

海陸分佈對於大氣環流的地形 與熱力的影響*

葉篤正

(中國科學院地球物理研究所)

目 錄

- | | |
|-------------------|----------------|
| 一、引言 | 五、西風過山的分支現象 |
| 二、四個沿海岸上空的緯圈環流 | 六、動能跨過海岸向下游的輸送 |
| 三、月平均的西風風速 | 七、熱力作用對環流型式的影響 |
| 四、300毫巴上等高線間的距離分佈 | |

一、引 言

關於海陸分佈對大氣環流的影響，有兩派意見。一派着重於熱力的影響，另一派則着重於動力的影響。對海洋而言，在冬季大陸可以看作冷源，在夏季則好似一熱源。由於海洋上與大陸上受熱不同的結果，冬季在西伯利亞可長期維持着一強大高壓。關於冬夏季風的產生，一般也都認為是由於海陸受熱不同的效果。然而最近有人 (Yin, 1949) 已經對多年來公認印度與緬甸的夏季季風，是由熱力而產生的說法發生疑問，他指出季風的來臨是與西藏高原南支西風的退却相關聯着。中國夏季季風的來臨亦與它的退却有關 (葉、高和劉, 1951)，這些作者們將西藏高原南支西風突然消失歸之於地形的影響。當一支寬大的氣流襲擊西藏高原時，它將氣流分裂為兩支沿着山的兩旁的強氣流 (Chaudhury, 1950 和葉, 1950)；當西風從冬到夏向北退却時，南支急流很突然地消失，隨着這個變化，長波型亦同樣地起了變化。這也就是說夏季季風的侵入是與大氣中波型的改變有關係的。這兩派對於亞洲沿岸固定大槽的形成，具有不同的解釋。一派將大槽的形成歸因於沿海岸強的力管場的作用，另一派則歸之於西藏高原的存在。

* 中國科學院地球物理研究所論著第 253 號。

此外，這兩派中還有一些不同意見，但不在本文討論範圍，故不贅述。本文先舉出 1945 年 7 月到 1946 年 1 月，這段時間內大氣環流的某些事實，僅而試圖在某種程度上肯定那些事實是屬於地形作用和那些是屬於熱力的影響。

二、四個沿海岸上空的緯圈環流

圖 1—4 爲 1945 年 7 月到 1946 年 1 月 300 毫巴上，按先後順序中求得的四個海岸線上的西風分佈。圖上的 5 天平均西風速度，是從經過精密分析的 300 毫巴天氣圖上求得的東西向地轉風。這些記錄的來源，已在作者與其他二作者 (Riehl, La Seur 1950) 合作的文中討論過。因此可以相信從這些圖上推演出的風速是富有代表性的。但高緯度的亞洲沿岸與低緯度的歐洲海岸，記錄稀少，這部分圖的可靠性可能有問題。

爲了方便起見，沿 135°E (圖 1) 的時間剖面圖上，每一條綫是以 15 米/秒爲間隔，另外三圖則用 10 米/秒。圖 1 的一部分 (1945 年 10 月至 1946 年 1 月) 作者曾在其他地方發表過 (1950 年)。

從這些圖中可以看出它們之間在型式上有很顯著的不同。兩個大陸東岸的情形 (圖 1, 3) 是很簡單的。特別是沿 135°E 的圖上 (圖 1)，在 10 月中以後有一個主要急流穩定地位於 30°N 附近。在 10 月中之前它的位置亦呈現有規律性的移動。此西風急流速度在 1 月曾達 75 米/秒，盛夏 7 月只有 25 米/秒 (參考圖 5, 6)。自此往北在每日的天氣圖中，有時還可以看到另一個急流，但在 5 天平均值的圖上則被平均掉了。可是夏季的環流與冬季不同，是很不穩定的。這證實李爾 (Riehl 1948a) 所看到的在夏季，那些地方有一連串的渦旋經過是正確的。在北美東岸 (圖 3) 也有一個主要急流，在整個這一段時期內 1945 年 7 月到 1946 年 1 月它的位置不但是動擺不停，而且有好些地方是不連續的。7 月中在 45°N 的急流消失了，而在高緯度則出現另一個新的急流。12 月的前半月是急流的緯度位置重要改變的另一個時期。美國大陸東岸的急流差不多在大部分時間裏都要比亞洲沿岸的偏北 10 個緯度，偶而在這剖面圖上也出現有兩支急流，如 7 月初和 11 月中。

再回過來看兩個西海岸的圖的情形 (圖 2, 4)，則顯得比較零亂，尤其是在冬季。急流位置在緯度上的變化要比東海岸多且快。事實上，冬季的急流沒有固定的緯度位置，同時常常有兩個強大的西風帶出現，特別是在美國的西岸。但如前面所指出，歐洲低緯度沿岸的分析由於記錄的缺少，可能圖太簡化，代表性是不

