



气象 天气预报知识

黑龙江农垦大学



农业出版社

气象哨天气预报知识

黑龙江农垦大学 编

农业出版社

气象哨天气预报知识

黑龙江农垦大学 编

农业出版社出版 新华书店北京发行所发行

农业出版社印刷厂印刷

787×1092 毫米 32 开本 7.875 印张 165 千字

1978 年 6 月第 1 版 1978 年 6 月北京第 1 次印刷

印数 1—49,000 册

统一书号 13144·180 定价 0.55 元

前 言

在毛主席无产阶级革命路线指引下，在无产阶级文化大革命的推动下，随着农业学大寨群众运动的不断深入发展，我国农村群众性的气象哨犹如雨后春笋般涌现。气象哨把为农业服务作为主要任务，结合当地农业生产的需要开展工作，在发掘和利用丰富的民间测天经验，补充和订正地方气象台（站）的天气预报，为农村实行科学种田、防御自然灾害，促进农业增产等方面，正在发挥着越来越大的作用。

为了帮助气象哨提高气象服务质量，我校编写了《气象哨天气预报知识》。本书由翟裕宗同志执笔，着重介绍在气象哨、组的条件下，进行天气预报的基本知识和方法，供具有初中文化水平的广大农村气象员和知识青年自学和参考。

在编写过程中，各级气象部门，特别是一些气象哨、组的同志，热情地介绍情况，提供了大量的资料和丰富的群众看天经验。初稿完成后，又提出了宝贵的修改意见。特此，一并致以深切的谢意！由于我们缺乏气象哨、组的实践经验，在调查中对群众丰富的看天经验收集不全、学习不深、理解不透，书中缺点和错误难免，希望读者批评和指正。

黑龙江农垦大学

一九七七年四月

目 录

第一章 天气预报基础知识	1
第一节 气压场和气压系统	1
第二节 气团和锋面	5
第三节 气旋和反气旋	19
第四节 高空天气系统	40
第二章 短期天气预报方法	53
第一节 天象测天	53
第二节 物象和海象测天	107
第三节 群众看天经验的验证和应用	116
第四节 资料图表的应用	124
第五节 地形对天气的影响	137
第六节 天气广播的收听	158
第三章 灾害性天气的预报	164
第一节 暴雨	164
第二节 干旱	170
第三节 大风	175
第四节 低温和霜冻	181
第五节 冰雹	191
第六节 寒潮	205
第七节 台风	210
第四章 中长期天气预报方法	229

第一节	群众经验的应用	229
第二节	韵律法	235
第三节	相关法	241

第一章 天气预报基础知识

第一节 气压场和气压系统

一、气压场

气压的空间分布称为气压场。气压无论在水平方向或垂直方向上的分布都是不均匀的，而且随时间变化，这种气压分布的不均匀和变化就是大气运动和天气变化的直接原因。分析与研究气压空间的分布和时间的变化情况，是预报天气重要的依据之一，因而也就有必要了解表示气压场的方法。

气压场是客观存在的，要清楚地把它表示出来，一般都采取图示法。气象台是通过绘制等高面图和等压面图来分析气压场的。

(一) 等高面图 海拔高度处处相等的面叫等高面。在等高面上，各地的气压高低是不等的，将其中气压相等的各点连结起来，绘制成等压线，称为等高面图。从图上等压线的分布，可以清楚地看出该等高面附近空间气压场的情况。气象台绘制的各种地面天气图，就是海拔高度为零的海平面图。地面天气图上等压线的分布就反映了海平面上的气压形势。图 1—1 是地面天气图上常见的气压场的分布型式的综合。

