

臺灣冬季季風天氣及其預報 (上篇) 王時鼎

臺灣雖位於我國東南海上，位於副熱帶內，但冬季由於西伯利亞「源地高壓」(Polar "source" high) 向外擴展，平均極面位置致在臺灣以南。由於季節風及盛行之副環流影響，在東亞，北緯 30° 以南， 15° 以北，包括中國東南沿海各省及東海、臺灣、南海一帶，此時風向均來自東北，穩定少變，致有「東北季風」之目，並因之而形成特殊之季風天氣型，控制整個冬半年之天氣變化。為明瞭臺灣冬季季風天氣現象及其演變型式，筆者於公餘特加研究探討，茲將一已所得，握管成文，提供我氣象同仁作實際工作，及進一步研究季風區域之長期天氣預報問題時之參考。

一、臺灣冬季風天氣分析

I 一一季風秉性與天氣

臺灣冬季風之來源，係出自西伯利亞之冷性高壓，但因所經陸海性質與時間之久暫之不同，故其秉性亦大有差異，大別之可分為以下三種：

(一) 陸地變性 NPc 氣團 西伯利亞冷乾極地大陸氣團，道經華北，華中而抵臺灣。因變性程度較淺，故溫度仍保持甚低，水氣含量亦極少，相對濕度在一千公尺以下隨高度而增加（此陸地變性冷氣團固是如是也）。高空下沉逆溫顯著，平均在一千公尺與二千公尺之間。陸地變性極地大陸氣團控制臺灣時，其所產生之天氣可分兩期，其先因急劇排除其前較為暖濕空氣而顯示為「寒潮」性質，天氣多劣；其後則常屬「快晴天氣」，高空逆溫之下，每聚有龜層，此時由於晴空曬曬，夜間輻射失熱甚夥，致晨間溫度低於攝氏五度以下者，亦間有見之。

H (m)	No. of obs.	T	R.H	W	θ	θ_e
sfc	10	11.3	57	5.3	282	296
500	10	7.4	65	4.4	283	295
1000	10	3.4	70	3.8	284	294
2000	6	1.5	70	3.6	294	303

表一 臺北陸地變性NPc氣團屬性

(二) 冷海變性 NPc 氣團 西伯利亞冷乾極地大陸氣團

隨盛行之反氣旋環流，旅經黃海、東海，而抵臺灣。因其軌跡所經，大部均為海面，下層迅速吸收水汽及熱量，並經渦動而達上層，是故其溫度與水氣含量均較陸地變性 NPc 氣團為高。計一千公尺以下層內，平均溫度高出

3.5°C，混合比高出 $1\frac{1}{2}$ g。又因所經之地均屬親潮海面，溫度增加不若水氣增加之速，故相對濕度於二千公尺以下層內，均增至80%以上。上層仍見有明顯之下沉逆溫。此時臺灣所出現之天氣即屬吾人所稱之標準季風天氣，臺灣北部常有密佈之層積雲層東北角多地形雨；西南部天氣則甚良好。上述各區之天氣均甚穩定並持久，而形成各區之特殊冬季天氣型。在第三節「臺灣季風天氣特徵」中將詳予論之。

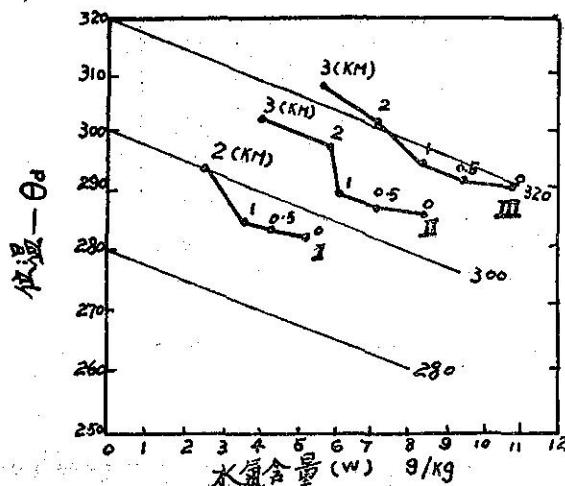
(三) 暖海變性NPc氣團 當大陸冷性高壓東行出海，其中心移至日本本部及以東，或大陸高壓向東南擴展時，其外流之變性極地大陸空氣，經琉球以東黑潮洋面迴歸臺灣，此屬臺灣冬季出現之 NPc 氣團變性最深者。其各層溫度平均較陸地變性者高出 8°C ，較冷海者高出 4.5°C 。各層混合比平均較陸地變性高出 5g （約一倍），較冷海變性者高出 2.5g （ $1\frac{1}{2}$ 至 $1\frac{1}{4}$ 倍）。氣團上層逆溫已漸不顯。此時臺灣天氣常風和日朗如處暖氣團中，唯亦即因此，晨間常濃霧蔽天，歷二、三小時才散。有時甚或濃霧低雲，竟日不消。