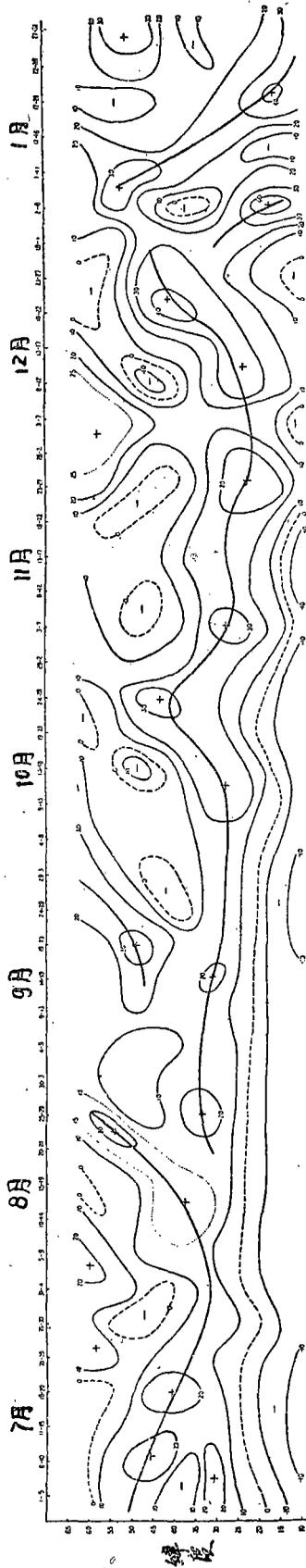


圖 1

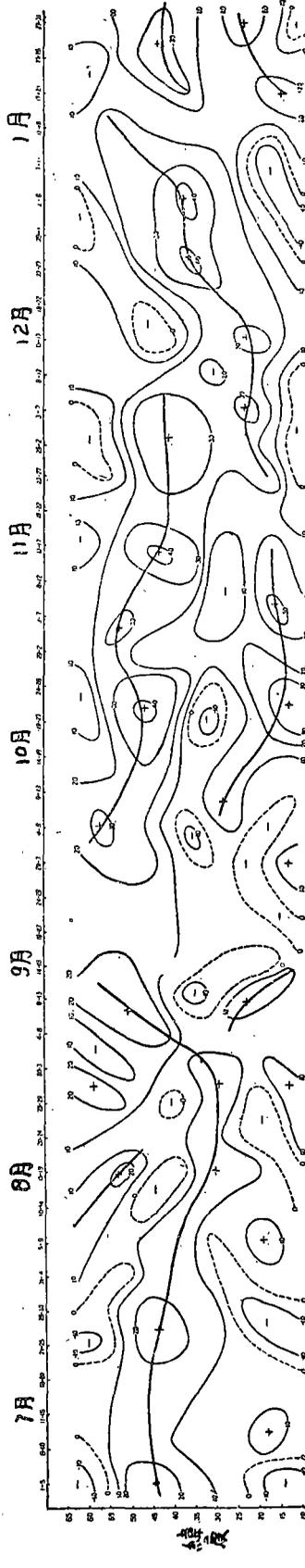


圖 2

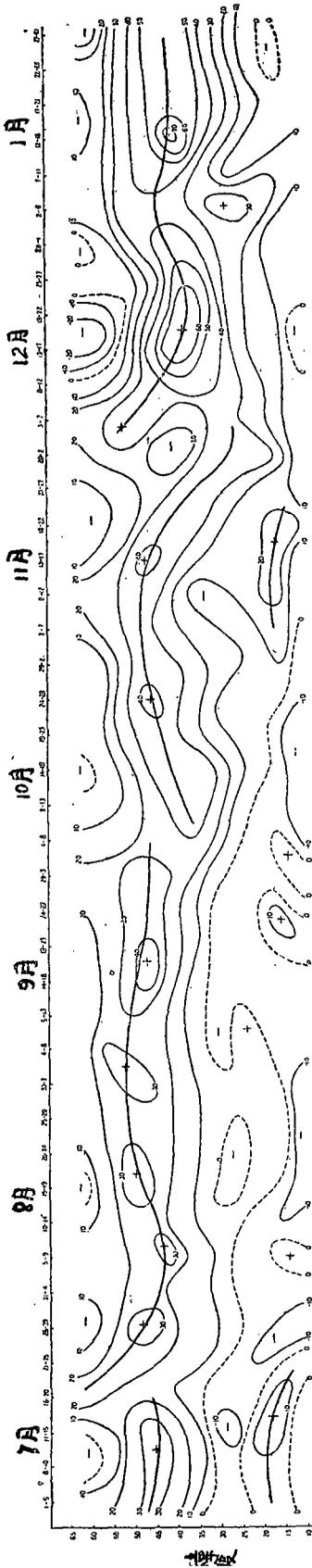


圖 3

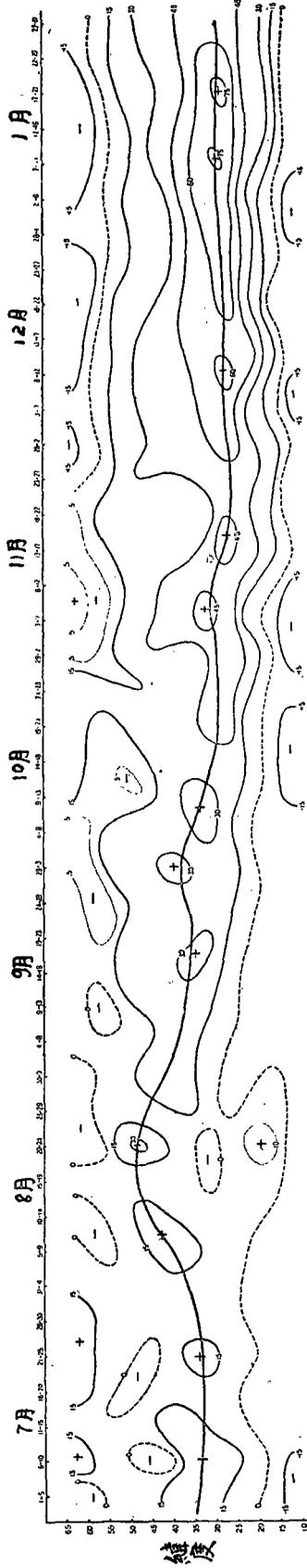


圖 4

圖 1—4 1945 年 7 月至 1946 年 1 月沿 135°E(1)、135°W(2)、65°W(3) 和 15°W(4) 地轉西風(米/秒)在 300 毫巴上的時間剖面圖。虛綫爲東風帶與西風帶的分界，粗綫表示急流位置。“+”號表示最大西風中心，“-”號代表東風地區。

大的。同時必須注意圖 1—4 是 5 天的平均值圖，若是以每天的天氣圖為分析基礎，那一定比圖 1—4 要複雜得多。顯然地在 5 天平均值簡化了西海岸的圖上最大最小風帶的位置變化要比東海岸的大。

兩支急流的現象曾被許多作者注意到的。李爾 (1948b) 的剖面圖很清楚的指示出來，克里斯曼 (Cressman, 1950) 和菲律浦 (Phillips, 1950) 也曾作過研究。

與急流變化有關的是副熱帶高壓脊，在北太平洋西部的熱帶部分，副熱帶高壓脊只有微小變動；在 7 月漸漸北移到 23°N ，1 月則移到 15°N 附近。與太平洋西部副熱帶高壓脊的穩定情形相反，北太平洋東部 (圖 2) 的變化是大多了，事實證明在研究的這段時間中，它從未在一緯度上停留過一或兩個星期。再順着氣流往下看大西洋的西部情形 (圖 3)，副熱帶高壓再趨變得比較穩定，雖然它在緯度位置上仍有一相當的變化，一般自 11 月初開始，它可以南移到 10°N ，極地西風帶的侵入到這樣低的緯度，在阻止冬季熱帶風暴的發展上有很大的作用 (李爾, 1948c)。相反地，由於太平洋西部副熱帶高壓是穩定在 45°N 附近，因而在那裏高空的動力情況基本上仍是適於熱帶風暴的產生。這點在作者 (1950) 以前的論文中曾提到過的。

