

气象學讲义

航海系用

内部

中国人民解放军海軍指揮学校

一九六三年十一月

气象学讲义

編著者：鄒來東、徐傳學

校閱者：徐傳學

出版者：中國人民解放軍海軍指揮學校

印刷者：中國人民解放軍海軍指揮學校工廠

總編號：63-46

※

字數：97,700

開數：16

印刷數：316

U675.12
296

目 录

前 言	3
第一篇 基础知识	5
第一章 大气垂直分層	5
第二章 气温和湿度	7
第一节 气温	7
第二节 湿度	8
第三章 气層稳定度和云雾	11
第一节 气層稳定度	11
第二节 云	13
第三节 雾	16
第四章 气压和風	19
第一节 气压	19
第二节 風与气压梯度的关系	20
第三节 高低压区一般天气	24
第四节 等压面图的概念	26
第五节 高低压的垂直結構	27
第六节 气压和風的日变	29
第五章 气象要素观测	30
第一节 風的观测	30
第二节 云的观测	32
第三节 能见度的观测	33
第四节 气温和湿度的观测	33
第五节 气压的观测	34
第六节 天气现象的观测	34
第六章 气团和鋒	35
第一节 气团	35
第二节 鋒	36
第七章 大气环流	39
第一节 北半球大气环流	39
第二节 季風	41
第三节 大气环流对海洋表面流的影响	42
第八章 高空系統对地面系統的影响	44
第一节 天气图的繪制过程	44

第二节	高空系統对地面系統的影响	17
第二篇	我国沿海天气系統	59
第九章	西伯利亞高压	59
第一节	西伯利亞高压活动規律和天气形势	59
第二节	西伯利亞高压前部天气	31
第三节	西伯利亞高压中心和后部天气	62
第十章	低压槽和气旋	34
第一节	低压槽	64
第二节	气旋的活动規律和天气形势	64
第三节	气旋天气	67
第四节	我国气旋天气特点	70
第十一章	梅雨和太平洋高压	72
第一节	太平洋高压活动規律	72
第二节	梅雨	73
第三节	太平洋高压脊天气	75
第四节	高空切变綫	75
第十二章	台風	77
第一节	台風的活动規律和天气形势	77
第二节	台風天气	79
第三节	龙卷	81
第十三章	南海天气	83
第一节	南海季風天气	83
第二节	南海高压和低压	84
第三篇	艦艇天气予报方法	87
第十四章	單艦天气补充予报方法	87
第一节	單艦天气补充予报步驟	88
第二节	天气形势予报方法	90
第三节	气象要素予报方法	97
第四节	寒潮予报	101
第五节	气旋予报	104
第六节	台風予报	106
第十五章	單艦天气予报方法	110
第一节	單艦天气予报的方法步驟	110
第二节	气象資料的应用	112
第三节	單艦天气予报举例	116
第十六章	按天气型方法予报天气的概念	118

目 录

前 言	3
第一篇 基础知识	5
第一章 大气垂直分層	5
第二章 气温和湿度	7
第一节 气温	7
第二节 湿度	8
第三章 气層稳定性和云雾	11
第一节 气層稳定性	11
第二节 云	13
第三节 雾	16
第四章 气压和風	19
第一节 气压	19
第二节 風与气压梯度的关系	20
第三节 高低压区一般天气	24
第四节 等压面图的概念	26
第五节 高低压的垂直結構	27
第六节 气压和風的日变	29
第五章 气象要素观测	30
第一节 風的观测	30
第二节 云的观测	32
第三节 能见度的观测	33
第四节 气温和湿度的观测	33
第五节 气压的观测	34
第六节 天气现象的观测	34
第六章 气团和鋒	35
第一节 气团	35
第二节 鋒	36
第七章 大气环流	39
第一节 北半球大气环流	39
第二节 季風	41
第三节 大气环流对海洋表面流的影响	42
第八章 高空系統对地面系統的影响	44
第一节 天气图的繪制过程	44

第二节	高空系統对地面系統的影响	17
第二篇	我国沿海天气系統	59
第九章	西伯利亞高压	59
第一节	西伯利亞高压活动規律和天气形势	59
第二节	西伯利亞高压前部天气	31
第三节	西伯利亞高压中心和后部天气	62
第十章	低压槽和气旋	34
第一节	低压槽	64
第二节	气旋的活动規律和天气形势	64
第三节	气旋天气	67
第四节	我国气旋天气特点	70
第十一章	梅雨和太平洋高压	72
第一节	太平洋高压活动規律	72
第二节	梅雨	73
第三节	太平洋高压脊天气	75
第四节	高空切变綫	75
第十二章	台风	77
第一节	台风的活動規律和天气形势	77
第二节	台风天气	79
第三节	龙卷	81
第十三章	南海天气	83
第一节	南海季風天气	83
第二节	南海高压和低压	84
第三篇	艦艇天气预报方法	87
第十四章	單艦天气补充预报方法	87
第一节	單艦天气补充预报步骤	88
第二节	天气形势预报方法	90
第三节	气象要素预报方法	97
第四节	寒潮预报	101
第五节	气旋预报	104
第六节	台风预报	106
第十五章	單艦天气预报方法	110
第一节	單艦天气预报的方法步骤	110
第二节	气象資料的应用	112
第三节	單艦天气预报举例	116
第十六章	按天气型方法预报天气的概念	118

