

雷恒池, 魏蕾, 曾庆存. 2012. 控制论与人工影响天气 I: 人工增雨作业中的正反问题及最优调控 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 968–978, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.33. Lei Hengchi, Wei Lei, Zeng Qingcun. 2012. Cybernetics in the artificial weather modification. I: Direct and inverse or optimal controlling problem for precipitation enhancement operation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 968–978.

控制论与人工影响天气 I: 人工增雨作业中的 正反问题及最优调控

雷恒池¹ 魏蕾^{1,2} 曾庆存¹

¹ 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 利用自然控制论的观点, 重新审视了人工影响天气诸多方面的问题, 提出了人工调控有限区域天气的正问题和反问题, 并对最优调控问题, 根据观测实例进行了分析讨论。结果表明, 自然控制论是指导开展人工影响天气的一个好的理论框架, 不仅要加强观测以了解自然降水过程, 发展数值模式以更好的模拟实际降水过程, 更需要开展反问题的研究; 对最优调控的讨论表明, 不能仅仅局限于有无催化可能, 更应全面考虑降水云系的结构。

关键词 人工增雨 正问题 反问题 最优调控 自然控制论

文章编号 1006-9585 (2012) 06-0968-11

中图分类号 P427

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.33

Cybernetics in the Artificial Weather Modification I. Direct and Inverse or Optimal Controlling Problem for Precipitation Enhancement Operation

LEI Hengchi¹, WEI Lei^{1,2}, and ZENG Qingcun¹

¹ Institution of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract A review concerning the current situation of weather modifications based on the theory of natural cybernetics is given. The authors proposed that the direct as well as the inverse problems for weather modifications should be investigated. Based on a case study, the optimal controlling problem for weather modification operation is discussed. The results show that natural cybernetics is a good theoretical framework to instruct weather modifications. Not only observations of natural weather precipitation processes should be strengthened and numerical models to simulate them should be developed, but also the inverse problem, i.e., the optimal controlling problem for the weather modification should be studied. It is not only to consider the potentiality of rain enhancement by cloud seeding, but also need to investigate the temporal evolution and macro-micro-structures of precipitation cloud in the relevant weather system.

Keywords Precipitation enhancement, Direct problem, Inverse problem, Optimal control, Natural cybernetics

1 引言

国内外人工影响天气工作已经有 60 多年的发

展历史, 有发展迅速、也有相对停滞的阶段, 这与人工影响天气理论的发展有很大的关系。如 20 世纪 40 年代, 与 Bergeron 效应相关的过冷云催化理论的发展, 使得开展人工影响天气工作成为现实。

收稿日期 2012-08-05 收到, 2012-09-23 收到修定稿

资助项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-EW-203, 中国科学院大气物理研究所方向项目 IAP201209

作者简介 雷恒池, 男, 1960 年出生, 博士, 研究员, 主要从事云降水物理与人工影响天气研究。E-mail: leihe@mail.iap.ac.cn

50 年代提出的暖云催化理论和我国科学家提出的随机起伏增长理论, 都为当时的人工影响天气工作注入了活力(黄美元等, 2003)。20 世纪 70 年代, 前苏联科学家提出的冰雹云过冷水累积区理论, 使得过量播撒冰晶而减少冰雹灾害的工作全面开展起来。近 20 年来, 随着云雾降水物理研究的深入, 计算机以及计算理论和方法的发展, 云雨过程的数值模拟有了很大的发展。但由于自然成云降雨过程的复杂性, 各种不确定因子的共存, 使得人工影响天气作业对象、作业时机的选择以及作业效果的评估极为困难, 致使目前我国各地、乃至国际上所开展的人工影响天气工作, 仍然存在着很大的或相当的盲目性(黄美元和雷恒池; 2008, 黄美元, 2011)。总体上看, 我们认为造成目前状况的一个主要原因是: 人工影响天气研究的基础理论和方法还没有新的重大突破。

曾庆存(1996)提出了自然控制论, 为进一步开展人工影响天气科学的研究提供了一个崭新的途径和方法。自然控制论研究的是自然环境的自控行为与人工调控的机理以及人工调控的理论、方法和技术, 以解决人类面临的环境和发展问题, 达到人类与自然环境的协调和持续发展。从一个新的角度来看待人工影响天气工作, 可以把已有传统的云动力学、微物理学、人工影响天气理论和最新的、严谨的控制论、规划论等方法结合起来, 即利用了气象学已有的成果, 又增加了例如反馈控制、最优规划等新方法, 从而开阔出一种即可定量又可检验的控制天气的研究方法。

雷恒池等(2001)曾根据自然控制论的观点, 针对黄河上游人工增雨的问题, 探讨了用人工增雨来解决黄河断流所遇到的一些问题及解决方案, 针对河曲有限区域人工调控天气问题, 给出了河曲地区人工增雨的概念模型。吴琳等(2012)研究了工程控制论在人工增雨作业中的应用与建模问题, 将工程控制论引入人工增雨作业, 称作“局部控制”方法, 并以冷云的人工催化过程为例, 以单容加延迟的过程来简化单块冷云催化核化过程, 建立了有反馈的冷云催化框架模型, 根据效果调整催化剂的撒播率以实施控制作用, 使作业后的雨云关键参数达到预期值。曾庆存等(2012)应用自然控制论的理论方法, 提出人工增雨作业和效果检验的框架。它将事前和作业进行过程当中的观测和预报、调控方案(滚动式的和有反馈回路的)、作业和效果检验

紧密联系成一个整体系统, 将调控方案提为最优化问题, 并把不断的观测资料同化到滚动式预报模式和求优化之中。本文将利用自然控制论的观点, 审视了降水云系的自我调控过程, 提出了人工调控有限区域天气的正问题和反问题, 并对最优调控问题根据观测实例进行了分析讨论, 最后讨论了最优调整实现的流程, 以期起到抛砖引玉作用。

2 降水云系的自我调控过程

2.1 冷锋降水云系的自我调整

冷锋系统是我国北方主要稳定性降水系统(朱乾根等, 1992), 是由冷暖空气交汇而形成的。从天气学的角度定义的锋面, 并不是严格意义上的物质面, 是有一定宽度的锋区, 水平宽度约为几十千米到几百千米。在冷气团的强迫下, 暖空气上升冷却形成降水。降水形成主要因子为水汽、垂直运动和云滴增长条件。由于冷空气的强弱不同, 其强迫抬升的垂直上升速度也不相同, 降水强度有很大的差异。其生命期大概在几天到一周, 对于局地而言, 降水时间在几小时至几十小时; 层状降水系统中, 大气层结基本接近湿绝热梯度, 云中上升速度一般在 $10 \sim 100 \text{ cm/s}$, 层状云是在湍流发展区的顶部与湍流衰减区的底部发展起来的(黄美元和徐华英, 1999)。如果要发生暴雨, 则与充分的水汽输送、大气层结的稳定度以及较长的持续时间等条件有关。

