

高雄國際機場南北方向陣性側風之研究

蕭 華 陳來發 劉昭民

On the Occurrence of the Strong Gusty Cross-Wind at Kaohsiung International Airport

Robert H. Hsiao, L.F. Chen, J. M. Liu

Abstract

Based upon the 1878 weather observations in occurring the strong gusty cross-wind at Kaohsiung International Airport, a study has been proceeded by using weather records from 1969 to 1975. It revealed that 568 cases out of 920 strong south gusts and 792 cases out of 958 strong north gusts could not be interpreted by experience under the common circumstances with the pressure gradient, standard weather type, the local effect etc., In considering the orographic influence, the nature of air mass, the low layer atmospheric circulation over the southern Taiwan and some physical properties of gust, two schematic features of the strong gust occurrence over Kaohsiung area had been given in summer and winter respectively, and some available prediction reference also defined in this paper. Evaluating most of the examples in CAA meteorological center in the recent two years, the results showed to be successful.

一、引言

跑道側風影響航空器飛行之起落甚大，稍有不慎，輕則機翼擦地或地轉 (ground loop)，重則可發生嚴重之失事，人機俱毀。而強烈且帶有陣性之跑道側風，其危險尤有過之，航空人員實不可不予重視。

根據經驗，在高雄國際機場經常出現之強烈陣性側風，往往不是一般天氣系統之結果所能完全解釋，則可能與地形影響或其他天氣因素有關，故就高雄國際機場之地形，配合該強烈陣性側風出現時之各種天氣態勢，加以探討，並以個別詳細分析，求得較合理之發生原因，進而提出預報參考準則，則對於航空氣象預報裨益焉。

二、高雄國際機場跑道側風之種類

高雄國際機場之跑道既為東西向者，而其全年出現風速大於 20kts 之陣性風向又以南北向者居多。以致經常造成嚴重之跑道側風，迫使機場關閉

，給予飛航操作帶來莫大之困擾。

綜觀高雄國際機場之強烈陣性跑道側風，依其發生季節或伴隨天氣狀況，歸納為六類：(一)雷雨類 (TS 類)，泛指雷雨所伴生者，(二)熱帶氣旋類 (TC 類)，指熱帶氣旋影響所及而發生者，(三)西南氣流類 (SW 類)，指夏季西南季風鼎盛時期所造成者，(四)鋒面類 (FT 類)，指東海低壓或臺灣低壓所伴隨鋒面通過時所產生者，(五)東北季風類 (NE 類)，指冬季東北季風時期非鋒面性之強烈北至北北西風，及(六)南來風向類 (SS 類)：泛指春夏季節，別於西南氣流類之強烈陣性南南至南南東風而言。其中西南氣流類因僅為一規律性之季節風，偶於白晝間配合局部系統變化之海風而成西北至西南風，一般風速較弱，造成強烈陣風之機會不多，況且其與跑道之交角甚小，影響極微。另外雷雨類者，其發生固可造成嚴重之跑道側風，但其風向不定，且發生次數所佔特少，出現時間甚短，其危險實乃存乎雷雨中正盛之對流作用，以航空氣象而論，近代之氣象雷達已可有效地掌握雷雨之動態

，則其伴隨之強烈陣風亦將不難揣摩。關於熱帶氣旋類，不論其風向與出現跑道側風風速，皆視該熱帶氣旋之位置、強度及行徑而定。至於鋒面類，即當一般冷鋒強烈而快速通過時，鋒前有南陣風，鋒後有北陣風 (此與東北季風類常成連帶發生，不易區分)，其發生時間較為短暫，大多在一小時以內 (偶亦有持續數小時者，但機會很少)，且完全與鋒面系統相配合，較易按圖索驥。概括以上四類，或影響太小，或持續時間太短，或易於由另一天氣系統之預報推演得知，唯東北季風類及南來風向類二者，其風速預報，往往不可由氣壓梯度之一般經驗公式加以確定。

每當隆冬時期，極地大陸氣團南下時，在前緣造成之強烈陣風，難以由地面綜觀天氣圖之正常氣壓梯度加以判定，尤其是伴有臺灣低壓在臺灣東或東南方海面上發展時，更難逆料。至於南來風向類，其真正產生原因，到目前尚無定論，且其持續性甚佳，陣性及風速均大，風向又幾與跑道垂直，究其發生因素，既不可由單純之季風或海陸風效應加以詮釋，又非常時地面綜觀天氣圖顯示之氣壓梯度所能推斷者，此種冬夏季出現之強烈陣性跑道側風，常構成航空氣象預報之困擾。故專就第(四)項東北季風類之北側風及第(六)項南來風向類之南側風加以詳細研究，希望能明瞭其因果關係，則預報跑道側風方法，可能有所改進。

三、強烈南、北方向陣性跑道側風之季節分佈及頻率

由於跑道側風之角度愈大或陣性愈強，其影響飛行安全愈巨，根據高雄國際機場最近六年 (民國五十八年六月至六十四年五月) 之實際觀測資料，

月 份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合 計
觀測次	0	0	23	150	51	137	84	119	4	0	0	0	568
年平均	0	0	3.8	28.0	8.5	22.8	14.0	19.8	0.7	0	0	0	94.6
百分比	0	0	4.1	26.4	9.0	24.1	14.8	21.0	0.7	0	0	0	100

表三：高雄國際機場南來風向類強烈陣性南側風發生之年變化及百分比

擷取所有 $\geq 20kts$ 之陣性跑道側風，且其側風風向與跑道夾角 ≥ 60 度 (按高雄國際機場跑道約為 $270^\circ-090^\circ$ ，故風向應為 330 度 ~ 030 度之間及 150 度 ~ 180 度之間者) 之紀錄共 1878 次將其整理為南側風 (即風向在 150 度 ~ 180 度者) 及北側風 (即風向在 330 度 ~ 030 度者) 二者 (表一，表二)，南側風得 920 次，北側風得 958 次，在 920 次之南側風中，剔除熱帶氣旋類 268 次，雷雨類 26 次，鋒面類 58 次，餘南來風向類共 568 次，佔所有南側風中之 61.7% (表一)。而 958 次之北側風中，去掉雷雨類 40 次，熱帶氣旋類 95 次，鋒面類 31 次外，尚餘東北季風類 792 次，佔所有北側風中之 82.7% (表二)。

