

萨马岛以东海域的一个次表层暖涡*

丁宗信 白虹

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266003)

提要 通过对 1988 年和 1989 年由中国科学院海洋研究所“科学一号”船在菲律宾以东海域获得的 CTD 调查资料的分析, 发现在萨马 (Samar) 岛以东海域 200m 层下存在着一个东西跨度约为 3 个经度、南北跨度约为 3 个纬度的次表层暖涡, 本文简称为 Samar 暖涡。这个暖流的强度、位置及其所潜在的深度范围均有明显的年际变化。这些变化与棉兰老潜流的变化是一致的。当棉兰老潜流强时, Samar 暖涡也强; 反之它也弱。由此可以看出, 棉兰老潜流和 Samar 暖涡两者之间存在着密切的关系。

关键词 萨马岛 次表层暖涡

菲律宾以东海域是太平洋西部边界流——黑潮和棉兰老海流的源地和流经的水域。正如 Swallow (1976) 所指出的, 在强大的表层流附近常常出现各类涡旋。这对黑潮和棉兰老海流来说也不例外。Nitani (1972) 引用 40 年代和 60 年代多次调查结果, 进一步阐明了吕宋海峡以东的黑潮右侧存在着一个暖涡, 并指出在棉兰老以东的棉兰老海流

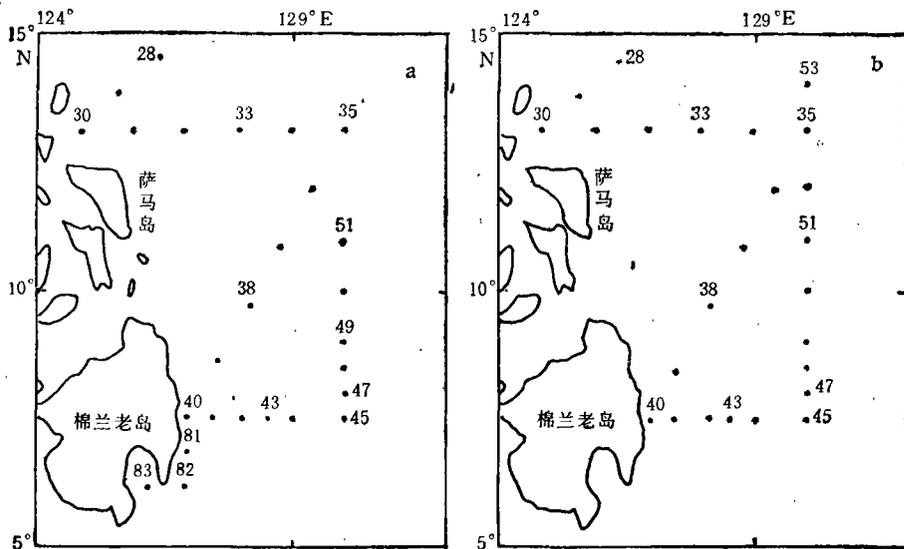


图 1 站位分布

Fig. 1 Station distributions in Oct. 1988 (a) and 1989 (b)

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 2085 号, 国家自然科学基金会资助项目, 49176255 号。
收稿日期: 1992 年 1 月 22 日; 接受日期: 1992 年 6 月 30 日。

的左侧存在着一个以低盐(200m 层) 为其特征的冷涡, 人们称为棉兰老冷涡。到 80 年代, 管秉贤(1983, 1986, 1989) 利用黑潮及其邻近水域的合作调查期间获得的水文和海流资料, 对上述暖涡和冷涡的存在和主要特征进行了详细的论述, 并讨论了棉兰老冷涡的变异与 El Niño 的关系。迄今为止, 在菲律宾以东海域有无其它涡旋存在, 尚未见报道。

