

大氣環流水工實驗系統研發與應用

Hydraulic Atmosphere Circulation Experiments and Applications

陶家瑞¹, 胡明森²

Chia-Rei Tao¹, Ming-Sen Hu²

¹ 軍事氣象系, ² 一般學科部

空軍航空技術學院

¹Department of Military Meteorology, ²School of Academic Studies

Air Force Institute of Technology

摘要

透過水工環境模擬地球旋轉、流體密度與速度差異所產生的現象，檢視大氣中風切現象與大氣穩定度間變化情形，同時亦模擬密度差與旋轉圓盤速度變化過程。實驗結果顯示，水中密度與溫度梯度透過轉盤徑向半徑之變化，會影響水的流動速度，初期引起凱爾文-赫姆茲不穩定 (Kelvin-Helmholtz instability) 現象，時間持續會依轉盤轉速之不同而產生不同大小數量的旋轉渦旋。這些實驗結果，適合用來解釋地球上大氣環流的理論與現象；透過理查遜數 (Richardson Number) 觀察風切與密度或氣壓梯度之關係，顯示流體密度梯度愈大，產生不穩定所需的時間較長，此說明層狀大氣愈穩定，愈不容易有擾動出現。另外，轉盤容器以不同的速度旋轉模擬流體受柯氏力影響情形，亦可產生不同大小環流波形，在流體密度梯度相同的狀況下，圓盤轉速愈慢，所形成波數愈少，波長愈長；轉動速度愈快，形成的波數愈多，波長愈短。此實驗裝置相較於地球的狀況雖嫌簡單，但是對於一般環流中主要依賴的旋轉速率及圓盤大小有關的流體速率 (Rossby Number) 及赤道加熱和極地冷卻等主要的動力因素都能夠保留下來，有助於讓學者能夠觀察學習抽象的氣象理論。

關鍵字：大氣環流、凱爾文-赫姆茲不穩定、密度流、水工實驗、羅士貝數

Abstract

The behavior of the atmosphere in the rotating Earth can be simulated in a rotating water tank. The Kelvin-Helmholtz instability produced by different flow speeds at the boundary of high density current in the initial period. Then, the velocity shear continuously affect the flow. Eventually, the isolated vortexes in various sizes appear around the water tank. The distance of the wavelength and the vortex size depend on current density and the rotating rate of the tank. The results show that (i) the flow has the more density gradient the flow are more stable at the

same speed, (ii) the faster the tank rotating, the shorter wavelength occurs in which the gravity current expands outward at the same density difference. This rotating tank have ability to demonstrate fluid dynamical phenomena, shedding insight on the sometimes complicated or esoteric mathematics used to describe such processes. A spin tank such as this has practical applications for the qualitative study of fluid dynamics. Fundamental concepts in rotating flow dynamics can be demonstrated to supplement the more rigorous mathematical treatment typically given in atmospheric physics graduate-level courses.

一、前言

大氣之水平運動通常稱之為「風」，它對於大氣中之水氣、熱量的傳送和天氣、氣候的形成有著非常重要的關係。空氣之水平運動基本上是在「力」的作用下產生的，作用在大氣之力有：由氣壓分布不均而產生的「氣壓梯度力」；由於地球自轉所產生的「地轉偏向力」；由空氣層間相對運動、空氣與地面間相對運動所產生的「摩擦力」；更由於空氣做曲線運動時所產生之「離心力」及因受日照水、陸分布不均比熱不同所以起的「熱力」等等問題 (Holton 1972)。這些『力』在不同的空間、時間下，由不同的組合構成不同型式的大氣水平及垂直運動型態甚為複雜繁多。如果我們只考慮大於 2000 公里以上最具穩定特性的大尺度大氣環流作為基礎，因為它可以反映出大氣運動的基本狀態和變化特徵，並孕育和抑制著較小規模的氣流運動。

二、大氣環流真實面貌

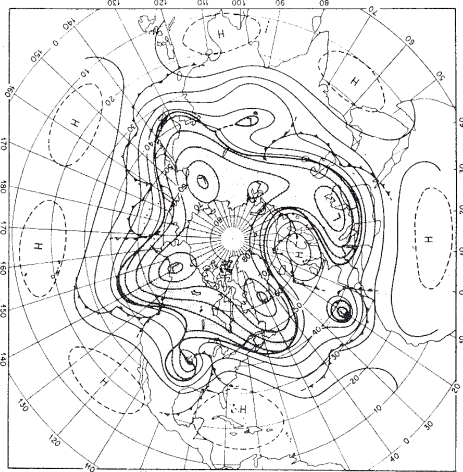
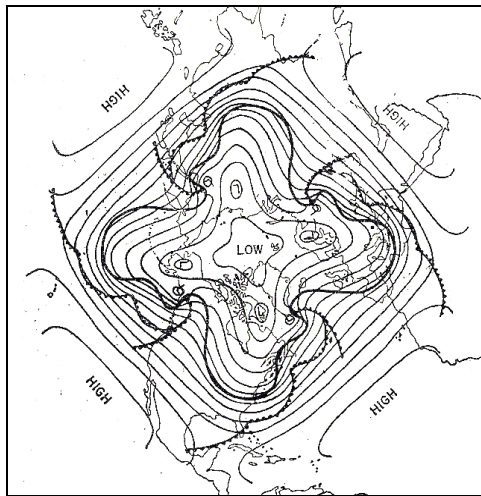
氣候的使者是由大氣環流來擔任，加熱不均勻的現象產生了大氣及海洋環流，均勻地分配輻射能量。其大氣環流形成的機制可分為下述三類情形：

