

TOGA-COARE IOP 期间赤道西太平洋 海表壁垒层的研究*

徐炳荣 林传兰 董如洲 厉善华

(国家海洋局第二海洋研究所 杭州 310012)

提要 根据“向阳红五号”调查船于 1992—1993 年 TOGA-COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere-Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) 强化观测期 (IOP) 期间, 在赤道西太平洋观测到的 CTD、海面气象等资料, 计算了海表 barrier layer (壁垒层) 厚度。并对该海区壁垒层厚度的变化特征及机制作初步分析研究。结果表明, 该海区观测期间壁垒层平均厚度为 11.9m, 较历史平均值薄, 并有明显的逐日变化。局地强降水及海面风速主要通过影响海表混合层深度的变化, 大尺度风场、流况主要通过影响等温层深度的变化而使壁垒层厚度发生变化。

关键词 TOGA-COARE 赤道西太平洋 壁垒层

学科分类号 P731

80 年代以前, 一般认为热带西太平洋表层为一温、盐度垂直分布近于均匀的混合层, 其平均厚度约为 100m。在该混合层底部存在深度基本一致的温、盐、密度跃层。TOGA 计划执行以来, 取得了一批垂直分辨率较高的温、盐观测资料。通过对这些资料的分析, 表明以上看法过于简单。Lukas(1990) 根据 434 个 CTD 站观测资料分析表明, 大部分温、盐垂直廓线在温跃层以上的较浅处存在一明显的盐跃层。此盐跃层及其相应的密跃层比温跃层的深度浅得多, 平均深度仅为 29m。由于该较浅的密跃层在一般情况下能阻止大气强迫作用对其下部海水的影响, 故 Lukas 等 (1991) 将上述密跃层底部到温跃层顶部之间的水层称为壁垒层。由于缺少综合观测资料, 目前对壁垒层的形成机制及分布特征尚不完全清楚。国内对海表壁垒层的分布和形成及剥蚀机制研究尚未见报道。本文根据“向阳红五号”调查船在 TOGA-COARE IOP 期间获得的 CTD、光学雨量计及海面气象等观测资料, 分析了赤道西太平洋壁垒层的分布特征, 并对其形成维持机制进行了探讨。

1 资料及计算、分析方法

1.1 资料

“向阳红五号”调查船在 TOGA-COARE IOP 期间在 155°E, 2°S 附近进行了三个航

* 国家海洋局耦合海气响应实验项目 91-4-08 号。徐炳荣, 男, 出生于 1938 年 7 月, 研究员, Fax: 0086-0571-8071539

收稿日期: 1996-06-14, 收修改稿日期: 1997-05-25

段的多项目的综合性科学考察。三航段的观测时间分别为: 1992年11月5日—30日共26d; 1992年12月16日—1993年1月9日共25d; 1993年1月24日—2月19日共27天。本文利用该综合考察中 Mark III CTD(每6h观测一次), 海面气象(每3h观测一次), 光学雨量计观测的各降水时段的降水量, 及20—40m层平均海流等资料分析海表壁垒层厚度的分布和变化。具体观测仪器的性能及观测、记录方法、质量控制等可参阅“向阳红五号”船耦合海气响应试验科学报告(国家海洋局, 1996)。

1.2 计算、分析方法

采用上述观测资料中的 Mark III CTD 200m 以浅 10^2hPa 分辨率的温、盐记录, 计算了逐次观测的壁垒层厚度。根据海面气象各要素观测记录计算日平均海面热通量的各分量值, 计算方法根据 Esbensen 等(1989)。根据日平均海面热通量及光学雨量计记录的日降水率用下式计算日平均海面浮力通量 ($B: \text{kg} / \text{m}^2 \cdot \text{s}$):

$$B = -\frac{\alpha F}{C_{pw}} - \beta(E - P)S_0 \quad (1)$$

式中, F 为海面热通量(向大气为正); E, P 分别为海面蒸发率及降水率; S_0 为海表层盐度; C_{pw} 为海水定压比热; α, β 分别为海水热膨胀系数及盐度压缩系数, 由海表层温、盐度值所决定。(1)式右边第一、二项分别表示由海面热通量及淡水通量产生的浮力通量。本文还据各现场观测资料计算了海面风速 ($W: \text{m} / \text{s}$)、降水率及20—40m层纬向流速 ($u: \text{cm} / \text{s}$) 的日平均值。

