几十秒周期);(5)具周期从数十秒到惯性周期  $2\pi/f$ , 即到至少 10—20 个小时的内波。

中尺度非均匀性具典型周期,从几小时到几天,即:(1)有周期在  $2\pi/f$  邻近,从在极地的半天到在纬度  $\pm 30^\circ$  的 1 天,以至于向赤道更增加周期的惯性振动;(2)具潮周期的潮振动,主潮具半太阴日、半太阳日和 1 太阴日和 1 太阳日的周期。这些周期的范围也包括那些由于热力引起的日照周日变动所产生的周日振动。

天气式非均匀性具从几天到几月周期特性:(1)具从几个星期到几个月周期的海洋涡旋或罗斯贝波。例如,根据理论,第一型纬圈斜压罗斯贝波的  $\tau = 2(\beta L_R)^{-1}$ , 式中  $\beta = 2 \times 10^{-8}/(\text{km} \cdot \text{s})$ ,  $L_R = 50\text{km}$ , 于是  $\tau = 2 \times 10^6 \text{s} = 23\text{d}$ 。(2)大气天气过程,具几天量级的周期。

典型全球非均匀性的周期,很可能从几年到几百年。例如,(1)具有12月周期的季节变化。(2)在上层海洋以数年为周期形成的主要海流,有超过几年的周期。大气中天气反馈能产生一个上层海洋—大气—陆地系统中年复一年的变异。(3)反映海面经圈内,主要是由介于赤道与极区间上层海洋中温差形成缓慢热盐环流所产生的,周期超过数百年的铅直层化。与大气和陆地状态两者之间的反馈控制这个过程,能产生出一个世纪的和世纪复世纪的气候变异。

## 二、大气中的天气式过程

在海洋里有很多强烈的天气式尺度的运动,有与所包含的水一道运动的涡旋,也有较长尺度的,越过海水而不携其一道运动的罗斯贝波。这些海洋中天气式过程在外观上与大气中天气式过程类似,可是在本质上,两者之间却存在一定区别。比较研究两者之间的类似和差别,有利于研究海洋中的天气式过程,进而研制预报它们的方法,这也是当今海洋流体动力学中一个紧迫的课题。为此,在此先对形成大气总环流的大气大尺度流动和天气式运动作一概述。

大气总环流的主要能源是太阳热通量,这个热通量在大气外边界上有纯纬圈的逐日平均分布,其必然结果,便是在大气总环流的大尺度流动中,纬圈分量是主要的。大气主要是从其底部受热,且这种加热作用也维持着沿纬圈特性,赤道圈自然就比较地区域更受热。受热的空气膨胀上升,致使固定高度处的压力,在赤道大气中的要比在极地区大,这样,便形成了大气中的纬圈有效位能  $\bar{P}$ 。

纬圈压强差在高空产生了从赤道流向两极的气流,受到科氏力作用偏向东,产生在顶对流层中的西东向运输,即几个气旋环极流。而在这些环极流内便形成一股股相对窄的流,在流速降到只有最大值一半的两点间,其宽度为300—400km,厚度约1—2km,称之为副热带急流,平均在 $\pm 35^\circ$ 纬度的高度约12km处,气压约为200Pa,最大速度 $\geq 60\text{m/s}$ 。

这些急流具斜压不稳定性,一旦在这些流中出现的初始扰动增大,便变成罗斯贝波,具较大的纬圈振幅,量级为400km。罗斯贝波向东前进,要比在主流中的空气慢得多,相对于空气,波以10m/s的相速度向西传播。

罗斯贝波波槽和波脊处形成的气旋和反气旋涡旋,成棋盘格状排列。在其4个格之间出现鞍区,或高空变形场,沿着它的压缩轴,形成高空锋带。又由于在低对流层内下垫面处受热,和在地面上遇冷所发生的热、冷气团相撞,便在这些锋带下面,形成因高空涡的存在所生的大气锋。低层大气中的大气锋,也常是斜压不稳定的,尤其在高空锋带的开口部分下方。在这些锋中如出现波扰动,便产生小范围的近地面涡,成为低空的气旋和反气旋。有时,气流流过地面上的崎岖不平处,有助于形成这种涡。这样,在消耗了大尺度流的有效位能  $\bar{P}$  和动能  $\bar{K}$  后,便产生了天气式过程的有效位能  $P'$  和由  $P'$  再产生它们的动能  $K'$ 。

