

國立臺灣圖書館典藏
由國家圖書館數位化



ABC叢書發刊旨趣

徐蔚南

西文ABC一語的解釋，就是各種學術的階梯和綱領。西洋一種學術都有一種ABC；例如相對論便有英國當代大哲學家羅素出來編輯一本相對論ABC；進化論便有進化論ABC；心理學便有心理學ABC。我們現在發刊這部ABC叢書有兩種目的：

第一 正如西洋ABC書籍一樣，就是我們要把各種學術通俗起來，普遍起來，使人人都有獲得各種學術的機會，使人人都能找到各種學術的門徑。我們要把各種學術從智識階級的掌握中解放出來，散遍給全體民衆。ABC叢書是通俗的大學教育，是新智識的泉源。

第二 我們要使中學生大學生得到一部有系統的優良的教科書

或參考書。我們知道近年來青年們對於一切學術都想去下一番工夫，可是沒有適宜的書籍來啓發他們的興趣，以致他們求智的勇氣都消失了。這部ABC叢書，每冊都寫得非常淺顯而且有味，青年們看時，絕不會感到一點疲倦，所以不特可以啓發他們的智識慾，並且可以使他們於極經濟的時間內收到很大的效果。ABC叢書是講堂裏實用的教本，是學生必辦的參考書。

我們爲要達到上述的兩重目的。特約海內當代聞名的科學家，文學家，藝術家以及力學的專門研究者來編這部叢書。

現在這部ABC叢書一本一本的出版了，我們就把發刊這部叢書的旨趣寫出來，海內明達之士幸進而教之！

5515-71

79

目次

緒論

第一章 大氣……………二

第一節 大氣的高度……………三

第二節 大氣和他的成分……………四

第二章 氣溫……………六

第一節 日射……………六

第二節 日照和日照計……………九

第三節 氣溫和寒暖計……………一〇

第四節 氣溫的日變化和年變化……………一二

第五節 氣溫隨高度而遞減……………一五

第六節	氣溫的配布	一六
第七節	地溫 and 海水溫	一八
第三章	氣壓和風	一九
第一節	氣壓	二〇
第二節	氣壓因高度而減	二二
第三節	氣壓的日變化和年變化	二四
第四節	氣壓的配布	二六
第五節	氣流和風	二八
第六節	風速隨高度而增加	三三
第七節	風向風速的日變化和年變化	三五
第八節	風速的配布	三八
第九節	費拉爾的大氣循環說	三九

第十節	關於低氣壓高氣壓的舊學說	四二
第十一節	低氣壓和大氣循環的新學說	四五
第十二節	吾國及東亞所遭的低氣壓	五二
第十三節	海陸風山谷風	五六
第四章	大氣中的濕氣	五七
第一節	蒸發	五七
第二節	濕度	五八
第三節	濕度的日變化和年變化	六一
第四節	濕度的配布	六四
第五節	雲	六五
第六節	雲的種類	六七
第七節	霧露霾	七三

第八節	雨的成因	七四
第九節	雨的種類	七五
第十節	梅雨	七六
第十一節	雪	七八
第十二節	電霰凍雨	八〇
第十三節	雨淞霧淞	八一
第十四節	露霜	八二
第十五節	降水量	八三
第十六節	降水量的變化	八四
第十七節	降水量的配布	八七
第五章	大氣中的光象	九一
第一節	天空的色	九一

第二節 虹和蜃氣……………九二

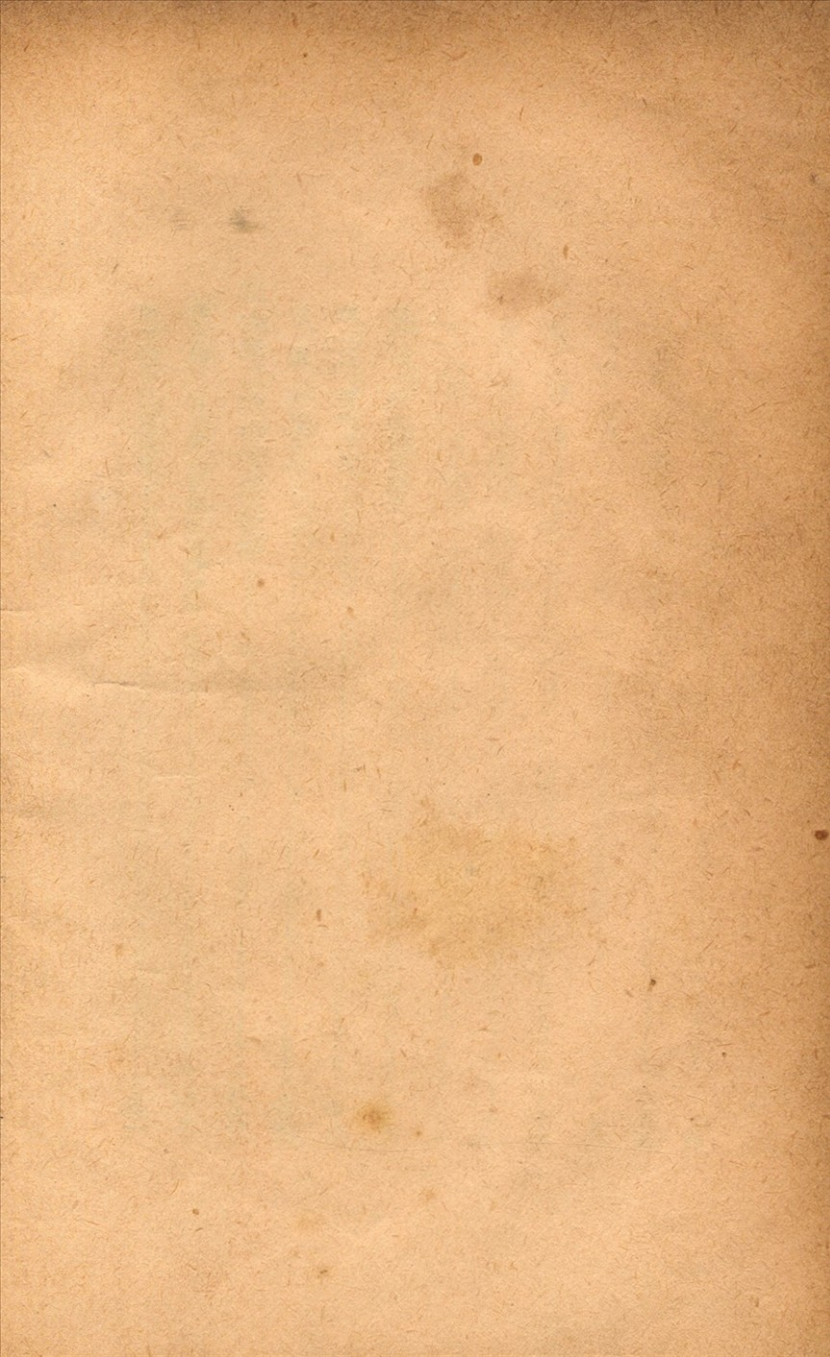
第三節 日月暈日月華和峨眉寶光……………四九

第六章 空中電氣現象……………九六

第一節 空中電氣……………九七

第二節 雷雨雷電……………九八

第三節 極光附黃道光……………九九



5515

T1

1309

氣象學 ABC

氣象學 ABC

緒論

氣象學是研究地球上大氣中所起的諸現象，屬自然科學的一門。吾人生活在地球上，優游大氣中間，有如魚的相忘於江湖，不可一日或缺；所以大氣中的現象，實是吾人最切近最重要的問題；譬如什麼氣候，吾人最爲適宜；什麼節令，植物最爲繁榮；更進一步，怎樣可以預知水旱，使農民有所戒備；怎樣可以警告暴風，使舟子保全安寧；這種都是重要的問題，都是氣象家應有的研究。

要研究他，須從物理學和數學入手，譬如大氣的狀態是怎樣？他的運動是怎樣？並且他的種種現象怎樣起的？這種幾和物理學家所抱的目的全然相同；



所以氣象學也可說大氣界的物理學，英語 Meteorology 的語源，出於希臘 *μετεωρα* 和 *νομος* 意思就是氣界各事項的科學。

這個學問，在西曆紀元前三千至千六百年間，美索波達米亞已開了端倪；吾國識緯一類書也有一些記載；禮記的月令一篇，可稱是氣候的嚆矢，在西洋方面，這個學問的發達，可以分爲四期：自古代以至十六世紀，這時候觀測簡單，沒有精密器械，思想都屬想像，議論頗帶迷信，是爲第一期；自一五九〇年伽利婁 Galileo 等發明寒暖計，託里綏 Torricelli 發明晴雨計，有了器械，觀測就要比前爲正確，是爲第二期，十九世前半紀以前，器械固然進步，理論方面有培斯巴脫 Buys Ballot 的法則，關於低氣壓的所在，和風的方向等，就有把握，是爲第三期；到了現在，物理學非常進步，電報絡繹，航海航空需要孔急，是爲第四期；吾國方面，也不能越這範圍罷。

第一章 大氣

第一節 大氣的高度

大氣的界限，在十一世紀時已有學者論及，亞拉伯天文家推定爲九十餘公里（千公尺），現今推測大氣高度的方法有三種：

一、從隕石測得。隕石爲天體的小片，墜入地球氣圈，激盪發光，而成流星；留心測他初發光的時間，就知恰到氣圈界邊，照這方法測得大氣高度，爲百五十公里至二百公里。

二、從薄明時間推測大氣高度。薄明就是太陽沒入地平線以至黑暗中間的時間，日出時也稱薄明，既測得這時間，就知道太陽在地平線下的角度，再用算式，推算得大氣高度爲七十公里。

三、從極光推算。南北二極附近，有種極光，形狀各別，高度不等，現今推定最低部的高爲百十公里，最高部的高爲二百公里。

就上三法，大概言之，就是高度在七十至三百公里。

第二節 大氣和他的成分

大氣爲包圍地球的氣體，亦稱空氣；物理學上氣體法則都能適合，就是：

一、一定量空氣，裝在某空間中，他就各處充滿。

二、一定量的空氣，保持一定溫度，他的壓力，和容積作反比；所以一定量的空氣，從小器改裝大器，他的壓力就要減小。

三、一定容積中裝有空氣，如果溫度有變化，他的壓力就要有增減。

四、一定量的空氣，沒有熱量增減，如果空氣膨大，他的溫度就要降低；如果空氣縮小，他的溫度就要上昇。

平常空氣的壓力，等於七六〇公釐水銀柱的重；若是在攝氏零度溫度，有這壓力，稱標準狀態。這時空氣的密度，等於〇、〇〇一二九二七公分。

空氣為各種氣體的混合物，他的成分中最多的為氮氣，次為氫氣，又次為氫氣，碳酸氣體，氫氣氫氣氫氣等；此外還有水蒸氣臭氫氣阿母尼亞氮化物塵埃等；這種成分，各地幾同，下表為婁黎卿 Lord Rayleigh 和賴姆綏 Ramsay 分析的結果：

成分名稱	百分比	成分名稱	百分比
氮 氣	七八、〇三	氫 氣	〇、〇一
氫 氣	二〇、九九	氫 氣	〇、〇〇一二
氫 氣	〇、九四	氫 氣	〇、〇〇〇四
碳酸氣體	〇、〇三		

如果離地很高，他的含量又就不同，在百三十五公里以上，幾沒有氮氣，在九十五公里以上，幾沒有氫氣，在十四公里以上，幾沒有水蒸氣，在五公里以上，幾沒有碳酸氣體，到了高層為氫氣氫氣等輕氣體，愈高愈多，恐到大氣

圈以外。

今時檢查極光的光帶，見有綠線極顯，一九二三年華伽特以爲上層不是氫氣，是固體氮氣的微粒，他用固體氮氣反證實驗，也是合的，不過這說尙未公認罷了。

第二章 氣溫

第一節 日射

地球上的熱，可稱是從太陽來的，來的時候，常隨光線，四處輻射，稱做日射；假定日射經過大氣，沒有吸收，則日射量的大小，依後面三項而變化：

一、日射量和太陽距離的自乘作反比；淺言之，就是太陽愈遠，日射的量要減少。

二、日射斜注某平面，或是直注，則斜注的面積比直注的要大；易言之，

就單位面積，斜注的日射量，比直注的常小。

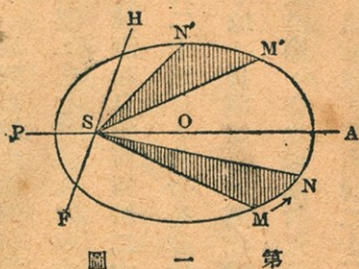
三、日射量因入射時間的久暫，而分多少。

根據以上三項，就來說一年中日射的變化。

地球環繞太陽的軌道，是橢圓形；地球和太陽的距離，在一月爲九一三四萬哩，在七月爲九四四六萬哩，平均爲九二九〇萬哩；加以地球又是橢圓形，公轉面和自轉面傾斜二十三度半，所以太陽直射赤道，是在三月二十一日和九月二十三日，前者是春分節，後者是秋分節；從三月二十一日起，太陽移向北半球，日間加長，到北緯二十三度半北回歸線，在六月二十一日爲最長，就是夏至節，在北極圈附近全日見太陽；又從九月二十三日起，太陽移向南半球，日間縮短，到南緯二十三度半南回歸線，在十二月二十一日爲最短，就是冬至節，在南極圈附近，全日見太陽。

在赤道地方，春秋二季太陽直射；夏冬二季，太陽斜射；所以一年中日射

量極大二次，極小二次，又太陽在地球運行橢圓軌道的一焦點，太陽和地球的距離，就分遠近，如第一圖：O為軌道中心，S為太陽位置，P為地球近日點



右，F為春分點，在三月二十日左右，且為秋分點，在一月一日左右，A為地球遠日點，在七月三日左右，在九月二十三日左右。地球軌道的半長軸OA或OP，假定為一，則SP為〇、九八三，SA為一、〇一七，冬至日射量和夏至日射量的比，為 $1.017^2/0.983^2 = 1.07:1.00$ ；所以夏至的極小比冬至為甚。