表二 臺北冷海變性NPc氣團屬性

H (m)	No. of obs.	T	R.H	W	θ	θ_e
sfc	38	14.5	86	8.4	286	309
		※ 10.2 (12.5)			※ 287 (282)	
500	37	86	7.1		307	
		※ 8.9 (9.6)			※ 289 (284)	
1000	37	84	6.3		307	
		8.9 (9.6)			289 (284)	
2000	26	6.5	80	6.1	297	312
3000	7	1.1	65	4.1	302	314

上面係就臺灣三類冬季風之秉性與其所伴生之天氣所作個別性之敘述，茲再行進一步加以綜合之討論：

①三類極地大陸氣團因同出一源，僅溫濕增加程度不同，其本質上均大致近似（參看圖一）。但因在臺灣附近所出現之



圖一 臺灣冬季三類極地大陸氣團之 ROSSBY 屬性曲線圖解。I 陸地變性 NPc 氣團 II 冷海變性 NPc 氣團。III 暖海變性 NPc 氣團

雖不及暖海變性者之高，但相對濕度却屬最大（見圖二），並有足夠之風速為其原始之動力，故天氣現象最為顯著。臺灣北部冬季雨季之造成，即由此類氣團之助。

②本區所出現之三類極地大陸氣團與香港及南京兩地所出現者（二）相較頗有不同。即就②中所述者言，香港、南京所出現之陸地及海洋變性 NPc 氣團均無有此特性（對流不穩定）。由此可和雖同在冬季季風或鄰近季風區域範圍，氣團屬性仍須因地域不同而加以修正。但相信上述三類 NPc 氣團之屬性，仍可適用於東南沿海區域。

I——季風厚度強度變化對季風天氣之影響

(一) 季風厚度變化與天氣 季風層厚度之降低或平淺可產生以下各種效應：

- ①使季風層內之空氣迅速變性，失却其原有特質。
- ②使季風強度迅速趨於減弱，因在季風層平淺之情形下，其下層季風既因底面磨擦作用而減小，其上又復受深厚西風層之曳引而漸喪失其原有之動量也。

③季風天氣之產生主要程序係在季風層內完成之。如季風層平淺或減小即難使其達成也。

前兩者係間接支配季風天氣之變化，而第三者則直接決定季風天氣之存在，由此可見季風層厚度變化對季風天氣影響之重要。

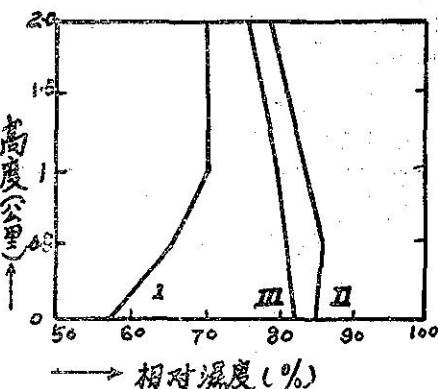
大陸冷高壓之強度決定季風層厚度，而該高壓之強度復受季節所支配，故季風層厚度亦間接受季節之影響。圖三即示臺北民國四十及四十一一年冬期之季風厚度逐月變化情形。由圖可見平均季風層厚度以十一月、十二月等為最大，其變化亦最有規律並極少降低至地面，降低至三千英尺以下之時亦甚少（參看圖四），故此時所出現之風天氣亦最穩定並少變化。一月以後平均季風厚度即見有顯著降低，其變化也漸不規則並不穩定（參看圖五），而季仲冬以後臺灣天氣之變化無常，亦為吾人習知之事實。

季風厚度亦可直接藉 Rossby 氏之絕對渦旋公式以求得之。E. Palmen 曾就該式，當 $\zeta = 0$ ，原始緯度 60°N ，8 公里厚之空氣柱向南移動時，求出其隨緯度變化之數值如表四：

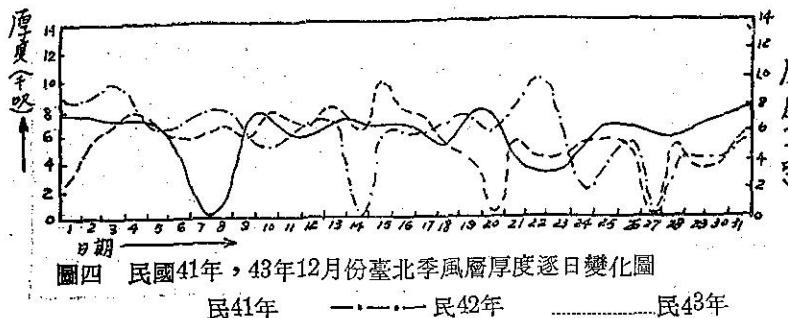
H (m)	No. of obs.	T	R.H	W	e	ea
sfc	54	18.2	82	10.9	290	319
500	54	16.0	81	9.6	292	318
1000	52	13.5	80	8.4	295	319
2000	47	11.7	77	7.2	302	322
3000	15	5.6	73	5.8	308	322

