

与气候变率有关的几个海洋学问题^{*}

周天军 王绍武

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

张学洪

(中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100080)

提 要

围绕着海洋环流与气候变率的联系, 概述了近年来有关温盐环流输送带路径、海洋环流在地球气候系统的热平衡和水循环中的作用、大洋温盐环流的稳定性和变率对气候的影响等方面的研究成果

关键词: 海洋 温盐环流 气候变率

引 言

近 20 多年来, 全球性的气候异常频繁发生, 给社会经济发展带来严重影响。从 80 年代初开始, 各国科学家开始致力于研究人类活动特别是二氧化碳浓度增加引起的气候变化, 从而揭开全球变化研究的序幕。随着研究的不断深入, 人们越来越多地关注到海洋在全球气候变化中的作用。

过去有关海气相互作用的研究主要集中在表层海温, 比较典型的工作是关于 ENSO 的研究。近年来, 有关过去及当前气候变化的研究, 使得人们直接关注到海洋环流在全球气候变率中的作用。海洋环流可分为表层的风生洋流和深层的温盐环流两部分, 后者是由温度和盐度变化引起海水密度差造成的。温盐环流的驱动力来源于海表, 高纬冷却使得表层海水密度加大而下沉, 在深层向着赤道方向流去; 低纬加热使得海水密度减小上翻, 在相对浅的深度上流回高纬, 从而构成闭合环流。

温盐环流的稳定性、变率以及与之相联系的极向热输送, 将对局地 and 全球气候产生明显影响。1996 年公布的《气候变率与可预报性研究》报告 (CLVAR), 明确地将年代到百年尺度气候变率与可预报性研究单独作为一个子计划提出来 (CLVAR-DecCen), 强调开展与年代际及更长期变率有关的海洋过程研究, 探索长期特别是年代际气候变率的成因。

围绕着海洋特别是温盐环流与气候变率的联系, 本文概述了近年来在分析诊断方面的主要研究成果。这些成果有助于我们更好地理解海洋环流在海气耦合系统中的作用, 增

* 本文受国家自然科学基金 49635190《20 世纪中国与全球气候变率研究》项目和 LASG 开放课题支持
1997-07-09 收到, 1998-06-26 收到修改稿

进对海洋环流与气候变率之间联系的理解

1 温盐环流输送带研究

类似大气环流的温盐环流, 由于能够把热量从低纬输送到高纬, 故常被称作“输送带”。与大气环流不同的是, 温盐环流的形势特别是其从低纬向高纬的返回支的路径, 至今仍不是很清楚, 因此一直是学术界关注的焦点问题之一。

高纬海水下沉只发生在少数相对较为隐蔽的位置, 例如地中海、北大西洋北部以及南极大陆架。根据温度和盐度特征, 目前观测到的大洋底层水团主要有两个, 其轨迹遍布世界大洋: 形成于威德尔海的南极底层水(AABW)和形成于北大西洋北部, 靠近拉布拉多海的北大西洋深层水(NADW)。除北大西洋 40°N 以北地区外, 在所有的纬度上, NADW 都位于 AABW 之上。如全球温盐环流输送带示意图(图 1)所示, 形成于北大西洋的 NADW 在大西洋深层以西边界流的形式向南流去, 之后围绕着南极绕极急流(ACC), NADW 部分和形成于威德尔海的 AABW 混合, 流向太平洋和印度洋, 在那里, 深层水上翻穿过温跃层达到上层海洋, 它被称作“NADW 输送带”^[1,2]。该输送带由位于北大西洋高纬的海水下沉支驱动

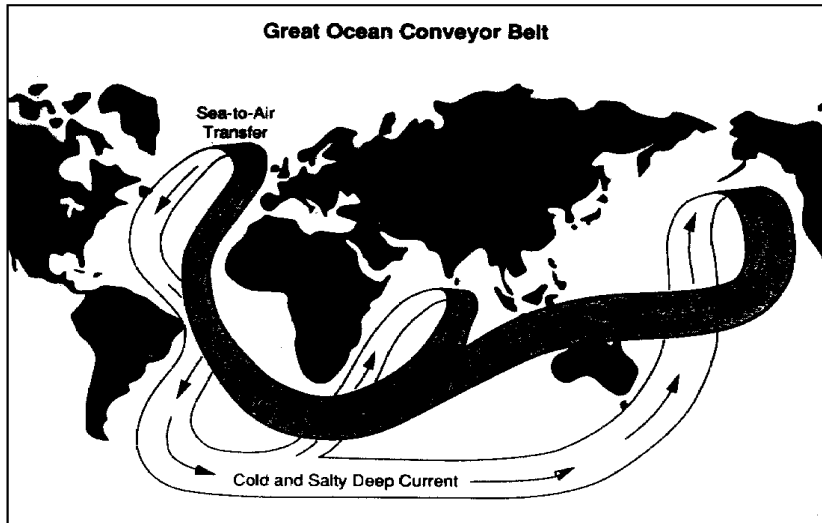


图 1 全球温盐环流输送带示意图

(引自文献[2]) 图中输送带中的阴影部分表示海洋浅层较暖的、流回北大西洋的洋流, 未加阴影的部分表示海洋深层冷而咸的、流出北大西洋的洋流)