緯度漸高，日射量的年變化，又是不同，如在北

緯五十度地方的日射量，冬至為最小，夏至為最大；在南緯五十度，冬至為最大，夏至為最小。

在北緯九十度地方，日射量夏至為最大，冬至為零；在南緯九十度，冬至

的一種；晝間應當有日的時間，稱做日照率。比表之，稱做日照率。

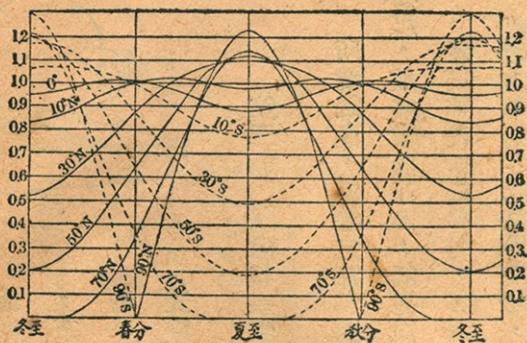


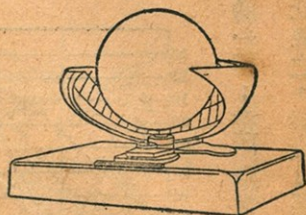
圖 二 第

為最大，夏至為零，第二圖為杭谷 Angus 所畫各緯度日射量的年變化圖，北半球用實線，南半球用虛線。

日射量最關農業，常用無氣共軛日射計測的；這器是二枝寒暖計，各裝入密閉無氣玻管中，一枝塗烟煤為黑球，一枝如常為白球，兩球溫度差，就表日射量的大小。

第二節 日照和日照計

日射量常和日照關聯，所以日照為氣象



第 三 圖

測他的器械，爲日照計，有仇坦日照計和甘培日照計兩種；現今通用甘培日照計，如第三圖。中間有透明玻璃球，由金屬弧狀框子承受，這器裝在水平臺上，方向合正子午線，框子有凹溝三條，應時插入相當的紙片，玻璃經日照了作焦點，在紙片燒成痕跡，檢查燒痕，可以記得每日的日照時數。

第三節 氣溫和寒暖計

所稱氣溫，係規定離地面一公尺，日蔭空氣的溫度。製一百葉箱，離地一公尺，放寒暖計在內，既通風，又沒有日射，最爲適當。

寒暖計有水銀製的，有酒精製的，有兩種標準：爲攝氏寒暖計華氏寒暖計，前者爲學術界氣象界用的，後者爲英美民間用的；他的換算公式如後：C表

攝氏度數，F 表華氏度數。

$$\frac{F-32}{100} = \frac{C}{212-32}$$

$$F = \frac{9}{5}C + 32 \quad (1)$$

$$C = \frac{5}{9}(F-32) \quad (2)$$

譬如攝氏三五度改算爲華氏度數..

$$F = \frac{9}{5} \times 35 + 32 = 63 + 32 = 95^\circ$$

攝氏零下一五度改算爲華氏度數..

$$F = \frac{9}{5} \times (-15) + 32 = -27 + 32 = 5^\circ$$

又華氏九五度改算爲攝氏度數..

$$C = \frac{5}{9} \times (95-32) = \frac{5}{9} \times 63 = 5 \times 7 = 35^\circ$$

寒暖計不能時刻去看，如果要知道每日的最高溫度，就要用最高寒暖計；

要知道每日的最低溫度，就要用最低寒暖計；更進一步，要知道任何時候的溫

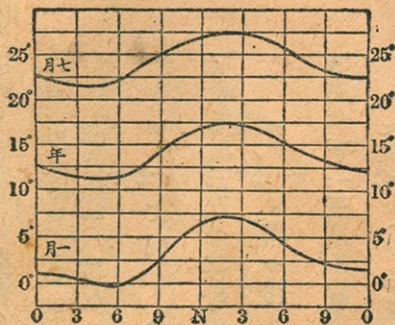
度，就要用自記寒暖計；這幾種的構造太佔篇幅，只得省去。

第四節 氣溫的日變化和年變化

正常天氣，一日中氣溫的變化，很有規則；就是早晨日出稍後，氣溫最低

，以後逐漸上昇，午後二時許達到最高，又逐漸下降，翌晨再達最低；這種變化，稱做氣溫的日變化。如遇天氣劇變，就失常態，第四圖就是表日變化的狀況，縱線表溫度，橫線表時間。

一日中氣溫最高不在日中，最低不在夜半，這個緣故，因氣溫是由日射的熱和地面散射的熱的結果，午後二時熱量達到最大，



第四圖

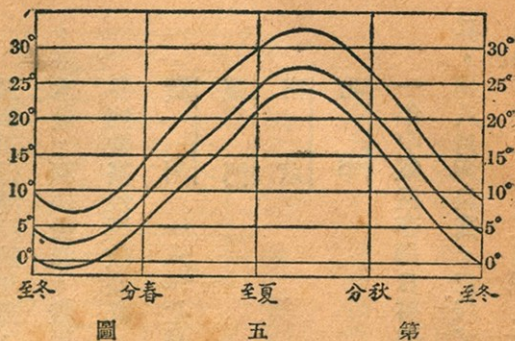
所以氣溫亦最高；夜間地面散熱，氣溫下降，直到日出稍後，補足之後，氣溫方纔上昇。

最高最低溫度的相差，猶如擺幅，他的大小和緯度高低，土地形勢，雲量，降水量，關係最顯，後面摘舉若干處以為例：

各地最高最低較差表

廣 州	一八年七月	七、七度	一九年一月	五、〇度
廈 門		七、二度		七、〇度
南 京		八、七度		六、九度
北 平		一〇、五度		一〇、六度

一年中氣溫亦因日射強弱而有變化；就是每年一月末為最低，以後逐漸上昇，到八月為最高，以後又逐漸下降，他的昇降，和日變化相仿，這種稱做氣溫的年變化。第五圖為上海的年變化圖，他的最高在夏至之後，最低在冬至之



第 五 圖

後，這個緣故，和日變化一樣。

氣溫的年變化隨緯度高低而不同，大體可分為四類：

一、赤道地方的氣溫，在春分秋分爲最大，冬至夏至爲最小；就是一年有二次最高最低，但高低相差很小。譬如南緯六度處的巴達維亞，五月九月顯最高溫，二月七月顯最低溫，相差不過一度。

二、熱帶地方，雖比赤道地方氣溫的年變化稍爲顯著，然仍不大，如馬尼拉最高氣溫在五月

，最低氣溫在一月中，相差三、七度。

三、溫帶地方氣溫的年變化，高低各一次，多數地方以七月爲最高，一月

為最低。譬如上海七月最高溫為二六、九度，一月最低溫為三、三度，相差二三、六度。

四、寒帶地方氣溫的年變化，高低各一次，和溫帶相仿，大都七月最高，二月最低，高低相差非常大。譬如冰洲七月最高七、七度，二月最低零下九度，高低相差達二六、七度。

第五節 氣溫隨高度而遞減

高山之頂，夏日有積雪，或是涉登泰山，感覺寒冷；就是山愈高則氣溫愈低，後面的表，就各高山上測得一，七兩月，每昇高百公尺，減少氣溫的數。

山名	一月	七月
筑波 (海拔八七〇公尺)	〇、四一	〇、五四
伊吹 (海拔一三七六公尺)	〇、六五	〇、六五

茸勃列克

(海拔三一〇六公尺)

〇、五五

〇、七五

彭納啤斯

(海拔一三四五公尺)

〇、五九

〇、六九

巴伊克斯辟

(海拔四三〇三公尺)

〇、五四

〇、七二

若是在自由大氣中，氣溫的遞減，又和高山有些不同。離地不甚高的氣層，每百公尺減〇、五度以內，在六公里至萬公里高層，每百公尺減〇、七度以上；再高則減數又小，以至爲零，這個氣層，稱等溫圈，或成層圈；這氣層以下，稱對流圈。

第六節 氣溫的配布

地面上各地的氣溫，改算在同一海平面，把等溫度的地點，連絡起來，成等溫線，有年平均等溫線，月平均等溫線等；這種等溫線，大體上和緯線平行，但因地勢情形，有時不照此例；就吾國而論，年平均等溫線，零度以下，在

黑龍江北境；○度等溫線在北緯五○度左右，黑龍江和外蒙古屬之；一○度等溫線，在北緯四○度左右，從旅順向熱河河北山西綏遠以至寧夏；一五度的等溫線，在北緯三○度以北，爲長江中下游流域，和河南陝西青海等處；二○度等溫線，在北緯二五度左右，起福建經廣東廣西北部；以南如瓊崖，溫度更高；雲南則呈特異情形，溫度在一四度左右。

一月等溫線，零下二○度等溫線，在北緯四五度以北，起吉林經黑龍江至蒙古的南部；零下一○度等溫線，在北緯四○度以北，起遼寧經河北山西的北部以至綏遠的河套；○度等溫線在北緯三五度以北，起山東向河南陝西等處；五度等溫線，在北緯三○度以北，長江中下游流域屬之；一○度等溫線，在北緯二五度以北，起浙江經福建江西湖南以至四川；一五度等溫線，在北緯二○度以北，珠江流域屬之；更南瓊崖的溫度，在一九度；雲南呈特殊情形，等溫線從五度至一七度極密。

七月等溫線很不規則，一七度等溫線成圈，在外蒙古北部；二〇度等溫線，起黑龍江經察哈爾綏遠以至外蒙古南部；二五度等溫線，起江蘇北部，經山東河北山西陝西四川貴州以至雲南；二九度等溫線，經福建浙江沿海長江中下游流域，湖南西部，廣西廣東沿海，亦成圈；三〇度等溫線有二圈：一在湖南中部，一在廣西中部；雲南又呈特別情形，變化甚急，有一九度等溫線。

以上就吾國而論，至若全地球氣溫的配布，這裏從略。

第七節 地溫和海水溫

要知道地中溫度，將寒暖計彎成直角，水銀球部埋入土中，深十公分十五公分各種；若測一公尺以下的溫度，則地中掘一深孔，埋有鐵管，管口略出地面，用鏈繫寒暖計墮下，至一定的深，觀測時取出觀看，據觀測結果：

一、離地面不到一公尺，溫度顯日變化，一公尺以下則不顯。

二、離地面不到十公尺，溫度顯年變化，十公尺以下，則年中溫度不變。

三、地表溫度比離地五公尺的，常要高十度至十五度；然在澳洲薩哈拉等沙漠地方，相差在二十至三十度。

四、深度增加，地中溫度日變化的相差，和年變化的相差，急速減少；換言之，深度成等差級數增加，相差成幾何級數減少。

五、氣溫的日變化和年變化，比較地中溫度的日變化和年變化，氣溫的最高最低常在地溫最高最低的前。

水的比熱，比土壤要大；所以海水的日變化和年變化，比較氣溫爲小；又最高溫度最低溫度的時刻，比氣溫爲遲；至於湖水，因周圍有陸地環繞，日變化和年變化，極其顯著；夏日湖水溫度雖高，然至水底常在三度左右；冬日水面溫度可達零點以下，然至水底比較爲暖。

第三章 氣壓和風

第一節 氣壓

空氣爲一種氣體，可以無限擴大體積，如果空氣密閉某器中，則向各方膨脹，強壓器的內壁，這壓力就是空氣的壓力；包圍地球的空气，下方限於地面，上方雖無界限，和密閉器中情形，似乎不同，但空氣被地球引力吸引，常包圍地球表面，決不逸出，則和密閉器中相同，地面上無論何處，皆感受這壓力，這壓力即氣壓。在空氣中感受氣壓，猶如在水中感受水壓一個樣子。

要測定這氣壓，先定測氣壓的單位；有二種：一種就是在零度溫度，標準重力地方，水銀柱的高一公釐，這水銀柱底面所受的壓力，爲氣壓單位，叫做一公釐壓力；他的七六〇倍，叫做一氣壓；他的一平方公分面積上，相當受一〇一三二五〇達因。近時取一平方公分面積上，受一〇〇〇〇〇〇〇即百萬達因的壓力，叫做一貝爾 Bar，他的千分之一，叫做密立貝爾；今將公釐和密立貝

爾比較在後：

公分 七〇 七五 七六 七五 七〇 七五 七〇 七五 七〇 七五 七〇 七五 七〇

密立貝爾 1014 1010 1011 1013 1014 1000 九三 九八七 九八〇 九七三 九六七 九六〇

測定氣壓的器械，是為氣壓計，亦稱晴雨計；普通有二種：水銀晴雨計，空盒晴雨計。水銀晴雨計以福登 *Fortin* 水銀晴雨計為最通用；這器全部由銅製，其中玻管倒裝水銀，下部用螺旋旋動，使水銀上下，水銀面常合於象牙針所指的標準點，然後旋動上部的遊尺，合於水銀柱頭，讀得水銀柱的高度若干公釐，同時讀得附設寒暖計的溫度，水銀因冷暖昇縮，氣象學上規定以零度溫度為標準，所以水銀柱須加溫度訂正：即溫度在零度以上，須減少若干；在零度以下，須增加若干；今就七六〇公釐水銀柱的數，溫度訂正如下：

溫度	五	10	15	20	25	30	35
更正	0.3	1.2	1.6	2.2	3.0	3.7	4.3

地球重力因緯度的大小而不同，水銀柱的高就此亦異；氣象學上規定以緯度四十五度海面的重力為標準。就是各地重力，須改為緯度四十五度的重力，謂之緯度訂正；今就七六〇公釐水銀柱的數，各緯度訂正的數如下：

緯度	0	10	15	20	25	30	35	40	45	(1)
更正	1.97	1.85	1.70	1.51	1.27	0.98	0.76	0.50	0.00	
緯度	50	55	60	65	70	75	80	85	90	(+)

在緯度零度至四十五度的地方要減少，四十五度至九十度的地方要增加。

第二節 氣壓因高度而減

今假想大氣中有一空氣塊，這氣塊可以自由膨脹，向四周空氣壓迫，但四周空氣有重量的緣故，也向他壓迫，空氣塊就增出自己的壓力，和這重量平衡，空氣塊所荷的重量，就是他的直上達到大氣界限氣柱的重量；所以離地愈高

