北太平洋副热带环流的经向输送与 Sverdrup 输送关系研究

姜 华 王 辉 朱 江 谭本旭

(中国气象科学研究院气候系统研究所, 北京 100081; 中国气象科学研究院, 北京 100081; 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871. E-mail: hjiang@cma.gov.cn)

摘要 基于再分析资料, 比较了应用流速资料直接计算的和基于 Sverdrup 关系应用风应力资料估算的北太平洋副热带环流的经向体积输送的差异. 结果表明在海洋内区气候平均状态下, Sverdrup 输送与实际的北太平洋副热带环流的经向体积输送相差甚小. 对于北太平洋副热带环流的经向体积输送的 10 年际变化特征, 由于海洋环流对风应力变化的响应只有当第一模态斜压 Rossby 波到达西边界后才能完成, 所以当应用该延迟时间修正了 Sverdrup 输送函数后, 修正后的 Sverdrup 输送与实际的经向输送的十年际变化趋势就有了很好的相关性, 特别是在西边界附近. 结果表明 Sverdrup 平衡不仅在气候平均意义下是副热带内区环流很好的近似, 而且当考虑了第一斜压模态 Rossby 波的传播时间后, Sverdrup 平衡也可以很好地估计海洋环流随时间变化的特征.

关键词 海洋环流经向输送 延迟的 Sverdrup 输送 北太平洋副热带环流

风生环流的经向体积输送(MVT)与海洋的极向热量输送有紧密联系, 因此它是大尺度环流的重要表征变量之一. 特别地, 北太平洋的副热带水平环流的体积输送在极向的热量输送中更是起重要作用. 在经典大洋环流理论中, 定常环流的经向体积输送可以根据 Sverdrup 平衡间接地应用风场资料来估计^[1]. 应用水文资料, 人们已经对北大西洋的MVT^[2~4]和北太平洋的MVT^[5]做了大量的研究. 观测也表明在北半球的副热带, 从流速场直接计算得到的MVT(下面称为RMVT)和由Sverdrup平衡计算得到的MVT(下面称为SMVT)吻合的甚好^[5,6].

应用海洋同化资料产品 SODA (the Simple Ocean Data Assimilation) 中流速和风应力的资料, 我们重新诊断了北太平洋的 RMVT 和 SMVT, 并确认了在大洋内区 SMVT 是 RMVT 的很好的近似. 而且当研究MVT的十年际变化时, 在考虑了第一斜压 Rossby 波的延迟效应并修正了 Sverdrup 平衡后, 计算所得的SMVT 与 RMVT 有了更好的相关性. 结果表明 Sverdrup 平衡不仅可以用来研究海洋环流的气候平均态, 而且当考虑了 Rossby 波的传播后也可以用来研究瞬时的海洋环流特征.

1 资料和方法

对于定常环流, 风生环流的 MVT 可以基于 Sverdrup 平衡应用风应力资料来估计.

$$\beta V = \text{curl} \bar{\tau} / \rho_0, \quad (1)$$

其中 V 是深度积分的经向输送, β 是科氏参数的北向空间导数, $\rho_0 = 1025 \text{ kg/m}^3$ 是平均密度值, 以及 $\text{curl} \bar{\tau} = \bar{k} \cdot \nabla \times \bar{\tau}$ 是风应力旋度. 纬向积分的体积输送为

$$M_{sv} = -\frac{1}{\beta \rho_0} \int_{\lambda}^{\lambda_e} \text{curl} \bar{\tau} r_e \cos \phi d\lambda, \quad (2)$$

其中, λ 和 ϕ 是纬度和经度, λ_e 是海盆东边界的经度, r_e 是地球半径.

在推导(1)式的过程中, 当对整个水柱进行垂向积分时, 假定了时间平均的海表面的垂向流速为 0, 并且由于底边界附近的流速很小, 又假定了流体与底边界的相互作用可以忽略. 这样, 就只考虑了海表面的应力作用^[7]. 这暗示了当我们应用 Sverdrup 关系估计经向输送的时候会在底地形变化较大的区域产生误差.

实际上, RMVT 可以直接从流速资料直接算得, 即

$$M_{real} = -\int_{-D}^0 \int_{\lambda}^{\lambda_e} v r_e \cos \phi d\lambda dz, \quad (3)$$

其中, v 是经向流速, $D=D(\lambda, \phi)$ 是风生环流底部, 近似取为 2000 m.

本文的风应力和流速资料取自 SODA 资料第 7 版本^[8,9]. 资料水平分辨率在中纬度为 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$, 到热带逐渐递减到 $0.45^\circ \times 1.0^\circ$, 垂向 20 层, 近海表每层 15

m, 时间跨度为 1950~1999.

