

由非地轉風效應探討臺灣暨東亞地區冷季 主要天氣實務研究

林定宜
氣象預報中心
中央氣象局

摘 要

非地轉風之強度數量級一般遠弱於地轉風，但其卻是帶動地球上天氣變化的重要原因。本研究之目的乃透過探究非地轉風的機制和理論，分析其在不同天氣型態中之存在現象和扮演角色，以揭開非地轉風的神秘面紗，為文主要導向是在實務應用面上。在個案選擇方面，主要是以近年 10 月至翌年 6 月之重要或獨特之天氣系統進行診斷分析，探討非地轉風在不同天氣型態下所呈現的特性。研究所用的模式分析場是以 NCEP_0.25x0.25 為主，並以 EC_0.125 x0.125 及 WRF_D_5 為輔；所選擇分析的物理量因子包括：非地轉風風向、非地轉風量值大小、非地轉風垂直環流、輻散及輻合場、 ω 場、 Q 向量散度、相當位渦...等。此外，也選擇於地轉風變化較大處進行二維垂直剖面分析。本研究亦重視討論影響非地轉風因子之方程式，嘗試使用時、空尺度分析，以研判在不同天氣型態個案下，主導控制非地轉風方程式之項目，此亦是本研究診斷分析方法的主要特色之一。

關鍵字：非地轉風 (Ageostrophic Wind)，超地轉風 (Supergeostrophic wind)，次地轉風 (Subgeostrophic wind)，等變壓風 (Isallobaric wind)

一、非地轉風之定義、特性與對天氣變化的重要性

在一般情況下，大氣中的實際風都不是地轉風，地轉風平衡僅是暫時的狀態，而非地轉風亦是過度之現象，我們把實際風和地轉風之差異稱為非地轉風，或稱地轉偏差風(式 1)。於此定義 \vec{V}_a 為非地轉風，是實際風(\vec{V})與地轉風(\vec{V}_g)的向量之差，如 1 式所示：

$$\vec{V}_a = \vec{V} - \vec{V}_g \dots\dots\dots(1)$$

$$V_a = -\frac{V^2}{fR}$$

當 $\vec{V}_a < 0$ ：有氣旋式曲率(次地轉風)

當 $\vec{V}_a > 0$ ：有反氣旋式曲率(超地轉風)

從風向來看，非地轉風和水平加速度方向垂直，在北半球指向水平加速度的左側(圖 1)。非地轉風的大小和水平加速度成正比，和緯度的正弦成反比。非地轉風又概分為超地轉風與次地轉風(圖 2)，氣旋性彎曲時，空氣加速度指向左，實際風慢於地轉風(次地轉風)，非地轉風指向後方；而反氣旋性彎曲時，空氣加速度指向右，實際風快於地轉風(超地轉風)，非地轉風指向前方。

當空氣加速時，加速度指向前，非地轉風指向左，例如在高層噴流的入區即是；當空氣減速時，加速度指向後，非地轉風指向右，例如在高層噴流的出區即是(參圖 3)。

一般中緯度地區大氣中，典型地轉風速度數量級約為 10m/s(Holton, 1992)，而自由大氣裏非地轉風相對於地轉風數量級比例並不大，實際風偏離地轉風的角度平均大約為 15°。非地轉風在地轉調整過程中對於大氣運動的演變和天氣變化有著非常重要的作用，因為非地轉風使實際風穿越等壓線引起質量的重新分佈，造成氣壓場，風場的變化，而使天氣系統產生演變。由於地轉風本身不會使天氣系統出現

變化，因此非地轉風數量級跟比地轉風小，卻相當重要，倘若無非地轉風，風與等壓線平行，就沒有風的輻散與輻合，也沒有氣壓場的改變及垂直運動。由於地轉風的水平散度為零，實際風的散度主要是由非地轉風來決定。垂直運動與水平散度有關，若水平散度為零，就無垂直運動，當然也沒有天氣變化了！

