

WCRP 中

大尺度

海洋学试验译文集



商务出版社

WCRP中大尺度海洋学试验 译文集

JSC/CCCO1983年研讨会学术报告文集

海气相互作用译文编委会 译

气象出版社

内 容 提 要

WCRP是全球大气研究计划的延续和扩展。本书汇集了该计划中大尺度海洋学试验的第一批成果,内容新颖,反映了现代气象科学重点攻关的一个缩影。

本书可供气象研究工作者、气象卫星工作者、气象业务工程师以及气象类高等学校教师、研究生参考。

LARGE-SCALE OCEANOGRAPHIC EXPERIMENTS IN THE WORLD CLIMATE RESEARCH PROGRAMME

Papers presented at the
JSC/CQCO 1983 Conference
in Beijing, 10-21 May 1983

WCRP中大尺度海洋学试验译文集

JSC/CQCO 1983年研讨会学术报告文集

海气相互作用译文编委会 译

责任编辑 成秀虎

※ ※ ※

气象出版社出版

(北京西便门白石桥路46号)

中国科技情报研究所印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

1990年7月第一版 1990年7月第一次印刷

开本: 787×1092 1/16 印张: 18.75 字数: 480千字

印数: 1—800

ISBN 7-5029-0386-0/P·0217

定价: 13.50元

前 言

1979年第8届世界气象代表大会正式制定了世界气候计划(WCP),其中包括世界气候研究计划(WCRP),它是全球大气研究计划(GARP)的延续和扩展。1984年9月该计划由国际科学联盟理事会(ICSU)和世界气象组织(WMO)联合委员会正式出版。

这个计划的主要目标是确定气候可预报程度和人类影响气候的程度。三个阶段分目标是:第一步解决为期一月到两个月的长期天气预报;第二步解决为期数月到数年的短期气候预报;第三步解决为期十年到几十年(直至一世纪)的长期气候特征预测。配合攻克第二个分目标,全球正在开展热带海洋和全球大气响应研究(TOGA)试验,TOGA计划自1985年1月1日开始并连续进行十年。配合攻克第三个分目标,全球将开展世界海洋环流试验(WOCE),WOCE将在1990年开始实验,延伸到2000年。

影响气候的许多物理、化学和生物学过程是相互联系的,而对其作用的了解,是以一个能定量考虑这些过程,包括大气-海洋(海洋和水)-陆地(土壤和生物)的多相气候系统为基础的。重点研究陆-气、海-气这三者的相互作用,和辐射与云的反馈过程,并以相容的表达式将它们结合起来。这种尝试依靠一套方程组的数值积分和构成气候数值模式的经验关系。这样的模式用于模拟气候的变率,并最终用来预报气候变化。

WCRP是应时代进步的客观要求产生的。欲达其目标,需要:

1. 改进我们对全球气候、区域气候和它们随时间变化的认识,增进对包括这些变化在内的物理机制的了解;
2. 评定全球气候和区域气候中重要变化的数据资料;
3. 发展和改进用物理-数学模式模拟气候的能力,评定对时、空尺度广泛范围预测气候的能力;
4. 研究气候对自然和人为扰动的灵敏性,估计气候来自特殊扰动影响的变化。

为此,我们将WCRP中大尺度海洋学试验31篇科学论文译出,内容涉及:一、海洋对气候的影响(3篇),二、大尺度海洋过程和模式(4篇),三、天气学尺度、中尺度、小尺度过程和模式(2篇),四、外部相互作用和表面通量(4篇),五、卫星观测系统(4篇),六、现场观测系统(1篇),七、资料同化、诊断、试验设计、网格分析和估算理论(4篇),八、大尺度试验(4篇),九、区域性试验(5篇)。

确定气候可预报程度和人类影响气候的程度,这一宏伟目标在今后十年或更长一些时间内是有可能办到的。任重道远,愿我国气象工作者、海洋工作者能从中有所启发或借鉴。

本译文集翻译、整理工作由海气相互作用译文编委会完成。编委会成员如下:

主任委员	姜达雍					
副主任委员	张玉玲	周明煜				
委员	傅抱璞	高国栋	张玉玲	林本达	陶祖钰	周明煜
	许小金	梁必琪	王宗皓	殷显曦	赵卫	李维亮
	鲁秀珍	张杰英	姜达雍			

海气相互作用译文编委会

1987年10月

目 录

用联合海气系统数学模式讨论气候研究中海洋的影响	〔美〕S. Manabe (1)
中纬度海区对短期气候变化的影响	〔苏〕G. P. Kurbatkin (13)
与海洋和大气相关联的年际变化型式	〔英〕A. E. Gill (23)
热带海洋学	〔美〕C. Philander (35)
监测佛罗里达海峡洋流输送	〔英〕D. L. T. Anderson和R. A. Corry (40)
世界海洋水团和大西洋的盐度	〔美〕A. L. Gordon (45)
太平洋对厄尔尼诺现象的响应	〔美〕J. J. O'Brien和A. J. Busalacchi (52)
西太平洋内海洋状况的变化	〔日〕J. Masuzawa 和K. Nagasaka (59)
大尺度海洋环流部分的中尺度涡旋活动	〔美〕W. R. Holland (65)
上层海洋边界层气候学	〔德〕J. D. Woods (71)
关于结合过程历史的气候模式分析的渐近方法	〔苏〕A. M. Filatov (96)
海-气系统的能量交换和气候变化	〔苏〕Yu. V. Nikolayev (102)
洋流计算的半诊断方法	〔苏〕A. S. Sarkisyan和Yu. L. Demin (106)
可见光和红外卫星遥感的现状报告	〔美〕O. B. Brown, R. H. Evans和D. B. Olson (113)
海洋卫星微波资料在联合海气相互作用实验中的贡献	〔英〕T. H. Guymer和P. K. Taylor (131)
卫星测高法	〔美〕R. H. Stewart (141)
红外图象确定海表面温度和海洋中经向热量输送的方法	〔日〕Y. Sugimori, K. Katoh, T. Aoki和J. Okumura (162)
由卫星追踪浮标获得的1980—1981年一个暖心涡旋的10个月的时间序列	〔澳大利亚〕G. R. Cresswell (180)
气候研究中海洋观测的统计-动力合成	〔美〕James C. McWilliams (185)
序列估计值在资料同化中的应用	〔美〕M. Ghil, S. E. Cohn和A. Dalcher (191)
海洋场的描述和预报: 资料同化和最优估计	〔美〕A. R. Robinson (199)
海洋在气候预报中的作用: 未来海洋气候计划指南	〔美〕T. P. Barnett (218)
气候变化和海洋委员会世界海洋环流实验设计选择研究组的报告	(224)
CAGE实验	〔加〕F. W. Dobson (235)
“SECTIONS”计划中某些方面的理论和实验	〔苏〕A. S. Sarkisyan和V. P. Dymnikov (241)
海洋瞬变示踪物	〔西德〕W. Roether (248)
热带海洋的热收支	〔美〕P. Niiler (256)
北极季节性冰区的海洋气候研究	〔美〕N. Untersteiner (262)
北太平洋海洋热量输送实验	〔日〕K. Takano和S. Imawaki (275)
赤道和东南太平洋试验——现状和未来计划	〔秘鲁〕P. Lagos (280)
海洋混合层试验 (OMLET)	〔日〕Y. Toba (289)