前 言

一、气象条件对海軍活动的影響

气象学是研究一切天气现象及其变化規律的科学。海洋上的各种天气现象如風、云雾等，对艦艇活动和武器、技术器材的使用都有密切的关系。虽然由于科学技术不断地發展，精密技术器材不断地發明和应用，气象条件对海軍活动的限制作用正在逐漸縮小，但是即使在將來，也不可能完全不受它們的影響。

对水面艦艇的活动和武器技术器材的使用影响最大的是大風和恶劣的能見度。

大風会影响航速并使艦艇偏离预定航綫，如果不能及时、准确地修正航向，艦艇就不能按时到达指定海区并可能發生危險。大風引起的大浪和湧使艦艇搖摆，影响火炮和魚雷的射击。

霧、降水和低云会減小能見度。恶劣的能見度使射击瞄准、視觉通訊及用陆岸目标測艦位發生困难。但是低級能見度往往又是輕型艦艇活动的有利条件。在人民海軍的战斗历史上有許多例子說明了在客觀条件允許下，由于充分發揮了人的主觀能动性，不但克服了这些影响，而且取得了奇襲敌人的勝利。

在火箭、原子武器和化学武器的使用和防护方面，也必須考虑当时的气象条件。如霧、降水会大大減弱原子彈爆炸时光輻射的杀伤作用；如風会影响烟幕和毒气的飄动方向，大風会使烟幕和毒气很快扩散消失。

在战斗行动中很好地掌握气象情况，充分利用有利的条件，減少或避免不利条件的影响，对于爭取战斗的勝利將起一定的有时甚至是重要的作用。所以，必須重視艦艇活动的气象保証工作。这项工作在海軍艦艇条令和海軍勤务組織規則中对艦艇的航海保証工作也都提出了訂正天气予报（即天气补充予报）的要求。气象台發布的气象予报包括的区域和時間間隔都比較大，要使气象予报更具体地符合艦艇活动的需要和艦艇活动海区的地理特点，还需要航海長做許多工作。特别是当天气突变，或艦艇不能收到气象台的气象予报时，就更須要航海長做好气象保証工作，以便于艦首長确定艦艇的行动。航海長学习气象的目的是：了解气象条件对海軍活动的影響，知道我国沿海天气演变的規律，并掌握艦艇天气予报的方法。

二、我国地理条件对天气变化的影响

我国領土領海面积广大。从經緯度看，东西經度差 $61^{\circ}30'$ ，南北緯度差 $49^{\circ}33'$ 。渤海、黄海、东海和南海，从北到南跨越三十几个緯度。我国位于欧亞大陆的东南部、北太平洋的西岸，地势西北高而东南低，陆地上山脈、河流縱橫交錯，海洋上大小島嶼星罗棋布。由于地理条件的差異很大，所以我国天气的复杂、多样、多变，是世界各国不能比的。

1. 地理緯度的影响

我国南北緯度差別很大，所以南北各地受太陽照射的角度也不同。夏季，太陽直射北半球，南北各地温度都較高，所以温度差比較小；冬季，太陽直射南半球，北方各地受太陽照射的角度远比南方要小，温度也远比南方要低，所以温度差比較大。另外，我国大部分地区在温帶範圍內，热帶的暖空气和寒帶的冷空气經常在这里相遇，天气多变化。

2. 海陆分布的影响

陆地和海洋比較，陆地溫度的升高和降低都很快，海洋則很慢。所以夏季陆地溫度高于海洋，冬季則相反。在同一季节，海陆之間明显的溫度差会引起气压差使空气流动而产生風。夏季，沿海多吹偏南風，空气来自海洋，溫暖而潮湿；冬季，沿海多吹偏北風，空气来自內陆，寒冷而干燥。这种風向随季节改变的風叫作季風。我国沿海还有冷海流和暖海流。在季風和海流的影响下，我国云、雨、霧的分布就出现这样的特点：即沿海多于內陆，南方多于北方。

3. 地形的影响

我国地形大致可以分为三类，北部、西部和西南部是高原，中部和东部是平原，东南部是丘陵地。从大小兴安嶺向西南經太行山、武当山到巫山划一条綫，綫的西面都是高原、高山和盆地。除少数盆地外，拔海高度一般都超过1000公尺。綫的东面是大片的低地和平原，以及和平原交錯排列的層層的丘陵地，再向东向南就是海洋。以上地形分布的特点，对我国天气变化有兩方面的影响：

(1) 限制冬季北方寒冷空气南下的路徑，便于夏季南方暖湿空气深入內陆。冬季冷空气从西伯利亞、蒙古侵入我国时，它的路徑常随地形而改变。不强的冷空气常常被山脉阻擋而改变路徑，或停滯不前；强的冷空气常常翻越山脉后加速傾瀉南下，影响我国广大地区，有的并能深入到华南沿海。夏季暖湿空气能深入华中地区，在山脉和丘陵地的向風面降水較多。

(2) 影响高空气流的运动。西藏高原平均高度約5000米，所以高气流遇到西藏高原就会分支繞过，然后在高原的另一側匯合。这种现象对地面天气变化有很大关系，在第七章大气环流中將有較詳細的說明。

