中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 10 期: 1708 ~ 1716
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

印度洋经圈环流的结构及其与风应力的耦合关系

李耀锟[①②*], 巢纪平[③④]

① 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;
② 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875;
③ 国家海洋环境预报中心, 北京 100081;
④ 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061
* E-mail: lyknq@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2013-01-05; 接受日期: 2013-05-29; 网络版发表日期: 2013-09-10
国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB950300)资助

摘要 利用惯性理论计算了印度洋经圈环流的结构, 并分析风应力与经圈环流的耦合关系. 结果表明, 惯性理论能够较好地表征经圈环流的特点——副热带环流圈与跨赤道环流圈, 北印度洋经圈环流会随着季风的季节性反向而翻转. 风应力异常和经向流函函数异常可以分解为夏季风模态、冬季风模态及异常模态. 当异常呈现冬夏季风期间环流的结构特征时, 经圈环流与风应力的同时相关最大; 在异常模态时, 二者的关系较为复杂. 通过 20°S 和赤道断面的输送均表现为多时间尺度变化的特征, 主要的周期集中在年际和年代际尺度上.

关键词
印度洋经圈环流
风应力
惯性理论
SVD 分析

印度洋经圈环流是全球海洋环流的重要组成部分(Drijfhout 等, 2008; Piotrowski 等, 2009), 它调制着印度洋的经向热输送、热量平衡和海表温度(胡瑞金等, 2005, 2007), 由此对印度洋地区甚至全球的气候产生影响(Shukla 等, 1987; Bader 等, 2003; 胡瑞金, 2003; Schott 等, 2009). 由于印度洋独特的地理环境, 印度洋经圈环流受到季风的强烈影响, 赤道及赤道以北的经圈环流表现出显著的季节变化(Lee 等, 1998). 根据 Schott 等(2002), 在夏季风期间, 赤道以北的印度洋盛行西南风, Ekman 输送向南, 经圈环流上升支在索马里、阿曼和印度沿岸, 下沉支在东南印度洋; 冬季风期间, 10°S 以南的经圈环流变化不大, 10°S 以北, 弱的东风在阿拉伯海引发下沉运动, 上升分支则位于约 5°S 处. 就平均而言, 印度洋平均经圈环流主要由跨赤道环流圈、副热带环流圈、赤道附近混合层内的浅环流圈构成(Schott 等, 2001, 2009). 副热带环流圈在副热带地区下沉, 在 5°S~10°S 处上升; 此处的上升跨过赤道, 在约 10°N 处上升, 构成跨赤道环流圈的上升支; 赤道混合层内的小环流圈由 Wacongne 等(1996)在海洋环流模式中发现, 后 Schott 等(2002)从观测中予以证实, 在夏(冬)季风期间, 该环流圈表层环流向北(向南), 次表层的回流向南(向北). 在温跃层以下, 存在着深层经圈翻转环流, 深度可达印度洋洋底, 本文所研究的主要是浅层环流, 深层经圈环流将另文讨论.

自从 20 世纪 60 年代以来, 随着一系列针对印度洋的观测与实验的开展, 科学界对印度洋经圈环流的认识取得了长足的进步. 如观测确认了印度洋跨赤道经圈环流的存在(Schott 等, 2002), 理论和模式都对跨赤道经圈环流做出了较好地解释(McCreary 等,

中文引用格式: 李耀锟, 巢纪平. 印度洋经圈环流的结构及其与风应力的耦合关系. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1708–1716
英文引用格式: Li Y K, Chao J P. Structure of the Indian Ocean Meridional Overturning Circulation and its relationship with the zonal wind stress. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4718-y

1993; Godfrey 等, 2001; Miyama 等, 2003), Schoenefeldt 等(2006)利用 SODA 资料分析了跨赤道环流的年代际变化, 指出跨赤道环流存在着年代际减弱的趋势, Lee(2004)根据卫星资料得到了类似的结论. 然而, 观测能够提供的经圈环流的定量描述仍然十分缺乏, 大部分的研究都严重依赖于模式的结果, 而模式的结果还存在着一定的不确定性(Schott 等, 2001).

巢纪平等(2011)发展了一个经圈环流的非线性惯性理论模型, 该理论模型可以较好地表征经圈环流. 本文应用该模型来研究印度洋经圈环流的结构及其与风应力的耦合相关.

1　模型及方法

模型构建和具体推导参见巢纪平等(2011). 此处只简单介绍模型的框架及所用的公式. 在经圈平面内, 模型分为上下两层, 上层为 Ekman 层, 下层为温跃层. 坐标原点取在赤道处的海表, y 轴向北为正, 到 20°N 为止. z 轴向下为正, Ekman 层的厚度为 100 m, 温跃层的厚度为 500 m. Ekman 层内使用经典的 Ekman 螺线解; 温跃层保留方程的非线性项, 通过推导可以得到流函数的椭圆型方程, 通过边界外部的信息来确定方程中参数的形式. 求解椭圆型方程即可得到表征经圈翻转环流的流函数.