该输送带的第一部分已很清楚, 但返回支尚不明了。按照图 1, 上层洋流是通过印度尼西亚—阿婆罗海域, 环绕好望角的南端返回北大西洋的; 但据近期研究, 洋流的返回路径可能至少有两条: 一是“暖水路径”, 经过南印度洋流入南大西洋; 一个是“冷水路径”, 从南太平洋流入南大西洋。图 1 强调的是暖水路径。有证据表明, 在太平洋和印度洋, 海水上翻很弱, 因而返回大西洋的洋流不可能完全是通过上层海洋的, 太平洋和印度洋海水可

能在距海表千米深处流回 ACC, 再返回大西洋 图 2 是最近由 Webster 给出的修正后的温盐环流输送带示意图, 它强调了冷水路径, 返回大西洋的海流的 70% 是通过冷水路径的 图 2 中北大西洋和威德尔海加影线的海域表示的是形成深层水的主要源地; 大西洋深层水向南流去, 最终到达太平洋; 返回大西洋的海流包括两部分, 一是大西洋深层水和南极中层水发生混合, 之后通过德雷克海峡返回南大西洋; 二是剩下的 30% 在北太平洋上翻, 其后表现为暖的表层海流经由印度尼西亚阿婆罗和南印度洋流回南大西洋, 在那里与南极中层水混合后形成流回北大西洋的海流, 从而构成闭合环流 形成于威德尔海的南极

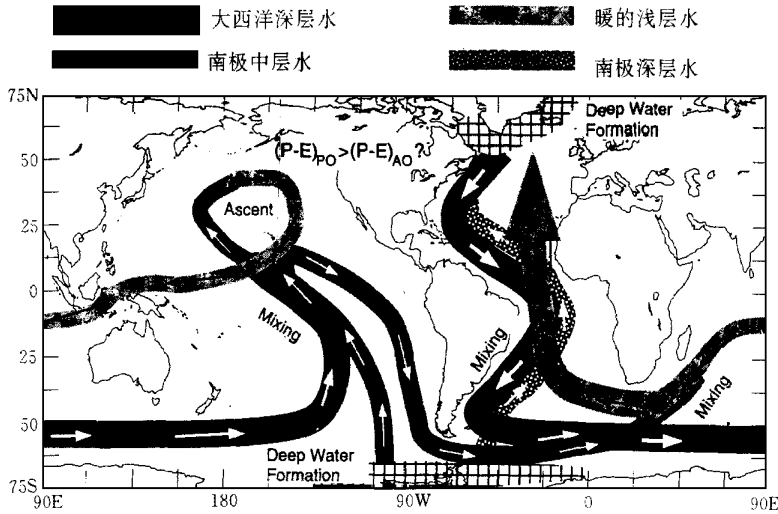


图 2 修正后的温盐环流输送带示意图(引自文献[3])

底层水在北大西洋深层水的下面流向北大西洋, 并与北大西洋深层水发生混合. Schmitz (1995) 对有关观测研究进行了系统性总结, 提出了垂直方向分为 2 层 3 层 4 层的输送带形势图^[4]. 需要指出的是, 目前的数值模式已能较好地模拟出大洋环流, 代表性的工作如 England (1991)^[5]; 中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的大洋环流模式, 也较为理想地模拟出近于实际的大洋水团^[6].

2 海洋环流与地球大气系统热力平衡

地球表面约 71% 被海洋覆盖, 全球海洋吸收的太阳辐射量约占进入地球大气顶的总太阳辐射量的 70% 左右 因此, 海洋尤其是热带海洋, 是大气运动的重要能源 海洋所吸收太阳辐射的 85% 被贮存在海洋混合层中, 以潜热、长波辐射和感热交换的形式输送给大气, 驱动大气运动 大气和海洋热输送的途径不同 在海洋中, 由于存在侧边界, 极向热输送主要通过经向环流(包括位于风生涡旋下面的、较浅的埃克曼环流和深层的温盐环流). 而大气中, 在低纬度, 经向 Hadley 环流在把感热从冬半球向夏半球的跨赤道输送过程中起着极为重要的作用; 在中高纬度大气, 极向热输送主要通过涡动过程来完成^[7].

