

短週期邊界層風速振盪之研究與預報

張君瑋¹ 簡芳菁^{1*} 鄧仁星²

國立臺灣師範大學地球科學系¹

交通部中央氣象署²

(中華民國 114 年 2 月 25 日收稿；中華民國 114 年 8 月 12 日定稿)

摘要

本研究針對 2021 年 1 月 16 日發生的冬季邊界層風速振盪個案進行分析，使用臺中測風塔的高時間解析度風速觀測數據，並利用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式搭配 LES (Large Eddy Simulation) 單向嵌套設定，進行高解析度模擬對個案進行詳細探討。分析結果顯示，當大陸高壓出海，冷空氣沿臺灣海峽南下並受中國福建地形阻擋，導致向東推進並逐漸靠近臺灣西岸。個案風速振盪是由東北風與西南風交界面之垂直風切不穩定，所激發的克赫波 (Kelvin - Helmholtz wave) 所致。波動垂直剖面顯示，下沉區域的增溫作用與強風速區對應，氣壓較低；而上升區域的冷卻作用與弱風速區對應，氣壓較高。敏感度實驗顯示，中國福建地形對冷空氣的移動速度與強度有顯著影響。此外，本研究同時綜整前述個案及 2018 年個案(Chien et al. 2024)的研究成果，並使用中央氣象署 RWRF (Radar Weather Research and Forecasting) 模式之資料計算區域平均的垂直風切、海平面氣壓梯度、風速數據等，再與測風塔風速振盪資料進行相關性分析。研究結果建立了風速振盪檢查表，旨在深入了解短週期風速振盪的機制，並為風速振盪的預測提供參考。

關鍵字：風速振盪、大渦模擬(LES)、天氣研究與預報模式(WRF)

*通訊作者：簡芳菁 (jff@ntnu.edu.tw)

一、前言

低層大氣的風速振盪在風能、天氣預報及農業等領域中扮演著重要角色(Storm et al. 2008; Poulos and Coauthors 2002; Sun et al. 2020)。提升風速預報的準確度對於風力發電系統的設置與維護至關重要(Siuta and Stull 2017; Deppe et al. 2013; Sun et al. 2022)，因為在極端天氣條件下，若風速波動過大，可能需要啟動保護機制，如關閉風機，導致供電的穩定性受到影響(Barthelmie and Coauthors 2010; Kolios et al. 2023)。

地面風場的快速變化可能與垂直或水平風切不穩定引起的內重力波有關(Banakh and Smalikho 2016; Harvey et al. 2017; Kawashima 2011)。當大氣中產生波動時，重力波會沿垂直方向傳播，若存在穩定層，波動便會持續發展。例如，Huang et al. (2020) 和 Du and Zhang (2019) 發現，慣性重力波的持續時間與傳播距離與環境穩定性密切相關。當垂直風切與穩定氣流分層互相作用時，可能產生克赫不穩定(Kelvin - Helmholtz instability, KHI)，進而形成克赫波(Kelvin - Helmholtz waves)，隨著擾動能量持續增強，波動振幅放大，最終可發展為克赫波狀雲(Kelvin - Helmholtz billows)。KHI 可發

生於多種不同的大氣環境中，從綜觀尺度的鋒面(Chapman and Browning 1997; Wakimoto and Bosart 2001; Samelson and Skillingstad 2016)，到中尺度過程，例如海陸風(Plant and Keith 2007; Lyulyukin et al. 2019; Jiang et al. 2020)、氣流過山(Geerts and Miao 2010; Medina and Houze, 2016; Conrck et al., 2018)，以及低層噴流等穩定邊界層結構中(Nakanishi et al. 2014)皆有可能出現。觀測與模擬研究指出，克赫波的生成與演變會造成局部紊流增強與垂直混合(Grasmick and Geerts 2020)，進一步影響邊界層內的動量與熱量傳輸。

Grubišić and Billings (2007) 及 Udina et al. (2017) 的研究指出，地形會導致山岳波的形成，進而引起風向轉向或風速波動。Kelley et al. (2019) 研究發現，冷鋒系統通過後，穩定層形成並透過山岳波將強風帶至地面，從而加強地表風速。Du et al. (2015) 的研究則顯示，地形阻擋效應會在沿海地區促使邊界層內出現局地強風現象。他們發現，當冷空氣從陸地推向海面時，由於地形抬升及阻擋，造成地面附近形成較強的水平氣壓梯度，進而促使海岸線附近出現明顯的低層噴流(LLJ)。此過程中，地形不僅影響冷空氣的推進速度與方向，也強化了近地表的風速。因此，地形高度愈高，阻擋效應愈強，伴隨而來的

邊界層噴流風速也越大。Zhou et al. (2024) 藉由地形模擬，發現若將中國太行山脈與燕山山脈的高度減半，沿著山脈走向的低層噴流強度明顯減弱。這顯示山脈地形促使風場形成加速區，也在垂直方向上影響邊界層結構。當地形高度較高時，冷空氣受山坡影響，增強地表附近的風速；相反地，地形變低時，噴流的形成條件變差，風速隨之減弱。

近年來，LES (Large-eddy simulations) 模組不斷演進，已被廣泛應用於模擬大氣邊界層的紊流 (Bauer et al. 2020)。Yoshimura et al. (2022) 使用 WRF-LES 模組再現了 2014 年 12 月 16 日在東京附近海拔 8.2 km 的晴空紊流事件，估算了飛機可能經歷的垂直速度變化。Lebo and Morrison (2015) 和 Bryan et al. (2003) 使用 WRF-LES 模組研究深對流，發現當解析度足夠高時，模擬效果顯著提升。在 Crosman and Horel (2017) 的研究中，發現使用 PBL 方案可加速紊流混合，但只有使用 LES 模組才能準確模擬穩定邊界層中的紊流特徵。Wagner et al. (2019) 使用 WRF-LES 模組，針對複雜地形上的大氣邊界層氣流進行長時間模擬，並獲得良好的模擬效果。Xue et al. (2014) 與 Rai et al. (2017) 的研究也顯示 WRF-LES 可以成功應用於複雜地形的紊流模擬。

Chien et al. (2024) 研究了 2018 年 2 月 17 日 (以下簡稱 180217 個案) 邊界層內的風速振盪現象。該日於臺中測風塔 (120.54 °E, 24.31 °N) 觀測到的 100 m 高度風速從 0400 UTC 後逐漸下降，並於 0700 UTC 出現明顯週期性振盪，最大風速達 21 m s^{-1} 以上，最小風速約為 2 m s^{-1} 。研究顯示，該現象受冷空氣增強與背風低壓槽的影響，並由垂直與水平風切激發風速振盪。本研究基於 Chien et al. (2024) 的成果，進一步分析了 2021 年 1 月 16 日 (以下簡稱 210116 個案) 的風速振盪現象。在此案例中，臺中測風塔也監測到強烈的風速振盪，最大風速可達 26 m s^{-1} 以上，最小風速約為 6 m s^{-1} (圖 1)。雖然未出現劇烈天氣，但短時間內風速變化顯著，對風機安全、電力調度及電網穩定性構成嚴重影響。因此，本研究針對 210116 個案進行模擬分析，探討其風速振盪的可能原因。同時，透過整合這兩個案例的分析結果，並結合 RWRF 模式分析場，分析測風塔風速振幅較大的時間點的環境特徵，進行氣象要素與測風塔風速振幅的相關性分析。同時，將沿海測站的風速與海平面氣壓資料納入風速振盪預報檢查表，以期了解短週期風速振盪的有利條件，並為風速振盪預報提供參考依據。

本論文共分為五節，第一節為文獻回顧及研究動機，第二節簡介 210116 個案，第三節為模式設定與模擬結果，第四節綜合探討風速振盪的有利因素，第五節為總結。

二、210116 個案簡介

2021 年 1 月 16 日 0000 至 1200 UTC 期間，從臺中測風塔觀測到的 100 m 高風

速資料顯示，風速在 0400 UTC 後逐漸上升(圖 1a)，並於 0500 UTC 開始出現明顯的振盪，最大風速達 26 m s^{-1} ，最小風速約為 6 m s^{-1} 。至 0700 UTC 後，風速穩定在約 14 至 26 m s^{-1} 之間，其中振盪最劇烈的時間段為 0500 至 0630 UTC，風速在 6 至 24 m s^{-1} 之間來回振盪，持續約 1 小時 30 分鐘(圖 1b)，振盪週期約為 8 分鐘。振

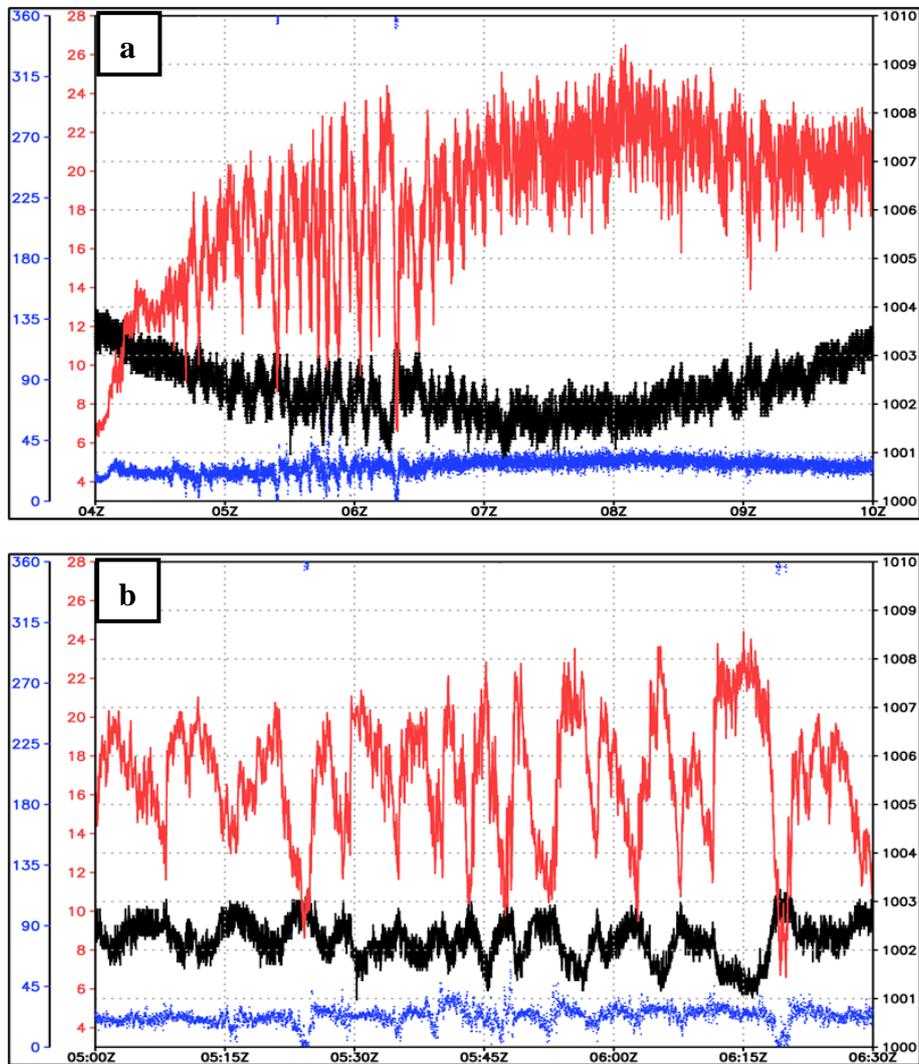


圖 1：2021 年 1 月 16 日於 (a) 0400 至 1000 UTC，(b) 0500 至 0630 UTC，測風塔(120.54° E, 24.31°N)觀測到的 100 m 高的風速(紅色，單位： m s^{-1})與 97 m 高的風向(藍色，單位：Degrees)以及 93 m 高的氣壓(黑色，單位：hPa)。

盪期間，風向為北北東風，且 100 m 高之風速與 93 m 高之氣壓呈現反相位。

根據 2021 年 1 月 16 日 0600 UTC 東亞地區地面天氣圖(圖 2a)，可見大陸高壓東移，其東側已部分出海。當時臺灣地區的地面分析場(圖 2b)顯示，臺灣西側外海的海平面氣壓等值線呈現低壓槽結構，1016 hPa 等壓線延伸至臺中地區，低層環境風場為北風至北北東風。而海平面氣壓等值線呈現低壓槽結構則可能與白天太陽

