

理论大洋温盐环流模式研究综述^{*}

周天军 王绍武

张学洪

(北京大学地球物理系 北京, 100871)

(中国科学院大气物理研究所 北京, 100080)

摘要 围绕着温盐环流的稳定性和变率, 文章概括总结了理论大洋温盐环流模式的发展及其主要结果, 扼要地给出了从理想的箱模式到相对复杂的二维纬向平均模式的一些有代表性的模拟结果, 重点讨论了海洋温盐环流的多平衡态现象。

关键词 温盐环流 多平衡态 理论模式 箱模式 纬向平均模式

1 引言

气候系统的年际、十年际、百年到千年尺度变率是近年来气候研究的热门问题, 其中, 十年际及百年尺度的变率与大洋温盐环流的变化相联系; 千年尺度的变率与海洋内部的扩散过程直接联系, 又被称为“扩散时间尺度的变率”, 在数值模拟中, 它表现为“极地盐跃突变”现象和“冲刷”现象: 近极地海域从海表至 50—100m 左右深盐度很低, 由此往下盐度迅速升高, 至大约 300—500m, 向下不再发生变化, 靠近海表的这一斜盐层被称为盐跃层, 该层强度突然增强并扩展被称为“极地盐跃突变”; “冲刷”现象即海洋层结发生强烈翻转, 在短时间内释放出大量热量的现象。百年尺度变率与海洋翻转环流(主要是温盐环流)强度的变化相联系, 故又称“翻转时间尺度的变率”。一般认为十年际变率是海洋内部自持续的振荡, 与平流输送过程联系紧密, 很大程度上受海表淡水通量变化影响; 由于它和观测到的、一般认为是由温室效应引起的气候变率的时间尺度相同, 因而倍受关注。

在对温盐环流的模拟研究中, 理论模式(又称“概念模式”)占有重要地位, 它具体包

括理想的箱模式和二维纬向平均模式。近年来, 新一代高性能计算机的出现, 使得能够进行复杂的三维模拟乃至大气-海洋耦合的模拟, 以研究过去的、当前的气候及其变率。不过理论模式由于考虑的物理过程比较简单, 故仍是研究海洋对气候变率影响的极为重要的工具。

围绕着温盐环流的稳定性和变率特性, 本文概括总结了近年来理论模式的发展情况。这些结果有助于增进我们对温盐环流与气候变率之间联系的理解, 同时更好地理解复杂的三维模式的模拟结果。

2 理想的箱模式

箱模式是利用一些相连的、温度和盐度均匀的箱子表示海洋的。水团的流动沿着压力梯度方向。箱模式的吸引力在于比较简单, 可以进行解析分析, 以研究热、盐在驱动温盐环流中的作用, 特别是温盐环流的多平衡态现象。所谓平衡态即类似于大气环流的海洋温盐环流的一种类型, 多平衡态即温盐环流的多种型, 由于温盐环流在由低纬向高纬输送热量中发挥着重要作用, 因此其环流型的改变将对全球气候发生重要影响。

^{*} 本文得到国家自然科学基金 49635190“20 世纪中国与全球气候变率研究”项目支持。

为了反映热、盐在驱动温盐环流中的作用,人们把温盐环流分为热力控制型和盐份控制型两种。“热力型”即环流是由热力过程控制的,海水的下沉发生在极地箱子,在上层箱子里的流动是极向的;“盐份型”即环流是由盐份控制的,海水下沉发生在赤道箱子,在上层的流动是向着赤道的。总体上说,热力型较之盐份型要快得多。目前的太平洋是盐份型,而大西洋则是热力型。

最早的箱模式是 Stommel(1961) 侧向双箱模式,如图 1 所示,由通过一细管连接起来的两个箱子组成,体积相同,混合均匀,分别代表极地海洋和赤道海洋,热量和盐份输送通过细管进行。模式利用“恢复边界条件”,温度恢复时间尺度快于盐度。

