

出國報告（出國類別：實習）

參加「航空事業發展基金會出國計畫編號 9—研習航空氣象天氣預報及劇烈天氣守視技術」出國報告

服務機關：交通部民用航空局飛航服務總臺

姓名職稱：溫文豪 主任氣象員

吳孟軒 主任氣象員

派赴國家/地區：維也納新城，奧地利

出國期間：民國 114 年 10 月 04 日至 10 月 12 日

報告日期：民國 114 年 11 月 21 日

摘要

本次訓練前往位於奧地利的歐洲劇烈風暴實驗室(European Severe Storms Laboratory, ESSL)，參加「航空上之劇烈對流預報課程」(Course: Aviation Forecasting of Severe Convection)。在為期一周的課程中，從對流系統誕生的基本條件開始介紹，例如水氣、不穩定、對流可用位能、舉升機制等基本性質；接著是覆蓋範圍及垂直風切如何影響對流系統的發展與移動，包含飊線、弓狀回波、超大胞等不同樣態的對流系統；同時也介紹不同對流系統伴隨的顯著天氣，例如閃電、冰雹及龍捲風。藉由課堂上的學習，了解不同的風暴系統發生的過程及背後原理。此外透過天氣個案的小組討論，加強預報員對觀測及預報資料的使用，如利用風徑圖及探空資料，進行風暴可能影響範圍的顯著天氣預報。

目錄

壹、	目的.....	3
貳、	過程.....	4
參、	課程內容摘要.....	5
肆、	心得與建議.....	60
伍、	附錄.....	63

壹、 目的

為持續提升本區航空氣象預報服務品質，掌握國際最新航空氣象技術發展，本總臺持續安排與國際相關作業及研究單位交流及研習。經檢視並詢問國外各機構及研究單位開設之相關訓練課程，臺北航空氣象中心派員前往歐洲劇烈風暴實驗室(European Severe Storms Laboratory, ESSL)位於維也納新城的訓練中心，參加「航空上之劇烈對流預報課程」(Course: Aviation Forecasting of Severe Convection)。

ESSL 成立的宗旨在於增進對對流天氣的科學了解，培訓相關人力資源、促進歐洲在該研究領域的合作，為歐洲社會應對強烈風暴做出準備。

對流性天氣為航空氣象上最複雜也最容易碰到之顯著危害天氣，藉由本次訓練，希望能夠強化氣象中心針對劇烈天氣的預報能力，了解不同的對流天氣系統的發展條件與影響過程，及其伴隨的顯著天氣。此外也透過這次研習的機會，與國外相關氣象從業人員進行經驗交流，拓展國際視野並建立國際合作交流管道。學習成果除了應用在日常天氣預報作業，也可以透過教育訓練、經驗分享或是技術轉移的方式，增強氣象中心及其他飛航相關單位對劇烈天氣的了解。

貳、 過程

一、日期：

本案訓練期間為 2025 年 10 月 6 日 10:00 至 2025 年 10 月 10 日 13:00，
另於 10 月 10 日 14:00-16:00 間參加測驗獲得證明如附件。

二、參加人員：

臺北航空氣象中心主任氣象員溫文豪、
臺北航空氣象中心主任氣象員吳孟軒。

三、授課講師：

ESSL Researcher & Senior Trainer: Tomáš Púčik

ESSL Deputy Director & Confidant & Trainer: Michou Baart de la Faille

四、課程內容如下表：

日期	時間	課程主題
10/6	10:00-12:30	不穩定、水氣、對流可用位能 Instability, Moisture, CAPE.
	14:00-17:00	課堂習作 1 Exercise 1.
10/7	09:00-12:30	舉升機制、對流覆蓋範圍、閃電 Lift, Coverage, Lighting.
	14:00-17:00	課堂習作 2 Exercise 2.
10/8	09:00-12:30	風切、單胞對流、RKW 理論 Shear, Single Cells, RKW.
	14:00-17:00	課堂習作 3 Exercise 3.
10/9	09:00-12:30	風暴、中尺度對流系統的運動、超大胞 Windstorms. MCS-motions. Supercells.
	14:00-17:00	課堂習作 4 & 5 Exercise 4 & 5.
10/10	09:00-13:00	冰雹、龍捲風、課程總結 Hail, Tornadoes, Summary.
	14:00-16:00	課後測驗 Testimonials. (optional)

參、課程內容摘要

一、基礎天氣學概念複習：

1. 遞減率(lapse rate)與不穩定(instability)

在大氣中，驅動大氣垂直對流的原動力是浮力(buoyancy)，而浮力的來源就是空氣塊(air parcel)與環境空氣的密度差異，而溫度又是影響密度的最主要因素。因此浮力可以說是空氣塊與環境空氣的溫度差而引起的垂直作用力：

$$B = -\frac{\rho'}{\rho} g = \frac{T_{\text{parcel}} - T_{\text{environment}}}{T_{\text{environment}}} g \quad (\text{E1})$$

在方程式(E1)中，B 表示浮力， ρ 為密度，T 為溫度，g 為重力加速度。在天氣學裡相當重要的氣塊理論(Parcel theory)，假設氣塊不與環境混合，因此無質量交換，並保持絕熱(adiabatic)過程。在氣塊理論中，氣塊溫度小於環境，氣塊會向下加速；若氣塊溫度大於環境則向上加速。

然而在氣塊理論中，絕熱空氣塊上下移動時會因氣壓改變而發生溫度變化，但此溫度變化並非加熱而造成，因此氣塊位溫(potential temperature) θ 並不會發生改變：

$$\frac{d\theta}{dz} = 0 \quad (\text{E2})$$

在位溫不改變的狀況下，完全無水氣的乾空氣塊溫度隨高度變化為：

$$\frac{dT}{dz} = -\gamma_d = -9.8^\circ\text{C}/\text{km} \quad (\text{E3})$$

γ_d 為乾絕熱遞減率(dry adiabatic lapse rate)，即乾空氣在上升時隨高度下降的速率。若環境遞減率 $\gamma > 9.8^\circ\text{C}/\text{km}$ ，表示環境為絕對不穩定層化(absolutely unstable stratification)。

下列三個過程會讓遞減率加大：

- (1) 上升運動或是空氣層的拉伸(stretching)。
- (2) 差別溫度平流(differential temperature advection)。
- (3) 非絕熱(diabatic)過程，即加熱。

2. 水氣(moisture)

在低對流層的水蒸氣(water vapor)絕對(absolute)含量為對流性風暴(convective storm)的主要水氣來源。而低對流層水氣是由地表蒸發(evaporation)、蒸散(evapotranspiration)，或是透過平流(advection)從其他地方水平傳送。水蒸氣多，凝結、凝固或凝華的潛熱釋放多。濕絕熱遞減率(moist adiabatic lapse rate)為氣塊理論考慮水蒸氣凝結釋放潛熱而改變空氣塊隨高度的溫度變率。濕絕熱遞減率 γ_m ：

$$\gamma_m = 4 \sim 9.8^\circ\text{C/km} \quad (\text{E4})$$

而若環境的遞減率 γ 介於乾絕熱與濕絕熱遞減率之間，稱大氣為條件性不穩定(conditionally unstable stratification)層化。

$$\gamma_m < \gamma < \gamma_d \quad (\text{E5})$$

二、 對流三大要素

根據 Johns 與 Doswell(1992)，對流肇始(initiation)所需要的三大要素為：

- (1) 絕對水氣含量(absolute moisture content)：對流風暴(convective storm)內流(inflow)的絕對水氣含量。因此低對流層的水氣最為重要。
- (2) 中對流層溫度梯度：中對流層垂直溫度梯度大，亦即遞減率要大，也就是必須要具備不穩定(instability)。
- (3) 舉升(lift)：產生舉升的機制相當複雜。

其中絕對水氣含量與中對流層溫度梯度共同決定了氣塊浮力的大小，簡單來說水氣量與遞減率影響浮力的大小。

三、 水氣、不穩定與對流可用位能(CAPE, convective available potential energy)

1. 對流可用位能

水氣與不穩定決定了浮力的大小，然而浮力會隨空氣塊與周遭環境的密度差異變化而不斷變化，難以直接量化。上衝流(updraft)氣塊受浮力而向上加速所增加的動能則較容易測量，不穩定的空氣轉為上衝流動能，可以將不穩定空氣的能量表示為位能，此位能乃 CAPE，即浮力隨高度的積分：

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} B dz \quad (E6)$$

CAPE 為自由對流高度(level of free convection, LFC)到平衡高度(equilibrium level, EL)間浮力的積分，因此若氣塊有浮力，CAPE 就會大於 0。

2. 利用斜溫圖(skew-T diagram)估算 CAPE 大小

斜溫圖可用來推估 CAPE 大小，如圖 1，舉升凝結高度(LCL, lift condensation level)到平衡高度(EL, equilibrium level)間濕絕熱線(紫色)與溫度曲線(紅色)所圍面積(黃色)即為 CAPE。粉紫色區域為對流抑制能(CIN, convective inhibition)，為乾絕熱線、濕絕熱線及溫度曲線所圍面積，且 CIN 左側尖角的高度為舉升凝結高度(LCL, lift condensation level)。CAPE 與 CIN 的交界高度為 LFC，此高度以上直到 EL 都是氣塊有正浮力(向上加速)的高度範圍，當氣塊上升到 EL 時，EL 之上氣塊則具有負浮力(向下加速)。此外就高度來說， $EL > LFC \geq LCL$ 。

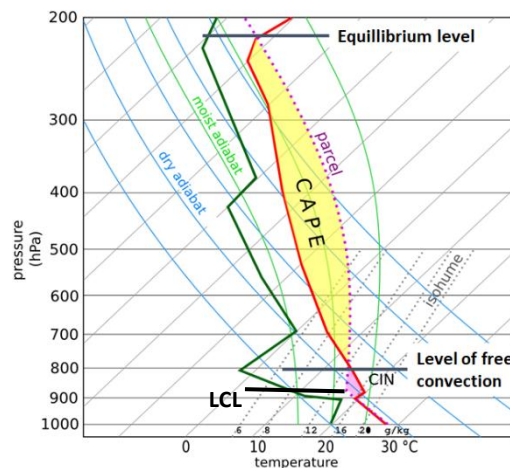


圖 1：利用斜溫圖估算 CAPE 大小

統計上來說，水氣越多、遞減率越大，CAPE 大致上也會越大。如圖 2，橫坐標為高對流層的露點溫度(dew point temperature)，表示水氣量，縱坐標為中低對流層遞減率。由圖可觀察出，水氣量越多，遞減率未必要很大，仍然可以達到很高的 CAPE。這表示水氣多，空氣塊凝結釋放的潛熱多，加熱氣塊產生較多浮力。因此水氣與遞減率彼此互補。

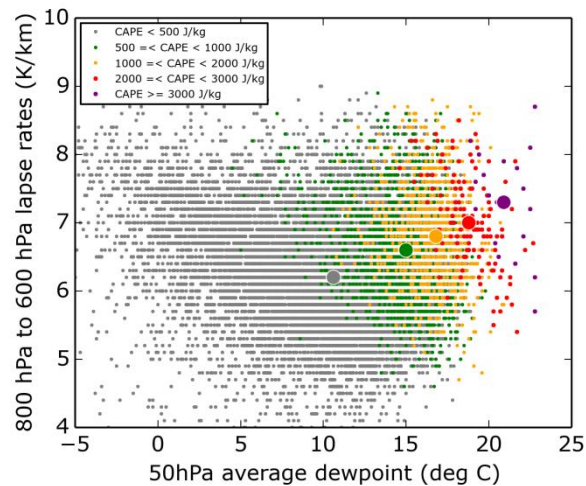


圖 2：CAPE 與水氣量及溫度遞減律之關係

3. CAPE、上衝流與過衝雲頂(overshooting top)

氣塊通過上升通過 LFC 後，速率逐漸增加，並且在 EL 有最大的上衝流速率(speed)，可以看成是氣塊在 EL 時已經釋放了所有的 CAPE，因此具有最多的動能。由於上衝流速率在到達 EL 時最大，氣塊到了 EL 以上則受負浮力，如圖 3 藍色區域。由於到達 EL 時上衝流氣塊仍有動能，需要一段時間受負浮力加速回到 EL，此段上衝流空氣超過 EL 的部分就形成過衝雲頂。當氣塊再度回到 EL 時則會往水平方向擴散，形成砧狀雲(anvil cloud)，如圖 4。

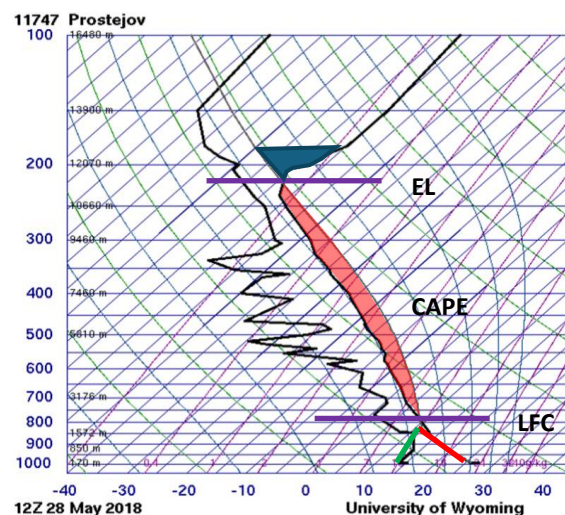


圖 3：EL 之上為負浮力區



圖 4：砧狀雲

所有的對流雲只要發展到 EL，都會出現過衝雲頂，但因為過衝雲頂持續時間短且通常水平範圍不大，間歇地隨著具浮力的熱泡(heat bubble)往上移動而出現，衛星資料的時空解析度可能不足以觀察到。範圍較大且持續時間較久的過衝雲頂才會被衛星觀測到，如圖 5。

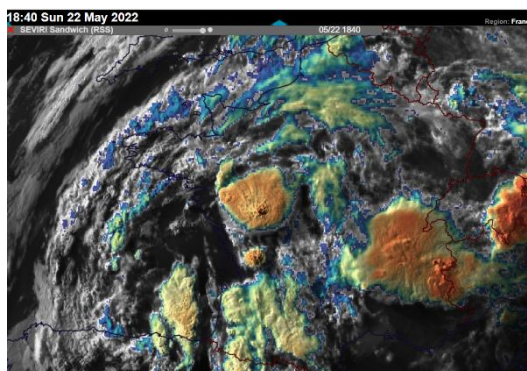


圖 5：衛星觀測到之過衝雲頂

4. 上衝流的速率

根據氣塊理論，上衝流的最大速率為：

$$w_{max} = \sqrt{2CAPE} \quad (E7)$$

但實際上上衝流最大速率幾乎只有理論值 w_{max} 的一半，原因是氣塊理論中假絕熱過程(pseudoadiabatic process)的假設其實有一些限制：

- (1) 逸入作用(entrainment)：氣塊向上運動時尾流(wake)逸入(如圖 6)造成已凝結的水滴再度蒸發。中高對流層越乾，逸入造成再蒸發的影響越強，使得對流雲越難發展的高。

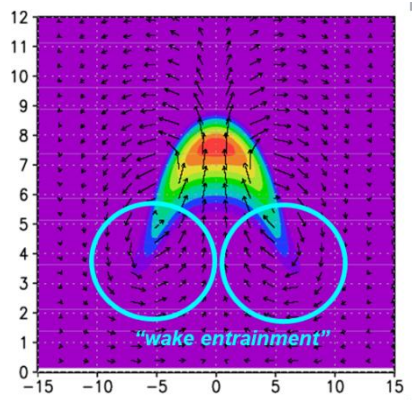


圖 6：尾流伴隨之逸入作用

圖 7 為兩組探空資料，左圖中高層大氣較為潮濕，因此對流雲可幾乎完全沿濕絕熱線發展至 EL；右圖因為再蒸發作用，氣塊沿濕絕熱線上升到一定高度後又沿乾絕熱線上升，因此對流雲發展高度較為有限。

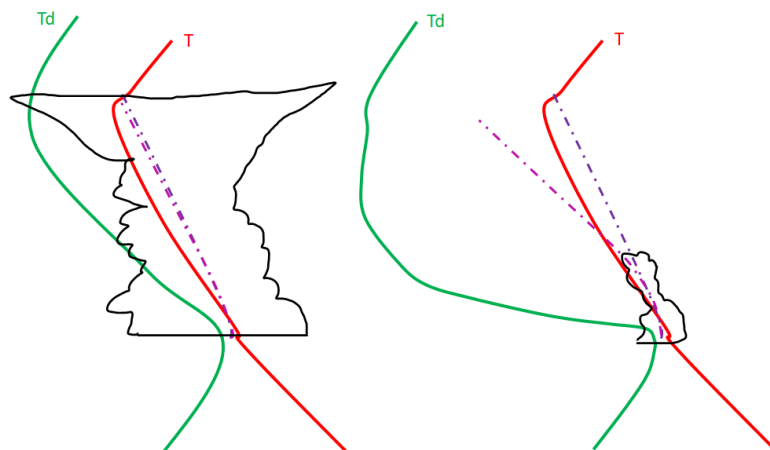


圖 7：中層大氣濕度對對流雲發展高度的影響

- (2) 氣壓擾動：上升氣塊的周遭有壓力擾動，上方為相對高壓，下方為相對低壓，造成氣塊上升速率降低。
- (3) 凝結水(condensate)的重量：上升過程中，氣塊一部分動能會傳給凝結出來的液態水，損失部分動能。

上述的三個因素中，逸入作用造成的再蒸發影響最大，此作用讓低層水氣的潛熱無法完全釋放。

5. 雲頂高度(cloud top height)的預報

雲頂高度預報需要先釐清所謂的「雲頂」為砧狀雲(anvil)還是過衝雲頂。砧狀雲高度理論上大約位於 EL。過衝雲頂高度理論上可由 CAPE 大小決定，如圖 8。CAPE(橘色面積)與負區(藍色面積)大小相當，此時最大氣塊高度(MPL, maximum parcel level)即為理論的過衝雲頂高度。

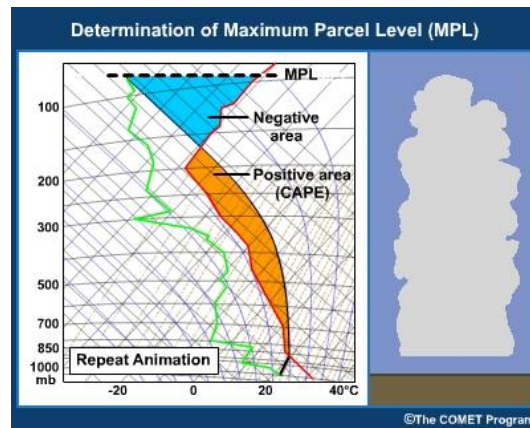


圖 8：最大氣塊高度 MPL

實際的最大上衝流速率通常會小於理論上限，如圖 9，所以造成實際的過衝雲頂高度會小於氣塊理論所預測的 MPL。唯一的例外是超大胞(supercell)，其最大上衝流速率經常大於預報。砧狀雲雲高則大致上與氣塊理論預測之 EL 相同。

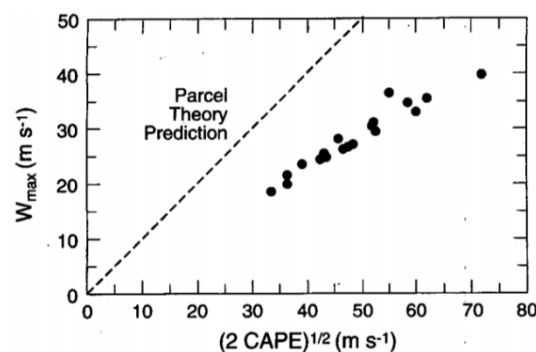
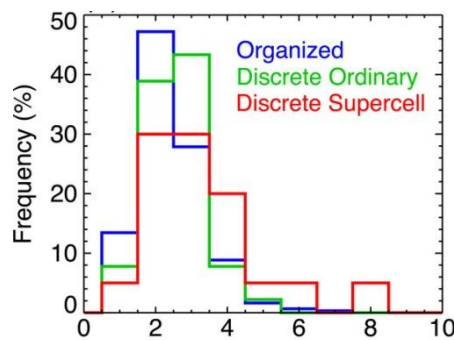


圖 9：上衝流速率

總之，過衝雲頂的高度與下列兩者有關：

- (1) 在 EL 的上衝流速率。
- (2) EL 以上的溫度層化(temperature stratification)：逆溫越強過衝雲頂高度

越小。如圖 10，統計上過衝雲頂深度通常在 1~3 公里，4 公里以上較少但仍有可能。



(Homeyer and Kumjian, 2015)

圖 10：過衝雲頂高度的機率分布

6. 代表氣塊選擇、對流型態與不同的 CAPE

在一般的 CAPE 計算上，我們通常會假設氣塊會由近地表開始往上舉升達到 LFC 後開始獲得浮力。然而實際上經常可觀察到對流性風暴的內流並非從近地表開始，而是發生在邊界層頂之上。CAPE 根據氣塊起始位置選擇的不同，可以分為三種：

- (1) 地表起始(surface based, SB)CAPE。
- (2) 混合層(mixed layer, ML)CAPE：用近地表的平均溫度 T 與水氣 q 。
- (3) 最不穩定(most unstable, MU)CAPE：選擇 CAPE 最大的起始高度。

對流性風暴的型態根據有浮氣塊的起始位置(氣塊從哪個高度開始往上運動)分為：

- (1) 地表起始(surface based)風暴(storm)：有浮力氣塊從邊界層內開始運動。
- (2) 高處(elevated)風暴：不包含從邊界層內開始運動的有浮力氣塊