表三 臺北暖海變性 NPc 氣團屬性
故三類極地大陸氣團之天氣仍可作明顯之劃分。

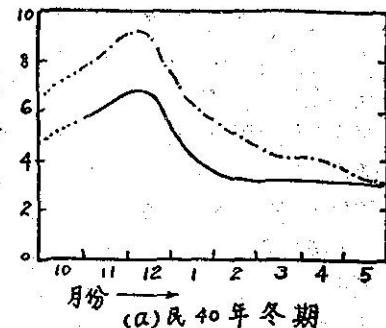
②三類極地大陸氣團之低層均同屬對流不穩定狀態（見表一、二、三中 ea 在低層均隨高度而遞減），但實際天氣（如上述）却有極大之不同。此因：陸地變性 NPc 氣團雖在對流不穩定中，與其不穩定層之厚度亦大於其他兩者，但由於全層水氣含量甚少，相對濕度過低，故雖風速每甚大，亦無天氣現象（其前鋒屬例外），暖海變性 NPc 氣團中因缺乏造成天氣現象之動力條件（足夠之風速），故天氣亦甚佳。冷海變性者之對流不穩定層雖無陸地變性 NPc 氣團之厚，但其不穩定度在三者中為最大。水氣含量



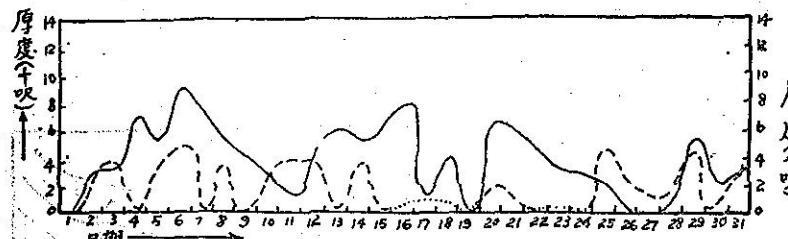
圖二 臺北三類氣團之相對濕度隨高度之變化圖



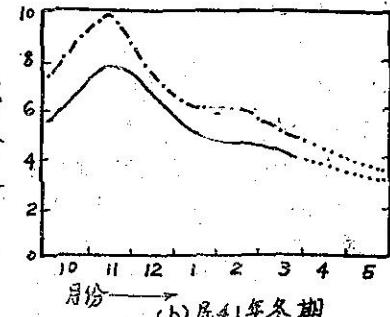
圖四 民國41年，43年12月份臺北季風層厚度逐日變化圖



(a) 民40年冬期



圖五 民國41年，43年3月份台北季風層厚度逐日變化圖（民42年3月份無線電測風資料大部付缺故未錄）



圖三 臺北冬季季風層厚度隨季節之變化圖

民41年 —— 民43年 表中途間斷者

表一、四

緯度(°N)	60.	50.	40.	30.	20.	10.
空氣柱厚度(KM)	8.0	7.1	5.9	4.6	3.1	1.6

上表之原始緯度略與貝加爾湖區域之位置相當，故表中所列數值與西伯利亞冷空氣爆發南衝時之情形似應大致相合。但實際並非如此，大陸上冷空氣之厚度根據統計平均亦有二公里之譜（三）。按表臺灣冷空氣厚度應在4.6至3.1公里之間，而實際所見亦遠較此為低（參看圖三、四、五），且將永小於上表中之數值，此因冬季極地對流層頂高度僅六至九公里故西伯利亞冷空氣之厚度很少有達到八公里者；及西伯利亞冷空氣直接南下時必經高度在一至二公里之間之蒙古高原，相對來說，冷空氣之厚度在南下時恒較西伯利亞者小一至二公里也。此就寒潮爆發時言，其後即見有顯著之幅散作用滲入，冷空氣層（對臺灣區域言即為季風或東風層）之厚度更見降低。注意以上之討論並不完全適合臺灣冬季所有實際季風厚度變化之情形，因如有深氣旋颱風接近，或有深厚之太平洋信風與之合流，均將影響原有季（東）風層之高度，但顯然在仲冬時，上舉之幾種可能性均極小。