(二) 等压面图 空间气压相等的各点所连成的面，称

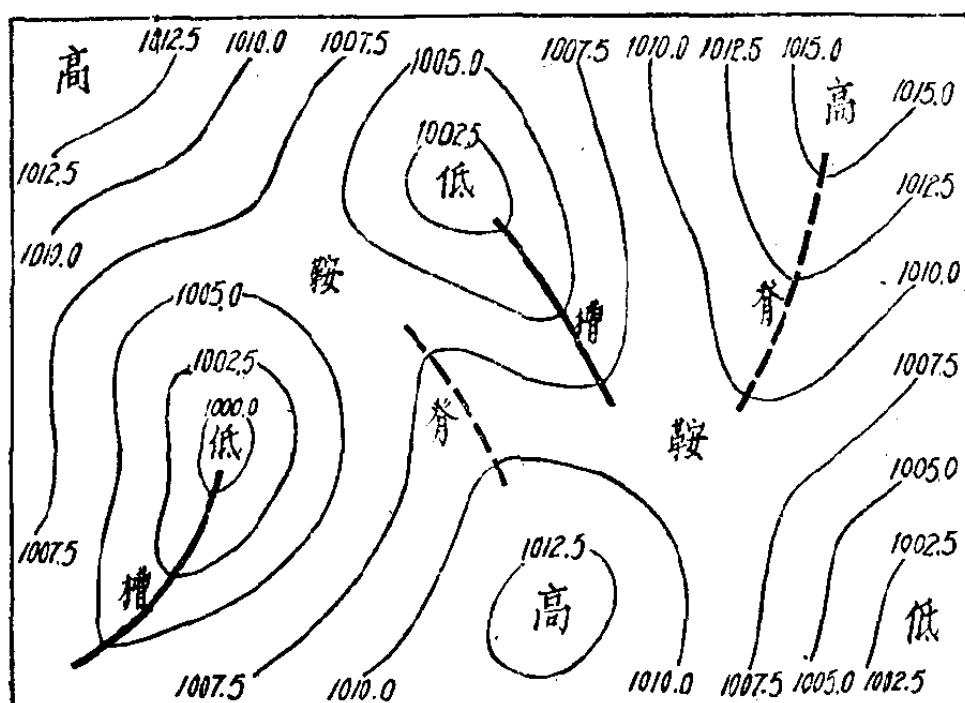


图 1—1 地面天气图上气压场的型式

等压面。由于空间同一海拔高度上各地的气压并不相等，所以等压面并不是一个水平面。如同地形一样，而是起伏不平的曲面。气压高的地方，等压面向上突出，犹如山峰或山脊；气压低处，等压面向下凹陷，好似盆地或山谷。

为了说明等压面与等高面的关系，参看图 1—2。在等压面上取三点 1、2、3，显而易见，这三点气压都相等，而高度却不同。其中 1 点突出最高，2 点次之，3 点凹下最低。如在附近等高面上取相对应的三点 1'、2'、3'，则这三点的高度相等，而气压不相等。由于气压是随高度减小的，所以 1' 处气压值必高

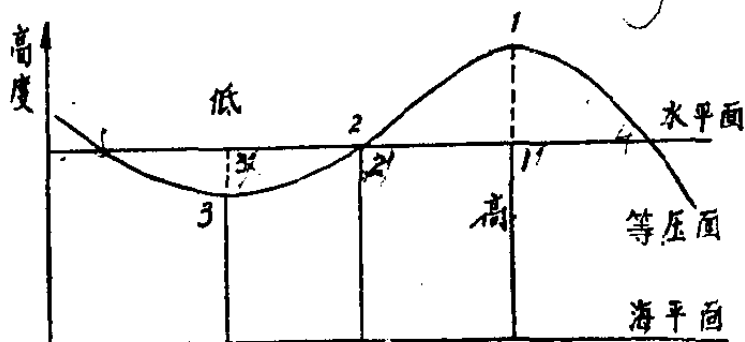


图 1—2 等压面与等高面的关系

于1处，3'处气压必低于3处，这样将三点比较，1'处气压最高，2'处次之，3'处气压最低。将两者联系起来看，它们间的关系是一致的。对于同一等压面来说，等压面高处，也就是相近的等高面上气压值高的地方，而等高面上气压值大的地方，也就是附近的等压面是向上突起的。因此，我们就可以采用类似绘制地形等高线的方法，先求出某一等压面在各地上空相对于海平面的高度，然后将高度相等的各点连结起来，绘制成等高线，就成了等压面图。从图上等高线的分布情况，就可以分析和了解该高度附近空间气压场的情况。

