

## 南京之高空

盧 鋈

本篇所用材料，以飛機紀錄爲限，測風氣球紀錄已由竺可楨 朱文榮 諸氏整理成篇讀者可參觀竺氏 中國氣流之運行（氣象研究所集刊第四號），南京三千公尺高空風向與天氣預告（氣象雜誌第十一卷P.77—80），及朱氏 南京高層氣流觀測（氣象雜誌十二卷 P.20—30）。關於氣團分析，趙九章 氏 中國東部空氣團之分析（氣象研究所集刊第六號）及朱炳海 氏 太平洋及其隣近之氣團（氣象雜誌十一卷P.178—183）兩文，均有精詳之討論，爲避免工作重複起見，本文亦未列入，文中氣壓與溫度之相關係數，係由薛鉄虎 先生代爲計算，謹此致謝。

## Upper Air Soundings over Nanking

By A. Lu

The upper air soundings by means of aeroplanes over Nanking were started in July 1932 by the National Research Institute of Meteorology. Until 1935, the total number of the soundings was 75. The instrument employed in the aeroplane flight was a Flugmeteorograph of R. Fuess make. All the records were published by the Institute in Bulletin of the Upper Air Current Vol. 4, 5 & 6. Because of the scarcity of the data, we can only compute the mean values of winter (Oct.-Mar.) and summer (Apr.-Sept.) half years. In the winter half year, the observations were 41 in number, while that in summer half year amounted to 34 only. Most of the soundings were taken in afternoons during the winter, so that the lowest layer was much affected by convection. The height reached

seldom exceeded 5000gdm. Above 4000gdm. the total number of observations decreased abruptly. It is no use, therefore, to compute and discuss the mean values over that height.

Temperature Nanking is located on the east coast of Eurasia, the most massive continent in the world. It possesses an extremely continental climate, bitterly cold in winter, and terribly hot in summer. The annual ranges of temperature decrease from surface upward. But as most of the soundings of the winter were taken in afternoons, the surface temperature in winter was comparatively high, and the annual temperature range is greatest at 1000gdm. and not at the surface. Above that height, the diurnal variation of the temperature seemly disappears, the annual range diminishes with height rapidly, until 2500gdm. is reached. From 2500gdm. to 4000gdm., the range remains nearly constant (table 4). The max. and min. temperatures at every 1000gdm. are tabulated in table 5.

The annual average of the lapse rate from surface to 4000gdm. at Nanking is  $0.62^{\circ}\text{A}/100\text{gdm.}$  With the exception of the lapse rate below 1000gdm., it is greater in summer than in winter. At the height of 2000gdm. the lapse rate is the smallest throughout the whole year. From here, it increases both upward and downward (see table 6).

In this paper, the temperature inversions are discussed in more detail under three headings, namely, the radia-

tional, the subsiding, and the frontal inversions. Five examples are given in table 7, 8, 9, 10 and 11.

Pressure: The seasonal changes of pressure, as observed on the surface, i. e. high in winter and low in summer, are limited to the layer below 2000gdm. only. This is clearly shown in the ranges of the pressure between winter and summer half year given in table 12. The annual range is 14 mb. at the surface, but at 1000gdm., it decreases to only half of that amount. When 2000gdm. is reached, the pressure remains almost constant. Over that height, the pressure change is reversed, that is, pressure is higher in summer than in winter. The difference increases with height. It is interesting to note that the winter Siberian High and the summer Continental Low systems, which control all the weather changes in E. Asia, are very shallow. This may explain why the winter and the summer monsoons seldom exceed a height of 2km. as shown by the movement of the clouds and the pilot balloon observations taken at Nanking and elsewhere.

The correlation coefficients between the temperatures and the pressures (which were computed by T. H. Hsueh) at every 500gdm. are shown in table 13. The values are greater in summer than in winter, except that at 3000gdm. They are negative below the height of 1500gdm. in summer and 2000gdm. in winter; at or above these height, all the coefficients become positive. The negative values decrease with the height, but positive ones increase, both

of them changes very rapidly.

As the atmospheric density varies directly with the air pressure and inversely with temperature and moisture content, it is evident that the density is much greater in winter than in summer. But the rate of change decreases as the height increases. The annual average of air density at 4000gdm. is only about two third of that at the surface. (table 14.).

Humidity: The humidity, whether relative, absolute, or specific, decreases with height. The rate of diminishing is most irregular in the case of relative humidity. All of them are much greater in summer than in winter, especially in the lower layers, This may explain why while the precipitation is much scantier in winter half year, even though cyclones are more numerous then. (table 15-17.).

Equivalent, Potential and Equivalent Potential Temperatures: The equivalent temperature is directly proportional to the air temperature and the moisture content. It is, therefore, much higher in summer than in winter and steadily decreases with height. The ranges between summer and winter amount to  $35^{\circ}\text{A}$  below 1000gdm., but the value is reduced to  $20^{\circ}\text{A}$  or even less over 3000gdm.

In general, the potential temperature increases with height. If it becomes negative in any layer, that means the lapse rate is exceeding the dry adiabatic, the layer is in a state of absolute instability. In the winter half year,

below 500gdm. the potential temperature decreases with height but above that height it increases rapidly upward. This is probably due to the subsidence of the Ps or NPs air mass which is dominating in that season. In the summer half year, though the potential temperature increases with height from surface to 4000gdm., the rate of increase is much smaller than that in winter. The difference of potential temperature between summer and winter exceeds  $15^{\circ}\text{A}$  below 2000gdm., above that height, it becomes smaller and smaller.