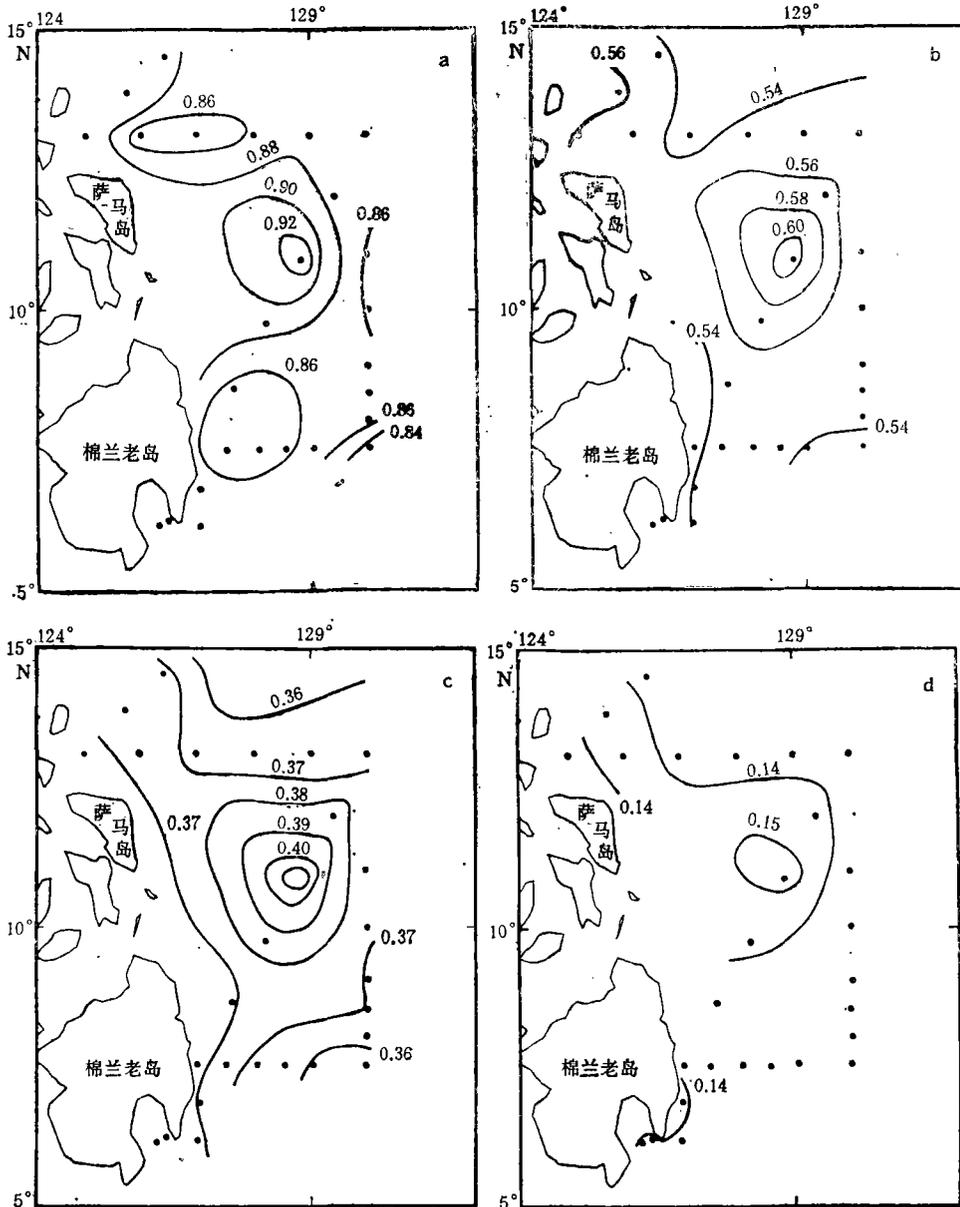


图 2 500m(a), 800m(b), 1000m(c) 和 1300m(d) 相对于 1500m 面的动力地形(动力米)(1988.10)

Fig. 2 Geopotential topographies at 500 m (a), 800 m (b), 1000m(c) and 1300m(d) surfaces (in dynamic meter) referred to 1500m surface in Oct. 1988

本文利用我们在该海域的观测资料,发现在萨马岛以东海域存在有一个次表层暖涡,这将对分析研究菲律宾以东海域的环流具有一定的理论意义。

1 资料与处理方法

本文引用的资料是 1988 年和 1989 年由中国科学院海洋研究所“科学一号”船在菲律宾以东和 130°E 以西、 $7^{\circ}30'\text{N}$ 和琉球群岛以南广大海域内所获得 CTD 调查资料, 站点

