气候系统引论

王绍武　编著

现代大气科学技术丛书

气象出版社

科技新书目：322—131　定价：7.10元
ISBN 7-5029-1633-4/P·0657

气候系统引论

王绍武　编著

本书由闻新手
扫描并收藏
E-mail：xwen@pku.edu.cn

气象出版社

Archive of Prof. Shaowu Wang's Books, Papers, and Manuscripts
https://doi.org/10.7910/DVN/0BFMKL

（京）新登字046号

内 容 简 介

本书简明扼要地介绍了现代气候学研究的最新成果。对气候诊断、气候重建、气候模拟与气候预测研究的进展作了评述。重点讨论了月以上到几十年尺度气候变化的观测事实及形成原因。对气候系统内各成员间的相互作用及系统外部因子对气候变化影响的原理及证据进行了总结。

本书较全面系统地阐述了全球气候系统的核心问题，可供对气候有兴趣的科学工作者阅读，也可供大专院校学生、教师及研究人员参考。

本书是《现代大气科学技术丛书》之一。

气候系统引论

王绍武　编著

责任编辑：杨长新　终审：纪乃晋

封面设计：牛涛　责任技编：陶国庆　责任校对：张若军

*　　*　　*

气象出版社　出版

（北京海淀区白石桥路46号　邮政编码 100081）

北京昌平环球印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行　全国各地新华书店经销

*　　*　　*

开本：787×1092　1／32　印张：8.125　字数：175千字

1994年1月第一版　1994年1月第一次印刷

印数：1—1200

ISBN 7-5029-1633-4／P·0657

定价：7.10元

自 序

作者从 1983 年在北京大学给研究生开设《全球气候》这门课，至今已有十几年了。每年讲授一次，一个学期约 45 学时。从 1985 年开始又同时在中国科学院研究生院讲这门课。以后为了适应气候学的发展，课程的名称改为《全球气候系统》。由于这是一门新课，所以没有适合的教材。好在研究生的课本来就应该强调新的信息，因此，作者每年总是印一些总结性文章发给研究生参考。有时在时间允许的情况下，也组织研究生看一些原始文献，并进行讨论。课程的内容也逐年作一些更新。因此，渐渐的积累了不少这方面的材料，准备写一本《全球气候系统》教科书。这时气象出版社组织出版一套“现代大气科学技术丛书”，讲述当代大气科学发展的前沿问题，希望作者能对气候这个目前发展十分迅速的学科的进展作个介绍。因此，我就答应先写一本《气候系统引论》，把《全球气候系统》的基本概念、基本知识和理论要点，深入浅出地介绍给读者。开始自己认为在两个学校讲授这门课已经有十几次了，写这样一本书不应该太困难。但是一动手之后却发现要从大量的研究工作中选出最核心的成果，并用较精练的文字去讲述是很花时间的。不少讲课时引用的材料要重新查阅，而新的成果又不断发表。所以，虽然 1991 年就开始动笔，但直到今年夏天才完全写出来。

气象出版社的杨长新同志与我同在一个《气象名词委员

会》，见面时总是鼓励与督促我早日把这本书完成，并承他细心编辑，在此表示深切的谢意。

王绍武

1993 年 9 月于北大

前　言

气候系统的概念取代了经典的气候概念是气候学的一次革命。但是，正如一个国家的建立，并不等于这个国家建设的完成一样，承认气候系统的概念，并不代表已经对气候系统有了成熟的研究。不过，正是这样才展现出无限广阔的活动场所与丰富多采的前景。所以，气候系统的研究不仅吸引了气候学家，也吸引了动力气象学家，乃至海洋学家，甚至也引起了农学家、经济学家及社会学家的广泛关注。

诚然，目前气候系统的研究还只能算刚刚起步。但是，正因为如此，科学家们就像才开始学步的孩子，为自己跨出的一小步而兴高采烈。这也预示着在他们茁壮成长时将迈出更为坚定有力的步伐。

因此，本书所能提出的问题远比能回答的多。叙述中的不确定性可能比肯定的结论多。特别本书是一本带有一定通俗性的专业问题的介绍。所以，本书的目的不是像教科书一样，讲述那些已经得到严密论证的定理。而是广泛介绍那些尚未解决，或只有部分解决的问题。如果读者能由此得到某些启示，著者就感到十分欣慰了。

本书第一章介绍气候系统的概念，第二章介绍气候（即气候系统）研究的几个分支。第三章到第五章讲述气候变化的观测事实及分析方法，其中第三章对地质时期到现代的气候变化作一个概述。第四章介绍大气环流变化的分析方法，及大气环流的气候变化。第五章讲 ENSO 系统，这是气候

年际变化的中心问题。第六章和第七章分别讨论海气相互作用与冰气相互作用。这是气候系统内部各成员之间相互作用的两个重要环节。第八章到第十章分别介绍影响气候系统的三个外部因子，即太阳活动，火山活动及温室效应。这样全书可分为两半，前五章讲气候系统的概况及气候变化的观测事实与诊断方法。后五章讲影响气候系统的内部因子及外部因子。气候模拟是现代气候学研究的重要分支，现在不但用气候模拟研究气候系统内部的相互作用及外部因子对气候系统的影响，也用来进行气候诊断。有关内容我们将在各章中分别介绍。

由于这本书涉及面较广，作者不可能对每一个环节都非常熟悉。因此，就有可能提出一些不恰当或甚至错误的见解。另外，由于这个课题进展十分迅速，一些基本数据，一、二年前还是最新的，很快就又不得不更正。如对大气中 CO_2 加倍可能造成的增温的估计就是这样。所以，当本书出版时，可能一些数据已经落后了，在这两方面作者真诚地请读者谅解，并请不吝赐教。由于这是一本有一定普及性的读物，所以各章仅附有主要参考文献。但本书所用图表，除了本书作者这次为本书绘制的以外，均已注明作者及发表年代，并在此向被引用的作者致谢。

作者　　*1993* 年秋

目　录

第一章　气候系统…… **(1)**

（一）气候与气候系统 …… (1)

（二）气候系统的成员 …… (4)

（三）气候系统的变率 …… (8)

（四）气候系统的热量平衡…… (13)

（五）气候系统变化的原因…… (16)

第二章　气候系统的研究 …… **(20)**

（一）气候监测…… (20)

（二）气候诊断…… (23)

（三）气候重建…… (27)

（四）气候模拟…… (32)

（五）气候预测…… (35)

第三章　气候变化 …… **(39)**

（一）气候变化的时间尺度…… (39)

（二）冰期与间冰期气候…… (41)

（三）全新世的气候…… (44)

（四）小冰期…… (50)

（五）20 世纪的变暖 …… (54)

第四章　大气环流的长期变化 …… **(60)**

（一）大气活动中心…… (60)

（二）世界三大涛动…… (64)

（三）大气超长波…… (74)

（四）平流层环流与 QBO …… (81)
（五）大气环流振荡的分析…… (86)
第五章　ENSO 系统 …… **(90)**
（一）南方涛动…… (90)
（二）厄尔尼诺…… (94)
（三）沃克环流…… (99)
（四）ENSO 的气候影响 …… (104)
（五）ENSO 的模拟与预测 …… (110)
第六章　海气相互作用…… **(116)**
（一）海洋在气候系统中的作用 …… (116)
（二）海洋对气候影响的诊断研究 …… (121)
（三）海洋影响的气候模拟 …… (126)
（四）大尺度海气相互作用 …… (132)
（五）气候系统中的韵律 …… (137)
第七章　地球冰雪圈…… **(143)**
（一）冰雪圈在气候系统中的重要性 …… (143)
（二）冰雪覆盖的季节变化 …… (148)
（三）冰雪覆盖的年际变化 …… (153)
（四）冰雪覆盖对气候影响的诊断研究 …… (159)
（五）冰雪覆盖影响的气候模拟 …… (164)
第八章　火山活动对气候的影响…… **(172)**
（一）火山活动与阳伞效应 …… (172)
（二）火山活动指数 …… (178)
（三）火山活动对气候的影响 …… (183)
（四）火山活动影响的气候模拟 …… (188)
（五）火山活动的长期变化 …… (195)
第九章　太阳活动对气候的影响…… **(200)**

（一）太阳活动 …… （200）
（二）太阳黑子与 11 年周期…… （204）
（三）太阳活动对气候的影响 …… （209）
（四）太阳活动的长期变化 …… （216）
（五）太阳常数变化及其影响的气候模拟 …… （219）
第十章　温室效应与气候变化…… （226）
（一）大气温室效应 …… （226）
（二）温室气体在大气中的积累 …… （229）
（三）CO_2 加倍影响的气候模拟 …… （235）
（四）到 21 世纪温室效应的加剧…… （240）
（五）温室效应加剧的影响 …… （244）
参考文献

第一章　气候系统

（一）气候与气候系统

什么叫气候？长期以来人们都把气候看作天气的平均。因此，月平均气温、月总降水量及月平均气压就构成了气候的三大要素。而且直到本世纪初还有人认为，假如有了30年的观测值，就可以得到一个稳定的平均值。所以，至今还把气候平均值称为标准值（normal）。但是，后来人们逐渐认识到，30年平均值也不是一成不变的，承认气候也有变化。然而一提到气候，人们首先想到的还是温、湿、压三个要素。这就是经典的气候概念。然而，近20年的科学发展，使得气候系统的概念逐渐取代了经典气候的地位。因为，人们认识到要解释气候的形成，探讨气候变化的原因，尝试进行气候预测，就绝对不能仅限于研究地面气候这三个要素，甚至也不能仅限於研究大气本身，而是要研究包括大气、海洋、冰雪、陆面及生物圈的整个系统。因此，就形成了全球气候系统的概念。

具体讲大概有三个因素推动了从经典气候到全球气候系统概念的发展。

第一，从20世纪50年代末到70年代短期数值天气预报取得了巨大的进展。人们开始研究逐日天气预报向中期延伸的可能性，并试作5天、10天乃至月平均环流长期数值预报。但是研究表明，为了提高预报水平，特别是为了延长

预报时效，必需考虑下边界：海洋、陆面（包括地形）及冰雪的影响。进一步也许还要考虑这些下垫面状况的变化，这就要求建立海气或地气耦合模式。显然，只用大气模式来研究气候是不适宜的。

第二，20 世纪 60 年代、70 年代以来，世界上陆续出现了许多气候异常现象，有的持续一、二十年，如西非干旱，有持续的一、二年，如 1982—1983 年的厄尔尼诺事件。这些气候异常对农业、经济乃至社会造成巨大影响。但是，这些气候异常现象又不是大气本身所能解释的。据信西非的干旱，与南、北大西洋的海温异常分布有关。当然，也可能还与局地环境变化有联系。而厄尔尼诺事件则本身就是海洋事件。但至今人们已公认它有广泛的气候影响。粗略估计 1982—1983 年的事件中世界范围损失达到 200 亿美元以上。这也是促使大家从全球气候系统来研究气候的重要原因。

第三，从 19 世纪至今，先是砍伐森林，后来更主要是燃烧矿物燃料：煤、石油、天然气，估计已使大气中 CO_2 的浓度增加了四分之一以上。再加上甲烷、一氧化二氮、氯氟烃等微量气体，很可能在下一个世纪中叶之前，就使大气中的 CO_2 浓度达到比工业化前增加一倍的程度。那样，即使有海洋的延缓作用，气温也可能上升 1.3—2.3℃ 或更高。气候变暖对全球来讲可能加速水分循环，使降水量增加。但有些地区则可能变得更加干旱。变暖还可能使冰川融化，海水膨胀，因而造成海平面上升，威胁低地国家及各大洲的沿海城市。总之，人类活动对气候的影响已经达到了不可忽视的地步。显然，对这个问题的研究，也不可能只限于大气这一个成员，而必需扩展到整个气候系统。

从研究气候到研究气候系统转移的标志是全球大气研究计划（GARP）为世界气候计划（WCP）所取代。1979年在日内瓦召开了第一次世界气候大会（FWCC），建立了WCP。以后，又在各大洲相继召开了地区性的气候大会，进一步推动这个计划。亚洲及西太平洋气候会议于1980年在我国广州召开。现在世界上已有数十个国家制定了国家气候计划（NCP），开展气候研究。

WCP下设四个子计划：

（1）WCRP：世界气候研究计划；

（2）WCAP：世界气候应用计划；

（3）WCIP：世界气候影响研究计划；

（4）WCDP：世界气候资料计划。

各子计划均制定了自己的实施计划，设立了科学顾问组，出版了一系列的报告、资料、文集、公报。其中WCRP最为重要，它指出当前世界气候研究主要有三个分支：

（1）月、季尺度长期天气预报；

（2）年际气候变率；

（3）长期气候变化。

各分支均在积极开展活动，以第一个分支最为活跃。第二个分支的工作主要由热带海洋和全球大气计划（TOGA）组织，主要目的是增进对影响气候的季节及年际变化的热带海洋事件的了解。厄尔尼诺与南方涛动（ENSO）是一个中心研究课题。第三个分支的研究关系到深层海洋，因此与世界海洋环流实验（WOCE）计划有关。

现在国际上成立了政府间气候变化专业委员会

(IPCC)，下设三个工作组，科学评价组、影响评价组、及对策组。在1990年秋于日内瓦召开的第二次世界气候大会(SWCC)上，即由上述三个工作组提出报告。1992年4月在巴西里约热内卢召开了《世界环境与发展大会》提出了《世界气候框架公约》。看来，由于气候变化问题与国家建设密切相关，气候变化问题也由纯科学问题，变成与政治、政策密切联系的问题。政府组织逐渐在代替纯科学家的组织，在领导与推动气候研究中发挥更大作用。

我国于1987年2月成立国家气候委员会，组织编写了国家气候蓝皮书，制定了国家气候计划。并于1990年2月成立国家气候变化协调小组，由国家科委及各部委负责人担任小组成员。下设三个与IPCC对应的小组，并设第四工作组：国际公约组。

无论如何，从气候到气候系统概念的转移已接近完成，但对气候系统的研究则只能认为处于初始阶段。不过也正是这样，气候系统的研究才显露出勃勃的生机。

(二) 气候系统的成员

气候系统包括以下五个成员：

1. 大气　这是气候系统的主体部分，大气环流是严冬、酷暑、干旱、洪涝等气候异常发生的直接原因。在经典气候学中与太阳辐射、海陆分布并列为气候形成的三个因素。但是从能量学角度来看，大气是非常脆弱的。即使认为气候系统只包括表层100米深的海洋，大气所具有的热量也只占系统总热量的3.4%。因此，大气的影响多与其动力学有关。大气动能是从有效位能转换而来。人们常把大气比做

一个热机。不过这个热机的效率是很低的。全球平均接收的太阳辐射能约 241W／m^2，但有效位能制造率仅 2.4W／m^2。大气的动能与系统的总能量相比，也几乎是微不足道的。所以，在气候形成与气候变化中，大气以外的其他成员，如海洋、冰雪、陆面等的物理状况有着决定性的作用。

当然，大气也绝不仅只被动地接受其他成员的影响，而是与它们产生复杂的动力与热力相互作用，形成各种各样的气候变化与气候异常。更重要的是由于自然或人为的原因，大气成分及其悬浮物能产生激烈的变化，改变气候系统的热量平衡，从而改变气候。在自然原因中主要是火山活动造成平流层气溶胶，散射太阳辐射，减少地面接收到的太阳能。这种作用称为“阳伞效应”。人为的因素主要是大气中 CO_2 等温室气体浓度增加，使“温室效应”加剧。特别后者，是当前气候研究中的最重要课题。

2. 海洋　海洋约占地球表面积的 70.8%，仅只考虑 100 米深的表层海水，即占整个气候系统总热量的 95.6%。因此，可以认为海洋是气候系统的热量储存库。穿过大气到达地球表面的太阳辐射，约有 80%被海洋吸收，然后，通过长波辐射、潜热释放及感热输送的形式传输给大气。所以，很容易理解海洋在气候系统中占有多么重要的地位。

短期数值天气预报的经验表明，对 24 小时以上的预报，下垫面的加热已经有决定性的作用。作月平均环流的气候预报则需要考虑下垫面，特别是海洋状况的异常。经验长期预报也经常把海水温度当做主要预报因子。由于海洋热惯性大，海温异常不仅空间尺度大，持续时间也长，在中高纬一般均可持续数月之久，低纬则持续性更大，表征厄尔尼诺的赤道太平洋海温正或负距平经常可保持一年以上。对 CO_2

增加造成温室效应的估计，就与海洋对 CO_2 的溶解及向深海的输送有密切关系。因此，海洋对气候变化与气候异常的形成有重要意义。海洋在气候形成中也是一个重要因素。世界上著名的干燥区，除亚洲腹地以外，均出现在强大的冷洋流附近。这也突出说明了海洋在气候系统中的重要性。

3. 冰雪圈　指大陆冰盖、冰川、海冰、永冻土及季节性雪盖。目前全球陆地约有 10.6%被冰覆盖。海冰的面积比陆冰要大，但由于世界海洋广阔，海冰仅占海洋面积的 6.7%。无论海冰还是陆冰对地表热平衡均有很大影响。主要有两方面的作用，即增加反照率，以及阻止地表与大气间的热量交换。反照率与辐射成正反馈。因此，在气候模式中考虑冰雪覆盖的变化，往往可以增加模式的敏感度。

对月、季尺度来讲，冰雪圈与大气则是相互作用的。经验资料与气候模拟都证明，高纬海冰增多如北大西洋的重冰年。春夏融冰季节的气候与轻冰年显著不同。但同时也有资料证明，冰雪的面积、持续时间与同期及前期的大气环流有密切关系。

在研究几十年到几百年的气候变化时，人们经常把冰川进退当成一个重要的指标。但由于惯性作用，冰川的变化常落后于气候变化。落后从几年到几十年，视冰川大小及具体环境而异。

4. 陆面　有时亦称岩石圈，当然，古代大陆漂移、造山运动这些岩石圈的巨大变化，对地质时期的气候变化影响巨大。但我们所关心的主要是月到几十年，最多几百年的气候变化。在这个时间尺度内除火山爆发外，其作用主要发生在陆地表面，所以我们未用岩石圈这个更广泛的名词，而采用了陆面。

陆面对大气的影响主要有两个方面：即动力学的与热力学的。海陆分布与山脉大地形是大气环流形成的重要因素。虽然，在我们所感兴趣的时间尺度内，可以认为海陆分布与大地形都是不变的。但大气环流却是变化的，海上与陆上的冷热源分布也是变化的。因此，并不能认为海陆分布与大地形的影响是定常的，无论这种影响是动力学的，或者是热力学的。虽然一般认为陆面对大气的热力影响不及海洋，但近来观测事实及数值模拟均证明，土壤温度及干湿对大尺度及局地环流与气候均有相当的影响，因此，也是一个在气候研究中不可忽视的因素。

5. 生物圈　实际上影响较大的是世界范围的植被。植被的变化与人类活动有密切关系，主要是砍伐森林及过度放牧，开垦农田等。自然植被如森林反照率一般仅有土壤的二分之一，植被破坏减少对太阳辐射的吸收，同时还会影响水分循环。大范围的植被变化甚至可能影响全球的热量平衡及水分平衡。对局部地区更容易使气候恶化。西非萨赫勒近20年的持续干旱就可能与环境破坏的恶性循环有关。

植被的破坏，如砍伐森林，是上一个世纪大气中 CO_2 增加的主要原因。自然植被的含碳量为农业用地的20—100倍。破坏自然植被释放出大量的 CO_2，又减少了吸收 CO_2 的源，至今仍然是大气中 CO_2 增加的一个因素，虽然本世纪以来燃烧矿物燃料逐渐占据了压倒优势。

因此，生态系统的变化也是在研究气候系统时一个不可忽视的因素。当然，问题是很复杂的，绝不仅限于以上指出的这两个方面。

（三）气候系统的变率

愈来愈多的证据表明，气候变化有一个非常宽的时间谱。如果把气候变化的最短时间尺度取为一个月的话，向上可以一直延伸到以万年为单位的变化。但是这个谱不是一个均匀的谱，而是在某些频率带振幅特别强，换句话说，气候变化集中在几种不同的时间尺度（见表 1.1）。

表 1.1　不同时间尺度的气候变化

气候变化类型	时间尺度(年)	振幅(℃)	变化原因	检测手段
1.地质时期			大陆漂移，造山运动等地球轨道要素	
a.大冰期	10^7—10^8	10		地质证据
b.冰期-间冰期	10^4—10^5	10		地质证据
2.冰后期-历史时期	10^2—10^3	1—2	太阳辐射 火山	冰芯、年轮、史料
3.现代气候变化	10^1—10^2	0.5	太阳辐射、火山、人类活动	观测资料
4.气候振动	10^0—10^1	1—2	系统内部相互作用	观测资料
5.气候异常	10^{-1}—10^0	3—5	大气环流异常	观测资料

1. 地质时期气候变化　很长时期以来，人们谈论较多的只有三次大冰期，即大约 6.5 亿年前的震旦纪大冰期，2.7 亿年前石碳—二叠纪大冰期，以及最后开始于 240 万年前的第四纪大冰期。但实际上，近十几亿年就可能发生过 6—7 次大冰期。大冰期常持续数千万年。大冰期之间约隔 2—3 亿年，为大间冰期。

大冰期中又可分为若干冰期与间冰期，例如第四纪中每

10—20 万年就出现一次冰期间冰期循环。冰期中最冷也就是冰盖最盛时，约比现今气温低 10—12℃。间冰期则比目前气候要暖，但不如大间冰期暖，那时气温可能比目前高 8—10℃，以至地球上无永久性冰盖。

关于地质时期为什么发生大冰期，至今尚无完善的解释。但至少有一点可以肯定，那时地球上的海陆分布，山脉隆起与现代大有不同。这显然对大冰期及大间冰期产生影响。而第四纪大冰期中的冰期与间冰期交替则可能从地球轨道要素的变化得到解释。

图 1.1 最下边两条曲线给出近 90 万年的冰量及近 15 万年温度变化，由此可以对第四纪大冰期及最近一次冰期—武木冰期有一个概括的了解。

2. 冰后期的气候变化　大约 1.8 万年前冰期达到最盛（见图 1.1 中间一条曲线）。从 1.4 万年前冰盖开始迅速融化，从而进入冰后期，即全新世。这段时间是气候回暖时期，全球冰盖消融，大陆冰川后退。在大约 5—7 千年前形成冰后期中的最暖时期“气候最适宜期”。

全新世的后期，在埃及约 7 千年前，在中国约为 5 千年前逐渐有了一些历史记载。但早期大多限于神话、传说。真正能从历史记载中得到气候变化的信息，在中国也不过二千年左右，更早期主要是靠考古及物候提供一些证据，但终究与全新世早期仅有地质学上的证据不同，所以，有时也用历史时期气候变化这个名称。历史时期大约开始于气候最适宜期，以后气候逐渐变冷，最冷的一段时期约出现于公元 1550—1850 年之间，称为“小冰期”。图 1.1 中第 2 条曲线就示意性地画出小冰期的两个冷期。

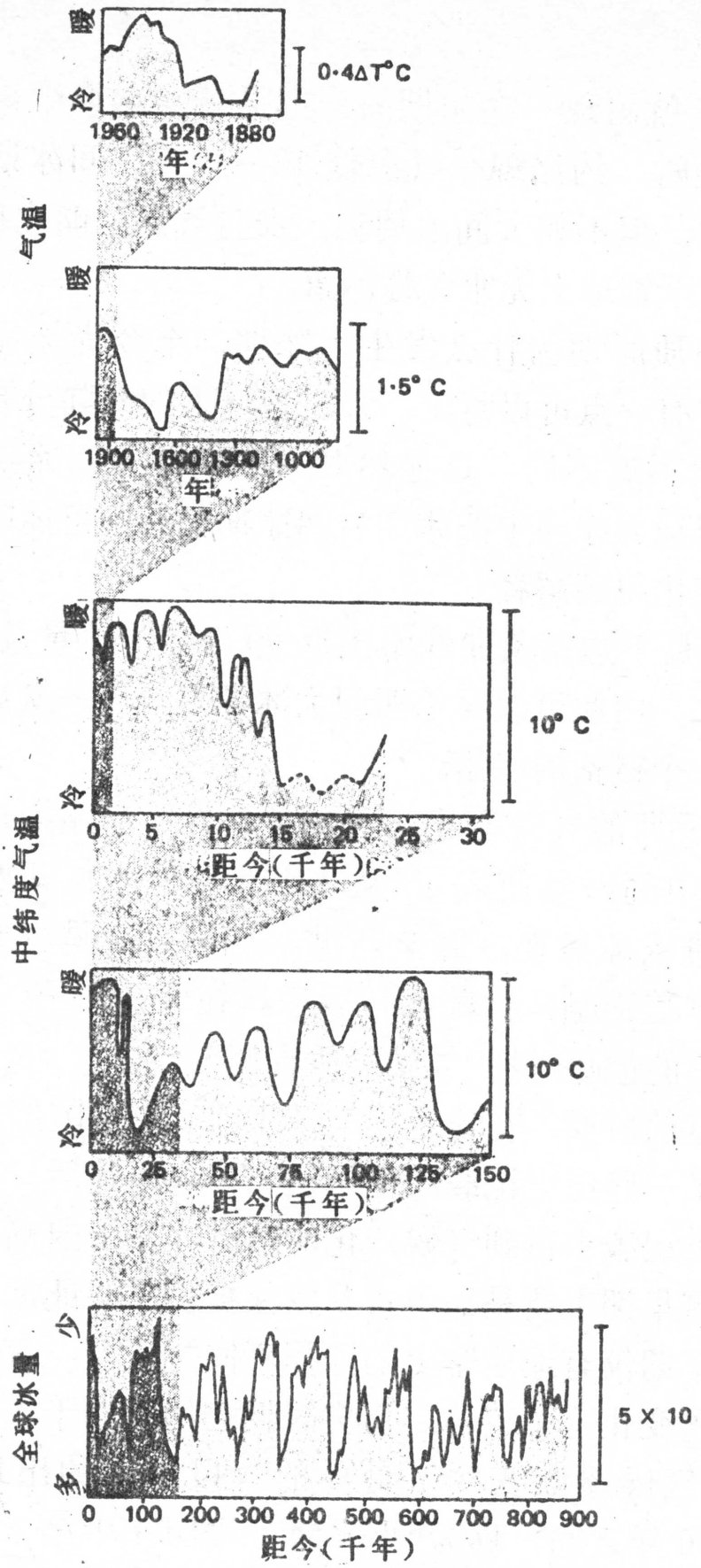


图 1.1　不同时间尺度气候变化示意图
(U.S.National Academy of Sciences, 1974)

研究冰后期气候多依靠冰芯、孢粉、纹泥、珊瑚、树木年轮等，冰川遗迹也可以提供大量信息。同时，在历史时期有不少地区有丰富的史料，如中国就有大量的资料可供参考。总之，冰后期气候变化的证据是很多的。

至于冰后期气候变化的原因，除地球轨道要素这个因子能解释大的变化趋势外。可能有三个因子在起作用，即太阳辐射变化、火山活动与大气中温室气体变化。

3. 现代气候变化　一般指一百多年至多不超过二百年间的气候变化。其主要特点是从 19 世纪末的冷期逐渐回暖。这段时期开始于小冰期末期的冷期中，气候比较寒冷。以后气温上升，在 20 世纪 20—40 年代变暖达到高锋。以后气温略有下降。80 年代又一次变暖，有时亦统称 20 世纪变暖。

研究现代气候变化，以观测资料为主。其他如树木年轮、冰芯、史料、冰川进退、海平面高度变化均可作为旁证。虽然利用观测资料研究气候变化较用其他资料精度要高得多，但在上世纪末到本世纪初，资料的覆盖面还很不完整。因此，要得到代表整个半球或全球的序列也是不容易的。

关于近代气候变化的原因，公认太阳辐射变化（包括太阳活动）、火山活动及温室效应是三个最主要的因子。特别温室效应的影响可能要随时间增大。因此，成为现代气候变化研究中的一个重要课题。

4. 气候振动　这里指时间尺度在几年到几十年的气候变化，由于这些变化大都是循环性的，冷暖、旱涝阶段交替出现。所以人们有时称之为气候振动。振动形成的原因可以分为两类。一类是气候系统以外的因子有振动，强迫气候系

统产生振动响应。另一类则是气候系统，在定常外界强迫下由于系统内部各成员之间的相互作用而产生的振动。

关于外界强迫，至今了解的只有太阳活动的80—90年世纪周期。22—23年的海尔周期及5—6年的鲍尔周期。此外，也有人认为火山活动有70年左右的周期，但还缺少足够的证据。

到目前为止，大体能肯定是产生于气候系统内部相互作用的。大约只有3—4年的ENSO振动及气候要素的准两年振荡（QBO）。是否后者与赤道与平流层纬向风的QBO就是一回事还不能肯定。另外，35年的布吕克纳周期形成原因还没有成熟的看法。

5. 气候异常　这是指月、季尺度气候状况与平均值的巨大偏差。干旱、久雨、夏季低温、冬季严寒都是气候异常。不过，究竟与平均值的偏差大到什么程度才可视为异常还没有公认的标准。日本气象厅把距平达到方差两倍的情况称为异常，这大约相当2.3%的概率。所以在实际工作中他们把大约40年一遇的现象称为异常。但是在一般气候诊断研究中还没有普遍使用这个定义，而是把比较大的距平笼统地称为异常。

气候异常往往有一定持续性，常可维持数月之久。但随着季节的转变，气候异常往往也发生变化。因为气候异常的直接原因，显然是大气环流的异常。所以，当大气环流随季节而发生激烈变化时，气候异常就不再持续了。然而，气候异常的形成往往依赖于气候系统中其他成员的异常。如海温的偏高、偏低。而这些异常的持续性显然比大气环流的持续性大，所以有时一个地区的气候异常也可能持续一年或数年之久。

（四）气候系统的热量平衡

气候系统为什么产生这一系列的变化，最根本的原因是系统的能量平衡受到破坏。这又分两种情况，一是外界能源太阳辐射强度发生变化，或者因地球行星反照率等因素变化，使气候系统接收的太阳辐射能增加或减少；二是系统内部各成员之间的热量平衡发生变化。前者可影响整个系统的状况，后者则只关系到一个或几个成员的状态变化。

地球气候系统的热量平衡可以用地面辐射平衡方程来分析：

$$R=(Q+q)(1-\alpha)-E$$

式中 R 为地面辐射平衡，Q 与 q 为太阳直接辐射与散射辐射，α 为反照率，E 为地面有效长波辐射。地面接受太阳短波辐射与地面向外长波辐射的差额为 R。R 应该与感热输送（P）及潜热输送（LB）相平衡，即

$$R=\mathrm{LB}+P$$

表 1.2 给出不同作者对这些量的估计。表中数字以达到大气上界的太阳辐射为 100 计算。不同作者的估计是接近的。由此，我们可以对热量平衡的各个分量得到一个定量的概念。

图 1.2 给出 Gates（1979）的结果。图中假定达到大气上界的太阳辐射为 100。但被地球表面吸收的只有 51。其余 30 被大气、云及地面反射回太空。另外 19 被大气中水汽、灰尘、臭氧及云吸收。地面得到的 51 太阳辐射又以长波辐射（21）、潜热输送（23）及感热输送（7）的形式向上输

送。所以，地面基本维持热量平衡。从地面向上输送的 51 中有 45 被大气吸收，有 6 透过大气，直接反回太空。作为大气从太阳辐射得到 19，从地面得到 45，共计得到 64，这 64 被云、水汽、二氧化碳等以长波辐射形式辐射回太空。所以大气也处于热平衡状态。而从整个气候系统看，共接受了 70 的太阳短波辐射（51+19），又放射出 70 的长波辐射（64+6），同样也是平衡的。

表 1.2　地面辐射平衡的各分量（Gates,1979）

作　　者	$(Q+q)(1-\alpha)$	E	R	LB	P
Dines (1917)	42	14	28	21	7
Alt (1929)	43	27	16	16	0
Baur (1934)	43	24	19	23	−4
Houghton (1954)	47	14	33	23	10
Lettau (1954)	51	27	24	20	4
Будыко(1955)	42	16	26	21	5
Будыко(1963)	43	15	28	23	5
Будыко(1978)	46	15	31	26	5
Gates (1979)	51	21	30	23	7

显然，无论这个系统中哪一个分量发生了变化，就会破坏局部，乃至整体的热量平衡。当然最容易想到的就是达到大气上界的太阳辐射变化。这又有两种可能性：太阳辐射强度变化及日地相对位置变化。自 1837 年提出太阳常数这个名词的第二年开始，对于太阳常数是否真的是一个常数就发生了争论。直到 1980 年代初问题才得到解决，证明太阳常数是变化的。至于日地相对位置的变化，一般称为地球轨道要素变化，即指地球绕日运行椭园偏心率、地球自转轴倾斜度及岁差等要素的变化。地球轨道要素的变化主要影响不同纬度在不同季节接受太阳辐射的变化，通常用来解释地质时

期的气候变化。

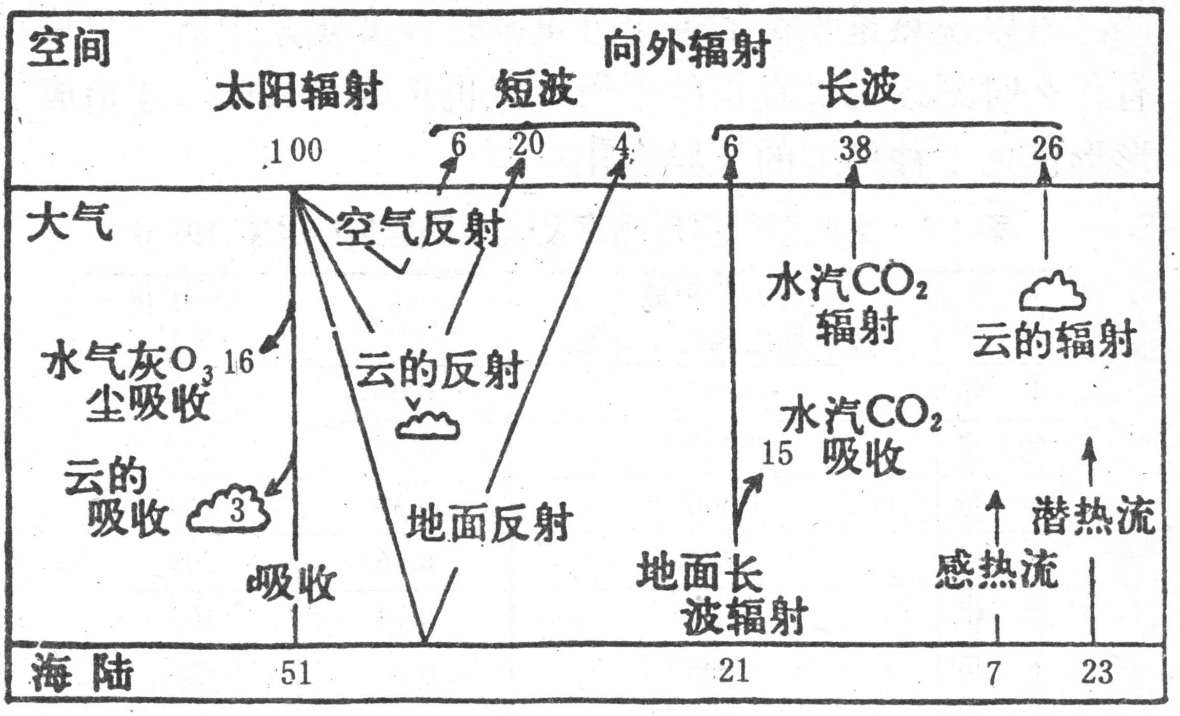


图 1.2　地球气候系统热量平衡示意图
(Gates，1979)

此外，对整个气候系统而言，行星反照率也是一个重要因素。因为它可能影响气候系统接受的太阳辐射。行星反照率的重要性还可以从表 1.3 得到证实。地球比金星距太阳远，但因为反照率低，温度反而比金星高。

表 1.3 中地球表面温度为 254K，即−19℃，而观测到的地面温度平均约 14℃，即 287K 比表 1.3 的数字高 33K，这就是大气的温室效应的结果。在这个温室效应中起主导作用的是水汽、CO_2 及其他微量气体。后者统称温室气体，显然，温室气体增加，会使温室效应加剧，从而改变地球气候。此外，全球云量、植被的变化也可能改变行星反照率，影响地面接受的太阳辐射，温室气体的变化则会影响系统向外的射出长波辐射，均可能破坏整个气候系统的热量平衡。火山活动使 Q 减少，而 q 增加，但总辐射下降。海温上

升，一般 P 及 LB 均增加，而冰雪面积增加，α 增加。因此，可以说热量平衡的各个分量都是在变化之中的，也许没有什么时刻达到过真正的平衡，但也正因为如此，才造成了形形色色多种尺度的气候变化。

表 1.3　太阳系行星反照率及其表面温度(IPCC,1990)

行　星	与太阳距离 (按日地距离为 1 计算)	反照率	表面温度 (K)
水　星	0.387	0.06	616
金　星	0.723	0.76	235
地　球	1.000	0.30	254
火　星	1.524	0.16	209
木　星	5.20	0.73	105
土　星	9.55	0.76	78
天王星	19.2	0.93	55
海王星	30.1	0.94	43
冥王星	39.4	0.14	42

（五）气候系统变化的原因

图 1.3 示意性地列出各种不同因子所覆盖的时间范围。我们可以把能造成气候变化的因子分为两类，一类称为外部因子，一类称为内部因子。外部因子不受或者基本上不受气候系统状况的影响，也可以说，气候系统对这些因子没有反馈作用。而内部因子主要指系统内部各成员的物理状态，它们之间有复杂的反馈作用。外部因子主要有以下几种：

（1）太阳变率。太阳辐射的各种形式，包括光辐射及粒子辐射，可能在 10^0—10^9 年范围内变化，也可以说从地球形成以来就没停止过变化。但人们了解比较多的只是近五千

年的情况。这又可以分成三种时间尺度：（a）根据 C^{14} 的变化推测出太阳活动的增强减弱时期，同时发现增强期气候偏暖、减弱期气候偏冷。例如，小冰期（1550—1850 年）就可能与太阳活动的一个极弱期——蒙德尔极小期（1645—1715 年）对应。这种增强，减弱期可持续数 10 年以上到数百年。（b）太阳活动准周期振荡，如 80—90 年周期、22—23 年周期、5—6 年周期。（c）太阳自转，有证据表明随 27.5 天周期而转动的太阳扇形磁场，对地球高层大气环流有影响。也有人发现磁爆后 3—5 天海平面气压场有反映。

（2）地球轨道要素。米兰科维奇（1941）证明，用地球环绕太阳运行轨道要素的变化可以解释第四纪的冰期、间冰期，轨道要素主要包括公转轨道偏心率，地球自转轴对黄道面的倾斜度，以及岁差，即二分点的运动。这三个要素各有不同的周期。由于周期均在万年以上，所以过去人们主要用来解释第四纪的气候变化。但也有个别作者认为轨道要素变化甚至也可以解释几十年尺度的气候变化，不过尚未得到普遍的承认。

（3）火山活动。火山爆发造成平流层气溶胶激烈增加，削弱到达地球表面的太阳辐射。按气溶胶在大气中的存留时间计算，单个火山爆发的影响一般不超过 1—2 年。但火山活动集中时期以及火山活动沉寂时期，当会影响几十年或甚至几百年尺度的气候变化。据信，地质时期火山活动也有激烈变化。因此，可能影响到大冰期及大间冰期的交替。此外，地极移动、大陆漂移也可能影响地质时期的气候变化。

（4）人类活动的影响。可能一直到上一个世纪中人类活动对地球环境还没有产生显著的影响，但是随着社会的发展人口的增长，特别是工业化，地球表面及大气的自然状态受

到破坏。这主要指由于砍伐森林及燃烧矿物燃料，大气中的CO_2浓度迅速增加造成温室效应加剧。60年代以来氯氟烃等微量气体的增加又加速了这一过程。同时由于过度放牧，破坏原始森林及自然植被改变了地表的物理状况，城市的扩展造成热岛效应，大气污染，平流层臭氧受到破坏使南极臭氧洞扩大。这些都直接或间接改变了气候系统的状况。因此，可以看作生物圈对气候系统其他成员的影响的一部分。但是除一些环境恶化的恶性循环之外，人类活动的影响有一定独立性，在一定程度上亦可视为气候系统外部的影响。

但是，如果重点是研究月季尺度以及年际的气候变化，则气候系统内部的原因可能更重要。而谈到系统内部的因子，则不能不强调系统各成员之间的相互作用。这些相互作用可以分为两类即正反馈过程与负反馈过程。所谓正反馈过程是成员之间相互作用使得已经出现的气候异常增强，而负反馈过程则使气候异常减弱。但是，如果只有正反馈过程，气候异常会无限增大。同样，假如只有负反馈过程，则气候异常又无法形成。因此，我们观测到的各种各样的气候异常，形成、消失、彼此交替，正是气候系统中复杂的正、负反馈过程交互作用的结果。

我们可以举几个例子。极冰与反照率之间为正反馈过程，极冰增加，反照率增大，反照率增大减少地面接受到的太阳辐射，气温下降。气温的降低有利于极冰的维持与扩展，这样气候异常会加强。就是因为这个原因，在气候模式中加入了冰-反照率机制之后，会增加模式的敏感度。当然，仅就极冰而言，也必然存在相应的负反馈机制，否则一小块极冰也会无限制地扩大，这显然是与观测事实不符的。例如，有人认为，极冰与经向热量输送就是一个负反馈机

制。极冰增加，增强了经向温度梯度，因此使经向热量输送增加；而经向热量交换显然会使极区温度上升，不利于极冰的维持。类似这样的正负反馈过程应该还有很多。由于正、负反馈过程往往不是同时发展的。因此才形成循环式的准周期性气候振动。这些振动的时间尺度应该与有关的正、负反馈过程的强度及形成条件有密切关系。此外，反馈过程是很复杂的。例如，云与地面温度就可能由于云的性质不同而形成正或负反馈过程。高云稀薄，对太阳短波辐射削弱不大，但能阻挡地面长波辐射的外逸。因此，如果气温升高有利于高云的生成的话，则高云增加又促使气温上升，形成正反馈过程。而低云浓密，可以有效地阻止太阳短波辐射到达地面，但对地面的射出长波辐射却影响不大。所以，如果气温上升有利于低云生成的话，低云增加却会使地面气温下降，形成负反馈过程。为了模拟气候振动，在模式中充分考虑这些反馈过程是至关重要的。

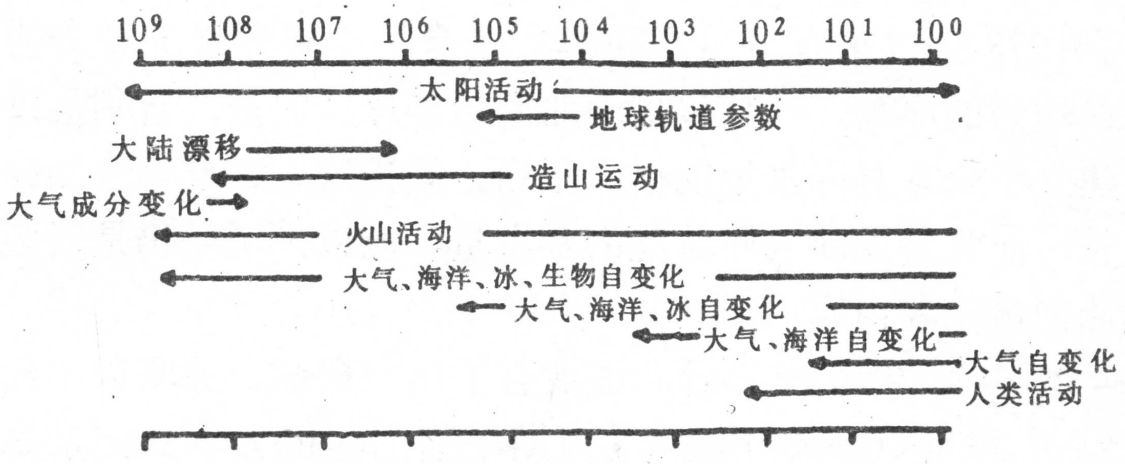


图 1.3　不同时间尺度气候变化及形成因子
(Kutzbach，1974)

第二章　气候系统的研究

（一）气候监测

这是20世纪70年代提出来的一个名词。其意义是对整个气候系统进行全面的观测，以便及时发现气候系统状况的任何值得注意的变化。所以，气候监测是气候系统研究的基础。下面分三个方面介绍气候监测的内容。

1. 大气常规观测　从上一世纪后期直到本世纪30年代，世界范围的气候观测还仅限于地面气温、降水量及气压。美国最早绘制了本世纪以来北半球月平均海平面气压图。不少国家绘制了北半球或全球月平均气温距平图。对流层气温序列较短，最早开始于1958年，而且仅限于北半球。1978年以来有了卫星观测，这是一个覆盖最完整分辨率最均匀的序列，并且包括南北两个半球。但是，直到最近才建立了全球月降水量的格点序列。因为这三种要素观测序列长，而且是反映气候状况的基本量。所以，至今仍是气候监测的最主要内容。

20世纪30年代之后，逐渐有了高空探测。苏联曾率先绘制了30年代500hPa高度周期平均图。但大多数记录是用地面观测外推的，精度较差。美国从40年代开始作5天及30天700hPa高度平均图。但主要限于西半球北美及邻近海域。日本绘制了世界上最早的北半球500hPa高度月平均图，序列开始于1946年。西德的序列开始于1949年，且

早期仅限于以欧洲为中心的一个正方形区域，缺亚洲及太平洋。中国的北半球 500hPa 高度月平均图序列开始于 1951 年，比较完整，南部达 10°N。近年来各种气候公报不仅公布北半球 500hPa 高度月平均图及距平图，也公布南半球相应的图。从第二次国际地球物理年（1957—1958 年）开始，西柏林自由大学气象研究所绘制出版了一系列平流层环流图，包括逐日及月平均 50hPa，30hPa 及 10hPa 高度及温度图，至今这仍是唯一的平流层环流图序列，对推动平流层的研究作出了巨大贡献。赤道平流层纬向风也是一个重要观测项目，目的是监测平流层风的准两年振荡（QBO）。

长期以来，由于高度风观测误差较大，测站分布不均匀，不可能得到全球或半球风场资料。由于有了卫星对云的运动的观测，使风的资料大大增加。目前常用的是 950hPa 及 200hPa 格点风，但序列不长，且由于分析方法变化，有系统误差。

2. 海洋及其他系统成员的常规观测　要对全球气候系统进行监测，海洋是一个重要组成部分。但至今资料最丰富的还是海面温度（SST），过去 SST 主要靠商船观测。CODAS 资料库收集了 1850—1979 年的资料，但 1949 年之前，特别在上世纪末之前，资料覆盖面很小。目前，由于卫星观测精度的提高，已经可以提供 SST 的格点资料。但与船舶观测还有一定差异，所以多用混合资料绘制 SST 的距平图。

当然，海洋观测不只是海面温度，还有盐度、洋流及深层海温等。但大部分均无系统观测资料，只是近 1—2 年才在气候公报中给出赤道太平洋混合层深度（用 20℃等温线的深度表示）及 800 米深至海面的海温距平。西太平洋沿

137°E 的经向剖面也积累了一些观测。但从全球角度看，对盐度及深层海温还缺少系统的长期观测。

雪盖与海冰面积观测是对冰雪圈监测的主要内容。在卫星观测系统建立之前，除了个别站有局地雪盖观测之外，只有苏联有目测海冰序列。它开始于 1924 年，且仅有 8 月的值。目前在美国科罗拉多大学与美国国家海洋大气管理局联合，设立了全球冰雪分析中心，公布每周及月平均南北半球海冰及雪盖面积，雪盖序列从 1966 年开始，海冰序列从 1974 年开始。

可惜至今对陆面还缺少系统的观测，特别缺少土壤温度及湿度的大范围观测资料。有人提出用上午 9—12 时的增温估算土壤湿度，但这已有气候诊断的意思，不单纯是气候监测了。不过，OLR 的观测对气候监测来讲是一个很大的进展。因为，用 OLR 资料可以判断热带海洋上空的对流强度，推算降水量与垂直运动。当然，这也同气候诊断有密切关系。

3. 非常规观测　除了以上所列举的常规观测之外，目前还进行许多特殊观测，这对监测气候系统的变化有非常重要的意义。太阳常数观测就是一个重要的项目，可惜只是在近 10 年才有了足够精确的卫星观测。所以，现在还无法判断太阳常数几十年尺度的长期变化。但是，无论如何观测已经表明太阳常数是变化的，而且与太阳黑子 11 年周期中黑子成正比。因此，反过来看近百年来以地面为基础所进行的太阳常数观测，应该承认还是有一定意义的。特别对世界不同地区几十个站平均，可能减少误差，并在一定程度上反映太阳常数真正的变化。不过，目前还缺少卫星观测与地面观测的详细比较。

大气中微量气体的观测也是很重要的，但目前只有CO_2的观测有较长序列。其他微量气体如甲烷、氯氟烃（CFC_s）大多数是根据有限的观测估算的。而这些气体时空变化又较大，特别像O_3很难估算其总量。不过这方面的工作正在进行。例如我国也开始了相应的观测。此外，如平流层气溶胶观测对研究火山爆发的气候影响很重要，但是也只有十几年的观测资料。

（二）气候诊断

气候诊断即根据气候监测结果对气候变化与气候异常作出判断，这是当前气候系统研究中一个十分活跃的领域。至今有关气候监测与气候诊断的系统性出版物就有五种：

（1）美国气候分析中心（CAC）的气候诊断公报（Climate diagnostic bulletin），每月出版。

（2）联合国世界气象组织（WMO）的气候系统监测公报（Climate System Monitoring Monthly Bulletin），每月出版。

（3）英国东安吉利亚大学的气候监测（Climate Monitor），每季出版一期，另有年的专号，即每年5期。

（4）美国每年10月召开的气候诊断年会（Annual Climate Diagnostics Workshop），自1976年到1992年已召开17届，每届均有文集出版。

（5）世界气象组织（WMO），WCDP每两年出版一期气候系统监测专集，题为全球气候系统，1982—1984年卷，1984—1986年及1986—1988年卷已经出版。此外，如日本、中国近来也开始出版月气候监测公报，内容与CAC

的公报大体相同，但均有一定本国的特色。人们可以从这些公报及时获得有关全球气候系统的最新情报。

气候诊断的内容非常广泛，我们仅列举以下数端为例：

1. 气候异常的诊断　气候总是在变化，严格地讲，也许没有哪一年或哪一个月称得上正常。但是如果说异常总要有一个标准。过去相当长时间以来人们多把要素的方差值作为衡量异常的标准。如果该要素接近正态分布的话，超过平均值一个方差，或低于平均值一个方差的概率应该分别为15.9%。正负距平达到2个方差的则只有2.3%。WMO曾经把达到2倍方差作为异常的标准，日本气象厅采用了这个标准。但近来在WMO的监测公报中采取概率10%为异常的标准，大约相当1.3方差。不过对气温采用高斯分布，而对降水量采用Γ分布。

还有一个问题要说明。为了求距平就需要知道平均值，过去国际上曾统一规定用1901—1930年30年平均作为标准值。后来改为1931—1960年，近来多用1951—1980年或1950—1979年，最近WMO又建议统一用1961—1990年30年平均。不过无论如何，30年还是一个长短适中的时段，应用起来也比较方便，而且由于气候振动大部分周期长度低于30年，所以30年平均还是有一定稳定性。但要研究气候变化，有时还可以用更长时间如100年平均，目前不少作者用1880—1979年求平均。

2. 气候变化的诊断　研究近百年气候变化时经常用10年平均作为分析的时间单位，如果序列足够长，有时也用50年平均或100年平均。但是，当我们对不同序列进行比较时，必须两个序列具有相同的分辨率。例如都是10年平均，或都是50年平均。因为时间平均也是一种滤波，所以

平均时间愈长，被滤掉的高频变化也就愈多，因而方差愈小。如我国东部冬季平均气温年序列方差 0.84℃，10 年平均方差为 0.47℃，百年平均方差 0.25℃。因此，在利用一条曲线分析气候变化时，先要弄清楚这条曲线的分辨率。过去有的作者采用不同资料来源建立气温曲线，却未注意到各种资料分辨率的不同，这不能不说是一种缺陷。

分析气候变化也要有一个标准，即究竟气候平均值有多大差异时才能认为发生了气候变化。一般可用 t-检验，检查某个 30 年平均与百年平均或长时期平均的差异达到多高的信度，或者检查两段 30 年平均的差异达到多高信度。通常至少要达到 95%，最好达到 99%信度才能认为发生了气候变化。例如全球平均气温在 1860—1889 年及 1960—1989 年两段 30 年间上升 0.40℃，t-检验达到 99.9%的信度。因此可以认为气候确实变暖。有时气候变化发生的相邻的两段时间，或者其间隔只有所取平均时段（如 30 年）的 1／10—2／10（如 3—6 年）可以称为气候突变。例如从 1970 年代到 1980 年代全球平均气温上升 0.21℃，t-检验也达到 99.9%的信度。因此可以认为 80 年代全球变暖达到了突变程度。当然诊断气候突变还有各种各样的方法，例如曼—肯达尔（Mann-Kendall）方法。但 t-检验还是最简单而通用的方法。

3. 气候异常事件的诊断　要诊断是否出现某一种气候异常事件，需要一个严格的定义。例如，在诊断厄尔尼诺事件时，要规定用那一个海域的海温作为代表序列，同时要确定海温正距平达到多大的数值才能认为是厄尔尼诺事件。例如，CAC 规定了四个区，Nino1+2 代表南美沿岸；Nino3 代表赤道东太平洋；Nino4 代表赤道中太平洋。但我国大多

采用安基尔（Angell）的定义。用0—10°S，180—90°W范围内海温求平均。月平均距平连续3个月在0.5℃以上，或季平均达到0.5℃作为厄尔尼诺事件。

有时为了诊断一种气候异常事件，不仅要考虑该要素本身，还要考虑其他气候要素。例如在诊断厄尔尼诺事件时，不仅看海温距平，同时也注意监测与之有关的要素，如南方涛动指数（SOI）、太平洋海平面高度异常、赤道太平洋斜温层深度、乃至中太平洋对流强度（用OLR表示）、850hPa及200hPa风场、甚至还有澳大利亚干旱、印度尼西亚干旱、南美赤道太平洋沿岸的多雨等。

4. 气候变化原因的检测　在研究气候变暖中温室效应的作用时，人们多采用检测（detecting）这个名词。其实质内容即分析气候是否变暖，以及这个变暖在多大程度上是由温室效应造成的。因此，这一类工作原则上也可以归入气候诊断的范畴。对温室效应的检测可以从两方面进行，一方面从气候变化本身来检测，例如把气温变化的曲线与CO_2浓度变化曲线比较，分析变暖的季节与地理分布，并与气候模拟的结果比较等；另一方面也可以从气候变化的物理因子来检测，例如，首先排除或尽量减少城市热岛效应，观测技术改变的影响，然后估计太阳辐射变化（包括太阳活动）、火山活动等的影响，从原序列中把这些因素排除后，再进行滤波除去高频的气候异常的影响，最后有可能得到一条受温室效应影响的曲线。不过这种检测方法也有许多困难。因为，至今我们还不能比较肯定地了解温室效应以外，究竟有几个因素在控制着气温的变化，以及控制程度有多大，但终究这也不失为一种检测手段。

（三）气候重建

利用各种代用资料建立古气候序列称为气候重建。从原则上讲这应该属于气候诊断的范畴。不过我们现在谈到气候诊断，多指根据现代观测资料进行分析，而古气候的重建则只能应用各种代用资料。由于本书所研究的时间尺度主要集中在月、季到几十年，最多不超过几百年。所以，我们只想介绍几种适合这种时间尺度应用的方法。

1. 树木年轮　这是一种广泛用来进行古气候重建的方法。树木生长受季节影响，春材细胞大而颜色淡，秋材细胞小而颜色深，一淡一深组成一圈年轮。当水分、营养、日照充足时，年轮宽，反之年轮窄。因此，可以从年轮宽窄的变化反推出古代的气候条件。

根据树木年轮重建古气候大体有三个步骤，即取样、建立年轮序列、气候重建。取样是非常重要的一步，一般取靠近林区边缘的树木。在森林上限100米范围内，或森林北界的树木对气温变化比较敏感，森林下限或南界对降水量变化反应较为强烈。为了排除偶然性因素，可以取几棵树作一组样本，每棵树也可以从几个不同方向读数。

取得年轮序列后，要去掉生长趋势的影响。因为树木年轮宽度在前20—40年一般呈直线上升趋势，以后转为平缓上升，随树木之变粗逐渐转为下降，这个变化趋势称为生长量。除去生长量的方法很多，目前应用较多的是指数函数拟合的方法。消除生长量后的年轮序列，即可用来作气候重建。不过通常树木生长不仅与当年气候条件有关，而且与前一年也有关系。且不同树种在不同的地区气候敏感性也不

同。所以一般是用邻近测站的观测资料，用统计方法确定哪一个季节哪一种要素拟合效果最好。图 2.1 给出我国祁连山圆柏年轮曲线，据信与温度有较好的关系。图中同时给出太阳活动曲线，冷期与太阳活动低值期相当一致。

每棵树的树龄是有限的。为了得到较长的序列，有时可以把几棵不同时间的树木年轮序列拚接。一般先用^{14}C 定年，然后根据年轮变化规律拚接。美国加利福尼亚的年轮序列已延长到距今 8000 年。

2. 冰芯　格陵兰南极至今还保存着千米以上厚度的大陆冰盖。冰盖是降雪积压形成的，水分子中的氧同位素与降雪时的温度有关。因此，可以根据同位素推算古代温度。氧同位素是稳定性同位素，用与标准值之差的千分数表示

$$\delta^{18}O = \frac{R_S - R_N}{R_N} \times 1000$$

式中 R_S 及 R_N 分别为样品同位素$^{18}O / ^{16}O$ 比值，及标准比值。$\delta^{18}O$ 变化于+10‰到−50‰之间，由于冰盖所在地区气温较低低，故一般均为负值。在中高纬温度下降 1℃，$\delta^{18}O$ 降低 0.7‰ 。

为了建立气温序列，不仅要知道过去的温度，还要确定这温度出现的时间。由于积雪物理状况的季节变化，冰盖在垂直方向形成明显的层状结构，每年一层，有如树木年轮。在表层 100—200 年间用肉眼即可分辨年层，但在更早期的深层，则要借助仪器来分析，比较可靠的是用 $\delta^{18}O$。因为温度随季节变化，不同季节 $\delta^{18}O$ 也不同。故可以根据 $\delta^{18}O$ 变化定年，也可以根据冰层的可塑性从理论上推断，有时也可以参考其他指标。如我国甘肃郭德冰帽的冰芯就参照微粒量定年。郭德冰帽冰芯仅 140m ，表层每年冰层 30—

40cm，到100m深就减为1—2cm，底部相当1万年前。格陵兰冰盖的冰芯深1600m，南极在2000m以上。图2.2为近800年格陵兰冰芯氧同位素分析。

表2.1　1560年旱涝史料举例（王绍武、赵宗慈，1979）

地　名	史　料	级别	地　名	史　料	级别
A.大同	人食人	5	G.南京	涝	1
B.石家庄	春夏无雨	5	H.金华	五月、六月无雨	5
C.北京	蝗	5	I.宜昌	大水淹城	1
D.大连	大有年	3	J.郧阳	涝	1
E.荷泽	饥	5	K.邵阳	洪水入城	1
F.临沂	无记载	3	L.柳州	秋旱	4

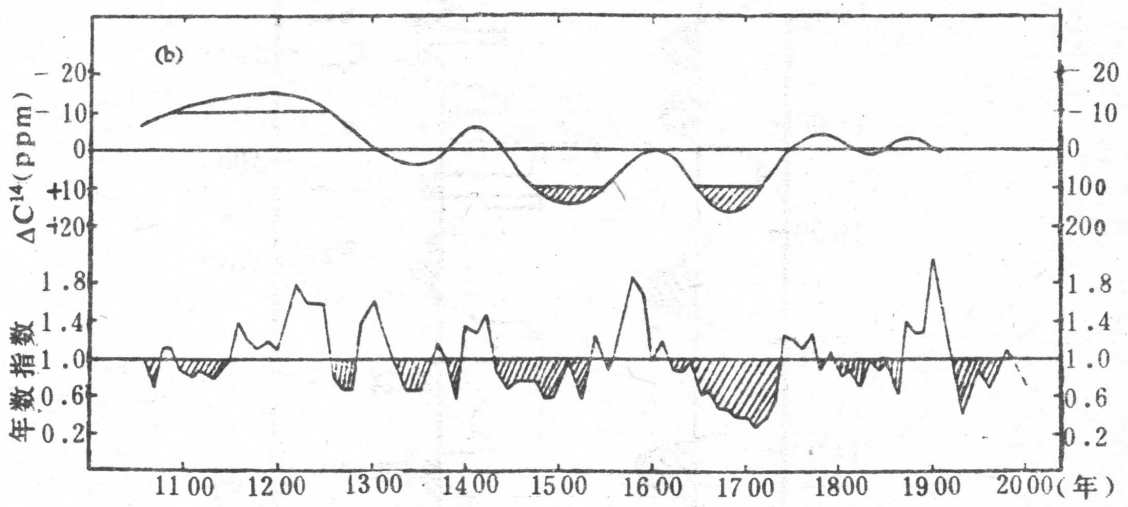


图2.1　1063—1975年祁连山圆柏年轮10年平均值（下）及1050—1900年大气中^{14}C含量变化（上）
（Eddy，1976，张先恭等，1981）

3. 史料分析　除了以上两种资料之外，史料也是一种重要的代用资料。我国有丰富的史料，因此，在这方面作的工作也最多。开发史料资源，一个中心问题就是定量化。过去相当长时间，人们一直用受旱受涝县数研究历史时期的旱涝变化，由此当然可以大致了解旱涝演变趋势，但却无法得到降水量变化的定量的概念，也很难用现代数学工具去进行

分析。汤仲鑫首创把史料定级，折合降水量的方法。以后国家气象局与许多单位合作，出版了五百年旱涝图，为研究历史时期降水变提供了一份良好的基本资料。根据这份资料，人们进行了深入的研究。图 2.3 给出一年旱涝分布的例子，图中字母 A，B，C 等代表不同的站，有关史料概括于表 2.1。

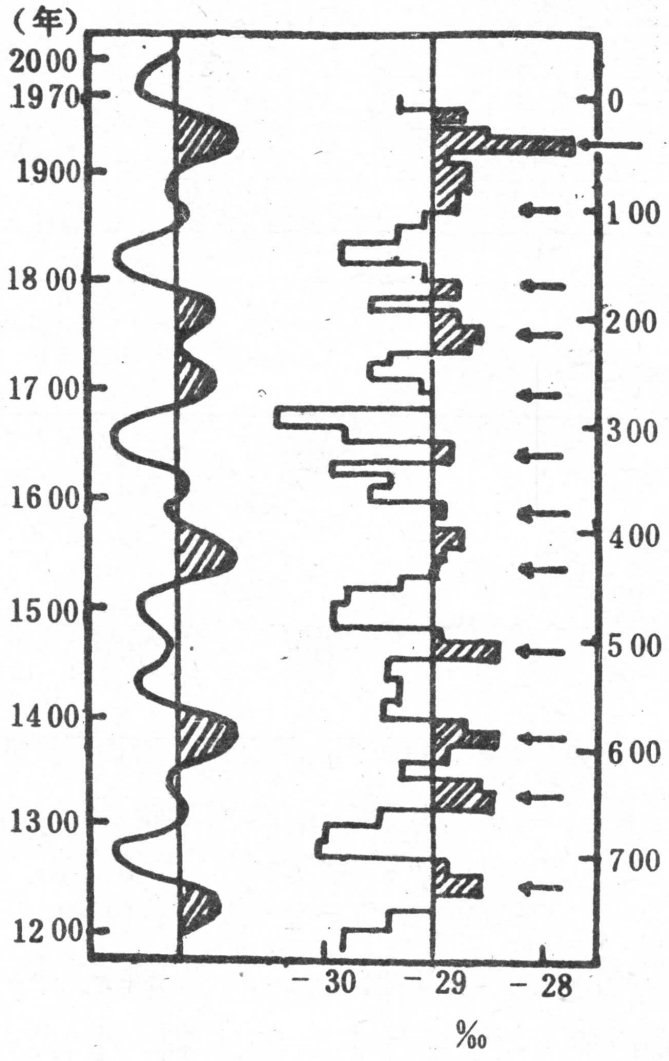


图 2.2　格陵兰冰芯氧同位素分析，左部为 78 年及 181 年周期合成曲线（Johnsen 等，1970）

竺可桢对我国五千年来气温变化的研究，奠定了气候变化研究的基础。但在建立气温变化曲线时，综合应用了考

古、物侯、史料及近代观测资料，而这些资料具有不同的时间分辨率，因而影响了对气候变化的定量判断。后来张德二等确定 10 年寒冬指数，在定量化方面前进了一步。根据史

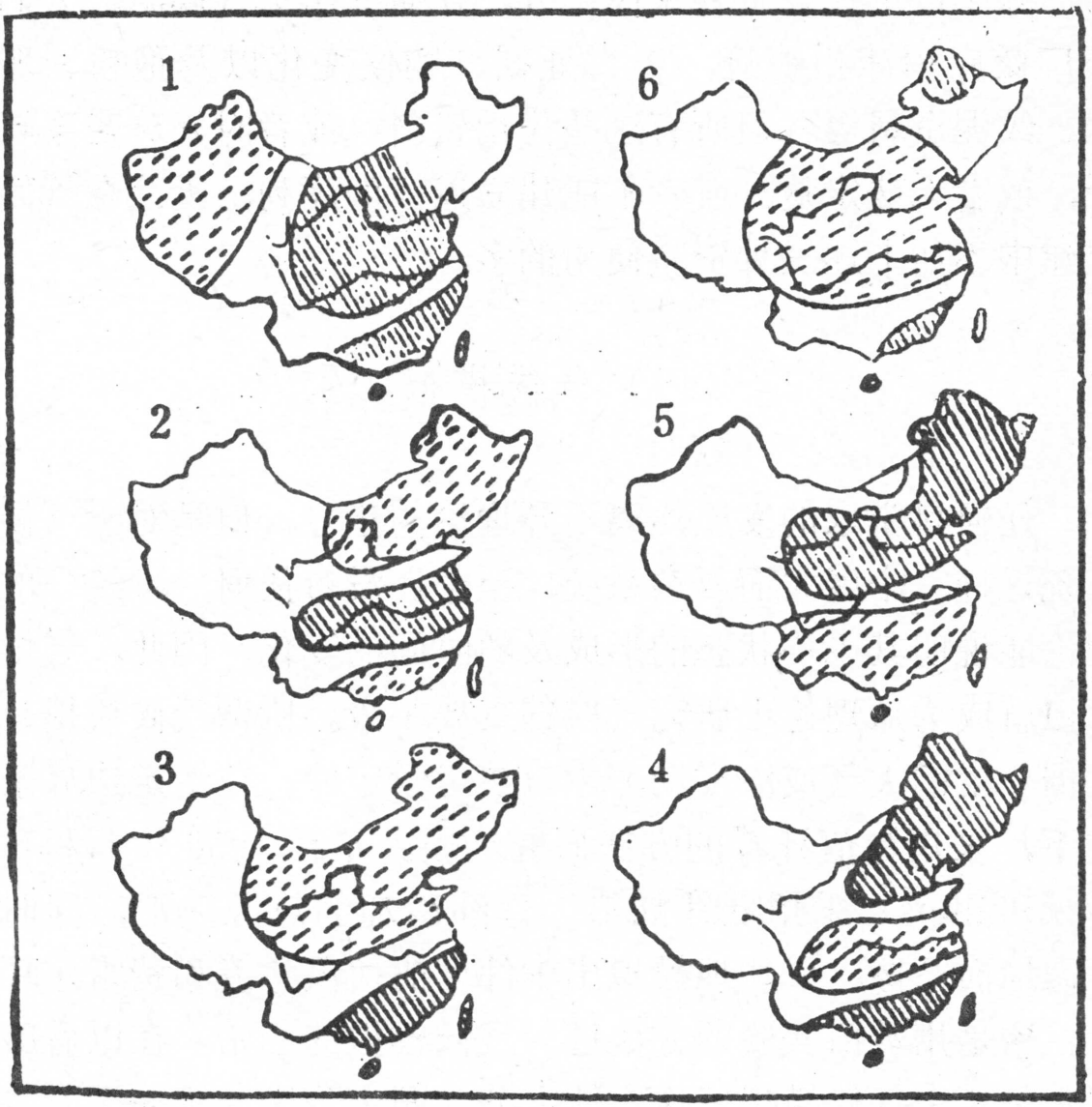


图 2.3　1560 年旱涝分布图

1——涝，2——偏涝，3——正常，4——偏旱，5——旱

（王绍武、赵宗慈，1979）

料研究气温变化，最大困难在于有关温度的记载远不如旱涝多，而且大部分是关于冷的记载，暖的记载极少。因此，无法象旱涝研究那样逐站定出旱涝级别，然后绘出旱涝分布

图。作者近来根据气温分布的正态性，把每10年中寒冷事件频率，转换为10年平均气温距平，建立了四季的10年平均气温距平序列。详细情况将在第三章介绍。

除了以上三种资料来原之外，在研究历史气候时，人们还广泛应用冰川遗迹，考古证据；物候变化以及孢粉、珊瑚、纹泥资料等。但所有这些代用资料，或者时间分辨率较低，或者无法定量，或者不能建立连续的序列，因此在气候重建中不如上述三种资料使用的多。

（四）气候模拟

任何科学家的发展均离不开理论的指导，但是对于气候系统这样一个庞大而复杂系统，至今还没有任何一种统一的理论能说明其平均状态的形成及随时间的变化。因此，气候模拟就成为从理论上研究气候的重要手段。所谓气候模拟是根据一定的大气或海洋动力学、热力学定律，在给定边界条件下，采用数值计算的方法研究气候。早在1950年菲利普斯（Phillips）采用低纬加热，高纬冷却的热源热汇，同时考虑地面摩擦，成功地模拟出中纬度的西风急流和费雷尔环流。这是用数值实验的方法进行气候模拟的开始，在以后的三十多年中气候模拟工作大体上分为四个阶段。第一个阶段自50年代到60年代初期，重点研究大气环流与地面气候平均状况的形成。在给定边界条件下，算出了接近实际情况的全球海平面气压分布与气温分布及对流层中层环流特征。这可以看作启蒙阶段，对许多物理过程的考虑还是比较粗糙的，所模拟的平均场，如果仔细检查的话，也同观测资料有不少差异，特别大气活动中心的强度与位置还模拟的不很

好。

第二个阶段大约自60年代中到70年代中，这时进一步改进了模式，提高了模式的水平及垂直分辨率，改进了辐射，凝结和对流参数化方法，引入更接近实际的下边界条件，如大地形、海面温度、冰雪分布等，因此，不但提高了模拟气候平均状态的能力，还能模拟其季节变化及二级环流，如亚洲季风。

第三个阶段自70年代中到80年代，主要做敏感性实验。劳伦兹（Lorenz，1969）曾把数值长期预报或气候预报分为两类：第一类气候预报象短期天气预报一样，预报气候状态的顺序发展。第二类气候预报为非同时耦合，改变边界条件计算达到平衡时气候状态变化。这就是敏感性实验，到80年代末，人们已经用各种模式计算了大气CO_2加倍，太阳常数变化1%或2%，大范围海温正或负距平，冰雪覆盖面积最大与最小等情况，可能发生的气候变化。

第四阶段，自80年代末开始，人们进而用不同的耦合模式模拟ENSO，QBO等气候振动，以及研究非平衡状态下，大气CO_2增加的气候影响等。

气候模式可以按性质分为四类：

（1）能量平衡模式（EBM）；

（2）辐射对流模式（RCM）；

（3）统计动力模式（SDM）；

（4）总环流模式（GCM）。

EBM比较简单，从能量平衡方程出发，研究气候系统的形成因子及气候变化。由于模式过于简略，不适于考虑气候系统内部的各种反馈过程，但可以用来研究单个因子的作用。最简单的有把地球当成一个点的0维模式，也有较为复

杂的3维模式。

RCM一般只考虑1维，即在垂直方向辐射的传输。适用于研究气候要素随高度的变化，特别对研究全球分布均匀的大气CO_2浓度变化，O_3总量变化，总云量变化的影响比较方便。但近来多用于GCM，做为解决辐射在垂直方向传输的方案。

SDM还在发展中，最早的研究试图在动力学方程中计算每个变量时，同时也计算其方差，但这样使得方程不易闭合。近来又在长期数值预报中采用集合预报，不过这似乎也不是真正把统计方法与动力学方法结合。另有一些作者，设计了海气相互作用的SDM。这种模式的特点是可把一些复杂的物理过程参数化，例如，可以把热量输送参数化。通常多水平2维，或垂直方向与纬度2维模式。

GCM又可分为3种情况，即大气环流模式（AGCM），海洋环流模式（OGCM）与海气或地气耦合模式（CGCM）。AGCM有时为了简单仅写做GCM，耦合模式目前尚不成熟，已有美国国家大气研究中心（NCAR）的通用气候模式（CCM），包括9层大气、4层海洋，曾用以做20年的气候模拟。最近CCM1作了100年模拟。普林斯顿地球流体动力实验室（GFDL）的模式9层大气、12层海洋，已做过18年的气候模拟。俄勒冈州立大学（OSU）的模式大气仅2层，是GCM中最简单的一个，但对物理过程考虑比较完全。另外也有6层海洋模式，也进行过20年的气候模拟。近来我国科学院大气物理所也建立了CGCM。其余AGCM著名的有洛杉矶加利福尼亚大学（UCLA）模式，高达空间研究所（GISS）模式，英国气象局（UKMO）模式，并且也均在进行CGCM研

究。

在 AGCM 中仅只把海洋作为下边界，显然不能用来研究对气候系统非常重要的海气相互作用。因此，虽然目前 CGCM 还不完善，但已经对 ENSO 循环与 QBO 进行了很好的模拟。不过，海洋与大气有许多不同之处，其空间变化尺度小，而时间变化尺度大，海气之间的能量交换又很难平衡，所以计算中还有不少问题，况且，计算费用昂贵。但是，无论如何，CGCM 是研究气候系统的最完善的模式。当然，这绝不排除可以设计其他形式的耦合模式。例如卡恩等（Cane，1985）就利用非常简单的耦合模式模拟出 ENSO 的 3—4 年振动，并成功地预报了 1986—1987 年及 1991—1992 年的厄尔尼诺。

（五）气候预测

我国及世界上大多数国家均把月以上的预报称为气候预报或长期预报。气候预报可以分为两类，一类为经验预报，主要采用统计方法，另一类为动力学数值预报。

大约一百多年前，有的国家已经开始用相关回归等方法作长期预报。目前世界范围正式作月、季气候预报的大约有三十多个国家。其中工作较多的除我国外，有日本、前苏联等国。但是，经验预报一般水平不高，用比较粗略的分级检查，大约预报准确率也只有 60—70%。如果严格逐站逐月进行检查，甚至于还达不到这个水平。有的作者对世界上一些著名的预报方法用 70 年代资料检查，没有发现明显的预报技巧，只有海温异常对后期的气候有一定指意义，特别是统计方法对重大灾害的预报能力并不高于一般气候异常的预

报，而且从我国30—40年的预报经验来看，预报水平提高不明显。所以愈来愈多的人认为要寻找其他途径，才能从根本上改进气候预报。

另一条途径为动力学数值预报。经过大约三十多年的努力，短期数值天气预报取得了巨大的进步。欧洲中期数值预报中心（ECMWF）按时发布10天逐日预报。如果以预报场与实况之间相关系数达到0.6作为可以接受的标准，预报时效已超过一周。但是，逐日预报是不可能无限制地作下去的。这是由于初始场带有不可避免的误差，以及不同尺度运动之间的相互作用。初始场的误差开始大约2.5天增长一倍，以后随误差的增大，增长速度减慢。不过一旦误差增大到与自然变率相当，则预报失去实际意义。因此，逐日预报有一个不可逾越的鸿沟——可预报性（Predictability）。理论分析及数值实验均证明，逐日预报的可预报性大约是2—3周，这就是说要做2—3周以上的逐日预报是不可能的。

但是，80年代初期的数值预报试验表明，如果不做逐日预报，而是做5天、10天、30天平均预报，则预报时效可长于可预报性界限，而且，所取平均时段愈长，预报时效也愈长，这意味着至少做一个月的月平均预报是可能的。但是，初始场的误差仍然困扰着气候预报工作者。80年代中后期，人们采用了与统计方法结合，克服初始场误差的方法，这就是集合（ensemble）预报。集合预报可分两类：一类称为落后平均预报（LAF），一类称蒙特卡罗预报（MCF）。LAF是从不同时刻的初始场开始积分，不过起始时刻早的积分时间略长一些，一般采取每隔6小时或12小时重新开始一次积分，最后对6次或8次预报的未来1个月场求平均。这个方法还有加权平均与不加权平均等各种方

案。MCF 是从同一时刻的初始场出发，曾经用不同单位的初始场进行实验，后来是在某一个初始场上加上不同的随机扰动。一般认为取 8 个不同的初始场分别积分，其结果就有足够的统计意义。从原则上讲 LAF 可能比 MCF 提供更多的信息，因为它是从不同时刻的初始场出发，而 MCF 则仅包括 1 个时刻的初始场，其余均为随机扰动，无信息可言。但是，目前短期预报准确率随时间下降太快。3 天前的预报已经远不如 1 天前的预报，因此 LAF 并不明显高于 MCF。不过，无论如何，集合预报对 10 天到 30 天预报是有益等。有的研究证明，采用集合预报能使预报时效提高 50%。

数值长期预报还有一个问题，就是气候漂移，这实际就是模式的系统误差。最常见的气候漂移是，在积分过程中高纬度高度愈来愈低，而低纬度高度愈来愈高，因此中纬度西风愈来愈强。例如 GFDL 的模式就是这样。有人认为这种系统性误差与大地形考虑的不好有关，但事实上应该说对其产生的原因还很不了解。因此，通常采用积分后减去系统误差，或在积分中逐渐减去一个小量的办法，除去气候漂移。显然，这都不是从根本上解决问题。另外，有的模式气候漂移与 GFDL 模式不同，有的看来更粗略一些的模式，如 NCAR 的 CCM，反而基本上没有气候漂移。所以有人认为稍为粗略的模式反而更适宜作长时间数值积分。

目前用 AGCM 采用固定下边界作 1 个月 500hPa 高度月平均场预报，能达到 0.35—0.40 相关系数。个别月份已达到 0.6。因此，看来在业务预报中采用数值预报已为时不远了。但如果作 2 个月预报，一般认为已经需要考虑下垫面的变化。不过这样就需要用 CGCM。所以，至今已作的

300 多个预报试验，绝大多数只作了 1 个月预报。

气候预报是否可能作到 2 个月或更长时间呢？这里也有一个可预报性问题。从原则上讲，也是初始场对多长时间产生影响的问题。冯·纽曼（von Neumann，1955）早就指出，从预报角度看，大气运动可以分为三类，第一类运动主要决定于初始场，因此可以从初始场外推。第二类运动几乎完全与初始场无关，因此可以不考虑初始场做预报。而最困难的是第三类运动，即距初始时刻相当远。因此不可能完全从初始场外推。但初始场的影响又没有小到可以忽略不计的程度。第一类即目前的短、中期数值预报。第二类即目前的敏感性试验。第三类大约相当现在的气候预报。冯·纽曼认为最合理的途径是先做第一类预报，然后做第二类预报。最后再做第三类预报。三十多年来数值预报的发展完全证实了冯.纽曼的预见。但是第三类预报的上限究竟是多大呢？丑纪范认为月预报的上限为 6—11 个月，是有相当根据的。当然，目前的预报水平离这个上限还有很大距离。