三、我国气象事業發展概況

我国气象事業的發展是很早的。历史上有許多例子說明我国人民在生产活动和軍事斗争中很注意考虑天气条件的影响。东汉时，张衡創造“候風地动仪”，这是世界上最早的風向仪。王充举了許多例子說明雷、电、冰雹的成因，揭穿迷信說法。明朝初年，全国各州县开始使用雨量器觀測記錄雨量。在历代的詩歌民謠中，流傳着許多予測天气的經驗，如“朝霞不出門，暮霞行千里”、“东虹晴，西虹雨”等。可見我国劳动人民在長期的生产活动和社会活动中积累了丰富的气象知識。但是在封建主义制度下，气象事業和其他一切科学事業一样，是不能得到發展的。在国民党反动派統治时期，我国的气象事業仍然比較落后，全国气象工作者寥寥可数。虽然有少数科学家致力于气象事業，并有卓越的成果。如竺可楨先生关于台風与季風，涂長望先生关于中国天气和長期予报，李宪之先生关于寒潮与台風等。但是这些研究成果并不能推广应用为人民服务。气象台站很少，予报效果也不高，而且主要是为官僚資本企業和反动軍隊服务，劳动人民仍然經常受到突然而来的自然災害的襲击，例如1922年8月2日一次强台風侵襲汕头时，由于事先沒有得到警报，而造成死亡六万多人的惨剧。

新中国成立以后，党和政府对气象事業予以很大的重視，使气象事業得到快速的發展，已經基本上消除落后状态。在訓練干部、建設台站、制造仪器和科学研究等方面都取得了很大的成績。天气予报方面，在学习外国先进經驗的基础上，結合我国特点，創造出自己的予报方法。气象服务工作比較普遍，基本上能滿足工农業生产、海上交通、漁鹽生产和国防建設的需要。

海軍的气象工作，近年来也有很大的發展。沿海的台站网已經建立起来，予报的准确性逐步提高，艦艇航海干部的气象知識水平也有提高，在艦艇上用点繪天气图做天气补充予报的方法正在逐漸推广。这些对于在一定的气象条件下，增加艦艇活动的主动性，發揮武器技术器材的更大威力和效能，將起到良好的作用。

第一篇

基礎知識

天气变化实际是三度空間大气物理性質变化的过程。反映大气物理性質的大气溫度（气温）、大气干湿程度（湿度）、云、降水、霧、气压和風等，总称气象要素。所以气象要素的变化，是天气变化的具体反映。

各气象要素都随着季节、地理条件的改变而有一定的变化規律，而且各气象要素之間互相影响。要作天气预报，就必须了解各气象要素的变化規律和內在联系。此外，还必须了解高空天气对地面天气的影响，这些都是天气预报的基础知識，是学习本篇的主要目的之一。

某一地区連續的气象要素觀測記錄，反映了該地区天气演变的过程，对于天气预报来说是不可缺少的，因此，应该进行气象要素的觀測和記錄。但仅据此来作天气预报是不夠的，还必须了解較大範圍內过去天气的演变过程、目前天气形势和未来發展的趋势，而这些都是通过每天連續的天气图来体现，所以了解天气圖知識，也是学习本篇的主要目的。

所有的天气变化，都發生在距离地球表面（以后簡称地面）10公里左右的高度以內，这一層大气是气象学研究的主要对象，但随着人类对于整个大气層大气的本性有了进一步的認識，人类已开始步入星际航行的时代，因而对于大气的垂直分層和各層的特性，也应该有所了解。

第一章

大气垂直分層

整个地球表面，被一層厚厚的大气所包圍，据觀測結果：离地面3000公里的高空，仍有空气存在，但已极稀少了。

由于空气有重量，所以大气有压强。在地面，空气柱的高度最大；离地面愈高，空气柱的高度也愈小，因而在整个大气層中，气压随高度的增加而降低。

大气是由純潔的干空气、水汽和微塵組成。其中水汽的含量虽然很少，但对天气的演变却扮着重要角色。

大气时刻都在运动着。大气的水平运动叫作平流，垂直运动叫作对流，这两者都能引起天气变化。

整个大气層是由对流層、平流層和电离層所組成（图 1-1），这三層的特性各有不同。

对流層 在靠近地面的大气層中，大气不但有平流，而且也有对流，所以把靠近地面的大气層，叫作对流層。

对流層的平均厚度約从地面到10—12公里。对流層的頂部，叫作对流層頂。它的高度随緯

度和季节而变，一般在两极只有7—8公里，中纬度约10—12公里，低纬度可达16—17公里；对流层顶在夏季比冬季要高。

对流层与整个大气层比较，虽然很浅薄，但空气总质量的 $\frac{3}{4}$ 都集中在对流层。这显然是因为愈靠近地面，气压愈高，空气密度也愈大的缘故。

水汽总质量的 $\frac{1}{10}$ 都集中在对流层，这是由于水汽都是来自地面和海面水的蒸发。也正因为这样，所以水汽随高度的增加而减少。

对流层的主要特性有二：

1. 气温随高度的增加而降低

由于大气几乎不吸收光波，所以太阳光通过大气层，并不能直接使大气热化。但地面却把太阳光波吸收变成热波再向大气中辐射。愈靠近地面的大气，吸收地面辐射的热量也愈多，因而气温随高度而降低。高度每升高100米，温度降低的数值，叫作温度直减率。从地面到对流层顶，平均来说，高度每增加100米，气温降低约 0.6° 。在对流层顶以上的平流层底部，气温随高度的变化很小。

