

天气学的新进展

——现代天气学讲座文选

中国气象学会天气专业委员会

气象出版社

天气学的新进展

—现代天气学讲座文选

中国气象学会天气专业委员会

气象出版社

内 容 简 介

本文选汇编了中国气象学会天气专业委员会于1983年底在北戴河举办“现代天气学讲座”中的15篇讲稿，均系近年内自国外学习访问归来学者的报告。其中一些是介绍目前国内外比较重视且发展较快的若干天气动力学问题，并加入了分析研究和概述，还评述了本领域内有代表性的新成果和新进展。另一些是主讲人近期在国外工作的较新成果报告。还有两篇是反映近年来国外某些研究动态的文章。

本文选适合于气象台站工作人员、气象科研人员及气象大专院校师生参考之用。

天气学的新进展

——现代天气学讲座文选

中国气象学会天气专业委员会

责任编辑 陆 勇

* * *

气 象 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路46号)

空军气象学院印刷厂印刷 新华书店北京发行所发行

* * *

开本：787×1092 1/16 印张：20.75 字数：526千字

1986年4月第一版 1986年4月第一次印刷

印数：1—1,800 统一书号：13194·0245

定价：4.85 元

前 言

随着与国外科学技术交流的增多，我国有不少气象学者出国访问、工作、进修与学习，为了能让他们把在国外对气象科学发展情况的见闻和新的研究成果等及时介绍给国内广大气象工作者，以进一步推动我国天气科学与天气预报的现代化进展，中国气象学会天气专业委员会于1983年11月1日至15日在北戴河举办了“现代天气学讲座”会上邀请了近年来出国归来的部分同志为主讲人（内容侧重天气研究方面），其中有学部委员谢义炳教授、陶诗言研究员及有关单位的中青年教授和学者共16人。

讲座收到了较好的效果，得到中国科协的表扬以及有关方面的好评。为满足没有参加讲座的广大同志之要求，我们请主讲人对原讲稿进行整理充实，并经同行专家审阅，编辑出版这一文选（有部分讲稿已在其它刊物发表的，本文选未再编入）。

本文选共编入15篇材料，其中有的对当代天气学面临的新形势、新问题，今后如何发展等，提出了很有意义和建设性的意见；有的对目前较普遍关心的灾害性天气及其预报问题，如临近预报及超短期预报等，做了较系统的论述。有几篇篇幅较长的编著主要是介绍目前国内外较重视而且发展较快的若干天气学问题，如热带气象学、暴雨及中小尺时问题、重力惯性波不稳定问题等。这些综合性的编著，不仅有撰稿人的分析研究，同时又概括和评述了当今国内外在本领域部分较有代表性的新成果和新进展，大部分内容是高等院校或研究生班的教材，均具有相当的理论水平和一定的实际意义。文选中有一些论著基本是主讲者近期在国外的的工作，均是较新的研究成果。撰写各有特色，有不少新的思路和新的见解。还有两篇是反映近年来国外某些研究动态的文章，分别介绍美国一些研究机构以及SESAME研究计划等若干研究近况。

本文选可供天气预报人员、天气动力科研人员、高等院校天动专业师生和研究生等学习参考。

本文选的编辑出版得到了国家气象局、中国气象学会有关领导的关心与指导，是在广大气象工作者的支持与多方面的帮助下完成的。参加文稿审校工作的有天气专业委员会部分委员和秘书：章淹、牟惟丰、仇永炎、王作述、季真光、包澄澜、游景炎、陈受钧、丁一汇、余鹤书、陈新强等以及有关专家：陶诗言、章震越、余志豪、丑纪范、韦有暹、游来光、胡志晋、沈如桂、喻世华、葛润生、蔡则怡、斯公望等，并由章淹、牟惟丰、陈新强同志负责编辑。编辑出版过程得到气象出版社的支持及《气象》月刊编辑部等的协助，特致谢意！

本文选虽经多次审校，但因时间匆促及编辑水平关系，不妥和疏漏之处仍可能存在，欢迎读者批评指正。

中国气象学会天气专业委员会

一九八四年七月

目 录

- 一、今后天气学走向何方?谢义炳 (1)
- 二、热带气象学若干问题.....罗会邦 (5)
- 三、重力惯性波的不稳定和低空急流、暴雨的关系.....陈秋士 (60)
- 四、关于双台风相对运动的研究.....董克勤 (87)
- 五、临近预报和超短期预报方法.....陶诗言 (99)
- 六、暴雨和强对流天气的发生和反馈作用.....丁一汇 (120)
- 七、重力惯性波的不稳定与台风和中纬度次天气尺度系统发生发展的
关系.....陈秋士 (189)
- 八、东亚大尺度低空急流研究的若干问题.....孙淑清 (214)
- 九、暴雨强风暴的降水微物理问题.....许焕斌 (222)
- 十、NCAR中小尺度天气现象的研究.....徐家骝 (235)
- 十一、锋面中尺度降水区和中尺度对流复合体的研究.....寿绍文 (247)
- 十二、美国大气研究中心(NCAR)和环境研究院(ERL)大气科学研究
的若干近况.....徐家骝 (261)
- 十三、美国 SESAME计划执行情况及美国宾州大学 SESAME小组
的成果简介.....李毓芳 (282)
- 十四、季风与越赤道气流的研究与问题.....王继志 (294)
- 十五、冬季风潮及其对低纬深厚积云对流和低层流场的影响.....朱复成 (309)

今后天气学走向何方？

谢义炳

(北京大学地球物理系)

天气学今后走向何方问题的提出和公开讨论，是气象科学的这支分学科以及从事这支分学科的科学工作者已经达到一定成熟程度的反映。

一、当代天气学面临的形势

1. 设备和资料

当代天气学面临着日益增加的观测资料，五十年代的资料处理和分析手段已远不适应当前情况。国际上先进国家纷纷建立快速的资料收集、分析和传输系统。我国这方面是相当落后的。国家气象局正积极筹划这类技术系统，但由于牵涉到整个国家的工业化水平，只能希望在2000年达到发达国家八十年代的水平。

