

職業學校叢書

氣象學大意

朱炳海 編著

龍門聯合書局發行







2869218

職業學校叢書

氣象學大意

朱炳海 編著



龍門聯合書局發行

氣象學大意

號

版權所有 翻印必究

著者
出版者

朱炳海
嚴幼芝

上海茂名北路三〇〇弄三號
電話 三〇二七七

發行者

龍門聯合書局

上海河南中路二一〇號
電話 一七六七四

分售處

龍門聯合書局各地分局

南京 太平路太平商場
北平 琉璃廠一〇二號
重慶 中山一路三一八號
廣州 漢民北路二〇四號
漢口 漢一路三號
杭州 東坡路五七號
長沙 府正街三三號
台灣 衡陽路十二號

基本定價金圓肆元伍角 外埠酌加郵運費

中華民國三十八年二月初版

弁 言

本書是教育部發交本局印行的職業學校教科用書之一，適合高級農業職業學校氣象學大意一學程之用。每週授課二小時，一學期可以授完。

原著者朱炳海先生是國內著名的氣象學家，任教中央大學有年；戰前即已著有“氣象學”（大學教本）鉅著，現在來編著本書，自然有駕輕就熟之妙。所以當代地學專家胡煥庸先生在審閱本書原稿後曾題有這樣的話：

“是書依照課程標準編輯內容簡單扼要適合教科書之編製”

我們於奉命承印之後，爲着使本書愈益切合實用起見，在排印中，除盡量保持原稿的圖表，不使節略外，並且還有所增補和修正。其中各項數據，抄錄時難免錯誤，致有可疑或前後矛盾的地方，也都已根據可靠的資料，一一改訂。再原稿成於抗戰期中，距今已有多年，在這氣象學日新月異，測候事業日有進展的時代，其中自然又難免有許多與現時情形不合的地方，尤其是關於“觀測”的方面。這，我們也都已先後根據中央氣象局頒行的“增訂測候須知”和最近的“測候手冊”（36年9月）改訂。所以，在這書呈現於讀者之前的時候，我們相信當可使原著變得更能配合眼前的現實，不致有落伍或過時之譏；同時也更可以使牠不僅爲教學者所樂於採用，也可以成爲一本初學的入門書和氣象工作者的參考書。

本書在排印改訂中，承上海氣象台程純樞先生惠賜參考資料，使我們得所依據，這是我們應該感謝的。

龍門書局編譯部

節 目

緒論	1
----	---

第一篇 氣象要素

第一章 大氣	3
第二章 太陽輻射	5
第三章 地溫	7
第四章 氣溫	9
第一節 氣溫的變化	9
第二節 怎樣觀測溫度	9
第五章 氣壓	15
第一節 氣壓的變化	16
第二節 怎樣觀測氣壓	18
第六章 風	20
第一節 風的成因	20
第二節 風向和風速	22
第三節 季風和其他	24
第四節 怎樣觀測風向和風速	26
第七章 蒸發	28

第八章 濕度	30
第一節 濕度的變化	30
第二節 怎樣觀測濕度	33
第九章 雲和霧	35
第一節 雲霧的性質和成因	35
第二節 雲狀	36
第三節 雲量和日照	38
第十章 霜和植物生長期	39
第十一章 降水	42
第一節 雨雪霰雹	42
第二節 怎樣觀測降水量	44

第二篇 天氣

第十二章 天氣通論	46
第十三章 溫帶氣旋	48
第十四章 反氣旋	50
第十五章 熱帶氣旋	52
第十六章 雷雨和龍捲風	55
第十七章 怎樣預測天氣	58

第三篇 氣候

第十八章 日熱	61
第一節 日熱分佈(一)	61

第二節 日熱分佈(二).....	62
第十九章 氣溫.....	65
第一節 世界的氣溫.....	65
第二節 中國的氣溫.....	67
第二十章 氣壓和風.....	70
第一節 世界的氣壓帶和風帶.....	70
第二節 中國的氣壓和風.....	73
第二十一章 降水量.....	75
第一節 世界的降水量.....	75
第二節 山地的降水量.....	78
第三節 中國的降水量.....	80
第二十二章 氣候和自然植物羣.....	82

氣象學大意

緒 論

甚麼是氣象學 寒暖風雨等現象的成因，變化和時空分佈，就是氣象學所研究的對象，這就是人們所叫的天氣現象。所以氣象學就是研究天氣現象的科學。

氣象學和天文學的分別 從天氣現象的性質，可知各種天氣現象都是大氣圈裏的物理現象，所以沒有大氣的空間根本就沒有天氣現象，也就出了氣象學研究的領域。一般人把宇宙間日月星體的天文現象，和大氣圈裏寒暖風雨的天氣現象，往往混做一談，甚至把天文學和氣象學也不加分別，這是絕對錯誤的！

氣象學和農業的關係 農業的目的，是在培植作物，飼養畜類，以供人生的需要；可是每逢天時失常，雨水不調就發生災害，使人類生活上增加痛苦。又因某種作物只能生長在某種天氣盛行的區域，所以北人食麥，南人食米，成爲必然的結果；至於康藏山地，雖在熱帶左近，却因爲地高天寒的關係，只有青稞玉米才是土人唯一的食糧。旱潦的發生，是由於短期天氣的失常，地面作物帶的分佈，又視長期天氣的特性而定，在氣象學上研究短期天氣的部份，叫做天氣學；研究長期天氣的部分，叫做氣候學。天氣學和氣候學同爲組成氣象學的兩大部門，也都是控制農作物的重要條件。所

以要謀農業目的的順利成功，必需對於所在地的氣候和當年生長季的天氣，先有澈底的了解纔行。近代的農業學家，把整部的氣象學，看做必備的知識，也就爲這點道理！

第一篇 氣象要素

太陽的輻射，大氣的成分，溫度，壓力，氣流和濕度，雲，雨等等，都是組成天氣現象的要素，所以統叫做氣象要素。這許多要素一方面是各時間氣象現象的表徵，同時也是互為影響的因子。所以在論整個天氣現象或氣候環境之前，必先把各個氣象要素分別認識清楚。

第一章 大氣

大氣的物理性 大氣就是空氣，因為牠的無色無味無臭，所以盈溢地面而不覺其存在。到一六四三年經托里拆利氏的實驗才知道牠能支持 76 厘米水銀柱的壓力，一六五〇年哥列克氏發明抽氣機，而測得牠的重量。據近代測定的結果，牠的密度是 0.001293 克/立方厘米。

因為大氣是一種混合物，並非化合物，所以組成大氣的各個成分，仍保留着個別的性質。因此對大氣的本身講，並無特有的熔點和沸點，同時我們也正可以利用牠這種性質，只用物理方法，就可將各個成分分析出來。

大氣是一種不良導體，牠的傳熱率比水還小二十五倍，所以大氣圈內的熱力的流動，是以輻射和對流為主。純粹大氣吸收光熱的能力很小，幾乎是完全透明的。光熱波通過大氣，也和通過其他

氣體時相同，發生反射，折射，繞射和散射等現象。又因為大氣各成分的沸點都很低，在自然環境裏，決不至冷卻到牠液化的程度，所以凡是永久氣體可適用的氣體定律，大氣都可適用。

大氣的化學組成 大氣雖是混合物，可是牠的組成幾乎恆定。在氣象學的立場上看，大氣的成分，應分為三類：

(1)永久氣體 以氮，氧二原素為主，氫，臭氧，二氧化碳和其他稀有原素，只有極少量存在。這類氣體的沸點溫度極低，在自然環境裏絕不會液化，所以統稱做永久氣體，也就是普通所說的純粹空氣。各原素在純粹空氣中所佔的容積百分數如下：

原素	容積%	沸點 °c	原素	容積%	沸點 °c
N ₂	78.03	-195.8	N ₂	0.0018	-245.9
O ₂	20.99	-183.0	Kr	0.0001	-152.9
A	0.9323	-185.7	He	0.0005	-268.9
CO ₂	0.03	-78.5	O ₃	0.00006	-112.0
H ₂	0.01(?)	-252.7	Xe	0.000009	-107.1

因為這部份純粹空氣的成分恆定，可以求得牠的平均分子量是 28.97。

(2)水汽 在大氣圈中存在的量極小，而變化不定。熱帶是水汽最多之地，所佔容積，不過 4%；至於溫帶區域，就減至 1% 以下；到了極地的緯度，就不到 0.3% 了。水汽的存在量跟緯度的增加而減少，同時純粹空氣所佔的百分數自然相應增加。大氣圈內所含水汽的總重約 $146,150 \times 10^8$ 噸，只合純粹空氣總重 ($56,181,850 \times 10^8$ 噸) 的千分之三。水汽存在的量雖小，但是雨，雪，霜，露

等現象的變化，都是牠在空中各個變化歷程的產物；非但如此，就是氣溫的升降，和氣流的行動，也間接受牠的影響。所以空中水汽和人生的關係非常重要。

(3)微塵 空中塵埃的存在，足以損污用品，障礙視線，對於空中交通尤多危險；可是，要沒有牠的存在，雲霧不能凝成，雨雪斷了來源；同時，白晝因此縮短，天空爲之減色；所以就氣象學的立場論，微塵的重要並不亞於其他！

空中微塵的數量，依環境而有多少。大洋上每立方厘米約含500至2,000粒。至於大都會中，牠存在的數量，要以100,000計。推究牠的來源，地面的燃燒作用最爲重要，其次如浪花鹽分的飛散，火山烟灰的噴發，高空隕石的破壞，和植物花粉的吹播等，都佔有相當分量。

第二章 太陽輻射

太陽輻射的性質 太陽熱力藉輻射作用而傳達地面，故稱曰太陽輻射；這是地面上一切動力之源，也是支配氣象現象的唯一力量。太陽輻射的波長介於0.03與0.00,000,14厘米之間，而人目所能見的，只以0.00,008與0.00,004厘米間的波長爲限。白色的日光經過三稜鏡的分析，就成爲紫靛藍綠黃橙紅七色，紫綫的波長最短，紅綫的波長最長。短於紫綫和長於紅綫的部分，叫做紫外線和紅外線，或統稱曰暗綫。

太陽常數 在大氣圈的表面，當太陽直射時，每一平方厘米的面積上，每分鐘所受的太陽輻射量是1.94克卡，這叫做太陽常數。

依此推算全球在每分鐘內受熱 247.38×10^{16} 克卡之多，這不過等於太陽所發幅射熱二十二萬萬分之一！

大氣層和太陽輻射 太陽輻射遇着大氣層和雲霧的表面，43% 被反射而喪失於上空；7% 為大氣成分所吸收；能抵達地面的，不過半數。這半數的太陽輻射，一小部分經大氣分子或雲霧水滴的散射或漫射，成天光而達地面；故地面可能接收到的直射光，還不到全部太陽輻射的半數。

太陽輻射的日變化 以上所說是一般的平均狀態。事實上，大氣圈內的水汽微塵愈多，太陽輻射穿過的氣層愈厚，光熱在空中的損失也必愈多，於是地面能受到的光熱因此愈小。陰雨或飛沙的天氣，日光特弱，就因為空中水汽或塵埃過多的緣故。晨昏的太陽不如正午強，就因為早上或黃昏，太陽斜射，正午太陽直射，斜射時日光穿過的氣層厚，地面單位面積所受的熱量小，直射時日光穿過的氣層薄，地面單位面積所受的熱量大的緣故。（參觀圖 1。）

太陽輻射的季候變化

夏季，太陽直射北半球，使北半球晝長夜短，輻射光穿過大氣的厚度既小，所以地面受熱最多，而天氣最熱。冬季，太陽直射南半球，使北半球晝短夜長，輻射光穿過大氣的厚度既大，所以地面受

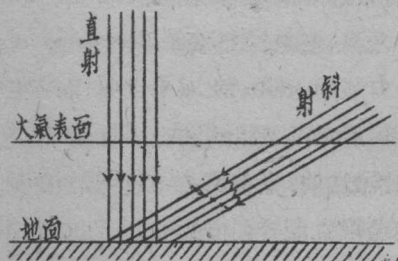
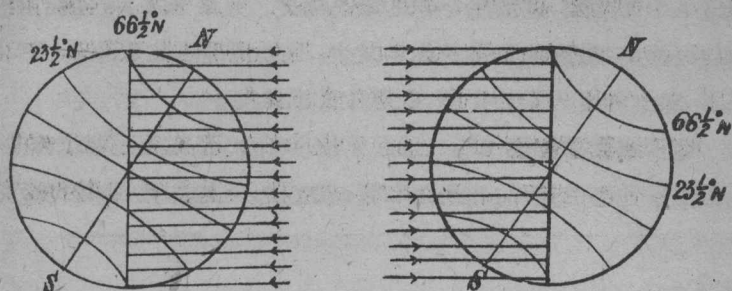


圖 1. 直射與斜射時地面受熱之比較。

熱最少，而天氣最冷。



甲. 夏季太陽直射赤道以北

乙. 冬季太陽直射赤道以南

圖2. 冬夏季太陽與地面之傾斜。

第三章 地溫

地面溫度的日變化 地面接受太陽輻射，同時也發散熱力，這叫做地面輻射。太陽輻射使地面熱力增加，溫度升高；地面輻射使地面熱力減少，溫度降低。實測的地面溫度，即由於這兩種輻射比較強弱而定。日出後，太陽輻射勝過地面輻射，地面溫度逐步升高；至下午一時左右，太陽輻射與地面輻射已至平衡狀態，所以這時的溫度全天最高；此後地面輻射勝過太陽輻射，溫度就逐步降低。日沒以後，太陽輻射完全停頓，而地面輻射繼續進行，不過因為溫度的低降而變緩；到了早晨日出之前，也就是太陽輻射行將加入之時，地面積熱最少，所以地面溫度也最低。

地面溫度的年變化 地面溫度的季候變化，大部份由於各季太陽輻射和地面輻射對比的大小而定。冬去春來，太陽輻射勝過地面輻射，所以地面積熱增多，地面溫度也就跟着升高，到七月而

達出入平衡狀態，就發生全年的最高溫度。夏去秋來，太陽輻射不如地面輻射，於是地面積熱逐步減少，地面溫度也跟着降低，到了一月，熱力的出入又達平衡，就發生最低溫度。

地下溫度怎樣變化的 地面下層的熱力，是從表面傳導來的；所以下層地溫的變化，比表面和緩，就是說，入地愈深，溫度的較差

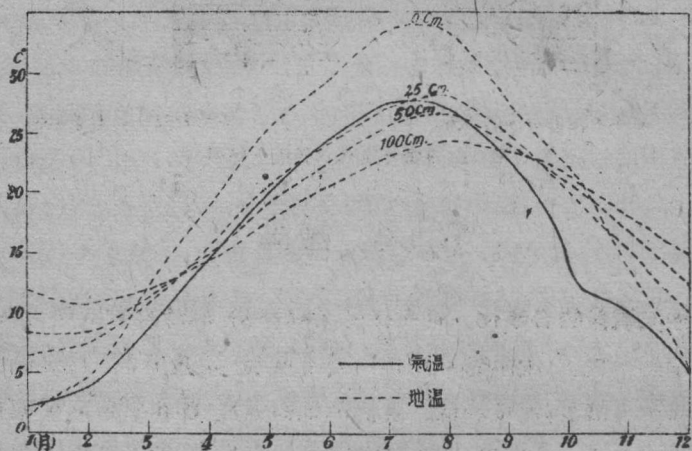


圖3. 南京氣溫和地溫之年變。

愈大，同時極端溫度發生的時間也愈遲。上圖是南京各層地溫的年變曲線。

怎樣統計溫度紀錄 一日各小時溫度的平均，叫做溫度的日平均。一月各日平均溫度的平均，叫做溫度的月平均。一年各月平均溫度的平均，叫做溫度的年平均。最高溫度和最低溫度，統叫做極端溫度。最高溫度與最低溫度的差數，叫做溫度的較差。一日的最高溫度減去最低溫度，叫做溫度的日較差。一年間最暖月

平均溫度減去最冷月的平均溫度，叫做溫度的年較差。平均溫度的高低和較差的大小，是討論各地溫度特性的主要項目。

地面性質和溫度的關係 地面各處性質不同，對於熱力的感應互異，所以把同量的太陽輻射，射到地面，各部分的地面溫度可以大不相同。由於陸面和水面物理性的不同而造成溫度變化懸殊的現象，在氣象學上是一件非常重要的基本事實。水面的比熱最大，陸面的比熱還不到牠的二分之一。水面能透射熱力，使熱力深入下層；有反射作用，蒸發作用，使一部份熱力發散於空中；還有平流作用和對流作用，使熱水冷水不集中於局部，所以白晝和夏季的水溫升高很緩；夜間和冬季，因為有下層或其他較暖部份熱力的調劑，水溫降低也慢。反之，陸面既不能透射，又無反射，蒸發，平流和對流等作用，熱力過多則集於表層，熱力缺少也無從調劑，所以白晝和夏季的陸溫升高特快，夜間和冬季則降低也特快。總括說來，白晝和夏季的陸面溫度高於水面，夜間和冬季的陸面溫度低於水面；所以陸面溫度的日較差和年較差都比水面溫度的大。例如南京地面溫度的年較差是 32.4°C 而同緯度洋面溫度的年較差不過 7°C — 8°C 。沙漠的地面溫度，變化最劇；有草木的地面，溫度變化就較和緩。

第四章 氣溫

第一節 氣溫的變化

甚麼是支配氣溫的因子 大氣對於太陽輻射的短波，幾乎完全透明，可是對於地面輻射的長波，因為有水汽，二氧化碳等成分

的存在，却能吸收四分之三以上，所以大氣溫度的升降，幾乎和太陽輻射無關，而直接受着地面輻射的支配。

地面輻射既是支配氣溫的唯一直接因子，所以關於氣溫的變化可見有下列的現象：

氣溫變化和地溫變化的不同 氣溫的變化比地溫和緩，換句話說，氣溫的較差比地溫為小，極端溫度發生的時間也比地溫為遲。南京地溫的年較差 32.4°C ，而氣溫年較差只 25.5°C 。至於全年最高溫度和最低溫度發生的時間，氣溫比地溫要落後半個月。（參觀圖 3.）

高空氣溫的變化 自地面向上，因為離地面輻射既遠，空中水汽和二氧化碳等成分又減少，所以氣溫的較差必漸減小，而極端溫度發生的時間也必愈落後。例如南京氣溫的年較差，在地面層 25.5°C ，上升 1 仟米就減至 23.6°C ；至 2 仟米 20.7°C ；3 仟米， 17.0°C ；4 仟米， 15.7°C 。至於氣溫的日較差，一般而論，到 2 仟米的高度不過 2.4°C ；至 2.5 仟米則小至 0.2°C 。

氣溫和高度 下午地面溫度最高之時，自地面向高空每上升 100 米，溫度降低，可大到 1°C ；早上地面溫度最低之時，每上升 100 米，溫度的降低最少，且常有向上增加的現象，叫做溫度逆增。溫度逆增之層，可高出地面 300 米以上。

大陸氣溫和海洋氣溫 大陸氣溫的變化比海洋氣溫的變化激劇；例如濟南和青島相距很近，因為濟南受大陸氣流的影響大，而青島受海洋氣流的影響大，所以濟南的最高溫度發生在七月，年較差 30.5°C ；而青島的最高溫度發生在八月，年較差減小到 26.2°C 。