2. 大气有对流

由于气温随高度而降低，对流层下部的空气暖，上部空气冷，因此就可能引起对流。对流的强弱不同，天气也不同。关于产生对流的具体条件，将在第三章分析。

平流层 平流层是从对流层顶到80公里的高度，主要特性是大气的平流明显，但对流微弱。

电离层 电离层是从80公里到800公里的高度，主要特性是空气分子呈电离状态，能够导电，对电磁波的传播有密切的关系。

在电离层以上，是大气层和星际空间的过渡带，空气稀薄的程度，远远超过目前人工所能制造的“真空”。

上述各层之间，并没有很明显的界限，其中对流层里的大气最为活跃，这一方面是由于上述对流层的特性所决定；另一方面是由于纬度的高低和季节的演变，使各地获得的太阳热量不同；再加上地理条件的不同，有海洋、陆地、高山、平原，有森林、沙漠、荒野、农田，它们的热容量各不相同，即使获得的太阳热量相同，温度的升降和地面辐射也各不相同，因而使大气热化和冷却的快慢各地不同，引起气温的差别。又因为地理条件的不同，温度的差别，引起湿度的差别，使得对流层即使在水平方向，温度和湿度的分布也很不均一，由此可以引起一系列的天气变化，所以在研究天气变化时，先要研究温度和湿度的变化。

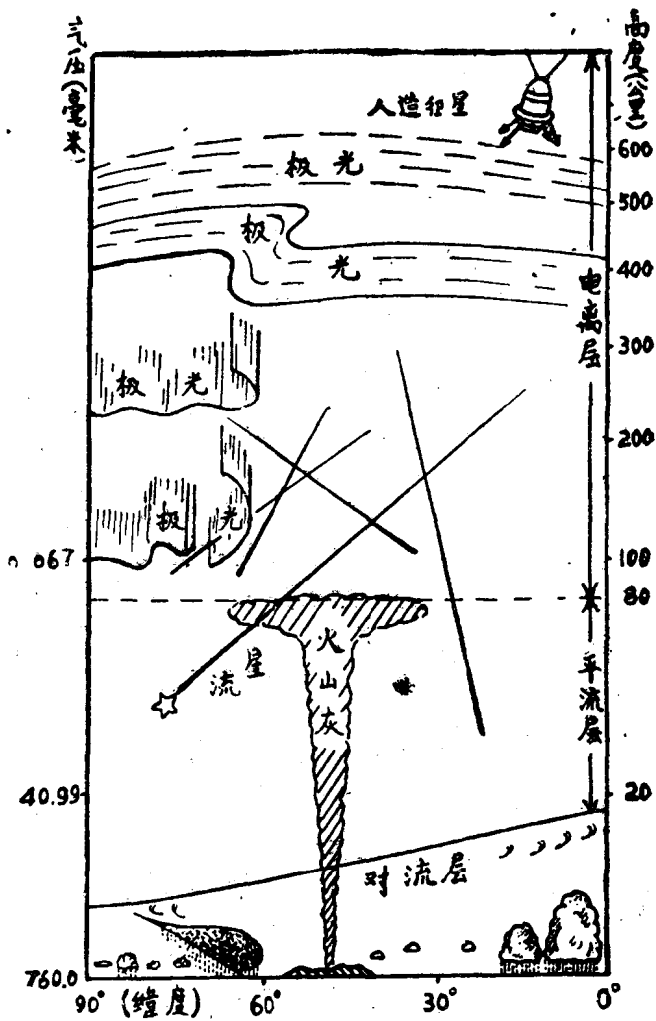


图1-1 大气垂直剖面图

第二章 气温和湿度

温度和湿度的空间分布，分别叫作温度场和湿度场。“场”就是“空间分布”的简称。

前面讲过，由于气温和湿度的水平分布不均一，可以引起天气变化，所以本章主要是研究气温和湿度的水平分布和变化规律。

第一节 气温

一、影响气温变化的因素

大气中的热量来源是太阳辐射，但直接影响气温变化的主要因素是地面辐射。地面获得的太阳辐射愈多，地面温度升高就愈多，地面辐射也愈强，使气温升高也愈多。由于地面获得太阳辐射的多少随着时间和地点而改变，因而也就影响到气温的变化。

地面获得太阳辐射的多少决定于太阳照射的角度（或太阳的高度）、纬度的高低、阳光通过大气层的厚薄、太阳照射时间的长短、大气的透明程度和日地距离等原因，但主要决定于太阳照射的角度。其实，以上诸原因常同时存在，例如夏季日地距离虽比冬季大，但因夏季太阳照射的角度比冬季大，所以气温比冬季高。在太阳照射角度大的同时，阳光通过大气层也薄，被大气反射回太空的阳光少，因而地面获得的太阳辐射也多。夏季昼长夜短，太阳照射的时间比冬季长，这也是夏季气温比冬季高的重要原因。

