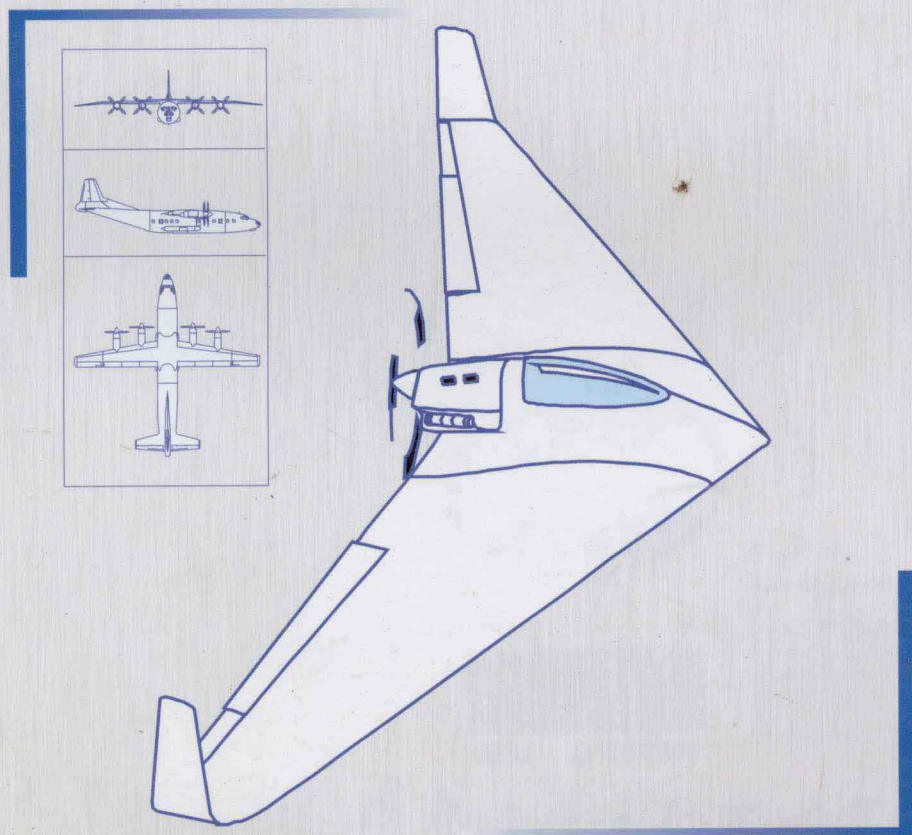


# 飞机防冰系统

裘夔纲 韩凤华 编著



国防工业出版社  
National Defense Industry Press

# 飞机防冰系统

袁燮纲 韩凤华 合编

国防工业出版社

·北京·

## 内 容 简 介

本书是根据院校教学大纲要求,在广泛参阅国内、外文献资料基础上编写的。

书中主要阐述了飞机结冰的机理、飞机结冰后对其性能的影响、飞机上各种防、除冰方法、飞机部件表面水收集特性(即水滴对部件表面的撞击特性)计算、防冰表面热载荷计算、防冰系统的热力计算、防冰系统试验及飞机透明表面的防冰、防雾及除雨等问题。在本书的附录中,还给出了防冰系统设计中的一些常用物理参量的各种单位制换算以及在现代飞机上常采用的防冰方法的统计材料等。

本书在阐述上述的内容中,给出了一些必要的表格和图线,以供设计时参考。

“飞机防冰系统”一书,是我国目前有关飞机防冰、防雾及除雨方面的比较完整和系统的一本教材。除可做为航空院校学生使用之外,还可供有关工程科技人员参考。

### 图书在版编目(CIP)数据

飞机防冰系统 / 裘燮纲, 韩凤华编. —北京: 国防工业出版社, 2004. 6

ISBN 7-118-03762-5

I. 飞... II. ①裘... ②韩... III. 飞机 - 防冰 - 系统 IV.

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2004)第 110399 号

※

国防工业出版社出版发行

(北京市海淀区紫竹院南路 23 号 邮政编码 100044)

北京奥鑫印刷厂印刷

新华书店经售

\*

开本 787 × 1092 1/16 印张 19¼ 字数 499.2 千字

2004 年 6 月第 1 版第 1 次印刷 印数 1—4000 册 定价 28.00 元

(本书如有印装错误,我社负责调换)

国防书店: (010)68428422

发行邮购: (010)68414474

发行传真: (010)68411535

发行业务: (010)68472764

# 前 言

飞机在负温云层中飞行,或具有负温表面的飞机在正温云层或无云大气中飞行时,可以发生飞机结冰现象。在负温云层中的飞机结冰是飞机结冰的主要现象,同时也是飞机结冰的严重情况。

飞机结冰对飞机的飞行危害很大,轻者,造成飞机飞行性能的降低;重者,会导致机毁人亡的严重事故。

飞机结冰的危害,在飞行实践中,逐渐被人们所认识,较早就开展了以研制飞机防、除冰系统为中心的有关飞机结冰的研究工作。早在 20 年代的末期,用以研究飞行结冰课程的初型冰风洞问世;在长时间观察和统计飞机结冰与气象关系的基础上,于 40 年代末,一些国家先后制定了大同小异的飞机防、除冰系统设计的气象标准;至 50 年代,无论是有关飞机结冰方面的系统理论阐述,还是飞机防、除冰系统的实际应用均臻于成熟;50 年代末至 60 年代,飞机结、除冰问题的研究稍有停顿;近些年来,由于中、小型商用运输机的发展和直升机装备防、除冰系统的需要,飞机、直升机防、除冰的研究再次兴起。这主要表现在,一些国家增加对飞机结、防冰研究工作的投资,着手改进冰风洞等试验装置、修定有关规范、标准,对防冰系统进行计算机模拟计算、新的防(除)冰方法的研究(如电脉冲除冰、直升机的微波除冰和振动除冰的研制、电热元件的喷涂技术以及新的防冰涂层的研究等等)等方面,另外还有一些国家的高等院校也开展了有关飞机结、防冰理论课题的研究。