加熱地表或亦可能與東北季風繞過中央山脈後，冷東北風難以進入西南部平原導致西側沿岸溫度較高，進而影響局地氣壓場與風場結構。當日臺中地區並未出現降水，且臺灣上空並無強對流系統。1 月 16 日 0610 UTC 的可見光雲圖(圖 3a)顯示，臺中與彰化西側外海有東南—西北走向的條狀雲，波長約為 4.2 km，推測雲區為伴隨波動的上升運動所造成。

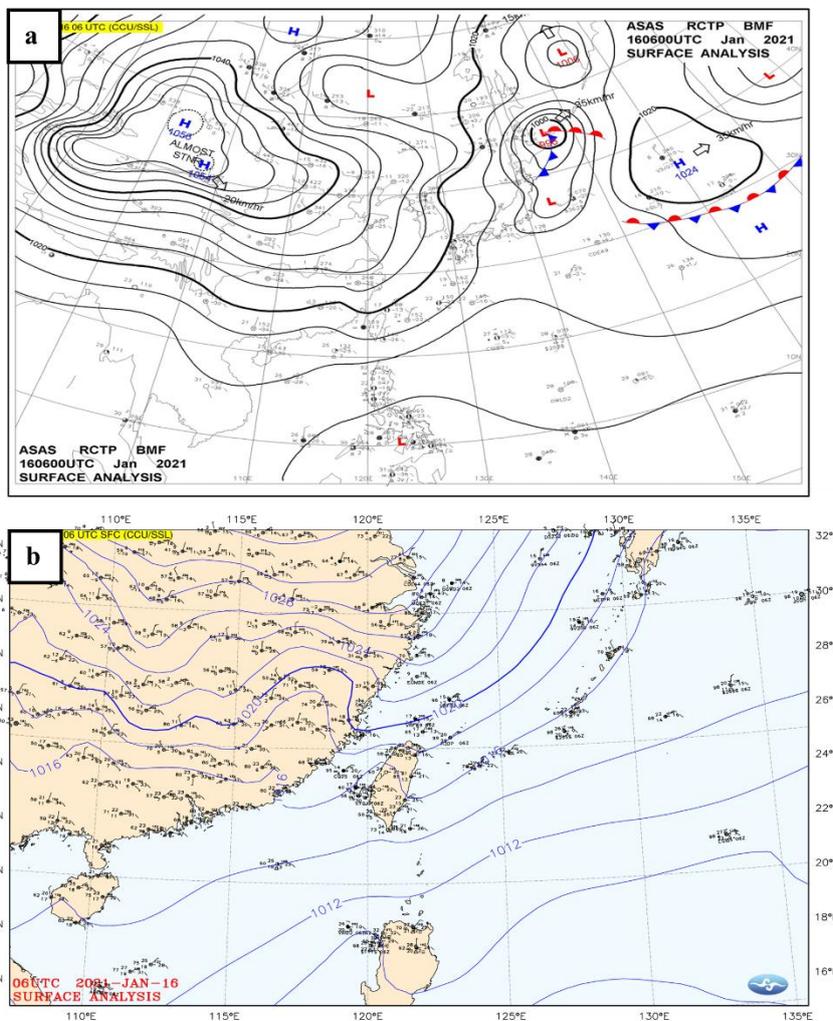


圖 2：2021 年 1 月 16 日 0600 UTC，(a) 東亞地區地面天氣圖，(b) 臺灣地區地面分析場。

原圖取自中央氣象署，資料來源為大氣科學研究與應用資料庫。

為了進一步了解當日海上風速分布情形，我們採用 Bentamy 和 Fillon (2012) 所提出的反演方法，重建 2021 年 1 月 16 日 0200 UTC 的海面風場圖 (圖 3b)。該方法以衛星搭載的 ASCAT (Advanced Scatterometer) 散射儀觀測資料為基礎，結合 European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) 進行數據整合處理。他們透過資料同化等過程，將衛星觀測的風速轉換為網格化的海面風場，在保持原始觀測特性的同時，提升了空間連續性與一致性。結果顯示，臺中和彰化外海的最強風速可達 16 m s^{-1} ，證實當日臺灣西側沿海地區確實存在較強風速現

象。根據 2021 年 1 月 16 日 0000 UTC 澎湖馬公測站的探空圖 (圖 4a)，顯示 920 hPa (約 850 m 高) 以下有一逆溫層，其下為北北東風，風速約為 17 m s^{-1} ；逆溫層上方至 700 hPa 處為弱風，風向不定。

三、210116 個案模擬結果

在模擬分析中，本研究使用 WRF (Weather Research and Forecasting) 4.5.2 版數值模式 (Skamarock et al. 2019)，並選用歐洲中期天氣預報中心的 ERA-5 (ECMWF Reanalysis v5) 數據作為模式的初始場與邊界條件 (Hersbach et al. 2020)。ERA-5 的水平解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，時

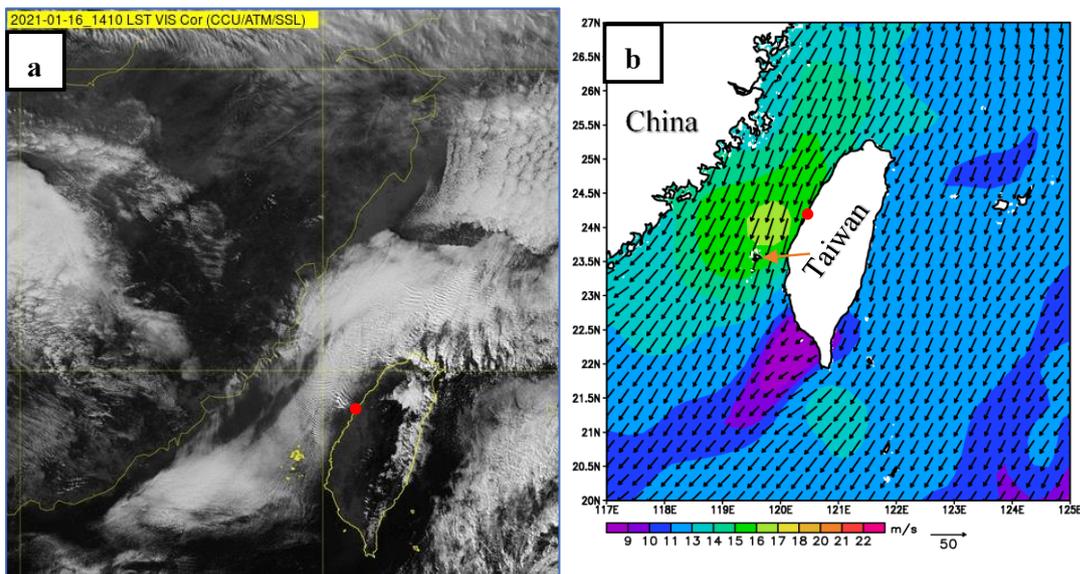


圖 3：2021 年 1 月 16 日 (a) 0610 UTC 可見光雲圖，原圖取自中央氣象署，資料來源為大氣科學研究與應用資料庫。(b) 使用 Advanced Scatterometer (ASCAT) 衛星資料與 European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) 分析資料，於 0200 UTC 反演之水平風速 (色階，單位： m s^{-1}) 及風場 (箭頭)，紅點表示測風塔位置，橙色箭頭指示澎湖探空位置。

間解析度為每小時一筆。模擬網格採用五層巢狀網格設定(圖 5)，垂直座標為 80 層 eta 座標，D01 至 D05 的水平解析度分別為 9 km、3 km、1 km、333 m 和 111 m。在 D01 至 D03 網格中，相鄰網格間資料使用雙向交互作用；為節省運算資源，D04 與 D05 採用單向嵌套設定運行，模式側邊

界資料的更新頻率為每 30 分鐘一次。微物理過程選用 Goddard Microphysics Scheme (Tao et al. 1989)，積雲參數化方案則選用 Kain-Fritsch cumulus parametrization (Kain and Fritsch 1990)，但僅應用於 D01 網格。邊界層 (PBL) 參數化方案採用 Yonsei University Scheme (Hong et al. 2006)，使

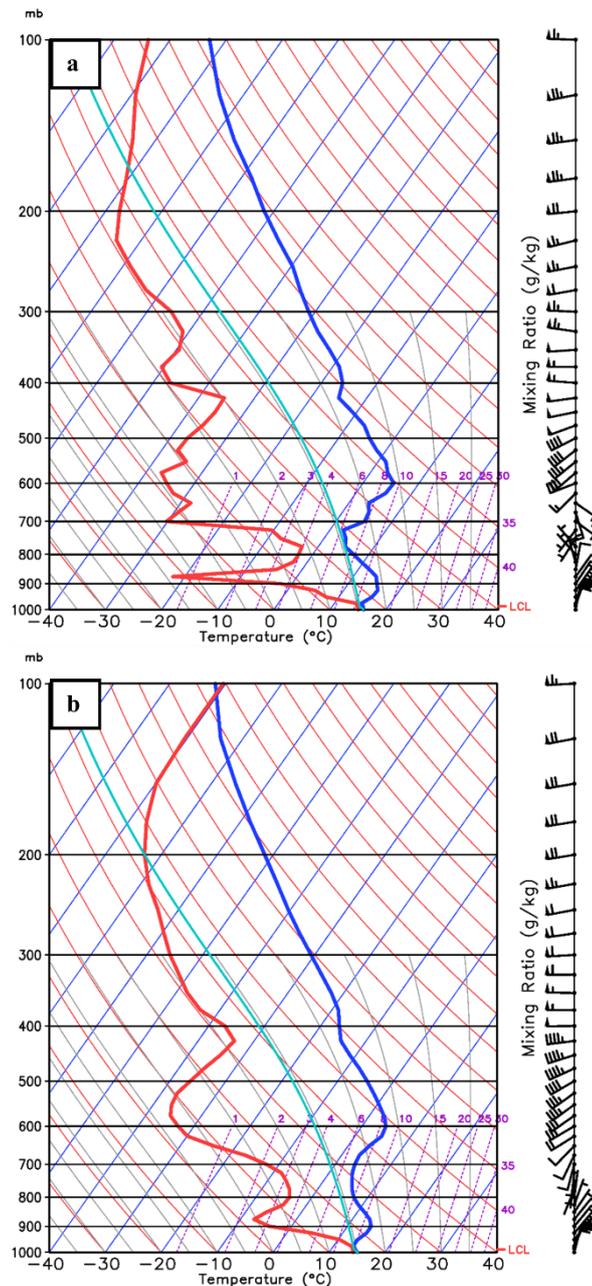


圖 4：2021 年 1 月 16 日 0000 UTC，澎湖探空資料：(a) 觀測結果，(b) D02 模擬結果。

藍線表示溫度 (單位：°C)，紅線表示露點溫度 (單位：°C)。澎湖探空位置如圖 3b 所示。

用於 D01 至 D04 網格，D05 並未使用 PBL 參數化方案，而是採用 LES (Large Eddy Simulations) 模擬方式。另過去研究指出，使用 Shin-Hong 邊界層方法於灰色區域 (gray zone) 解析度，即解析度介於 0.1 至 1 km，有較好的效果 (Shin and Hong 2015)，但本研究中使用 Shin-Hong 邊界層方法，未呈現觀測中的風速波動現象。故本研究最終選擇以 YSU 為主要的邊界層參數化方案並搭配 LES 模組進行後續模擬分析。模擬啟動時間設定為：D01 至

D03 起始於 2021 年 1 月 15 日 1200 UTC，D04 和 D05 起始於 2021 年 1 月 16 日 0000 UTC。上述模式設置詳見表 1，並命名為 CTL 組。為探討福建地形對此個案的影響，本研究進行了敏感度實驗，將 D01 與 D02 的福建地形高度減半，命名為 HT (half terrain) 組，模式側邊界資料的更新頻率與其他設置與 CTL 組相同。