海洋环流通过极向热输送对气候系统产生重要影响, 它把低纬的热量输送到高纬, 在

50°N 附近(那里的海洋西边界流最强)通过强烈的海气热交换,把大量的热量输送给大气,再由大气把能量向更高纬度输送。所以海洋经向热输送强度的变化,将对全球气候产生重要影响。如图 3 全球海洋年极向热输送总量的观测结果所示,海洋的极向热输送约占海气耦合系统中极向热通量的 50%,峰值约为 1~4 PW¹⁾。不过,其分布随纬度而不同:在 0°~30°N 低纬地区,海洋输送的能量超过大气,极大值在 20°N 附近,海洋输送占 74%;在 30°N 以外的地区,大气输送的能量超过海洋,极大值在 50°N 附近^[8-11]。图 4 为全球各大洋的极向热输送量,从图 4 可以看出在当前气候状况下,大西洋是主要的向高纬度的热输送器。

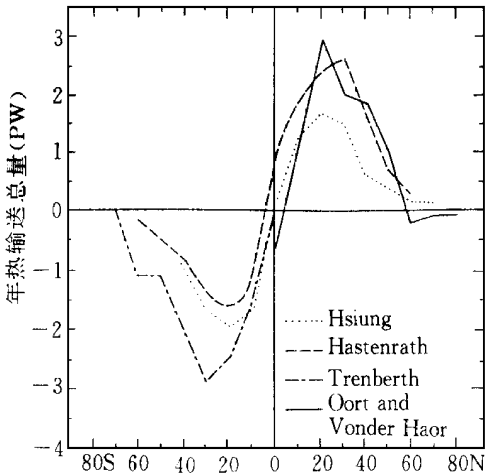


图 3 全球海洋年极向热输送总量的观测结果(引自文献[8~11])

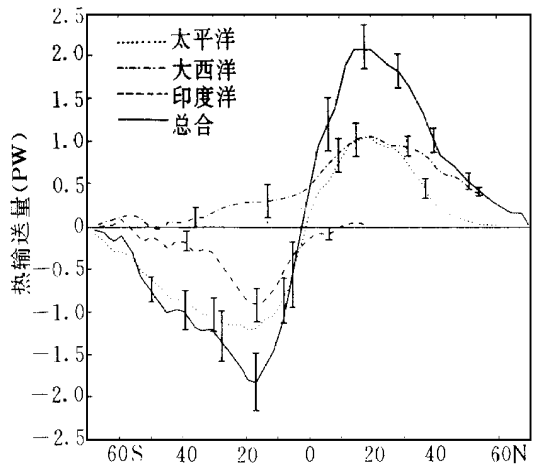


图 4 全球各大洋的极向热输送量(转引自 IPCC 1995 报告)

在北大西洋,向高纬的热输送以及冬季的对流热释放,可以补充年日射的 25%,盛行西风带将这些热量带至相临大陆,使得北欧气候温暖,表明海洋极向热输送和高纬区域气候联系紧密。不过,尽管温盐环流能够向高纬分配得自低纬的热量,但靠它自己不可能产生全球性的变暖或变冷,必须综合考虑冰雪圈-生物圈-大气系统之间的反馈。这样,极向热输送增强才可能在产生象始新世这样的气候(较之现在,极地更暖一些,但热带要稍冷一些)中发挥关键作用。另外,在更新世冰期,北美和西欧高纬地区冰川的南进可能和北大西洋温盐环流的中断(即高纬海表不再有冷水下沉,环流的形成停止)有着密切联系。

3 海洋环流与全球水循环

图 5 为全球海洋、陆表、大气中的水储量及相互间的通量示意图。如图 5 所示,海洋在全球水循环中发挥着重要作用,它包容了地球表面几乎所有(97%)的自由水,大气仅储存

1) 1PW = 10¹⁵Watt

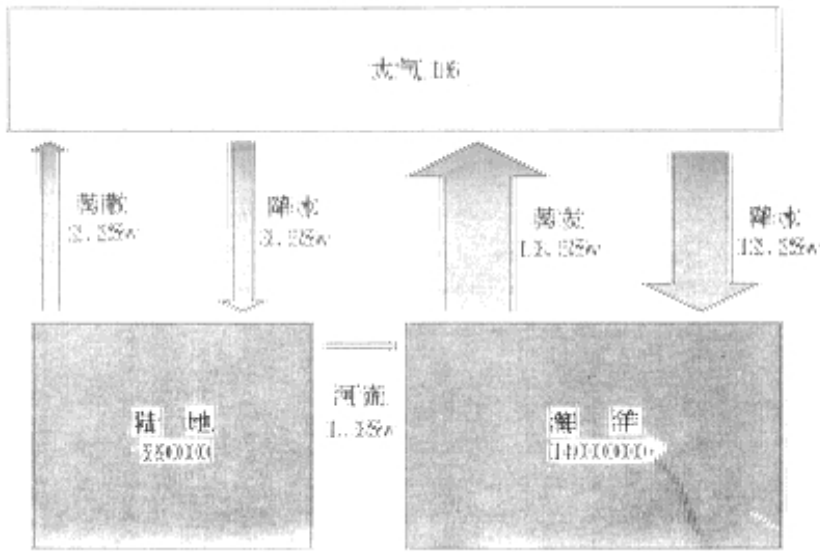


图 5 全球海洋、陆表、大气中的水储量及相互间的通量示意图
 (引自文献[12] 水储量的单位为 10^3 km^3 , 通量的单位为 Sv, $1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

