

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

跨世纪知识城——

谈天气

 **eBOOK**
内容资料 非卖品

大气温度

三种温标

从现象上说，温度表示物体冷热的程度。从科学意义上讲，温度实际上是表示物体分子运动的速度，它反映物体内能的大小。当物体获得热量时内能增加，温度就升高；当物体失去热量时，内能减少，温度就降低。所以，物体温度的升降取决于外来热量的多少。物体的温度条件，还取决于该物体的比热大小。以同样多的热量给予比热大的物体，它的温度升高得少；而给予比热小的物体，它的温度升高就大。

用来测量温度的单位是度，经常使用的有三种温标。一是摄氏温标。它把在标准压力下纯水溶解和纯水沸腾的温度作为基点，把两个基点之间的距离分成 100 等份。纯水溶解的温度定为 0°C ，而纯水沸腾的温度定为 100°C ，它们之间每一等分称 1°C 。

水的溶解点相当于 32°F ，而沸腾点相当于 212°F 。所以华氏温标基点间的距离分成为 180 等分。

恺氏温标又称为绝对温标。在这个温标上，把干空气体积变成零的温度取为 0K ，它相当于 -273°C ，水的溶解点相当于 273K ，而沸腾相当于 373K 。

在气象学和人们的生活中，常用摄氏温标。但是在说英语的国家，如英国、美国、加拿大、澳大利亚和印度等国，多采用华氏温标。而在科学研究中，最好使用恺氏温标。

三种温标之间的关系是：

$$\begin{aligned} 1^{\circ}\text{C} &= 1\text{K} = \frac{9}{5}^{\circ}\text{F} \\ 1^{\circ}\text{F} &= \frac{5}{9}^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}\text{K} \end{aligned}$$

如果要从一种温标换算成另一种温标。则可按下面的公式进行。

$$\begin{aligned} t^{\circ}\text{C} &= \left(\frac{9}{5} + 32\right)^{\circ}\text{F} = (273 + t)\text{K} \\ x^{\circ}\text{F} &= \frac{5}{9}(x - 32)^{\circ}\text{C} = \left[273 + \frac{5}{9}(x - 32)\right]\text{K} \\ \text{TK} &= (T - 273)^{\circ}\text{C} = \left[\frac{9}{5}(T - 273) + 32\right]^{\circ}\text{F} \end{aligned}$$

其中， t 、 x 、 T 分别表示摄氏温标、华氏温标和恺氏温标的数值。

气温、地温和水温的关系

人们通常用大气温度来表示大气的冷热程度，称为大气温度或气温。这是为了区别于土壤温度（土温）和水体温度（水温）来说的。如果不是为了这种区别，我们说温度，就是指气温，也不会造成人们误解。

因为大气的热量主要要来自地面，地面的性质和状况又有很大差别，海洋和陆地，高山和平原，沙漠和森林，潮湿地区和干燥地区等等，不同的地面情况对大气温度的影响也不相同。

海洋和陆地的差别最有代表意义。例如，在某一纬度上到达地面的太阳辐射能量相同，可是结果并不一样。陆地上剧烈升温，海洋上升温却十分和缓，为什么呢？仔细分析，至少有以下原因：

第一，陆地的反射率大于海洋水面，导致陆地实际吸收的太阳辐射比海洋少 10%~20%。由于这个原因，陆地升温应比海洋大，而冷却则比海洋快。

第二，陆地对各种波长的太阳辐射都不透明，吸收的太阳辐射都用在加热很薄的陆地表面。水面虽然对红色光和红外线不透明，但对可见光其余部分和达到水面的紫外线都是透明的，这一部分辐射能量可以达到海洋的深层。

第三，岩石和土壤都是不良导体，传导到土壤下层的热量很少。水却相反，有很高的传导本领，得到的太阳辐射能很快地向下层传导。

第四，岩石和土壤不能上下左右流动，海洋上却有波浪、洋流和对流进行热量的水平输送和垂直交换。

第五，岩石和土壤的比热，小于水体的比热。岩石的比热约为 0.8368 焦/克·度；水比热是 4.184 焦/克·度。如果将 4.184 焦热量给 1 克水，温度可升高 1℃；如果将 4.184 焦热量给 1 克岩石，温度可升高 5℃。

第二至第五个原因，使陆地得到的太阳辐射只集中于表层，导致地面迅速而剧烈地升温，从而加强了地面和大气的感热交换。而水面则将太阳辐射的一部分向下层传播，使水温不断升高，传给大气的感热自然减少。

第六，海面有充足的水源供应，蒸发强烈，消耗了水面很多热量，使水温升不高，减少了空气的感热交换，但是热量多以潜热形式被带到大气中。感热是可以感觉到的热量，能立即使气温升高；潜热暂时不能升温，只有当水汽凝结时，才能释放潜热，加热大气。

由此可见，即使在同样太阳辐射条件下，地温和水温之间仍有很大差别。它们的大气热量交换方式（是感热还是潜热）和数量都不相同，从而产生天气和气候的差异。

地球上天气和气候的差异，并不仅仅发生在海洋和陆地之间，即使都在陆地上，沙漠和森林，荒地和农田，干燥地区和潮湿地区，山脉的向风坡和背风坡，阳坡和阴坡等等，天气和气候也不相同。但是，在一定程度上都与地面干燥或潮湿情况有关。相对干燥的地面更接近一般陆地表面情况，相对潮湿的地面更接近水面的情况，只是差别没有陆地和海洋对比那样突出罢了。

从赤道到极地

由于太阳辐射是随纬度增加而减少的，所以，就整个地球来说，气温是从赤道向两极递减的。不过这个规律往往受到其他因素干扰，在同一纬度上，温度并不一定相等。特别是在高纬度地区，海陆间的温度相差很大。为了说明单纯的纬度对温度的影响，人们就以纬度平均气温来比较，办法是从各月与年等温线图上，求取每隔 10° 纬度圈上等距 36 点的温度，然后加以平均，就可以得到各纬度的纬度平均气温。通常是计算 0°、10°、20°、30° 直到 80° 的纬度平均气温。这样做的好处就是把纬度以外的影响互相抵消掉了，只剩下纬度的影响。从纬度平均气温看，气温随纬度增加而降低的规律就十分明显。例如，全年纬度平均气温（见下表），无论在南北半球，都是从赤道向两极逐渐降低的。赤道是 26.3℃，到纬度 55° 附近变成负值，到极地都在 -20℃ 以下。不过有趣的是，地球最热的纬度并不是赤道，而是在北半球纬度 10° 的地方，这个纬度被称为“热赤道”。赤道只有在北半球冬季才是最热的纬度，到 7 月份，最热的平均气温已经移到北纬 20°。在南半球，因为海洋面积大，纬度平均气温随纬度增加而降低的规律更加明显。

各纬度的年平均气温和年较差

	纬度	0	10	20	30	40	50	60	70	80
北半球	气温 (°C)	26.2	26.7	25.3	20.3	14.0	5.7	-1.0	-10.0	-16.7
	年较差 (°C)	0.8	1.1	6.4	12.7	19.1	25.1	29.8	33.0	35.3
南半球	气温差 (°C)	26.2	25.3	23.0	18.4	12.0	5.6	-2.0	-11.5	-19.8
	年较差 (°C)	0.8	2.4	5.4	7.2	6.6	5.4	10.8	21.4	25.0

气温的年较差是一年中最热月平均气温与最冷月平均气温的差值。从热赤道向两极年较差是增加的。西沙（北纬 16° 50′）年较差只有 6.0℃，漠河（北纬 53° 28′）却高达 50.0℃。这个特点与冬夏季太阳辐射的差值向极地增加有直接关系。不过南半球各纬度的年较差都比北半球小，这与南半球海洋面积远远大于陆地面积的情况有很大关系。

冬暖夏凉与冬冷夏热的秘密

我们已经知道海洋和陆地温度有很大差别。海洋对温度有很大的调节功能，当太阳辐射强的时候，海洋能吸收大部分辐射热，并通过海水内部的热量交换，将大量热量储存起来。当太阳辐射减弱的时候，海洋又能将储存的热量释放出来。所以，海洋与陆地相比，有冬暖夏凉的特点，陆地则是冬冷夏热。地球表面海陆分布很不均匀，北半球陆地面积比南半球约大一倍，海洋面积则比南半球小，所以，北半球夏季比南半球热，冬季比南半球冷。北半球夏季平均温度 22.4°C ，南半球只有 17.1°C ，北半球冬季平均温度 8.1°C ，南半球却有 9.7°C 。