随着我国飞机、直升机研制工作的发展,对飞机防冰、防雾及除雨等问题,也将会提出更高的要求。为满足这一发展需要,北航、南航有关专业,近几年来分析开展了有关飞机防冰方面的教学工作,在此基础上编写了这本教材。

“飞机防冰系统”是一门综合性的技术学科。气象学、传热学、空气动力学、流体力学、电工学、电子学、微波理论、计算方法等作为其先修技术基础课。

本书由南航裘燮钢及北航韩凤华同志合编,全书共九章,其中第一章、第二章、第四章及第八章由韩凤华同志编写,第三章、第五章、第六章、第七章、第九章及附录由裘燮钢同志编写。全书由北航张汉镔付教授审定,并提出了宝贵的修改意见,在此,表示衷心的感谢。

限于编者的水平,书中必要不妥,甚至错误的地方,敬请批评,指正。

编者  
2004 年 4 月

# 目 录

<b>第一章 飞机结冰</b> .....	( 1 )
§ 1—1 云物理学基本知识.....	( 1 )
§ 1—2 过冷水滴及飞机结冰.....	( 16 )
§ 1—3 在各类结冰云中飞机结冰的特点.....	( 21 )
§ 1—4 飞机结冰的主要气象参数.....	( 26 )
§ 1—5 防冰系统的气象设计规范.....	( 30 )
<b>第二章 飞机结冰对其性能的影响</b> .....	( 39 )
§ 2—1 结冰强度和冰形.....	( 39 )
§ 2—2 结冰对飞机性能的影响.....	( 44 )
<b>第三章 飞机的防冰方法</b> .....	( 59 )
§ 3—1 机械除冰系统.....	( 59 )
§ 3—2 液体防冰系统.....	( 63 )
§ 3—3 热防冰系统.....	( 68 )
§ 3—4 热气防冰系统.....	( 71 )
§ 3—5 电热除(防)冰系统.....	( 73 )
§ 3—6 直升机旋翼的微波除冰.....	( 76 )
§ 3—7 典型飞机的防冰系统.....	( 80 )
<b>第四章 结冰量及结冰区的计算</b> .....	( 93 )
§ 4—1 部件表面的结冰区及结冰量.....	( 93 )
§ 4—2 水滴运动方程.....	( 98 )
§ 4—3 水滴撞击特性计算.....	( 102 )
<b>第五章 防冰系统的热载荷</b> .....	( 165 )
§ 5—1 结冰表面的热平衡.....	( 165 )
§ 5—2 对流散热热流 $q_a$ .....	( 165 )

§ 5—3	湿表面的水蒸发散热	( 176 )
§ 5—4	其它热流的计算	( 180 )
§ 5—5	防冰需用热流 $q_n$ 的计算	( 182 )
§ 5—6	表面温度	( 187 )
<b>第六章</b>	<b>防冰系统的热力计算</b>	<b>( 196 )</b>
§ 6—1	热气防冰装置的热力计算	( 196 )
§ 6—2	供气管道的温降计算	( 202 )
§ 6—3	周期电除冰装置的热力计算	( 206 )
<b>第七章</b>	<b>直升机防冰系统</b>	<b>( 222 )</b>
§ 7—1	直升机结冰及防冰方法	( 222 )
§ 7—2	旋翼液体防冰需液量计算	( 228 )
§ 7—3	旋翼电除冰系统需用功率	( 229 )
<b>第八章</b>	<b>飞机透明表面的防冰、防雾及除雨</b>	<b>( 236 )</b>
§ 8—1	风挡防冰	( 236 )
§ 8—2	透明表面防雾	( 251 )
§ 8—3	风挡除雨	( 259 )
<b>第九章</b>	<b>防冰系统试验</b>	<b>( 262 )</b>
§ 9—1	试验目的及内容	( 262 )
§ 9—2	试验方法	( 262 )
§ 9—3	主要参数测量方法	( 268 )
§ 9—4	结冰信号器	( 277 )
<b>附录</b>		<b>( 281 )</b>
<b>参考书目</b>		<b>( 295 )</b>

# 第一章 飞机结冰

飞机在大气中飞行时，其部件表面上积聚了冰层，我们称这种现象为飞机结冰。

大气中含有不同相态的水，这是飞机结冰的前提条件。

根据结冰时的具体条件，飞机结冰可以分为以下三种形式。

## (1) 干结冰

飞机在热带区域中飞行时，如遇上了冰晶云(由冰晶体组成的云，可参阅本章第一节)，冰晶体沉积在飞机表面上而使飞机结冰，将这种结冰形式称为干结冰。

## (2) 凝华结冰

凝华结冰是指大气中的气态水(即水蒸汽)不经过液态相而直接冻结在飞机表面上的一种结冰形式。因此，它可以在无云的大气中发生。在一些资料中，还将这种结冰形式称为升华结冰。

## (3) 滴状结冰(或水滴结冰)

它是大气中的过冷水滴(见本章第二节)撞击在飞机表面上，并在其上冻结的一种结冰形式。

飞行实践告诉我们，上述三种结冰形式中，干结冰和凝华结冰相对滴状结冰而言是比较少见的，而滴状结冰是飞机结冰中的常见形式。另外，干结冰和凝华结冰对飞机性能的影响较小，对飞机的安全飞行不会带来太大的危害；而滴状结冰对飞机性能影响较大，甚至会引起严重的飞行事故。因此，在研究飞机结冰时，一般都是针对滴状结冰进行讨论。

