

气象站天气预报基础

北京大学地球物理系气象专业

农 业 出 版 社

前言

我国县气象站的预报工作是在五十年代后期发展起来的，在多年的实践中积累了丰富的经验，逐渐形成适合县站的预报方法，主要是图、资、群结合的方法。近来，不少台站以天气谚语为线索分析各种天气，特别是灾害性天气出现的条件，逐步做到使预报定量化，模式化。有的站把谚语串联起来，并根据不同的气象条件选用不同谚语，使群众经验得到进一步的提高。有的站广泛访问老农，查阅历史资料，对本县的气候情况做了全面的考察，还对过去几十年的旱涝规律进行了总结与分析，补充了仪器观测的不足。在资料分析方面，当前气象站比较普遍地应用了各种统计学方法，使长、中、短期预报进一步朝着定量方向发展。不少台站强调长期预报报趋势，中期预报报过程，短期预报报灾害，逐渐做到长、中、短期预报有机地配合。在应用各种统计预报方法时，又创造了许多简便易行的方案。为了掌握和了解大范围的天气形势，目前大多数站都点绘简易天气图，或根据几个邻近省台的广播，绘制小范围天气图，更多地注意天气形势的背景。所有这些丰富的经验都需要我们很好地研究、总结。

当前县气象站的工作蓬勃发展，工作人员也增加了大批新的力量，北京大学地球物理系气象专业与华北、东北一些省气象局曾陆续举办过七期县站预报短期训练班，这本书就是在短期训练班讲义的基础上，适当增加了一部分我国南方地区的材料编写的。由于气象服务工作与自然条件有密切关系，不同县站都有自己的独特环境，因此本书着重介绍县站预报的基础知识，供各台站同志学习参考。

本书共分六章。第一章为天气学基础知识，主要介绍天气图分析的基本原理与各种天气系统的概况。第二章讲我国的气候、重点是华北地区气候的特点及气候形成、气候变化等基本知识。第三章简述概率论的一些基本概念。第四章为气象站预报工具，着重讲解各种工具的特点及应用方法。第五章简易统计预报方法。由于某些统计预报方法计算比较复杂，不适于手算，所以我们尽量讲述原理相近而又计算简便的方法。第六章介绍一些灾害性天气预报的方法，试图通过这些例子说明如何应用上面说到的工具与方法。

我们敬爱的周总理早在 1954 年就指示：“现有中央气象台、各区气象台以及各地气象预报台、站，对于台风、寒潮和随之而来的大范围的暴风雨（雪）和霜冻等灾害性天气预报、警报，必须力求迅速、准确，对于灾害可能发生的地区和时间，应注意具体、明确，如预报、警报发出后，天气形势有了新的变化，并应及时发出修正或补充。遇有个别报错的情况，各级气象预报台、站务既深入检讨原因，以消灭责任性事故的发生，同时借以逐步更好地掌握天气演变规律，提高天气分析预报技术水平。”我们一定要认真贯彻这个指示，特别注意灾害性天气的预报，为实现社会主义四个现代化贡献我们的力量。

在编写本书过程中，河北省保定地区台的同志给我们很大支持，在此表示深切的感谢。

北京大学地球物理系气象专业

一九七七年十二月

目 录

前 言

第一章 天气学基础知识

§ 1.1 大气的基本知识	1
§ 1.2 天气图的填绘	12
§ 1.3 锋	21
§ 1.4 气旋	30
§ 1.5 冷高压与寒潮	35
§ 1.6 大型环流	40
§ 1.7 副热带高压与台风	47
§ 1.8 中小尺度系统	53
§ 1.9 环流形势与要素预报	57
§ 1.10 华北地区夏季降水系统	63
§ 1.11 我国南方的暴雨天气系统	69

第二章 气候基础知识

§ 2.1 我国的气候特点	75
§ 2.2 气候形成因子	84
§ 2.3 气候变化	87
§ 2.4 气候背景资料的统计	94

第三章 概率论基础知识

§ 3.1 资料的整理	97
§ 3.2 概率及概率分布	106
§ 3.3 假设检验	112

第四章 气象站预报的基本工具

§ 4.1 天气谚语	125
§ 4.2 剖面图	130

§ 4.3	曲线图	132
§ 4.4	点聚图	134
§ 4.5	阴阳历迭加	136
§ 4.6	韵律	140
§ 4.7	洞卡	147
§ 4.8	简易天气图	149

第五章 简化统计预报方法

§ 5.1	简化相关系数与简单回归	150
§ 5.2	多因子线性回归	161
§ 5.3	0,1回归	168
§ 5.4	简化逐步回归	174
§ 5.5	简化非线性回归	178
§ 5.6	简化二级线性判别分析	189
§ 5.7	图表的简化判别	194
§ 5.8	相似判别	199
§ 5.9	简化周期分析	208

第六章 灾害性天气的预报

§ 6.1	霜冻的预报	225
§ 6.2	春播期连阴雨의预报	228
§ 6.3	春季大风的预报	231
§ 6.4	麦收期大风、连阴雨的预报	233
§ 6.5	冰雹的预报	236
§ 6.6	干热风的预报	238
§ 6.7	汛期的暴雨预报及降水预报	239
§ 6.8	秋季的连阴雨预报	244
§ 6.9	冬季寒潮、大风、降温的预报	246
§ 6.10	台风的预报	248
§ 6.11	冷害的预报	257
§ 6.12	梅雨的预报	259
§ 6.13	寒露风的预报	261

第一章 天气学基础知识

天气过程的基本知识是天气预报的重要基础。这一章我们重点介绍影响我国的各种天气系统，如锋面、气旋、冷高压等。天气图是分析天气系统，认识天气过程的基本工具，所以在讲天气系统之前先讲述天气图绘制的原理。

