中国的气候变化与气候影响研究

主　编　丁一汇
副主编　石广玉
编　委　王明星
　　周曙光
　　巢清尘

气象出版社

需要全本请访问 www.ertongbook.com

内容简介

在本书中，四位中国科学院院士和国内数十位科学家对各国政府和人民十分关注的热点、全球环境问题之一——全球气候变化和异常进行了深入的讨论，提出了对策。所讨论的这些问题有：气候变化研究进展与概述；我国大气温室气体的排放及其强迫作用；中国气候变化的观测事实研究；气候变化及其影响的模拟和预测研究；气候变化对生态系统、农业、水资源的影响研究。

本书可供环境保护和气象科研人员、高等院校师生以及广大干部和群众参考。

图书在版编目(CIP)数据

中国的气候变化与气候影响研究／丁一汇主编．— 北京：气象出版社，1997.4

ISBN 7-5029-2266-0

Ⅰ.中…. Ⅱ.丁… Ⅲ.①气候变化一研究一中国一文集

②气候影响-研究-中国-文集 Ⅳ.P467

中国版本图书馆 CIP 数据核字(97)第 00077 号

中国的气候变化与气候影响研究

主编　丁一汇　　副主编　石广玉

责任编辑 李太宇　黄慧靖　刘锦秀　　终审：周诗健

封面设计 徐雁生　责任技编 黄慧靖　责任校对：丁岚

*　　*　　*　　*

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路 46 号邮政编码 100081)

北京怀柔新华印刷厂印刷

新华书店总店北京发行所发行全国各地新华书店经销

*　　*　　*　　*

开本：787×1092　1/16　　印张：35.625　　字数：912 千字

1997 年 6 月第一版　　1997 年 6 月第一次印刷

印数 1～1200　　定价：56.00 元

ISBN 7-5029-2266-0 /P・0836

前　言

近年来，全球气候变化和异常作为全球环境问题之一，已成为各国政府和科学家十分关心的问题。中国政府十分重视气候和气候变化问题，1987 年,成立了国家气候委员会,随后组织全国气候专家编写了气候蓝皮书,并根据中国自己的国情制定了《中国国家气候纲要》。1990 年又成立了由国务院 18 个部、委、局组成的国家气候变化协调小组。这些国家一级的气候组织或机构为协调全国气候工作，制定统一的气候计划，参与国际、国内气候活动和组织国内气候学术交流起了重要作用。另外，中国采取了一系列措施保护和治理环境以及减缓气候的变暖，把进一步加强保护环境和全球气候作为今后中国实施可持续发展战略的重点任务之一。

中国政府非常重视气候和气候变化的研究，从本世纪 60 年代起，就广泛开展了我国史前气候变化、历史时期气候变化和太阳活动、天体引力、大气环流、海气作用、人类活动等因素对气候变化影响方面的研究。在系统整理史料和开展树木年轮气候研究的基础上，建立了一些千年或数百年的气候序列，同时进行了近五百年旱涝、冷暖气候演变规律的分析等，使我们对近万年到近百年的中国气候有了概括的和定量的了解，为认识气候变化原因及预测未来气候变化奠定了基础。

为进一步认识中国气候与气候变化的规律，促进气候变化监测和预测水平的提高，近几年来，我国气象科学界相继开展了“全球气候变化预测、影响和对策研究”、“气候动力学和气候预测理论的研究”、“灾害性气候的预测及其对农业年景和水资源调配的影响”、“短期气候预测理论和预测方法研究”、“西太平洋海气相互作用及其对我国气候的影响”等研究工作，取得了许多有意义的成果。

但是环境和气候变化是一个复杂的问题，既涉及到科学问题，又涉及到对策问题，特别对我们发展中国家还要维持与社会经济发展之间的适当平衡。因而有一系列问题需要进一步研究和解决。由国家气候变化协调小组第一工作组和中国气象学会气候学委员会共同发起和组织的全国气候变化学术研讨会于 1996 年 4 月 22～24 日在北京召开。来自中国科学院、国家计委、国家环保局、水利部、中国农业科学院、国家海洋局、国家科委、各大学和中国气象局所属单位、省气象局的近百名专家参加了此次研讨会。会议还特邀了气象界前辈叶笃正院士、陶诗言院士、施雅风院士、任阵海院士和国家计委国土司高广生先生作了特邀报告。之后，专家们就气候变化研究进展、我国大气温室气体的排放及其辐射强迫作用、中国气候变化的观测事实研究、气候变化及其影响的模拟和预测研究、气候变化对生态系统、农业、水资源等的影响研究几方面作了报告并进行了热烈的发言。本书为这些报告的汇编，同时收集了其它一些有代表性的文章。

孙源同志参加了本书的编选工作，张雁和朱界平同志协助作了不少工作。国家气候变化协调小组办公室对本书的出版提供了资助，在此一并表示感谢。

编委会

1996 年 12 月

目　　录

前言

第一部分　气候变化研究进展与概述

气候模式研究的过去,现在和未来 …… 叶笃正 (2)
东亚季风研究 …… 陶诗言 (4)
冰芯记录揭示的气候变化 …… 施雅风 (6)
中国地区气溶胶的特征 …… 任阵海 (18)
IPCC 第二次气候变化科学评估报告的主要科学成果和问题 …… 丁一汇 (21)
全球气候变化研究中的几个问题 …… 石广玉 (26)
中国历史文献中古气候记录和古全球变化研究 …… 张德二 (36)
当代气候变暖若干问题商榷 …… 任振球 (43)
气候变化框架公约的进展情况及未来可能对我国的影响 …… 王邦中 (49)
全球气候变化：现状与对策 …… 任国玉 (56)

