

·学科进展·

# 太平洋副热带经圈环流的研究

王 启 刘秦玉

(青岛海洋大学海洋环境学院,青岛 266003)

**[摘 要]** 太平洋副热带经圈环流是太平洋热带和副热带上层海洋进行热交换的桥梁,其变化可以影响太平洋热带和副热带之间的热结构,从而影响全球气候。本文简要介绍有关研究工作并提出了今后需要研究的问题。

**[关键词]** 太平洋,副热带下沉,赤道上升,副热带经圈环流,气候

所谓副热带经圈环流(Subtropical Cell)是连接海洋上层副热带下沉和赤道上升的经圈环流,表层的向极流将赤道和热带的暖水送到副热带,温跃层中的向赤道流将副热带的冷水送向赤道<sup>[1]</sup>。太平洋副热带经圈环流是太平洋热带和副热带上层海洋进行热交换的桥梁,它的变化可以影响太平洋热带和副热带之间的热结构,从而影响全球气候。可以认为,研究太平洋副热带经圈环流是深入研究全球气候的基础。然而由于观测资料的贫乏,人们对太平洋副热带经圈环流的研究和了解都比较少。甚至直到1997年才有人将它和短期气候异常联系起来<sup>[2]</sup>。

## 1 太平洋副热带经圈环流与 ENSO

El Niño and Southern Oscillation(ENSO)作为海气耦合系统中最强的年际(Interannual)变化信号(也是全球短期气候异常的最强信号)已被较深入地研究。90年代以前已有能较好地解释 ENSO 实质的理论和具有一定预报能力的预报模式<sup>[3]</sup>。但是90年代初的 ENSO 出乎人们意料,ENSO 的暖位相持续了5年。几乎所有的预报模式都没有预报出 ENSO 的这种持续性。尽管目前已有解释认为这是 ENSO 受年代际(Decadal and Interdecadal)变化调节的结果<sup>[4]</sup>,观测和模式研究也表明大尺度海气系统中存在明显的年代际变化<sup>[5,6]</sup>。但是能引起气候年代际变化的原因很多,例如太阳辐射或火山爆发的周期性变化、各种大尺度海气相互作用都能引起气候年代际变化,其中什么机制可以调节 ENSO 呢?

观测和研究表明,在 ENSO 的暖位相期间,赤道东太平洋温跃层深度变深,海表面温度(SST)升高,当温跃层深度变浅时,SST 降低,冷位相开始。作为补偿,当赤道东太平洋温跃层深度变深后,西太平洋赤道附近温跃层略变浅,当赤道东太平洋温跃层深度变浅时,西太平洋赤道附近温跃层则略变深。这种赤道温跃层深度的年际变化实际上就是 ENSO 循环,通常可以由热带和赤道海气耦合动力学来解释<sup>[3]</sup>。但是这些局限于热带和赤道的理论解释不了为什么 ENSO 会产生年代际差异,为什么90年代初赤道太平洋温跃层深度变化很小并且持续了很长时间。所以考虑热带和热带外大气和海洋以及海洋之间的相互作用是非常重要的。

已有研究证实与 ENSO 相关的赤道太平洋 SST 异常可以导致热带外太平洋大气环流异常,从而使热带外太平洋 SST 异常。反过来,热带外 SST 异常却不能通过大气环流使赤道 SST 异常<sup>[7,8]</sup>。那么热带外 SST 异常能不能通过海洋内部影响赤道 SST 呢?观测表明温跃层在副热带(20°—40°N(S))有通风口<sup>[9]</sup>,即赤道温跃层不仅受制于赤道动力学,还受制于通风温跃层动力学。由赤道太平洋 SST 异常导致的热带外太平洋 SST 异常通常发生在温跃层通风口的纬度上,因此可以设想副热带太平洋 SST 异常通过温跃层影响赤道 SST。

Deser 等人<sup>[10]</sup>分析了1970—1991年北太平洋上层海洋资料,认为在70年代末中纬度有 SST 负异常,之后这些表层异常冷水在温跃层中缓慢地向低

本文于1999年5月27日收到。

纬度流动。在此之前也有一些观测和模式研究工作证实有太平洋副热带下沉水通过温跃层流到赤道潜流中<sup>[1,11,12]</sup>。基于这些事实,Gu等人<sup>[2]</sup>提出一种解释90年代 ENSO 特性的理论,即热带和中纬度的相互作用产生年代际变化。赤道暖的 SST 使中纬度西风异常,造成中纬度 SST 降低,冷水在副热带下沉,通过一个浅的经圈环流(下支主要在温跃层中)流到赤道次表层,因此影响了赤道温跃层深度变化,通过上升使赤道 SST 降低。赤道冷的 SST 又使中纬度东风异常,造成中纬度 SST 升高,从而形成振荡。异常冷(暖)水从中纬度到赤道的输送时间大约为十几年到几十年,取决于出发的纬度和路径。

