

# 從西藏高原地面觀測結果探討高原上的環流系統和熱力問題\*

楊 鑑 初   羅 四 維

(中國科學院地球物理研究所)

## 提 要

本文根據西藏高原上近年來的觀測結果與高原以東鄰近地區的探空觀測，來探討高原上環流系統的活動及高原對大氣所起的熱力作用。

主要的結果有以下幾點：

(1) 盛夏 7、8 月之外，其他月份西藏高原皆在西風帶高空環流系統影響之下。從高原各測站(海拔 2500—4500 km)氣壓變動的狀況來看，西風帶環流系統的活動以在春秋兩季為多。

(2) 高原上地面測站的溫度與氣壓的變化經常是反相的，與相當高度自由大氣中的情況不同。

(3) 高原各部份對大氣的熱力作用並不一致，(春季)四月整個高原的暖源作用似大於(夏季)七月，高原東南部可能在各個季節皆起着暖源的作用。

近年來國際上研究大氣環流的氣象學者，尤其我國的一些氣象學者，對西藏高原在大氣環流方面的影響頗為注意<sup>[1-5]</sup>。在解釋東亞環流的特點方面也強調高原地形的作用<sup>[6,7]</sup>。但是高原上環流的具體情況究竟如何，由於過去資料極少，這方面的研究就很少。即使是對於高原上氣候及天氣方面的研究，過去也只有少數幾篇論文發表。現在為了瞭解高原上環流的一般性質，應用近幾年來高原上及其附近地區日益增加的地面觀測資料及少量高空資料，作一次初步的分析。由於高原範圍廣大，目前的資料尤其是在高原的西北部仍很不足，所以有些問題尚待將來資料增加時方能作進一步的分析。

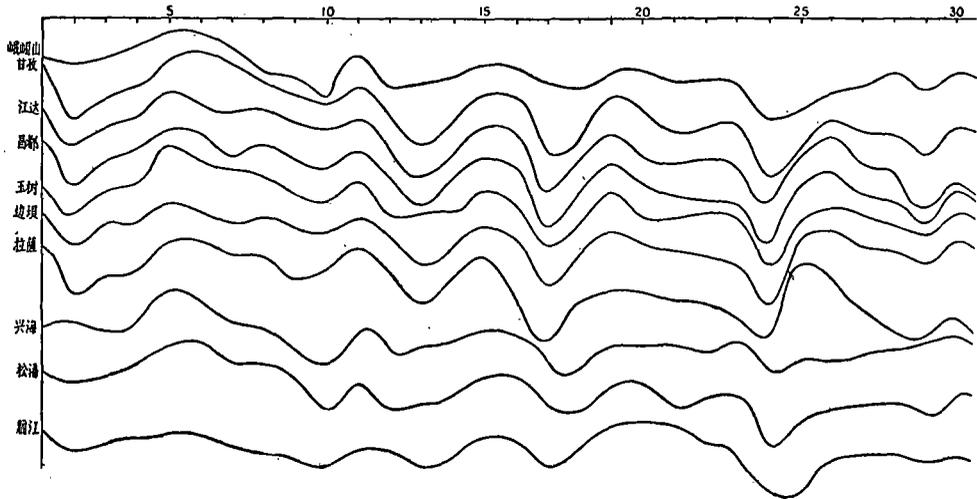
## 一. 關於高原上環流系統的範圍和活動

我們把 1953 年和 1954 年兩年內高原上所有的測站及其附近的高山測站(峨眉山)，將其逐日的平均場面氣壓進行時間剖面圖的分析，因此得到這樣的認識：

每年除 7、8 兩月以外，在高原上廣大的地域範圍中(當時拉薩以西無記錄)，其氣壓變化的趨勢大致是互相一致的。這看圖 1 就可以明白。圖 1 是 1953 年 1 月十個高原

\* 1957 年 4 月 24 日收到。

測站(包括一個高山測站)逐日平均場面氣壓的時間曲綫。從圖可見,西起拉薩,東到松潘、峨眉山,東北到興海,東南到麗江,在這廣大的範圍中各地氣壓的日際變化是相當一致的\*。這種情況除 7、8 兩月外,各月都是如此。這可能由於下列原因造成的:(1)由於受到高空西風帶南北推移及其強度改變的影響,使高原上廣大地域中的氣壓變化趨於一致;(2)由於西風帶高空波動經過高原的影響使高原上的氣壓變化趨於一致。



縱軸  $\downarrow$  cm 代表氣壓 1 mm.