第二部分　我国大气温室气体的排放及其辐射强迫作用

我国大陆主要温室气体大气背景浓度值及其变化 …… 王庚辰熊效振孔琴心等 (64)
我国一些典型陆地生态系统 N_2O 和 CH_4 的排放 …… 陈冠雄黄斌黄国宏等 (70)
农业对土壤吸收 CH_4 与排放 N_2O 的影响 …… 林而达李玉娥 (78)
中国森林 CO_2 释放与吸收的评估 …… 石广玉丁一汇张鹏等 (85)
瓦里关大气 CO_2 浓度变化及地表排放影响的研究 …… 温玉璞邵志清张晓春等 (95)
长春市太阳总辐射通量密度与大气中 CO_2 浓度关系初探 …… 廉毅陈德林隋波等 (102)
气溶胶对云辐射性质和大气辐射平衡的影响 …… 张瑛丁一汇 (108)
台湾地区大气气溶胶光学特性的研究 …… 许黎柳中明石广玉 (116)
青藏高原地区辐射能收支的观测研究 …… 季国良 (124)
近 30年中国地面太阳辐射变化特征 …… 孙卫国陈万隆陈志鹏 (132)
CO_2 浓度渐增对气温影响的敏感性试验 …… 邹立尧罗哲贤 (140)
全球碳循环露头扩散模式的研究 …… 陈满春杨景飞 (147)

第三部分　中国气候变化的观测事实研究

南极海冰异常变化与全球海平面变化 …… 解思梅邹斌王毅等 (156)
中国历史时期的气候变化及其影响 …… 郑斯中郑景云 (166)
本世纪全球和中国气候变化中的空间差异 …… 季劲钧曾昭美严中伟等 (170)
东海及邻近地区近百年的温度变化 …… 阎俊岳李江龙 (179)
90 年代以来中国及全球的气候变率 …… 叶瑾琳王绍武陈振华 (186)
近百年中国气温场两次增暖期的结构对比及其成因诊断 …… 江志红丁裕国屠其璞 (193)
我国最高最低温度变化规律研究 …… 翟盘茂任福民 (199)
强东亚冬季风对 El Nino 激发作用的进一步研究 …… 李崇银 (207)

南海南部上层水温变异与 ENSO 事件 …… 何有海关翠华 (219)
源自南沙及其邻近海区的热带气旋 …… 林锡贵何有海 (227)
ENSO 对亚洲夏季风变异和我国汛期降水影响的诊断研究 …… 倪允琪邹力刘颖 (235)
太平洋环流模式及对 1985～1995 年热带海温年际变化的数值试验研究 …… 赵其庚彭淑英宋永加 (243)
大气和海洋中的结构 …… 钱维宏 (256)
近十余年我国盛夏季风雨带南移的重要成因 …… 徐群 (264)
阻塞高压活动的气候变化及其对我国某些地区旱涝的影响 …… 张培忠杨素兰 (272)
长序列降水资料缺测的插补试验 …… 张秀芝 (281)
多年平均年降水量的面积分布律 …… 马力 (289)
西北太平洋及登陆中国热带气旋频数对气候变暖的可能响应 …… 杨桂山 (296)
中国西北与亚非其它地区干旱时段的研究 …… 孙国武叶谦 (304)
95 年来青岛气候变化分析 …… 郭可彩贾瑞丽 (314)
湖北大涝的早期诊断与分析 …… 张书俊 (318)
长期天气趋势滚动预报系统简介 …… 张书俊 (325)
千里岩的气温变化特征及其与西北太平洋副热带高压指数的关系 …… 贾瑞丽郭可彩 (330)
江苏省成灾冰雹主要气候区分布成因的初步探讨 …… 沈树勤 (335)
长江流域旱涝灾害的一些统计特征 …… 黄朝迎 (343)
云南 500 年来干湿变化及未来趋势预测 …… 王宇 (351)
南京地区本世纪以来气温变化特征及凉夏酷暑环流成因探讨 …… 李会英沈树勤 (358)
青藏高原上空温度场低频变化的垂直结构及其与热带海气的相互关系 …… 葛玲曾明剑宋连春 (364)

第四部分　气候变化及其影响的模拟和预测研究

用全球气候模式(GCM）作东亚与中国区域气候模拟研究中的不确定性 …… 赵宗慈李晓东 (375
人类活动对未来东亚地区气候变化的影响 …… 李晓东赵宗慈 (380
季风模拟研究之进展 …… 王会军 (383,
东亚地区气候异常及成因的模拟研究 …… 杨梅玉刘屹岷 (392)
关于 El Nino 形成的关键条件和机制的数值试验 …… 张勤 (400)
土地利用的局地生态气候变化研究 …… 陈万隆孙卫国 (409)
我国北方地区现代自然沙漠化过程的可能发展趋势 …… 董光荣尚可政王式功等 (416)
500hPa 月平均高度距平的数值预报 …… 王绍武朱锦红 (426)
用 IAP AGCM 与改进 ZC 模式结合作季度气候预报的基础 …… 钱维宏 (433)
Hadley 中心海-气耦合模式对中国未来区域气候变化情景的预测 …… 耿全震丁一汇陆尔等 (440)
区域气候模拟中非均匀网格应用研究(Ⅰ)…… 沈桐立丁一汇覃丹宇等 (449)
自忆短期气候预测模式 …… 曹鸿兴高翔蒋维东等 (461)
基于前馈网络的短期气候预测模型研究 …… 金龙罗莹秦伟良 (467)
长江三角洲气温变化及其预测的研究 …… 刘雅芳刘从省 (476)