大西洋東部 (圖 4)，副熱帶高壓似乎是很穩定，然而由於那裏記錄很少，這樣的圖的代表性可能不大。

另一可注意之點，是冬季太平洋西部上有穩定的極地東風帶，在整個的 1945 年 12 月和 1946 年 1 月，它從未撤退到 55°N 之北，而在其他地方則很少發現有這樣偏南情形。有趣的是當這經綫上極地東風帶到達最南的緯度時，也正是副熱帶高壓脊北移最北的時候。假若這地方高緯度圖是有代表性的話，那麼亞洲沿岸的西風氣流是最狹窄的。

700 毫巴上情形的改變是很大的，在美國西岸環流型式不再斷開 (700 毫巴圖未付印)。兩支急流差不多完全消失。當然，若將它與 300 毫巴圖上比較，至少在夏季它是比在亞洲沿岸的要簡單。700 毫巴圖上沿 135°E 的急流在整個研究的時間內不像在 300 毫巴圖上有連續性與穩定。它在緯度上有幾次的跳動。同樣，沿 135°E 副熱帶高壓脊的位置變化很大，有時呈現不連續現象。沿 65°W 上從 300 毫巴到 700 毫巴的圖改變不是很大，氣流在這兩高度上的運行是相互平行，在大西洋的東部從 300 毫巴到 700 毫巴複雜情形還是沒有改進。如果有不同的話，那就是在 700 毫巴圖上顯得更不規則一些。一般地說，在這四個地方 700 毫巴上急

流所在位置，較 300 毫巴上的緯度略為高些。

三、月平均的西風風速

以主要急流為原點來計算圖 1—4 的月平均西風風速，在這些風速分佈圖 (5a—6b) 上，一般西風速度在大陸東岸要比沿西岸的大得多，這差異越到冬季越大。這與納密阿斯 (Namias) 和克萊浦 (Clapp) (1949) 的結果相符。7 月 (圖 5a) 沿

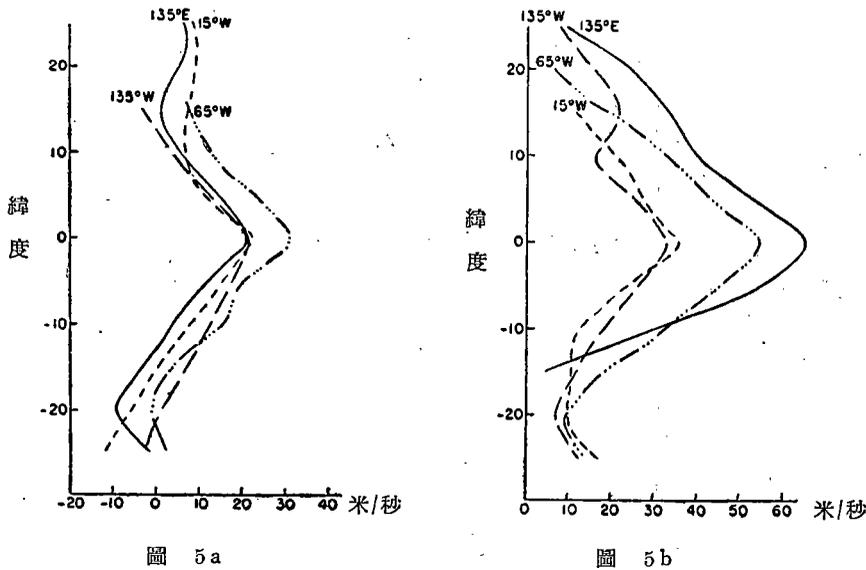


圖 5 在 135°E, 135°W, 65°W 和 15°W 經綫上以主要急流中心為起點，計算 300 毫巴西風風速 (米/秒) 的平均剖面圖。(a) 為 1945 年 7 月，(b) 為 1946 年 1 月。

135°E, 135°W 和 15°W 的風速是差不多，而沿 65°W 的要比其他急流中心風速約大 10 米/秒。然而冬季當主要西風帶移至西藏高原南部時，東亞的緯圈環流加強得很大 (葉，1960)。也就在這季節西太平洋的西風速度遠超過大西洋西部的風速。從 7 月到 1 月急流的風速在 135°E 上由 22 米/秒增加到 66 米/秒；在 65°W 上從 31 米/秒增加到 54 米/秒。在另外二經度上則從 22 米/秒增加到 34 米/秒。

圖 6a 和 6b 為 700 毫巴 7 月和 1 月風速的剖面圖。在這一高度一般情況和 300 毫巴相似，只是不如 300 毫巴圖上明顯，而且在所研究時期中，西風的速度在這四個地方中，除 10 月外均以沿 65°W 為最大。比較圖 5a, 5b 和 6a, 6b 可看出垂直

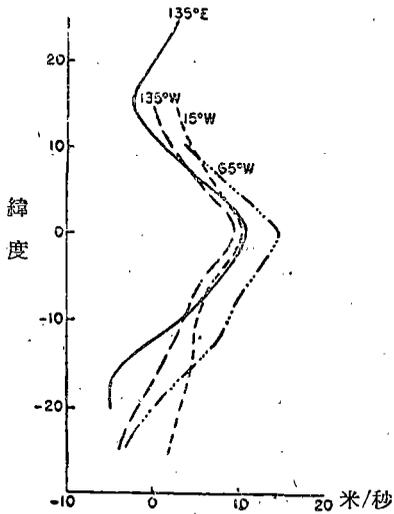


圖 6 a

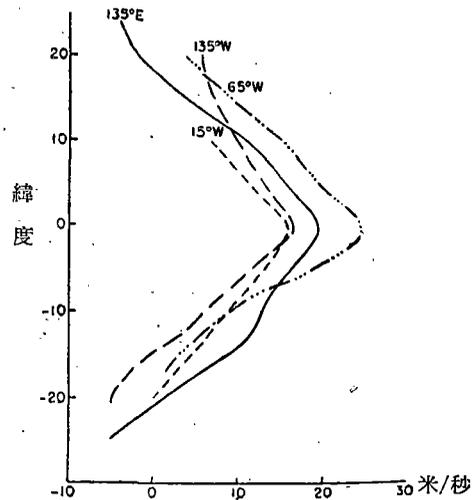


圖 6 b

圖 6 在 135°E 、 135°W 、 65°W 和 15°W 經綫上以主要急流中心為起點，計算 700 毫巴上西風風速 (米/秒) 的平均剖面圖。(a) 為 1945 年 7 月，(b) 為 1945 年 1 月。

