

哈马黑拉涡旋的季节变异研究

翟方国^{1,2,3}, 胡敦欣^{1,2}, 王庆业^{1,2}

(1. 中国科学院 海洋研究所 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院 海洋环流与波动重点实验室 山东 青岛 266071; 3. 中国科学院 研究生院 北京 100049)

摘要: 利用 1992 年 1 月~2006 年 11 月期间的 ECCO2 海洋同化数据资料, 研究了海洋上层 50 m 平均的哈马黑拉涡旋的季节变异特征。结果表明, 哈马黑拉涡旋在 5 月开始出现, 7 月达到最强, 3 月和 4 月消失, 这主要取决于新几内亚沿岸流的季节变化。新几内亚沿岸流 4~11 月为西北向, 从 12 月到次年的 2 月为东南向。随着西北向新几内亚沿岸流的增强, 哈马黑拉涡旋开始出现并增强。而随着西北向新几内亚沿岸流的减弱和反向, 哈马黑拉涡旋减弱并消失。同时棉兰老海流在夏季的增强也有利于哈马黑拉涡旋增强。旨在研究哈马黑拉涡旋的季节变异特征及其影响因子, 为进一步探讨其垂向结构、年际变异等时空变化特征和该区域的环流特征提供研究基础。

关键词: 哈马黑拉涡旋; 季节变异; 新几内亚沿岸流

中图分类号: P731.27 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2013)11-0085-10

热带西太平洋暖池在厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)事件的演变过程中具有重要作用, 同时该海域的环流又因为太平洋-印度洋贯通流的存在而可能是“全球输送带”^[1-2]的重要组成部分。该海域具有复杂的环流系统, 并受到复杂地形的影响。Wyrki^[3]利用历史观测数据首次描述了该海域的海流和水团分布特征。之后随着观测资料的时间和空间覆盖范围的增大以及高分辨率模式的发展, 人们对其特征及变化的研究不断深入^[4-5]。在北半球, 北赤道流沿着 7°~18°N 左右的纬度带向西流, 在菲律宾沿岸分叉成向北的黑潮和向南的棉兰老海流^[6]。在棉兰老岛的南侧, 棉兰老海流水体的一部分直接翻转向东进入北赤道逆流, 另一部分进入苏拉威西海西部海域, 并分为两部分, 一部分穿过望加锡海峡成为印度尼西亚贯穿流的一部分, 另一部分翻转向东沿着苏拉威西海的南侧进入北赤道逆流^[7-8]。在南半球, 沿着新几内亚北侧沿岸存在新几内亚沿岸流^[4]。新几内亚沿岸流存在很强的季节性变化, 冬季为东南向流, 夏季为西北向流, 主要受局地季风的控制^[9-10]。当西北向的新几内亚沿岸流强盛时, 一部分水体直接从哈马黑拉岛的东北进入北赤道逆流, 一部分水体则在哈马黑拉岛的东南部进入哈马黑拉海, 穿过班达海的北部进入马鲁古海, 并最终进入北赤道逆流^[3,7,11]。在棉兰老海流和新几内亚沿岸流的翻转区存在两个半永久性的涡旋, 北侧的是棉兰老涡旋, 南侧的是哈马黑

拉涡旋。气候态的哈马黑拉涡旋如图 1 所示。Takahashi^[12]最先在其研究中发现该涡旋, Wyrki^[3]随后将其命名为哈马黑拉涡旋。哈马黑拉涡旋对南北半球和相邻海域的水团交换具有重要作用^[9,13-15]。同时Kashino等^[16]指出该海域周期为 50 d 左右的季节内震荡可能与类似哈马黑拉涡旋等的海洋涡动有关。哈马黑拉涡旋具有较强的季节变化, 在夏季增强, 在冬季减弱^[3,8,17-19]。Wyrki^[3]和Li等^[17]分别通过分析观测资料和模式模拟结果指出哈马黑拉涡旋仅存在于 5~10 月, 但是由Heron等^[18]对由卫星观测资料得到的实时海洋表层海流资料和由美国海军实验室海洋层化模式(NRL Layered Ocean Model)同化观测数据得到的海洋同化资料的分析可以看出, 哈马黑拉涡旋在冬季也可能存在。因此前人的研究结果相互之间仍存在差异且他们没有系统地分析其季节变异特征和深入讨论影响该季节变化的主要因素。为解决这一问题, 本文利用ECCO2(Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase II)^[20-21]近 15 a 的海洋同化资料对海洋上层 50 m 平均的哈马黑拉涡旋的季节变异特征及其影响因素进行了探讨。

收稿日期: 2012-04-17; 修回日期: 2013-09-10

基金项目: 国家自然科学基金重大项目(40890151); 国家 973 计划项目(2012CB417401)

作者简介: 翟方国(1984-), 男, 山东潍坊人, 博士研究生, 主要从事物理海洋学研究, 电话: 15275209482, E-mail: gzfzhai0513@163.com

1 资料与方法

本文的研究主要使用了 ECCO2 海洋同化数据中的温度、盐度和水平流速的月平均资料，其水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，时间是 1992 年 1 月~2006 年 11 月。本文只利用海洋上层 1 km 的数据，共 28 层。ECCO 作为 WOCE (World Ocean Circulation Experiment) 计划的组成部分开始于 1998 年，基于麻省理工学院的海洋环流模式 (MITgcm)^[22]，旨在将大洋环流模式与各种海洋观测数据相结合以得到对时变海洋状态的定量描述。但是第一代 ECCO 海洋同化数据具有诸多缺点，例如水平分辨率低，在模式中并没有考虑北冰洋和海冰等。为了克服上述缺点，ECCO2 旨在产生一套尽可能好的，全球的，具有涡旋解析分辨率，同化所有可能的海洋和海冰数据的海洋同化资料。ECCO2 的第一套数据基于格林函数方法^[23]，模式配置采用水平分辨率平均为 18 km 左右，垂向为 50 层。更多信息读者可参考 Menemenlis 等^[21]。