，上面的氣柱愈短，氣壓就是減少，不過這個減少，照理論，是高度爲等差級數增加，氣壓爲等比級數減少，拉普拉斯 Laplace 用算式得測高公式：

$$h = 1840(1 + 0.00367t)(\log b_0 - \log b)$$

h 爲兩地相距的高度， t 爲兩地平均溫度， b_0 爲低地的氣壓， b 爲高地的氣壓；照公式，吾們在高低兩地測得氣壓和溫度，就可算出相距的高度；又吾們已知某地點距海平面的高度，和某地點的氣壓，用這公式就可改算出海平面上的氣壓；譬如常熟辛峯亭離海平面的高度爲九〇、八公尺，氣壓七六〇公釐，氣溫二〇度，加高度訂正八、五公釐，就是改算在海平面的氣壓爲七六八、五公釐。

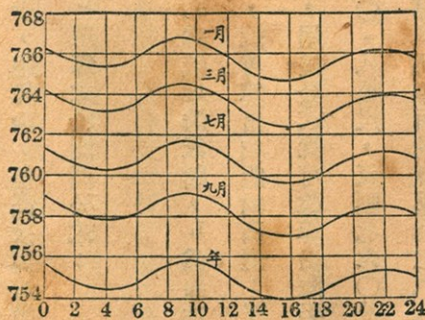
空盒晴雨計爲銅製圓形，彷彿時鐘，內部有鋁製空盒，盒內抽去空氣；若是氣壓增大，空盒壓縮，旋動指針向右；若是氣壓減小，空盒擴張，旋動指針向左；讀指針所指的度數，就可知道氣壓的數；這種氣壓計輕便價廉，然欠精

確；有應用空盒晴雨計的原理，製成自記氣壓計，這個器械，可以連續記出任何時的氣壓數。

第三節 氣壓的日變化和年變化

氣壓有種種變化，一日中的變化，叫做日變化；一年中的變化，叫做年變化；他的變化很整齊，此外因地方情形，天氣突變，有不規則的變化。

第六圖為氣壓日變化圖，橫線方面表時刻，縱線方面表氣壓；觀這圖可知氣壓在早晨三時頃為最低，此後漸昇，至午前九時後為最大，以後又漸降，至午後三時頃為最小，以後再



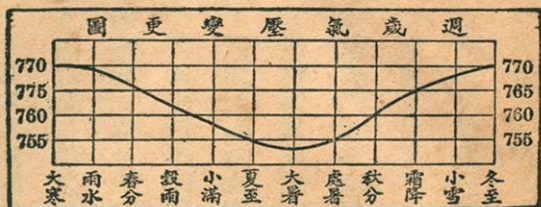
第 六 圖

昇，至午後九時後又爲最大。這樣一日中有二次最大最小；一日中的較差，爲午前最大和午後最小的差數，達一、一公釐。

氣壓的日變化，各地略同，而熱帶地方變化更有規則，較差顯大；赤道地方達二至三公釐，然在高緯度地方，不過〇、二至〇、三公釐；最大最小所起的時間，以地方時計之，自赤道至高緯各地幾相同。

氣壓的年變化，分大陸式和海洋式兩種：大陸式夏季氣壓低，冬季氣壓高；因爲大陸地方夏季日射強，氣溫顯高，空氣向上昇騰，下層空氣從四面流入，內地空氣乾燥，所混水蒸氣的張力，不能彌補氣壓減少，遂致氣壓降低，冬季散射熱量多而氣溫低，空氣收縮，增大密度，空氣在上層從四面流入，結局空氣多而氣壓高。

海洋式的變化，夏季氣壓高，冬季氣壓低；因爲海洋水的比熱大，夏季氣溫不甚高，所以氣壓爲高；冬季氣溫比較爲低，所以氣壓爲低；第七圖爲上海



第七圖

的氣壓年變化圖，冬高夏低，所以上海為大陸式。

氣壓年變化，高低的相差，大概低緯度地方相差為小；高緯度地方相差為大；後表三處的相差，就可窺見一斑。

地名	冬季氣壓	夏季氣壓	相差
香港	七六三公釐	七五二公釐	一一公釐
上海	七七〇公釐	七五四公釐	一六公釐
貝加爾湖	七八〇公釐	七五八公釐	二二公釐

第四節 氣壓的配布

取各地氣壓，在地圖上畫成等壓線，這樣就可知道各地氣壓的高低情狀。

第八圖為吾國和東亞各地一月等壓線圖，亞洲貝加爾湖氣壓顯高，南洋方面氣

候風。

第九圖爲七月等壓線圖，吾國大陸方面氣壓爲低，南洋方面氣壓爲高；這

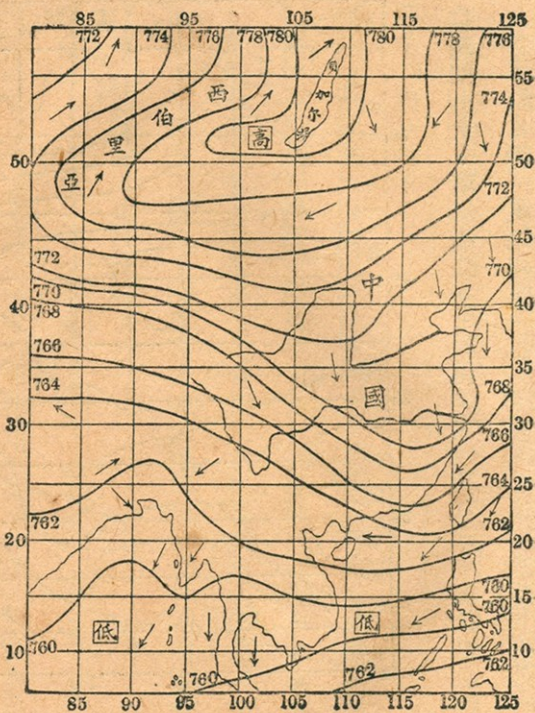


圖 八 第

壓頗低；這
種狀態氣壓
高處的空氣
，常向氣壓
低處而流；
大體上爲北
風或北西風
，爲冬季正
常天氣，這
風稱冬季季

，以範圍稍大，所以從略。

第五節 氣流和風

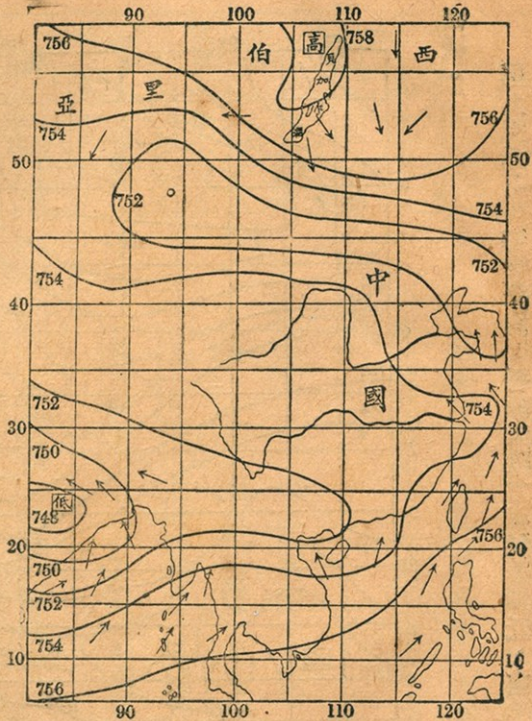


圖 九 第

種狀態，太
體上吾國各
地的風為南
，南東，或
南西；為夏
季正常天氣
，這風稱夏
季季候風。
全球

等氣壓線圖

空氣流動，吾人感覺他鼓盪，稱做風；要知道他的性質，就要辨別他的方向 and 速度；平常風的方向，係指風來方向而說，先定地理上的正南北，然後再等為十六向、如：

北，北北東，北東，東北東，東，東南東，南東，南南東；
南，南南西，南西，西南西，西，西北西，北西，北北西；

風的速度，普通取每秒公尺為單位，在觀測時間的前二十分鐘，取他的平均速度，每秒若干公尺；亦有取每時公里為單位的，亦有取每秒英里為單位的，茲將各種單位，比較如後：

每秒公尺	一	二	三	四	五	六	七	八	九	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20																						
每時公里	三	六	七	二	一〇	八	一四	四	一八	〇	三	六	三	五	二	八	八	三	四	六	〇	七	三	〇	一	四	〇	一	八	〇	二	四	〇	一	八	〇	三	六	〇	二	五	〇
每時英里	〇	三	三	〇	四	五	〇	七	〇	八	九	一	一	二	一	三	四	一	五	七	一	七	九	二	二	四	四	七	六	七	八	九	五	一	一	八	一	三	四	二	五	六

有時風的大小，不以風速表顯，而以風力大小表示，目測物體的搖動狀況

，決定爲某種風力，一八〇五年英人鮑福 Beaufort 分十二級，加無風一級，茲將十二級風和物體搖動狀況，風速，對照如後：

海上用風級

風級 名稱 解

說 相當風速（秒公尺）

〇 平穩 海面平滑如鏡 〇——〇、三

一 至輕風 海面微現小波 〇、三——一、五

二 輕風 海面顯現小波 一、六——三、三

三 軟風 海面各處見白波 三、四——五、四

四 和風 海面一半以上成白波 五、五——七、九

五 疾風 海面全成白波 八、〇——一〇、七

六 雄風 白波大起 一〇、八——一三、八

七 強風 白波愈高 一三、九——一七、一

八 疾強風 風浪漸高

一七、二——二〇、七

九 大強風 風浪益高

二〇、八——二四、四

一〇 全強風 風浪更高

二四、五——二八、四

一一 暴風 風浪甚大

二八、五——三三、五

一二 颶風 有覆舟之虞

三三、六——

鮑福的風力階級，原為海上用的；後來歐洲大陸及吾國也都用了，至於陸上的解說，如後：

風級 解說

○ 竈烟直上

一 竈烟可判風向風向器不感動

二 對面感風樹葉微動

三 樹葉小枝不絕搖動旗幟展開

- 四 砂塵飄揚小枝多數搖動
- 五 繁茂的樹動搖河湖有小波
- 六 大枝動搖電線作聲舉傘困難
- 七 樹木全體動搖向風行走爲難
- 八 小枝折斷不能步行
- 九 建築物稍受損害
- 一〇 樹木拔根建築物多受損害
- 一一 建築物大受損害
- 一二 更劇

前言風當辨他的方向，要測風向，就有風向器，最普通的爲雙翼風向器；用鉛板二片，成二十度角，張開如燕尾，前面有箭頭形，使全體重心集於支點，裝於直桿上，直桿上釘有十字形物，方向合準地理學的南北東西，鉛板隨風

可以在水平面上旋轉，箭頭指處，即可知風來方向；如要知道任何時刻的風向，就要用自記風向器了。

風速計最適用的爲杯形風速計；係魯濱孫 R. Robinson 所發明的，亦稱魯濱孫風速計，他的構造，係以四個半圓形的銅杯，裝於十字架端，十字架平置直桿上，使十字架能在水平面上旋轉，銅杯承受所來的風，不絕連十字架旋轉，這個旋轉，傳於齒輪數個，可將旋轉回數表出，風的速度約大於銅杯旋轉速度的三倍。現今購買的風速計，已經較驗可靠，並且不計旋轉回數，就標出公尺數，愈爲便利，要知任何時的風速，就要用自記風速計，自記風向計自記風速計的構造，茲從略。

第六節 風速因高度而增加

吾們觀竈烟，往往上彎而下直；船的張帆，向前傾斜，可知離地愈高，風

速愈大；據各地實測的結果，亦然相同；如徐家匯氣象臺在四丈高的地方，測風十六年，在十三丈高的地方，測風十三年，前者風速當後者的三分之二；如日本中央氣象臺發表，在二〇〇尺高無線電塔所測的風速，比較九〇尺所測的，常增加七成；德國赫爾曼 G. Hellmann 在那溫無線電塔，實測各種高度的風速，自一九一三年十二月至一九一六年八月，歷三年之久，發表結果，如下：

高度	二	一六	三二	一二三	二五八	公尺
----	---	----	----	-----	-----	----

風速	三、三三	四、六九	五、四〇	七、〇二	八、二六	秒公尺
----	------	------	------	------	------	-----

法國愛飛塔上風速計，高三〇五公尺，附近氣象臺的風力臺，高二一公尺；自一八九〇年至一八九五年，兩處所測的結果，塔頂的年平均風速，每秒八、七一公尺，臺上的二、一五公尺。

欲測更高層的風速，則用大號氫氣球，使他每分鐘升高百公尺，然後用經緯儀遠望鏡，每分鐘測他的方位角和仰角，知道氫氣球在每百公尺氣層中的位

置，從此求出各層中的平均風速，法勃利斯在意大利自一九一〇年六月起，一年間行氫氣球觀測二百回，結果如下：

高 度	250	1000	11000	11000	11000	11000	5000	5000	公尺
年平均風速	三、六	五、一	五、七	七、七	九、三	一、三	一、三	秒公尺	
冬季風速	四、五	六、一	六、七	八、四	九、七	一、九	一、九	秒公尺	
夏季風速	三、〇	四、四	五、〇	七、〇	八、八	一〇、八	一〇、八	秒公尺	

第七節 風向風速的日變化和年變化

風向的變化，當不能遵循一定的規則，因為風向這項，未可以數量表示，只可求一日中最多的風向，定為主風的方向；最近薩東氏調查南非洲金盤來一日中風向的變化，代表南半球，以為早晨六時東風，以後自北而西而南，和時辰鐘的針反對旋轉；就是逆太陽而旋轉；赫爾曼氏在西班牙瑪特列特，調查一

日中風向的變化，代表北半球，適和時辰鐘的針順向旋轉；就是順太陽而旋轉。這兩人雖怎樣說，但是各地觀測，不能完全承認；就是風向的日變化，尙有調查的餘地；若風向的年變化，在季候風區域地帶，頗爲顯著；譬如吾國地方，夏季冬季風向相反，極有條理；在歐洲一年中的主風，大都爲西風，變化甚不規則。