見圖 4。

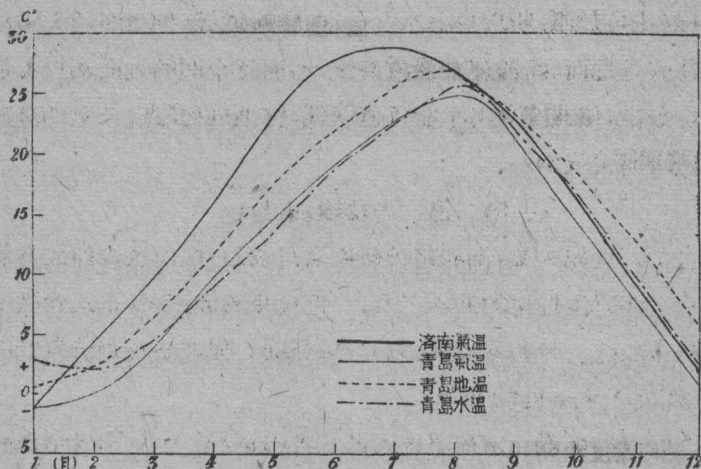


圖 4. 濟南及青島溫度的年變。

地形和氣溫 同在大陸，氣溫的變化又視地形的起伏而有不同。凡如山谷的下陷地形，冷時冷空氣易於密集，暖時熱能難於發散，所以溫度較差大，至於如山峯的凸起地形，冷時冷氣四瀉下沉，暖時熱能極易發散，故溫度較差小。

地面性質和氣溫 其次，地面草木的有無，土色的深淺，土質的鬆密和含水的多寡，都是控制氣溫變化的因子。大凡地面的草木愈繁茂，土色愈深褐，土質愈堅密和含水愈多，則其上氣溫的變化必愈和緩，反之，則必愈劇烈。

季候和氣溫 在同一地方的氣溫變化，又視季候而有不同。就中國的緯度論，夏季晝夜俱熱，冬季晝夜都冷，只有春秋兩季，晝夜等長，所以溫度的日較差最大。

天氣和氣溫 水汽和雲層有吸收地面輻射而回射至地面的功效，叫做花房效應，所以空中水汽愈重，雲層愈低，則晝間的太陽輻射不能直達地面，而溫度不能激直上升；同時夜間的地面輻射也無從暢行發散，使夜間氣溫不能迅速降低，結果則使陰雨天氣的溫度較差比晴明天氣為小。

第二節 怎樣觀測溫度

自十六世紀末葉，伽利略氏發明溫度表以來，溫度表即成為科學工作上測定溫度用的基本工具。近代用的溫度表，形式和構造雖已很多改進，但基本原理仍和以前相同，無非是利用流質的漲縮，來測定大氣溫度的升降。

溫度表的標度 常用溫度表的標度有兩種：一是1724年德國華氏所首創，把水的冰點定在 32° ，沸點定在 212° ，叫做華氏標度(F)；二是1742年瑞典攝氏首創，1750年林氏再加修正的，把水的冰點定在 0° ，沸點定在 100° ，叫做攝氏標度或百分標度(C)。在科學工作上，原來華氏標度使用最廣，現在百分標度的使用已起而代之。這兩種標度換算的公式如下：

$$\frac{C}{5} = \frac{F - 32^{\circ}}{9}$$

何以要用百葉箱 氣象測候所記錄的溫度，乃是真正的大氣溫度，所以溫度表中水銀線的升降，要純粹由於大氣分子和水銀球接觸傳導而發生的，才是真相。要合於這個目的，溫度表的怎樣安置，必須慎重將事，如把溫度表曝於露天，遇日光則所示的溫度高於氣溫，到夜間或被雨打，則又低於氣溫。如把牠掛在室內，牠所

示的溫度是室內空氣的溫度，牠的上升或下降，是因室內人為環境而定，也不是自然大氣真正的溫度。在固定的測候場所，溫度表應放在特製的百葉箱裏。（見圖 5）在百葉箱裏，自然界的氣流暢通，而直射的太陽和雨雪都打不到，所以這裏溫度表所表示的溫度，才是真正的大氣溫度。

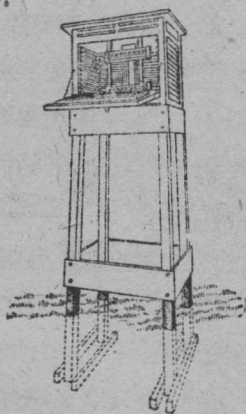


圖 5. 百葉箱。

百葉箱 我國現用的百葉箱，是英國施蒂芬氏所計劃的型式，四壁是雙重的百葉片配合而成，箱頂二層，底板鑿有圓孔，所以空氣暢通。外塗白漆以反射陽光。箱高約 74 厘米，闊 71.5 厘米，深 55.5 厘米（詳測候手冊 23 頁）。百葉箱應安置在平坦的淺草地上，場地的周圍至少要 6 米×9 米。箱底離地規定 1 米。四腳堅實，力足以當強風。箱門向北，或稍偏東，以防直射光的侵入。這樣大小的百葉箱可以安置普通溫度表二支，垂直掛起，又最高溫度表和最低溫度表各一，都水平置於架上或將水銀球稍稍向下斜。

箱內如要加入溫度計和濕度計等，百葉箱的容量還需擴大。

怎樣使用溫度表

溫度表安置好了，如果使用不得法，紀錄仍不真確。

溫度表的觀測愈快愈妙；人目視線，要和水銀線同一高度；否則都足以發生重大錯誤。溫度表的地位有移動時，須經過相當時間後，方能讀數；務使溫度表勿感受強烈的溫度變化。施用一年後，必和標準表核對一次，看牠究竟有無何種病症。

最高溫度表和最低溫度表

最高溫度表和最低溫度表(圖7)是用來觀測一定時間內(普通24小時內)所發生的最高溫度和最低溫度的。因為特殊的構造，最高溫度表內的水銀線，只能上升，至最高點

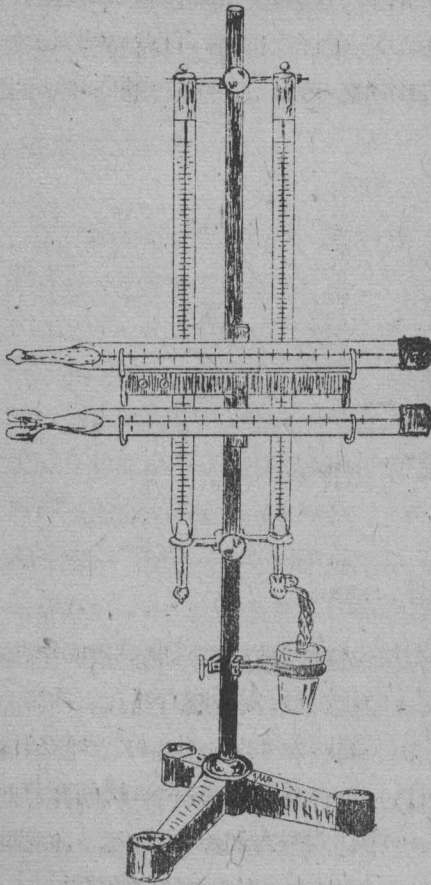


圖6. 在百葉箱中的溫度表。

而停着；最低溫度表內的指標，受着酒精面向下的壓迫，只能下降，

至最低點而停着。所以在最高溫度或最低溫度發生後的任何時間去觀測，過去時間內所發生的極端溫度，都可看到。爲着下次應用，看表之後，須執最高溫度表的上端急搖，使牠的水銀線下降至現在的溫度；把最低溫度表的酒精球上抬使指標下滑到酒精面所在的示度。觀測草面最低溫度用的草溫表。

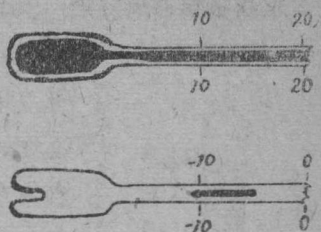


圖7. 最高溫度表和最低溫度表。

和最低溫度表同，黃昏時平置於草面的木架上，早上收回，置於蔭處，以防酒精蒸發而損壞。

地溫表 地溫表是農業測候所必備的儀器，通常用銅索下垂

於地穴。觀測時引銅索出地面而記錄之。爲避免地溫表取出地穴時感受外界的改變，所以地溫表密封於較粗的玻璃管中，又在水銀球上包着石蠟，用來遲緩溫度的感應。如果所測地溫只以地面10厘米內爲限，只需用圖8的裝置就行。水銀球插入地皮，玻璃管顯露在外，觀測時不必移動。

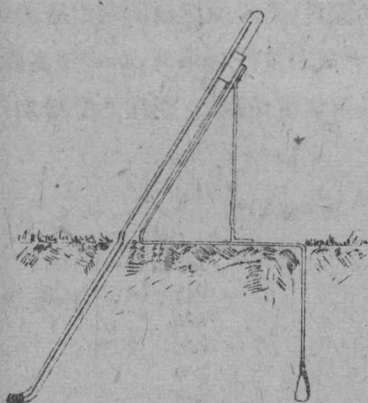
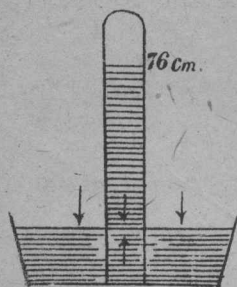


圖8. 地溫表的裝置。

第五章 氣壓

第一節 氣壓的變化

水銀氣壓表的原理 倒置在水銀槽裏的水銀柱，下降到 76 厘米的高度，就不再下降。管頂是密閉的真空，可見這水銀柱所以不再下降，是因為受着水銀槽面上大氣壓力支持的結果；所以外界氣壓增加，水銀柱自然上升；反之就下降。因此我們測定水銀柱的高度就可以代表大氣的壓力，這是水銀氣壓表的原理。



大氣壓力相當於 76 厘米水銀柱的壓力，這是一般的平均狀態；實際上，各地點

圖 9. 大氣有壓力的證明。大氣壓力是無時不在變化的。

氣壓和高度 大氣是可壓縮的流質，所以地面層的密度最大，向上去，密度就逐漸減小。高山上大氣密度既變稀薄，同時這高度所承受的大氣柱，也比下面的低，所以氣壓減輕。因為高度增加，而氣壓降低的現象是最有規律的！

海拔(米)	海平面氣壓	
	0°C	15°C
0	762 mm.	762 mm.
500	716	718
1000	671	676
1500	630	636
2000	590	599
2500	553	563
3000	517	529
3500	484	497
4000	452	466
5000	394	410
6000	343	359

氣壓的日變 在一個地方的氣壓變化，平均而論，每天上午十時，下午十時，氣壓上升最高；上午四時，下午四時氣壓下降最低。這種變化，叫做氣壓的日變，氣壓日變的較差，雖不過 2 毫米，可是最高最低發生時間的恆定，好像潮汐的起伏，所以又有大氣潮汐

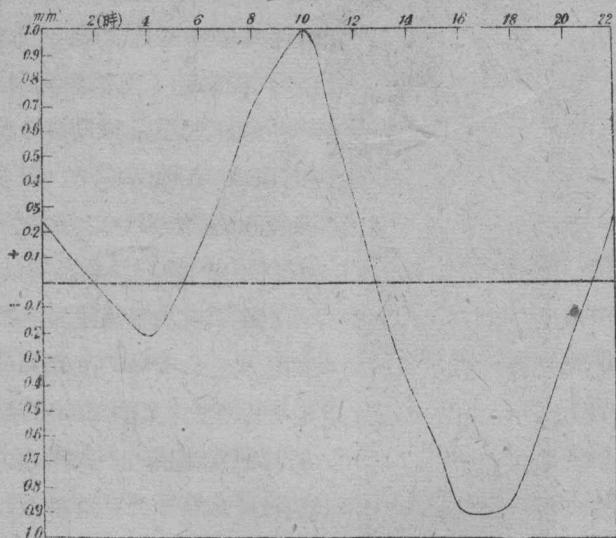


圖 10. 南京氣壓日變。

之稱。氣壓日變的發生一部份是由於氣溫的日變，另一部分是由於天文的原因。

氣壓的年變 氣壓在一年間的變化，一月最高，七月最低，平均較差大約 20 毫米。氣壓年變的現象，可說完全由於氣溫年變造成的。

氣壓的突變 除了周期性的日變和年變以外，氣壓常有突然的不規則變化。大致說來，空中有暖空氣吹到，或水汽成分增加，

都能使大氣密度突然變小，氣壓突然下降；反之，氣壓就突然上升。因為有不規則變化的加入，所以日常的氣壓日變和年變並不像平均狀態的恆定。

第二節 怎樣觀測氣壓

氣壓表是觀測氣壓的儀器。

根據構造原理的不同，氣壓表可分為水銀氣壓表和空盒氣壓表兩類。

福丁氏水銀氣壓表 福丁氏

氣壓表是最精密的水銀氣壓表，牠的構造：一支倒置的水銀管，放在以皮囊做底的水銀槽裏。槽面有倒掛的象牙針，指示標尺的基點。轉動皮囊下的校正螺旋，可使水銀面配合到基點的地位，以便觀測。水銀管附有小溫度表，表示氣壓表本身的溫度；標尺附有游尺。每次觀測，先記附屬溫度表的讀數，再轉動校正螺旋，使槽內的水銀面剛巧接觸倒掛的象牙針，最後移動游尺，記錄讀數。

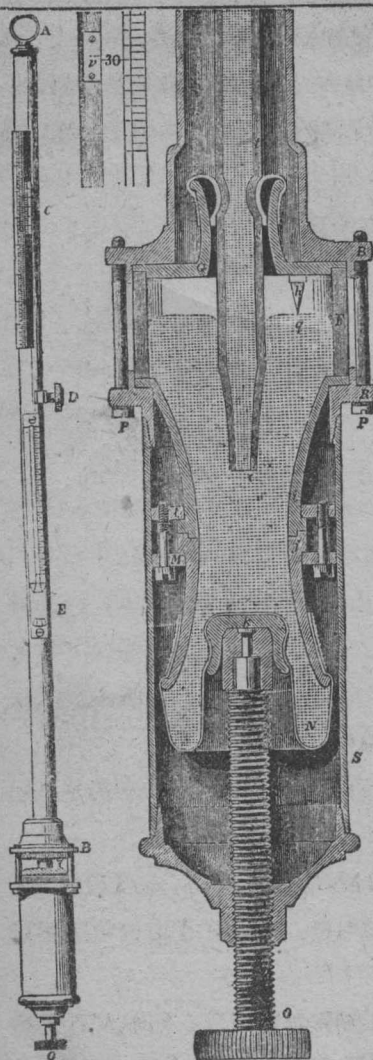


圖 11. 福丁氣壓表。

觀測完了，應把校正螺旋轉下，使水銀面離象牙針，以免損壞。寇烏氏氣壓表的構造，比較簡單，沒有皮囊，象牙針，校正螺旋的裝置，觀測手續也比較容易。水銀氣壓表應該掛在比較靜僻而光亮的室內壁上。

氣壓讀數的訂正 水銀氣壓表的讀數，是水銀柱高出水銀槽的高度；所用的單位，是長度的單位，毫米 (mm) 或英寸 (inch)，並非壓力的單位。可是水銀和各組成部分的長度跟着環境的不同而有變化的：第一，是溫度的影響。溫度增高之時，水銀密度變小，就是重量減輕，水銀柱必需上升較大的高度，方能和大氣壓平衡。如溫度降低，水銀變重，水銀柱只要上升較低的高度，就可和氣壓平衡。所以每次觀測的氣壓讀數，必須化到標準溫度 (0°C)，方能避免溫度的影響。第二，緯度的影響。物體的重量跟地心引力而變化，地心引力又跟緯度而減小；所以同一物體，在赤道上最輕，極地上最重。因此，水銀柱的高低，又跟着所在地的緯度而有改變。我們要避免這項錯誤，必需把讀數化到標準緯度 45° 才行。溫度訂正數和緯度訂正數，可從氣象常用表中查得。

空盒氣壓表 空盒氣壓表的機動部份，就是金屬做的幾個空盒，盒內在半真空狀態，配有彈簧，支持盒面。氣壓增強，盒面下陷，氣壓減輕，盒面受彈簧作用而上起。利用槓桿的配合，將空盒面的上下移動，傳到表面的指

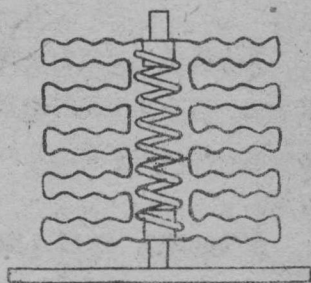


圖 12. 空盒氣壓表的空盒。

針，直接指示氣壓的讀數。空盒氣壓表的讀數，不受溫度和緯度的影響，無需溫度訂正和緯度訂正。空盒氣壓表攜帶最便，可是錯誤很大。

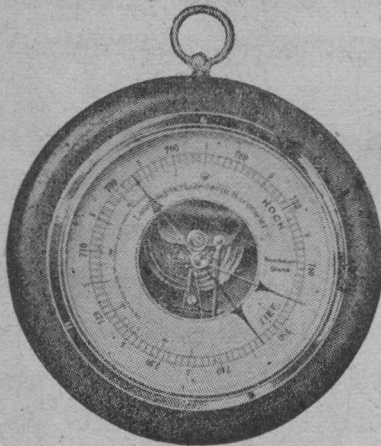


圖 13. 空盒氣壓表。

依據氣壓和高度的關係，如在空盒氣壓表上，刻上高度數字就成爲旅行家和航空家所必備的高度表。

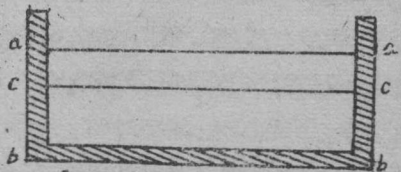
怎樣比較各地的氣壓 各地方同時的氣壓要互相比較時，應先化到同一平面——海平面——才行。高度訂正數也

可從氣象常用表中查得。

第六章 風

第一節 風的成因

甚麼是風 大氣和水同是流質，所以都能流動。流動的水叫做水流，流動的大氣叫做氣流或風，所以風就是流動的大氣。



水流的發生 第 14 上圖是一個平放的水槽，水面 aa 高出槽底 bb 的高度各部相

圖 14 上。靜止的水面。

等，所以槽底各部所受水壓是一致的；換句話說，槽底是一個等壓面。同理，凡和槽底平行的任何平面（例如 cc ）都是等壓面，所以水槽中任何點，向任何方向的壓力，都相平衡而無流動發生。

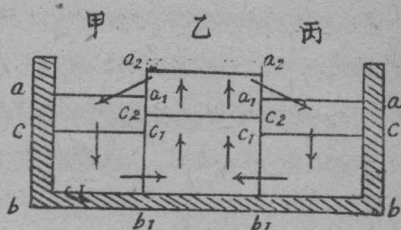


圖 14 下。流動的水面。

如把這水槽隔成 14 下圖的樣子，中間的乙加熱，於是這部分的水受熱膨脹而 aa 水面的中部上升，到 a_2a_2 的高度；同理，其他任何等壓面 cc ，也有上升的運動，不過地位越低，上升越少，在槽底的 b_1b_1 ，簡絕沒有上升運動，仍留在 bb 的高度。等壓面的向上移動，實際上，就是原來地位的壓力增加，就是 a_1 的壓力大於 a ， c_1 的壓力大於 c 。所以，如果