Gu 等人<sup>[2]</sup>理论中的一个重要假设是热带外 SST 异常通过海洋副热带经圈环流影响赤道的热结构,从而造成气候异常。但是对于副热带经圈环流与气候异常的关系我们却所知甚少,到目前为止几乎还没开展这方面的研究。显然,为了深刻地、全面地理解短期气候异常,必须开展太平洋副热带经圈环流与气候异常的关系的研究。

## 2 太平洋副热带经圈环流的研究现状

近来已有少量的关于长期平均的太平洋副热带经圈环流的研究工作,这些工作的主要目的是解释赤道潜流的水源,并没有从副热带经圈环流对气候影响的角度考虑。

### 2.1 观测分析

从长期平均来看,根据热平衡的需要,在热带和副热带之间应该有一个经圈环流(cell):上层有向极暖平流,下层有冷平流从副热带流向赤道,上升支和下沉支则分别在赤道和副热带。McCreary 等人<sup>[1]</sup>将其称为副热带经圈环流(subtropical cell)。表层向极流动主要是 Ekman 漂流和西边界流,可以而且已经由直接的流观测和浮标记录得以证实<sup>[13,14]</sup>,但是对次表层的向赤道流很少有直接的观测,主要是依据水文图和示踪物数据来判断。上升支和下沉支则因其速度太小(据估计赤道上升支速度只有 0.003 cm/s)而无法直接观测,只能由水平运动来估计。

Wyrtki 等人<sup>[9]</sup>根据直接观测分析了 155°W 附近热带中太平洋的平均流场、温度场和盐度场。表明赤道潜流的温度在 15—25℃之间,而这些等温线在 20°—40°N(S)有出口,因此赤道潜流的水可能来自副热带。与此对应的是从副热带向赤道方向伸展的高盐舌,说明副热带由于蒸发大而产生的高盐水向赤道输送。但是高盐舌并未到达赤道,只是到达 5°S

和 12°N。这是否表明副热带水不能从中太平洋直接进入赤道潜流? Tsuchiya<sup>[15]</sup>指出,赤道东太平洋温跃层以下的 13℃水是来自新西兰附近的表层下沉水,以此推断大部分副热带下沉水流向赤道时,由于地转关系,先到达低纬度大洋西边界,然后进入赤道潜流。之后的观测表明南北半球都有这种通道<sup>[16,17]</sup>。

关于氚(tritium)的观测似乎表明副热带与赤道潜流在大洋中部有直接通道,因为在赤道中太平洋观测到氚的最大值,而其源地是副热带表面<sup>[11,18]</sup>。如果副热带水大部分通过低纬度大洋西边界进入赤道,为什么氚的最大值不出现在西边界而是出现在赤道中太平洋呢? McPhaden 等人<sup>[19]</sup>据此推断副热带水直接从大洋中部流入赤道,并且认为在 3°N 和 14°N 之间的北太平洋上,尽管风应力旋度已变成正的,但此纬带中太平洋 Ekman 抽吸还保持负的,所以允许整个向南的地转流。另外 McPhaden<sup>[20]</sup>发现在 140°W, 7°N, 100—300 m 深度有向南的地转流,最大向南速度为 2 cm/s。

观测提出了这样的问题:副热带经圈环流是由什么过程驱动的(或者说副热带经圈环流的强度由哪些因素决定)? 副热带水到赤道的通道是怎样决定的(或者说副热带水流到赤道在多大程度上依赖于低纬度西边界流或大洋内部流)? 由于观测贫乏,这些问题只能主要地由模式和理论研究来回答。

### 2.2 模式研究

McCreary 和 Lu 等人<sup>[1,21]</sup>用二层半海洋模式(最近 Lu 等人<sup>[22]</sup>又进一步用三层半模式)研究了定常的副热带经圈环流。结果表明经圈环流的强度是由副热带南侧下沉为零的纬度上的风应力和科里奥利参数等决定,与副热带 Ekman 抽吸速度及热带风场强度无关。从副热带进入赤道的水并不都是来自通风口下沉水,另一部分来自不通风的下层西边界流。可以确定 2 条流线,一条是决定下沉水是经过西边界还是大洋中部流向赤道,另一条决定哪些纬度的水能进入赤道。绝大部分副热带下沉水是通过低纬度西边界流入赤道的,所以中太平洋高盐舌被阻止在 12°N 以北。他们认为因为在热带辐合带由于 Ekman 抽吸产生了一个“位涡障碍”,它阻止了副热带高盐水从大洋中部流入赤道,副热带水必需冲破这个障碍才能从大洋中部流入赤道。虽然在三层半模式模拟结果中出现了从副热带通过大洋中部到赤道的输送,但是很弱。另外该模式还给出一个发生在热带内,其下沉支可以进入热带温跃层的热带经圈