圖 1. 1953 年 1 月份氣壓時間曲綫

當然,如圖 1 中的氣壓變化,不能都認為是高空高壓脊及低壓槽活動的結果。但是,如果有範圍較廣的高空環流系統(脊或槽)經過高原時,則顯然在高原各測站的氣壓變化上便應該反映出這種升降趨勢大致一致的現象來。最近在陶詩言發表的文章中<sup>[1]</sup>也說明了這一點。再根據日常 500 毫巴高空圖分析的經驗,在西藏高原上的確經常有高空系統自西向東運動,但大都似為西風帶內的較小波動,深厚的大系統越過高原時似發生較大變化<sup>[2,3]</sup>。在我們分析兩年的氣壓時間剖面圖中,也發現拉薩氣壓曲綫上的高低點比峨眉山的高低點有些要早出現一天。即從圖 1 來看,拉薩在 9 日和 17 日出現的兩次低點,到峨眉山這兩次低點就出現在 10 日和 18 日。拉薩與峨眉山幾乎在同一緯度,經度相差約 12.5 度;一般的高空短波系統其平均移動速度每日約 10 度經度\*\*,當系統移動較慢時,脊槽經過拉薩與峨眉山的時間也就可能相差到一天。

至於盛夏 7、8 月期間,由於高原位置在北緯 40 度以南,此時西風帶北移,西風帶內的高空系統橫越整個高原的機會減少。在高原南部沿 30 度緯度附近的測站(拉薩到峨眉山)其日際氣壓變化上波動的減少與日際氣壓變量成為一年中最小(詳見下文)的事實,都可說明西風帶的北移,這在圖 2 中可以看出。圖 2 是 1953 年 8 月高原及其附近

\* 本文所用各測站的位置、經緯度與高度請參考中央氣象局出版“氣象紀錄月報”。

\*\* 見 S. Petterssen 天氣分析與預報一書第十章, 1956 年版上冊。

測站的日際氣壓變化曲綫，可見高原東北部如興海，黃河沿等站的氣壓變化曲綫上的波動較多，而拉薩、峨眉山等站氣壓曲綫上的波動就比較少。但是即使在盛夏七、八月期間，高原各站氣壓變化一致的情況仍然是有出現的，如圖 2 中 6 日前後的氣壓波動以及月末的氣壓升高，各站的情況仍舊是互相一致的。

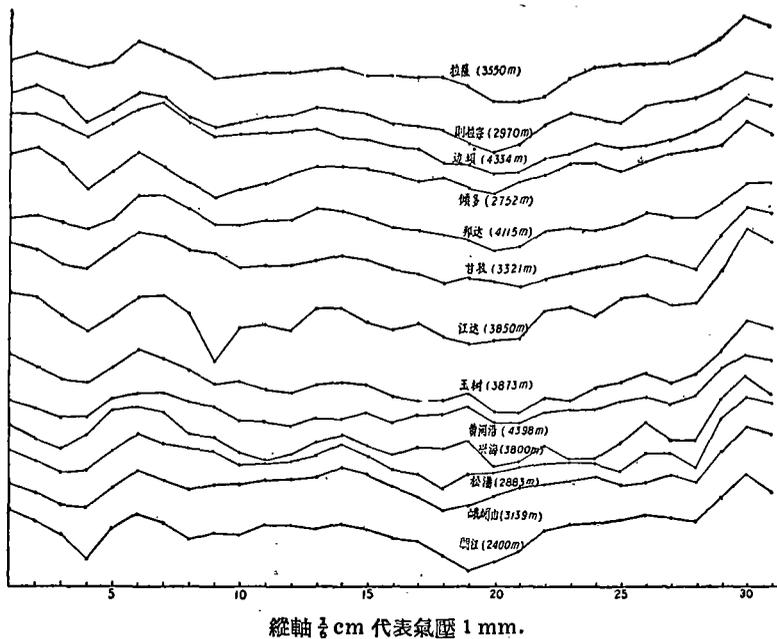


圖 2. 1953 年 8 月份氣壓時間曲綫

如果我們以各地氣壓時間剖面圖上波動的頻數及其振幅的大小來大致估計環流系統活動的頻度及其強度變化的話，那麼有兩點值得指出：第一，高原各站氣壓波動出現的頻數，以春秋兩季稍多，冬夏兩季稍少；但各季氣壓波動的頻數相差不多，皆在 15—19 次的範圍中。各月份出現的頻數則皆在 4—7 次的範圍中。氣壓波動頻數全年總計，則 1953 年的 71 次顯然多於 1954 年的 63 次。第二，氣壓波動的振幅，平均以在冬春兩季大於夏秋兩季，並以盛夏 7、8 月為最小。

## 二. 關於高原上環流系統的性質

圖 3 中 C, D 兩條曲綫為 1953 年 3 月份逐日蘭州 500 毫巴的高度及溫度的時間變化曲綫。顯然，高度與溫度的變化大都是互相一致的，即所謂溫壓位相相同（等壓面的高度變化代表氣壓變化）。但在圖 3 中 C 和 D 的對比關係中也可看到溫壓位相相反的個別現象，尤其像在該月的最後三天中，高度急增而溫度反而明顯地下降，這顯然是有深厚冷空氣侵入的結果。如比照圖 3 中 E 和 F 兩條曲綫上的情況就更加明白。E 和 F 為同時期蘭州 700 毫巴的高度和溫度的變化曲綫。可見在該月最後幾天中，700 毫