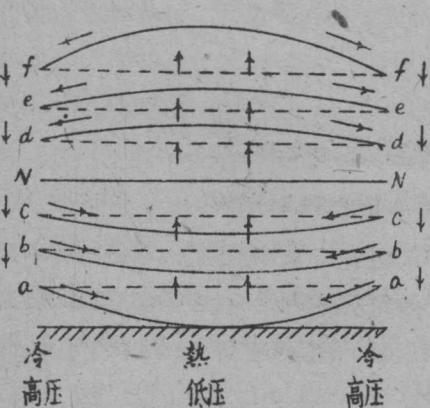


圖 15。風的成因。

把兩塊夾板抽出，因為中間上部壓力的特大，就發生向外的流動；上部的水量減少，底部的壓力就變輕，於是兩邊較冷的水，就發生向內的流動；結果就造成第 14 下圖所示的循環水流，等到各高度的等壓面回復平行時，水即停止流動。

風的發生 風的發生和水流的造成原理相同。圖 15 虛線表

示無風時的大氣等壓面。如果中部的溫度升高，大氣膨脹，發生上升運動，使高空各層的氣壓增大，就是等壓面上凸，於是高空氣流有外吹而下沉於較冷部份的運動。中央部份的大氣量減少了，氣壓降低，於是等壓面發生下凹的形勢，因此氣流有內吹的運動，結果就造成氣流的循環。這樣看來，在高空，熱的部份氣壓高，冷的部份氣壓低，所以風向冷的地方吹；在低空，熱的部份氣壓低，冷的部份氣壓高，所以風向熱的地方吹。

第二節 風向和風速

風速和氣壓梯度 根據上節所講風的成因，當空間的大氣等壓面有傾斜時，才能有風發生。再從斜面上物體運動的原理而論，可見空中等壓面對於地面的傾斜度愈大，風速愈強。

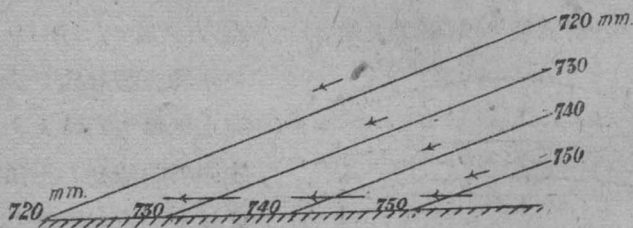


圖 16. 等壓面，等壓線和理論的風向。

傾斜的等壓面和地面的割線，是一條等壓線。空間的等壓面愈陡，地上的等壓線必愈密；所以風速的大小，常從等壓線的疏密計算。在單位距離內氣壓的差數，叫做氣壓梯度；氣壓梯度大，就因為等壓線密，所以風速也大。

風向和地球自轉 照斜面原理講，風向應和等壓線成直交，從氣壓高處吹向氣壓低處，即在 17 圖取 PW_1 的方向。這種理想的

風向，只能在靜止的地面發生。可是地球有自轉運動，因此，北半球地面的任何部分，都有向左轉的運動。如圖 18， O 爲人的立足點， P 爲地面的任何一點， PA 爲地面成直線運動所應取的方向，

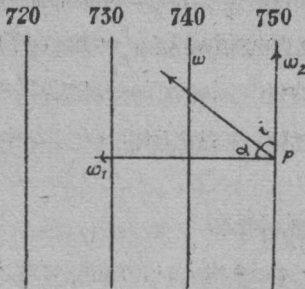


圖 17. 風向和等壓線。

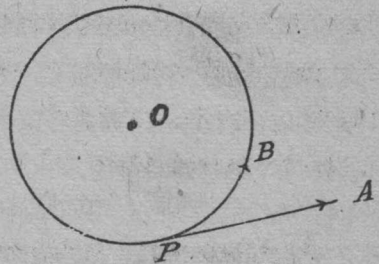


圖 18. 向左轉的地面。

PB 就是實際地面向左偏轉所取的方向。如有一顆大氣分子，受着氣壓梯度的推動，從 O 點向任何方向行動，牠所取的方向在空間看雖是直線，在地面上的人看來，却無時不在離這直線向右轉變；這就是北風轉成東北風，南風轉成西南風，東風轉成東南風，西風轉成西北風。所以在圖 17 上取 PW 的方向，而不是 PW_1 的方向。在南半球地面右轉，所以風向左轉；一切相反。

梯度風 風向和氣壓梯度相交之角 α ，稱曰偏角，這是因爲地球自轉而成的。地面摩擦力愈小，則偏角愈大。在汪洋的水面，風向幾可和等壓線平行，取 PW_2 的方向(圖 17)。在這種環境，既無地面摩擦力的干擾，風速也較一般地面爲大。因爲這種場合的風向和風速，可完全依據等壓線的走向，和氣壓梯度的大小來決定，所以叫做梯度風。從地面向上，風向逐漸向等壓線的方向轉

變，風速也加大，到 500 米的高度，就合到梯度風的條件，也因為地面摩擦力逐漸解除的結果。

風的日變 在晴明的天氣，日出後，氣溫增加，大氣發生對流運動，使上下層的氣流，有互相混合的機會。於是晝間地面的風速變大，風向幾和高空的相近；同時高空的風速變小，幾和地面的相近。到了夜間，對流靜止，上下層的氣流不相混合，於是各層的風向和風力恢復本相，因此在某一地點看，風速和風向在一晝夜內，也表演着週期性的變化。

第三節 季風和其他

季風發生的原理 從氣溫氣壓的年變型式，可知在冬季，大陸的氣溫低於海洋，氣壓高於海洋，到了夏季的情形剛巧相反。又從風的成因，氣流是從氣壓高處吹向氣壓低處的，所以冬季的氣流，自大陸吹向海洋，夏季的氣流自海洋吹向大陸；如在海洋或大陸的某一定點，冬夏間的風向有相反的轉變。就長期間的平均狀態而論，冬夏間風向轉變的週期性，是非常恆定的，這種現象叫做季風。

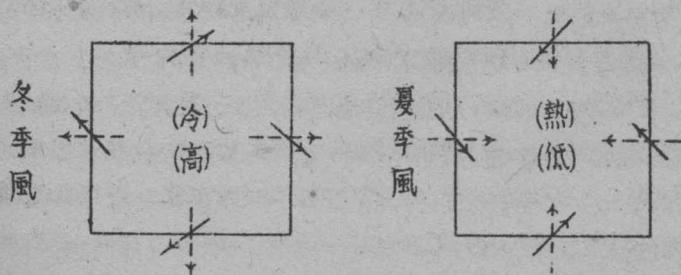


圖 19. 大陸四邊的季風。

第 19 圖是方形大陸上季風的型式，冬季大陸上氣溫低，氣壓

高，所以風向外吹；又因地球自轉，使風向偏右的結果，所以大陸東岸吹西北風，南岸吹東北風，西岸吹東南風，北岸吹西南風。到了夏季，海陸間溫度氣壓的比較相反，所以風向也相反。

何處的季風最盛 從季風造成的原理，可知季風現象必在氣溫氣壓年變較差最大部分，發展最盛，所以世界上所有強盛的季風區都偏在大陸的東部；東亞成爲最強的季風區，而西歐並無季風現象，就爲這點理由。以下是北平和南京一月和七月風向的百分數。

北 東北 東 東南 南 西南 西 西北 不定 靜

北平

一月 28.3 9.1 2.5 2.3 11.0 9.6 5.5 22.8 3.2 5.7

七月 16.3 10.2 8.7 10.8 22.3 15.7 2.4 5.1 3.0 5.5

南京

一月 28.4 24.4 10.8 8.6 5.5 7.3 4.7 8.7 0.1 1.5

七月 4.2 16.3 25.8 21.9 14.4 13.1 2.7 0.9 0.3 0.7

北平和南京都在大陸的東部，所以冬季風偏西北，夏季風偏東南。

海風和陸風 同理，由於晝夜間氣溫的較差，在海濱地帶的風向發生以晝夜爲周期的轉變。夜間大陸冷於海面，氣壓高於海面，所以風吹向海面，晝間大陸熱於海面，氣壓低於海面，所以風吹向大陸。前者叫做陸風，後者叫做海風。海風和陸風所能影響的範圍不過沿海一二十千米以內，在世界上只在熱帶和溫帶的夏季能顯著發展。

山風和谷風 在山地區域，夜間的風沿山坡下吹山谷；晝間自山谷上吹山坡，這種現象叫做山風和谷風。山風谷風造成的原

因，和海陸風相似，也只有在熱帶和溫帶夏季的山地才能見到。

第四節 怎樣觀測風向和風速

風向是氣流來的方向，風速是氣流的速率。物體運動的速率大，牠的力量也大，所以也可用風力來代表風速。

風向的劃分 風向的記錄普通把羅盤上的方向平分成八個，

就是：北，東北，東，東南，南，西南，西，西北。

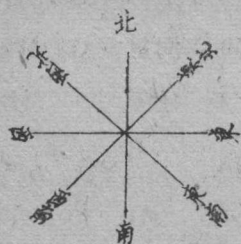


圖 20. 八個方向。

風的來向爲止。我們在地面看到箭頭和十字架上各方向的相對位置，就知道當時的風向。在沒有風向標的場合，可觀察烟或草木的動向，決定風向。

風速表 測定風速，要用風速表。風速表的種類很多，圖 22 是旅行

用的轉杯風速表。頂上的杯子迎風就發生轉動。風速愈大，轉動

風向標 風向標（見圖 21）是測定風向的儀器，牠的外形好像箭頭，橫架在豎立的高杆上，在箭頭的下面裝着一個十字架，表示着方向。風向有變動時，風向標就跟着轉動，直到箭頭的尖端正對

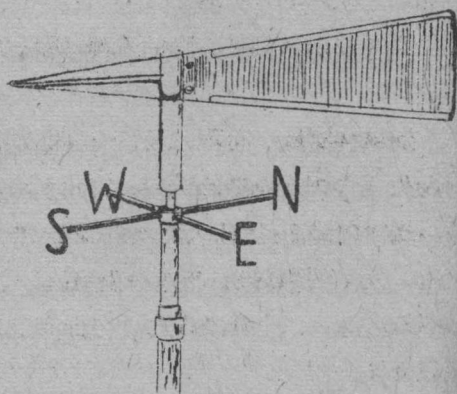


圖 21. 風向標。

愈快，下部表面上所指的風速也愈大。
普通測候所的風向標和風速表，大多是聯裝在一處的。

測風儀器的迎風部分應高出平地十米，或裝置在建築物的頂上，使牠盡量避免附近障礙物的影響。

蒲氏風速標 風速表是相當貴重的儀器，一般測候所未必具備。在這種環境，只可觀察自然界物體的動態，來估計風速的大小。以下是英國蒲福爾將軍 1805 年制定的標度，叫做蒲氏風速標：

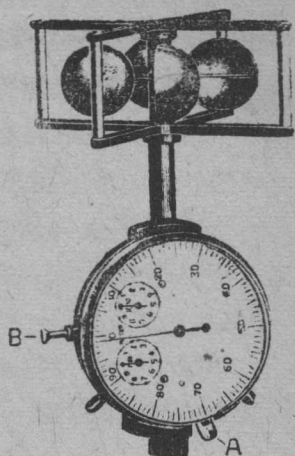


圖 22. 風速表。

風級	風名	陸地用分級標準	相當速率 m/s
0	無風	靜	0.0—0.5
1	軟風	烟能表示風向，但不能轉動風向計	0.6—1.7
2	輕風	人面感覺有風，樹葉有微響，尋常之風儀轉動	1.8—3.3
3	微風	樹葉及微枝搖動不息，旌旗招展	3.4—5.2
4	和風	塵灰及紙飛舞，樹之小枝搖動	5.3—7.4
5	清風	有葉之小樹搖擺，內陸之水面有小波	7.5—9.8
6	強風	大樹枝搖動，電線呼呼有聲，舉傘困難	9.9—12.4
7	疾風	全樹搖動，人向前行時覺有阻力	12.5—15.2
8	大風	折毀微枝，人向前行時常覺有阻力	15.3—18.2
9	烈風	煙突等將被吹毀	18.3—21.5
10	狂風	陸上不常見，見則拔樹或有其他損毀	21.6—25.1
11	暴風	陸上絕少，有則必有重大之損毀	25.2—29.0
12	颶風		29.0 以上

風圖 風是有方向的數量，所以叫做向量。對於這種現象的記錄，應該分別求出各種風向在一日或一個月內所佔的百分數，這叫做某日或某月的風向頻度。就各個風向的風速，分別平均牠的

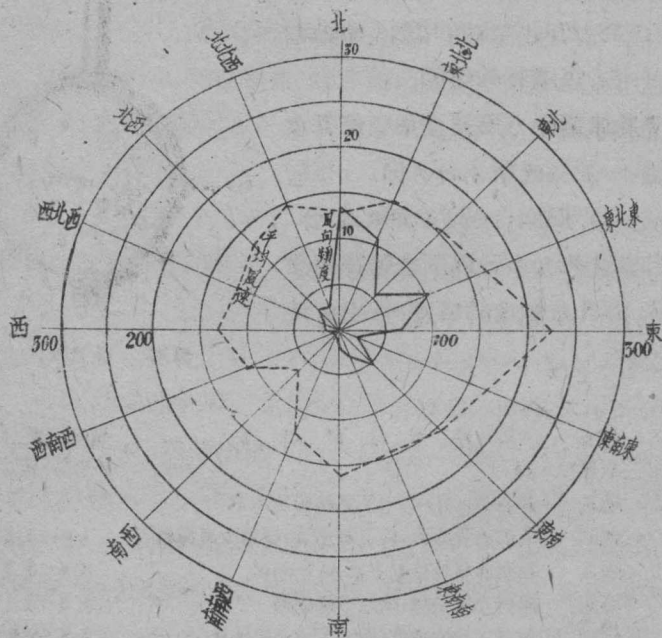


圖 23. 風圖(南京十七年二月的風)。

速率，就求得各風向的平均風速。依風向頻度和平均風速的大小，點成像圖 23 的形狀，叫做風圖。

第七章 蒸發

何謂蒸發 蒸發是物質從液體狀態變成氣體狀態的現象。自然界各種水體和含水物質表面的蒸發，無時不在進行。不過牠的速率，跟着環境的不同，有大小增減的區別。

控制蒸發的條件 控制水面蒸發速率的條件：

1. 水溫 水面的溫度愈高，蒸發愈快。
2. 風速 水面的氣流愈急，蒸發愈快。
3. 空中水分 空中原有的水分愈多，蒸發進行愈慢；反之愈快。
4. 氣壓 大氣壓力愈重，水面蒸發愈慢。
5. 鹽分 水體所含鹽分愈多，表面的蒸發愈慢，所以海水的蒸發比淡水要慢5%。

就同一地點的長期平均而論，溫度變化對於蒸發的控制，最為重要，所以大多地方的蒸發作用受着溫度變化的支配。

蒸發量的大小是以水面被蒸發的深度計算，用毫米或英寸做單位。

蒸發的日變 一日之內，晝間溫度高於夜間，所以晝間的蒸發量，大於夜間；溫度最高之時，蒸發最快；溫度最低之時，蒸發最慢。

蒸發的年變 一年內的蒸發量，也是如此分配。夏季溫度高於冬季，所以夏季的蒸發量大於冬季。以下是南京蒸發量在十二個月的分配：(單位毫米)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
量	45.5	42.6	118.0	101.3	113.1	120.2	134.6	145.9	111.7	117.5	79.6	52.4	1182.4

德國保資屯的全年蒸發量 60 厘米，而埃及開羅的全年蒸發量

大至 124 厘米。這是因為保資屯在北溫帶，溫度低，大氣潮濕；而開羅在熱帶半沙漠地位，溫度高，大氣乾燥的緣故。

蒸發表 測蒸發的儀器叫做蒸發表。最簡單的蒸發表，就是

一隻六英尺平方，二英尺深的水槽，槽身埋在地下，槽口有 $1\frac{1}{2}$ 英寸高出地面。原始的水面離槽邊 $2\frac{1}{2}$ 英寸。每天在規定時間測量水面低下的深度，就是過去時間內的蒸發量。

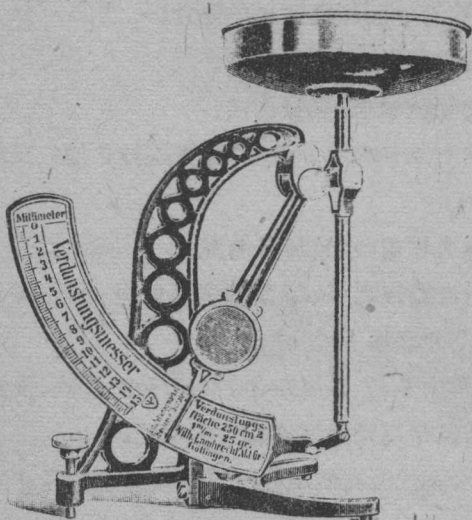


圖 24. 蒸發表。

水滿時，指針指着零點，水量因蒸發而減少，指針就向下移動，指示着被蒸發的水量深度。

第 24 圖是惠爾德氏蒸發表。圓盤盛水，面積 250 平方厘米。水滿時，指針指

第八章 濕度

第一節 濕度的變化

濕度的意義 空中水汽的多少，用濕度表示之。濕度大，就是水汽多；反之，就是水汽少。

常用濕度可分為兩種：一，水汽壓，常用 e 做符號，這就是水汽分子對於物面的彈力；空中水汽多，水汽壓就大；水汽少，水汽壓就小。所以水汽壓的大小，就是濕度的大小。水汽壓的單位，和大氣壓同，也用毫米或英寸。空中可能包含的水汽量，依當時氣溫的高低，有一定的最大限度，這時的水汽壓就叫做最大水汽壓。常用 E 代表各溫度下的最大濕度：

T	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	25	30	°C
E	0.96	1.44	2.16	3.17	4.58	6.54	9.21	12.79	17.54	23.76	31.83	mm.

二，相對濕度，常用 $R.H.$ 代表，這就是空中現有水汽壓，對於當時可能有的最大水汽壓的百分比，就是：

$$R.H. = \frac{e}{E} \times 100\%$$

空中水汽壓和當時溫度下的最大水汽壓相等時，即 $e = E$ ，相對濕度就等於百分之百，這就是水汽已達飽和狀態。相對濕度到了飽和狀態，空中水汽就開始凝結成水。我們日常生活上所感覺到的乾濕，就是相對濕度的意思。

露點溫度 根據相對濕度的定義，可知相對濕度的大小是由於當時的水汽壓和溫度而定的。所以只把溫度降低，使現有水汽壓等於降低溫度的最大水汽壓時，相對濕度也可大到飽和的程度。這種降低後的溫度叫做露點溫度。水汽壓大時，露點高，水汽壓小時，露點低，所以露點也可表示濕度的大小。

水汽壓的日變和年變 水汽壓的變化，視蒸發量的大小，也就是溫度的高低而定。所以在一日之內，晝間水汽壓大於夜間；一

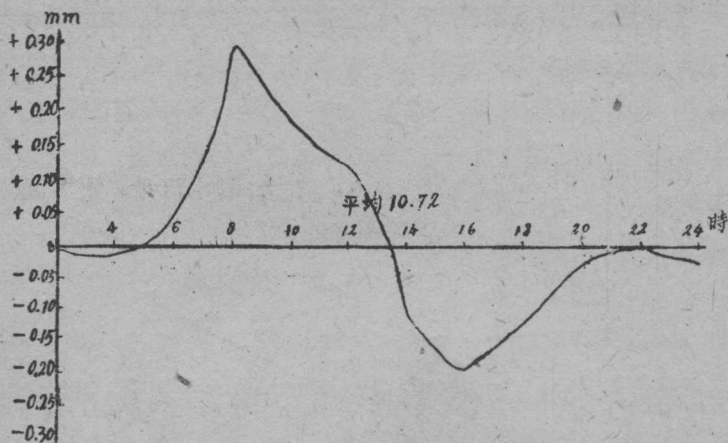


圖 25. 南京水汽壓日變之變幅。

年之內，夏季水汽壓大於冬季。第 25 圖是南京水汽壓在二十四小時內變化的型式。下表是南京水氣壓在各月的分配：

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
e	3.9	4.6	6.0	8.9	12.8	17.0	22.0	21.6	15.3	10.1	6.8	5.1	11.2 mm.