二、決定非地轉風的因子

本項目討論決定非地轉風的因子，2 式等號右邊 3 項分別代表由於風場的局地變化（等變壓風；或變高）引起的偏差風、由風速的水平平流（或慣性平流）引起的偏差風和由斜壓作用引起的偏差風。

$$\vec{V}_a = \frac{1}{f} \vec{k} \times \frac{d\vec{V}_h}{dt} = \frac{1}{f} \vec{k} \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial t} + \frac{1}{f} \vec{k} \times (\vec{V}_h \cdot \nabla_h \vec{V}_h) + \frac{\omega}{f} \vec{k} \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial p} \dots\dots(2)$$

摩擦作用是影響非地轉風的另一重要因子，但此處暫不考慮，在這將(2)式分解成三項對非地轉風的影響予以說明。

(一) $\frac{1}{f} \vec{k} \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial t}$ 是**等變壓風 (Isallobaric**

wind)。

(二) $\frac{1}{f} \vec{k} \times (\vec{V}_h \cdot \nabla_h \vec{V}_h)$ ：是**慣性平流風**

(Inertial-advective wind)，又稱「**橫輻散風**」和「**縱輻散風**」(圖 2)。

(三) $\vec{V}_a \propto \frac{\omega}{f} \vec{k} \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial p}$ ：是**熱力偏差風**，是由斜

壓作用引起的偏差風。

三、非地轉風與地轉調整

在地球上之大氣大尺度運動中，壓力梯度力與科氏力經常處於準地轉平衡狀態，當有局部地區有強的非地轉風或不平衡擾動出現時，在強大的重力和科氏力的不斷作用下，將進行地轉調整過程，以重新達到平衡狀態。以下整理出地轉調整具有之特性：

- (一)使大尺度狀態趨向於平衡地轉流。
- (二)整個時間流場必須滿足位渦保守，位渦保守提供的約束條件達到穩定狀態。
- (三)藉由內重力波的釋出，達成地轉平衡。
- (四)大於「羅斯貝變形半徑」之大尺度擾動時，風場向質量場擾動調整；小於「羅斯貝變形半徑」之小尺度擾動時，質量場向風場擾動調整。

在「正壓大氣中」，非地轉平衡流表現為非地轉風，它引起的大氣運動，常以外重力波的形式存在。外重力波是一種頻散波，頻散作用會使非地轉能量傳播到廣闊的空間，非地轉風能量會逐漸減弱消失，大氣又恢復地轉平衡狀態。而在「斜壓大氣」中，大氣的密度空間分布是氣壓與溫度之函數，大氣各層上的空氣塊運動就不盡相同。地轉風隨高度之變化會產生熱力風，而熱力風代表的是風場、氣壓場和溫度場三者之間的平衡關係。而熱力風平衡關係就包括了地轉平衡關係；斜壓大氣中的非地轉平衡即是一個熱力風不平衡的問題，熱力風不平衡又稱為熱力風偏差，所反映的是大氣上下兩層的非地轉風偏差。由風場和氣壓場的關係來看，當出現熱力風偏差時，上層的科氏力與氣壓梯度力不平衡引起該層上空氣塊沿等壓面加速，實際風穿越等壓線，導致質量場不均勻分布，此時，下層等壓面上的科氏力與氣壓梯度力不平衡亦引起該等壓面上的氣壓變化。因此，當上層氣流輻散，下層氣流輻合便產生了垂直運動。在斜壓大氣中，熱力風偏差引起的大氣運動亦是以波動的形式存在，由非地轉平衡流引發的波動，是一種內重力慣性波，也是一種頻散波，當將非地轉擾動能量頻散向外釋放殆盡，斜壓大氣中熱力風平衡關係又會重新建立。簡言之，就非地轉平衡流的本質來說，在正壓大氣非地轉平衡流表現的是地轉偏差，在斜壓大氣中表現的是熱力風偏差 (壽等，2012)。