2 经向体积输送

2.1 气候平均的 MVT

由 Sverdrup 平衡计算所得的北太平洋气候平均的 SMVT(图 1(a))与流速计算所得的 RMVT(图 1(b))吻合的很好. 二者的空间结构非常相似, 特别在海盆

内区. 它们所描述的副热带环流有着相同的纬向跨度和流函数零线的南北边界(分别位于 14°N 和 40°N). 这进一步说明了大洋的正压环流是由其表面的风场所主导的, 而不是由海洋内部细微的斜压结构决定的. 这一点至少在北太平洋是正确的. 由于在太平洋热盐环流和底地形的相互作用非常弱, 所以在推导 Sverdrup 关系的时候所做的假设是合理的^[7]. 值得注

图 1 (a) 基于 Sverdrup 平衡由 SODA 风应力和(b)由 SODA 流场计算所得的气候平均的北太平洋副热带环流的经向体积输送. 二者的差值为(c)

意的是,在Sverdrup环流(图 1(a))的 $20^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间,可以很清楚地看到向东的北太平洋副热带逆流. 本文计算的SMVT的空间形态和振幅与应用不同的风应力资料所计算的结果有很好的-致性^[10].

当然, Sverdrup 平衡只是海洋环流的一个简单近似, 由于其忽略了摩擦/非线性效应, 在海盆的西边界 SMVT 和 RMVT 自然会存在较大差别, 所以 Sverdrup 关系在西边界是不成立的. 在西边界附近的 $25^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$, 最大的 SMVT 大约为 40 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), 而最大的 RMVT 可以达到 52 Sv . 而且, SMVT 漏掉了实际的海洋环流(图 1(b))的一个重要特征, 即台湾岛北部的经向输运的北向强化. 实际上, 黑潮的次级环流系统加强了副热带环流西部的向南的体积输送(30°N), 于是, 黑潮的北向输送必然要增加以满足质量平衡的要求. 这就导致了 SMVT 和 RMVT 在西边界附近存在较大的差别(图 1(c)). 另外在副极地环流区, SMVT 和 RMVT 存在较大差别, 这与 Sverdrup 平衡的在极地区域的适用性和所用资料的质量都有较大关系.

2.2 MVT 的时间演化特征

原则上 Sverdrup 平衡只适用于定常的环流, 因为只有当所有被风激发的 Rossby 波到达海盆的西边界后, 风生环流才完成调整并达到稳定状态. 然而, 容易得到的是与瞬时风场相对应的瞬时的 SMVT. 很明显, 这种瞬时的 SMVT 会与真正的经过 Rossby 波调整后的环流的 RMVT 有很大差别. 这里, 我们在方程(2)中引进了一个时间延迟因子, 来近似第一斜压 Rossby 波穿过海盆的时间, 将之应用于传统的 Sverdrup 平衡关系, 得到修正的 Sverdrup 平衡(Rui Xin Huang, 2005 个人交流):

$$M_{\text{Sv-delay}}(t) = -\frac{1}{\beta\rho_0} \int_{\lambda}^{\lambda_e} \text{curl}\bar{\tau} \left(\lambda, \phi, t - r_e \cos\phi \frac{\lambda_e - \lambda}{c_g} \right) r \cos\theta d\lambda. \quad (4)$$

其中, $c_g = \beta R_e^2$ 是第一斜压 Rossby 波的群速度^[11,12], R_e 是第一斜压 Rossby 波的变形半径. 时间延迟因子代表 Rossby 波的传播时间. 当应用(4)式到海盆的西边界后, 可以得到更加精确的依赖时间变化的 SMVT. 下面我们选择太平洋的西部区域(140°W , 30°N)和中部区域(170°W , 30°N)来分别讨论. 因为在副热带环流的中心位置($30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$), 第一斜压 Rossby 波穿越

海盆的时间约为 4~5 年, 所以我们的讨论集中在 MVT 的 10 年际变化.

在副热带环流的西部, RMVT(图 2(a)实线所示)的变化明显滞后于非延迟的 SMVT(图 2(a)点线所示)大约 4~5 年, 这与第一斜压 Rossby 波穿越海盆的时间吻合. 二者在 SMVT 滞后 5 年的相关系数最大, 为 0.31(大于 0.2, 95% 置信度的下限). 在由观测的风应力驱动的海洋环流模式中也发现有类似的滞后性^[13]. 当应用考虑了 Rossby 波滞后性的 Sverdrup 关系(4)式计算了时间变化的 SMVT(图 2(a)虚线所示)后, 发现它与 RMVT 的演化几乎是同步的. 他们的相关系数是 0.36 (>0.28, 95% 置信度的下限). 这表明修正的 Sverdrup 关系(4)式是合理的. 它提供了另一种诊断随时间变化的海洋环流的方法. 换句话说, 当海洋的流速观测资料不充足时, 海洋环流的 10 年际变化也可以近似的由风场计算推得.