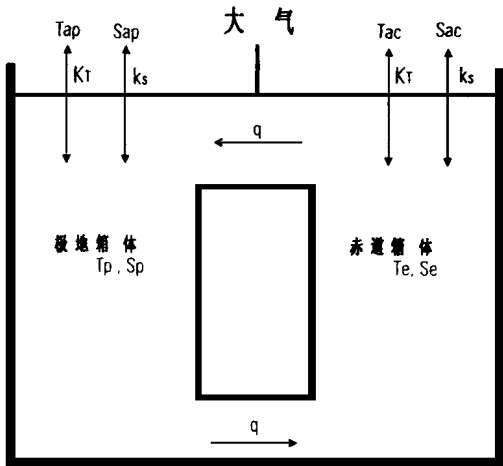


图 1 Stommel 的侧向双箱模式

Stommel (1961)、W elander (1986) 和 M arotzke (1990) 等详细分析了该系统的平衡态及其稳定性。Stommel 定义了三个无量纲参数:

$$\delta = \frac{d}{c}, \lambda = \left[\frac{c}{4\rho_0\alpha T} \right] \kappa, R = \frac{\beta S}{\alpha T}$$

其中 c 和 d 代表温度和盐度的恢复常数, κ 是水输送系数, α 和 β 分别是热量和盐份膨胀系数, ρ_0 是参考密度, S 、 T 分别为盐度和温度。Stommel 强调 δ 值很小, 因为温度和盐度的海表边界条件不同。当 δ 很小时,

系统有多个解; 当 δ 接近 1 时, 不存在多个解。

给定参数 $\delta \ll 1$ 和 $\lambda \ll 1$, 系统有多个解, 分别如下:

(1) $R < 1$, 因为水很淡, 只有一个热力型解, 表层海流是从赤道到极地, 深海则相反。

(2) $R = 1$, 有两个解: 一个热力型的, 一个静止的(相应于 $T = 0$ 和 $S = 0$)。

(3) $1 < R < R_c$ (R_c 为一临界值), 在同样的强迫下有三个解: 快速的热力型平衡态, 是一个稳定螺旋型; 缓慢的盐份型平衡态, 是一个稳定的环流型; 不稳定的中间态热力流, 是一个鞍点(永远不可能达到)。

(4) $R > R_c$, 只有一个盐份型静止解。

虽然该模式非常简单, 但它包含了温盐环流的关键部分, 反映出简单且雅致的动力平衡, 可以利用它从解析的角度对复杂模式中发现的温盐环流多平衡态进行分析。

Stommel(1961) 侧向双箱模式在 20 多年里被世人所冷落, 直到 80 年代初, 气候和海洋环流中多平衡态存在的可能性成为一个热点话题。Rooth(1982) 再次提出多重解问题, 它才引起学术界的广泛注意。W elander (1982) 设计了垂直双箱模式, 模式由两个混合良好的流体柱组成, 上面代表斜温层水体, 其温度和盐度直接对热、盐表面通量发生响应; 下面表示深海, 其温度和盐度是固定的(图 2)。通过垂直混合, 两层流体在两种不同的尺度上相互作用: 当层结不稳定时, 有快速对流混合发生; 在其它情形下, 仅有缓慢的扩散混合发生。海表温度和盐度利用恢复边界条件, 温度的恢复时间比盐度要快。

在一定参数系下, 该系统有一振荡解, 即著名的“W elander 热盐振子”。图 3 表示 W elander 振子作为时间的函数的解, 该解是通过综合在扩散和对流体系下分别得到的指数解而得到的。开始时, 密度廓线处于静力稳定, 表层水箱温度快速恢复到参考温度, 而其

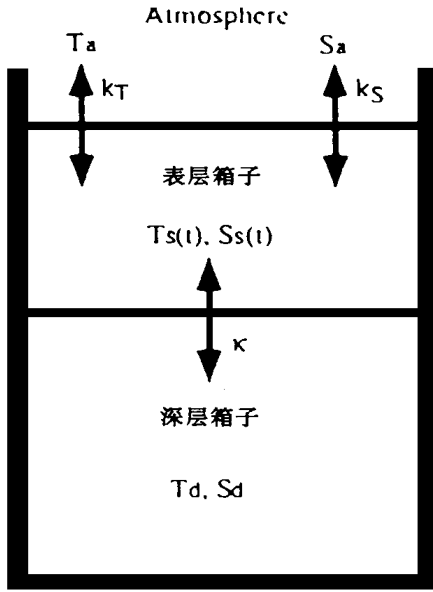
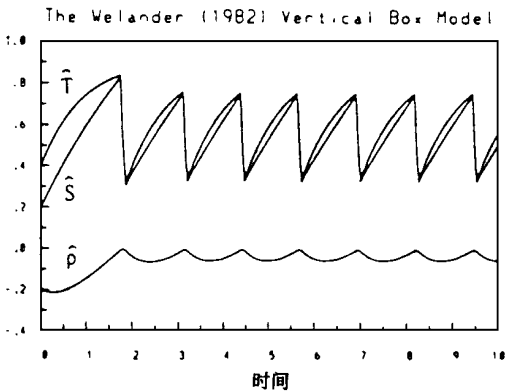


