对印度洋偶极子中海洋环流 异常的模拟研究*

赵其庚

(国家气候中心,北京 100081)

摘 要 用高分辨率印度洋一太平洋区域海洋环流模式(IPOM)模拟研究印度洋偶极子(IOD)过程。用观测的 1990 年~1999 年热带海表风应力强迫 IPOM,模拟出 20 世纪 90 年代出现的两次(1994 年和 1997 年)IOD 过程中热带印度洋海温异常的一些基本特征。通过模拟的海洋环流过程,揭示出 IOD 过程中海洋环流异常的物理图像。发现在 IOD 事件时,东赤道印度洋上层出现强的向西(负)的距平流窄带,此距平流在赤道两侧向外辐散,且具有向西传的海洋 Rossby 波特征。IOD 位相时在沿赤道的垂直剖面上,存在一个明显的距平环流圈:表层为强的向西距平流;下面为向东的补偿流;80°E 以东存在着明显的涌升流,构成垂直环流圈的上升支;其下沉支主要在 55°E 以西的西印度洋。同时在热带东印度洋赤道两侧各有一个垂直的经向距平环流圈,其共同的上升支在赤道附近。在反 IOD 位相时,洋流距平分布与 IOD 位相截然相反,但洋流距平的绝对值较小。由上述距平洋流分布的特征发现,IOD 过程中热带印度洋海温异常(东冷西暖)现象,可从水平和垂直海流的异常变化,特别是大范围异常涌升流和沉降流的出现得到解释。

关键词:印度洋;偶极子;海洋环流模式;温跃层;距平环流圈

1 引言

一个多世纪以来,人们就企图从热带海洋温度的变化寻找气候异常变化的原因和 预测因子。20世纪80年代以来,对发生在热带太平洋的年际时间尺度气候异常事件 ——厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)的监测、研究和预测有了重大进展,促进了季到年 际时间尺度短期气候预测的开展。由于热带印度洋海温不如热带中东太平洋年际变化 大,对热带印度洋年际异常变化的特征和规律的研究进展相对迟缓。我国学者对印度洋 海温和风场变化的特征及对大气环流和我国降水的影响非常关注,进行了许多研究。 陈烈庭等^[1,2]指出,由于夏季风来源不同,南印度洋海温呈纬向分布,北印度洋海温呈 经向分布,阿拉伯海至南海海温距平的分布主要有东暖西冷和东冷西暖两种型式,并 讨论了与长江中下游梅雨的关系。高士英和王静曙^[3]分析研究了近赤道印度洋风场变 化与 ENSO 的关系。最近,Saji等^[4]和 Webster 等^[5]指出,热带印度洋存在独立于 ENSO 的年际尺度变化模态——印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole,简称 IOD),它

²⁰⁰¹⁻⁰⁵⁻²³ 收到, 2001-09-17 收到三改稿

^{*} 国家"九五"重中之重项目"我国短期气候预测系统的研究"96-908-06-06-16加强课题资助

可导致印度洋及邻近地区气候异常,如 1997 年的 IOD 即是当年东非暴雨成灾和印度尼 西亚干旱及森林大火的重要原因,因而引起国际上的关注。由于印度洋与我国季风及 雨带变化密切相关,对印度洋偶极子的进一步认识和研究很有必要。

当前对 IOD 的研究刚刚开始, Saji 等^[4]综合分析了近 40 年来 6 次 IOD 过程,发现 季节锁相是一个重要特征,进而给出了这 6 次过程海表温度(SST)和风场的综合变化 型式。Webster 等^[5]以 1997~1998 年的 IOD 为典型进行了动力学诊断分析,提出了初 步的动力学概念模型,但对它的形成、演变和位相转变过程及与其他气候现象的关系 还不很清楚。特别是由于缺乏系统的海洋环流资料,对其中海洋过程的认识更欠缺, 也更困难。本文利用我们最近建立的高分辨率印度洋一太平洋区域海洋环流模式 (IPOM)^[6]对 IOD 进行模拟研究,探讨 IOD 发展变化过程中海洋环流变化的特征和作 用,揭示 IOD 演变中海洋过程的物理图像,进一步认识海气相互作用过程与 IOD 位相 变化的动力学关系。