了解了影响气温变化的因素，就不难了解气温的水平分布和变化规律

二、气温的水平分布

气温的水平分布决定于地面辐射强度和地面的性质。

由于地面获得太阳辐射的多少主要决定于太阳照射的角度。在低纬度，太阳几乎终年直射，高纬度终年斜射。所以地面获得的太阳辐射，随纬度的增高而减少，使地面辐射强度也随纬度的增高而减弱，因而气温的水平分布规律是纬度愈高，气温愈低。

地面的性质主要是指海陆分布的不同。由于海水的热容量大和流动等原因，使海水温度的升降都比陆地要缓慢，因而使得同纬度海面上的气温在冬季比大陆上的高，在夏季比大陆上的低。冬、夏季海与陆的气温差，是季风产生的基础。季风天气将在第七章大气环流中分析。

三、气温的日变和年变

各气象要素在一昼夜中和一年中的正常变化规律，叫作该气象要素的日变和年变，这是根据多年观测资料经过统计后得到的。

气温的日变和年变主要决定于地面辐射强度和地面性质。地面受热后，把热量传到大气中而影响到气温的变化。

气温的日变 在大陆上，一天中气温约在1300升到最高，日将出时降到最低，以后又逐渐升高；在海洋上，最高和最低气温出现的时间，约比大陆上的迟1—2小时。

各气象要素在一昼夜中的最高值与最低值之差，叫作该气象要素的日较差。

气温日较差的大小，是随着纬度、地理条件和天气情况而定。纬度愈高、太阳愈是斜射，白天大气热化不很强烈，气温比夜间升高不多，因而日较差小；反之，纬度愈低，日较差也愈大。但赤道附近由于都是广阔的洋面，所以日较差并不是最大。在同一纬度，大陆上的日较差比海洋上的大。这是因为海水的热容量比陆地的大。阴天时，云层在白天地面获得太阳热量减少，气温升高不多，在夜间使地面向太空辐射热量减少，气温降低不多，所以阴天时的日较差比晴天时要小。

气温的年变 气温的年变情况比日变复杂。在北半球，最高气温一般出现在七月，最低气温在一月。在海洋上，比上述时间约落后一个月。

各气象要素在一年中的平均最高月分的数值与平均最低月分的数值之差，叫作该气象要素的年较差。

气温年较差的大小，主要也是随着纬度和地理环境而变。在赤道附近，太阳几乎终年直射，季节变化极不明显，故年较差很小；在大陆上约 5° — 10° ，在海洋上仅约 1° 。在较高的纬度，例如温带，季节变化显著，故年较差很大；在内陆约 40° — 50° ，在海洋上约 10° 。由于海洋上气温的年较差比大陆上的小，所以与大陆相比，海洋上的气候在冬季既不很冷，夏季也不很热。

气温的日变和年变，常被大气平流所破坏，例如当冷空气向某地区移动时，会使该地区的气温降低，但冷空气本身，因受到暖的下垫面（地面和海面都是空气的下垫面）的影响，气温却逐渐升高。当暖空气向某地区移动时，会使该地区的气温升高，但暖空气本身，因受到冷的下垫面的影响，气温却逐渐降低。

掌握了各气象要素的日变，对于估计未来短时间内的天气，有重要意义；掌握了各气象要素的年变，对于战略、战役的需要以及国家的经济建设和计划工作等，也都有重要意义。

第二節 濕 度

表示大气湿度的方法通常有绝对湿度和相对湿度两种。绝对湿度是用来表示大气中水汽含量的多少。相对湿度则表示大气干燥或潮湿的程度，它不仅决定于水汽含量的多少，而且还决定于温度的高低。大气中云、雾的出现和消散，完全由于相对湿度的变化所引起。

一、绝对湿度

每立方米空气中所含水汽的克数，叫作绝对湿度。

蒸发到空气中的水汽，也能产生压强，叫作水汽压。水汽压愈大，说明空气中的水汽愈多，也就是绝对湿度愈大。所以也可以用空气中实际水汽压(e)的大小来表示绝对湿度。

空气中不能无限制地容纳水汽，到了不能再容纳时，叫作饱和空气，这时的水汽压，叫作饱和水汽压(E)。所以饱和水汽压就是饱和空气的绝对湿度。空气接近或达到饱和时，就开始凝结。在自然界中，蒸发、饱和与凝结是不断循环的过程。

根据实验，饱和水汽压的大小只与温度的高低有关：温度愈高，饱和水汽压也愈大，反之就愈小；每一个温度，只有一个饱和水汽压与它相应（见下表）。

飽和水汽压与温度的关系

温度(°C)-6	-4	-2	0	2	4	6	8	10	12
E(毫米)2.93	3.40	3.95	4.58	5.29	6.10	7.01	8.05	9.21	10.52.....