图2 Welander(1982)的垂直双箱模式

图3 垂直双箱模式作为时间的函数的解
(取自 Welander, 1982)

盐度则以较慢的速度继续减少,直到廓线变得不稳定,这时和深层水箱的快速混合开始发生。这一过程随后重新开始,循环发生。

据分析,垂直双箱模式主要适合热带海洋,在多大程度上适用于高纬对流海域目前仍不清楚。不过, Welander (1982) 模式对于解释在非耦合 OGCM 中观察到的一些自维持十年际振荡十分有用。

以上是影响较大的两个箱模式,此外, Rooth (1982) 在 Stommel (1961) 模式中加上

第三个箱子,得到一个高度理想化的双半球海洋(例如大西洋或太平洋)。新增加的自由度是跨赤道流动。模式采用关于赤道对称的混合边界条件强迫,得到非对称的、极地-极地的、稳定的环流平衡态。该模式的重要启示是,如果给稳定的一核环流足够大的扰动,则可能引起向相反的一核环流转变,很明显这将对全球气候产生深远影响(因为和温盐环流相联系的、跨赤道的热输送将改变方向)。 Welander (1986) 扩展了 Rooth (1982) 的模式,他允许赤道和极地箱子在深层相连,结果得到九种平衡态,其中四个是稳定的。 Marotzke (1990) 将赤道箱子剖开为四部分,发展了一双半球海洋六箱模式。该模式中对称的平衡态无条件不稳定,仅能产生非对称的稳定平衡态。他指出,在构造箱模式时,应避免将赤道分割为南北赤道箱子,因为实际上南北半球海洋有强烈耦合,赤道分割使得对称的平衡态变得不稳定。后来他放弃了赤道分割法而在每一海域用四个箱子,发展了一个双海域箱模式,得到 16 种稳定平衡态。

此外,在固定边界条件下,人们发现多种温盐环流振荡。 Welander (1989) 讨论了层结稳定的流体对于扩散的不稳定性,发现千年尺度的自持续振荡。 Winton 和 Sarachik (1993) 建立了“循环振荡”模式,利用该模式解释在其行星地转 OGCM 中发现的百年尺度的温盐环流振荡。他们推测该振荡可能和格陵兰冰芯资料中的 350 年周期变率相联系 (Dansgaard, 1970)。 Joyce (1991) 将 Welander (1986) 的赤道箱子分割为一个上层箱子和一个深层箱子,对温度和盐度都使用恢复边界条件,盐度恢复时间比温度长一些。该系统中有四种平衡态,通过在盐度上加一个有限振幅的扰动,可以产生波型转换。更重要的是,利用周期为 400 年的正弦非对称表面热扰动强迫,可以产生冰期和间冰期波型之间的周期性的气候振荡。 Cessi (1994) 在一个采用随机强迫的 Stommel 型箱模式中也发现了多平衡态的存在。 Nakamura (1994) 利用

一个箱模式,发现淡水通量的变化是引起不稳定反馈的主要因素。

以上箱模式都忽略了表面风应力的直接强迫作用,而且箱子不是立体相连的。为弥补这方面的缺陷,Huang (1994)发展了一个北大西洋箱模式,由四个深层箱子和四个表面立方体箱子组成,模式采用混合边界条件。通过对风生流参数化,发现风的作用稳定了温盐环流,限制了平衡态之间的快速转换,在相应于当前北大西洋情况的风应力强迫范围内只发现一种热力型平衡态。他们还进行蒙特卡罗试验研究了海盆宽度的影响,得到多个解。用观测的淡水通量(蒸发量减去降水量)驱动模式,发现目前最有可能的环流型是介于热力型和盐份型之间的中间型,其特点是在中纬度有下沉(Huang, 1992)。

