

气候研究进展报告

中国气候研究委员会

1987年5月

气候研究进展报告

中国气候研究委员会

1987年5月

前 言

为编制符合我国国情、紧密结合我国四化建设需要，同时又位于世界气候科学前沿的中国气候研究计划，中国气候研究委员会组织有关专家就当前国内外气候科学发展主要研究领域的进展和问题进行了比较全面的调查研究，并于1986年12月在北京举行了交流讨论会。会上提出报告20篇，述及的主要内容有气候史、气候诊断和预报、辐射和云、海气相互作用、陆气相互作用、CO₂等大气微量气体的气候效应、气候的数值模拟和气候变化的经济影响等方面。这些报告为编制我国的气候研究计划提供了丰富的基础材料和基本数据。同时，对于从事气候的科研、教学和业务工作的同志也有一定的参考价值。为加强学术交流，委员会决定编辑出版本报告集（详细摘要）。

中国气候研究委员会秘书处

1987年5月

目 录

论历史气候学的发展	张家诚 (1)
古气候研究的现状及其发展	张丕远 (4)
澳大利亚季风和澳大利亚季风研究	陶诗言 (8)
亚洲季风气候研究	李崇银 (10)
大气环流的遥相关与低频振荡的研究现状与问题	黄荣辉 (14)
关于长期天气预报的若干问题	陈烈庭 (22)
热带环流与气候	黄土松 (25)
云与辐射对气候的作用	赵柏林 (33)
中国的辐射气候研究	翁笃鸣 (38)
海气相互作用的观测研究和数值模拟	章基嘉 (42)
海气相互作用与年际气候变化	符淙斌 (51)
青藏高原对气候的动力影响	朱抱真 (55)
关于水循环研究的若干问题	刘春葵 (57)
陆地表面过程与气候问题研究现状	季劲钧 (62)
大气中CO ₂ 增加对气候的影响	王绍武 (66)
大气微量成分浓度的变化及其气候效应	王明星、曾庆存 (71)
中国科学院大气物理研究所的大气环流模式及气候数值模拟	
初步结果	曾庆存 (77)
大尺度气候数值模拟的现状和问题	钱永甫 (83)
随机气候模式的原理与进展	曹鸿兴 (87)
气候变化与经济——农作物产量问题	张 镡、汪 铎 (91)

论历史气候学的发展

张家诚

(气象科学研究院)

气候变化问题的研究可以划分如表 1 所示的三个不同的领域。

表 1

时 代	目 尺 度(年)	变 化 幅 度	感 受 器	资 料 来 源	分 辨 率	精 度
现 代	10^0-10^2	$\pm 1^\circ\text{C}$ $\pm 100\text{mm}$	现代仪器	气象资料	天	$0.1^\circ\text{C}, 1\text{mm}$
历史时代	10^2-10^4	$\pm 3^\circ\text{C}$ $\pm 300\text{mm}$	人类社会	历史记载 考古、年轮	1—10年	$0.5-2^\circ\text{C}$ $50-200\text{mm}$
地质时代	$>10^4$	$>10^\circ\text{C}$ $>500\text{mm}$	生态系统 地理环境	化石、沉积物 土壤、地貌等	1000年	$>5^\circ\text{C}$ $>200\text{mm}$

历史时代指的是过去 10^2-10^4 年间的时期。在这段时期内没有现代气候资料，但由于人类社会已经具有发达的文化，所以社会所感受到的气候变化有大量记载和考古资料可以查找。另外，树木年轮虽然不是人类活动的产物，但有较好的分辨率与精度，也为历史时期的气候研究提供有用的信息。

人类社会和树木年轮所能提供的气候信息虽远不及现代仪器精确，但是却可以满足对历史气候研究的需要。这是由于历史时代距今已是百年以上，我们不需要它能够反映几个月到几年短时期的气候变化，而需要它能反映几十年到几百年的变化趋势。对于这个目的，时间分辨率可以小一些，精度要求也可以粗一些。

在历史时代中也存在各种不同的时间尺度。竺可桢将它分为考古、物候和方志三个时期。其中方志时期约从距今 500 年前开始，由于在这个时期中各地普遍编写地方志，覆盖密度达到县级。方志中对当地水、旱、冷、暖等各种气候现象有逐年记载的传统。这样，在客观上就存在一个能重建覆盖密度达到县的逐年气候序列的可能。

