

2
442412

(9) 氣 象 學

蔣丙然 著

國立北京大學農學院

1940

MG
P4
8

總稱之為降水量。

(八十五) 降雨之週日變象：降雨之週日變象，有兩事可以注意，即其
次於雨量
頻率與其量也。因此兩者之變象，不必相同，某時多雨，未必
雨量亦多也。

關於降雨頻率之週日變象，各地之統計甚多，依巴黎之統計，
大概有雨最多及有雨最少，但其數分亦不甚明顯。降雨次數最
多，約在早六時及下午十六時，至十八時，大概一百次之雨，
約有十次在此時間下降，降雨次數最少，約在二十三時，至十
時與十二時左右，百次降雨，只有七八次在此時間。在歐洲各
地如格林威池，維也納，其變象大概相同，若推及其他各地，
或亦相類，惜少此項統計也。

在巴黎則冬夏之變象，有明顯之不同，冬季最大之量，在早晨
自三時至九時，最小量之雨，在午後自正午至十八時，其等時
間降雨之比，約三與二，故在冬季，在溫度較低及相對濕度較
大之時間，降雨量為最多，此亦當然之結果也。



在夏季，則不然，降雨最多，在日中溫度最高，相對濕度最小
之時，十五時至十八時，所降之水量，比自六時至九時，所降
之水，約多三倍，因夏季大雨，多來自雷雨，而雷雨之來，則
多在日中較熱之時也。



地形不同，對於雨量週日變象，有至大之影響。可分為大陸式變象，與海岸式變象兩種，大陸式，主要最多在午後，附屬最多在早晨，主要最少在夜半至四時，附屬最少在午前八時至正午間。柏林即其模範。海岸式，則早晨有一最多，午後有一最少，香港即其明例也。茲將數地雨量週日之變化，列表如下：

時 間	柏 林	巴 打 威	香 港	大 坂
P 0—2	76	82	83	110
2—4	83	69	92	122
4—6	74	67	100	127
6—8	69	54	108	121
8—10	62	51	111	115
10—12	68	60	90	102
12—14	85	93	83	107
14—16	105	113	75	128
16—18	104	134	67	128
18—20	113	114	63	117
20—22	83	82	67	109
22—24	78	82	61	109

(八十六) 雨之分類：以上所編列者，僅及一年間各站所有之總雨量，

至於一年間此雨量，按季之分配，即雨量週年之變象，以後當再及之。

依上說，雨之造成，幾乎完全由于上升氣流之膨脹冷卻，至于直接冷卻與混合冷卻，其所成之水，僅為成雨之副作用耳。依上升運動之來源，可分雨為三類：

(一)對流性雨 此雨成于通常之上升氣流，即大氣普通運行所得之結果。此上升氣流之外，尚附以空氣自熱區至冷區直接退冷之雨。

(二)旋風性雨 由大氣騷動所成之上升氣流所造成之雨，如低氣壓，暴風雨，雷雨等之雨是也。此旋風雨，有一小部分，不由於上升氣流，而由于溫度濕度不同之兩空氣質量所成。

(三)地形性雨 此為因地勢之高，如山脈等，氣流與之相觸而上升，所成之雨。

茲分別說明如下：

前于論大氣運行時，已云，在地球上，一二區域，有上升氣流，或有下降氣流，此種垂直氣流，有時終年均有，不過有少許之移動，（赤道區之上升氣流與副熱帶之下降氣流）有時依時令而改易方向，（如季風）此氣流對於雨量，實有至大之影響。

赤道區域，常有上升氣流，故爲雨區，此區不僅終年有雨，且其量亦多，因赤道空氣既熱而濕，故冷却即成雨，此多雨區，亦依太陽運行向南北移動。

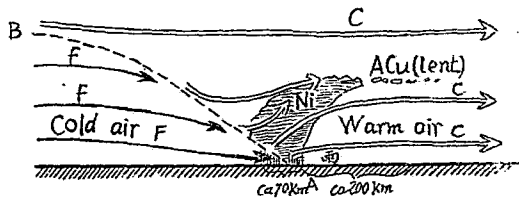
至緯度三十度處有一下降氣流，因空氣下降增熱，去飽和點漸遠，不能成雨，故此兩區爲乾燥區。自此以至兩極，地面之氣流，均有自赤道向極之趨向，(北半球之西南風與南半球西北風)此風原甚乾燥，自海面經過，又挾帶水汽，可以成雨，但緯度漸高時，氣溫較低，故雖至飽和，其所含之水量亦漸少，故過乾燥區後，雨量漸加，而緯度漸高，約至五十度以上，又漸減少也。

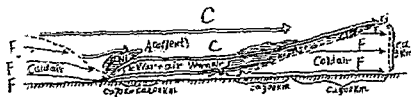
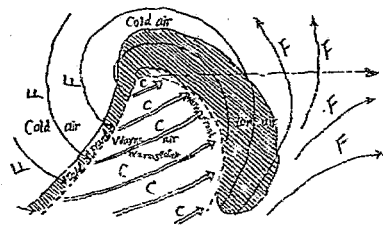
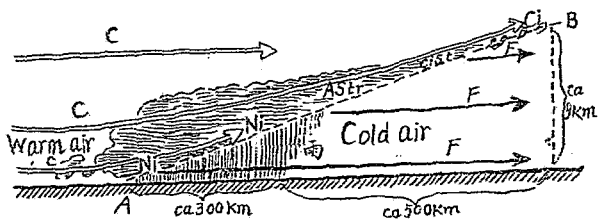
至于季風，對於雨之造成，亦有至大影響，夏季季風，自海向陸，空氣既濕而又上升，故成大量之雨。至冬季，則季風自陸而海，狀況相反，不能成雨。

至風速之減小，亦爲成雨之因，如海上之風，速率較大，若吹向大陸，則因摩擦而速率減小，若欲使風之流量常定，則氣流之高度必漸增，而速度亦較小，是以有漸進之上升，亦爲成雨之一因也。

至于風之方向 亦對於雨量之多寡，有相當之影響。如海岸之風，有自極向赤道之趨向，則雨少，因海向赤道，空氣漸熱，

去飽和點愈遠，若有自赤道向極之趨向，則易于成雨，因空氣溫度漸低，易于飽和也。若熱氣流上升，受冷氣流之侵入，亦為成雨之因，如九十七圖 F. F.……為冷氣流，C. C.……為熱氣流 A B 為不展綫線。此圖即冷面 Cold Front 之縱切面，圖上極厚之雨雲，成于運動極速之熱氣流，冷面適在其後，且因上昇氣流之故，可高至四千公尺以上，雨雲之上端可達此高度，此即因冷而面上昇，且在冷面移動較速之氣層，故其頂向前，使距雨區較遠之區，仍為陰天，此為冷面雨。Rain of Cold Front 若熱氣流經過冷氣之上，亦為成雨之因。如九十八圖，xy 為地面，F.F.……等為冷氣流，CC……等為熱氣流，A B 為不展綫線，觀圖可見，熱氣流從冷氣之上經過，而成雨，凡雨雲所佈之區，即降雨區，此區至廣，處于不展綫線之冷方，此為熱面雨。Rain of warm front





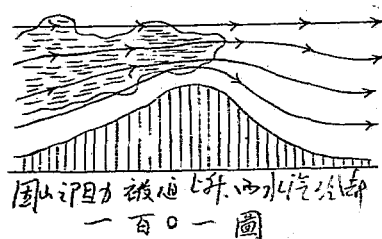
其次則爲旋風性雨，由于旋風與暴風經過而成，在熱帶較少，在緯度 30° 以上，則較爲重要。此類旋風，或低氣壓，有其相當軌道，故其所過之處，雨量特多，對於地球面雨量之分配，有相當之影響。

此種旋風雨，可以 Bjerknes 之極面學說爲證。如一百圖 0A，0B，爲不連續線，F.F…… 爲冷氣流，C.C…… 爲熱氣流，陰影帶爲熱氣流上升降雨區域。此區包含熱面雨，爲彎曲之部，範圍頗廣，在熱氣流之前端，及其狹帶，爲冷面雨，在熱氣流之後部。圖之下端，爲旋風之垂直切面，經旋風中心南向之平面而過，可以示旋風南部，自右至左連續之天氣狀況。其始爲熱面雨經過，其後則有高積雲發現，可以表示冷面雨將至矣。最後則有冷面雨經過。圖之上端，爲經旋風中心北部之垂直切面，以示旋風北部，自右至左各地，繼續之天氣。此切面只表示一降雨區，其時間之長短，則與此切面與中心距離之遠近有關。此屬熱面雨之質，其所見均各種同類之雲，在地面觀測者，不見有熱面切線之經過。

至于地形性雨。（一百〇一圖）即由地形而成之雨。凡濕氣流與山脈或陸地相接觸而上升，遂成局部之上升氣流，空氣膨脹，而雨以成。常見山脈不甚高，此種局部上升氣流，不能爲單

獨成雨之因，但對於向風山腰雨量之增加，則大有影響。

此雨之結果，能將空氣中所含大部分水氣，在山之向風方面，凝結成雨。設無此山脈，則尚不能凝結。既遇山脈之後，則空氣轉乾，是以遇最多雨量之區，有一最少雨量區。



若山不甚高，則向風之坡，其雨量由山根增至山頂，若山甚高，則增至相當高度為 h ，因再高，則空氣雖冷却，而所含水汽量漸減少，不能成雨也。如令喜馬拉耶山山根之雨量為一：則至一二七〇公尺高，其量為 3.7，至 3000 公尺高，其量只有 0.2，是比山根小五倍，比最多量處小十一倍矣。

尚有一因，雖不能為成雨之因，而可以增加局部之雨量，即森林是也。此說之辯論甚多，但可斷言森林內之雨量，較其周圍非森林之地，略多少許，大概可多百分之幾，其原因當由于風經過森林時，因摩擦而速度減少，氣層自然增加厚度，成為局

部之上升，凝結易，而雨水較多也。

(八十七) 雨水之含分與溫度：雨水為生物之所需要，故其溫度與含分如何，亦有相當價值。茲略述之如下：雨水溫度與氣溫之比，常較低。熱帶之雨溫與氣溫，可差一度至三度。雷雨時，其差尤顯。據德國 Postam 氣象台，一八九四年八月十九日雷雨時，測定空氣溫度為十七度二，雨水溫度只有十一度六。雨水之中，除含有不溶化性混合物外，尚含有溶化性物質。其所含之氮化合物，與農作物至有關係。茲將日本四地點所作之分析，列表如下，以資參考，表內面積以日本一町步計。

地名	大曲	西原	柏原	熊本
雨日	223	149	148	130
雨量	1866	1585	1835	1984
N H ⁴	2.12369	1266.14	803369	195057
氯化鹽	908.12	1753.12	4624.44	39672
亞化鹽	243.22	175.87	80.23	12401
N	3275.05	14590.12	2743.34	225030

(八十八) 梅雨 吾國長江流域及沿海一帶，于五至七月間，有一兩期，每天陰雨，為期約一月，謂之梅雨期。惟地點不同，時間各異。于農作物，有相當之關係，其發生原因，由于在此期間，

長江流域，多有低氣壓，為長期之滯留，而高氣壓在海面，勢力日以增盛，是以海面氣流趨向大陸，上升為雨，而其勢又能阻止低氣壓之東行，故雨期特長即所謂梅雨期也。

(八十九) 地球面雨量之分配：等雨量圖，與等溫線等壓線圖相類似。凡雨量相同之地點，用線聯之即得。但雨量歷年之變化甚多，若非大多數年分之平均值，殊不足根據，作為製圖之用，故此項雨量統計，至少須在十年以上。如必須用某地雨量則可取地點相近，而地形相類之測站，多數年之平均量，為之訂正。但現時尚無完全之訂正法，茲取用下列之方法，例如甲乙兩測站，相距頗近，地形相似，甲站有十年平均雨量，乙站只有五年，如甲站十年之平均量為 m ，乙站五年之平均雨量為 p ，甲站五年之平均雨量為 n ，則以下列式，得乙站之十年平均雨量

$$S = m \times \frac{p}{n}$$

所以作等雨量線圖，有數點必須注意，一、地形，二、主風方向，三、測雨站位置。然後所作等雨量圖，方可資比較，否則必多錯誤也。

地球上雨量之分配，可略述其大概如下，赤道區域，全部為多雨量區，其年雨量逾三千公厘者甚多，如美洲 Guyane 內部，非洲 Sierra Leone 海岸及 Guinée 灣，自赤道至 Niger

河，南洋羣島，及亞洲之 Bornés 一部分，Java 南海岸，Sumatra 西海岸，及Malacca 半島。此多雨區，有時可達熱帶區，如美洲分隔 Guatémala 與 Mexique 之諸山，及 Bresil 海岸，非洲 Madagascar 東岸，澳洲 Queensland 海岸之各地，亞洲如 Birmanie Inde 西部，Ghattes 及 Bengal 海灣之內部。

年雨量過四千公厘甚少，在南北美洲，只有一處，即 Mexique 南之山區，(Ixtacomifa 雨量 4720 mm)在非洲則 Sierra Leone 雨量達 4540 mm，至 Comeroun 山區，有過三千公厘者，而至 Guinée 海灣內部，有一區，其量達一萬公厘。尚有數處：其雨量逾四千公厘者，如在 Madagascar 東岸之山中，在海岸如 Tamatave，其總量為三二五〇公厘。南洋羣島，有數處，亦逾四千公厘，如 Fidji 羣島，及 Sumatra。至雨量比較更多之區，則在亞洲，如 Birmanie 海岸之 Tavoy 雨量，為四九六六公厘，其在 Bengal 海灣內之 Tcherrlo-undji 站，其海平面高度為一二〇〇公尺，Khasšia 山中，其雨量為一二〇八七公厘。(二十五年平均)此種特量之雨，大概在季風區域內，多為夏季所降之雨。

在赤道多雨量區之兩旁，逾熱帶之外，則有兩乾燥區，為溫帶

之靜風帶，而有下降之氣流。若地面到處同質，則此乾燥帶，環繞大地，但地球上，海陸分配不均，而大氣運行不成一帶，而圍繞此緯度上，海上高氣壓，成封閉之旋線，自赤道向極之兩支空氣，以漸冷卻，為成雨之良好條件，故凡在此部分之海岸，（如美國東岸，日本，巴西 Uruguay 南非洲）雖在乾燥區，仍有較多之雨量，在此部分之外，則凡在 20° 至 30° 之區域，均為極小之雨量區。在此區內，多數地點，其雨量小于 200 公厘，且有極少者，即沙漠是也。如南美洲之 Perou Chili 其雨量幾等于無。（Sehena 39 mm copiado 8 mm）乾燥區之最廣者，在非洲及亞洲，如橫貫非洲之 Sahara 沙漠，其雨量等于無，如埃及，紅海，地中海附近，Caire 34 mm, Suez 25 mm 亞洲大陸之中緯度較高處，有極廣之乾燥區，自裏海至滿洲，又自西伯利亞南至西藏。自此乾燥區以過，則入西南風，（北半球）與西北風之區，在此區，則雨量始而增加，但愈向兩極，則愈減少，不過此區，受旋風之影響甚大，故不易見其有規則之分配。統觀地球面雨量之分配，以大氣運行，為其主因。

至于地形，自亦有關係，如山脈向風方，空氣上升，成多量之雨，如 Scandinavie 半島西岸，山脈受西及西南風，多降

水：中國秦嶺山脈，受東南風，故南方多雨，而華北則少雨。

就大概情形言，則去海愈遠，雨量愈少，觀中國雨量分配圖，即可見近海一帶，雨量有逾二千公厘以上者，而至內大陸，有降至二百公厘以下者。

至各緯度雨量之分配，茲依 Wust 氏所計算，列表如下，表中以公分為單位

緯度	N									
	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0	
全球	cm (17)	(29)	39	69	83	51	43	71	147	
海岸	cm (15)	(29)	48	96	117	51	22	62	140	
陸地	cm (34)	(26)	35	50	57	52	72	65	117	
緯度	S									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	
全球	116	76	54	85	92	70	(28)	(26)	(30)	
海岸	95	66	51	88	92	70	(29)	(15)	0	
陸地	187	110	64	57	87	102	(30)	(30)	(30)	

(九十) 雨量週年變象及雨量率：雨量週年之平均，為氣候中之重要問題，但為完成雨量分配之研究，須加以雨量率，即謂此之總雨量按季之分配也。因兩地之雨量總計相同，其氣候有時至不相同，按其降雨期之不一律，有絕對不同之乾季與濕季，而有異也。

欲研究雨量率，不能直接應用絕對雨量，因此量可于附近之地相差甚多也。故用其全年雨量總數，與每月雨量總數，相除所得之數，即所謂雨量率，或雨量分數。如青島全年雨量總數為六八二公厘八〇，而七月之雨量總數，為一三六公厘六七即

$$\frac{13667}{68280} = \frac{200}{1000}$$

即雨量率等于 200，若求十二月雨量率之和，當等于 1000。此即謂各測雨站之總量，若均等于 1000 公厘，則此雨量，即可表示其每月若干公厘之雨量。倘有雨量比較率，即以每年全雨量之假定數 1000 公厘，分配各月，則三十一日之月，為千分之八五，三十日之月，為千分之八二，二十八日之月，為千分之七七，以此之數，與每月雨量率相比之得數也。如七月之雨量率為 200，其月之數為八五，則其比較率為

$$\frac{200}{85}$$

為 2.00 是也。

週年雨類之變象，按地方不同，可分為五類；

(一) 赤道類變象，一年有兩次極大，兩次極小。兩極大約在春秋分，兩極小約在冬夏至。與氣溫之變化，大體相同。氣溫高，上升氣流盛，雨量多，氣溫較低，上升氣流較微，雨量少。南美 Bogata 之雨量一年中變象，可為赤道類之一例。

(表一)

(一)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
雨量	94	98	115	244	156	81	67	84	74	214	243	143	1614
雨量率	58	56	71	151	122	50	42	52	46	133	151	89	
比較率	0.68	0.73	0.84	1.84	1.20	0.61	0.49	0.61	0.56	1.57	1.84	1.05	

(二)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
雨量	29	10	19	28	102	248	381	361	315	193	136	58	1939
雨量率	15	5	10	14	52	128	196	166	193	99	70	30	
比較率	0.18	0.06	0.12	0.17	0.62	1.56	2.31	2.19	2.35	1.17	0.85	0.35	

(三)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
雨量	2	1	2	1	18	523	692	431	300	61	9	1	2041
雨量率	1	0	1	0	9	256	339	211	147	30	4	0	
比較率	0.01	0	0.01	0	0.11	2.12	3.99	2.48	1.79	0.35	0.05	0	

(四)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
雨量	84	75	57	54	49	51	52	54	78	91	96	82	823
雨量率	102	91	69	66	59	62	64	66	45	110	117	100	
比較率	1.20	1.16	0.81	0.81	0.69	0.76	0.72	0.78	1.16	1.29	1.42	1.18	

(五)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
雨量	55	41	83	100	95	88	58	77	98	115	113	73	
雨量率	54	50	83	100	75	88	57	77	97	125	112	72	
比較率	0.63	0.65	0.98	1.21	0.88	1.07	0.67	0.90	1.16	1.44	1.30	0.84	

(二)熱帶類變象，一年中雨量有極大極小各一次，即成爲熱帶之乾燥期與降水期，熱帶氣溫變象，一年中亦有最高最低各一次，雨量變化，亦與之相類似，茲舉馬尼刺之雨量週年變化爲例。(表二)

(三)季風類變象，季風之週年雨量之變象，亦分爲乾燥期與降水期。夏季海洋風向大陸，冬季大陸風向海洋，夏季爲最多雨期，冬季爲最少雨期，茲舉印度 Bombay 週年雨量變象作爲舉例。(表三)

(四)溫帶類變象，在溫帶一年中，雨量之變化，多受低氣壓經過之影響，如歐洲大陸，冬季低氣壓多，故雨量冬季爲多，夏季低氣壓較少，故雨量亦較少。茲舉 Brest 一年中雨量變象爲例。(表四)

(五)混合類變象，此類爲兩類雨量率之混合，如 Milon 則具有中歐之冬季操期，與地中海夏季操期之性質，而中間以春秋之兩雨期，茲舉其雨量之一年中變象爲例。(表五)

以上所舉各類，均爲其大略，至其變象之精微，則各地均其特點焉。

附中 國各地雨量表及雨量率表(見下頁)

(九十一) 驟雨雨量：關於短時間驟雨所得之極大雨量，理論與實用，均有注意之價值。至於此類之紀載，亦僅有相當之確度，因最大雨量之時間，往往不能絕對確定，而此至大雨量，尤為局部現象，未必在設有量雨計地方，即有之。且必須有量定驟雨雨量記載迅速自記表，方能有確實之記載也。茲姑舉數處之大雨量如下，以資參考。

地 名	時 間	雨 量	年 月 日
Tcherrapundji	24小時	1036mm	1876 6 14
Crohambust	48小時	1390mm	1893 2 23
Gêne	24小時	812mm	1822 10 25
Joylux	22小時	792mm	1827 10 9
Batavia	1小時	97mm	1867 1 10
Molitg les Boin	1小時30分	313mm	1868 3 20
Odessa	50分	69mm	1869 9 8
Moseille	2小時	150mm	1892 10 1

時間愈短，愈覺雨量之大。如英國 Glamorgon 1880 年，六月二十二日，三十分鐘降雨 73^{mm}3 倫敦于 1878 年六月二十三日，三十分鐘降雨 59^{mm}4 是也。

純粹驟雨，其降雨時間，不過三十分，雨量特別之多，茲舉一二於下：

Curteade Arges 1889 年七月七日二十分鐘間，降雨二〇四公厘六。

Galveston 1871 年六月四日十四分鐘間，降雨一〇四公厘。

Bale 1896 年七月二十八日，五分鐘間降雨二二公厘三。此類之驟雨，大概均與雷雨相附，其量亦不亞於熱帶之雨，但在熱帶，則時間較長，故所得量亦較多也。

觀上所述，則一分鐘之雨量有五公厘六公厘以至十公厘者，但此僅少數之測站中見之，若測站較多，當更有比此量為特別者。至驟雨每分鐘降雨二公厘者，至為常見。此雨之強，足以發生至多之損失，實用上實有研究之價值，工程上之應用為尤大也。

(九十二) 雨之頻率降雨日數：雨之頻率，可分兩種表示，或為降雨實
在時間若干與一規定期間長短之比，如一年之期間，與一年間
降雨共若干時之比。或較為普通，則計其降雨若干日數，降雨之
日，即以凡有降水之日計，無論其為雨雪雹霰也。惟公定有一
定之雨量，作為標準，有時以降水須一公厘，方定為降雨日，
但普通以 $0^{mm}1$ 為至少之雨量，即須有 $0^{mm}1$ 之水，在量雨
計中，可以計量者，方謂之降雨日，其雨之下降，僅見有雨
點，雨量不能計者不計入。惟亦須另有記載，以資參考，此種

降雨日之記載，頗爲分歧，有時過爲微小，不適于雨量分配之研究，因雨量既有限定，雨日之數，往往太少，凡研究者，只能以至小數視之焉。

至雨量之大小，與降雨日之多少，無一定之比例。大抵夏季及熱地，雨量比冬季與冷地爲大，則同量之雨，在夏季與熱地其降雨日數必較少也。

(九十三) 雪，雪之量法，雪之性質：空氣溫度在零下，其所含水汽凝結時，結成冰體，若此凝結緩而漸，則結成晶體，其形頗有規則，有時簡單，有時複雜，即雪是也。若凝結過驟，或發生含有溶解過度之水滴，已到零下，而仍爲流質，則所結成者，爲水塊，即爲霰或霰。

量雪，亦計定其水之高度若干公厘，即以量雨計承雪，先以已知量之沸水溶化之，而後如量雪之法量之。

在實用上，量雪層之厚，亦至爲有用，但量雪之厚，頗有相當之困難，須有一極平而毫無阻礙之地，方可應用。如有少許之阻礙，則一遇風吹，往往有一方薄一方厚者，如在斜坡及山嶺雪之厚度，變更無定，則所量者，殊無價值也。

雪之厚薄，與其重量，及雪量之多寡，無關。蓋雪爲腐集之花片，其間存有空氣，則雪之密率，與其間所含之空氣，有相當

之關係，而此空氣之多少則與雪花之大小，溫度，雪之新舊，雪層之厚薄有關，面上之雪，必較其底之雪為輕，雪在面上之新雪，有時亦可差至三倍，平均計之，新雪之密率，常為0.1，即比相當厚度之雪層，其水之高度十倍小也。但可以降至0.03，亦可以升至0.14，至舊雪之密率，則常超過0.14，因其堅實，及凝結之作用，有時且到0.30。是以不能以雪之厚薄，推測雪量之多寡。

在中緯度之地，溫度在零度或微高于零度，雪與雨同降，則不易為之分別計定。且雪之計定，因風亦有相當之困難，如在極冷之區，如西伯利亞，常見雪乾如塵，因風自隣區挾帶而來，而本區並未降雪。

是以雪之計量，頗有困難，但無論如何，先計雪水之量，後計雪之厚度，即降雪日數，亦有記載之必要，雪積地面不化有若干日，亦須記載也。

雪為雲中之小冰片，其因地面溫度之低，而能下達地面者，為徑數公厘之小片，其面積比其厚度為大，其結晶體至為明顯，大概約為六面體，其最多者，為六出星形，其每出或甚簡單，或有分支，兩出之間，成六十度，一百〇二圖，為 Nerhaus 之攝影片，此形之雪，在北方多有之，而在中緯度各地，則風

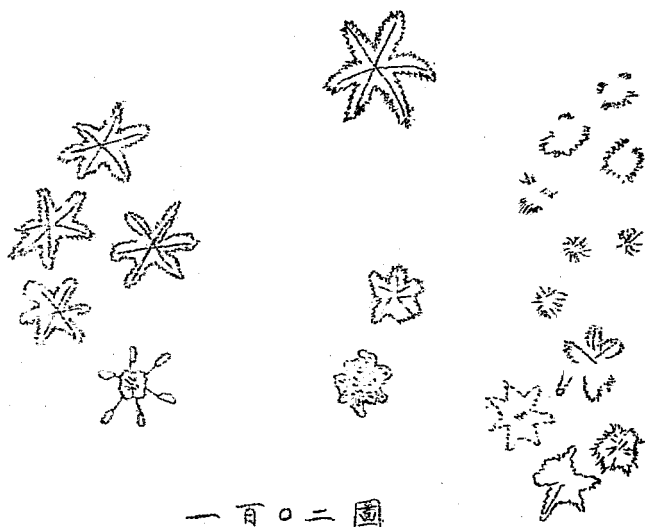
靜天冷時亦有之，若溫度極低，則雪成稜體，針長而且薄。

若雪之下降，經過氣層，溫度為 0° ，或微高於 0° ，則于其面，附有液體水，雪之晶體較濕，其一部分溶化，雪形遂不能甚有規則，混和為白絨形，其容積之大小不等。此類雪，驟觀之似無定形，若細察之，則仍見其具有星形，惟已溶化少許耳。此類雪在中緯度多有之，若溫度極低，則不能成此類之雪，故溫度在零下二至三度，不見此雪，其所降之雪，均為結晶形。

(九十四) 雪之分配及積雪：雪之下降，若其經過氣層之溫雪，高於零度頗多，即溶化成雨，故凡溫度常高之地點，不能見雪。而雪之頻率，與其地之冬季嚴寒程度，有直接關係。如中國，則沿海之雪日。較北方為少，北平平均年有十二日雪，青島則只有三四日雪。

亞洲如在 Jerusalem 有雪，在 Jourdain 則厚數公分之雪，亦常見之。

歐洲各地均有雪，西班牙南部，意大利，希臘，固均為少雪之區。但 Athène Palerme 亦常見雪。即非洲之 Tunis Alger 亦有雪，大約二年有一次之雪，此處所見之雪，自不及山地，因 Algerie 之高原，常有至多之雪。據 Duveyrier 云，在熱帶之 Touareg 山上，雪常能多日久積。



在北美洲降雪之區，自墨西哥海灣以至 Tanrpico 有時且達 Vera-Cruz 已到熱帶以下，在此區，雪為特有之現象。在南美洲，則至智利海岸，南緯四十度 Valdivia 以過，始有雪，巴西近赤道處，亦曾見之，但在內地，且高度頗大。如在 Curitiba. (南緯二十五度) 其高度僅九百公尺，常降頗厚之雪，可以鋪滿地面，惟此地之溫度，曾降至零下四度四，(一八七一及一八七二七月) 若 Ouro Pveto 則雪亦非異事，(南

緯度 20° 高度一〇〇公尺) 即各島嶼之最以溫和稱者，亦有雪，如 Madin 島，在八百公尺以上，已有雪，至一〇〇〇公尺，則成一厚層，且能經相當之時間。

雪量之分配，大概與雨量同例，近海之區，比大陸以內為多，如 Terre Neuve, Nows Scotland, Quebec. 其週年雪水之量，為二公尺八，至美洲大陸內，則減至一公尺，在俄國與西伯利亞，則雪量自西漸減至東，且在東西伯利亞，及中西伯利亞，雪量較少，常見所降之雪，僅足敷滑冰床之用。

地球面雪之分配，最足注意之問題，即至何高度，為雪不化之界，即所謂積雪界線也。

此界線，是否與溫度週年平均有關，至堪研究。但擬實驗，則此兩者，毫無關係，如在熱帶以內，高處終年有雪，而週年平均溫度，為零上一度，而在西伯利亞，週年平均溫度為零下十六度，至夏季則無雪。故雪之積久不化，有其特因，與週年平均溫度無關也。

諸因中之最重要者，^① 當為雪量之多寡，兩區高度同，週年平均溫度亦同，降雪多處，雪界線較低。凡一山脈，其向濕風及雨之坡，積雪之界線，較對向之坡為低。如在喜馬拉耶山，則積雪界線南方多雨之斜坡，(印度) 較北方乾燥之斜坡 (西藏) 低

七百三十公尺。高加索山，亦然，南斜坡積雪界較北斜坡為低。至 Pyrenee 山脈，則相反，向法國之斜坡，（北方多雨）比向西班牙之斜坡界線為低。

至地方之方向，亦有關係，在北半球若山脈自東而西，而有兩斜坡，其所受之雪量相同，則積雪之界線必向南之斜坡，較高於向北之斜坡。因南坡向太陽也。

雪之消失，不僅因溶化，亦有因蒸發力者，則蒸發亦為積雪界線變化之一因。如空氣之乾燥，及各種燥風，均足使雪蒸發，亞爾伯山之 Fohn 風，能於一宵間，消一厚層之雪。一年之中，雪之最低界線，每依時令而變更，其差數則因緯度及雨量率而大不同。

在赤道上，終年溫度之變差甚微，其雪界線亦幾相同，緯度漸高，其差亦漸大，至兩極之差，當然最大，據三十年之觀測，而見瑞士 Santi 山，週年雪界線之差為二千公尺，冬季降至六百五十公尺，夏季高至二千八百公尺。此種計定，須有相當時間之觀測，若僅測一次，不能據以為準也。

雪界線之數甚多，茲舉其較確之數，列下：

亞洲

地名	緯度	位置	雪界線高
Hymalaya	27°—34°	南坡	4940 m
同上	27°—34°	北坡	5779
Karakoron	28°—30°		5800
Nouvelle Zemble	75°—74°		600

歐洲

地名	緯度	位置	雪界線
Alpe	46°	中央及西部	2700 m
Alpe	49°	Tyrol	7820
Norvege	61		1600
Spizberg	77°		460

非洲

地名	緯度	位置	雪界線
Klima Ndiaro	南 30		4500 m

南美洲

地 名	緯 度	位 置	雪 界 線
Andes	0°	Quits	4800 ^m
同	30°	Chili	4900
同	34°	Chili	3400
同	38°	同	2100
同	40°	同	1600
同	46°	同	1200
同	50°	同	800

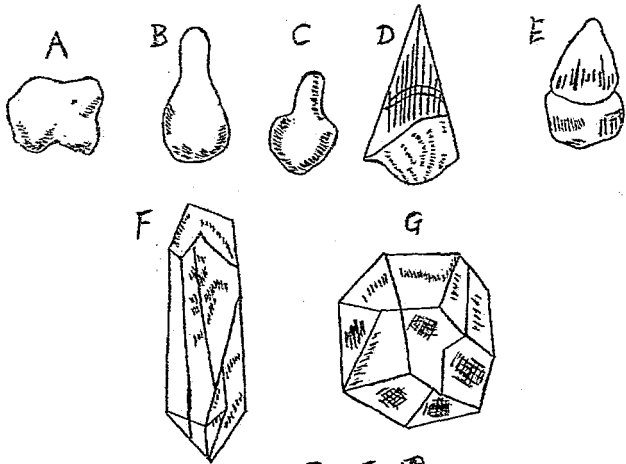
以上諸數。有大堪注意者，如 Norvege 之雪界線，與 Chili 之 Andes 山同，而一在北緯六十一度，一在南緯四十二度，其較近于赤道者，約二十度，其差由雨量而生，因智利南岸，為中緯度各地，雨量最多之地也。而在 Quito 之 Andes 山，及 Klima Ndjaro 兩處，均幾在赤道下，為比較潮濕之區，其雪界線之下端，比 Karakoroum 約低一〇〇〇公尺，而其緯度則較高約三十度，但在極乾之區耳。

南美洲之雪界線，在赤道下者為低，在南緯三十度者為高，蓋因緯度三十度為乾燥區，其作用比溫度為大。至三十度以過，則雪界線低降甚速，因溫度低降，而雨量增多也。

- (九十五) 論霜霰：霜為冰塊，或透明或不透明，其形狀及大小至不一致，大抵其徑在 0.5 cm 至 2.0 cm 之間，較大者亦有之。

霰爲小冰珠，脆而易碎，不透明，而色白，係雨點結冰，其所
以不透明者，以中含有少許之空氣也。不如雹之堅實。其徑大
抵在二公厘三公厘間，至五公厘者甚少。

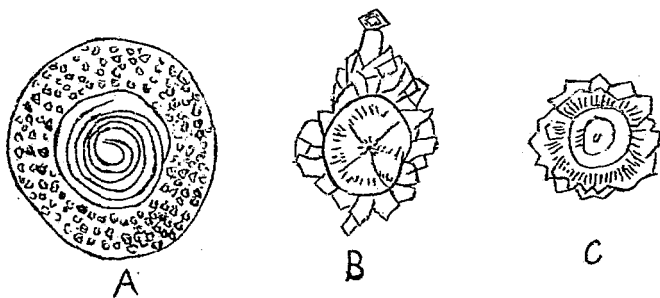
雹之形狀，略帶圓形，然亦至不一律，有諸球相集者，(A)，
扁圓球長梨形，(B) 尖梨形，(C) 尖錐形，(D)，圓球底之圓
錐形，(E) 尙有完全多邊體形者，(F) (G) 此兩者至大，(一
八九七年七月二日見於 Brukl) F 徑自九公分，至十公分 G 徑
自五公分至九公分。



一百〇三圖

雹之大小，約五公厘至二公分，已如上述，但尚有特大者，如鷄卵，鵝卵者，亦常見之，歷史中所載大雹，如卵如桃者常有，至其特別大者，如一八二二年四月十日，Bangalore 所見，有大如瓜者，一八四二年五月一日，Putzломischd 所見，有大如石塊者，長一公尺，闊一公尺，高〇公尺六八，則頗奇特。但亦未必可信也。

若研究雹之正截面，則見中有核，為小霰所集成，其外為一層不透明之厚冰，或為同心數層之冰，透明與不透明互相間隔。其最大之雹，外層常為結晶冰，如圖(A) 即為雹之截面，中有一核，其外包一層不透明冰，圖中之 B. C. 則可見其結晶狀焉。透明冰與不透明冰相互間隔之故，因雹未到地之先，所經過



一百〇四圖

氣層之情形有不同故也。如所經過氣層，含有溶化過度之水滴，其溫度在零下，故水滴遇雹而驟凝，故成爲不透明之白色冰，因其含有空氣也。至透明結冰層之造成，則在雹在氣層中頗久，此層甚冷，故所含之水汽，漸集合於中核，而成爲晶形焉。

雹每發生於雷雨，以在雷雨時，具有種種條件，可以成雹，雷雨時，每有上升氣流，足使雹久存於雲中，以漸增大，至重量過度時，自行下降。至何以能造成此至大之雹，亦頗費解，雹之作用，對於雹能發生吸力，可以解釋雹之久懸空中，但是否實有作用，亦難定也。

在中緯度，降雹之最多日數，當在旋風與雷雨較多之時，即謂在於春夏。其詳如何，後於論雷雨時再及之。漸向兩極區域，雹亦漸少，雷雨亦然，若向赤道，其頻率亦少，但非絕對無雹，有時亦不少。赤道內雹少之因，以所經氣層溫度太高，於未到達地面之先，雹已化爲雨也。

若較高之處，溫度較低，則雹亦常見。如Antisana(秘魯高四千公尺)九個月中十一次降雹。

雹則冬季比夏季多，中緯度亦比高緯及低緯爲多見。

尚有一種凍雨，形如小冰珠，且透明，類似雹而實非雹。大概

由於上層溫度較高之水滴，經過低層，溫度在零下，凝結而成，有時原為雪片，經較暖之氣層，溶解而成。

(九十六) 露與霜：夜間天氣晴朗之後，每於早晨太陽初出，見草上或小樹葉上，有小水滴，即露是也。露之造成，由於暴露於空氣之物體，因輻射散熱，其溫度降至空氣飽和度之下，而空氣本身之溫度，不必降至此度，空氣之薄層，與此散熱物體相觸，乃達其飽和度，其中所含水汽冷却而凝結，是成爲露。因輻射散熱退冷之關係，則露之成，應有下列諸條件。夜間天晴無雲，方能有露，因雲之作用，能阻止夜間輻射冷却之作用，溫度之低減較微，兩物體所受夜間輻射之條件均同。凡具有較大發射能者，所成之露特多，故同時所受之露，此物體與彼物體不同，欲計其量，必常用相同之物體，至微弱之掩蔽，能使輻射之作用減少，亦足減少或阻止露之造成。極微之風，足以增加露量，因其能更換與物體接觸之空氣，能使水汽已凝之空氣去，而易以新空氣之較濕者，至大風則不然，反足以阻止露之造成，因攜帶空氣運行太速，無相當之時間，使之與散熱物體相接觸，以達飽和點，而成露也。

露之成於山谷者，較在山腰者爲早，而地面之草，亦較高樹之葉爲多，因空氣與高處散熱物體相觸，必退冷而重，遂下降，

而易以較熱者，故不易達其飽和點，若低層空氣，無從下降，故漸冷而成爲露也。

以上所云，均謂空氣中，所含水汽，冷凝成露，實則露之一部分，亦有成於地面之蒸發者，且有時地面濕氣頗多，亦足以成露。

露爲植物所需要，雨水稀少之區，植物所資以生一部分露水，均取之於露。惟露量若干，至今尙無一定確數，因其依受露物體之性質而變，大抵僅有百分之幾公厘，其達十分之一公厘者甚少。熱帶之露甚多，而尤以近海之處爲最。春秋季時，每當天氣晴明之夜，地面溫度頗低，凝露點在零度之下，空氣中水汽凝結，即由氣體變成固體，葉上或物體上，現小冰片，即霜是也。故霜者，非先成露，然後再結成霜，實由水汽直接造成也。霜之造成與露同因，無特別之要點，足以說明。

霜之成，實因散熱體之溫度在零下，而空氣之溫度尙在零上，故有霜之日，不必即凍日。霜與露既同因，故在一區內有霜之日，此處與彼處不同，依其位置及物體而異，大抵低處較多。

霜之發現，每於植物有害，然究非直接之損害，其最大原因，實由於植物之散熱過度，致溫度太低之故。既經驟猛之冷卻，

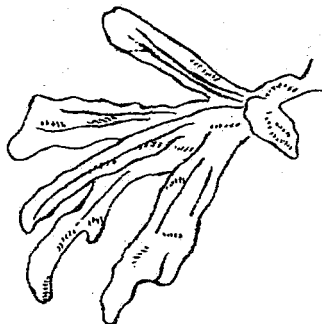
而繼以太陽上升之增熱，草木之芽，乃均被殺害，故霜無害，有害者，冷卻過度也。欲滅殺霜害，可設法遮蔽植物，使少殺散熱之力，近時田園中，常焚燒一種物質，俾成一種濃烟，以爲遮蔽，但須無風時，方爲有效，惟霜之成也，必須無風，故此種方法，可以發生效果也。

(九十七) 霧凇與雨凇：若雲霧所含之極小水滴，因溶解過度，溫度降至零下，尙爲液體，因與一固體接觸，即凝結成一層小冰珠，遍佈樹枝，陽光射之，光彩異常，即霧凇也。霧凇多結於樹枝上，其層頗薄，因霧中所含之水汽甚微，若在山巒，往往能成厚層，因雲中常遇有過溶化之水也。常風之向，各片之間，存有空氣，合成耀目之光彩。霧凇之各個結晶，均有分支，有類蜈蚣草之葉，與冬天窗上所結之冰花，至爲類似，此霧凇在北方謂之樹掛。



霧凇

一百〇五圖



雨凇

一百〇六圖

若非雲霧中之小水滴，而爲溶化過度之雨，下降至地，其滴頗大，因與溫度在零下之固體接觸，驟然凝結，遍佈一層之透明冰，即雨淞是也。欲使雨淞久存，必具下列三要素。一溶解過度之雨，二自空中下墜至地，三所遇物體，溫度在零下。此雨淞能結存甚厚，而占甚廣之區域。

雨淞之名，尚有於其他現象者。

尋常之雨，其溫度或在零上，或等於零度，降至地面，溫度在零下，乃成一薄冰層。亦謂之雨淞。惟此現象，不能持久，冰層亦不甚厚，因雨之結冰，即使地面爲零度，而雨淞即溶化矣。

有時下雪之後，溫度微高，雪化成爲雪與水之混合質，溫度又復低降，至零度之下，此混合質凝結成冰，頗透明而極滑，亦謂之雨淞，但其來源，則完全不同。

第十章 大氣中光之現象(1)

(九十八) 天色：設大氣僅有氣體，而無固體或液體，浮游其中，則只能見星光及日月之光，天空似完全黑暗。因大氣中有固體及液體之極小分子，使光線漫射，自此分子傳彼分子，遂顯天空之光明。

(1) 此章所論僅及氣象有關之光學現象

設小分子極小，漫射必先從輻射波長最短者始，即紫與藍兩色，所以天空距太陽遠處，多為藍色；而在太陽附近，而尤以在同方向之處，則現微黃及微紅色。但此諸色，均不甚明顯，因其度甚弱故也。光線自此小分子至彼小分子之傳達，次數較多者，其漫射或繞射之作用，必較大，所以在太陽之方向者，為最弱。

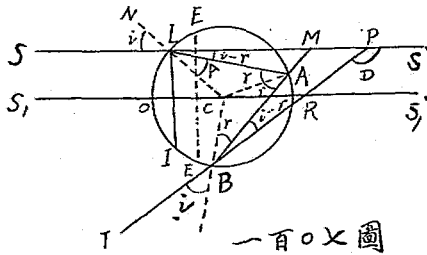
當日沒或月沒時，其光線經過大氣下層之厚空氣，其中之灰塵及水滴特多，漫射亦較有力，故藍色光線，散於遠處，而日或月現橙黃色或紅色。

所以太陽在地平線上之紅色，係由漫射之作用而生，與空氣或水汽之吸收光線無關，惟因此兩者厚度極大，時現紅色，故往往有此錯誤也。且太陽下地平之現紅色，水汽多時，並不加強，惟空氣將近飽和，含有極多水滴，能生漫射時，始加強，尤其明證也。

若空氣中水滴加大，或其數量加多，則漫射不僅及於波短之藍色，且及於波長之各色，藍色之天空，轉成白色，至水滴極大極多時，則完全現白色。

故天色與氣象有相當關係，以其能表示大氣中所含分子之大小及數量，而尤以水滴為最堪注意也。

(九十九) 虹：虹為太陽光線，射於水滴之反射與折射所生。若太陽麗空，而其對向降雨，即見在此向，現一圓彩帶，其中心，則在觀測者視線經太陽之線上。此弧或帶，具有光譜各色，紫者在內，紅者在外，有時尚有第二虹在外，與第一虹同心，較大較闊，而較暗。其色之分配則相反，紅在內，紫在外，在兩者之間，天色較他處為暗。有時第一虹內，紫者附近之處，現一極密之光帶，其色則紫綠相間，謂之餘虹，第二虹之外，有時亦有餘虹。



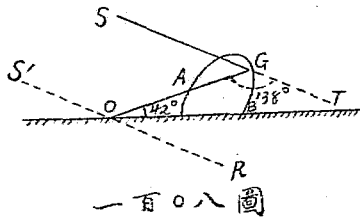
如一百〇七圖 OS. 為太陽遇水滴之方向，水滴之中心在C，O為水滴之頂點，此點為經過中心之 SC 光線與水滴相遇之點，若 S₁ 光線遇水滴於 I 點，其距頂之度為 OI，則在水滴中，依 IA 之方向而折光，至 A 時，又分兩分，一出水滴之外，依 AB 而反射，又依 BT 而出水滴，投射光線方向 S₁，

