

專題討論

劇烈天氣中下衝風之探討及其對飛安之影響

沈 畦

一、前言

驟烈的下衝風 (downburst) 是驟烈雷雨的產物，但這一現象在嚴重天氣發生時常少不了它，每每在吾人不注意時造成許多嚴重的災害，尤其是在飛安方面變生肘腋的下衝風常使飛行員措手不及而發生危險事件。就以近年來幾次較嚴重的飛機失事而論，都有驟烈的下衝風在中間作祟。如民國 64 年 6 月 24 日一架美東方航空公司編號 66 號班機就在紐約市國際機場附近受下衝風之衝擊失速墜毀，機上 113 員乘客全部遇難；同一年內僅僅六個星期之後，另一架美大陸航空公司 426 號班機亦在下衝風之侵襲下失速墜毀於地面，至少有 119 位乘客傷亡；半年以前 (民國 71 年 7 月 9 日) 又有泛美航空公司的班機，甫自紐奧良機場起飛就遇上下衝風，不幸失速墜毀，使機上 146 員乘客全部喪生。幾次的空難促使吾人不得不對下衝風做一番重估，它的確不能等閒而視之，深值得吾人再做進一步的瞭解。

「下衝風」這一名詞首見於 Fujita (1976) 的文章，其意乃指一般強勁的下衝氣流，當它接觸地面或接近地面之時，會向外迅速擴張而呈輻射狀向外運動。一般而言，下衝風多半發生在降水期積雨雲的下方。大多數的下衝風具是輻散性，主因急劇的氣流下沉運動，下沉空氣能有效地到達地面向外迅速擴張。其結果乃在下對流層中造成一強烈的風切現象。如果航空公司班機於此時飛進這一個區域，它將在此下衝風雲胞內遭遇到強烈的風切，嚴重者可使班機在瞬間失去空速與飛行高度而造成失事的遺憾。

本文欲就下衝風的一般特性及其與嚴重天氣間相互的關係做全盤之探討；同時亦願在此重提它對飛安上所造成的傷害問題，以供擔任國際性任務以及出大陸任務時的參考。

二、下衝風的來由

1940 年代以前飛機尚不普及，下衝風的危害性並未叫人類發覺。自 1940 年代之後，飛機的數目日增，飛行次數增多，空難事件也隨之增加。在這些空難中，人們逐漸發現空難竟與天氣有著相當大的關係，尤其是局部性的亂流，每每造成極大的傷害，於是對氣象學者而言，這種嚴重天氣的風暴漸成為研究的重心。

到近日為止，吾人對於雷雨雲中寒冷的下沉氣流或因仍無法具體而完善地解釋，仍是一個有興趣的研究題目，可惜的是吾人無法提出一個直接的觀測方法來實際測量與直接分析，吾人仍就只能提出學說、模式去驗證它。目前各方學者已有許多的理論發表：Byers 與 Braham (1949) 首先假設凝結的水冷性的下沉氣流乃緣由於水汽的凝結，當凝結的水珠重量超過空氣中上升氣流內的浮力時，水珠的下沉運動誘發了下沉氣流。Kamburova 和 Ludlam (1960) 認為在水珠凝結過程中，有部分雨珠在下沉運動時並不會因下沉增溫作用而揮發，於是在下沉運動的同時拽引著附近空氣一起向下運動，終促成下沉氣流。1975 年 Girvard 和 List 更進一步解釋雨水珠下降確能造成下沉氣流，但維持的時間並不長。1963 年 Ludlam 指出：如果上升氣流中凝下降氣流間交界面傾斜的話，那麼在上升氣流中凝結的水珠會落入下沉氣流區內，提供了充裕的水份

