中國之氣團

涂長望著 盧鋈譯

THE AIR MASSES OF CHINA

By Chang-wang Tu

Abstract:

The air masses found in China so far are: the Pc, land NPc. sea NPc, Tp (Tm), NTm, Tc or Ts and Em or NEm. The source and modified properties of these air masses are discussed and their relation to the weather of the various seasons are treated in detail. It is found that the weather of the winter half year of China is largely dominated by the cold and dry NPc air, i.e. the transitional polar continental air mass, and in the summer season the weather is largely governed by the tropical martime air masses. The interaction of the NPc and Tm air masses is responsible for the majority of the bad or rainy weather of China though the interaction of other air masses also contributed something towards the making of the weather. The thermal properties of the different air masses play a less important weather role than expected. The paper is discussed in the following headings: 1. Properties of the air masses; 2. Fronts, or the interaction of the air masses; 3. Inversions, and 4. Illustrative synoptic materials. The English version of this paper appears in Memoir vol. 12, no. 2 of the Institute of Meteorology, China.

趙九章先生(1935)前曾就北平南京之高空紀錄，艸爲"中國東部空氣團之分析"一文，對於中國氣團之秉性，頗多闡述，惟再再至今，迄已三載，集成紀錄，視趙氏所用已超過三倍之多，故亟宜重新整理，作進一步之探討，趙氏文中，曾計算平均數字，以爲代表各氣團之特性，但以材料有限，良果難期，作者深信如紀錄次數不多，以各氣團之標準實例爲其特性之代表，當視平均爲佳，然如佳例爲數頗多

，則亦宜化繁爲簡，以平均數字示其特性，NPc 與 Tm 氣團在我國甚爲流行，平均數字卽足以爲代表，反之，如眞正之 Pc 氣團於中國本部出現較稀，若欲求其平均，實屬徒勞，本文於面與逆溫層均予述及，而前人所未置論之氣團，亦曾詳加探討，據前人研究，Pp氣團在我國東部長江三角洲一帶出現頻仍，惟作者就實際所得之結果，則深致懷疑，因此項氣團，在中國各部實至少見也。

本文所據材料計飛機紀錄 195，風箏紀錄 74，其分配如下：

南京 132，昆明 56，杭州 7，北平 74（風箏）。

春季 99，夏季 45，秋季 52，冬季 73，總計 269。

分析氣團，如遇氣流路徑不能確定之時，則參考東亞，北太平洋及蘇俄之天氣團與各地之測風氣球記錄。

下表（第一表）爲中國主要氣團之分類，命名悉依本區爲準，其與 Bergeron 氏一般分類相當之名稱，則列於後行，以資參照。

第 一 表　中國氣團之分類

緯性度質	依本區源地的分類			白吉郎氏之分類
	氣團之源地	符號	出現時季	
極地大陸	西伯利亞，蒙古及北極	Pc	罕見	cPW冬cPK夏
	變性於內蒙，華北及華中者	陸地NPc	全年	cPK
	變性於日本海及黃海者	海洋NPc	全年	cPK夏cPW冬
極地海洋	鄂霍次克海附近	Po	夏季半年	mPK
	極地太平洋	Pp	罕見	mPK夏
熱帶大陸	西南高原與西藏高原	Tc 或 Ts	全年	cTW
	變性於華中華南諸省	NTs	罕見	cTW
熱帶海洋	副熱帶太平洋，東海	Tp或Tm	全年	mTW
	變性於沿海諸省	NTp或NTm	全年	mTW冬mTK夏
赤道海洋	赤道太平洋印度洋南海	Em	夏季半年	mEW
	變性於華南華中者	NEm	夏季半年	mEW 或 mEK

I. 中國氣團之屬性

冬季極地大陸氣團

1. 冬季源地極地大陸氣團之屬性

據近年遠東寒潮之研究，確知西伯利亞中部及外蒙古爲寒潮或Pc

氣團之主要源地，諸區冬季酷寒，地面氣溫常在 -15° 至 -40°C之間，其地面溫度之所以若是之低者，蓋因空氣乾燥澄朗，雪地輻射冷却作用強盛有以致之，在理論上，Pc 氣團近地面層必有強盛之逆溫存在，但以紀錄缺乏，其逆溫層厚度奚以，所及高度若何，均無從得知，Willet(1933, 1935)謂北美冬季 Pc 氣團內逆溫極強，所及高度亦頗可觀，夫加拿大北部既與西伯利亞中部氣候情形近似，則北美 Pc 氣團垂直溫度之分佈當與西伯利亞 Pc 氣團無大差異，足供吾人之參證。Pc 氣團秉性既極寒冷，故水氣含量當甚微末，雖地面相對濕度尚有 80%，然就溫度與濕度計其混合比(w)，當在 1g以下，蒙古沙漠及西伯利亞酷寒區域，w 甚至尚不及 0.5g，至 w 垂直之分佈，以理推之應與平京之 NPc 氣團無殊，卽隨高度而遞減。

Pc氣團源地之性質既明，則次應檢定平京一帶是否有此項 Pc 氣團發現，趙氏所稱之 Pc 氣團與源地 Pc 氣團相去懸殊，w值過大，溫度過高，實爲 NPc 而非Pc氣團，嚴格言之，中國本部實無眞正之 Pc 氣團可尋，因 Pc 氣團離源地後跋涉千里，始下降而至華北，所經之地山巒起伏高下懸殊，故於南侵途中，Pc 氣團原有之逆溫已爲摩擦擾動所摧毀，所行愈遠，則低層溫度與 w 值愈增，Pc 氣團在源地溫度垂直分佈之情形，雖不能於平京 NPc 氣團中得知其梗概，然 NPc 氣團 w 之分佈，固與源地 Pc 氣團無甚差異也。

2. 冬季Pc氣團源地屬性之變易——冬季 NPc 氣團之屬性

Pc 氣團入侵中國可分海陸二途，如高氣壓中心在蒙古或華北，則 Pc 氣團之至平京多由陸途，若高氣壓中心位東三省與日本海，多渡海而至華北華中，因海陸表面溫度與濕度冬夏均異，其經海陸二途之NPc氣團，天氣現象亦迥不相侔，故變性 Pc 氣團，應分陸地 NPc 與海洋 NPc氣團二種，海洋 NPc一名，卽所以代通稱之 mP 或 Pp，因日本海(本區源地)位置過南，不僅不能目爲極區，卽名爲副極區，亦有失當之嫌。

a. 陸地 NPc 氣團之屬性

觀夫表二則中國陸地 NPc 氣團之特性奚若，可以明矣。

i. 中國陸地NPc氣團遠較西伯利亞 Pc 氣團爲暖，溫度約高出 10° 至 20°C，僅較其所排除之空氣稍冷，此蓋以其於南進途中，因與溫

第 二 表 冬季陸地 NPc 或 cPK 氣團

高度 (S.L.)	T (°C)	R.H. (%)	w (g/kg)	θE (°A)	凝結高度
		南京 (十次平均)*			
7公尺	7.1	54	3.3	287.3	1150
500	1.7	54	2.5	284.7	
1000	-1.9	52	2.0	284.8	
2000	-5.0	42	1.4	290.0	1400
3000	-7.5	37	1.2	298·3	1500
4000	-12.4	24	0.6	301.6	
		北平			
70.5	0.1	27	1.1	274.5	
500	-3.4	29	1.0	274.9	
1000	-7.4	31	0.8	275.4	
2000	-14.5	37	0.7	278.0	

暖地面相接觸而增暖故也，但鄰近地面之空氣殊寒，下層 500 公尺內，溫度坡度幾等於乾斷熱率，以濕空氣而論，實不穩定。1000公尺以上，坡度漸小於乾斷熱，1000 公尺與 2000 公尺間最小，每公里僅約 2.5°，此層坡度之小，乃因逆溫出現頻仍所致。低層之相當位置溫度隨高度而遞減，可知近地面層NPc氣團當爲對流性不穩定，惟以水氣含量至微，亦無雨雪下降，NPc氣團之不穩定狀態乃因下部受熱而起，並非上層冷却所致，上層空氣則絕對穩定。

ii 陸地 NPc 氣團極爲乾燥，相對濕度北平僅 30%，南京僅 50%，在自由大氣中，二地相對濕度大致相等，北平混合比地面爲 1.1g，至 2000 公尺降至 0.7g，南京地面之值約大於北平三倍，然至 4000 公尺，二地則幾相等，北平 NPc 氣團 w 之垂直分佈與源地 Pc 氣團 w之分佈無甚差異，但溫度之分佈則顯然有別。

iii自溫度垂直分佈，混合比及相當位置溫度觀之，可見2000公尺以上，空氣尚未甚變性，仍能保持 Pc 氣團之屬性。

* =凡表中平均數均係標準紀錄之平均

陸地NPc氣團天氣以寒冷，清新，澄朗爲其特色，常碧空如洗，了無纖雲，能見度亦甚良好，晨間每有薄層雲，午後碎積雲亦屬常見，然其存留空中，爲時殊暫，如寒潮爆發，來勢猛烈，則恆有大量塵沙與俱，爲華北氣候上之災患，卽所謂沙暴是也，然大體言之，NPc氣團，殊甚澄朗，故冬季各月日溫較差極大，常可至20度之多，晨間每有低霧，此當係夜間輻射強烈所致，其停留地面，爲時甚暫，及日既出立見上升，變爲霧靄，而漸行消散，除低霧沙暴及陣風而外，陸地NPc氣團極利飛行，冬季各月，亞洲大陸悉在西伯利亞高氣壓籠罩之下，Pc氣團尙可侵入熱帶，有時且遠及赤道附近，故此氣團於大陸各處均可見之，但距源地愈遠，變性程度愈深，冬季華北華中天氣多屬NPc氣團之天氣，卽乾燥澄朗，而華南天氣則殊陰沈苦濕，此乃Tm與NPc氣團交綏之結果也。

b. 冬季海洋NPc氣團之屬性

第三表 冬季南京海洋NPc氣團(十次平均)

高度 (S.L.)	T °C	R.H. %	w g/kg	θ_E °A	凝結高度
7公尺	9.0	59	4.5	293.8	800
500	5.9	58	3.6	292.5	
1000	3.2	55	3.0	293.5	1000
2000	-0.8	41	2.1	296.9	1200
3000	-4.3	36	1.5	302.9	1500
4000	-10.2	35	0.9	306.4	

前人均以來自日本海，渤海，黃海，太平洋溫帶區域而抵平京之NPc氣團爲極地太平洋氣團（Pp），然據Bergeron（1928）Schinze (1932)之研究，副極地氣團（PL）應發源於緯度45°至65°間之地帶，以此而論，中國之海洋NPc氣團其源地乃在溫帶，蓋非Pp或mP，眞正Pp或mP氣團是否能至中國東部及北部，極可懷疑，據遠東天氣圖及北太平洋天氣圖之觀測所得，冬季西伯利亞高氣壓移行入太平洋多經日本海及日本北部，其中心抵太平洋時均位北緯45°以南，兩界常至北緯25°，順太平洋高氣壓之環流吹至華東華北之風多爲東，東南或南，換言之，此種氣流乃來自高氣壓南部，夫氣團既溯源於太

平洋北緯三四十度之間，豈可謂爲 Pp，若名之曰溫帶太平洋氣團，庶乎近之，冬季太平洋極地區域爲一半永久性之低氣壓，阿留欣羣島附近旋風環流特強，是以發源於此間之氣團，自難進至中國沿海，冬季日本高空 1000 公尺以上平均風向均係西風，4000 公尺風速達每秒 25公尺，由日本冬季平均空氣運行觀之，可知極地太平洋氣團卽在日本當亦罕見，據荒川秀俠之研究，日本並無 Pp 氣團，故無論如何，中國本部決無 Pp 氣團，惟 mP 氣團發源於鄂霍次克海者則夏季或可見於東三省（1935），但長城以南，似亦無之，平京一帶迄今尙未發現此種mP 氣團，蓋亦因冬季自西徂東大氣環流強盛之故。

由第三表，可見海洋NPc氣團之屬性，除各層溫度，相對濕度，混合比與相當位置溫度之值較高外，均與陸地NPc氣團相近，冬季海面較陸面溫濕爲高，故有此種差異發生，海洋NPc氣團低層溫度直減率之所以小於陸地 NPc 氣團者，蓋以陸面摩擦擾動較盛故耳，海洋NPc氣團1000公尺以下，相當位置溫度隨高度而遞減，低層在對流性不穩定中，如被迫上升或橫越山嶺，每有雨雪下降。

海洋 Npc氣團之天氣若何，亦多異說，海洋NPc氣團其至中國東部，常爲東北風，而長江下流及華東一帶之居民，則有『東北風，雨祖宗』之俗諺，據張寶堃先生 (1938) 之研究，1929—1934 五年之間南京東北風降雨可能性，春季 17.9%，夏季 15.5%，秋季6.8%，冬季15%，此諸百分率乃分風爲八方向計算而得，是證東北風顯爲一主要之多雨風，故『雨祖宗』之說，實有名實相符之處，然自上述海洋NPc氣團之屬性觀之，東北風似不應多雨，作者詳查近三年來之天氣圖，所得結果，頗饒興味。

第 四 表　南京海洋 NPc 氣團下之天氣

	海洋 NPc		海洋NPc＋Tm		海洋NPc＋陸地NPc		
	晴	雨	晴	雨	晴	雨	總計
冬半年	77	24	6	35	35	24	204日
冬半年	74	26	15	85	59	41%	
夏半年	39	5	10	26	11	3	94日
夏半年	89	11	28	72	79	21%	