2. 短期形势预报

三天以下的形势预报，在业务系统中已广泛采用数值预报，这方面欧洲中期数值预报中心和美国国家气象中心是领先的（除7、8月份外，欧洲中期预报中心都比美国国家中心为好）。假如采取合理和有力的措施，估计在1990年，我国国家气象中心对亚洲和西太平洋有限地区的数值预报可以达到他们现在的水平。这意味着为提高短期形势预报准确率，传统的天气学和有关的动力学已经成熟，并达到可以广泛投入自动化业务使用的阶段；一切这方面的改进研究工作都成为自动化中心的日常业务，而不再作为广泛的研究课题存在了。在国外已经是这样，在国内就要变成这样。现在我国短期形势预报分析自动化与国际水平的差距是以大量的工程师和助理工程师级的人力来补偿的。这是传统的天气学文章在国际学术刊物上很少，国内学术刊物上也日渐减少的客观背景。学术刊物是以交流新生事物，尤其是新的学术思想和新的发现为宗旨的。

这并不意味着短期过程的问题已经全部解决。低纬度和高原附近地区的问题就远没有解决。原因如下：

(1) 台站稀少，情况不明。全球大气试验，季风试验和我国的高原试验都是谋求解决这些问题的一些尝试。

(2) 以高纬度和平坦地区的气象学观点强加给低纬度和高原地区。最初高纬度国家的气象工作者转向低纬度的研究工作时，竟把低纬流场作为无辐散场来处理。数值预报中的 (x, y, σ, T) 坐标系，用于高原地区，事实上是以数学技巧来回避物理实质问题。

低纬度和高原天气学正等待“风流人物”的出现。中高纬度也有不少问题有待澄清。

3. 短期要素预报

假如说短期形势预报在中纬度和高纬度已基本解决的话，则短期要素预报（主要是降水预报）则远没有解决。这是国外气象学家们直接了当地承认的。我个人认为有两个原因导致这种情况：

（1）西方气象学的主要服务对象是航空、航海事业，重点研究的是风。降水研究不是他们的主流。没有解决的问题被摆在那里，只有很少的人去碰它。

（2）大量的计算数学、工程技术人员进入气象界。他们带来他们的观点和方法，有好处也有坏处。好处是促进了观测、传送、分析、转播的自动化。坏处是他们并不深刻了解大气运动的实质，或多或少地使气象科学偏离了应当遵循的方向。

结果是虽然建立了相当完备的卫星雷达观测网，并有比较准确的形势场预报，却经常出现严重天气现象预报失误的事件。例如，1981年12月中旬英国南部的大风雪，使铁路航空交通受阻，几百万人上下班困难。1983年6月10日瑞典南部大雨，原定学生庆祝假期开始的活动临时停止。一天前他们预报的都是好天气。正好这两次我都在他们的预报机构参观，曾对英国气象局预报处处长指出他们的预报可能有问题，他付之一笑。结果不仅老百姓受困，他们的女皇也因铁路交通中断，留在乡村小旅店过夜。在瑞典时，我吸取了在英国的经验教训，不仅指出他们的预报有问题，并且明确地指出根据他们让我看的欧洲中心形势预报图，可预报瑞典北部有分散性小阵雨，南部有大雨。他们不接受，却把我们的分歧公布出来。事后，可以想象出他们的心情。

Nowcasting 一词，我国有人翻译为超短期预报，正确的翻译，应当是现况广播。因为 Forecasting 是事前广播，也就是预报。美国原想利用其工业技术和经济力量，把实况尽量观测清楚，尽量快速整理、分析、广播出去。利用外推法至少确保一到两小时的准确预报。瑞典则想用这种方法确保12小时的预报。最近看到的美国1983年国家大气科学规划，也改为12小时了。我们是否这样办？国家气象局可以根据我国的技术和经济力量加以判断和作出决策。从科学家的观点看来，这种技术措施无可厚非。根据在美国和瑞典的切身经验，在采用这种技术措施之后，科学思维仍然大有用武之地。

美国老一辈气象学家以他们的后辈气象学工作者不能理解实测风对地转风有偏差为忧。后者走上了天气学和动力学脱离的道路。希望我国不要出现类似情况。天气学工作者应当有最基本的动力学知识，动力学工作者应当能看懂天气图。

历史上，从上世纪末到本世纪初，是气压场形态学占统治地位的时代。当时的气象业务工作者在图上画画鸭蛋（高压和低压）；理论工作者关起门来解解方程式，相互脱离，是消沉停滞的时代。现代气象工作者的人数和水平远不是六、七十年前所能比拟的，历史教训以一种新的形式重演的可能性不是不存在的，但是可能性不大。

4. 中长期预报

这里，中期指的是五天到二十天上下的天气过程，长期指的是一个月到季度的过程。

1976年的美国大气科学规划，期望1985年两个星期的形势预报准确率达到当时三天预报的水平。季度预报则认为毫无办法。

现在距1985年还有两年，季度预报依然如故。最高水平的欧洲中期数值预报中心，自己

承认五天以上的预报没有什么意义。这种现实，在内部引起了英、法、德三国的不满。因为该中心的经费大部分是这三国提供的，这三国认为提供经费的目的是从事中期预报，却只做了短期预报，而短期预报是他们本国就可以做的。该中心和英国气象局间的矛盾尤为尖锐，因为两处相距只有二十分钟的汽车行程。英国气象局因为做了北海油田的大买卖，经费充足，每秒四亿次的计算机即将安装调试完毕，且看今后两单位的竞赛吧。不过其中有一个西欧十八国间的政治统战问题，一些小国自己搞不了大机器和中期预报，他们希望维持欧洲中心，自己则在欧洲中心的基础上搞有限区域的形势预报。