與反射光線 BT 方向所成之角，BPS，即光線之偏角 D 。設有多數與 SI 平行之光線，投射於正垂於 S.C 之小圓 II' 上之諸點，其所成折光反射，均與 S.C 直線為相對的，則見此各光線，射於水滴，成一圓柱形光束線，至其既折光於 A'，又反射於 B 之後，乃出水滴，成為錐形光束線，其頂在 S.C 線上之 R 點，至此點之位置，則依反射光線之色，與投射光線 SI 與正垂光線 IN 所成之角度（即 OI 之距度）而變。

凡射於 II' 小圓諸光線，所成之錐形光束線，以 R 為頂，其他光線，射於附近 II' 小圓上其他各圈，又成一錐形光束線，惟不以 R 為頂，若漸離水滴，則兩光束線之距離漸至無窮，在兩光束線之間，有由水滴發散有定量之光線，各束線漸離漸遠，則其所傳於其間隔中單位面積之光亦立即減少，若觀測視線向任一方向，如 BT，其與水滴距離甚大，並不見有何等光線，惟在下述特別位置，則不在此例。

設有一光線，先落於 O 點，既而散向距 O 漸遠之各點，則其偏向 D，當光線落於 O 點時，應等於 180° ，依計算所得，則入射點離去 O 點時，偏角光漸減，至於一相當入射角，如與入射點 E 之相當入射角，達一最小角度，既而光線之入射點距 O 點比 E 更遠，而其 D 角乃漸增，其最小度之附近，偏

角變差甚緩，所以光線與小圈 EE ，及其附近諸小圈相觸，所受之偏角幾相等，而其相當折射線所成之錐形光束線，幾乎相混，是以在此方向之光束線，比其他方向光線之會聚為最大。故凡光線依 EE' 圈與水滴相觸，而有最小偏角者，名為有效光線。

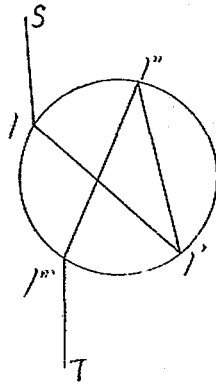


設 G 為一水滴第一百〇八圖，依 SG 方向受太陽光線， GO 為有效光線與水滴相觸之方向，在此方向，其偏角 TGO 為最小，如視線在 GO 方向上之 O 點，則以上所說其所見之光量，比其他部位為多，自 O 點向太陽方向作一線， OS ，可視為與 SG 平行，因太陽距離太遠故也。設將全圖以 $S'O R$ 為軸，以 OG 為母線，轉成錐體，其上之水滴，均在有效光線相當之部位，所傳於觀測者，目中之光量，比他向之水滴為多，即可於雲中雲滴上，見一光圈 AB ，其半徑等於

最小偏角 TGO 之輔角 GOR。

最小偏角度，依光之折射率而變，故其色之分配，與太陽光線之分光同，紅光線最小偏角為 $137^{\circ}58'$ ，紫光線最小偏角為 $139^{\circ}43'$ 其輔角則為 $42^{\circ}2'$ 與 $40^{\circ}17'$ ，虹為相連各圈集成之帶，其中心在 S、O 線上，其方向 OR，對於人目為與太陽反向，其視半徑則自 $40^{\circ}17'$ 至 $42^{\circ}2'$ ；紫在外而紅在內，其虹寬為 $1^{\circ}45'$ ，其在有效光線外水滴，所散向其他方向之各光線，均為偏，故均散於虹內，故虹內之天空，較亮，除固有之天空光亮外，尚有水滴所散之光也。

但虹上各色之配布，不若太陽分光各色之明顯，因太陽之視半徑為半度，而虹則非各窄帶疊合而成，而為各寬半度之帶互相掩蔽而成，虹之上端為最明，其次則黃色混紅色，綠色又混紅黃，不甚明晰也。第一虹之外，尚有第二虹，亦稱為霓。其發生原因，由光線之複折射，如一百〇九圖



一百〇九圖

滴，第一次在 I' 依 $I' I''$ 向反射，第二次在 I'' 點，依 $I' I''$ 向反射，而從 $I'' T$ 向，出水滴，依上述之理由，可見亦有一最小偏角，及一有效光線，足生第二虹，在此第二虹，最小偏角則紅為 $50^{\circ}59'$ ，紫為 $54^{\circ}9'$ ，紅在內而紫在外，其虹之寬當為 3.10° 。第二虹在第一虹外，其色之配布，與第一虹相反，故其紅色兩者相對。第二虹不如第一虹明顯，因其為第二次反射所成，且虹寬幾等於第一虹之一倍，則其光之分配面積更大，更不明晰矣。

第二虹之光線，除有用光線外，均散光於外。故當兩虹同現時，其間之天空較暗，以其雨滴不散光線也。

依學理言，則光線之屈折，可有三次四次五次，則第二虹外，似應有虹，但尚未之見也。

尚有紫綠之散帶，現於第一虹之下，在第二虹之上，(甚少)謂之餘虹。係由繞射而成，其帶之寬度，則依雨滴之大小而定，雨滴愈小。餘虹愈分離愈分明，惟不亮耳。故見餘虹時，必太陽光線強，而雨滴大小適合也。

虹之學理，均由繞射而來，故無論正虹或餘虹，其大小與水點之徑有關，是以上列虹之寬度，並非定數，惟以實用言，則相差不能遠耳。且因太陽視徑頗大，亦不能確定其差也。

太陽離地平過高，虹即不能見，過四十二度，第一虹不見，過五十一度，第二虹不見，故見虹之時刻，依地方緯度而變，如在赤道，則上午九時至下午三時，均不見虹。

月亦能生虹，惟其光不甚明，故不易測見。虹之發現，特表示太陽之反向降雨耳。

(一〇〇) 光環：光環者，切於日月有色之環也。太陽光線太強時，目力不能見，可用黑玻璃黑鏡及水以觀之。

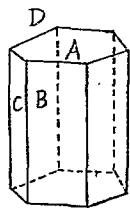
光環之數，多為二，其徑頗小，常見日月之周圍，有藍白相混之環，其內有至明顯之紅色圈，而其外則與他色環相混，有時分光色之分配，較明晰，較分離，紫者常在內，紅着在外，而在第二環或第三環，(假定)則有藍色在內，紫色在外。

日或月之光線，經一層薄雲而過，其中所含水滴細而大小均同，遂成光環。如塵氣或微細粉於玻璃上，用燈光映之，即成此現象。光環之大小與水滴大小成反比例。是即不下的原理。繞射之理，可用以解釋光環，並計算其各要素。如有一單色光線，與大小相等諸分子，其有光之環，以漸增大，其速率微小於二，四，六之倍數，而無光之環徑，增大之速率，則微小於一，三，五之倍數。實則有光環之徑與光波之長短有正比例，而與分子之大小有反比例。職此之故，各分子大小相差太

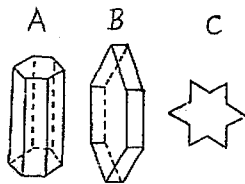
遠，不能有光環之發生，每類分子，有其特別之光環，且其徑有不同，故每互相疊合，而發白光，是以日月之周圍，似僅有一白色光線焉。

光環之半徑，大抵在一度二度之間，有時可達四度，此半徑既與雲中水點之大小成反比例，量此半徑，可得水點之大小，此法所得成績，大有助於雨之預測也。*是此小與大*

(一〇一) 暈：凡日月光線，經過卷雲或卷層雲之冰晶，所成之折射與反射各現象，均謂之暈。月暈易見，而日暈則因太陽光線太強，往往不易分別，當其較弱時，若欲窺見之，可用有色之玻璃，或黑玻璃鏡，或平靜之水，若有此特別注意，則在中緯度，每年可見有百餘之日暈，在極上，此現象甚多，而且美觀，因其地高度不大之處，常有水晶造成之雲。



一百十一圖

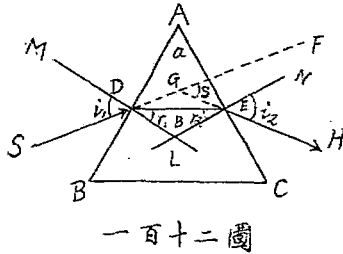


一百十圖

此類結晶冰，屬於六角類，且常為六角直柱體，其稜比兩底之邊，或大或小，其較大者，如圖 A 為針形晶，其落也直，其稜正垂於地面，其較小者，如圖 B，為片形，甚薄，而墜地如一薄片。即兩底正垂地面也。此一六角柱體，其角度有三：六十度，九十度，及一百二十度。兩側鄰近面如一百一十圖 B.C 成為一百二十度角，其 B.D 兩面非鄰近面，而中隔一面，成六十度角，底面 A. 與側面 B. 所成者為九十度角。

試令 ABC 為三稜鏡之截面，(一百十二圖) S D 為入射光線，依 DE 屈折

E H 為出射線，
H G F 為光線之
偏向角 δ . 此角
與三稜鏡角 a 有
關，此偏向角 δ .



有最小度，如入射角為 i_1 ，出射角為 i_2 ，三稜鏡屈折率為 n 間有

$$\sin i_1 = n \sin r_1$$

$$\sin i_2 = n \sin r_2$$

兩式相加得

$$\sin i_1 + \sin i_2 = n(\sin r_1 + \sin r_2)$$

$$2 \sin \frac{1}{2}(i_1 + i_2) \cos \frac{1}{2}(i_1 - i_2) =$$

$$2 n \sin \frac{1}{2}(r_1 + r_2) \cos \frac{1}{2}(r_1 - r_2)$$

因 L 點之 β 角，為 a 之補角，故 $a = r_1 + r_2$

而 $\delta = i_1 - r_1 + i_2 - r_2$

$$\therefore \sin \frac{1}{2}(\delta + a) = n \sin \frac{a}{2} \cdot \frac{\cos \frac{1}{2}(r_1 - r_2)}{\cos \frac{1}{2}(i_1 - i_2)}$$

至於 i_1 等於 i_2 時，則此式可變為

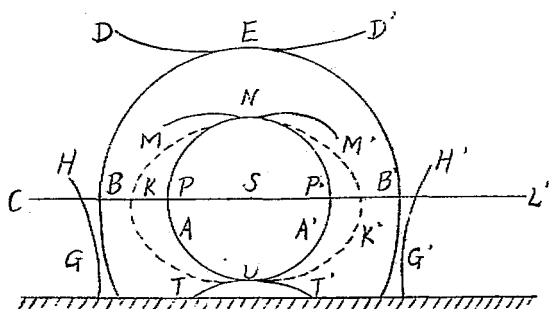
$$\sin \frac{1}{2}(\delta + a) = n \sin \frac{a}{2}$$

故 i_1 等於 i_2 時 δ 角偏向之度，為最小值。冰之折射率，紅為一·三〇七，紫為一·三一七，平均一·三一，依此計算，則六十度稜鏡，最小偏向角為 $21.^\circ 50$ ，九十度稜鏡，最小偏向角為 $45.^\circ 44$ ，一百二十度稜鏡，則光線射入，不能自他面射出，因冰之折射率為 1.31，凡稜體之角過 $59.^\circ 31$ ，必全反射也。所以就折射言，則冰晶之稜角，為六十度與九十度，均能之，若就此面對於彼面反射言，則一百二十度角為主要。

尚有稜鏡，其形如星而有六分支，則其凸角為六十度，凹角為一百二十度，倘有冰晶，有斜向側面及底面之面，但對於普通

暈之現象，無甚關係，不為論及。

一百十三圖為暈之常見各現象之圖，但在實際上，則全見諸種現象者甚少，即有之，亦僅其片段耳。

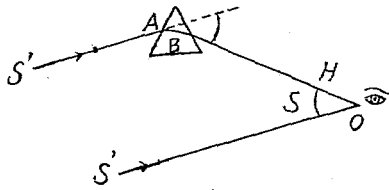


一百十三圖

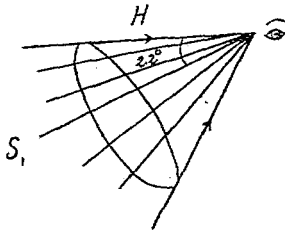
內暈為環繞太陽 S. 之光圈 A. 其內半徑約二十二度，其內為紅色，既而有微黃色，其餘之光譜，均不甚清晰，成一淡白之帶，外則與天空之色相混，其內則天空較他處為黯。

此暈由於太陽光線，射於排列空中之冰晶，其經過之稜角為六十度。此種稜體，其最小偏向角為二十二度，如一百十四圖六十度稜角，SA 入射光線，射出後，入於觀測者之眼，因太陽距離極遠，OS' 可視與 SA 平行，其最小偏角 22° 。以多數冰晶，射出光線，成以 O 為頂，OS 為中軸之圓錐光束線，其 $\delta = 22^\circ$ ，為其半頂角，故自人目距太陽，其有此 22° 半徑

之內暈，在此圈上，光線最強，故天空在暈內，其色較暗。



一百十四圖



一百十五圖

外暈，或特別暈，即圖中B圈，與內暈同心，但其半徑約四十九度，由於冰晶錯雜列於空，而太陽光線折射於九十度稜角之折射所成。此暈較內暈為寬，其色亦較分析，但光稍差耳。暈與虹，不至相混，因暈以太陽(或月)為心，而虹則與之反向。內暈，外暈，可由冰晶之任意排列發生故最為常見，其他光之

現象，則須冰晶按一定之方向排列，始能發生。若冰晶排列，其稜垂直，可得下列諸現象。假日圈，為平橫之白色帶，CSC' 圍繞地平，而平過太陽，凡晶體垂直排列，其面之方向，任意錯雜，太陽光線射入，所成之反射現象，即生假日圈。二十二度假日，(或假月)為有色眼光點，P.P' 在假日圈與二十二度暈相遇之點現之，其色較暈為清明，紅色在內，內日，且可分別黃與藍兩色，惟綠色則不清矣。假日之發生，亦如內暈，由於光線射入六十度稜鏡之最小偏向角，但其稜須均垂直耳。

若太陽漸高，則假日分開，出於暈之外。

凡光線，在此稜體，受第一最小偏向後，而在第二稜體，又受第二最小偏向，遂成第二假日，其距離太陽較第一假日遠一倍，即約四十四度，此第二假日，Q.Q' 比第一假日，為淡，但其色則分析至清，當太陽距地平不高時，第二假日，在四十六度暈之內若太陽高度十九度時，則此假日，適在外暈之上，若太陽更高，則出其外。

凡光線自水晶之水平上底入，而自垂直之任一側面出，經過九十度之二面角，在最小偏向之部位，成天頂切弧，即圖中之DED' 平圈，切於四十六度暈之上端，但從未見此圈之全部，

僅切於外暈之一段耳。以上所說諸現象中，以此爲最亮，色亦極清晰，且分畫至顯，紅者在下，向太陽，尙可分別黃綠藍，有時且見紫色，太陽高度在十二度以下，或三十一度以上，始能見天頂切弧，若太陽在五十九度七十八度之間，則尙可見地平切弧，切於四十六暈之下端，與天頂切弧成整對係由太陽光線，自冰晶側面入從底面出之折射所成。

若有正垂冰晶，其截面爲六支星形，凡光線自一面反射者必遇其隣面，可見對於相隣成一百二十度之兩垂直面所有蟬聯兩反射，無論其冰晶之位置如何，均能於距折射光線各一百二十度處，成兩定影，其力向與其兩旁之入射線，成一百二十度角，此種反射，於假日光圈上於太陽兩旁一百二十度成兩白光點，此白光點，若占與太陽成一等邊三角形之頂點，卽所謂 Pur-anthelie。或假太陽，此假太陽，尙可成於假日光圈上距太陽各九十八度處。

當冰晶在垂直部位爲搖，而光線在其兩水平底面反射，是成太陽光柱，經太陽而過，有時此光柱與假日光圈同現，乃成一十字架形，太陽居其中心。

若稜體爲片形，兩底垂直下降，可生下列各現象。

二十二暈之切弧，(上者如 MNM 下者如 TUT'，或現於傘

之上，或現於其下，由於光線折射於片形稜體之六十度兩側面所生，其形則按太陽高度而變化，太陽近地平時，形如兩角，其間角度約九十度，太陽漸高，兩角漸平，太陽高三十一度時，成兩垂弧，如圖中之 MNM'，若太陽再高，至四十五度，則上下兩切弧，合成一與二十二度暈同心之橢圓形暈，其大軸為水平時，其兩極點在假日光圈上，圖中 K N K' U 橢圓形，即此暈也。太陽漸高，則此暈之大軸漸小，繼乃與二十二度暈相混焉。

凡在兩底正垂之九十度片形稜體之折射光線，成四十六度暈之側切弧，如 GH, G' H' 如斜切於外暈之弧，其切點在假日圈之下，其色亦如天頂切弧，甚為明顯，有時並無外暈，亦現有此兩弧，虛懸於空中，依理想，則太陽高度二十度時，尙有切點在假日圈上之切弧，但實際上，未之見也。至此兩底垂直之冰晶，受雙反射，亦可發生日暈。

以上所說，為日暈之重要現象，均由光線對於冰晶之反射及折射所成，尙有其他不多見者，不贅述。

凡暈類之現象，均甚可注意，以其不僅於學理上有用，即在實用上，亦有相當之用處，以暈之發現，表示空中有冰雲，（卷層雲）此雲在中緯度各處，常為惡天氣之前驅也。

第四篇 高空大氣

第十一章 高空測候

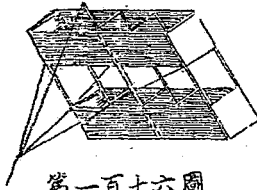
- (一〇二) 高空測候之應用：一八九九年 Teisserenc de Bort 著一論文，謂溫度之遞減，至大氣中某一高度即停止，此為氣象家研究高空最初的發現，自此以後，各地均研究高空，以求能得一解決此現象之關鍵，此種研究，近已得有相當之效果。科學之研究，往往得有至大之應用，近數年來，因航空之發達與炮兵發射之練習，而覺高空研究，有至大之效用。是以高空之觀測，可指示飛行家于航行時，所經路線之空中天氣，可指示炮隊以空氣之密率，與高空之風，以供彈道之計算。
- (一〇三) 探空之重要方法：最初研究高層大氣象要素，係在山上，Pascal 即在 Puy de Dôme 山頂測定大氣之有壓力，Laplace 之氣壓按高度變差公式亦由高山觀測而來，至其他如溫度，濕度，風，按高度之變化，亦均由此類觀測得之。惟高山觀測，有至多之流弊，一因其不能免地面之影響。則所觀測之度數，自非自由大氣之實在狀況；二則高度有限；三則世界高山均無可達之頂峯。其次則用乘人汽球，凡乘汽球者，可於飛行時，觀測溫度濕度等，以求知自由大氣中，各要素之變象。

但乘人汽球，不能隨時應用，故其上升之次數較少，其所達之高度亦較低，是以宜以自記器械，探求高空狀況，無須利用人工。

現今所用以測高空之方法，為風箏，繫留汽球，及探測汽球。間亦有用飛機者。

風箏之形，各有不同，小者用紙製，大者用網製，普通者多為

立方形。(第一百十六圖)寬高約二公尺，長約一公尺，用鋼絲繫之而放，且須用轉揚機，以繫鋼絲，以便操縱自如。



第一百十六圖

風箏上所附之自記器，為鉛製，如一百十七圖M為空盒氣壓表，N為管，內裝風車，其筆

桿，A 記高度，B 記氣溫，C 記濕度，D 記風速，風箏可達三千至四千公尺，但地面之風，至少須每秒五公尺，至六公尺，始能將風箏揚起。繫留汽球亦可以達此高度，若地面之風力，不足揚起風箏時，可開繫留汽球，若測較高之大氣，可用不乘人之汽球。若僅欲觀測風向風速，則施放橡皮製小汽球，

可以達較高之高度，

(可達二十五公里之

高)其汽球之運行，

可用經緯儀測定之。

此即探測汽球也。

若欲同時測定高空大

氣之氣象各要素，(

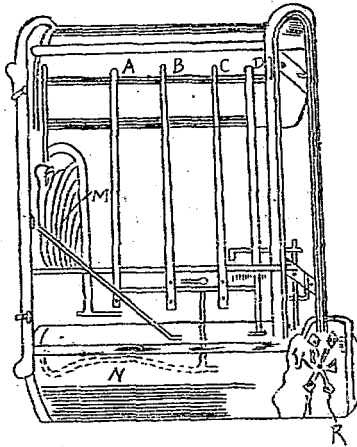
氣壓，氣溫，濕度)可

於球上繫相當之自記

儀器，於汽球炸裂後，

覓取而讀其度數，此

即高空探測也。現時尚有用無線電探測器者。



第一百十七圖

(一〇四) 大氣之氣壓：關於氣壓按高度之變差，自Pascal及Laplace

發明後，已有定律，前已述及之。

當向高空上升時，空氣柱之重量即減少，其減少之量，等于其

下端空氣柱之重量。若空氣之密率均同，則此遞減率，至為簡

單，且易於計算，若空氣之比重為常定，等于一公分三，則氣

壓按高度之遞減率應為每公尺減〇公厘一〇。在低層大氣中，

所見之遞減率，自係此數，漸向高空，空氣之比重亦減，計算

法亦因而較難。

計算氣壓按高度變差均用 Laplace 公式，前于論氣壓時已詳說之，不再贅及。

若按 Laplace 公例，設在地面所測之氣壓為七百六十公厘，則可得下列各高度之氣壓值。

8公里	76 ^{mm}	是則高約十六公里，已去十分之九之空氣質量，而至五十公里，則其真空程度，已達普通抽氣機所得之真空，
37公里	7 ^{mm} 6	
55公里	0 ^{mm} 76	

是則大氣之高度似太小矣。

若按大氣中，所發生之氣象現象言，則其範圍似均在十公里以內，似乎過此高度，已無研究之必要，但在最近高空之探測，則似乎不然，因地面氣壓變化之原，應在高空中求之也。

(一〇五) 大氣之溫度：大氣溫度之變化，與飛行至有關係，如溫度低至零下二十度，或零下三十度，往往對飛行員，發動機，及機關槍，能發生危險故應特別注意。

漸向高空，溫度之低減至速，其主要原因約有二：

(一) 空氣本身，具有透熱性，故太陽熱經過空氣，其被吸收者至少，其有熱之部份，多受自地面之散熱，故去地面愈遠，受地面之熱力之作用愈少。

(二)愈向上升，氣壓愈小，空氣膨脹，亦即冷卻，其遞減如何，按空氣之乾濕程度而定，前已述及矣。

關於溫度垂直變化之例，自不能如氣壓之確定，因常見高層各氣層，方向不同，而自此層至彼層，溫度濕度亦各異，故在三公里高度以內之空氣，溫度變差，至不規則。

各地用探測氣球，所測之各高度平均氣溫，列表如下：

高度 Km	柏 林	巴 黎	奧 大 利	Varosk	爪 哇	意 大 利
0	7.1	7.7	8.0	-1.9	26.2	11.6
1	3.8	5.5	4.6	-2.0	20.1	7.7
2	-1.3	1.5	0.0	-6.3	14.3	2.1
3	-6.1	-3.2	-5.4	-11.7	9.9	-3.8
4	-12.0	-8.7	-11.1	-17.3	3.6	-10.1
5	-18.0	-14.9	-17.4	-23.2	-1.8	-16.8
6	-25.1	-21.6	-24.2	-29.7	-7.4	-23.8
7	-32.2	-28.7	-31.8	-35.9	-13.2	-31.6
8	-39.9	-36.1	-39.4	-43.2	-19.6	-39.1
9	-46.2	-43.0	-46.1	-48.6	-26.8	-45.7
10	-50.1	-48.7	-56.2	-51.7	-35.8	-50.3
11	-53.8	-52.8	-54.6	-53.0	-44.8	-54.5
12	-54.7	-53.5	-54.7	-52.3	-53.4	-56.9
13	-53.7	-53.7	-53.4	-49.6	-62.9	-55.6
14	-54.3	-53.9	-53.4	-49.5	-71.6	-55.5
15	-55.1	-54.1	-52.9	-49.9	-77.3	-59.9
16	-55.4	-56.7	-56.7	-48.0	-78.4	59.1

依此表計各高度，每百公尺之遞減率，列表如下：

高 度 Km	柏 林	巴 黎	奧 大 利	Vorosc	爪 哇	意 大 利
0						
1	0.33	0.72	0.34	0.39	0.58	0.38
2	0.51	0.40	0.46	0.43	0.58	0.56
3	0.48	0.47	0.54	0.54	0.54	0.59
4	0.59	0.55	0.57	0.56	0.53	0.63
5	0.62	0.62	0.63	0.59	0.54	0.67
6	0.69	0.67	0.68	0.65	0.56	0.63
7	0.71	0.71	0.76	0.62	0.58	0.82
8	0.71	0.74	0.76	0.73	0.64	0.73
9	0.63	0.69	0.67	0.54	0.72	0.66
10	0.39	0.57	1.01	0.31	0.91	0.46
11	0.37	0.41	+0.16	0.13	0.89	0.42
12	0.09	0.07	0.01	+0.07	0.86	0.24
13	+0.10	0.06	0.13	0.27	0.95	0.03
14	0.06	0.02	0.00	-0.04	0.81	0.13
15	0.08	0.02	+0.05	+0.19	0.57	0.06
16	0.03	0.26	+0.03	—	0.11	0.32

觀表可見氣溫之遞減率，四公里以下，約每百公尺減 0.6，五公里至八公里，每百公尺減 0.7，至十公里以上，則遞減甚微矣。惟熱帶地點，與高緯度有不同耳。緯度極高，溫度梯度至十二公里，有逆增現象，而熱帶之地，則九公里至十三公里，遞減率較大焉。

至大氣溫度週日之變差，以近地面者為大，以其受地面輻射之影響，高至自由大氣中，則減小，過二千公尺高，幾等於無，但此項統計甚少，茲將Hamburg高層氣象臺所得統計列下：

時 間	一 二 公尺	五 〇 公尺	一 〇 〇 公尺	一 五 〇 公尺	二 〇 〇 公尺
1	7.1	7.6	4.6	1.7	-1.1
2	6.7	7.1	4.5	2.1	-0.1
3	6.5	6.9	5.0	2.4	0.4
4	6.2	6.9	5.1	2.3	0.5
5	6.1	6.7	3.9	1.0	-1.4
6	6.4	6.7	3.9	0.6	-2.2
7	6.8	6.6	4.0	0.9	-1.8
8	7.8	6.9	4.3	0.5	-1.0
9	8.9	7.4	4.9	2.4	-0.5
10	9.9	7.6	5.2	2.9	-0.1
11	10.8	7.8	5.2	2.6	-0.1
12	11.5	8.3	5.1	2.1	-0.3
13	12.0	8.7	5.4	1.9	-0.7
14	12.2	9.1	5.8	2.4	-0.3
15	12.2	9.1	5.8	2.8	0.1
16	11.9	9.1	5.9	2.9	0.1
17	11.5	9.2	5.9	2.6	-0.2
18	10.9	8.8	5.6	2.2	-0.8
19	10.1	8.4	5.3	1.8	-1.5
20	9.4	8.1	5.3	2.1	-1.2
21	8.8	7.9	5.2	2.6	-0.6
22	8.3	7.9	5.0	2.6	-0.6
23	7.9	7.9	5.0	2.1	-0.7
24	7.5	7.8	4.9	1.3	-1.2

其週年之變化可舉 Teiserenc de Bort 巴黎之觀測為例列

表如下：

高度	冬季	春季	夏季	秋季	全年	較差冬夏
Km	+ 1.7	+ 5.4	+13.5	+ 8.0	+ 7.1	11.8
1	— 0.4	+ 3.4	+11.8	+ 6.4	+ 5.3	12.2
2	— 3.7	— 2.6	+ 6.8	+ 2.3	— 0.7	10.5
3	— 8.2	— 7.4	+ 1.7	— 2.2	— 4.0	9.9
4	— 13.6	— 13.0	+ 3.4	— 7.5	— 9.4	10.2
5	—19.8	—19.3	— 9.3	—13.4	—15.5	10.5
6	—26.4	—26.0	—15.3	—19.8	—21.9	11.1
7	—33.6	—33.1	—22.3	—26.8	—29.2	11.3
8	—40.8	—40.1	—29.9	—34.1	—36.2	10.9
9	—43.4	—47.1	—37.4	—41.8	—43.6	9.5
10	—52.9	—50.9	—45.2	—48.3	—49.3	7.9
11	—56.8	—51.8	—50.2	—54.4	—53.3	6.6
12	—56.8	—51.3	—52.6	—57.1	—54.3	5.8
13	—55.8	—50.4	—51.4	—57.1	—53.7	6.7
14	—54.4	—50.7	—51.2	—57.1	—53.4	6.4

其較低之處氣溫週年變差可以柏林風箏所測者為例，列表如

下：

月 份	40 ^m	1000 ^m	2000 ^m	3000 ^m
1	- 0.9	- 2.6	- 5.7	-11.4
2	+ 0.3	- 2.8	- 6.4	+10.6
3	+ 2.9	- 0.9	- 5.2	- 9.1
4	+ 7.7	+ 1.6	- 3.6	- 7.4
5	+12.7	+ 7.4	+ 1.6	- 3.8
6	+16.7	+ 9.5	+ 3.7	- 0.8
7	+18.1	+11.2	+ 5.4	+ 0.9
8	+17.4	+10.5	+ 5.0	- 0.1
9	+13.9	+ 8.6	+ 4.0	- 0.8
10	+ 9.0	+ 5.8	+ 0.6	- 2.6
11	+ 3.6	+ 1.5	- 2.3	- 6.3
12	+ 0.5	- 2.0	- 5.0	- 9.2
年	+8.51	-3.99	0.66	-5.10

觀上二表則各高度週年之變化至為明顯，然此僅就歐洲方面觀測而言，若在熱帶如爪哇 Batavia 之觀測，地面上週年較差只一度六，六公里高為五度，十公里高為八度九，十四公里高，為八度七，則高處較差增大，而在中緯度，如德國漢堡之觀測，則地面較差為十八度七，六公里高為十四度四，十公里高為十一度八，十四公里高則為十三度一，則高處較減小。

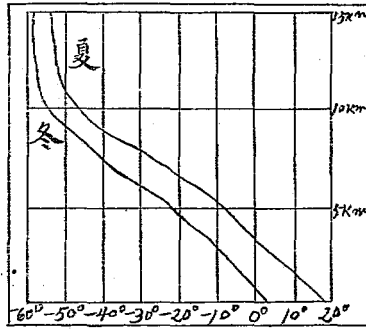
其自由大氣中，溫度遞減率，一年之變化據 Wagner 之計算，列表如下，表中每四公里為一層，以每公里為單位。

月份	Km 0—4	Km 4—8	Km 8—12	Km 12—16
1	-3.5	-6.8	-3.9	+0.2
2	-3.9	-7.1	-3.3	+0.2
3	-4.6	-7.2	-2.7	0.0
4	-5.1	-7.1	-3.6	-0.2
5	-5.4	-7.0	-3.2	-0.1
6	-5.2	-6.8	-4.1	-0.1
7	-5.0	-6.7	-4.8	+0.3
8	-5.0	-6.7	-5.3	+0.3
9	-5.0	-6.7	-5.1	0.0
10	-4.8	-6.7	-4.8	-0.3
11	-4.3	-6.7	-4.5	0.2
12	-3.8	-6.7	-4.3	+0.1
年	-4.7	-6.8	-4.0	0.0

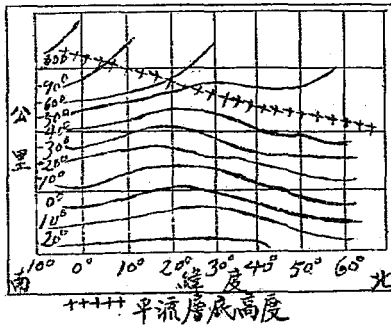
觀以上各表，則大氣至某一高度，其溫度幾乎常定，故 Te-iserenç de Bort 分大氣為兩大層。其下層大氣溫度之遞減，頗有規則，謂之對流層。

其上層大氣，漸向上升，氣溫幾乎常定，謂之平流層，或同溫層。

茲附一圖以示冬夏兩季各不同高度氣溫之變差，兩曲線間之距離幾乎均等，所以週年氣溫之變象，高層與低層幾乎相同。



第一百十八圖

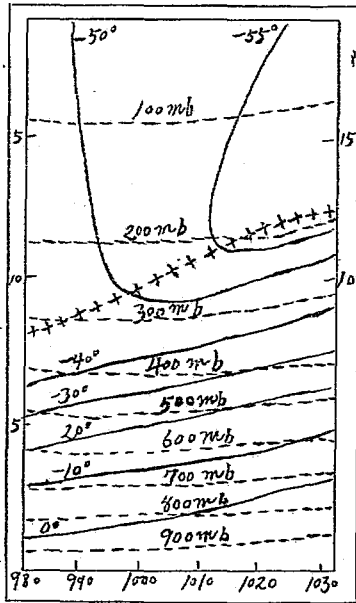


第一百十九圖

平流層底之平均高度，在中緯度言，約十公里至十一公里，但此高度依緯度而變至兩極區域約八至十公里，至赤道則可逾十

五公里。平流層之溫度則赤道較兩極為低、如一百十九圖即大氣中溫度按緯度之分配也。

地面氣壓之分配，與溫度垂直之分配，有密切關係。



—— 等溫線 - - - - 等壓線
 + + + + 平流層底高度
 第一百二十圖

低氣壓之對流層，較高氣壓為冷，而其平流層，則較高氣壓為熱。低氣壓之對流層底，亦較高氣壓為低。Dines 曾有一圖

如一百二十圖以示氣壓與溫度垂直之分配，足以表示以上所說之效果。以上所述之結果，雖甚簡單，但足明瞭大氣中，關於氣象之真象。

在下層大氣中，溫度約每百公尺減 0.5° — 0.6° 此種遞減率，為絕熱膨脹之相當現象，但在此層高約十公里至十一公里，均有對流運動，均謂之對流層。

在較高之層，則向高上升溫度常同，而無對流現象，其中之運行，均為水平的，故謂之平流層，其中之空氣質量，因任一原因而增熱，不能上升甚高，因膨脹冷卻，可以立刻使之溫度降低也。

所以平流層，對於下層大氣，成為一種之遮蔽物，上層大氣，與下層大氣，遂少交通焉。

據最近英國氣象家 Dines 之實驗，證明地面氣壓之分配，即每月天氣圖中之等壓線，與平流層中之氣壓氣溫變化，有密切之關係。

天氣之變化，其重要者，如降雨，由於大層大氣中濕空氣之上升運動，此種運動，由於地面氣壓之分配而來，但此氣壓之分配之本身，則由於垂直運動所在大氣上端之變化而成。

以上所說，足見自由大氣之測候，對於氣象與天氣預報之應用

，以現在之狀況推之，則將來作天氣預報，僅恃天氣圖者，或將利用高十公里氣層之等壓線與等溫線。

(一〇六) 大氣之濕度：大氣中濕度，按高度之變化，至不規則，前已述及，但若在各高度測站，作長時期之觀測，以爲比較，則亦可見水氣壓依高度之變差甚速。

Hann 研究高山與高空之觀測，而得濕度按高度變差之公例如下：

$$P = P^{\circ} \times e^{-\frac{y}{2830}}$$

P° 爲地面之水汽張力， P 爲高層之水汽張力， y 爲高層之高度，即可求得下列一表。

高 度	Km	1	2	3	4	5	6	7	8	9
水汽張力	1.10	0.73	0.49	0.35	0.24	0.17	0.12	0.08	0.06	0.04
氣 壓	1.00	0.88	0.78	0.69	0.61	0.54	0.47	0.42	0.37	0.33
氣 溫	8°0	6°0	2°0	-3°0	-9°0	-15.0	-22.0	-29.0	-36.0	-43.0

此公式與氣壓遞減公式相似，惟水汽張力之遞減，較氣壓爲速耳。水汽張力，至高度約六千五百公尺，已減至十分之一，而氣壓則至一萬八千四百公尺，始減至十分之一。

但水汽張力之遞減雖大，各高度上之水汽，仍可飽和。如至六千公尺高，其溫度爲零下二十二度，而在此溫度，其最高水氣

張力約 $0.1^{\text{mm}}76$ 。設在地面最高水汽張力為 $11.1^{\text{mm}}2$ 。此為常有之事，而按上表則至六千公尺高，其水汽張力為 $1^{\text{mm}}35$ 。故若水汽張力，按遞減率而遞減，則大氣必達飽和。

至八公里或十公里，固只有少許之水汽，但依八公里或十公里高之溫度，只須此少許水汽，即能飽和。雲之愈高者愈細分而愈透明，即由此少許水汽之飽和所成也。

(一〇七) 大氣密度 以氣壓，氣溫，濕度，三要素，即可計算空氣之密度，此為航空與射彈必不可少之要素也。

一立方公尺空氣重之公式如下：

$$P = 1293 \times \frac{H - 0.377 f}{760} \times \frac{1}{1 + 0.00367 t}$$

H 為氣壓，t 為氣溫，f 為水汽張力。

在應用上，有編成之表或圖格，可以求得重量。尚有自記表，利用氣壓氣溫，直接記載此重量，但略溫度之影響耳。

凡論空氣密率，須注意其互有關係之氣壓氣溫濕度。如謂濕空氣較輕於乾空氣，熱空氣較輕於冷空氣，稀空氣較輕於密空氣，當然均係確論，但必須其他條件均同耳。

如濕空氣轉輕於乾空氣，必乾空氣在氣壓 750^{mm} 氣溫 16° ，重一二〇五 gr，而在同一條件下，濕空氣只重一一九七 gr，若此條件變更，即氣溫與氣壓變更，即可立見其密率增加，而非

減少。如氣溫減至 0° ，此飽和空氣之密率，增為一二七四 gr，若氣壓為 770 mm ，溫度為 0° 。則可增至一三〇八 gr。

下列公式，在彈道學上，可以計算空氣密率按高度之變化，所得之值亦頗適用。

$$\Delta y = \Delta_0 \times e^{-\frac{y}{10000}} \quad \log \frac{\Delta_0}{\Delta y} = 0.000434y$$

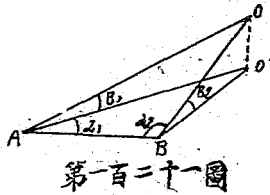
Δ_0 為地面空氣密率， Δy 為在 y 高處空氣密率，即可求下列之變化數。

高度	km	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
空氣密率	$\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$	1.126	1.012	.910	.817	.734	.650	.588	.524	.467	.415

(一〇八) 自由大氣之風：風按高度之變象，對於航空及彈道，均有至大關係，因彈道及航行之趨向，均與風向風速有密切關係也。射彈之時，風速只數公尺之差，風向只數度之差，射遠點能差甚多，若較遠之射彈，可差至數百公尺。在空中風之速度，與飛機飛艇之速度，可相比擬，有時且較大，若飛行家不計及風速，則飛行必感困難。

明瞭各高度之風向風速，對於飛行有極大利益，因可推測某一高度，便利於飛行，高空此層至彼層，風之狀況，往往至不相同也。

(一〇九) 高空風之測定法：風與飛行，既有極大關係，則其如何測定，須為詳述之。測定高空風向風速之方法，最簡單者，為定一能達高層大氣輕物體之軌道，一橡皮或紙製小汽球，中貯氫氣，可達極高氣層。(可過二十五公里)可用經緯儀，定其經過路線之軌道，此軌道水平之投影，刻畫時間，可以計定各高度之風速，此為探測汽球之探空法。



設欲測定氣球任一時間之速度，置兩經緯儀於 A. B 兩點，其距離 e 為已知，此兩點在平面上，以兩

經緯儀測得兩方位角 α_1, α_2 及兩仰度 B_1, B_2 ，即可求 AO' BO' 及 OO' O' 為 O 之投影點。

$$\frac{AO'}{\sin \alpha_2} = \frac{BO'}{\sin \alpha_1} = \frac{AB}{\sin \angle AOB}$$

$$\therefore \angle AOB = 180^\circ - (\alpha_1 + \alpha_2)$$

$$\sin \angle AOB = \sin(\alpha_1 + \alpha_2)$$

$$\therefore AO' = \frac{e \sin \alpha_2}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \quad BO' = \frac{e \sin \alpha_1}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)}$$

在 AB 經過之水平平面上，有 AO' 與 BO' 兩已知值，即可定 O 點之投影點 O'

因 $O O'$ 高度可以下式表示之。

$$OO' = AO' \operatorname{tg} \beta_1 = BO' \operatorname{tg} \beta_2.$$

底線之方向為已知，則圖形之方向情定，即可以定 O' 之地理上坐標，即其部位。

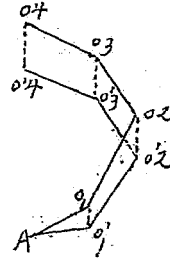
設 AB 底線，不在一水平平面上，可加以訂正，若 O 點與底線 AB ，幾在一垂直平面上，則此問題不能確定，此點若距離不遠，可以計算法解釋此問題，但此計算過長，故為避免此計算起見，可用互為垂線之兩底線，即其所成角度，幾等於一直角，而用與風向成垂直之底線。

如每分鐘，用兩儀器作一觀測，即可得 AO'_1, O'_2, O' ，聯線為汽球軌道， AO_1, O, O_2, \dots 之投影，至 O_n, O'_n 高度之風速，即可用 60 除 $O'_{n-1} O'_n$ 之長度若干公尺求得之。用兩種經緯儀之觀測，雖為三角法之簡單者，但其工作太煩，而不能即速求得結果，且在觀測地點，欲求一真正空曠之平坦地面，亦不易也。

若改用單經緯儀之觀測，則高空測候，比較簡單，而迅速。

單經緯之探空法，係根據下列之原理，橡皮製之汽球，中貯氫氣，放於大氣中，垂直上升

其速率當常定。但與汽球之重量，及其最初之上升力有關耳，如在 $A O O'$ 三角形，已知 $O O'$ 及 β ，即得：



$$AO' = OO' \operatorname{Cotg} \beta.$$

第一百二十三圖

AO' 之方向及其大小已知，則汽球之投影點 O' 可以計定。汽球上升速率之常定，可以簡單之理由說明之，且在實用亦頗精確。

設 F 為汽球之上升力，其上升速率 V ，有一界限，若空氣抵抗力與上升力平衡時，即可達此界。

空氣抵抗力，與汽球之截面有比例，即謂與半徑 r 之平方有比例，且與速率之平方，及空氣之密率 δ ，有比例。

在此狀況，則有下列等式。

$$F = K v^2 r^3 \delta \text{ 或 } v = K F^{\frac{1}{2}} r^{-\frac{1}{2}} \delta^{-\frac{1}{2}} \text{ (1) } r \text{ 以 } \delta \text{ 為變化。}$$

氣體之質量 μ ，為常定，設 δ_1 為氣體之比重，則有

$$\mu = \frac{4}{3} \pi r^3 \delta_1 \text{ 或 } \frac{1}{r^3} = K_1 \delta_1$$

但球皮之表面張力不計，空氣與汽球常同，在混濁及同壓之狀

况，其密率 δ_1 與 δ 之比 $\frac{\delta_1}{\delta}$ 常為數，即可作：

$$\frac{1}{r^2} = r^{-2} = K_1 \delta_1 \quad r^{-2} = K_2 \delta^{-1}$$

則依第一式 $v = K \delta^{-\frac{1}{2}}$

用此式可得 v 之變象。

高度 Km	v	δ
3	1.00	1.00
6	1.10	0.53
9	1.25	0.26

可見上升力之變化至為微小。

欲定一探測汽球之上升速率，至為易事，放汽球使升至已知之高度，記其時間即得。但最好放汽球，於一密閉器中，使勿受空氣垂直運動之影響。

Hergesell 曾製一圖表，以上升力 F ，及汽球重量 P ，求上升速度 v ；Dines 曾為重十二 gr 之汽球，定一公式如下：

$$v = 81 \frac{F^{\frac{1}{2}}}{(F+P)^{\frac{1}{2}}}$$

v 為每分若干公尺， F 與 P 為 gr。

青島觀象台所用之小形汽球，即應用此公式，以求上升速度。

Rouch 有一公式，為汽球重約五十 gr。

$$v = 42 \frac{F}{(F+P)^{\frac{1}{2}}}$$

此為較大汽球所用，重 50 gr 之汽球，欲其上升速率，每作二百公尺，須有上升力一百五十 gr。

在自由大氣中，常有垂直氣流，足以擾亂汽球上升速率之常數，尤以在底層大氣為最。此垂直之氣流，能逾每分三十公尺，但以日中之時間，及大氣之狀況而異，至十一公尺以上，其作用即大減小，而汽球之速率，亦即與其理論之速率相近。

在實用上此種誤差，影響於探空之結果甚微。據此較兩緯計與單經緯儀之觀測，則無方位之差，因此方位，只求四分之一近，已可應用。速率之差，則在一千公尺高，約十分之一，其至十分之二者甚少。惟有大風時，偶遇風力大時，高度之差，由於垂直風在鼓盪，但若於數分鐘後，作第二次之觀測，即可去此誤差，故單經緯儀之觀測，在現在為至適用也。