〔海洋 NPc＋Tm 意卽 Tm 上駛於海洋 NPc 上

海洋 NPc＋陸地 NPc 意卽陸地 NPc 下切於海洋 NPc 之下〕

第四表中海洋NPc氣團本身天氣實甚晴好，晴天百分率冬半年爲74，夏半年則高達89，惟如受長江低氣壓之攝引內流或與Tm 氣團相遇，或有 Tm 駛於其上，天氣多甚惡劣，冬半年雨天達總日數百分之85，夏半年達百分之72，且一低氣壓如進抵長江下流，中心位於江南，則是區風向之轉變，乃自 SE，ESE 而至 NE，故長江下流之東北風乃因旋風環流而起，非必爲海洋NPc氣團，然大致言之，華東之東北風，無論其與旋風有無關係，多自日本海或黃海而來，故名曰海洋NPc氣團，亦無失當之處。冬半年西伯利亞之新鮮 Pc 氣團常下切海洋 NPc 氣團，二者交綏之時，降雨之機緣冬半年爲41%，夏半年僅21%，冬夏半年百分率之差異，乃因冬季 Pc 氣團入侵中國遠視夏季爲猛烈故耳，長江下流梅雨期之形成，是否由於滯低氣壓之停滯，抑或海洋NPc氣團之不穩定性所致，此一問題，亦可於第四表獲一完滿之解決，以前分析氣團之學者，類以梅雨乃海洋 NPc 氣團(前人所謂之 Pp 氣團)所形成，自今視之，實有大謬不然者，夏季海洋 NPc 氣團天氣多屬晴曇，僅於低氣壓中，Tm 氣團流馳其上，始有雨澤下降，前人於海洋NPc氣團不穩定之程度，均未免過甚其辭，而於對流性不穩定之海洋 NPc 氣團成雨之溫度條件悉未顧及，據宋炳海先生(1936)之研究，卽在絕對不穩定狀態之空氣層是否有雨形成，亦須視上升之空氣層露點溫度是否高於其凝結高度四周空氣之溫度而定，夫海洋NPc氣團僅在對流性不穩定中，而所含水氣爲量亦微，故本身殊罕成雨之可能。

夏季極地大陸氣團

1. 夏季源地 Pc 氣團之屬性

夏季 Pc 氣團源地，爲低氣壓所盤據，地面溫度高而水氣含量小，例如 Irkutsk 夏季平均溫度爲15°C，較夏季其他氣團之溫度爲低，夏季平均相對濕度爲 65%，w 值小於 10g，由此可知夏季 Pc 氣團爲各氣團中最冷而最乾燥者(夏季迄今尙未發現 Tc 氣團)，亦爲最穩定之氣團。

2. 夏季變性 Pc 氣團(NPc)之屬性

Pc 氣團南移之際，其特性每遭變易：

i. Pc氣團低層溫度隨緯度之低降而遞增，其遞增率約每緯度0.5°C，當抵南京之時，約視源地增暖 10°C，但在冬季溫度之遞增率約每緯度2°C，故夏季 Npc氣團其對流性不穩定猶不如冬季之甚，此於夏季Npc 氣團晴天百分率視冬季爲大，可以見之。

ii. 當其南進之際，Pc 氣團水氣含量增加甚速，低層尤甚。然以溫度增高亦速，故氣團之相對濕度與源地無大異，因 w大行增加，能見度變劣而雲量亦增，Npc氣團 w 值平均約較 Pc 氣團高出 3—4g。

第五表 夏季 NPc 氣團

	高度 (S.L.)	T (°C)	R.H. (%)	w (g/kg)	θ_E (°A)	凝結高度 (公尺)
南京	7	26.4	61	12.4	333.9	1200
(八次平均)	500	22.4	67	11.1	331.3	
	1000	19.4	65	9.9	330.3	900
	2000	13.3	55	6.7	325.9	1000
	3000	7.9	46	4.5	325.0	1300
	4000	3.4	28	2.4	325.1	
北平	70.5	23.2	44	7.6	318.0	
(一次)	500	17.8	47	5.6	311.9	
	1000	13.2	52	5.5	311.3	
	2000	4.8	70	4.8	310.9	

夏季中國在熱帶海洋氣團控制之下，NPc氣團本身於中國夏季天氣影響不大，故無分NPc氣團爲海陸二類之必要，由第五表可知中國夏季 NPc 氣團之屬性，

i. 與熱帶海洋氣團相較，NPc 氣團之水氣含量殊低，地面 w 值在 15g 以下，隨高度而劇減，至 4000 公尺，尙不足 2.5g，與源地 Pc 氣團之值近似，可見 4000 公尺以下空氣變性甚深，而此高度以上則無甚變易，NPc氣團至南京時，途中常經日本海與黃海，故下層水氣含量遠視美國 Ellendale Royal Center 及 Broken Arrow Pc氣團爲鉅，而與 Pensacola 及 Due West 相抗衡，且空氣相對濕度亦低，是以暖

濕海面之蒸發作用，得以繼續供給大量水氣，更因對流與擾動之作用而向上運送，氣團愈老，行徑愈南，各層w值益見增大，此在下層尤甚。

ii. NPc氣團溫度雖僅稍低於熱帶氣團，但以其相對濕度較低，故不若熱帶氣團之酷暑，NPc氣團溫度日差，以大氣乾燥夜間輻射及日射強烈之故，自視熱帶氣團爲鉅，熱帶氣團平均日差爲7°C，NPc氣團爲10°C。

iii. 自地面至4000公尺，θ_E隨高度而遞減，故4000公尺以下之空氣柱，甚不穩定，然以相對濕度之值甚小，夏季NPc氣團中雷陣殊爲罕見，晨間多薄層雲，午後多積雲，是乃此氣團雲狀之特色，夏季中國恆在Tm氣團控制之下，故每當NPc氣團入侵，常有面或低氣壓發生，NPc與Tm氣團之交綏，乃夏季風雨天氣之主因。

極地海洋氣團Pp或Pm

自鄂霍次克海至日本之氣團，荒川秀俊稱之曰mP或Po(1935)，然於平京，從未見其蹤跡，夏季東三省容或有之(1935)，惟在中國本部，因北太平洋環流不適於此種氣流運行，似無發現之可能，日本mP氣團爲層甚淺，在天氣方面，亦不佔重要地位，下表所列乃日本mP氣團之屬性，

第五表a 日本館野極地海洋氣團(mP或Po)

高度 (S.L.公尺)	T (C°)	R.H. (%)	w (g/kg)	θ_E (°A)
26	21.9	77	12.6	329.3
500	17.8	84	11.4	326.6
1000	15.2	89	10.7	327.3
1500	14.5	76	9.3	328.4
2000	12.7	73	8.4	329.5

(註) Stremoussov 謂大陸東部中緯度與高緯度夏季風，乃東三省低氣壓與鄂霍次克海高氣壓(非因動力而成之太平洋高氣壓)所致成，緯度35°-40°以北，夏季風爲極地海洋氣團(mPL)以南爲熱帶海洋氣團(mTL)與赤道氣團(EL)]作者之見，與Stremoussov氏相合，惟mPL與mTL氣團間之界線，應稍北移。

據荒川氏之研究，此氣團之至日本乃隨初夏寒冷洋流及高氣壓而來，氣層厚度，罕至2000公尺，常有 Tm 氣團流馳其上，是二氣團交綏之結果乃形成一靜止之面，爲日本梅雨期天氣陰沉多雨之主因。

Pp 氣團既於日本尚無所見，故在中國幾無發現之可能。

冬季熱帶海洋氣團

冬季西伯利亞高氣壓控制全陸，其影響且每波及赤道。中國之盛行風多 NW，N 及 NE。易言之，卽在此時期內，中國爲西伯利亞冷重 NPc 氣團所籠罩，輕暖之 Tm 氣團入侵中國之機會甚罕，有時卽隨薄低氣壓而至長江流域，沿暖面上馳，亦僅見於高層，罕能及於地面，華南鄰近 Tm 氣團源地，地面 Tm 氣團出現之機會較多，觀夫雲南昆明之記錄，卽可知其一班，昆明既近 Tm 氣團源地，其北復以高山屏蔽，寒潮難以侵入，故卽仲冬 Tm 氣團亦爲天氣之主宰，南京近五年來，冬季 Tm 氣團飛機之紀錄僅有一次，乃與薄低氣壓偕至，已大行變性。

第六表　冬季熱帶海洋氣團

南京 1937 年 2 月 5 日　9：49—10：26

高度 (S.L.公尺)	T (°C)	R.H. (%)	w (g kg)	θ_E (°A)
7	11.5	74	6.2	300.1
500	15.8	53	6.2	310.0
1000	13.1	49	5.1	309.4
2000	8.9	39	3.5	311.6
3000	5.3	31	2.4	315.5
4000	-3.3	28	1.4	314.2

由第六表可見 T，R. H.，w 與 θ_E 均遠視冬季 Pc 與 NPc 氣團之值爲大，500公尺 Tm 氣團溫度在 15°C以上，約較NPc氣團高出10°C，較Pc 氣團高出 20°C，w 值視 Pc氣團大 2-3g，自溫度與濕度之垂直分佈觀之，Tm 氣團業已大行變性，近地面層，空氣因與高緯寒冷地面相接觸，溫度顯見低降，w 亦以降水(雨霧或露)關係而減低，此次探測氣團之屬性曲綫，於大氣低層，w 卽隨高度而遞增，500-1000公

尺與1500-2000公尺氣層，θ_E之分佈稍不穩定，此蓋卽冬季熱帶海洋氣團下之天氣特多低層雲，層積雲及毛毛雨之原因。

據昆明之探測記錄，可見Tm氣團在西南一帶頗稱流行。寒潮不及之區尤見盛行。昆明全年均多西南風，且不因高度而變更，故Tm氣團非來自溫濕之熱帶大陸區域，卽來自熱帶海洋。

第七表 冬季昆明Tm氣團（五次平均）

高度（高出地面公尺）	T (°C)	W (g kg)	θ_E (A)
地面(1970)	10.8	7.0	322.5
500	8.1	6.3	323.0
1000	4.2	5.3	321.0
2000	-0.1	3.2	321.4

冬季西南一帶Tm氣團視其他氣團爲暖濕，且較東部同種氣團亦爲暖濕，昆明高度約2000公尺（眞確高度1970公尺），地面T，w及θ_E之值猶大於南京NPc與Tm氣團者（南京Tm氣團2000公尺，T＝8·9°C，W＝3.5g，θ_E＝311.6°A；NPc氣團二千公尺T＝0.8°C，W＝2.1g，θ_E＝296.9°A），溫度直減率以濕空氣而論，仍係在穩定狀態中，雲南高原夜間輻射至盛，Tm氣團常有霧，霜及露形成，晨間地面逆溫亦甚頻仍，昆明Tm氣團下之天氣溫和而晴[illegible]

夏季熱帶海洋氣團

歐洲凡來自地中海及大西洋Azore高氣壓附近之氣團均稱之曰Tm，其來自大西洋赤道區域者曰Em，來自赤道菲洲爲Ec；而北美則Ta及Tg均爲Tm，不另立Em一類，然在中國其來自熱帶太平洋與來自赤道海洋之氣團則顯然有別。觀夫Bergeron "Richtlinien einer dynamischen Klimatologie"文中之第六圖，卽可見Tm氣團乃位太平洋熱帶面之北，而Em氣團則居熱帶面之南，太平洋副熱帶高氣壓爲Tm氣團之源地，熱赤道附近區域爲Em氣團之源地，Byers文中(1934)第一圖亦表示Batavia (T_1) Tm氣團之屬性曲綫與夏威夷羣島Pearl Harbour(T_2)者顯然有別。據Bergeron之分析法Batavia所謂之Tm氣團乃標準之Em，而Pearl Harbour之Tm氣團始爲眞正之Tm，第八

表爲中國 Tm 與 Em 屬性之差異，由此表可見 Tm 氣團應與 Em 氣團分列二類，不容混淆，

第 八 表 Em 與 Tm 氣團 T, w, 與 θ_E 之差異

Em—Tm

	地面	1000	2000	3000	4000公尺
T	0.2	1.5	2.3	3.1	4.9 °C
w	2.1	2.6	3.4	2.5	2.5 g/kg
θ_E	6.3	9.6	12.8	13.8	14.9 °A

1. 源地熱帶海洋或 Tp 氣團之屬性

夏季中國大陸爲半永久性低氣壓所盤據，中心約在蒙疆境內；熱帶太平洋爲高壓區域，其西部楔端常達中國海岸，因氣壓之分佈如此，故東南氣流侵入中國之勢強盛，此卽東南季風是也。在 Tm或Tp氣團源地，洋面溫度約24°C，年差甚小，因副熱帶高氣壓帶空氣之下沈作用爲一普遍現象，故就大西洋信風帶高空探測之結果，可假定太平洋副熱帶高氣壓高空亦有一強盛之逆溫層，平均高度在1500公尺左右，據馬尼剌信風中之高空紀錄，確知Tp氣團逆溫之高度約1700公尺(1934)，其逆溫現象亦甚顯著，近海洋面之空氣，常在飽和狀態中，自此以至逆溫層下，空氣柱似均甚潤濕，逆溫層上，空氣則殊乾燥，由此可知近海洋面 Tp 氣團W值約在 20g 左右，向上至逆溫層底漸行減小，逾此而上，則低降甚速，Pearl Harbour及 Manila 之高空紀錄，均足爲斯說之確證，嚴格言之，眞正之 Tm或Tp氣團，殊難見於中國，因此種氣團，既抵中國沿海區域，氣團低層與較暖之海陸表面接觸而大行變性，其變性之程度視氣團所經陸面距離之遠近而定。

2. 變性熱帶海洋氣團(NTp)之屬性

第 九 表 夏季變性熱帶海洋氣團(NTp)

南京——十三次標準紀錄之平均

高度 (S.L.公尺)	T (°C)	R.H. (%)	w (g/kg)	θ_E (°A)	凝結高度 (公尺)
7	29.2	76	19.3	357.0	500
500	25.9	78	17.3	353.3	
1000	22.6	77	14.8	347.9	500

2000	15.2	75	10.0	337.4	600
3000	8.9	70	7.7	331.5	500
4000	1.2	70	4.7	329.2	
		北平——二次標準紀錄之平均			
70.5	31.1	40	11.1	331.0	
500	25.4	42	8.8	328.4	
1000	20.0	47	7.8	325.6	
2000	11.1	65	6.6	322.6	