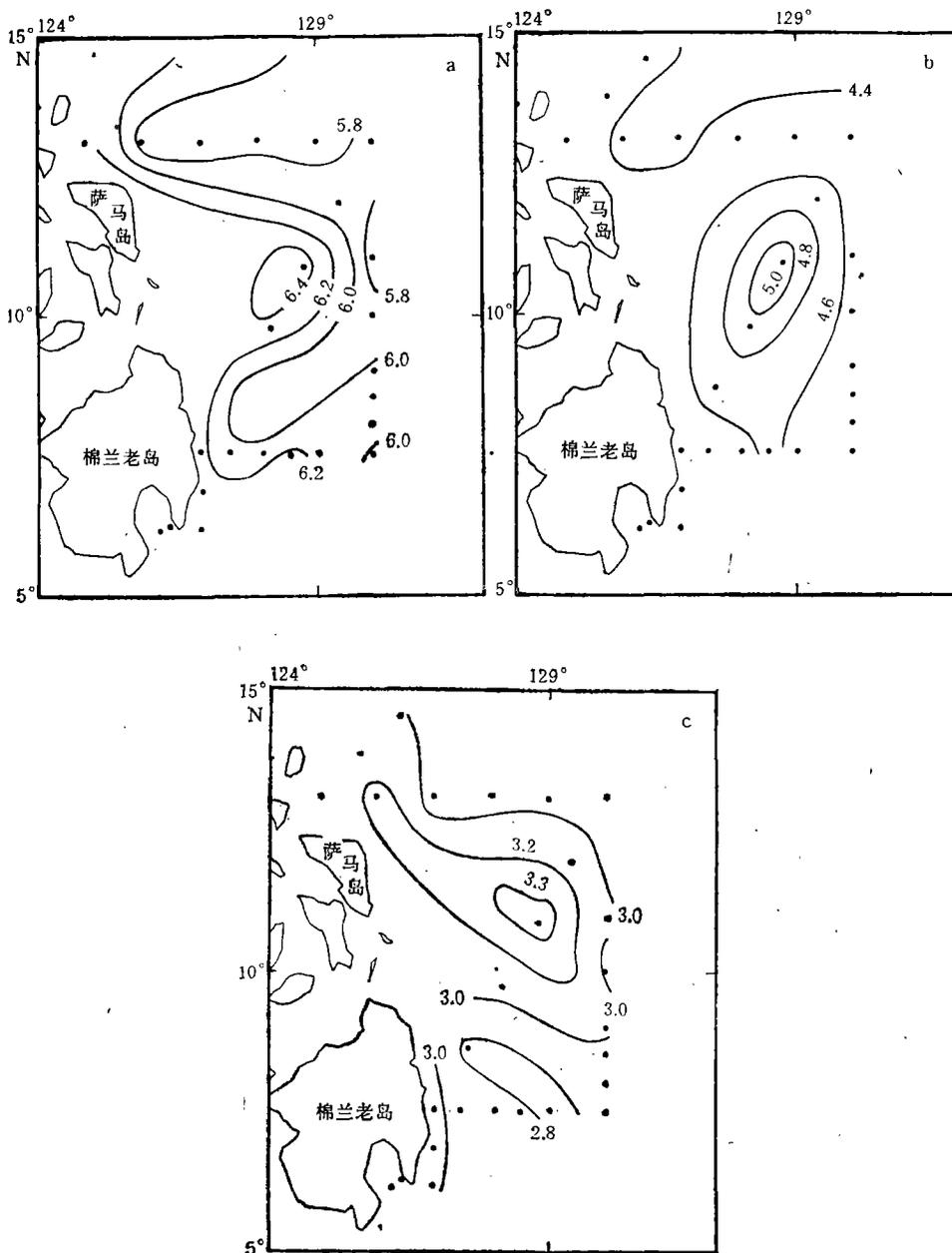


图 3 700m(a), 1000m(b) 和 1500m(c) 层的温度($^{\circ}\text{C}$)分布(1988.10)

Fig. 3 Distributions of temperature at depths of 700m(a), 1000m(b) and 1500m(c) in Oct. 1988

见图 1。流速断面分布是通过动力计算方法得到的。参考面选为 1 500m 层,其理由是所有测站最大观测深度都是 1 500m。

2 Samar 暖涡

1988 年 10 月,曾在萨马岛和棉兰老岛以东海域进行了 4 个断面的观测(见图 1a)。500m,800m,1 000m 和 1 300m 面相对于 1 500m 面的动力高度分布表示在图 2。700m,1 000m 和 1 500m 层的温度分布及沿 35—40 站断面的温度、盐度和密度分布见图 3 和图 4。