相對濕度的日變和年變 因為蒸發量的變化慢，而最大濕度的變化快，所以相對濕度的大小，却和溫度相反。溫度高時，相對濕度小，溫度低時，相對濕度大。所以一日內，夜間潮濕而晝間比較乾燥。一年內，冬季潮濕而夏季比較乾燥。可是在東亞的情形，又屬例外。因為受季風的影響，夏季風來自海洋，所含水汽特多，原來近於飽和狀態；而冬季風來自大陸中央，所含水汽特少，原來非常乾燥。所以東亞的相對濕度，冬季小而夏季大，以下是北平相對濕度在各月分配的例子：

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
R.H.	62	56	52	48	51	59	76	78	71	66	60	62	62%

第二節 怎樣觀測濕度

觀測濕度的儀器叫做濕度表。普通用的濕度表可分為兩種，一是毛髮濕度表，二是乾濕球濕度表。

毛髮濕度表 人的毛髮經過酒精處理之後，對於濕度的變化，有特殊的感應。空中相對濕度大時，毛髮伸長，相對濕度小時，毛髮縮短。利用這點特性，測定空中相對濕度的大小，就是毛髮濕度表的基本原理。這種因濕度變化而發生的伸縮運動，再用槓桿傳送到表面的指針，因此指針也跟着轉動。絕對乾燥時，指在零度，在飽和大氣中，指在百度。見圖 26。毛髮濕度表施用最便，但是可能的錯誤極大，故不能作為正式紀錄之用。

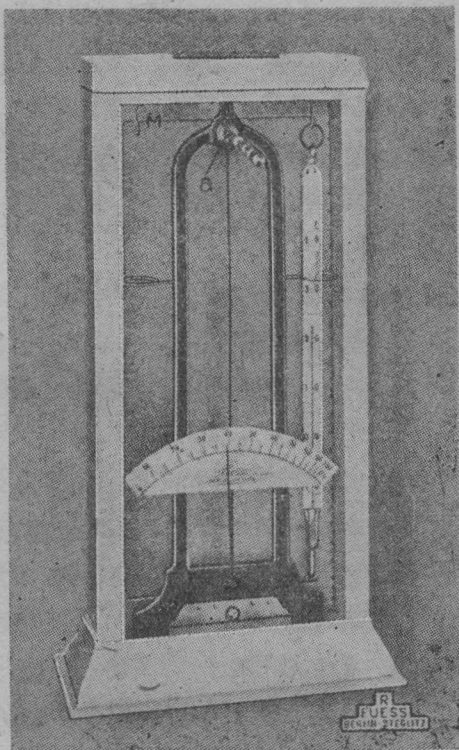


圖 26. 毛髮濕度表。

乾濕球濕度表 乾濕球濕度表是氣象觀測上最可靠的工具。牠的裝置見第 6 圖。原來就是兩支完全相同的溫度表，其中一支的水銀球包着紗布，繫有紗帶，帶的下端浸在下面的水盂內，由於紗帶的毛細管作用，使紗布保持潮濕。因為潮濕面上的蒸發作用，吸取熱量，所以濕球溫度表的水銀線沒有乾球溫度表那樣高。兩球所接觸的空氣溫度是相同的，造成牠們示度的差別，完全由於濕球表面的蒸發作用。在氣溫相同的環境裏，蒸發的快慢，就看空中濕度的大小而定。空中濕度大，蒸發慢，乾濕球的差數就小。空中濕度小，蒸發快，乾濕球的差數就大。因此我們從乾濕球讀數的較差，就可推算當時的水汽壓。在日常工作時，根據濕球的讀數和兩球的較差，查氣象常用表，就知當時的水汽壓和相對濕度。當時的露點，也可查出。

怎樣整理濕球表 濕球溫度表和乾球溫度表同放在百葉箱裏，管理上應加注意之點：

1. 包紮濕球的紗布，要密緻而薄的新紗。力求平勻，勿使縐摺，紗分三縷，下浸水盂。
2. 水盂有蓋，蓋鑿小孔，只容紗帶出口，勿使蒸發面加大。
3. 紗布和紗帶要力求清潔，平常每月更換一次。
4. 棉紗宜直掛，球和盂的距離 10 至 15 厘米，視當地氣候的乾濕而定，務使濕球勿乾涸，勿滴水。
5. 盂中宜用軟水，有蒸餾水最好。
6. 每天加水宜有定時，水面高低也有定度。
7. 結冰天氣盂水不能上升，濕球每致乾涸，應在觀測前一刻

鐘，用毛筆蘸蒸餾水塗之。

8. 在寒冷天氣，濕球溫度降至零下，可結冰，亦可不結冰，宜在氣象常用表上分別查明。
9. 每次觀測宜先看乾球示度，次看濕球。

第九章 雲和霧

第一節 雲霧的性質和成因

雲霧凝成的物理條件 相對濕度大到飽和狀態時，大氣中的水汽就在空中懸浮的微塵上凝成水滴。這樣凝成的水滴羣，出現在高空，就是雲，出現在地面低空，就是霧。所以雲和霧的物理性，並無分別，牠們凝成時的物理條件也相同，第一，相對濕度大到百分之百；第二，有微塵做牠們的核子。

做凝結核的微塵，大都是燃燒作用的產物，或是海水浪花中飛出的鹽分。大氣的流動是全球相通的，所以水汽的凝結核到處都有。核子多的地方，水汽凝結易，少的地方，凝結難。

根據相對濕度的定義，空中水汽的飽和，可由於水汽壓的增大，也可由於溫度的降低。就自然界水汽的凝結現象論，後者的原因，最為有效。

成雲的氣象環境 地面的濕熱空氣，如果發生上升運動，高度增加了，所遇自然界的大氣壓，就相形降低，因此上升氣體的體積膨脹，而同時的氣溫降低。這種冷卻現象，叫做絕熱冷卻或動力冷卻。大致說來，每上升百米，溫度降低 1°C 左右。氣溫逐步降低了，相對濕度跟着加大，到了某種高度，溫度降到露點溫度時，水汽

的凝結作用就在微塵上開始。飄浮空中，這就是雲。

凝霧的氣象環境 反之，如果地面的濕熱空氣，並不上升，可是因為天空清明，地面輻射冷卻強盛，暖空氣和冷地面接觸，氣溫也可降至露點，於是凝成的水滴懸浮在低空，這就是霧。

這樣看來，雲霧的物理成因雖同，而造成時的天氣狀況却相反：雲造成於不穩定的上升氣流中，而霧發生於沉寂的穩定氣層中。所以多雲的天氣，大多惡劣，有霧的天氣，常是晴朗。

雲滴和霧滴 平均而論，霧滴較雲滴為小，霧滴半徑在 0.0004 至 0.003 厘米之間，而雲滴在 0.001 至 0.01 厘米之間。霧滴和雲滴都在繼續下降，不過因為牠顆粒太小，大氣的黏力和氣流不斷的上升運動，使牠下沈的速率減小到不可覺察罷了。

怎樣的天氣才配記霧 低空懸浮的水滴無時沒有存在，可是並不能常記有霧，必定要水滴的密度，增加到某一限度，就是使 1000 米距離以外的景物不能看清時，才配記霧。

第二節 雲狀

雲狀變化不定，種類繁多，觀測最為困難。依國際氣象學會規定的標準，雲狀有十種：

1. 卷雲，Ci。這是冰晶組成的雲，組織纖細像毛髮；色白有絲澤，能透光，無黑影，高度最大在 8 至 11 仟米間。（照片 1）

2. 卷層雲，Cs。也是冰晶組成的，結構和卷雲相仿，不過成白色的薄翳，漫蔽全天，而不覺牠的存在。上面如有日月，光輝不減，而有彩色的光圈出現，紅色在內，藍色在外，叫做日暈或月暈。高度大約 7 至 9 仟米。（照片 2）

3. 卷積雲, Cc. 形狀和組織也像卷雲, 不過成層片, 或白色小塊, 或小球狀, 排列成羣成行, 猶如沙灘的波紋。高度大致在 6, 7 仟米之間。(照片 3)

4. 高積雲, Ac. 一層塊狀或扁球狀的雲, 色或青或白, 影時有時無。各個體往往排列成行。在牠透明的部分, 遇到日月, 也常發生光暈, 藍色在內, 紅色在外, 叫做日華或月華。高度大概 4, 5 仟米。自高積雲以下的雲, 都是水滴組成的。(照片 4)

5. 高層雲, As. 有條紋或纖縷的灰色雲幕, 從雲下看日光, 輪廓模糊, 好像經過毛玻璃似的。高度和高積雲相仿。(照片 5)

6. 層積雲, Sc. 一層葉狀或球狀的雲, 色青灰或部分灰暗, 外形和高積雲相似; 不過雲塊固體的直徑已在太陽視直徑十倍以上。高度低至 3 仟米左右。(照片 6)

7. 層雲, St. 顏色灰暗, 漫無結構, 外觀像霧而不和地面相接。高度很低, 平均 600 米。層雲經風吹散就叫碎層雲。層雲和高層雲在冬天的早上發現最多。(照片 7)

8. 雨層雲, Ns. 色灰暗, 漫無定形, 下界朦朧的雨層。似有微弱的光從雲中來。如有雨降, 往往連綿持久。破碎的雨層雲, 叫碎雨雲, 高度和層雲相同。(照片 8)

9. 積雲, Cu. 向上直展的厚雲, 頂端成穹形而隆起, 底大概平坦。積雲底的高度平常 1.5 仟米, 厚度可有 1 仟米。這種雲在夏天的下午發現最多。積雲碎了, 叫做碎積雲。(照片 9)

10. 積雨雲, Cb. 濃厚的大雲塊, 這是從積雲發展而成的, 外形和積雲相似, 不過比較高大, 頂上有纖縷結構, 橫展成鐵砧形, 叫

做偽卷雲。積雨雲底高和積雲同，牠的厚度常在2千米以上，在熱帶裏面可超過9千米的。牠是雷雨的母體，又叫雷雨雲。（照片10）

這十種雲，又分爲四類：卷雲，卷層雲，卷積雲是高雲類。高積雲，高層雲是中雲類。層積雲，雨層雲是低雲類。積雲，積雨雲是直展雲類。觀測雲時應以國際雲圖做標準。

第三節 雲量和日照

雲量的意義 雲量是代表天空被雲層掩蔽多少的名稱。天空的十分之一有雲，雲量是1；十分之二有雲，雲量是2；全天無雲，雲量是0；全天蔽雲，雲量是10。氣象記錄上的天氣狀況，就是看雲量的多少而定。雲量在0和2之間，叫做晴天；在3和5之間，叫做霾天；在6和7之間叫做曇天；在8和10之間，叫做陰天。（註）

雲量的日變 一日間雲量的變化，普通有兩次最多，一次在早上，大多是層狀雲爲主；一次在午後，大多以直展雲爲主。至於高山頂上，只在下午方能爲雲所蔽，對流最強時，高山的雲量爲全日最多，至於早上則雲在山下，山頂天氣非常清爽。

雲量的年變 一年間雲量的變化又依各個氣候區域而不同。在東亞的平原區域，大多在夏季風盛行的時候，相對濕度最大，雲量最多。例如南京的雲量：

地/月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
南京	6.4	7.2	6.3	7.5	7.1	7.7	7.1	7.0	7.0	6.3	6.1	6.7	6.9
重慶	8.4	8.5	7.5	7.4	7.2	6.6	5.6	6.0	6.8	8.2	8.3	8.4	7.4

重慶的雲量冬季多而夏季少，這是因爲山頂障蔽的作用。至

於高山之頂，夏季的雲量多於冬季，牠的理由正和一日間下午的雲量多於早上相同。

實際的日照時數 太陽照射的時間，叫做日照。地面各點所受日照的久暫，依理而論，可以緯度斷定。可是實際上日照計所測得的日照記錄，緯度相同的地方，日照時數未必相同，這是因為又受雲量影響的結果。例如南京和重慶兩地緯度相近，而各月的日照時數大不相同：

地/月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	
南京	133	122	172	146	209	185	256	242	185	193	155	117	2115	小時
重慶	44	44	89	97	135	173	245	256	124	66	28	34	1335	小時

各地方實測的日照時數合於所在緯度如雲量為零時的日照時數的百分數，叫做相對日照。根據相對日照來看雲量和日照的關係，更是顯明，以下是南京重慶兩地的相對日照：

地/月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
南京	42	39	46	38	49	44	59	59	50	55	49	37	47.3%
重慶	13	14	21	25	42	42	58	51	34	18	10	11	28.3%

南京的雲量全年少於重慶，所以南京的日照時數和相對日照，全年比重慶大。重慶十一月的日照全月不過28小時，相對日照只有10%，這是因為十一月份的雲量和霧日特多的緣故。

同理，高山的日照時數，早上多於下午，冬季反多於夏季。

第十章 霜和植物生長期

幼嫩植物經過了霜打，極易死亡，所以霜在農業上是很重要的現象。

霜和露凝成的物理原因 霜和露同是地面層水汽的凝結物。這種凝結現象的發生，主要是由於夜間輻射冷卻的結果。到了晚上，太陽輻射沒有了，而地面和其他物體（包括大氣在內）的輻射冷卻照常進行着；因為物面的輻射，比大氣分子快，所以晚上物面的溫度比自由大氣的溫度低。不過和地面或草木表面接觸的小氣層裏，由於接觸冷卻的原因，溫度幾乎和地面或草木表面相同，所以自由大氣的溫度還沒有降到露點時，地面或草木表面的溫度，可以先冷到這個地步了。因此，在地面或草木表面的凝結現象，常比自由大氣中先發生。水汽凝結時的溫度在冰點以上，就成露，在冰點以下，就成霜。

凝霜的氣象環境 這樣看來，霜的發生，必須具備以下的條件：

1. 無雲 因為只有在晴明的夜間，物面的輻射冷卻才能順利進行，使接觸層的氣溫才能下降至露點。
2. 無風 夜間如果有風，貼着物面的冷氣皮，就易於吹散，而和較暖的自由大氣相混，因此冷卻作用就不能發展到必要的程度。
3. 露點溫度在冰點以下 如露點溫度在冰點以上，地面層的水汽只能成露，而不成霜。
4. 黃昏溫度要冷 因為一夜間使氣溫下降的範圍有限，普通不過 5° - 6° C，故黃昏九時的溫度如高出 6° C，霜就未必發生。

霜期和生長期 一年以內，初次凝霜的日期，叫做初霜日，末次凝霜的日期，叫做終霜日，自初霜至終霜的期間，叫做霜期，自終霜至初霜的期間，叫做無霜期或生長期。

以下是幾個地方的平均生長期：

	終霜日	初霜日	生長期
廈門	——	——	365 日
昆明	二月二十日	十一月二十七日	280 日
漢口	三月三日	十一月三十日	271 日
上海	三月十五日	十一月二十二日	251 日
南京	三月十八日	十一月九日	236 日
青島	三月二十四日	十一月二十日	241 日
濟南	三月二十二日	十一月二日	225 日
天津	三月三十一日	十一月五日	218 日
西安	三月二十八日	十月二十五日	211 日
蘭州	三月二十七日	十月二十四日	211 日
北平	四月十三日	十月十三日	183 日
迪化	四月三日	九月二十九日	179 日
瀋陽	五月二日	十月二日	153 日
長春	五月四日	九月二十三日	142 日
柴達木	四月三十一日	九月十日	130 日

生長期的長短和環境 按上舉例子看來，可見：

1. 緯度愈高，生長期愈短 廈門以南，全年無霜；長江流域，生長期減至 8, 9 個月；華北一帶，生長期只有 6, 7 個月；到關外草原，生長期更短，不過 5 個月了。

2. 沿海地方的生長期較長 這是因為沿海地帶春秋較暖，雲量較多，露點較高的緣故。 上海，青島，天津的生長期比南京，濟南，北平的長，就是這個道理。

3. 地形陷落的部份生長期最短，在山谷盆地的地形，冷空氣最易集中，所以生長期最短。柴達木的生長期祇4個月，可做代表。

因為以上三點事實，可證平常所說「穀雨斷霜」和「霜降初霜」的諺語，並不是到處通行的。

第十一章 降水

第一節 雨，雪，霰，雹

從雲滴變成雨滴。雲中水滴，由於相互合併的結果，得以逐漸長大。水滴長大了，下降的速率就跟着加大。水滴落到地面，就是雨。雨滴的半徑普通在0.05至0.2厘米之間。最大的暴雨滴，可大至0.3至0.5厘米。

雪 高空的凝結作用，如從氣體狀態直接凝成固體的晶形而下降，這就是雪。因為凝雪時高空環境的種種不同，所以下降的雪花，種類很多。

霰 雪晶凝成之後，落到更為冷濕的環境裏，使晶體的六角變肥，外表附着冷水，使雪

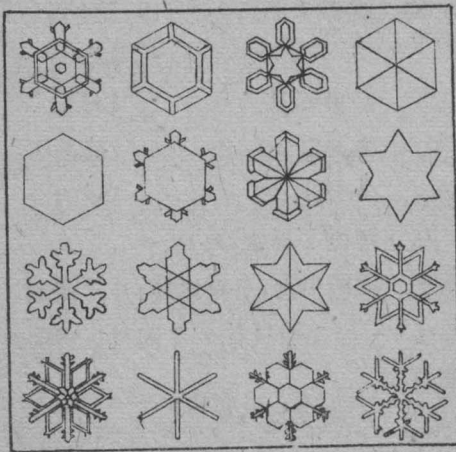


圖 27. 雪花。

花變成圓形小粒，大小如豆，色白如雪而不透明，平均半徑在0.1

至0.3厘米之間，這就是霰。霰只在寒帶和溫帶的冬季才有。

雹 霰再入冷濕的氣層，在牠的表面，再加上凝結，體重長大了，再行下降。如再遇到更強的上升氣流，又把牠托起，再落入冷濕的氣層，於是再加上一層水氣的凝結。如此上下一一次，牠的體積增加一次，直到當地的上升氣流不能支持時，牠才下降着地，這就是雹。雹的縱剖面，有分明的輪圈，白色的輪圈是急促凝結的產

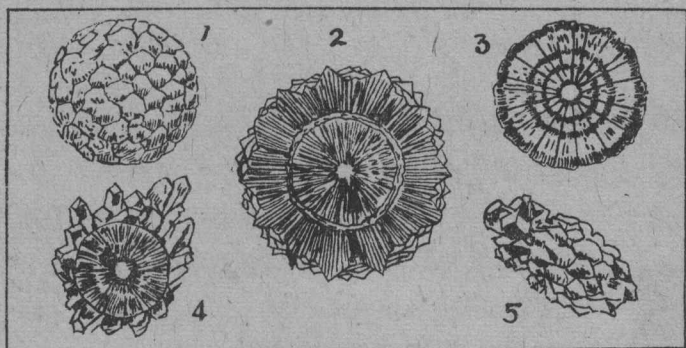


圖 28. 雹。

物，透明的輪圈，是徐緩的凝結產物。雹的凝成既然需要強烈的對流，所以只在熱帶和溫帶的夏季才有。雹的形狀無定，大致像圓球，直徑約4毫米以上，大的可至9厘米，可損害田園房屋。