由第九表可知NTp氣團下層較源地 Tp 氣團爲暖，此蓋以夏季陸面暖於洋面所致。因華北華東夏季溫度幾無差異，故空氣在陸地停留時間愈久，低層溫度益高。故北平NTp氣團高空溫度雖較南京爲低，但低層則反視南京爲高。又因下層溫度迅速增高，空氣相對濕度乃行減小，但如無降水發生，w 值將不變。Tp 氣團既達大陸，w 多漸減小，惟有時w實際反見增加，此乃因沿海區域水面溫度遠視源地爲高，變性 Tp 氣團以溫度增高，故所得之水氣亦較豐，惟大致言之，陸面自較洋面爲乾燥，Tp 行經陸面愈久，卽愈乾燥。觀夫北平之高空紀錄，足證斯言之不謬。Tp 氣團爲我國夏季雨澤之源，氣團愈老，益見乾燥。變性 Tp 氣團中，逆溫層多已爲熱力擾動或亂流作用所摧毀。因陸上午後對流常甚強烈，每可超出源地 Tp 氣團之逆溫層。惟晨間 NTp 氣團地面逆溫殊頻。此蓋夜間輻射所致。陸地平均溫度雖較Tp氣團爲高，然其晨間溫度則尙低於Tp 氣團。故有地面逆溫及霧露之形成。NTp 氣團之屬性，見第九表，現可歸納如下：

i. NTp 氣團極暖，溫度遠較 NPc 氣團爲高，但不若 Em 氣團之甚。地面溫度平均在 25°C 以上，32°C 以下，視在源地時高出 5°C。NTp氣團溫度與 NEm 氣團相差不大，但至 2000公尺相差達2.3°C；4000 公尺相差達 5°C 之多。

ii. 溫度直減率平均每千公尺 7°C，居乾濕斷熱率之間，故此氣團爲條件性不穩定。自地面至 4000 公尺相當位置溫度低減甚速，可見至此高度以上空氣均屬位置性不穩定。強烈之局部對流作用可使全空氣柱陷入不穩定狀態，地方性雷雨殊爲經見。

iii. 空氣水氣含量甚大，w 值小於 20g，但在地面，華中常大於

15g華北常大於10g。比較NPc氣團低層約高出5g，高空約高出2g，與NPc氣團分野甚顯，頗易區別。相對濕度平均約達75%，濕度既大，溫度又高，故天氣燠暑，生活殊感不適。

iv.熱帶海洋氣團下之天氣各地不同，隨大氣實際情況而異。因其秉性潤濕，僅抬高五百公尺，即可發生凝結，是以邱陵地帶陰雨天氣流行，而平原及谷地區域，則多陰曇天氣，天頂高度甚低。中國東部晨間多C, AK, 及S, 午後以FK, K及KN雲爲最常見。如局部對流旺盛，午後K每即變爲KN。雷雨流行，頗足以左右夏季之雨量。Tp氣團非經抬高，難有大量雨澤。在山岳地帶空氣循沿山坡而被迫上升，故夏季地形雨豐盛。四川峨嵋山降水特多局部原因或以此也。平原區域，對流作用雖可使其抬高，然局部對流，範圍不廣，如高空有熱燥氣層存在，更難有雨澤下降。是以夏日吾人常見積雲頂部一旦伸入逆溫層，每立即消散。故午後有時雖陰森可畏，若有風雨將至，但及至黃昏，每仍天朗氣清，平靜如恆。薄低氣壓區域空氣之上升運動，爲Tp氣團水氣凝結下降之主要動力，故Tp氣團連綿豐盛之雨澤，常與風暴偕至。

熱帶大陸氣團

1. 源地 Tc 氣團之屬性

嚴格言之，美國所謂之Ts氣團實難見於我國。荒川氏稱長江流域類氣團曰Tc，然長江流域並非長江流域氣團之源地。長江流域氣團非NPc即NTm氣團，前者過寒，後者過濕，均不能名之爲Tc氣團。是諸變性氣團至日本時，雖視其他氣團暖燥，但僅爲程度上之差異，非其種類之有別也。荒川氏(1936)所舉之例證，悉爲我國之NPc與NTm二種氣團。冬季亞洲大陸爲半永久性高氣壓所控制，中國附近，並無一區溫度之高，足爲類似北美Ts之氣團發源地。變性甚劇之Pc氣團，相對濕度及W可與Ts氣團W值相似，惟其溫度過低，即在逆溫層，仲冬2000公尺溫度猶在零下。夏季NPc氣團低層以行經蒙古西北一帶沙漠區域，長途跋涉，T與W雖可與Ts氣團相近，然至2000公尺，其值猶視北美Ts氣團爲小。源自東南西藏高原之氣團，T與W值當與Ts氣團頗相仿彿，例如西藏拉薩高度3600公尺，

正月溫度 -0.3°C，七月溫度爲 16.4°C，如該地氣團降至2000公尺，則此藏南氣團之 T 與 W 均稍大於 Ts 氣團之值，可視爲中國之 Ts 氣團。而西藏高原及其邊地，夏半年似爲高氣壓區域，故空氣之暖燥，一部由于日光輻射所致，一部或係西藏高氣壓區域下沉作用所致。藏南氣團因溫度與熵遠較其他氣團爲高，不易降至其源地高度之下，是以華東一帶以飛機探測，恐尙難於發現，因其卽至華東，高度必在4000公尺以上，或停留於5000公尺左右之處，但飛機紀錄殊罕達此高度也。作者詳察南京測空氣球紀錄結果，發現 1936 年 12月 12日高空確有 Ts 氣團存在。夏季高空上層多逆溫層亦足爲 Ts 氣團存在之一證。上層逆溫，四川盆地最爲發達，常見塔狀積雲偎處高層逆溫之下，卽偶或侵入逆溫層，亦每立卽消散。此種高層逆溫之存在，似爲四川及長江流域夏季乾旱之主要原因。在南京亦常見之。

2. 冬季 Ts 氣團之屬性

西南高原昆明冬半年暖燥之氣團，其 T 及 w 之值與北美 Ts 相近。第十表爲昆明 Ts 氣團，T，R. H. w 及 θ_E 之平均值。

第 十 表　冬季熱帶大陸氣團

高度（高出地面）	T (°C)	R.H. (%)	w (g/kg)	θ_E (°A)
地面(1970公尺)	18.7	26	4.3	323.8
500	13.3	23	2.9	319.1
1000	9.2	21	2.1	317.6
2000	5.6	18	1.5	322.5

由上表可見 Tc 氣團爲中國冬季最暖之氣團，如以相對濕度而論，亦爲最乾燥之氣團。與同地 Tm 氣團相較，則知地面約視 Tm 氣團高出 8°C，2000 公尺處約高出 5°C，但 W 之值殊小。Tc 氣團地面每千公斤乾空氣所含之水氣尙不及 5g 而 Tm 氣團則達 7g。二者相當位置溫度之差異甚微。近地面一公里內，溫度直減率爲 9.6°C，幾等於乾斷熱。而與北美 Ts 氣團直減率近似。但自一公里至二公里之間，則僅及前數三分之一。Tc 氣團天氣溫和而極澄朗，能見度至爲優良，夜間輻射與晝間日射均甚旺盛，故溫高日變頗鉅。惟因相對濕度過低，難生凝結作用，晨霧至爲罕見。

此氣團究何自而來乎？以理推之，不外三途：第一，此氣團或卽發源於高原，爲西藏邊地高氣壓反旋風環流之一部。第二，此氣團或溯源於紅河地塹之『焚』風，紅河地塹中，焚風作用極盛。昆明 Tc 與 Tm 氣團出現之機緣相等，故 Tc 氣團或卽變性之 Tm 氣團。惟 Tc 與 Tm 氣團 θ_E 值之相近，雖似可爲 Tc 卽 Tm 氣團焚風之一證，但 Tc 氣團下層溫度坡度至大，殊與此說不符。然低層溫度坡度之大，或係對流作用與日射強烈所致，1000—2000公尺層溫度直減率極小，足證空氣確經下沈。第三，Tc 氣團或竟來自亞洲熱帶區域。Simpson (1921) 謂印度西部高空確有熱燥空氣存在，沙漠地帶尤稱顯著。此後印度之高空探測亦謂印度乾旱時期，北印氣團自地面以至高空上層，秉性均係熱燥，此氣團或卽亞洲熱帶區域之 Tc 氣團。故我國西南一帶之 Tc 氣團其源地當在北緬與北印(1921參視哈武德著之印度之高空氣流)甚或遠至阿剌伯沙漠，因北印熱燥氣團多來自阿剌伯沙漠區域故也。西南一帶，夏季當亦有 Tc 氣團，惟以昆明之高空紀錄僅限冬半年，惜無法爲之證明耳。

夏季赤道海洋氣團

第十一表 南京夏季赤道氣團 (Em)

(七次平均)

高度 (S.L.公尺)	T (°C)	R.H. (%)	w (g/kg)	θ_E (°A)	凝結高度 (公尺)
7	29.4	79	21.0	363.3	300
500	26.2	85	18.2	359.3	
1000	24.1	82	17.4	357.5	400
2000	17.5	84	13.4	350.2	300
3000	12.0	80	10.1	345.3	380
4000	6.1	80	7.2	344.1	

1. 源地赤道海洋氣團之屬性

Em 氣團源地屬性，可於爪哇Batavia高空紀錄見之，

第十二表 Batavia Em 氣團

高度 (S.L.公尺)	T (°C)	R.H. (%)	w (g/kg)

0	26.4	86	18.7
1000	23.6	77	15.9
2000	20.6	74	14.2
3000	15.0	66	10.2
4000	9.5	64	7.8
5000	4.1	60	5.6

第十二表爲年平均，太陽直射之時，各次數值雖較平均稍大，但赤道區域溫度與濕度年變甚小，故年平均已足代表 Em 之特性。由上可見此項氣團至爲溫濕，赤道區域全年對流作用均甚旺盛，上下層空氣幾已混和，故溫度與 w 隨高度之減低殊緩。中國赤道氣團與熱帶氣團顯然有別，詳見前述，無庸後贅。且爲實用方面計，二種氣團亦應加以區分，根據夏季太平洋與印度洋至中國氣流之行徑。卽可區分二種氣團。自熱帶太平洋至中國者爲熱帶氣團，自太平洋或印度洋赤道區域來者爲赤道氣團。熱帶與赤道海洋溫度之差異雖不甚鉅，但二者實有一顯著之差異，卽赤道區域對流作用遠勝熱帶區域是也。換言之，卽在赤道地帶攜至高層之水氣當多於熱帶區域，因此 Em 氣團上層 w 值亦遠較 Tm 氣團爲鉅。

2. 赤道海洋氣團之變性

比較十一及十二表，卽可見2000公尺下層變性 Em 氣團 T，w 二者均較原地 Em 氣團爲大，至2000公尺以上則適相反。如前節所述，夏季陸地暖於海洋，故 Em 氣團下層乃因行經陸地而增暖。任何氣團水氣容量均隨溫度而增加，設氣團相對濕度變動不大，則空氣溫度愈高，w 愈大。Em 氣團北進至溫帶區域，其未受溫暖陸地影響之高層，卽以輻射作用而冷却，是以 NEm 氣團上層視 Em 爲寒，同時 Em 氣團於其北進之時，所含水氣一部份亦因降水而喪失，故變性 Em 氣團高空 w 值較低。

變性 Em 氣團爲中國最濕最熱之氣團，觀第十一表，卽可知之。氣團地面溫度約 30 °C，w 且超過 20g，故在此氣團控制下之天氣極爲悶熱，生活異常不適。全空氣柱皆甚潤濕，相對濕度高至80%。自地面至 4000 公尺 θ_E 降低達 20 °A。足證此氣團乃在對流性不穩定中，夏日午後雷陣殊頻。Em 氣團其至中國多與颱風或薄低氣壓相偕，在

中國東部之年雨量，亦頗爲之所左右。而於華南雨量，關係尤密。天氣常屬陰曇，大塊之積雲與積雨雲乃 Em 氣團之標準雲狀。颱風過境之時，碎積雲及大塊之層積雲最爲常見。Em 氣團多見於夏秋之交，其他各季罕見。赤道氣團罕能入侵華北，黃河流域似爲其北限。

過渡時季之氣團

極地大陸氣團

春秋二季 NPc 與 Tm 氣團爲二大主要氣團。春季二者勢均力敵，進退無常，故爲風暴活動最盛之時，然在秋季，NPc氣團之勢較盛，故全年各季中秋季天氣最佳。天空晴朗，能見度亦極良好。

第十三表　春秋二季極地大陸氣團

陸地 NPc 氣團

南京(十次平均)

高度 (地面公尺)	T (°C)	R. H. (%)	w (g/kg)	θ_E (°A)	凝結高度 (公尺)
0	18.1	45	6.3	307.6	1300
500	14.1	42	4.8	304.2	
1000	10.4	40	3.9	303.3	1400
2000	4.4	36	3.1	303.9	1200
3000	-0.7	28	1.6	306.6	1800
4000	-7.5	24	0.9	308.3	

海洋 NPc 氣團

南京(十次平均)

0	20.4	60	8.7	316.8	1000
500	16.4	57	6.8	312.7	
1000	12.8	53	5.5	310.8	1100
2000	7.5	45	3.8	311.3	
3000	1.4	32	1.9	310.2	1800
4000	-6.0	31	1.3	311.2	

NPc 氣團

北平（十次平均）

0	13.8	30	3.2	294.9	
500	9.5	30	2·6	293.0	
1000	4.9	32	2.1	292.2	
2000	-3.3	36	1.5	292.2	