風速的日變化，據各地的觀測，在平地自早晨七時頃起漸漸增大，午後一時爲最大，以後又逐漸減小，至翌晨爲最小；是一日中顯高低一回，並且高低相差，冬季很小，夏季很大，雲量多的日子，相差爲小，快晴的日子，相差爲大。

在海上風速的日變化，很不顯著，就是一日中的風速，大小相同。

在高處地方，風速的日變化，和平地相反；就是自早晨起減小，午後爲最小，以後逐漸增加，至半夜後爲最大。

關於這等現象，可據寇本 Köppen 學說解釋的，平地氣層，抵抗爲大，平常風速比高處要小，日出後地面被暖，因起對流，上下兩氣層相混，高處速度大的空氣，沖入下層，所以平地風速增加，平地速度小的空氣，昇入上層，所以高處風速減小，在氣溫最高，對流最盛時候，就是午後，平地風速最大，高處風速最小，自午後至夜間，對流漸弱，上下兩層不起對流，成平常狀態，平地風速爲小，高處風速爲大，在上氣層抵抗甚小，上下兩處風速，幾同不起對流一般，即使起對流，風速無甚變化。

風速的年變化，在高緯度地方，大都冬季風速爲大，夏季風速小，因冬季亞洲大陸的北部高氣壓，對於南方海洋相差甚大，風速爲大；夏季太平洋的高氣壓，對於亞洲大陸相差較小，風速爲小；冬季季候風比夏季爲大，就是這個緣故。又風速最大，大概在氣壓最低的月，風速最小，在氣壓最高的月，如吾國沿海南部，因夏季有颱風來襲，所以六七月中風速甚大，就是爲此；除此以

外，又當視地方形勢，地面抵抗，以為轉移。

第八節 風速的配布

地球表面上風速的配布情形，頗不易言，因為各地測候所風力塔，高低不一，測得的數，不無差異；然就大體而論，緯度高的地方，風速要大，海岸地方，比內地要大，如後表：

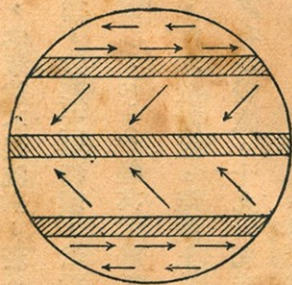
地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
漢口	二、六	二、六	二、七	二、七	二、四	二、二	二、四	二、六	三、二	三、二	二、七	二、七	二、六
漢堡	六、四	六、四	六、五	五、五	六、五	三、五	三、五	五、五	三、六	三、六	六、四	六、六	五、九
民興	一、四	一、八	一、九	一、六	一、六	一、五	一、三	一、二	一、五	一、六	一、六	一、六	一、六
羅馬	二、三	二、一	二、六	二、二	三、二	三、二	四、二	三、二	一、二	一、二	三、二	四、二	三、三
華盛頓	二、九	三、二	三、八	三、五	二、八	二、五	二、三	二、一	二、三	二、五	二、八	二、九	二、八

漢口內地年平均風速爲二、六，漢堡海岸地方年平均風速爲五、九，民興內地爲一、六。

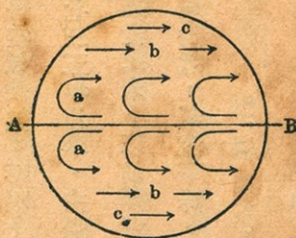
第九節 費拉爾的大氣循環說

地球表面各地的溫度，若是相同，則在同一平面上空氣的密度，也是相等，空氣就不起流動；若是一部份空氣被熱，膨脹上昇，周圍未熱的空氣吹入遞補，遂起大氣循環，這說從一七三五年以來，主張者甚多，至一八五六年費拉爾 W. Ferrel 襲其大成，在十九世紀末，以前學者都承認他的。據費拉爾氏說，在赤道附近，氣流上昇，極地附近，氣流下降，成大對流，在中緯度地方，更有小對流。十九世紀末希特勃蘭生 H. H. Hildebrandson 和杜鮑爾 Teisstruo de Bort 就世界觀測雲的運動，和測風氣球的結果，以研究大氣的流動。發見費拉爾的考察，尙有差誤，加以訂正，成大氣循環圖，形式反爲簡單，如第

十圖爲下層大氣的循環圖，第十一圖爲上層大氣的循環圖。



第 十 圖



第 十 一 圖

如第十圖，下層

氣流，在赤道附近爲

穩靜部分，在中緯度

地方，北半球氣流向

南西，南半球氣流向

北西，從高緯度至兩

極地方，南北兩極俱有向東向西的兩氣流，如第十一圖，上層氣流在赤道附近

，氣流向西，離開赤道，北半球氣流向北西，漸漸變爲向東，南半球氣流向南

西，漸漸變爲向東，從高緯度至兩極地方，南北兩極，俱有東向的氣流。

下層氣流赤道地表穩靜地方，叫做赤道無風帶；中緯度間北半球的氣流叫

做北東貿易風，南半球的叫做南東貿易風，在高緯度地方叫做偏西風，兩極地

方叫做極風，上層氣流在赤道附近叫做赤道東風，中緯度地方和貿易風方向相反的，叫做反貿易風，如北半球為南西風，南半球為北東風，漸從高緯度，以至兩極，變為西風。

這個大氣循環的理由，赤道附近日射為高，下層大氣被熱上昇，和中緯度的大氣，發生對流，因為地球由西向東，所以愈至上層，愈顯東風，中緯度的貿易風，也偏向而為北東，和南東風，上層反貿易風為南西和北西，愈進變為西風，和下層氣流對流，高緯度和兩極間的大氣循環，因為愈至極地，地球自轉的半徑愈小，離心力要增加，極地大氣向低緯度地方對流，中緯度地方因上下氣層的對流，和離心力的對流，大氣聚集，遂成高氣壓帶，赤道附近和兩極，成低氣壓。

上項大氣循環說，如果地球為理想上的球體，固然合理，實際一年中因太陽有移南移北的變遷，南北兩半球水陸多寡的不同，所謂無風帶貿易風等，在

海洋地方，極爲顯著，在陸地方面，往往被季候風渾亂，這個只可別論了。

第十節 關於低氣壓高氣壓的舊學說

取各地的等氣壓，畫成等壓線，略成同心圓形，氣壓向中心逐漸低的，叫做低氣壓；氣壓向中心逐漸高的，叫做高氣壓。平常講起來，在低氣壓空氣應沿半徑向中心流動。在高氣壓從中心向外流動，然實際不如此，往往偏斜，這個原因有三種，地球自西向東，不絕自轉，凡在地球表面運動的物體，受他的影響，在北半球偏於運動方向的右側，在南半球偏於運動方向的左側，成曲線進行。空氣流動，地球對之而起摩擦力，始初以爲摩擦力和空氣流動方向相反，速度愈大，摩擦力亦大，然據近時瑞典人山斯脫廉 I. W. Sandström 的研究，以爲摩擦力和風力方向稍偏，近時渦動研究，極其發達，如前摩擦力以外，又有渦流的粘性，凡是二空氣層，運動的速度不同，下方速度小的空氣，往往

有引延上方速度大的空氣的性質，這叫做渦流的粘性。合前三種原因，在低氣壓風的方向，渦卷而向中心，他的方向，在北半球和時辰鐘針旋轉方向相反，在南半球和時辰鐘針旋轉方向相同，因低氣壓面生的風，叫做颶風，培斯巴脫得一法則，以決定低氣壓中心所在。

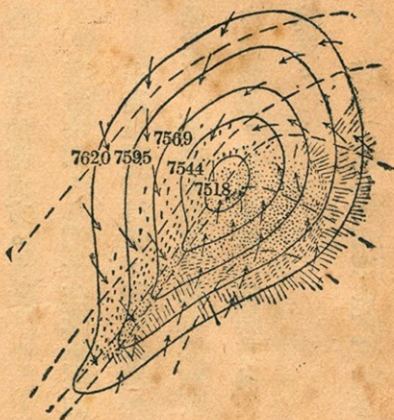
背風而立，在北半球，低氣壓中心在左手的稍前方，在南半球，低氣壓中心在右手的稍前方。

有這法則，凡遇發生低氣壓的時候，可以決定低氣壓中心的所在了。

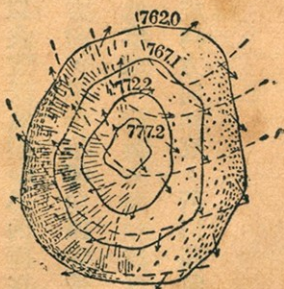
在高氣壓的時候，和低氣壓相仿，風的方向，不沿半徑向四方流動，成渦動進行，渦動方向適和低氣壓相反，就是在北半球，旋轉方向和時辰鐘針旋轉方向相同，在南半球，旋轉方向和時辰鐘針旋轉方向相反，所以高氣壓亦叫反颶風。

第十二圖爲密爾罕 W. I. Millam 書中所載的低氣壓圖，且表示低氣壓內

氣象要素的分布，實線爲等壓線，這低氣壓的最低氣壓，爲七五一、八公釐，點線爲等溫線，在中心的南東側爲最高溫度，愈至北西，氣溫下降，箭形方向表風的方向，箭的長短，表風的速度，中心附近的斑點，表示雨雲，散在西側的斑點，表示片雨雲，雨雲的南東波狀線，表示中層雲，更外部的線狀，表示上層卷雲。



第 二 十 圖



第 三 十 圖

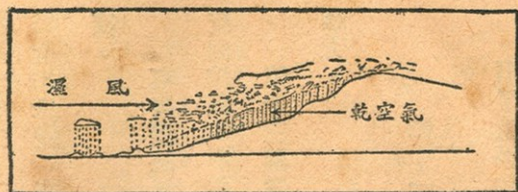
風的方向，常常和等壓線偏斜，低氣壓的形狀，大都南西方有尾延長，風向愈加急變，等溫線亦密接，可見氣溫的急變，在北東部溫度低，南西部溫度高。

東側離低氣壓稍遠的地方，現層積雲；中心和層積雲的中間現積雲，這雲夜間消失，中心的西側，常現卷雲卷層雲。

第十三圖為高氣壓圖，風的方向和等壓線是偏斜的，在高氣壓圈內，概多晴天。

第十一節 低氣壓和大氣循環的新學說

看了上節的低氣壓圖，凡是南半部高溫的空氣，吹南西風，他的流動路線，從南西流向北東，璫威氣象家皮亞克納 J. Bjerknes 定他的名叫流線，研究以後，就得到極前線的學說。



第 十 四 圖

寒冷的空氣，往往從北向南；溫暖空氣，往往從南向北；這兩空氣不是即刻混和，輕暖空氣，斜登重冷空氣上面，猶如攀山而上；第十四圖表示左方暖

氣流攀登右方寒氣流的情形，兩氣流接觸的界面，溫度急變，所以要生雲下雨，風向亦要變更，這個接觸的界面，叫做不連續面；這個面和地面的交線，叫做不連續線。

皮亞克納就低氣壓畫寒暖兩氣流的流線，發見常有不連續線二條，如第十五圖，中央圖的右側，叫做示針線，左側叫做陣風線；這個示針的名稱，因為是低氣壓的中心，在這曲線畫一切線，切線的方向，就是表示低氣壓進行的方向；這個陣風線的名稱，因為凡是陣風雷雨等皆在這線地方，這兩不連續線所夾的中間地方，有

南部天氣情形，十五圖的上部在北部的垂直切斷面，表示北部天氣情形。

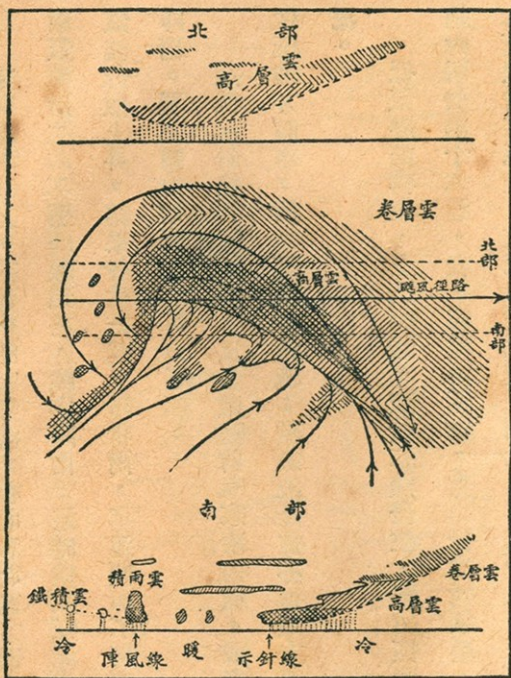


圖 五 十 第

暖氣流從南而來，示針線東側，寒氣流從南東向北西進行，所以示針線地方，為暖氣流攀登寒氣流上面，是降雨區域，十五圖的中央有平行線三條，為低氣壓的

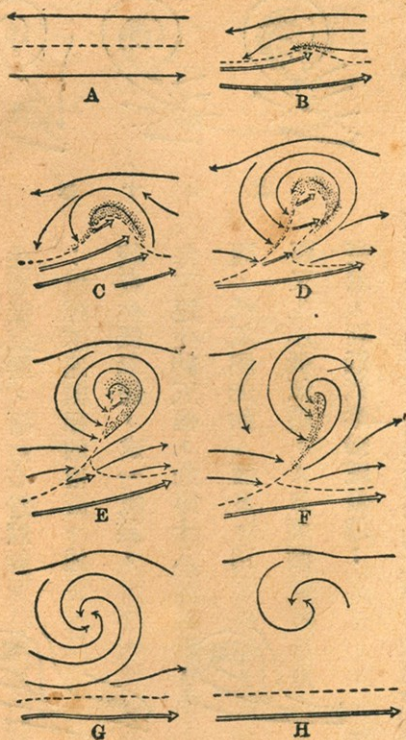
在示針線上的切斷面，和第十四圖相同，表示南西來的暖氣，攀登吹向北西寒氣流的上面，結果生雨雲，層卷雲卷層雲等，雨雲部分，就要降雨。