绝对湿度除与温度有关外，还和地理环境有关。当温度升高时，一則因为蒸發到空气中的水汽增多，二則因为空气可以容納更多的水汽，所以绝对湿度变大；当温度降低时，蒸發虽变慢，但在空气沒有达到飽和凝結以前，绝对湿度一般不会变小。在同样温度下，海上的绝对湿度比陆上的大。由此可知：同一个温度，绝对湿度可以不同，它与温度的关系，并不象飽和水汽压与温度的关系那样簡單。

二、相对湿度

在一般情况下，大气中总含有水汽，但并不經常达到飽和。只有在有云霧的情况下，大气才接近或达到飽和。

空气中实际水汽压 (e) 或绝对湿度占当时温度下飽和水汽压 (E) 的百分比，叫作相对湿度 (f)。或

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%$$

当空气达到飽和时， $e = E$ ，这时 $f = 100\%$ 。所以相对湿度可以表示空气距离飽和的程度。

从上式可以看出，相对湿度随 e 和 E 而变，但 e 和 E 都与温度有关，所以相对湿度主要随温度而变：当气温升高时，E 即相应变大，而 e 的增加，需要有水的蒸發，而且蒸發需要一个过程，也就是 e 的增加比 E 慢，所以在一般情况下，当气温升高时，f 变小。但如果在气温升高的同时，有大量水分很快向空气中蒸發，e 也有可能比 E 增加更快，使 f 逐渐变大。当气温降低时，E 即相应变小，而 e 在空气沒有达到飽和前，几乎保持不变，所以当气温降低时，f 变大。当气温不断降低，飽和水汽压 E 相应地变小到恰好与空气中实际水汽压 e 相等时 (即 $E = e$)，这时 $f = 100\%$ ，空气达到飽和，这时的温度叫作露点温度，簡称露点。

例：某日傍晚测得气温为 10° ，绝对湿度 e 为 7.01 毫米，則当时的相对湿度

$$f = \frac{7.01 \text{ 毫米}}{9.21 \text{ 毫米} (10^\circ \text{ 时的飽和水汽压})} \cdot 100\% = 76.1\%$$

当气温从 10° 降低到 8° 时，相对湿度

$$f = \frac{7.01 \text{ 毫米}}{8.05 \text{ 毫米} (8^\circ \text{ 时的飽和水汽压})} \cdot 100\% = 87.1\% (> 76.1\%)$$

当气温从 8° 降低到 6° 时，相对湿度

$$f = \frac{7.01 \text{ 毫米}}{7.01 \text{ 毫米} (6^\circ \text{ 时的飽和水汽压})} \cdot 100\% = 100\% (> 87.1\%)$$

从上例可以看出，当气温降低时，相对湿度 f 不断变大；气温降低到 6° 时， $f = 100\%$ ，空气已达到飽和，所以露点为 6° 。

云和霧的形成和消散的过程，实际就是相对湿度不断变大和变小的过程。了解相对湿度的变化与绝对湿度和温度的关系，对于霧的预报有重要意义，而且也可根据这种关系推知湿度日

变和年变的规律。

三、湿度的日变和年变

湿度的日变 因气温升高时，绝对湿度变大，相对湿度变小；气温降低时，相对湿度变大。当气温降低到露点时，水汽就开始凝结，若再继续降低，必有水汽继续凝结使绝对湿度变小，但相对湿度仍保持100%不变。所以湿度的日变与气温的日变一般有下列关系：当气温最高时，绝对湿度最大，相对湿度最小；当气温最低时，绝对湿度最小，而相对湿度最大。

湿度的年变 由于夏季的气温比冬季高，所以在一般情况下，夏季的绝对湿度大，相对湿度小，冬季相反；但在我国沿海，夏季多从海上吹来偏南风，冬季多从干旱的大陆上吹来偏北风，所以不论是绝对湿度或相对湿度，都是夏季大而冬季小。这是我国沿海夏季多雾、多雨的原因之一。

第三章

气层稳定性和云雾

第一節 气层稳定性

一、空气升降时的温度变化

前面講过，气压随高度的增加而降低。当大气上升时，因周圍气压比原高度的低，体积就要膨胀，对外作功，消耗了内能，致使温度降低。这种不是因为与外界有热量交换而引起温度降低的过程，叫作絕热冷却。大气下降时，因体积被压缩而增加了内能，致使温度升高，这种过程，叫作絕热加热。

根据計算結果，干空气每上升（下降）100米，温度降低（升高）約 1° ，此值叫作干絕热直減率，用 γ_d 表示，即 $\gamma_d \doteq 1^{\circ}/100$ 米。

饱和空气上升时，由于温度降低使水汽凝結，放出潜热，所以饱和空气每上升100米，温度降低不到 1° 。含有水滴的饱和空气下降时，由于温度升高使水滴蒸发，要吸收空气内部热量，所以每下降100米，温度升高也不到 1° 。根据計算結果，饱和空气每上升（下降）100米，温度降低（升高）約 0.6° ，此值叫作湿絕热直減率，用 γ_m 表示，即 $\gamma_m \doteq 0.6^{\circ}/100$ 米。

未饱和的湿空气上升时，因絕热冷却、温度降低，使相对湿度不断变大，上升到某一高度时，空气就因达到饱和而开始凝結成云，这一高度，叫作凝結高度。未饱和湿空气上升在沒到凝結高度以前，温度按 γ_d 变化，达到凝結高度以后，如果繼續上升，温度則按 γ_m 变化（图3-1）。

第一章中曾經講过，在对流层中，温度的垂直分布是随高度的增加而降低，但高度每增加100米，温度降低的数值（ γ ）并非常数，它随着地理条件和時間而改变。而空气每升降100米所引起的温度变化，則看作常数。所以，必須把 γ 、 γ_d 与 γ_m 三者的区别，严格分清。