南京 NPc 氣團變性較北平爲深，南京 NPc 氣團較之北平溫度暖 5°C，w 大 3g，相當位置溫度高出 10°A。因此華中 NPc 氣團雲量多於華北之同種氣團，且其不穩定之程度亦較甚。自氣象方面觀之，春季海洋 NPc 氣團當不若秋季之穩定，以海陸溫度之相差，春季大於秋季故也。春季日本海與南京之溫度相差 7.2°C，秋季則僅 1.5°C。因此一經登陸春季海洋NPc氣團下層必較秋季更不穩定；而日本海之海洋NPc氣團，以西伯利亞與日本海溫度相差秋季大於春季，秋季原比較春季爲不穩定。

由上表可知，陸地 NPc 氣團T，w 與 θ_E 各層均小於海洋 NPc 氣團，此蓋因秋季海洋遠較鄰近陸地爲暖，雖春季陸地稍暖於海洋，但爲量甚微，故NPc氣團渡海而至南京，平均仍較由陸上來者爲濕，此二氣團間 T，w 與 θ_E 之差異隨高度而遞減，至 4000 公尺則幾完全消除。自 θ_E 垂直之分佈觀之，陸地 NPc 對流性不穩定之程度稍遜於海洋 NPc 氣團。過渡時季 NPc 氣團其 T，w 與 θ_E 之值約居冬夏 NPc 氣團之間。

春秋二季陸地NPc氣團天氣多甚晴朗，午後雖可有纖細卷雲，疏散之高積雲或碎積雲，但雲量罕能超過十分之三。能見度亦良好，空氣清新而興激。晨間常有輻射霧，惟不久即行消散，故天氣最適於飛行。海洋NPc氣團天氣溫和而佳，以其水氣含量較大，時或呈陰曇之象，雲量約十分之四至十分之七。晨間中層雲爲常見，午後則以積雲及碎積雲爲多，此氣團以其在條件性不穩定中，如被迫過山，每有地形雨發生，故華西山地常見陰雨而同時平原地帶天氣頗甚晴好。晨間多低霧，西歐之四月陣雨爲極地海洋氣團之特色，然中國海洋NPc氣團則無此現象。中國四月雖雨時特多，但此乃風暴頻仍所致，非全由於海洋 NPc氣團之不穩定性，而歐洲四月陣雨則爲典型之不穩定性陣雨(Schinze 1932)，與中國四月之風暴雨誠誠迥然有別。

第十四表　熱帶海洋氣團

Tm 或 NTm 氣團

南京（十次平均）

高度	T	R.H.	w	θ_E	凝結高度
（地面公尺）	（°C）	（%）	（g/kg）	（°A）	（公尺）

0	23.3	72	13.0	332.1	600
500	19.8	71	10.9	327.6	
1000	17.4	63	8.8	325.3	600
2000	11.3	61	5.7	323.2	
3000	4.9	60	5.0	323.9	800
4000	-1.0	50	3.0	324.5	
		北平（四次平均）			
地面	22.2	43	7.2	315.4	
500	19.1	43	6.3	314.4	
1000	15.0	47	5.6	313.1	
2000	5.9	67	4.9	312.1	
		昆明（六次平均）			
地面(1970公尺)	17.1		6.5	337.0	
500	13.3		8.3	335.0	
1000	9.1		7.3	332.6	
2000	1.7		5.0	329.1	

冬夏間之過渡時季，熱帶海洋氣團於遠東天氣影響甚鉅。在此期間，中國爲 NPc 與 Tm 氣團所控制，二者互相激盪，故春季風暴特多。平京一帶 Tm 氣團變性較深，T, w 與 θ_E 之值自視昆明爲小。Tm 經陸北進，因下層與寒冷地面接觸，漸行穩定，此於北平相當位置溫度隨高度低減之數小於南京及昆明可以見之。過渡時季 Tm 氣團天氣類係陰曇，晨間多層雲，此乃輻射作用所致。午後則以晴天積雲與碎積雲爲最常見。如對流旺盛，積雲亦可發展成積雨雲。Tm 氣團因水氣含量高，且屬對流不穩定，一經抬高，立卽發生凝結，故閩浙沿海山脈及華西山地當熱帶海洋氣團盛行之際，地形雨頗豐盛，低霧甚多，沿海諸省平流霧亦甚常見。秋季以隣近之海洋暖於大陸，故平流霧之出現尤頻。

熱帶大陸氣團

第十五表 昆明 Tc 氣團（五次平均）

高度	T	R.H.	w	θ_E
（公尺）	（°C）	（%）	(g/kg)	（°A）
地面	21.0	27	5.2	329.4

500	15.9	28	4.2	326.3
1000	11.0	29	3.4	323.8
2000	3.2	33	2.5	323.3

春季昆明常見 Tc 氣團，秋季似亦甚重要。自天氣圖觀之，知過渡時季西藏高原及其邊地之高氣壓較其他各季爲盛。故此種暖燥氣團對於昆明天氣之影響春秋似應較冬夏爲鉅。

赤道海洋氣團

Em 氣團秋季時或見於華中華南，其至中國多與颱風偕來，因颱風多發生於赤道區域，其渦漩運動極強，故渦漩運動中之原有 Em 氣團，當其北進途中，不易破壞或消散。1935年9月10日，正當颱風掠過長江下流之後，該日南京之探測紀錄最足以代表 Em 氣團之特性。茲將該次 T, w 及 θ_E 之值列表於下，以見一班。惟春日則從未見 Em 之蹤跡。

第十六表　南京秋季 Em 氣團

高度	T	R.H.	w	θ_E
(拔海公尺)	(°C)	(%)	(g/kg)	(°A)
地面	28.0	84	20.1	357.7
500	27.0	73	17.4	354.7
1000	24.2	70	15.0	350.5
2000	17.0	74	11.2	342.8
3000	10.6	82	9.4	342.3

T, W及Q不僅遠勝過渡時季之 Tm 氣團，且亦較夏季之 Tm 氣團爲大。由此可見 Em 氣團必須自 Tm 分出，另立一類。

II　氣團之交綏作用——面

據前節氣團分析之結果，得知各種氣團，天氣多甚優良，此蓋因飛機探測僅限天氣晴朗之日，始可施行。然自氣團之溫度構造觀之，大多屬位置性不穩定，如抬至適當高度，立可有降水產生。此在溫濕氣團尤甚，以其水氣含量甚高也。產生凝結所需之抬高量，視各氣團相對濕度及高空情況而定。據計算結果，使空氣發生凝結現象所需之

平均抬高量，Em 約 300—400 公尺，Tm 約 500—600 公尺，NPc 氣團約1000—1500公尺。山岳與局部對流雖爲氣團水氣凝結下降之重要原因，但無論如何，風暴區內空氣之向上運動當爲最主要之動力。因中國任何區域風暴雨均佔年雨量50%以上，故宜另節專論氣團之交綏與面。

熱帶海洋氣團凌駕於變性極地大陸氣團之上。Tm 沿面上馳於 NPc 氣團之上或 NPc 氣團下切於 Tm 氣團之下，其與中國天氣與降水量之關係最爲重要。因此二者之交綏作用在中國任何時季任何地方均可發生故也。據 Haude 之觀測(1935)即蒙古與中國乾燥之西北省份，其少量雨雪實際亦爲二者交綏之結果。作者詳察多年之天氣圖，乃知中國之惡劣多雨天氣，70%以上乃由於此二氣團之交綏而起，春夏二季尤甚。二種氣團地面溫度及水氣含量之差或不甚鉅，但在自由大氣，其間之差異必甚可觀。因二氣團均屬對流性不穩定，即無彼此交綏之現象，僅擁塞與對流作用即可使空氣陷入絕對不穩定狀態。NPc 氣團爆發之勢常甚猛烈，故冷面與冷面雨在我國殊甚發展，而暖面殊混淆不顯，暖面雨較弱而連綿。熱帶與極地氣團間之面帶即主要極面，其南北移動與中國各處雨量之各月分佈極有關係。據每日天氣圖及中國平均氣流之運行(1937)，極面平均位置仲夏可至內蒙古及東三省，仲冬則大致停滯於中國南海，此二氣團之交綏，乃中國薄低氣壓形成之主因。且爲長江下流雷雨之源。春夏之交，風暴特多，蓋以此時二者相遇之機緣較頻故也。孟夏 Tm 氣團已侵入中國，而同時日本海之高氣壓亦臻極盛之域。Tm 與海洋 NPc 氣團相遇於長江流域，故薄低氣壓停滯不進，淫雨不休，此即所謂梅雨是也。冬季 Tm 氣團與 NPc 氣團交綏常有翼霰風雪陣雨等降水發生。第三圖與第四圖爲二氣團交綏形成面之實例。

赤道海洋氣團凌駕熱帶海洋氣團之上

仲夏南京 Tm 氣團之上常有 Em 氣團存在，第五圖爲一典型實例。Em 氣團攀登 Tm 氣團或二氣團交綏每發生廣佈之雨區，有時且甚豐盛。此二氣團下層，屬性幾完全相同，但在自由大氣中，Em 氣團則遠較 Tm 氣團爲暖濕。二者均爲位置性不穩定，水氣豐盈，故其交

綏之區，天氣騷動至於極點，常雷電交作，陣雨狂瀉。Em 氣團上馳於 Tm 氣團之上時，氣壓分佈之形勢大抵均爲太平洋高氣壓向西伸展而至中國海濱，中國大陸爲一低氣壓。此自東徂西之氣壓坡度，最利於強盛之赤道氣團流入中國。因中國夏季多在Tm氣團籠罩之下，Em氣流向北推進常凌駕於殘餘Tm 氣團之上。此二氣團間所成之面 Schnauss 稱之曰『赤道面』，而最近Bjerknes 等則稱之曰『熱帶面』。Bjerknes 謂熱帶面在印度西部達北緯 25°，於東亞則逕抵溫帶區內，惟僅存於高空耳。Bjerknes "Physikaliche Hydrodynamik" 第 131 及 133 圖中載明熱帶面夏季正位日本之南。據作者研究中國平均氣流之結果，得知夏季熱帶面之位置約在黃河與長江流域之間。此面在地表常不甚顯明，故在天氣圖上，殊難繪出，然南京之高空探測，已證明高空確有其存在，Schmauss 謂赤道面在對流極限頂部最爲顯明。

赤道海洋氣團凌駕變性極地大陸氣團之上

Em 氣團凌駕 NPc 氣團之現象非常見，但亦偶或有之。1936 年6月6日之高空探測爲此現象之一佳例(參看第四圖)此二氣團之交綏常視Em 氣團與 Tm 氣團爲強烈。此蓋因前二氣團間溫度與濕度之差異，愈視後二者間爲顯也。雷電交作大雨傾盆乃Em與 NPc 氣團交綏時天氣之特色。當一颱風或低氣壓自低緯度移至中國東部或黃海時，NPc 氣團因以攝入，在此情形之下，新鮮之 NPc氣團每下截 Em 氣團，常使颱風或低氣壓之勢復振。此種情形於每日天氣圖常可見之。惟以當時天氣過劣，飛機探測不易。故高空紀錄中殊爲罕見。

陸地 NPc 氣團下切海洋 NPc 氣團

冬半年常見西伯利亞南下之新鮮 Pc 或 NPc 氣團，下切海洋NPc 氣團。如海洋 NPc 氣團停留海上過久，則每起猛烈之衝突而風雪霎霆或雨雨隨至。副面之形成，常爲天氣陰沈多雨之主要原因。雲狀多高層雲或高積雲，降水既少，亦乏連綿之象，1936年 3 月26日之探測記錄，高空海陸NPc氣團間顯然有一副面。第二圖約示面之位置，西伯利亞寒潮猛烈南侵，排除衰老之 NPc 或海洋 NPc 氣團而代領其位之時，常有副面形成。

熱帶大陸氣團凌駕熱帶海洋氣團之上

西南高原，常有 Tc 氣團凌駕 Tm 氣團之上。因 Tc 氣團遠視 Tm 氣團爲暖燥，故前者凌駕後者之上，天氣每極晴朗。如有 Tc 氣團見於高層，Tm 氣團原有之積雲或層雲每漸消散，故常有笑狀雲發現。若 Tm 氣團水氣含量大而對流作用旺盛，二氣團間之交界面，常有一層薄層雲。此二層團於全年各月均可遇合，Tc 氣團如發現於高空，每有顯著之乾逆溫層。

其 他

因 Tm 與 Em 氣團遠視溫帶空層爲暖，故夏季風上，每有較冷之空氣存在。此種高空冷氣團或爲溫帶高空原有之氣團，或爲源自北方之氣團，但以其常在4006公尺左右之高處。故除非對流旺盛，因高空不穩定而有堡狀高積雲形成外，於夏季天氣殊無重大影響。冬半年 Pc 或 NPc氣團遠較溫帶空氣爲寒，故寒潮頂部，常有較暖之空氣。因高空逆溫之存在，每可形成高層雲，是乃NPc氣團之典型雲狀。此較暖之空氣，決不可誤爲 Ts 氣團，實僅爲原有之空氣。

III 逆溫層

NPc 氣團中之逆溫層

NPc氣團中，常有逆溫層，氣團愈老逆溫層愈顯，有時且有數重逆溫層，同時存在於一種氣團之內。NPc 氣團之逆溫層，經探測者約近百餘。結果得知是諸逆溫多集中數層。逆溫層高度之分佈詳見下表：

第十七表 逆溫層高度之分佈

高 度	地面-500	600-1000	1100-1500	1600-2000公尺
逆溫數	8	8	17	22
高 度	2100-2500	2600-3000	3100-3500	3600-4000公尺
逆溫數	23	19	9	9

由上表可見逆溫多發現於中層，低層高層地較少。NPc氣團內，中層雲出現頻仍，亦足爲此說之證。逆溫層高度之分佈：500公尺以下逆溫出現之百分率爲7%，600與1500公尺間18%，1500至3000公尺

60%，此層以上僅15%。此種分佈，決非偶然，當有若干原理存焉。各種逆溫層詳經分析，則知500公尺以下之逆溫層類皆大地面強烈輻射所成之地面逆溫，中層之逆溫層乃下沈作用所成，高層逆溫層大多由於異性氣團之存在，500與1500公尺間之逆溫層概係擾動逆溫層。