根据壁垒层定义, 壁垒层厚度 (D_b) 可由下式决定:

$$D_b = D_l - D_m \quad (2)$$

式中, D_l 及 D_m 分别为等温层及海表混合层深度(m)。确定 D_l 及 D_m 的方法有多种, Sprintall 等(1992)在比较了各种方法后用如下方法确定 D_l 和 D_m : 当水温首次达到比海面温度低 0.5°C 时的深度为 D_l , 当条件密度 (σ_t) 值首次到达 $\sigma_{t0} + \Delta\sigma_t$ 时的深度为 D_m 。此处 $\Delta\sigma_{t0}$ 为表层海水条件密度, $\Delta\sigma_t$ 为一条件密度增量, 由下式决定:

$$\Delta\sigma_t = \Delta T \rho \frac{\partial \sigma_t}{\partial T} \quad (3)$$

式中, ρ 为表层海水密度; $\frac{\partial \sigma_t}{\partial T}$ 为海水热膨胀系数; ΔT 为给定的与海表层温度之差值,

此处定为 0.5°C 。You 等(1993)在分析“Franklin”号 TOGA-COARE 期间 D_b 分布后指出, 当 D_b 较厚或不存在时, 各种方法确定的 D_b 都较一致, 但当 D_b 较薄时, 差别较大。他们认为这主要是因为 D_l 的确定不够精确。故他们改用水温随深度两阶差分首次达到一最大值时的深度定为 D_l 。据上述研究结果本文用下列方法确定 D_l 及 D_m : 10m 深度以下, 当水温两阶垂直差分首次到达 $\geq 0.05^\circ\text{C} / \text{m}^2$ 时的深度为 D_l , 当海水条件密度首次达到 $\sigma_{t10} + \Delta\sigma_t$ 时的深度定为 D_m 。此处 $\Delta\sigma_{t10}$ 为 10m 处海水条件密度, $\Delta\sigma_t$ 由(3)式决定。本文用 10m 层温、盐度作为决定 D_l, D_m 之起点, 可以基本上避免海表温、盐度的日变化及局地强降水造成的影响。

2 各航段壁垒层厚度的变化特征

2.1 各航段壁垒层厚度的变化

从表 1 可看出本次考察期间, 壁垒层厚度较薄, 三个航段平均 D_b 值仅 11.9m, 比 Sprintall 等 (1992) 据历史资料计算的季平均值要薄得多。但与徐炳荣等 (1998)¹⁾ 据中美 TOGA 资料计算的赤道剖面 D_b 值比较, 其值与该文中第二航次及第四航次 (分别为 1986—1987 El Niño 前期及后期) 之 D_b 平均值 (分别为 11.7m 及 12.0m) 几乎一致。

从表 1 可以看出当 B 较大时壁垒层较厚, 如第一航段平均 B 为 $6.8 \times 10^{-6} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, D_b 为 16.9m, 而第三航段平均 B 仅为 $1.7 \times 10^{-6} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 相应 D_b 为 6.1m。 D_b 在第一航段较厚, 第三航段较薄之特征, 与同期“Franklin”号在附近海区的观测结果 (You 等, 1993) 一致: 根据 You 等计算, 1992 年 11 月 23—27 日 (对应第一航段) D_b 在 20—30m 之间, 1993 年 1 月 28 日—2 月 2 日 (对应第三航段) D_b 为 5—10m。

表 1 三个航段 D_b 及其他要素之平均值

Tab.1 Mean values of D_b and some other elements for R/V “Xiangyanghong 5” three cruises during TOGA-COARE IOP