風的切變，在冬季以亞洲沿岸最大，夏季則以北美大西洋沿岸最大，而西海岸最弱。這亦說明一般大陸西岸的經向溫度梯度是比較弱的。

總結前面所述，我們得到下面的結論：自 300 毫巴在海洋上順着氣流愈往東緯圈，環流愈不穩定；但在大陸上則愈往東環流愈穩定。這個結論完全與我們天氣經驗在太平洋和大西洋東部環流型式零亂的事實相符合。這些地方也就是阻塞波常產生的地方 (Rex, 1950)。在 700 毫巴上太平洋和美洲大陸的情形相反，西太平洋上環流的穩定度從 300 毫巴到 700 毫巴有顯着的減弱，而在東太平洋上則相反，環流情況在大西洋東西岸從 300 毫巴到 700 毫巴變化很少。

四、300 毫巴上等高線間的距離分佈

本文前節所討論雖旨在給出全球的緯圈環流的一般概念，但討論還僅限於此四經綫上的情形。為補救這缺點，我們以月平均 300 毫巴圖上最南和最北的兩條連續的等高線間距離來度量平均緯圈環流。在所研究的七個月中 (1945 年 7 月—1946 年 1 月)，得出一個共同的特點，即此兩等高線的距離在接近東海岸的地

方最小，近西岸最大；僅 11 月是例外，在這個月中最大距離是在太平洋的中部，但在美國西岸附近還有一個次大的距離存在。圖 7a 和 7b 是這七張圖中的兩個例子。這兩圖指出離亞洲大陸不遠的地方，在 140°E 和 175°E 經綫間兩條等高綫輻合達到一最小的距離，往東又趨向輻散，在 115°W 和 145°W 之間輻散最大。經過美洲大陸等高綫又彼此接近，直到 50°W 與 70°W 之間為止。從這經度以下，它們又彼此離開。

要在歐洲沿岸確定兩等高綫最大間隔的所在是很困難的，因為在所研究的這段時間內，由於蘇聯歐洲部分記錄的缺少，等高綫只能畫到 20°E 的西邊。不過大家都知道，一般在白令海附近，那裏是有一平均槽存在的。這說明最北的一條等高綫進入歐洲之後不會更向北走的，而且在經過低槽位置之前等高綫要轉向向

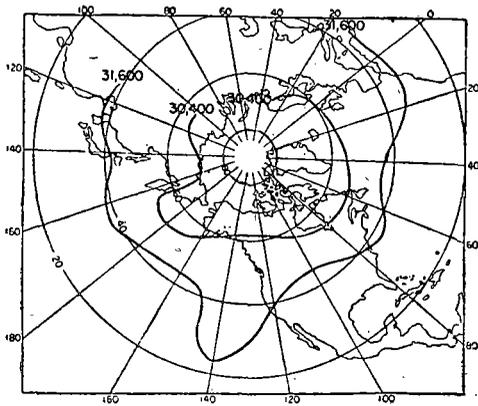


圖 7a 1945 年 8 月

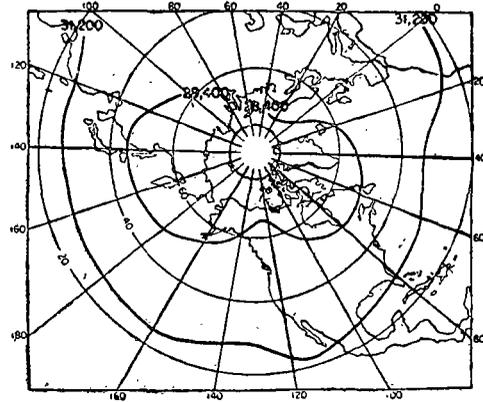


圖 7b 1946 年 1 月

圖 7 300 毫巴平均圖上的最雨和最北連續等高綫圖。(a)為 1945 年 8 月，(b)為 1946 年 1 月。

南，因而在這地區附近可以推想，這兩條等高綫將要輻合到最小距離。由此往東又將遇到西藏高原，在這高原上西風風速至少在冬季是很弱的 (Chaudhury, 1950; 葉, 1950)，從風力的微弱可推知等壓面的等高綫在高原上的距離一定是大的。由此我們得到三個等高綫輻散和三個等高綫輻合區域，前三者分別位於歐洲沿岸附近、美洲西岸和西藏高原；後三者則在亞洲沿岸外、美洲東海岸與白令海附近。大的平均西風風速是在等高綫間隔最小的區域，風速小的是在等高綫間隔最大的地區。冬季在強西風風速的地區，只有一主要的強西風帶；而在弱西風風速區，

則有兩個這樣的西風帶。這一套是與納密阿斯和克萊浦 (1949) 的圖有所不同，他們給出在整個北半球，只有一個西風急流。假若我們用波動現象來解釋西風帶緯圈分佈的特性，那麼得出三個波動。在研究氣壓日際變化的地理分佈中，奈伯格 (Nyberg, 1949) 在北半球也發現有三個最大與三個最小中心，這兩種現象在某種程度上可能是相關聯的。

五、西風過山的分支現象

當氣流碰到一個無限高的圓形山脈時，它將被分開繞着山脈流過。這時氣流的速度在山脈的兩側最強。假如山脈的高度是有限的，但它是無限長的伸展在和氣流垂直的方向上，這時氣流將爬着山脈越過。這兩種型式的障碍物對大氣環流的作用，已經被許多氣象學者 (Queney, 1947; Stewart, 1948; Bolin, 1950 等等) 討論過。西藏高原是類似第一種型式的障碍物，而洛磯山脈則是類似第二種型式的障碍物。但是它們都不是無限長、無限高，因此必定有一部分氣流也要越過西藏高原，而一部分氣流在洛磯山附近也要發生分支現象。

在冬季，西風在西藏高原的分支現象已由 Chaudhury (1950) 和作者 (1950) 研究過。在這兩個研究工作裏明確地指出了有兩支西風急流存在，一支在高原的北邊，另一支在南邊。在夏季西風向北撤退，因此西藏高原已不再是位於西風帶裏。所以高原南邊的急流就看不見了 (Yin, 1949; 葉篤正、高由禧、劉匡南, 1951)。雖然如此，在夏季西藏高原上西風帶南緣的位置通常仍比其上下游偏於低緯度。在 500 毫巴* 高空上，副熱帶高壓脊在西藏高原附近的平均位置最低的事實，可以說明這一點。