以下幾點係根據實際經驗所獲得之關於季風厚度對天氣變化之指示：

- ①季風厚度大於六千英尺時，每使季風層積雲增厚，其下之碎層雲量也行增多。
- ②季風厚度低於四千英尺時，層積雲層則有趨於消散之勢。
- ③恒春之季風層厚度間有高出臺灣北部者，此因該時與太平洋信風合流之故，即由於合流影響，天氣亦隨之改變。
- ④臺灣西南部因受山脈影響，季風厚度經常均遠低於北部者，此亦為造成西南部之局部天氣變形之原因之一。由上可見厚度變化對天氣影響之一般，表五即為斟酌亞洲冬季「源地高壓」之實際情形，藉 Rossby 氏之絕對渦度公式，求出之各不同厚度之冷空氣柱從蒙古高原南衝時抵臺灣區域後之厚度變化數值，以供厚度預測之參考。例如蒙古高原之冷空氣堆厚度假定為 10,000 英尺，則預測其抵達臺北、馬公、恒春（上述三地均有無線電測風資料）三地時，厚度應各為，5500, 5200, 及 4900 英尺。又比較圖四、圖五之臺北實際季風數值，亦可回推蒙古高原之「源地高壓」厚度很少有達 20,000 英尺者（此處之討論均屬理想情形，但應與實際者極為相近）。

(二) 季風強度變化與天氣 季風強度隨季節之變化不若厚度之明顯，亦不若厚度之很少隨局部地形增減通常其強度之排列為：陸地變性 NPc 氣團之前期為最大，暖海變性 NPc 氣團為最小。季風厚度大時其強度比小時為穩定。其與天氣之關係，就筆者所注意及者有：

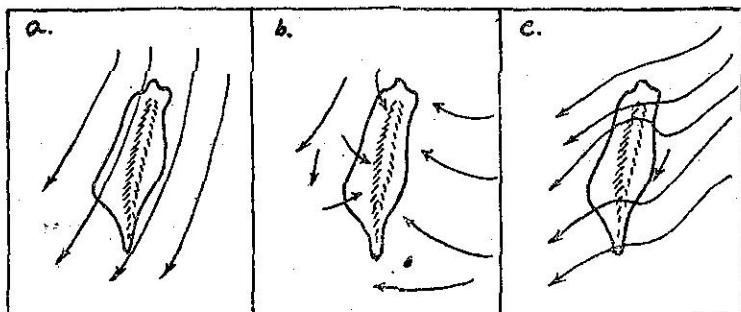
- ① 季風強度逾常時，每有使層積雲層增厚及增多之趨勢。
- ② 季風強時，一地所出現之天氣較季風弱時為穩定少變。
- ③ 季風強弱可決定臺灣迎風山區地形雨之有無及大小。

I——臺灣季風天氣特徵

由於臺灣地形之複雜，而造成了同一季風類型下，各區極端不同之天氣。此處係就三類季風情形下分別考慮之。

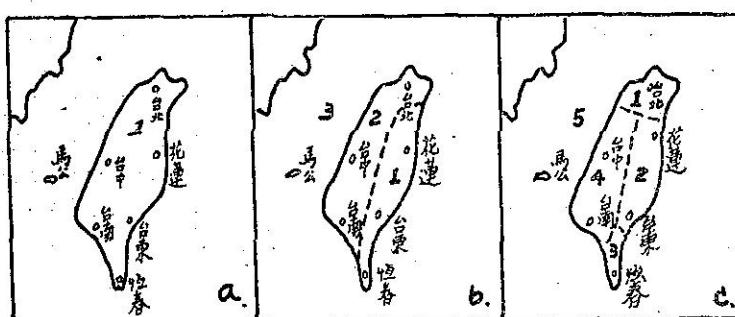
(一) 臺灣在陸地變性 NPc 控制下時，如圖六-a 所示，氣流走向係與臺灣各山脈之走向大致平行，亦即言不受山脈阻擋影響，故實際天氣可不需加地域性之修正，而可直視臺灣為一天氣區。

(二) 臺灣在暖海變性 NPc 氣團控制下時，根據地形及實際氣流形式（見圖六-b）可劃分臺灣為三個天氣區域（見圖七-b）。第一區或東部區：多雲、無霧、與此時所作一般天氣之考慮完全相反，根據歷年統計，該區中之代表測站花蓮（1911—1937年）、臺東（1901—1937年）(五)兩地之全年霧日均為零，此事實，極堪注意；第二區或西部區：同於「季風秉性與天氣」一節中之一般描述——少雲、多霧；第三區或海峽區：少雲、少霧。



圖六 臺灣區域三類季風氣團控制下之盛行氣流型式

a. 陸地變性 NPc 氣團 b. 暖海變性 NPc 氣團 c. 冷海變性 NPc 氣團



圖七 臺灣區域季風天氣分區圖

a. 陸地變性 NPc 氣團控制下 b. 暖海變性 NPc 氣團控制下 c. 冷海變性 NPc 氣團控制下

臺東（1901—1937年）(五)兩地之全年霧日均為零，此事實，極堪注意；第二區或西部區：同於「季風秉性與天氣」一節中之一般描述——少雲、多霧；第三區或海峽區：少雲、少霧。