何謂降水量 雨量的大小，就是雨水積在平地上的深度，以毫米或英寸計。固體降水，也是記錄牠溶解成液體後的深度。液體降水和固體降水的總量，統稱曰降水量。不過也有用雨量一詞，包括固體降水在內的。

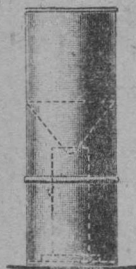
降水量的變化 降水量的日變和年變，依各地方的地理環境

而不同。在大陸區域，大致一天之內下午的降水量最多，一年之內，夏季的降水量最多。至於西海岸，早上和秋冬的降水量高於一切。下表是倫敦南京二地方的降水量，可做沿海和大陸降水年變的代表：

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
倫敦	48	43	46	38	46	51	61	56	46	66	61	61	623毫米
南京	40	47	62	97	80	165	196	111	85	44	36	41	1004毫米

第二節 怎樣觀測降水量

雨量器的構造 雨量器就是觀測雨量的儀器，是由兩個部分組成的：一是銅製的圓筒，筒口套有漏斗，口徑 15 厘米或 20 厘米，筒裏襯有小筒，以盛漏斗下落的水量；二是特製的玻璃量杯或木尺。刻度用毫米制，而每毫米的實際長度，是和所用圓筒口徑的大小相配合的。每次觀測時，卸去漏斗，取出小筒，將雨水倒入量杯，或用木尺插入小筒，看木尺上浸濕的長度。



雨量器應怎樣安置 雨量器必須安置在水平地面，筒口高出地面約 30 厘米。附近如有草木房屋等障礙物，雨量器安置的地位，至少要離開障礙物高度

圖 29. 雨量器。兩倍長的距離。雨量器切不可放在屋頂或特高的部分，因為在這種地位的雨量和平地相差很多。

怎樣觀測固體降水量 遇有固體降水時，應把漏斗卸去，以便雪霰等易於入筒。觀測時，先倒入定量溫水，將雪霰溶化成水，然後測量牠的水量，減去預先加入的溫水，就是當時的降水量。地面

積雪的深度和時間，對於地下熱力的發散和來春作物的生長很有關係，都應該分別記錄。大致講，積雪 10 毫米相當 1 毫米的水量。

觀測降水量的注意事項 觀測降水量手續雖很簡單，不過稍不謹慎，就錯誤百出，對於以下幾點應特別注意：

1. 無論晴雨，每天清晨第一次觀測時，必須察看雨量筒一次，以防偶有陣雨之錯過。

2. 量雨時之量杯，應直立於水平的桌面，杯中水面的高度，以最低一點作準。

3. 觀測者的目光，要和水面同高，以免視差。

4. 每次觀測後量雨筒和量杯中的雨水，應完全乾淨，以免和下次雨量相混。平時也要保持清潔。

5. 雨量紀錄須觀察至 0.1 毫米為止，第二位小數可用四捨五入法省去，故雨量為 0.05 毫米，就記做 0.1 毫米。

6. 如雨量太小，尚不到 0.1 毫米時，或尚不能倒出筒壁，祇於筒底略見痕跡時，紀錄簿上寫「T」。遇這種情形在天氣欄內應記陰天而不記雨天。

[註] 著者原稿本為“雲量在 0 和 2 之間，叫做晴天；在 3 和 7 之間，叫做曇天；在 8 和 10 之間，叫做陰天。”；校對時根據 32 年增訂測候須知代為改寫，就是現在排出來的樣子。但最近復見 36 年 9 月版的“測候手冊”，知道以前的“須知”，已由中央氣象局宣告廢止；而照此“手冊”所載，雲量的分級標準又改變了。現在的規定是：

“平均雲量小於 1 者為碧天；1 至 5.9 者為疏雲，6 至 9 者為裂雲，大於 9 者為密雲日數。”（測候手冊 87 頁）

我們本來應該把正文再行改正，可是我們的版子業已排成，而付印在即，也不及再徵請原著者的同意，所以特地在這裏作一補白。——孟琳

第二篇 天氣

第十二章 天氣通論

何謂天氣學 上篇所說的氣象變化，是就各要素分別講的；實際上，我們所觀感到的氣象變化，是各項變化同時發生互為因果的；所以我們要明瞭氣象現象的底蘊，非根據同時間大區域內立體空間的氣溫，氣壓，氣流和濕度等要素的分佈和變化不可。根據這點立場，來研究氣象，就屬於天氣學的範圍。天氣學的目的，是預告未來天氣。


怎樣繪天氣圖 為觀察大區域內同時間的天氣現象，並研究牠們相互關係和未來變化的便利起見，所以氣象學者用電報方法，在一二小時內，收集各地方同時的氣壓，氣溫，風向，風速和其他要素的報告，用數字和符號記入空白地圖上各測候所的所在地位，再把氣壓相等的地方連結成等壓線，氣溫相等的地方相連成等溫線，這就是研究天氣學的基本工具天氣圖。圖 30 就是民國三十七年三月七日上午八時的東亞天氣圖（註 1）。

天氣圖的內容 簡單的天氣圖每包括這幾個成份：

1. 等壓線 天氣圖上的等壓線，是根據各地方海平面氣壓相等的地方連結而成的。東亞天氣圖上，現時每差 3 毫巴畫成一線。各種不同的等壓線型式，表示不同的天氣狀況，非常明顯，所以最

初步的天氣預告，就在觀察天氣圖上各種等壓線型式的分佈，並推測牠們未來的移動。

2. 等溫線 東亞天氣圖上每差 2°C 畫一線，常例用虛線表示，但也有省去不畫的。

3. 風向風速 天氣圖上的風向，用箭頭方向表示；風速依蒲氏風級的數字，在箭尾作短畫表示。例如  就是西南風三級的意義。

4. 天氣狀況 天氣圖上各地方的天氣狀況都用符號表示，東亞天氣圖上所用的天氣符號：

○ = 碧

• = 雨

⚡ = 霰

⊙ = 疏

✱ = 雪

≡ = 霧

⊕ = 裂

⚡ = 雷雨

∞ = 霾

⊕ = 密

▲ = 雹

⊞ = 霜

氣團和天氣 天氣現象的演變，非但和各地方同時的平面現象相關，就是各地點的高空現象也互相影響；有許多現象的變化，往往在高空先發現蹤跡，所以近代的天氣預告，除平面的報告外，還要有各地方的高空報告，作為依據。

研究各地方同時時間的高空紀錄，可見各地方天氣現象的所以不同，是因為各區域盛行大氣團的性質有異，又因為各地方所處於各大氣團中部位的不同所致。所以近代研究天氣學的方法，都從分析所在區域的盛行氣團着手。

氣團分類 大氣圈內流行的氣團就牠們發源地和性質的不同可別為四大類：

1. 極地大陸氣團 Pc 嚴寒而乾燥的氣團

2. 極地海洋氣團 P_m 寒冷而潮濕的氣團
3. 熱帶大陸氣團 T_c 酷熱而乾燥的氣團
4. 熱帶海洋氣團 T_m 溫熱而多濕的氣團

極地來的氣團，因為接觸的地面較暖，下層對流很盛，所以多高積雲，積雲，積雨雲而有暴雨。熱帶來的氣團，因為接觸地面的較涼，所以下層穩定，有霧，層雲，高層雲或微雨。

鋒面和天氣 不過，在任何單純氣團控制下的地方，天晴的機會，常比雨天要多；只有在兩種不同氣團界面上，才能有大規模的陰雨天氣。這種界面，在氣象學上稱曰鋒面。就作用氣團的不同，鋒面可分為暖鋒和冷鋒兩種：（見圖 31。）

1. 暖鋒 濕熱的熱帶氣團，向乾冷的極地氣團的斜坡上行而形成，在空間所成的斜面梯度和緩，向極地氣團的空間移動。
2. 冷鋒 熱帶氣團受非常乾冷的極地氣團壓迫，發生上升運動而形成，面的梯度很陡，向熱帶氣團的去向移動。

暖鋒和冷鋒都是溫帶區域內主要的降雨因子。暖鋒的雲多呈層狀，雨勢和緩而持久，雨帶闊 300 千米。冷鋒的雲多塊狀，雨勢猛烈而急促，雨帶的闊度不過 70 千米。（註 2）

第十三章 溫帶氣旋

甚麼是溫帶氣旋 溫帶氣旋或簡稱氣旋，是控制溫帶天氣的最主要因子。

氣旋的等壓線（見圖 30），大多成橢圓形的閉曲線，中心氣壓比四周的低，所以又叫溫帶低氣壓或簡稱低氣壓。橢圓形的長軸

大致成東西方向。

氣旋中的天氣 氣旋區域的風速，比平時要大，中國氣旋的西北部分，風速最大。風向都成反鐘向內吹，所以氣旋的東部多東南風，北部多東北風，西部多西北風，南部多西南風。

氣旋的東南部分溫度較高，水汽最重，至於西北部分，一切相反。

氣旋區域內的雲雨在低氣壓的中心的東南部分，分佈最廣，所以這區天氣溫暖；西北部分天氣大致涼爽而晴朗；只在西南方向有帶狀分佈的暴雨，不過範圍很狹。

氣旋的構造 觀察密佈測候網的平面的和高空的測候報告，可知氣旋南部的氣流和北部氣流的性質完全不同；南部大致是熱帶氣團，北部大致是極地氣團。在這兩種氣團之間，有顯明的鋒面存在。挪威貝鏗克銀氏叫這鋒面曰極鋒。據貝氏的研究，所有溫帶氣旋都是由於極鋒的活動而發生的。

圖 31 中，是氣旋在全盛時期的平面結構。在南北氣流之間，有明顯的鋒面存在。東半部是暖鋒，西半部是冷鋒。圖 31 下，是低壓中心以南的縱剖面。b 點為代表暖面在地面上割線的一點，離 b 點約 800 仟米處，在高空先發現條紋狀的卷雲，此後就來卷積雲，卷層雲，高層雲；到了相距 300 仟米處，層雲，雨層雲出現，雨水初降，此後雨漸變大，到 b 點而雨最大。過了 b 點就入了單純的暖氣團範圍，天氣沈悶而濕熱，多層雲和霧，雨帶間歇性。將近 a 點入於冷面影響範圍。風向自西南突轉西北，風速愈烈，初見高積雲，後來層積雲，最後見積雨雲，而傾盆大雨發生。這冷鋒上的

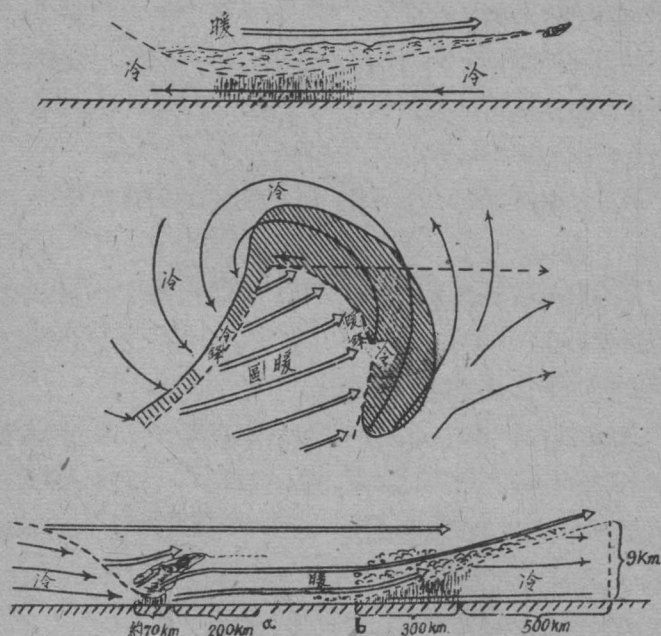


圖 31. 氣旋構造圖。

雨帶，闊不過 70 仟米，所以大雨片刻即止。

東亞的氣旋 氣旋發生以後，自西向東，或自西南向東北移動。東亞的氣旋平均速率每小時 39 仟米，冬季速率最大，夏季最小。

東亞境內全年平均有氣旋 84 個，春季較多而夏季較少，所以春季的天氣變化最劇。

第十四章 反氣旋

甚麼是反氣旋 反氣旋也是控制天氣的要角，不過牠活動的範圍並不以溫帶為限，北自寒帶南至副熱帶，都有牠的影響。

反氣旋的等壓線（見圖 32）也成橢圓形的閉曲線，不過中心氣壓比四周的氣壓高，所以又叫高氣壓。

反氣旋中的天氣 反氣旋的氣壓分佈，既然和氣旋中的相反，所以風向的分佈，也是相反，

大都成順鐘向的外吹氣流，所以北部多西南風，西部多東南風，南部多東北風，東部多西北風，反氣旋的名稱，就為這點道理。又因為氣壓梯度比較和緩，所以風速也比較和緩，不過在反氣旋的前部（即東南部），風力也很大。

反氣旋的東南部分，是剛到的極地氣團，所以最為乾冷，西北部分的氣流，是從南向北回去的極地氣團，所以反是潤濕。

反氣旋區域內的雲雨極少，中心部分的天氣更多晴朗。所以在反氣旋控制下的天氣，晝間日光煦照，氣溫和暖，到了夜間，因為

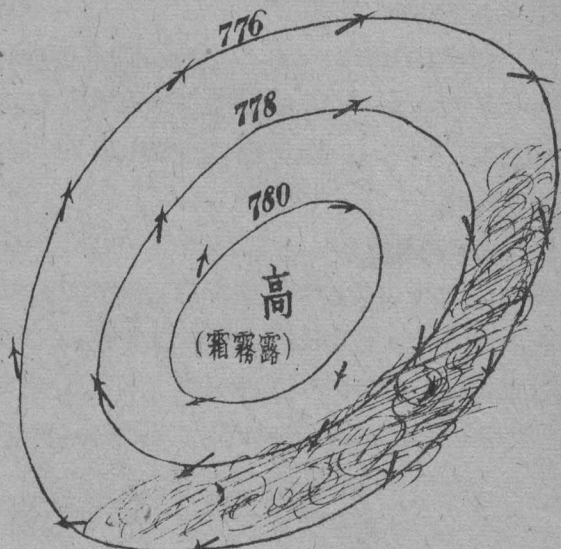


圖 32. 反氣旋。

沒有雲層的掩蔽，地面輻射冷卻強盛，所以溫度特低，暖季多露，冷季多霧和霜，不過在前部也可降落暴雨，同時風向轉西北，風速猛烈而溫度很低。

反氣旋的構造 觀察反氣旋區域的平面的和高空的氣象報告，可知反氣旋是一塊單純的氣團組織成的。在這裏有很盛的氣流下沉運動，所以高空非常乾燥，雲層無從存在，這一點也是和氣旋裏面相反的。

東亞的反氣旋 東亞的反氣旋，造成於內陸的蒙古，只在冬季存在。蒙古反氣旋從北南下，我國全境天氣受牠的影響。初來時北風大作，或有雨雪成陣，等牠幹部來到，天氣就轉清明，晚上有低霧和重霜；農作物應該預加保護。到了夏季，反氣旋非常衰弱，幾乎絕跡。反氣旋的移動大致和氣旋相似，自西而東。

第十五章 熱帶氣旋

甚麼是熱帶氣旋 熱帶氣旋又叫颱風，是發生於熱帶洋面的風暴。因為牠的聲勢凶猛，成為東南沿海一帶的重大威脅。

熱帶氣旋和溫帶氣旋的異同 熱帶氣旋和溫帶氣旋的性質，有相同之點，也有相異之點。熱帶氣旋的氣壓也是中心低於四周，不過等壓線的形式並非橢圓而近似正圓。

一般而論，熱帶氣旋的中心氣壓比溫帶氣旋要低，最低氣壓降至 600 毫米以下，也是常見；氣壓梯度也比溫帶氣旋中的大，所以風速遠比溫帶氣旋中的強。在壯年時期，風速大到 10 級以上，是很普通的。

熱帶氣旋的海平面溫度和濕度各部分相差很小，所以單就平面狀況論，無從發現有鋒面存在。不過，根據高空報告的觀察，可見北半部的氣團來自副熱帶，比較乾燥而穩定；南半部的氣團來自赤道，潮濕而浮動，赤道氣團向熱帶氣團的斜坡上爬，所以發生傾盆大雨。

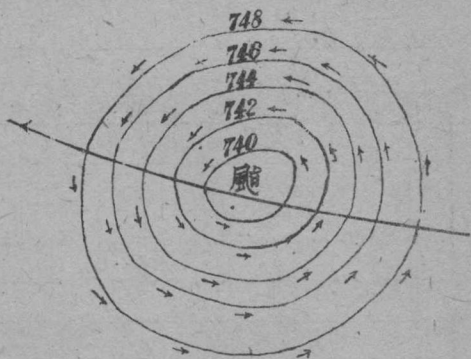


圖 33. 熱帶氣旋。

因為赤道氣團溫度高，濕度重，凝結時釋放的潛熱多，所以風勢強烈，波濤洶湧！熱帶氣旋上陸之後，因為赤道氣團來源的遠離，又加上陸面的阻力，所以勢力大減，不過在東南沿海一帶還能釀成大災。

熱帶氣旋的眼區 熱帶氣旋和溫帶氣旋的最大區別，還在牠的中心部分。熱帶氣旋的中心，直徑 15 至 30 千米，風力平息，碧天無雲，同時溫度急升，濕度降低，往往在二十四小時內溫度可升高 10°C ，相對濕度降至 30%。這是熱帶氣旋特有的眼區，溫帶氣旋絕對沒有的。

熱帶氣旋的行動和危險半面 熱帶氣旋在熱帶洋面發生後，最初向西北進行，速率很慢，幾有停滯的狀態。北半面的風向和移動方向相同，所以風速特大，有危險半面之稱，航海家應當避開。

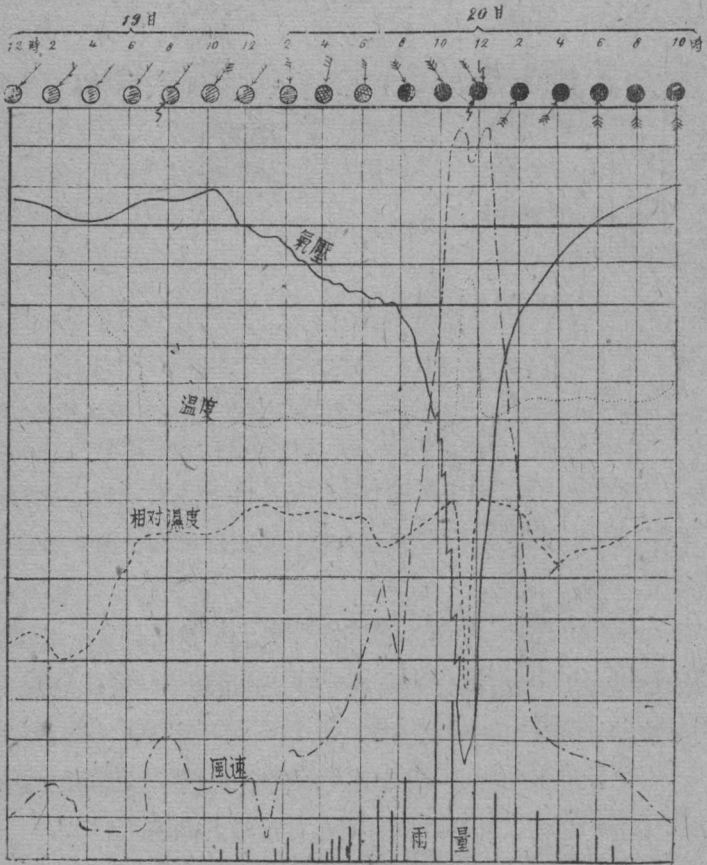


圖 34. 熱帶氣旋經過時的天氣狀況。(1882年10月19至20日馬尼拉紀錄)。

除一小部分直向西北行而歸於消滅外，大部分到副熱帶的緯度轉向東北，熱帶氣旋轉向以後，移動速率大為增加，性質漸和溫帶氣旋相似。

熱帶氣旋活動的範圍 因為熱帶氣旋必須在最濕熱的洋面發生，又因為牠最初的移動，自東向西，所以世界上只有大洋的西南部分，才是牠活動的範圍。東亞方面自菲列賓洋面以至我國東南各省和日本南部，是世界上著名颱風區域之一。