图 1 为 1992 年 1 月~2006 年 11 月期间热带太平洋 150°E 以西海洋上层 50 m 平均的流场，该流场很好地展现了该海域的环流和涡旋特征。棉兰老海流在棉兰老岛以南海域分为两支，一支直接翻转向东进入北赤道逆流，另一支进入苏拉威西海西部海域，部分水体翻转向东沿着苏拉威西海的南部进入北赤道逆流。在南半球，新几内亚沿岸流为西北向流，在哈马黑拉岛东南分为两支，一支继续向北在哈马

黑拉岛的东北进入北赤道逆流，另外一支则进入哈马黑拉海，穿过班达海的北部进入马鲁古海，最后进入北赤道逆流。该结果与 Wyrski^[3]、Lukas 等^[7] 的观测和 Qiu 等^[11] 的模式结果一致。在多年平均的流场中，哈马黑拉涡旋非常明显。在本文中，其中心定义为水平流速极小值所在的区域，其经纬度坐标为 130.6°E , 3.4°N (图 1 中的黑点)，与 Hurlburt 等^[24]、Metzger 和 Hurlburt^[25] 的模式结果及 Lukas 等^[7] 和 Kashino 等^[9] 的短期观测结果相比位置偏南，但是与 Qu 等^[13] 利用气候态水文资料得出的结果相近。为了确定哈马黑拉涡旋的边界，我们采用风-角 (winding-angle)^[26] 方法。风-角方法是基于哈马黑拉涡旋周围流函数场的曲率即空间分布形态来确定其边界的，因此比通常采用的 Okubo-Weiss 方法更为精确^[26]。为了确定哈马黑拉涡旋的边界，我们首先目测水平流场确定其是否存在，若其存在则确定流速的极小值所在的区域为其中心。然后从哈马黑拉涡旋的中心向东取点并计算以该点作为起点的流函数，向东的步长取为 0.01°E ，流函数的计算取步长为格点单元的 0.01，顶点数为 12 000。计算沿该流函数至每一个顶点 (第一个顶点除外) 的风角 W ，风角的定义可参看 Chaigneau 等^[26] 的附录。我们采用如下标准，若沿某一流函数存在大于等于 2π 的 $|W|$ ，则认为该流函数属于哈马黑拉涡旋。最后，哈马黑拉涡旋的边界定义为其最外面的流函数。多年平均的哈马黑拉涡旋的边界如图 1 中的黑色曲线所示。哈马黑拉涡旋

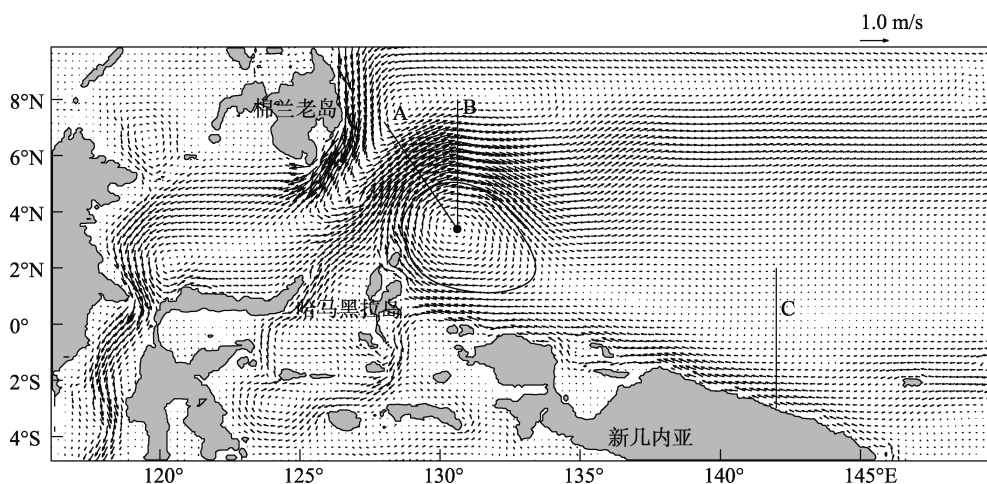


图 1 1992 年 1 月~2006 年 11 月热带太平洋 150°E 以西海洋上层 50 m 平均的流场

Fig. 1 The average horizontal velocity in the upper 50 m west of 150°E in the tropical Pacific Ocean during the period between January 1992 and November 2006

图中黑点为哈马黑拉涡旋的中心，黑色粗实线表示其边缘，三条黑色细实线表示本文选取的三条断面，用 A、B 和 C 表示

The black dot indicates the center of the Halmahera Eddy, while the thick black solid line indicates the edge. The three thin black solid lines present the three sections for the following discussions, indicated by A, B, and C, respectively

的面积 A 定义为其边界所包围的水平面积, 视半径 R 定义为具有面积 A 的等效圆周的半径, 即 $R = \sqrt{A/\pi}$, 涡旋通量 V_f 定义为水平流速沿其边界的斯多克斯积分, 即 $V_f = \oint V \cdot ds$, 平均涡度 ξ 定义为单位面积上的涡旋通量, 即 $\xi = V_f/A$ 。多年平均的哈马黑拉涡旋的面积、视半径、涡旋通量和平均涡度分别为 $1.9 \times 10^5 \text{ km}^2$, 241 km, $5.2 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ 和 $2.9 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

为了研究哈马黑拉涡旋的季节变异特征, 我们将各变量按月份进行多年平均从而得到多年月平均值。各变量的异常值定义为其多年月平均值减去其

平均值。

2 哈马黑拉涡旋的季节变异特征

2.1 若干基本性质的季节变化

图 2 为哈马黑拉涡旋若干基本性质的逐月变化。由图可以看出, 哈马黑拉涡旋于 5 月开始形成, 于次年 2 月接近消亡, 在 3 月和 4 月消失。哈马黑拉涡旋中心的纬向位置(图 2a)在 1 月, 6 月和 8 月与年平均位置重合, 在 2 月, 5 月和 7 月偏东, 而在 9~12 月偏西, 于 10 月位于最西 130.1°E , 于 5 月初形成时位于