了几厘米的液态水(总水量的 0.001%)。据估计,全球蒸发的 86%、降水的 78% 集中在海洋上。海洋是水汽之源,其蒸发和降水形势的微小变化,将引起相对较小的陆表水循环的剧烈变化。例如,如果降到大西洋的雨水有不到 1% 集中到中美洲,则密西西比河的径流量将增加 1 倍^[12]。

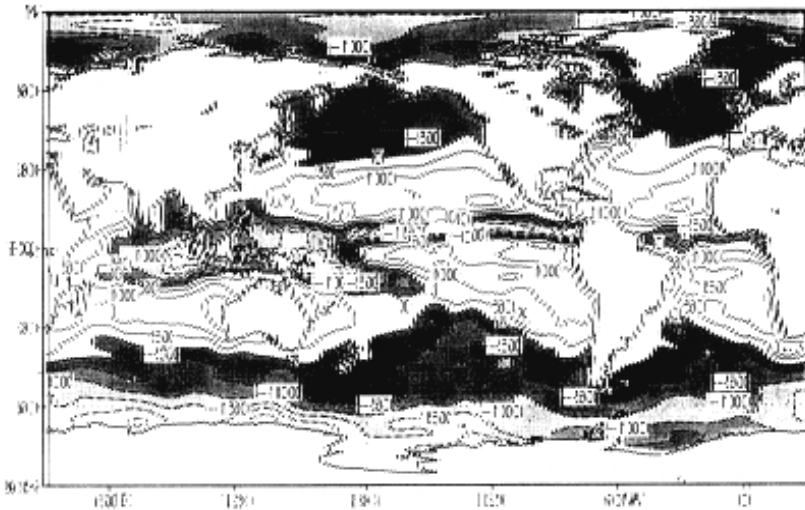


图 6 全球大洋上海气间淡水通量的分布
 (引自 COADS 资料 图中阴影区表示负值,即降水大于蒸发,等值线单位为 cm/a)

蒸发量与降水量之差是反映海气间淡水通量的重要指标,图 6 是最近 COADS 资料提供的淡水通量场,其中的蒸发根据经验公式计算,降水是利用回归方程根据船舶的天况

记录拟合的。该图基本能够反映海气间淡水通量的总体特征。总结前人研究, 全球海气间淡水通量分布的主要特征如下: 在赤道辐合带内降水大于蒸发; 副热带蒸发大于降水; 南太平洋辐合带降水大于蒸发; 沿着东北-西南方向, 穿过北大西洋副热带涡旋淡水通量有减小的趋势, 湾流区是主要的净蒸发区; 淡水通量的水平梯度很大, 例如在大西洋 30°W 5°N 处净降水大于 1.0 m/a, 但向极地方向延伸 10°, 净蒸发超过 1.4 m/a; 副极地降水大于蒸发, 降水量在北太平洋要大于北大西洋。因为极区空气很冷, 水汽容量很低, 所以高纬水循环振幅减小, 此时结冰、融化过程和海冰输送在水循环中发挥着重要作用。总的来说, 海气淡水通量形势基本呈纬向分布, 但在阿拉伯海蒸发大于降水, 在孟加拉湾降水大于蒸发。早期的研究受资料所限, 得到的淡水通量形势较为粗糙, 象黑潮盛行区的净蒸发特点等都未能得到合理反映^[12]。文献[13]根据大气水汽守恒方程, 间接推算了全球海气间淡水通量的分布, 讨论了其季节和年际变化特点, 指出了天气尺度的瞬变分量对计算海气间淡水通量气候场的重要性。