(一〇一) 風平均速率按高度之變差，平均計算，風速按高度而增加，設令 v_1 及 v_2 為在高度 y_1 及 y_2 之風速，則在低層大氣中，有下列比例式：

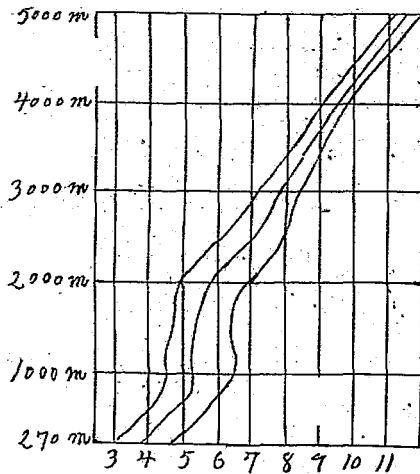
$$\frac{v_1}{v_2} = \left(\frac{y_1}{y_2} \right)$$

Show 設定下列公式

$$v = \frac{y + a}{a} \times v_1$$

式中 a 爲一常數，與地點地理之方位有關。一百二十三圖爲 Fabris 在羅馬附近二百次探測高空汽球觀測所得成績可得結論如下：

- (a) 在地面及三百四百公尺之間，風速增加極速，此種原因，係由於摩擦驟減。
- (b) 自五百公尺至一千五百公尺高，風速之增加甚微。



第一百二十三圖

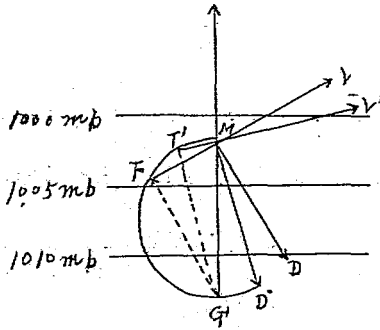
- (c) 自一千五百公尺以上，風速之增甚有規則，常見有每秒五

十公尺之風速，此種狀況，直達對流層之頂。

(d) 在平流層，風速似亦減小，但尙未完全證明也。

(一一一) 風向按高度之變化：高度漸高，風向平均向右偏，（北半球）即謂若地面之風向爲西，高處之風向在西北與北之間。

風向按高度之變化，有一部分，由於摩擦之作用。摩擦與風速有比例，所以有 $F=f \cdot v$, f 爲摩擦係數依地面之崎嶇，與接觸分子之數量（即氣壓）而增。



第一百三十四圖

摩擦係數之變化，對於風向之作用，可述之如下。

若不計空氣所行軌道曲線之離心力，空氣分子受三種之力，一氣壓梯度 G ，一地球旋轉所有之離心力 D ，一摩擦力 F 。若運動均一，則 G 、 D 、 F 三力，互相均衡，則用 D 與 F 造成長方形之對角線，與 G 相反而相等。若有一原因，摩擦係數

變更，而摩擦力減小，即向高空上升之例也。

F 點限制於 G' M 圓周內移動，若移至 F' 風速 v 常與 F 反向，必亦移至 M v' 去 G 漸遠，故風亦移向 右也。

(二一一) 高空風之變化類別，以上所述，均由大多數觀測所得之平均結果，茲可分探空所得風之變化為四類：

(a) 斷面高空，風速風向均無大變更。

(d) 高空中風速之增加甚多。

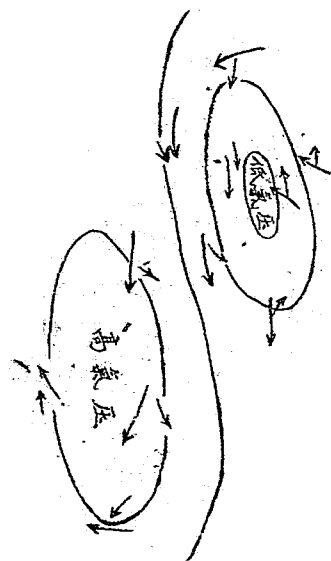
(c) 高層中風速減小。

(d) 探空時風向變化至大。

a 類之風，為地面溫度之變差不大時，所見。b 類之風，則在附近地點溫度較差極大時見之，而尤以溫度低降區域，幾與氣壓低降區域相合時為多。c 類之風，或全為東風，而在反旋風之南或西南發生。d 類之風，常與地面風向為東時見之，而在有一遠方低氣壓，在本區之西或西北向，漸行近本區時見之。在此例則地面之風，為東南風，而高層之風，為西風，及西北風。在夏季則 d 類之風，常與雷雨相附而來。

大抵風向依高度之變更，在未到三公里以前，常有偏西之風向

一百二十五圖以示高空及地面高低氣壓範圍內，風之分配。



第一百三十五圖

(一一三) 風速週日之變象，關於風速週日之變象，前已說明，茲因論

高空，姑再略及之。在地面氣層，風速週日變象，至有規則，至數百公尺以上，則夜間大而常定，既而漸減，至日中有一最低。

至高空一千五百公尺以上。風速似無週日之變象。

偶然之變象，往往掩蔽風速週日之變象，但在晴天時，則仍甚

顯，故最大風速，似在夜間於五百至千公尺間見之。

週日風速變更，至爲重要，以其可生不幸危險。如防空氣球，

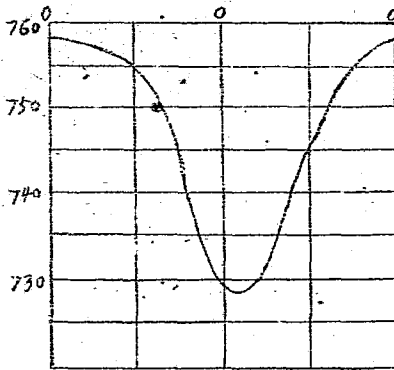
往往於夜間折斷，因高約八百公尺處，風速增高也。

下 編

第五篇 論大氣之移動

第十二章 低氣壓與颶風

(一一四) 低氣壓：在溫帶區域，常見某一時間，氣壓低降甚速，有一小時間降一公厘至二公厘者，至某一定時間，低降終止，而成一最低，繼乃增高，其速率有時與低降時同量，茲附一圖（第一百二十六圖）以示氣壓低降增高之姿態，此種變象，常繼以



第一百二十六圖

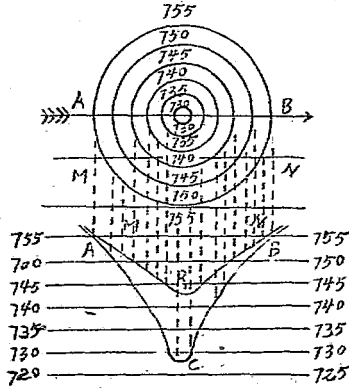
惡天氣或暴風雨。若于此時作天氣圖，即現在一範圍內，此點與彼點間，氣壓變差甚大，常有一界限，其氣壓較周圍諸點為小，其外則氣壓漸高，此即所謂低氣壓，或旋風地。其範圍甚廣，其形或為圓或為橢圓。附圖即東亞天氣圖也。

若於相當距離時間，六時或十二時，或二十四時，再作一圖，以示其他時間，天氣之分配，則見低氣壓全部，似依一向而移動，其中心之最低度，亦有變更，若仍繼續低降，則謂之虛，若有增加，則謂之滿。至所謂低度之深否，則依中心氣壓度，低至若干而定。所謂低氣壓之軌道，即聯低氣壓中心所經過各地之點所成之直線，或曲線也。至中心低度，則不必均同，所謂低氣壓之前部，或後部，即指低氣壓圈之部分在中心之軌道之前或後也。凡論低氣壓軌道及速率，往往譬之物體之移動，實則並非實在移動，惟此可為一種想像，以利解釋，不可謂其實係如此也。

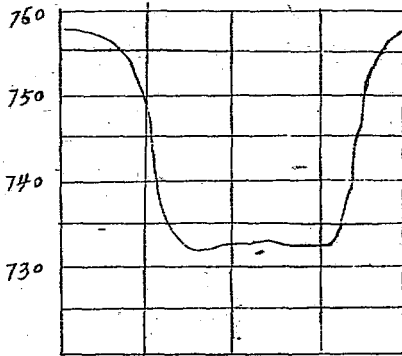
低氣壓中心，氣壓度數低至七百三十公厘以上者甚少，然亦有降至六百九十公厘者，但至罕耳。

當低氣壓經過時，繞中心各點，氣壓變差之形勢，大致相同，其距中心之遠近，大抵在數百公里以內，有時可達千餘公里；其度數低降之實在數，則愈近低氣壓路線愈大。試設一低氣壓，其深度不變，其等壓線圖如一百二十七圖之上端，其行向自左向右，移動之速率均同，其中心軌道，為AB直線，在AB線上諸點，所有氣壓之變差，可於圖中下端之A'B'C曲線見之，其最小度數，降至七百三十公厘之下，而在MN直線上諸

點，距 AB 頗遠，而與之平行，其氣壓之變差，為 M'P'N' 曲
 線；其最小之度數，不若 AB 線上之深焉。



第一百二十七圖



第一百二十八圖

上述之例，係最簡單者，蓋設想深度不變，速度均同，各處最

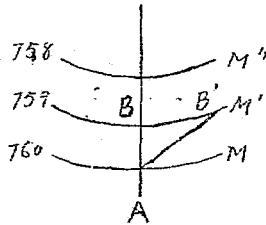
低度之發生，均在低氣壓中心經行至距該處至近之時，若中心之移動，最低度亦漸變更時，則大不然。

若中心自 A 而 B，其低氣壓愈深，則凡測候所在 MN 線上，其最低度之發生，當在中心經其距離最近地點之後，若低氣壓漸漸漸滿，則此最低氣壓，當於中心經過最近地點之前見之，若其中心更改其方向，而其進行速率，忽速忽緩，均能見此不規則之變差。故有時常見一地點，氣壓變象之曲線如 M'PN' 其最低度不甚明顯，且有時氣壓既達最低度後，不能即高，而仍保守其原有度數，約數小時，其曲線之姿勢，如第一百二十八圖所示。此種不規則之姿勢，所以表示此低氣壓移動時，速率及方向，均受極大之變更也。

前於論風及梯度時，已說梯度於風，有絕大之作用，此梯度之量法，以每距一百一十公里所差若干公厘之氣壓表示之，若在同心圈等壓線之低氣壓各點之梯度，均向中心，至最大之梯度點，亦於圖中見之，因其為等壓線最密之處，低氣壓中之梯度，逾 4 至 5 者甚少，然亦有較 4.5 為大者。

(一一五) 低氣壓中之風系：前

論風與氣壓時，已說及凡北半球地面之風繞低氣壓向心而行，惟其向心不依梯度之方向，而斜向梯度之方向，此兩向所成之角，必小於一直角，是以風之繞



第一百二十九圖

低氣壓中心者，成一螺旋運動，在北半球者自右而左，在南半球自左而右，此螺旋運動，即所謂旋風也。

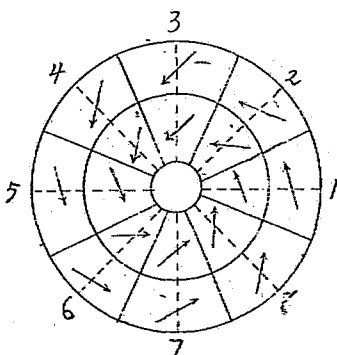
低氣壓中，此種風行之姿勢，在任何特種現狀中，均有之。Lay 與 Hildbrandson 在歐洲，及 Cleyton 在美洲之所研究者，既相符合，且復精確。茲錄其成績如下：

Lay 集合各低氣壓圓，以為計算，而定其所謂內圓與外圓上一風向，與梯度所成之折中角度。（第一百三十圖及一百三十一圖）內圓者，最近中心之一半，外圓者最遠中心之一半也。其在每圓中之折中角度，依每分四十五度之圓分計算，但其位置與方位無關係。第一圓分，即低氣壓軌道所經行之一分，第二圓分，在軌道之左，居中心之前，其初離中心處，謂之第三圓

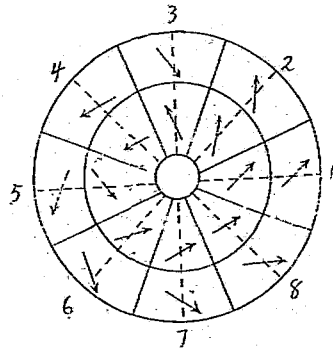
分，以下類推，如低氣壓自西而東，則第一圓分在東，第二圓分在東北，第三圓分在北，此八圓分內，地面風及高層風與梯度所成之角，均已測定，茲據 Lay 氏所測成績列表如下：

圓分	1	2	3	4	5	6	7	8
下層內	58	53	65	81	77	74	64	55
下層外	48	32	62	80	79	76	66	54
上層內	135	100	172	106	90	5	73	102
上層外	152	163	355	99	96	101	124	146

第一百三十一及第一百三十一兩圖一為下層之風向，一為上層之



第一百三十圖
下層風向



第一百三十一圖
上層風向

風向，均繞中心而在北半球者。觀此圖，可見折中方向之分配

，甚合規則，惟上層風第三圓分，稍出例外耳。但此圓分內，風向之統計由觀測最少數不勻合之平均而來；其偏向梯度左或偏向梯度右，均甚微小，無實在價值。而其他各圓分，均由縱橫多數觀測之值而來，當相符合也。

Hildbrandson 及 Cleyton 所得之成績，大抵相同，因此可以成下列之例。

北半球中緯度諸地，風圍繞低氣壓中心成一螺旋運動，其旋轉自右而左，與時計針之運行反向，在南半球則相反，

附近地面之氣層，風行斜向梯度之右，(南半球向左)其所成之角度，較九十為小，無論其在何圓分，距中心若干遠皆然，此角度之平均值，在內圓者為六十八度在外圓者為六十五度，是則風對於低氣壓中心，其運動有二；曰繞心之旋轉，曰向心之運行。

至高處，(卷雲區域)風之運行，亦成一螺旋形，其迴轉亦與近地面者相同，但運動不甚明顯耳。且在各圓分內，風向之依半徑行者，多非向心，而為離心，而尤以在低氣壓前部者為最，是以此運動常為幅散的。凡空氣在低處漸近中心，在高處則漸離中心。

其在較低之處，(下層雲區域)則風之運行，亦為螺旋，不能、

有至明顯之輻合或輻散形勢，空氣之運行幾與等壓線同方向，各點之風，亦幾與下層梯度成垂線焉。

上述之例，均由多數之觀測而來，因可得一重要之結論：下層大氣，風為輻合的，而圍繞低氣壓中心，此自四週湊合之氣流，雖無停息，而低氣壓仍能存在，且可至數日之久，是以必須集合中心之氣流，隨時分散，否則低氣壓即充塞也。但其分散，必不能向下，以其為地面，不必向四週，以其正為氣流湊合之處，故必自上行，是以凡低氣壓中，有一旋渦運動，尚有一上升運動，但以在下層者為限，故低氣壓中空氣之運行，如螺旋線，Helice 第一百三十二圖自右而左，而上升，空氣自低處入，上升而向高處分散，適與高空之輻散運動相符合，凡空氣一分子，行此螺旋線時，可行一折或二折之螺紋，（如左圖）或僅螺紋之一段。（如第一百三十二圖）



第一百三十二圖

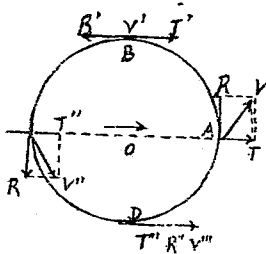
關此問題，尚無精確之統計，但可云，凡一空氣分子，只旋行

螺旋紋之極小部分，如距中心五十公里處之空氣，已能達高處；依傾角僅十度之螺旋上升，只半繞轉，已能直達二十七公里，則較低氣壓所能上達之區，已大多矣。

此項上升運動，至爲有限，因與旋渦運動相比，固甚微也。低氣壓所占之範圍，較其高度爲大，低氣壓之徑，至少有數百公里，其過一二千公里者，亦有之，而其高皮，則僅數公里耳。前論高空時，已云，凡有垂直運動之區，只限於對流層，即謂在下層大氣中，其高度不能逾十至十二公里，且凡一低氣壓，能持久存在，必須其自下入之空氣量，至少等其自上散之空氣量，則其依半徑方向各速率之合力，在上或在下，必幾與氣壓成反比。所以至十六公里高，其擴散速率，等於地面十倍，而至三十二公里高，常等於地面一百倍，從未見有此絕大速度也。低氣壓高度之大小，已爲探測汽球及風箏觀測所證明，探測汽球，在低氣壓中上升至六公里或八公里，已受上層分離風所挾，風箏則至三公里高，已傾斜而不能上升，足以證明在低氣壓中，至此高度，風力已不足支持此風箏也。

是以低氣壓之高度，不過數公里，至多不能逾八至十公里，低氣壓之全體，必非狹小之直柱，而爲扁平而闊之圓版，其徑比其高大至五十倍或百倍。

(一一五) 低氣壓之性質及溫度之影響：關於低氣壓之運行，說者往往比之物質之旋渦運動，其全體為大氣氣流所挾帶，而移行於其



第一百三十三圖

所由發生之大氣中。實則此種設想，完全錯誤，設此說而確也。則空氣對於地面之視運動，當為旋渦之圓運動，與其移行之直運動之合力。如第一百三十三圖，A點，為低氣壓之前部，在地面觀測者，所見之視運動，當為AV。即圓速度AR。與直速度，AT之合力，在其反對點C。則其視速度為CV。B

點在軌道之左邊，則視速度BV為BR'與BT'之較，而在軌道右方之D點，則視速度DV''為DR''與DT''之和。依此則在低氣壓前部，風為輻散，後部風為輻合，而在B.D.兩點，則與軌道平行，而在D者，較在B者，風力為強，且若圓運動速度較直運動速度為小，（此為常有之例）則B.D.兩點，風為同向，此種理論，與觀測所得之事實，完全相反，不僅前部之風，不為分散，而其向心之輻合，較之後部尚為明顯。而在運行，極速之低處壓，亦從未見B.D.兩反對點，其風為同向者。是以低氣壓之運行，與實質之旋渦運動，不能互相比擬也。

所以實際低氣壓之運行，爲氣壓變化之推廣，并非物體之移動，四周圍氣流之輻湊，所以低氣壓常有消滅或充塞之趨勢。設四周所至氣流，其量適示於上升者，則此低氣壓之位置及其深度，均不變動。設其上升所去氣流之量，大於四周所至者，則低氣壓必虛，否則必滿。若一低氣壓，其周圍之狀況，非對稱，則其輸入氣流量，多於上升氣流量之一向，必漸滿，而輸入氣流量少於上升氣流量之一向，必漸虛。似乎此低氣壓向輸入氣流量少於輸出量之向推移，此并非同一之空氣氣團，自旋轉而依一向移行，實爲時時更換之空氣氣團，氣流參加此運動耳。關於低氣壓移動諸原因，後當述及，但不可不知此項移動，係屬擴散作用，與實質物體，在地面旋轉而移行，實不相同也。

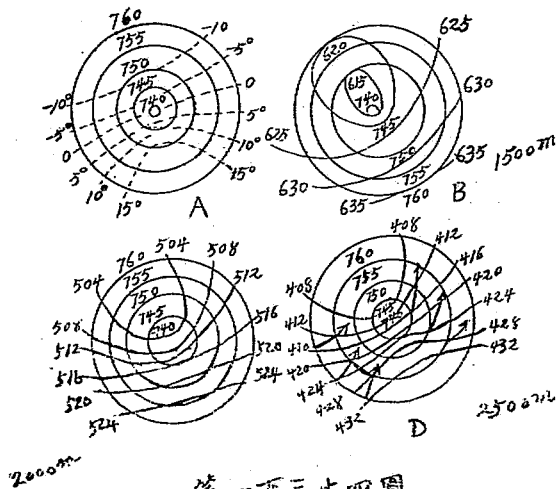
設投石於水，即見水上成紋，而此圓紋，分向各方向擴散，此運動，實非水點運動，蓋水點只能直動而不能橫動，故非物質之擴散，而爲振動之次第傳播耳。此現象與低氣壓之移行，頗有相似之點，但論低氣壓移動者，斷不宜以低氣壓依某向之移行，與其空氣分子或氣團，依此向移行，相持并論，以此種解釋，往往於理論上，生許多錯誤也。

且低氣壓亦非真正旋渦，如在河面橋柱旁所見者。因低氣壓，非完全直軸之旋渦，亦非各層均受相當之運動，以自地而起，各高度上，氣流之分配，與風之方向，多不相同也。若氣壓依

高度之垂直差，各層均同，必地面之溫度分配，到處均同，而其按高度之遞減率，亦一致也。

此種簡單之例，殊不常見，周圍中心，其風均自溫度不同各方吹來，氣壓垂直之遞減，既與溫度有關，則各高層上氣壓之分配，必大有變更。

茲試舉一例如下，如一百三十四圖，近地面之低氣壓，為圓形，溫度之分配，則南部高，向北漸減，如圖上之等溫線。(圓中斷線) 設全部低氣壓內，溫度按高度之遞減適為每一〇〇公尺減 0.60。則可用 Laplace 公式，計算各點上之氣壓指數，關作各高度上之等壓線，B, C, D, 三圖，即以示一五〇〇公尺，三〇〇〇公尺，四五〇〇公尺等高度之等壓線圖。



第一百三十四圖

設地面溫度分配不同，則等壓線按高度之變更，亦必與此有別

但在地面及任一高度間，空氣柱之重量，依溫度而變，溫度愈低而愈重，是以在冷區，高處之氣壓，較地面為輕，而熱區則高處之氣壓，較低處為重，等壓線之變更亦同此趨向。

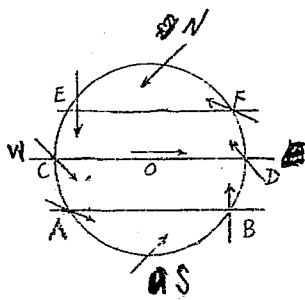
如上述之例，至一五〇〇公尺高，等壓線已非圓形，其中心則在地面最低氣壓之西北北，至三千公尺及四千五百公尺，則其低壓線型之變化尤甚，已不能成為合閉曲線矣。若聯各高度最低氣壓之點，成一直線，所得低氣壓直軸，絕對非垂直線。高處摩擦力小，風與梯度所成之角較地面為大，幾為九十度，故風向亦幾與等壓線平行，而等壓線本身，則趨向與地面之等溫線平行。且以近中心處為明顯。(觀 C, D 兩圖：D 圖中，尙有矢形，以示四千五百公尺高之風向，可見在低氣壓之南部有至明顯自西向東之氣流，在此氣流內，幾不能認別旋渦運動，只在其北部有之，亦已不動完全矣。若地面等壓線，不成為圓形，而為較無規則之形，則其結果，更為明顯矣。

由此觀之，可以證明低氣壓與真正旋渦，大有不同，以其各層上之運動，均不一致也。

- 一一六) 低氣壓對於天氣之影響及各種特別風：低氣壓對於天氣影響，異常複雜，蓋其關係至多，如地方之形勢，其地對於低氣壓中心路程所處之部位，及時令是也。其精細之點，姑先從略，

僅先及其重要者，以供學者之類推。

設有一地，冬季有一低氣壓，其中心自西而東，如此地在中心路程之南，如一百三十五圖之 AB 線上，觀圖可見低氣壓經過時，風向之如何分配。如前部 B 至該地時，先測得風向為南，漸向西南，而後達于西西北，設其地之風，以南西風為最濕，而熱，則低氣壓經過，氣溫必高，且因此濕空氣上升，而成大雨，其雨之降，必在風向西南與西之間，既中心經過後最短之期間，而氣壓開始上升時也。設其地以南風為熱而濕，則于低氣壓前部到達，氣壓開始低降時降雨也。



第一百三十五圖

若斯地在軌道之北，如 EF 直線上，則風向始為東南與東之間，繼而轉北，而至於西北，設其地仍以西南風為熱而濕，東南風為冷而燥，則其天氣始則冷而燥，中心過後，尚覺甚冷，惟空氣濕度甚高，因風轉北而西北，故多降雪。

若轉圓形，使 CD 為南北線，C 點向北，即謂中心路程自北而南，若某地居軌道之東，則見風向始為南，繼為東南而東。

如在同例，則天氣當必始為乾燥而冷，其居路程之西者，則見風向始為西而西北而北，其天氣必先熱而雨，繼則轉冷或降雪。

此類舉例，若按地方情形及時令，可以增加甚多，故用相同理想，即可推測低氣壓對於天氣之影響，依上述之例，可見低氣壓經過時，按地點所處中心軌道之部位，各有不同之天氣。因凡地點，風向與氣象各要素，有其相當之關係，因此關係，按地點不同而變，所以可按不同地點，不同時令，作所謂「氣壓風向」「溫度風向」等圖，即謂按某某風向相當之氣壓，與溫度繪成爲圖也。但自低氣壓之構造移動，及對於天氣影響之公例明瞭之後，此圖似不甚重要，因用此諸公例，較之用此諸圖所得風向與各氣象要素之關係，更爲明顯而完全也。

因低氣壓對於天氣之影響，是以各種特別之風，能令地方氣候，成一特性，如 Foehn, Bora, Mistral, Sirocco 等是也。

如有一低氣壓，經過中歐成一低氣團留滯於中歐附近地帶時，常見意大利氣壓增高而德意志之氣壓則低降，在此情形，必瑞士有南風被迫由 Aepe 南坡上升，而從其北坡下降遂生膨脹冷卻，與壓縮增熱之現象，當其上升南坡時，因膨脹而冷卻，

若濕度適合時，即凝結而降大雨，但在此情形之下，冷卻極緩，約二百十公尺至二百三十公尺減一度，而增熱則甚速，約一百〇三至一百〇四公尺增一度，所以下降之增熱較上升之冷卻，至少加速一倍，故空氣至瑞士山谷者，比在意大利為熱，此下降之風至熱而乾，即瑞士有之 Foehn 風也。以其溶化及蒸發之力，能使積雪於短時間消滅，且在冬季，能增加溫度十度至十二度，此種增熱現象，只在下降風之山坡見之，不能傳播甚遠。因一至平原，與地面相接觸，即冷卻也。故只在下降時，所經之山谷中，增熱耳。至 Foehn 之發生，必空氣於上升時降雨，若水汽冷卻凝結，而成為雲或霧，浮游於空氣之中，則在兩山坡等高度上，不能有極不同之溫度。瑞士之外，尙有此類之風，如北美之 Montagne Rocheuse 之東坡所謂 Chinook 風，既與瑞士之 Foehn 同其性質，在 Greenland 亦曾見此風。

Bora 為陸地之風，猛烈而乾冷，在 Istrie 海岸，及 Dalmatie 常見之，其成也，在冷季，其時氣壓在 Kalkan 增高，而在 Adriatique 及 Italie 低降，故在 Illyrie，風直接自大陸吹向大海，因內地至高故 Bora 亦為下降風，與 Foehn 相類，但為冷風耳。

其風所自來之 Bosnie，與 Herzegovine 兩地，冬季溫度極低，較之 Adriatigne 更低，故空氣下降之增熱，不足以抵償海陸兩地溫度之差，故風仍甚冷，Bora 風，在黑海東岸 Coccasse 山根亦見之。

Mistral 亦為猛烈乾冷之風，風向在北與西之間，而在法國地中海區域常見之。其時有一頗深之低氣壓，現於 Lyon 或 Gône 海濱，而最普通者，為法國北部或西部，氣壓高，而地中海西班牙與意大利間，氣壓低，依此狀況則風必自西北之間吹向法國南部，但此氣流受 Rhone 流域兩旁之限制，一面為中央平原，及 Cevenne 一面為 Alpes，故風自 Baugogne 及 Saone 下降，所經過之地面極大，及至 Lyon 以下，而尤以達 Valence 後，轉成狹流，其向適與山谷同，風力甚大，此本極冷之地，吹來之烈風，故愈向南方，愈覺其冷也。

Rhone 流域外，Mistral 亦在地中海法屬海岸見之，但不常有耳。在 Heraule 區，尤為特別，Mistral 直接來自 Cevenne，風向為 NW，雖為下降風，而仍甚冷，如 Adriatique 海運之 Bbra 風，其理由相同。

Siroco 風，發生於低氣壓經過地中海時，在非洲則氣壓頗高，在此狀況，則 Algerie 海岸，Tunisie, Sicile Basse

Italie，均爲自南向西南之風，此風偏向南，常挾 Sahara 之沙而來，Siroco 本甚濕，但若同時亦爲下降風，則可變爲極乾而熱之風，此特種情形，在 Sicile 而尤以在 Algerie 海岸爲最常見。其他之風，原爲南風，而熱，因下降之故，遂使溫度增高，而且極乾焉。

- (一一七) 熱帶氣旋風及颶風；熱帶之內，氣壓變化，甚有規則，其偶然之擾亂，均由低氣壓經過而成此熱帶低氣壓，即所謂熱帶旋風，而在中國海及日本海，則常稱之爲颶風。Typhoon。颶風與低氣壓，頗有相似之點，如其等壓線，大抵爲圓形，風均斜向梯度，北半球偏右，南半球偏左，空氣繞中心，成爲會聚螺旋形，北半球與時計針反向，南半球與時計針同向，有上升運動，因此之故，前次 1930 年香港遠東氣象台台長會議時，曾有提議廢去颶風名稱，而用低氣壓者，但實際上，此兩者之性質，亦有不同之點，自應分別論列，茲列舉一二如下：

△(一) 低氣壓所占範圍之面積，多比颶風爲大，低氣壓範圍占經緯度各二十餘度，至爲常見，颶風則占經緯度各十度者，已屬甚大，但低氣壓有小型者，其範圍則較颶風爲小，大概只能佔經緯度各四五度。

△(二) 以氣象圖上所表現之形狀言，則低氣壓多爲不規則之圓

形，等壓線較稀，至颶風則多為橢圓形，且均封閉，等壓線至多且密。因此而梯度在低氣壓範圍內者，比颶風為小，颶風之梯度，達五者（即每一公里差五公厘者）甚多見也。其中心之氣壓亦比低氣壓為低。

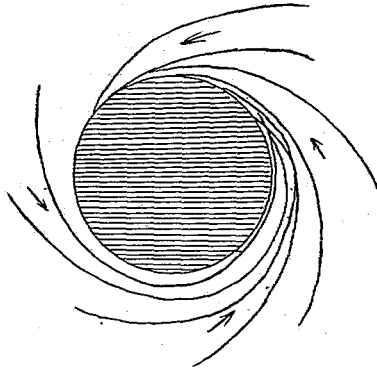
△（三）運行速率，低氣壓比較為大，低氣壓進行時，每小時平均約二十二海里，颶風進行時，每小時平均約十海里。因其往往在中途滯留不進也。但颶風至中緯度時，速度至大，每小時可達三十海里。其旋轉速率，則颶風較低氣壓為大，是以颶風之害，亦比較為烈也。

△（四）以發源地言則颶風與低氣壓，完全不同，熱帶旋風，或颶風，均發生於大洋，如北太平洋，東南部，Yap Guam 羣島，附近，菲律賓羣島，日本附近，中國海及南太平洋澳洲等，而低氣壓則發生於大陸。

在低氣壓，各方向之風力，愈向中心愈增，但至中心則反減小，且幾轉成靜風，此與風力與梯度之關係相符合，因至中心，氣壓極低，梯度亦極小，頗大之範圍中，幾乎均同，此現象在熱帶颶風為尤顯。其中心靜風區至為分明也。如一八六六年十月六日 Iles de Bahama 所見之旋風中心靜風區，為四十公里。一八八二年，馬尼刺所見之颶風中心靜風區之經過，只

十六分鐘。中心靜風區，係由於颶風範圍之小，及風力之大而成，空氣漸近中心，旋轉半徑減小，離心力增加甚多，所以風雖仍保存其向心分向，但愈偏向梯度，因其同時有上升運動，於到中心之前，已被挾甚高，而為上層分散氣流（低氣壓所有），所拋而向外。在颶風中，空氣之運動，與在低氣壓者，極相類似，在地面附近，空氣自各方面流入，而依螺旋線上升，雖均向中心，但因向心分力甚弱，故不完全達於中心，至相當高度，（下層雲）其運動完全為圓的，再高（卷雲高度）則轉成分散運動，空氣則被拋出旋渦之外，至中心靜風區之範圍，大抵在二十五公里至四十公里之間，而颶風之高度，最多能達十公里，有時且較小也。周圍中心之風，既甚猛烈，則必以機械力，漸漸將中心一份之靜空氣，挾之外出，依此理想，則可設想在中心區域因一部份空氣之外散，而有極緩下降之空氣補充之，或中心上空氣層之以漸下降。此種理想，雖均未能直接證明，但可用以解釋下述之現象。在風力極強之範圍，天空濃雲密佈且有極大之雨，因其適為上升氣流之區，但在中心之區內，則有時常見有短時間之晴天，無雲，此暫時之晴天謂之

暴風眼，第一百三十六圖，此爲希有現象，但可以上述中心下降之假定推測之，因兩者均爲特有之現象也。



第一百三十六圖

設有下降氣流，可以達於地面，則於此時，必見溫度增高濕度減小，但此現象至今日僅於一八八二年十月二日在 Manilla 月見之，中心經過時，溫度增高，自二十四度至三十度，濕度則自一〇〇減去五十三，數時之後，即恢復原狀，但溫度濕度，雖有增減，而天空則非完全晴天，惟雲較薄耳。

颶風周圍之風向，旋繞中心，北半球偏右南半球偏左，常存有向心之分力。熱帶颶風，發生之區，地球旋轉偏向力甚微，但因風力極強，旋渦之半徑頗小，離心力大，能將空氣拋之於外。

周近中心風之散按減增風之角度偏角

384 國立北京大學農學院氣象學講義

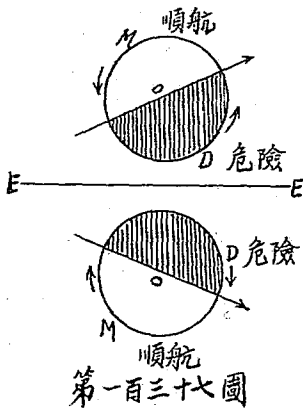
，而增風與梯度偏角之度數。此兩原動力之作用相反，故颶風中，風與梯度所成之角，與低氣壓所差無幾，但與中心距離度緯度有關。據 Bengal 海灣之觀測，北緯二十二度至五十度，距中心八〇〇公里為五十八度，八〇公里為五十七度，而自十五度至八度，則距中心八〇〇公里，為三十九度，颶口由已琉球島之調查，則偏角約為五十二度。而在中國海之觀測，約為五十九度。與上論低氣壓之下層風內外圈所成角度，頗相合也。

颶風對於航行，至為危險；不僅風力之強，即波浪之高，未甚可懼，尤以在中心區域，波浪極大，從各方騰集而至，海水騰湧，船舶遇之，至為不利，在熱帶內，若遇氣壓有不規則之低降，常為颶風將至之兆，若天空陰暗，風力強大，則甚至也，可無疑矣。當先測定中心路線之方向，以資防避，在旋渦運動完全為圓形之假定，設以面向風，則中心適在右方九十度（北半球）或左方九十度（南半球）（Buy Ballot 公例）但在低層大氣中，風有極大之會聚向之趨內，此例往往有誤，所以不宜用低層之風向，再用下層雲之方向較為適合，因其適為圓形運動也。

如取以上論低氣壓下層風分配之圖觀之，則見凡在中心軌道之

右邊，(南半球在左)風均向低氣壓之前部，所以航行，而風在其後，則必行入中心軌道之內，故名爲危險半圓，而其他半圓，風均向中心之後，名爲順航半圓。(第一百三十七圖)颶風區域中，風速愈向心愈加，但至颶風眼之緣，轉爲最小，眼中則爲靜風。據口由巴石垣島颶風之觀測，得距離中心不同地位之各風速如下表。

距離	3.54	3.00	2.54	1.04	1.44	0.95
風速	7.1	8.0	9.8	11.8	15.0	20.6



表中以百公里爲單位

。颶風內，風速最大

紀錄，爲一八八二年

，十二月二十日經過

馬尼刺之颶風，達每

秒五十四公尺，一九

三四年九月二十一日

經過大坂之颶風，每

秒達五十六公尺。

一百年前好成績每十秒

颶風至大陸時，風災之外，尚有水災，海上波濤爲風所挾而至

陸地，低窪之地，全為水淹，水之高可達數公尺一八七六年十一月一日 Bengal 海灣所遇之颶風，行至 Magna 河口，低地及海島，均被水淹，其高度達五至八公尺東方各地，均為海水淹沒，西北方及西方之地，則河水因海水所遏阻而漫延，洪水之區，面積約七八〇〇平方公里，淹斃人口為二一五〇〇〇。福州下游各縣，如閩侯，長樂，連江每年颶風時期，多有洪水，亦即此故也。

(一一八) 低氣壓與颶風之次數及其路程：若於圖上，以每次低氣壓，或颶風中心所占之位置，以線聯之，可見其有相當之不規則，但就統計言之，則有一定路程焉。

Koppen 曾製一圖，以示北大西洋低氣壓之平均次數，及其軌道，觀圖，可見低氣壓之分配，頗不規則，緯度三十五度以下甚少，有數區 則低氣壓次數之多，至為明顯。其數有七，(一)美洲大湖區域，(二)Terre Neuve 之西南區，(三)大西洋北緯五十一經度西四度，(四)Davis 海峽，(五)間於 Island 及 Greenland 海面(六)北海沿挪威海岸，(七)丹麥及瑞典之南部。

在此七區，每年至少有三十次之低氣壓，尚有三區，次數較少，其數在二十與二十五之間。(一)Iles Britanique (二)

Golf de Gène (三) Adriatique 海之北半部。

至其路程最多，在美洲略高在緯度四十五度以上，方向大抵自西而東，至達 Terre Neuve，有上升向北而沒於 Davis 海峽者，有折向北東，以至 Island 之附近，或繼續向東北，以至挪威北部，有下降從北海以至丹麥及 Baltique 尚有軌道，較少經行者，則自美洲海岸開始，經大西洋而過，但較前者為向南，滯留於緯度四十五度以下，以達西經四十五度，既而上升，經 Iles Britanique 及那威。至低氣壓中心之自 Ile. Britanique 或法國，直達至歐洲，見於緯度五十五度以下者，甚少見也。

至於東亞低氣壓之發生區域，則在東亞大陸，大概可分四大部分：(一)西伯利亞，(二)中國北部蒙古黃河流域，(三)揚子江流域，(四)中國南部即揚子江以南。

茲以東亞地圖，分為二十五區，其範圍自北緯五度至北緯五十五度，東經一百零五度至東經一百五十五度，每區經緯度各十度，自民國九年至民國十八年十年間，計各區發生及經過低氣

壓之次數，得每月統計表如下。

觀表可見低氣壓發生，以第十八區，（北緯 25° 東經 115° 至 125° ）十九區，（北緯 35° 至 45° 東經 115° 至 125° ）二十三區，（北緯 25° 至 35° 東經 105° 至 115° ）二十五區，（北緯 45° 至 55° 東經 105° 至 115° ）爲最多，總計佔全年百分之六十弱。低氣壓經過區域，則以第五區，（北緯 45° 至 55° 東經 145° 至 155° ）第九區，（北緯 35° 至 45° 東經 135° 至 145° ）第十三區，（北緯 25° 至 35° 東經 125° 至 135° ）第十四區，（北緯 35° 至 45° 東經 125° 至 135° ）爲最多，其次則爲第四區，（北緯 35° 至 45° 東經 145° 至 155° ）第八區，（北緯 35° 至 45° 東經 135° 至 154° ）第十八區，（北緯 25° 至 35° 東經 115° 至 125° ）第十九區，（北緯 35° 至 45° 東經 115° 至 125° ）。

依表則二十五區，與十八區，二十三區，冬季發生次數，均比夏季爲多，惟十九區與二十四區則冬季比較爲少。

東亞各區每月發生颶風次數統計表

定區	月												份	年	
	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二			
1						0.1	0.1			0.1					0.3
2								0.2							0.2
3															
4															
5															
6	0.3	0.13	0.1	0.3	0.4	0.6	2.1	2.6	2.2	2.3	1.0	0.4			12.4
7						0.1	0.6	0.9	0.5		0.2				2.3
8							0.1								0.1
9															
10															
11			0.1		0.2	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3			2.1
12					0.1	0.2	0.4	0.4	0.6	0.1					1.8
13								0.1							0.1
14															
15															
16												0.1			0.1
17			0.1			0.1		0.1							0.3
18								0.13							0.1
19															
20															
21					0.1			0.1	0.1						0.3
22						0.1									0.1
23															
24															
25															
總計	0.3	0.13	0.3	0.3	0.8	1.3	3.6	4.7	3.7	2.8	1.6	0.7			20.2

各區每月發生低氣壓次數統計表

定區	月												年
	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	
1	0.7												0.1
2							0.1		0.1				0.2
3													
4													
5													
6	0.4	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	2.4
7		0.1						0.1	0.1	0.3			0.6
8	0.1	0.2	0.4	0.1		0.1	0.1			0.1		0.2	1.3
9					0.1		0.2			0.1			0.4
10	0.1	0.1	0.3		0.1			0.4	0.1	0.4	0.1	0.1	1.7
11	0.1	0.1				0.1		0.1		0.1		0.2	0.7
12		0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3				1.7
13	0.5	1.3	0.5	0.7	0.5	0.2		0.2		0.1	0.6	0.3	4.9
14	0.4	0.1	0.1	0.5	0.4	0.1		0.3		0.3	0.5	0.2	2.9
15	0.1	0.2	0.6	0.6	0.4	0.6	0.1	0.4	0.6	0.3	0.4	0.2	4.5
16			0.1				0.1	0.1		0.1	0.2		0.6
17	0.1	0.1	0.1	0.2	1.2	0.3	5.2	0.5					2.7
18	1.5	1.0	1.8	1.8	2.4	2.3	1.0	0.6	1.1	0.7	0.8	1.8	17.7
19	0.7	1.4	1.5	1.7	1.1	1.3	0.8	0.5	0.8	0.7	1.0	0.7	12.2
20	0.4	0.3	0.5	0.6	1.0	0.5	0.7	0.5	0.2	1.0	0.6	0.5	6.8
21							0.1			0.3	0.1		0.6
22	0.1	0.2	0.6	0.6	1.0	1.3	0.4	0.9	0.1		0.1		5.3
23	1.7	1.3	1.7	1.5	1.4	1.4	1.0	0.4	0.3	1.0	1.7	1.3	14.7
24	0.3	0.4	1.5	1.0	1.0	1.3	1.0	0.3	0.2	0.2	0.2	0.5	7.9
25	1.2	0.4	1.3	2.5	2.5	2.3	1.7	0.4	0.3	1.1	2.1	1.4	17.2
總計	7.8	8.5	11.5	12.1	13.6	12.1	7.8	6.0	4.5	7.0	8.5	7.7	107.1

各區每月經過低氣壓次數統計表

緯度	經度E	緯度N	月												年		
			一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二			
1	145-155	5-15															
2	145-155	15-25						0.1									0.1
3	145-155	25-35	0.7	1.2	1.0	0.9	1.0	0.8	0.1	0.1	0.3	0.3	0.4	0.5			7.3
4	145-155	35-45	3.8	3.2	3.9	3.2	2.0	0.8	1.0	0.4	0.3	1.4	2.4	2.3			24.7
5	145-155	45-55	1.9	2.8	3.6	3.7	2.9	1.7	1.8	1.4	1.6	3.2	3.1	3.0			30.7
6	135-145	5-15															
7	135-145	15-25						0.4	0.2		0.1	0.2		0.1	0.2		1.2
8	135-145	25-35	2.0	3.0	2.2	2.7	2.4	1.8	2.0	0.5	0.7	0.6	1.4	1.3			18.8
9	135-145	35-45	4.0	3.4	4.0	3.4	3.6	2.5	1.4	0.5	1.2	2.6	3.3	3.4			33.3
10	135-145	45-55	0.5	0.7	1.7	2.1	1.7	1.1	1.7	0.7	1.2	1.5	1.6	1.1			15.3
11	125-135	5-15	0.1				0.1		0.1	0.1	0.1		0.2	0.2			0.4
12	125-135	15-25	0.2	0.1	0.2	0.2	0.8	0.5	0.3		0.2			0.1			2.6
13	125-135	25-35	2.1	2.8	2.8	3.1	3.6	4.3	0.9	0.5	1.0	2.8	1.8	2.9			29.1
14	125-135	35-45	2.2	2.0	3.5	3.8	3.3	2.3	2.0	1.3	1.3	2.6	2.8	2.5			29.6
15	125-135	45-55	0.3	0.3	0.8	1.6	1.2	1.6	2.1	0.7	1.2	1.5	1.1	0.8			15.2
16	115-125	5-15		0.1					0.1	0.7		0.2	0.2				0.7
17	115-125	15-25			0.1	0.1	0.5	0.9	0.2	0.8			0.2				2.6
18	115-125	25-35	1.8	1.5	1.8	2.4	2.7	2.2	0.8	0.7	0.3	0.7	1.3	1.4			17.8
19	115-125	35-45	1.5	1.1	2.4	2.7	2.4	2.4	2.8	0.7	0.4	1.0	1.1	1.0			14.3
20	115-125	45-55	0.3	0.3	0.5	1.1	1.3	1.1	1.6	0.1	0.5	0.8	0.9	0.6			9.3
21	105-115	5-15	0.1			0.1							0.1				0.1
22	105-115	15-25				0.1	0.2	0.9	1.0	1.2			0.3				3.7
23	105-115	25-35			0.2	0.3	0.3	0.7	0.7	0.2					0.2		2.5
24	105-115	35-45			0.1	0.1	0.5	0.7	0.4	0.1		0.1	0.3				2.5
25	10-5115	45-55			0.1			0.2	0.1	0.1			0.2				0.7
總計			22.2	22.5	28.6	31.0	31.0	26.5	19.3	10.3	10.5	17.3	22.8	21.4			264.0

