

書 報 介 紹

The Upper Air At Manila

本篇為 Charles E. Deppermann 所著，1934 年出版。該文係利用 1930 年十月至 1932 年二月間馬尼刺之飛機記錄，對該地高空情形，作概略之敘述，其中最足注意者，為各種氣團特性之分析。

遠東熱帶海洋上，活動之氣團可分三種：a 變性極地氣團 (NP)，包括變性極地大陸與海洋氣團，即通稱之東北季風。b 熱帶海洋氣團 (Tm)，即所謂東北信風，包括來自副熱帶高氣壓之氣團及溯源北方經熱帶太平洋面抵菲列濱而為東風之海洋氣團。c 赤道海洋氣團 (Em)，指轉向之赤道氣團及南半球之東南信風而言，通稱西南季風。

NP Tm 與 Em 三種氣團，溫度相差無幾，但 NP 與 Tm 上層常有顯著之下沉逆溫層。NP 之逆溫層高於 Tm 者，但範圍較狹。NP 與 Tm 高空溫度直減率仿佛，故其間之面亦不顯。惟如 NP 南侵甚速，其原有寒燥特性未失，亦可迫 Tm 使之上升。二者之逆溫層多在二千公尺左右，NP 逆溫高度最低約 1200 公尺，Tm 約 1100 公尺。

NP 與 Tm 濕度亦相仿佛，高空下沉逆溫層之上，濕度減低甚劇。空氣頗為乾燥。Em 濕度最高，高空尤甚。故凝結作用一旦發生，Em 所獲潛熱當視其他二者為多，在 Tm-Em 或 NP-Em 面上，必為一顯著之暖氣團，有沿界面上駛之傾向。Em 中比較溼度地面 18.3 g/kg，一千公尺 14.3，二千公尺 12.0，三千公尺 9.5，

以各氣團間溫度無甚差別，故位置溫度亦少殊異。但相當溫度則顯然不同。Em 最高，NP 與 Tm 相去不遠。

	地面	500	1000	2000	3000
Em	73.0	66.2	57.2	45.8	35.0
NP	64.8	56.7	51.9	39.7	25.5
Tm	66.2	59.9	55.4	38.4	26.7

相當位置溫度 Em 最高，但 Tm 與 NP 則差異甚小。此因 NP 與 Tm 至菲列濱均自東來，途中所經洋面，溫度亦甚差異，且為日已久，特性業已變易。

	地面	500	1000.	2000	3000
Em	71.6	70.4	66.8	66.0	66.7
NP	63.6	61.2	61.1	60.0	56.0
Tm	64.8	64.0	65.0	58.6	57.4

溼球位置溫度在Fm中頗保守，各次觀測幾相等，NP與Tm地面附近至逆溫層間之溼球位置溫度亦然。逆溫層以上溼球位置溫度大行低降。逆溫層上之溼球位置溫度，NP雖稍低於Tm但不甚顯著。逆溫層下NP, Tm及Em三者差異均小。(銓)

Are There Warm Sectors In Philippine Typhoons?

是篇係菲列濱天氣局副台長 C. E. Deppermann 所著，1937 年出版。

挪威學派之氣象學家。I. Bjerknes 及 Pettersson 諸氏，均以颶風北部，有一暖區，惟鋼囚甚速。近美海軍中尉 Arnold E. True 發表『熱帶風暴之構造』一文，亦以颶風暖區在北而不在南為言。惟據 C. E. Deppermann 研究，在 Yap, 菲列濱及中國南海，當颶風過境或發生之時，檢討地面溫度紀錄，無論颶風南部或北部，均無暖區可見。是與堀口由巳及龍相齊二氏之研究相合。至高空情形何如，則以紀錄稀少，尚難確定。但在熱帶區域，二種氣流輻合，溫度雖無殊異，溼度則頗有差別，此於颶風之生成，大有關係。根據氣流流綫，可知氣團之來源，即可着手於氣團之分析。

颶風以其構成之氣團不同，可分為四類：

I. Tm-Em 類此類颶風北為熱帶海洋氣團 (Tm, 即東北信風)，赤道海洋氣團 (Em 即西南信風) 於其南部，形成一V 形區域，尖端向北。此類颶風或逕向 WNW 進行，或轉向北及東北。當轉向時，赤道海洋氣團為變性極地氣團 (NP) 或極地大陸氣團 (PC) 所排除，乃一變而為 Tm-Pc (或 Pm 極地海洋氣團) 型之溫帶風暴，向阿留欣羣島移進。