此外，还有一个气候噪声问题。这是指由天气变率造成的气候月平均值的不确定性。马丹（Madden，1982）指出，这一部分是不可能预报的。因此，从这种角度讲，完全气候预报是不可能的。这也是气候预报的一个重要特点。有人曾指出，短期预报是时效问题，长期预报是准确率问题，这是有道理的。

第三章　气候变化

（一）气候变化的时间尺度

从时间尺度来看，气候变化可以分为三类，即地质时期气候变化，历史时期气候变化，近代气候变化。地质时期气候变化时间跨度最大，从几万年到几亿年（10^4—10^8 年），所以又可以分为 3 种不同时间尺度。历史时期经常指 5000—7000 年来一段时期。近代则指近 100—150 年。

地球的历史大约有 46 亿年。过去曾经认为在地球的发展史上共出现过三次大冰期（Ice epoch）。但是，愈来愈多的证据表明，仅近 10 亿年就出现过 6 次大冰期，前 5 次出现在 9.7 亿、7.6 亿、6.7 亿、4.3 亿、2.7 亿年前，最后一次第四世纪开始于 180 万年前，也许到现在尚未结束。因为过去每个大冰期均持续千万年以上，而第四纪到目前还不到 200 万年，所以，从时间长度来看，还不能认为第四纪大冰期即将结束。当前还处在大冰期的另一个证据是目前全球冰盖虽然已经比大冰期中冰期最盛时小了许多，但仍有 10.6%陆地被冰覆盖。而冰期最盛时如 1.8 万年前曾经有 24%被冰覆盖。那时全球平均气温可能比现在低 7—9℃，由于海水在陆地上积结为冰，海平面比现代约下降百米。但是大冰期从时间上看大约只占地球历史的 10%左右，其余时间气候要温暖得多。在那些大间冰期，地球上无永久性冰盖，即达到夏季极地无冰，气温可能比现代高 8—12℃。由

于陆冰全部融化，海平面可能比现代高 80—100 米。

但是第四纪中气候也不总是持续寒冷。从海岸线海平面高度得到的近 90 万年全球冰量以及地质学上的其他证据一致表明，第四纪中至少已发过十几次寒冷的冰期与较温暖的间冰期的循环，每个循环约持续十几万年，最近一次冰期最盛时约出现在 1.8 万年前。以后冰盖融化气候逐渐变暖，人们称为冰后期，冰后期的一个特点是在 5000—7000 年气候达到 10 万年以来最暖，称为气候最适宜期。这时已经开始有了历史记载，成为历史时期气候变化的最引人瞩目的事件。但此后，气候又逐渐变冷，出现了小冰期。小冰期是气候最适宜期之后的最冷时期，小冰期中最后 1 次冷期可能距现在只有 150—200 年，是人们最关心的气候变化事件，况且 20 世纪的气候变暖就发生在这基础上，因此研究小冰期有重要意义。20 世纪以来气候持续变暖，近百年来气温上升 0.5℃，不少作者认为，这是大气中 CO_2 等温室气体增加造成的温室效应加剧的结果。由于人们日益担心气候变暖会带来一系列社会影响。所以，对 20 世纪变暖的研究成为当前气候变化研究的重要课题。

需要说明，这三类气候变化不仅时间尺度不同，形成原因、分析方法也各有不同。关于大冰期，现在还缺少理论性的解释。但第四纪中气候的变化，大部分可以用地球轨道要素的变化来解释，历史时期的气候变化则可能是太阳辐射（太阳活动）变化与火山活动变化等造成的。近代的气候变化除了这些自然原因之外，还有人类活动的影响。研究地质时期的气候变化主要靠岩石放射性、动植物群落化石，冰后期则更多采用孢粉、纹泥、珊瑚、年轮分析，近几千年则有丰富的史料证据。近年来冰岩芯的勘探提供了大量的气候变

化信息，先是在格陵兰，后来在南极进行了研究。同位素分析不但可提供冰后期，甚至可给出10万年以上的温度，冰芯气泡则可提供古代大气CO_2及火山活动（用酸度表示）的详细资料，这个发展对气候变化研究具有非常重要的意义。研究近代气候变化，主要靠直接观测记录，但早期资料覆盖面小，观测方法又有改变，要得到一个有代表性的序列，也不是轻而易举的事。

（二）冰期与间冰期气候

如上所述，第四纪（quaternary）大冰期约开始于180万年前，一直到1.65万年前，冰盖开始融化称为更新世(pleistocene)。1.8万年前公认为冰期的最盛时。图3.2给出这个时期海冰与陆冰的分布。显然北美40°N以北大部分为陆冰覆盖，哈得逊湾，大湖区及纽芬兰岛均在覆盖之内。欧洲陆冰相对较少，在西欧及中欧冰盖达到50°N左右，北欧则全为陆冰覆盖。亚洲东部，可能由于水汽来源不足并未形成完整冰盖。青藏高原冰盖也有所发展，但也没有形成象北美及北欧的冰盖。估计当时陆地有24%被冰覆盖，但可能还有20%的陆地为冰缘，即永冻土。所以那时有一半以上的陆地面积在冰盖影响之下。冰盖平均厚2000米，比现代格陵兰冰盖的平均厚度（1600米）还大。

不过，这是冰期最盛时的情况，更新世内气候波动也是很大的。至少人们可以确定出十几次冰期，每个冰期间冰期循环约10万年到20万年。由于对阿尔卑斯山冰川研究较多，所以最初冰期命名，是依此来制定的。由远及近是群智（Gunz）、民德（Mindel）、里斯（Riss）及武木

（Wurm）。但从全球冰量变化来看波动几乎是连续不断发生的。不过，振幅有强弱之分，所以，近来地质学家们多强调 10 万年—20 万年的冰期间冰期循环，而不再局限于划分或在全球寻找上述四个冰期的证据。实际上早已有人提出这四个冰期之前还有多脑冰期或其它冰期。

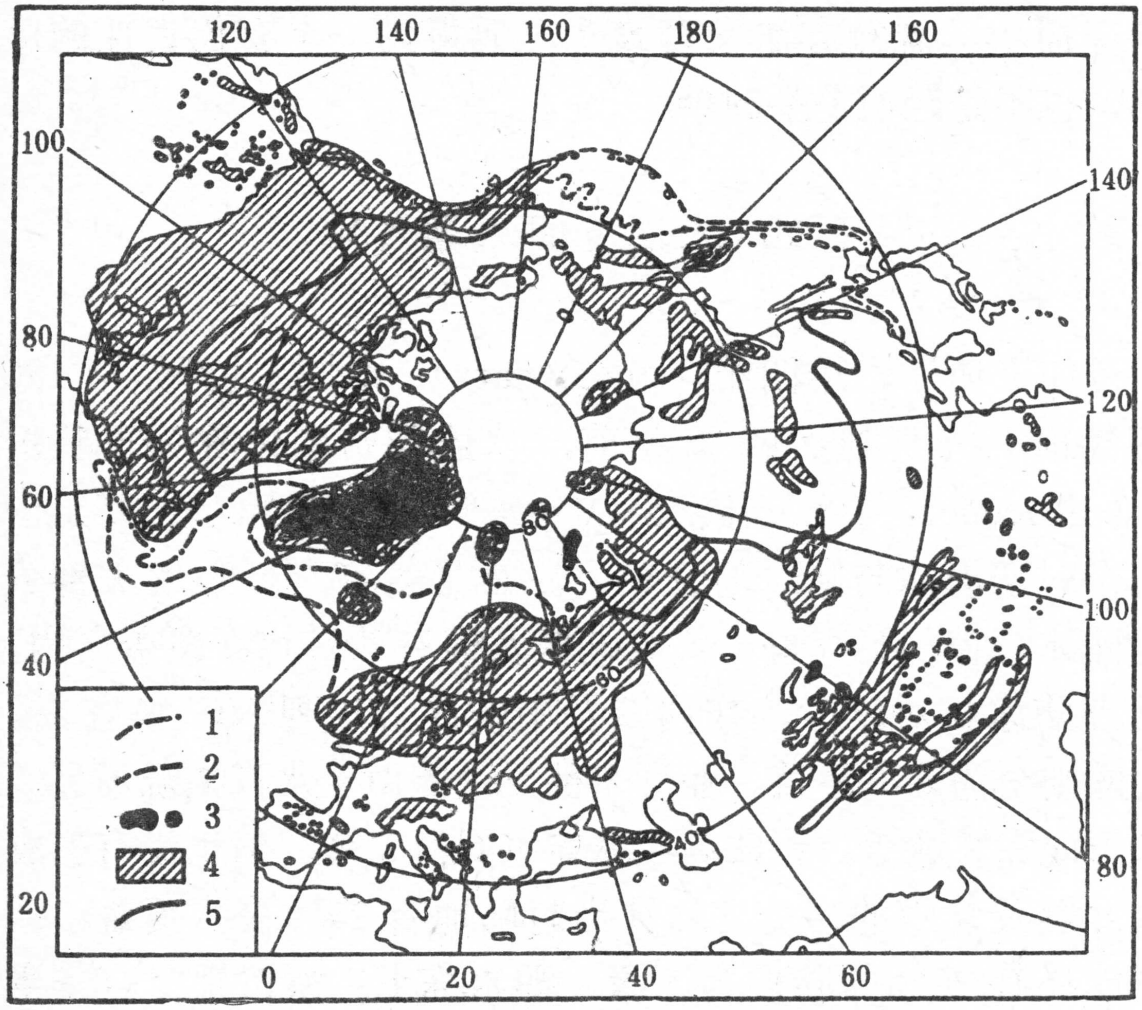


图 3.1　更新世冰期最盛时（1.8 万年前）冰的分布

1——现代海冰边缘，2——古代海冰边缘，3——现代陆冰

4——古代陆冰，5——现代永冻土

（Монин，Шишков，1979）

对更新世的冰期形成有各种各样的理论，其中得到比较广泛承认的是米兰科维奇（Milankovitch）的天文学理论。他认为夏季太阳辐射的多少是冰盖盛衰的关键，夏季凉爽会

使冬季积雪融化较少，因而导致冰进，夏季炎热则可以使冰雪融化，造成冰退。而地球的轨道要素变化，可以造成一个地区接受太阳辐射总量及其季节分配的变化。所谓地球轨道要素主要有三个：①偏心率，即焦距与主轴长度之比，当地球绕日轨道接近圆形时偏心率最小。偏心率变化于 0.00—0.06 之间，目前约 0.016。现在近日点与远日点接受的太阳辐射量约差 7%，偏心率最大时可差 30%。偏心率变化周期约 9.3 万年。②黄赤交角，即地球自转轴与对黄道面的垂直轴之间的交角，或如通常人们说地轴倾角。地轴倾角的变化并不影响到达整个地球的太阳辐射总量，但是却可以影响辐射的地理分布及季节分配。当倾角为零时无四季可言，倾角愈大冬夏愈分明。现在倾角为 23.5°。在 28300 年前为 22.1°，即冬暖夏凉有利冰川发展。9100 年前为 24.24°，冬寒夏热有利冰川融化。黄赤交角的变化周期约 4.1 万年。③岁差，反映了近日点在一年中所处位置的变化，约有 2.1 万年的周期变化。大约 1 万年前北半球冬季为远日点，目前为近日点。为了研究第四纪的气候变化，米兰科维奇计算了 65° N 接受太阳辐射量的变化，并用相对纬度来表示，即古代所接受的辐射相当于现代那一个纬度所接受的辐射。图 3.2 给出利用大型电子计算机重新计算的 1 百万年以前至 1 百万年以后相对纬度。图中相对纬度在 68° N 以上时涂黑，表示冰期，并标出过去定出的冰期。当然很难说计算的结果与实况一一对应。因为，各地的冰期出现也不尽相同，但大体上几个著名的冰期均有明显的反映。

如果相信这个计算能在一定程度上符合第四纪内冰期的发展，则未来显然属于第四纪内的间冰期。因为在 16 万年内可能没有冰期，到 17 万年才又出现冰期，而且未来 100

万年内至少有类似武木、里斯这样的冰期 3—4 次。由此，我们可以得到结论，未来可能进入长达 10 万年以上的间冰期。但这并不意味着第四纪大冰期已结束。因为在此之后还会有新的冰期来临。如果进入间冰期，气候会发生什么变化呢？从图 3.2 可以看出，在里斯-武木间冰期或民德-里斯间冰期，相对纬度达到 61°，比现在低 4°。据地质考察，那时气温可能比现代高 3—5℃，海平面因冰盖融化而比现代高 20 米。

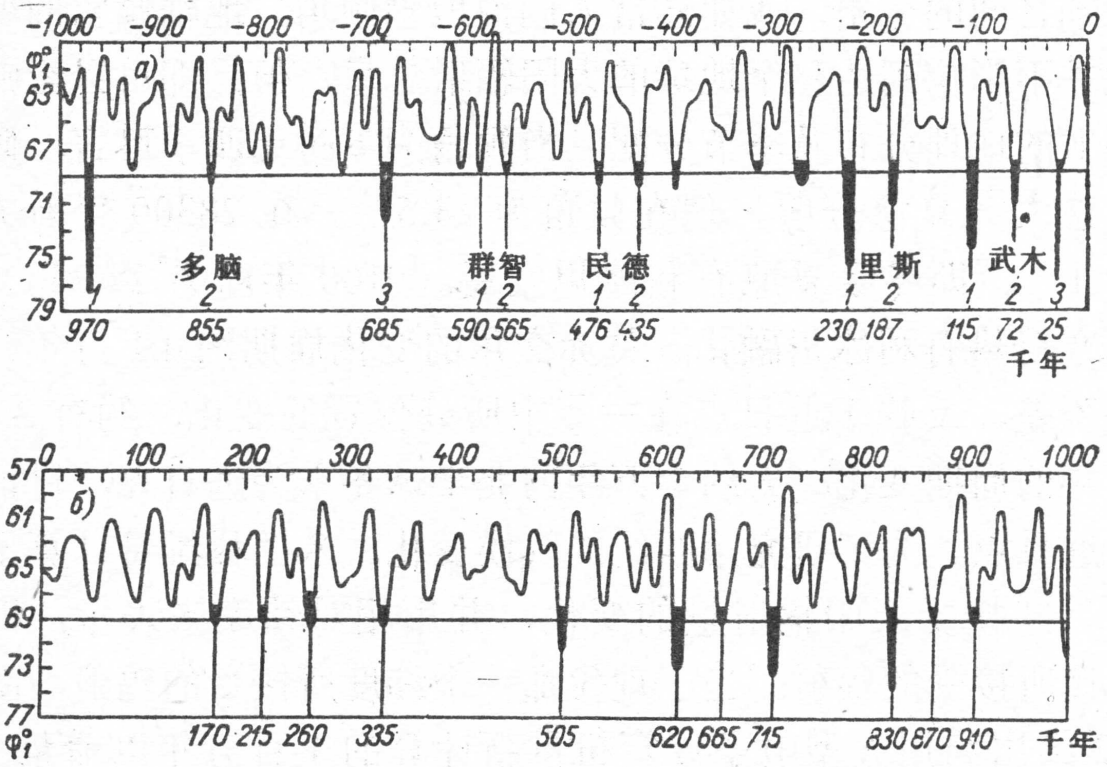


图 3.2　过去 100 万年及未来 100 万年，65° N 的相对纬度
（Монин, Шишков, 1979）

（三）全新世的气候

大约 1.8 万年前冰期达到极盛之后，冰盖开始逐渐消融，冰川后退，海平面又逐渐回升。从 16500 年前开始进入

全新世，有时也称为冰后期。全新世至今可分为三个时期：①新温暖时期（16500—9500），②大温暖时期（9500—5500年前），③晚温暖时期（5500年前至今）（图3.3）。

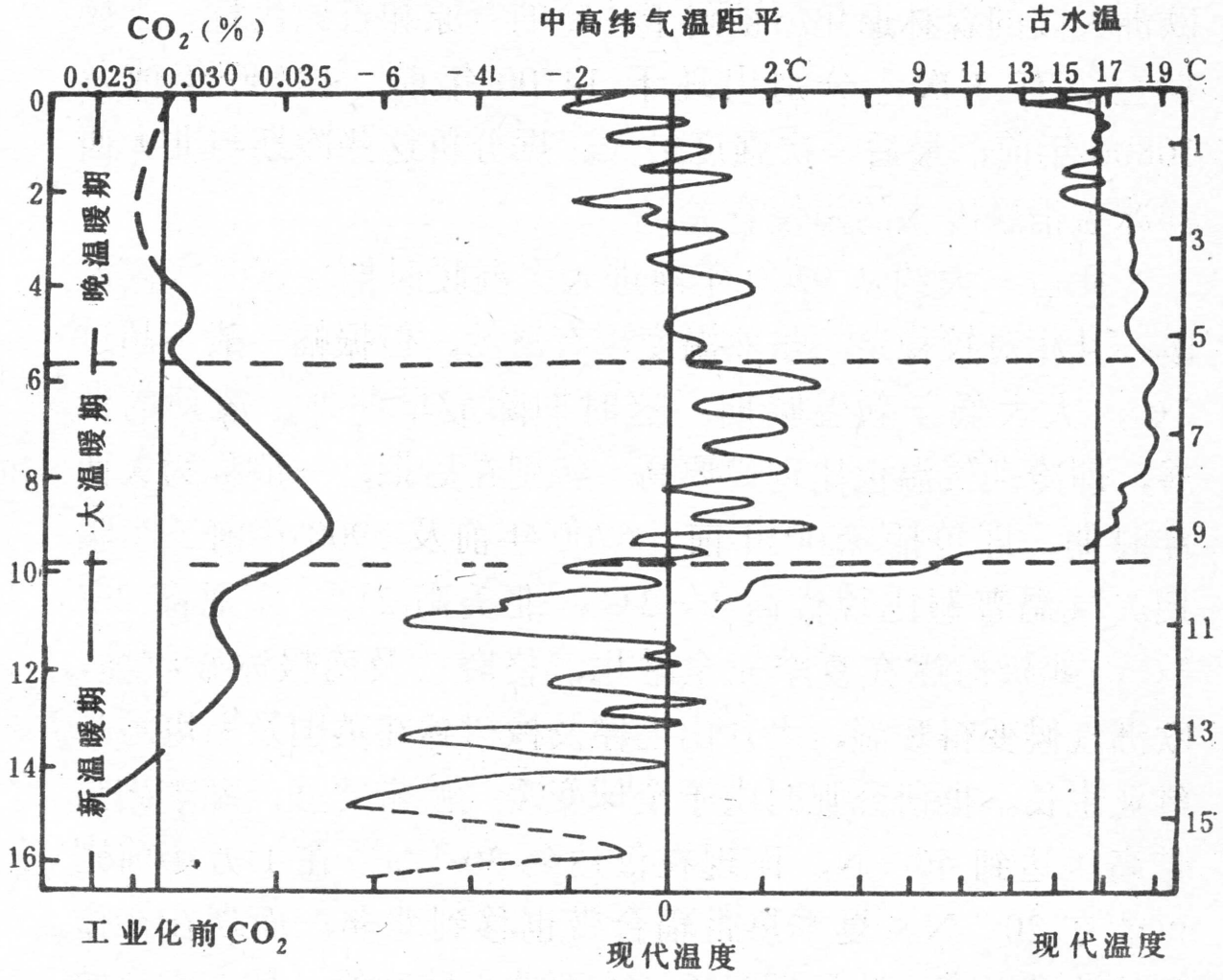


图3.3 全新世气候变化
（Борзенкова、Зубаков，1986）

新温暖时期才离开寒冷的冰河期，陆冰、海冰均处在消融过程中，所以温度的回升是不稳定的。时间尺度为1—2千年的气候波动振幅达5—6℃，逐渐波浪式回暖，气温达

到与现代相近的水平。但是需要注意，这时期内也还有寒冷气候，最著名的就是仙女木期（Dryas）。这是根据丹麦阿列罗（Allerod）附近冰缘沉积，由极区的花“仙女木”（Dryas Octopelals）而命名的。这时盛行冷干气候。北大西洋海水温度可能比现代低 7—8℃接近武木冷期的最低值。欧洲大陆的森林退化，被耐干、冷的草原和苔原代替。干燥期至少有 3 次，分别出现于 14700 年前、13200 年前及 10800 年前，最后一次强度最大。据分析这些冷期与北大西洋冰盖消融冷水的南侵有关。

此后，大约从 9500 年前进入大温暖时期。这时气候温暖，且相对较稳定。虽然温度也有波动，但振幅一般不超过 2℃，大大低于新温暖期。这时期除最早期外，波动的低谷，即冷期气温也比现代要高。特别在后期，一般称为大西洋时期，即包括 7800 年前、6700 年前及 5900 年前三个暖期。气温普遍比现代高 1—3℃，北美高 2℃，东亚高 2—3℃，北极海冰在夏季完全融化，格陵兰及南极冰盖收缩，欧洲气候变得暖湿，大片山毛榉及橡树林在英国及斯堪地那维亚生长。据研究那时由于全球变暖气候带北移，冬季副热带高压达到 40 ° N，而现在仅达到 30 ° N，在 1 万年前则可能在 20 ° N。夏季热带辐合带也移到北非，而现在在撒哈拉沙漠以南，冰河期时更远在西非大陆南缘。现在干旱的西非萨赫勒及印度西北邦那时湿润多雨。由于气候暖湿，因此人们称之为气候最适宜期（climatic optimum）。图 3.4 及 3.5 给出气候最适宜期夏季气温与年降水量同现代的差。可以看出，除亚洲南部及北非、加勒比海地区外，全球 7—8 月气温普遍比现代偏高。高纬到极区偏高 4℃以上，夏季气温偏低可能与降水偏多有关。以中国西部到西非为例，年降

水量比现代高 200mm 以上。增加最多的是西非萨赫勒到东非，偏多 300—400mm 以上。为了绘制图 3.4 及 3.5 采用了大量的孢粉分析资料，并根据现代植物群落来判断降水与气温特征。也有人把这段时间译为黄金时代。从气候对人类生活的影响来看这个名称确实也当之无愧。

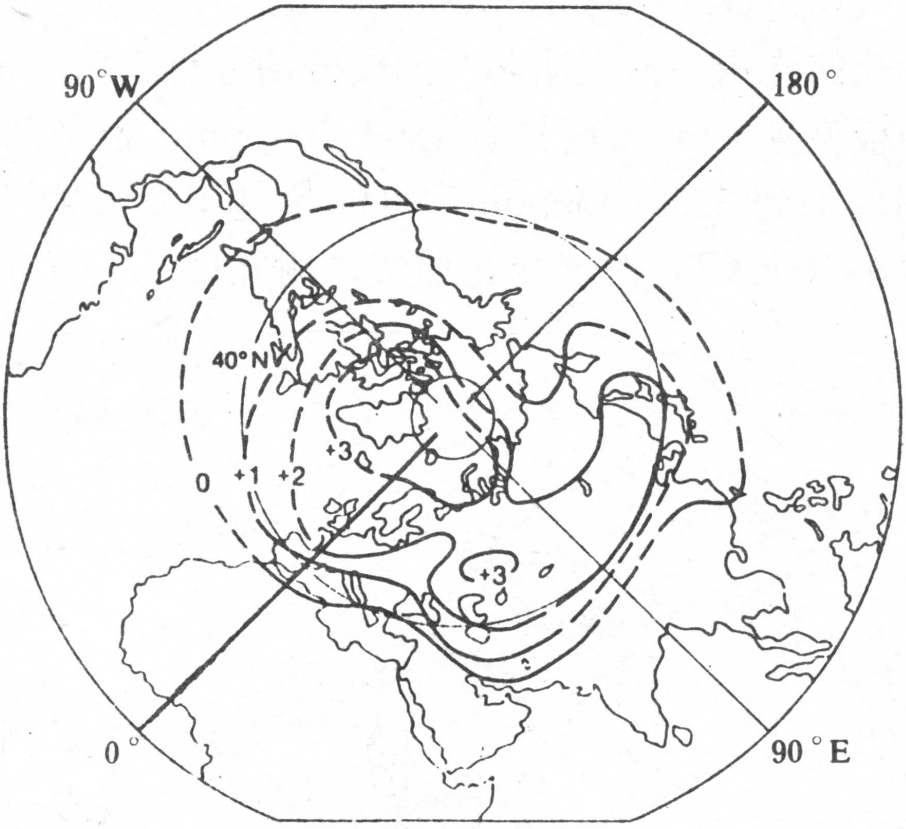


图 3.4　气候最适宜期（6200—5500 年前）
7—8 月气温与现代的差值
（Борзенкова、Зубаков，1986）

全新世最后一个阶段即晚温暖期，也有时称为新冰河期，气候特点是温度下降，气候不稳定性增加。在这 5 千多年中至少有 6 次明显的冷期，分别出现于 4800、3200、2200、1500、700 及 300 年前。以 2200 年前及 300 年前两次最强烈。其中最后一次即著名的小冰期。在强烈的冷期中，中高纬度气温可能比目前低 2—3℃，全球平均低 0.5—

1.0℃。

因此，全新世的气候经历了不稳定上升、维持稳定高温及不稳定下降三个阶段。当然即使小冰期气温也远没有下降到冰河期的寒冷程度。但是，这种时间尺度的温度变化也很难用地球轨道要素的变化来解释，因此，有的作者就倾向于认为大气中 CO_2 浓度的变化对气候最适宜时期的形成也起了相当大的作用。南极冰芯气泡成分的分析表明，1.8 万年前冰期极盛期 CO_2 浓度只有 180—200ppm，但是到大温暖期初期增加到 350—400ppm，可能超过了今天大气中 CO_2 的浓度。这个 CO_2 浓度变化曲线，附在图 3.3 的右侧。但

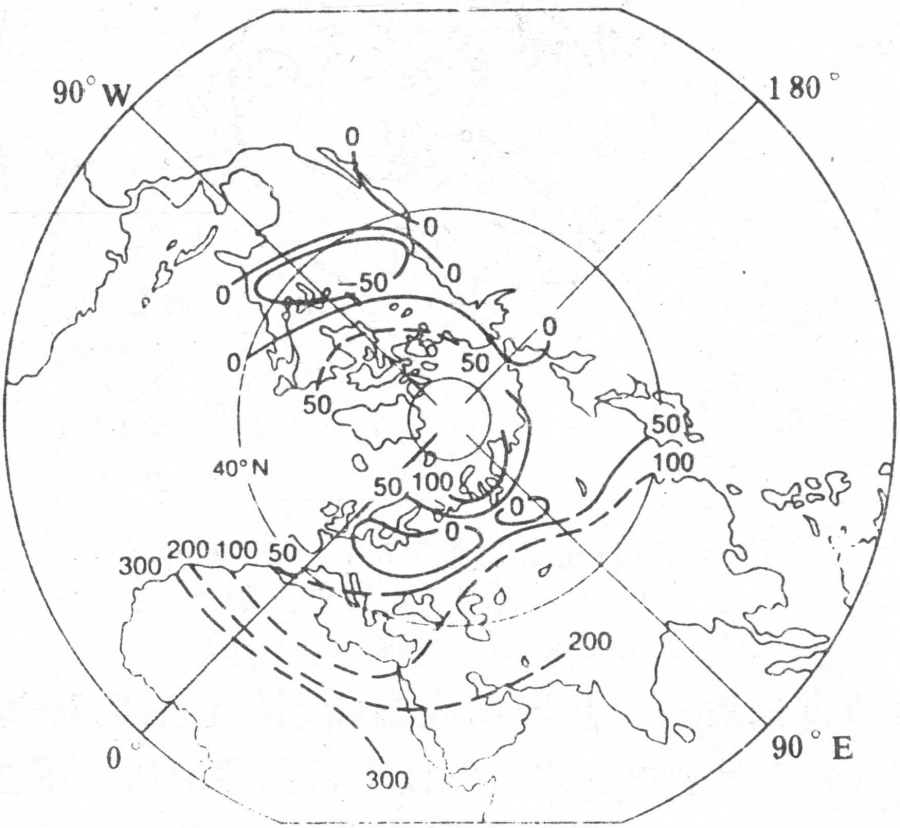


图 3.5　气候最适宜期（6200—5500 年前）
年降水量与现代的差值
（Борзенкова、Зубаков，1986）

是，更多的作者则认为不是 CO_2 变化引起了气候变化，而

是气候变化引起了 CO_2 的变化，当然后者对气候又产生反馈作用。至于为什么气候变化能导致 CO_2 变化则可能是由于大陆冰盖融化，海面上升，海面下大陆架中形成碳酸盐，海水上层不断分解出 CO_2 的结果。因此，冰盖融解最迅速的两个阶段 17000—14000 年前及 10000—7000 年前大气中 CO_2 浓度也急剧上升。

竺可桢先生根据考古的发现证实，5000 年前我国也处于温暖时期，如在西安半坡村遗址中有麋与竹鼠。据 ^{14}C 同位素测定，为 5600—6080 年前，而这两种亚热带动物目前在西安已经不存在，因此，推断当时的气候比现在温暖潮湿。图 3.6 根据综合大量考古物候及史料记载给出近 5000 年气温变化曲线，竺可桢指出其大致趋势与根据挪威雪线变化所做出的推断基本相同。根据竺可桢的研究近五千年来大约有 6 次寒冷时期。

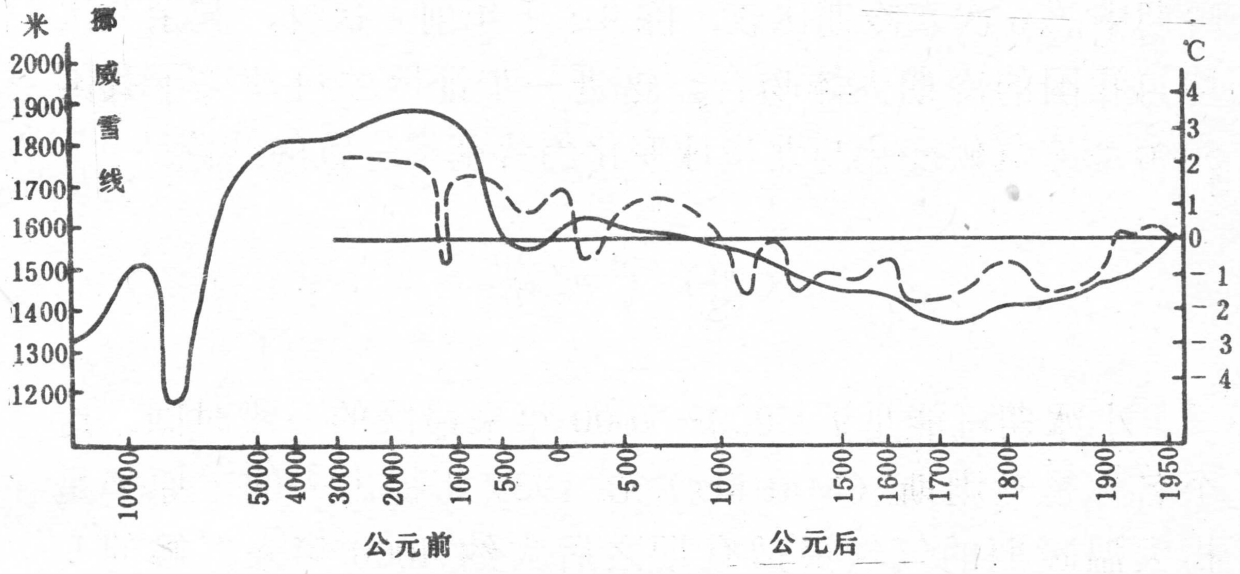


图 3.6　一万年来挪威雪线高度（实线）与五千年来中国温度（虚线）（竺可桢，1973）

第一次，公元前 1000 年左右气候转寒，例如公元前 903 年和 897 年汉水两次结冰。诗经中记载的西安附近的物

候也说明气候比较寒冷。

第二次，公元450年左右气候又有寒冷趋势，如三国时代曹操（公元155—220年）在铜雀台（今河南省临漳县西南）种橘就是只开花不结果。曹丕在公元225年到淮河广陵（今淮阴），视察军事演习，因淮河结冰不得不停止演习。公元366—368年渤海湾从昌黎到龙口连续三年冰冻，冰上可行车马。这次寒冷期持续时间较长，直到公元6世纪初。

第三次，公元1200年前后华南的荔枝在1110年、1178年两次全部冻死，这次冷期较短大约只有一个世纪左右。

第四到第六次，从14世纪初气候转寒，约有三个最冷时期，即在14世纪、17世纪后半及19世纪中，有广泛的河湖结冰记载为证。

以距今千年（10^3BP）为单位，这6次寒冷期，分别出现于3.0、1.5、0.7、0.6、0.3及0.1千年前，与图3.3晚温暖期中的6次寒冷期比较，除4.8千年前一次外，其余几次均与我国的冷期大体吻合。这进一步证明竺可桢关于我国5000年来气候变化与北半球变化趋势基本一致的结论。

（四）小冰期

小冰期可能是近5000—7000年来最冷的一段时间，这个名称是马则斯（Matthes）在1939年提出来的，原来是指大温暖期的气候最适宜期之后大约4000年来气候的变冷。称为小冰期指降温程度不同于更新世的冰河期。但是后来人们逐渐用来专指近数百年的冷期。小冰期从广义上讲可认为自公元1250—1850年，主要在公元1550—1850年。这段时间由于距离现代较近所以各种资料极其丰富，况且，这

次寒冷也几乎是有史以来人们从未经历的，所以引起了广泛的注意。下面我们举出一些证据。

为了说明小冰期寒冷的程度，可以与它前面一个相对温暖的时期做比较。公元 1000—1200 年间全球气温偏高，被称为“小气候最适宜期”（little climatic optimum）。那时中纬度气温至少比现代高 1℃，海平面比现代高 0.5 米。但是，到了 16 世纪气候变冷，海上流冰、大陆冰川及雪线均发生了较大的变化。在小气候最适宜期，冰岛附近很少受西北部格陵兰流冰的影响，到 1520 年流冰期仅 6 周。大约在 1600 年突然上升到 26 周。此后直到 20 世纪才又逐渐减少到 8 周。同一时期加拿大极区的巴芬岛，雪线下降 200—400 米。中欧雪线也下降约 200 米，造成山崩与洪水。各地冰川普遍前进，冰岛与挪威的冰川平均前进约 2 公里。

不过，小冰期气候的变冷，可能比流冰增加、冰川前进与雪线下降所反映的要早一些。因为一般认为这些现象要比气温变化落后十年到几十年，所以，尽管从这些现象来看冷期在 1600-1900 年之间，从气候角度讲小冰期仍定为 1550—1850 年。这方面物候证据是非常丰富的。例如，在小气候最适期之后，英国曾广泛种植葡萄，但后来连续出现寒冬，严重影响了葡萄的生长。1430 年的严冬，最低温度降到-20℃——25℃，使葡萄种植完全停止。直到 20 世纪初气候逐渐回暖，生长季比 18 世纪延长了 2—3 周，才又开始在英格陵兰南部种植葡萄。又如，中国太湖、鄱阳湖、洞庭湖及汉水、淮河，在小气候最适宜期很少结冰。14 世纪也仅有 2 次结冰记载，15 世纪增加到 5 次，16 世纪为 10 次，17 世纪达到 14 次，而 20 世纪仅有 3 次。北美、欧洲及中国的树木年轮分析也证明 15、17、19 世纪气温偏低。约略

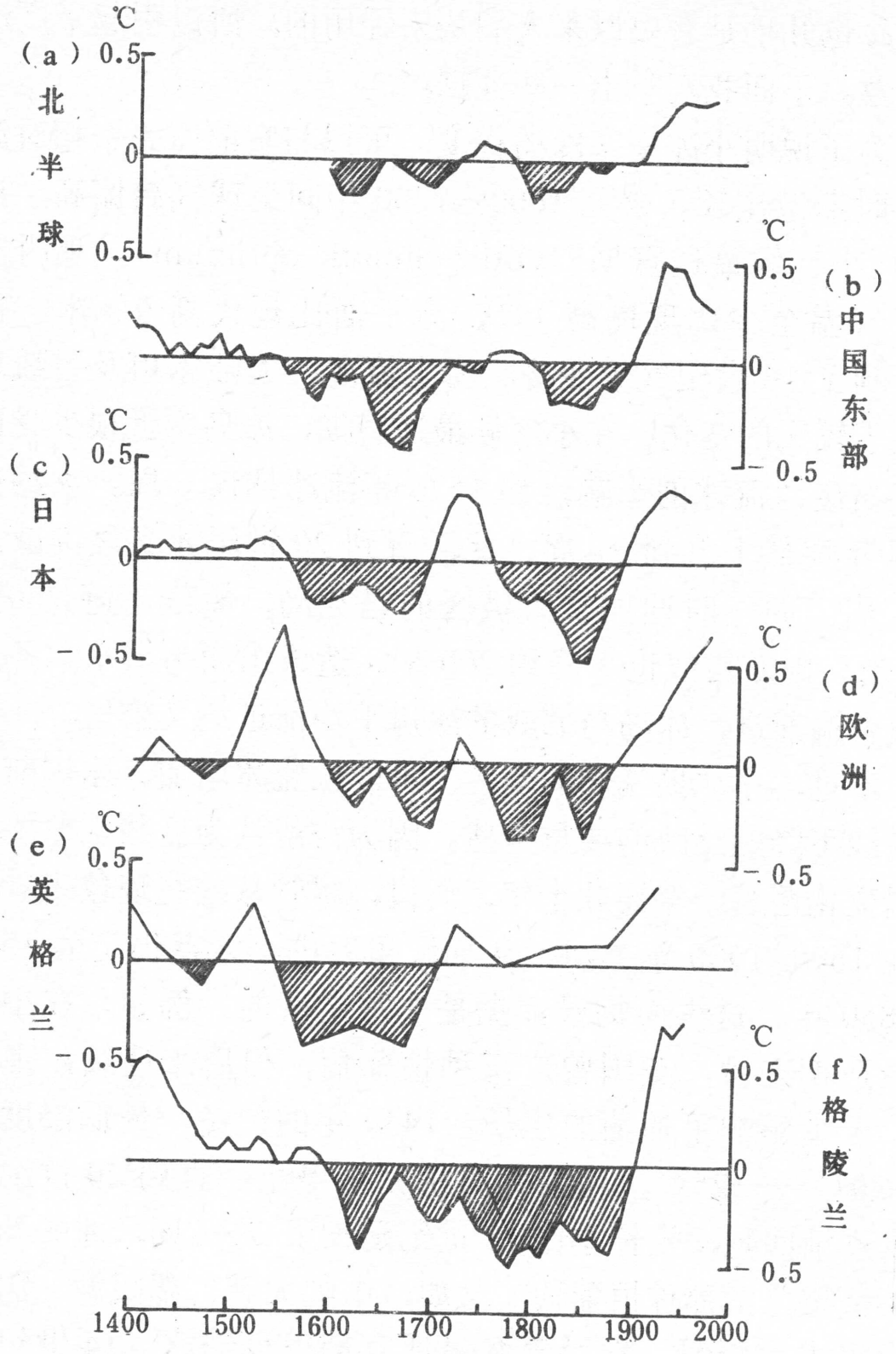


图 3.7　小冰期气温变化

讲，从小气候最适宜期到小冰期全球气温下降 1.5—2.0℃。

但是，小冰期究竟何时开始，又分几个冷期，每个冷期

寒冷程度如何，要根据较长的气温序列来判断。可惜，对大部分地区来讲，气温观测序列不过一百多年。所以，人们不得不用代用资料来重建气温序列，下面给出几个例子。图3.7a是格罗夫曼与兰茨堡（Groveman, Landsberg 1979）根据个别站气温，用统计方法建立的以气温观测为主的北半球平均气温距平序列（取50年滑动平均），图b为作者用气候史料重建的中国东部10年平均距平序列（亦做50年平均），图c为日本的气温序列（作者高桥浩一郎），图d为欧洲的气温，仅有相对标度，无绝对意义（作者Easton及Wagner），图e为英格陵兰温度后期为观测值（作者Lamb），图f为从格陵兰极冰氧同位素分析得到的气温序列（作者Dansgaard）。

从图3.7可以看出，尽管这些序列建立的方法不同，反映的地区不同，但是，一致性还是很大的。图b，d，e表明确实从1550年前后进入冷期。图a也有这样的趋势，可惜资料稍短。图c与图f则推迟到1600年才进入冷期，所以17世纪比较冷是一致的。图a，b，d表明18世纪相对较暖。图c与图e也有这个趋势，只有图f仍维持较冷，不过至少在18世纪前半冷的程度也有所减弱。19世纪又出现一个冷期，这在各条曲线上均有反映。只有图e相对冷的程度弱一些，大约在1800—1850年之间气温达到最低，以后即逐渐回暖。因此，把小冰期定为1550—1850年看来是有根据的。从北半球的平均气温变化（图a）来看，这一点特别明显。小冰期有两个冷期，一个在17世纪，一个在19世纪。有的序列反映每个冷期又有两个寒冷的阶段，中间为较短的相对暖期所分隔，不过各曲线时间不同，这里不再详述。至于温度变化的幅度，图3.7纵坐标的标度是一致的，

除图 d 仅有相对意义外，大体可见高纬度（图 f）振幅大，低纬度（图 b）振幅小，北半球平均（图 a）振幅最小。图中横线为近 600 年平均，冷期距平约—0.5℃，20 世纪暖期距平约+0.3℃—+0.5℃。因此，从小冰期的冷期到 20 世纪前半大约增暖 0.8—1.0℃。

（五）20 世纪的变暖

近 500—600 年的气候变化主要有两个特点：一是小冰期，一是 20 世纪的变暖。弄清楚这两个特点，就对这段时间的气候变化有了基本认识。近百年来已经有了大量的气温观测记录，因此，研究 20 世纪变暖不必再用代用资料。但是，这并不是说进行这方面的研究就轻而易举了，在分析中人们普遍遇到 3 个问题：①资料覆盖面问题；②城市热岛效应；③观测技术的改变。我们结合不同作者的研究来介绍对这三个问题的处理。米切尔（Mitchell，1961）是第一位给出比较可靠的半球及全球气温序列的作者。他根据约 100 个测站的观测，按纬度带求平均，然后按各纬度带的面积加权求半球及全球平均。由于资料限制，北半球为 0—80 ° N，南半球为 0—60 ° S。以 1880—1884 年平均为标准，自 1870—1874 年，到 1955—1959 年每 5 年平均都对这 5 年求偏差。发现自上世纪末到本世纪 40 年代，北半球气温上升 0.6℃，南半球上升 0.4℃，故全球平均上升 0.5℃。不过当时所用主要是陆地测站，资料覆盖面较差，气温观测资料也没有充分校正。后来世界各国至少有 30 多位作者尝试建立半球或全球的气温序列，但比较可靠而又有一定特色的主要有 3 个序列，即前苏联的维尼柯夫（Винников）等，英国

的琼斯（Jones）等，美国的汉森（Hansen）等。

前苏联的地球物理观象总台（ГГО）维尼柯夫等从70年代就开始绘制并出版了北半球月平均气温距平图，对每个测站求距平、填图、手绘等距平线、读数、再按纬圈（每5°纬度）平均、按面积加权，求北半球（实际为17.5°N以北）平均距平。这项工作开始在苏联国内受到一些批评，主要因为各站求距平时所用的平均值并不是同一时期的，这当然要影响到距平的数值。最近维尼柯夫（1987）重新统一计算了距平，并用最优插值法内插经纬度格点值。1881—1985年期间用301个站，1841—1880年间用167个站建立了北半球1841年以来逐月气温距平序列。这是由格点值计算的最长的北半球气温序列，分析范围也扩展到0—90°N。

英国东安吉利亚大学气候研究中心的琼斯等在80年代建立了可能是包括资料最完全的气温序列，大约用二千个测站，1亿个陆地观测数据，6千万个海洋观测数据，内插格点数值然后按纬度加权求半球及全球平均。这个序列的特点不仅是资料完备，而且特别注意了消除城市热岛效应及观测方法改变所带来的误差。大家知道由于城市的扩展，百万人口以上的城市，年平均气温可能上升1.0℃，千万人口以上的城市年平均气温可能上升2.6℃。全世界百万人口以上的城市在1900年仅只13个，到1985年就猛增到247个。显然这个影响如不排除，将造成虚假的增温现象。琼斯等对城市发展较大的测站，根据邻近的站做了订正，有的则舍去不用，同时，对海温的观测也做了订正。因为本世纪30年代之前多用吊桶打水观测，而水的蒸发降低了水温，故观测值偏低。在使用颠倒温度表之前所测的水温也偏低，因为在提

升温度表的过程中，温度表的读数还可能降低。后来多改为虹吸式观测，避免了观测水温偏低的现象，因此造成前后不一致。对此琼斯也采用海上夜间气温等进行订正。图 3.8 给出 1880—1990 年北半球、全球及中国年平均气温距平曲线，距平为对 1880—1979 年的偏差。

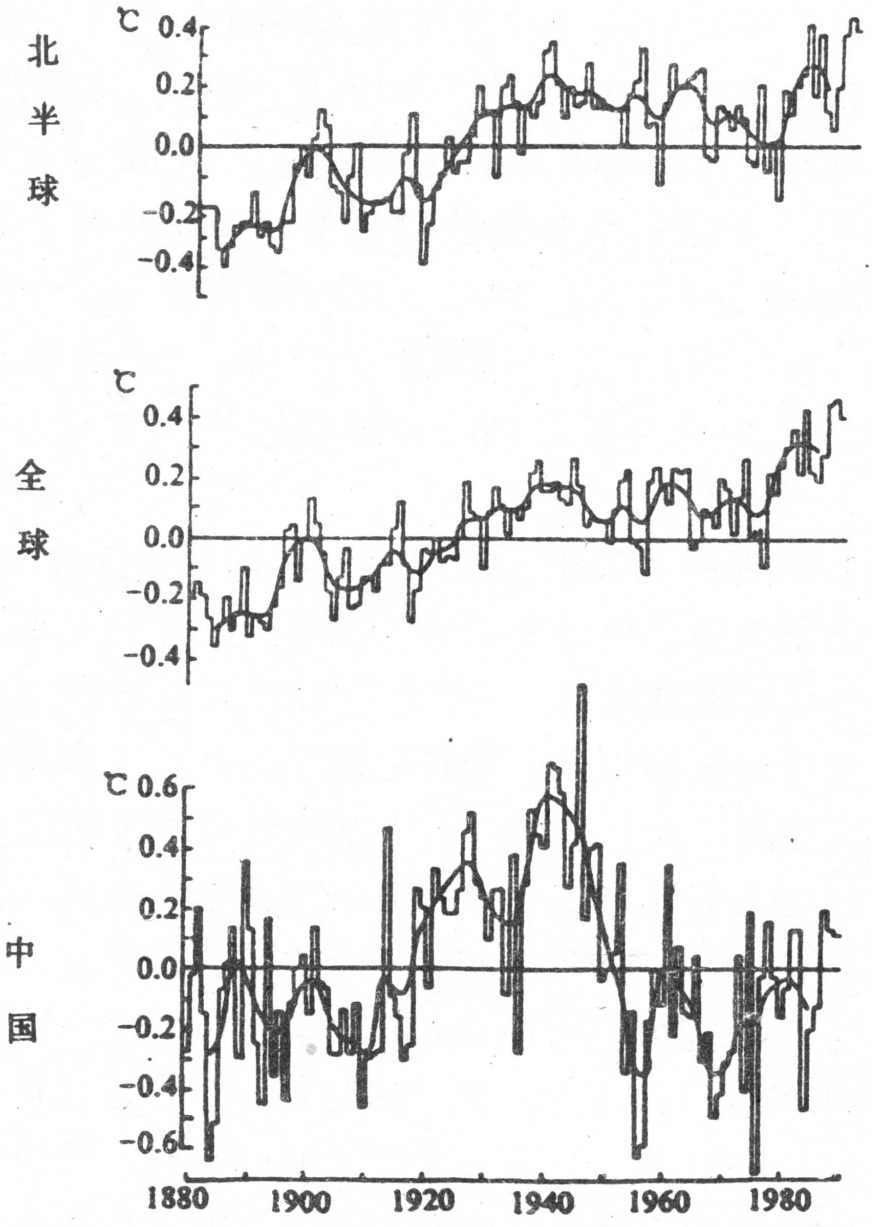


图 3.8　北半球（上）全球（中）及中国（下）年平均气温
曲线为低通滤波值。

美国汉森等所根据的基本资料量大致与琼斯等相同，但

分析方法不同，考虑到琼斯等的序列是内插格点值，而在距格点5°内没有测站时则会舍去该格点，这样使早期许多格点值空缺，资料覆盖面不够大，因此影响了平均值的代表性。所以汉森等把全球分为面积相等的80个区，每个区再分为10×10共100个副区，取距每个副区中心1200公里的站按记录长短排列，然后按与中心距离为权重逐个合并平均，求每个副区的平均。然后再按副区的面积加权求区平均，再将区加权合并求半球及全球平均，每个区有多少副区有记录就成为该区的权重。这样求得的结果大致与琼斯的一致，但从全球气温变化来看1940—1965年气温也略有下降，而不像琼斯的结果，只有北半球在这段时间气温下降。由于汉森等的序列从1880年开始，而琼斯等的序列从1861年开始，所以一般在分析气温变化时仍以琼斯的序列为主，但参考汉森等的结果。

从图3.8可以看出，从上世纪末到本世纪80年代，气温上升0.6℃，约合每百年上升0.5℃。如果分纬圈来看，高纬上升比低纬明显，但高纬年际变率也较大。而分海陆来统计虽然海上温度滞后于大陆，但上升趋势是类似的。分季节看各季也均变暖，尽管冬季增温的幅度也要大一些。所有这些分析表明，近百年气候是在变暖，而且变暖是普遍性的，至少纬圈平均与季节平均都保持了变暖趋势，而且高纬、冬季增暖幅度大。这些都有利于说明增暖可能是温室效应造成的。

尽管有以上证据，但是有个别作者对近百年是否变暖仍持怀疑态度。我们认为，如下面将要谈到，如果对这变暖产生的原因是不是以温室效应为主有所怀疑是完全可以理解的，但变暖本身则几乎可以认为是无可怀疑的事实。不仅几

乎所有对气温记录进行分析的作者都得到了近似的结论，还有一些完全独立的旁证。最有力的证据就是海平面高度的记录。当然海平面高度变化是比较复杂的。第四纪最近一次冰盖融化引起的地壳运动力，即均衡反应，局地海洋密度与环流变化均对海平面有影响，这些因素必须在判断海平面变化之前尽可能地排除。进行了这些误差的订正之后，巴尔耐特（Barnett）发现近百年海平面上升 14cm，海平面上升可能一半因为海水膨胀，一半因为小冰川融化。观测证明全球小冰川平均物质平衡为负。并发现最大亏损（即冰川融化）发生于阿拉斯加，青藏高原西南部及南美安的斯山南部。这些工作证明气候确实存在变暖的趋势。

此外，安基尔等（Angell et al，1987）的工作也对变暖的结论是一个有力的支持。他们建立了一个全球测站网，这个网仅包括 63 站，但却比较均匀地覆盖了全球从南极到北极的大部分地区。其中北半球 38 个站，南半球 25 个站。由于这 63 个站均为无线电探空站。所以有对流层乃至平流层的温度资料，只可惜序列太短，从 1958 年至今不过 30 年左右。但是，由这个测站网所求得的全球平均气温，与琼斯根据二千个站得到的结果相关系数高达 0.9，与汉森的序列也很一致。但自由大气很少可能受城市热岛效应影响，因此，这也从另一面证明剔除了城市影响的琼森等的序列所反映的温度变化基本上是可信的。另外，安基尔等的序列表明近 20 年来平流层气温激烈下降，46—55 公里气温自 60 年代初到 80 年代初降低 6℃。也许这也是温室效应的另一个证据。因为，所有模式模拟大气中 CO_2 浓度加倍的气候效应时都认为低层大气增暖而高层大气降冷。

图 3.8 中最下一条线是中国的温度距平，我国由于观测

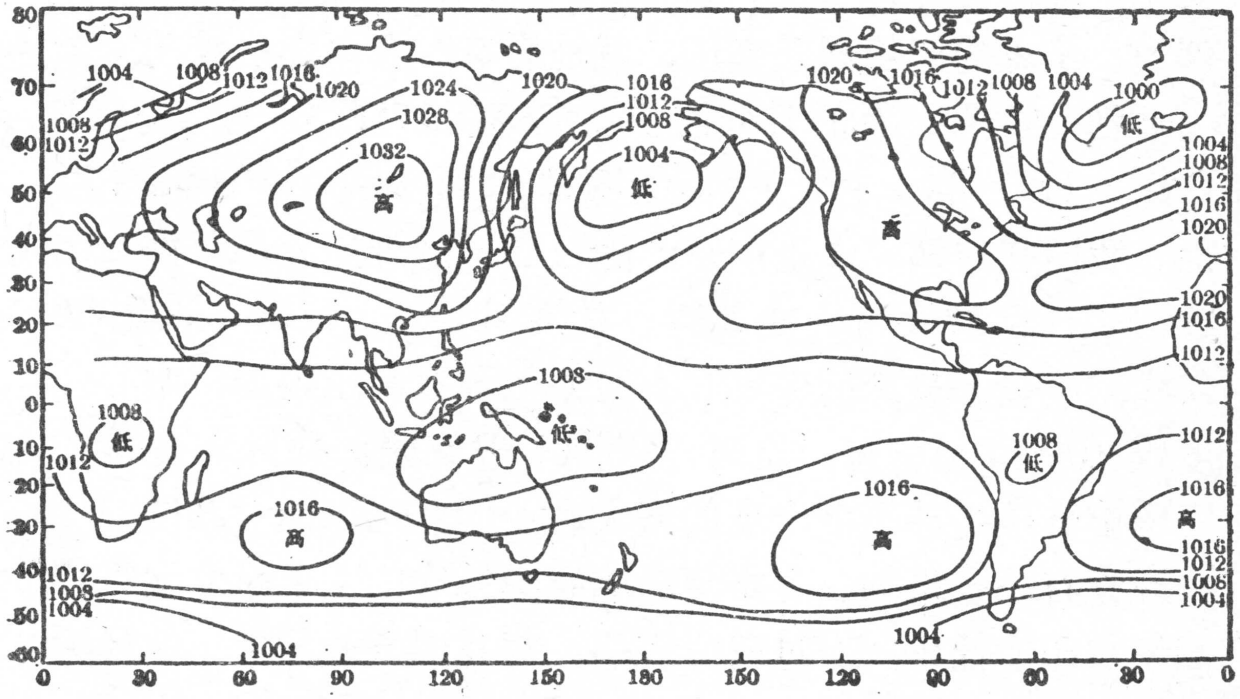
资料残缺不全始终没有一条有一定代表性的曲线。这里1910年之后根据国家气象局气温等级资料换算为气温距平，1880—1910年用哈尔滨、北京、上海、广州4个站。而这些站又有缺测则用邻近站插补。由于这4个站均在我国东部，所以也不能认为其结果就能代表全国，但大体可反映一定趋势。从所得结果来看，中国的气温变化与北半球及全球不尽相同。20年代到30年代的增温是一致的，1940—1970年间的降冷也是一致的，不过中国降温幅度更大。80年代的回暖则远不如北半球或全球明显，以至中国80年代的气温仍略低于近百年的平均。而从全球来看，80年代则是近百余年来最暖的10年。

第四章　大气环流的长期变化

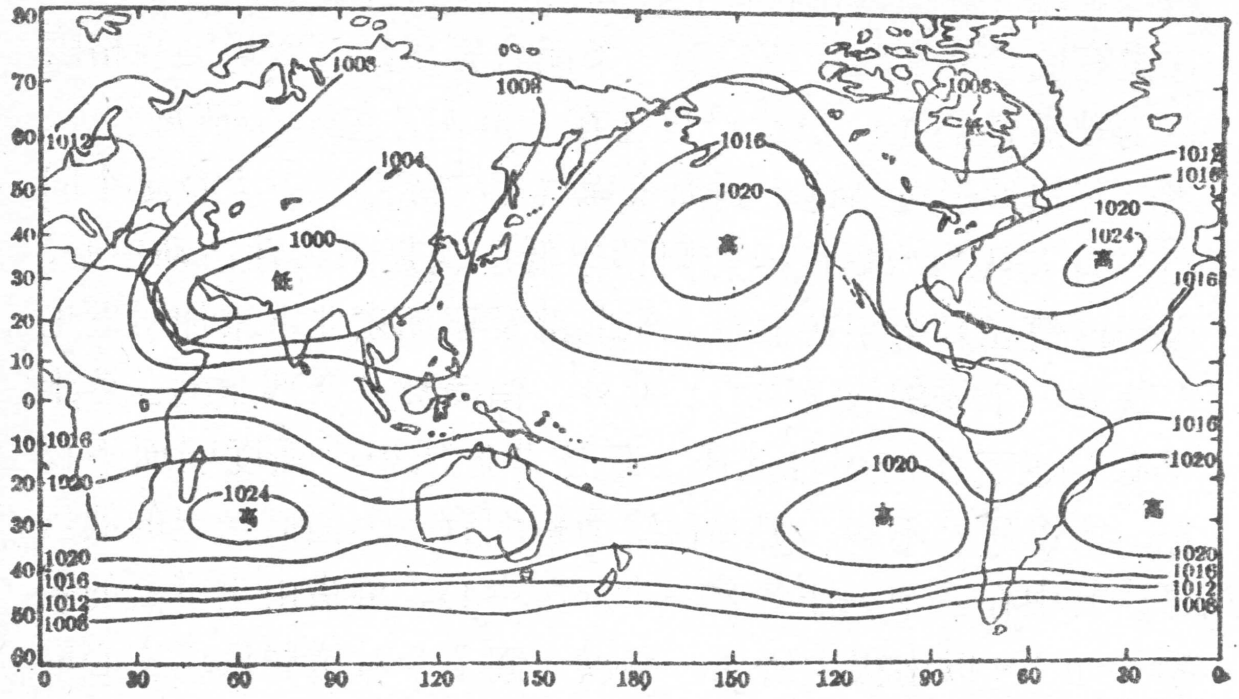
（一）大气活动中心

在上一个世纪末人们开始研究大气环流时只有月平均海平面气压图，在这些图上可以明显地看到一些高压区与低压区。每日天气图上经常出现反气旋的地方成为高压区，经常出现气旋且加深的地方成为低压区，例如气旋经常在冰岛附近停留或加深。因此，在冬半年的月平均海平面气压图上，在冰岛附近经常有一个低压区。对这些高压区、低压区，人们多用地理位置来命名，如冰岛低压、亚速尔高压（或称北大西洋高压）、西伯利亚高压、印度低压等。每个高压或低压对广大地区的气候有巨大影响。例如，冰岛低压深时，格陵兰到加拿大东北部气温低，西北欧气温高。所以，把这些高、低区称为大气活动中心（atmospheric center of action）。action 有作用的意思，所以，从意义上可以理解为大气（对广大地区气候）作用的中心。有的大气活动中心一年四季都存在，如北大西洋高压等称为永久性活动中心。有的则只在冬半年或夏半年存在，如西伯利亚高压，印度低压等称为半永久性活动中心。图 4.1 给出 1 月及 7 月海平面气压的多年平均图。从图 4.1 可以看出北半球 1 月有 6 个大气活动中心，7 月有 4 个大气活动中心。南半球各大洋上的高压均为永久性大气活动中心。澳大利亚冬半年为高压、夏半年为低压，故为半永久性活动中心。不过北美洲夏季的低

压仅表现为北美西南部的一个由低纬和高纬伸展的低槽，往往没有闭合等压线，或只有一条闭合等压线。南极洲与格陵兰为地形性高压，虽然终年存在，但往往也不在研究之例。当然那里地形过高订正到海平面气压实际意义不大也是个问题。有人认为冰岛低压与阿留申低压也是永久性活动中心，因为即使在夏半年在加拿大东北部及亚洲东北堪察加附近也能找到一个弱的低压中心。此外，南美洲及南部非洲在夏半年有时也有小的闭合低压，但这些低压中心强度弱而不稳定，所以研究不多。另外环绕南极洲有一个强而稳定的低压带，其中在三个大洋各有一个低压中心。可惜由于资料的限制，50°S 以南很少研究，所以人们至今对这些低压中心的活动还了解很少。这样列在表 4.1 中的虽然有 16 个大气活动中心，但是对气候影响范围最广，研究也较多的只有北半球的大气活动中心。南半球仅澳大利亚高压及低压受到较多的注意。



(a)



(b)

图 4.1　1 月（a）及 7 月（b）海平面气压图

（王绍武，赵宗慈，1987）

每个大气活动中心有季节变化，重要的是有明显的年际变化。而这些年际变化，即成为广大地区气候变化的原因。例如，冬季的西伯利亚高压，就是影响欧亚两洲气候的一个主要活动中心。有的月分西伯利亚高压特别强，象 1955 年 1 月，1977 年 1 月，中心强度都达到 1040—1044hPa 以上。我国在这两年出现严寒，除长江干流外，大部分湖泊结冰，长江流域大雪，使茶树、甘橘树受冻，成为本世纪 20 年代变暖以来最冷的冬季。有时西伯利亚高压很弱，中心强度仅 1030hPa 左右。这时，我国一般较暖。此外，冬季的阿留申低压，甚至南半球的澳大利亚低压也可能对我国的气候异常有一定影响。夏半年影响我国气候的主要是北太平洋高压与印度低压。不过研究表明，对我国气候异常影响最大的不一定是大气活动中心的强度，而是大气活动中心位置。

例如西伯利亚高压与阿留申低压中心所在纬度愈低时我国关内大部分地区气温偏低，但这时东北地区气温偏高。本世纪50年到70年代较之前30年（20到40年代）关内气温下降1℃，而东北保持不变或略变暖就可能与这段时期，西伯利亚高压与阿留申低压南移了约3—4°纬度有关。

表4.1　全球大气活动中心

	1月	7月
北半球	冰岛低压 阿留申低压 北大西洋高压 北太平洋高压 西伯利亚高压 北美高压	北大西洋高压 北太平洋高压 印度低压 北美低压
南半球	南大西洋高压 南太平洋高压 印度洋高压 澳大利亚低压 南大西洋低压 南太平洋低压 南印度洋低压	南大西洋高压 南太平洋高压 印度洋高压 澳大利亚高压 南大西洋低压 南太平洋低压 南印度洋低压

夏半年大气活动中心强度的年际变化不大，至少变化幅度远低于冬季。例如冬半年冰岛低压中心的年际变化可达12hPa，阿留申低压达9—10hPa，而夏半年北太平洋高压及印度低压年际变化的幅度只有3—4hPa。所以，夏半年大气活动中心的变化更大程度上表现为位置的变化。而且不仅是东西或南北方向移动，更重要的是活动中心伴随移动而发生的向某个方向扩展或收缩。例如从本世纪20—40年代到50—70年代北太平洋高压的西界与印度低压的东界向西退了1.0—1.5°经度，而同时印度低压北界向南退了约4°纬度，可能这就是50—70年代长江以北到黄河下游多雨的原

因。特别中国经常处于大气活动中心的交界处而不是在大气活动中心的中央区。因此，中国气候异常与大气活动中心位置的关系更为密切。

（二）世界三大涛动

早在上一世纪末，从人们开始绘制月平均海平面气压图，并发现了大气活动中心，就有人注意到不同活动中心的变化之间有一定联系。最早发现的是冰岛低压与北大西洋高压气压变化的相反关系，即当冰岛低压加深时，北大西洋高压加强，反之当冰岛低压减弱中心气压上升时，北大西洋高压减弱中心气压下降。后来瓦克（Walker）把两个大气活动中心之间气压的此起彼伏的振动称为涛动（oscillation）。瓦克自 1923 年到 1937 年发表了一系列的《世界天气》的研究，并在 1924 年正式提出三大涛动的名称，即北大西洋涛动（North Atlantic Oscillation 缩写为 NAO）、北太平洋涛动（North Pacific Oscillation，缩写为 NPO）、及南方涛动（Southern Oscillation，缩写为 SO）。其中 NAO 指冰岛低压与北大西洋高压之间的气压变化相反关系，NPO 指阿留申低压与北太平洋高压之间的气压变化相反关系，南方涛动反映南太平洋与印度洋气压变化相反关系。由于气压变化主要在南半球所以称为南方涛动，实际赤道地区及部分北半球热带地区的气压变化亦与 SO 有关。

瓦克 1932 年给出涛动的定义：

$$\mathrm{NAO}=\frac{P_V+T_B+T_S+0.7P_B-P_S-P_I-0.7T_G}{2}$$

$$+\frac{0.7\ (T_H + T_W)}{2}$$

其中 P_V—维也纳气压，T_B—博多气温，T_S—斯托诺威气温，P_B—百慕大气压，P_S—斯图基斯荷姆气压，P_I—埃维格图气压，T_G—戈特霍布气温，T_H—海德拉斯气温，及 T_W—华盛顿气温。

$$\mathrm{NPO} = P_H + \frac{1}{3}\ (T_Q + T_C + T_P) - \frac{2}{3}\ (P_S + P_D + P_N) - T_D$$

其中 P_H—火奴鲁鲁气压，T_Q—夸普勒气温，T_C—卡尔加里气温，T_P—阿铂特太子城气温，P_S—锡特卡，辛普生或朱诺气压，P_D—陶森气压，P_N—诺姆气压，及 T_D—荷兰港气温。

$$\mathrm{SO} = P_S + P_H + R_I + F_N + 0.7P_M - P_B - P_C - T_M - 0.7P_D - 0.7R_C$$

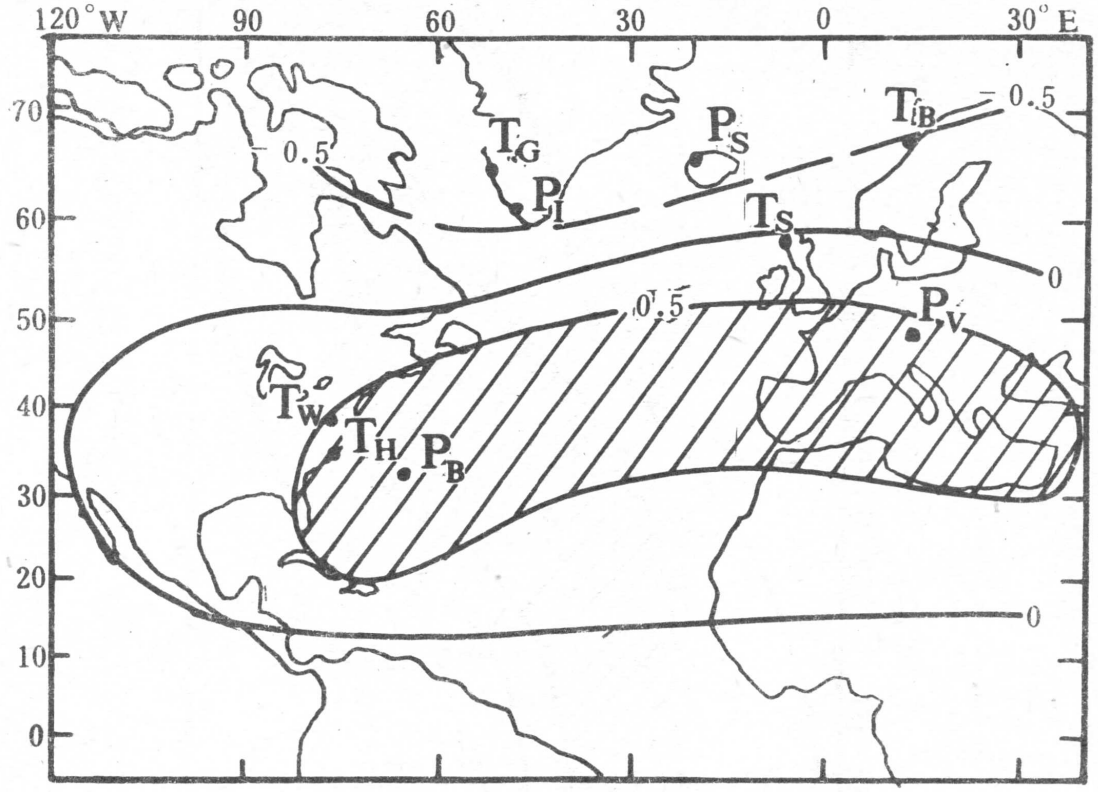
其中 P_S—圣地亚哥气压，P_H—火奴鲁鲁气压，R_I—印度降水，F_N—尼罗河洪水，P_M—马尼拉气压，P_B—巴塔维亚（雅加答）气压，P_C—开罗气压，T_M—马德拉斯气温，P_D—达尔文气压，及 R_C—智利降水。

从以上定义可以看出，每个涛动各包含了若干个因子。NAO 为 8 个，NPO 为 4 个因，SO 为 10 个因子，每个因子在公式中的符号是根据与涛动指数的关系决定的，有的因子是两个或三个要素的组合。考虑到因子的方差及重要性，有时加上权重系数。初看这些公式比较复杂，但是如果单独看每个指数与气压的相关，就会明白，涛动指数所反映的主要是两个大气活动中心的气压变化的相反关系。图 4.2 给出三大涛动分别与各站海平面气压的相关分布。为了对涛动公

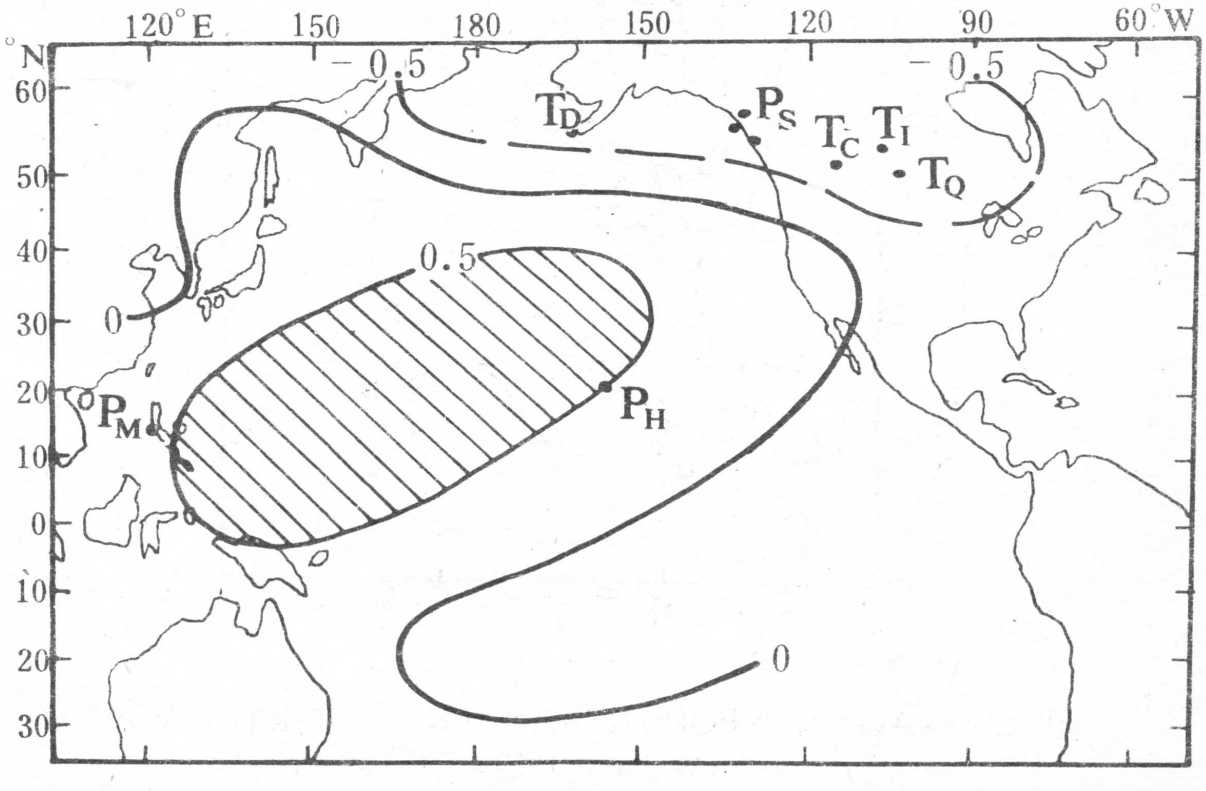
式中所用的站的地理位置有个了解，在图中同时标出各公式所用因子。图 4.2a 指出，NAO 与冰岛到格陵兰一带气压为负相关，而与北大西洋南部广大地区为正相关，相关零线在 50—60 ° N 间穿对北大西洋。NAO 与气温及降水的关系也很密切（图略去）。与冰岛到北欧气温为正相关，与格陵兰到加拿大东北部为负相关。北大西洋南部相反，与地中海到北非为负相关，而美国东部为正相关。NAO 与降水的相关分布与气温类似，不过相关绝对值略小一些。这就是说 NAO 涛动强北欧及美国东部为暖湿，格陵兰到加拿大东部及地中海一带为冷干。NAO 强时冰岛低压深，北大西洋高压强。从这两个大气活动中心与气候的关系很容易理解 NAO 与气候的联系。

NPO 与海平面气压的相关也包括一个正区及一个负区（图 4.2b），但位置并不是正南正北。负区偏东，一直伸到北美东部，而正区偏西，到菲律宾及加里曼丹。NPO 与气温的相关分布也类似于 NAO，与太平洋东北及西南为正相关，西北及东南为负相关。不过，西北的负相关区较大，从阿留申群岛向西直到俄罗斯远东，日本北部及我国东北的北部。但 NPO 与降水的相关不如 NAO 明显，北太平洋大部分为负相关。

SO 与海平面气压的相关表现为太平洋与印度洋的对比（图 4.2c）。正相关区从南美洲向西穿过太平洋到亚洲大陆东岸，负相关区从澳大利亚穿过印度洋到北非。SO 与气温的关系是印度为负相关，赤道东太平洋到南美也是负相关，澳大利亚北部则为正相关。SO 与降水的关系比气温密切，从澳大利亚经印度尼西亚，印度到中东及北非为正相关，南美南部到赤道东太平洋为正相关。


120°W
90
60
30
0
30°E
70
60
50
40
30
20
10
0
-0.5
T_G
P_I
P_S
T_{IB}
-0.5
T_S
0
0.5
P_V
T_W
T_H
P_B
0

(a)


120°E
150
180
150
120
90
60°W
N
60
50
40
30
20
10
0
10
20
30
-0.5
-0.5
T_D
P_S
T_C
T_I
T_Q
0.5
0
P_M
P_H
0

(b)

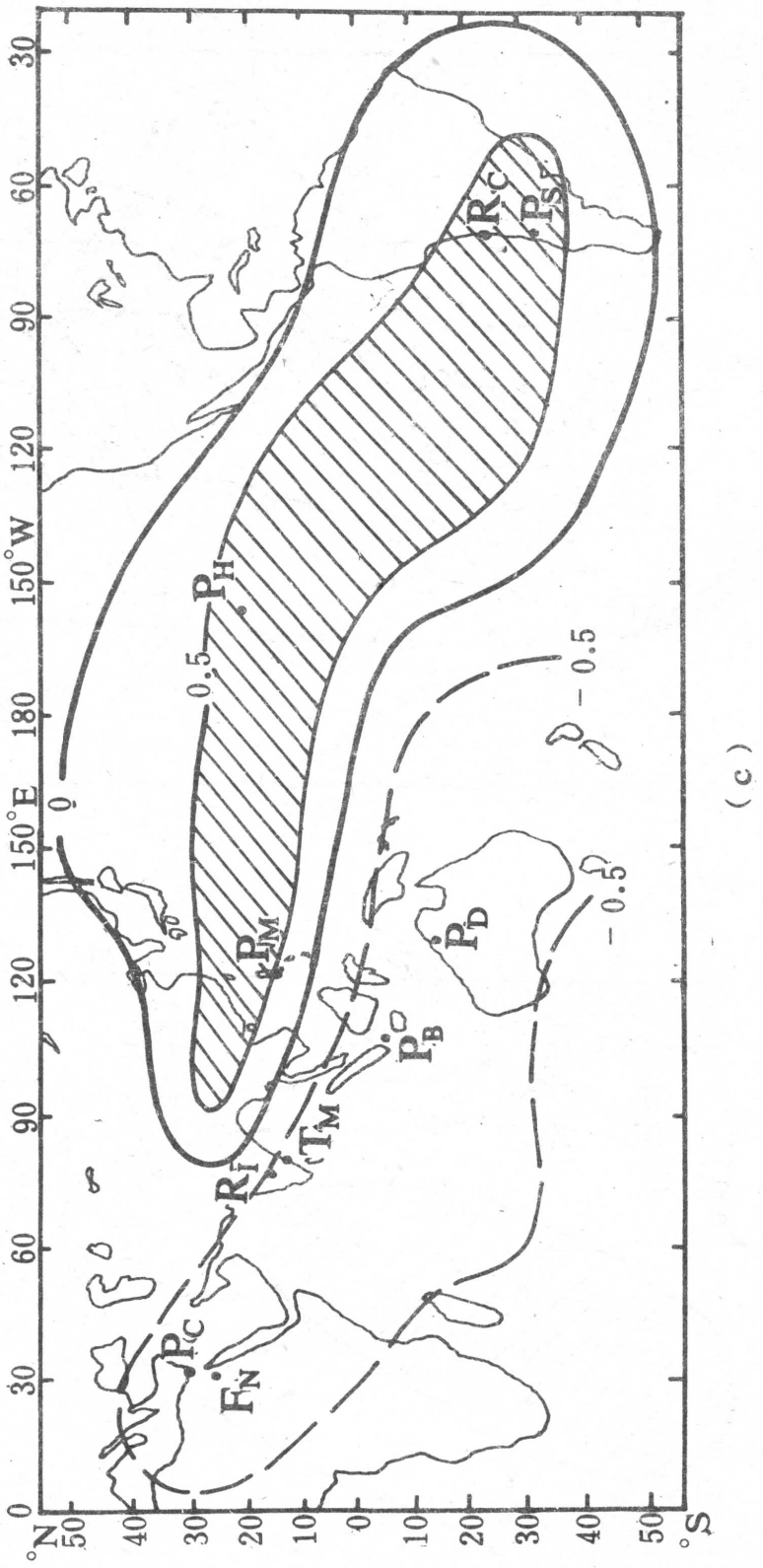
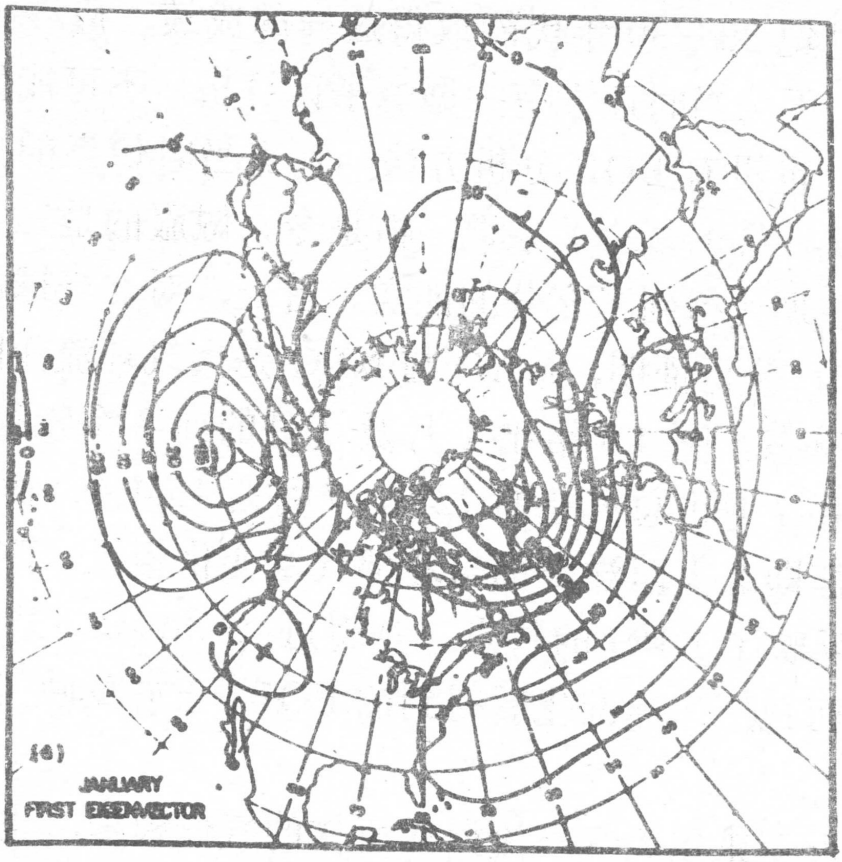
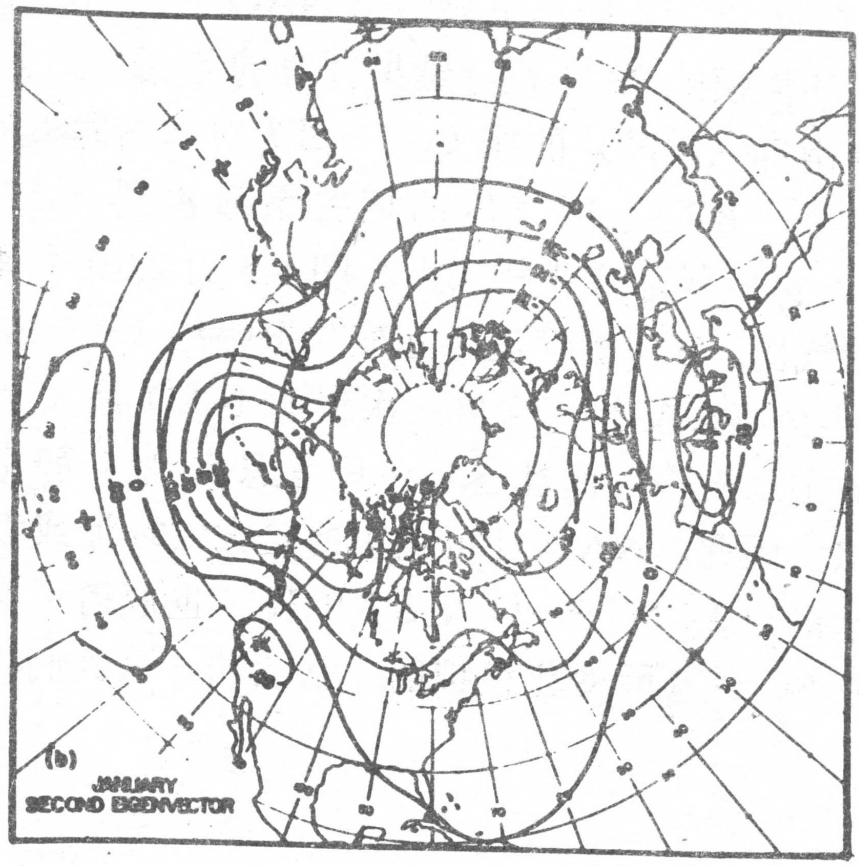


