

全球海-气耦合大环流模式的发展

Gerald Meehl

(美国国家大气研究中心)

摘要 很早以前人们就相信能够逼真地模拟全球气候、气候变率以及气候变化的许多特征的气候模式, 必须从相互影响上表达动力耦合的气候系统的多个主要分量, 特别是大气、海洋与冰雪圈。一般来说这方面的工作一直受到计算能力、我们对实测系统的了解以及气候模拟能力的限制。随着巨型计算机的问世, 我们对于全球气候过程了解的加深以及大气环流气候模式计算效率的改进, 我们已经看见将大气、海洋、海冰耦合在一起的全球气候模拟迅速增加。从 60 年代后期开始, 持续至 80 年代早期, 人们将大气、海洋和海冰的大环流模式耦合起来, 让模式非同步运行从而产生可信的对全球气候的各种模拟。这些分量模式中的系统误差后来促使一些模拟研究人员采用通量订正或通量调整, 通过调整海-气界面上的一个或若干个变量, 可以使模拟更接近实况。在过去的几年中计算能力与气候模拟技术的进一步改进已经使得全球海-气耦合大环流模式能同步运行(也就是说大气与海洋间的交流至少每个模式天一次)。由于计算上的限制, 加上需要几十年气候积分, 目前仍然只能将相对而言较粗网格的海洋大环流模式与相应的粗网格大气模式耦合(在 $500\text{ km} \times 500\text{ km}$ 的量级上)。但是, 最新一代全球耦合大环流模式的结果已揭示了, 实验中二氧化碳逐渐增加时的一些令人感兴趣的、与海洋动力学和全球气候有关的特征。全球耦合大环流模式模拟研究的另一引人注目之处是与厄尔尼诺及南方涛动相联系的一些特征的出现。这些发现, 加上同时进行的其它类型的有限域、动力耦合模式方面的研究使人们认识到气候系统中存在着固有不稳定耦合方式, 是大气与海洋相互作用耦合的独特产物。所有这些努力正在造就下一代海-气耦合大环流模式。这些模式将在速度更快、存储量更大的计算机上运行, 这些模式的海洋部分、大气部分的分辨率将会更高, 海冰的表示方式将更加准确, 云-辐射方案将得到改善, 陆面过程的处理将更加逼真。

一、引言

最近几年, 几个领域的同时发展促进了海-气耦合系统计算机模式模拟研究迅速增加。首先是每一代巨型计算机的问世都冲破计算能力的限制, 能使更复杂的模式作更长的运行。其次, 对于实测现象——海-气耦合的事物本身——(例如厄尔尼诺与南方涛动, 或 ENSO) 更深入的了解使我们能够深入研究耦合系统的模拟, 再就是一系列在计算上高效率的大气与海洋模式已发展起来, 研究人员能够用这些模式进行研究气候有关问题所必须的几十年积分。实际上, 这些模式是目前我们对于耦合系统了解的综合, 也

是去了解它的手段。

地球气候的数学模式各种各样, 有简单的能量平衡模式也有非常复杂的耦合模式(例如, 参看 Meehl 1984 年的评述文章)。“耦合模式”这个词在设计来研究海-气耦合系统各个方面的一系列表达方式中具有多重意思。在耦合模式中所用的非动力海洋表示法包括一种“洼”状海洋(只根据表面能量平衡计算海平面温度(SST), 没有热储存或洋流)和一种简单混合层或“层”状海洋(SST 根据表面热量平衡与固定深度混合层中的热储存计算, 没有洋流)。本文将不讨论这两种类型的耦合模式, 只考虑海-气耦合动力大环流模式。

有几种模式在某种程度上可以称作耦合大环流模式。第一种区域或理想地理模式中,对简化的大陆轮廓或甚至更粗的海陆相间区域作了具体规定。第二种模式采用某种与一有限域动力海洋(例如热带太平洋)耦合的大气环流模式。这类模式可以包括非常简单的、一个海盆的耦合模式,也可包括与热带太平洋耦合、在其它地方确定为气候学边界条件的全球大气环流模式。另一种耦合模式,亦即本文讨论的重点是与采用某种方式表示海冰的全球海洋大环流模式耦合的全球大气环流模式。因为最新一代这类耦合模式采用了高度简化的海冰表示法的一些变体(通常仅是热力的),重点将放在大气和海洋两个分量上。

本文是对过去和现在采用耦合模式的研究的一个总评述。某些模式的样例结果表明大量研究人员做了大量多方面工作。对一些具体论题,例如与耦合问题相联系的系统误差(也称作气候偏差),在讨论各种模式结果时进行介绍和讨论,文中不再另外详细讨论。因为目前的许多模拟工作尚处于发展的初级阶段,要进行更综合特性的对比分析必须等到有更多的模式耦合策略与研究结果之时。

二、最初的打算

60年代后期就有几组研究人员考虑将大气与海洋大环流模式耦合起来进行气候模拟。最早发表的关于这类实验的描述出自地球物理流体动力学实验室(GFDL)。Manabe和Bryan(1969)描述了一个将陆地与海洋分开的非常简单的分区构形(图1a),其中对大气与海洋都用了 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的经纬网格,大气模式有9层、海洋5层。

大气模式与海洋模式曾经非同步运行(采用不匀称的计算机时间和两种媒介的相应响应时间),也就是说,大气运算了一个模式年,海洋则以年平均太阳强迫运行了100个模式年。在大气中海洋与大气间每0.5模

式年交流一次。对于大多数耦合模式来说这种交流通常包括从大气模式到海洋模式的风应力、降水与蒸发之差(净淡水通量)和净表面热量通量的传递,以及从海洋到大气的SST(海面温度)与海冰分布的传递。

这项开创性的计算在UNIVAC 1108上花费了1200个小时,这个计算机时间按现在的标准也是一个巨大的数字。比较起来,目前的海-气耦合大气环流模式可以在现代超级计算机上花同量的计算机时间同步运算(大气与海洋的交流至少每个模式天一次)100个模式年以上。

尽管地球物理流体动力学实验室的首次积分中海陆分布配置简单并且有其它各种限制,还是得出了有意义的大气与海洋温度模拟(图1b)。这次模拟中出现了系统误差,这个问题在现在的粗网格耦合大气环流模式模拟中仍然很突出。例如,热带海面温度太低,高纬海面温度太高,大气中热带对流层太冷。然而,它标志着这项工作的开创,表明大气与海洋这两个相互独立的介质是相互作用的,可以耦合在一起,模拟出与实测相差不远的气候。

GFDL的研究人员1975年用一个改进的耦合大气环流模式继续他们以前的研究。Manabe、Bryan等人于1975年分别介绍了用 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 分辨率的耦合模式进行的大气与海洋模拟,大气中有9层,海洋12层。像以前一样,耦合模式非同步运行,加入年平均太阳强迫作用。对大气积分了310模式天,对海洋积分了272模式年,大气中两者间的交流每0.5模式年一次。