Ekman 层中科氏力与垂直湍流粘性力相平衡:

$$-fv_1=\kappa\frac{\partial^2 u_1}{\partial z^2}, \tag{1}$$

$$fu_1=\kappa\frac{\partial^2 v_1}{\partial z^2}. \tag{2}$$

连续方程写为

$$\frac{\partial v_1}{\partial y}+\frac{\partial w_1}{\partial z}=0. \tag{3}$$

水平流速 (u_1, v_1) 满足海表边界条件:

$$\left(\kappa\frac{\partial u_1}{\partial z}\right)_{z=0}=\frac{1}{\rho_0}\tau^x,\quad \left(\kappa\frac{\partial v_1}{\partial z}\right)_{z=0}=0, \tag{4}$$

其中 κ 是运动垂直湍流交换系数, ρ_0 为参考态密度, τ^x 为风应力的纬向分量, f 为科氏参数, 其他符号同常用符号. 下边界条件取在无穷深处, 并假定在无穷深处 u_1, v_1=0.

温跃层的控制方程组如下:

$$v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}-fv=0, \tag{5}$$

$$v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}+fu=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y}, \tag{6}$$

$$v\frac{\partial w}{\partial y}+w\frac{\partial w}{\partial z}=-\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial z}+g\alpha\theta, \tag{7}$$

$$v\frac{\partial \theta}{\partial y}+w\frac{\partial \theta}{\partial z}+\Gamma w=0, \tag{8}$$

$$\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0. \tag{9}$$

参照巢纪平等(2011), 由惯性理论得到关于流函数 ψ 的单一方程:

$$\frac{\partial^2\psi}{\partial y^2}+\frac{\partial^2\psi}{\partial z^2}-\left(f_0y+\frac{1}{2}\beta y^2\right)\left[\frac{g\alpha}{f}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\tau^x}{\rho_o f}\right)^{-1}\right]_s$$
$$\frac{1}{\lambda'(z_s)}\Gamma\psi\mathscr{F}'(\psi)-g\alpha z\Gamma\mathscr{F}'(\psi)$$
$$=\frac{\left[\frac{\partial^2}{\partial y^2}\left(\frac{\tau^x}{\rho_o f}\right)\right]_s}{\left[\frac{\tau^x}{\rho_o f}\right]_s}\psi-\left[\frac{\tau^x}{\rho_o f}\right]_s\lambda''(z_s). \tag{10}$$

方程(10)为流函数的亥姆霍兹方程, 其中 α 为海水的热膨胀系数, $\Gamma=\mathrm{d}\bar{\theta}/\mathrm{d}z$ 为参考态位温垂直变化率, λ 为海水垂直速度的无量纲分布, F 为普适函数. 具体推导过程相详见巢纪平等(2011).

边界条件取为

$$y=y_a, y=y_b,\quad \frac{\partial\psi}{\partial y}=0,$$
$$z=H,\quad \psi=0,$$
$$z=D,\quad \psi=-\frac{\tau^x}{\rho_o f},$$

式中 y_a, y_b 分别为 30°S 和 20°N 离开赤道的距离, H 为温跃层底, D 为温跃层顶.

在利用惯性理论计算经向流函数时, 由于在科氏参数在赤道为零, τ^x/f 会出现奇点, 这会使得流函数在赤道出现断裂的现象. 根据 Godfrey(2001)和 Miyama(2003)在研究跨赤道环流时提出的想法, 虽然在赤道附近科氏参数接近于零, 但是风应力也接近于零, 此时 τ^x/f 仍然可以有一定的数值, 即, $\tau^x/f=\tau^x_y/\beta$. 本文采用的是变化的风场, 风应力的零点并不

一定出现在赤道上, 这给计算增加了难度, 为了保证 τ^x/f 在赤道附近有一定的数值, 本文去掉了 τ^x/f 在 5°S~5°N 之间的值, 参考 τ^x_y/β 的值对该纬度范围的 τ^x/f 进行样条插值, 由此得到赤道附近的流函数分布.

本文采用的风应力资料来自美国国家大气海洋局(NOAA)国际海洋大气综合数据集(ICOADS), 该资料从 1800 年持续至今, 由于资料在 19 世纪缺省值较多, 本文起止范围从 1911 年 1 月到 2010 年 12 月, 共 100 a. 使用的方法主要有奇异值(SVD)分析、相关分析及功率谱分析. SVD 分析时均去除了月平均资料的年循环, 功率谱分析时去除了线性趋势.

2 结果分析

图 1 和 2 分别给出了气候态和逐月的流函数分布图. 从气候平均态(图 1)来看, 理论计算较好地再现了印度洋表层经圈环流的结构和主要特征: 位于南半球的副热带环流圈(STC, 约 30°S~10°S)及跨赤道环流圈(CEC, 约 10°S~10°N).

由图 2 可知, 印度洋经圈环流表现出很强的季节变化, 且与风应力的对应相当一致. 在冬季, 除了赤道附近为弱的西风外, 整个区域内均为东风, 经圈环流在 20°S 附近处下沉, 在约 5°S 处上升, 在约 20°N 处为下沉运动, 构成两个关于赤道近似对称的环流圈, 强度在 8 Sv 以上. 随着由冬到夏的季节性风向转换, 赤道及赤道以北印度洋盛行西南风, 流函数也发生反转, 且强度增加, 输送量可达 20 Sv 以上.