在此过程中, 锋区的混合作用是降水系统自我调整的主要机制。由于湍流的混合, 使得空气团变性, 冷气团增温, 其强迫抬升力减弱; 雨滴下落所形成的拖曳力, 使得上升速度减小, 进而抑制降水。处于系统生命期的不同阶段, 各过程所起的作用不同, 从而使得锋面系统有其自身的生消过程。

2.2 梅雨锋暴雨系统的自我调整

梅雨锋暴雨是由冷暖空气南北交汇所形成的, 由于冷暖空气势力相当, 故交汇区相对稳定不动, 在我国长江流域较维持长时间的降雨系统。由于夏季太阳辐射加温, 使得冷空气增温较快, 在锋区温度差别不明显, 但湿度差别很大。梅雨锋区暴雨的形成, 一般要有低空激流的水汽输送, 高空有冷空气的平流, 进而形成不稳定层结, 加上云的微物理过程, 在局地产生强降水。而暴雨则是由一个接一个的强降水过程组成, 并不是单一过程产生的。

在暴雨过程中,不稳定层结是对流发生的先决条件,而锋区所存在的大范围层状云系,通过积层云相互作用,大量的层云为积云发展提供了充足的水汽和液态云水,使得降雨加强。积云对流的输送作用,使得上下层空气充分混合,不稳定能量的释放,使得大气层结趋于稳定;湍流的混合作用,也消耗了大气的不稳定能量,使得云的厚度、范围减弱;同时强降水的拖曳所形成的下沉气流,会使得积云对流减弱。

在暴雨形成初期,水汽输送及不稳定层结占据主导地位,但在其形成的同时,不利于降水的过程也在发展;当在强降雨的后期,不利于降水的过程占据主导地位,从而使降水减弱以至于降水停止,这是该降水系统自我调整的一个明显过程。

2.3 对流云降水的自我调整

对流云降水是常见的天气现象,是大气环流中最有效的一种能量转换器,是水汽、热量和动量垂直输送的重要机制。已有的研究(顾震潮,1980)表明,对流云发生、发展的能量来自不稳定的大气层结。大气层结不稳定度的大小,决定了对流云发展的强弱。

初期在对流不稳定大气层结环境下,底层气块受到某种扰动而发生垂直运动达到自由对流高度以上时,由于上升气块的温度比环境大气的温度要高,在阿基米德浮力作用下会加速上升;当气块达到凝结高度时,会饱和凝结形成云,此时由于水汽相变释放的热量,加热气块使之浮力增大,会更进一步加快上升对流运动。此阶段对流云中动力过程和微物理过程是一种正反馈过程,即上升运动使得云滴凝结量增加,而凝结过程所释放的潜热则进一步加热大气,使得上升运动加速。

物极必反,在积云对流发展过程中,同时也孕育着其破坏对流发展的因素。水凝物释放的潜热固然对上升运动起到加速发展的作用,但水凝物的重力又会增加上升运动的阻力,特别是云滴长大形成雨滴、雪花、霰、冰雹等大粒子,当其质量增长到上升气流托不住时,即大粒子降落末速度大于上升气流速度时,此类大粒子在重力作用下向下运动形成降水,而在云中向下运动过程中的重力碰并作用,则会使得大粒子增长更为迅速,期间的冰晶繁生过程、大云滴破碎过程,都可能加速降水的形成和雨强的增加。大量降水物的拖曳作用会在云中形成下沉气流,此过程是不利于对流云发展的因素。

当对流云中出现下沉气流后,对于局地热对流而言,马上进入到其消散阶段。夏天浓积云降水时,经常可以看到天空出现雨幡,就是降水引发的下沉气流,使得云体消散,但雨滴仍然存在而出现的天气现象。对于强的积云,当环境风场结构合适时,在云的后部会形成下沉气流区,云体前部上升区,使得积云降水维持较长的时间。还有一类称之为超级单体,是在合适的环境风场条件下形成的,由有组织的上升、下沉气流组成,降落的冰雹、雨滴等粒子出云后蒸发冷却作用,使得下沉气流进一步增强,有可能形成下击暴流,在地面形成风灾。此种对流系统相比其它对流云而言维持的时间更长。

随着对流系统的发展,大气层结因对流垂直交换发生改变,不稳定度会趋于中性以至于到稳定,从而使得积云对流失去能量来源,降水结束,最后云体消散。即大气不稳定层结因对流云降水过程的水汽、热量、动量垂直输送而达到平衡。积云对流通过微物理过程与动力过程相互作用,实现了云体自我调整过程。总之,在积云对流降水过程中,云生命期不同阶段,起主导作用的因子亦不同。

3 人工调控的正问题

随着人们对云微物理结构认识的深化,云宏观动力学研究的深入,数值计算方法的发展,特别是计算机的飞速发展,使得人们能够用数值模拟的方法来研究云的发展过程。数值模式发展到了今天,由于能够描述成云降雨的主要过程,重复再现不同参量改变对降水过程的影响,讨论宏观、微观过程的相互作用,已成为云雾物理研究和人工影响天气研究的一个有力的工具。

求解能详细描述降水云系以及人工催化的数学物理方程,即数值模式,对自然云以及人工催化过的云及其降水过程、结构特征、云的演变过程有深入的了解,确切知道该云的催化机理以及最佳的催化方法,这是现有研究人工催化云催化机理所常用的方法——列举法,从中选取认为可行或最好的催化方案,从数学上讲,这就是一个正问题,即在已知初始条件和边界条件下求出问题的答案。目前人工影响天气的数值模拟研究,均属此类工作。现以几个常用的数值模式为例进行讨论。

3.1 冰雹云人工催化消雹数值模式

由孔凡铀等(1990,1991)发展、洪延超(1998)

改进的三维冰雹云数值模式是目前国内应用非常广泛的模式。当提供实际大气层结环境条件后, 可以通过调整模式初始扰动值的大小和范围, 模拟出可能出现的对流云。因实际对流云生消过程时间较短, 模式下垫面处理相对简单, 如用陆面或水面, 可根据模拟需要选择, 或者根据研究需要进行修改下垫面的性质; 云微物理过程采用双参数处理方案; 冰相微物理过程包括冰晶、雪花、霰、冻滴、冰雹等。加入人工催过程, 则可以模拟对冰雹云人工催化的反应, 经过敏感性试验, 可以找出最优的播撒时机、部位和催化剂的用量; 如果对增雨过程, 也可以在不同时机进行模式催化试验, 形成最优催化作业方案。此就是人工调控的正问题。