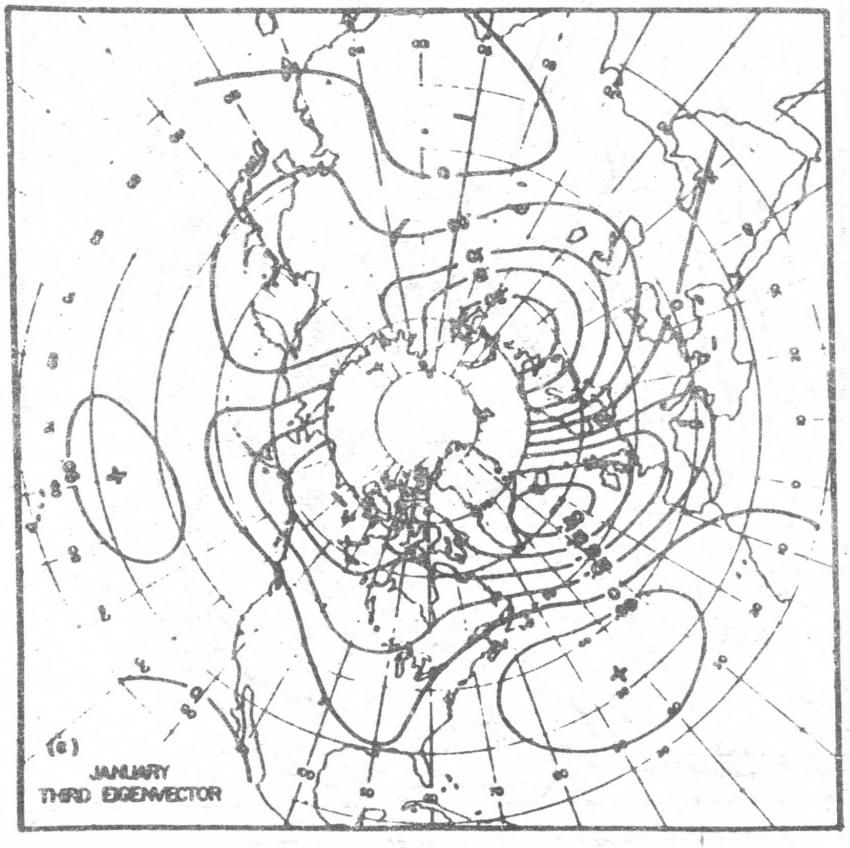
图 4.2　NAO(a)、NPO(b)及 SO(c)与海平面气压的相关系数
(Walker, 1924)

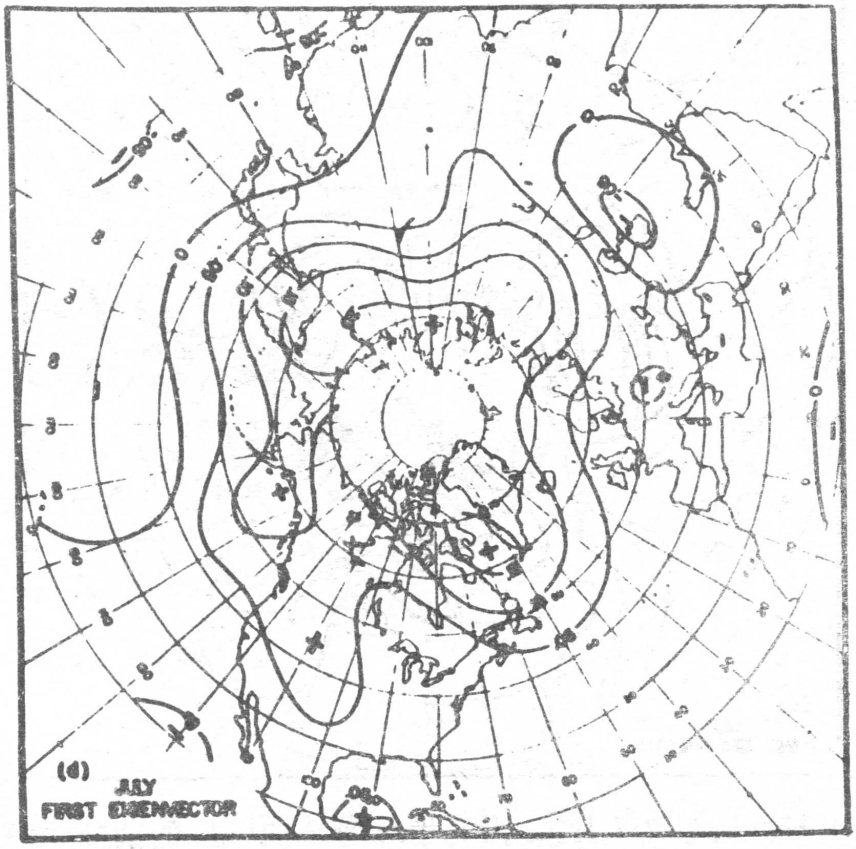
在本世纪20—30年代能取得这样的成绩，应该说是很不容易的。因为当时还没有大型电子计算机，不可能作逐步回归分析，也没有EOF分析方法。瓦克当时依靠的只是用手摇计算机计算的复相关系数。但是令人佩服的是三大涛动的概念，在现代得到了充分的证实。首先，对北半球海平面气压的EOF分析证明，NAO与NPO是大气环流年际变化中的主要模态。图4.3给出1月及7月的前3个特征向量。其EOF1在1月占总方差的22%，7月占15.4%，而EOF1的主要特征即北大西洋南部与北部气压变化相反。EOF2或EOF3则反映了NPO的特点。基得逊（Kidson，1975）对热带海平面气压作标准化后得到的EOF1正好反映了SO的特点。

特别近年来用大气环流模式所作的气候模拟，也成功地模拟出三大涛动。我们这里只给出NAO的例子。图4.4是利用大气环流模式23年积分结果计算的点相关。上图为对北大西洋南部（B区）的相关，下图为对冰岛附近（A区）的相关。A，B两个区气压的相关系数达到−0.57，而且A，B两个区的年际变化相当大。图4.5为23个冬季A，B两个区的气压，b区的气压年际变化振幅约4—5hPa，而A区则达到10hPa以上。这再一次说明NAO是大气环流年际变化的主要模态。而且这是在只考虑50米深静止海洋所作的模拟。因此，NAO很可能主要是大气环流或者再加上表层海水的自振。对NPO及SO的模拟也取得了类似的结果，特别SO的年际变化模拟的非常成功。这我们将下一章介绍。


(a)
JANUARY
FIRST EIGENVECTOR


(b)
JANUARY
SECOND EIGENVECTOR


(c)
JANUARY
THIRD EIGENVECTOR


(d)
JULY
FIRST EIGENVECTOR

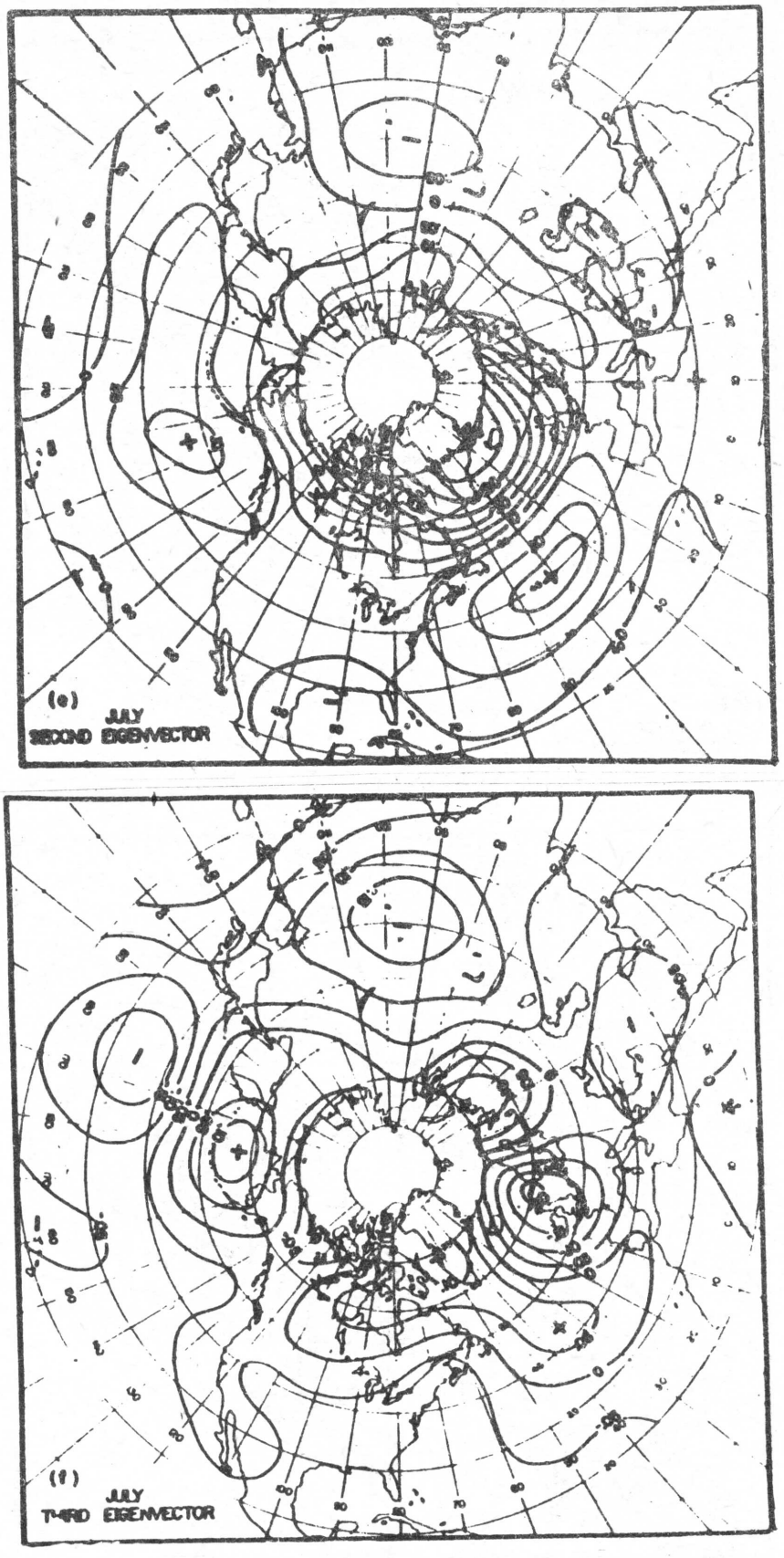
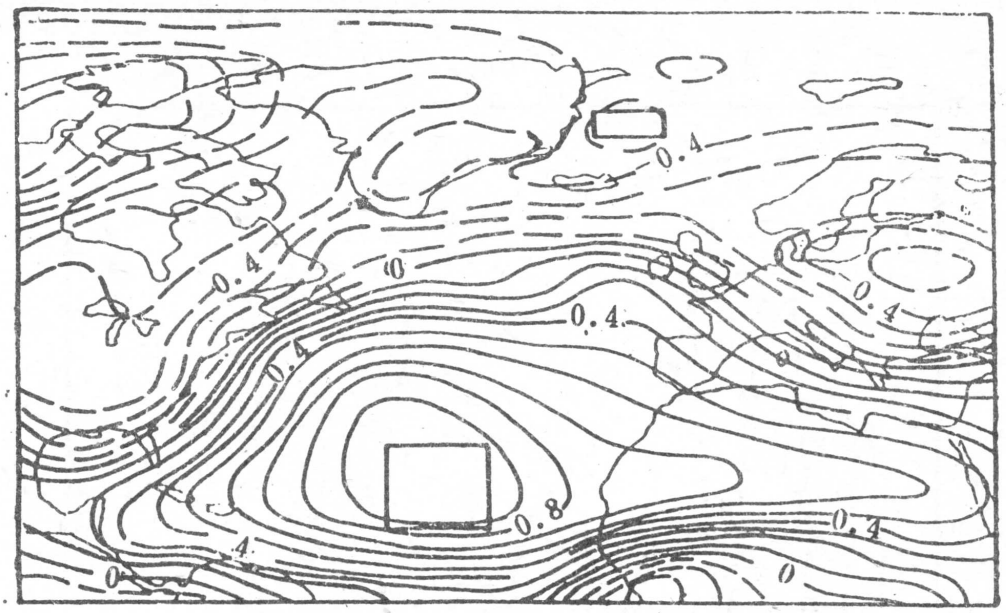
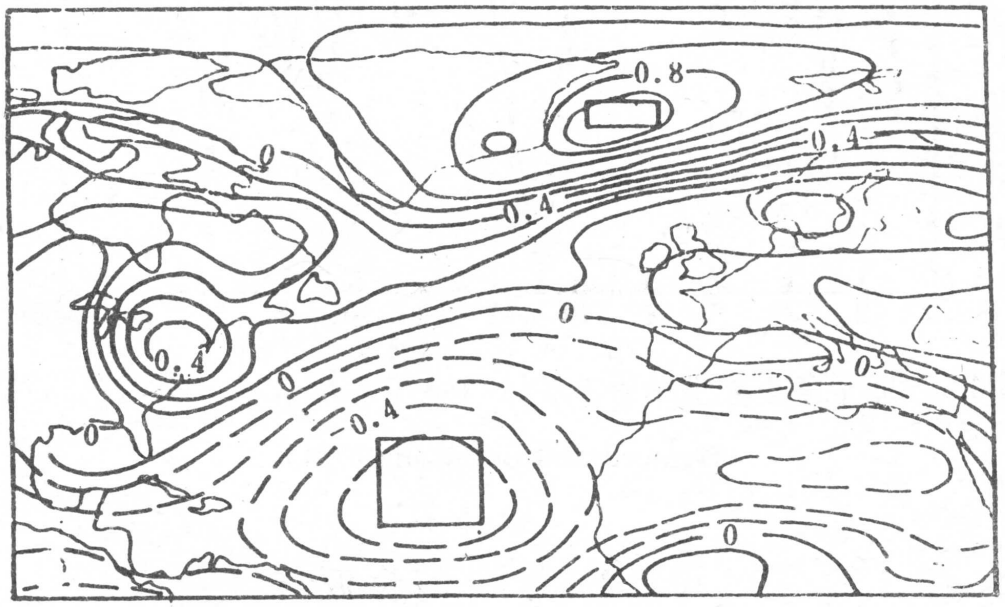


图 4.3　1 月(a,b,c,)及 7 月(d,e,f)北半球海平面气压的前 3 个特征向量
(Kutzbach，1970)



(a)



(b)

图 4.4　北大西洋冬季海平面气压年际变化的 23 年模拟结果
上图为对 B 区（北大西洋南部）的相关，下图为对 A 区（冰岛）的相关

(Hameed and Pittalwala, 1991)

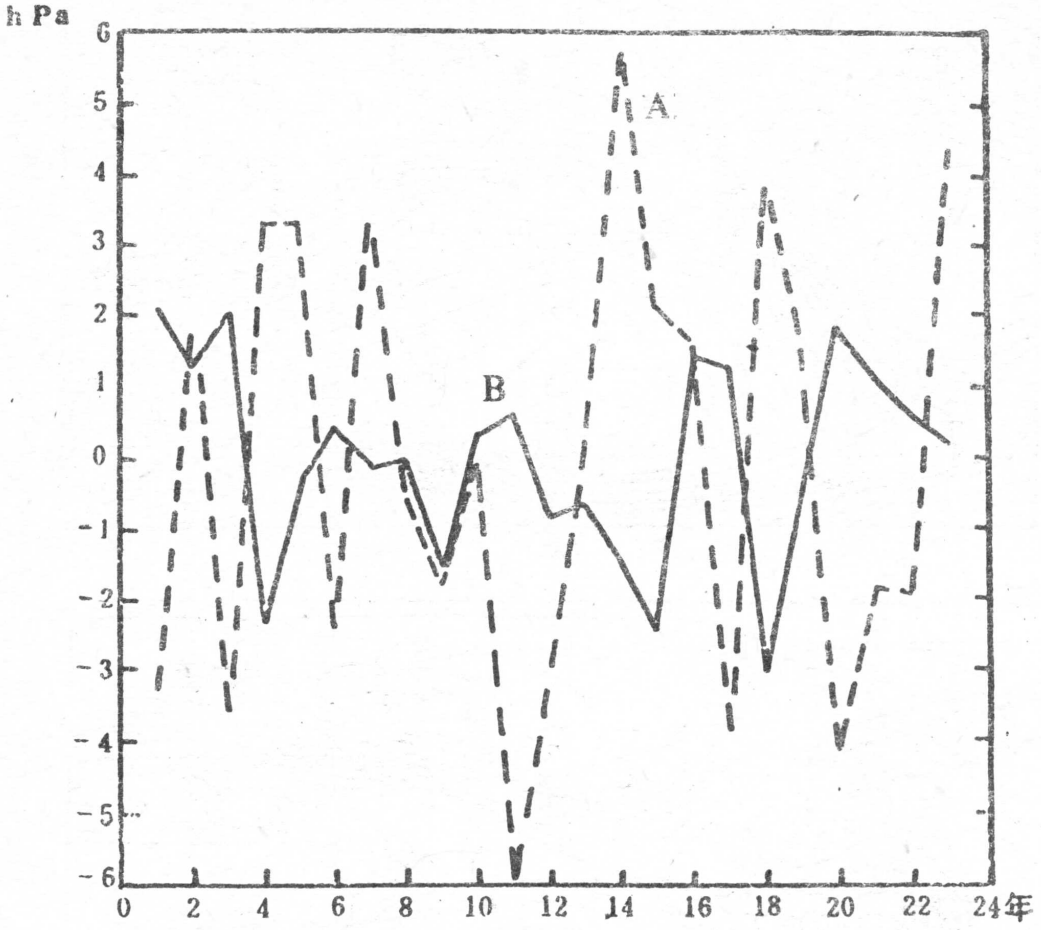


图 4.5　23 个冬季模拟结果，A 区（虚线）及 B 区（实线）的气压

(Hameed and Pittalwala,1991)

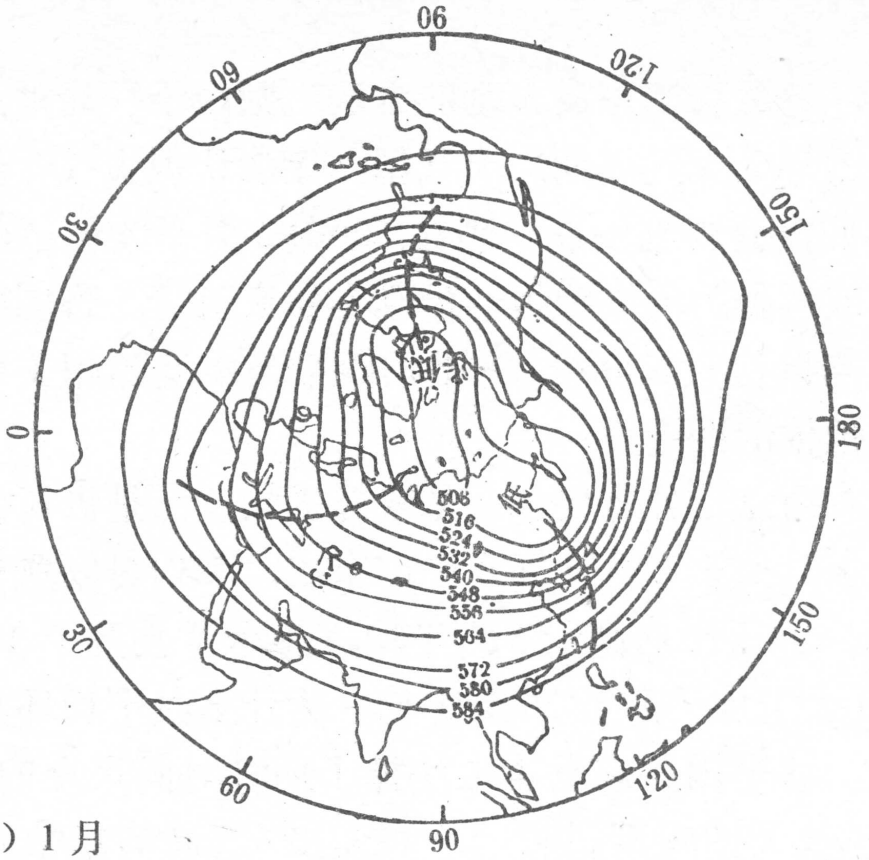
（三）大气超长波

以上所讨论的大气活动中心与三大涛动都是从海平面气压场来研大气环流的变化。但是自从 30 年代末罗斯贝（Rossby）提出了大气长波理论，40 年代以后对流层的观测也大为增加，大气环流的研究重点逐渐由地面转到对流层中层，纳迈阿斯（Namias，1953）的长期预报方法虽然没有成功。但是它采用了大气长波的概念，应用了 700hPa5 天及 30 天平均图，这不能不认为是长期预报的一个重大进

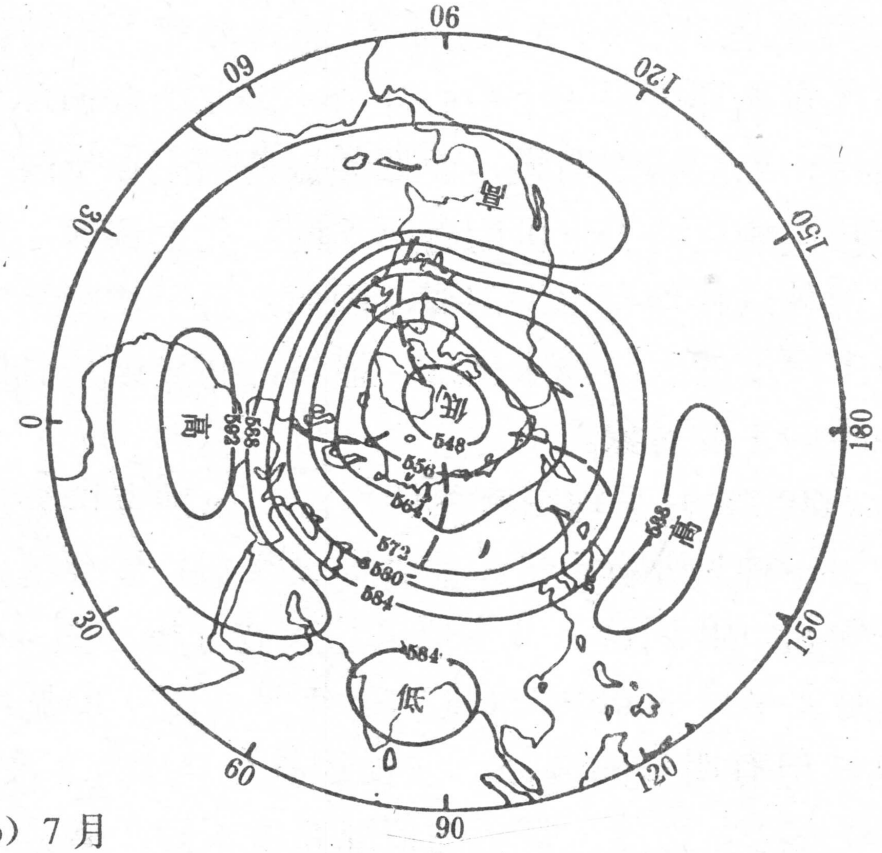
步。相反，苏联穆尔坦诺夫基的方法，则由于只局限于应用逐日天气图划分天气周期与天气型，无法认识大气行星波的特点，因此没有得到发展。现在500hPa月平均图已经成为长期预报或者称为气候预报的最基本研究对象。各国的长期数值预报均以检查500hPa月平均距平与实况的相关系数来衡量气候预报的准确度。

这里有两点十分重要，一是求月平均，二是以对流层中层环流为主。如第二章（五）中已指出，平均时间愈长可预报性愈大。10天平均高于5天平均，20天平均高于10天平均。而30天平均又高于20天平均。为什么月平均环流的可预报性大，就是因为它基本上滤掉了两种时间尺度的过程，一种是3—5天的短期过程，一种是3—5周的指数循环过程。后者可能是30—60天低频振荡的一部分。指数循环过程在全球能量循环中是一个中心环节。因此指数循环在中高纬及对流层中上层特别明显，而低频振荡则主要反映了低纬的热力作用，所以两者也可能有所不同。无论如何，取月平均将对这两种过程均有很大削弱，因而，月平均距平实际反映了月以上尺度的大气环流异常。显然，它应该是月以上尺度气候预报的主要对象。

分析500hPa月平均图有两种作法，一种直接分析月平均高度，另一种只分析距平。前者即大气超长波分析，后者即遥相关分析。我们这一节主要讲超长波分析，图4.6给出1月及7月北半球500hPa高度的多年平均图。可见中纬度盛行西风，但有明显的波动，波长很长。1月为3波形势，7月为4波形势。当然，每年的情况有所不同，但月平均图上超长波占优势是无可怀疑的。例如，以55°N为代表，1月1—4波平均占对纬圈距平总方差96.7%，1951—1990年



(a) 1 月



(b) 7 月

图 4.6　500hPa 月平均高度的多年平均图

（王绍武，赵宗慈，1987）

间没有低于90%的情况。7月1—4波平均占对纬圈距平总方差84.6%，最低也在70%以上。自然，低纬度1—4波所占总方差要少一些，不过无论如何，超长波反映了平均环流的主要特征。

下面举2月为例，说明超长波的年际变化以及与我国气候异常的关系。图4.7为1951—1990年历年2月55°N的波谱，可以看出各年之间的差别还是比较大的。有时2波占绝对优势，有时1波最强。有时1波、3波均较强，而2波弱。有时1波、2波较强3波弱。1957年2月就是2波占绝对优势的例子，这年中高纬2波特别强，1波大为减弱且西退，所以东亚大槽特别深，我国的气温等级年平均为4.75。气温等级分5级，1—暖、2—偏暖、3—正常、4—偏冷、5—冷。1957年2月我国除新疆、西藏及陕西为4级，东北最北部为4级或3级外，其余大部分为5级，可见寒冷的程度。有趣的是这个月北半球大气环流的特点是东半球为低指数，西半球为高指数，所以，中国冷而美国暖。再看另一个例子，1960年2月，这个月中高纬1波特强，而2波大为减弱，所以东亚盛行纬向环流。我国气温等级平均为1.4，全国除新疆、青海及西藏外，大部分地区为1级，可见温暖的程度。这个月的纬向环流与1957年2月相反，东半球为高指数，西半球为低指数，所以中国暖而美国冷。

还可以举一个夏季的例子。1980年代是我国长江流域多雨的10年，美国中部却高温少雨，事实上许多历史上长江流域多雨的年，美国是干旱的。如1931年、1954年、1980年都是长江多雨，美国中部干旱。这种气候异常的配置可以从大气超长波的变化得到一定解释。图4.8给出1970—1989年夏季（6—8月）500hPa35°N1波的振幅，

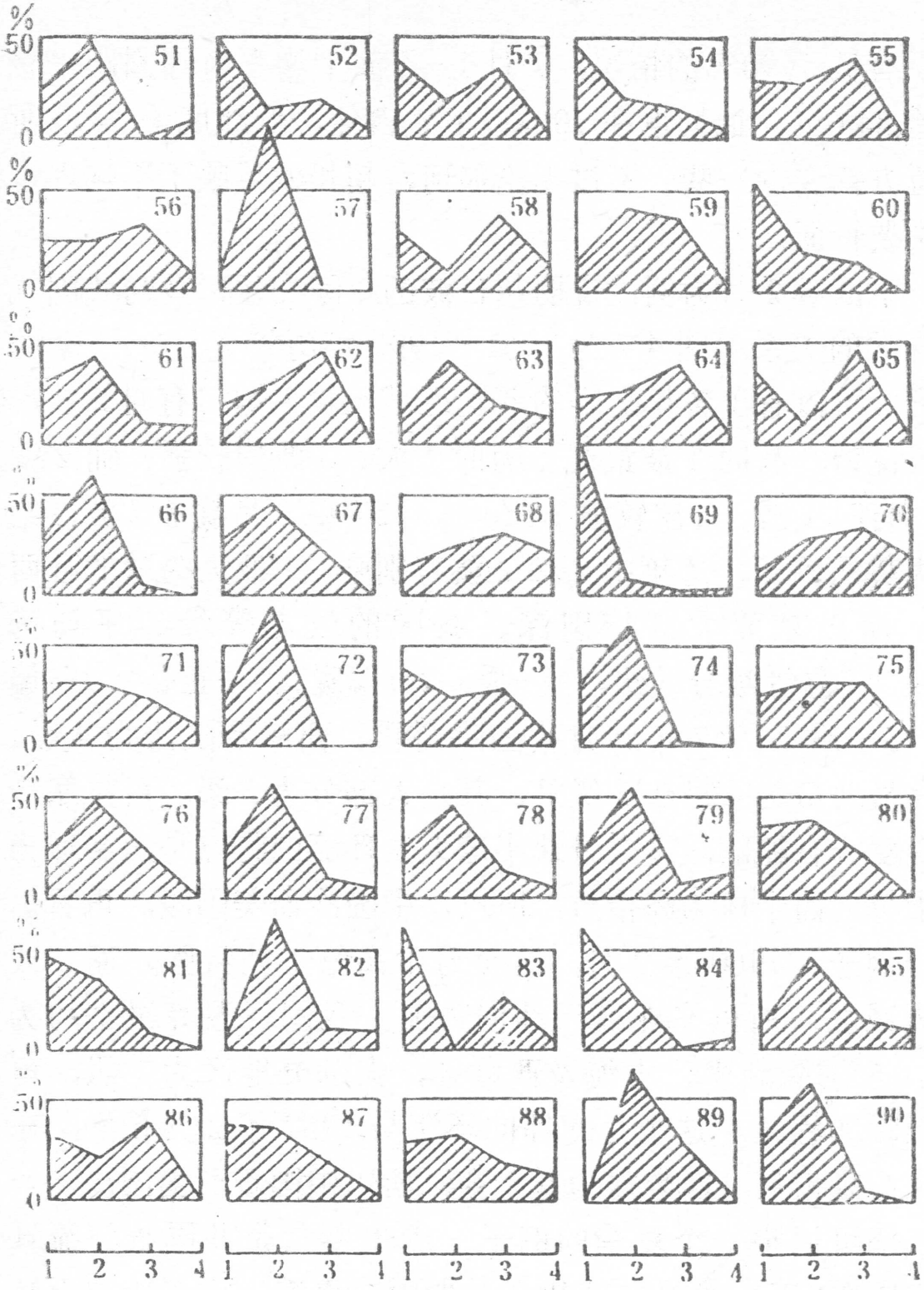


图 4.7　1951—1990 年历年 2 月 55° N1—4 波相对振幅
（王绍武，林本达等，1991）

与长江流域降水及北美气温的变化。图中横虚线为后 10 年平均，横实线为前 10 年平均，可见 80 年代副热带（35°

N）1 波增强。1 波的波槽一般在东亚，波脊在北美及大西洋，因此，1 波增强反映东亚副热带高压位置偏南，故长江流域多雨，但北美则副热带高压增强故干旱、高温。

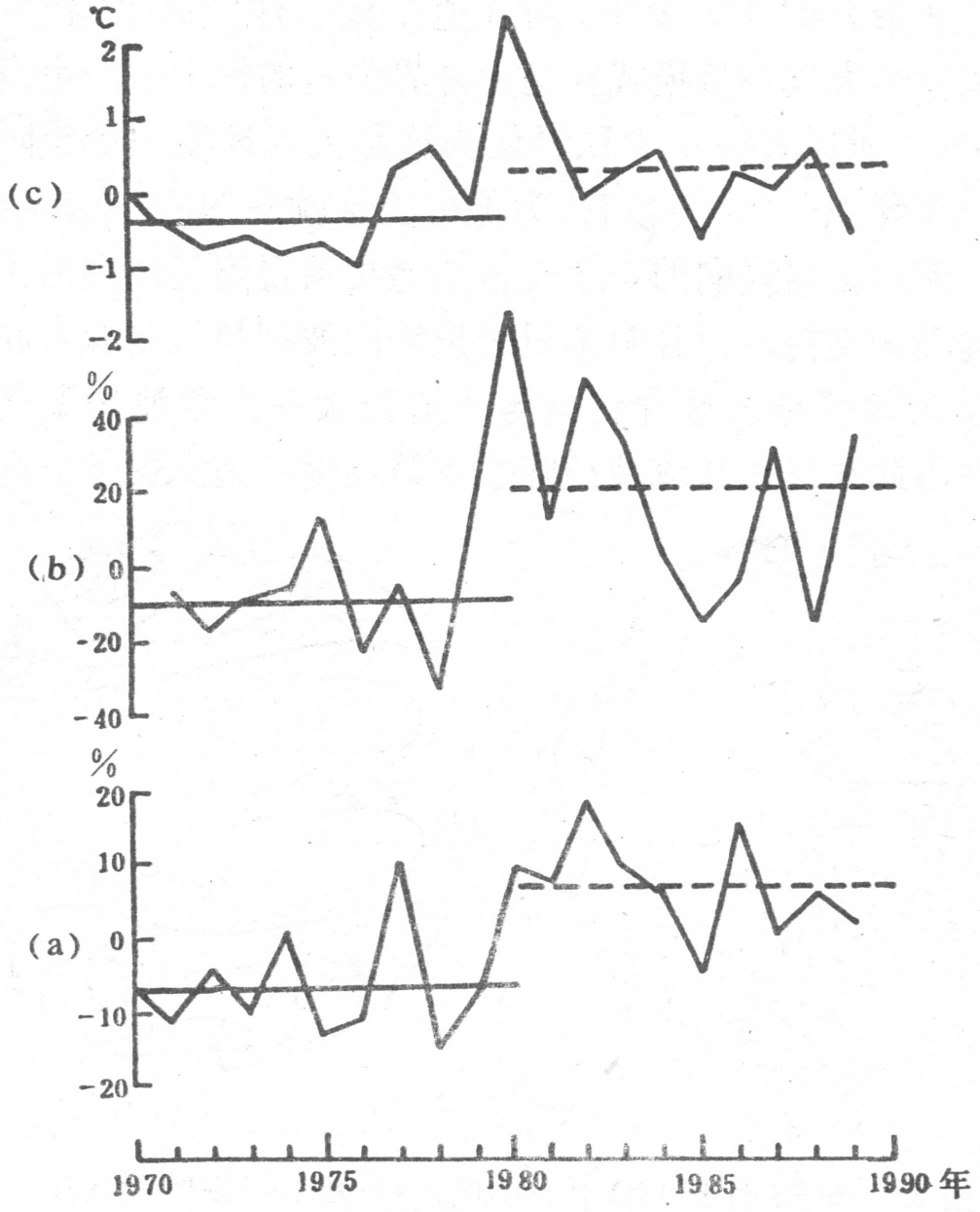


图 4.8　1970—1989 年夏季 500hPa35°N1 波振幅（a）、长江流域降水（b）及美国中部气温（c）距平

（王绍武，林本达等，1993）

不过，只研究对纬圈平均偏差所构成的大气超长波有一

个缺陷，就是对大气环流的经向联系注意不够。华来仕等（Wallace etal.，1981）根据点相关提出五种大气遥相关的基本类型，其中最为广泛应用的是 PNA 即太平洋-北美型。有时作者甚至把这种类型的大气遥相关推广到全球（图 4.9）。开始人们认为 PNA 与赤道东太平洋的高水温有关，但后来不少大气环流模式在毫无外界强迫的情况下，也模拟出 PNA，所以现在不少作者认为这是大气环流本身年际变化的一个特点。不过我们认为很可能这就是 NPO 在高空的表现。无论如何经向的正负交替的遥相关得到了波列沿大圆传播的理论支持，而且有的研究把经向波列与气候异常联系起。黄荣辉就指出这种波列与赤道西太平洋暖池的温度有关，并由此来作长江流域的降水季节预报。因此关于波列及

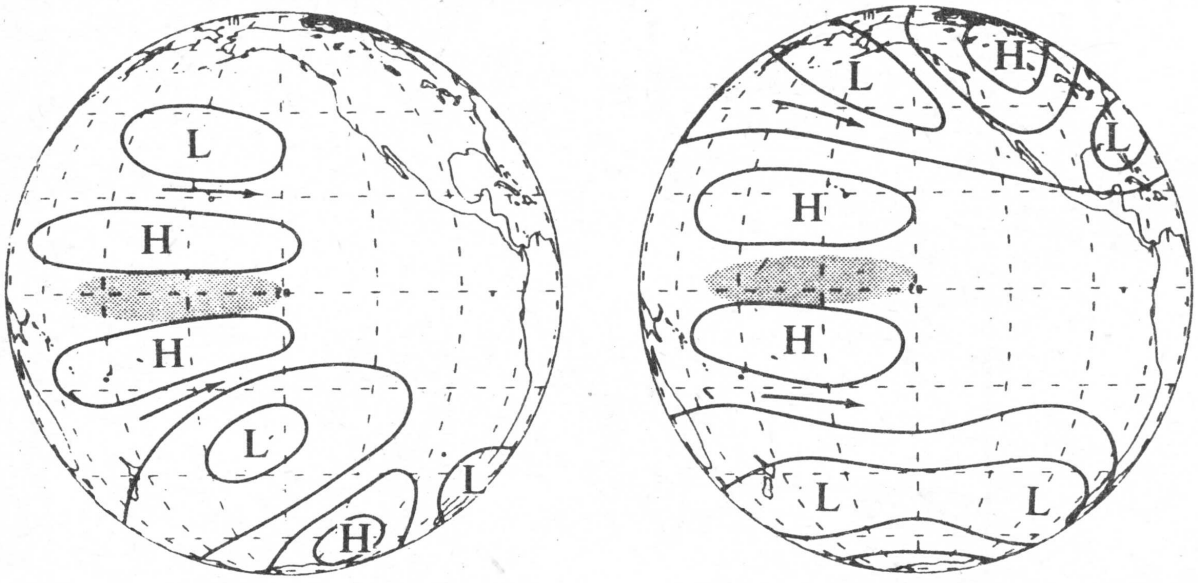


图 4.9　6—8 月 ENSO 开始阶段（a）及 12—2 月 ENSO 成熟阶段（b）500hPa 环流距平示意图
阴影区表示强对流。
（Karoly，1989）

其沿大圆传播还是很值得研究的。特别应当注意下垫面如海

温、冰雪分布有什么影响。同样，上面我们指出大气活动中心以及大气超长波的异常可能带来大范围气候异常，但并未涉及它们变化的原因。目前的科学水平尚未发展到能洞察这一切。不过，我们希望能在不久的将来，对大气活动中心，三大涛动、大气超长波及沿大圆传播的波列形成的原因有进一步的了解。那将对气候预测，特别是季以上到年际的预测有一个很大的推动。

（四）平流层环流与 QBO

大约地面之上 9—14 公里以上为平流层。平流层的特点是气温不再随高度下降，所以早期人们称之为同温层。但后来发现，从大约 100hPa 向上到 50hPa（约 20 公里）气温垂直梯度很小，但从 20 公里到 45 公里气温上升到零度以上，然后到大约 55 公里气温随高度又很少变化，一般认为 55 公里为平流层顶，大约为 0.4hPa。平流层环流的空间尺度大，季节变化明显，但长期以来人们对平流层大气环流认识很少。直到 1957—1958 年国际地球物理年，西柏林自由大学气象研究所开始系统绘制平流层天气图，并出版了一系列月平均图，才对平流层大气环流有了概括的了解。

冬季平流层环流的特点是极区附近为一强大的低涡，环绕它的是所谓极夜急流，这支急流远较对流层上层的急流为强，而夏季整个半球为一个以极地为中心的高压控制。图 4.10 给出 1 月及 7 月北半球 10hPa 的平均图，10hPa 大约在 30 公里高度，反映了平流层中层的情况。

平流层大气环流的季度变化突出。每年 3 月前后极涡崩溃，4 月极地已为高压所占据，6—8 月高压控制整个北半

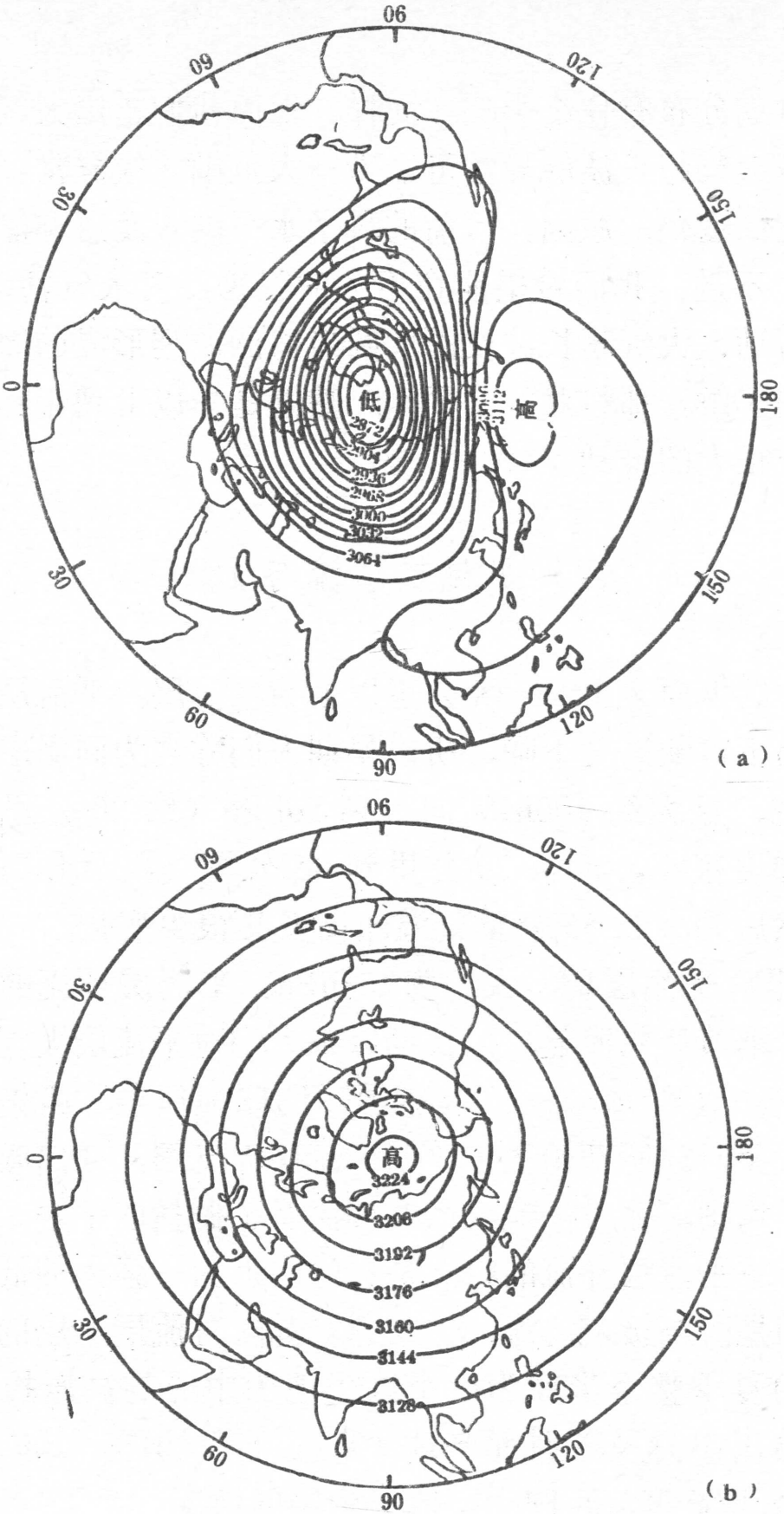


图 4.10　1 月（a）及 7 月（b）北半球 10hPa 多年平均高度图
（王绍武，赵宗慈，1987）

球。10 月极涡重建，到 2 月极涡达到最深。不过平流层大气环流的季节变化，特别是由冬季到夏季的变化并不是逐渐进行的，而是带有一定突变性质。冬季的极涡经常由于爆发性增温而崩溃。爆发性增温是舍尔哈格（Sherhag）于 1952 年观测柏林上空平流层气温变化时发现的，所以称为“柏林效应”。后来大量观测事实证明这是一个相当普遍的现象。平流层中上层气温可在一周之内升高几十度，使得本来很冷的平流层极区气温上升到接近 0℃。每年冬季后半总要发生 1—2 次爆发性增温过程，每次爆发性增温过程都伴随着极涡的破坏。在平流层中层阿留申上空为一高压（图 4.10），称为阿留申高压，极涡的位置往往不在北极中心，而是略偏向大西洋一侧。爆发性增温开始，阿留申高压向极地扩展，极涡分裂为二，向偏低纬度移动，极区为高压脊控制。如果爆发性增温出现在隆冬如 1 月，则过程结束后极涡仍能恢复。但大多数爆发性增温出现在 2 月下旬到 3 月。这时，过程结束后，极涡一般不再恢复。这种极涡不再恢复的爆发性增温称为最后增温，因此，3 月平流层大气环流的年际变化，在很大程度上取决于爆发性增温的强弱及早晚。爆发性增温强的年，阿留申高压强，与极涡在极区对持。爆发性增温弱的年，阿留申高压很弱，且退向较低纬度，3 月极区仍为极涡控制。图 4.11 为 1959 到 1969 年 3 月 10hPa 月平均图高度。可以看出，年际变化非常明显。1959 年、1961 年、1964 年、1976 年及 1969 年阿留申高压很强，而其他年则阿留申高压较弱，极涡位置接近北极中心，特别 1963 年及 1966 年最为突出，这时极涡强度也较弱。

图 4.11 暗示平流层大气环流的年际变化可能有准两年周期振荡（QBO）。这是平流层大气环流年际变化中最引人

注目的问题。所谓QBO主要指赤道平流层纬向风的准两年交替现象，最早人们发现赤道平流层吹东风是在上一世纪末。1883年8月27日苏门答腊与爪哇之间巽它海峡的喀拉喀托火山猛烈爆发，火山灰上升到平流层，达到30公里以上。火山灰在空中飘浮以每小时32米／秒的速度自东向西移动，至少观测到围绕地球旋转了两圈以上。由此，人们公认赤道平流层上空吹东风，甚至命名为“喀拉喀托东风”。但是后来人们又在赤道上空观测到西风，因此究竟赤道平流层吹东风还是西风没有定论。也有人认为可能高层吹东风，低层吹西风。直到50年代，赤道太平洋地区的一些岛屿有了连续的平流层风的观测，人们才弄清楚，赤道平流层的纬向风有时为东风有时为西风，有平均26个月的振荡。图4.12为坎顿岛30hPa月平均纬向风的变化。图中数字为东风或西风持续月数。如果以东风（图中为正）及其后的西风（图中为负）为一个周期，则最短只有20个月，最长可达34个月，可见26个月只是一个平均值，QBO的长度变化是很大的。

后来的一系列研究表明，平流层纬向风的QBO并不只限于赤道地区，至少在南北纬15°之间还很明显，但到20°—30°纬度就变化得很弱了。而且还发现东西风的转换总是先从30公里以上开始，然后以大约每个月1公里的速度下传，大约到16—17公里振幅就很小了。因此，平流层中层与低层的纬向风经常位相相反。由于在不同经度东西风的位相是完全一致的，而且这个变化至少包括了南北纬15°之间的宽广地带。因此对平流层副热带，乃至中、高纬的环流也应该有影响。例如西风位相时，赤道西风与夏半球的东风之间必然有一个低压带，而在东风位相时则无此低压

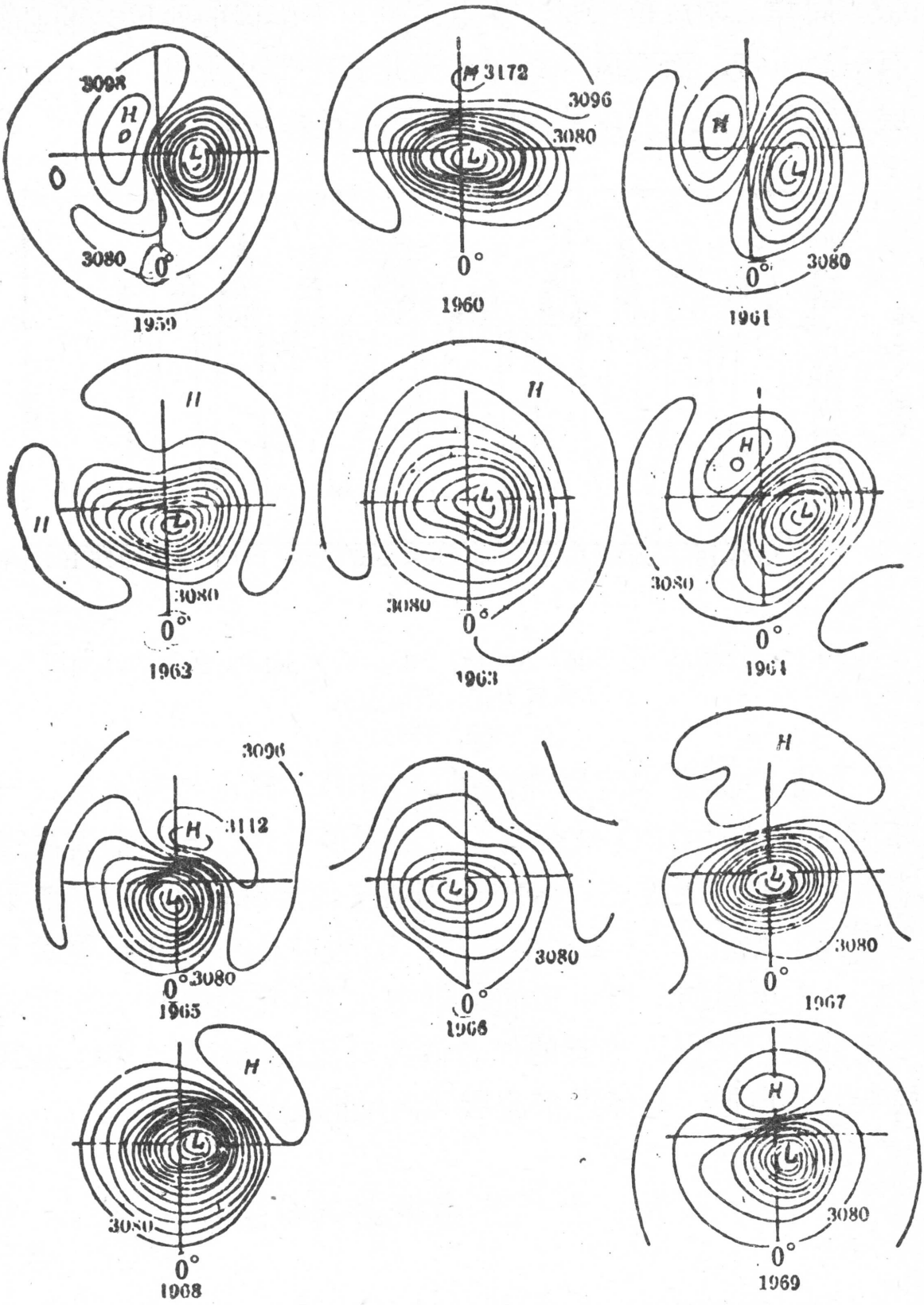


图 4.11　1959—1969 年 3 月 10hPa 月平均高度图

(Reiter，1975)

带。同样，东风位相时，赤道东风与冬半球的西风之间必然有一高压带，而西风位相时则无此高压带。所以，整个平流层大气环流都受 QBO 影响，这是不难理解的。

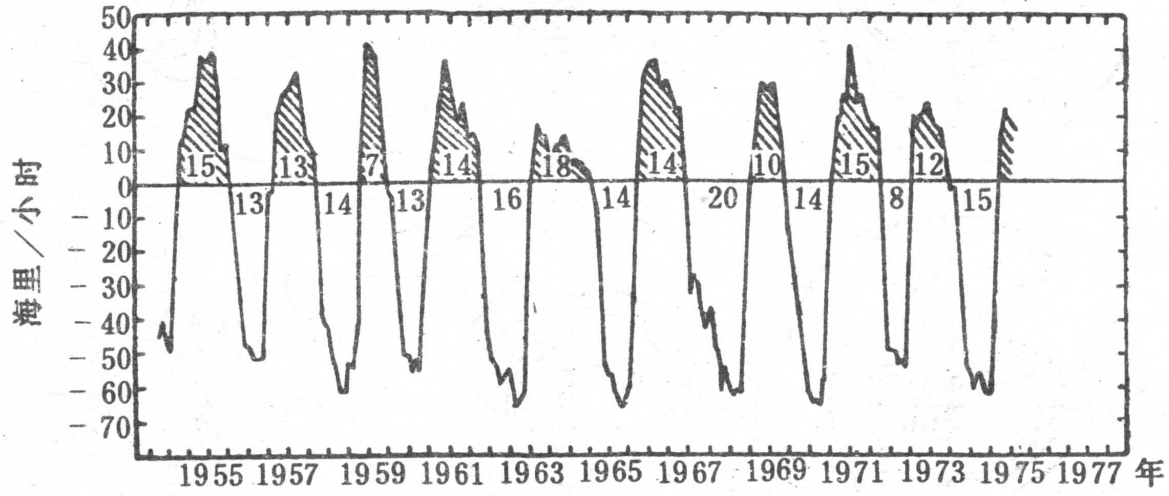


图 4.12　坎顿岛（2°46′S，171°43′W）30hPa 月平均纬向风
东风为正，西风为负
（Ebdon，1975）

但是，赤道平流层纬向风的 QBO，究竟与对流层大气环流与气候的 QBO 是否有关。或者说后者是否是前者激发而生成，则尚无定论。经典的赤道平流层纬向风 QBO 的平均周期应该在 2.2—2.3 年之间。虽然也有一些气候要素有 2.2—2.3 年周期，但更多的是集中在 2.0 年及 2.5—2.6 年两个频率带。所以，也有的作者认为对流层气候的 QBO 是气候系统的自振，与赤道平流层纬向风的 QBO 关系不大。

（五）大气环流振荡的分析

大气环流的变化亦可如气候要素的变化，分为气候变化与气候变率。气候变化仍指几十年到几百年的变化，甚至更

长时间的变化。而气候变率则主要指年际变化率，包括月、季尺度的气候异常。本节想主要讨论一下研究大气环流振荡的方法。当然，这些方法也大部分适用于对气候要素进行分析。

1. 周期图分析　这是本世纪前半广泛采用的分析方法，即给定一系列的周期长度，假定周期振动的图形为正弦或余弦，计算其振幅。例如有40年资料，每年1个值。则可以假定周期为10年、12年、14年、……20年。求出每一种周期的振幅。振幅最大的周期即为该要素的主要周期。如果相邻两种周期振幅均较大，说明真正的周期长度可能在这两个周期之间，还可以根据周期位相差求精确周期。粗略讲40年的序列也可以用来计算35年周期或甚至40年周期的振幅。但一般认为，为了使结果可靠性更大，计算的周期至少在序列中重复两次，最好重复3—5次。这种方法不同于谐波分析。仍采用上面的例子，谐波分析是取周期为40年、40／2年、40／3年……40／20年的所有振动叠加。但不适宜于作预报，而周期图则仅选1—2个周期，适宜于作预报。尽管在周期图选两个周期时，也大体上使两种周期成倍数，例如取一种周期为7年，另一种为15年。不过周期图无法处理周期的位相突变及周期振幅的变化，应用起来有许多不便，目前已很少应用。

2. 方差分析　这是在我国使用较广的分析周期的方法，其原理是按一定周期把序列分为若干组。例如，40年序列计算10年周期时，则按10年周期的位相分为10组，每个组内4个值，计算5年周期时分为5组，每个组内8个值。如果那一种周期最明显则组间差最大，而组内差最小。一般对组间差与组内差的比值R作F检验，信度最大的即

为该序列的周期，由于每个组内至少要有两个值才能求组内差。所以，40 年资料只能计算 2 年、3 年、4 年、……20 年的周期。在实际工作中，往往先求出一种周期，从原序列中扣除，再求第 2 个周期。有时用 2—3 个周期组合作预报。这种方法计算简便，对周期内气候要素变化的图形亦不作任何限制。例如有时 7 年周期是一个 4 年周期加一个 3 年周期组成。这种方法亦适合于作统计预报，但至今预报效果不理想。

3. 功率谱分析　这是目前广泛应用的一种分析周期的方法，原理是对序列求落后自相关，然后对自相关函数作富氏分析，所以能分解出来的各种波均是正交的。例如 40 年序列自相关最大落后取 20 年则得到的周期为 40 年，40／2 年，40／3 年……40／20 年。这样计算周期可以不受或少受位相突变、振幅变化等的影响，但所能计算的周期长度依赖于最大落后时间的选取。例如上例取最大落后为 15 年，则得到的周期为 30 年，30／2 年，30／3 年，……30／15 年。为了避免这种影响，最大落后一般取为原序长度的 1／3 到 1／4。这也是为了使计算出来的相关系数有一定的稳定性。但功率谱分析不能给出位相无法用来直接作预报，而且低频部分分辨率较低，无论如何选取自相关的落后阶数都不可能避免这一点。

此外，类似的还有最大熵谱分析。这种方法对频率比较敏感，谱峰比较狭窄，而气候要素的谱峰一般较宽。所以，功率谱与最大熵谱经常同时使用，彼此比较。有时人们也作交叉谱分析。对两个序列求交叉相关，再作富氏分析，即可以得到不同频率两个要素的相关。用凝聚表示相关程度，用位相差来表示两个要素时间变化之间的关系。但在应用中要

注意，凝聚大固然说明相关程度大，也还要注意该周期在两个序列中所占的地位。近来还有人作独谱（singular spectrum）分析，不仅给出周期也给出随时间变化，有助于预报。

4. 小波分析（Wavelet analysis）　这种方法是把一个一维时间序列在时间和频率两个方向上展开。图 4.13 是 1924—1955 年的 SOI 分析结果，这里所用的是墨西哥帽的高斯型实数小波。从图 4.13 可以看出一个频率集中带是 2 年到 3 年，但一般较弱，持续时间也短。例如 1924—1925 年 SOI 由正变负，及 1932—1933 年 SOI 由负变正。而强的厄尔尼诺如 1940—1941 年，表现为强的阿尔内多（Arneodo）舌，这种方法比功率谱有明显的优越之处，即能给出要素在各个频率随时间的变化，而且能反映不同频率之间的关系。

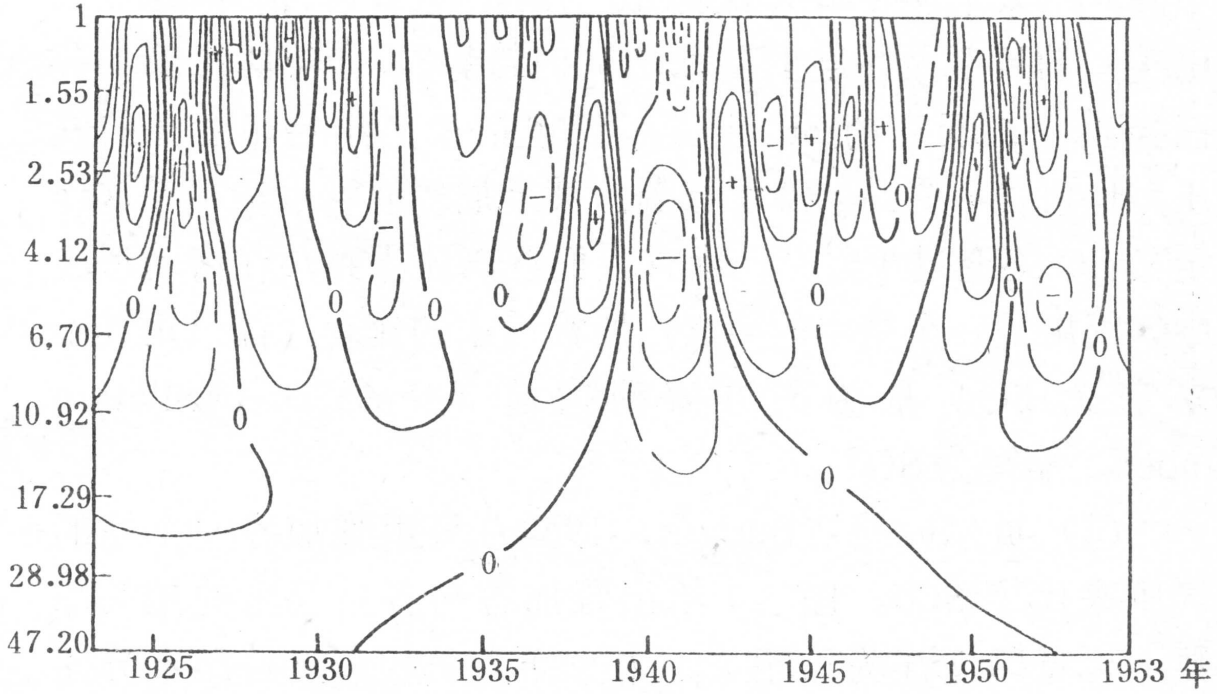


图 4.13　1925—1955 年 SOI 的小波分析
（黄建平、王绍武，1992 年）

第五章　ENSO 系统

（一）　南方涛动

最早发现南方涛动（SO）现象的是希尔德布兰得逊（Hildebrandsson，1897）。他在研究悉尼与布宜诺斯艾利斯的海平面气压异常时，发现这两个地区气压变化经常相反。后来罗基尔（Lockyer，1902）又证实了这种气压变化的“跷跷扳”现象。但是直到 1924 年才正式提出 SO 的名称。沃克指出：“所谓南方涛动是指印度洋上各站（如开罗、印度西北、达尔文港、毛里求斯、澳大利亚东南及开普敦）气压下降时，太平洋各站（旧金山、东京、火奴鲁鲁、萨摩亚及南美）的气压及爪哇的降水增加的趋势”，如第四章第二节已指出，在沃克的 SO 定义不仅包括太平洋及印度洋的气压，也包含一些站的降水气温、甚至尼罗河洪水。不过这样定义 SO 终究过于复杂，而且人们逐渐认识到，在涛动形成中，气压是一个基本的要素。所以后来的作者，都只用气压来定义 SO，称为南方涛动指数（southern oscillation index，缩写为 SOI）。

（1）贝尔拉格（Berlagc，1954）只用雅加答一个站的气压来代表 SOI。图 5.1 给出雅加答与各站气压的相关系数。可见印度洋为正相关，太平洋为负相关，对比十分明显。雅加答气压与复活节岛附近的相关系数达到-0.8。用一个站气压来代表 SOI 非常方便，但终究不能全面反映太平

洋与印度洋气压变化的相反关系，所以后来其他作者至少采用两个站的气压来表征 SOI。

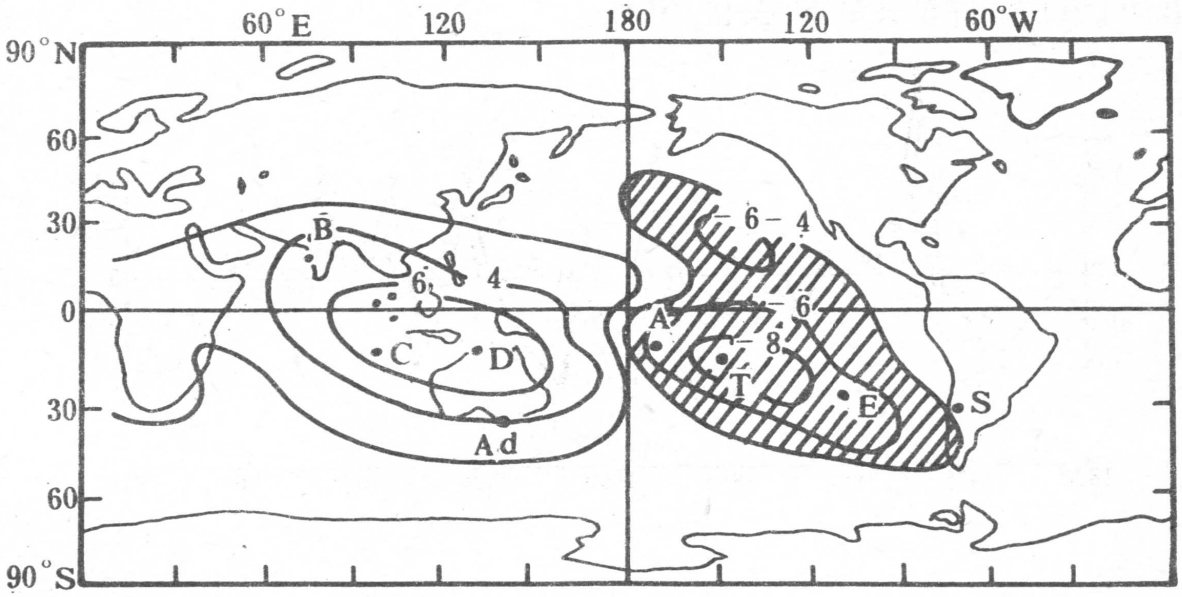


图 5.1　雅加答与各站气压的相关系数（×100）

A. 阿批亚　B. 孟买　C. 可可岛　D. 达尔文

E. 复活节岛　S. 圣地亚哥　T. 塔希提岛　Ad. 阿德莱

（2）奎恩与布尔特（Quinn and Burt，1972）用复活节岛气压减达尔文气压代表 SOI。

（3）瑞特（Wright，1975）用开普敦、孟买、雅加达、达尔文、阿德莱、阿批亚、火奴鲁鲁、圣地亚哥等 8 个站气压，对 4 季分别作不同组合，得到 SOI。与海温求相关证明这种指数有较好的代表性，但各季定义 SOI 所用的站不同，相同的站权重也不同，且计算复杂，把四季连成一个序列也有一些问题。

（4）特伦伯斯（Trenberth，1976）建议用塔希提岛气压减达尔文港气压代表 SOI。后来美国气候分析中心（Climate Analysis Center）采用了这个定义，现在已成为被广泛接受的 SOI。

（5）埃格（Egger，1981）对孟买、达尔文、阿批亚、塔希提岛及复活节岛气压作经验正交函数分析，用其第1特征向量的时间系数来表征SOI。

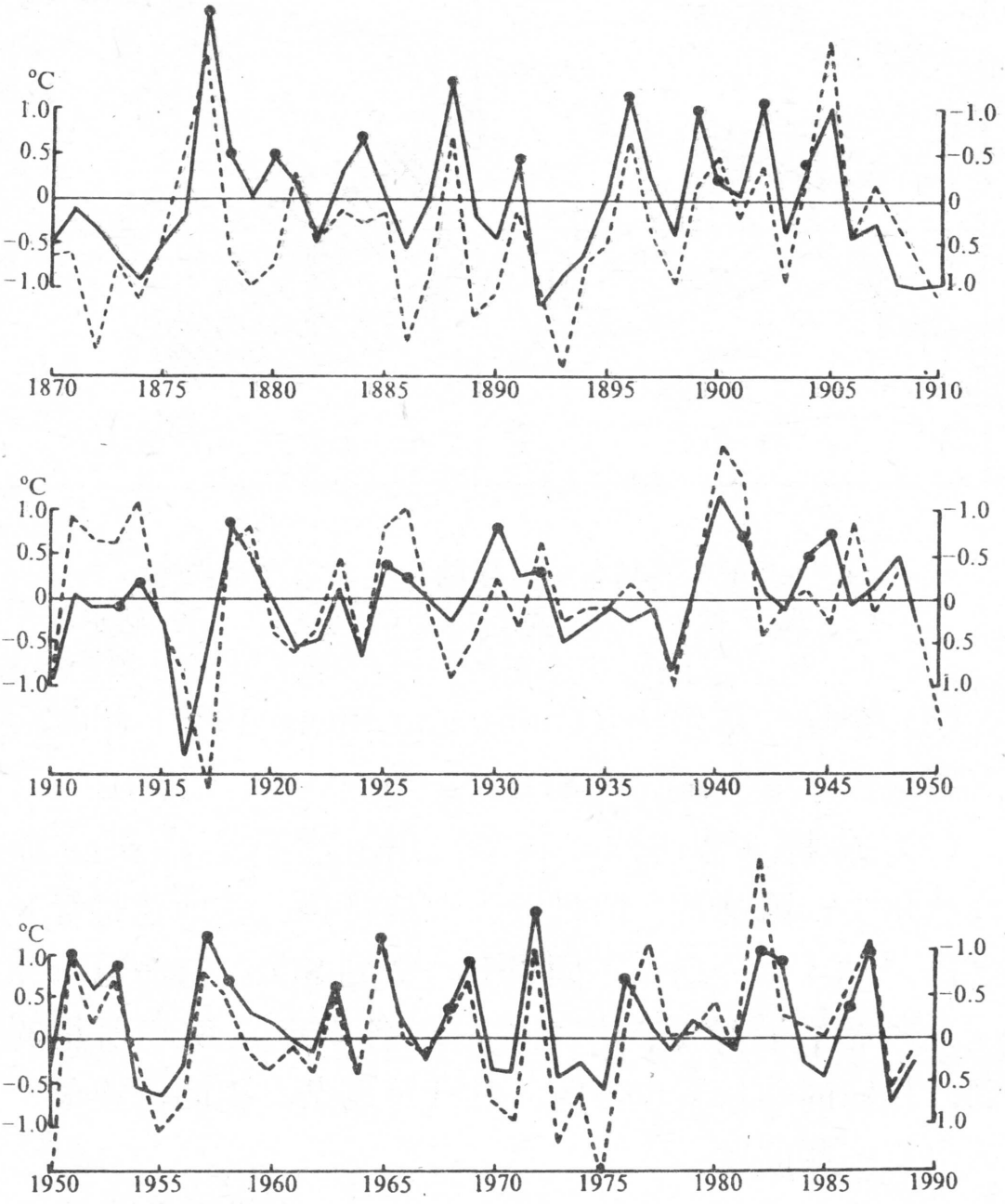


图5.2　1870—1990年SST（虚线）及SOI（实线）的年平均距平

（6）凡·隆（van Loon，1981）为了避免澳大利亚及印度尼西亚的局地影响，建议用塔希提岛与可可岛的气压差代表SOI。不过这两个站气压观测序列较短，可可岛尤甚。

所以当分析较长时期的 SOI 变化时可用圣地亚哥与达尔文港的气压差。确实在沃克的定义中就包括了这两个站的气压。但从图 5.1 来看，圣地亚哥据相关中心太远。这个建议后来没有得到广泛承认。

（7）麦克布瑞德与尼科斯（Mcbride，Nicholls，1983）把塔希提岛与达尔文港气压差标准化作 SOI，这是特伦斯定义的计算方法的改进。

（8）美国气候分析中心（CAC）又进一步对特伦伯斯所建议的定义采用双重标准化，即先分别对塔希提岛与达尔文港的月平均气压作标准化，求差再标准化。目前人们广泛采用的就是这个双重标准化的序列。CAC 并在 1986 年 3 月的气候诊断公报中公布了 1935 年以来的 SOI 距平值。

（9）罗帕列夫斯基与托尼斯（Ropelewski and Tones，1987）从法国气象局得到了塔希提岛 1876—1935 年的月平均气压记录，尽管其中也还有一些缺测，但仍提供了一个极好的机会，向前延伸 SOI 等序列。

（10）石伟与王绍武（1989）用阿批亚及圣地亚哥插补塔希提岛的缺测，用阿德莱插补 1857—1881 年达尔文港的气压，再按 CAC 的方法作双重标准化，使 SOI 的序列向前延伸到 1857 年。后来 1989 年 9 月 CAC 又建议改为对全年标准化，因此又根据这一建议重新计算了 SOI。发现新的 SOI 与赤道东太平洋海温的相关更高，近百年年平均值的相关系数达到-0.70。比对全年标准化前相关系数绝对值提高了 0.10 左右。图 5.2 给出 1870—1990 年的 SST（0—10°S，90—180°W）与 SOI 的年平均值距平曲线。为了便于比较图中 SOI 的坐标向上为负，以适应两者的负相关。

（二）厄尔尼诺

厄尔尼诺为西班牙文，是“圣婴”的意思。过去秘鲁渔民用以称呼每年年终圣诞节前后南美沿岸海温上升的现象，后来气象学家与海洋学家则用来专指那些海温上升特别激烈的年。一般平均每 3—4 年就有一年春、夏（指南半球）海温上升特别强，造成比多年平均高许多的正距平。通常 11 月或 12 月海温正距平最高，1982 年 12 月—1983 年 1 月在南美沿岸曾出现高达 9℃ 的正距平，可见异常之激烈。一般厄尔尼诺年海温正距平中心也可能达到 3—4℃，正距平区可从南美沿岸沿赤道向西，直达或越过日界线。

南美沿岸本来是冷水上翻区（或称涌升区）。水中有丰富的浮游生物，是　鱼的最好食物。冷水上翻减弱，浮游生物大量减少，　鱼死亡。1970 年秘鲁的　鱼捕获量曾达到 1200 万顿的历史最高水平。但经过 1972 年的强烈厄尔尼诺，1973 年的捕获量陡降到 200 万顿以下。另外，　鱼因得不到食物而死亡、腐烂。在海船经过这片海面时能把船熏黑。而且　鱼死亡，使海鸟因得不到食物而死亡或迁徙。使南美沿岸国家失去宝贵的鸟粪肥料，影响农业生产及农产品出口。同时，在厄尔尼诺年秘鲁及厄瓜多尔经常发生洪水，所以，早在 18 世纪就有人对这种现象进行研究。

厄尔尼诺过程中海温究竟如何变化，雷诺德（Reynolds，1983）曾利用 6 次厄尔尼诺（1951，1953，1957，1965，1969 及 1972 年）计算前 1 年（−1 年），当年（0 年）及后 1 年（+1 年）北太平洋海温距平图。发现厄尔尼诺过程，或称厄尔尼诺事件可分为 6 个阶段：

（1）-1 年 9—11 月，赤道东太平洋仍为负距平，但南美沿岸 20 ° S 以南开始出现 0.6℃的正距平中心。北太平洋中部亦有微弱的正距平。-1 年 12 月到 0 年 2 月仍大体维持这个趋势。

（2）0 年 3—5 月发生明显的转变。赤道东太平洋均为正距平占据，但最大正距平中心（1.6℃）出现在南美沿岸，可以认为这是厄尔尼诺事件的开始阶段。

（3）0 年 6—8 月，厄尔尼诺过程继续发展。赤道东太平洋海温继续上升。正距平中心自东向西移。+1.0℃的距平线已经越过 140 ° W，这时北太平洋中部副热带到中纬度地区海温出现负距平。

（4）0 年 9—11 月，厄尔尼诺过程发展到顶点。与-1 年的海温分布几乎完全相反，最大正距平中心已西移到 120—110 ° W。北太平洋中部负距平达到极大，澳大利亚东北部海温亦为负距平。

（5）0 年 12 月到+1 年 2 月，赤道东太平洋海温基本上维持上一季情况。不过正距平中心西移到 130 ° W。北太平洋中部的负距平开始减弱。

（6）+1 年 3—5 月赤道东太平洋海温明显下降，正距平中心下降到 1.0℃以下，并西移到 170—160 ° W 之间。南美沿岸出现明显的负距平。北太平洋中部的负距平则东移到 170—140 ° W。+1 年 6—8 月赤道东太平洋已转为负距平。

由此看来，一次厄尔尼诺事件一般经历大约一年左右的时间，自 3—5 月开始到翌年 3—5 月结束。所以，图 5.2 中无论 SOI 还是 SST 都是从 3 月到第 2 年 2 月的平均。

然而，厄尔尼诺事件的发展有时并不尽如上述，1982—1983 年就是一个很好的例子。1982 年 9 月赤道东太平洋平

洋海温才明显上升，平均正距平达到0.5℃以上，而不象前面所讲的3—5月开始上升。同时，正距平首先出现在赤道中太平洋，而不是南美沿岸。由于这两点明显与过去的事件发展过程不同，因此这个事件来临时，科学家尚未能作出正确的判断。在1982年10月18—22日在NCAR召开的第7届气候诊断会上，虽然不少人都讨论了当年出现厄尔尼诺的可能性，但却错误地作出了否定的结论。遗憾地是奎恩在会上指出有十点迹象，说明可能发生类似厄尔尼诺的事件，但也没有敢承认这个事件已经到来。这个失败，追究其原因，主要是人们囿于固有的观念，认为事件总是3—5月从南美沿岸开始。