具体来说, 从前年 11 月到次年 3 月, 赤道以北的东风应力先增强后减弱, 与之对应的经圈环流的强度也是先增强后减弱, 这个过程伴随着冬季风的建立增强到撤退的过程. 到 4 月份, 北印度洋的东风应力已经只在部分地区存在. 从 5 月开始, 夏季风开始逐步增强, 西南季风的增强使得北印度洋经圈环流彻底发生反转, 并且迅速增强, 在 7 月份达到鼎盛期.

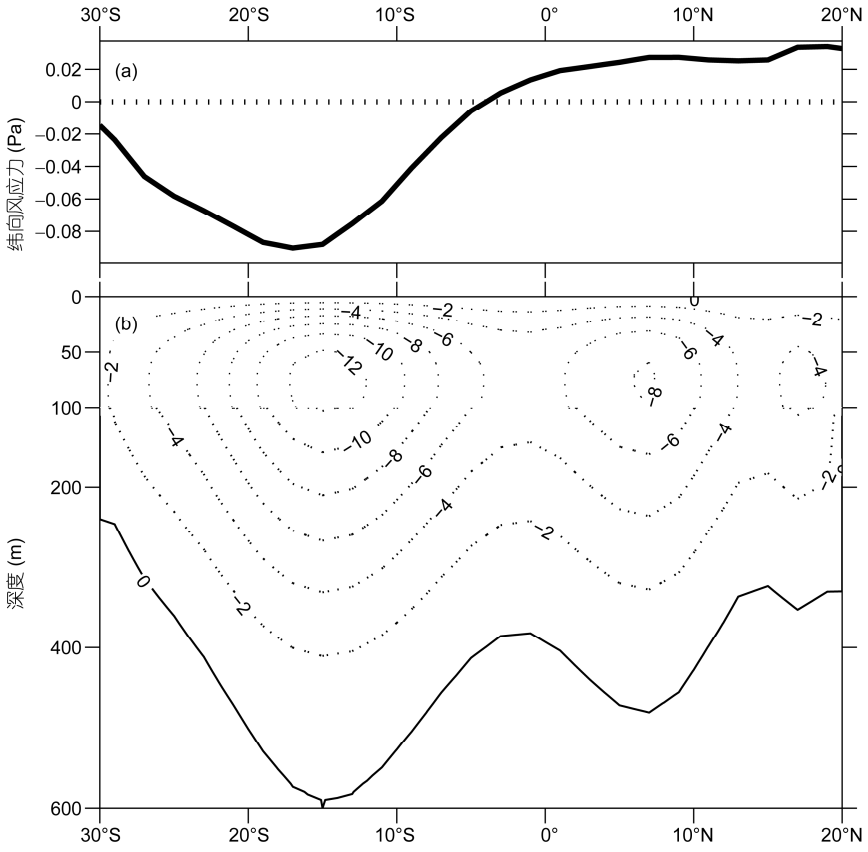


图 1 纬向风应力(a)及理论流函数(b)的气候态分布

等值线间隔为 2 Sv

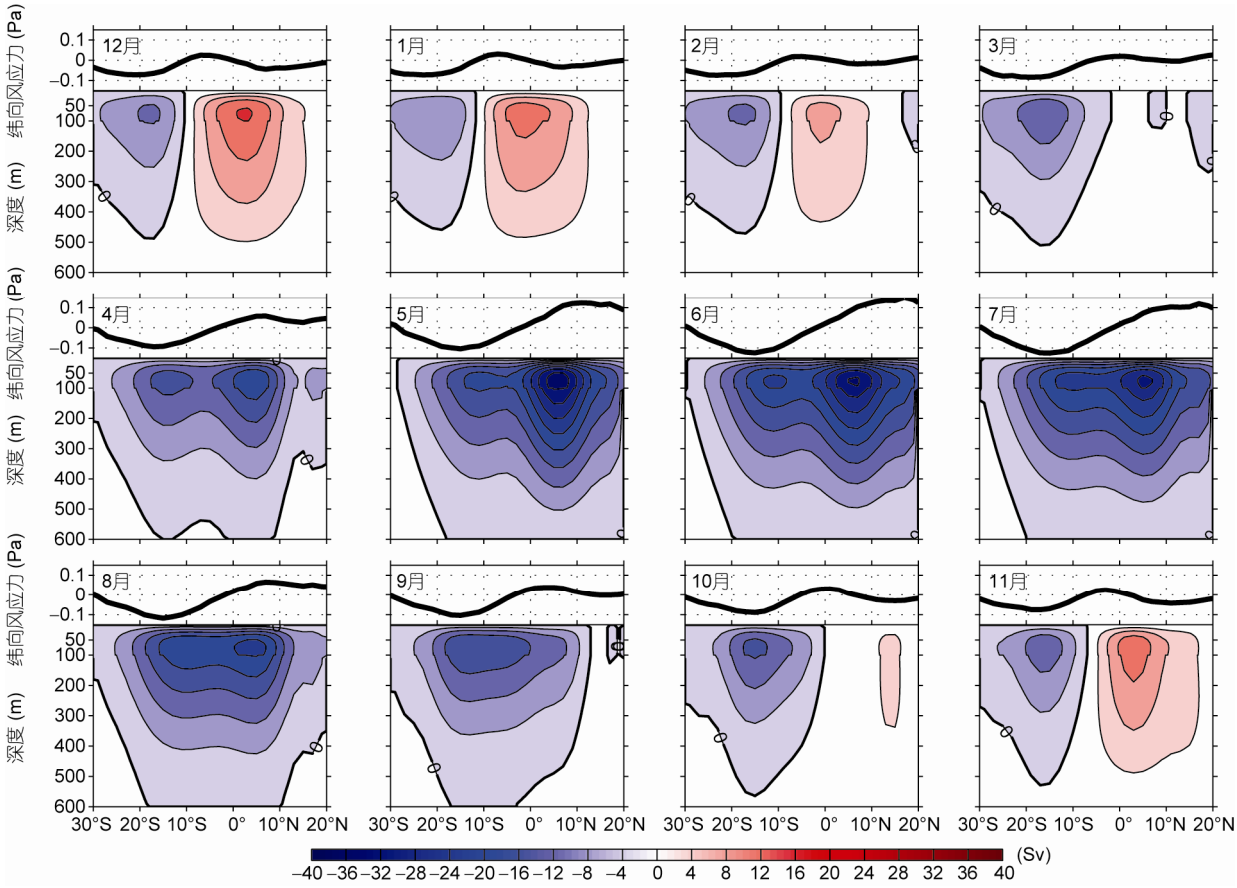


图 2　理论流函数逐月分布

等值线间隔为 4 Sv, 流函数上部的曲线为纬向平均风应力的分布

10 月份开始, 夏季风开始逐步撤退, 环流也随着向冬季环流转变, 从而形成一个完整的季节循环. 综上, 图 1 和 2 表明风应力对印度洋经圈环流的驱动作用, 风向的季节转化使得印度洋经圈环流出现了与太平洋、大西洋不同的形态——跨赤道环流圈(CEC)的存在.

为了了解风应力与经向流函数的耦合相关关系, 对纬向风应力异常与经向流函数异常做 SVD 分析, 前三对奇异向量的空间分布分别如图 3~5 所示.