物候时期主要指的是有文字记载的物候的时期，约在距今 500—3000 年之间。我国从古以来，十分重视农业，也十分重视与农业有十分密切关系的自然物候现象。我国的很多农书，如《齐民要术》等，详细地记载了各地作物的播种、生长及收获期。冰雪、冷暖及连绵阴雨则在军事行动及交通运输等方面有大量记载。文人墨客有大量诗歌及文学著作记载各种物候现象。物候记载虽浩如烟海，但却没有方志那样的覆盖密度和逐年序列化。因此，它只能反映周期约百年以上的更大振幅的气候变化。

考古时期则指距今 3000 年以前的时期。在这时期中基本上已无文字记载，人们所能知道的物候现象都是从考古文物上推知的。所以这一时期所能获得气候信息的覆盖密度及精度都不如物候时期。但是对于推知温度变化超过 2°C 和降水量变化超过 300mm 的气候变化是有

用的。因为相应的气候变化已经能够引起人类生活所需的粮食、衣着及房屋、工具的类型等发生变化。这在考古文物中是能够考证的。

考古时期所能获得的气候信息虽然较少，但却比地质时代要丰富和精确得多。地质时代的气候变化将引起生态系统及地貌的显著改变，已经是同冰河期及间冰期的交替有关了。

以上所说的三个时期只是说明主要气候信息的所在，并不是彼此完全隔绝的。事实上各种信息来源，加上前面尚未指出的日记、游记、故宫奏折、晴雨录等类型，都是可以综合应用，互相补充的。

历史文献反映的气候状态不能像现代气候资料那样直接使用，而是需要进行整理。整理工作是很复杂的。一般说来，需要以下步骤。

首先是摘抄。由于文献浩如烟海，气候记载散布其中。必需摘抄成卡片，使其集中，以便归类分析。还需指出，有些气候信息是隐含在其它事物的叙述中。这要有经验而十分敏感的学者才能发现。查找和摘抄可以说是历史气候研究的一项基础工作，但仍需一定的学术水平。

其次是进行参数化，使把定性的历史记载转化成定量的数据。在这里存在一些途径。

一个途径是对异常情况的判断及其频率的统计。例如早年、水年、冷冬、暖冬、冰雹、降尘等。确定这些异常情况需要一定的指标。在确定异常情况后需要进行频率统计。一般说，绝对频率的使用价值不大。这是由于对异常现象的记载时期越早数量越少，故绝对频率不能反映气候变化的真正趋势。采用相对频率较为普遍。例如，Brooks和竺可桢等采用的雨强指数就是一个世纪内涝年数对干、涝年数和的百分数。水利史研究室提出的受旱县数可以看作是每年在一个地区内的频率数。

另一途径是用互比较的方法，按其严重程度，分级归类编码。我国70年代整编的《中国近五百年旱涝图集》就是采用五级编码。它的基本原理是将大旱、大涝作为两级（5级和1级），而4，3，2级则按此方向依次为旱、常年和涝等过渡状态。为了使各地资料可以相互比较，还规定，1和5级分别占10%左右，2和4级分别占20%—30%左右，3级占30%—40%。

在摘抄及参数化过程中，需要不断进行交叉检验，以保证质量。无庸讳言，历史记载不但没有一定的规范，各个执笔者判断不同，而且它还受到社会、政治的影响，如不经认真检验判断，则容易出现错误。交叉检验不可能全部排除判断错误，但却可以大量减少错误的数量及其严重的程度。在整理500年旱、涝资料时还采用了邻近地区互校的办法。首先把全国划分为约包括十个左右县的120个区，各区每年的旱、涝等级是从这十来个县的记载中综合判断得出。然后将120个站的等级逐年填写在地图上，进行大区域比较。如遇无法解决的矛盾就需另找信息来源。