子，水份子在下沉增溫作用下再氣化，水氣含量之增加更有助於下沉氣流之發展。1959 年 Newton 與 Newton 二人提出了對流雲結構模式，他們認為上升氣流柱本身有保持自己強度的傾向，亦即使上升氣流強度集中，對週遭的氣流而言，它儼如一實心之石柱，迫使週遭之空氣分為二路左右兩方環繞而過，這一似實心的氣柱現象已為今日都卜勒雷達觀測中獲得證實 (Brandes 1977, 1978; Eagleman 和 Lin 1977; Heymsfield 1978 及 Ray 等 1980)。1977 年林與張，林與 Whiton (1980 年) 又提出了三度空間之劇烈風暴模式，目的在研究微擾氣壓梯度力 (perturbation pressure gradient force) 在劇烈風暴動力結構中的作用。他們發現，上升氣流柱能以似實心氣柱出現，微擾氣壓梯度力項是一重要因素。由於這一梯度力較強使得中層氣流遇到此氣柱不得穿透而行，須分繞而行。更有部分氣流被迫做下降運動，誘發較強之下衝氣流。Takada (1971 年) 及 Thorpe 與 Miller (1978 年) 更詳加討論在底層輻合匯入的氣流與下衝氣流向外擴張間的關係。

近代由於中小尺度的觀測網建立，更提供了許多實際觀測資料，令人驚訝的是：在雷雨雲胞中下沉氣流竟然不止一個，而有兩個 (Lemon 1974)。在前方的下沉氣流在雷達回波強度上較弱些，位於後方的下沉氣流強度較強。Charba 與 Sasaki (1971)；Lemon (1976)；Barnes (1978) 等已有專文論之。在他們的報告中，均提到在後方的下沉氣流具有較強的氣壓，在前方者較弱，同時在後方的下沉氣流常緊緊的尾隨在鉤狀回波 (Hook Echo) 之後。一般而論，在後方的下沉氣流和在前方的下沉氣流是可以分辨的，根據 Barnes (1978 年) 和其他數位先進的文章，在中高層的駛入流 (inflow) 可能是在後方下沉氣流的來源。這一建議亦在 Lemon 和 Doswell's (1979 年) 文中見到，他們提出了一個三度空間劇烈風暴模式來解釋此一現象。通常在中高層的駛入流越是強勁，則此風暴所產生的龍捲風亦越強 (Darkow 和 McCann 1979)，而其在地上所造成的強風亦越強。所以在雷雨中地面上的強風可說是直接與在後方的下沉氣流

有關，而其強風之破壞力則視在後方下沉氣流之強度而定了。

三、下衝風與小尺度之下衝風

(一)下衝風與下沉氣流之別：

過去空難事件的慘痛經驗，使吾人深覺得下衝風對飛安有著極大的傷害性，實有必要對下沉氣流確立一個專有名詞，在 1949 年 Byers 和 Braham 二人首定名為下沉氣流 (downdraft)，Miller 於 1972 年又命名為「下衝氣流」(downrush) 其所指乃是雷雨中向下流動的氣流，這和 Byers 與 Braham 所稱下沉氣流實為同一物，他們均未對下沉氣流的強度作一註腳。

在圖 1 中，正是一個快速擴張中的下沉氣流案例，時間是 1947 年 8 月 3 日 0300 到 0340 時分，我們可以看到一個新的雷達回波正在舊的下沉氣流北方邊界上形成，這個新回波所帶來的下沉氣流於 0330 PM 時分到達地面，並向外迅速擴張。同一時刻，舊的回波則漸形減弱而逐漸消失。若在同一地區有數個雷雨胞雲在發展，則由下沉氣流向外的擴張性，氣流在近地面易匯聚於一處，使得該處的氣溫下降，氣壓亦升高，形成一個中小尺度的高壓區如附圖 2。在低層飛行的班機若進入這一高壓內

