

# 人工影响天气概论

章澄昌 编著



气象出版社

# 人工影响天气概论

章澄昌 编著

气象出版社

(京) 新登字046号

## 内 容 简 介

本书系统地论述了有关云、降水物理和人工影响天气的基本概念、基础理论、催化作业原理和技术方法,介绍了当代云物理和人工影响天气的最新成果和发展动态。全书深入浅出,注重物理原理和概念的阐明及应用。本书可供大气物理以及大气科学各有关专业和相关学科的科技人员、大专院校师生、人工影响天气试验设计、作业人员使用和参考。

## 人工影响天气概论

章澄昌 编著

责任编辑:张 斌

\*

气象出版社 出版

(北京西郊白石桥路46号)

中国科学技术情报研究所印刷厂印刷

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: 850×1168 1/32 印张: 10.375 字数: 272千字

1992年10月第一版 1992年10月第一次印刷

印数: 1—5500 定价: 9.50元

ISBN 7-5029-1111-1/P·0529

# 前 言

云降水物理学是研究自然界云的形成和产生降水过程的一门学科，是大气科学的一个重要分支。它大致可分为密切联系的两个方面：研究云降水发展的宏观过程和云系结构的云动力学以及研究云和降水的质粒的形成、增长的微物理过程的云微物理学。近年来云动力学研究迅速发展并逐步把云的宏观动力过程和云的微物理过程有机地紧密结合起来。数值模拟的重大进展，大大加深了我们对制约大气现象整体的物理过程的理解，强化了对云、降水内部动力学和微物理结构之间相互作用的剖析。

人工影响天气是建立在云降水物理学基础上的一门应用科学技术，只有深入研究云动力学和微物理特征及其相互制约，才能根据云降水的形成和发展变化规律，因势利导，施加人工影响，以便取得实际成效。

大气中绝大多数天气现象都和云、雾、降水过程密切相关，而且它们本身就是主要天气现象。云雨过程是全球水分循环中的重要环节。水汽输送和潜热释放在大气热量收支和大气动力过程中占有很重要的地位。其它如大气辐射、大气污染均与云降水密切相关，天气预报中对云和降水的预报需要对云降水物理有深刻的了解，数值天气预报要求提出正确描述云降水过程的对流参数方程。由此可见，云降水物理学是一门具有实际意义、富有生命力的重要学科。

现阶段人工影响天气主要致力于在适宜的地理背景和自然环境中，选择适当的云体部位进行人工催化作业，以期达到增雨、防雹、消雾的目的，尽管在方法技术上并不很成熟，还处于科学研究和应用试验相结合的阶段，但已经取得了一定的成效。有些国家已形成了人工增雨、防雹和消雾的业务体系，对国民经济发展和人类抗拒

自然灾害具有促进作用。

我国开展人工影响天气的科学试验和外场作业已逾30年，无论从科学技术进步还是从社会经济效益方面都取得了很大成绩。近年来国外人工影响天气的大型试验计划立项甚多，研究进展迅速，因此有必要总结国内外这方面的研究成果，系统地论述有关云、降水物理和人工影响天气的正确完整的基本概念和基础理论，同时尽可能反映当代人工影响天气的最新进展和发展动态，以供从事人工影响天气专业技术工作的同志们学习和研究参考。本书是北京气象学院受国家气象局科技教育司委托，在举办1991年人工影响天气专业技术人员提高班的讲义基础上作了较大的修改和补充后编写而成的。为了面向广大从事人工影响天气工作的气象工作者，本书只介绍与人工降水和人工抑雹有关的基础知识、基本理论和最新发展成果及其在人工影响天气业务中的应用。

全书共分八章。序篇介绍云形成的物理基础和背景知识；第一至第三章从微观物理学到宏观动力学扼要讲解云降水的形成、物理过程和结构特征；第四章介绍云降水探测的仪器设备的原理和应用，重点是气象雷达；第五、第六两章讨论人工降水原理、催化技术方法、试验设计和效果检验；第七章专题论述人工抑雹；第八章简述云降水和人工影响天气的数值模拟和试验。