我国历史资料还有分析近两百年来每次天气过程的潜力。这是由于每次降水都能在故宫中找到各地官吏给皇帝的奏折。中国科学院地理所在这方面作了大量工作。他们划出的降雪深度图（如1736年2月2日至8日）有很好的地理分布，同现代雨量图十分类似。降雪日期推移图（如1737年1月28日至2月1日）则相当于现在所经常见到的冷锋移动速度。这种情况也是对历史资料可用性的一个很好的证明。

中国自古以来有着重视历史记载的优良传统，史官一般为人正直，能重视客观事实。对

于气候情况，皇帝经常过问，有时还把不同来源的信息相互比较，判断其真伪。这是中国历史资料科学价值的基础。

此外，我们也对已经整理的历史气候序列同其它来源的资料进行比较，所得结果也是满意的。例如对500年旱涝序列曾进行过两个比较，这就是资料序列最长的上海和北京。

上海有1873—1972年百年降水资料。如果考虑1、2级对应正距平，4、5级对应负距平，则两者几乎是重合的，每35年才有一次例外。其中1930年之前约60年旱涝等级主要是根据历史记载确定的，故这种比较是有意义的。

北京降水量用故宫晴雨录延长到250年长度（1724—1973年）序列。将这个序列同用方志整编出的旱、涝等级序列进行比较。如果以 $>700\text{mm}$ 为多雨年，对应1、2级；以 $500-700\text{mm}$ 为正常年，对应3级；以 $<500\text{mm}$ 为少雨年，对应4、5级。则250年中有197年（占总年数79%）是完全对应的。只有两年（ $<1\%$ ）是完全相反的。值得注意的是，年降水量大于 940mm 的13个特大降水年全部属于1级（大涝），12个特少降水年中只有1年属4级（旱），其余11年属5级（大旱）。

以上互相比对的结果，说明历史气候序列基本上是可用的。我们对历史资料的要求不能同现代资料一样，更不能过于苛求。但这绝不是说历史气候序列就没有问题了，它还需不断改进，特别是结合树木年轮及其它来源的历史资料尚需不断进行校订和修正，才能更好满足要求。

我国历史气候资料是十分丰富的，到现在为止所做的工作还只是开始。山东等地已将摘抄的资料存入计算机，对其分析加工对于该项研究将会是一个很大的推动。但对极为重要的摘抄工作现还停留在手工阶段。如果能够进行一定程度的现代化，将会极大地促进历史气候研究向深、广推进，虽然摘抄工作现代化是极为困难的。

古气候研究的现状及其发展

张丕远

(中国科学院地理研究所)

如果我们对过去的气候知道得多一些,那么,对气候变化的速度、幅度、过程和能力认识得就会深一些。为什么过去的气候与今不同?气候系统是如何维持的?对这些问题的了解也会深一些。

现代器测记录只有百余年的历史,人们不得不发掘其它证据藉以推导出当时的气候从而延伸气候资料。过去20年由于技术和科学的进步,使得人们在重建过去的气候方法和对古气候的认识上都有了显著的进展。

文字记载,树木年轮的宽度和密度,地层沉积中古生物遗骸里的碳、氧同位素组成的比值,海洋沉积中古生物遗骸钙、钡的比值,沉积物中碳酸盐含量以及矿物粒度等等都会以不同方式反映当时当地的气候状态,这些材料可以称作代用资料。

有了这样一批通过古生物方法、物理方法、化学方法和历史学方法得到的数据,然后把它们转换为气候信息,例如冬、夏的平均温度,冬季极端温度,平均降雨量,蒸发、降水比值的平均,降雪状况,风向风速和气团平均频率。

使用各种类型的资料定义出一组气候指标并且估计其数值,这标志着科学上的进步。为了说明这一点,可以举厄尼诺—南方涛动(ENSO)在气候异常中起到重要作用的例子。在对ENSO的认识过程中,它的定义,如南方涛动指数的建立,无疑十分有益于了解ENSO事件及其影响的研究。

近年古气候学的进展表现在将大量代用资料数据转换成相对数量较少的气候信息,这种转换常常是通过传递函数作出来的⁽¹⁾。

在这样得到的资料的基础上可以作出一定地点的时间序列,并且使他们在空间与时间结构上可以模式结果相对比,在物理概念的基础上比较实测资料与数值模拟的结果。

我国南方每10年冬温指数序列是张德二等在2000部地方志的基础上整理出来的⁽²⁾。有意义的是,我国东部110—120°E,30°N的冬温指数距平与Lamb计算的欧洲50°N附近和日