图2是Manabe等人(1975)的研究结果,其中给出了实测表面温度(图2a)、用耦合模式计算的表面温度(图2b)以及用简单能量平衡或“洼”状海洋耦合的大气模式计算的表面温度(图2c)。这类模式的典型系统误差在图2b中很明显:热带太平洋东西向温度梯度很小,南极附近温度太高,没有与北大西洋低温相联系的发展完好

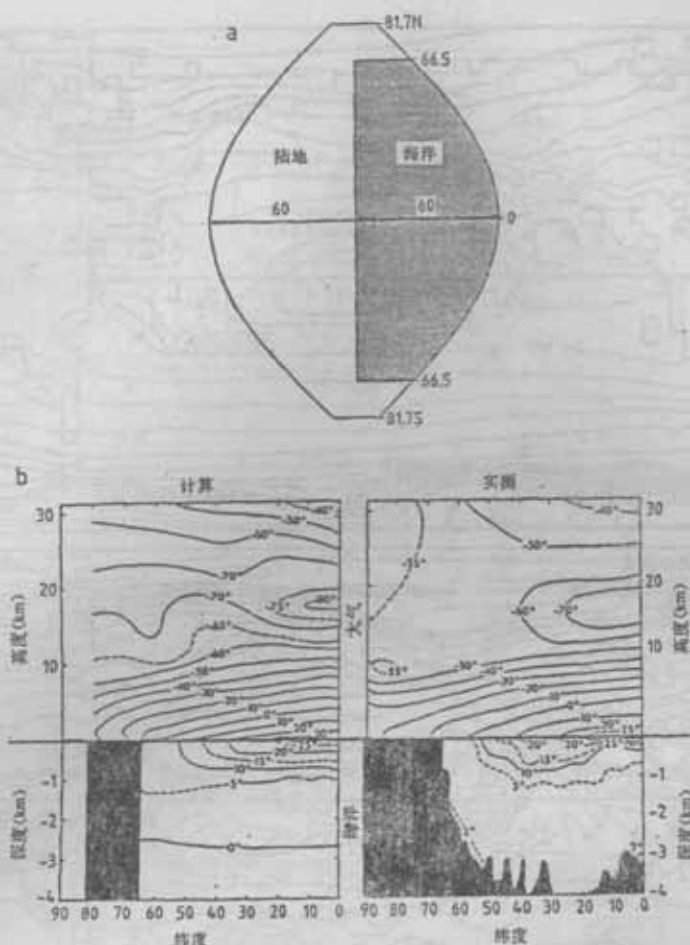


图 1 a. 海-气耦合大环流模式中的海陆分布结构(Manabe与Bryan, 1969)。b. 大气与海洋的纬向平均温度剖面, 左图为计算值, 右图为实测值, 来自 GFDL 海-气模式计算(Manabe与Bryan, 1969)

的湾流。但是与没有洋流的“洼”状海洋相比, 以动力海洋得出的温度模拟有很明显的改进(图2c)。“洼”状海洋在北太平洋与北大西洋的温度甚至更低, 部分原因是缺乏海洋热输送, 也许是缺乏太阳季节循环。与动力模式相比较, 没有热带东太平洋冷舌的迹象。

在70年代后期, 由于计算上的压力, 迫切需要发展精细的非同步耦合方案, 以便包括年循环。GFDL在以前工作的基础上, 采用了1975年的大气与海洋模式结构, 目的是通过使用一个大气和海洋“资料库”来进行一种季节循环积分(Manabe等, 1979)。由于大气与海洋模式分开运行, 对资料库作更

新, 新的边界值被传递给适当的模式(图3a)。按这样的方式, 大气模式运行了4.2模式年, 海洋模式运行了1200模式年。

大约在这个时期, 国家大气研究中心(NCAR)发表了自己的耦合大环流模式的第一批结果(Washington等, 1980)。通过对大气模式积分4个月(一、四、七、十月), 使NCAR模式运行以研究季节循环头两个谐波被拟合到与大气模式中强迫量(净热通量、风应力及净淡水通量)一致, 并且被用于具有一个完整季节循环的海洋模式的5个模式年的运算。然后从五年海洋模式积分中最后一年的值中将大气模式需要的那4个月的海面温度与海冰值存起来, 并让大气模式