由于对人工影响天气的试验研究和业务作业的时间还不太长，考虑到云降水现象的复杂多变，人们对它的认识有待深化，大量的问题需要进一步探索，因此，本书介绍的某些理论和观点只供启发思考，以引起人们的关注。由于编著者缺乏经验和水平所限，书中的错误和不当之处，敬请读者批评指正。

在本书编写过程中，得到了训练班广大学员和在京有关专家的热情支持和关怀，在此表示深切的感谢。

编著者

1992年4月

# 目 录

## 前 言

序篇 云形成的物理基础 .....	( 1 )
第一章 大气中水汽的凝结和凝华 .....	( 10 )
§ 1 大气气溶胶质粒 .....	( 10 )
§ 2 同质核化 .....	( 12 )
§ 3 异质核化 .....	( 16 )
第二章 云元素的增长和云的形成 .....	( 30 )
§ 1 云的扩散增长 .....	( 30 )
§ 2 云元素的碰并增长 .....	( 55 )
§ 3 云内增长过程的协同作用及云内湍流和云顶夹卷混合 的影响 .....	( 66 )
第三章 云的宏观形成、结构特征和自然降水过程 .....	( 77 )
§ 1 各类云的宏观形成和结构特征 .....	( 77 )
§ 2 主要降水过程 .....	( 105 )
§ 3 冰雹的结构与形成机制 .....	( 131 )
§ 4 云的降水效率 .....	( 145 )
第四章 雷达探测云、降水的原理和应用 .....	( 149 )
§ 1 雷达探测云和降水的基本原理 .....	( 149 )
§ 2 雷达对云和降水的探测 .....	( 165 )
§ 3 冰雹天气的雷达监测和雷达识别冰雹云 .....	( 184 )
§ 4 雷达探测新技术及其在人工影响天气中的应用 .....	( 191 )
第五章 人工影响天气基本原理 .....	( 204 )
§ 1 人工降水原理 .....	( 205 )
§ 2 人工抑雹原理 .....	( 211 )
§ 3 人工影响天气的催化剂 .....	( 217 )

第六章	人工降水的试验设计、催化作业和效果检验 .....	(230)
§ 1	人工降水的试验设计 .....	(231)
§ 2	人工降水的催化作业 .....	(241)
§ 3	人工降水效果的统计检验 .....	(248)
§ 4	人工降水效果的物理检验 .....	(255)
第七章	人工抑雹的试验设计、催化作业和效果检验 .....	(267)
§ 1	冰雹预报和雹云识别 .....	(267)
§ 2	人工抑雹试验设计 .....	(275)
§ 3	人工抑雹催化作业 .....	(280)
§ 4	人工抑雹效果检验 .....	(283)
第八章	云、降水和人工影响天气的数值模拟基础 .....	(291)
§ 1	概述 .....	(291)
§ 2	一维模式基本原理 .....	(295)
§ 3	二维云模式 .....	(302)
§ 4	三维云模式 .....	(308)
§ 5	层状云的数值模拟 .....	(310)
<b>参考文献</b>	.....	(316)

## 序 篇 云形成的物理基础

水汽是大气中的可变稀有成分，占大气总分子数的比值变化于 0—0.05。它是大气温度、气压条件下唯一可产生相变的气体成分，由它形成了天气变化的主要角色——云和降水。

云这样形成的：由于潮湿空气上升绝热膨胀冷却，使其相对湿度不断增大，最后空气中的水汽达到饱和，再进一步冷却，过剩的水汽就会在大量悬浮于空气中的某些微粒上凝结，这样就形成了由很多小水滴组成的云。本篇主要介绍云形成的物理基础，着重讨论饱和水汽压方程、气块绝热冷却降温过程和基本规律、大气稳定度概念及其判据。

### 1) 水汽的状态方程

水汽密度较小，在大气中可近似地看作是一理想气体，其状态方程为

$$e = \rho_v R_v T \quad (1)$$

其中  $e$  为水汽压， $\rho_v$  为水汽密度， $R_v = 461.50 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，为水汽的比气体常数， $T$  为空气温度。

### 2) 饱和水汽压方程

在密闭绝热容器中，装有一部分水，开始时水面不断蒸发，以后蒸发和凝结同时出现并达到相同速率，容器中的水汽和水面处于平衡状态——称为饱和水汽状态，这种状态下的水汽分压称为饱和水汽压，以  $e_s$  表示。实验发现饱和水汽压仅与温度有关，而且理论上可以证明。描述这种函数关系的微分方程，称为饱和水汽压方程，可写成