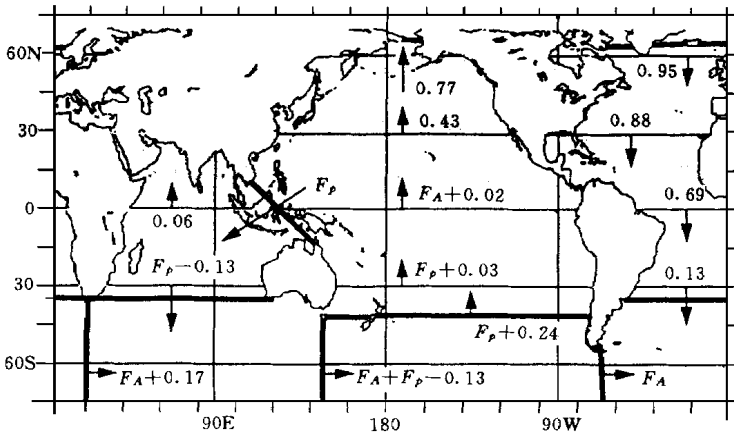


图 7 全球大洋经向淡水输送的分布

(引自文献[14]。图中 F_A 、 F_P 分别表示德雷克海峡中南极绕极急流和太平洋-印度洋海流的淡水通量, 单位: Sv)

中纬度有净蒸发, 热带和高纬度有净降水这一总体形势, 意味着大洋各海盆间存在着水输送, 海洋输送水到净蒸发区, 同时从净降水区带走水, 从而避免局地海平面的变化。Wijffels 根据白令海峡水输送的直接测量结果, 假设穿过赤道太平洋的水通量为零, 计算了每一纬度上的海洋水输送量^[14], 其结果如图 7 所示, 太平洋得到的大部分水量 (接近 1 Sv) 是通过白令海峡输出的。当前全球大洋中, 从太平洋到大西洋有淡水循环环, 它是全球淡水收支中的一个关键分量。图 8 给出海洋和大气向北淡水输送量的纬向分布。从图 8 看出, 与大气中的水汽输送相比, 海洋中的淡水通量大致补充了大气中的相应通量, 而经向河流的输送量要小 1~2 个量级, 也就是说, 是海洋通过输送淡水而闭合了地球系统的水循环^[15]。

大西洋、太平洋等得到或失去的水量相互间差异很大, 北太平洋特别是赤道东太平洋有过量降水, 而大西洋则有过量蒸发, 太平洋、大西洋间的这种差异, 一般认为是由穿过中

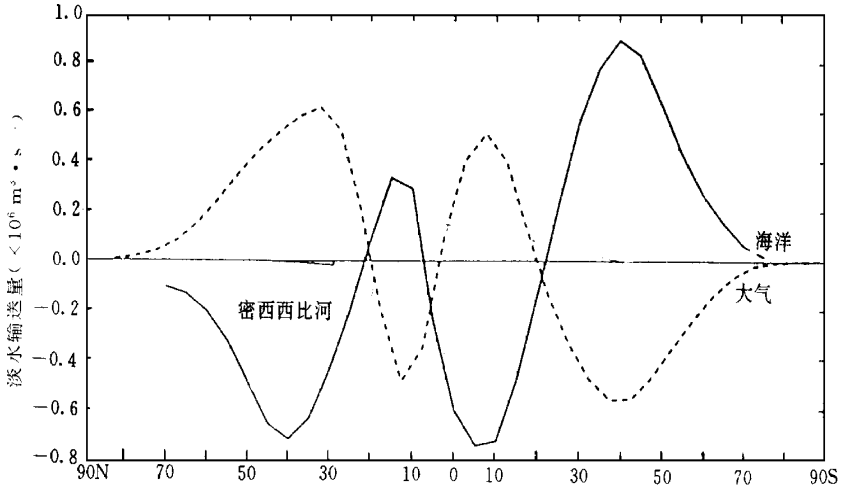


图 8 通过海洋和大气向北淡水输送量的纬向分布(引自文献[14], 每一纬度上, 海洋的淡水输送量为各大洋的输送之和; 通过径流向北的输送很小, 图中 $30^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ 给出的是密西西比河的输送量, 量值很小, 贴近零线)

美洲向太平洋的水汽输送造成的, 而从非洲到大西洋却缺乏相似的水汽输送。由于大西洋相对较窄, 所以受大陆空气影响大, 同时热带西太平洋也能得到来自印度洋的水汽, 结果北太平洋比其它大洋特别是北大西洋要淡得多^[16]。

水循环对温盐环流有重要影响, 是引起十年到千年尺度气候变率的重要因素。北半球海洋的经向热输送主要通过大西洋温盐环流, 如果象预测的那样, 温室效应使得全球水循环加强, 输入北大西洋北部的淡水增多, 引起海表盐度降低, 达一定程度后, 象过去所可能发生的那样, 深对流和 NADW 的形成停止, 温盐环流中断, 从而对中高纬大陆气候产生严重影响^[17]。

4 温盐环流与气候变率

早期研究已证明年际气候变率是与海气相互作用密切联系的。海洋有着巨大的热惯性和动力惯性, 能够通过海气相互作用对大气运动进行调谐。高频大气变化被减频, 耦合波的频率变低后再作用于大气, 结果大气中的高频变化被转化成低频变化。海洋对大气运动的调谐作用的最明显表现是年际气候变率, 而迄今为止已发现的最强的年际变化信号是 EN SO 现象。