第五部分　气候变化对生态系统、农业、水资源等的影响研究

气候变化对我国水文水资源的可能影响 …… 刘春蓁 (482)
中国农业响应全球气候变化的策略问题 …… 张厚宣 (489)

需要全本请访问 www.ertongbook.com

气候变化对我国社会经济影响评价综述 …… 王守荣 (497)
气候变暖对我国水稻生产可能影响的研究 …… 张宇王馥棠 (506)
气候变化对我国小麦生产影响的模拟研究 …… 戴晓苏 (513)
华北地区降水变化对水资源影响的评估 …… 耿全震黄朝迎丁一汇 (521)
气候变化对我国北方冬小麦的影响及小麦评价模式研究 …… 张清 (527)
气候变化与山西农业的关系 …… 李国华温芝荣钱锦霞等 (530)
气候变化对江苏海岸滩涂开发的可能影响 …… 缪启龙曹书涛顾显跃等 (537)
湖北省气候变化对夏收作物影响的探讨 …… 冯明叶柏年陈正洪 (544)
山东省气候变化对生态环境的影响 …… 孟昭翰谢考现 (551)

PREFACE …… (557)
CONTENT …… (559)

第一部分

气候变化研究进展与概述

气候模式研究的过去、现在和未来

——在全国气候变化学术研讨会上的讲话

叶马止

（中国科学院，北京 100080）

同志们好！

今天非常高兴能够参加这个大会。这个大会非常重要，因为它涉及的不仅是科学问题，而且也是我们国家的政治问题。从这个高度上来看这些问题，这个大会就更加重要。我今天所要谈的主要问题是：气候模式研究的过去、现在和未来。这个题目跟这个大会有关系，但关系不是太大。

气候模式研究有三个划时代的、关键性的时间。

第一，气候模式观念的提出。1956年，人类首次把进行大气气象预测的模式进行气候的研究，第一次提出气候模式观念；

第二，气候系统概念的提出(70年代)。气候系统过去主要是被当作大气的问题，而现在则被视为大气、海洋、陆地等几个部分互相耦合的问题，使得模式朝着大气、海洋、陆地相互耦合方面发展。现在这个耦合模式离完全完善还差得很远。

第三，全球变化问题的提出。过去，主要是以物理问题为主，现在包括生物、化学以及人类活动的问题。从现在发展情况来看，气候不仅是大气本身的问题，而是与环境和人类活动紧密联系在一起。环境与气候是不可分割的。气候的发展越来越与其它方面分割不开，它没有边界，外延越来越大，几乎不可定义什么与气候有关，什么与气候无关。

世界气候研究计划(WCRP)主要研究物理气候；国际地圈生物圈计划(IGBP)主要研究生物-化学气候。它们均有许多核心计划。但是目前暂时对人类活动的影响(HDP)还没有一个全面的计划，其中主要包括土地的利用。地表覆盖的改变目前还没有考虑到模式中。

所以，从现在来看，我们预计要建立一个生物地球化学循环模式，目前离这一目标还差得很远。现在提到日程上来的仅仅是碳循环以及甲烷循环的研究。只有这些研究本身是不行的，必须把碳循环、甲烷循环、氮循环等各种有关循环联合在一起，发展成生物—化学循环模式，此后再与气候模式耦合，从而把人类的影响考虑进来。

目前的模式中，大气和海洋还没有耦合完善，大气和生物圈也没有耦合完善。在比较短的时间内，例如20～30年，模式需要继续发展。但从现在的发展形式来看，这其中存在一个问题，如何研究生态系统。生态系统很重要，没有人会把它忘记。现在的生态系统也不是没有考虑，而是考虑在生物化学循环里面。其研究方法是主要作为受全球变化的影响来考虑，然后来看生态系统的变化，即全球变化如何控制生态系统的变化。反过来，气候要受生态系统变化的影响。全球变化与生态系统相互影响，相互反馈。生态系统的源汇在哪儿，森林？农业生态？这一方面目前没有被研究。另外，研究地面上的生态系统及其变化时，把气候和CO_2等作为一个强迫

考虑进去，如 CO_2 增加后，生态系统如何变化等等。实际上，它们是紧密地相互作用在一起的，不应该作为彼此的强迫来考虑，这样的研究是不行的。

因此，我们建议把生态系统从生物-地球化学循环模式中拿出来，单独成立一个国际生态系统研究计划，作为全球变化的另外一个计划，最后建立一个系统。进行的办法是包括譬如林业生态系统及其模拟，草原生态系统及其模拟，农业生态系统及其模拟，海洋生态系统及其模拟（主要是浮游生物的模拟，它们直接受太阳光的作用，又是海洋生物系统生物链中很重要的组成部分）。尽管沙漠不是生态，最后也能考虑进来。分别建立好这些模式之后，再建立一个生态循环模式。现在，我们有三个模式：一个是气候模式，一个是生物-地球化学循环模式，一个是生态循环模式。最后把它们都耦合起来，建立一个气候-生物地球化学循环-生态循环耦合模式，在这个模式上加入人类活动、太阳强迫以及火山爆发等。只有这样，我们才可以做两件事情，一方面可以比较好地研究历史上的气候和环境演变，同时预测未来气候和环境变化。

（樊小标，石广玉根据报告录音整理，未经本人审阅。）

东亚季风研究

陶诗言

（中国科学院，北京 100080）

摘　　要

东亚季风强的年份的副热带高压、Walker 环流、亚洲上空对流层中上部的热状况以及太平洋地区的海温有明显不同；亚洲上空和高原上空夏季热状况的年际变化可能对季风来的早迟及强度有影响；季风不是被动的，应强调 ENSO 与季风的相互作用。