類 別	SS	TC	TS	FT	合 計
觀 測 次	568	268	26	58	920
百 分 比	61.7	29.1	2.8	6.3	100

表一：高雄國際機場六年中各類強烈陣性南側風發生次數及百分比

類 別	NE	TC	TS	FT	合 計
觀 測 次	792	95	40	31	958
百 分 比	82.7	9.9	4.2	3.2	100

表二：高雄國際機場六年中各類強烈陣性北側風發生次數及其百分比

月 份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	年
觀 測 次	256	158	118	15	0	0	0	0	3	66	47	129	792
年 平 均	42.7	26.3	19.7	2.5	0	0	0	0	0.5	11.0	7.8	21.5	132.0
百 分 比	32.3	20.0	14.9	1.9	0	0	0	0	0.4	8.3	5.9	16.3	100

表四：高雄國際機場東北季風類強烈陣性北側風發生之年變化及百分比

在 568 次南來風向類之強烈陣性南側風中（表三），以發生於夏半年（約在四月至八月之間）為最多，三月及九月甚少，十月至翌年二月竟屬全無。相反的，在 792 次東北季風類北側風中（表四），則集中在冬半年（自十月至翌年三月之間），四月及九月極少，而五月至八月則未曾見。因此高雄國際機場之強烈陣性南北側風，實可謂為夏季側風及冬季側風，故欲研究此兩種強烈陣性跑道側風，除應就陣性側風發生之特殊現象加以探討而外，尚須配合高雄國際機場冬夏兩種季節性之地面及其上空風場分析，應屬可行之研究方向。

四、陣風之理論

一、陣風之物理意義：

有關陣風之理論，見解不一，究其發生因素，亦頗複雜，但一般皆強調機械作用或熱力作用。而實際上，氣象學者大都同意陣風之發生，常為機械及熱力之混合作用所致，很少是單純的機械作用或熱力作用使然。

(1) 機械性陣風：

a. 空氣質量之堆積作用：吾人素知，水流遇到阻礙物會引起波盪現象，氣流亦有相似之處，當氣流吹過地形凹凸不平之地面時，在凸處發生堆積作用，變成小型反氣旋型渦流（eddy），在凹處之空氣質量則因而減少，呈小型氣旋型渦流，於是凸處所堆積之氣流流向凹處，結果在凸處之風速因氣流輻散而減弱，在凹處之風速因氣流輻合而增強，此一強一弱之交遞現象，即形成座壘性陣風（圖一）。

b. 地表面（或海水面）之摩擦作用：由於地表存在着田野、建築物、樹林等之分佈，凹凸不平（海面之波濤亦然），故當氣流經過時，受到阻礙，產生風切，日本氣象學者特稱此小渦旋為「亂渦」（伊藤博，1971）此種亂渦與周圍的氣流呈混合狀態，大部分皆隨着整個氣流的平均方向吹去，同時

在氣流本身內部產生黏性摩擦 *（Stress friction）（Hess, 1959）（圖二）使陣風更為明顯。

*註： $\tau = \mu \frac{dv}{dz}$ ， τ ：單位面積上作用之內

部摩擦力， μ ：黏性係數， $\bar{v}$ ：水平平均風速， z ：氣流之垂直厚度。

(2) 熱力性陣風

a. 海風：由於海陸對熱效應之差異，白晝裏易於產生海風，增強地面風系，而且此種海上吹來之氣流，其前部溫度常較高，後部則溫度較低，故分子運動乃將熱量由溫度較高處，傳到溫度較低處，此種熱量傳導作用**也能產生氣流渦動，增加陣性強度。（伊藤博，1971）。

**註： $\theta = -K \frac{dT}{dX}$ ， θ ：單位面積上單位

時間內水平方面所通過之熱量， K ：傳導係數， T ：溫度， X ：距離

b. 對流作用：由於熱能的垂直變化產生對流作用，此時擾動強度增大，擾動混合作用滲透之氣層亦增厚（Saucier, 1955），故近地面摩擦層內水平風速之連續性遭到破壞，陣風因而產生。

二、陣風與平均風速之關係：

陣風與擾動性渦旋間存在着密切的相互關係雖早已確立（Saucier, 1955, Haltiner and Martin 1957），但其陣風風速與平均風速却往往在各個不同地區而有恒常的比值，且常被引用做經驗上預報之參考（H. Flöhn, 1969），根據筆者統計高雄國際機場 $\geq 20\text{kts}$ 之陣風風速及其當時平均風速的關係，894 次（雷雨類不計）南側風比值約為 1.55 強，北側風共 863 次（雷雨類不計）比值約為 1.53 強（表五）。吾人根據資料統計之事實，又可查知產生陣風之同時，其近地面平均風速亦較無陣風時為大，因此，近地面風速之增強與陣風物理因素之存在，可謂發生強烈陣風之兩大要素。

類 別	次 數	ΣV	V	ΣG	$\bar{G}$	$\Sigma G/\Sigma V$
南 側 風	894	14107	15.78	21898	24.49	1.55
北 側 風	863	16341	18.94	25069	29.05	1.53
備 註	1. 次數不含雷雨類。 2. V 表平均風速， G 表陣風風速 3. 風速單位 kts					