为了理论计算和应用的方便，气象台绘制的高空天气图均为等压面图。一般有850毫巴*、700毫巴、500毫巴、300毫巴……各等压面的高空图，它们相对于海平面的高度分别是1500米、3000米、5500米、9000米……附近。以700毫巴等压面图为例，从图1—3中可以看出，700毫巴等压面的高度大约在3000米到3160

米之间。因而气象台的700毫巴等压面图上，通常都绘制有3000、3040、3080、3120、3160米等的等高线。在各省气象台广播的

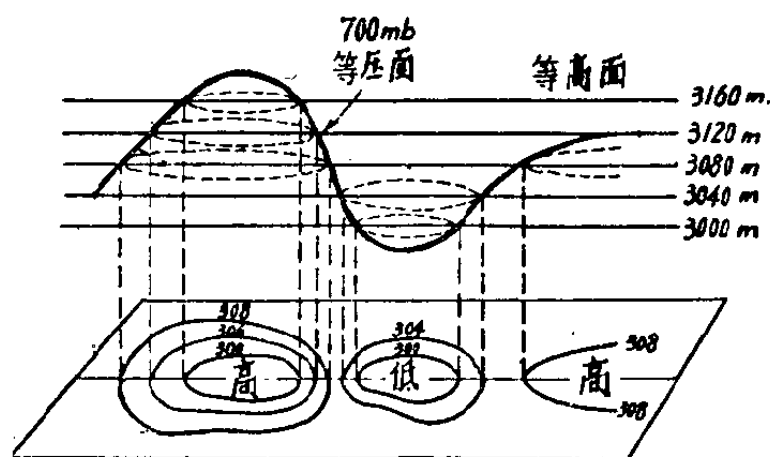


图1—3 700mb等压面上的等高线

* 毫巴——气压的单位，也用“mb”表示。相当于1平方厘米的面积上承受1000达因的力。

700 毫巴高空天气形势中,有304、308、312等线的分布情况,即是在广播时为了节约时间,省去了第四位数“0”,而对这些主要等高线分布情况的描述。这是为了帮助广大气象站、哨、组了解当时高空的气压场情况,以做好短、中期的天气预报。

二、气压系统

由于气压空间分布的不均匀,而且又随时间在变化,所以无论地面或高空天气图上,气压分布的型式是多种多样的。如果对各种气压场分布型式一些细微的差别不去考虑,抓住普遍性的东西,我们可以概括出下面几种基本分布型式:

