

第二編 氣 象

第一章 氣 象

23. 氣 象

地球上の空氣、溫度及び水に關する諸現象を總括して之を氣象と呼び、之を研究する學問を氣象學と呼ぶ。特定の地域に於ける特定の日時 of 氣象状態を天氣又は天候と呼び、是よりも更に廣い區域と長い期間とに於ける天候の平均状態を氣候と呼ぶ。

人類生活直接の必要によつて氣象の觀測は太古から行はれ來つたものであるが、1595年に於けるガリレオの寒暖計の發明、1643年に於けるトリセリーの晴雨計の發明以來、氣象學は劃期的の發達を遂げ人類生活に偉大なる貢獻を與へるに至つた。

地球の表面を覆つてゐる空氣を全體として考へる時に之を大氣と呼び、氣象状態は大氣の溫度即ち氣溫、大氣の壓力即ち氣壓、大氣の濕度即ち氣濕、風、雲及び降水の6要素によつて完全に之を表すことが出来る。此の内河川の源泉たる地表水及び地下水に直接の關係のあるものは降水であるが、此の降水に密接の關係あるものは氣壓及び風であるから、河川に取つて最も重大な影響のある氣象上の要素としては氣壓、風及び降水の3者を擧げる。

一般に地球上及びその内部の水に就いて分布、性質並びに各種現象を研究する學問を水文學と呼び、降水の研究は實にその一部に屬する。水文學の内特に陸上の水流に關して研究するものを水理學と呼ぶ。

24. 大 氣

地球を包んでゐる空氣は一般に無色、無臭、無味の氣體であつて、純粹なる乾燥空氣は窒素、酸素、アルゴン及び無水炭酸を主成分とし、外にクリプトン、ゼノン、ネオン、ヘリウム等を含む。その容積及び重量百分率は次表の如くである。

第8表 空氣の主成分

空氣の主成分は時と所とに拘らず殆ど一定であるが、唯炭酸だけは其の含有率に大差があり、野外では0.03~0.04%。密閉した室内又は特殊の場所では右表の如く0.3%にも達する。此の外空氣中には通例水蒸氣、塵埃等の如き不

成 分	容積百分率	重量百分率
窒 素 (N ₂)	78.05	75.50
酸 素 (O ₂)	21.0	23.20
アルゴン (A)	0.95	1.31
炭 酸 (CO ₂)	0.03~0.3	0.05~0.4

純物が含有せられる。

空気が氣體であるから温度が上ればその容積を増し、又壓力が増せばその容積を減ずる。空気の重量は人體には感ぜられないが、氣壓 760 mm, 温度 0°C, 緯度 45° の海面に於ける乾燥空気の單位重量は約 1.29 kg/m³ である。

氣温は主として太陽から輻射せられる熱に基因する。従つて氣温は時間的には季節によつて變化し、晝と夜とで變化する。又場所的には緯度、海面上の標高によつて異なり、海と陸とで異なる。氣温の變化は之を寒暖計によつて測定し、觀測の正確を期する爲には最高及び最低寒暖計又は自記寒暖計などが用ひられる。

或地點に於ける氣温觀測の結果を月別又は年別に平均したものをその地點の月別又は年別標準氣温と呼び、是等を總べて海面上の氣温に換算して地圖の上に記入し、同一温度の地點を連絡すれば等温線と呼ばれる曲線が得られる。等温線を記入した地圖を等温圖と呼ぶ。

氣温の高低及びその變化は水の蒸發及び凝縮に密接の關係があり、従つて間接に降水に影響する。

大氣中に含まれる水蒸氣を濕氣と言ひ、濕氣の多少を表すのに濕度なる用語を用ひる。一定の氣温に於て空気の含み得る水蒸氣の量には一定の限度があつて、此の限度までの水蒸氣を含んだ空気は之を飽和の状態にありと言ふ。例へば 1 m³ の空気は 10°C の温度では 9.1 gr の水蒸氣、20°C の温度では 17.4 gr の水蒸氣、30°C の温度では 31.5 gr の水蒸氣で飽和するのである。

單位容積の空氣中に含まれる水蒸氣の重量を絶対濕度と呼び、通例 1 m³ の空氣中の水蒸氣量 (gr) で表す。又現在空氣中に含まれてゐる水蒸氣と、その温度に於て飽和した時の水蒸氣との重量比を百分率で表したものを關係濕度と呼び、最も普通に濕度として知られてゐるのは之である。濕度を測定するには濕度計を用ひる。即ち絶対濕度を測定するには化學濕度計、關係濕度を測定するには用毛濕度計が用ひられるが、普通に濕度計として知られるものは後者である。

空氣中に於ける水蒸氣の飽和量は氣温の函数であるから、一定量の水蒸氣を含んだ空氣の温度が下れば遂に飽和の状態に達し、温度が更に下れば水蒸氣は氣體のままその全部が空氣中に包容せられることが出來ず、一部分は凝縮して露、霜、雲、霧、雨、雪又は霰の如く液化又は固結する。此の限界の温度を結露點又は露點と言ふ。従つて大氣の濕度は降水と最も密接なる關係がある。

25. 水の循環

地球上及びその内部の水はその形態及び所在に應じて之を次の 3 種に區別する。即ち 1) 大氣中に包含せられる水蒸氣、2) 河海湖沼の如く地表上に存在する地表水、3) 地面下に伏在する