在求解过程中, 要注意要模拟的个例实际情况, 通过调整参数使得模拟结果和实际过程尽量相符, 才可以进一步分析各种物理过程在降水中的作用。应当注意模式的物理过程是对实际过程高度概括而总结出的参数化处理办法, 还需根据实际观测事实进一步改进。特别是双参数方案, 在一定程度上对云中粒子的数浓度及谱型有一定的歪曲(许焕斌和段英, 1999), 能否发展其它的参数化方案, 如引入雷达反射率因子或者谱型因子作为第三参数, 使得对云中粒子谱型描写更进一步, 应当是模式发展方向之一; 目前模式中云冰相物理过程的刻画更为简单, 需要进一步发展冰相方案, 这也是模式发展的方向之一; 还有模式在处理雨滴碰并云滴过程所采用的捕获系数为常数, 有可能使得雨滴捕获云滴的效率过高, 在雨水量达到一定程度时, 有可能通过重力碰并而使得云水含量过小, 这与实际严重不符, 应当进一步优化碰并方案, 使之与实际过程相符, 也是参数化模式改进的内容之一; 冰相淞附过程处理有类似的问题。同时人工催化剂播撒方案的处理也是值得改进的一个方面。总之通过对物理过程认识的深入, 进而发展改进模式物理过程参数化处理方案, 使之模拟结果与实际过程相符, 是模式发展的方向。

3.2 层状云人工催化的数值模式

一维时变层状云模式, 因其计算速度快而得到了广泛应用。常用的有云微物理双参数方案和云粒子分档方案。在给定环境温湿层结后, 通过人为给定垂直上升速度, 可以模拟出各种层状云的发生、发展过程, 但并不能模拟云消散过程(胡志晋等, 1983a, 1983b)。当上升速度垂直分布发生变化时,

模拟云的结构也相应的发生改变; 当加入人工播撒催化剂, 可以模拟云中相应的改变以及可能的增雨量(胡朝霞等, 2007; 杨洁帆等, 2010)。此就是典型的正问题求解。

此类模式中, 最大的问题是如何选择合适的垂直上升速度分布廓线, 其次云微物理过程的处理还有待进一步发展, 特别是云粒子分档处理方案, 如冰相粒子的处理, 实际观测仅仅能够提供冰核活化的数目, 并不能提供活化冰核的谱分布, 有待于观测手段的进步, 才可能使此问题有所解决; 冰相粒子的形状多样化, 现在模式仅仅是按照质量进行分档, 如何根据实际大气的温、压、湿, 将主要形成的粒子形状加入模式中, 应当是尽快发展的一个方向; 不同形状的冰晶粒子, 其凝华生长速率不同, 且降落末速度也不同, 在加入粒子形状后, 相应的淞附过程也应当进行调整; 催化剂的物理过程也应当根据所使用的种类或性质, 尽可能的发展出相应的处理方案。

3.3 中尺度模式

中尺度数值模式是真正意义上的有预报功能的模式, 经过几十年的发展, 其对实际天气预报能力有了很大提高, 已经成为短时天气预报员进行预报的得力工具。该类模式以实际观测资料作为初始场, 对模式进行积分, 在一定程度上, 可以预报未来几十个小时天气系统的演变, 是典型的正问题求解过程。其中最具代表性的是 WRF 模式 (Skamarock et al., 2005), 已经在业务和科研中得到了广泛的应用。现以该模式为例进行说明。

该模式现在已经具备模拟域多重嵌套功能, 可以根据实际需要, 选择合适的区域和不同的空间分辨率进行嵌套模拟。模式可以根据水平空间分辨率自动调整积分时间步长。模式提供了一系列物理过程参数化处理方案, 在 WRF-V3.3 版本中, 包含了 13 种云微物理方案可供选择。之所以有这么多的云微物理方案, 其原因是不同云微物理方案, 所对应的空间分辨率不同, 对云降水过程刻画近似程度不同, 应根据模拟需要来选择。有些云微物理方案对一些降水过程模拟很好, 但对另一些降水过程则很差, 这与降水性质有关。

模式一般以某一时刻实际观测资料为初始场, 对模式进行积分求解, 即正问题的求解过程。世界气象组织的探空观测网大约由 277 个探空站组成, 均在陆地上, 且空间分布并不均匀, 而占地球表面

积最多的海洋上, 只有很少的几个岛礁有探空站, 由此探空网提供的大气信息非常有限, 探空观测资料的质量并不稳定, 有观测误差。由于初始场误差造成中尺度模式对实际天气系统模拟能力有一定的局限性。为此气象工作者进行了大量的工作, 发展了 3 维和 4 维变分资料同化技术, 使得模式的预报能力有了非常明显的改进。但变分同化技术求的是整个模拟域误差最小, 其代价是将一些实际发生的小尺度天气系统信息忽略了。事实上, 目前的气象观测网也不可能包含非常精细的小尺度大气运动信息, 因此在对降水预报能力上, WRF 模式还有很大的发展改进空间, 特别是对流性降水预报能力上, 需要做大量的研究工作, 以期有所突破。目前发展较快的实时观测资料同化技术, 将非常规资料即时的同化到模式中, 以改进模拟预报结果, 取得了长足的发展。

因大气运动方程组具有非线性, 根据混沌理论, 当初值发生微小变化, 有可能使得预报结果出现颠覆性的结果, 特别是强风暴的模拟预报上, 使得预报结果和实际过程不符。为此发展的集合预报方法, 也是一个无奈的选择。但集合预报仅仅提供的是未来可能出现的概率, 并不是严格意义上的确定预报。

虽然中尺度模式具有一定的局限性, 但已经在人工影响天气研究领域得到了广泛的应用, 取得了很多有意义的结果, 如对模式进行人工催化, 可以模拟出有可能增雨的区域, 同样也可以看出相应的减雨区。

总之对于此类研究, 应注意模式本身对物理现象概括的能力以及模式本身存在的问题, 如云模式中微物理过程的处理, 如何能正确处理人工引晶方案, 若用云粒子分档, 如何能在平流输送计算中保障粒子浓度的保真性, 减少数值伪扩散的计算方法等。在数值模拟研究中, 所有的数值模拟所得的格点数据, 是在格体平均意义下的值。平均所代表空间的特性, 视水平分辨率和垂直分辨率而定。如果要用模拟所得值与实际测量值相比较, 必须清楚在何种意义上的比较。