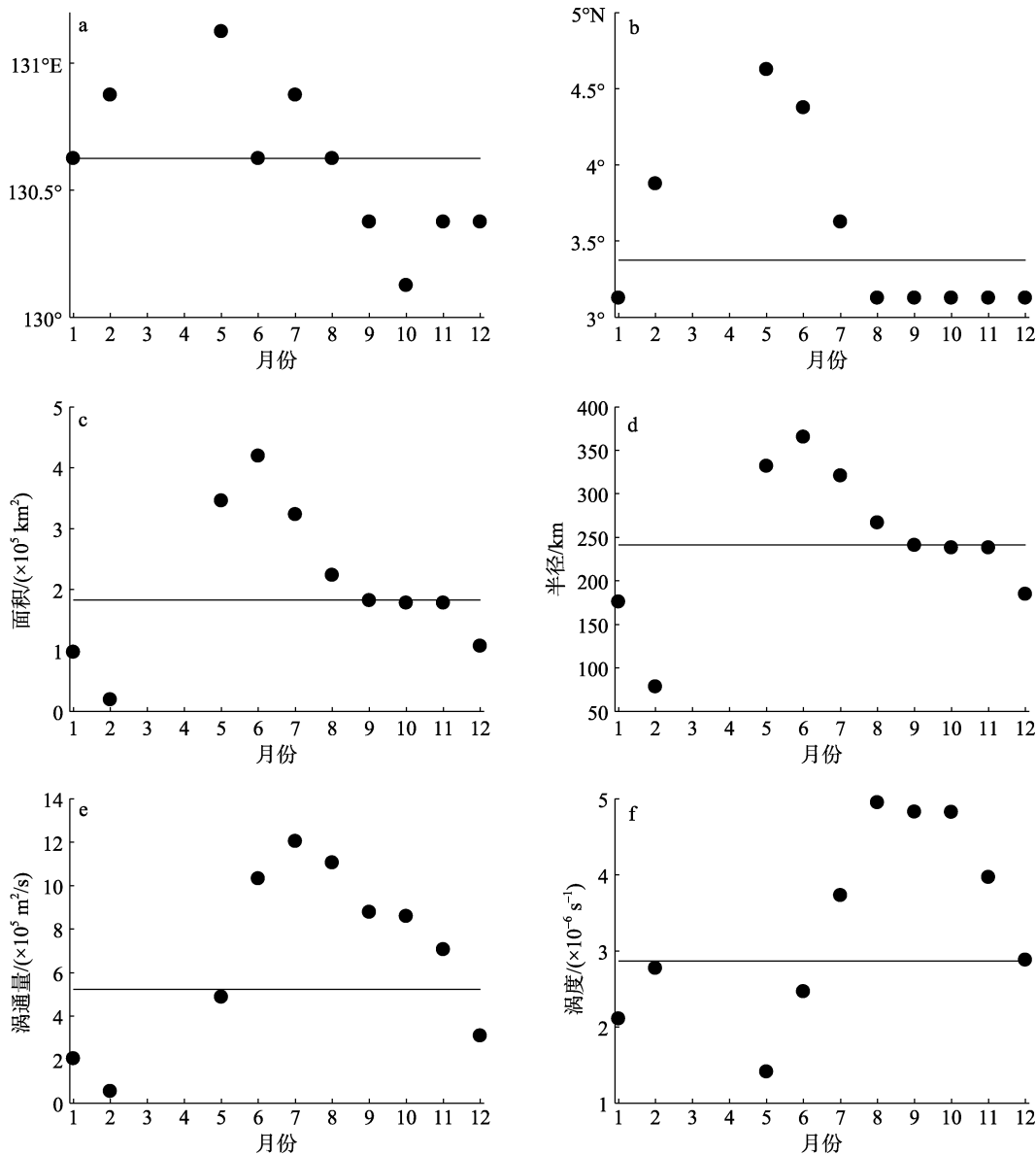


图 2 哈马黑拉涡旋若干基本性质的逐月变化

Fig. 2 Seasonal variation of properties of the Halmahera Eddy

黑色实线表示年平均值

The black solid lines indicate the annual mean values

最东131.1°E, 在整个生命周期内的跨度大约为1.0°。其经向位置(图2b)在2月, 5~7月位于年平均纬度的北面, 而在其他月份(1月, 8~12月)位于南面, 于5月形成时位于最北4.6°N, 于1月, 8~12月位于最南3.1°N, 在整个生命周期内的跨度大约为1.5°。从产生到消亡, 哈马黑拉涡旋首先从5月的最北位置向南移动至8月的最南位置, 然后维持纬度不变至次年的1月, 最后向北移至2月的3.9°N。

哈马黑拉涡旋的面积(图2c)在5月形成时为 $3.5 \times 10^5 \text{ km}^2$, 到6月增大至最大 $4.2 \times 10^5 \text{ km}^2$, 然后开始减小, 至9月减小至年平均的面积 $1.9 \times 10^5 \text{ km}^2$ 并维持至11月, 而后继续减小直到次年3月和4月消失。其视半径的季节变化与其面积是一样的。哈马黑拉涡旋的最大视半径为365 km。其视半径在7月为321 km, 比Kashino等^[16]于1995年7月份得到的观测结果250 km大71 km, 7~9月的平均值为276 km, 比Lukas等^[7]于1988年7~9月期间利用漂流浮子得到的观测结果235 km大41 km。这些差别可能是由以下几方面的原因造成的。第一是模式及同化方法本身的缺陷造成模拟的哈马黑拉涡旋的视半径偏大; 第二是Lukas等^[7]和Kashino等^[16]的观测空间覆盖范围较粗, 难以很好地分辨哈马黑拉涡旋真正的边缘; 第三是哈马黑拉涡旋存在年际时间尺度的变异。已有的研究表明, 该海域的海洋, 包括环流系统, 如北赤道流、棉兰老海流、北赤道逆流和暖池等与ENSO现象联系密切^[27-29], 因此哈马黑拉涡旋可能存在与ENSO现象相关的年际时间尺度的变异。