如圖 11，(a)表示地表起始風暴，由於氣塊由地表開始上升，因此 MUCAPE 即為 SBCAPE，而一般會使用混合層的溫度與水氣來計算 CAPE，較具有代表性，因此會以 MLCAPE 取代 SBCAPE。(b)表示高處風暴，可以發現地表開始舉升的空氣並無 CAPE，而從邊界層頂開始舉升的空氣很快地可以到達 LFC，因此 MUCAPE>0，而 MLCAPE=0。

Parcel starting at the surface vs top of the cold layer

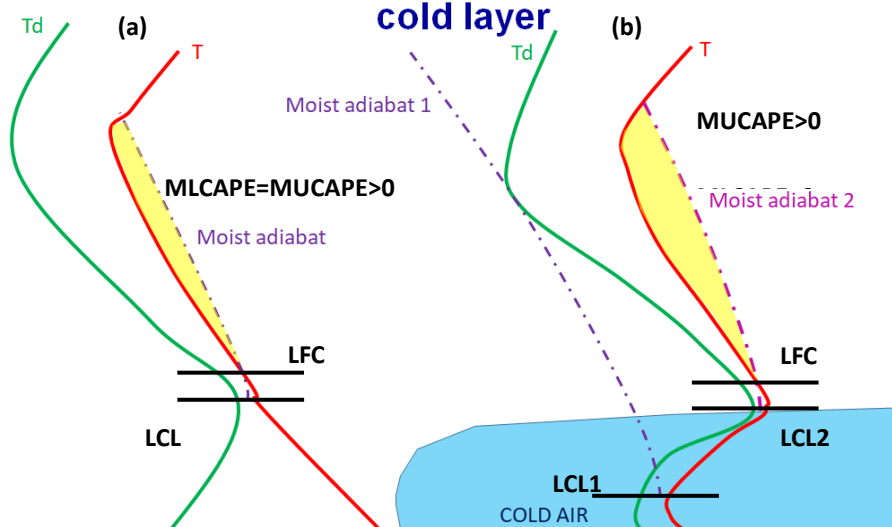


圖 11：地表起始風暴與高處風暴的探空剖面比較

高處風暴不代表雲底高度較高。由圖 11 可知，由於氣塊上升運動開始的位置是在邊界層之外，因此高處風暴的內流位於遠離地表的邊界層頂發生，而地表起始風暴的內流自地表發生。而由於高處對流都在邊界層之外，風暴所受的平均風速較大，因此高處風暴的移動速率比地表起始風暴的移動要快；此外所受垂直風切比地表起始風暴要小。如圖 12，離地 0~6 公里風切為 31.7m/s，平均風速 14.8m/s，但高處風暴實際上內流發生在 2.5 公里之上，因此離地 2.5~6 公里的有效風切僅 13.9m/s，平均風速 >20m/s。

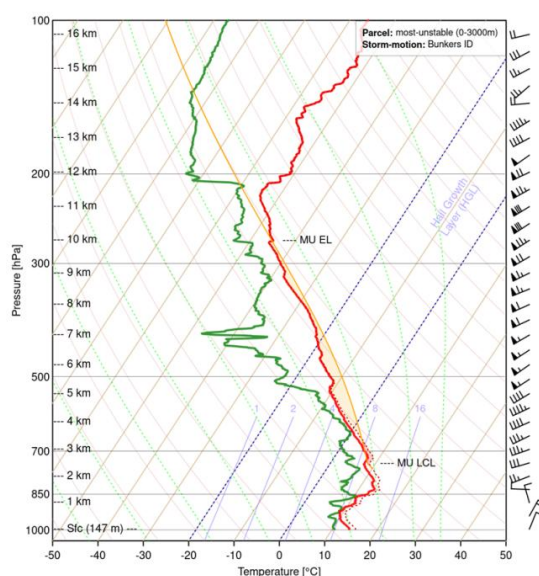


圖 12：高處風暴之探空剖面

此處必須留意，高處風暴的 LFC 是由邊界層頂開始計算，然而 LCL 仍然是由地表開始計算，因為空氣受到擾動或舉升實際開始凝結的最低高度是 LCL，LFC 則是描述氣塊開始具備浮力的高度。另外雲幕(ceiling)高度與 LCL 也沒有關係，因為形成雲幕的雲層可能是在邊界層內的層雲(stratus)。另外高處風暴通常會發生在大尺度舉升(large-scale lift)的環境，因此常伴隨隱藏的(embedded)CB 出現。

7. 地表起始風暴與高處風暴的危害差異

高處對流相對於地表起始對流的危害(risk)差別如下：

- (1) 大雨：無差異。
- (2) 冰雹(hail)：無影響。
- (3) 地面陣風(wind gust)：略為減少。因為下衝流要穿透邊界層才能達到地表，而地表起始對流下衝流本身就會直接到達地表。
- (4) 龍捲風：完全解除。龍捲風是由地表內流所產生的系統，高處對流的內流並不從地表開始。

四、 影響風暴生成的機制

對流可用位能 CAPE 雖然決定了上升運動的強度，但無法直接決定風暴是否會產生，以及風暴產生的數量。對流肇始需要有一定的舉升機制。舉升機制必須使氣塊克服負能區(浮力為負值)達到自由對流高度 LFC。如果符合以下條件：

- (1) 有比較小的負能區(Convective Inhibition, CIN)。
- (2) 有比較低的自由對流高度 LFC。
- (3) LFC 之上足夠潮濕以避免乾空氣的逸入作用，則舉升作用不用太強也可以形成風暴。

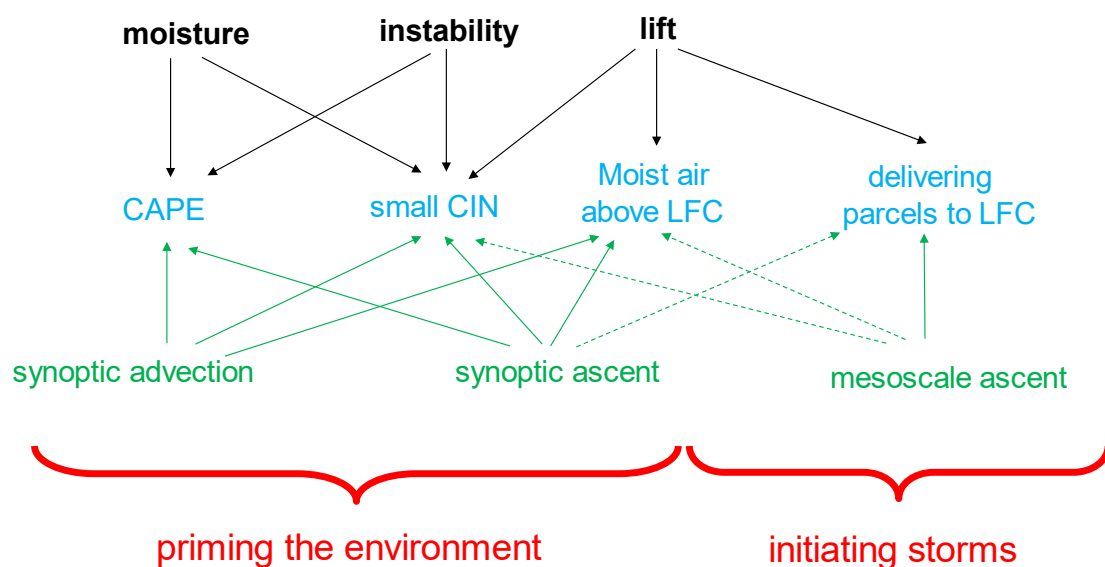
舉升機制可以區分為綜觀尺度與中尺度兩大類：綜觀尺度的舉升機制垂直上升速度大約是公分/秒的尺度，不足以讓風暴誕生。但是綜觀尺度的舉升機制可以讓整體大氣剖面加濕，並降低負能區的大小。綜觀尺度的舉升機制常見的有渦度平流的垂直差異，還有噴流出區的熱力間接環流及噴流入區的熱力直接環流。

中尺度對流渦旋(Mesoscale Convective Vortex, MCV)發生在對流潛熱釋放加熱中對流層，移動的 MCV 前方會有正渦度平流，可能導致新的風暴系統產生，

MCV 的生命期可以達到一天的時間尺度。低層噴流發生在黃昏之後，因邊界層及其上方的自由大氣開始脫鉤，出現超地轉風的風速增強現象，可以導致非地表肇始的風暴產生。

中尺度的舉升機制包含鋒面、輻合帶、地形及邊界層環流等機制。例如雷雨胞的外流邊界，就可能與環境的風場輻合產生上升運動，促使新的風暴系統產生。白天的時候，谷風會伴隨上坡風產生舉升機制。阿爾卑斯山的南側及北側發生大冰雹的次數也特別頻繁。背風旋生也是地形引發垂直運動的重要機制之一。另外下坡風的乾暖空氣可以舉升富含水氣的空氣。爬坡的水氣輸送也會增強對流可用位能。

總結來說，綜觀尺度的平流跟舉升，提供了有利對流發展的環境。而中尺度的舉升機制則讓對流得以肇始，如圖 13。



Slide adapted from Matt Parker

圖 13：風暴誕生的環境與肇始

五、 對流風暴範圍的預報：

對流風暴的分布跟強迫機制的強度還有抑制作用的強度有關，我們可以把對流風暴分成兩種發展模式，一種是孤立的對流胞，一種是雲簇到大範圍的對流系統。當環境中的抑制作用越強，對流生成越困難，即便有適當的舉升機制也會形成孤立的對流胞；相對的如果舉升機制越強，抑制作用越弱，則越容易形成大範圍的對流系統，如圖 14。

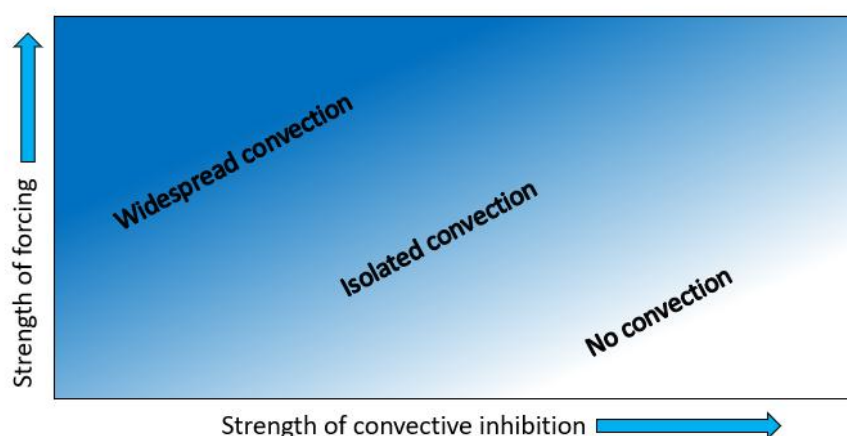


Figure adapted from James LaDue

圖 14：不同分布範圍的對流風暴與舉升機制及抑制作用的關係

同樣一個具備舉升條件的邊界，考慮以下三種情境(如圖 15)：第一種情境舉升機制比較強，負能區很小的話，容易形成大範圍的對流系統；第二種情境舉升機制偏弱，但有平行邊界的環境相對風場，則原本孤立的對流胞還是可以合併成線狀的對流系統；第三種情境則一樣是舉升機制偏弱，環境相對風場與舉升的邊界有交角的狀況之下，則會形成移動的孤立對流胞。

前兩種情境較容易發展成飈線系統，伴隨強陣風跟強降水；第二種情境一樣會在冷池合併之後形成飈線，另外在尾巴會形成一個稱作 **Tail-end Charlie** 的區域，會有較高的冰雹及龍捲風風險；第三種情境則因為具備垂直風切，在舉升邊界上有冰雹及龍捲風的風險，離開舉升邊界後則有龍捲風的風險。

Initiation scenarios along the boundary

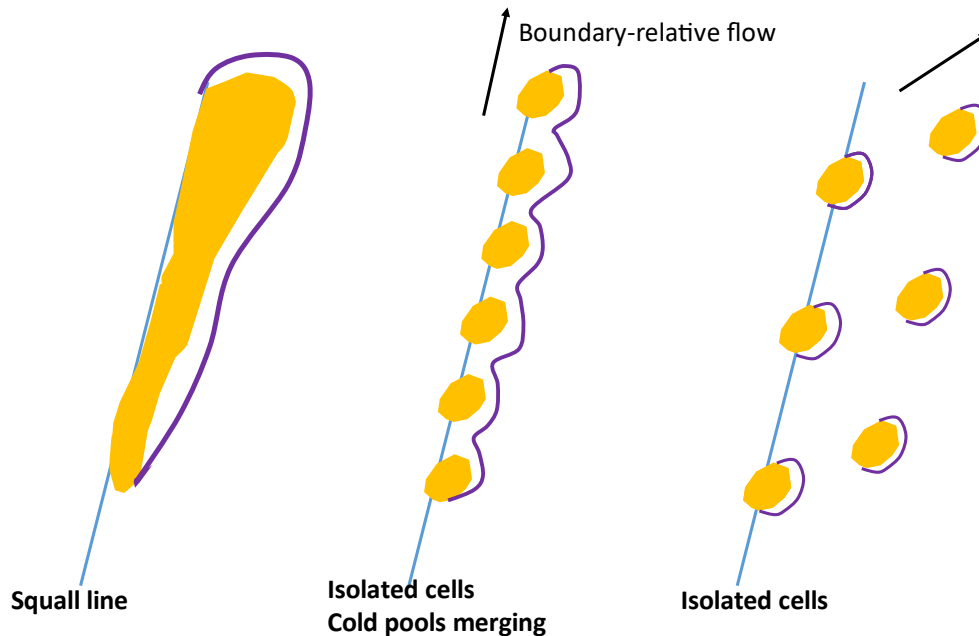


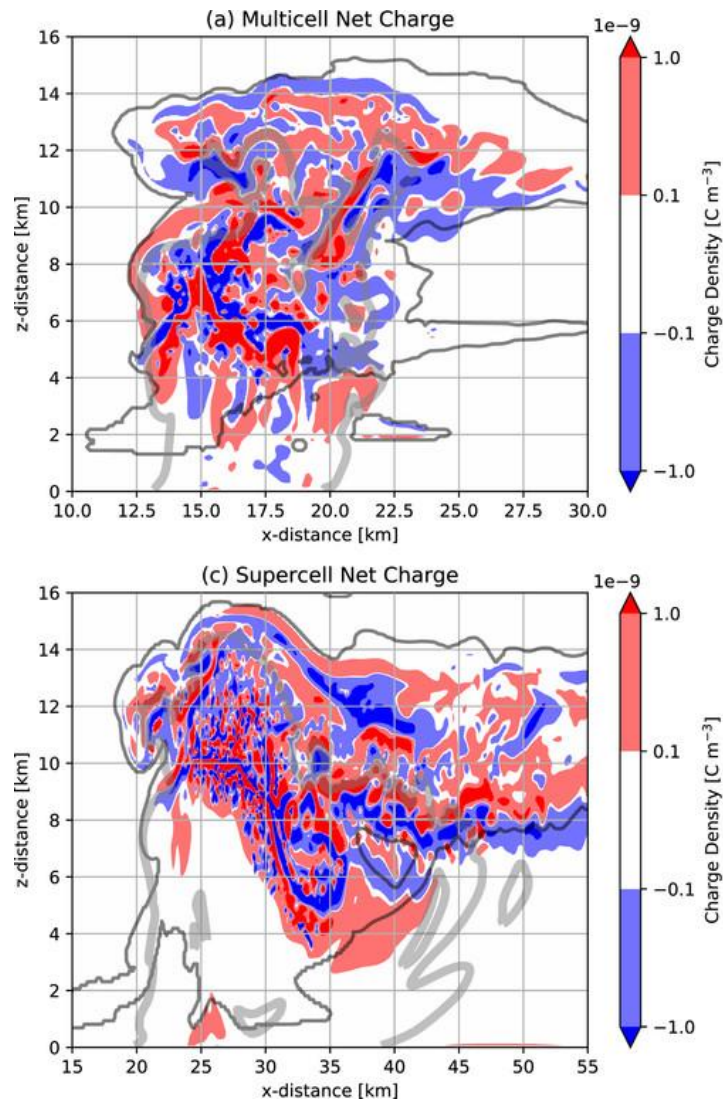
圖 15：不同環境條件如何影響對流胞發展

對流肇始會發生很多次，順利發展的積雨雲會有以下特徵：

- (1) 開始有結冰過程。
- (2) 對流雲頂變冷。
- (3) 砧狀雲範圍變廣。如果砧狀雲與塔狀積雲分離，表示對流肇始失敗了。

六、 閃電

閃電是伴隨強烈對流出現的顯著天氣，但不是所有的積雨雲都會伴隨閃電。雲中原本是電中性，當過冷水滴及軟雹(Graupel)或是冰晶(Ice Crystals)互相碰撞合併時，正負電荷會分離，配合積雨雲中的垂直運動，形成積雨雲中不同位置的電荷分布如圖 16。

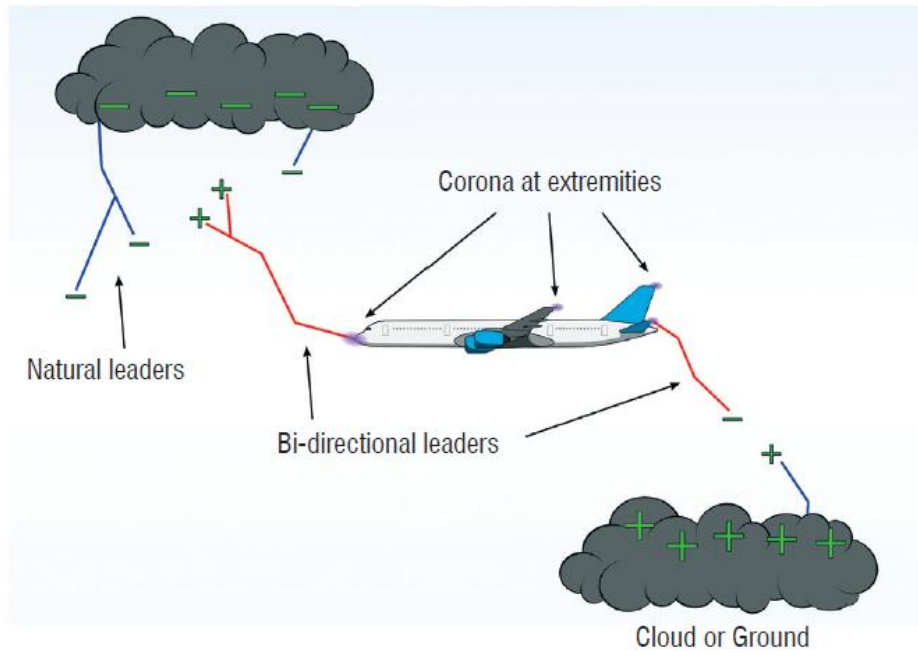


(Brothers et al., 2018)

圖 16：積雨雲中的電荷分布

對流雲中上升運動伴隨的渦流就是閃電容易發生的區域。當兩個電荷分布的中心之間有明顯電位差時，閃電就可能會發生。過去大量的研究顯示，閃電發生的頻率與上升氣流中軟雹的通量有相關。軟雹需要在適當的溫度層，因此 LCL 需要高於 -10°C ，EL 需要低於 -20°C ，該區域的 CAPE 需要大於 100J/kg ，這樣的環境有利於軟雹的成長進而引發閃電，該高度冬天較低夏天較高。

航空器也是引發閃電的來源之一，飛機的機首、機尾及翼尖是容易有高電位差的區域(如圖 17)。飛機即便通過原未帶電的對流區域，例如冷鋒後方的降水區，在起降階段仍可能誘發閃電，造成機場的雷擊的風險。



(D. Morgan et al., 2012)

圖 17：航空器誘發閃電示意圖

七、 單胞(single cell)風暴

單胞對流性風暴的結構較為單純，僅一組上衝與下衝流。如圖 18，在塔狀積雲(towering cumulus)期，雲內只有上衝流，降水未落至地面。成熟期發展為積雨雲，雲內上衝流(updraft)與下衝流(downdraft)同時存在，降水落至地表，且成熟期通常只維持 15 分鐘左右，相當短暫。在消散期，積雨雲內已無上衝流，雲內已不再產生新的降水，雲內已產生的降水會逐漸落至地表。單胞對流風暴的主要危害為大雨(若單胞風暴移動緩慢)與地面強陣風(下衝流到達地表)。

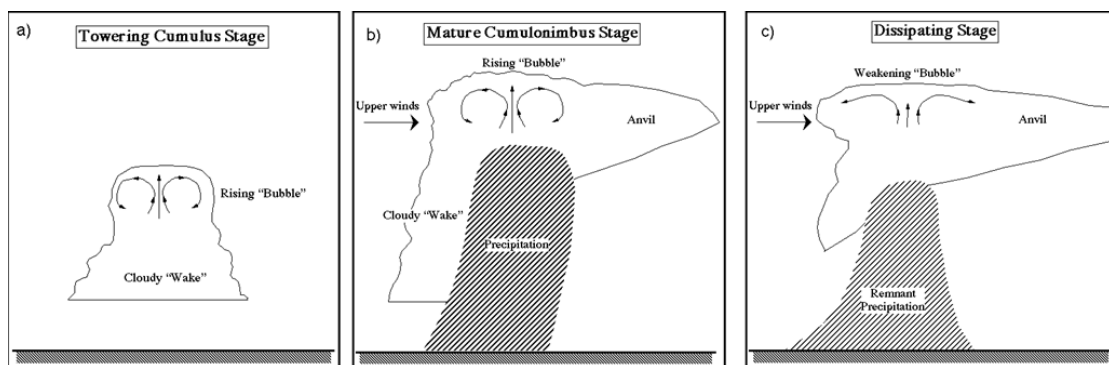


圖 18：單胞風暴的發展階段示意圖

八、 預報下衝流

1. 垂直運動方程式

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} + g \frac{T_v' - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} - gl \quad (E8)$$