四、資料收集及研究方法

本研究探討東亞冬季(10月至翌年6月)中 16 個

主要常見天氣過程中非地轉風呈現之物理機制特徵，藉以探索非地轉風扮演之角色。所蒐集選取的天氣系統個案類型包括：「東亞地區的「鋒面」、「高層噴流」、「低層噴流」、「高層(300hPa)噴流與低層(850hPa)噴流耦合現象」、「南支槽前」、「條件性對稱不穩定造成玉山初雪」、「寒流南下過程」、「春季東亞深槽割離低壓，伴隨大陸冷氣團南下與青藏高原東側南支槽形成」、「鋒生環境鋒面通過」、「強烈大陸冷氣團及華南雲雨區東移影響」、「春季東亞深槽割離低壓，伴隨大陸冷氣團南下」、「大陸冷氣團南下」、「6號颱風「紅霞」周圍非地轉風診斷分析」、「6號颱風「紅霞」轉北減弱變性，鋒面隨後由北到南通過臺灣」、「華南至台灣地區梅雨鋒面(豪雨特報)」、「中尺度對流系統(MCS)」、「高層冷心低壓(CCL)診斷分析」及「大武壠風診斷分析」等，所選擇之個案均具天氣診斷具有重要性和的獨特性。

所用的模式分析場是以NCEP_0.25x0.25為主，以EC_0.125 x0.125及WRF_D_5為輔。研究之物理量因子包括：非地轉風向量、非地轉風速度值、非地轉風垂直環流、垂直風切向量、輻散輻合場、 ω 場、Q向量場、Q向量散度、相當位溫...等，並針對有興趣的天氣類型於地轉風變化較大處，沿850hPa至300hPa熱力風垂直方向做二維垂直剖面分析。

五、研究發現及結論

在本研究之中我們認識了非地轉風是造成一切天氣變化的重要原因，也初步探討了其機制與理論，並實際應用於典型天氣型態中，觀察到非地轉風之特色，歸納而得下列主要結論：

(一) 影響非地轉風的因子主要有三(式 2)：即等變壓風(變高)、慣性平流和斜壓作用。不同天氣系統因物理機制之差異，主要影響的因子也可能不同。例如：高層噴流非地轉風貢獻項主要為「慣性平流項」與「斜壓項」，颱風與風暴非地轉風之貢獻項主要為等變壓風。

(二) 非地轉風就本質而言，在正壓大氣非地轉風表現的是「地轉偏差風」，在斜壓大氣中表現的是「熱力風偏差風」。

(三) 高層噴流條之渦度、輻散輻合、加速度及非地轉風綜合概念模式圖(參圖3)。在噴流入口區有熱

力直接環流(暖空氣上升，冷空氣下降)，在噴流出口區有熱力間接環流(暖空氣下降，冷空氣上升)。

(四) 低層噴流所在高度的附近，有橫向非地轉風分量的極大值。跨越低層噴流的南北側，皆有氣流上升運動，但北側較顯著。跨越低層噴流入區北側是非地轉風上升運動較顯著區。出區與入區較大的差異處是跨越低層噴流的南北側，北側亦有明顯非地轉垂直次環流上升運動，非地轉風量值比入區更大，南側則有非地轉垂直次環流下降運動。

(五) 南支槽主要由青藏高原地形所強迫出，屬慣性內重力波，是一種頻散波，斜壓性不若北方槽明顯。在個案中南支槽前高度場隨時間下降，推測「等變壓風」是重要貢獻之項，而南支槽前常伴隨著低層噴流，估計風速的水平平流(或慣性平流)所引起的偏差風亦有所貢獻。

(六) 青藏高原東側南支槽方面：能觀察到背風槽區之非地轉風現象，並發現 ω 場有上升、下降交錯情形，以及輻散、輻合場有交錯呈現，代表著其以「慣性重力波」的形式傳遞，而後在下游區會很快消散減弱。

(七) 高層噴流與低層噴流耦合現象發生時，可形成劇烈天氣發展之有利環境，低層噴流之上有往南之非地轉分量，之下有往北之非地轉分量；整個低層噴流軸及其北方皆屬於上升運動區；低層噴流的南方則為下降運動區。熱力偏差風與大氣的「斜壓性」和「垂直運動」有關，垂直風切導致非地轉風。本