与其面积和视半径相比, 哈马黑拉涡旋的涡旋通量(图2e)更能反映其强度。由图2e可以看出, 哈马黑拉涡旋在5月开始出现, 逐渐增强, 至7月达到最强, 然后开始衰减至次年2月接近消亡。其在5月的大小接近年平均值, 在6~11月偏强, 而在12月~次年2月则偏弱。涡旋通量的最大值为 $12.0 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ 。因为包含了涡旋面积的变化, 平均涡度的季节变化与涡旋通量稍有不同。平均涡度从5月哈马黑拉涡旋形成逐渐增大至8月达到最大, 而后逐渐减小至次年的1月, 其中8~10月的减小速度比10月~次年1月的减小速度小得多。在次年, 从1~2月, 平均涡度稍有增大, 这主要与哈马黑拉涡旋面积的急剧减小有关。

2.2 水平环流的季节变化

因为哈马黑拉涡旋是该海域存在的几支主要海流与地形相互作用产生的^[30], 因此有必要研究该海

域水平环流的季节变化。图3为150°E以西海洋上层50 m平均的多年月平均流场。5月哈马黑拉涡旋刚出现时的流场和年平均流场类似。棉兰老海流在棉兰老岛以南海域分为两支, 一支直接翻转向东进入北赤道逆流, 另一支进入苏拉威西海西部海域, 一部分穿过望加锡海峡, 一部分翻转向东沿着苏拉威西海的南侧进入北赤道逆流。新几内亚沿岸流为西北向, 在哈马黑拉岛的东南海域分为两支, 一支继续向西北/北在哈马黑拉岛的东北进入北赤道逆流, 一支进入哈马黑拉海, 穿过班达海的北部、马鲁古海进入北赤道逆流。该流场一直持续到11月。在这期间, 苏拉威西海南侧翻转向东的海流在6月和7月期间偏弱, 源于新几内亚沿岸流穿过马鲁古海进入北赤道逆流的水体从10月开始也明显偏弱。到12月, 西北向的新几内亚沿岸流仅存在于139°E以东新几内亚沿岸非常窄的范围内, 在远离岸边的广大海域内为源于北赤道逆流的东南向/东向海流。139°E以西新几内亚沿岸的海流非常弱。在远离新几内亚沿岸的外海为源自北赤道逆流并沿着哈姆黑拉岛东侧南下的东南向流。到次年1月, 在棉兰老岛的南部海域, 棉兰老海流的大部分水体直接翻转向东进入北赤道逆流, 而只有少量水体进入苏拉威西海西部海域, 后者大部分进入望加锡海峡。139°E以东新几内亚沿岸非常窄的范围内仍为西北向海流, 该海流在139°E左右汇入外海的东向/东南向的海流。139°E以西新几内亚北侧沿岸的外海约2个纬度带内均为东向海流, 该海流的水体一部分来自从哈马黑拉岛东侧南下的北赤道逆流分支, 一部分来自哈马黑拉海。从12月到次年的1月, 139°E以西的新几内亚沿岸没有西北向海流, 北赤道逆流的水体主要来自棉兰老海流和南半球通过班达海并穿过马鲁古海的海流。到2月, 在棉兰老岛以南海域, 棉兰老海流除少部分水体直接翻转向东进入北赤道逆流外大部分水体进入苏拉威西海西部海域, 后者大部分进入望加锡海峡, 少部分翻转向东沿着苏拉威西海南侧汇入北赤道逆流。来自班达海的水体, 一部分穿过马鲁古海汇入北赤道逆流, 一部分穿过哈马黑拉海于130°E, 0.5°N附近进入太平洋流向东, 后者在139°E左右一部分与存在于139°E以东新几内亚沿岸非常窄的范围内的西北向海流汇合形成东南向海流, 另一部分与存在于(132°E, 4°N)~(150°E, 4°S)以东广大海域的南赤道流的部分水体汇合并翻转沿1.5°~3°N的纬度带流向西。此时的哈马黑拉涡旋已接近消亡。在3月和4月, 5°N以南新

几内亚沿岸和哈马黑拉岛沿岸以东的广大海域均为西北向的南赤道流，且从3到4月，南赤道流向近岸移动。南赤道流在5°N左右汇入北赤道逆流。哈马黑拉岛东北海域不存在哈马黑拉涡旋。

由流场的季节变化可知，哈马黑拉涡旋的季节变化与北赤道逆流和新几内亚沿岸流密切相关，其中新几内亚沿岸流起决定作用。新几内亚沿岸流 4~11 月为西北向，12 月~次年 2 月为东南