总之，在中期数值预报方面，虽然不能说完全停留在1976年的水平，但进展甚微。

美国普林斯敦地球物理流体力学研究所，是美国海洋大气局下属的一个从事数值预报的研究机构，也是国际上颇受重视的研究机构。美国的模式先在他们那里试验，稳定成熟后再由国家气象中心接收，投入业务。美国的短期形势预报还不错，中期预报还在探索中，长期预报的效果也不突出。他们原有一个复杂的月预报模式，巢纪平同志去了一年，带去了他的简单模式，被他们试验后接受了，叫做C (China) 模式或距平模式。原有的模式在他们的计算机上要几十小时，而巢纪平的模式则只需要十几分钟，现在他们自称有了两个模式，效果差不多。这不值得我们深思吗？

二、我们的对策

前面已把当前的现实作了初步的描述。今后的对策所应当考虑的不外两个方面，即设备、工具或手段的改进和天气过程认识的深化。

1. 设备、工具或手段的改进

这方面的重要性是没有疑义的。国家气象局各职能机构肩负着重任，正在深入调查，积极准备，重大的进展是可以期待的。

一个国家气象事业的发展和本国的工业水平是密切联系着的，也与本国的传统和社会意识有联系。例如美国的火车已基本被淘汰了，而西欧和日本则仍在发展高速铁路。

我国的工业水平和今后的发展进度以及我国的社会现实，国家气象局是了解的，当能根据我国实际情况来规划我国气象业务现代化的进程。

设备、工具还有一个管理和使用的问题。同一条公路，同一队汽车，其使用效率决定于司机和机械人员的水平，加油站的分布，油源的供应和储备，以及物资和车辆的调度安排等等。同样，一套气象现代化业务系统，其效率的发挥，决定于各种技术人员和管理人员的水平。在三十年代我进大学时，就有重技术轻管理的倾向。例如：上海交通大学管理学院的学生总被其他如电机、机械系的学生看成低一等，他们自己也有自卑感。现在如还有这种思想的残余，必须加以纠正。没有精明强干的管理人员，设备的功效和技术人员的才智都发挥不出来。

2. 科学研究——认识的深化

已有的知识远不是绝对的真理。我们的认识远没有达到完全了解客观存在的境地。为了

满足经济建设和社会发展的要求，我们需要继续探索着前进。

科学研究，英文是 Research，即反复探索的意思；也有时说成 Study，即学习的意思。总起来，可以理解为反复探索地学习，以谋求对客观规律稍进一步的认识。

科学研究通常可以分为两种，即：

发展性研究，即在已开辟的道路上继续前进。如果道路的方向是正确的，通常可以收到很好的效果。社会科学如此，自然科学也是这样。这类研究是大量的。

开创性研究，即在没有道路的地方披荆斩棘，开路前进。当然绝对的开创性研究，如不是没有的话，也是很少的，因为总是有一定基础或根据的。马克思主义还有三个来源嘛。自然科学也是一样。这是少量的。

开创性的研究常是旧道路走不通了，不能解决已发现事物的矛盾了，才有人谋求开辟一条新路。社会科学和自然科学都有不少这样的例子。新科学道路的开辟是时势造成的。开辟的道路，有大路也有小路，创造性也有大有小；把创造性的结果当作谬误来对待的例子，在自然科学和社会科学中也不少，经常要等待一段时间后才能澄清。

另外，还有一种工具的革新和创造，一般归之于发明，其价值直接决定于经济和社会效果。另一种是引进或介绍，其价值也决定于经济和社会效果，但最好不叫科学研究。

科学研究也有另一种分法，即基础研究和应用研究。纯粹的基础研究是很少的，气象科学大部分是应用性研究和带有应用性的基础研究。

自然科学是研究物质和物质的运动的，认识的深化是没有止境的。自然科学的深化依靠两个途径，即实践和理论。天气学相当于物理学的实验，动力气象学相当于理论物理。物理学在应用方面发展成为各种工程科学，气象学在应用方面发展为各种应用气象学。应用气象学重点放在服务，这与工程科学制造某些成品有些不同。这是因为天文学和地学（包括气象学）是直接面对自然的，人类还不能大规模改造自然，也许最好是不要大规模改造自然。

工程科学的发展，新工具、新设备的提供，并没有妨碍实验物理学和整个物理学的进步，反而促进了物理学的进步。同样，新工具、新设备的提供，也会促进气象学包括天气学的进步。

物理学的发展是由客观需要决定的，气象学包括天气学的发展也是由客观需要决定的。只要对天气过程进一步了解的客观需要还存在，天气学就会继续发展。这是不以任何人或任何一批人的意志为转移的。

天气学工作者不必在新的探测和计算技术前惶然不知所措，要做新技术的主人，也不要理会那些轻视天气学的各式各样的言论。天气学的任务是各式各样的，长中短期天气过程有所不同，大中小天气系统的发展各有千秋。高原、平地、海洋情况各异。多少问题需要解决？英雄用武之地，到处都是。应当相互学习，相互尊重，相互鼓励，不断提高学识水平，向天气学的广度和深度进军。应当突破妨碍我们前进的框框，包括自己给自己安置的框框。同时，也不要随波逐流，一哄而上，一哄而下。这样，天气学的百花争艳的时代，就会早日到来。

热带气象学若干问题

罗会邦

(中山大学气象系)