(一)太陽輻射作用：太陽是大氣環流形成與維持的基本動力來源，由於在低緯地區的淨熱量為正值，是一熱源。而在高緯地區的淨熱量為負值，為一冷源。

(二)地球自轉作用：大氣中的羅士貝波 (Rossby waves) 其主要是受科氏效應與緯度之變化所影響，產生波動及破碎的波形。

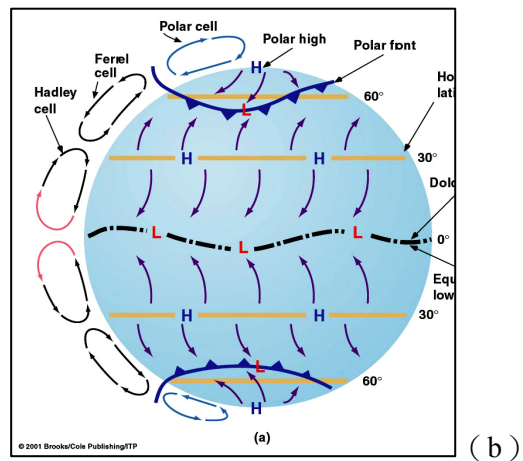
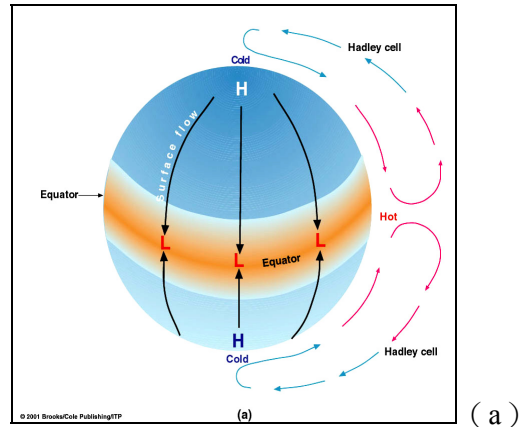
(三)層化大氣效應：大氣環流除受到太陽輻射加熱與地球自轉效應外，另外由於定大氣自然呈現層性穩定的狀態，因此也會呈現密度上下不同，當大氣存在有上下層風速不同 (風切) 時，當上下存在有足夠的速度差異，在這中間的介面上即會呈現擾動之現象。例如：當風吹水面時，風會造成水表面層快速運動而形成波狀不穩定，波的大小 (不穩定的程度) 決定於風速之強度。這個理論可以用來預測兩個不同密度流體以不同速度運動時，其中間擾動流體之變化，此即是凱爾文-赫姆茲不穩定 (Kelvin-Helmholtz instability)。

一般我們熟知的大氣環流如單胞、三胞環流都指的是垂直子午向的大氣環流，而水平的環流由於較為複雜，只憑想像難以一窺其堂奧。鮑曼 (Palmen 1951) 發現鋒面在高空比在地面上更連續而明顯，也證明了這些擾動與地面的系統是息息相關，此種長波在大氣穩定 (冬季) 呈現約 4~5 個波，大氣不穩定時波長減小而波數會增加 (春、秋季)，如圖一。這種地球大規模的能量交換在做長期預報時格外重要，因為規模較小的天氣擾動能量基本上也都是這些大規模氣流所提供，而這些小擾動也都隱藏其中。



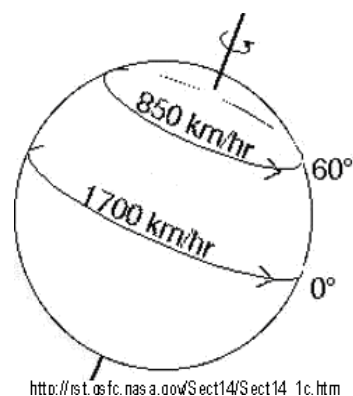
圖一 高空 500 hpa 極地附近穩定型態（4波）與不穩定（破碎）型態。（From Byers, 1974）

前述這些現象，實難以言詞釋義，簡而言之，假設地球不轉動，也無陸地，在太陽照射下，赤道受熱空氣上升，至對流層頂後熱空氣流向兩極運動，南北半球都只會呈現出一個子午向的環流；但這距離真實地球太遠，現在假設地球可以自轉，氣流在受地轉偏向力（科氏力）的影響下，往兩極傳送的氣流開始轉向，北半球向右偏向，南半球向左偏。此時，子午向的環流由單胞變成三胞（如圖二）。