陣風線的地方，南西來的暖氣流，被北和北西方面旋轉的寒氣流捲上，這兩氣流所生的不連續線地帶，生雲降雨，這時候寒氣流突入暖氣流的下面，暖氣流急激上昇，結果發生雷電，降驟雨，不連續面不接地面的若干部份，亦然降雨，看上圖的切面圖，可以了解。

這個示針線和陣風線，又名溫暖前線寒冷前線，或者合稱極前線；寒氣流從極地方而來，所以又稱極氣流；暖氣流是從赤道地方而來，所以又稱赤道氣流。

低氣壓的構造，上已說過，至於怎樣發生，經何徑路，漸漸消滅，皮亞克納說明如第十六圖，表示寒暖兩氣流，交錯發生低氣壓，以至死滅的情形；如A實線表寒氣流，重線表暖氣流，點線表不連續線，寒暖兩氣流南北兩向，反

接觸面生凹凸，暖氣流侵入寒氣流中，所以如B暖氣流攀登寒氣流上面降雨；這凸出部就構成低氣壓的中心；如C凸出部愈廣，寒氣流包圍他，就成如第十五圖的低氣壓；繼續進行，如D中央暖氣部狹小，寒氣流益集北側；如E暖氣部全被寒氣流所捲，溫暖前線和寒冷前線合一，低氣壓漸漸死滅，如F地表暖



第十 六 圖

對而動，這個情形，很不穩定，那氣流間往往起渦動，

氣全失，如G僅寒氣流旋轉，經H勢力消失，低氣壓完全死滅，再歸至A的狀態。

然實際比此更其複雜，如第十七圖左邊為逐漸發達的狀態，中央下面的不



第 十 七 圖

連續線，又起凸凹，開始再

生新低氣壓，漸如右邊狀態

；這種不連續線的南面，連

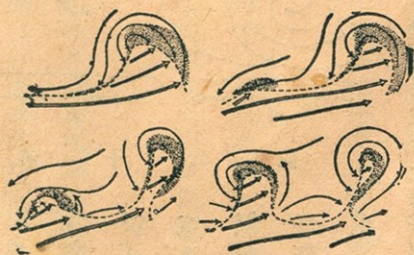
續發生低氣壓，成一家族，

每族連生約五個，如第十八

圖，低氣壓先如A而B，南

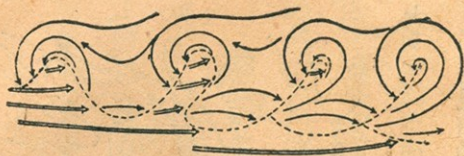
西又生小低氣壓，A B逐漸

衰老，新低氣壓接踵發達；



第 十 八 圖

如第十九圖表示低氣壓族從西向東，或從南西向北東，生滅興衰的狀態，凡一



第九圖



第十圖

低氣壓族經過，第二低氣壓族復來，約要六日；又一低氣壓族經過，第二低氣壓族復來，中間有寒氣流向南西方伸出，構成高氣壓部；這寒氣流從極地方來，向南西伸出，以各低氣壓族的不連續線爲界，和南方暖氣流錯綜；低氣壓族的不連續線，可以連成曲線，在極的前方，圍繞極地，所以叫他極前線。

如第二十一圖，表示北半球寒暖氣流交錯成各高低氣壓，各低氣壓族向東進行，這圖和費拉爾大氣循環說的第十圖對照，亦是一致，可稱最完善的學說了。

大。



第 二 十 一 圖

第十二節 吾國及東亞所遭的低氣壓

上言的低氣壓為暴風雨的
原因，凡是在熱帶地方發生的
，叫做颶風，或颱風；熱帶以
外地方發生的，叫做颯風，這
兩種根本性質雖不是一樣，然
風的旋轉方向，全然相同，不
過颶風區域較小，颯風區域要

颶風和颱風，實即一種，不過吾國南洋人叫颶風為颱風；福建通誌載：風

大而烈者爲颶，又甚者爲飈；颶常驟發，飈者則漸，颶或瞬發倏止，飈則常連日夜或數日而止。大約二三四月發者爲颶，五六七八月發者爲飈，……船在洋中，遇颶猶可爲，遇飈不可當矣，又台灣府誌載颶之最甚者曰飈，飈無定期，必與大雨同至，必拔木壞垣。

颶風發生在加綠林瑪利亞那等南洋羣島的海上，以夏季爲最多；氣壓有低至七〇〇公釐以內，勢力甚猛，沿海地方受着，往往船隻傾覆，家屋坍塌，到了內地，勢力稍衰，有傷害禾稻等事，下表爲清光緒二十一年至宣統二年，十五年間各月發生颶風的回數。

月	份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
合計發生數	一	〇	三	二	九	二	二	元	五	五	五	三	七
平均數	〇.〇〇〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇	〇.〇〇〇〇
百分率	〇.四〇〇〇	〇.一〇〇〇	〇.八三三三	〇.六四四四	〇.五二二二	〇.三三三三	〇.三三三三	〇.三三三三	〇.三三三三	〇.三三三三	〇.三三三三	〇.三三三三	〇.三三三三

颶風在太平洋中發生，先向西乃至西北西進行，漸漸轉北；八月中在北緯二八度至三〇度間，轉向北東；九月中在北緯二〇度至二四度間，轉向北東；十月中在北緯一八度至二〇度間，轉向北東；也有不遵常規，徑向北西越琉球台灣而入吾國南部，或經菲律賓羣島而入安南等處。

颶風發現在亞洲大陸：（一）西伯利亞；（二）吾國北部蒙古和黃河流域；（三）揚子江流域（四）；吾國南部即揚子江流域以南，後表為光緒三十四年至民國六年十年間，颶風的回數。

發現區域一月二月三月四月五月六月七月八月九月十月十一月十二月全年

西伯利亞 二 一六 一三 一六 二二 二二 二九 六 七 二六 一五

吾國北部 一 四 四 六 五 四 〇 六 四 四 四 一 五

揚子江流域 一八 一三 一七 一八 一五 一九 三 一 五 九 二 一四 一五

吾國南部 三 五 五 八 六 五 一 一 三 一 三 一 四

觀上表可知颶風從西伯利亞來的，冬季爲多，夏季爲少；從吾國北部來的，夏季爲多，冬季爲少；從揚子江流域來的，冬春夏季爲多，秋季爲少；六月間主起梅雨。

颶風勢力較小，氣壓低度不過七六〇公釐，在千島附近增至七四〇公釐；梅雨時期揚子江流域的愈爲穩靜；颶風進路甚爲單純，從西伯利亞來的，向東南東進行，越東三省朝鮮北部，而入日本海，轉向東北東，而至庫頁和千島地方；揚子江流域來的，沿江東進，在東海轉向東北東，經過日本南方海洋；從黑龍江來的，向南東貫庫頁和千島南部而入太平洋，是爲正常的進路，亦有不遵這路者，然極稀少。

小規模的低氣壓，破壞勢力不弱的，叫做龍掛，區域甚小，直徑小的不過數公尺，大的一二百公尺；至於他的現象，往往在夏季午後三四時許，天氣晴朗而蒸熱，天多積雲，從上垂下漏斗狀雲，蜿蜒如長蛇，這個漏斗雲，就是空

氣渦動的中心部；有時即在空中消失，有時下垂達河湖，吸水上昇，成取水現象。

第十三節 海陸風山谷風

前言冬季大陸多高氣壓，風向海洋吹，夏季海洋多高氣壓，風向大陸吹，就是一年間的季候風；至於一日中間，也有這樣的狀況，夜間陸地比海面為冷，氣壓陸地高而海面低，風從陸地吹向海上，就是陸風；晝間陸地被日射而暖，氣壓低減，比海上為小，風從海面吹向陸地，就是海風。這種現象，在晴天海邊，往往遇着，海風比陸風為大，他的範圍不過四〇乃至五〇公里，高約六〇〇至七〇〇公尺，他的方向本和海岸線成直角，但因爲另有主風，方向多少要變換。

在山陵地方，因晝夜溫度的變化，而起山風谷風，就是日中山陵被日射，

氣溫上昇，氣層從谷中流向山陵，所以風沿山坡上吹，是爲谷風；夜間無日射，空氣凝縮向下，所以風沿山坡下吹，是爲山風。

第四章 大氣中的濕氣

第一節 蒸發

大氣中常含有多少水蒸氣，他比空氣輕，眼所不見，水變成這種狀態，叫做蒸發。至於蒸發的遲速，和水面的廣狹，及氣壓，氣溫，風速，已含水蒸氣量，各各不同，大抵已含多量水蒸氣的空氣中，蒸發爲遲，氣溫高，風速大的空氣中，蒸發爲速。

要測定蒸發量，取直徑二公寸深一公寸的銅製圓筒，筒上罩張以銅網，防鳥獸飲啄，近圓筒口附有出水的嘴，這器置露天適當的地方；先注水筒中，至嘴爲度，翌日觀水蒸散，添水至嘴，這時添水的多少，就是蒸發量的多少，以

公釐計算；如逢雨雪則將雨雪量減去，這種就是日向蒸發量，有的將一定面積的直圓筒，筒中置水，放在百葉箱中，逐日稱過，知道逐日輕減的水量，於是算出單位面積上蒸發的多少，亦以公釐計算，這種叫做日蔭蒸發量；兩者各月的每日平均量，舉例在後：

月份 一月 二月 三月 四月 五月 六月 七月 八月 九月 十月 十一月 十二月 全年
 日向 一、八二一、九七二、八六二、九七三、三三三、一五四、〇一四、五二三、二四二、二〇一、九三一、六七二、六
 日蔭 一、二一一、一〇一、四七一、三三一、三三一、二二一、四三一、六一、四〇一、七一、〇九一、三三
 相差 〇、七二〇、八七一、三六一、五六一、九二一、四四二、五九二、六一、七五〇、七〇〇、五八〇、五八一、四六

第二節 濕度

某一定量的空氣中，含有水蒸氣的多少，視溫度而變遷，若是溫度一定，則含有水蒸氣達到某量為止，不能再蒸發，這個量就是最大量；這時的空氣被

水蒸氣飽和，或叫空氣達到飽和狀態；如果這時增高溫度，就失去飽和狀態，仍能陸續蒸發；反之空氣含有一定量水蒸氣，把這空氣的溫度降低，也可以達到飽和狀態，這時的溫度，叫做露點；如果比這溫度更其降低，則除相當最大水蒸氣量以外，就有水析出，這水就是構成露霧雲雨。

上言某溫度時，水

蒸氣的最大量，測定上頗不便利，物理學家常以最大蒸氣量的張力——壓力表顯出來，他的單位，以水銀柱公釐計算，下表為各溫度時水蒸氣的最大張力：

溫度攝氏	張力公釐	溫度攝氏	張力公釐	溫度攝氏	張力公釐
-20	0.94	0	4.57	20	17.36
-19	1.03	1	4.91	21	18.47
-18	1.12	2	5.27	22	19.63
-17	1.22	3	5.66	23	20.86
-16	1.32	4	6.07	24	22.15
-15	1.44	5	6.51	25	23.52
-14	1.56	6	6.97	26	24.96
-13	1.69	7	7.47	27	26.47
-12	1.84	8	7.99	28	28.07
-11	1.99	9	8.55	29	29.74
-10	2.15	10	9.14	30	31.51
-9	2.33	11	9.77	31	33.37
-8	2.51	12	10.43	32	35.32
-7	2.72	13	11.14	33	37.37
-6	2.93	14	11.88	34	39.52
-5	3.16	15	12.67	35	41.78
-4	3.41	16	13.51	36	44.16
-3	3.67	17	14.40	37	46.65
-2	3.95	18	15.33	38	49.26
-1	4.25	19	16.32	39	52.00

某溫度的空氣中，含有水蒸氣多少，就是乾濕狀況，叫做濕度，吾們要知道他，就要求他的張力，表示出來，這種叫做絕對濕度。譬如有水蒸氣的空氣，把他的溫度，逐漸降低，恰到露點溫度，這時空氣為飽和狀態，查表檢出露點溫度的最大張力，這張力就是表現在空氣中水蒸氣的張力，但尼爾 Daniel 濕度計，就備這樣用的，但實驗不便，氣象上不很用他。

假定某溫度時，空氣中水蒸氣的張力為 f ，某溫度時水蒸氣最大張力為 F ， f 和 F 的比，就表示現在水蒸氣對於飽和水蒸氣的程度，這個比叫做相對濕度；普通稱的濕度，多是相對濕度。但這個比常小於一，記載不便，所以常百倍了成爲百分數。

測濕度的器械，最通用的爲乾濕球濕度計，取寒暖計二枝並掛，一枝照常叫做乾球寒暖計；一枝水銀球外面，包裹純洋紗，縛以脫脂綿紗繩，綿紗繩浸水盃中，使水徐徐引上，濕潤洋紗，叫做濕球寒暖計。因爲濕球的水，在空氣

中蒸發，需要蒸發熱，濕球溫度，常小於乾球溫度，有相差數出來，如果空氣達飽和狀態，不能蒸發，二球溫度全然相同，沒有相差，霧天就是這樣；如果空氣乾燥，濕球的水容易蒸發，二球溫度相差甚大，竟有至十度的，吾們知道乾濕球的濕度和差數，依據溫度表，就可查出濕度來，下面為濕度表的大概：

35° 30° 25° 20° 15° 10° 5° 0°								球濕 溫差 度
100	100	100	100	100	100	100	100	0.0
96	96	95	95	94	93	91	90	0.5
92	91	90	89	88	86	84	80	1.0
88	87	86	85	83	80	76	71	1.5
84	83	82	80	78	74	70	63	2.0
81	80	78	76	73	69	64	56	2.5
78	76	74	72	68	64	58	49	3.0
74	73	71	68	64	59	53	43	3.5
71	70	67	64	60	55	48	37	4.0
68	67	64	61	57	51	43	32	4.5
66	64	61	58	53	47	39	2	5.0
63	61	58	55	50	44	35	23	5.5
61	58	56	52	47	41	32	20	6.0
58	56	53	49	44	38	29	16	6.5
56	53	50	47	42	35	26	13	7.0
54	51	48	44	39	32	23	10	7.5
51	49	46	42	37	30	21	8	8.0
49	47	44	40	35	28	19	6	8.5
47	45	42	38	33	26	17	4	9.0
46	43	40	36	31	24	15	2	9.5
44	41	38	34	29	23	13	1	10.0