引言

热带地区占地球表面积的一半，作为大气运动的热源，它对维持全球大气环流有很重要的作用。但其大部分为海洋所覆盖，缺乏观测资料，所以热带气象学的进展一直很缓慢。自本世纪六十年代以来，热带气象学的面貌才有了较大的变化。首先，六十年代初期在热带地区上空大约25 km 高度附近发现了准两年周期的纬向风振动。数年以后，实际观测和理论研究又确认在这一气层中存在着大尺度扰动，它们对纬向风准两年振动的形成起着非常重要的作用。这些研究推动了平均气流与扰动相互作用理论的发展。另外，由于热带大气的特点，积云对流与大尺度运动场之间存在着相互作用。对这一相互作用进行的诊断分析以及对积云对流参数化理论的研究，在热带地区数值预报和全球大气环流数值试验的发展中起了很大作用。与此同时，热带大气环流的研究在六十年代以后也有了很大发展。随着观测资料的增加，开始弄清了北半球夏季热带高空最明显的流场特征，并对铅直环流、能量和涡度收支等方面进行了研究，还做了许多数值模拟的工作。这些研究揭示了准定常超长波在热带大气环流中的重要作用。

六十年代以来，在热带观测研究中，新的发现一个接着一个，这些新发现向理论研究提出了许多新问题（如平均气流与扰动的相互作用，积云对流与大尺度运动的相互作用，热带地区准定常超长波在热带大气环流中的作用等），把许多气象学者的兴趣吸引到热带气象学的研究中来了。由于观测研究和理论研究相配合，使热带气象学在这二十年来取得了较大进展。下面介绍其中几个问题：热带大尺度运动与积云对流的相互作用，热带平流层大气环流以及北半球夏季热带对流层大气环流。

§ 1、热带大尺度运动与积云对流的相互作用

和中高纬度相比，热带地区折向参数小，盛行积云对流过程，使热带大气运动具有许多与中高纬大气运动不同的特点。从运动方程组的尺度分析知道，同样尺度（水平尺度、铅直尺度和水平速度尺度）的天气系统，热带地区的温度梯度和气压梯度要比中高纬度小一个量级，如果没有凝结发生，铅直运动也小一个量级，正压涡度方程也可以适用。但若积云对流有潜热发生，则铅直运动将与中高纬同量级。此时积云对流在铅直方向所起的涡旋输送作用非常重要，必须考虑积云对流与大尺度运动之间的相互作用。

一、大尺度运动水热场的诊断分析

首先讨论如何根据观测资料,用诊断分析方法判断积云对流对大尺度运动水热场的影响。我们先考虑一个对大尺度运动(例如波长数千公里以上的热带波动)来说是十分小的,而对单个积云(~10km)来说又是十分大的区域(水平距离数百公里)中的水热收支。将热力学第一定律和水汽守恒方程对这个区域进行平均,得到

$$\rho Q_1 \equiv \rho \left(\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{S} + \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \right) = \rho \bar{Q}_R + L(\bar{c} - \bar{e}) - \rho \frac{\partial \overline{S'w'}}{\partial z} \quad (1.1)$$

$$-\rho Q_2 \equiv L \rho \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) = -L(\bar{c} - \bar{e}) - \rho L \frac{\partial \overline{q'w'}}{\partial z} \quad (1.2)$$

其中 $(\bar{\quad})$ 表示区域平均, $(\quad)'$ 表示对该平均的偏差,这种偏差是由积云及其它小尺度现象引起的。 $S \equiv c_p T + gz$ 为干静力能, q 是水汽混合比。 $\bar{\mathbf{V}}$ 是水平风速, w 是铅直速度, c 为凝结率, e 为蒸发率, Q_R 为辐射加热率, L 为凝结潜热, Q_1 、 Q_2 分别表示视热源和视水汽汇。

上面两个式子左边各项可以由大尺度观测资料计算出来,右边各项除 Q_R 以外都不能直接计算。假如不存在积云等小尺度现象,而且没有大尺度运动系统引起的凝结和蒸发(在热带地区,凝结是由积云活动引起的),则 Q_1 与 \bar{Q}_R (约为 $1-2^\circ\text{C}/\text{日}$ 的冷却)保持平衡。 Q_2 则在资料观测和分析精度范围内接近于零。所以由诊断分析得到的 $\rho(Q_1 - \bar{Q}_R)$ 和 ρQ_2 之值正好表示了积云对流及其它小尺度现象活动的强度。在自由大气中,则主要反映了积云活动的强度。通过对不同天气条件进行诊断分析,就可以了解不同天气条件下积云对流所起作用的差异。

图1.1是热带西太平洋上赤道辐合带附近平均的 Q_1 、 Q_2 和 Q_R 的铅直分布。辐射冷却最大不过 $1-2^\circ\text{C}/\text{日}$, Q_1 和 Q_2 则达到 $6^\circ\text{C}/\text{日}$ 左右,这说明积云对流的影响很大。 Q_1 和 Q_2 的分布不一样,是由于积云对水汽和热量输送的结果。这一点可以从(1.1)和(1.2)式右边最后两项看出来,假如降水是由层状云引起的,没有对流活动的影响,则 $\rho(Q_1 - \bar{Q}_R)$ 与 ρQ_2 应近似地都等于 $L(\bar{c} - \bar{e})$ 。这就是说,从两条廓线随高度分布的差异可以判断降水性质。

图1.2是对大西洋东北信风带的诊断分析结果。这个地区盛行下沉气流,800mb附近存在逆温层,积云几乎都被抑制在这一逆温层以下。由图看出 Q_1 和 Q_2 在800mb以上的值很小,亦即积云的活动很弱,这与观测事实一致。图中 Q_1 和 Q_2 在每一层都为负值,这与图1.1赤道辐合带中 Q_1 和 Q_2 的分布完全不同,特别是在逆温层附近负值很大。这是因为云中湿空气与周围空气混合,使云滴蒸发,周围空气因而变湿变冷,所以虽然都是积云的影响,它们在不同天气条件下对环境的