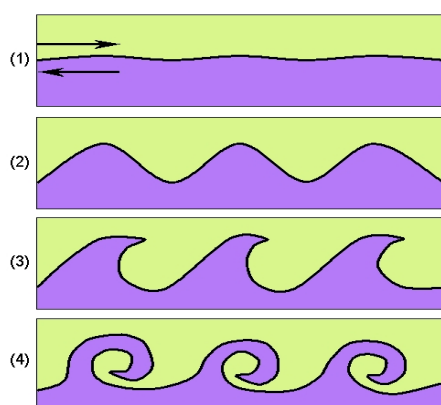


圖二 大氣子午環流理想圖概念圖（a）單胞環流，（b）三胞環流。（From Brooks / Cole, 2001）。

水平向之環流因為影響的因素較多，所以也比子午向的複雜。首先因地球是個圓形球體，單以北半球而言，相同轉速下，南方的地球半徑要比北方大，空氣質點移動速度就比北方移動速度快（圖三），如此即形成風切（Wind shear）擾動或不穩定，又稱凱爾文-霍姆斯波（Kelvin-Helmholtz waves, KH），此一現象常在大氣呈現層性穩定時，因上下兩層風速不同而產生的莢狀雲（圖五），但是此種雲之規模比起天氣系統環流要小太多了，而在天氣系統環流上會呈現許多的渦旋（圖一）。



圖三 地球自轉時因緯度不同造成切線速度之差異示意圖。



圖四 因風切變而引起之凱爾文-霍姆斯波。(1)穩定層狀流風切，(2)引起波動，(3)穩定氣流之回復作用引起波之不對稱，(4)凱爾文-霍姆斯波。

<http://einstein.atmos.colostate.edu/~mcnoldy/spintank>



圖五 大氣在層性穩定狀態下因風切所引起之英狀雲 (澳洲 Mount Duval)。

Tchen(1970)認為會造成此種擾動的原因有：(一)因風速不同風切所引起；(二)因垂直穩定度改變所引起。一般均以理查遜數 (Richardson number, R_i) (Holton, 1972)

$$R_i = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} = \frac{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \left(\frac{\text{垂直密度梯度}}{(\text{垂直風切})^2} \right) \quad (1)$$

式中 θ 是位溫， u 為東-西向風速， ρ 為空氣密度， g 為重力加速度；由上式中可以看出層性大氣要造成不穩定，需要看風切與大氣之穩定度或密度垂直分佈，而要產生 KH 不穩定的現象，最典型 R_i 的數值要小於 0.25 才能維持，而且流體的高度 (H) 與擾動波長 (L) 的比值 (L/H) 不能太大，否則這些擾動就不會產生 (Menkes, 1961)。

由此可以看出大氣內密度與風速變化之複雜關係，本研究之目的就是讓學生能在實驗中一窺大氣在地球上運動所顯現的特性，讓初學者體會這些複雜的學理與抽象的觀念。

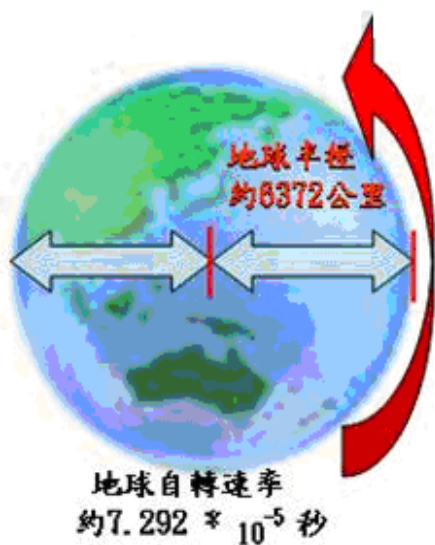
三、實驗系統架構

(一)設計原理

大氣環流水工實驗器之設計主要是一個淺圓桶水工容器模擬地球南北半球之運轉情形，地球之半徑平均約 6372 公里，自轉速率約為 7.292×10^{-5} 徑度/秒，我們將地球直徑及自轉速率等比例縮小為二千萬分之一，可得水工容器之直徑約為 63 公分，轉速約在每圈 14 秒，如圖六所示。為提供各種不同地球運轉之模擬效果，本水工實驗器設計為可控制其順時針或逆時針方向旋轉，並且可調整其轉動速率之快慢。因 Menkes(1961) 發現 R_i 限制條件要風切擾動波長 (L) 與高度 (H) 有關，當 L/H 增加時 R_i 會減小，當 $L=H/2$ 時 R_i 會消失，注