关键词：东亚季风　副热带高压　Walker 环流

东亚季风强弱年份的副热带高压明显不同。季风强的年份，副热带高压也强。而在季风弱的年份，就会反过来，在 200 hPa 流场上，可以看到，南亚高压有两个中心，一个在日本一直到我国上空附近，另一个就在伊朗上空，不在高原上面。这就是我们以前研究南亚高压时所说的两个因素。

东亚季风强弱年份的 Walker 环流也有很大差别。在季风强的年份，赤道西太平洋西风很强，所以，Walker 环流就比较强。反过来，在夏季风弱的年份，这种环流型就反过来了。从 850 hPa 环流场可以看到，由阿拉伯海、孟加拉湾、南海到西太平洋出现一个东风距平，西南季风偏弱，但在日本到大陆有一个西风分量，意味着副热带高压得很靠南。在中太平洋到东太平洋不是东风距平而是西风距平，而在高空 200 hPa 上这地区出现东风距平，说明在夏季风弱的年份 Walker 环流确实比较弱。

在季风强的年份同季风弱的年份，亚洲上空对流层中上部的热状况差异也非常明显。从 500 到 200 hPa 的温度距平看，在强的季风年，对流层中上部整个大陆是正距平，而在弱季风年是负距平。另外，从赤道到亚洲以南海洋的热状况也全部反过来了。所以，对应季风的强弱，整个热带大气环流都是有很明显的不同。

再来看一下强季风年和弱季风年对应的海温分布。可以看出，强季风年对应于典型的 La Nina 事件的 SST 分布。东太平洋是负距平，西太平洋为正距平，黑潮暖流区为负距平。但反过来，到了弱季风年，对应于典型的 El Nino 年的 SST 分布。OLR 的分布与 SST 的分布是对应的，强季风年，从中太平洋到东太平洋对流比较弱，而最强的对流就在赤道西太平洋。在弱季风年就反过来了。

但是，我们 80 年代过份强调了 ENSO 对季风及东亚天气的影响，很多的预报指标都基于这个东太平洋的信号。从这几年的研究来看，我们对 ENSO 的热要稍微降点温。到底是 ENSO 影响季风，还是季风影响 ENSO，现在还没有定论。有时季风可以影响 ENSO，并不都是 ENSO 影响过来。这是一个新的转变。我们可以举个例子。 1989 年季风最强，以后从 1991～1994 年出现连续的 ENSO 年，可季风指数没有下来，一直是正距平。说明这几年虽然是 ENSO 年，但

亚洲季风的势力还是很强，这个影响把 El Nino 对气候变化影响的信号给掩盖住了。最典型的例子是 1994 年，这一年我们国内出现了最大的潮汐。分析了一下，原因就是 6 月份季风上去，把中太平洋的对流活动压抑住了，到了 8 月以后又反了过来。

从上述最新的观测事实，我们发现，第一，亚洲上空、高原上空夏季热状况的年际变化可能对季风来的早迟及强度有影响，我们应该在中国的气候公报中有所反映，揭示它。而且我们还要有一个适用东亚季风区的季风指数。另外，在 CLIVAR 计划中强调了 ENSO 同季风的相互作用的研究。为什么要提出这个问题呢？以季风的强度作指标，没考虑 ENSO，强季风年确实相当于反 El Nino 年，而弱季风年相当于 ENSO 年，这是以季风强度指数来定的。如果以不同的指数来定义，可能有不同的结果。Webster（1992 年）以及 Yanai（1996 年）都强调季风可能起着主动的作用，不是一个被动的角色。这种观点对研究年际变异和季节变化都有重大的影响。这虽然是个时间比较短的尺度，但我们“九五”气候攻关就是这个尺度，所以这个问题是我们当前研究很重要的问题之一。

（耿全震根据报告录音整理，并经本人审阅）

A STUDY ON THE EAST ASIAN MONSOON

Tao Shiyan（陶诗言）

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

Abstract

In the present paper, it is found that there are substantial differences between the subtropical high, Walker circulation, thermal state at the middle and upper troposphere over Asia and the SST in the Pacific region in the strong East Asian monsoon year and that in the weak East Asian monsoon year. The interannual variations of the thermal state over Asia and Tibetan Plateau may influence the onset and strength of the East Asian monsoon. Meanwhile, it is pointed out that Asian monsoon is not a slave component and therefore more attention should be paid to the ENSO-monsoon interactions.

Key words: East Asian monsoon, subtropical high, Walker circulation

需要全本请访问 www.ertongbook.com

冰芯记录揭示的气候变化

施雅风

（中国科学院兰州冰川冻土所，兰州 730000；中国科学院地理与湖泊研究所，南京 210008）

摘　　要

在重建古气候的各种代用资料中，冰芯记录以具有高分辨率、长时间尺度和多种指示环境讯息的功能而占有优势。本文扼要介绍南极 Vostok冰芯记录所示的 22 万年冰期间冰期旋回特征。温度（δD）CO_2、CH_4 等温室气体变化和作用，格陵兰冰芯主要是 GISP2 冰芯中末次冰期和间冰期多次出现气候不稳定与快速变化现象。16500～10000年前重大事件的冰层计算定年和 C^{14} 定年的差别，1万年以来特别是近 1 千多年分辨率到年的气候变化及多次火山喷发气溶胶的降温作用和 11 年太阳黑子周期影响。秘鲁 Quelcaya 冰芯记录建立 1500 年降水变化史。青藏高原敦德冰芯记录的 1610 年以来温度和降水变化史和古里雅冰芯记录的过去 2000 年温度与降水变化、过去 20000 年、125000年气候变化记录。