II. Tm-NP 類冬季此類颶風，似每形成于變性極地氣團及熱帶海洋氣團之間。于加羅林羣島附近發生，初向 WNW 移，而抵菲島，或先向 NW 進行，折北而終轉向東北。此類較為稀見，初期或有 Em 區存在，惟轉向後，則與 True 之見近似，但 Tm 區尖端偏西而不偏

北，NP代有True圖中Em之位置。

III NP-Em 類 本類為數甚少，僅偶一見于中國南海，常為此區東北另一大颱風之副低氣壓。赤道海洋氣團於其南部，自成一區，其尖端北指。

IV NP-Tm-Em 類 此類為最常見，其中又可分二種，(a) 乃 Tm-Em 颱風變為 NP-Tm 颱風之過渡型式，(b) 春秋冬三季，北風仍盛西南季風僅及赤道附近，是類颱風，即產生于赤道附近。NP-Tm-Em 颱風，共有三區，Em 區尖端向北 Tm 區西指，NP 區東指，如風暴逕向 WNW 移而至中國，西南季風區仍繼續存在，至消滅時始消失，如颱風轉向，則為 Np 所排除，有如 II 節所述。

以上所述，僅限遠東熱帶區內之颱風。在印度及美國，據氣象學家之研究，確有冷熱區存在。但遠東颱風，既經轉向，北方氣團之作用漸顯，亦每有冷熱面發生。

C. E. Deppermann 為遠東研究颶風構造最具心得之氣象學家。除此篇而外，尚有“*The Upper Air at Manila,*”對菲島附近之氣團特性研究甚詳；“*The Mean Transport of Air in the Indian and South Pacific Oceans,*”詳述印度洋及太平洋南部之氣流，與 W. Werenskiold“*Mean Monthly Air Transport Over The North Pacific Ocean*”圖冊適相銜接；“*Outlines of Philippine Frontology*”則係根據以上二篇推論菲島附近面之位置及發展之情形；是三篇均於颶風之發生，及構造頗有貢獻。(鑒)

日本自由大氣中之逆溫層與超斷熱溫度直減率之研究

是篇為日本氣象學家荒川秀俠所著，載日本氣象學會會刊一九三六年六月號中。該文係討論 Kasumigaura 自由大氣逆溫層與超斷熱溫度直減率。

I. 逆溫下限每在 2.5 公里以下，逆溫層厚約 400—600 公尺，頂低之溫度差常在 4°e 以內。超斷熱溫度直減率常發現於自由大氣中，下限多不及 2 公里，厚度在 500 公尺以下，斷熱溫度直減率最高達每百公尺 1.5°c

II. 冬季變性極地大陸氣團，恆有下沉逆溫層。極地海洋氣團頂部

常有極面逆溫，其高度多在二公里以下。熱帶海洋氣團當高空南風強盛之時，每有顯著之逆溫，惟風勢衰減，立即消失。

III遠東冬半年冷面之前，常有雨雪。蓋以變性極地大陸氣團在極面之前方，新鮮極地氣團追襲于後。變性氣團，常有圓頂形之下沉逆溫層，此逆溫層在變性極地氣團後部，幾每與地面交接，故新鮮極地大陸氣團初至之時，流于圓頂之上。於是極面之前，乃有強烈之對流與騷動。因溫度直減率過大，乃有雨雪形成。

IV 超斷熱溫度直減率常發現于緊接逆溫層底及頂之空氣層中，或二逆溫層之間(逦)

Soundings of Temperature & Humidity in the Field of
A Tropical Cyclone & A Discussion of Its Structure.