在高纬度，大陆的影响冬季比夏季显著，冬季大陆降温剧烈，而夏季升温却不很大。例如，在北纬 40° 附近，沿海的天津 1 月为 -4.0°C ，向内陆到呼和浩特降到 -8.1°C （订正到海平面），共降低了 4.1°C ，而在 7 月天津是 26.4°C ，到呼和浩特升到 27.9°C ，只升高 1.5°C 。

在低纬度，大陆的影响夏季比冬季显著，夏季大陆升温剧烈，而冬季降温却不大。例如，在北纬 30° 附近，7 月杭州气温 28.4°C ，武汉 28.8°C ，共升高了 0.4°C ，而 1 月都是 4.1°C 。海陆影响在各个纬度之间有不同效果，说明海洋对气温的调节作用，在不同纬度不同季节都有所不同。

高处不胜寒

大气的主要热源是在地球表面，距离地面越远，气温就越低，气温随着高度增加而降低。难怪宋朝苏东坡也发出感叹：“高处不胜寒”。在山地，不同海拔高度地点的气温也是随海拔高度而降低的。不过在山地的测点与低处平原的测点都接近地面热原，为什么也会有这种温度差别呢？原因是山地凸出于自由大气中，高山上的温度除了受本身的地面热原影响外，还受到自由大气温度的调节作用。山越高，山地地面温度与自由大气温度的差值就越大，自由大气对山地气温的调节作用就越明显。例如，庐山比九江高出 1132 米，冬季 1 月平均温度却从 4.2℃ 降到 -0.2℃，夏季 7 月从 29.4℃ 降到 22.5℃。冬季降低了 4.4℃，夏季降低 6.9℃。我们把两个地点的温度差除以它们的高度差（以 100 米为单位），就得到它们之间气温的温度梯度。九江与庐山的温度梯度 1 月是 -0.39℃/100 米，7 月是 -0.61℃/100 米。

温度梯度不仅随季节变化，而且随地形具体情况也有很大差异，例如，在秦岭北坡就小于南坡，北坡年平均温度梯度 -0.45℃/100 米，南坡却有 -0.54℃/100 米。主要原因是在冬季，北坡有冷空气经常聚集，减少了盆地与高山的温度差值。北坡冬季 1 月温度梯度只有 -0.34℃/100 米，而南坡处在冷气流的北风位置，1 月仍有 -0.54℃/100 米，但在夏季这种情况并不存在，南北坡温度梯度都是 -0.55℃/100 米。

另外，由于自由大气的调节作用，高山上的温度年变化和日变化也是随高度的增加而减少的，用最热月温度减去最冷月的温度的差值表示年变化，称为年较差。九江的年较差为 25.2℃，到庐山就降到 22.7℃，年较差不仅随高度减少，也可因坡向不同而有差别。秦岭以北的西安年较差达 27.6℃，到华山降到 24.2℃，可是在秦岭以南的安康年较差只有 24.2℃，与华山几乎没有差别。当然，这与安康纬度偏南，云、雾及降水较多也有很大关系。

气温的周期性变化

气温的日变化与年变化与太阳辐射日变化与年变化相联系的，是一种周期性变化。

从一天来说，气温一天中有一个最高值和最低值。日出后，随着太阳辐射增强，温度升高，由于地面热量传递给空气需要一定时间，所以气温的最高值出现在午后两点钟左右。随后气温逐渐下降，一直下降到清晨，在日出之前达到最低温度。最高温度与最低温度的差值，称为日较差。日较差也随纬度和季节有很大变化，这主要与正午太阳高度有关。在低纬度正午太阳高度大，太阳辐射日变化大，所以气温日较差也大，平均在 12°C 左右，而在高纬度只有 $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ 。夏季正午太阳高度比冬季大，所以夏季气温日较差也大于冬季。例如，长沙7月日较差为 9.0°C ，冬季1月只有 5.7°C 。地表性质对温度日变化影响很大，在热带，海洋上的气温日较差 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ，而在内陆常可达 15°C 以上，沙漠上常可达 $25\sim 30^{\circ}\text{C}$ 。山谷的气温日较差大于山峰，凹地的日较差大于高山，干燥地区大于潮湿地区。雨天和阴天气温日较差明显小于晴天，而且很不规则。

从一年来说，气温的年变化也有一个最高值和最低值，但出现时间并不与太阳高度最高和最低值的时间(夏至与冬至)对应，而是要落后 $1\sim 2$ 个月。陆地落后较少，海洋落后较多。在内陆地区，7月最热，1月最冷；在海洋上或沿海地区，最热月是8月，最冷月是2月。最热月与最冷月的差值称为年较差。气温年较差是随纬度而增大的。海洋上冬暖夏凉，年较差比内陆小。沿海的天津年较差 30°C ，到内陆的呼和浩特则增加到 35°C 。

气温的非周期性变化

气温的非周期性变化是指日与日之间的不规则变化，主要是由于天气变化引起的。寒潮暴发、冷空气活动、锋面移动、气旋活动等等，都可以引起气温的非周期性变化。“二、八月乱穿衣”，就是因为春、秋过渡季节，气温非周期性变化大的缘故。

气温的地理分布

气温在地球上的分布，以纬度、海陆分布和高度的影响最为突出。在纬度的影响下，气温随纬度升高而降低，同一纬度上的气温基本上是相同的。在海陆分布影响下，海洋性强的地方，冬天比同纬度温暖，夏天比同纬度凉爽；大陆影响强的地方，冬天可以把寒冷扩展到较低的纬度，夏天可以使炎热向较高的纬度延伸。大陆面积的大小，距海远近，盛行气流是离岸风还是向岸风，海洋洋流的性质，都可以决定海陆分布影响的程度。例如，欧洲处于大西洋的东岸，沿岸有墨西哥暖流经过，又处在西风位置，所以冬季很温暖，夏季温度也不高。随着深入内陆，海洋影响逐渐减弱，而大陆影响逐渐增强。世界上的绝对最高温度（ 63°C ）出现在索马里境内；北半球最冷的地方出现在东西伯利亚叶米里亚康（ -73°C ），虽然距海都不远，但是不利的气流条件，使这些地方得不到海洋的调节，导致温度十分极端。世界最低温度 -90°C ，出现在南极大陆内部。我国漠河冬季最低温度 -52.3°C ，吐鲁番夏季最高温度 49.8°C ，都是在大陆内部地区。

在高度的影响下，山地和高原温度低于四周平原地区。例如，青藏高原冬季显得特别寒冷，1月温度都在 -10.0°C 以下，所以人们都称青藏高原为仅次于南极和北极的世界第三极。即使在夏季，青藏高原内部7月温度仍在 10.0°C 以下。

空气湿度

水汽压和相对湿度

大气中水汽的含量虽然不多，却是大气中极其活跃的成分，在天气和气候中扮演重要角色。大气中的水汽含量有很多种测度方法，日常生活中人们最关心的是水汽压。绝对湿度和相对湿度。

水汽压（ e ）是大气压力中水汽的分压力，和气压一样是用百帕来度量的。以前气压和水汽压也常常以水银柱的毫米数来测度，这时，1 百帕 = 0.75008 毫米水银柱。在一定温度下空气中水汽达到饱和时的分压力，称为饱和水汽压（ E ）。饱和水汽压随着气温的升高而迅速增加。

绝对湿度（ a ）是指单位体积湿空气中含有的水汽质量，也就是空气中的水汽密度，单位为克/厘米³或千克/米³。绝对湿度不容易直接测量，实际使用比较少。如果水汽压的单位为百帕，绝对湿度的单位取千克/米³，则两者关系为：

$$a = \frac{2.167e}{T} \text{ 千克 / 米}^3$$

其中 T 是绝对湿度。我国过去称水汽压为绝对湿度，无疑是不精确的，现在已经不这样称呼了。

相对湿度（ f ）是指空气的水汽压 e 与同一温度下的饱和水汽压 E 之比，以百分数表示是：

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

相对湿度的大小表示空气接近饱和的程度。不难明白，当 $f=100\%$ 时，空气已经达到饱和，未饱和时， $f < 100\%$ ，过饱和时 $f > 100\%$ ，相对湿度的大小不仅与大气中水汽含量有关，而且也随气温升高而降低。