上述為描述影響下衝流運動的垂直運動方程式，右邊第一項為擾動氣壓梯度力(perturbation pressure gradient force)，第二項為負浮力(negative buoyancy)，第三項為水負載量(water loading)。

負浮力可由氣塊中液態或固態水的相變化使氣塊溫度變化所造成，每 1g/kg 的水發生的相變化相當於 1kg 空氣的溫度變化：

- 1g/kg 雨水蒸發 $\equiv -2.5K$
- 1g/kg 冰雹昇華 $\equiv -2.8K$
- 1g/kg 冰雹融化 $\equiv -0.3K$

水負載量造成的垂直運動是由於水或冰粒子對空氣的拖曳(drag)造成的向下作用力。10g/kg 降水負載量相當於 1kg 空氣發生-3K 溫度擾動。

下衝流的氣壓擾動示意圖如圖 19，下衝流會引發中心位於地表的高壓擾動，其所造成的擾動氣壓梯度力會使下衝流減速。但此項作用相當小。

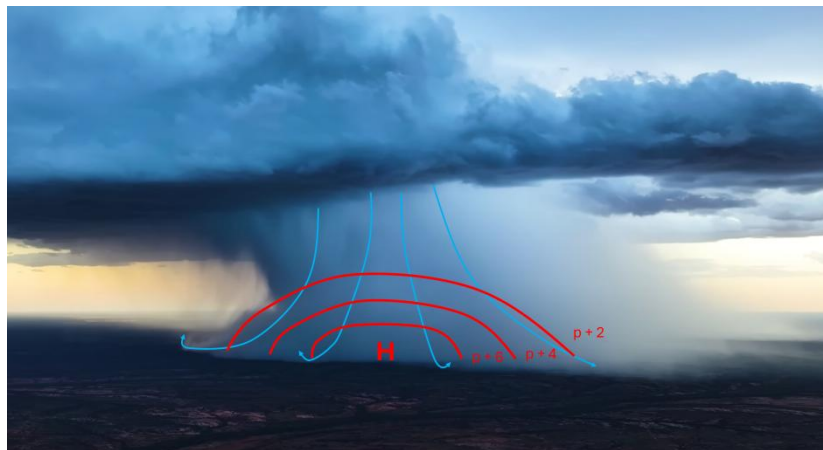


圖 19：下衝流引發的高壓擾動

總之下衝流的大小要考慮雨滴粒子對空氣的拖曳力與相變化實際改變空氣塊溫度造成的負浮力，兩者都會讓下衝流加速。

2. 下爆流(downburst)與微爆流(microburst)

下爆流(downburst)如圖 20 所示，最大地表風速出現在外流(outflow)垂直厚度最小處，冷池(cold pool)最深處出現在水平渦旋(horizontal vortex)處。下爆流對於低空飛行中的航空器危害大，主要是因為通過下爆流的飛機會在短時間內經歷頂風和尾風的迅速變化，引起升力迅速改變與高度偏離，飛行員如果在短時間內要調整高度，在進入尾風(tailwind)區時因升力迅速降低與高度偏低，容易造成觸地，如圖 21。微爆流只是非常小尺度的下爆流，一般指直徑小於 4 公里的下爆流。

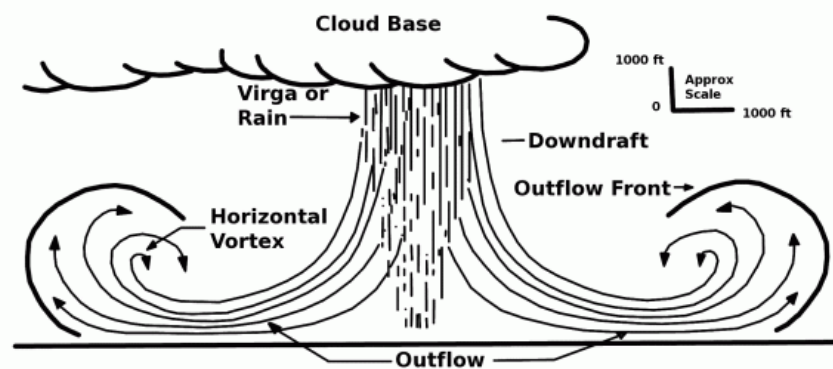


圖 20：下爆流的結構示意圖

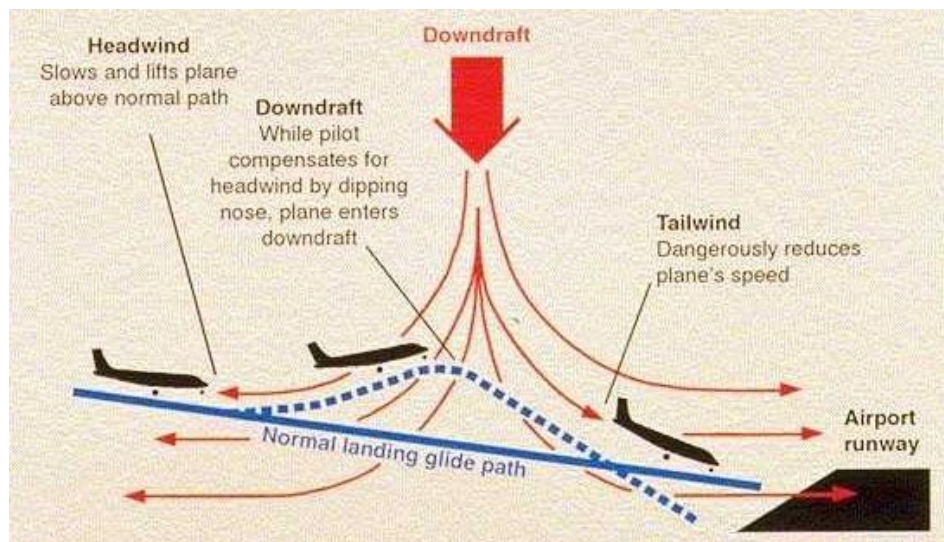
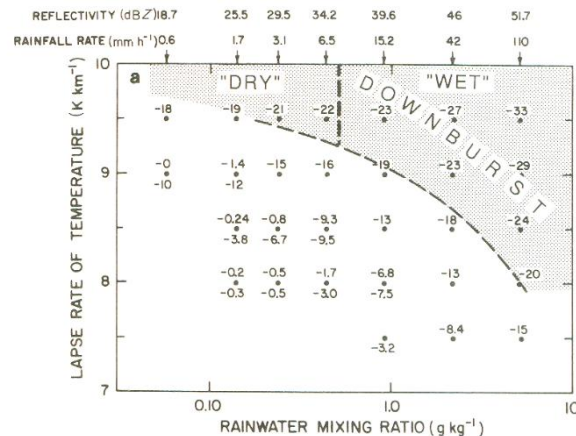


圖 21：航空器降落路徑通過下爆流與外流的路徑示意圖

3. 乾微爆流(dry microburst)

在不考慮蒸發、昇華等相變化因素，下衝流的水量越多、環境遞減率越大，下衝流的速率越大；若考慮相變化因素，下衝流的流速會增加。如圖 22，下衝流的水含量較低，在下降時完全蒸發就可能形成乾微爆流，為小尺度的下爆流，且在地面並沒有降水發生。乾微爆流空氣下降的速率可以很大，對流雲且上衝流弱不代表下衝流弱。



(Srivastava, 1985)

圖 22：下衝流流速與遞減率和雨水混合比的關係

4. 下衝流對流可用位能(downdraft CAPE, DCAPE)

DCAPE 為描述氣塊透過其中的雨水蒸發而得到負浮力的積分量。DCAPE 的估算，假設氣塊飽和下降，且下衝流開始下降的高度可隨意選擇；忽略降水負載量(precipitation loading)與融化與昇華(固態轉為液態)造成的氣塊冷卻。

如圖 23，利用 700hPa 溫度與路點溫度線計算 700hPa 濕球溫度後，以此點溫度沿濕絕熱線下降至地表，所得之天藍色的區域就是開始下降高度為 700 hPa 的 DCAPE。依照 DCAPE 定義，邊界層深厚且乾燥的環境，如圖 24，T 與 Td 形成「倒 V 形(inverted V shape)」的狀況，表示 DCAPE 大，是良好的下爆流發生條件。另外在低 CAPE、低風切環境中，下爆流可以伴隨非組織性(disorganized)對流(如單胞風暴)發生。

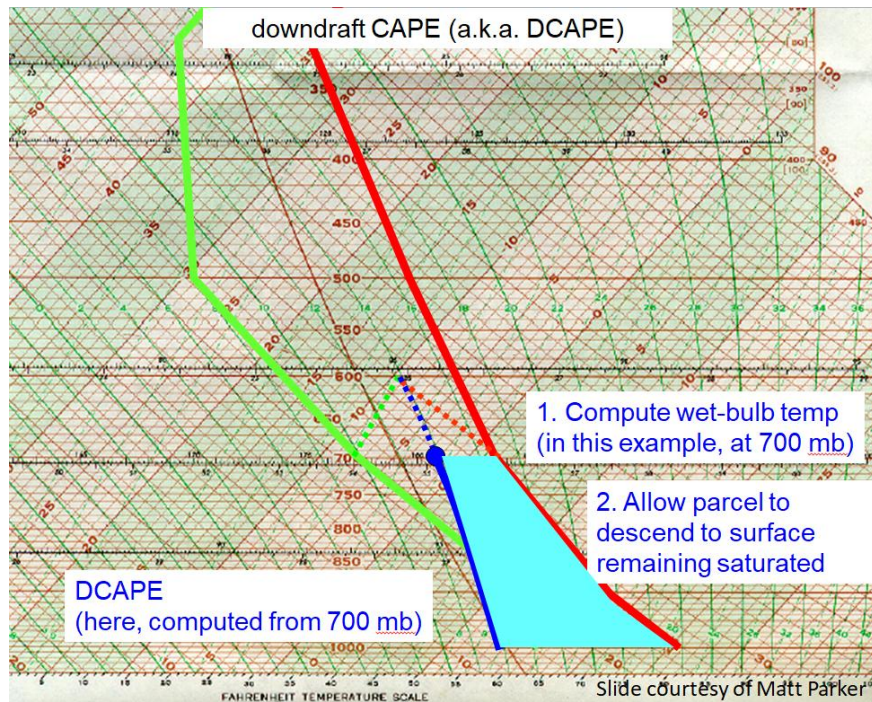


圖 23：以探空曲線計算下降高度為 700hPa 的 DCAPE

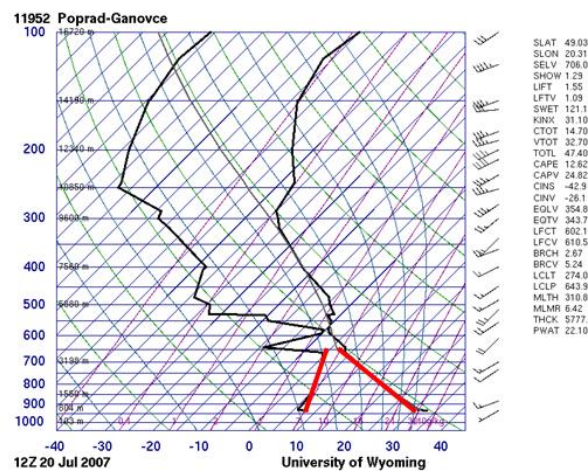


圖 24：有利下爆流發生的低對流層倒 V 型探空曲線案例

5. 外流邊界(outflow boundary)

下爆流空氣到達地面後會往四面八方散開，形成外流邊界，如圖 20 所示，並且逐漸遠離對流核心。在外流邊界上可以觀測到風向風速突變與飆(squall)的發生。外流邊界並非肉眼可見，必須用雷達(雷達反演風場)和地面觀測來追蹤，如圖 25。

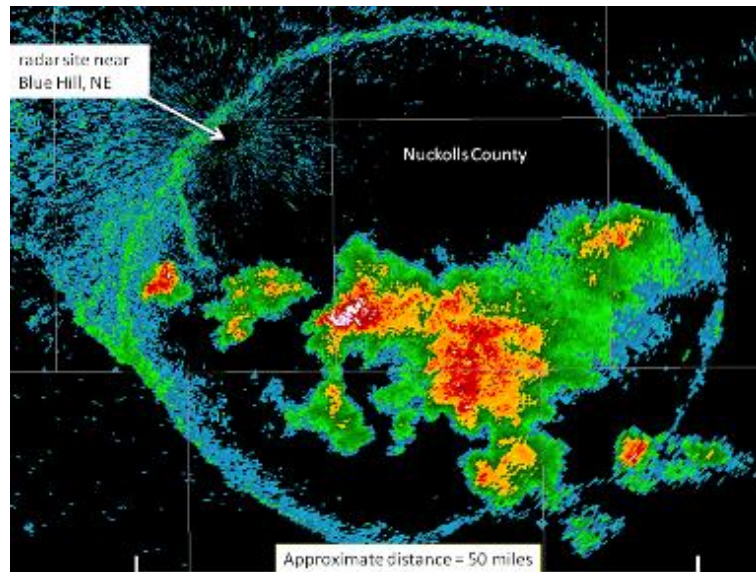


圖 25：外流邊界的雷達觀測案例

九、 垂直風切影響對流型態(convective type/mode)

垂直風切為風向風速隨高度的垂直變化。

1. 垂直風切越強，對於對流性風暴有下列影響：

- (1) 風暴生命期增加。
- (2) 對流肇始(initiation)更困難。
- (3) 支持更強且範圍更大的上衝流。
- (4) 超大胞發展的重要因素。

垂直風切增加跨風暴的風暴相對流(storm-relative flow)，如圖 26，黃色箭頭為風暴移動速率或平均風速，黑色箭頭為上下層空氣的流速，紅色箭頭為上下層空氣相對於風暴的流速。上層較強的風將中高對流層的降水位置帶到下風處。由於降水(下衝流)位置與上衝流在水平位置上分離，因此上衝流會更強，範圍也更廣。此外由於垂直風切下的對流性風暴有更強更廣的上衝流，使得其內流增加，如圖 27 所示。

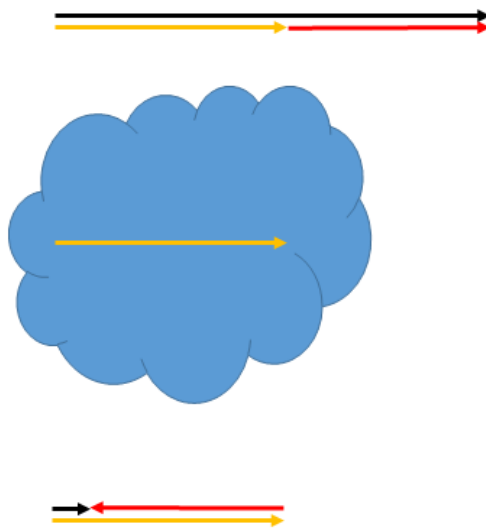


圖 26：跨風暴相對風速的示意圖。

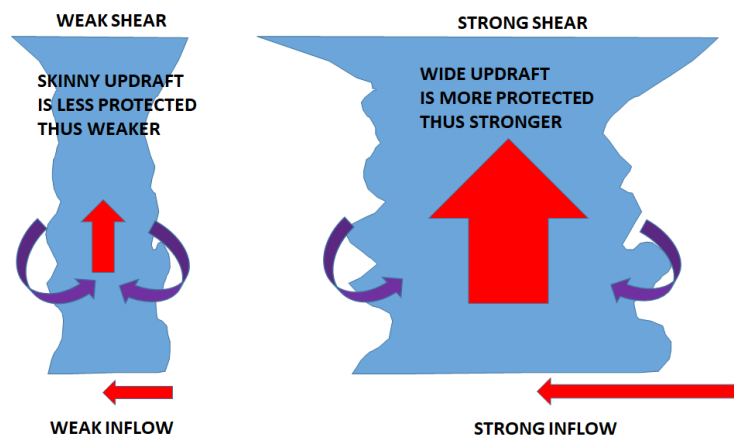


圖 27：風切對於對流性風暴的影響

2. 覆蓋範圍(coverage)與風切影響對流型態

如圖 28 與 29，縱坐標表示覆蓋範圍，越大表示系統越大，對流胞交互作用 (cell interactions) 的數量增加。橫坐標表示垂直風切，越大表示對流胞組織性越好，有更強更廣的上衝流。通常對流型態會隨時間演進往更大的覆蓋範圍發展，如圖 28，對流性風暴的危害風險不僅隨覆蓋範圍增加，更會隨著垂直風切大幅的增加，如圖 29。

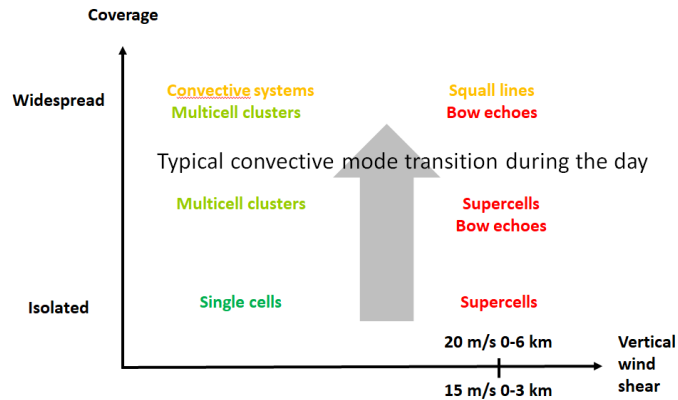


圖 28：覆蓋範圍、風切大小與對流型態的分布圖

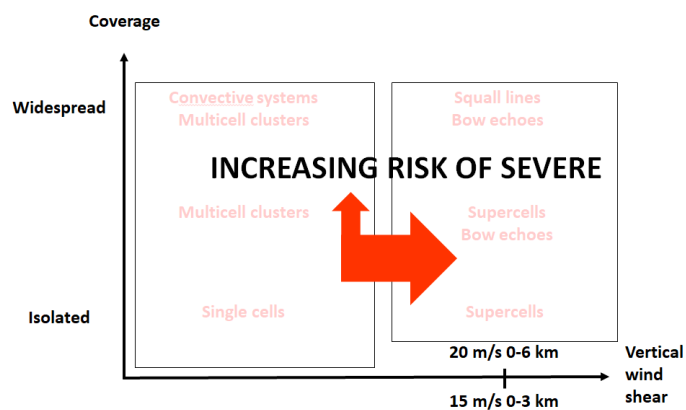


圖 29：對流性風暴危害風險隨覆蓋範圍與風切大小的分布圖

下列對流型態的劇烈天氣危害程度順序：

- 飆線、弓狀回波：強陣風>大雨>冰雹>龍捲風
- 超大胞：冰雹>強陣風>龍捲風>大雨

十、 多胞(multicell)對流性風暴與 RKW 理論

1. 多胞對流性風暴

多胞對流性風暴是有許多對流胞的對流性風暴，此類對流性風暴中存在的各種不同發展階段的對流胞，舊的不斷替代新的，如圖 30。

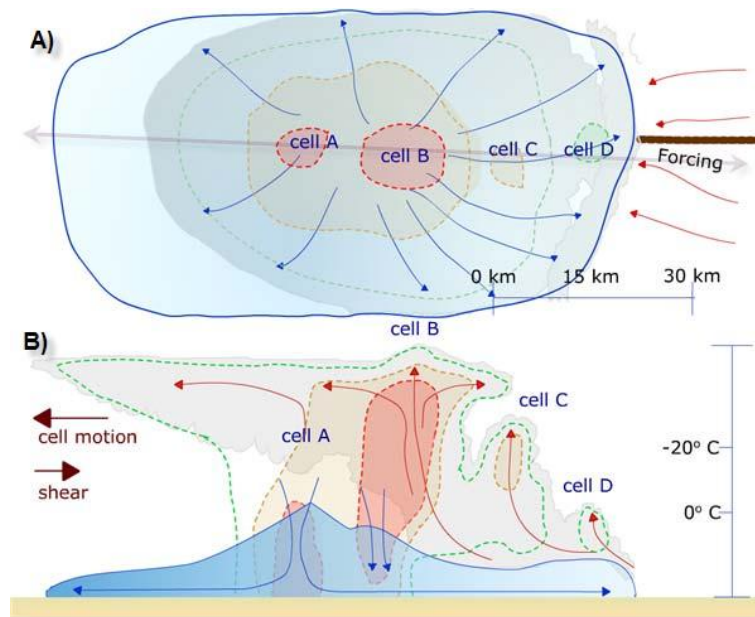


圖 30：多胞對流性風暴的示意圖

2. 多胞對流風暴的升尺度成長(upscale growth)