熱帶氣旋的年分佈 熱帶洋面上，全年可有熱帶氣旋發生；不過牠要能強盛發展，而伸張到副熱帶以北的緯度，非到夏秋之交，赤道氣流極度強盛的時候不可！所以在東亞海面的熱帶氣旋以七，八，九，十四個月最多。以下是東亞颱風在1907年至1936年間各月颱風次數：

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	年平均
次數	12	6	5	13	22	35	102	123	119	100	65	35	637	21

第十六章 雷雨和龍捲風

甚麼是雷雨 雷雨是雷電和暴雨同作的現象。過境的陣雨，只有暴雨而無雷電，不得叫做雷雨。

雷雨雲 降雷雨時的一切現象，都發源於積雨雲，所以積雨雲，又有雷雨雲之稱，雷雨的成因，就是雷雨雲的成因。

雷雨的分類 根據天氣情勢的不同，造成雷雨雲的成因有二，所以雷雨也可分別為兩大類：第一，雷雨雲是由於夏天午後，地面溫度過高，使地面層過分濕熱的氣流上升而凝成的，這種雷雨叫做

熱雷雨。第二，雷雨雲是由於氣旋冷面上的猛烈對流作用而造成，這種叫做氣旋雷雨或冷鋒雷雨。這兩種雷雨，發生的環境不同，所以來臨時的天氣狀況也有區別。

熱雷雨發生的經過 有熱雷雨的夏天早上，天氣大多晴朗，風力弱小，陽光強烈，不過相對濕度很大，可到80%以上，所以不到九點鐘，已有小塊積雲，羅列天空。此後氣壓漸低，濕度漸小，積雲益加變大，而風速依然不強。到了午後，積雲已發展成巨大的積雨雲，隆隆雷聲，偶可聽到。至下午二三點鐘，大塊積雨雲已密佈全天，氣壓已降至最低點。忽而霹靂一聲，狂風大作，驟雨如注，同時氣壓急升，溫度暴落，大致經過一小時後，風力平息，天空放晴。

冷鋒雷雨發生的經過 冷鋒雷雨和熱雷雨不同。熱雷雨的發生多在等壓線稀疏，也就是氣壓梯度平坦的天氣圖，故天氣必屬晴朗；至於冷鋒雷雨的出現，必在活躍低氣壓的冷鋒上，故在冷鋒雷雨發生之前，天氣本是陰沈，氣壓很低，濕熱氣流自西南吹來，風速

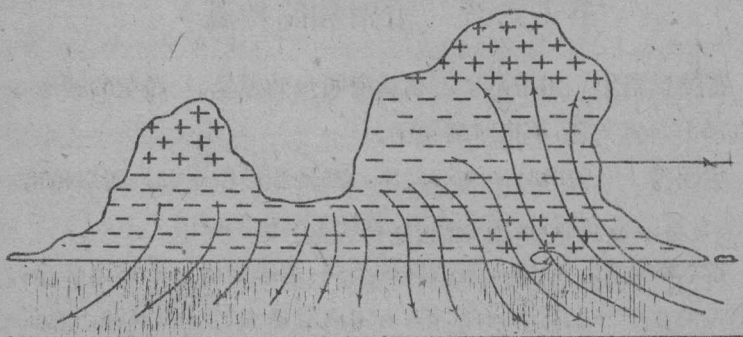


圖 35. 雷雨雲中氣流電荷的分佈。

大至三四級，高空初見高積雲，和滾軸狀的層積雲，接着就是積雨雲出現。此時地面風向轉到西北，風速可大到八級以上，傾盆大雨，雷電交作，氣壓激升，溫度猛降，濕度也大為減小。大約一二小時，大雨既過，天空即行放晴，極地氣團盛行，天氣很是涼爽。

雷電現象 積雨雲的主體帶有負電荷，頂層溫度在 -10°C 下，帶有正電荷，底部也有正電荷的集中點。這種電荷分佈的來源，是由於大水滴下沉時，遇着上升氣流，分散成水花時的電離作用而成。正負電荷間的電位差，大到一定限度就發生放電現象，我們所見的電光雷聲，就是放電現象的表現。

雷雨出現的時間 熱雷雨的發生只以夏季下午為多，冷鋒雷雨的出現任何時間都有可能，氣旋活動最盛的春季，比較最多。以下是南京，北平兩地各月雷雨日數的分配：

地/月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
南京	0	0.7	0.7	2.1	2.2	2.9	4.0	4.4	0.7	0.2	0.3	0	18.2
北平	0	0	0	0.1	2.0	4.7	4.9	3.6	1.0	0.1	0	0	16.4

龍捲風 龍捲風是一種直徑不過一二百米，生命不過幾小時，而破壞力最可怕的風暴。龍捲風的氣流旋轉成柱，中心幾成半真空狀態，所以中心部分的雲塊直立像漏斗。據美國漢佛萊氏的觀察，龍捲風的發生，是由於拔地一二仟米的高空鋒面活動而來，所以漏斗狀的雲塊是從高空向地面伸張的。

龍捲風在何處最多 世界最著名的龍捲風區域在北美的密西西比河流域。因為北方有加拿大的極地氣團，南方有濕熱異常的海灣氣團，密西西比河流域地形開展，剛是這兩種氣流衝突之處，

所以高空冷鋒最盛，而龍捲風最多。

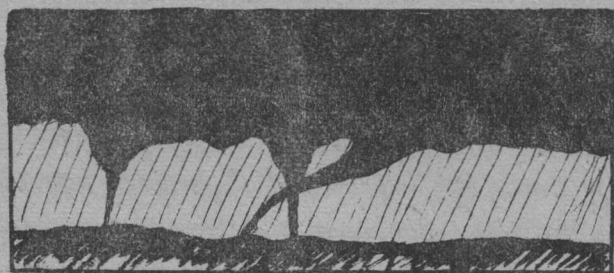


圖 36. 龍捲風。

我國境內，只在盛夏的下午才有。緯度愈高出現的期間越短。出現於海面的龍捲風叫做水龍捲。

第十七章 怎樣預測天氣

預測天氣的途徑 預測未來天氣是研究氣象學的最大目的；我們要達到這項目的，必須要以科學精神做基礎，才有成功希望；這就是說，必須要從已知的現在天氣做出發點，已成立的氣象理論做準則，才是預測未來天氣的正常途徑。

怎樣得到優良的天氣圖 天氣圖就是歸納現在天氣的紀錄紙，所以要求天氣預告的成功，第一步要得到完備真確，有效的天氣圖。這樣的優良天氣圖應從以下的三個方面努力才能到手：

1. 怎樣使天氣圖完備？ 要有密佈的測候所，能發出平面的和高空的，各項氣象要素的報告。
2. 怎樣使天氣圖真確？ 要有精密的儀器，合法的安置，和受

過科學訓練的測候員，準時工作着。

3. 怎樣使天氣圖有效？要有迅速有效的電訊網，各地的天氣報告，在有效期內，傳送各地。

怎樣預測天氣 做預告工作的人，收到氣象報告後，再利用他的氣象智識，斷定盛行氣團的性質，鋒面的地位，高氣壓或低氣壓中心的地位，而繪成天氣圖。再對於這天氣圖上的種種形勢加以研究，推測牠們二十四小時或四十八小時以內可能的移動和變化，由此斷定本地或其他區域未來天氣的情狀。不過，世界各國，對於氣象事業的設備和研究，都沒有達到這理想的程度，所以天氣預告的結果，也沒有十分成功。

天氣諺語的價值 一般社會上流行的天氣諺語，往往作為預測未來天氣的根據。中國固然如此，外國也是很多。這種天氣諺語，一部分由於經驗得來，雖非盡善盡美，確含有相當真理，不過另一部分諺語，却由於迷信主觀附會而來，全無科學價值可言。

不合理的天氣諺語 就中國的天氣諺語而論，不合理的有十分之二，像「久雨逢庚必晴，久晴逢庚必雨」是由於干支的附會。「月離於畢，俾滂沱矣」是由於古人觀察的錯誤。「雲掩中秋月，雨打上元燈」又是由於情感的描寫。

合理的天氣諺語未必都能預測天氣 此外十分之八的諺語，確合於氣象理論，像「礎潤而雨，月暈而風」，「十霧九晴」，「山罩雨，河罩晴」，「朝要天頂穿，暮要四脚懸」等等。不過，合理的諺語，未必能作為預測天氣的依據，例如「清明斷雪，穀雨斷霜」是長江流域平均終雪和平均終霜日期的敘述，並無預告意義；又如流行

廣西的「正月冷牛，二月冷馬，三月冷老媽」是該地各月寒冷程度的平均記述，也沒有預告的價值可言。

用諺語預測天氣時應加注意之點 合理的諺語中，具有預測功能的，也有不少缺點。例如「四季東風是雨娘」，因為氣旋前部多東風，所以在溫帶以內，合理而且靈驗；不過微弱的東風在反氣旋的中心，也可發生，就未必下雨；長江下流夏季的東風愈強，天氣愈乾。可見這句諺語應用時，對於時間空間的限制，和風力的大小，不可不加以注意。

還有根據雲行的方向來預測天氣的：「雲行東，刮股風」，若指氣旋後部的低雲言，很是有效；不過若對高雲類言，結果適得其反。所以應用這句諺語時，對於雲的類別和高度，又不可不認識清楚。

天氣諺語的根本缺點 總之，民間流行的天氣諺語，到底是初期科學的產物，不免帶有牽強附會或迷信的意味。即使合於科學原理的部份，因為一地的未來天氣，決不是單看本地某一項氣象要素的情狀，所能預測的；況且所有天氣諺語敘述的一項氣象要素，並沒有時間，空間，數量，程度，歷程或性狀的科學說明，所以缺點很多，如用來預測天氣，就未必可靠。

[註] (1) 著者原稿所附之天氣圖為24年6月27日上午6時的，其內容和形式都已和現時通行的不太相合，因此曾函商著者改製，旋蒙批以“用意中表示概念，此書非為創造性，似不必大事更張。”但我們終覺未安，嗣承上海氣象台惠贈最近之天氣圖一張，乃決定採以為製圖之張本。這就是現在書中所附的一張。同時，因為圖改變了，其下談“天氣圖的內容”一段也就不得不略加增改。這種未商得著者同意的更改，如有問題，當然與著者無涉，這是應該聲明的。(2)這一節和以後的“錄面”，“暖錄”，“冷錄”諸詞，原稿本作“面”，“暖面”與“冷面”，已不太通用，所以也擅自改掉了。——孟琳

第三篇 氣候

何謂氣候 各地方的天氣，固然時刻在變化着，不過依長期間的經驗看來，某一個地理區域的天氣變化，却有牠的常態。例如四川多雲霧，陝甘多風沙等等，都是長期間的天氣常態，也就是根據長期經驗所得的氣候結論。在氣象學上要得有價值的氣候結論，在溫帶區域至少要有三十五年的紀錄才行。

第十八章 日熱

第一節 日熱分佈(一)

依理論，日熱在各個地理區域的分佈完全依着太陽和地面的相對位置而定，所以可從理論的根據，推算各緯度各月所受熱量的多少，大凡緯度相同的地方，所受日熱也相同。以下是一年間四個主要日子各緯度所受的日熱量(克卡/平方厘米)：

	北緯										南緯
	90°	80°	60°	40°	20°	0°	20°	40°	60°	80°	
春分	0	160	461	707	867	923	867	707	461	160	0
夏至	1110	1093	1009	1022	964	814	585	306	48	0	0
秋分	0	158	456	698	857	912	857	698	456	158	0
冬至	0	0	51	327	624	869	1080	1092	1078	1167	1185

這張表上有幾點事實應予注意：

1. 春分日北半球和南半球緯度相同的地方，所受的日熱相

同，這是因為春分日太陽光直射赤道，北半球和南半球日照的時間等長，緯度相同的地方，日射的高度也相等的緣故。（參觀圖 1）

2. 秋分日太陽也直射赤道，所以兩半球受熱相等的情形和春分日同；不過在同一緯度，春分日常多於秋分，這又是因為春分日太陽和地球相距較近的緣故。

3. 夏至日太陽直射北回歸線（ $23\frac{1}{2}^{\circ}N$ ），這時北半球各緯度的日射最高（參觀圖 1），晝間最長，（參觀圖 2 甲），而南半球的日射最低，晝間最短；所以這天各半球各緯度所受熱力全年最多，南半球所受熱力為全年最少。

4. 又因為夏至日北半球的晝長，緯度愈高而愈長，所以夏至日北極點所受日熱凌駕全球。

5. 冬至日太陽和地球的相對位置，和夏至日相反，所以日熱的分佈也和夏至日相反；不過冬至日南緯 20° 所受的熱力比夏至日北緯 20° 所受的熱力多，這也是因為冬至日太陽離地較近的關係。

第二節 日熱分佈(二)

控制地面實際受熱的兩個基本因子 太陽直射時，地面實際所受日熱，對於大氣表面所受日熱之比叫做大氣的透明係數，就是：

$$P = \frac{I}{I_0}$$

I_0 大氣表面的日熱， I 地面的日熱， P 就是大氣透明係數。按此可見如果大氣表面的日熱，能全部送達地面，透明係數就是 1，如完全不達地面，透明係數就是 0。

在透明係數相同的大氣層，地面實際受熱的多少，又要看光線在大氣層裏穿過路徑的長短而定。光線路徑愈長，地面受熱愈少。

夏至日各緯度的日熱

就因為地面各部分大氣層的透明係數不同，各時季日光在大氣層內，路徑

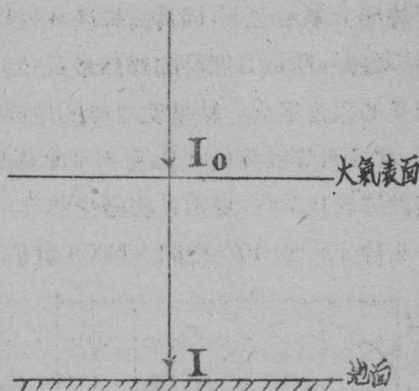


圖 37. I_0 與 I .

的長短不同，所以地面實際所受日熱的分佈情狀和上節所講的大為改觀：夏至日大氣層完全透明時，地面受熱，北極最多，在實際的

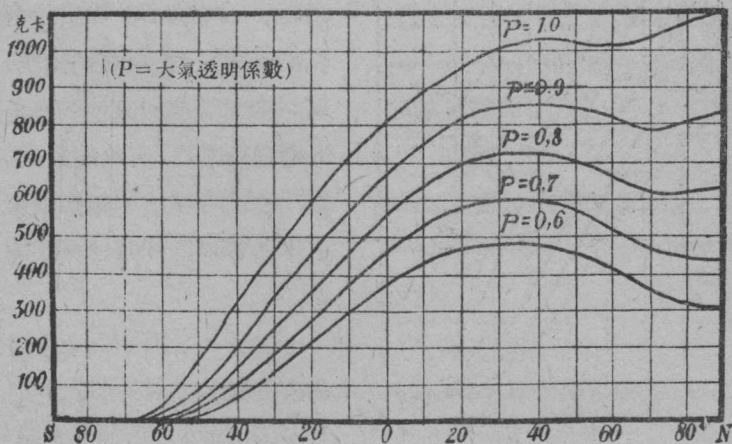


圖 38. 夏至日各緯度太陽輻射之分佈。

不透明大氣層之下，因為高緯度日射最低，日光在大氣層裏穿過的路徑最長，所以日照時間雖然最長，而中途因為大氣不透明性質而遭受的損失很大，結果使北極的最高點跟着透明係數的減小而降低，當透明係數等於 0.9，夏至日北極受熱只和 40°N 處相等，透明係數等於 0.7 時，夏至日北極受熱已不如赤道，全球受熱最高點移至北緯 30° 至 40° 之間。圖 38 就是代表夏至日不同透明係數下

各緯度受熱量的比較。

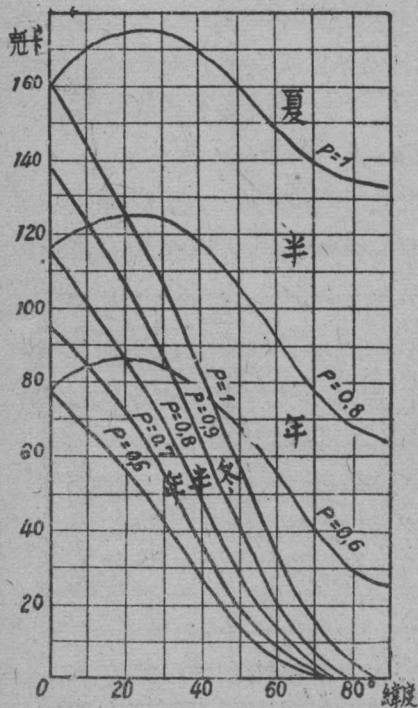


圖39. 各種透明係數下冬夏半年各緯度地面受熱之總量。

冬夏半年各緯度所受日熱的總量 地面受熱的總量，夏季在北緯 20° 至 40° 之間為最多，冬季在赤道受熱最多；無論何時，極地受熱總是最少。全年而論，赤道受熱高於全球，自此向兩極減少。所以地面溫度的分佈到底是赤道部份最高，南北極最低。圖 39 是各種透明係數下冬夏半年各緯度地面受熱的總量。

雲量和日熱 以上是憑緯度推斷的大概情形，實際又因各地點雲量和地形的不同，同緯度各地，日熱有出

入。大凡雲量愈多，日熱愈少，所以海岸的日熱不如內陸多。

地形方位和日熱 地形愈高，大氣層愈薄，而大氣的雜質也愈少，所以大氣的透明係數隨高度而變大，同時山地的日熱也比低地強，以下是意大利洛舍山 (Mt. Rosa) 上各高度所受日熱的強度：

海拔	501	1722	2824	3537 米
氣壓	721	622	544	499 毫米
日熱強度	1.61	1.98	2.09	2.13 克卡/方厘米，分

高度增加時，非但日熱總量增加，日光的成分也有改變。以下是阿爾卑斯山桑潑立峯 (Pk. Sonnblick) 上各高度紫外線的成分：

海拔	80	1600	3100 米	大氣表面
紫外線	16%	30%	40%	100%

所以高山上適於療養肺病，旅行者要戴黑眼鏡，否則易於發生色盲，就因為紫外線特多的原因。

在同一高度的山地，所受日光熱的多少，又和方位有關。向南的山坡受熱自然多於向北的山坡，所以高山的旅行者往往看到山南麥色金黃，已屆收穫時期，而山北還在耕忙之際。

第十九章 氣溫

第一節 世界的氣溫

等溫線的性質 講到氣溫的分佈，常用等溫線來表示。

世界等溫線分佈圖，是根據高度訂正後的溫度作成，所以在這種圖上，高度對於氣溫的影響，已經除掉。如果地面是由於單純的陸地或單純的海洋組成，世界等溫線的分佈形勢，應和等日熱線