Birchfield (1989)设计了一个单半球三箱模式,由极地、赤道上层海洋和深海组成。这些箱子和一个简单的能量平衡大气模式耦合,以引入大气对温盐环流变化的响应。耦合模式由太阳常数和外部水循环强迫。表面热通量根据上层海洋温度和太阳常数通过线性关系确定。结果发现:大气水汽输送低于某一临界值时存在一平衡态,它有一冷的深海、一热力型的极向表层流,沉降发生在高纬海域;当低纬向高纬的水汽输送增加,得到一盐份控制型的平衡态,它有一反向环流、一暖而咸的深海,深沉降发生在低纬海域。从低纬到高纬的大气水汽输送很大时,只有反输送带环流存在。Birchfield (1990)在 Birchfield (1989)模式中引入双半球海盆,分别代表大西洋和太平洋,同时进一步完善对水循环的处理。结果再次发现当从低纬向高纬的淡水输送量改变时,温盐环流型将发生极大变化。Wang 和 Birchfield (1992)将该模式扩展到全球海洋,发现全球温盐环流活动的两个主要型是输送带(即目前的海洋环流型)和南部沉降型,并且目前的输送带型是比较稳定的。此外,Lohmann 等(1996)分别利用两个箱子来代表大气和海洋,研究了该简单耦合系统

的稳定性,发现强热力型的深水环流对于盐度扰动不敏感,他们指出与 OGCM 相比,箱模式对高纬海表淡水通量扰动更敏感,原因是箱模式的分辨率太粗而且物理过程太简单。

3 二维纬向平均模式

二维纬向平均模式在复杂程度上介于箱模式和三维 OGCM 之间,其优点是利用很少的计算机消耗就能够获得许多长期的气候模拟结果,但由于其缺乏一些基本的平流结构(是纬向平均函数),所以主要适用于研究个体过程而不是预报。第一个用于气候研究的纬向平均模式是 Marotzke, Welander 和 Willebrand (1988)模式。Marotzke 等指出模式中东西压力差($P_E - P_W$)应当根据南北密度梯度进行参数化,不过他们实际上利用了纬向速度和经向压力梯度间的简单线性关系式来代替。其主要模拟结果为:在高纬表面盐度场加上一正距平扰动,双核环流将向非对称的一核环流(极-极)缓慢演变,时间尺度为 5000 年左右。这种不稳定的机制是“平流反馈”。在高纬表面盐度场加上一负距平扰动,快速对流反馈开始,引起经向环流突变。在高纬水变得太淡而不能沉下去,在加了盐度扰动的半球上,极地海域对流迅速停止,深水形成突然中断,双核环流形势突然转向一核环流。该过程被称为“对流反馈”机制,其时间尺度很短。发生极地盐跃突变和冲刷现象。Marotzke 发现单半球模式在转换到混合边界条件时,高纬加上一负盐度距平扰动,对流反馈使得深水形成突然中断,极地盐跃突变开始发生:在深水形成海域,海表盐度变低,该淡池快速西传,极地盐跃层增强并向赤道传播,温盐环流急剧减弱而崩溃,模式漂移到盐份控制型,深水在赤道形成并下沉。与在高纬度下沉的热力型相比,这种环流型很慢,是不稳定的:在数千年里,缓慢的混合过程使得极地海洋深水变暖变咸,在高纬位于暖咸水上方的冷而淡的水存在着潜在的极大不稳