表五：高雄國際機場陣性南側風及其平均風速之關係統計表

五、強烈陣性南側風

一、高雄國際機場夏半年之風場：

由表三統計資料顯示，強烈陣性南側風之發生，幾乎存在於夏半年，故吾人當首先瞭解高雄國際機場夏半年之風場。

臺灣地區，夏半年乃屬西南季風及北太平洋信風之過渡區域，高雄國際機場又位於臺灣南部西岸，春季開始，南半球之東南信風越過赤道與印度季風之西南氣流匯合東進，形成西南季風，逐漸波及臺灣。此時，副熱帶西太平洋高壓脊亦向西伸展，其中心不斷向西北推移，脊線亦漸北進，常徘徊於北緯 20—28.5 度之間（陳·鮑 1974），其外圍環流形成一股東南氣流侵向臺灣，而與東進之西南季風匯合，此二股氣流構成一匯合帶（Confluent zone）徘徊於臺灣附近（戚譯，1974）。按王時鼎氏之研究（1968），臺灣之西南季風平均厚度可達 5 公里（南部可達 7 公里），而東南季風則平均可達 6 公里。因此，當其進退之際，在 700mb 以下之低空氣流，易以南北縱貫之中央山脈為一地形上的天然輻合區，但當西太平洋高壓再續西移時，於臺灣上空 700mb 以上空間似已取得控制地位，然低空遭遇山脈之阻擋，猶難入侵臺灣西部地區，而其部分東南氣流，可沿臺灣西南端海岸及大武山麓北上，而與西南季風匯合於高雄附近，使成為一低空匯合帶（圖三）。

二、超梯度風（Supper Gradient Wind）：

按一般正常的近地面風速，乃因其水平氣壓梯度而定，但本文所論述之南來風向類強烈陣性南側風，其強勁程度非常時氣壓梯度所能解釋者，故稱其為超梯度風（Supper Gradient Wind）。吾人深知高雄之地理位置在臺灣南部，春季開始，熱赤

道北移，其天候已逐漸兼有熱帶之特性，夏季尤然。此時氣壓梯度已較不明顯而缺乏代表性，於是風場、日變化及當地特性等應為吾人分析之重點。故根據其可能原因加以探討如下：

(1) 西南季風或海風：此乃可能被考慮發生超梯度風之原因，按高雄機場在緊接海洋之平原上，西邊海岸線約成 150—330 度之走向，夏季海陸風常極明顯，根據高雄國際機場風之統計資料（民國五十八年至六十三年）夏季夜間（以 2100GMT 代表）以靜風頻率最高，達 65.4%，白晝（以 0600GMT 代表）則以西風及西南風最頻，達 50.9%，前者或因微弱西南季風與陸風相抵銷，以及地面輻射逆溫之結果，後者則由於西南季風本身之增強或是白晝地面增溫，輻射逆溫現象遭到破壞，致海風吹入，配合西南季風而發生。固然，此種局部環流以及季風之影響可發生超梯度風現象，但衡諸事實其風力多在 20kts 以下，風向亦多為西北至西南，自不能與本文所討論之強烈南陣風混為一談。先前，曾有專家認為高雄夏季之東南風，可能為西南季風鼎盛時期，經大瀉湖吹入之結果（萬，1973），然而依據筆者研究，發現其東南風之發生亦同時在附近之東港出現，且其高度可達 700mb 或更高，當非大瀉湖之所能影響者，此外有人或可認為一發展良好之海風，應可與海岸平行，而在高雄呈現南南東風，但吾等知悉，一般海風之最大高度僅達 1500—2000 呎（蕭，1969）與文內所提高度上達 1000 呎者必屬不同，故不應以西南季風或海風之解釋為滿足。

(2) 低空氣流匯合及其穩定度之影響：前節有關高雄機場之風場分析即已提到，西太平洋高壓旺盛之時，其低空輻合帶形成於高雄上空附近，由於風之向量合成，使整個低空風力同時增強，且風向偏南。於是近地面層之摩擦隨之增巨，其擾動產生渦

流作用，形成摩擦層內的機械性不穩定，而將梯度層（約1000—1500公尺）強風之動量向下輸送，而與向上輸送之地面摩擦及氣體之應力（stress）相混合，破壞摩擦層內風之垂直結構（圖四），致使地面風大於一般正常量甚多，且帶陣性（Saucier, W.J, 1955）。此種現象可隨當時低空熱力變化產生對流性不穩定之增強以及近地面風速之增加而變劇及增高，但是當上升氣流過於旺盛時，梯度層輻合氣流產生之動量，將向上輸送而達於自由大氣層，時亦填充入西風帶內，致使地面風無多增益。因此，當西南季風控制下之高雄，其發生超梯度風之可能性反微。然而在西太平洋高壓控制下之臺灣西南地區，其低空對流雖亦旺盛，但常見於850mb—700mb附近有一信風逆溫層（trade wind inversion），具沉降作用，而抑制了信風積雲的發展，因此雲裏之動量只有往下輸送，而無上升之虞，地面超梯度風之發生則更屬必然。以統計顯示，雖然夏季高雄國際機場之西至西南風最頻，但風速却遠不及南南東至南南西風來得強勁（民航局氣象中心，1976），正可為一合理的佐證。

三、實例分析：

民國六十二年四月廿二、廿三、廿五等三日皆有強烈陣性南側風發生，其中尤以廿二、廿三兩日為劇，其強烈陣性南側風一直保持在20kts以上，且最大陣風達40kts，以致國內航線班機自清晨六時以後即不得起降，影響北高間空中交通甚久，根據這一個實例，筆者加以分析，做為上述理論探討之應證。