用联合海气系统数学模式 讨论气候研究中海洋的影响

〔美〕 Syukuro Manabe

一、引言

至少通过三个关键过程，能确定海洋对气候及其变化可以产生强烈的影响。

(1) 海洋是控制大气环流和气候的水分循环中水分的主要来源。

(2) 海洋具有一巨大的热力惯性，它影响气候的季节变化和其它的瞬时变化。

(3) 海洋水平输送热量，并影响气候的分布与它的变率。

基于数值试验的若干结果，本文将讨论海洋和大气之间相互作用如何影响气候的分布、灵敏性和变率。美国国家海洋-大气管理局地球物理流体动力学实验室，已采用联合海气系统大气环流模式进行这项研究。

虽然已经进行了许多关于在低纬度气候对海面温度异常响应有趣的数值试验，但本文未予讨论。这个问题在下面Gill博士的论文中会得到广泛说明。

二、海洋热量输送与气候

Manabe和Bryan (1969) 根据气候模式数值试验的结果，研究了海洋热量输送对气候分布的影响。在他们的研究中应用了两个模式，第一个模式是耦合海气模式，为了便于识别称之为O-A模式。它是由一个大气环流模式和一个海洋环流模式组成，在海洋环流模式中，海洋热量输出的效应，用显式方法来考虑。第二个模式，今后称之为S-A模式，海洋由“湿海洋 (swamp ocean)”表示，即一个没有热容量的湿表面。它类似真实海洋，作为水分的供应源而不输送热量。第二个模式与第一个模式的大气部分相同。简言之，第一个模式结合了第二个模式遗漏的海洋热量输送效应。

为了节省计算机机时，两个模式都有一个理想化地形情况下的有限计算范围。这个范围由两条相距120度经度的子午线为界。在模式的大气部分，这两条经线为周期连续性条件。图1表示海洋和大陆的理想化分布。为简单起见，在两个模式中，都除掉日射的季节变化和日变化。

每一个气候模式，都从模式的长期积分中，得到一个准平衡状态。因为O-A模式的热力惯性极大，需要采用一个经济的时间积分方法，以便在没有消耗一超量计算机机时的情况下，就能达到一平衡状态气候（这个经济方法进一步的叙述见Manabe和Bryan 1969）。

Manabe和Bryan通过对有和无洋流情况下O-A模式和S-A模式的气候进行比较，研究了热量输送怎样通过洋流影响气候的分布。虽然他们的研究是初步的，但仍可看出海洋热量输送的某些气候效应，他们的研究结果，简述如下。

图2表示通过O-A模式的洋流向极热量输送的纬向分布。因为模式的计算范围仅覆盖纬向的三分之一，所以，热量输送值已乘以3，以便与图中所给出的由观测得到的输送估计值相比较。从图可知，由模式海洋求得的海洋热量输送值可以和Sellers (1965) 的估计值相比

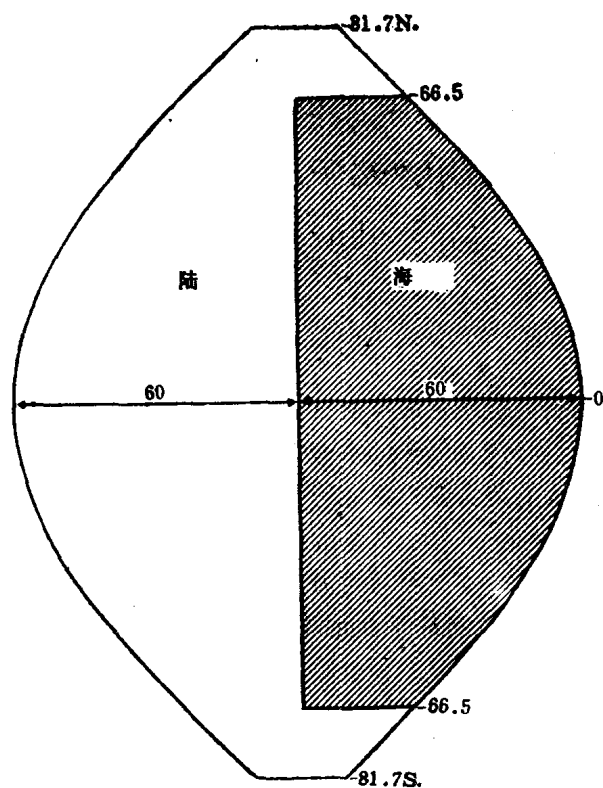


图1 结合海气模式中的陆-海配置

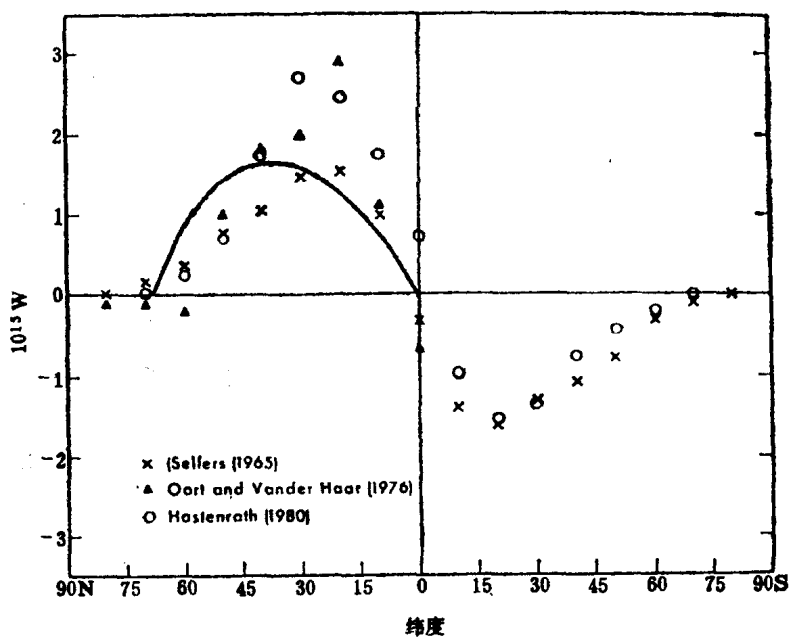


图2 由O-A模式海洋向极热量输送的纬向分布(实线)

为了比较,实际输送的估计值也描绘在同张图上。○表示基于 Sellers (1965) 表面热量平衡研究上的估计, ×表示由Oort和 Vander Haar (1976) 得到, ▲表示由 Hastenrath (1980) 的研究结果

较, 有意义的是这个值比由Oort 和 Vonder Haar (1976), Hastenrath (1980) 所得到新估计要小。在他们的研究中, Sellers和Hastenrath所求得的海洋输送值, 能满足海洋的热量平衡的需要。另一方面, Oort和Vonder Haar估算的值, 是由联合海气系统总热量输送减去大气热量输送求得的, 而总热量是由卫星观测大气顶部的净辐射通量推算的。这两种估算值之间的差别表明在计算实际海洋热量输送值方面目前存在的误差。