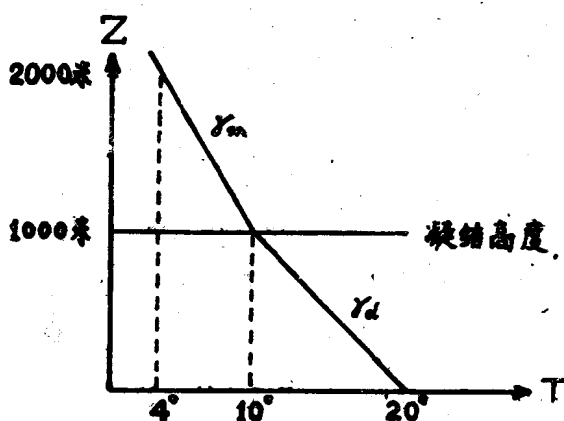


图3-1 空气升降时的温度变化

二、气层稳定性

空气在外力作用下發生垂直运动，（例如别处来的冷而重的空气把暖而輕的空气抬起），外力中止后，可能有三種情况：空气能重新回到原位置的，叫作气层稳定；停在新位置的，叫作气层中性稳定；远离原位置的，叫作气层不稳定。气层是否稳定，完全决定于气温的垂直分

布，即决定于温度直减率 γ 。下面分别研究干空气层与饱和空气层稳定和不稳定的条件。

(一) 干空气层稳定和不稳定的条件

由于干空气升降时温度按 γ_a 变化，现分别分析 γ 小于、等于和大于 γ_a 时的三种情况（图3-2）。

1. $\gamma < \gamma_a$ 时，气层稳定。

设在 Z_1 高度处的温度为 T_1 ，当 $\gamma < \gamma_a$ 时， Z_2 处的温度为 T_2' ， Z_0 处的温度为 T_0' 。

因干空气与未饱和湿空气升降时，温度都按 γ_a 变化，故当 Z_1 处的空气质点受力上升到 Z_2 处时，其温度必从 T_1 降到 T_2 ，而 $T_2 < T_2'$ ，即空气质点的温度比同一高度周围的温度低，故当外力中止后，该空气质点将回到原高度 Z_1 。

设 Z_1 处的空气质点受力下降到 Z_0 ，其温度必从 T_1 升到 T_0 ，而 $T_0 > T_0'$ ，即空气质点的温度比同一高度周围的温度高，故当外力中止后，该空气质点仍将回到原高度 Z_1 。意即当 $\gamma < \gamma_a$ 时，气层稳定。

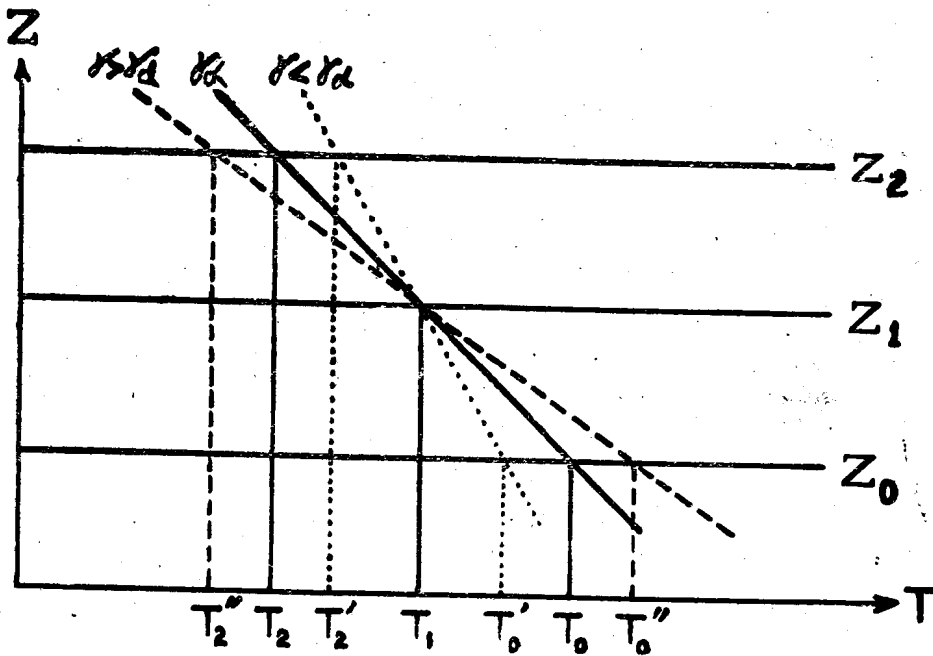


图3-2 干空气层稳定和不稳定的条件

2. $\gamma = \gamma_a$ 时，气层中性稳定。

当 $\gamma = \gamma_a$ 时， γ 与 γ_a 是重合的。这时， Z_2 处的温度为 T_2' ， Z_0 处的温度为 T_0' 。设 Z_1 处的空气质点受力上升到 Z_2 时，其温度从 T_1 降到 T_2 ，即与该高度周围的温度相同，故当外力中止后，空气质点就停住不动。

设 Z_1 处的空气质点受力下降到 Z_0 时，其温度从 T_1 升到 T_0 ，仍与该高度周围的温度相同，外力中止后，空气质点仍停住不动。意即当 $\gamma = \gamma_a$ 时，气层中性稳定。