巴上的降溫比 500 毫巴的早一天，說明冷空氣乃先由下層侵入，然後增厚；而且 700 毫巴上最後兩天高度的增加比 500 毫巴為多。此外，從 *E* 和 *F* 的對比關係上可見溫壓位相相反的情況比 *C* 和 *D* 上要明顯得多，這也說明環流系統下層的性質與中層不同。

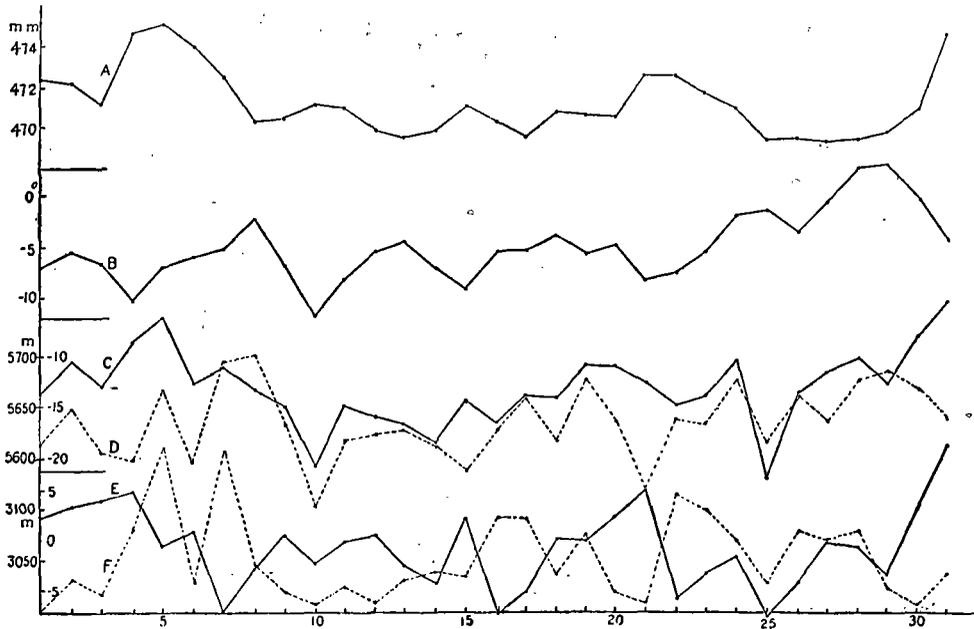


圖 3. 1953 年 3 月份蘭州 700 mb 高度和溫度的時間曲綫  
及黃河沿氣壓和溫度的時間曲綫

高原上經過的環流系統已相當於 600 或 500 毫巴面上的環流系統，經過高原的環流系統其底層的性質是否完全與 600 或 500 毫巴上自由大氣中環流系統的性質相一致呢？從高原各測站場面氣壓和氣溫的對比關係來看，有一個普遍的現象，即氣壓與溫度變化之間，表現出明顯的位相相反現象。這種現象比之蘭州 700 毫巴探空資料上所表現的反相還要明顯，並與一般平原測站上的溫壓變化趨勢相一致。圖 3 中 *A, B* 兩條曲綫，便為 1953 年 3 月黃河沿逐日的氣壓和溫度的變化曲綫，反相現象十分清楚。在其他月份(夏季除外)及高原上其他地點情況也皆與此相似，這裏不必一一列舉。

由此可見，一般在高原上的大氣底層冷性的高壓系統與暖性的低壓系統似佔主要地位，與相當高度自由大氣中的情況可能有所不同，而與平原上的情況反而比較相似。這種現象在高原各地達到何種高度，將來有了探空觀測即可決定。在成都的探空資料中，我們可以看出即使在 500 毫巴，溫壓反相也常出現。以 1953 年 3 月份為例，成都 500 毫巴等壓面的高度和溫度的日際變化(圖 4 *A, B*)，其位相並不很一致，反相的現象往往出現。如在該月 15—21 日的時期中，反相現象就比較明顯，這在同時期漢口 500 毫巴等壓面上就很少出現(圖略)，甚至在蘭州 500 毫巴上反相也不如成都明顯(圖 3