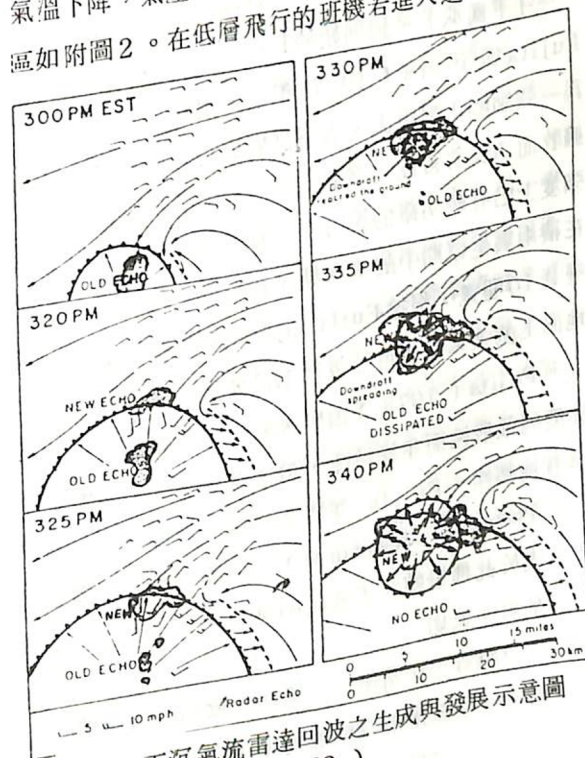


圖 1 下沉氣流雷達回波之生成與發展示意圖 (Fujita 1963)

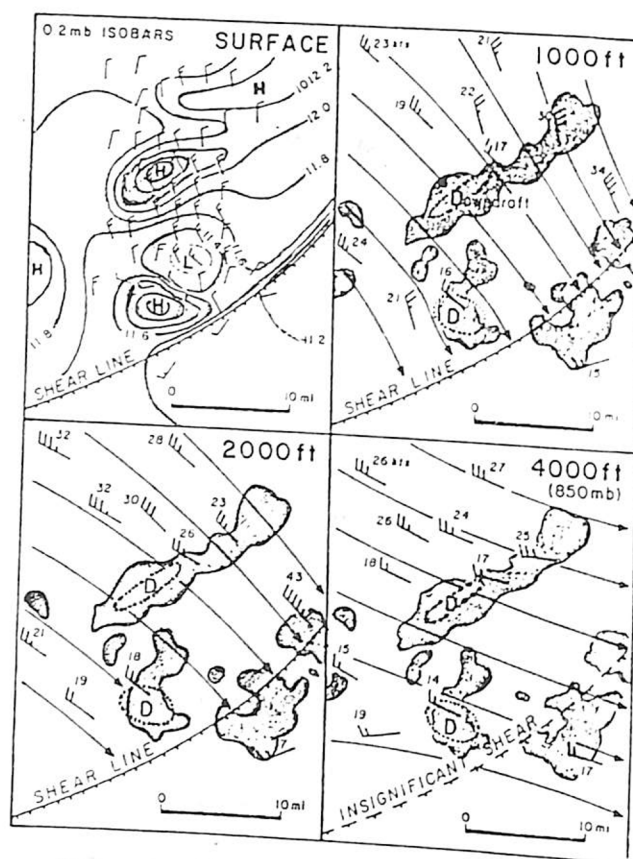


圖2 中小尺度雷雨高壓與輻散氣流示意圖 (Fujita 1963)

將在此高壓的前緣遭遇到很強的風切。吾人常稱此高壓前緣為風變線 (wind shift line)，風切線 (shear line) 或是陣風鋒面 (Gust Front)

「下衝風」一詞則始於 Fujita (1976 年)，Fujita 與 Byers (1977 年)，定義「下衝風」為一強勁的下沉氣流，該下沉氣流在近地層處迅速擴散而造成危害性之強風。此一定義對下沉氣流的強度上已有較明確的說明。一般來講下衝風多發生在積雨雲生命期中的降水期，其影響面積可達 30 哩長 10 哩寬，根據 Fujita 的照相觀測資料顯示，地面上的強風最大可達每秒 180 公尺，風力相當驚人。Fujita (1978) 指出大部分的下衝風均具有高度的輻散性而非旋轉性，但亦有少部分的下衝風具有旋轉性，Fujita 並特命名為「扭轉狀下衝風」(Twisting downburst)。許多小型的龍捲風多生成於此種扭轉狀下衝風的邊緣。