入水以 10 公分高，以符合此限制。為了要在圓柱中置入不同密度之溶液，另外以壓克力製作一個直徑約 14 公分小圓柱容器，以便在圓盤中置入不同濃度的鹽水或冰水。

為了可以觀察流體在旋轉時的變化，我們採用無線影像傳輸方式來傳送及儲存所擷取之水工實驗影像，期望能達到如同人在太空看地球的大氣環流變化之效果，以便於觀測及分析整個水工實驗之過程。一台攝影機在頂端隨圓盤旋轉，以便觀察流體在相對座標下時的變化；另一台設置在圓盤側邊，以便觀察不同濃度液體內部深度之變化。這個圓盤實驗在幾何與動力的模擬上，顯然無法和真實的大氣完全相同。因地球的球形已被圓盤的平底柱所取代，角速度向量的垂直分量不再是緯度的正弦變化，而以圓盤中心至任何徑向距離均為常數而取代等，即使是如此，仍有很多真實而重要的動力因素保留下來，使系統能夠產生的環流能和大氣中所觀察到的非常類似。首先旋轉圓盤所產生的環流的類型與圓盤之轉速、圓盤大小及內部流體速率有關；其次，赤道之加熱率與極地的冷卻率的大小均會影響圓盤所產生的環流。



旋轉速度約為每圈 14

圖六 水工容器設計原理。

(二)系統架構

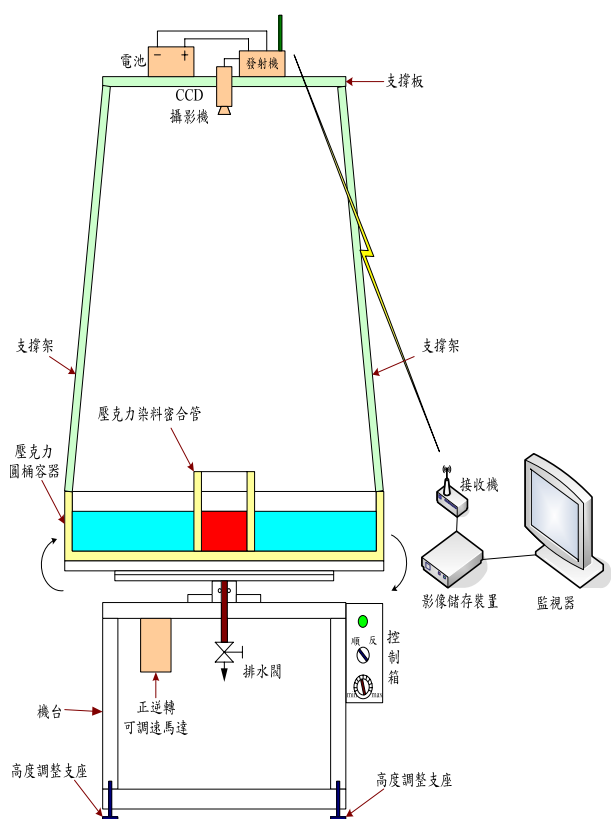
為了觀測及儲存之水工實驗影像，大氣環流水工實驗系統之設計架構如圖七所示，主要的組成單元包括：壓克力水工容器、壓克力染料密合管、機台、旋轉機構、控制箱、支撐單元、無線攝影發射模組、無線影像接收機、影像儲存裝置。

各組成元件之功能分述如下：

1. 壓克力水工容器：為一平底壓克力圓桶，內直徑 63 公分，高 15 公分，實驗時水位高度 10 公分。
2. 壓克力染料密合管：圓柱形壓克力管，下方可密合水工容器，實驗時水位高度與水工容器相同，但可加入紅色或藍色染料，並以鹽巴調成適當濃度。
3. 機台：金屬烤漆材質，整體水工實驗系統固定之用。
4. 旋轉機構：可由正、逆轉馬達驅動順時針及逆時針旋動之機構。
5. 控制箱：含電源開關、順向/逆向旋轉切換開關、及轉速調整鈕之控制儀電箱。
6. 支撐單元：用於支撐並固定無線攝影發射模組的支撐架與支撐板。
7. 無線攝影發射模組：裝置在水工實驗系統上方的支撐板上，包含一部彩色攝影機，用於擷取水工實驗影像，一套無線影像發

射機，用於發送所擷取之影像資訊，及一個 12V 電池，提供所需電源。

8. 無線影像接收機：用於接收無線影像發射機所傳送之水工實驗影像，並將所接收影像存入影像儲存裝置。
9. 影像儲存裝置：包含一個 4 路數位影像監視錄影器(DVR)及一個液晶顯示器，前者可用來儲存及播放所接收之影像，後者用於提供一個操作和顯示之螢幕環境。
10. 本研究依此系統架構所製作之水工實驗系統實體如圖八所示。