The equivalent potential temperature decreases with altitude below 1000gdm. in winter, but increases abruptly above that height. In summer, it decreases from surface to 4000gdm., all the layers are in the state of conditional or convective instability. Naturally the weather is much less settled than that in winter. Thunderstorms or passing showers occur frequently. (table 18, 19 & 20.).

南京居北緯 $32^{\circ}03'$ ，東經 $118^{\circ}47'$ ，位長江下游，北爲華北平原，南爲東南沿海邱陵地，西爲太湖區域，東爲浩然涯際之海洋。地勢平坦，居南北之中途，故冬季之寒潮與夏日之熱浪，均可通行無阻。民國二十一年北極閣氣象研究所爲循第二屆國際極年觀測委員會之請，於七月開始飛機測候。初由參謀本部指派航空測量隊之飛機代飛，十月該隊改編，因以中止。次年一月，以航空署之襄助，始告恢復，迄今未嘗間斷。大抵每月約舉行二三次。四年以來，共凡七十五次。計二十一年三次，二十二年十九次，二十三年三十二次，二十四年二十一一次。二十一年至二十三年之紀錄，已發表於該所出版之高層氣流紀錄四，五二卷。二十四年，則自朱文榮先生處抄得。

起飛地點，原在明故宮飛機場，該處高度爲十重尺（Dynamic Meter）。二十三年七月以後，改至光華門外航空總站，該處高度爲七重尺，是地面紀錄，先後不免略有歧異，惟相去無多，影響固甚微也。

飛機測候儀器，爲德浮士廠出品（Fuess Flugmeteorograph）。此項儀器係由氣壓溫度及濕度之自記儀器合組而成。所有紀錄，均自煙薰紙所留之曲綫讀出。氣壓單位用Mb，溫度 $^{\circ}$ A，濕度 $\%$ ，高度則由氣壓及溫度濕度計算而得，單位爲重尺。

第一表 各月觀測次數

Table 1. Number of Observations  
(Monthly Distribution)

時間Time(Hr)	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-18	總數 Total
月份Month							
1			1	1	2		4
2		1	1	2	3		7
3		1		1	3		5
4		2			1		3
5		2			4		6
6		2			2	2	6
7	5	1				1	7
8	1	2				1	4
9	2	3			1	2	8
10		4	2		3		9
11		2			10		12
12					4		4
Total	8	20	4	4	33	6	75

觀上表，可見各月之紀錄多寡不一，時間之先後亦參差不齊，而紀錄次數又不滿百。若按月統計，其結果殊難以爲據。故本篇所用

整理之方法，乃將一年分爲冬半年(十月至三月)與夏半年(四月至九月)。所得之平均數字，雖不足示標準狀態，然其大致情形，尙可得而明也。冬季半年觀測次數較多，凡四十一次，夏季半年則僅三十四次。一日之間，下午二時至四時最多，計三十三次，上午八時至十時次之，計二十次。冬季多在下午，夏季分配較勻。

第二表 冬夏觀測次數

Table 2. Number of Observations  
(Seasonal Distribution)

時Time(Hr.)	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-18	總數 Total
季Season							
冬Winter		8	4	4	25		41
夏Summer	8	12			8	6	34

故冬季之平均數字，溫度似嫌稍高，氣壓及濕度則不免稍低，此種現象，尤以地面爲甚。

飛機所及高度，大都不過四千重尺，四千五百重尺處，觀測次數卽行劇減，至五千重尺，則僅七八次，此在氣壓尙勉強可用，溫度濕度之變化較大，故於四千重尺以上之紀錄，卽不復置論。

第三表 各高度觀測次數表

Table 3. Number of Observations (According to Height)

高度Height	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	5500
季Season												
	溫 度 Temperature											
冬Winter	41	41	40	39	39	38	37	33	27	12	3	
夏Summer	34	34	34	34	34	34	34	31	26	10	5	1
總數Total	75	75	74	73	73	72	71	64	53	22	8	1
	氣 壓 Pressure											
冬Winter	41	41	40	39	39	38	37	33	38	12	3	
夏Summer	34	34	34	34	34	34	34	31	26	10	5	1
總數Total	75	75	74	73	73	72	71	64	54	22	8	1

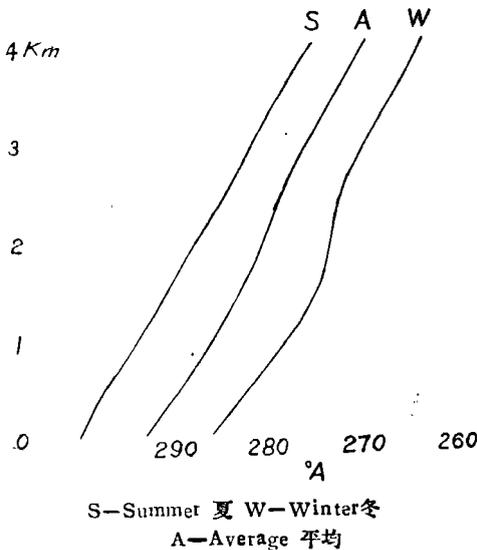
	濕 度 Humidity										
冬 Winter	39	39	37	37	37	35	35	21	26	11	2
夏 Summer	33	32	32	32	31	31	31	28	24	9	1
總數 Total	72	71	69	69	68	67	66	59	50	20	1