由图 2 可以看出,在萨马岛以东的广大海域的 500—1 300m 各层均为一个高区,并且在 1 300m 以上各层均有 3,4 根封闭等值线,高区中心与边缘相差 0.04—0.06 动力米。封闭等值线的存在表明该区的海流作反气旋式运动。在 1 300m 层(见图 2d)上,动力高度线已变得非常稀疏,高区中心与边缘仅相差 0.02 动力米,这说明这一反气旋运动明显减弱。

图 3 表明,在萨马岛以东海域存在着一块暖水,其中心位置约在 9—12°N, 127—30°E 区域内。在 700m 层(见图 3a)上,暖中心温度为 6.4°C,比东部边缘可高出 0.8°C。在 1 000m 层(图 3b)上,暖中心的温度高达 5°C,比周围边缘可高出 0.6°C,有 5.0°C、4.8°C 和 4.6°C 三条等温线呈封闭形,这一层上的温度水平梯度是比较大的。在 1 500m 层(见图 3c)上,暖水向西北扩展而成为一个范围较大的高温带,但是其水平梯度较小,暖中心与边缘仅相差 0.2°C。

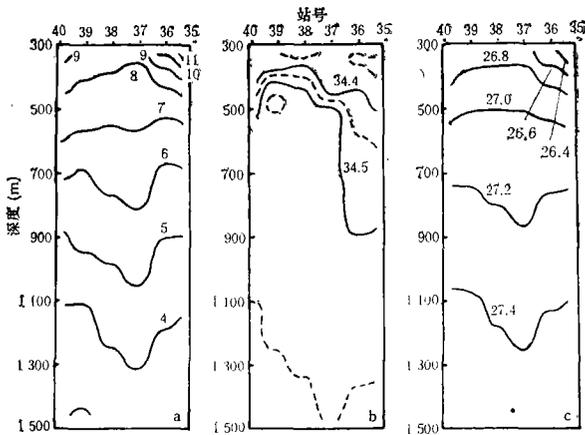


图 4. 温度(a),盐度(b)和密度(c)的断面分布 (1988.10)

Fig. 4 Sectional distributions of Temperature (a), Salinity (b), and σ_t (c) in Oct. 1988

从图 4a 看出,那一暖水存在 在 500—1 500m 层。在暖中心附近,等温线下凹 150—200m。从图 4b 看出,暖水存在的表征并不明显,只有 34.40 和 34.55 两条等盐线有下凹的趋势,除显示暖中心的盐度比边缘稍低外,且在其中间很厚水层盐度垂直变化很小。根据 Nitani (1972) 分析,本海域中层水包括两部分:北太平洋中层低盐(<34.40)水和赤道中层高盐(<34.50)水。赤道中层高盐水是由 7°N 以南向本海域扩展,潜居在北太平洋中层低盐水以下,所以使得很厚水层盐度

变化不大。正由于这个原因,本海域海水密度的变化主要取决于温度变化,关于这一点可从图 4a 和图 4c 比较中清楚地看出。因此,从质量场看,围绕这块以高温(低密)为主要特征的水应有一个反气旋式涡,即暖涡,本文把它称作 Samar 暖涡。

1989 年 10 月,在上述 4 个断面上也进行了同样的观测。700m,1 000m 和 1 500m 层的温度分布如图 5 所示。由图 5 看出,在萨马岛以东海域仍存在一个暖水区,但没有封

