气 象 学 报
第27卷 第4期 1956年12月

1950年平均經圈环流与角动量的平衡*

叶篤正 邓根云

（中国科学院地球物理研究所） （北京大学）

提 要

本文利用了 Buch[5] 和 Starr 与 White[6] 所計算的1950年各緯度上空的平均經向風速（$[\overline{V}]$），繪制了子午面上的平均环流（全年：圖1，冬季：圖2，夏季：圖3），圖中显示出三个环型（cell），低緯度和高緯度的兩个正环型与中緯度的逆环型.

1950年平均西風急流的位置正好处于中緯度的逆环流之中．全年平均的赤道輻合綫位于北緯5°左右．自夏至冬三个环型均向北移，冬季半球 Hadley 环型伸向夏季半球去．三个环型的强度都是冬季大.

对于1950年北半球10°—70°的角动量平衡也作了分析（圖4），并繪制了这个空間中角动量輸送流綫圖（圖5），其中应該提出，就是通过东西風的界面流綫是鉛直的，也就是总的来說，在东風帶里产生的角动量不是在水平方向上輸送到西風帶里去，而是在鉛直方向上輸送到低緯度的高空西風里去，再由那里在水平方向上送到中高緯度去.

最后对于平均緯圈环流的維持也作了討論，結論是：在中高緯度大型扰动起着主导作用，在低緯度則平均經圈环流是重要的.

平均經圈环流与大气中角动量的輸送是近年来气象学界中討論得最多的問題之一．关于这个問題現在存在着兩种观点：一种是以 Starr[1] 为代表，他認为大气中大型渦漩是角动量輸送的絕对主要机構，他对平均經圈环流（以下簡称經圈环流）的存在抱有極大的怀疑；另一种观点可以 Palmén[2] 为代表，他認为在中高緯度大型渦漩是角动量的絕对主要輸送者，然而在低緯度經圈环流的重要性則大大增加．Palmén 認为經圈环流的重要不仅在它对角动量的輸送（在低緯度），而更重要的在它有动力作用．在討論通过东西風界面角动量的輸送問題中叶篤正和楊大升[3] 也提出了平均經圈环流可能产生的动力作用.

討論經圈环流的重要性时首先要决定它的存在与否．过去一般地都是用間接的方法討論它的存在，或者假定了它的存在．1950年 Riehl 和叶篤正[4] 第一次以实际的观

* 1956年8月10日收到.

測資料討論这个問題，証明了 Hadley 环型（cell）的存在。当时所用的資料仅限于 40°N—40°S 的海面紀录，高空的情况是由地面結果推出的，因此他們的結果有很大的局限性。本文則利用 Buch[5] 所繪的 1950 年北緯 10°—70° 各等压面的平均經向風速，首先証明經圈环流是实际存在的，然后再討論北緯 10°—70° 整个空間的角动量的平衡，繪出这个空間的角动量流綫，最后討論維持緯圈环流平衡状态的动力作用。

一．1950 年北半球的經圈环流

在沒有討論經圈环流之前，我們先討論所用紀录的准确程度。首先应該提出对于年平均（圖 1）来說。我們有兩套紀录可以利用，一套是 Starr 和 White[6] 所繪的，沿北緯 13°，31°，42.5°，55° 和 70° 各層的平均經圈風速。第二套是 Buch[5] 繪的每隔 10 个緯度 850 毫巴以上各層的平均經向風速。这兩套紀录是同年的。Starr 和 White 的紀录是直接由控制站（key station 共 75 个）的測風計算出来的，Buch 的紀录則由 81 个控制站的測風繪圖分析而来的。按理 Starr 和 White 的紀录应該比較好。可是 Starr 和 White 的某緯圈的平均值实际上是这个緯圈附近的不同緯度的測站紀录平均得到的，往往緯度相距 15° 以上的測站平均到一起，由圖 1 到圖 3 我們可以看出这种作法可以把屬于兩个經圈环型的測站扯在一起，这是个大缺点。注意到这一点，我們基本上采用了 Buch 的紀录。Buch 的紀录限于 850 毫巴以上，沒有 1000 毫巴的資料，1000 毫巴的数值則取自 Riehl 和叶篤正[4] 所給的海面值。

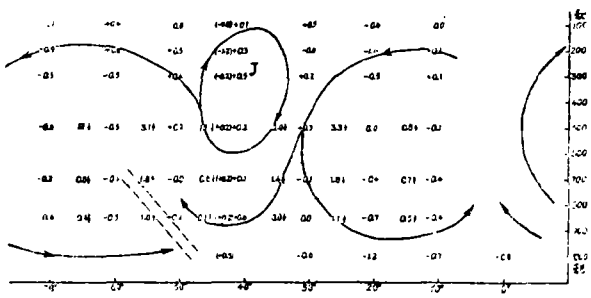


圖 1. 1950 年北半球年平均經圈环流

10°，20°，……70° 上空 850，700，500，300，200，100 毫巴的經向風速（正号为南風，負号北風）采自 Buch[5]，0°，10°，……30°，1000 毫巴的經向風速采自 Riehl 和叶篤正[4]，圓括弧內数值为采自 Starr 和 White[6] 的 42.5° 上各标准等压面的經向風速．10°—20°，20°—30°……等 850，700，500 毫巴的数值为鉛直風速（箭头方向为鉛直运动的方向）．經向風速單位为米/秒，鉛直風速單位为毫米/秒．

J 为西風急流年平均位置．双断綫为平均鋒面的位置

在圖 1 到圖 3 中我們注意到在个别緯度上空都是北風或者都是南風（北風为負，南風为正），这是不能滿足質量連續的要求的。虽然我們的紀录只限于 100 毫巴以下，但是很难設想 100 毫巴以上空气能够完成这相反的补償。既使在那些有南風也有北風的緯度上，質量連續的要求也是很滿足的。这也表明 Buch 所給的平均經圈風速（$[\bar{v}]$）的代表性是有問題的，这由他所給出的$[\bar{v}]$的标准偏差$\sigma(v)$可以看出，$\sigma(v)$比$[\bar{v}]$要大許多。