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \quad (2)$$



$L_v = (2.501 - 0.00237t) \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ , 为蒸发 (或凝结) 相变潜热。

一般采用由实验建立的经验公式

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.67t}{t + 243.5}\right)$$

其中6.112表示 $t = 0^\circ\text{C}$ 时的饱和水汽压 hPa 数值。上式由 Bolton (1980) [1] 推荐, 在  $-30^\circ\text{C} \leq t \leq 35^\circ\text{C}$  范围内, 误差在0.1%以内。比一般常用的 Tetens (1930)

$$e_s = 6.11 \times 10^{7.5t / (237.3 + t)}$$

精确多了。对结冰表面来说, 与水面相比, 水分子不易脱离水面, 故冰面饱和水汽压比水面低些, 满足下列经验公式

$$e_{s,i} = 6.11 \times 10^{9.5t / (265.5 + t)}$$

### 3) 未饱和湿空气达到饱和的主要途径

从相对湿度的定义出发, 即  $f = \frac{e}{e_s} \times 100\%$ , 取对数求微分

$$\frac{df}{f} = \frac{de}{e} - \frac{de_s}{e_s}$$

把方程(2)代入, 得

$$\frac{df}{f} = \frac{de}{e} - \frac{L_v dT}{R_s T^2} \quad (3)$$

由(3)式可以看出, 通过增加空气中的水汽 ( $de > 0$ ) 或降低空气的温度 ( $dT < 0$ ) 这两种途径, 都可以提高空气的相对湿度, 直至达到饱和状态。一般来说, 大气中形成自然云雾, 主要通过空气上升运动、绝热膨胀降温, 另外夜间辐射冷却也可形成局地云雾, 当然局地增加水汽含量的作用也不能忽略, 尤其是维持某地区上空的连续降水, 必须有水汽汇流不断输入补充。

### 4) 水分循环和大气中的水汽输送

地球上水的总量是不变的, 这可由海洋水位基本不变和河流径流量常年平均定常来说明。但大气中的水分却不断更替, 地球表

面的液态和固态水通过蒸发、升华不断进入大气，大气中的水汽通过凝结、凝华和冻结形成云，其中一部分发展为降水，以雨雪形式降至地球表面，如此循环往复。

全球大气含有总水量为 $1.3 \times 10^{13}$ 吨，其中水汽95%，其余为云中液态或固态水，全球年总降水量 $4.96 \times 10^{14}$ 吨，说明降水量为大气总含水量的38.2倍，表明大气中的水分循环十分迅速，周期平均不到10天，降水量的多少主要取决于大气中水分循环次数。

海洋占全球表面71%，大气中的水汽主要来源于洋面，其中副热带常为高压控制，多晴天，利于蒸发，更是主要源区。全年洋面上空向陆面上空输送水汽 $3.7 \times 10^{13}$ 吨。水汽的输送主要有两种机制：局地为乱流扩散 $\left(K \frac{\partial q}{\partial z}\right)$ ；大范围为辐合 $(q \cdot \nabla \cdot \vec{V})$ 和平流的气流运载 $(\vec{V} \cdot \nabla q)$ 。表面蒸发或蒸腾的水汽首先通过乱流扩散向外传递，然后通过大气环流进行远距离输送。

Starr和Crisi(1965)<sup>[2]</sup>计算了1958年北半球各地水汽通量的铅直积分和水平散度，发现 $20^\circ - 40^\circ \text{N}$ 大多为水汽辐散区，这与副热带高压有关，但印度半岛、印度支那半岛和我国长江中下游为明显的水汽辐合区，这是季风水汽输送的结果。赤道附近， $40^\circ - 60^\circ \text{N}$ 出现许多辐合区，后者与极锋经常过境有关。据郑斯中等(1959)<sup>[3]</sup>按1957年资料计算，长江中下游的主要水汽来源是其南方和西南方的海洋（南海和孟加拉湾），全年降水量占输入水汽量的30.6%，达1219mm，全年蒸发量占输入水汽量的15.1%，约602mm。长江流域全年和各季均以外界输入的水汽形成的降水为主，占降水量的90%以上。而张家宝等(1987)<sup>[4]</sup>统计新疆全区空中水年总量约 $1.38 \times 10^{12}$ 吨，其中流入（主要从苏联） $1.15 \times 10^{12}$ 吨，局地蒸发 $0.23 \times 10^{12}$ 吨。它们大部分流出新疆，约 $1.14 \times 10^{12}$ 吨，只有17.6%变成降水下落，其中外来水汽形成的降水占85%。