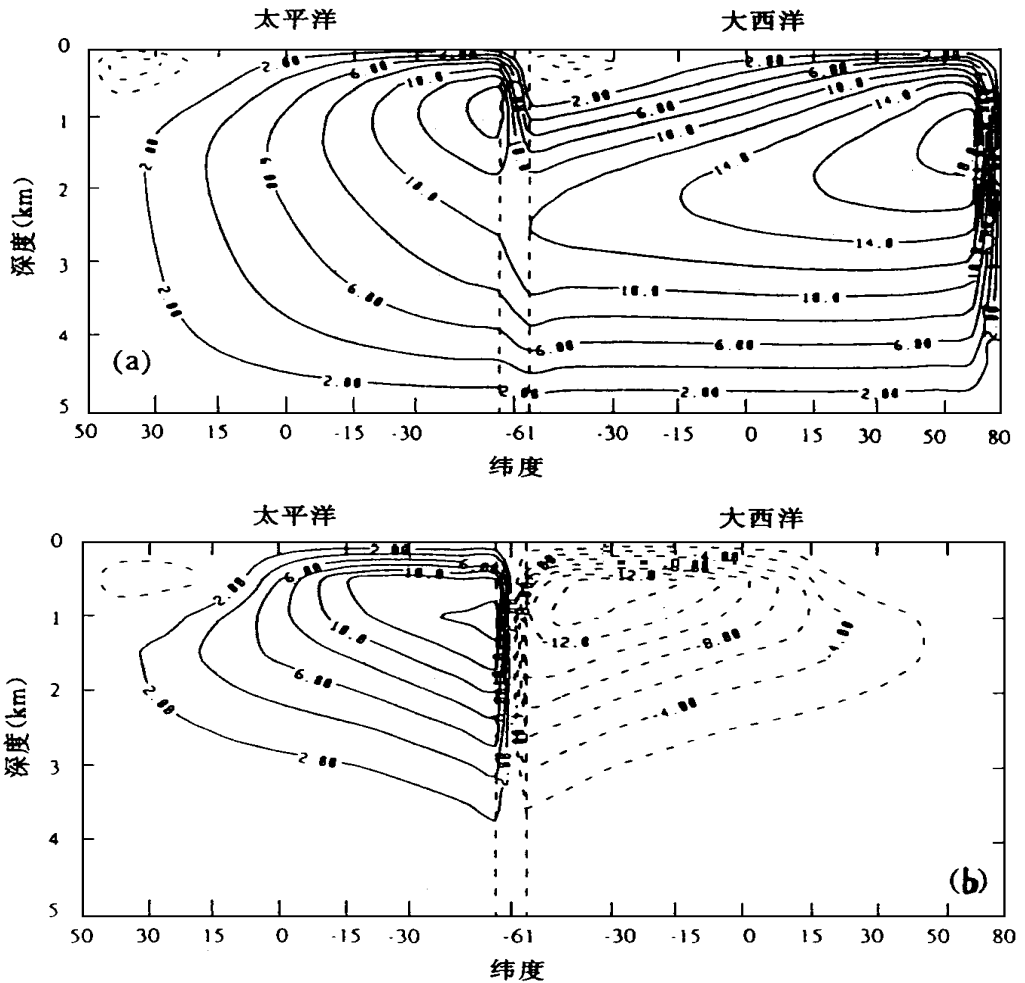


图4 双海盆模式得到的两个稳定全球平衡态 a)在混合边界条件下得到的输送带平衡态(负的等值线间隔为 1Sv); b)在混合边界条件下得到的南部沉降平衡态(取自 Stocker 和 Wright, 1991a)

定。在一定阶段,小的扰动触发高纬对流,猛烈的层结翻转开始,在这期间海洋在数十年里就释放掉它在数千年里所储藏的热量,温盐环流能量达最大状态,这一过程被称为“冲刷”。在冲刷结束时,极地盐跃层重新出现,整个循环重新开始。

Marotzke (1990) 在双半球模拟中也发现类似结果,只是其模拟中在两个半球加上了对称的正距平扰动。应注意的,冲刷发生的前提条件是要求在极地海洋有暖而咸的深水,这对于当前海洋不存在。该现象过去是否发生过仍需研究。

Wright 和 Stocke (1991) 依据南北密度

梯度,对纬向压力梯度进行参数化,扩展了 Marotzke 等(1988)模式。他们采用与箱模式一致的假设,即经向速度由经向压力梯度驱动,但不同的是根据 OGCM 的模拟结果来确定闭合参数。这样,该模式的结果和许多 OGCM 结果的纬向平均场很相似。和 Marotzke (1988) 一样,发现混合边界条件下双核环流对称平衡态是不稳定的。当在高纬海域加上正盐度距平扰动时,单半球海域在扩散时间尺度上有“冲刷”发生。和 Marotzke (1988) 的平衡态相比,其结果有明显改进的是海表经向水输送加强,像实际观测的那样在次表层有一弱的向着赤道方向的返回流。