2 模式简介

IPOM 是在美国地球物理流体动力实验室(GFDL)模块式海洋模式(MOM2)^[7]的基础上建立的三维原始方程海洋环流模式。其主要目的在于模拟热带印度洋和太平 洋上层环流的季到年际时间尺度的变化。主要修改有:

(1)水平范围取 35°S 以北的印度洋和太平洋海盆(25°E~70°W, 35°S~60°N)。
水平分辨率:经向不均一,在赤道南北 10°以内为(1/3)°,10°~22°范围为(1/3)°~
1°,22°以外为 1°;纬向为 1.5°。垂直方向 31 层,上面 12 层等距分布,间隔 10 m,400 m 以上共有 22 层。

(2)模式海岸线和海底地形比较逼真,根据 Scripps 海洋研究所 1°×1°海底地形资料制作,对于临近我国的西太平洋和南海区域海岸线、海底地形和海洋通道作了细致处理,使其接近实际。

(3) 模式中对海面热通量 Q 和淡水通量 F 的计算公式由原来的牛顿阻尼型改为:

$$Q = Q_{\rm c} - \left(\frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}t} \right)_{\rm c} \left(T_{\rm c} - T \right), \tag{1}$$

$$F = (P - E)_{c} + \alpha (S_{c} - S), \qquad (2)$$

式中 T、S、P和E分别表示海面的温度、盐度、降水和蒸发,下标 c 表示气候值, α 为阻尼常数。 Q_c 、 $(P-E)_c$ 、 $(dQ/dt)_c$ 和 T_c 、 S_c 分别取自 Oberhuber^[8]和 Levitus^[9]的 月气候值。

(4) 对太阳短波辐射通量向海面下的穿透作用进行了参数化。因为在低分辨率海 洋模式中,一般规定海面热通量Q在第一垂直层被全部吸收,但是对高分辨率海洋模 式误差较大,需考虑包括在海面热通量中的太阳短波辐射通量向下层穿透作用。一般 能量随深度按指数衰减。本模式假设其穿透系数*R*^{*k*} 对深度*z*^{*k*} 的关系为

$$R_{k} = A e^{-z_{k}/l_{1}} + (1 - A) e^{-z_{k}/l_{2}}, \qquad (3)$$

其中, A=0.58, $l_1=0.35$ m, $l_2=23$ m, 即能量的 58%按 0.35 m 的 e 折尺度衰减, 能量的 42%按 23 m 的 e 折尺度衰减。

在本文模拟试验中,模式的次网格尺度垂直混合过程,采用依赖于 Richardson 数

的 Pacanowski-Philander 方案^[10]。水平混合采用二阶混合方案。

用 IPOM 进行的各项模拟试验表明:模式能较好地模拟出印度洋和太平洋的气候 状态和季节变化的主要特征(包括温度、洋流和垂度速度),尤其是对热带海洋温跃层 和季节变化的模拟比较接近观测分析的结果^[6]。图1是模拟的沿赤道上层(0~400 m) 海洋温度的垂直分布与观测分析的比较,可见模式较准确地模拟了东印度洋和西太平 洋暖水区(28°C 以上)及海洋温跃层的位置。用观测的海表风应力强迫海洋模式进行 的试验表明,模式较好地模拟出厄尔尼诺事件和拉尼娜事件中海洋波动在赤道太平洋 的传播过程。这主要是模式分辨率提高和海表通量处理改善的结果。因此,本文采用 IPOM 对 IOD 的海洋环流过程进行模拟研究。



图 1 沿赤道上层(0~400 m)海洋温度(°C)的垂直分布 (a)观测分析值,取自 Scripps 海洋研究所 1980~1989 年平均;(b) IPOM 模拟值

3 对 1990~1999 年 IOD 的模拟

赤道印度洋 SST 的纬向梯度方向与太平洋不同(参见图 1),太平洋是西暖东冷, 东西温差可达 5°C 以上,而印度洋是东较暖西略冷,东西温差仅 2°C 左右。当热带印度 洋发生 IOD 事件时,SST 东部变冷,西部变暖,可使 SST 梯度方向逆转,成为西暖东 冷的异常状态。为了便于比较,本文采用 Saji 等^[4]对 IOD 事件的定义,取热带西印度 洋(50°E~70°E, 10°S~10°N) 与热带东南印度洋(90°E~110°E, 10°S~赤道)的 SST 距平之差为偶极子指数(Dipole Mode Index, 简称 DMI)。DMI 为正值表示热带 印度洋西部的 SST 距平大于东部,正值较大时可改变 SST 纬向梯度方向,产生 IOD 事 件。Saji 等据 1958 年以后 DMI 的极大值确定了 6 个 IOD 事件年(1961、1967、1972、 1982、1994 和 1997 年)。