也就是緯度圈平行。不過，事實上並不如此，地面有陸面水面的不同，還有寒流暖流的交流，所以世界等溫線的分佈，有種種不規則的形勢。

世界等溫線圖 圖 40,41 是世界一月和七月的等溫線分佈圖。

一月份北半球是冬季，南半球是夏季，七月份北半球是夏季，南半球是冬季。從這兩張圖上，可見有以下幾點值得注意的現象：

冬季和夏季比 冬季的等溫線比夏季密，也就是冬季赤道極地間的溫度梯度大，而夏季的梯度小；這因為冬季赤道極地間日熱量相差最多，而夏季比較均勻。

海洋和大陸比 冬季海洋氣溫暖於大陸氣溫，一月份西伯利亞東北部的氣溫冷到 -48°C 而同緯度的大西洋面氣溫還在 0°C 左右。七月份，西伯利亞東北部的氣溫 16°C ，同時大西洋上同緯度的氣溫為 8°C 。這因為水陸對於日熱反應不同的影響。至於冬季，還加上大西洋面上墨西哥海暖流溫度特高，所以兩方氣溫相差特大。

大陸西岸和東岸比 大陸等溫線的走向，冬季自西北向東南，表示西海岸高緯度的氣溫，和內陸及東海岸低緯度的氣溫相同。換句話說，緯度相同的地方，西海岸的溫度高於東海岸。夏季等溫線的走向相反，表示西海岸的溫度低於內陸和東海岸。按此氣溫分佈的情形，可見西海岸的氣溫受到西方海洋氣流的調劑，有冬暖夏涼之宜；而東海岸的氣溫受到大陸氣流的控制，所以冬嚴寒而夏酷熱。

何處最熱何處最冷 夏季最熱的區域不在赤道，而在赤道以

北 10° 至 20° 左右的撒哈拉、阿剌伯和伊郎一帶。這裏的七月溫度平均在 34°C 以上。冬季最冷的區域，不在北冰洋，而在 70°N 左右的西伯利亞大陸。這裏一月溫度平均 -48°C 以下，是受着大陸面積控制的結果。

南半球和北半球比 南半球的等溫線比較平直，幾乎和緯度圈平行；而北半球的等溫線最多曲折。這都是由於南半球洋面廣大，地形比較單純；而北半球海陸交錯，地形非常複雜所致。

溫度帶 氣候學家根據各區域某種溫度持續的期間，分全球為三帶，就是：

1. 熱帶 年平均溫度在 20°C 以上。

2. 溫帶 年平均溫度在 20°C 和最熱月在 10°C 以上的地帶。

3. 寒帶 最熱月平均在 10°C 以下。

根據以上標準，劃分的熱帶向極界限，剛和椰子樹的界線相合；寒帶的赤道界線，恰和樹木生長的界線相同。

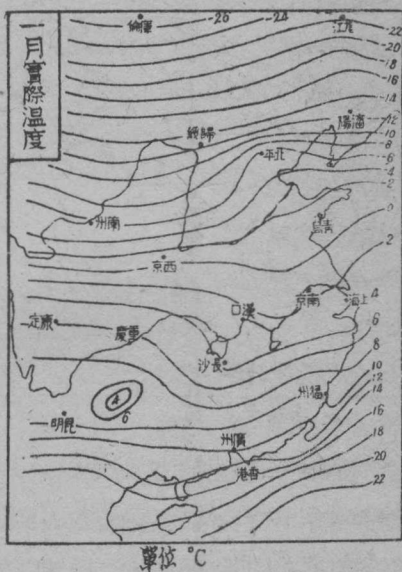


圖 42. 一月中國實際溫度 ($^{\circ}\text{C}$)。

第二節 中國的氣溫

控制中國溫度的環境 中國位於大陸的東部，完全在大陸控制

之下，所以冬季嚴寒，而夏季酷熱。

一月等溫線 圖 42 和 43 是根據中國各地的實際溫度做成，於農業應用上最為便利。可見一月份的等溫線分佈最密，幾乎和緯度圈平行。這時候如有人從黑龍江的極北端，旅行到廣東南岸，

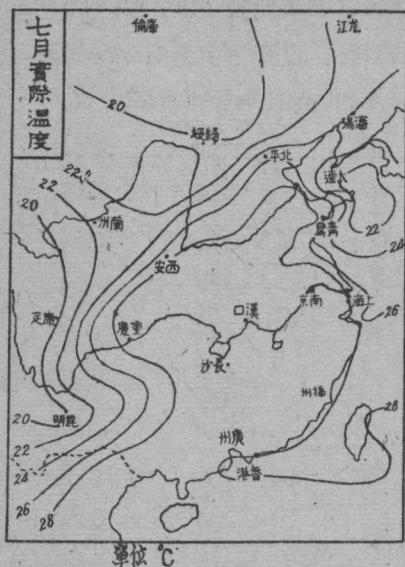


圖 43. 七月中國實際溫度(°C)。

所感受到的溫度自 -22°C 升至 14°C ，相差達 36°C 之多。

在黃河以北嚴霜堅冰，必需圍爐取暖；至於長江流域，寒威大殺，幾日冷天之後，常有幾日暖天，所以平均溫度也升到 2°C 至 4°C 。至於福州桂林以南，則陽光煦照，惠風和暢，滿目綠色，已不知有冬天的存在。如果再到海南島一看，則見濃林成蔭，瓜菓纍纍，依然是盛夏天氣。

七月等溫線 七月份的

等溫線，幾乎和海岸線和地形的等高線平行；換句話說，夏天的溫度，完全依地形的高度，和離海的遠近來決定，而和緯度的關係極小。北自黃河，南至海南島，整個區域在 28°N 至 29°N 間，都在盛夏酷熱的天氣。東南海濱的狹帶，可受到海風的調劑，溫度降至 26°C 。至於雲貴川陝以西，只因海拔升高，溫度逐步降低，所以雲南有“四時如春”之說，康藏

有常年是冬的景象。塞外，漠北緯度既高，海拔又大，溫度又見低下。

中國的溫度年較差 一區域溫度變化的特性，最好要用年較差來表示。中國是大陸性極端發展的地方，所以和世界上同緯度地帶相比較，除華南一角外，冬天特冷，夏天特熱，年較差特大。以下是和世界同緯度相比較的實例：

	一月	七月	年平均	年較差
世界 50°N 平均	-7.2	17.9	5.8	25.1
愛瑯(49°50'N)	-24.2	22.2	0.2	46.4
相差	-17.0	4.3	-5.6	21.3
世界 40°N 平均	5.5	24.0	14.1	18.5
北平(39°34'N)	-4.6	26.1	11.8	30.7
相差	-10.1	2.1	-2.3	12.2
世界 30°N 平均	14.7	27.3	20.4	12.6
漢口(30°37'N)	3.6	28.6	17.1	25.0
相差	-11.1	1.3	-3.3	12.4

中國同緯度各地的年較差，也不是到處相同，東方地形平坦，北方冷風可以直抵海濱，西方有秦嶺大巴山的屏障，冷風勢力變弱，所以冬天的溫度，東方冷於西方。到了夏天，因為受着地形高度的控制，東方又比西方為暖。結果使東方平原的年較差比西方山地大。例如重慶，漢口的緯度相近，而重慶的年較差(20.4°C)小於漢口(25.0°C)。

中國的四季 一月和七月的等溫線，可以做全年最熱月和最

冷月的代表，不過並沒有冷季和熱季經歷期間的意義。例如七月份，濟南的溫度可比廣州香港還熱，可是華南稻米年可兩熟，而華北只能種植麥類，只是因為北方的夏季，不及南方長的關係，以下是中國各地四季的月數：

	冬	春	秋	夏
華南	無	4.0-7.0(春秋)		5.0-8.0
雲南高原	2.0-3.0	10.0-9.0(春秋)		無
長江上流	2.5-3.0	2.5-3.0	2.5-3.0	3.5-5.0
長江中流	3.5	2.0-2.5	2.0-2.5	4.0-4.5
長江下流	3.5-4.5	2.0-2.5	2.0	3.5-4.0
華北	5.0-6.0	2.0-3.0	2.0	2.0-3.0
西北草原	5.5-6.5	2.0-3.0	1.5-2.5	1.0-3.0
新疆	5.0-6.0	2.0-3.0	2.0	2.0
南滿	6.0-7.0	2.0-2.5	2.0	1.0-2.5
北滿	8.0	4.0(春秋)		無

長江上流的夏天可長到5個月，而長江下流至多4個月，所以四川有橘柑，桂圓，蔗糖的盛產，而江浙沒有。

第二十章 氣壓和風

第一節 世界的氣壓帶和風帶

氣壓帶的分佈，如果只依溫度的高低來決定，那末全球的氣壓，該是赤道最低，向兩極成直線的增加；不過，事實上又受着大氣圈內整個氣流循環的影響，所以並不如此簡單。圖44是世界氣壓

帶和風帶的模型圖：

氣壓帶 按此，
可見在半個地球的表
面有四個氣壓帶：

1. 赤道低氣壓帶 平均地位在 0°N 與 10°N 間，年平均氣壓 758 毫米。

2. 副熱帶高氣壓帶 北半球在 35°N ，南半球在 30°S ，年平均氣壓 762 毫米。

3. 鋒面低氣壓帶 大致在 60°N ，平均氣壓 758 毫米。

4. 極地高氣壓區 大致在極區以內。

赤道低氣壓帶，極地高氣壓區，完全由於溫度的高低而成；副熱帶高氣壓帶的主要成因，是由於高空下沉氣流的堆積。因為有副熱帶高氣壓帶的存在，介於副熱帶和極地之間，有南北氣流的衝突，發生 60°N 左近的鋒面低氣壓帶。

行星風帶 相當於這樣的氣壓帶，就發生相關的風帶：

1. 信風帶 副熱帶高氣壓的氣流，吹向赤道低氣壓帶而成。由於地球自轉的偏向，北半球是東北風，南半球是東南風。這帶的風終年恆定，所以叫做信風。

2. 盛行西風帶 副熱帶高氣壓的氣流吹向鋒面低氣壓帶而成。由於氣旋的活動，這帶風向變化無定；不過比較上北溫帶以西南風為主，南溫帶以西北風為主，所以稱為盛行西風帶。

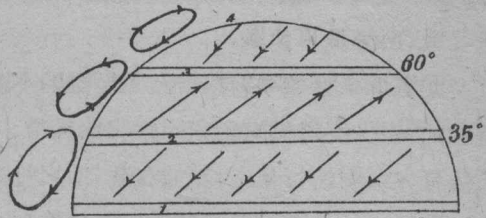


圖 44. 世界氣壓帶和風帶。

3. 極地東風區 自極地高氣壓向低緯度吹的氣流，在北極是東北風，南極是東南風。

赤道低氣壓帶和副熱帶高氣壓帶的本部，氣壓梯度平坦，風速微弱，所以叫赤道無風帶和回歸線無風帶。這種氣壓帶和風帶，凡是有大氣圈的行星上，統能存在；所以叫做行星風帶。

季風 行星風帶只可能表示單純地面上各緯度之間氣流的理想情狀。實際的地面，有海陸的不同，還有地形的參錯。所以冬季的副熱帶高氣壓，在陸上發展特強，像亞洲大陸的蒙古高氣壓，北美大陸的北美高氣壓，中心氣壓高到780毫米以上；同時間的海面副熱帶高氣壓帶，只留痕跡，而中緯度北大西洋的冰州低氣壓和北太平洋的阿羅欣低氣壓，氣壓低到740毫米以下。到了夏季，副熱帶大陸上，不但沒有高氣壓存在，反而成爲低氣壓的範圍，像印度低氣壓就是牠的著例；同時北大西洋和北太平洋上副熱帶高氣壓特別強盛。因爲這種海陸的影響，發生冬夏間季風的交替，使這理想的行星風帶，弄得支離破碎，簡直看不出牠的真相。

此外還有海風和陸風，山風和谷風，以及種種的地方性風，使這理想的風帶，越發凌亂。

第二節 中國的氣壓和風

世界唯一的季風區 中國位於歐亞大陸的東部，冬季的溫度變化既劇，氣壓的分佈也完全相反，所以成爲世界上唯一的季風區，至於行星風帶的形勢幾乎完全消失。

一月的氣壓和風 冬季的氣壓和風可把圖45一月份的情勢做代表。這時候大陸正冷，西伯利亞東北部：是世界寒極的所在，所

以整個亞洲大陸在世界最偉大的蒙古高氣壓控制之下。中心在貝加爾湖以北，氣壓在 780 毫米以上。中國本部和東三省剛在這大高氣壓的東南部，氣壓自西北向東南降低，所以這時的風向主流，在東部各省是西北風，華南一帶是東北風。不過受着局部地形的影響，都有多少改變。在東三省多西風，東南沿海多東北風，長江流域和華南多北風。

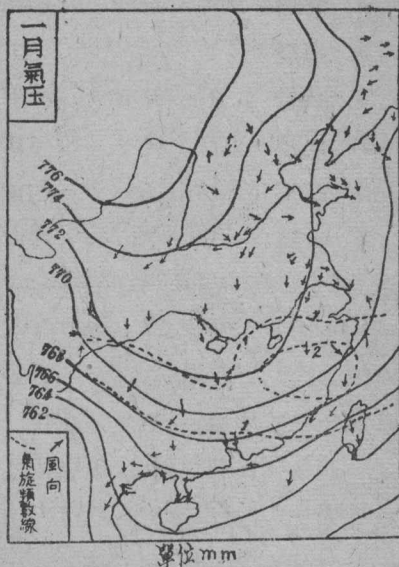


圖 45. 中國一月氣壓和風。

七月的氣壓和風 圖 46 是七月份的氣壓和風，可做夏季情勢的代表。這時大陸酷熱，而海面較涼，所以大陸上為低氣壓中心的範圍，西南是印度低氣壓的範圍，華北是內蒙低氣壓的範圍，中心氣壓都在 752 毫米，同時北太平洋上副熱帶高氣壓的中心，勢力特別強盛，所以這時候風向的主流自海洋入大陸，大陸東部多東南風，南部多西南風，不過就各個小區域看，多少帶着改變。以下是幾個地方的各月最多風向的例子：

	一月	四月	七月	九月
1. 梧州	N	E	S	NE

2. 福州	NE	NE	S	NE
3. 漢口	N	SE	SE	N
4. 吳淞	N	S	S	N
5. 北平	N	SW	S	N
6. 西安	NE	SW	NE	NE
7. 瀋陽	NE	SW	SW	SW

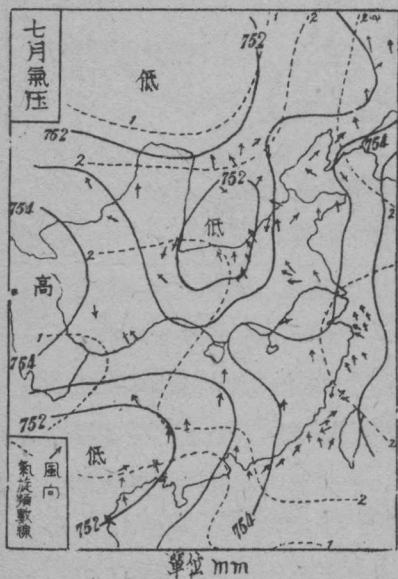


圖 46. 中國七月氣壓和風。

各地的風速 各區域的風速，依地理環境的各別，而有不同。大致沿海的平原區域，風速較大；到了內陸山地，風速就非常弱小，例如沿長江而論，吳淞鎮江風速年平均在蒲氏風速標上 1.8 級，到了九江武漢就小到 1.6 和 1.8 之間，再向西到宜昌重慶，風速更小，不過 1.2 級。

何時風速最大 華北一帶，春季的氣壓梯度最大，氣旋活動最盛，所以春季

風速為全年最大。長江以南的氣壓梯度冬季最大，所以風速也是最大。東南海濱，在夏秋之交有颱風的侵擾，所以夏秋之交的風速是全年最大。以下幾個地方的風力可以做所在區域的代表：

	一	三	五	七	九	十一	年
梧州	2.7	2.3	2.3	2.7	2.2	2.4	2.4級
福州	1.5	1.4	1.2	1.4	1.5	1.6	1.4
漢口	1.8	1.9	1.9	1.8	1.8	1.7	1.8
吳淞	2.1	1.8	1.9	2.1	1.9	1.6	1.9
北平	3.4	4.0	4.2	2.7	3.2	4.2	3.5
西安	2.5	2.0	2.1	2.7	2.8	2.7	2.6
瀋陽	3.6	4.1	6.0	3.6	3.1	3.7	4.0

第二十一章 降水量

第一節 世界的降水量

控制降水量的因子 全世界降水量分佈的大勢，是依大氣的流動，和海陸地形的不同，而有多少。

各緯度的降水量 降水量的大小，也用等值線來表示，圖 47 就是世界全年等降水量線。從這裏可見赤道帶的降水量在全世界最多，平均在 1400 毫米以上，這是因為赤道帶內溫度最高，水汽最多，對流最強的緣故。

從赤道帶向北或向南，緯度越高，對流越弱，所以降水量越發變少，大多地方在 1000 毫米以下，到了副熱帶的緯度，進了高氣壓帶的本部，氣流從上向下，濕度極小，雲量稀少，成為全球的最乾地帶，降水量在 500 毫米以下。

從副熱帶再向極地，就入盛行西風帶，因為溫度的變低，對流固然變弱，可是氣旋越發加多，所以降水量因此增多；到了緯度 40°



圖 47. 世界全年等降水量。

至 50° 的地帶，全年降水量可有 900 毫米以上。緯度再行增高，因為又進了高氣壓區的範圍，同時溫度也太冷，所以降水量又減少。在極區以內，不過 200 毫米左右，成為冰漠的景象。緯度愈高，降雪的機會愈多，東亞沿海，可說溫州 (26°N) 以南無雪，至於西歐沿海，因為冬季天暖， 45°N 以南始不降雪。

海陸和降水量 以上就緯度的高低講，事實上，在同一緯度帶，海洋和大陸的降水量，大有不同。在赤道和熱帶區域，因為陸地的溫度全年比海面高，對流全年比海面強，所以同緯度各地，大陸降水量總比海面多。在溫帶和極地以內，因為海面的溫度較高，濕度較大，氣旋活動較強，所以海面的降水量比陸面大。

大陸各部的降水量 同緯度大陸的各部分，又因為對於盛行風向背的區別，所以各部分降水量的多少，也有不同。大概在熱帶以內，因為受東來信風的影響，所以陸地東岸的降水量，概比大陸中央和西岸要多。至於北美和東亞又有夏季風從東方海洋吹入，所以降水量從東向西減少的形勢，更為顯著。在副熱帶大陸的西岸，像阿剌伯，撒哈拉，加里福尼亞等地方處於副熱帶高氣壓的本部，風從內陸來，而帶下沉的運動，所以濕度小，雲量少，降水量特少，大多小到 250 毫米；又加上太陽強，氣溫變化劇，所以都成為世界上最著名的沙漠。