由于县站预报主要不是靠分析天气图的方法预报天气系统，所以这里不过多地讲解各种天气系统的天气图预报方法，而是着重说明不同天气系统的特点及可能带来的天气。

为了初学的同志便于理解，先对大气的性质及大气中的物理过程作扼要的叙述。此外，由于夏季暴雨是十分重要的预报项目，因此本章对降水天气系统及预报中应注意的问题也专门作一叙述。

§ 1.1 大气的基本知识

自然界中的风、云、雨、雪、雷电等天气现象都是发生在围绕地球的大气层中，它和大气本身的性质及发生在大气中的一系列物理过程，如蒸发、凝结、辐射、运动等紧密相联。在讨论天气分析和预报之前，有必要首先了解一下大气的一般情况和大气中的主要物理过程。

一、地球的大气

大气是由多种气体混合组成的，此外还包括一些悬浮着的固体及液体杂质。其中气体的主要成分有氮（占78.9%）、氧（占20.95%）、氩（占0.93%）及二氧化碳（占0.03%）。其余氢、氦、氖、氟、氙、氡、臭氧等合起来不到0.1%。此外，水汽也是实际大气的重要组成部分之一，但水汽所占比例，随时间、地点和条件的不同有较大的变化，其变化范围在0—4%之间，并且在自然条件下可变为液态的水滴和固态的冰晶。

必须着重指出的是，二氧化碳、臭氧、水汽这三种气体，虽然在整个大气中含量很少，但和大气中的许多物理过程和大气现象有密切关系，如影响大气的温度，造成云和降水等，因此它们是大气的的重要组成部分。

由于地球引力作用，使得空气分子聚集在地球周围，形成所谓“大气圈”随着地球而运动。那么大气圈在地球表面以上的垂直范围究竟有多大，整个大气圈的质量又有多少呢？人们在登山时会感到越往高处走呼吸越困难，这说明在地表面附近大气是密集的，随着高度的增加，空气变得稀薄起来，到几百公里的高空，几乎近似真空状态。如果我们以

大气中可能出现某种物理现象的最大高度作为大气的“上界”，即大气的垂直范围，那么最高处出现的物理现象就是“极光”，它出现的最大高度大约在 1000—1200 公里，人们通常把此高度作为大气的垂直范围，这个数值看起来相当大，但与地球半径（平均为 6371 公里）比起来还是较小的。我们平时常见的一些天气现象，如云和雨，则都发生在大气底层 10 公里以下的范围内，与地球半径相比它仅仅是极其浅薄的一层。

由地面到大气上界，单位横截面积上大气柱的质量，在标准情况下的计算得知为 1012 克/厘米²，地球表面整个大气的总质量为 5.3×10^{21} 克，即 5.3×10^{15} 吨，它为地球固体部分（即“陆圈”）质量的 $1/10^6$ ，地球“水圈”质量的 $1/250$ 。大气质量中的 98% 集中在 30 公里以下。

二、三个主要的气象要素：温度、湿度、气压

表征大气主要宏观物理状态的气象要素是温度、湿度和气压，这三个要素是天气学研究的主要对象。也是单站预报中最基本的依据。下面我们分别讨论温、湿、压三个要素。

1. 气温

表示空气冷热程度的物理量称为气温，单位为℃或K。大气温度状况是支配天气变化的重要因子之一，所以气温既是天气预报的重要项目，又是天气预报的重要依据。

根据分子运动原理，空气的冷热程度，实质上是空气分子平均动能大小的表现，当空气获得热量时，它的分子运动的平均速度增加，气温也就升高，反之，当空气失去热量时，它的分子运动平均速度减小，气温也就降低。气温的高低表示空气所具有的内能的大小，而空气的内能是大气运动的主要能量来源之一。

根据气温垂直分布的特点可以把大气分为五层（见图 1.1）。

对流层——从地面到 10—12 公里，在对流层里气温随高度增加而降低，平均每上升 100 米，气温下降 0.65℃。整个大气的 3/4 的质量和几乎全部水汽都集中在对流层中，是天气变化最复杂的层次，平时我们所遇到的云、雾、雨、雪等主要天气现象都出现在这一层中，因而对流层是我们研究的重点。顾名思义，对流层的特点是大气运动除水平运动外有明显的垂直运动，即上升运动和下沉运动。对流层的高度自南向北逐渐降低，在低纬度地区对流层顶可达 17—18 公里，在高纬地区只有 8—9 公里。

平流层——自对流层顶到 35 公里左右为平流层。在平流层内，随着高度的增高，气温最初保持不变或微有上升，到 25 公里以上，气温随高度增加而显著升高，到 55 公里高度上可上升到 -5℃左右，在平流层中垂直运动较弱，主要是水平气流，很少有云雨现象。

中间层——自 35 公里到 85 公里，该层气温随高度迅速下降，在中间层的顶部，气温可降低到 -83℃以下。

电离层（又称暖层）——自 85 公里到 800 公里，该层气温随高度增高迅速升高，在 300 公里高度上气温可达 1000℃以上，空气处于高度电离状态，能反射无线电波。

