

南极绕极流对风应力强迫的延时斜压响应

杨小怡, 黄瑞新, 王佳, 王东晓*

中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301;

美国 Woods Hole 海洋研究所, MA 02543, USA;

美国 NOAA 大湖区环境研究所(GLERL), Ann Arbor, Michigan 48105, USA

* 联系人, E-mail: dxwang@scsio.ac.cn

收稿日期: 2007-09-16; 接受日期: 2008-02-25

国家杰出青年基金(批准号: 40625017)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB403604)资助项目

摘要 南极绕极流(Antarctic Circumpolar Current—ACC)对风应力强迫存在两种响应, 即正压过程的即时响应与斜压过程的延时响应. 主要关注南极绕极流的斜压不稳定机制, 即纬向风应力的增强导致南大洋等密面斜率加大, 平均流更趋于斜压不稳定; 斜压不稳定产生中尺度涡, 使得平均流势能向涡旋能量(势能和动能)转化, 造成了 ACC 体积输运在时间上滞后两年的显著减弱. ACC 输运与纬向风应力的这种滞后反相关关系可以很好地解释 ACC 体积输运在近 20 a 保持基本稳定的现象.

关键词

南极绕极流(ACC)
纬向风应力
斜压不稳定
中尺度涡

南极绕极流输运约为 130~140 Sv ($1\text{Sv}=10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), 可以说是全球大洋最强大的海流. 它连接全球三大主要的海盆, 在它们之间交换热、盐和其它物质, 因而对全球气候有着重要影响^[1]. 南极绕极流的动量平衡有其非常独特的特性, 科学家们对 ACC 的动量平衡机制至今仍存在很多分歧.

ACC 纬向输运量变化很大程度上受到海表风应力变化的影响. 从动力学角度上说, 风应力对 ACC 输运的影响可以通过两个途径来实现: 一是通过直接的纬向动量输送来驱动 ACC, 这基本上是一个快速正压响应的过程; 二是通过改变海洋密度层结场, 进而通过慢速斜压过程来影响 ACC 输运. Webb 和 Cuevas^[2]利用数值模式模拟南大洋对纬向风应力变化的快速响应时发现 ACC 体积输运对纬向风应力的响应时间约为两天, 且主要是一个受底地形制约的正压过程. 而数值模拟也证明了德雷克海峡输运在滞后西风正异常 3 天左右出现极大值^[3]. 而南大洋表面西风应力正(负)异常会导致绕极流的加速(减速),

同时也对应着次表层压力和底压力的减弱(增强)^[4,5], 这种输运变化在季节内时间尺度上主要表现为沿等位涡线的正压性^[6]. Meredith 等^[7]的研究认为德雷克海峡输运的年际变化与表面风应力的变化有关, 而且年际尺度的变化表现出与海面高度无关的强斜压性. Hughes 和 Stepanov^[8]的正压模式中 ACC 体积输运年际变化与风应力变化相关不显著也间接印证了这一推测. 因此风应力的作用并不仅限于对 ACC 的直接驱动上, 它还可以通过 Ekman 抽吸作用而改变 ACC 的层结. Ekman 抽吸与浮力强迫(南边冷却, 北边加热)一起产生一个斜压压力梯度, 从而导致了 ACC 纬向速度的切变, 即斜压输运^[9]. Gnanadesikan 和 Hallberg^[10]利用粗分辨率的海洋模式模拟了南半球风对绕极环流的影响. 他们的结果表明, 南大洋西风增强驱动了更多比较轻的水向北的 Ekman 输送, 引起南大洋北部密度跃层的加深和南大洋北部深层水的增暖, 因而绕极环流的垂直切变加强, 导致 ACC 斜压输运的增强. 但粗分辨海洋模式不能分辨中尺

度涡, 因此采用这类模式模拟 ACC 体积输运对风应力变化的响应可能不准确.

中尺度涡在 ACC 动量平衡上起到不可忽视的作用. 在德雷克海峡纬度上海洋没有纬向边界, 海面风应力输入的动量无法由纬向压力梯度平衡, 而侧向雷诺应力也不足以将动量向 ACC 的侧向边界传递, 因此平衡海面风应力的动量输送和抑制 ACC 的无限加速只有靠中尺度涡来将动量在垂向向深层输送. 由于中尺度涡的存在, 等密面的倾斜率和纬向压力梯度场也会随之产生扰动, 这种扰动作用通过界面体积应力将水平动量跨越等密面进行传输. 因此, 中尺度涡可能是决定南大洋层结和纬向输运的关键因子^[11,12].