要素	第一航段	第二航段	第三航段	平均
D_b (m)	16.9	12.8	6.1	11.9
D_l (m)	69.7	65.3	63.1	66.2
D_m (m)	52.9	52.8	56.9	54.2
B ($10^{-6} \text{kgm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)	6.8	2.2	1.7	3.5
F ($\text{Wm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)	-57	3	-19	-24
W (ms^{-1})	3.6	5.7	4.7	4.7
P ($10^{-6} \text{kgm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)	13.0	14.0	6.5	11.3
E ($10^{-6} \text{kgm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)	4.2	5.9	5.7	5.3

从图 1 可看出, 第一、第二航段 D_b 一般都 $\geq 10\text{m}$, 说明此时壁垒层是经常存在的。而第三航段 D_b 基本上为 5—10m。从图 1、表 1 还可看出, 考察期间 D_l 较浅, 一般都小于 80m, 其平均值为 66m 左右。而据历史资料及中美 TOGA 观测资料, 在 $155\text{—}160^\circ\text{E}$ 赤道附近 D_l 平均值为 70—80m。在 El Niño 前期, D_l 可达 100m 以上。因为考察期间 D_l 较浅故相对应之

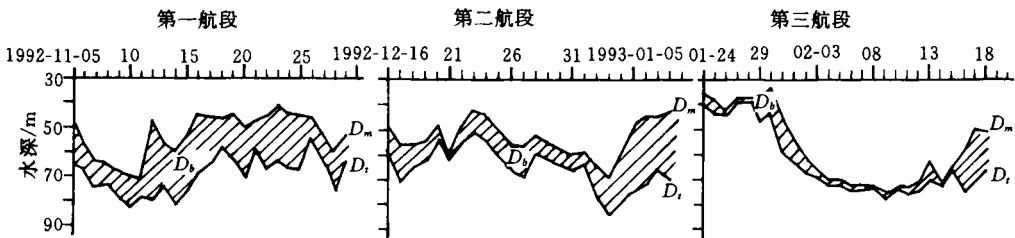


图 1 三个航段 D_l , D_m , D_b 日平均值变化曲线

Fig.1 Evolution of daily mean values of D_l , D_m , D_b for three cruises during TOGA-COARE IOP

1) 徐炳荣等, 1998. 西太平洋暖水池区壁垒层分布及年际变化. 中国海洋学文集. 待发表

D_b 也较薄。考察期间 D_b 较浅可能与此时正处于 1991—1992 El Niño 及 1993 El Niño 两个事件之间有关。由于上述两个 El Niño 事件间隔时间较短,西太平洋暖水没有恢复到正常水平,使得此时 D_b 较浅。

2.2 壁垒层发生频率统计

壁垒层发生频率可用在总观测次数中 $D_b \geq 10\text{m}$ 所占频率来表示。统计表明一至三航段 $D_b \geq 10\text{m}$ 之频率分别为 74.7%, 69.8%, 23.2%。三个航段平均 $D_b \geq 10\text{m}$ 之频率为 53.0%, 比 Lukas(1990)根据 WEPOCS 资料、徐炳荣等(1998)¹⁾根据中美 TOGA 资料统计出现频率低一些。这主要是第三航段出现频率仅 23.2%, 第一、二航段平均出现频率为 68% 左右与上述文献结果相差不大。

3 影响壁垒层厚度变化的机制

由于壁垒层厚度是等温层和混合层深度之差,故影响等温层及混合层深度变化的各项因素都可能对壁垒层厚度产生影响。但壁垒层的形成和维持的关键是要在温跃层上部有一较浅的盐度较低的水层,故该淡水层的形成和维持及其扩展深度对壁垒层的形成和维持起到关键作用。下面根据“向阳红五号”调查船所取得的资料初步分析影响壁垒层厚度变化的物理机制。

3.1 日平均值分析

根据观测期间 D_b , B 及 W 日平均值变化曲线(仅用第二航段曲线说明,图 2)可知,当 B 为较大正值, W 较小时,一般 D_b 较厚。相反 B 为负值, W 较大时, D_b 一般较薄。