不像緯圈环流，有所謂的盛行方向（在中緯度它是自西向东），經向环流在任何緯度帶內都沒有相同的盛行風向。就一地而言，在时間上南風和北風是相互在变換的，虽然总的来說一地的南風頻率可能多于北風，或者反过来。因此沿任何緯圈的平均經向風速一定是許多正負（南風为正，北風为負）不同的数值的平均。又因为这些正負值的次数相差不大，大小也差不多。因此平均經向風速一定是小的，而标准偏差一定是大的。在这种情况下要得到比較准确的$[\bar{v}]$，一定要有多年的全球性的高空風才可以。由一年的观测是很难得出比較准确的$[\bar{v}]$来的。虽然如此，如果我們相信Buch所得的$[\bar{v}]$大部分在符号方面还能代表实际情况，則我們可以由这些紀录得出一些关于子午面平均經圈环流的狀况来。

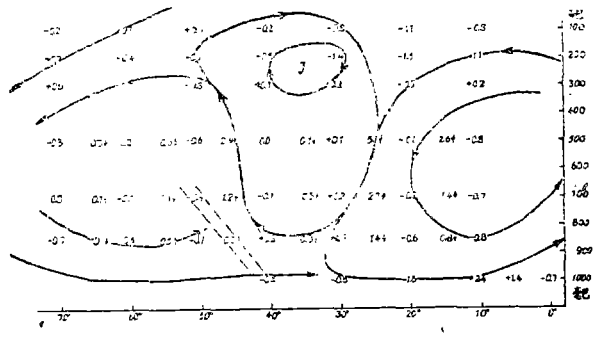


圖2. 1950年北半球冬季平均經圈环流
說明与圖1同。J为同年西風急流冬季平均位置。

根据 Starr 和 White 所給的75个控制站的观测頻率来看：500毫巴以上的頻率要比500毫巴以下的小很多，因此低空的平均要比高空的可靠。因此在都是南風或者都是北風的个别緯度上，我們相信了低空的風向。在这个緯度上的高空風向則不加以注意。500毫巴以下圖1到圖3中850，700和500毫巴上的鉛直風速是由$[\bar{v}]$和連續方程計算出来的。

最后应該提出，在繪制年平均（圖1）圖时，我們也参考了 Starr 和 White 的紀录。例如按 Buch 的分析在40°自850毫巴以上都是南風，而按 Starr 和 White 在42.5°的緯度上700毫巴以下是南風，700毫巴以上是北風，我們也將 Starr 和 White 的这組数字填在圖中。可惜的是 Starr 和 White 沒有給出冬季及夏季的平均，因此对于圖2和圖3除 Buch 的計算外沒有其他的計算可以参考。

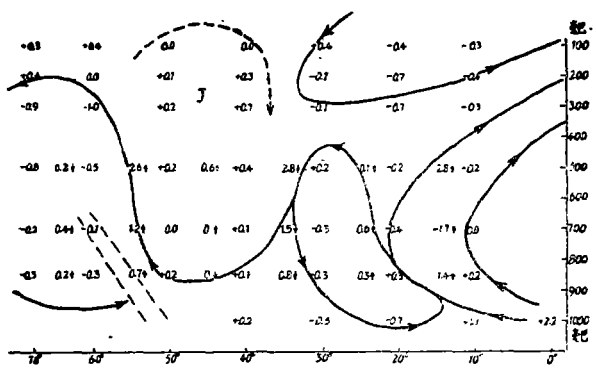


圖3. 1950年北半球夏季平均經圈环流
說明与圖1同。J为同年西風急流夏季平均位置。

1. 年平均

圖 1 是1950年年平均子午面环流圖，它清楚地显示出来三个閉合的平均子午环型。兩个正环型，一个在低緯度，另一个在高緯度，这兩个之間有一逆环型。这是与一般从間接推理所得的結果相符合的。从現有的紀录不能确切地确定三个环流的大小，但可以估計出低緯度的正环流，也就是所謂的 Hadley 环流約占 30 个緯度左右，高緯度的極地正环流約占 40 个緯度左右，中緯度的逆环流最小，不过占十几个緯度。它們的經向風速約为 0.5 米/秒。500 毫巴上的鉛直速度可达 0.3 厘米/秒以上，这样大的下降速度發生在 25° 以北。 45° 以北有着同样大的上升速度。其他地帶的鉛直速度要比这兩个地帶的鉛直速度小（赤道地区沒有紀录，無法比較）。我們注意到前个地帶正是 Hadley 正环型与中緯度逆环型的交界处，兩个环型的下降气流在此相遇。后一个最大鉛直速度發生的地帶是中緯度逆环型与極地正环型的上升气流相会合的地方。这是年平均的情况，在冬季（圖2）和夏季（圖3）里也是在这兩处气流会合的地方鉛直速度最大。

Hadley 环流在 20° 左右即开始为下沉气流，这支下沉气流的一部分在低空回向赤道，另一支則繼續北行在 30° 到 35° 間加入中緯度的逆环流。这个逆环流在 40° 左右开始上升，它的上升气流分成兩支，一支回向低緯轉成下沉气流，另一支走向高緯，在50° 左右加入極地正环流。这个正环流在 65° 左右即开始下沉，70° 以北沒有紀录，情况不清楚，不过可以相信，这个緯度以北均屬下沉气流，高空为南風，低空为北風。