(C, D)。可見高原表面溫壓反相的特點，到高原東部邊界以外的成都上空仍有所表現。

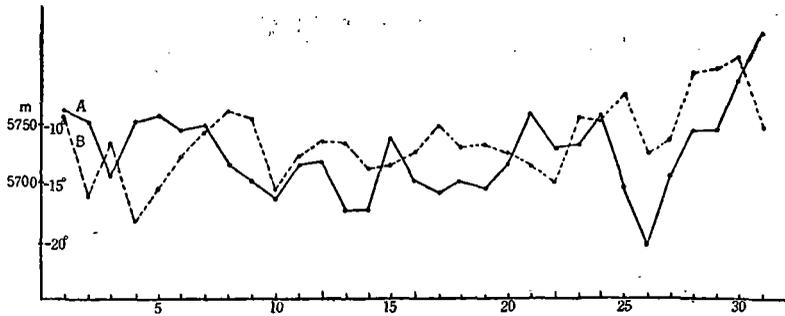


圖 4. 1953 年 3 月份成都 500 mb 高度及溫度的時間曲綫

### 三. 關於高原上環流系統的強度變化

我們再從高原各站平均日際氣壓變率的大小來看高原環流系統的相對強度。因為日際氣壓變率的大小一方面可以反映系統經過的頻數<sup>[6]</sup>，另一方面也可以反映系統經過時其強度變化的平均狀況(平均強度變化)。上文已經提到高原上各季氣壓波動的頻數相差不多，略以春秋兩季稍多；而波動的振幅則以冬春較大。所以再參照氣壓變率的數據，就可以適當估計環流系統季節的平均強度變化。因為如果某地任何兩個季節的氣壓變率相等，而其波動頻數不同的話，則波動較多的季節其環流系統的平均強度變化較小，而波動較少的季節其平均強度變化較大；如某地任何兩個季節的波動頻數相等，而氣壓變率不同的話，則變率大的季節其環流系統的平均強度變化也大，變率小的其平均強度變化也小。

現在我們看表 1 A，表中列出高原上及高原外圍部份測站的 1, 4, 7, 10 月的平均日際氣壓變率，分別代表冬, 春, 夏, 秋四季的情況。從表 1 中可以看出下列幾點事實：① 高原及其外圍皆以夏季 7 月的氣壓變率為最小，尤其是高原內部的測站，7 月氣壓變率的數值大都不及 1 月的一半(如昌都、甘孜、玉樹等站)。同時高原上夏季的氣壓波動頻數雖也比其他各季為少，但各季頻數相差並不很多，這就顯出高原上夏季環流系統的平均強度變化在一年中為最小。② 高原內部各站以 1 月的氣壓變率比其他三個月的為大；而冬季高原上的氣壓波動頻數雖比夏季略多，但比春、秋兩季還要少一些，所以高原上環流系統的平均強度變化當以冬季為最大。③ 高原各站 4 月的氣壓變率大於 10 月，但兩者的差值並不很顯著，而春、秋兩季高原上氣壓波動的頻數皆比較多，由此可見春、秋兩季高原上的環流系統的平均強度變化比較接近，也有可能春季稍大於秋季。④ 位於高原東北邊緣的酒泉和蘭州，4 月和 10 月氣壓變率皆大於 1 月，這是突出的現象，可能由於在春、秋過渡季節中西北低壓系統特別頻繁所致<sup>[8]</sup>。⑤ 在高原東邊的成都和康定氣壓變率 4 月也大於 1 月，10 月則比 1 月為小。⑥ 高原東南方的麗江和昆明，各月

氣壓變率皆比表 1 A 中其他測站為小，而且在這四個月份之間相差亦不明顯，略以 1 月和 4 月稍大，10 月 7 月稍小。這裏緯度較低，環流系統的平均強度變化已顯著地減弱了。

現在再注意各站的溫度改變方面。表 1 B 乃為各該站 1, 4, 7, 10 月的平均日際變溫，以下幾點可以指出：①這四個月各站的變溫，除峨眉山頂 1 月和 7 月相差較大以外，其餘皆相差不多。表示高原及其附近環流系統的活動和強度改變雖然各季差別明顯，但在環流系統的底層溫度日際變化的季節差異並不很大。高原上大也都以 1 月份的平均日際變溫為最大，4 月份其次，這與平均日際氣壓變率的情況大致相符。但最小日際變溫大都不出現在 7 月，10 月小於 7 月反而相當普遍，這與我國平原地區的情況便不同了<sup>[9]</sup>。這說明在盛夏的時候，高原近地面層中的溫度仍有比較顯著的變化。②高原東北部及東部邊緣，如蘭州、酒泉、成都、麗江等地 7 月平均日際變溫大於 1 月和 10 月，這當與夏季沿高原東部邊緣活動頻繁的寒潮和冷空氣有關<sup>[9,10]</sup>。至於蘭州、酒泉、成都等地 1 月的變溫甚至比 10 月還小，成為該四月中最小的一個月，這種現象在我國東部平原地區十分少見(參看表 1 B)。

表 1 A. 平均日際氣壓變率(‰)