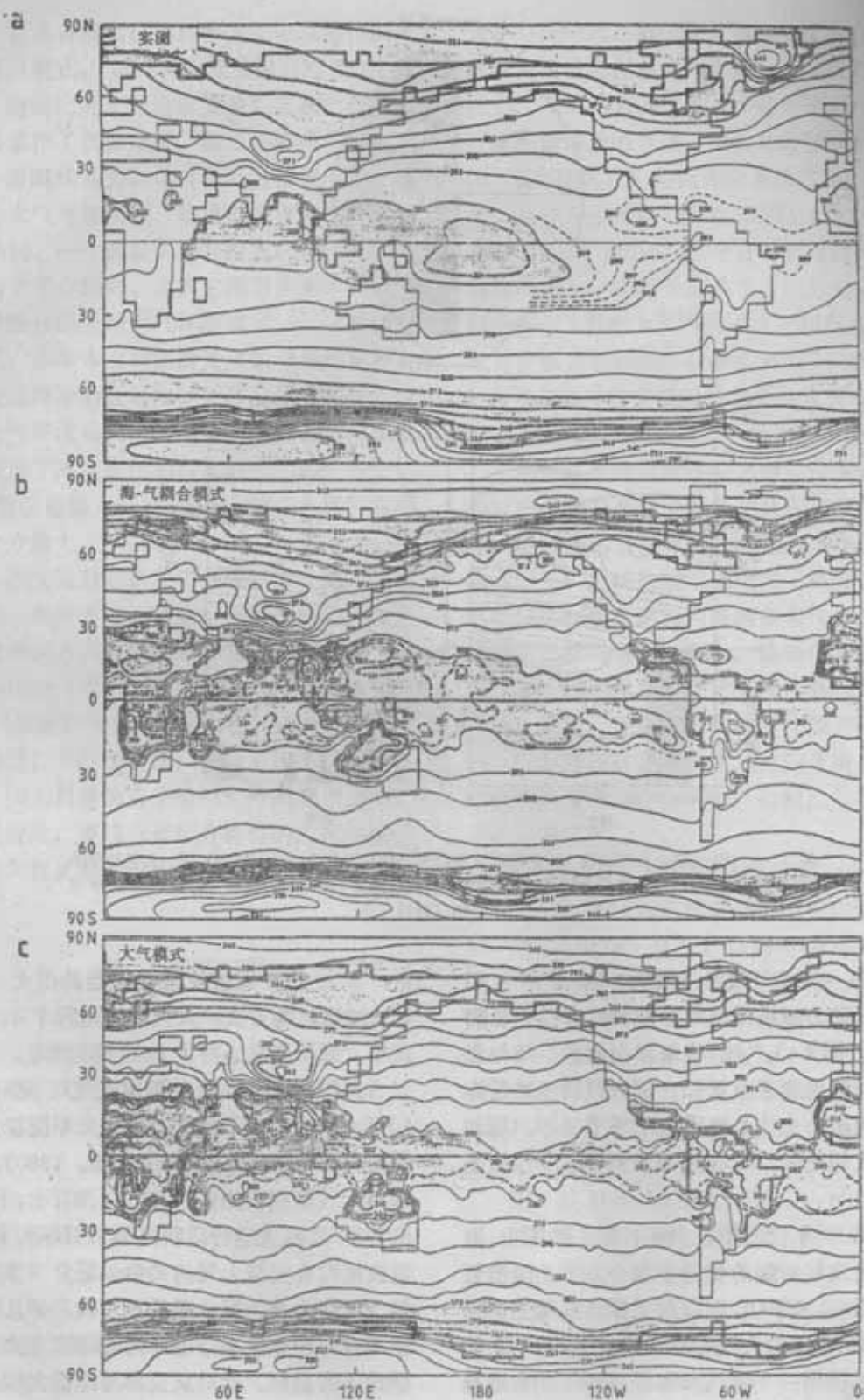


图 2 a—c 年平均表面温度 (K), a. 实测; b. 海-气耦合模式; c. 与“注”状海洋模式耦合的大气模式 (Manabe 等, 1975)

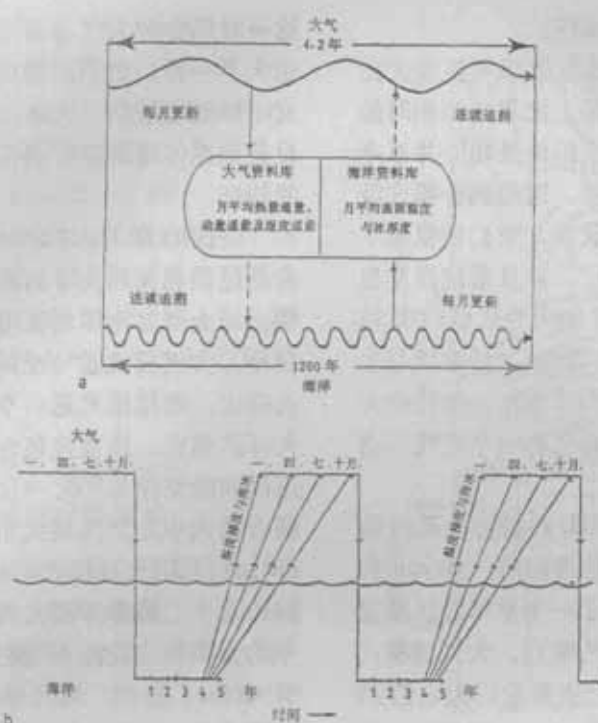


图 3 a, b 季节循环积分的非同步耦合方案, a. GFDL 耦合模式 (Manabe 等, 1979), b. NCAR 耦合模式 (Washington 等, 1980)

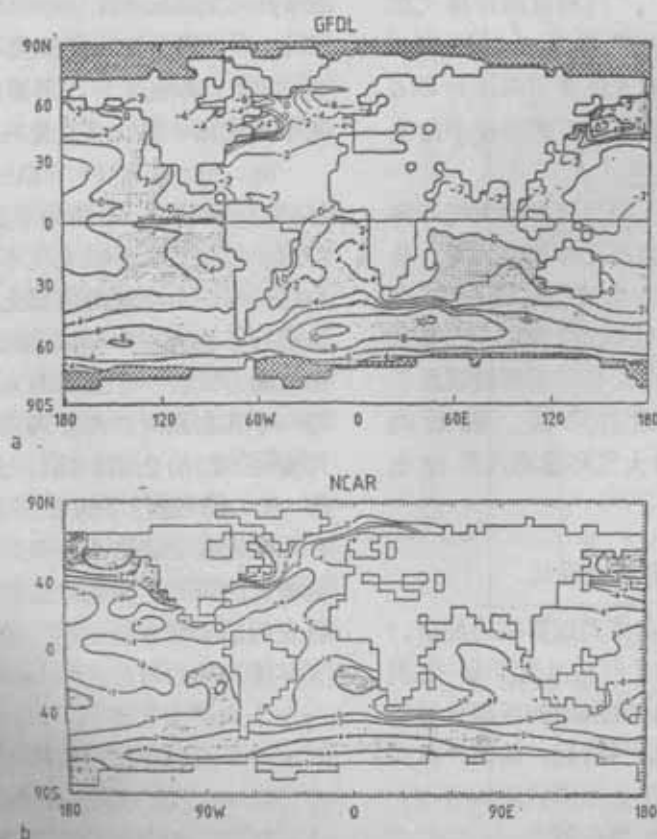


图 4 a, b 年平均表面温度差值 (计算值与实测值之差, 单位 $^{\circ}\text{C}$), a. GFDL 耦合模式 (Manabe 等, 1979), b. NCAR 耦合模式 (Washington 等, 1980)

再运行 4 个月，如此重复四次。

由于 NCAR 与 GFDL 的粗网格模式在许多方面类似，并且实际上使用来源相同的海洋模式，所以它们的模拟结果相似并不令人感到奇怪。与以前一样，这些耦合模式没有得出截然不同的气候状态，它们模拟出了实测系统的许多重要特征，并且系统误差也类似。图 4 中给出了 70 年代后期 GFDL 模式及 NCAR 模式的 SST 差值（计算值与实测值之差）。热带海洋趋向于太冷，高纬南大洋太暖，北大西洋太冷并且有一个发展不完全的湾流。

进入 80 年代，GFDL 在探讨一系列的耦合大气环流模式的结构与应用，Bryan 和 Spelman (1985) 利用了一个半球分区配置来研究海洋对 CO_2 增加的响应。大气谱模式在 80 年代变得很流行，主要是因为它们的计算效率高，Bryan 和 Spelman 采用了 9 层的菱形 ($R15$) 大气环流谱模式（分辨率约 4.5° 纬度 $\times 7.5^\circ$ 经度）。网格点海洋模式在垂直方向有 12 层，分辨率为 4.5° 纬度 $\times 3.8^\circ$ 经度。他们用该模式证明了海洋对 CO_2 增加的非平衡响应可以怎样打破海洋中的温盐环流。