北緯 10° 以南我們沒有紀录，但根据地面观測可以作一推測。依照 Riehl 和叶篤正[4] 所給的海面 1 月和 7 月的平均經向風在北緯 10° 为 −0.7 米/秒，在 0° 为 +0.8 米/秒。所以我們可以肯定，平均赤道輻合帶在北緯 5° 左右，这个輻合帶生出强大的赤道上升气流。因此 5°N 的緯圈可以看作南北半球的 Hadley 环流的平均交界面（可能这个面是傾斜的，只是地面的位置在 5°N）。

从圖 1 中我們还可以看出有重要动力意义的三点事实：

1）圖 1 中的 J（位于 40°，200 毫巴）为 1950年西風急流的平均位置（取自 Buch[5]的分析）。我們可以注意到急流正好位于逆环流的中心，这說明芝加哥大学气象研究所[7]的推論至少在平均情况下是对的。这个逆环流給了西風急流附近强大斜压性一个解釋。

2）根据 Buch 的分析，我們还可以确定1950年的平均副热帶高压的中心在北緯 30° 稍北，它正处于圖 1 中的强大的下沉气流区，这是和我們的經驗相符的。它上空的下沉气流来自兩处，一为 Hadley 环型，一为中緯度的逆环型。所以平均副热帶高压的

維持是和这兩个环型联系着的。

3)在低空中緯度逆环型的南風与極地正环型的北風相遇与45°以北，也正是極鋒(圖中虛綫)的平均緯度。这兩种緯度差别很大的空气造成鋒面的温度梯度，所以它們与極鋒生成的动力是有关系的。

2. 冬季

圖2是1950年冬季(1至3月，10至12月)的平均子午面环流情况。圖2基本上是与圖1(年平均)相同的，不过三个环型都向南移了許多。这时極地正环型加大了，在地面極鋒到了40°左右，Hadley 环型的南部到了赤道上空，而且越过了它。由于这个环型的南移，本来年平均为上升气流的北緯10°—20°現在轉成了下沉气流。根据 Riehl 和叶篤正[4]所計算的1月南半球海面平均經向風速，我們可以看到在冬季赤道輻合帶在南緯5°左右。初步看来平均的赤道輻合帶就是南北兩个半球 Hadley 环型在低空相会的地区，这点在夏季圖中看得比較清楚。

在冬季中緯度逆环型也是小于兩个正环型。这个逆环型中的 J 是同年冬季西風急流的平均位置，它取自 Buch 的分析。这也清楚地显示出在冬季平均情况下，逆环型伴随着西風急流。

冬季平均經圈环流的强度比年平均大，經向風大于0.5米/秒，尤其在低緯度(Hadley 环流)到达1.0米/秒以上。鉛直速度在30°以南也較大，在25°，500毫巴的地方到达−0.5厘米/秒。

3. 夏季

圖3是1950年夏季(4月到9月)的平均經圈环流圖。由圖中我們可以看出，和冬季比較起来整个环流型式向北移了，原来冬季10°—20°北緯的下沉气流現在变成了上升气流；在冬季最大下沉速度發生在20°—30°，現在移到30°—40°；沿極鋒面的最大上升运动也比冬季向北移了約十个緯度。这些事实都是符合于我們的經驗的。

南半球的 Hadley 环型扩大北来，在低空伸到北緯10°以北，它与北半球 Hadley 环型所成的輻合綫这时到北緯15°左右。

在40°和50°上空所有各層都是南風，这表示紀录中存在有問題，所以圖3中中緯度逆环型的上部是用虛綫繪出的。

比較圖2与圖3我們可以看出夏季的經圈环流的强度比冬季小，尤其是在低緯度 Hadley 环型已經縮得很小，南北的寬度不过10个緯度左右，高度不过达400多毫巴。还可以注意的是在 Hadley 环型之上，似乎还有一个与它相反的环型。

二. 1950年北緯10°—70°角动量的平衡

依照 Starr 和 White[8]的方法，Buch 計算了1950年的平均$[\overline{uv}]$

$$[\overline{uv}]=[\bar{u}][\bar{v}]+[\overline{u'v'}]+[\overline{u'v'}] \tag{1}$$

并分别給出了各緯度和各高度上的$[\bar{u}][\bar{v}]$、$[\overline{u'v'}]$和$[\overline{u'v'}]$的数值。上式中u和v各为西風和南風速度；"—"表示对时間的平均；[ ]表示沿緯圈平均；[¯]表示对时間平均后再沿緯圈平均。"′"表示实际值与时間平均值的偏差。由根据这些数值和由此算出的年平均的$[\overline{w}]$(圖1)我們可以計算1950年北緯10°—70°大气中角动量的平衡。

在p_1与p_2等压面之間通过緯圈φ的角动量流量为

$$\Phi_\varphi=\frac{1}{g}\int_{p_2}^{p_1}dp\oint_\varphi[\omega R^2\cos^2\varphi+uR\cos\varphi]v\,R\cos\varphi\,d\lambda, \tag{2}$$

其中ω为地球自轉角速度，R为地球半徑。依照(1)式，(2)式可以改写为

$$\Phi_\varphi=\frac{2\pi R^2\cos^2\varphi(p_1-p_2)}{g}\{\omega R\cos\varphi[\bar{v}]+[\bar{u}][\bar{v}]+[\overline{u'v'}]+[\overline{u'v'}]\}, \tag{3}$$

上式中括号內第一項为平均經圈环流对牽連角动量(由地球自轉而引起的角动量，以下簡称ω-角动量)的輸送，第二項与第三項之和代表平均經圈环流对相对角动量(以下簡称u角动量)的輸送，第四項为渦漩运动所輸送的u角动量。这几項都可以由 Buch 所給的$[\bar{v}]$，$[\bar{u}][\bar{v}]$，$[\overline{u'v'}]$和$[\overline{u'v'}]$值計算出。在定常的狀态下，我們可以进而計算地球与大气間的角动量交換，以及角动量的鉛直輸送等等。