## 溫 度

年較差 南京居歐亞大陸之東岸，屬大陸性氣候。溫度寒暑至為極端，冬季嚴寒，夏日酷暑。然此種現象至高空則漸緩和。年較差以地面為最大。歐洲西北部為海洋性氣候之代表，其年較差最大不在地面而在七公里處。就紀錄觀察，南京高空冬夏較差最大在一千重尺處，達 $16.2^{\circ}\text{A}$ ，地面為 $13.9^{\circ}\text{A}$ ，五百重尺為 $15.9^{\circ}\text{A}$ 。此蓋受觀測時間之影響。冬季飛機升高多在下午，大氣下層以受地面之影響，溫度大行增高，故較差最大不在地面而在一千重尺。一千重尺以上，每日溫度之變化，似已不復存在，較差乃隨高度而減小。自一千重尺至二千五百重尺，減小最速，凡 $4.1^{\circ}\text{A}$ ，過此即無大變化，常在 $11^{\circ}\text{A}$ 至 $12^{\circ}\text{A}$ 左右。三千五百重尺處，反稍增加，四千重尺年較差僅為一千重尺三分之一。

第一圖 溫度

## Temperature



第四表 溫度(°A)

Table	4. Temperature (°A)									
高度Height	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	
冬 Winter	286.1	281.2	277.4	274.6	273.1	271.4	269.1	265.5	263.0	
夏 Summer	300.0	297.1	293.6	289.9	287.2	283.5	280.7	277.8	274.1	
較差Range	13.9	15.9	16.2	15.3	14.1	12.1	11.6	12.3	11.1	
年平均Year	293.1	289.2	285.5	282.3	280.2	277.5	274.9	271.7	268.6	

以紀錄缺乏之故，於各高度之最高最低溫度不能詳加論列，姑就紀錄中擇其最高最低之數列表於下，聊供參考之資云爾。

第五表 最高最低溫度(°A)

Table 5. Max. &amp; Min. Temperatures (°A)

高度Height	0		1000		2000		3000		4000	
	Max.	Min.								
冬Winter	297.9	273.6	290.5	264.2	283.9	259.7	279.5	257.4	273.2	255.0
夏Summer	309.2	282.2	306.2	272.7	301.0	265.9	296.0	264.9	288.0	263.2

溫度垂直遞減率 氣體壓縮，溫度增高，氣體膨脹，溫度降低。因氣壓隨高度而遞減，故溫度隨高度而降低。凡乾空氣上升，如不受外界之影響，則百零一公尺溫度將降 $1^{\circ}\text{A}$ ，是曰乾斷熱溫度遞減率。苟有水氣存在，空氣比熱增高，須上升102—104公尺始下降 $1^{\circ}\text{A}$ 如已飽和，而發生凝結，潛熱釋出，則溫度之降低益緩。普通大氣下層測得之溫度遞減率，大致每百公尺下降 $0.6^{\circ}\text{A}$ 。大氣中實測所得之溫度遞減率，大於乾斷熱遞減率，則為絕對不穩定。小於濕斷熱遞減率，或反向上增加則為絕對穩定。介乎二者之間，則為中性穩定或對流性不穩定。大致言之，下層大氣溫度遞減率下午大於上午，夏季大於冬季。南京全年0—4000重尺平均之溫度遞減率為 $6.2^{\circ}\text{A}/\text{kgdm}$ ，冬季為 $5.8^{\circ}\text{A}/\text{kgdm}$ ，夏季 $6.5^{\circ}\text{A}/\text{kgdm}$ 。以高度而論，二千重尺附近為最小，冬季僅 $3.0^{\circ}\text{A}/\text{kgdm}$ ，夏季亦不過 $5.4^{\circ}\text{A}/\text{kgdm}$ ；平均為 $4.2^{\circ}\text{A}/\text{kgdm}$ 。二千重尺以上及以下均逐漸增加。夏日各層均視冬季稍大。

惟一千重尺以下，以冬日飛機起飛多在下午，下層以溫度逆增關係，且受地面之影響甚劇，故其溫度遞減率反較夏季為大。

第六表 溫度垂直遞減率(A/kgdm)

高度Height	Table 6. Lapse Rate(A/Kgdm)								
	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	Mean
冬Winter	9.8	7.6	5.6	3.0	3.4	4.6	7.2?	5.0	5.8
夏Summer	5.8	7.0	7.4	5.4	7.4	5.6	5.8	7.4	6.5
年Year	7.8	7.3	6.5	4.2	5.4	5.2	6.5	6.2	6.2

逆溫層 據前段所述，大氣下層溫度乃隨高度而遞減。每百重尺平均約為 $0.62^{\circ}A$ 。然有時自地而上升，常可發現溫度反見增高之現象，是曰溫度逆增。溫度逆增之層，簡名之曰逆溫層。逆溫層按其形成之原因，可分三類：

1. 輻射逆溫 晴朗之夜，地面散熱過劇，氣層穩定，風力微弱，渦動不盛，則隣近地面之空氣層，溫度大行低降。稍高，以非地面影響所及，結果反較隣近地面為高。此在冬日高氣壓中心，最為罕見。是種逆溫層多形成於夜間，近午，以日光輻射之影響，即行消失。高度不過數十公尺以至數百公尺而已。民國二十二年二月二十一日，一衰老之高氣壓穩定於長江流域停滯不進。是日晨間之紀錄，最足以代表此種逆溫層之情形，惜濕度紀錄不完備耳。

第七表 民國二十二年二月二十一日

The Sounding of Feb. 21 1933.