与图 1 比较可知, 第一对奇异向量(图 3)的分布与风应力(图 1(a))和流函数(图 1(b))的气候态极为类似, 表现为在赤道以南为较强的东风, 而在赤道以北则为弱的西风, 而流函数在整个区域内表现为一个中心位于约 15°S 的环流圈, 环流在南半球副热带区域下沉, 在北半球上升. 该典型分布可以解释风应力方差的 30.2%、流函数方差的 33.3%, 由于风应力气候态与主要表现了夏季风期间风应力的分布, 据此可将第一奇异向量称为夏季风模态. 第一对奇异向量时间系数的相关系数达到 0.87, 协方差平方贡献率为 35.8%.

由第二对奇异向量图(图 4)可知, 风应力的典型分布在赤道附近为西风, 南北两侧为东风, 这与冬季风期间风应力的分布相吻合, 可以解释风应力方差的 19.0%, 流函数的典型分布表现为一对近似关于 10°S 对称的环流圈, 环流在 10°S 处上升后分别向南北两侧运动, 在 30°S 和 10°N 处下沉. 第二对奇异向量时间系数的相关可达 0.78, 协方差平方贡献率为 22.7%. 与第一奇异向量相似, 将第二奇异向量称为冬季风模态.

第三对奇异向量(图 5)的典型分布为: 20°S 以北较强的西风约以赤道为界, 存在两个峰值, 西风基本占据了整个纬度范围, 这一分布解释了风应力方差的 9.15%; 与风应力相应, 流函数表现为关于赤道近似

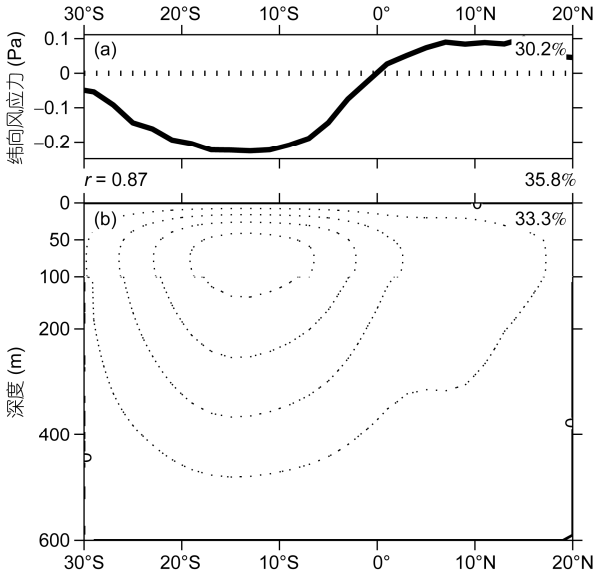


图 3　纬向风应力及流函数 SVD 分析第一对奇异向量

(a) 风应力; (b) 流函数. 解释方差标注在图中右上方处, 流函数等值线间隔为 0.01 Sv, 第一奇异向量时间系数的相关系数为 0.87, 协方差平方贡献率为 35.8%