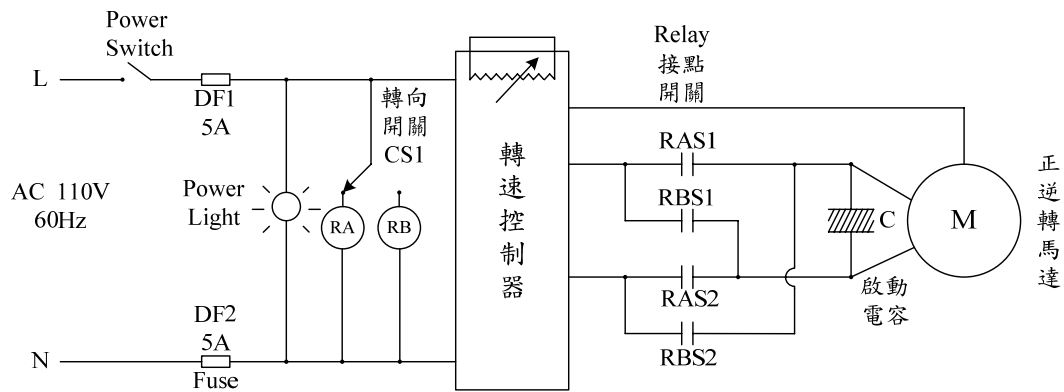
圖七 系統架構



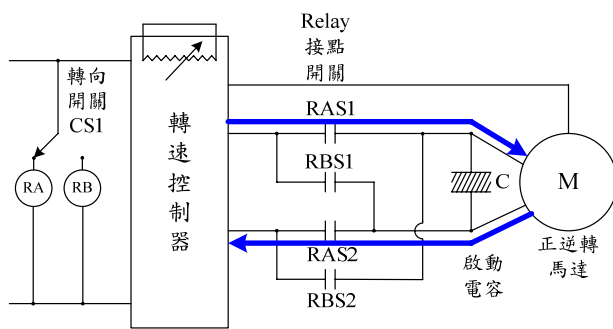
圖八 水工實驗系統實體

(三)控制電路之設計

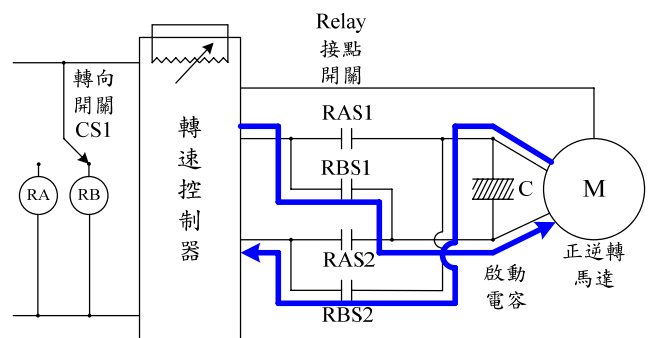
此水工實驗系統之控制電路如圖九 (a) 所示，圖中 Power Switch 為電源開關，當電源開啟後，電源燈(Power Light)會亮。轉向開關(CS1) 用於切換順時針或逆時針之轉向，當 CS1 轉至 RA 端時，Relay 接點開關 RAS1 及 RAS2 導通，正逆轉馬達 M 將順時針轉動；其運作電路圖如圖九 (b) 所示；而當 CS1 轉至 RB 端時，則為 RBS1 及 RBS2 兩接點開關導通，此時正逆轉馬達 M 將改為逆時針轉動，其運作電路圖如圖九 (c) 所示。轉速控制器提供一個轉速旋鈕，供使用者調整水工實驗器之旋轉速率，且順時針或逆時針方向皆適用。



圖九 (a) 大氣環流水工實驗系統旋轉控制電路。



圖九 (b) 順時針旋轉之運作電路



圖九 (c) 逆時針旋轉之運作電路

四、實驗原理與步驟

根據天氣學原理，由極地冷高壓所引起的寒潮重力波，會讓空氣均集中在大氣的底層，冷空氣強度會隨著高度迅速減弱；底層空氣由於溫度低密度大，整個冷空氣之垂直分佈與鋒面水工實驗（胡等，2007）差異很大，本實驗假設我們在北極的上空，在沒有地形影響下，俯視冷空氣在轉動地球運動之結果。實驗方式是將鹽水溶液調製成 0.25% 濃度，並加入有色染料，置入小圓柱再放入大轉盤之中央，讓轉盤中之水完全靜止後，再啟動馬達以每圈 14 秒的速度逆時針方向轉動圓盤，等待一會兒讓水完全隨轉盤移動，產生隨半徑增加之切速，取出中心圓柱，讓染色之食鹽溶液與大轉盤之水混和

，在初期高密度水流（重力流）迅速像外擴散，等一段時間後，重力流不再像外擴散時，顯示此時重力流與環境之水流達到平衡，但是在兩不同密度之間的風切作用讓兩種流體開始形成渦動混和，會有像 KH 波之現象（45 秒），再等一段時間後，這些 KH 波會逐漸變大（80 秒），而後變成各自獨立的渦漩（圖十二）。這些獨立的漩渦看似不大，但是如過將它們擴大看與圖一的狀態是不是很接近？

五、結果分析

在實驗中所看見的渦漩，在實際天氣圖中也就是波長在 5000~10000 公里的長波，其所產生的主要原因是科氏參數（ f ）隨緯度變化所形成的，此即為著名的羅士貝（