低空的气旋涡,在带有一个暖扇面经过不成熟的气旋时期,有时便锢囚起来穿透顶对流层,即“被正压化”了。这些“被正压化”的天气式涡旋的统计学很可能由于相应的雷应力功的作功,它们的集合便将部分  $K'$  转变为正压稳定急流的  $K$ 。因此,集合作用在急流上好象为负粘滞性。

海洋环流与大气总环流的主要区别在于大尺度海流的起源,不同于大气大尺度流的。大气总环流的主要大尺度流,即赤道环流和在中纬地带的西东运输,都是由其下方受热和科氏力产生的。而在海洋中主要大尺度流的基本来源是风与海岸和 $\beta$ -效应两者的共同影响。海洋中的西向强化射流,象湾流、黑潮与南极环极流一样,都可认为与大气副热带急流相似,但它们比大气急流窄10倍,也慢几十倍。例如在 Blake Plateau 以东的湾流,在流速降到只有极大值一半的两点之间宽度为 30—40km,最大流速仅为 1.5—2.0m/s。

从动力学观点来看,由深度平均  $B-V$  频率  $\bar{N}$  来表达的海洋平均层化,比大气稳定得多。甚至可仅考虑对流层而忽略平流层。

### 三、海洋中天气式涡旋的形成

海洋有些地区是上部受热,另些地区则是上部遇冷,后者便与大气对流层底部加热形成对照。

海洋来自上方加热的地区,仅有几十米薄上层直接受影响,靠直接和穿透受热。由于受热为静力稳定的,自己不能与下方水混合,即令表面波破碎所生成的强迫混合,也不能穿透很深。由于海洋上层的混合,便在其底边界产生季节密跃层,值为  $\frac{\partial \rho}{\partial z} \sim 10^{-6} \text{g/cm}^4$ , 比接近地面大气层中由于少有的强温度逆转  $\frac{\partial T}{\partial z} \sim 1^\circ \text{cm/m}$  所产生的  $\frac{\partial \rho}{\partial z} \sim 4 \times 10^{-8} \text{g/cm}^4$  大 1.5 个量级。海洋季节密跃层的层化以  $B-V$  频率表示,则  $N \sim 3 \times 10^{-2} \text{/s}$ , 比大气对流层平均的  $\bar{N} \sim 10^{-2} \text{/s}$  稳定,但比强大气温度逆转的  $N \sim 1.7 \times 10^{-1} \text{/s}$  稍不稳定。由于海洋中的上混和层可伸展到每个地方,而大气中的强逆转很少见。因此,海洋中内波比大气中多。然而,季密跃层很薄,因而它的上方加热效应所生的层化,对整个海洋的平均层化无多大意义。

在海洋上方遇冷的地区,冷水下沉,因而减弱层化稳定度的混合作用,类似于对流层下方加热的作用。海洋中的平均层化是稳定的,要比大气中的更接近于绝热层化。海洋中的  $\bar{N} \sim 10^{-3} \text{/s}$ 。

知道了平均层化  $\bar{N}$ , 就能确定第一型斜压罗斯贝波的天气式过程的水平尺度。通过计算,罗斯贝波变形半径  $L_R = (\bar{N}/f)H$ 。取顶对流层和底平流层中急流邻近的平均值  $\bar{N} = 2 \times 10^{-2} \text{/s}$ , 另取  $f = 10^{-4} \text{/s}$ ,  $H = 10 \text{km}$ , 可求得在大气急流中罗斯贝波的  $L_R = 2000 \text{km}$ 。对于海洋,取  $\bar{N} = 10^{-3} \text{/s}$ ,  $H = 5 \text{km}$ , 则可求得  $L_R = 50 \text{km}$ 。对于第一型纬圈斜压罗斯贝波,典型的时间尺度  $\tau = 2(\beta L_R)^{-1}$ ,  $\beta = 2 \times 10^{-8} \text{/(km} \cdot \text{s)}$  时,大气的  $\tau = 14 \text{h}$ , 海洋的  $\tau = 23 \text{d}$ 。海洋涡的典型相速  $c = L_R/\tau = \beta L_R^2/2 = 2.5 \text{cm/s}$ 。因此,海洋的平均层结(有效厚度)小于大气的一个量级。所以海洋中的天气式涡旋在空间尺度上小于大气的数十倍,而在时间尺度上慢于大气的几十倍而成为长寿的。