時間Time: 9:05--10:30

高度Height(M.)	溫度Temperature( $^{\circ}A$ )	濕度Humidity(%)
地面Surface(10)	279.4	73
500	83.7	60
1000	<u>79.4</u>	
1500	74.7	
2000	72.0	

2500	68.2
3000	66.7
3500	64.1
4000	61.5
4500	59.2
5000	57.2

民國二十四年十二月二十三日晨作者曾以手搖溫度表，在北極閣實測各高度之溫度，其結果如下：

第八表 民國二十四年十二月二十三日

Table 8. The Temperature Inversion at Pei-Chi-Ko, Dec.23,1935

(Time : 7 : 06)

地點Place	高度Height(m)	溫度Temperature(°C)
百葉箱Temperature Shelter	65	-5.3
半極亭Pan-Chi-Ting	37	-6.1
鐵路旁At the Side of Railway	17	-7.0

輻射逆溫出現雖頻，然以飛機升空為時已晏，且起飛時震動過劇，故所得紀錄甚稀。惟逆溫既經形成，水滴霾滴，常凝集其下，界面劃然如劃，此於北極閣山頂常見之，即所謂低霧是也。如在新雨之後，入夜放晴，水氣過濃，每可致濃霧。

2. 下沉逆溫 空氣上升即膨脹而冷卻，前已述及，反之空氣下降，則溫度升高，而濕度減小。當一氣團其上層有下沉作用，亦可於高空造成逆溫層。此種逆溫並非密邇地面，其高度常在二三千重尺左右。有時甚至可達四千重尺以上。下沉逆溫多見於高氣壓區域內。以氣團而論，多為  $NP_s$  或  $Ps$  (變性西伯利亞或西伯利亞極地氣團)， $Pp$  (太平洋極地氣團) 中偶亦見之， $Tm$  (熱帶海洋氣團) 中則罕見，故出現亦以冬季為頻。下沉逆溫出現，常為大氣穩定之表徵，天氣每甚晴朗，僅偶有小塊之碎積雲，浮於天際而已。惟有時下沉逆溫下，水滴與霾點凝集過多，亦可有成層之高積雲或層積雲，高霧則未

嘗有之，下沉逆溫之上，比較濕度與相對濕度均見減小，風向風速亦每有不連續之現象。

第九表 民國二十四年二月十日

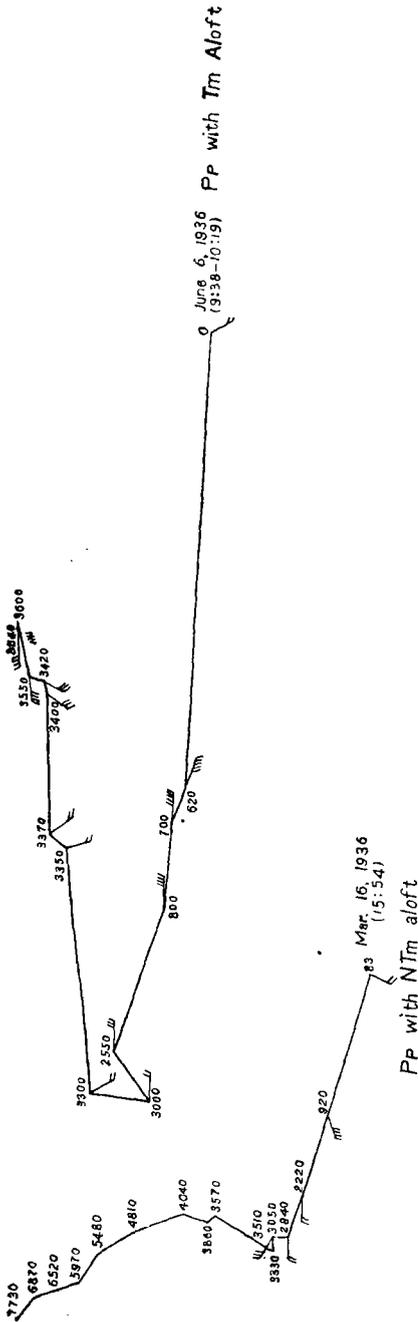
Table 9. The Sounding of Feb. 10, 1935.

(Time : 13 : 58--15 : 18)

Height (m.)	Temp. (°C)	Humidity (%)	θd (°A)	W (g/kg)	Wind Dir.	Vel. (m/s)
0	9.3	50	280.9	3.6	SSE	6.2
560	5.1	49	282.3	2.8	WSW	4.0
1050	0.1	58	282.1	2.5	NW	7.4
1560	-2.0	58	285.6	2.2	NW	6.0
2600	-3.2	49	288.4	1.8	WNW	5.6
2220	-4.2	45	289.8	1.6	WNW	7.7
2300	<u>-2.8</u>	42	291.8	1.6	WNW	8.3
2530	<u>-2.4</u>	39	295.5	1.7	NW	11.6
2970	-5.5	37	296.4	1.2	NW	14.8
3370	-8.1	35	298.3	1.0	NW	17.0
3970	-11.5	34	301.0	0.8		
4410	-15.8	38	301.7	0.6		
4800	-18.8	42	302.7	0.6		
5170	-21.7	45	303.1	0.5		

據 Jerome Namias 之研究，下沉逆溫，乃起於大氣原有之露點水滴之不連續，因輻射作用，而造成溫度垂直遞減率之不連續。空氣層之下沉與逆溫層上下空氣之流動，均足使此逆溫現象加劇。逆溫層上風向風速之不連續，空氣下沉與擴散作用之使位置溫度較高之空氣降至逆溫層頂，逆溫層底水滴露點之凝集，上層空氣乾燥輻射增強及上下暖冷空氣之平流，均足使其層次愈加顯明。下沉逆溫雖其構造如