岡田武松所作十年統計，分發現區域爲四區，列表如下。

月	份	域	區	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	年
發	西伯利亞	(25)		2	16	13	16	12	2	2	2	9	6	27	28	154
生	中國北部	24-15		1	4	4	6	5	4	10	6	4	4	4		52
區	長江流域	(13)		18	13	17	18	15	19	12	1	5	9	11	14	152
域	中國南部	(23)		23	5	5	8	6	5		1	3	1	3		40

此表按時令之分配，大略與上表相同。

美國所謂一八八二至一八九一年十年間之統計，如下表，

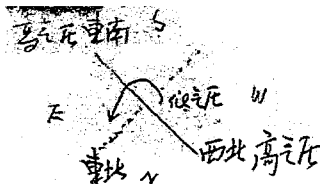
月	份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	年
次	數	63	62	69	50	49	33	45	47	42	54	52	71	637

Angot 所作大西洋中，自北緯四十五度至六十度間，每百次暴

風按月分配之數，列表如下：

月	份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
次	數	20	19	11	5	2	2	2	3	2	6	13	17

以其路程言，則凡自中國北部發生者，多向南東行，而後折向東入海，而趨向日本東北，間有直向東北，移入俄國沿海州而入 Okhosk 者，其自長江流域發生者，則始向東北，經朝鮮海峽而入日本海；終亦趨向日本東北。



國立北京大學農學院氣象學講義 393

至此低氣壓路程，必自西而東，因當其發生時，往往夾居於西北與東南兩高壓之間，其西北之高氣壓力量甚強阻力甚大，而東南部之高氣壓較為微弱，風力較小，風向對於此低氣壓，亦多為分散之勢，此亦合于 Guilbert 低氣壓趨向弱點移動之例，故有此一定趨向。如民國十八年八月十七日，長江流域發生之低氣壓，其時貝加爾湖區域高氣壓至強，中心為七百七十二公厘，西北風強，而其前部太平洋之高氣壓，中心只七百六十四公厘，風向多向西或向東南，而日本東北，尚有低氣壓適為弱點，故此低氣壓，沿長江向東，經東海而至九州直達千島羣島。

低氣壓進行之速度，極為不同，即同一低氣壓，此時與彼時，亦各有異，因有時經若干時滯留，而後又急速移動也。但雖無一定之規則，而其平均之速度，則仍甚明顯。低氣壓進行之速度，在美國比大西洋大，大西洋比歐洲大，如在美国，每秒十一公尺七，大西洋每秒七公尺八，歐洲每秒七公尺四。即每小時四十二公里二十八公里二十七公里也。此速度亦按季而異，冬比夏季為大，歐美之平均速度，依季之變化如下：

美 冬每秒十三公尺六 夏每秒十公尺三

歐 冬每秒八公尺 夏每秒六公尺七

冬快夏慢

至東亞低氣壓進行之速度；亦按區域及時令而不同。

岡田武松有分區之十年間統計表，茲列之如下，以供參考焉。

表中以每小時若干公里為單位，至各地低氣壓之速度按季分配列表如下：以資比較。

月 份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	年
西伯利亞	41.8	38.8	38.5	42.6	37.5	36.5	29.3	43.6	43.6	35.9	45.2	44.4	40.0
中國北部	51.1	41.3	41.7	44.5	41.8	42.6	35.5	31.4	45.2	50.5	47.2		42.2
長江流域	51.8	43.9	40.4	39.2	35.5	34.0	34.9	32.5	32.2	42.0	37.3	58.9	38.6
中國南部	41.6	49.6	49.6	40.6	37.2	39.4		40.6	40.2	58.5	61.1		45.6

地 名	東 亞	美 國	西 歐	俄 國	北大西洋	白令海
冬 季	48.6	56.2	28.8	38.7	29.5	30.6
春 季	40.8	44.3	25.9	33.1	29.9	30.6
夏 季	32.7	39.3	23.8	26.8	26.6	37.1
秋 季	44.6	44.3	29.5	34.6	29.9	33.5
全 年	41.1	46.0	27.0	33.8	29.0	32.9

觀表可見東亞美國及俄國，冬季速夏季緩，西歐北大西洋，秋季速夏季緩，白令海夏季速冬季緩。

颶風之次數與軌道，與低氣壓頗有不同，颶風之成，多在熱帶靜風區，其運行與大氣運行之方向，大概相同。即自東向西也。前論大氣運行時，已云，恒風非繞地球成一聯圓圈，而

為大陸所隔斷，在太平洋，大西洋成一大旋渦運動之赤道支流

，其西支流自赤道

上升向兩極。各大

海中，常有此圓運

動，設颶風循此道

行，而有相當之時

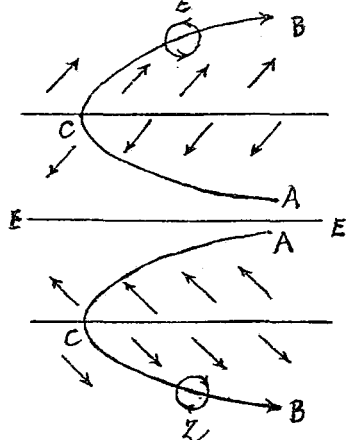
間，必折向右，（

南半球向左）而成

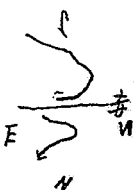
一拋物線形，所以

颶風在赤道緯度三

度至十二度間，多向西及西北行，至緯度二十度三十度間，折



第一百四十圖



向東，或東北，成

一拋物線形，南半

球則始為西，及西

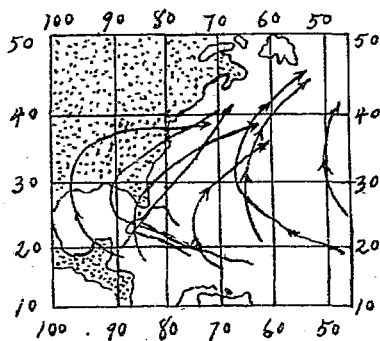
南至二十度二十五

度折向南及東南，

亦成一拋物線形。

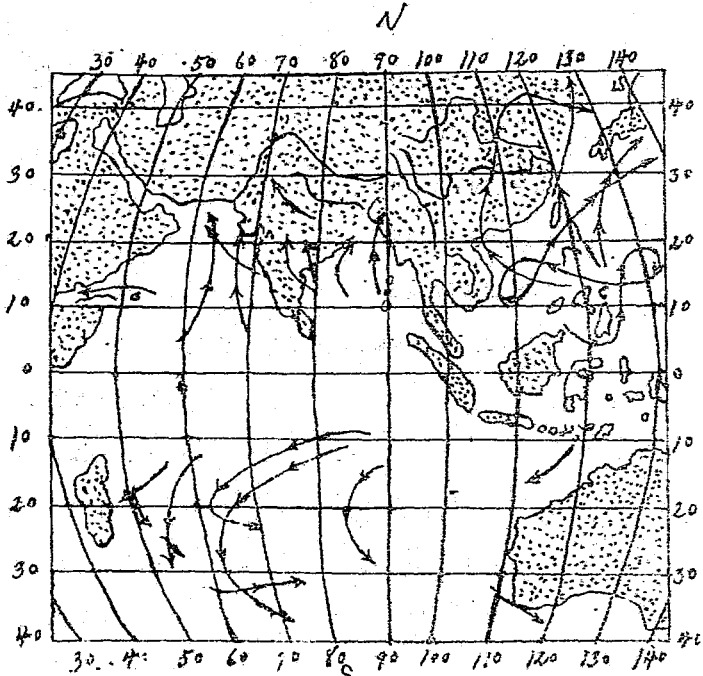
（一百四十圖）

觀大西洋颶風軌道



第一百四十一圖

圖(第百四十一圖)及印度洋中國海颶風軌道圖(第百四十二圖)與一月至十二月東亞颶風軌道圖(第百三十九圖1至2)均見此拋物線形,但此形,亦非每次颶風均有之,有時亦成一直線有時亦繞成數曲焉。



第百四十二圖

東亞之颶風,發生之後,其運行之方向,則因時令不同而異其

初均向西北移動，但一、二、三、四等月，則盤旋於太平洋東南隅，不易向其他方向發展，五月，則有西向入安南者，六月以後，路線漸歧，其始仍向西北，但在球球羣島，往往有相當之滯留，以後有西向入安南者，有東折入日本者，亦有趨向南海岸登陸者，七、八、九等月，路線之趨向，更爲複雜，其至中國海岸者，往往北向，至高緯度，始折向東及東北而入日本海，趨向庫頁島之東北。十月以後，則在中國海岸登陸者甚少，折向東北仍入日本者爲多，且有西行經菲律賓而入安南者。十一、十二兩月，則有西行經菲律賓羣島後，又東折而入父島附近。至各區經過次數之多寡，則第十二區經過爲最多，因颶風發生後，必先向西北，此區爲必經之路，而在此區，則七、八、九、十等月，經過特多，因此數月間，高氣壓移入東方，西方大陸氣壓微弱，適合于 Gulbert 所謂弱點，故必經此而行，以便直趨向西而入大陸，或折向東，緣高氣壓之邊，而入日本。其次多數之區，爲第十七區，（東經 115° 至 125° 北緯 15° 至 25° ）即 Baljnton Channal 之區，亦爲颶風向西必經之路，故七、八、九三月，所經過之颶風爲獨多也。其次則爲第七區，（北緯 15° 至 25° 東經 135° 至 145° ）則以近發源地故，任何時間，均有颶風侵入之可能，若冬夏兩季，颶風盤旋於

太平洋或東北向日本，亦以該處氣壓力弱，而成爲弱點所致也。

颶風發生必向西或西北進行，茲列一表以示自七月至十一月，其偏西偏西北之度，表中之度數，自北向西計算，可見八月最偏北，十一月最偏西。

月 份	七	八	九	十	十一	平均
方 向	45°5	45°9	49°9	59°3	65°8	53°7

至颶風達何位置，始轉向，亦各月不同，茲亦列一表如下：

月 份	七	八	九	十	十一	平均
北 緯	27°7	27°7	27°3	21°4	19°2	24°7
東 經	122°5	126°4	130°0	127°8	124°4	126°2

美國 Ganiot 氏，對於北大西洋颶風轉向位置，有統計表如下：

月 份	六、七	八	九	十	平均
北 緯	28.0	30.0	28.0	25.0	28.0
西 經	87.0	83.0	81.0	80.0	83.0

至於颶風之次數，亦按季節而異，以熱季之末爲較多，因是時，恒風下界，與赤道靜風圈原均止升離赤道極遠，而方始下降

，故北半球颶風，以七八九十等月為最多，南半球則一二三等月為最多，至 Bengal 海灣與 Orman 海兩區，似在此例之外，則春末秋末有兩最多，但以大氣運行言，此區域具有特性，蓋以夏冬之季風易固定之恒風也。在海面颶風之生，適當季風交換之時，是時大氣之循環尚未顯著，造成而有期間頗長之靜風焉。由此觀之，在各區域颶風之生，多在靜風最多之期，而颶風亦似發生於靜風圈焉。

Angot 氏，曾將颶風最多之區，分為六區，(一) Antille，(二)中國海，(三)Golf de Bengal，(四)mer d'Orman，(五)南印度洋，(六)南太平洋，統計其按月發生颶風次數，列表如下：

區 域	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
Antille	2		3			2	13	27	24	19	6	3
中國海	1			2	4	6	19	22	26	11	6	3
Golf de Bengal	2		1	8	18	9	3	3	5	27	16	8
Mer d'Orman	3		1	15	20	28		2	5	7	6	3
南印度洋	24	25	18	12	4	1				1	5	10
南太平洋	20	19	28	5	1				1	1	4	12

茲仍以分區辦法，作東亞各區發生次數之統計得表如下：

定 區	月												
	一	二	三	四	五	六	一	二	三	四	五	六	
1													
2												0.2	
3													
4													
5													
6	0.3	0.7	0.1	0.3	0.4	0.6	2.1	2.6	2.2	2.3	1.0	0.4	1.4
7						0.1	0.9	0.9	0.5		0.2		2.3
8							0.1						0.1
9													
10													
11			0.1		0.2	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	2.1
12					0.1	0.2	0.4	0.4	0.6	9.1			1.8
13								0.1					0.1
14													
15													
16										0.1			0.1
17			0.1			0.1		0.1					0.3
18								0.3					0.1
19													
20													
21					0.1			0.1	0.1				0.3
22						0.1							0.1
23													
24													
25													
總計	0.3	0.3	0.3	0.3	0.8	1.3	3.6	4.7	3.7	2.8	1.6	0.7	20.2

按表可見颶風發生最多之區域，為第六區，（北緯 5 至 15° 東經 135° 至 145°）約佔全年百分之六十強。其發生次數自五月起以漸增多，八月為最多，以後則以漸減少，至二月則十年間只民國十六年徐家匯天文台氣象圖上有之，尙有少許發展，實則可謂二月北太平洋，絕少颶風發生，其發生最多之第六區，以七八九十四個月為最多，佔全年總數百分之七十五弱，若以各區此數月所發生之總數言，第六區至少亦佔百分之五十五強，且有至百分之八十者，其全年均有颶風發生者，亦只有第六區一區。

茲再就亞東之統計，與英國 E. V. Newnham 夫人所作其他各地之統計，亦可得下列一表：

區域	年數	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	年
東亞	10	3		3	3	8	13	36	47	37	28	16	7	202
西印度	44					1	8	9	39	54	45	4		159
Bengal 灣	36				7	21	22	65	55	70	51	37	17	360
亞刺比亞海	23	2			2	5	11	3		2	10	8	2	45
印度洋	70	113	115	98	68	25	3	2			7	23	58	522

至颶風之速度，亦如低氣壓，變差極大，然較之低氣壓，則尙較小。東亞之颶風，向西北而行後，往往滯留不進，而轉向之

後，則速率增大，進行亦甚速，故平均計算速率不大，若分兩節計算，則可見轉向前後之不同。

就 Typhon 與印度洋之 Cyclone 及大西洋之 Huricane 各月速率之分別列表如下。

月 份	七	八	九	十	十一
Typhon $\frac{\text{Km}}{\text{H}}$	33.7	22.1	25.1	27.5	23.6
Cyclone	8.0	9.0	8.2	11.9	10.3
Huricane	18.3	19.4	2.20	21.0	

(一一九) 低氣壓與颶風之造成：關於低氣壓與颶風造成之學說至為繁多，

至今日尚無一定之確論，因每日所造之天氣圖，時間有限，地點亦狹，此時所見之低氣壓，是否已成於某地或某時，有時尚難有確實之決定，所謂證據缺少，難求精確之證明也。

就各學說中綜合之，大低可分數類，分別說之如下：

(一)熱源學說，此說之成功，由於 Espy 及 Ferrel 兩氏，謂暴風之造成，由於地面下層，附近兩地，溫度之差，其說簡要如下：設在一區域內，如海面者，其空氣濕而靜，若其範圍之內，氣溫較其周圍地點為高，即成所謂熱中心，而發生一

低氣壓，因受地球旋轉之影響，故成爲旋渦運動，在此旋渦內，下層有向心之向，(輻合風)上層有離心之向，(輻散風)中隔一中性平面，其在熱中心，卽有上升之向，若空氣乾燥，則此旋渦之存在，不過少許時間，因空氣之運行，適所以調和溫度。設上升空氣，有相當之溫度，則必達其他和點，而凝結當在高度不大處開始，自此時始，濕空氣上升而飽和，其溫度之低降必較緩，則其中心之溫度，必較其周圍同高度處之溫度爲高，遂成一種之氣流，其運動繼續不斷蓋因濕空氣凝結，而時有散熱故也。

試舉一例，以爲左證，設有一地，空氣平靜，地面之溫度，爲二十度，其溫度依高度之遞減，約一百公尺減 0.6° ，與平均之遞減平均率相近。在此地之中部，有一部分，濕度爲九十，溫度爲二十五度，其他情形均同，在此中心之上，發生一上升氣流，其溫度之遞減率始爲每一百〇四公尺減一度，至二百二十二公尺，已達飽和點，水氣凝結，而溫度之遞減率變小，依計算所得，其中上升氣流之溫度，與其周圍之氣溫之比較如下表。

高 度	0 m	200 m	500 m	1000 m	2000 m	3000 m
氣 上升	25.0	22.8	21.6	19.4	15.0	10.5
溫 周圍	20.0	18.7	17.0	14.0	8.0	2.0
較 差	5.0	4.1	4.6	5.4	7.0	8.5

觀表，可見上升空氣，與周圍空氣溫度之差，依高度而增加。

依此情形，則此現象自能持久，故此類凝結如在氣機焉，實為旋風發展能力之源也。

節言之，依此熱源學說，則暴風之成均在靜風之區，其中心之部，地面溫度，較其周圍為高，惟此旋渦運動能擴散而持久，必其升空氣濃度大，而能有多量之凝結。此熱源學說，似對於解釋熱帶暴風，為適宜，因颶風之旋渦運動，亦輻合在下層，輻散在上層，且常有大雨隨之。且以此解釋周年颶風次數之分配，亦合宜，因颶風之成，既多在靜風區域，則其發現也，亦當以靜風偏勝之時為最，是以在熱帶區域，颶風均以夏末為最多。而在季風區域孟加拉灣，有雨季之靜風，在季風交換之時，亦有雨季之颶風也。

且熱帶以內無靜風之區，則無颶風，此所以赤道南大西洋，無

颶風，因大西洋上，熱帶靜風區，均在赤道以北也。且在赤道上，亦無颶風、因地球偏向之作用爲零，故不能成旋渦運動也。

(二)力源學說：熱源學說，對於解釋一部分之熱帶旋風，至爲適宜，至於中緯度之低氣壓，或熱帶旋風，發生於通常發生期之外者，則似均不適合。蓋此類低氣壓之次數，及強度，均以冷季爲勝，則凡熱源學說所需之要素，均不克實現，故當以大氣循環爲最有能力，而凡熱帶旋風，所由成之靜風區與高氣溫，均無從遇見也。若論溫熱之區，如 Go'f de Gene，其低氣壓之造成，似可以熱源學說爲解釋，若置之大西洋與美國則均不宜矣。且尙有一確證，與熱源說相反者，則此說之主要，謂低壓中心，爲熱中心，溫度較其周圍氣壓高處爲高，而就高山與汽球及風箏之觀測所證明，則除直接地面，附近氣層外，其他氣層，低氣壓之全質量，平均計之，多較氣壓高處之範圍內，溫度爲低也。

因此而有力源之說，此說首創者爲 Faye，據其所見，則低氣壓與颶風旋渦之軸爲垂直的，發生於高空之中，而下降於地面，其旋轉運動，與水面之旋渦相類。其發生也，由於大氣中，相傍切兩氣流，速度之不同，其發生及存在，均在高空之中，

凡附近地面下層氣流，所有之影響，均不能波及之。但此學說

，反對者甚多，其重要之說如下：

設風暴成於大氣運行之氣流中，而爲所挾帶，則地面上任一點，其風之速度，應等於旋轉速度與運行速度之合力，此種理論之不合於實測，前已論及之矣。（一一五）

欲低氣壓之能持久，必於任一時間，其空氣量之至低氣壓出者，等於其入者，設在低氣壓軸內，空氣爲下降的，則下端繞中心之風，必爲分離風，但在下層所見者，多爲會聚的，其圍旋者少，而分離者從未之有也。

大雨均由上升氣流發生，前已詳說及之；故低氣壓與颶風，若爲下降氣流所生，則大雨不能存在。

在流質中旋渦之發生，必其相附兩流，速度不同，此旋渦之旋轉方向，則無一定，依左流或右流之速度孰大而定，而低氣壓與颶風，則不然，其旋轉有定向，且與地球之旋轉，適相符合。

水流所成之垂直旋渦，其範圍至小，其高度與其徑相倣，而存在亦甚暫，似不能與低氣壓及颶風相比擬。因其所占範圍有時達一〇〇〇公里至二〇〇〇公里，其高度比其徑至少小二十倍。且此兩氣流速度之不同，何以能使此旋渦持久至數星期，經

行四分之一地球圓圈之徑，而有而不規則之軌道，則尤難索解也。

依此種種觀念，則似不能以力源學說，釋低氣壓與颶風之造成，但就其他方面言之，則亦有相當之理由。

依雲之觀測，及汽球之探測，常見大氣中，有相疊或相附兩氣層，其運行，溫度，濕度均絕對相反。則此層至彼層，有不穩定之現象，依情形之不同，則兩氣層相接觸處，所發生之混合，遂有穩固與不穩固兩狀況。如冷燥氣層，在熱濕氣層之上，則必有不穩固之狀況，設兩相疊氣層，在穩固狀況中，則兩氣層之摩擦，僅成大氣中之氣浪，有數種之雲。即足表示此種氣浪之存在，其混合亦無如何發展，兩氣層仍為分立的。

設在不穩固狀況中，則有一點開始混合，必繼續次第傳播，有時且甚猛烈，在此情形，上升氣流，可以發生氣壓低降，而有大量之水汽凝結。設數小時後，此不穩固之狀況復生，而其他情形依然存在，則氣壓之低降，必更加甚，因地球旋轉之作用。遂繞此低氣壓，成一旋風運動，無論其原因如何，均有分離風在上，會聚風在下，上升氣流在中心，設吹向中心之空氣，其溫度與濕度適合，則此低氣壓，可以久存。

關於低氣壓之運行及存在，兩學說頗有相近之點，所異者，則

低氣壓開始之源耳。熱源學說，則低氣壓之源，即在地面，由於附近兩地溫度之不同，而在力源學說，則低氣壓由於相附或相連速度不同之兩氣層，其溫度與濕度適合而成，則其起點在兩氣層相接觸之區，必與地面相距有相當之高度，但此高度，不能甚大，因愈向高空，此兩氣層不廣續性之機會愈少也。不廣續性之原因，以冬季為較易遇見，因冬季兩極與赤道，海洋與大陸，溫度濕度之差均數大也。力源學說，如上所說者，足用以解釋低氣壓，以冬季較多或較強之原因，且可以證明何以有數地點，常有低氣壓發生，因此地點地理之關係，常遇溫度濕度不同之相隔兩氣層也。

節言之，低氣壓與颶風，造成之源常不僅一端，有時熱帶內颶風與熱源學適合，有時熱帶及中緯度之颶風，與低氣壓，則又由力源學說所造之因所發生，實則高層測候不甚發達，是以不能為之確定也。

據最近之研究，似乎地面氣壓之變化，與對流層低氣壓之變化有關，常同一趨向，同一大小，是以對流層底氣壓及氣溫之變化，對於地面氣壓之高低，有極大之作用，此自為極有價值之理論。但實測太少殊難確定。

三、極端學說：極端學說，創自挪威地學研究所 Bjerknes

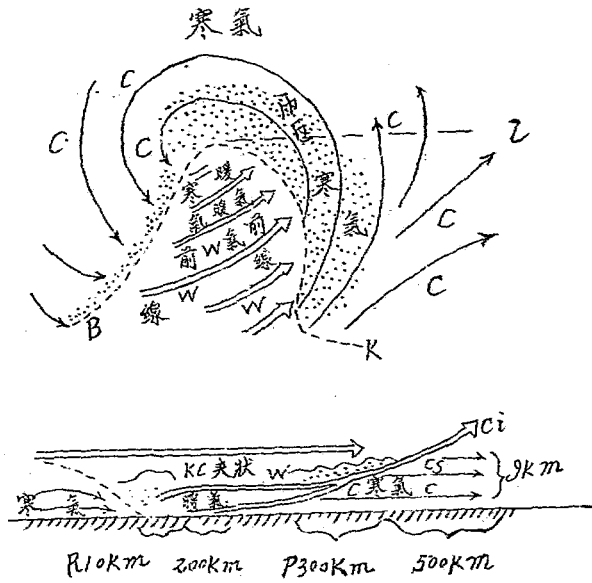
教授，因歐洲大戰時，英國氣象報告，爲軍事關係，秘而不宣，挪威之天氣報告，大感困難，因而增加測候所，以爲獨立研究及預報之資，原有頭等測候所八處，竟增至九十處，而此極面學說，卽由此研究所得之結果也。

依極面學說，則低氣壓之構成，由於兩種來源不同，溫度相殊，氣流之相遇，其組成之低氣壓，卽如圖中所示，關於圖之詳細說明，所謂不展續面，熱面，冷面等，前於論雨之成因時，已詳說之，可不再贅，茲僅依 Bjerknes 之觀念論低氣壓之所由成。

觀第一百四十三圖，卽見兩不同之氣流，足以造成一低氣壓，因冷空氣之在熱面前部者，與輸入低氣壓後沿者，相同，而於此處爲西風。

若按圖中之剖面，而探討低氣壓之等過，卽可立見氣壓之變化，當如下述。當熱面到達之時，氣壓繼續低降，因在其地上之冷空氣氣團減少，當熱部經過時，氣壓常定，自冷面始，氣壓繼續增高，因在此地上之冷空氣氣團增多，所以氣壓之變化，爲一低減，一平定，一增高，而據觀測所得。則此變化姿態，至爲常見，且依熱部之形，而見漸近低氣壓中心，此平定部份愈短。

至於氣溫之變化，若能將週日變象之影響消去，則可見熱面經過時，氣溫驟增，在熱部中。氣溫常定，冷面經過，氣溫驟降。



第一百四十三圖

此現象雖常見，但亦常為日中增熱夜間冷却之變象所混亂耳。關於極面學說，Bjerknes 之理論，均按歐洲情形立說，若以應用於東亞，自有不同之點。歐洲西濱大西洋，而北半球寒極

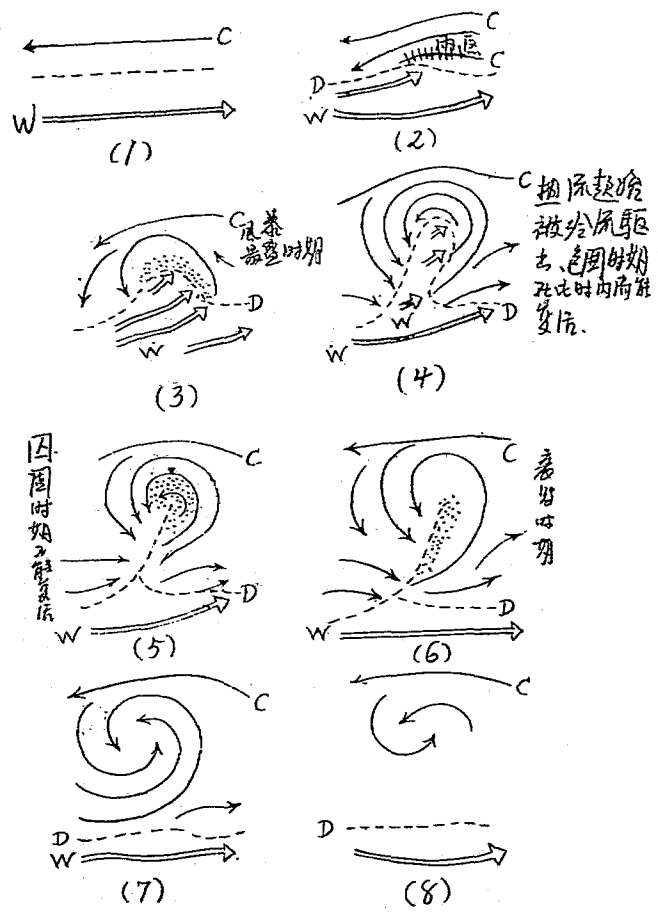
之西伯利亞，在其東北，故一年中之平均，以東北風爲最乾冷，西南風爲最熱濕，我國東濱太平洋，西伯利亞乃在西北，故以西北風爲最乾冷，東南風爲溫濕，此則地理之關係，不可不注意也。

極面學說，雖造成於 Bjerknen 但實非其始創，十九世紀中葉，德國氣象家 Dove 已有此種設想，Dove 之說，謂地球上，赤道溫度爲最高，南北兩方，乃各有恆風，吹向赤道，達赤道而後空氣上升，在高空又流向兩極，是爲反恆風，及至回歸線附近，此氣流乃重復下降，一部份吹向赤道，又成恆風，一部份則吹向兩極，成爲溫帶中之西南風，卽溫帶中之暖流，此流在溫帶中，保持其固有之溫度，與濕度，在溫帶中，勢足以與暖流相匹敵者，爲來自兩極之寒流，其空氣乾而冷，溫帶中天氣之所以陰晴不常，時冷時熱者，皆由此兩流。兩者互相爭雄，循環消長，寒流勝則天氣晴朗而多寒，暖流強則雲雨交作而溫和，此與極面學說雖情形不同，而大致相近。

但 Dove 之恆風與反恆風，互相循環之說，爲後人所不取，故其風暴學說，亦遂被棄不道，以後德國學者，Von Helmholtz 亦主張是說，且甚有所建白，其說謂極流（寒流）與赤道流（暖流）之間，顯然有不連續平面之存在，此平面雙方之風

向，溫度，濕度，既各不同，於是相激相盪而成旋渦，是即風暴之開端也。

Bjerkness 以觀測成績，參之 Dove 及 Helmholtz 學說乃成極面學說，所謂極面者，即一不廣續面，介在暖流與寒流之間者也。Bjerknes 謂，赤道附近，空氣上升，在高空中，則流向兩極，在兩極則空氣下降，迨近地面，則吹向赤道，因地球自轉之故，風遂改其方向，成為地面之恒風，與高空之反恒風，而極面即介於其間，此與 Dove 之說，如出一轍，特不主張恒風與反恒風之互為循環耳。Bjerknes 又謂，兩極附近，天氣嚴寒，而尤以南冰洲與格林蘭為最，此二地為寒流之製造所，赤道流至此，即可變成極流。寒暖二流相觸之平面，自兩極斜向赤道，寒流在下，暖流在上，在兩極則寒流層厚，愈近赤道愈薄，形若傘蓋，即 Helmholtz 所謂(冷冠) Cold Calotte 此冷冠之面部，即 Bjerkness 所稱之極面。寒流生於兩極，熱流始於赤道，故其地之空氣，均極沉靜，蓋因已達平衡也。惟溫帶中，時有寒暖二流，參次排列，卒以釀成不平衡之狀況，而風暴成焉。



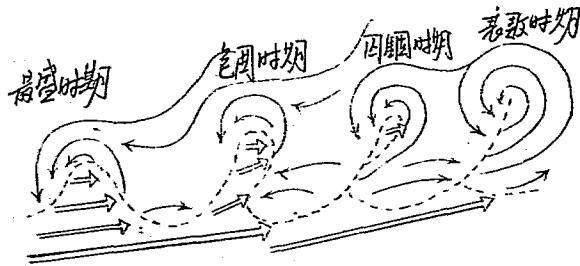
第一百四十四圖

風暴之發軔生長消滅，Bjerkness 均加以理想之解釋，第一百四十四圖為風暴發展過程圖，係風暴在地面上之剖面，圖中單線為寒流，雙線為暖流，虛線則地面上寒熱二流相觸之處，亦即極面與地面相切之線也。有細點處，為雲雨發現之區域。

(1) 圖僅示冷熱二流相對而行，尚無若何之發展。(2) 圖中，二流相遇之處已成旋流，風暴開始。(3) 圖則風暴右方之熱面，與左方之冷面，業已大具規模，可以稱為風暴全盛時期。(4) 圖風暴中心熱流之來源，已有被冷流截斷之勢，Bjerkness 稱此為包圍時期。Occlusia (5) 圖則熱流已困在中心，為後援所不能達，其消滅蓋已可計日而待。是即所謂囚籠時期。Occlusia 嗣後風暴日漸衰滅，6.7.8. 各圖即所以代表之也。

凡風暴在包圍期中，尚有發展之餘地，一達囚籠時期，則終歸消滅也。以上所述，雖專指一風暴而言，但此風暴固時時移動，非限於一地。風暴成因最要之條件，厥為冷流與熱流，存在於同一區域之內。Bjerkness 又謂風暴之來，每連袂相偕，四枚為一組，狀若連珠，自第一風暴至第二風暴，具相隔為六日半，此與 Defants 所得北半球降雨日期相離之週期，適相吻合，每一風暴之後方，均有冷流長入南方，(北半球)為新

風暴構成之張本，但新風暴之組成，完全獨立，而另開一新極面，第一百四十五圖表示四風暴相繼而來，由左方向右方，最右者為第一風暴，已至衰滅之地步，第二風暴在囚籠時期，第三風暴在包圍時期，左方之第四風暴，正在全盛時期。第一風暴置較北，（北半球）嗣後愈趨愈南，直至第四風暴，則冷流可以趨入副熱帶中，於是此一組之風暴，遂告結束矣。



第一百四十五圖

(一二〇) 低氣壓移動及維持之原因：低氣壓之維持與移動之原因至為複雜，大氣狀況，按高度之變化，至為疾速，低氣壓之高度，約數公里，則各高度所受之動力，必各不相同。設其變更諸因，係屬一致，則低氣壓必更深，而其移動之運行更明顯。設有一二動力，互相背馳，則其運行必不合規而其傳播之方向亦依某一動力之重要而更變。欲明瞭或掌握一低氣壓中，所發生之

變更作用，必須時時測定各高度種種動力之狀況，僅恃地面之研究，則似為不可能之事。惟此變更諸因，尙有可得而研究者，茲舉其重要者如下：

(一)大氣運行，設有小徑之低氣壓，如熱帶颶風，到達一區域，其大氣具有至明顯之普通運行，則低氣壓似受其挾帶隨之而行，蓋空氣自由到達低氣壓之後部，而使之滿，而在前部，則不然，氣之普通運行，為低氣壓所間隔，其範圍餘等於低氣壓之徑，則此部份氣流，受相當之防礙，而成爲部份之空隙，此所以非低氣壓全部，依氣流之道而移動，實則後部常滿，前部常虛，時時成一新低氣壓於舊者之前，而舊者則漸漸消滅。此種現象，必為小空低氣壓，(如熱帶颶風)在明顯之普通氣流中所發生。此所以 Antille 之颶風，常有類似拋物線之軌道，在大西洋上者，緯度十五度處之普通氣流，實自東來，繼而轉南東而南，至美國海岸，即成西南向，在此軌道之第一部份，上層氣流方向，即反恒風方向，與恒風方向，幾成一直角，因颶風實隨下層氣流而行，則颶風在大氣中，似不能達極大之高度，而不能到反恒風之區域。

普通氣流之作用，對於緯度較高處之低氣壓，比較為微，因其徑較大，而其所經過之區域，亦常無比較明顯之普通氣流，而

以在地面者爲最，故其軌道亦不如颶風之有規則。但普通氣流之在高處者，頗有常徑，且均自西來，高緯度之低氣壓，若能達高層氣流之高度，亦必自西而東，因高緯度之高層氣流，與低氣壓方向之適合，可見高緯度低氣壓所能達之高度，比颶風爲大。

(二) 雨及濕度，雨於低氣壓之運行及維持，似有極重要之作用，茲所論者，僅及中緯度之低氣壓，至於雨對熱帶颶風之作用，前於論熱源學說時，已說及之矣。

凡低氣壓移動至速者，則雨對於低氣壓維持之作用，似不易確定，因大多數地點，均每日測雨一次也。但若低氣壓在各地點內，有數日之滯留，則此問題，大可研究。如一八七七年十月五日，低氣壓滯留於意大利，在此時間，中心氣壓之變差甚大，若二十四小時前，降雨甚多之點，氣壓低降，若雨量減少，則氣壓上升。

依 Loomis 之研究，證明雨對於美國低氣壓移動之速度及方向，亦大有影響。在美國最濕之風爲東風，及東南風，此風自大洋來，吹向低氣壓之前部，故雨多降於低氣壓之前部，且在氣壓低降之時。

若於圖上，(第一百四十六圖)記載二十四小時前降雨區域之面

積，見其成爲頗長之橢圓形。Loomis 證明，低氣壓移行之方向，適爲前二十四小時降雨區面積之大軸，且低氣壓中心移行之速度，與雨區範圍之大小有關，範圍愈大，移行愈速。如在美國所見之低氣壓，如雨區範圍之大軸爲五九〇，八四五，及九五〇公里，低氣壓中心之速度，爲每小時二十四，四十及六十三公里。美洲之雨區，在低氣壓之東，即謂在中心之前，則雨似加增低氣壓向東移行之速度。在東亞則情形與此相仿，亦以太平洋來之東風或東南風爲溫濕，故雨區亦在低氣壓之前部，而東亞低氣壓之速度，與美國亦相去不遠。（一一八）至歐洲則不然，成雨之風，爲西風及南西風，則在低氣壓之後，或即以次之故，歐洲低氣壓之移行，較美國及東亞爲緩。至濕度之影響，亦與雨相同，常見某區濕度最大之地帶，低氣壓適向此地帶擴播反之，則冷而燥之地帶，適足阻礙低氣壓之進行。如歐洲自西來之低氣壓，至挪威沿岸，或波羅的海，常驟然停止，在此處漸滯，而不進入俄國，因俄國冬季極冷，適足以成一阻礙也。

（三）溫度，低氣壓內，地面各點溫度分配之不同，對如低氣壓運行及其構造，有極大之影響。

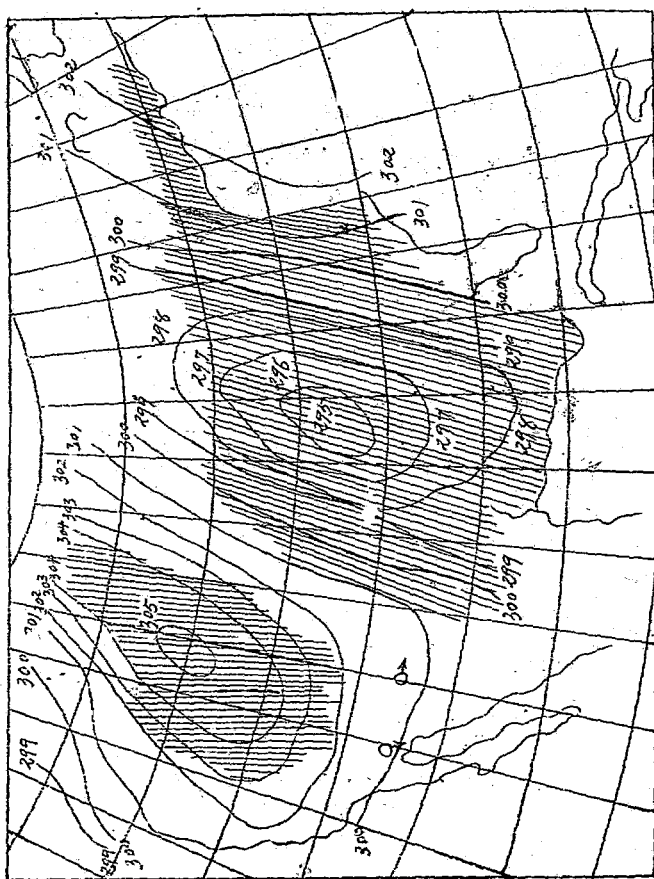
前於論溫度對低氣壓之影響，（一一五）已證明低氣壓內各點，

溫度之較差，如何足以變更某一高度上等壓線之形，空氣之普通運行，以及低氣壓之組織。此種變更，與溫度之分配有關，所以當低氣壓移動時，此變更作用，對於此低壓與彼低氣壓不同，而同一低氣壓，則此時與彼時亦不相同，此種變更作用，無論如何，有時對於低氣壓之發展及移動為有利，有時且有相當之阻礙，所以此種作用之影響極複雜亦極重要。

按上述之例，可見即在低氣壓中心上，某一高度，有一至明顯之普通氣流，自西向東，若此氣流力量充足，即能助低氣壓之傳播，其運行有與下層等溫線平行之趨勢，而置低氣溫於左方。(南半球左右)。依上例相類之狀況觀之，則可見設地面之低氣壓，不為圓形，而下端氣壓變差最速，與氣溫變差最速之方向相符合，則上層之低氣壓，必去圓形更遠，在此例，氣壓與溫度分配之不均，亦足增加其效用，而低氣壓運行之方向，必依下層等溫線之方向，而低溫度仍常在其左，設氣壓最大變差：與溫度最大變差不同向，則其運行無定向矣。

等壓線形，因溫度差按高度之變更，足以解釋，久經申明之事實，即所謂低氣移動時，最低度不於垂直線上同時發生是也。在美國低氣壓多自西而東，因海陸分配之關係，熱風均吹向低氣壓前部，所以低氣壓之軸，似應從上向後斜。觀測所得，適

與此相符。如在 Mont Washington (一九〇〇公尺高)其最低壓之發現約晚於山根者三小時，而 Pikes Peak, (四二〇〇公尺高)約晚五小時。



第一五四十六圖

(四) 低氣壓之不靜對：因低壓之不對稱，故不能以低氣壓移動之現象，視同真旋渦之全體移動，而此不對稱之現象，實為低氣壓中心移動之主要原因。在此低氣壓範圍中，任一區氣壓之變化，與任一時間在此區域進出之空氣量，而至大之關係。設周圍中心，風力相等，溫度相等，而有相同之梯度，則低氣壓無必向何方移動之理，低氣壓必滯留於此區域。設氣壓有不對稱之現象，且直達高處，均然：則風力較大，風向會聚之方向，氣壓增高，其相反之區，則氣壓低降，故低氣壓必向風力較小之方移動。

茲舉 Guibert 公例，以證此不對稱現象之應用。此公例之根據即所謂合規風 Vent Normal，據謂風與梯度之間，有正確之比例，其比例數如下表：

風	階	2	4	6	8	9
梯	度	1	2	3	4	5

所謂過餘或不及之出規風，則依風力大於合規風，或小於合規風而定。

Guibert 之公例可述之如下：

(一) 凡過餘之出規風，使氣壓在其左方增加，(觀測者以背向風之左方)

(二) 凡低氣壓周圍，均為過餘出規風，必漸滿，若周圍均不及出規風，必漸虛。

(三) 低氣壓向不及出規風之區或分散風之區移動，而遇過餘出規風，或會聚風之區則停止。

(五) 氣壓之趨勢 Barometrical Tendancy，在天氣圖中，可以求得當時低氣壓移動之狀況。其法為即在此圖上，作最近時間之等壓線圖，如前三小時之等壓線圖是也。聯兩中心成一線，即可得低氣壓之路徑，及其方向與速度。因低氣壓中心之路徑在十二小時或二十四小時內，無至大之變化，故有此圖即可推測未來之低氣壓移動之趨向。

欲製此第二等壓線，亦無庸另發電報，只於電報中加增一項報告三小時間，氣壓變化之姿態，及其值可矣。如早六時之電報，此項之值，即指明三時至六時間，氣壓數之差，且為確定此變化，另有一項表示氣壓繼續增高，或繼續低降，或先增後降，或先不動，後降等……此即所謂氣壓趨勢也。

增加氣壓趨勢一項於電報中，係一九一三年國際氣象會議所決定，而在中國，則於民十九年，全國氣象會議，始行決定，但尚未廣及，實則此為推測未來低氣壓移動至良之法也。自二十四年第二次全國氣象會議後，已大多數應用矣。

有時無須另製三小時前之等壓線，只將變差之值分載於各地點上，可得極有用之成績。

茲依最有規測之低氣壓，列舉數例如下：

(一) 凡圓形低氣壓移動時，不生變動，其趨勢之絕對值，對於軌道必為對稱。路徑之方向，可聯最大正趨勢與最大負趨勢之邊得之。趨勢愈強，低氣壓之移動愈速。

(二) 凡圓形低氣壓漸虛者，則周圍中心，有一負趨勢之區，此區範圍愈大則低氣壓之虛愈深。最大之負趨勢，必在低氣壓所行之方向。其正趨勢之絕對值，必較負趨勢為小。設低氣壓即在原地漸虛則無正趨勢。

(三) 凡圓形低氣壓漸滿者，在其移動之向，有負趨勢之區，此區之範圍愈狹，則低氣壓之滿愈速。其正趨勢比負趨勢為強。若低氣壓即在原處滿者，則無負趨勢。

(四) 凡趨勢滯留者，指示氣壓圈無移動之向，或與等壓線同向。趨勢愈強者，移動之方向愈斜向等壓線。其與測站附近各等壓線之距離，與移動之速度有關。相同之負趨勢，其等壓線間隔愈稀者，低氣壓移動愈速。