Bryan 等 (1988) 利用同样的大气与海洋模式耦合但用一个理想化的地理配置，给出了大气和海洋中 CO_2 加倍引起的平均温度变化。南极附近的海洋温度变化令人感兴趣之处是这些变化表明南半球高纬增暖最不显著，甚至有些地区稍有降温。随后的 GFDL 和 NCAR 耦合大气环流模式积分也显示了这些特征。

三、耦合模式现状

由于模式的改进和模式运算较为经济，80 年代中期与后期许多机构出现了研究耦合大环流模式的热潮，发展中的巨型计算机技术也加快了模式的运行时间，从而产生海洋与大气模式的第一次大范围同步耦合（大气与海洋间的交流至少每个模式天一次）。在

这一时期各种大气与海洋配置的种类与范围也大不一样。由于新模式发展非常迅速，本文不详细总结耦合大环流模式，但粗略总结目前正在使用的各种耦合模式的种类与配置的特征。

美国的 Gates 与 Schlesinger 等人 (1985) 介绍过俄勒冈州大学的耦合大环流模式。该模式对大气与海洋均使用 $4^\circ \times 5^\circ$ 纬度-经度网格。大气模式是一个两层、对流层、网格点模式；海洋模式是一个六层、全球、海洋大环流模式。该模式包含周日循环，大气与海洋间的交流每小时一次。在一系列 GFDL 耦合模式中最新的模式用了一个全球、谱 ($R15$)、九层大气模式与一全球 $4.5^\circ \times 3.75^\circ$ 网格点十二层海洋模式耦合。该模式曾用年平均太阳强迫进行异步运行 (Manabe 与 Stouffer, 1988, Manabe 等, 1990)，还用一季节循环进行同步 (Stouffer 等, 1989) 运行。NCAR 最新的耦合大环流模式 (Washington 与 Meehl, 1989) 是一个全球、谱 ($R15$) 九层大气环流模式与一个 $5^\circ \times 5^\circ$ 纬度-经度、网格点、四层海洋模式耦合。这两个模式每个模式日交流一次。

Sperber 等 (1987) 以及 Gate 与 Potter (1989) 采用了一个稍为不同的模式配置，他们将俄勒冈州大学的大气环流模式（前面讨论过）与一个全球的两层上层海洋大环流模式进行了耦合。Schopf 与 Surez (1989) 以类似的方式将一个全球的九层大气环流模式与一个具有相对较高分辨率 ($2/3^\circ \times 1.25^\circ$ 纬度-经度) 的全球、七层、上部海洋模式（上部 3000 m）进行了耦合。

最近其它许多小组开始进行耦合大气环流模式的研究。西德汉堡 Max Planck 气象研究所的研究人员正在同时进行三种耦合大气环流模式的研究。Cubasch (1988) 在将一个十六层大气谱 ($T21$) 模式与一全球 $4^\circ \times 4^\circ$ 十层海洋模式相耦合。Latif (1989) 在将同一大气模式与一近全球海洋大环流模式 ($70^\circ\text{N} \sim 70^\circ\text{S}$, 纬度网格: $1/2^\circ \sim 5^\circ$, 经

度：7°，13层）相耦合。Sausen等（私人通讯）也在用同样的大气模式与一全球海洋模式（等密度坐标，约3°×3°水平分辨率，模式间的交流每天均有）相耦合。英国气象局的Foreman等（1988）在将一2.5°×3.75°全球网格点十一层大气模式与同样水平分辨率的十七层海洋模式相耦合，两模式每5天交流一次。中国的Zhang等人（1989）在用4°×5°分辨率的大气与海洋大气环流模式，大气中两层，海洋中四层。

四、目前用全球耦合大气环流模式进行的模拟

由于迄今发表的大多数全球耦合大环流模式都是粗网格（分辨率在5°×5°的量级上）的，所以模拟中的系统误差类似，与最初的粗网格模拟相差不大。从图5（Washington与Meehl，1989）可以看出，与实测值比起来，海洋中的纬向平均温度呈大家熟悉的形式：南半球高纬高于实测温度，热带低于实测值，北半球高纬也低于实测值，代表性最好的是北大西洋。有资料证明这些系统误差中的一些在热带太平洋与印度洋大气与海洋中也存在（Meehl，1989）。

除这些系统误差外，耦合模拟研究人员正面临着一个决策问题。一方面，模拟者可以判定，尽管从对照积分的意义上系统误差是严重的，但是是有指示意义的，准确地表达了模式的缺陷，并提供解释敏感性试验结果的信息背景。另一方面，模拟者可以判定系统误差在对照实验中给出了太大的偏倚，使敏感性试验的结果不能让人接受。另一种可以选择的做法是以某种方法修改对照实验中的误差，从而为敏感性试验提供一个更真实的基本状态。这种方法已经设计出来，有时称作“通量订正”（Sausen等，1988），有时称作“通量调整”（如GFDL所用的）。