近年来, 数十年/年代际气候变率引起学术界广泛关注。在较短的时间尺度上, 气-海-冰气候系统表现出明显的数十年/年代际气候变率。例如, 基于实际观测的研究表明, 全球近地表气温、非洲降水和登陆美国海岸的强飓风、北极海冰的范围、北大西洋海表温度距平等, 都表现出数十年/年代际尺度的变率^[18-22]。由于年代际变率和观测到的、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。

研究发现, 北大西洋地区年代际气候变率的源可能是温盐环流的内部振荡, 该观点首

先由 Bjerknes (1964) 提出, 他当时试图解释近极地北大西洋 SST 长期序列中的 10 年/年代际变率^[23]。实际观测也发现温盐环流的确存在着明显的年代际变率, 这在 NADW 形成的特征^[24~26]、北大西洋的温度、盐度特征及环流特征^[27~29]等方面都得到体现。以上研究大多局限在较短的时间序列上, 根据格陵兰冰芯资料, 在 1244~1971 年间的同位素记录中, 北大西洋也存在极为显著的 20 年周期振荡^[30]。

最近引起学术界广泛关注的“大盐度距平”(GSA) 事件进一步表现出温盐环流的年代际变率特征^[25]。据观测资料发现, 1968~1982 年间, 北大西洋副极地涡旋的上层, 发生了大范围的海水变淡现象。该变化开始发生在拉布拉多海, 随后淡水距平被副极地涡旋平流传播, 期间侧向和垂直混合缓慢地侵蚀掉这一淡水距平。淡水帽阻止了强烈的海水深对流的发生, 使得淡水距平维持达 10 年之久, 期间 NADW 强度减弱。

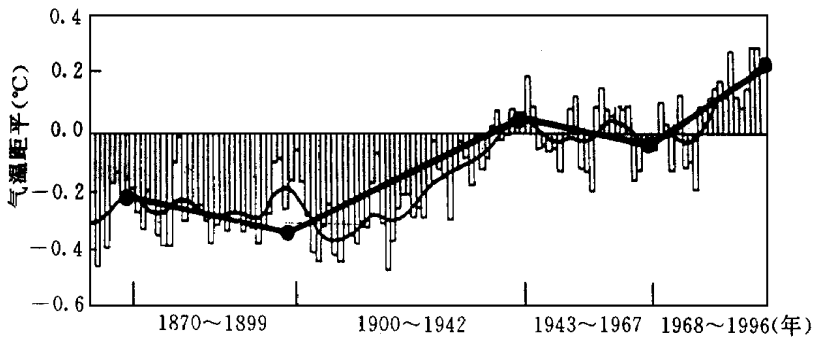


图 9 1870 年以来的全球气温变化距平图(引自文献[31])

Gray (1996) 将温盐环流输送带强度的年代际变化与全球气候变化, 特别是撒赫勒降水、大西洋飓风活动、El Niño、全球表面气温的变化联系起来提出了一种假设, 如图 9 所示, 1870 年以来的全球气温变化可分为 4 个阶段: 1870~1899、1943~1967 年为温盐环流增强期, 期间 El Niño 活动减弱, 西撒赫勒降水和低纬飓风活动增强, 全球变冷; 1900~1942、1968~1996 年为温盐环流强度减弱期 (GSA 是一明显信号), El Niño 发生的频率和强度大大提高, 西撒赫勒干旱加重, 大西洋低纬飓风活动减弱, 全球气温升高。因此有一种可能是, 从 1900 年特别是 60 年代晚期开始的全球近地表气温升高, 并非人为温室气体排放的结果, 而是由温盐环流引起的气候系统内部的自然变率, 未来 20~30 年, 全球近地表气温将变冷而不是变暖^[31]。不过需要指出的是, Gray 的观点还只是一种推测, 关于人为温室气体排放所引起的全球气候变暖, IPCC 1995 年报告代表着科学界公认的一种比较权威的结论。

千年尺度的气候变率, 是和温盐环流的中断与重新形成相联系的。根据上一次冰期的冰芯记录, 气候系统有两个准定常态, 期间气候系统在冰期和后冰期之间振动, 而且这两种定常态是以 NADW 的出现或消失为特征的^[32]。有证据表明, 冰期时的深层海温要更冷一些, 并且有更多的 AABW 流入北大西洋, 同时 NADW 的形成则显著减少^[33~34], 因此, 目前的温盐环流不是唯一可能的型。冰期时不列颠附近比现在要冷 7℃, 这是和北大西洋温盐环流输送带的中断以及极向热输送减弱相联系的^[35]。