地下水が是である。

大氣中の水蒸氣は氣温が露點以下に下れば一部分液化又は固結して雨雪霜露等となつて地上に降下する。是が即ち降水である。降水の一部は地表又は樹枝草葉の表面から直ちに蒸發して再び大氣中に還元するが、他の一部は溪谷に集つて溪流となり、河川となつて海洋又は湖沼に注ぎ所謂地表水となる。降水の他の一部は地中に滲透し、草木の根に吸收せられてその葉面から大氣中に還元し、或は地下水となつて地下を流れる間に泉となつて地表水に合流する。而して地表水の表面からは絶えず水分の蒸發が行はれて大氣中の水蒸氣を補給するのである。

斯くの如く大氣中の水と地表及び地下の水との間には液化と氣化とを反覆しつゝ、不斷の循環作用が行はれるのであつて、之を水の循環と呼び、その詳論は水文學に於て取扱ふ所のものである。

第二章 氣 壓

26. 氣 壓

大氣は質量を有するが故に重力の作用を蒙り、従つて重量を有する。氣壓とは一地點に於ける鉛直なる大氣柱の重量であるから、地表から遠ざかるに従つて大氣柱の高さを減ずる結果、氣壓が減少するのを原則とする。

氣壓を測定するには氣壓計を用ひる。氣壓計に 2 種あり。一は水銀氣壓計、他はアネロイド氣壓計である。氣壓は通例、その地點の大氣の重量とその重量を等しくする水銀柱の高さによつて 760 mm の如く表される。

水銀氣壓計は 1643 年トリセリーの發明したもので、今日普通に用ひられるフォルテン型水銀氣壓計は水銀を満した硝子製の圓形槽の中に水銀を満した長さ約 1 m の硝子管を倒立せしめ、水銀槽中の水銀面に働く大氣の壓力と水銀管内の水銀柱の重量とを釣合はしめたものであつて、硝子管の目盛によつて水銀柱の高さを讀み之によつて氣壓を測るのである。

アネロイド氣壓計は 1848 年ヴェヂィの發明したもので、直徑約 38 mm, 高さ約 6 mm の扁平なる洋銀製眞空圓筒から成り、その上下兩端面を波形鈹として氣壓の變動に敏感ならしめ、氣壓の變動に伴ふ此の波形鈹の上下運動を彈條を通じて槓桿に傳へ、且槓桿作用によつて之を擴大した上指針の回轉運動に變形せしめ、目盛を施した圓版上に氣壓の示度を讀むのである。アネロイド氣壓計は携帯に便であるが水銀氣壓計に比すれば不正確であつて誤差が多い。

氣壓計のことを一名晴雨計とも言ふのは氣壓の高低が天氣の晴雨に密接なる關係があるが故であつて、氣壓が昇れば概して天氣がよく、氣壓が降れば概ね天氣が悪いと考へられてゐるが、天氣

は必ずしも斯様な原則的な變動をするものでなく、従つてアネロイド氣壓計の目盛版上に氣壓の高低に従つて快晴、晴、曇、雨等の記入があるのは深く信憑するに足りない。

氣壓を自記せしめるものを自記氣壓計と呼ぶ。アネロイド氣壓計に用ひると同様な扁平な真空圓筒を6~10個重ねたもので、之によつて各圓筒の不同を調整すると同時に、氣壓に對する感度を鋭敏ならしめ、氣壓の昇降による是等真空圓筒の上下運動を槓桿作用で擴大して時計仕掛で廻轉する圓筒に捲付けた用紙の上に氣壓圖を自記せしめる。

27. 氣 壓 の 更 正

氣壓は前述の如く水銀柱の高さに換算して之を表し、溫度 0°C、標準重力の作用を受ける高さ 1 mm の水銀柱の重量を單位とするのであるから、水銀氣壓計の示度は之を溫度 0°C の場合、標準重力の場合に換算する爲の更正を必要とし、之を夫々溫度更正、重力更正と呼ぶ。此の外にも水銀氣壓計の硝子管の内徑が小さい場合には表面張力の結果水銀がその表面凸面をなして眞の氣壓よりも多少低い示度を與へるを常とし、之を器差と言ふ。器差は各氣壓計に就いて常數であるから標準氣壓計と比較して適當な更正を施す。

1) 溫度更正 水銀は氣溫の昇降に應じて自ら膨脹收縮するばかりでなく、水銀柱の高さを讀む爲の目盛版も亦その爲に伸縮するが故に、此の兩者を 0°C の標準氣溫の場合に更正しなければならない。

今氣溫 $t^{\circ}\text{C}$ の場合の觀測氣壓を B 、 0°C に對する更正氣壓を B_0 、水銀及び目盛版の膨脹係數を夫々 α, β, A_t を溫度更正とすれば

$$B_0 = \frac{B}{(1+\alpha t)(1-\beta t)}, \quad A_t = B_0 - B$$
$$\therefore A_t = -B \frac{(\alpha - \beta)t}{(1+\alpha t)(1-\beta t)} \dots \dots \dots (10)$$