(一) 低气压 由闭合的等压(高)线围成的、中心气压(高度)较低,而四周气压(高度)较高的区域,叫做低气压,简称低压。如图 1—1 中标注“低”处。

(二) 高气压 由闭合的等压(高)线围成的、中心气压(高度)较高,而四周气压(高度)较低的区域,叫做高气压,简称高压。如图 1—1 中标注“高”处。

(三) 低压槽 由低压区延伸出来的狭长区域,叫低压槽,简称槽。将各条等压(高)线曲率最大(或拐弯半径最小)处连结起来,便是槽线。

如图 1—1 中的粗实线。

(四) 高压脊 由高压区延伸出来的狭长区域,叫高压脊,简称脊。各条等压(高)线曲率最大处的连线,称为脊线。如图 1—1 中的虚线。

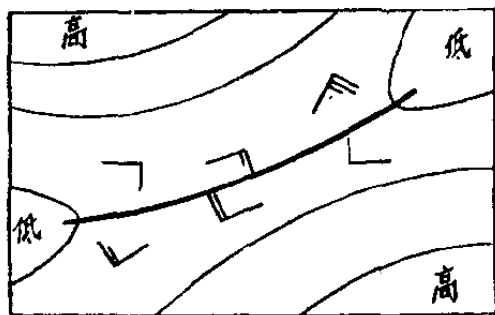


图 1—4 切变线

(五) 鞍形区 两高压和两低压相对应组成的中间区域，称为鞍形区，简称鞍。在鞍区中，有时会产生一狭长的风向或风力突变的地带，称为切变线，如图 1—4。

上述气压分布的不同型式，又称气压系统。在不同的气压系统中，气象要素和天气的变化都有所不同。气象人员就是根据气压系统的演变和运动来作天气预报的。

第二节 气团和锋面

一、气团

在水平方向上物理性质（如温度、湿度、垂直稳定度*）比较均匀一致的大范围的空气团，称为气团。气团的水平范围常可达几百到几千公里，垂直厚度可达几公里到十几公里。

气团因其形成的起源地区的不同，而有不同的性质。一般按热力性质可分为冷气团与暖气团两大类。这里的冷与暖都是相对比较而言，一般形成于冷源地（如冬季北极附近）的称为冷气团；形成于暖源地（如热带太平洋）的称为暖气团。两气团相遇，温度较低的是冷气团，温度较高的是暖气团。

气团形成以后，在它离开源地运动的过程中，随着地表性质和气团内部空气垂直运动的改变，它的物理性质也就发生了变化，这称为气团的变性。例如，冷气团所到之处变冷，

* 垂直稳定度——空气在垂直方向上因温度分布的不同，而促使对流运动是否容易发展的一种标志。空气的垂直稳定度愈大，对流愈不易发生与发展；反之，愈不稳定，对流运动愈易发生和发展。

而它本身却受较暖地表的影响而有所增温，垂直稳定度减小；暖气团所经之地变暖，而本身也受较冷地表的影响而有所降温，垂直稳定度增加。

冷气团多来自北方干燥的大陆，湿度较小，冬、春季常表现为干冷天气。在它南下过程中，如果前半部风力较大，会出现风沙、浮尘天气，使能见度变坏。此外，由于它低层增温，使气团内垂直稳定度降低，常出现不稳定的对流性天气，如夏季会出现对流性云系与雷暴天气，并使能见度转好。冷气团内的天气有明显的日变化，中午或午后低层增温，对流发展，不稳定性天气出现或加强。夜间低层辐射冷却，气层稳定，对流性天气减弱或消失。如移至湿度较大地区后，清晨还易形成辐射雾、露、霜等天气现象。气团内地面的风速也随着乱流的日变化，白天加大，夜晚变小。

暖气团多来自南方热带地区或海洋上，湿度较大。当它移至较冷地表后，低层变冷，稳定度增加，空气对流不易发展，多为稳定性的天气。由于气团内的水汽、尘埃、烟粒、杂质等常聚集于低层，因而能见度较差。当低层降温较多时，可有平流雾形成，也还可能出现层云、层积云，甚至降毛毛雨。

以上简要地介绍了冷暖气团的一般天气特点。但事实上，同一气团的各种物理性质不是绝对均匀的，其中的天气也不完全一样。因此，根据气团预报天气时，必须着眼于本地地形条件可能对气团性质产生的影响，抓住气团在本地变性后的天气表现，结合其他影响天气变化的因素，进行全面的分析和考虑。

二、影响我国的气团及天气

我国陆地表面性质复杂，一般难以形成气团。而我国南海及周围的一些地区，如中亚细亚、西伯利亚、西太平洋等都是有利于气团形成的源地。所以影响我国的气团，多是从这些地区移来的变性气团。其中最主要的是中纬度大陆气团和热带海洋气团，其次是中纬度海洋气团、热带大陆气团和赤道气团。它们在不同的季节对我国天气的影响是不同的。

(一) 我国冬季气团的活动和天气 影响我国冬季的气团主要有：中纬度大陆气团和热带海洋气团。

中纬度大陆气团来源于西伯利亚和蒙古一带，所以又称西伯利亚气团。我国绝大部分地区都受到它的影响。它可以从我国北方、有时从西北方直接移入我国，也可以从源地出海，再从东北方向进入华北地区，偶尔也可深入华中一带。这种气团进入我国后，除了在我国北方还能基本上保持它冷而干的特性外，经过其他地区都要变性。它在近地面层中的逆温*，会因增温而消失，温湿度都会明显地增加。当它经陆地南下时，所经之处，气温急剧下降，天气寒冷干燥。但由于不断变性，逐渐回暖，可有云形成。若从海上移入我国，则具有较暖湿气团的特征，多层积云，并下毛毛雨或小雨(雪)。深厚的这种气团是形成寒潮暴发南下的主体。