关键词：冰芯气候变化　　冰期与间冰期周期　　$\delta^{18}O$

1　引　　言

大气降雪沉积、密实和变质形成的冰川冰，保存了丰富的气候与环境信息。选择冰川上的适当部位，钻孔取出冰岩芯，加以分析，成为当代重建高分辨率古气候的重要手段。 1966 年美国、丹麦合作在格陵兰西北部世纪营地首次钻取了一支 1388m 的长冰芯，估计其底部年龄为 10 万年左右。竺可桢 (1972)[1]在我国学者中首先引用这支冰芯的 $\delta^{18}O$ 温度变化记录和我国物候温度变化比较，发现两条曲线几乎是平行的，有很好的遥相关。自那时至今，冰芯研究有很大发展，利用南北极区和某些高山冰芯中记录建立的千年、万年和十万年尺度的气候变迁史已经成为古气候古环境的标尺。我国于 80 年代起逐步开展冰芯研究。现在中国科学院兰州冰川冻土研究所已建立起有一流设备的冰芯与寒区环境实验室，在山地冰芯研究中取得了出色成果。

2　南北极区冰芯记录

南极大陆和北极区格陵兰岛上的冰盖各有数千米厚的冰层，提供了冰芯研究的良好场所。已经钻探了很多支深冰芯，在气候变化研究中起了领先的重要作用，这里介绍南极 Vostok 冰芯和格陵兰新近钻探的几支冰芯成果。

2.1　南极 Vostok 冰芯

Vostok 站位于南极大陆东部腹地，以前由俄、法科学家合作的冰芯研究，1985 年钻深达

2083m,记录 16 万年，以后有美国参与,1995 年钻深到 3058m,取得了 30 万年的记录。

未受到冰流扰动的 Vostok 站 16 万年记录有其特殊的优越性，提供末次冰期-间冰期完整旋回的气候与环境变化。前-间冰期的温度峰值高于全新世约 2℃，倒数第二冰期晚阶段(15 万年前）的寒冷程度与末次冰期盛时(LGM2 万年前）相当。南极冰芯温度演化和深海氧同位素(MIS)温度 1 至 6 阶段完全可以比拟。以奇数段代表暖期，偶数段代表冷期。谱分析表明，除了 10 万年振动周期,还存在 4 万年和 2 万年周期。温度值是用 δD 值变化推算的，推算方法的差别导致推算的冰期-间冰期最大温度差别在 8℃至 12℃之间,如图 1 所示。

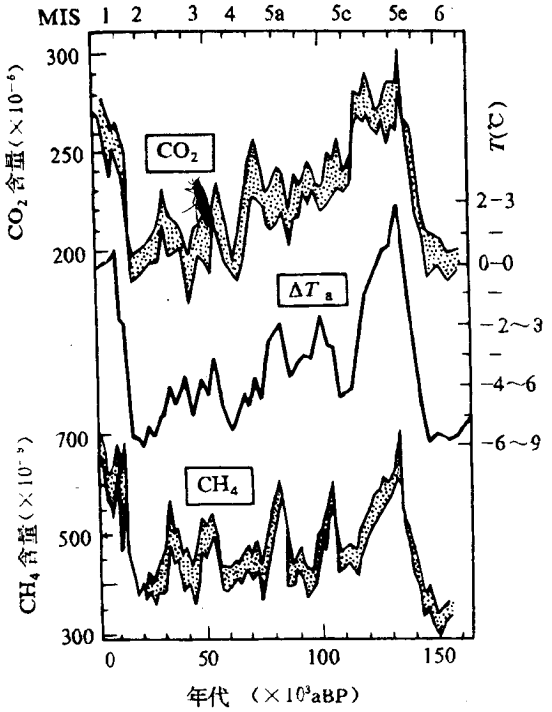


图 1 Vostok 冰芯分析得到的末次冰期，间冰期气候旋回变化

CO_2 和 CH_4 包络线考虑了各种不确定性原因，温度记录为一平滑曲线 (a) 大气中 CO_2 浓度；(b) 南极大陆温度变化 ΔT_a；(c) 大气中 CH_4 浓度，据 C. Lorius 1991[2],补充比较 MIS 各阶段

南极冰芯研究清楚地揭示几种关键温室气体的长期变化。图 1 所示末次冰期和倒数第二次冰期最寒冷时 CO_2 浓度为 180～200ppmv*,间冰期和近代最暖时为 270～300ppmv。更详细的冰芯中大气 CO_2 浓度分析表明，18 世纪的 CO_2 浓度约为 280ppmv。1920 年左右增加至 300ppmv。60 年代更增至 320ppmv，这显然和人为作用下森林砍伐与矿物燃料大量使用有关。CH_4 浓度变化较 CO_2 更为剧烈,图 1 表明冰期-间冰期其最大变化幅度为 300～700ppbv。更详细的分析指出，18 世纪 CH_4 浓度仍低于 800ppbv,而至 60 年代增至 1500ppbv 左右。冰期-间冰期长周期气候变化的主要驱动力为天文原因（地球轨道变化导致的太阳辐射变化及其放大作用),CO_2 和 CH_4 浓度变化代表的温室驱动也有重要作用，GCM 模拟冰期-间冰期全球平均温度变化为 4～5℃，其中温室气体变化的贡献约为 2℃[2]。

* $1ppmv=10^{-6}$；$1ppbv=10^{-9}$

在南极 Byrd 站一支 5 万年冰芯记录中发现一个特殊现象。在 1万年前末次冰期结束向全新世过渡的变暖过程中出现 CO_2 浓度突然下降 10%的现象(图 2)。研究者认为这是伴随大陆冰盖的消融，植物迅速生长大量吸收 CO_2 的缘故[3]。