有了这一次的教训，人们更加全面地认识了厄尔尼诺过程的发展。而后，1986—1987年，1991—1992年两次厄尔尼诺事件的发展与1982—1983年有许多类似之处。所以王绍武与张启文（1986）指出，厄尔尼诺事件从发展特点上可以分为两类：第一类（记为E）开始于上半年，正距平先出现在南美沿岸，第二类（记为E^*）开始于下半年，正距平先出现赤道中太平洋。后来臧恒范与王绍武（1990）对反厄尔尼诺（或称拉尼娜）事件也分为两类（A与A^*）。图5.3给出两类厄尔尼诺与拉尼娜事件SOI及SST的合成距平曲线。图中用于合成的年见表5.1。

以上分析SST用的是安基尔(Angell，1981)的定义域即0—10°S，90—180°W。这个范围正好包括了赤道东太平洋冷水域，也是厄尔尼诺事件中，海温变化最激烈的地区。但是，由于求平均所取的范围大，不利于发现海温距平的水平传播。所以，在CAC公报中发布Nino1+2，Nino3与Nino4区的海温距平(图5.4)。平均区域也给在图下方。

表 1　两类厄尔尼诺及拉尼娜个例年表（石伟、王绍武，1992）

E	E*	A	A*
1877	1896	1872	1882
1880	1899	1874	1886
1884	1904	1892	1889
1888	1911	1898	1903
1891	1913	1908	1924
1902	1918	1916	1933
1940	1925	1922	1949
1951	1930	1938	1954
1953	1944		1964
1957	1963		1970
1965	1968		1973
1972	1976		1988
	1982		
	1986		

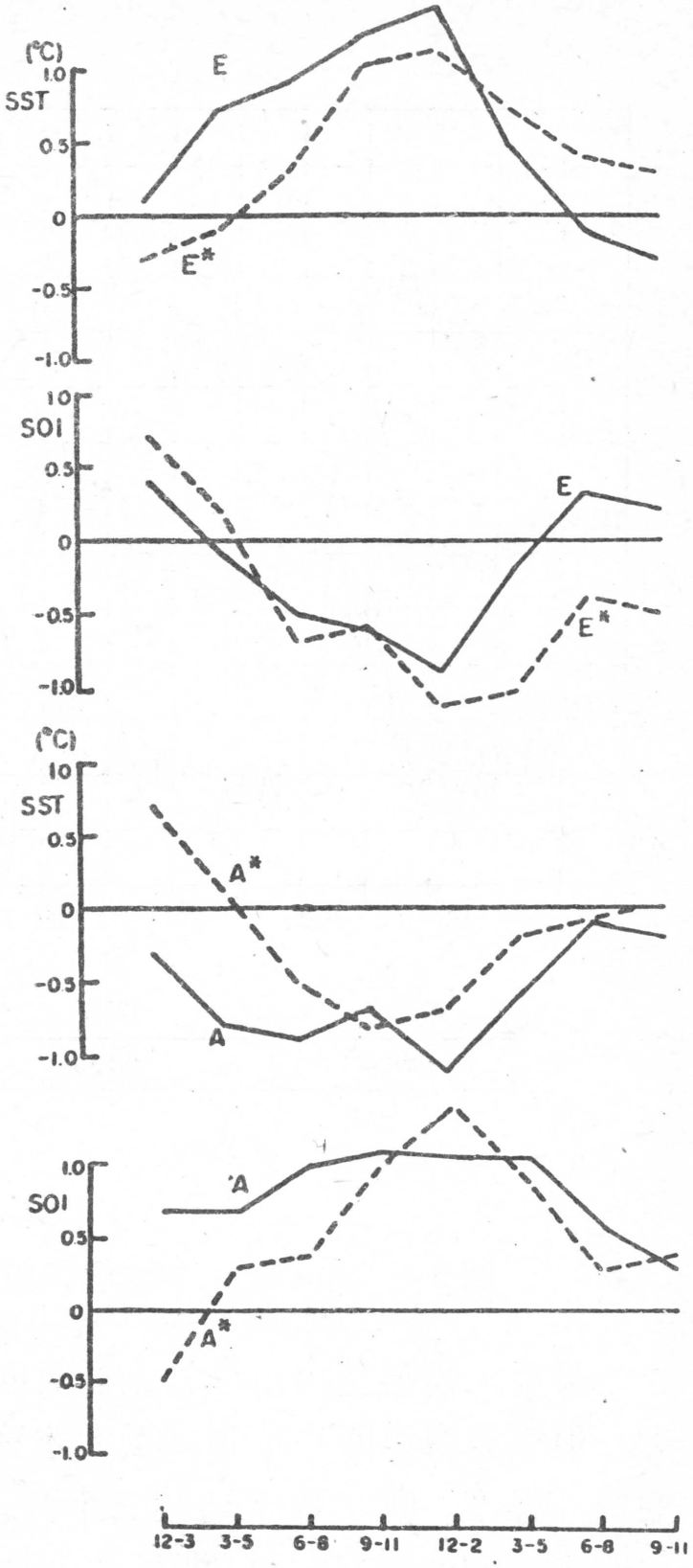


图 5.3　两类厄尔尼诺及拉尼娜的 SST 及 SOI 合成距平
（石伟、王绍武，1992）

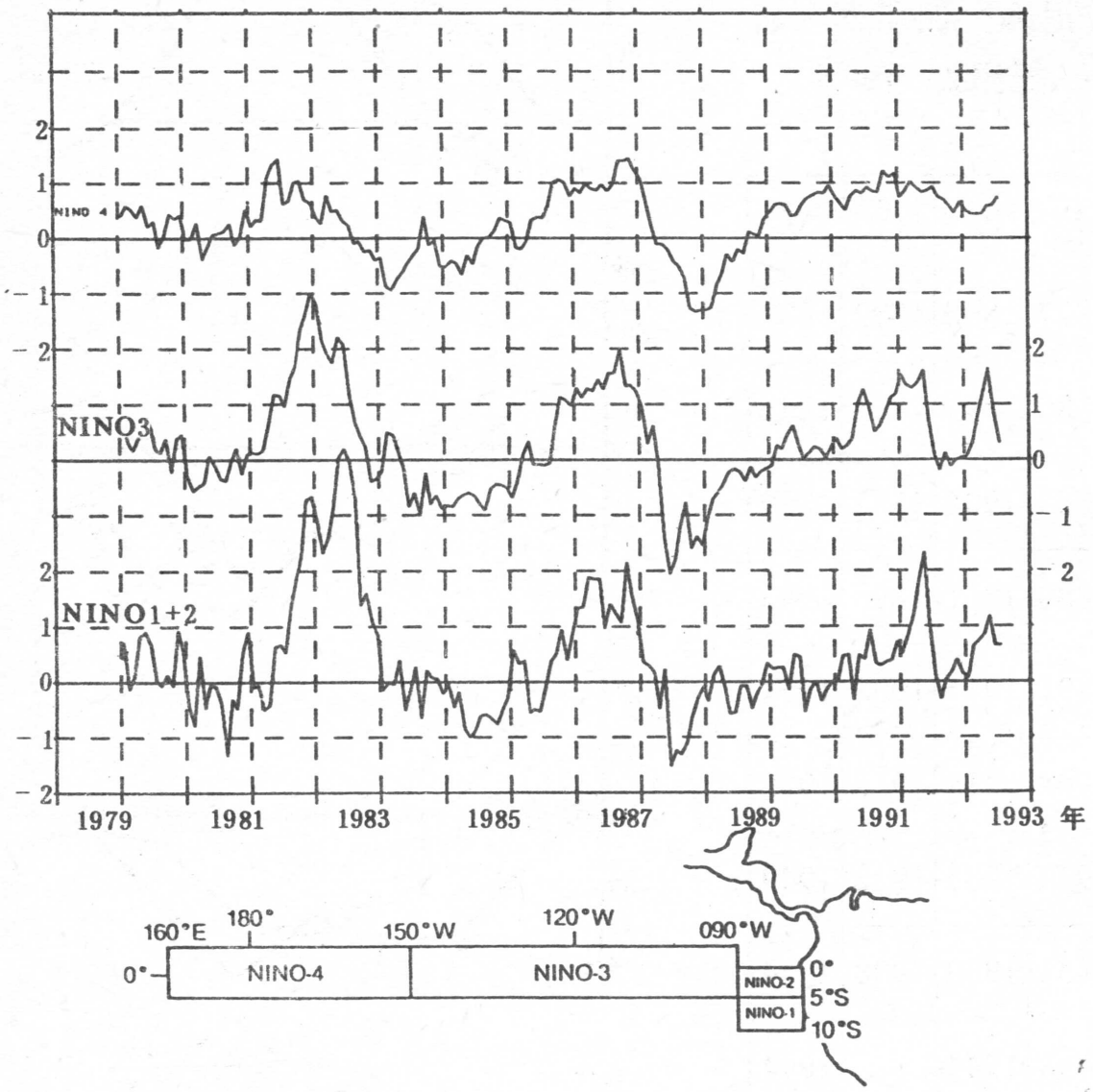


图 5.4　Nino1+2，Nino3 和 Nino4 区海温距平
（见 1993 年 7 月气候诊断公报）

最后，需要指出，尽管人们对厄尔尼诺已经作了许多研究。但究竟海温距平达到多么大才算作厄尔尼诺，并无公认的统一标准。但大体上连续三个月正距平在 0.5℃之上，或季距平达到 0.5℃以上，即可认为是一次厄尔尼诺事件。达到如上数值的负距平时为拉尼娜事件，近来由于厄尔尼诺与南方涛动有密切关系，所以人们常合称 ENSO。有时也把

厄尔尼诺泛指为一次 ENSO 事件，也有人为了避免对厄尔尼诺下定义，而称作一次暖事件，或一次冷事件。过去对拉尼娜亦有人称为逆厄尔尼诺，或反厄尔尼诺，现已不见采用。

还要指出，这里所谈的只是海面温度（SST），这是由于长时期以来，人们只有 SST 的资料。但是，实际上深层海温的变化也是很激烈的。例如，日本对西太平洋 137°E 剖面的观测已证实，在深层至少到 100 米深海温变化仍很明显。而且，有证据表明深层海温与日本气候的关系比表层海温还好。有时，对深层海温的了解能对 ENSO 过程看的更清楚。例如近几年有了赤道东太平洋深水海温观测，可以看出，在 1991—1992 年的厄尔尼诺事件中，100 米深的海温正距平高达 9℃，而且随着事件的发展，暖水区有规则地东移。但是到了 1993 年初，深层海温已接近正常。并在西太平洋及中太平洋发展起一块冷水，且不断东传。这时赤道东太平洋表层海水虽然仍维持正距平但深水情况与 1992 年已完全不同。因此，可以认为 1991—1992 年的厄尔尼诺事件已经结束。1993 年发展起来的暖水可能只是一次弱的，或不规则的厄尔尼诺事件。深水海温提供给我们许多新信息，相信这为 ENSO 研究打开了一个新的方向。

（三）　沃克环流

上面谈到南美沿岸为冷水上翻区，实际上赤道东太平洋亦为赤道冷水上翻区，故赤道东太平洋的冷水域并非只是冷水的平流造成的。不过这个冷水域是赤道地区最强的，并因此而形成了著名的赤道干旱带。在日界线以东 0—10°S 范

围内年降水量仅 500mm 左右，但在西太平洋赤道附近年降水量在 2000mm 以上，10°N 及 10°S 附近两个半球的热带辐合带年降水量高达 5000mm。西太平洋从日界线往西到

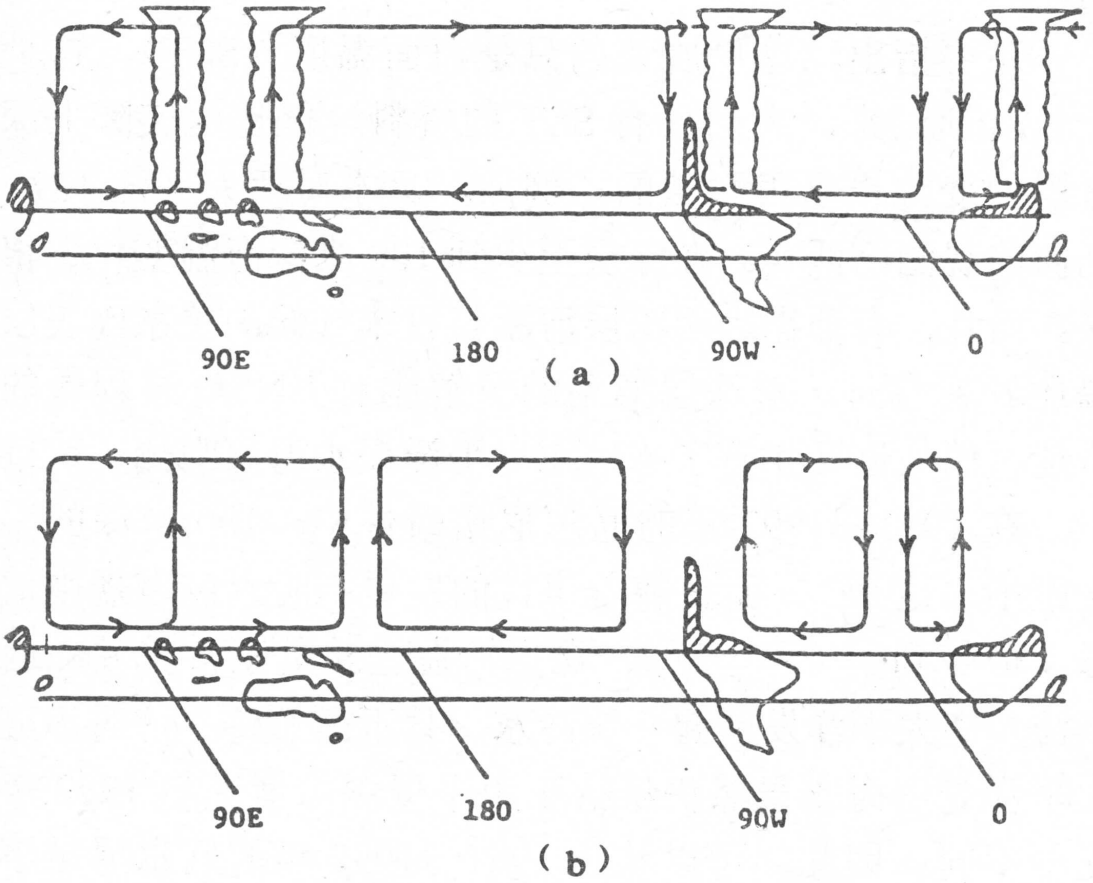


图 5.5　赤道地区纬向环流示意图

(上，Flohn and Fleer,1975　下，Wang Shao wu,1987)

菲律宾是所谓“暖池”（warm pool）。主要在菲律宾以东的暖池与赤道东太平洋的冷水域之间形成强烈的温度对比。毕耶克尼斯（Bjerknes，1969）首先指出这种东西向对比的重要性。并且认为赤道太平洋上空可能存在一个纬向环流圈。赤道东太平洋冷水域上空大气是下沉运动，西太平洋印度尼西亚海洋大陆上空大气对流强烈，以上升运动为主，而地面为东风信风，高空对流层上层为西风，这样就形成一个闭合的东西向环流圈。由于毕耶克尼斯认为这个环流圈与南方涛

动有密切关系，为了纪念南方涛动的作者，而把这个纬向环流圈称为沃克环流。后来弗隆（Flohn，1975）把沃克环流的概念推广到沿整个赤道纬圈（图 5.5），指出在印度洋上空有一个方向相反的纬向环流，东部上升，西部下沉，而在大西洋上空有一个类似太平洋的纬向环流，此外，在非洲上空可能还有一个小的闭合环流。本书作者利用地面风的观测，进一步证实了弗隆的设想，只不过闭合环流的位置可能稍有不同。

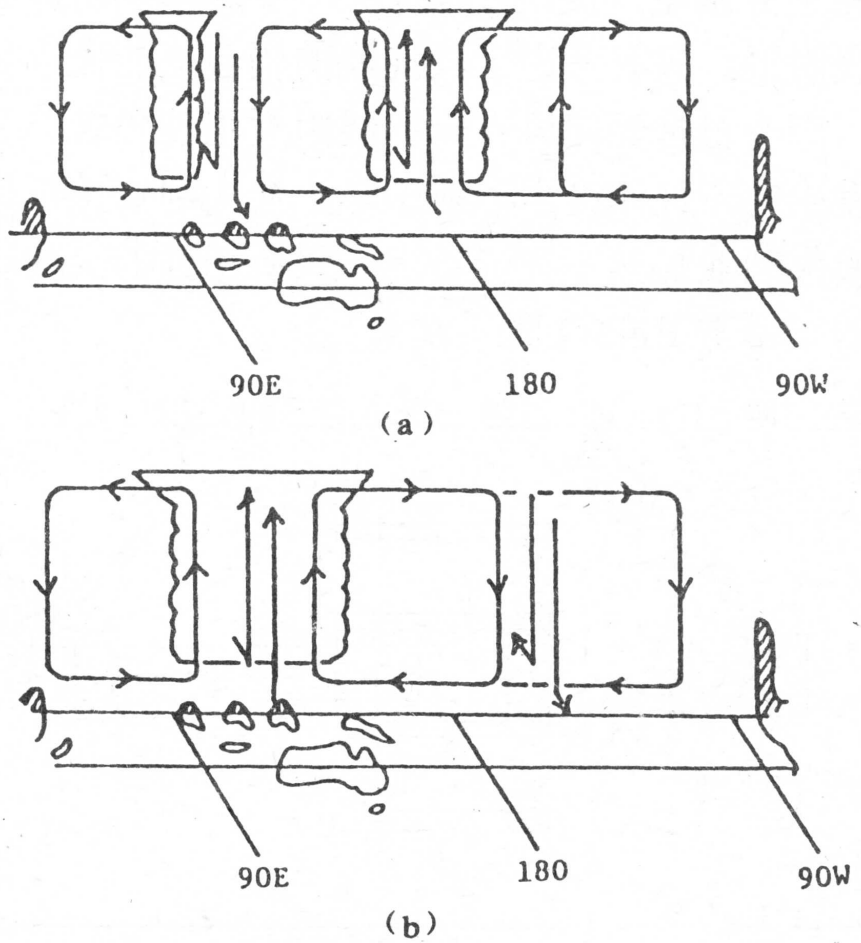


图 5.6　厄尔尼诺（上）与拉尼娜（下）时的沃克环流示意图
（Wang Shao wu，1987）

然而，以上只是平均状况。如前所述，赤道地区气候年际变化激烈，正常年大约只占三分之一，而另外三分之二时

间处于极端相反的情况。同时，如毕耶克尼斯早就指出，厄尔尼诺发生时，由于冷水域海温上升，因而沃克环流减弱。自然，拉尼娜时沃克环流会增强。因此，作者设计了一个沃克环流的改进模型（图 5.6）。这个模型不仅包括了厄尔尼诺及拉尼娜两种位相，而且增加了经向环流。这是因为作者发现只考虑纬向风的变化无法解释许多观测的重要事实。例如，在厄尔尼诺的盛期，赤道西风可越过日界线，而赤道东太平洋仍为东风信风，因此纬向风的最大辐合应在日界线以东。但无论降水量观测，还是 OLR 观测都表明最大上升区在日界线附近。只有考虑了经向风的辐合才能恰当地解释这个矛盾，因为正是经向风在日界线附近强烈辐合。又如在厄尔尼诺发生时不仅印度尼西亚干旱，澳大利亚东部也严重干旱，而澳大利亚显然不在赤道上。只有用强的经向辐散才能把那里的干旱与 ENSO 联系起来。

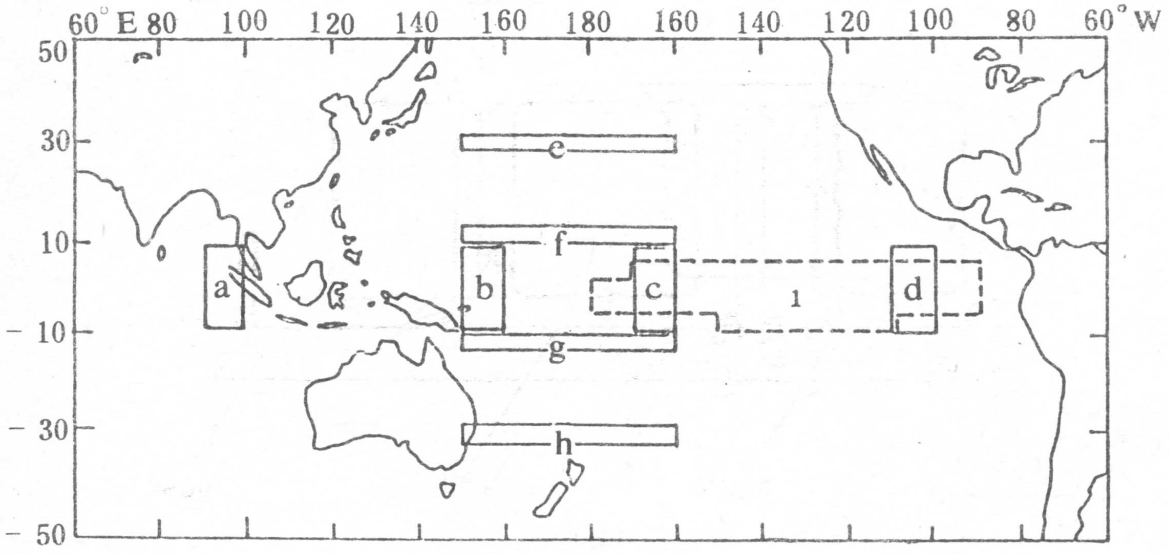


图 5.7　沃克环流指数（I_w）及经向环流指数（I_m）定义域
（Wang Shao wu，1987）

为了定量地表征沃克环流与赤道中太平洋的经向环流，作者设计了两个环流指数，其定义域见图 5.7。

沃克环流指数：

$$I_w = (U_d - U_c) - (U_b - U_c)$$

$$I_m = (V_f - V_g) - (V_e - V_f) - (V_g - V_k)$$

其中 U 表示纬向风，V 表示经向风。a，b，…，k 为区域，表示该区域的平均风速距平。I_w 的设计是东太平洋的纬向风散度减西太平洋的纬向风散度，辐散为正，辐合为负。因此沃克环流愈强 I_w 愈高，沃克环流弱时，I_w 为负。I_m 则是日界线附近赤道地区的经向风散度与南北两侧热带的经向风散度的差。厄尔尼诺时，赤道地区为辐合，南北两侧为辐散，所以 I_m 为大的负值。

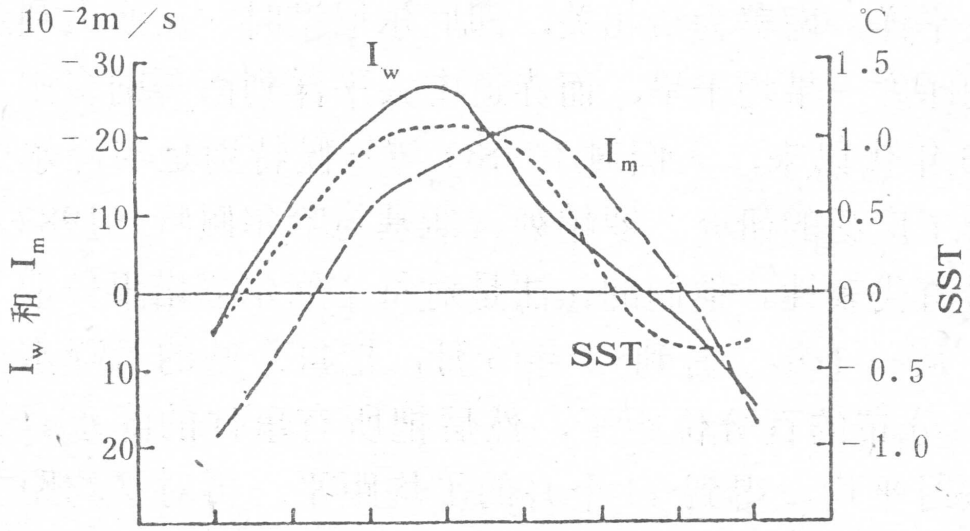


图 5.8　SST，I_w 及 I_m 合成图

(Wang Shao wu，1987)

图 5.8 为 SST（0—10°S，90—180°W）及 I_w、I_m 的 8 次厄尔尼诺事件的合成图。图中 DJF_1 为-1 年 12 月到 0 年 2 月，MAM_1 为 0 年 3—5 月，依此类推。由图 5.8 可见，I_w 的发展可能还略早于 SST。而 I_m 则明显落后于 SST。这表明在整个赤道东太平洋海温升高之前沃克环流已开始减弱，但日界线附近的经向环流则是在海温距平发展到极大之后才达到最强。也许这里暗示着 ENSO 循环的某些

物理机制，不过还需进一步研究。I_w 与 SST 有−0.6 的相关，说明在 ENSO 发展中，沃克环流有明显的变化。可以认为沃克环流是 ENSO 系统中一个重要的环节。

（四） ENSO 的气候影响

沃克在世界天气研究中早已指出 SO 与南美及印度气温为负相关，即厄尔尼诺时 SO 为负，南美及印度气温高。SO 与降水相关更高一些。正相关最大在澳大利亚、印度尼西亚、马来西亚到印度一带，再向西可延伸到非洲东部。赤道中太平洋，南美为负相关，即厄尔尼诺时，从澳大利亚向西北到印度一带均干旱，而赤道中太平洋到南美则多雨。

70 年代以来，人们对 ENSO 与气候特别是与降水的关系进行了广泛的研究。罗帕列夫斯基与哈尔佩特（1987）的工作最有代表性。他们的作法是对每个厄尔尼诺事件取 2 年时间，从一 1 年 7 月到+1 年 6 月，把每个站的月降水量换算为 Γ 分布的百分位距平，然后把所有事件的降水百分位距平按月平均，得到 24 个月的平均距平，再对平均距平作 24 个月谐波分析，得到的振幅即表示厄尔尼诺的影响大小，用矢量长度来表示。令矢量的方向表示降水峰值所在月份，向南为−1 年 7 月，向西为 0 年 1 月，向北为 0 年 7 月，向东为+1 年 1 月。这样 ENSO 对每个站降水量的影响均可用一个矢量来表示。图 5.9 给出一个示意图，说明矢量的意义。图 5.10 为赤道中太平洋的矢量分布图。显然赤道中太平洋在厄尔尼诺的盛期多雨，矢量长，而且一致指向东北。印度尼西亚一带则矢量相反，指向西南，说明在厄尔尼诺盛期少雨。澳大利亚也有类似的趋势，但在图 5.10 中未

给出。据分析全球有 8 个大区（19 个小区）的降水对厄尔尼诺有反映（表 5.2）。

表 5.2　不同地区降水对厄尔尼诺的反应

(Ropelewski and Halpert,1986)

地　　区	多雨季节	一致性	厄尔尼诺事件		
			总数	湿	干
太平洋					
中太平洋	5 月(0)— 4 月(+)	0.98	8	7	1
南太平洋中部	7 月(0)— 6 月(+)	0.88	8	8	0
印尼／新几内亚	6 月(0)—11 月(0)	0.82	25	5	20
斐济／新卡列多纳	10 月(0)— 3 月(+)	0.95	11	2	9
密克罗尼西亚／西太平洋	10 月(0)— 5 月(+)	0.91	13	1	12
夏威夷	11 月(0)— 5 月(+)	0.88	11	2	9
澳大利亚					
北部	9 月(0)— 3 月(+)	0.95	26	4	22
东部	9 月(0)— 2 月(+)	0.89	26	6	20
南部／塔斯马尼亚	5 月(0)—10 月(0)	0.94	24	6	18
中部	3 月(0)— 2 月(+)	0.86	26	7	19
印度次大陆					
印度	6 月(0)— 9 月(0)	0.86	26	5	21
米尼科伊岛／斯里兰卡	10 月(0)—12 月(0)	0.92	26	21	5
非洲					
赤道东非	10 月(0)— 4 月(+)	0.93	13	11	2
东南非	11 月(0)— 5 月(+)	0.90	22	5	17
南美					
东北部	7 月(0)— 3 月(+)	0.91	17	1	16
东南部	11 月(0)— 2 月(+)	0.82	19	18	1
中美					
中美／加勒比海	7 月(0)—10 月(0)	0.77	19	5	14
北美					
大平原	4 月(0)—10 月(0)	0.88	11	9	2
墨西哥湾及墨西哥北部	10 月(0)— 3 月(+)	0.93	22	18	4

实际上，降水与厄尔尼诺关系最密切的是印度尼西亚干旱、澳大利亚干旱、印度干旱、巴西东北的干旱及赤道中太平洋的多雨，而其它地区的关系往往比较复杂。例如，中国

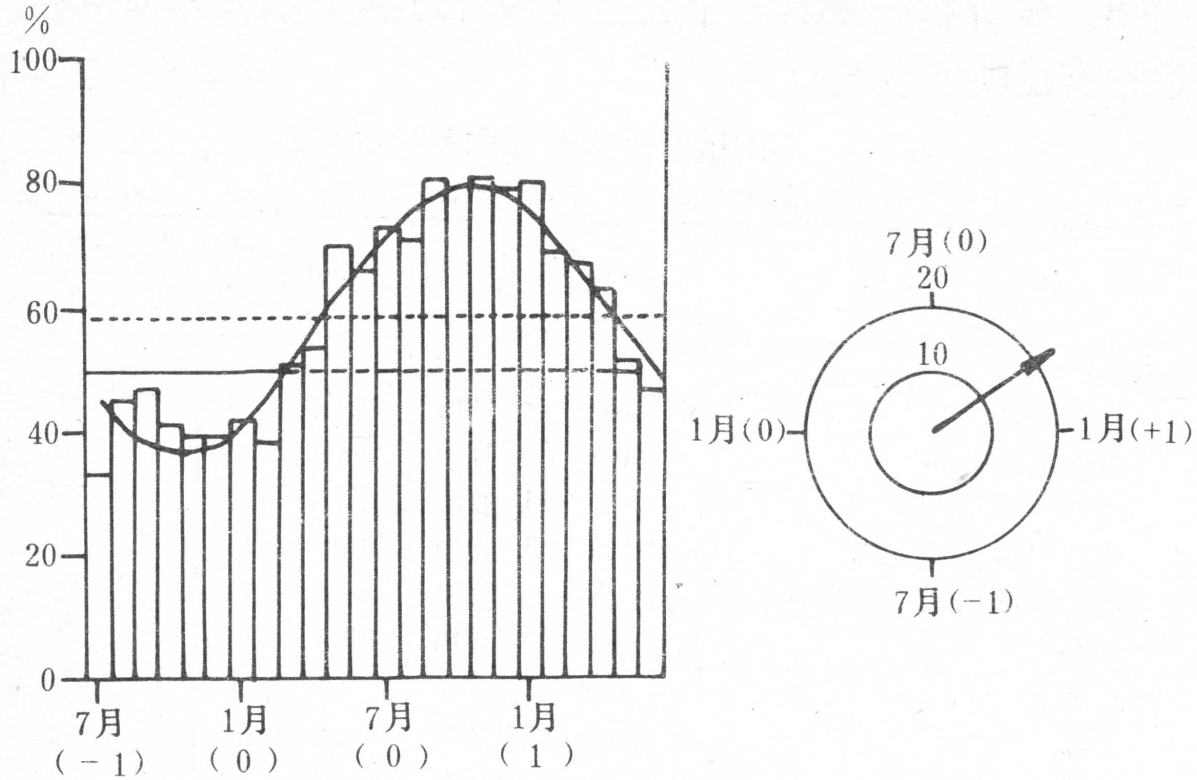


图 5.9　与厄尔尼诺对应的两年降水波动振幅（矢量长度）及位相（矢量方向）
（Ropelewski，1986）

的夏季降水很少与厄尔尼诺有一一对应的关系，除河套部分的干旱与厄尔尼诺有一定联系（1871—1986 年相关系数 -0.40）外，几乎很难说有什么肯定的关系。例如，1972 年全国大旱，1991 年长江大水，这两年都是厄尔尼诺年。1954 年、1980 年也为长江大水，但均不是厄尔尼诺年。因此，不少作者把厄尔尼诺按发生月分或最暖海温出现的地理位置来分类，然后才能找到一定关系。例如，按上述第一类厄尔尼诺事件，无论在 0 年还是在+1 年，长江中下游夏季均以少雨为主。但在第二类厄尔尼诺事件的+1 年，长江中下游多雨，象 1983 年及 1987 年都是这样。此外，早在 30 年代涂长望就发现南方涛动与我国冬季降水有关，低指数时多雨。1982—1983 年东华南确实出现了罕见的冬季洪涝，

1972—1973 年冬江南也多雨，但 1986—1987 年冬江南严重干旱。因此，很可能中国在对 ENSO 的关系属第二类地区，即有时有影响，有时则无影响。影响比较直接的还是环赤道太平洋地区，如印度尼西亚、澳大利亚、赤道中太平洋等地，那里可以称为是第一类地区。

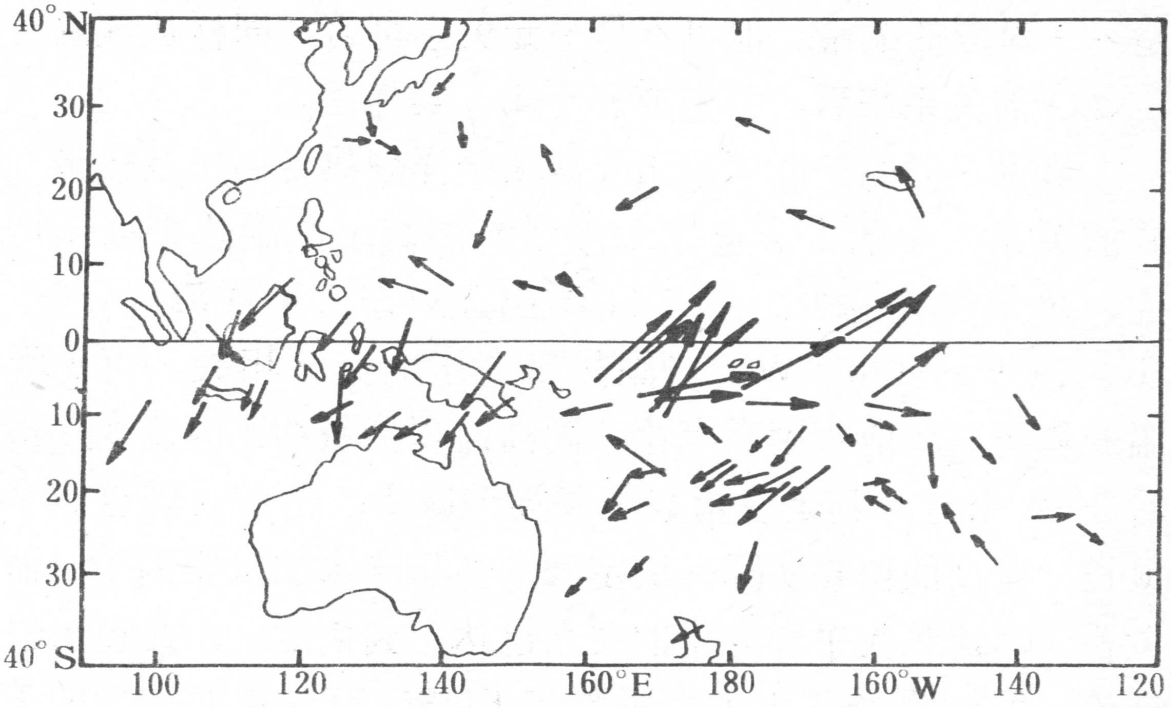


图 5.10　赤道太平洋降水与 ENSO 的关系
(Ropelewski and Halpert, 1986)

至于 ENSO 对温度的影响，罗帕列夫斯基对全球 1500 个站进行了分析，发现反映比较强的有 10 个地区。以正相关为主，即气温最高值出现在 0 年末到+1 年初，如东南非、印度次大陆、东南亚、北美西北及加勒比海南西部及东北部。只是在澳大利亚北部及南太平洋中部，高温出现在 -1 年中，墨西哥湾则 0 年上半年暖。总之，气温对 ENSO 等反映仍以热带地区为最明显，但关系不如降水密切。同样，在上述研究中，中国及亚洲东北部均无反映。而我国有不少作者指出东北夏季低温可能与厄尔尼诺有一定关系。例

如在 1899—1988 年期间，东亚地区包括苏联远东、日本北部、朝鲜及我国东北夏季（6—8 月）平均气温距平达到 -0.5℃ 的共出现 22 年，其中有 13 年出现在厄尔尼诺的 0 年，6 年在+1 年，3 年在-1 年，只有 1908 年的低温与厄尔尼诺无任何关系。由此看来，东亚夏季低温与 ENSO 也不是一一对应的关系。但也不是毫无关系可言，同样从气温与 ENSO 的关系来看，我国亦属于第二类地区。

值得一提的是厄尔尼诺与西太平洋副热带高压及热带气旋的关系，总的讲赤道东太平洋海温高，则副热带高压增强，热带气旋减少。图 5.11 给出赤道东太平洋海温（0—10°S，90—180°W）与副热带高压的交叉相关。可见海温变化明显超前于副高变化。副高面积指数约比海温变化落后 3—4 个月，其余各指数相关逐渐减少，落后时间也愈来愈长。副高的位置实际是决定我国夏季降水的重要因子，而位置与赤道东太平洋海温的关系已达不到信度。由此也可以推论，我国夏季降水不大可能与 ENSO 有简单而直接的关系。近年来黄荣辉对暖池与我国夏季降水的关系进行很好的研究。而暖池海温变化大体与赤道东太平洋相反，因此，也可能是暖池而不是赤道东太平洋海温与我国降水有更直接的关系。

加勒比海热带风暴与 ENSO 的关系是非常密切的，厄尔尼诺年大西洋热带风暴日数明显减少。1900—1984 年间，风暴日数在 30 天以上有 19 年，均不是厄尔尼诺年，而风暴日数在 10 天以下的共 20 年，其中有 11 年为厄尔尼诺年，其余 9 年不是与强厄尔尼诺年相邻，就是本身为弱厄尔尼诺年。西太平洋在厄尔尼诺年台风也较少，登陆台数减少更为明显。近 30 年中 1968—1969，1972，1982—1983 及

1987 年登陆台风次数比前 1—2 年的高峰期平均减少 5 次。然而，也有些年关系并不好，如 1957—1958 年为强厄尔尼诺年，但登陆台风数反而比前两年增加。上一世纪末登陆台风次数与赤道东太平洋海温的关系也不好。因此，西太平洋热带气旋与 ENSO 的关系也还有待于进一步研究。

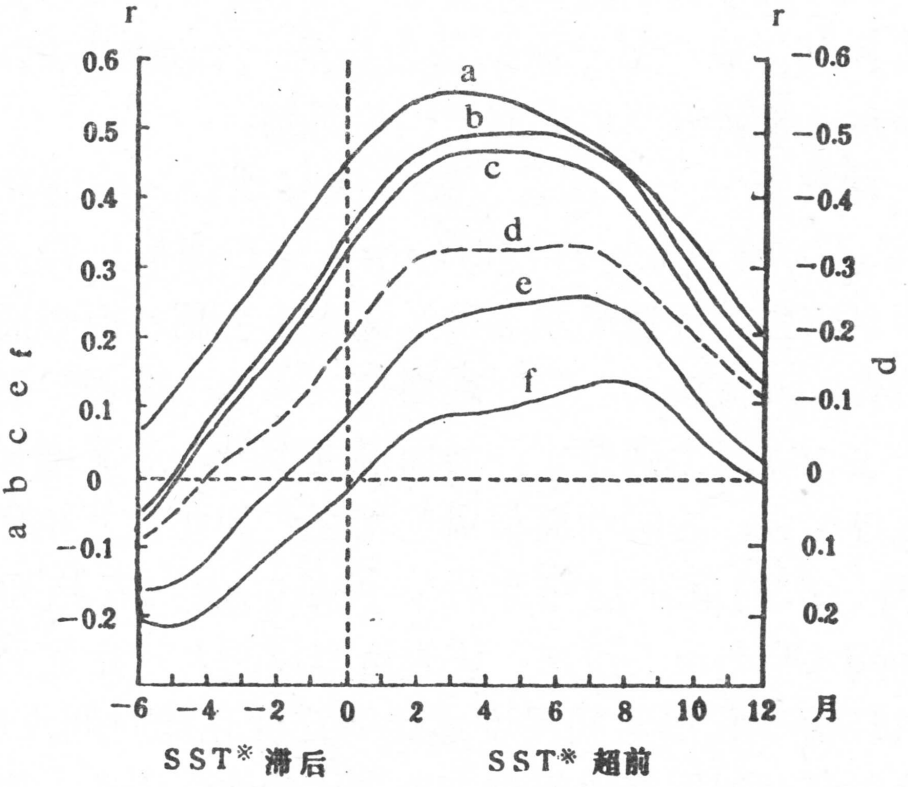


图 5.11　赤道东太平洋海温与西太平洋副热带高压的交叉相关

a. 10—25 ° N 500hPa 平均高度　b. 副热带高压强度指数

c. 副热带高压面积指数　d. 副热带高压西伸脊点

e. 副热带高压北界位置　f. 副热带高压脊线位置

（臧恒范、王绍武，1984）

最后，要强调指出，在研究局地气候与 ENSO 的关系必需注意客观性，实际上 ENSO 的影响是有一定范围的。因此，不可能把世界上任何一个地区的、任何一种气候异常都与 ENSO 联系起来，并且在第二类地区，并不是每次 ENSO 都有相同的影响。这是在研究中要特别注意的。

（五） ENSO的模拟与预测

1988年2月1—5日在美国召开了纪念毕耶克尼斯的海气相互作用讨论会。在会议上对厄尔尼诺形成的看法分为两派：一派认为这个现象是地区性的，用太平洋的海气相互作用即可解释其形成；另一派则认为这是一个全球性的问题，要从全球角度来研究其形成的原因与机制。

前一种观点从一开始就占据了主导地位。毕耶克尼斯（1969）认为赤道东太平洋冷时，南半球东南信风强盛，南赤道洋流也较强。赤道海水辐散造成冷水上翻，海表面温度下降，哈得莱环流减弱，这时地面信风亦因之减弱。当信风减弱到一定程度时上翻停止，海面温度上升，对流增强，哈得莱环流也增强，这时地面信风又增强。如此往复循环，形成一次又一次的厄尔尼诺事件。但是，朱立安与切尔温（Julian and Chervin，1978）认为这个设想有一定问题。因为，大气环流变化的时间尺度远比海洋变化的时间尺度小，沃克环流对海面温度变化的响应应当比较快，因此，应在海温升高不长时间内信风加强。但实际情况恰恰相反，信风增强是在暖水出现之前。一般信风增强到顶点后，当信风很快张弛的时候海温上升，发生厄尔尼诺事件。伍特基（Wyrtki，1975）就是用信风增强来解释厄尔尼诺形成的。他认为厄尔尼诺现象是海洋对大气的一种响应。当赤道东太平洋及中太平洋信风强盛时，海水在赤道西太平洋堆积。因此，从西太平洋到东太平洋的海面高度梯度增强。一旦信风张弛，激发凯尔文波（Kelvin wave）从西向东传播，减弱斜温层，形成海温正距平。但凯尔文波到南美西岸，作为罗

斯贝波（Rossby wave）反射回来，形成厄尔尼诺。这里关键是信风为什么以及何时张弛。而且由此也是只能说明为什么暖水先在东部形成，然后再向西传播。卡恩（Cane，1983）也持有类似的观点，他强调赤道西太平洋混合层远较东部为深，一般可达150米左右。海面高度由于信风作用西高东低。西部积累了大量暖水，而赤道东太平洋由于海水来自秘鲁冷洋流，再加上冷水上翻，故东西向的海温差很大。但信风有季节变化，9—11月南半球春季信风减弱。这时正是亚洲夏季风到冬季风的转换时期。3—5月北半球春季东北信风减弱，又产生第二次升温过程。

哈里逊与朔普（Harrison and Schopf，1984）研究了凯尔文波在厄尔尼诺形成中的作用，认为凯尔文波向东传播形成一个向东的异常水流。但凯尔文波到达赤道东太平洋南美沿岸，一部分波反射回来，以罗斯贝波的形式向西传播，一部分以凯尔文波的形式沿岸向高纬传播，产生向下的异常垂直速度，造成海温平流。他们用简化的公式估算了由凯尔文波引起的温度平流在厄尔尼诺形成中的作用，取得了比较满意的结果。他们认为凯尔文波引起的平流再加上热带海温分布的季节变化，不仅可以用来解释海温由东向西的传播，也可以解释由西向东的传播。由于赤道地区海温梯度季节变化显著，同一平流机制，在不同季节可以产生不同的效果。如果平流发生在2—4月间，海温纬向梯度很小，因而沿赤道增温很小，增温主要出现在沿岸地区。这时发生一般的厄尔尼诺事件。如果平流发生在下半年，这时沿赤道纬向梯度很大。因此赤道地区先增温，然后沿岸才增温，这时发生类似1982—1983年的厄尔尼诺事件。

持另一种观点的科学家，强调太平洋地区海气相互作用

以外的因素。例如舒克拉（Shukla，1983）就强调冬季欧亚大陆积雪范围广，其后印度夏季风弱，印度干旱，赤道西风增强，有利于厄尔尼诺发展。安成哲三（1988）则认为厄尔尼诺前一年夏季风强，其后的冬季西太平洋暖，混合层深是厄尔尼诺开始的必要条件。以上两位作者强调了印度夏季风可能对厄尔尼诺产生的影响。分析表明，印度夏季风降水与秋季赤道东太平洋海温相关-0.61（1871—1986 年），可见夏季风的作用是一个值得注意的问题。格拉芙（Graf，1988）进一步解释了这个问题，认为西太平洋的西风爆发（westerly，burst）对厄尔尼诺的发展有重要意义。但西风爆发与印度夏季风弱有关，而夏季风弱可能与火山爆发有关。据统计 1800 年以来火山爆发指数 VEI＞4 的 68 次火山活动中有 63 次在当年或其后 1—2 年发生了厄尔尼诺。汉德勒（Handler，1986）也认为火山活动可能影响厄尔尼诺，但是对影响机制的看法则完全不同。他主张平流层气溶胶可能影响赤道东太平洋的海温。后来，汉德勒与安得萨格（Handler and Andsager，1990）又进一步证实，低纬的火山爆发与厄尔尼诺有密切关系。无论如何，火山活动可能对厄尔尼诺发生发展的影响也是一个值得考虑的因子。

以上讨论大多集中在厄尔尼诺的发生，实际上愈来愈多的科学家认为，应该研究 ENSO 的循环。即研究厄尔尼诺的同时也研究拉尼娜，以及他们之间的交替循环。麦克科瑞（McCreay，1983）与安德森（Anderson，1984，1985）提出了海气相互作用的循环机制。他们认为暖的凯尔文波沿赤道向东传播，赤道东太平洋水温上升，造成厄尔尼诺。以后暖的罗斯贝波向西反射，使西太平洋海面高度上升。同时由于哈得莱环流增强，赤道东太平洋混合层变薄，沃克环流加

强，赤道东太平洋水温下降。厄尔尼诺结束，产生拉尼娜。同时由于偏离赤道的罗斯贝波继续向西传播，并由于沃克环流传输大量暖水到西太平洋，西太平洋海温上升，又产生暖的凯尔文波，东传产生下一个厄尔尼诺事件。朔普与苏瑞兹（Schopf and Suarez，1988），提出了不稳定海气相互作用理论，认为西太平洋的暖凯尔文波在赤道中太平洋引起激烈的海气相互作用，产生西风异常，从而激发冷罗斯贝波；而暖凯尔文波东传，在赤道东太平洋产生厄尔尼诺。但冷罗斯贝波西传，到西岸产生冷的凯尔文波，这种波又东传，在赤道东太平洋产生拉尼娜；而冷的凯尔文波在赤道中太平洋造成激烈的海气相互作用，又产生暖的罗斯贝波向西传，造成暖的凯尔文波东传，形成下一次厄尔尼诺。

无论人们对 ENSO 循环的物理机制如何理解，早在 80 年代初就开始用大气环流模式来模拟 ENSO 现象。开始人们把赤道东太平洋海温正距平作为固定的强迫，用大气总环流模式积分，结果各种模式都得到了比较满意的结果，成功地模拟出负的 SOI、弱的沃克环流、强的 PNA 型以及各种气候异常。同时，在 80 年代后期，人们也把西风应力（负东风距平）作为强迫，去积分海洋总环流模式，也得到了满意的结果，成功地模拟出海温的上升，斜温层的变深等等。然而，这些工作都没有解决成因问题。因为，都没有能够说明为什么赤道东太平洋海温上升，或为什么信风张弛，所以，模拟结果只反映了大气或海洋一方对另一方异常的适应。因此，后来当海气耦合总环流模式有了一定进展时，人们就开始用耦合模式来模拟 ENSO 的循环。

兹贝克与卡恩（Zebiak and Cane，1987）建立了一个简化的耦合模式。大气动力学是用赤道 β 平面稳定状态线

性浅水方程来描述，海洋动力学从线性重力衰减模式开始。海洋分量受表面风应力强迫。海温对大气的加热产生的风响应在 10 天内达到平衡，水汽辐合反馈作用时间略长，约 1 个月。模式从 145°E—170°W 内西风异常开始，4 个月之后撤去，此后即无外强迫。共作 90 年积分，因此所得结果应该主要是系统的振荡。图 5.12 为模拟结果，可见 3—4 年的振荡十分明显，而且不很稳定，振荡时强时弱，与观测的事实很类似。后来斯帕伯等（Sperber et al.，1990），内林（Neelin，1990），迈尔（Meehl，1990）用不同的耦合总环流模式进行了模拟，不仅模拟出海温距平向西传播，也模拟出了向东的传播。

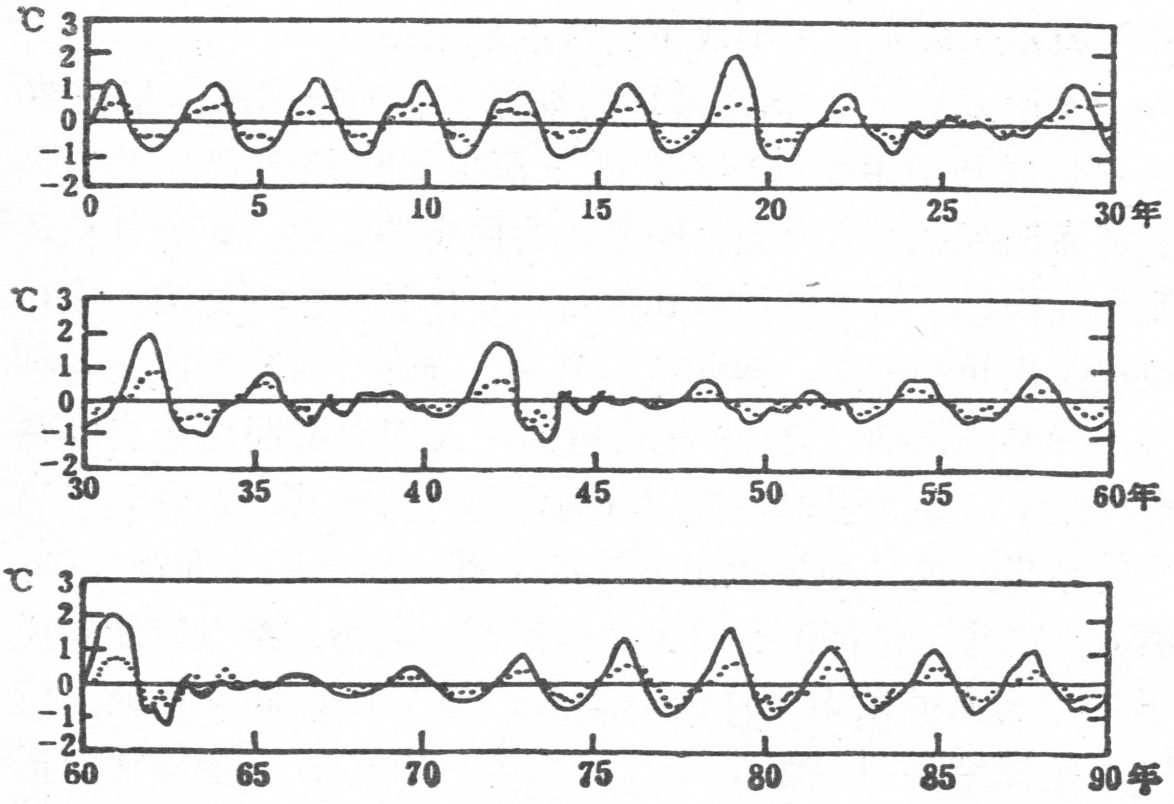


图 5.12　Nino3 区(实线)及 Nino4 区(虚线)SST 变化的 90 年模拟
(Zebiak and Cane, 1987)

鉴于 ENSO 循环模拟的成功，人们已经开始用耦合模式作 ENSO 预报。兹贝克与卡恩的模式成功地预报出 1986

—1987 年及 1991—1992 年的厄尔尼诺，特别 1991—1992 年的事件预报是很成功的。因为在 1990 年初有人已经在预测当年可能发生厄尔尼诺事件，但凯恩的模式则预报 1991 年才开始。不过根据这个模式 1993 年应出现拉尼娜，而实际上 1993 年上半年海温再度上升，这又给人们提出了新的问题。这种以风应力异常为最主要的出始条件的模式预报能力究竟如何？所以 CAC 公报从 1993 年开始，增加了耦合总环流模式的预报。由于 ENSO 预报要求时效长，至少是季节预报，所以，显然其难度是很高的。因此，现在还只能认为是预报试验，尚未达到业务预报水平。

第六章　海气相互作用

（一）海洋在气候系统中的作用

海洋占地球总面积的 70.8%，巨大的海洋水体是气候系统的热量储存库。海气相互作用是气候异常与气候振荡的重要原因，上一章介绍的 ENSO 系统，就是海气相互作用的一个重要环节。然而，海气相互作用绝不只限于 ENSO 系统，因此有必要对这个问题作一个较为全面的阐述。

在我们所考虑的几个月到几年、几十年时间尺度内，陆地表层温度、湿度能产生明显变化的不过几米深范围。姑且假定为 5 米，5 米深的土壤所含有的热量，约略与其上大气所含有的热量相同。而海洋相同体积海水的热容量约为土壤的 2 倍，但海洋的活动层要比土壤深的多。假定海洋活动层为 100 米深，则相同面积下海洋活动层所包含的热量约为陆地的 40 倍。这样我们不难根据海陆面积推算出海洋、陆地及其上空大气所含有的热量（图 6.1）。

大　气	T_{AO}（2.4%）	T_{AL}（1%）
地　表	T_O（95.6%）	T_L（1%）
	海洋（70.8%）	陆地（29.2%）

图 6.1　表层陆地与海洋及其上空大气所含热量

（Wigley，1989）

图中 T_O 及 T_L 代表海洋及陆地，T_{AO} 及 T_{AL} 为其上空的大气。以整个气候系统的热量为100%。陆地及其上空大气的热量仅各占 1%，而海洋及其上空大气的热量占98%。因此，从热力学角度来看，海洋的热状况对整个气候系统有举足轻重的作用。

海洋对大气的作用主要在于给大气热量及水汽，而这两个因素又是气候形成的重要因子，因此，可想象如果没有海洋的作用，全球气候特征将完全不同。为此施莱辛格与盖茨（Schlesinger and Gates，1981）用 OSU 模式作了一系列的有趣的数值实验。除了控制实验外，他们共设计了四种方案：

（1）无海洋实验，下垫面全用陆地。

（2）全平均海面温度实验，即海温无季节变化。

（3）半海洋蒸发实验，考虑海温的季节变化但令海洋蒸发量为控制实验的一半。

（4）板块海洋混合层实验，大气模式与一个 60 米厚的板块海洋耦合。

每种方案均积分 16 个月，从第 1 年 11 月开始到第 3 年 2 月。分别与控制实验的第 2 年及第 3 年 1 月比较。结果表明无海洋实验即把原来为海洋的地区用纬圈平均气候下垫面特征来代替，图 6.2 为模拟的结果与控制实验的比较。图中实线为第 3 年 1 月，虚线为第 2 年 1 月无海洋实验。三角及圆圈分别为相应的控制实验结果。如果地球表面没有海洋，则冬半球气温要显著偏低，而夏半球气温明显偏高，冬半球可差 30℃，夏半球差 15℃ 左右。气压的差异与（图未给出）气温相反，模拟实验冬半球气压偏高，夏半球气压偏低，且冬半球降水显著偏少。这些都是不难理解的。

如果考虑了海洋，但不考虑季节变化，即各季均用年平均海温，则模拟出来的气温、气压及降水的纬圈平均与控制实验十分接近。但冬半球气温略高，气压略低，夏半球气温略低，气压略高。降水量也是冬半球略高，夏半球略低。总之，在不考虑海温的季节变化时，冬半球气候类似于夏季特征，而夏半球气候类似于冬季特征，即气候的季节性变得和缓。如果考虑了海温的季节变化，但是海洋的蒸发减半，这时模拟出来的气温与降水同控制实验差别不大，但大气中水汽含量明显下降。

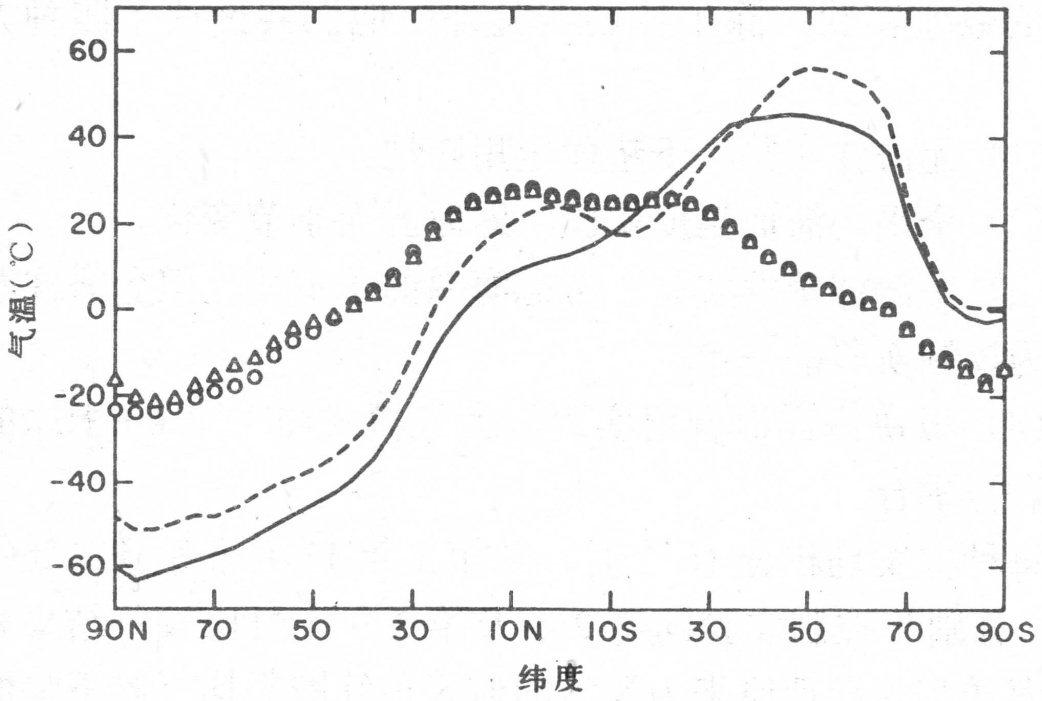


图 6.2 “无海洋”实验（实线与虚线）
及控制实验（三角与圆圈）1 月纬圈平均地面气温
(Schlesinger and Gates, 1981)

如果把海洋混合层作为一个板块来处理，即不是预先给定海温而是可以允许海洋混合层的温度变化，只考虑 60 米深的一层，但无洋流及与深层的热交换，则模拟的海温与观测大有不同，差别最大的是赤道及大洋东部，地面温度与降

水亦与控制实验不同，这表明海洋活动层的深度与深层海水的热交换，特别海洋中水平热量输送在气候形成中有重要作用。

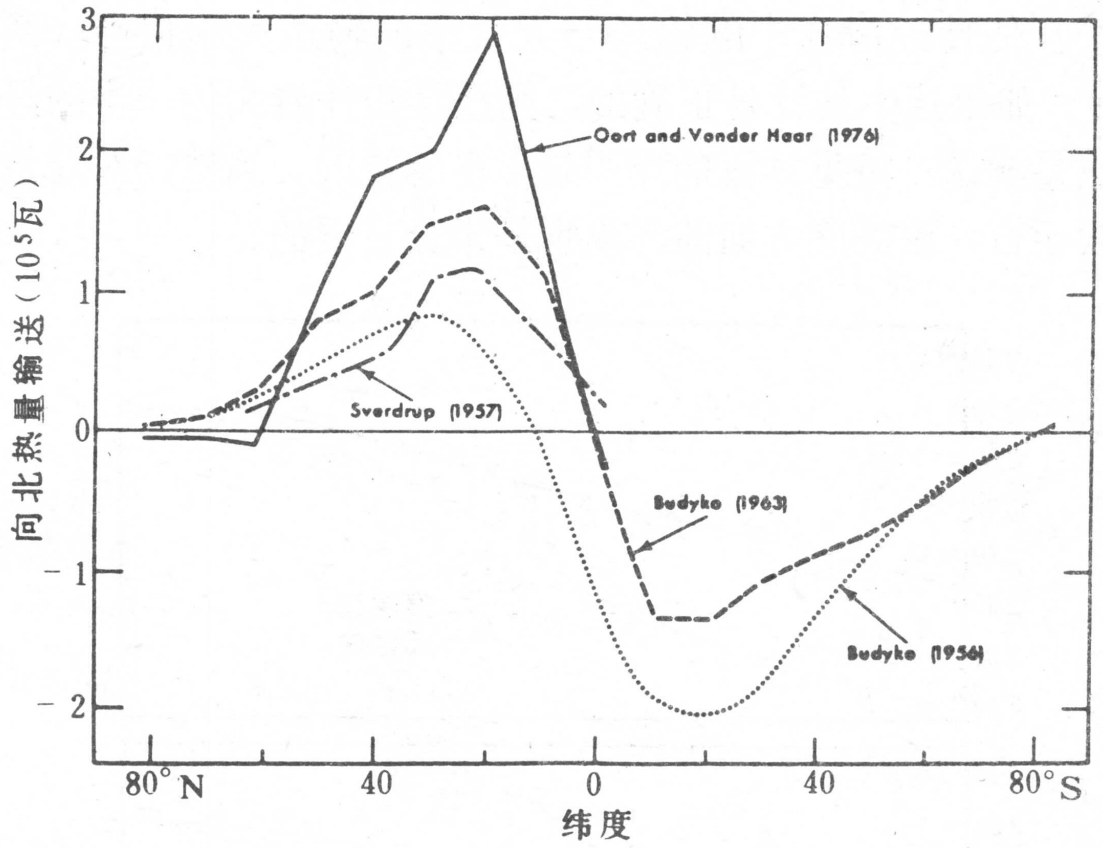


图 6.3　海洋中热量输送（向北为正）
（Bryan, 1979）

下面我们借用个气候模拟的结果来说明洋流在气候系统的热量平衡中的作用。众所周知，35 ° N 以北及 35 ° S 以南辐射平衡为负，35 ° N 到 35 ° S 之间辐射平衡为正。也就是说中高纬有热量亏损，热带有热量盈余。因此，必然有相应的热量由热带向中高纬输送，首先考虑到的是大气中经向气流的输送。40 年代中就有人计算过。目前有了大量的高空资料，对大气中经向热量传输已经有了比较好的估计。但是从估算结果来看，热量输送量不足以维持气候平衡。显然，海洋中的经向热量输送可能有重要作用。由于对大气中

的经向热量输送有了较好的估计，所以，可以把海洋中的经向热量输送作为热储藏量的变化与大气中经向输送的差额来处理。根据奥尔特与凡德·哈尔（Oort and van de Haar, 1976）估计，海洋中的输送与大气中的输送大小相当（图6.3）。如果这个估计是正确的，则海洋担任着大约一半的经向热量输送。可见洋流的作用是不可忽视的。当然，对局地气候而言，沿纬圈方向的洋流也是十分重要的。

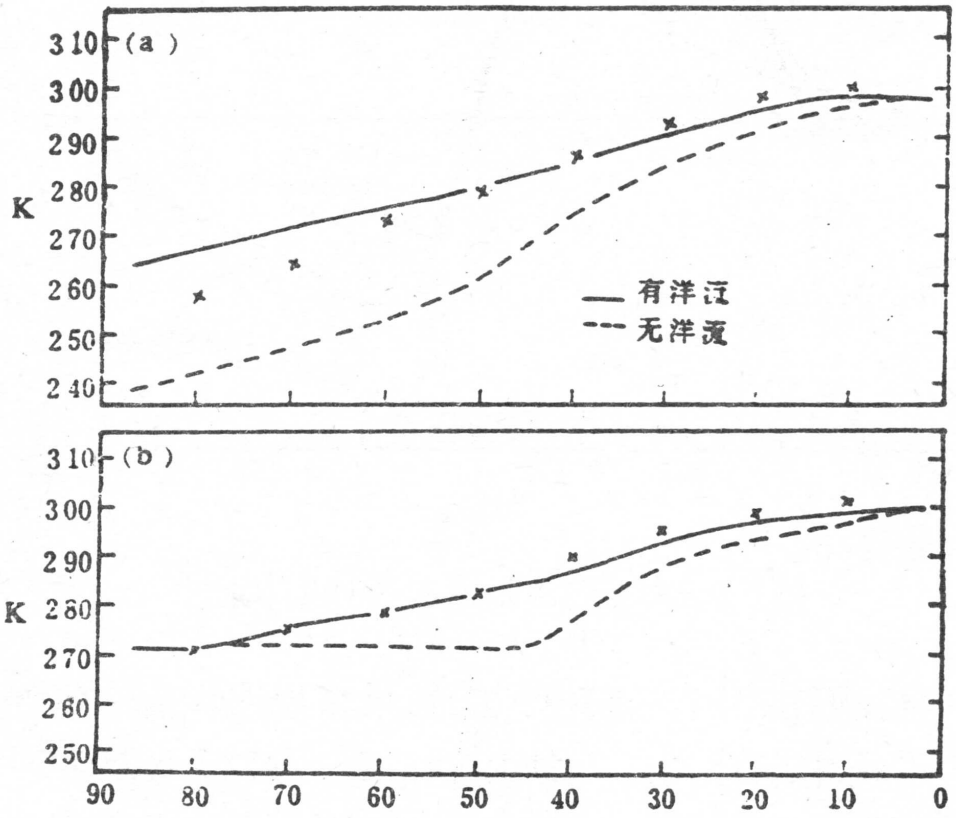


图 6.4　纬圈平均地面气温(a)与海面温度(b)的模拟结果与观测值(x)
(Spelman and Manabe, 1984)

斯佩尔曼与真锅（Spelmen and Manabe, 1984）的数值实验充分地说明了洋流的作用。他们用海洋耦合模式作了两个实验，一个包括洋流，一个不包括洋流。结果表明，有洋流的模式使低纬温度下降，高纬温度上升，模拟结果更接近实际观测（图 6.4）；而无洋流结果模拟出的气温高纬偏

低 20℃，中纬度海温亦偏低 10℃。充分说明了洋流，特别是海洋中经向热量输送在气候形成中的作用。

（二）海洋对气候影响的诊断研究

在本世纪 20 年代海兰德－汉森及南森（Helland-Hansen and Nansen, 1920）就注意到海气相互作用，但是直到 60 年代才有了较多的研究。索耶（Sawyer）在 1964 年指出，作为影响长期天气变化的因子应具备三个条件：①空间尺度在一千公里以上，②时间尺度在月以上，③强度能够与长波有效辐射相比拟，至少达到 45 卡／厘米^2·天。实际上这也是气候异常形成的条件。在分析了各种因子之后，索耶指出海洋是能满足这三个条件的最主要因子。海水温度距平经常能占据北太平洋的 1／2 到 1／3，有足够大的空间尺度。海温的异常一般均可持续数月之久，个别地点个别时间能持续 1—2 年。而海温变化 1℃所导致的向大气潜热及感热输送变化即可达到 40—60 卡／厘米^2·天。所以，他们认为海洋是影响长期天气变化的重要因子。这时，在世界范围，科学家们加强了对海洋的研究，特别注意海洋的异常可能对气候异常的影响。在这方面拉蒂克利夫及穆瑞（Ratcliffe and Murray , 1970）的研究是很有代表性的。他们利用 1888—1968 年北大西洋月平均海温及海平面气压图，研究了上一个月海温对下个月海平面气压的影响。发现对大西洋东部到欧洲（以英伦三岛为中心）地区海平面气压影响最大的是墨西哥湾到纽芬兰南方的广阔海域（45—60°W，40—50°N）。当那里海温为负距平时，格陵兰以东到欧洲的广大地区气压为正距平，海温高时气压为负距平，以

9—10 月这种关系最为典型。冷水时与暖水时，气压正、负距平中心值差 5—10hPa（图 6.5），可见差异是十分明显的。作者认为从物理角度看这种关系是不难理解的。因为，水温高时，海洋向大气的热量及水汽输送均加强，有利于低压发展。低压向东或东北运动，在下游加深，在月平均海平面气压图上形成低压区。冷水时相反，有利于高压的发展。纳迈阿斯（1964）也得到类似结论。他指出 1958—1960 年期间北欧阻塞活动明显，以至于斯堪的纳维亚半岛特别是挪威西岸雨量明显下降，个别站较常年减少 69%。这段时间位于纽芬兰以东的 C 船（天气船，53° N，36° W）海温，比常年明显偏低。但是这时冰岛以南的 I 船（天气船，56° N，19° W）海温升高，而多年平均 C 船海温高于 I 船。因此，1958—1960 年期间东西向海温梯度减弱，造成异常南风。所以冰岛低压往西移，故北欧阻塞高压增强。纳迈阿斯从 30 年代末就研究长期预报方法，开始主要采用大气长波的概念，用统计方法计算 5 天平均及 30 天平均 700hPa 高度。50 年代之后则集中精力研究海气相互作用。在 1976 年发表的他的论文两卷集中，后期主要是有关于海温与大气环流异常联系的文章，对太平洋海温的变率及其影响作了广泛的研究。例如，纳迈阿斯指出，1961—1967 年北太平洋中部海温高，秋季最为突出，秋、冬季大洋中部海平面气压为负距平，这时北太平洋上空的槽也比较深，而在其下游北美西岸的脊也比较强，致使北美东岸的槽也加深，美国的气候特点是东冷、西暖。

林学椿（1978）也研究了北太平洋海温异常对大气环流的影响。他指出冬季北太平洋海温距平分布有两种常见的类型，一种北高南低，即中高纬为正距平、低纬为负距平；另

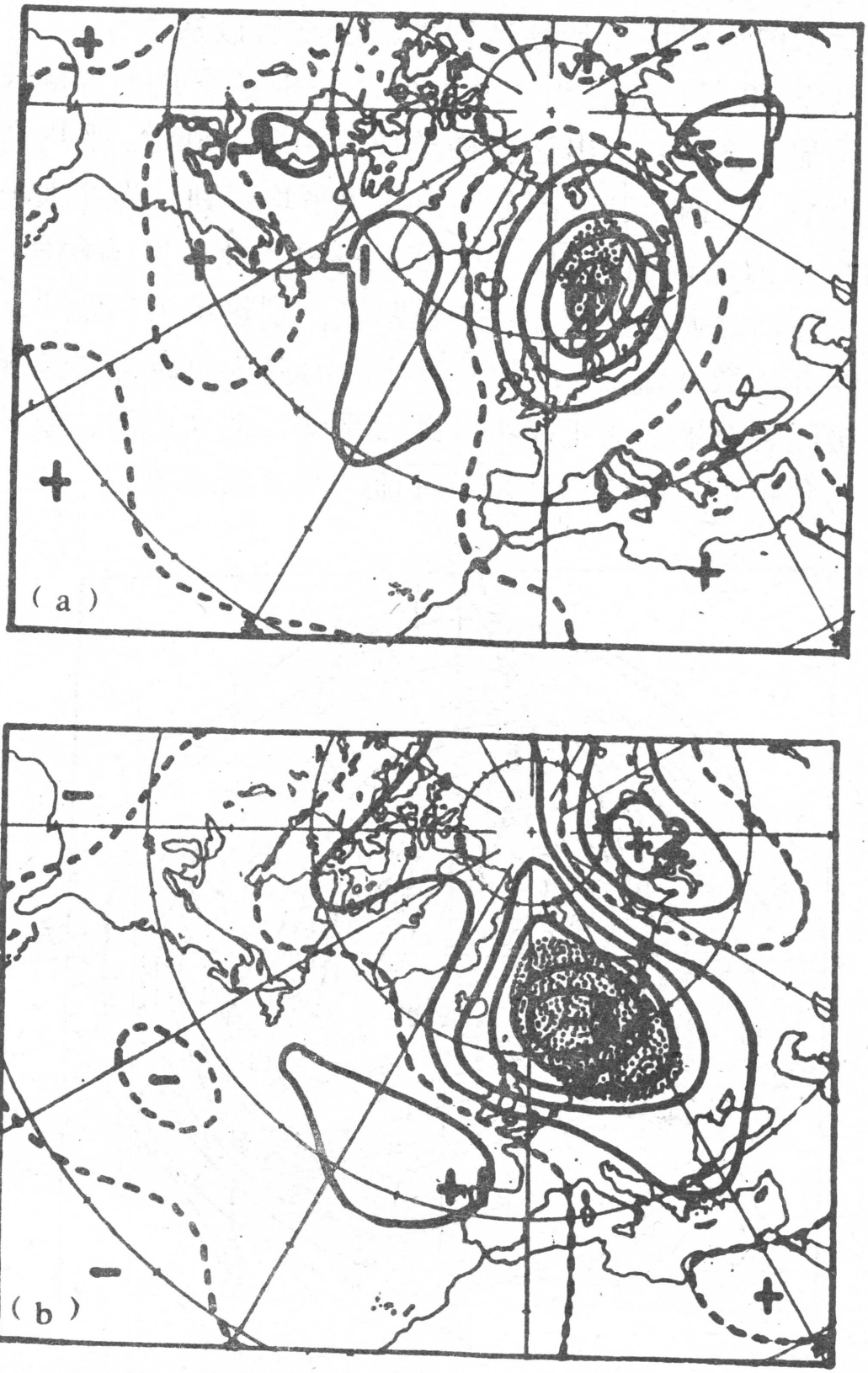


图 6.5　9 月北大西洋冷(a0 及暖(b)时，10 月海平面气压距平
(Ratcliffe and Murray, 1970)

一种南高北低，低纬度为正距平，中高纬度为负距平。而且这种类型的海温距平持续性很大，经常可以从上年 10 月延续到当年 10 月，维持近 1 年时间，特别冬季几个月持续性尤为明显。图 6.6 给出这两种类型下 1 月 500hPa 平均高度及其距平。这两个合成图分别由 6 年平均得到。当北太平洋海温距平为北高南低时，500hPa 格陵兰及极区为负距平，北太平洋、北大西洋及北欧为正距平，副热带为负距平，即高纬为高指数环流，3 波形势突出。海温为负距平时情况相反，极区到新地岛为正距平，北太平洋、北大西洋、欧洲及东亚为负距平，高纬为低指数环流，呈 4 波形势。

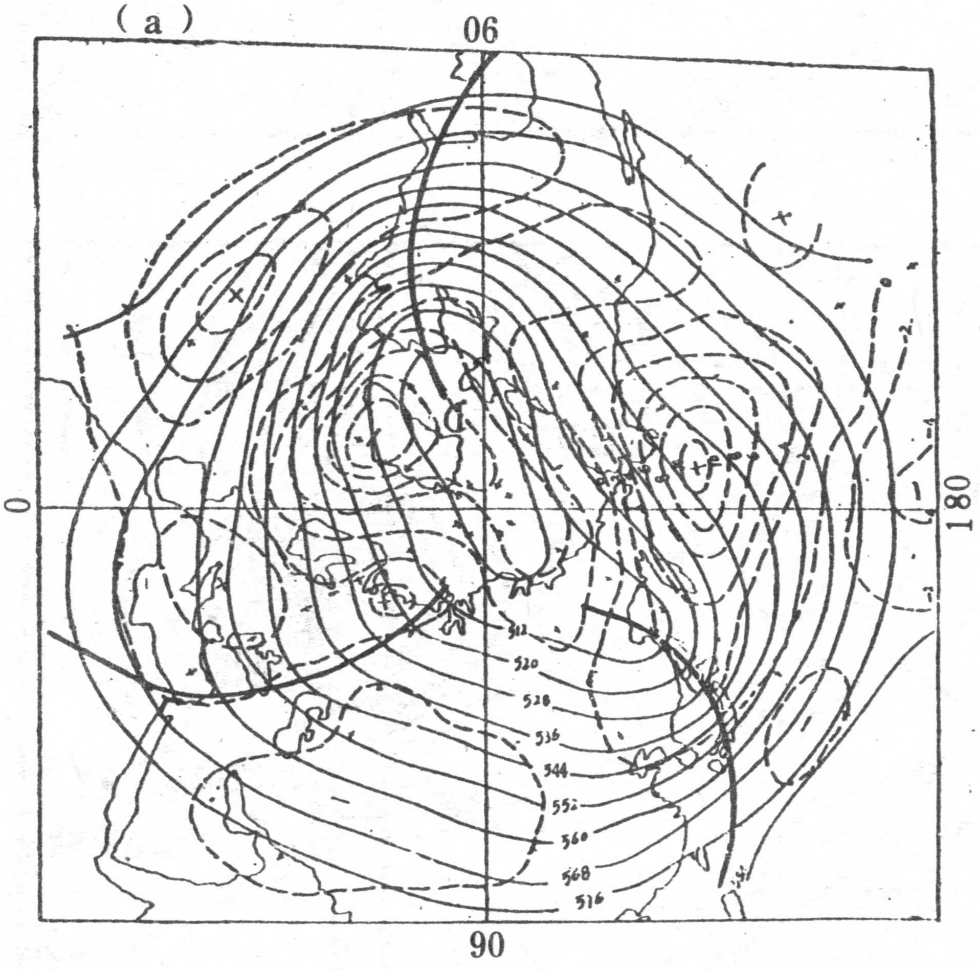


图 6.6a　北太平洋海温为北高南低形势下 500hPa 高度及距平
（林学椿，1975）

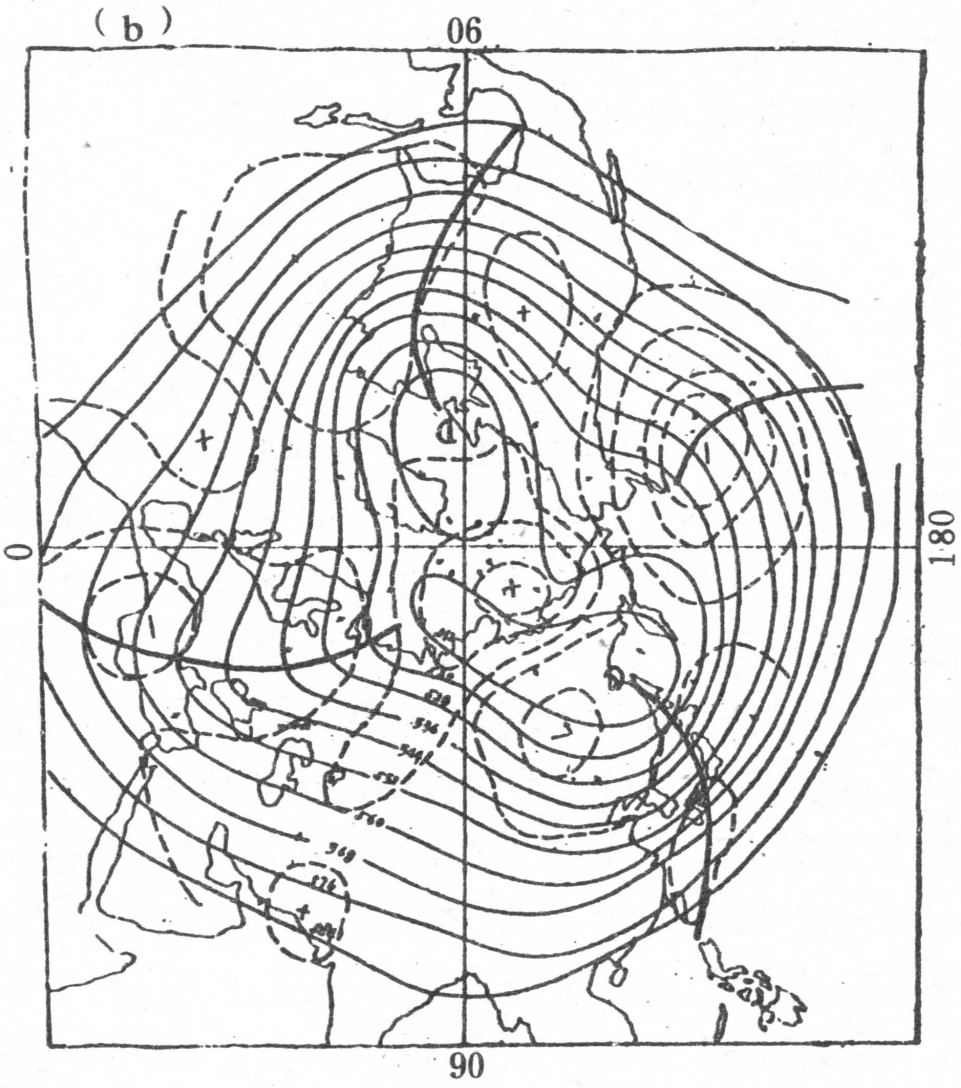


图 6.6b　北太平洋海温为南高北低形势下 500hPa 高度及距平
（林学椿，1975）

陈烈庭（1978）在研究海温异常对大气环流影响时发现，当 10—12 月黑潮区海温偏低时，其后的 1 月西北太平洋 500hPa 高度为正距平，海温偏高时，高度为负距平。大西洋上墨西哥湾流区海温与北欧 500hpa 高度有负相关。海温高时高度低，海温低时高度高。这个结果与林学椿及拉蒂克利夫等的研究是一致的。后两位作者着眼于大洋中部偏北地区的海温，而陈烈庭则主要考虑两个大洋西南部的暖洋流，大洋中部及西南部的海温变化又经常是相反的，所以，