Rossby, $R_o = u/2\Omega \sin \phi L$) 長波。若以溫度來分, 可以將地球溫度分佈北冷南暖, 而高空噴射氣流 (Jet stream) 應該是主要的分界線, 我們很容易觀測到大尺度噴射氣流的彎流 (通常 4~6 個波) 如圖十二。當這些波動變得明顯後, 便會逐漸有密度較大的冷空氣從北方割離或是暖空氣從南方北上, 形成低壓 (氣旋) 與高壓 (反氣旋), 每天展現在中緯度天氣的型態。這些波的速度可以用下面的公式計算

$$c = \bar{u} - \frac{\beta}{k^2} \dots \quad \dots (2)$$

式中 c 是波速, $\bar{u}$ 是西風平均氣流速度 ($\sim 10 \text{ m/s}$), β 是羅士貝參數 ($\beta = df/dy$), k 是總波數。正常在冬季此種長波在中緯度大約 4~5 個波 (波長 ~ 7000 公里) 大氣處於較穩定的狀態; 春季逐漸轉波長縮短波數增加至 7~8 個波 (波長約 5000 公里) 大氣處於較不穩定之狀態。

我們曾試圖將鹽水之濃度加大一倍 (10g 鹽水), 結果要達到相同分裂渦漩的效果要多花約 3 倍的時間, 形成渦漩數目也比密度低時來的少。若將濃度降到 0.25% 時約 30 秒後即開始有 KH 不穩定現象, 60 秒開始有分裂之渦漩產生, 所花的時間約比前面的實驗要短, 此說明了層狀穩定流體中, 密度相差太大風切效應是不容引起不穩定的現象。我們也用不同溫度的冰水來模擬, 所得的結果與鹽水類似。

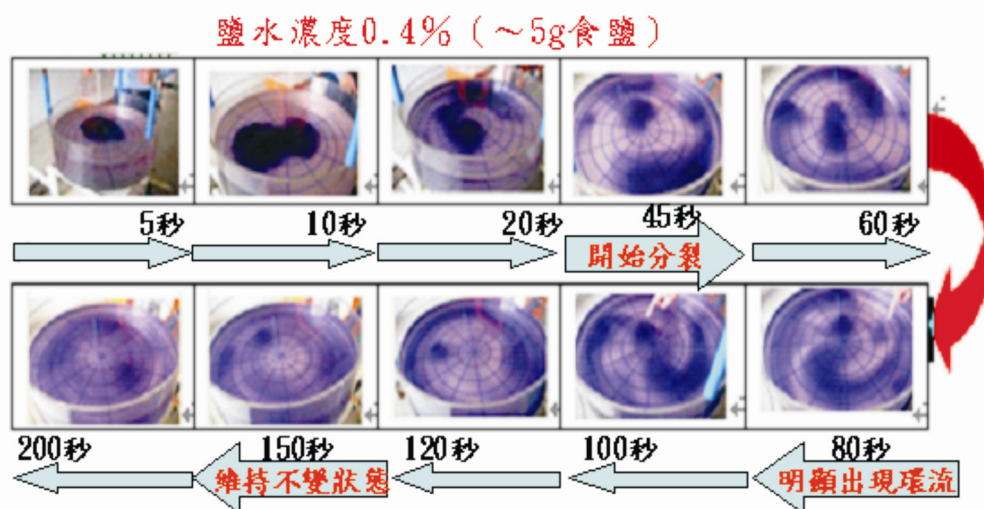
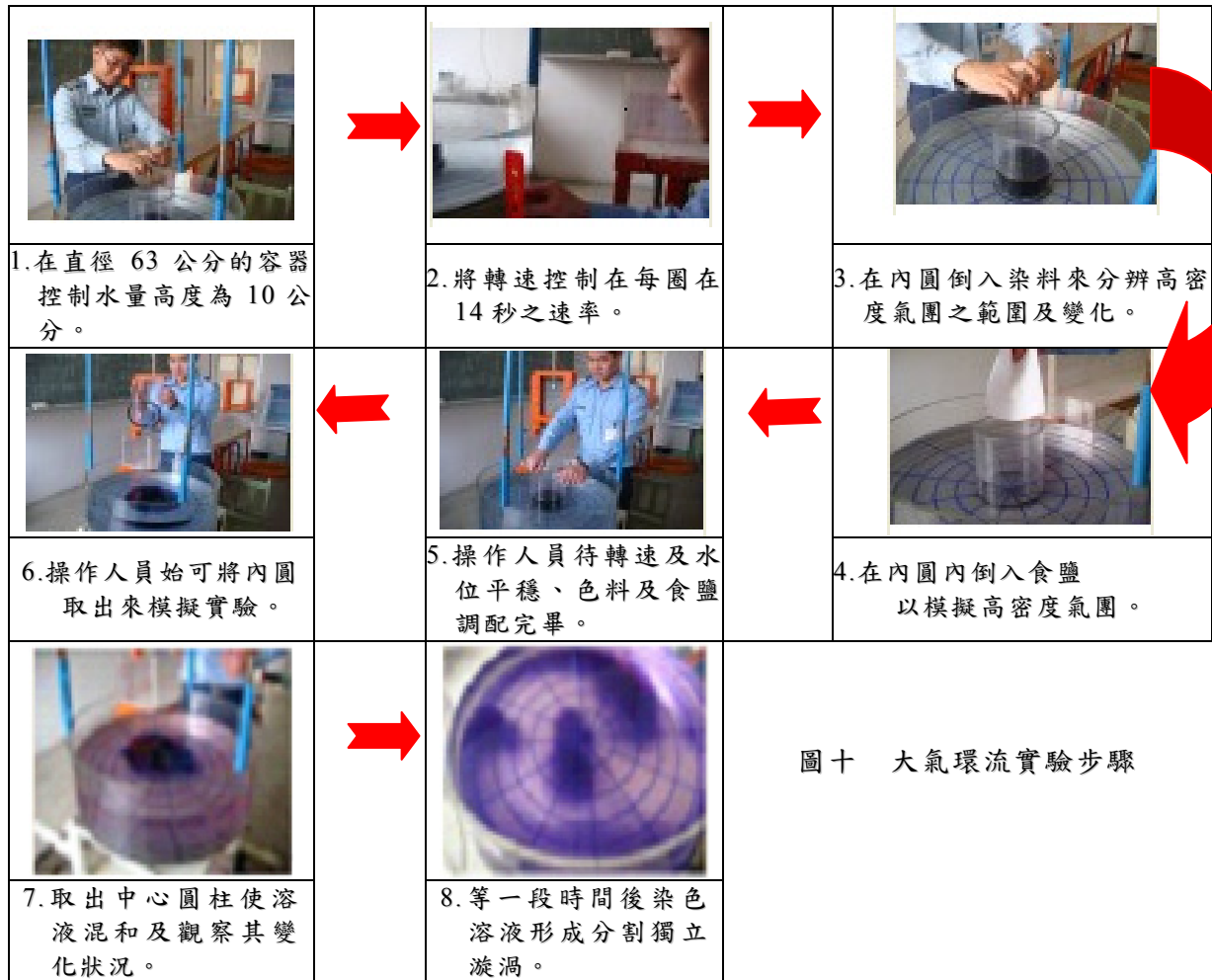
在實驗過程中我們從側面觀察這些分裂的渦漩的垂直結構, 發現它與我們想像的完全一樣, 這些高密度的渦漩都是成圓錐狀 (圖十三), 這是在氣象學習過程中難以以言詞描述, 但是在這實驗中實體之展現對於抽象氣象理論有非常大的幫助。圖十四即為 2009 年 1 月 11 日 08 時 (00 UTC) 強列寒潮影響下從地面到 700 百帕 (約 10000 呎) 立體透視圖, 當日嘉義清晨之氣溫達 5.1°C , 圖中大陸高壓之範圍垂直各層以不同之顏色標