	一月	四月	七月	十月
昌都	3.50	2.44	1.53	2.23
拉薩	3.40	2.26	1.20*	1.70*
甘孜	3.37	2.93	1.33	2.10
玉樹	3.40	3.14	1.47	2.16
興海	2.70	2.60	1.60	2.53
酒泉	3.04	3.22	2.12	3.40
蘭州	2.88	3.82	2.02	3.24
康定	2.72	2.78	1.54	2.22
成都	2.46	3.04	1.50	2.34
峨眉山	2.60	2.40	1.37	2.20
松潘	2.80	2.56	1.34	2.32
麗江	1.66	1.60	1.42	1.48
昆明	1.74	1.70	1.24	1.48
南寧	2.10	2.12	1.36	1.40
貴陽	2.65	2.70	1.32	2.11
廣州	1.75	1.76	1.19	1.15
福州	2.36	2.97	1.49	1.48
南京	2.84	2.80	1.68	2.05
漢口	2.59	2.67	1.33	1.85
青島	2.90	3.18	2.01	2.27
北京	3.32	3.99	2.04	2.90
長春	3.24	3.81	2.10	3.36
烏魯木齊	2.89	2.97	2.00	3.33

表 1 B. 平均日際溫度變量(°C)

	一月	四月	七月	十月	計算年份
	1.56	1.60	1.39	1.15	1953—55
	1.74	1.38	1.11	0.87*	1953—55
	1.90	1.70	1.12	1.42	1952—55
	2.25	1.49	1.28	1.19	1953—55
	1.67	1.38	1.38	1.28	1953—55
	1.57	2.37	1.67	1.63	1951—55
	1.12	2.24	1.88	1.39	1951—55
	1.76	1.73	1.30	1.18	1951—55
	0.92	1.43	1.36	0.98	1951—55
	3.14	2.04	1.15	1.44	1951—55
	1.47	1.49	1.39	1.32	1951—55
	1.15	1.30	1.19	1.08	1951—55
	1.50	1.19	0.82	1.29	1951—55
	1.70	1.80	0.80	1.21	1951—55
	1.83	2.22	0.96	1.53	1951—55
	1.76	1.69	0.84	0.94	1951—55
	1.83	2.07	0.76	1.06	1951—55
	1.79	1.98	1.16	1.28	1951—55
	1.38	1.93	1.21	1.25	1951—55
	1.99	1.33	0.85	1.56	1951—55
	1.59	1.98	1.45	1.33	1951—55
	2.99	2.33	1.50	2.34	1951—55
	2.55	2.29	1.86	2.09	1951—55

註：\* 表示只有一年紀錄計算結果。

現在我們從成都的探空觀測和甘孜地面觀測的溫度比較中，可以看出一個事實。試以 1953 年 1 月份成都 500 毫巴的日際變溫和甘孜的日際變溫相比，在同一天的變溫中其間關係很不明顯（見圖 5A），但如以甘孜的日際變溫與前一天的成都 500 毫巴日際變溫相比，即出現十分明顯的關聯（見圖 5B）。就是說，在隆冬的時候，每當成都 500 毫

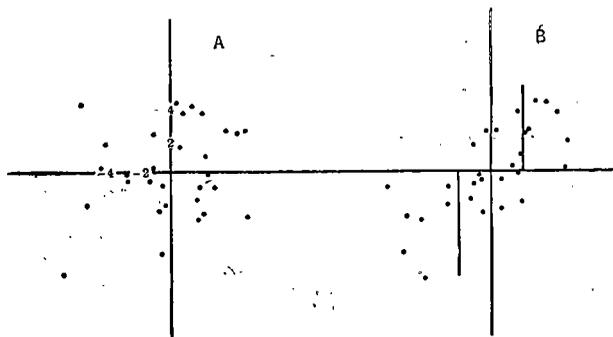


圖 5. (A) 1953 年 1 月份成都 500 mb 逐日溫度與甘孜同一天溫度的關係  
(B) 1953 年 1 月份成都 500 mb 逐日溫度與後一天甘孜溫度的關係  
(橫軸表示成都，縱軸表示甘孜)

巴上發生明顯的日際降溫或增溫時，在其後一天甘孜地面大也都將出現與之一致的日際降溫或增溫。尤其在成都 500 毫巴日際降溫大於 2 度時，下一天甘孜的日際變溫皆為負數，而且降溫皆在 1 度以上；成都 500 毫巴日際增溫大於 2 度時，下一天甘孜也都為日際增溫，而且增溫大都也在 2 度以上。1953 年 2 月份的情況大致與 1 月份相似（圖略），但已不如 1 月份那樣關係密切。這個事實表明在隆冬的時候，甘孜溫度（代表高原東部）常受到它東方高原以外自由大氣中溫度狀況的影響。但在 1953 年 3 月和 4 月，兩地這種落後一天的日際變溫關係已不明顯，反以同一天的日際變溫關係比較顯著（圖略），似可表示春季從東北方侵入高原的氣流已不佔主要地位。