1.地面逆溫：在理論上，冬季NPc氣團因空氣乾燥澄朗，夜間輻射旺盛，故地面逆溫，應極常見。NPc氣團南侵之時，下層晝間雖以日射及與暖溫地面接觸而增暖，但至夜間，天空澄朗無雲，大地輻射旺盛，可使隣近地面之空氣冷却，溫度較其上之空氣低降數度而形成一平淺之逆溫層。若是形成之地面逆溫多甚薄，厚度每不及100公尺。若逆溫甚顯，常有薄霧與俱，孟多清晨低霧至頻，此在NPc氣團渡海而至中國者尤爲經見。然則地面逆溫在記錄上何以反不甚常見，此無他，蓋因飛機探測多於上午八時至十時間舉行，而此時平淺之逆溫層多已爲強烈日射與擾動所破壞故耳。惟此種逆溫，不能誤爲源地Pc氣團之逆溫。吾人雖於源地無記錄可考。但自Ellendale之高空探測觀之，應於地面以至數千公尺之高度，有一顯著之逆溫層。Pc氣團此顯著之逆溫層，乃於其南侵之時長途跋涉，登山越嶺而爲摩擦擾動所破壞。其詳已見前節，無庸贅述。

2.擾動逆溫：擾動逆溫不易與水氣不連續面輻射所成之逆溫區別。第一，擾動上限每即爲水氣不連續面。第二，輻射作用常可使擾動逆溫擴大加強，此在逆溫頂部尤甚。推究其因，蓋以擾動層隣接地面，所含水氣常視其上之空氣爲多，且每有煙塵等雜物存乎其間。擾動層潤濕不潔大氣其所輻射之能，較其上純潔乾燥之空氣爲多，是以溫度必漸行冷却，至擾動層與其上之空氣間，發生輻射平衡而後已。且如無雲霧遮蔽，穿過擾動層頂部之輻射能，約有四分之三乃爲該層水氣所輻射，其餘十一則來自地面，故擾動層頂部自顯較底部冷却爲速（1938），NPc氣團自西伯利亞南侵中土，常爲寒潮之爆發。寒潮之風極強，有時可至八級以上，是以摩擦與熱力擾動均甚旺盛。擾動極盛之際，有時可達中雲高度，但平均冬季之層雲，即爲摩擦擾動之上限。擾動逆溫多不甚顯著，厚度約在100公尺左右，逆溫層頂底溫度差平均約1°C，空氣下沈所形成之逆溫現象，雖亦可於此高度發現，但與擾動逆溫迥然不同：下沈逆溫恆較擾動逆溫爲顯著，其度厚亦較

厚，此其一，下沈逆溫頂底溫度差常達 2°C 或 4°C，而擾動逆溫則罕能超過 1°C，此其二，如於一氣團內，前後數日均有下沈逆溫可見。則氣團愈老，逆溫層亦愈厚且愈顯著。南京冬季溫度直減率 500 公尺下層爲每公里 9°C，與乾斷熱極相近，1000公尺以上直減率每公里僅 2—3°C，此顯然表示 1000 公尺以下擾動甚劇，以上適相反。亦足證 500公尺與 1000 公尺間之逆溫層多爲擾動所形成。北平擾動層高度可達2000公尺以上，此蓋因 NPc 氣團未至北平之前，翌越內蒙 1500 公尺以上之高山，始下降而至平原。風箏不可能穿過強烈之逆溫層，而其所及高度多在3000公尺以下，故北平風箏紀錄上罕有重要溫逆層發現。且 Pc 氣團抵北平時仍甚新鮮，尚無暖下沈。

3.下沈逆溫：1500—3000 公尺間之逆溫層多係 NPc 氣團內下沈作用所致，此層既非地面影響所及，且擾動亦難透入，故不能謂爲地面或擾動逆溫。然沿水氣不連續面上輻射作用產生之逆溫自應有之，在NPc氣團逆溫層中，因此而產生之逆溫，容或佔有相當百分數。但 Pc氣團既極乾燥，此種輻射逆溫爲數當不甚多。且即發現，亦易與下沈逆溫區別，前者薄而散亂，後者則厚而顯著。下沈逆溫之特色與氣團之新舊有關，氣團愈老，逆溫愈厚愈低，如連日舉行探測，即可見逆溫高度與厚度之變動。下沈逆溫之另一特色，即逆溫層頂底溫度之差異及其大小可據熱力學原理約略計算得之(Exner, 1925)。

4.高層逆溫：3000公尺以上之逆溫多以其有較 NPc氣團溫暖之氣團存在，寒潮之高度罕能超出3000公尺，其上仍爲原地空氣或溫帶固有之空氣。溫帶氣團必較源自寒北之氣團爲暖，故可有高層逆溫形成，高層逆溫多非甚厚且不顯著。蓋以冬季溫帶空氣，即在高空或亦係來自西伯利亞所謂原地氣團者，實僅較老之 Npc 氣團而已。

熱帶海洋氣團內之逆溫層

Tm 氣團中逆溫層不若 NPc氣團之多，其曾經探測者共達 61，約可分爲三類，即地面逆溫，下沈逆溫與擾動逆溫(包括輻射逆溫)。

1.地面逆溫：夏季熱帶海洋及熱赤道附近地面溫度約 27°C，而七月陸地溫度約 29°C，自此諸平均溫度數字觀之，Tm 或 Em氣團中似無產生地面逆溫之可能，因其較所經之陸地爲冷故也。但如以清晨

地面溫度與洋面相較，立可知地面逆溫實爲地面與 Tm 或 Em 氣團間溫度差異應有之結果。夏季南京平均最低溫度爲23°C，較 Tm 或 Em 氣團低 4°C。因夏日午後對流旺盛，Tm 或 Em 氣團於其登陸途中，常潛取陸地溫度，故晨間海洋氣團與地面實際之溫度差當大於 4°C，而與最高最低溫度之差相近。由此可知 Tm 與 Em 氣團清晨自應常有地面逆溫，實際探測所得爲數計一十有四，佔 Tm 氣團逆溫總數23%，地面逆溫常在 1000公尺以下，多集中於500 公尺左近。逆溫層厚約 300 公尺，逆溫層頂底之溫度差約 2 C，逆溫非非自地面開始，通常多自 100 公尺或 500 公尺開始，此所謂地面逆溫其所以不自地面發軔者，蓋以南京飛機探測類在上午八時以後舉行，自日出以至八時，近地之逆溫業爲日射與擾動所破壞，Tm 氣團地面逆溫清晨常有低霧與俱迨日既出，低霧卽漸消散或上升而爲霧靄，至七八時，霧靄俱已絕跡，此其現象，足爲上說之證，且飛機探測，不能於霧中舉行，此亦可爲地面逆溫何不自地面開始進一解也。低層逆溫另一特色卽逆溫層下 w 值有時尚小於逆溫層本身及其上之空氣，參觀第三第五兩圖，1937年 7 月 8 日與 23 日之探測紀錄，可見一斑，海洋氣團低層 w 之所以隨高度而稍增者，蓋以近地空氣露霧之形成及水氣向上運送積聚於逆溫層附近所致，南京夏季霧露形成之頻率甚大，於近地空氣水氣之低減影響頗鉅，其各月分佈，有如下表：

第十八表　南京夏季露霧之頻率(1932—1036)

	六月		七月		八月	
	低霧	露	低霧	露	低霧	露
平均日數	6.0	154	4.4	16.0	10.2	19.0

2. 下沈逆溫：副熱帶高氣壓帶空氣之下沈爲一極普遍之現象，於大氣環流之維持，關係甚鉅。空氣下沈所成之逆溫在大西洋東北與東南信風中最發達，其平均高度約1500公尺(1937)。太平洋信風研究者罕，故於其溫度構造不能詳悉，但如就馬尼拉之高空紀錄，參照大西洋信風溫度構造之研究，可於太平洋信風逆溫層之高度，獲一概念。馬尼拉東北信風逆溫層平均高度在1500與2000公尺之間(1934)。因中國 Tm 氣團與太平洋信風均來自同一太平洋高氣壓，依理前者逆溫高度應與後者相同。但當其向西北進行之時，Tm 氣團逆溫層必大有

易。Tm 氣團固有之逆溫層變易之道，可有相反二途，卽熱力對流或熱力擾動與空氣平展作用是也。熱力擾動可破壞原有之逆溫層而另自形成逆溫層。而平展作用則有使逆溫層增強之傾向。據前節所述，Tm氣團自地面以至4000公尺均爲位置性不穩定，或 Normand 所謂之潛伏性不穩定(1938)，故 Tm 氣團固有之逆溫層，及其旣至中國沿海，當已爲強烈對流作用所破壞。中國 Tm 氣團中罕見強盛之下沈逆溫。雖此氣團逆溫層33%均在1000—2000公尺層之內，然多薄而不顯，逆溫之量每不及 2°C。由此可見熱力擾動於 Tm 氣團溫度構造之變易，其影響遠甚平展作用。

3. 擾動逆溫與輻射逆溫：此類逆溫佔總數44%，且多在2000公尺以上，此或以夏季輻射逆溫不易於擾動逆溫區分，因熱力對流上界常卽爲水氣不連續面故也。3000公尺大致爲夏季熱力對流作用之平均上限，故二種逆溫均集中於此高度。此外，如有溫暖之氣團出現，亦可形成高空逆溫。大體言之，高空擾動或輻射逆溫殊爲薄弱，平均厚度不過 100 公尺，逆溫層頂底之溫度差常不及 1°C。

IV 天氣圖實例

作者特選北極閣氣象研究所每日東亞天氣圖九張，以爲前節所論各種氣團天氣之實例。天氣圖選擇之標準，乃視該日有無飛機紀錄而定。故有時並非理想中之代表。此外於東亞天氣圖之繪製，亦應略加解釋，免滋疑誤。中國測候紀錄爲數無多，且尙有不可信者。天氣圖之繪製與分析，多憑預告人員本其經驗處理，故難免有主觀之失。根據同樣材料，各預告員所繪之天氣圖罕能完全吻合。因此在天氣圖上，除極顯著之情形而外，實無繪面之必要。

陸地 NPc 氣團天氣圖之實例

民國二十五年十二月二十五日天氣圖，殊足以代表NPc氣團天氣之一般情況。西伯利亞高氣壓南下已久，其中心逗留於長江上流，業有數日，停滯不進，漸行變質。其影響南及於赤道。高氣壓外圍風勢

猛烈，成反旋風環流，然其中心風勢微弱不定。華北高氣壓中心天氣晴朗，而華東華南殊陰沈多雨。天氣之惡劣大致由於上層有溫濕空氣存在。因 Tm 或 NPc 氣團爲西伯利亞新鮮 Pc 氣團所下切故也。中國南海濱有一雨帶自印度支那向東北延亙而至日本。沿雨帶風甚猛烈故 Tm 氣團爲 NPc 氣團下切甚劇。如 Pc 氣團猛襲中國而爲寒潮，華中天氣亦多雨颱。春夏之交，寒潮爆發，每有線颱，暴雨及雷陣偕至，華東及高氣壓中心，輻射霧分佈甚廣。由此日天氣圖可見東亞完全在 Pc 或 NPc 氣團控制之下，Tm 氣團僅見於熱帶區域之高空。華東華中天氣之陰曇，一部份當爲NPc氣團下沈逆溫所致。逆溫層爲水氣垂直流動之上限，故於逆溫層底部有雲形成。該日高空紀錄，逆溫不下四層，可見高氣壓已垂衰老，且變性甚劇。

海洋 NPc 氣團天氣圖之實例。

1936 年 11 月 10 日天氣圖爲海洋 NPc 氣團及陸地 NPc 氣團交綏之一佳例。高氣壓自西伯利亞移至日本海，逗留該處，業已數日，華東及華北之一部均在海洋 NPc 氣團控制之下，是諸區域，天氣溫和陰曇多雲。輻射霧分佈甚廣，中國西北部又有一高氣壓向中國本部緩進，依熱力學原理言之，當較海洋 NPc 氣團爲寒，故雖其地面溫度幾相近似。二氣團間之界面自應視爲冷面。沿面天氣陰曇，風力強烈風向亦有不連續之現象。但二氣流之勢均弱，雖經相遇，亦無降水及風暴形成，但過東三省之鋼囚風暴則因是而復振。

1936 年 6 月 11 日之天氣圖，爲夏季海洋 NPc 氣團之典型實例。高氣壓停滯於日本海已達五日之久，海洋 NPc 氣團入侵中國，爲勢頗盛。各地天氣多屬陰曇，因空氣在對流性不穩定中，故閩浙山地地形雨甚流行。華東華中多霧。海洋 NPc 氣團與 Pc 氣團交綏於東三省而形成一風暴。Tm 氣團上駛於海洋 NPc 氣團之上，故華南多雨，且亦有一低氣壓產生。

Tm 氣團天氣圖之實例

1936 年 2 月 5 日天氣圖係代表冬季 Tm 氣團之天氣情形。因飛機探測99%舉行於晴朗之日，故欲選擇一天氣圖以代表天氣惡劣多雨之氣團或氣團之交綏作用，殊感困難。中國冬季完全受 Pc 與 NPc 氣團之控制，熱帶氣團入侵中國天氣每甚惡劣。故不易選得一足以代表

之天氣圖，同時並有飛機探測可供參考。自該日天氣圖可見 Tm 氣團下之天氣殊甚溫和，溫度較NPc氣團流行區域高出數度。例如南京視濟南暖 8°C，而在通常情形之下，南京僅較濟南高出兩三度。天氣陰曇，華南與氣流運動和緩區域均多霧。通例 Tm 氣團北侵之後，必有寒潮南下，Pc 氣團迅速下切 Tm 氣團而有陣雨風雪及狂風發生。當此二氣團相遇之時，每有低氣壓形成。