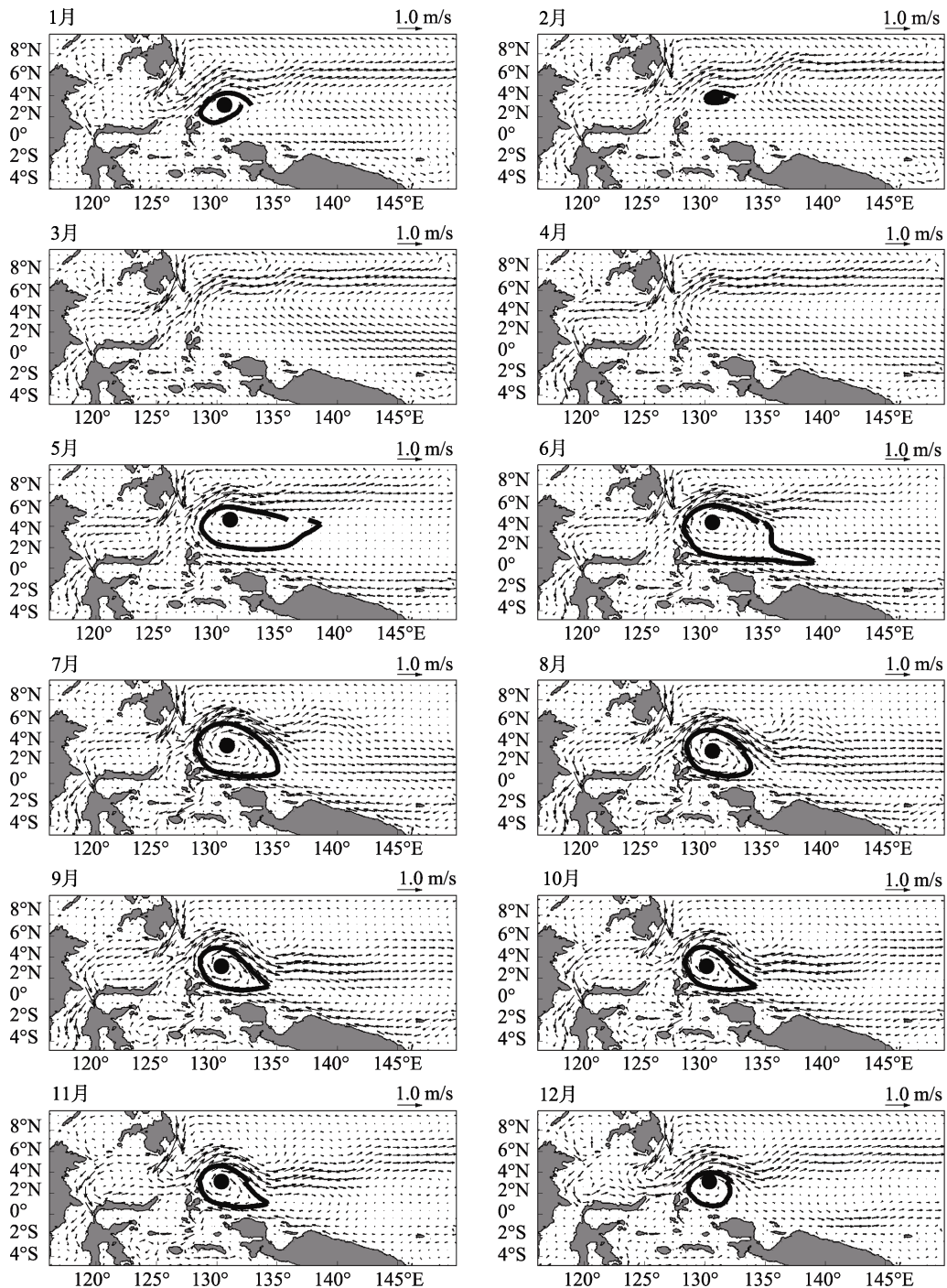


图3 热带太平洋150°E 以西海洋上层50 m 平均的多年月平均流场

Fig. 3 The average seasonal evolution of the horizontal velocity in the upper 50 m west of 150°E in the tropical Pacific Ocean during the period between January 1992 and November 2006

黑点为哈马黑拉涡旋的中心，黑色实线表征哈马黑拉涡旋的边界

The black dots indicate the center of the Halmahera Eddy, while the black solid lines indicate the edge

向。随着西北向新几内亚沿岸流的增强，哈马黑拉涡旋开始出现并增强，而随着新几内亚沿岸流的减弱和反向，哈马黑拉涡旋减弱并消失。下面将详细讨论这种关系。

2.3 北赤道逆流

Heron 等^[18]将北赤道逆流在135°E以东的部分定义为其尾巴，并指出哈马黑拉涡旋的季节变化与北赤道逆流尾巴的季节变化同步。虽然他们关于哈马黑拉涡旋纬度的季节变化的结果与本文(图2b)稍有不同，但是本文中水平环流(图3)的逐月变化确实表明北赤道逆流的主轴存在季节的南北迁移。为了进一步研究北赤道逆流和哈马黑拉涡旋季节变化之间的关系，我们以年平均哈马黑拉涡旋的中心为起点取两个横跨北赤道逆流的断面，如图1中的A和B断面。A断面从年平均哈马黑拉涡旋的中心到128°E, 7.2°N, B断面沿着年平均哈马黑拉涡旋中心的经度从其所在的纬度向北到8°N。我们计算沿这两个断面的海水速度大小，并将速度的最大值定义为北赤道逆流的强度，记录其所在的经纬度，定义为北赤道逆流中心的位置。计算表明北赤道逆流穿过B断面的水体运输的季节变化与其强度的季节变化相同。结果如图4所示。

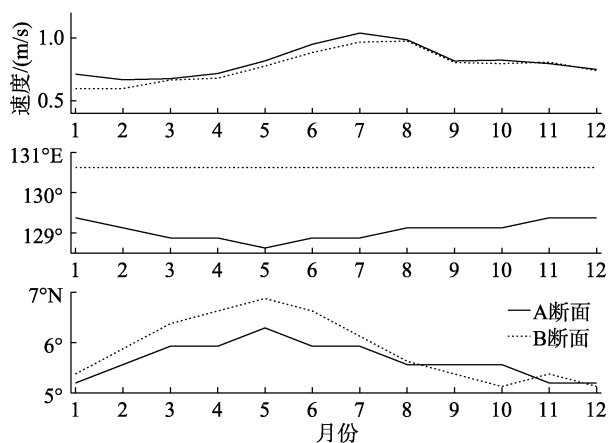


图4 A断面和B断面上北赤道逆流若干属性的逐月变化
Fig. 4 Seasonal variation of properties of the North Equatorial Countercurrent along section A and B

北赤道逆流在两个断面处的强度的季节变化基本相同，夏季最强，冬末最弱。A断面的最大强度发生在7月，最小强度在2月；B断面的最大强度发生在8月，最小强度在1月。沿着A断面，北赤道逆流强度的季节变化与哈马黑拉涡旋涡旋通量的季节变化一致。北赤道逆流中心的纬度在A断面和B断面

上的季节变化一致，5月最北，冬季最南，且从8月到次年的1月变化不大。沿着A断面，北赤道逆流中心的经度在5月最西，冬季最东。这说明5月份哈马黑拉涡旋刚形成时，A断面上北赤道逆流的中心处于其最西北的位置，之后向东南方向移动。到冬季，A断面上北赤道逆流的中心位于其最东南位置，而哈马黑拉涡旋则位于其最西南的位置。由此可见北赤道逆流的季节变化对哈马黑拉涡旋的季节变化具有重要的作用，包括哈马黑拉涡旋的强度和位置的迁移。下面将简单讨论作为北赤道逆流重要的水体来源的两支海流-棉兰老海流和新几内亚沿岸流的季节变化，及其在哈马黑拉涡旋季节变化中的作用。