湿度的月变化和年变化

在日常生活中，与人们关系最密切的是水汽压和相对湿度，绝对湿度用得较少。

水汽压的大小与蒸发的快慢有密切关系，而蒸发的快慢在水分供应一定的条件下，主要受温度控制。白天温度高，蒸发快，进入大气的水汽多，水汽压就大；夜间出现相反的情况，温度低，蒸发慢，水汽压较小。所以水汽压在一天内的变化，基本上由温度决定。每天有一个最高值出现在午后，一个最低值出现在清晨。在海洋上，或在大陆上的冬季，多属于这种情况。但是在大陆上的夏季，水汽压有两个最大值，一个出现在早晨 9~10 时，另一个出现在 21~22 时。这种情况与 9~10 时后，对流发展旺盛，地面蒸发的水汽被上传给上层大气，使下层水汽减少，21~22 时后，对流虽然减弱，但是温度已降低，蒸发也减弱了。与这个最大值对应是两个最小值，一个最小值发生在清晨日出前温度最低的时候，另一个发生在午后对流最强的时候。

相对湿度的大小，不但取决于水汽压，而且取决于温度。当气温升高时，虽然地面蒸发加快，水汽压增大，但是这时假饱和水汽压随温度升高而增大得更多些，使相对湿度反而减小。同样的道理，在气温降低时，水汽压减小，但是饱和水汽压随温度下降得更多些，使相对湿度反而增大。所以相对湿度在一天中有一个最大值出现在清晨，一个最低值出现在午后。

水汽压的年变化和气温的年变化相似。最高值出现在 7~8 月，最低值出现在 1~2 月。相对湿度因为与水汽压和温度都有关系，年变化情况比较复杂。一般情况下，相对湿度夏季最小，冬季最大，但是在季风气候地区，冬季风来自大陆，水汽特别少，夏季风来自海洋，高温而潮湿，所以相对湿度以冬季最小，而夏季最大。不过湿度的年、日变化，实际上比较复杂。因为除温度以外，各个地方地面干湿不同，蒸发的水分供给有很大差异。对流运动使水汽从下层向上层传输，使低层水汽减少，上层水汽增加，也会影响湿度的日变化。气流的性质也有很大影响，夏季低纬度海洋来的气流高温高湿，冬季高纬度大陆来的气流寒冷而干燥，也会影响湿度的年、日变化。

水汽压的地理分布

地球表面湿度分布十分复杂，因为纬度、海陆分布、植被性质等等，都能够决定湿度的大小。我们仅从水汽压谈它的全球分布，相对湿度情况更加复杂。

在冬季，赤道是一个水汽压特别大的地区，水汽压在 30 百帕以上。赤道带不但有广阔的海洋，即使在大陆上，亚马逊河和扎伊尔河流域广阔的热带雨林，都有极大的蒸发量。从赤道向两极，水汽压很快减少，亚洲东北部减少到接近于零，显然是与气温极低有很大关系。在沙漠地区，特别是撒哈拉沙漠和中亚沙漠，水汽压都很小，都在 10 百帕以下。

到北半球的夏季，虽然赤道地区仍是水汽压最大的地带，但是赤道与两极之间的水汽压差别已大大减少。例如，亚洲东北部已增加到 10.7 百帕，比冬季增大了 100 倍以上。在沙漠地区也增大到 15 百帕以上。

湿度与生产

湿度虽然作为一个重要气象要素，引起人们广泛注意，在气象观测和气候叙述中，都少不了湿度的观测和描述，因为湿度在说明大气水分特征上是不可缺少的，但是湿度对工农业生产的直接影响却研究得很少。一般说，相对湿度如果在 30% 以下，就会加速植物的蒸腾，特别是在高温和风速较大时，农作物就会枯萎甚至死亡。

低相对湿度也会使地面蒸发加速，使干旱更趋严重，森林火灾在相对湿度小于 30% 时最容易发生。高相对湿度对于作物发芽，蘑菇和木耳生产，发酵工业（酿酒、酱油、豆豉等生产）也十分重要。如果相对湿度低于 70% ~ 80%，生产就会受到影响。

仓库储存需要在适宜的湿度中，一般水果蔬菜是 50 ~ 70%。湿度太小会加速蒸发，而使水果、蔬菜干枯；湿度太大又会加速霉烂。粮食储存仓库相对湿度最好在 50% 以下，以防止霉烂。当然，这些数值还随温度而变化。

云

怎样划分阴晴

云量表示自力估计云遮蔽天空的成数，即将天空划分为 10 成，云遮蔽天空的成数就是云量。因为是目测，当然并不十分准确，但是也没有更好的办法，所以全世界的气象站至今还是用这种目测方法估计云量。天气预报广播中的晴、少云、多云和阴，这就根据云量的多少划分的。天空无云，或者虽有零星云层，但云量不到 2 成时称为晴；低云量在 8 成以上称为阴；中、低云的云量为 1~3，高云的云量为 4~5 时，称为少云；中、低云的云量为 4~7，高云的云量为 6~10 时，称为多云。这样做提供了一个判断天气的数量标准，和过去的习惯稍有不同。例如，习惯上以雨停而云散，或有云仍见太阳光为晴；以天空云层密布，罕见阳光，或天色阴暗时为阴。

云也是个大家族

云状是云的外部形状，云状与云的高度有很大关系。云高是指云底到地面的距离。1956 年世界气象组织按云底高度和云的形状将云分为四族十属，可以作为识别云状的根据。

第一族是高云，是云底离地面最高的云，云底高度在 6000 米以上，包括卷云、卷积云和卷层云三属。

卷云由冰晶组成，呈白色狭条状，细丝状或碎片状，具有纤维或柔丝般或头发般的光泽外形。

卷积云由冰晶组成，呈白色鱼鳞状或层状，由颗粒状或波纹状等很小的单元组成。排列很有规律，很像轻风吹拂水面引起的小波纹。

卷层云也是由冰晶组成，云体均匀成层，布满大部分或全部天空，具有细微结构的淡白色云幕。透过卷层云可以清楚地见到日、月轮廓，常伴有日晕或月晕现象。

第二族是中云，云底离地面 2000 ~ 6000 米，包括高积云和高层云两属。

高积云由水滴组成，云块较小，呈白色或灰白色，形状有扁圆形、瓦块状、鱼鳞状、棉花状等多种形状，单体成行或成波状排列，很有规律。透过高积云看日、月，周围常伴有月华出现。

高层云由水滴和冰晶组成，呈浓密的灰白色或灰色的均匀成层的云体，常布满大部分或全部天空，多属系统性云，可产生连续性降水。

第三族是低云族，呈灰或灰白色，并总带有阴暗部分的云块，或是呈波状结构有规律排列的云层。

层云由水滴组成，呈灰色，云层相对均匀，有时下毛毛雨，是稳定天气条件下的云，常由辐射雾在日出后升离地面而形成。层云是一种地方性云，有明显日变化，偶尔有毛毛雨发生，但雨量不大。

雨层云由水滴组成，呈暗灰色，无一定形状，常伴有连续性降水，有空水库之称，是一种系统性云。

第四族称为直展云，云底高度 1000 ~ 1500 米，云顶有时可伸展到很高的高度，包括积云和积雨云两属。

积云是一种对流云，在对流开始阶段形成，底部平整，可垂直发展达数千米，顶部凸出，常呈孤立云块，低纬度全年可见到，但中高纬度则以夏季常见。在发展初期称淡积云，云块较小，多呈馒头状，飘浮在天空，出现在晴天午后，对流旺盛时发展成浓积云，呈灰色或灰黑色，个体很高。由于云内气流上下翻滚，形成多重圆弧叠嶂，云顶呈花椰菜状，变如高山耸立。“春雨满四泽，夏云多奇峰”。前一句指的是雨层云降水情况，后一句指的就是浓积云。

积雨云是从浓积云发展而来，云体庞大浓厚，形如高山，垂直发展旺盛，可达对流层顶，顶部呈砧状，可见丝缕状冰晶结构。如果积雨云移到观测上空，会感到漆黑一团，天空十分阴暗。积雨云常伴有雷电，大风，阵雨，也会有冰雹或龙卷风出现。