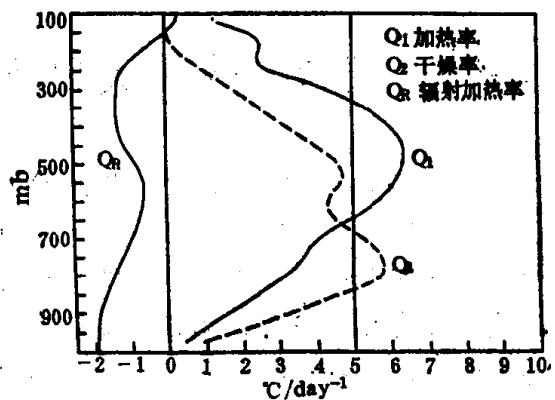


图1.1 热带西太平洋 ITCZ 附近 Q_1 、 Q_2 和 Q_R 的铅直分布 (Yanai et al., 1973)

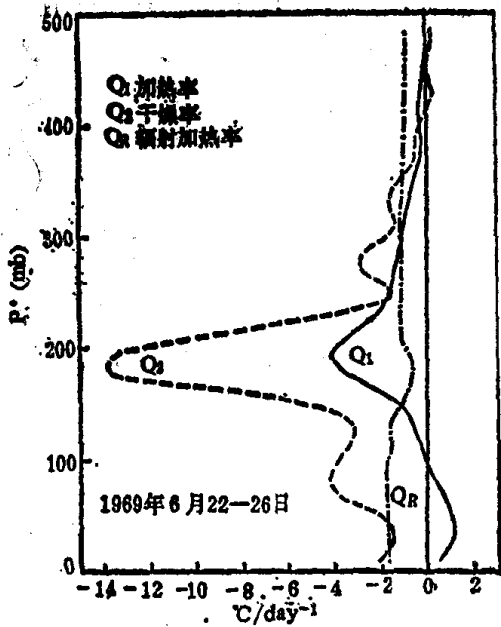


图1.2 大西洋信风带 Q_1 、 Q_2 和 Q_R 的铅直分布 P^* 为各高度与地面之间的气压差值(Nitta and Esbensen, 1974)

作用是不一样的。

二、Arakawa-Schubert的参数化理论

(1.1) 和 (1.2) 两式同样可以用于数值预报。但即使使用大型计算机，现在一般网格距也不过是100km左右，这对分辨大尺度运动的结构虽已足够，但一般还不能直接描述积云对流等小尺度现象。可是，上面的结果说明，积云对流对于大尺度运动的水热场又有很大影响，在预报中如果忽视这个效应，就等于将前面算得的 $5^\circ\text{C}/\text{日}$ 左右的热源取消了，就不能取得满意的预报结果。为了避免这一误差，虽然不能在模式中直接模拟个别积云的发生发展和消失，但必须考虑以什么形式将积云的平均效应反映出来，这就要进行参数化。

要成功地进行参数化，就必须正确描绘出小尺度现象对大尺度现象的影响。但这必须是在大尺度运动场的状态能确定小尺度现象的平均活动强度的条件下进行，否则即使能对大尺度现象产生影响，也没有办法进行参数化。对于积云来说，它的活动与东风波等大尺度运动密切相关，是可以进行参数化的。下面我们介绍Arakawa-Schubert的理论。

我们将 (1.1) 和 (1.2) 两式改写为

$$\rho \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\rho \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{S} - \rho \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} + \rho \bar{Q}_R + L(\bar{c} - \bar{e}) - \rho \frac{\partial \overline{S'w'}}{\partial z} \quad (1.3)$$

$$\rho \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\rho \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{q} - \rho \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - (\bar{c} - \bar{e}) - \rho \frac{\partial \overline{q'w'}}{\partial z} \quad (1.4)$$

现在的问题是如何正确描述上述两式右边最后一项积云对流的效应。假定在我们进行平均的区域内存在各种类型的积云，我们要求出它们对大尺度运动的总体影响。设该平均区域中第 i 个积云所占的面积与总面积之比为 σ_i ，云中的上升速度为 w_i ，则云中的质量通量可表示为

$$M_i = \rho \sigma_i w_i \quad (1.5)$$

根据热带地区有关积云观测的结果，设积云总体所占面积比至多为百分之几，故有

$$\sigma_c = \sum_i \sigma_i \ll 1 \quad (1.6)$$

这里 σ_c 为区域内积云总体所占面积比。另外，假定无云区各种要素分布均匀，并用 (\sim) 表示，则区域平均的干静力能 S ，利用 (1.6) 式就有

$$\bar{S} = (1 - \sigma_c) \tilde{S} + \sum \sigma_i S_i = \tilde{S} + \sum (S_i - \tilde{S}) \sigma_i \approx \tilde{S} \quad (1.7)$$

其中 S_i 为第 i 个积云的干静力能。同样对混合比有

$$\bar{q} \approx \tilde{q} \quad (1.8)$$

上面两式说明, 尽管积云数量很多, 但因所占面积很小, 加之本身温度高、湿度大, 所以对平均水热场并不直接产生很大的影响。利用 (1.6) — (1.8) 式, 积云引起的水汽和热量输送可写为

$$\begin{cases} \overline{\rho S'w'} \approx \sum M_i (S_i - \bar{S}) \\ \overline{\rho q'w'} \approx \sum M_i (q_i - \bar{q}) \end{cases} \quad (1.9)$$