吾們從乾濕球濕度計，求出相對濕度；更從乾球溫度，查水蒸氣張力表，求出乾球溫度的最大張力，把相對濕度和最大張力相乘，以百除之，這個數就是現在空氣的絕對濕度，氣象上日常的計算，這法最爲便利。

求濕度的器械，更有毛髮濕度計，或毛髮自記濕度計；因爲毛髮的伸縮，常和濕度作比例；濕度大則毛髮要伸，濕度小則毛髮要縮，利用他的性質，就製成毛髮濕度計，這樣凡在寒冷天氣，溫度在冰點以下，濕度也可測定，毛髮濕度計的構造等，太覺瑣細，只得從略。

第三節 濕度的日變化和年變化

經多年的觀測，知道絕對濕度的日變化，在水邊地方，和大陸地方式樣不同，凡是水邊地方，水蒸氣不絕蒸發，氣溫昇則水蒸氣也增，氣溫降則水蒸氣凝結而減，所以絕對濕度的日變化和氣溫相似；在大陸地方，早晨氣溫最低的

時候，絕對濕度爲最小，自後驟增，至午前九時許爲最大，自後又驟減，至午後三時許爲最小，過此又增，至午後九時許爲最大，自後又減；一日中最大最小有兩次，午前九時絕對濕度的減少，因爲氣溫上昇，氣流昇騰，水蒸氣運至上層的緣故，又午後九時絕對濕度的減少，因爲氣溫下降，水蒸氣凝結成霜露，從空氣中減去的緣故。

在大陸地方，寒冷時候，絕對濕度的日變化，和水邊地方相似，一日中最大最小，不過一次，他的情狀，和氣溫相仿。

絕對濕度的年變化，和氣溫的年變化相仿，就是氣溫最高的月份，絕對濕度也是最大，氣溫最低的月份，絕對濕度也是最小；不過在季候風強盛的地方，或熱帶地方，氣溫最高在雨期的前，絕對濕度最高在雨期的後，稍有差異一點。

相對濕度的日變化，恰和氣溫相反，就是氣溫最低時候，濕度最大，氣溫

最高時候，濕度最小；因為相對濕度，是把相當溫度的最大張力除現有的水蒸氣張力，氣溫昇則他的最大張力隨之而增；不過空氣中水蒸氣張力增加，沒有像他的大，所以相對濕度的變化，就和氣溫成正反對了。

相對濕度的年變化，在大陸地方，和氣溫的年變化，也是相反；氣溫最低的月份，濕度最大，氣溫最高的月份，濕度最小，這個說明，和日變化相同；若是在海岸地方或是山嶺，又是不同，氣溫高則水蒸氣張力亟亟增加，因而相對濕度也就增大，所以又和大陸地方相反了。

第四節 濕度的配布

瑞典人亨 J. Hann 氏調查各地的觀測錄，依照氣壓圖畫等絕對濕度線圖，結果和等溫線相平行，可知水蒸氣的多寡，大體為氣溫所左右的，在海洋上尤其正確，大陸地方因為土質的不同，就有差異。

相對濕度的配布，尚沒有充分的調查，也沒有人畫過等相對濕度線圖，據亞婁紐斯 A. Arrhenius 發表的：

	北					南						
緯 度	七	六	四	三	二	一	〇	一	二	三	四	五
相對濕度	六	五	三	二	一	〇	〇	一	二	三	四	五
赤道以南爲最大，南緯二五度北緯三〇度爲最小，至極地又是增加。	六	七	七	六	六	六	七	七	八	八	七	八

第五節 雲

空氣到了飽和狀態，如果更加冷卻，就凝結而生小水滴，這個水滴，在地表所生的就是霧；在高層所生的就是雲，但凝結的時候，須有浮塵或是離子（伊洪），作爲核心，纔易成功。

小水滴的一羣成雲，浮游空中，不就落下，因為下層空氣有抵抗的緣故；若是水滴增加，重量為大氣不能抵抗，落下來就是雨。

雲量多少，把雲的面積，和天空面積，比對而定；若是全天無雲，這時雲量為○，若是全天有雲，這時雲量是為一○，其餘就把自○至一○，相當的數字來表示；至於雲的厚薄，全然不論，譬如薄雲蔽天和密雲滿布，氣象學上多稱他的量為一○。

氣象學上規定天氣晴曇，就把雲量來定的，凡雲量在二以下，叫做晴天；七以下叫做曇天；八以上叫做陰天；雲量的日變化，很不規則，大體正午後最多，午後十時許最少；就是日間多雲，夜間晴朗，夏季尤其顯著。

雲量的年變化，大體和降水量的變化相類，吾國中部南部，夏季有梅雨，所以夏季雲量比冬季為多。

雲量的配布情形，據亞婁紐斯氏算出的各緯度平均雲量表如下：

北 南

緯度	70	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50
	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50	60
陸地	5.8	5.6	4.6	3.6	2.9	2.8	5.0	5.5	4.8	3.0	3.9	6.2	7.1
海洋	6.6	6.8	6.3	5.2	4.7	4.7	5.7	6.0	5.4	5.0	5.1	6.2	7.2
平均	6.0	6.2	5.5	4.6	4.1	4.2	5.5	5.8	5.3	5.4	4.9	6.2	7.2

雲量的配布，受陸地的影響，很不規則；統全地球觀起來，南北三〇度間雲量最少，赤道地方和高緯度地方，雲量都大。

第六節 雲的種類

雲的形狀，最為變幻，而且美麗，古來騷人逸士，視為興賞的資料，從自然科學立場講起來，就不如此，國際氣象委員會，分雲的種類為一〇級：

一、上層雲 平均高度爲九〇〇〇公尺

1. 卷雲

2. 卷層雲

二、中層雲 平均高度三〇〇〇至七〇〇〇公尺

3. 卷積雲

4. 高積雲

5. 高層雲

三、下層雲 平均高度二〇〇〇公尺以下

6. 層積雲

7. 雨雲

四、日日上昇氣流的雲

8. 積雲 雲底高度一四〇〇公尺雲頂高度一八〇〇公尺

9. 積雨雲 雲底高度一四〇〇公尺雲頂高度三〇〇〇公尺至八〇〇〇公尺

〇公尺

五、高霧 高度一〇〇〇公尺以下

10. 層雲

卷雲 爲白色的片雲，狀如纖維，又如羽毛，有的交錯如縞，有的散射如扇，有的彎卷如軍帽飾羽；卷雲的特徵，就是沒有連續的雲層，若是連續的，就成卷層雲了。

卷層雲 爲白色極薄成層的雲，有時全蔽天空，變成乳白色，他的組織，有如蛛網連結，日月遇了，就可生暈；這種雲是卷雲的變形，爲天氣變化的先兆。

卷積雲 爲小團塊或小白片的雲羣集而成，或並列如輕羅，或如魚鱗，日月遇了，往往生華，初秋最多見到。

高積雲 舊時和卷積雲相渾，是稍大的塊雲，羣集或排列所成；他的色灰白夾雜，塊和塊密集，緣邊脗合，在天空如牧場的羣羊，有時團塊擴張，縐如波浪，叫做波狀雲。

高層雲 爲灰色或青灰色的薄幕，日月遇了，周邊發光輝，也能生華，梅雨時期最易見到，這個雲和卷層雲相彷彿，惟高層雲沒有纖維狀的組織，就是不同的地方。

層積雲 爲深灰色大塊，或成捲軸重疊，蔽滿全天，也有成波狀的，冬季最多見到。

雨雲 亦稱亂雲，爲黑色濃密無定形的雲層，緣邊散亂，這雲出現，即要下雨雪，這雲沒有團塊和邊堤，就是和層積雲區別的地方。

積雲 爲濃密的雲，上部隆起如圓蓋，底部水平如砥，望了如海上的山，對日看了，緣邊光亮，中部黑色；背日看了，中部光輝比緣邊爲顯；風強時被

吹散的積雲，叫做片積雲。

積雨雲 一名雷雲，為大塊的烏雲；他的頂如山峯突起，或如尖塔，或如鐵砧，底部和雨雲相同，紊亂無定形，近雨雲的頂，附有狀如卷雲的纖維組織，叫做偽卷雲。

層雲 為似霧的雲層，遮蔽全天，但不着地，被風所吹，或被山所阻斷而成塊，叫做片層雲。

以上十種的雲，常用紀號如後：

雲形	國際	國際記號	舊名
卷雲	Cirrus	Ci.	卷雲
卷層雲	Cirro-stratus	Ci.St.	卷層雲
卷積雲	Cirrus cumulus	Ci.Cu.	卷積雲
高積雲	Alto-cumulus	A.Cu.	積卷雲

高層雲 *Alto-stratus* *A.St.* 層卷雲

層積雲 *Strato-cumulus* *St.Cu.* 層積雲

雨雲 *Nimbus* *Nb.* 雨雲

積雲 *Cumulus* *Cu.* 積雲

積雨雲 *Cumulo-nimbus* *Cu.Nb.* 積雨雲

層雲 *Stratus* *St.* 層雲

十種以外，尚有若干連帶的雲。

乳房雲 積雲或層積雲的底部，有無數突起，狀如乳房，呈灰色或淡黑色

，大都為積雲的變形。

莢狀雲 恰如豆莢，橫亘空中，亦為積雲的變形。

塔狀雲 高聳如塔，矗立雲端，為高積雲層積雲的變形。

波狀雲 一稱壠雲，並列如波狀，高積雲層積雲卷積雲多能變成。

第七節 霧 霪 霾

水蒸氣凝結而成無數微細水滴，浮游於地表氣層中，叫做霧，或是霪；空氣中有塵埃飄盪，而成晦暗，叫做霾。有這三種現象的時候，減少透明度，妨礙視遠，不能航行，霧和霪的成因，大同小異，英國氣象局規定能見度在一公里以下的為霧，二公里以下的為霪；實則霪多起於夏秋二季，天氣晴朗，氣溫甚高，蒸發水分甚多，日沒後地面熱散而冷，晨間見有迷霧，不久消失，這種霧由輻射日熱所致，又叫輻射霧；霧則由於風從溫暖海面，次向寒冷地方，寒暖兩氣相混，遂生成霧，這種霧不即消失，往往要下雨。霾和霧霪的分別，以濕度為斷，譬如天色迷濛，濕度甚小，可斷定是霾，反之，可斷定是霧霪。

吾國大戢山附近，各月有霧日數，以百分數表之，如後：

一月 二三、〇 五月 六三、〇 九月 一、〇

二月	三〇、〇	六月	五二、〇	十月	四、〇
三月	四九、〇	七月	一八、〇	十一月	一三、〇
四月	六六、〇	八月	二、〇	十二月	一〇、〇

第八節 雨的成因

含有水蒸氣的空氣上昇，經斷熱膨脹，他的溫度下降，漸漸向飽和狀態，這時水蒸氣叫做乾燥級；既達飽和狀態，溫度依舊下降，見有水分凝結，在凝結時候，發散潛熱，所以以後溫度不很下降，這時水蒸氣叫做成雨級。

凡是成雨級的空氣，水蒸氣和雨滴相混，再上昇冷却，達到冰點，水滴結凍；及既結凍，發散潛熱，所以空氣雖上昇，溫度常保零度，這時候空氣叫做雹級，或結冰級；空氣再行上昇，溫度續降，空氣中所含過冷冷却的水蒸氣，直接結晶成雪，這時候叫做雪級。

空氣上昇，往往經這四級，然也有在地表上，過冷卻的空氣，直變爲成雪級的。

水蒸氣常把細塵爲核心，方易引起凝結；如果毫無細塵，則把離子爲核心，也能凝結，但是離子比細塵爲微，凝結起來，沒有細塵的迅速。

前言微細水滴，羣集成雲，水滴增大，落下成雨，但是水滴增大的情形，這個問題，約有二說：

一、水滴原來大小不一，存在雲中，大的水滴落下來，合併了途中的小水滴，逐漸增大，遂成了雨，落於地上，這是水滴原來有大小的說。

二、雲中的水滴，本來沒有大小。上部的雲，逐漸上昇，超越過飽和的狀態，水蒸氣同時凝結，即成大粒，爲雨落下，這兩說尙不能稱爲完善，若要更進一步，須在雨滴上研究，這裏不容多費了。

第九節 雨的種類

雨的種類，從他的原因來講，有低氣壓性降雨，地形性降雨，對流性降雨三種；然這三種，並非全然獨立，往往相伴而起，如對流性降雨，常和低氣壓性降雨，同時出現。

所謂低氣壓性降雨，是因發現低氣壓而生的雨，照皮耶克納說，沿低氣壓前面的寒冷前線，暖氣流攀登寒氣流上，相觸的處所，就要降雨；又溫暖前線的不連續線，暖氣流的下部，突然有寒氣流捲入，相觸的處所，亦然要下雨；這樣低氣壓中心的四周降的雨，叫做低氣壓性降雨。

濕潤的風，吹向山脈或陸地，氣流上昇，遂降雨雪，這種即叫做地形性降雨。

對流性降雨，如熱帶的無風帶地方，因強烈的輻射，空氣上昇旺盛，遂生的雨。

第十節 梅雨

吾國氣壓的變化，冬高夏低，春秋二季，爲過渡時期，氣壓變化不定，所以天氣亦不定。

梅雨就是氣壓狀態，入於夏季模樣而起的特殊現象，天候陰鬱，爲吾國和東亞各地所特有，雨期甚長，從六月至七月綿亙有一月之久。

關於梅雨的傳說，以爲下雨時期，正當梅子黃熟的時候，所以叫梅雨；有的以爲各物潮濕生黴，所以叫做黴雨，或霉雨。舊歷常以芒種後逢丙日爲入梅，小暑後逢未日爲出梅；實則梅雨開始和終了日期，各年略有前後，不是一定的。