由於洛磯山脈是比較長的，所以可能懷疑它的分支作用。但因為它畢竟不是無限長的。波林 (Bolin, 1950) 業已指出，洛磯山的高峯不是分佈在每一處，而是集中於 40°N 附近；當氣流碰到山脈時，雖然它主要地是爬上山脈越過，但總有一些是要繞過它的。在洛磯山脈存在着的兩支急流可以表示分支現象 (圖 2)。冬季的平均剖面圖 (謝義炳, 1951) 也很清楚地表示兩支急流的存在。

強調熱力作用的學者，可能懷疑上面的解釋，而將兩支急流的存在歸之於溫度場的分佈，即是等溫綫的密集常和急流並存。但是為什麼在山地時常出現兩個等溫綫的集中區域呢？輻射絕不能形成這樣的溫度場。沒有任何理由，可以說明

* 歷史天氣圖，海平面和 500 毫巴。

爲什麼輻射會在山地（特別是在洛磯山）形成兩個低溫區域。由圖 7a—7b 上，可以看到由夏季到冬季某兩條等高綫最大和最小的間距的位置並沒有什麼顯著的變化。在斐亦斯 (Byers) 和斯太爾 (Starr, 1941) 的平均 4000 米高空圖上也已指出所謂“固定槽”（在亞洲東海岸和北美大湖區）的位置在冬季和夏季實際上是相同的，這一點波林 (1950) 也曾加以說明。這些現象強有力地指出了地球表面上的地形控制着大氣環流的一定形態。在夏季大陸比海洋暖，在冬季則恰相反。假定上面所說的這些現象是由於地面受熱不同的結果，那麼它們必定具有季節變化，但是現在表示不出來。卡內和愛力生 (Charney 和 Eliassen, 1949) 已經明確地證明過地形對大氣環流的重要性。它們將沿着 45°N 的地面形狀引進運動方程中，得出了這個緯圈上平均環流波型的主要型式。

但是這種理由難以應用到歐洲的情況。沿着歐洲海岸並沒有高山，然而西風仍然分爲兩支 (圖 4, 7)。只有一個可能的解釋，是假定山脈對大氣的擾動是有波動的特性，那麼在歐洲海岸附近西風的變寬或分支可能是共振現象。上面已指出高空有三個主要的西風輻散地區和三個相應的西風輻合區域。兩個輻散區是固定的，這就是西藏高原和洛磯山區。爲使半球性波動數目在一定的西風強度下成爲恆定的，就需要形成第三個輻散區。奈伯格 (1949) 利用同樣的觀念來解釋氣壓日際變化的三渦型式。斯克拉 (Sekera) 的一個東西向分速擾動的色散現象的理論，說明和我們這裏所得的結果並不是不一樣的。斯克拉的邊界條件是沿着一個經度上，西風在一定的緯度上最大，而在無限遠的地方減小爲零。因爲假定大氣是無輻散的，因此沿着這條經綫上的南北向風速也固定起來，南風正在最大西風的上面，而北風正在它的下面。這就指出了西風沿着一定經綫上的分支現象。在這經綫的下游，西風急流分爲兩支，且在一定距離上輻合和輻散着。這個理論有助於因和上游共振，西風在歐洲海岸加寬的觀念。

六、動能跨過海岸向下游的輸送

在常常出現西風最大或者最小的經度，是由於從最大西風的經綫上向下游集聚動能，或者從最小西風的經綫上向下游消失動能的一個結果。很自然地可以想像跨過最大西風經綫輸送的動能，要比跨過最小西風經綫的動能大得多。平均起來一定有一個區域動能在集聚，而另一個區域在消失；如果要維持一個恆定狀態，在前一種區域裏動能一定不斷地變爲其他形式的能，或者由於摩擦作用消失。在

後一種區域裏，必定不斷地從位能的變換、壓力做功等等作用來產生動能。

我們現在用地轉風速度來討論這一點。我們從每天天氣圖計算南北氣流的動能，而東西氣流的速度則用 5 日平均值，即是由圖 1—4 求得。因為我們只注意速度的大小級次，所以近似地利用 5 日平均東西向風速並沒有什麼缺點。

我們計算了沿着 135°E 、 135°W 、 65°W 和 15°W 經綫上， 60°N 、 50°N 、 40°N 、 30°N 和 20°N 地方的動能在東西向上輸送的速率，並且求出了月平均值。我們假定這種輸送速率代表由該緯度做中心南北各 5° 範圍（10 個緯度的範圍）內的平均值，並且假定沒有動能可以跨過月平均等高綫輸送。當運動狀態是恆定時，後一個假定可以成立。在這種情況下，等高綫可以看做流綫或者軌跡而沒有任何動能跨過它們。在這種假定下，我們計算了 300 毫巴上跨過 135°E 、 135°W 、 65°W 和 15°W 經綫月平均最南和最北的等高綫（參考圖 7a 和 7b）之間每月的動能傳播。表 1 是計算的結果。

表 1 1945—46 年在 300 毫巴上最南和最北等高綫之間在單位垂直距離上經過 4 個經綫平均的動能輸送量。（單位： 10^{14} 爾格/秒）

	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	1 月
135°E	2.3	3.4	4.7	14.5	31.0	66.0	85.0
135°W	3.6	3.4	5.2	13.2	19.0	17.0	18.0
65°W	6.3	6.2	10.5	16.0	20.0	52.0	47.0
15°W	3.2	2.9	6.4	7.8	12.0	19.0	18.0

表 2 1945—46 年在 700 毫巴上 25°N 和 65°N 之間在單位垂直距離上經過 4 個經綫的平均動能輸送量。（單位： 10^{14} 爾格/秒）

	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	1 月
135°E	0.9	0.7	1.1	2.3	3.5	5.6	5.2
135°W	0.8	0.5	1.2	3.1	5.6	4.6	4.1
65°W	2.6	2.3	4.2	4.7	5.6	8.4	11.7
15°W	1.4	1.3	3.0	3.0	2.7	4.6	7.6

由表上可以看到通常東海岸的動能的東西向輸送量大於西海岸，這一點在冬季更特別明顯。在冬季經過 135°E 的輸送量最大。從 12 月到 1 月經過 135°E 的平均輸送量比經過 135°W 和 15°W 的大 4.5 倍，比經過 65°W 的大 1.6 倍。在所有的 4 個經綫上，由夏季到冬季輸送量都有一個急增。