2.4 棉兰老海流

如图3所示，在棉兰老岛以南海域，棉兰老海流进入北赤道逆流主要有两条路径，一条是直接翻转向东汇入北赤道逆流，一条是环绕苏拉威西海一周然后进入北赤道逆流。此处我们不单独讨论棉兰老海流沿这两条路径的水体运输的季节变化，而只关注其沿7.875°N，从棉兰老岛沿岸到130°E范围内的南向水体运输的季节变化。沿该断面，棉兰老海流主要分布在129°E以西，核心位于127°E附近，与Lukas等^[7]、Wijffels等^[31]和Qu等^[32]等的观测结果一致。南向流速的最大值出现在6~7月份，可达1.2 m/s，与Kashino等^[33]的潜标观测结果一致。棉兰老海流在上层100 m的水体运输为6月最大，11月最小，该季节变化与在上层50 m的水体运输的季节变化相同，但是却滞后于棉兰老海流总的(上1000 m)水体运输大约1个月的时间。关于棉兰老海流的水体运输的季节变化，前人^[5]的研究曾有不同结果。Qiu和Lukas^[34]通过分析数值模式的结果指出棉兰老海流的水体运输在秋季最大，因为此时北赤道流分叉点位于其季节的最北位置。但实际上，北赤道流分叉点的季节最北位置发生在冬季^[6,35]。在另一项研究中，Yaremchuk和Qu^[36]指出棉兰老海流的水体运输在冬季最大，春末夏初最小。以上这些结果与本文的结果差别较大。但是Wang等^[37]通过分析基于GFDL MOM3海洋模式和NODC XTD观测资料的海洋同化资料指出棉兰老海流的水体运输在5~6月最大，10~11月最小，与本文结果相符。由于本文中棉兰老海流的经向流速和最大流速的季节变化均与观测吻合较好，因此我们认为本文得到的棉兰老海流的水体运输的季节变化是可信的。棉兰老海流在夏季的增强可使北赤道逆流在夏季增强，从而有助于哈马黑拉涡旋在夏季达

到最强。

2.5 新几内亚沿岸流

为了研究新几内亚沿岸流的季节变化,我们沿 142°E 从新几内亚沿岸到 2°N 取断面 C。图 5 为沿 C 断面海洋上层 100 m 纬向流的逐月变化。由图可知,沿新几内亚沿岸外侧到赤道的海域为季节性反向的海流,12月~次年的3月为东向/东南向海流,其余月份为西北向海流。由图 3 可知,该东南向海流的水体在 12 月来自新几内亚沿岸近侧的西北向海流和北赤道逆流,在 1 月来自新几内亚沿岸近侧的海流、北

赤道逆流和班达海穿过哈马黑拉海进入太平洋的海流,在 2 月来自新几内亚沿岸近侧的海流和班达海穿过哈马黑拉海进入太平洋的海流,在 3 月来自南赤道流。该海流在 12 月突然出现并开始衰减,到 4 月消亡,在 12 月和 1 月比较强盛时深度可达 100 m 之下。其中心的纬度在 1°S 左右。在新几内亚沿岸的近侧海域全年存在西北向海流。该西北向海流表现出季节变化,在夏秋季偏强,遍及新几内亚和哈马黑拉岛的沿岸,而在冬春季偏弱,且最西只到 139°E 左右(图3)。其中心的纬度在冬季由于以北海