要正确估计每块云的作用, 就要知道 S_i , q_i , M_i 等的值, 因此必须引进某种云模式, 过于复杂的模式不适于参数化。这里我们采用简单夹卷模式, 假定边界层潮湿空气发展起来的积云, 一方面在上升过程中吸入周围的干空气, 但同时又凝结释放潜热, 得到浮力继续上升, 当到达某一高度时浮力消失即停止发展。又假定从云中向外流出的空气只发生在云顶高度上, 流出的云滴便在该高度上蒸发。在这个模式中, 对于个别的云块来说, 总是有其生消过程的。但从整个区域考虑, 则认为整个积云总体是定常的, 总是由一定类型的积云组成的。由于对每一块云都可以写出质量守恒、热量和水汽守恒关系式, 因此求和就得

$$E - D - \frac{\partial M_c}{\partial z} = 0 \quad (1.10)$$

$$E\bar{S} - D\hat{S} - \frac{\partial}{\partial z} \sum M_i S_i + L \sum C_i = 0 \quad (1.11)$$

$$E\bar{q} - D\hat{q} - \frac{\partial}{\partial z} \sum M_i q_i - \sum C_i = 0 \quad (1.12)$$

其中 $E = \sum E_i$, $D = \sum D_i$, $M_c = \sum M_i$, ($\hat{\quad}$) 表示第 i 块云的值。 E_i 为卷入量, D_i 为卷出量, C_i 为凝结率, ($\hat{\quad}$) 为云顶 (流出高度) 上的云中值, 并假定具有同样高度云顶的云有同样的值。

假设云滴在云中不蒸发, 而流出到周围环境中才蒸发。又设在云顶流出来的云滴为 $\hat{1}$, 则 (1.3)、(1.4) 两式中 $\bar{e} = \sum e_i = \sum D_i \hat{1}_i = \hat{1}D$, 又 $\bar{C} = \sum C_i$, 利用 (1.9) — (1.12), 则 (1.3) 和 (1.4) 两式可改写为

$$\rho \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\rho \vec{V} \cdot \nabla \bar{S} - \rho_w \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} + \rho \bar{Q}_R + \frac{D(\hat{S} - L\hat{1} - \bar{S})}{\textcircled{1}} + M_c \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \quad (1.13)$$

②

$$\rho \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\rho \vec{V} \cdot \nabla \bar{q} - \rho \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} + \frac{D(\hat{q} + \hat{1} - \bar{q})}{\textcircled{3}} + \frac{M_c}{\textcircled{4}} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (1.14)$$

上面两个式子表示积云对大尺度水热场影响的①—④项中，①和③为从云中流出的含有云滴的潮湿空气流到周围环境，使环境大气变冷却和变潮湿。②和④是对应云中的上升运动 M_c ，云外有下沉补偿 $(-M_c)$ ，使周围空气升温和干燥。积云对大尺度场的影响主要是考虑潜热的释放，在这一参数化理论中，升温的效应表现为云中上升运动引起的补偿下沉气流的下沉增温上。在积云中确有潜热释放[(1.11)式]。但这一云中的潜热增温并未能直接使周围大尺度运动场增暖[(1.7)式]，它只是使云中维持上升气流，再通过积云之间的补偿下沉气流，间接增暖了周围大气。

与这一参数化理论中积云所起的作用相比较，我们来看看在初期提出的参数化是如何考虑积云作用的。在初期参数化中，加热量为

$$Q = \begin{cases} c_p \pi h(z) \frac{\partial \theta}{\partial z} w^* & (w^* > 0) \\ 0 & (w^* \leq 0) \end{cases} \quad (1.15)$$

其中 $\pi \equiv (p/p_0)^{R/c_p}$ ， w^* 为摩擦层上界的上升速度， $h(z)$ 是决定热源随高度分布的参数。为了与(1.13)式比较，我们将 Q 改写，则有

$$\rho \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\rho \vec{V} \cdot \nabla \bar{S} - \rho \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} + \rho \bar{Q}_R + \rho \bar{w}^* h(z) \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \quad (1.16)$$

现在把 $h(z)$ 看成是云中质量通量的铅直分布，使 $h(z) \equiv M_c(z)/M_c(Z_R)$ ， Z_R 为云底高度，则上式可写为

$$\rho \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\rho \vec{V} \cdot \nabla \bar{S} - \rho \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} + \rho \bar{Q}_R + \frac{\rho \bar{w}^*}{M_c(Z_R)} M_c \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \quad (1.17)$$

可见这相当于(1.13)式没有考虑云向周围空气流出的效应，并令 $M_c(Z_R) = \rho w^*$ 所得的结果。即初期参数化的作法，是将边界层中大尺度辐合量全部经由云中输送到大气上层。

(1.13)和(1.14)两式表示了积云对平均场水热分布的影响。但它包含的是所有云的影响，故有必要用适当的参数对积云进行分类。图1.3为一个简单的积云模式。在此模式中，把夹卷率当作反映积云特征的基本参数，夹卷率不同，积云的特征也不同，设第 i 块云的夹卷率

$$\lambda_i \equiv \frac{E_i}{M_i} = \frac{1}{M_i} \frac{\partial M_i}{\partial z} \quad (1.18)$$

上式表示由于周围空气的混入，积云在上升过程中其质量通量发生变化， λ_i 就是其变化率，由于这种作用，将使积云中的潮湿空气湿度减小， λ 小的积云，可以保持边界层比较大的湿静力能一直发展到对流层上部。而 λ 大的积云，由于混进了周围大量的干燥空气，发展受到

抑制。因此 λ 与积云的发展高度和大小有关系，根据实验和观测， λ 与积云半径 r 成反比

$$\lambda \sim \frac{1}{r} \quad (1.19)$$

所以，用 λ 来对积云进行分类，等于是用积云的大小或高度进行分类，因此将所有积云按大小进行分类，则整个积云总体的质量通量可以用 λ 的谱形式表示为

$$M_C(z) = \sum_i M_i(z) = \int_0^{\lambda_D(z)} m_B(\lambda) \eta(z, \lambda) d\lambda \quad (1.20)$$