表1 中国、日本、东欧、西欧430年间冬温比较⁽²⁾

年 代	持续年数	冬温类型	年 代	持续年数	冬温类型
1510—1550	40	WWWW	1750—1810	60	CCWC
1550—1610	60	CCWC	1810—1890	40	CCCC
1610—1650	40	CCCC	1850—1890	40	WCCX
1650—1690	40	WCCC	1890—1940	50	WWWW
1690—1750	60	WWWW			

本36°N附近的寒冬指数的关系很好，表1给出这种关系。表中W表示偏暖，C表示偏冷，X表示不确定。它们排列的次序是：西欧、东欧、中国、日本。这种冷暖分布的组合，反映出双世纪周期。

近500年中，我国的地方志较多，中央气象局气象科学研究所主持整编了这一丰富史料，完成全国旱涝等级（共分五级）分布图⁽³⁾。其结果除见于《全国气候变化学术讨论会（1978年）文集》⁽²⁾外，张家诚还在《中国气候》⁽⁴⁾一书中作了进一步的总结。

表2是根据全国平均旱涝等级距平划分出来的旱、涝阶段。可以看出，干旱阶段和雨涝

表2 全国旱涝阶段⁽⁴⁾

年 代	1480— 1549	1550— 1609	1610— 1649	1650— 1689	1670— 1699	1700— 1769	1770— 1810	1820— 1889	1890— 1979	旱	涝
年 数	60	60	40	20	30	70	50	90	90	270	230
早 年 数	15	2	8	0	5	2	6	3	9	43	7
涝 年 数	1	8	3	5	1	9	1	15	5	11	37

阶段似乎组成一个约400多年的大循环，每个阶段中又可以细分出若干偏早期和偏涝期。前者平均持续57年，后者持续33年。本世纪以来，1914—1924年和1946—1964年两个时期属偏涝期，其余以偏早期为主。

王绍武等⁽⁵⁾利用这批材料重建了影响我国大气活动的中心频率。

古气候学近今的发展很可能影响未来的研究。在重建过去气候方面将是以更大量的、来源不同的代用材料转换为气候信息，不是单一的，而是多元的。还要发掘高分辨率的原始材料，在断代上也要求更精确些。由此得出的气候信息再组织成可与模式输出相比较的时间序列和空间分布。

以上介绍的是时间序列的建立和分析，地点是固定的。下面将依据不断涌现的固定时段气候要素的分布，从气候学观点观察这些新材料向我们提供的事实。

(1) 小冰期阶段（约1570—1860年）的特征是大陆冰川推进，各地降温幅度不一。我国长江下游冬季平均温度在十八世纪20—70年代比现代低1—1½℃。这是从杭州、苏州和南京织造衙门的晴雨录中的降雪率推导出来的⁽⁶⁾。表3给出南京的例子。

表3 十八世纪南京冬季气候冷暖变化

起 始 年 代	—1728	1729—1735	1736—1741	1742—1749	1750—1767	1768—?
持 续 年 数	7年以上	7	6	8	18	18年以上
气 候 特 征	冷	暖	冷	暖	冷	暖
降 雪 率	0.4827	0.4092	0.4845	0.3567	0.5100	0.3030
冬 季 平 均 温 度	0.9℃	1.5℃	1.0℃	2.1℃	0.7℃	2.6℃
与 现 代 温 度 差 异	-2.2℃	-1.6℃	-2.1℃	-1.0℃	-2.4℃	-0.5℃

据研究，小冰期时期环流指数在高低指标之间剧烈变化。异常气候多成簇出现，并主要发生在经向环流期间⁽⁷⁾。我国在暖冬期间寒潮路径偏东（以115°E为界），冷冬期间则偏西⁽⁸⁾。冷暖变化还同大水大旱等气候异常出现几率的大小有关。我国东部中纬度地区历

史时期内平均温度与降水年际变化率之间的关系分布,是一种复杂的地区分布型,但以冷的时期大水、大旱等级极端情况出现较多〔9〕。而在历史时期西藏高原是朝着干旱方向发展的〔10〕的。