實測の結果によれば $\alpha = 0.0001818$ 、又眞鍮の場合には $\beta = 0.0000184$ 、硝子の場合には $\beta = 0.0000085$ であるから、 α, β に是等の値を代入し、且分母の $(1-\beta t)$ を省略すれば、その各々に對して(10)式は夫々次の如くなる。

$$A_t = -B \frac{0.0001634t}{1+0.0001818t} \dots \dots \dots (11)$$

$$A_t = -B \frac{0.0001733t}{1+0.0001818t} \dots \dots \dots (12)$$

例へば $t = 20^{\circ}\text{C}$ 、 $B = 760\text{ mm}$ とすれば(11)式の場合には $A_t = -2.47\text{ mm}$ 、(12)式の場合には $A_t = -2.62\text{ mm}$ となる。

2) 重力更正 重力による加速度は緯度によつて相違し又海面上の高さによつて相違する。今

g を緯度 φ 、海面上の高さ h なる地點の重力による加速度、 g_0 を $\varphi = 45^{\circ}$ 、 $h = 0$ なる場合の g の値とすれば次の關係が成立つ。

$$g = g_0 (1 - 0.00264 \cos 2\varphi - 0.000000196 h) \dots \dots \dots (13)$$

而して緯度 φ 、海面上の高さ h なる地點の觀測氣壓を B 、之を $\varphi = 45^{\circ}$ 、 $h = 0$ の場合に換算した更正氣壓を B_0 とすれば、 $B_0/B = g/g_0$ なる關係があるから重力更正を A_g として

$$B_0 = B (1 - 0.00264 \cos 2\varphi - 0.000000196 h), \quad A_g = B_0 - B$$

$$\therefore A_g = -B (0.00264 \cos 2\varphi + 0.000000196 h) \dots \dots \dots (14)$$

因みに g の實測値は香港で 978.77、東京で 979.81、秋田で 980.19 を示し、 $g_0 = 980.63\text{ cm/sec}^2$ である。

28. 氣 壓 の 變 化

一地點の氣壓は氣溫、氣濕その他の影響から時々に変化する。數年に亙る觀測の結果を月別、年別に平均して月別又は年別標準氣壓が得られるのは標準氣溫と同様である。

氣壓が氣溫や氣濕に影響せられる結果として、一日の内又は一年の内に氣壓の週期的變化が起る。例へば一日の内では午前及び午後 4 時前後に最低氣壓、午前及び午後 10 時前後に最高氣壓が起り、一年の内では大陸では冬は氣壓が高く夏は氣壓が低いのに反し、海洋では冬は氣壓が低く夏は氣壓が高い。

各地に於ける觀測氣壓を總べて海面上の氣壓に更正して之を地圖の上に記入し、同一氣壓の點を連絡すれば等壓線と呼ばれる曲線が得られ、等壓線を記入した地圖が等壓圖である。等壓線間の距離は氣壓變化の勾配を表し、之を氣壓傾斜と呼ぶ。

通例氣溫 0°C 、緯度 45° 、海面上に於ける水銀柱 760 mm の重量を標準として之を 1 氣壓と呼び、水銀の比重は 13.596 であるから 1.033 kg/cm^2 の壓力に相當する。等壓圖に於ては大體氣壓 760 mm を限界として是より高いものを高氣壓、是より低いものを低氣壓と言ふのであるが、天氣圖などでは必ずしも 760 mm を限界とせず、その地方の一般的氣壓が低い場合には 760 mm 以下のものでも高氣壓と呼ぶことがあり、同様にして 760 mm 以上のものでも低氣壓と呼ぶことがある。

等壓線は高氣壓又は低氣壓を中心とする自閉線をなすのが通例である。氣壓配置の關係から或線に沿つて氣壓の谷を生じ、その兩側で氣溫や風向が急變する場合に之を不連續線と呼ぶ。

大氣は水の如く高い所から低い所に流れるから、高氣壓に於てはその中心から外部に向ふ氣流を生じ、低氣壓に於ては外部からその中心に向ふ氣流を生ずるのを原則とし、特に低氣壓が大暴風雨を伴ふのは普く人の知る所である。高氣壓、低氣壓ともに暫時停滯して動かないこともある

が、多くはその地方特有の進路に従つて移動する性質がある。例へば冬季西比利亞大陸に發達した高氣壓が東又は東南東に進路を取り、又夏季及び秋季臺灣南方に發生した低氣壓は 1) 北又は北々西に進んで支那大陸に入り、 2) 北々東に進んで對馬海峽から日本海に入り、 3) 又は北東に進んで本州中部を襲ふ 3 徑路を取るが如きがそれである。高氣壓の移動速度には餘り大きいものはないが、低氣壓の移動速度は 10 km/hr 位の緩慢なものから 70~80 km/hr にも達する迅速なものまである。