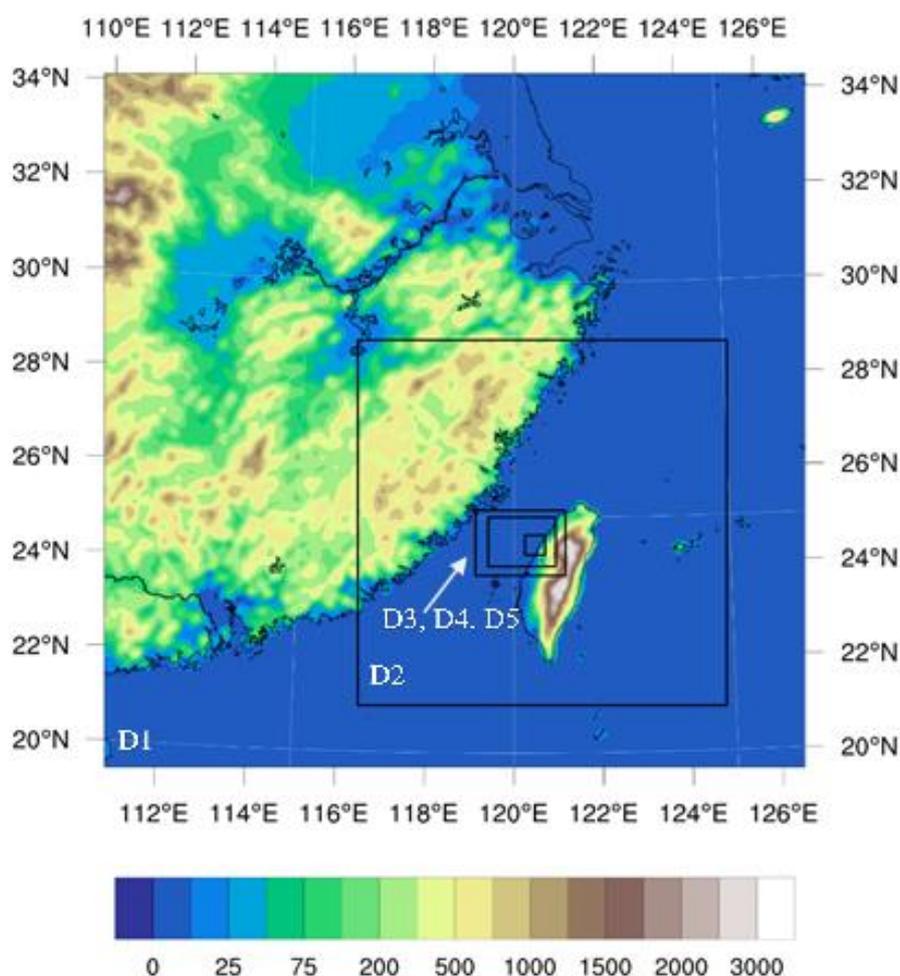


圖 5：WRF 模式網格設定為五層巢狀網格，水平解析度分別為 9 km、3 km、1 km、333 m 與 111 m。色標表示地形高度（單位：m）。

表 1：模式設定。

	網格 解析 度	微物理 過程	積雲參數法	邊界層 方法	啟動時間 (UTC)
D01	9km	Goddard	Kain- Fritsch	YSU	2021011512
D02	3km		X		
D03	1km				
D04	333m				
D05	111m		LES	2021011600	

(一) CTL 組模擬結果

根據 CTL 組 D02 模式資料顯示，2021 年 1 月 15 日 1400 UTC 時（圖 6a），100 m 高度的環境風場主要呈現東北風分布，僅東北部外海為偏東風。位溫分布則顯示，中國大陸東側沿岸為較冷區。至 2200 UTC 時（圖 6b），北部外海的東風與臺灣海峽的北北東風顯著增強，大陸沿岸冷區範圍擴大並延伸至臺灣，海峽的氣壓梯度明顯增加。1 月 16 日 0600 UTC 時（圖 6c），環境風場呈一致的東北風分布，臺灣西側沿海氣壓等值線形成低壓槽結構，海峽風速進一步增強，288 K 等位溫線範圍持續延伸至臺灣西岸，顯示冷空氣逐步向東推進，並伴隨氣壓梯度進一步上升。澎湖探空圖的模擬結果（圖 4b）顯示，1 月 16 日 0000 UTC 時中高層大氣相對乾燥，低層為東北風，至約 850 hPa 高度轉為偏南風，且在 910 hPa 以下則可

觀察到逆溫層的存在，此外，根據 1000 hPa 至 900 hPa 間的溫度垂直分布推估，該層的 Brunt-Väisälä 頻率約為 0.028 s^{-1} ，顯示低層大氣環境屬於穩定結構。該時段澎湖探空的模擬垂直環境結構與觀測探空（圖 4a）具有高度的一致性。

CTL 組 D04 模式模擬的 100 m 高水平風速結果指出，1 月 16 日 0230 UTC 時（圖 7a），臺中外海的風速較弱，約為 6 m s^{-1} 以下，但距海岸線以西 20 km 外的風速較強，約為 12 m s^{-1} 以上。至 0330 UTC 時（圖 7b），該區域風速進一步增強至約 18 m s^{-1} 。0430 UTC 時（圖 7c），強風區逐漸向東推進，臺中外海風速提升至 18 m s^{-1} 以上，臺中測風塔西側的海面開始出現波動。0530 UTC 時（圖 7d），強風區持續增強並向東推移，波動範圍擴大。0630 UTC 時（圖 7e），波動結構更為完整，範圍從苗栗南側延伸至彰化外

海，波長約為 6.25 km，較觀測值略長。此強風速區主要來自大陸高壓冷空氣南下，因受福建地形阻擋，冷空氣隨時間逐步接近臺灣西岸，並於 0630 UTC 時影響臺灣西側沿海地區。

至於波動的生成則由 AA' 剖面分析，在 0330 UTC 時（圖 8a）垂直方向尚未有波動出現，而在 0430 UTC 時（圖 8b），可觀察到高度約 1.2 公里處以下的東北風以及其上方的西南風皆相較於 0330

UTC（圖 8a）明顯增強，此種風場結構變化造成上下層垂直風切增加。這一點亦可從圖 8c 與 8d 的垂直風切中得到驗證，顯示垂直風切增強誘發了克赫不穩定，促使擾動成長為波動，隨時間推移，波動在垂直方向上逐漸擴大，並向下延伸至地表，導致風速產生振盪變化。至於波動延伸至地表後之垂直結構，本節末段將使用較高解析度之 D05 資料進行詳細分析與討論。

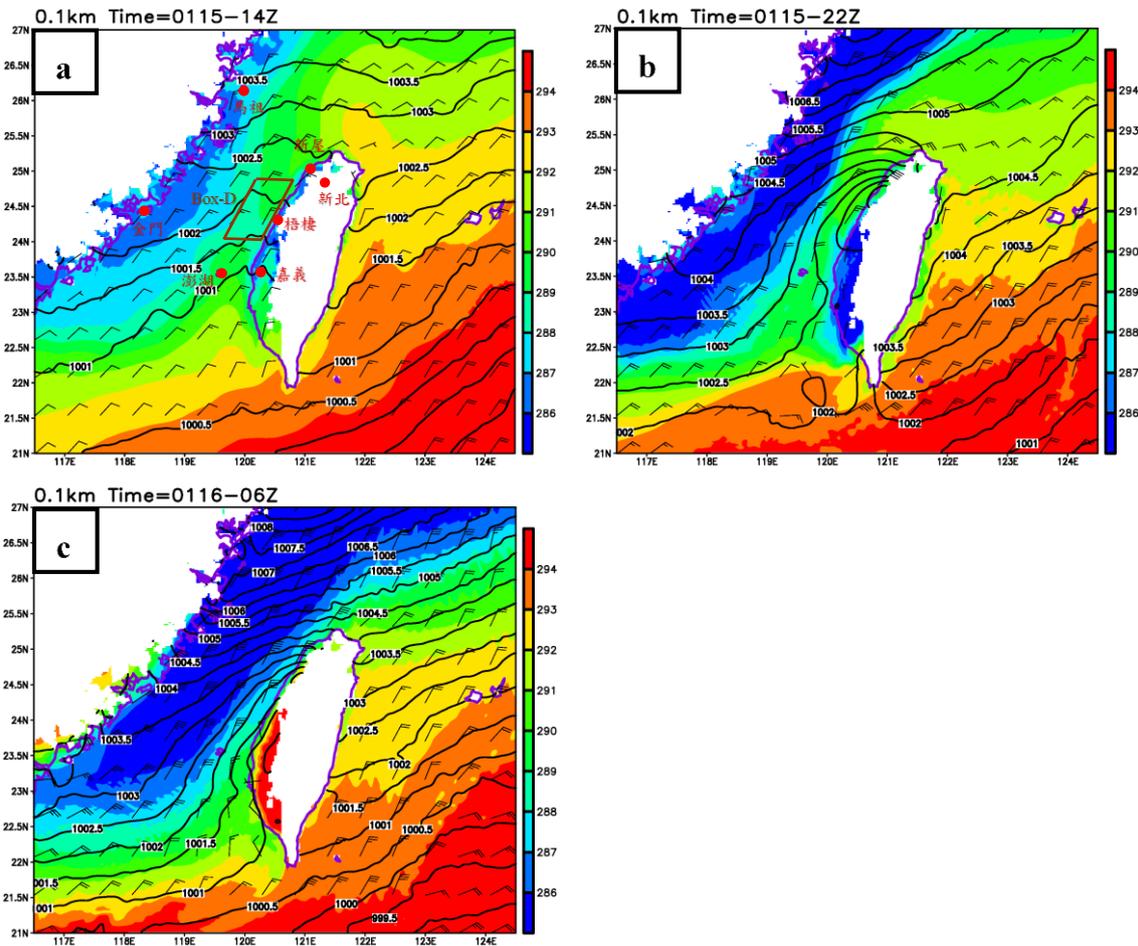


圖 6：D02 模擬結果於 100 m 高度，顯示 2021 年 1 月 15 日：(a) 1400 UTC，(b) 2200 UTC，及 (c) 1 月 16 日 0600 UTC 之位溫（色階，單位：K）、氣壓（實線，單位：hPa）與風場（風標，單位：kt）。圖（a）中的紅點為地面測站位置，咖啡色框為 Box-E 位置。

至於來自大陸高壓的冷空氣厚度，根據 BB' 剖面分析，若以 288 K 為冷空氣前緣的界定標準，於 16 日 0330 UTC (圖

9a)，CTL 組的冷空氣已延伸至剖面西側邊界，約位於距離 17 公里的位置。至 16 日 0530 UTC (圖 9b)，冷空氣進一步東

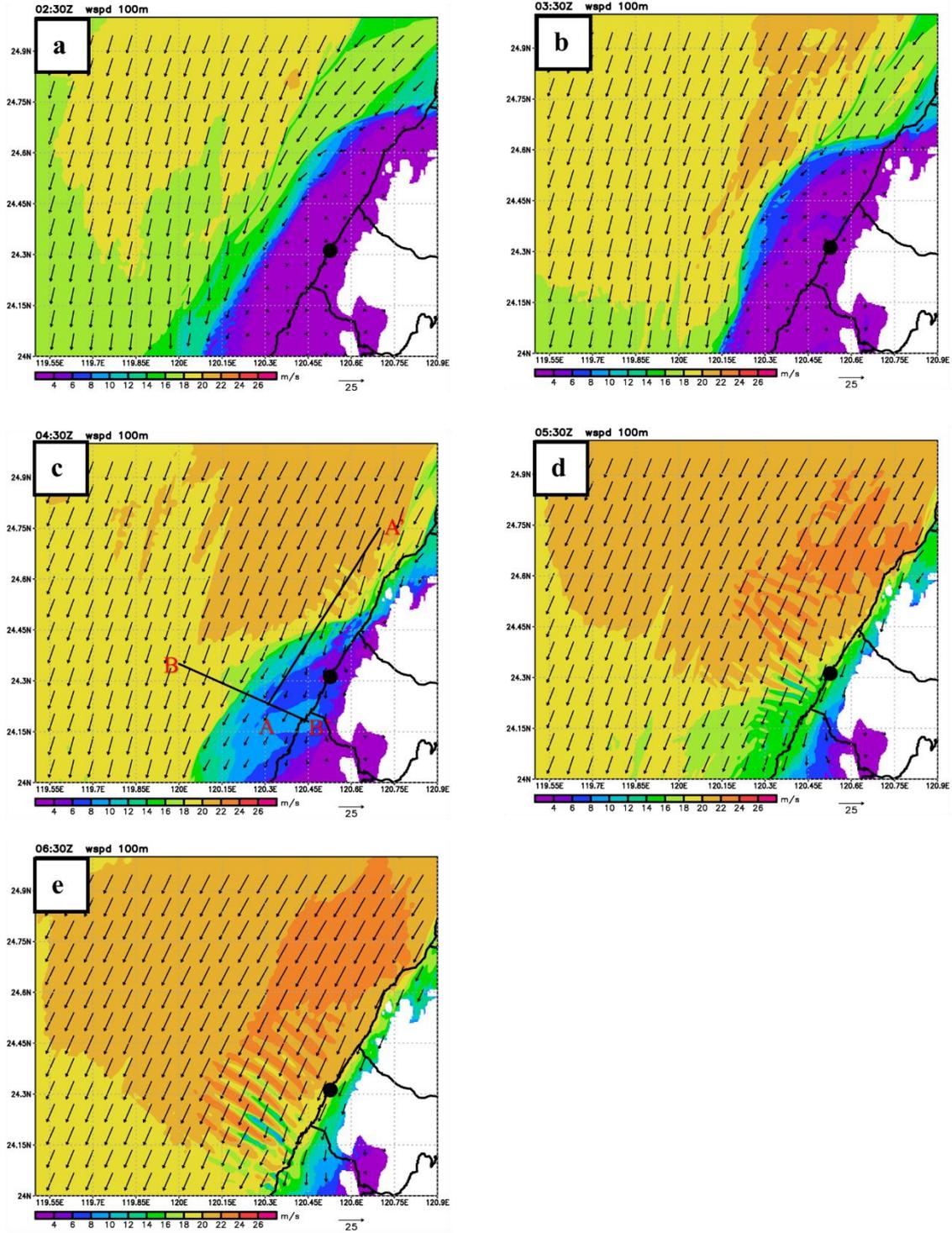


圖 7：D04 模擬結果於 100 m 高度的水平風速（色階，單位： m s^{-1} ）及風場（箭頭）。黑點表示測風塔位置。時間為 2021 年 1 月 16 日：(a) 0230 UTC，(b) 0330 UTC，(c) 0430 UTC，(d) 0530 UTC，(e) 0630 UTC。圖 (c) 中的 AA'與 BB'為剖面位置。