夏季 Tm 氣團入侵中國時其氣壓之分佈，可於 1936 年 7 月 18 日天氣圖中見之。該日圖中太平洋高氣壓伸展而至中國沿海，中心正居日本之南，中國大陸氣壓較低。氣壓如此分佈，結果使 Tm 氣團繼續內流，幾掩有中國全境。在此氣團控制下之天氣溫暖多雲。因空氣在不穩定狀態中，對流性陣雨殊甚流行，華南與華西山地尤甚。通常均有雷雹，惟在乾旱之華北，每僅有雷電而無陣雨，沿海山脈及華西一帶，地形雨頗重要。沿岸平流霧亦至普遍。

Em 氣團天氣圖之實例

Tm 氣團侵入中國時其氣壓之分佈可見於 1936 年 7 月 23 日天氣圖。太平洋西部氣壓高，中國本部氣壓低。氣壓分佈頗利於赤道氣團穩定流入中國。有時Em 氣團適颱風或其他發源於南方之薄低氣壓北進而至中國，據南京高空之探測，南京當時氣團確係赤道來者。Em 氣團地面溫度與 Tm 氣團近似，故欲繪赤道面於圖，殊感困難。但自午後雨量之分佈及風向之不連續可知此面適居黃河之北。Em 與 Tm 氣團間之面，在太平洋中，約居 754 耗與 752 耗等壓綫之間。各地平均溫度高至 35°C，平均濕度約 80%。故Em氣團下之天氣殊悶熱不適。午後華南華中多有地方性雷雨，華中之雨區幾佔有長江流域全部，西起嘉定，東迄上海。華南邱陵地帶以岡巒起伏，對流性陣雨益見旺盛，桂粵湘閩浙五省山岳區域雨水之分佈甚廣。NTp 與Pc 間有一低氣壓形成，此二氣團之交綏，乃西北沙漠區域僅有之少量雨水之致因。沿海地帶晨霧亦至常見。

NPc 與 Tm 氣團交綏天氣圖之實例。

1937 年 6 月 8 日天氣圖，爲夏季 Tp 或 Tm 氣團凌駕於NPc氣團上之實例。此二氣團之交綏，乃中國各處雨量之主要致因。其交綏形勢可於圖中見之。沿二氣團之界面，雨水豐盛，分佈亦廣。此面帶之

地理位置視 Pc 與 Tp 氣團之盛衰而定，其南北之移動實係於活動中心之強弱。如太平洋高氣壓特強，則此面帶卽移至華北，如太平洋高氣壓衰弱，則迴旋而至華中華南。此次面帶自雲南經廣西湖南江西浙江折東北而至日本。南京該日之飛機記錄（第三圖）在 500—1000 公尺間有一面，午後 Tp 氣團更爲 NPc 所抬高，乃有雨澤下降。夏季氣壓分佈通常爲太平洋西部有一高氣壓，而中國本部則爲一低氣壓，如蒙古或華北有一高氣壓出現，結果 Tm 氣團卽爲 NPc 所下切。

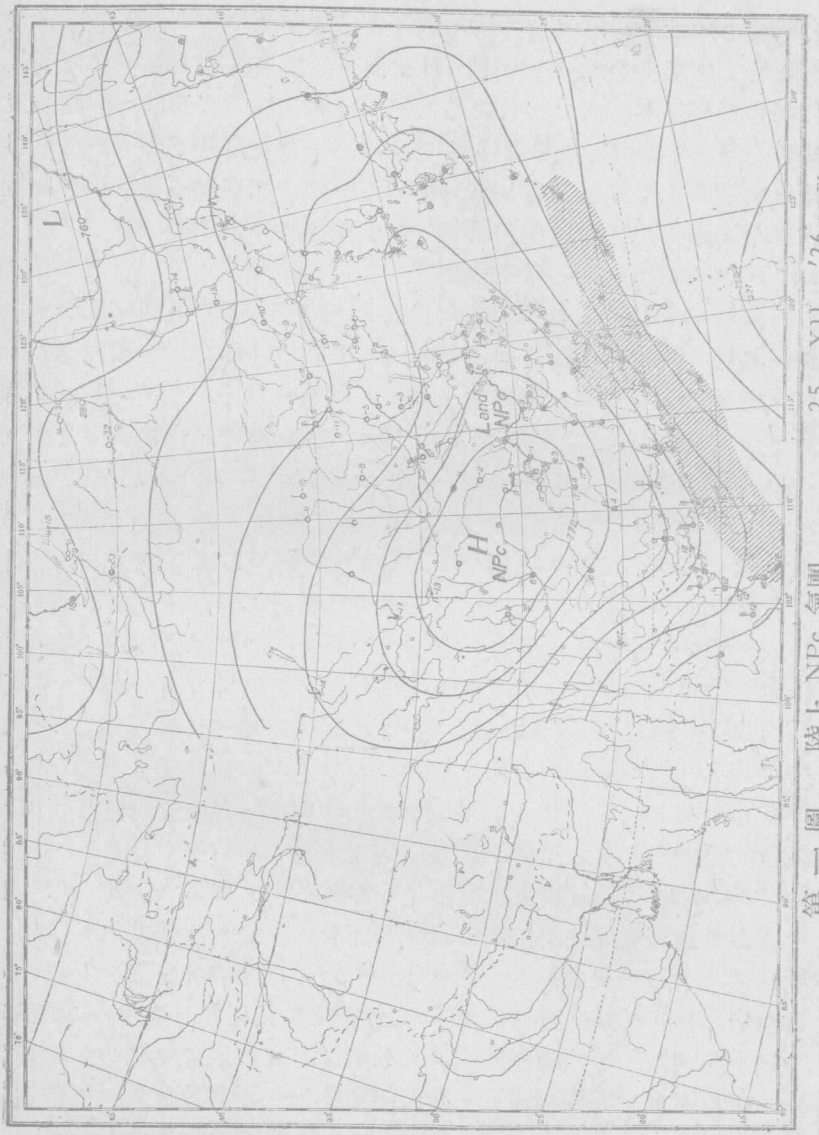
Tm 與 Em 氣團交綏天氣圖之實例

夏季華中及華南老 Tm 氣團每爲北上之新鮮 Bm 氣團所排除，因在高空後者較前者爲暖，故二氣團間常有高空逆溫存在，溫濕之 Em 氣團流馳於 Tm 或 Tp 氣團之上。Em 氣團自地面以至高空均極潤濕且不穩定，卽非攀登至較冷氣團之上，僅輕合作用已足發生暴雨。1937 年 7 月 23 日天氣圖卽爲 Tm 與 Em 交綏之一例。據南京之飛機記錄，知 Em 與 Tm 氣團間之面在 700 公尺左右（第五圖）高空 Em 氣團極濕。785 公尺混合比爲 27g，1900 公尺爲 17.4g。就天氣圖觀之，前數日 Em 氣團已氾濫於華南，本日熱帶面移至長江流域，下午二時天氣圖長江中流暴雨傾盆。高空 Em 氣團已橫貫長江流域。此次熱帶面之位置，似與 Bergeron 所見相合。天氣酷暑，潤濕異常。各地幾均陰曇。此日 Em 氣流之勢衰減，故雷雨不甚流行。

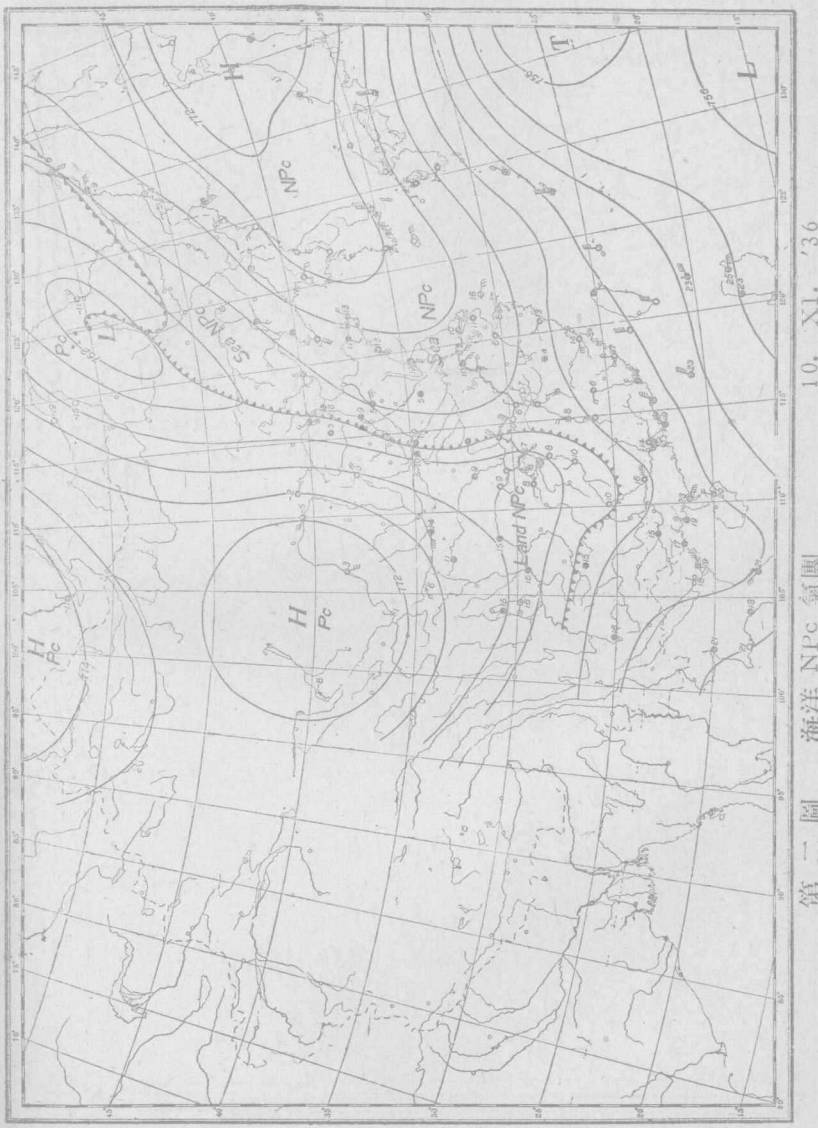
NPc 與 Em 氣團交綏天氣圖之實例

NPc 與 Em 氣團之交綏現象常較 Tm 與 Em 氣團者爲猛烈。因前二者間溫度與濕度之差異遠視後二者爲大也。1936 年 6 月 6 日之天氣圖，爲 NPc 與 Em 氣團交綏現象之一著例。NPc 與 Em 氣團均甚活躍，其間界面幾近靜止，沿面雨水豐盈而分佈甚廣。雨帶幾佔有長江流域全部。次日 Em 向北推進。因有 Em 氣團流馳於 NPc 氣團之上故也。自南京之高空紀錄，可見高層 Em 氣團之勢甚盛，高度達 4000 公尺（以上第四圖），二氣團間之面約如附圖。有一低氣壓發生於暖區左近。次日兩翼冷面漸行逼近，暖面向北突出。至 9 日暖氣團卽已錮囚。華南，華中及華北之一部均陰雲蔽天，且有雷電交作之現象。

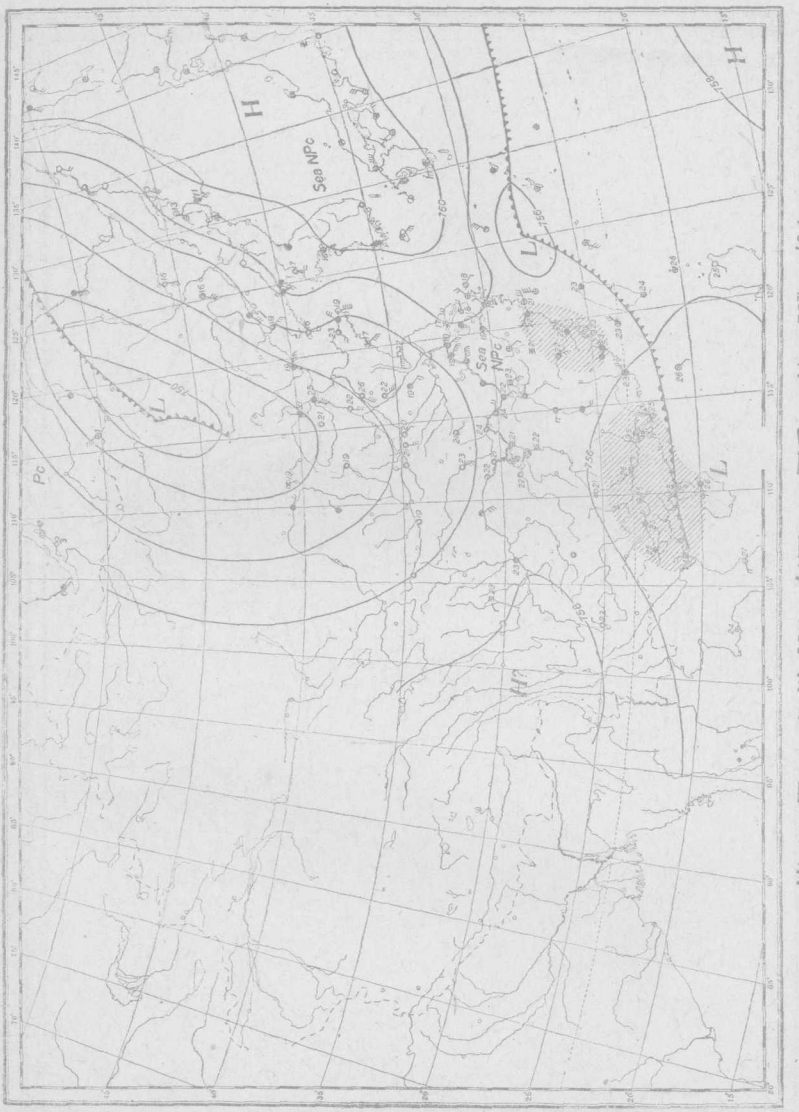
本文計算與統計之工作均由郭曉嵐及楊鑑初二君代勞，天氣圖則係么振聲君重新繪製，高誼隆情，殊深可感！