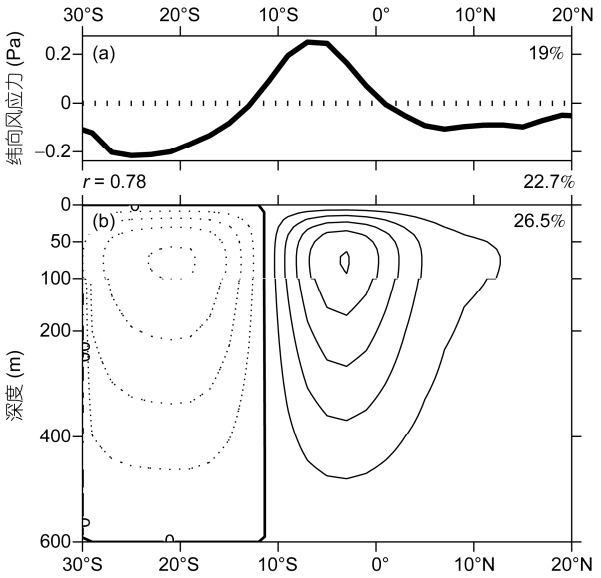


图 4　纬向风应力及流函数 SVD 分析第二对奇异向量

(a) 风应力; (b) 流函数. 解释方差标注在图中右上方处, 流函数等值线间隔为 0.01 Sv, 第二奇异向量时间系数的相关系数为 0.78, 协方差平方贡献率为 22.7%

对称的一对环流圈, 在赤道附近下沉, 上升支分别位于 10°S 和 10°N 附近, 该分布可以解释流函数变化 20.8%的方差. 第三对奇异向量时间系数的相关达到

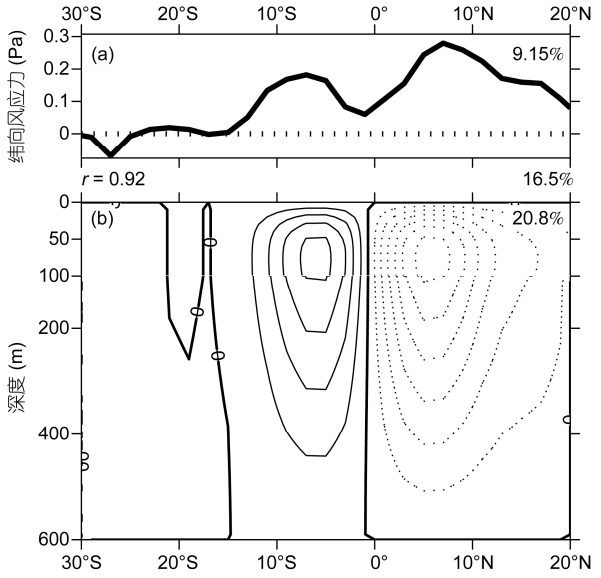


图 5　纬向风应力及流函数 SVD 分析第三对奇异向量

(a) 风应力; (b) 流函数. 解释方差标注在图中右上方处, 流函数等值线间隔为 0.01 Sv, 第三奇异向量时间系数的相关系数为 0.92, 协方差平方贡献率为 16.5%

0.92, 协方差平方贡献率为 16.5%. 第三奇异向量表征的风应力及流函数分布与逐月的气候态相比, 均没有相似之处, 这一奇异向量场主要体现了风应力和流函数的异常变化特征, 可将其称为异常模态.

综上可见, 可将风应力与流函数异常分布分解为与夏季风特征一致的夏季风模态(第一对奇异向量场)、与冬季风特征一致的冬季风模态(第二对奇异向量场)及表征异常变化的异常模态(第三对奇异向量场), 由于表层经圈环流受到风应力的强烈影响, 三对奇异向量场一致反映了风应力对经圈环流的驱动作用, 即, 在 Ekman 层内, 东风(西风)应力在南(北)半球引起的 Ekman 输送向南(南).

三对奇异向量场时间系数的功率谱分析表明, 虽然去除了月平均资料中反映的季节循环特征, 时间系列依然表现出显著的年变化(图略), 这说明印度洋经圈环流变化最重要的特征还是发生在年际尺度上; 除去年变化外, 冬夏季模态还表现出周期为 15 a 左右的年代际振荡特征, 而异常模态还存在着周期约为 5 a 的振荡. 理论计算不能体现经圈环流对风应力的响应时间(理论计算的结果是完成响应达到定常态的流函数), 因此, 风应力和流函数时间系数的超前滞后相关均表现为显著的同时相关.

流函数的大小表征了经向输送的强弱. 分别取 20°S 和赤道处的流函数的极值(负数时取极小值, 表示向南输送; 正值时取极大值, 表示向北输送)作为通过该纬度的输送量, 分析其随时间的变化特征, 分别如图 6~8 所示. 在 20°S 常年为东南信风, 季节循环特点并不明显, 因此, 图 6(a)计算了逐年的 Ekman 输送, 由图可知, 从 20 世纪 20 年代起, 越过 20°S 向南的输送存在增强的趋势, 这表明南半球副热带环流圈(STC)在增强, 从功率谱分析(图 6(b))来看, 输送量存在着年际、年代际以及多年代际尺度上的变化. 赤道上 Ekman 输送没有定义, 此时输送量为 Severdrup 输送, 由于赤道上受到季风的影响, 月平均资料上表现出非常显著的季节循环特征, 即使去除年循环, 季节循环的特征仍然十分明显, 为此, 分别分析冬季风(图 7(a))及夏季风(图 8(a))期间输送量的变化. 由图 7 和 8 可知, 无论在冬季风期间还是夏季风期间, 通过赤道的输送量均在增加, 冬季风期间输送越过赤道向北, 而夏季风期间则越过赤道向南, 这表明南北印度洋之间的交换及输送的季节变化性均在增强. 从功率谱分析(图 7(b), 8(b))来看, 输送量均存在着较为显著的年际和年代际尺度的振荡, 年际尺度上以周期约为 6 a 的振荡最为显著, 而在年代际尺度上, 主要的周期约为 15 a. 注意, 以上分析中输送量均为逐年(冬、夏)的平均值, 因此结果将主要表现为年际时间尺度以上的振荡.