由于洋流的向极热量输送, 意味着在低纬度海洋获得热量, 而在高纬度海洋失去热量。热量向极输送的另一个结果, 是使低纬度大气冷却, 高纬度大气加热。图3清楚地表示出O-A模式和S-A模式之间纬向平均大气温差。正如已经指出的那样, 这种差别表示了海洋热量输送的影响。热量平衡的分析表明: 雪和海冰反射反馈作用使得高纬度大气增暖。这个分析局限在低层对流层中, 因为这里层结稳定, 从而防止了热量透入高层对流层。另一方面, 由于湿对流的混合效应, 使低纬度大气的冷却扩展到整个对流层。因此, 热带热异常的辐射衰减大大快于极地异常, 因为前者比后者更暴露于空间。于是, 高纬度地表气温的增加大大超过低纬度相应的地表气温的降低。因此洋流引起的气温变化, 对第三节讨论气候灵敏性具有重大的影响。

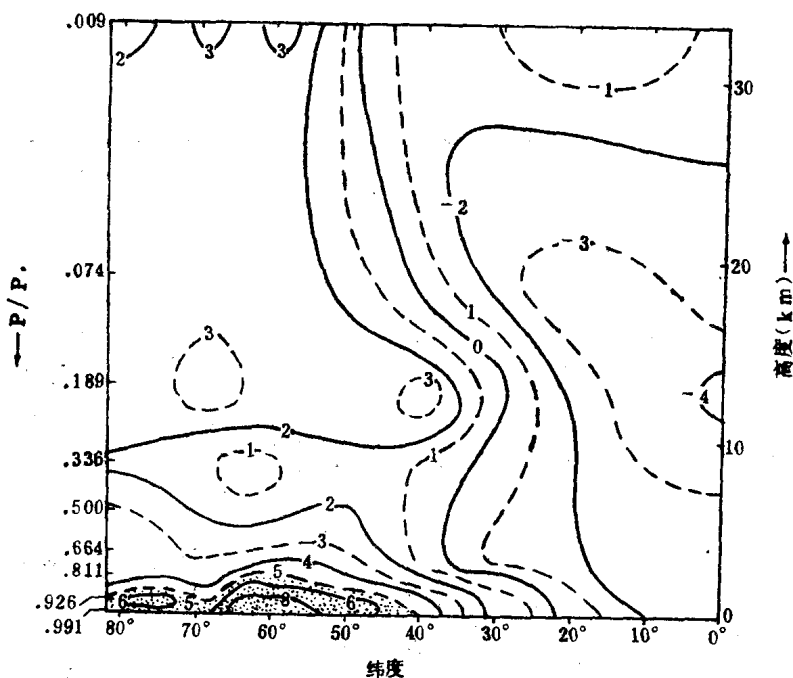


图3 在O-A模式和S-A模式之间, 纬向平均温差的纬度-高度分布

海洋热量输送对海表温度地理分布的影响可以由考察图4来评价。该图比较了由O-A模式和S-A模式计算试验得到海表温度的二个水平分布。它表明: O-A模式得到的海表温度在沿赤道处有一局地最小值, 这是由于次表面水的上升流所引起。另一方面, S-A模式得到的海表温度在赤道处有一最大值, 这是因为这里的日射最强。洋流也引起等温线在海洋的北部具有更逼真的东北-西南走向。此外, O-A模式分布的另一个重要特点, 是沿海洋的向极壁表面温度有一密集梯度。