图6是通量订正的一个例子。海气界面上任何数目的变量都可以用这种耦合方法来调整。下面介绍的是目前订正变量数目最多

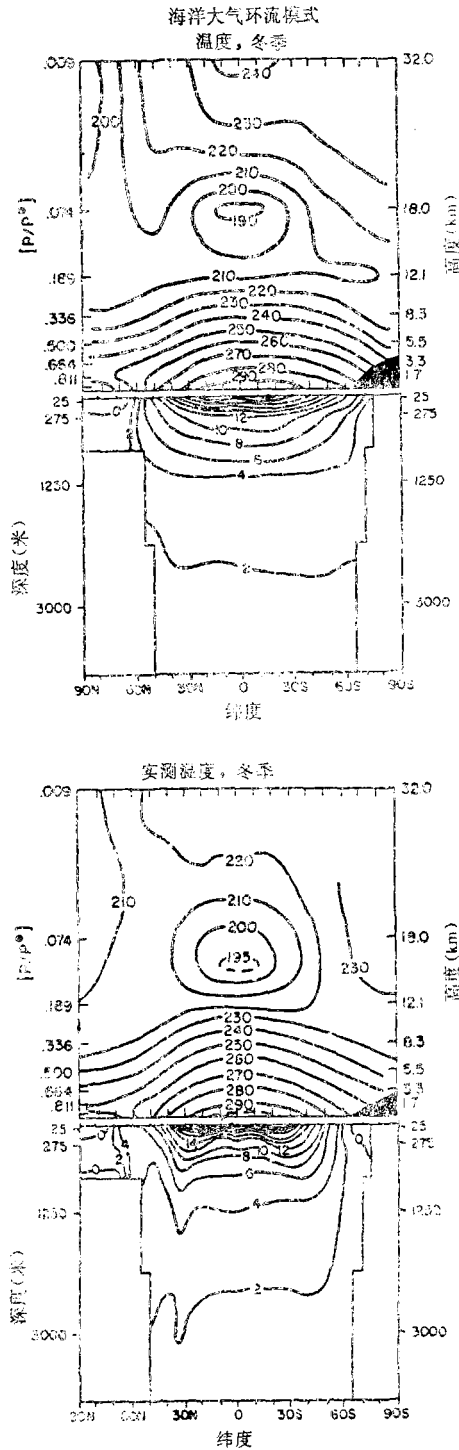


图5 NCAR耦合模式得出的（上图）与实测的（下图）大气与海洋纬向平均温度（Washington与Meehl，1989）

的耦合模式（Cubash，1988）。首先大气模式用实测SST运算。由大气模式算出的风应

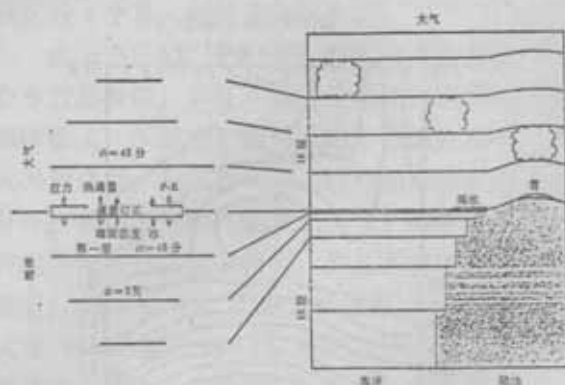


图 6 通量订正的耦合方案(Cubasch, 1988)

力、热通量及降水减蒸发的差与实测值有差异, 这些余差保留下来作为大气模式的订正项。然后, 海洋模式用实测的大气强迫运算, 从该模式得出的 SST 值 (有时还有海冰值) 与实测值也不一样, 这些余差也保存起

来作为海洋模式的订正项。当两个模式耦合在一起时, 在模式运行的每一时间步将这些订正项加入大气与海洋。这样一来可以除去两个模式中的大部分系统误差, 这种耦合模拟就可能更接近实测值。这种方法也会除去大多数耦合模式朝向充满系统误差的其本身气候漂移的倾向。但是由于订正项是可加的, 耦合模式仍然能显示出缓慢漂移 (Cubasch, 1989)。也存在着改变地面条件的问题。例如, 如果网格点上的海冰全部融化, 必须用某种方法确定新暴露的海洋点的通量订正。

图 7 (Manabe 与 Stouffer, 1988) 阐明了通量订正或通量调整在模拟中的作用。在图 7 a 中, 对盐度的初步模拟显示北大西洋盐度与实测值 (图 7 b) 相比不切实际地偏低。但是, 在进行了淡水通量订正计算以后, 模

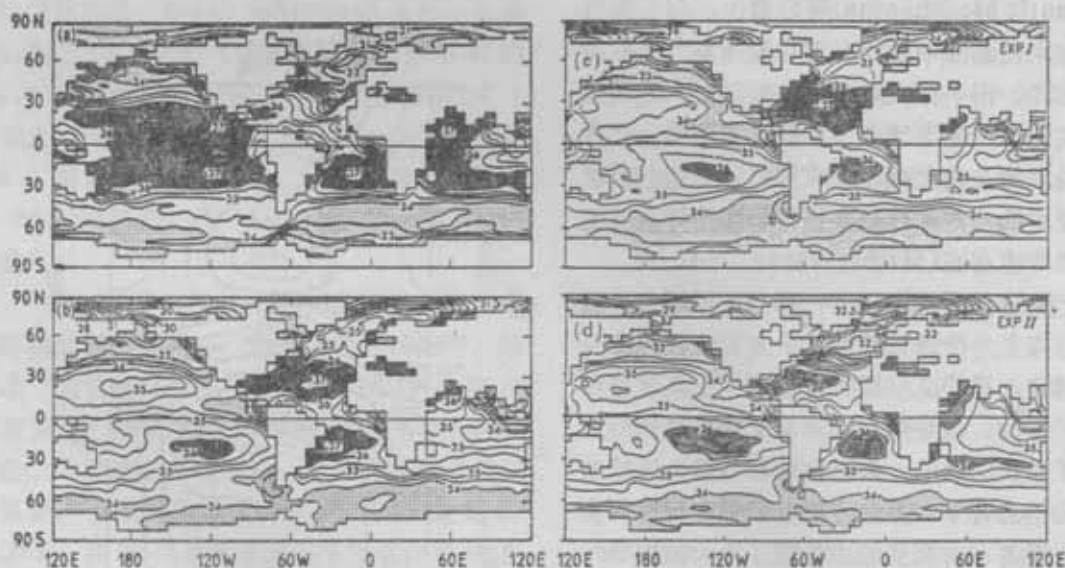


图 7 a—d 盐度分布: (a) 不用淡水通量订正的海-气耦合模式做的初步试验。(b) 实测值。(c) 在耦合模式变回实测盐度分布后进行淡水通量订正的试验。(d) 只是简单地将淡水通量订正加在(a)的初步实验上(Manabe 与 Stouffer, 1988)

式盐度值又变得接近实测值, 淡水通量订正可能使北大西洋盐度像实测值一样保持较高值。然而, 简单地在初步实验 (图 7 a) 上施加淡水通量订正不能使盐度值回到实测状况 (图 7 d)。

大多数最新的耦合大环流模式都被用来

研究 CO_2 问题。考虑了海洋动力学, 就有可能更真实地估计海洋环流在气候系统对人为 CO_2 和其它微量气体增加的响应中所起的作用。本文不详细评述用这些耦合模式进行的 CO_2 后果研究, 只用最近几个积分来表明用最新一代全球耦合大环流模式获得的各种类

型的结果。NCAR 和 GFDL 的研究人员最近用他们的耦合模式(前面讨论过的)同步进行了耦合年循环积分,同时缓慢增加 CO_2 含量。这些实验中的所谓的 CO_2 气候变化的瞬变信号不同于层状海洋模式以及 CO_2 立即加倍的耦合模式。NCAR 和 GFDL 的研究均表明,在这种瞬变情况下,大陆上的增暖比海洋迅速,尤其是北大西洋增暖更慢(Stouffer 等, 1989; Washington 与 Meehl, 1989)。两个模式的结果也都表明,南极附近的增暖相对最小,这一点在层状海洋积分中是不明显的。这些在耦合模式中包括有动力海洋所得出的结果对于监测 CO_2 气候变化信号有重要的意义。