其中 $m_B(\lambda) d\lambda$ 为 λ 到 $\lambda + d\lambda$ 之间的积云在云底高度上的质量通量， $\eta(z, \lambda)$ 表示夹卷率为 λ 的积云质量通量铅直分布的无因次参数。在云底高度上， $\eta(z_B, \lambda) = 1$ 。 $\lambda_D(z)$ 表示云顶高度为 z 的积云的 λ 值。给出 λ 后，利用图1.3的积云模式，则 $\eta(z, \lambda)$ ，云内温度 \hat{S} ，水汽 \hat{q} ，云滴量 \hat{l} 等所有参数均可以决定。所以 (1.13) 和 (1.4) 两式中唯一的未知参数就只有表示积云强度的 $m_B(\lambda)$ 了。如果有办法决定 $m_B(\lambda)$ ，积云效应参数化的问题就可以解决。因而也就可对大尺度运动场的 \bar{S} 和 \bar{q} 作预报。

在实际大气中，对应不同的天气系统，积云活动强度—— $m_B(\lambda)$ 的大小是不一样的，所出现的积云类型—— $m_B(\lambda)$ 所对应的 λ 的分布也不一样。因此必须决定与各种大尺度状态相适应的 $m_B(\lambda)$ 。在初期参数化中，

$$\int_0^{\lambda_D(z_B)} m_B(\lambda) d\lambda = \overline{\rho w^*} \quad (1.21)$$

没有区分不同积云的贡献。Arakawa-Schubert 在决定 $m_B(\lambda)$ 时，引进了每一个单位 $m_B(\lambda) d\lambda$ 积云的动能生成率 $A(\lambda)$

$$A(\lambda) = \int_{z_B}^{z_D(\lambda)} \frac{g}{c_p \bar{T}(z)} \eta(z, \lambda) [S_{vC}(z, \lambda) - \bar{S}_v(z)] dz \quad (1.22)$$

这里 S_v 是用虚温计算的干静力能， $S_{vC}(z, \lambda)$ 为 λ 类积云中的干静力能值。 $z_D(\lambda)$ 为 λ 类云云顶高度。若给定 λ ，则可由大尺度场的层结决定 (1.22) 式。 $A(\lambda)$ 表示浮力引起的动能生成率。 $A(\lambda)$ 越大，云的生成率越大，表示大气对积云的不稳定度大。所以 $A(\lambda)$ 可以说是大气对积云发展的稳定度指标。为了抵销摩擦，使积云发展，必须有 $A(\lambda) \geq 0$ 。但是 $A(\lambda)$ 越大并不等于积云对流越活跃。某瞬时 $A(\lambda)$ 即使很大，但一旦积云形成，周围大气会增暖， $A(\lambda)$ 就会在很短的时间内减小。实际大气中 $A(\lambda) \simeq 0$ 。可以认为，大尺度使 $A(\lambda)$ 增加（层结趋于不稳定），而积云对流的发生又会使 $A(\lambda)$ 减小（层结趋于稳定）。二者的作用是近于平衡的。即

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{cu} + \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{ls} \simeq 0 \quad (1.23)$$

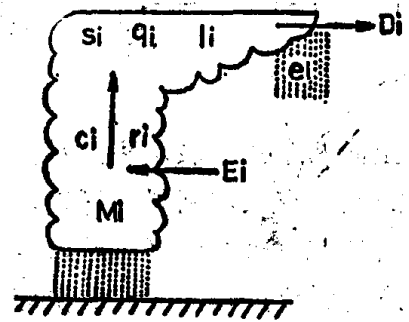


图1.3 积云参数化所用云模式
 r_i 为雨粒生成率，其他符号意义见文中说明

这里 $\left[\frac{dA(\lambda)}{dt}\right]_{L_S}$ 表示大尺度运动的作用，即由于水热平流、辐射以及陆地或海面上的水热铅直输送，边界层温湿场改变，层结因而发生变化。这一项可以由大尺度参数来描述。它的作用是使层结趋于不稳定。而 $\left[\frac{dA(\lambda)}{dt}\right]_{C_u}$ 表示积云所引起的稳定作用，它可以用 $m_B(\lambda)$ 表示如下

$$\left[\frac{dA(\lambda)}{dt}\right]_{C_u} = \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' \quad (1.24)$$

其中 λ_{max} 是积云中存在的最大 λ ， $K(\lambda, \lambda')$ 表示每单位质量通量的 λ' 类积云对 λ 类积云的抑制效应。将 (1.24) 式代入 (1.23) 式令 $[dA(\lambda)/dt]_{L_S} \equiv F$ ，则有

$$\int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) \simeq 0 \quad (1.25)$$

这是关于 λ 的积分方程。式中 $K(\lambda, \lambda')$ ， $F(\lambda)$ 只由大尺度运动的参数决定。求解这一积分方程就可决定 $m_B(\lambda)$ 。一旦 $m_B(\lambda)$ 决定了，便可求得 (1.13)、(1.14) 两式中关于积云效果的各项。因而解决了参数化问题 [用大尺度运动参数求得 $m_B(\lambda)$]，可以预报大尺度运动场的温度和水汽。

用来决定 $m_B(\lambda)$ 的 (1.25) 式或原来的 (1.23) 式表示由于大尺度运动和积云的统计活动使 $A(\lambda)$ 的变化达到准平衡。这是该积云参数化理论成功的关键。下面讨论在实际大气中，这种准平衡状态能否成立。图 1.4 是利用热带西太平洋资料，对于 $\lambda = 0.08 \text{ km}^{-1}$ 的积云计算的 (1.23) 式左边一项和右边第二项 ($F(\lambda)$) 随时间的变化。可见 $F(\lambda)$ 非常散乱，变化很大，但 $A(\lambda)$ 随时间的变化 $\left|\frac{dA(\lambda)}{dt}\right|$ 则摆动于 0 线附近， $|F(\lambda)| \gg |dA(\lambda)/dt|$ 。说明