(1)實際天氣概述：廿二、廿三兩天的天氣極為良好，白晝雲有二層，下層積雲雲底約在2000~3000呎，上層雲底則在8000~15000呎之間，且垂直發展不大，帶有信風積雲之特性，夜間為晴朗無雲與能見度極佳之天氣，水汽不多，偶有輕霧或霾出現，但能見度仍保持在6~8公里以上，廿一日白晝由於受海風和西南季風影響，吹西北至西南風，夜間呈靜風，迨廿二日0130GMT開始轉變為南南東風（160度），風速為10kts，廿二日0300GMT，強陣風始行發生，至廿二日0700GMT，曾達170/20G32之強風，廿二日晚（1200GMT）風速則又減弱成180/14，廿二日1900GMT以後再呈靜風狀態，而一直持續到廿二日2200GMT，當低空氣流滙合強風及溫度之遽然昇高，突破了輻射逆溫及海陸風效應，即開始產生160/14G22之陣性強風，至廿三日0000GMT更達160/20G32，且在西邊

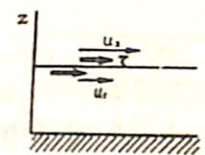
跑道頭陣風竟達40kts（圖五），平均風速 ≥ 20 kts及陣風風速 ≥ 30 kts之強風延至廿三日0800GMT，迨廿三日1000GMT時，其陣風為22kts，然後才逐漸下降，但風向仍然未變，一直保持到廿四日。可見廿一日東南季風尚未到達（或到達後又復退出），至廿二日方才取得優勢，且不斷增強，而維持到廿四日始又減弱。

(2)地面圖分析及西太平洋高壓脊之位置：按民國六十二年西太平洋高壓西來較早，四月廿二日0000GMT之地面圖，大陸為一熱低壓中心，日本南方海面有一低壓存在，冷鋒由此低壓中心向西南延伸至華南而近似滯留。西太平洋高壓開始向西伸展，其脊線亦見西進，而停留在臺灣東方海面（圖六），迨二十二日0600GMT，則已在馬公與東港間出現，廿二日1200GMT則又他去，於廿二日1800GMT始再度出現，惟所在緯度較高，位於馬公、嘉義以北，廿三日0000GMT，則又移回至馬公、嘉義以南及東港以北之間，且更見西伸而至香港東方海面，此時大陸低壓仍強，廿三日0600GMT，亦無大變，惟高壓脊稍見東退，廿三日1200GMT則成不連續現象出現，此時大陸低壓開始向東北方移出黃海，華中及華南已無低壓中心存在。

(3)850mb及700mb高空圖之分析及應用：由於梯度層之一般高度約在1000~1500公尺（3000~5000呎）左右，且西太平洋高壓西端之信風逆溫層底高度多在2000公尺左右，故以850mb之等壓面做為高雄地區摩擦層內擾動上限，而850mb等壓面上西太平洋高壓中心之位移必與高雄上空梯度層氣流滙合帶之進退相關，另根據王時鼎氏1968之研究，東南季風在臺灣之平均厚度可達6公里，故700mb（約三公里高）等壓面上西太平洋高壓中心之高度值，當足以代表此一反氣旋的氣團強度。當廿一日1200GMT，850mb高壓中心由廿日1200GMT的 27°N ， 160°E 西進至 28°N ， 154°E ，使氣流滙合帶留在臺灣西部，隨後又開始稍為東退，至廿二日1200GMT，850mb高壓中心位於 28.5°N ， 159°E ，此時700mb反氣旋中心高度值由3100GPM增強為3180GPM，而850mb氣流滙合帶則隨反氣旋中心東退而於白晝通過高雄上空，至廿二日1200GMT始至臺灣以東，此後又再西移，使廿三日1200GMT之850mb反氣旋中心位在 25.5°N ， 148°E ，而氣流滙合帶偏向高雄以西，此後700mb反氣旋中心高度值未見變化，迨廿四日