## § 1—1 云物理学基本知识

滴状结冰主要发生在有过冷水滴的云层中，而滴状结冰的特点(如冰的形状及结冰的严重程度)又与云的物理参数有关，因此在这一节中，介绍一些有关云物理学方面的基本知识。

大气中的水蒸汽、大气的冷却以及大气中的凝结核，它们是云形成的三个要素。所以，在讨论云的物理性质前，首先分别对三个要素进行分析和讨论。

### 一、大气中的水蒸汽

在地球表面上，环绕着一层很厚很厚的空气层，这就是我们通常所称的大气。

大气是由于空气和水蒸汽组成的混合气体，干空气由氮、氧、二氧化碳、氩等气体组成。在组成大气的各种气体中，只有水蒸汽在大气中可以发生相态的变化。

地球大气按其高度可分为若干层，其最低的一层称为对流层，水蒸汽主要分布在该层六千米以下的大气中。其总容量约占大气总容量的百分之四。

大气中的水蒸汽主要来自约占地球表面积百分之七十一的海洋、江河和湖泊的蒸发；另

外，土壤、植物叶面的蒸发也是大气中水蒸汽的来源之一。这些由地面蒸发而来的水蒸汽，又借助于大气的运动而被带到空中。

大气中水蒸汽的存在，可以引起许多复杂的气象现象，它也是云形成的必不可少的条件之一。

### 1. 湿度参量

湿度是用来表示大气中的水蒸汽含量的多少。湿度可用不同的参量表示，在本书中要用到的有以下几个参量。

#### (1) 水蒸汽压力

在大气中，由水蒸汽引起的那一部分压力，称为水蒸汽压力。

大气中的干空气在常温、常压下可视为理想气体，而大气中的水蒸汽，由于其在大气中的含量小，压力低，故也可将它看作理想气体。

根据道尔顿定律，理想混合气体的总压力应等于组成该气体的各种气体的分压力之和，所以，水蒸汽分压力可以用以下公式表示

$$e = p - p_a \quad (1.1)$$

式中  $e$ ——水蒸汽压力（帕）

$p$ ——大气总压力（帕）

$p_a$ ——干空气压力（帕）

显然，水蒸汽压力  $e$  愈大，则大气中的水蒸汽含量愈多。

#### (2) 饱和水蒸汽压力

在一定温度条件下，大气中能容纳水蒸汽的含量是一定的。也就是说，对应一定的温度，大气中存在一个水蒸汽含量的最大值。我们称水蒸汽含量达到最大值的空气为饱和空气，小于最大值的空气为未饱和空气，而大于最大值的空气称为过饱和空气。饱和空气所对应的水蒸汽压力称为饱和水蒸汽压，并以  $e_s$  表示。

经长期观测，饱和水蒸汽压力的大小主要取决于温度，蒸发面的性质（水、冰、溶液）和形状（凸面、凹面、平面）对它也有一定的影响。

##### (a) $e_s$ 与温度的关系

从分子运动的观点，所谓饱和水蒸汽压，实际上是指在单位时间内由水面跑出的水分子数和回到水面的水分子数相等的水蒸汽压力。当温度增加时，水分子的平均动能增加，因此单位时间内从水面上跑出的水分子数量增加。所以只有当水面上的水蒸汽分子的密度增大时，才能使落回的分子数与跑出的分子数达到平衡。同时，随着温度的增加，水分子的平均动能也增大了。因此，饱和水蒸汽压随温度的增加而增加，反之，饱和水蒸汽压随温度的降低而下降（参阅表 1.2 和图 1.1）。

饱和水蒸汽压与温度的关系，也可用经验公式表示。不同文献介绍的公式及其计算结果，有较大的差异。公式 (1.2) 和 (1.3) 是气象上常用的马格拉斯公式，式 (1.4) 是参考文献 [9] 推荐的水蒸汽压与温度关系的经验式。

$$e_{s_w} = e_{s_0} \times 10^{\frac{7.45t}{237.4+t}} \quad (\text{帕}) \quad (1.2)$$

$$e_{s_i} = e_{s_0} \times 10^{\frac{9.5t}{265+t}} \quad (\text{帕}) \quad (1.3)$$



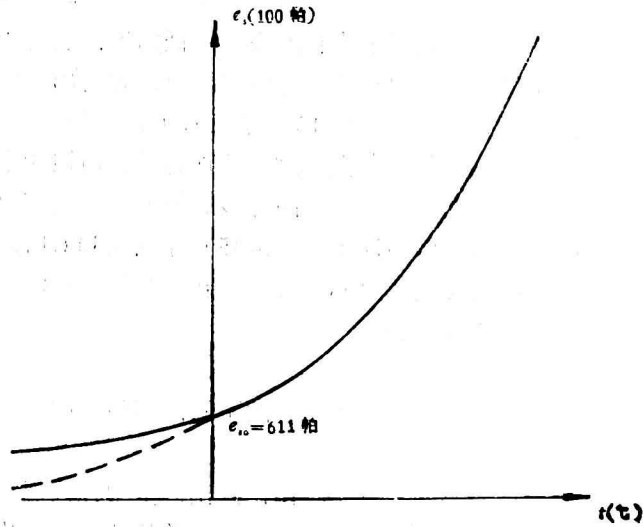


图1.1 饱和水蒸汽压与温度的关系  
实线—水表面 虚线—冰表面

式中  $e_{s_w}$ ——水表面上的饱和水蒸汽压 (帕)

$e_{s_i}$ ——冰表面上的饱和水蒸汽压 (帕)

$t$ ——大气温度 (°C)