产生云的两个条件

大气中水汽凝结，就产生云雾，但是云、雾又有不同。雾是近地层大气发生冷却而产生的凝结现象，大量细小水滴或冰晶悬浮在近地层大气中，其底部贴近地面。云是由于空气上升运动而发生在高空的水汽凝结现象，云的底部是脱离地面的。

可见，只要大气中有充分的水汽，并有一定力量推动空气产生上升运动，上升气流就会冷却而发生凝结现象，产生许多悬浮的小水滴和冰晶，于是形成各种各样的云。不过上升运动有不同情况，大气中的云也就有不同的形状。

在地表受热不均匀的情况下，某地面受热剧烈，其上面空气膨胀上升，周围冷而重的空气便下降补充，这就是对流上升运动。在高层大气强烈降温的情况下，也可以促使地面湿热而轻的低层空气上升，使水汽冷却凝结成云，地方性云多在这种情况下发生。这是一种热力上升运动。

有时候，当冷空气来到暖湿地区，或暖湿气流来到冷干地区，暖湿气流比较轻，冷干气流比较重，所以冷干气流从下层楔入，暖湿气流被迫抬升。或者是暖湿气流在运动中受山脉阻挡，气流就只好沿着山坡被迫上升，这两种上升称为动力抬升运动。

有时候，热力和动力两种上升运动同时存在，在山的迎风坡，热力对流和地形强迫抬升就可能相继发生，上升运动可以十分剧烈。

热力对流上升运动常常导致积状云形成。积状云的云底和凝结高度一致，对流运动超过这一高度，就有凝结过程产生，开始形成淡积云。对流发展强盛，云体迅速增大，就形成为浓积云。对流发展愈演愈烈，云体继续增大，上层直达对流层顶，形成积雨云。

动力作用往往使整层空气抬升，形成大范围的层状云。例如，当冷暖空气相遇时形成锋面，暖空气沿锋面滑升，这时候云底沿锋面倾斜，云顶却近于水平。这样，在锋面的不同部位，云高、云厚和云状都有很大差别，在冷空气一侧，先是卷云，依次是卷层云、高层云，靠近暖空气一侧是雨层云。这些云是伴随着某一天气系统而出现的，是具有一定规律性的云系统。上面讲的云系属于暖锋云系，如果是冷锋到来，云系的次序基本上相反，由于云系具有一定规律，可以指示冷暖空气的移动。

看云识天气

天空状况千变万化，有时晴空万里；有时阴云密布；有时白云朵朵；有时絮状斑斑。天空状况就是指云量、云高、云状等等大气状况。云是天气的表情，不同的云状常伴随着一定的天气出现，常常成为指示未来天空变化的征兆。现在气象台就是根据卫星拍摄下来的云图做天气预报，即使在没有气象资料的海洋和青藏高原腹地，都可以准确地做出预报。

在夏天，早晨见到浓积云，说明大气状况已很不稳定，很可能在正午或午后发展成积雨云，形成降雨。相反，在傍晚出现层积云，说明积状云在消散，大气稳定，到了夜晚，层积云就会完全消散，说明将会连续出现晴天。可见，利用热力对流形成的积云演变的规律，能直接判断未来天气的短期变化。

缓慢发展布满天空的层状云，是一种系统性云，说明大气中有大范围的缓慢的上升运动。卷层云出现还经常伴随着日、月晕，卷层云出现后，随后将移来雨层云，并产生降水。所以，天空有卷层云并出现晕，是将要下雨的征兆。“日枷雨，月枷风”，“日晕三更雨，月晕午时风”，“大晕雨将来”，都是指这种情况。

实际上，在锋面移来时，各种云将按一定顺序出现，根据云的顺序先后，就可判断锋的性质和未来天气，暖锋云系的顺序是：卷云→卷层云→高层云→雨层云。看见卷云、卷层云相继出现，就预示暖锋移来，将会有雨。“鱼鳞天，不雨也风颠”，就是指这种情况。如果云的顺序是：雨层云→高层云→卷层云→卷云，说明有冷锋移过，晴天将来临。

另外，高积云或透光层积云的出现，表明大气状况稳定，“瓦块云，晒死人”，“天上鲤鱼斑，晒谷不用翻”，就是指这种情况。日常生活中还有很多这样的例子。

雨和雪

雨雪何处来

雨和雪都是一种降水现象，霰和雹也是降水现象。雨是液态的水汽凝结物，雪是固态的水汽凝结物，都是从云中下降至地面的降落物。雨和雪虽然都是来自云中的降水现象，但是有云并不等于就一定产生降水。因为，由水滴或冰晶组成的云滴一般很小。例如，一滴半径 1 毫米的雨滴，约等于 100 万个半径 10 微米的云滴。这样小的云滴，很难克服空气的阻力和上升气流的顶托。只有当云滴增长到足够大的时候，才能克服下降的困难，形成降水。同时，降水过程中水滴还可能被蒸发，只有水滴大到不至于被蒸发掉的程度，降水才能达到地面。

云滴的增长，是由于云外有水汽不断输入云内，使云内空气的水汽压，大于云滴的饱和水汽压，这时空气中的水汽就会附着到云滴上，使云滴增长，称为云滴的凝结（凝华）增长过程。如果云内水汽减少，凝结增长就会停止。在云滴下降过程中，大云滴下降速度快，小云滴下降速度慢，在下降过程中大云滴就会追上小云滴，相互碰撞而粘附在一起，成为较大的云滴，而大小云滴被上升气流上带的时候，小云滴也会追上大云滴，碰撞合并成为更大的云滴的冲并增长过程。

当云内温度在 0°C 以上，云块完全由水滴组成，水滴增大到具有下降速度时，降落到地面的是雨，如果云内温度在 0°C 以下，而云块下层气温在 0°C 以上，从云内下降的虽然是冰晶或雪花或小冰雹，也可以能在下降途中融化成雨滴下落到达地面。

当云内温度在 0°C 以下，云块下层气温也在 0°C 以下，云内水晶不断凝华增大，形成的雪花，可以一直降落到地面。雪花的形态多如牛毛，有柱状、星状枝叉形、棱形和针形及片状等等种类，但基本形状是六角形。为什么不是五角形、四角形呢？这是因为冰晶的分子以六角形为基础，水汽在冰晶上凝华，形成雪花，也就以六角形为基础。至于雪花的各种形状，则与它在形成时的温度及水汽条件有关系。

对流雨

大气对流运动引起的降水现象，习惯上也称为对流雨。近地面层空气受热或高层空气强烈降温，促使低层空气上升，水汽冷却凝结，就会形成对流雨，对流雨一般在积状云中产生。对流而来临前常有大风，强大风可拔起直径 50 厘米的大树，并伴有闪电和雷声，有时还下冰雹。

对流雨主要产生在积雨云中，积雨云内冰晶和水滴共存，云的垂直厚度和水汽含量特别大，气流升降都十分强烈，可达 20~30 米/秒。云中带有电荷，所以积雨云常发展成强对流天气，产生大暴雨。雷击事件，大风拔木，暴雨成灾常发生在这种雷暴雨中。

淡积云云层薄，含水量少，一般没有雨落到地面。浓积云在中高纬度地区很少降水，但是在低纬度地区，因为含水量丰富，对流强烈，有时可以产生降水。

对流雨以低纬度最多，降水时间一般在午后，特别是在赤道地区，降水时间非常准确。早晨天空晴朗，随着太阳升起，天空积云逐渐形成并很快发展，越积越厚。到了午后，积雨云汹涌澎湃，天气闷热难熬，大风掠过，雷电交加，暴雨倾盆而下。降水延续到黄昏时停止，雨后天晴，天气稍觉凉爽，但是第二天，又重复有雷阵雨出现。印度尼西亚的茂物，一年中雷雨达 320 天。在中高纬度，对流雨主要出现在夏季半年，冬半年极为少见。

地形雨

气流沿山坡被迫抬升引起的降水现象，称地形雨。地形雨常发生在迎风坡。在暖湿气流过山时，如果大气处于不稳定状态，也可以产生对流，形成积状云；如果气流过山时的上升运动，同山坡前的热力对流结合在一起，积云就会发展成积雨云，形成对流性降水。