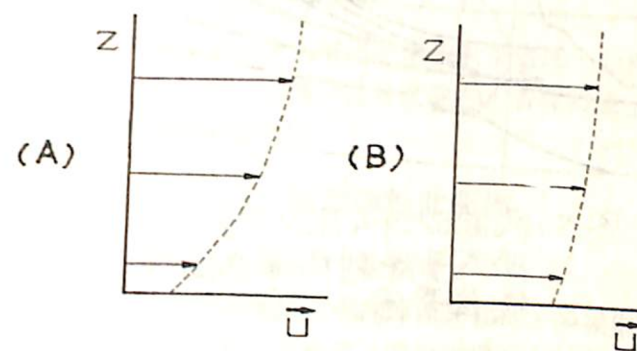
圖一：因地面凹凸不平而形成之擾動性陣風。



圖二：黏性摩擦力形成圖。

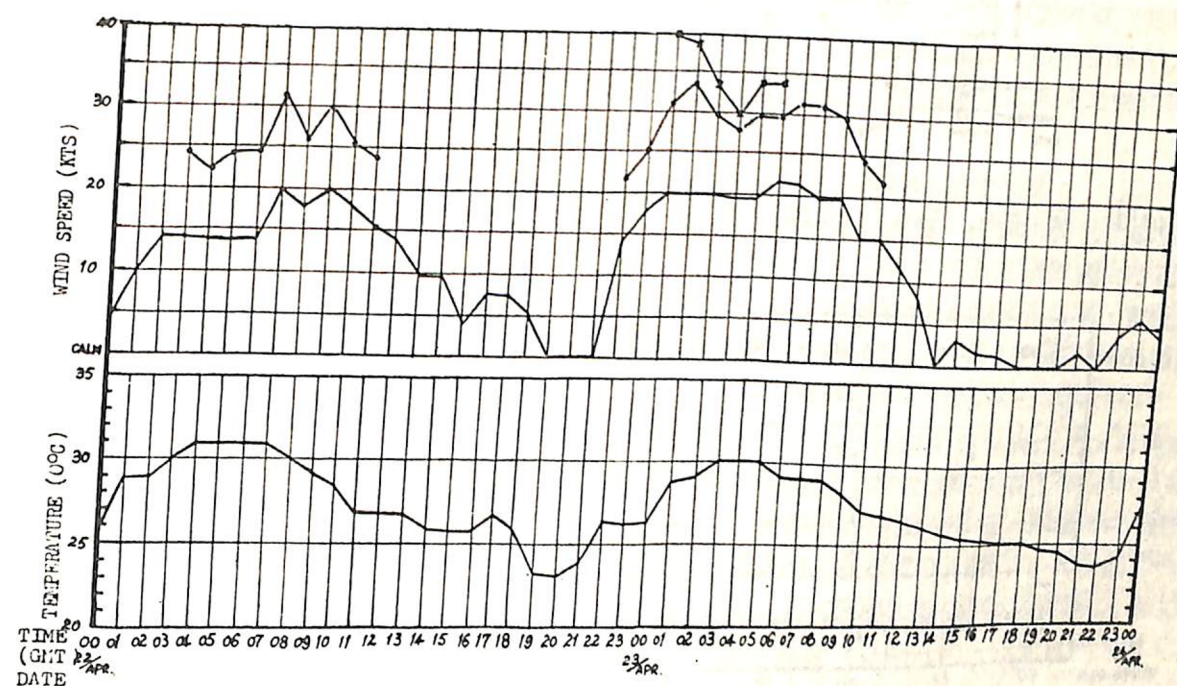


圖三：高雄地區低空氣流滙合構想圖。

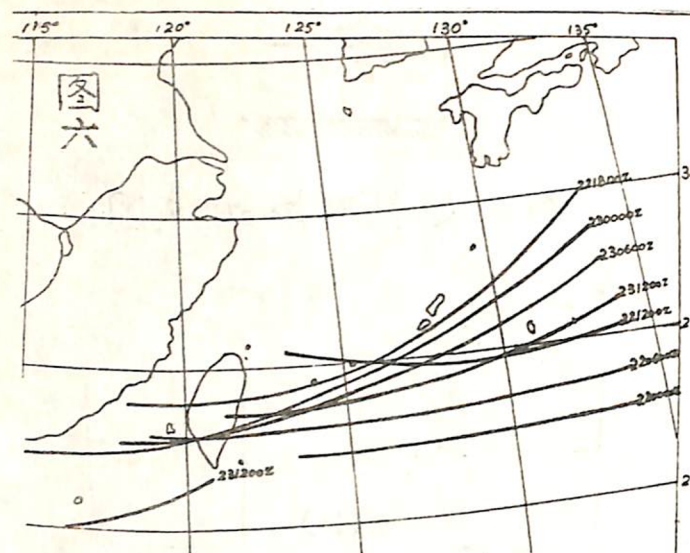


圖四：摩擦層內風之垂直剖面圖。

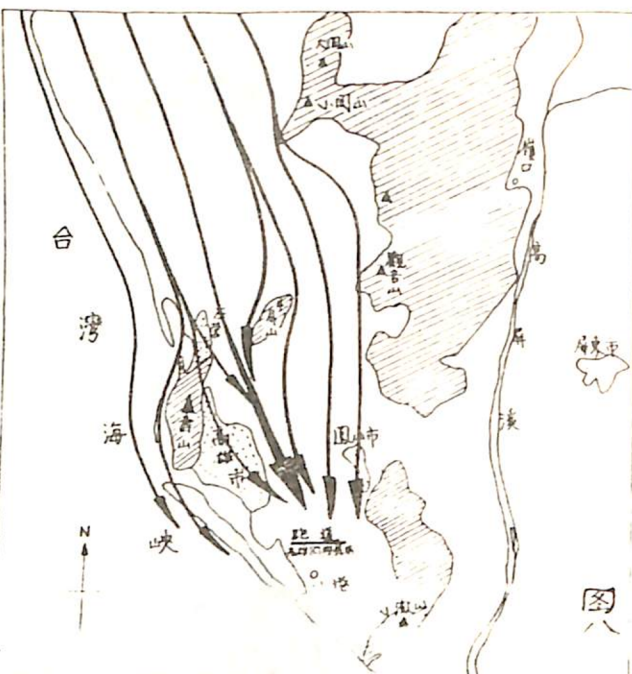
(A)表穩定狀態。
(B)表不穩定狀態。



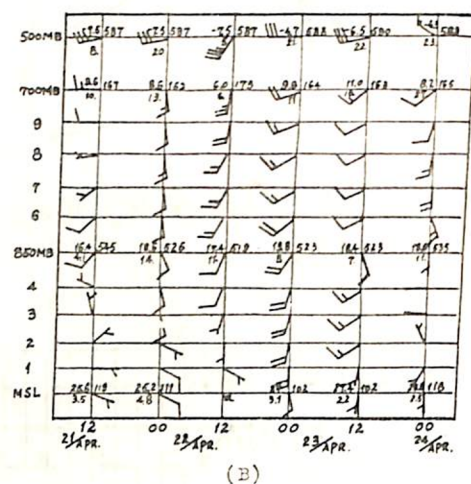
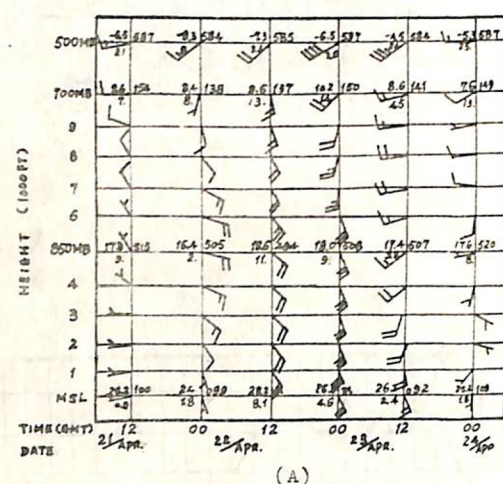
圖五：民國62年4月22日至23日高雄國際機場南來風向類側風風速與其溫度日變化圖。