主要受到邊界的強迫(舉升)而產生新的對流。強迫作用(forcing)有以下兩大類方式：

- (1) 外部強迫：如鋒面、輻合帶、海陸風邊界。
- (2) 內部強迫：陣風鋒面(gust front)及其與垂直風切的交互作用。

3. RKW 理論：冷池與風切

多胞對流的持續發生如果是透過內部強迫，就表示冷池(cold pool)邊緣的陣風鋒面必須要能夠產生足夠的舉升，讓陣風鋒面外的空氣被舉升到 LFC，如圖 31。

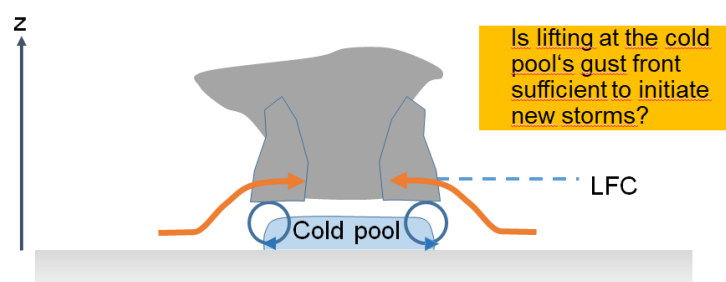


圖 31：冷池造成氣塊舉升至 LFC 示意圖

垂直風切存在時，會讓陣風鋒面能夠產生更深的舉升。如圖 32，藍色部分為陣風鋒面所產生的渦度(vorticity)，或是可以看成水平渦旋；紅色部分則是向右的垂直風切(上層風減下層風向量往右，表示是向右的垂直風切)所產生的渦度。在風切上風側(upshear flank)因為垂直風切和陣風鋒面的渦度同號(正負號)，彼此相加反而讓冷池空氣變薄，不利舉升。風切下風側(downshear flank)則因渦度不同號，彼此相消，使得相對雷暴內流(storm-relative inflow)能夠加深陣風鋒面，因此有利更深的舉升。

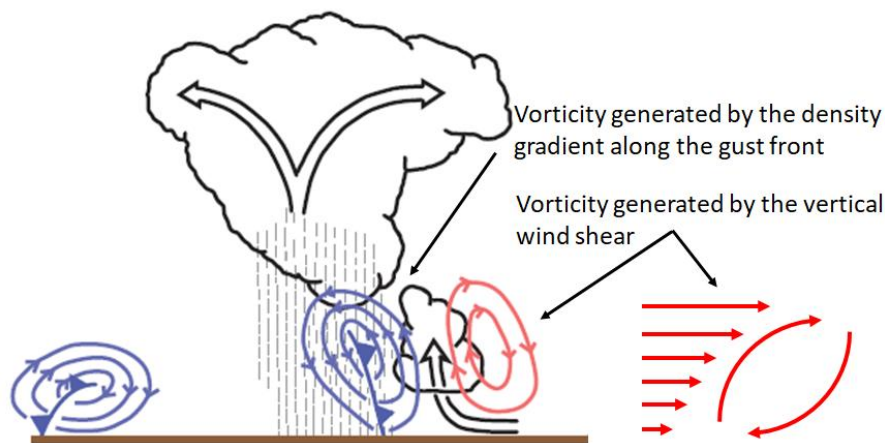


圖 32：陣風鋒面與垂直風切交互作用示意圖

上述的說明即為 RKW 理論的核心概念，也就是冷池和風切的平衡，可以促進陣風鋒面上的上衝流，RKW 理論所描述垂直風切增強陣風鋒面舉升的過程，如圖 33 所示。垂直風切會加深陣風鋒面上的舉升，有利新對流胞的肇始。

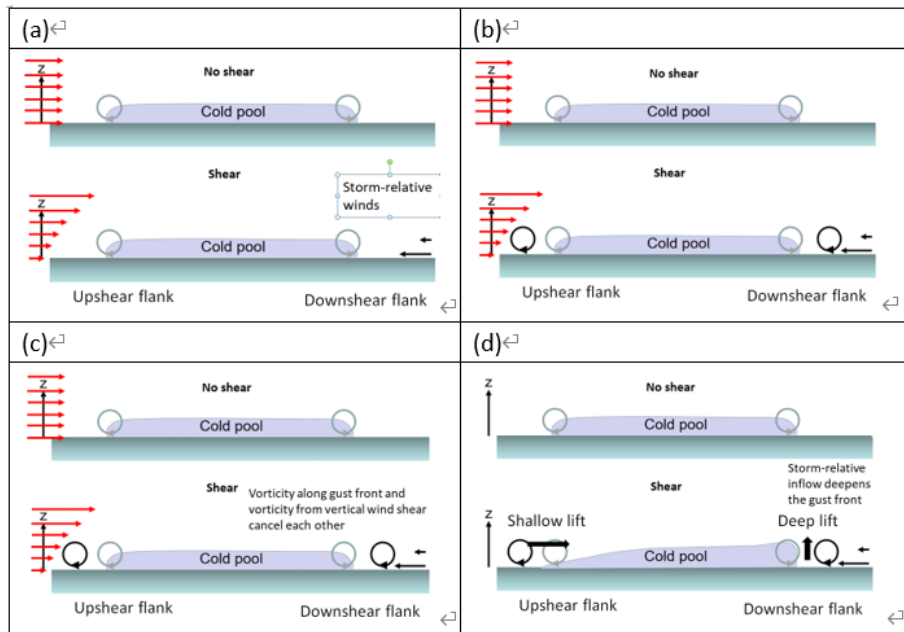


圖 33：RKW 理論中垂直風切下風側的冷池可產生較強舉升

另外，相對風暴的內流如果越強，陣風鋒面就會越接近對流性風暴的核心。如圖 34。

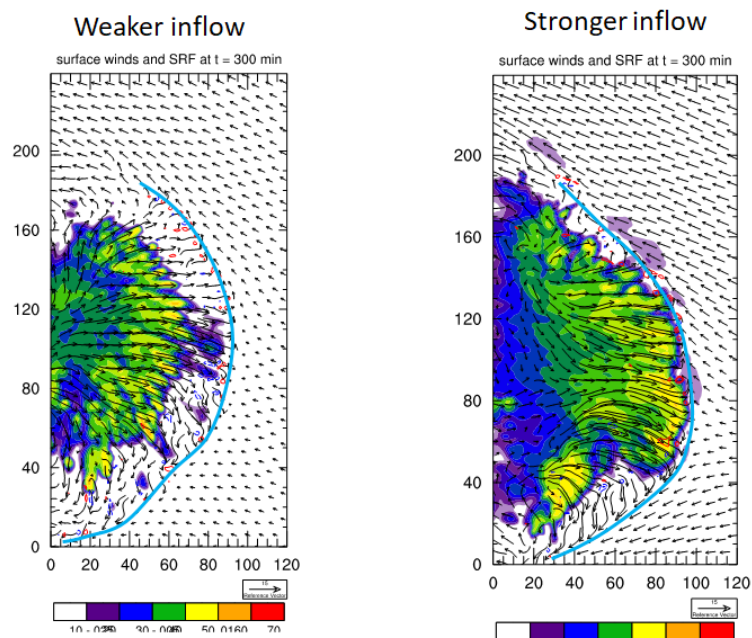


圖 34：強內流發生陣風鋒面(淺藍色曲線)會比較接近對流核心

4. 高處多胞對流(elevated multicell)

高處對流性風暴的內流發生在邊界層外，因此穩定邊界層頂如果有大幅度的擾動或波動，也可以提供舉升，讓邊界層上方的空氣可以舉升至 LFC，引發對流風暴。穩定邊界層頂的擾動或波動可能來自其他的對流(下衝流)，形式如同水面上的波浪，如圖 35。



圖 35：穩定邊界層頂的擾動或波動成為舉升機制引發高處對流

5. 中尺度對流系統(Mesoscale Convective System, MCS)

MCS 為至少某一方向上超過 100km 範圍的多胞對流，常見的有以下形式：

(1) 飆線(squall)

飆線的水平結構如圖 36，飆線前進方向上，由對流降水領先，後方則為層狀降水。

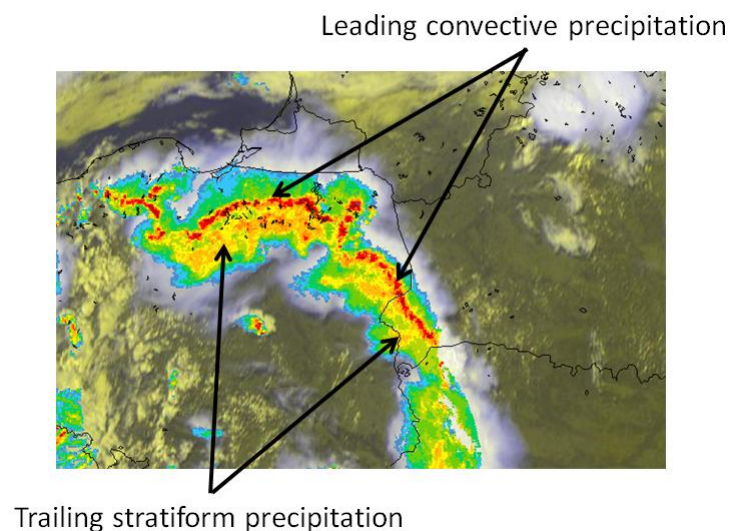


圖 36：飆線的雷達回波與結構

(2) 弓狀回波(Bow Echo)

弓狀回波是因應後方內流噴流(Rear Inflow Jet, RIJ)的形成而出現，表現為風暴的某部分迅速向前加速，如圖 37。RIJ 為對流系統中潛熱釋放與下衝流冷卻分別引發的高低壓擾動所產生之氣壓梯度造成空氣流動，其過程如圖 38。雲中加熱及下衝流冷卻，引發在上衝流底層的低壓區，以及近地面的高壓區，由於低層被引發了相對高低壓，產生 RIJ 如圖 38(b)，RIJ 流向自下衝流往上衝流。RIJ 本身又推動對流系統移動(密度流)，造成對流前方的內流增加，讓新的對流在前側肇始，並且再次凝結釋放潛熱，如此循環不斷加強 RIJ，如圖 38(c)。

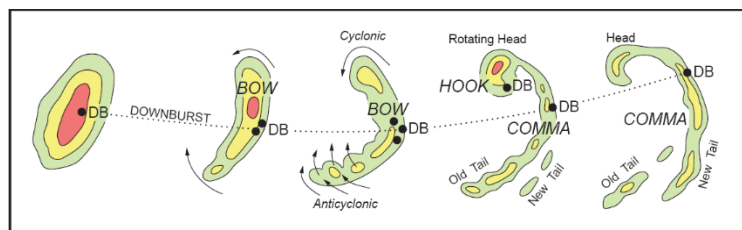


圖 37：弓狀回波的發展過程

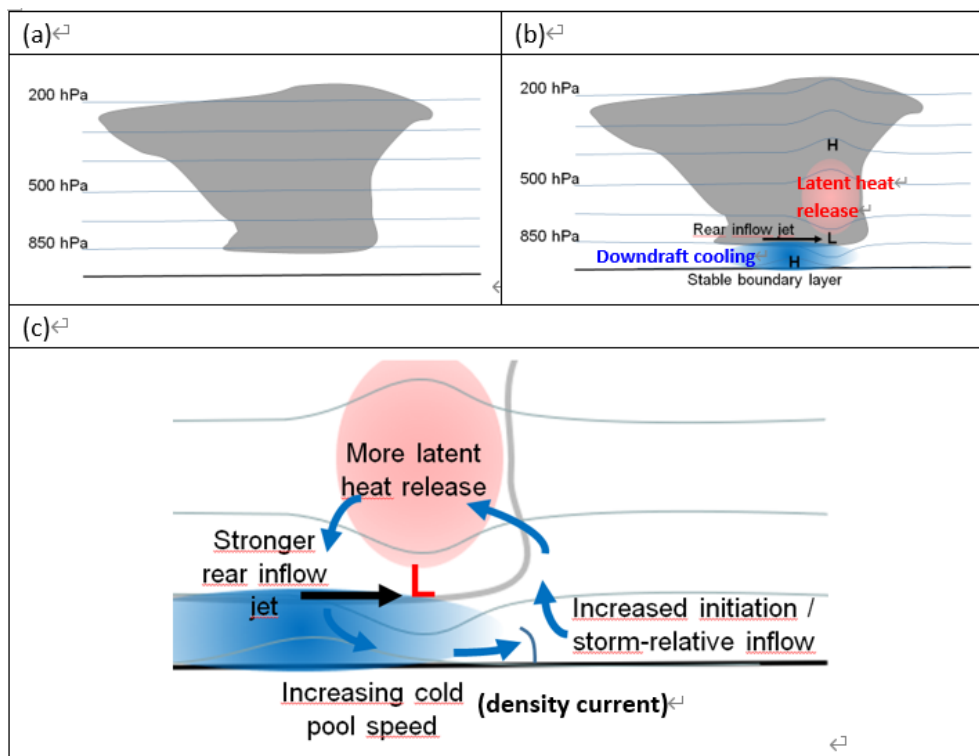


圖 38：RIJ 形成過程

弓狀回波是最容易造成劇烈強陣風的對流型態，且其前進的方向與 RIJ 方向相同(因為有 RIJ 才有弓狀回波)。

弓狀回波的預報有下列重點：

- (1) 0~3km 強風切：因為 RIJ 是邊界層內的冷池引發，低層風切越大越有利強 RIJ，因此容易出現弓狀回波。
- (2) 高 CAPE 環境。
- (3) 對流性風暴高覆蓋範圍(coverage)。

十一、 風徑圖(Hodograph)

風徑圖為表示風隨高度變化的圖，如圖 39 所示，圖上數字表示高度，1 表示 1 公里，2 為 2 公里，以此類推。L、M、R 分別表示系統移動，其中 M 為風暴的平均移速移向。由圖 40 可知，近地面的風速風向約為 16014KT，2 公里約為 21052KT，10 公里約 25084KT，風暴平均移向移速為 22052KT。

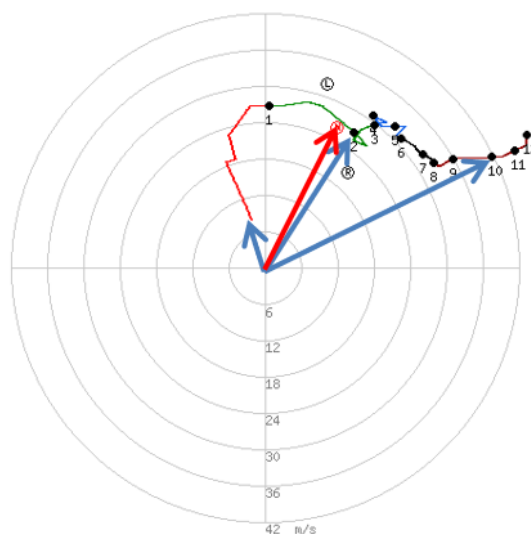


圖 39：各高度點表示的風速風向

風徑圖的任兩高度點可看出風切大小，如圖 40，近地面與 1 公里的風切約為 19038KT(上層減去下層)，1 公里與 2 公里間的風切約為 29028KT。

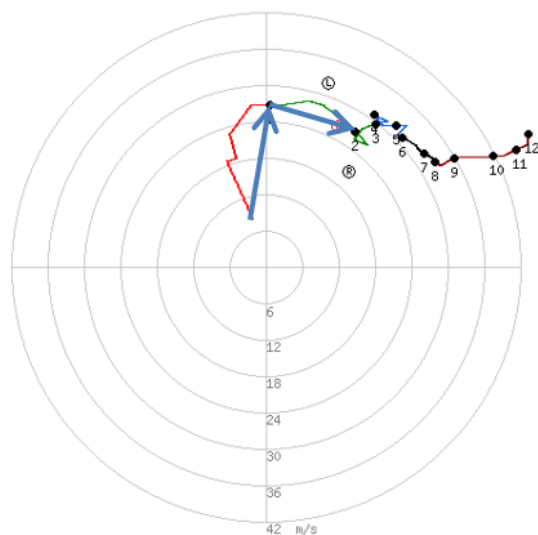


圖 40：各高度點間的向量差表示該高度間的風切

另外，風徑圖可以計算各層相對於風暴的風速風向。如近地面風速風向相對於地面為 16014KT，10 公里風速風向相對於地面為 25084KT，風暴移向移速相對於地面為 22052KT，因此近地面風向相對於風暴約為 04044KT，10 公里風速風向相對於風暴為 29052KT，如圖 41。

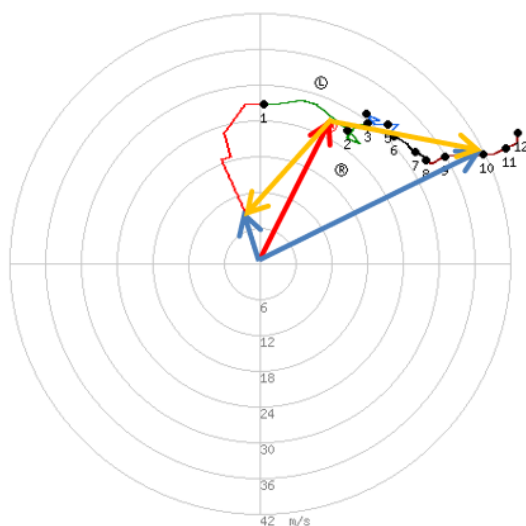
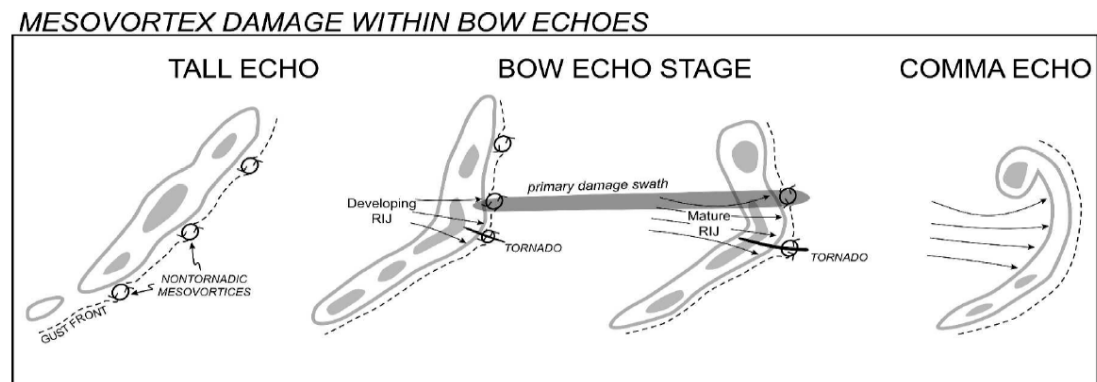


圖 41：藍色箭頭為相對地面的風，

橘色箭頭為相對風暴的風，紅色箭頭為相對地面的風暴移向

十二、 中尺度渦旋伴隨強陣風

線狀對流在雷達上一開始是長橢圓狀的回波結構(Tall Echo)，經過弓狀回波(Bow Echo)的階段，然後形成逗號狀的回波(Comma Echo)。對流前緣的陣風鋒面(Gust Front)上，容易有中尺度渦旋，如果在後方內流噴流(Rear Inflow Jet, RIJ)的範圍內，有機會形成龍捲風，通過之處有最強的陣風，形成明顯的破壞區域，如圖 42。



Atkins et al. (2005)

圖 42：弓狀回波與 RIJ

中尺度渦旋的拉伸作用，伴隨強烈的上升運動，有利於 RIJ 加速並朝向地面發展。對高處風暴來說，透過下衝流或重力波一樣能將動量往地表傳遞，帶來地面的強風。

十三、 對流系統的移動特性：

對流系統的移動包含主動跟被動兩種：一種是被動的受到環境平均風場的平流作用，比較容易預測；一種是產生新的對流胞使系統往其他方向傳播，比較難以預測。如圖 43 這樣的一個彎曲的對流系統，低層有向右的環境風場，同時外流邊界引發新的對流發展，對右側縱向的對流而言，新對流胞往右邊生成，環境風場也把對流胞往右邊吹，整個系統往右邊移動；但對於左側橫向的對流而言，雖然環境風場一樣把對流胞往右邊吹，但這裡產生新對流胞的方向是往左邊傳遞，導致該部分的對流系統往左側延伸，如圖 7。垂直於環境風場的右側容易伴隨強陣風；左側平行於環境風場的區域因為被系統影響時間較長，比較需要注意強降

水的影響。這種準靜止的中尺度對流系統，數值模式無法很準確的預報，容易造成淹水的災情。



European Severe Storms Laboratory

Mean flow (shear) orientation vs the system

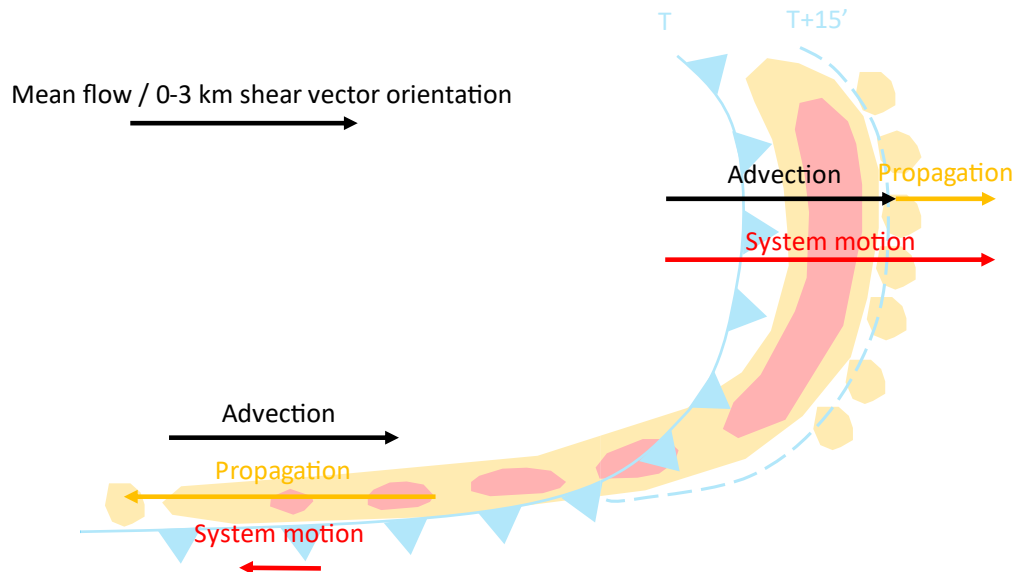


圖 43：對流系統的移動與環境平流及新胞發展有關

十四、 超大胞

1. 超大胞的基本特性

超大胞(Supercells)是一種對流風暴的分類型態，並不代表強度特別罕見。它通常有很大的空間尺度，伴隨劇烈的危害天氣例如龍捲風跟冰雹，與其他類型的風暴相比有獨特的動力特性。相較於普通的對流胞，超大胞能夠維持的生命期較長，可達數個小時；影響程度也比較劇烈，伴隨冰雹及龍捲風；影響範圍也比較廣，例如 2023 年 7 月 13 日就有從克羅埃西亞影響到羅馬尼亞的 9 小時超大胞個案，如圖 44。