(三) 臺灣在冷海變性 NPc 氣團控制下時，其氣流走向係與山脈作 20° 至 60° 之交角，實際變形應如圖六-c 所示（其理見後述）。即由此一事實而造成臺灣各地極端不同之天氣。大別之，約可分為五區（見圖七-c）就各區之氣流形式言，第一區（臺灣北部包括宜蘭、新竹）氣流能越過山脈；第二區（臺灣東部）氣流近似平行海岸線，無越山現象；第三區（臺灣南端）氣流亦能越山並兼受巴士海峽之效應；第四區（臺灣西南部）山脈背風面；第五區（臺灣海峽）氣流受噴風（JET WIND）作用。以上五區中之天氣特徵以一、四、五、三區為最明顯，今就此三區之天氣特徵分別討論之。

① 臺灣北部穩定少變之季風天及地形雨 季風區域中共同之特徵為推穩定持久之密併層積雲層（見圖八），雲底高度平均約三千英尺，雲頂則受制於其上之下沉逆溫通常不超過六千英尺。此層積雲之造成即與此逆溫有關，因無此逆溫之存在以限制雲型之發展，則最後型式當非層積雲而為積雲也。層積雲層之下，每常有少量之碎層雲

表五

位 置	空氣柱厚度變化數值（英尺）						
蒙古高原 (50°N)	30000	25000	20000	15000	10000	8000	6000
臺 北 (25°N)	16500	13750	11000	8250	5500	4400	3300
馬 公 (23.5°N)	16500	13000	10400	7800	5200	4160	3120
恒 春 (22°N)	14700	12250	9800	7350	4900	3920	2940

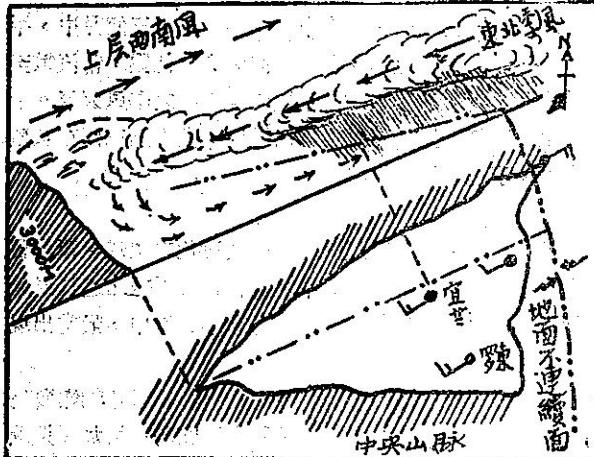
• 考諸臺灣北部之天顏，幾均如上述。臺灣其他地區因地形干擾太大，此種標準季風天顏殊不常見。

現再論臺灣北部之地形雨。地形雨之形成，要不出於地形影響之範疇。但其成因每各不同，今就臺灣北部所見者分四類以述之。

a. 第一類地形雨 此即一般所習見之氣流越山，在迎風面之山腹及山腳所造成之降水，此處稱為第一類者，概求有別於以下三類地形雨之意。此類降水基隆最為常見。

b. 第二類地形雨 此類降水係前日據時，臺灣總督府氣象台長日人西村博士所倡。宜蘭冬季之地形性降水幾乎屬於此類性質。緣因東北季風吹過此三角平原時，因背後之山脈影響而誘發相反方向（西南）之弱地面風，並與前者在海岸附近造成一局部性之不連續面所致（參看圖九）。

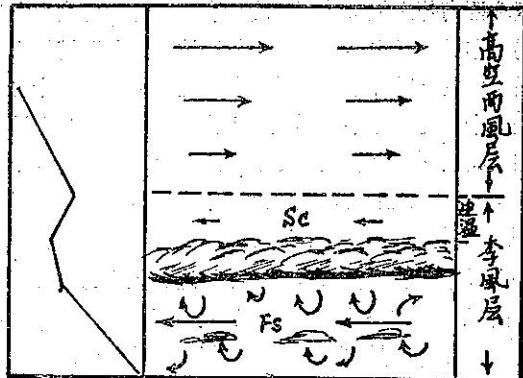
c. 第三類地形雨 冬季冷濕氣流穿過狹隘之基隆河谷時，由於「噴風」效應每伴生極微小之驟雨，其範圍可波及臺北市區與松山機場。尤以松山機場，此時靠基隆河谷一方，恒因之而造成低劣之水平能見度。因此類降水與前兩類之成因均不相同，故此處稱之為第三類地形雨。