根据目前的研究 ACC 的纬向动量平衡可以归结为: 向东的纬向风应力的动量输送通过定常和瞬变涡旋的作用向海洋深层传播, 由海底压力场产生的形阻应力加上海底摩擦阻力是纬向动量的汇, 两者之和平衡海表风应力的作用. 由此可见, 海表风应力和中尺度涡活动是影响 ACC 输运变化的两个重要动力学因子.

本文主要探讨南极绕极流输运与纬向风应力的关系, 我们发现尽管两者之间存在年际相关关系, 它们的年代际线性趋势却并不吻合. 风应力在 1980~1999 年表现出明显增强的趋势, 但南极绕极流输运并没有显著增强. 这可能与南大洋活跃的中尺度涡活动有关系: 风应力在驱动纬向平均流的同时, 会使等密面倾斜. 水平密度梯度的加强引起斜压不稳定, 使得更多平均流能量向涡能转化. 中尺度涡的强化将海表动量输入向下传递到有底地形阻挡的深海, 通过形阻应力和海底摩擦消耗, 因此南极绕极流输运在近 20 a 得以保持稳定.

1 资料和方法

本文主要利用 SODA 再分析资料进行统计分析. SODA 是一套海洋同化资料, 是在全球海洋环流模式(GFDL MOM2.2)的基础上将卫星观测及实测资料进行实时同化再分析形成的格点化海洋再分析产品, 其中包括温度、盐度和海流速度等要素^[13], 时间跨度是从 1958~2001 年的月平均资料, 水平空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.4^\circ$ (投影到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格), 垂向为 40 层, 从

海表 5~5374 m 深度. 模式强迫场使用欧洲中心 40 a 再分析(ERA40)表面风场的日资料. 这套 SODA 资料的优点是, 首先由于再分析资料同化了实测资料, 比纯粹的模式资料更加可靠性; 而与实测资料相比又在时间和空间上更具有连续性, 资料要素也更完整.

等密面坡度可表示为 $S = -|\nabla_h \sigma| / \bar{\sigma}_z$, (σ 为位势密度), 即位势密度水平梯度与位势密度垂直梯度的比值. 南极绕极流的斜压能量转化率即为扰动能量方程中的斜压转换项(具体推导过程见附录), 斜压转化率可以直接表征平均流势能通过斜压不稳定机制转化为涡旋能量的程度, 它的强度取决于 2 个因子: (1) EP 通量垂向分量(表征涡旋活动强度); (2) 平均层结(表征背景场斜压不稳定程度).

2 南极绕极流对表面风应力变化的响应

前人研究表明, 南半球纬向风应力的主要变化模态呈纬向均匀的相当正压结构, 即在 40°S 和 60°S 之间南北振荡的偶极型, 这个模态在 10 d 低通资料和月平均资料中分别占总方差贡献的 33%^[14] 和 30%^[15]. 然而近来很多研究表明南半球大气环流不仅存在年际变化, 也存在很显著的年代际变化, 这主要表现在南半球环状模和西风急流的变化上^[16,17], 而纬向风应力的年代际变化表现为 1980~1999 年的增强趋势^[18~20]. 为了更清楚地勾画这一变化对南极绕极流的影响, 我们给出了南极绕极流函数气候态和表面风应力线性趋势的空间分布图(图 1). 可以看到南极绕极流主要位于 $65^\circ \sim 45^\circ\text{S}$ 纬度带内, 呈准纬向型分布; 而纬向风应力也表现出纬向均匀的线性增强趋势, 且正中心区域与南极绕极流主轴重合.

鉴于南极绕极流及其表面风应力的纬向分布特性, 我们对 $65^\circ \sim 45^\circ\text{S}$ 纬向风应力进行区域平均, 将其时间序列(图 2(a))与德雷克海峡的南极绕极流体积输运时间序列(图 2(b))进行比较. 很明显两个时间序列都有 4~5 a 周期振荡, 计算年际相关达到 0.419, 通过了 95% 信度的显著性检验. 也就是说, 在年际尺度上, 纬向风应力的增强可以导致南极绕极流体积输运的增大.