图5表示相当于上述这两种温度型的降水率分布。比较表明由于赤道上升流的作用, 热

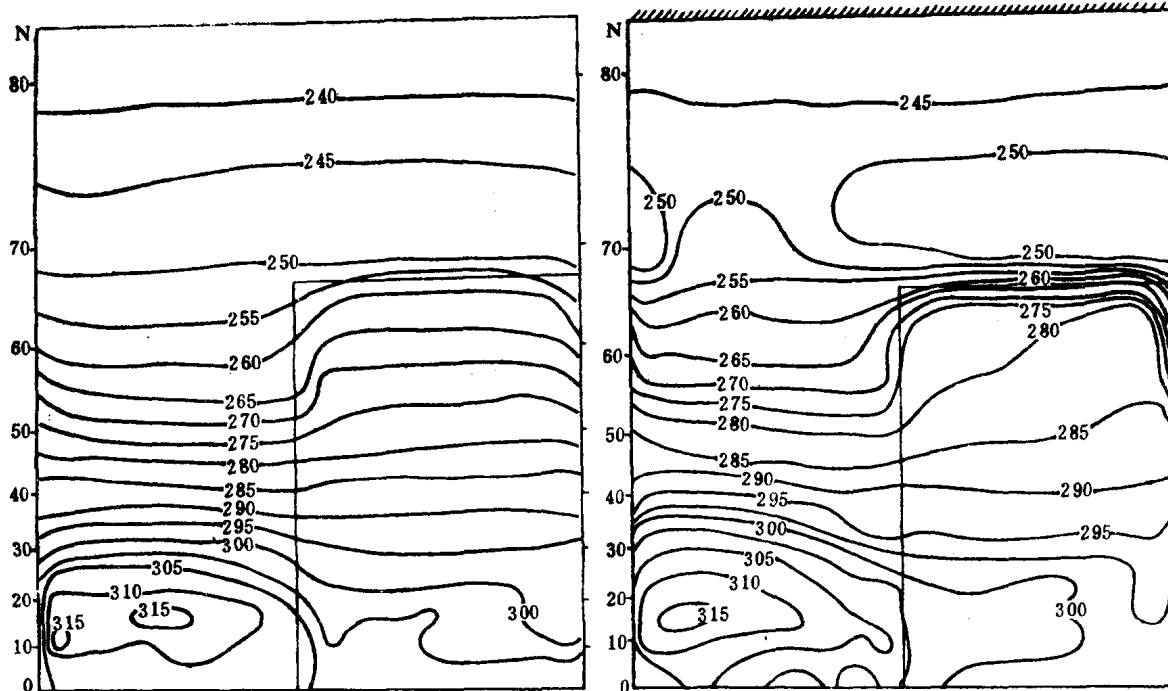


图4 海表温度的地理分布 (单位: K)
左图表示 S-A 模式, 右图表示 O-A 模式

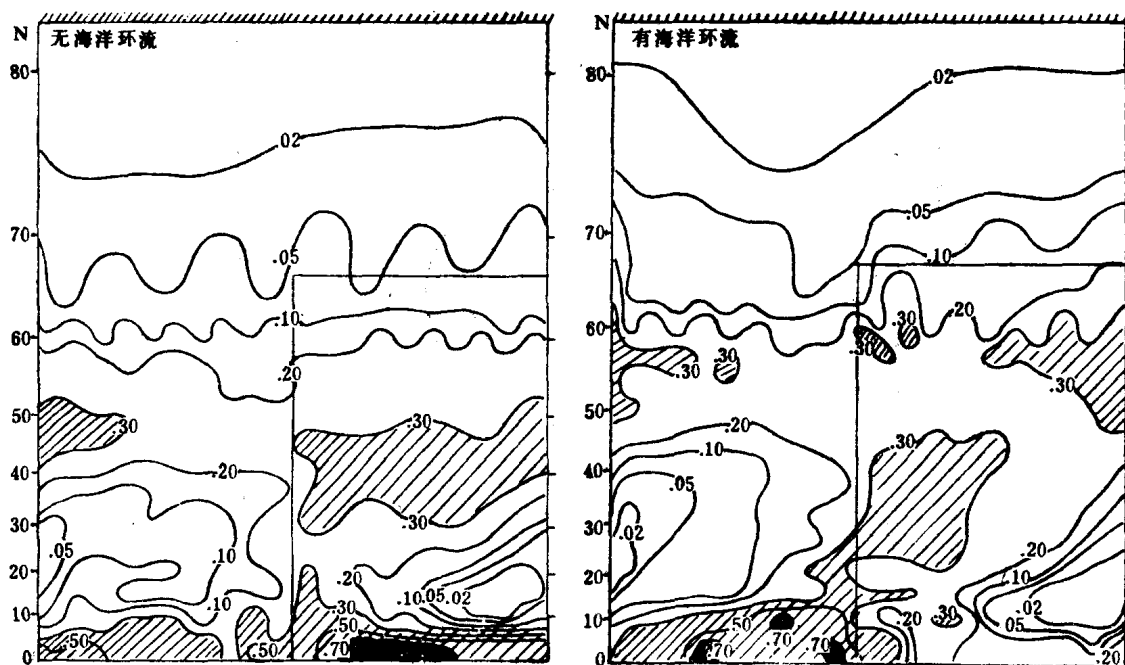


图5 降水率的地理分布 (cm/d)
左边: S-A 模式, 右边: O-A 模式

带海洋上空的降水急剧地减少。由于这种作用大陆上的总降水率要比海洋上的降水率高。副热带大陆东海岸的降水率明显增加, 这是由于所谓副热带回旋 (Subtropical gyre) 向极暖水平流的作用所致。另外, 洋流引起这个重要修正是中纬度雨带普遍的向极移动。一般地说, O-A 模式得到的高纬度降水率较 S-A 模式得到的相应的降水率大, 这是因为充分的暖湿

空气穿透进入较高纬度所致。

上述这些研究对海洋热量输送影响气候分布的情况得到某些初步印象。近年来, Schlesinger和Gates (1981) 采用不同的气候模式, 进行了一系列的数值试验, 证明海洋的热力惯性对气候季节变化和地理变化具有支配性的影响。对大气环流海陆表面加热的对比效应, 进行了各种理论和数值的研究表明: 冬季海平面气压分布的主要特点可以归因于热力的强迫作用, 尽管地形强迫作用也发挥了强有力的影响。这个课题进一步的讨论, 参看Held(1982)最近评论。这些研究清楚表明了海洋在气候分布上的深远影响。

三、气候的灵敏性

根据Mauna Loa和其它站观测分析结果, 目前大气中二氧化碳的浓度约为 335ppm (百万分率), 并且继续在增加。在21世纪的后半世纪, 二氧化碳浓度可以达到 600ppm, 这是工业化前估计浓度290ppm的 2 倍 (Rotty和Marland, 1980)。人们认为: 二氧化碳如此增加可以导致气候的全球增暖。通过利用复杂程度不同的气候模式系统, 来评估二氧化碳引起气候变化的性质已经做出了努力 (National Academy of Sciences, 1979)。

海洋很有可能对二氧化碳引起气候变化产生深远的影响。由于海洋的巨大的热力惯性, 可推迟气候对大气中二氧化碳浓度进一步增加的响应。而且, 二氧化碳引起增暖的大小可能由于洋流的作用发生重大的改变。如同下面讨论的, 这是由于通过洋流的向极热量输送使高纬度大气温度升高, 从而减少积雪和海冰的反射率反馈作用。遗憾的是, 很少用一个结合洋流作用的模式来研究气候的灵敏性。这里将简述Spelman和Manabe (1982) 最近的研究, 他们评估了海洋热量输送对气候灵敏性的影响。

1. 平衡状态响应

为了评价海洋热量输送如何影响气候对大气中二氧化碳浓度增加的灵敏性, 已经进行了两次数值试验。第一次利用有洋流的海气模式, 第二次利用没有洋流的混合层海气模式。每次数值试验均由一模式的两个长期积分组成, 规定模式中的二氧化碳浓度为正常值和四倍正常值。由这些时间积分中渐近地出现的两个平衡状态气候之间的差别, 表明每个模式气候对大气中四倍二氧化碳浓度的响应。通过比较这两个模式的平衡状态气候, 研究了海洋热量输送对气候灵敏性的影响。在这些试验中, 为了鉴别模式气候自然起伏现象中二氧化碳增加所引起的变化, 选择二氧化碳含量有比真实大气中任何可能的增加更大增加的情况。

有洋流的第一个模式是由一个大气环流模式结合一个海洋环流模式构成的, 非常类似于上节描述的O-A模式。在上述的第二个模式中, 第一个模式的海洋部分是由混合层海洋模式所替代, 它是68m均匀厚度中的一水的滞留层。因此, 结合在第一个模式中的洋流效应不包括在第二个模式中。这两个模式的计算范围都是半球的1/3, 这个半球的海洋和大陆占有相等的面积, 由两根子午线为其边界 (今后, 第一个模式将称为O-A1模式, 第二个模式称为M-A模式)。

照通常的做法, 每个模式的平衡状态气候都是由这些模式的长期积分得到。因为耦合系统的热力张弛时间太长, 所以为此目的而采用上节所提到的一种非同步的、时间积分的经济方法。

两个模式大气对四倍常态大气二氧化碳浓度的响应由图6表明, 它反映了纬向平均表面气温变化的纬度分布。按照这张图, 二氧化碳引起O-A1模式大气增暖大大地小于相应的M-A模式大气的增暖。这种差别在高纬度表现尤为显著。这种比较清楚地表明: 海洋热量输送

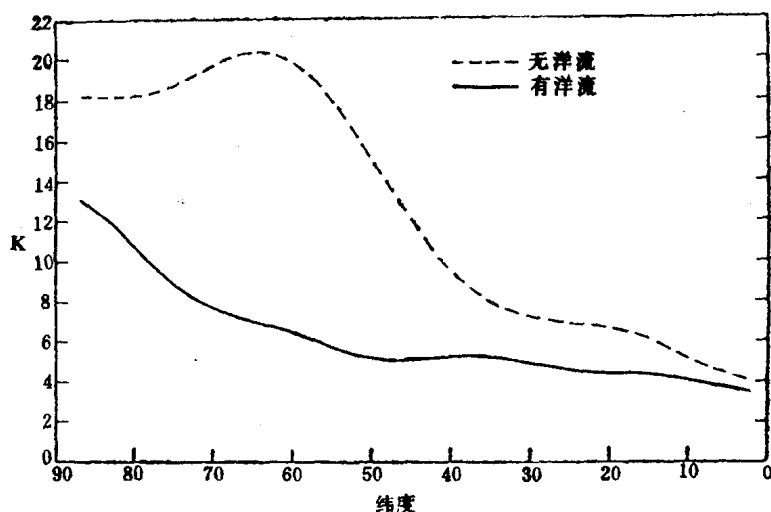


图6 四倍常态大气二氧化碳浓度时, 纬向平均表面气温(K)变化的纬度分布
实线: O-A1模式, 虚线: M-A模式

有助于气候灵敏性降低。

正如上节中简短的讨论, 由洋流造成的热量向极输送使高纬度的地面气温显著增加。于是, O-A1模式的高纬度地面气温大大地暖于相应M-A模式高纬地面气温。因此, 海冰(或雪)覆盖的冻结温度区域在O-A1模式中较M-A模式要狭窄得多。从图7所给的二氧化碳引起两个模式的纬向平均地面反射率变化的纬向分布说明, O-A1模式的 Δ 最大地面反射率减少区比M-A模式的相应区位于更高纬度。这意味着与M-A模式比较, O-A1模式的积雪和海冰的向