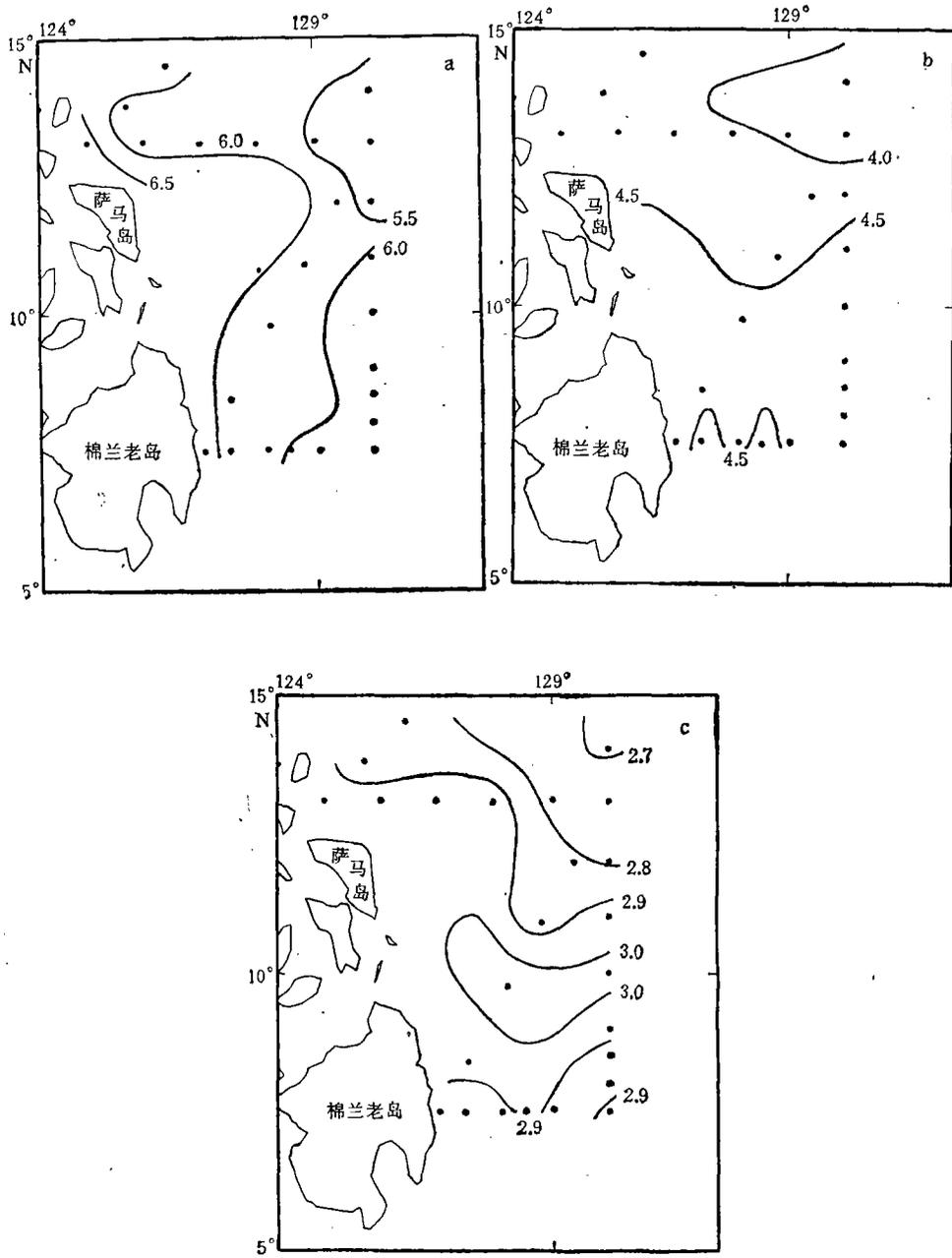


图 5 700m(a), 1000m(b) 和 1500m(c) 层的温度(°C)分布(1989年10月)

Fig. 5 Distributions of temperature at depths of 700m (a), 1000m(b) and 1500m(c) in Oct. 1989

闭的等温线存在,只是在1500m层(见图5c)有一条3.0°C等温线呈近封闭形。这就说明在1989年10月暖水仍然存在,即Samar暖涡也存在。但是从暖水所在深度比1988年深得多,最深在1000m层以下。另外从温度的水平梯度看,1989年比1988年小得多,所以这一暖涡比1988年也弱得多。在1989年10月暖中心的位置已移到130°E或

更东一些(见图 5c), 因此在本海区没有出现明显的暖中心, 当然从盐度也不会看出明显的表征。由此看来, Samar 暖涡可能每年都会出现, 但是从 Samar 暖涡的强度和中心位置及潜在深度上有着明显的年际变异。