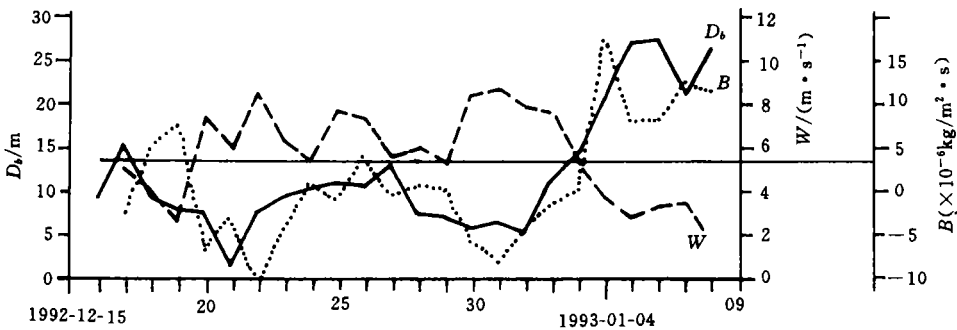


图 2 第二航段 D_b , B 及 W 日平均值变化曲线

Fig.2 Evolution of daily mean values of D_b , B and W for the second cruise during TOGA-COARE IOP

根据(1)式,海面浮力通量由淡水通量及热通量产生的浮力通量两部分组成。其中淡水通量由降水率及蒸发率决定。当有较强降水时,海面浮力通量为较大正值。另外,当海面热通量为负值时(海表层净得热量),浮力通量为正值,故一般晴朗的白天,风速又较小时,海面浮力通量也为正值。据上述分析,局地有强降水或晴朗的白天,风速又较小时海面浮力通量为较大的正值,有利于海表淡水层的形成和维持,此时表现为海表混合层较浅, D_b 加厚。相反当风速较大,且无强降水时, D_b 较薄。海面风速除对海面热通量及淡水通

1) 徐炳荣等, 1998. 西太平洋暖水池区壁垒层分布及年际变化. 中国海洋学文集. 待发表

量有上述影响外,它产生的湍流动能也会影响海表层的混合及 D_m 深度,从而对 D_b 产生影响。Chu(1990)用参数化表达式判别海面湍流动能与浮力通量之相对大小对海表混合层深度的影响,指出当浮力作用大于湍流动能作用时,海表混合层呈阻尼态,其深度与海表摩擦速度成正比,与浮力通量成反比。当湍流动能作用大于浮力作用时,海表混合层成卷夹态,混合层深度随卷夹速度而加深。

表 2 $B \geq 3.5 \times 10^{-6} \text{kg} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})$, $W < 5 \text{m} / \text{s}$ 的观测日期及相应的日平均 D_b 值

Tab.2 The date which satisfied $B \geq 3.5 \times 10^{-6} \text{kg} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})$, $W < 5 \text{m} / \text{s}$ during the observed period and coincided with daily mean value of D_b

日期	天数(d)	各时段 D_b 之和(m)	日平均 D_b (m)
1992-11-08-24	17	338.2	19.9
1992-11-27-28	2	26.7	13.4
1992-12-18-19	2	18.4	9.2
1992-12-27	1	9.0	9.0
1993-01-04-08	5	133.6	26.7
1993-02-13	1	6.5	6.5
1993-02-15-17	3	43.9	14.6
合计	31	576.3	平均 $D_b = 18.6 \text{m}$

根据上面分析可知,在一般情形下 B 为较大正值, W 又较小时, D_m 较浅, D_b 较厚。本次考察的观测资料也可证明这点。作者选取日平均 $B \geq 3.5 \times 10^{-6} \text{kg} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 日平均 $W < 5.0 \text{m} / \text{s}$ 作为 B 较大, W 较小的条件(从表 1 中可知考察期间, B 平均值为 $3.5 \times 10^{-6} \text{kg} / (\text{m}^2 \cdot \text{s})$, W 平均值为 $4.7 \text{m} / \text{s}$)。本次考察总观测日为 75d, 满足此条件的有 31d, 其具体日期及 D_b 值列于表 2。从表 2 中可看出 31d 日平均 D_b 值为 18.6m, 而其余 44d, 日平均 D_b 仅为 6.9m。这表明较大的海面浮力通量和小的风速对维持较厚的壁垒层是很重要的。