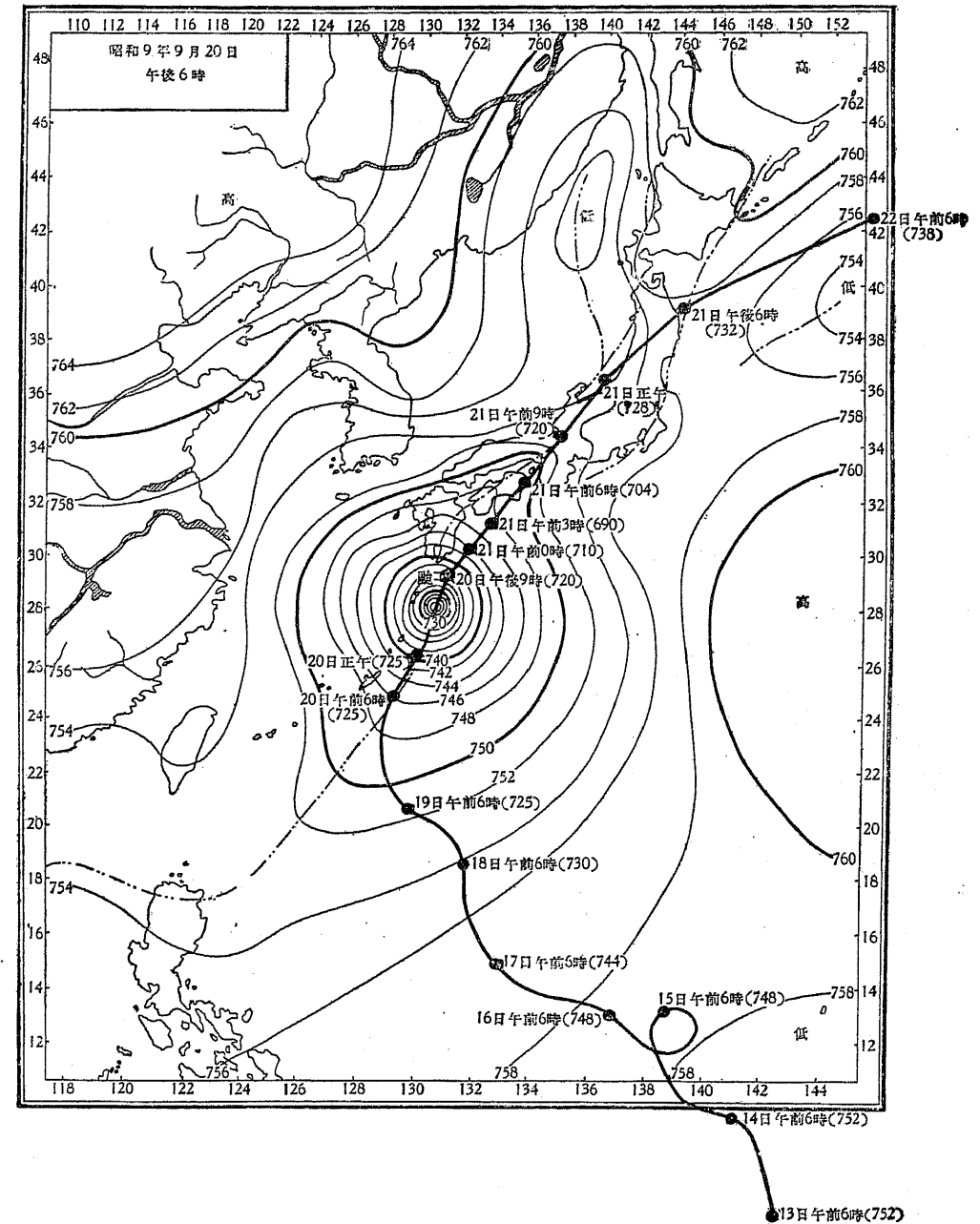
高氣壓又は低氣壓の高度又は深度が減れば之を衰弱したと言ひ、反對にその高度又は深度を増せば之を發達したと呼ぶが、一般に低氣壓は大陸から海洋に出る時は發達し、海洋から陸上に入る時は衰弱する傾向がある。南洋方面に發生して我が國を襲ふ低氣壓の多くは土佐沖、紀州沖等で極度に發達し、本州中部に上陸すると衰弱して分裂するが如きがその適例である。

29. 低氣壓

高氣壓又は低氣壓と風との關係に就いては次章に詳述するが、茲には低氣壓の一般的現象を説明する。高氣壓に伴ふ氣流を反旋風、低氣壓に伴ふ氣流を旋風と呼び、旋風の内で 1) 支那海、フィリピン諸島、日本、 2) 濠洲の東、サモア諸島、 3) 印度の東西、ベンガル灣及びアラビア海、 4) 亞弗利加のマダガスカル島の東、 5) 西印度諸島、メキシコ灣、フロリダ附近等の熱帶地方に發生するものを熱帶旋風、その他の地方に發生するものを亞熱帶旋風と呼んでゐる。西印度諸島では熱帶旋風をハリケーンと呼び、支那海では之を颱風と呼ぶ。従つて支那海に發達して本邦に襲來する低氣壓(熱帶旋風)は之を一般に颱風と稱へ、揚子江流域に發達して本邦を襲ふ低氣壓(亞熱帶旋風)は之を一般に大陸颱風又は略して颱風と稱へるのである。此の外に颱風や颱風の區域内に於てその影響を受けて發生する副低氣壓がある。