4 人工调控的反问题

若通过观测, 已知所要调控云系的部分信息, 如雷达回波的形状、强度、高度、云中温度的分布、

粒子谱的结构, 或者云中含水量的分布, 由于云系本身发展的特性, 如何求得未知参量的分布, 如云中上升气流的分布、降水的性质等, 这仍是属于认识自然界的范畴, 但都是求解反问题。

具体到锋面层状降水云系, 由雷达可知回波的强度、高度、地面降水的强度, 由飞机观测到云中的湿度、含水量、粒子谱等信息, 如何求得该云系垂直上升速度的空间分布及演变规律, 这就是一个典型的反问题。因为层状锋面云系是锋面大范围强迫抬升的结果, 上升速度非常小, 一般为几厘米/秒到几十个厘米/秒, 目前所有探测手段的测量精度都达不到测量这么小垂直升速的水平, 多普勒雷达的速度检测下限为 1 m/s。而垂直升速的大小及分布决定了该云系的含水量分布及降水强度, 这是数值模式定量预报降水和检验人工催化效果的一大难题。有人认为可以通过改进中尺度模式缩小模式水平格距来计算得到垂直上升速度, 这也是不可能实现的。且不论中尺度模式本身物理框架的限制, 就是中尺度模式水平分辨率可以提高到 1 km 或更小, 我们也不能够提供这么小分辨率的初始场。因此, 这一问题只能通过观测别的物理参量, 求解相应的反问题来得到解决。实际上对于任意一点, 可以根据观测到的雷达回波强度垂直分布, 采用尝试法, 给出有可能的一组上升速度廓线, 用一维层状云模式进行模拟, 找出当模式基本平衡时, 模拟的雷达回波强度分布廓线与实测最为接近的那条上升速度廓线, 该廓线在一定意义上是该点可能的实际上升速度分布, 如果用粒子分档模式, 则可以同时比较相应的飞机测量到的云粒子分布, 使得所选取的廓线更符合实际。

同样, 对于对流云降水的定量预报, 对流云模式框架及物理过程描述的是比较全面的, 但在模拟对流云发展过程时, 一个最大不确定性是如何正确给出模式初始时刻的扰动方式、扰动范围及强度。扰动强度位置不同, 模式所模拟出来的云发展状况也不同。事实上, 同一地区, 大气层结在一定小范围内变化不大, 而当对流云发生时, 并不是每一块云都很强盛, 可以达到降雹的程度, 这和每一块云最初发展时所受到的扰动大小有关。用数值模式来模拟这一天气的云时, 在环境层结给定时, 要正确模拟出云的发展情况, 则必须准确得到云的初始扰动。因此, 当云出现时, 要用模式来预测该云是否会出现冰雹, 则必须用雷达等观测手段获取云的流

场结构、粒子相态, 进而求解反问题, 找出该块云的初始扰动。

中尺度模式由于种种原因, 对实际过程模拟不够精准, 特别是在降水预报上, 强降水中心和范围相差一个经纬度是很常见的, 量级上相差更多, 因此在暴雨预报上 TS (Threat Score) 评分仅仅在 0.2 左右 (陈德辉和薛纪善, 2004; 王雨和闫之辉, 2007; 郝民等, 2011)。为了改进此类误差, 研究工作者发展了实时观测资料同化技术, 在一定程度上, 使得预报结果有所改善。在实时资料同化技术中, 观测松弛法 (observation nudging) (Liu et al., 2005) 是一种效率较高且易行的同化方案, 直接将时空分布不均匀的个别观测值同化到模式中。在大气运动过程中, 气团性质主要由温度、湿度及气压确定, 但在气象观测网中, 此类 3 种量的廓线都是定时、定点观测的, 由于加密观测代价太大, 不易经常获得, 而雷达遥感探测所获取的降水回波强度和多普勒径向风场可以随时得到, 因此将雷达多普勒径向风场 nudging 到模式中, 在强风暴模拟预报中, 得到了广泛的应用, 但将雷达回波强度同化到模式中的工作相对较少。对于系统性锋面降水系统, 主要是由于气团的热力性质差异造成的, 如果能够由雷达回波强度资料, 反推出环境的温度、湿度值, 进而同化到模式中, 必将对模式预报能力改进有很大的提高。由回波强度反推出云中的凝结潜热释放量, 也是一个典型的反问题。

5 人工最优调控问题

求解自然控制论的核心问题是最优调控问题, 以便确定调控方法和制定调控方案, 从某种意义上说, 这是另一类反问题。在人工调控天气工作中, 对这一问题的研究应视所确定的试验地点、区域的天气状况、催化手段、经费投入等具体情况而定。

具体而言, 在我国广大北方干旱、半干旱地区开展的飞机人工催化作业飞行, 在播撒对象的选择上, 是看作业云中是否有过冷水。如果过冷水丰富, 则认为有催化潜力, 基本上没有考虑冷暖云的结构和相互配置。然而按照已有的自然降水形成过程的有关理论, 当播种云形成的冰晶, 下落到混合相层时, 通过 Bergeron 过程以及淞附过程而迅速长大, 形成降水元, 通过零度层融化, 在暖云区通过重力碰并过程而长大成雨滴, 降落到地面形成降水。顾

震潮 (1980) 曾指出, 对于不同的云型配置, 其地面降水强度是有差别的。对于我国广大北方地区以抗旱为目的的层状云人工增雨作业而言, 如何在云系最为有利的部位进行催化作业, 使得地面降水增加, 达到解除旱情的目的, 是催化条件选择的一个主要研究内容。一般而言, 锋面层状云降水系统在空间上是不均匀的, 在锋面的某些部位, 过程降水量可达到透雨, 即 24 h 降水达到 10 mm 或者过程降水量达到 20 mm, 而有些地方的降水量很少, 仅为小雨, 即降水量小于 10 mm。很可能存在一些区域或部位, 其自然降水接近透雨, 如果在此区域进行人工增雨, 有可能使得地面降水达到透雨的量级, 使得该区域的旱情得以解除。从另一个方面看, 对于自然降水仅仅为 2 mm 的区域, 即使人工增雨效果达到 50%, 地面有效降水也仅仅为 3 mm, 缓解不了旱情; 如果自然降水可达到 8 mm 的区域, 若人工增雨效果仅仅 30%, 也可有效的解除旱情。自然降水的多寡, 不仅仅和冷云过程有关, 暖云过程也起了一定的作用。因此在选择人工增雨区域时, 不仅仅要考虑到过冷水的含量, 而且要考虑到冷暖云的相互配置, 才可达到人们所期望的目标。