3.2 据逐次观测资料分析

第二航段每 6h 一次的 D_m 及 W 变化曲线示于图 3(其它航段从略)。从图 3 中可以看



图 3 第二航段每 6h 一次 D_m 及 W 变化曲线

Fig.3 Evolution of every 6h value of D_m and W for the second cruise during TOGA-COARE IOP

出,当风速较大时,一般对应 D_m 较深,相应 D_b 较薄。如上所述,由于局地海面风速较大时,不仅输送给海表层的湍流动能增加,而且使海面浮力通量减小,两者共同作用使海表层对流混合加强,海表混合层加深,壁垒层厚度变薄。根据 6h 一次的观测资料, W 超前于 D_m 24h 的相关系数,第一航段为 0.34($n = 88$),第二航段为 0.29($n = 82$),第三航段为 0.39($n = 89$),均超过 $\alpha = 0.01$ 的置信水平。

从观测期间每 6h 降水量及对应的 D_b 变化曲线可以看出,当局地有强降水时,一般 D_b 有一加厚的过程(图略)。这主要是因为局地强降水使海面形成的淡水通量产生的正浮力通量比因降水使海面冷却而产生的负浮力通量大得多。故当局地强降水时,海面浮力通量一般为大的正值,若当时风速又较小,则可形成较厚的壁垒层。如 1993 年 1 月 4 日—6 日,这三天总降水量达 65.4mm,而风速又较小(在 4m/s 以下),故这段时间 D_b 皆大于 20m,最厚时达 36m 左右(表 2)。

3.3 海表层流况及风场对壁垒层厚度的影响

从图 4 可看出,表层为较强东向流时,相对 D_i 较深,反之当表层为西向流时, D_i 较浅。据壁垒层定义, D_b 厚度一般与 D_i 深度相对应,即当 D_i 深时, D_b 较厚。三个航段纬向流速(u)与其后两天的 D_i 的相关系数分别为 0.77, 0.72, 0.77,均超过 $\alpha = 0.01$ 的置信水平。

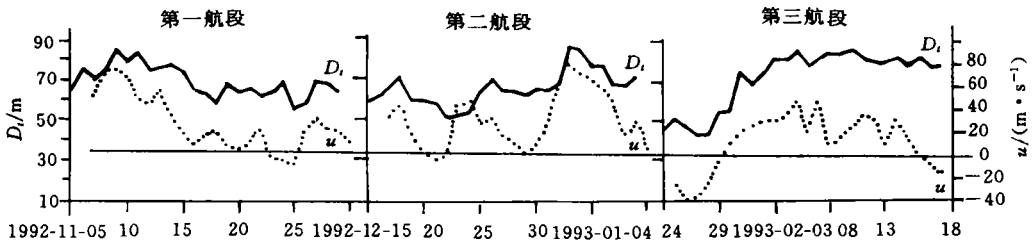


图 4 三个航段日平均 u 与 D_i 值变化曲线

Fig.4 Evolution of daily mean values of u and D_i for three cruises during TOGA-COARE IOP

上述 u 与 D_i 的密切关系可能是因为当表层为较强东向流时,海表层呈辐合下沉趋势,使温跃层加深, D_i 变深。相反当表层为较强西向流时,海表层呈辐散上升趋势,使温跃层上升, D_i 变浅。

除前所述局地风速对 D_m 产生影响而使 D_b 厚度发生变化外,大尺度风场的变化也可以通过影响 D_i 而使壁垒层厚度发生变化。例如第三航段 1 月 24 日—30 日 D_i 都很浅,仅为 40m 左右(图 1)。这可能与在 1 月 14 日—25 日期间,考察海区基本上为偏东风控制有关。由于受较长时间偏东风的影响,1 月 22 日—29 日表层海流呈强的西向流,流速为 -30cm/s 左右(图 4)。长时间表层西向流使海表层呈辐散趋势, D_i 变浅, D_b 仅为 5m 左右。到 26 日起 10°N 一带有三个低压发生,考察海区为西风控制,使 D_i 加深。这段时间温跃层升降的变化从 TOGA-COARE International Project Office(1993)¹⁾所给出的赤道附