Stocker 和 Wright (1991a)、Wright 和 Stocker (1992) 在纬向平均海盆中引入输送过程, 对模式进行改进, 研究了最后一次冰川消退对全球温盐环流输送带稳定性的影响。他们利用一纬向平均的南大洋把纬向平均的大西洋和纬向平均的太平洋连接起来, 采用真实非对称的恢复边界条件积分模式到平衡态后转换到混合边界条件, 得到一合理的全球输送带环流(图 4a), 其中在大西洋有 $18Sv$ ($1Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$) 的深水形成。

Broecker (1985) 提出, 从最后一次冰川消退开始的过渡期内, 大约 14,000 年前加拿大劳伦斯海的冰盖开始融化, 在最初 4000 年里向密西西比海盆排放淡水, 在随后的 4000 年里, 经由 St. Lawrence 河向北大西洋排放。根据 Broecker 的设想, Stocker 等在最初 4000 年, 在北大西洋 $15^{\circ}N$ 加上 $0.12Sv$ 的淡水通量距平, 随后 4000 年中, 将这一源移至 $45^{\circ}N$, 积分模式到平衡态。结果发现, 淡水通量距平的叠加使得稳定的输送带型平衡态(图 4a) 向另一种平衡态反弹, 在该平衡态中深水沉降仅发生在南大洋(图 4b); 但若淡水排放量只有上面的一半, 则没有太大变化。不同的环流型下, 与温盐环流相联系的向北大西洋的热输送将改变方向。该结果具有极为重要的气候上的启示, 因为它意味着在目前的强迫下, 大洋温盐环流有多于一种的平衡态存在, 而且这些平衡态之间的过渡与转换, 可以通过真实的、有限振幅的淡水扰动来触发。Stocker 和 Wright (1991b) 进一步发现通过调整从大西洋到太平洋的淡水通量, 经由一个参数化的水循环, 能够触发这些平衡态之间的转换。Wright 和 Stocker (1992) 在原模式加上一印度洋海盆, 同时对经向 Ekman 输送进行参数化, 并允许有通量输送通过印度尼西亚群岛和白令海峡。结果表明, 当模式中加入来自像地中海和红海这样的边缘海的通量时, 在三个海盆中都能得到相当真实的纬向平均水团的特征。

此外, Mysak, Stocker 和 Huang (1993)

利用 Wright 和 Stocker (1991) 的模式发现在自由强迫下(在淡水通量上加上一小振幅的随机扰动), 该单海盆二维模式中, 叠加在一个基本的一核环流形势(或是有南部沉降, 或是有北部沉降)上面, 存在百年尺度的振荡(周期介于 200-300 年间), 其机制为大尺度的盐度 (SSS) 距平平流造成的。他们还发现平衡态间存在千年尺度的振荡。Fichefet, Hovine 和 Duplessy (1994) 利用二维模式验证了大西洋温盐环流对北大西洋 $40^{\circ}N$ 以北或南大洋 $40^{\circ}S$ 以南盐度变化的敏感性。结果表明大西洋翻转的强度是由深对流发生海域之间的密度差异决定的。在北部盐度减少 $0.4 psu$ ($1 psu = 1 g/kg$) 或南部增加同等量的盐度, 将引起温盐环流翻转明显减弱, 南极底层水向北部切入的更远; 在北部盐度增加 $0.4 psu$ 或南部减少同量的盐度将使得翻转加强。金向泽等 (1994a) 发展了一个包括大西洋、太平洋和南大洋在内的二维温盐环流模式, 发现大西洋北部的高盐、低温特点是形成当代温盐环流的主要原因, 北大西洋北部是向大气提供热量的主要源地, 模式中的对流过程对于温盐环流的维持至关重要。Schmidt 和 Mysak (1996) 对 Wright 和 Stocker (1991) 的模式进行改进, 发现双核对称环流对于温度或盐度上的非对称扰动一般是不稳定的, 而一核环流一般是稳定的。

以上都是单纯的海洋模式。Stocker 和 Mysak (1992) 将 Wright 和 Stocker (1992) 的纬向平均模式与 Sellers (1969) 的能量平衡气候模式耦合, 同时加上一水循环, 来研究耦合系统中的多平衡态及稳定性, 其中采用了更为真实的表面边界条件(而不是一般常用的混合边界条件)。蒸发量利用总体公式计算, 降水量通过假设大气中没有水汽存储来参数化。模式模拟表明, 对于不同的带状降水, 可得到四种气候平衡态, 其海洋分量分别与 Marotzke 和 Willebrand (1991) 的四个平衡态相对应, 其中输送带平衡态是稳定的, 但如果释放到大西洋的淡水通量足够大(像冰