环流。它也能输送部分水给赤道潜流。

Liu 等人<sup>[12]</sup>和 Liu<sup>[23]</sup>通过理论和 GCM 研究认为当副热带环流南侧东风加强时,流向赤道的水增加,当副热带环流上的风旋度减小时,能流向赤道的副热带下沉区域会加大。在副热带环流西侧下沉水不会流出副热带,而是向西进入中纬度西边界流(重新参与副热带环流)。在副热带环流东侧下沉水则可能流向赤道。流向赤道的水又进一步分成两部分,一部分从副热带环流东北侧下沉,通过低纬度西边界流向赤道。另一部分从副热带环流东南侧下沉,通过大洋中部流向赤道。约有三分之二的赤道潜流水来自副热带,副热带水经过 3—6 年时间到达赤道。在解释为什么在赤道中太平洋有氡的最大值这个问题时,Liu 等人<sup>[24]</sup>认为虽然从副热带来的水大部分通过低纬度西边界(Mindanao 流)流向赤道,但是根据模式和观测猜测,有相当部分 Mindanao 流的水不是在低纬度西边界而是在中太平洋进入赤道潜流。这些水首先离开 Mindanao 流,然后进入北赤道逆流,最终在中太平洋进入赤道。

Rothstein 等人<sup>[25]</sup>用分辨率更细的多层模式研究了副热带和热带之间的水交换。结果模拟出副热带和热带海洋的主要流系。大部分副热带下沉水是通过低纬度西边界流入赤道的,也有小部分通过大洋中部流向赤道。不同的是,在热带东北部温跃层中有一个气旋式环流。正是这个气旋式环流决定副热带下沉水能通过大洋中部流向赤道。但是并没有观测证据和理论依据证实这个环流存在。

上述研究结果说明太平洋热带和副热带之间确实存在水交换(包括质量、动量、能量等交换)。交换是通过副热带经圈环流完成的。其中副热带下沉区有与赤道潜流相连的窗口。只有在窗口下沉的副热带水才能到达赤道,其余副热带下沉水又重新参与副热带环流。副热带水从两个通道进入赤道潜流,其中大部分通过低纬度西边界流,也有小部分通过大洋中部进入赤道潜流。其中三分之二的赤道潜流水来自副热带,然后主要在赤道中东太平洋上升,再从表层流回副热带。表层的向极流,大部分进入北赤道流后向西,然后经西边界流进入副热带环流北部,也有小部分进入北赤道流后直接在副热带环流南部下沉。

从以上研究状况来看,即使对副热带经圈环流的平均状态的研究也是非常初步的,目前几乎还没有开展对副热带经圈环流的变化研究。有关副热带经圈环流的一些基本问题还没有统一的解释,而这

些基本问题与短期气候异常有密切联系。因此最近已有人提出今后应该开展有关副热带经圈环流的变化研究<sup>[25]</sup>。

### 3 需研究的问题

在 Gu 等人<sup>[2]</sup>的假设中副热带经圈环流仅是作为热带外 SST 异常的输送机制,他们并没有将副热带经圈环流本身的变化与短期气候异常联系起来。实际上即使没有热带外 SST 异常,副热带经圈环流的本身变化也能影响气候。因为异常强的副热带经圈环流可以造成更多的冷水进入赤道,更多的暖水离开赤道,从而使赤道异常冷。反之,异常弱的副热带经圈环流可以造成赤道异常暖。

能引起副热带经圈环流变化的因素涉及很多方面,例如风强迫,赤道东风产生赤道上升、负的风旋度驱使副热带下沉。研究表明这类风强迫在季节和年际时间尺度上都有很大的变化,副热带经圈环流是否也有相应的变化?