不稳定出现,在海洋射流中形成的蛇曲和环形锋天气式涡旋(称之为流环),会从母体切离,它们类似大气急流中的罗斯贝波。例如,自西向东的湾流,将北方冷水与南方温水隔开,湾流北方被切离的涡是反气旋式的,包有南方水的暖核,而从南方切离的是气旋式涡,包有北方水的冷核。流环只扩展到海洋的上半部,并与被其包围的水一起运动,从这

个现象看,它是涡。然而它们的运动为向西的系统位移,正是罗斯贝波的典型特征。

海洋射流和流环中的蛇曲,不产生类似于大气高空变形场及高空锋区。因此,它们在海底,即下垫面处,不会发生锋生作用,特别是在海底的影响下,水团几乎不变形,比如在北极和南极水团和某些其他来源的底水中间,还没有发现过近海底的锋。因此,海洋中不存在类似大气中的低空锋气旋和锋反气旋。然而,大气中天气式涡旋,即使是较弱的海流也可使之斜压不稳定性加强。这是因为在海洋中有分布颇广的、区域和热盐锋的存在,它们可出现具暖扇面的气旋类似物,且锢囚起来(在马尾藻海的冬季区域锋的蛇曲中,就曾观察到这种锢囚)。明显地,这些大洋中的自由涡,主要集中在大洋上半部,这与大气中的低空气旋和反气旋相反。

另一方面,在海流流过海底崎岖不平处,象涡旋形成过程和所谓地形罗斯贝波的产生等这些因素,在海洋所扮演的角色,实质上要比在大气中更为重要。海底起伏对涡旋和地形罗斯贝波产生的贡献由  $h/H$  决定,  $h$  为海底起伏不规则物的根均方高度。如果  $h/H$  近似地等于  $L/a$  ( $L$  为波长;  $a$  为地球半径),它的作用可与  $\beta$  效应相比。在海洋中的  $h$  临界值等于  $HL/a$ ,要小于大气中的几十倍。地形涡和罗斯贝波在海洋底层更为显著,尤其在障碍物的后面。

至此,海洋中的天气式涡旋运动,可按其生成锋运动的机制,划分为:(1)射流中的蛇曲和流环机制;(2)大洋中由内斜压不稳定性产生的自由运动涡;(3)地形影响;(4)大气因素。按它们的旋转方向,可分为气旋式( $C$ )和反气旋式( $A$ )运动,又可分为连同被它们包围的水一起运动的涡旋运动( $E$ )和越过水前进的波( $W$ )。

#### 四、海洋天气式涡旋对天气和气候的影响

天气式涡旋影响天气的最重要特性,是它们所产生的温度扰动强度和范围。扰动强度定义为涡旋中表层水温与四周水温的差  $\delta T_s$ 。温度扰动的结果产生了海面与空气中各个能通量场中一些通量的扰动。在这些能通量场之中起主要作用的是潜热通量  $LE$  和显热通量  $H$ 。它们取决于近水面空气层中的风速,温度  $T$  的铅直梯度( $T_s - T_s'$ )和比湿  $\delta q_s$  及其层结状况( $q_s - q_s'$ )。如果空气的变形(指风速)不计,则在温度扰动存在时,  $H$  和  $LE$  的改变为:  $H\delta T_s / (T_s - T_s')$  和  $LE\delta q_s / (q_s - q_s')$ 。当空气在暖流环上流过时,潜热和显热通量可增加好几倍,而在冷流环上流过时,两通量则降低,甚至变为负值。暖流环和冷流环两者效应在下列情况中更有显著差别,由于暖流环是在紧靠大陆处形成,在冬季,越过它们的空气流较冷和较干,而冷流环则是在远离大陆处形成,因此,空气流就有时间被加热和加湿。另暖、冷流环(如墨西哥湾流中向岸反气旋暖流环和离岸气旋冷流环)对大气作用的重要性,还有某些其他的差别:例如,在湾流这两种流环中的主要温度反差,对应于大陆坡水与湾流水间的界面(即主锋),和在湾流与马尾藻海水间形成的次锋,于是在这两种形式的流环中的环流,便分别致力于使主锋保留和次锋扩散。所以,如果一开始两个蛇曲具相同大小,则相应于反气旋流环的温度扰动,就会占据比气旋环流的温度扰动更大的区域。又例如,在暖流环中央部分的水是从上面遇冷,而在冷流环中则是从上面受热。所以,在暖流环上水层的层结变成不稳定,于是与大气的热交换就在比在冷流环中还更厚的水层中发生,而在冷流环中,稳定度增加,与深层水的交换受到遏制。这说明暖反