$e_{s_0}$ ——气温为 0°C 时的水表面及冰表面上的饱和水蒸汽压 (帕)。

参考文献 [9] 给出的计算式为:

$$e_s = 6894.76 \times \exp(A + BZ + CZ^2 + DZ^3 + EZ^4) \quad (\text{帕}) \quad (1.4)$$

$$Z = \frac{555.6}{T}$$

式中  $T$ ——气温 (°K)。

$A$ 、 $B$ 、 $C$ 、 $D$ 、 $E$  各系数可在表 1.1 中选取。

表1.1 系数表

系数值 系数符号	$T \leq 273.14$ (°K)	$273.14 \leq T \leq 373.16$ (°K)	$T > 373.16$ (°K)
$A$	19.598997	13.435206	16.825544
$B$	-10.431025	-5.0983424	-14.213106
$C$	-0.27550673	-1.6896174	7.5567694
$D$	0.039404393	0.17829154	-4.0151569
$E$	0	0	0.71697364

由  $e_s$  与温度的关系可以推论：如将处于饱和状态的空气加温，它可以变成不饱和空气，此时可以重新出现水的蒸发。如将原来未饱和的空气降低温度，它可以达到饱和（此时对应的空气温度称为露点）。如将原来呈饱和状态的空气降温，就会出现空气的过饱和，这时有一部分水蒸汽凝结为水滴。例如空气温度由  $15^\circ\text{C}$  降至  $10^\circ\text{C}$  时，每立方米的饱和空气可凝结出  $3.4$  克的水。大气中云的形成就是与水蒸汽的这一特性有关。由饱和水蒸汽压与温度的关系还可以知道，将两种不同温度的饱和空气降低同样多的温度，那么高温的饱和空气凝结的水量要比低温的饱和空气凝结得多。例如饱和空气由  $35^\circ\text{C}$  降低到  $30^\circ\text{C}$  时，每立方米饱和空气中凝结的水量为  $9.2$  克，而当由  $15^\circ\text{C}$  降到  $10^\circ\text{C}$  时，凝结的水量只有  $3.4$  克。由此可知，饱和空气温度愈高，所形成云的密度也愈高。

### (b) $e_s$ 与蒸发面的关系

对于不同的蒸发面，由于它们的性质和形状的不同，即使在同一温度下，它们的饱和水蒸汽压也是不同的。

由于冰是固体，其分子运动不如水分子自由，跑出冰面要比同温度的过冷水中的分子跑出水面困难一些。所以在同一温度下，在单位时间内由单位冰面上跑出的分子要比由单位水表面上跑出的少一些。达到动平衡时，单位时间内落回冰中的分子也较少。因此，冰面上的饱和水蒸汽压要比同温度下的水表面上饱和水蒸汽压小。参看图 1.1、表 1.2 及附录中的附表 2。

表 1.2 冰和水表面的  $e_s$  值

$e_s$ (帕)	273	268	263	261	257	253	249	243	233	223
水表面	611	420.8	287	244	176	125	88	52	18.7	6.66
冰表面	611	401.2	260	217	151	103	69	38.2	12.9	4
差值	0.0	10.6	27	27	25	22	19	13.8	5.8	2.66

若水中溶解了溶质，溶质对水分子的吸引力比水分子之间的吸引力大，因此，水分子跑出液面要比跑出水面困难。又因溶质在溶液面上占据了一定面积，使蒸发面积减小。所以，在相同的温度、蒸发面积条件下，溶液表面空气的饱和水蒸汽压要比水面的小。显然，溶液的浓度愈高，则饱和水蒸汽压愈小，因此，水蒸汽在溶液面上特别是在浓溶液面上很容易发生凝结，这一特性在云的形成中是十分重要的。

蒸发面的形状不同，蒸发面上的分子所受内部分子的吸引力也不同，由图 1.2 可以看出， $A$  表面分子受内部引力最小， $C$  表面分子受内部引力最大， $B$  表面分子所受的内部吸引力介于  $A$  表面和  $C$  之间；因此  $A$  表面分子最容易逸出水面， $C$  表面分子最难， $B$  表面分子介于两者之间。由此可知，温度相同时，凸面的饱和水蒸汽压最大，平面次之，凹面最小。其中凸面的曲率愈大，饱和水蒸汽压愈大；而凹面的曲率愈大，则饱和水蒸汽压愈小。

综上所述，大气中饱和水蒸汽压的大小与温度和各种蒸发面的性质、形状等因素有关，

但温度的高低是决定因素。

### (3) 相对湿度

相对湿度  $\phi$  是指空气中的实际水蒸汽压  $e$  与同温度下的饱和水蒸汽压  $e_s$  之比, 并用百分数表示, 即:

$$\phi = \frac{e}{e_s} \times 100\% \quad (1.5)$$

相对湿度的大小, 直接表示了空气中的水蒸汽含量距离饱和的程度。显然,  $e=e_s$  时,  $\phi=100\%$  表示空气中的水蒸汽含量已达饱和;  $e<e_s$  时,  $\phi<100\%$  表示空气中的水蒸汽含量尚未饱和;  $e>e_s$  时,  $\phi>100\%$  表示空气中的水蒸汽含量已达过饱和。

### (4) 含湿量(混合比)及比湿

含湿量  $S$  是指同一容积中的水蒸汽质量与干空气质量之比, 也即一公斤干空气中所包含的水蒸汽的质量。

根据干空气和水蒸汽的状态方程, 可导出  $S$  的表达式为

$$S = \frac{R_a}{R_v} \cdot \frac{e}{P_a} = \frac{R_a}{R_v} \cdot \frac{e}{p-e}$$

式中  $R_a$ ——空气的气体常数,  $R_a=287$  焦耳/公斤·°K  
 $R_v$ ——水蒸汽的气体常数,  $R_v=461$  焦耳/公斤·°K。