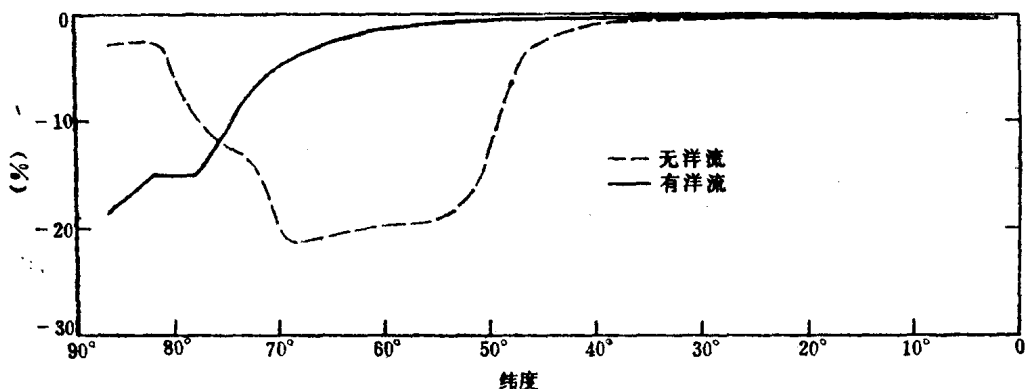


图7 四倍大气二氧化碳浓度时, 行星反射率变化的纬向分布
实线: O-A1模式, 虚线: M-A模式

极退却发生较高纬度, 那里日射弱且纬圈的长度较短。因此, 反射率反馈对二氧化碳引起O-A1模式大气增暖的影响大大地低于相应M-A模式大气的增暖。总之, 考虑到由于洋流引起灵敏性降低, 反射率反馈作用的影响要减小。

用于这种研究的联合海气模式具有一理想化的地形, 因此, 需要用一个具有实际地形的联合模式来重新评价这一研究结果, 并根据观测到的大气和海洋的特点加以确认。为此所需要的重要资料之一是由洋流造成的向极热量输送的纬向分布。遗憾的是如前面已指出的, 目前不同研究所得到的海洋热量输送的估算值很不一致, 因此海洋热量输送的观测研究, 应作

为本次会议讨论所选择的重要课题之一。

2. 瞬变响应研究

海洋不仅影响气候的灵敏性,而且也推迟气候对大气二氧化碳浓度增加的响应。在NAS (1979) 的报告中注意到由于海洋的热力惯性,气候对大气二氧化碳增加的响应将推迟几十年。通过联合海气系统一维能量平衡模式的使用, Schneider和Thompson (1981) 研究了气候对大气二氧化碳增加的瞬变(状态)响应。在他们的研究成果的基础上,提出气候瞬变响应的纬向分布,可能在本质上不同于上节中讨论的平衡状态响应的相应分布。气候对大气二氧化碳浓度增加的瞬变响应,最近由Bryan等人(1982)用上小节中所描述O-A1模式进行了研究。他们的研究简述如下:

在他们的研究中,具有正常二氧化碳含量的O-A1模式的平衡状态气候,为数值试验提供一初始条件,这个试验模拟了气候对大气中二氧化碳浓度突然增大四倍时的瞬变响应。从这种初始条件出发, O-A1模式相对50年的时间进行了积分。

图8表明25年时间积分的纬向平均响应。在临近极地的低层,大气显示出最大的响应,冰覆盖下的海水温度却很难变化(即保持在冻结点)。该图表明极地海冰使表面空气与下面的海水隔绝。围绕海冰边线,即北纬70°附近,由于有一稳定的盐(度)跃(增)层,它使

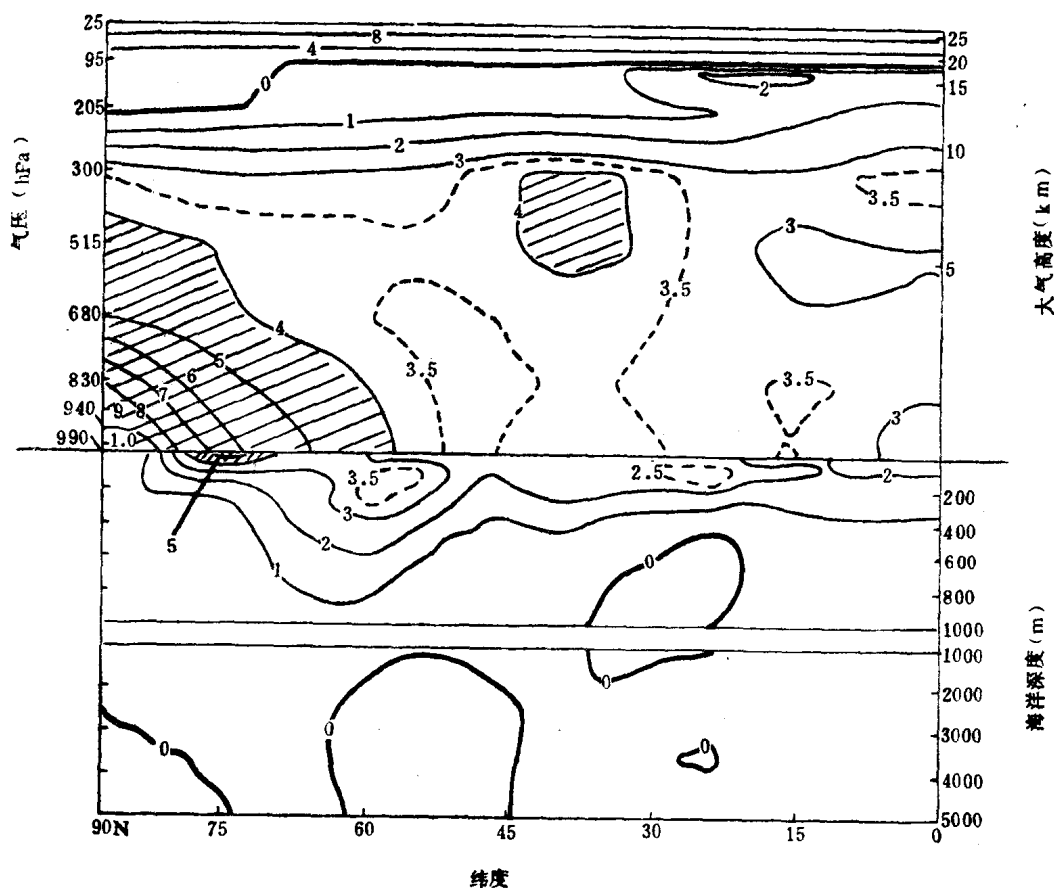


图8 联合海气系统25年减初值温度的纬向平均温度纬向-高度分布。
表明对大气二氧化碳进一步运行增加响应
(单位: °C)