在 700 毫巴上，由於我們沒有月平均圖，所以我們只好計算兩個固定緯度

(65°N 和 25°N , 表 2) 之間的動能東西向輸送量。計算方法和 300 毫巴上相同。由表 2 可以看出來在 700 毫巴上的狀況已經發生相當的變化：動能的輸送量已不像 300 毫巴上經過 135°E 最大 (至少在冬季是這樣的)，而現在是經過 65°W 最大，在七個月中差不多都是其他經綫上的一倍，不過各個經綫上的差別已不像 300 毫巴上那樣大。雖然動能輸送量在 65°W 上最大，但用 5 日東西向風速計算動能輸送量，在 4 個經綫上的差別並不算顯著的。比較表 1 和表 2 可以知道，雖然用於計算表 1 的兩條等高綫之間的緯距，一般地都小於用於計算表 2 的緯距——40 個緯度 ($25-65^{\circ}\text{N}$)，但是 700 毫巴上的輸送量比 300 毫巴上自然小得多。在夏季 300 毫巴上的輸送量比 700 毫巴上大兩倍。在冬季沿着 135°E 經綫上這個比值大於 10。

由上面的說明，可以清楚地看到對流層上部的空氣向下游到海洋上的時候，將要逐漸消失它的動能；當它向下游到大陸上的時候，將要逐漸地獲得動能。因此對於動能來講，海洋是動能的消耗地，而大陸是動能的製造地。

我們製做了動能的分佈圖，進一步證實上面所說的問題。因為在低緯度的風是很小的，假如我們做每單位體積的動能圖，則對低緯度地區的動能將不是有效的。但是事實上，低緯度的面積又比中、高緯度大得多，所以低緯度地區的全部動能量並不算小，而在大氣的動能平衡上可以發生一個重要的作用。斯太爾 (1948) 即曾用副熱帶高壓做為一個動能的製造地。為了考慮面積的因素，我們分析了每 5 個緯度，10 個經度和 1 厘米厚度的體積中的動能分佈圖。這些圖指出了下列事實，動能的最大和最小區每天很清楚地向下游移動。一般地，當最大值離開了東海岸附近的地區後，在它的附近又生成一個新的最大值。當這些最大值接近了西海岸時，它們的強度就減弱了。圖 8a—8c 是這些圖的例子。

在圖 8a 上，在中太平洋有一個動能的最大值由西方移來。在北美動能的分佈是很均勻的，動能的最大和最小的中心值都很小。在大西洋上有兩個最大值。在兩天以後 (圖 8b) 原在中太平洋的最大值，已經移上北美西海岸，它的強度也大大地減少。同時在亞洲海岸的動能增長得很厲害。在美國西部和東部的動能也增加了很多。再兩天以後 (圖 8c)，最大值在美洲西海岸上減弱，而在亞洲海岸上一個最大值又重新形成；原來位於美國西部的動能最大集中區，現在向東移動而強度又增加了；原來位於美國東海岸的最大值也在東移經過海岸時加深了。這些事實我們在討論的期間裏時時刻刻地重複着。

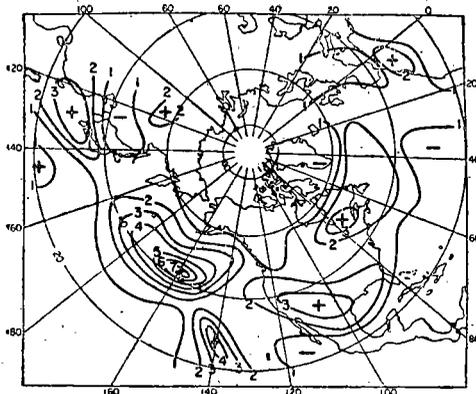


圖 8a 10月22日

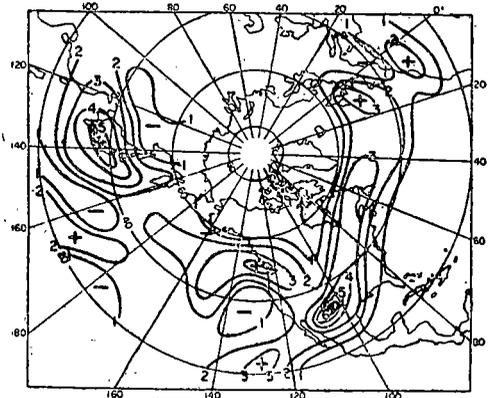


圖 8b 10月24日

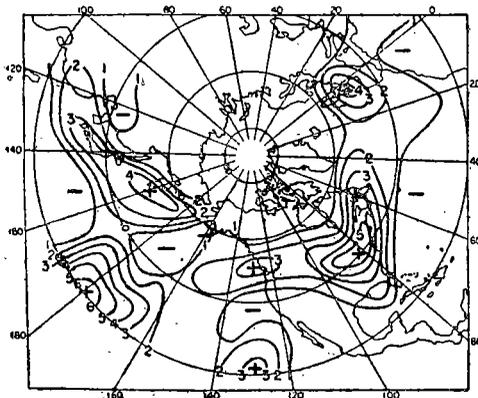


圖 8c 10月26日

圖 8 1946年10月22日(圖 8a),
24日(圖 8b),26日(圖 8c),
每5個緯度10個經度和1厘
米厚度體積的動能分佈圖。單
位是 10^{10} 爾格。

解釋西海岸附近動能的消耗是比較容易的。由天氣經驗上我們知道大型的渦動是常常出現在這些區域，摩擦消耗將是減少動能的重要因素。但是摩擦作用的消耗到達什麼程度，可以待以後再做決定。在這些地區動能變成其他形式的能，或者用於反抗氣壓做功上也都是十分可能的。在東海岸動能的產生，可以由其他形式的能變成的，或者由於氣壓在這些區域做功的結果。

七、熱力作用對環流型式的影響

在上一節已經討論了地形對大氣環流的影響。主要的結論是：地形是地球上一個固定的形狀，由它的作用使大氣環流所發生的某些形態不會隨着季節變化。因此可以用地形作用來說明大氣中的固定槽和西風在固定地區輻合和輻散的現

象。現在我們要討論第二個問題，地面不同的熱作用對大氣環流發生什麼影響？在冬季大陸比海洋冷，在夏季（至少在中緯度）則情況相反。這種海陸溫差所造成的衆所周知的結果，就是在對流層底部冬季的亞洲高壓。它對高空環流的作用雖然是存在着，但是到現在還不很清楚。