线性趋势分析发现: 纬向风应力在近 20 a 为显著增强的趋势, 线性趋势项为 $0.167 \times 10^{-5} \text{ N} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (20\text{a})^{-1}$, 这远远超出了其异常标准差(± 0.106

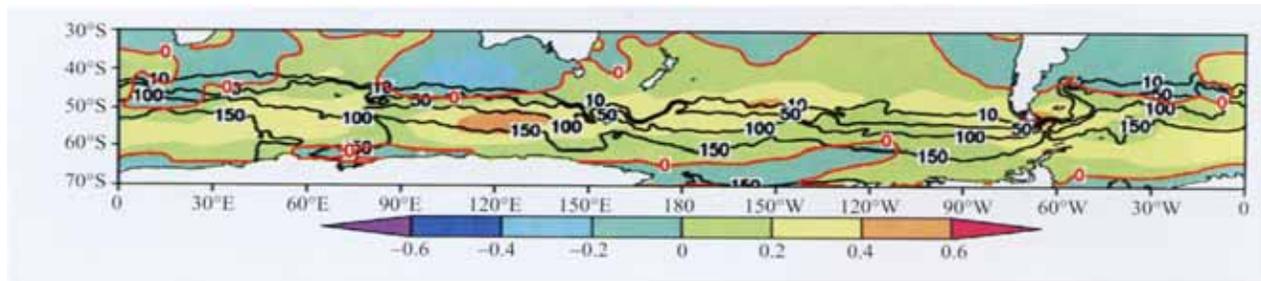


图 1 1980~1999 年 ACC 流函数气候态(黑色等值线, 单位: Sv)和纬向风应力的线性趋势(彩色阴影, 单位: $10^{-5} \text{ N} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (20\text{a})^{-1}$), 其中红色等值线表示风应力趋势零线

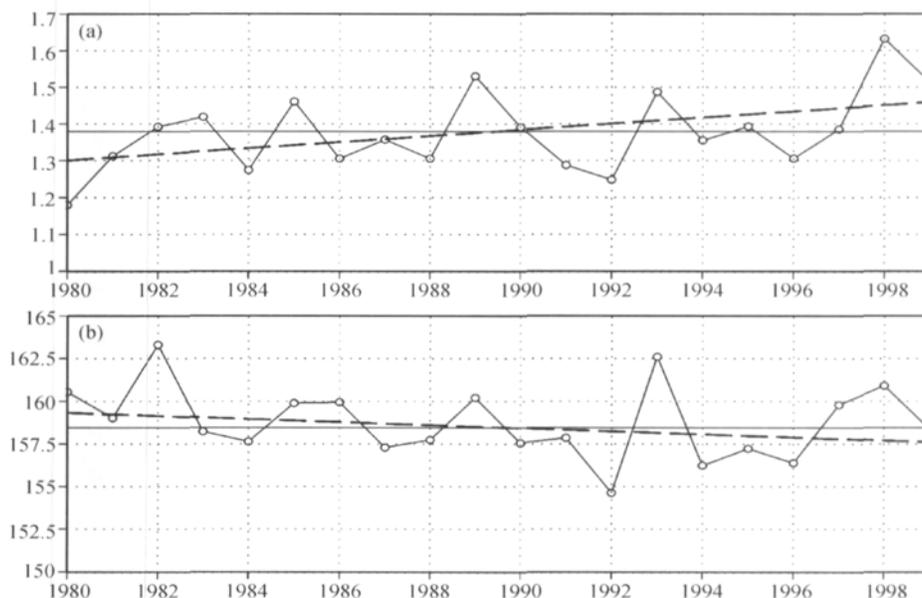


图 2

65~45S 区域平均. 风应力(a) 单位: $10^{-5} \text{ N} \cdot \text{cm}^{-2}$; Drake Passage 输运(b)的时间序列及其线性趋势(虚线) (单位: Sv). 两者线性相关: 0.419, 滞后 2 a 相关: -0.589; 均通过了 95%信度的 t 检验

$/10^{-5} \text{ N} \cdot \text{cm}^{-2}$). 然而, 风应力与南极绕极流之间显著的年际相关并没有在年代际线性趋势上重现, 南极绕极流体积输运在近 20 a 不仅没有增强, 反而呈微弱的下降趋势, 线性趋势项为 $-1.797 \text{ Sv}/20 \text{ a}$, 比年际变化的标准差($\pm 2.095 \text{ Sv}$)要小, 因此不能认定这个趋势是显著的, 即南极绕极流体积输运在年代际尺度(1980~1999 年)基本保持稳定. 我们都知道风应力是南极绕极流的主要驱动力, 而且在年际尺度上它与 ACC 输运表现出显著正相关关系, 但为什么它们在年代际趋势的差异会这么大呢? 下一节我们将从南极绕极流的动量平衡和斜压不稳定机制来对这一现象做出一定的解释.