散逸层——800 公里以上统称散逸层，它是大气的最高层，气温也是随高度的增加而

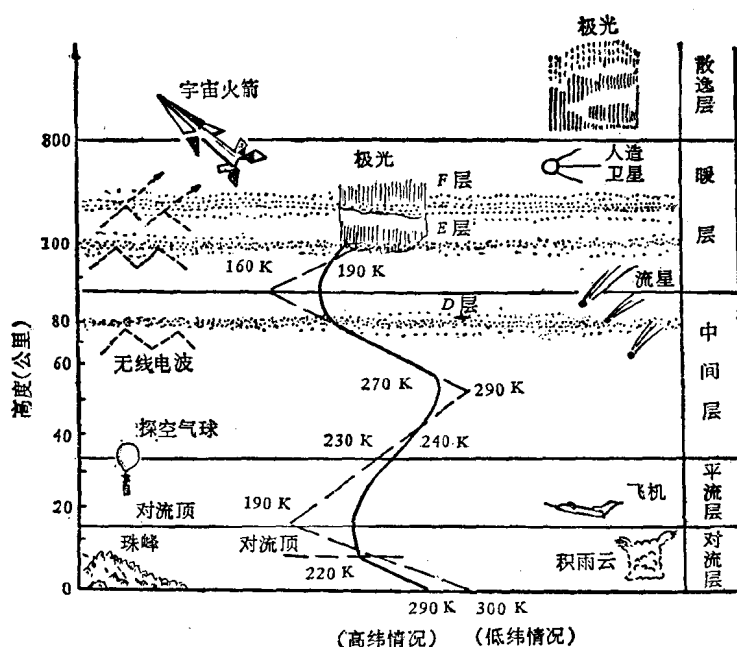


图 1.1 大气的垂直分层

升高。该层由于温度很高，分子运动速度快，同时又远离地面，受地心引力作用小，大气质点能不断向星际空间逸散。

2. 湿度

表示大气中水汽量多少的物理量称为湿度，表示湿度的物理量有以下几种：

(1) 水汽压 (e)：大气中由水汽本身造成的压力称为水汽压，单位为毫巴。

(2) 饱和水汽压 (E)：在一定的温度条件下，一定体积中能容纳的水汽分子数量是有一定限度的，如果水汽含量未达到这个限度，这时的空气称为未饱和空气，如果水汽含量达到这个限度称为饱和空气，饱和空气中的水汽压称为饱和水汽压。饱和水汽压的大小和温度有关，温度越高饱和水汽压越大，另外在温度相同的情况下，水面的饱和水汽压比冰面的饱和水汽压大。

(3) 绝对湿度 (α)：单位体积中所含的水汽量，即水汽密度，单位为克/米³，它的数值和水汽压 e 的数值基本相同。

(4) 相对湿度 (f)：空气中实际水汽压和同温度下的饱和水汽压之比，用百分数表示。相对湿度的大小直接表示空气距离饱和的程度。

(5) 露点 (T_d)：当空气中水汽含量不变且气压一定时，如气温不断降低，空气将逐渐接近饱和，当气温降低到使空气饱和时的温度，称为露点温度，简称露点。很明显露点时的 E 就是实际空气的 e 。因此，在气压一定时，露点的高低只与空气中的水汽含量有关，水汽含量越多露点也越高。

由于空气经常处于未饱和状态，所以露点就常常比气温低，只有空气达到饱和时，露点才和气温相等，所以根据气温和露点之差 $T - T_d$ ，可大致判断出空气的饱和程度。在饱和空气中 $T - T_d = 0$ ；在未饱和空气中 $T - T_d > 0$ ，如果 $T - T_d$ 的值越大，则说明相对湿度越小，反之越大，这一概念在天气分析中很有用处。

大气中的水汽都来自江、河、湖、海及潮湿物体表面水分的蒸发，借空气的垂直交换向上输送。在一般情况下空气中的水汽含量随高度的增高而很快减少。观测表明，在 1.5—2 公里高度上空气中的水汽含量已减少为地面的一半，在 5 公里高度上，则减少为地面的十分之一。

目前许多台站在预报中采用 $e - T$ ，这本来是两个不同的物理量，它们相减的值比较高，说明湿度大、气温低有利降水。

3. 气压（大气压强）

气压是怎样产生的呢？按分子运动理论，大量高速度运动着的气体分子，连续不断地与物体表面相碰撞，这种碰撞的总效应，产生了气体对物体表面所施加的压力。

由于在静止大气中，任意高度上的气压必须等于此高度以上大气柱的重量所产生的压力，只有这样才能保持大气的静止状态，因此，我们可以从某高度以上气柱的重量来计算此高度上的气压，其公式为：

$$P = \bar{\rho} g H$$

$\bar{\rho}$ 为气柱中空气的平均密度， g 为重力加速度， H 为气柱高度。

如果 ΔH 为单位高度差， ΔP 为单位高度的气压差则 $\Delta P = -\rho g$ ，负号表示气压随高度减小，从此式中可见，气压随高度减小的快慢主要决定于密度 ρ 的大小，密度大的气柱气压减小得快，密度小的气柱气压减小得慢。而在气压相等的情况下较冷的空气密度较大，较暖的空气密度较小，因此，冷气柱中气压随高度降低得快，暖气柱中降低得慢，这个结论是分析高低空气压系统配合的主要依据。另外由于高空的密度总是比低空小，所以高空的气压降低慢，低空的气压降低快，气压随高度以指数形式减少。上述的讨论也可用于单位气压高度差

$$\Delta H = \frac{1}{\rho g}$$

根据上式可计算出不同气温、气压条件下的 ΔH 值，如表 1.1 列出了一部分数值。

表 1.1 不同气温气压条件下 ΔH 值（米/毫巴）

ΔH P (毫巴)	$T(^{\circ}C)$	-40	-20	0	20	40
1000		6.7	7.4	8.0	8.6	9.3
500		13.4	14.7	16.0	17.3	18.6
100		67.2	73.6	80.0	86.4	92.8