模拟试验是在对 IPOM 进行由静止海洋开始的 40 年气候积分(spin-up)以后,用 1990 年 1 月至 1999 年 12 月的逐月观测风应力(FSU 热带印度洋、太平洋虚拟风应力 资料)^[11]强迫 IPOM 进行 10 年积分。积分中热通量和淡水通量计算仍用公式(1)和 (2),与 spin-up 时相同。

图 2 是模式模拟的 DMI 与观测值的比较,观测值据美国国家环境预报中心 (NCEP)再分析的 SST 资料计算。由图可见,对 20 世纪 90 年代出现的两次 IOD 事件 (1994年和 1997年),模式都在一定程度上模拟了出来,其中 1994年模拟的 DMI 偏 小,1997年的 DMI 很接近分析实况,但位相略有落后。



图 2 模式模拟的 1990~1999 年 DMI(虚线) 与观测值(实践)的比较

1997年的 IOD 开始于夏季,峰值出现在当年 11 月,DMI 为 2.55℃,模拟值为 2.21℃;结束于 1998年春季,到 1998年 10 月达到反位相峰值,观测和模拟的 DMI 值 分别为-1.15和-0.75。图 3和图 4 是模拟的 1997年 11 月热带印度洋和太平洋的 SST 距平(图 3)和沿赤道垂直剖面上的海温距平与欧洲中心观测分析值(周距平)的比较。可见,模式模拟的热带印度洋 SST 距平东负西正的分布型式和中心位置与分析 基本一致,即在东南印度洋为负距平,中心接近苏门答腊海岸,强度达-2℃以上;孟加拉湾大部(除西北部外)为正距平;热带西印度洋为正距平,大于 1℃的距平中心在 热带西北印度洋。但模拟的东部负距平大于 1℃的区域偏大,西部正距平大于 1℃的区域偏小。在沿赤道垂直剖面(图 4)上模式模拟出东印度洋近苏门答腊海岸区域温跃层(80 m 深附近)的强负距平,但强度有些偏小,同时也模拟出西印度洋的正距平。1994年的 IOD 也开始于夏季,10 月 DMI 达到峰值。模拟的热带印度洋 SST 距平也是东负 西正型式,在沿赤道垂直剖面上也模拟出东印度洋近苏门答腊海岸区域温跃层的强负



图 3 模拟的 1997 年 11 月热带印度洋和太平洋的 SST 距平(℃, b) 与欧洲中心观测分析值(周距平, a) 的比较



图 4 模拟的 1997 年 11 月热带印度洋和太平洋沿赤道垂直剖面上的海温距平 (℃, b) 与欧洲中心观测分析值(周距平, a)的比较

距平(图略)。因此可以说, IPOM 在观测风应力强迫下基本模拟出 1997 和 1994 年 IOD事件的主要特征。这说明 IOD 是发生在海表风应力与沿赤道东西海温梯度强烈耦 合的过程中,其变化是通过海洋环流过程实现的。Webster 等^[5]在对这次事件的动力分 析中,对沿赤道海表纬向风场、SST、射出长波辐射(OLR)和海表高度作了分析, 但因无系统的海洋环流资料,只对海洋过程进行推测。本文借助模拟的海洋环流过程, 试图探讨 IOD 过程中海洋环流变化的物理特征和作用。

4 偶极子事件中海洋环流的演变特征及其与海温变化的关系

图 5 是 1990~1999 年沿印度洋赤道 SST 距平时间变化与观测分析(图 5a)比较, 对于 1994 年和 1997 年两次 IOD 事件,模式模拟(图 5b)出了印度洋东负西正的总分 布特征。但 1997 年事件东部负距平偏强,西部正距平偏弱。对于 1994 年,主要是东 部负距平模拟较弱。由图还可以发现 IOD 事件中东部负距平比西部正距平出现的时间 约早几个月。