#### 四．關於高原對大氣的熱力作用問題——冷暖源的問題

由於西藏高原高而且大，對大氣環流不僅產生顯著的動力作用，而且因其輻射條件與自由大氣中的情況不同，也要產生一定的熱力作用，可是高原對大氣的熱力作用是十分複雜的。由於高原各地情況不一致，不能根據少數測站的資料來判斷整個高原對大氣的熱力作用。尤其在高原上廣泛的探空觀測和輻射觀測尚未建立之前，用高原上的溫度觀測來間接推斷熱力狀況時，必需注意測站的位置。在高原地形十分複雜的條件下，每個測站的觀測結果所能代表的地區範圍是極其有限的。現在我們把高原上的一些測站溫度先作比較，以便看出地方性影響的嚴重情況；然後再與相當高度蘭州和成都自由大氣中的情況加以比較，希望對高原的熱力作用作出一些初步的推斷。

先注意高原測站的溫度狀況，舉幾個例子比較如下：

(1) 興海與共和兩站皆在高原東北部沿  $36^{\circ}N$  緯綫附近，兩地緯度差只 7 分，經度差也不過 55 分，高度差為 300 米(興海海拔 3800 米，共和 3500 米)。根據 1953—1955 年三年的觀測結果，其各月平均溫度為：

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	年較差
共和	-11.1	-5.7	0.4	5.2	9.8	13.4	15.0	14.6	10.1	4.0	-3.7	-10.4	3.5	26.1
興海	-11.8	-8.1	-3.4	0.3	4.1	7.2	9.0	8.9	5.2	-0.3	-5.8	-10.4	-0.4	20.8
兩地差	0.7	2.4	3.8	4.9	5.7	6.2	6.0	5.7	4.9	4.3	2.1	0.0	3.9	5.3

可見兩地雖近，但溫度年變程的振幅頗不相同。十二月兩地平均溫度相等，以後逐月溫度增大，到六月為最大，六月以後又逐月減小。

(2) 康定與巴塘兩站皆在高原東南部沿  $30^{\circ}N$  緯綫附近，兩地緯度差極少，經度相差三度多，高度差只 95 米(巴塘 2700 米，康定 2605 米)。其各月平均溫度為：

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	年較差	紀錄年代
巴塘	4.3	7.5	11.7	14.5	17.8	19.1	19.4	19.5	16.6	13.4	8.9	5.2	13.2	15.2	1953—1954
康定	-1.3	1.4	4.3	8.3	11.5	13.7	15.7	15.3	11.7	7.2	4.8	-1.6	7.6	17.3	1952—1954
兩地差	5.6	6.1	7.4	6.2	6.3	5.4	3.7	4.2	4.9	6.2	4.1	6.8	5.6	-2.1	

可見巴塘雖比康定海拔高約 100 米，其年平均溫度反而高出 5.6 度。冬春各月巴塘溫度高於康定達 6 度以上，盛夏七、八月則僅高出 4 度左右。顯然與上述興海對共和的情況不同。

(3) 拉薩與九龍兩站皆在高原南部沿  $29^{\circ}N$  緯綫附近，兩地緯度差只有 42 分，東西相距則達 10 度半經度，高度差 780 米(拉薩 3660 米，九龍 2880 米)其各月平均溫度為：

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	年較差	紀錄年數
拉薩	-0.5	1.8	5.6	9.1	13.0	16.8	16.2	15.5	14.2	9.2	3.8	-0.1	8.7	16.7	13
九龍	1.4	4.4	8.4	11.1	13.6	14.6	15.5	15.4	13.2	10.1	5.5	2.3	9.6	14.1	2
兩地差	-1.9	-2.6	-2.8	-2.0	-0.6	2.2	0.7	0.1	1.0	-0.9	-1.7	-2.4	-0.9	2.6	

可見九龍雖比拉薩海拔高度低約 800 米，但年平均溫度祇高了約 1 度，而且在逐月之間兩地溫差有顯著的變化，6—9 月拉薩溫度甚至高於九龍。

由此可見，高原各個測站的溫度資料所能代表的地區極為有限，位於河谷的測站與位於山脈之南或山脈之北的測站，其溫度將出現顯著的差別固為意料中事，所以我們比較高原測站的溫度資料時，不能單從測站海拔高度上着眼。

對高原溫度有了適當的認識，我們然後再把幾個高原測站的溫度與同高度蘭州或成都探空溫度資料加以比較。由於逐月的探空資料係用每天 23 點(北京時間)的探測結果平均而得，所以在比較溫度時，高原各站也取用同一時間的平均溫度。我們把高原各站逐月 21 點的平均溫度加上 21 點到次晨 6 點的平均降溫率訂正，求出 23 點的測站

平均溫度。下列的比較皆以 1953 年同一年的記錄為準。

表 2. 高原各站 23 點的月平均溫度與相當等壓面上蘭州和成都自由大氣中的月平均溫度之比較(1953 年)