以上所述之例，自有相當之價值，但亦不宜視為絕對準確，在實用上，凡趨勢在 $\frac{m}{0.35}$ 以下，視為無甚關係。凡應用氣壓之

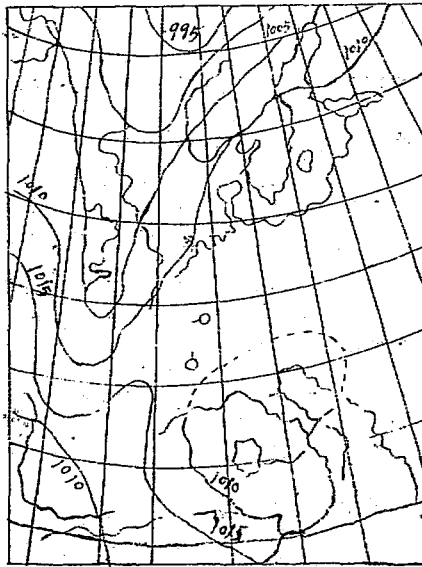
趨勢時，須注意氣壓週日之變差，前論氣壓時，已知氣壓每日有兩最高在十時與二十二時，及兩最低在四時與十六時，在熱帶，此項變差振幅能逾二公厘以上，即在中緯度，亦頗大，如在青島可達一公厘。凡氣壓趨勢，與週日變差相反者，多甚重要，須為注意，如三時至六時，氣壓漸高，則六時觀測應高若干，各地當有平均之值，即可用以為比較也。

氣壓趨勢之例，似較其他各例為勝，以其以事實為根據也。但此所根據者，為過去之事實，而氣象家所欲推測為未來之狀況，似乎不甚適當。但低氣壓軌道，大概有十分之九均為有規則之直線，其錯綜者甚少，且在短時間內，尤少觀氣壓自記表所載之曲線，在數小時內，有突然之變化者甚少，即為一體，故繼續變化之原則，至少可於相當界限，如十二小時或二十四時間，用之也。

(一三一) 副現象：凡言氣壓之分配者，均將之分為二類，即低氣壓與高氣壓是也。但在圖上，似不能有絕對之分析，則研究其副現象，對於預測天氣，實有至大之益，且有時，此副現象之應用於天氣預報者，往往比僅注意於大體之低氣壓高氣壓為有用也。此副現象，可簡分數種如下：

(一) 等壓線之屈折 若有多數之測站，及精確之觀測，則所

作之等壓線，往往不為有規則之曲線，而有至大之屈折。圖中如現此種屈折形，每有極大之雨。在夏季常見一二測站，氣壓數之平均差，達 0.8^{mm} 以至 0.4^{mm} 即成屈折之等壓線，但在大體等壓線之分配上觀之，似不應有陰雨天氣，故往往因測站少，而觀測值不精密，不能在圖上顯此屈折現象，以致預報之不准也。



第一百四十七圖

第一百四十七圖為一九一〇年五月二日，歐洲之天氣圖，即可

見此屈折現象與英國之大雨。

(二) 一副低氣壓 等壓線之屈折，有時能造成一真正低氣壓，此低氣壓多現于大型低氣壓之緣，名為副低氣壓。

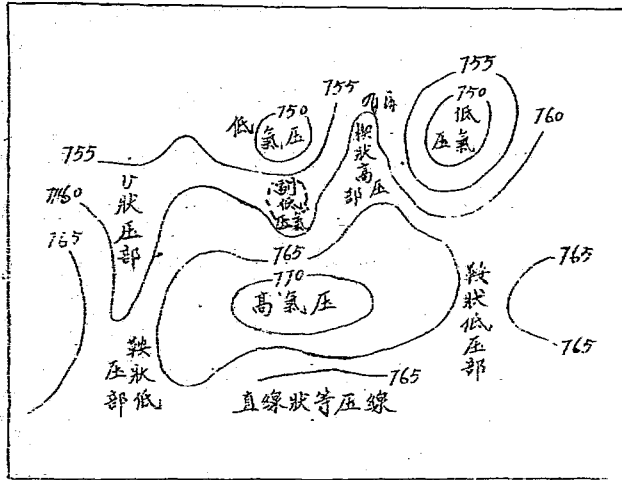
此卷形氣壓線現於大型低氣壓之緣，卷內之氣壓值微減，繼而等壓線成為合閉形，至風繞副低氣壓而轉，仍依 Buys-Ballot 公例，氣壓趨勢與風之旋轉，為副低氣壓構造重要之表示。

副低氣壓，常較主要低氣壓為重要，能成極大之暴風雨。副低氣壓之運行，往往較主要低氣壓為速，且繞主要低氣壓而行，與時針反向。(南半球同向)。

(三) V 形低氣壓有時等壓線不成為卷形或屈折形，而成一尖長形，形如 V，此 V 形低氣壓之兩旁，風向常相反，凡此 V 形低氣壓經過之處，往往風向驟轉，而有不良天氣，即所謂颶風也。

(四) 楔狀高壓部，介在兩低氣壓之間，氣壓較高，其等壓線成楔狀，此類等壓線，天氣大抵良好，惟其前部往往有雷雨，颶風，其後部則多為晴天。

(五) 鞍狀低壓部，介在兩高氣壓間之部分，氣壓較低之處，在此部內天氣多雲或有烟霧，夏季往往有雷雨。



第一百四十八圖

(一二二) 高氣壓反氣旋：常見天氣圖上，有頗大之範圍，其氣壓與風

之分配，與低氣壓及氣旋，完全相反，此即所謂反氣旋運動也。

。高氣壓中心，周圍之風，在下者為分散，繞中心成旋渦形，

在北半球自左向右，在南半球則自右向左，其上層之風，則為

會聚，故在中心區域內，有下降之氣流。

反氣旋之範圍，常較低氣壓為大，等壓線距離甚寬，梯度甚小，

風力亦微。

反氣旋之源，不常相同，有時與低氣壓相附而行，為其附屬之

現象，有時能獨立存在，此兩者之性質，各不相同。

在低氣壓中，下層爲會聚風，上層爲分散風，中心有上升氣流，已如上述，惟此上升氣流，必於距離較遠之處，始行下降，設其降於繞低氣壓頗遠之區，則此下降氣流，分佈於廣大區域，其速度較低氣壓上升氣流爲小，故毫無表現，亦無特別現象發生，設兩低氣壓相貫聯，而中有小距離間隔，則其現象不同，兩低氣壓之上升氣流，均下降至此間隔之內，故於地面生一最高氣壓，屬於兩低氣壓，而並之移動。

此類反氣旋，當於兩低氣壓相貫聯，而中有短距離之間隔時見之，此現象，以有美國爲多，常見兩低氣壓，一在大西洋海岸，一在太平洋海岸，中隔一反旋風，全部均自西而東，其速率至大，當此現象發生時，則見第一低氣壓經過時，氣壓增高至速，因受下降風之影響，一時間天晴而燥，中心經過之後，風即轉向，氣壓之低降亦至速，已入第二低氣壓之範圍矣。此種反氣旋，範圍小移動速，故常有太風。在歐洲，冬季常見有高氣壓，其來源與其性質，均不相同，與各低氣壓亦不相關。範圍至廣，梯度甚小，滯留於一區域，有數日以至數星期者。常高氣壓，持久存在時，天氣常無驟變之虞，以在高氣壓中心之區域，其天氣尤有持久性，大概風力甚微，高處晴朗，低處

則因溫度較低，蒸發之水氣凝結，而生高霧，天空似陰，至測站在高氣壓之緣者，因受其附近低氣壓之影響，而天氣有變化也。

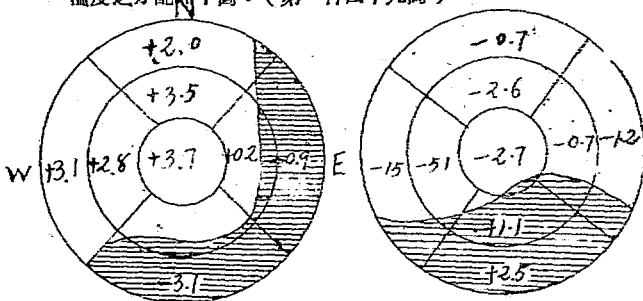
高氣壓之在東亞，常移動如低氣壓，其移動時，對於東亞天氣，有至大之影響，故高氣壓中心，在東亞可稱為大氣之活動中心。東亞氣壓之分配，大概如下，西伯利亞高氣壓，冬季強盛，中心能達七百八十公厘，春未夏初向東移動，夏季則高氣壓佈於日本及東海黃海，秋末冬初又漸回向北高原大陸。此種移動，足以支配東亞之天氣，常見冬季中國北部有低氣壓，自西向東，西伯利亞高氣壓強盛，往往成極強之風暴，而自冬季至春季，北方高氣壓向南蔓延，其流出之冷空氣，與揚子江流域熱空氣相接觸，均勢一失，即成旋渦，而夏季至秋季，高氣壓移入海洋，大陸氣溫又較海洋為高，於是由海向陸之較冷空氣，適與揚子江流域反向之熱氣流接觸，亦成旋渦運動，又為造成風暴之因。觀此高氣壓活動力之大，可以概見，地面溫度太低，亦足以造成高氣壓，即所謂冷中心也。此所以東亞大陸冬季常有高氣壓遍佈也。在歐洲則此同一原因，亦能成一高氣壓，或使原有高氣壓增高。

此種高氣壓由一區域內之原因發生，較之前述之高氣壓，為不

穩固，若附近有一低氣壓，足以吸收多量之空氣，即足以消滅之。因此高氣壓之原因，為散熱冷却，亦只近地面之空氣層有之；必空氣平靜，始能持久，設有原因，如低氣壓之吸收空氣，運動開始，空氣更換至速，散熱不能生效，溫度一高，高氣壓即消滅。

高氣壓內，溫度之分配，即因空氣晴朗，晝間因日射及地面輻射而暖，夜間因散熱強而冷却，夏季晝長，故高氣壓區域，地面較暖而乾燥，冬季夜長，故高氣壓區域地面較冷。

據歐洲高空觀測，得自地面至九公里，及自九公里至十六公里，溫度之分配如下圖。(第一百四十九圖)



第一百四十九圖

觀圖，可見自地面至九公里，南面東面氣溫低，而自九公里至十六公里，南面氣溫較高。

第十三章 雷 雨

(一二三) 雷雨概況：在一般觀念，雷雨者，電之現象也，自濃黑之雲，散出電光，繼以雷聲，此雲即積雨雲，暴雨即從之而降。有時且有雹。積雨雲有單獨存在，有時與卷層雲同現，凡同時見電，而有雷之日，謂之雷雨日數。雷雨時，應記其初終時間，及第一雷聲與最後雷聲之時間。

此種界說，有兩種利益，一完全合于一般人對於此現象之觀念，二對於此現象，毫無遺漏，亦毫無疑義之點，故雖似不甚科學化，但仍可留也。因電之于雷雨，特局部之偶來現象，實際上，雷雨之主要者，為積雨雲之造成，及其運動，故此雲，亦稱為雷雨雲。有時有電，有時無電，電特其附屬現象耳，是以雷雨經過時，有毫無雷電者，而至較遠之處，則因情形之適合，而又有焉。至于雷雨雲之如何造成，及電之如何發生，當繼續研究之焉。

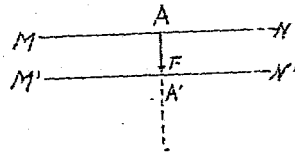
(一二四) 空中電氣，空中電氣之研究，屬於地球物理學者多，屬於氣象者較少，茲為便于明瞭雷雨現象計，略為說及焉。

地球為導電體，其所含之電，散布于地面，空氣為隔電體，但其氣團，則能帶電。大氣為一電場，即謂地面散布之電，空氣所帶之電，以大及氣以外之電，均在此範圍內，施其電之作用

也。

在大氣中，任一點，凡帶電之氣團，均有相當電位，此電位以電力之工作定之。在 A. B 兩點之間，大概均有相當之電位差，可由靜電計計定之。以陽電單位，自 A 向 B 時，電力所成之正或負之工作表示之。設自 A 向 B 之移轉，係依電力之方向，則所成之工作為正，則 A. B. 兩點間之電位差為正；A 之電位較 B 之電位為大，設自 A 至 B 之移動，與電力反向，而其所成之工作為負則 B 之電位較 A 為大，設自 A 至 B 之移動，工作為零，則 A 與 B 為等電位。

設 AF 為在電場內用于



A 點之電力方向，假定在

電場範圍內，此力之方向

均同，凡正垂于 AF 之

平面，如 MN，所有移

動，均無工作，所以 MN 上諸點，均為同電位，其他平面

，如 M'N'，平行于 MN，則為另一等電位平面，若自 MN

平面向 M'N' 平面，則 MN 之電位較 M'N' 之電位為大

，設自 A' 向 A，則 MN 之電位較 M'N' 之電位為小。

設在電場內，力之方向，不盡相同，則除等電位平面，成為曲

面外，無其他變更，因而之各點，須與力之方向成垂線也。

依在地面與乘汽球在高空中，所測量之空中電氣，而見天氣晴明時，在地平面 x, y ，與在自由大氣中，任一高度， A 間之電位差，依高度而遞增，力之用于 A 之陽電單位者，係自上向下，即自高空向地面，而地面即可視為附有陰電，而依在汽球上，所作之觀測，則見電位原按高度增加，但若高度繼續增加，則又漸減少，可見至數千公尺高，電位之增加必停止也。天氣晴明時，電位依高度遞增之有規則，似足以證明地球面，散布陰電之作用，較之空氣中所有帶電氣團之作用為強，而至天氣變動時，所有之疾速變差，且令地面與空氣中一點，電位差正負號互換，可以證明大氣中，或空氣本身，或雲中，含有至大之電。

尚有一現象，為近今所最研究者，即電之散逸是也。凡一隔離而受電之導電體，必漸散逸其電荷，其散逸之速率，則依外界之情形而不同，平均計之，陰電荷散逸之係數，比陽電荷大百分之十至百分之二十。此現象可以證明大氣中，有自由之游子， ion 即含電之極小分子，因受游離之效能，遂令組成大氣氣體之分子，可分為兩原子，各含有相等之電荷，惟陽陰電相反，即成所謂陰游子，與陽游子，兩反性游子之集合，仍成中性

之氣體分子。游子之數目，及其大小，其所挾帶之電量，及其移動之速度，均可以計定之。空氣之游離程度，以某一體積所含之自由游子數計定之。地球面，含有陰電，抗拒陰性游子，而吸引陽性游子之蓄于下層大氣者，所以在下層大氣中，陽游子多于陰游子；而隔離受有陰電之導電體，所遇之陽性游子之數，較其受有陰電者為多，故導電體之受陰電者，其散逸較受有陽電者為速。

關於地面與空氣受電之原因，有至多之解釋，當地球造成之始，似已受有相當量之陰電，因其隔離于空間，故能常保存之。但此電荷，似不能久留于地面，而分散于高空之中，是必研究是否地球有其他現象，足以造成地球繼續受電之源。曾有多數試驗，以證明蒸發是否為受電之源，但成績相反。尚有一說，得自研究水與空氣相接觸，水點分散，而復歸地者，表現電之發展現象，似覺較為有理。設有淡水質量如瀑布，分散成點，受有陽電，而其周圍之空氣，則受有同量之陰電，當水點下墜，而集合于水中時，空氣仍含有陰電；若水中多含鹽質則電性相反，如海水焉，海浪作花，各水點之面，受有陰電，而與之接觸之空氣，則受有陽電，當此水點下墜時，其陰電散布于海面，而空氣仍為陽電。

空氣之游離，似對於大氣受電之源，有至大之作用，蓋空氣游離之程度，或電荷散逸之速度，與電位按高度之變差，有相當之關係，電位之變差速，則電之逸散少，若電位之變差緩，則電之逸散多。空氣游離，厥有四端，即紫外光線，X 光線，Bergüere! 光線，（地球所含放射物質所散之光線）及射氣，Emanotion 大氣中有此氣，已經 Elster 及 Geitel 證明之。

關於空中電氣，新學說甚多，且亦尚無一定之確論，自當於專論大氣中電氣時，討論之。茲所應知者，則按照所有學說，有種種之現象，足以時時發展新電，或布於地面，或散於空中，是為雲能受電之因，雲之受電，各有不同，舉要言之，如雲之造成狀況，感應現象，與太陽光線對於雲中冰針之作用是也。當水汽凝結成雲之時，其水滴均具有傳電力，吸收其周圍空氣之自由游子，空氣中所含之游子，固甚微渺，但此量已足使水滴富有電力，濕空氣所含水汽量，約百分之一，至百分之三，姑以平均計之，為百分之二，而有半量凝結成水，水之密率，比空氣大七百七十倍，則原來空氣之容積，與凝結水之容積之比，當為七七〇乘一〇〇等於七七〇〇〇，約計之，此比例當為五〇〇〇〇至一〇〇〇〇〇，可見原有空氣中，所含之電雖

微，而分布於水點之上，以容積比較之，已足使水點有相當之電荷，與電荷。

水滴之電位，對於同總質量之水，及同量之電，則水滴之徑愈大愈增加，設集合兩相等水滴，其電積加倍，其面積則約等於十分之八之兩水滴面積之和，故單位面積上，所有之電荷，及水點之電位，均增加，雲當造成時，其所取於空氣之總電量，固只與空氣因有之含電有關，而其水滴之電位，則按凝結之狀況，而大有不同，若水滴小，則電位弱，若凝結速，而水滴大，如雷雨雲者，則電位強。

感應之現象，亦大有作用於雲之受電，凡雲之在大地電場內，必因感應而受電，大概下面受陽電，因所對之地面為陰電，設雲分裂為數片，則每雲中，均有電，或為陽電，或為陰電，設受地球感應之雲，下層化雨，下降地面，則其陽電隨雨而下，而陰電仍留於雲中。設雲與山接觸而過，則受地之電位，而其遠離也，則其電之狀況，與其周圍之空氣與雲，均不相同。地球之外，雲與雲之間，亦能有感應現象，亦可使雲受陰電，或受陽電。

紫外光線，射於含有陰電之金屬，必使其放電，而對於含有陽電者則否。據 Brillouin 之試驗，證明紫外光線，對於乾燥冰

品可作一金屬物體觀，而此光線、對於冰與濕冰品，則毫無作用。卷雲與卷層雲之冰晶，因溫度低，故極乾。因受感應而受電，一端為陰電，一端為陽電，太陽光線，含有至多之紫外線，而在大氣高處為尤多，因其未經吸收也。設此光線，射於冰針陰電之一端，此陰電立即散逸於空氣中，雲中只有陽電，當此雲離開原有周圍，因紫光線，而受陰電之空氣時，仍可發生其他感應現象。

依上述之觀念，可見接情形之不同，雲能含大量之電，或為陽電，或為陰電，彼此之電位不同，而與地球之電位亦大異。

(一二五) 雷，閃電，雷聲：兩電位不同之含電體，當距離適合時，必突然放電，而現電光，發生電光最大之距離，依電體之形狀，及其電位差而定。其依電位差之增加甚速，故有限之電位差，能有無限之電光長度。所以雲與雲間，因電位之差，若距離適合，即可生電光，即地與雲間，距離極大，亦有發生電光之可能。此種突然放電之透過空氣者，為雷，所生之光為電，而其聲即雷聲也。

若在附近雷火爆發之地，即聞有一種猛烈乾澀而短之聲，即發電之聲也。與突然爆炸之聲音，極相似，至相當之距離，此聲成為忽重忽輕之轉聲，此種轉聲之原因，至為複雜，以成

雷之雷光甚長，而其形狀亦甚曲折，其各部分，對於觀測者之距離不相等，故其聲到達之時間，亦不相同。其次則由聲對於雲及地之回音，此回音對於聲之延長及其強烈，均有關係，回音之強度，依回音體之性質，與其形狀而變，而回音到達人耳之時間，則依成雷地點之距離，與回音發生處之距離而異。再次則雷常不由一次放電所成，因雲非極良導體，實為分散之半導體質量所合成，故當放電時，必雲之周圍，先現電光，但此第一次放電後，雲中各部分之平衡破壞，必有數次之放電，始能恢復其原有之平衡，此多次之放電，對於雷聲之輻轉，及其強烈，有相當之關係，且亦可證明有時雷聲先於主要之放電，因常見電聲初起，為嚴厲之轟聲，繼以激驟之聲，而後有多次之輻轉聲也。

雷之發光，係屬白色火線，蜿蜒屈曲，至不規則，非如尋常所繪者，作折線形，附圖為攝影所得，足以表示電光之真象。

電之屈曲光線，如普通電機所成之火花，由於此點為彼阻力之不同，及某一部分導電性較強，易於通過放電所致。此光線，有時只一枝，有時可分兩枝，惟此分枝，屬於一次之電，或極短時間，繼續兩次之電，則難判定也。

電光之時間，有時似覺其長，實則眼中之印象久留耳，直接射

算則僅千分之一秒。以其時間與試驗實用電機，所發火花相同。以雷時所見之磁力現象，可以計算放電時電流之強度，其值大概在一〇，〇〇〇至二〇，〇〇〇 Ampere。若計見電光至聞雷聲之時間若干秒，而以傳聲速度乘之，即可求得發雷處與觀測者之距離若干公里，因聲之速率，約每秒三百三十公尺，即以三除秒數，可得距離若干公里矣。若能約計電光之角度，即可計算電光之長度，據所求得者，電光之長，可達十至十五公里，此數似覺太大，若以攝影求之，當更確也。

Arago 分電光為三類，第一類即上述之電，其原來于兩雲間或雲與地間之放電，即普通所謂閃電。

第二類電光，謂之流散電，無屈曲之火線，亦幾無明顯之寬度，籠罩至大之面積，常帶白色有時亦有頗重之紅色及藍紫之色。此電光，有時僅現於其所生之雲之周圍，有時籠罩此雲之全面積。有時無聲，其後或由於完全無聲或因其力弱而遠，不能到達地面。

有時第二類電，與第一類電錯雜而現，或其顏色之不同，即可為之分部。

Arago 所分別之第一類與第二類電，有時只屬於偶然，因由遠視之故，同一之處，此觀測者，見其成線，而彼觀測者，則

見其爲分散也。

所以 Marie Davy 謂，第二類電者，即極強之第一類電，隱在極厚雲彩之後，所現之光也。依電之部位不同，故有雲之周圍現電，或全雲均現之分也。

此種解釋，可以明瞭第二類電光之薄弱，與色之帶紅，第二類電，富有紫與紫外光線之白光，於到達觀測者眼簾之前，已因漫射或螢光，或兩者共同之作用，變成屈折較小之輻射，而成紅色之光，而光之強度，亦因所布範圍太廣而較弱。

第三類電光，屬於球形電。雷雨之時，常見有球形之火，大小無定，大概有額人頭，以相當之速度，透過大氣，而向地面，其消滅也突然，有時附以爆炸之聲，但無聲而滅者亦甚少，有時無損害，有時亦發生普通所謂雷擊之損害。如焚燒五金，損壞物體等。依 Arago 球形電爲一奇特現象，欲深研究此現象，似不可能。此種奇異現象，究非絕對少見，在田野間常見之，但無相當之報告耳。

W. Thomson 曾作試驗，以解析此現象。據謂此球形電，含有氣體且能發光，自空中緩緩下降，若有風時，亦能作水平移動，此等終必炸裂，除留有臭養氣之外，無其他痕迹。

依此解釋，則有兩點，可以說明，一此球爲氣體所組成。

此氣體，原為大氣中所含有。球形電在高緯度甚少，但在熱帶，則常與颶風同現。

此外尚有一種電名為連珠形電，一八七六年 Gaston Plante 曾見之，至一八九五年十二月九日及一八九六年七月十五日為 Vander Valk 攝影證明。

高大而其尖頂之物，對於地面，為導電體，故最能受電火之害，田野間樹林，每為雷火所焚，其現象，亦至奇特，各種樹木受擊於雷火，亦有不同，據奧國之統計，白楊為最多，次則樺樹，最少為榆樹，依此程序，可見木之性質，根之大小，及入土深淺，均有關係。

(一二六) St. Elme 火：地面與大氣電位之差，依高度之增至速，即當大氣平靜，而無雷雨時，亦然。此電位之差，為電之散逸原因，在山上而尤以山頂之有尖峯者為特盛。在埃及高原之金字塔上，亦有見之者。故在此狀況，因地球與大氣間電位之差，其電之散逸。成為有光而偉大之現象，如在低平原，則不能有所感覺。

當放電成為雷風之日，此風震動，凡旅行者遇之，若梳髮或動牲口之毛時，即見毛髮衝起，夜間見圓光現於頂上，若舉手動頂，則見指青光。

當雷雨時，此現象尤甚，避雷針之尖，屋頂船桅等，均現有光。

此現象，自古已有見者，近代航海者，名之曰 St Nicolai 火或 St Elme 火，若遇見之，於暴風雨之時，足為暴風雨將終之兆。

Angot 云，此種火在法國 Pic de midi 氣象台避雷針上常見之，且有時僅舉手向空，即見指端有光，且帶有特別之聲。一八八八年六月二十五日英太子，即愛德華第七，曾于 Puy de Dome 山上見之，常脫帽之時，即見髮盡上衝，舉手過頭，即有電生于指端，英太子舉手杖向空，即有聲出于杖端，(Plumandon 所見)。

(一二七) 雷雨之分類及其頻率：凡雷雨之源，均從大氣之不穩定而來，蓋因上升氣流特盛而速之故。設溫度與濕度之條件適合時，則幾此上升氣流而有極豐富之凝結，足成至多之積雨雲，而雷雨中電之現象，即從而生，是以可按上升氣流所發生之不穩固現象，分雷雨為兩類。

(一) 熱雷雨，此類雷雨之原，係由于地面接觸之下層大氣，溫度過大所致。此種不穩固之因，前于論溫度按高度遞減時，已詳及之。此類雷雨，大抵只在熱季及大陸有之，因只在此狀況

，可見地可附近氣層有極高之溫度，而氣溫垂直之變差亦至速，且熱雷雨多為局部現象，即有擴散，亦不甚廣也。

(二)低氣壓雷雨或旋雷雨：此類雷雨，即由低氣壓或旋風所演成，其發生在低氣壓上升氣流最盛之部分，因可成至多之積雨雲也。此類雷雨，與熱雷雨相反，能擴散至至大之範圍，因其能隨低氣壓而行，可蓋所過之區域一大部分也。

中緯度區域，如歐洲，低氣壓以冬季為最多，但其雷雨，不必冬多于夏。因冬季空氣之絕對溫度，往往不足造成雷雨雲，是以雖有低氣壓，而不必均有雷雨，夏季則空氣含之水汽其多，足以造成雷雨雲。故低氣壓雖少，而雷雨則多，所以低氣壓雷雨，四時均有之。

熱雷雨往往與低氣壓雷雨相附麗，因低氣壓常附以高溫度也。但因高溫而成之低氣壓，較之與大氣運行有關之低氣壓，必較弱，範圍亦必較小；即在溫度極高之地發生，而無明顯之移行運動，則熱雷雨之原，與旋雷雨之原，完全不同。依各地雷雨之統計，則此種原因，至為明顯，在高緯度區域，溫度至低，即在夏季，熱雷雨，亦未之見，低氣壓雖較多，而低氣壓雷雨亦少，因溫度過低，其中所含水汽，不足成雷雨雲，則在此區域，雷雨較少，且多在冬季，如 Island 十四年間有三十三次

雷雨，而二十二次在冬季。

至中緯度，大陸之內，常有熱雷雨，發生於夏季，而至沿海之區，則低氣壓多而較深，則有冬季雷雨，聯于夏季雷雨。觀 Scandinavie 半島，距離極近兩地點之情形，即可概見，如 Bergen 為那威海岸，屬于海洋氣候，而瑞典之 Upsala 屬大陸氣候，其雷雨之分配如下表：

地 名	冬	春	夏	秋
Bergen	22	8	42	28
Upsala	0	10	33	7

其不同之點已可概見。

漸近赤道，雷雨之頻率更多，但大陸之內，空氣過乾，不易發生雷雨雲自在例外。熱帶之雷雨，大概為熱雷雨，旋風雖多具有雷電現象，但為數至少，在雷雨全數中，則無幾也。此區內之雨量，大抵均來自雷雨，如墨西哥每年有一三九次雷雨，Buitenzorg 一年有一六七次雷雨，Bismakbug（非洲）一年有一六七次雷雨。且依 Brook 之統計，世界雷雨百分率最多之區，均在熱帶，列表如下：

地名	百分數
墨西哥南部	39%
巴西中部	29%
馬達加斯加	26%
非洲中部	41%
巴拿馬	37%
爪哇	61%

觀表爪哇之雷雨次數為全球冠。

Brook 有全世界雷雨日數之調查，以聞雷聲之日為雷雨日，

按緯度及地點之不同。得表如下：

緯度	面積比例	大陸	海洋	海洋交界
N				
80-60	.037	3.6		3.6
60-50	.050	3.7	1.8	2.2
50-40	.062	14.2	3.5	11.0
40-30	.071	17.9	8.5	14.0
30-20	.079	20.0	10.0	16.7
20-10	.084	30.4	17.1	23.7
10-0	.087	49.6	21.1	34.6
0-10	.087	60.7	15.4	33.0
10-20	.084	46.3	11.4	22.9
20-30	.079	26.3	10.5	16.4
30-40	.071	16.3	13.7	14.4
40-50	.062	6.4	7.9	7.7
50-60	.050	2.5	1.5	1.6
北半球	.500			17.1
南半球	.500			15.4
全地球	10.00			16.2

觀表可見大陸及海洋交界，雷雨日數均較海洋為多，惟海洋之統計，則因船舶觀測較少，自不能完全據以定論。但依表則熱帶雷雨頻率之多，尤為顯著。至於兩半球雷雨之頻率，按月之分配，則如下表。

月 份	北 半 球			月 份	南 半 球		
	大 陸	海 洋	海及 陸北 交界 圈		大 陸	海 洋	海及 陸南 交界 圈
一	0.5	1.1	0.8	一	5.8	2.1	1.9
二	1.7	1.2	0.9	二	5.4	2.3	1.9
三	1.4	1.4	1.2	三	5.3	2.6	2.0
四	2.2	1.4	1.5	四	4.3	2.1	1.7
五	3.2	1.3	1.9	五	2.0	1.5	1.1
六	3.7	1.2	2.1	六	1.3	1.2	0.8
七	3.7	1.3	2.1	七	1.0	1.0	0.7
八	3.3	1.3	2.0	八	1.4	1.1	0.8
九	2.4	1.3	1.6	九	2.3	1.8	0.8
十	2.0	0.9	1.2	十	3.9	0.7	0.9
十一	1.3	1.0	1.0	十一	6.3	1.1	1.3
十二	0.7	1.1	1.8	十二	5.8	1.2	1.5
年	25.2	14.5	17.1	年	43.8	17.7	15.4

中國之雷雨統計，因測站太少，自不能得其真相，但依上列理由推之，則南部當較多，北部當較少，但亦依地方形勢，而各異也。

其各地觀測之統計，列表如下：

地 名	南京	北京	青島	昆明	南通	太原	廣州	上海	成都	泰山	濟南
頻 率	13.2	18.4	10.6	26.6	13.4	13.6	13.4	15.0	23.5	12.0	19.8

觀表，雷雨頻率以昆明成都為最多，北平濟南亦較多，似與上說亦不甚符合，但此項統計太少，局面情形影響甚大，不可一概論也。

日本中村勝次曾有日本雷雨之統計表如下：

緯 度	N								合計
	30-32	32-34	34-36	36-38	38-40	40-42	42-44	44-46	
頻 率	20	15	14	18	13	10	9	6	105

關於雷雨按時之分配，尤足以明顯溫度之作用，大抵日中最熱之時為最多，茲舉法國 Park st. Maur 為例，列表如下。

時 間	0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24
頻 率	52	40	43	53	242	304	173	93

至青島雷雨週日之分配如下表：

時 間	頻 率
0-1	9
1-2	3
2-3	1
3-4	3
4-5	3
5-6	4
6-7	2
7-8	0
8-9	1
8-10	5
10-11	1
11-12	2
12-13	0
13-14	4
14-15	6
15-16	8
16-17	7
17-18	10
18-19	10
19-20	9
20-21	7
21-22	4
22-23	2
23-24	5

日本朝鮮臺灣樺太各地之統計如下表：

時 間	朝 鮮	樺 太	臺 灣	日 本
0-1	2	1	10	37
1-2	3	5	14	33
2-3	2	1	6	15
3-4	4	0	9	23
4-5	2	0	7	26
5-6	6	1	10	29
6-7	2	1	10	30
7-8	1	0	11	31
8-9	2	0	7	31
9-10	3	1	12	17
10-11	4	1	15	53
11-12	4	0	21	92
12-13	3	1	27	119
13-14	6	2	55	218
14-15	10	1	73	216
15-16	8	2	47	257
16-17	8	2	36	241
17-18	6	1	18	243
18-19	9	2	27	131
19-20	12	3	24	93
20-21	5	4	13	63
21-22	10	2	7	42
22-23	4	4	13	32
23-24	1	0	7	17
全年	116	38	479	989

海洋上，雷雨週日之變化，與大陸大異，據在大西洋航行船舶之海上氣象報告，統計海洋上雷雨，夜間為多，夜半至午前四時間最多，午前八時至正午最少。

雷雨頻率一年中之變化，舉中國一二地點及日本瑞典德國之百分率列表如下：

月 份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
廣 州	0.0	1.5	4.5	11.9	14.9	20.9	13.4	22.4	10.5	0.0	0.0	0.0
北 京	0.0	0.0	0.0	1.1	1.9	3.1	5.2	8.5	8.8	0.0	0.0	0.0
太 原	0.0	0.0	0.0	0.0	8.9	27.9	27.9	17.6	13.2	4.5	0.0	0.0
青 島	0.0	0.0	3.0	6.1	14.1	10.1	20.2	23.2	16.2	7.1	0.0	0.0
南 京	0.0	4.0	2.0	10.0	16.0	14.0	23.0	25.0	4.0	2.0	0.0	0.0
昆 明	0.0	3.0	1.5	9.8	12.8	18.9	25.0	17.3	7.5	3.7	0.0	0.0
南 通	0.0	0.0	2.9	7.5	9.0	17.9	29.8	22.4	7.5	1.5	1.5	0.0
日 本	2.2	2.0	2.8	4.6	7.5	11.0	22.0	23.0	12.3	5.2	4.0	2.7
瑞 典	0.6	0.0	0.0	1.7	9.4	19.8	35.0	23.6	9.4	0.0	0.0	0.0
德 國	0.1	0.2	2.2	6.0	16.2	22.2	24.1	19.0	6.9	1.1	0.3	0.4

觀表雷雨以六七八，三四月為最多，一二三，三個月為少。

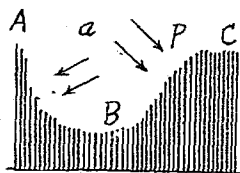
(一二七) 熱雷雨：熱雷雨之現象，至為簡單，而在熱帶之有山海島上

，尤有特徵。在檀香山羣島，有至高之山，其情形如下。

早晨與夜間，天氣極晴，因適在陸輕風時間，而此山且為山輕

風，是爲下降之乾風，至九時十時間，海輕風生，向島四周之斜坡上升，此上升氣流，熱而且濕，至達一定之高度，凝結開始，惟此高度平面之高低，則依空氣原始之情形而變。即見山之四圍，濃雲密布，其底甚平，增多至速，而距島頗遠之處，則異常晴朗。設空氣之溫度濕度，均甚適合，雲必漸厚，而大雨以降，而附以雷聲。至太陽漸低，雷雨力微，雨息雲消，至夜而天氣又晴朗矣。有時此現象，可以繼續數日，但每日不同，有僅有雲者，有雲而雨者，有有雲有雨及雷者，蓋依情形不同，而變更也。

至於山谷中，亦易發生熱雷雨，因山谷中受山腰日中太陽之反射，而增熱甚強。(十九) 如圖 A, C 爲山地，B 爲山谷盆地 a, p 爲上下午太陽光線，其溫度按高度之遞減率大，而上升氣流所挾谷中濕空氣，水汽含分多，即易成雷雨雲也。就此



簡單狀況觀之，熱雷雨實爲局部現象，惟若高處有風，則雷雨成時，往往受風所挾，而飛揚分散於各處，設各山嶺均有雷雨，其雲爲風所挾，互相聯

集，有一觀測者，立於相距較遠之一點，必見雷雨從各方而來

，若於地圖上，作同時雷雨線，Isochrone d'orage（聯合同時見雷雨諸點所成之線）即見此曲線之形，甚為複雜，似圍繞一點，成為會聚形，其發生之各點，轉不甚明顯。

熱雷雨既具有局部性，是以在具有自記表之測站，適能遇見之者頗少，故此雷雨，是否亦有低氣壓雷雨所見之氣壓驟變現象，尙未之知，此與氣壓變化學說，至有關係，故有研究之價值，惟據各地點所見之熱雷雨，則尙未見有此氣壓驟變之象。但民二五年五月十五日，在青島所見之雷雨，屬熱雷雨性質，而自記表上，現有雷雨鈎。

當熱雷雨之時，亦如低氣壓雷雨，降雨非繼續，而為間斷，常見雨停之後，又見電光，又繼以極強之暴雨。依此狀況，則暴雨最初之雨點，必甚大，以後漸漸縮小，電光時時散電，似有極大作用，因雲中之水滴，因電之彼此相距而分散，一遇放電，則相集合，而成大雨點，下降至速，空氣之阻力，水滴愈大者愈大，同時造成之水滴，必按其大小次第，到達地面，此所以暴雨時，先見大雨滴也。

（一二九）低氣壓雷雨，此類雷雨，雖均由低氣壓發生，但因所造成之狀況，往往至不相同，故各有不同之性質。

最普通者，為低氣壓經過時，所發生之雷雨。其發生部位，或

在前部，或在後部，或在中心之左或右，則依地方之情形而異。
。在東亞似多在前部之右方，當此低氣壓經過時，則除雷雨雲外，無其他特象，風向風速均無若何大變化，氣壓之變象，亦無甚變更。此類雷雨，多為獨立現象，其範圍頗狹，大概因大氣濕度之高，驟然凝結所成。

尚有冬季雷雨，及大多數之熱季低氣壓雷雨，其情形較為複雜，其發生之部位，大概多在中心路徑之右，氣壓極低時，或開始上升時。當雷雨初起時，氣壓突然增高十分之幾公厘，以至一公厘有餘，氣壓自記表之曲線，現突起之線，其形如鉤，故名為震鉤，或雷雨鉤，Crochet d'orage 同時有極猛烈之風，但時間甚短，(數分鐘至一刻鐘或更多，)風向驟更，繼又恢復原狀，此種風力驟變，風向驟更，氣壓突增之現象，名曰颶風。Squal 或 Grain

颶風為低氣壓雷雨各類中之重要現象，對於航海航空，均有至大關係，雷雨之外，尚有各種現象，茲略及之焉。

颶風亦可分為數種，其最重要之性質，為風力之驟強。設風大而天空無雲，是為無形颶風。Groin blanc 此為至少之現象，但風吹海上有聲，及海水起白沫，即為此類名風將至之兆。如風力甚強，有濃黑大雲塊進行疾速，此即純粹之颶，名為有

風颶。

設雲之成，其形如帶，或長軸，而其下可見天空藍色，是為帶形颶。

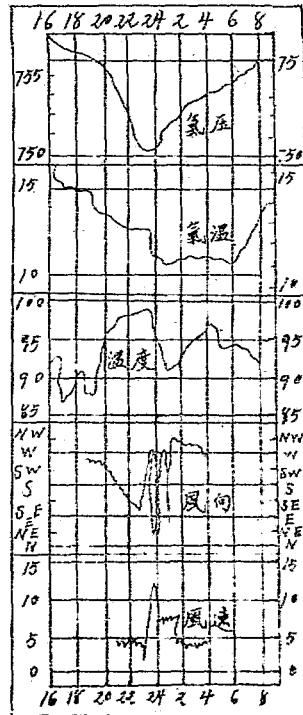
設颶風之雲，化為暴雨，雹，或雪，是為雨，雹，或雪之颶。

設颶風之雲形非長帶，而為單獨之大雲塊，是為高懸颶。

設颶風有雷，電，是為雷雨颶。

至颶風經過時，氣象各自記表中，所表示之象，前已略述一二，茲再分別說之。

- (1) 氣壓驟高，約可達一公釐有餘。
- (2) 溫度低降，約五度至十度。
- (3) 濕度增高。
- (4) 風力疾速增加，原為每秒數公尺，可增至每秒十五至二十



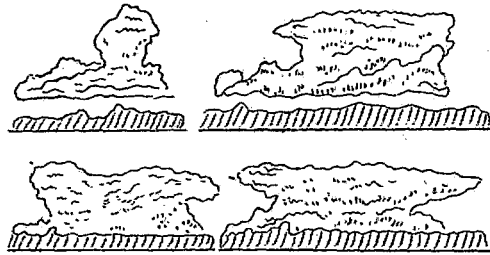
公尺。

(5) 風向驟轉，但颶風過後，即回復原有風向。第一百五十三節圖，以示此各要素之變象。此種變象，可用以研究颶風經過時之狀況，而對颶風之預報，則無甚用處，因其與颶風同時發生也。

以上所說氣象自記表之記錄，不足以示颶之將至，而天空之狀況，則大有用處。

除無形颶之外，(此至少見)則大空中有特別狀況，積雨雲之發見是也。

在颶將至半小時或三刻鐘之前，天空中近地平線上，特別灰黯，在此黑色帶上，現光亮之雲，上端附有白色纖維雲，如卷雲焉，有時附有透光白幕雲，即絮層雲。



第一百五十四圖

管見高懸颯，或局部雷雨颯，積雨雲成爲強盛之獨立雲，其底頗平，而至暗，其上則有如山如塔之雲，其動至速，光暗部分之錯綜至猛，此雲有類積雲，但至易分別，因不僅其底之黑，其頂亦非圓形，而爲分散形也。有時上端之卷雲成爲塔形或菴狀，斜向雲之移動方向，帶形颯之帶形雲，漸佈天空，似爲各積雨雲之集合。

第一百五十四圖爲在美國所見之積雨雲各狀況。

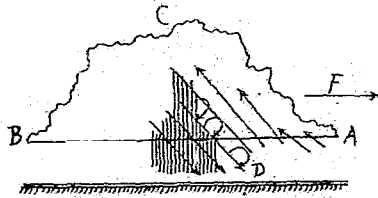
若見積雨雲上之卷雲，展成束羽狀，大約至多三刻鐘，颯即至。至於積雨雲中，所有現象，亦可略述如下。

(一)積雨雲中電之現象，至爲顯著，因散電而有雷雨，已如上述。此種電對飛機危險較小，對於繫留汽球，大有危險，因其有鋼纜也。

(二)積雨雲中，有垂直運動，如第一百五十五圖所示爲積雨垂直現象之大概狀況。

設 ABC 爲積雨雲，其行向爲 F，在其前部 A，(比較熱)有上昇氣流，在濕空氣中，爲成積雨雲之因，其後部 B，(比較冷)則有下降氣流在下降氣流圈前面 D 處，即上層冷流，與下層熱流相接觸之處，造成颯風而有氣壓驟增之象，在下降氣流，與上昇氣流相遇之處有平橫軸之旋渦運動，似於成雹有大

關係。在積雨雲中之垂直運動，至為猛烈，因其能維持大於於大氣中也。

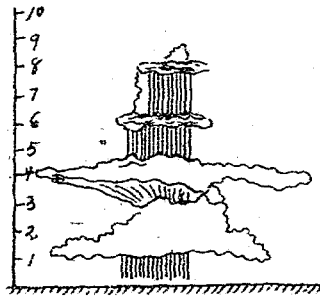


第一百五十五圖

(三)積雨雲之高度變化至大，可自二

，〇〇〇公尺至一〇，〇〇〇公尺，據航空報告，此雲可分數層，如第一百五十六圖中所示。

至颶之學說，比較準確者，可略述如下：



第一百五十六圖

形響者，其變化多非漸進，而為驟成，即以原流不同，溫度，濕度，速度各異之空氣團驟然代入原有之氣團也。凡相近之空氣氣團，不相混合者甚少，其交界處，即其衝突之點，

凡說低氣壓者，大抵均謂所有氣壓要素，圍繞中心，以漸變化，但此為便於解釋則可，謂其完全合於現象，則殊不盡然。

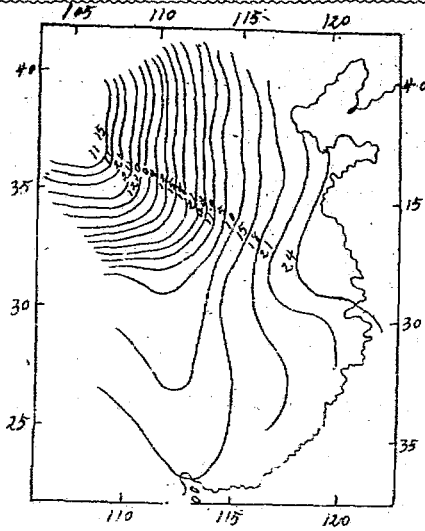
蓋凡地點之受低氣壓

大氣中氣流之交換，而甚平穩者絕無之也。颶風現象，爲不廣積現象之最猛烈者，是以大氣各高度上之平衡，均爲所破壞。冷氣流較重亦較速於熱氣流，自下而入，拋熱氣流於上端，所以在前部則有上升熱氣流，使上層吸收空氣，而在冷空氣中則有下降氣流。