在云的生命期中，云内也进行着各相水分的转换与输送，构成云中水分循环。为此必须了解云生命期中，输入多少水汽？有多少转

化为云滴或冰晶？又有多少转化为降水？在此基础可确定云的降水效率和云中水分循环次数。前者定义为过程降水量 $P$ 与输入至云体周界的水汽总量 $w_i$ 之比，即云降水效率 $\eta = \frac{P}{w_i}$ ， $\eta < 1$ 随云的种类

而变化。如雷雨云 $\eta$ 可低至20%，而大范围层状云最高可达95%；后者定义为 $P$ 与云体含液态和固态水总量 $w_o$ 之比，即云中水分循环次数

$n = \frac{P}{w_o}$ ，由它说明云中液态和固态水的更新次数，因云周界不断有水汽输入，云中不断形成新的液态和固态水补充下落的降水，故 $n > 1$ ，如暖锋云系中的雨层云 $n = 4-40$ ，积状降水云 $n = 1.5-12$ 。

我国全境年平均降水量630mm，人均水资源占有量不到世界平均水平的1/4，是世界上13个贫水国之一。面对今后因人类活动引起全球气候变暖，可能导致中纬地区降水减少危险，我国面临开发和改善大气水资源的紧迫任务，其中不乏云物理和人工影响天气的试验研究和业务作业工作。可以列举的有：大气水资源调查研究，包括大气中的水汽、云和降水的空间分布、变率和气候特征，大气水资源的可利用率和人工影响天气潜势；如何开发、利用和管理大气水资源，包括人工施加影响，如拦阻、调运使之形成有利分布，人为加速大气中水循环和云中水循环以增加循环水量。

#### 5) 大气中的降温过程

大气降温不仅可促进云的形成，而且是形成云的直接原因。下面主要介绍气块上升和膨胀降温，同时简介其它降温作用。

由于地球重力作用，大气对地面产生压力，并形成气压随高度增加而递减的大气质量分布。当空气在大气中产生铅直运动时，空气将受到膨胀或压缩。对上升的气块来说，它将因膨胀作功而冷却，干空气块的温度变化遵从干绝热过程方程

$$dT = \frac{R_a T}{C_{p a}} \frac{dP}{P} \quad (4)$$

$R_d$ 为干空气的比气体常数,  $C_{pd}$ 为干空气的定压比热。由于 $dP < 0$ , 故 $dT < 0$ , 通常表示成气块温度随高度的变化率的负值, 称为干绝热减温率,  $\gamma_d = -\frac{dT}{dz}$ , 一般近似地表示成

$$\gamma_d = \frac{g}{C_{pd}} = 9.8 \text{ K km}^{-1}$$

由于空气的水汽混合比较小, 未饱和湿空气的绝热变化过程可以相当精确地用干绝热方程表示, 但它与干空气不同之处在于: 在上升过程中由于气块温度不断降低, 而且干绝热减温率比气块露点温度递减率 $\gamma_r = -\frac{dT_r}{dz} \simeq 1.7 \text{ K km}^{-1}$ 要快得多, 因而使气块的温度

露点差逐渐减小, 以致最终使气块达到饱和。当气块达到饱和时, 常产生凝结现象。我们可以把气块开始出现凝结现象的距地面高度定义为凝结高度 $z_c$ 。在凝结高度以上, 气块继续按绝热过程上升时, 将伴随产生水汽凝结物并释放潜热, 使气块变温率低于 $\gamma_d$ , 称为湿绝热减温率 $\gamma_m$ ,  $\gamma_m$ 随气块所处的气压和温度而变化, 低层潮湿空气中 $\gamma_m \simeq 5 \text{ K km}^{-1}$ , 对流层中部约 $6 \text{ K km}^{-1}$ , 再向上 $\gamma_m$ 因水汽含量迅速减小而逐渐增大, 趋于 $\gamma_d$ 值。