1) TOGA-COARE International Project Office, 1993. TOGA-COARE Intensive Observing Period Operations Summary, 5-101, 5-113

近沿 156.1°E 剖面温度分布图(图略)也可看出:1月27日 28℃等温线深度为 50m 左右,到 1月31日以后 28℃等温线深度大于 75m。

4 结论

通过上述对赤道西太平洋 D_b 的变化特征及机制的分析,可得出如下几点结论。

4.1 考察期间平均 D_b 为 11.9m, $D_b \geq 10\text{m}$ 的出现频率为 53%,比历史平均值薄(低)。但与“Franklin”号同期观测结果及中美 TOGA 航次中 El Nino 时期的观测结果一致。

4.2 影响赤道西太平洋 D_b 变化的局地因素主要为降雨量及海面风速。这两个因素可用海面浮力通量来表征。当海面浮力通量为较大正(负)值时,由于 D_m 变浅(深), D_b 加厚(变薄)。

4.3 影响赤道西太平洋 D_b 变化的大尺度因素主要为海面风场和海表层流况,当海区较长时间吹西(东)风,并海表层为东(西)向流时,由于 D_l 加深(浅),相应 D_b 加厚(变薄)。由于赤道西太平洋风场,海表层流况及降雨量的年际变化与 ENSO 循环密切相关,故该海区 D_b 年际变化与 ENSO 事件是有密切关系的。

致谢 本文有关资料由国家海洋局海洋信息中心、南海分局提供,谨志谢忱

参 考 文 献

- 国家海洋局,1996。“向阳红 5 号”船 TOGA-COARE IOP 科学报告。北京:海洋出版社。3—7
- Chu P C, Garwood, R, Muller P, 1990. Unstable and damped modes in coupled ocean mixed layer and cloud models. *J Mas Systems*, 1:1—11
- Esbenson S K, Kushnir Y, 1989. Climate Research Institute Report No.29. Covallis: Oregon State University press. 2—5
- Lukas R, 1990. Freshwater input to the western equatorial Pacific Ocean and air-sea interaction. *in Proceedings of US-PRC International TOGA Symposium*. Beijing: China Ocean Press. 305—327
- Lukas R, Lindstrom E J, 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific. *J Geophys Res Suppl*, 96: 3343—3357
- Sprintall J, Tomczak M, 1992. Evidence of the barrier layer in surface layer of the tropics. *J Geophys Res*, 97:7305—7316
- You Y, Tomczak M, 1993. Observations of barrier layer during TOGA-COARE. *TOGA Notes*, 13:1—5

OBSERVATION AND ANALYSIS OF BARRIER LAYER IN THE WESTERN EQUATORIAL PACIFIC DURING TOGA-COARE IOP

XU Bing-rong, LIN Chuan-lan, DONG Ru-zhou, LI Shan-hua

(*Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou, 310012*)

Abstract Analyses of the variational features and mechanism of the barrier layer thickness (D_b) in the western equatorial Pacific using data collected by the R/V "Xiangyonghong 5" during TOGA-COARE IOP cruises showed that:

(1) During the observational period the mean of D_b is 11.9m, the occurrence frequency of $D_b \geq 10\text{m}$ was 53%, both being less than those estimated from historical data, but consistent with the observational results from the R/V "Franklin" in the same period and from the Sino-US TOGA program during El Niño period cruises.

(2) Local elements influencing variation of D_b were local sea surface wind speed and rainfall. These two elements could be indicated by sea surface buoyancy flux(B). When B was a larger positive (negative) value, due to shallowing (deepening) of the mixed layer, D_b became thicker (thinner).

(3) Large scale elements influencing D_b variation were sea surface wind field and current state. When steady westerly (easterly) winds blew over the study area and eastward(westward) currents prevailed in the sea surface layer, due to deepening(shallowing) of isothermal layer depth, D_b thickens(thins). The inter-annual variation of sea surface wind field, current state and rainfall in the western equatorial Pacific were highly correlated with the ENSO cycle, so the D_b variation responded accordingly with the ENSO event.

Key words TOGA-COARE Western equatorial Pacific Barrier layer

Subject classification number P731