近年来,众所关注的是上一次冰期和目前的间冰期之间的气候振动,一个突出的例子是距今大约 11 000~10 000 年前发生的新仙女木冷事件,如图 10 所示。上次冰期结束时,覆盖欧洲和北美大陆的冰盖快速融化, NADW 重新开始形成,但随后 NADW 的形成中断,又出现一次短暂的冷期,被称为“新仙女木冷期”,该事件在许多古气候记录中都得到反映^[36]。

据研究,在新仙女木冷期, NADW 的产生明显减少甚至停止^[18],这支持了温盐环流有多于一个定常态存在的假设。这些小冰期起止之间的转换很快,新仙女木冷事件在 20~50 年内突然结束,导致了当前的间冰期^[37]。

Broecker (1990) 提出^[38],在冰期,当北大西洋北端被冰原包围时,由 NADW 输送带维持的定常态不可能存在。他们提出千年尺度的振荡:当 NADW 输送带中断并有冰原生成时,从大西洋向其它大洋的盐份输送剧减;假设在大西洋有净蒸发,则其盐度将逐渐增加,达到一临界值后,深对流和输送带启动,向大西洋输送和释放热量,融化冰原。冰原融化向北大西洋释放淡水,再次切断输送带环流,之后该循环重新开始。

5 结束语

全球海洋尤其是深层海洋的观测记录很少,时间序列则更短,因此对深层海洋的研究仍处于起始阶段,本文概括的诸多研究成果中的很大一部分,尚有待于进一步的验证。尽管如此,大洋环流与全球和区域气候变率之间存在紧密联系这一事实,已逐渐成为科学界的共识。因此,在开展全球气候变率研究中,必须充分重视海洋包括大洋温盐环流的作用;对相关海洋学领域的研究进展,我们应给予充分的关注。

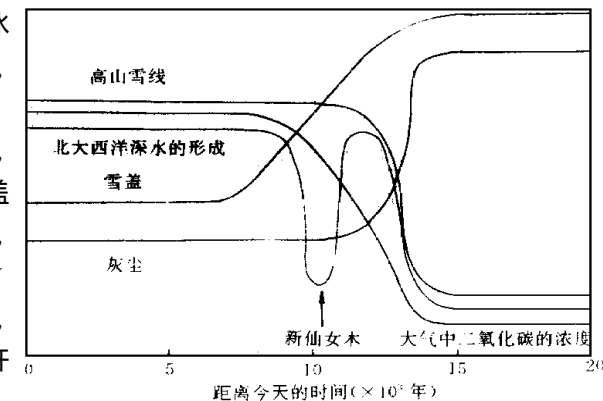


图 10 新仙女木冷事件示意图

(引自文献[38]) 从最后一次冰期结束时(14 000 年前)开始的全球变化:北大西洋温盐环流从冰期时的情况漂移到间冰期(在新仙女木冷期有一次反弹), NADW 重新开始形成;同时大气中的灰尘总量开始下降,二氧化碳的浓度开始升高,地球开始变暖,高山雪线和冰缘回退。

参考文献

- 1 Gordon A L. Interoccean exchange of thermocline water. *J. Geophys Res*, 1986, **91**: 5037~ 5046
- 2 Broecker W S. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1991, **4**: 79~ 89.
- 3 Webster P J. The role of hydrological process in ocean-atmosphere interactions. *Rev. Geophys*, 1995, **32**: 427~ 476
- 4 Schmitz Jr W J. On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Rev. Geophys*, 1995, **33**: 151~ 173
- 5 England M H. Representing the global scale water masses in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1993, **23**: 1523~ 1552
- 6 Zhang X H, Chen K M, Jin X Z, et al. Simulation of thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model. *Theor. Appl. Climatol.*, 1996, **55**(1~ 4): 65~ 87.