从表 1.1 中可见在地面天气图上气压相差 5 毫巴，约相当于高度相差 40 米。在 500 毫巴高空图上则要高度差 80 米才约相当气压差 5 毫巴。

三、空气的状态方程

空气的状态是指空气的密度 (ρ) 或比容 (V)，压强 (P) 和温度 (T)；状态方程就是指这三个量之间的关系，其数学表达式为：

$$P = \rho RT = \frac{RT}{V}$$

其中 R 为气体常数。知道了 T 、 P 、 ρ (或 V) 三者之二就可由状态方程确定第三个量，而 ρ (或 V) 又不能直接测量，因此在天气分析中常常只用 P 和 T 来表征大气的状态。

根据上述的状态方程，空气状态的变化可以有三种基本变化方式：

(1) 空气的等温变化，即空气的温度不变，则气压增加必然导致密度增加，反之亦然。如果把密度换成比容 (V)，则等温变化可表达为气压增加必然导致体积 (比容) 的缩小，气压减小必然导致体积膨胀。

(2) 空气的等容变化，如空气的体积 (V) 不变，则空气的温度升高必然导致气压增加，温度降低气压减小。

(3) 空气的等压变化；当空气的压强不变时，空气的温度升高必然导致空气的体积膨胀，温度降低体积收缩。

四、大气中的辐射过程

自然界中的一切物体都在时刻不断地以电磁波的形式向外传递能量，这样的能量传递方式称为辐射，辐射能量的大小和物体的温度有关。物体除了能放出辐射外还能吸收，反射和散射辐射，大气中的辐射主要有以下几种：

(1) 太阳辐射，它是大气主要能量来源，太阳辐射到达大气层后首先被臭氧，其次被二氧化碳、水汽和云吸收掉约 19%，然后又被地面吸收 51%，剩下的 30% 被空气、云、地面反射回宇宙空间。太阳辐射也称短波辐射。

(2) 地面和大气的长波辐射，地面和大气一方面吸收太阳辐射，同时也根据本身的温度时刻不停地向外放出波长比太阳辐射要长得多的长波辐射。因为大气直接吸收太阳辐射很少，它主要靠吸收地面的长波辐射而增热，因此长波辐射是大气中不可忽视的辐射过程。大气中的水汽和二氧化碳均能强烈地吸收长波辐射。

在有云的情况下，白天由于太阳辐射被云层反射回去，不能到达地面，使地面白天的气温较低，夜间，由于云层本身放出的长波辐射被地面所吸收，使地面的热量不易散失，夜间的气温不会降低很多。

五、空气的垂直运动和大气稳定度

造成空气垂直运动的原因有两种，一是由于水平气流的辐散和辐合造成的系统性垂直运动；另一种是由于空气团的温度与周围空气的温度有差异，即大气不稳定造成的垂直对流。

所谓水平气流的辐散、辐合是指在固定区域中，由于空气的水平运动沿该区域的边界有空气自内向外流出则称为辐散，流入则称为辐合，如图 1.2。显然在沿着区域的边界既有流入又有流出的情况下，如流入小于流出则称辐散，反之称辐合。在水平面上出现辐散的情况下，由于空气沿水平方向上流出，必然导致在垂直方向上有空气向该区域流入，以补充水平方向的流出。造成垂直方向空气流入可有三种垂直运动分布，见图 1.3，其中（1）是在该面上方空气下沉，

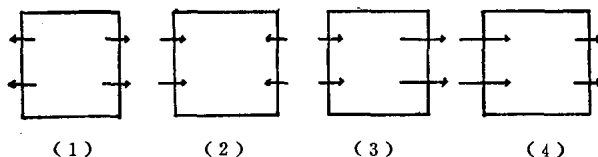


图 1.2 辐散和辐合示意图

下方空气上升；（2）是在该面的上下都是上升运动，但下方上升快，上方上升慢；（3）该面上下都为下沉气流，但上方下沉快下方下沉慢；这三种垂直运动分布均可造成空气在垂直方向上的流入，以补充空气水平辐散造成的流出。在水平面上出现辐合，则垂直运动情况与上述相反，也有三种垂直运动分布见图 1.4，

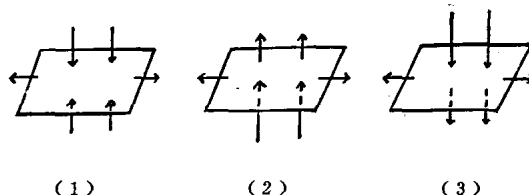


图 1.3 自由大气中水平气辐散与垂直运动的关系

（1）是上方为上升气流，下方为下沉气流；（2）上下均为上升气流但上方快下方慢；（3）上下均为下

沉气流，但上方下沉慢下方下沉快。在近地面层，下方由于是地表面，空气不能穿过地面向上或向下，因此近地面层中气流的辐合或辐散引起的垂直运动只能是辐散引起下沉运动，辐合引起上升运动，如图 1.5 所示。

必须指出，一般来说当近地面有辐合上升时，对应上空往往有辐散；当近地面有辐散下沉时，对应上空往往有辐合。辐合辐散造成的系统性垂直运动在数量上比水平运动速度小得多，一般垂直速度仅是水平速度的 1/1000 到 1/100，即几个或几十个厘米/秒。