所以, 上式又可写成

$$S = 0.622 \frac{e}{p-e} \quad (\text{公斤水蒸汽/公斤干空气}) \quad (1.6)$$

比湿是指一公斤湿空气中所含有的水蒸汽质量, 以  $d$  表示。根据水蒸汽和湿空气的状态方程, 可导出以下公式

$$d = 0.622 \frac{e}{p} \quad (1.7)$$

式中  $p$ ——湿空气的压力。

显然, (1.6) 式中的  $S$  和 (1.7) 式中的  $d$ , 它们的值愈大, 则大气中的水蒸汽含量愈高。

由于  $S$  和  $d$  值, 二者十分接近, 一般  $S-d < 0.0016$ , 因此, 在实际工作中, 有时将二者混用。

## 2. 大气中水蒸汽的分布

大气中水蒸汽的分布是很不均匀的, 它随高度、地区、季节、昼夜、气象条件的变化而变化。这是因为大气中的水蒸汽含量与大气温度条件、空气上升和下降气流强度以及大气中发生的热质交换条件(蒸发、凝结、云、雾、雨、露…等)等许多因素有关。

### (1) 水蒸汽的垂直分布

如前所述, 大气中的水蒸汽, 主要来自地面的蒸发, 蒸发出的水蒸汽又被运动的空气(气流)带到空中。显然, 大气中的水蒸汽含量在地面最高, 随高度的增加而逐渐下降。

表 1.3 是根据某地区观测得到的水蒸汽含量随高度的变化关系。从表中可以看出, 水蒸汽压  $e$  随高度的增加而迅速地下降, 上升到 2000 米高度时, 已降到不足地面的一半; 上升

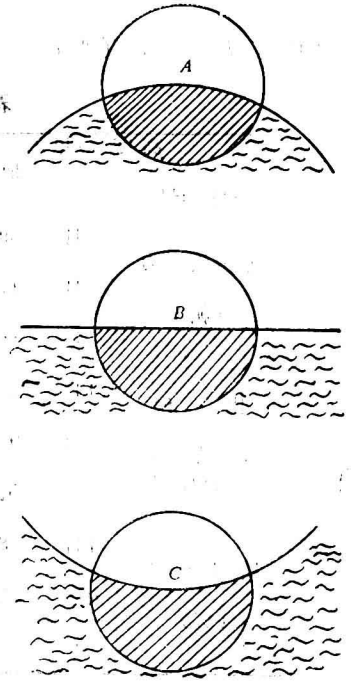


图1.2 不同形状蒸发面上分子所受到的引力

到 5000 米高度时, 仅为地面的十分之一左右。大气中的水蒸汽含量约有 90% 集中在从地面到 3000 米高度的大气中。一般可以认为到 6000 米以上的高空, 大气就是干燥的 空气了。

大气在各高度上的水汽含量, 也可用上面公式估算

$$d_H = d_{H=0} \cdot 10^{-H/5000} \quad (1.8)$$

式中  $H$ ——高度(米)

表1.3 湿度参量沿高度分布的平均值

湿度参量		高度(公里)									
		地面	0.5	1	2	3	4	5	6	7	8
水蒸汽压力 (帕)	1月	390	350	300	200	120	70	30	20	10	10
	7月	1750	1330	1080	700	410	270	160	80	40	10
	年	860	660	540	370	240	150	80	40	20	10
比 湿 (克 公斤)	1月	2.1	1.9	1.9	1.7	0.9	0.5	0.3	0.2	0.2	0.2
	7月	9.9	9.2	7.9	5.6	3.9	2.7	1.7	1.0	0.6	0.4
	年	5.0	4.6	4.0	2.8	2.0	1.3	0.8	0.5	0.3	0.2
相对湿度 (%)	1月	87	87	84	78	72	66	61	59	55	51
	7月	72	73	72	64	63	58	59	47	43	41
	年	78	78	77	71	64	59	55	52	49	47

$d_H$ —— $H$ 高度上的比湿(公斤水蒸汽/公斤湿空气)

$d_{H=0}$ —— $H=0$ 时的比湿(公斤水蒸汽/公斤湿空气)。

因为大气高度与气温之间存在函数关系, 所以上式也可改写成  $d_H$  与气温间的关系式。将气温的线性关系式

$$T_H = T_0 - \alpha H$$

代入公式(1.8), 得:

$$d_H = d_{H=0} \cdot 10^{-k(T_0 - T_H)} \quad (1.9)$$

式中  $k$ ——系数,  $k=1/5000\alpha$ ;

$\alpha$ ——为高度上升 1 米时的大气温度递减率,  $\alpha=0.0065^\circ\text{C}/\text{米}$ ;

$T_0$ ——为  $H=0$  时的气温, ( $^\circ\text{K}$ );

$T_H$ ——为高度  $H$  时的气温, ( $^\circ\text{K}$ )。

公式(1.8)和(1.9)只适用于 6 公里以下高度, 在高度 6~10 公里时, 用它们来进行计算误差较大。

## (2) 水蒸汽的水平分布

水蒸汽的水平分布, 是指水蒸汽的地理分布。

在地球表面上, 水蒸汽分布与温度分布是一致的。赤道区的水蒸汽含量最大。随着纬度的增加, 大气中的水蒸汽含量逐渐减小。赤道地区的水蒸汽压力为 2400~2700 帕, 两极地区只有 230~270 帕, 中间纬度区域的平均水蒸汽压力见表 1.4。由于地面性质不同和距海洋的远近不同, 同一纬度的不同地区, 其水蒸汽含量是不同的。海洋地区比陆地大, 沿海地

表1.4 各纬度区的温度和湿度参量的平均值

纬度	5	15	25	35	45	55	65
$T_0$ (°K)	298.5	298.4	294.9	288.3	287.7	274.2	266
$e$ (帕)	2530	2290	1840	1290	930	650	410
$\phi$ (%)	79	75	71	70	74	78	82

区比内陆大，森林地区比沙漠大。海洋地区的年平均相对湿度大约为 80%，内陆较小，其中沙漠地区和干旱地区的相对湿度可能小到 5~10%。在冬季，由于亚洲大陆东北部接近寒带，温度很低，所以饱和水蒸汽压很小，因此相对湿度比沿海地区大。