圖九 冬季宜蘭「第二類地形雨」例圖(四)

一致，山脈峻峭並起伏多變，或所生之擾動 (Perturbation) 為非絕然者，則其所推得之數學公式距實際應用階段尚有距離。但無論如何 V. Bjerke's 應用渦旋原理 (Vorticity Theorem) 推得之氣流於越山時必獲得一反氣旋式之轉曲及 Holmboe 為了解釋背風槽 (Lee Trough)，曾指示山脈背風面有一 Rossby 型式之駐波 (Stationary long waves) 系統存在，實為廣闊山脈之脊有一停留之高壓脊及背風面有一低壓槽現象之正確及簡單解釋。上述係指氣流能跨越山脈者言，如氣流本身甚為穩定，又無足夠之動力以驅動其爬越山脈，則此時之情形應如圖十一·b 所示係沿山迂迴而過。

在冬季季風下，氣流受阻於臺灣中部南北間之山脈所造成之變形，則至為複雜遠非上述之任一單獨形式可以代表；因宜蘭以南臺東以北，山脈之高度平均均在 10000 英尺左右，冬季風勢雖跨越；但宜蘭以北臺東以南，山脈之高度均在 6000 英尺以下則已能通過，故此時氣流所造成之變形應為上述兩者之複合型式而如圖六·c 所示，對臺灣西南部言，以上所述之三種變形之任一型式，均足使該處造成一背風槽。而



圖八 冬季季風區域中之標準季風天顏及
其低層大氣降溫率分佈圖

d. 第四類地形雨 如圖十所示，臺灣在冷海變性冬季風控制下時，由於有利之地形，恒使來自臺灣海峽之北來風與來自臺北盆地之東來風，於桃園新竹一帶產生側面幅合現象，如其他條件許可，每造成有降水。冬季，桃園新竹一帶之天氣每較同時期之臺灣其他地區為劣，「合流」現象之存在實為主因之一。

②臺灣西南部之背風槽效應 季風期內臺灣東北部之連綿陰雨與西南部之晴朗天氣恰成有趣之對比，而同屬於氣流受阻於山脈所產生之天氣現象。關於氣流受阻於山脈所造成動力效應之理論上之探索，P. Queney 曾窮十數年之精力以求，但其所獲結論，至現在止，均尚屬於特殊情形之下者。若氣流並非均勻



圖十 冬季台北「第三類地形雨」及桃
園、新竹「第四類地形雨」例圖

臺灣西南部之氣壓值經常均較臺灣東部同緯度之處者為低亦屬共見之事實。即由於駐波（或背風槽）之發展。而使該處「季風層積雲」因之而消除。圖十二係臺灣十二月份之平均雲量圖，由此可充份指示駐波所在及其效應。因駐波在冬季經常均存在，故造成臺灣西南部持久之晴期天氣。計自十月開始至翌年五月止（冬季風起訖期間）共八個月中，根據統計臺南（1900—1937年）（五）全月看不見太陽之日數平均僅11.8天，高雄（1932—1937年）（五）僅10天。此實非中國其他任一地區所見之持久良好天氣所能比擬者。

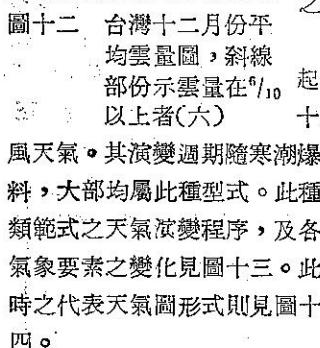
③臺灣海峽之強風與低雲 冬季臺灣海峽之強風與低雲為吾人所最熟知之事實，其成因亦極易明白。

因海峽低層東北風之上恒罩有西來風，兩側又有福建山地及臺灣山脈隔海夾峙，故實際氣流與流水之經水管之情形近似。海峽中段特窄。致恒因之造成強風。但海峽兩端進出口之氣流量應屬不變，亦即言並無顯著幅合幅散作用存在其間，是以冬季臺灣海峽雖因氣流加速，渦動增劇，低雲量隨之大增，但因缺乏垂直運動，故鮮有明顯降水。根據澎湖（1897—1937年）之統計資料（五），冬季十二、一、二、三個月中，平均雨日僅二二·三天，尚較臺中為少即為事實證明。冬季臺灣海峽之低雲，常流散至臺灣西部沿海之平原上，北始於桃園，南可達臺南，而干擾原屬良好之季風天氣。