他们的结果是一致的。

以上所列举的均为中纬海温异常对大气环流的影响，实际低纬海温变化影响更明显，ENSO 就是一个很好的例子，在上一章已讨论过，不在这里重复。

（三） 海洋影响的气候模拟

上一节谈到的是中高纬海温异常与同时及下个月大气环流异常的关系，这些都是经验关系。虽然在分析中应用了几十年或甚至上百年的资料，但在处理中无法排除主观的因素，因此，通过气候模拟来证实这些关系就显得特别重要了。到了 70 年代中期，大气总环流模式（AGCM）已相当成熟。人们开始利用 AGCM 作敏感性试验研究。敏感性试验的作法是先对正常（或多年平均）下垫面作控制试验，一般积分 60 天或 90 天，取最后 30 天平均作为正常状态。然后改变部分下垫面状况，而其余条件不变，同样积分 60 天或 90 天，取最后 30 天平均为异常试验结果，与控制试验对比。这样，即可了解下垫面异常对大气的强迫作用。从另一方面讲也可以了解气候对下垫面异常的敏感性，所以也称为敏感性实验。

这方面的工作也可以分为三个阶段，或者说三种类型的实验。第一种类型研究个别海域海温异常的影响，这时海温的强迫是固定的，因为只用 AGCM，海温不可能改变，而且大多数情况下是用固定的季节，即不考虑大气环流与气候的正常季节变化，着眼点主要在海面异常上空及其下游地区大气环流与气候的变化。

1979 年隆特里（Rowntree）对他在 70 年代用英国气象

局的模式所作海温异常的气候模拟研究作了总结。图 6.7 给出他作试验所用海域及海温异常。这里只举出他对热带大西洋海温异常所作试验为例。这个试验所用海域在图 6.7 上标为 A，海温正距平中心为 2.6℃，这是模式化的 1963 年 1 月热带大西洋海温距平。比较异常试验与控制试验，取第 41—80 天平均，发现在异常海温区上空及其下游地区（西部），气温上升，海平面气压下降，降水增加。实际上 1962—1963 年冬季是一个以寒冷著称的冬季，欧洲、北美、东亚日本均受到严寒侵袭。这个冬季北大西洋上为强经向环流，海平面气压距平北正南负。正中心在冰岛附近，达到 +13hPa。负中心在伊比利亚半岛以西，达到-7hPa，加入了海温异常强迫的模拟成功地模拟出了北大西洋南部海平面气压的下降。甚至于也在一定程度上模拟出了北大西洋北部的气压上升（当然数值要小的多，这可能是没有考虑北部海温负距平的缘故），而且这个模拟结果与根据观测资料所作的 1962—1963 年以外的 10 个热带大西洋冷冬，及 10 个热带大西洋暖冬的海平面气压合成图也一致。这表明，热带大西洋海温异常不仅能影响局地的大气状况，还可能影响大尺度行星环流。切尔温等（Chervin et al.,1980）用 NCAR 的 6 层模式，对太平洋 3 种不同海温异常进行了气候模拟实验：（1）西暖东冷。（2）只有西暖。（3）副热带西暖。最大海温距平 12℃，区域平均 6℃，做 60 天模拟，取后 30 天与控制实验对比，发现暖水区海平面气压低，高空气压升高，上升运动强烈，降水增加，许多其它研究，结果大体相似。

第二种类型的海洋影响气候模拟，不是只注意海温异常区，而是着眼于解释某些巨大的气候异常现象。例如舒克拉与班加鲁（Shukla and Bangaru，1979）指出，在异常区下

游的影响有时比异常区还大。他们对 1977 年 1 月的情况进行了模拟研究。这个冬季（1976—1977 年）是北美一个严冬，特别 1977 年 1 月密西西比河以东，除新英格兰外，大部地区为近百年来最冷的一个月。月平均气温距平最低在 -8℃以下，冬季大范围气温距平也在-4℃以下。舒克拉等用 GLAS 的 AGCM 作 45 天模拟。为保证模拟的统计意义对初始场加上小扰动（或称误差），这样就可以得到基本相同但又有微小差异的初始场。1 个不加扰动的及 4 个加上不同扰动的，共 5 个初始场。对平均海温及异常海温各积分 45 天，取 15—45 天平均，两组 5 个试验再各自平均。海温异常如图 6.8 所示。为了加强异常的影响，在试验中海温异常数值不变，但由 ° F 改为℃。图 6.9 给出 700hPa 上气温的差，可见模拟是相当成功的。

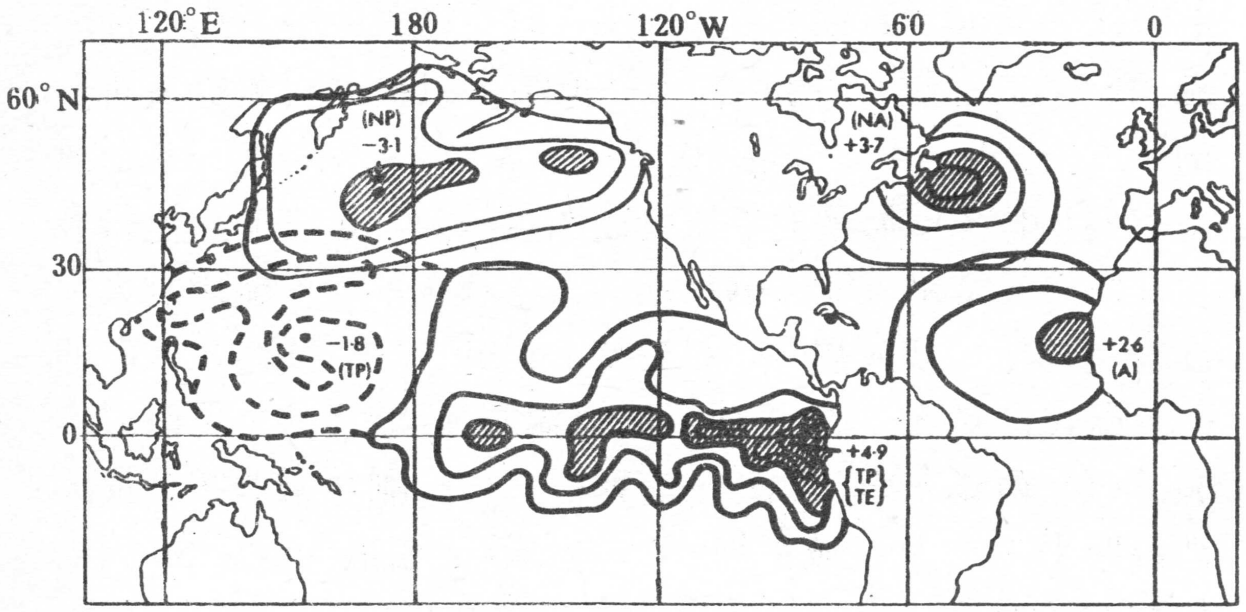


图 6.7　海温异常强迫的海域及海温距平
(Rowntree, 1979)

英国气象局的马斯科等（Maskell et al.,1990, 1991）用 11 层 AGCM 研究了萨赫勒干旱的预报问题，用实测海

温作下垫面强迫，从3月末开始积分到10月。发现能很好地模拟出萨赫勒地区降水的异常，不仅能计算出多雨也能计算出干旱，而且发现气压场的初始场并不重要。不管用那一年环流作初始场，只要用了实测海温，即能正确计算出降水距平的变化趋势。

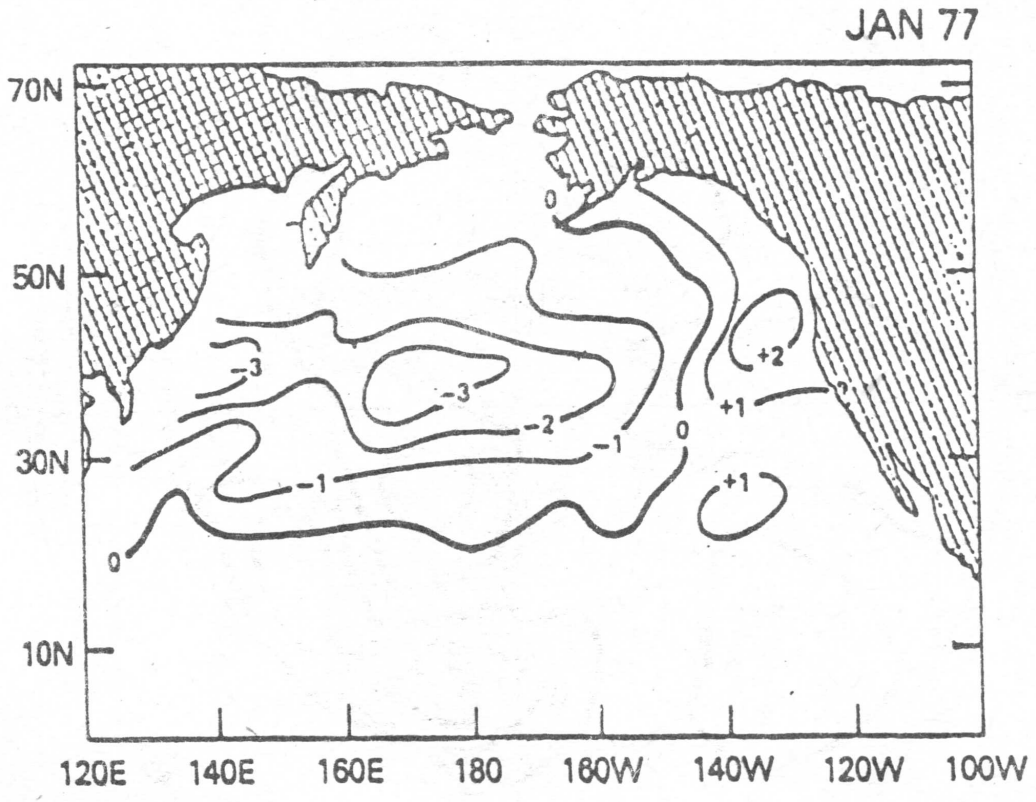


图6.8　1977年1月北太平洋海温距平观测值（°F）
(Shukla and Bangaru, 1979)

以上两个例子说明，海温异常影响的空间及时间尺度均较大，是气候异常形成的重要因子。

第三种类型的模拟，研究海温异常在长时间大气环流变化中的作用。格拉汉（Graham，1991）用实测海温作强迫，对1970—1985年的大气环流变化作了模拟研究。图6.10为冬季700hPa高度场的第一典型相关模，上为模拟值，下为观测值。可见两者的特征十分相似，相关系数达到

0.74。图 6.11 为时间系数。可以看出 1971—1976 年系数为负，1977—1983 年系数为正。这两段时期的时间系数变化也模拟的很好。

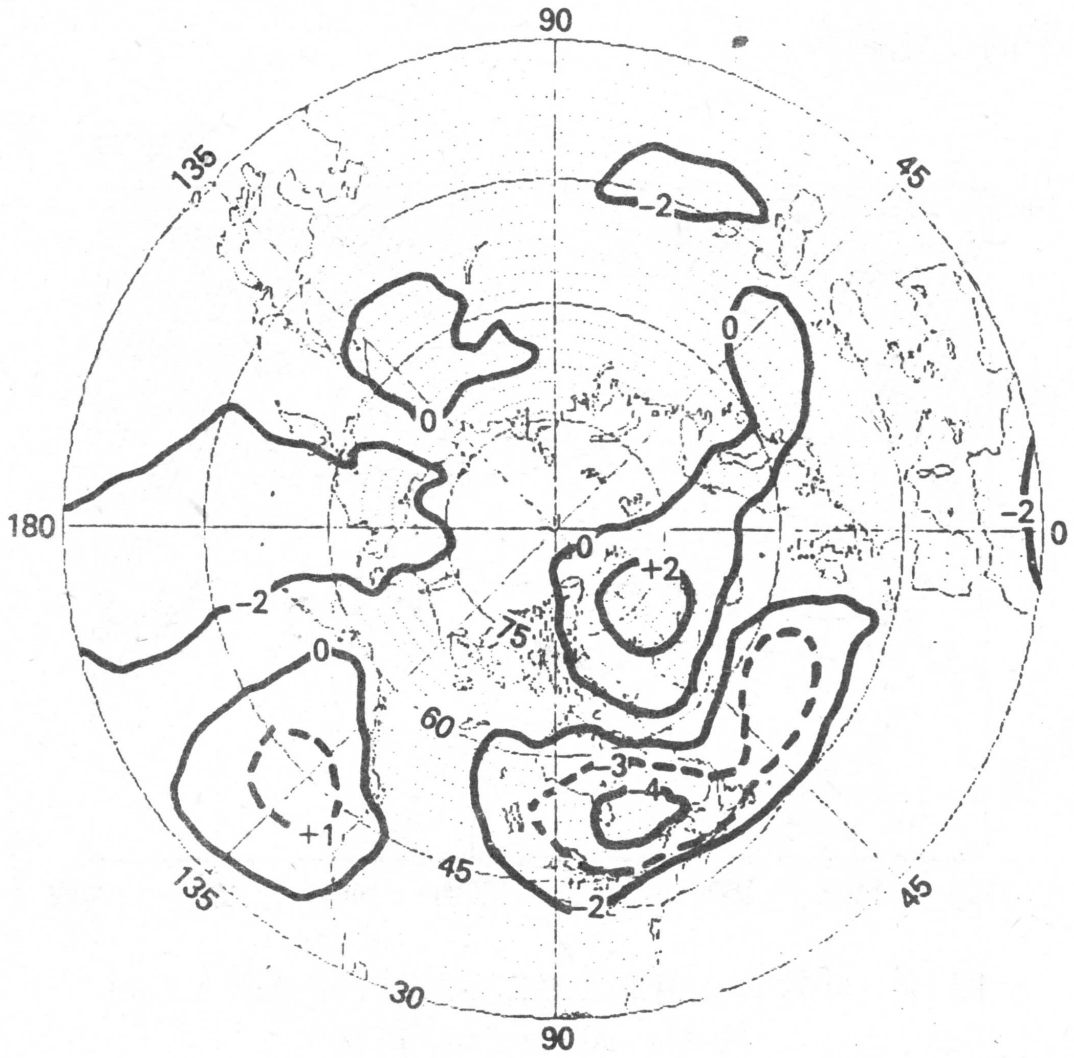


图 6.9　海温异常与控制试验 700hPa 上气温的差（℃）
(Shukla and Bangaru, 1979)

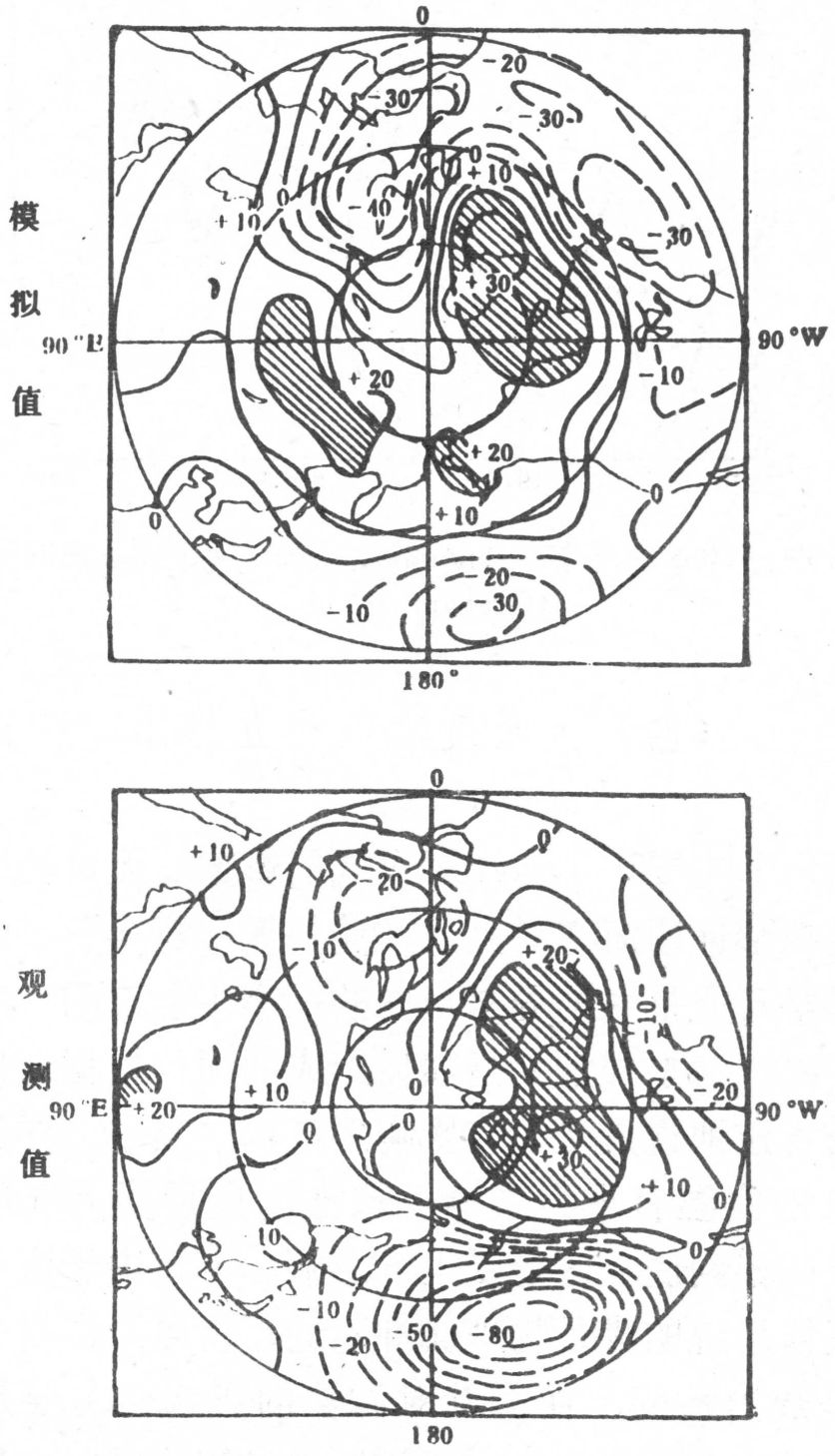


图 6.10　1970—1958 年冬季 700hPa 高度场第 1 典型相关模
上为模拟值，下为观测值
(Graham, 1991)

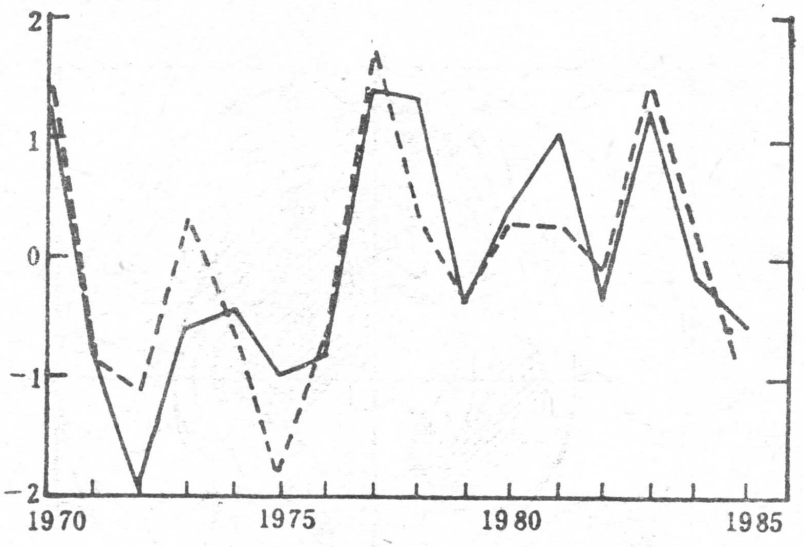


图 6.11 1970—1958 年冬季 700hPa 高度场第 1 典型相关模的时间系数
(Graham, 1991)

（四）大尺度海气相互作用

上面两节主要讲了海洋对大气的影响。无论经验事实还是气候模拟都证明海洋对大气环流的异常有重要影响，海面温度的异常可能是气候异常形成的一个主要原因。然而，人们自然要问，海温异常又是如何形成的呢？根据现代科学知识，可以肯定地说是受大气影响形成的。当然，洋流也能对一个海域的海温有重大影响，但洋流也是受大气环流驱动的，所以归根到底，还是受大气影响。不过由于大气与海洋这两个气候系统的成员物理属性不同，所以海洋对大气的影响主要是热力性的，而大气对海洋的影响则主要是动力性的。大气以快变过程为主，海洋以慢过程为主。大气对海洋的响应较快，而海洋对大气的响应较慢。但是如果我们主要考察月平均场，如月平均海温、月平均海平面气压，则由于时间尺度足够大，观测到的大气与海洋的场经常在很大程度

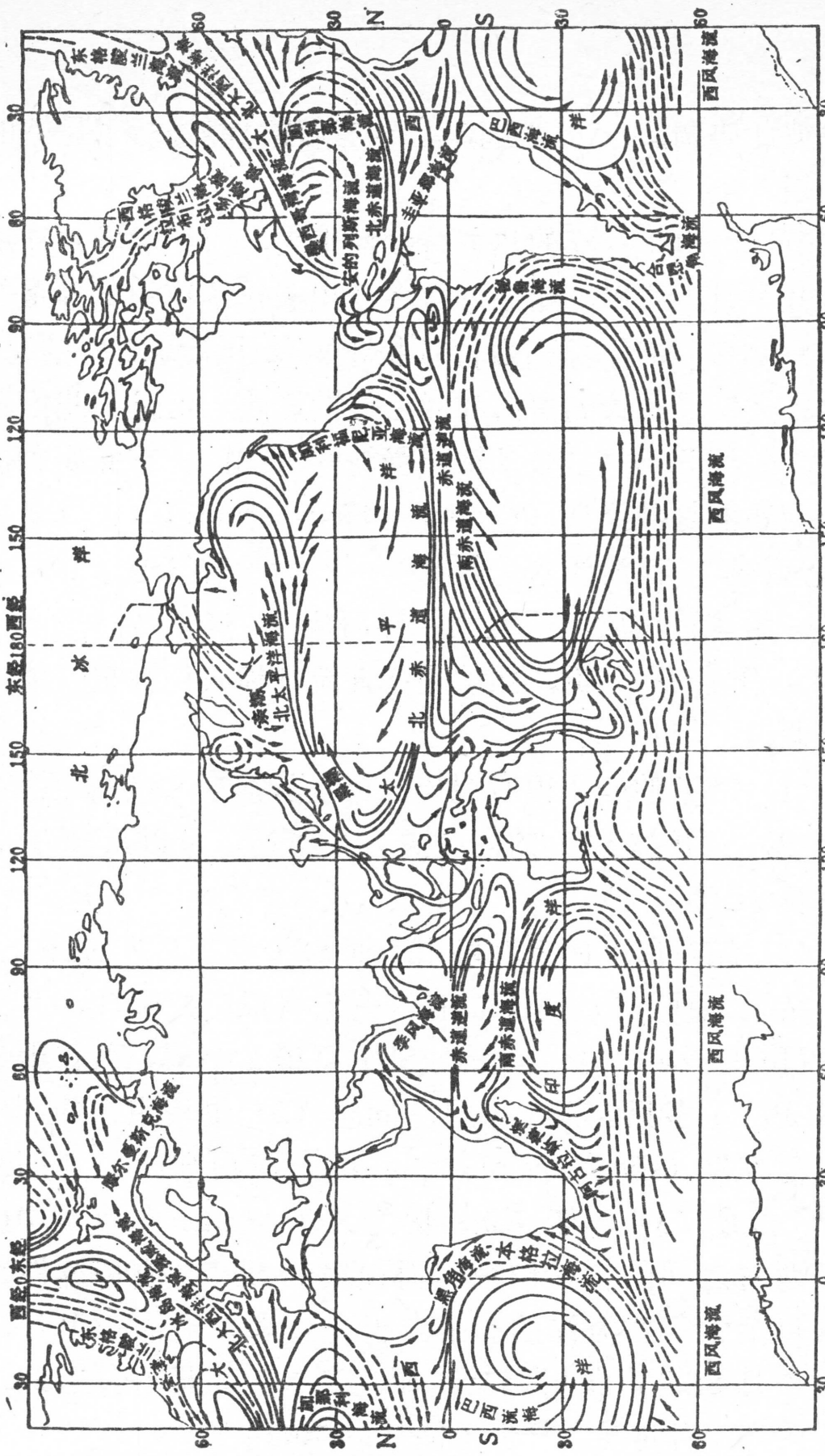


图 6.12　世界大洋中的洋流

（章基嘉等，1983）

上是彼此协调的，也就是说大气与海洋已经进行了足够的相互作用。

不过，由于海洋的热力持续性很大，海温的异常往往能持续几个月。所以，海温异常多被用来作统计长期预报的指标。用 AGCM 作长期数值预报也依赖于海温距平的持续，因此，人们经常谈到是海洋对大气的影响。但是，我们不要忘记，大气并不只是被动地接受海洋影响的。首先明确提出这个问题的是戴维斯（Davis，1976）。他问道：大气是否永远是“奴隶”，而海洋永远是“主人”？为了回答这个问题他设计了一组统计试验。对北太平洋海温（SST）及海平面气压（SLP）作 EOF 分析，然后用线性统计模式作预报。他提出三个假设：

（1）SST 的变化很有规律，可以从前期 SST 来预报。

（2）SLP 与 SST 的同时关系很密切，可以从 SST 的观测估算 SLP。

（3）结合以上两条，可用前期 SST 预报后期 SLP。

结果发现（1）是成立的。由于有很高持续性，月平均 SST 可报 3—4 个月，季平均 SST 可报 2 个季。而且用 SLP 报 SLP，至多只能报 1 个月。同时（2）也是成立的。可以用规范方程（specification equation）来用 SST 计算同时的 SLP，但是（3）不能成立，因为 SST 与 SLP 的观测中已包括了两者之间的相互作用。而预报的 SST（或持续性）中则未包括大气对海洋的影响。但是作者发现前一个月 SLP 对下个月 SST 有预报意义，而且冬季关系最好。因此，戴维斯认为，有时候大气也可能是海洋的主人。

王绍武、赵宗慈（1983）则认为，海洋与大气虽然无时无刻不处于相互作用之中，但却并不总是完全协调的。因为

海气相互作用不仅依赖于季节，而且依赖于洋流。图 6.12 为世界大洋的洋流图，图中实线为暖洋流，虚线为冷洋流。王绍武等发现，大洋中部的非洋流区与冷、暖洋流盛行区有本质的不同。图 6.13 给出冬（1—3 月）及夏（7—9 月）SLP 与 SST 及△H 与 SST 的同点相关。其中△H 为 500hPa 厚度，代表对流层下半部的平均气温。从图 6.13 可以看出冬季在黑潮暖洋流区，夏季在加利福尼亚冷洋流区 SLP 与 SST 为负相关。这与上节气候模拟的结果相同。但无论在冬、夏大洋中部均有一个正相关区，这就不能用海洋的影响来解释了，因为如上所述，海温高有利气旋发展，SLP 应下降，但 SLP 反而上升。另外△H 与 SST 的关系也有很明显的地理特征。如图 6.13b 及图 6.13d 所示，冬季在黑潮暖洋流区，夏季在加利福尼亚冷洋流区，△H 与 SST 均有较高的正相关，同气候模拟的结果一致。但在大洋中部则正相关很小，或者是负相关。后来，又发现 SST 与云(CL)的关系在洋流区与非洋流区也是不同的，可以列成表（表 6.1）。在洋流区 SST 高时云量多，这也是不难理解的。因此，在洋流区，海温高时，气压下降，气温上升，云量增加，与海温异常的数值试验结果一致。这表明在洋流区上空的海气相互作用中以海洋影响大气为主。但在非洋流区就不同了。以上三种要素与 SST 的关系说明，那里在海气相互作用中可能大气占据了主导地位。因为，高气压中天气晴朗，有利于海面接受太阳辐射，而且高压愈强，风应力为辐散，使表层海水辐合，造成下翻（或称沉降），亦有利于海温上升。但大气热容量小，对海洋的热力影响小，所以当大气影响海洋为主时，气温与海温关系不大。而且，如果海温是受云量支配的，则云量多时，海温低，云量少时海温高。

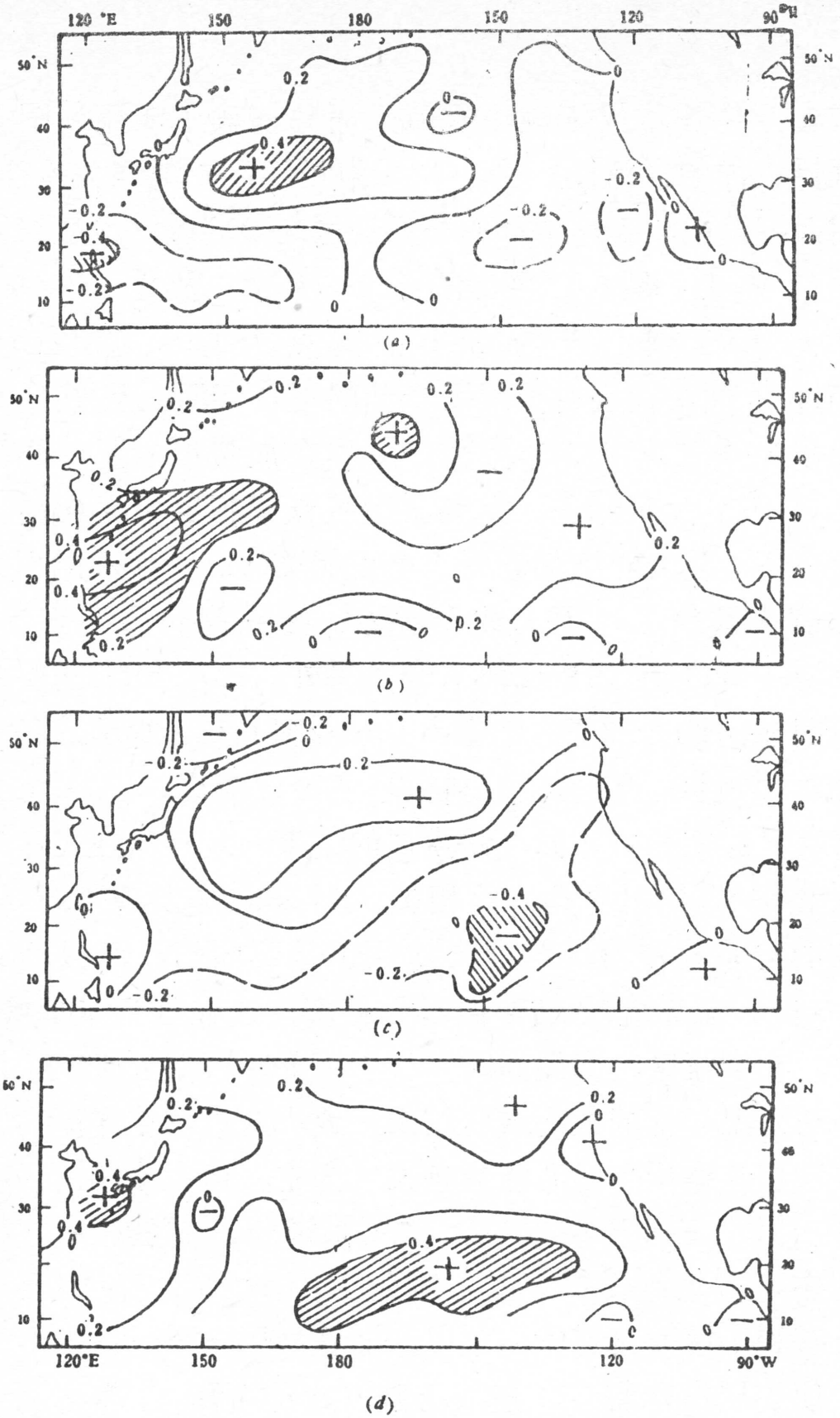


图 6.13　海平面气压(SLP)及厚度(△H)与海温(SST)的同点相关

(a) 1—3 月，SLP-SST；(b) 1—3 月，△H-SST；
(c) 7—9 月，SLP-SST；(d) 7—9 月，△H-SST
(王绍武、赵宗慈，1983)

所以种种关系都表明，在非洋流区，大气对海洋的影响占主导地位。当然，季节也有很大影响，冷、暖洋流也各有不同。但是以上分析表明，虽然大多数情况下在海气相互作用中以海洋影响大气为主，但在一定地区，如非洋流区，在一定季节；大气有可能在海气相互作用中成为“主人”。

表 6.1　洋流区与非洋流区大气与海洋的关系

要　　素	洋流区	非洋流区
SLP-SST	-	+
△H-SST	+	×
CL-SST	+	-

（五）气候系统中的韵律

以上谈到的是海洋与大气异常同时的联系，或者海洋异常与下月大气环流异常的联系。但是，我国长期预报工作揭示出来的大量事实证明，海温异常对大约半年之后的气候异常有很好的指示意义。例如 1978 年科学院大气物理所长期预报组就发现，冬季黑潮海温与我国 6—7 月降水有很好的关系，海温高时长江及江南多雨，华北东部也多雨（图 6.14），海温低时相反。比较各月海温与降水的关系发现 6 月长江流域降水与冬季 20°—30°N 黑潮海温关系最好。而 7—8 月华北降水与 1—2 月 30°—40°N 黑潮海温关系最密切。

臧恒范与王绍武（1981）在研究冬季渤海湾的海冰预报时发现，夏季特别 7 月西风漂流区（40°N，170°—180°E）海温对其后 2 月渤海地区气温及海冰有很好的指示意义。7 月海温高，2 月气温低，海冰多。反之，7 月海温

低，2 月气温高，海冰少。他们认为，这种隔季相关，或者称为韵律的现象，其形成原因与海气相互作用的季节变化有密切关系。图 6.15 给出 7 月西风漂流区海温与 7 月到来年 4 月西北太平洋海温的相关分布。图中标的月份是西北太平洋海温的月份。7 月即指同期的相关，8 月指 7 月西风漂流区海温与 8 月西北太平洋海温的相关，依此类推。很有趣的是，7 月西风漂流区海温与 8 月西北太平洋海温仍有一定关

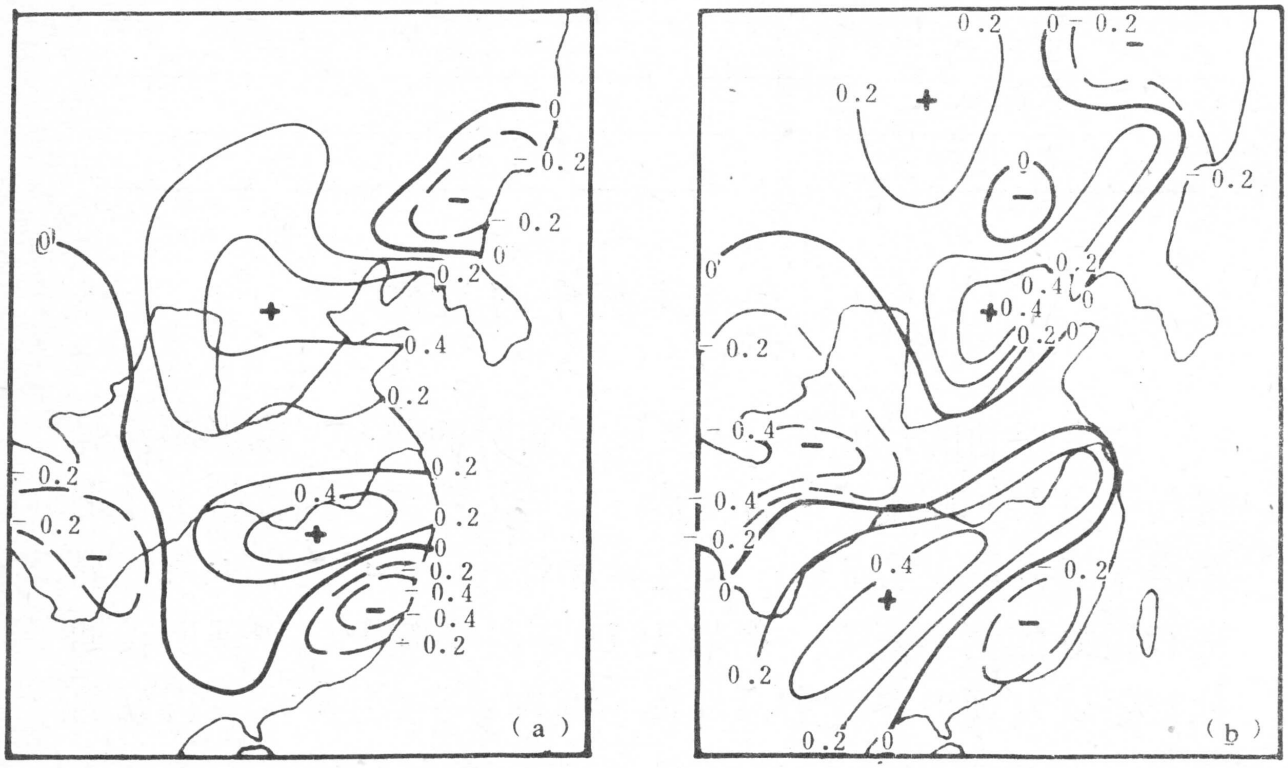


图 6.14　冬季黑潮海温与 6 月(a)及 7 月(b)我国降水的相关分布
（中国科学院大气物理所，长期预报组，1978）

系，但以后这个关系逐渐减弱。12 月西北太平洋海温已经看不出与 7 月西风漂流区海温有什么关系。不过到了 1 月形势突出发生了变化，正相关区不仅恢复，而且扩大，2 月正相关区的面积为 7 月的两倍以上，这就是说 2 月西北太平洋的海温与 7 月西风漂流区的海温的相关，比 7 月西北太平洋海温与同月西风漂流区的海温的相关还要高。因此，可以设

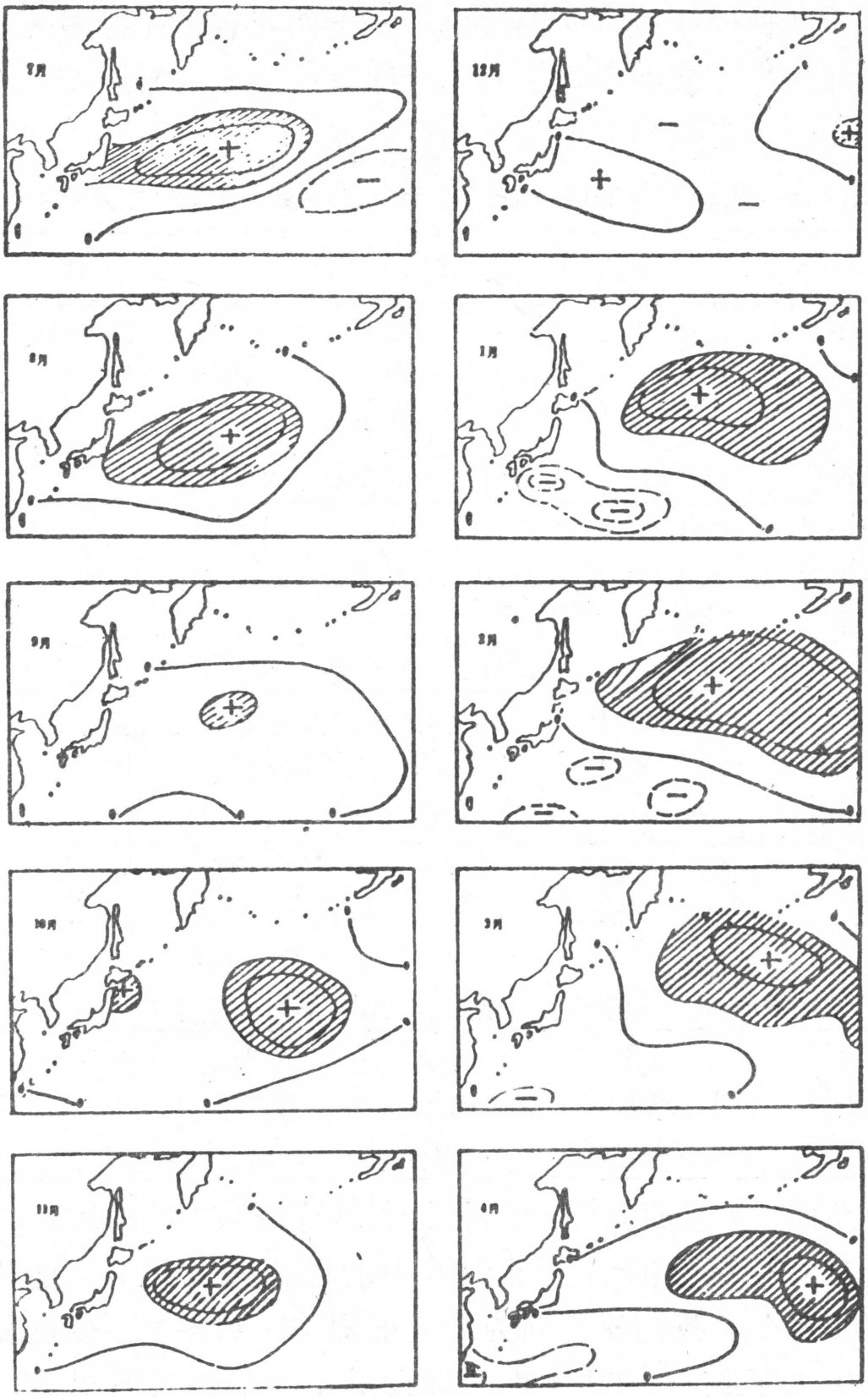


图 6.15　西风漂流区海温的韵律活动

（臧恒范，王绍武，1981）

想是7月西风漂流区海温影响了冬季西北太平洋海温，而冬季西北太平洋海温影响了其上空的大气环流，再通过大气环流的遥相关影响渤海地区气温及海冰。

表6.2　几种韵律形成过程的设想（王绍武、赵宗慈，1982）

韵律过程					作者
上年 10—12月 南亚高压	高原 积雪	青藏 高原 热源	盛夏 南亚 高压	长江 伏旱	徐群等， 1981
弱(强)	→多(少)	→弱(强)	→弱(强)	→弱(强)	
上年7月 北太平洋 海温	当年 1—2月 海温	2月 北太平洋 高空脊	东亚 大槽	渤海 海冰	臧恒范等， 1982
暖(冷)	→暖(冷)	→强(弱)	→深(浅)	→多(少)	
夏北大西 洋云量	夏北大西 洋海温	冬北大西 洋海温	冬苏联 欧洲气温		Мусаелян， 1980
多(少)	→冷(暖)	→冷(暖)	→冷(暖)		
冬青藏 高原 积雪	地面 反射率	初夏 热源	青藏 高压	季节 变化	华南 汛期 降水	陈烈庭等， 1981
多(少)	→大(小)	→弱(强)	→弱(强)	→迟(早)	→多(少)	
冬季高 原积雪	夏季 热源	南亚 高压	东北夏 季气温		吉林省气象 局，1981
多(少)	→弱(强)	→弱(强)	→低(高)		

然而，7月的海温又没有表现出有足够大的持续性。因为要是有持续性的话，图6.16中的正相关区就不会逐渐减小了。那么，我们就要问为什么正相关区到冬季不仅恢复而且又扩大了呢？1980年穆萨耶良对于类似的关系提出一种解释。他发现北大西洋夏季的云量与冬季列宁格勒（彼得

堡）的温度有很高的负相关。他认为夏季北大西洋吸收太阳辐射的多少受云量影响，当云量多时，海洋吸收的热量少，这样，到冬季能够释放出来的热量也少。欧洲正在北大西洋下游。冬季北大西洋冷时，自然欧洲气温也低。这个物理机制，也正好可以用来说明北太平洋的情况。7月西分漂流区海温高时，多余的热量储藏在表层以下的海洋活动层中，夏季海温愈高斜温层愈深，因而到冬季就能释放出更多的热量给大气。冬季北太平洋北部海温高，使那里的高空脊加强（或槽减弱）使西部的东亚大槽加深，故渤海湾气温低，海冰多。现在，问题是为什么两个大洋上都是夏季出现信号而冬季才在气候上得到反映。根据穆萨耶良的意见，这是因为海洋在夏季为冷源，而在冬季为热源。同时，表层海水温度受大气条件影响，因此在秋季及初冬没有什么代表性。所以，不能从表层海温的持续性来解释这种隔了半年左右的关系。可惜，目前深层海温资料还较少，这种关系应该用深层海温变化来证实。

尽管人们对韵律形成的机制还认识的很不够，但是可以肯定，韵律的形成与下垫面同大气之间相互作用的季节变化有关。当然，这里海洋是一个很重要的角色，但是，陆面有时也能造成类似的过程。例如，赵宗慈等（1982）曾指出，青藏高原地区500hPa高度场有明显的韵律变化。1月的高度与6—7月的高度有很好的正相关。其原因可能是冬季的积雪，到初夏才开始融化，因而影响大气的热状况，影响大气环流。王绍武、赵宗慈曾总结了我国长期预报中应用有一定效果的指标共427个。其中56%（238个）出现在预报月前5—7个月，而且大部分指标区在海上或极区。特别重要的是有人作过统计，1个月预报的准确率经常低于汛期预报

（一般用冬季指标来报夏季）。因此，深入研究气候系统中韵律的形成，对长期预报（或称为气候预报）有重要意义。一些作者对各种大气韵律的形成过程，提出一些设想（表6.2），应该用海气及地气耦合模式对这些假设进行验证，那将是对气候预报的重要推动。

第七章　地球冰雪圈

（一）冰雪圈在气候系统中的重要性

地球上的冰雪圈由 5 部分组成（表 7.1）。大陆雪盖是季节性的，表 7.1 中给出来的是年平均值。但是夏季也不是没有积雪，有时有的地区积雪也能维持数年之久，但终究是不稳定的，如果积雪能长久维持就会转变为冰盖。海冰主要指北冰洋及环绕南极大陆，漂浮在海上的冰。过去也叫极冰，因为那时只有北冰洋的资料，对南半球还很少研究。全球大陆冰盖主要有两个即南极大陆与格陵兰。山岳冰川主要在青藏高原、北美、南美及欧洲，永冻土则主要在东西伯利亚。图 7.1 给出现代 2 月及 8 月多年平均冰雪覆盖。可以看出，2 月的雪盖控制了两个大陆 40 ° N 以北的地区，8 月大陆积雪则仅限于格陵兰、青藏高原、加拿大西北及东北部以及斯瓦巴得群岛到新地岛的极地岛屿。海冰在 2 月东到白令海峡，西到格陵兰西南、大湖区。8 月海冰主要在 80 ° N 以北的北冰洋，只在东半球向南伸展到 75 ° N。

表 7.1　现代地球冰雪圈

组　成	面　积 ($10^6 km^2$)	占地球面积（%）			存留时间（年）
		全球	陆地	海洋	
大陆雪盖	23.7	4.7	15.9		10^{-2}—10^{1}
海　　冰	24.4	4.8		6.7	10^{-2}—10^{1}
大陆冰盖	15.4	3.0	10.3		10^{3}—10^{5}
山岳冰川	0.5	0.1	0.3		10^{1}—10^{3}
永 冻 土	32.0	6.2	21.5		10^{1}—10^{3}

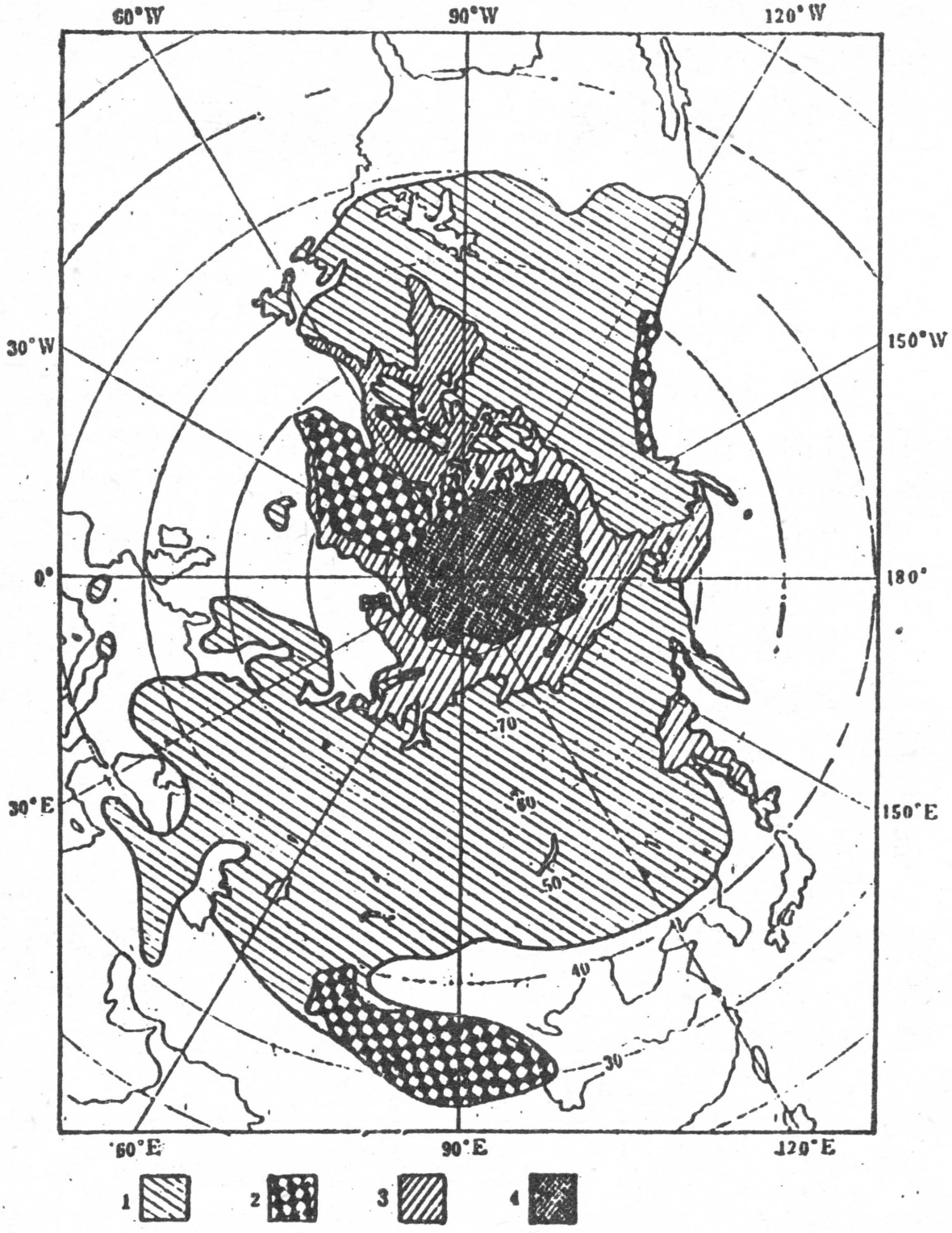


图 7.1　北半球 2 月及 8 月多年平均冰雪覆盖

1 为 2 月积雪，2 为 8 月积雪，3 为 2 月海冰，4 为 8 月海冰

(Sanderson，1975)

据分析，目前大陆冰盖与冰川所含淡水约占地球上淡水总量的 85%，大气中的水汽只占 0.05%，可见冰雪圈在气候系统的水分平衡中的重要作用。这个水量从气候变化角度来看也是可观的。目前格陵兰冰盖的面积约 1.8，平均厚度

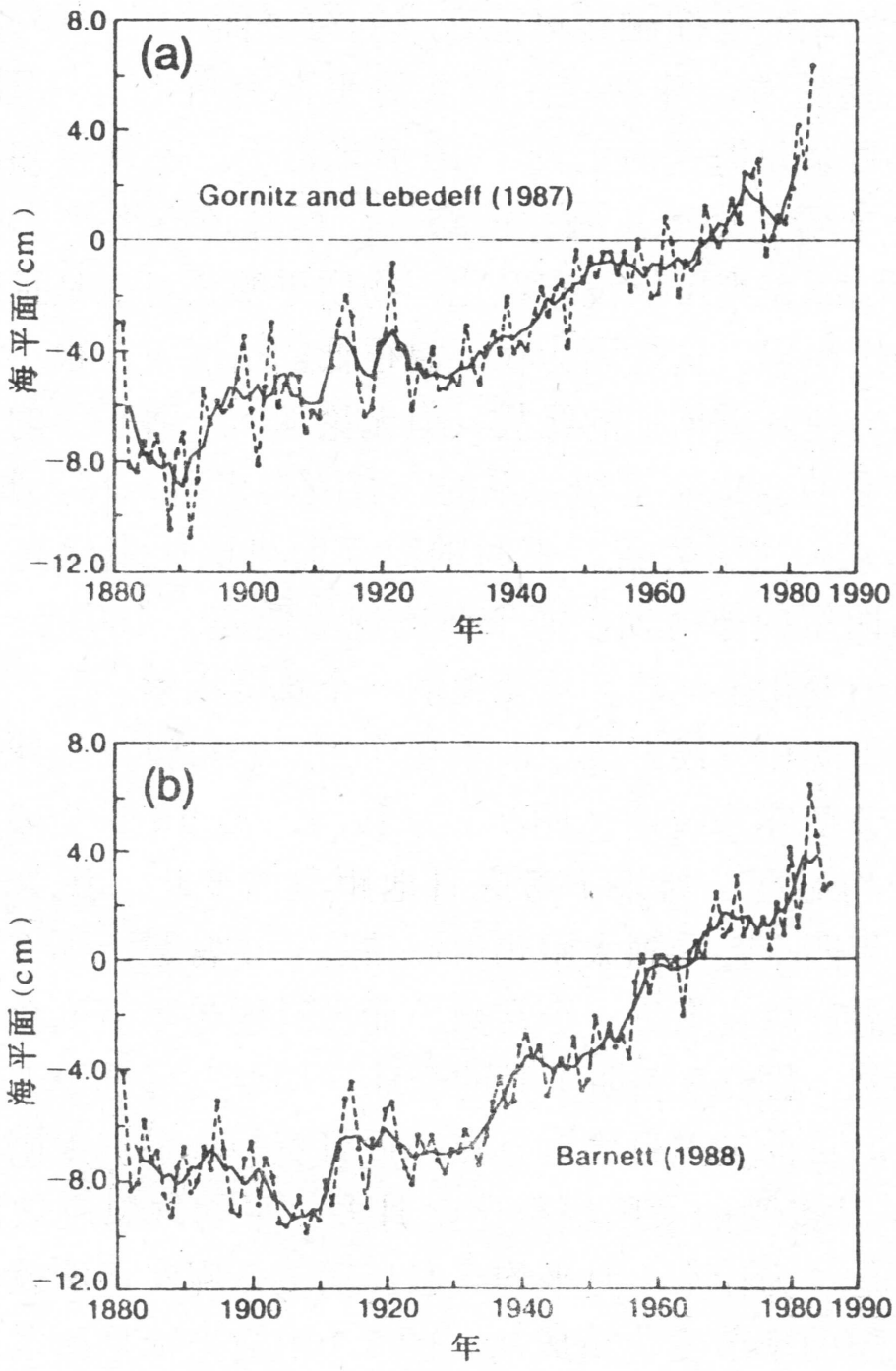


图 7.2　近百年全球平均海平面的上升

1600 米，南极大陆冰盖面积 13.6，平均厚度 2300 米，而世界海洋的面积约 361。因此，如果格陵兰的冰盖全部融为水，将使海平面上升 7—8 米，而南极大陆冰盖融化将使海平面上升 70—80 米。因此，在研究气候变化的影响时，人们十分注意冰雪圈融化可能造成的海平面上升。研究表明，近百年来随着全球变暖，确实海平面有所上升（图 7.2）。这样近百余年海平面上升了 10 厘米以上。不过要知道，这个上升主要是小冰川融化的结果，而且还有海水膨胀的影响。大陆冰盖则不仅没有融化，物质平衡还可能是正的，即冰盖仍在积累。这是因为在气温很低的情况下，很小程度的变暖，会使降雪增加的缘故。但无论如何，海平面的上升是与冰雪圈的变化有密切关系的。有资料表明，在大间冰期，全球无永久冰雪覆盖。那时的海平面可能比现代高 80 米。而在第四纪的冰河期，海平面比现代低 80—100 米。显然，冰雪圈的变化是地球环境变化的一个重要因素。

冰雪圈在气候形成中的重要作用，还可以用全球平均温度的季节变化来说明。图 7.3 为 1、4、7、10 月全球及两个半球平均温度。如果不考虑日地距离的变化，作为全球平均，一年四季接受到太阳辐射应该是一个常数，那么，全球平均气温应该也接近一个常数，而没有明显季节变化。但事实却不然，图 7.3 表明 1 月的全球平均温度远低于 7 月，而实际上，目前冬至日为近日点，近日点与远日点太阳辐射高 7%。1 月接受的太阳辐射比 7 月多，平均气温应该比 7 月高。可是，为什么 1 月平均气温反而要低呢？可能就是冰雪覆盖面积的季节变化造成的。图 7.3 中横坐标是冰雪覆盖面积。可见这个面积与气温大体呈直线关系，而且这个关系不仅适用于全球平均，也适用于半球平均。冰雪覆盖面积大时

气温低，面积小时气温高。可见冰雪圈在气候形成中有重要作用。

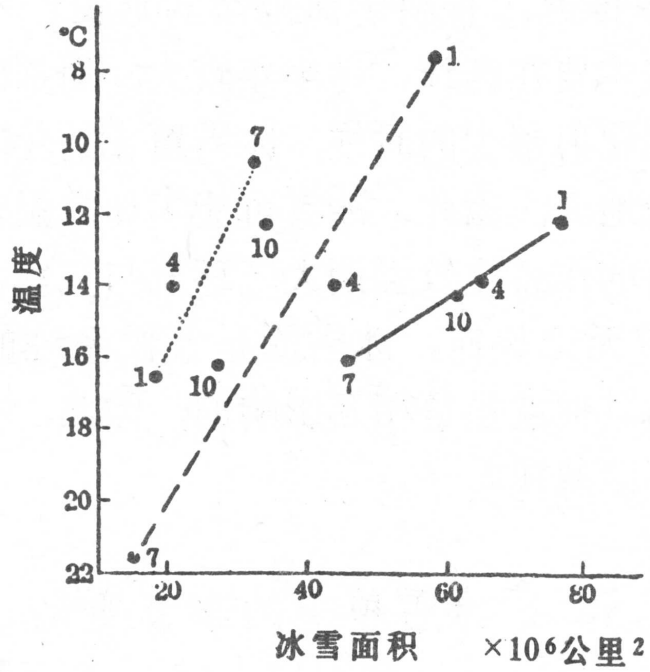


图 7.3 全球（实线）、北半球（虚线）及南半球（点线）平均温度（数字为月分）及冰雪覆盖面积
（Kukla，1978）

为什么冰雪面积大气温低，面积小气温高呢？可能有三个方面的原因：①冰雪覆盖大大减少了下垫面所可能接受的太阳辐射，因为有植物的陆面的反照率一般只有 0.15—0.20，即达到地面的太阳辐射有 80—85%可能被吸收。平静的海面反照率仅 0.05—0.10，可以吸收的太阳辐射更多。但冰面及雪面的反照率可能达到 0.80—0.90，所以，陆面或海面有无冰雪，对吸收太阳辐射有很大影响。②冰雪阻止或大为削弱了下垫面与大气之间的热量交换，这种作用在海洋上尤为明显。海冰阻止了海水的蒸发，使大气不可能得到水汽带来的巨大潜热能。③融冰化雪吸收了大量的热量。例如从大的时间尺度看，大约一万年前的小仙女木时期的寒冷就

可能与北欧及北美的冰盖融化形成的冷水有关。从小的时间尺度看，有人认为西藏高原大量积雪可推迟大气环流季节性变化，使暖季推迟，有利于梅雨季的延长。不过，需要指出，冰雪覆盖主要在高纬，冬半年较大，而那时正是太阳高度很低，太阳辐射很少的时候，冰雪覆盖的年际变化大多仅限于局部边缘地区，因此，冰雪可能不如海温对气候变化影响大，甚至有的作者比较强调大气环流与气候对冰雪圈变化的影响。不过无论如何，冰雪圈是气候系统的一个重要成员。当然，与其他成员是相互影响的，因此，在研究气候变化时，绝对不能忽视。

（二）冰雪覆盖的季节变化

冰雪圈的变化可分两个方面，即季节变化与年际变化。大陆冰盖为永久性，南半球雪盖面积很小，所以在分析现代冰雪圈的变化时只讨论两半球的海冰与北半球大陆雪盖的变化。表 7.2 给出北半球海冰面积占洋面积的比。可以看出 80 ° N 以北几乎终年为海冰覆盖，到 70 ° N 冬半年海冰亦可占洋面积的 70%以上，但夏季则仅有 30—40%，65 ° N 以南盛夏已无海冰或只有少量海冰。据罗伯克（Robock）估计北半球海冰面积年平均为 11.6（以下仍用百万平方公里为单位），主要在极圈以内。但南半球则不同，在东半球南极洲伸展到 70 ° S 以北。西半球也达到 70—75 ° S 之间，所以南半球的海冰主要在 70—75 ° S 以南。南半球海冰面积年平均为 12.8，略高于北半球。9 月是南半球海冰面积最大时期，在日界线以西达到 55 ° S 左右，但在 90 ° W 仅在 65 ° S 附近。图 7.4 为 1981 年 9 月南半球海冰的分

布。涂黑部分是比前一年同期海冰增长区。需要指出，海冰并不是在海上结成一个整体，而是分裂成块，冰块之间为水体。当然接近极区水体很少，愈到低纬冰块所占比例愈小。目前多数取 1° 纬度×2.5° 经度的网络，凡网络中冰的面积占 10%以上时即认为有冰。1972 年之后建立了极轨卫星观测系统，才有了海冰面积的序列，早期多为船舶或沿岸、港口的观测，精度不够高，所以不同作者的结果也有一定差别（表 7.3）。不过除扎哈洛夫（Захаров，1978）的北半球海冰面积偏高，南半球面积偏低之外，几个作者的结果是非常接近的。由于扎哈洛夫所根据的主席是目测资料，所以应该以罗伯克等的结果为准。彭公炳给出的海冰面积要稍小一些，南半球差的更多一点，主要是加了新的资料，并且 NOAA 的资料又作了修改。但季节变化的趋势是完全一致的。根据罗伯克的资料，北半球海冰最大在 2—3 月（14.7），最小在 8 月（7.2），相差 7.5，即盛夏海冰仅有隆冬的一半。南半球最大在 9 月（19.6），最小在 2 月（4.5），相差 15.1，盛夏仅为隆冬的四分之一。可见南半球海冰的季节变化远大于北半球。

表 7.2　北半球海冰与海洋面积的比（Robock，1980）

纬度（° N）	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
85—90	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
80—85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.98	0.96	0.98	1.00	1.00	1.00
75—80	0.93	0.93	0.93	0.93	0.91	0.83	0.73	0.62	0.65	0.81	0.88	0.91
70—75	0.76	0.77	0.77	0.76	0.73	0.63	0.47	0.31	0.32	0.61	0.71	0.74
65—70	0.57	0.59	0.59	0.56	0.48	0.36	0.21	0.07	0.06	0.26	0.45	0.53
60—65	0.43	0.46	0.46	0.38	0.24	0.14	0.03	0.01	0.00	0.02	0.20	0.36
55—60	0.25	0.28	0.28	0.19	0.11	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.17

表 7.3　南北半球及全球海冰与大陆积雪覆盖面积（百万平方公里）

项目		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月
北半球	海冰	13.9	14.3	14.2	13.7	12.5	11.0	8.7	7.0
	海冰	14.1	15.2	15.6	15.1	13.8	12.4	10.7	9.0
	海冰	13.8	14.1	14.0	13.5	12.5	10.9	8.7	7.1
	海冰	14.3	14.7	14.7	13.8	12.5	10.9	8.8	7.2
	雪盖	46.2	46.7	39.6	30.9	21.0	10.5	5.4	4.3
	冰雪*	60.5	61.4	54.3	44.7	33.5	21.4	14.2	11.5
	冰雪*	58.5	60.1	53.7	41.5	32.0	21.5	14.3	11.0
南半球	海冰	4.9	3.6	5.1	7.6	11.2	14.7	17.2	18.7
	海冰	6.8	4.3	2.6	6.3	9.2	10.9	14.0	15.9
	海冰	6.6	4.5	5.3	8.4	11.5	14.5	17.2	19.0
	冰雪*	19.6	17.3	18.6	21.6	24.6	27.6	29.6	31.1
全球	海冰	18.8	17.9	19.3	21.3	23.7	25.7	25.9	25.7
	海冰	20.9	19.5	18.2	21.4	23.0	23.3	24.7	24.9
	海冰	20.9	19.2	20.0	22.2	24.0	20.4	26.0	26.2
	冰雪	78.1	77.4	72.3	63.1	56.6	49.1	44.0	42.3

项目		9月	10月	11月	12月	年	作者
北半球	海冰	7.3	9.7	11.7	13.2	11.4	王小兰等(1989)
	海冰	7.8	10.1	11.7	13.1	12.4	Захаров 等(1978)
	海冰	7.2	9.4	11.6	13.0	11.3	Walsh(1979)
	海冰	7.3	9.8	11.7	13.4	11.6	Robock(1980)
	雪盖	5.5	19.8	32.0	41.5	25.3	Robock(1980)
	冰雪*	12.8	29.6	43.7	54.9	36.9	Robock(1980)
	冰雪*	12.4	23.8	39.6	53.5	35.2	Kukla(1978)
南半球	海冰	19.0	18.4	15.2	9.6	12.1	彭公炳等(1987)
	海冰	19.0	17.7	15.2	11.2	11.1	Захаров 等(1978)
	海冰	19.6	19.4	16.2	10.8	12.8	Robock(1980)
	冰雪*	33.1	34.0	31.9	25.6	26.3	Kukla(1978)
全球	海冰	26.3	28.1	26.9	22.8	23.5	彭公炳等(1989)
	海冰	26.8	27.8	26.9	24.3	23.5	Захаров 等(1978)
	海冰	26.9	29.2	27.9	24.2	24.4	Robock(1980)
	冰雪	46.4	57.8	71.5	79.1	61.5	Kukla(1978)

* 冰雪指海冰、大陆雪盖及冰盖面积的总和。

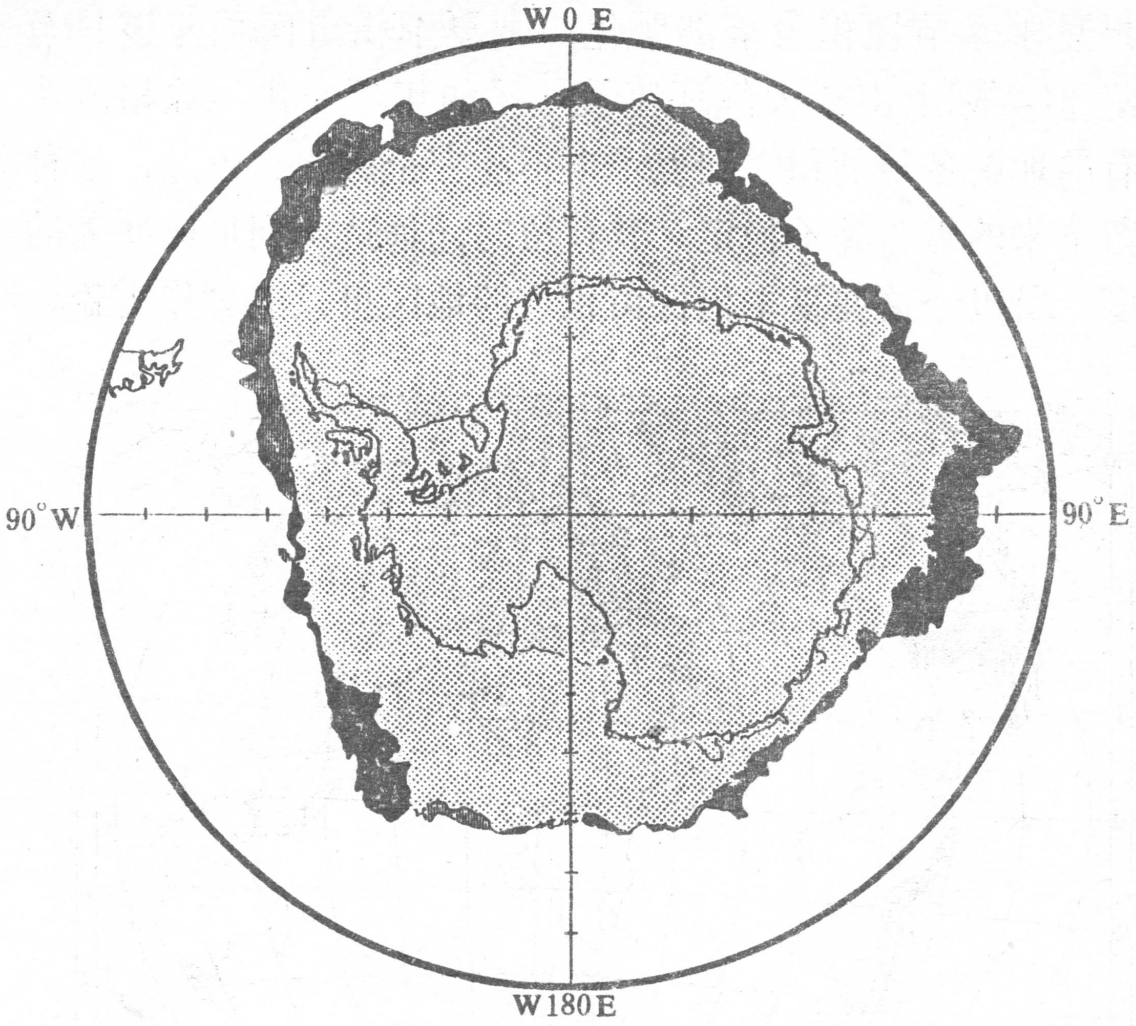


图 7.4　1981 年 9 月南半球的海冰分布，黑色区表示比去年同期增加区域
(Kukla and Gavin, 1982)

图 7.5 为全球陆冰与雪盖分布。图中方格为永久性雪盖及陆冰覆盖区，点区为冬季雪盖区。斜线表示有时冬季有雪盖区。可见主要雪盖在北半球欧亚大陆及北美大陆。虽然南半球澳大利亚东南的澳大利亚山、新西兰、南美西部安第斯山及南非德拉肯斯堡山也有积雪，但总面积不过 0.2（百万平方公里），估计对全球气候不会有什么影响，而南极冰盖又比较稳定，所以很少研究南半球雪盖变化。北半球的雪盖年平均为 25.3，2 月面积最大（46.7），8 月面积最少仅为 4.3，最大月为最小月的 10 倍。其中包括格陵兰冰盖 1.8。

如果夏季季节性积雪全部融化，则夏季积雪面积应该只有1.8，但实际上由于大气环流及气候的年际变化，除格陵兰外有的地区冬季的积雪到夏季也不能完全融化。不过，这种存留下来的雪盖并不稳定，其存留时间远达不到形成冰盖的长度。所以，这些夏季仍保留积雪的地区也只能算作雪盖。

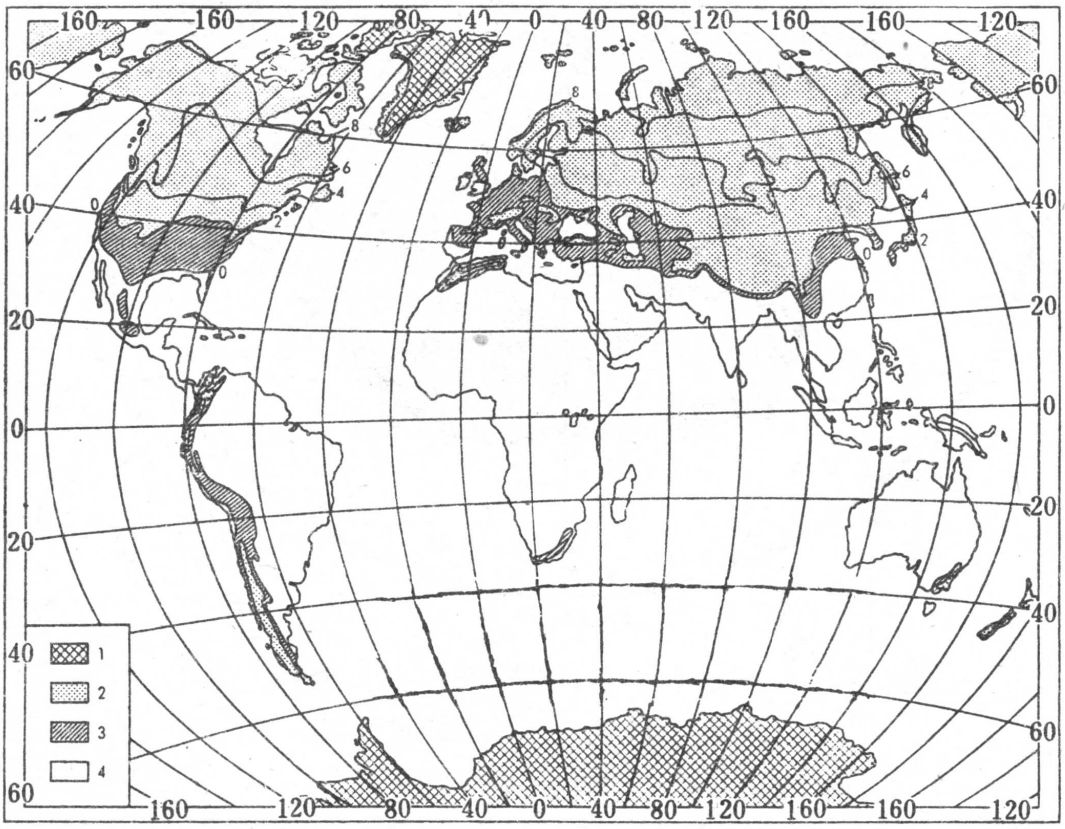


图 7.5　全球陆地冰盖及雪盖分布
1 为冰盖，2 为冬季雪盖，3 为有时冬季有雪盖，4 为无雪盖
（Richter，1960）

1966 年 10 月美国海洋大气管理局（NOAA）所属的美国环境卫星中心（NESS）首先绘制了北半球雪盖图，自此以后，根据卫星资料绘制每周的雪盖图。凡一个地区每月之中有两周以上有雪盖即认为该地区该月有雪盖。后来罗宾逊（Robinson，1991）重新整理了雪盖的资料，月雪盖面积用各周的面积平均。这样计算的面积比以前小了一些，同时，

近年来，特别在80年代中期以后，随着气候的变暖雪盖面积缩小很明显，欧亚大陆雪盖面积减少2.5，北美雪盖减少1.5。所以，新的平均值应比表7.3中的值略低。这也说明，雪盖面积序列太短，近来气候变化激烈，所以还没有一个相对稳定的“平均值”。

（三）冰雪覆盖的年际变化

上一节谈到的是冰雪覆盖面积的平均情况。如上所述，由于目前序列较短，还不很了解冰雪覆盖的长期变化，因此也无法得到一个“标准值”或“平均值”。但是，仍然可以从现有的资料来分析一下冰雪覆盖的年际变化，以及在某种程度上认识冰雪覆盖变化的趋势。冰雪覆盖的资料主要有以下三个部分：（1）早期目测序列。（2）卫星观测的两半球海冰面积。（3）卫星观测的北半球雪盖面积。