如果以通过上述纬度范围的输送量来表征经圈环流的强度, 则上述结果表明, 南北印度洋经圈环流在最近 100 a 内有增强的趋势, 南印度洋基本不受季风的影响, 经圈环流也没有明显的季节循环特征, 功率谱分析显示南印度洋经圈环流存在周期约为 3 a 和 15 a 的振荡; 北印度洋经圈环流表现出显著的季节循环特征, 冬夏季风期间环流的强度均有所增强, 季节变率增加, 以 6 a 和 15 a 周期的振荡较为突出.

SVD 分析前两对奇异向量时间系数与通过 20°S 和赤道断面的输送的相关分析表明, 夏季风模态与冬季风模态与经圈环流的强度存在显著的同时相关(图略), 而第三对奇异向量的时间系数与流函数强度的相关分析则表现出不同的特征, 由于资料的长度较长(1200 个月), 通过 95%信度检验的相关系数仍然较小, 为此计算分月的时间系数与输送的超前滞后相关, 如图 9 所示. 从图 9(a)可知, 异常模态与通过 20°S 的输送存在着显著的年际变化. 在夏季, 异常模态与通过 20°S 的输送呈现出较为显著的稳定的负相关; 而在冬季, 异常模态与通过 20°S 的输送呈现出较为显著的稳定的正相关, 在过渡季节, 相关并不显著. 从图 9(b)可知, 异常模态与通过赤道的输送的相关系数存在着显著的季节振荡, 超前或落后约 6 个月时存在着正相关, 而在超前或落后约 12 个月时则存在着负相关, 这可能与赤道地区风应力存在着显著的季节变化有关.

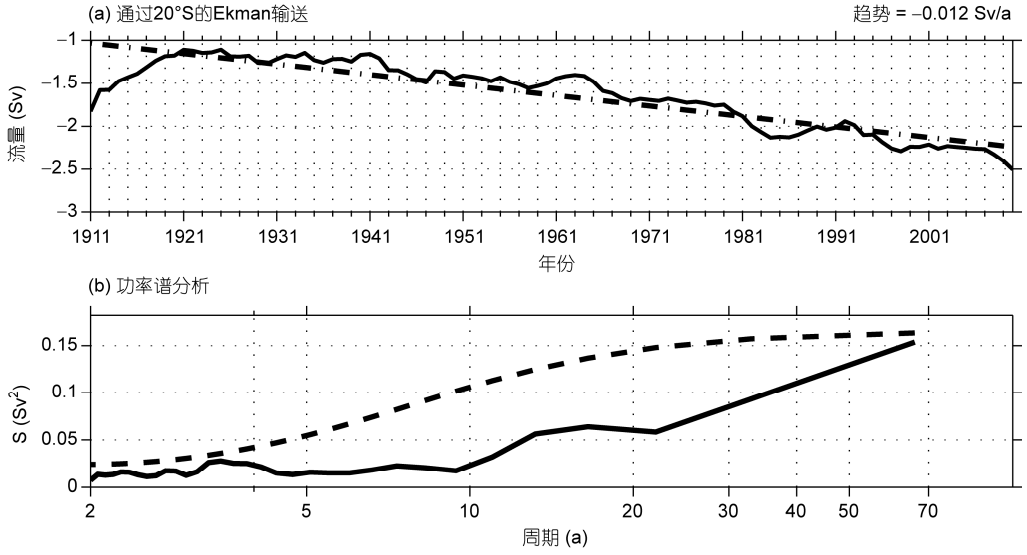


图 6　通过 20°S 断面的 Ekman 输送(a)及其功率谱分析(b)