颱風は颱風に比すれば深度も深く之に伴ふ風雨も猛烈である。颱風の世界的記録は昭和9年9月21日我が國に襲來したもので我が國では之を室戸颱風と呼び、9月13日南洋パラオ島の南東海上に現れ、15日ヤップ島の附近で北西から北々西に進路を取り、19日夜半沖繩島の南東約 150 km の海上で轉向して琉球島の東を北々東に進み、20日夜半宮崎の南東約 100 km の海上に達して北東に進路を轉じ、60~70 km/hr の速度で21日午前5時高知縣室戸岬に上陸し、徳島市の西、淡路洲本の北を通過して午前8時神戸大阪兩市の中間に上陸、京都市から琵琶湖へ抜けたが、室戸岬に於ける最低氣壓 684.0 mm は世界最低氣壓の記録 689.2 mm (明治18年4月6日、印度フォルス・ポイント) を降ること更に 5.2 mm であつて、從來の世界的記録を更新するに至つた。

第29圖は室戸颱風の徑路と中心示度、並びに9月20日午後6時に於ける氣壓配置を示したものである。



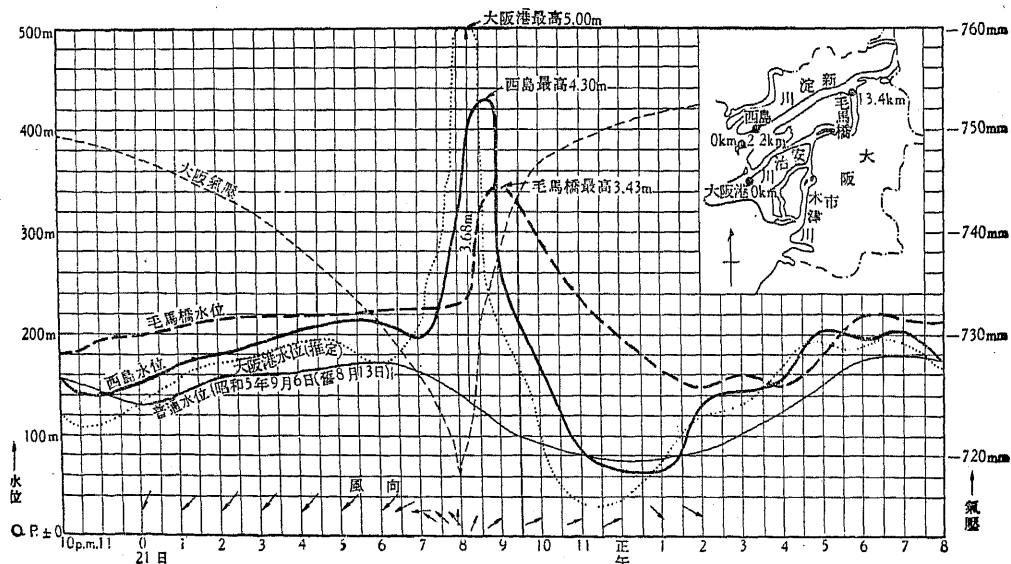
第29圖 室戸颱風の徑路及び中心示度

次表は陸上觀測による世界最低氣壓の記録を示す。

第9表 世界最低氣壓記録

最低氣壓 (mm)	観測地點	年月日
684.0	室戸岬	昭和9年9月21日
689.2	印度フォルス・ポイント	明治18年4月6日
693.5	石垣島	大正9年9月3日
702.9	臺灣恒春	明治44年8月23日
704.0	フキリッピン	明治23年9月29日
706.2	那覇	大正3年7月25日
706.3	洲本	昭和9年9月21日
706.6	石垣島	明治39年10月21日
706.8	徳島	昭和9年9月21日

低氣壓の一般的現象としては猛烈な暴風雨を伴ふことであつて、此の爲に海上にあつては船舶を遭難せしめ、陸上にあつては建物や樹木を倒壊し、河川の出水汎濫を招いて道路橋梁、耕地農作物は固より人畜家財に多大なる損害を及すのは今更説明するまでもないが、此の外に氣壓が低下するに従つて水面が隆起し、海岸地方では高潮又は津浪の被害を受けることが珍しくない。我が國の日本海沿岸では夏は氣壓が低い爲に海面隆起して冬よりも0.20 m内外潮位の高い地方があるが、低氣壓襲來の爲に氣壓が急降する場合には之に伴つて海面の急昇が起る。前掲昭和9年9月21日の颱風に際しては室戸岬津港で3.70 m、大阪港で3.90 m、琵琶湖に於てさへ約0.70 mの水面上昇を見たのである。第30圖は9月21日に於ける大阪港の氣壓低下と海面上昇との關係を示したものである。



第30圖 室戸颱風による大阪港の氣壓低下と海面上昇

第三章 風

30. 風

一般に大氣の流動することを氣流又は風と呼ぶ。風には方向と速度とがあつて、之を夫々風向及び風速と言ひ、風は此の2要素によつて區別せられる。風の吹いて來る方向は風上、風の吹いて行く方向は風下であつて、風向は風上の方位によつて東風、南東風等の如く區別せられる。普通に用ひられる風向は北(N)、北々東(NNE)、北東(NE)、東北東(ENE)、東(E)、東南東(ESE)、南東(SE)、南々東(SSE)、南(S)、南南西(SSW)、南西(SW)、西南西(WSW)、西(W)、西北西(WNW)、北西(NW)、北々西(NNW)の16方位に分れる。