气旋流环就必定能比冷气旋流环对大气产生更为显著的作用。

举个暖流环作用在大气上的专门例子。1977年9月1日,红外卫星照象侦察出一个新形成的反气旋流环<sup>[2]</sup>,它一直持久到1978年1月24日。约在5个月中,这个涡旋以每天平均4.5km的速度,移动了约580km的路程。在9月底和12月初两次风暴经过后调查中,它的15°C等温面与200m等势面的交线范围,从185km缩小到148km,并且表面水温从26—27°C降到19°C。在涡旋中的海面水温与周围水温之差,从11°C降到3—4°C。混和层的深度,从50m增加到100m。且200m厚的上层水,一次在60天内降温2°C,一次在一个星期内降温1°C,由此产生的冷却率分别为339W/m<sup>2</sup>和1357W/m<sup>2</sup>。为了比较,当时的太阳常数均为1360W/m<sup>2</sup>。又根据数据,在反气旋流环通过的区域内,11月和12月进入大气的平均热通量,分别为270W/m<sup>2</sup>和190W/m<sup>2</sup>,因此,在这个区域,从涡旋进入大气的热传递,要比经常从海洋进入大气的强很多。而气旋流环只对大气过程产生一个较弱的效应。

大洋中的涡旋也对局部天气起一定作用,但与流环相比,程度较小,这是由于在海面它们没有一个明晰的温度场,相应扰动的强度 $\delta T$ ,不超过1—4°C。

下面转述天气式涡旋对气候的影响,意指涡旋对海洋中子午向传热的贡献,这种传递,在半球尺度内或在个别大洋尺度内,都已在很多的研究中作过估算。曾对来自下垫面大气系统的辐射热通量进行过卫星观测<sup>[3]</sup>,同时也对北半球不同纬度处大气中子午向热通量,作了现场可信的估算,这两者的差便是跨越相应纬圈海洋中的热通量。30°N以北主要的贡献是来自大气的传递,30°N以南则是来自海洋中的传递。海洋的传递在20°N几达到最大值,等于 $3.4 \times 10^{15}$ W,这个传递的实际值能变动于 $2.0 \times 10^{15}$ 到 $4.2 \times 10^{15}$ W的两极限值间。在南半球可获得类似的结果<sup>[4]</sup>。

根据观测,锋区流环的形成主要是以海水运动的传递为其特点,即,一个水团在时间过程中虽经受变形但始终是作为一个整体在运动。因此,反气旋的和气旋的流环形成,成为海洋中越过水文锋传递热量的一个有效机制。反气旋流环是在锋的北面形成,它与四周冷水交换热量,而气旋流环则在锋的南面形成,而从它周围的副热带水获得热量。这终究形成一个向北的热传递。估计流环平均线度为200km,环核心与周围环境间的初始温度差为10°C,且仅限于上面1km水层,可发现每对流环被周围环境吸收所提高供越过锋的热传递约为 $1.26 \times 10^{21}$ J/a。如果假定每年有这么6—7对流环形成,且都被周围环境吸收,则越过锋的热传递便约为 $8.4 \times 10^{21}$ J/a或 $2.7 \times 10^{14}$ W,这个总量几乎等于在24°N大西洋内部整个热传递的1/4。