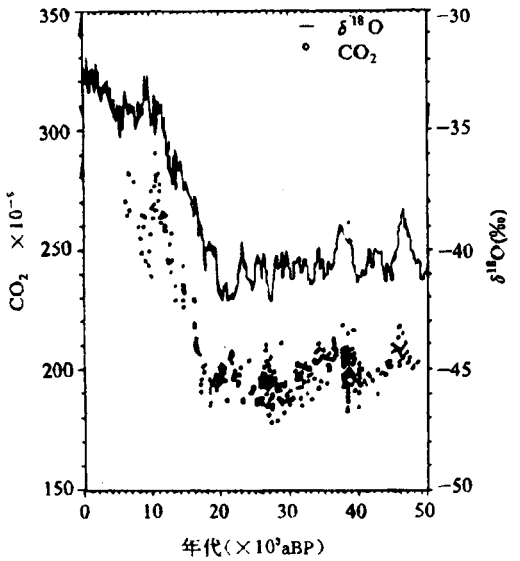


图 2 南极 Bryd 站近 5 万年 CO_2 与 $\delta^{18}O$ 变化
(据 Neffel et al. 1988)

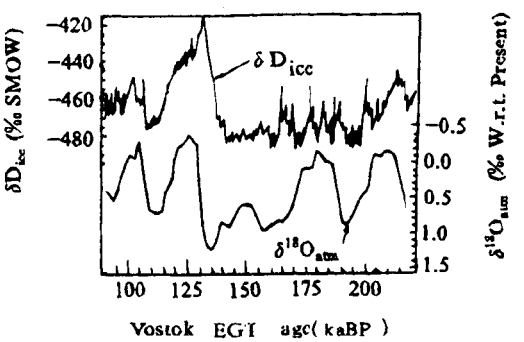


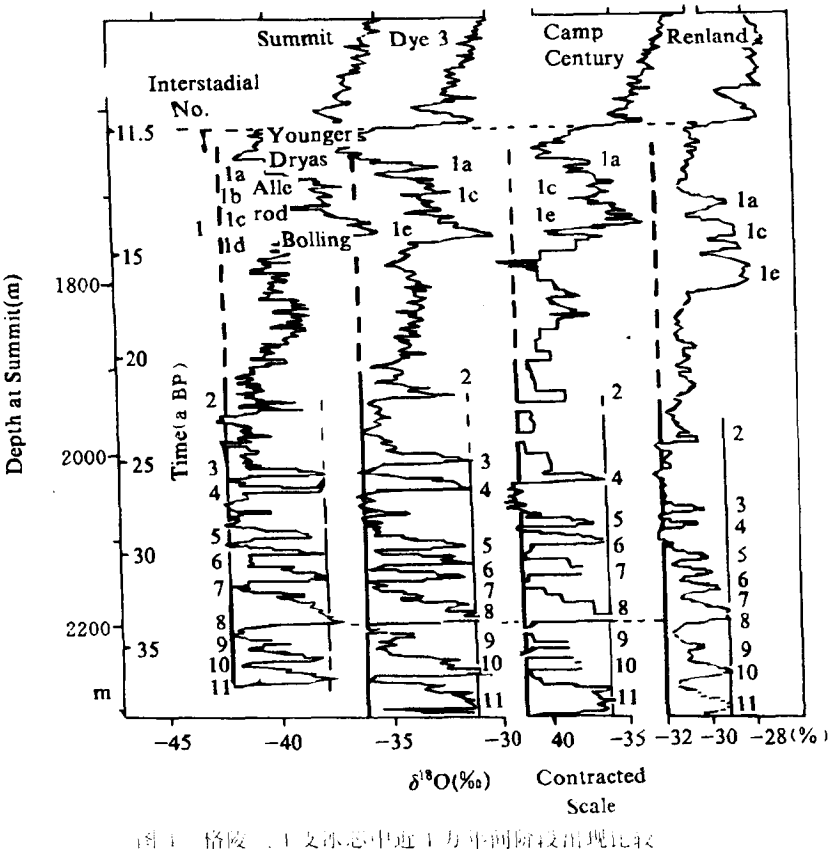
图 3 Vostok 冰芯按 EGT 时间 100～200 kaBP$\delta D_{气}$ 与 $\delta^{18}O_{气}$ 变化 (据 Benden 等 1994)

冰芯中空气 $\delta^{18}O_{气}$ 测定值有别于冰的 $\delta^{18}O_{冰}$ 值，前者是与现代大气相比。后者与标准海水(SMOW) 相比。Jouzel 等(1993)提出 Vostok 冰芯 100～220 kaBP 的以冰期末时间尺度(Ended glaciological time scale 简称 EGT)定年的 $\delta D_{冰}$ 与 $\delta^{18}O_{气}$ 变化曲线，如图 3 所示。从曲线变化可看出 MIS 6 阶段最冷期出现在 130～140 kaBP，6 阶段另一最冷期则在 190 kaBP 左右。$\delta D_{冰}$ 峰值与谷值出现时间都略迟了 $\delta^{18}O_{气}$ 曲线相应位置[4]。

2.2 格陵兰冰芯记录

90 年代初，在格陵兰冰盖中央顶部相距仅 28km 范围内由欧共体和美国分别钻取了长度达 3029m 和 3208m，简称为 GRIP 和 GISP2 的二支长冰芯，这二支冰芯在 2700m(GISP2)或 2670m(GRIP) 深度以下，记录相关性很小，原因可能在于冰芯底床不均匀产生了复杂的应力所致。二支冰芯记录中出现全新世气候相当平稳而末次冰期与末次间冰期气候极不稳定且多突变的现象。在 GISP2 冰芯距今 1 万年至 11.5 万年时段内，划分出 24 个间阶段(Interstadial)，每个间段历时 500～2000 年，来时突变，几十年内就形成，去时缓变或呈阶梯状消失，间阶段之间相隔时间不规则。冰期间阶段较密，10～70 kaBP 间，出现 1～19 间阶段。间冰期间阶段较疏，70～11.5 kaBP 间，出现 20～24 阶段，图 4 表示出近 4 万年间，格陵兰各冰芯中间阶段出现情况[5]。