風向は風信器によつて測定せられる。風信器は細い軽い鉛直軸の頂端に之に直交して2枚の薄い金屬板から成る矢羽根を取付けたもので、矢羽根は約20°の角度で左右に開いてゐるから、風向の變化に應じて鉛直軸は廻轉して矢羽根は常に風下に向ひ、矢尖は風上を指す。鉛直軸の下端に示針を取付け、且その箇所の方に合はせて方位盤を裝備すれば屋内に於て風向を知ることが出来るのである。

此の鉛直軸の下端に風向観測用紙を捲付けた圓筒を取付け、別に時計仕掛で24時間に圓筒の上端から下端まで等速度を以て下降するペンを裝備すれば風向の時間的變化が畫かれる。之を自記風信器と言ふ。元來風向は時々刻々に變化するから風信器の矢羽根や示針は間斷なく動揺し、従つて自記風信器の風向圖も亦地震計の記録の如く動揺するを常とするから、風向の観測に當つてはその間の平均風向を判讀しなければならない。

次に風は風速の大小に従つて區別せられ之を風級と呼ぶ。風級には海上に多く用ひられる12風級、主として陸上で用ひられる6風級その他の種類があるが、我が國の氣象観測に使用せられるものは第10表に示すが如き6風級である。

第10表 本邦使用風級

風力	風速(m/sec)	風名	摘 要
0	0 ~ 1.4	靜 穩 (Calm)	煙略々直上す
1	1.5 ~ 3.4	軟 風 (Light wind)	木の葉を動かす
2	3.5 ~ 5.9	和 風 (Moderate wind)	樹枝を動かす
3	6.0 ~ 9.9	疾 風 (Strong wind)	樹幹を動かす
4	10.0 ~ 14.9	強 風 (Gale)	樹枝を折る
5	15.0 ~ 28.9	烈 風 (Strong gale)	樹幹を折り屋瓦を飛ばす
6	29.0以上	颶 風 (Hurricane)	樹幹を倒し家屋を覆す

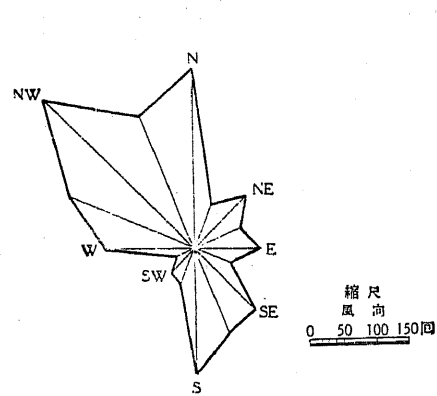
風速の單位は國によつて必ずしも一定しないが、我が國では m/sec を以て風速の單位とする。風速の觀測は所謂脈動の影響を避ける爲に20分前から觀測時までの20分間の平均を以てその觀測時の風速と定める。

風速の測定には風速計が用ひられる。風速計は又風力計とも呼ばれ、最も普通で使用せられるものはロビンソン式回轉型風速計である。此の風速計は細い鋼製鉛直軸の頂端に之に直交して十字形に射出する銅製枝鐸を取付け、その末端毎に半球形の風盃を固定したもので、一定時間内の風盃の回轉數從つて鉛直軸の回轉數に一定の指數を乗じて風速を求める。自記風速計は風盃の回轉數に應じて電流の作用で廻轉する水平圓筒に風速觀測用紙を捲付け、別に時計仕掛で24時間に圓筒の一端から他端まで等速度を以て移動するペンを裝備して風速の時間的變化を自記せしめる。普通の型式の風速計の讀數は積算値であるから、例へば或時間の風速を知る爲にはその20分前の讀數を觀測時の讀數から控除した差を1200で割つて觀測時の風速を求めるのであるが時々刻々の風速の値を自記する型式のものもある。

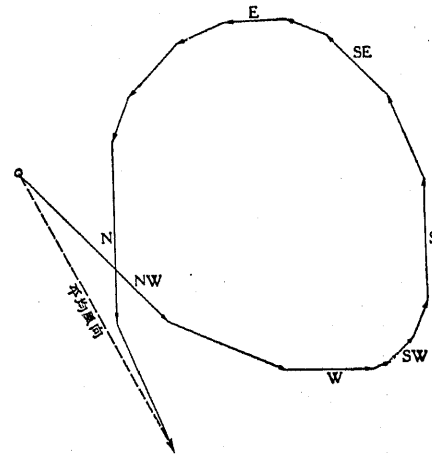
31. 風 圖

風に限らず總べて氣象の觀測は我が國では一等測候所で毎時觀測（1日24回）を行ひ、二等測候所で毎4時間觀測（1日6回）を行ふのであるが、是等觀測時に於ける風觀測の結果を圖示したものを一般に風圖と言ひ、風向圖、風速圖及び風力圖等の種類がある。總べて風圖は1箇月、春夏秋冬の四季、又は1箇年等の期間を單位とする。

風向圖は觀測期間中に於ける毎回の風向を方位毎に分類してその回數を集計し、一定の縮尺を用ひて各方向毎の回數を圖示したものを言ひ、通例第31圖の如くその尖端を直線で連絡する。風