3 南大洋涡旋活动在南极绕极流动量平衡中所起的作用

风应力的动量输入如何传递到有纬向边界的深层海洋, 进而被海底地形形阻及摩擦平衡? 最近的研究表明, 水平动量的向下传递可以通过水平尺度在 150 km 左右的中尺度涡以及与地形有关的定常波来实现. Hallberg 和 Gnanadesikan^[21]发现在弱风或浮力通量(非绝热过程)占主导时期, ACC 输运与风应力强迫的关系是线性的; 而在强风情况下, 风应力主要影响涡能场强度的变化, ACC 输运变化反而不明显, 这种现象被称为“涡饱和”(eddy saturation)效应. Meredith 和 Hogg^[22]分析了卫星观测资料并提出涡

旋动能极大值对海表西风应力极大值的滞后时间为 2~3 a. 他们利用一个可分辨出涡旋的模式发现这种滞后效应是由于风强迫通过斜压调整影响南大洋深层环流的过程, 即表面强风的风能首先被储存为平均流的势能, 然后中尺度涡通过界面应力的作用将动量从上层传递到有底地形的海洋深层, 底地形效应进一步增强平均流的斜压不稳定, 从而使平均流的势能转换为涡旋的能量(势能和动能), 因此表积海面风能输入可以通过涡旋逐步损耗, 使 ACC 的能量和输运得以平衡 CC 到耗散作用.

而我们的统计分析也发现, 在年际尺度上, 纬向风应力与 ACC 体积输运不仅存在同时的正相关, 也存在一定的滞后相关关系. 滞后两年的 ACC 输运与风应力的线性相关达到-0.589, 远远高于 95%信度的显著性检验. 据此可以推断, 风应力增强可以导致 ACC 输运增加, 但是在两年后减弱, 这很可能与南极绕极流斜压不稳定机制以及由此产生的中尺度涡活动相关联.

为进一步证实上述的推断, 我们计算了南大洋等密面坡度. 等密面坡度在一定程度上可以表征海洋层结对斜压扰动的稳定性, 坡度越大, 则层结越趋于斜压不稳定. 图 3 表示南极绕极流海洋上层(25 和 268 m)60°~45°S 区域平均的等密面坡度.

可以看到, 这一区域等密面坡度在 1980~1999 年间表现为一个显著上升的趋势, 而 1980 年之前没有明显的变化趋势(图略). 这一现象显然与表面风应力的年代际增强是紧密相关的: 在地转作用下, 纬向风应力的加速导致海洋上层向北的 Ekman 输运也持续增强, 而垂直运动也呈现南边上升、北边下沉的异常, 这使得局地经圈环流增强, 从而引起了整个 ACC 区域等密面坡度增大. 等密面倾斜的加大使得平均流势能增强, 趋于斜压更不稳定, 由此释放出的中尺度涡活动必然对南极绕极流动量平衡起到非常重要的作用. 在 ACC 区域, 斜压不稳定过程会造成能量从大尺度向中尺度转移, 这种能量与风对海洋的能量输入相平衡; 涡旋活动不仅能产生与海气热通量相