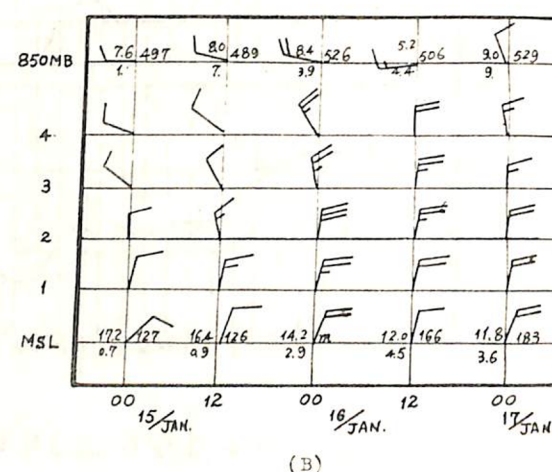
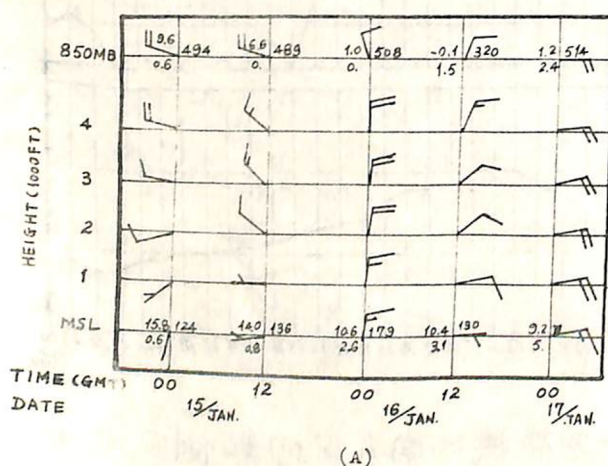
图六：民國62年4月22日至23日
西太平洋副熱帶高壓脊
綫位置圖。



图八：高雄國際機場東北季風之
地形匯合構想圖。



图七：民國62年4月21至24日東港(A)及東沙島(B)風之垂直時間剖面圖



图九：民國64年1月15日至17日(A)台北及(B)馬公風之垂直時間剖面圖。

1200GMT, 700mb 反氣旋中心高度值再行增加, 而850mb反氣旋中心及氣流匯合帶亦同時西移。可見廿二、廿三兩日皆為850mb氣流匯合帶通過高雄上空之時, 且700mb反氣旋中心不斷增強而控制高雄地區, 是以廿二、廿三兩日皆有強烈陣性南側風出現, 而廿一及廿四兩日則無。

(4)輔助圖之分析：高雄國際機場並無探空資料可資利用, 而東港(46747)位居其南, 且極接近, 故其探空曲線及垂直時間剖面圖之分析, 當可做為高雄國際機場附近空氣柱及風垂直變化之代表。另外, 東沙島(46810)風之垂直時間剖面圖(圖七)亦可利用以與東港比較之用。由廿二日 0000 GMT 東港之探空曲線(圖七)及風之垂直時間剖面圖分析, 得知其為一東南季風控制之氣團稟性, 因潮濕層僅見於 850mb 以下, 而在 840mb 附近有一信風逆溫層存在, 風由廿一日1200GMT 之微弱西南風, 轉變為東南風, 且逐漸增強增厚。廿二日1200GMT 低空更形乾燥, 穩定層約在 850mb 至 750mb 之間, 東南風高達 700mb, 在 650mb 以上始見濕氣層存在, 廿三日 0000GMT 之探空曲線亦然, 信風逆溫層不連續地存在於 800mb 及 700mb附近, 惟高空風風向漸見順轉, 但風速則增強甚多。迨廿三日 1200GMT, 則因西太平洋高壓中心過於偏西, 1000呎以下雖仍為東南風, 但風速已遠不及廿三日0000GMT 時強, 且高空風風向再度順轉而導引西南氣流北來, 致使700mb以下存在着極厚的濕氣層, 而700mb以上原本存在的西南季風, 却反被逼出, 使700mb以上氣柱反見乾燥。

四、預報參考準則：

根據以上分析, 將其歸納出以下數項有利於南來風向類南側風發生之客觀預報法則：

- 1.高雄國際機場之強烈陣性南側風, 乃以其上空梯度層甚或整個摩擦層內之氣流匯合強風為原動力, 而以其地面摩擦之機械性擾動和信風逆溫以下對流性不穩之熱力性擾動二者為觸媒。
- 2.強烈陣性南側風之發生以白晝居多, 且與溫度變化相配合, 但夜間近地面層氣流匯合強風風速增強及(或)溫度增高至足以抑制或破壞輻射逆溫時, 亦可能發生。
- 3.當大陸出現低壓中心滯留, 或向東北緩移, 而華南有一道鋒面存在時, 為極有利之天氣圖型。
- 4.地面綜觀天氣圖上顯示北半球副熱帶西太平洋高壓西伸, 且其脊綫位於馬公與東港之間。
- 5.當850mb等壓面上氣流匯合帶通過高雄上空

或滯留其上, 且700mb等壓面上副熱帶西太平洋高壓增強並控制高雄地區上空。

6.東港探空顯示在850mb至700mb間有信風逆溫層或穩定層存在, 且其下層為不穩定狀態時。

7.東港風之垂直剖面圖顯示在850mb左右之風速有 ≥ 20 kts 之南南東至南南西風存在時, 對此南側風之發生極為有利, 若此強風之厚度愈大, 風速愈強, 則機率愈高。

8.自地面以上氣層出現東港吹東南風, 而東沙島吹西南風時, 則為一甚佳之徵兆, 若此特性上伸達850mb以上時更佳。

六、強烈陣性北側風

一、高雄國際機場冬半年之風場：

由於東北季風類之強烈陣性北側風, 多發生在冬半年(表四), 是故高雄國際機場冬半年之風場, 實有探討之必要。

高雄國際機場冬半年之風場, 較為單純, 大約每年自十月中旬至翌年四月稱為東北季風期(萬寶康, 1973), 十至十二月東北季風最盛。此時, 西南季風及東南季風均已消失無踪, 東北季風平均厚度不過0.5—1公里, 更上則為深厚之西風層。低層近地面之東北季風沿臺灣西海岸轉成北風吹入, 再經壽山及半屏山而偏北北西風入侵高雄國際機場。雖然寒潮爆發之研究必須涉及中對流層之物理機制(王, 1973), 但臺灣冬季, 一般地面風系之變化, 當可以低層東北季風高度及其風速之變化為依歸。