图 5 模拟的 1990~1999 年沿印度洋赤道 SST 距平时间变化(b) 与 NCEP 观测分析(a) 比较 等值线间隔 0.5℃,虚线为负值

上述海温异常是在什么样海洋环流过程下发生的呢?为什么 IOD 事件中东部负距 平比西部正距平出现的时间早?图 6 是模式模拟的 1990~1999 年沿赤道表层(0~10 m)和温跃层附近(70~80 m)纬向洋流距平的变化,可见在 1994 和 1997 年 IOD 事 件中,东印度洋海表层(图 6a)和温跃层附近(图 6b)都出现向西(负)的距平流, 还可发现距平流有明显由东向西移动发展的趋势。由 1997~1998 年 IOD 不同位相纬向 洋流距平在沿印度洋赤道(5°S~5°N)垂直剖面上的变化(图 7)可见这种扰动在海洋 中由东向西传播的过程。在初期(1997年5月,图7a)东印度洋上层出现负(向西)的距平流中心(-10 cm s⁻¹),然后西移且迅速发展,到11月达最强(图7b),中心位于80°E,强度为-70 cm s⁻¹。此后该中心继续西移且逐渐减弱,经过数月达印度洋西岸(图7c、d)。同时由图7还可见一个正(向东)的距平流区跟随负距平区之后向西传播发展,最后东印度洋为正的距平流中心控制,变成了相反的距平流型式。我们还发现,这种扰动在4°N(4°S)比在8°N(8°S)向西移动快(图略)。上述扰动在海洋中由东向西传播的性质表明,它具有向西传的海洋Rossby波特征。这与Webster等^[5]据卫星观测海面高度资料对1997~1998年热带印度洋海面高度距平变化分析得到的海洋Rossby波特征一致。



图6 模拟的 1990~1999 年沿赤道表层 (a, 0~10 m) 和温跃层附近 (b, 70~80 m) 纬向洋流距平的变化 单位: cm s⁻¹, 虚线为负值

图 8 是在 IOD 成熟位相(1997 年 11 月 DMI 达峰值)时模式模拟的印度洋区域的 表层水平洋流距平和沿赤道垂直剖面的洋流距平矢量。由图可见,这时强劲的向西流 距平在沿印度洋赤道的窄带(5°S~3°N)上,几乎从东向西横贯印度洋,在 80°E 附近 最强,沿赤道存在洋流向南北的辐散,在 80°E 附近辐散最强。在近东岸区域,这个距 平带较宽,向南伸展到 10°S,最大距平在赤道以南。在西北印度洋(55°E,3°N)附近 有向西和向北的距平造成的明显辐合;而在 10°S 附近的西印度洋又有向东的洋流距平, 它与近赤道的向西流之间因地转偏向力作用在 6°S 附近造成辐合带,这个辐合带也与观



图 7 模式模拟的 IOD 不同位相时沿赤道印度洋垂直剖面的纬向洋流距平图(单位: cm s⁻¹) 等值线间隔为 10 cm s⁻¹;虚线为负值,表示向西的洋流;纵坐标为距海面深度(单位: m) (a) 1997 年 5月;(b) 1997 年 11月;(c) 1998 年 2月;(d) 1998 年 5月

测到的海面高度距平脊一致(参阅文献[5]的图 2d)。上述这些辐合区产生的下沉流 是西印度洋海温出现正距平的原因之一。

在沿印度洋赤道的垂直剖面图上(图 8b),最明显的特征是存在一个明显的垂直环 流圈:表层(深度约 50 m)为强的向西距平流;下面(60~140 m)为向东的补偿流;



图 8 模式模拟的 IOD 成熟位相(1997 年 11 月)时印度洋表层水平洋流距平(a)和 沿赤道垂直剖面(b)的洋流距平矢量图(水平速度单位: cm s⁻¹,垂直速度单位: 10^{-4} cm s⁻¹)

80°E(最大向西流距平中心)以东的 100 m 深度以上存在着明显的涌升流,构成垂直 环流圈的上升支;其下沉支在西印度洋,主要在 55°E 以西,但不如上升支明显。东升 西降的垂直环流正是造成上层海温距平东冷西暖的直接动力学原因。这是东赤道印度 洋东南风距平强迫引起的离岸向西的海流,及向西海流向西增大引起的辐散和前述水 平洋流沿赤道向南北的辐散造成的,它是热带东印度洋海温负距平的重要原因。而在 西赤道印度洋 55°E 以西,由于向岸的距平流逐渐变小产生了辐合下沉流,可造成增 温。