五、有限域模式中的厄尔尼诺与南方涛动

有限域或其它简化耦合模式方法已广泛用于模拟 ENSO 现象。从 McWilliams 和 Gent (1978) 开始,设计了多种简单的太平洋海盆

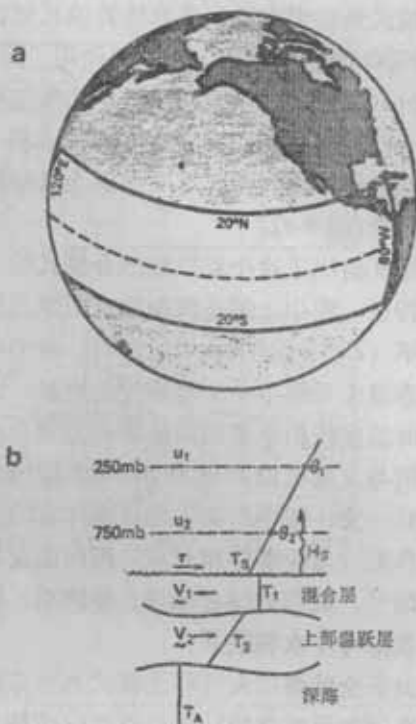


图 8 a. 海洋区(非阴影区), b. Schopf 与 Suarez 耦合模式(1988)的模式结构

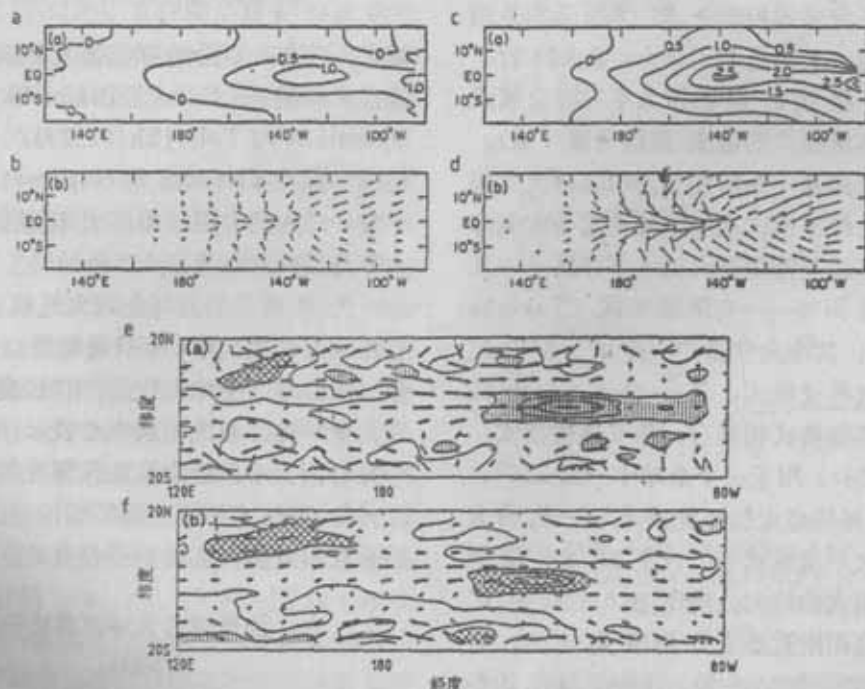


图 9 (a) 海面温度距平分布; (b) Zebiak 与 Cane 试验(1987)中第 31 年六月份的风应力距平场; (c) 与 (d) 和 (a) 与 (b) 相同,但时间是第 31 年的十二月份; (e) 与 (f) 分别是一次增暖和一次降温现象。垂直影线区是正海面温度距平,斜影线区是负海面温度距平,箭头是风应力距平 (引自 Schopf 与 Suarez, 1988)

耦合模式来研究内波, 来自边界的反射波以及 ENSO 循环中的耦合方式的作用。图 8 b (Schopf 与 Suarez, 1988) 所示的是这些模式之一的结构。他们在太平洋海盆区用一个两层低分辨率大气模式与一两层上部海洋模式相耦合(图 8 a)。

图 9 给出了这个有限域耦合模式的一些模拟特征, 图中上部是海面温度距平与风应力距平 (Zebiak 与 Cane, 1987), 从中可以看出赤道太平洋中一个暖事件的发展, 以及与海面温度暖距平相联系的风应力辐合。下面各图与上部类似, 来自 Schopf 与 Suarez (1988)一文, 图中给出了与该文作者的模式中的典型暖与冷事件相对应的海面温度与风应力距平。风应力辐合与暖水相联系, 风应力辐散则与冷水相联系。

由于全球海洋大气环流模式水平与垂直分辨率增加所需要的计算时间在以往是不允许的, 许多研究小组选择了有限域海洋模式与在海洋区外使用特定气候学表面条件的全球大气大环流模式相耦合。图 10 所示的是两种这类结构。上图是 Philander 等人的 $1/3^{\circ} \times 1^{\circ}$ 纬度-经度 27 层热带太平洋海盆模式的海洋大环流模式的范围(虚线所围区域)。其中大气模式是一全球九层谱(R15)大气环流模式。在海洋模式范围以外指定为实测海面温度。下图是范围更大的太平洋区——从约 60°N 到 30°S ——有限域模式 (Tokioka 等, 1988), 其中大气是用一个 $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ 五层网格点大气环流模式, 与一个 $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ 十四层海洋大环流模式相耦合。除了这些模式, Gordon (1988) 用了一个全球十一层 $2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ 大气网格点大气环流模式与一热带太平洋海盆大环流模式(30°N 至 30°S) 相耦合, 海洋模式的纬向分辨率在 0.33° — 1.0° 之间, 在海面附近垂直分辨率为 10 米, 有 16 层, 固定深度 4000 米。该海洋模式的经向格距也不一样, 在太平洋中部为 1.5° , 而在海岸区减到 0.5° 。Neelin (1990) 用了一种混合有限域耦合 GCM, 具有简化的大气

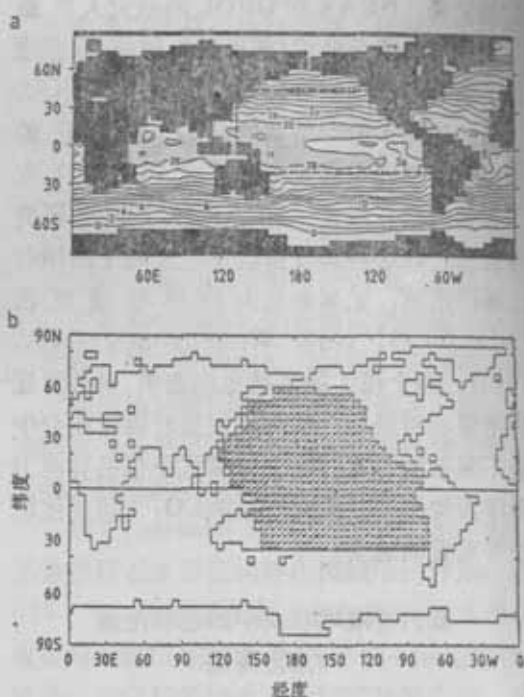


图 10 a. 虚线所围区域是太平洋中与全球大气 GCM 耦合的海洋 GCM 的区域; b. 与 a 相同但阴影区是与一全球大气 GCM 耦合的海洋模式的海洋模式区域(Tokioka 等, 1988)