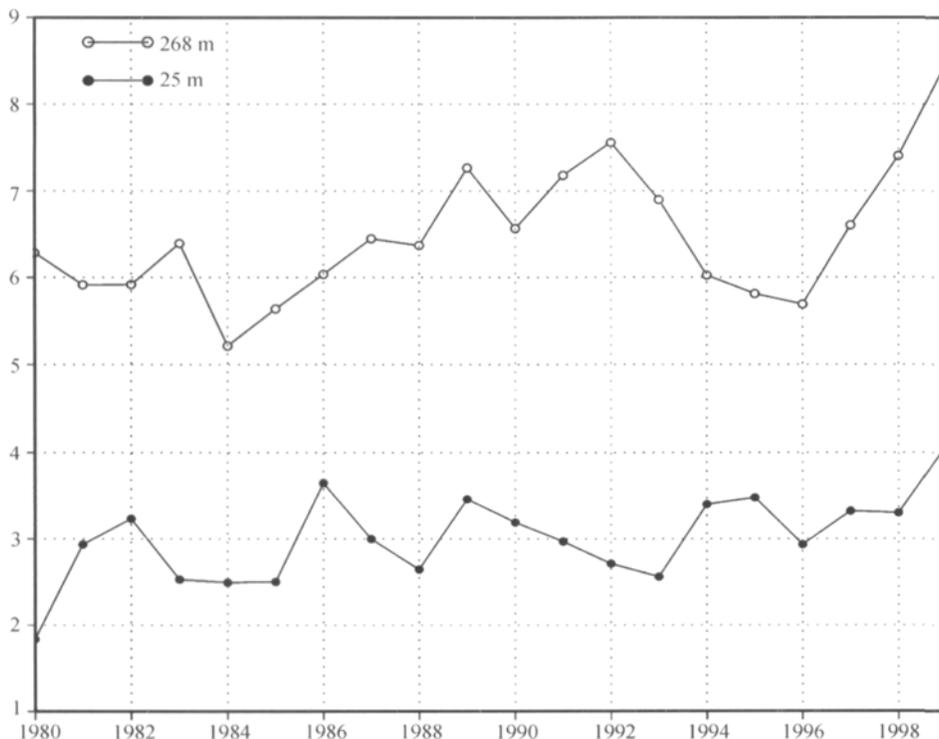


图 3 60°~45°S 平均等密面坡度时间序列

其中空心圆点为 268 m 深度; 实心圆点为 25m 深度. 两时间序列均表现出明显的上升趋势, 即等密面坡度逐渐增大

平衡的向南极热量输送, 而且还对应着向东动量的向下传递, 使之抵消海表面风的动量输入. 涡旋引起动量的向下传递是 ACC 的动量平衡的重要因素^[23]. 下面我们从 EP 通量及其斜压不稳定转化率的计算来说明涡旋在南极绕极流动量平衡中的作用.

从南大洋 EP 通量剖面图(图略)上, 可以发现在有底地形阻挡的深度(约 2000 m)以上, 涡旋扰动的垂向传播均为一致的向下传播. EP 通量的垂向分量(即涡密度通量与密度层结的比值)可以表征南极绕极流区域的界面形阻应力的作用, 这也就表示涡旋(通过界面形阻应力)将海表动量向下一直传递到有底地形阻挡的深海, 并通过底地形形阻应力来平衡海表动量输入.

从前面的分析我们已经发现随着纬向风应力的年代际增强, 南极绕极流等密面坡度也不断增大, 使得平均流更趋于斜压不稳定. 为了进一步阐述 ACC 的斜压不稳定机制及其与纬向风应力的关系, 我们计算了 ACC 区域的斜压转化率(计算公式见附录), 并给出 60°~45°S 平均的斜压转化率在纬向风应力的

高指数(大于一个标准差)阶段的滞后合成图(图 4).

虽然斜压转化率气候态在整个 ACC 区域均为正值(即平均流势能向涡旋能量转移, 图略), 但在零滞后时 ACC 表层(200 m 以上)斜压转化率主要为负异常, 这也就表示平均流势能向涡旋能量的转移过程减弱, 平均流势能增加, 根据热成风原理会造成 ACC 斜压输运的增强. 这种负异常随时间向下传播, 到滞后半年能到达海洋深层 1000 m 左右, 这能部分解释 ACC 输运与纬向风应力的同时正相关. 另外更值得注意的是, 在滞后半年左右, 即斜压转化率的负异常传播到海洋深层的同时, 海表(200 m 以上)出现了斜压转化率的正异常. 这种正异常同样随着时间逐渐向下传播, 约 1.5~2 a 可到达 1 km 深度, 而两年以后正异常又逐渐减弱. 由于斜压转化率的正异常表示了 ACC 平均流势能向涡旋能量转移过程的加剧, 即纬向风应力增强很可能导致两年之后南极绕极流的斜压转化率增强, 平均的势能更多地向涡能转化, 由于平均流能量的消耗, 使得南极绕极流输运减弱到原来的水平.