除了大陆上的迹象之外,海洋的状况很值得注意。北大西洋风成漂流(包括湾流系统)与今日很不相同,海面水温和海冰的分布也变化很大。

(2)距今14000—6000年之间,亚洲、非洲季风区特别湿润,这是一个全球温暖时期。

(3)在最后一次冰期发育的时候,即距今75000—25000年之间,大西洋并不冷,温暖如今。从距今20000—18000年间,冰川由极盛开始转向衰退时,随着冰川融化水的增加,浮冰向南推进,蒸发减少,雪盖补给和气候活动全都减少。这些现象导致环流增强,海水上翻增强,大气中CO₂和水汽含量减少,出现全球规模的干旱化。可是西藏高原山缘冰川却加强了,亚洲、非洲季风减弱。

在冰期(距今20000—18000年)最盛期,平均海面水温较现在低1—2℃。海面反射率较大,无冰的陆面反射率也大,这是植被稀少的缘故。和过去的认识不同,冰期气候带恐怕不是向赤道挤压,而是向副热带洋面挤压,因此,副热带海洋显然在气候变化中扮演了一个稳定的角色〔11〕。

(4)13—12万年前,气候温暖,海平面较现在高出5—7米,可能因为南极西部冰盖消失的缘故。

我们仔细地观察气候变化的证据之后,发现气候变化的速度较之过去快了很多。1982年12月15—17日布鲁塞尔举行的欧洲共同体古气候研究与模拟工作会议上把50年至200年期间气温变化2—3K的事件定义成疾速气候变化(2—3K是冰期与间冰期全球平均温差的一半)〔12〕。也就是说,在一个世纪甚至更短的时间里,气候有没有发生巨变的可能,这是一个十分重要的问题。

我国商代前后有一次寒冷时期,从动物遗骸和人们种植制度变化所反映出来的差距,可以判别在距今4000—3000年间有一次疾速的气候恶化*。

距今18000年,北半球覆盖着大片冰雪,它在距今15000年开始退缩,这一过程进行得很快。从大西洋近欧洲的海底沉积钻芯证明,2000年内甚至更短的时间,温度升高了14℃。那个时候比斯开湾已经和今天的温度相差无几了。在这个回暖过程中又穿插着大片的极地冷水的入侵,这段冷水侵入的时间短于1000年,也许短于一个世纪,在此期间,海水温度和最后一次冰期那样冷。通过冰芯、海底钻芯和湖泊钻芯的研究,发现最后一次间冰期(距今12.5—11.5万年)的起始和终结也是同样疾速的。由此可见,采用高分辨率的代用材料和更精确的断代技术(使用加速器的碳断代技术)研究气候变化速率问题会是未来国际上十分注意的课题。我国的历史文献可能在这方向做出独特的贡献。

参 考 文 献

- [1] J. Imbrie and T. Webb II, Transfer Function, Calibrating Micropaleontological data to Climatic Terms, in: A. Berger ed., "Climatic Variation

* 张丕远等,我国的三次冷期,待发表。

- and Variability: Facts and Theories", D. Ridel, 1981, pp. 527—538.
- [2] 张德二、朱淑兰, 近五年来我国南部冬季温度状况的初步分析, 《全国气候变化学术讨论会(1978年)文集》, 科学出版社, 1981, 64—70页。
- [3] 中央气象局气象科学研究所主编, 中国近五百年旱涝分布图集, 地图出版社, 1982.
- [4] 张家诚、林之光, 中国气候, 上海科技出版社, 1986, 515页。
- [5] 王绍武、赵宗慈, The Investigation of the Droughts and Floods in the Last 500 years in China, in: T.M.L. Wigley ed., "History and Climate", Methuen, 1982.
- [6] 龚高法、张丕远、张瑾榕, 十八世纪我国长江下游等地区的气候, 地理研究, 2卷2期, 1983, 20—32页。
- [7] Flohn, H, Actual Paleoclimatic Problems from a Climatologist's Viewpoint, in: A. Ghazi ed., "Paleoclimatic Research and Models", pp.17—26, 1983, D. Reidel.
- [8] 张丕远、龚高法, 十六世纪以来中国气候变化的若干特征, 地理学报, 34卷3期, 1979, 238—247页。
- [9] 郑斯中、冯丽文, Historical Evidence on Climatic Instability above Normal in Cool Periods in China, Scientia Sinica (Ser. B), vol. 29, No.4, 1986, pp. 441—448.
- [10] 林振耀、吴祥定, 历史时期(1765—1980年)西藏水旱雪灾规律的探讨。气象学报, 44卷3期, 1986, 257—263页。
- [11] CLIMAP, Seasonal reconstruction of earth's surface at the last glacial maximum, Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MC—36, 1981.
- [12] A. Ghazi (ed.) Paleoclimatic Research and Models, D. Reidel, 1983, pp. 2—6.