第二圖 暖面逆温



一圓頂(Dome)形式。因此圓頂下沉之故，各地所測得之逆温層之高度，乃視圓頂之形式，移進之速率及下沉之程度而定，本篇所用紀錄，僅限一地，且時日相去甚遠，真實之情形難以確知，是尙有待於異日之探討。惟大致情形，似與北美無大差異，

3. 暖面逆温 暖面逆温與下沉者大異，多為天氣趨劣之徵。逆温層上為暖濕之熱帶氣團，下為涼燥之極地氣團。風向上層多為強烈之西或西南風，下層則為微和之東北，東，或東南風。以天氣團形勢而論，概見于中國本部停滯已久衰老之高氣壓東行入海，低氣壓自華北或西南東進之際，極地氣團後退，熱帶氣團東進。此種極地氣團，類為Nps。惟移行入海之後，以高氣壓之環流而復行登陸。經過廣大之暖海面下

層溫度增高，濕度增大，而成Pp。其不穩定層可至二三公里以上。熱帶氣團北上，冬季每已變性，常甚穩定，罕見雨澤下降。其雲狀之變遷，先為卷雲，漸次增多，密佈天空而成幕狀之卷層雲，再下降而為高層雲，高積雲偶或見之，然亦多與高層雲交雜成層，有時復變為層積雲，此後即漸行消散。其他各季，熱帶氣團本性未失，恆在絕對或對流性不穩定中，雨澤較豐，雲狀之變遷較速，初多卷層雲或卷雲，滿佈全天，或竟碧空萬里，無纖雲可見。而後高積雲突起西南，前部常見有類似卷積雲之小塊，界綫分割甚明，向東北移行甚速，不一小時即密佈天空，再下降即為降雨性高層雲，終則模糊一片而為雨層雲。關於穩定性之暖面逆溫，作者曾加以研究，載氣象雜誌第十二卷第四期中。該次為探空氣球所測，結果至為優良，高度達7730公尺。

第十表 民國二十五年三月十六日

Table 10. The Sounding of Mar. 16, 1936. (Records from a Sounding Balloon.)

Height (m)	Temperature (°A)	Humidity (%)	$\theta_d$ (°A)	W (g/kg)	Wind Dir.	Vel. (m/s)
83	286.5	50	286.5	4.9	SSW	2.5
920	281.7	40	290.0	3.1	WSW	7.0
2220	271.5	44	292.4	1.9	W	3.0
2940	265.7	47	293.9	1.4	W	3.0
3050	265.7	47	294.9	1.4	WNW	3.7
3330	263.0	50	295.1	1.2	A-St	3230m.
3510	262.5	54	296.6	1.3		
3570	265.0	55	300.3	1.7		
3860	263.0	60	301.1	1.6		
4040	263.3	61	303.3	1.7		
4810	260.0	68	308.1	1.5		
5480	256.0	70	311.3	1.2		

2. 盧鑒 民國二十五年三月十六日至十七日中國東部極面之移動

5970	251.9	66	312.9	0.8
6520	248.6	70	315.3	0.7
6870	247.0	66	317.6	0.6
7730	240.6	64	319.0	0.3

逆溫層高約三千五百公尺，其下為Pp，在對流性不穩定中。其上為熱帶氣團，各層部分位溫及相當位溫，均向上遞增，情形至為穩定。

不穩定性之暖面逆溫，據作者所見，以民國二十五年六月六日為最顯明。是日天氣甚晴朗，至夜間十二時半左右，高積雲突自西南來，俄爾即滿佈天空，次日下午沛然而雨。是日高氣壓在南京東北，低氣壓遠在西南諸省，已停滯數日。作者職司天氣預告，當時苟非有高空紀錄，必依前二日之情形預告晴曇，至多亦不過轉陰而已。

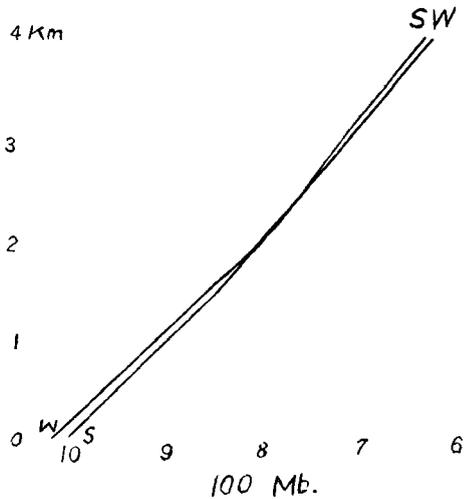
第十一表 民國二十五年六月六日

Table 11. The Sounding of June 6, 1936.

Height (gdm.)	Temperature (°A)	Humidity (%)	θd (°A)	W (g/kg)	Wind Dir.	Vel. (m/s)
7	300.0	60	301.0	13.5	SSE	1.7
620	295.0	39	303.2	7.4	ESE	8.0
700	296.4	35	304.4	6.9	ESE	8.0
800	296.1	30	305.0	5.8	E	7.9
2550	285.7	34	310.0	3.9	E	5.0
3000	279.3	39	306.4	3.2	E	2.3
3300	279.6	37	312.2	3.3	SSE	2.2
3350	278.4	78	314.3	6.6	SSE	2.2
3370	279.4	75	315.9	6.8	SSE	2.2
3400	279.3	95	316.2	8.7	SW	3.9
3420	279.6	94	317.4	8.8	SW	3.9
3550	278.7	98	318.0	8.9	WSW	5.5
3600	279.6	100	319.2	9.6	WSW	5.5
3640	279.2	100	319.0	9.4	WSW	5.5