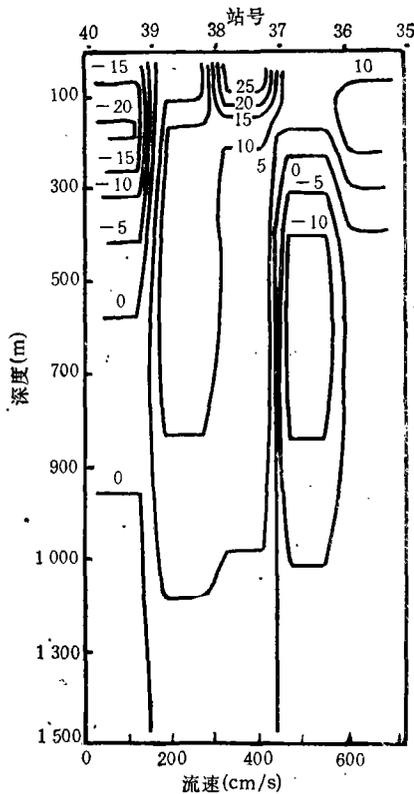


图 6 35—40 站断面流速(cm/s)分布
(1988.10)

Fig. 6 Velocity distribution between
station 35 and 40 in Oct. 1988

从 1988 年横切 Samar 暖涡流速断面结构(见图 6)看, 这个暖涡的上界深度在 200m 层以下, 下界深度延伸至 1500m 以下。暖涡的最大速度约为 10cm/s。从流速的量值看, 它是一个比较弱的次表层暖涡。

3 Samar 暖涡形成原因

关于 Samar 暖涡形成的原因是比较复杂的, 我们还没有深入地研究。但是根据资料的分析, 初步认为与棉兰老潜流有密切的关系。由图 2b 和图 2c 看出, 当棉兰老潜流沿岸北上的过程中, 在萨马岛以东遇到由西北向东南流动的菲律宾东部沿岸流, 将一同转向东, 尔后转向南, 因此棉兰老潜流在向右转的过程中可能导致了 Samar 暖涡的形成。从 1988 年和 1989 年的情况看, 两者的变化是非常一致的。1988 年棉兰老潜流上界深度约为 500m, 下界深度约为 1400m, 核心流速为 5—10cm/s。1989 年棉兰老潜流潜居在 1100m 以下, 核心流速小于 5cm/s。这些与萨马岛以东海域暖水存在的深度是一致的, 换句话说, 是与 Samar 暖涡的变化也是一致的。当棉兰老潜流强的时候, Samar 暖涡也强; 反之亦然。由此看来, 棉兰老潜流对 Samar 暖涡的形成起着重要作用。

4 结语

综上所述, Samar 暖涡是常年存在的一个重要的水文物理现象。它一般潜在 500m 层以下, 核心流速约为 10cm/s, 是一个比较弱的涡旋。它的形成与棉兰老潜流有着密切的关系。因资料所限, 对其形成原因的看法只是初步的, 对否待今后的调查后将做进一步的分析。

参 考 文 献

- 管秉贤, 1983, 黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征, 第二次中国海洋湖沼科学会议论文集, 科学出版社(北京), 19—30。
管秉贤, 1986, 东海海流结构及涡旋特征概述, 海洋科学集刊, 27: 1—21。
管秉贤, 1989, 棉兰老冷涡的变异及其与 El Niño 的关系, 海洋与湖沼, 20(2): 131—137。
Hu Dunxin and Cui Maochang, 1991, The Western Boundary Current of the Pacific and its role in the climate, *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 9(1): 1—14。
Nitani, H., 1972, Beginning of the Kuroshio, *In Kuroshio-Its Physical Aspects*, Tokyo Univ. Press.

pp. 129—163.

Swallow, J. C., 1976, Variable Currents in Mid-Ocean, *Oceanus*, 19(3): 18—25.

A SUBSURFACE WARM EDDY IN THE AREA EAST OF SAMAR ISLAND*

Ding Zongxin Bai Hong

(*Institute of Oceanology, Academic Sinica, Qingdao 266071*)

ABSTRACT

Based on the CTD data gathered by the R/V "Science I" in October of 1988 and 1989 in the area east of the Philippines, we found there exists a subsurface warm eddy, which we name Samar warm eddy in this paper, with a range of 3° (Long.) \times 3° (Lat.) below a depth of 200 meters in the east of Samar Island. The intensity and the depth of this eddy have striking interannual variability, which is associated with that of the Mindanao undercurrent, i.e. the Samar warm eddy intensifies or weakens with intensification or weakening of the Mindanao undercurrent. Therefore, the Mindanao undercurrent plays an important role in the formation of Samar warm eddy.

Key words Samar Island Subsurface warm eddy

* Contribution No. 2085 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.