(1.23) 式表示的准平衡状态可以适用于实际大气。

下面介绍将 Arakawa-Schubert 理论实际应用到气温和水汽预报方面的结果。S. J. Lord 利用 GATE 资料，作了预报试验，并将结果与实际观测值进行了详细比较。为了研究积云参数化的效果，他用每一次观测资料，计算了 (1.13)、(1.14) 两式中各大尺度运动所能决定的项。并由 (1.25) 式决定 $m_B(\lambda)$ ，然后代入 (1.13)、(1.14) 两式求得 $\partial \bar{q}/\partial t$ ， $\partial \bar{S}/\partial t$ 。即对每一观测时次作一次温度和水汽预报，并计算瞬时降水量。图 1.5 是预报的每一瞬时降水量与雷达观测的区域平均降水量比较。可以看出二者的大小和变化趋势都较一致。

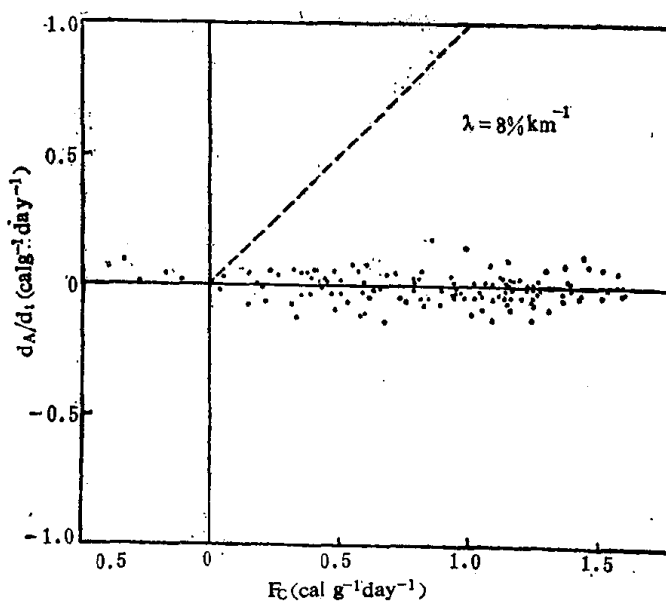


图 1.4 $\lambda = 0.08 \text{ km}^{-1}$ 的积云做功函数 A 的变化率与由大尺度运动引起的增长率 F_c (Arakawa and Schubert, 1974)

说明这一理论较好地反映了造成降水的积云整体的作用。

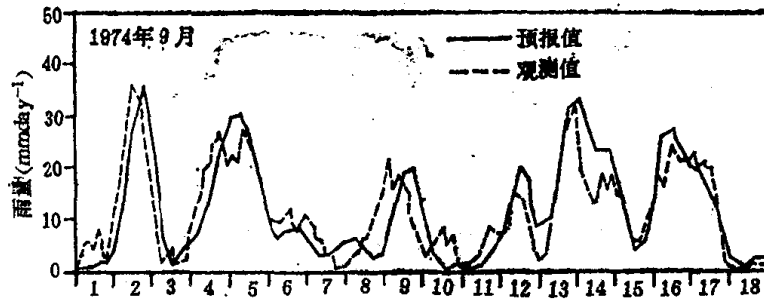


图1.5 GATE区域中用A-S理论预报的降水量与雷达观测的降水量 (Lord, 1978)

降水量对应的只是大气热源的铅直积分。每个高度上的积云的作用与实际观测值的比较又如何呢？图1.6是由模式计算的 dT/dt （加热率）和 $-(L/q)(dq/dt)$ （水汽减少率）和由实际资料用诊断分析方法从余项求得的相应值的比较。可见以600mb为界，该高度以上预报值小于观测值，以下则大于观测值。这可能是因为：（1）这个模式没有很好模拟激发浅薄积云的机制（如云顶辐射冷却的作用）；（2）未考虑下降雨滴的蒸发；（3）没有考虑积云中的下降气流的作用，这些都是有待今后改进的课题。

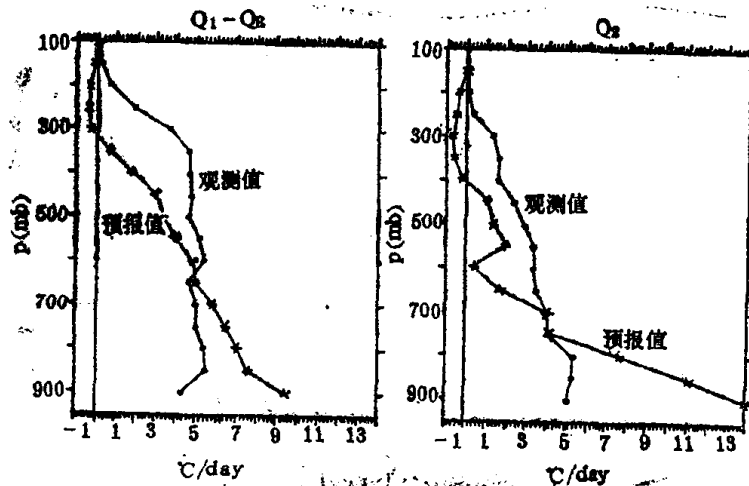


图1.6 用A-S理论预报的积云升温效应（左）和干燥效应（右）以及诊断分析所得的结果 (Lord, 1978)

三、利用积云模式对大尺度运动场进行诊断分析

前面介绍过利用高空资料对大尺度运动水热场进行诊断分析的方法。但诊断的只是积云整体对大尺度运动温湿场的影响。如果在这些结果中再加进上面所采用的积云模式，便可用实际资料进行诊断分析，以便更详细地了解不同类型积云对大尺度温湿场影响的物理过程。与Arakawa-Schubert积云参数化理论研究同时进行的Yanai等的分析工作就是这样一种尝试。