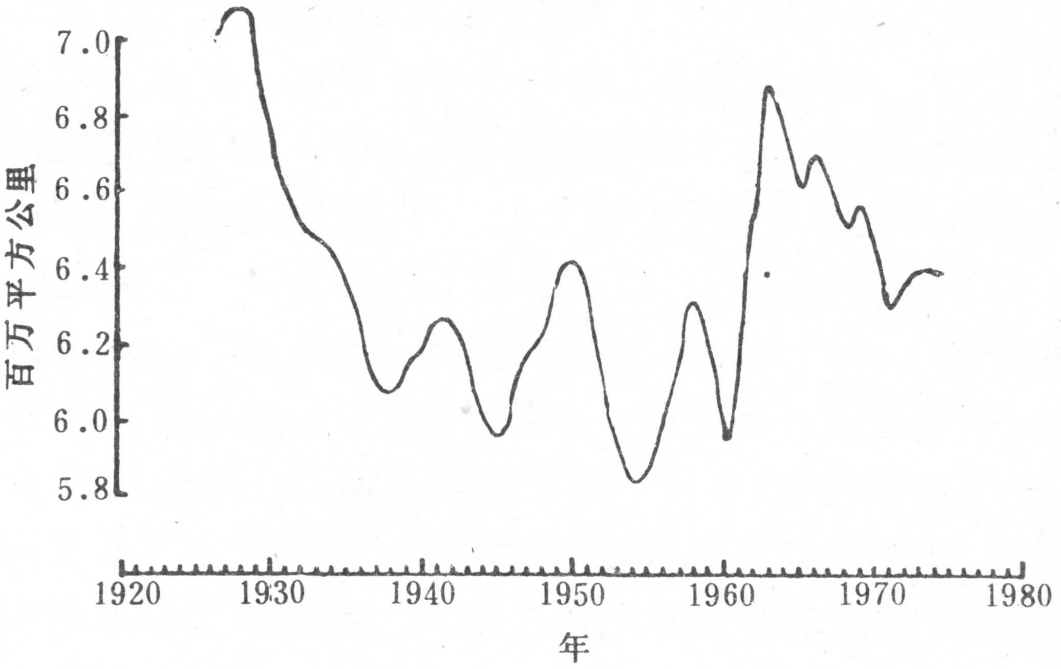


图7.6　北半球8月海冰覆盖面积3年滑动平均
（Виников，1980）

维尼柯夫等（1980）给出了1924年以来8月的海冰序列（图7.6），显然，这不包括整个北半球的海冰。因为如表7.3所示，北半球8月的海冰应该在7百万平方公里以上，而维尼柯夫的序列变化于5.8到7.0之间。不过，无论如何，这代表了北半球大部分海域。而且说明从20年代初到50年代初，海冰总的趋势是减少的。另一份资料是扎哈洛夫（1978）整理的年平均海冰面积（图7.7a）。虽然也不是全北半球，但也包括了大部分海域，图7.7a也是3年加权滑动平均值。尽管图7.6与7.7a一个是8月，一个是年平均，但是变化趋势还是一致的。即50年代初之前，海冰面积逐渐减少，50年代中期之后，海冰面积有所增加。大约到60年代末约上升0.4，以后北半球海冰又趋于减少。图7.7中其他几条曲线均反映出这个共同的趋势。图7.8给出1979—1991年NOAA的北半球及南半球海冰面积。粗直线为冬季，北半球即12—2月，南半球为6—8月，北半球的曲线大体可以与图7.7相衔接。即自70年代后期到80年代后期，海冰面积略高于70年代中期，但平均不超过0.4。大约至少与60年代后期的情况相当。如果把这个海冰变化趋势与北半球温度变化比较，可以看出还是有一定联系的。似乎海冰的变化趋势稍落后于气温变化。气温是从20年代开始上升，大约到1940年前后达到顶点。北半球海冰则从30年代初开始下降，到50年代中达到最低。60年代及70年代末到80年代中海冰面积的回升，可能反映了50年代到70年代中北半球的气候变冷。70年代末气候又迅速变暖，80年代末海冰面积再次减少。这样看来海冰面积的变化约滞后于气候10年左右。大家知道，冰川的年际进退趋势，一般比气候变化落后10年左右。北半球上半个世纪

在 1940 年前后达到最暖。但不少冰川在 50 年仍保持退缩的趋势，50 年代后期北半球冰川退缩的比例才明显减少，而冰川前进的比例有所增加。海冰的变化在一定程度上与冰川的变化趋势类似。

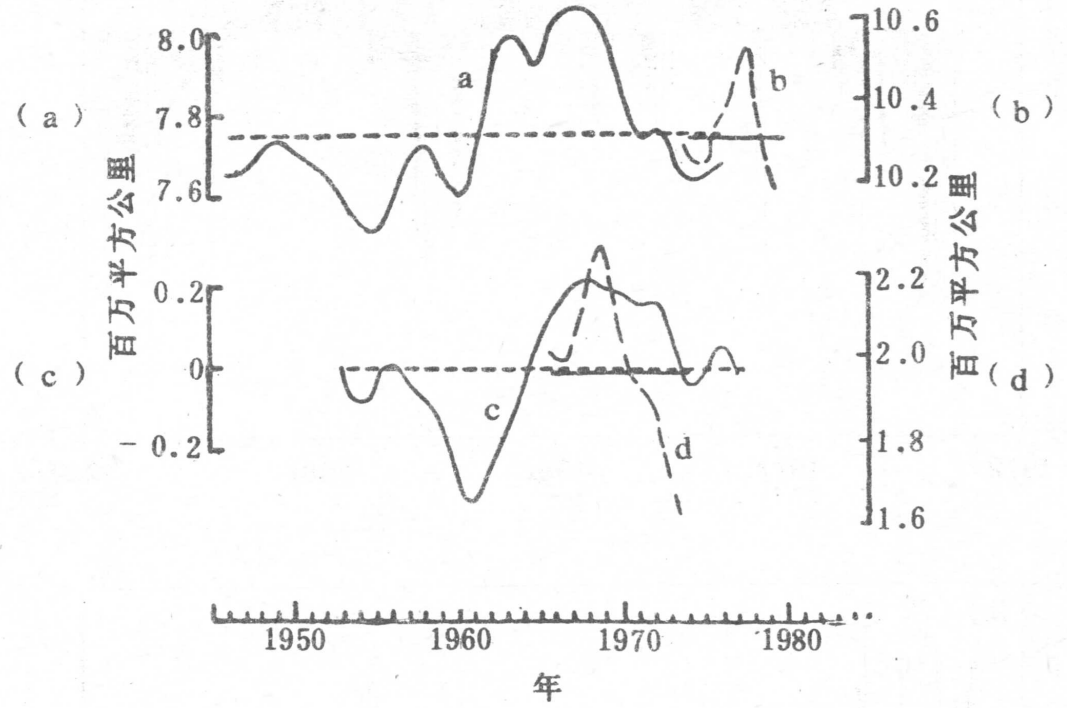


图 7.7　北半球海冰覆盖面积年平均值的 3 年滑动平均
a，Захаров，1978；b，Kukla，1980；
c，Walsh，1981；d，Sanderson，1975

南半球海冰的记录很少，图 7.8 几乎是唯一可以得到的系统资料。从 70 年代初到 80 年代初，南半球海冰面积平均减少了 2.4。即大约减少了 20%，变化可谓之激烈。但 80 年代初又有所回升，此后，一直到 90 年代初，比较平稳，年际变化不明显。从近 20 年的资料来看，南半球海冰面积的年际变化远大于北半球。20 年中北半球滤波值变化的幅度只有 0.4—0.5，而南半球则达到 2.2 以上约为北半球的 4—5 倍。是否这是近 20 年的特点，或者在更长时间也是南半球变化激烈还不清楚，但这是一个很有意义的问题。

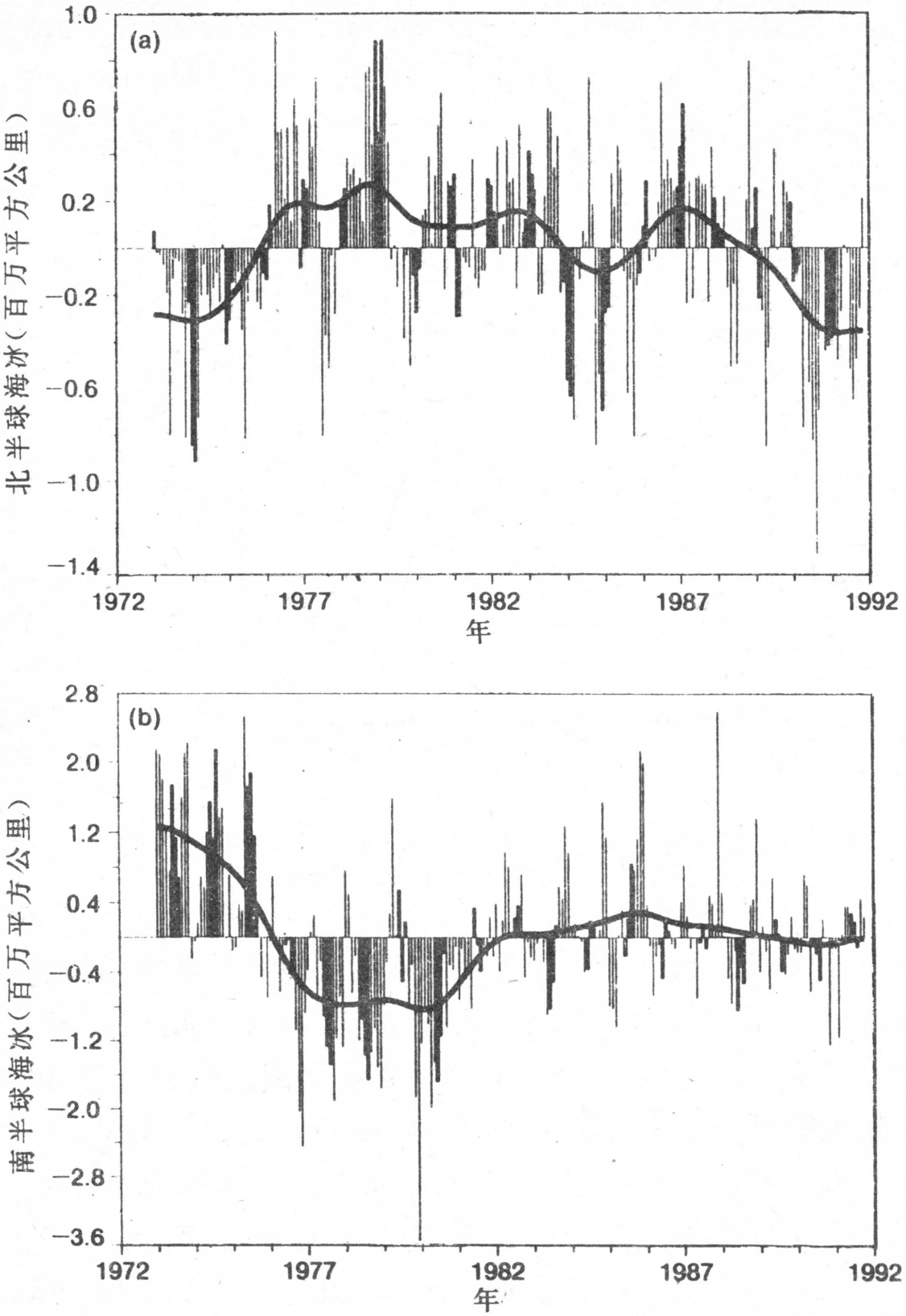


图 7.8　1973—1991 年北半球(a)与南半球(b)海冰面积距平
曲线为 39 点多项式滤波
(IPCC，1992)

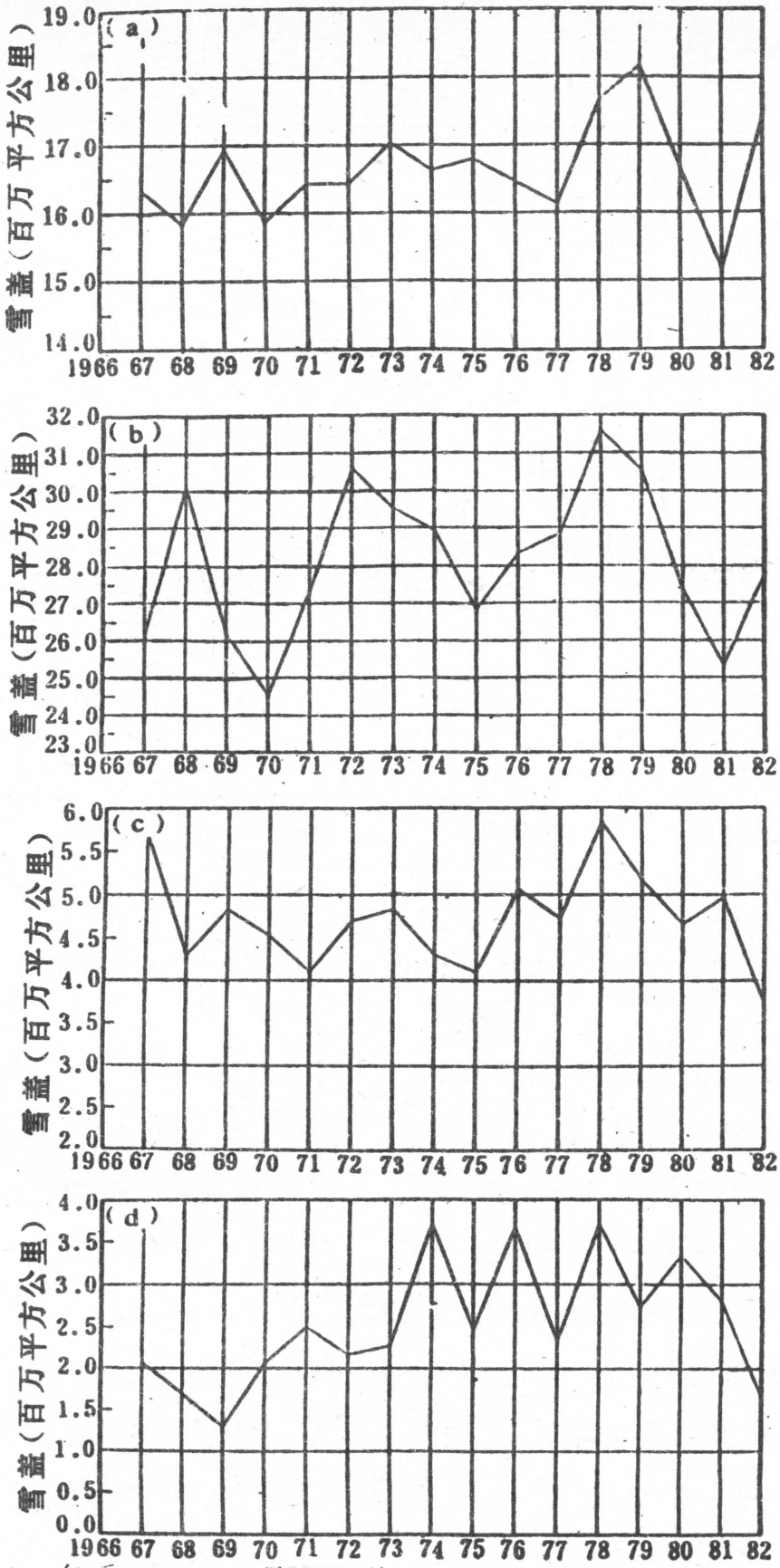


图 7.9　冬季（12—2 月）北美（a）及欧亚大陆（b）雪盖面积
1967 指 1966—1967 年冬
(Matson et al., 1979)

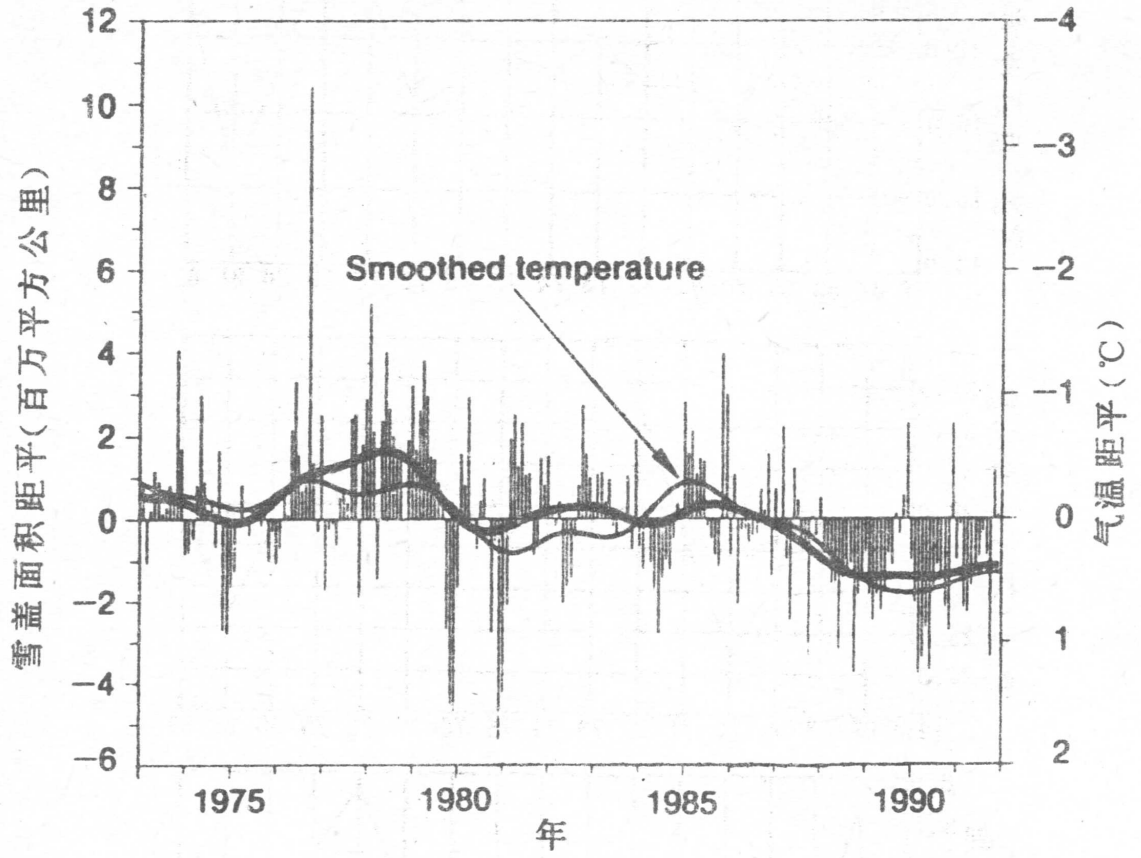


图 7.10　1973—1991 年北半球雪盖面积距平，
粗曲线为 39 点多项式滤波，细曲线为气温滤波值
(IPCC，1992)

北半球的雪盖序列开始于 1966—1967 年冬。图 7.9 给出 1967—1979 年冬北美及欧亚大陆的雪盖面积。在这十余年中北美的雪盖有增加的趋势，欧亚大陆雪盖亦有增加趋势，4—5 年的波动更明显一些。从图 7.9 可见北美及欧亚大陆雪盖在这段时间可能分别增加了 2.0 及 4.0，或者说增加 13%及 15%。这也是一个不算小的数量了。图 7.10 为 1973—1991 年北半球雪盖面积距平。图中粗曲线为 39 点滤波值。可见从 70 年代末至今的十余年，面积减少了大约 4.0。图中同时给出北半球 30°N 以北陆地气温的滤波曲线，可见两者是相当一致的。70 年代末以来气温上升 0.8℃。但是两者之间看不出明显的时间超前或落后。也许

这表明雪盖一般不能越过夏季因此相对比较脆弱，或者说对大气的响应较快，而海冰对气候变化的响应则有一定滞后。不过，由于序列太短，还不能对此作出肯定的结论。

以上只是谈到海冰及积雪面积的变化趋势。实际年际之间的变化更为激烈。从图 7.8 可以发现，最大的距平并不一定出现在冬季。不少月的正或负距平能达到 0.8—1.0。变化幅度是低频滤波值的 4—5 倍。同样图 7.10 说明，个别月雪盖面积距平更大，如 1976 年 10 月正距平达到 10 以上，10 月平均雪盖面积在 20 左右，这就是说 1976 年 10 月的雪盖为常年的 150%。当然也有一些年雪盖面积异常地小，如 1980 年 12 月比平均值少 5。显然，海冰与雪盖面积的巨大变化也会对气候产生反馈作用。这将在下一节讨论。此外，海冰的厚度及积雪厚度的变化，显然也是一个重要的因子，可惜这方面的资料非常少，特别是缺乏半球尺度的记录，因此，还不能作进一步的分析。

（四）冰雪覆盖对气候影响的诊断研究

长时间以来人们对海冰与雪盖对气候的影响作了大量的研究。

1. 北大西洋海冰的影响　布兰内克（Brennecke，1904）与米纳尔都斯（Meinardus，1906）早就指出，冰岛与格陵兰冰情严重年（称为重冰年），冰岛与格陵兰一带气压高，而挪威海及挪威北部气压低。冰少的年（称为轻冰年），气压分布相反。后来维节（Визе，1922）及布鲁克斯（Brooks，1923）进一步证实了这个结论，并指出这种气压分布以冬春两季最明显。夏秋则在重冰年气旋活动减少，气

旋路径南移。舍尔（Schell）从40年代初就研究极冰对气候的影响，一直到70年代仍有著作发表。他根据格陵兰东部和冰岛一带海冰资料，按照4—9月冰情划分重冰年和轻冰年。对6个重冰年及6个轻冰年分别作同期（4—9月）及后期（10—12月，11—1月，12—2月，1—3月）北大西洋到欧洲的海平面气压差图（轻冰年减重冰年）。结果表明，同期的气压差与早期的研究一致，即重冰年格陵兰气压高，纽芬兰之南的大西洋及北欧气压低。但后期气压差尤为明显，而且气压差有很大的连续性。重冰年在格陵兰一带的正气压距平区逐渐向东向南扩展。还有不少研究证明重冰年海温低，气温也低。例如维节（1925）发现自1752—1753年冬到1881—1882年冬，冰岛27个重冰年与29个轻冰年，彼得堡的1月气温差3℃。

2. 北太平洋海冰影响　舍尔（1972）把鄂霍次克海的海冰面积＞53%划为重冰年，＜40%划为轻冰年。发现重冰年150°—154°E间海冰的南界平均在49°N，跨出鄂霍次克海，而轻冰年海冰的南界在57°N，即仅在鄂霍次克海北半部有海冰。对重冰年轻冰年同期（12—3月）及其后4—6月，7—9月，10—12月海平面气压作合成图。重冰年与轻冰年相比，鄂霍次克海及东西伯利亚的东部气压高，西北太平洋气压低，4—6月差别最明显。同时，重冰年4—6月日本北部及苏联远东地区气温偏低，轻冰年则气温偏高。奥沃兰德等（Overland et al.，1982）研究了白令海海冰范围与风暴路径的关系，发现重冰年总的讲风暴次数少，60—65°减少尤为明显。但在50-55°N，日界线以东阿留申群岛附近，风暴频率增加。而轻冰年风暴频率增加，在白令海的西南，日界线附近及日界线以西风暴频率高，这也同

大西洋的情况类似。重冰年风暴减少，路径偏东南。轻冰年风暴增加，路径北移。

3. 南极海冰的影响　早在本世纪初摩斯曼（Mossman）就发现南半球海冰与气旋路径有关，其结果与北半球十分相似。即当威德尔海海冰北界偏北时，南美的气旋路径亦随之北移。海冰北界南退，气旋路径亦随之南移。

近年来我国不少作者研究了南极海冰与北太平洋副热带高压或我国气候的关系。彭公炳指出，150°—180°W范围南极海冰的北界与西太平洋副热带高压强度指数的变化趋势有一定的一致性。北界偏南，南极海冰面积小，西北太平洋副高偏弱。北界偏北，南极海冰面积大，副高偏强。对副高影响最大的海冰区与副高虽属两个半球，但却在同一经度范围，这表明它们之间的关系也许不是偶然的。符淙斌（1981）认为年末南极海冰面积与下年中国梅雨长度为反相关。海冰面积小，则出梅晚、梅雨长。海冰面积大时，出梅早，梅雨短。1969年梅雨期雨量2800mm，梅雨期28天，7月21日出梅。1972年梅雨期雨量仅960mm，梅雨期只有10天，6月29日出梅。1968年年末南极海冰为低谷，1971年年末则处于高峰。有趣的是这两年北半球冬春冰雪面积大体相当。赤道东太平洋亦均处于暖水期。而中国梅雨差别很大，也可能与南极的海冰异常有关。如彭公炳指出南极海冰少时，副高偏弱。梅雨长时，副高多偏南，强度不能太高。因此，以上两位作者的结果可能是一致的。赵汉光等（1989）的工作，也是对这种关系的一个支持。他们发现南极海冰面积与副高脊线的相关系数可达0.68，即海冰面积小时副高偏南，面积大时副高偏北。同时他们还发现海冰面积小时副高偏南，登陆我国的热带气旋少，反之热带气旋

多。海冰与登陆热带气旋数的相关系数达到 0.93。不过，需要指出，所有关于副高及中国降水与南极海冰关系的研究所根据的序列均不过十几年，因此，只能说是一种尝试性研究，尚需有更长时间的资料验证，才能进一步肯这些关系。

4. 雪盖对北美气候的影响　迪克逊等（Dickson et al.，1976）研究了冬季美国大陆积雪与同期美国气温的关系。他们利用 1948—1974 年资料，选出 7 个暖月与 7 个冷月。这两组气温距平在美国东南部差 18 °F。暖组平均雪深 15.3 英寸，而冷组平均雪深 37.8 英寸。瓦尔施等（Walsh et al.，1982）根据 1949—1981 年美国雪盖资料分析了雪盖和地面气温之间的关系。美国 61 个测站与邻近的雪盖范围均为负相关。相关系数 <-0.6 的区从落基山向东一直伸展到大西洋沿岸，在美国东部大湖区以南相关系数达到−0.7。有趣的是−0.5 的相关区向南扩展到佛罗里达。但佛罗里达并无雪盖，这表明冬季积雪多使得南侵的冷空气受到下垫面的加热少，故南方气温低。反之，积雪少冷空气因下垫面加热而变性，故南方气温高。这就说明雪盖不仅对局地气温有影响，还能通过大气环流影响到其它地区。

但是，这些工作只说明雪盖与气温有关，而并不能说明雪盖是受气温影响。能比较好说明这个问题的是瓦尔施与加斯帕逊（Walsh and Jasperson，1985）的工作。他们用 700hPa 高度场来拟合地面气温。这种方法他们称之为规范方程，实际即回归方程。然后，研究拟合的误差。按雪盖资料把拟合的年份分为两组，发现多雪组比少雪组拟合的温度偏高 1—2℃，以美国中部差别最大。他们估计，雪盖的作用可能说明 20%的气温变化，以及 10—15%的 700hPa 高度变化。

表 7.4　欧亚积雪与印度夏季风进程（Dey，1982）

年　代	雪盖面积 (10^6km^2)	融雪面积 (10^6km^2)	季风进程 (天)
1967	−2.2	0.8	−15
1968	−1.5	3.4	−14
1969	0.1	−2.3	14
1970	−2.0	−1.1	0
1971	0.9	1.2	−6
1972	0.1	−0.2	6
1973	0.9	−0.1	7
1974	1.0	1.0	15
1975	−0.5	0.9	−5
1976	2.1	−0.7	9
1977	0.3	−2.5	−4
1978	0:7	−0.5	−1

5. 青藏高原雪盖对季风的影响　早在 1884 年布兰夫德（Blanford）就提出，喜马拉雅山的冬季积雪对印度半岛夏季降水有影响，冬季雪盖大时，其后印度季风降水减少。后来沃克证实，1876—1908 年间冬春累计雪深与印度夏季风降水有负相关。最新的观测资料进一步证明确实存在这个关系（表 7.4）。欧亚地区 3—5 月雪盖面积与季风进程相关系数达到 0.64。季风进程即季风在印度南端建立后推进到印度西北部的时间，春季融化雪的面积与季风进程相关系数 −0.50。可见凡雪盖面积大，融雪面积小时，夏季风推进慢。雪盖面积小、融雪面积大时，夏季风推进快。夏季风推进快，印度半岛夏季降水多。推进慢，则半岛夏季风降水少。汉与舒克拉（Hahn and Shukla，1976）发现 1967—1975 年欧亚大陆 52° N 以南雪盖与印度 6—9 月夏季风降水之间有负相关。后来迪克逊（Dickson，1984）对资料重新作了处理，发现 1967—1975 年相关系数为 −0.74，1967—

1980 年相关系数为-0.59。同样，喜马拉雅山积雪也同印度夏季风降水有负相关，1971—1980 年间相关系数达到-0.60。研究表明东亚夏季风的发展也同高原积雪有一定关系，这里不再详述。

以上只是介绍了一些关于冰雪覆盖与同期及后期大气环流与气候的研究。自然冰雪圈与大气也无时不处于相互作用之中，而且已经有不少诊断研究证实大气环流与气候异常对冰雪圈异常形成有重要作用。为了节省篇幅，我们只着重讲了一个方面，即冰雪对气候的影响，而没有能深入研究冰雪异常的形成。当耦合总环流模式进一步完善时，这方面的模拟研究可能有新的进展。

（五）冰雪覆盖影响的气候模拟

1. 海冰影响的气候模拟　如上一节所述，无论在北大西洋，北太平洋还是在南极的副极地带，诊断研究一致表明，重冰年高纬气压高，中纬气压低，盛行经向环流，气旋活动减少，气旋路径南移。赫而曼与约翰逊（Herman and Johson，1978）对海冰的影响作了气候模拟。他们根据 1961—1977 年北大西洋海冰观测及 1973—1977 年北太平洋海冰观测，定出各区最大及最小的海冰范围，各海域最大冰界比最小冰界，冰的面积增加 4.8 百万平方公里。由图 7.8 可见，这个变化是大了一些，大约是实际最大及最小差的 2-3 倍，主要原因是实际上不可能各海域海冰同时增加或减少。现在，为了增加模拟的敏感度，假定各海域同时取最大或最小海冰。他们利用高达空间研究所的模式从 1 月 1 日积分到 2 月 14 日，取 1 月 14 日到 2 月 12 日 30 天平均，对比冰界最大与最小的模拟结果。

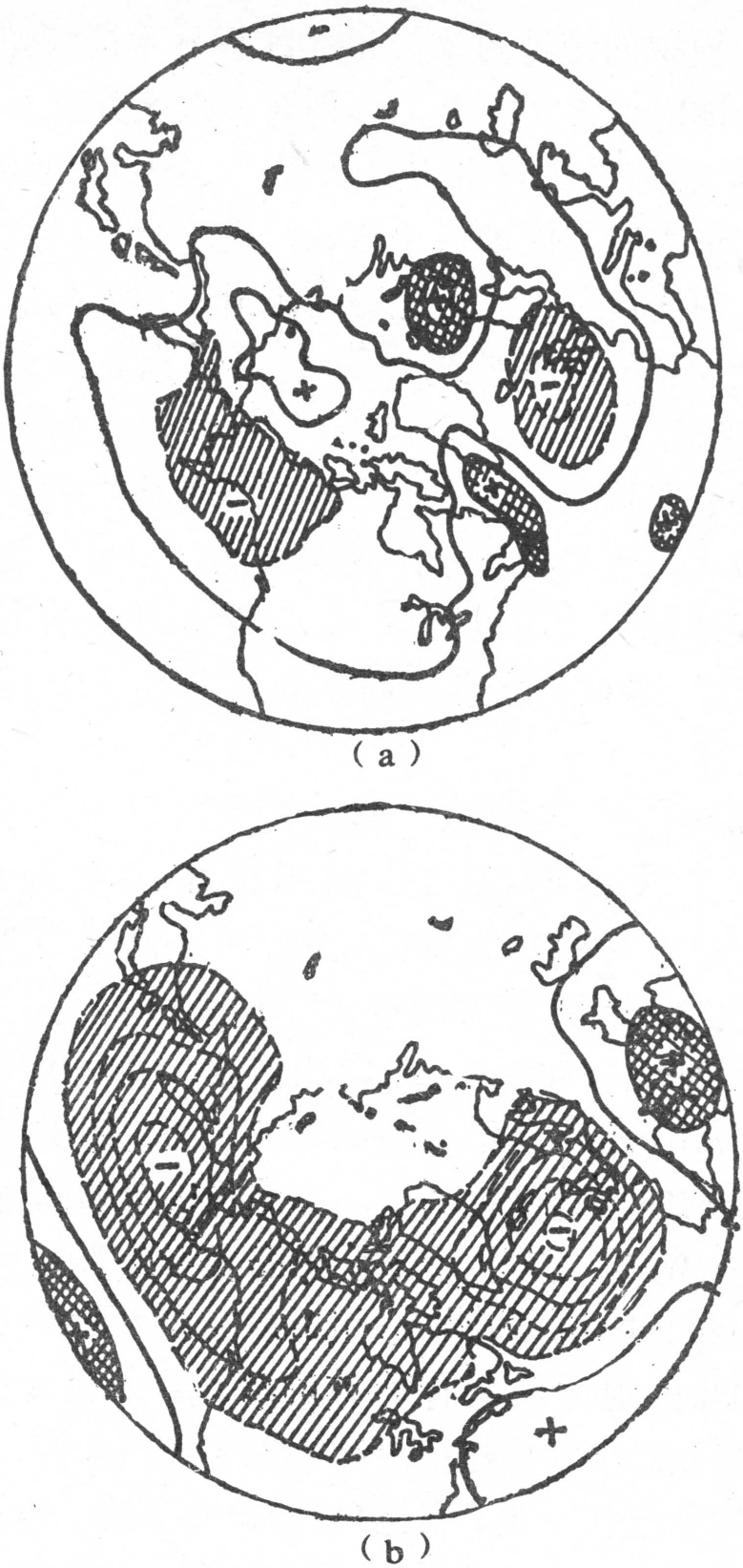


图 7.11　最大冰界减最小冰界的模拟结果

(a) 海平面气压差，(b) 700hPa，方格区为正，斜线区为负，粗线为零线

(Herman and Johnson，1978)

为了增加模拟的统计意义，最大冰界用不同初始场作2次积分，最小冰界作6次积分，分别对2次积分及6次积分平均，然后求差。图7.11给出海平面气压及700hPa高度差。显然海冰最大时与海冰最小比较，巴仑支海、戴维斯海峡气压上升，鄂霍次克海气压也略有上升。但冰岛以南的北大西洋、太平洋阿留申群岛东北到阿拉斯加气压下降。700hPa高度变化尤其明显。气压差很好地模拟出气旋路径的南移及高纬到极区气压的上升。模拟的差值大部分超过自然变率一倍以上，可见数值还是足够大的。当然，如以上已指出模拟给定的冰界差超出了近一、二十年观测的范围。不过，无论如何，这对冰雪影响的诊断研究是一个有力的支持。

2. 雪盖影响的气候模拟　罗伯克与陶斯（1985）对雪盖的影响作了气候模拟，他们用的是奥普斯提赫等（Opsteegh et al.，1983）的模式。这是一个固定纬圈平均基本状态的线性模式。垂直方向有15层，用σ坐标。水平方向为谱模式，即经向为格点，纬向为谐波。雪盖用德威及黑姆（Dewey and Hein，1981）的1976—1982年1月数字化资料。为了构成三维空间强迫场，非绝热加热的垂直分布用异常加热来参数化。先作了理想化的异常实验：①把雪盖＜100%但＞50%的地区除去，作为雪盖最小的情况。②把雪盖为0-50%的地区认为有雪盖，作为雪盖最大的情况。对这两种情况分别作气候模拟，结果表明雪盖大时，在略靠下游等地区地面气压上升，上游气压稍有下降。300hPa在强迫区的下游有深槽，上游有一弱高压脊。这与埃格（Egger，1977）的两层模式所得结果差不多。然后又取实际距平作模拟试验，分别用1977年1月及1978年1月的雪盖作

模拟。这两个月是北美有雪盖记录以来占第一位及第四位的正雪盖距平。试验表明 1977 年 1 月 700hPa 阿拉斯加及北欧的正距平模拟出来了，西伯利亚及太平洋中部的负距平也有反映，但其它地区模拟的不太好。1978 年 1 月的情况类似，加拿大西部的正距平及西伯利亚的宽广负距平模拟的较好，太平洋的负距平及北欧的正距平也有反映，但美国东部及大西洋模拟的不好。

如上所述，雪盖影响的气候模拟结果似乎比海冰的模拟结果要差一些。但这些都只是敏感性试验，而实际海冰积雪与大气无时无刻不处于相互作用之中，而且海冰与雪盖季节变化明显，因此应该用充分考虑了季节变化的耦合总环流模式来研究。

3. 冰河期气候的模拟　海冰与雪盖变化的模拟均存在一个问题，就是这两个因素的年际变化不够大。首先就是空间尺度不大，而且季节变化明显。所以，在作气候模拟时往往把实际观测到的年际变率加倍，或加大几倍。这主要是为了增加模拟的敏感而采取的措施。所以实际上，模拟冰河期气候变化可能更有利，因为那时冰雪覆盖与现代有巨大的差别。

表 7.5　冰河期最盛时的气候模拟（Adem，1981）

试验	海温	反照率	太阳辐射	气候（△T）
1	冰河期	冰河期	冰河期	比现代低 6℃
2	现　代	冰河期	冰河期	冰面积缩小
3	冰河期	冰河期	现　代	比现代低 6℃
4	现　代	现　代	冰河期	现　代

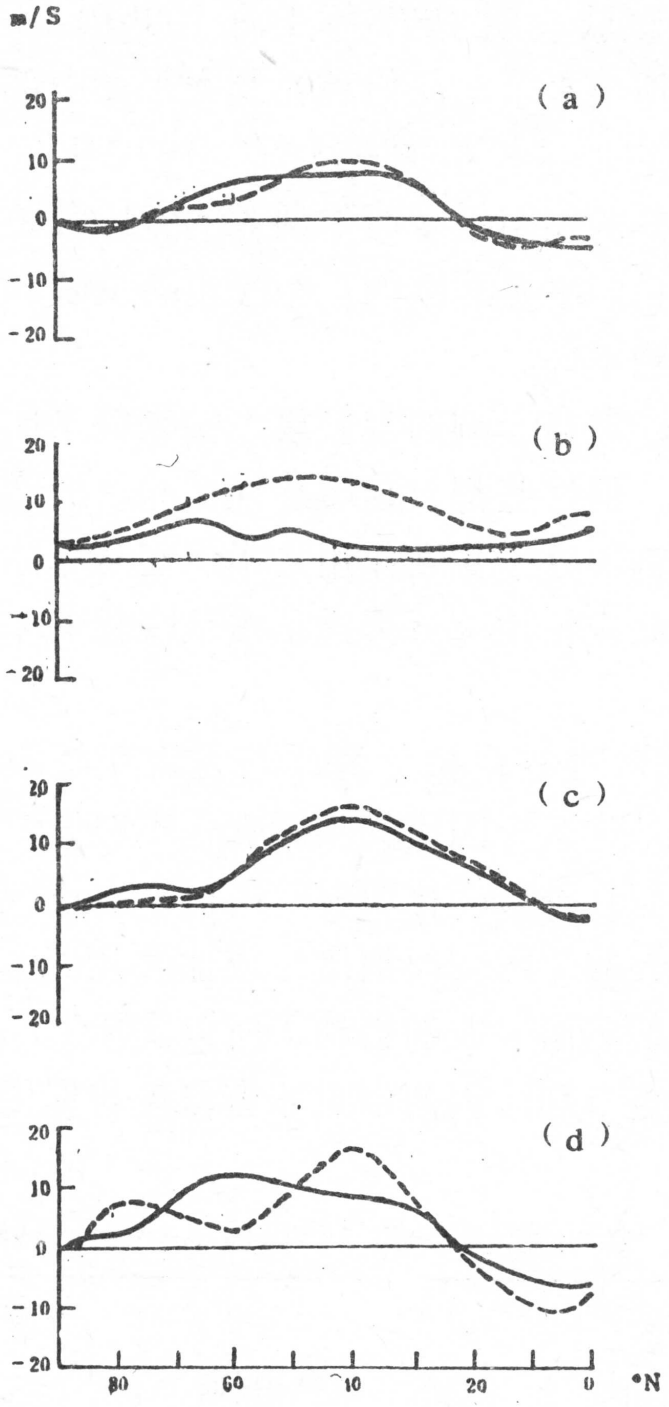


图 7.12 冰河期最盛时(虚线)与现代(实线)北半球纬圈平均西风分布

(a) Alyea, 500hPa (b) Williams, 6 公里

(c) Saltzman 等, 垂直平均 (d) Gates, 400hPa

(Williams, 1978)

最早对冰河期最盛时进行气候模拟的是阿里亚

（Alyea，1972）。他用的是北半球两层准地转模式。取副热带海温比现代低 5℃，赤道太平洋及印度洋低 3℃。威廉姆斯等（Williams，1979）用 NCAR 的模式作模拟，海温比现代低 6℃。萨尔茨曼（Saltzman，1975）用纬向平均稳定状态北半球模式，海温与威廉姆斯所用相同。盖茨（Gates，1976）用 RAND 两层模式用 CLIMAP 的海温与陆冰厚度。海温一般比威廉姆斯所用高 2—3℃。威廉姆斯与盖茨模拟的海平面气压均比现代高，使气旋活动带南移。所有的试验均表明冰河期中纬度西风增强（图 7.12）。特别是威廉姆斯的试验反映出，冰河期南北两个半球西风带均比现代偏向低纬。不过在这些气候模拟中同时给定了较低的海温，较大的冰雪覆盖（自然较大的反照率）。因此，很难判断冰雪覆盖的作用。阿德姆（Adem，1981）作了一项很有趣的研究。他共作了 4 种模拟条件（见表 7.5），可见太阳辐射不起决定性作用。如果用了现代海温及反照率只能模拟出现代气候，但如果用了冰河期的海温与反照率，尽管用现代太阳辐射也可以模拟出冰河期气候，这表明海温有特别重要的作用。汉森等（Hansen et al.，1984）用 GISS 模拟了冰河期气候。图 7.13 给出冰河期与现代（控制试验）的气温差。可见热带仅比现代低 1—2℃，北半球中高纬冬半年可能低 10—15℃，南半球低的少一些。对流层气温下降，但平流层可能上升。另外不少类似的工作都证明冰河期全球平均年降水量可能减少 10%，大陆上可能减少 30%，海洋上仅减少 1%。而去掉冰盖，北半球冬季极区气温可能上升 20—40℃，全球降水增加。需要指出，这些模拟均有一定的限制性，它们是在给定冰雪分布及海温下 AGCM 积分的结果，因此，未能充分考虑海冰、陆冰、积雪以及海水与大气的相

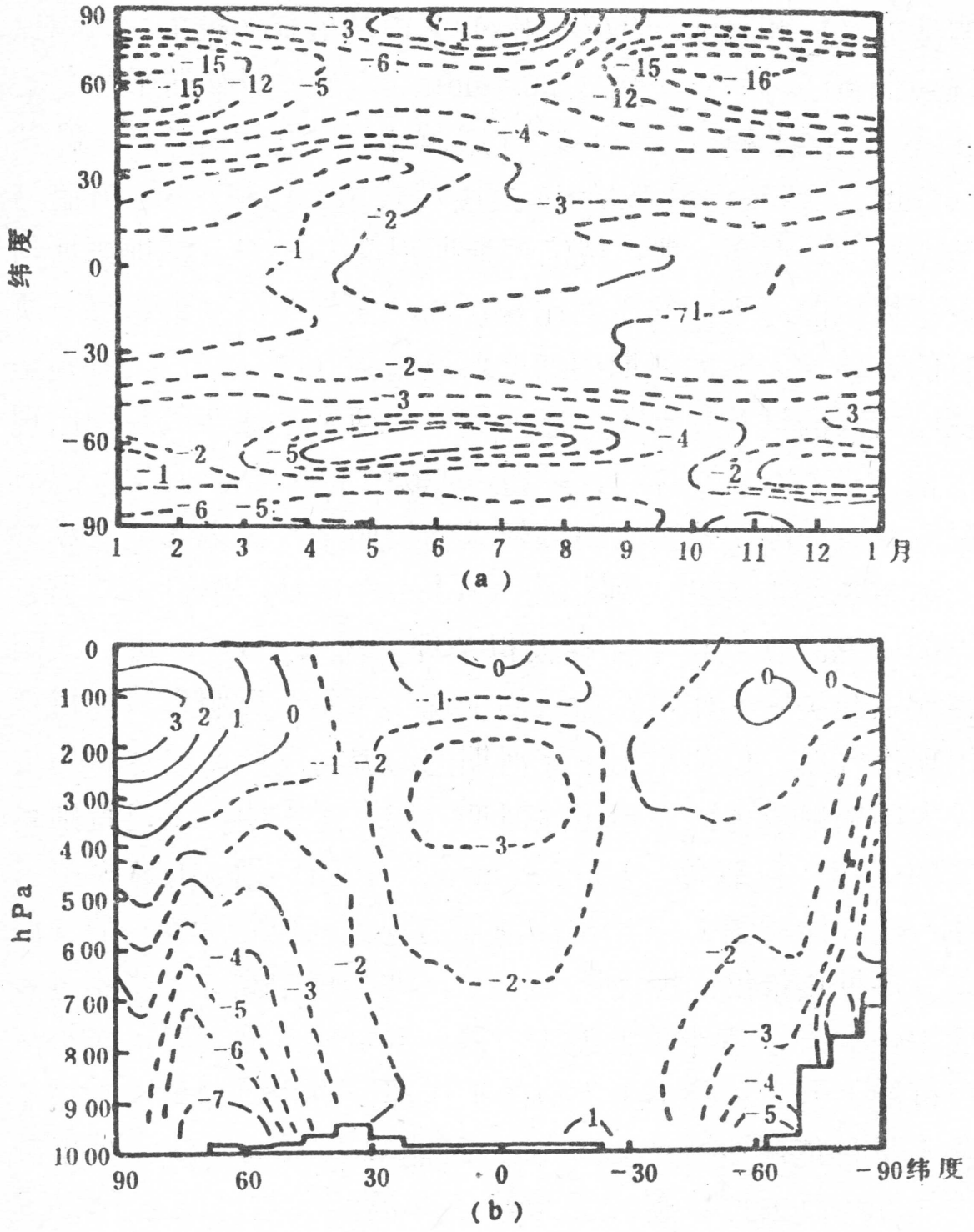


图 7.13　利用 GISS 模式模拟的温度差（冰河期减现代）
(a) 季节-纬度剖面，(b) 纬度-高度剖面
(Hansen et al., 1984)

互作用，所以只可看作对这些物理因子可能产生的气候影响的敏感性试验，而不能认为就是气候变化成因的解释。当然通过这些工作，人们对冰雪圈可能对气候产生的影响有了更多的了解，这对研究气候变化的原因及进行气候预测也是非常重要的。

第八章　火山活动对气候的影响

（一）火山活动与阳伞效应

火山活动有别于前两章讲的海温与冰雪覆盖。因为，到目前为止还没有人认为气候可能对火山活动有什么反馈作用。所以，火山活动与太阳活动是独立于气候系统的外部因子。

1783 年到 1784 年在北美出现了严冬，纽哈温 1781—1810 年 30 年 1—2 月平均气温为-2.5℃，而 1784 年为-6.4℃，几乎比多年平均低了 4℃。美国科学家弗兰克林（Flanklin）认为，这可能是上一年冰岛火山爆发的影响造成的。这时他正出使法国。1783 年 6 月冰岛莱基（Laki）火山爆发后，巴黎阳光暗淡，太阳升到地平线上 20° 高度仍是古铜色，当年冬季即出现了严寒。

1883 年 8 月印度尼西亚喀拉卡托（Krakatau）火山爆发，1902 年 5 月加勒比海马提尼克岛佩勒火山爆发，以及 1902 年 5 月危地马拉圣·玛利亚火山爆发后观测到所谓“毕旭甫环”，即太阳四周视半径约 22° 的弱红棕色光环。由于 1883 年 9 月 5 日毕旭甫（Bishop）牧师在檀香山首先对此进行了详细的观测而得名。假定光的波长为 0.571 微米，则可以根据华环的半径 22° 推算出火山灰的半径为 0.925 微米，并由此可以推算出火山灰在平流层存留时间。

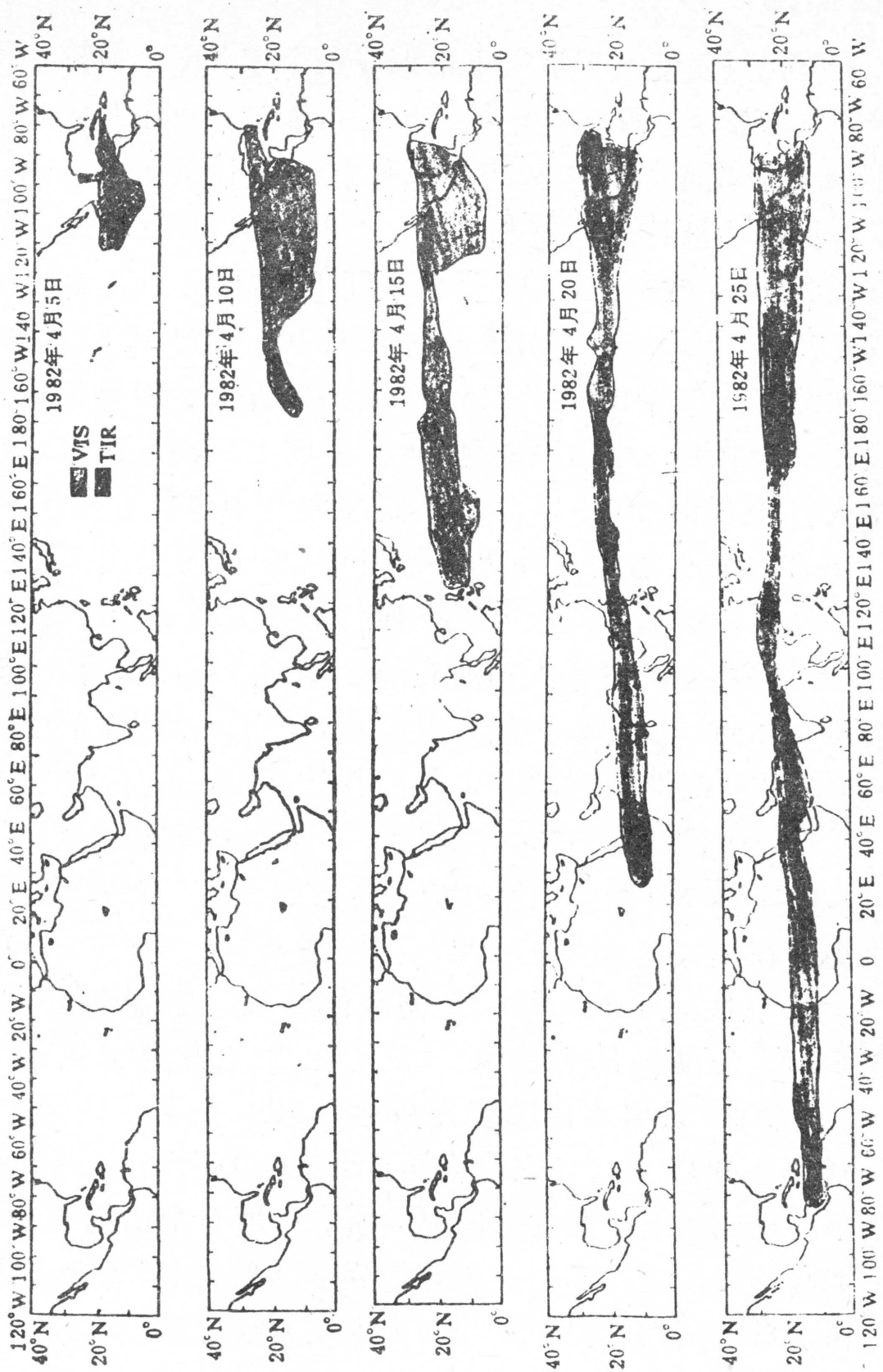


图 8.1　厄尔·奇冲火山爆发后火山灰的传播与扩散
阴影区为火山灰范围
(Matson et.al., 1983)

强火山爆发能在平流层下部形成一个持久的会有硫酸盐粒子的气溶胶层，硫酸盐溶液或硫酸可能增加火山灰粒子的大小和光学效应。火山灰中的固体粒子直径多为0.5—2.0微米。但由于液体的附着和潮解，直径平均1—2微米。假定直径为1.85微米，从35公里高度下落到11公里高度大约要1年。喀拉卡托火山爆发后，火山灰喷到40公里高，然后大约在大气中漂浮了2.5—3年。分析表明如果粒子的直径在0.5微米，火山喷发到30公里以上，则气溶胶能在高纬大气中存留10年以上，在低纬大气中也能存留6—7年。图8.1为厄尔·奇冲火山爆发后20天内火山灰的传播。可见火山灰随平流层东风向西传播，大约20天已绕地球一周。实际上，由于火山所在纬度不同，喷发高度不同，大气环流纬向气流的强弱也有很大差异。但一般大约经过2—6周，可围绕地球形成一个气溶胶的环带。在1—4个月期间形成一个比较均匀的气溶胶层。在经向扩散的速度自然亦随火山喷发高度及火山所在地理位置而变化。例如根据阿贡火山灰在澳大利亚及在北半球的传播估算，约每个月9.4°经度。据亨特（Hant，1977）的数值模拟，赤道地区一次喷发到25公里高的火山灰，大约在5个月内可扩散到70°N。因此，只要火山喷发足够强，在火山灰存留期间，例如存留1年以上，则完全有可能扩散到整个半球乃至全球。不过火山灰的扩散与火山喷发所在纬度有密切关系。在赤道地区的火山喷发，如能达到平流层，则火山灰有可能扩散到两半球的高纬。但在高纬的火山喷发则很难影响到另一个半球，这时火山灰往往集中在30—90°纬度间，并在60—90°纬度保持较大浓度。

火山灰如近来习惯多称为气溶胶。因为，它们经常是液

体的浓硫酸盐或硅酸盐。气溶胶存留在平流层，增加了大气的反照率，因而大大减少了到达地面的直接太阳辐射。根据布得科（Будыко，1973）的分析，1912 年 6 月阿拉斯加的卡特迈火山爆发后，1912 年 9 月美国及欧洲一些测站的太阳直接辐射减少 20%以上。兰姆（Lamb，1970）也指出，1883 年喀拉卡托火山爆发、1902 年佩勒与圣玛利亚火山爆发、1912 年卡特迈火山爆发后，某些月的直接太阳辐射可减少 20—30%。图 8.2 为 1959 到 1965 年澳大利亚墨尔本近郊太阳辐射观测。图中箭头表示 1963 年 3 月印度尼西亚巴厘岛阿贡火山爆发。可以看出，火山爆发后直接太阳辐射下降 23%，但是，散射太阳辐射则增加 1 倍以上。不过，散射辐射的绝对值小，所以总辐射仍下降 6%。

据分析，1982 年墨西哥湾的厄尔·奇冲火山爆发后，直接辐射减少 33%，散射辐射增加 77%，总辐射减少 6%。1991 年 6 月菲律宾皮纳图博（Pinatubo）火山爆发可能是 80 年来最强的一次。图 8.3 给出气溶胶的光学厚度距平。平均值为对 1989 到 1990 年的平均，实际上就是气溶胶光学厚度对前两年的增量。从图 8.3 可以看出，3 个月之后，1991 年 9 月热带（20°S—30°N）的气溶胶已达到峰值，到 1993 年 5 月才恢复到正常。南半球与北半球中纬气溶胶的峰值出现较晚，但均在春夏之际。南半球在 1991 年 10—12 月，北半球在 1992 年 5—6 月。有资料证明 1992 年 4—10 月北半球两个大陆气温距平在-0.5—-1.0℃之间。1990 年及 1991 年曾经是近百年来最暖的 2 年，但 1992 年比 1991 年全球平均下降了 0.2℃，北半球下降 0.4℃。有人认为，这主要是皮纳图博火山爆发的影响。当然，要从实际温度变化中检测出火山爆发的信号不是一件容易作的事，这

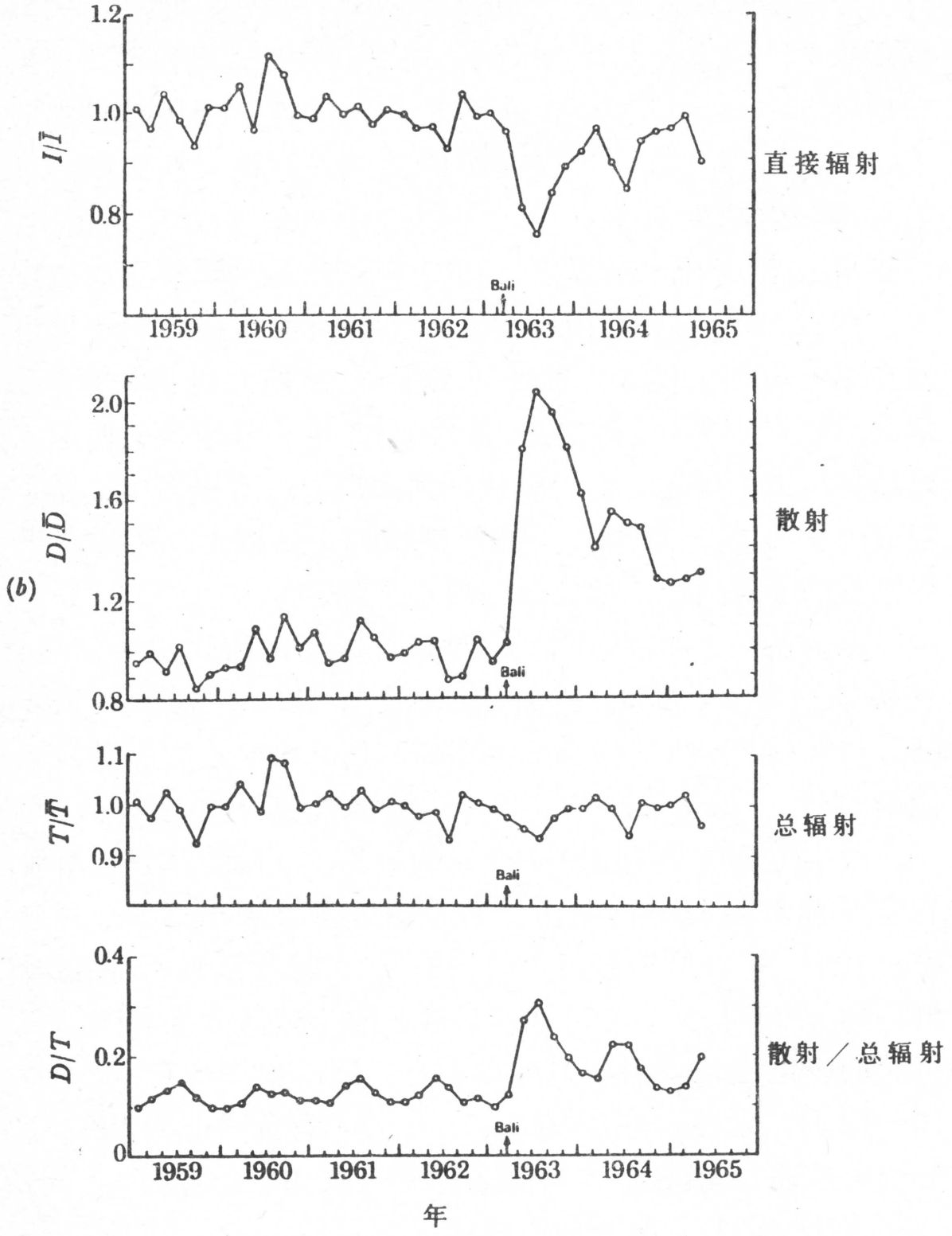


图 8.2　澳大利亚墨尔本近郊太阳辐射观测
与 1959—1962 年 4 年平均的比值
(Dyer and Hicks, 1965)

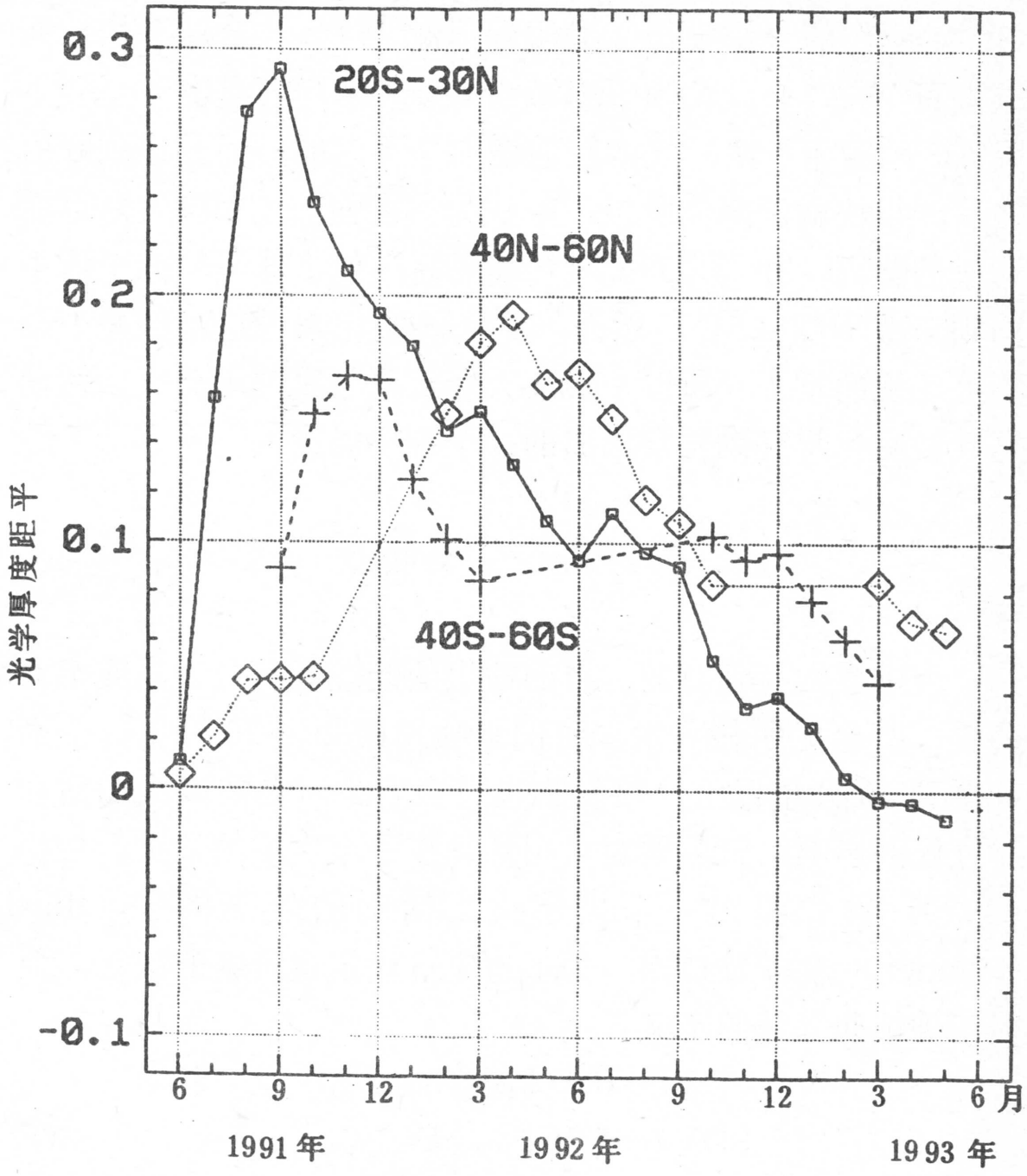


图 8.3　1991 年 6 月皮纳图博火山爆发后气溶胶光学厚度的变化
(CAC，1993)

在下面第 3 节还要详细讨论。但火山爆发，使气溶胶增加，因而使地面接受到的太阳辐射减少，则是无可怀疑的。这个影响人们有时也称为“阳伞效应”。同时，应该注意，上面谈到的太阳总辐射下降 6%，是最大下降幅度，并不是说可以

在若干个月或1—2年内总是下降这么多。因为，根据GCM所作的气候模拟，太阳辐射减少1%，全球平均地面气温可下降1℃。太阳辐射减少6%，平均气温岂不是要下降6℃？实际不然，气溶胶的增加是逐渐的，而且达到峰值之后，很快就下降。所以一般认为一次强的火山爆发所可能造成的降温，在局地可达1℃或更高，但半球平均或全球平均则一般不到0.5℃。然而，对气候变化来讲这已经是一个不可忽视的量了。所以，目前大多数科学家都承认火山活动是气候变化与气候异常形成的一个重要因素。

（二）火山活动指数

火山爆发有强有弱，有的喷出的烟柱只有几公里或十几公里，甚至无明显喷发，有的则喷发到20—30公里，个别甚至到50公里以上。喷发物也有多有少。要研究火山活动对气候的影响，就需要对火山活动作一个定量的估计。兰姆（1970）首先提出一个描述火山活动的尘幕指数（dust veilindex）缩写为DVI。为了适应古代定量资料的缺乏，他提三种彼此等效的定义

$$\mathrm{DVI}=0.97R_{D\max}E_{\max}t_{mo}$$

$$\mathrm{DVI}=5.25T_{D\max}E_{\max}t_{mo}$$

$$\mathrm{DVI}=4.4qE_{\max}t_{mo}$$

其中E为影响范围，取决于火山爆发所在的纬度（表8.1）。当火山爆发在热带地区时，可影响到全球，$E_{\max}$为1.0，依此类推。这个系数是根据经验得到的，但是近来的气候模拟证明它是比较合理的。各式中的t_{mo}是共同的，即从爆发到看不见火山灰为止的时间，单位为月。第一式中的

R_{max} 为中纬度最大辐射下降，单位为%。第二式中 T_{max} 为中纬度最大温度下降，单位℃。第三式中 q 为喷出的固体物质，单位为立方公里。三式中的系数是根据 1883 年喀托卡托火山爆发来定的。因为，这是一次强大的火山爆发，而且具有上式中的所有物理量。这次爆发 $E_{max}=1.0$，$t_{mo}=38$，$R_{max}=27$，$T_{max}=0.5$，$q=6.0$。令上式计算的这次爆发的 DVI 均为 1000，即可得到公式中的常数。这样在计算其它火山爆发的 DVI 时只要有一个公式所需的量即可。应该说这是一个很重要的，而且是一个很好的尝试。现代冰芯酸度资料证明，这个 DVI 档案是比较可靠的。可惜由于资料的限制，这个序列仅向前延长到 1500 年，即整个序列还不到 500 年长。而且中间还有一些遗漏，特别是早期，遗漏可能多一些。更主要的是一些作者对第二式提出了批评，因为无法判断中纬度的降温是否是火山活动的影响，并且也过分强调了中纬度。同时，兰姆在建立火山活动指标的序列时，又对每次火山爆发的 DVI 作了分解，第 1 年到第 4 年各占 40%、30%、20%及 10%，例如 DVI 为 1000，则第 1 年为 400，第 2 年为 300，第 3 年为 200，第 4 年为 100，并根据火山爆发的纬度分别计算两半球的 DVI。这样，当然有一定依据，但也有一定主观性。因此，DVI 序列也有一些不足之处。不过，无论如何，这是第一次提出了一个较为合理的描述火山活动的指标，图 8.4 给出北半球 DVI 序列。

后来米切尔（Mitchell，1970）又部分修改了 1850—1970 年的 DVI。罗伯克（Robock，1981）重新分析了 1600 年以来的 DVI。特别除去了那些只依靠气温下降来定的 DVI，并给出全球 DVI 随纬度的分布。他的结果与兰姆的序列的主要差异是降低了对喀拉卡托（1883）、考色圭纳

(1835) 及唐包拉 (1815) 的 DVI 估计。

表 8.1　火山活动影响范围 E_{max} (Lamb, 1970)

纬　度　带	E_{max}
20°N—20°S	1.0
20—25°N, 20—35°S	0.7
35—40°N, 35—40°S	0.5
>40°N, >40°S	0.3

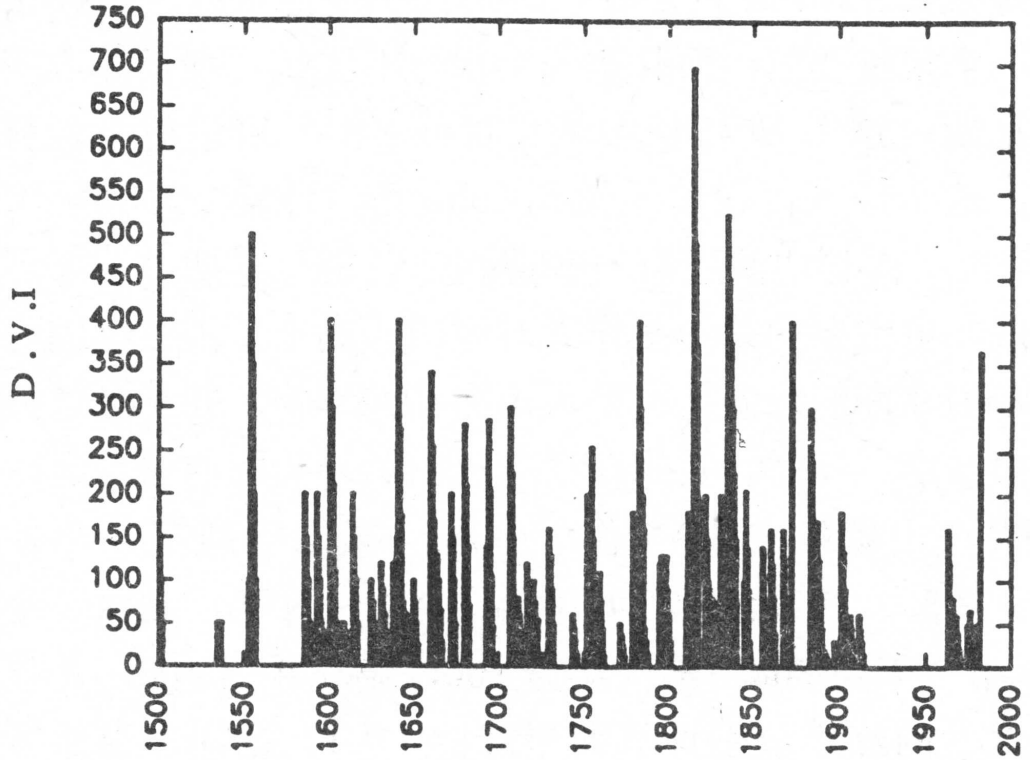


图 8.4　1500—1983 年北半球 DVI 序列

现在同时广泛应用的还有斯密森研究所西姆金等 (Simkin et al., 1981) 编制的火山爆发强度指数 (Volcanic Explosivity Index), 缩写为 VEI。这份档案记录了公元前 8300 年到本世纪初的 5564 次火山爆发。按火山爆发强度分为 0—8 级 (表 8.2)。0 级为无喷发性火山活动。1—2 级喷发高度在 5 公里以下, 估计对大范围气候影响不大。4 级喷

发在 10 公里以上，故一般研究火山活动对气候的影响时，多考虑 4 级及 4 级以上的火山爆发。根据这份档案，至今只有 1 次 7 级火山爆发，即 1815 年的唐包拉（Tambora）火山爆发，尚没有发现达到 8 级的火山爆发。1982 年的厄尔·奇冲火山爆发为 5 级，1991 年皮纳图博火山爆发可能达到 6 级。如表 8.2 所示，1991 年之前仅记录到 16 次 6 级火山爆发，可见皮纳图博火山爆发还是比较激烈的。表 8.3 给出 1500 年以来 VEI 达到 6 级以上或 DVI 达到 1000 的火山爆发的地点及时间。

表 8.2　VEI 的定义与特征（Simkin et al.，1981）

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
爆发性	无	小	中	中—大	大	很大	……	……	……
喷发物（立方米）	$<10^4$	10^4–10^6	10^6–10^7	10^7–10^8	10^8–10^9	10^9–10^{10}	10^{10}–10^{11}	10^{11}–10^{12}	10^{12}
喷发柱高（公里）	<0.1	0.1–1	1–5	3–15	10–25	>25	……	……	……
定性特征	温和	喷发	爆发	……	巨大爆发	……	……	……	……
连续喷发时间（小时）	……	<1	……	……	……	>12	……	……	……
喷入对流层	微量	小	中	很大	……	……	……	……	……
喷入平流层	无	无	无	可能	有	很大	……	……	……
总次数	443	361	3108	720	131	35	16	1	0

但是需要指出，从排放 H_2SO_4 的角度看 1815 年的唐包拉并非最强的火山爆发，而引起弗兰克林注意的 1783 年莱基火山可能影响更大。莱基不象唐包拉为猛烈的爆发，而是非爆发性的裂缝爆发，并持续了 8 个月。又如，VEI 为 4 级的阿贡火山爆发以及其它一些火山爆发产生 H_2SO_4 均比

喀拉卡托火山爆发多。因此，只根据喷发强度来定义的VEI的气候意义也还需要进一步研究。

近来又有两种新的火山活动指数出现，一个是冰芯的导电率或酸度，另一个是对大气光学厚度的估计。此外，树木年轮中的霜轮，史料及考古资料，月蚀资料亦可对火山爆发提供补充材料。

表 8.3　1500 年以来 VEI≥6 或 DVI≥1000 的极强火山爆发

编号	年	月	名称	纬度	经度	VEI	DVI
1	1601		Oshima	34°N	139°E	2	1000
2	1700		Long Island	5°S	147°E	6	/
3	1766	7	Mayon	13°N	123°E	3	2950
4	1775	7	Pacaya	14°N	90°W	2	1000
5	1805	8	Vesuvio	40°N	14°E	2	1100
6	1809	3	Etna	37°N	15°E	2	1500
7	1815	4	Tambora	8°S	118°E	7	3000
8	1833	7—8	Atitlan	14°N	91°E	2	1400
9	1880		Ilonango	13°N	89°W	2	1250
10	1883	8	Krakatau	6°S	105°E	6	1000
11	1890	2	Bogoslof	59°N	168°W	2	1100
12	1895	12	Thompson	53°S	5°E	/	1300
13	1902	10	Santa Maria	14°N	91°W	6	1000
14	1912	6	Katmai	58°N	155°W	6	500

汉莫（Hammer，1977）首先注意到格陵兰冰芯导电率变化可能与火山爆发后酸雪的下降有关。因此有人建议用冰芯资料建立冰川火山指数（GVI）但冰芯主要在高纬，各地冰芯反映可能不同，碱气溶胶亦可能中和酸气溶胶。对这问题还需进一步研究。对光学厚度的估计是一个很重要的指标，但可惜序列太短，不过百年左右，因此，目前研究火山活动影响时，大多数仍以 VEI 或 DVI 来代表火山活动。

（三）火山活动对气候的影响

尽管不少作者已经提出火山活动影响气候的问题，但是，究竟火山爆发后是否气候变冷还是一个相当复杂的问题。其原因主要是影响气温变化的并不只是火山活动这一个因子。特别是火山活动的影响时间尺度一般在数月到1—2年，至多不过2—3年，而在这个时间尺度内，地球气候系统内部各成员之间有激烈的相互作用。例如，海温、冰雪覆盖，均可能对气候异常产生影响。这在前面两章已经讲的很多了。大气环流更是气候异常的直接控制因子。所以，要从实际气温变化中判断那一部分是火山活动引起的是很困难的。兰姆在定义火山活动指数时用了降温，因此受到指责。然而这个工作又非常重要。我们可以称之为火山活动对气候影响的信号检测。用统计方法检测出信号，再用气候模式来模拟，就可以进一步认识火山活动对气候的影响。信号检测工作可以分为两类：一类是确定一些强火山喷发的个例，用时序叠加的方法削弱其它因子的影响，即可发现与火山喷发有关的气温下降。另一类是把火山活动看成一个持续起作用的因子，建立火山活动指数序列，再与气温序列对比。

表8.4列出一些作者及所用的资料，其中大部分研究是在80年代完成的。一般取VEI≥5，以研究19世纪及20世纪为主。但也有少数研究了17或18世纪的火山爆发。没有更早的研究，主要是没有温度观测，也缺少对火山活动的详细资料。

从这些研究中可以得到以下几点结论：

（1）较大火山喷发后1—2年，全球和半球年平均温度

下降 0.3℃ 左右，以后逐渐回升，大约 4—5 年恢复到正常水平。

表 8.4　火山喷发对气候影响的时序叠加研究（李晓东，1993）

编号	作　者	时　间	火山喷发强度	研究资料时间
1	Mass, et al.	1977　年	DVI≥100	1755—1973
2	高　桥	1986　年	VEI≥5	1638—1985
3	Self,et al.	1981　年	VEI≥5	1755—1977
4	Kelly, et al.	1984　月	VEI≥4	1881—1980
5	Taylor, et al.	1980　季	DVI≥100,500	1811—1975
6	Sear, et al.	1987　月	VEI≥5 或 DVI≥800	1861—1979
7	Bradley	1988　月	VEI≥5	1851—1984
8	Angell, et al.	1985　季	DVI≥800	1740—1983
9	Lough et al.	1987　季	VEI≥5 或 DVI≥500	1602—1900
10	Kondo	1988　季	VEI≥5	1830—1986
11	Angell	1988　季	VEI≥5 同时 DVI≥500	1880—1986
12	Mass, et al.	1989　月	VEI≥4	1873—1985

（2）不同半球的火山喷发影响不同，图 8.5 给出西尔等（Sear et al.，1987）的结果。可见北半球的喷发往往使全球气温在 3 个月之后即产生最大降温。而南半球的火山喷发则要迟到 19—20 个月之后降温才达到最大。但北半球喷发影响时间短，南半球喷发影响时间长。北半球的喷发可影响到南半球的气温，但南半球的喷发却对北半球影响不大。

（3）不少作者指出，火山喷发后，受到影响最大的是夏季气温。特别是日本气候学家，认为日本夏季低温与火山活动有密切关系。日本历史上著名的四大冷害年，1695 年（元禄 8 年）、1755 年（宝历 5 年）、1783 年（天明 3 年）及 1837 年（天保 9 年）均与强火山爆发有关。作者曾研究了 1611—1983 年东亚的冷夏。17 到 20 世纪分别有冷夏 25，27，25 及 21 次，其中当年上半年或上一年有强火山爆发的