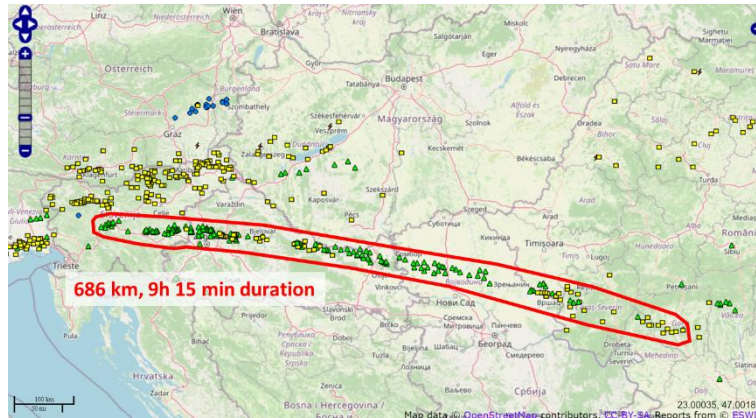
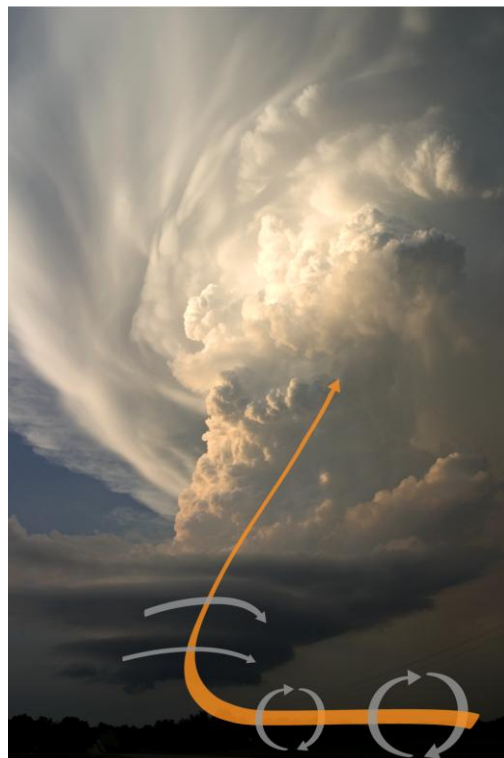


圖 44：2023 年 7 月 13 日之超大胞個案，綠色三角形為冰雹觀測回報

超大胞的特徵為在上升氣流中有明顯的垂直渦度，這個垂直渦度來自水平渦度，因垂直風切傾斜並拉伸，如圖 45。上升氣流伴隨的垂直渦度會成為中尺度渦旋(Mesocyclone)，使 LFC 上方形成相對低壓，垂直方向上的氣壓梯度力增強舉升機制，加速低層的上升氣流，使氣塊容易達到 LFC，如圖 46。



(Markowski and Richardson, 2010)

圖 45：水平渦度因垂直風切轉變成垂直渦度

Low pressure perturbation in the updraft

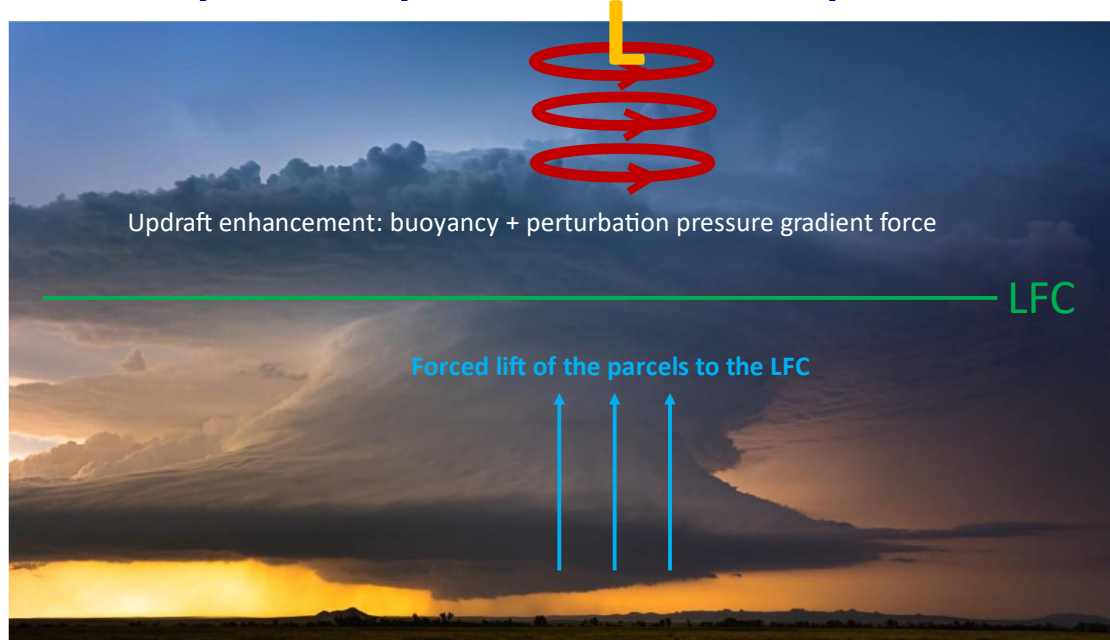
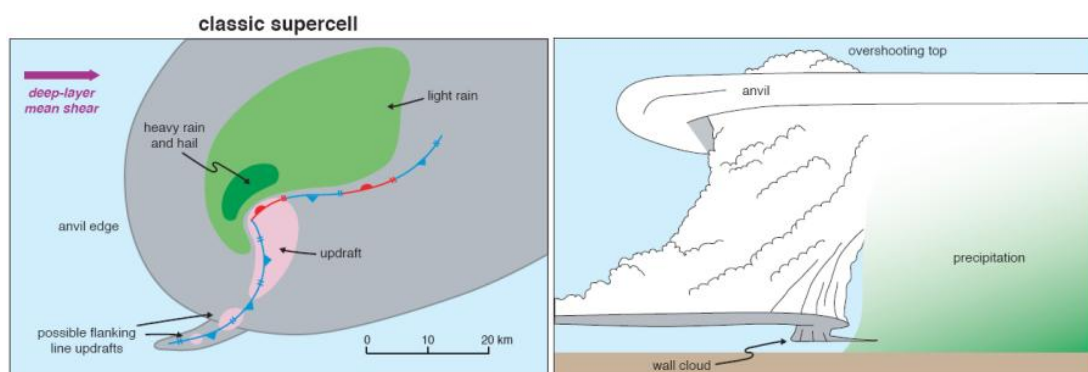


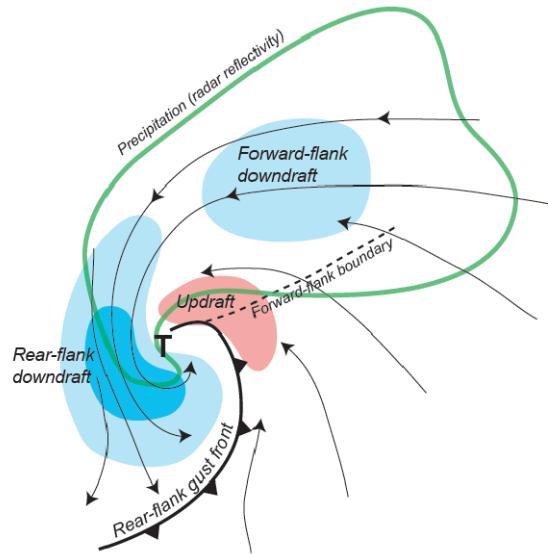
圖 46：Supercell 中中尺度渦旋加強上升氣流

典型的超大胞會有以下結構特徵：(1)上升氣流跟下衝流會保持分離。(2)過衝雲頂較大且維持時間較長。(3)強降水會圍繞在中尺度氣旋周圍，形成勾狀回波(Hook Echo)，如圖 47。超大胞內部的下衝流可以分為前後兩翼(Forward-flank downdraft & Rear-flank downdraft)，中間則是上升氣流區域，如圖 48。



(Markowski and Richardson, 2010)

圖 47：典型超大胞的水平及垂直結構

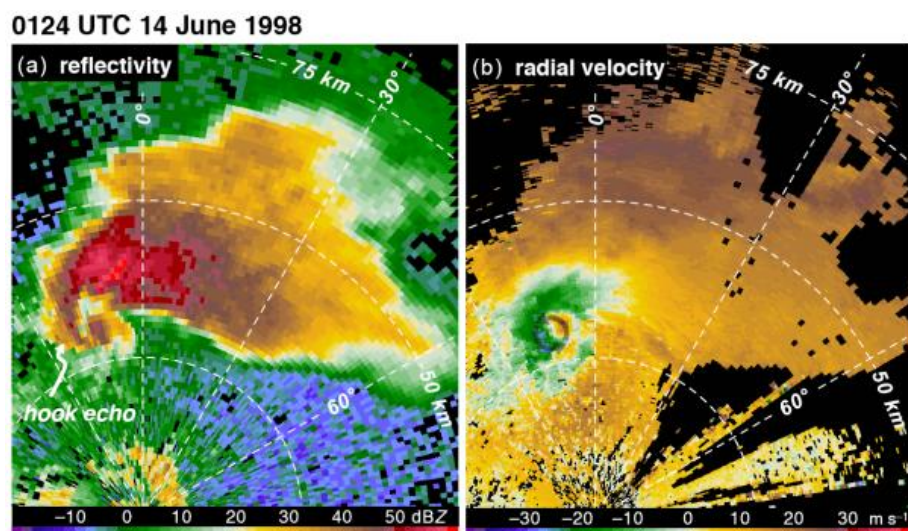


(Marquis et al., 2016)

圖 48：超大胞内部的垂直運動分布

2. 超大胞的雷達觀測特徵

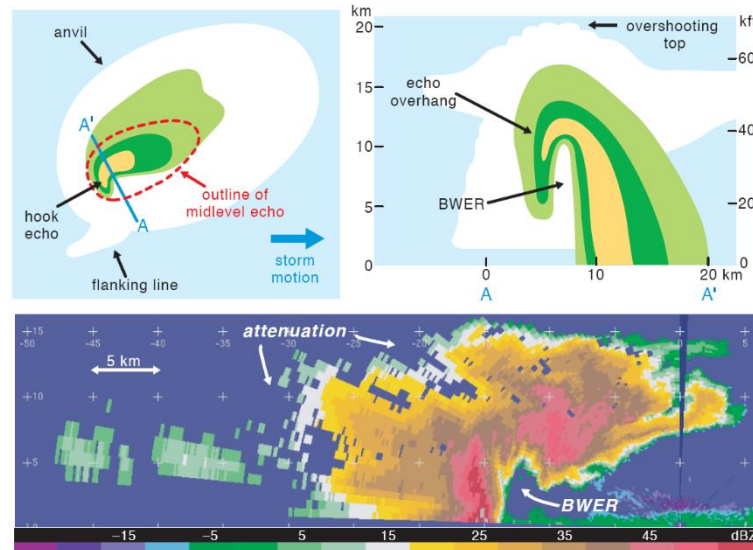
承前所述，超大胞在雷達回波圖上最重要的是靠近後翼下衝流的勾狀回波，以及靠近前翼下衝流的大範圍降水區；而在雷達徑向風場可以看到明顯風向相反的中尺度氣旋結構，如圖 49。



(Markowski and Richardson, 2010)

圖 49：超大胞的雷達觀測

如果對超大胞的核心區域去做雷達垂直剖面分析，可以看到一個回波較弱的區域，稱為有界弱回波區(Bounded Weak Echo Region, BWER)，表示強烈的上升氣流區域，如圖 50。



(Markowski and Richardson, 2010)

圖 50：有界弱回波區 BWER

3. 超大胞的移動

如同多胞雷暴系統，超大胞的移動由環境場平流與新生的對流發展區域決定，如圖 51。

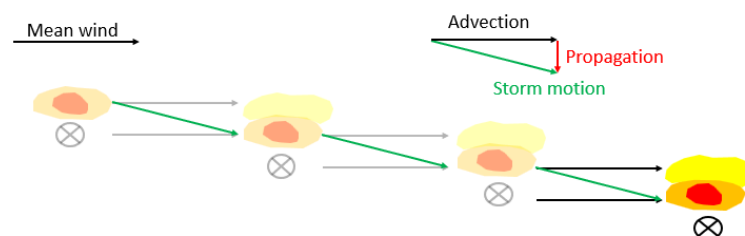


圖 51：超大胞的移動

垂直風切的大小跟型態在這裡扮演重要的角色，參考先前介紹的風徑圖(hodographs)，如果是直線型的風徑圖(圖 52)，表示垂直方向上風向不變僅是風

速改變，會在上升氣流邊緣激發出鏡像的兩個中尺度氣旋，最終分裂成兩個系統，如圖 53。

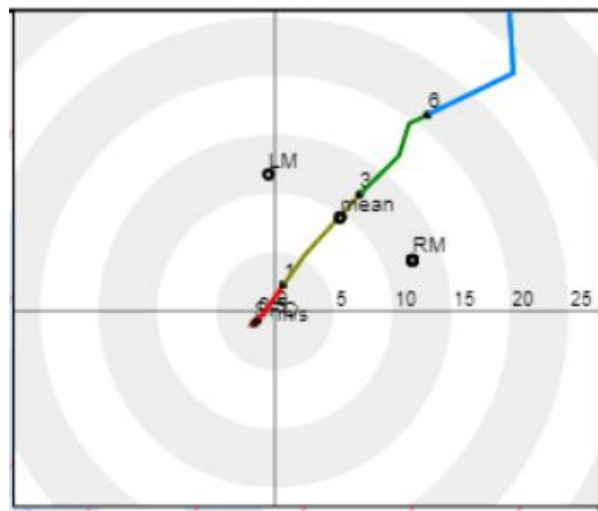


圖 52：直線型風徑圖

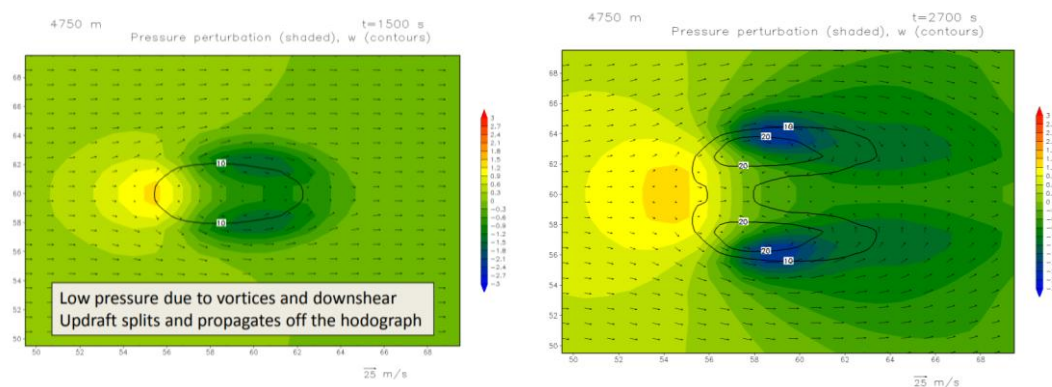


圖 53：上升氣流的邊緣激發出兩鏡像的中尺度氣旋

螺旋度(helicity)是流體旋轉運動潛勢的量測，由流體的速度、垂直風切以及兩者之間的角度決定，流體的速度考慮的是相對於風暴系統的環境風場，所以必須先知道對流風暴本身怎麼移動。在劇烈對流的預報應用上，通常參考 1 公里以下或是 3 公里以下的螺旋度數值。風暴相對螺旋度(Storm Relative Helicity, SRH)是風徑圖曲線(hodograph)與地面及 3 公里高之風暴相對風場(storm-relative winds)所圍起來的面積，表示流向渦度的垂直積分。當風徑圖的長度越長，SRH 越大，則超大胞內的旋轉越強，如圖 54。

Storm relative helicity (SRH)

Area swept out by the hodograph and the storm-relative winds

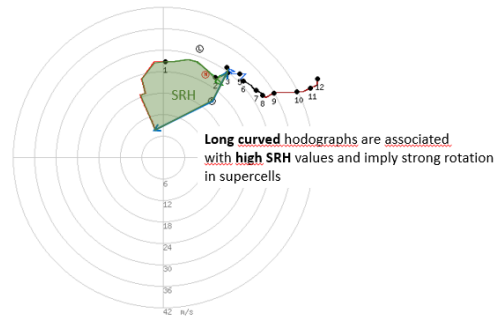
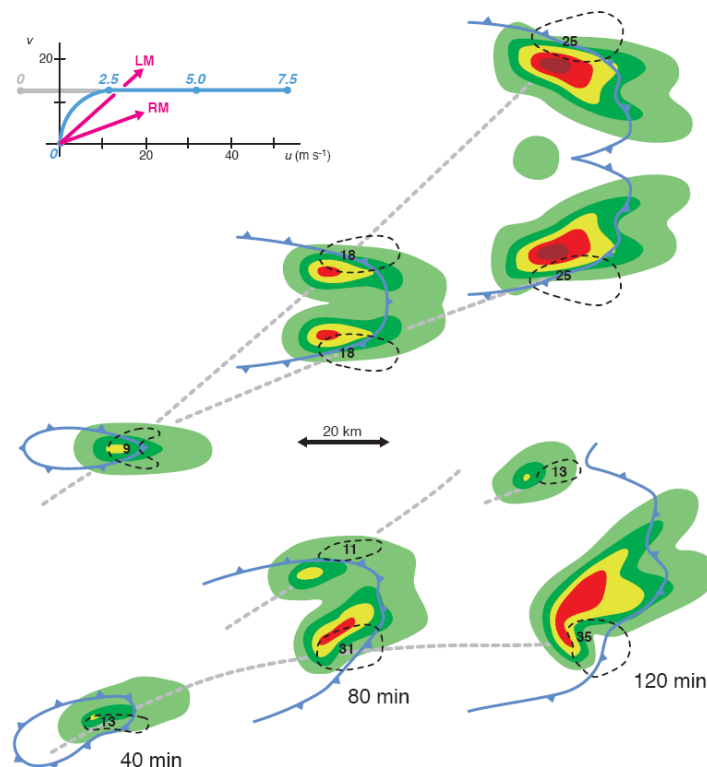


圖 54：如何在風徑圖上評估風暴相對旋轉度

如果是直線型的風徑圖，從原始中尺度氣旋分裂的兩支中尺度氣旋強度會維持接近；但如果是擁有 SRH 的曲線型風徑圖，則其中一個分裂出來的中尺度氣旋會加速發展，形成較強的超大胞，如圖 55。要特別留意風徑圖的形狀表示風切向量隨高度的變化，不是該高度的風向，如圖 56。



(Markowski and Richardson, 2010)