二、高雄國際機場強烈陣性北側風：

極地大陸氣團之強弱, 直接影響氣壓梯度, 構成東北季風風速大小, 然而高雄國際機場時而出現之風速, 常超過當時氣壓梯度所應有者, 則此強烈陣風必非完全受制於東北季風, 可能尚有二種因素存在其中：(1)地形效應(2)臺灣低壓誘導作用。

(1)地形效應：即指壽山與半屏山之山角效應(Corner effect), 高雄國際機場上空冬季之風場, 既然決定於低空近地面的薄層, 則地形之影響當屬顯著而且重要, 故每當寒潮南下, 北及北北西風沿臺灣海峽吹入, 因壽山與半屏山之阻礙, 產生山角效應, 氣流匯合(見圖八), 而使風勢大增。由輻散方程：

$$\frac{1}{A} \frac{dA}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

得知當氣流流經縱剖面面積較小之區域時, 則其水

平風速必然增加。

(2)臺灣低壓之誘導作用：冬季在臺灣東方或東南方海面上，時有臺灣低氣壓發生，當此低氣壓不斷加深時，往往易於誘導極地大陸氣團外圍之冷空氣，頓時加大了臺灣南部與大陸南方之間的溫度梯度，致使臺灣西南海岸風速顯著增加，再配合地形效應，則高雄國際機場風速更形強勁。蓋此種強風常較東北季風因單純之地形效應更為嚴重，且又經常發生在東北季風到達高雄之前。當極地大陸高壓中心滯留於貝加爾湖附近，大陸南方及臺灣地區之氣壓梯度皆無顯著加大跡象，金門、馬公等地風速亦小，唯獨高雄附近風強，而高雄國際機場強風尤為驚人。況且，此種強風之後，極地大陸氣團隨之南侵，因此北側風持續很久，直至低氣壓遠離，且極地大陸高壓中心減弱出海，方告結束。故與鋒面過後發生之東北季風有別。

蓋此兩種作用而導致強烈北側風，皆受極地大陸氣團直接或間接影響，其陣風之發生多以機械性擾動為主，而且陣風風速經常在 25kts 以上，持續性可達 10 小時以上，甚或數天。

三、實例分析：

(1)地形效應型：此為東海低壓所伴隨強烈冷鋒，快速通過高雄之後，發生東北季風類強烈陣性北側風，時間為民國六十四年一月廿一日 1700GMT 至廿二日 0700GMT。按民國六十四年一月廿日，1800GMT 地面綜觀天氣圖顯示南嶺已有鋒生現象，迨廿一日 0000GMT，東海低氣壓即已生成於北緯 27 度，東經 123 度，向東北方向移動並且加深，其伴隨冷鋒亦逐漸逼近臺灣，迨廿一日 0330GMT 時，冷鋒面靠近臺灣北岸，臺北開始下雨，而於廿一日 0600GMT 左右通過臺北，逼向南部，臺北始見雨歇，高雄國際機場受此強烈快速（移速約 18-20kts）冷鋒接近之影響，發生鋒面性（即鋒面類）南陣性強風達 5 小時（普通一般之冷鋒，時或出現此類陣風，但多在一小時以內），廿一日 1000GMT 左右，冷鋒已達高雄國際機場上空，於是南風轉弱，風向轉北，風速隨之再度增強，1200GMT 鋒面已過高雄，自此時至廿二日 0000GMT，分裂高壓滯留於華南地區，而強烈陣風開始發生於廿一日 1700GMT，此陣性北側風一直持續到廿二日 0700GMT，始見轉弱，風向風速為 340/16G 26，迨 1200GMT 時更減至 350/10 而無陣風。再查此一鋒面，通過臺北及馬公之後，都未造成強風，而在此冷鋒通過高雄機場以後，除東北季風南

下而外，亦別無其他天氣系統出現，然此東北季風何以獨在高雄國際機場肆虐？當歸因於上述壽山與半屏山之山角效應方得解釋。

(2)低氣壓誘導作用型：按民國六十四年一月十五、十六兩天，高雄國際機場出現 >40kts 之強烈陣性北側風，尤以十五日，東北季風並未真正侵襲高雄，其極地大陸氣團猶滯留在貝加爾湖附近，臺灣地區氣壓梯度仍然很小，且在高雄出現強風之時，馬公風速尚不及 10kts。（當時高雄外海紅毛港亦見風速增強，最大可達 20-22kts，唯遠不及高雄國際機場耳），查十五日 0000GMT，在花蓮東南方有一低壓生成，中心氣壓 1010mb，而 1050mb 高壓中心仍停留在貝爾湖附近，臺灣地區風速均弱，迨當日 0500GMT，高雄風速突然增至陣風 26kts，風向為西北至北，0730GMT 更增至 340/26G 40，如此斷斷續續，直至十六日 1330GMT 吹 350/12G 23 之後，雖仍為北風，但已無強陣風出現。按此強風之發生，追溯發生時之地面綜觀天氣圖，在十五日 0600GMT 時，原在六小時前為 1010mb 低氣壓中心，已加深為 1004mb，並向東北東移動，且極地高氣壓同時南移，高雄國際機場陣風正強，自十五日 0800GMT 以後至十五日 1330GMT 以前，北陣風反而減弱，此期間正值臺灣低氣壓填塞時期，因其中心在十五日 1200GMT 時為 1007mb，而十五日 1330GMT 以後，北陣風始又加強，高達 40kts，是時，該低氣壓由 1200GMT 的 1007mb 已加深到 1800GMT 的 1003mb。該低氣壓雖慢慢遠離，而極地大陸高壓尾隨而至，至十六日 0000GMT，中心 1033mb 分裂高壓已達山東南南部，高雄國際機場受東北季風影響仍有強烈北陣風出現，直至十六日 1200GMT，該高氣壓中心已減弱為 1028mb，且移至江蘇沿海，而高雄國際機場強陣風始於 1300GMT 之後停止。再看臺北及馬公之垂直時間剖面圖（圖九），發現兩地在 850mb 氣壓面以下，東北風皆在十六日 0000GMT 才開始增厚，風速亦增強，此意味著極地大陸氣團在十六日 0000GMT 以後，方真正全面影響臺灣地區，那麼十五日發生之強烈北側風將如何解釋？若以臺灣低氣壓環流之單純影響，則又何以高雄機場之風速強達 40kts，而馬公却無強風出現？（按馬公十五日 850mb 以下風速皆在 10-15kts 左右），若高雄國際機場易以馬公風速，即使配合地形效應，亦恐難達 40kts 之強風，是以上節所述，臺灣低氣壓誘導冷氣流南沖，堆積於臺灣西南沿岸，使溫度與氣壓