移，延伸至約 37 公里處，顯示冷空氣隨時間向東推進，其垂直厚度約為 500 公尺。

由使用 LES 模組的 D05 模擬結果顯示，在 100 m 高度的水平風速圖中，於 0330 UTC 至 0430 UTC 時（圖 10a-b），出現風速大於 18 m s^{-1} 的強風區，並隨時間自西北方向向東南移動。至 0530 UTC（圖 10c），風速波動明顯增強；到了 0630

UTC（圖 10d），波動已延伸至臺灣西側沿海。隨著時間推進，波動的範圍逐漸擴大並加強，波長約為 5 km。D05 透過提升網格解析度並搭配 LES 模組，成功模擬出相較 D04 模擬更接近觀測資料的波長結果。使用 D05 模擬資料，繪製測風塔位置的 100 m 高風速與 93 m 高氣壓時序圖（圖 11a），可見 100 m 高的風速於 0400 至 0500 UTC 期間，從約 4 m s^{-1} 增強至

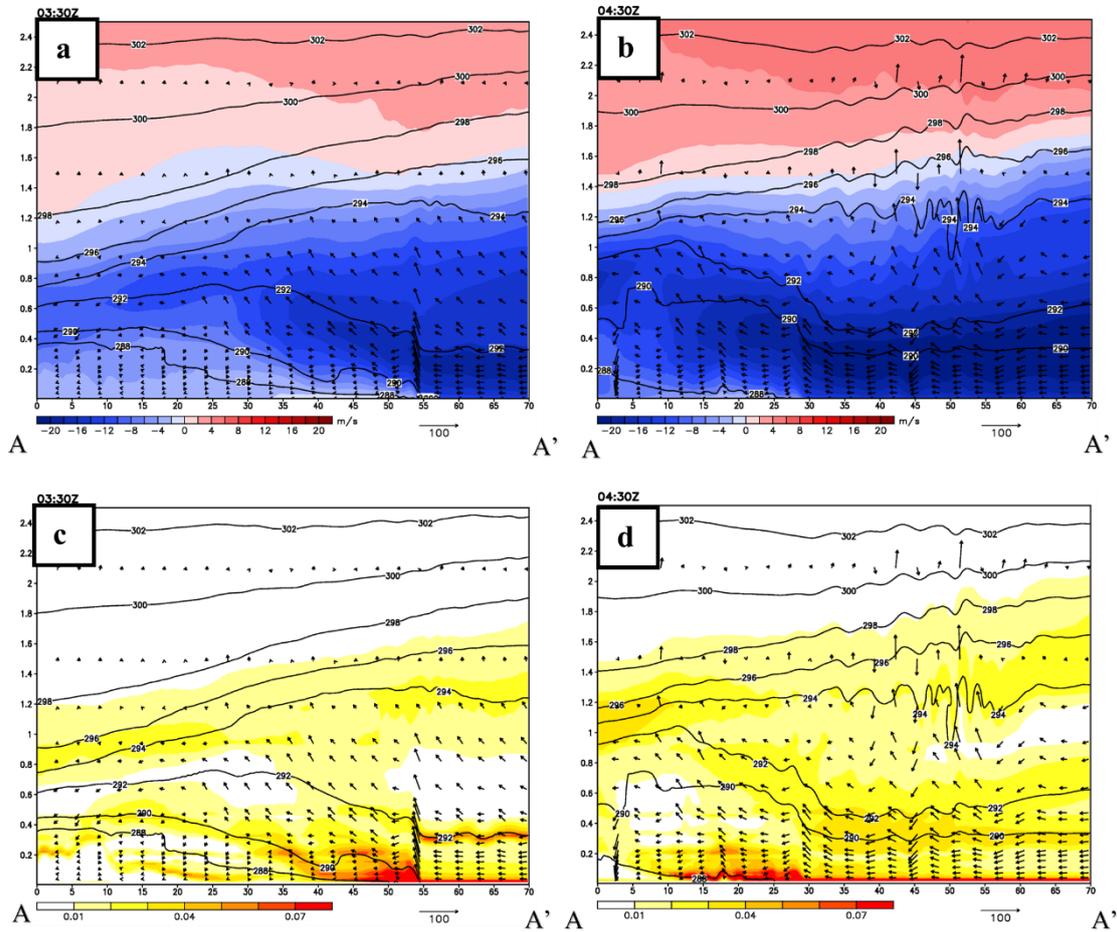


圖 8：CTL 組 D04 於 AA' 剖面結果，顯示 2021 年 1 月 16 日：(a) 0330 UTC，(b) 0430 UTC，色標為沿剖面方向之東北風(藍色， m s^{-1})與西南風風速(紅色， m s^{-1})。(c) 0330 UTC，(d) 0430 UTC，色標為為剖面之垂直風切(s^{-1})。縱坐標為高度(km)，橫坐標為 AA' 之間的距離(km)位溫(黑線，K)，箭頭為沿著剖面方向的風(垂直速度 x100 倍)，AA' 剖面位置如圖 7c 所示。

約 16 m s^{-1} ；而較明顯的風速振盪則於 0700 UTC 後開始出現。93 m 高的氣壓在 0100 至 0700 UTC 期間變化不大，但自 0700 UTC 後逐漸上升。整體而言，D05 模擬結果在測風塔位置於 0700 UTC 之前無明顯的風速振盪現象，振盪反而出現在 0700 UTC 之後，與觀測結果不相符；因此，我們利用近岸的 D 點(圖 10)繪製其時序圖，圖 11b 顯示風速於 0500 至 0800

UTC 期間有顯著振盪，振盪週期約為 8 分鐘，最大風速約 24 m s^{-1} ，最小風速約 7 m s^{-1} 。這些風速極值與振盪週期接近觀測值，但氣壓略高於觀測值，差異約為 3 hPa。在波動發生過程中，雖波源持續激發波動產生，但觀察下游波動系統傳遞具連續性(圖 7c-e)，顯示波動系統並未受劇烈變化而產生改變，波動傳遞過程中可視為穩定平衡狀態，但本個案波動並非固定振

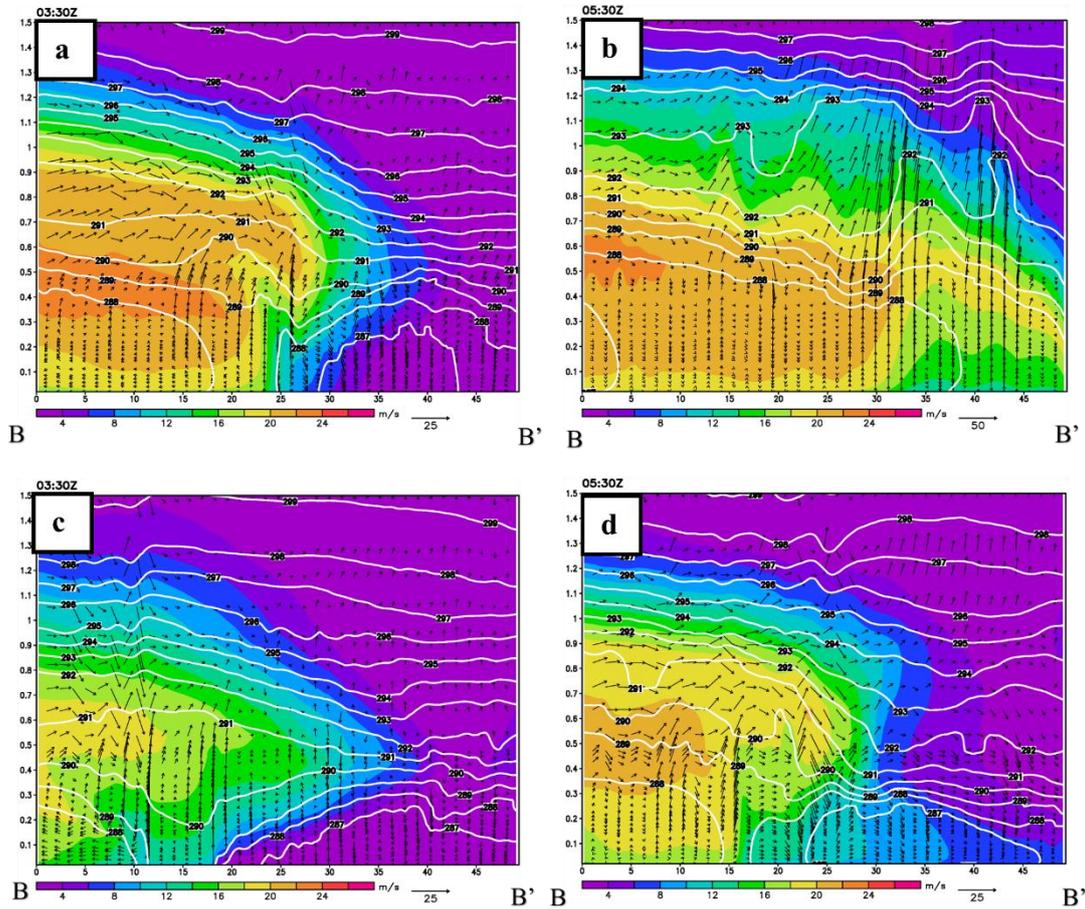


圖 9：CTL 組 D04 於 BB' 剖面結果，顯示 2021 年 1 月 16 日：(a) 0330 UTC，(b) 0530 UTC。HT 組於 D04 模擬結果，顯示同日：(c) 0330 UTC，(d) 0530 UTC。BB' 剖面位置如圖 7c 所示。圖中顯示位溫(白線，單位：K)、風速(色階，單位： m s^{-1})。箭頭表示沿剖面方向的風(垂直速度 $\times 100$ 倍)。縱坐標為高度(單位：km)，橫坐標為 BB' 距離(單位：km)。

幅，振幅會隨著時間改變，由風速時序圖亦可見此現象(圖 11b)。雖然 D05 模擬中的風速與氣壓振幅明顯小於觀測值，但風速與氣壓呈現反相位變化，這與觀測資料中風速與氣壓變化的趨勢一致。關於此風