本文為印度氣象學家 K. R. Ramanathan 所著，為印度氣象部集刊第二十六卷第五號，1936年出版。

一九三三年十一月十七日一孟加拉灣風暴于 Madras 之北登陸。在此期間，曾於 Madras 連續施放探空氣球十次，攜帶氣象儀探測高空情況。本文第一部分，即將所得材料，加以整理。風暴未至之前，下層溼空氣層厚度漸增，且在 8gkm 以上高空亦有暖溼氣團蒞止。風暴漸近，下層溼空氣層愈見增厚，上濕空氣層之底漸行下降。至風暴中心，二溼空氣層乃合而為一。本文第二部分則論及颶風高度，能力來源，與中心附近氣壓低降之原因。熱帶風暴風力至強，最低氣壓中心，約10—30公里，風勢衰弱，天氣明朗，暴雨常降于中心之一面。據印度學者最近研究，熱帶風暴均有一滑上面，溼空氣沿面而上升，此面或達地面，或已錮囚。熱帶風暴內部，有強烈溫溼之上升氣流。據測風氣球觀測，旋風環流常達六公里以上，此次風暴區內，去中心100公里之處，至7gkm，氣壓猶顯見降低。自地面至4gkm，氣壓低降之絕對值幾相等。熱帶風暴之發生與最大強度，應在垂直對流最大之高度而不在地面。風暴能力之來源，推究其因、實為溼氣流不穩定上升暴雨大降，潛熱放散。熱帶風暴中央漩渦之形成，乃由于上層暖溼空氣集中于熱帶滑上面，暴雨乃熱能增加氣壓降低之主因。旋風環流，鑄暖空氣于其內，以免急速消散，漩渦之充塞，不外二途，(a)滑上

面附近溼空氣供給減少，雨量減少，因此熱能之供給亦減少。(b)吹入低氣壓中心之氣流受地面阻力之影響而速率降低。(鑿)

日本之氣團

荒川秀俠著

原文見日本氣象學會會刊 1935 年九月號，1936 年七月號，及 1937 年五月號。

日本居大陸之東，四面環海，氣團至此，來源遼遠，故性質無多變異，大陸氣團變性尤甚。故分析每生困難，且紀錄無多，影響亦鉅。

大氣截面 作者以 Kasumigaura, Tatikawa Yokaichi Oomura 至南京為基線，作大氣東西垂直剖面。結果發現，變性極地大陸氣團(NPS)下層原有寒燥之特性已失，常有顯著之下沉逆溫層。此下沉逆溫層為一廣大之圓頂形，高度可達四公里，然至氣團後部外圍，或竟與地面相接。

大氣質濁度 Ootomari, Zinsen, Moioka, Siomisaki, Hokoto, Og-asawara 及 Palao 之渾濁度均經研究，各地極地大陸氣團之渾濁度均最低，但如向南移，則大見增加。熱帶海洋氣團渾濁度最高各地皆然。此與氣團源地及垂直構造均相符合。

大氣電位差 極地大陸氣團電位差高，海洋氣團較低。電位差季變甚顯，極地大陸氣團冬季最高，海洋氣團夏季最高。當一極面或風暴過境之後，電位差顯漸增加，蓋以氣團變性所致。此種現象，冬季最顯。極地大陸氣團既經變性，即有顯著之逆溫發生，埃塵水氣，磨集其下，電位差之增加或即由于霾層之存在。

極地大陸氣團發源于東三省與西伯利亞，至日本而為西北季風，抵菲列濱而為東北季風。自太平洋副熱帶高氣壓流出之熱帶海洋氣團，至日本為南風，抵菲島而為東北信風。東南信風自南半球跨赤道轉而為西南季風。四月至十一月間時見于菲島附近，總之，是一區域，計有三種氣團，Deppermann 稱西南季風 (Em) 與東北信風 (Tm) 或北風 (NP) 間之面曰赤道面，而 Tm 與 NP 間之面，自即 J. Bjerknes 所謂之極面。

颱風幾均發生於赤道面上，初沿赤道面西進，過西南季風，熱帶

與極地氣團三者之交叉點(Dreimasseneck)沿極面而轉向東北，有時亦沿北風與西南季風間之赤道而繼續西進。太平洋面之平均位置，係根據風暴頻率圖，最大風暴頻率區域之軸而確定。北太平洋颱風多在迴歸線附近轉向，轉向之時，勢力大增，進行滯緩。此後東進甚速，漸行衰頹。北太平洋低氣壓常于阿留欣羣島附近轉向，轉向時，勢力劇增，此後漸行錮囚，而趨消滅。有少數颱風，沿赤道面西進而至印度支那，亦有形成于台灣附近，與日本以東之慣常行徑相連。

日本太平洋岸，冬季當西北季風盛行之時，與日本海岸當夏季東南風盛行之時，均有「焚」風作用。如向風方面，低空有一顯著之逆溫層，高位溫空氣層降至背風方面，每有酷熱之現象發生(鑿)