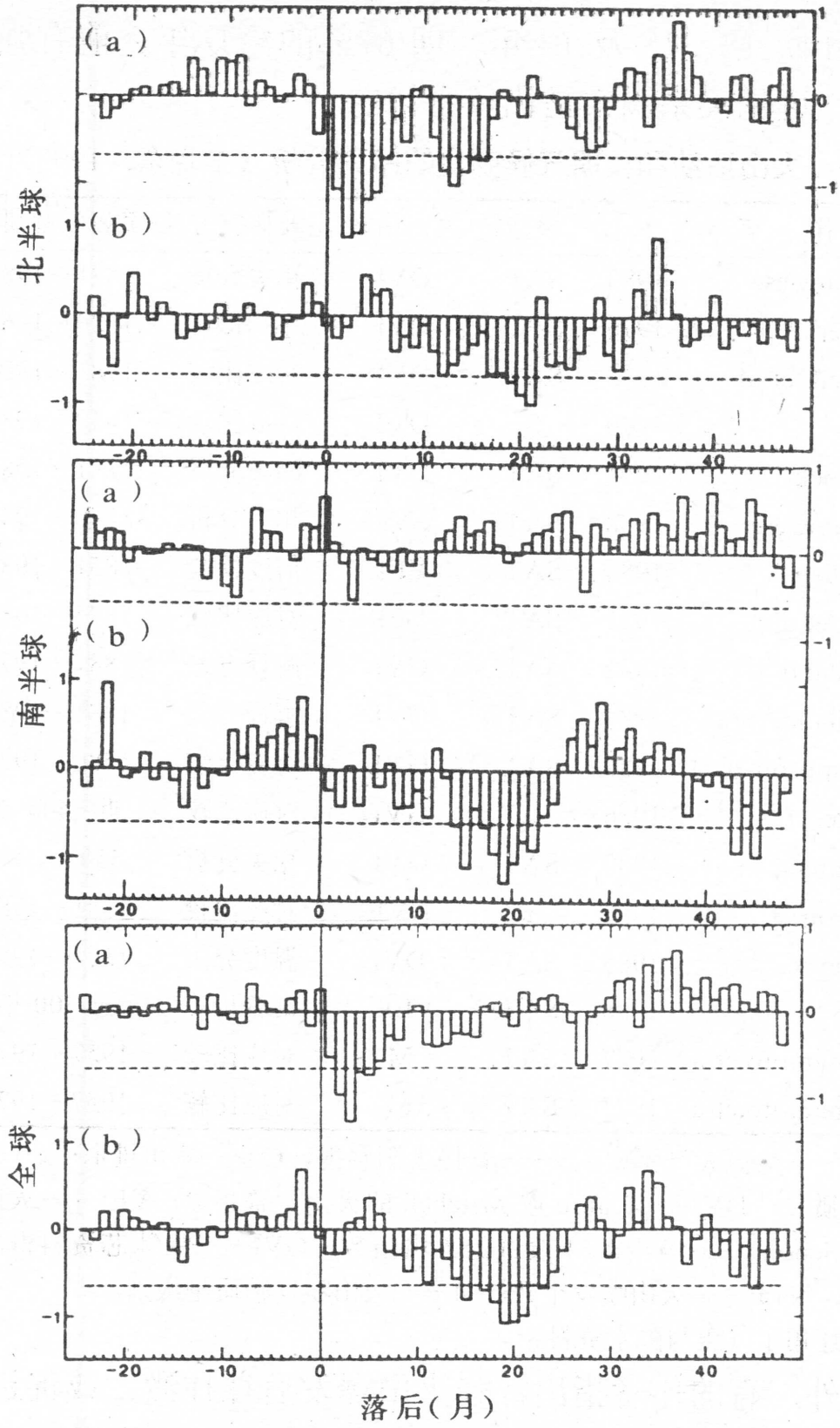


图 8.5　火山爆发月（0）前 2 年到后 4 年的气温

a——北半球火山爆发　b——南半球火山爆发

(Sear et al.，1987)

分别有 14，17，18 及 17 年。即 67%的冷夏年之前有强火山爆发。可见关系确实是比较密切的。

表 8.5　火山活动和长期气候变化的序列分析（李晓东，1993）

编号	作　者		气候指数	火山指数	主要研究方法	序列分析期限
1	Schonwiese	1983	SAT	DVI	相关分析	1881—1980
2	Oliver	1976	SAT	DVI	序列拟合	1880—1965
3	Angell, et al	1985	SAT	DVI	对应比较	1781—1983
4	徐群	1990	S	DVI	对应比较	1959—1987
5	Robock	1991	SAT	DVI	相关分析	1881—1981
6	Schonwiese	1988	SAT	SVI	相关分析	1750—1940
7	Bradley	1988	SAT	VEI	信度检验	1851—1984
8	Self, et al	1981	SAT	VEI	对应比较	1875—1977
9	Gilliland	1982	SAT	GVI	解释方差	1881—1975
10	Gilliland	1984	SAT	GVI	解释方差	1881—1980
11	Thompson,et al	1986	SAT	GVI	对应比较	1580—1975
12	Porter	1986	G	GVI	对应比较	近 1400 年
13	Hammer, et al	1980	SAT	GVI	相关分析	550—1940
14	Bryson	1980	τ	NVE	对应比较	1881—1980
15	Robock	1985	SAT	DVI	温度分解	1891—1981
16	高桥	1986	SAT	VEI*	谱分析等	近 300 年
17	Yamamoto,et al	1977	SAT	M	对应比较	1957—1972
18	Yamamoto,et al	1975	SAT	M	对应比较	1957—1972

SAT——地面大气温度；S——直接太阳辐射；G——冰川进退；τ——气溶胶光学质量；DVI——Lamb 或 Mitchell 的火山尘幕指数；VEI——火山爆发指数；Schonwiese 等用 VEI 改进的火山指数；GVI——由冰芯资料得出的火山指数；NVE——火山喷发个数；M——火山喷发物质量级别，

*：还用了气压与降水资料。

此外，有的作者指出，强火山爆发后往往激发或促进厄尔尼诺的发展。因此，全球，特别是低纬度的降温受到干扰。所以，如果把 ENSO 信号从气温序列中除去，则效果更好。

用火山活动指数序列与气温序列比较来检测火山爆发信号更不容易。首先，这依赖于采用什么样的火山活动指数，如上所述 DVI，VEI 均指某一次火山爆发的强度。因此，有的作者包括兰姆本人也设计了各种方案来建立火山活动指数序列。表 8.5 给出 18 位作者分析的火山活动及气候指数，以及资料年代。

从表 8.5 各作者的研究中可以得到以下几点结论：

（1）火山活动序列与气候序列一般均有较好的关系。火山活动活跃的时期总是对应冷期，火山沉寂时期对应暖期。例如本世纪 20—40 年代的暖，就几乎没有强火山爆发。一般强火山爆发之后 1—2 年内气温明显下降。从近百年气温变化来看，包括年际变化，火山活动可说明气温变化方差的 40%以上。

（2）火山爆发后，北半球及夏季降温最激烈，而且在北美及欧亚大陆的北部降温最突出。

（3）由于建立了火山活动序列，人们也研究了火山活动变化规律，如高桥浩一郎（1986）指出，火山活动有大约 70 年周期。作者（1991）也发现 ENSO 有 70 年周期。但目前火山活动序列还不长，可靠性也不高。各种代用指标的发现，可能对这个问题有进一步的认识。

总之从以上两个方面来看结果基本上是一致的。这表明作为气候变化的一个自然原因，火山爆发的影响是不可忽视的。

（四）火山活动影响的气候模拟

对火山活动影响的气候模拟工作在80年代有了很大进展，第二章中所讲的四种模式均用于模拟工作。由于这个影响基本上是热力性质的，所以，更多地是用EBM来进行模拟。从模拟的对象来讲可以分为三类，一类是针对某次火山爆发来作模拟；其次，是给定某种典型的气溶胶分布来模拟，基本上也可以认为是对一次火山爆发影响的模拟；第三类是对火山活动随时间变化可能产生的气候变化进行模拟，这一类工作往往用零维EBM，设计所谓盒式模式。

1. 对个别火山爆发影响的模拟　亨特（1977）用GFDL的GCM模拟了1883年喀拉卡托火山爆发的影响，考虑平流层气溶胶对直接太阳辐射的削弱以及散射辐射的增强，但未考虑气溶胶的红外辐射强迫。由于这是一个大气模式，故亦未能考虑海洋的反馈作用。同时只积分150天，故气溶胶尚未完全扩散到高纬度，结果得到热带地区气温下降0.7℃，北半球平均下降0.3℃，热带以外地区的降温可能是受热带间接影响的结果。模拟表明，火山爆发后平均纬向风减弱，北半球平均动能减少。这是EBM所未能模拟的。

汉森等（1978）利用RCM模拟了1963年阿贡火山爆发的影响。阿贡火山在7°S，这是一次比较弱的火山爆发，VEI仅达到4。假定气溶胶光学厚度增加0.2，并以指数形式衰减。同时，考虑气溶胶的红外辐射强迫，可以较好地模拟出澳大利亚地区平流层的升温以及对流层的降温（图8.6）。汉森还发现模式的海洋混合层深度愈大，则地面气温下降的幅度愈小。同时，硫化物气溶胶较硅化物气溶胶的作

用大。由于这是一个垂直方向一维模式，因此，不可能考虑气溶胶的扩散等。

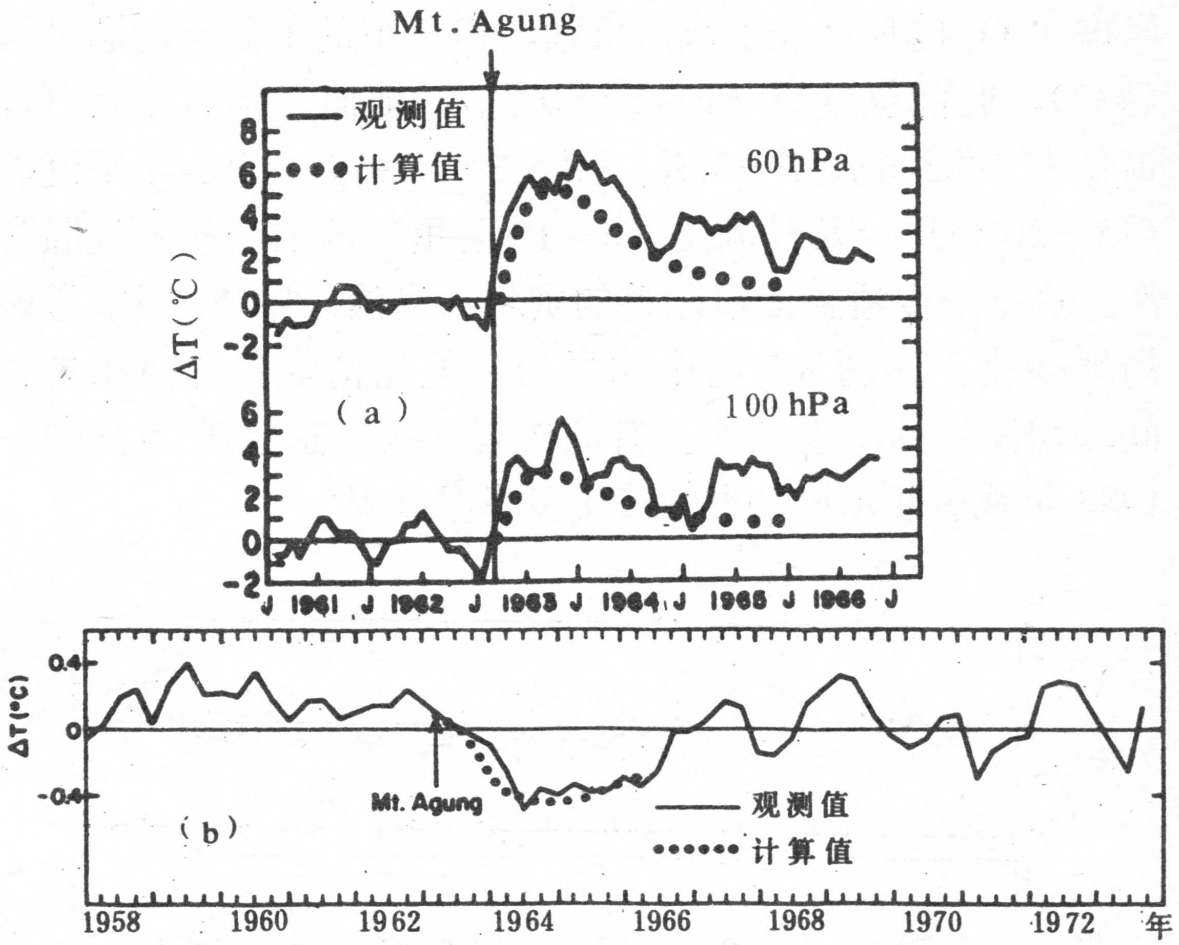


图 8.6　1963 年阿贡火山爆发后澳大利亚平流层（上）、及地面（下）气温的观测值（曲线）及气候模拟的结果（圆点）（Hansen et al.，1978）

罗伯克用 EBM 模拟了 1982 年厄尔·奇冲火山爆发的影响。根据他的计算，最大降温在北半球约 0.5℃，全球约 0.4℃。不过出现时间较晚，北半球在火山爆发后第 4 年，全球在第 5 年。同时，他指出陆地降温幅度大于海洋，南半球落后于北半球，且降温幅度也小。他认为由于冰雪与反照率的正反馈作用，高纬响应比较明显。

乌普图利等（Vupputuri et al.，1984）用 RCM 模拟了厄尔·奇冲火山爆发的影响。他的模式较汉森等有了改进，考虑了 O_3 的反馈及水汽的反馈，但模拟的平流层增温过大（4℃），时间也过早（1982 年 9 月），地面气温下降 0.9℃，最低在 1983 年度 2—3 月。图 8.7 为 1979—1992 年平流层（15—20 公里）及对流层（0—10 公里）的卫星遥感气温观测。这是至今覆盖面最完整的资料。当然，RCM 只能考虑局地变化。而图 8.7 为全球平均。但无论降温幅度还是时间，均模拟的不很成功。有的作者认为，这是因为 1982—1983 年强的厄尔尼诺事件破坏了降温过程。

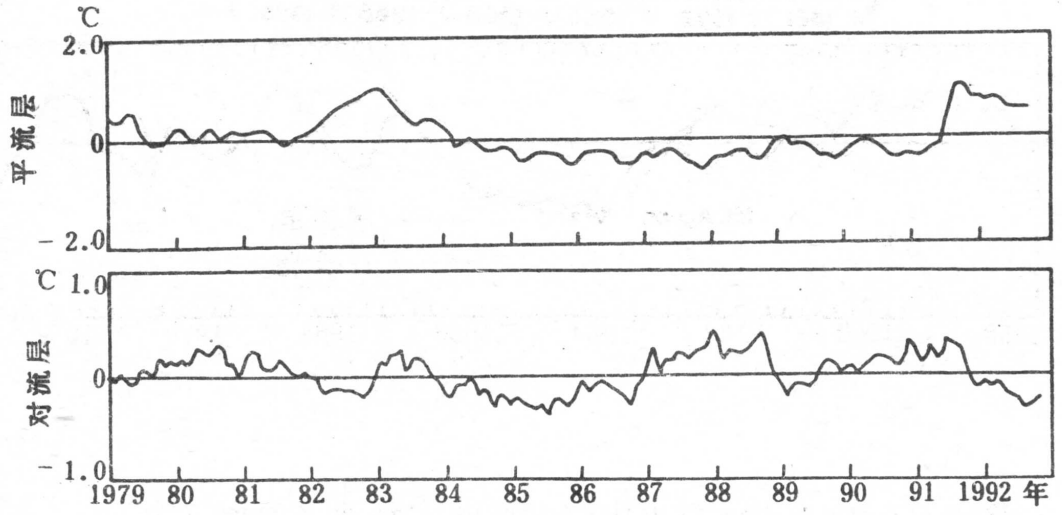


图 8.7　1979—1992 年平流层（上）及对流层（下）
平均气温的卫星遥感观测
（Christy，1993）

李晓东利用诺斯（North，1988）的二维 EBM 模拟了 1991 年皮纳图博火山爆发的影响。这是一次较强的爆发，VEI 定为 6 级，DVI 高达 1000，即达到喀拉卡托火山爆发的水平。图 8.8 给出模拟的第 10—15 个月平均降温，及相应 1992 年 4—10 月平均气温距平观测值。可以看出以地中

海到黑海为中心的降温及北美东北部的降温模拟的较好。

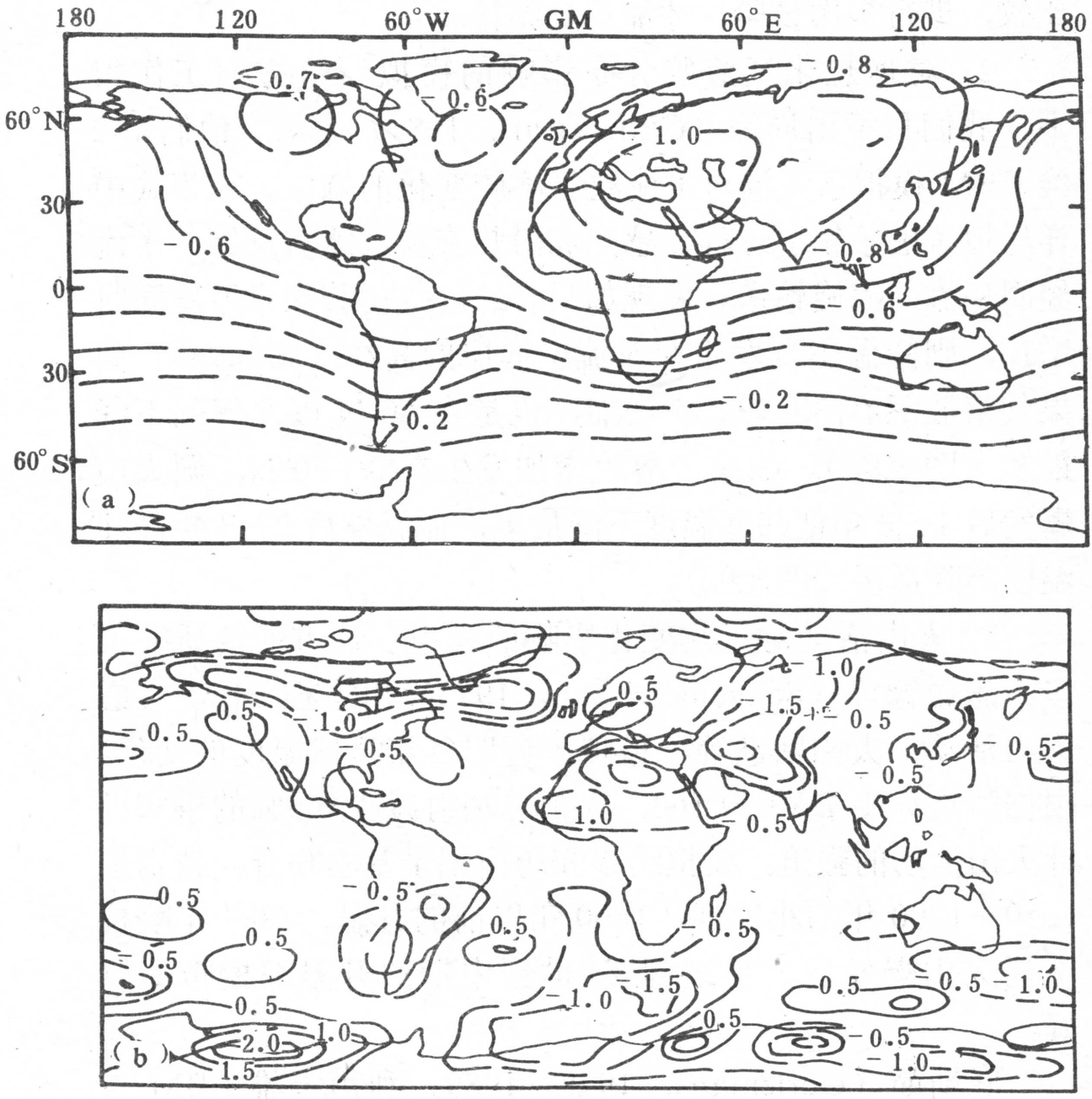


图 8.8　1991 年 6 月皮纳图博火山爆发后第 10—15 个月平均地面气温下降(上)及 1992 年 4—10 月气温距平观测(下)

(李晓东，1993)

当然，对个别火山爆发的模拟是有很大困难的。如上所

述，因为除了火山爆发之外，还有许多因子在起作用，所以，某一次火山爆发模拟的成功或不完全成功，并不能完全肯定或完全否定火山爆发的影响，要通过与信号检测结果的比较，进行多次试验，才能得到结论。

2. 对理想化气溶胶分布影响的模拟　这方面工作很多，我们只举出周等（Chou et al.，1984）为例。他们用2维EBM模拟了气温对平流层气溶胶变化的响应。在模式中详尽地考虑了辐射过程、感热和潜热交换、冰雪反馈、平流经圈环流与涡旋输送。发现如果各纬度气溶胶光学厚度同时增加，则降温主要发生在对流层低层的高纬（图8.9a）。如果气溶胶只在30—90°N增加，也是在60°N以北气温下降最多（图8.9b）。如果气溶胶增加发生在0—30°N，则火山爆发后1—2年低纬度温度下降最多，而爆发后2—3年高纬温度下降最多（图8.9c）。

3. 火山活动对气候变化影响的模拟　这方面的研究很多，施耐德等（Schneider et al.，1975）用零维EBM考虑火山活动、太阳活动等，模拟了近四百年全球温度的变化。根据阿贡火山DVI为160，太阳总辐射减少0.5%的事实设计火山活动的强迫。模拟结果和历史记录基本吻合，特别是1650—1700年的小冰期，1800年以前的升温，1883年喀拉卡托火山爆发后，持续到20世纪中期的升温都模拟的较好。

厄勒曼（Oerlemans，1978—1989）利用零维EBM与动力学冰模式耦合，研究了近千年来山岳冰川的进退。模拟出现的冰川变化幅度较小，但趋势与历史记录一致。这表明火山活动可能是近千年冰川进退的重要因子。

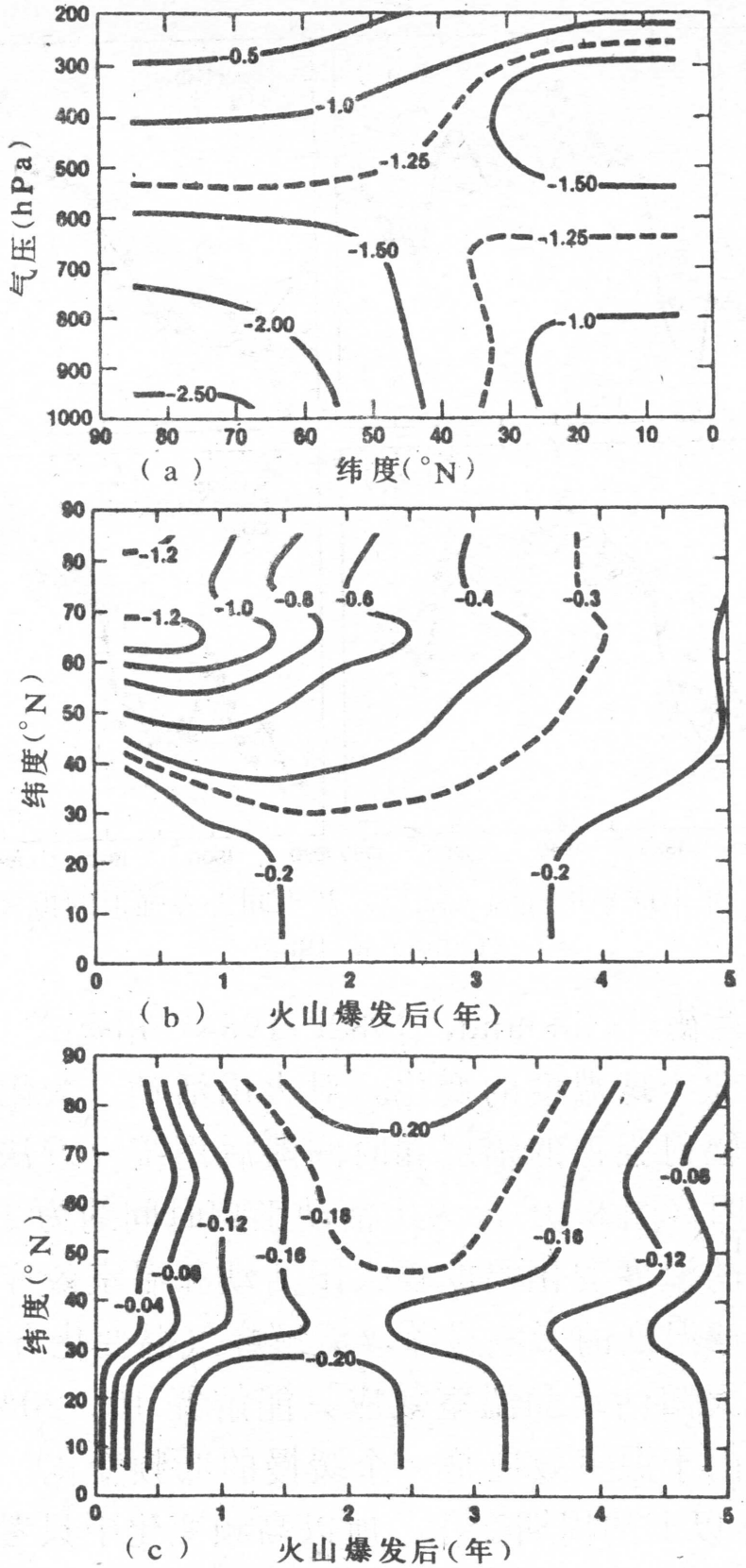


图 8.9　2 维 EBM 模拟气溶胶增加对气温的影响

a. 北半球均匀分布，$\Delta\tau = 0.1$，　b. 30—90°N，$\Delta\tau = 0.2$，随时间衰减，e 倍时间为 1 年，　c. 0—30°N 均匀分布，其余同 b。(Chou et al .，1984)

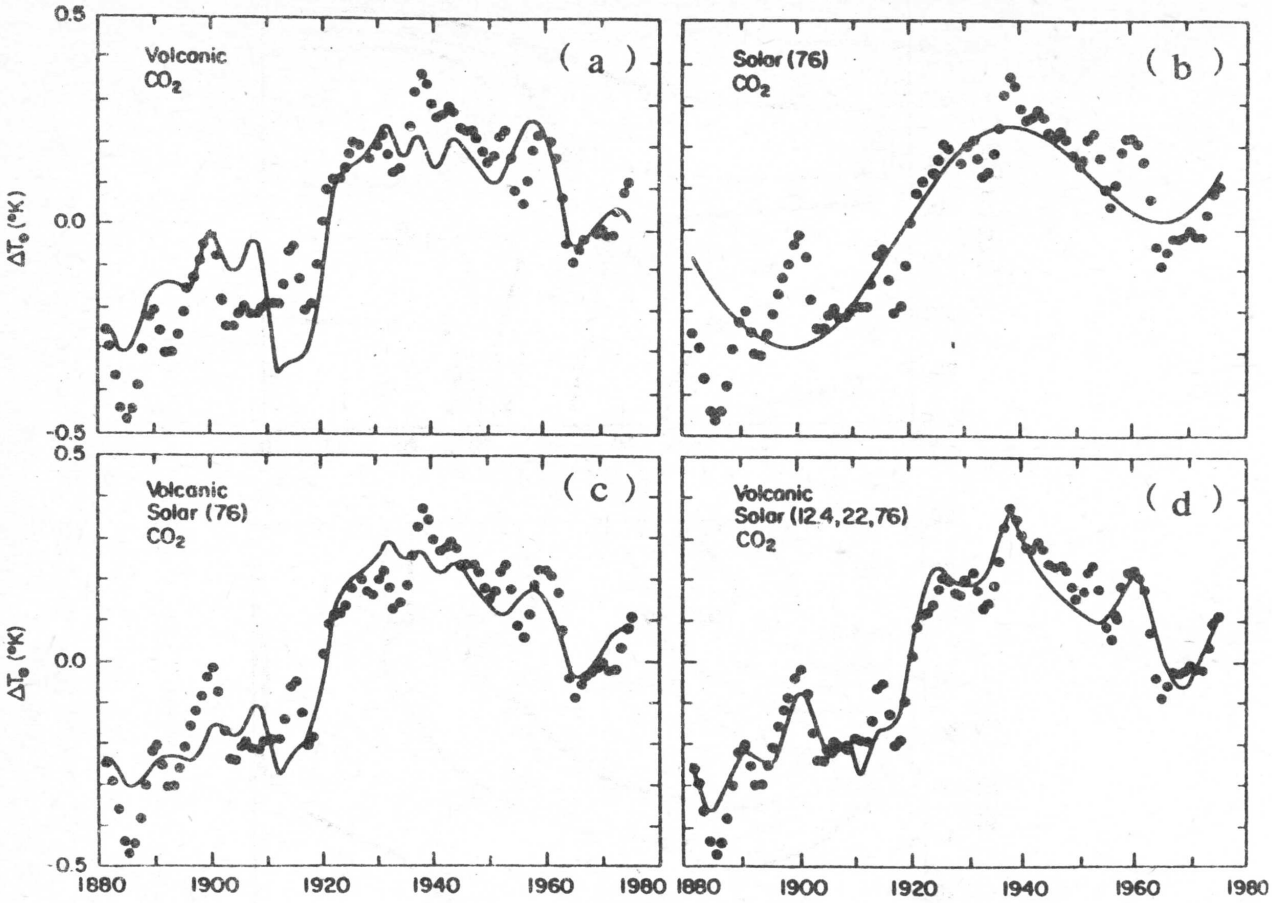


图 8.10　北半球平均气温（圆点）及不同外界强迫的拟合值(曲线)
(Gilliland, 1982)

吉利兰德（Gilliland, 1982, 1984）用盒式 EBM 模拟了近百年北半球温度的变化。对火山活动、太阳活动、温室效应等辐射强迫的幅度和时间滞后用统计方法确定。模拟结果表明（图 8.10），火山活动影响时间约为 2 年。火山活动造成的温度变化幅度较太阳活动和温室效应大。对近百年北半球温度的影响显著，能解释气温变化方差的 40% 以上。而太阳活动和温室效应只能解释 10—30%的方差。实际上，由于温室效应是一个缓慢的低频变化，太阳活动也为 22 年以上的周期变化。所以高频变化中只考虑了火山活动。可见，火山活动在气候的年际变化中的重要作用。当然，长时期的火山沉寂（如本世纪 20—40 年代）或火山活跃期（如上世纪 80 年代及本世纪初）也是气候变化的重

要原因。

罗伯克（1979）用1维EBM模拟了近百年火山活动、温室效应、太阳活动等对气候的影响。模拟的纬圈平均气温变化与观测值的相关系数大多高于0.80，北半球平均气温相关系数达到0.95。进一步研究表明，仅用火山气溶胶辐射强迫，就可以大致模拟出近四百年的气温变化。因此，认为1430—1850年期间的小冰期可能不是蒙得尔极小造成的。而是火山活动活跃的结果。

总之，这三类模拟研究表明，一次强的火山爆发可能使全球地面气温下降0.3—0.5℃，而平流层气温上升。但地面降温与火山爆发的季节及地点有关。南北半球、海洋及大陆气温对火山活动的响应不同。这些结果，基本与火山活动信号检测所得到的结论一致。

（五）火山活动的长期变化

既然火山活动是一个影响气候系统的重要因子，那么进行这方面研究的中心问题仍然是如何建立一个有代表性的火山活动指数序列。上面已经谈到，冰芯的酸度可能是一个重要的指标。它的优点是：（1）提供一个较长的连续的而且定量的序列；（2）直接反映大气中硫化物气溶胶的浓度。这是其它序列所不能代替的。因为VEI虽然包括了一万年前的火山爆发记录，但早期资料很少，实际上能够作为一个序列来考虑的也大体上是公元1500年以后，而且这两个指数都有一个不连续问题。所以后来一些作者试图把描述一次火山爆发的指标变成一个累计的序列。但冰芯酸度就是一个天然的累计序列。当然，冰芯酸度也有一定

不足之外，这在上面已经谈到。不过，无论如何，冰芯酸度提供了前所未有的可能性，去研究古代的火山活动。

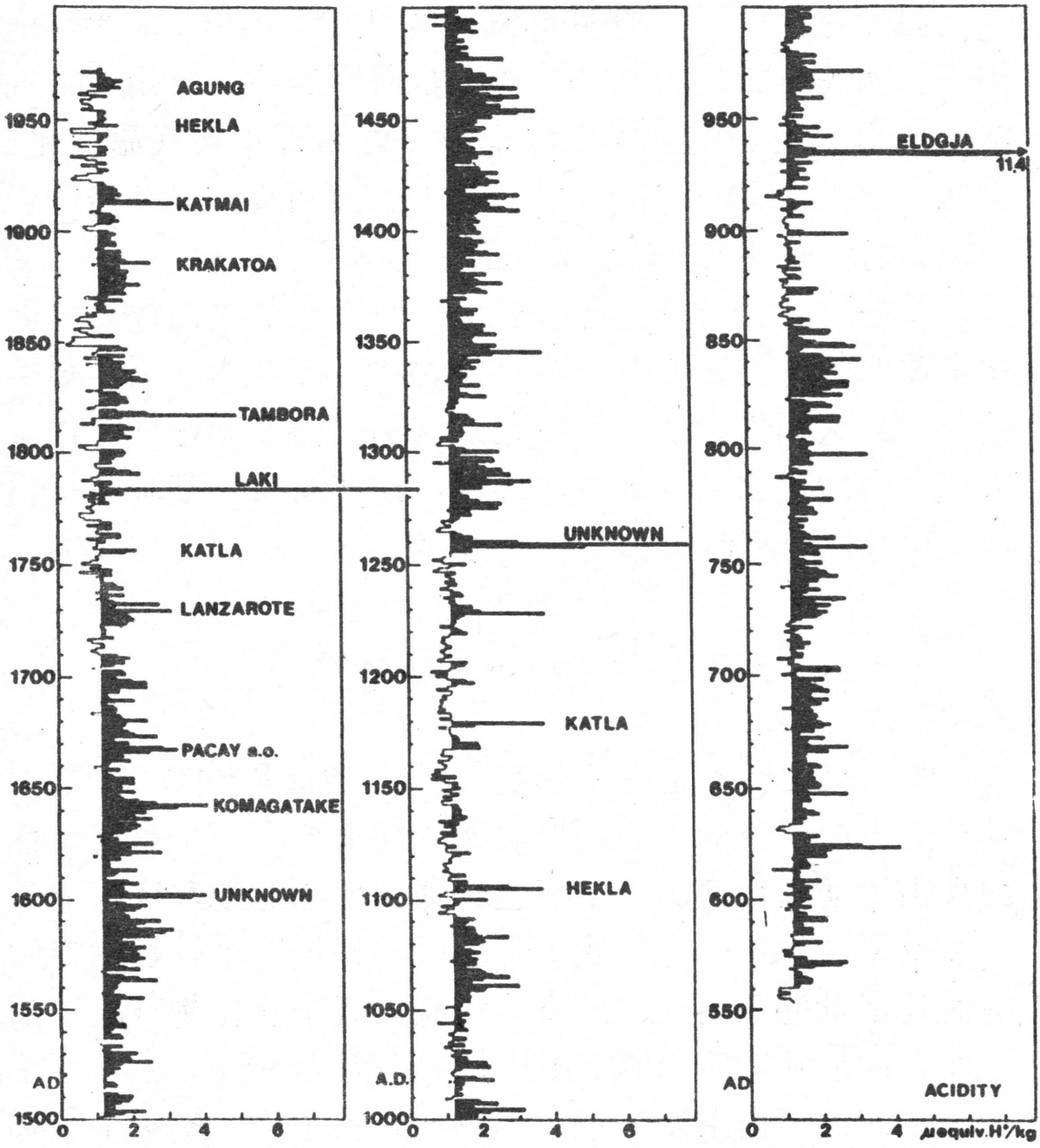


图 8.11　公元 553—1972 年格陵兰冰芯年平均酸度
（单位为 μ 相对 H^+ / 千克，Hammer et al.，1980）

图 8.11 给出格陵兰中部一个 404 米的冰芯样本的酸度序列。从这序列可以认别出许多著名的火山爆发。但是，

喀拉卡托（1883 年，6°S）与唐包拉（1815 年，8°S）的酸度均不是最强，这可能因为这两个火山均在赤道地区偏南半球，因此传播到格陵兰就使气溶胶浓度降低。在这条曲线中最强的是冰岛的两次火山爆发，莱基（1783）及厄尔德加（Eldgja）。过去有人推测后者不晚于公元 950 年。这次测量结果是公元 934±2 年。此外还有 3 次较强的北半球爆发大约在 1601—1602 年、1258—1259 年及 623—624 年。

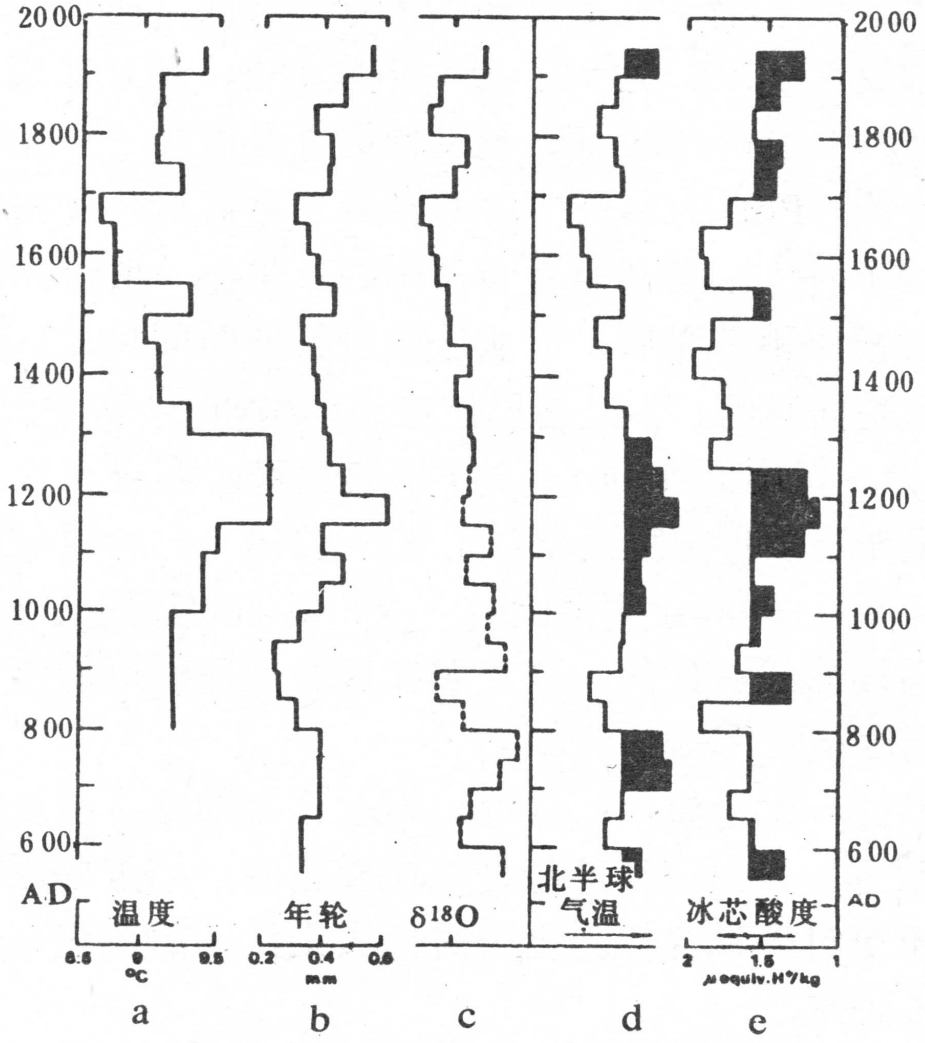


图 8.12　公元 550 年以来的火山活动及气候变化

a——中英格兰温度　b——加利福尼亚年轮宽度　c——格陵兰氧同位素　d——北半球温度指数　e——格陵兰冰芯酸度

（Hammer et al.，1980）

图 8.12e 为 50 年平均酸度，它应该大体上正比于酸性气溶胶的光学厚度。涂黑部分表示酸性低的时期。为了比较，图中同时给出几个北半球气候代用资料序列。图 8.12a 中英格兰温度。图 8.12b 为北美加利福尼亚树木年轮宽度。图 8.12c 为格陵兰冰芯 $\delta\ ^{18}O$。图 8.12d 为综合得到的北半球温度变化指数。可见 1350—1900 年为冷期，或者说是小冰期，但其中有两段时间稍暖，即 1500—1550 年及 1700—1800 年。而中世纪暖期或小气候适宜期为 1000—1300 年，这些特征在酸度曲线上均有反映。曲线 d 与 e 的相关系数为-0.52，达到了 95%信度标准。两条曲线也有矛盾之处，如 850—900 年，酸度低但气温也低。

波特（Porter，1986），对格陵兰冰芯酸与山岳冰川的雪线作了对比，发现两者非常一致。虽然一般讲冰川的进退对气候应稍有滞后，但从这种较长的时间尺度来看，两者几乎是同时的。不过这里他定的小冰期稍早从 1250 年到 1900 年，但中间 1500—1550 年的相对暖期也是比较清楚的。他定的中世纪暖期稍短 1100—1250 年，而且波特认为在公元 850—900 年间可能有一个相对弱的暖期，这是与冰芯的酸度曲线一致的。这表明在这段期间也可能汉莫的北半球温度指数代表性不大好。

不过，无论如何，从近一千五百年的冰芯酸度与气候变化来看，火山活动可能是气候变化的一个重要原因。至少在历史时期是这样。更长时期火山活动的变化还有待于进一步研究。

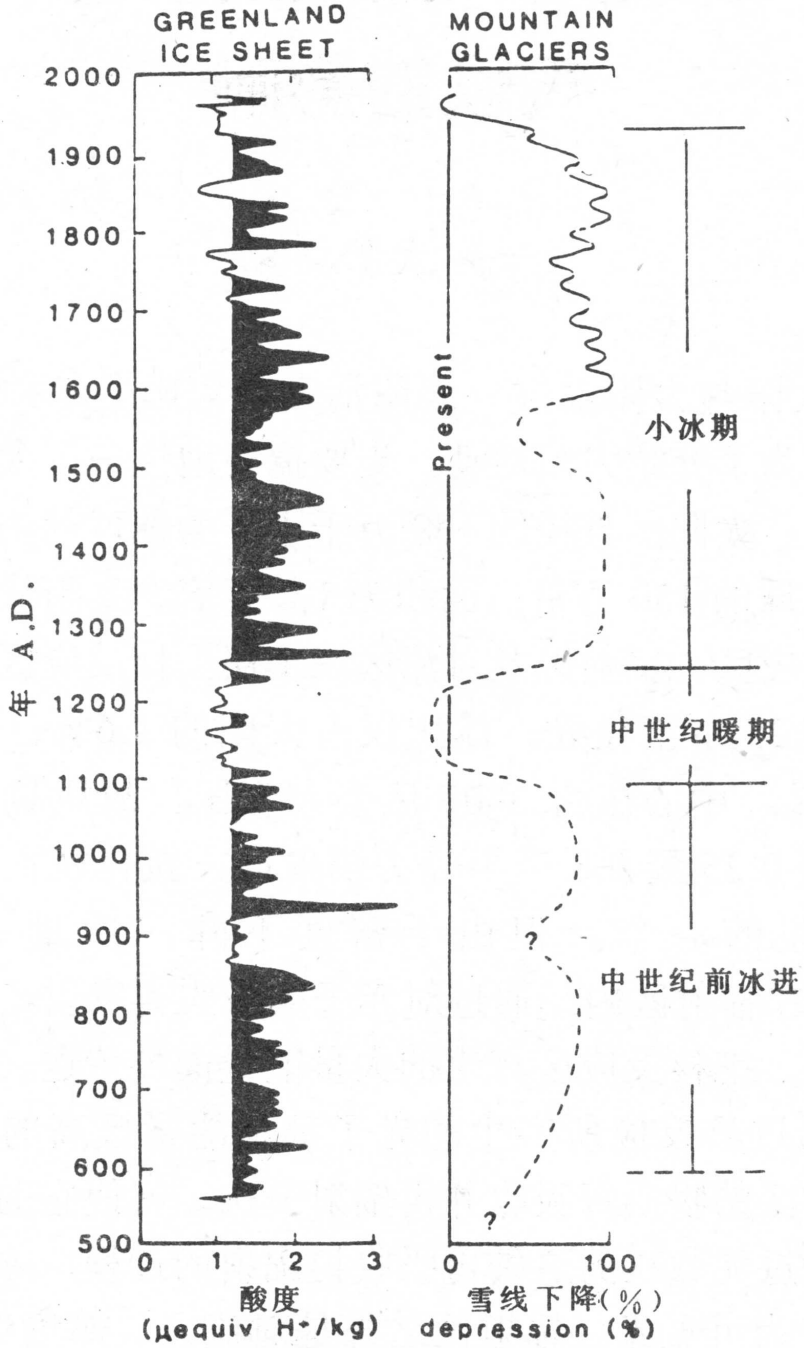


图 8.13　格陵兰冰芯酸度（μ 相对 H^+ / 千克）及山岳冰川的相对雪线下降（%）

(Porter, 1986)

第九章　太阳活动对气候的影响

（一）太阳活动

1. 太阳与太阳大气　太阳活动是太阳上各种物理活动的总称。为了介绍太阳活动，先要扼要地讲一下太阳及其大气的结构。太阳的直径约139万千米，为地球的109倍，故体积为地球的130万倍，面积为1.2万倍。太阳从内向外可分为核反应区、辐射区及对流区三个层。核反应区只占太阳中心到0.25个半径处。体积仅占太阳的1.6%，温度高达1500万K，中心压力3300亿个大气压，故质量占太阳的50%。自0.25到0.8个半径为辐射区，按体积而言，这个层占太阳的一半。但由于密度下降，质量占太阳的49.9%。在辐射区内，通过对光子的吸收再发射，而实现能量的传递，把核反应区产生的大量能量向外传送。在核反应区内，通过核反应所产生的光子都是能量极高的高能量光子。辐射区的物质每吸收并再辐射一次，就使它的频率降低一些。经过无数次的这种再吸收再辐射的过程，才使高能光子逐渐变为可见光。辐射区之外是对流区，厚度约14万公里。这一层中自内向外温度从70万K降到6600K。但平均密度很小，质量仅为太阳的0.1%。不过由于温度、压力及密度的垂直梯度都很大，所以，物质的上下对流运动十分强烈。非均匀的对流、湍流等使内部巨大的能量通过机械传输

的方式，传送到光球的底层，并通过光球向外辐射出去。

太阳大气是可见的最外层太阳，根据物质属性的不同也可分为三层；光球、色球和日冕。通常人们看到的是太阳大气的最底层为光球。光球大约厚 500 千米，约为太阳半径的万分之 4.7。但太阳光能几乎全部来自光球。太阳光谱也是在光球内形成的。色球位于光球之上，平时不易观测到。过去只是在日全食的短暂时刻，才可以看到日轮边缘有一层玫瑰红的绚丽色彩。色球的名称也由此而来。色球层约 2000 千米，又可分为低层、中层及高层，厚度分别为 400，1200 及 400 千米。色球层内温度是随离日面的高度而上升的。低层底部约 4560K，随高度先稍降，而后上升到 5200K、中层从 5200 上升到 8000K，在高层急剧上升到 10 万 K 以上。太阳大气的最外层为日冕层，厚度至少有几个太阳半径那么大。甚至有人认为可以延伸到地球轨道附近。这个层物质极其稀薄，温度却极高，可达 100 万 K。

2. 太阳活动　（1）太阳黑子即太阳光球上的暗黑斑点，是至今观测最多，又有最长记载的一种太阳活动现象。黑子是一种涡旋。当光球表面为 6050K 时，黑子中部的本影部分大约为 4240K，四周半影部分为 5680K。由于温度相对较低，所以看起来是阳面上的一个黑点。最小的黑子直径才 1000 千米，大的大到 20 万千米以上，黑子的寿命与大小有关。小的黑子几小时后就会消失，大的黑子可存在几天到几十天，甚至可达几个太阳自转周（每个自转周约为 27.5 天）。

黑子是成群出现的。一个黑子群少则几个、十几个黑子，多则几十甚至上百个黑子。但每个黑子群中，总有两个是主要黑子。阳面西部（从地球上正视的右侧）的黑子称为

前导黑子，东部（左侧）的称为后随黑子，一般前导黑子略大。太阳黑子的变化有11年周期，同时许多其他太阳活动现象与太阳黑子有共同的周期。所以，人们经常把11年周期视为太阳活动的基本周期。

（2）光斑与谱斑。光斑是出现在日面边缘的大块明亮组织，比光球温度高100—300K。由于比光球温度高不了多少，所以在阳面中心不易看到。光斑平均长5万千米，宽5千到1万千米。它的变化与太阳黑子有密切关系，但平均寿命比黑子长3倍。最新的观测表明太阳黑子多时光斑也多，光斑增多造成的太阳辐射增加抵消掉黑子增多而造成的太阳辐射减少而有余。因此，太阳活动强时，太阳辐射强度也增加。

谱斑是用单色光测到的色球层上大块增亮的区域。光斑向上延伸到色球层就是谱斑，谱斑向下发展就是光斑。谱斑根据观测用的波长分为钙谱斑与氢谱斑。钙谱斑由密集的亮结（高温区）组成，亮结的直径约700—1600千米，亮结又组成网络结构，氢谱斑呈纤维状结构，其中还有涡旋。纤维结构长短不一，短的只有几千千米，长的可到几十万千米，谱斑也同黑子有密切关系，因此，光斑、谱斑均有11年周期。

（3）耀斑，亦称色球爆发。在作太阳的单色光观测时，会发现阳面上突然出现迅速发展的亮斑。这是出现在色球—日冕过度区中的一种不稳定过程，在10^2—10^3秒时间内可以释放出高达10^{23}—10^{26}焦耳的能量。同时，又发射出大量的粒子以及从射电到γ射线的各种电磁辐射。耀斑的寿命不长，一般在几分钟到几十分钟之间，面积愈大寿命愈长。耀斑是太阳活动中最激烈的现象。在太阳活动的11年高峰，

耀斑活动比较频繁，数目增多。在11年周期的低谷年，耀斑明显减少。

耀斑也同黑子有密切关系。有人认为，在日冕的不稳定磁场中，下层为封闭磁场，上层为开放磁场。其中间有一个中性点，磁场为零。下面的封闭磁场即黑子所在。当外面的物质压缩磁场时，原来开放的磁力线彼此接近，重新联结，产生冲向色球和光球的高能粒子，形成耀斑。

（4）日珥，出现在太阳边缘，似乎是日面喷发出来的红色火焰。因为与太阳光球相比，日珥的总光度很小，所以由肉眼观测的机会不多。只有在日全食的瞬间才能见到。平时的研究则需要借助专门的天文仪器，一般每次日珥喷发过程约持续几十分钟。其形状是多种多样的。从形态及变化可分为三类：宁静日珥、活动日珥及爆发日珥，最常见的是活动日珥。爆发日珥发展迅猛，有时可上升到离日面150万千米的高空。日珥平均长度20万千米厚5千千米，高3万千米。下部与色球层相连，上升速度最高可达200—400千米／秒，温度约1万K。其活动亦与黑子有关，发生在黑子上空的称为黑子日珥.与耀斑也有联系，有一些环状日珥就是耀斑的产物。日珥的物质基本上来自色球层，都是高度电离的等离子体。

（5）射电辐射。太阳的射电辐射包括米波、厘米波及毫米波波段，米波主要来自日冕内层，厘米波产生于色球的低层，毫米波产生于光球。太阳射电也可以分为宁静射电、缓变射电及爆发射电。宁静射电来源于太阳大气的热辐射，因而始终是存在的，而且基本上不随时间变化。由于日冕的11年周期引起的太阳射电变化，即日冕射电又称为B分量，也有人把宁静射电与日冕射电一起称为B分量。缓变

射电主要产生于黑子和谱斑上空电子密度较大，磁场较强的日冕凝聚区。因此，其变化往往与太阳 27.5 天的自转周期有关，太阳的爆发射电多发生在太阳活动激烈，如出现大耀斑时，这时的太阳射电强度可猛增几百万倍。

以上介绍的只是太阳活动中一些变化比较激烈的过程，还有许多如米粒组织、冕洞、冕流等没有谈到。这些物理现象与物理过程的变化与黑子的 11 年周期有关，但绝不是说它们是太阳黑子的产物。不过由于黑子易于观测，而且有较长的记录，所以，人们经常用黑子来代表太阳活动。无论如何，11 年周期是太阳活动的基本周期。

（二）太阳黑子与 11 年周期

我国早在汉朝时期就有肉眼观测黑子的记载，当然不是直接去看太阳，那时能看到的只是非常大的黑子。所以，只是在发明了天文望远镜之后才有可能对黑子作系统的观测。伽里略于 1610 年 8 月第一次用望远镜观测到太阳黑子。发现 13 天有黑子，后 13 天又看不到黑子。可惜观测结果未及时发表。1610 年 12 月法布瑞舍(Fabricius)也用望远镜看到黑子，并于 1611 年发表。但是，此后又经过二百多年，直到 1843 年施瓦布（Schwabe)才指出太阳黑子有 10 年周期，1849 年沃尔夫(Wolf)才制定了一个定量计算太阳黑子的公式：

$$W = k\ (10g+f)$$

W 即相对黑子数，或称沃尔夫数。公式中 g 为黑子组数，f 为黑子数。k 为与天文台观测条件有关的常数。对苏黎士天文台的观测 $k=1$。世界其他地区的天文台，均以苏黎士天

文台的观测为标准校正。瓦尔德梅尔（Waldmeir，1961）曾收集整理了苏黎士天文台及早期天文爱好者的私人观测，整理出一份至今最完整的太阳黑子序列。从1749年开始有逐日的连续记录，年平均值则向前延伸到1700年（图9.1），图中给出1610年有观测记录以来的年黑子值。近期资料用苏黎士天文台公布的最后相对黑子数续补。现在人们也称为国际太阳黑子数（ISS）。

太阳黑子11年周期是一个粗略的说法。平均周期长度为11.2年。最短不到8年，最长达16年。因此，11年周期是一种准周期性变化。根据国际惯例，从1755年开始为第1周，到最近1986年开始第22周。太阳黑子的11年周期的峰年一般用M来表示，谷年用m年表示。为什么周期的计算不是从M年而是从m年开始有两个原因；（1）m年太阳黑子开始在阳面两个半球的较高纬度出现，最高可达45°纬度。以后随着黑子数的增加，黑子出现的纬度也愈来愈低。M年前后黑子多在15°纬度处，过了M年黑子出现纬度仍继降低。在另一个m年之前，黑子约在8°纬度，当另一个m年来临时，黑子又重新在较高纬度出现。图9.2为太阳黑子纬度变化图。由于图形类似于蝴蝶，所以称为太阳黑子的“蝴蝶图”。（2）如上所述，太阳黑子群中，一般总有两个主要黑子，一个前导黑子，一个是后随黑子。观测表明，前导黑子的磁场与后随黑子的磁场方向是相反的，而且太阳南北两个半球黑子的磁场也是相反的。例如太阳北半球前导黑子磁场为N，后随黑子磁场为S，则南半球前导黑子磁场为S，后随黑子磁场为N。从m年到下一个m年之前所有黑子磁场特征都一样，但从下一个m年开始，磁场反转。因此，从磁场变化来看一个新的11年周期，也是从m

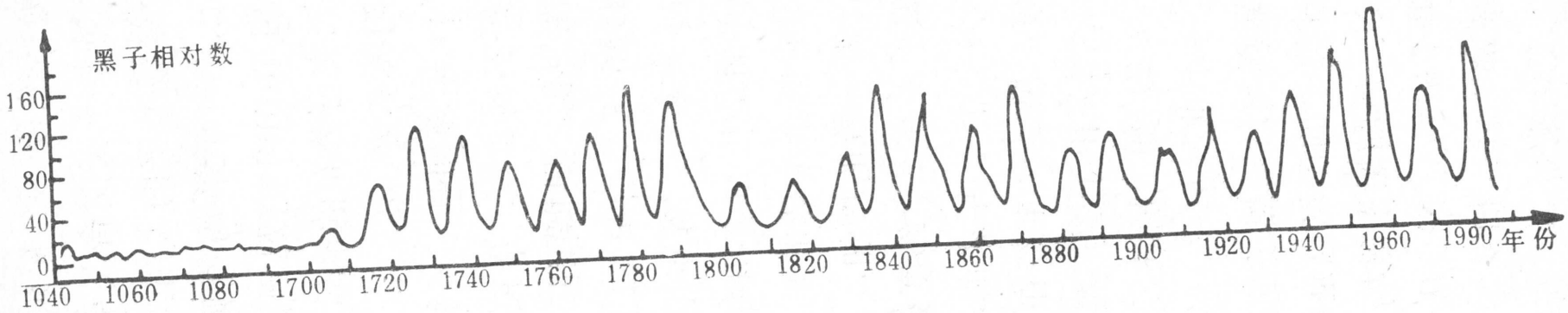


图 9.1　1610—1989 年太阳相对黑子数
(Waldmeir，1961，有补充)

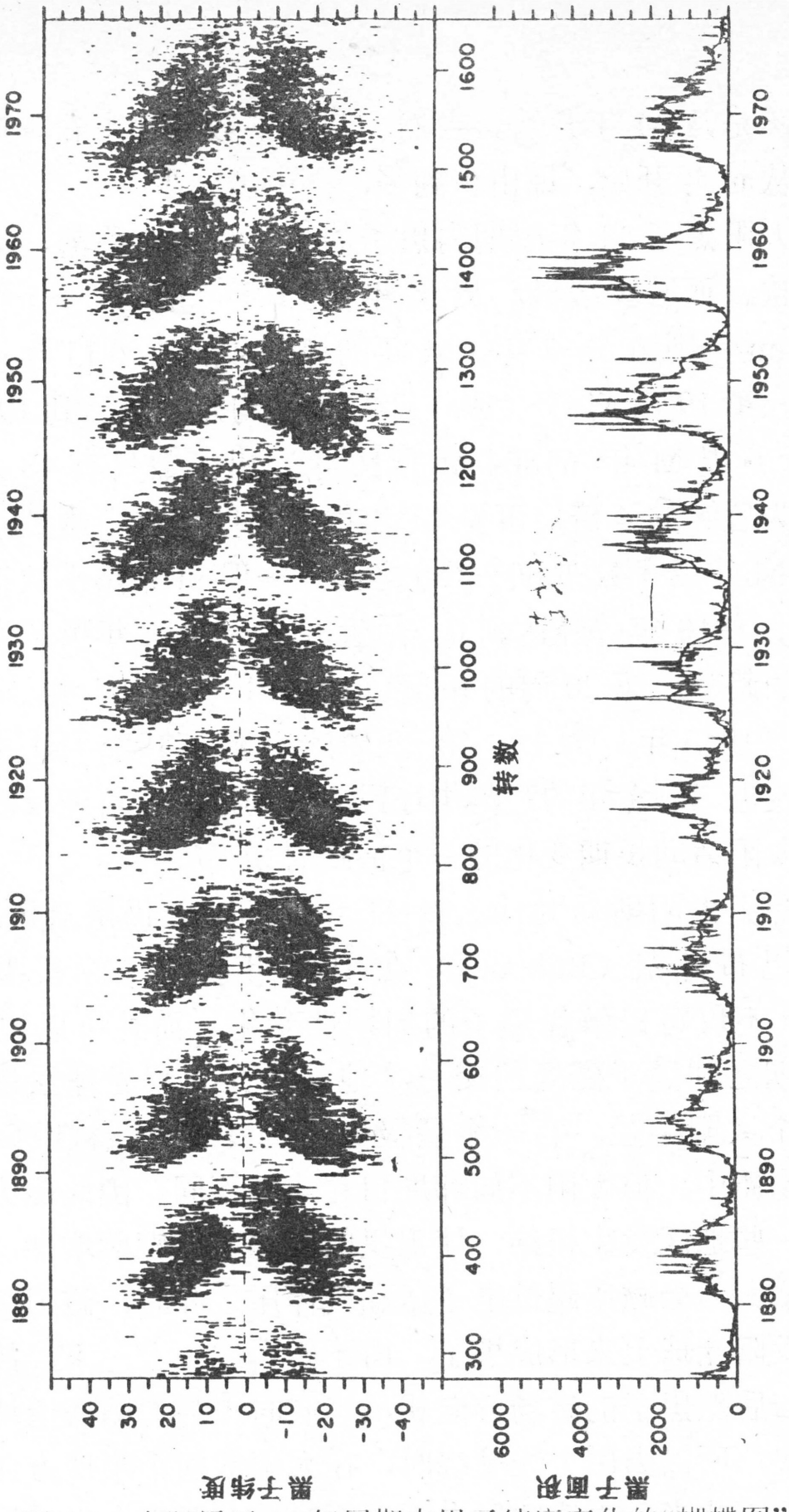


图 9.2　太阳黑子 11 年周期中黑子纬度变化的“蝴蝶图”
(Newkirk，1982)

年而不是从 M 年开始。当然，从黑子数变化来看其过程也应该从 m 年开始，即由少到多，再由多到少。

太阳黑子 11 年周期内黑子的变化是不对称的，即黑子增加快，而减少缓慢。从 m 年到 M 年一般为 3—5 年，从 M 到 m 年则为 5—7 年。M 年的黑子数反映了 11 年周期的强度。第 19 周 M 年（1957 年）年平均黑子数达到 190，但第 5、6 周 M 年（1804 及 1816 年）黑子数只有 48 及 46。前者为后者的 4 倍，可见 11 年周期强度变化之激烈。但大部分 M 年黑子数在 60—150 之间。一般 m 年黑子数很少超过 10，1810 年曾经达到 0。最近几个周期 m 年黑子有逐渐增加的趋势。第 20 周的 m 年（1964 年）为 10，第 21 周的 m 年（1976 年）为 13，第 22 周的 m 年（1985 年）为 18。这在过去二百多年的观测中还没有遇到过，这可能反映目前处于太阳活动长期变化的一个活跃时期。

至于太阳活动为什么有 11 年周期至今仍是众说纷云，美国巴布科克（Babcock）在 1961 年提出一个模型（图 9.3），不仅可以解释黑子的周期性变化，而且可以说明 11 年周期之间黑子磁场的交替。他认为在太阳光球层以下约 0.05 个太阳半径，有一个偶极磁场，其磁力线被“冻结”在太阳物质中。但太阳不同纬度自转速度不同。因此磁力线会在某一些地区发生扭结，使那里的磁场强度骤然增加，磁压逐渐增大。当磁压超过电子压和气体压之和时，磁力线便会浮到太阳光球上来形成黑子。由于磁力线一上一下，故前导黑子与后随黑子的磁场方向相反。同时因为太阳赤道地区自转最快，所以当磁力线缠绕时，在太阳的两个半球方向是不同的。因此当磁力线冲出太阳表面时，在两半个半球黑子的磁场也是相反的。以后带异性磁场的黑子向赤道方向移动，

而带相反磁场的黑子移向高纬，造成磁场的反转，开始一个新的 11 年周期。当然，这个模型是非常粗糙的，特别在解释 11 年周期的交替时是比较勉强的。但终究是一个能说明一定问题的模型。

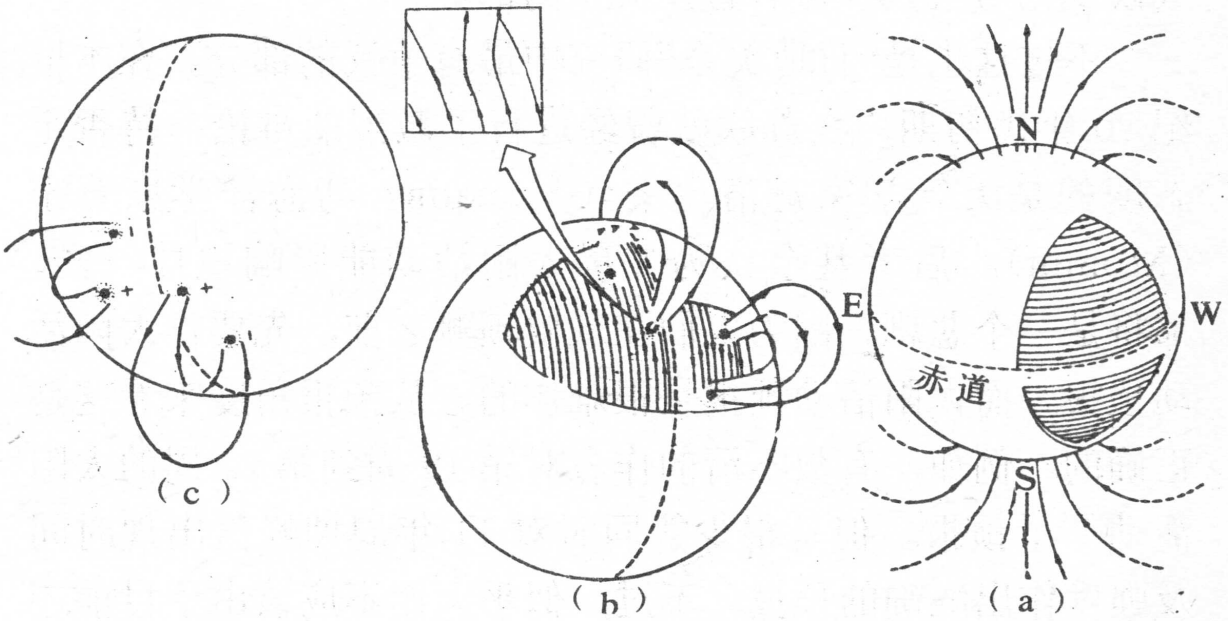


图 9.3　11 年周期黑子变化及其磁场交替的模型
（Babcock，1961 年）

这里还要再次强调，太阳黑子不过是太阳活动的一个表现。而太阳相对黑子数又不过是反映太阳黑子变化的一个指标，因此，不能把相对黑子数与太阳活动等同起来。不过由于相对黑子数资料比较完整，所以，人们还是经常用它来表征太阳活动。

（三）太阳活动对气候的影响

这里我们主要讨论太阳活动 11 年周期与气候的关系，长时间的太阳活动变化的影响将在下一节讨论。更短时间的太阳活动，如耀斑爆发，太阳扇形磁场对地球的高层大气或

地面气压场也可能有影响。由于这不是我们所关心的时间尺度，所以也不在这里研究。此外，太阳活动与地球磁场、极光等现象的联系也是众所周知的，但也不属于我们讨论的范围。所以，本节所介绍的只是“日地关系”中的一个部分，与气候变化与气候异常有直接关系的部分。

不过这也是“日地关系”研究中最有争议的部分。在本世纪70年代初期，在苏联就曾经进行了激烈的辩论，持否定态度的是天气学家赫洛莫夫（Хромов）与海洋学家莫宁（Монин）。后者甚至认为如果太阳活动能影响地球气候，那将是一个悲剧。因为人们在气候预测之前，先要作太阳活动预报。而太阳活动预报是很难作的。从预报角度来看这是正确的。例如，有数不清的作者对第19周到第22周的太阳活动作了预报。但是很少能同时对11年周期峰值出现时间及强度作出准确的预报。不过，似乎人们不应该由于目前还作不好太阳活动的预报，而否定太阳活动可能与气候变化与气候异常之间的关系。最主要的还是要问，究竟这两者之间有没有经过严格统计检验，而又经过相当长时间验证是正确的关系。在这方面科学家之间的看法也是非常分歧的。甚至一个作者在几年之间也会改变自己的观点。例如70年代末皮托克（Pittock）还认为没有足够的证据证明太阳活动的周期与天气或气候有什么在统计上站得住脚的关系。而在1983年他就改变了自己的观点。不过目前反对者仍大有人在，并且事实上一些反对者所提出的问题，并没有很好的解决。

影响人们承认太阳活动可能影响气候的原因大约有三个：(1)地球气候很少11年周期。(2)个别要素有11年周期但又不稳定。(3)太阳活动影响气候的机制不清楚。第一个

问题是历来持反对观点学者的主要依据。例如赫洛莫夫就提出，地球气候主要的周期是准两年周期(QBO)，但太阳活动没有这种周期。太阳活动最基本的周期是 11 年周期，而气候要素的变化中又很少发现这种周期。姑且不论 QBO 是不是气候的最主要周期，11 年周期在气候要素变化中不占主要地位则是可以肯定的。鲍尔(Baur)的研究可以认为是在这方面的一个突破，他提出了双振动(dopple-schwankungen)的概念。认为 11 年周期中可能有两个波动，即气候要素变化有两个高值与两个低值。例如他用亚速尔群岛与冰岛的气压差表示纬圈环流强度（类似于北大西洋涛动），发现所谓强环流（即纬圈环流强）多出现在 11 年周期黑子极值年之间，而在极值年附近多弱环流。同时，冬季强环流时中欧暖、北美也暖。夏季强环流时中欧干旱、北美炎热。弱环流时情况相反。因此，北美与中欧的气候也可能受太阳活动 11 年周期影响有双振动。至于为什么产生双振动，鲍尔提出一个解释，认为太阳辐射强度不仅与黑子有关也同光斑有关

$$S = 100\left(\frac{F}{F_0} - \frac{f}{f_0}\right)$$

其中 F 为光斑面积，f 为相对黑子数。F_0 及 f_0 为多年平均值。图 9.4 给出其在 11 年周期中的分布。同时也给出穆勒-安南（Muller-Annen）在 60 年代初所计算的纬向环流指数。在 M 年及 m 年 S 为谷值，纬向环流也较弱。而在极值年之间 S 强，纬向环流也强。以后北美环流型及东亚环流型的的研究也得到了类似的结果，这就是说在 M 年及 m 年附近纬向环流弱，经向环流强，而在极值年之间纬向环流强，经向环流弱。这在北半球气温变化上也有反映。图 9.5

为北半球平均气温在 11 年周期中的分布。气温是维尼柯夫（Vinni kov）的序列，自 1841 年到 1989 年。为了去掉长期趋势的影响，对每个 11 年周期求平均，然后减去这个平均得到距平值。图 9.5 可以很明显的看出，在 m+2 年及 M+2 年气温最低，而在 M−1 年及 m−1 年气温最高。这也是很容易理解的，纬向环流强，北半球气温高，经向环流强北半球气温低。由此看来，鲍尔的双振动确实可能是实际存在的，而鲍尔对双振动原因的解释可能也有一定道理。最近的研究已证实光斑对太阳活动增强时太阳辐射的增加有决定作用。

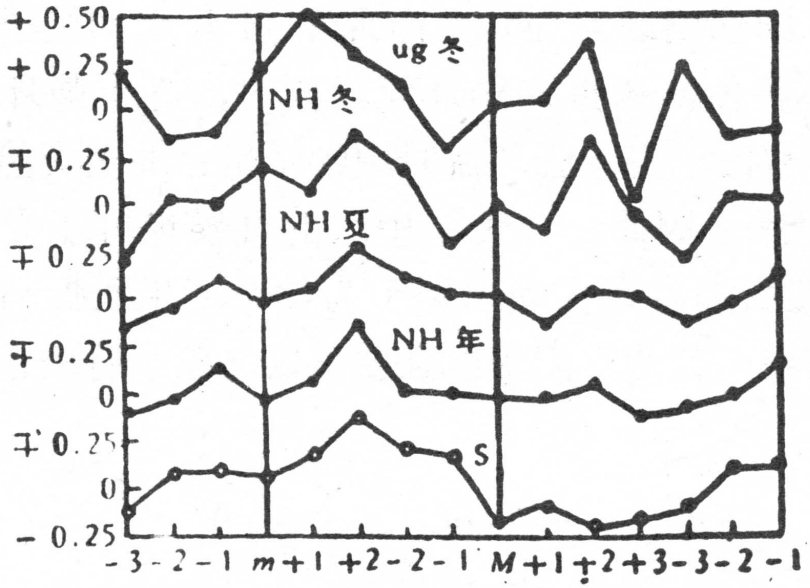


图 9.4　纬向环流指数及太阳辐射强度在 11 年周期内的分布
（Muller−Annen，1960）

其次，太阳活动与气候关系不稳定的问题一直困扰着对这个关系持肯定态度的科学家。人们经常谈到的是非洲维多利亚湖水位的例子。这个湖的水位在 1889—1924 年期间与太阳黑子的正相关达到 0.84，但在 1925 年之后突然变为负相关。1925—1936 年相关系数为−0.42。实际这样的例子还不少，如阿拉斯加到阿留申群岛（150—177°W，50—

60°N）的年降水量与太阳黑子在1913年以前为负相关，但1914年之后变为正相关。此外，还有不少作者发现在1920年前后，许多统计关系发生了变化。其实，这些关系的改变可能与大气环流的变化有关。所以，脱离开大气环流，直接比较太阳活动与气候要素的方法是不可取的，所能看到至多也只是一些间接关系。因为影响一个地区气候的最直接原因还是大气环流变化。

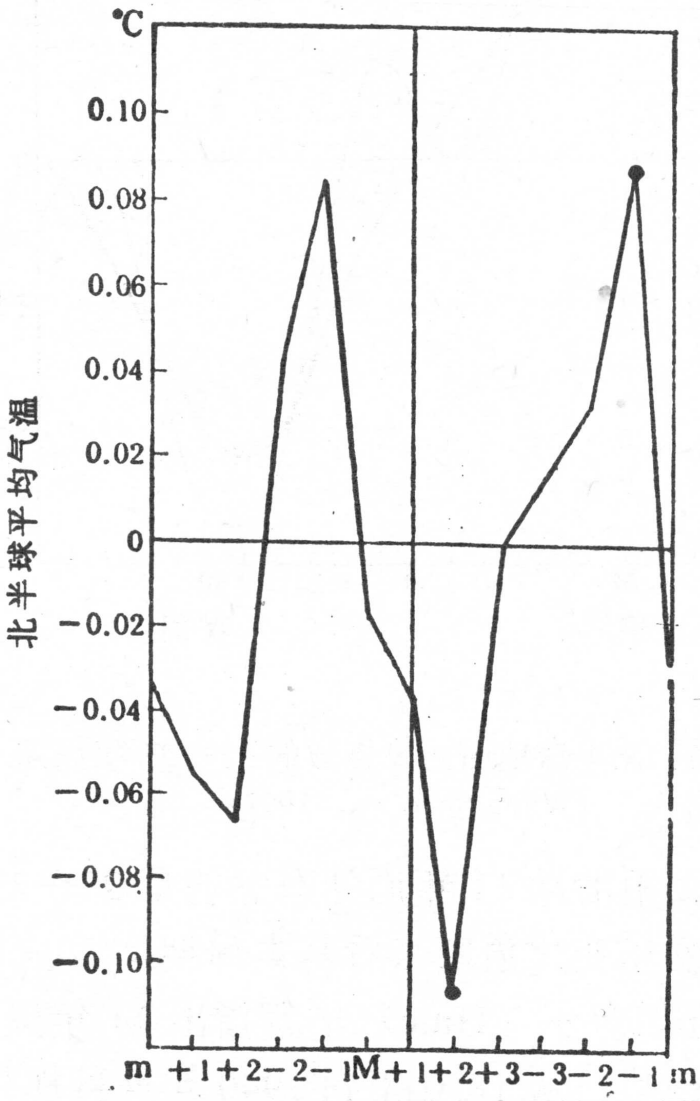


图9.5　北半球平均温度对11年平均距平在11年周期内的分布
（Wang Shao wu，1992）

第三个问题过去一直得不到解决，其主要原因是人们不

知道究竟太阳辐射是否随太阳活动的变化而改变，不过现在这个问题已经初步得到结论，这将在本章最后一节讨论。

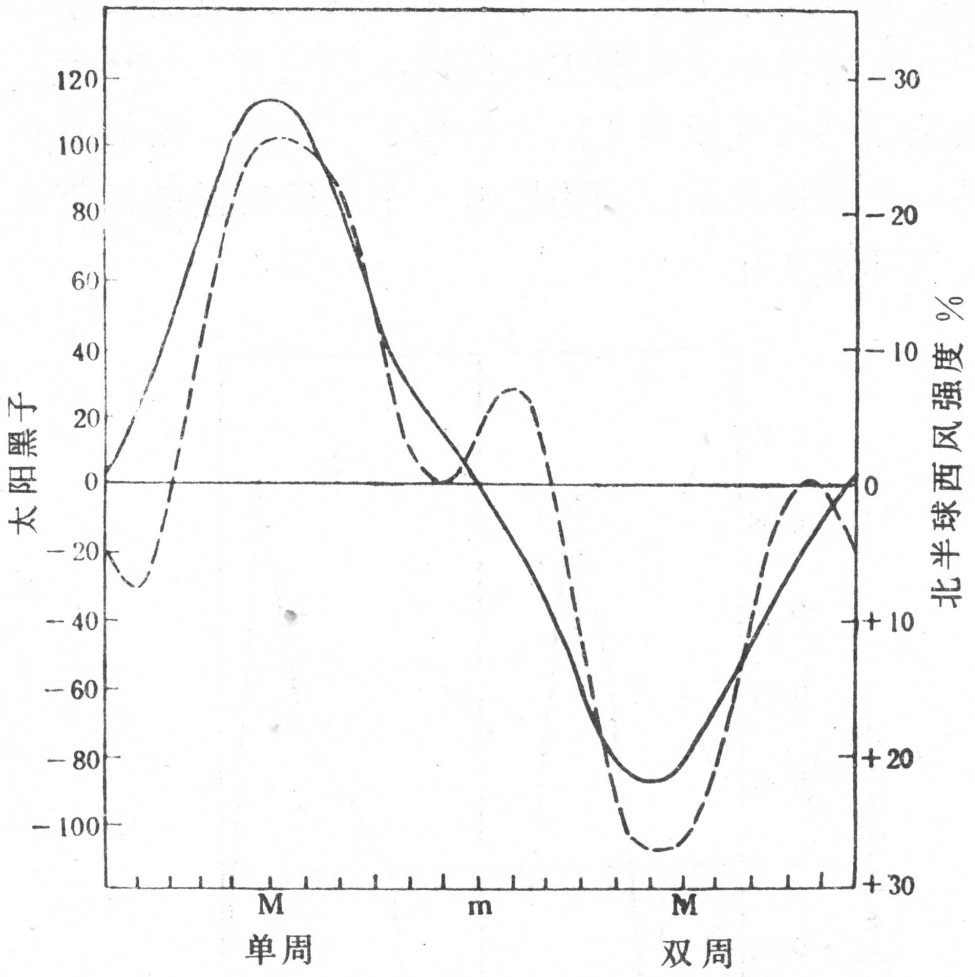


图 9.6　北半球地面西风指数的 22—23 年周期
（Wang Shao wu，1992）

另一个与太阳活动 11 年周期有关的是 22—23 年周期。如上所述，从磁场变化角度来看基本周期是 22—23 年而不是 11 年，而且如海尔（Hale）早就指出 M 年黑子有交替上升，下降的趋势，从 1850 年到 1940 年这种规律最明显。第 10，12，14，16 周 M 年黑子数低，而第 11，13，15，17 周黑子数高。因此有时把 22 周的 M 年称为次高年，单周的 M 年称为主高年。把北半球西风指数按这个规律叠

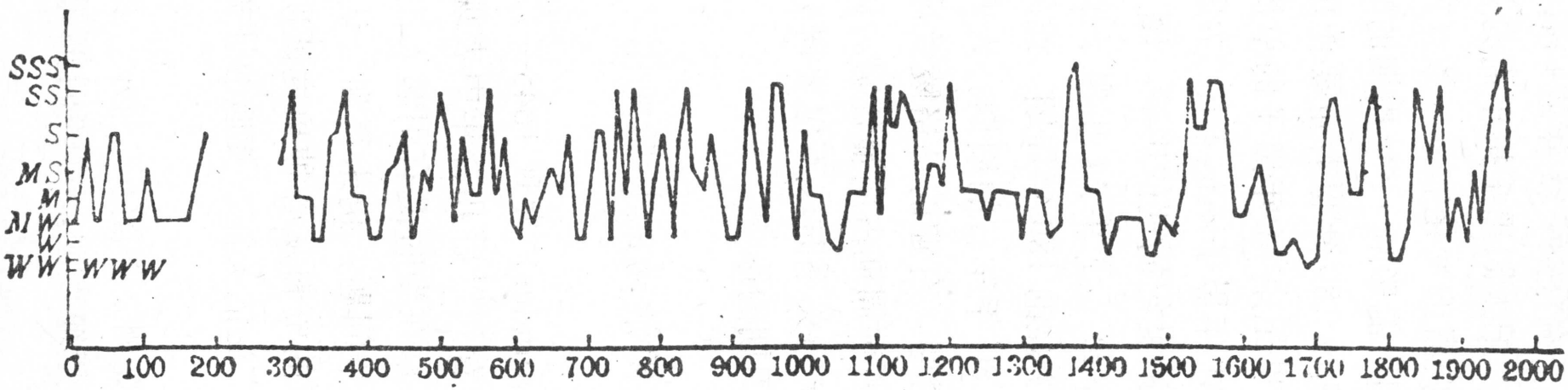


图 9.7　近二千年 M 年太阳黑子的估计
(Schove, 1955)