	一 月			四 月			七 月			十 月		
	溫度	氣 壓 mb	溫差	溫度	氣 壓 mb	溫差	溫度	氣 壓 mb	溫差	溫度	氣 壓 mb	溫差
{ 黄河沿 蘭 州	-17.9°	624.8	-2.4°	-5.2°	630.4	0.3°	5.6°	635.7	-2.8°	-3.9°	636.4	-1.4
	-15.5	624.8		-5.5	630.4		8.4	635.7		-2.5	636.4	
{ 共 和 蘭 州	-12.2	—	—	3.8	655.7	7.3	13.7	652.4	3.9	2.9	657.1	4.0
	—	—		-3.5	655.7		9.8	652.4		-1.1	657.1	
{ 興 海 蘭 州	-13.4	642.1	0.7	-1.2	653.1	2.5	7.4	657.7	-2.7	-1.5	656.3	-0.3
	-14.1	642.1		-3.7	653.1		10.1	657.7		-1.2	656.3	
{ 玉 樹 蘭 州	-14.5	630.4	0.5	-0.4	632.8	5.0	8.4	637.1	-0.1	-1.7	636.5	0.8
	-15.0	630.4		-5.4	632.8		8.5	637.1		-2.5	636.5	
{ 邦 達 成 都	-9.9	607.1	0.7	0.9	611.2	4.3	9.1	616.0	1.6	2.4	615.9	3.5
	-10.6	607.1		-3.4	611.2		7.5	616.0		-1.1	615.9	
{ 康 定 成 都	-2.6	732.3	1.8	5.6	734.9	2.0	14.9	734.4	0.1	7.1	703.6	3.5
	-4.4	732.3		3.6	734.9		14.8	734.4		3.6	703.6	
{ 昌 都 成 都	-4.5	684.7	1.8	6.2	689.1	5.2	14.0	683.9	2.3	5.9	684.4	3.3
	-6.3	684.7		1.0	689.1		11.7	683.9		2.6	684.4	
{ 甘 孜 成 都	-4.4	670.4	2.8	5.2	672.4	5.1	12.8	674.8	1.6	—	—	—
	-7.2	670.4		0.1	672.4		11.2	674.8		—	—	
{ 玉 樹 成 都	-14.5	630.4	-5.3	-0.4	632.8	1.7	8.4	637.1	-0.3	-1.7	636.5	-1.8
	-9.2	630.4		-2.1	632.8		8.7	637.1		0.1	636.5	

從表 2 中可以明顯看出以下幾點事實：(1) 四月份高原各站的溫度一致比位於相當緯度的蘭州或成都同一等壓面上的溫度為高，而且比較其他月份來說溫度高出最多。以玉樹對成都及對蘭州來看，玉樹的緯度高於成都 2 度多，低於蘭州約 3 度，玉樹的溫度在一，七，十月皆比同一等壓面上成都自由大氣中的溫度為低，唯獨四月反而高於成都。玉樹對蘭州的比較，則一，七，十月彼此溫度相近，較差小於 1 度，唯四月玉樹高出達 5 度。如果我們認為這樣的溫度比較大致可以反映高原熱力狀況的話(當然，最好要與高原四週的自由大氣中的情況相比)，那麼高原對自由大氣的熱力作用以顯著的暖源姿態出現的應該是在春季，而不是一般想像的在盛夏。

(2) 從表 2 中七月份的溫度比較來看，黃河沿、興海、玉樹皆比蘭州自由大氣中同一等壓面上的溫度還要低，黃河沿與興海甚至低達 3 度左右。邦達、昌都、甘孜等地雖比成都自由大氣中同一等壓面上的溫度為高，但也只高出 2 度左右，遠不如該地四月或十月高出的程度，甚至與該地一月份高出的程度相近似。所以夏季高原對自由大氣的

暖源作用可能反而不如春季明顯，甚至高原上部份地區在盛夏時候仍可能起着冷源的作用。

從以上二點事實判斷，春季高原的暖源作用大於夏季，這是可以理解的。因為春季太陽位置北移，太陽輻射在北半球迅速增強，高原地表接受的熱量為增加，使得近地面溫度陡升。此時自由大氣中的溫度增高比較遲慢，顯然落後於同高度高原地面的增暖作用，因此造成自由大氣的溫度低於同高度高原上的溫度。到了盛夏，自由大氣中的溫度已經達到一年中最高，與高原上同高度的溫度相比反而顯得較差較小。另一原因，在盛夏自由大氣中南北的溫度梯度為一年中最小，所以夏季蘭州上空自由大氣中的溫度比同高度成都自由大氣中的溫度低得最少，在 700 毫巴上甚至蘭州高於成都（見表 3）。因此產生七月份黃河沿、興海等地比蘭州上空同一等壓面上的溫度竟至低 3 度附近。

表 3. 成都和蘭州探空溫度比較(1953 年)