逆溫層高約三千三百重尺，其下爲 Pp，地面至 2550 重尺，均在對流性不穩定中，2550 至 3000 重尺，且爲絕對不穩定。3000 至 3600 重尺，濕度急增，自 3.2 g/kg 增至 9.6g/kg，此二氣團性質差別之大可知。3600 至 3640 重尺，始入熱帶氣團中，部分位溫減小，在絕對不穩定中，惜高度過低，未能窺其全豹耳。

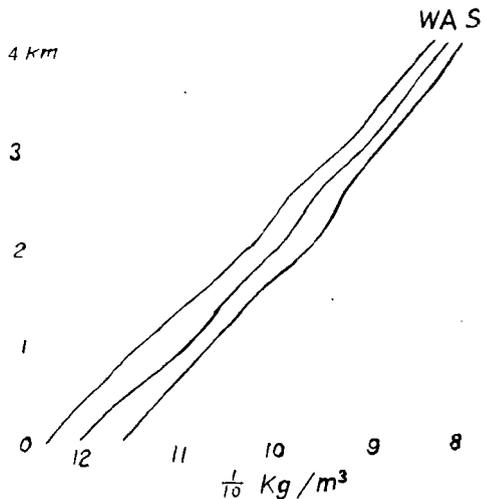
第三圖 氣壓  
Pressure



氣 壓 與 密 度

氣壓 中國在歐亞大陸 東岸，冬季大陸酷寒，氣壓特高，海洋溫暖，氣壓較低；夏季反之，大陸炎熱，氣壓甚低，海洋涼爽，氣壓較高。因氣壓之消長，乃有風向之更迭。冬日自大陸吹向海洋，夏日自海洋吹向大陸，此種現象，即所謂季風是也。然其爲層殊淺，高度不過 1500 至 2000 重尺而已。

第四圖 密度  
Density



第十二表 氣 壓 (Mb)

Table 12. Pressur(m)

Height(gdm.)	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000
Winter	1022.5	963	906	849	798	750	703	659	617	581	546
Summer	1008.5	954	899	846	798	751	706	663	623	590	555
Range	14.0	9	7	3	0	-1	-3	-4	-6	-9	-9
Year	1015.5	958.5	902.5	847.5	798	750.5	704.5	661	620	586	550.5

冬夏之氣壓差，地面為+14mb，至一千重尺已減至+7mb達二千重尺為0，即冬夏氣壓無甚差別，過此則夏季反高於冬季。較差每向上遞增，至五千重尺而為-9mb。二千重尺以下，氣壓冬高夏低，以上則夏高冬低，是與高空風向觀測亦甚符合。據朱文榮先生之研究，季風層高度，無論冬夏，平均皆在二千公尺以下。

『春季(三，四，五月)在一公里下多東南風，一公里以上多西西北風。夏(六，七，八)在半公里下多東南風，此上則多西及西南。秋季(九，十，十一)在一公里半以下，概為東風，自此以上，則以西及西西北為多。冬季(十二，一，二)在一公里下多北來之風，過此則西西北及西風漸見其多矣』。(3)

由氣壓與溫度相關係數計算所得結果，亦大致相同。

第十三表 氣壓與溫度之相關係數

Table 13. The Correlation Coefficient between T. and P.

高度Height	0	500	1000	1500	2000	3000	4000
冬Winter	-.66	-.39	-.18	-.03	.33	.59	.62
夏Summer	-.88	-.60	-.43	.15	.48	.49	.70

相關係數旨在求出二物相互關係之程度。完全相關為1，完全無關為0；二者相合為正，二者相背為負。如以X，Y代甲乙二數之

3. 朱文榮 南京高層氣流觀測

4. 艾偉 高級統計學 P 218-243 商務出版

距，相關係數(r)爲：(4)

$$r = \frac{\sum xy}{\sqrt{\sum x^2} \times \sqrt{\sum y^2}}$$

自地面以至四千重尺，各層夏季氣壓與溫度之相關係數均較冬季爲大(除三千重尺而外)。冬季地面爲-0.66，夏季爲-0.88。至一千重尺，冬季減至-0.18，夏季尙爲-0.43。達一千五百重尺，冬季爲-0.03，可謂無甚關係，夏季已變號爲+0.15。二千重尺以上，相關係數均正，其數向上增大。至四千重尺冬季達+0.62，夏季達+0.76。大致言之，無論冬夏，一千五百重尺以下，溫度與氣壓有相反之關係，即溫度高，則氣壓低，溫度低，則氣壓高，地面最大，向上遞減。一千五百重尺以上，溫度氣壓之關係爲正，即溫度高，氣壓亦高，溫度低，氣壓亦低，愈高則此種關係愈見明顯。

總之，由冬夏之氣壓差及溫度與氣壓之相關係數均可證明地面冬夏氣壓之消長，勢力所及不過一千五百重尺以至二千重尺。季風爲層甚淺，無論何季，二千重尺以上，西風即甚盛行矣。

密度 氣壓隨高度而遞減，其間之關係，可以著名之 Laplace公式(5)表示之。至五千重尺全年平均氣壓已較地面減小一半。

$$Z = 18400A(T/T_c) \log \frac{P_0}{P}$$

$$A = \left( \frac{1}{1 - k \cos 2\lambda} \right) \left( 1 + \frac{Z}{R} \right) \left( \frac{1}{1 - 0.378 \frac{\phi}{\gamma}} \right)$$

$$= (1 + k \cos 2\lambda) \left( 1 + \frac{Z}{R} \right) \left( 1 + 0.378 \frac{\phi}{\gamma} \right)$$