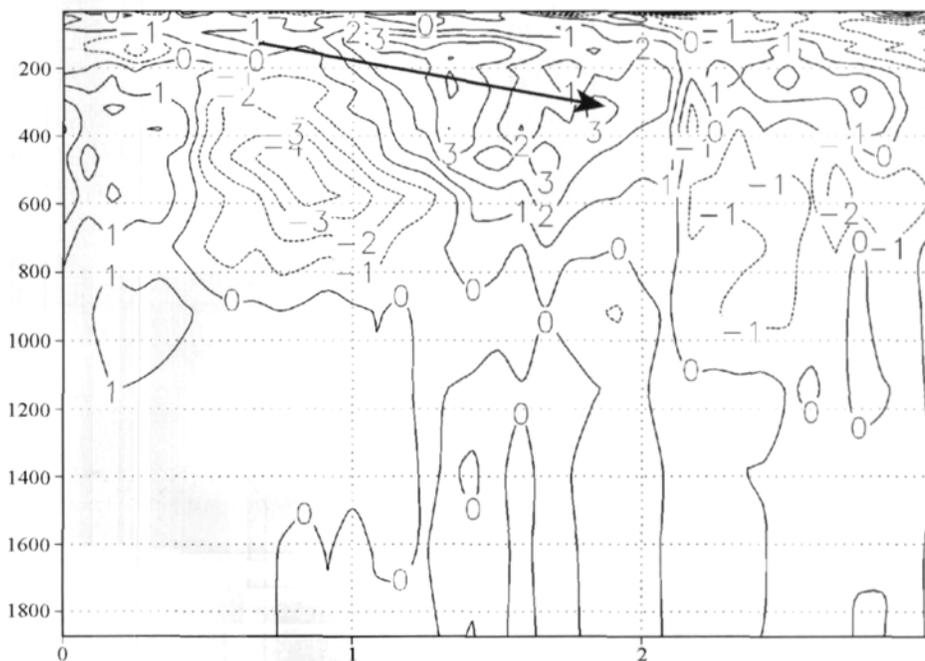


图 4 当风应力大于一个标准差时, 60°~45°S 平均的斜压转化率异常合成图(单位: m^2/s^3)

其中横坐标表示斜压转化率滞后风应力的年份, 纵坐标表示深度(单位: m). 黑色箭头表示斜压转化率正异常中心随时间的变化, 即斜压转化率正异常(平均流势能向涡能量转化增强)在滞后半年左右首先出现在南大洋上层海洋(200 m 以上); 正异常随时间向下传播, 在滞后 2 a 左右可达到 1 km 深度; 此后显著减弱

4 结论和讨论

很多数值模拟研究认为表面风应力增强的趋势可以使 ACC 输运产生年代际增强趋势, 但我们注意到这些模式大多是粗分辨率的, 不能正确反映中尺度涡对风应力的响应, 及其对 ACC 动量平衡的作用. 近来实测资料研究 (ISOS 和 WOCE 资料, 共 25 a) 并没有发现 ACC 输运的显著年代际变化趋势^[24], 我们的分析结果也支持这一结论. 从以上统计分析和计算结果可以发现: 南极绕极流输运与表面风应力之间存在显著的年际相关, 表面风应力增强会马上引起南极绕极流的增强, 但两年以后南极绕极流又会减弱. 这种滞后的负相关与南极绕极流的斜压不稳定机制有密切联系: 纬向风应力增强导致向北的 Ekman 输运增强, 使得局地风生的经圈环流也增强, 这就使南大洋等密面坡度加大, 层结趋于斜压更不稳定; 斜压不稳定引发涡旋活动增强, 使得平均流势能向涡旋能量转化, 从而使 ACC 输运在两年后减弱. 南大洋中尺度涡的这种斜压耗散作用使得 ACC 输运在近 20 年保持基本稳定, 不受纬向风应力变化的影响. 值得注意的是, 南大洋风应力与南极绕极流体积输运的时间序列在年际时间尺度上均表现为 4~5 a 周期 (见图 2), 这与热带海气相互作用 (ENSO 现象) 的年际变率有很强的相似性. Zhou 和 Yu^[25] 的研究认为, El Nino 能够对南半球环状模 (SAM) 产生影响, 这种影响具有较高的可预报性. 由此可见, 中高纬度的海气相互作用很可能与热带海气相互作用联系在一

起, 进一步研究南极绕极流的年际变率需要综合考虑中纬度大气和热带海洋的影响.