在锋面移动过程中，如果其前进方向有山脉阻拦，锋面移动速度就会减慢，降水区域扩大，降水强度增强，降水时间延长，形成连阴雨天气，持续可在 10～15 天以上。

在世界上，最多雨的地方，常常发生在山地的迎风坡，称为雨坡；背风坡降水量很少，成为干坡或称为“雨影”地区。如挪威斯堪的那维亚山地西坡迎风，降水量达 1000～2000 毫米，背风坡只有 300 毫米。又如，我国台湾山脉的北、东、南都迎风，降水都比较多，年降雨量 2000 毫米以上，台北火烧寮达 8408 毫米，成为我国降水量最多的地方。一到西侧就成为雨影地区，降水量减少到 1000 毫米左右。夏威夷群岛的考爱岛，迎风坡年降水量 12040 毫米，成为世界年降雨量最多的地方。印度的乞拉朋齐年降水量 11418 毫米，也是因为位于喜马拉雅山南麓的缘故。

锋面雨

锋面活动时，暖湿空气中上升冷却凝结而引起的降水现象，称锋面雨。锋面常与气旋相伴而生，所以又把锋面雨称为气旋雨。锋面有系统性的云系，但是并不是每一种云都能产生降水的，现说明如下：

锋面雨主要产生在雨层中，在锋面云系中雨层云最厚，又是一种冷暖空气交接而成的混合云，其上部为冰晶，下部为水滴，中部常常冰水共存，能很快引起冲并作用。因为云的厚度大，云滴在冲并过程中经过的途程长，有利于云滴增大，雨层云的底部离地面近，雨滴在下降过程中不易被蒸发，很有利于形成降水。雨层越厚，云底距离地面越近，降水就越强。

高层云也可以产生降水，但卷层云一般是不降水的。因为卷层云云体较薄，云底距离地面远，含水量又少，即使有雨滴下落，也不易达到地面。

锋面降水的特点是：水平范围大，常常形成沿锋面产生大范围的呈带状分布的降水区域，称为降水带。随着锋面平均位置的季节移动，降水带的位置也移动。例如，我国从冬季到夏季，降水带的位置逐渐向北移动，5 月份在华南，6 月上旬到南岭—武夷山一线，6 月下旬到长江一线，7 月到淮河，8 月到华北。从夏季到冬季，则向南移动，在 8 月下旬从东北华北开始向南撤，9 月即可到华南沿海，所以南撤比北进快得多。

锋面降水的另一个特点是持续时间长，因为层状云上升速度小，含水量和降水强度都比较小，有些纯粹的水成云很少发生降水，有降水发生也是毛毛雨。但是，锋面降水持续时间长，短则几天，长则 10 天半个月以上，有时长达 1 个月以上。“清明时节雨纷纷”，就是对我国江南春季的锋面降水现象的准确而恰当的描述。

台风雨

台风活动带来的降水现象，称为台风雨。台风不但带来大风，而且相伴发生降水。台风云系有一定规律，台风中的降水分布在海洋上也很有规律，但是在台风登陆后，由于地形摩擦作用，就不那么有规律了。例如风中有上升气流的整个涡旋区，都有降水存在，但是以上升运动最强的云墙区降水量最大，螺旋云带中降水量已经减少，有时也形成暴雨；台风眼区气流下沉，一般没有降水。

台风区内水汽充足，上升运动强烈，降水量常常很大，台风到来，日降水量平均在 800 毫米以上，强度很大，多属阵性。台风登陆常常产生暴雨，少则 200 ~ 300 毫米，多则在 1000 毫米以上。我国台湾新寮在 1967 年 11 月 17 日，由于 6721 号台风影响，一天降水量达 1672 毫米，两天总降水量达 2259 毫米，台风登陆后，若维持时间较长，或由于地形作用，或与冷空气结合，都能产生大暴雨。我国东南沿海，是台风登陆的主要地区，台风雨所占比重相当大。

小雨、大雨和暴雨

降水量是在假定没有渗漏、蒸发和流失等情况下，一定时间内降落到地面的全部降水所累积的水层深度，以毫米为单位，降水量有时也称为雨量。单位时间内的降水量称为降水强度，常以 10 分钟、1 小时或 24 小时（1 日）作为时间单位。我国按降水强度，将降水情况分为小雨、中雨、大雨和暴雨四级。

降水的分级

雨 级	1 小时雨量（毫米）	24 小时雨量（毫米）
小雨	≤ 2.5	< 10.0
中雨	$2.6 \sim 8.0$	$10.0 \sim 24.9$
大雨	$8.1 \sim 15.0$	$25.0 \sim 49.9$
暴雨	≥ 16.0	≥ 50.0

暴雨是一种降水急剧而雨量很大的降水现象。有些时候虽然降水强度很大，一分钟就有十几毫米，但是降水时间短，总降水量不大，并不能造成明显的灾害。有时降水强度虽小，一分钟只 1 毫米，但是持续 10 个小时，就达到 600 毫米，足以造成水灾。因此，我国气象部门又规定，暴雨的分级按日降水量来定义。暴雨分级

雨 级	24 小时降水量（毫米）
暴 雨	≥ 50
大暴雨	≥ 100
特大暴雨	≥ 200

各地区降水强度，出现次数，及其对生产影响程度并不完全相同，各地又规定很多地方标准。例如，多雨的广东就规定 24 小时降水量 ≥ 40 毫米为大雨， ≥ 80 毫米为暴雨；而少雨的西北地区却规定： ≥ 30 毫米即为暴雨。

北方降雪，雪量是规定时间内的降雪量，通常把雨量器承受到的降雪融成水以后，再测量其降水量。所以，不论是雨是雪，都是测定其降水量的标准。

地球上的多雨带

整个地球表面的降水量分布，与两个因素有关，一是大气中水汽的多少，二是大气中上升运动的有无和强弱。因此，从总的情况来说，降水量是从赤道向两极减少的，但是温带地区也有一个次多雨季存在。

在赤道地区海洋广阔，陆地如亚马逊河流域、扎伊尔河流域和印度尼西亚等地，又分布着广阔的热带雨林，气温又高，蒸发强烈，大气中水分含量充足，对流上升运动发展旺盛，因此形成为降水量最多的地带。年降水量一般为 1000 ~ 2000 毫米以上，太平洋的一些岛屿上可达 5000 ~ 6000 毫米。

从赤道向两极降水量渐渐减少，在南、北纬度约 15 ~ 30° 的热带和亚热带地区，由于下沉运动占优势，不利于云雨形成，降水量达到最小值，一般不到 500 毫米。地球上的沙漠多数都分布在这个地带。

在温带是锋面气旋活动频繁的地方，暖空气沿锋面上升，降水又有增加，年降水量可达 500 ~ 1000 毫米，成为地球上第二个多雨带。

到两极地区，温度低，水汽少，降水量显著减少，而且主要是降雪，极地也是地球上的少雨带。

地球上最大年降水量出现在印度乞拉朋齐，1861 年曾降水 23000 毫米；平均年降水量以夏威夷考爱岛的迎风坡最多，达 12040 毫米，乞拉朋齐其次，达 11418 毫米。一日最大降水量出现在印度洋的留民旺岛，1952 年 3 月，一日最大降水量达 1870 毫米，比我国台湾新寮还多出 200 毫米。

最少的降水量出现在沙漠上。撒哈拉年降水量大都不到 50 毫米。埃及的阿斯旺和阿尔及利亚的英沙拉，多年平均降水量都是零，常常是万里无云，滴水不下。智利北部的安多斯一年平均降水量不到 1 毫米，中亚沙漠年降水量也在 50 毫米以下。如我国新疆且末只有 9.4 毫米，若羌也只有 16.9 毫米。

奇形怪状的雨和雪

种子雨

1977年2月12日，在英国索斯安普敦城郊区下了一场种子雨，一个名叫罗兰德·穆迪先生家的屋顶上、花园里铺满了厚厚的一层芥子种，收集起来足有4公斤多。第二天，那里又下了一场瓶塞、麦粒和菜豆雨，穆迪先生的邻居斯吐卡利夫卜被这突如其来的怪雨吓呆了，他慌忙给警察局挂电话，警察闻讯起来，见了也十分惊讶。谁也说不清究竟是怎么一回事。