第31圖 風 向 圖

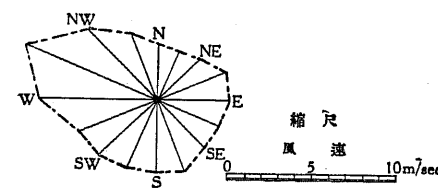


第32圖 平 均 風 向

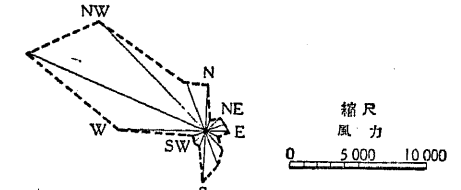
向圖に於て最大回數を示す風向の風をその期間の卓越風又は恆風と呼ぶ。又その期間の平均風向を求めるには第32圖の如く任意の起點を取り、任意の風向から始めて左廻り又は右廻りの一定の順序に從つて各風向毎にその上に回數に比例して長さを取り、最後の尖端を起點に連結すれば起點から此の尖端に向ふ直線が求むる平均風向を表す。

次に風速圖は觀測期間中の毎回の風速を方位毎に分類してその平均値を求め、各風向毎の平均風速を第33圖の如くその方位線上に畫いたものを言ひ、風向圖の場合と同様に一定の縮尺を用ひて風速を表す。

又風壓又は風力は風速の自乗に比例するから、各風向毎の風速の自乗の和を平均したものを同じく一定の縮尺を用ひて夫々の方位線上に畫いたものを風力圖と言ひ、第34圖はその一例である。



第33圖 風 速 圖



第34圖 風 力 圖

風速圖に於ける最大風速の方向と風力圖に於ける最大風力の方向とは多く一致するが、之と風向圖に於ける最大回數の方向とは必ずしも一致せず、之を夫々最強風向、最多風向と呼ぶ。

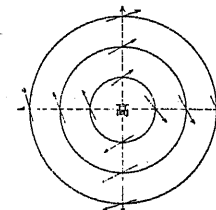
猶風速と風に垂直なる平面に加はる風壓との間の關係は v を風速(m/sec), p を風壓(kg/m²)として

$$p=0.125 v^2 \dots \dots \dots (15)$$

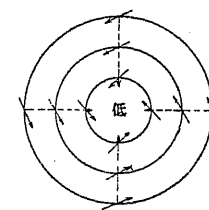
なる公式で表されるが、治水工學にあつては風壓を考慮する必要があるのは特殊の場合に過ぎない。

32. 風 の 種 類

大氣は原則として高氣壓地帯から低氣壓地帯に向つて流動し、その流速は氣壓傾斜が急であればある程大きい。高氣壓から低氣壓に向つて流れる氣流は地球自轉の影響を受け、速度合成の原理に從つてその方向を偏倚する。斯くして北半球に於ては氣流の方向は右に偏倚し、南半球に於てはその反對に左に偏倚する。從つて風下に向つて立てば北半球では左側の氣壓は右側よりも低く、南



第35圖 高氣壓からの風向偏倚



第36圖 低氣壓への風向偏倚

半球では左側の氣壓は右側よりも低く、南

半球では右側の氣壓は左側よりも低いことになる。是が1850年バイス・バロットの發表した法則であつて、第35圖、第36圖は北半球に於て高氣壓から流れる氣流及び低氣壓に向つて流れる氣流が何れも右に偏倚する状態を示す。

地表の大體の傾向としては赤道及び兩極は低氣壓、その中間北緯 35° 及び南緯 30° の附近は高氣壓の地帯であるが爲に、是等高氣壓地帯からは赤道及び兩極に向つての氣流を生ずる。前者を貿易風、後者を恆西風と呼ぶ。貿易風は地球自轉の影響を受けて北半球では右に偏倚して北東風、南半球では左に偏倚して南東風となり、恆西風は同理によつて北半球では南西風、南半球では北西風となる。

次に大陸は夏は海洋よりも熱く冬は海洋よりも冷たい關係上、夏は低氣壓の區域となり冬は高氣壓の區域となる。その爲に場所によつては季節によつて全く方向の違つた風を生ずることがあり、之を季節風と呼ぶ。季節風の最も顯著な例は印度であつて、夏季の季節風が豪雨を齎して酷暑を殺ぐのはよく人の知る所である。

又海岸地方では日中は陸地は海面よりも早く熱せられ、夜間は早く冷えるが爲に夜間は海から陸に、又夜間は陸から海に向ふ氣流を生ずる。之を海陸風と言ふ。

此の外各種の原因によつて生ずる種々の風があるが、局部的低氣壓又は高氣壓に基因する颱風、颱風又は反旋風に就いては次節に詳述する。

33. 颱風

熱帯旋風即ち颱風は猛烈な風と多量の雨とを伴ひ、その中心に向ふ氣流は地球自轉の影響を受けて北半球では右に偏倚するから、時計の針と反對の方向に廻轉する渦流となる。渦流の直徑は 500~1 000 km に達することがあり、高さは通例 1 km を限度とする。その中心には氣壓は最低であるが風雨のない靜謐な區域があるのを特色とし、之を颱風眼と言ふ。颱風眼の直徑は 40 km 以下の場合が多い。