速振盪現象，如前述，主要來自模擬區域內低層東北風增強，增強了垂直風切，進而誘發克赫不穩定，導致波動於 D04 與 D05 網格內生成。

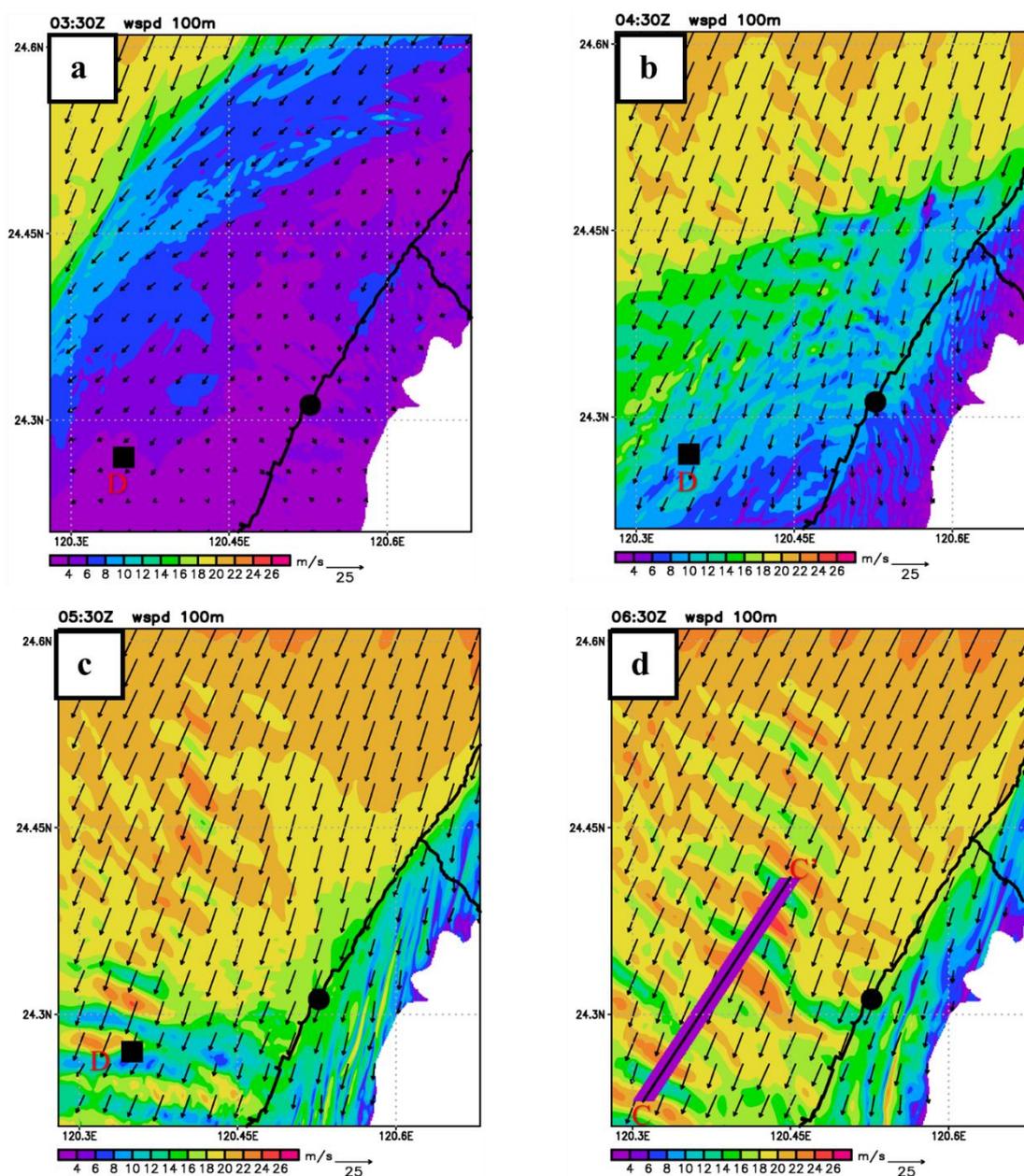


圖 10：D05 模擬結果於 100 m 高度的水平風速（色階，單位： m s^{-1} ）及風場（箭頭）。時間為 2021 年 1 月 16 日：(a) 0330 UTC，(b) 0430 UTC，(c) 0530 UTC，(d) 0630 UTC。黑點表示測風塔位置，方形表示 D 點位置，圖 (d) 中紫色區為距平位置，黑線為 CC' 剖面位置。

為了了解波動的相速度，使用約 12 km 的波動位置距離即為 12000 m；Hovmöller 圖進行估算(圖 12)。對應圖中而時間軸上 16 分鐘則為 960 秒，據此可

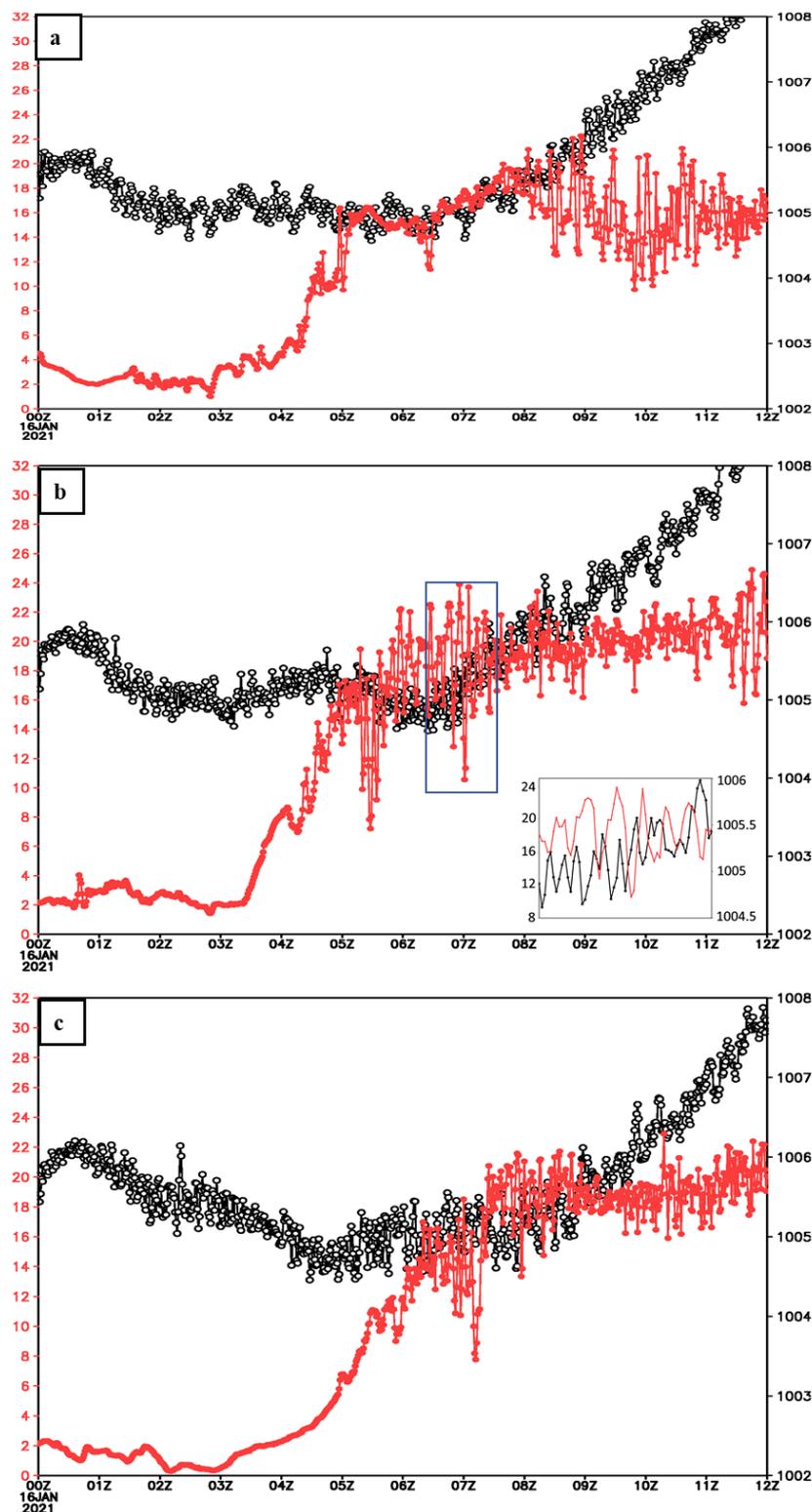


圖 11：D05 模擬結果於 100 m 風速（紅色，單位： ms^{-1} ）及 93 m 氣壓（黑色，單位：hPa）之時序圖：(a) CTL 組於測風塔位置（圖 10 中的黑點），(b) CTL 組於 D 點（圖 10 所示），右下子圖為藍框之放大圖，(c) HT 組於 D 點。

估算波動的水平相速度為 $12000 / 960 = 12.5 \text{ m s}^{-1}$ ，而背景風速則約為 18 m s^{-1} ，因此波動相對於背景風場的速度為 -5.5 m s^{-1} ，表示相對於背景風場，波動往北(C')移動。進一步探討波動的垂直結構，沿圖 10d 所示的 CC' 位置於 0630 UTC 繪製 D05 垂直剖面圖(圖 13a)，圖中可見 250 至 350 m 高度區域為較強的風速區，而該高度以下風速逐漸遞減。距 C 點 4 km、15 km、21 km 處的風速約達 20 m s^{-1} 以上，並影響近地表。波動的波長約為 5 km，其結構在下沉區域伴隨強風速及增溫作用，而在上升區域則風速較弱，並伴隨冷卻作用。此外，從 CC' 剖面上左右各 4 個網格點平均後，再進行緯向平均得平均值，並將剖面各點與平均值相減得氣壓與風場距平圖(圖 13b)可見，距 C 點 4 km、15

km、21 km 的強風速區對應的氣壓距平為負，而距 C 點 9 km、18 km、23 km 的弱風速區對應的氣壓距平為正，氣壓距平與風速呈現反相位結構與觀測相符。最後，在高度約 0.4 km 處，波列呈現出類似的結構特徵。根據相速度的計算結果，波動向 C' 方向傳播。為說明其波動結構，選取其中一組波列作為代表進行分析。在高度約 0.4 km、水平位置約 8 km 處，可見氣流呈上升運動，導致絕熱冷卻，進而在其後方(約 7 km 處)形成冷位溫距平區；進一步在約 5 km 處的氣流轉為下沉，伴隨絕熱增溫，對應更後方(約 4 km 處)之暖位溫距平區。可見垂直速度距平落後於位溫距平，即垂直速度擾動的極值相較於位溫擾動的極值略為滯後約 $1/2 \pi$ 的相位差。

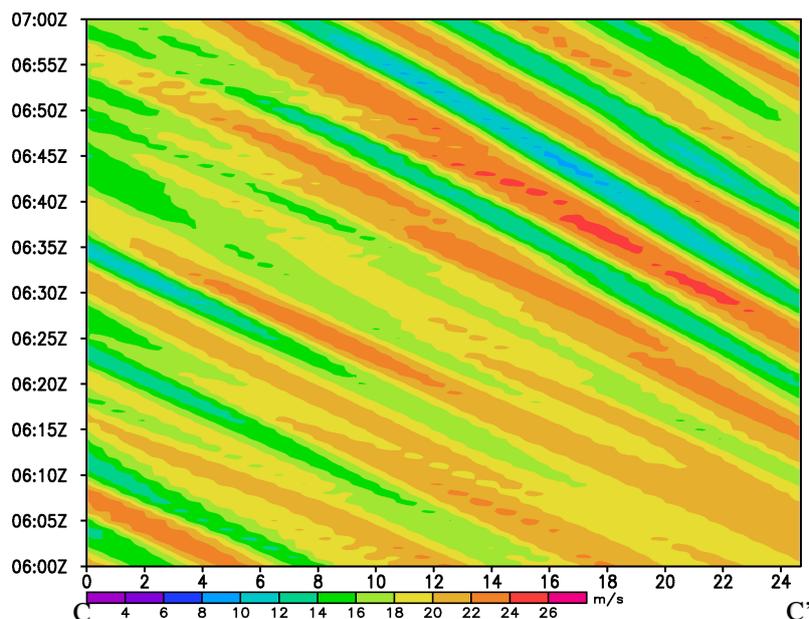


圖 12：CC' 垂直剖面 100 m 高度風速(色階，單位： m s^{-1})之時間-距離 Hovmöller 圖，剖面位置如圖 10d 黑線所示，縱坐標為時間，橫坐標為 CC' 間的距離(單位：km)。