梯度遽然增加於沿岸地帶，再經地形效應，更對於強風獲得合理之解釋。

四、預報參考準則：

有關高雄國際機場強烈陣性北側風之預報法則，筆者提出參考建議如下：

(1)就季節而論，愈近隆冬，陣風愈強，且持續性愈佳。

(2)一般東海低氣壓或臺灣低氣壓所伴隨之冷鋒通過後，因東北季風所造成陣風，風速多在 30kts 以下，持續性亦僅數小時。但若該冷鋒為快速而強烈者，則其後陣性北側風 $\geq 30kts$ ，持續時間更常達 10 小時以上甚或數天，而強風風速及持續與其冷鋒移速成正比。

(3)於(2)中所謂「快速而強烈」之冷鋒判別如下：(i) 移速在 15kts 以上，(ii) 鋒前常有強烈陣性南側風出現，(iii) 該東海低氣壓或臺灣低氣壓快速滯深，(iv) 在 850mb 等壓面圖上，鋒面及其前方高度值在 24 小時內劇降達 50-60GPM，且鋒後高度值又劇增，(v) 鋒面附近溫度梯度甚大。當此強烈冷鋒被判定時，且在 850mb 面上有低氣壓移至蘇北沿海或黃海海面時，則約在 20 小時之後，高雄國際機場將造成 30kts 以上之強烈陣性北側風。

(4)隆冬季節，臺灣低氣壓若生成於臺灣東方或東南方附近的海面上時，將可有強烈北陣風出現，該低氣壓中心越接近高雄且加深越劇時，則高雄機場北側風愈強勁，常可達 40kts 以上，但若該臺灣低氣壓出現填塞狀態時，則強烈陣性北側風同時消失。該臺灣低氣壓在臺灣附近滯留的時間以及隨後極地大陸高壓強度及移速，將決定高雄國際機場強烈陣性北側風之持續時間。

(5)有關(4)中之臺灣低氣壓生成及發展，可以下列五點為參考：(i) 850mb 等壓面上有低氣壓或西風槽存在於華南，(ii) 南支噴射氣流南移，並接近臺灣北部，(iii) 臺灣東部海面上轉吹東南風，氣溫迅速上升，(iv) 江南及東南沿海或華南有雨區，臺澎與金馬間有極明顯之溫度差異。

七、結 論

此研究著重學術與實用並重之原則，對高雄國際機場地形與低空氣流動態詳加探討，其方法對於亞熱帶地區及熱帶地區小範圍風場預報之研究，應有其參考價值。文中對臺灣西南海岸高雄局部地區所受冬夏季風影響之事實，有別於大範圍季風之態

勢，尤其是關於夏半年南來風向類高雄國際機場南側風之成因，提出了一較新的探討和假設。另外，對於隆冬季節，時或出現馬公風速僅約 10kts，而高雄國際機場之北側風竟高達 30-40kts 以上之理由，亦有所交代，在今後高雄國際機場強烈陣性南側風之預報技術，想必有所貢獻。

根據本研究所得結果，民航局氣象中心，實際預報高雄國際機場強烈南、北方向陣性側風，成果尚佳，但不以為滿足，仍繼續致力於理論之研究與修正，並搜集更多有關資料，期能完成一套更有效之客觀預報模式。

參考文獻

1. Flöhn, H. (1969), "General Climatology". Vol. 2.
2. Hess, S.L. (1959), "Introduction to Theoretical Meteorology". Holt, New York, pp. 212-218, 244-246, 265-279.
3. Ramage, C.S. (1971), "Monsoon Meteorology". Academic Press, New York, p. 11, pp. 17-20, 210-220.
4. Saucier, W.J. (1955), "Principles of Meteorology Analysis". The Univ. of Chicago Press, Chicago and London, pp. 65-89, 262-268, 400-413.
5. 王時鼎 (1973)：亞洲極地高壓生成發展與臺灣地區寒潮中期預報，空軍氣象聯隊氣象中心，第5-7，20-23頁。
6. 萬寶康 (1971)：亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替，氣象學報第 17 卷第 4 期，中央氣象局，第1-17頁。
7. 萬寶康 (1973)：臺灣分區氣候與天氣之研究(-)，氣象學報第 19 卷第 4 期，中央氣象局，第1-19頁。
8. 陳毓雷、鮑學禮 (1974)：西太平洋高壓消長及其與颱風行徑關係之研究，氣象學報第 20 卷第 2 期，中央氣象局，第31-46頁。
9. 蕭華 (1969)：航空氣象學，交通部交通研究所，第32-47，73-79頁。
10. 伊藤博 (1971)「航空氣象」東京堂出版 p. 58-59.