如此，則颶之現象，可以解釋如下：

- (一) 氣壓之驟增，因有冷重之空氣，驟然代替熱空氣。
- (二) 溫度之低降，適爲冷空氣驟來之表示，亦爲氣壓驟增之主因。
- (三) 前部上升之氣流，可令濕空氣造成雷雨雲及雨，雨之下降，可以其力之作用，挾帶空氣下降，故氣壓加增。(Koppen 學說) 而未飽和大氣中，水滴一部份之蒸發，亦能加增氣壓。(Mascart 學說)
- (四) 風力之強，由於氣壓之驟增，因氣壓增，而等壓線形成如鉤，且甚稠密，幾乎相接觸，故局部之梯度增加。
- (五) 雷雨之雷電現象，則因大氣溫度濕度之適合，凝結多而速所致。夏季地面增熱至強，尤足使前部上升，氣流更速，而便利雷雨之發生。

若於地圖上，標明同時見颶之各地點，爲之聯成一線，是爲颶



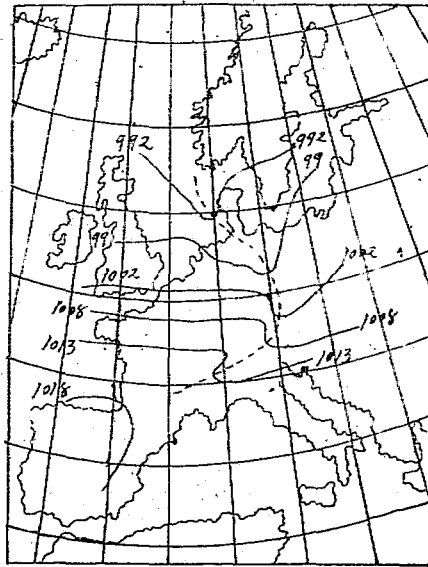
第一百五十七圖

線 Squall Line (第一百五十七圖)其行向與中心之向相似，惟不能延長達於中心所在之地耳。中心移動，此線亦隨之同行，俾其延長之方向，常在中心之附近，以此變線，可以推算颶風之速度，大抵兩線之距離，約在五十至六十公里。平均速度，當為每小時五十五公里，但各部份之速度，有時能比此平均數，相差甚遠，其實在速度，可達每小時一百公里，或每秒三十公尺，此數雖大，當然有可能性，因觀測值，倘有比此為大者。

因其速度不同之故，是以颶風往往有屈折之形。

第一百五十八圖，爲 Durahd Greville 所繪之一八九〇年八月二十七日晚九時之天氣圖，蓋此日之現象，適爲颶風之象，其等壓線皆斜向南方，成爲尖形，即所謂 V 形等壓線也。其中心爲 744 mm。

其次，副低氣壓，亦能發生雷雨，主要低氣壓，往往于等壓線之中，生一空隙，如一百五十九圖 A 點，是爲副低氣壓發生之

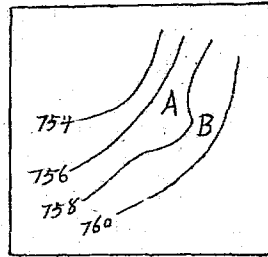


第一百五十八圖

所，能發生極強烈之雷

雨，此等壓線凸處如 B 點，即所謂雷雨袋也。

其他如槽形鞍形低氣壓，均有發生雷雨之可能。
 ○ 颶風之來，亦往往挾



第一百五十九圖

有雷雨，此可謂之颶風雷雨。

據 Humphreys 云，其發生之點多在颶風之外緣，其在範圍內者甚少。

(一三〇) 雹之造成：關於雹之解析，前於論雹時，已詳說之。茲就上所說雷雨雲之狀況，略說雹之如何造成焉。

雷雨之積雨雲，成於強烈上升氣流之內，故能達至大之高度，其頂常可到四千至五千公尺，有時過之，至此高度，即在盛夏，其溫度亦在零下，因雷雨之時，氣溫遞減率大，大概為一百公尺減一度，即設其為每百公尺遞減 0 度 7，至四千公尺高，已比地面減二十八度矣，故即在至熱之日，積雨雲之頂，溫度必低於零度者甚多，在其他時令，更無論矣。

積雨雲中之小水滴，在此狀況中，仍為液體，其遇溶解，可維

持至極低溫度，如零下十度至零下十五度，在未達此溫度之前，雷雨雲之頂，仍為液體，但極不穩固耳。

因偶受冰晶之衝突或接觸，此過溶解之水滴，立即凍結，至過溶解終止時，溫度又增至零度，有一部份，仍為液體，原有之溫度愈低，凍結之部分愈大，此固體液體參雜之小點，若在氣溫低於零度之氣層時間較久，亦能完全凍結。

雲之高度增加，溫度愈低降，則雷雨雲之水滴，不能長久過溶解，乃遂凍結，成為織紋之卷雲，附於積雨雲之上，名為假卷雲，實則與卷雲固無異也。雲頂增高，溫度低降，即足以成此雲。但蒸發亦能有作用於此類之冷卻，如水滴原在零下十度至零下十二度，按上升氣流所挾帶，進入較乾之氣層，因而有疾速之蒸發，使之冷卻而凍結焉。

○可見此雷雨雲之上升氣流，如甚強烈時，可使此雲之頂，達至大之高度，則同時此雲中有過溶解之水滴，及凍結之冰晶，此各部之混和，是為成雹必要之條件，因冰晶與過溶解水點相合，水點必有一部凍結，原有之冰晶增大，遂成頗大之雹，設餘剩之過溶解水滴，與冰晶同在溫度低於零度之氣層，則水點必繼續凍結，遂成堅密透明之雹塊，設一部分之水點，仍為液體，則冰晶水滴，與至多小空氣泡之混和，遂成不透明而脆之雹。

塊。

雹塊之以漸增大，由於下降時，遇溶解水滴所致，據 Bou-singault 乘汽球上升時，曾見上層之雹塊甚小，愈下降，愈見較大之雹塊。尙有一要素，足以使雹塊增大，則爲上述平衡軸之旋渦運動，雹塊入此旋渦之中，若風力足用時，能令雹塊上升而又下降者若干次，每次升降，均遇過溶解之水，又復凍結，因而增大也。據計算所得，每秒十公尺五之風，若挾帶徑五公厘之雹塊，每秒十五公尺之風，能挾帶徑十公厘之雹塊，每秒二十一公尺之風，則能挾帶徑二十公厘之雹塊。

有以電之作用，作爲成雹之因者，謂有兩雲層，所含之電不同，雹塊處於其中，被電之吸引推拒，以漸增大，至其重量不受上層雲中電力所吸引時，始行下降，但實際上，似不盡然，因雹塊雖至小，電力過弱，欲使之上升數公分，已屬不可能，且當雷雨時，亦未有兩層分隔之雲，成此互相吸拒之工作，大概只有一雲塊，而雹即成於其中，而雹與雷，似均爲雷雨雲中所_有之現象，但彼此毫不相關，有雷未必有雹，有雹亦未必有雷，故電力成雹之說，似不可能也。

以上所述，關於雹之造成學說，固不甚完備。但所造成者，爲普通雹塊，至特別大雹塊，如何造成，似不若以雹塊在雲中之

凍結爲解。若形狀不規則者，尙可謂係由於雹塊之集合，但有形狀至有規則者，則難於解釋矣。

大多數之雹塊，爲冰晶，水滴，空氣相間而成，故其溫度爲零度，而易於溶化。但有時雹塊下降，所經過之氣層極冷，因而完全凍結，而有極低之溫度，且蒸發作用，亦能使之極低，是以雹塊之溫度，有在零下者，（曾見有低至零下十三度者）此種雹塊，能布於地面，久不溶化。

雹僅爲雷雨之附帶現象，故雹在地面之擴散範圍，不及雷雨，即雷雨所經過之地，不盡有雹，有時此地有雹，而中間以雨，過此又復有雹，有時則有雹之地帶甚狹而長，其寬僅數百公尺耳。

雹能成災，而於農作物尤甚，有用火炮及火箭，射於雷雨雲，以禦雹者，但雹之性質特別，而又爲局部現象，故不能決定射雹之地，即爲有雹之區，且成雹之雲，高度至少須四千公尺，而炮火所及之高度，必不能達，故砲火之禦雹，殊未能決其必有效也。

又有以避雷針爲禦雹者，因假定電爲雹之成因，發明者爲 Comte Beanchamp 及 G'en'eral de Negier，製法，係就屋頂立一竿，貫以銅盤，盤之四週，滿插金色小針，竿之下

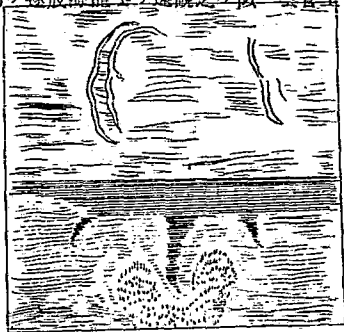
端，通於室內，亦貫以滿插小鍼之白色銅盤，浸于電池之內，水量多多益善，蓋利用此針，溝通空中之電，使化為中性，而失其作用也。

據云，設此針時，若順風可使四五公里之內無電，若逆風亦可使五百公尺至一公里之內無電。但就上端所說，電與電不生關係，則此法亦非有精確之根據，故不能有優良之成績也。

第十四章 龍卷

(一三一) 海龍卷：海龍卷，常在于大塊黑雲之下，雲形與雷雨雲相似，但無電之現象耳。雲之下端，有一個或數個之尖錐，如袋或如漏斗。其尖向下，久之必有一尖漸延長向海，當未達海面之先，即見海水旋動，漸浮漸高，而成一種水柱，此水柱漸高，與下垂之雲袋，互相接觸，遂成海龍卷，遠觀之，似一雲管上口廣潤，周圍之色較中央為黑，蓋其周圍視線所及之物蓋為多也。

海龍卷垂直者甚少，大概多帶彎形，Dampier 云有如一



第一百六十一圖

弓或如微彎之臂。海龍卷下端之周圍，海水往往噴白沫，是爲海沫，觀測者，謂海水進入海龍卷之管內，有謂能達雲底，似不可靠。

有時海龍卷，先從海面始，（甚少）海水騰起，成尖錐形，其尖向上，必有相當時間，始見雲底之尖錐下垂，而與海上之尖錐相接觸。

海龍卷具有旋轉之力，至爲疾速，亦有移動之力，即其所懸之雲之移動，但不甚疾速，以海龍卷之時，風至平靜，而造成處，又在大氣之底層，凡風系至有定之海濱，如恆風區域，從未之見，而在赤道靜風區海岸附近，則多見之也。

海龍卷移行之後，每驟然消散，毫無其他現象（電或雨）發生，似係自行彎曲，縮入雲中，有如水蛭，雲之下端，只餘小袋，不久亦即消散；有時海龍卷分裂，此至少有，必其遇障碍物始見之，但在此例，必降大量水，且多爲淡水。

航海之遇見海龍卷者至少，即見之，亦在遠處，故無精確之說，其是否危險，彼此意見亦不相同，有謂其至險者，有謂其無妨者。

前有擬用火炮以去海龍卷者，但尙無成績也。

海龍卷若登陸，即成陸龍卷，與陸龍卷無若何之分別，似乎關

於陸龍卷所已經研究者，均可應用於海龍卷也。

(一三二) 陸龍卷：陸龍卷與海龍卷，無甚區別，其形亦相類似，為自雷雨雲底，小尖袋尖頂下垂，旋轉至速，惟海龍卷之徑小，至多不過數公尺，陸龍卷則大小均有，有時且達數百公尺，且有更大者。

陸龍卷，在美國中部，及東南部，為最多，其時期多在春夏，其次則為澳洲，熱帶之區，亦偶有之，但比較近於颶類之猛烈風暴雨，至歐洲亞洲則頗少見。

Humphreys 曾臚列關於陸龍卷狀況地點，及有關係氣象條件如下：

(一)地理上之分配：陸龍卷最多之區，當首推美國之中部及東南部，其次當為澳洲北部。據 Criffth Taylor 所著，澳洲氣象所云，「陸龍卷不常見於澳洲」熱帶區亦偶然見之，所謂非洲西部之熱帶陸龍卷，則頗似颶類之暴風雨。

(二)氣象上之部位，大概在氣於路綫東南部，或東部。(比較為多)。

(三)旋風之種類，槽形或 V 形低氣壓，副低氣壓，均易於發生陸龍卷，而尤以 V 尖端向南或向西南為最，但有時等壓線，並無特形，亦能生陸龍卷。

- (四)其他氣壓之分配，旋風後部(西或西北)必有一平和之反旋風，此雖為發生陸龍卷之必要條件，但尚無統計上之證明，惟按規則言，旋風之後部，應有反旋風。
- (五)陸龍卷區域地面之氣壓梯度，大概較普通旋風之差為微。
- (六)溫度之水平梯度，沿高氣壓及低氣壓之緣邊，有相當之差。
- (七)前部之風，輕風或和風，在北半球其向為南，亦常為西南。
- (八)後部之風，輕風及和風，在北半球其向為北亦常為西北。
- (九)前部溫度，以漸增高。
- (十)後部溫度，比龍卷之前部為低。
- (十一)前部濕度，極大，因天氣酷熱也。
- (十二)雲強盛之積雨雲，尖形雲管，即懸於雲底，此雲有時單獨而高大，有如山塔，但若非單獨者，則一小時或較長時間之前，常有乳狀積雲。
- (十三)降水，十分或三十分鐘之前，有雨及雹，龍卷經過之時有微雨，經過後少許時間，則有大雨及小雹。
- (十四)電，陸龍卷大抵多有電，但在雲管中發生者甚罕見。
- (十五)聲，當陸龍卷接觸地面，或將接觸地面時，有轟轟之聲。

，如載鉄大車，在崎嶇不平之路行走時，所發之聲，大概此聲係由龍卷挾帶各物互擊之聲。

(十六)陸龍卷風之方向，其旋轉則向上，依軸而轉，其移動之向，則與旋風相同。(在北半球與時計表反向)

(十七)陸龍卷之水平風速，未經測定，但破壞力極大。

(十八)陸龍卷之垂直風速，未經測定，但可挾提至重之木材，或其他重物，據云，每小時約一百六十公里，至三百二十公里。

(十九)陸龍卷開端及維持之部位，大概均在雲底。

(二十)陸龍卷移行之速度，約每小時四十至六十公里。

(二十一)陸龍卷所占範圍之長度，有時過五百公里，普通自三十公里至六十公里。

(二十二)陸龍卷移行之方向，大體上與旋風中心路徑平行。

(二十三)陸龍卷所占之寬度，有自十二公尺至十五公尺以上。其至一千五百公尺者至少，平均大概在三百公尺左右，大多數約一百五十公尺至二百公尺。

(二十四)陸龍卷之次數，大多數與低氣壓相連而在相同之日。

(二十五)一年中之時期，大概自春季至夏季之中，但其他時令亦偶有之。

(二十六)日中陸龍發生時期，大概在下午之中，自午後三時至五時。

陸龍卷經過之處，氣壓有驟然之低降，如在 Bierte 所見者，(一八九八年十一月十七日)氣壓低降三十四公厘，但龍卷過後，即驟高，故其形與雷雨鈎不同。

陸龍卷垂直者至少，大抵均向後斜，其上端在前，其下端則有時離地而上升，又復下降，似跳躍然，其上升之時，似損害停止，但有時亦有陸龍卷并未着地，已發生極大損害者。

陸龍卷所發生之損害，如拔木覆牆，倒屋等，至為常見，但有極大之風力，如美洲所見，能將一尾連基礎移至一百公尺之遠。

不僅風力之大，足生損害，即以氣壓之驟減，亦足以生大損害，如氣壓減十公厘，每平方公尺面積少一六三公斤之壓力，只此屋外壓力之減少，已足使屋內之門窗向外炸裂，屋頂向上飛揚。

以上所述，均為地面所見，至高處則情形如何，頗少證據，美國氣象局，曾有探測，據云，至一二公里高，其風力至大，約每秒二十至二十五公尺，風向與地面無甚幾差，但有時亦轉向，三十度以至四十五度。

(一三三) 龍卷之成因及其性質；關於龍卷之成因，在表面上，似可應

用旋風造成學說，爲之解釋。但實際上，則旋風與龍卷，各不相同，則其學說似亦不能通用。因除其均爲旋渦運動外，其他均不同也。龍卷爲局部之偶然現象，範圍極小，生於雷雨雲，亦非全部有旋渦運動，在低氣壓全體中，亦爲偶有之雲，低氣壓之徑，無論小至如何程度，均比其高度爲大，有似扁平之圓板。而龍卷則徑比高度小，形如細長之直管，且在此兩現象中，氣壓之變化亦不同，故兩者之間，並無過度之形，至小之旋風，與至大之龍卷，亦相去太遠也。故可謂龍卷係局部短時而偶見之現象，與普通大氣運行無關，其原不出於雷雨雲之外，即其所造成，及其所活運之處也。

旋風之熱源學說，謂其源來自地面溫度之差，而龍卷則生於雲中，則即有溫度差，亦在雲中，故此說不適用。力源學說，謂旋風造於高空，似可云龍卷亦在高空發生，其旋渦從直軸下降，其至大速度由於相附兩氣流速度之不同，但龍卷所發生，在於雲底，其最大高度只一千至二千公尺，且有較小者，與Fay所說高空高度不合，故此說亦不用適。

旋渦運動，何以能經密度漸重之氣層，自上而下，已難解釋，

乃其軸不直，而且至斜，有時竟成彎曲，則更難於索解矣。

至謂其為下降運動，則何以氣壓能驟減如許之多，何以能狹持至多面積小而重量大之物體，何以雲管有上縮之象，均不能有所解釋矣。

以今日吾人所具之理論言，則龍卷之源，不在高層大氣，而在雷雨雲之下端，約一千至二千公尺之高度，震撼此部分之雲之猛烈運動。因附近兩氣流速度之不同，遂成徑小而疾之旋渦，離心力大，吸收空氣之力亦強，如 Hoyer 所作之人造龍卷，試驗最低層之空氣，受吸收空氣之作用，以漸上升，以次加入此旋渦運動，吸收空氣作用，自上擴充至下，在空氣發生一旋渦，其垂直部分，自下向上，其旋轉分力，比垂直分力為大，所以空氣分子成一上升之螺旋，微斜向地平，其經過之路，不能過數公里，但常見雲之他點，又生其他龍卷，此種解釋，比較為適用，與 Franklin 所主張者，亦頗相符。

濕空氣膨脹之退冷，遂成水汽凝結，是以上升運動，與氣壓之低降，足以解釋雲管之造成，若低處空氣，尙未近於飽和，則凝結必開始於較高之處，故雲管有時亦不見，可見雲管之長度，所以變更至速者，以到達龍卷範圍內，空氣之濕度如何為斷也。極猛烈之颶，往往與龍卷相混，不可不按其性質而分別之。

也。

(一三四) 熱捲風：此種捲風，與龍捲，除具有垂直旋轉柱之外，其他

性質，均不相同，故不宜列於龍卷之類。此種捲風，因熱而生，如沙漠之沙捲風，故名之曰熱捲風。

此捲風，係由地面受太陽熱過所生，所以必須晴明天氣，與龍卷之須雷雨雲，已絕對不相同。

在沙漠之地，溫度過大，則地面發生旋風，捲沙而起，此旋風之生，因地受太陽熱力過強，空氣上升，其下端則四周之空氣向中心會聚，其方向則依情形而變焉。

設地面之增熱甚大，則旋渦之範圍，可以較大，如在埃及所見風柱，下端之徑，為二公尺至三公尺，上端分散，其高可至五百至一千公尺。若有風時，風力足以挾帶此熱捲風，使隨風而行，但仍自旋轉，其力甚大，亦能持久至數小時，必遇一阻礙物，或溫度較冷之區，始行消散，其力似甚薄弱。

即在溫帶之地，地面亦時有增加蒸度，而生此相似之現象。

第六篇 天氣預報

第十五章 理想之天氣預報

(一三四) 天氣預報之沿革 天氣良否，與一般社會事業，均有密切關係，故求天氣之預知，在古人人類，已覺有此須要，故能應用種種現象，以推知未來天氣。最古時代，常以觀測自然現象求之，如月離于畢，俾滂沱矣，月暈而風，礎潤而雨，鵲呼晴，鳩換雨等是也。

其後則有若干年之觀察，而各地方言，遂有有關於天氣之俗諺，有時其效率亦甚大，此則俗諺時期，吾國數千年以來，均在此時代。

自 Torreceii 發明氣壓表，(一六四三年)後，始知氣壓之高低，與天氣良否有關，至一六五〇年，始發明氣壓表高則天氣良好，低則天氣惡劣，以後參以溫度，濕度，各要素，作為天氣預知之資，此可謂之儀器應用時代，但氣壓之高低，按地點時令而有不同，則其或高或低，自不能完全，作為天氣預報之根據，以後有主張蒐集各地氣象觀測值，載於地圖，以資比較，亦有擬利用電報者，但均未實現。至一八五四年，英法聯合艦隊在黑海遇暴風雨沉沒，法國巴黎天文台長 Le verrier 奉命調查此次暴風雨之如何來去，於是蒐集十二日至十六日各

地氣象成績，製成氣象圖，乃證明此次暴風雨之經過狀況，而
知應用電報報告氣象，俾得預知暴風雨，以免艦隊之危險。翌
年 Le verrier 提出論文于法國博士院，概力主張以電報傳達
氣象之必要，一八五六年法國首先開始此項工作。以後各國羣
起實行，而天氣圖之繪製，亦日益精密，此為天氣圖時代。天
氣圖之製，其根本為求同時間氣壓之分配，以現在等壓線之狀
況，推知未來，以資預報，近十餘年來，挪威 Bjerkness 主
張以風之流線，代等壓線，以供天氣預報之用，以為風之分配
，比氣壓之分配，與天氣變化之關係，較為直接，但其是否可
以應用，自有待于研究，故仍以用天氣圖，為推測天氣之標
準。

(一三五) 天氣預報機關之設備，近代天氣預報，均根據於同時間，大
多數地點之氣象要素，由有線電或無線電之傳達，用以製圖，
以現在之圖，比較過去之圖，用以推測未來之圖，而因以預報
一二日後之天氣，或可無錯誤也。

設立天氣預報機關，首創於法國之 Le verrier，已如上述，
現在全世界，均有此種機關，吾國自海關成立以來，航海之天
氣報告，由上海徐家匯天主教所設之氣象台主持，各海關分設
測候所，以供給氣象電報，而該台報告低氣壓變風之部位狀況

等，於各地海關，懸掛信號，以爲警報。自民國成立，北京中央觀象台，設置氣象科，實爲吾國氣象機關之首創，亦有天氣預報之設備，最初亦只有各海關之電報，以供製圖，以後設有少數之測候所，亦有電報，其電報各項，爲氣壓，風向，風力，天氣，溫度，及乾濕球溫度表之較差，其觀測時間，爲東經一百二十度標準時之六時，與十五時，電報譯後，訂正氣壓之海平面高度，登載於地圖上，製成同時等壓線圖，然後根據氣壓分配，依據預報法規，作爲預報，分告各地。

自青島接收後，青島觀象台，亦擔任此種工作，因青島海港關係，關於航海之報告，至爲重要也。

中央研究院氣象研究所成立以來，此種工作，積極進行，每日均有報告。

至於氣象電報，自民國十九年，全國氣象會議以來，改用五碼電報，大多數測候所，均已更改，惟海關所立之測候所，仍用二碼，二十四年間第二次全國氣象會議，關於電碼時間，均有相當之修改，最重要者，爲時間之統一，全國以東經百二十度標準時之六時及十四時，爲氣象電報觀測時間，已於二十四年七月一日實行，則所製之天氣圖，可謂絕對之同時間天氣圖，至海關亦已決定採用五碼電報，亦氣象行政中之一進步也。

關於電報，亦一律用無線電，由交通部畫分爲五中心區，以資收發，實行後，亦有相當之效率。

其他，則高空測候，近年來亦逐漸推行，每日亦由各地電傳，以爲航空之用。

此項報告，應分三類，航空航海報告，農事報告，及普通社會應用之報告。

航空航海報告，通達航氣站，及海岸信號台，報告未來之天氣，低氣壓颶風之方向狀況，高空各層之風向風力，以便航空航海者，知所趨避。

農事報告應注意溫度之變差，降水量，大風等，以供農家預防天災之用。

普通社會應用之報告，即報告未來天氣之變化。

以吾國之大，欲求此項設備之完成，應分若干氣象區，暫時可以省爲區之單位，每區再分若干分區，則以上所述之各種報告之效率，當更大矣。此種分區辦法，各國均有行之，如法如美，其最著者。至海岸氣象台，亦應力求完備，因吾國海岸線之長，約三千餘里，則此種設備，自不容緩也。

(一三六) 天氣圖之繪製，繪製天氣圖，即以同時間之氣象要素觀測值，如氣壓，氣壓變差，氣溫，最高最低氣溫，氣溫變差，雲

風向，風力，雨量，能見度，高空風向，風力等，分別其相同之要素，作為一圖，以表示之。

天氣圖之製，其目的在研究及解決天氣預報之問題。

(一)比較現在之天氣圖與過去之天氣圖，即可應用種種法則，以推求未來之天氣。

(二)研究已往之天氣圖，即可用以探求有關天氣現象之各定律，則對天氣預報，有極大關係，天氣預報，固氣象學之重要目的也。

繪圖之法，即將各測站所測得同時間之值，用數字或符號，載於地圖上該站點之旁，然後看其相同數值之點，用線聯之，得各種曲綫，即成所謂天氣圖，此曲綫之界限，有時可用不同顏色表顯之，以求明瞭。

大氣圖之繪製，以等壓線等溫線為最通常應用，茲略說之如下：


(A)等壓線圖可分兩種：

(一)等壓線圖，Isobar chart 此圖，即將已訂正海平高度之各地，所測氣壓值，列於地圖上各地點之旁，聯其同值之點所成之圖也。附各地之風向與風力，用以求氣壓之分配，及其活動中心之移動。

(二)等壓線圖 Isallobars Chart 爲等距離時間之氣壓變差，聯其等變差所得之線。以此可以推求大氣運行，及此運行之演化。

等壓線圖中，所載者爲風向，風速，已訂正溫度及海平高度之氣壓值，與天氣狀況。

風向爲風所自來之方向，其東西南北以經緯線爲準，即以此向作一短線，聯於測站地點，如北風爲↓，風力則以矢羽表示之。

吾國限用爲下列六種  即微風，和風，疾風，

強風，烈風，颶風，與電報所用之碼相對照，其天氣之符號，爲○晴，☁多雲，☉陰，●雨，R雷雨，△霧，*雪，≡霧，氣壓之值，則載單位十位及十分位，其百位不載，如 759.9公厘，則載 59.9，其兩等壓線之差爲二公厘。

繪成後，則成所謂高氣壓與低氣壓，其中心氣壓低於 755 公厘者，爲低氣壓圈，高於 765 公厘者，爲高氣壓圈，其間在 755 公厘及 765 公厘之區爲中立圈，大抵高低氣壓，以 760 公厘等壓線爲之界。

繪圖時，須注意風與氣壓之關係，及梯度與風之關係。風與氣壓之關係，以 Buy Ballot 公例爲最顯著，即所謂以背向風

展開左臂，即可指低氣壓中心之方向，但風力大時，則此例適用之程度較遜，因在此狀況，等壓線之向，幾與風同。

至風與梯度關係之例如下：若其他各條件均同，圍繞低氣壓之風速與梯度有比例，換言之，即風力愈大，等壓線之距離愈密。

作等壓線時，不宜僅注意於各點之氣壓，而作聯線，必須注意及其風向，是否與 Buy Ballot 之公例相符合。

等溫線圖亦有兩種：

(一)等溫線圖，Isotherms 於地圖上，每測站之旁，載所測之溫度，以十分度為限，其有在零下為作負號，如氣溫九度半，作 9.5，若零下九度半，則作—9.5，其相間溫度之點，以線聯之，即得等溫度線，其每線相隔為五度或二度，以 0 度等溫線，為零上零下度數之界。

(二)等變溫線圖 Isoallothermal's 所以補等溫線圖之不足，對於預報溫度。至為有用。

繪製時，亦係於地圖上，測站之旁，載相當距離時間之溫度差數，亦以十分度為限，其溫度低降者作負號如上升 2.8，作 2.8 低降 2.8 則作—2.8，其每線之距為五度或二度，時間之距離，為二十四小時。

尚有等雲量圖，爲研究雲系之用，有以天氣爲分者，如晴，曇，陰，雨，雪，霧，霾等，爲之定一相當符號，以便分界，有以雲之多寡爲分者，如無雲至 $\frac{1}{10}$ 雲， $\frac{1}{10}$ 雲至 $\frac{1}{5}$ 雲，及陰三類，作爲分界。

(一三七) 天氣預報之學理，凡每日繪製天氣圖者，每見任何一日，無絕對相同之型式，但若詳爲分別，則亦可見某種型式之天氣，必附某種型式之天氣，因型式雖不能絲毫不差，而大體上，則可分爲數類也。故若能以今日之天氣圖，推測明日之天氣圖，則按型式而求之，可以預知明日應有之天氣矣。因此可得下列之結論：

(一)各種天氣圖型：有其相當之天氣。

(二)以現在之型式，知未來之型式，求未來之天氣。依上兩點，觀之，若能類別天氣圖，成各種型式，預報天氣，似亦毫無難事。惟事實上，則困難尚多，並不若是簡單也。因兩張天氣圖，表面似相同，而察其精微之點，則有不同，如風向不同，氣壓之趨勢差異是也。只有小變化，已足使大氣情形，大有變更，故完全依賴天氣型式，亦有相當之困難，且以中國而論幅圖至廣，測站稀少，觀測值，亦非絕對可靠，則欲分別型式，已屬不易，所最簡單可舉者，如冬季西伯利亞之高氣壓，可

以擴延至中國全部，夏季太平洋之高氣壓，可以支配沿海沿江一帶之天氣，以此粗枝大葉之型式，而概括全部天氣之變化，自屬更難，所以必須以氣象學原理為基礎，副之以豐富之經驗，即謂有科學之材料，與多年之考驗，方能有相當之效果也。研究天氣型式，對於天氣預報，雖未能十分充分應用，但若用以研究氣壓狀況之如何演化，氣壓圈之彼此如何互相連係，及等壓線之如何自此式變至彼式，亦自有相當之價值也。

(一三八) 東亞之天氣型式：上節所說天氣型式，在中國說，固屬不易類列，茲為略得梗概計，姑列舉數式如下：

大概天氣型式，多以高氣壓之部位為根據，以定風之方向，以求知天氣之影響，故有東型式，西型式，南型式，北型式等名稱。

(一)西高東低型式，此為冬季常見之型式，西伯利亞高氣壓，蔓延至中國全部，而日本之氣壓低降，大概中國全部晴好，有北或西北風，風力比較強，沿海岸則為西北風及東北風，此為寒冷氣流侵入，故天氣寒冷，是以南方沿海岸因寒流侵入與原有較熱之氣流相混合，因而有雨。(民國二十四年一月十八日)

(二)東高西低型式，此為春末夏初常有之型式，太平洋上氣壓高，擴延至日本以東中國本島氣壓低降，海洋上之濕潤較冷之

氣流：侵入沿海岸，中國大陸溫度較高，冷熱氣流相接觸，空氣上升而膨脹，是以成爲梅雨，沿海一帶亦多霧。(二十三年五月十八日)

(三)東高西高中低型式，高氣壓一在日本東部，一在中國西部，而中間以低氣壓，在此型式大概偏西各部多晴，偏東各地多陰，有時且有雷雨，南部沿海岸，常有霧，此爲至常見之型式，爲冷熱兩流衝突所成之旋渦運動，低氣壓沿東邊高氣壓之緣而向東北，西邊之高氣壓，則向南擴充，中國各地天氣以漸良好，而日本則多惡天氣。(二十三年十月一日)

(四)北高南低型式，高氣壓在西伯利亞，其邊緣達中國，有時且擴延至太平洋，而揚子江流域，有低氣壓，中國北部多晴，而揚子江流域及南部多陰雨，此低氣壓多經揚子江下流，入海，向東北行，經日本海而入千島羣島，高氣壓以漸遍佈中國全境，天氣亦漸轉晴。(二十三年三月十日)

(五)南高北低型式，高氣壓遍佈中國全境，低氣壓在蒙古西伯利亞一帶，沿海一帶，多西北及東北風，天氣良好，北方高氣壓，以漸增強，低氣壓多移向 Okhosk 海，(二十三年十月二十六日)

(六)小型低氣壓，此型式之低氣壓，常現於中國北部，範圍極小

常有雷雨，在青島夏季多見之。(二十三年九月七日)。

(七)南低北低型式，此型式亦頗常見，在黃河流域與揚子江流域，均有低氣壓，同時向東或東北進行，此型式常有大雨。(二十五年四月五日)。

(一三九) 合規風預報法：法國氣象家 Guilbert，以事實為根據，即按多數天氣圖之型式，有合規風預報法之發明，其原則已於前論低氣壓時說及之，茲再及此法之應用各點。

據 Guilbert 之說，風不僅為低氣壓之果，實為其原因，蓋風有能力，及于低氣壓，使之虛或使之滿，使之轉行于此向，或彼向，故其法之根據點，為合規風與出規風，蓋以風與梯度相比，以定其合規與出規。

氣壓梯度	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5
相當風速	公尺 1-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-20
合規風力	1	2	3	4	5	6	7	8	9

若梯度 0.5，風力 1—2，則為合規，若風力為 4，則為過餘出規。若梯度 1.0，風力 2—4，為合規，若風力為 1 則為不及出規。凡低氣壓或高氣壓，其周圍之風，或為分散，或為會聚，大抵低氣壓為會聚，高氣壓為分散，若有多數之等壓線相混，則風向不能如是有規則，故當以高氣壓為準也。

風力 > 合規風 = 過餘出規風
風力 < 合規風 = 不及出規風

484 國立北京大學農學院氣象學講義

凡低氣壓之能存在，必地面風力與梯度之間，有常存之均勢，欲此均勢不破，必此兩者，常有比例，即離心力與向心力應常相等。

梯度為離心力，風力為向心力，低氣壓圈內，任一點，兩力之間，偶有此大於彼，則此圈必有變動。

此變動，有兩種，曰擴大，曰消滅，若離心力之梯度，大於向心力之風力，則低氣壓圈當擴大，若風力較大於梯度，則當消滅。故若有過餘出規風，則氣壓增高，而所高之度，與所多之風力有比例，若有不及出規風，則氣壓低降，其所降之度，亦與風力之差有比例，若風力合規，則氣壓之變差小而微。

凡抵抗力較小之區，即為低氣壓移動之區，所謂抵抗力小者，即有不及出規風，及分散風之點，即所謂弱點也。

以上所說，為 Cruilbest 所用合規風法之原則，至原書所舉二十五條公例，均以此為根據，但過於瑣瑣，應用亦不甚便，前已約作三公例矣。應用此公例，即可作為天氣預報之準繩，原書中，尚舉至多之例，以證明其說之準確，在實用上，若應用此原則，亦可收預報之功也。

(一四〇) 極面學說與天氣預報法：欲應用 Bjerknes 極面學說於天氣預報，須注意兩點，即此學說之原則，及其應用上之細點

也。

若低氣壓之波動，自極圈界生成，向東方擴散，則在此區域之觀測值，至為有用，以其可以明瞭震動起原之要素，（狀況，範圍，及方向）而與氣壓分配未來之變化，以初步之表示。但溫帶區，西風循環內之震動，亦能引起連續低氣壓運動，則必亦有以明瞭之。此類應用極面學說之預報法，需要至多之報告，及至迅速之傳達，茲且勿具論。設已知有連續之低氣壓將至，只應用 Bjerknes 所論之低氣壓構造，作為天氣預報之根據。欲細釋任一低氣壓之進步，及其演化，必先明示其不脛續平面，因此故用地面之氣溫，及風向，而求畫定不脛續線及熱面與冷面，此諸線既畫定之後，附之以高空之測候，（溫度，風向，風速）即可確定不脛續面，及其坡度之大概，而雲之觀測，如卷雲或初現雲之高度，形狀，方向，亦足補助高空之觀測。既定此熱冷兩面，即可以確定未來之天氣，因所有現象之變化，與此不脛續線有密切關係也。

依上所說，則此法至為簡單，就其表面上觀之，則與立刻預報法相類似，即求發現天氣要素之特點，而按步求其演化之次第也。

但以現時情形觀之，則此法之實用，常遇至多之困難。且無論

在極圈內，須有至多之觀測值，方能畫成精確之不展續線，而在中緯度區域，其與不展續線相附而行之各現象，實亦不能如是簡單，如是整齊也。

此法以中國現時情形觀之，應用上亦有許多困難，至歐洲地理關係，與亞洲亦不同，故對於風向之影響，自不相伴，不可以不注意也。

(一四一) 雲系學說與天氣預報：雲系 Systeme Nuageu 之研究，始於法之行軍氣象隊，其說之成，則由于同時雲量圖之製，與應用 Guilbert 所謂雲之聯貫觀念。

歐戰之後，氣象學發達至速，而雲系之說，亦告成功，而集其大成者，為 General Delcombre 雲系之定義，即以各種高度，形狀不同之雲，按次序集合，而成一系之謂也。所佔面積頗廣，在氣流中移動，具相當之變化。

規定雲系，須製同時等雲量圖，其法分雲量為三種，(一)快晴，或 $\frac{1}{4}$ 雲，(二) $\frac{1}{2}$ 或 $\frac{5}{4}$ 雲，(三)陰。各同量之區，用線界之，或施不同之色，或畫不同之線，以為標誌，如此製成等雲量圖；附之以雲狀，及過去與現在之天氣，大可為研究雲與天氣關係之考證，亦所以定雲系也。

凡在一廣濶之地面，其附近各地點天空之狀況，絕非毫不相關

，如多數地點，同時降雨，其所佈面積，成扁長圓形，此降雨
 圈之周圍，則繞以低雲之陰天，其面積亦甚大，此外則前部及
 兩旁均有較窄之帶，雲量甚多，但均為上層雲，其後則有較廣

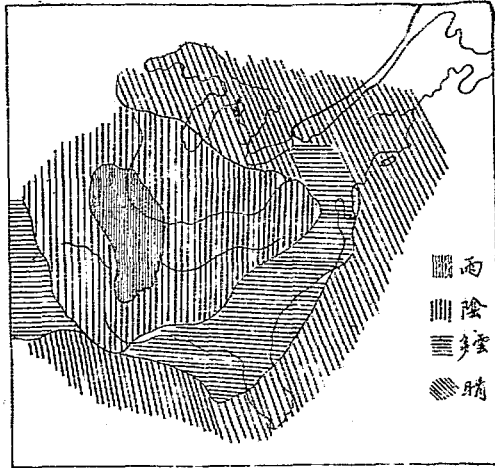
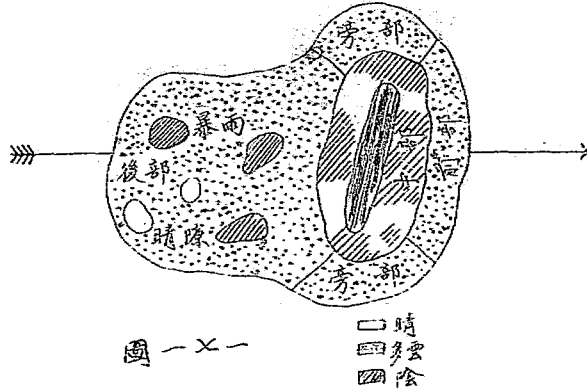


圖 - X0

之部份：天空狀況，至為不同，陰天之地，與晴天為隣，有時
 能有極良好之能見度。雲系可分下列四部。



前部 Front 雲系之前。有上層雲。

旁部 Marge 雲系之兩旁，有上層雲。

中部 Corps 雲系中央之聚匯。

後部 Train 雲系後方混雜之區。

在兩雲系之間，可有一間隔，Interval 其內天氣快晴，或只有晴天雲，其連兩雲系者，則有連貫帶，Zone de Liaison。凡一雲系，在一地點經過，可繼續見其各部分，此現象謂之雲之經過。Passage Nuageux.，其每部分相當之天空狀況，繼續表現者，謂之雲系經過之分段。故雲之經過者，為雲系經

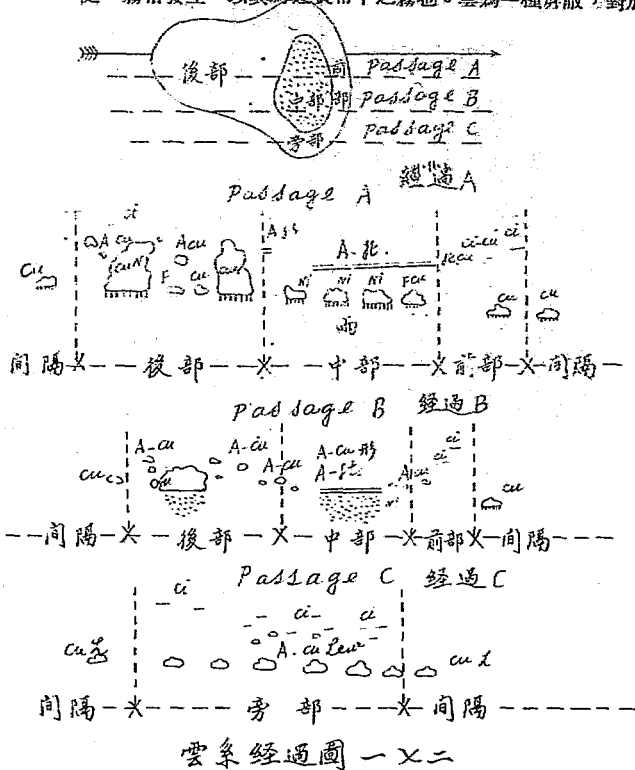
天頂之時間的截面，其全蓋亦不必為觀測者所全見。設觀測地點，與雲系運行軸相近，則其經過適當中央截面，觀測者，可以繼續見間隔部、前部、中部、後部、以入新間隔部，則其經過為完全，或比較完全。（經過 A）若漸遠中央，截面，則每分段之時間亦減少，（經過 B）若截面僅經旁部，則其他各段完全之見，而其所見者，只有上層雲，觀測者，必以為雲系不能發展，而自散失。

雲系各部，均有主要之特性雲，前部之特性雲，為卷雲，卷層雲，積雲，及高積雲，此部與低氣壓心核相近，中部之特性雲，為高層雲；附以雨雲，此部與低氣壓心核最大處相合，後部之特性雲為積雨雲，此部與氣壓增高處相合。

雲系之移動，與中部中層雲所在之氣流同速度，同方向，低層雲之掩中部者，與上層雲之傍中部者，與全體雲系之方向速度不同。

雲系與等壓線圖上之高低氣壓圈不相連係，惟其中部，多與一時間之氣壓低降點相合，即與氣壓低降甚強之區相合，其後部，則與氣壓增高之區相合。此種聯合現象，不能持久，常見中部與氣壓低降相連之象，接近大陸，其變化之運行遲緩，此氣壓低降現象，旋即消滅，而雲系亦淡散焉。故連貫帶之圍繞間

在兩低度之高氣壓者，其氣壓之變化必微，此可證氣壓平穩之處，霧常發生，以其為連貫帶中之霧也。雲為一種屏蔽，對於



晝間增熱，夜間散熱，影響極大，此現象在中部為明顯，故中部日中溫度低，夜間溫度高，是以最高最低氣溫較差微小時，

爲將雨之兆。惟中部空氣積量較熱，後部則較冷，故其對氣溫之作用，有時亦不甚明顯也。

雲系可分爲三類，(一)低氣壓雲系，(二)雷雨雲系，(三)固定雲系，及一附類，卽連貫帶。

(一)低氣壓雲系，常與氣壓低降之區相附麗，其中部或幕狀雲，與負趨勢之中心相合。降雨之區，氣壓低降甚速，卽負趨勢最大處也。

低氣壓雲系，具有下列重要性質，(一)輪廓分明，(二)中部帶橢圓形，(三)各部不一律之狀極明顯，(四)運行極速，(五)在移動時間，全體不發生變化，(十二小時至二十四小時)低氣壓雲系亦分兩類，分別解釋如下：

(甲)有卷雲狀高層雲。

第一段：前部，低氣壓雲系之經過，以卷雲爲開始，常附之以卷積雲，卷雲多係長綫紋之透明帶，無不規則或泡沫狀，因此狀爲雷雨雲系之特性雲。在此前部，卷雲之移行至速，(其速度約每秒五十公尺)其方向則依地理之關係而不同，卷積雲至爲明顯。