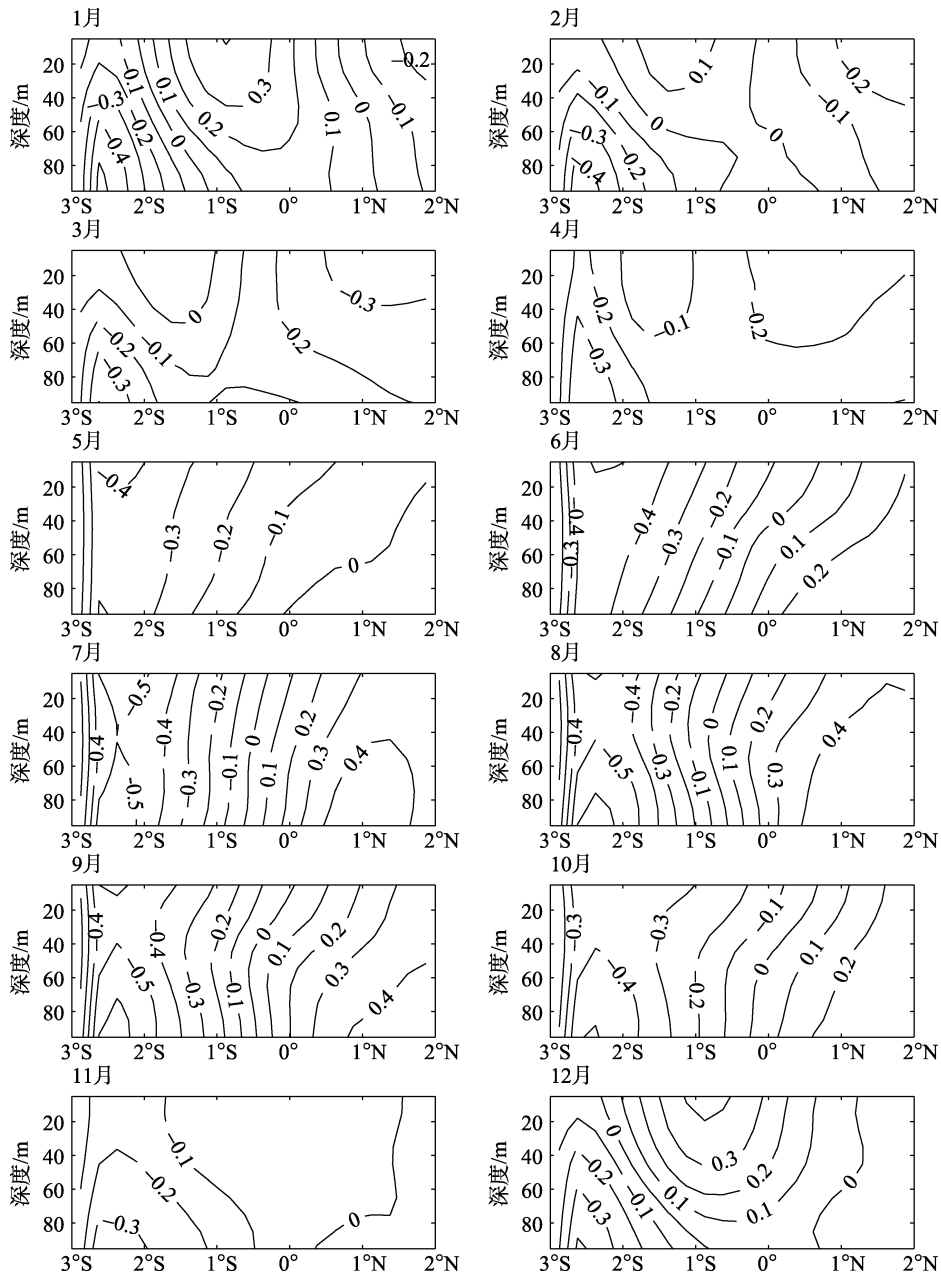


图 5 沿 C 断面海洋上层 100 m 纬向流流速(m/s)的逐月变化

Fig. 5 Seasonal evolution of the zonal velocity (m/s) in the upper 100 m along Section C

域东南向海流的挤压位于 2.6°S 左右, 而春末、夏季和秋季则位于 2.4°S 左右。

夏季和冬季纬向流沿 C 断面的分布与 Ueki 等^[38]于 1995 年~2000 年期间的观测结果大致相同。为了量化新几内亚沿岸流的强度, 我们计算了沿 C 断面从 2.7°S 到 1°S 的海洋上层 100 m 的纬向流的净水体输运。结果表明新几内亚沿岸流在夏季和秋初偏强, 并在 7 月和 9 月呈现双峰结构, 而在其他季节偏弱。前文曾指出北赤道逆流在 7 月最强, 而其之所以在 9 月偏弱是因为此时棉兰老海流偏弱。北赤道逆流之所以在 1~2 月最弱则是因为此时新几内亚沿岸流为东南向。由此可知新几内亚沿岸流的季节反向可严重影响北赤道逆流的季节变化, 并主导了哈马黑拉涡旋的季节变化, 与前文分析结果一致。

3 结论

本文利用 1992 年 1 月~2006 年 11 月的 ECCO2 海洋同化数据研究了海洋上层 50 m 平均的哈马黑拉涡旋的季节变异特征。多年平均的哈马黑拉涡旋的中心位于 130.6°E , 3.4°N , 与 Qu 等^[13]利用气候态水文资料得出的结果接近。然后将各变量进行逐月的多年平均以研究哈马黑拉涡旋的季节变异特征。以涡旋通量表征其强度, 哈马黑拉涡旋出现于 5 月, 至 7 月达到最强, 在 3~4 月消失。哈马黑拉涡旋中心的纬向位置跨度大约为 1.0° , 在 1 月, 6 月和 8 月与年平均位置重合, 在 2 月, 5 月和 7 月偏东, 而在 9~12 月偏西。其经向位置跨度为 1.5° , 先从 5 月涡旋初出现时的最北向南移动至 8 月的最南, 然后维持纬度不变至次年的 1 月, 最后向北移至 2 月的 3.9°N 。其视半径在 5 月为 332 km, 到 6 月达到最大为 365 km, 然后减小, 9~11 月为年平均值, 然后继续减小直到次年的 3~4 月消失。Wyrki^[3]根据观测资料指出哈马黑拉涡旋仅存在于 5~10 月, 而本文的结果表明哈马黑拉涡旋从 5 月一直存在到次年的 2 月, 这种差别很可能是由于哈马黑拉涡旋从 11 月到次年的 2 月处于衰减阶段, 因此难以从 Wyrki^[3]利用的观测资料中辨认出来。

水平环流的季节变化表明, 哈马黑拉涡旋的季节变化与北赤道逆流和新几内亚沿岸流密切相关。哈马黑拉涡旋涡旋通量的季节变化与北赤道逆流强度的季节变化一致, 但主要取决于新几内亚沿岸流的季节变化。新几内亚沿岸流 4~11 月为西北向, 12 月~次年的 2 月为东南向。随着西北向新几内亚沿岸流的

增强, 哈马黑拉涡旋开始出现并增强。而随着新几内亚沿岸流的减弱和反向, 哈马黑拉涡旋迅速减弱并消失。同时棉兰老海流在夏季的增强也会使哈马黑拉涡旋增强。

参考文献:

- [1] Gordon A. Inter-ocean exchanges of thermocline water [J]. *J Geophys Res*, 1986, 91: 5037-5046.
- [2] Schmitz W. On the world ocean circulation, vol. II, The Pacific and Indian Oceans: A global update[R]. Woods Hole, Mass.: Woods Hole Oceanogr Inst, 1996.
- [3] Wyrki K. Physical oceanography of the Southeast Asian Waters[R]. La Jolla, California: The University of California, Scripps Institution of Oceanography, 1961.
- [4] Lukas R, Yamagata T, McCrealy J. Pacific low latitude western boundary currents and the Indonesian Throughflow[J]. *J Geophys Res*, 1996, 101: 12209-12216.
- [5] 周慧, 许建平, 郭佩芳, 等. 北太平洋西边界流综述 [J]. *海洋学研究*, 2006, 24(2): 49-59.
- [6] Qu Tangdong, Lukas R. The bifurcation of the North Equatorial Current in the Pacific[J]. *J Phys Oceanogr*, 2003, 33(1): 5-18.
- [7] Lukas R, Firing E, Hacker P, et al. Observation of the Mindanao Current during the Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study[J]. *J Geophys Res*, 1991, 96:7089-7104.
- [8] Fine R, Lukas R, Bingham F, et al. The western equatorial Pacific: A water mass crossroads[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99: 25063-25080.
- [9] Kashino Y, Watanabe H, Herunadi B, et al. Current variability at the Pacific entrance of the Indonesian throughflow[J]. *J Geophys Res*, 1999, 104: 11021-11035.
- [10] Kuroda Y. Variability of currents off the northern coast of New Guinea[J]. *J Oceanogr*, 2000, 56: 103-116.
- [11] Qiu Bo, Mao Ming, Kashino Y. Intraseasonal variability in the Indo-Pacific Throughflow and the regions surrounding the Indonesian Seas[J]. *J Phys Oceanogr*, 1999, 19(7): 1599-1618.
- [12] Takahashi T. Hydrographic researches in the western equatorial Pacific[J]. *Mem Fac Fish Kagashima Univ*, 1959, 7: 171-147.