在太平洋海盆的中部, 从(2)和(4)式计算的 SMVT 彼此一致(图 2(b)), 与 RMVT 的 0 滞后相关性最大. 值得注意的是 SMVT 和 RMVT 与太平洋 10 年际振荡指数(PDO)的时间演化特征非常相似. 定义 PDO 为太平洋 20°N 以北海表温度(SST)异常的第一模态的时间变化系数^[14]. 当 1960~1976 期间 PDO 为冷位相时(即北太平洋中部 SST 偏高), MVT 是负异常(即 MVT 偏弱). 当 PDO 是暖位相时, MVT 偏强. 这种北太平洋 SST 和 MVT 强度的相关性和以往的研究^[15]相似. 与 1960~1976 北太平洋中部暖的 SST 异常相对应的是大气斜压涡偏北, 驱动弱的 Aleutian 低压, 减弱了的中纬度的西风^[16,17]. 相应地, 海洋的副热带环流, 包括内区向南的 SMVT 和向北的黑潮, 伴随着西风的减弱而减弱. 类似的, 1975~1990 s 期间, 太平洋中部冷的 SST 异常则伴随着强的副热带环流, 即强的经向 SMVT.

3 讨论和结论

文中应用两种方法诊断了北太平洋副热带环流的经向输送. 经典的 Sverdrup 平衡是大洋内区定常环流的很好的近似. 更重要的是, 当考虑了 Rossby 波的延迟时间后, 修正的 Sverdrup 平衡可以很好地近似随时间演化的海洋环流特征. 修正的 Sverdrup 关系(4)式提供了应用风场资料估计海洋环流时间变化特征的方法, 这一点在没有充足的海洋流场观测资料的情况下显得尤为重要.

图 2 (a) 北太平洋西部和(b) 北太平洋中部 RMVT 和 SMVT 异常的时间演化特征
所有的曲线均进行了 36 个月的滑动平均。在(a)中, 实线是 RMVT, 虚线为带有延迟因子的 SMVT, 点线是无延迟因子的 SMVT。
在(b)中实线是 RMVT, 虚线是无延迟因子的 SMVT, 点线所示为 PDO 指数

致谢 对美国伍兹霍尔海洋研究所黄瑞新教授和北京大学杨海军教授给予的帮助, 以及审稿专家所提供的修改建议表示感谢。本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 40406004, 40490263, 40306002)资助。

参 考 文 献

- 1 Sverdup H U. Wind-driven currents in a baroclinic ocean with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc Nat Sci Wash*, 1947, 33: 318~326
- 2 Wunsch K, Roemmich D. Is the North Atlantic in Sverdrup Balance? *J Phys Oceanogr*, 1985, 15: 1876~1880[DOI]
- 3 Schmitz W J, Thompson J D Jr, Luyten J R. The Sverdrup circulation for the Atlantic along 24°N. *J Geophys Res*, 1992, 97(C5): 7251~7256
- 4 Böning C W, Döscher R, Isemer H J. Monthly mean wind stress and Sverdrup transports in the North Atlantic: a comparison of the Hellerman-Rosenstein and Isemer-Hasse Climatologies. *J Phys Oceanogr*, 1991, 21(2): 221~235[DOI]
- 5 Hautala S L, Roemmich D H, Schmitz W J Jr. Is the North Pacific in Sverdrup balance along 24°N? *J Geophys Res*, 1994, 99: 16041~16052[DOI]
- 6 Qiu B, Joyce T M. Interannual variability in the Mid- and Low-latitude Western North Pacific. *J Phys Oceanogr*, 1992, 22(9): 1062~1079[DOI]
- 7 Pedlosky J. *Ocean circulation theory*. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1996
- 8 Carton J A, Chepurin G, Cao X, et al. A Simple Ocean Data As-

- simulation analysis of the global upper ocean 1950~1995, Part I: methodology. *J Phys Oceanogr*, 2002, 30: 294~309[DOI]
- 9 Carton J A, Chepurin G, Cao X A. Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950~1995 Part II: results. *J Phys Oceanogr*, 2002, 30: 311~326[DOI]
- 10 Kutsuwada K, Teramoto T. Monthly maps of surface wind stress field over the North Pacific during 1961~1984. *Bulletin of Ocean Research, Institute, University of Tokyo*, 1987, 24: 100~109
- 11 Chelton D B, Szoek R A de, Schlax M G, et al. Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *J Phys Oceanogr*, 1998, 28: 433~460[DOI]
- 12 Yang H, Liu Z. Basin Modes in a Tropical-Extratropical Basin. *J Phys Oceanogr*, 2003, 33: 2751~2763[DOI]
- 13 Xie S P, Kunitani T, Kubokawa A, et al. Interdecadal thermocline variability in the North Pacific for 1958~1997: A GCM simulation. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 2798~2813[DOI]
- 14 Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. A Pacific interdecadal Climate oscillation with impacts on Salmon production. *Bull Am Meteor Soc*, 1997, 78: 1069~1079[DOI]
- 15 Latif M, Barnett T P. Causes of the decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 1994, 266: 634~637
- 16 Deser C, Alexander M A, Timlin M S. Upper ocean thermal variations in the North Pacific during 1970~1991. *J Climate*, 1996, 9: 1840~1855[DOI]
- 17 Deser C, Alexander M A, Timlin M S. Evidence for a wind-driven Intensification of the Kuroshio current extension from the 1970s to the 1980s. *J Climate*, 1999, 12: 1697~1706[DOI]

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/972005-304>

(2005-07-20 收稿, 2005-08-25 接受)