通过兩个緯圈的角动量輸送的差額就等于这兩个緯度之間的大气与地球的角动量交換，在定常狀态下(3)式右边第一項沒有通过緯圈的凈輸送，因此某一緯度帶內地球与大气之間的角动量的交換，由(3)右边后三項在該帶的差額来决定。

在某兩个等压面p_1与p_2之間通过緯圈φ的質量輸送为

$$M_\varphi=\frac{2\pi R\cos\varphi}{g}[\bar{v}]_\varphi(p_1-p_2), \tag{4}$$

通过某等压面p在某一緯度帶內的質量鉛直輸送M_p可以由M_φ的輻合輻散計算出来，而某緯度帶內的角动量的鉛直輸送則为

$$\Phi_p=\omega R^2\cos^2\bar{\varphi}\,M_p+R\cos\bar{\varphi}\,\rho[\overline{uw}]\Delta S, \tag{5}$$

其中$\bar{\varphi}$为緯度帶的平均緯度，ΔS为这一帶的面积。(5)式中右边第二項不能用現有的資料直接算出，但是(5)式左边和右边的第一項都可以計算，因而右边第二項也可以得到間接的估計。

1. 地球与大气間角动量的交換

現在假定50毫巴以上的角动量的净輸送可以略去，同时在50毫巴面上沒有鉛直的角动量的净輸送，50毫巴以下沒有通过緯圈的質量净輸送，这样我們就可以根据通过不同緯圈自地面到50毫巴相对角动量輸送的差值以計算各緯度帶內大气与地球之間角动量的交換。这个年平均值列于圖4。約在30°以南地球給与大气角动量，約在30°—60°之間大气还給地球角动量，約在60°以北大气又自地球获得角动量，这是与我們熟知的东西風帶分布相适应的。因此通过60°与30°角动量的净輸送各是向南和向北到西風帶去（圖4中最上列的箭头表示通过緯圈的角动量净輸送）。从量上来說，極地东風帶对西風帶角动量的供給远較低緯度东風帶的供应为小（通过60°为$11.3\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，通过30°的为$246.6\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，这是因为高緯度东風帶的面积小，風力也弱，距离地軸又近的緣故。

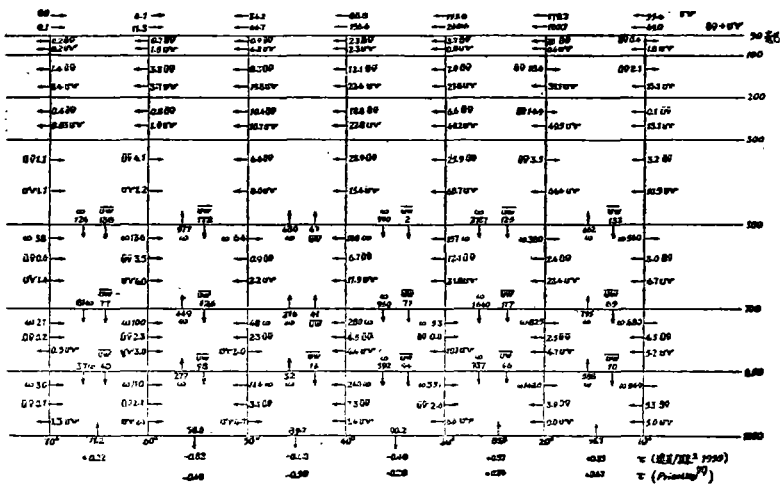


圖4. 1950年北半球10°—70°角动量輸送圖

帶有ω的数值表示經圈环流对ω角动量（由地球自轉而来的角动量）的輸送值，帶有$\overline{u}\overline{v}$的数值表示經圈环流对u角动量的輸送，即(3)式中右边第二、三項（$[\overline{u}][\overline{v}]+[\overline{u'v'}]$項），帶有$\overline{u'v'}$的数值表示渦漩运动对$u$角动量的輸送，即(3)中右边第四項（$[\overline{u'v'}]$項）。帶$\overline{uw}$的数值表示$u$角动量的鉛直輸送（即包括$[\overline{u}][\overline{w}]$、$[\overline{u'w'}]$和$[\overline{u'w'}]$，亦即(5)式的第二項）。以上各量都用箭头表示其輸送方向。圖上方的第一排数值为渦漩运动对u角动量的净輸送，第二排数值为角动量的净輸送。以上各量單位均为$10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$。圖下方最下一排数值为采自 Priestley[11] 的地面摩擦应力，第二排为按本文計算得地气角动量交換值計算出的地面摩擦应力。

1950年在10°—30°大气取自地球的角动量为$178.0\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，在西風帶还給地球的为$257.9\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$。和 Mintz[9] 由地轉風所計算出的大气与地球之間的角动量交換（1949年1月）相比，1950年的交換量要小，和 Widger[10] 所計算的相比則更小。应当指出他們的計算是1946和1949年1月份的平均，这里的則是全年平均，而年平均应該小些。

地球与大气之間的角动量交換率可以地球与大气之間的应力 τ 来表示，結果見圖 4 的下面，正号表示供給大气角动量，負号表示消耗大气角动量。西風帶的应力較东風帶大，兩者絕对值之比約为 1.5—2.0 与 1.0 之比。Priestley[11] 曾計算过大气与海面之間的应力，他的計算值列于圖 4 的最下面。比較 Priestley 的 τ 值与 1950 年的 τ 值，可以看到二者相差不多，各緯度帶之間符号是相同的，西風帶的 τ 的絕对值一般說来 1950 年要大些。考虑 Priestley 的 τ 仅限于海面，而我們的結果則包括了陆地的作用，这兩种結果可以說是一致的。