加，以次高年为0年、主高年为-11年或+11，发现次高年西风强，主高年西风弱。把太阳黑子按单周为正、双周为负与西风指数比较，发现两者的变化非常一致（图9.6）。

除了22—23年周期可能影响11年周期的峰值以外，也许世纪周期如80年周期或180年也有重要作用。上面已经谈到从19世纪中到20世纪中M年黑子的单周高双周低交替十分明显，但18周M年黑子不但不比17周低，而且更高。有人认为这就是所谓世纪周期的影响。图9.7给出绍夫（Schove 1955）估计的近二千年M年黑子强度。对这个序列作功率谱分析发现明显的180年周期。此外，近300年的太阳黑子观测反映出80年左右的周期。人们常称之为格莱斯堡（Gleissberg）周期。有趣的是格陵兰冰芯同位素分析表明，近800年中这两种周期占明显优势。因此在分析太阳活动11年周期与气候的关系时，不仅要研究双振动及海尔周期，也要注意世纪周期的影响。

（四）太阳活动的长期变化

1894年蒙德尔（Maunder）发现1645—1715年间太阳活动非常弱，以至很难看到以后几百年中表现非常明显的11年周期。可惜他的文章在当时没有引起人注意。1922年他再次发表文章阐述这个问题，仍未得到公认。直到1976年艾迪（Eddy）用丰富的资料从各种角度证明了蒙德尔极小期的存在，才引起了广泛的关注。艾迪的证据有以下6个方面：

（1）太阳黑子仪器观测。如图9.1所示，瓦尔德梅尔所整理的太阳黑子序列清楚地表明，这段时期黑子数一直很

小。

（2）极光观测。极光是太阳粒子辐射轰击地球高层大气而产生的，与太阳黑子的11年周期关系非常密切。根据古代极光记载，在蒙德尔极小期全球仅观测到77次极光，其中有37年一次极光记载也没有。而18世纪则共有6126次极光记载，平均每年约60次。

（3）古代黑子的目测记录。神田茂1933年总结了中、日、朝的古代黑子目测记录，共找到143次记载，平均每百年有5—10次，但1584—1770年期间一次记载也没有。

（4）古代日冕记载。在M年日冕是丰满的，呈圆形，还充满了冕流。在m年日冕多呈扁平状，主要沿赤道伸展。在蒙德尔极小期人们对日全食时太阳的描述是黯淡苍白色的光环，宽度不均匀，色微红而狭窄，与当代人们看到的日冕形状大不相同。这也说明蒙德尔极小期太阳活动微弱。

（5）^{14}C丰度分析。^{14}C是银河宇宙线轰击地球高层大气形成的，但宇宙线的强度受太阳活动，特别是太阳磁场的调制。M年向外延伸的太阳磁场保护着地球免受宇宙线的轰击，因此^{14}C较少。而m年由于太阳磁场减弱，宇宙线影响大，^{14}C增加，故^{14}C的丰度与太阳活动强度成反比。^{14}C被植物吸收，保存在树木中，根据树木年轮可定出年代。所以，根据树木年轮中^{14}C可得到古代太阳活动的信息。

（6）太阳的自转差。艾迪等发现蒙德尔极小期之前，太阳自转与今天类似。但在蒙德尔极小期太阳赤道上自转可能加速3—4%，这样赤道与极地的自转差比现代大两倍。因此，可能黑子与现代不同。

这几个方面的证据除最后一点外，基本得到公认。近十几年来大量的工作倾向于承认蒙德尔极小期的存在。但是却

并未证实艾迪所提出的 11 年周期消失的结论。新收集的古代黑子、极光、乃至慧星（与太阳活动有关）、湖泊沉积资料都表明，即使在蒙德尔极小期，11 年周期可能依然存在，不过 M 年的黑子可能极弱。艾迪（1976）指出，近五千年太阳活动曾产生激烈的变化，不仅有蒙德尔极小期以及其他极小期，也存在现代太阳活动极大期以及其他极大期（表 9.1），而且指出太阳活动极大期气候温暖，太阳活动极小期气候寒冷，至少施珀雷尔极小与蒙德尔极小可能与小冰期的 15 世纪及 17 世纪两个冷期有一致性。（图 9.8）。

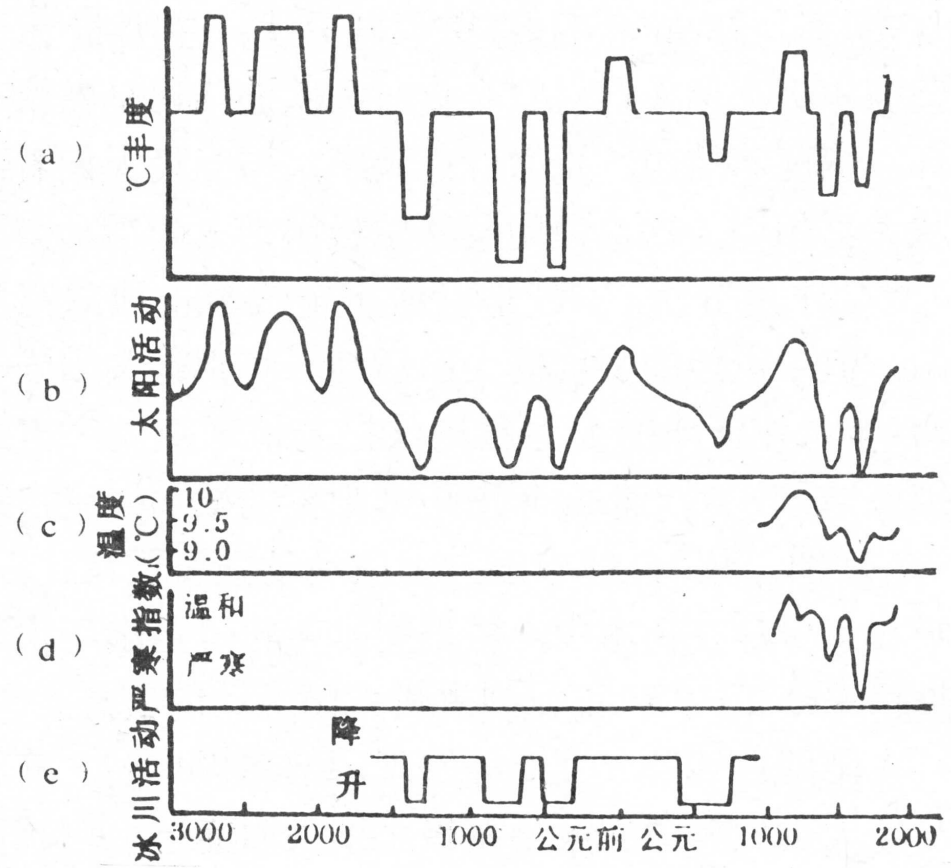


图 9.8　五千年来太阳活动异常期与气候变化（Eddy，1976）
(a) ^{14}C 丰度；(b) M 年太阳活动外包线；(c) 欧洲年平均温度
(d) 北欧冬季寒冬指数；(e) 阿尔卑斯山冰川进退

表 9.1　五千年来太阳活动异常（Eddy，1976）

编号	名　称	^{14}C 记录起迄年份	可能的时间范围
1	现代极大	公元　1800(?)—	公元　1780(?)～
2	蒙德尔极小	公元　1660—1770	公元　1640—1710
3	施珀雷尔极小	公元　1420—1570	公元　1400—1510
4	中世纪极大	公元　1140—1340	公元　1120—1280
5	中世纪极小	公元　660—770	公元　640—710
6	罗马极大	公元　1—140	公元前 20—公元 80
7	希腊极小	公元前 420—300	公元前 440—360
8	荷马极小	公元前 800—580	公元前 820—640
9	埃及极小	公元前 1400—1200	公元前 1420—1260
10	石柱极大	公元前 1850—1700	公元前 1870—1760
11	金字塔极大	公元前 2350—2000	公元前 2370—2060
12	苏马极大	公元前 2700—2550	公元前 2720—2610

（五）太阳常数变化及其影响的气候模拟

“太阳常数”这个名词是普依列特（Pouillet）在 1837 年提出来的，同时还提出了“大气常数”的概念，即认为到达大气上界的太阳辐射是一个常数，并且大气对太阳辐射的削弱也是一个常数。但是第二年他本人就放弃了大气常数这个概念，却仍坚持认为太阳辐射确实是一个常数。究竟太阳常数是否真的是一个常数，这是多年来人们激烈争论的一个问题。阿鲍特（Abbot）坚持认为太阳常数不是一个真正的常数，太阳黑子增多时太阳辐射减少。他毕生的精力都用来研究太阳辐射的变化，年过百岁仍孜孜不倦。图 9.9 给出他在 1948 年发表的文章中一个精采的例子。这个图上部圆圈画出 1920 年 3 月 21 日太阳表面的黑子，这一天正好有黑子过

日中，图的下部曲线为大气绿光的透过率（日百分比表示）。认为透过率的下降是大黑子过日中的结果。图上部的曲线为智利、卡拉马斯密森天文台的太阳常数观测，可见从22日到23日太阳常数从1.92卡／厘米^2·分下降到1.85卡／厘米^2·分，太阳常数下降3.5%。当然这仅是一个例子，但却生动地说明太阳常数是变化的，而且可能与太阳黑子的变化有关。

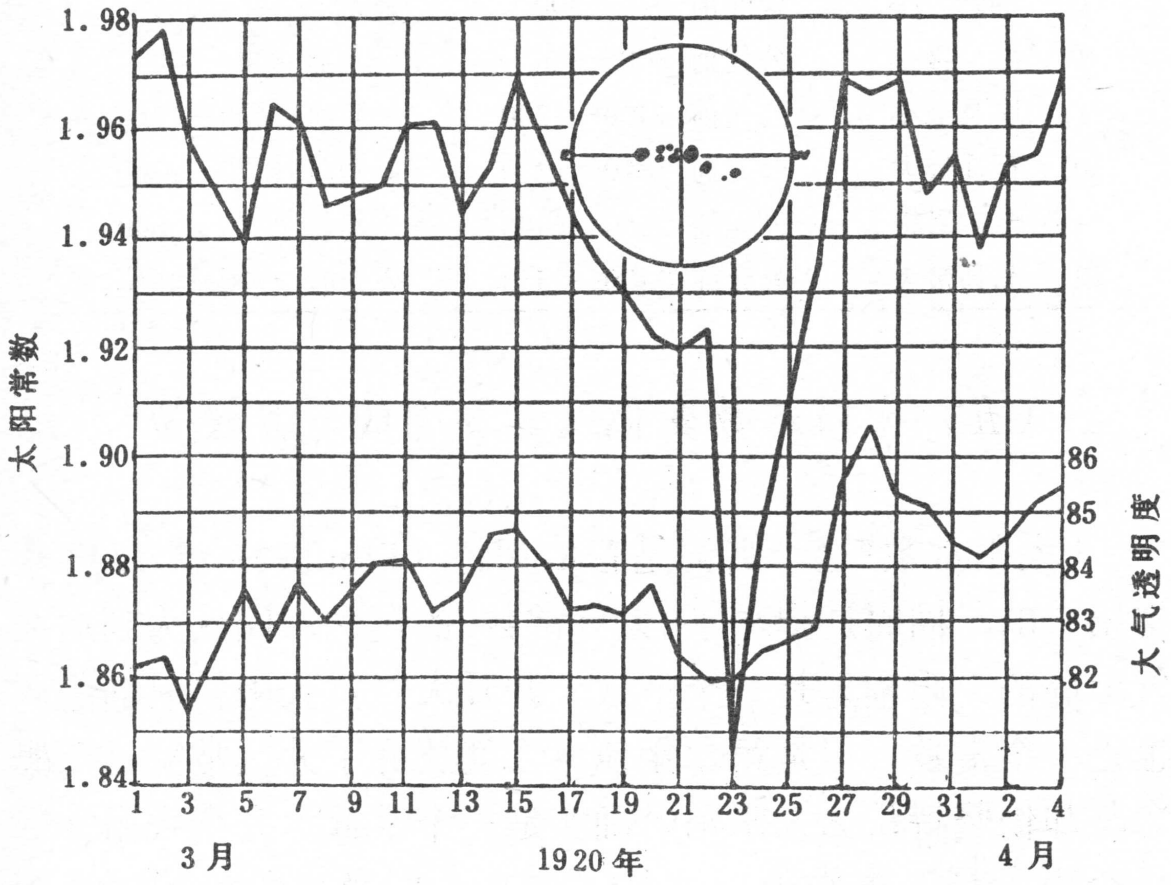


图9.9　1920年3月21日太阳黑子与太阳常数
（Abbot，1948）

另外，许多科学家则倾向于认为太阳常数可能是一个真正的常数，因此，总是希望能通过观测精确计算出这个常数。但是不同作者对太阳常数的估计却各有不同（表9.2）。这是由于利用地面观测计算太阳常数，需要估计大气

的削弱作用。不过人们又无法精确地估计这个削弱作用。后来有了卫星观测，可以系统地在地球外层空间观测太阳常数，给这个问题的研究打开了新的局面。但是，由于开始时仪器误差仍较大，所以尚不能对太阳常数究竟是多大以及是否是真正的常数问题给予准确的回答。直到1983年发表了雨云7号卫星的观测，问题才有了答案。雨云7号卫星上安装了空腔辐射仪，使太阳常数观测的精度一下提高到0.05%。自1978年11月16日到1981年7月13日共971天观测证明，太阳黑子峰值时太阳常数减少。在这段时期共有太阳黑子峰值56个，其中41次与太阳常数的低谷相对应，另有7次与太阳黑子低谷相差±4天。这样一来，86%的太阳黑子峰值伴随太阳常数的低谷。所以，艾迪在发表这篇文章的《气候变化》杂志的编者按中指出，这解决了七代人为之奋斗而未解决的问题。

但是，尽管现代的仪器观测证实了半个多世纪之前阿鲍特的结论，仍有两个问题未解决：（1）观测到的太阳常数变化过小，（2）与古气候研究结果不一致。这两年多的观测中

表9.2　不同作者给出的太阳常数

作　者	年　代	观测手段	太阳常数	
			卡/厘^2·分	瓦/米^2
Abbot	1883—1913	地面	1.94	1354
Allen	1926—1950	地面	1.98	1382
国际地球物理年	1957—1958	地面	1.98	1382
太阳委员会	1969	地面	1.94	1354
von der Haar	1965	卫星	1.99	1389
Hickey	1978	火箭	1.97	1375
Кондратьев	1981	卫星	1.96	1368
Smith	1982	卫星	1.97	1372

太阳常数变化只有0.2—0.5%。气候模拟表明，这个变化过小，不足以解释观测到的气候变化。当然，可以认为这是观测时间短的结果，因为目前仅有十年来的观测，不能由此推断更长时期太阳常数的变化。至于第二个问题，古气候研究者大多数认为蒙德尔极小可能与小冰期有联系，而气候最适宜期可能与太阳活动极大相对应。如果是那样，则太阳活动强时气候暖，太阳活动弱时气候冷。太阳活动与气温应该是正相关，而不是阿鲍特等主张的负相关。这个问题近来才有了一定的解释。富卡尔与利安（Fonkal and Lean，1986）提出一个模型，认为太阳黑子使太阳辐射下降只是一个短期行为。但太阳光斑可使太阳辐射增强，太阳活动增强，不仅太阳黑子增加，太阳光斑也增加。光斑增加所造成的太阳辐射增强，抵消掉因黑子增加而造成的削弱还有余。因此，在11年周期太阳活动增强时，太阳辐射也增强，即从长期变化来看太阳辐射与太阳活动为正相关（图9.10）。

如果我们承认太阳活动增强时太阳辐射增加，究竟太阳辐射可能有多大幅度的变化呢？从图9.10来看仍然较小，因为，它仍限于一个11年周期以内。而现在还没有足够的直接观测资料来证明不同11年周期，乃至世纪周期尺度太阳辐射的变化。因此，只能作一些推论。如果按图9.10，则近10年的变化不过0.2%，估计不可能对气候有巨大影响。瑞德（Reid，1991）对此提出了不同看法，认为太阳黑子11年周期的外包线可以反映太阳辐射的长期变化。第20周M年（1969—1970年）太阳常数为1363瓦/米^2，而第21周M年为1367瓦/米^2，太阳常数增加4瓦/米^2。相应太阳黑子增加45。而第14周太阳黑子为65，第19周为191，相差126。按照以上比例推算，太阳常数可能变化

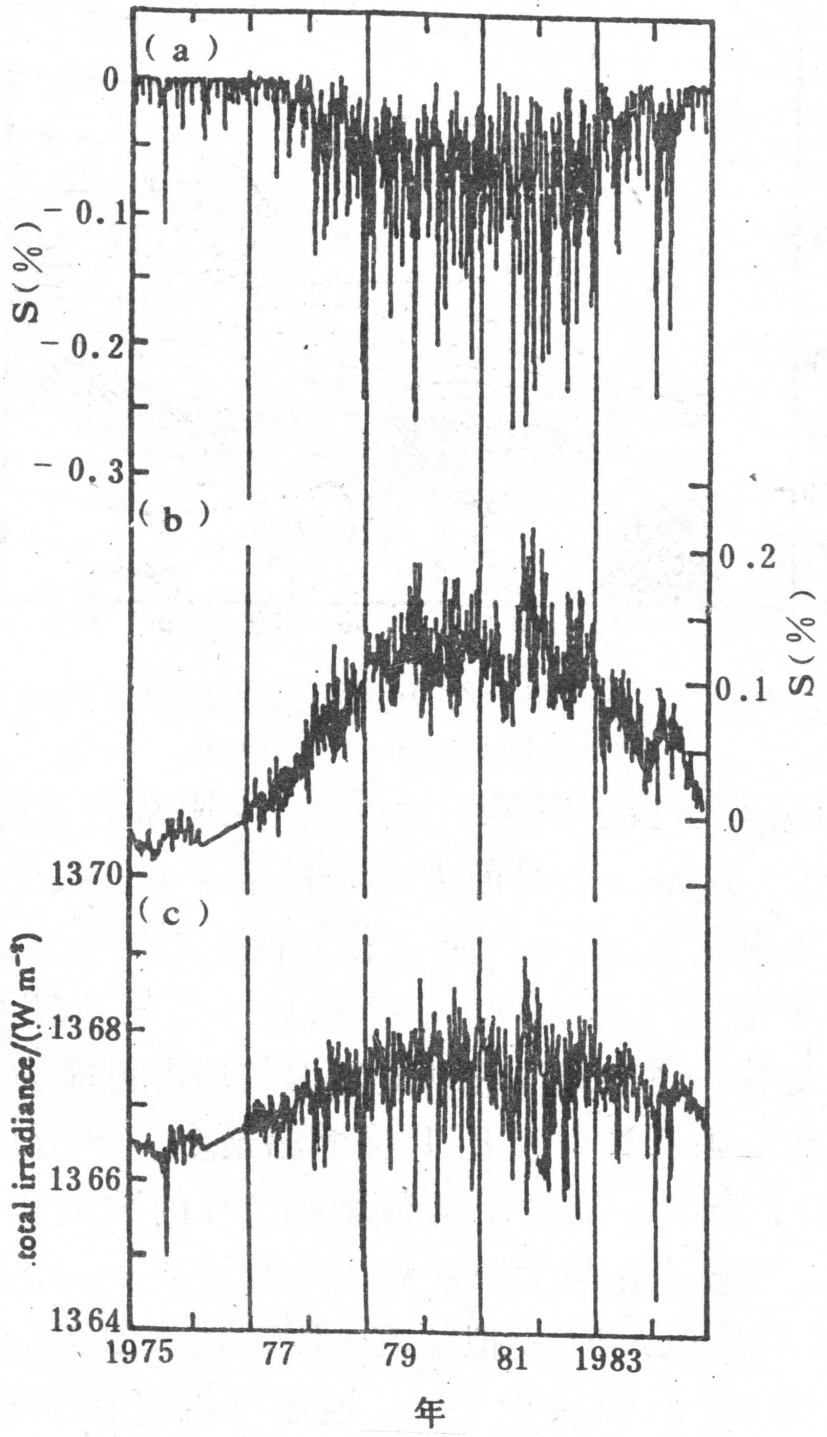


图 9.10　1975—1984 年太阳黑子对太阳辐射的削弱（上），光斑对太阳辐射的增强（中），太阳总辐射（下）
(Foukal and Lean, 1986)

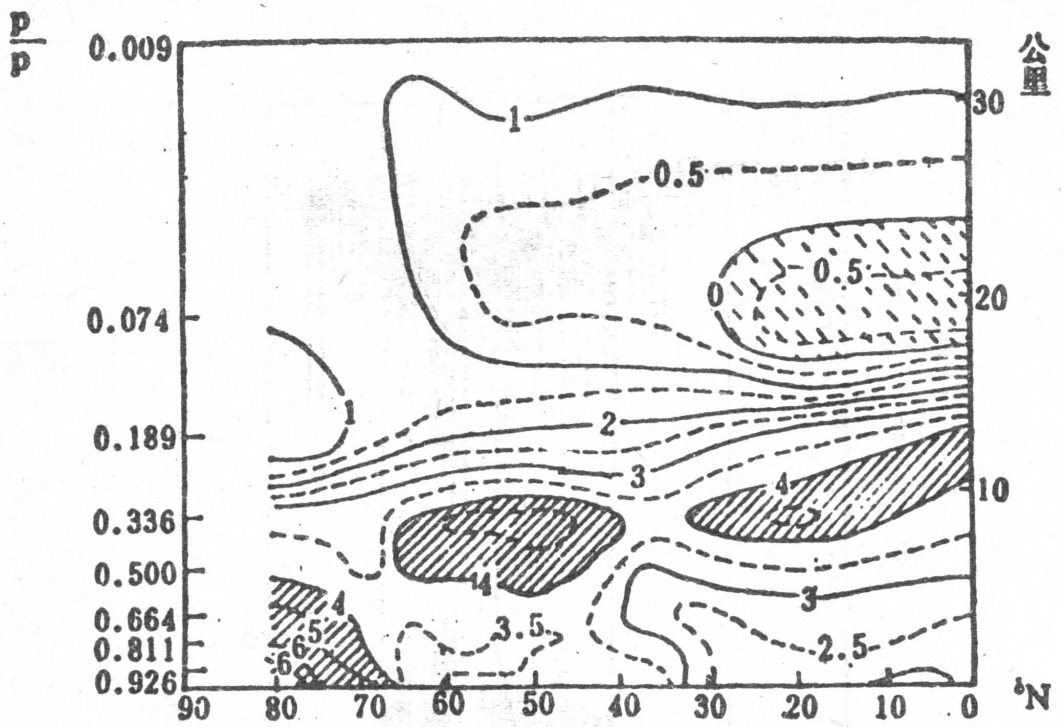


图 9.11　太阳常数增加 2%时北半球的温度变化
(Wetherald and Manabe, 1975)

0.8%。而蒙德尔极小期黑子接近 0，太阳常数可能比 1980 年减少 1%。这是一个目前大多数科学家可以接受的估计。如果太阳辐射变化 1%，气候变化如何？不同作者利用不同的方法作了估计（表 9.3），看来估计还是相当接近的。从地理分布来看，冬半球高纬地面气温的增温可能为平均值 2—3 倍，高空则低纬对流层上层增温最多，平流层可能降温。图 9.11 给出一个太阳常数增加 2%的数值实验结果。还应注意，气候变化与太阳常数变化的关系不一定是线性关系。例如，有的 GCM 模拟证实太阳常数增加 2%，地面气温可能上升 3℃，但减少 2%，地面气温可能下降 4.3℃。如果在更大时间尺度上，太阳常数有更大的变化，气候变化的振幅也要增加。例如，有的作者早就指出，太阳常数减少 3%，极冰的南界可向南推进约 10 个纬度。因此，无论如

何，太阳常数变化在气候变化中是一个不可忽视的因素。当然，也不排斥，太阳磁场，粒子辐射等对地球大气也可能有某些影响。不过本章主要注意的是太阳常数的变化。

表 9.3　太阳辐射变化 1%可能造成的全球平均地面气温变化

作　者	方　法	年代	温度变化（C）
Manabe,Wetherald	AGCM	1967	1.2
Будыко	EBM	1968	1.5
Будыко	气候资料	1969	1.1
Будыко	卫星资料	1975	1.1—1.4
Shneider,Mass	行星辐射平衡模式	1975	0.65
Manabe,Wetherald	AGCM	1975	1.5
Cess	卫星资料	1976	1.5
Будыко	气候资料	1977	1.2
North 等	EBM	1983	1.5
Hansen 等	AGCM	1984	2.0
Hansen 等	RCM	1988	0.7
赵宗慈	EBM	1990	1.5

第十章　温室效应与气候变化

（一）大气温室效应

太阳辐射通常称为短波辐射，大约相当于6000K黑体辐射，最大能量在600毫微米（即10^{-9}）。而地球辐射约相当285K黑体辐射，最大能量在16000毫微米，故称长波辐射。温室玻璃能让90%以上的太阳辐射通过，但却可以吸收90%波长在2000毫微米以上的长波辐射，从而提高温室内的温度，所以叫做温室效应。大气中的CO_2及其他微量气体对短波辐射没有多大影响，但在长波辐射的波段却有很强的吸收带，对地面气候起到类似温室的作用，故称大气温室效应，简称温室效应。产生这些效应的气体称为温室气体。

CO_2是大气中浓度最高的温室气体，是地球大气形成以来就存在于大气中的。因此，温室效应也是早已存在的。如果没有这个温室效应，据估计地球表面温度本应低得多。按现在约0.31的反照率计算大约只有-18℃。而实际地球表面平均温度达到15℃，这增高的33℃就是温室效应的结果。现在人们所谈到的温室效应，是指大气中温室气体增加的影响。因此，实际是温室效应加剧的问题。但为了方便，人们一般仍简称做温室效应。

为了更清楚地了解温室效应，可以参看图10.1。如上

所述，地球的辐射约相当 285K 黑体辐射。但在波长 9500 毫微米及 12500—17000 毫微米有两个强的吸收带。这就是 O_3 及 CO_2 的吸收带。特别是 CO_2 的吸收带，吸收了大约 70—90%的红外长波辐射。所以地球气候系统向外的长波辐射主要集中在 7000—13000 毫微米波长范围。因此，这个波段被称为大气窗。如果大气中 CO_2 浓度增加，必然会进一步减少向外的长波辐射。不仅如此，除了 CO_2 之外，还有一些温室气体，其吸收带正好处于大气窗波段（图 10.1）。显然，这些温室气体的增加也会加剧温室效应。

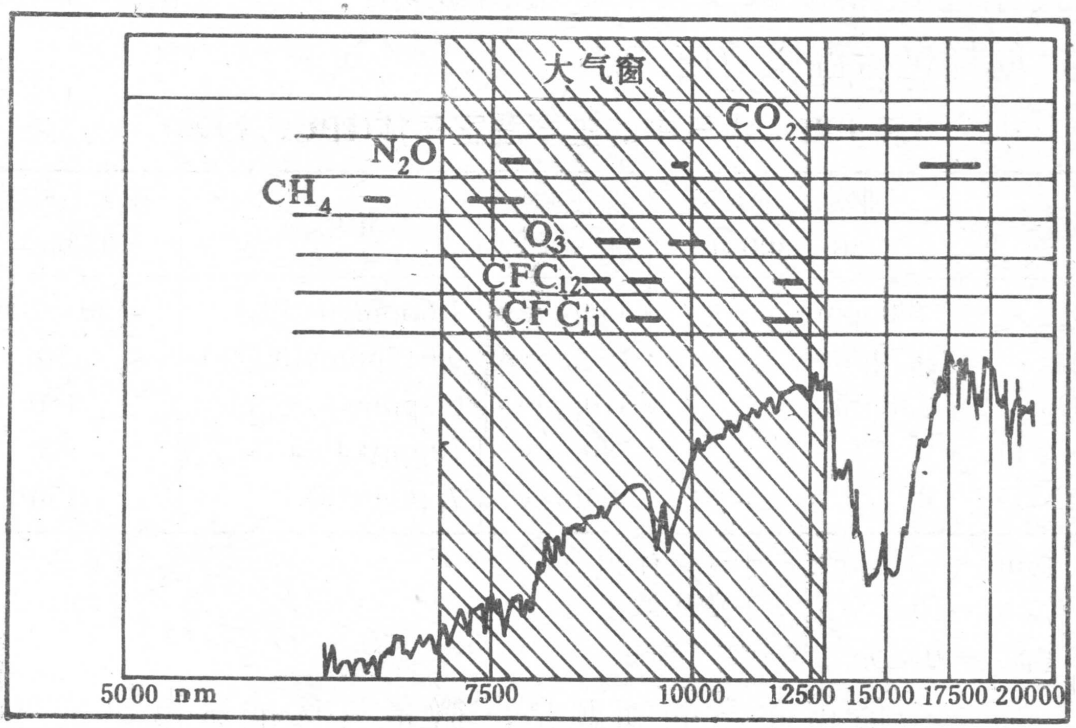


图 10.1　地球气候系统的长波辐射及温室气体的吸收带
阴影部分为大气窗
(UNEP Environment Library,1987)

表 10.1 给出大气中几种主要温室气体浓度及其年增量的数据。首先可以看出，除 CO_2 浓度目前达到 354ppmv 即 0.03%外，其余各种温室气体浓度都很低，所以才称为微量

气体。为了对微量气体在大气中含量得到一个明确的概念，我们可以打一个不很精确的比喻。假如把大气比做一个游泳池，则其中只有一桶多一点 CO_2，8 升 CH_4，30 茶匙 N_2O，一滴 CFC-12 及半滴 CFC-11，还有 1/4 滴氯甲烷及四氯化炭。此外，O_3 也是温室气体，但其总量很不容易测定，大约浓度为几个 ppmv.氯氟烃（CFC）类微量气体品种也很多，至少有 30 多种，统称 CFC_s。现在，为了减少 CFC_s 对 O_3 层的破坏，正在试验各种代用品，主要有氢氟烃（HFC_s）及氢氯氟烃（$HCFC_s$），也有许多品种。这些代用品虽然会减少对 O_3 层的破坏，但本身也是温室气体，同样也有温室效应。

表 10.1　大气中的主要温室气体(IPCC,1990)

温室气体	工业化之前浓度 (1750-1800 年)	现在浓度 (1990 年)	年增量	在大气中衰变时间(年)
CO_2	280ppmv	354ppmv	1.6ppmv(0.5%)	50—200
CH_4	0.79ppmv	1.72ppmv	0.015ppmv(0.9%)	10
N_2O	288ppbv	310ppbv	0.8ppbv(0.25%)	150
CFC-11	0	280pptv	10pptv(4%)	65
CFC-12	0	484pptv	7pptv(4%)	130

ppmv＝百万分之一干空气体积
ppbv＝10 亿分之一干空气体积
pptv＝万亿分之一干空气体积

另一个值得注意的问题是，微量气体的浓度虽远低于 CO_2，但其影响却不很小。例如，从温室效应来看一个 CH_4 分子的作用为一个 CO_2 分子的 2.1 倍。N_2O 为 CO_2 的 206 倍，而 CFC_s 一般在 1 万倍以上。因此，尽管微量气体的浓度低，但温室效应大，而且年增量大。所以微量气体的温室效应已逐渐达到可以与 CO_2 增加所造成的温室效应相比拟的程度。因此，现在当谈到温室效应时，通常已不单指 CO_2

增加，而是指整个温室气体增加所产生的作用了。

（二）温室气体在大气中的积累

1. CO_2　CO_2 是大气中浓度最高的温室气体，1990 年已达到 354ppmv。每个 ppmv 的 CO_2 相当 2.12Gt（1Gt＝10 亿吨）或者 7.8GtCO_2。根据极地冰芯气泡中 CO_2 浓度测量，工业化之前浓度约为 280ppmv（图 10.2），即到目前已增加了 74ppmv，比工业化前的浓度增加了 25%。

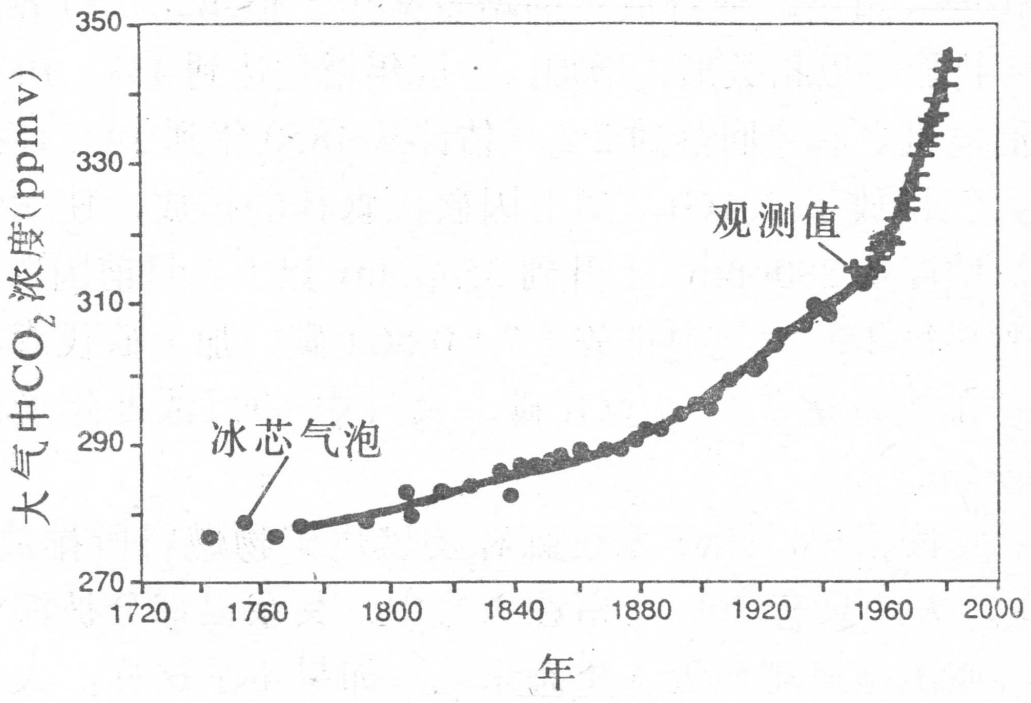


图 10.2　大气中 CO_2 浓度
（IPCC，1990）

CO_2 浓度增加是怎样造成的呢？在上一世纪到本世纪初主要是砍伐森林，本世纪以来又加上燃烧矿物燃料，如煤、石油及天然气。从公元 1000 年到 1800 年，大气中 CO_2 浓度是相当稳定的。大约变化于 270—290ppmv 之间，平均值为 280ppmv（图 10.2）。到了 19 世纪大量砍伐森林，开

垦耕地，由于自然植被与未开发森林的含碳量比农业用地大20--100倍，从1850年到1986年一百多年的时间里，估计仅此一个因素就向大气排放了115±35Gt的碳，现在每年的排放量约1.9±1.1Gt碳。燃烧矿物燃料的作用在本世纪之前相对讲十分微弱。19世纪中因砍伐森林向大气中排放的碳已达每年0.5Gt，而燃烧矿物燃料的排放量那时可能只有0.1Gt。但20世纪以来，由于矿物燃料的消耗迅速增大。向大气中排放的碳，在第一次世界大战前已达0.8—0.9Gt。第二次世界大战前为1.5Gt，虽两次世界大战及30年代的大萧条，使排放量的增量减少，但第二次世界大战后，排放量以指数形式增加，一度年增量达到4%。1973年石油危机之后才回落到2%。估计从1850年到1987年总共向大气排放了201Gt，加上因砍伐森林的排放，使大气中CO_2浓度从280ppmv上升到350ppmv以上。目前因燃烧矿物燃料每年向大气中排放5.7±0.5Gt碳，加上砍伐森林每年总排放量达7.6±1.6Gt碳。大气中CO_2浓度年增量达1.6ppmv。

应该指出，由于砍伐森林及燃烧矿物燃料所排放的CO_2，大约只有40%存留在大气中，其余大部分被海洋吸收，或由施氮肥而进入生态系统。如果不是这样，大气中CO_2的浓度增加将更为迅速。但是，CO_2在大气中存留的时间是比较长的（表10.1）。因此，即使目前停止排放，在二百年内大气中浓度也不可能回落到工业化前的水平。所以，现在研究减少排放量的措施，主要是降低CO_2的年增量，而不可能从根本上排除温室效应的加剧。从这个角度来看，全球气候因温室效应加剧而变暖，几乎是无可挽回的趋势了。

2. CH_4 甲烷（CH_4）俗称沼气，其浓度在温室气体中占第二位。CH_4 产生于厌氧微生物，其增长与世界人口的增长有非常好的关系（图 10.3）。19 世纪之前大约不超过 0.8ppmv，19 世纪末增加到 0.9ppmv。太阳红外光谱分析表明，近 40 年增加了 30%。从 1978 年开始有正式观测，测得浓度为 1.51ppmv。现在已达到 1.72ppmv。即大气中含 4900Tg（1Tg＝百万吨）的 CH_4。也就是每年向大气中排放 40—48TgCH_4，年增量 0.8—1.0%。

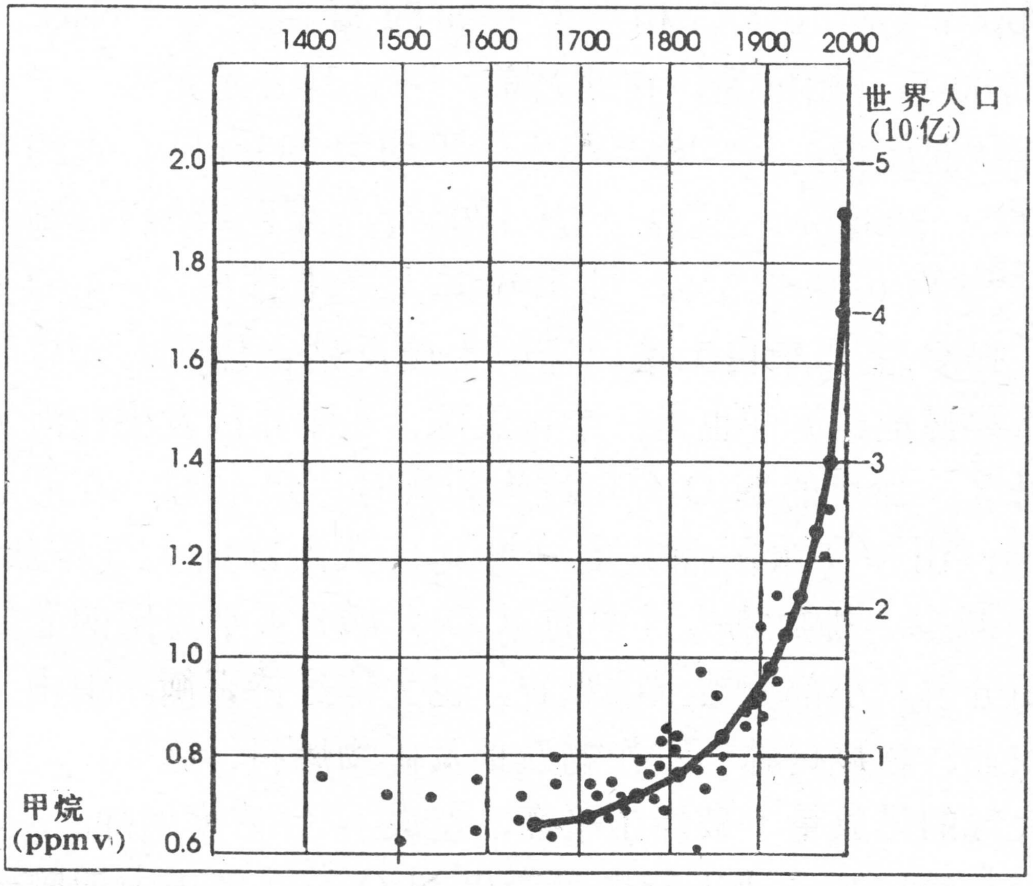


图 10.3 CH_4 浓度（小黑点）与世人口（大黑点，曲线）（IPCC，1990）

CH_4 的主要源地是沼泽、稻田及牲畜反刍。通过泥塘、沼泽及苔原每年排放到大气中的 CH_4 可能在 115Tg 稻田排放约 110Tg，牲畜反刍约 80Tg，白蚁产生 40Tg，还有

其他各种源地，年总排放量在500Tg以上。通过与大气中OH根反应吸收约500Tg。因此，大体上维持平衡。但由于人类活动增加，目前平衡已受到破坏，CH_4浓度按人口增加的比例，迅速增长。如果今后仍然保持与人口增加相同的速度增长，估计到2030年浓度可达2.34ppmv，2050年可达2.5ppmv。

3. N_2O　一氧化二氮（N_2O）在大气中的浓度占温室气体的第三位，主要来自生物源。1990年大气中N_2O约310ppbv（表10.1），相当于1500Tg氮。大气中N_2O大约从1700年开始增加，在此之前，一直到公元元年一千七百多年的时间内，浓度相当稳定，平均为285ppbv，大约变化于275—300ppbv之间。但从1700年至今已增加了8%，年增长率约0.2—0.3%，即每年向大气中排放3—4.5Tg的氮。N_2O主要来自土壤，需氧土壤反硝化是向大气排放氮的重要源地。海洋也是一个排放源，主要排放发生在海水的涌升区。那里的N_2O分压过饱和有时达到40%。在厄尔尼诺年，由于海水的涌升受到抑制，从海洋向大气排放的N_2O减少。排放到大气中的N_2O大部分被平流层的光分解作用分解。小部分被土壤吸收，也大体维持平衡。但由于发展农业、燃烧树林、农作物残根及矿物燃料、施肥，增加了向大气的排放量，破坏了平衡，造成N_2O浓度增加。

平流层超音速飞行也可产生N_2O。60年代中期曾经预测，到1980年代中期要有大约500条航线，那样将造成严重后果。但实际到目前仅有20条超音速航线通航。因此，影响远不如原来估计的那样大。但N_2O在大气中的存留时间可能在150年以上，所以就算现在能立即停止排放，大约二百内大气中的N_2O浓度也不一定能稳定下来。从目前增

加的趋势估计，到2030年浓度可达375ppbv，比工业化之前增加34%。

4. 哈龙　如上所述，大气中的CFC_s也是重要的温室气体，由于又逐渐增加了代用品HFC_s及$HCFC_s$，所以统称哈龙。表10.2给出几种主要哈龙的浓度、年增量及存留时间。

表10.2　大气中的哈龙

哈　龙		混合比	年增量 ppmv	%	存留时间（年）
$CFCl_3$	(CFC-11)	280	9.5	4	60
CF_2Cl_2	(CFC-12)	484	16.5	4	130
CF_3Cl	(CFC-13)	5			400
$C_2F_3Cl_3$	(CFC-113)	60	4.5	10	90
$C_2F_4Cl_2$	(CFC-114)	15			200
C_2F_5Cl	(CFC-115)	5			400
CCl_4		146	2.0	1.5	50
CHF_2Cl	(HCFC-22)	122	7	7	15
CH_3Cl		600			1.5
CH_3CCl_3		158	6.0	4	7
$CBrClF_2$	(哈龙1211)	1.7	0.2	12	25
$CBrF_3$	(哈龙1301)	2.0	0.3	15	110
CH_3Br		10—15			1.5

哈龙主要来自烟雾喷射剂（CFC_s-11，12，114），制冷装置的工作流体（CFC_s-12，114及HCFC-22），泡沫发生剂（CFC_s-11及12），溶剂（CFC-113，CH_3CC-13及CC-14）及灭火剂（哈龙1211及1301）。另外哈龙也还有自然生成的，其中氯甲烷主要来自海洋及燃烧生物量。

直到本世纪初，哈龙在大气中的浓度还几乎接近零。但

是从 1960 年代到 1970 年代初迅速增加，例如 CFC-11 年产量在 1961 年仅约 6 万吨，1974 年猛增到 37 万吨。同期 CFC-12 也从年产 11 万顿，增加到 45 万吨。以后，虽然生产逐渐受到限制，但大气中的哈龙的浓度还不断在增加。一方面 CFC_s 的存留期长，另一方面因为即使将 CFC_s 的生产生能控制并最终停止生产，但其制成品也还在一定时期内使用。所以，大气中 CFC_s 至少到下一个世纪也依然存在。

5. O_3　臭氧也是一种温室气体。平流层 O_3 对地球的主要作用是防止有害的紫外线辐射。O_3 的存在对平流层的温度有非常重要的意义，它一方面吸收紫外线辐射，另一方面吸收地面长波辐射。如果平流层 O_3 减少，平流层温度将下降。

目前平流层 O_3 的地面测站主要在 30—64°N 之间，缺少极地、热带与副热带观测。南半球除南极外也缺少观测。卫星观测虽可提供全球的情况，可惜序列太短，还不到一个 11 年周期。而 O_3 浓度已经知道与太阳活动 11 年周期有关，序列太短则无法判断哪一部分是 11 年周期影响，哪一部分是人类活动影响。但目前的资料表明 1969—1988 年冬 O_3 总量下降 3.4—5.1%，平流层中层下降最明显。卫星观测证明，自 1979 年 2 月—1981 年 11 月到 1984 年 10 月—1988 年 12 月，在纬度 20—50°40 公里 O_3 下降 3%左右。10 个地面测站资料说明，自 1977 年到 1987 年 30—43 公里 O_3 明显减少。40 公里 O_3 下降 $4.8 \pm 3.1\%$，与卫星观测所得结果基本一致。

一般认为平流层 O_3 减少主要是 CFC_s 的影响。如果不加控制，估计到 2060 年大气中的氯可能达到 9ppbv，为目前浓度的 3 倍。溴的浓度也可能达到 30pptv，为目前浓度

的 2 倍。据模式计算，这样热带 O_3 可能下降 4%，高纬冬季可能下降 4—12%，40 公里 O_3 可能减少 25—50%，因而平流层温度下降 10—20K，并给人类带来灾难。如果大气中的氯能控制在 2.5—4ppbv，那么，大气中 O_3 则不会减少太多。

有资料表明，大气对流层的 O_3 有增加的趋势。把 1876—1910 年巴黎农村的观测与现代欧洲及北美的观测比较，地面 O_3 增加了 2—3 倍，夏季增加最多，达到 4—6 倍。欧洲在 1970 年代观测到的 O_3 为 1930—1950 年观测值的 2 倍，不过对流层 O_3 浓度非常小，因此，对温室效应可能影响不大。

（三）CO_2 加倍影响的气候模拟

用气候模式改变 CO_2 的浓度，模拟所产生的气候变化，是当前研究温室效应的一个重要途径。为了比较，人们一般讨论 CO_2 浓度加倍时的气候变化。与 1900 年前的 CO_2 浓度 300ppmv 做比较，研究浓度为 600ppmv 时气候的差异。最早人们主要用简单的模式进行模拟，这就是能量平衡模式和辐射对流模式。能量平衡模式考虑辐射收支的平衡，大多为 1 维包括纬度变化的模式或最简的全球平均零维模式。这种模式计算工作量小，但无法考虑气候系统中各种复杂的反馈过程，如辐射反馈，冰雪反照率反馈，云的反馈及水汽的反馈等，也无法考虑大气环流的作用。这种模式得到的 CO_2 加倍时的温度变化在 0.7—1.3℃之间，低于其他模式的结果。

另一种模式为辐射对流模式，多为垂直方向 1 维模式。

这种模式可以较好地考虑辐射在垂直方向的传输，现在多用做大气环流模式的一部分。一些工作表明，根据辐射对流模式的模拟，CO_2 加倍时气温上升 1.5—2.3℃。

表 10.3　用大气环流模式模拟 CO_2 加倍的气候变化(IPCC,1990)

模　式	作　者	年　代	分辨率		ΔT (℃)
			水平	垂直	
A 固定纬向平均云量，无海洋热传输					
1 GFDL	Manabe and stouffer	1981	R15	9	2.0
2 GFDL	Manabe and Wetherald	1986,1988	R15	9	3.2
B 可变云量，无海洋热传输					
3 OSU	Schlesinger and Zhao	1989	4×5	2	2.8
4 OSU	Schlesinger	1989	4×5	2	4.4
5 MRI	Noda and Tokioka	1989	4×5	5	4.3
6 NCAR	Washington and Meehl	1984	R15	9	3.5
7 NCAR	Washington and Meehl	1989	R15	9	4.0
8 GFDL	Manabe and Wetherald	1986,1988	R15	9	4.0
C 可变云量，给定海洋热传输					
9 AUS	Gordon and Hunt	1989	R21	4	4.0
10 GISS	Hansen et al.	1979	8×10	7	3.9
11 GISS	Hansen et al.	1984	8×10	9	4.2
12 GISS	Hansen et al.	1984	8×10	9	4.8
13 GFDL	Manabe and Wetherald	1989	R15	9	4.0
14 MGO		1990	T21	9	未完
15 UKMO	Wilson and Mitchell	1987	5×7.5	11	5.2
16 UKMO	Mitchell and Warrilow	1987	5×7.5	11	5.2
17 UKMO	Mitchell et al.	1989	5×7.5	11	2.7
18 UKMO	Mitchell et al.	1989	5×7.5	11	3.2
19 UKMO	Mitchell et al.	1989	5×7.5	11	1.9
D 高分辨率					
20 CCC	Boer et al.	1989	T32	10	3.5
21 GFDL	Manabe and Wetherald	1989	R30	9	4.0
22 UKMO	Mitchell et al.	1989	2.5×3.75	11	3.5

GFDL——美国普林斯顿流体动力实验　OSU——俄勒冈州立大学
MRI——日本气象研究所　NCAR——美国国家大气研究中心
AUS——澳大利亚气象局　GISS——美国高达空间研究所
MGO——苏联海洋地球物理实验室　UKMO——英国气象局
CCC——加拿大气候中心

现在人们应用最多的还是大气环流模式（GCM），或者严格讲是大气的 GCM 写做 AGCM，以区别于海洋的 OGCM。在讨论气象问题时，为了简单人们简称 GCM。GCM 可以详细地考虑许多重要的反馈过程，以及大气动力学的影响，也可以考虑下垫面如海洋、冰雪、陆面等对大气的影响。因此，人们相信其结果优于其他几种气候模式。GCM 的做法是改变模式中的 CO_2 浓度，当计算趋于稳定后，与 CO_2 浓度未做改变时积分的结果比较。所以，一般称为平衡气候模拟，其差异是反映的两种平衡气候状态的不同。表 10.3 给出世界上不同研究机构所设计的 GCM，模拟 CO_2 加倍时与未加倍时气候状况的差异。大体按模式的发展分为 4 类。A 类模式采用固定云量，并且不考虑海洋中的热量传输。B 类虽允许云量变化，但仍然不包括海洋热传输。C 类采取了可变云量，并预先给定了固定的海洋热传输。这是目前大多数 GCM 所采取的方案。D 类主要采用了较高的水平分辨率。从表 10.3 可以看出，大部分结构在 3.5—4.2℃之间。这表明近年来各种模式模拟的结果正彼此接近。因为，在 80 年代初期对 CO_2 加倍时气候变化的估计为 1.5—4.5℃。80 年代后期得到的数值接近过去估计的上界。但这只是 AGCM 模拟的结果。

同时，以上所谈为全球平均气温变化，局地变化则可能有很大差异。图 10.4 给出 $2\times CO_2$—$1\times CO_2$12—2 月及 6—8 月地面气温变化。显然，气候到处在变暖，但幅度却有很大不同。一般冬季、高纬增温多，可超过全球平均气温变化一倍以上。不过要说明，如果详细比较局地的气温变化，则不同模式的结果可能有很大差异。因此，图 10.4 只可能看作是一种方案。通过它来了解变暖随季节及地理位置而改变

的可能性，而不能对其数值过分相信。

其实，即使对全球平均温度的变化，也不是无可怀疑的。同时，不同模式之间差异的缩小也不一定就意味着其结果的可信度增加。表 10.3 中英国气象局的模式就是一个很好的例子。1987 年模式模拟的结果气温上升 5.2℃（表 10.3 中 15、16）。但对水云及冰云的光学与物理特性进行了细微的考虑之后（表 10.3 中 19）增温下降到 1.9℃。不管这种改进是否更接近真实，至少说明当前的 GCM 还是有很大改进余地的。

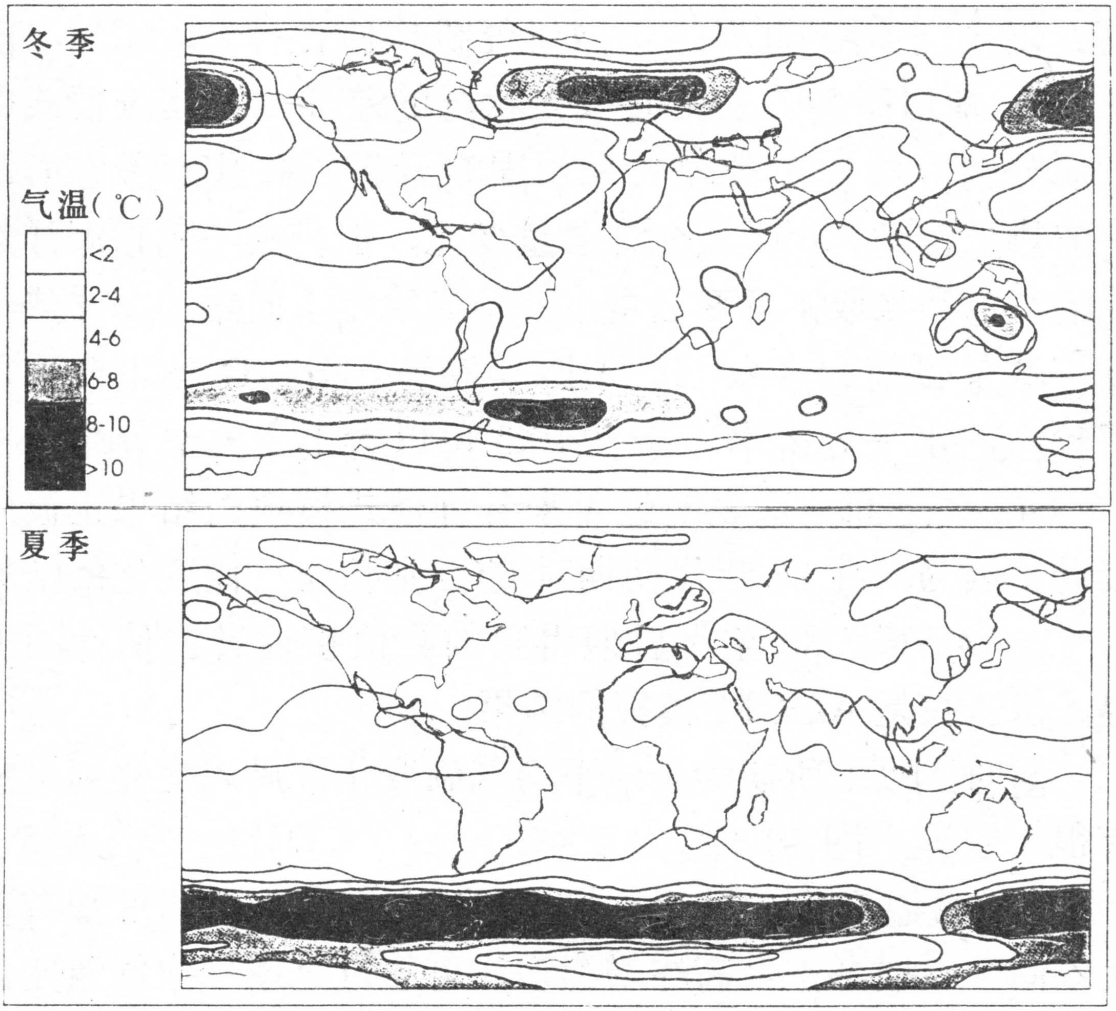


图 10.4　CO_2 加倍时 12—2 月(上)与 6—8 月(下)地面气温变化
(UNEP Environment Library,1987)

不过，谈到模式的改进，最大的改进是与 OGCM 耦合。因为在 AGCM 中一般只考虑了表面 50—60 米深的一层海洋，并且不可能实际考虑海洋中水平与垂直方向的热量传输。所以 AGCM 所考虑的只是由于大气热机驱动的快变过程，但是气候系统中并非只有快变过程在起作用，受海洋调节的慢变过程也是非常重要的。特别对研究气候变化，慢变过程尤为重要。不过要研究慢变过程的影响要建立 OGCM，而且要同 AGCM 耦合，这样就产生了非常大的困难。由于海洋中过程慢，当边界条件改变时，模拟一千年以上的变化，仍不一定能达到平衡。所以，至今各种耦合模式多处于试验阶段。但至少已经证明，考虑了受海洋调节的慢变过程。由于 CO_2 增加引起的变暖振幅可能减弱到 70—80%，时间推迟 50 年以上。如果只考虑大气变快过程的平衡模拟得到 2050 年气温上升 3.5℃ 考虑了慢变过程之后，可能增暖只有 1.5℃。图 10.5 就是一个温室效应及海洋的延缓作用的示意图。由于我们还无法肯定何时大气中 CO_2 会加倍。所以，图 10.5 也是定性地说明慢变过程的影响。而且，愈来愈多的工作表明，使大气中 CO_2 突然加倍的平衡模拟是有问题的。根据渐变海气耦合模式，大气中 CO_2 浓度每年增加 1%，则大气中 CO_2 浓度加倍时，全球平均气温可能仅上升 1.3—2.3℃，远低于平衡模拟所得结果。

此外，对于海洋的延缓作用还有一个旁证，大气中 CO_2 至今已增加了 25%，如果只考虑快变过程，则全球平均气温应该上升 1.5℃，但实际仅上升 0.5—0.6℃，而且还无法肯定是否都是 CO_2 增加造成的。因此，很可能是海洋对温室效应起着延缓作用。全球海温上升远不如陆上气温明显可能也说明这个问题。

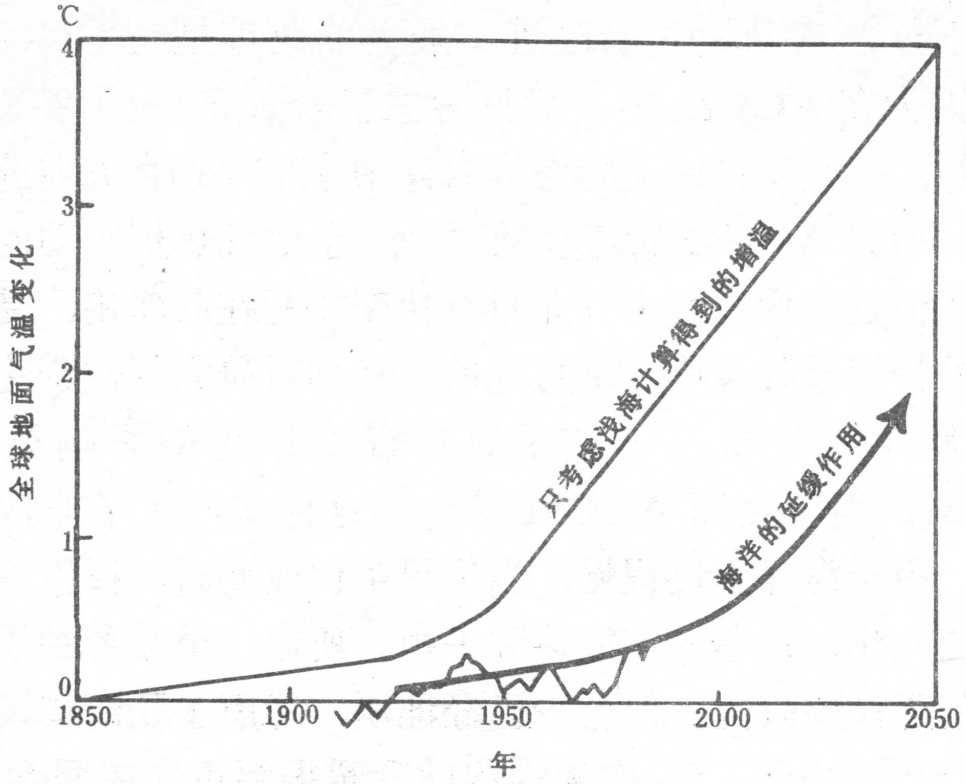


图 10.5　温室效应（细线）及海洋的延缓作用（粗线箭头）
（CLIVAR，1992）

（四）到 21 世纪温室效应的加剧

如以上已经指出，由于微量气体的年增量大，而且温室效应大，所以，在研究温室效应的加剧时已经不能仅仅考虑 CO_2 的作用。为了统一比较，下面把温室气体浓度均折合为加热率。计算公式如下：

CO_2　　$\Delta Q = 0.31 \mathrm{In}\ (C / C_0)$ ・$ppmv$

CH_4　　$\Delta Q = 0.036\ (\sqrt{M} - \sqrt{M_0})$
$- (f(M \cdot N_0) - f(M_0 \cdot N_0)$，$ppbv$

N_2O　　$\Delta Q = 0.14\ (\sqrt{N} - \sqrt{N_0}) - (f(M_0 \cdot N)$
$- f(M_0 \cdot M_0))$，$ppbv$

$$CFC_{-11} \qquad \Delta Q = 0.22\ (X - X_0)\ (ppbv)$$

$$CFC_{-12} \qquad \Delta Q = 0.28\ (Y - Y_0)\ ,\ ppbv$$

$$\text{平流层 } H_2O \qquad \Delta Q = 0.11\ (\sqrt{M} - \sqrt{M_0})\ ,\ ppbv$$

$$\text{对流层 } O_3 \qquad \Delta Q = 0.02\ (O - O_0)\ ,\ ppbv$$

其余 CFC_s 的计算公式中的系数，根据与 CFC_{11} 的比例确定。上式中字母 C，M，N，X，Y，O 代表为温室气体的最终值，相应带 0 下标的字母表示初始值。加热率的单位为 Wm^{-2}。

表 10.4　1765—1990 年大气中温度气体浓度

年 代	CO_2 (ppmv)	CH_4 (ppbv)	N_2O (ppbv)	CFC_{11} (ppbv)	CFC_{12} (ppbv)	对流层 O_3 (ppbv)
1765	279.00	790.0	285.00	0	0	38.3
1900	295.72	974.1	292.02	0	0	39.4
1960	316.24	1272.0	296.62	0.0175	0.0303	42.3
1970	324.76	1420.9	298.82	0.0700	0.1211	45.8
1980	337.32	1569.0	302.62	0.1575	0.2725	47.9
1990	353.93	1717.0	309.68	0.2800	0.4844	52.1

表 10.4 及表 10.5 给出 1765—1990 年大气中几种主要温室气体的浓度，以及根据这个浓度变化计算出来的加热率。表 10.6 为不同时段各种温室气体加热率占该时段总加热率的百分数。首先，从表 10.6 可以看出本世纪之前的大约一个半世纪加热率只有 $0.55Wm^{-2}$。但是近 10 年的加热已超过了这个数值，可见温室效应增加的迅速。其次，表 10.6 说明 CO_2 在温室效应中的比重呈下降趋势。现在已降到 50%以下。CH_4 的比重也下降了一半，平流层 H_2O 的比重也从 6%下降到 3%。但 CFC_s 与对流层 O_3 的比重则明显增加。直到本世纪初 CFC_s 的作用还微不足道，近 10 年已

增加到 20%。对流层 O_3 的比重也上升到 14%，充分显示人类活动对大气污染的严重。

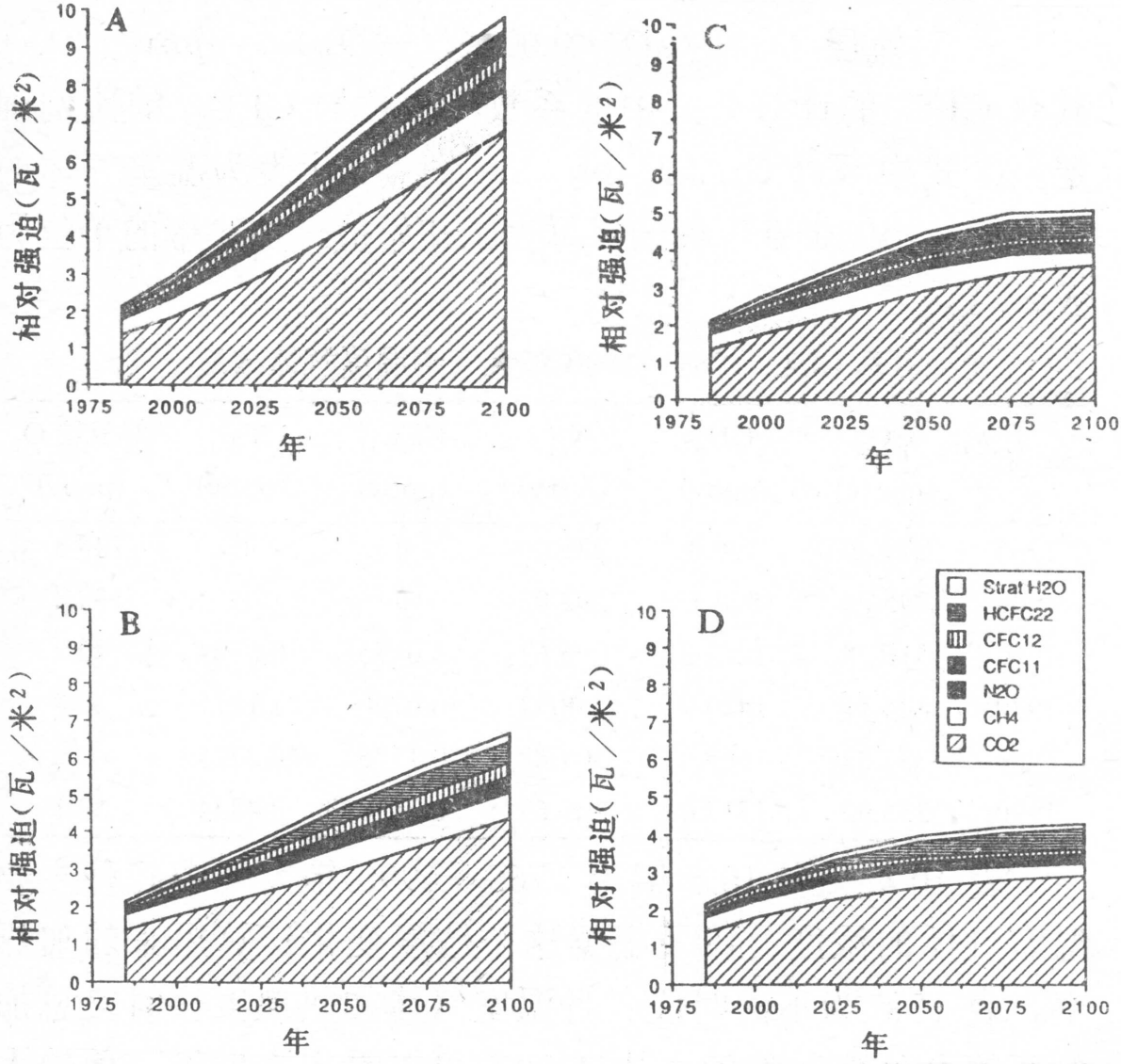


图 10.6　4 种不同排放量的温室效应（加热率 Wm^{-2}）
（IPCC，1990）

然而，当人们根据这个发展趋势估算未来温室效应加剧的程度时，却发现这不仅是一个科学问题，而且在更大程度上是社会问题及政治问题。因为温室气体之排放不只是取决于工业发展，也依赖于各国的能源政策及限制温室气体排放政策。所以，现在要提出一种确切的估计是困难的。IPCC

（政府间气候变化小组）的第三工作组估计了4种不同情况下直到2100年的温室效应。这4种情况是保持2%的年增率（A），维持目前的排放量（B），使排放量按每年2%下降（C），以及停止排放（D）。图10.6给出4种情况各种温室气体的温室效应，以加热率 Wm^{-2} 表示。显然如果排放量仍以每年2%递增，温室效应将以接近指数形式上升(A)。即使保持目前的排放量，温室气体的积累也使温室效应直线上升（B）。无论如何，温室效应是要增加的。在A、B两种情况下，到2100年加热率将达到目前的5—4倍。甚至在C，D两种情况，仍将增加到目前的1倍左右。但实际上，C，D的情况几乎是不可能出现的。所以温室效应可以肯定，必将对今后到2100年的气候变化起着决定性的作用。顺便指出，本节只用了加热率，而没有用温度上升幅度来表示温室效应，这是为了避免由加热率估计温度变化带来的不确定性。但是，只有加热率很难形成一个明确的概念，所以这里做一个简单的讨论。

如果 ΔT_s

$$\Delta T_s = \lambda \times \Delta Q$$

$$\lambda = \frac{1}{\Delta F / \Delta T_s - \Delta S / \Delta T_s}$$

其中 F 及 S 为大气顶部全球平均向外红外辐射及向下太阳辐射。ΔF 及 ΔS 为对辐射强迫加热率 ΔQ 的响应。λ 称为气候敏感度。取 $\lambda = 0.3 km^2W^{-1}$，CO_2 加倍时的加热率 $\Delta Q = 4Wm^{-2}$，则 $\Delta T_s = 1.2℃$。当然，这是不包括任何反馈过程的估计。如上面已指出，由于气候系统中有许多正的反馈过程。因此，这个估计无疑是偏低的。例如，只考虑一个水汽的反馈作用，就可能使 ΔT_s 增加60%，达到1.9℃。但

由此我们可以对加热率所造成的增温得到某些量的概念。

表 10.5　1765—1990 年温室效应（加热率 Wm^{-2}）

年　代	总量	CO_2	CH_4	N_2O	CFC_{11}	CFC_{12}	其他 CFC_s	平流层 H_2O	对流层 O_3
1765–1900	0.55	0.37	0.10	0.027	0.0	0.0	0.0	0.034	0.022
1765–1960	1.27	0.79	0.24	0.045	0.004	0.008	0.005	0.082	0.100
1765–1970	1.64	0.96	0.30	0.054	0.014	0.034	0.021	0.100	0.150
1765–1980	2.10	1.20	0.36	0.068	0.035	0.076	0.048	0.120	0.190
1765–1990	2.71	1.50	0.42	0.100	0.062	0.140	0.085	0.140	0.280

表 10.6　各种温室气体温室效应占总效应的百分数（%）

年　代	CO_2	CH_4	N_2O	CFC_{11}	CFC_{12}	CFC_s	H_2O	O_3	总增量 Wm^{-2}
1765–1900	67	18	5	0	0	0	6	4	0.550
1900–1960	58	19	2	1	1	1	7	11	0.721
1960–1970	47	17	3	3	7	4	5	14	0.359
1970–1980	52	13	3	4	9	6	4	9	0.464
1980–1990	49	9	5	4	10	6	3	14	0.630

（五）温室效应加剧的影响

大气中温室气体增加，首先是造成温室效应加剧，使气候变暖。但是其影响绝不仅限于变暖，还可能影响降水，作物生长，造成臭氧洞，影响人类健康，给社会及人类生活带来一系列的问题。

气候变暖，地表蒸发加强，显然会加速气候系统中的水分循环。据各种 GCM 估计，CO_2 加倍，全球降水量可能增加 7—11%。但是降水增加主要在热带地区及高纬度。副热带特别副热带的北部，由于气候带北移，甚至可能变得更加干旱，中纬度冬季降水增加。同时由于海陆温差加大季风

可能增强，因而季风降水有所增加。不过由于气候变暖，陆面蒸发也会加大。虽然北半球高纬冬季土壤湿度可能增加，但北半球中纬度大陆夏季却可能变干。甚至蒸发量之增加抵消降水量增加而有余，以致使得土壤变干。不过因为在GCM中降水量是一个非常难模拟的要素，所以各种模式的结果有很大差异，应该认为这是一个值得继续深入地研究的问题。

气候变暖还有一个重要影响是海平面上升。北冰洋多为2—3米厚的冰，冰下为高盐度的较暖海水。因此，一旦海冰融化，也许很难再生。如果南极大陆冰盖全部融化，海平面将上升80米。不过分析表明，气温要上升20℃并经过几万年时间南极的冰盖才可能完全融化。少量的变暖，例如气温上升3℃，南极降雪可能增加24%，冰盖反而会扩展，至少近年来南极与格陵兰冰盖的物质平衡观测均未显露出冰盖消融的迹象。但在过去百年来，随着全球气温上升0.5—0.6℃，冰川、小的冰盖等可能已有部分融化。再加上海水膨胀，估计海平面已上升10—25厘米。对全球海平面观测资料做了细致的分析后认为最大可能上升14厘米。不过冰川与小的冰盖冰量有限，即使全部融化，亦大约仅可能使海平面上升33厘米。因此，估计到下一世纪末，因冰融化而造成的海平面上升至多为20厘米。再加上因海水膨胀而造成的40厘米，总共海平面可能上升60厘米。但是，这样对全世界沿海城市及低地国家也会造成一定威胁。

气候变暖、变湿一般讲对农牧业生产有利。例如，估计苏联中欧部分温度上升1.5℃，小麦产量可增加30%，适合种植小麦的面积增加26%，因此，小麦总产量可增加64%。冰岛温度上升3.9℃，降水增加15%，草地及牧区之

放牧能力增加，因而羊肉可增产 11%。但也不是在任何一个地方都对农业生产有利。如加拿大萨斯客彻温省南部，温度上升 3.4℃，降水增加 18%会使小麦减产 25%。此外，潮湿天气不利于收获，闷热天气有利于害虫繁殖及病害传播。因此，气候变暖对全球农牧业生产有有利的一面，但也有不利的一面。

另外，CO_2 也是一种肥料，促使植物增加碳水化合物，估计大气中 CO_2 浓度加倍可能使大多数农作物增产。但是，不同作物对 CO_2 的反应是不同的。这与植物的光和作用过程的性质有关。植物在把 CO_2 转变为碳水化合物的过程中产生中间化合物。对有的植物，这些中间化合物包括三个碳原子，称为 C_3 植物。这类植物对 CO_2 增加较为敏感，CO_2 加倍可能增长 10—50。另一种 C_4 植物，其中间化合物包括四个碳原子，对 CO_2 增加的敏感性差。当 CO_2 加倍时只增长 0—10%。世界上 20 种主要粮食作物之中，16 种为 C_3 植物。占世界谷物产量一半以上的小麦和水稻都是 C_3 植物。所以总的讲 CO_2 增加对谷物生产是有利的。但玉米、高粱、谷均为 C_4 植物。这样在种植这些作物的地区，就有可能顶不住 C_3 杂草生长的竞争。例如，非洲次萨哈拉地区的谷物种植以玉米、高粱、谷为主，CO_2 加倍就不一定对那里的谷物生长有利。同时，伴随着产量的上升，粮食质量却可能下降。因为叶子中碳含量升高而氮含量可能减少。虫害为了得到足够的氮要吃掉更多的叶子。CO_2 浓度增加，害虫将为害更大。并且作物生长更快，就需要更多的肥料。除了豆科植物其根可以固定氮之外，一般要施更多成本较高的合成肥料，否则，土壤将日益贫脊。

还有一个人们普遍关心的 O_3 减少问题。因为有人提出

CFCs 浓度的增加是近年来 O_3 总量减少的原因。大气中的 O_3 存在于地面到 60 公里之间，但垂直分布很不均匀，主要集中在 25—35 公里之间。对流层浓度很低，随地理纬度与季节变化较大，所以其总量很不容易测定。估计在平流层低层，浓度最大处可达 10ppmv，但总量仅几个 ppmv，平流层 O_3 的主要作用是防止有害的太阳紫外线辐射到达地面，吸收紫外线，从而改变平流层的温度。1969—1988 年间全球 O_3 总量估计下降 3.4—5.1%，大约同时 100—50 百帕温度下降约 1.5℃，这表明 O_3 浓度确实是在降低。波长在 200—280 毫微米的紫外线 C 区辐射（UV-C）对人有较大危害，几乎全被 O_3 吸收。波长在 280—320 毫微米的紫外线 B 区辐射（UV-B）也大部分被 O_3 吸收。这部分辐射如到达地面将引起皮癌、皮肤晒黑、老化、多皱及眼疾、雪盲。波长在 320 毫微米以上的紫外线 A 区辐射（UV-A）几乎对人类无害，也很少被 O_3 吸收。因此，关键就在于 UV-B。赤道晴天时，最多可能有 30%UV-B 到达地面。UV-B 能影响蛋白质及脱核糖核酸，使细胞死亡或改变遗传信息，破坏免疫系统的功能，对人体的危害是非常大的。所以现在提出限制 CFC_s 生产，保护大气臭氧层。

大气 O_3 的减少，突出地表现在南极臭氧洞的扩大上。南极地区附近，在 50—60°S O_3 浓度最高，南极上空 O_3 浓度低，形成臭氧洞。春季在南极外围 O_3 可达 420 多普生单位（DU），而南极上空只有 300DU 甚至在 200DU 以下。据信，南极臭氧洞的形成与大气环流及其季节变化有关。北半球冬季的行星波常引起平流层爆发性增温，但南半球冬季行星波弱，所以爆发性增温多发生在春季 10 月前后。增温后极涡就在平流层上层消失，转变为夏季环流型。但在平流

层低层极涡并未消失，这时南极区与外界成孤立状态，所以O_3很容易受化学反应而破坏。1985年英国极地考察队首先提出南极地区春季臭氧洞加深问题。自1979年到1987年南极臭氧洞最低O_3浓度从270DU下降到150DU以下。1988年略有回升，但1989年再度下降。不过也有的作者认为O_3量下降可能与火山活动或太阳11年周期有关。不过90年代初O_3洞又进一步扩大，因此成为一个举世瞩目的问题。

参 考 文 献

[1] 杨鉴初，日地关系，科学普及出版社，(1963)。

[2] The Physical Basis of Climate and Climate Modelling,Report of the International Study Conference in Stockholm, 29 July—10 August, 1974, GARP Publications series No.16, (1975).

[3] 张家诚等，气候变迁及其原因，科学出版社，(1976)。

[4] 北京大学地球物理系气象教研室，天气分析和预报，科学出版社，(1976)。

[5] 中国科学院地理研究所气候变化组，气候变化若干问题，科学出版社，(1977)。

[6] Монин, А.С.и Ю.А. Шишков, История Климата, Гидрометеоиздат, (1979).

[7] 章基嘉、葛玲，中长期天气预报基础，气象出版社，(1983)。

[8] Houghton, J.T., The Global Climate,Cambridge University Press, (1984).

[9] Projecting the Clmatic Effects of Increasing Carbon Dioxide, DOE / ER -0237,(1985).

[10] 张明昌、肖耐园，天文学教程，高等教育出版社，(1987)。

[11] The Greenhouse Gases, UNEP / GEMS Environment Library (1),, (1987).

[12] 王绍武、赵宗慈，长期天气预报基础，上海科学技术出版社，(1987)。

[13] Houghton, J.T., et al., Global Climate Change, A Scientific Review, WCRP, WMO, (1990) .

[14] Houghton, J.T., et al., Climate Change 1992, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment, WMO, UNEP, (1992).

[15] 彭公炳等，气候与冰雪覆盖，气象出版社，(1992)。
[16] 王绍武，气候诊断研究进展，气象出版社，(1993)。
[17] 王绍武、林本达等，气候预测与模拟研究，气象出版社，(1993)。