### 3. 大气中水蒸汽的相态变化

物质由气态转变为液态或者固态，只有在温度低于物质的临界温度时才有可能。

水蒸汽的临界温度为 374℃，根据目前所观测的大气温度，它不仅永远低于水蒸汽的临界温度，而且也常常低于水的凝固温度 0℃。所以，大气中的水蒸汽，在自然条件下可以由一种形态转变为另一种形态，并且可同时以两相或以气态(水蒸汽)、液态(水)和固态(冰)三种相态共存于大气中。

两相或三相共存于大气中是有一定条件的，其共存条件如图 1.3 所示。图中“O”为三相平衡点，该点对应的温度为 273.0076°K，它所

对应的水蒸汽压力为 611 帕。在“OA”线上各点所对应的温度和水蒸汽压条件下，水与水蒸汽可平衡共存。当  $e$  值不变而温度增加时，就会出现水的蒸发。所以“OA”线也叫蒸发线；同样，“OC”线是水、冰共存时的温度和压力的对应关系。如压力不变而温度增加，则冰可以融解成水，所以又叫融解线；同理，“OB”为升华线，它表示冰和水和水汽平衡时，其温度和水蒸汽压的对应关系。“OB”是过冷却水与水蒸汽共存时的温度和压力条件。所以，由该图可以找出在一定温度和水蒸汽压情况下的系统处于那一种相态，该图还可确定达到动平衡时所需的温、压条件。

水蒸汽在相态转换中，伴随有能量的交换。蒸发时，由于跑出水面的分子具有较大的动能，因而使水温下降。要保持其温度不变，就必须由外界供给热能。这部分热能叫做蒸发潜热，它与温度间的关系可用下式计算

$$L_e = [250 - 0.293(T - 273)] \times 10^4 \quad (1.10)$$

式中  $L_e$ ——蒸发潜热，(焦耳/公斤)；

$T$ ——温度，(°K)。

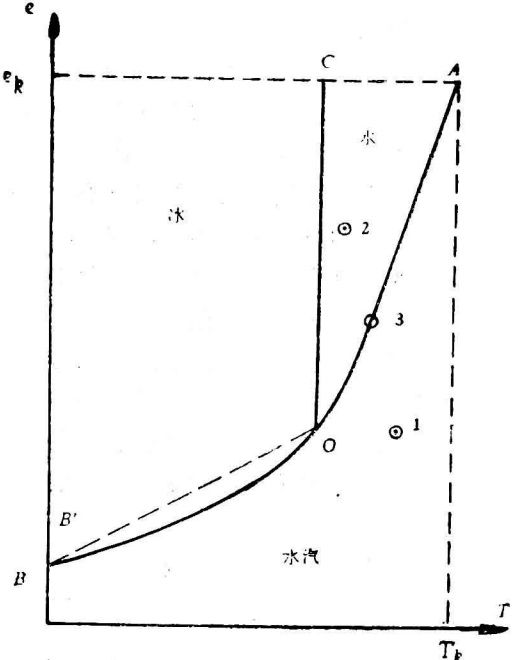


图1.3 水的相位平衡图

在常见的温度范围内,  $L$  随温度的变化很小, 所以可取  $L_v = 250 \times 10^4$  焦耳/公斤为常数值。水蒸发时所消耗的热能, 在水蒸汽凝结时又会全部放出, 这就是凝结潜热。在温度相同时, 蒸发潜热等于凝结潜热。

由冰直接转变为水蒸汽的过程称为水蒸汽的升华; 反之, 如由水蒸汽直接转变为冰相, 该过程称为水蒸汽凝华。升华时要消耗热能; 凝华时却要放出热能, 该部分热能除包括冰、水相变中的热能外, 还应包括汽、水之间相变的热能。水蒸汽相变中的热能变化, 如图 1.4 所示。图中“+”表示向外界释放热能, 而“-”表示由外界吸收热能。

## 二、大气的冷却

大气的冷却降温, 是云形成的必要条件之一。大气的冷却降温主要通过大气上升时的绝热膨胀、与冷气团的相遇及地面辐射降温三种形式。

### 1. 热空气上升时的绝热膨胀冷却

空气的上升运动, 可归纳为两种起因: 其一为热力起因; 其二为动力起因。

由于地面受热不均匀, 使得近地面层的空气温度在水平方向上分布不均匀, 因而产生较热空气的上升运动。这就是由热力起因的空气垂直上升运动。在水平方向上, 如流入某一地区的空气质量比流出该地区的空气质量多, 即气象中所谓的空气辐合, 则使该地区的空气聚集。聚集的空气不可能钻入地下, 它只能向压力逐渐下降的上空疏散, 这就形成了空气的垂直上升运动。同理, 当气流流经山脉的迎风坡时, 由于空气的堆积, 也会产生空气的垂直上升。总之, 只要产生空气的辐合, 就会有空气的上升运动, 我们称此为由动力起因的空气垂直上升运动。

空气在上升运动中, 由于大气压力的不断下降而使空气不断膨胀, 使上升空气的温度下降。由于空气的导热性差和上升过程的时间短, 所以上升气流与周围空气的热交换很小。因此可以假设, 垂直上升气流的膨胀降温是在绝热条件下进行的。

上升气流温度随高度的变化, 可根据以下的公式来求:

#### (1) 干绝热上升

干绝热上升是指干空气或湿空气在达到饱和前的垂直上升运动。

根据热力学第一定律, 可以写出单位质量空气的能量方程为

$$dQ = C_p dT - \frac{RT}{p} dp$$

或者

$$dT = \frac{RT}{C_p} \frac{dp}{p} + \frac{dQ}{C_p} \quad (1.11)$$

式中  $T$ ——空气温度( $^{\circ}\text{K}$ )