研究之個案顯示，溫度梯度密集區內， $\nabla_h T$ 主要

指向偏南，在溫度梯度密集區南側的 \vec{V}_a ，上升運

動較強，以偏南 \vec{V}_a 為主，其北側有下沉運動，以

偏北 \vec{V}_a 為主。

(八) 在CSI的大氣環境下，發現在850hPa至700hPa有明顯Q向量散度輻合區， ω 上升運動區，並配合有非地轉風上升運動區以及明顯地非地轉風氣旋式風切。

(九) 在鋒生環境(鋒面通過)環境下，研究發現：330°K等位溫面上非地轉風標及非地轉風量值圖、

700 hPa 台灣附近非地轉風標及非地轉風量值圖、850~700 hPa Q 向量及 Q 向量散度分布圖對鋒面之結構轉交有一致性；非地轉風垂直次環流在鋒區有明顯的逆時針風切現象，代表有暖空氣在鋒面南側上升，冷空氣在鋒面北側下降，是熱力直接環流，物理過程即是「非地轉垂直次環流在抵銷部分強迫作用」。

(十) 在強烈大陸冷氣團及華南雲雨區東移影響環境之下，發現在臺灣上空 850hPa~700hPa 存在非地轉風垂直風切，也基本對應高值垂直風切量；華南至臺灣上空地形影響多，非地轉風風向改變大，有輻合、輻散場交錯現象，Q 向量散度亦有輻合、輻散交錯現象；臺灣上空正渦度、位渦與非地轉風量值大；華南至臺灣 1000~850hPa 溫度梯度密集區亦配合著非地轉風水平方向氣旋式風切。

(十一) 歸納寒流南下影響環境之下發現：寒流南下時台灣地區時低層有強非地轉偏北風，配合著冷位溫平流，中高層有偏南非地轉風。低層非地轉風大風區會隨寒流南下而移動，屬於**超地轉風**，配合著明顯 omega 沉降運動。高層噴流入區附近有強的非地轉偏南風，高層噴流以下之層有明顯非地轉風沉降運動。寒流南下後，低層偏北風迅速增強主要是由於非地轉風分量的加速作用所造成的。在個案中影響非地轉風因素分析主要受變高項與風速的慣性平流的影響，在高層慣性平流的作用更為重要。

(十二) 春季東亞深槽割離低壓，伴隨大陸冷氣團南下有下列特點：深槽割離低壓的橫向垂直剖面觀察到，割離低壓附近 700hPa 以上有明顯的非地轉風垂直上升環流，該區亦配合著強的非地轉偏北風。割離低壓中非地轉風垂直環流沉降區有顯著的冷平流。

(十三) 歸納 6 號颱風「紅霞」周圍非地轉風診斷分析之特點有：颱風眼牆周圍垂直非地轉風環流是上升運動；颱風眼牆以內是下降運動；24 小時變壓項反應明顯，非地轉風貢獻主要是**變壓項**；颱風暖心最強及非地轉風速最強大約都在 850hPa 處。

(十四) 歸納 6 號颱風「紅霞」轉北減弱變性；鋒面隨後由北到南通過臺灣，得下列要點：由**巔**等鋒面

的非地轉風垂直次環流可分析出暖空氣上升，冷空氣下降之熱力直接環流區域。該區存在 Q 向量散度輻合、高的鋒生函數值及高的非地轉風量；溫帶氣旋中非地轉風垂直環流可達 200hPa；溫帶氣旋中非地轉風量值隨高度而遞減；非地轉風環流上升及輻合區和高的相對濕度(RH)值有良好的對應關係；溫帶氣旋附近 850hPa 有明顯的非地轉風氣旋式水平風切，並有溫度梯度密集區；溫帶氣旋 850hPa 及 500hPa 非地轉風量值與過去 24 小時變高項關係密切。

(十五) 歸納「華南至台灣地區梅雨鋒面(豪雨特報)」有如下要點：華南地區對流旺盛之區域 1000~500hPa 和 1000~850hPa 有非地轉風之風切存在；1000~500hPa 和 1000~850hPa 厚度場分流區亦有非地轉之風切；海峽上空有明顯非地轉風垂直上升環流；海峽上對流旺盛鋒區有密集落雷，有非地轉風風切，並有位渦最大值出現；鋒面附近 850hPa 以下大多為偏北非地轉風，850hPa 以上大多為偏南非地轉風。