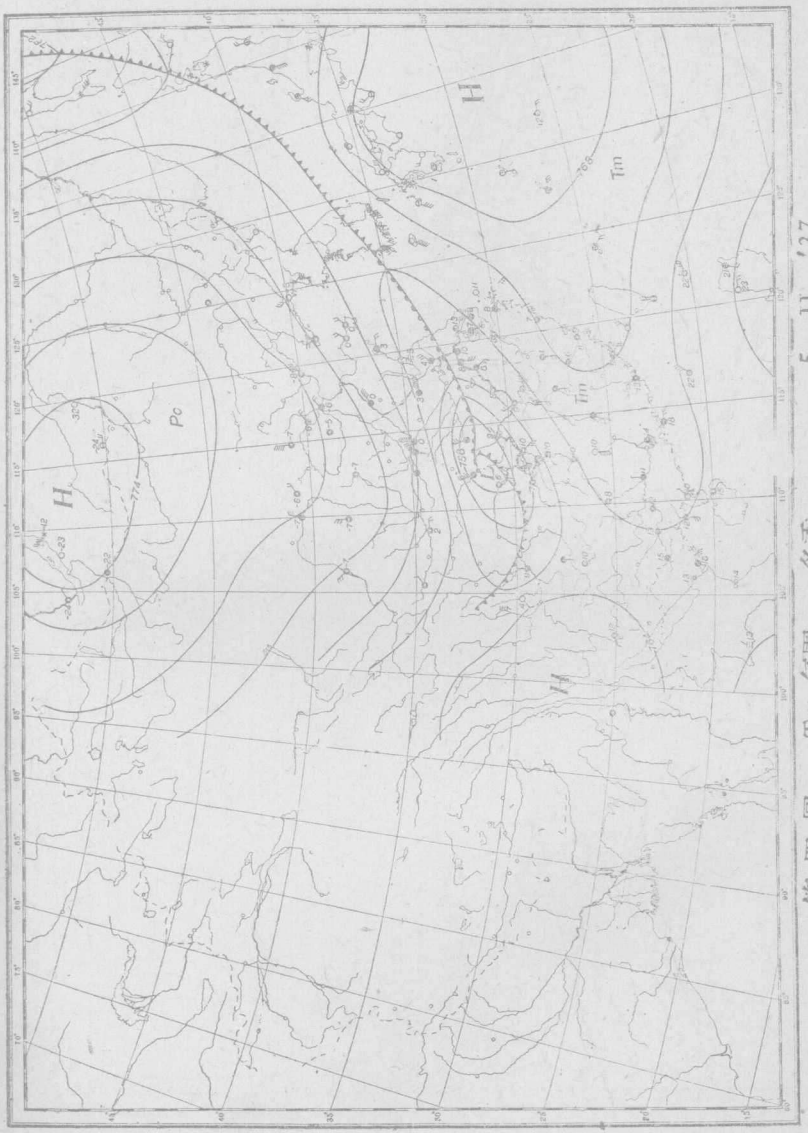
第一圖 陸上 NPc 氣團



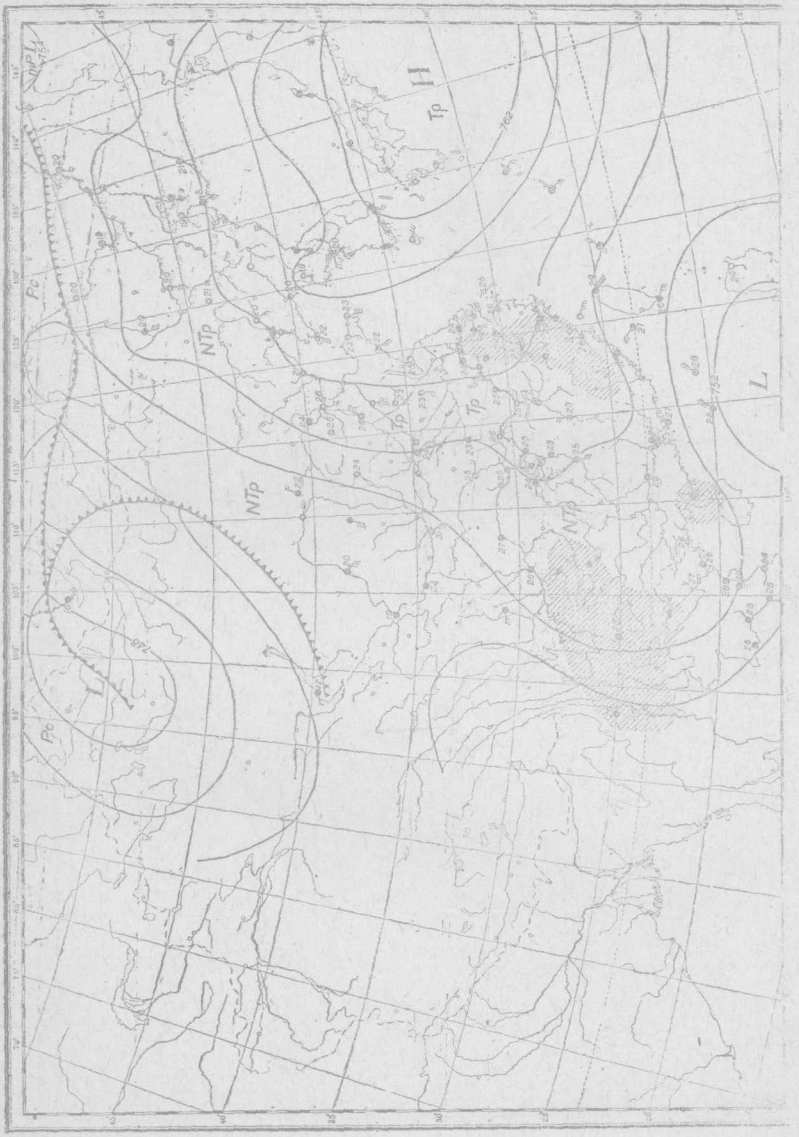
第二圖　海洋 NPc 氣團　10. XI. '36



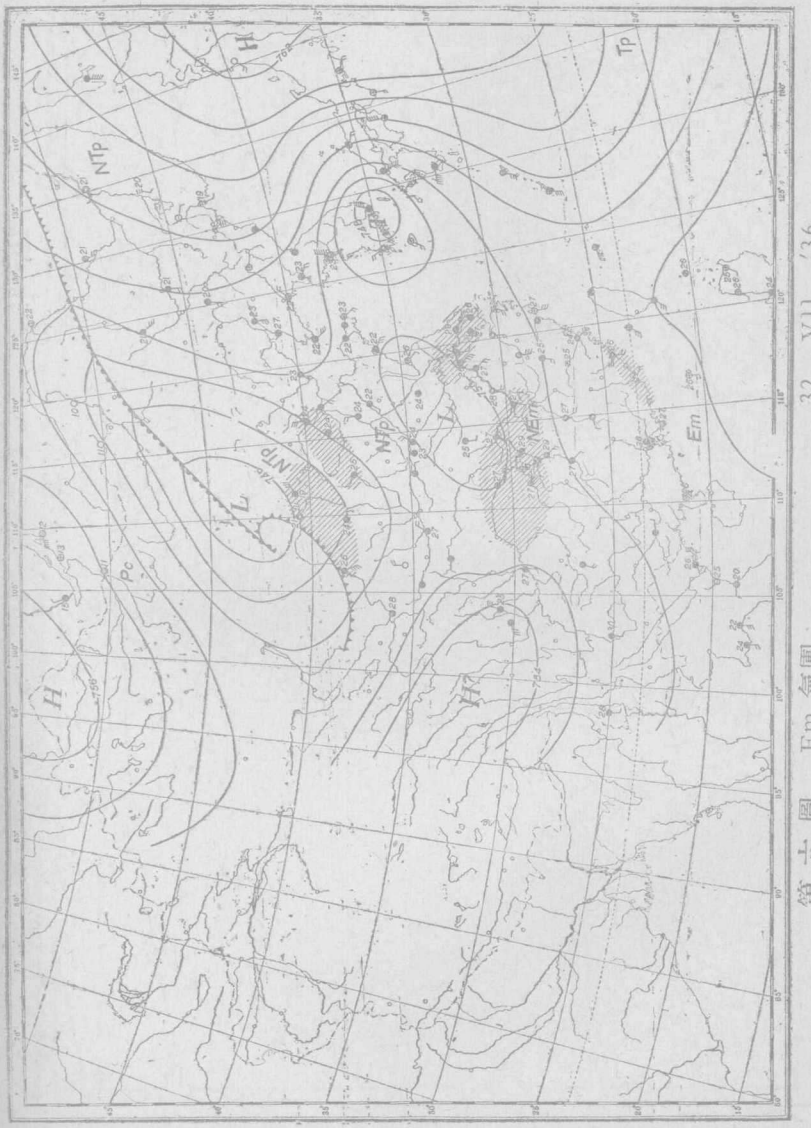
第三圖 海洋 NPc 氣團——夏季 11. VI. '36



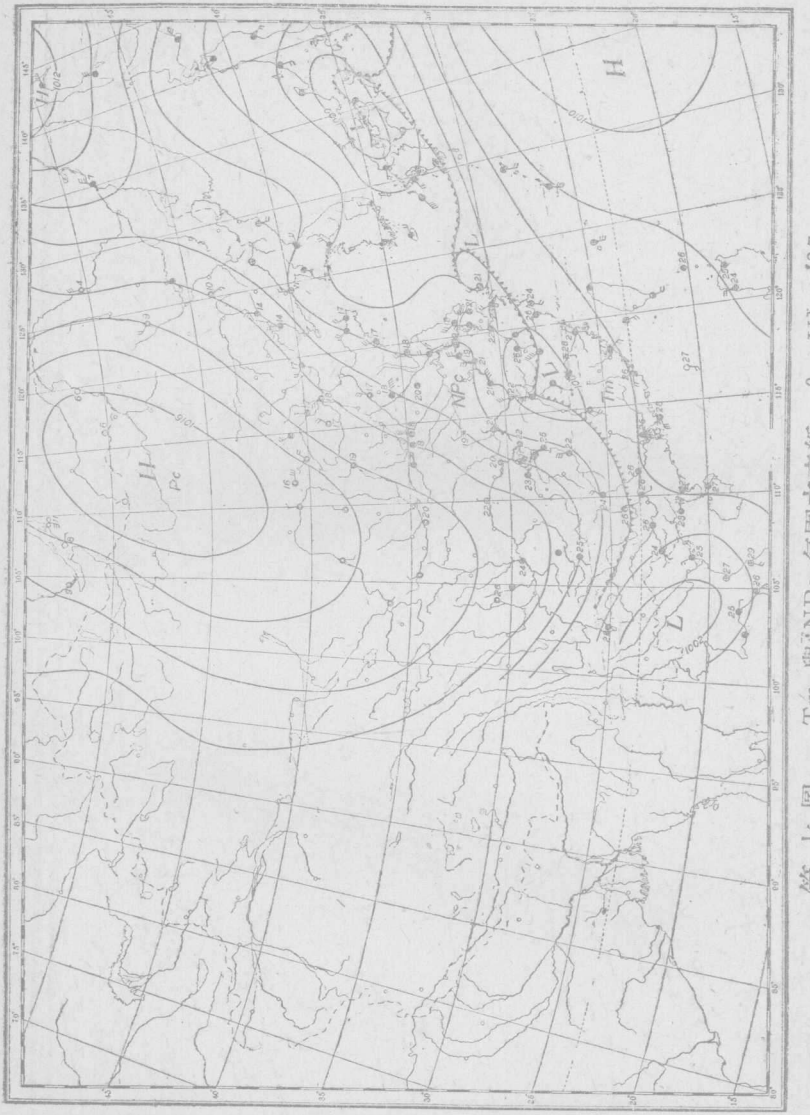
第四圖 Tm 氣團——冬季 5. 11. '37



第五圖 Tm 氣圖——夏季



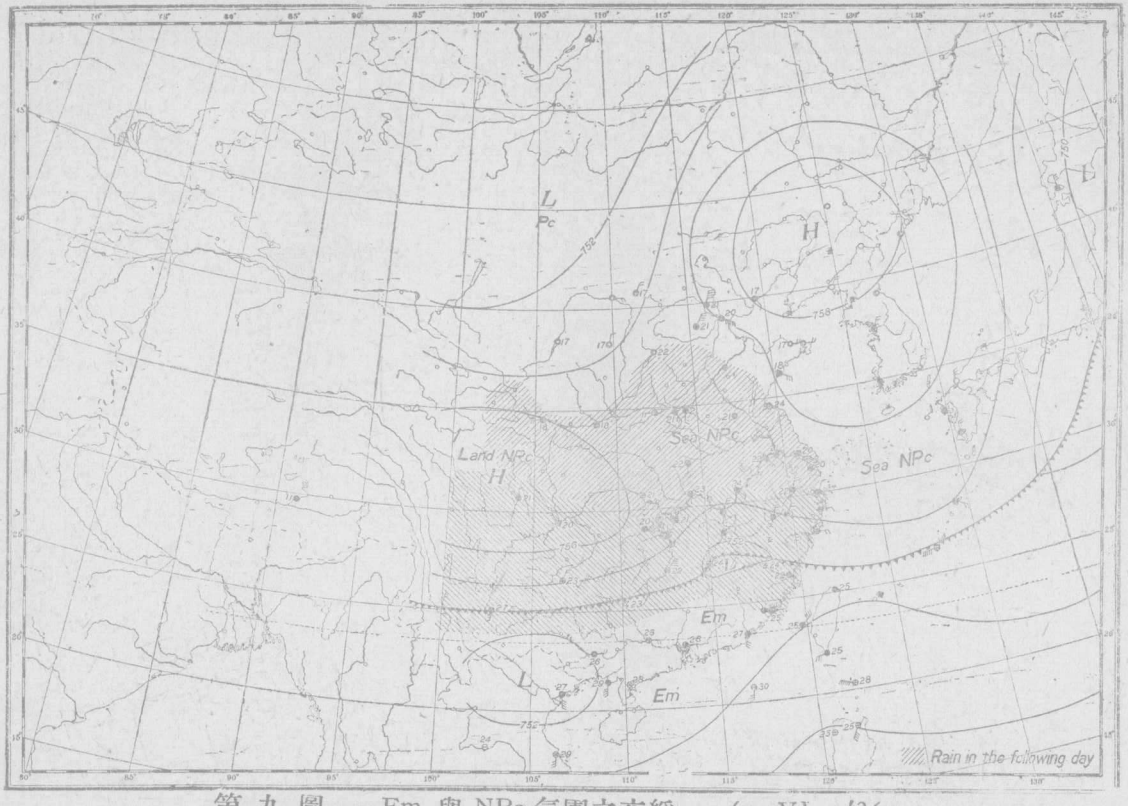
第六圖 Em 氣團 32. VII. '36