梅雨的成因，據日本岡田武松的研究，如後：

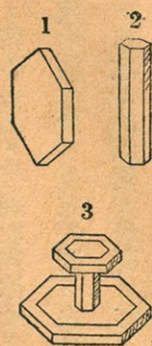
六七月之交，太陽最高，日射最強，吾國長江流域和台灣附近，常發生低氣壓，這低氣壓往往向北東進行，趨向日本，這時候北太平洋的高氣壓，非常發達，同時伯林海峽的海冰，融解而成大寒流，日本北海道的海面，溫度甚低。

，高氣壓向這海面擴張，寒冷空氣，被這高氣壓逼至日本東部，成楔狀突入溫暖空氣的下部，使氣流上昇，釀成陰曇天候，因有這高氣壓蟠據，低氣壓不能十分東進，逗留在長江流域和日本，鬱成久雨，及過七月上旬，融冰已過，北太平洋的高氣壓移向南面，梅雨遂消。

亦有梅雨現象不顯的，叫做旱黃梅，但是很少，如清光緒二十六年是一個例子，這年六七月之交北太平洋的高氣壓，偏於南方，和梅雨消失時的模樣相像，爲大氣循環特別狀況。

第十一節 雪

在溫度極低時降下的雪，如粉狀的細結晶；在零度相近時降下的雪，爲片狀；雪的結晶屬六方晶系，所以有六出花的名號，赫爾曼 G. Helmann 分雪的結晶原形爲三種：就是（一）板狀結晶，如第二十二圖 1，（二）柱狀結晶，



第二十二圖

如同圖2六方柱狀，(三)板柱結晶如同圖3板狀結晶和柱狀結晶結合而成；這三種冰晶，由種種結合，遂成雪片。

雪片的大小，通常爲一公分，然最大

有過十二公分的，因爲面積大，落下的時候，受空氣的抵抗，飄搖而下；凡長三——四公分的雪片，落下速度，每秒〇、三公尺；一公分的雪片，每秒〇、八公尺。

成雪的原因，和雨略同，就是當凝結時，氣溫達於冰點以下，水蒸氣不經水滴，直接成冰的結晶，就是雪雲；據航空家觀測，雪雲在零度至零下十度時，爲最適當，高度一〇〇〇至二〇〇〇公尺之間。

雪片落下時，氣溫稍高，一部分融解成雨，和雪夾雜，叫做霰。下雪時並吹強風，叫做吹雪或風雪。

堆積地上的雪，融解未及半數，叫做積雪；積雪越冬不消的叫做根雪；測雪的深，擇平坦地方，把尺度垂直量過，另覓地點，同樣量過，數次平均，即是雪的深，這種不甚正確，往往融解為水，量他的降水量。

第十二節 雹 霰 凍雨

雲中降下的冰塊，叫做雹；和雷雨為伴，小的如豆，大的如雞卵，最大的直徑達十公分，大體如球狀，略近橢圓，頗不規則，有時成圓錐體，有時落下時兩球相併，成亞鈴形；他的色各帶白色，把雹截開，見中心把雪團結成核心，核心外圍，有透明的冰層，冰層外圍，又有不透明的冰雪層，這樣透明和不透明的冰層，重重包圍，連核心計算，往往有三層五層，然也有多至十四層的，落雹時的溫度，最高在零下〇、五度，最低零下一三度。

降雹區域，大都狹隘，不過數里至十數里；統計降雹時間，都在正午至午

後三時許，就是氣流昇騰最旺的時候，一年中則以四五月為最多。

把雹截面看起來，有雪層有冰層，英人辛博生 G. C. Simpson 解釋雹的成因，以為積亂雲異常昇騰，造成三種氣層，六千公尺以上為雪層，三千至六千公尺為過冷卻的水滴層，一百公尺至三千公尺為水滴層；雪層的冰晶落下，經過過冷卻水滴層，表面凝集水滴，這時凝結極速，閉結許多氣泡，雹的層數，就是經過氣層的數。

成雹的前，太陽輻射強盛，催進氣流昇騰，有每秒十公尺以上的速度；雹的直徑不到一、三分，被這氣流抵抗，浮游空中，不即落下；所以降雹多在夏季日射最旺的時候，並有雷雨急風相隨。

雹以外有白色不透明的小雪珠，叫做霰；透明的小冰珠，叫做凍雨。

第十三節 雨 凇 霧 凇

雨滴經過冰點以下的氣層，途中已達過冷卻狀態，尙沒有凍結，落在地上，地面溫度也在冰點以下，這過冷卻的雨滴，就在地面冰結，成爲透明的冰層，滑不能行，就是雨凇的現象；如果結在松樹的松針上，就成粗的冰棒，結在電線上，就被重量壓斷。

霧凇是生於樹枝和其他物體上的冰晶層，作銀白色，面部甚粗，霧凇和霜的區別，霜則房屋草木各方均有，霧凇但積於當風一方。

第十四節 露 霜

快晴的夜間，翌晨見草葉和地面附有細水滴，就是露。降雨少的地方，植物賴他生育，他的成因，夜間地面散熱而冷卻，大氣中的水蒸氣，遇着溫度在露點以下，就有水滴凝結，附着他的面上；如果夜間有雲遮蔽，不易散熱，就沒有露；若是空氣過於乾濕，也沒有露，所以在低緯度地方，結露日數爲多。

霜的成因，和露相同，不過地面等處的溫度，在零點以下，水蒸氣遇了凝結成固體，就成爲霜。霜的形狀，有無定形，和結晶形二種：無定形的，爲水蒸氣成了過冷卻的露，然後冰結於地面；結晶形的，因地面溫度極低，水蒸氣不經水滴，直接結成冰晶，結霜日數，在高緯度地方爲多。

第十五節 降水量

空氣中的水蒸氣，凝結落於地上，如雨雪以及霜，露，雹，霰等，皆能成水的，他的量叫做降水量；因爲雨占多數，所以普通單叫雨量，計算他的方法，就是降下的水，不蒸發，不滲透，不旁溢，積在地上，高有若干公釐。

量他的器械，叫雨量計，爲銅製的圓筒，筒的上蓋口徑二十公分，通連漏斗狀物，把水滴入筒內，筒內有鈎筒，鈎筒內裝入受水玻璃瓶，觀測時層層卸下，把玻璃瓶中的水注入玻璃量筒，觀看刻度，這量筒專備此用，有大刻度十，每

一大刻度，又等分爲十小刻度，一大刻度當一公釐，一小刻度當〇、一公釐。放置雨量計的地方，須擇空曠，沒有障礙物，地面鋪種芝草，不使外面雨滴濺入。

如要知道某時降雨不降雨，和降雨多少，就要用自記雨量計，這個器具，式樣甚多，這裏只能省略。

第十六節 降水量的變化

降水量的日變化，因地勢而不同，不可作出概論；然大體上分爲陸地和海岸兩種：陸地的日變化，午後爲最大，早晨爲次大，夜半以後爲最小，午前八時以後爲次小；海岸的日變化，早晨爲最大，午後爲最小，觀後表柏林爲陸地的例子，香港爲海岸的例子。

時間 〇—二—四—六—八—十—正—正—午—午—二—四—六—八—十—夜
 半

香港	八三	九二	一〇〇	一〇八	一一三	九〇	八三	七五	六七	六三	七六	六二
巴達維亞	八二	九六	九七	一〇四	一一〇	九三	九三	一〇七	一〇四	一〇四	一一二	一一二
柏林	六六	八三	七六	九六	一〇三	八六	八五	一〇五	一〇四	一一三	一一三	一一七
大阪	一一〇	一一三	一一七	一二三	一二五	一〇三	一〇七	一〇八	一〇六	一〇七	一〇九	一〇九

降水量的年變化，以地方而不同，大體上分爲五種：

一、赤道式的變化，一年有二次最大，顯於春分秋分時候；二次最小，顯於夏至冬至時候；和氣溫的二次變化相似，因爲氣溫高的時候，氣流上昇旺盛，降水量就多，氣溫低的時候，氣流上昇不旺，降水量就少，後表爲南美哥倫比亞國勃額達市的各月降水量，就是好例。

月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
降水量	九四	九〇	二五	二四	一六	八一	六七	八四	七四	三四	二四	一四	一六四

二、熱帶式的變化一年中最大最小各一次，降雨期約居四個月，因爲熱帶

地方氣溫的年變化大小各一次，降水量的變化，和他相似，後表爲馬尼拉的各月降水量，就是例子。

月 份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
降水量	二九	一〇	一九	二六	二二	二八	三二	三二	三五	一九	二二	二五	一九五

三、季候風帶式的變化，就是季候風顯著的地方，一年中分降雨和乾燥兩期；夏季風從海洋吹向陸地，就爲降雨期，冬季風從大陸吹向海洋，就爲乾燥期，吾國天津就是這個好例。

月 份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
降水量	四二	二〇	二二	三三	五五	七二	四二	二四	二七	二二	一六	二〇	五二六

譬如台灣的基隆，冬季季候風從海洋吹向陸地，又是冬季降水量多。

月 份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
降水量	三五	二九	三五	二九	三〇	三八	三二	二四	二七	二六	三三	三九	三三二

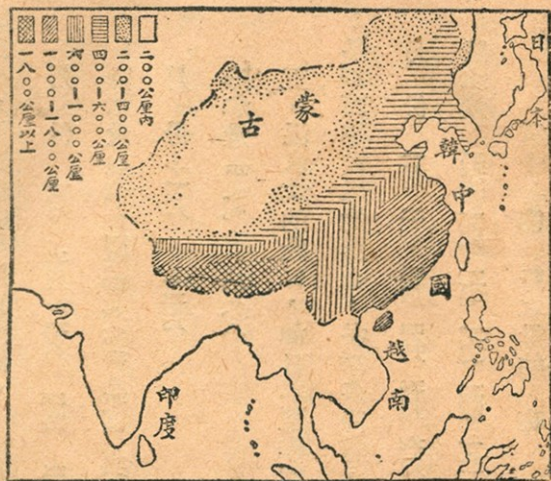
四、溫帶式的變化，由低氣壓往來而起的降雨，歐洲大陸，冬季多低氣壓，所以冬季降水量為多，吾國東南部夏季多低氣壓，釀成梅雨，所以夏季降水量為多，譬如南京各月的雨量。

月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月
降水量	三八	九四	〇六	三九五	四七六	三一七	四二二	〇二七	六九二	二四五
月份	十一月	十二月	全年							
降水量	四三	九	二八	八						

五、混成式的變化，如日本夏季因低氣壓和颱風的影響，夏季降水量為多；冬季因季候風的影響，冬季多降雪，茲舉日本金澤為例：

月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
降水量	二七	三一	一九	一六七	一六一	一四一	一八一	二〇六	一六一	二四二	二〇三	二七五	三三五
													二五五

第十七節 降水量的配布



第 二 十 三 圖

如第二十三圖為吾國降水量

的配布圖，最多的為東南沿海各

省，在一〇〇〇至一八〇〇公釐

；其次為中部各省，在六〇〇至

一〇〇〇公釐；又其次為北方各

省，在四〇〇至六〇〇公釐；次

少的為內蒙古等處，在二〇〇至

四〇〇公釐；最少的為外蒙古等

處，在二〇〇公釐以下，因為東

南各省，接近海洋，受季候風低

氣壓和颱風的影響，下雨日多，降水量亦大，逐漸向北，從海洋挾帶的水蒸氣

，漸漸減少，所以降水量亦少，蒙古新疆幾運送不到，遂 曠旱的區域，下表

爲吾國各地的降水量：

奉天	五七六公釐	九江	一六一〇公釐
牛莊	六三八公釐	南京	一一一八公釐
天津	四九六公釐	鎮江	一一一九公釐
芝罘	五八九公釐	上海	一一六一公釐
青島	七一八公釐	寧波	一三三一公釐
雲南	一〇九九公釐	福州	一五一五公釐
重慶	一〇二五公釐	香港	二〇三五公釐
漢口	一一一三公釐		

全世界雨量的配布，南北緯度一〇度之間，雨量最多，爲在一〇〇〇至二〇〇〇公釐；如亞瑪荳河流域，年量在二〇〇〇公釐以上，非洲赤道地方，年量在一〇〇〇公釐以上，非洲的里比利亞和喀麥隆，年量在二〇〇〇公釐以上

；在南半球離赤道漸遠，雨量漸減，年量在二五〇至五〇〇公釐；在北半球北緯四〇度以北，又要增加，如歐洲西部、美國東北部、阿拉斯加、育岸和東三省的沿海，年量在五〇〇至一〇〇〇公釐；降水量最少的在西伯利亞北部，和北美洲，年量不到二五〇公釐；南半球智利海岸和紐西蘭西岸，雨量為多，年量在二〇〇〇公釐以上。原來雨量的配布，極其複雜，大體上視緯度的高低，溫度的分布，土地的狀況而定。後表為符斯脫 G. W. V. 算出各緯度的雨量，以公分為單位。

地球	海洋	陸地
(17)	(15)	(34)
(29)	(29)	(26)
(39)	48	35
69	96	50
83	117	51
51	51	52
43	22	76
71	62	65
147	140	117
116	95	181
76	66	110
54	51	64
85	88	57
92	92	87
70	70	102
(28)	(29)	(30)
(26)	(15)	(30)
(30)	0	(30)

緯度	
90—80	北
80—70	
70—60	
60—50	
50—40	
40—30	
30—20	
20—10	
10—0	
0—10	南
10—20	
20—30	
30—40	
40—50	
50—60	
60—70	
70—80	
80—90	