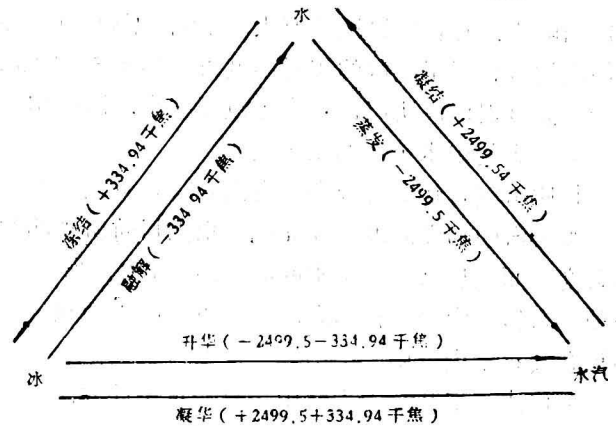


图1.4 水蒸汽相变中的热能变化

$dT$ ——空气温度增量 ( $^{\circ}\text{K}$ )

$dp$ ——空气压力增量 (帕)

$p$ ——空气压力 (帕)

$dQ$ ——空气热量增量 (焦耳)。

空气在干绝热上升中, 因与外界无热交换, 内部又不发生相态变化, 所以  $dQ=0$ , 则(1.11)式可写成

$$dT = \frac{RT}{C_p} \frac{dp}{p} \quad (1.12)$$

(1.12)式称为干绝热方程。由公式可知, 空气上升时, 因  $dp < 0$ , 所以气块温度是下降的。

如空气在高度  $H$  处, 其状态如  $p'$ 、 $v'$ 、 $T'$ 。该处周围空气状态为  $p$ 、 $v$ 、 $T$ 。气块上升到  $H+dH$  处时, 其状态为  $p'+dp'$ 、 $v'+dv'$ 、 $T'+dT'$ 。而该高度上周围空气状态为  $p+dp$ 、 $v+dv$ 、 $T+dT$ 。根据(1.12)式将气块的状态变化表示成

$$dT' = \frac{RT'}{C_p} \cdot \frac{dp'}{p'}$$

假设气块只有垂直上升运动, 所以  $p' = p$ ,  $p+dp = p'+dp'$ , 代入上式得:

$$\frac{dT'}{T'} = \frac{R}{C_p} \cdot \frac{dp}{p}$$

因为  $dp = -\rho g dH$ , 而  $\rho = p/RT$ , 所以上式可写为

$$\frac{dT'}{T'} = \frac{R}{C_p} \cdot \left(-\frac{g}{RT} dH\right)$$

即有

$$-\frac{dT'}{dH} = \frac{g}{C_p} \cdot \frac{T'}{T}$$

式中  $-dT'/dH$  为上升气块温度随高度的变化率, 也叫垂直递减率、绝热直减率或干绝热直减率, 以  $\gamma_d$  表示。则上式可写为

$$\gamma_d = \frac{g}{C_p} \cdot \frac{T'}{T}$$

同高度上的上升气块温度与周围大气温度不同, 两者之差通常不超过  $10^{\circ}\text{C}$ , 以绝热温标表示的比值  $T'/T$  近似等于 1, 故常取

$$\gamma_d = \frac{g}{C_p} \quad (^{\circ}\text{K}/\text{米}) \quad (1.13)$$

式中  $g$ ——重力加速度,  $g=9.806$  米/秒<sup>2</sup>

$C_p$ ——空气的等压比热,  $C_p=1005$  焦耳/公斤 $\cdot^{\circ}\text{K}$ 。

将  $g$  和  $C_p$  值代入上式有

$$\gamma_d = \frac{9.806}{1005} = 0.0098^{\circ}\text{K}/\text{米}$$

在实际工作中, 常近似取  $\gamma_d=1^{\circ}\text{K}/100$  米。利用  $\gamma_d$ , 可以确定垂直上升气块的温度随上升高度的变化关系为

$$T = T_0 - \gamma_d H \quad (1.14)$$

式中  $T$ —— $H$  高度上的气块温度 ( $^{\circ}\text{K}$ )

$T_0$ ——气块起始高度上的温度 ( $^{\circ}\text{K}$ )。

如一气块由温度为  $18^{\circ}\text{C}$  的地面上升到 1500 米时的温度  $T$  应为

$$T = 291^{\circ}\text{K} - 1^{\circ}\text{K}/100 \text{ 米} \times 1500 \text{ 米} = 276^{\circ}\text{K}$$

## (2) 湿绝热上升过程

未饱和湿空气在上升过程中，由于温度的不断下降，会出现水蒸汽的饱和。水蒸汽饱和后的气块继续上升，其内部就会不断发生水蒸汽的凝结。水蒸汽凝结放出的潜热，将使气块得到热量。因此  $dQ$  不再为零，而

$$dQ = -L_e d(d_s)$$

式中  $d_s$ ——饱和比湿量，（公斤水蒸汽/公斤湿空气）。

式中“-”号是因为气块有水蒸汽凝结时，含水量减小，此时  $d(d_s) < 0$ ，凝结所放出的热能，使气块得到热能， $dQ > 0$ ，所以两者符号相反。

将上式代入 (1.11) 式可得

$$dT = \frac{RT}{C_p} \frac{dp}{p} - \frac{L_e}{C_p} d(ds) \quad (1.15)$$

该式称为湿绝热方程。由该方程可知，饱和湿空气作垂直上升运动时，其温度变化是由两个因素引起的：一是气压的变化 ( $dp$ )；另一个是由于水蒸汽凝结时放出的潜热。压力变化使气块温度下降，潜热又使气块温度稍有回升。所以，气块湿绝热上升时温度的下降比干绝热上升时要缓慢些。