由于 SODA 资料是月资料, 且空间分辨率仅为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 因此本文利用 SODA 资料计算的涡旋通量和斜压转化率主要是由海底地形引起的定常波的贡献, 瞬变波的作用没有得到充分体现. 研究表明, 小尺度定常波 (ACC 主轴在地形急剧变化之处出现的弯曲变形) 也可归于中尺度涡的范围; 而且当风应力加强时, 涡旋的作用逐渐占据主导地位, 并且在地形起伏强烈的区域会产生斜压不稳定 (定常波的作用), 因而 ACC 输运与风应力的关系主要取决于定常涡旋的响应过程^[21]. Wang 和 Ikeda^[26] 利用模式也说明了底地形对海洋斜压不稳定波增长率的影响, 因此海洋中尺度涡活动强度及其对平均流的作用是倚赖地形的. 另外, 我们利用 10 d 间隔、 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean)-JPL 再分析资料集对本文的斜压转化率 (图 4) 分析结果做了验证, 结果基本吻合 (图略). 由于 ECCO 资料为 10 d 间隔, 可以较准确的描述南大洋瞬变波的变化特征, 这从一个侧面证实了本文的主要结论是基本准确可信的. 当然, 在风应力较强时期定常涡旋和瞬变涡旋场变化都会对风应力产生响应^[21], 而且两者都会对纬向平均流产生减速作用, 以平衡风能输入^[27], 因此, 准确描述南大洋大尺度环流变化及动量平衡关系需要利用时间和空间上更高分辨率的资料对这一区域涡旋活动以及涡通量变化进行更细致的研究.

致谢 黄瑞新的工作由 Woods Hole 海洋研究所 W. Alan Clank 讲座资助, 王佳的工作由 NOAA GLERL NO. 1462 课题资助, 特致谢忱.

参考文献

- Gnanadesikan A. A simple predictive model for the structure of the oceanic pycnocline. *Science*, 1999, 283: 2077—2079
- Webb D J, de Cuevas B A. On the fast response of the Southern Ocean to changes in the zonal wind. *Ocean Sci Discuss*, 2006, 3: 471—501
- Matthews A J, Meredith M P. Variability of Antarctic circumpolar transport and the Southern Annular Mode associated with the Madden-Julian Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L24312, doi: 10.1029/2004GL021666
- Aoki S. Coherent sea level response to the Antarctic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(20), doi: 10.1029/2002GL015733
- Hughes C W, Woodworth P L, Meredith M P, et al. Coherence of Antarctic sea levels, Southern Hemisphere Annular Mode, and flow through Drake Passage. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(9), doi: 10.1029/2003GL017240
- Hughes C W, Meredith M P, Heywood K J. Wind-forced transport fluctuations at Drake Passage: a southern mode. *J Phys Oceanogr*, 1999, 29(8): 1971—1992
- Meredith M P, Woodworth P L, Hughes C W, et al. Changes in the ocean transport through Drake Passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the Southern Annular Mode. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L21305, doi: 10.1029/2004GL021169