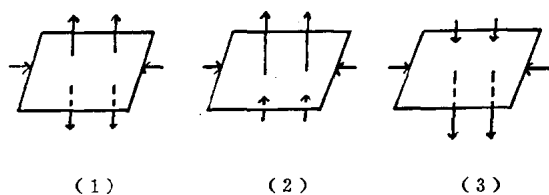


图 1.4 自由大气中水平辐合与垂直运动关系

垂直运动的另一种方式是由于大气不稳定造成的垂直对流。对流是怎样产生的呢？为了便于说明问题，我们取单位体积的一小团空气来讨论，如果这团空气的密度为 ρ' ，则它

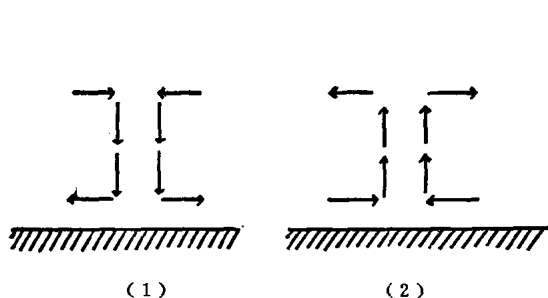


图 1.5 低空水平气流辐合、辐散与垂直运动关系

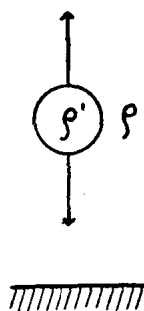


图 1.6 对流的产生

受到的重力为 $\rho g'$ ，如果周围空气的密度为 ρ ，则此空气团又受到一个浮力为 ρg ，如果浮力大于重力，则空气团将上升，如浮力小于重力，则空气团将下沉，见图 1.6。

大气中的对流能否发展取决于大气的稳定度。

什么是稳定度？举例来说，图 1.7 中有三个球，分别放置在凹面、凸面和平面上。位于凹面里的球，受外力作用离开原位以后总会返回到原来的位置，这种状态称为稳定状态。位于凸面上的球，轻轻一碰，就会急滚而下，不能再返回原位，这种状态称为不稳定状态。位于平面上的球，则随便把它挪到那里，它就停在那里，这种状态称为中性平衡状态。



图 1.7 三种不同的稳定度

大气稳定度的含义与上述相似。大气中某一高度上的一团空气，假定它受外力作用产生了向上或向下的运动，那末也可出现三种情况：如果空气团能返回原来高度，我们说这时的大气是稳定的；如果空气团离开原位后加速向前运动，我们说这时的大气是不稳定的；如果它被推到某高度后，既不加速，也不减速，我们说这时的大气是处于中性平衡状态。

大气是否稳定，可从大气的垂直递减率 γ 与大气干绝热递减率 γ_d 或与大气湿绝热递减率 γ_m 的对比中作出判断。

所谓干绝热递减率是指空气块在垂直运动过程中，如果和周围环境没有热量交换，仅由于气压的变化造成气块体积的膨胀或压缩而产生的气块温度变化，其数值约为每上升 100 米气块温度下降 1°C ，称为干绝热递减率，一般记为 γ_d 。

湿绝热递减率是指已经饱和并含有一定量水滴的湿空气块在垂直运动过程中，如果和周围环境没有热量交换，除因气块体积变化或产生的温度变化外，在上升过程中气块中水汽凝结放出潜热，在下沉过程中水滴蒸发吸收热量。所以由于水相变化上升时降温要少，下沉时增温也少。即湿绝热递减率比干绝热递减率要小，约 $0.6^\circ\text{C}/100$ 米。通常用 γ_m 来表示。如图 1.8 中，设有 A、B、C 三团空气，均位于 200 米的高度上，这三团空气在作升降运动时，其温度按干绝热递减率变化，为 $1^\circ\text{C}/100$ 米；而周围空气的温度直减率 γ 分别为 $0.8^\circ\text{C}/100$ 米、 $1.0^\circ\text{C}/100$ 米、 $1.2^\circ\text{C}/100$ 米。

A 团空气受到外力作用后，如果上升至 300 米高度（如图上实矢线所示）则本身的温

度将由于气压降低体积膨胀从 12℃ 降低为 11℃，而 300 米高度周围空气的温度为 11.2℃，因此 A 团空气的密度将大于周围空气的密度，浮力小于重力，A 团空气向上的速度就要减小，并有返回原来高度的趋势（如图上虚矢线所示）；如果 A 团空气下降到 100 米处，本身温度由于绝热压缩将从 12℃ 升高到 13℃，而 100 米处周围空气的温度为 12.8℃，因此 A 团空气下降后的密度将小

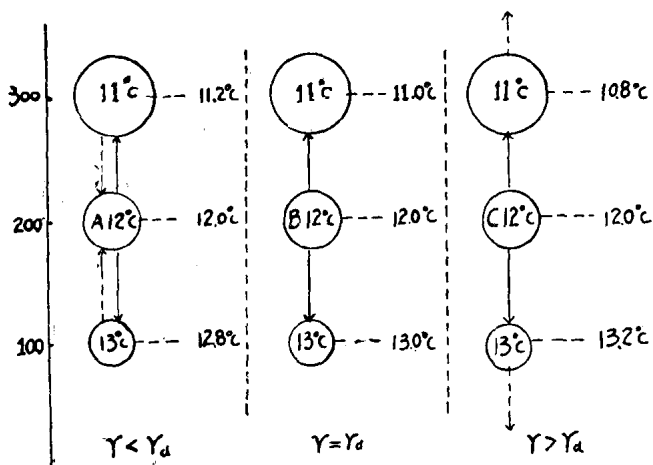


图 1.8

于周围空气的密度，浮力大于重力，A 团空气向下的速度将要减小并有返回原来高度的趋势。由此可见，当 $\gamma < \gamma_d$ 时，大气是处于稳定状态。

B 团空气受外力作用后，不管上升或下降，其本身温度均与周围空气温度相等，浮力与重力相等，因此它的加速度等于零，由此可见，当 $\gamma = \gamma_d$ 时，大气是处于中性平衡状态。