从热带东西印度洋经向垂直剖面速度场距平也可看出明显异常特征。从沿 83°E 的 经向垂直剖面图(图 9)上发现,在东印度洋赤道两侧各有一个垂直的经向距平环流 圈,其共同的上升支在赤道附近,涌升流很强。这两个环流圈相比,北边的更强,范 围更大,下沉支在孟加拉湾南部。这也是热带东印度洋变冷而孟加拉湾大部变暖的原 因之一。而在热带西印度洋经向距平环流圈不明显(图略)。



图 9 沿热带印度洋(83°E)经向垂直剖面图上的洋流距平矢量图,其余同图 8

由上述 DMI 达峰值时洋流距平特征可见, IOD 事件时热带印度洋东冷西暖海温异 常状态的形成,可从水平和垂直海流的异常变化,特别是大范围异常涌升流和沉降流 的出现得到解释。

到 1998 年春季以后,DMI 迅速减小,至 1998 年 10 月达到最大负值(图 2),即反 IOD 位相。这时洋流距平分布与 IOD 成熟位相截然不同:80°E 以东的热带印度洋为向 东(向岸)的洋流距平控制,较 IOD 成熟位相时向西的洋流距平绝对值小,但南北范 围较宽(10°S~10°N),且赤道南北的洋流向赤道辐合(图 10a),从孟加拉湾南部向赤 道的辐合最强。对于近东海岸处,明显的向岸流也是引起沉降流的重要原因。在西印 度洋赤道北侧(0~5°N,55°E~65°E)有比东印度洋还强的向东的洋流距平窄带,而 赤道以南为向西的洋流距平,其间的辐散中心在 60°E 赤道附近。从沿赤道垂直剖面(图 10b)看,存在一个与 IOD 位相方向相反的垂直环流圈,但强度较小。80°E 以东海 表到 80 m 为沉降流,西印度洋为涌升流,最强涌升流在 60°E 附近,对应辐散中心。这是反 IOD 位相海洋环流异常的特征。正是这样的海洋环流变化产生了热带印度洋东 暖西冷型的温度异常。这说明,海洋环流变化是构成 IOD 位相变化物理图像的重要部 分。

5 结论

(1) 用 1990 年 1 月至 1999 年 12 月的逐月观测风应力强迫 IPOM 进行的 10 年积分 结果表明,对 20 世纪 90 年代出现的两次 IOD 事件(1994 年和 1997 年),模式模拟出 热带印度洋 SST 距平和沿赤道垂直剖面的海温距平型式的一些基本特征。由于在模拟 试验中使用的海面热通量和淡水通量不是观测分析值,此模拟结果不能完全反映真实 的海气耦合过程,但仍能抓住 IOD 过程中热带印度洋变化的主要特征。这说明 IOD 主 要是发生在海表风应力与沿赤道东西海温梯度强烈耦合的过程中,其变化是通过海洋



图 10 模式模拟的反 IOD 位相(1998 年 10 月)时印度洋表层水平洋流距平(a)和 沿赤道垂直剖面(b)的洋流距平矢量图,其余同图 8

环流过程实现的。在无系统的海洋环流观测资料的条件下,可借助 IPOM 模拟的海洋 环流过程,揭示 IOD 过程中海洋环流的物理图像,探讨 IOD 过程中海洋环流的变化特 征和作用。

(2)由模拟的海洋环流的变化发现,在 1994 和 1997 年 IOD 事件中,东赤道印度 洋上层出现强的向西(负)的距平流,而且此负距平有明显由东向西移动发展的趋势, 至 80°E 附近达最强,再向西逐渐减弱。此波动经过数月从东向西穿过印度洋,具有近 赤道向西传的海洋 Rossby 波特征。

(3) 由模式模拟的 IOD 成熟位相(1997 年 11 月) 时的距平洋流分布可见 3 个特征:

①在热带印度洋上层有一个强劲的,从赤道向南北辐散的,向西的距平流出现在 沿赤道的窄带(5°S~3°N)上,几乎从东向西横贯印度洋,它在 80°E 附近最强达 -70 cm s⁻¹。 ②在沿赤道的垂直剖面上,存在一个明显的距平环流圈:表层(深度约 50m)为 强的向西距平流;下面(60 ~140 m,主要在温跃层下部)为向东的补偿流;80°E以 东 100 m 深度以上存在着明显的涌升流,构成垂直环流圈的上升支;其下沉支主要在 55°E 以西的西印度洋。东升西降的垂直环流正是造成上层海温距平东冷西暖的动力学 原因。

③在热带东印度洋赤道两侧各有一个垂直的经向距平环流圈,其共同的上升支在 赤道附近。而在热带西印度洋,类似的经向距平环流圈不明显。

(4) 在反 IOD 位相时,洋流距平分布与 IOD 成熟位相截然相反,但洋流距平的绝对值较小。

(5)由 IOD 成熟位相和反位相时距平洋流分布的相反特征发现,热带印度洋海温 异常从东冷西暖转变为东暖西冷的现象,可从水平和垂直海流的异常变化,特别是大 范围异常涌升流和沉降流的出现得到解释。因此,海洋环流变化是构成 IOD 位相变化 物理图像不可缺少的重要部分。

参考文献

- 1 陈烈庭、金祖辉、罗绍华,印度洋和南海海温的变化特征及其与大气环流的某些联系,海洋学报,1985,7, 103~110.
- 2 陈烈庭, 阿拉伯海-南海海温距平纬向差异对长江中下游降水的影响, 大气科学, 1991, 15, 33~42.
- 3 高士英、王静曙,印度洋近赤道地区风场的变化与 ENSO,海洋学报,1988,10,46~51.
- 4 Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran et al., A dipole mode in the tropical Indian Ocean, Nature, 1999, 401, 360~363.
- 5 Webster, P. J., A. M. Moore, G. P. Loschnigg et al., Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98, *Nature*, 1999, 401, 356~360.
- 6 赵其庚、宋永加、彭淑英,高分辨率印度洋一太平洋海洋环流模式及模拟结果初步分析,国家气候中心编, 气候变化与预测研究,北京:气象出版社,2000,269~283.
- 7 Pacanowski, R. C. (Ed.), MOM 2 Documentation Users Guide and Reference Manual, GFDL Ocean Tech. Rept. 3. 2, 1996.
- 8 Oberhuber, J. M., An atlas based on the COADS dataset, Max-Plank-Institute for Meteorology, Rept. No 15, 1988.
- 9 Levitus, S., Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Pap. 13, U. S Govt. Print. Office, Washington, D. C., 1982.
- 10 Pacanowski, R. C., and S. H. Philander, Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, J. Phys. Oceanogr., 1981, 11, 1443~1451.
- 11 Legler, D. M., and J. J. O'Brien, Tropical Pacific Wind Stress analysis for TOGA, IOC Time Series of Ocean Measurements, IOC Technical Series 33, Volume 4, UNESCO, 1988.

The Simulation of Anomalous Oceanic Circulation in the Indian Ocean Dipole

Zhao Qigeng

(National Climate Center, Beijing 100081)

Abstract Using an Indian-Pacific Ocean Circulation Model (IPOM) with high resolution a simulation study on the Indian Ocean dipole (IOD) has been done. Forcing IPOM with monthly observational wind stress in $1990 \sim 1999$ the main characteristics of sea temperature variations in the two IODs (in 1997 and 1994) have been reproduced well. The physical image of anomalous circulation during IOD is revealed from the simulation. We find an anomalous easterly current along the equator in the upper layer of the eastern Indian Ocean during IOD period. It is very strong, narrow and divergent from equator to both sides. It represents a Rossby wave propagated westwards. During IOD phase there a significant anomalous current cell in the section of equator—depth; the easterly current in the upper layer; westerly compensated current below it; a strong upwelling to the east of 80°E; a weak downwelling to the west of 55°E. Meanwhile two anomalous meridian cells are in the both sides of equator in the eastern Indian Ocean. The common upwelling of them is near equator. The patterns of anomalous current in the out of IOD phase are just opposite to them in the IOD phase, besides the absolute value of the anomalous current is weaker. Therefore the anomalous sea temperature in the tropical Indian Ocean during IOD could be interpreted with anomalous horizontal and vertical current, especially large-scale upwelling and downwelling.

Key words: Indian Ocean; dipole; ocean circulation model; thermocline; anomalous current cell