在溫帶以內，盛行的風向自西向東，所以西海岸的風從海面來，而東海岸的風從內陸來。西歐的降水量多到 1000 毫米以上，而大陸中央的塔里木盆地，蒙古高原乾成沙漠，降水量大多在 200 毫米以下。即使到了東海岸，也不過 250 毫米。

大陸各部的雨季 世界各部份的雨季也有不同。赤道帶的溫度全年很高，對流全年很強，所以降水量全年平均。到了熱帶和副熱帶的緯度，大陸和東海岸的季風區域，當夏季風伸入之時雨最多，冬季非常乾燥；我國的雨量，幾乎全年的百分之五十降在夏季三個月，沿海各省又加上颱風的影響，所以夏秋之交，雨量特多。至於同緯度的西岸，要到冬季北方的盛行西風向南擴張時，才下大雨，所以雨季在冬季，夏季幾乎乾成沙漠的狀態。溫帶以內的西風，全年盛行，所以降水量全年均勻，不過秋冬季西風較強，氣旋較多，所以秋冬降水量可以多些。這帶的內陸和東海岸，也要到夏季風盛行，方有大量降水，所以雨季在夏季。

第二節 山地的降水量

地形雨和焚風 氣流碰到山坡受迫上升，因此也發生絕熱冷卻，使溫度降低，相對濕度增高，上升到了凝結高度，溫度已降到露



圖 48. 地形雨的造成。

點，水汽就開始凝成而下雨。這樣造成的雨，叫做地形雨。（見圖

48）這支上升

氣流，如得爬過山頂而下沈，牠的遭遇，剛和上升時相反，所遇氣壓逐步加重，因此發生絕熱增暖，使溫度升高，相對濕度變小，當不會有雲雨凝成。因為下沉氣流的乾燥性，原有的雲層和積雪，可立即消失。這種下沉的暖風，叫做焚風。

美洲的例子 這樣看來，在山岳地帶向風的山坡，降水量依高度而增加，背風的山坡，降水量特別稀少。這種現象，在世界雨量的分佈圖上例子很多。在北美洲溫帶部分的西海岸，因為有洛磯山的屏障，太平洋上的西南風，受迫上升，全年降水量大到 2000 毫米以上，到了山的東坡既吹不到海洋濕風，反受着焚風的乾燥影響，所以濕度極小，雲量幾乎不見，降水量不過 250 毫米；同時又加上太陽強，蒸發快的原因，所以這個區域成了半沙漠的地帶。其次在南美洲安第斯山的兩麓，情形也和此相同。

歐洲的例子 歐洲最顯著的地形雨，要推挪威和蘇格蘭的山地雨量。這一帶山地的西南坡，正對着大西洋上來的暖濕氣流，全年降水量都在 1000 毫米以上，大到 2000 毫米的也很多；過了山嶺向東，降水量就小到 500 毫米之下。

亞洲的例子 亞洲地形雨的例子也不少。菲列賓羣島位於東北信風帶內，島上山地的東北坡雨量大到 3000 毫米以上，西南坡只不過 2000 毫米左右。至於荷屬東印度羣島，和亞洲南部的幾個半島的雨量，西南季風是雨量的主要來源。所以西南坡的雨量大到 3000 毫米以上，而東北內地的雨量都在 2000 毫米以下。印度謝拉邦依位於向南的山坡，海拔 1313 米，正對着印度洋上吹來的西南季風，所以全年雨量有 1102 厘米 (11020 毫米) 之多，這是根據 70 年紀錄的平均，公認為世界上最多雨的地方。

最大雨量的高度 因為地形的高起，使雨量增加的影響，也不是漫無限制的。平均而論，熱帶區域的最大雨量層離地 1000 米，溫帶區域要在 1500 米的高度，夏季比冬季要高些。過了最大雨量

層的高度，降水量就逐漸減少。

全年降雪的高度 高度愈大，降雪的時間逐漸增加，即使在熱帶的山地，大致上升到 3500 米以上，夏季也有降雪的可能。

雪線的高度 夏季積雪不融的高度，叫做雪線。在雪線之上，植物不能生長。雪線的高度要看所在地的溫度，濕度，和降雪量而定。大凡溫度愈高，濕度愈小，雪量愈少的地方，雪線愈高。全球而論，熱帶以內雪線，高出海面大約 5000 米，向兩極去，雪線高度逐漸降低，溫帶的雪線，大致在 3000 米至 4000 米，至於極地區域就低到 1000 米以下了。

第三節 中國的降水量

控制中國降水量的因子 中國雨量的時空分佈，和世界雨量同，也受着盛行氣流和海陸地形的控制。

按中國年雨量分佈圖，可見：

東南季風和雨量 雨量自東南向西北減少，東南沿海的浙，閩，粵降水量在 1500 毫米以上，長江流域就減至 1000 毫米左右，到了華北又減至 500 毫米以下，至於西北的蒙古，青海降水已不到 250 毫米了。這樣的雨量遞減形勢，可說完全是東南季風控制的結果。

山岳地形和雨量 山岳地帶的雨量概比平原為多，例如東南沿海的山地雨量多在 1750 毫米以上，而濱海低地不過 1250 毫米，這顯然是受地形影響的關係。四川峨眉山(3093 米)的雨量大到 7609 毫米，是全國最多雨的地方，地形的影響也是原因之一。

氣旋颱風和雨量 氣旋和颱風常過的地帶，雨量特別豐沛。

自龍州到長江口一線，雨量的特多，就因為氣旋路徑的關係。東京灣內雨量多至2000毫米以上，是因為颱風常臨的結果。

雨季 中國位於東亞大陸的季風區，所以全年雨量的百分之五十集中在夏季。因為只有夏季風盛行的時候，大陸上才能得到大量水汽的來源；至於冬季，氣旋雖然很多，而盛行的風來自乾冷的大陸中央，所以降水極少。這種雨量集中夏季的情勢，地位越北，越是明

顯：

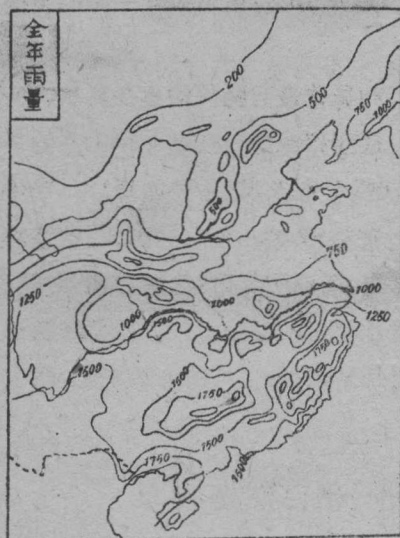


圖 49. 中國的年雨量(mm).

	年雨量(毫米)	春(%)	夏(%)	秋(%)	冬(%)	變率(%)
北平	637	9.1	76.1	13.1	1.2	32
南京	1004	23.8	47.1	16.3	12.7	19
廣州	1675	30.1	46.3	14.4	9.3	15

因為中國雨量的大部分，降於酷熱的夏季，所以最適於稻作的生長。

雨量變率 季風區雨量的缺點，在於各年的變化太大，所以太不可靠，災況太多。表示雨量變化大小的數字，叫做變率，這就是雨量超過或短於平均雨量的差數合於平均雨量的百分數。變率愈大，就是變化愈多。從上表可知北平南京廣州三地方年雨量的變

率，以北平最大，有32%，廣州最小，只15%，所以華北一帶的災况遠比華南為多。

季風區的雨量，集中在夏季；和農作最有關係的也在夏季。所以夏季雨量的多少，雨時的遲早，最值得注意。例如北平七月的平均雨量255.4毫米，而1924年有641.1毫米，超過常年151%，發生水災；1869年只降6.8毫米，短於常年97.3%，就有旱災。就因為季風區雨量分佈有這樣的重大缺點，所以中國有「飢饉之地」之稱。

怎樣減輕旱澇 我們要減輕水旱災的壓迫，一方面要修明水利，同時要廣設氣象測候所，研究長期預告，才可防患於未然，而有利於國計民生。

第二十二章 氣候和自然植物羣

氣候要素和植物種類 雨量和溫度，是控制自然植物的最重要的氣候要素。大凡在常年很熱的地帶，植物羣的種類，依雨季的時期而定；在常年很冷地帶，最熱月的長短和溫度的高低是決定植物類別的條件。

赤道常綠林 森林的繁殖，必需要在常年多雨的區域，才有可能；赤道雨量全年充足，溫度又高，所以非洲的剛果流域，南美洲的亞美遜河流域和南洋羣島濃蔭密林，荊棘滿地，成為人類不可穿越的闊葉大林。

熱帶落葉林和草原 從赤道帶向北或向南，雨季漸短，遇到乾季，樹葉脫落，減輕蒸發，因此就逐步變成落葉林。將到熱帶的邊緣，雨季更短，就由灌木而變成草原。因為這帶的乾季太長，樹木

不能生長；草本植物遇到乾季，可在種子狀態渡過生活的難關，雨季再臨的時候，種子發芽，恢復生命。非洲的蘇丹草原就是好例子。

副熱帶的沙漠和草原 在副熱帶高氣壓的本部，大陸西部常年無雨，像撒哈拉，阿剌伯這些地方，就成爲沙漠區。在沙漠裏生長的草木植物都有很深的根，吸收地下水，莖葉的表面有蠟質，可防止水分蒸發，莉莉花屬，仙人掌屬就是沙漠裏能生長的植物。副熱帶大陸東部的季風氣候，常例也是草原區域，雨季來，草木生長，乾季至，草木枯死，只留種子；不過在雨季裏，如有多量的水存積地下，可供乾季樹木生長的地方，也可有落葉林出現。

溫帶的農作區和極地的牧場 溫帶區域，大陸西部常年有雨，東部是季風區域，夏季有雨。因爲溫度適中，所以都是最好的農作區。不過看雨季的分配，種着不同的植物，西方以麥類爲主，東方以水稻爲主。緯度再高，到 60° 以上，也是全年有雨，所以是天然的松杉林。進了極圈以內（ $67\frac{1}{2}^{\circ}$ ），全年最熱月，也在 10°C 以下，樹木不能生長，農作也到此爲止。在短短的暖季，只有矮草出現，成爲天然牧場。

熱帶山地植物的垂直分佈 在熱帶山地，從山谷到山頂，氣候的變遷也像從熱帶到極地，所以各高度自然植物的分佈，也和從南到北所見的相似。圖 50 是康藏南部山地各高度自然植物分佈的實例。

農作發展的範圍 自然植物受了氣候的控制，人類生活，自然也逃不掉牠的影響。熱帶河谷，濕熱多雨，樹木生長易，腐爛也

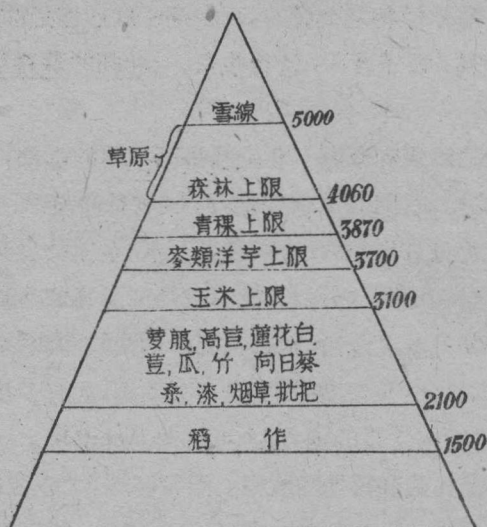


圖 50. 西康南部山地植物的垂直分佈。

快，所以濃林荆棘之中，惡臭難聞，毒蠅惡獸，到處是人生的大敵。嚴寒的極地，若干部分終年積雪，稍低緯度，暖季不過一二月，即使常年有雨，穀物也無從生長，所以無從有農業發生，保留着天然松杉林的本相。因此就全球而論，只有溫帶區域，溫度和雨量適中，且有適度的季變，最適於農業的發展，所有人類文明，都在這個區域。可惜這種氣候的地面，只有全世界陸地面積的百分之十五。至於副極地，勉強可供給耐寒農作的種植，可能供給人類窮苦的生活。牠的範圍大概是全世界陸面百分之二十一。此外還有熱帶草原，也有開發農業的可能，約佔百分之十二；在這熱帶草原開墾，衛生醫藥怎樣設備改進，是一個先決問題。

中西譯名對照表

二畫

二氧化碳 Carbon dioxide

三畫

大氣圈 Atmosphere

大氣成分 Composition of atmosphere

大氣潮汐 Atmospheric tide

大氣透明係數 Coefficient of transparency

山風 Mountain wind

四畫

天氣現象 Weather phenomena

天氣學 Synoptic meteorology

天文學 Astronomy

天光 Sky light

天氣 Weather

天氣圖 Weather charts

太陽輻射 Solar radiation

太陽常數 Solar constant

天氣預告 Weather forecasting

天氣諺語 Weather proverbs

不良導體 Poor conductor

化合物 Compound

反射 Reflectio

比熱 Specific heat

日暈 Solar halo

日華 Solar corona

毛髮濕度表 Hair hygrometer

月暈 Lunar halo

月華 Lunar corona

日照 Sunshine duration

日平均 Daily mean

月平均 Monthly mean

日較差 Diurnal range

反氣旋 Anticyclone

中雲 Middle clouds

五畫

平均分子量 Mean molecular weight

平流 Advection

平均風速 Mean velocity

生長期 Growing season

水汽 Water vapor

水溫 Water temperature

水銀氣壓表 Mercurial barometer

水汽壓 Water vapor pressure

水龍捲 Water spout

可壓縮的 Compressive

正電荷 Positive charge

冬至 Winter solstice

六畫

百分度 Centigrade
 百葉箱 Thermometer screen
 年平均 Annual mean
 年較差 Annual range
 永久氣溫 Permanent gas
 地溫 Ground temperature
 地面輻射 Terrestrial radiation
 貝鏗克尼(人名) Bjerknes
 回歸線無風帶 Horse latitude
 地形雨 Orographic rain
 地球自轉 Earth rotation
 向量 Vector
 危險半面 Dangerous half

七畫

冷鋒 Cold front
 冷鋒雷雨 Cold front thunder
 赤道低氣壓帶 Equatorial low
 赤道無風帶 Equatorial calm
 沙漠 Desert
 折射 Refraction
 吸收 Absorption
 谷風 Valley wind
 低雲 Low clouds

八畫

雨層雲 Nimbo-stratus
 波長 Wave length
 空盒氣壓表 Aneroid barometer
 季風 Monsoon
 雨 Rain

雨量 Rainfall
 雨季 Rainy season
 直展雲 Clouds with vertical development
 雨量器 Rain gauge

九畫

風 Wind
 風向 Wind direction
 風速 Wind velocity
 沸點 Boiling point
 施蒂芬森(人名) Stevenson
 指標 Index
 風向標 Wind vane
 風速表 Anemometer
 風向頻率 Wind frequency
 風圖 Wind rose
 相對日照 Relative sunshine
 春分 Vernal equinox
 秋分 Autumnal equinox
 信風帶 Trade wind belt
 紅外線 Infra red
 保資屯(地名) Potsdam
 相對濕度 Relative humidity
 卷雲 Cirrus
 卷積雲 Cirro-cumulus
 卷層雲 Cirro-stratus
 負電荷 Negative charge

十畫

氣象學 Meteorology
 氣候學 Climatology
 氣候要素 Climatic elements

氣溫 Atmospheric temperature
 氣壓 Atmospheric pressure
 氧 Oxygen
 臭氧 Ozone
 高積雲 Alto-cumulus
 高層雲 Alto-stratus
 高雲 High clouds
 降水量 Precipitation
 氣溫變化 Temperature change
 氣溫較差 Temperature range
 草溫表 Grass thermometer
 氣壓日變 Diurnal variation of pressure
 氣壓年變 Annual variation of pressure
 氣壓表 Barometer
 高度訂正 Altitude correction
 高度表 Altimeter
 氣流 Air current
 氣流循環 Atmospheric circulation
 氣壓梯度 Pressure gradient
 海風 Sea breeze
 氣團 Air mass
 夏至 Summer solstice
 草原 Grassland
 氣象常用表 Meteorological tables
 高氣壓 High pressure
 氣旋 Cyclone

十一畫

混合物 Mixture
 開羅(地名) Cairo

動力冷卻 Dynamic cooling
 雪 Snow
 乾濕球溫度表 Dry and wet bulb hygrometer
 終霜 Latest frost
 國際雲圖 International cloud atlas
 透射 Transmission
 偏角 Deviation angle
 陸風 Land breeze
 眼區 Central eye
 副熱帶高氣壓帶 Subtropical high
 雪線 Snowline
 紫外線 Ultra-violet
 偽卷雲 False cirrus
 盛行西風 Prevailing westerlies

十二畫

溫帶 Extratropic belt
 最高溫度 Maximum temperature
 最低溫度 Minimum temperature
 最高溫度表 Max. thermometer
 最低溫度表 Min. thermometer
 華氏 Fahrenheit
 溫度逆增 Inversion of temperature
 溫度計 Thermograph
 溫度訂正 Temperature correction
 等壓面 Isobaric surface
 等壓線 Isobaric line
 梯度風 Gradient wind
 最大水汽壓 Maximum vapor pressure
 惠爾德蒸發表 Wild's evaporimeter

等雨線 Isohyet
焚風 Fohn
絕熱冷却 Adiabatic cooling
視直徑 Apparent diameter
晴天 Fine
陰天 Overcast
無霜期 Frostless season
等溫線 Isothermal line
溫帶氣旋 Extratropic cyclone
氮 Nitrogen

十三畫

雲 Cloud
傳熱率 Heat conductivity
極地 Polar region
暗線 Dark light
極端溫度 Extreme temperature
游尺 Vernier
鹽分 Salinity
雷雨雲 Thunder cloud
雹 Hail
極地大陸氣團 Polar continental air mass
極地海洋氣團 Polar marine air mass
暖鋒 Warm front
雷 Thunder
雷雨 Thunder storm
較差 Range
極地高氣壓區 Polar high
雲量 Cloudiness
雲狀 Cloud form

碎積雲 Fracto-cumulus
碎層雲 Fracto-stratus
碎雨雲 Fracto-nimbus

十四畫

熔點 Melting point
對流 Convection
氫 Hydrogen
福丁(人名) Fortin
蒲氏風速標 Beaufort wind scale

十五畫以上

輻射 Radiation
濕度 Humidity
熱帶 Tropic
蒸發 Evaporation
蒸發表 Evaporimeter
標度 Scale
攝氏(人名) Celsius
寇烏(人名) Kew
緯度訂正 Latitude correction
摩擦力 Friction
轉環風力表 Rotation anemometer
露點溫度 Dewpoint temperature
霧 Fog
凝結核 Condensation nuclei
凝結高度 Condensation level
輻射冷却 Radiation cooling
層積雲 Strato-cumulus
層雲 Stratus
靜風 Calm
積雲 Cumulus

積雨雲 Cumulo-nimbus

曇天 Clondy

霜 Frost

露 Dew

霜期 Frost season

霰 Softhail

熱帶氣旋 Tropical cyclone

颱風 Typhoon

鋒面 Palar front

熱雷雨 Heat-thunder storm

漢佛萊(人) Humphreys

變率 Variability

熱帶大陸氣團 Tropical continental
air mass

熱帶海洋氣團 Tropical marine air
mass

濕度計 Hygrograph

鋒面低氣壓帶 Palar frontal low