现以 2003 年 9 月 17 日在延安观测到的一次个例为基础, 来简略的对这一问题进行讨论。图 1 给出了飞行观测到的云水垂直分布。

根据探测作业时机载云粒子探测系统所获得云微物理资料垂直变化情况 (图 1) 可以看出, 在高度为 1950 m 处粒子浓度明显增多, 液态水含量也明显增加, 粒子尺度在此高度相应地增大, 所以此高度 (1950 m) 可以确定为云底的高度。0 °C 层高度约为 4750 m, 由于航空管制高度的限制, 飞机没能到达云的顶部。由雷达距离高度图像 (Range Height Indicator, RHI) 可以看出云的顶部平均高度约为 6000 m。冷层厚度约为 1300 m, 暖层厚度约为 2800 m, 冷暖层厚度比约为 1:2。

从图 2 可看到, 在 0 °C 层以上高度, 对于小云滴而言, 云滴浓度和通常云滴浓度概量相当, 达到了每立方厘米几十个的量级, 有一定过冷水存在; 2D-C 探测的浓度也达到了每升几十个, 从形状上看是固态的冰晶, 2D-P 探测的雪花、霰及雪团浓度也达到了 100 m^{-3} 的量级。在 0 °C 层以下有一个云滴浓度小值区, 其垂直距离近 1000 m, 小云滴浓度急剧减少, 由每立方厘米几十个减少到几个, 降低了一个数量级; 大云滴的浓度也降低了一个量级,

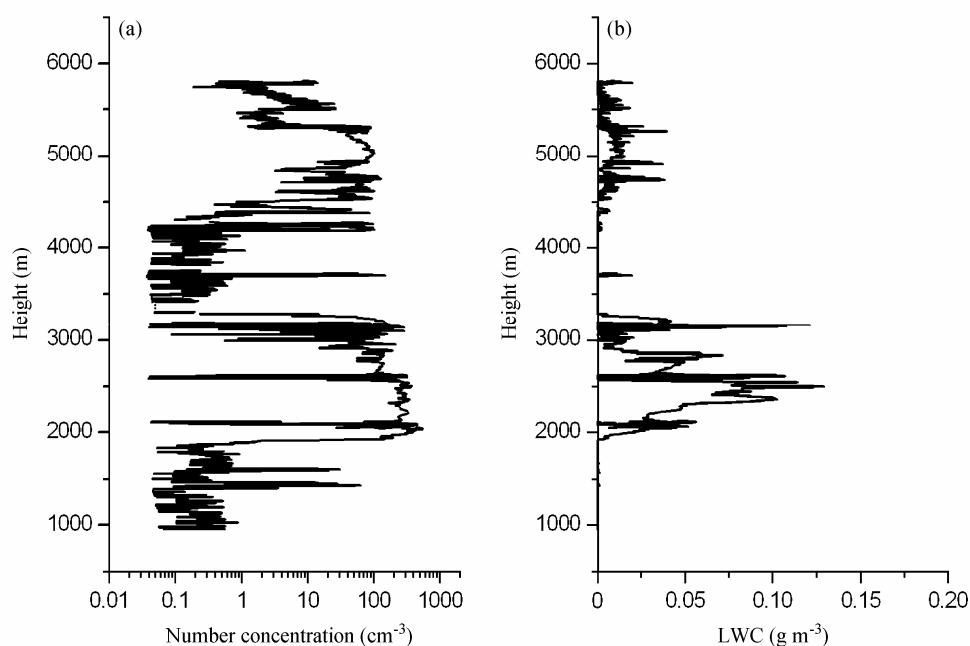


图1 云滴 (a) 数浓度及 (b) 含水量随高度变化

Fig. 1 Vertical distributions of cloud droplets (a) number concentration and (b) liquid water content (LWC)

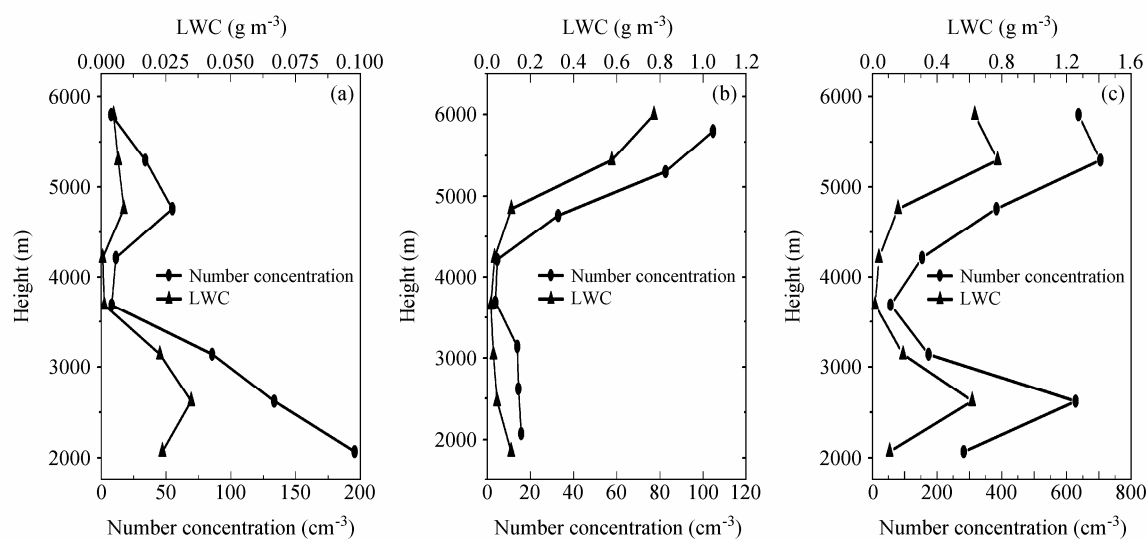


图2 (a) FSSP-100 探测的小云滴、(b) 2D-C 探测的大云滴和 (c) 2D-P 探测的雨滴浓度和含水量的垂直分布

Fig. 2 Vertical distributions of number concentration and liquid water content detected by (a) FSSP-100, (b) 2D-C, and (c) 2D-P