(二) 敏感度實驗

由 CTL 組於 100 m 高的環境場分析 (圖 6) 可見，來自大陸高壓的冷空氣自

福建沿岸地區向東移動。冷空氣在南下過程中受到福建地形的阻擋堆積，導致冷空氣由西向東延伸至臺灣海峽，這使得臺灣

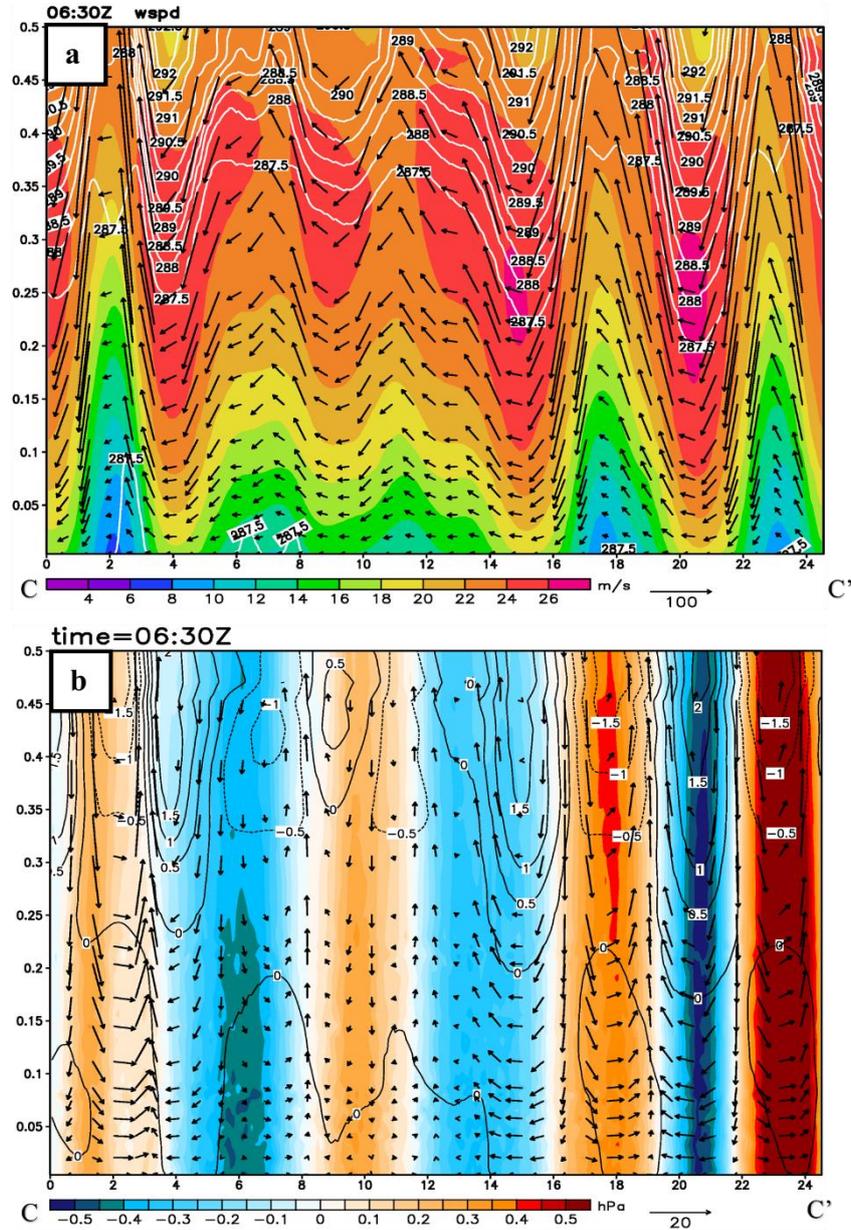


圖 13：2021 年 1 月 16 日 0630 UTC，D05 模擬結果的 CC' 垂直剖面，剖面位置如圖 10d 黑線所示：(a) 水平風速（色階，單位： $m s^{-1}$ ）及風標（單位： $m s^{-1}$ ），位溫（白線，單位： K ），箭頭表示沿剖面方向的風（垂直速度 $\times 100$ 倍）；(b) CC' 剖面上的氣壓（色標，單位： hPa ）、位溫（實線為正值，虛線為負值，單位： K ）與風場（單位： $m s^{-1}$ ）距平（垂直速度 $\times 10$ 倍），其中距平範圍如圖 10d 紫色區所示。縱坐標為高度（單位： km ），橫坐標為 CC' 間的距離（單位： km ）。

海峽的氣壓梯度增強，並在臺灣西岸沿海形成相對低壓環境，此現象表明福建地形對本案例的重要影響。為了進一步探討冷空氣隨時間與低壓槽強度的演變，本研究設計了一個將福建地形高度減半的實驗組，稱為 HT (half terrain) 組。

根據 CTL 組與 HT 組 D02 的位溫與氣壓差異圖，在 2021 年 1 月 15 日 1400 UTC 兩組在強風速區東移前未顯示出明顯差異 (圖 14a)；然而在 15 日 2200 UTC (圖 14b)，CTL 組於臺中測風塔西側外海的氣壓較 HT 組低約 0.1 hPa，顯示 CTL 組的低壓槽較深。此外，由於 CTL 組的大陸沿岸冷高壓強度較 HT 組強，故大陸沿海的氣壓差為正值。位溫分布顯示 CTL 組在大陸沿岸至臺灣海峽的中央區域的位溫較 HT 組低，表明 CTL 組的冷空氣更強。於 1 月 16 日 0600 UTC (圖 14c)，因 CTL 組冷高壓的冷空氣較 HT 組更早抵達，臺灣西岸的氣壓差為正值。同時，由於 CTL 組的冷空氣較強且更冷，臺灣外海的位溫差呈負值。

至於冷空氣的厚度與移入臺灣西岸的時間，根據 BB'剖面位置分析，若以 288 K 作為冷空氣前緣的界定，於 16 日 0330 UTC，CTL 組的冷空氣已延伸至剖面西側邊界約 17 km (圖 9a)，亦可見部分擾動存在於 500 至 700 m 高度；而 HT 組冷空

氣則僅延伸至剖面西側邊界約 10 km (圖 9c)。至 16 日 0530 UTC，CTL 組的 288 K 等位溫線已佔據整個剖面 (圖 9b)，冷空氣厚度約為 500 m；而 HT 組的冷空氣僅延伸至剖面西側邊界約 14 km (圖 9d)，冷空氣厚度約為 350 m。這顯示 HT 組的冷空氣強度較 CTL 組弱，且冷空氣移入臺灣西岸的時間較晚。

在 HT 組 D05 的 100 m 高度風速分析中 (圖 15a-b)，於 0330 UTC 和 0430 UTC 可見，HT 組強風速區相比 CTL 組 (圖 10a-b) 遠離臺灣西岸。至 0530 UTC，CTL 組的強風速區已進入臺灣西岸 (圖 10c)，而 HT 組的強風速區尚未抵達 (圖 15c)，儘管如此，風速強度相較於前一小時已有所增加。至 0630 UTC (圖 15d)，HT 組的風速區抵達臺灣西岸，但整體風速較 CTL 組弱 (圖 10d)。從 HT 組於 C 點的時序圖分析可見 (圖 11c)，於 0600 至 0800 UTC 的風速均低於 CTL 組 (圖 11b)。HT 組的風速波動大約在 0600 UTC 後開始出現，比 CTL 組晚一小時。HT 組的最大風速約為 21 m s^{-1} ，最小風速約為 8 m s^{-1} ，風速振幅相對於 CTL 組更小。綜上所述，福建地形在阻擋大陸高壓冷空氣的過程中扮演關鍵角色，不僅影響臺灣西側低壓槽的強度，亦顯著主導冷空氣抵達臺灣的時間與強

度，進而改變風速波動的出現與發展。然 度略為減緩，導致波動發生的時間與位置
而，在地形降低的實驗中，冷空氣推進速 出現些微差異。同時，冷空氣的厚度與強

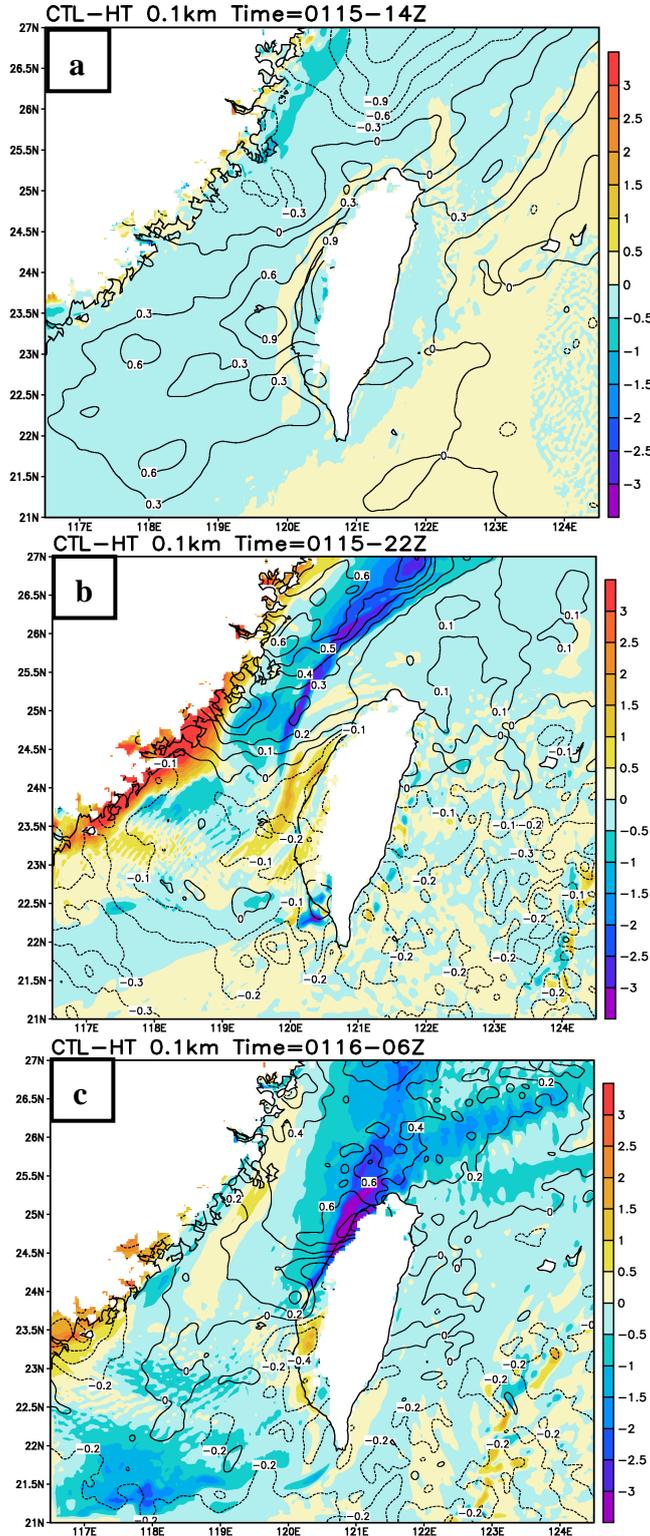


圖 14：CTL 組與 HT 組間 D02 模擬結果於 100 m 高的位溫差值（暖色階為正值，冷色階為負值，單位：K）與氣壓差值（實線為正值，虛線為負值，單位：hPa）。時間為 2021 年 1 月 15 日：(a) 1400 UTC，(b) 2200 UTC，(c) 1 月 16 日 0600 UTC。

度也較 CTL 為弱，進一步影響波動的垂直與水平結構。整體而言，波動特徵的差異主要來自於平均風場減弱與波動不穩定的位置改變，而非穩定度或波動激發機制的變化所致。

四、風速振盪之有利因子

(一) 210116 個案與 180217 個案比較

本研究綜合比較了 2018 年 2 月 17 日 (180217) 和 2021 年 1 月 16 日 (210116) 兩個個案，以下針對兩個案共同特徵做說明，兩個案均發生於冬季大陸高壓出海的天氣配置之下，從澎湖站於當日 0000 UTC 的探空觀測，顯示中高層大氣環境均較為