C 团空气受到外力作用后，如果上升到 300 米高度，其本身温度 (11℃) 高于周围空气的温度 (10.8℃) 故要加速上升；如果下降到 100 米高度，其本身温度 (13℃) 低于周围空气的温度 (13.2℃)，故要加速下降。由此可见，当 $\gamma > \gamma_d$ 时，大气是处于不稳定状态的。

同理，饱和空气作垂直运动时，若 $\gamma < \gamma_m$ 大气是稳定的，若 $\gamma = \gamma_m$ ，大气是中性的，若 $\gamma > \gamma_m$ ，大气是不稳定的。

综上所述，可以得到以下几点结论：

(1) γ 越大，大气越不稳定； γ 越小，大气越稳定。如果 γ 很小，甚至等于或小于零，也就是逆温时，则将严重地阻挡对流的发展，因此常将 γ 很小的层或逆温层称为阻挡层。

(2) 当 $\gamma < \gamma_m$ 时，不论空气是否达到饱和，大气总是处于稳定状态，因而称为绝对稳定；当 $\gamma > \gamma_d$ 时则相反，称绝对不稳定。

(3) 当 $\gamma_m < \gamma < \gamma_d$ 时，对于饱和空气来说是不稳定的，对于未饱和空气来说是稳定的，因此当外界条件使空气团能上升到饱和高度，则空气可以由稳定变为不稳定，大气中的这种情况称为条件性不稳定，一般来讲自然大气中 $\gamma > \gamma_d$ 的绝对不稳定状态很少出现，常见的不稳定是条件性不稳定。

不稳定对流所造成的垂直速度比系统性垂直速度大几十倍，其数值可达几米/秒、十几米/秒。对流引起的上升运动是产生暴雨的重要原因之一。

六、大气中的凝结和降水过程

大气中只要水汽压接近饱和水汽压，就会发生凝结。但在实验室里却发现，在没有任何杂质的空气中，水汽过饱和至相对湿度为 300—400% 时也不会发生凝结。这时，如果投入具有吸水性的微粒，便立即会发生凝结。这种能促使水汽凝结的微粒叫做凝结核。大气中的烟粒、微尘，以及海水浪花蒸发后遗存于大气中的小盐粒等都可以作为凝结核。

大气中凝结核总是存在的。因此能否产生凝结，取决于空气能否达到过饱和。使空气达到过饱和的原因不外乎两个方面：增加空气中的水汽，使水汽压大于饱和水汽压；减小饱和水汽压，使它小于当时的水汽压。前者发生在暖的水面蒸发使空气中的水汽增加达到过饱和状态，例如秋冬早晨水面上的“雾气”（即蒸发雾）就是这样形成。后者发生在空气的冷却过程中，因为饱和水汽压和温度有关，温度下降，饱和水汽压就减小，当温度下降到饱和水汽压小于水汽压时就可以产生凝结现象。大气的冷却方式有以下几种：

（1）绝热冷却：空气上升，因膨胀而绝热冷却，每上升 100 米温度下降 1°C 。当空气上升到一定高度，空气就达到饱和，发生凝结。空气的上升运动前面已讲过，有系统性的上升运动和对流造成的上升运动。前者形成雨层云、卷层云和高层云等层状云。后者造成淡积云、浓积云、积雨云等积状云。

（2）辐射冷却：夜间、空气本身要辐射冷却，同时由于地面辐射冷却的影响，近地面层的空气温度将不断下降，在水汽较充沛的情况下，辐射冷却就可造成凝结，如辐射雾，层云等。

（3）平流冷却：当暖空气流经冷地表时，由于空气不断地把热量传给地表，气温也会下降，产生凝结，如平流雾。

从云层中降落到地面的液态或固态水统称为降水。降水来自云中，但有云并不一定有降水。只有当云体发展到一定程度，使云滴增长到上升气流再也托不住的时候，大云滴才会离开云体降落，在降落过程中，一部分云滴在空中蒸发掉，一部分在空中没有被全部蒸发掉落到地面成为降水。因此能否造成降水主要取决于云滴能否增长到足够大的程度。造成云滴增长的物理过程有两种：

① 凝结（凝华）增长：由于云体继续上升而绝热冷却或云外不断有水汽输入云中，使得云滴周围的实有水汽压大于云滴表面上的饱和水汽压，云滴就会因水汽凝结（凝华）而增长。当云中水滴和冰晶共存时，在温度相同的条件下，由于冰面饱和水汽压小于水面饱和水汽压，会使水滴不断蒸发变小，冰晶不断凝华增大；当大小不同的水滴在云中共存时，也会因饱和水汽压不同而使小水滴不断蒸发变小，大水滴不断凝结增大。

② 云滴相互合并增长：云滴增长时，云滴大小不同，其降落速度也不同，大云滴降落得快，小云滴降落得慢，因而降落快的大云滴就会追上降落慢的小云滴而合并成更大的云滴。云滴增大以后，它的横截面积变大，在下降过程中又能合并更多的小云滴，犹如滚雪球一样越滚越大。因此当云层厚时，云滴在云中合并增大的路程也长，有利于云滴的增大。

最后需要指出，一般来说云底越低，越易降水，因云底高度低时，云滴离开云体落到地面的路程短，不容易被蒸发掉。

七、空气的水平运动

空气的水平运动，即我们平常说的风，是大气运动的主要形式，也是产生各种各样天气的主要原因，因此研究风的规律是我们讨论的重点。

空气的水平运动——风，是由作用于空气上的力来决定的，这些力有水平气压梯度力，水平地转偏向力，惯性离心力，摩擦力。

(1) 水平气压梯度力：它是由于水平气压分布的不均匀，即存在气压差（水平气压梯度）而产生的力。水平气压梯度为由高压指向低压的方向上（垂直于等压线方向）单位距离内气压的改变量，其数值为 $-\frac{\Delta p}{\Delta n}$ ，其中 Δn 为距离的改变量， Δp 为气压的改变量。这个气压梯度造成使空气从高压区流向低压区，气压梯度力的数值为