仅为每升几个；同样雨滴的浓度也降低了近一个量级；在云底以上部位，由于低层上升气流的补充，有新的云滴生成。此层的厚度也只有 1000 m 左右。

按照已有的云物理知识可知，在观测期间过冷层中有液态的过冷水存在，这是一个指标性的参照物，即云中已有的冰相粒子数浓度不足以消耗环境大气所提供的水汽，致使部分水汽凝结成液态云水，据此可以推论冷云过程进行的不充分，有人工增雨的潜力。在 0 °C 层以下近 1000 m 距离内，云水含量非常小，大云滴的含量也急剧下降，因此暖

云过程在这一区域可以说没有进行，而雨滴浓度的减少，可能是上层冰相粒子在通过融化层，因为相态的改变而降落末速度变大而造成的。纵观本次云的结构，可以推知地面降水基本是由 0 °C 层以上所形成的固态降水物通过融化而形成的。由于观测阶段处于降水系统的后期，地面降水很小。表 1 给出了延安及邻近地区地面小时降水量。

为了了解降水粒子在暖区通过重力碰并过程长大对降水的贡献，用一个简化的模型来进行讨论。对于本次观测的个例，在 0 °C 层附近。2D-P

测量的融化粒子平均直径近 500 μm 。假定雨滴为均一尺度谱, 平均直径为 500 μm , 可查知该大小的粒子降落末速度为 2 m/s。我们计算了不同的捕获率, 不同云水含量, 通过空间垂直 1000 m 距离, 降水粒子半径的增长尺度如表 2 所示。在云液水比较大时, 雨滴能过重力碰并, 其半径可增加近 100 μm , 即重力碰并过程对雨滴的增长起到了一定的作用。

表 1 2003 年 9 月 17 日延安站及周边县站小时雨量

Table 1 Rainfall at Yan'an station and its surrounding county stations on 17 Sep 2003

测站	小时雨量 (mm)			
	13:00*	14:00	15:00	16:00
延安	1.2	0.2	0.3	0.6
富县	1.6	0.5	0.2	—
甘泉	0.4	1.1	1	0.3
子长	1.8	1.1	0.5	0.2

注: *为北京时间, 下同。

表 2 初始半径为 250 μm 的雨滴, 通过 1000 m 的云区, 在不同含水量和不同碰并率时的半径增长

Table 2 Raindrop radial growth range at different water content and collision coefficient when it falling 1000 m in cloud at initial radius 250 μm

碰并率	不同含水量时的半径增长 (μm)					
	0.001 g/m ³	0.01 g/m ³	0.1 g/m ³	0.4 g/m ³	0.6 g/m ³	0.8 g/m ³
0.4	0.1	1	10	40	60	80
0.6	0.15	1.5	15	60	90	120
0.8	0.2	2	20	80	120	160

为了更直观地与地面雨强比较, 在对雨滴均一谱的假定下可得到计算雨强 (单位: mm/h) 的公式为

$$I = 3600 \times \frac{4\pi}{3} R^3 N_R U_R \times 10^3,$$

其中, R 为雨滴半径 (单位: μm), N_R 为雨滴数浓度 (单位: m^{-3}), U_R 为雨滴下落的末速度 (单位: m/s)。若取 $U_R=2$ m/s、 $N_R=800$ m^{-3} , 则不同雨滴半径下的降雨强度如表 3 所示。

由表 3 可知, 当雨滴数浓度一定时, 若雨滴半径略有增加, 可以使地面雨强增加的非常大, 如前计算, 只要在合适的情况下, 若半径为 250 μm 的雨滴, 通过 1000 m 的云区, 其半径可增加 90~160 μm , 则地面雨强可增加 150%~337%, 即暖云区的重力碰并过程对降水的增加起了非常大的作用。

由此例可推知, 在催化作业时, 一定要考虑暖云的厚度及可能提供的液态水量, 即要通盘考

虑云的结构和人工干预后所能够产生最大效益, 不仅要找准云的敏感部位, 而且还要考虑到降水粒子有可能的增长机制, 同时也要兼顾增雨后对工农业生产所能够起到最大效益的部位, 开展增雨催化作业。

表3 半径为250 μm 的均一谱雨滴, 数浓度为800 m^{-3} , 末速度为2 m/s时, 半径增量为 ΔR 时的雨强值及与初值相比雨量增加的百分数

Table 3 At condition of uniform distribution of rain droplet radius 250 μm , terminal velocity 2 m/s and number concentration 800 m^{-3} , rain intensity and increasing percentage comparing with initial value when increase of rain droplet radius ΔR

ΔR (μm)	雨强值 (mm/h)	雨强增加百分数
0	0.38	—
10	0.42	11%
15	0.45	18%
20	0.48	26%
40	0.59	55%
60	0.72	89%
80	0.87	129%
90	0.95	150%
120	1.22	221%
160	1.66	337%

6 人工调控的实现流程

利用已有的被调控对象的观测信息作为输入, 反馈到未来时刻的调控方案中, 对原方案作校正。主要是在已建立的数值模式中, 如何将实时观测到云的各种物理参量同化到数值模式中去。通过求解正、反问题, 确定催化方案并做出催化效果的估计, 同时加强观测催化后的变化情况, 并将催化后的实测资料与模式预估值进行比较, 找出偏差及原因, 修改催化方案或模式参量, 并给出下次催化效果的预估值, 如此相互反馈, 最终达到最优催化的目的, 同时也得到了催化效果。

雷达探测资料在目前气象观测网中, 是可以提供时空密度最高的一种资料, 现以此类资料为基础, 结合其它探测资料, 对人工催化相互反馈流程进行讨论。而在反馈系统中, 作业决策系统是其核心。雷恒池等 (2001) 曾经提出过一个人工增雨作业相互反馈模型, 以下根据决策系统所用的模式性能分别进行论述。

6.1 一维层状云模式为核心的层状云人工增雨决策系统

当天气系统来临, 雷达已经获得云系回波时, 对一些关注地区, 选择相应的点, 获取雷达回波强度垂直分布廓线, 可启动一维模式, 求解上升速度分布廓线的反问题, 同时可以根据不同时次雷达回波情况, 反求出上升速度的分布廓线及在有限时段内的演变, 以此为输入场, 求解正问题, 不仅可以提供自然云在此时段内的演变情况, 也可以在预测未来有限时段内的云降水情况。多次进行类似的试验, 同时通过雷达及地面降水资料, 获取实际云发展及地面降水资料, 与模式模拟结果进行比较, 以确定模式的模拟能力。经过大量个例模拟, 可以统计出模拟结果与实测过程的误差。如果经过调试、改进模式, 使得模拟结果与实测资料误差在可接受程度, 如差别在 5% 以内, 则可以进行人工催化试验。