圖 55：不同風徑圖對應之超大胞發展

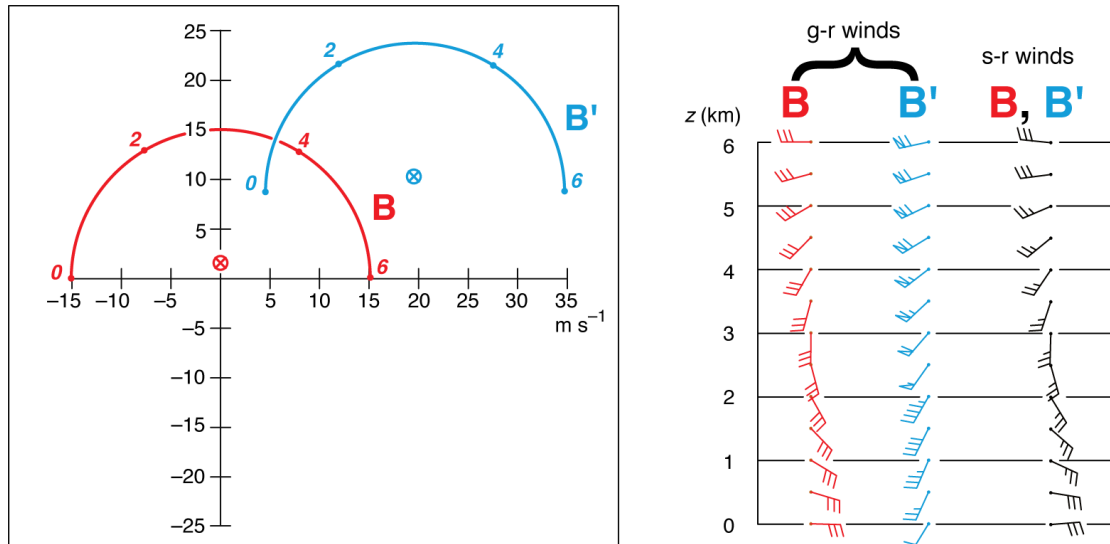
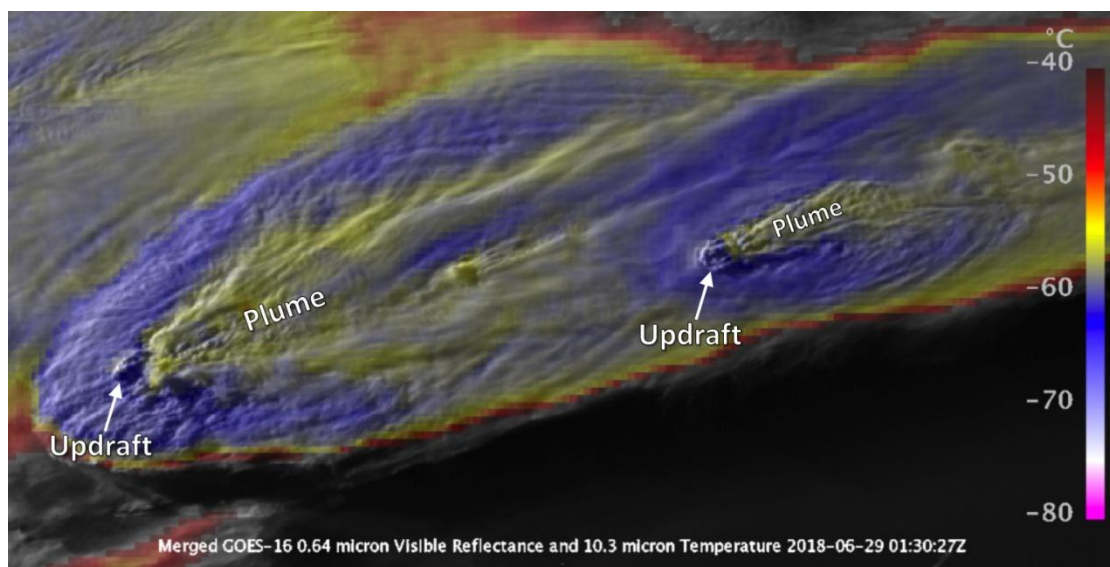


圖 56：風徑圖為風切向量隨高度的變化

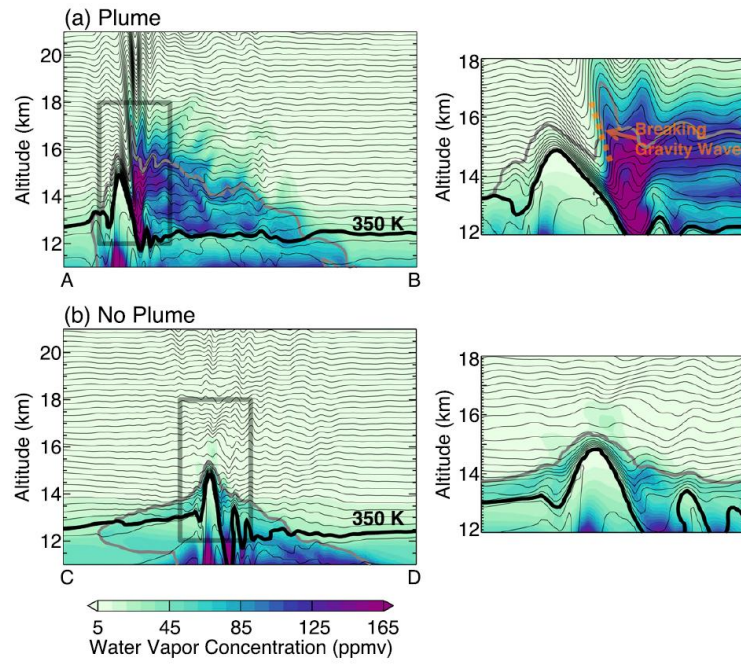
十五、 風暴頂部的衛星特徵

超大胞由於上升氣流會持續產生，會出現較大之過衝雲頂，過衝雲頂下風處因為重力波破碎，會出現砧狀雲上方之卷雲羽流(Above Anvil Cirrus Plume, AACP)在砧狀雲上方，如圖 57。當相對風場較強的時候，會比較容易出現重力波破碎的 AACP，如圖 58。



(圖片來源：NOAA)

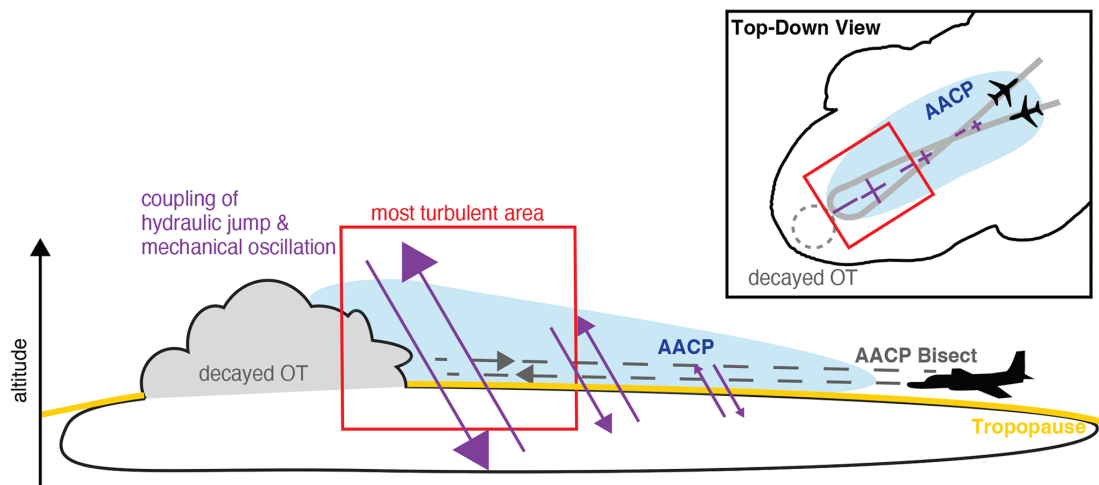
圖 57：風暴上升氣流區後方之卷雲羽流



(Homeyer et al., 2017)

圖 58：風暴相對風場強時容易出現 AACP

過衝雲頂的下風處，即 AACP 靠近過衝雲頂的區域，因重力波破碎，容易出現中度到強烈的亂流，可以延伸數十公里的範圍，如圖 59。



(Gordon et al., 2024)

圖 59：過衝雲頂後方的亂流區域

十六、 冰雹(hail)

1. 冰雹的成長

在對流性風暴的上衝流中，胚核(embryo)對過冷水(supercooled water)的撞併(accretion)使得胚核成長增大為冰雹。撞併為固態粒子碰撞液態粒子後將液態粒子凝固於其上並且合併的過程。在上衝流中，冰雹的終端速率大於雨滴，雨滴對冰雹的相對速度讓冰雹能撞上雨滴。

冰雹中會出現透明度不同的層，反映了成長過程的不同，如圖 60。透明的為濕成長(wet growth)，不透明的為乾成長(dry growth)。

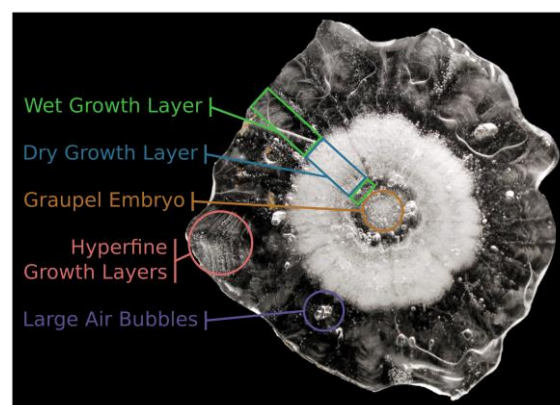


圖 60：冰雹的結構

2. 上衝流中冰雹的成長

過去認為冰雹一層一層的成長是由於冰雹粒子在上衝流當中不斷劇烈的上升下降循環，最後重量太重超過上衝流速率所能乘載而落出對流雲，但此模型可能是錯誤的。新研究顯示基本上只有一次上升下降的循環，並不會多次在上衝流中上升下降循環，而且成長時高度基本上沒有很大的變化，如圖 61 所示。此外冰雹在對流中成長的時間很短，很大的冰雹粒子(>5cm)只要 15 分鐘左右就可以成長出來。

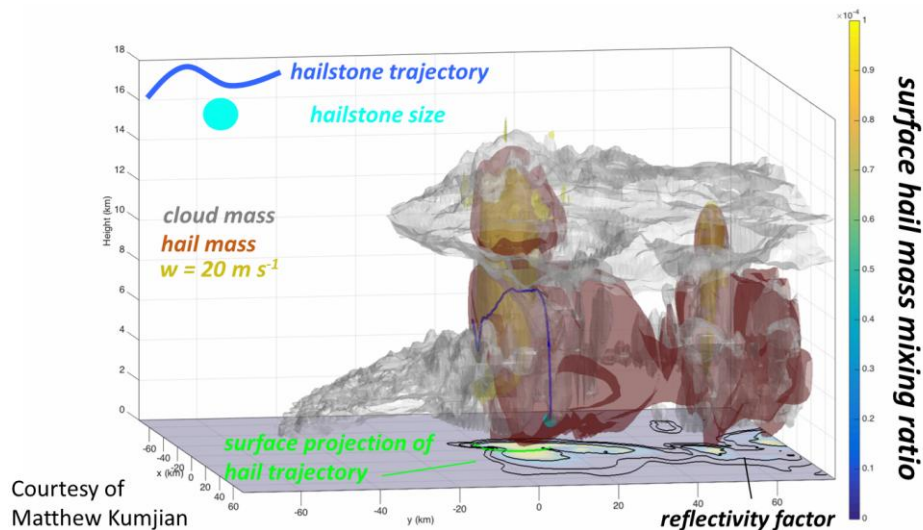


圖 61：數值模式中胚核在對流雲當中的軌跡與其成長為冰雹的大小變化

藍線為其軌跡，青色圓點為冰雹粒子大小

從雷達回波也可以了解冰雹的可能路徑，圖 62 為對流性風暴的雷達回波剖面，風暴中心處有一區的回波比水平周圍的回波要弱，此處即為上衝流的位置。上衝流的左側、上方與右側皆為強回波的發生位置，反映此區可能為冰雹存在的區域。胚核自左側進入對流雲中，隨著上衝流上升高度，通過上衝流後便逐漸落至地面，過程中不斷透過撞併而成長。

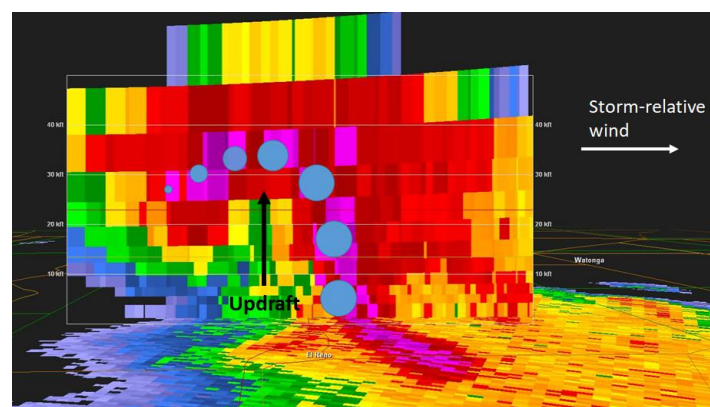


圖 62：發生冰雹的對流雲之雷達回波剖面，藍色圓點為冰雹軌跡與其成長大小

冰雹在對流雲中能夠成長的大小，與胚核在上衝流內的停留時間和過冷水含量有關，而停留時間則與上衝流的強度與寬度有關，且寬度的重要程度大於強度。如圖 63，為兩股寬度不同的上衝流，單位空氣中的過冷水含量也相同：胚核在相

同高度與相同時間進入上衝流後，上衝流寬度較窄者，胚核存在於其中的時間較短，而較寬者胚核能在其中有較長的成長時間，因此離開上衝流時，進入較寬上衝流的胚核能成長為較大的冰雹。總的來說，大冰雹發生的必要因素有下列三個：

- (1) 需要有冰雹的胚核。
- (2) 上衝流內有大量過冷水。
- (3) 持續且寬廣的上衝流，讓胚核有足夠時間成長。

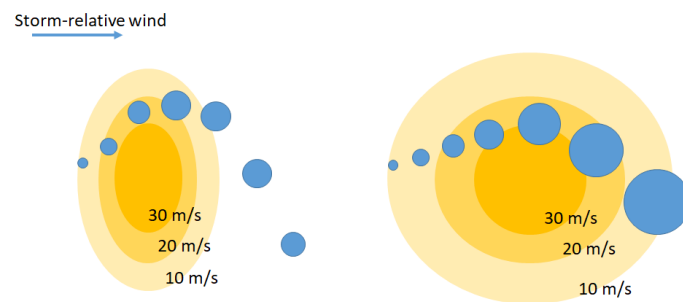


圖 63：上衝流寬度與胚核可在上衝流內成長的時間長度示意圖

3. 超大胞與冰雹

超大胞具有下列特徵，因此與大多數大型(直徑>5cm)的冰雹有關：

- (1) 強烈、寬廣且持續的上衝流。
- (2) 上衝流產生有利胚核發展的冰雹胚核路徑(hail embryo trajectory)。

圖 64 為數值模式模擬超大胞當中的胚核路徑，由於超大胞內有中尺度氣旋存在，使得胚核在超大胞上衝流內可經過相當長的距離來成長，因此容易產生大型冰雹。

另外當中對流層風切越大，超大胞發生大冰雹的機率增加；低對流層風切(風向的部分)越大，機會則降低。

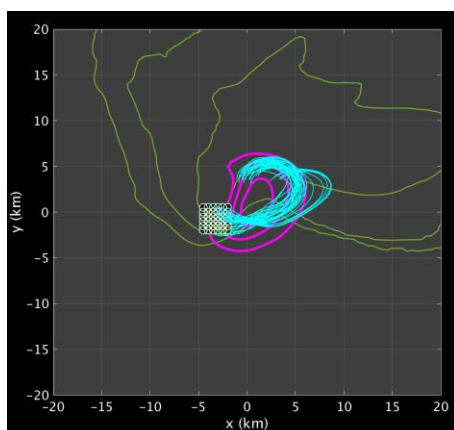


圖 56：數值模式模擬超大胞當中的胚核路徑，青色線條為個別胚核的路徑

4. 對流組織性與冰雹危害程度

危害性最大(大小最大)的冰雹會由超大胞產生，但組織性弱的對流型態如單胞風暴仍然可以產生冰雹，只是粒子會比較小(通常<4cm)。產生冰雹與否，與浮力(buoyancy)和結冰層高度(height of freezing level)有關。

「胖 CAPE」型的垂直探空且低於-10°C部分的 CAPE 很大，為大冰雹發生的理想條件。如圖 57 左側為大冰雹發生的探空，圖 57 右側則為強降雨的探空。

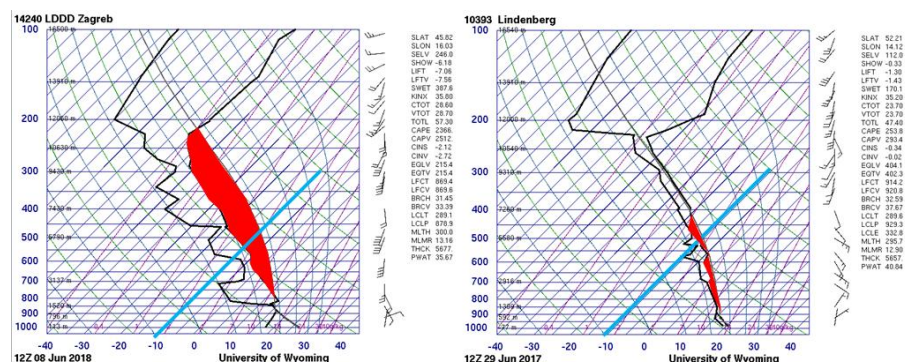


圖 57：發生大冰雹的探空(左)、發生強降雨的探空(右)

結冰層高度(溼求溫度 0°C)越低，冰雹降到地面的機會越大。結冰層高度對小冰雹來說更重要，由於降落速率(終端速率)小所以滯空時間長，而且小冰雹表面積-體積比高。使得小冰雹融化得比大冰雹更快，因此結冰高度越低，小冰雹融化的時間就可以減少，落於地表的機會增加。

5. 除了 CAPE 以外能影響冰雹的因子

上衝流的強度與範圍都會影響冰雹能成長的大小。而 LCL 越高，上衝流的強度與範圍越大(Kirkpatrick et al, 2009; McCaul and Cohen, 2002)。

十七、 冰雹的即時預報

1. 超大胞的雷達回波如果出現下列特徵，表示可能存在冰雹，如圖 58：

- (1) 超大胞在高空有高 dBZ 核心
- (2) 出現 BWER(bounded weak echo region)
- (3) 風暴的強回波向上延伸很高，且在此狀況下若高度在 0°C等溫線以上的水相粒子(混和相)體積很大，有可能表示冰雹。

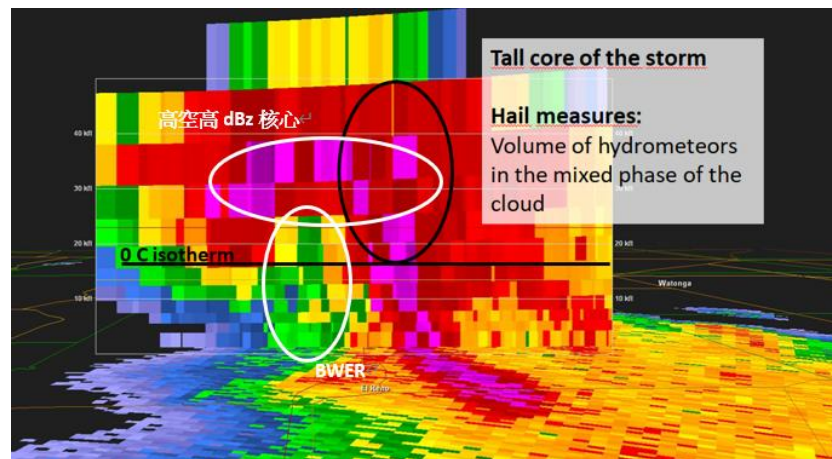


圖 58：超大胞可能存在冰雹的雷達回波特徵

偏極化雷達觀測到冰雹的雷達回波特徵，如圖 59 所示：

- (1) 強回波(high reflectivity)核心。
- (2) 差異反射率(differential reflectivity)ZDR~0：表示水平和垂直偏極化照起來回波差不多，也就是形狀接近球型。如果>>0 表示為液態。
- (3) 交叉相關係數(cross-correlation coefficient, CC)介於 0.85 至 0.95：水平與垂直偏極化回波的交叉相關係數可以表示出粒子的型態分布。CC 接近 1 表示粒子形狀簡單而且每個粒子的形狀都差不多，0.85~0.95 表示粒子形狀複雜且有多種相態(phase)混合，<0.9 表示粒子形狀差異極大。

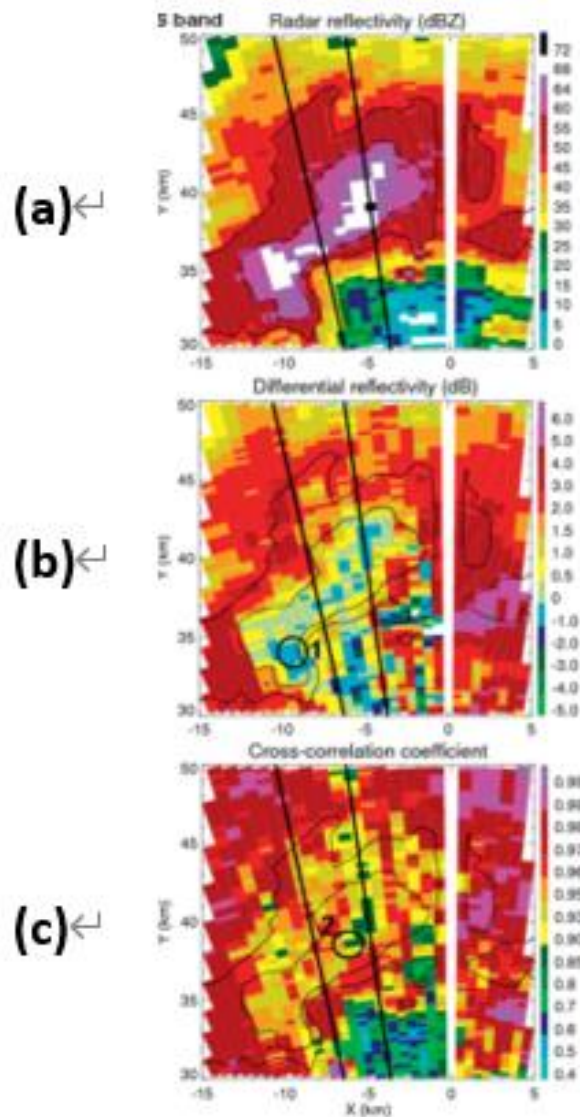


圖 59：偏極化雷達觀測到冰雹的雷達回波

(a)為雷達反射率 (b)為差異反射率 (c)為交叉相關係數

3. 冰雹的即時預報

在雷達資料相當齊全且有偏極化雷達資料可用的情況下，可以依照下列方式判斷是否已經或可能發生冰雹：

- (1) 雷達回波有 BWER(bounded weak echo region，有界弱回波區)，且雷達徑向風速在 BWER 位置上有很大的速度梯度，即旋轉中的中尺度氣旋(mesocyclone)，判斷是否為超大胞，如圖 60。