(二) 下衝風與風切

一般而言，在雷雨中的風切大致可分為兩類，第一類風切位於雷雨高壓的前緣，它是許多不同發展期雷雨雲的下沉氣流聚合成，通常此一風切線

之長度可一直延展而與輻線長度相當。此刻若一班機以低高度穿過此一風切線，它將受到的影響是非常嚴重的。在氣象守視上，此類風切吾人是可以及早發出警報，提醒飛行員在作業中慎防此種風切線，使危害降至最低。如果可能的話，機場或可停止作業一段時間，因為一個下衝風雲胞的生命期僅 30 分鐘，讓下衝風風暴通過之後再作業，那麼類似過去的重大空難事件將少許多。

第二種風切乃是在雷雨高壓區內強烈的風切，這種風切正是許多空難的真正兇手，在氣象守視作業上，由於它的幅度小、生命期又短，所以想要做到及早警告飛行員並不容易。有時候同樣在雷雨雲胞中，有些班機卻發生不幸，而其他的竟能維持他們一般的正常起降作業。如圖 3a 所示，飛虎班機在雷雨雲胞中僅遇到側風，但幸運地安全降落。另

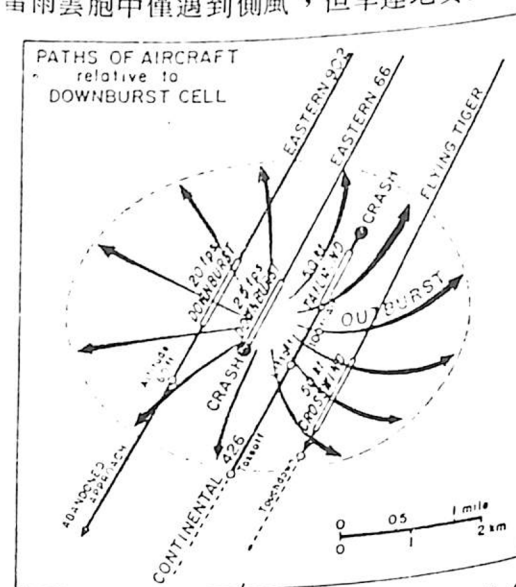


圖3a 在下衝風影響下不同班機起降作業合成圖

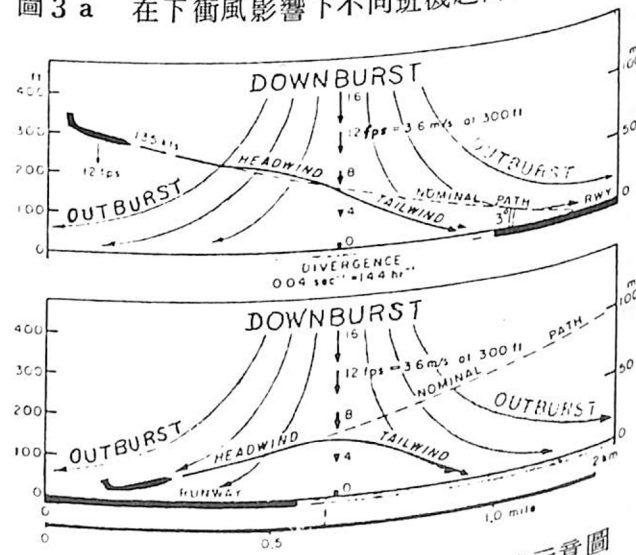


圖3b 在下衝風雲胞影響下班機起降示意圖

一架東方公司的 902 號班機雖被迫放棄降落但也幸運地飛離此下衝風雲胞。另外的東方公司 66 號班機與大陸公司的 426 號班機可就沒這麼幸運，墜毀於機場附近。這幸與不幸間相去甚大，常使民航飛行員忽略了它的危害性而發生不幸事件。

圖3b顯示當一架班機在起降時遭遇到下衝風狀況。如果該飛機正在將落中進入下衝風區，則會遇到一系列的頂頭風、下衝風和尾頭風。對起飛的班機而言，只要他一爬升離開地面馬上會遇到同一系列的情況。在二種狀況中大部分的飛機是可以安全地飛離危險區，端視下衝風的強度、班機空速、飛行高度、飛行路徑及飛行員的反應而定。圖3c是東方公司66號班機失事過程垂直剖面圖，圖中點線是正常的下降坡度，但實際上下衝風的作用，使飛行員的緊急措施趕不及風速的急劇改變，最後墜毀於跑道前而發生空難。