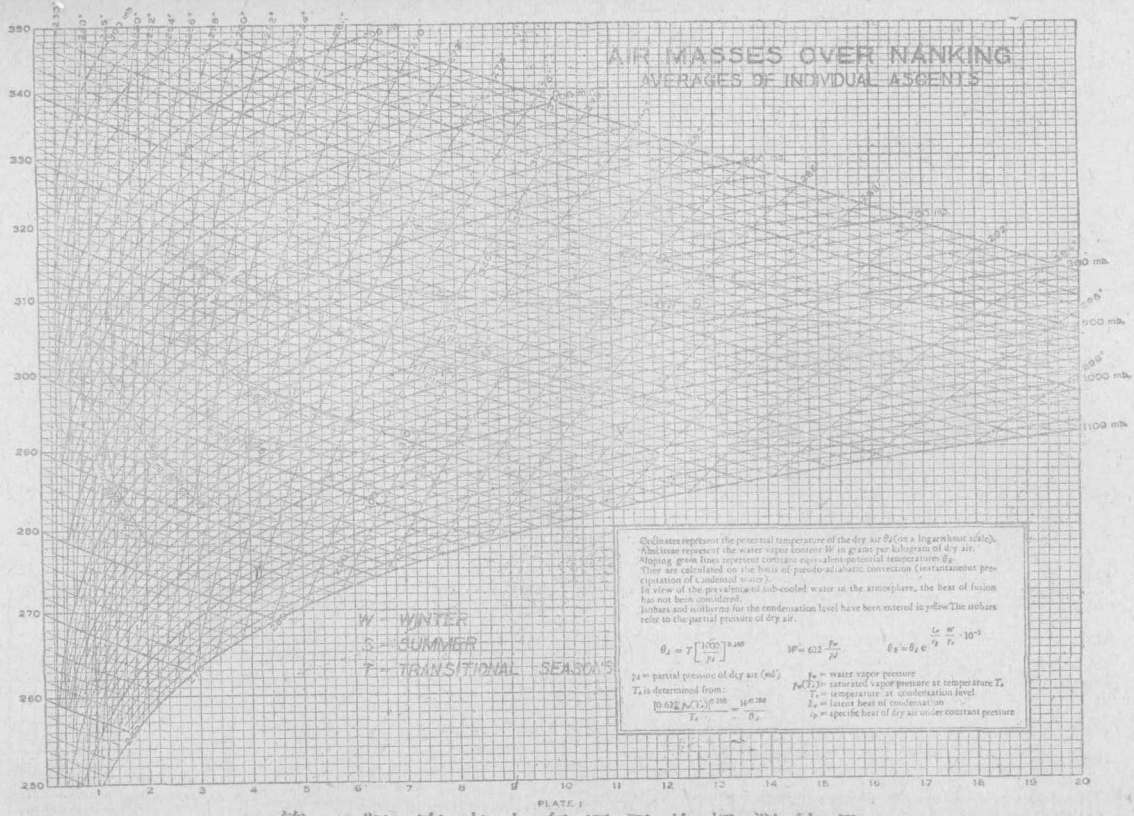
第七圖 Tm 與NPc 氣團之交綏 8. VI. '37



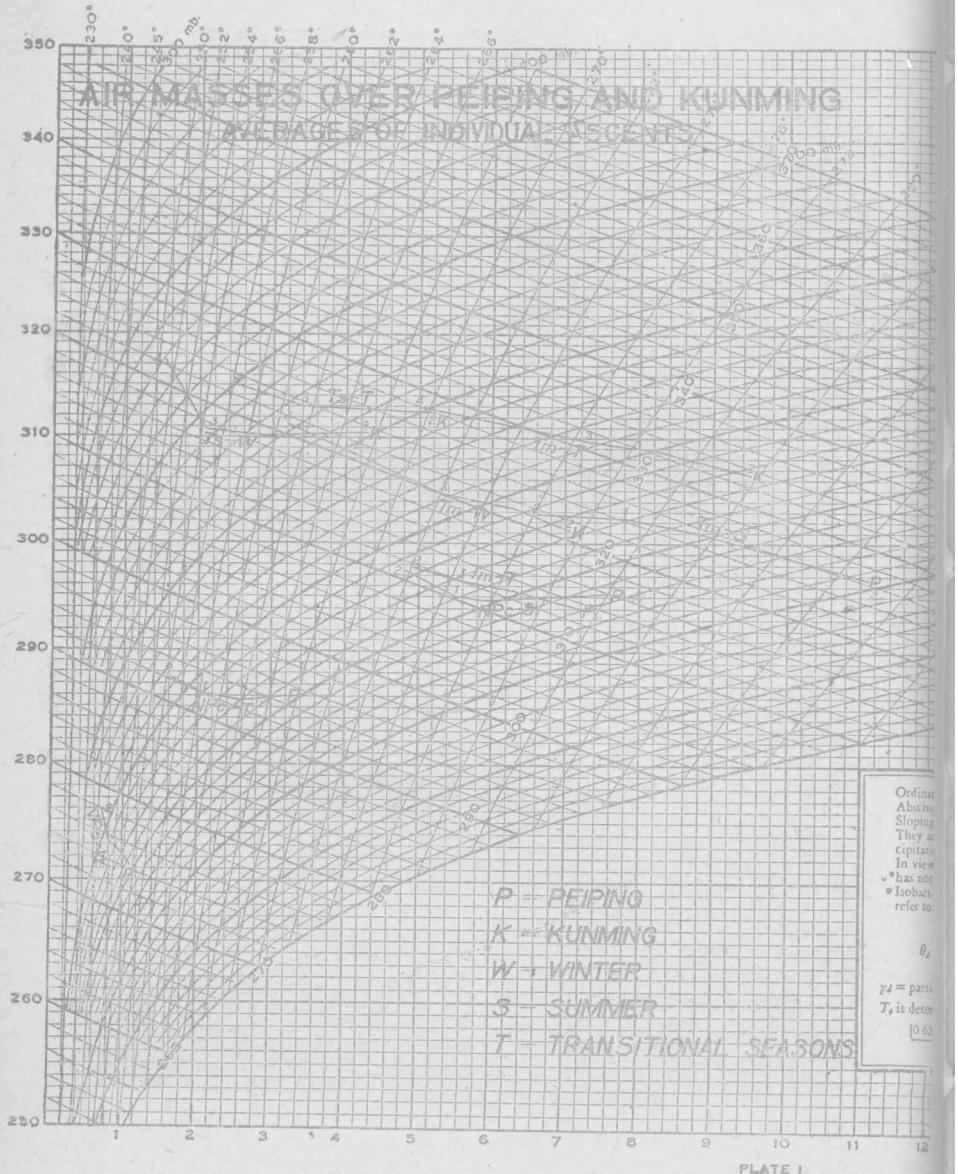
第八圖　Em 與 Tm 氣團之交綏23. VII. '37.



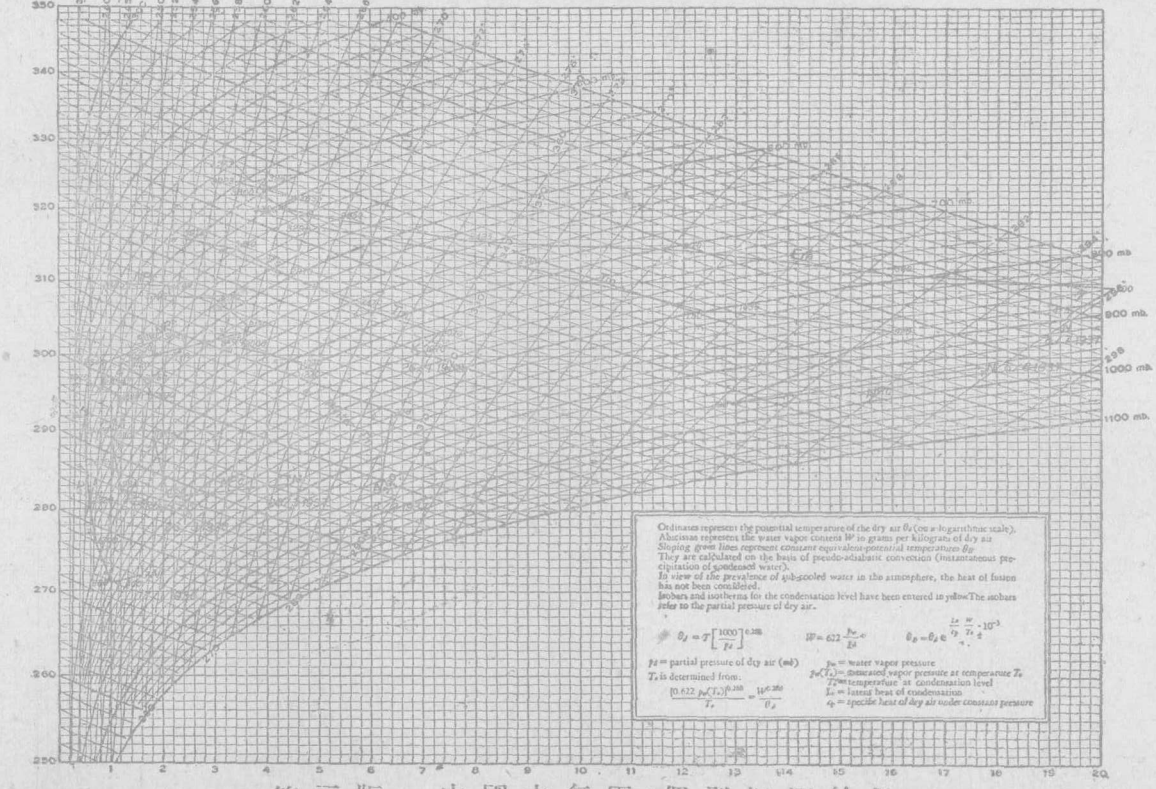
第九圖　Em 與 NPc 氣團之交綏　6. VI. '36.



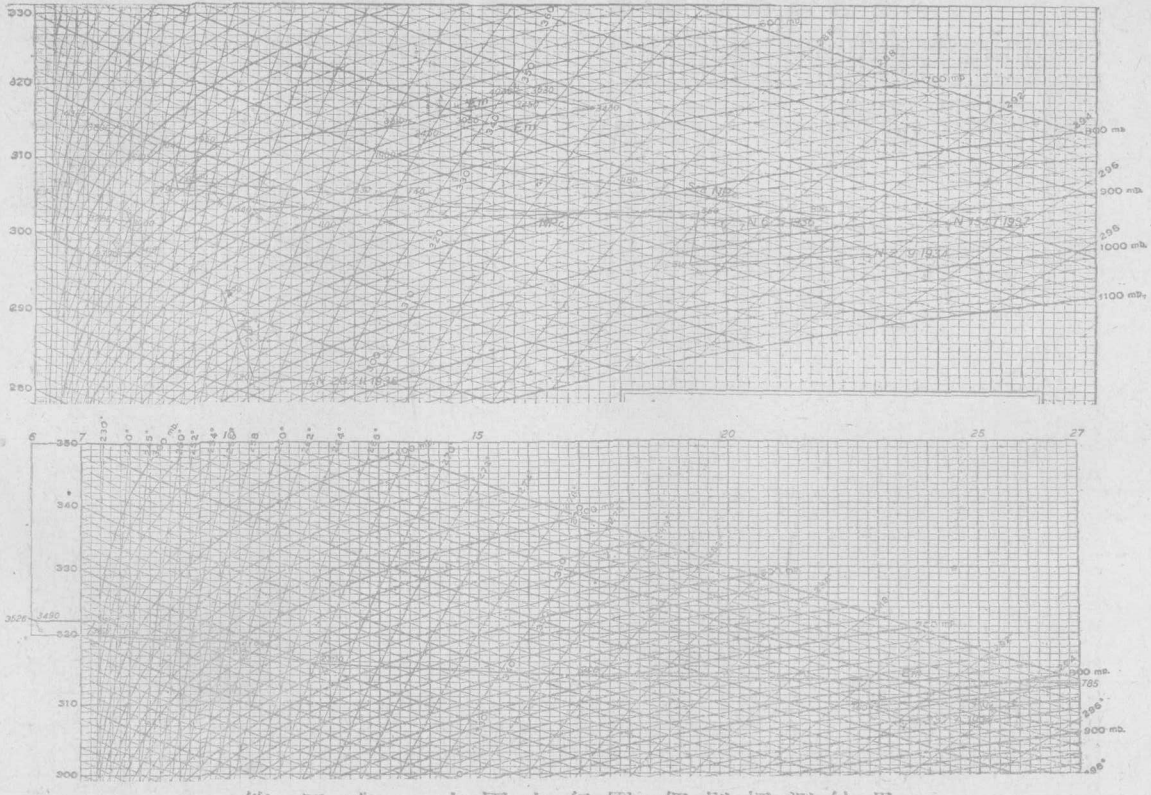
第一版 南京之氣團平均探測結果



第二版 北平昆明之氣團：平均探測結果



第三版　中國之氣團：個別探測結果



第四版　中國之氣團：個別探測結果