形成间阶段的驱动力，一般和北大西洋洋流强度与方向变化相联系，但一直存在争议(Johnsen 等 1992，Dansgaard 等，1993)。最近参与 GISP2 工作的 P. R. Mayewski，(1996)认为冰芯中有规律出现的 6100 年与 1450 年周期仍是由于规道变化所导致的日射振幅和不同纬



（中部 Summit、东南部 Dy3、西北部 Camp Century、东部 Renland，粗略断线与实线表示晚冰期的严寒段，细黑实线示晚冰期的温和段）

度的影响所致，上述频繁出现的间阶段称为 Dansgaard-Oeschger Interstadial。

以 GISP2冰芯中 115 ka 以来未受扰动的 23个间阶段与南极 Vostok 冰芯联比。发现 GISP2冰芯中时间长于 2000年的间阶段共 9 个也存在于 Vostok 冰芯中。这种遥相关可能部分由于冰消作用 (deglaciation) 和与海洋环境改变导致的。在格林兰，间阶段以快速变暖、和缓变冷最后非常快速变冷终止为特征，而在 Vostock 冰芯则以是缓慢的变暖和缓慢的变冷为特征。有 8 个间阶段在 Vostok 冰芯的 δD 值至少增加 15‰，相当于升温 2℃ 或更多，有些较小的升温在 Vostok 冰芯可能被噪声所掩埋而不显。总的看来，间阶段所示气候变化是快速的，事件可能更多。一般开始于北半球，然后传播到南半球。但有的事件如 21(84 kaBP 相当 5a)和 23 (105 kaBP 相当 5e)，二地出现时间一致，难分先后[4]。

末次间冰期的 5e 阶段，出现在 11万年以前温度高出现代 2℃左右，GRIP 和 GISP2 冰芯中均清楚地出了 3 个暖阶，即 5e1(3 ka)，5e3(<1 ka)和 5e5(2 ka)间夹着 2个冷阶即 5e2 与 5e4 ，其中 5e4 阶段较全新世低了 5℃左右。GRIP 冰芯中还有 2 个突出的灾变事件，事件 1 出现 11.5万年前 5e1 暖阶中，历时仅 70 年，温度突降 14℃，事件 2 出现于 13.2万年前的 5e5 暖阶，历时 750 年，降温 10℃ ，在暖期出现如此的极端事件，令人难于理解（GRIP Members，1993）后来的研究都认为这 2 个灾变时段，冰芯受到褶曲或侵入扰动，记录不可靠。

相比之下，全新世温度变化振幅小，频率高，比起末次冰期和末次间冰期就显得很稳定了。

对冰消期近 16500 年以来 GISP2 冰芯记录的研究，并和 ^{14}C 测年的花粉带比较如图 5 所示。

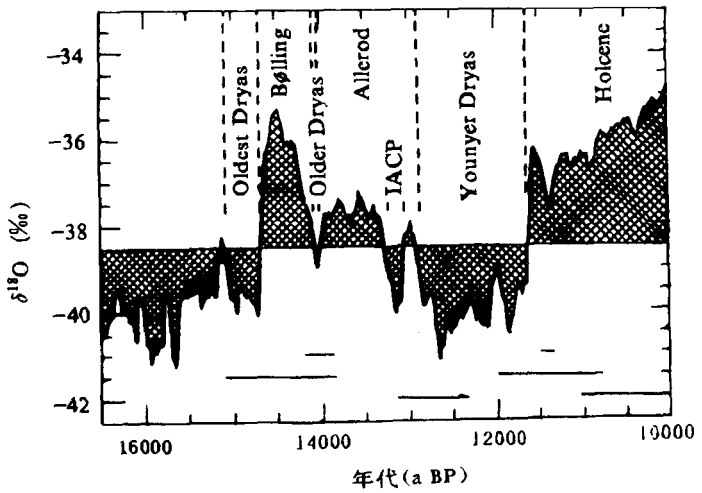


图 5　16500～10000年 GISP2 冰芯 $\delta^{18}O$ 记录（20年 1点的 5点滑动）所示气候变化（粗实曲线），欧洲花粉带分界（黑点线）与快速海平面变化时段（横直线段 [6]

已往 ^{14}C 年代测定的花粉带，全新世开始于 10000 aBP，新仙女木期事件开始于 11021±21 aBP。以冰层计算定年如图 5 所示，全新世始于 11650 aBP，新女木期事件始于 12890 aBP，表 1 为 16500～10000 aBP 两种定年方法地层界线时间比较，显然，冰层计算定年较 ^{14}C 定年为精确。

表 1　16500～10000 aBP 的 GISP2 冰芯地层年龄[6]

年代地层	^{14}C 年龄	冰层计算年龄
Holocene	10000	11650
Younger Dryas	11021±25	12890
Allerod		
Intra-Allerod		1307
Cold period(IACP)		
Allerod	11800	14010
Old Dryas	12000	14090
BΦlling	～12500	14670
Oldest Dryas		～15070