澳大利亚季风和澳大利亚季风研究

陶 诗 言

(中国科学院大气物理研究所)

1978年以来, 各国对季风研究非常重视, WMO先后曾进行南海冬季风试验, 印度夏季风试验, 西非洲季风试验。根据这些观测资料, 人们作出大量季风研究。人们确认澳洲北部也是典型的季风区。在澳洲的季风区, 象印度季风和东亚季风一样, 在夏季风爆发时, 环流的季节突变甚显著。在夏季风时期(12—2月)澳洲的降水与南方涛动相关性不大。澳大利亚北部夏季风的范围达90个经度。在澳洲地区所在经度范围哈德莱环流图最为明显。这些发现仅仅是根据1978—1979年南海冬季风试验结果得出的。为了进一步了解澳洲夏季风的特征, 澳大利亚和美国合作在1986—1987年进行一次澳大利亚季风试验。

这次季风试验有两个科学目的:

(1) 研究夏季风时期季风环流与积雨云对流的相互作用。在夏季风时期, 也象印度季风一样, 有季风活跃期和中断期。在季风活跃期, 澳洲北部出现积雨云团的强降水。这项研究对积雨云(5—20km)、积雨云团(200—1000km)以及季风气流三者的相互作用进行观测研究。

(2) 研究在夏季风爆发前(10—11月)以及在季风期内的季风中断期, 澳大利亚北部的对流性云线(飑线)的活动, 包括其发生、发展和传播的机理, 研究这类对流性云线对澳洲北部天气的影响。

这项研究的时间:

第一阶段为现场观测试验, 从1986年10月20日至11月4日共15天, 对移动性飑线进行观测(第二个课题)。

第二阶段为现场观测试验, 从1987年1月15日至2月15日共31天, 对积雨云团进行观测(第二课题)。

第三阶段为资料分析和研究阶段, 1987—1988年, 准备在1989年举行中澳联合的季风学术讨论会。

这项研究的观测站网和探测仪器:

观测站网: 澳大利亚31个业务探空站, 温湿观测一天一次; 高空风一天4次。印尼和巴布亚新几内亚9个探空站, 温湿观测一天一次; 高空风一天4次; 小球测风10个站, 一天观测2—4次。在澳大利亚北部和沿海上述两个观测试验期间, 增设13个探空站, 配备最新观测设备, 温湿和高空风一天观测4次。在澳洲北部西海岸设立3个数字化雷达站。

中国西太平洋考察船在1987年1月15至2月15日停泊在澳洲北海岸外, 参加观测试验。

观测设备包括: 探空仪, 阴天测风, 奥米加导航测风, 数字化雷达, 飞机观测。

研究的课题：

- (1) 物理量的收支计算
- (2) 热带的积雨云对流加热对季风环流的作用
- (3) 哈德莱环流圈的动力学研究
- (4) 南半球高空西风槽对热带对流活动的作用
- (5) 季风扰动结构的合成 (Composite) 分析
- (6) 热带数值预报研究
- (7) 在非季风期和季风中断期东风气流中髓线的研究

研究经费：

大部分经费由澳大利亚政府支持，美国科学基金会支持一部分经费。中国参加的观测由中国支付。

亚洲季风气候研究

李崇银

(中国科学院大气物理研究所)