1977年3月13日，英国布里斯托尔城下了一场榛子雨。使人疑惑不解的是，榛子的收获季节是在9~10月份，而且该城没有一棵榛子树，这新鲜香甜的榛子是从哪里来的呢？据目击者身齐布林先生和夫人说：“那天天空晴朗，万里无云。起初，我们还以为哪位调皮的小孩从大楼顶上向下扔榛子，后来才看清那榛子确实是从天上掉下来的。”据说，1967年，英国都柏林城也下过一场榛子雨。那次榛子倾盆而下，力量很大，犹如子弹射出枪膛，街上正巡逻的警察，虽然头戴钢盔，也被榛子打得晕头晕脑，于是只好抱头乱窜，寻找躲避的地方。

豆 雨

1971年年初，巴西的巴拉比州下了一场小豆雨。当地一些农业专家解释说，这是一场暴风把西非的一大堆豆子给刮到了天空，然后降到了这里。1977年6月3日下午，英国的戴维斯城上空，突然降下大捆大捆的稻草。1961年7月12日，在美国路易斯安那州的邻维浦特降下了一大批未成熟的桃子。据史料记载，有些地方还下过柑子雨、树木雨。我国古时候还下过黄豆雨、绿豆雨、赤豆雨等等。

麦子雨

1940年，在欧洲西南伊比利亚半岛的西班牙海岸，突然乌云蔽日，从天空降下了大量的麦子。后来，经科学家考证，才揭开了麦雨之谜。原来，那是由于强大的龙卷风，把北非西属摩洛哥地面的一个装有麦子的大粮仓卷走了，飞过直布罗陀海峡，一直飘到西班牙海岸才降落。

谷子雨

我国东汉建武年间（公元55年），在陈留郡（今河南省开封一带）降落过一场谷雨，许许多多的谷子跟随着暴雨从天而降。当地百姓又惊又怕，当时统治阶级乘机大肆宣扬“这是上天显灵。是因帝王圣明，感动了玉皇大帝，才将谷子赐惠于百姓”。东汉杰出的唯物主义哲学家王充，科学地解释了谷雨中的谷子是因旋风从外地地面席卷而来的，有力地揭穿了统治阶级愚弄百姓的谎言。

据传，我国陕西等地也都降过谷雨。

青蛙雨

1954年7月12日，在英国伯明翰城内萨吐纳·库尔达菲尔德地区下了一场青蛙雨，数以万计的青蛙尤如雪花一样，从天上铺天盖地地落了下来，在地上活蹦乱跳。这些青蛙很小，每只半厘米至一厘米长，颜色黄绿色并带有小块黄斑点。1960年3月1日下午，在法国南部的土伦，突然从天空随雨降下无数只青蛙。事后才知道，这场青蛙雨是狂风把别处池塘中的水和青蛙一起卷入天空，飘到土伦地区上空降落下来的。世界上最著名的一次青蛙雨，要算英国新闻作家菲罗妮卡·布伯维尔亲眼看见的那次了。她在伦敦《星期日快报》上发表文章说：“我家住在白金汉郡的一座小山上，我记得很清楚，这天下午突然狂风大作，一些青蛙从天而降。刹时，房前屋后到处都是青蛙，估计有几百乃至几千只，屋里很快地成了青蛙的世界。”1830年9月1日，法国里昂城也降过为数不少青蛙的雨，1985年，英国还下过一场蟾蜍雨。

鱼 雨

在世界众多怪雨中，要数鱼雨为数最多。鱼雨在英国、美国和澳大利亚屡见不鲜，尤其是澳大利亚，鱼雨经常出现，以至报纸已不愿再刊登这类令人乏味的消息。1974年2月，澳大利亚的北部一个村子里，降下了150多条河鲈似的银汉鱼。1949年8月，在新西兰沿岸地区下了一场鱼雨，成千上万尾鱼撒满一地，有鳕鱼、银枪鱼、黑鱼、鳗鱼、乌鱼等等，无奇不有。雨过天晴，人们纷纷拾鱼，大饱口福。1975年，英国电台记者罗纳·萨班斯尔讲述了他亲身经历的那次鱼雨趣事：那是第二次世界大战期间，罗纳在驻缅甸的英军中服役，部队来到缅甸与巴基斯坦相连的库米拉城。这里淡水奇缺，每人每天只能喝上几口水。一天，天上乌云滚滚，大风呼啸，眼见一场暴雨即将来临。罗纳立刻脱去衣服，身上涂了肥皂，站在空地上想痛快地洗个澡。雨下来了，可那不是雨水，而是一条条沙丁鱼，打得他身上很痛很痛，不一会罗纳已被埋在几万条沙丁鱼堆中，他挣扎了好久，才从鱼堆中爬出逃回房间。据有关资料记载，1949年10月23日上午，美国路易斯安那州马克斯维下了一场鱼雨，生物学家巴伊科夫亲自收集了一大瓶制作标本。美国圣迭戈市下了一场鱼雨，有沙丁鱼和鳕鱼，居民十分惊奇。1881年英国伍斯特城下过一场螃蟹雨和蜗牛雨。1979年在维多利亚城附近的卡里希地区，下过虾雨和淡水鱼雨。19世纪初，在丹麦下的一场虾雨，足足有20分钟时间，1933年，前苏联远东科瓦利托沃下了一场罕见的海蜇雨。

墨水雨

1862年1月14日，英国的阿伯丁地区降下了一场使人恐怖的“墨雨”。在英国史料上是这样记述这次墨雨的：“浓密的乌云，像黑烟一样，从东南方向越过海洋，铺天盖地而来，随即发生了间歇性阵雨。雨滴如墨，从房顶流下的雨水汇成黑河，衣服被玷污，必须重新漂白。大雨过后，要用热水才能把马路上、墙壁上的污点冲刷掉。”1979年3月15日夜晩，我国河南省凤凰县的腊尔山，长沙县的黄花，湘潭县的良湖，浏阳县的北乡沙市，还有

贵州省松桃县的瓦窑、长坪等地也下过“黑雨”。1979年4月2日，在广西马山出现的一场黑雨，持续了近1小时之久，黑雨量达15毫米。1969年圣诞节前，瑞典南部的瓦腾地区，还降落过黑雪。

闪光雨

在众多怪雨中，要算“闪光雨”最为奇特。1892年，在西班牙的科尔多瓦城降下了一场令人惊奇的“闪光雨”。那闪光的雨点从天空中落下，宛如千万条明亮的光线，划破了宁静漆黑的夜空，落在房屋上，行人的身上、地上，溅起耀眼的火花。可惜这一奇异的现象只持续了数秒钟、便消失在茫茫的夜幕之中。1968年5月30日晚上，德国格里夫堡城的居民亲眼目睹了天老爷施给人们一场火雨。在下火雨的几秒钟里人们都觉得被火包围了，周围一点空气也没有，使人窒息得透不过气来，十分难受。

钱币雨

1940年6月15日，前苏联的高尔基地区突然雷鸣电闪，狂风暴雨大作。在暴雨中人们发现了有数千枚银币从天而降。拾到者一看，那是中世纪时期的银币，那上面用俄文表明是沙皇伊凡第五代的银币。据科学家、考古学家考查证实，原来这些银币是埋葬在古代贵族的一座坟墓里。由于暴雨猛烈地冲刷了坟墓上的泥土，致使墓中的银币都暴露了出来。接着，巨大的龙卷风把这些银币卷到了天空的云层里，在天空中飘行了数10里，待风力变小时，这些银币就随着暴雨纷纷落了下来，成为一场举世罕见的银币雨。

珍珠雨

在印度中部的马拉杜地区的比尤里村，每当下雨时，人们总能在地上拾到许多大小不等、颜色不一样的珍珠。奇怪的是，这些彩色的珠子上，有着刚好能让人用线穿过的细洞。当地的村民将它串成项链，挂在颈上，他们称这些珠子为“所罗门王珠”。这些珠子究竟是从什么地方掉下来的呢？虽然有人做过调查研究，但没有结果，“珠雨”至今仍是个谜。

报时雨

在印度尼西亚爪哇岛南部的土隆加贡，每天都要下两场非常准时的大雨：第一次是下午3点钟，第二次是下午5点半。人们把这种准时下的大雨，称为“报时雨”。那些地处偏僻的山村小学，过去因没有钟，就以下雨作为学校作息时间：第一次是上学时间，第二次是放学时间。多少年来，大雨十分“遵守时间”，从未发生过差错。