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

其中 ρ 为大气的密度。在一般情况下，当气压梯度为 1 毫巴/纬距时，气压梯度力可造成约 0.07 厘米/秒^2 的加速度，也就是在三小时后，空气的速度可由零增大到 7.6 米/秒。

(2) 水平地转偏向力：如果空气只受气压梯度力的作用，则风应该从高压吹向低压，并且风速不断加大，而实际上风向往往基本上是和等压线平行的，风速也不是无限制加大的。这是因为在转动的地球上，空气除了受到气压梯度力的作用外，还受到由于地球自转所造成的水平地转偏向力的作用。为什么地球的自转会造成地转偏向力呢？让我们先来看一个例子，如图 1.9 所示。有一个圆盘绕通过中心 O 的垂直轴作逆时针方向的旋转，当有一个小球自中心 O ，向 OB 方向运动时，则站在圆盘外 B 点上观察的人看来，小球是走的直线运动向它滚来，而站在圆盘 A 点上的人看来，由于当小球向 OB 方向滚到圆盘边缘时，站在圆盘上的人已由 A 随着圆盘的转动移到了 A_1 的位置上，所以小球并没有向站在圆盘上的人滚来，而是向右偏到 A 的位置上了，如图中虚线所示。这就是由于圆盘的转动而产生的偏向力，地球的自转所造成的相类似的偏向力称为地转偏向力，可以证明水平地转偏向力的大小

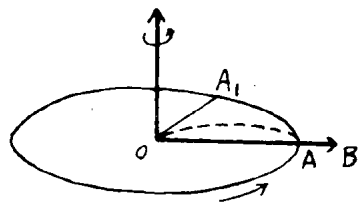


图 1.9 地转偏向力示意图

$$A = 2\omega \sin \varphi V$$

为其中 ω 为地球自转角速度， φ 为纬度， V 为风速。可以看出水平地转偏向力的大小和风速成正比，当风速为零，即空气相对地球处于静止状态时，空气不受地转偏向力的作用；在北半球地转偏向力垂直指向运动方向的右方，它只改变运动的方向，不改变空气相对于地球的运动速度；水平地转偏向力随纬度的降低而减小，在赤道上水平地转偏向力为零，这

是因为赤道的地平面只随地球自转发生翻动，而没有转动的缘故。

地转偏向力有多大呢？如果在纬度 30° 处风速为 10 米/秒，则地转偏向力和 1 毫巴/纬距的气压梯度力大小相等。

(3) 惯性离心力：当物体作圆周运动时，物体受到惯性离心力的作用，其大小为

$$C = \frac{V^2}{r}$$

V 为物体的线速度， r 为曲率半径；其方向为自圆心指向外。

(4) 摩擦力：摩擦力有二种，一是由于二层空气之间，由于它们的运动速度不同而产生的摩擦力，称为内摩擦力；一是由于运动的空气和地面之间产生的摩擦力，称为外摩擦力。内摩擦力和垂直方向上单位距离内风的向量差（即风的垂直切变）成正比；外摩擦力和地面风速的大小成正比。

由于上述这四种力的作用造成的空气水平运动形式主要有二种，地转风和梯度风。

① 地转风：如图 1.10 所示在平直等压线的气压场中，暂时静止的空气因受气压梯度力(G)的作用，由高压流向低压。空气一流动地转偏向力(A)立即产生，并迫使它向右方偏离（在北半球）。在气压梯度力的作用下，它的速率越来越大，地转偏向力也逐渐增大，并使它继续向右偏离。最后，当地转偏向力增大到与气压梯度力大小相等方向相反时，空气就沿等压线作等速直线运动，地转风就形成了。可见地转风方向与水平气压场之间存在着如下关系：在北半球，风平行于等压线，背风而立高压在右，低压在左（南半球相反），这就是在天气图分析中经常要用到的风压定律。

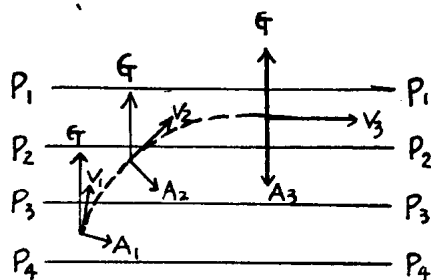


图 1.10 地转风形成示意图

由于地转风时，气压梯度力与地转偏向力相等，即

$$G = A$$

由于

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad A = 2\omega \sin \varphi V_g$$

故

$$V_g = -\frac{1}{2\omega \sin \varphi \rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

可见地转风的大小和气压梯度成正比，和空气的密度及纬度的正弦成反比，可以证明在等压面图上，地转风和等压面上的位势梯度的关系为

$$V_g = -\frac{9.8}{2\omega \sin \varphi} \frac{\Delta H}{\Delta n}$$

其中 H 为等压面上的位势高度。

② 梯度风：地转风是平直等压线情况下的风。实际天气图上的等压线是弯弯曲曲的，在这种情况下实际风不同于地转风。

任一曲线都可以看成由一些具有不同曲率的圆弧所组成，因此可将弯曲等压线情况下的风简化为圆形等压线时的风来研究。

在自由大气中，空气作曲线运动时，水平方向作用于空气的力，除了气压梯度力和地转偏向力外，还有惯性离心力 C ，这三个力达到相对平衡时的风叫做梯度风。

在低压中，气压梯度力 (G) 的方向指向低压中心，惯性离心力 (C) 的方向则自中心向外，与气压梯度力方向相反，故在取得平衡时所需的地转偏向力较地转风情况下为小，因此在相同的气压梯度情况下，梯度风比地转风小 (见图 1.11)。