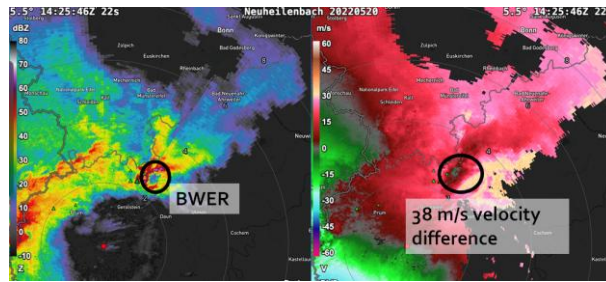


圖 60：雷達回波與徑向風速觀測

- (2) BWER 位置上有 $ZDR \gg 0$ 和 $ZDR \sim 0$ 緊鄰，表示可能有液態和固態粒子，如圖 61。

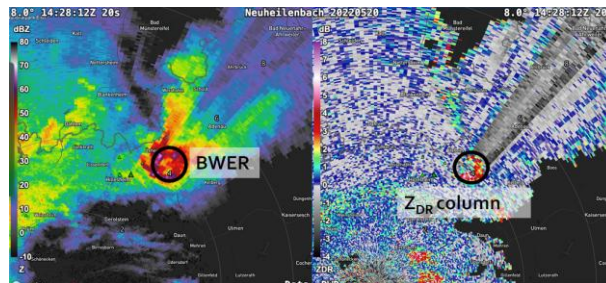


圖 61：雷達回波與差異反射率觀測

- (3) BWER 位置上有交叉相關係數洞(cross-correlation coefficient hole, CC hole)，在 BWER 附近 CC 都接近 1，但 BWER 位置上有 CC 介於 0.85 至 0.95，如圖 62。此外在高空有強回波核心。

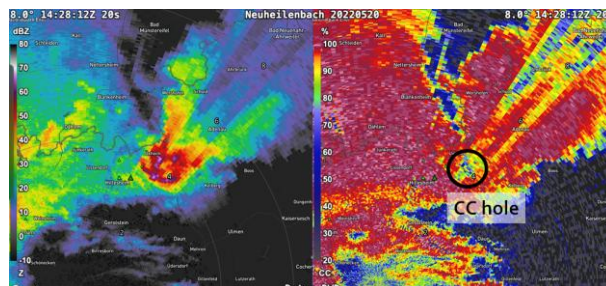


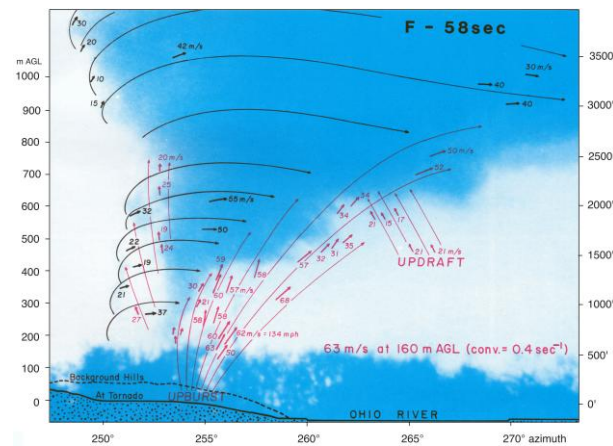
圖 62：雷達回波與交叉相關係數

縱使有三維的雷達回波資料，要利用垂直雷達回波剖面即時預報冰雹大小仍然非常困難。

十八、 龍捲風

1. 龍捲風的結構

龍捲風的垂直風速與水平風速大小相似，如圖 63 的 1974 年美國龍捲風個案分析，且最大風速發生在接近地面的位置。在極端的狀況下，瞬間風速可達 100m/s 以上。最強的龍捲風與超大胞有關，但大約只有 5% 的超大胞會產生龍捲風。



(Fujita, 1992)

圖 63：1974 年美國 Ohio 州龍捲風個案透過攝影測量法計算的水平與垂直風速

黑色箭頭為切向速度，紅色箭頭為垂直速率

龍捲風的結構由渦旋比(swirl ratio)決定，渦旋比為切向速度(tangent velocity)與徑向(radial velocity)速度的比值。渦旋比越大，表示切向速度越大，龍捲風漏斗雲內的細微結構更複雜，會出現多重渦旋(multiple vortex)。圖 64 為在不同渦旋比之下龍捲風的結構型態。

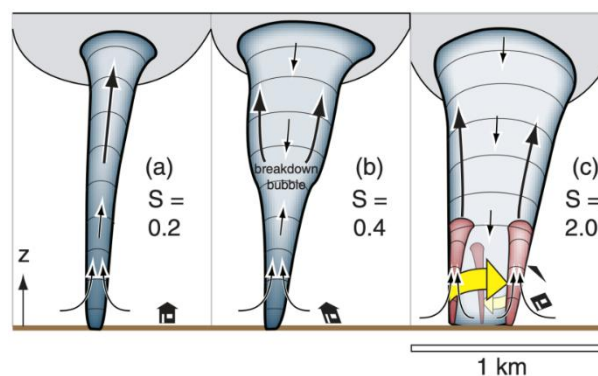


圖 64：不同渦旋比(S)之下，龍捲風的結構。(a)S=0.2 (b)S=0.4 (c)S=2.0

2. 超大胞內的龍捲風生成(tornadogenesis)

如圖 65，左側黑色箭頭部分為中低層風切造成的水平渦度，受對流風暴的上衝流影響成為垂直渦度，並且形成中尺度氣旋，且中尺度氣旋進而產生吸抽(suction)，為超大胞形成的原因。而右側白色箭頭為超大胞下衝流造成的外流所產生的水平渦度，因為上方中尺度氣旋吸抽而轉向變成垂直渦度，並且因渦管拉伸旋轉更快速。中尺度氣旋的吸抽與超大胞外流，兩者在龍捲風生成都是非常重要的因素。龍捲風生成的過程中，下衝流空氣不能太冷，而且上方中尺度氣旋抽吸要很強，如圖 66。在邊界層相對濕度高(雲底非常低)且低層風切特別強的狀況下更容易達到這些條件。

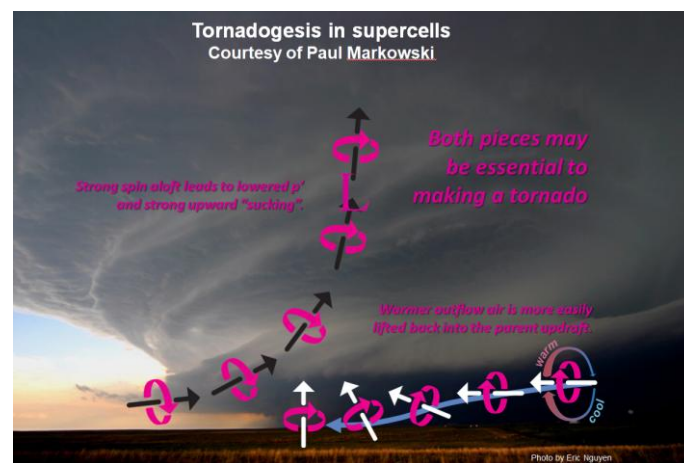


圖 65：超大胞中龍捲風生成的概念圖

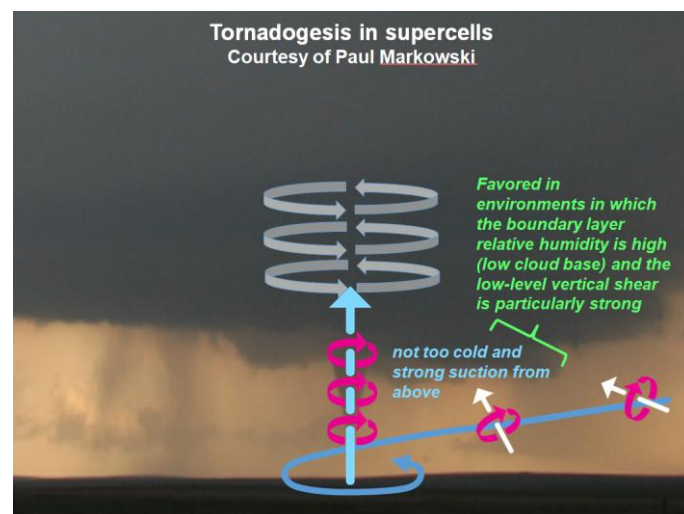
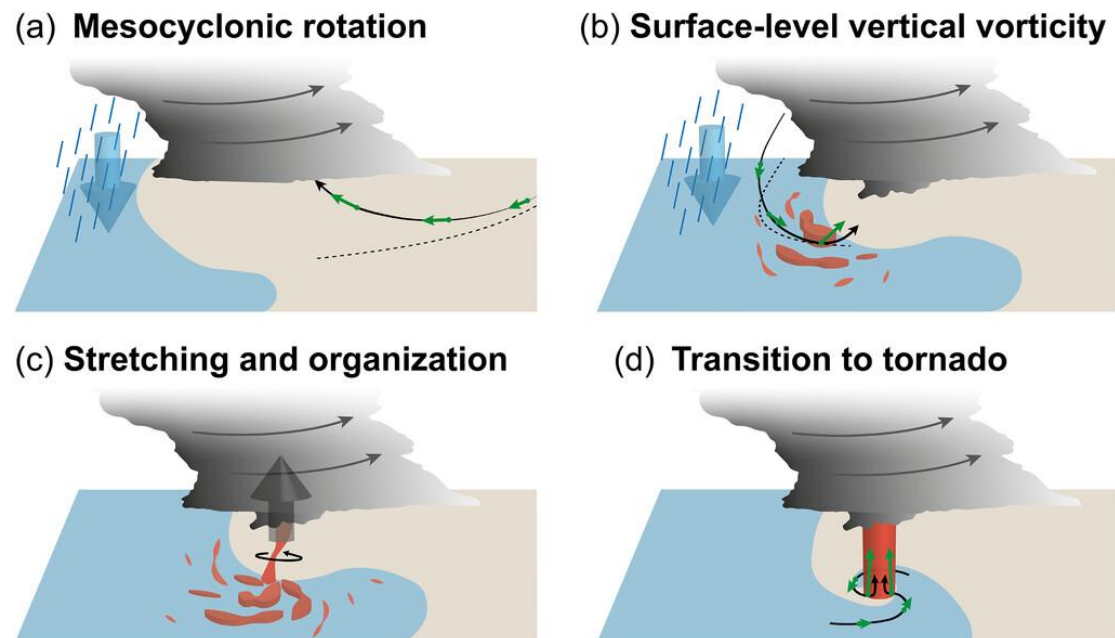


圖 66：超大胞中龍捲風生成，下衝流轉為龍捲風的過程

整合上述的條件，龍捲風的生成可以簡化為圖 67 的四個步驟。首先必須要有超大胞的中尺度氣旋提供旋轉與吸抽，超大胞的下衝流提供了近地面的水平渦度並轉為垂直渦度。而垂直渦度受到中尺度氣旋的拉伸而使渦度增大，因此快速的旋轉並轉變為龍捲風。



(Fischer et al., 2024)

圖 67：龍捲風生成的四個步驟

另外要留意，龍捲風的漏斗雲是因渦管的氣壓下降而使雲幕往地面移動，但龍捲風動力結構是從地面開始，因此龍捲風並不是「touching down」地面，而是從地面「spinning up」。

3. 預報超大胞當中的龍捲風生成

存在超大胞的前提下，還需要以下兩個要件：

- (1) 強烈低對流層風切(0-1km 風切或 SRH(風暴相對螺旋度))，這能造成超大胞內具有底部非常低的強烈中尺度氣旋。
- (2) LCL 很低，且具有小倒 V 型探空曲線，使超大胞可以產生溫暖並具有正浮力的下衝流。

上述兩個要件可幫助近地面的垂直渦度迅速的被拉伸。1 公里以下的低對流層風切最好能夠集中在最近地面的 200 至 400 公尺(Coffer et al., 2023)。雖然超大胞內的龍捲風生成通常是內部動力造成，但外部的渦度也可以觸發超大胞中的龍捲風生成。

4. 非超大胞的龍捲風生成

其他渦度生成的機制也可以產生龍捲風。例如飈線前的中尺度渦旋(mesovortex)，或是沿著某邊界的渦度生成機制，這種沿著邊界生成的龍捲風經常可以成群出現。

十九、 龍捲風的即時預報

除了勾狀回波與 BWER 這些超大胞的雷達回波特徵以外，以下也可以幫助我們從雷達資料中知道有龍捲風發生：

- (1) 在 BWER 附近有強烈的低層旋轉，徑向速度小範圍內有很大的差異，如圖 68，龍捲風的旋轉速度，可用向內與向外速度相加除以二來估計。

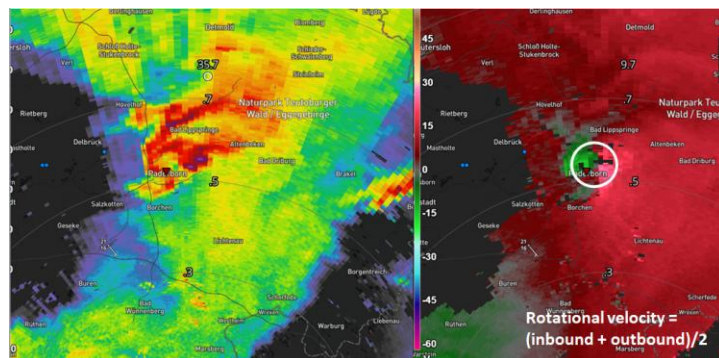


圖 68：雷達回波與徑向風速觀測

- (2) 在 BWER 附近的交叉相關係數明顯小於 0.9，如圖 69。龍捲風揚起的灰塵與碎片，會讓偏極化雷達交叉雙關係數大幅下降，表示附近有很多不規則也形狀差異大的東西。

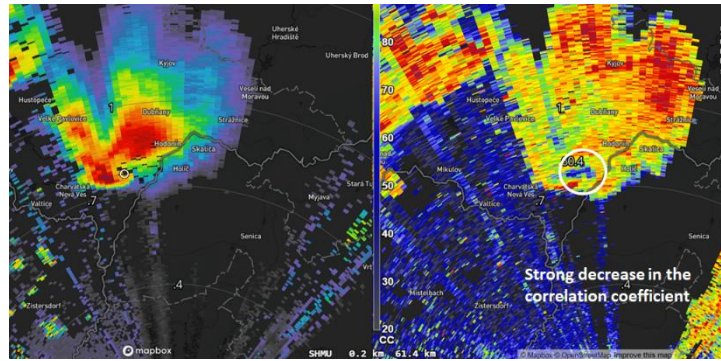


圖 69：雷達回波與交叉相關係數觀測。

二十、 總結：如何利用 CAPE-風切-覆蓋範圍預報對流風暴及其危害

1. 預報對流性風暴危害的三大要素與其決定的對流特性如下：

- (1) CAPE/浮力，控制上衝流強度
- (2) 垂直風切，決定對流組織性並控制上衝流寬度
- (3) 舉升機制，決定覆蓋範圍(例如獨立 isolated、廣泛 widespread)

2. 各種覆蓋範圍-垂直風切的矩陣圖

圖 70 為各種對流型態的矩陣圖，搭配的預報要素如下：

- (1) 隨時間演變：在白天由下往上轉換，從孤立對流變大範圍對流。
- (2) 非組織性/組織性：低風切時為非組織性對流：高風切為組織性對流。
- (3) 冷池或中尺度氣旋產生新對流胞：單胞對流、多胞對流、飗線是以冷池舉升為主：超大胞則仰賴中尺度氣旋。
- (4) 劇烈程度的風險性：往上或是往右均會提升劇烈天氣風險。
- (5) CAPE 會不會影響劇烈程度：非組織性的對流與 CAPE 相關性較高。
- (6) 龍捲風與冰雹的風險：越往右下需要越注意，例如超大胞。
- (7) 劇烈陣風的風險：越往右上需要越注意劇烈陣風，例如飗線。
- (8) 豪大雨的風險：覆蓋範圍越大越高。

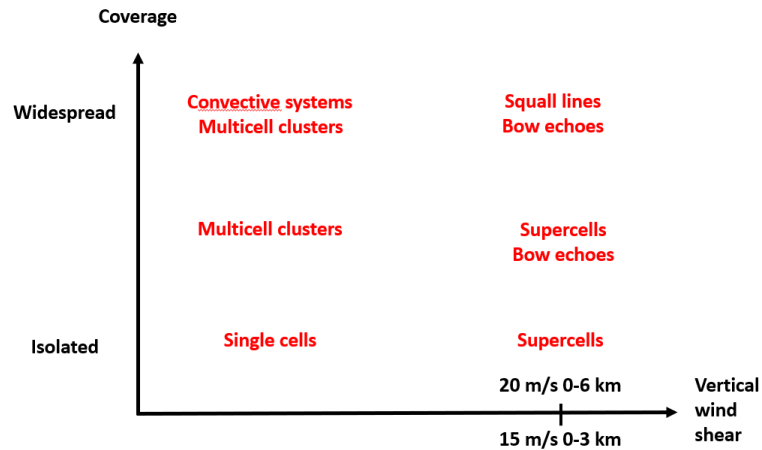


圖 70：對流型態的矩陣圖

3. CAPE-垂直風切的矩陣圖

CAPE 和風切並無界定對流性風暴的劇烈程度閾值，但劇烈風暴的可能性會隨 CAPE 和垂直風切增大而增加。需要留意在低 CAPE 時仍然可以發生劇烈對流性風暴，如圖 71。

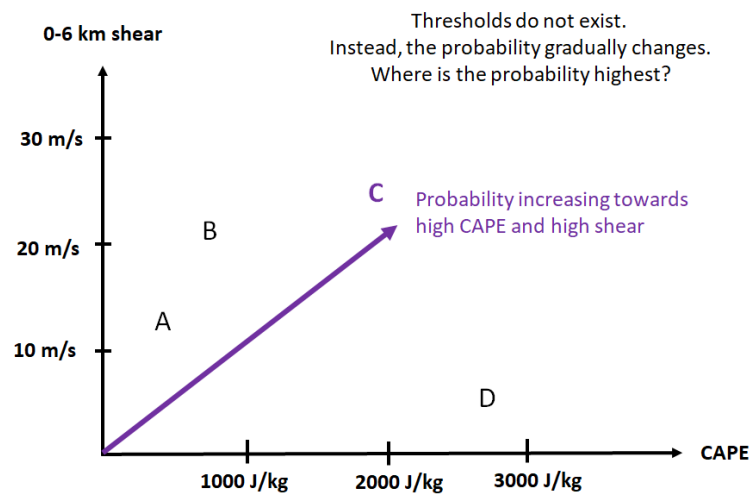


圖 71：CAPE-垂直風切的矩陣圖

二十一、對流模式預報劇烈天氣的注意事項與限制

1. 數值模式可以幫助我們預報對流的模式與風暴強度。

2. 超大胞的預報：上衝流螺旋度(updraft helicity, UH)(此產品 WRF 內並沒有)為上衝流*垂直渦度的垂直積分。如果是在低 CAPE(即弱上衝流)的情境下，使用垂直渦度。
3. 冰雹的預報：Total column graupel
4. 模式的決定性(deterministic)預報不能被用來當作風暴的確切時間與位置。
5. 有些變數(如上衝流螺旋度)會隨解析度發生變化，難以訂定閾值。

二十二、 小組討論習作

1. 課堂習作 1：2025/06/05 波蘭地區雷雨個案預報

運用課堂上所學之內容，參考大氣垂直剖面(請勿使用模式預報之降水回波)，預報在 2025/06/05 日 00UTC 到 06UTC 這段期間，波蘭地區是否會有地面風暴或是高層風暴發生？或是根本不會產生風暴系統？練習利用探空剖面預測雲頂高度。圈選高機率及較低機率發生閃電的區域。預報結果如圖 72。