浅的表层与海洋较深层隔绝，所以海表温度的增暖限制在水的表层。热量异常的最深穿透发生在北纬60°附近，这里海洋的分层相对弱，且常常发生对流翻转。热带海洋的较强分层是低纬度热量异常较小穿透的原因。

为与平衡状态响应相比较，评价模式大气瞬变响应，可将表面气温 T 的变化作如下规格化：

$$R = \frac{(T - T_0)}{(T_\infty - T_0)}$$

式中 R 表示正常化响应， T_0 和 T_∞ 表示表面气温的初值和终值。它们分别等于二氧化碳正常浓度和高浓度时模式大气的平衡状态表面气温。 R 的纬向平均值分别在海洋和大陆上计算，

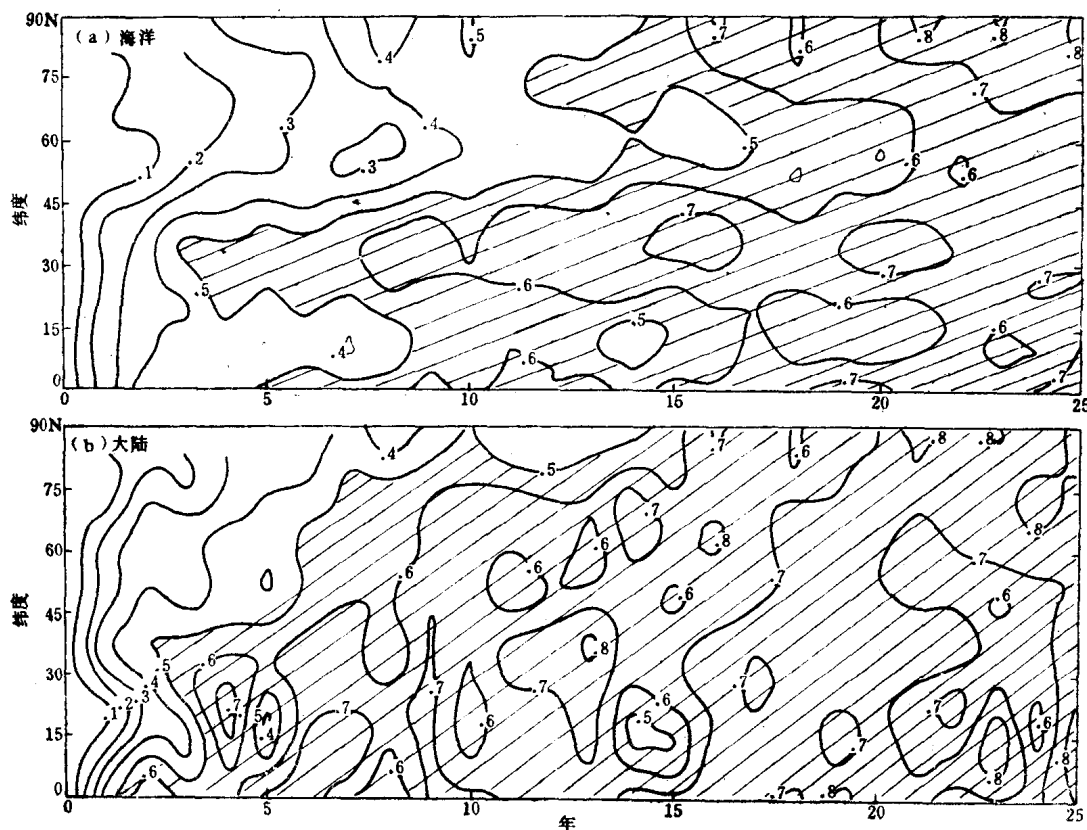


图9 表面气温在(a)海洋和(b)大陆上的纬向平均规格化响应(R)的纬度-时间变化

本图取自Bryan等(1981)研究成果

并作为纬度和时间的函数，如图9a和9b所示。根据图9a，低纬度开始时洋面气温上升比纬度60°处更迅速，这是因为60°处热量异常向下穿透较深。但是，在积分到第20年时，在所有纬度上规格化响应变得接近均匀，其值约为65%。这个结果指出，在第20年以后，热量异常穿入较深的海洋是非常缓慢的，并很难影响表面气温规格化响应的纬向分布图。模式大陆上的热力惯性为零，纬向平均地面气温的规格化响应尤为迅速，并早在第10年就变得接近均匀(见图9b)。

本结果指出：地面气温瞬变响应的纬度分布，十分类似于平衡状态响应，它说明大气对二氧化碳增加的响应时间尺度大于20年。

考虑到用于本研究的耦合模式的许多简化和缺点，这个计算结果应视为试验性的。如上所述的模式气候响应的关键取决于热力异常从混合层穿入较深海洋层的速度。为了可靠地评价气候对未来二氧化碳增加的瞬变响应，需要确认模式的海洋部分和实际海洋观测到瞬变特征。虽然通过一海洋模式（Bryan和Lewis, 1979）在模拟世界海洋的水团结构方面，已经取得了某些成功，但要得到令人满意的模拟尚需对模式作较大的改进。最近对瞬变现象示踪物的测量，例如在世界海洋中超重氢所提供的资料，非常适用于确认海洋模式瞬变特点。初步计划用海洋环流模式来模拟瞬变示踪物的测量（Sarmiento, 1982）。连续监测海洋各种瞬变示踪物，对能令人满意地确认各种时间尺度的海洋瞬变特点，是不可缺少的。

四、气候的变率

由于海洋的热力惯性，海洋强有力地控制着气候变率。Frankignoul和Hasselmann(1977)研究提出：海表温度变率的主要部分，可视为大气随机热力强迫的一个红色噪声响应。作为研究海表温度变率及其对气候影响的第一步，D.G.Hahn和我最近分析了一个大气混合层海