气块中凝结物的不断积累形成了云, 它是饱和湿空气和液态或固态水的共存系统。云体单位容积湿空气中含有的液态和固态水的质量定义为含水量, 单位为 $\text{g m}^{-3}$ , 它的变化范围较大, 主要决定于云状、云底温度和云厚等。

其它几种降温过程: 乱流降温, 即乱流层底部通过乱流混合产生水汽含量增加、温度降低, 这种过程利于云雾在逆温层底形成; 平流降温——气流把空气输运至温度较低的区域产生平流冷却, 它决定于风矢量和水平温度梯度 $(\vec{V} \cdot \nabla T)$ ; 辐射降温——空气中主要辐射体水汽、 $\text{CO}_2$ 和 $\text{O}_3$ 产生长波辐射冷却, 自由大气中长波辐射冷却降温率可达 $1 - 3 \text{ K/天}$ , 而吸收太阳辐射的加热率仅 $0.6 \text{ K/天}$ , 所以即使白天, 含有较多水汽的空气仍为净辐射冷却。

## 6) 大气的静力稳定度

在静止大气中，作用在气块上的垂直气压梯度力正好与重力维持平衡，此即静力学方程

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad (5)$$

当气块上升时，必须讨论环境空气对它的作用。假定有一体积为  $V$ 、密度为  $\rho'$  和温度为  $T'$  的干空气块，它置换了温度为  $T$ 、密度为  $\rho$  具有相同体积的环境空气。则作用在此干空气块上向下的重力等于  $\rho'Vg$ ，而作用在被置换的环境空气上的向下重力等于  $\rho Vg$ 。在静止大气中作用在两者向上的力是相同的，都是  $-V \frac{dP}{dz}$ ，因而将产生浮力或沉力  $gV(\rho - \rho')$ ，单位质量干空气块所受的浮力或沉力以及对应的加速度为

$$F = \frac{d\omega}{dt} = g \left( \frac{\rho - \rho'}{\rho'} \right) = g \left( \frac{T' - T}{T} \right) \begin{cases} < \\ = \\ > \end{cases} 0 \quad \begin{matrix} \text{稳定} \\ \text{中性} \\ \text{不稳定} \end{matrix} \quad (6)$$

若干空气块比环境空气暖一些，则为受浮力作用；相反当干空气块比环境空气冷时，则受沉力作用。前者表示气层不稳定，因气块运动方向与受浮力作用方向一致，运动将加速；后者表示气层为热力稳定层，此时气块运动方向与受沉力作用方向相反，运动将被抑制。

气层的静力稳定度可以根据其温度递减率  $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$  来判断。

设想气块在环境空气中产生一小的垂直位移  $\Delta z$ ，比较位移后气块温度  $T - \gamma_a \Delta z$ ，与环境空气温度  $T - \gamma \Delta z$  之差  $(\gamma - \gamma_a) \Delta z$ ，以确定气块受浮力  $(\gamma - \gamma_a) \Delta z > 0$  或沉力  $(\gamma - \gamma_a) \Delta z < 0$ ，结合位移方向  $\Delta z > 0$  或  $\Delta z < 0$ ，即可对气层热力稳定度作出判断。可归结为

$$\begin{aligned} \gamma < \gamma_a & \quad \text{稳定} \\ \gamma = \gamma_a & \quad \text{中性} \end{aligned} \quad (7)$$

$\gamma > \gamma_d$  不稳定

上述稳定度判据可用温度随高度的分布和变化图形象地说明,图1中气温的垂直分布称为层结曲线,气块上升时的绝热变温率称为状态曲线。前者由探空决定随时间变化,后者干绝热线为斜率不变的直线,湿绝热线开始变温较缓,随高度增加逐渐趋近于干绝热线。