(a)中虚线为线性趋势, (b)中虚线为 95%的红噪音上限

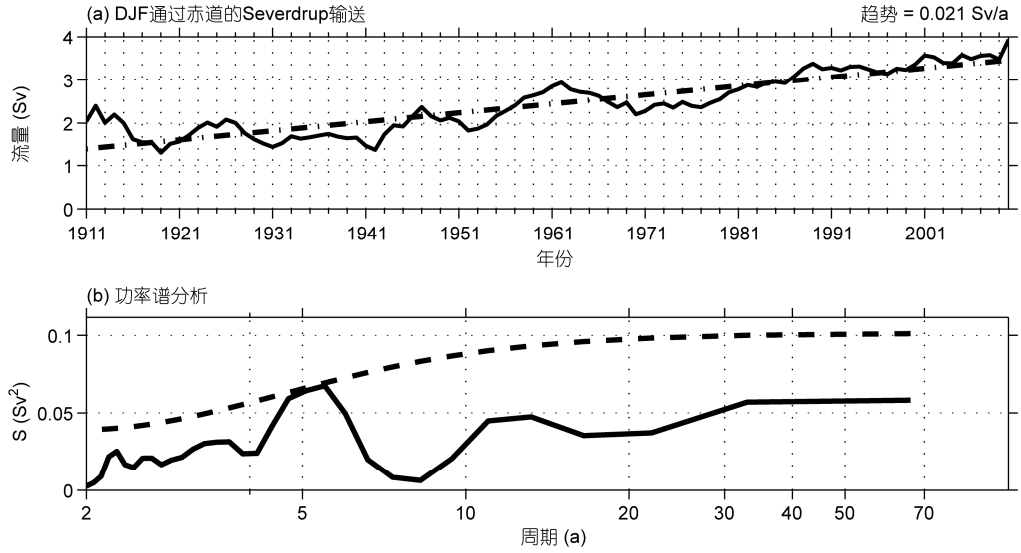


图 7　DJF 通过赤道的输送(a)及其功率谱分析(b)

说明同图 6

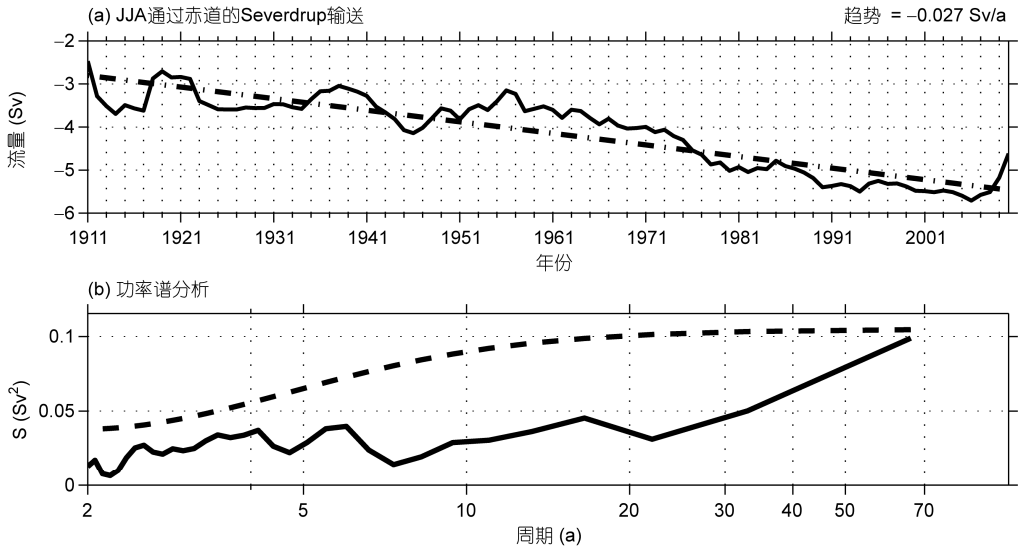


图 8　JJA 通过赤道的输送(a)及其功率谱分析(b)

说明同图 6

以上分析表明, 当风应力异常呈现出夏季风或冬季风模态特征时(SVD 分析中前两对奇异向量场), 此时环流强度对风应力异常的响应将非常迅速, 二者表现为同时相关最显著; 而当风应力异常呈现出异常模态时(SVD 分析第三对奇异向量场), 风应力异常在夏季(冬季)则会滞后(超前)于通过 20°S 的 Ekman 输送, 而风应力异常与通过赤道的 Sverdrup 输送存在着约半年(约 1 年)左右的超前或滞后正相关(负相关). 风应力异常如何与环流强度相互作用, 这一点尚不清楚, 可能涉及到经圈环流对海温的调制作用及海温对风应力的影响这一复杂的海气耦合作用, 有待于进一步研究.