因模式运行速度很快, 在求解正问题时, 也可以根据模拟云的发展状况, 加入人工催化过程, 进而遴选出人工催化的最佳高度、所用催化剂的播撒速率以及催化后云体的演变及降水增加量。经过大量个例模拟, 可以提供如果对该云系进行催化后, 可能得到增雨效果。

在上述工作基础上, 可以开展实际试验。根据模式所提供的最优催化方案, 进行实际催化作业, 此后由雷达及地面雨强资料, 及时与模式催化效果进行对比, 以确定云系是否按照模拟结果发展, 同时给出实际催化效果以及是否需要开展多次催化和相应的催化方案。

6.2 对流云人工增雨消雹决策系统

根据雷达观测出的对流云初期回波, 以及相邻几个时段的回波, 启动对流云模式, 通过调整初始扰动强度、范围, 对云的发展过程进行模拟; 从中选择出最为接近的初始扰动值, 以此为初值, 求解正问题, 获得云生消过程; 进行模式催化敏感性试验, 遴选出最优催化方案, 对之进行催化作业。模式可以提供模拟自然云和催化云的发展及演变, 即提供催化效果的预估值。以模拟结果为参照, 与实际观测与结果相比较, 可以定出催化效果, 同时与模式模拟的催化效果相比较, 可以确定模式的误差。如果一次催化达不到所预期的效果, 可以利用模式的模拟结果, 确定随后的催化方案, 进行多次催化。

6.3 以中尺度模式为主的人工影响天气决策系统

目前中尺度数值模式已经发展到具有预报意义的水平, 在模式发展和资料同化领域主要关注的是模式 24 h、36 h 或更长时段的预报能力, 很少关注在资料同化结束后 1~3 h 的预报能力。在人工影响天气研究领域, 开展最多的是事后对天气系统进行模拟研究及敏感性人工催化试验研究, 以了解催化的响应和降水物理过程。因模式预报与实际降水发生发展过程, 特别是降水预报上还存在一定的误差, 在目前人工影响天气作业中, 中尺度模式也仅仅充当了一个预报、预警功能, 还没有以模式为工具来制定人工催化方案和指导催化作业。但中尺度模式发展过程中所形成的一些技术和方法, 可以借鉴到实际人工影响天气活动中。

大尺度的降水过程, 是由于气团的性质不同所造成的, 通过温度、湿度资料的同化过程, 可以很大程度改进模式对降水系统的位置、强度以及演变过程的模拟能力。目前在同化技术中, Nudging 方法是较为简便易行的一种方案。但模式所 Nudging 的资料是温度、湿度等观测量, 必须通过反问题的求解, 将雷达所观测到的回波强度, 反推出相应对温度变化的影响, 形成 Nudging 所能够接受的量, 同化到模式中; 重点关注模式同化过程结束后 1~3 h 降水的预报值与实况的差距, 研究改进由雷达所观测回波强度反演水成物相变过程所释放潜热的方案, 使得模拟值在短时间内, 能够和观测值相比在一定误差许可范围内, 则可以用模式模拟值替代未进行人工催化云自然发展状况, 进行人工催化作业方案制定、效果评估, 也可以通过观测—决策—催化作业的相互反馈, 修正作业方案, 为多次催化提供有指导意义的方案, 同时通过此系统, 及时给出催化效果。此种方法应当是人工影响天气未来发展的一个重要方向。

7 讨论和小结

人工影响天气工作中的世纪难题是效果检验评估。因对云系进行催化后, 所获取的观测资料, 仅仅是人工干预后云系的演变, 此时已经无法获得未经过人工干预的自然云演变情况, 此问题是人工影响天气工作与生俱来所伴随的无法逾越的障碍。物理检验仅仅能够提供云体是否按照已有理论所期望的方向发生改变, 并不能提供实际增加的雨

量; 各种统计检验方法可以提供可能的增加降雨量, 但不能够实时的提供本次催化效果, 且统计方案不同、所用的资料不同以及选取资料的方案不同, 所得结果有很大的差异, 在物理上也无法进行解释。以模式对自然云模拟发展为参照系, 确定人工增雨效果, 有可能跨越困扰了人工增雨工作者几十年的增雨效果评估难题。

自然控制论给我们提供了一种新的理论和方法, 启示我们用一种新的角度来看待经过几十年发展仍未解决的人工增雨效果难题。只有突破固有认识和处理方法的局限, 才能够有所进步。

在实际工作中, 因各种测量手段所能提供云系信息仅仅是整个云系中某一种局部量, 不可能全面反映实际降水过程, 因此需要了解各种观测仪器的性能和误差, 研究将各种测量手段所获取的资料进行融合分析, 力争能够尽可能的反映实际。如布网的多普勒雷达虽然可以提供高时空分辨率的资料, 但由于雷达测量原理的限制, 所测的仅仅是云中水滴、雨滴, 在混合层, 由于冰相粒子雷达反射率因子难以确定, 且所得数据是在雷达天线波束照射体内的粒子平均值, 加上地球曲率等的限制, 使得利用雷达来研究降水云系结构受到了限制。而多普勒雷达测速的问题上, 除了对强风暴有指导意义外, 对于系统性层状云降水系统, 没有办法测量其上升速度, 使得对其动力过程的研究受到限制; 飞机入云探测随着自动云雨粒子测量系统的出现, 在时间、空间上能够快速得到云的微观结构, 但入云探测同样有其自身的缺陷, 如有效取样体积很小, 小云滴与大云滴测量原理上的差别, 使得测量结果有一定的不确定性; 卫星遥测同样存在其优点和缺憾。但利用一切可用的探测工具, 从不同的角度对同一降水云系进行观测, 充分认识不同仪器的探测能力, 综合的研究, 获取降水云系的结构和演变特征, 是当务之急。

由于成云致雨过程的复杂性, 模式的动力框架、数值差分离散方案、物理过程的处理, 都与实际过程有一定的误差, 即正问题求解的精度还需要通过大量的工作, 同时应当加大力度, 研究反问题的求解, 通过不同反问题的求解, 给模式提供大量有效的信息, 才能够使得决策系统所依靠的数值模式进一步提高, 以满足实际的需求; 还可以通过人工订正的方法, 将已有的经验加入到决策系统中, 构成有人工干预的智能决策系统。

本文是初步讨论了几类典型天气系统降水的自然调控过程, 根据人工影响天气的实际情况, 讨论了正问题的求解以及应当重点关注的一些方面; 对人工影响天气实际需要提出了几个反问题, 并讨论了可能的解决方法; 基于观测事实和简单模型, 讨论了最优调控的问题, 对人工增雨调控流程进行了细化和讨论。应当认识到, 用自然控制论来研究人工影响天气是一个新的尝试, 有很多科学问题需要开展研究工作, 本文仅仅是一个开端, 我们今后将继续探索, 以期对本文所讨论的方面, 提供事实支持。