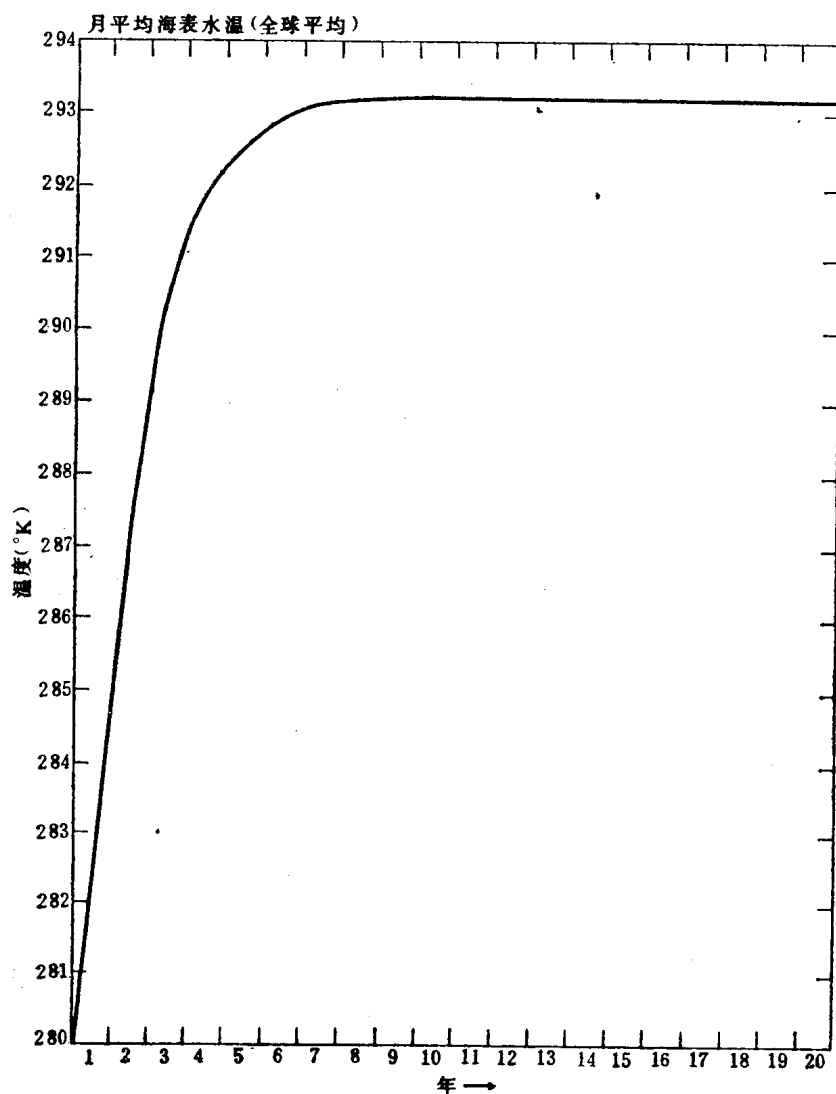


图10 全球模式混合层海洋的全球平均温度演变
单位：K，该曲线由12个月滑动平均算子来平滑

洋模式的长期积分结果。现将该分析的讨论简述如下：

用于本研究的模式，是一个具备全球计算范围和实际地形的混合层海气模式，它由一均匀厚度的海洋静力混合层结合大气环流模式构成的。随季节和纬度变化的日射强加于模式大气顶部。所选择模式的混合层海洋厚度为68m，因而模拟海表温度季节变化的振幅接近于观测的振幅（对模式更进一步的叙述，见Manabe和Stouffer，1980）。该模式的准平衡状态气候，是通过模式从静止等温大气和等温海洋组成的初始条件开始的一个20年的积分来逼近的。图10给出在这个时间积分的整个时期中，混合层海洋的面积平均温度的演变。大多数面积平均温度的短期起伏，通过使用一年滑动平均算子而去掉了。该图清楚表明朝着时间积分的终点，模式的混合层海洋达到一统计稳定状态，围绕这稳定状态，它随时间起伏。因此，海表温度变率分析，选择后十年期间的积分。

图11表明了由时间平均值得到的月平均海表温度距平的标准偏差的地理分布。为了比较起见，观测到的海平面温度异常的标准偏差相应分布，由 Reynolds 汇编在这张图的下部。如上所述，对目前的研究来说，分析的周期是十年，而 Reynolds 的汇编是28年。按照这种比较，海表温度异常标准偏差的地理分布，和实际海洋相应分布定性地相似。例如，在阿拉

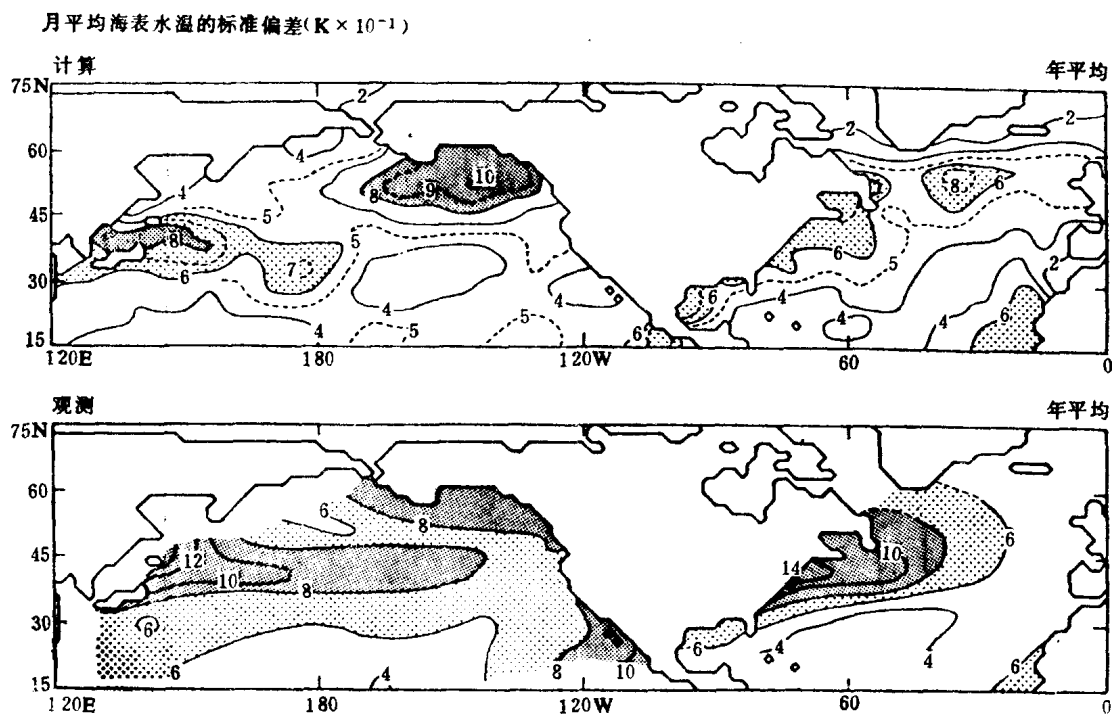


图11 海表温度异常标准偏差的地理分布,单位: $\frac{1}{10} K$
(异常不包括正常的季节变化)

上图: 模拟的分布, 下图: Reynolds(1979)汇编的观测分布

斯加湾及远离日本海岸的地区，无论模拟及观测结果都为相对大的变率区域。然而人们发现根据更加定量的试验结果，远离日本海岸的海面温度变率大大地小于观测到的变率。这种不一致表明在现有模式中被忽略了洋流作用，是造成这个区域内观测到的海面温度变率最主要部分。另一方面，它使模拟的变率比观测到的阿拉斯加湾的变率大。