在南美洲巴西的巴尔市，也有这种“报时雨”。这个城市每天都要下几次雨，而且每次下雨的时间天天又都是一样的。几十年来，当地居民都习惯地用下雨来掌握时间，很少有人使用钟表。在那里，人们联系工作，或情人约会，他们不是说上午几点钟或下午几点钟，而是上午第几场雨或下午第几场雨。

风

风向与风速

地球大气在不停地运动，有垂直运动，也有水平运动。垂直运动有上升运动，也有下沉运动；水平运动称为风。风不但有速度，而且有方向，必须同时用方向和速度来表示风的特征。

风向是指风的来向，常以 8 个或 16 个方位表示，记录的文字和符号是：北（N），北北东（NNE），东北（NE），东北东（ENE），东（E），东南东（ESE），东南（SE），南南东（SSE），南（S），南南西（SSW），西南（SW），西南西（WSW），西（W），西北西（WNW），西北（NW），北北西（NNW）。如果用角度表示，则以 0° 表示北，然后顺时针转，每一方位加 22.5°，这样，90° 为东，180° 为南，270° 为西。

风速是指单位时间内空气运动所经过的距离，常以米/秒、公里/时或海里/时表示。它们之间的换算关系是：

1 米/秒=3.60 公里/时=1.94 海里/时

1 公里/时=0.54 海里/时=0.28 米/秒

1 海里/时=0.51 米/秒=1.85 公里/时

建筑部门用风压，表示垂直于风向的一平方米面积上受到风的压力 P（单位是：千克/米²），风压 P 与风速 V 的关系是：

$$P=0.125V^2$$

通常也根据风对地面（或海面）物体影响的程度，确定一种风力等级，英国人蒲福于 1805 年拟定了风力等级表，1946 年以来又有修改，共有 18 级，现在人们仍然采用。

蒲福风力等级表

风 力 等 级	自由海面状况		海岸船只象征	陆地地面物象征	相当于距地面 10 米高处风速		
	浪序				公里/时	海里/时	米/秒
	一般 (米)	最高 (米)					
0	-	-	静	静，烟直上	不于 1	大于 1	0~0.2
1	0.1	0.1	平常渔船稍觉摇动	烟能表示方向，但风向标不能转动	1~5	1~3	0.3~1.5
2	0.2	0.3	渔船张帆时，每小时可随风移行 2~3 公里	人面感觉有风，树叶微响，风向标能转动	6~11	4~6	1.6~3.3
3	0.6	1.0	海船渐觉波动，每小时随风移行 5~6 公里	树叶及微枝摇动不息，旌旗展开	12~19	7~10	3.4~5.4
4	1.0	1.5	渔船满帆时，可使船身货向一侧	能吹起地面灰尘和纸张，树的小枝摇动	20~28	11~16	5.5~7.9

风力等级	自由海面状况	海岸船只象征	陆地地面物象征	相当于距地面 10 米高处风速
------	--------	--------	---------	-----------------

	浪序				公里/时	海里/时	米/秒
	一般 (米)	最高 (米)					
5	2.0	2.5	渔船缩帆(即收去帆的一部分)	有叶的小树枝摇摆,内陆水面有小波	29~38	17~21	8.0~10.7
6	3.0	4.0	渔船加倍缩帆,捕鱼须注意风险。	大树枝摇动,电线呼呼有声,举伞困难	39~49	22~27	10.8~13.8
7	4.0	5.5	渔船停泊港中,在海者下锚	全树摇动,迎风步行感觉不便	50~61	28~33	13.9~17.1
8	5.5	7.5	近港的渔船皆停留不出	微枝折毁,人向前行时感觉阻力甚大	62~74	34~40	17.2~20.7
9	7.0	10.0	汽船航行困难	建筑物有小损(烟囱顶部及平屋摇动)	75~88	41~47	20.8~24.4
10	9.0	12.5	汽船航行颇危险	陆上少见,见时树木拔起或将建筑物损坏较重	89~102	48~55	24.5~28.4
11	11.5	16.0	汽船遇之极危险	陆上少见,有则必有广泛损坏	103~117	56~63	28.5~32.6
12	14.0	-	海浪滔天	陆上绝少见,摧毁力极大	118~133	64~71	32.7~36.0

风力等级	自由海面状况		海岸船只象征	陆地地面物象征	相当于距地面 10 米高处风速		
	浪序				公里/时	海里/时	米/秒
	一般 (米)	最高 (米)					
13	-	-	-	-	134 ~ 149	72 ~ 80	37.0 ~ 41.4
14	-	-	-	-	150 ~ 166	81 ~ 89	41.5 ~ 46.1
15	-	-	-	-	167 ~ 183	90 ~ 99	46.2 ~ 50.9
16	-	-	-	-	184 ~ 201	100 ~ 108	51.0 ~ 56.0
17	-	-	-	-	202 ~ 220	109 ~ 118	56.1 ~ 61.2

注：13~17 级风力是当风速可以仪器测量时用之。

空气运动的起动力

为什么会有风？空气在什么力量的推动下才发生运动？这是一个非常复杂的问题，通常有四种力是必考虑的。这就是：气压梯度力、地转偏向力、摩擦力和惯性离心力。它们对空气运动，即对风的方向和速度都有作用，风是它们综合作用的结果。

气压梯度力是由于气压分布不均匀，空气就从气压高的地方向气压低的地方流动，“水往低处流”，空气也是这样。因为高、低压差，使得它们之间形成一种力，气压差越大，这种力也就越大。就像物体从楼梯上滚下来，楼梯越高越陡，物体就滚得越快。所以，这种力称为气压梯度力。显然，气压梯度力的大小与气压梯度成正比，与空气密度成反比，力的方向是从高压指向低压，在大气温度为 0° ，大气压力为 1013.25 百帕的标准温压条件下，空气密度是 1.293 千克/米^3 。这时候，如果出现 1 百帕/赤道度的气压梯度，就能产生 7×10^{-4} 牛顿/千克的气压梯度力。不要小看这个力，只要经过一定时间，就能产生很大的速度。例如，3 小时后，就能使风速从零增大到 7.6 米/秒。持续 10 小时，就会使风速增大到 25 米/秒。这就说明，气压梯度力是形成风的原动力。不过在事实上，在空气开始运动后，会有其他动力来与气压梯度力相平衡，以达到空气的常速运动。所以，尽管比较小的气压梯度，也可以引起很大的风速，而各种力的相互平衡作用，能使风速不可能无限地增大。

在我们这个地球上，地球自转速度很快，有 464 米/秒，自转一圈有 40074.25 公里，以华里计算为 80148.50 里，真是名副其实的“日行八万里”。在这样高速自转的影响下，不可避免地要影响地球上物体的运动。在北半球，运动着的物体，常因地球自转作用，产生了使物体在其前进方向往右偏转的力，这个力因地球自转引起，所以称为地转偏向力。在南半球，地转偏向力的作用，则使运动着的物体在前进方向往左偏转。

地转偏向力属于一种惯性力，是由地球自转而产生，所以，只有当物体运动时才能表现出来，而且它的方向永远垂直于物体运动中的瞬时速度的方向。地转偏向力只改变物体运动的方向，而不改变物体运动速度的大小。

产生地转偏向力需要三个条件：一是地球自转；二是物体运动；三是物体运动方向和地球自转有交角。三个条件缺一不可，只有前两个条件，而无第三个条件，即运动方向与地轴平行时，例如在赤道上的南风和北风，都不会发生偏转。两极地区的垂直运动，也不会发生偏转。这些条件和特点，对于我们认识地转偏向力的作用很有好处。

地球自转的另一个结果，是物体产生离心力，从物理学可知，离心力永远是在纬圈平面上，方向是沿着纬圈的曲率半径从地轴向外，而力的大小与运动物体的线速度的平方成正比，与曲率半径成反比。离心力与地转偏向力一样，都属于惯性力，只能改变运动的方向，不能改变运动的速度，所以也称为惯性离心力。惯性离心力通常比地转偏向力小，但是，在低纬度地区，或空气运动速度很大，而曲率关系很小时，也可能达到较大的数值，并可能超过地转偏向力。

空气的乱流运动可能在上、下层之间有差异，方向可以不同，速度也可以不一样，这时就可能产生摩擦，称为内摩擦力。乱流作用越强，内摩擦力也就越大。近地层空气运动和地表面之间也会产生摩擦力，称外摩擦力。它