曾对不作任何关于它们性质限制的中大洋涡旋热传递贡献进行估算<sup>[5]</sup>。取在大西洋越过24°N的热传递为 $10^{15}$ W,并假定所有通量都是来自涡旋,且这些通量均匀分布在整个大洋宽6000km,1000m的深度内,可求得平均热通量密度为 $17 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{s}$ 。提供这样热通量密度的涡旋,必须有个平均传送速度和一个温度扰动乘起来为涡旋效率等于 $4(\text{C} \cdot \text{cm})/\text{s}$ 的乘积。按照对北半球大西洋热带和副热带纬度的现场观测数据,实际上得到的是些较小的值,这就得出结论,即涡旋对介于14—35°N间地带的北大西洋,不提供有价值的子午向热通量,尽管在那里这个通量已达到最大值。可是,它们却可在其他别的海区,例如湾流南部,扮演有价值的角色。即根据在37°30'N,55°W的观测,上述的值,在

600m 深处得到约为  $10(\text{°C}\cdot\text{cm})/\text{s}$ , 而在 1000m 深处得到的则为  $1(\text{°C}\cdot\text{cm})/\text{s}$ , 于是就要强调, 由涡旋传递的热量, 其方向是与合成传递的方向相反的, 即朝向赤道。

## 五、结 论<sup>[4]</sup>

- (1) 锋流环和大洋中涡能对局地天气起作用。
- (2) 锋流环具备一个足够的 APE 量(可利用位能量), 可影响天气中的天气式过程。
- (3) 流环可对越过锋的热传递作出有价值的贡献, 因此它们便是一个海洋中子午向热传递的重要机制。
- (4) 在大洋中的涡旋似乎在子午向热传递上没有多大价值, 因而在实际上它不影响气候。

## 参 考 文 献

- [ 1 ] Brekhovskikh, L. M., et al, 1971, Large-scale multibuoy experiment in the Tropical Atlantic, *Deep-Sea Res.*, **18**(12): 1189—1206.
- [ 2 ] Fornshell, J. A. and Criess, W. A., 1979, Anticyclonic eddy observations in the slope water aboard CGC Evergreen, *Journ. Phys. Oceanogr.*, **9**(5): 992—1000.
- [ 3 ] Gill, A. E., 1980, Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc.*, **106**(449): 447—462.
- [ 4 ] Kamenkovich, V. M., et al, 1986, *Synoptic Eddies in the Ocean*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, pp. 383—384.
- [ 5 ] Swallow, J. C. and Hamon, B. V., 1960, Some measurements of deep currents in the Eastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, **6**(2): 155—168.
- [ 6 ] Swallow, J. C., 1971, The Aries current measurements in the Western North Atlantic, *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **A270**(1206): 451—460.
- [ 7 ] The MODE Group, 1978, The Mid-Ocean Dynamics Experiment, *Deep-Sea Res.*, **25**(10): 859—910.
- [ 8 ] Vonder Haar, T. H. and Oort, A. H., 1973, New estimate of annual poleward energy transport by northern hemisphere oceans, *Journ. Phys. Oceanogr.*, **3**(2): 169—172.
- [ 9 ] Кошляков, М. Н., и др, 1972, Многогодовые исследования квазистационарных океанских течений, *Океанология*, **12**(4): 728—734.
- [ 10 ] Озмидов, Р.В. и А.Д. Ямпольский, 1965, Некоторые статистические характеристики колебаний скорости и плотности в океане, *Изв АН СССР, серия физика атмосферы и океана*, **1**(16): 615—622.
- [ 11 ] Штокман, В.Б., и др, 1969, Длительные измерения физических полей на океанических полигонах как новый этап в исследовании океана, *Докл. Акад. Наук СССР*, **186**(5): 1070—1073.

## SYNOPTIC EDDIES IN OCEAN

Jing Zhenhua

(*Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003*)

### ABSTRACT

The inhomogeneous distribution characters of sea water is classified into 4 kinds, namely, small-scale, mesoscale, synoptic and global scale. As compared with Rossby deformation radius in atmospheric jet current synoptic eddies in ocean are ten times as small in their dimensions and ten times as slow as those in atmosphere. Meanders in ocean can not be analogs of atmospheric high-altitude front zones and near-bottom front though free synoptic eddies may concentrate in ocean upper half. They are in contrast to atmospheric low-level cyclones and anticyclones as compared with generation of near-ground eddies under high-altitude front zones. Frontal rings and eddies in open ocean exert effect on local weather, and rings are important to meridional heat transfer in ocean.

**Key words** Eddies in ocean, Synoptic eddies, Mesoscale eddies.