(十六) 歸納中尺度對流系統(MCS)個案，有如下之要點：中尺度對流系統(MCS)裏，500hPa 以下均可觀察到有非地轉風輻合之存在，非地轉風輻合在此包括氣旋式風向或合流式風向，且輻合區大致是位於正常風場風切或槽場之南側；MCS 在 300hPa 及 200hPa 高空風分流區可觀察到相對應之氣旋式非地轉風場；MCS 裏，變高項很重要，500hPa 以下層過去 24 小時之變高項為負值，在垂直剖面中大致對應是輻合區；500hPa 以上層過去 24 小時之變高項為正值，在垂直剖面中大致對應是輻散區；非地轉風量值在 850hPa 層以下有強的沉降偏南非地轉風，500hPa 層以上有強的上升偏北非地轉風；500hPa~400hPa 有相當位渦最大值，配合著非地轉風上升運動輻合區；非地轉風最強是大約在 300hPa。

(十七) 歸納高層冷心低壓(CCL)研究得到下列要點：高層冷心低壓(CCL)逆時針旋轉風最大層約在 250hPa，配合著非地轉風最大值；500hPa 層以上有正位渦高值區，位渦最大上分布是在 200hPa 層以上。CCL 中心附近東側配合著偏北強的非地轉風，西側配合著偏南強的非地轉風；200~300 hPa 垂直剖面

上有明顯的非地轉垂直風切。

(十八) 歸內大武焚風個案診斷有以下要點：由垂直剖面圖分析焚風，在中央山脈東側，強的偏南非地轉風量值(可達 90kts) 能更明確凸顯焚風之動力機制；從非地轉風垂直環流配合 OMEGA 場可以更清楚地看到焚風的沉降運動的軌跡。

(十九) 綜合風線系統個案之研究歸內得知：風線通過氣壓變化分為三階段，第一階段：當風線通過前，陣風鋒面前的中尺度低壓使氣壓下降；第二階段：風線通過，非地轉風等變壓效應形成之中尺度高壓使氣壓上升，第三階段：非地轉風等變壓效應造成的中尺度尾流低壓使氣壓下降。對照 Johnson and Hamilton(1988)非地轉等變壓效應帶來的氣壓變化和風場配置概念模式圖，可得到了應證。「變高項」在個案中是非地轉風成分中重要之項。

(廿)當風場進入氣壓梯度變化區時，氣壓梯度力、科氏力、慣性加速度及非地轉風之間作用力之變化可歸納如圖 4。

六、參考文獻：

牟惟丰 1988：《低空急流述評》，氣象科技，1988 年 04 期。

李國平 2006 年 12 月：《新編動力氣象學》，氣象出版社，北京，201-210。

林德恩、周仲島 2004：《梅雨季中尺度對流系統之數值模擬》。

姚秀萍、岳彩軍、壽紹文, 2012 年 6 月: *Q 矢量原理及其在天氣分析和預報中的應用*，氣象出版社，北京，7-8。

曾淑芬，1993：《梅雨期間豪雨個案分析》，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，122 頁。

陳泰然 1989-11-01 出版，《天氣學原理》，聯經出版

事業股份有限公司。

賀海晏、簡茂球、喬云亭 編著 2010 年 2 月：《動力氣象學》，氣象出版社，北京，93-97，218-222。

賈愛玫，2001：《華南地區梅雨季低層噴流生成之分析》，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。

廖杞昌，1997：《台灣與華南地區低層噴流演變過程之診斷分析》，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，128 頁。

壽紹文、岳彩軍、壽亦萱、姚秀萍、王咏青、覃衛堅 編著，2012 年 3 月：《現代天氣學方法》，氣象出版社，北京，78-82。

Chen, X. A., and Y.-L. Chen, 1995: Development of low-level jet during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1-25.

Chen, C., W.-K. Tao, P.-L. Lin, G. S. Lai, S.-F. Tseng, and T.-C. C. Wang, 1998: The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 349-371.

Chen, G. T. J., 1994: Large-scale circulations associated with the east Asian summer monsoon and the Mei-Yu over south China and Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 959-983.

Holton, J. R., 1992: *Introduction to Dynamic Meteorology*. 3d ed. Academic Press, 511 pp.