- 8 Hughes C W, Stepanov V. Ocean dynamics associated with rapid J2 fluctuations: importance of circumpolar modes and identification of a coherent Arctic mode. *J Geophys Res*, 2004, 109, C06002, doi: 10.1029/2003JC002176
- 9 Borowski D, Gerdes R, Olbers D. Thermohaline and wind forcing of a circumpolar channel with blocked geostrophic contours. *J Phys Oceanogr*, 2002, 32: 2520—2540
- 10 Gnanadesikan A, Hallberg R W. On the relationship of the Circumpolar Current to Southern Hemisphere winds in coarse resolution ocean models. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 2013—2034
- 11 Vallis G K. Large-scale circulation and production of stratification: effects of wind, geometry, and diffusion. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 933—954
- 12 Henning C C, Vallis G K. The effects of mesoscale eddies on the stratification and transport of an ocean with a circumpolar channel. *J Phys Oceanogr*, 2005, 35: 880—896
- 13 Carton J A, Chepurin G, Cao X H, et al. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950~1995. Part 1: Methodology. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 294—309
- 14 Hartmann D L, Lo F. Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 1303—1315
- 15 Nigam S. On the structure of variability of the observed tropospheric and stratospheric zonal-mean zonal wind. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 1799—1813
- 16 Thompson D W J, Solomon S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 2002, 296: 895—899
- 17 Gillett N P, Thompson D W J. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 2003, 302: 273—275
- 18 Yang X Y, Huang R X, Wang D. Decadal changes of wind stress over the Southern Ocean associated with Antarctic ozone depletion. *J Clim*, 2007, 20: 3395—3410
- 19 Fyfe J C, Saenko O A. Human-induced change in the Antarctic Circumpolar Current. *J Clim*, 2005, 18: 3068—3073
- 20 Saenko O A, Fyfe J C, England M H. On the response of the oceanic wind-driven circulation to atmospheric CO₂ increase. *Clim Dyn*, 2005, 25: 415—426
- 21 Hallberg R, Gnanadesikan A. An exploration of the role of transient eddies in determining the transport of a zonally reentrant current. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31: 3312—3330
- 22 Meredith M P, Hogg A M. Circumpolar response of Southern Ocean eddy activity to a change in the Southern Annular Mode. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L16608, doi: 10.1029/2006GL026499
- 23 Johnson G C, Bryden H L. On the size of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res*, 1989, 36: 39—53
- 24 Olbers D, Borowski D, Völker C, et al. The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current. *An Sci*, 2004, 16(4): 439—470
- 25 Zhou T, Yu R. Sea-surface temperature induced variability of the Southern Annular Mode in an atmospheric general circulation model. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L24206, doi:10.1029/2004GL021473
- 26 Wang J, Ikeda M. Diagnosing ocean unstable baroclinic waves and meanders using the quasigeostrophic equation and Q-vector method. *J Phys Oceanogr*, 1997, 27: 1158—1172
- 27 Olbers D, Ivchenko V O. On the meridional circulation and balance of momentum in the Southern Ocean of POP. *Oce Dyn*, 2001, 52: 79—93

附录

由于南极绕极流是一支纬向连通无边界的海流, 它的动力学机制与大气动力学有很多相似之处. 这里我们主要运用 EP 通量和海洋中的波流相互作用理论来解释南极绕极流的动量平衡.

Eliassen-Palm 理论首先由 Eliassen 和 Palm 提出(见 Eliassen A, Palm E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophys Publ*, 1961, 22(3): 1—23), 主要是在纬圈平面上画出矢量 F 来诊断波扰动对纬向平均流的作用; 矢量 F 被称为 EP 通量, 其 2 个分量分别表示向极地的涡旋热通量和涡旋动量通量, 并在 β 平面上满足准地转近似. 但在南大洋中, 南极大陆附近海冰融化的淡水极大地影响着海洋密度层结, 因此我们将 EP 通量推广为 $F = -\overline{u'v'}\hat{y} + \frac{f}{\rho_z}\overline{v'\rho'}\hat{z}$; 其中右边第一项为涡动量通量, 表示扰动的水平传播, 而第二项为涡密度通量与平均层结的

比值, 表示扰动的垂向传播.

EP 通量还可以运用于波流相互作用过程的诊断. 根据 Eliassen-Palm 理论和能量守恒理论, 扰动能量方程可以写为: $\partial_t \iiint (K' + A') = -\partial_t \iiint (K_m + A_m) = -\iiint U \nabla F$. 因此 EP 通量散度可以表示扰动与平均流之间的能量转换. 由于 EP 通量在边界处为零, 故能量转换也可表示为:

$$\begin{aligned} \partial_t \iiint (K' + A') &= -\iiint U(y, z, t) \nabla F = -\iiint dydz U \nabla F \\ &= -\iiint dydz U \nabla F - \iiint dydz U \partial_z F_z \\ &= -\iiint dydz F_y \partial_y U - \iiint dydz F_z \partial_z U. \end{aligned}$$

方程右边第一项涉及平均流的水平切变和 EP 通量的水平分量, 为正压转换项, 表示平均动能与扰动动能之间的转化; 右边第二项与 EP 通量垂向分量以及平均流的垂直切变(即水平密度梯度)相联系, 为斜压转换项, 表示平均势能与扰动势能之间的转化.