第五章 大氣中的光象

第一節 天空的色

晴日仰觀天空，在天頂附近呈碧色，至地平線附近漸帶蒼白，在太陽附近，又帶黃色；天的碧色，在晴秋最爲鮮美。

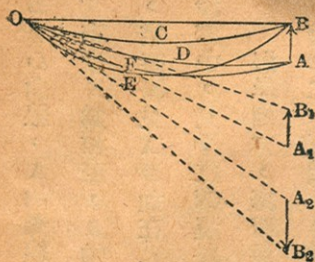
空氣原來是無色的，空氣分子或空中細塵，把日光中的青色光散亂了，射入吾人目中，所以見得碧色。吾人常見的日色，以爲是白色，其實是從赤橙綠等各色光——種種波長的光集合而成的，日光通過大氣，被空氣分子或細塵所散亂，據斐累卿 Lord. Rayleigh 的理論，這種散亂光，以波長短的最爲明亮，

就是堇色的光最爲顯明；此外赤橙等色的光，雖非絕無，但平均了，就成青色；如把分光器來檢視碧空，就可知道青色堇色最多，略有綠黃赤等色。

空氣中的細塵粒子，若是大一些，波長大的光，如黃色等，容易散亂，天空碧色，就要欠鮮明，略帶蒼白，地平線附近碧色不淨，就是這個緣故。細塵粒子如果小而且多，容易散亂青色，天頂附近或是雨後，碧色明淨，就是這個原因。

第二節 虹和蜃氣

細雨濛濛，太陽斜射，吾人背對太陽看了，見有半圓形的色帶，懸掛空際，這叫做虹；虹的色帶排列，和太陽光帶相同，外側赤色，內側堇色；有時在虹的外圈，復見一虹，色帶比前爲淡，排列和前相反，外側堇色，內側赤色，叫做蜃。



第二十四圖

虹的成因，斜射太陽的光線，射在浮游空中的水滴，經入射反射入射，達到吾人的目中，這時光線因屈折的緣故，就有分光作用，把太陽白光分成各色，空中水滴無數，在某地位的，屈折某色，所以聯成圓圈色帶；蜺的成因，和虹相同，不過太陽光線在水滴中，多一次反射，所以光色為淡。

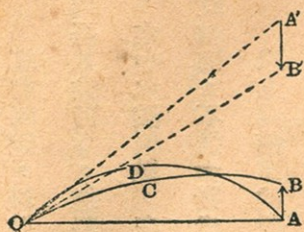
以上為簡單的說明，若是完全的說明，就要應用光的干涉，這裏從略。

蜃氣的現象，是由光的屈折而生，實則包含各種：

沙漠地方，地面被日射而熱，近地氣層的溫度甚高，到了高處，溫度驟減，這時空氣的密度近地面的甚小，高處的甚大；氣層密度有了不同，光線經過，就起屈折，近於地面的，屈折率不大；高過地面的，屈折率驟大，如第二十四圖 A B 為地上的物體，B 的光線，經下層空氣，屈折沿

BCO 曲線，A 的光線，沿 ADO 曲線，而達眼中，這時眼見 AB 如在 A_1B_1 ，又密度更爲相差，A 的光線沿 AFO 曲線，B 的光線沿 BEO 曲線，而達眼中，這時眼見 AB 如在 A_2B_2 ，兩種合在一起，就如物體在水面，生成倒影。在沙漠中，見了這個現象，就誤認爲將近水邊。

海岸地方，海面溫度甚低，近海面氣層的氣溫亦然，到了高處，溫度甚高，如第二十五圖 AB 爲船隻等物，B 的光線沿 BCO 曲線，A 的光線沿 ADO



第 二 十 五 圖

曲線，而達眼中，這時眼見 AB 如在 A_1B_1 ，海濱地方，往往空中見船隻，古傳海上神仙，就是這個現象，吾國山東附近，最容易見的。

第三節 日月暈日月華和峨嵋寶光

日月暈是日月周圍所生淡光圈，和關連的現象

月暈，和虹蜺相像。

日月華是日月有薄雲遮蔽，在他的周圍生小色環，環的半徑不過一度至四度，叫做日月華；內側堇色，外側赤色；吾國古時常和日月暈相混，惟爾雅爾雅日爲蔽雲，郭璞註即暈氣五彩覆日也，這日就是日華。

生日月華的雲，概爲卷積雲，高層雲，然高積雲，層積雲，也能顯出，有時生二重三重的同心圓，赤色常在外側，他的成因，是太陽和月來的光，當了雲的水滴，而起廻折現象。

立在孤峯上面，背面有日光來射，前面有霧，人影現在霧上，有時以影的頭部爲中心，見有彩色光環；這種現象，在四川峨嵋山見的，叫做峨嵋寶光；這現象的成因，由於影的附近霧滴，廻折光線，而帶色彩，射至人目，遂見有光環。

第六章 空中電氣現象

第一節 空中電氣

大氣中無論何處，在電場之內；原來地球是一個電氣導體，所持的電荷，分佈於地球表面，地上空氣復有離子電荷，所以空氣中任何一點，和地球表面之間，都有電位差，晴天地球表面帶陰電，空氣帶陽電，電位差和空中高度而增加；換言之，如果測得地球電場內的電位差，就可算出地球陰電荷的量，知道是負三〇〇〇〇〇〇〇靜電單位，或一〇〇〇〇〇〇〇〇〇弗打；他的電位差的傾度，是空氣中每高一公尺，電位差約百弗打。

地球有這陰電荷，所以大氣中成不斷的電場，他的等電位面，和地球表面平行，他的電力線，和地面成直角；然地球表面，多少有凹凸等，電位面也就不平，或是突起如丘陵，或是窪下如壑谷。

電位差的傾度，不是一定不易，也有日變化和年變化；觀測空中電氣，至

爲煩複，就是世界各國觀象台，有觀測電氣設備的，究居少數。

氣象要素的變化，和電位差的傾度，很有影響；氣壓一日中有二次高低，電位差的傾度，也有二次高低；絕對濕度增加，或是氣溫增高，或是空氣明淨，或是風速增大，電位差的傾度，都要減小，空中如有低級積雲經過，電位差要起劇變；如下細雨，電位差徐變爲負；如下大雨，電位差正負劇變；如遇下雪，電位差爲正，變化不大；如遇迷霧，電位差變化甚大；如遇雷雨捷風，電位差變化很大，正負不定。

第二節 雷雨雷電

降雨時候，雨滴帶有電荷，近今辛博生氏和其他各處，測定雨水的電荷，每一立方公分，有○、四至○、五靜電單位，最多達四○；帶正電的雨滴，多於帶負電的，所以前者的水量，多於後者；但降下時兩者交互而下，電荷的量

不無變易，這個電荷的成因，辛博生依據雷那特 Leonard 效果，以爲雨滴在上升氣流中，至成直徑五公釐以上，遂分裂而成許多小滴，小滴都帶陽電，小滴逐漸增大落下，就是帶陽電荷的雨滴；附近小滴的空氣，帶有陰電，又被上升氣流，送到高層，又凝結水蒸氣成雨滴落下，就是帶陰電荷的雨滴。雷雨前氣流上升，非常旺盛，帶陽電荷的雨滴，經幾次上升，分裂，遂成帶有多量陽電的雲，接近地面；帶陰電荷的雨滴，上升成雲，仍帶陰電，浮游空際；帶陽電的雲；和空中帶陰電的雲放電，或是和地面放電，這種現象，就是雷電；雷片也有帶電現象，但和雨滴稍異。

第三節 極光 附黃道光

極光爲雄大美麗的弧光，這現象在南北緯五六十度的地方，或是昇至高空，都易見到；惟在低緯度地方，不易見到；他的形狀，有成弧狀的，有成線狀

的，有成幕狀的，有成帶狀的，有成擴散狀的，也有二種三種合併的；出現時間，短則數小時，長則數日；至於他的成因，大都歸於電氣的現象，經許多人考查，有極光時候，往往起磁氣紊亂。

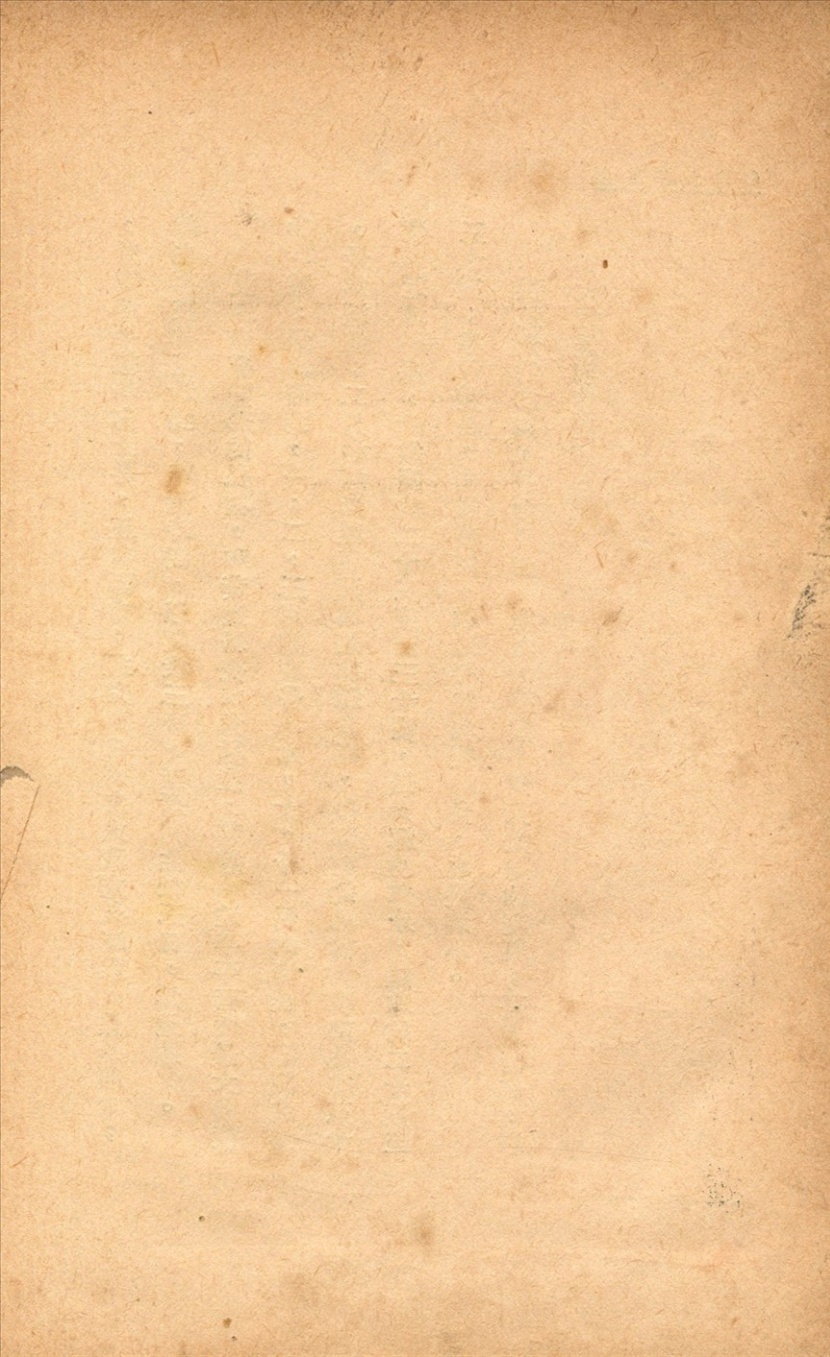
吾國舊籍中載天裂一項，如開元占經有天開見光，血流滂滂。漢惠帝二年，天開，東北長二十餘丈，景帝三年，天北有赤者如席，長十餘丈，或曰赤氣，或曰天裂。晉惠帝元康二年二月，天西南大裂。又前漢書天文志載永始二年二月，癸未夜，東方有赤色，大三四圍，長二三丈，索索如樹，南方有大四五圍，下行十餘丈，皆不至地。通鑑載元順帝至正二十七年七月癸酉，京城紅氣滿空如火照人，自旦至晨方息。古時所謂天裂，是何現象，沒有充分的解釋，疑卽今之極光，而就前漢書和通鑑所載的二項看起來，尤爲明確。

黃道光爲一灰白光線，作狹長橢圓形，圍繞太陽；吾人能够看見的，不過橢圓形的尖端，當日出的時候，光從地平線斜向上昇，正向東方；日落的時候

，光從地平線斜向上昇，正向西方；這光在日將出或沒未久時候，最爲明瞭；然也有在月夜看到，觀測時間，以望後三日，至新月生後三日，爲最適當。

黃道光橢圓形的長軸，和黃道斜交成角數度，黃道和地平平面成最大角度的時候，最易看到，一，二，三月的黃昏，九，十，十一月的清晨，觀測這光，最爲適當；二月中這光現在飛馬星和鯨星間，頂部則近昴宿，晚間高約五十度，近地平處，光線闊約二十五度至三十度，最光輝的部分，離地約二十度至三十度；季節變易，光錐變鈍，和地平線相交的角，也變爲小。

黃道光的成因，是由日光受微粒的分散，爲天文上的現象；吾人借他，以決定大氣透明度罷了。



中華民國二十二年五月再版

諸

氣象學ABC (全二冊)

(每實價國幣五角)

五

著者 陳文熙
出版者 ABC叢書社
印刷者 世界書局
發行者 世界書局

不准翻印

發行所

上海四馬路

世界書局

海 洋 學

A B C

著 王 益 厓

地球面積，有四分之三是海洋，四分之二

一是陸地。我們對於四分之一陸地上的一切，常常作詳細的研究，對於占地球面積四分之三的海洋，更不可不加以探討。欲探討海洋學者，不可不先讀海洋學ABC。

書中將海水的性質，海的光學和音響學，海水的溫度，海冰，波浪，潮流，海流，地理學上的海洋等，莫不有真切的討論與說明，為中國出版界第一部著作。研究航海學者，更不可不讀此書。

精裝 一冊 定價 大洋 六角
平裝 一冊 定價 大洋 五角

世界書局出版

5515

1309

T1

氣象學

65 58

登記號數 1309
類 碼 5515/T1
卷 數
備 註

不
出
借

注 意

- 1 借閱圖書以二星期為限
- 2 請勿圈點、評註、污損、折角
- 3 設有缺頁情事時請即通知出納員

臺灣省立臺北圖書館

國立中央圖書館台灣分館



3 1111 003685425