2. 經圈环流对角动量的輸送

(3)式中右边的前三項都是由經圈环流引起的水平方向的角动量輸送；前一項是 ω 角动量的輸送，也就是圖 4 中以 ω 表示的；后兩項是 u 角动的輸送，合成一項，就是圖中的 $\bar{u}\bar{v}$。由于地球自轉的直綫速度远大于風速，因此圖中的最大輸送項是 ω 項。因为我們假設了常定狀态，通过緯圈沒有質量輸送，因而也就沒有 ω 角动量通过緯圈的凈輸送。由 Buch 的$[\bar{v}]$得不出常定狀态的要求，为此我們只計算了 500 毫巴以下 ω 角动量的水平輸送，而令 500 毫巴以上的輸送与 500 毫巴以下的輸送值相等而方向相反。

我們也計算了通过 850, 700 及 500 毫巴等压面 ω 角动量的鉛直輸送，也在圖 4 中以 ω 标示之，它的量級和 ω 角动量水平輸送相当，是輸送項中最大的，它的方向也就是鉛直运动的方向。在低緯度东風帶的北部向下南部向上輸送，这点与东風帶常定狀态的維持有重要的关系，以下我們还要討論这一点。

3. 角动量的总平衡

因为我們只討論常定狀态，所以在任何一个固定的空間中的角动量总值应該不变。在大气中沒有角动量的源和匯，所以流入某固定空間的角动量应該与流出的相等。茲將空間沿南北分为相隔为 10 个緯度的若干帶，上下分成 1000—850, 850—700 和 700—500 毫巴等層，500 毫巴以上自算一層。从最低層开始算起，在这里我們有了 ω 角动量的水平和鉛直方向的輸送，平均經圈环流对 u 角动量的輸送($\bar{u}\bar{v}$)，大型渦漩輸送項(圖 4 中的 $u'v'$)，以及地球与大气間的交換。很显然，这些輸送項的总和不为零，也就是它們之間不能平衡。这里我們所沒有考虑的就是 u 角动量的鉛直輸送，也就是(5)式右边第二項。在平衡的条件下我們把这項計算出来在圖 4 中以 $\overline{u\omega}v$ 标示之。按照計算結果在 10°—70°，1000—500 毫巴的广大空間中，除 40°—50° 的 850 毫巴和 700 毫巴兩層外 $\overline{u\omega}v$ 項都是向下的。我們知道西風風速是向上增加的，因此鉛直运动順着 u 的梯度向下輸送角动量。在討論低緯度角动量的鉛直輸送时 Palmén 和 Alaka[2] 与 Sheppard[12] 得到同样的結論。

由圖4中我們看到自10°—70°每10个緯度帶中的 $\overline{uw}$ 項值相差不大，而每10个緯度帶的面积相差却很多，如將 $\overline{uw}$ 項化为單位面积的角动量通量，則高緯度的 $\overline{uw}$ 項要比低緯度的大。通过20°—30°的700毫巴面 $\overline{uw}$ 輸送角动量为 $117\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，在同一地方 Palmén 和 Alaka[2] 依照他們自己的模式所算出的为 $115\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，和我們的結果很好地吻合。Palmén 和 Alaka 認为这項輸送是由于渦漩运动的結果，于是写成 $\rho\Delta S\ \overline{u'w'}\,R\cos\bar{\varphi}$，这里 ΔS 是20°—30°的面积，他們更进一步令

$$\rho\Delta S\,\overline{u'w'}\,R\cos\bar{\varphi}=-\mu\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\Delta S\,R\cos\varphi, \tag{6}$$

由此估計出 $\mu=120$ 克/厘米·秒。

应当指出 $\overline{uw}$ 項不能仅由渦动項来代表，按 Starr 和 White，$\overline{uw}$ 应为

$$[\overline{uw}]=[\bar{u}][\bar{w}]+[\overline{u'w'}]+[\overline{u'w'}], \tag{7}$$

上式中右边前兩項是平均緯圈环流对 u 角动量的鉛直輸送，第三項就是 Palmén 和 Alaka 用于代替整个 $\overline{uw}$ 項的渦漩項。第一項可以由本文所計算的鉛直速度 $[\bar{w}]$ 和 Buch 所給出的 $[\bar{u}]$ 得出，第二項無法由現有的資料計算。在20°—30°的700毫巴 $[\bar{u}][\bar{w}]$ 項輸送角动量为 $7.5\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，如略去 $[\overline{u'v'}]$ 則通过20°—30°的700毫巴面的垂直渦漩輸送为 $109\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，比 Palmén 和 Alaka 所用的 $\rho\,\overline{u'w'}\,\Delta S\,R\cos\bar{\varphi}$ 值稍小，因而 μ 值也稍小，約为114克/厘米·秒，实际上这种差别应該說是可以忽略的。

应当着重指出圖4中所給的 $\overline{uw}$ 只是一个很粗略的量級，不能用作精确的計算，原因是它由兩个大数的微小差值，这兩个大数量牽連着平均經圈环流的强度，而到現在为止这个强度是尚不能精确給出的。

三。角动量輸送流綫圖

將角动量輸送的各項数值按照矢量加起来我們就得到1950年北緯10°—70°的角动量总平衡，由此我們可以繪平均角动量輸送流綫圖，就是圖5。圖5基本上与圖1相同，也是有三个环流中心，中心位置几乎与三个平均經圈环流中心位置相同。有兩个向上輸送地帶，一个在20°以南，另一个在40°—50°；兩个向下輸送地帶，一个在20°—40°，另一个在60°以北。在20°到30°多度向下的角动量輸送并不到达地面，而是在这里与来自地面的角动量輻合于近地面的一層，一起流向低緯度。在高空，除在40°左右外角动量都是向北輸送，在低空反了过来。这張圖与 Widger[10] 的角动量流綫圖比起来是絕然不同的。由圖5我們可以看出，在大气中存在着强大的角动量环流系統，在这