讓我們討論下列簡單的案例。一個低壓槽位於亞洲海岸，在冬季等溫綫的分佈是由東北到西南向割切等壓綫。沿着海岸綫上，氣壓梯度的方向是向南，而溫度梯度的方向是向西北。按照網絡的理論（V. Bjerknes 和 Colab, 1935）這種溫壓場將要產生氣旋性的環流，空氣質點經過海岸後將要得到額外的氣旋性渦度。因此它們的絕對渦度將要大於槽綫地方的絕對渦度。所以這些空氣質點比它們沒有獲得額外渦度時，能更向北方做氣旋性移動。當它們到達脊綫的位置時向南折回，但是它們將不能在再轉向北行前回返原來它們離開海岸的地方。圖 9a 即是上述現象的一個略圖。在這個圖上，我們可以看到沿着流綫或等壓綫的下游，槽點向北移動。圖 9a 也指出了由第一個槽點到脊點的半個波長是大於順氣流從脊點到第二槽點的半個波長。這是由於空氣質點由第一個槽點到脊點向北移動了較長的距離，因此所要的時間也大於它們從脊點向南移到第二個槽點所要的時間。

在冬季大陸的西海岸的情況就不一樣了，力管場是相反的。因此一個空氣質點由海洋經過西海岸時，它將得到額外的反氣旋性渦度。這樣在大陸上沿着等壓綫的方向上，槽點的緯度位置將要向南移動。而由第一個脊點向下游到槽點的半個波長大於槽點到第二個脊點的半個波長（圖 9b）。

在夏季，海洋平均地要比大陸冷。因此圖 9b 就表示海洋上的流綫型式，而圖 9a 表示大陸上的流綫型式。因為夏季的海陸溫差比冬季小，所以上述現象在夏季就不像冬季那樣顯著。

歇哈格（Scherhag, 1948）的 500 毫巴平均高度圖和斐歐斯和斯太爾（Beyers, Starr 1941）的 4 公里氣壓圖上在太平洋和歐亞大陸上都很好地表現了這一點。因為北美和北大西洋的面積比較小，因此在這些地方上熱力作用就不容易看出來。要討論這種環流型式，大陸和海洋的面積，大小必須比羅斯貝的恆定波波長還要大。

為了進一步討論熱力作用對大氣環流的影響，我們做了圖 10a 和 10b。圖 10a 表示太平洋 300 毫巴上空 5 日平均南北向速度的時間剖面圖，這是由 135°W、50°N 和 135°E、50°N 之間的高度差別計算的。它表示出在海洋上，冬季南風盛行，

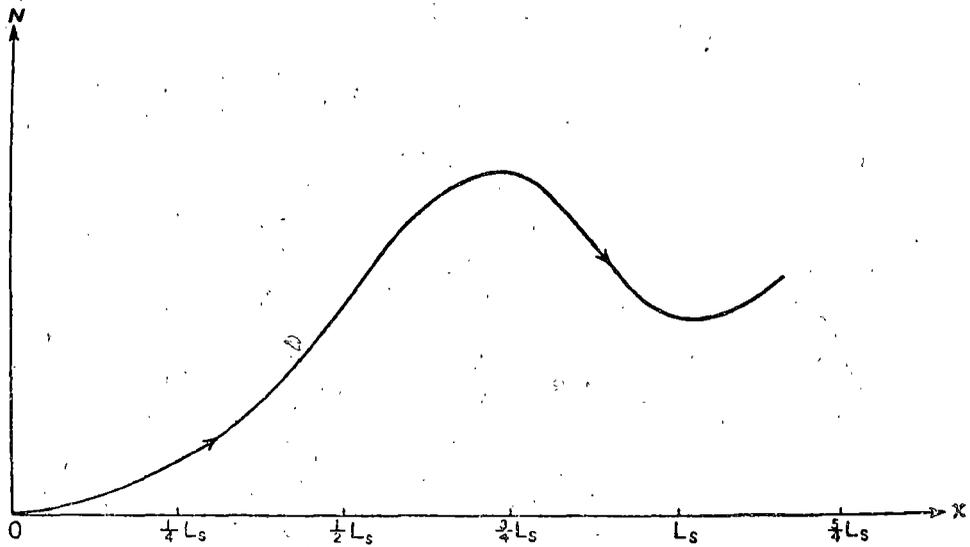


圖 9a

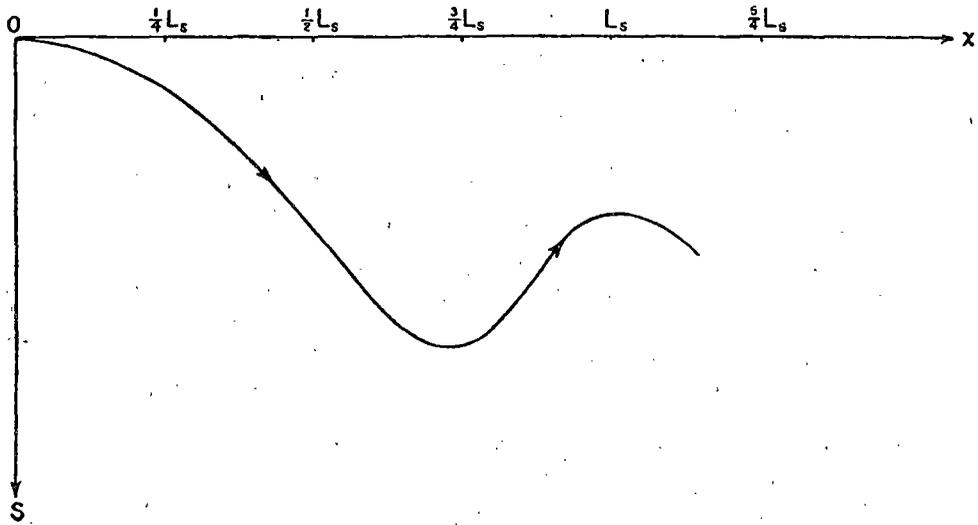


圖 9b

圖 9 冬季(a)亞洲海岸，(b)歐洲海岸下游的理想流綫型式。橫軸表示距海岸的距離，單位是 L_s 。(L_s 即 Rossby 的恆定波長)。

夏季北風盛行。這一點和上面的討論完好地相合。因為在海洋上流綫的斜度在冬季是由西南向東北，而在夏季是由西北向東南，因此一般地在冬季出現南風，在夏季出現北風。在大陸上就完全相反。圖 10b 則是相當的歐亞大陸的情況，由