川融化释放淡水那样), 它将变得不稳定; 从传送带到南部沉降或反传送带平衡态的过渡, 依赖于过量降水分布的型。在当前的水循环下, 两种最为可能的平衡态是传送带型和南部沉降型平衡态。此外, 金向泽等(1994b)将其纬向平均模式与一零维能量平衡大气模式进行耦合, 假定大气和海洋表层始终处于热平衡状态, 建立了一个高度简化的海气耦合系统, 研究了温盐环流在全球增暖过程中的作用。

4 结语

箱模式的优点在于允许对热、盐表面强迫在驱动温盐环流中的作用进行定量分析。其所提供的最为重要的结果有三: 首先, 在同样的边界条件下, 可以得到若干种不同的温盐环流平衡态; 其次, 在对称的边界条件下, 可能存在非对称的平衡态; 第三, 可以发生自持续的温盐环流振荡。

箱模式也存在较大局限性: 首先, 温盐环流完全由净经向的表面密度梯度驱动, 难以描述像对流造成的东-西向压力梯度、地转适应等在驱动温盐环流中的作用; 其次, 大多缺少风生流, 而这对于盐度对流是一重要结构; 第三, 平流过程被描述的较差; 第四, 利用的都是线性化的状态方程, 尽管这是一种较为有效的一阶近似, 但由于实际的状态方程是非线性的, 平均状态的温度越高, 温度扰动对密度的影响也将越大。在温度很低的情况下(例如高纬地区), 盐度扰动对密度的影响要更大一些; 最后, 模式中的箱子数目总是有限的, 所以难以正确地模拟温盐环流的细节。

纬向平均模式的优点在于: 首先, 对于进行相对不太贵的长期气候模拟, 以检验全球温盐环流平衡态的存在及其稳定性是一极为有用的工具; 其次, 由于比较简单且模式计算花费不大, 对进行各种必要的参数敏感性研究是一理想工具, 这些研究如果利用非线性 OGCM 来进行很困难; 第三, 能够进行模式敏感性的解析分析; 第四, 较之理想箱模式能

够提供更多细节特征, 有利于增进我们对热量、淡水通量强迫作用的理解。其所提供的最为重要的结果有二: 首先, 温盐环流存在多平衡态现象, 平衡态之间的转换, 将对全球气候产生重要影响; 其次, 海气淡水交换对温盐环流的稳定性有着重要影响, 是触发平衡态转换的重要因子。

纬向平均模式的缺点在于: 首先, 模式中缺乏风作用项和一些基本的平流过程, 很难解释模拟中发现的海洋气候变率及其时间尺度; 其次, 像水平风生涡旋及其平流等一些基本的海洋现象在模式中未能反应出来; 第三, 速度场完全是诊断场; 第四, 因为是纬向平均的, 故任何和水平涡旋相联系的过程都不能显式模拟出来, 对于引起学术界极大兴趣, 在非耦合 OGCM 中发现的十年际内部变率, 由于完全是一种三维现象, 不可能在纬向平均模式中得到合理反映。

参考文献

- [1] Birchfield G E. A coupled ocean-atmosphere climate model: temperature versus salinity effects on the thermohaline circulation. *Clim Dyn*, 1989, 4: 57-71
- [2] Birchfield G E, H Wang, M Wyant. A bimodal climate response controlled by water transport in a coupled ocean-atmosphere box model. *Paleoceanogr*, 1990, 5: 383-395
- [3] Birchfield G E, M Wyant, H Wang. A coupled ocean-atmosphere box model of the Atlantic ocean: a bimodal climate response. *J Mar Sys*, 1990, 1: 197-208
- [4] Broecker W S, D M Peteet and D Rind. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 1985, 315: 21-26
- [5] Cessi P. A simple box model of stochastically forced thermohaline flow. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24: 1911-1920
- [6] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, Langway C C. Climate record revealed by the Camp Century ice core. In: K K Turekin (Ed). *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Yale, 1970: 37-56
- [7] Fichefet T, S Hovine and J C Duplessy. A model study of the Atlantic circulation during the last