为了估计海表温度的时间变化怎样影响海面气温的相应变化，绘制了图12。图上实线 A

和B分别表示海表温度和表面气温的面积平均谱。选择这个面积平均的海洋范围，包括北太平洋和北大西洋的大部，并以东经120度到0度（格林威治）以及北纬15度到60度为边界。根据Frankignoul和Hasselmann(1977)利用一随机气候模式的研究可以预计，大气混合层模式的海表温度在低频区有一方差很大的红色谱。海洋区域上的表面气温的面积平均谱，在低频区也有大振幅，它表明海表温度缓慢变化的影响。

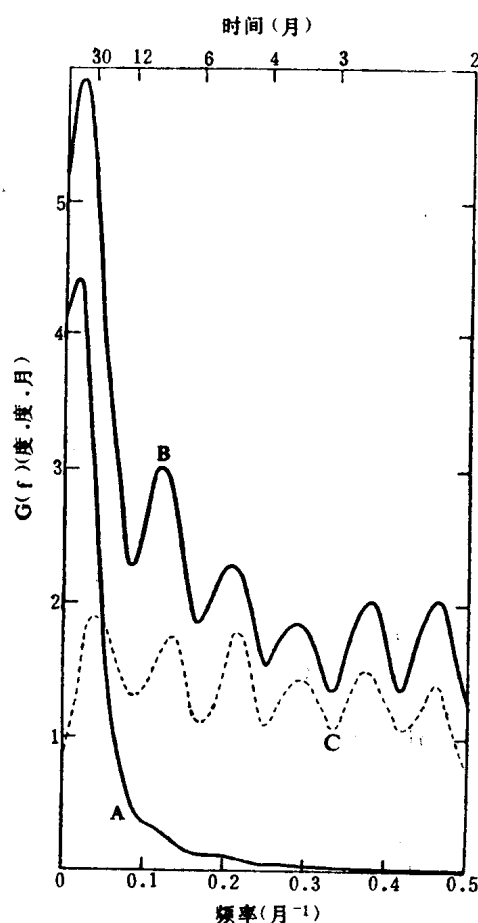


图12

纵坐标：海洋上温度的面积平均功率谱（单位：度·月）。横坐标：随频率变化（单位：月⁻¹）。面积平均值是在北太平洋和大西洋上，以北纬15度到60度纬圈和东经120度和0度（格林威治）经度为边界。实线A：大气混合层海洋模式的海表温度谱。实线B：大气混合层海洋模式的表面气温谱。虚线：给定海表温度的大气模式的表面气温谱。见Manabe和Hahn(1981)关于大气模式和它性能的叙述

及卫星观测获得上述资料作出特殊的努力。

大气混合层海洋模式表面气温的面积平均谱（由实线A表示），可以与大气模式相对应的谱比较，在大气模式中海表温度是季节和纬度的函数，它没有年际变化。Manabe和Hahn(1981)不久前介绍了这个大气模式的长期积分结果。图12中的虚线表明由模式时间十年积分的扇形部分的海表气温面积平均谱。把图12中的实线B和虚线比较，值得注意的是前者有低频大振幅而后者没有。简单地说，这个模式在大气混合层海洋相互作用下表面气温谱，比没有海气相互作用的模式的相应谱要偏红。

在前面已引用的研究中，Reynolds(1979)从28年周期大量资料中，确定实际海表温度谱。根据Reynolds研究的面积平均谱和大气混合层海洋模式的相应谱（由图12中实线B表明）之间的比较，在相对高频（0.1—0.2/月）上前者比后者变得更大。这个结果提出实际海洋的有效热力惯性比现有的混合层海洋模式（厚度为68m）可能更小。很明显，模式的进一步改进，特别是在得到更真实的海表温度谱之前，模式的海洋部分是必需的。尽管如此，目前继续研究的第一步是朝向海洋对气候变率影响的综合研究。下一步，由一个大气环流模式与一个复杂程度不同的海洋模式体系相耦合，来构成各式各样的气候模式。通过比较有无一定的海洋过程的两种气候模式变率，人们可以评价这些过程在控制气候变化中的作用。

诸如海表温度的空间和时间变率资料，对这类研究来说是不可缺少。应该为从常规观测

五、结 论

本文试图利用复杂程度不同的耦合海气模式来讨论海洋如何控制气候的分布、灵敏性和变率。它提出在气候的分布和其时间变化方面，海洋发挥了深远的影响。遗憾的是，耦合海气模式的发展仍处在初始阶段。然而为对海洋控制气候特点方面的作用提出更权威的评

价, 最根本的是必须根据观测讯息例如海洋热量输送, 瞬变示踪物的时、空变化, 和海表温度与盐浓度的时、空变化。设计一个在各方面都有充分依据的模式的海洋部分。这次气候变化和海洋委员会 (CCCO), 为发展一个可获得上述资料的观测战略, 提供了理想的机会。

(姜达雍译, 章育仲校)

参 考 文 献

- Bryan, K., E. G. Komro, S. Manabe and M. J. Spelman, 1982: Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide. *Science* 215, 56—58.
- Bryan, K. and L. J. Lewis, 1979: A water mass model of the world oceans. *J. Geophys. Res.*, 84, 2503—2517.
- Frankignoul, C. and., Hasselman, 1977: Stochastic climate models. Part II, Application to sea surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 29, 289—305.
- Hastenrath, S., 1980: Heat budget of tropical ocean and atmosphere. *J. Phys. Ocean.*, 10, 159—170.
- Held, I. M., 1982: stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: theory. (to be published in *The Dynamics of the Extratropical Troposphere*, edited by B. Hoskins. Academic Press.
- Manabe, S. and D. G. Hahn, 1981: Simulation of atmospheric variability. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2260—2286.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂-concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, C10, 5529—5554.
- Manabe, S. and K. Bryan, 1969: Climate calculation with a combined ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 26, 786—789.
- National Academy of Sciences, 1979: Carbon dioxide and climate: A scientific assessment. Climate Research Board, NAS, 22 pp., Washington, DC.
- Oort, A. H. and T. H. Vonder Haar, 1976: On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, 81, 781—800.
- Reynolds, R. W., 1979: A stochastic forcing model of sea surface temperature anomalies in the North Pacific and North Atlantic. Climatic Research Institute, Rep. No. 8, 23 pp., Oregon State University, Corvallis, Oregon.
- Rotty, R. M. and G. Marland, 1980: Constraints on fossil fuel use. W. Back, J. Pankrath and J. Williams (eds). *Interaction of Energy and Climate*, 191—212. Reidel Publishing Company.
- Sarmiento, J. L., 1982: A simulation of bomb tritium entry into the Atlantic Ocean. (in preparation)
- Schlesinger, M. E. and W. L. Gates, 1981: Preliminary analysis of four general circulation model experiments on the role of the ocean in climate. Climate Research Institute. Rep. No. 25, 54 pp., Oregon State University, Corvallis, Oregon.
- Sellers, W. D., 1965: *Physical Climatology*, University of Chicago Press, 272 pp.
- Spelman, M. J. and S. Manabe, 1982: Influence of oceanic heat transport upon the sensitivity of a model climate. (in preparation)