从图 5 得知冰消期几个事件所示的气候变化是非常快速的。新仙女木期（Younger Dryas）至全新世（Holocene）转变开始的 20 年，$\delta^{18}O$ 值增 4‰，相当于升温 6.7℃，（格陵兰 $\delta^{18}O$ 与温度 T 的梯度，据 Dansgaard 等计算（1973）为 $\delta^{18}O$～0.6‰相当温度变化 1℃）。BΦlling 事件出现时，10 年 $\delta^{18}O$ 值增加 3‰相当升温 5℃。统计全新世以前 4 次升温，$\delta^{18}O$ 变化率平均为 0.14‰a^{-1}，3 次降温，变化率为一 0.07‰ a^{-1}，即升温快于降温，虽然降温速率也达到每 10 年 1℃以上。

和冰期气候剧烈变化相比，全新世气候相对变化较小，图 6 表示每 20 年一竿的 GISP2 全新世 $\delta^{18}O$ 值详细变化。可以看到 1 万年前，格陵兰的温暖程度就和现代相仿。自此以来最高温出现于 7820 年前和 3160 年前，$\delta^{18}O$ 值接近－33‰，最低温出现于 8220 年前。$\delta^{18}O$ 值降至－36.5‰。最高最低温度的差别不到 6℃，$\delta^{18}O$ 值达－34‰左右，延续 100 年左右的暖期出现于

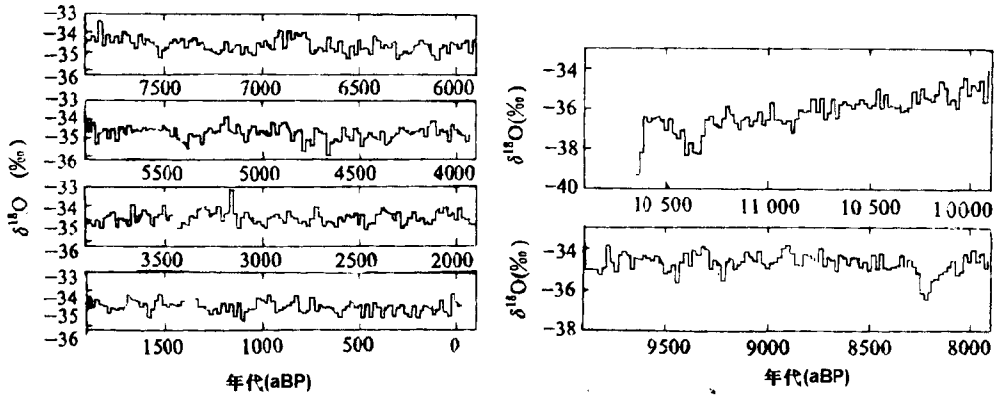


图 6　GISP2 冰芯中全新世 $\delta^{18}O$ 值变化[6]

(a) 0～7900 年前；(b) 7900～11650 年前；0 年代表 1950 年

6760～6860 年前。

采样的密度允许编制 GISP2 冰芯近 1167 年即 A. D. 818～1985 年 $\delta^{18}O$ 值的逐年变化，如图 7 所示。图上指示的中世纪暖期跨 900～1350 年，峰值出现于 975 年，小冰期跨 1350～1800

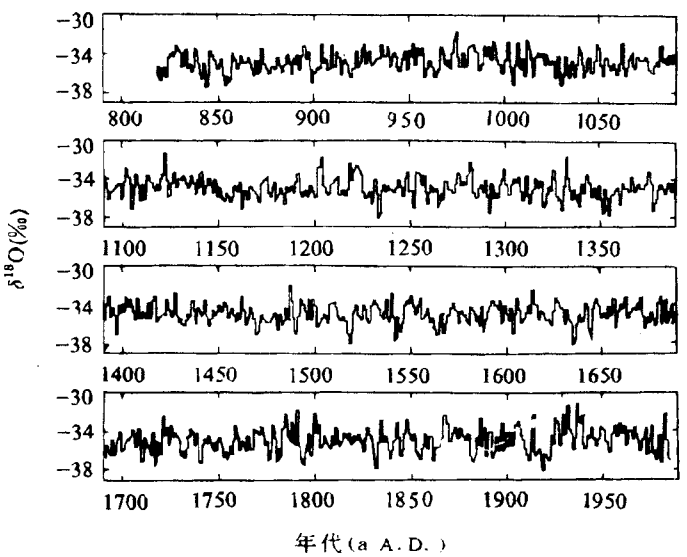


图 7　GISP2 冰芯逐年记录的 A. D. 818～1985 年间 $\delta^{18}O$ 值变化

年，谷值在 1720 年，二时期的平均 $\delta^{18}O$ 值仅差 0.22‰，但 975 年与 1720 年的夏季温度相差达 1.7℃。中世纪暖期是格陵兰早期 Viking 聚落发展的重要条件，小冰期则使之衰落而被放弃。

Zeilinski 等[7]以冰芯 SO_4 含量超过 24ppb 为标准，指出近千年间 43 次火山喷发，其中绝大多数与历史记录一致。从火山喷发至以气溶胶沉积于格陵兰冰芯区一般有 2 年或更长的滞后时间[7]。火山气溶胶使 $\delta^{18}O$ 值有连续 4～5 年的降低，最大平均年降温程度可分出 0.90±0.42‰(～1.5±0.7℃)，0.75±0.26‰(～1.2±0.4℃)及 0.45±0.16‰(～0.75±0.27℃)三级。在 1000 年间，约有 200 年的平均气温下降了 0.5℃，其中火山气溶胶降温约达 0.1℃。

对 1168 年 $\delta^{18}O$ 记录进行 Fourier 分析，得出 69、29、21、19、16、11、9 与 6.3、2.7 年等周期性，其中 11 与 21 年反映太阳活动时气候的影响，1969 年周期显示北大西洋-北半球气候系统

需要全本请访问 www.ertongbook.com