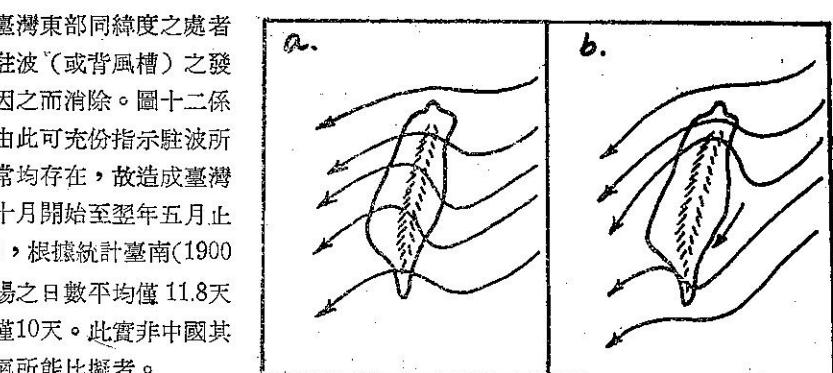
因冬季，臺灣在冷海變性極地大陸氣團控制下之時日為最長，故上述三區在該型季風下之天氣特徵，亦構成了臺灣冬季之區域天氣特色。

IV——季風天氣演變範式

以上均屬季風天氣現象之描述，此處係討論季風天氣隨時間變化之型式。筆者曾檢閱歷來空軍氣象中心所編印之「中國天氣分析月報」中之冬季各月「臺北逐日氣象要素縱剖面變化圖」，予以分析比較，而歸納出下列三類在冬季季風期中，最常出現之季風天氣演變範式。



圖十二 台灣十二月份平均雲量圖，斜線部份示雲量在 $\frac{6}{10}$ 以上者（六）



圖十一 氣流受阻於山脈造成之變形

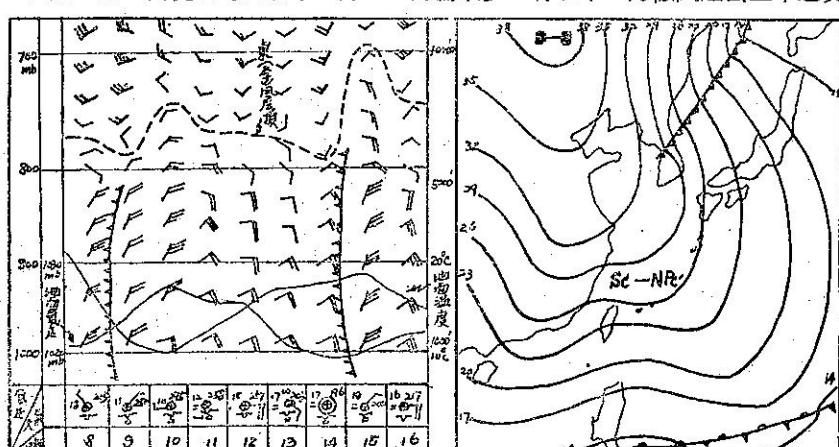
a. 氣流可越過山脈下之情形

b. 氣流不能越過山脈沿山迂迴而過之情形

第一類 此類範式之演變過程，係以冷海變性 NPe 氣團為中心，以寒潮爆發為起始。即由於寒潮爆發，而造成季風之湧動（Surge），其強度與厚度均見增加（見圖十三），天氣亦隨生變化。此時期之特色為有平均最大之季風厚度，及最為穩定之季風天氣。其演變週期隨寒潮爆發之間隔而定。出現之時日以十二月、一月為最多。特以十二月檢閱過去三年之資料，大部均屬此種型式。此種類範式之天氣演變程序，及各氣象要素之變化見圖十三。此時之代表天氣圖形式則見圖十四。

第二類 此類範式之演變過程，係以暖海變性 NPc 氣團為中心，是故當其出現之時，通常有一、二日之晴暖多霧天氣。出現日期以一月以後之變易季節為最多。例見圖十五、十六。