- 7 吴国雄, 刘还珠 全球大气环流时间平均统计图集 北京: 气象出版社, 1987. 46~ 49.
- 8 Oort G A, Vonder Haar T H. On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere. *J. Phys Oceanogr.*, 1976, **6**: 781~ 799.
- 9 Trenberth K E. Mean annual poleward energy transport by the ocean in the Southern Hemisphere. *Dyn Atmos Oceans*, 1979, **17**: 57~ 64.
- 10 Hastenrath S. On meridional heat transports in the world ocean. *J. Phys Oceanogr.*, 1982, **12**: 922~ 927.
- 11 Hsiung J. Estimates of global oceanic meridional heat transport. *J. Phys Oceanogr.*, 1985, **15**: 1405~ 1413.
- 12 Schmitt R W. The ocean component of the global water cycle. *Reviews of Geophysics*, 1995, Supplement: 1395~ 1409.
- 13 周天军, 张学洪, 王绍武 全球水循环的海洋分量研究 气象学报, 1997(录用待刊).
- 14 Wijffels S E, Schmitt R W and Bryden H L. Transport of fresh water by the oceans. *J. Phys Oceanogr.*, 1992, **22**: 155~ 162.
- 15 Peixoto J P, Oort A H. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. Variations in the Global Water Budget, edited by Street-Perrott A, et al, Reidel, 1983. 5~ 65.
- 16 Zauker F, Broecker W S. The influence of atmospheric moisture transport on the fresh water balance of the Atlantic drainage basin: general circulation model simulation and observations. *J. Geophys Res.*, 1992, **97**(D3): 2765~ 2773.
- 17 Keigwin L, Jones G A, Lehman S J. Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep water circulation and abrupt climate change. *J. Geophys Res.*, 1991, **96**(C9): 16811~ 16826.
- 18 Ghil M, Vautard R. Interdecadal oscillations and the warming trend in global temperature time series. *Nature*, 1991, **350**: 324~ 327.
- 19 Gray W M. Strong association between West African rainfall and U. S. landfall of intense hurricanes. *Science*, 1990, **249**: 1251~ 1256.
- 20 Mysak L A, Manak D K, Marsden R F. Sea-ice anomalies in the Greenland and Labrador seas during 1901~ 1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Climate Dyn.*, 1990, **5**: 111~ 133.
- 21 Parker D E, Jones P D, Folland C K and Bevan A. Interdecadal changes of surface temperature since the late 19th century. *J. Geophys Res.*, 1994, **99**(D7): 14373-14399.
- 22 Kushnir Y. Interdecadal variation in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric condition. *J. Climate*, 1994, **7**: 141~ 157.
- 23 Bjerknes J. Atlantic air-sea interaction. *Adv. Geophys.*, 1964, **10**: 1~ 82.
- 24 Roemmich D, Wunsch C. Apparent changes in the climate state of the deep North Atlantic ocean. *Nature*, 1984, **307**: 447~ 450.
- 25 Dickson R R, Meincke J, Malmberg S A, Lee A J. "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic, 1968~ 1982. *Progress in Oceanography*, 1988, **20**: 103~ 151.
- 26 Schlosser P, Bonisch G, Rhein M, Bayer R. Reduction of deep water formation in the Greenland sea during the 1980s: Evidence from tracer data. *Science*, 1991, **251**: 1054~ 1056.
- 27 Duplessy J C, Labeyrie L D, Arnold M, et al. North Atlantic sea-surface salinity and abrupt climate change. *Nature*, 1992, **358**: 485~ 488.
- 28 Wöhrlén T M H, Weaver A J. Interdecadal climate variability in the subpolar North Atlantic. *Climate Dyn.*, 1995, **11**: 459~ 467.
- 29 Levitus S, Antonov J. Observational evidence of interannual to decadal-scale variability of the subsurface temperature-salinity structure of the world ocean. *Clim. Change*, 1995, **31**: 495~ 514.
- 30 Hibler W D, Johnsen S J. The 20-year cycle in Greenland ice core records. *Nature*, 1979, **280**: 481~ 483.
- 31 Gray W M. Forecast of global circulation characteristics in the next 25~ 30 years. Proceedings of the Twenty-first Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop. 1996. 219~ 222.

- 32 Broecker W S, Peteet D M and Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 1985, **315**: 2, 21~ 26
- 33 Labeyrie L D, Duplessy J C, Blanc P L. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125 000 years *Nature*, 1987, **327**: 477~ 482
- 34 Boyle E A, Keigwin L. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20 000 years linked to high-latitude surface temperature *Nature*, 1987, **330**: 35~ 40
- 35 Ruddiman W, McIntyre A. Late quaternary surface ocean kinematics and climate change in the high-latitude North Atlantic *J. Geophys Res*, 1977, **82**: 3877~ 3887.
- 36 黄春长 晚冰期 Younger Dryas 环境灾变 地球科学进展, 1998, **13**(4): 356~ 363
- 37 Dansgaard W, White J W C, Johnsen S J. The abrupt termination of the younger dryas climate event *Nature*, 1989, **339**: 532~ 534.
- 38 Broecker W S What drives glacial cycles? *Sci Amer.*, 1990, **262**: 49~ 56

SEVERAL PROBLEMS ON OCEANOGRAPHY LINKED WITH CLIMATIC VARIABILITY

Zhou Tianjun Wang Shaowu

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871*)

Zhang Xuehong

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080*)

Abstract

Recent diagnostic studies associated with the world ocean circulation and its link to climatic variability are reviewed. The following problems are discussed: the great world ocean conveyor, the role of the world ocean circulation in the heat balance of the planetary climate, the role of the world ocean conveyor in the global water cycle, and the impact of stability and variability of the thermohaline circulation on climatic variability.

Key words: Ocean Thermohaline circulation Climatic variability