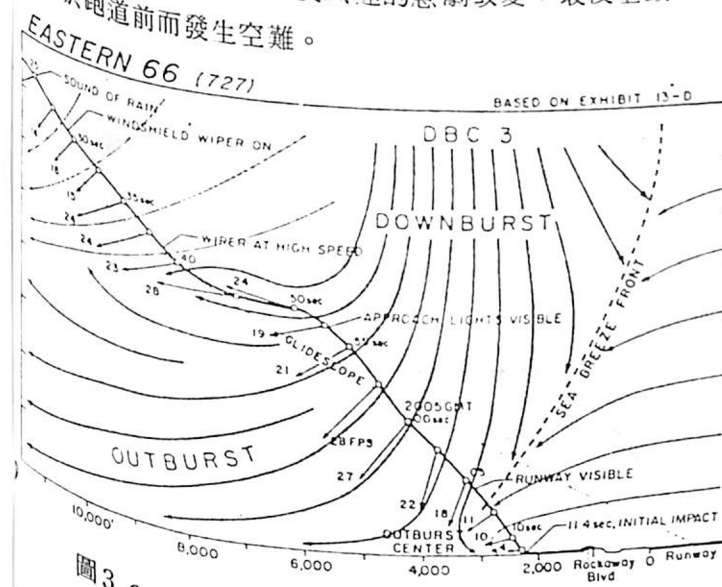


圖3c 東方航空公司 66 號班機在下衝風衝擊下失事過程垂直剖面示意圖

(三) 下衝風與陣風鋒面之比較：

從 Fujita 的定義來看，下衝風與陣風鋒面似乎指示類同，但吾人若就以下幾個觀點來看，二者是不相同的。

1 生命期之不同：一個下衝風雲胞前後之生命期約在 30 分鐘，而陣風鋒面可維持 30 分鐘至 120 分鐘或更長。

2 風向變化之不同：在下衝風雲胞內風向變化在 60 度到 180 度之間，風向變化大。但在陣風鋒面內變化卻小於 60 度。

3 風場之不同：在下衝風雲胞內，氣流較一致，陣風鋒面則有較激烈的輻合現象。

4 幅度之不同：下衝風影響之面積大致為 10 哩寬 30 哩長；而陣風鋒面則可達 10 哩或以上寬，長平行於雷雨雲胞的連線。

此外下衝風性喜在陣風鋒面上生成與發展，若以幅度來分級，下衝風要比陣風鋒面小一級。

四小尺度的下衝風 (Microburst)：Fujita 於 1978 年在他個人收集的風災照相資料中發現：在下衝風雲胞內還可以分析出另一個小範圍的輻散風跡。顯示在下衝風之中，仍存在著另一較小範圍的下衝風，為了區別他們的存在，Fujita 乃另命名為小尺度的下衝風 (microburst)。它的長度約小於 5 哩，生命期略短於 20 分鐘，屬於一種瞬間生成的天氣現象。其發展期大致可分為下列四期：

1 下沉階段：氣流的上升運動使水氣凝結而降水，隨之又因下沉運動增溫故而揮發於下沉氣流中，此時降水現象仍在雲中未及地面。

2 接觸階段：此時對流雲中誘發的下沉氣流已到達地面，然而降水現象却可到達或尚未抵達地面。

3 擴張階段：下沉到達地面的氣流在離地面 100m 到 200m 高度層內向外迅速地擴散，推動前緣的風變鋒面遠離下衝風中心向外迅速移動。

4 衰退階段：下衝風的來源被切斷，或阻隔而衰竭，終至消失。

由以上所述，吾人可知小尺度的下衝風為一突發性之陣風增強與減弱，它在近地層的輻散值可達 $0.5S^{-1}$ ，距地面 10m 高處它的下降氣流速度可達 $5mS^{-1}$ ，可謂相當的快。可是在雷達螢幕上，吾人却反而不易觀測到此一現象，主因它的下降氣流內水汽揮化太快，使雷達脈波抓不到目標之故。另值得注意的是在小尺度下衝風內，風向上的改變非常劇烈，此時若有班機想在它的控制下做起飛與降落，終將難免墜毀一途。