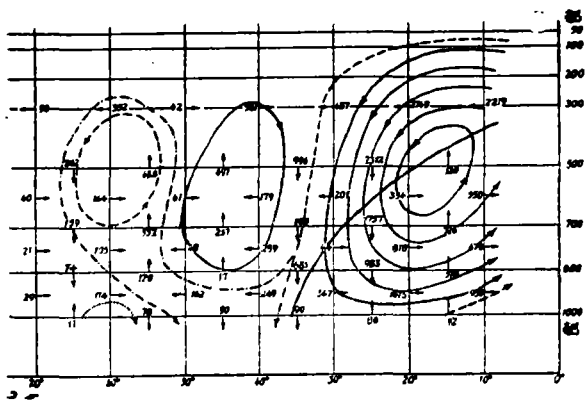


圖 5. 1950 年平均角动量輸送流綫圖

單位：实綫每根 $500\times10^{24}\left[\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}\right]$

断綫每根 $250\times10^{24}\left[\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}\right]$

点断綫每根 $125\times10^{24}\left[\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}\right]$

点綫每根 $10\times10^{24}\left[\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}\right]$

圖中粗实綫表示角动量水平經向輸送的零綫

系統中大量的角动量在环流着，在环流过程中將在东風帶中取自地球的角动量帶到西風帶还給了地球。应該指出，在量的方面，大气与地球間角动量的交換值在角动量的环流中只是一个微小的部分，虽然这在动力方面是一个重要的环节。

在低緯度东風帶所得于地球的角动量是依靠經圈环流（按我們在前面指出过 u 角动量的鉛直輸送几乎所有地区都是向下）的上升运动帶到高空。能够完成东風帶产生的角动量向上輸送的經圈环流只能是正环流，东風帶中低層向南流的大气自地球中取出的角动量供給其 ω 角动量的增加，而在低緯度的上升运动上把这一部分角动量也就帶到高空，在高空完成把东風帶产生的角动量向北輸送則主要靠渦漩运动。在 20° 以北由平均經圈环流与 $[\overline{u'v'}]$ 項輸送到低空，絕大部分在低空流回低緯度，一小部分在西風帶中还給了地球。在 70° 以北沒有紀录，所以我們不清楚在極地东風帶取自地球的角动量如何送到西風帶还給地球。

在圖 5 里有兩个富有意义的現象应該提出：

1. 40° 以南，300 毫巴左右为角动量流綫的輻合区，这个輻合区是兩种作用产生的，由圖 4 里我們可以看出渦漩运动对角动量的輸送（$[\overline{u'v'}]$ 項）和經圈环流对 ω 角动量的輸送都在这里輻合，而后者比前者大好几倍。这个地区正是西風急流位置，因此这个輻合与西風急流的維持有密切的关系，此点我們下节仍要討論。

2. 圖 5 中有一粗实綫，它的地面位置約在 35° 左右，自此向南傾斜，在 10° 它的高度約在 400 毫巴以上，沿着这条綫角动量的流綫是鉛直的，也就是这条綫下面的空气与上面的空气只有鉛直方向角动量的交換，沒有水平方向的交換。这条綫大致与东西風交界綫相合。这說明东風帶向西風帶的角动量輸送基本上是依靠經圈环流的鉛直运动。在較低的緯度东風帶里的空气上升，帶着較大的 ω 角动量流入高空的西風帶去。在較高的緯度，西風帶里的空气下沉，帶着較小的 ω 角动量流入东風帶。这样就將东風

帶所取自地球的角动量送到了低緯度高空西風帶，然后再送到中緯度。在討論通过东西風界面角动量輸送的动力作用时，叶篤正和楊大升[3]就提出了这种輸送的可能性。

根据圖4我們可以看出1950年北半球西風帶每秒鐘还給地球約 $257.9\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒}$ 角动量，維持平衡，这些角动量必需由东風帶供給，在該年極地东風帶每秒供給 $11.3\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒}$，其余的来自低緯东風帶，已經知道这些角动量是由鉛直运动由东風帶帶到高空西風帶去的。現假定东風的平均高度在10°—20°为500毫巴，在20°—30°为700毫巴，在30°—35°为850毫巴，則在第一帶自东風帶流入西風帶 $530\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$（$\omega$ 与 $\overline{uw}$ 的代数和），在第二帶流入东風帶 $1757\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，在第三帶流入东風帶 $343\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，所以在10°—35°东風帶获得 $1560\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$。但是这年东風帶应該送北半球西風帶 $247\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$，所以在10°以南东風帶应該送出 $1784\times10^{24}\frac{克\cdot厘米^2}{秒^2}$。假定这个量在北緯5°—10°的东風帶送出，則在这个面积上应該有每秒 6.14×10^{13} 克的空气自东風帶鉛直地流出，如果这个流量發生在400毫巴，則該处的鉛直上升速度 $[\bar{w}]$ 約为0.53厘米/秒。如果在北緯10°—0°完成，則 $[\bar{w}]$ 值約縮小一半。