		一月	四月	七月	十月			一月	四月	七月	十月
700 毫巴	成都	-5.7	1.6	12.7	3.5	500 毫巴	成都	-17.3	-10.5	-0.9	-8.2
	蘭州	-10.2	-0.7	13.1	1.8		蘭州	-25.1	-16.3	-4.7	-13.8
	較差	4.5	2.3	-0.4	1.7		較差	7.8	5.8	3.8	5.6

(3) 隆冬的時候一般想像高原應對自由大氣起冷源的作用，因為此時高原上有冰雪覆蓋，太陽位置又偏於南方，地面熱量不足，因此高原上的溫度應低於自由大氣中同高度的溫度。事實上表 2 中黃河沿對蘭州，玉樹對成都的比較與此是符合的。然而像甘孜、昌都、康定等地一月份的溫度仍比成都自由大氣中同一等壓面上的溫度為高。這就說明，即使在冬季也有可能高原並不是普遍作為冷源的。高原部份地區有可能在任何季節都是對自由大氣起着暖源的作用（大致在高原的南半部）。同樣，高原上某些地區（大致在高原的北半部或東北部）在一年中除春季以外皆對自由大氣起着冷源的作用。至於高原上終年為冰雪覆蓋的地方，甚至於全年皆起着冷源的作用。

(4) 從表 2 中可見十月份高原各站溫度，除黃河沿、興海等站以外，皆比同一等壓面上蘭州與成都自由大氣中的溫度為高，高出的程度僅次於四月，並且大於一月和七月。

其實，討論高原的冷暖源作用時，不僅應將其溫度與四周自由大氣中的溫度相比較，同時還要注意當時盛行氣流的方向。如盛行氣流來自西南方，其溫度較高，則雖然在夏季高原仍起着冷源的作用；如盛行氣流來自西北方，其溫度較低，則即使在冬季高原也仍起着暖源的作用。總之，高原各部份在各季的冷暖源作用是相當複雜的問題，尚待高原上探空資料充足時加以詳細的研究方能得出具體的結論。

致謝：本文一部份統計工作承宋建勳同志協助，在工作進行中並承葉篤正、顧震潮、陶詩言、劉匡南等同志提供寶貴意見，十分感謝！

1956 年 12 月完稿，1957 年 4 月修改

## 參 考 文 獻

- [1] 葉篤正: 1945—1946年冬季中國上空對流層上層環流的研究, *Tellus*, **2** (1950), 175—183.
- [2] 葉篤正: 西藏高原對大氣環流影響的季節變化, *氣象學報*, **23** (1952), 33—47.
- [3] 顧震潮: 論西藏高原對東亞大氣環流的動力影響和它的重要性, *中國科學*, **2** (1951), 283—303.
- [4] 顧震潮、葉篤正: 關於我國天氣過程大地形影響的幾個事實和計算, *氣象學報*, **26**, 167—179.
- [5] Петросянец М. А., О масштабе орографических влияний на синоптические процессы средней Азии, *Метеорологические указания по службе прогнозов погоды*, № 27, Ташкент, 1951 г.
- [6] 顧震潮: 由氣壓變率論我國春季環流的特殊性, *氣象學報*, **23** (1952), 123—129.
- [7] 王彬華: 在西藏高原影響下中國動力性氣旋的生成及其發展, *山東大學學報* 第4期 (1954), 94—110.
- [8] 顧震潮: 西北低槽和它對中國天氣的影響, *天氣月刊* 第8期 (1951), 1—17.
- [9] 顧震潮: 中國西北夏季寒潮, *天氣月刊* 第11期, 1951年.
- [10] 葉篤正、高由祿、潘菊芳、徐淑英: 中國各季冷空氣的活動, *氣象學報*, **25** (1954), 1—22.
- [11] 陶詩言: 冬季中國上空平直西風環流條件下的西風波動, *氣象學報*, **27** (1956), 345—360.

## К ВОПРОСАМ О ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ СИСТЕМАХ И ТЕРМИЧЕСКОЙ РОЛИ НАД ТИБЕТСКИМ ПЛАТО

Ян Цзянь-чу Ло Сэ-вы

(Геофизический институт АН КНР)

### Резюме

В настоящей статье по данным наблюдений на поверхности земли плато и аэрологических наблюдений его окрестностей за последние годы авторы исследовали действия циркуляционных систем над тибетским плато и его термическое влияние на атмосферы. Основные результаты следующие:

1. Кроме июля и августа, в остальных месяцах всё плато находится под влиянием высотных циркуляционных систем в зоне западных ветров. По изменениям давлений станций (2500—4500 км выше уровня моря) на поверхности земли плато, мы знаем, что действия циркуляционных систем в зоне западных ветров осенью и весной наиболее.

2. Изменения температуры и давления на поверхности земли плато противоположены и непохожи на изменения на соответствующей уровне свободной атмосферы.

3. Термические роли разных частей плато неодинаковы; в апреле всё плато играет роль источник тепла больше, чем в июле; юго-восточная часть плато всегда играет роль источник тепла за все времени года.