是地表面对空气运动的阻力，方向与空气运动方向相反，并偏向一边约 35° ，大小与空气运动速度及摩擦系数成正比。

内摩擦力与外摩擦力总称摩擦力，它使空气运动速度减小，方向往一边偏离。摩擦力越大，偏离也越大。在海洋上偏离角度要小些，约 10° 左右。在陆地上偏离角度可达 35° 左右。摩擦力的大小与高度有关系，在近地层 30 ~ 50 米处摩擦力最大，到 1000 ~ 2000 米已不显著。所以在这个高度以下，称为摩擦层，以上则称为自由大气。

从上述各种力可以看出，只有气压梯度力才可以使空气从静止状态产生运动，是空气运动的起动力。其他力只能改变空气运动的方向或速度，并只有当空气已经运动时才会发生，不是空气运动的起动力。

有趣的风压定律

大气中实际气压场的分布，既不是一些很整齐的平直等压线，也不是圆形等压线，但是等压线具有封闭形式的高、低气压区还是很多的。这些封闭的高、低气压区的实际风向分布，都遵循着一定规律，即在低压区的实际风向，北半球呈反时针方向旋转，南半球呈顺时针方向旋转，并且北、南半球都从中心向四周辐散。1857年，荷兰人白贝罗发现了这个规律，并提出风和气压场的经验关系。他说：如果在北半球感觉风从背后吹来，右边必定是高压区，左边必定是低压区。这句话，具体而清楚地说明了北半球高、低气压区内实际风向的分布，称为白贝罗定律，我国气象界称为风压定律。

大气环流

地球上大气环流是由各种相互有联系的气流，包括水平气流和垂直气流，地面气流和高空气流，以及大、中、小不同尺度规模的气流综合构成的。一般称为大气环流的，是指大规模的行星尺度的大气运动。大气环流是由地球表面太阳辐射的差异，以及海陆分布，地形起伏等一系列影响造成的，是地球大气最基本的运动形式。通过大气环流，把热量和水分从一个地区输送到另一个地区，从而使高低纬度之间，海陆之间的热量和水分得到交换，促进了地球上的热量平衡和水分循环，成为天气气候形成的重要基础。

三圈环流是假设地球表面均匀的情况下，因地转偏向力为影响形成的理想经圈环流结构的俗称。由于地球上高低纬度接受的太阳辐射不均匀，导致温度分布不均匀。在赤道地区，空气因受热而上升，到高空分成向南和向北两支气流。空气一开始运动就受到地转偏向力的作用，离赤道愈远，地转偏向力愈大。到 30° 附近的地方，地转偏向力增大到与气压梯度力相等时，气流就沿纬圈力“向流动，空气在此不断积压不流在副热带地面就形成了高压，即副热带高压带。副热带地面的空气就向赤道和极地两边流动，其中流向赤道的气流在地转偏向力的作用下，在北半球偏转成东北风；而在南半球偏转成东南风。这种风比较恒定，称为信风。北半球的东北信风和南半球的东南信风到赤道辐合上升，补偿了由赤道上空流出的空气。高空风由赤道吹向副热带，在地转偏向力的作用下，北半球吹西南风，南半球吹西北风，所以高空与低层风向相反，称为反信风。信风与反信风敌数来接领一个闭合环流圈（哈得莱环流圈）。

由副热带高压在地面流向极地的气流 J 由于地转偏向力的作用，到北半球中纬度偏转成西南风，南半球偏转成西北风。在极地由于气温低，地面为高压，由极地高压向赤道流的冷空气，在地转偏向力的作用下，北半球偏转为东北风，南半球偏转为东南风。这种极地气流与副热带气流在纬度 60° 附近相遇，形成极锋。从副热带来的暖空气沿极锋向极地方向滑升，然后在极地上空冷却下沉，补偿了极地下沉并向赤道流的空气质量，形成极地闭合环流圈。

此外，在赤道上空平流层底部的温度较极地低，使气压随高度减少得较快，所以极地上空平流层的某一高度处的气压比赤道上空同一高度的气压高，风由极地吹向赤道，在地转偏向力作用下形成偏东风。平流层的偏东风与对流层中的偏西风组成了平流层与对流层之间的巨大中纬度环流圈。

以上就是大气环流的三圈模式，从这个模式可以看出地面气压带和行星风带的分布情况。

季 风

“三时已断黄梅雨，万里初来船舶风”，这是宋朝诗人苏东坡对东南季风的精彩描述。究竟什么是季风？过去只认为风向有季节变化，就是季风。于是有人就说，中国东南部季风特别明显，可是就从来没有见过季风！当然，季风还是有的，只是因为受地形影响，风向季节变化反映不出来。现代人们对季风的认识有了进步，至少有三点是公认的，即：（1）季风是大范围地区的盛行风向随季节改变的现象，这里强调“大范围”是因为小范围风向受地形影响很大；（2）随着风向变换，控制气团的性质也产生转变，例如，冬季风来时感到空气寒冷干燥，夏季风来时空气温暖潮湿；（3）随着盛行风向的变换，将带来明显的天气气候变化。

季风形成的原因，主要是海陆间热力环流的季节变化。夏季大陆增热比海洋剧烈，气压随高度变化慢于海洋上空，所以到一定高度，就产生从大陆指向海洋的水平气压梯度，空气由大陆指向海洋，海洋上形成高压，大陆形成低压，空气从海洋流向大陆，形成了与高空方向相反的气流，构成了夏季的季风环流。在我国为东南季风和西南季风。夏季风特别温暖而湿润。

冬季大陆迅速冷却，海洋上温度比陆地要高些，因此大陆为高压，海洋上为低压，低层气流由大陆流向海洋，高层气流由海洋流向大陆，形成冬季的季风环流。在我国为西北季风，印度为东北季风。冬季风十分干冷。

不过，海陆影响的程度，与纬度和季节都有关系。冬季中、高纬度海陆影响大，陆地的冷高压中心位置在较高的纬度上，海洋上为低压。夏季低纬度海陆影响大，陆地上的热低压中心位置偏南，海洋上的副热带高压的位置向北移动。

当然，行星风带的季节移动，也可以使季风加强或削弱，但不是基本因素。至于季风现象是否明显，则与大陆面积大小、形状和所在纬度位置有关系。大陆面积大，由于海陆间热力差异形成的季节性高低压就强，气压梯度季节变化也就大，季风也就越明显。北美大陆面积远远小于欧亚大陆，冬季的冷高压和夏季的热低压都不明显，所以季风也不明显。大陆形状呈卧长方形时，行星风带的影响就难以从大陆的一侧达到另一侧，这另一侧就易于形成强盛的季风。欧亚大陆就是因为呈卧长方形，从西欧进入大陆的温暖气流很难达到大陆东部，所以大陆东部季风明显。北美大陆呈竖长方形，从西岸进入大陆的气流可以到达东部，所以大陆东部也无明显季风。大陆纬度低，无论从海陆热力差异，还是行星风带的季风移动，都有利于季风形成。欧亚大陆的纬度位置达到较低纬度，北美大陆则主要分布在纬度 30° 以北，所以欧亚大陆季风比北美大陆明显。

海陆风

在沿海岸地区，白天陆地比海洋增温迅速，陆地上空气受热膨胀，空气密度减少，单位高度气压差减小。因此到某一高度，陆地上空气压高于海洋，空气由大陆流向海洋。在地面，陆地上因上空的空气质量减少而使气压下降，海洋上空因有大陆空气流入而使地面气压升高，于是空气自海洋吹向陆地，成为海风。

在夜间的情况相反，陆地冷却比海洋迅速，地面气压高于海洋，到上空的某一高度则海洋气压高于陆地，所以上空的空气流向陆地，而在地面则是陆地流向海洋，成为陆风。

海陆风的形成原理与季节基本相同，但是，海陆风是由海陆间气压的昼夜不同引起的，是风向的日变化现象。季风是由海陆间气压的夏冬季不同引起的，是一年中风向的季节变化现象，并伴随气团性质和天气的明显季节变化。同时，海陆风规模很小，只限于沿海岸地带；强度很弱，只在晴朗天气容易出现，其他天气条件下就看不到海陆风现象。季风规模很大，可以深入到内陆很远的地方，季风是每年都产生的天气气候季节变化现象，只不过每年的强度，转变时间有差异。海陆风现象主要出现在低纬度，而季风可达到较高的纬度。