可用推导  $\gamma_d$  的同样方法和步骤求出湿绝热直减率  $\gamma_m$  的表达式为

$$\gamma_m = -\frac{dT'}{T'} = \frac{g}{C_p} + \frac{L_e}{C_p} \cdot \frac{d(d_s)}{dH} = \gamma_d + \frac{L_e}{C_p} \cdot \frac{d(d_s)}{dH} \quad (1.16)$$

式中  $dH > 0$ （因是垂直上升），而  $d(d_s) < 0$ ，即  $d(ds)/dH$  小于零。因此， $\gamma_m$  小于  $\gamma_d$ 。

由于  $d(d_s)/dH$  不是一个常数，所以  $\gamma_m$  也不是一个常数，而是气压和温度的函数，如表 1.5 所示。计算表明，在十几公里以下的大气温度和压力范围内， $\gamma_m$  在随高度（气压）和温度的变化中，受温度的影响较大。 $\gamma_m$  由低空向高空是增大的，其值逐渐接近  $1^{\circ}\text{C}/100$  米，如表 1.5 所示。在实际工作中，为了简便，一般把  $\gamma_m$  假设为定值。即  $\gamma_m = 0.5^{\circ}\text{C}/100$  米或  $\gamma_m = 0.6^{\circ}\text{C}/100$  米。对地面温度为  $20 \sim 30^{\circ}\text{C}$  的地区，用这个假设计算 5600 米高度以下的上升气块的温度误差不大。

表 1.5 上升气块的湿绝热递减率

气 压 (帕)	地 面 温 度 ( $^{\circ}\text{C}$ )					近 似 高 度 (米)
	-20	-10	0	10	20	
100000	0.87	0.78	0.66	0.54	0.44	100
90000	0.92	0.82	0.71	0.57	0.46	950
80000	0.96	0.87	0.76	0.62	0.48	1900
70000	0.98	0.93	0.81	0.67	0.51	2950
60000	0.99	0.97	0.90	0.72	0.56	4200
50000	1.00	0.99	0.96	0.82	0.63	5600



## 2. 暖气团与冷气团相遇时的冷却

大气的物理特性（主要指温度和湿度），虽然沿垂直和水平方向并不均匀，但从广阔区域来看，有许多区域的地表面性质是差不多的，如亚洲大陆、太平洋等，空气在这些区域长时间停留，可以形成水平方向上温度、湿度等物理性质比较均匀的一团空气，这就是气象上常称的气团。根据气团的热属性不同，又可分为暖气团和冷气团两类。暖气团由较暖处向较冷方向移动，冷气团是由较冷处向较暖方向移动。两种不同性质的气团相遇时，由于暖气团密度小，所以它总是向冷空气上方爬升；加之地球自转运动的影响，在两个气团之间形成一个倾斜狭窄的交界区，我们将该区称为锋区。为了研究方便，可将锋区看成一个面，称为锋面，锋面与地面的交线称为锋线或锋。

气团时刻都在运动，因此锋面、锋也随之不断地运动。冷空气推动暖气团运动的锋称为冷锋；暖气团推动冷空气运动的锋称为暖锋。如图 1.5 所示。

无论是暖锋或是冷锋，在它们的锋面区内，都存在着暖气团的冷却降温。

## 3. 地面辐射使近地面的空气冷却

地面一方面吸收太阳和大气的辐射能，同时它也向大气和外层空间发射热能。地面和大气辐射的波长较长，所以相对太阳而言，地面和大气的辐射又称为长波辐射。

太阳表面温度为  $6000^{\circ}\text{K}$ ，对流层大气的平均温度为  $250^{\circ}\text{K}$ ，地面平均温度约为  $300^{\circ}\text{K}$ ，因此地面发射辐射能力比太阳小得多而又比大气稍大一些，地面吸收太阳辐射能仅占太阳全部辐射能量的 51%；吸收大气的辐射能也只是吸收大气向下辐射的部分（称为逆辐射）。

地面吸收太阳和大气的辐射能后，温度增加，地面向外辐射能后又使其温度下降。所以只有地面发射的辐射能高于吸收的辐射能时，其温度才能下降。

### (1) 地面的有效辐射

地面发射辐射能以  $E_g$  表示，大气的逆辐射能以  $E_A$  表示，被地面吸收的辐射能以  $\delta E_A$  表示，则地面发射辐射能与地面吸收大气逆辐射能之差  $E_0$  称为地面的有效辐射。

$$E_0 = E_g - \delta E_A \quad (1.17)$$

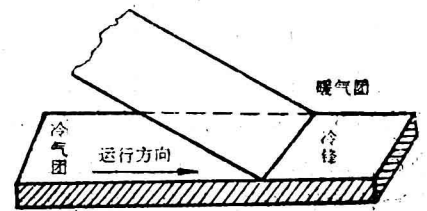
通常地面温度高于大气温度，所以  $E_g > \delta E_A$ ， $E_0$  多为正值，这意味着地球表面通常向空气辐射散热。

### (2) 地面和太阳辐射能差额

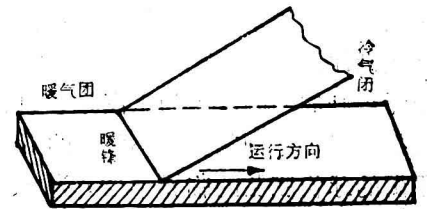
若  $(S' + D)$  为到达地面的太阳总辐射能， $r$  表示反射率。用  $R_0$  表示在一定时间间隔内，单位地表面积吸收的辐射能与发射出的辐射能之差（称为地面辐射能差额），则有

$$R_0 = (S' + D)(1 - r) - E_0 \quad (1.18)$$

因为在夜间地面得不到太阳辐射，所以  $R_0 = -E_0$ ，即夜间只有地面有效辐射起作用，地



(a)



(b)

图 1.5 锋

a—冷锋； b—暖锋