亚洲季风不仅是一种大气环流演变现象,而且它的活动直接影响占世界人口一半以上的东亚和南亚地区各国的经济和人民生活。因此亚洲季风问题一直受到世界各国气象学家的重视。

季风本来出自气候学概念,就季风系统而论,除了一些具体天气系统的活动而外,其变化的时间尺度都比较长,夏季风槽脊的活动,季风的低频振荡以及风季的大范围转变和异常等都同亚洲地区的短期气候变化,季节的或年际的气候异常密切相关。这样,亚洲季风也成为气候研究的重要内容之一。

70年代后期以来,以ENSO为焦点,突出了热带大气环流及其变化的重要性。作为热带大气环流重要组成部分的亚洲季风,更加受到众多学者的注意,正在进行广泛的研究。本文将简要介绍有关亚洲季风研究的几个主要问题,便于大家了解一些新的概念和研究成果。

一、大气热源(汇)分布

大气热力状况(热源和热汇)的变化是季节性风系建立和演变的基本因素,大尺度大气热源(汇)的分布也就成为季风研究的重要课题。

1. 准确热源(汇)分布的重要性

就全球范围来讲,如果热带大气有额外加热,而中高纬度地区大气有额外失热,这种热量收支的不平衡将引起热带和温带大气间的强相互作用。造成全球范围的天气气候异常。区域性的热带大气的热源(汇)分布将引起同Walker型环流相连的能量输送,其强度可以达到Hadley环流型的输送,从而对大气环流和气候变化也有重要影响。

对于全球最典型的亚洲季风的的活动,不仅受到全球大气热状况的影响,还对区域性热源(汇)分布和变化有密切关系。

2. 热源(汇)的全球分布

根据ECMWF分析的FGGE IIb资料所计算的全球1, 4, 7和10月份的全球大气非绝热加热场表明,最大加热区在印度尼西亚-菲律宾-东南亚一带;随着季节变化,最大加热中心1月的澳洲东北逐渐经过菲律宾移到7月的西藏高原上空,然后,最大加热中心又逐渐向由东南方向撤退。最大加热中心在上述地区的活动正是造成全球最典型的亚洲季风的重要原因。

将热源(汇)分为准定常部分和瞬变部分,其准定常部分已基本上类似总热源(汇)的分布形势。同时,就其空间尺度来讲,行星尺度的热源(汇)以及相应的能量输送是主要

的。因此，对于大气环流和气候变化来讲，大尺度准定常热源（汇）的影响是主要的。

3. 青藏高原夏季的加热作用

近些年一系列的计算研究可以认为，青藏高原在夏季是一个热源；其最大加热中心在高原上空略偏东南的地方；除了潜热（主要在东部）和感热（主要在西部）是加热的主要机制外，干热对流也有重要贡献。

二、南亚夏季风和东亚夏季风

1. 亚洲的两支夏季风

过去人们比较注意印度季风，以致把它视为亚洲的唯一夏季风系。近年来中国学者的研究表明，夏季在亚洲地区存在着两支季风，即南亚（印度）季风和东亚季风。南亚季风源于南半球 Mascarene 高压，气流过赤道后形成索马里急流，然后成西南季风影响印度地区。东亚季风源于澳大利亚高压，过赤道气流在中国南海一带成西南季风，由于西太平洋副高影响，在南海北部及华南沿海地区改为东南气流，再向北又变为西南气流，并与北方冷空气活动相配合可在长江流域形成梅雨锋。

2. 亚洲地区的两支夏季风的活动有负相关的特征

印度地区夏季雨量偏多时，中国夏季季风雨却偏少；索马里急流强的时候， 105°E 附近的过赤道气流就弱。因此可以认为，一般情况下南亚季风强的年份东亚季风则偏弱；反之亦然。但是在厄尼诺年，亚洲的两支夏季风都将偏弱。

三、夏季风的能量学和动力学

1. 能量学分析

用GCM模式和FGGE-3a 资料进行的夏季风建立期间（6月1—30日）大气能量学的计算结果表明，对行星尺度扰动动能的最大贡献是有效位能向动能的转换，而纬向动能和短波动能的转换都很小；行星尺度扰动有效位能主要来自积云对流，其次是感热、辐射和大尺度凝结。即是说，行星尺度季风的能量基本上来自对流凝结产生的行星尺度有效位能。