第三類 此類範式演變過程，係以陸地變性 NPc 氣團

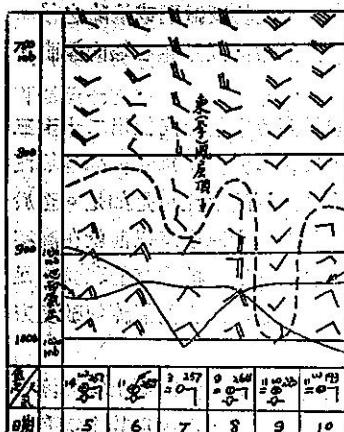


圖十四 民41年12月12日東0000z
亞地面天氣圖

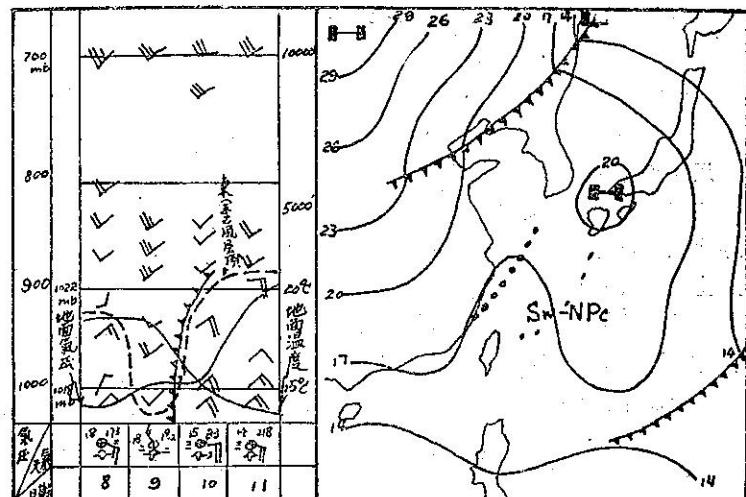
為中心。此時之天氣圖形式必伴有地面冷高壓中心從東海或黃海移出大陸，故望有為期數日之晴冷轉晴暖之天氣。例見圖十七、十八。

本篇之主要參考資料為空軍氣象中心編印之各期各月「中國天氣分析月報」另為沈傳節氏著之「臺灣之氣團」及日人樺澤實著白潛譯之「第二種地形性降雨之實例」等，均見臺灣省氣象所出版之「氣象通訊」中。

〔附註〕：（一）表一、二、三係錄自沈傳節氏著：「臺灣之氣團」。表二中有修改者，係筆者自行統計之數值，原值如括號中所示。



圖十五 民41年3月8-11日
台北逐日天氣變化縱剖面圖



圖十六 民42年1月8日0000Z
東亞地面天氣圖 縱剖面圖

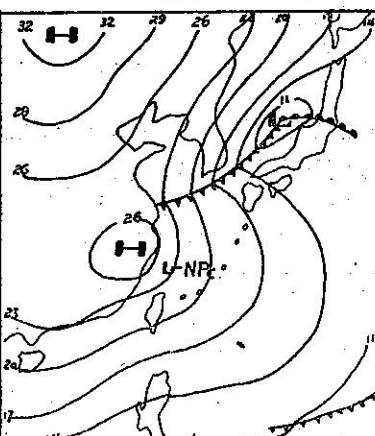
（二）參見：「Weather and Climate of China」Part C

（三）參看盧鑑著：「天氣預告學」P.66。

（四）該圖摘自「氣象通訊」第五卷第四、五、六期合刊 P.6。

（五）該項資料係採自空軍總司令部印：「臺灣一般天氣概況」中各地之氣象概況表。

（六）該圖中之資料係轉自空軍戚啓勳少校繪製之「臺灣暨大陸沿海氣候資料圖」。其中之斜線由筆者附加。



圖十七 民42年1月5-10日台北
逐日天氣變化縱剖面圖

圖十八 民42年1月8日0000Z
東亞地面天氣圖

接轉第35頁（熱帶天氣的特徵）

六、熱 帶 風 暴

熱帶風暴發生地點，多在熱帶海洋的西部，熱帶風暴由於發生地點的不同，名稱也不同，有的稱為颶風（西太平洋）颶風（美洲）氣旋（印度洋）等，熱帶風暴具有極強的破壞力，為保護人民生命財產，適當的警報發佈工作，是很重要的。由於大洋上觀測站的稀少，熱帶風暴在醞釀時，是很難測知的。海岸地區，長浪就是風暴徵兆，長浪來向，也就是風暴中心所在。長浪遇到海濱外的礁石，即澎湃而生高浪，在很遠處亦可看見。

七、天氣預報的應用

熱帶的天氣預報已經有了很廣泛的用途，航空方面最需要天氣預報，因為準確高空風的預報，可以使飛機節省燃料，並裝載適量的載重。使飛機發生損害的，除颶風之外就是雷雨。因為雷雨，會引起亂流與結冰，雷雨常發生在下午，故適當的選擇航線與起飛時間就能避免，而減少很多損失。熱帶地區的飛行條件尚稱優良、平穩，只有下午地面受熱，發生亂流，影響飛航。少霧，早晨有低雲，但消散很快。

航海預報，最重要是預報颶風動態，經常對船舶廣播。其他氣象災害，如大風與霧，很少發生。

農業預報，因熱帶經常溫度很高，故無霜害。降雨是影響農業最重要的氣象因子。熱帶地區對颶風很注意，各氣象臺均有颶風警報的發佈。熱帶的大雨，對於農田稻穀及菜園均有損害，降雹尤其嚴重。

民衆對降雨的預報也最注意，因為降雨能影響戶外活動，體育節目。又長途公路旅行也最需要天氣預報，因雷雨能毀壞路面，泥濘難行，並且旅客亦感覺不適，減低遊興，故在出發前都希望得到有效而準確的天氣預報。