3　讨论和结论

本文利用惯性理论计算了印度洋经圈环流, 分析

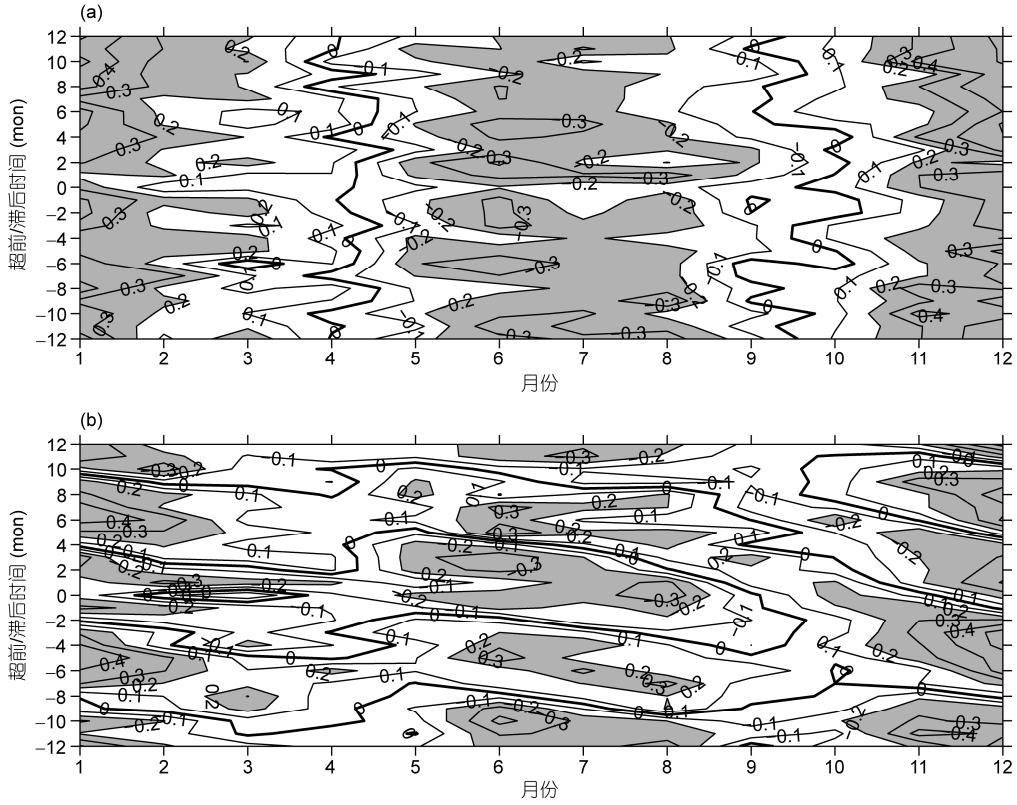


图 9　异常模态风应力时间系数与输送的超前滞后相关

(a) 通过 20°S 的输送; (b) 通过赤道的输送. 图中灰色部分超过了 95%的信度检验

了其与纬向风应力的耦合关系, 得到如下几点结论:

(1) 由惯性理论计算得到的经向流函数可以反映印度洋经圈环流的基本结构——南印度洋的副热带环流圈(STC)及跨赤道环流圈(CEC)和季节变化特征——赤道以北印度洋经向流函数随着风应力的季节反向而翻转.

(2) 风应力和经向流函数的 SVD 分析表明, 风应力及经向流函数异常的耦合模态可以分解为夏季风模态、冬季风模态及异常模态, 前两个模态分别与夏季风和冬季风期间的风应力及经向流函数相对应, 相应的时间系数与经圈环流的强度存在显著的同时相关; 异常模态的时间系数与经向流函数强度的关系较为复杂, 具体的原因仍有待进一步分析.

(3) 最近100年内经圈环流的强度表现出增强的趋势, 赤道以北印度洋经圈环流的季节变化在加剧. 功率谱分析表明, 经圈环流存在着多时间尺度的变化, 赤道以北印度洋经向流函数存在着显著的季节循环, 除此之外, 经圈环流还存在着年际、年代际尺度上的振荡.

致谢　本文使用的风应力资料取自 NOAA 网站 ICOADS 资料(http://www.esrl.noaa.gov/psd/). 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

巢纪平, 李耀锟. 2011. 南极绕极流及经圈翻转流的双平衡态理论. 中国科学: 地球科学, 41: 1697–1705

胡瑞金. 2003. 热带印度洋热收支与经向环流的研究. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 1–99

胡瑞金, 程传林. 2007. 冬、夏季印度洋越赤道经向翻转环流的年际变化. 中国海洋大学学报(自然科学版), 37: 173–180

胡瑞金, 刘秦玉, 武术. 2005. 北印度洋越赤道经向翻转环流的年际变化. 中国海洋大学学报(自然科学版), 35: 697–702

Bader J, Latif M. 2003. The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. Geophys Res Lett, 30: 2169

Drijfhout S S, Garabato A C N. 2008. The zonal dimension of the Indian Ocean meridional overturning circulation. J Phys Oceanogr, 38: 359–379

Godfrey J S, Johnson G C, McPhaden M J, et al. 2001. The tropical ocean circulation. In: Siedler G, Church J, Gould J, eds. Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean. London: Academic Press. 215–246

Lee T. 2004. Decadal weakening of the shallow overturning circulation in the South Indian Ocean. Geophys Res Lett, 31: L18305

Lee T, Marotzke J. 1998. Seasonal cycles of meridional overturning and heat transport of the Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 28: 923–943

McCreary J P, Kundu P K, Molinari R L. 1993. A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean. Prog Oceanogr, 31: 181–244

Miyama T, McCreary Jr J P, Jensen T G, et al. 2003. Structure and dynamics of the Indian-Ocean cross-equatorial cell. Deep Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 50: 2023–2047

Piotrowski A M, Banakar V K, Scrivner A E, et al. 2009. Indian Ocean circulation and productivity during the last glacial cycle. Earth Planet Sci Lett, 285: 179–189

Schoenefeldt R, Schott F A. 2006. Decadal variability of the Indian Ocean cross-equatorial exchange in SODA. Geophys Res Lett, 33: L08602

Schott F A, Dengler M, Schoenefeldt R. 2002. The shallow overturning circulation of the Indian Ocean. Prog Oceanogr, 53: 57–103

Schott F A, McCreary Jr J P. 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. Prog Oceanogr, 51: 1–123

Schott F A, Xie S P, McCreary Jr J P. 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. Rev Geophys, 47: RG1002

Shukla J, Mooley D A. 1987. Empirical prediction of the summer monsoon rainfall over India. Mon Weather Rev, 115: 695–704

Wacongne S, Pacanowski R. 1996. Seasonal heat transport in a primitive equations model of the tropical Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 26: 2666–2699