热带海洋气团来源于热带太平洋或南海，因而也称热带太平洋气团和南海气团。南海气团是暖湿的，经常活动与影

* 逆温——通常气温是随高度向上降低的，当某一层出现了气温向上升高的现象，称为逆温。

响我国云南省。表现为天气晴朗、温暖如春，午后可有积云。热带太平洋气团则是间断地从我国东南沿海移入，影响我国江南广大地区。它所经之处，气温显著回升，形成冷季中的热潮，“一日南风三日暖”就是它影响时的情况。由于气团内水汽丰富，常能形成降水。

(二) 我国夏季气团的活动和天气 除冬季的两个气团继续影响外，热带大陆气团、赤道气团也常有影响。夏初，东北地区还能见到中纬度海洋气团的活动。

热带太平洋气团是夏季影响我国的主要气团。盛夏，除我国西部山区及北方少数地区外，均能受到它的影响。当它刚从海上移入时，常出现显著的不稳定天气，有雷暴及降水产生。当它继续北移并在我国久留时，因它中层有下沉逆温^{*}，阻碍对流的发展，所以是亢热无云的晴好天气，容易形成干旱。

变性的西伯利亚气团在夏季北退，一般只能影响长城以北和西北地区。它如南下，则能形成长江流域以北广大地区的降水。在它影响下，即在炎热的夏天，也凉如初秋，天气晴朗，仅有少量积云。

在这两种气团的交界地区，即是我国夏季的雨带。雨带中多降暴雨、大雨。雨带长期在一些地区停留，则常会因连续地大量降水而形成水涝灾害。这条雨带一般是随着热带太平洋气团的加强和北移，从初夏有规律地向北方作跳跃式的

^{*} 下沉逆温——当因空气的下沉运动，使某一层次出现了气温随高度向上升高的现象，称为下沉逆温。

移动。

热带大陆气团主要出现于青藏高原附近，有时也能影响华北地区。它非常干燥，在它影响下，烈日当空，长久停留会形成干旱灾害。

赤道气团主要影响华南、华东地区。当它影响时，天气闷热潮湿，午后多对流性云，常有雷阵雨。

（三）过渡季节的气团活动和天气 春秋两季，主要还是变性的西伯利亚气团和热带太平洋气团的影响。春季是热带太平洋气团逐渐加强北移，以及西伯利亚气团逐渐减弱北退的过渡季节。秋季相反，是热带太平洋气团逐渐减弱南退，以及西伯利亚气团逐渐加强向南推进的过渡季节。

春季，这两种气团分居南北并互相推移。在它们的交界地带，常造成多变的天气，“春日孩儿面，一日变三变”就是形容这种状况的。如果这两种气团的交界地带，长期在一些地区停滞少动，则会产生大量降水，是形成春涝的主要原因。但随着夏季的到来，变性西伯利亚气团便不断减弱北退，我国大部分地区就逐渐为热带太平洋气团所控制。而两种气团交界地带的雨区也就随之向北方作有规律的移动。

秋季，变性西伯利亚气团又不断地加强，逐渐向南伸展，而热带太平洋气团则逐渐向东南方海上退缩。在它们的交界区，形成秋雨。雨后为冷气团所控制，天气转凉，秋高气爽，“一场秋雨一场寒”的道理就在此。直至冬季，西伯利亚气团又重新占据优势，控制我国大部分地区。

三、锋的概念和分类

大气中的锋，是冷、暖气团矛盾对立统一的产物。由于

冷、暖气团性质的差异以及锋两侧空气运动的特别活跃和激烈，因而常常形成复杂多变的天气，如广阔的云层和降水区、大风、强烈的雷暴带等。在锋面经过的地方，常发生气象要素与天气现象的突变。因此，了解与掌握各类锋面及其天气特点，对于做好天气预报服务工作有着重要的意义。