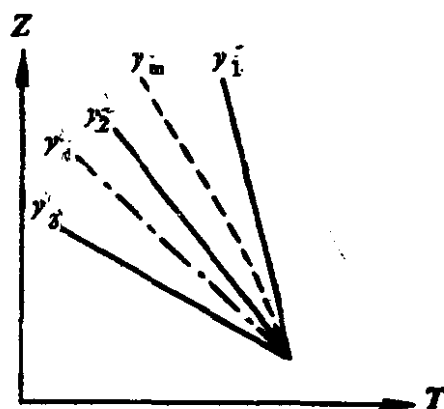


图1 静力稳定度的各种情况

这类判据还可以用位温\* $\theta$ 随高度的变化来表示,由位温定义式可得

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_d}{C_{pd}} \cdot \frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial z} = \frac{1}{T} (\gamma_d - \gamma)$$

因此判据(7)等价于

$>$  稳定

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{中性} \quad (8)$$

$<$  不稳定

对湿空气块来说,可以建立下列稳定度判据:

$$\begin{aligned} \gamma < \gamma_m & \quad \text{绝对稳定} \\ \gamma = \gamma_m & \quad \text{饱和中性} \\ \gamma_m < \gamma < \gamma_d & \quad \text{条件性不稳定} \\ \gamma = \gamma_d & \quad \text{干中性} \\ \gamma > \gamma_d & \quad \text{绝对不稳定} \end{aligned} \quad (9)$$

\*位温定义:  $\theta = T \left( \frac{1000 \text{ hPa}}{P} \right)^{R_d/C_{pd}}$ , 它可由干绝热方程(4)积分,取标准气压  $P_0 = 1000 \text{ hPa}$  求得。表示起始温度为  $T$ 、气压为  $P$  的气块经历干绝热膨胀或压缩到达气压为  $1000 \text{ hPa}$  的终态所具有的温度。由于  $\theta$  在干绝热过程中为一常数,故可以说在干绝热过程中,位温具保守性。位温可以比较气块的冷暖性质,因为它消除了气压变化的影响。大家都处在  $1000 \text{ hPa}$  之下。

条件性不稳定气层以气块的饱和与否作为气层稳定与否的条件,即决定于气块的湿度条件。对未饱和气块来说,气层的不稳定性是潜在的,只有当气块达到饱和时,这种潜在的湿不稳定性才能转化为真实的不稳定性。条件性不稳定的实际意义在于,常可通过局地热对流或动力作用,使气块抬升至凝结高度以上,从而实现条件性不稳定度,这时气块可自动对流,往往能造成局地性的雷雨天气。

有一种情况,在云降水的发展中具有重要意义,即若湿空气整层被抬升时,可能引起气层稳定度的变化,我们把那种抬升前为热力稳定气层,抬升后转化为热力不稳定的气层称为对流性不稳定气层。出现这种情况一般是原先气层上干下湿,当气层被抬升时,底部先达到凝结高度,这样气层顶部比底部冷却得快些,使气层变温率加大,从而变成不稳定气层,对流性不稳定的判据是

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0, \quad \frac{\partial \theta_{se}^*}{\partial z} < 0$$

对流性不稳定气层也表现为潜在的不稳定性,必须由外因作为触发机制,使整个气层抬升至凝结高度以上,才能使潜在的不稳定性转化为现实的不稳定性。对流性稳定度更确切些可称为位势对流性稳定度(Kessler, 1987)<sup>[5]</sup>。图2为对流性不稳定大气层的示意图,气层AB开始为未饱和气层,但上层较干,下层较湿,抬升前 $\gamma < \gamma_d$ ,抬升使位势变化到一定值后,气层为整层饱和,其中A点先到达凝结高度,降温明显减缓,B点后到达凝结高度,降温甚快造成抬升后A'B'层结曲线变陡,使 $\gamma' > \gamma_m$ ,有时甚至大于 $\gamma_d$ 。

---

\*先定义假相当温度 $T_{se}$ :气块干绝热地上升至凝结高度后,湿绝热地继续上升,直至其中的水汽全部凝结掉出气块之外,气块再干绝热地下降至气块的起始高度,此时气块的温度称为假相当温度 $T_{se} = T \cdot \exp\left(\frac{Lq}{C_{pd}T}\right)$ ,L为凝结潜热,q为空气块比湿。把假相当温度 $T_{se}$ 干绝热地移至1000hPa处时所对应的温度称为假相当位温