- glacial maximum. *Nature*, 1994, 372: 252- 255
- [8] Huang R X. Advances in theories of wind-driven and thermohaline circulation (a lecture series). SOEST-95-01, University of Hawaii at Manoa, School of Ocean and Earth Science and Technology, 1994
- [9] Huang R X, J R Luyten and H M Stommel. Multiple equilibrium states in combined thermal and saline circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 1992, 22: 231- 246
- [10] Joyce T M. Thermohaline catastrophe in a simple four-box model of the ocean climate. *J Geophys Res*, 1991, 96: 20 393- 20 402
- [11] Lohmann G, R Gerdes, D Chen. Stability of thermohaline circulation in a simple coupled model. *Tellus*, 1996, 48A: 465- 476
- [12] Marotzke J, P Welander and J Willebrand. Instability and multiple steady states in a meridional-plane model of the thermohaline circulation. *Tellus*, 1998, 40A: 162- 172
- [13] Marotzke J. Instabilities and multiple equilibria of the thermohaline circulation. Ph. D. thesis, Ber Inst Meeresk. Kiel, 1990, 194: 126pp
- [14] Marotzke J and J Willebrand. Multiple equilibria of the global thermohaline circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21: 1372- 1385
- [15] Mysak L A, Stocker T F and Huang F. Century-scale variability in a randomly forced two dimensional thermohaline ocean circulation model. *Climate Dynamics*, 1993, 8: 103- 116
- [16] Nakamura M, Stone P H, Marotzke J. Destabilization of the thermohaline circulation by atmospheric eddy transports. *Journal of Climate*, 1994, 7: 1870- 1882
- [17] Rooth C. Hydrology and ocean circulation. *Progress in Oceanography*, 11, Pergamon, 1982: 131- 149
- [18] Schmidt G A, L A Mysak. The stability of a zonally averaged thermohaline circulation model. *Tellus*, 1996, 48A: 158- 178
- [19] Sellers W D. A global climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J Appl Meteor*, 1969, 8: 392- 400
- [20] Stocker T F, D G Wright. A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part II: Inter-ocean circulation in the Pacific-Atlantic basin system. *Journal of Physical Oceanography*, 1991a, 21: 1725- 1739
- [21] Stocker T F, D G Wright. Rapid transition of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water flux. *Nature*, 1991b, 351: 729- 732
- [22] Stocker T F, D G Wright, L A Mysak. A zonally averaged coupled ocean-atmosphere model for paleoclimate studies. *Journal of Climate*, 1992, 5: 773- 797
- [23] Stommel H. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, 1961, 13: 224- 230
- [24] Wang H, Birchfield G E. An energy-salinity balance climate model: water vapor transport as a cause of changes in the global thermohaline circulation. *J Geophys Res*, 1992, 97 (C2): 2335- 2346
- [25] Welander P. A simple heat-salt oscillator. *Dyn of Atmos and Oceans*, 1982, 6: 233- 242
- [26] Welander P. Thermohaline effects in the ocean circulation and related simple models. *Large-Scale Transport Processes in Oceans and Atmosphere*, J. Willebrand and D. L. T. Anderson, Eds. D. Reidel Publishing, 1986: 163- 200
- [27] Welander P. A new type of double-diffusive instability? *Tellus*, 1989, 41A: 66- 72
- [28] Winton M, E S Sarachik. Thermohaline oscillations induced by strong steady salinity forcing of ocean general circulation models. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23: 1389- 1410
- [29] Wright D G, T F Stocker. A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part I: Model development and flow dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21 (12): 1713- 1724
- [30] Wright D G, T F Stocker. Sensitivities of a zonally averaged global ocean circulation model. *J Geophys Res*, 1992, 97: 12 707- 12 730
- [31] 金向泽, 张学洪. 温盐环流与全球增暖的数值模拟 (一): 纬向平均温盐环流的模拟. *大气科学*, 1994a, 18 卷(增刊): 769- 779
- [32] 金向泽, 张学洪. 温盐环流与全球增暖的数值模拟 (二): 温盐环流在全球增暖事件中的作用. *大气科学*, 1994b, 18 卷(增刊): 780- 791