Johnson, R. H., and P. J. Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1444-1473.

Jonathan E. Martin, "Mid-Latitude Atmospheric Dynamics: A First Course", Wiley, 2006. 147-186.

Lim, G. H., J. R. Holton, and J. M. Wallace, 1991: The

structure of the ageostrophic wind field in baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1733–1745.

Michael Blackburn, 1985: Interpretation of Ageostrophic Winds and Implications for Jet Stream Maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2604–2620.

Tsay, C. Y., and W. S. Kau, 1989: The coupling of upper-level and lowlevel jet streaks during Taiwan heavy rainfall period in the Mei-Yu season. *Papers. Meteor. Res.*, 12, 1, 17-31.

六、附圖：

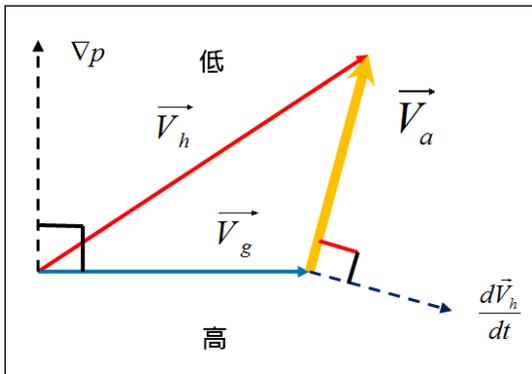


圖 1：非地轉風(\vec{V}_a)、地轉風(\vec{V}_g)、實際風(\vec{V}_h)和水平正的加速度($\frac{d\vec{V}_h}{dt}$)間之關係圖(李, 2006)。當空氣加速時，非地轉風指向加速度($\frac{d\vec{V}_h}{dt}$)的左側。

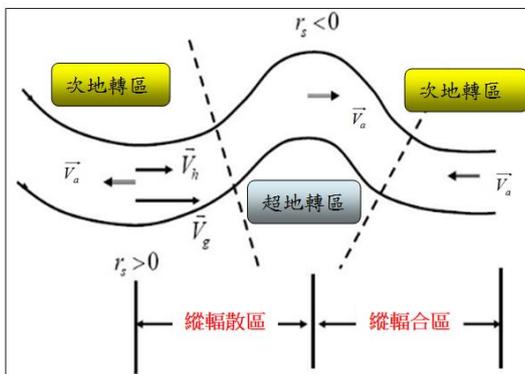


圖 2：地轉偏差風、橫輻散區、縱輻合區、超地轉區和次地轉區之概念圖。

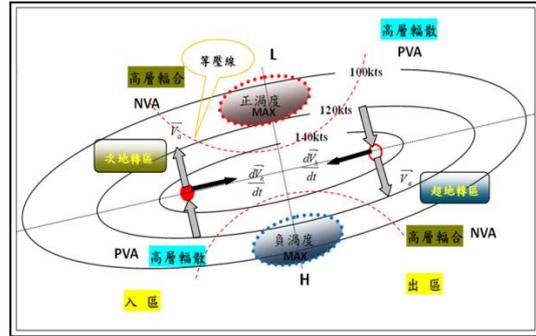


圖 3：高層噴流條之渦度、輻散輻合、加速度及非地轉風綜合概念模式圖。

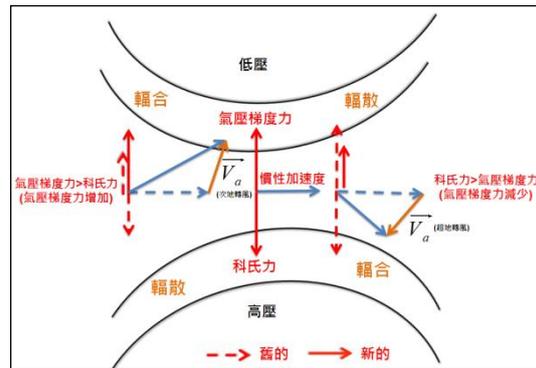


圖 4：風場進入氣壓梯度變化區時，氣壓梯度力、科氏力、慣性加速度及非地轉風之間作用力之改變示意圖。