模式, 并与一高分辨率热带太平洋海盆大环流模式相耦合。Sumi 与 Takeuchi (1989), Dymnikov 与 Tolstikh (1989), Fisher 等 (1989) 以及 Kleeman 与 Hughes (1989) 设计了各种结构的有限域海洋大环流模式与大气大环流模式相耦合。

图 11 所示的是与全球大气模式耦合的有限域海洋模式中 ENSO 现象的演变。Latif 等 (1988) 将一全球大气谱(T21)模式与一热带太平洋海洋模式相耦合来表示耦合系统对一月份西太平洋给定偏西风爆发的响应。到二月份, 赤道太平洋中部的暖距平已经增强, 然后在四月份与五月份缓慢衰减。

六、全球耦合大环流模式中的 ENSO

前面提过的有限域模式实际上大多数是专门设计来研究 ENSO 现象的。而大多数全球耦合大气环流模式则是设计来研究长期气

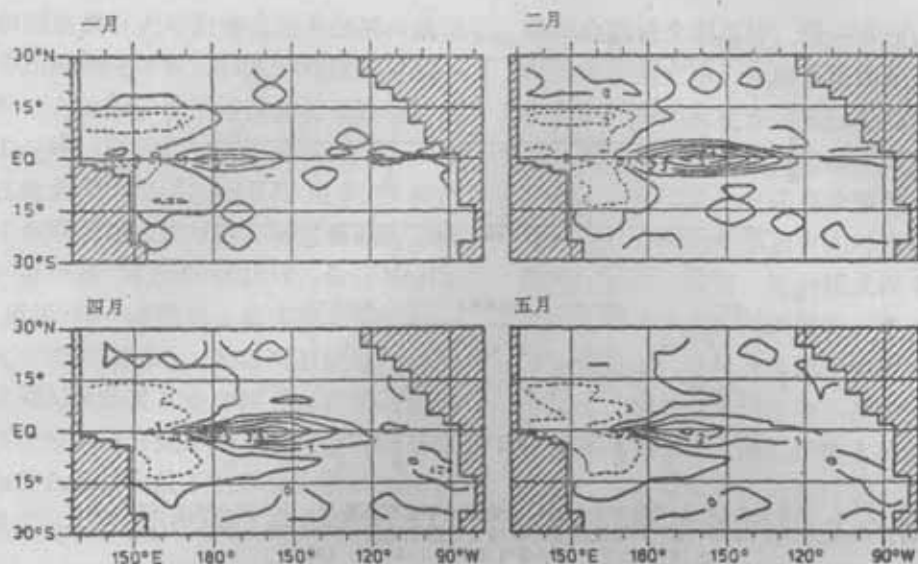


图 11 在一月份赤道西太平洋上加上偏西风应力距平之后, 海面温度距平型的演变 (Latif 等, 1988)

候敏感性问题的, 常常涉及 CO_2 或微量气体的增加。这些模式都是粗网格的, 要求数十年积分。因此, 它们显示出 ENSO 特征是出乎人们意料的。Sperber 等 (1987) 的全球耦合模式表明在 23 年的运算试验中澳大利亚达尔文附近的模式网格点上的海平面气压与其它网格点上海平面气压之间的相关很像实测南方涛动中的相关 (图 12)。

关于 Washington 与 Meehl (1989) 的耦合大环流模式, Meehl (1990) 还指出, 太平洋东西部之间的海面气压距平振荡与实测的相似 (图 13), 然后 Meehl (1990) 在模式中将合成冷暖事件区分开来, 并表明一个与实测事件类似的季节性变化时间进程。可以看出东太平洋在北半球的春季有暖距平的建立, 并且距平向西缓慢移动 (图 14 a, c)。在实测与计算结果中东太平洋海面温度距平正西面的西风带风应力距平都是与海面温度距平相伴随的 (图 14 b, d)。但是, 图 14 c 和 d 中的实测海面温度与风距平合成图表明有一个耦合模式中没有出现的从西太平洋向东移动的信号。这说明由于西太平洋地区耦合模式的各种弊病与局限性, 只允许与 ENSO 有关的相互作用过程的一部分在耦合模式中出

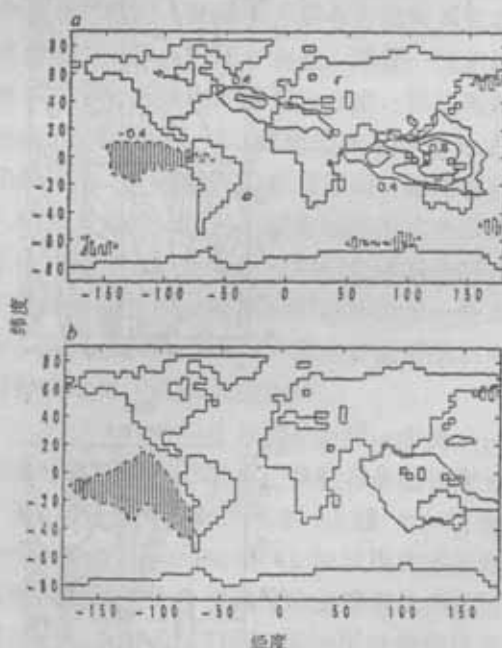


图 12 a. 耦合模式中澳大利亚达尔文附近一网格点上的海平面气压与其它网格点的气压间的相关; 图中仅给出显著性达 95% 以上的区域; b. 与 a 相同, 不过是实测相关 (Sperber 等, 1987)

现。Philander 等 (1989) 在将他们的有限域高分辨率耦合模式 (图 10) 与和一粗网格全球海洋模式耦合的同样的大气模式进行了比较之后得出了类似的结论。

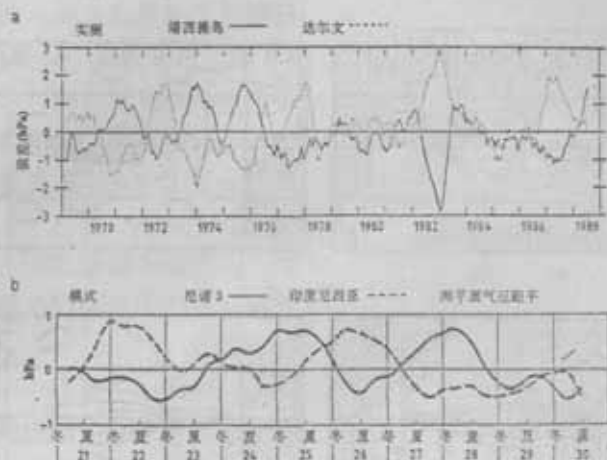


图 13 a. 塔希提岛(实线)与达尔文(虚线)的实测海平面气压距平; b. 东太平洋 NINO 3 区 (90°W — 150°W , 10°N — 10°S)以及西太平洋印度尼西亚地区 (110°E — 155°E , 10°N — 13°S)的区域平均海平面气压距平 (Meehl, 1990)