3. $\gamma > \gamma_a$ 时，气层不稳定。

当 $\gamma > \gamma_a$ 时， Z_2 处的温度为 T_2'' ， Z_0 处的温度为 T_0'' 。设 Z_1 处空气质点受力上升到 Z_2 处时，其温度从 T_1 降到 T_2 ，但 $T_2 > T_2''$ ，即空气质点的温度比该高度周围的温度高，外力中止后，空气质点仍将继续上升，远离原位置。

設 Z_1 处空氣質點受外力下降到 Z_0 ，其溫度從 T_1 升到 T_0 ，但 $T_0 < T_0''$ ，即空氣質點的溫度比該高度周圍的溫度低，外力中止後，空氣仍將繼續下降。意即當 $\gamma > \gamma_d$ 時，氣層不穩定。

(二) 飽和空氣層穩定和不穩定的條件

由於飽和空氣升降時，溫度按 γ_m 變化，根據圖3-3，用上述同樣方法可以證明：

當 $\gamma < \gamma_m$ 時，氣層穩定。

當 $\gamma = \gamma_m$ 時，氣層中性穩定。

當 $\gamma > \gamma_m$ 時，氣層不穩定。

不論對於干空氣層或飽和空氣層來說，當 $\gamma < \gamma_m$ 時，氣層都是穩定的，所以叫作絕對穩定；當 $\gamma > \gamma_d$ 時，氣層都是不穩定的，所以叫作絕對不穩定。

為簡單起見，以上都設 γ 為直線，實際上 γ 常為曲線（圖3-4）。

從圖3-4可看出，如果不穩定空氣產生對流，空氣上升到某高度時，仍會自動停止上升。例如在 $\gamma > \gamma_d$ 的 Z_0Z_1 層，產生對流，A點的空氣上升到B點就停止。同理，即使某一氣層是穩定的，但如果空氣受外力抬升超過某一高度後，即使外力中止，空氣仍要自動上升。例如在 $\gamma < \gamma_d$ 的 Z_2Z_3 層，C點的空氣受外力抬升超過D點，空氣仍要自動上升。

當氣層穩定時，風力一般較小，而狂風暴雨多半是由於氣層不穩定產生強烈的對流所引起；但對流的結果，又會使氣層趨於穩定。

綜上所述，氣層的穩定度完全由溫度直減率的大小決定。而地面輻射強度的變化、大氣在平流過程中底層受下墊面的影響而發生溫度變化，是引起近地面層溫度直減率變化的根本原因。雲和霧的基本成因雖然都是由於空氣飽和時水汽凝結而產生，但雲的形狀、霧維持時間的長短和霧的特點等，都與溫度直減率的大小和變化有很大的關係。

第二節 雲

一、雲的基本成因

從 $f = \frac{e}{E} \cdot 100\%$ 可以看出，空氣達到飽和的過程有二：一是由於氣溫降低至露點以下，

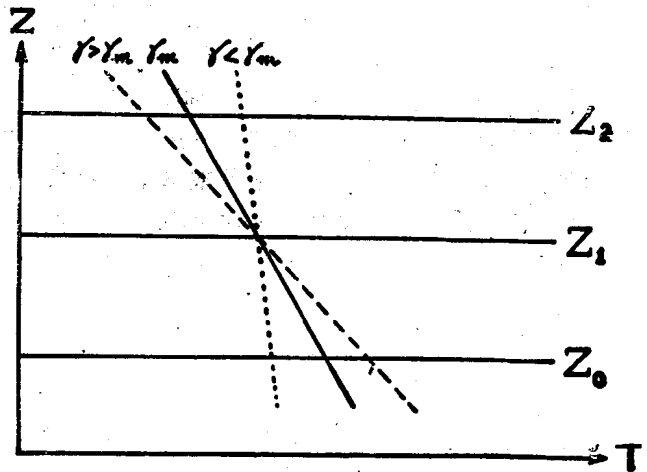


圖3-3 飽和空氣層穩定和不穩定的條件

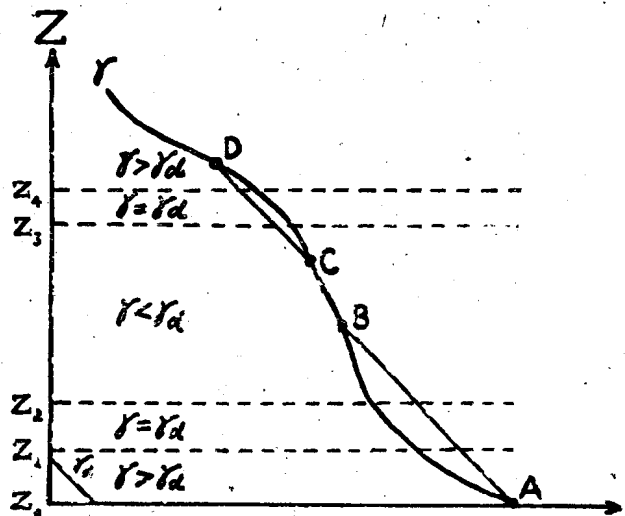


圖3-4 溫度直減率不是直線時的氣層穩定情況