颱風の原因は次の如くである。暖い濕つた空氣が對流の爲に上昇すれば膨脹すると同時に冷却して雲となり雨となる。上昇した空氣を補填する爲に冷たい空氣が周圍から中心に集るに際して、地球自轉の影響を受けて北半球では時計の針と反對の方向の渦流を生ずる結果、遠心力の作用によつて却つて中心から空氣を遠ざけんとする傾向を生じ、中心の氣壓は低下する。此の低氣壓の深度が増せば増す程中心に於ける空氣の上昇は激しくなり、雲や雨を増すと同時に周圍から中心に向ふ渦流を激化し、従つて遠心力を強化して一層中心の氣壓を低下することとなる。斯くして颱風は發達する。

颱風は北緯及び南緯 8°~12° 附近に發生し、北半球では北西の方向に進んで北緯 30° 附近で右

に彎曲し始め、北から漸次北東に轉向するのが普通であつて、その進路は北緯 30° 附近を頂點とする拋物線で表される。

颱風の中心位置を知るには前述のバイス・バロットの法則を應用する。即ち風下に向つて立てば北半球では左手に低氣壓の中心があり、南半球では右手に中心があることを知り得べく、之をバイス・バロットの颱風則と言ふ。

又颱風の移動に伴ふ風向の變化に注意すれば、颱風の中心がその地の南北何れの方向を通過しつゝあるかを知ることが出来る。例へば北半球に於て南西から北東に向つて移動しつゝある颱風がありとした場合に、その地點の風向が北東南の如く時計の針と同じ方向に廻れば颱風の中心がその地點の北を通過し、又風向が東北西の如く時計の針と反對の方向に廻れば颱風の中心がその地點の南を通過したことを知り得べく、之をドウヴェの風向轉換則と言ふ。

我が國の近海は世界記録の低氣壓の通過する地域であり、従つて之に伴ふ最大風速も亦世界にその類例を見ない。次に我が國各地に於ける既往の最大風速（瞬間風速）の記録を示す。

第11表 本邦最大風速記録

風速 (m/sec)	観測地點	年 月 日
71	鹿 兒 島	明治 32 年 8 月 15 日
70	布 良	明治 33 年 9 月 28 日
69	石 垣 島	大正 3 年 9 月 6 日
66	室 戸 岬	昭和 9 年 9 月 21 日
64	長 崎	大正 3 年 8 月 25 日
59	八 丈 島	大正 3 年 8 月 13 日
57	恒 春	明治 43 年 8 月 29 日
53	壽 都	明治 35 年 5 月 18 日
51	筑 波	大正 8 年 10 月 6 日
50	澎 湖 島	大正 9 年 7 月 24 日
49	横 濱	明治 35 年 9 月 28 日
43	臺 東	明治 39 年 10 月 1 日
44	臺 北	大正 1 年 9 月 17 日
40	東 京	大正 6 年 10 月 1 日

34. 颱風及び反旋風

颱風は熱帯以外の地方に起る所謂亞熱帯旋風の別名であつて、日々の天氣圖に低氣壓として記載せられるものがそれである。颱風即ち熱帯旋風と類似の性質と全く相反する性質とを共有し、その直徑は平均 2 000 km 位、高さは平均 8 km に達する。低氣壓の中心に向ふ氣流が北半球では時計の針と反對の方向、南半球では時計の針の方向に廻る渦流となるのは颱風と同じであるが、中心深度、風速ともに颱風に比すれば遙かに劣勢であつて、降雨も亦比較的少ない。又颱風の中

心には静隠なる颱風眼が存在するのを通例とするが、颱風は多く之を缺く。是が兩者の著しい相違點である。

颱風の原因は颱風と同じく對流による場合もあるが、その外に地表に沿つて相異なる方向に動く上下2層の氣流の反流の爲に醸生せられる場合もあり、低氣壓の發生は時と所とを選ばない。従つて颱風は毎年夏から秋にかけて本邦を襲ふのが例であるが、低氣壓は季節によつて限定せられず、夏よりは冬の方が却つて低氣壓が多いのである。

颱風は北半球では北緯 $30^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の間に發生して絶えず西から東に移動し、本邦に襲來するものは多く揚子江流域又は支那海に發生するものであるが、フェリッピンから本邦近海は西印度諸島と同じく、颱風と颱風との双方の襲來を被る場所に當り、従つて毎年猛烈なる風水害を被るのである。

反旋風は高氣壓の區域であつて中心から外方に向ふ氣流は北半球では時計の針の方向に、南半球では時計の針と反對の方向に廻轉する渦流となるが、風速は一般に緩慢で、時としては静隠無風の場合もあり、又雨を伴はないのは低氣壓との著しい相違點である。その直徑は一般に大きく平均 8500 km にも達し、中心示度は 760~780 mm の間に變化する場合が最も多い。

高氣壓は緩慢なる速度で西から東に移動するのを通例とするが、時としては滯留 1~2 箇月に及ぶことも珍しくない。高氣壓の發生にも亦種々の原因があるが、高氣壓と低氣壓とは互に關聯するものであるから、後者が所謂反流によつて發生するならば前者も亦之によつて發生するのが當然である。

高氣壓は概して晴朗な天氣を伴ひ、毎年初夏の候本州中部及び北海道に發生したり、又は支那大陸に發達して本邦に移動し來るものなどがそれであるが、冬から春へかけて西比利亞に發生する大高氣壓が本邦に寒氣凜烈なる北西風を送ると同時に猛烈なる降雪を伴ひ、又夏季本邦東方洋上に現れる高氣壓が梅雨の誘因となるが如きはその副作用である。