参考文献 (References)

- 陈德辉, 薛纪善. 2004. 数值天气预报业务模式现状与展望 [J]. 气象学报, 62 (5): 623–633. Chen Dehui, Xue Jishan. 2004. An overview on recent progresses of the operational numerical weather prediction models [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (5): 623–633.
- 顾震潮. 1980. 云雾降水物理基础 [M]. 北京: 科学出版社, 45–55. Gu Zhenchao. 1980. The Principle of Cloud Fog and Precipitation [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 45–55.
- 郝民, 徐枝芳, 陶士伟, 等. 2011. GRAPES RUC 系统模拟研究及应用试验 [J]. 高原气象, 30 (6): 1573–1583. Hao Min, Xu Zhifang, Tao Shiwei, et al. Simulation study and application experiment of GRAPES RUC System [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30 (6): 1573–1583.
- 洪延超. 1998. 三维冰雹云催化数值模式 [J]. 气象学报, 56 (6): 641–653. Hong Yanchao. 1998. A 3-D hail cloud numerical seeding model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 56(6): 641–653.
- 胡志晋, 严采繁, 王玉彬. 1983a. 层状暖云降雨及其催化的数值模拟 [J]. 气象学报, 41 (1): 80–88. Hu Zhijin, Yan Caifan, Wang Yubin. 1983a. Numerical simulation of rain and seeding processes in warm layer clouds [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 41 (1): 80–88.
- 胡志晋, 秦瑜, 王玉彬. 1983b. 层状冷云数值模式 [J]. 气象学报, 41 (2): 194–203. Hu Zhijin, Qin Yu, Wang Yubin. 1983b. An numerical model of the cold stratified clouds [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 41 (2): 194–203.
- 胡朝霞, 雷恒池, 郭学良, 等. 2007. 降水性层状云系结构和降水过程的观测个例与模拟研究 [J]. 大气科学, 31 (3): 425–439. Hu Zhaoxia, Lei Hengchi, Guo Xueliang, et al. 2007. Studies of the structure of a stratiform cloud and the physical processes of precipitation formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (3): 425–439.
- 黄美元. 2011. 我国人工降水亟待解决的问题和发展思路 [J]. 气候与环境研究, 16 (5): 543–550. Huang Meiyuan. 2011. Urgent problems and thinking of development for precipitation enhancement in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (5): 543–550.
- 黄美元, 徐华英. 1999. 云和降水物理 [M]. 北京: 科学出版社, 218–291. Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1999. Physics of Cloud and Precipitation [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 218–291.
- 黄美元, 雷恒池. 2008. 人工影响天气若干问题的讨论 [C] //第十五届全

- 国云降水与人工影响天气科学会议论文集. 北京: 气象出版社, 5–8.
- Huang Meiyuan, Lei Hengchi. 2008. Discussion on many problem of weather modification [C] //Proceedings of the 15th National Conference on Cloud and Precipitation and Weather Modification (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 5–8.
- 黄美元, 沈志来, 洪延超. 2003. 半个世纪以来的云雾、降水和人工影响天气的研究进展 [J]. 大气科学, 27 (4): 536–551. Huang Meiyuan, Shen Zhilai, Hong Yanchao. 2003. Advance of research on cloud and precipitation and weather modification in the latest half century [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (4): 536–551.
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1990. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化 [J]. 大气科学, 14 (4): 441–453. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1990. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysics in cumulus clouds, part I: Model establishment and ice phase parameterization [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 14 (4): 441–453.
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1991. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 II: 繁生过程作用 [J]. 大气科学, 15 (6): 78–88. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1991. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysics in cumulus clouds, Part II: Effects of multiplication processes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 15 (6): 78–88.
- 雷恒池, 曾庆存, 李仑格, 等. 2001. 从自然控制论看黄河上游人工增雨 [J]. 气候与环境研究, 6 (4): 391–399. Lei Hengchi, Zeng Qingcun, Li Lunge, et al. 2001. Investigation of artificial precipitation augmentation at the upper reaches of the Yellow River based on natural cybernetics [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 6 (4): 391–399.
- Liu Y B, Bourgeois A, Warner T, et al. 2005. Implementation of observation–nudging based FDDA into WRF for supporting ATEC test operations [C]. 2005 WRF User Workshop, Boulder, Colorado, June, 2005.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the Advanced Research WRF Version 2 [R]. NCAR Technical Note TN-468+STR, 88.
- 王雨, 闫之辉. 2007. 降水检验方案变化对降水检验评估效果的影响分析 [J]. 气象, 33 (12): 53–61. Wang Yu, Yan Zhihui. 2007. Effect of different verification schemes on precipitation verification and assessment conclusion [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33 (12): 53–61.
- 吴琳, 曾庆存, 洪钟祥. 2012. 控制论与人工影响天气 II: 工程控制论在人工增雨作业中的应用与建模 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 979–985.
- Wu Lin, Zeng Qingcun, Hong Zhongxiang. 2012. Cybernetics in the artificial weather modification. II: Application of engineering control theory in weather modification and its modeling [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 979–985.
- 许焕斌, 段英. 1999. 云粒子谱演化中的一些问题 [J]. 气象学报, 57 (4): 450–460. Xu Huanbin, Duan Ying. 1999. Some question in studying the evolution of size distribution spectrum of hydrometeor particles [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (4): 450–460.
- 杨洁帆, 雷恒池, 胡朝霞. 2010. 一次层状云降水过程微物理机制的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 34 (2): 275–289. Yang Jiefan, Lei Hengchi, Hu Zhaoxia. 2010. Simulation of the stratiform cloud precipitation microphysical mechanism with the numerical model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 275–289.
- 曾庆存. 1996. 自然控制论 [J]. 气候与环境研究, 1 (1): 11–20. Zeng Qingcun. 1996. Natural cybernetics [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 1 (1): 11–20.
- 曾庆存, 吴琳, 洪钟祥. 2012. 控制论与人工影响天气 III: 自然控制论在人工增雨作业中的应用框架 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 986–990.
- Zeng Qingcun, Wu Lin, Hong Zhongxiang. 2012. Cybernetics in the artificial weather modification. III: A framework of artificial weather modification based on the natural cybernetics [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 986–990.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 1992. 天气学原理与方法 [M]. 北京: 气象出版社, 60–105. Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. The Principle and Method of Synoptic Meteorology [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 60–105.