2. 季风低压动力学

季风低压的动力学研究，关键是考虑积云加热情况下的斜压不稳定。已有的研究表明，对流凝结加热使最不稳定扰动的尺度维持在 2000—3000km 左右；而季风低压的结构主要由在对流层底层为西风切变而其上为东风切变的斜压气流所决定。同时，没有积云加热的单纯斜压不稳定不能在有东风切变的纬向气流中引起不稳定波；而积云加热可以引起东风切变气流中有较大垂直范围的波（如Green模）的不稳定，并成为季风低压发展的原因。

3. 青藏高原夏季的热力动力作用

数值模拟研究表明，对于夏季风系统发展的相对贡献来讲，风场和气压场主要是由非绝热加热的分布决定的，即高原的热力作用很重要。但对于各种季风系统的强度以及降水的强度和分布，地形的动力作用却有重要影响。地形对夏季亚洲季风雨强度和分布的显著影响，可能是青藏高原的存在对低空急流和中尺度涡旋形成有重要作用的结果。

四、东亚冬季季风(寒潮)

1. 寒潮对热带大气运动的影响

寒潮在中国南海以重力波的特性向南传播,并在赤道附近地区导致对流的加强和气旋的生成,通过潜热释放加热热带大气。这样,一方面使已加强的 Hadley 环流得以维持;同时在高层产生辐散流出,驱动东西两个 Walker 环流。因此,东亚寒潮对于中纬度和热带大气相互作用,以及赤道地区东西方向的相互作用都起着重要作用。

最近,我们的分析研究还表明,ENSO 的出现同其前期东亚地区的频繁寒潮活动有一定关系。

2. 寒潮的跨赤道影响

资料分析和卫星云图都表明,澳大利亚夏季风的建立和西南太平洋气旋的生成都同东亚冷空气的向南暴发有关。一般,只要赤道附近地区有短时的局地西风气流存在,北半球的 Rossby 波列就可以传到南半球。

3. 西藏高原对寒潮的影响

西藏高原的存在可以在 120°E 附近产生地形槽,无疑对东亚的寒潮活动有利。近来的数值模拟表明,高原对寒潮的重要影响还表现为强寒潮在高原斜坡区都有滞留现象,在高原东侧的风场上有集中的北风中心出现。

五、季风的低频振荡

季风的低频振荡主要是夏季风的30—60天周期振荡和10—20天周期振荡。这两种低频振荡在风场和降水量的变化上都有明显反映。

1. 30—60天振荡

30—60天振荡已被证明是一种全球性低频振荡现象,但这种低频振荡以热带亚洲季风区最为突出和典型。它主要是一种波数1的扰动,在向东传播的同时,在北半球夏季也缓慢向极地传播。已有研究表明,积云对流加热和季风区的垂直风切变是亚洲夏季季风区30—60天振荡产生和移动的重要机制。

近来根据对卫星得到的长波射出辐射(OLR)资料的分析,OLR也有30—60天的振荡存在,而且当El Niño发生时,OLR也出现异常现象。初步推理认为,El Niño的出现可能是由于30—60天振荡通过海-气耦合相互作用而极大增幅所触发。

2. 10—20天振荡

季风的10—20天振荡主要是同单个季风低压的发生和活动相连,因此在南亚季风区最清楚,在气象要素上以雨量反映得比较明显。除了积云对流加热的激发外,对流云盖和下垫面间的反馈可能是产生10—20天振荡的重要机制。

六、亚洲夏季风与 El Niño

夏季风活动同El Niño的关系早成为大家注意的问题,有不少研究。这里仅介绍季风雨

与El Niño的关系，以及同夏季相伴的西太平洋台风的活动与El Niño的关系。

1. 季风雨与El Niño

前面已经提到，在El Niño年，南亚季风和东亚季风会同时偏弱。因此，亚洲夏季季风雨同南方涛动指数有着较好的正相关，即在El Niño年南亚和东亚季风区都将少雨。

2. 西太平洋台风活动与El Niño

El Niño事件的出现，造成热带大气环流的异常，除影响季风降水外，也必然影响西太平洋台风的活动。1900—1979年的资料分析表明，在El Niño年，西太平洋台风数（140°E以西）明显较多年平均偏少；而在反El Niño年，西太平洋台风数明显较多年平均偏多。