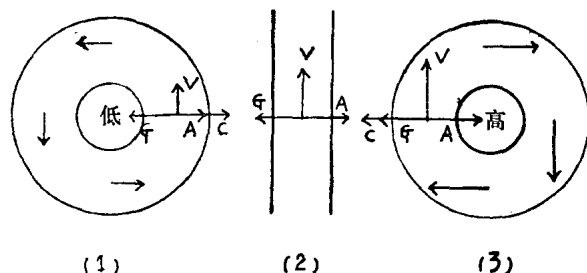


图 1.11 高压和低压中的梯度风和地转风

在高压中，气压梯度力 (G) 的方向自高压中心指向外，惯性离心力

(C) 的方向也同样自中心向外，因此在取得平衡时所需的地转偏向力较地转风情况下大，所以在相同气压梯度情况下的梯度风比地转风大。

综上所述，梯度风的风向仍然遵循风压定律，因此低压中按反时针方向吹，高压中按顺时针方向吹；在气压梯度相同的情况下高压中的风速比低压中的大。

需要指出的是，可以从理论上证明在高压中心附近不能有很大的气压梯度，因为高压中心附近 r 很小，惯性离心力很大，使气压梯度力不能平衡惯性离心力和地转偏向力。同理，范围很小而气压梯度很大的高压也是不可能存在的。以上结论与实际情况是一致的，在天气图上，高压脊或高压中心附近的等压线一般总是比较稀疏的。

最后要讨论一下地面摩擦力对风的影响。在地转风的情况下，地面摩擦力与风向相反。在摩擦力和气压梯度力及地转偏向力三者平衡时，见图 1.12，平衡时的风速比无摩擦时的地转风小，并气流吹向低压一方。风与等压线的交角在陆地上约 $35-45^\circ$ ，海上约 $15-20^\circ$ ，在弯曲等压线的气压场中，在有摩擦时，低压中的空气有向内流的分量；高压中的空气有向外流的分量。

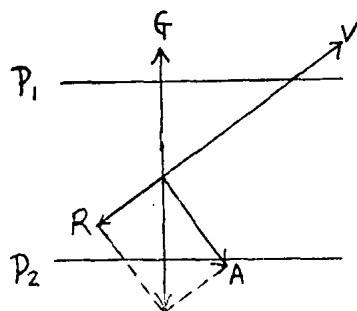


图 1.12 地面上的地转风

§ 1.2 天气图的填绘

天气图是研究天气系统发展变化的最基本工具，这一节扼要介绍天气图填绘的方法，填图是根据收到的气象电报进行的，这里不讲每个要素是如何观测以及编报，只是说当收到电报后如何填图，填图之后又如何绘图分析。

一、填 图

1. 地面天气图

图 1.13 是一个地面图的填图格式及实例。其中 PPP 为气压，单位为毫巴，保留一位小数，如 248 即 1024.8 毫巴，略去 1000 不填。

TT 为气温，取整数，-11 即 -11℃。圆圈中的

N 表示总云量，按表 1.2 中的规定填绘。 C_L 、 C_M 、 C_H 分别表示低、中、高云的云状，没有其中任何一种云时电码为零，不填，其余按表 1.2 填绘。 $\pm ppa$ 表示三小时气压变量，单位亦为毫巴，有一位小数，如 +08 表示三小时气压上升

TT C_H PPP
 ww $(N) \pm ppa$
 VV C_L N_h W
 T_d h RR

图 1.13 地面天气图填图举例

0.8 毫巴。 WW 为现在天气， W 为过去天气， VV 为能见度， N_h 为低云量， h 为低云高，以米为单位，均按表 1.2 填绘， RR 为降水量，单位为毫米。风向用风向杆表示风的来向，风速大小用风向杆上的矢羽表示，每长杆代表 4 米/秒，短杆 2 米/秒，图中实例为西南风 6 米/秒。

2. 高空等压面图

图 1.14 为等压面填图格式及实例。图中 HHH 为等压面高度单位是位势什米，略去个位，如 584，对 500 毫巴来讲应为 5840 位势米。 TT 及 $T_d T_d$ 为气温与露点，单位都是℃。风的填法与地面图一样，当风速超过 20 米/秒时以三角表示。如图中风为西风 24 米/秒。

TT HHH
 $T_d T_d$

图 1.14 等压面图填图举例

二、海平面气压分析

气压的分布称为气压场。海平面上的气压分布称为海平面气压场。其它气象要素场的概念与此相同。

海平面气压场分析就是在地面图上绘制出等压线，即将气压数相同的各点连成线。绘制出等压线后，就能清楚地看出气压场在海平面上的分布情况。

1. 等值线分析原则

等压线是等值线的一种，具有各种等值线分析的共同规律。图 1.15 是一张海平面上等压线分析图。从图中等压线的特点，可以看出等值线有以下几个基本特点。掌握了等值线的这些特点，就可以运用它来正确地进行各种气象要素的等值线分析。

(1) 同一条等值线上要素值处处相等。即必须使等值线通过数值相等的测站。

(2) 等值线一侧的数值恒高于另一侧的数值。

(3) 相邻两根等值线的数值必须是连续的，即其数值必须相等（在二个高值区之间或二个低值区之间），或只差一个间隔（在高值区和低值区之间）。