应该考虑热带大洋环流和副热带经圈环流之间的相互作用。北半球副热带经圈环流中的纬向环流有北赤道流、北赤道逆流和部分南赤道流,这些纬向环流都属于热带大洋环流。由于 Ekman 效应,北赤道流加强可使副热带下沉加强、南赤道流加强有利于赤道上升,北赤道逆流则可使在近赤道与南赤道流处产生下沉,从而形成热带经圈环流。热带大洋环流的变化及其相互作用应该会影响副热带经圈环流。反过来,副热带经圈环流的变化也会影响热带大洋环流。

赤道潜流主要位于赤道温跃层之中,赤道温跃层深度的变化是 ENSO 循环的主要特征。既然赤道潜流的大部分水是通过副热带经圈环流来自副热带下沉水,赤道潜流的变化是否与副热带经圈环流的变化有关?赤道温跃层深度的变化在多大程度上依赖于副热带经圈环流的变化?这些与 ENSO 有直接联系的问题还没有人提出。

研究南北半球副热带经圈环流在哪些主要方面有差异也是有益的,由于最强的热带辐合带位于北半球,所以南北半球的大气环流和海洋环流都有很明显的非对称性。例如一部分南赤道流位于赤道以北、北半球存在较强的北赤道逆流等。这些流系关于赤道的非对称性必然使南北半球副热带经圈环流有差异,研究这些差异会帮助了解副热带经圈环流的变化与哪些主要因素有关,目前还很少有关这方面的研究工作。

对于以上问题,可以从资料分析、数值模拟和试验以及理论分析等方面进行研究。观测资料贫乏一直是大洋环流研究的最大障碍,但是,最近几年整理出来的实测和同化资料,如 NCEP, XBT, Levitus 以及 COADS 等,已经可以用来初步分析上层海洋热力场和流场结构及其十几年以内的变化。再结合对成熟的 OGCM 输出结果分析,可望得到太平洋副热带经圈环流及其变化的基本特征。在此基础上,进行数值和理论方面的研究。数值模式研究的关键是要建立既能模拟出上层海洋一些流系,如北赤道逆流和低纬度西边界流等,又能较直观地分析主要物理过程和进行敏感性试验的模式。随着对太平洋副热带经圈环流基本特征认识的加深,会促进这类模式的建立和发展。在理论研究方面,目前用于解释定常副热带经圈环流的,主要是位势涡度均匀理论和通风湿跃层理论。这种理论认为副热带经圈环流主要是由副热带下沉驱动,赤道上升仅是被动运动,并且不能解释运动的变化,因此有很大的局限性。开展副热带经圈环流方面的理论研究必将促进温跃层、海洋波动和波流相互作用等方面理论研究的发展。

通过对太平洋副热带经圈环流的研究,可以使我们在短期气候变化方面有自己的深刻地认识和理解。目前国际上正在执行 15 年的气候变化与预测计划(CLIVAR 1995—2010),其首要任务就是更深刻地了解年际和年代际气候变化,其中热带和热带外的相互作用是强调的问题之一。最近又将太平洋副热带经圈环流与短期气候变化联系在一起,所以必将成为今后的研究热点。我们应该及早开展这方面的研究,以使今后在该研究领域占有一席之地。