- [13] Qu Tangdong, Mitsudera H, Yamagata T. A climatology of the circulation and water mass distribution near the Philippine coast[J]. *J Phys Oceanogr*, 1999, 29(7): 1488-1505.
- [14] Wajsowicz R. Influence of the Halmahera and Mindanao eddies on the water mass pathways of the North Pacific Ocean[J]. *Geophys Res Abstracts*, 2003, 5: 13144-13144.
- [15] Grenier M, Cravatte S, Blanke B, et al. From the western boundary currents to the Pacific equatorial undercurrent: modeled pathways and water mass evolutions[J]. *J Geophys Res*, 2011, 116(C12): C12044.
- [16] Kashino Y, Watanabe H, Herunadi B, et al. Current variability at the Pacific entrance of the Indonesian throughflow[J]. *J Geophys Res*, 1999, 104: 11021-11035.
- [17] Li Rongfeng, Zeng Qingcun, Ji Zhongzhen. Numerical simulation of the Mindanao eddy and tropical currents of Pacific Ocean[J]. *Chin J Oceanol Limnol*, 1992, 10(3): 258-267.
- [18] Heron S, Metzger J, Skirving W. Seasonal variations of the ocean surface circulation in the vicinity of Palau[J]. *J Oceanogr*, 2006, 62: 413-426.
- [19] 高立宝, 于卫东. 太平洋低纬度西边界流和涡旋结构季节变化的观测分析[J]. *海洋科学进展*, 2008, 26(3): 317-325.
- [20] Menemenlis D, Hill C, Adcroft A, et al. NASA supercomputer improves prospects for ocean climate research[J]. *EOS*, 2005, 86: 89-96.
- [21] Menemenlis D, Campin J, Heimbach P, et al. ECCO2: High resolution global ocean and sea ice data synthesis [J]. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 2008, 31: 13-21.
- [22] Marshall J, Adcroft A, Hill C, et al. A finite volume, incompressible Navier-Stokes model for studies of the ocean on parallel computers[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102: 5753-5766.
- [23] Menemenlis D, Fukumori I, Lee T. Using Green's functions to calibrate an ocean general circulation model[J]. *Mon Wea Rev*, 2005, 133: 1224-1240.
- [24] Hurlburt H, Wallcraft A, Sirkes Z, et al. Modeling of the global and Pacific Oceans: on the path to eddy-resolving ocean prediction[J]. *Oceanography*, 1992, 5: 9-18.
- [25] Metzger J, Hurlburt H. Coupled dynamics of the South China Sea, the Sulu Sea, and the Pacific Ocean[J]. *J Geophys Res*, 1996, 101: 12331-12352.
- [26] Chaigneau A, Gizolme A, Grados C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns[J]. *Prog Oceanogr*, 2008, 79: 106-119.
- [27] Wang Chunzai. A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation[J]. *J Clim*, 2001, 14: 98-115.
- [28] Hu Dunxin, Yu Lejiang. An approach to prediction of the South China Sea summer monsoon onset[J]. *Chin J Oceanol Limnol*, 2008, 26(4): 421-424.
- [29] Zhai Fangguo, Hu Dunxin. Interannual variability of transport and bifurcation of the North Equatorial Current in the Northwestern Tropical Pacific Ocean[J]. *Chin J Oceanol Limnol*, 2012, 30(1): 177-185.
- [30] Masumoto Y, Yamagata T. Response of the western tropical Pacific to the Asian Winter Monsoon: the generation of the Mindanao Dome[J]. *J Phys Oceanogr*, 1991, 21(9): 1386-1398.
- [31] Wijffels S, Firing E, Toole J. The mean structure and variability of the Mindanao Current at 8°N[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100:18421-18435.
- [32] Qu Tangdong, Mitsudera H, Yamagata T. On the western boundary currents in the Philippine Sea[J]. *J Geophys Res*, 1998, 103: 7537-7548.
- [33] Kashino Y, Ishida A, Kuroda Y. Variability of the Mindanao Current: Mooring observation results[J]. *Geophys Res Lett*, 2005, 32(18): L18611.
- [34] Qiu Bo, Lukas R. Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary[J]. *J Geophys Res*, 1996, 101: 12315-12330.
- [35] Wang Qingye, Hu Dunxin. Bifurcation of the North Equatorial Current derived from altimetry in the Pacific Ocean[J]. *Journal of Hydrodynamics*, 2006, 18: 620-626.
- [36] Yaremchuk M, Qu Tangdong. Seasonal variability of the large-scale currents near the coast of the Philippines[J]. *J Phys Oceanogr*, 2004,34: 844-855.
- [37] Wang Fan, Chang Ping, Hu Dunxin, et al. Circulation in

the western tropical Pacific Ocean and its seasonal variation[J]. Chin Sci Bull, 2002, 47(7): 591-595.

[38] Ueki I, Kashino Y, Huroda Y. Observation of current

variations off the New Guinea coast including the 1997-1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup

transport[J]. J Geophys Res, 2003, 108(C7) : 3243.

Study on the seasonal variability of the Halmahera Eddy

ZHAI Fang-guo^{1,2,3}, HU Dun-xin^{1,2}, WANG Qing-ye^{1,2}

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Received: Apr., 17, 2012

Key words: Halmahera Eddy; seasonal variability; New Guinea coastal current

Abstract: In this paper, the seasonal variability of the Halmahera Eddy (HE) in the upper 50 m was investigated by using oceanic assimilation data of ECCO2 from January 1992 to November 2006. The results show that the HE first appears around May, peaks in July, and dies out in March and April of the following year, which are mainly resulted from the New Guinea Coastal Current (NGCC) seasonality driven by monsoon. The NGCC flows northwestward from April to November, while southeastward from December to next year February. The HE begins to form and intensify with the strengthening of the northwestward NGCC, but decay and disappear with the weakening and reversing of the northwestward NGCC. In summer, the Mindanao Current strengthens and enhances the HE.

(本文编辑: 刘珊珊 李晓燕)