第二段：中部，分散之卷雲，集成卷層雲，有極透明之綫形廣幕發現，而凡太陽光線之美觀，均在此幕上現之。

繼而幕漸厚，暈散而太陽光亦弱，只有一亮點，高積雲，卷積雲，及其他高積雲狀之雲，均存在，但非白色球，而為深灰色，天空藍色亦易以乳白色，空氣極為透明，既而天空漸下垂，下層之幕，為碎積雲及分裂而黑暗之碎雨雲所組織，緊湊之雲陣，羣趨風雨之域，有時低幾觸地。

此時所降之雨，由碎雨雲來，繼續不斷，能見度極不良。

此雨幕之一段，為中部之要點，其時間至多十小時，雨漸微，碎雨雲分散，可以見上層幕狀雲，太陽雖不見，然其光透過冰晶，如透過一無光玻璃。

此低密散裂雲與雨同來之現象，為低氣壓雲系之特性。雨止之後，幕狀雲現，（中部之後端）常成為卷旋紋之散絲狀，至其離去之幕，尚存其連貫構造，已足示後部前端之特性。

第三段後部：此部，與中部不同，中部之雨，可占頗大面積（約山東一省）而在後部之暴雨，則往往此處有至猛烈之雨，彼處地平線上，已現太陽光線。此段之特性為空氣特別透明，與有積雨雲。

此系之積雨雲，為積雲之所掩，只見其底，色帶瓦灰色，不若雷雨系之黃，無乳狀雲，電之現象極微，其積雲亦與晴天積雲不同，緣多分裂，上端成塊疊狀，此段中，尚有數處晴隙

Eclaircie 其能見度，特別良好，天空為深藍色，與高氣壓晴天之淺藍色不同，地平上色較淡，太陽下地平時，色不甚紅，地平線上現稻黃色。

最後之雲既消，晴天即現，若雲系之經過完成於晝間，則夜間快晴，利於生霧，若完成於夜間，則遠處漸見薄雲，天空之藍色，亦較淡，有時此雲系與彼雲系相連接，則可見兩系前後部之雲相混。

(二)高積雲狀之高層雲

第一段前部：此段亦以高積雲與卷雲始，但有時只有高積雲，而無卷雲，若有卷雲，亦不甚多，進行亦不速。高積雲可分兩種，一排列天空，有如貝殼，在其緣可見天空藍色，一種如長帶狀，形如帆軸，或石卵。

第二段中部：前部之後，往往有上述第二種之高積雲，但其帶較濶耳。其前邊有極分明之無影高積雲，但不久即變化為高層雲。

是時霧現，能見度不良，碎雨雲與霧混，小而分裂，不甚厚，亦無多量之雨有時有晴隙，分高層雲為雨幕，暫時霧亦消散，後方有無影高積雲，組成不透明之帶，分列天空，常留空隙，可見天空藍色。

第三段後部，雲與上述之後部相似，但其作用不同。積雨雲沈沒霧中，常無大風雨，即雷雨之現象亦少，惟多附有較光亮，較不透明之高積雲，其所成之帶，亦不規則。

旁部之經過，旁部之雲，為定着之晴天雲，及上層之分散雲，或較厚之帶狀雲。旁部與後部，中部，不同，惟與前部不易分別，故須注意下列之點，旁部之上層雲分散，而時時變化，其中有極特別者，如莢狀高積雲是也。在旁部觀雲，似雲系已散，實則全體均薄也。

(一)雷雨雲系，多在夏季見之，其前部有密密雲，卷層雲，卷積雲，其中部有不連續幕狀雲，各高度不同之雲均有，而以積雨雲為最多，雲既複雜，後部與中部亦相混。

雷雨雲系，常與氣壓變差後之中心相連，其現也，氣壓常低，在等雲量圖上，頗有特殊之性質，然亦可略舉之如下：(一)其緣不整齊，而分裂，其幕不連續；(二)形不一定，無明顯之橢圓狀，(三)中部與後部混合，(四)運行至緩，(五)時間內變化至速，(六)地面之風無定而弱。

雷雨雲系之各段如下：

第一段前部，此部有至多之卷雲，形狀至不同，且不甚透明，形如小毛片如蜈蚣草，如勾點，如鳥冠，其旁部經過之雲，

與前部同，其分別在天氣之變化。

第二段與三段：中部與後部，所有幕狀雲，多不能成雨，在中部則重要之雲，為積雨雲，有時亦遇大片高層雲，但不現於積雨雲之前，而在其後或同時。在前部卷雲與中部積雨雲之間，常發現兩種高積雲，（一）雷雨高積雲，（二）積雲狀高積雲。

雷雨高積雲，為大塊雲，其線分裂，無影而頗分散，在其他雲系中，從未之見，當其發現時，天空為紫藍色，積雲狀高積雲，為盞狀，或堆碟狀，雷雨時特有之雲，色白有時作灰色。

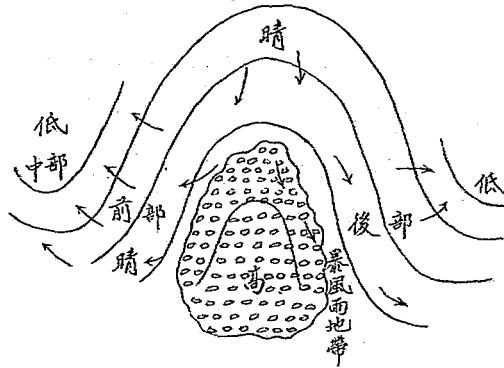
後部雖與中部相混然亦可以積雨雲與碎雨雲同現，為其特性。其相附而來之暴風雨，發生及增強甚驟，但其路程甚短。（約一百五十公里）。

雷雨系之積雲，多盞盞狀，雷雨既過之後，常見乳狀積雲，但多為輓軸形，而非尋常圓形。

雷雨之後而尤以在夜間雷雨太陽方升時，常見一種特別層積雲，形長而帶濃厚之灰藍色，太陽升高即消滅。

雷雨系，尚有一特例，即冷雷雨系是也。此系，大概與氣壓增高相連，氣壓之變差甚微，風自北來，而雲系即隨此冷氣流而行，此系先之以卷雲，次之高積雲，而暴風雨即隨之而來。

(三)固定雲系：此雲系無明顯之運行，其範圍不廣，冬季則現於高氣壓，夏季則現於低氣壓。在固定雲系，氣壓高處多層積雲，氣壓低處多積雨雲，此雲系甚整齊，但氣壓增高即散。



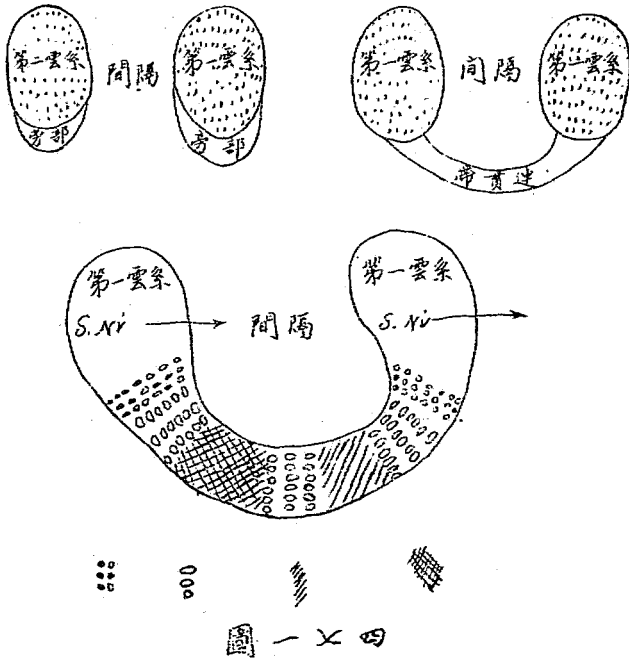
圖一七三

在氣壓高處，此雲系常現於氣壓較差為零之前線，即增高終期之處，當氣壓開始低降，雲即消散，短時間之晴天後，即有移動雲系之前部隨之而至焉。

連貫帶，凡雲系於其運行軸之右方，有一明顯之旁部界之，故各雲系分隔，而不相連續。但亦有雲系，向後曳尾，而與後繼之雲系相接，即成所謂連貫帶。Zone de liaison

連貫帶內，雲量至多，無雨或有極微之雨，近中部旁之高積雲

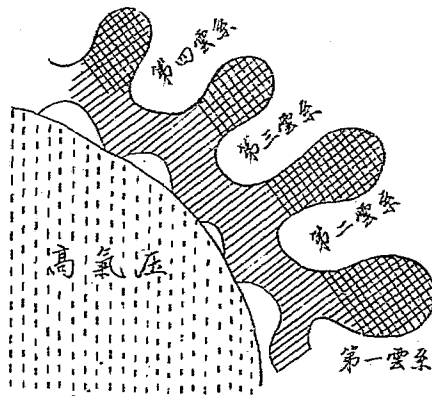
，常帶霧氣，但能見度尚頗良好，漸入連貫帶中，則見雲層之霧氣濃厚，但較低耳。此種雲，有大塊如甲，有如龍軸，有如大球形相蓋之帶霧積狀雲，尚有數處，不僅高處有霧，且可下垂地面成濃霧。(圖)



連貫帶中之帶霧積雲，與他部不同，後部之積雲，有壘蓋狀，而連貫帶之積雲，則扁平，間隔中之積雲，則隨日中熱量而變

化，連貫帶之積雲，則發生消滅無定時，正午時亦能消滅，以連貫帶已過與否，為標準也。

連貫帶中之霧，與層雲，亦與因散熱所生之霧與層雲不同，因後者生於夜間，日高即散，前者則發生消滅無定時，有時且終日不散，後者之霧，生於氣壓平穩而風靜之處，前者之霧，則不然，因此帶係聯合多數之低氣壓，圍繞高氣壓，(圖)放在高氣壓附近處，氣壓有時甚高，較差大，梯度大，風亦頗大焉。連貫帶之時間頗長，其特別天氣，為天陰霧多而無雨。



圖一七五

以上所述，為各雲系各部天氣之狀況，自可根據之以作天氣預報，以現在之等雲量圖，比較過去之等雲量圖，而推球未來之

等雲量圖也。其最重要者，為定雲系現在之速度，即中層氣流之速度，（二千至五千公尺）（可用高空測量法），以推求未來中層氣流之速度，而據 Wehrle 之說則尚須注意氣壓變化心核。其說如何，後當詳之。以變化心核之發明，大有助於雲系學說之天氣預報，且應用雲系學說，以預報天氣，只能用於短時間之預報，而欲求其準確，亦宜參用氣壓變化心核也。

（一四二）氣壓變化心核與天氣預報：短期間之等變壓線圖者，即以每三小時，六小時，或十二小時，氣壓之差，所作之等變壓線，用之以作天氣預報。

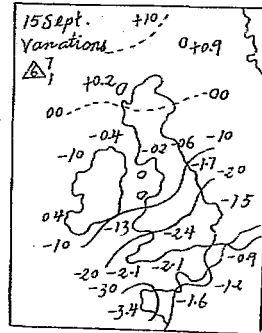
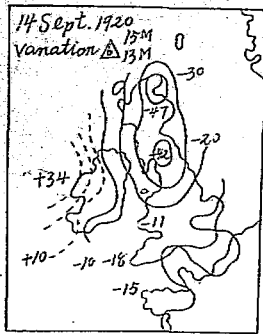
此種研究，在大戰時，法國行軍氣象局，曾用之為預報，戰後則法國國立氣象局，亦常用為天氣預報之方法。

各雲系天空概況一覽表

雲系各部	天 空 概 況	
間 隔	上層天空：無雲，或有少許之卷雲，下層天空，快晴，或晴天積雲之有晝間變化者。或因散熱所成之霧，有晝間變化，而不甚高。此天空只能直接連續於一後部，於一旁部，或一連貫帶。	
低氣壓系 有卷雲狀高層雲	前部	天空有細總紋之上層雲，且有規則之組織，以漸化成透明幕，而晴天積雲，即在此幕下漸漸消滅。此天空，只能直接繼續於一間隔，或一後部，或一連貫帶。
	中部	天空低垂，厚高層雲，化成雨雲，可有連續之雨，風亦頗強。此天空只能直接連於同類之前部。
	後部	

低氣壓雲系 有卷雲狀高層雲	後部	天氣至不穩定，忽為能見度良好之快晴，忽為極惡之天氣。（有積雨雲與分裂或騰沸積雲，及上層雲之零剩）有颶風，暴雨。此大空只能直接連於同類之中部或一旁部。
	旁部	上層及中層雲之小段（上層雲甚少），常帶莢狀，變化無已，可與晴天積雲，同時並現。風力多微。
低氣壓雲系 有高積類高層雲	前部	天空有有規則組織之中層雲，上層雲甚少，高積雲塊，不甚厚，周圍至分明，漸接連，成為連幕。此天空只能直接連於間隔，有時連於後部，或連貫帶。
	中部	天空低垂，有高積雲狀高層雲之不透明雲，或同層之連貫高積雲，其下端有雨雲，有時無之，雨則或斷或續風力頗微。此天空只能直接連於同雲系之前部。
低氣壓雲系 有高積類高層雲	後部	天氣不穩定，其特性為晴天，與雲天，或多雲天互見。（積雨雲少，多變態狀積雲，上冠以高積雲，銀光之碎積雲，中層雲之零剩，厚而且低，上層者甚少，）能有暴雨。及較弱之颶風，風向無定，風力不甚強。此天空，只能直接連於同雲系之中部，或旁部。
	旁部	有小條之中層雲，變化不息，（上層者甚少）可與晴天積雲同時存在，風力甚微。
雷雨雲系	前部 或 旁部	有密而柔之卷雲，有厚卷層雲之零片，有蠟狀之高積雲，當雲系開始，尚無雷雨雲，風亦較微。此天空只能直接於間隔，或後部，或連貫帶。
	中部 或 後部	上層或中層雲，與上升雲相混合，混雜之天空，具有厚卷層雲，高積雲及積雨雲。既而有層積雲，且漸成乳狀。多無風，但雷雨至時，則不然。有雷雨。此天空，只能直接連於其前部。

連貫帶	<p>天陰有霧而無雨，(除薄暮時)天空頗低，因有低下之高積雲，層積雲，及層雲，或有層雲及活動濃霧。(即能於任何時間佈滿天空之霧)</p> <p>此天空頗能持久不變，只能直接連於間隔，中部或後部。</p>
-----	---



變化心核圖一之六

相距十二小時時間之等變壓線，已足以表現氣壓高低之運動，若此運動，有相當之重要性，則可現其特別之性質，若有一頗深之低氣壓，自大洋來，(如歐洲之自大西洋)此等變壓線，組成一種合閉式曲線，其形為圓或長圓，即成所謂「變化心核」。

Mayaux de Variation 即在較不明顯之狀況中，亦可有振幅微小之心核。

設爲圓形低度變化心核，必先考察此心核，是否活動，此可由比較任何距離相連時間之兩圖得之，設此心核爲活動的，則此低度必頗強，而有侵入大陸之趨向，而影響於天氣者至大。次則可畫其軌道，而用前後兩圖之比較，定其大略之速度，在歐洲平均速度，冬爲每小時六十公里，夏爲每小時四十公里，與低氣壓之速度相似，亦冬大而夏小。如此，卽可以定十二小時後，變化心核之位置，而就現在之圖，推十二小時後之圖，若能預見此心核在較此時間內，保守其原有之值，而循行同一之軌道，卽可作每十二小時後之圖，若爲二十四小時，則可作二十四小時後之天氣圖。

以上云須先考察心核是否活動，卽證明低度是否擴散，因低度亦有不活動，而滯留者，此停頓之心核，於是處成，亦於是處消。欲分別活動之心核，須考察繼續之圖，及氣壓趨勢，（三小時之變差）以低度之變化心核，多處氣壓低降較速之區，可以由趨勢見之，設變化心核，與趨勢之線有界限不顯，或兩者比例之差太大，則低度不擴散，而在本處衰弱。

以上假設變化心核，在其移行途徑中，常保守其原值，卽謂高氣壓或低氣壓，均保守其原有之強度，而其範圍亦不變，依繼續各圖之考察，則所見者完全相符。

變化心核，亦有時分散，在此例，則曲線之形爲長圓，如遇此形，即須爲之注意。垂氣壓趨勢時，亦可表示此分散狀況，因趨勢亦合成兩心核，可以示其分散之或然的方向。

既定其分散之後，亦可作其軌道，而定其速度。至論其造成之相當值，則多平分原有之心核，如低降度 25^{mm} ，分而爲二，其一低降度爲 10^{mm} ，其一低降度爲 11^{mm} ，此分散狀況，爲深低氣壓即速消滅，及副低氣壓將成之隱兆。無論低氣壓或高氣壓之心核，均可有分散之象。

按上所述，爲此法之節要，已可見此法對於天氣預報應用之便利，因高氣壓與低氣壓之到臨，爲有特性之現象非僅恃等壓線圖，所能表現，故應用等變壓線有效也。

至於與氣壓變化，有關之氣壓趨勢，亦對於天氣預報，有大用。趨勢之距離，時間，僅三小時，但可用以推測未來天氣圖大概之面目，而求高低氣壓之移動狀況，其所有之例，前已述及，茲不再贅。

(一四三) 等變溫線與天氣預報：氣溫之變化，對於天氣有密切關係，所以有用等溫線，以預測天氣者。如 Exner 之冷熱氣法，與低氣壓之運行方向，正垂於氣溫梯度（氣溫梯度亦自高溫向低溫）之例，即其著者。

但應用等溫線圖，易生誤差，如溫度原值之差，或觀測方法之差是也。

若不用溫度原值，而用其差數，不作等溫線圖，而作等變溫線圖，則此誤差可以減少。

任一地氣壓之變差，與此地及此地附近所測溫度之差，有一比例式，如下：

$$\Delta P = -C \left(r + \frac{r_i}{2} \right)$$

ΔP 為二十四小時氣壓之變差

C 為常數

r 氣溫梯度(依風之來向)

r_i 等變溫梯度(亦依風之來向)

r 與 $\frac{r_i}{2}$ 可有不同之號，氣壓變差之號，則依絕對值孰大而定。

r 常比 $\frac{r_i}{2}$ 為弱，故可云只等變溫線之梯度，或只溫度變差，足以定氣壓之號，於是可得下列之例。

設空氣自溫度增高之區，流向溫度低減之區，則在此區，現氣壓之低降，設空氣自溫度低減之區，流向溫度增高之區，即在此區，現氣壓之增高。

於圖中畫分溫度增高與溫度低降之帶，並畫普通氣流之方向，即可明瞭此諸帶運行之方向，則可以定氣壓變差之向矣。

若以等變溫線圖，與等變壓線圖相比，即可見氣壓增高之區，與氣溫低降之區相當，氣壓低降之區，與氣溫增高之區相當。且依高空與地面氣溫之觀測，而見高氣壓之處，其相當氣層之溫度如次：自 0^m 至 4000^m 溫度低減，自 4000^m 至 18000^m 溫度增高，又自 8000^m 15000^m 溫度又低減。而地面氣壓低減之處，其相當氣層之溫度如次，自 0^m 至 4000^m 溫度增高而 4000^m 至 8000^m 溫度低減，又自 8000^m 至 15000^m，溫度又增高。此則就地面觀之，與上述者完全，相符合矣。

(一四四) 高空之風與天氣預報：設各高層之風同向，則氣壓有不變動之趨向，凡等壓線，在各高層上，若為同向，則氣壓必不動，而風至某一高度幾與等線同向，故亦可云，若各高層風同向，氣壓有不變動之趨向。

但若高度愈高，風向轉換，則氣壓亦有變化之趨向。設風向左轉，則氣壓上升，設風向右轉，則氣壓下降。（此轉向須自一定之高度始至少須五〇〇公尺，因地面有摩擦也）此例亦與上例同演繹於等壓線之方向。

依此，則用測風汽球所測之成績，可用以為天氣預報矣。

(一四五) 局部之天氣預報：以上所說，爲一般之天氣預報，所謂大地

預報，然地方狀況不同，有時則以上所舉之例，有不能適用之處，且有在交通不便之區，僅恃儀器之觀測，亦可資爲天氣預報之根據，且亦能得相當之確度。

凡高低氣壓之分配，對於某一地點，在其前後左右，儀器上均有相當之表示，即天空狀況，亦可窺見一二。

如在青島，夏季有颶風從青島之東經過，則當其中心將到達時，風向多偏西北，氣壓低降，其始不規則，繼而疾速，後乃漸緩，溫度始亦增減無定繼乃遞減，後亦不規則，濕度增高，天空有卷雲，高層雲，卷層雲，故遇此狀況時，則可斷定颶風將至，可以預報未來二十四小時之天氣。

又如冬季，有高氣壓自西伯利亞向東南移動，當其將近青島時，即見氣壓原頗低，增高頗速，溫度頗高，繼乃遞降，濕度亦較高，天空有高積雲，卷積雲，及層雲，不久強烈之北風起，氣壓大增，溫度濕度均低降，天氣轉快晴，故遇此狀況時，則可斷定北方有強烈寒流將至，可以預報未來二十四小時之天氣矣。

至於其他地點，當然亦有此相同之狀況，可以類推矣。各地對於天氣變化，往往有至多之係數，均來自若干年代之經驗，有

可以科學理論，爲之解釋者，有非科學理論所能解釋者，然均有相當之效驗。中國各省，此類諺語甚多，中國氣象學會，前有搜集氣象諺語之舉，惜未有相當成績，朱君炳海在科學世界，有此項之解釋，可以參考，而有統系之搜集，當以吳君樹德之中國天氣俗諺集分類註爲最，茲分錄之如下。中國之大，天氣俗諺自不只此數也。

天色與天氣之關係

早起天無雲	日出光漸明	自解
反照黃光	明日風狂。	日落至地平線天空現黃色主風
朝看東南黑	勢急午前雨。	自解
暮看西北黑	半夜看風雨。	自解
亮一亮	下一丈	連陰天高層雲忽然白亮旋又作灰色主大雨連綿。

風與天氣之關係

春夏東南風	不必問天公。	東南風爲濕風主陰雨。
秋冬東南風	雨下不相逢。	秋冬東南風反季風也主雨。
春夏西北風	夜來雨相從。	春夏西北風夜涼不降雨。
秋冬西北風	天光喜融融。	秋冬西北風天寒不雨。
春風換秋雨		春天風多秋天雨多。

夏風連夜雨 不盡便晴明。 夏季連夜有風主不久即快晴。

夏東風 燥鬆鬆。 夏季正東方不下雨東南東北風下雨浙江紹興一帶。

風是雨的頭 風狂雨速收。 夏季天氣甚陰有時不雨，但是小風一起大雨即到狂風不久即止。

風靜鬱蒸熱 雲雷必震烈。 夏季無風天氣悶熱主雷雨。

雨過東風至 晚來愈添巨。 雨後東風主連陰天。

旱年東風不下雨； 落年西風不晴天。 旱年空氣太乾東風吹來之濕氣與乾燥空氣混合後仍乾故不下雨落年空氣太濕西風吹來大氣易凝結。

熱極生風 悶極下雨。 連天大熱不久即風連天悶熱不久下雨。

初三若有風 初四還可畏。 陰歷初三若有風初四仍須有風。

望日二十三 颶風均可畏。 陰歷十五日起大風，須至二十三日方可無風津東塘河縣一帶已三遇三驗。

天晚颶風天明往 天明不往颶倒樹。 自解 津東一帶

雲與天氣之關係

- 雲往東 一陣風。雲向東行僅風不雨 河北山東兩省
- 雲往南 水連連。雲向南行甘霖細雨 同上
- 雲往西 南海老母披蓑衣 雲向西行主大雨 河北山東兩省
- 雲往北 一陣黑 雲向北行天陰雖黑不下雨 同上
- 雲彩往東 下雨颯大風。自解 唐山附近
- 雲彩往南 下雨沒房簷。自解 同上
- 雲彩往西 下雨披蓑衣。小雨 唐山附近
- 雲彩往北 下雨發大水。自解 同上
- 雨從南方暝 風雨辰時見。清晨南方起黑雲漸次擴大主雨
- 雲佈滿山底 連宵雨亂飛。自解
- 雲隨風雨急 風雨霎時息。粗風暴雨來時快去時快爲時不久

見

雲下日光 晴朗無妨 烏雲接日時應當完全不見日光若烏雲有
洞或上升時日光現出一部分是接駕不遇

主晴 已數次驗

- 雲勢若魚鱗 來朝風不輕。卷積雲出現多主風
- 雲鈎午後排 風色屬人猜。下午天空現鈎狀卷雲多主風
- 雲從龍門起 颶風連雨急。龍爲辰即東南方來之惡天氣
- 積雲主暴風雨。我國颶風多來自東南。

- 紅雲日出生，勸君莫遠行，日出時天空有紅色雲狀濕潤主雨。
- 紅雲日沒起，晴明不可許。日落至地平線天空現濕潤狀之紅色雲與晚霞不同主雨。
- 夏雲鉤內出，秋風鉤皆來。夏季鉤狀卷雲出現主風秋季大風之前多現鉤狀卷雲。
- 曉雲東不利，夜雲愁過西。清晨東方來雲夜間雲向西方皆主雨或風。
- 亂雲天頂絞，風雨來不少。雨雲在天頂旋轉一似旋風主傾盆大雨院中積水盈尺其方向皆由東轉北。
- 老雲接駕，明天必下。日落時全天無雲僅西方有烏雲一塊上蔽日光下連地平線日光不見此種現象已經過十餘皆次日雨。
- 迎雲對風行，天津不看晴。雲向與風向相反主雨。
- 晴雲照山頭，甘雨自可求。晴天雲現山頭主雨。
- 日出卯遇雲，無雨天亦陰。日上升時東方有雲蔽日主陰雨。
- 日落黑雲接，風雨不可說。日落時遇烏雲蔽日此後日光不見主雨。
- 清晨起海雲，風雨霎時辰。清晨天空現波紋形高積雲，主風

雨。

火燒雲，熱死人。

夏季晚霞主次日天晴熱。

瓦塊雲，晒死人。

日落後狀如大瓦塊之白色，高積雲出現，滿佈天空，主次日熱，山東濟甯一帶。

東風雲過西，雨下不移時。

東西吹來碎狀積雲或積雨雲向西或西北進行主雨

東風卯時雲，雨下巳時辰。

卯為正東方東風吹揚時東方有雲隨風速度大主連雨。

風送雨傾盆，雲過都暗了。

傾盆大雨若伴以風為時不久雨止雲散

西北黑雲生，墨雨必震聲。

夏季西北方來之惡天氣多為雷雨間夾以雹降雹時應作黃黑色

小豬過河，大雨滂沱。

夏季夜間豬狀白雲自東方過天河主大雨，河北省南部

朝曇暗

夏季上午晴天積雲出現三五排列天空主晴

日與天氣之關係

日出遇風雲，無雨天亦陰。 日上升時碎積雲遮日多主陰。

日光精彩，久晴可待。日之光芒作五彩狀空際無雲可望久晴。

日光早出 晴明不久。日上升時光應不亮此時若異常明亮主不久變天。

日沒暗紅，無雨必風。自解。

日落雲幔滿，雨落在夜半。日落時卷層雲或高層雲忽然滿佈天空主速雨

朝日烘天，晴風必揚。日上升時滿天發紅多主風。

朝日煤地，細雨必至，清晨天頂紅光反照窗壁多主風

早間日斑，狂風即起。自解

午後日午，明日有雨。自解

午前日暈，風起北方。自解

午後日暈，風勢須防。自解

一斑單主，兩斑雙起。暈現一斑風雨不久暈現雙斑風雨齊臨。

雲下日光，晴朗無妨。見前解。

烏雲接日，雨即傾瀉。大塊烏雲于日落時起自地平線遮蔽日光此後同日不復見（即老雲接駕）

暮光燭天 日色陰連。日落天空頂暗紅作濕潤狀主陰雨。

早白暮赤，飛砂走石。日出時作白色及日落時作暗紅色主風

午後雲遮，夜雨滂沱。自解

小暈風伯急，大暈雨師忙。暈主風雨

月與天氣之關係

月暈而風。自解

八月十五雲遮月，正月十五雪打燈。年成好。

星與天氣之關係

星光搖，起風颳。星光閃爍風兆

一個星，可望晴。久雨之夜忽現星光可望晴天

久雨現星光，來日雨更狂。久雨之夜星光一現旋又見主次日大

雨

大瓶灌小瓶

水平星大者高時主雨

虹與天氣之關係

斷虹早掛，有風不怕。晨間降雨殘虹出現風變方向可望晴。

斷虹晚見，不明不變。降雨時下午見殘虹不及天明即可轉晴。

雨下虹垂，晴明可期。降雨時虹出現可望晴

東虹日頭，西虹雨。虹讀降東虹即夕虹晴西虹即朝虹雨也。

雨吃虹，準不晴。細雨時一度現虹卽加礙主陰雨連綿。

雷與天氣之關係

雷雨聲，三晚上。晴間有雷雨須連續三夜雷雨 平津東

乾打雷，不下雨。雷聲震烈連續不停但不降雨

二八月打雷，遍地是賊。二八月打雷有害苗實收成不足。

電與天氣之關係

電光西南，明日炎炎 自解

電光西北，雨下連連 自解

電光亂明，無雨風晴 自解

霧與天氣之關係

曉霧即收，旭日可求。曉霧不久即清主晴

霧收不足，細雨不止。曉霧連綿不止主雨。

三日霧淡，必起黃風。自解

白虹下降，霧惡必散。大霧時現虹主雨

早霧遮山脚，出門不須急。自解

早霧晚晴 晨間雖霧但下午可晴

月令時期與天氣之關係

春見春四條蹄貴如金。舊曆一年有二立春主年景好驢馬
貴。

春風換秋雨 春天風多秋季則雨多。

收花不收花，單看正月二十八。 陰曆正月二十八無風雪天氣

清明主收棉花。

三月初一萬人憂，清明南風是大收。 三月初一有風雨主瘟疫

清明日有南風利莊田

驚蟄聞雷米似泥，春聞有雨病人稀。 驚蟄打雷主莊田壞

四月初一初二麥生黃。 初一初二下雨主麥生黃丹即起黃霉

初三初四落把穰，初三初四下雨主麥不生粒。 唐山附近。

初五初六，吃雨吃肉。 莊田好 同

初七初八，打魚摸蝦。 落年 同

初九初十，鯉魚趕集。 大水 同

端陽有雨是豐年，夏至西北壞田園。 夏至有西北風瓜園不利

夏至逢辛三伏熱，重陽遇戌一冬乾。 夏至日逢辛字九月九逢

戊字。

雨打小暑頭，黃霉倒轉流。 小暑天晴出每有雨反霉。

三伏酷熱穀不結，不見災害冬多雪。 自解

立秋無雨只半收，處暑下雨實難留。 處暑下雨傷禾。

八月初一下一陣，旱到來年五月盡。 陰曆八月初一下雨主

旱。

秋分雷電閃，有米只半碗。 秋分有雷傷實。

早穿皮襖午穿紗，抱着火盆吃西瓜。 綏遠五原臨河一帶土諺

言早午氣溫相差懸殊，八月_中

秋西瓜方熟，此時天已大寒，

室內舉火矣。

重陽無雨一冬晴，若遇雷聲菜價增。 陰曆九月初九日，不雨

主冬季雨少，若有雷傷田園，菜

貴。

冬暖夏寒雨。 冬暖主雨，夏寒主雨。

歲朝宜黑四邊天，大雪紛紛是旱年。 除夕天色黑，主豐收，

大雪主旱。

不怕初一下，就怕初二陰。 初一下雨，僅一二日，初二陰天

，雖不下雨，但是連陰半月。

(每月如此)河北省

七月初七，五月十三，四月二十八，均係降雨日。(以上日期

，係指陰曆而言)。

先下牛毛沒大雨，後下牛毛不晴天。 牛毛細雨也，狀如牛毛

，即毛毛雨。

雨前濛濛終不雨，雨後濛濛終不晴。 濛濛即牛毛雨也，與

解同。

開門雨連綿，晴朗在午前。 清晨細雨，多在午前止。

晚晴十八天，久雨後忽於日落時，天氣快晴，主十八日無雨。

(河北省房山縣一帶)

旱年雨澆山。 山西省大旱時，西北部山地不旱。

一九二九不出手。 自陽曆十二月二十二日至一月八日，天氣
嚴寒凍手。

三九四九凌上走。 自陽曆一月九日至一月三十一日，河水結
冰。

五九六九隔河看柳。 自一月二十七日至二月十三日，柳樹發
芽。

七九河開。 自二月十四日至二月二十二河解凍。

八九雁來。 自二月二十三日至三月三日大雁北來。

九九無凌絲。 自三月四日至三月十二日夜不凍。

七九河開不準開。 八九雁來雁準來。 氣候較寒，河水解
凍略遲。

動物怪異與天氣之關係

早哇陰，晚哇晴，半夜哇子到不了明。 一種鳥，其叫聲為哇
，頗似鴉牙之聲，音短而高遠，俗稱哇子，
晨叫主陰，晚叫主晴，半夜叫即雨。 天津

時驗

貓臥房脊，必得下雨。 自解。

貓兒吃青草，雖早不必禱。 貓吃草主將雨。

狗兒吃青草，屎水快趁早。 狗吃草，主將雨。

蚊忙聚堂中，明朝穿窬衣。 蚊虫團聚飛甚忙，主將雨。

螞蟻築壩陣，雷雨盈寸深。 螞蟻倒窠主雨。

游絲天外飛，久晴便可期。 蜘蛛張網主晴。

山光翠欲滴，不久雨瀟瀟。 山光翠而潤，主將雨。

山光濃欲霧，連日和煦照。 山光迷濛主晴。

遠寺鐘聲清，何必問天公。 遠寺鐘聲清，空中濕度大，主將雨。

無風電線鳴，不必盼天晴。 無風電線嗡嗡自鳴，主變天。

下雨起泡，出門戴帽。下雨時雨點擊於雨水中成泡，主連陰。

反凍河，死老婆。 春天河水解凍復凍，主疫。

有鳥遠飛於海面，天氣晴穩。 自解。

久雨聞鳥聲，則將轉晴。 同

魚鯉浮游水面則雨。 同

鷄登高報曉，則晴。 同

蛙撥木而鳴，則雨。 同

蒼蠅落地，主雨。	同
鴉爭棲，則將雨。	同
鷓鴣高舞，主風。	同
雀噪，主雨。	同
礎潤，而雨。	同

此種俗諺，有到處均同者，有具有區域性，此地有效驗，而他處效驗者，所以天氣變化，有普通性，有區域性，自然盡分，固不能一概論也。

天氣俗諺，可分為六種，首二種為有科學根據者，其他四種，則均來自簡易之傳說。其第一種，由於天空之變化，且有時與氣象要素有關者，如朝虹雨，夕虹晴，此諺語到處均有，惟說法偶有不同，即謂早晨有虹，太陽在東，西方有雨，大概雷雨或暴雨多自西而東，故早晨現虹有雨，晚間見虹，則太陽在西方，東方有雨，雷雨或暴雨已過，故即晴也。

第二種由於動植物及礦物，因天氣變化，所表現之動作及現象。凡低氣壓將至，而有風雨時，往往有溫度濕度之增高，及氣壓之低降，因此而動物之動作，及呼聲，均有相當之變更。如俗諺，螞蟻築窠陣，雷雨盈寸餘，鷓鴣飛主風，雀噪主雨是也。又如山光翠欲滴，不久雨濛濛，礎潤而雨等；即礦物對於天

氣之表示也。此二類均可以科學之理，爲解釋者。

尙有四類，則較少根據者。(一)以動植之動作爲預知未來天氣者，(二)以干支或舊曆日期爲預知未來天氣者，(三)以天體爲預知未來天氣之根據者，(四)以過去某時期之天氣，爲預知未來天氣者。例如貓兒吃青草，雖旱不用禱，夏至逢辛三伏熱，重陽遇戌一冬乾，八月初一下一陣，旱到來年五月盡；箕好雨，畢好雨，月兒張弓，多雨少風；歲朝宜黑四邊天；大雪紛紛是早年；八月十五雲遮月，正月十五雪打燈。

關於各項天空表示現象，有時各地之意義均同，有時彼此兩地，完全相反者，以地理之部位不同之故。如薄卷雲纖維紋甚細者，各地均視爲晴天之兆，其有粗痕之卷雲，則爲颶風陰雨之兆，卷積雲則在英國爲晴天之兆，而至南歐意大利則爲陰天之兆。故如能將天氣諺語，及天空狀況，作爲有統系之彙錄，而加以解釋，則更完善矣。

依雲系學說，雲系各部，均有主要之雲，如前部主要雲，爲卷雲，卷層雲，卷積雲，及高積雲，中部主要雲，爲高層雲，及雨雲，後部之主要雲爲積雨雲，卷積雲，與卷層雲。高積雲，則在前部與中部之界，故見天空有此類雲，可斷定有惡天氣之將至，所以有日月呈時，必爲有風雨之兆，以其適爲卷層雲發

生也。

氣壓之高低，常不足以確定天氣之陰晴，故尋常空盒氣壓表上，有陰天風雨等字，均不足為憑，因氣壓之高低，週日中既有其週波，週年中亦然，故不能僅以其值之高或低為憑，須察其變象若何，苟氣壓有驟然之變化，無論其為高為低，均表示天氣之不穩，若氣壓為有規明之變化，則天氣必平穩且能持久。溫度之變化，亦足以表示天氣，每日最高氣溫與最低氣溫之差，若漸小時，天氣必有變化。最高最低氣溫發生時間，有其折中數，若此時間提早，則天氣必有變動，而尤以最低發生時間為最有準，大抵愈提早，則變愈速，依歷來實驗，大約百分之八十，可以有準，蓋因空氣將有擾動，地面蘊熱不散，空氣不退冷，而反增熱所致，迨至天氣將恢復原狀時，則此折中發生時間，亦以漸恢復。

濕度亦足以表示天氣變化，如在冬季天晴之後，若牆石現有潮潤，且山嶺有雲，則必有雨。數夜天晴而多露，則必久晴，蓋必大氣平靜而透明，上層大氣比較乾燥，露始能成也。若數夜明而無露，偶一早晨，獨多露，可見空氣濕度驟增，天氣必將變更。春季則常溫度尚不甚高時，夜間散熱力強，冷卻甚力，必有嚴霜，為植物害，此霜之現象，可由乾濕球濕度表預測之。

，因日中此兩表若之差甚多，有時且降至零度左右，可見空氣太乾，且甚透明，夜間之冷却強，即須注意於防霜也。

風向與天氣，亦有關係，因地點之不同，其風向有其相當之天氣，如南京之風向與天氣，則北風風力強大，天氣寒冷，雲量多，相對濕度大，為構成陰雨天氣之原素，南風風力小，溫度高，天氣晴朗，東風冬暖夏涼，西風天氣多陰沉，風小雨微，即其一例也。

總之儀器之示度，與天空之現象，及生物之動作，與局部天氣預報有相當之表示，若能知大氣之狀況，則其效用更大，此大氣狀況，可得自電傳，但此項電報只指示大概，至局部之變化，自非參加局部測候不可，故凡作局部天氣預報者，必兩者互參，則預報之效率，當更大也。

(一四七) 天氣預報之困難：以上所設，關於天氣預報之種種方法，及學說，足以供作天氣預報者之參考，若謂以此所知者，應用於天氣預報，即能百發百中，實際上為不可能之事。因此種種學說，不過略示範圍，俾作預報者，較有所遵循，而仍不能不仰賴於經驗也。

無論用何方法，凡作天氣預報者，不能不應用天氣圖，即所作之同時間等壓線圖也。以上已云，以現在之圖，推測未來若干

時後之圖，按圖上高低氣壓之分配，以推求未來之天氣，因此而有下例兩種之困難。

(一)所推想未來之圖，不能十分準確，因等壓線，往往有出乎理論以外之變化也。

(二)即有精確之等壓線圖，亦未必能推知具體有之天氣。試將一未發天氣狀況之等壓線圖，於各測站，載其天氣，而以與實測天氣作比較，即立見其有若干之不合。

依此觀念，似乎天氣預報，不能必準，則何必作此天氣預報，但就其他方面言之，則天氣預報之有效者，實有至大之利用。茲以檢查法，檢查天氣預報有效之百分率，以證天氣預報之效能。

此檢查法可按下列各要素檢查，一風向，二風速，三天氣狀況，四降水，其檢查分確，可，壞，三種，如風向適合者為確，有四分之六合者為可，全不合者為壞。風速適合度在四公尺以內者為確，適合度在六公尺以內者為可，餘均為壞。天氣狀況(分五類，陰，四分之三陰，二分之一陰，四分之一陰，晴，)完全適合者為確，有限內之上下者為可，否則為壞。降水須報其種類(雨雪雹等)及性質(連續降雨，驟雨，暴風雨等)者為確，性質不合者為可，否則為壞。依此法作嚴格之檢查，其成績

大抵如次：

(一)風向 確：百分之五十八，可：百分之三十，壞：百分之十二。

(二)風速 確：百分之五十六，可：百分之三十九，壞：百分之五。

(三)天氣狀況 確：百分之四十四，可：百分之四十五，壞：百分之十一。

(四)降水 確：百分之六十七，可：百分之二十五，壞：百分之十。

以此檢查所得平均計之，則完全為壞之天氣預報，只百分之九，即每十次中，有一次為壞，而完全確者亦只百分之五十六，此確的成分，似覺太少，但依 Sir Napier Shaw 之嚴格統計，亦云完全確的天氣預報，其百分率，亦為百分之五十六，若合可的成分計之，當然可達百分之八十以上。

由此觀之，天氣預報之困難，可以概見，誠以參加天氣變化之分子甚多，除大氣本身以外，尚有地形，地勢，及季節等，亦如醫者之治病焉，病因簡單，可以立加判斷，病因愈複雜，則其變化莫測，殊難判定也。

茲舉一例，如下，二十四年十月二十四日，天氣圖上有高氣壓

在日本海面，長江流域，有低氣壓之模型，其低度不甚明顯，中心爲七六〇公厘，有向東北之趨勢，且只青島觀象台所製之天氣圖中見之，故在青島作天氣預報，只能按向來長江流域低氣壓東北行，經過青島時，報天陰有雨，風力至大亦不過每秒十至十二公尺。而二十五日圖上，則低氣壓中心，經青島附近而過，低度頗深，中心爲七四八公厘，青島氣壓低降甚速，最低至七四一公厘，（未訂正海平面高度）風力竟達每秒二十二公尺，大雨滂沱，此在二十四日圖中，所完全不能預測者也。

卽此一例，已足見天氣預報之困難矣。但雖有此類困難，若能應用氣象公例，以推求按上列之嚴密檢查，至少亦有百分之五十六之確率，若合可之百分率，可達百分之九十。以青島觀象其歷年之平均言之，則預報之統計，爲百分之八十一，卽是至少十次有八次，可以預測，未始非應用上之一利也。Sir Napier Shaw 有云，（吾人之智識，雖不甚完備，但所已知者，亦豈可輕視，就實際上言，科學雖未萬能，然兩方勢均力敵，則知氣象者當佔優勝。）誠確論也。

（一四八）天氣預報之統計法：以統計法預報天氣，由來已久，一八一二年 Laplace 曾爲 Napol'eon 作俄國嚴寒之統計是也。但當此時代，既無氣象電報，亦無天氣圖，氣象學理，亦甚幼稚，

此項統計自亦不能十分精確。至一九一四年，奧國 Kalter-brunner 有天氣預報統計法，奧國 Schnerder 之統計法，為取天氣要素為標準，即用午後二時之風向，天氣，氣壓，午前七時與午後二時之氣壓變差為標準，推測未來天氣，並編立一統計表，以資應用。表中之天氣號碼如次：

號	碼	1	2	3	4	5	6
雲	量	1-2	3-5	6-8	9-10	雨或雪	霧

茲錄其一表如下：

冬季 午後二時 天氣 4 風向 w

氣壓		午前七時與午後二時氣壓之差 (+) 上升 (-) 下降								
		+	+	+	+	+	-	-	-	
		+	+	+	+	+	-	-	-	
2 pm		3.5	25-35	16-5	06-15	0-0.5	06-15	1.6-2.5	2.6-3.5	3.6
750	Nw				3	4.3	4.4	4		4
	w				3.3	3	5	4.4	33	3
	Sw				4	3.4	4			