（一）锋的概念 大气中，冷暖气团之间有一个狭长的过渡区域，在其两侧水平方向上有较大的温度差，我们将这个过渡区称作“锋”。锋两侧的冷暖气团的相互依存和斗争，决定了锋的存在，并推动着锋和锋面天气的发生与发展。

锋在空间是倾斜的。由于冷气团密度大、质量重，所以位于锋的下方，而上面是暖气团（见图 1—5）。锋的宽度在近地面层中只有几十公里，这个宽度与气团的水平范围（数千公里）相比，是很小的。因此，常近似地将锋区看成一个面，称为“锋面”。锋面与地平面的交线，叫做“锋线”，简称“锋”。锋线的长度从数百公里到几千公里不等。锋的高度，有的可以伸展到对流层顶，有的只出现于大气底层 1.5 公里以下。锋面的坡度一般在 $1/300$ — $1/50$ 之间，即实际锋面与地面的倾斜角很小，只有 0.19° — 1.15° 。

（二）锋的分类 在锋面两侧的冷暖气团中，必有一方为主要的，他方为次要的，由此而区分出不同类型的锋面来。

当冷气团起主导作用，推动暖气团，并使锋面向暖

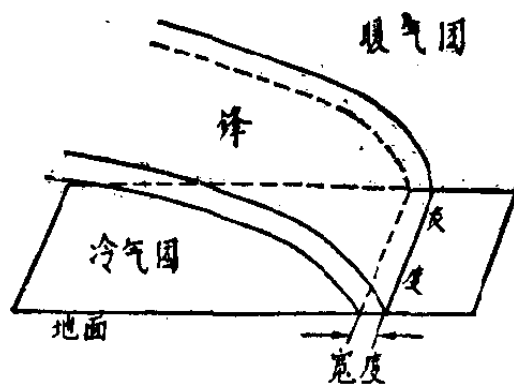


图 1—5 锋的示意图

气团一侧移动时，称为冷锋（见图 1—6 中a）。我国各地，一年四季均有冷锋活动。

当暖气团处于主导地位，推动冷气团，并使锋面向冷气团一侧移动时，称为暖锋（见图 1—6 中b）。我国东北、华北、华中、华东地区可见暖锋的活动。

当冷暖气团由于某些条件短时期内势均力敌，暂时分不出强弱时，锋面很少移动，称为准静止锋（见图 1—6 中c）。在我国天山、云贵高原、东北、华北、华南地区都会产生准静止锋。大气中，绝对静止不动的锋是不存在的，准静止锋也只是暂时的相对的处于静止状态。实际上，它还是随着锋两侧冷暖气团的微弱变化而前后摆动。因而，一当冷暖气团有一方取得主导地位时，它就随之而转化为冷锋、暖锋或者趋于消失。

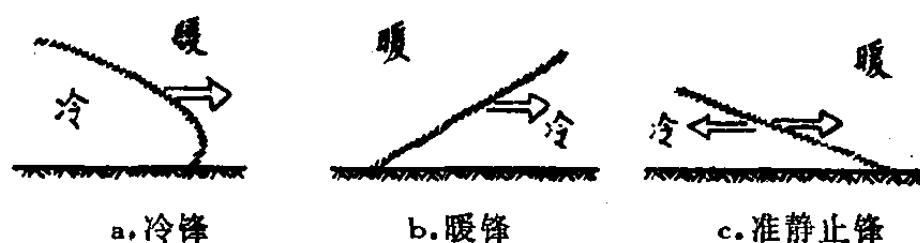


图 1—6 锋的类型

锢囚锋是一种较为复杂的矛盾运动形式。它是暖气团、较冷气团、更冷气团三者相互依存而又相互斗争的结果。这时，气旋内的冷锋移速较快，赶上了暖锋，锋面的一段便被抬升而成锢囚锋。当较冷气团起主导作用而使锢囚锋向更冷气团方向移动时，称为暖式锢囚锋（见图 1—7 中a）；当更冷气团起主导作用，而使锢囚锋向较冷气团方向移动时，称为