$\theta_{se} = T_{se} \left(\frac{1000\text{hPa}}{P}\right)^{R_d/C_{pd}}$ 。在干、湿绝热过程中, $\theta_{se}$ 都具有保守性,利用它随高度变化的符号可判断气层的对流性稳定度。

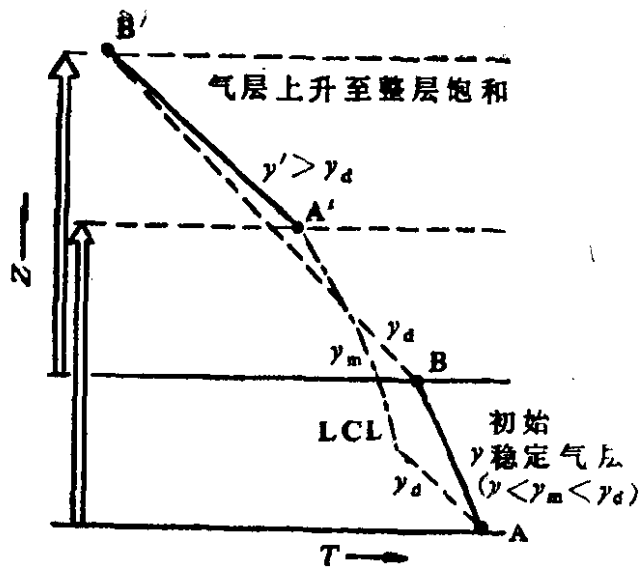


图2 位势对流不稳定气层抬升至完全饱和，初始时绝对稳定 ( $\gamma < \gamma_m$ )，抬升后绝对不稳定 ( $\gamma > \gamma_d'$ )

天气预报中，常常应用一些容易查算的指标来表示稳定度的大小。常用的有沙氏指数SI，A指数和K指数。它们的定义分别为；

$$SI = T_{500} - T_s$$

$$A = T_{850} - [(T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}]$$

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$$

其中  $T_s$  表示在850hPa等压面上的空气块，干绝热上升至抬升凝结高度后按湿绝热上升至500hPa时的温度。 $T$ ， $(T - T_d)$ ， $T_d$ 的下标数字表示等压面相应的温度，温度露点差和露点温度。



# 第一章 大气中水汽的凝结和凝华

## §1 大气气溶胶质粒

大气的组成虽然主要是气体成分，但并不是纯粹的气体。地球表面和地壳内部，由于自然过程不断地向大气输送固态和液态的小颗粒物质，宇宙空间也不断有微粒进入地球大气。同时，由于人类活动，主要是燃烧和排废，也不断向大气排放气体、液固滴粒物质，其中有些气体在大气中通过化学过程转化为液固滴粒。这些滴粒状物质，同时受重力作用和气流携带以及空气阻力影响，其中微米和次微米量级的小尺度滴粒，可以在大气中长期悬浮，形成了以空气为介质、大量滴粒状物质分散在其中的胶性系统，我们把这种系统称为大气气溶胶，把悬浮在空气中的大量固态微粒和液态微滴称为大气气溶胶质粒。

大气气溶胶质粒参与大气中的辐射、光、电过程，造成大气污染。在云和降水形成和发展中有些气溶胶质粒可充作凝结核或成冰核，直接影响自然云和降水过程。大气中稳定的悬浮颗粒的直径尺度限于 $0.002\mu\text{m}$ — $10\mu\text{m}$ ，下限为凝结核计数器可测最小直径。常把它们分成三类： $D \leq 0.1\mu\text{m}$ 称为埃根颗粒，按其主要形成方式也称为核模，即由气粒转化和燃烧中高热过饱和蒸汽冷凝形成。数密度最大，质量很小，寿命短； $2\mu\text{m} \geq D > 0.1\mu\text{m}$ 称为大颗粒，也称为积聚模，起源于低挥发性物质燃烧后凝结和埃根颗粒凝聚增长，数密度仅占5%，质量可达总值的50%，寿命较长； $D > 2\mu\text{m}$ 称为巨核，也称为粗模，主要通过机械粉碎形成，数密度更小，质量较大，寿命较低，其中土壤质粒通过吹风起动后在跳跃式前进中碰撞作用引起粉碎分散。