觀表如午後二時天氣 4，氣壓 750^{mm}。其與午前七時與午後二時氣壓之差為 10.5^{mm}。風向 SW 則明日天氣當為 4 與 3，即多雲之天氣也。

法國 Roch 有統計方法之預報表，分為二表，第一表以氣壓

風向為標準，第二表以風向天氣為標準，其表分別列下：

第一表 以氣壓風向為預報標準

氣壓	風向 季節	東 北 風	東 風	東 南 風	南 風
		低於 755 ^{mm}	冬 天冷風或雪	天冷風強或雪	天晴霧或凍冰
	夏 天暖風或雨	天暖風微或暴雨	天晴日暖夜涼	天晴嚴熱	
自 755 ^{mm} 至 765 ^{mm}	冬 天冷山上降霰	天冷霧或霰	天冷霧或雪	天晴暖	
	夏 天暖驟雨	天晴夜微冷	天暖驟雨或暴雨	天熱暴雨	
高於 765 ^{mm}	冬 天晴冷凍或霧	天晴凍冰	天冷風或雪	天暖風大或雨	
	夏 天晴夜冷	天晴夜微冷	天暖嚴風或雨	天暖風或雨	
氣壓	風向 季節	北 風	西 北 風	西 風	西 南 風
		低於 755 ^{mm}	冬 天冷風或雪	天冷風大或雪	天晴夜冷
	夏 天暖風或雨	天陰風或雨	天晴嚴熱	天晴熱	
自 755 ^{mm} 至 765 ^{mm}	冬 天冷驟雨或霰	天冷雪	天陰霰	天陰風雨或雪	
	夏 天暖驟雨	天暖驟雨	天晴驟雨	天暖暴雨	
高於 765 ^{mm}	冬 天晴凍冰	天晴霧凍冰	天暖風或雪	天暖風大雨或雪	
	夏 天暖夜涼	天晴緩和	天晴風或雨	天晴風大或雨	

第二表 以風向及天氣為預報標準

季節	風向 現象	東 北 風	南 風	東 風	東 南 風
		晴 天	日夕天邊四向無雲明日仍晴	多陰雨天氣但退西風或西北風則轉晴	天冷無雲日夕四向清晰則天氣不變

冬	陰天	非連續陰天而 氣溫低必先 雨而繼之以雪	難轉晴即轉晴 不久又雨	陰晴無定逾二 十四小時則必 轉晴	繼續陰天難轉
	驟雨天	經兩日雨或雪 後放晴則天氣 冷晴期長	陰晴無定即轉 晴不久又雨	天冷經雨雪後 必放晴	
	久雨天	十二時或二十 四小時氣溫低 降則轉晴	多晴天二十四 小時或四十八 小時風轉強		
夏	晴天	慮有暴雨發生 若風向轉東南 則變雨天	晴天不逾三日 向轉西南後繼 之以久雨	晨多霧暴雨來 必大	天氣晴惟風向 不久必變
季節現象	風向	西北風	西風	北風	西南風
冬	晴大	日夕天邊四向 無雲天布則並 向多轉北	雲多時有驟 不逾二十四小 時風向必轉南 西	多雨天設遇東 北風則有雪	風向變則天氣 變
	陰天		夜有霜南西風 之朕兆	雨不終日	陰晴無定不逾 二十四小時必 雨
	驟雨天	忽雨忽晴風向 必因之轉西南 轉南西	忽雨忽晴風向 轉南西	陰天無雲溫度 必降風轉東南	雨天朕兆
	久雨天			少陰天多霧溫 度低降則風轉 東北增則轉西 北	不逾兩日必轉 晴
夏	晴天	西北向之風不 多見不久即轉 北向	風向多轉為南 西	北風少不久即 轉西南	久無雨風向變 則雨

瑞典 Rolf 有一統計法 一九一七年瑞典人 Rolf 研究夏季降

雨之統計，根據氣象台一八一五至一九一三之觀測值，先計算

雨量 0.1^{mm} 以上及 1^{mm} 以上之確率，而後以之與氣壓，氣

溫，水汽，濕度，風向，雲量，各要素中，任一要素分別觀察

，與其中之二要素，分別觀察。凡任意一定之雲量與濕度，

其降雨確率達二分之一時，其氣壓值名爲臨界氣壓。其所用臨界氣壓，爲以夜間九時所觀測之雲量與濕度爲根據，用表以求此所謂臨界氣壓。

若觀測時所得之氣壓比臨界氣壓爲高，則不致有雨，若較低，則雨之成分較多。

英國 Busk 亦有統計法，其法以風向爲主，因風向與天氣有特別關係。按氣壓表之升降，以預知未來天氣，茲錄其一表如下：

西	風	
	冬 季	夏 季
氣壓表上升	雪或雨 風向順轉晴	天氣變動有驟 雨風向順轉晴
氣壓表升降無 定	暖 曇濕	晴或曇暖
氣壓表下降	曇 風向逆轉雨	曇 風向逆轉雨

第十六章 天氣之周期 長期天氣預報

(一四九) 天氣週期之研究：以上所述天氣預報之原則，爲近代研究天氣預報所得之學理，此類天氣預報，其有效期間，爲一日或二日，其能達數日，已屬罕然。近來研究長期預報之說甚多，有

求數月之週期，以至數年之週期者，但欲求其有精確之成績，亦殊少也。若略其無效，而採其有效者，亦有可以注意之點，但若依精確之檢查法檢查之，則此類之預報，其確否之成分，大抵與偶合預報之成分，相去不遠，惟科學之研究，苟有途徑可循，均有可達到目的之一日，故略舉一二有成效者，以資參考。

凡言長期預報者，均基於氣象要素之有週期變化，但吾人所見之最有週期性者，為天體之運行，故言長期預報者，往往求之於宇宙之影響，即研究大氣現象，與天體運動間之相互的關係也。

此種研究，自有極大之困難，因氣象各要素，變化固為複雜，往往至多之擾動，足以掩蔽有規則之週期，欲去此擾動，當然須應用平均法，但此項平均，欲用以求週期，非有極長久時間之觀測不可，欲求適合此條件，實屬不易，就近代各氣象台之觀測值言，有百年以上之統計，殊少見也。

至檢查此種預報價值之法甚多，但以用或然率計算法為宜，至欲求所得之週期，比較有確度，似應將觀測值，分為二段，而觀其所得之週期，是否符合。

且氣象之現象，往往因來源之不同，而增加其複雜程度，且使

其應用之週期，爲所掩蔽。如冬夏之雨，有來自局部雷雨，有來自低氣壓者，設夏雨而有週期，則此兩者，必各有其週期，而欲釐定其週期，必更難矣，因必先依其來源，而爲之分析也。

由此觀之，氣象各現象，實難有明顯之週期，故此項研究雖多，而得有實效者甚少，茲略述一二如下。

- (一五〇) 太陽之週期：太陽爲氣象各現象之主因，則其影響之大，已於各篇中詳說之。茲所論者，爲太陽本身之變化，太陽面上有黑子，其數量，廣袤，時間，均有極大之變化，且在太陽面，亦非停留不動，除依太陽自轉而移動外，尚有本身之運動，其運動角速度則自太陽赤道，漸減至太陽之極點，太陽黑子，除運動之外，其頻率有至有規則之變化，其週期爲十一年又二個月，此項週期，自非若星辰之週轉，爲絕對不易，大概有兩最大及兩最小，相間之時間約八年至十四年，且有爲七年至十七年者。黑子頻率之增加，與減少之時間，並不相同，大抵最多之後，黑子頻率減小至六年而有一最小期，繼又增高至五年，而有一最長期，茲列一表如下，以示太陽黑子最多最少之時間。

最	1611	1619	1634	1645	1655
	1666	1679	1689	1699	1712
	1723	1734	1745	1755	1766
	1775	1884	1798	1810	1823
	1833	1843	1856	1867	1878
少	1888	1901	1912		
最	1613	1626	1639	1649	1618
	1675	1685	1693	1705	1718
	1728	1738	1750	1761	1769
	1778	1787	1804	1816	1830
	1837	1848	1850	1870	1883
多	1903	1907			

觀此表則最少最多時間之距離，自亦非絕對不易也。

研究太陽黑子，對於地球上氣象現象之影響甚多，但此種影響，對於地磁及光，已有精確之證明，若氣象現象，則尚不能為之確定。

最初之研究，為探求太陽黑子之變化，對於太陽所傳之熱有影響，據 Koppen 之說，則在熱帶，週年平均氣溫，與黑子之多少有關，即在黑子最少期之前少許，氣溫高，而在黑子最多期則溫氣低，其差約為 0.70° 。但在一八一六年所測，則其成

績相反，大概在熱帶區域，大氣之震動較少，此現象比較明顯，且也此類黑子，與溫度之關係，在二三週期相符合之後，往往有一二週期不符合，故亦不能斷為確定也。

以余所作民元前十二年至民國十六年，太陽黑子與青島溫度變化之統計，則見民元前十年(一九〇二)黑子量只五，溫度比標準平均高一度，民元六年，(一九一七)黑子量為一〇三九，溫度比標準低一度，似亦黑子多時溫度低，黑子少時溫度高，但統計之時間甚短，似亦不能據為標準，惟太陽黑子，為太陽活力之表現，則對於太陽熱力，自應有密切之關係，亦大可研究也。

尚有研究太陽黑子與雨水及旋風之週期者，但尚無確定之結論。

(一五一) 太陰之週期：太陰為地球衛星，距地球約三十八萬四千公里，其週轉期，似應對於地面之氣象要素，有相當之影響。其影響最顯著者，為氣壓週期之變差，且只在熱帶各地可見，若至中緯度各地，則不易見矣。

如在 Batavia 最高氣壓變差之發生，在月過子午線後半小時或一小時，而最低則生於最高後之六時至七時，其振幅只 0.11^{mm} 可謂甚微矣。Arago 與 Van Berber 均研究月齡

與氣象要素週期之關係，茲略舉其成績如下：

溫度雲量雷雨與月之周轉無關，惟風與雨日尚有相當關係，堪以注意，但亦無明顯之公例，余嘗研究北平兩日與月齡之關係未見其如何之表現北平陰歷每日降雨數表：

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
3.0	2.8	2.0	2.2	3.8	2.4	16	3.0	4.2	3.6	2.6	3.2
13	14	15	16	14	18	19	20	21	22	23	24
3.6	3.6	2.2	3.0	3.4	4.2	3.0	3.8	2.8	1.8	2.8	2.2
25	26	27	28	29	30						
2.4	3.4	2.6	40	3.4	16						

近年以來，研究月球與氣象要素之關係者，不求之於月齡，卽會合週之影響，而求於近點週之影響，以其與月地之真實相互地位有關。且不研究其與特別現象，如風雨，溫度，等之關係，而研究其與地球面氣壓分配之影響如何。此研究之最著者，爲 A. Poincaré 以月球赤緯之差，與大氣之運行有關係之可求，可以更變恒風之界限，與氣壓依緯度而變之公例，此種週期，可據以明氣壓之移動，而推求天氣之變化，惟此種週期，尙未有圓滿之結果，然亦可以作為研究之一途徑也。

(一五二) 其他星宿之週期：以月球與地球相距之週，其影響於大氣現

象，尙如此微小，則其他星宿，更可想見。但亦有以太陽系諸星及流星羣之影響，解釋溫度之變化者。

若在有多數觀測值之測站，計算溫度之平均值，按日分別觀之，常見其曲線有特顯之不規則，此種不規則，當然有一部分由於擾亂因之未消除，但若加以計算，則見有不能消去之不規則，永久存在，似必有原因，而非偶然。

茲舉一例爲證，如五月十一日，溫度之低降，與十一月十一日至十二日溫度之加增是也。青島二十三年之統計，五月十日溫度平均爲十四度四，十一日爲十四度一，十一月十日溫度平均爲九度一，十一日爲九度二，十二日爲九度九，即可爲之一證。

據天文觀測，十一月十一日至十三日，地球正割太陽小行星之橢圓軌道，此小行星與地球大氣上層之接觸，發現所謂獅子座之流星雨，卽以此小行星之週期，解釋此兩週之增溫與減溫。十一月地球在小行星與太陽之間，因受小行星所受太陽熱之反射，而增加溫度，至三月則適相反，小行星在太陽與地球之間，而阻一部份應到達地球上之熱，而溫度以減。

但此種現象，亦非每年均同，以小行星羣之多少，亦有不同也。至全球各地，似亦未必有相同現象。故亦不能謂此週期之實

在存在，茲姑舉之作一參考焉。

- (一五三) Bruckner 之三十五年週期：Bruckner 有三十五年週期之發明，其始為研究裏海海面之高低，每三十五年至三十六年有週期的交互變化。Bruckner 研究俄國之溫度與雨量，亦有相同之週期變化。

據所統計之觀測列表如下：

較暖之年 1746—1755 1791 1805 1821 1835
1851—1870

較冷之年 1731—1745 1756—1790 1806—1820
1836—1850 1871—1885

較乾之年 1756—1770 1781—1805 1826—1840
1856—1870

較濕之年 1736—1755 1771—1780 1806—1825
1841—1855 1871—1885

兩極端期之差甚大，約自二十五年至五十年，平均計之，約為三十五年。

據美國 Douglas 依樹輪之研究，而見乾濕之交互發現有三十二年八之週期。

- (一五四) 氣壓波之二十四日與三十六日週期：凡研究任一地方相當期

間之氣壓曲線，即其有對稱點，在此點之兩旁，其曲線姿態相似。

若以氣壓曲線作調和分析，可得下列二點。

(一)在各期間此集合氣壓波之週期為常定，將此期間之各半，分別觀之。其波相同。

(二)此集合氣壓波必經過一對稱點，此對稱點有兩種，(a)對稱點為極端點，則曲線之兩端，對於正垂於時軸之線為對稱，(b)對稱點為零點，則此點可稱為對稱點，前者為單對稱點，後者為雙對稱點。

德國氣象家 Werckmann 首先注重此對稱點，以其可用以研究氣壓波之週期。

欲研究此種氣壓波之週期，若僅限於一地，殊難有明顯之效果，必須有相當數目之測站，其距離亦適相宜，將其氣壓曲線之變化，集合研究，可由此對稱點得一結論。

德之 Leipzig 英之 London 於 1923—1924 1929—1930 冬季，作此研究，所用測站之數有八百所，測得有兩週期，至有趣味，茲述之如下：

(一)二十四日週期

此週期之發生，由於極上冷空氣，向低緯度作有節奏之流動，

此氣流受太陽之影響，當然熱量到相當程度時，居於極面兩界之寒帶與溫帶之空氣質量，本為平衡狀況，至此乃發生週期之混亂，北寒帶區，實為脈動之主要中心。此與 Danilaw 之研究，所得結果相同，Danilaw 在冬季研究北半球全部氣壓波，而證明此二十四日週期，為固定之氣壓波，以北寒帶為脈動中心，以其振幅為最大也。

再證以 J. Bjerknes 之極面學說，每寒流風暴，以二十二日為一週，則此週期之存在，更為可信，Bjerknes 之說，謂每一極面，其風暴以四組為一類，每組經過為五日半強，則寒流一週亦約為二十四日矣。

(二)三十六日週期

此項氣壓波週期之性質，與前者完全不同，可以高低氣壓圈之分配，表示其運行。在歐洲言，其活動中心相當之最高振幅區，為歐俄及大西洋東岸之 Island 至西班牙，據實測則此週期之一半，歐俄有常定之高氣壓圈，而低氣壓則在 Island 至西班牙，而其他半期，則相反。在中國亞洲大陸與北太平洋東部，似亦有此現象，但其週期是否如此，尚未有所規定。此氣壓波週期之發生原因，由於海洋大陸之分配，其上之空氣，受熱之情形不同，即足以發生此氣壓波。據 Defand, Exner 之

證明，此類氣壓波沿緯線向速移動，係大氣必有之振動，其週期與大陸之廣潤有關。

Weickmann云，此三十六日週期，不僅由於海陸溫度不同效果，似亦如 Danilaw 所云，為固定之氣壓波，大陸（歐亞及美）為兩脈動中心，其波之振幅為最大，每大洋（太平洋大西洋）為兩結點，其波之振幅最小。

三十六日週期之氣壓波，似與大氣固有振動之週期相當，其原動力，似在於太陽所傳之熱量。

（一五五）相關係數：近年以來，氣象學中，用相關係數甚多，此相關係數之意義如何，略述一二如下：

凡氣象各要素相互之間，往往彼此有相關，但就其觀測值觀之，則參差不齊，似無明顯之關係。若依相關理論，作為曲線，即可明瞭，其有相當之關係，若欲以數字表現之，此數字即謂之相關係數。Correlation's Coefficient

相關學說之創始者，為英國生物統計家 Francis Galton，後經數學家及論理家如 Person yule, Tschapraukeyne, 等之發揮，其說乃漸完備，其詳細算法如何，自應在統計學中詳論之，茲略及其原理焉。

設有 X 、 Y 兩要素，如兩者有相關，則在所作 X 、 Y 曲線，即

可見之，設 x 增加時， y 亦增加， x 減小時 y 亦減小，則兩曲線之姿態相似而 x, Y 有正的相關，若 X 增加而 Y 減小，或 X 減小而 Y 增加，則兩曲線為相對，而 X, Y 有負的相關。

凡求相關係數者，求 x 變化器，與 Y 所生之變化有何關係，如 x 變化時，其各值 x_1, x_2, \dots 其平均值為 \bar{x} ， $x_1 x_2 \dots$ ，與 \bar{x} 之較差，為 $x_1 - \bar{x}, x_2 - \bar{x}, \dots$ 則 $x_1 - \bar{x}, x_2 - \bar{x}, \dots$ ，與 \bar{x} 之較差，為 $x_1 - \bar{x}, x_2 - \bar{x}, \dots$ 此差謂之偏差，若以平方之和之平均開平方根，即得所謂標準偏差，Standard Deviation 在相關係數計算，中以 σ_x 表示之，如

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n}}$$

若 x 與 Y 有正的相關，則當 X 平均值計算有較大之偏差時， y 亦有較大之偏差，與之相應，且其符號亦同，因正與正乘或負與負乘乘積均為正，負與正乘其乘積為負也。是以 x 與 Y 有相關時， X 之偏差 x ，與 Y 之偏差 y_1 之乘積之和，應有較小之正數，若能較小，則 x 與 y 有異號之乘積，而無實在之相關。

$$\text{故：} \sum (xy) = x_1 y_1 + x_2 y_2 + \dots + x_n y_n$$

此可用為斷定相關是否實在。

但 $\varrho(xy)$ 之值，雖為較大，其最大值，應接近何值，應有求出之必要；據詳細計算，此 $\varrho(xy)$ 之最大值，為 $n\sigma_x\sigma_y$ 故

$$r = \frac{\varrho(xy)}{n\sigma_x\sigma_y}$$

此即所謂相關係數。Correlations Coefficient 此 r 之值在 ± 1 之間，在 r 等於 0 時，無相關之可言， r 等於 ± 1 時，表示有完全（即成正或反比）之存在， X 與 Y 成正比例則 $r = +1$ 若為反比例時 $r = -1$ 。

由前式求得相關係數 r ，藉知兩要素之相關程度，雖屬重要，然僅求得此值，於相關之研究，尚有缺處，因此僅難免有若干之誤差，故須求所謂或然誤差，Probablelll Error 此誤差愈小，則 r 愈近於實際之值，據英國數學家 Pearson 之研究，求此或然誤差之公式為。

$$E_r = 0.674489 \frac{1-r}{\sqrt{N}}$$

求出此式之算法，至複雜，可參考 Pearson 原著，至原式則為。

$$EY = 0.674489 \frac{1 - \gamma_2}{\sqrt{N(1 + \gamma_2)}}$$

以後幾經訂正，始得前式，甚合於應用也。

凡研究兩要素，有否相關，應先作曲線以表示之，否則往往徒勞無功。

相關係數，應在±1之間；故凡此值如大於0.3，則應審查其是否有實在相關，如大於0.5則此相關有相當之程度，若大於0.8，則其相關為顯著矣。此相關係數，應用於長期天氣預報，首創者為印度氣象臺，用以預報印度季風季雨量，D.G.T. Walker 君，曾有論文專論此種相關。

印度季風之雨量，與下列各要素之相關係數，如下表。

Mansitius 氣壓(五月)	-0.45
南美氣壓(四月至五月)	+0.45 A
副熱帶之雨量(五月) Zangibar 及 Seychelles	-0.50 Z
喜馬拉耶雪量(五月)	-0.30 H
印度前年季風之雨量	-0.20 K

以上各數計算得

$$\text{季風雨量} = 0.35A - 0.6Z + 0.1H + 0.55I + 0.05K.$$

此式中未採用 Mansitius 之氣壓。

氣象要素之相關係數，求得者至多，Dr, E, H, Chapman 曾爲之搜集至多，茲譯其一二，列下，其相關係在 0.5 或 0.5 以上。

- (一) 高空自四千公尺至八千公尺高之氣壓與氣溫。〔0.75—0.72〕
- (二) Hovana 五月至十月之雨量與 S. W. England 一月至三月之雨量。〔0.54〕
- (三) Nile 之洪水（經 Asman 至七月一日至十月三十日之水量）與同年間 Chile Santiago 自三月至八月多季之雨量。〔0.62〕
- (四) Baltimore 自一月至三月之雨量與 San Fernando 同時期之雨量。〔0.57〕
- (五) 徐家匯三月之氣壓梯度，與日本東南部八月之氣溫。〔0.78〕
- (六) San Francisco 七月之氣溫，與 Inkutsk 四月氣溫。〔0.53〕
- (七) 大西洋北部三月至八月恒見之強度與荷蘭冬季之氣溫。〔0.76〕
- (八) St. Hetena 六月至八月之氣壓與 Nile 之洪水。

[0.61]

(九) Bathusit 之太陽黑子與雨量。[0.51]

(十) Port Florenec Lake Victoria 之太陽黑子與水平面高度。[0.80]

相關係數近來用於長期預報者甚多，惟須注意研究其相關之因，若非果發現其有實的相關，斷不宜貿然從事此項計算也。

第十七章 氣候學

(一五六) 天氣與氣候之分別；天氣者，某地點某一時間之天氣狀況用各氣象要素觀測所得之數值表示之。氣候者，天氣之通常變化，以大範圍及長時間之氣象要素數值表示之。

氣候之界說，亦可謂之天氣之通常變象。天氣時時變化，而氣候則常常固定。天氣用氣象要素之特別值，而氣候則包含其正常值。

氣候學者，研究氣候之科學也。所包括者，不僅氣候之解釋，及其原因之分割，並及其對於動植物生活之效能，與人類動作之關係。

(一五七) 氣候紀錄與圖表：某一地方氣候之解釋，所需要之材料，為統計表與一覽圖 Diagrams 或圖。Chart 所包含者為各氣象要素時平均，日平均，月平均，年平均之數值，及其相互

間之關係。且有時亦可包含其他各紀錄表，如大氣含分，蒸發量，地溫，大氣含電，天空透明度，太陽輻射熱，雷雨，霧及其他現象。且亦可以包含收穫日，河凍日，飛鳥來去日等紀錄。Hann 在 Handbuch der Klimatologie 中曾舉三十六條氣候統計應有之紀錄，而 Abb. 則在其 Aims and Methods in meteorological Work 中，增加六條，茲爲之分列如下：

- (一) 氣溫之月平均與年平均。
- (二) 每月溫度之時平均差。
- (三) 雨特定時間之溫度平均；如早晨某時與午後中間某時。
- (四) 各月溫度平均之極限，或其總週差。
- (五) 極端溫度之月平均與年平均與非週期差之結果。
- (六) 絕對最高最低溫度，及其在長時間所發生時期。
- (七) 以繼續日平均之差，表示溫度之平均變化。
- (八) 春秋凍日，或其平均之極限，及連續不凍之日數。
- (九) 太陽輻射熱，用光化或熱表示之。
- (十) 地面輻射熱，用溫度表輻射熱表示之。
- (十一) 自地面至二碼深度之地溫。

- (十二) 絕對濕度之月平均。
- (十三) 相對濕度之月平均。
- (十四) 降水量(雨，雪，雹，霜露均在內)
- (十五) 一日間或一小時最大之降水量。
- (十六) 有 0.01 吋以上降水量之日數。(包括霜露)
- (十七) 每月雨日之百分率或能有降雨日數。
- (十八) 降雪日數，與雪厚度及雪鋪地之日數。
- (十九) 初雪與終雪之期。
- (二十) 降雹之初終期。
- (二十一) 雷雨之初終期。
- (二十二) 雲量(以十分之幾計)
- (二十三) 每月雲量之百分率(每日三小時以上觀測)
- (二十四) 雲厚或 Compbell 日照計所記之日照總計。
- (二十五) 霧日或有霧時數之總計。
- (二十六) 有露夜數及露量。
- (二十七) 風速月平均或總計。
- (二十八) 風向頻率，(八向及靜風)
- (二十九) 每小時觀測之風向頻率及風向週日之變象。
- (三十) 各風向之氣象特徵，或與各風向相當之溫度，濕度

雲量，雨量。

(三十一) 氣壓週年平均。

(三十二) 每日與每月之蒸發總量，或與其相當之要素如露點
與風速之關係。

(三十三) 大氣中氣體含分之變化。

(三十四) 大氣之混濁，如微塵之數量，特別注意有機生物之
種子。

(三十五) 臭氣 (O_3 ，雙氧 (H_2O_2) 及氮酸之含分。

(三十六) 如有記載大氣含電之方法即記載大氣電之狀況。

Abb 所增者如下：

(三十七) 觀測者經驗上之感覺，如天氣對於人對之效果，所
謂溫緩，平和，興奮，沉悶等是也。

(三十八) 經過某區暴風中心之數，或每月每年暴風之頻率。

(三十九) 局部暴風之頻率。

(四十) 日輝之經久時間。

(四十一) 晴天與陰天之頻率。

(四十二) 天氣寒燥或燥濕之突變統計。

以上所列，自尚有可以增加者。其最良之法，為用統計圖
表表示之。

(一五八) 氣候因子：全球各地之氣候，極為不同，而定此氣候之主要因子，實為地方之緯度，因緯度不同所受之太陽照臨之總量亦異。因此 Climate 一字即由希臘文之赤緯 Declinaison 而來。是以言氣候，首先注意者，為各緯度上太陽光線之斜度。設緯度為劃定氣候獨一因子，凡同緯度之地點，必具同一之氣候。設實有此專屬於緯度之氣候，即謂之太陽氣候或天文氣候。Solar climate 但此外尚有其他之氣候因子，而同緯度之地，氣候亦不盡相同，則此太陽氣候，因其他因子而變更，是名為物理氣候或地文氣候 Physical climate，此種變更氣候因子，如次：海陸之分配，距海平之高度，山脈及局部之形勢。此所謂形勢包括土壤性質及地上有無植物。

有時亦有規定暴風種類，雨量總計，主風方向等為氣候因子。但此似有錯誤，因兩地氣候之不同，即由以上所述各事項之不同，故不得謂其為因子。所謂因子者，即謂有此因子，方能使有不同者之存在。其主要者，即上述之一主因與四副因也。

(一五九) 地球上氣候之分區：

(一) 以緯度為根據之分區。以緯度為根據，分割地球之地理及氣候帶，其源由于希臘之哲學家。分地球為五帶，始于

Persmenides，極盛于紀元前四百五十年。此五帶之分，至今仍用之，即熱帶兩溫帶及兩寒帶。熱帶則以赤道中分之，南北各以南北迴歸線為界。熱帶所占範圍為四十七度，帶內各地，一年至少有一日太陽經過天頂，兩寒帶則包括南北極圈及南北極地，在此帶內各地，一年中至少有一日不見太陽。兩溫帶即介在熱帶與寒帶之間其範圍各占四十三度。至各帶所占地球面積，熱帶為百分之四十，溫帶為百分之五十二，寒帶為百分之八，可見其極端不均勻。按此各帶之名觀之，似乎以溫度為根據，實際則單獨以緯度為根據。熱帶亦名赤道帶，寒帶亦名極帶。此 Persmenides 之分帶法，自 Aristotle 傳至今日。

希臘哲學家尚有其他氣候之分區法。如 Eudoxus of Cnidus (約在紀元前三六六年)分地球為十五分，其中四分為熱帶，其熱帶圈與寒帶圈，則在緯度二十四度，及五十四度。Claudius Ptolemy 為著名之天文家及地理家，享盛名于 Alexandria 約在紀元後一五〇年，尚主張其他方式，如近赤道處，其區之分，以最長日之時間差十五分定之，至高緯度，則有差半小時，一小時，以至一個月者。總之至前一二世紀，氣候之分，仍以緯度為主要，可見實用上言，緯度者氣候之因

子。

(二) 以溫度為根據之分區，溫度為氣象要素中之最重要者，以其對於動植物生活及人類動作，均有重大影響也。等溫線不與緯度線平行，已如前編所述，故可應用等溫線代距等圈，作各帶之界。

依 Supan 之說，則熱帶之兩旁，應用週年華氏六十度等溫線為界。其中部溫帶與極圈之界，為華氏五十度等溫線。此種分區法，亦分成五帶，但以等溫線代距等圈為界耳。

Koppen 尚主張一種分區法，亦以溫度為根據，分為九帶。其中之二帶，又再分為三部。此各帶分列如下：

a) 熱帶 Tropical Belt, 各月均熱，各月標準平均溫度，約超于華氏六十八度。自北緯二十度達南緯十六度。

b) 副熱帶 Subtropical Belt, 約四個月至十一個月甚熱，其溫度平均約超于華氏六十八度，一個月至八個月溫和，溫度平均在華氏五十度至六十八度。

c) 溫度 Temperate Belt, 四個月至十二個月溫度平均在華氏五十度至六十八度之間。

d) 寒帶 Cold Belt 一個月至四個月溫和，其餘均冷，月平均溫度，約在華氏五十度以下。

e) 極帶 Polar Belt 各月均在華氏五十度以下。至兩溫帶又各分三部，其特性如下：(一)全年溫度常同，(二)夏季熱，(三)夏溫冬冷。

(三) 以大氣普通氣流為根據之分區法，關於大氣普通氣流，對於地理上氣象要素之分配，有其重要性，前已詳述及之。且風系對於降水量與絕對風系之分配，亦有至大關係，故可視為重要因子。所以可用風系為根據，分配氣候區。如此可分氣候區為九區，中央一區，兩旁各四區。中央一區，名為赤道帶，包含赤道靜風圈及年中各時之反向貿易風。中央區之兩旁，則為貿易風帶，其次則為兩副熱帶，包括中緯度靜風區及年中各時所吹所之兩反向風。過此兩帶，即為西向主風帶，因其所占地球面積過大，故又以極圈各分為兩帶。所以可以地面風系，劃分為九氣候區。

(四) 以地形為根據之分區法，凡在同一帶內各地方之氣候，不必完全相同。無論根據緯度溫度風系之分區法，如使適當，均不能免此事實之存在。所以尚須依地面之形勢，劃分氣候，通常所分者有六類。如：海洋，東海岸，西海岸，平原，高原，山地等。大洋東岸之氣候，必有若干與其西岸不同之處，因此而有兩海岸氣候之分。且僅謂大陸與海洋氣候不同，

亦屬不足，故必分別低原高原與山地之氣候。

是以如先將地球按緯度溫度或風系為根據劃分氣候，又依地形，而細分之，所分成之區必極小，同一氣候之區，不必同在一帶。

(五) 其他劃分地球氣候法，尚有四種，劃分地球氣候法，各有其相當之根據，即 Supan, Köppen, Ravenstein 及 Herbertson 之劃分法也。

Supan 劃分地球為三十五氣候區。Climatic Province 凡地形相似而氣象要素性質相同者，均劃歸一區。其區數共三十五，但其界限，則為隨意的。

Köppen 則以植物為根據，為之分區。所用之植物共分五類：(一) Megatherms 凡需要繼續高溫及豐富之濕度者屬之。(二) Xerophyte 凡需要高溫而乾燥者屬之。(三) Mesotherms 凡需要溫和溫度及中等濕度者屬之。(四) Mikrotherms 凡需要較低溫度者屬之。(五) Hekistotherms 凡生長于極低溫度者屬之。此五主要分類之外，又細分為二十五類。

Ravenstein 則分全球為十六種氣候，其每種之根據為溫度與相對濕度。Herbertson 則分全球為六天然地理區而按

氣候分爲十五區。其分區之根據，則爲雨量，溫度，地形植物之混合。

由此觀之，可見爲研究計，可用至多方法，分全球爲若干小區域，而所用根據各有不同。大概均主張分若干區，同區之地，氣候相同。是以分區之數愈多，同區之地，其氣候愈相類似。

(一六一) 中國之氣候：中國全境，占亞州中東二大部，東隔太平洋，以遙望美洲，西隔中央亞細亞，以遠臨歐州，北倚西伯利亞，南瞰南洋羣島。山脈均發端于帕米爾高原，分爲四大幹，一，喜馬拉耶山脈，二，阿爾泰山脈，三，天山山脈，四崑崙山脈。其山道則隨山脈之分佈，成輻射式，如陰山東北之水，陰山南側之水，陰山北嶺間之水，崑崙南嶺間之水，南嶺勾漏山間之水，勾漏山與橫斷山脈間之水，喜馬拉耶與崑崙山脈間之水，崑崙山與天山南北之水，阿爾泰山脈間之水。或注入日本海，或注入黃海，或注入東海南海，或注入印度洋，或居于中央山脈，而潯爲湖泊，或注入北冰洋。湖泊以山脈爲界，分爲淡水湖鹹水湖兩種。自索岳爾濟山起歷太行中條由秦嶺抵岷山接喜馬拉耶山，劃分兩湖界，西爲鹹水，東南爲淡水。海岸沿長三千餘里所占之海分爲四部，曰渤海曰黃海曰東海曰南海。地勢則有高原丘陵平原三部。高原聳立西北，占全國面積半數

以上，邱陵占全國面積十分之三，平原則可分高平原邱陵平原低平原三部。此外尚有極大之沙漠，新疆省內之戈壁，最爲著名東西約萬里，南北約三百里。

依地理言，中國氣候分區頗難，茲分月略述之如下：

一月，本月西伯利亞一帶，氣壓至高，蔓延及于中國全境，而日本東北部，則爲低氣壓圈所佈，冬季時令風甚強，自西伯利亞分向沿海岸，其力可到遼臺灣海峽，其向在北部爲正北，沿海一帶，則緯度三十度以上多西北，以下至臺灣海峽多東北，風力最大者，可達每秒三十公尺。至有低氣壓時其中心經過之後，有極猛烈之風。各地之溫度，均低降，緯度四十度以上，尤爲寒冷，如薩爾平均溫度零下二十二度六其介在黃河揚子江間之區域，則三十五度以上較冷以下較溫，其差在零上四五度與零下四五度。至沿海各地，尤較溫和，瓊州之平均溫度，爲十八度一，大抵海面溫度均較高于陸地。各地天氣多晴，其雨雪期多在下半月，亦由于低氣壓經過之故。雨量各地均不甚多，最多爲福州，爲四十六公釐五，最少爲大同，二十四公厘，均爲〇公厘。

二月，本月氣壓之分佈，大致與一月同，惟稍向東南移，而日本之低氣壓，亦向東北移，各地氣壓度數均較一月低減二

公厘至三公厘。時令風之強，仍不減于上月，其方向亦無甚變更。大陸低氣壓，月約四五次，其經過時，往往發生暴風，方向多西北。各地溫度均增高，但可注意者北方各地所增者多，約有四度，揚子江流域各地所增者約二三度，沿海一帶則所增甚微，而尤以黃海區域為最。溫度最高在瓊州(十九度)最低在瑛瑛(零下十八度五)雨量則有一二處比較上月為少，(多在北方)餘大抵少有增加，而在揚子江口以南各海岸，則增加甚多，如福州温州廈門一月為 $46^{mm}5$, $40^{mm}2$, $29^{mm}3$ ，而二月則為 $91^{mm}6$, $99^{mm}9$, $84^{mm}5$ 。

三月 本月氣壓分佈之情形，與一二月不同，高氣壓圈之範圍縮小，中心之高度，亦大低降，滿州東北，有低氣壓圈，各地氣壓，亦較二月低約二三公厘。冬季時令風，已漸終止，多數地點，風多轉向，大概多偏東或逕轉南，惟南方海岸，仍為東北之時令風。至于因大陸低氣壓所發生之烈風，已不甚強。各地溫度均增加，然陸地之增加較海岸為速而多。如瑛瑛二月為零下十八度五，三月為零下八度五，相差已十度，瓊州二月為十九度三，三月為二十一度九，相差只二度九。本月各海岸霧期已漸開始，至于雨量，則各地均有增加，惟北方仍頗乾燥，故所增之量不多，如青島二月為 $9^{mm}3$ 三月只 $14^{mm}5$ 。

揚子江流域及南海岸，則所增甚多，如岳州二月為 $74.^{mm}2$ ，三月為 $147.^{mm}7$ ，北海二月為 $27.^m 1$ ，三月為 $8.6^{mm}6$ 。

四月 本月氣壓之分佈，甚為平穩，各地間無極大之較差，海洋之氣壓低降少，大陸之氣壓低降多，彼此調和，故有至大區域幾不見氣壓之差，沿東海岸有一高氣壓圈。此月為冬夏時令風交換之期，各地氣壓既無至大之差，故風力亦較和緩，即因低氣壓而發生較強之風，其風力過每秒二十公尺亦甚少。風之方向亦不固定，惟福州溫州廈門汕頭等處，仍有東北風，其餘各處，則有滯轉南風者，本月溫度，各地仍繼續增高，但大陸之增，仍較海洋為猛，如北京四月比三月增九度，大鞍山只增四度七，其最可注意者，為多數地點本月之平均，與週年之平均幾乎相同，即有差亦不甚大。雨量則多數增加，最多者為南海岸揚子江西江流域。北方則尚有數地且較三月為少。

五月 本月大陸高氣壓，雖仍遍佈，然力量較為薄弱，反之東部海而之高氣壓圈，力量漸強，太平洋一帶亦然，其範圍亦漸擴大，東北之低氣壓圈仍存在，此蓋為夏季氣候變化開端之始。本月風向仍無定，大抵東風較多，如上海多東風，揚子江流域多東或東北風，臺灣海峽南多東風是也，此殆由東方海面氣壓力漸強之故，且因大陸與海洋兩氣壓圈長數較差極微

，故天氣混亂之狀況較少。偶有低氣壓經過時可發生惡天氣，然尚無極猛烈之風。太平洋颶風已開始然僅及南海岸，不甚強也。至於溫度，則仍繼續增高，惟大陸之增仍較海洋為大，各地溫度之差，亦不如前數月之大，如暹羅平均溫度為十二度五，瓊州為二十九度一，緯度之差甚大，而溫度只差十六度六，比一月差四十度七，已大減少，故等溫線之距離亦漸稀。雨量則各地均有增加，然亦月數較四月為少，但所差亦有限。南海沿岸，所增最多，如瓊州，北海，等處竟增至一倍以上，本月山東沿海岸，因低氣壓經過較多，而東方之高氣壓又顯著，故濃霧之日增多，在山東省本月仍頗乾燥，近海地點，因有濃霧，農作物頗受其益。

六月 本月各地氣壓，又較上月低減三四公厘，大陸高壓圈雖仍存在，但力量薄弱，中心只七百五十八公厘，梯度亦至小，故不足以支配沿海各區之氣壓。反之東方北太平洋上之高氣壓，頗有增強之勢，故兩者互相均衡。各地風向已入夏季時令風之象，均有顯著之南向惟偏會偏西微有不同，則依氣壓線之分配，與地方形勢而定。氣壓既東西頗相均衡，故無極烈之風。惟黃河流域間所發生之低氣壓，似較緯度較低處為多，其經過之處，多惡天氣，故黃海西海岸，濃霧增多也。至颶風之

向南海岸登陸者，已時時可見，亦頗猛烈。各地溫度均增高，但均未達最高度。緯度高處與緯度低處溫度之差不大，如瓊州與瓊州兩地溫度差只十度九，故等溫線之距離更稀。本月雨量，較上月為多，且有數地達最大量。因已入梅雨，且時有驟雨。濕度雲量亦均有顯著之增多。

七月 本月氣壓分佈，大有變化，大陸為低氣壓遍佈之區，即貝加爾湖以北，尚有高氣壓，然已形薄弱，氣壓活動中心，移于東北部，中心高度，達七百六十二公厘，此為夏季之現象，各地氣壓低降約一二公厘，但亦有數處不低降，而微增，亦有與六月相同者。本月之風，完全為夏季時令風；南海多西南風，其他各海岸多南風，揚子江流域各地亦多東南風或東風。本月為颶風最盛時期，其起點多在北緯五度至十五度，東經三十五度至四十五度，時時侵入中國海岸，且可達高緯度，至為猛烈。各地溫度均增高，大陸已達最高度，沿海岸亦已增暖，高緯度與低緯度溫度之差更微，如瓊州瓊州之差只六度七。雨量均甚多，但亦有較上月為少者。

八月 本月氣壓雖稍見增高，而活動中心，仍在日本東北，西伯利亞高壓微顯，仍甚薄弱，低氣壓占西南部，時時發動，經中國全部而過是以發生惡天氣，其範圍較小，易于發生雷

雨。太平洋上颶風，雖多折向東北入日本，或西向入安南，中國沿海，仍時受其侵入。本月之風向仍多南，但偏東偏西頗無一定，完全受氣壓分佈之影響。亦有數處，已現東北風或東北風，殆為冬季時令風之準備。各地之溫度增減，均不甚大，不過一二度，且有不及一度者，海洋及海岸，此月達最高溫度。高緯度與低緯度溫度之差亦不大，如瓊州與瓊瑯之差只八度二。雨量則有增有減，大抵大陸多減，海岸則因雷雨多而增。

九月 本月氣壓之分佈，乃與前數月大異，而北部高氣壓，久形薄弱，至此乃大增強，中心由七百五十八公厘，增至七百六十四公厘，東北角之高氣壓雖仍存在，但已薄弱。各地氣壓，增加甚多，約四五公厘。夏季時令風已退化，大多數地點已轉北風，黃海自山東半島以北至渤海，多北及西北，揚子江流域及東海南海，多東北風。颶風仍常見，有時亦侵入高緯度，但均在上半月，下半月則多折向日本，或西行。本月溫度已有顯著之變化，北方大陸低降約七八度，沿海及南方較微，只有四五度，高緯低緯溫度之差增多，可達十五六度。本月雨量，南方仍多，北方及揚子江流域減少。沿海岸之霧已甚少。

十月 本月氣壓之分佈，已大有冬季氣象，高氣壓遍佈大陸，中心度數增高，日本東北之高氣壓，已漸消滅，各地氣壓

之增約四五公厘。北方高氣壓中心已顯，故風向亦轉，北方多北或西北，東海南海揚子江流域多東北，颶風偶亦侵入南海岸，但多折向日本。溫度均減，北方大陸約十度，向南漸少，約六七度，沿海岸則只約四五度。高緯度與低緯度溫度之差已增多，可達二十三度餘。各地雨量均減，惟重慶騰越仍在一百公厘以上。雲量濕度亦均減，惟重慶則增多。

十一月 本月氣壓之分佈，已漸露冬季現象，大陸高氣壓更形強盛，而日本東北部之低氣壓，已發現，各地氣壓增約三公厘。風向則除一二地點，常年均南風外，餘均轉向北，北方多西北風，南方沿海多東北風。冬季時令風已開始，故遇有低氣壓經過時，多猛烈之北風。颶風罕見，亦無侵入中國海岸者。溫度各地均低降，約七八度，同緯度，海比陸高。高緯度與低緯度溫度之差增大，可達三十餘度。雨量均減，且有達最小量者，惟重慶仍有一百五十八公厘，各地天氣已乾燥，濕度雲量均不甚大。

十二月 本月氣壓分佈與上月頗相似，惟較增（七七四公厘）約一二公厘。本月冬季時令風已完全造成，北方高氣壓力量大，故時令風亦強，且較夏季時令風為猛，其向偏西北，至有低氣壓經過時，此北風之力更大，但至臺灣海峽以西則多

東北向。颶風已經無至中國海岸者。北方已至嚴寒氣候，溫度低降約十餘度，南方及沿海較微，約四五度。高緯度與低緯度溫度之差更大，可達四十餘度。各地均西北風，故愈乾燥。雨量均小，且有全月無雨者，香港為多雨之地本月亦有無之時。

(一六二) 其他地點氣候：各地氣候複雜，因限于篇幅，不能一一論列，但關於熱溫寒各帶氣候之概況，自須為之說及，因各帶雖甚廣濶，必有其不同之性質也。

熱帶氣候，極端有規則，氣象要素之變化至小，溫度高，其週年之變象微。天氣幾乎每日均同。熱帶旋風及暴風雨為其獨一之風暴。熱帶旋風，數目甚少發生于一年中某一時期，所占之範圍甚小。暴雷雨至多，幾乎每日到處均有之。氣象要素極大之繼續變化，至為少見。中午太陽至高，壹年間溫度之變化極微。季風在熱帶各地至為顯著，其雨量，則由于兩季，由季風式每日下午上升氣流盛時暴雷雨而來。其季節關係于風系與雨量，比關係于溫度者為重要。

溫帶之特性為氣候之變化甚多，而冬夏間溫度之差極大。溫度比熱帶為低。溫帶常有高低氣壓圈等過，故氣象要素之變化既大而驟。所以氣候至為變幻。雨量則來于風系及暴風之經

過。

寒帶之特性為氣候均勻，溫度常比溫帶為低。氣象要素，冬夏間之差甚大，而尤以溫度為最。週日間按時間之差甚微但常有不規則而大之差。

(完)

京

北

堂 魁 聚
局 書 義 講 訂 裝
星 魁



衆 字 印 皮 書 衆
街 中 寺 光 永 外 宣
號 九 十 東 路 頭 北