Z 高度(公尺)      K 緯度動力變遷常數0.00259

T 平均氣溫      R 地球平均直徑

T<sub>0</sub> 273°A      φ 空氣平均最大水氣張力

λ 緯度      γ  $\frac{P+P_0}{2}$

空氣密度與航空頗有關係，密度大則飛行時阻力浮力俱增。空氣密度之變化與氣壓成正比，與溫度及濕度成反比。

$$\rho = \rho_0 \frac{p - 0.378e}{p_0} \times \frac{T_0}{T}$$

- $\rho$  空氣密度
- $\rho_0$  氣壓 $P_0$ 溫度 $T_0$ 乾空氣之密度
- $P$  氣壓
- $T$  溫度
- $e$  水氣張力

如將上式簡化，則得：

$$\rho = 0.34836 \frac{p - 0.378e}{273 + t}$$

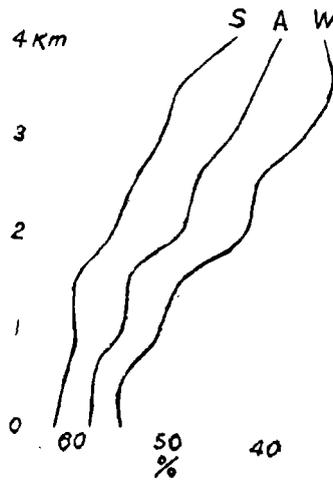
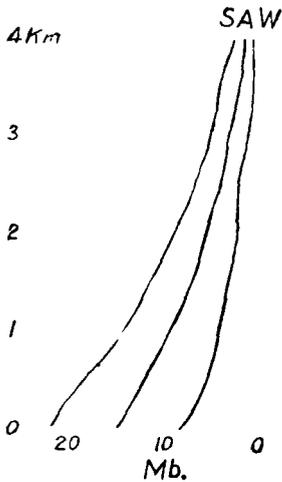
$\rho$ 單位為  $kg/m^3$      $p, e$  為  $mb$      $t$  為  $^{\circ}C$

第五圖 絕對濕度

第六圖 相對濕度

Absolute Humidity

Relative Humidity



第十四表 空氣密度(Kg/m<sup>3</sup>)

Height	Table 14. Air Density (kg/m <sup>3</sup> )									
	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	
Winter	1.2412	1.1904	1.1357	1.0754	1.0172	0.9715	0.9092	0.8653	0.8169	
Summer	1.1613	1.1116	1.0601	1.0113	0.9538	0.9207	0.8737	0.8295	0.7908	
Year	1.2013	1.1510	1.0879	1.0439	0.9855	0.9461	0.8915	0.8474	0.8039	

密度每千重尺大致減小0.1 kg/m<sup>3</sup>，至四千重尺處已減小地面重量 $\frac{1}{3}$ 。全年平均地面為1.2013 kg/m<sup>3</sup>，四千重尺為0.8039kg/m<sup>3</sup>。冬夏之差，自地面至一千重尺約為7%，向上遞減，一千五百至二千重尺6%，二千五百重尺5%，三千重尺至三千五百重尺4%，四千重尺3%。以勢推之，大約至七八千重尺之處，密度將無冬夏之變化矣。八千重尺以上，或竟夏季高于冬季，亦未可知，惜乏紀錄為之證明耳。

## 濕 度

相對濕度 相對濕度向上遞減，變化不甚規律。以全年平均而論，自地面至五百重尺，無甚增減。一千重尺以上，始見劇減。冬季地面至五百重尺，夏季地面至一千五百重尺，相對濕度變化均小。夏季所以較高者，似為對流作用調和之影響所致。夏日各層均較冬季為大，尤以一千至三千五百重尺為甚，相差達10%以上。

第十五表 相對濕度(%)

Height	Table 15 Relative Humidity(%)									
	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	
Winter	55	55	51	49	42	41	36	33	34	
Summer	62	61	60	60	56	54	51	49	43	
Year	59	58	55	55	49	48	44	41	39	

水氣張力 水氣張力之變遷，遠較相對濕度為規則。自地面向上減小，冬季地面至一千重尺減小頗劇，過此即趨緩和。夏日地面至一千五百重尺減小一倍，而一千五百重尺至三千重尺減小亦劇。總之，

絕對濕度向上遞減率下層大於高層，夏日大於冬日。各層冬夏之差一千重尺以下為最大，均在10mb以上。一千至二千重尺約5-10mb，二千重尺以上則皆不及5mb，愈高則冬夏之差亦愈小。

第十六表 水氣張力(mb)

Table 16. Vapor Pressure(mb)

Height	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Winter	8.3	5.6	4.3	3.4	2.6	2.2	1.6	1.1	0.9
Summer	22.1	18.3	14.6	11.6	9.1	6.9	5.4	4.2	2.8
Year	15.2	11.9	9.5	7.5	5.9	4.6	3.5	2.7	1.9

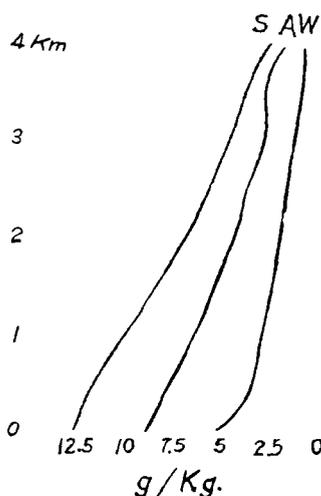
比較濕度 比較濕度，即單位質量之大氣中所含有水氣之質量。

$$S = \frac{d}{e} = \frac{d}{e_s + d} = \frac{0.623\epsilon}{(p - \epsilon) + 0.623\epsilon} = \frac{0.623\epsilon}{p - 0.377\epsilon}$$