(五) 小尺度下衝風與陣風鋒面：

通常陣風鋒面自形成之後到它消失之前，約可行數十哩之遙，其所到之處多伴隨著氣溫的突降，氣壓的上升及強勁的大風，相對濕度或許增加也可

能下降。但一個小尺度的下衝風則大不相同，它僅造成風速上一陣突然間的增強與減弱，他的下沉氣流甚至因短暫的生命期而未能產生明顯地亂流或渦流。所以它所帶來的災害乃在於風速上的突然變化。

就小尺度下衝風的生成位置而言，它可以在鋒面帶上生成，亦可在陣風鋒面之後側生成，或甚至沒有陣風鋒面存在時，它亦可以生成與發展。由於它的性質較特殊，像短暫的生命期約1~5分鐘，所以從它生成、發展乃至地面接觸與向外擴張的整個過程，吾人仍不能視之為一個穩定的風變系統，是故在作業上更增添了我們守視上的困難。

(六) 下衝風與龍捲風之關係：

民國66年(1977)在美國伊里諾州春田市發生了龍捲風風暴，數個龍捲風肆虐於該地區，Fujita曾於事後搭乘飛機飛臨風災區上空做地面風災記錄並照相為證。從他的資料分析中發現幾乎是所有的龍捲風竟然都與下衝風有關，大多數的龍捲風不是與下衝風並生，便是在陣風鋒面之邊緣上產生。

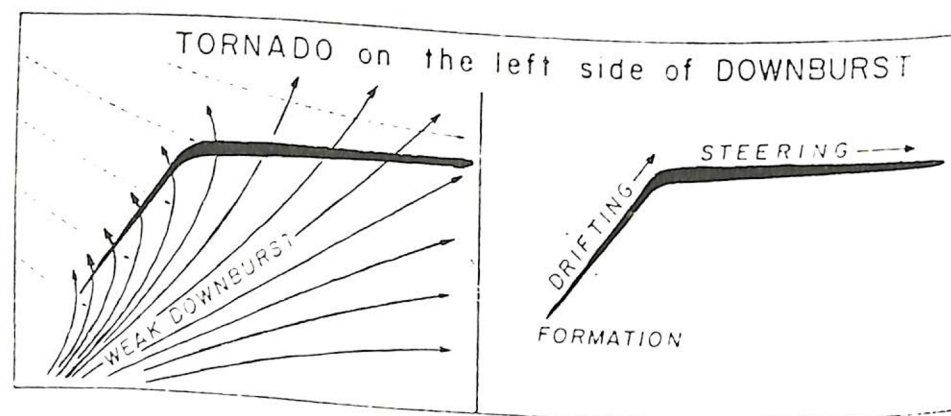


圖4 龍捲風在下衝風左側生成示意圖

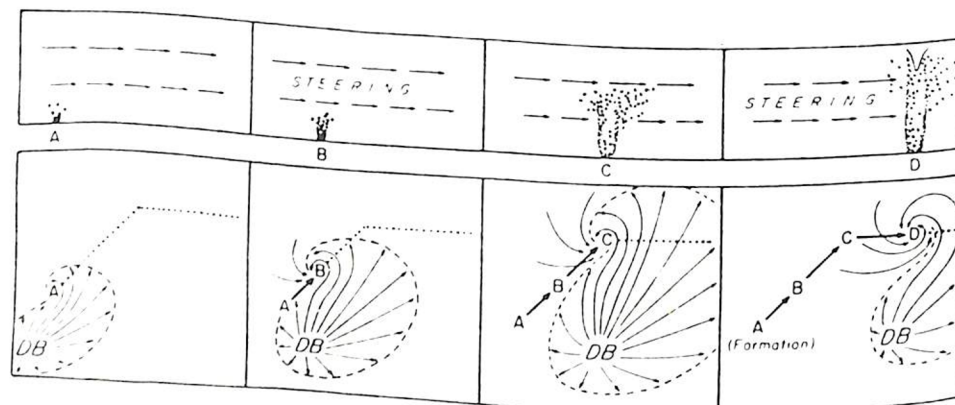


圖5 龍捲風受下衝風影響示意圖

Forbes 和 Wakimoto (1977) 指出下衝風對龍捲風的作用可區分如下：

1 下衝風供應了氣旋狀龍捲風生成與發展所需的渦旋度，龍捲風的生成位置則在下衝風的左側。(如圖4)