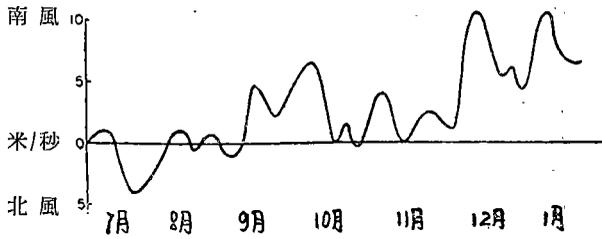


圖 10a

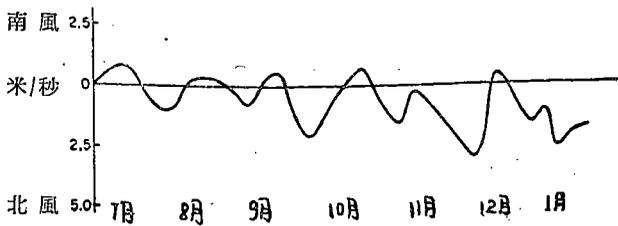


圖 10b

圖10 1945年7月至1946年1月50°N緯圈上五日平均的南北向風速(米/秒)。(a)在135°E和135°W之間(太平洋)，(b)在15°W和135°E之間(歐亞大陸)。

135°E、50°N和15°W、50°N之間300毫巴上的高度差別計算的。正像我們所預料的，在冬季北風盛行，在夏季南風盛行。

總結起來，由於海陸的熱力差別所造成的影響，在冬季使得等高綫或等壓綫在離開大陸的時間北斜，在進入大陸時間南斜；在夏季則有完全相反的趨勢。

(徐淑英、朱抱真譯自中國地球物理學報第二卷第三期)

文 獻

- Bjerkness, V., J. Bjerkness, H. Solberg and T. Bergeron 1933: *Physikalische Hydrodynamik*. Berlin 790 pp.
- Bolin B., 1950: On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies. *Tellus 2*, 173-183.
- Byers, H. R. and V. P. Starr, 1941: The circulation of the Atmosphere in high latitudes during winter. *Monthly Weather Rev. Suppl.* 47.
- Charney, J. and A. Eliassen, 1949: A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. *Tellus 1*, 38-53.
- Chaudhury, A. M., 1950: On the vertical distribution of wind and temperature over Indo-Pakistan along the meridian 76°E in winter. *Tellus 2*, 56-62.
- Cressman, G. P., 1950: Variations in the structure of upper westerlies, *Jour. Meteor.* 7, 36-47.

- Hsieh, Y. P., (謝義炳) 1951: On the variation of the intensity of the jet stream. *Jour. Chinese Geophys. Soc.*, **3**, 1.
- Namias, J. and P. F. Clapp, 1949: Confluence theory of the high tropospheric jet stream. *Jour. Meteor.* **6**, 330-336.
- Nyberg, A., 1949: An aerological study of large-scale atmospheric disturbance. *Tellus* **1**, 44-53.
- Phillips, N. A., 1950: The behavior of jet stream over eastern North American during January and February 1948. *Tellus* **2**, 116-124.
- Queney, P., 1947: Theory of Perturbations in stratified currents with applications to air flow over mountain barriers. *Dept. Meteor. Univ. Chicago Misc. Rept. No 23*.
- Rex, F. R., 1950: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. II. *Tellus*. **2**, 275-301.
- Riehl, H., 1948a: On the formation of typhoons. *Jour. Meteor.* **5**, 247-264.
- Riehl, H., 1948b: Jet stream in upper troposphere and cyclone formation. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **29**, 175-186.
- Riehl, H., 1948c: On the formation of west Atlantic hurricanes, *Dept. Meteor. Univ. Chicago, Misc. Rept. No. 24*, 1-46.
- Riehl, H. T. C. Yeh and N. E. La Seur, 1950: A study of variations of the general circulation. *Jour. Meteor.* **7**, 181-194.
- Scherhag R., 1948: *Wetteranalysen und Wetterprognose*. Berlin, Springer Verlag. 424 pp.
- Sekera, Z., 1949: The distribution of kinetic energy in certain types of steady barotropic currents. *Jour. Meteor.* **6**, 321-329.
- Starr, V. P., 1948: On the production of kinetic energy in the atmosphere. *Jour. Meteor.* **5**, 193-196.
- Stewart, H. J., 1948, A theory of the effect of obstacles on the waves in the westerlies. *Jour. Meteor.* **5**, 236-238.
- Yeh T. C., (葉篤正) 1950: The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945-46. *Tellus*, **2**, 173-183.
- Yeh, T. C., (葉篤正) Y. S. Kao (高由禮) and K. N. Liu, (劉匡南) 1951: A study of the onset and retreat of the winter circulation over southern Asia and west United States of American. *Jour. Chinese Geophys. Soc.* **3**.
- Yin, M. T., 1949: A synoptic-aerologic study of the onset of summer monsoon over India and Burma. *Jour. Meteor.* **6**, 393-400.

ON THE OROGRAPHICAL AND THERMAL INFLUENCE OF THE LAND-AND-SEA DISTRIBUTION ON THE GENERAL CIRCULATION OF THE ATMOSPHERE

BY YEH TU-CHENG

(*Academia Sinica*)

Abstract:

In this paper the west wind circulation along the meridians 135° E, 135° W, 65° W and 15° W during the period July 1945 through January 1946 are discussed. The circulations along these four longitudes are remarkably different, being simple and intense along the east coasts (135° E, 65° W) and weak and complex along the west coasts (135° W, 15° W). Over the entire northern hemisphere the westerlies tend to split over three regions, namely, the two west coasts and Tibetan plateau. Downstream from these places the split westerlies join into one strong jet stream, the intensity of the jet stream off the Asiatic coast being the highest. This phenomenon is attributed to the orographical influence of the mountains on the general circulation. Since the west wind speed is higher along the east coast than the west coasts, there is due to advection an accumulation of kinetic energy over the ocean and depletion of kinetic energy over the continents. To maintain a steady state kinetic energy must be constantly produced over the land and constantly consumed over the water.

In winter the continent is colder than the ocean. Owing to this thermal contrast the trough point along one isobar tends to slope northward from the coast toward water and slope southward from the coast toward land.