- s 比較濕度g/g
- d 水氣密度
- e 大氣密度
- e<sub>s</sub> 乾氣空氣密度
- ε 水氣張力
- p 氣壓

第七圖 比較濕度

Specific Humidity



以 S 之數過小，普通多乘以 1000，換言之，即以g/kg為單位。比較濕度亦係向上減少，水氣大部集中於下層，全年平均地面 8.9 g/kg，至二千重尺，幾已減少一倍，至四千重尺則不過地面四分之一矣。冬日地面至五百重尺減小最劇，過此即漸緩和。夏日以一千至二千五百重尺為最劇，以上以下均較小。大致言之，冬日之遞減率，除五百重尺以下外，均小於夏日。冬夏之差，亦以地面為大，地面7.6 g/kg，二千重尺 5.1g/kg四千重尺

爲1.9g/kg，以勢推之，大約至六千重尺左右，將無復冬夏之別矣。

第十七表 比較濕度(9/Kg)

Table 17. Specific Humidity(g/kg)

Height	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Winter	5.1	3.6	3.0	2.5	2.0	1.8	1.4	1.0	0.9
Summer	12.7	11.9	10.1	8.6	7.1	5.7	4.8	3.9	2.8
Year	8.9	7.8	6.6	5.6	4.6	3.8	3.1	2.9	1.9

相當溫度，位置溫度，及相相當位置溫度

相當溫度 爲空氣上升經假絕熱過程，將其中以含水氣完全析出，然後復經乾絕熱過程，回至其原有之乾大氣壓力時之溫度<sup>8)</sup>。換言之，即將其水氣中所含之潛熱完全釋出，用以增高原有之溫度。

$$T_E = T + \frac{L_0 W}{C_p}$$

$T_E$  相當溫度       $C_p$  恆定氣壓下乾空氣比熱(0.241cal/g)

$T$  溫度               $W$  混合比

$L_0$  水氣凝結熱(606.5-0.695t)cal/g

第十八表 相當溫度(A)

Table 18. Equivalent Temperatur(A)

Height	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Winter	299.0	290.3	285.0	280.9	278.2	276.0	272.7	268.0	265.3
Summer	335.1	327.4	319.6	311.9	305.3	298.1	292.8	287.9	281.2

相當溫度之高低，既由於原來之溫度與水氣之多寡，故夏日各層均高於冬日，且隨高度而遞減。冬夏之差甚鉅。一千重尺以下均達35°A以上，一千至二千重尺約27°-31°A，二千至三千重尺爲20°-27°A三千至四千重尺則僅15°-20°A而已。

位置溫度 卽各層空氣經絕熱過程之膨脹或壓縮作用而至標準氣壓下之溫度。據 Poisson公式：

$$\frac{T}{T_\theta} = \left(\frac{p}{P}\right)^{\frac{R}{m_d c_p}}$$

$$T_\theta = T \left(\frac{1000}{p}\right)^{0.288}$$

$R$  氣體常數

$T_\theta$  位置溫度(°A)

$m_d$  乾空氣分子量

$P$  標準氣壓1000mb

$c_p$  恆定氣壓下乾空氣之比熱(0.241cal/g) T 溫度(°A)

$$\frac{R}{m_d c_p} = 0.288$$

P 氣壓(mb)

第十九表 位置溫度(°A)

Table 19. Potential Temperature(°A)

Height	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Winter	284.2	284.1	285.3	288.1	292.0	294.5	298.0	299.0	302.2
Summer	300.0	301.5	302.0	304.0	307.0	307.8	310.9	312.1	314.2

位置溫度既已將氣壓之影響去除，結果乃不受膨脹與壓縮之影響。在普通情形之下，多隨高度而增加。如發現負數，乃表示此層溫度垂直遞減率，大於乾空氣之絕熱遞減率，換言之，即在絕對不穩定狀態之下，冬日五百重尺以下，以受觀測時間之影響，位置溫度向上遞減，過此即行激增，形勢至為穩定。其所以有此種現象者，蓋以冬季常在Ps或NPs控制之下，下沉作用至盛所致。夏季自地面以至四千重尺均均係增加，然增加之數，不如冬日之大。各層冬夏位置溫度之差，二千重尺以下超過15°A，二千重尺以上則不及此數。

相當位置溫度 相當位置溫度之於相當溫度亦猶位置溫度之於普通溫度。相當位置溫度向上遞增，則表示大氣溫度遞減率小於假絕熱遞減率而在絕對穩定狀態之下。向上遞減，即大氣中之溫度遞減率大於假絕熱遞減率而在對流性或絕對不穩定狀態中。

第二十表 相當位置溫度(°A)

Table 20. Equivalent Potential Temperature(A)

Height	0	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Winter	296.6	293.8	293.7	294.7	298.0	299.9	302.1	302.0	304.8
Summer	334.0	331.8	329.5	327.4	326.2	324.0	324.0	324.0	322.1

冬日地面至一千重尺，相當位置溫度遞減，在絕對或對流性不穩定中。一千重尺以上，大致均係增加，在絕對穩定狀態之下。夏日地面以至四千重尺，相當位置溫度均係減小，而位置溫度則係增加，全體在對流性不穩定之下。我國東部夏日幾全受Tm之控制。此種氣團對流性不穩定層甚高，然苟無寒流南下或遇山岳迫之上升，或因地而灼熱而起強烈之對流作用時，天氣每甚晴朗，奇燠亢旱。