四。緯圈环流的維持

近年来一般的气象学者們都傾向于認为西風环流的維持有賴于渦漩运动，这种渦漩运动的应力作功以补償摩擦消耗，郭曉嵐[13,14]从理論上証明了这一点，多数的观測事实也說明了这点。但是这限于中高緯度的西風环流的維持，此点由圖4也得到証明。由圖4中我們可以看出在30°以北 $[\overline{u'v'}]$ 輸送的角动量是輻合的，这是有利于西風环流的維持。我們还可以看到这項角动量輻合最大的地区在30°—40°之間、500毫巴以上，这正是西風急流的区域。但是在这个区域除 $[\overline{u'v'}]$ 所产生的角动量的輻合外，更有經圈环流所产生的角动量的輻合，此項輻合比 $[\overline{u'v'}]$ 輻合还要大，此点在上节已經提出。因此在西風急流維持方面中緯度的逆环型与低緯度的正环型也起着很大作用的。必須說明，这里所說逆环型起着維持西風急流的作用，并不意味着逆环流所产生的角动量輻合就是西風急流的成因。按芝加哥大学[7]的推理則逆环型反而是西風急流的結果。其实西風急流、逆环型和 $[\overline{u'v'}]$ 的輻合，它們都是同时出現的，相互制約的現象，它們之間的每一个都不能是其他兩个的成因，我們揭露的西風急流与逆环型 $[\overline{u'v'}]$ 的輻合之关联，只是說明就平均狀态而言（也不排除瞬时狀态）大气內部在这些方面是如何的取得相互协調的，至于产生这些現象的最直接原因我們是知道得不清楚的。

在30°以南情况就不同了，500毫巴以上$[\overline{u'v'}]$项的角动量輸送是輻散的，最大的輻散發生在20°以南。这是極其不利于这个緯度帶高空西風环流的維持的，它的作用使西風环流强度減弱，这个情况不限于1950年，其他的年份也如此，因为根据不同作者的計算，历年来渦漩的角动量輸送在30°左右最大。因此30°以南高空西風环流的維持必須借助于他种动力作用。經圈环流对u角动量的輸送在20°以南有輻合，而在20°—30°这項輸送也产生角动量的輻散，但經圈环流对ω角动量的水平輸送在20°—30°产生極大的角动量輻合，它在这里是可以維持西風帶的消耗的。在20°—10°它的水平輸送又产生角动量的輻散，可是我們看到在20°—10°通过500毫巴等压面有大量的ω角动量的向上輸送，这項角动量的向上輸送維持了这一帶高空西風环流。总之經圈环流是低緯度高空西風环流的主要动力作用，也就是这种ω角动量的垂直輸送以及在高空ω角动量的向北輸送与 Hadley 环型上空的西風的生成有关系的。

現在我們可以討論維持低緯度东風帶的动力作用。由圖4我們可以計算出30°以南近地面層（如700毫巴以下）角动量的輻散与輻合，在30°—20°$[\overline{u'v'}]$使角动量輻散，这是有利于东風环流的維持；但在20°—10°該項作用使角动量輻合，这是減弱东風环流强度的。由 Mintz[9] 的計算，我們也可以看到1949年1月里地轉風对角动量的輸送也是在东風帶里使角动量輻合，因此我們可以說大型渦漩运动不是維持东風帶的动力作用。

由圖4我們可以算出經圈环流在东風帶里使u角动量輻合，但是它的水平运动在30°—20°使ω角动量輻散，平均經圈环流的鉛直运动在20°以南使ω角动量輻散。因此我們可以說低緯度的东風帶的維持是依賴平均經圈环流的。

总之我們的結論是：在中高緯度，緯圈环流的維持者主要是大型的渦漩运动，而低緯的緯圈环流則主要依賴經圈环流来維持。在理論上这是完全可以解釋的，根据 Fultz[15]* 和 Hide[16] 的試驗，在旋轉的流体中的运动主要是取水平的大型渦漩的形式，或者取对称的鉛直环流的形式，这决定于流体中水平温度梯度与旋轉速度之比。在一定的温度梯度下，当旋轉速度大时則近于水平形式，当旋轉速度小时則运动近于鉛直环流，郭曉嵐[17]理論上也証实了这点。因此我們可以推論經圈环流在低緯度是重要的，因为这里科里奧利参数（$f=2\omega\sin\varphi$）很小，也就是流体的旋轉速度小。到了中高緯度f变大，于是經圈环流不能占重要地位，所以在低緯度經圈环流是維持緯圈环流的主要动力作用，在中高緯度，大型渦漩运动是緯圈环流的主要維持者。

---

* 作者未見到 Fultz 的原文，这里是根据郭曉嵐[17]的文章轉引的。

五. 总　　結

本文以实际观测資料繪制了1950年北半球的年平均、冬季(10月—12月，1月—3月)平均和夏季(4—9月)平均北半球子午面环流圖(圖1至3)，在圖中可以看出經圈环流的存在是沒有疑問的，环流型式与一般推想的很符合，有三个环型，兩正一逆，逆环型在中緯。逆环型范圍最小，約占十几个緯度，逆环型的中心也正是西風急流的中心，这說明在平均情况下圍繞西風急流的环流是逆的。兩个正环型的中心高度較低，但平均也在500毫巴以上。只有夏季的 Hadley 环型最低，中心在600毫巴左右。

整个环流型式冬夏改变不大，只是冬季向南移，夏季北移。北半球的 Hadley 环型在冬季越过赤道，夏季其南端退回北緯15°以北，同时范圍也縮小了很多，这时南半球的 Hadley 环型伸到了北半球。中高緯度的兩个环型也作了相应的季节移动。冬季的环型强度較夏季强，尤其在低緯度，在高緯度則兩者相差不大。这也是容易解釋的，冬季南北温度梯度大，而地球自轉速度却不变，所以根据上节的討論冬季經圈环流应該强。在低緯度，地球自轉参变数 f 小，所以温度梯度的变化所引起的經圈环流强度的变化也就更加显著了。

冬季环流强，在副热帶高压区下沉运动也强，但副热帶高压則冬季反比夏季弱，此点是費解的。这可能是与緯度变化有关，因为低緯地轉偏差較大，因此冬季南移的副热帶高压，虽然系統变弱，也能完成大量的低層空气輻散，使下沉运动加强。也可能因为紀录本身存在有問題。