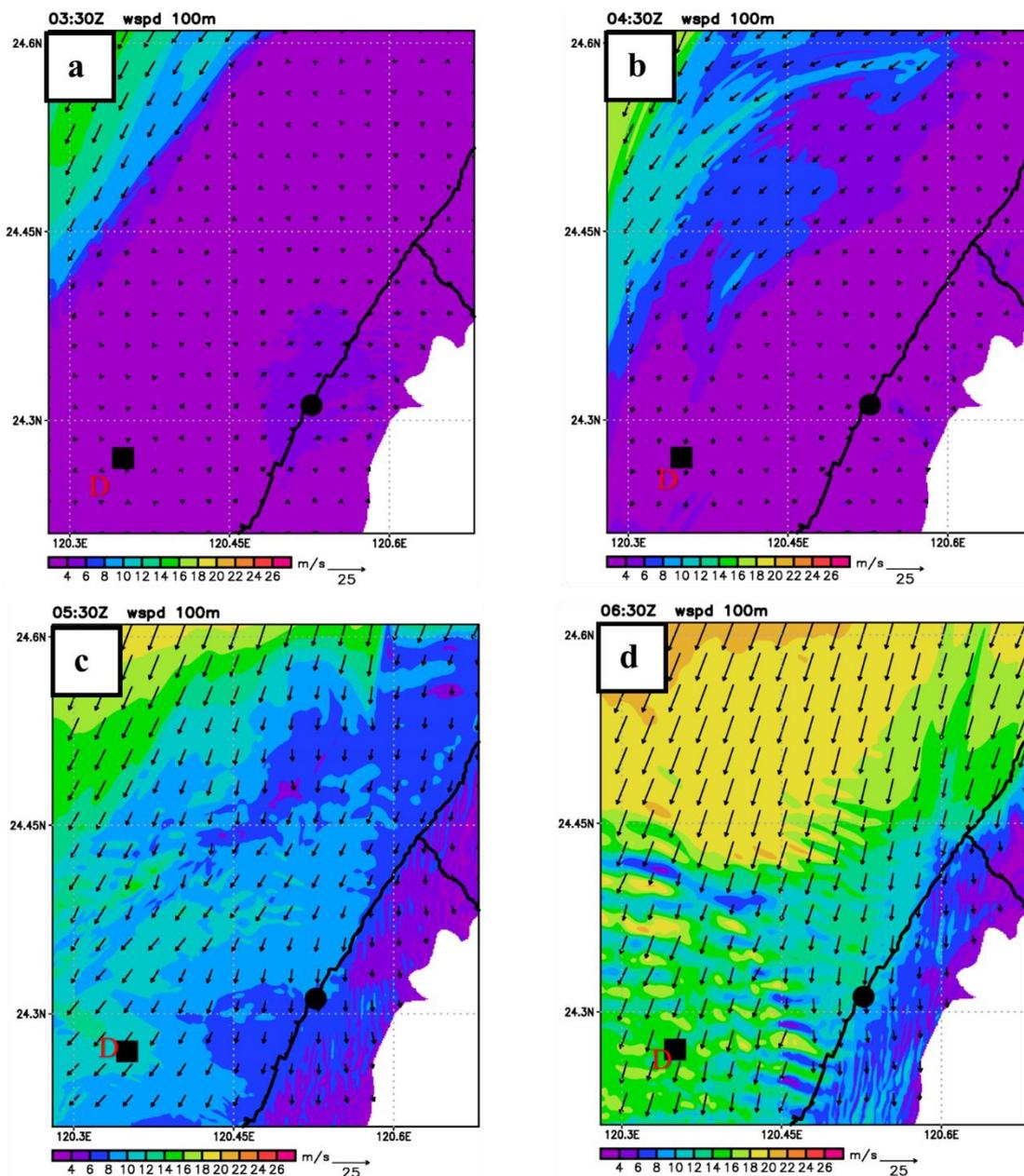


圖 15：與圖 10 同，但顯示的是 HT 組的結果。

乾燥，且有明顯的逆溫層存在。從臺灣地區的地面分析場來看，兩個個案在臺灣西側外海海平面氣壓均出現低壓槽配置，低層風場則大致為東北風。

至於兩個個案相異之處，210116 個案風速略強於 180217 個案，從風速振盪趨勢來看，180217 個案的風速趨勢呈減弱，而 210116 個案的風速則趨向增強。因此，這類風速振盪可能發生於風速增強或減弱的過程中。

(二) 有利風速振盪之環境因素

根據前述的分析結果，我們發現 180217 個案與 210116 個案的風速振盪週期大致介於 8 至 12 分鐘之間。因此，本研究首先對測風塔原始風速資料去除線性趨勢，接著設定 8-12 分鐘週期進行快速傅立葉轉換 (FFT) 濾波，並使用逆傅立葉轉換 (IFFT) 得到相應的風速振幅資料，最終輸出每秒的振幅數據。

為了進行風速振盪的相關性分析，本研究利用中央氣象署的 RWRP (Radar Weather Research and Forecasting) 資料，該模式基於 NCEP 全球預報資料進行降尺度處理，並結合臺灣及周邊地區的觀測數據進行資料同化，以獲得最佳初始場資料。該模式進行 13 小時預報，並提供每小時的逐時資料。資料解析度為 2 km，垂直座標採用 52 層 eta 座標。

自 2022 年起，RWRP 才有較完整的逐時資料，且根據 180217 與 210116 的個案分析發現，冬季時臺灣西岸在大陸高壓影響下，臺灣西側沿岸常處於相對低壓的環境中，這種環境有利於短週期風速振盪的產生。因此，本研究選取了 RWRP 於 2022 年與 2023 年的冬季月份 (2022 年 1 月、2 月、12 月；2023 年 1 月、2 月、12 月) 的資料，並搭配臺中測風塔 100 m 高的風速振幅數據進行分析。

在處理經過濾波後的數據，我們獲得了每秒的振幅資料，並將 60 筆數據平均為每分鐘資料，進一步以每小時內 60 筆分鐘資料中的最大值，作為該小時的風速振盪振幅數值。在 6 個冬季月每小時資料中，去除 620 筆缺失值，剩餘 3700 筆有效資料，以下稱每一筆小時資料為一個事件。透過排序及四分位距分析 (圖 16a)，我們將振幅大於上界 ($Q3+1.5IQR$) 的事件定義為極端事件，共計 106 個事件。

為了探討 3700 事件中，當東北風風速越強，是否風速振盪振幅也越大？我們選擇了多個測站的風速與臺中測風塔風速振幅進行分析。選定的測站包括位於臺灣海峽西側的馬祖站與金門站、位於臺灣沿岸的新屋站與梧棲站、以及位於臺灣海峽上的澎湖站。測站位置如圖 6a 所示。從圖 17 可以看出，在這五個測站中，當測風塔風

速振幅較大的極端事件發生時，通常伴隨較強的東北風。至於風向方面，受到測站地理位置的影響，較北邊的測站（如馬祖、金門、新屋）風向東風分量較大，較接近

東北風；而在較南邊的測站（如梧棲、澎湖），風向則以北風分量較大，更接近北北東風。這種東北風至北北東風的環境，在冬季尤為常見。

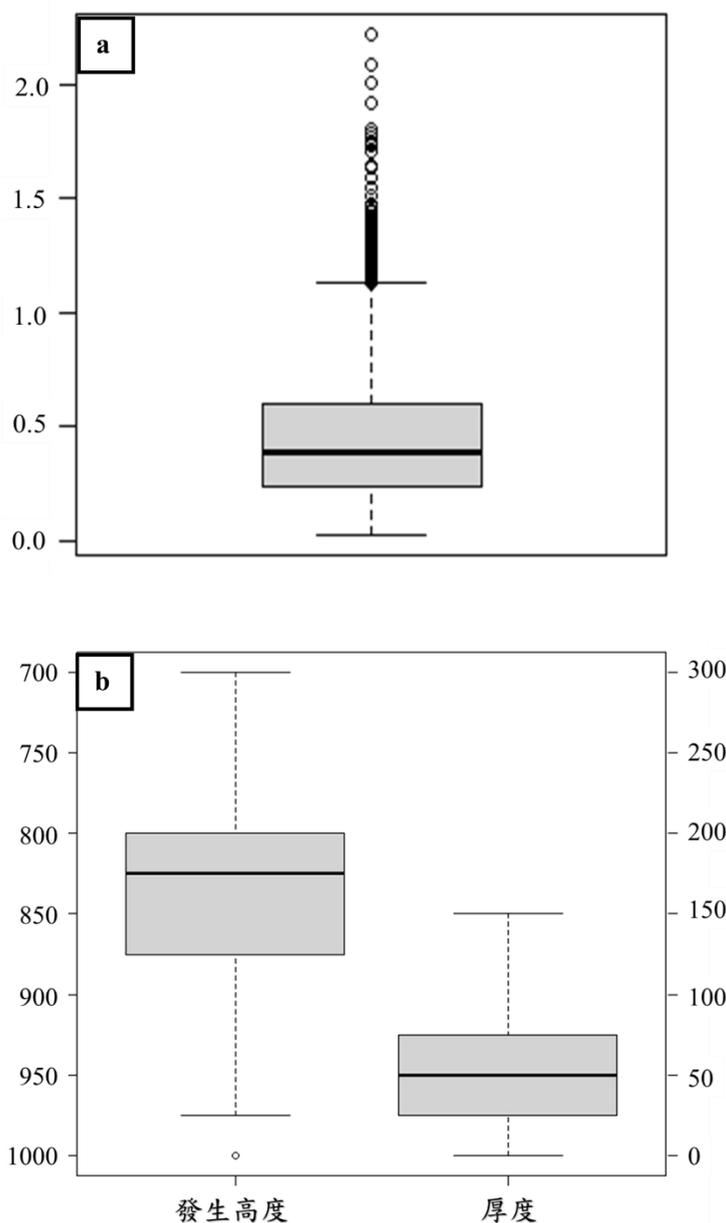


圖 16：(a) 顯示 2022 與 2023 年冬季（1 月、2 月、12 月等共 6 個月）8~12 分鐘週期濾波振幅資料的箱形圖，縱坐標為振幅數值（單位： ms^{-1} ）。(b) 從圖 (a) 中的 6 個月資料中，選取較大振幅前 25%（前 925 事件）的數據，對應於新北探空逆溫層發生高度與厚度的箱形圖。左側與右側坐標分別為發生高度（單位：hPa）與逆溫層厚度（單位：hPa）。