2 下衝風可增強已存在龍捲風的強度。(如圖5)

3 下衝風可使龍捲風行進的路徑轉向。(如圖6)

4 下衝風可使一強烈的龍捲風強度減弱而衰退(如圖7)。

5 在某些情況下，龍捲風會因下衝風之助使本已消失的龍捲風再度增強而接觸地面，繼續肆虐。

那麼吾人又如何來區分下衝風與龍捲風風災呢？Fujita 建議吾人可將風災的遺跡概分為：

1 龍捲風型：風跡為一狹窄的途徑，具有輻合狀的螺旋線。

2 強風型：非輻散性也非輻合性，只是直線型

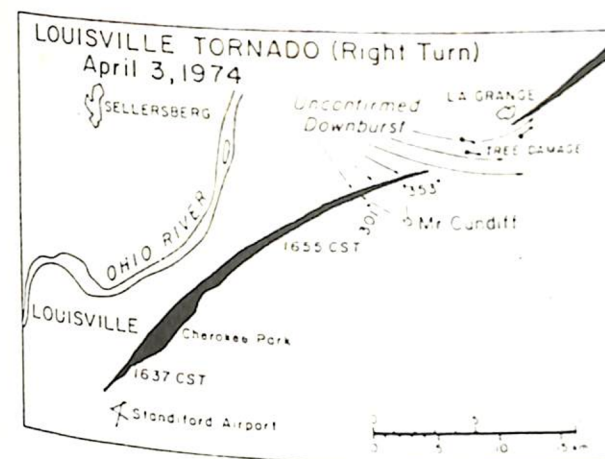


圖6 龍捲風受下衝風影響改向示意圖

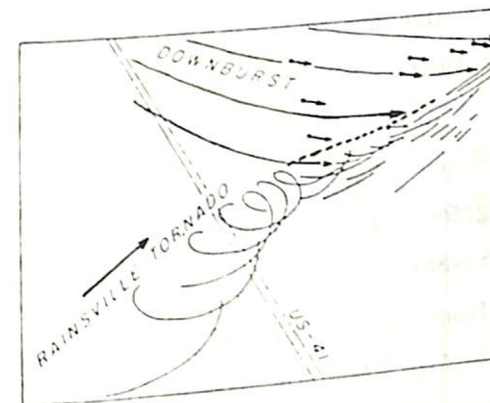


圖7 龍捲風因下衝風減弱示意圖

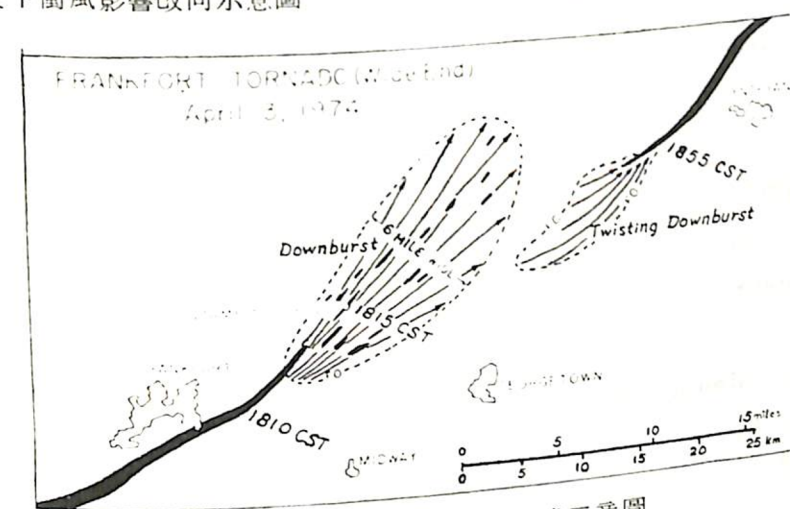


圖8 龍捲風再次增強生成示意圖

風跡，是由陣風鋒面通過時所造成的災害。

3 下衝風型：風跡呈輻散狀，多呈直線型態輻散，亦有少許帶曲線狀。

但這只是一個概分法，吾人在分析時常會覺得難以詳細區分，僅靠地面風跡來分類資料仍嫌不夠，尤需進一步的觀測資料來配合。

在生成發展上，吾人似可以簡略地劃分下衝風與龍捲風二者：當一中層的低氣壓氣旋中心快速的移動到原本穩定的氣流層上方，則易產生下衝風，因為快速的移動，使氣旋型氣流的發展受抑制，而於近地層成輻散狀向外擴張。反過來如果這一氣旋中心是以較緩的速度移到穩定氣流層上空時，則易生成龍捲風，是故龍捲風的發展是需要較長的時間，使渦旋度能集中向下發展而到達地面。

(待續)

參考資料：

- 1 Brandes, A. E. 1977: Flow in severe thunderstorms observed by Dual-Doppler radar. Mon. Wea. Rev. 105 113-120.
- 2 Brandes, A. E. 1977: Gust front evolution and tornadogenesis as viewed by Doppler radar. J. Appl. Met. 16 333-338.
- 3 Brandes, A. E. 1978: Mesocyclone evolution and tornadogenesis: Some observations. Mon. Wea. Rev. 106 995-1011.
- 4 Byers, H. R. and R. R. Braham; 1949: The thunderstorm. U. S. dept. of Commerce Weather Bureau. Washington. D. C. 287 pp.

5. Darkow, G. L. and D. W. McCann, 1977: Relative environmental winds for 121 tornado bearing storms. Preprints, 10th Conf. on Severe Local Storms. AMS. 413-417.
6. Eagleman, J. R. and W. C. Lin 1977: Severe thunderstorm internal structure from dual-Doppler radar measurements. J. Appl. Met. 16, 1036-1048.
7. Fujita, T. T. 1975: Spearhead echo and downburst near the approach end of a John F. Kennedy Airport runway, New York City. SMRP Res. Paper, 137. Univ. of Chicago 51 pp.