繼經圈环流之后本文討論了1950年北緯10°—70°大气角动量的平衡，并繪制了角动量环流綫，它絕然不同于Widger[10]的圖。按照我們的結果，角动量环流也有三个与經圈环型相应的环型。在这三个环型中，大气的角动量在环流着，在这环流过程中，东風帶取自地球的角动量被輸送到西風帶里去，还給了地球。应当指出大气与地球之間这部分角动量的交換，只占环流中循环着的角动量的很微小的一部。在东風帶里取自地球的角动量是被 Hadley 环型的鉛直运动輸送到高空的西風中去，然后再送到中緯度去。在 Hadley 环型里近赤道的上升运动帶着較大的 ω 角动量升到高空西風帶中去，而其北面的下沉气流帶着較小的 ω 角动量回到东風帶，这样我們就有了角动量的凈輸送。这和低緯度緯圈环流的維持有着重要的关系。

角动量的环流圖在40°左右的高空中有角动量的輻合，这与西風急流的維持是关联着的。

最后本文討論了維持緯圈环流平衡狀态的动力作用，結論是在低緯度主要的动力

作用是經圈环流，在中高緯度的主要动力作用是准水平的大型涡漩运动。

参 考 文 献

[1] Starr, V. P., Note concerning the nature of the large-scale eddies in the atmosphere. *Tellus*, **5** (1953), 494-498.

[2] Palmén E. and Alaka, A., On the budget of angular momentum in the zone between equator and 30° N. *Tellus*, **4** (1952), 324-331.

[3] 叶篤正和陽大升，北半球大气中角动量的年变化和它的輸送机構. 气象学报，26: **4** (1955)，281-294.

[4] Riehl, H. and T. C. Yeh (叶篤正), The intensity of the net meridional circulation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **76** (1950), 182-188.

[5] Buch, H. S., Hemispheric wind conditions during the year 1950. *M. I. T. Final Report part* 2, General Circulation project. No. AF 19-122-153, 1954.

[6] Starr, V. P. and White, R. M., Balance requirements of the general circulation. *Geophy. Res. papers*, No. 35 (1955), Geophy. Res. Directorate, AFCRC.

[7] University of Chicago, Department of meteorology, On the general circulation of the atmosphere in middle latitudes. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **28** (1947), 255,280.

[8] Starr, V. P. and White, R. M., A hemispherical study of the atmospheric angular-momentum balance. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **77** (1951), 215-225.

[9] Mintz, Y., The geostrophic poleward flux of angular momentum in month of January 1949. *Tellus*, **3** (1951), 195-200.

[10] Widger, W. K., A study of the flow of angular momentum in the atmosphere. *J. Met.*, **5 (1949), 291-299.**,

[11] Priestley, C. H. B., A survey of the stress between the ocean and atmosphere. *Aus. J. Sci. Res., Series A*, **4** (1951), 315-328.

[12] Sheppard, P. A., Momentum flux and meridional motion in the generel circulation. *Proc. Toronto Met. Conf., Roy. Met. Soc.*, 1954, 103-108.

[13] H. L. Kuo (郭曉嵐), A note on the kinetic energy balance of the zonal wind systems. *Tellus*, **3** (1951), 205-207.

[14] H. L. Kuo (郭曉嵐), On the production of mean zonal current in the atmosphere by large disturbances. *Tellus*,**5** (1953), 475-493.

[15] Fultz, D., A survey of certain thermally and mechanically driven fluid systems of meteorological interest, *Symposium on model experiments, Johns Hopkins University*, Sept. 1953.

[16] Hide, R., Some experiments on thermal convection in a rotating fluid. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **79** (1953), 161.

[17] H. L. Kuo (郭曉嵐), Energy releasing processes and stability of thermally driven motions in a rotating fluid. *J. Met.*, **13** (1956).

MEAN MERIDIONAL CIRCULATION AND ANGULAR MOMENTUM BALANCE IN THE YEAR OF 1950

YEH TU-CHENG DUNN GUN-YUNG

(Institute of Geophysics and Meteorology) *(Peking University)*

ABSTRACT

Utilizing the latitudinal mean of upper meridional wind of 1950 given by Buch[5] and Starr and White[6], mean meridional circulation has been studied. Fig. 1-3 (fig. 1 for whole year, fig. 2 for winter, fig. 3 for summer) reveal three cells: two direct cells in low and high latitudes respectively and one indirect cell in middle latitudes. The average jet stream of 1950 is situated in the middle cell. The yearly average equatorial convergence zone is at about 5°N. From winter to summer all the three cells shift northward. The Hadley cell of winter hemisphere extends to summer hemisphere. The intensity of these cells seems to be stronger in winter than in summer.

Angular momentum balance for the latitudes 10°N—70°N for the year 1950 was also studied, and figure for stream lines for the transfer of angular momentum was constructed (fig. 5). The most interesting feature in this figure is that through the surface separating easterlies and westerlies the stream lines are vertical. Thus it indicates that the angular momentum generated in the easterlies is transported to the westerlies not in horizontal direction, but transported to upper westerlies in low latitudes by vertical motion. Then from there it is transferred to middle latitudes. The mechanism of such transfer is as follows: In Hadley cell the upward motion in equatorial region and southern tropics carries more angular momentum due to earth's rotation, while the downward motion in northern tropics and subtropics carries less angular momentum due to earth's rotation. Thus in the mean angular momentum generated in easterlies is transported to upper levels.

Finally the mechanism of maintenance of zonal circulation was discussed. The conclusion is this: In middle and high latitudes gross disturbances are of primary importance while in low latitudes mean meridional circulation is important in maintaining zonal circulation.