示, 我們可以發現在地面的高氣壓 (冷空氣) 範圍很廣, 向上範圍迅速縮小, 至 700 百帕 (~ 10000 英呎) 已經看不到封閉之完整環流; 將此圖與圖十三比較, 再用一點想像力, 兩者的結果是一致的, 但是在水工實驗的景像是不是比用天氣圖的影像更具體的多, 學者也更能接受, 我們根據上述之步驟將鹽水溶液改變成冰水亦有同樣的結果。

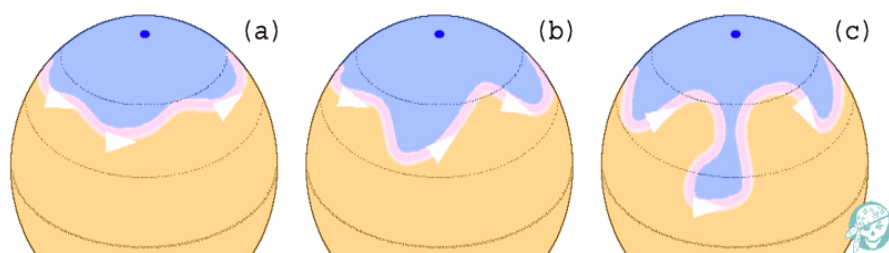
我們也嘗試改變轉盤之轉速; 當流體的密度梯度固定在 0.25%, 降低轉盤之速度至 30 秒轉一圈, 在經過 3 分鐘後, 所呈現的渦旋僅只有一個較大的渦旋 (圖十四), R_o 值很大, 此種運動非常穩定, 圓盤轉動對流速的影響很小, 表示地轉偏向力對流體運動影響非常小, 流體要經過很長的時間才會感受到科氏效應之影響。將轉速調整至 20 秒一圈, 所得的效果也類似。增加圓盤轉速至每圈 14 秒, 呈現出的波束變化在 3~4 個波, 有時可以達到 5 個波 (圖十), R_o 值約在 0.1~1.0 之間, 呈現近似地轉的現象比較接近地球真實的情況。當圓盤轉速增加至小於 10 秒轉一圈後, 所呈現的渦旋環流愈小, 波數愈多, 且非常不穩定, 瞬息即逝。由以上的實驗中可以看出, 圓盤轉速之大小也控制著流體波數之多寡, 由觀測出實際之大氣, 大多時候是接近第二種的現象, 尤以冬天時最有代表性, 夏天由於氣壓梯度減小, 風減小, 但是科氏力仍然一樣, 所以波數會增加, 而呈現不穩定的對流也增加。