### 参 考 文 献

- [1] McCreary J P, Lu P. Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulation: the subtropical cell. *J. Phys. Oceanogr.*, 1994, **24**: 466—497.
- [2] Gu D, Philander S G H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 1997, **275**: 805—807.
- [3] McCreary J P, Anderson D L T. An overview of coupled ocean-atmosphere models of El Niño and southern oscillation. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 3 125—3 150.
- [4] Latif M, Kleeman R, Eckert C. Greenhouse warming, decadal variability, or El Niño? An attempt to understand the anomalous 1990s. *J. Climate*, 1997, **10**: 2 221—2 239.
- [5] Zhang R H, Levitus S. Structure and cycle of decadal variability of upper ocean temperature in the North Pacific. *J. Climate*, 1997, **10**: 710—727.
- [6] Latif M. Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate*, 1998, **11**: 602—624.
- [7] Alexander M A. Midlatitude atmosphere-ocean interaction during El Niño part I: the North Pacific ocean. *J. Climate*, 1992, **5**: 944—958.
- [8] Lau N C, Nath M J. A modeling study of the relative roles of the tropical and extra tropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *J. Climate*, 1994, **7**: 1 184—1 207.
- [9] Wyrki K, Kilonsky B. Mean water mass and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 1984, **14**: 242—254.
- [10] Deser C, Alexander M A, Timlin M S. Upper-ocean thermal variation in the North Pacific during 1970—91. *J. Climate*, 1996, **9**: 1 840—1 855.
- [11] Fine R A, Peterson W H, Oslund H G. The penetration of the tritium into the tropical Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 1987, **17**: 553—564.
- [12] Liu Z, Philander S G H, Pacanowski R C. A GCM study of tropical-subtropical upper-ocean water exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, 1994, **24**: 2 606—2 623.
- [13] Hansen D, Paul C. Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 1984, **89**: 10431—10440.
- [14] Luther D S, Johnson E. Eddy energetics in the upper equatorial Pacific during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 1990, **20**: 913—944.
- [15] Tsuchiya M. The origin of the Pacific equatorial 13°C water. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, **11**: 794—812.
- [16] Lindstrom E, Lukas R, Fine R et al. The western equatorial Pacific Ocean circulation study. *Nature*, 1987, **330**: 533—537.
- [17] Bingham F, Lukas R. The southward intrusion of North Pacific Intermediate Water along the Mindanao coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 1994, **24**: 141—154.
- [18] Fine R A, Reid J L, Oslund H G. Circulation of tritium in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, **11**: 3—14.
- [19] McPhaden M J, Fine R A. A dynamical interpretation of the tritium maximum in the central equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 1988, **18**: 1 454—1 457.
- [20] McPhaden M J. Monthly period oscillations in the Pacific north equatorial counter current. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**: 6 337—6 359.
- [21] Lu P, McCreary J P. Influence of the ITCZ on the flow of thermocline water from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1995, **25**: 3 076—3 088.
- [22] Lu P, McCreary J P, Klinger B A. Meridional circulation cell and the source water of the Pacific equatorial undercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, 1998, **28**: 62—84.
- [23] Liu Z. A simple model of the mass exchange between the subtropical and tropical ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1994, **24**: 1 153—1 165.
- [24] Liu Z, Huang B. Why is there a tritium maximum in the central equatorial Pacific thermocline? *J. Phys. Oceanogr.*, 1998, **28**: 1 527—1 533.
- [25] Rothstein I M, Zhang R H, Busalacchi A J et al. A numerical simulation of the mean water pathways in the subtropical and tropical Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1998, **28**: 322—343.

## THE STUDY ON THE PACIFIC SUBTROPICAL CELL

Wang Qi    Liu Qinyu

(College of Environmental Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003)

**Abstract** The Pacific subtropical cell involves the subtropical subduction and equatorial upwelling. It is the bridge which exchanges heat between Pacific tropics and subtropics. The variability of the Pacific Subtropical Cell can influence the heat structure between tropics and subtropics, so influence global climate. This paper discussed some related research works and put forward the questions which need to be studied in future.

**Key words** the Pacific, subtropical subduction, equatorial upwelling, subtropical cell, climate

·资料·信息·

### 1999 年度国家自然科学基金委员会与香港研究资助局 联合科研资助基金项目评审结果揭晓

1999 年 11 月 12 日,由祖国内地 6 名专家和香港特别行政区 6 名专家组成的国家自然科学基金委员会与香港研究资助局联合科研资助基金首届评审委员会在北京举行。根据协商一致的原则,在双方两轮专家评审的基础上,经过与会专家的复审和投票表决,有 14 个项目获得联合科研资助基金的资助,资助总金额达 500 万元人民币和 1 000 万元港币。

国家自然科学基金委员会与香港研究资助局联合科研资助基金是 1998 年 11 月设立的,其目的是为了进一步促进祖国内地与香港特别行政区在科技领域的合作,共同资助一批立足科学前沿,体现优势互补并具有实质性研究内容的合作项目。

联合科研资助基金设立后,受到内地和香港科技人员的热烈欢迎,申请十分踊跃。此次获得资助的 14 个项目是从 229 份立项申请书中,经过双方同行专家两轮的严格评审遴选出来的,批准率仅为 6.1%,竞争十分激烈。

此次获得资助的 14 个项目分布在 6 个研究领域,其中新材料科学领域 3 项,中医药研究领域 1 项,海洋与环境科学领域 3 项,生命科学领域 3 项,信息科学领域 1 项,管理科学领域 3 项。

获得资助的 14 个项目中有 4 个项目获得 39 万元人民币和 78 万元港币的资助,根据联合科研基金协议规定,双方各自投入的资助基金原则上用于当地,项目的研究年限最长为 3 年。

此次获得联合科研资助的单位分布是:祖国内地方面,高等院校占 11 项(其中北京大学 3 项,清华大学 2 项,浙江大学、吉林大学、华南理工大学、大连理工大学、中山大学和湖南医科大学各 1 项),中国科学院、中国医学科学院和中国水利水电科学院各占 1 项;香港方面的合作分别涉及香港大学 5 项,香港科技大学 4 项,香港城市大学 3 项,香港中文大学和香港浸会大学各 1 项。

(国际合作局 汤锡芳 供稿)