8. Fujita, T. T. and Byers, H. R. 1977: Spearhead echo and downburst in the crash of an airplane. Mon. Wea. Rev. 105 129-146.
9. Fujita, T. T. 1978: Manual of downburst identification for Proj. NIMROD. SMRP Res. Paper, 156, Univ of Chicago. 104 pp.
10. Heymsfield, G. M. 1978: Kinematics and dynamic aspects of the Harrah tornadic storm analyzed from dual-Doppler radar data, Mon. Wea. Rev. 106 233-254.
11. Kamburova, P. L. and F.H. Ludlam 1966: Rainfall evaporation in thunderstorm downdraft. Quart. J. Roy. Soc. 92, 510-518.
12. Lemon, L. R. and C. A. Doswell III. 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. Mon. Wea. Rev. 107, 1184-1197.
13. Lin, Y. J. and P. T. Chang 1977: Some effects of the shearing and veering environmental wind on the internal dynamics and structure of a rotating supercell thunder-storm. Mon. Wea. Rev. 105 987-997.
14. Lin, Y. J. and R. Whiton, 1980: A numerical study of thunderstorm-environment interactions determined from perturbation pressure gradient forces. Part I: Storm Movement. J. of Met. Soc. of Republic of China. Vol. 3. 1-16.
15. Ludlam, F.H. 1963: Severe Local Storms: A review severe local storm. Met. Monogr. No. 27. AMS. 1-30.
16. Newton, C. W. and H. R. Newton, 1959: Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear. J. Met. 4 699-712.
17. Ray, P. S., C. L. Ziegler and W. Bumgarner 1980: Single and multiple-Doppler radar observations of tornadic Storms. Mon. Wea. Rev. 108 1607-1625.
18. Thorpe, A.J. 1979: Thunderstorm downdraft dynamics. 11th Conf. on Severe Local Storms. AMS. 464-467.