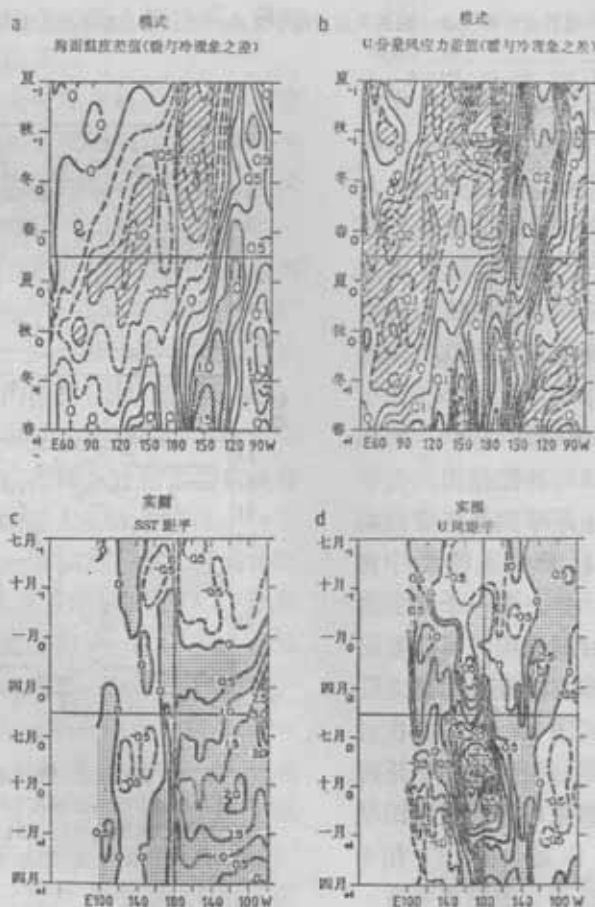


图 14 Meehl 的合成暖事件的时间演变图(1990): a. 耦合模式(10°N — 10°S)得出的合成海面温度差值 ($^{\circ}\text{C}$) (暖事件与冷事件之差), 点影区为大于 $+0.75^{\circ}\text{C}$ 的区域, 线影区为小于 -0.75°C 的区域; b. 合成 u 分量风应力差值(暖事件与冷事件之差) (10°N — 10°S), 点影区为大于 $+0.5$ 达因/厘米² ($+0.05$ 牛/厘米²) 的区域; c. 沿赤道地区实测合成海面温度距平 (1957、1965 及 1972 年事件值与长期平均值之差), 点影区为正海面温度距平区; d. 与 c 相同, 但指的是 u 分量表面风距平(米/秒), 点影区为正(西风)风距平

粗网格耦合大环流模式在未包括内波动力学作用的情况下能够模拟ENSO现象的一些方面,在这类模式中内波动力学还未得到妥当的分辨。这说明存在不稳定的耦合方式,这是大气与海洋间相互作用的独特产物。用有限域模式进行的关于这类耦合方式研究一直很多(例如Hirst 1988)。最近Neelin(私人通讯)将一有限域太平洋海盆模式与一简化大气模式相耦合,来证明取消海洋中内波的作用对他的模式中类似厄尔尼诺现象的基本不稳定耦合方式影响不大。这可以部分解释为什么海洋内波不能得到分辨的粗网格耦合模式可以模拟出ENSO的某些方面。

七、结 论

本文是关于当今海-气耦合大环流模式广泛研究活动的粗略历史回顾。重点主要放在有动力大气与海洋分量的全球耦合模式上。这种类型的模式分为三类:扇形或理想化地理海陆配置;有限域海洋模式与简化有限域或全球大气模式相耦合;全球大气大环流模式与全球海洋大环流模式相耦合。

由于计算能力的提高,人们对模式中各种过程的了解的加深以及模式程序计算效率的改进,人们有可能进行数十年的全球耦合大气环流模式积分来研究气候问题。迄今这类模式主要用来研究大气CO₂增加问题,但目前有用这类模式研究更大范围问题的趋势。

以前的积分采用非同步耦合方案,因为大气与海洋的响应时间不同,并且早期的海洋大环流模式运行起来比与之相配合的大气模式快许多。最近许多人将若干耦合模式同步运行(大气与海洋间的交流至少每个模式天一次)。

在目前,耦合模式中是否应该进行通量订正或调整还未形成一致意见。不进行订正,耦合模式模拟在对照试验中会出现系统误差,可能会对敏感性试验有影响。然而模式中的误差很明显,任何订正项对结果的影

响不会造成含糊不清。另一方面,通量订正纠正对照模式中出现系统误差,并提供一个会更准确地量度气候敏感性的基本气候状态。不过,由于订正项必须用当前的实测资料推出,所以这些订正在敏感性试验中不变,并且由于这些原因有人对这样的实验结果提出疑议。而且,这种模式误差被掩盖着,与耦合方式有关的固有趋势在某种程度上受到限制。随着分量模式的改进及系统误差减少,通量订正问题将逐渐消失。但在今后的大约十年中,模拟研究人员将不得不决定使用还是完全不用通量订正,如果用,要确定应对多少变量进行订正。

文中简单地介绍了专门设计来研究ENSO的各种简化和有限域耦合模式,这些模式揭示了海洋内波及波反射在ENSO循环中的可能作用,并阐明了耦合方式对系统的重要性。出乎人们预料的是,尽管一些粗网格不利于对海洋内波的充分分辨,但这些粗网格海-气耦合大气环流模式本身固有地往往模拟出ENSO循环的某些方面。这说明涉及耦合方式的一些内部固有过程不完全取决于内波的存在。但是用粗网格全球耦合模式不能很好地模拟出的ENSO循环的另一些方面,尤其是在西太平洋的某些方面可能与内部海浪动力学关系很是密切。

可以认为今后计算能力会进一步提高,模式计算更快效率更高,我们看来已处在一个海-气耦合模拟新时代的门槛上。例如Semtner与Chervin(1988)设计用在多处理机巨型计算机上有效运行的全球海洋模式可以在全球范围进行积分,其水平分辨率已开始能分辨对海洋环流具有重要意义的中尺度海洋涡旋。这种类型的模式为进行更长期的、能更好地分辨海洋物理过程的气候运算提供了条件,从而有希望进行更逼真的气候模拟。由于我们对观测到的耦合系统的了解随着模式与计算机的改进而加深,耦合模式可以澄清各种涉及大气化学过程、与生物

(下转54页)

(上接 49 页)

圈间的细致的相互作用以及依赖于一个模拟得更准确的冰雪圈的气候敏感性方面的问题。

曾晓梅译自 “Climate Dynamics”

1990 年 11 月

文昌校