六、結論

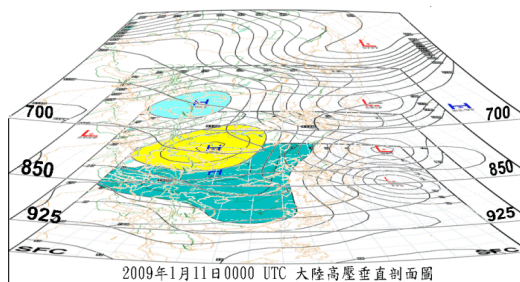
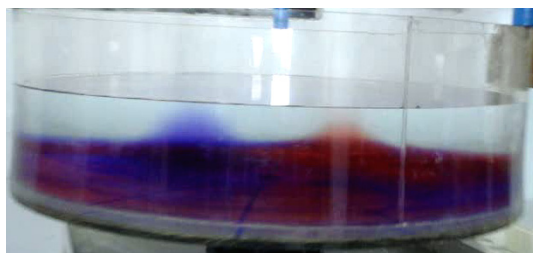
已往在氣象理論上之教學, 大多數透過圖片或影片讓學者了解大氣之運動, 完全透過個人的想像力, 學者吸收之成效很難評估, 大氣環流水工實驗模型在參考國外設計並結合本系老師過去製作水工實驗之經驗, 加上控制電路, 可以讓圓盤旋轉模擬地球自轉之現象, 可以呈現大氣環流具體之影像, 讓學者們可以了解到大氣之密度與溫度梯度在地球自轉影響下之變化情況; 又因流動速度



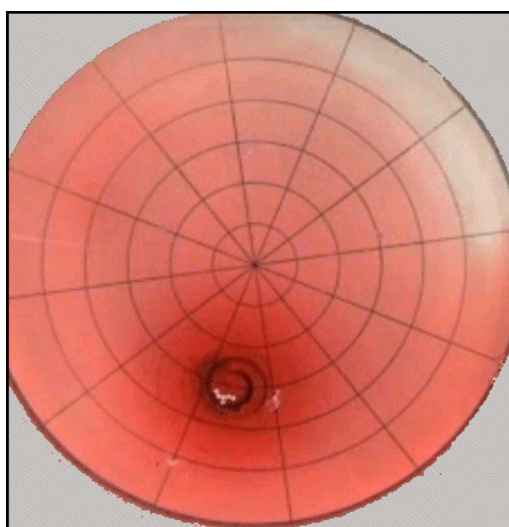
圖十一 鹽水濃度在 0.4% 實驗過程中渦流之變化



圖十二 北半球的噴射氣流顯現出的彎曲(a, b) 和最後分開"割離"冷空氣(c)。[橘色：暖氣團；粉紅色：噴射氣流，藍色：冷氣團]。(http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave)_wave)



圖十三 從圓盤側視渦旋之垂直立體圖與 2009 年 1 月 11 寒潮大陸高壓區側視圖比較，右圖中陰影部份為各層天氣圖之冷高壓區。



圖十四 轉盤速度放慢在 30 秒一圈時，經過約 3 分鐘僅有一個漩渦出現

之不同，在初期引起水平及垂直之 KH 不穩定現象，時間持續會依圓轉盤轉速之不同而產生不同大小數量的旋轉渦旋，以此說明大氣在高密度時不易引起不穩定的渦動，渦旋數量少；而低密度時較易引起不穩定，渦旋數量較多。透過實驗過程中不但可以觀測到流體之水平運動，也可以觀測到其垂直剖面結構，對學習者之觀念建立非常有幫助。

參考文獻

1. Byers, H. R., (1974) General Meteorology, General Circulation, McGraw-Hill Book Co., New York, 1974 .
2. Holton J. R., (1972) The Momentum Equation, An Introduction to Dynamic Meteorology, Academic Pre., New York and London, .1972.
3. Menkes, J. (1961) On the stability of a heterogeneous shear layer subject to a body force, *J. Fluid. Mech.*, 11, 284.
4. Palmen, E., Aerology of Extratropical Disturbances, *Compendium of Meteorol.*, 1951, pp. 599-620.
5. Tchen, C. M. (1970) Turbulence and gravity waves in the upper atmosphere, Research paper, P-595, *Institute for Defence Analyses* , Arlington.
6. <http://www.meteo.physik.uni-muenchen.de/~robert/meteorologielabor/labor.html>
7. http://en.wikipedia.org/wiki/Richardson_number
8. http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_wave
9. 胡明森、陶家瑞 2007 鋒面水工實驗系統，教育部第三屆國際科技藝能競賽-數位信號處理創思設計論文集，p83-88。