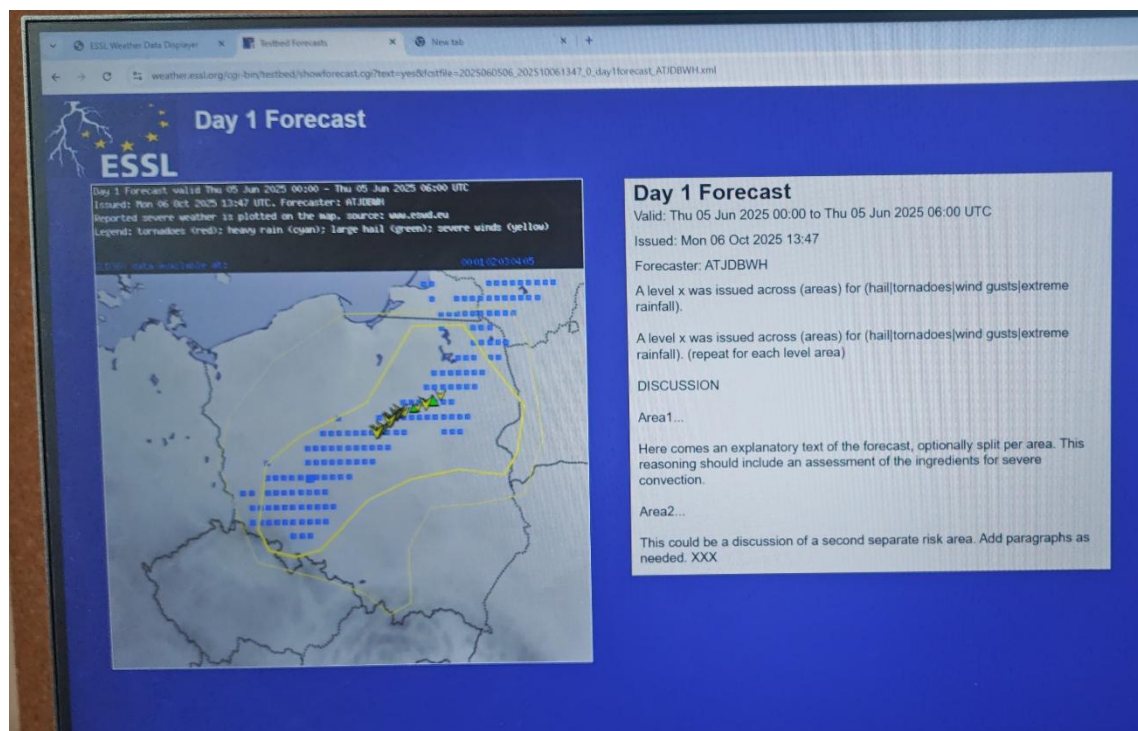


圖 72：波蘭地區雷雨個案預報，粗黃線為預報雷雨區域
藍點為強降水觀測，黃點為強陣風觀測，綠三角為冰雹觀測

2. 課堂習作 2：2025/05/03 法國地區對流個案預報

使用衛星資料及地面觀測資料分析 2025 年 5 月 3 日 12UTC 之前的法國地區大氣狀態，預報 12-18UTC 時段內發生閃電機率較高與較低的區域。標記出孤立對流系統的範圍及大範圍對流系統的範圍。討論是否有綜觀尺度的舉升機制、探空剖面是否有利於對流肇始、何種中尺度舉升過程讓對流發生、風暴會停留在原地還是逐漸遠離對流肇始機制的區域。

3. 課堂習作 3：2025/06/25 法國地區對個案預報

將今日所學應用於 2025 年 6 月 25 日之法國地區，預報 15-18UTC 及 18-21UTC 之間，最可能發生陣風 $>50KT$ 的區域。考慮環境中是否有發生下爆流的潛勢。環境是否有利於具組織性的對流系統及弓狀回波？使用風徑圖描述垂直風切的狀況。利用雷達、衛星及閃電資料，是否可以看到已經成形結構完整的風暴？另外請各小組找出一張有意思的探空剖面圖進行探討。操作介面如圖 73。

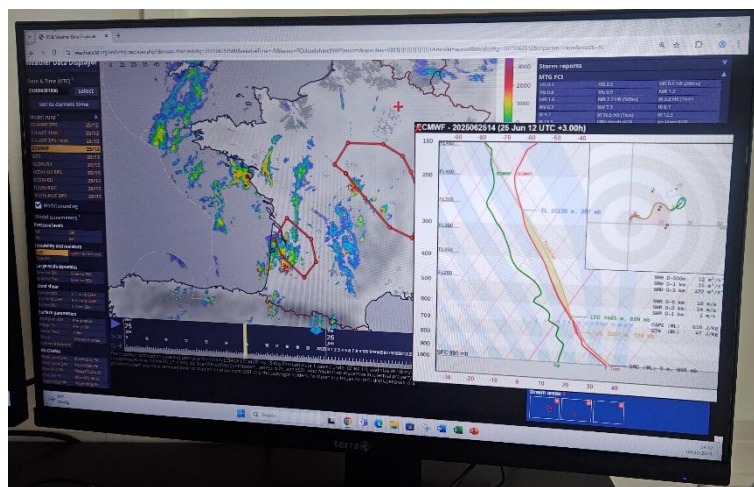


圖 73：ESSL 天氣資料顯示系統之探空與風徑圖

4. 課堂習作 4：科西策機場趨勢預報及顯著天氣預報

參考資料顯示系統及雷達顯示系統，判斷 14UTC 至 15UTC 可能出現在風暴路徑上的劇烈天氣類型(冰雹/強降雨/強陣風/龍捲風)。重點在利用雷達回波及徑向風場識別風暴模式，利用探空及地面觀測資料了解風暴誕生及移動的環境，判斷風暴未來會增強/維持/減弱。

5. 課堂習作 5：2022 年 6 月 20 日法國波爾多機場 TAF 及顯著天氣區域預報

參考雷達顯示系統上的雷達回波資訊(圖 74)，利用回波反射率及徑向風場仔細辨別具備那些特徵，屬於何種風暴類型？使用天氣資料顯示系統，了解當時的大氣環境狀況，判斷對流系統在接下來 1-2 小時會增強/減弱/不變？使用機場終端天氣預報(TAF)的報文格式敘述預報結果，如圖 75。

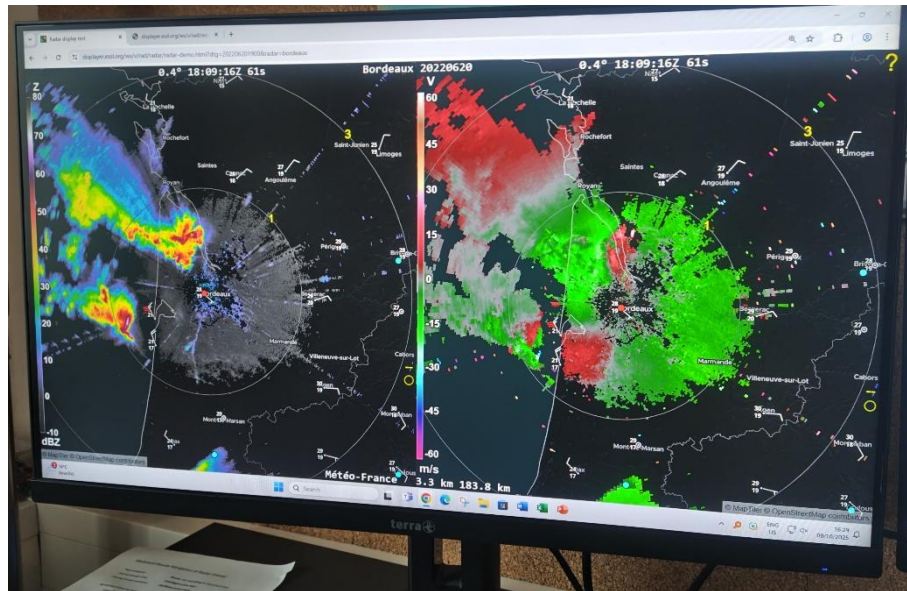


圖 74：ESSL 雷達資料顯示系統

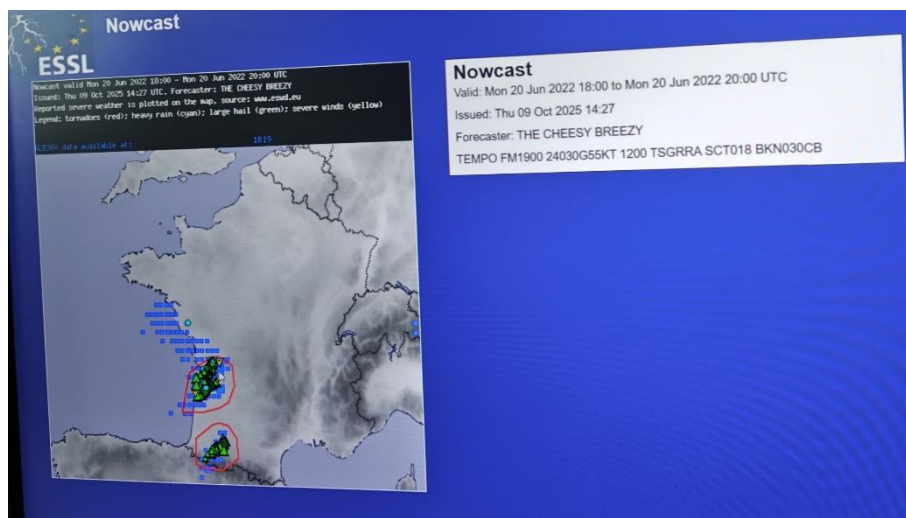


圖 75：預報結果校驗

綠色為冰雹觀測報告，黃色為強陣風觀測報告

肆、心得與建議

一、持續強化並分享對流天氣守視作業新知

雷雨為航空氣象上最重要也最常見之綜合性顯著危害天氣，伴隨積冰、亂流、雷擊、強降水、微爆流、強陣風、冰雹及龍捲風等劇烈的天氣現象。過去臺北航空氣象中心針對雷雨的預報，主要仰賴數值模式預報的降水回波，以及即時的雷達觀測資料外延，對於探空環境場或是衛星及雷達的觀測資料分析這塊就比較缺乏，也對各種劇烈對流系統的結構或動力過程不夠了解。數值模式雖然可以提供較長時間的預報，但對於劇烈對流這種中小尺度的天氣系統來說，受限於數值模式的時空解析度，預報的準確率較低，容易有空間或時間的落差。這次的訓練課程強化了我們對於劇烈對流天氣的了解，以及如何使用探空資料來了解環境熱力場及垂直風切，加強對於劇烈對流系統的型態辨識以及強度變化分析。職等二人會在預報技術研討會及預報或觀測專精複訓，分享相關知識給其他預報同仁，希望同仁輪值各預報席位時，能對劇烈對流系統的移動及發展有更好的掌握。

二、精進流量管理天氣預報

流量管理天氣預報為臺北航空氣象中心今年的重點工作項目之一，航管單位最在意的顯著危害天氣，便是積雨雲的分布及其發展高度是否會影響到航路及機場終端空域。本次的課程讓我們對劇烈對流系統的分類、發展、移動有更進一步的了解，也學習到如何利用衛星及探空資料，判斷雲頂高以及容易發生亂流的區域，相信對於流量管理天氣預報的準確性能有進一步的提升。

三、重視對流天氣基礎科學研究

歐洲劇烈風暴實驗室 ESSL 除了教育訓練外，另一主要任務是針對劇烈對流天氣進行研究分析，除了發表學術論文外，每年也會舉辦歐洲劇烈對流研討會。臺灣位於歐亞大陸及太平洋的交界，一年四季均有不同的劇烈對流系統，例如春雨鋒面、梅雨鋒面、午後熱對流及颱風等等。氣象中心應該了解國際上最新的科學研究成果，積極參與相關的劇烈天氣研討會，鼓勵同仁進行專題研究，並與學界或中央氣象署保持合作交流，增加對劇烈對流天氣的認識並加以應用。

四、 持續參與國際交流研習活動

本中心過去一直與美國國家大氣科學研究中心(National Center of Atmospheric Research, NCAR)以及美國大氣暨海洋總署 NOAA 底下的航空氣象中心(Aviation Weather Center, AWC)有密切的交流。這次有機會來到歐洲 ESSL，一起受訓的學員多為歐洲各國的航空氣象人員，受訓的過程中透過各種小組討論及私下交流，也對不同地方航空氣象作業的異同有更多的了解。臺灣目前尚未成為世界氣象組織 WMO 或是國際民航組織 ICAO 的會員國，透過參加不同地區的研習活動或交流參訪，可以了解國際趨勢，學習國外最新的科研結果或是作業工具，與相關從業人員交流作業經驗，對於航空氣象事業的國際化及進步有所幫助。

五、 借鏡 ESSL 天氣資料顯示系統操作並納入未來氣象資訊系統調整參考

這次訓練主要使用 ESSL 自行開發之天氣資料顯示系統(ESSL Weather Data Displayer)及雷達資料顯示系統(Radar Displayer)，雖然不是正式作業用的顯示系統，但仍大量應用在教學演示與科學研究上。整體操作過程十分順暢，例如滑鼠在地圖上移動的同時，模式預報的探空資料也隨之改變；或是可以在左側的雷達回波上選取任意一點，另一側的徑向風場數值就能顯示。另外對於預報校驗的作業也很有幫助。本總臺現正進行航空氣象現代化作業系統汰換及更新計畫(AOAWS-RU)，其中用於預報的 WMDS 系統與 ESSL 天氣資料顯示系統性質相近，但操作的流暢度仍可以再加強，ESSL 天氣資料顯示系統的優點可以作為我們 WMDS 系統強化的參考。

六、 引入互動式課程訓練

在一周的課程內，除了劇烈對流相關知識的講授，更可以感受到 ESSL 及講師群對教學的熱情。由於培訓相關人才是 ESSL 的重點工作，可以感受到他們在教學方法及課程設計下了很多功夫，讓訓練不再只是單方面的講授。例如 <https://www.mentimeter.com/> 這個網頁可以提供互動式教學問答，由講師提出問題，讓學員透過投票或是提供關鍵字的方式回答問題，在釐清一些觀念時非常好用，也加強了課程內容的記憶。另外課堂上的短時間小組討論及下午的課堂習作，實際操作天氣資訊顯示系統來分析個案，將課堂知識轉化為實際應用，極具學習效果。

七、 針對職前及預報進階訓練課程講義更新及最佳化

本次所參與 ESSL 之訓練課程，除統整性回顧具航空危害性對流之基本天氣學知識，課程囊括相當多臺北飛航情報區較少見之劇烈天氣，如超大胞、冰雹、龍捲風，以及較少使用的天氣診斷及預報工具，如風徑圖。此外對流雲頂高度預報及閃電預報等技術，亦為過去訓練與實務作業上較少著墨的部分。建議重新檢視職前及預報進階訓練有關對流危害性天氣之課程講義，將上述主題之 ESSL 課程講義及相關圖片更新或補充至職前及預報進階訓練課程講義中。

伍、 附錄

一、 結訓證書及測驗通過證書

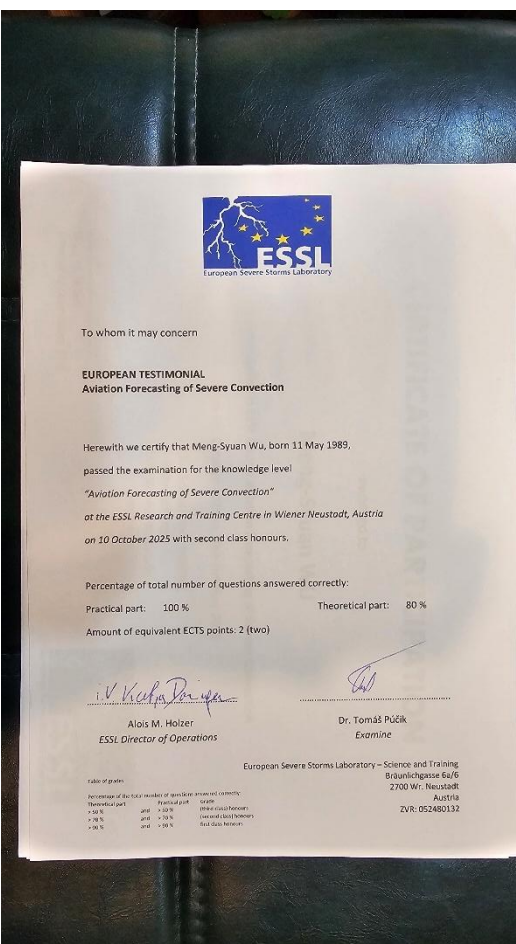
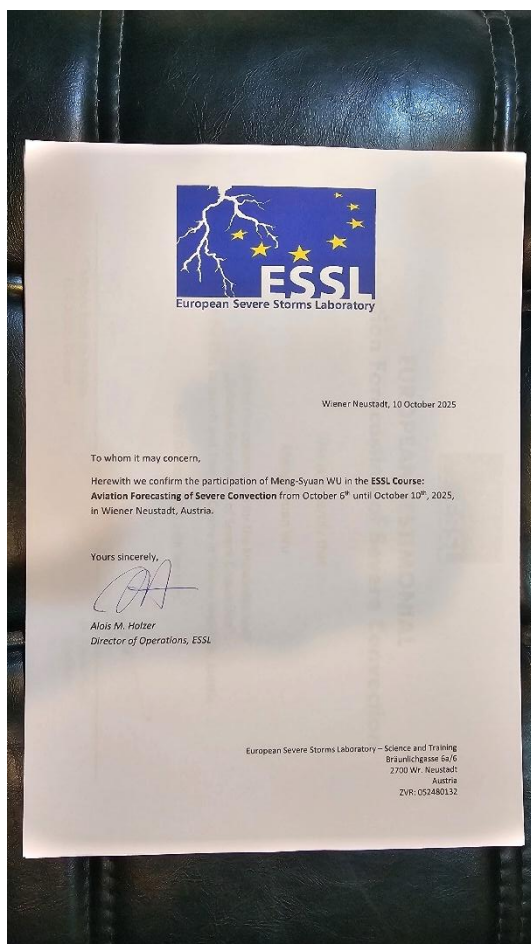
溫文豪 Wen-Hao, Wen



 European Severe Storms Laboratory Wiener Neustadt, 10 October 2025 To whom it may concern, Herewith we confirm the participation of Wen-Hao WEN in the ESSL Course: Aviation Forecasting of Severe Convection from October 6th until October 10th, 2025, in Wiener Neustadt, Austria. Yours sincerely,  Alois M. Holzer Director of Operations, ESSL European Severe Storms Laboratory – Science and Training Bräunlichgasse 6a/6 2700 Wr. Neustadt Austria ZVR: 052480132	 European Severe Storms Laboratory To whom it may concern EUROPEAN TESTIMONIAL Aviation Forecasting of Severe Convection Herewith we certify that Wen-Hao Wen, born 26 September 1988, passed the examination for the knowledge level "Aviation Forecasting of Severe Convection" at the ESSL Research and Training Centre in Wiener Neustadt, Austria on 10 October 2025 with first class honours. Percentage of total number of questions answered correctly: Practical part: 100 % Theoretical part: 95 % Amount of equivalent ECTS points: 2 (two)  Alois M. Holzer ESSL Director of Operations  Dr. Tomáš Púčik Examine Table of grades: <table border="0"> <tr> <td>Percentage of the total number of questions answered correctly:</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Theoretical part</td> <td>Practical part</td> <td>Grade</td> </tr> <tr> <td>> 90 %</td> <td>and > 90 %</td> <td>Optimal (first honours)</td> </tr> <tr> <td>> 70 %</td> <td>and > 70 %</td> <td>Satisfactory (second class honours)</td> </tr> <tr> <td>> 50 %</td> <td>and > 50 %</td> <td>Good (third class honours)</td> </tr> <tr> <td>> 30 %</td> <td>and > 30 %</td> <td>Best class honours</td> </tr> </table> European Severe Storms Laboratory – Science and Training Bräunlichgasse 6a/6 2700 Wr. Neustadt Austria ZVR: 052480132	Percentage of the total number of questions answered correctly:			Theoretical part	Practical part	Grade	> 90 %	and > 90 %	Optimal (first honours)	> 70 %	and > 70 %	Satisfactory (second class honours)	> 50 %	and > 50 %	Good (third class honours)	> 30 %	and > 30 %	Best class honours
Percentage of the total number of questions answered correctly:																			
Theoretical part	Practical part	Grade																	
> 90 %	and > 90 %	Optimal (first honours)																	
> 70 %	and > 70 %	Satisfactory (second class honours)																	
> 50 %	and > 50 %	Good (third class honours)																	
> 30 %	and > 30 %	Best class honours																	

吳孟軒 Meng-Syuan, Wu





二、 參考資料

1. *Microphysical Characteristics of Overshooting Convection from Polarimetric Radar Observations*
Cameron R. Homeyer and Matthew R. Kumjian
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0388.1>
2. *Investigating the Relative Contributions of Charge Deposition and Turbulence in Organizing Charge within a Thunderstorm*
Matthew D. Brothers, Eric C. Bruning, and Edward R. Mansell
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0007.1>
3. *A Simple Model of Evaporatively Driven Downdraft: Application to Microburst Downdraft*
R. C. Srivastava
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042%3C1004:ASMOED%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042%3C1004:ASMOED%3E2.0.CO;2)
4. *The Interaction of Lightning with Aircraft and the Challenges of Lightning Testing*
D. Morgan, C. J. Hardwick, S. J. Haigh and A. J. Meakins
https://aerospacelab.onera.fr/sites/default/files/2024-01/AL05-11_0.pdf
5. *Damaging Surface Wind Mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis Bow Echo during BAMEX*
Nolan T. Atkins, Christopher S. Bouchard, Ron W. Przybylinski, Robert J. Trapp, and Gary Schmocker
<https://doi.org/10.1175/MWR2973.1>
6. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*
Paul Markowski, Yvette Richardson
John Wiley & Sons, Ltd

7. *On the Development of Above-Anvil Cirrus Plumes in Extratropical Convection*
Cameron R. Homeyer, Joel D. McAuliffe, and Kristopher M. Bedka
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0269.1>
8. *Airborne observations of upper troposphere and lower stratosphere composition change in active convection producing above-anvil cirrus plumes*
Andrea E. Gordon et al.
<https://doi.org/10.5194/acp-24-7591-2024>
9. *Supercell Tornadogenesis: Recent Progress in Our State of Understanding*
Jannick Fischer, Johannes M. L. Dahl, Brice E. Coffey, Jana Lesak Houser, Paul M. Markowski, Matthew D. Parker, Christopher C. Weiss, and Alex Schueth
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-23-0031.1>

三、 講師與全體學員於訓練教室合影



(左 2：講師 Michou Baart de la Faille 左 3：講師 Tomáš Púčik)

(左 5：吳孟軒主任氣象員 左 6：溫文豪主任氣象員)