為了達到風速振盪預報功能，我們根據氣象參數的數值，與測風塔風速振幅進

行相關性分析，如參數具有一定相關性，則將參數由小到大排序並選擇後 25% 及

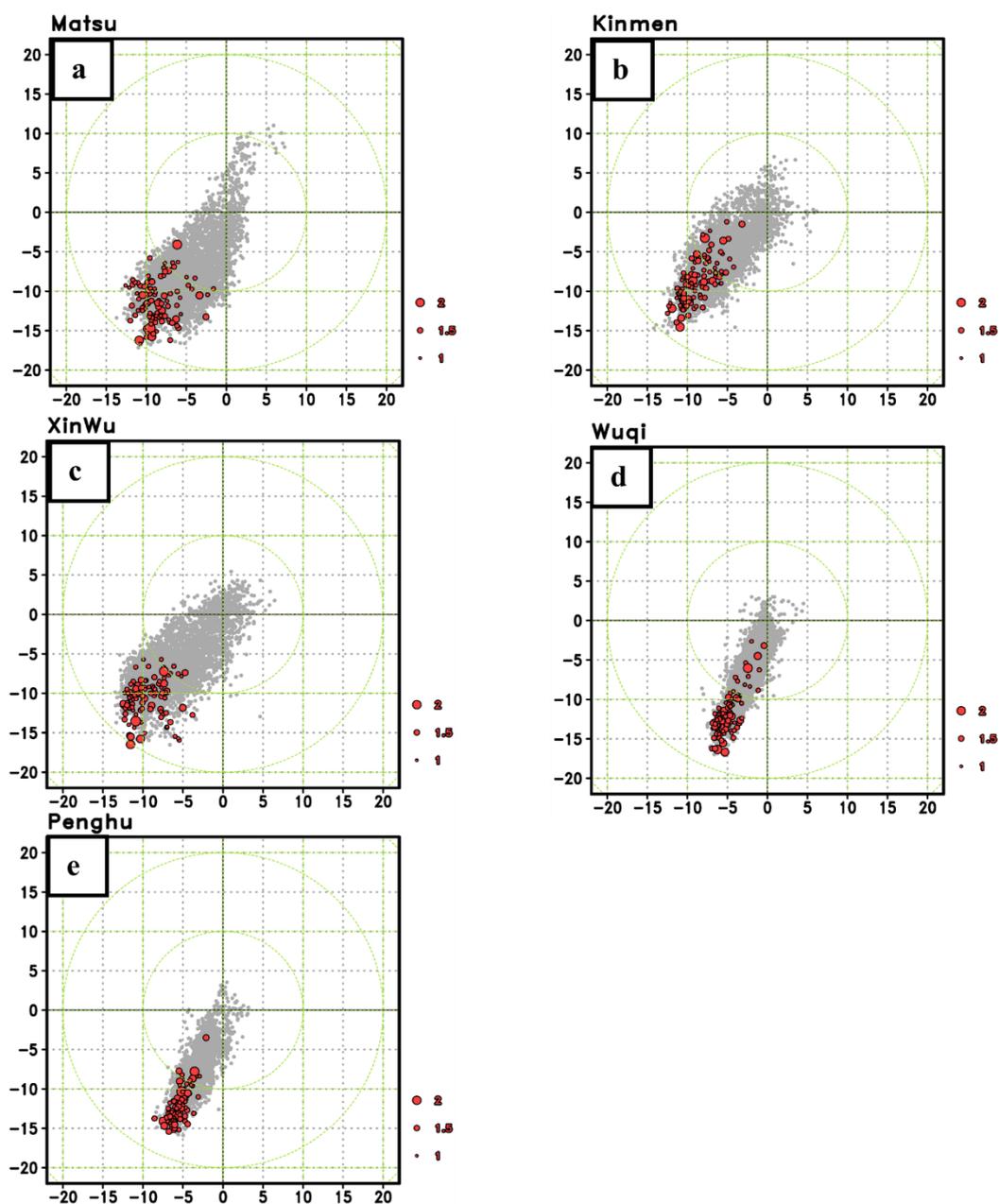


圖 17：2022 與 2023 年冬季（1 月、2 月、12 月等共 6 個月），(a) 馬祖站，(b) 金門站，(c) 新屋站，(d) 梧棲站，(e) 澎湖站 10m 高風速散佈圖（橫坐標為 U 風，縱坐標為 V 風），所有事件以灰點表示，共有 3700 筆數據。其中，若對應之臺中測風塔風速振幅屬於極端事件者以紅點標示，共 106 筆，其振幅的大小分為三個等級，圓點從小到大分別代表的振幅範圍為：1 - 1.5 m s^{-1} 、1.5 - 2 m s^{-1} 、及 $\geq 2 \text{ m s}^{-1}$ 。其中，綠線為風速等值線，間距為 10 m s^{-1} ，測站位置見圖 6a。

其第三四分位距 (Q3) 作為門檻，如參數大於 Q3 則定義該環境場為有利於風速振盪發生。

我們選擇了位於臺灣西側沿岸上游的新屋站作為檢查表中的一個指標。透過分析新屋測站 10 米高度風速與臺中測風塔風速振幅之散佈圖 (圖 18a)，我們得到了

0.58 的相關性 (表 2)。這顯示新屋測站的風速強度與臺中測風塔風速振盪之間存在強的正相關。因此，我們將新屋站地面風速大於或等於 11.7 m s^{-1} (Q3) 作為風速振盪的預報指標，納入預報檢查表。

過去的研究指出，風速振盪的發生除了受到大陸高壓出海的影響，還與臺灣西

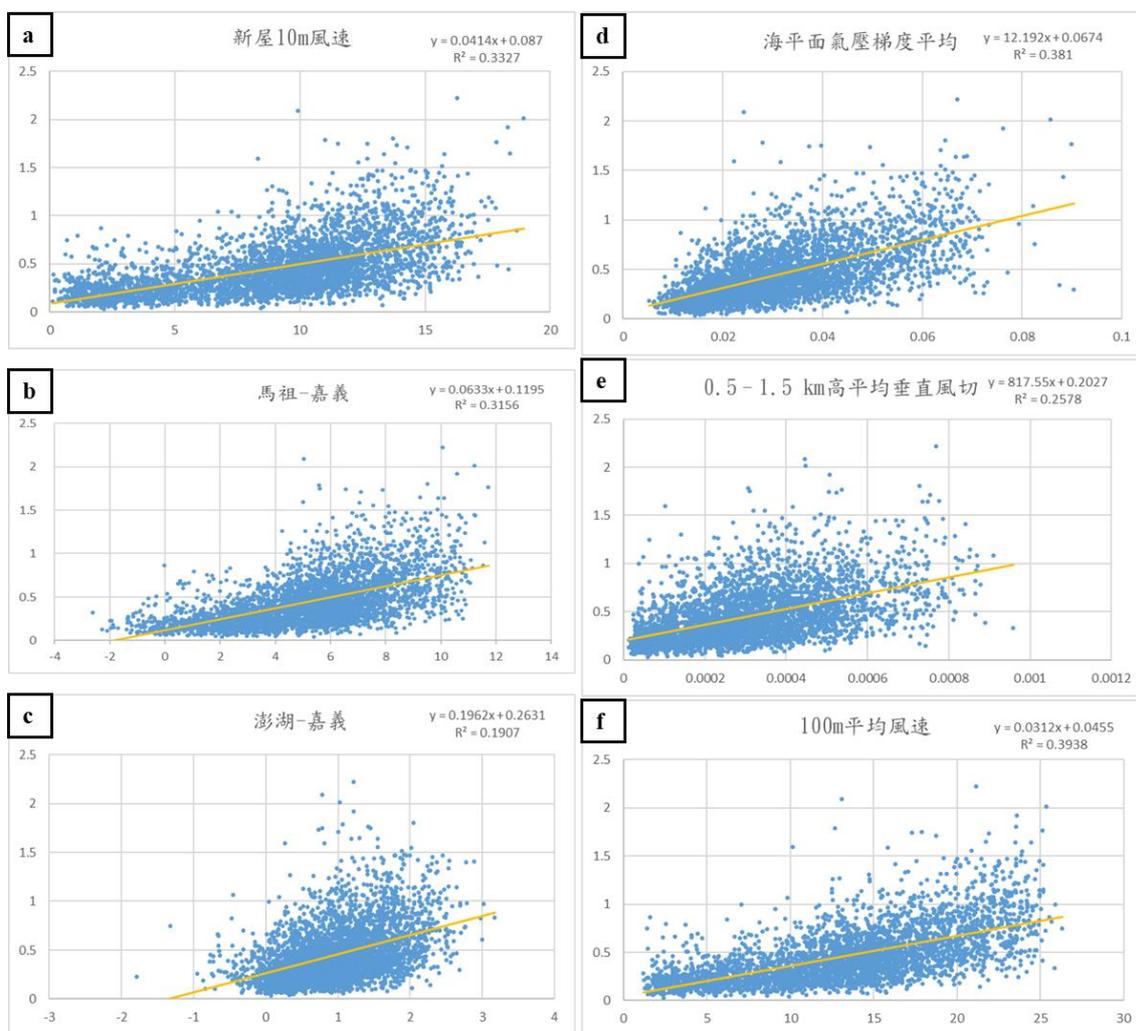


圖 18：2022 與 2023 年冬季 (1 月、2 月、12 月等共 6 個月) 的資料散佈圖，橫坐標為氣象變數，縱坐標為風速振幅 (單位： m s^{-1})，黃線為決定係數。(a) 新屋測站 10 m 風速 (單位： m s^{-1})；(b) 馬祖站與嘉義站間的海平面氣壓差 (單位： hPa)；(c) 澎湖站與嘉義站間的海平面氣壓差 (單位： hPa)；(d) Box-E 區域的平均海平面氣壓梯度 (單位： hPa)；(e) Box-E 區域 0.5 至 1.5 km 高的平均垂直風切 (單位： s^{-1})；(f) Box-E 區域 100 m 高的平均風速 (單位： m s^{-1})。

表 2：氣象參數與風速振幅之相關係數與 Q3 數值。

		與測風塔風速振幅相 關係數	第三四分位數(Q3)數值
測站	新屋 10 m 高風速	0.58	11.7 (m s ⁻¹)
	馬祖站-嘉義站海 平面氣壓差	0.56	7 (hPa)
	澎湖站-嘉義站海 平面氣壓差	0.44	1.5 (hPa)
Box-E 區域	海平面氣壓梯度	0.61	0.04 (hPa · km ⁻¹)
平均氣象要 素	0.5 至 1.5 km 高平 均垂直風切	0.5	0.00042 (s ⁻¹)
	100 m 高風速	0.63	17.2 (m s ⁻¹)

側海平面氣壓具有低壓槽特徵有關。為了探討測站的海平面氣壓差（或水平氣壓梯度）是否與測風塔風速振盪振幅相關，我們計算了兩種氣壓差：一是橫跨海峽的水平氣壓梯度（計算馬祖測站的海平面氣壓減去嘉義站的海平面氣壓），二是東西向測站之水平氣壓梯度（計算澎湖站的海平面氣壓減去嘉義站的海平面氣壓）。透過分析兩者的氣壓差與測風塔風速振幅之散佈圖（圖 18b-c），我們得到的相關係數分別為 0.56 與 0.44（表 2）。這表明，風速振盪的振幅大小受到橫跨海峽與東西向水平氣壓梯度的影響。當水平氣壓梯度較強時，測風塔的風速振盪振幅也會增大。兩者的第三四分位數(Q3)分別為 7 hPa 與 1.5 hPa，可作為設定預報檢查表的參考指標。

根據 180217 個案與 210116 個案的澎湖探空資料，在臺灣海峽的低層均存在穩定的逆溫層，這樣由不穩定層激發出的波動才能持續發展並傳播。逆溫的存在代表垂直大氣結構較為穩定，因此在篩選個案時，我們將條件設定為「中低層（700 hPa 以下）存在逆溫」，視為有利於波動維持的條件之一。然而，最終判斷仍需結合垂直風切、風向變化及天氣圖等因素，進行綜合分析。目前研究與分析結果並未顯示逆溫層高度與 KHI 發生高度及強度之間存在明確的關係性，但逆溫層存在卻為此類似個案的必要條件。為了分析逆溫層對風速振盪的影響，我們使用了新北與澎湖的探空資料（測站位置如圖 6a 所示），針對 6 個月內風速振盪振幅大於 Q3 的 925 事

件進行分析。我們定義逆溫層的方法是：將 700 hPa 以下每相鄰 25 hPa 各高度層的溫度逐層相減，共得到 12 層垂直溫度差。如果至少有連續兩層為逆溫，則視為具有逆溫環境，此設置旨在確保逆溫層厚度不會過薄。分析結果顯示，在風速振盪振幅較大的 925 事件中，新北和澎湖的探空資料中，分別有 403 和 653 事件顯示存在厚逆溫層。這表明，較強的風速振盪事件中，新北與澎湖的低層大氣有 43% 和 70% 的比例滿足逆溫層的條件。由於新北探空站位於臺中測風塔的上游，相較於澎湖，具有較好的預報效果，因此我們選擇新北探空站資料作為檢查表的指標之一。此外，在風速振盪振幅大於 Q3 的 925 事件中，50% 的新北探空資料顯示逆溫層厚度介於 25 hPa 至 75 hPa 之間（圖 16b），且逆溫層主要出現於 925 hPa 至 800 hPa 的區間。根據 180217 與 210116 兩個案的研究結果，風速振盪與海平面氣壓梯度、垂直風切以及風速等參數密切相關。因此，我們利用 RWRP 分析場結果，對臺中外海圖 6a 所示的 Box-E 區域進行平均值計算，並將其與測風塔風速振盪進行相關性分析。由 Box-E 區域的海平面氣壓梯度、0.5 至 1.5 km 高的平均垂直風切以及 100 m 高風速的平均值與測風塔風速振幅之散佈圖（圖 18d-f），得知其相關係數分別為 0.61、0.5、

0.63(表 2)，顯示這些氣象參數與測風塔風速振盪之間具有顯著正相關。我們根據這三個氣象參數的 Q3 數值：海平面氣壓梯度 $0.04 \text{ hPa} \cdot \text{km}^{-1}$ 、垂直風切 0.00042 s^{-1} 以及 100 m 風速 17.2 m s^{-1} （如表 2 所示）。以這些 Q3 數值作為門檻，若環境場計算出的數值超過 Q3，則定義該環境場為有利於風速振盪發生，並將其列入風速振盪預報檢查表。

(三) 風速振盪預報檢查表

根據前述沿海測站和臺中測風塔外海 Box-E 區域的分析結果，我們整理出有利於冬季短週期邊界層風速振盪的氣象條件，並建立了風速振盪預報檢查表（如表 4、5 所示）。首先，根據過去風速振盪個案的研究，綜觀天氣圖上的特徵大多顯示，當臺灣北方存在大陸高壓出海且臺灣西側沿岸出現低壓槽時，風速振盪的發生機率較高。因此，我們將這一綜觀環境列為重要條件之一。

然而，研究顯示，並非所有大陸高壓出海的個案都會伴隨風速振盪，臺灣西岸還必須存在低壓槽，從而使得臺灣海峽上出現足夠大的水平氣壓梯度，才能提高風速振盪的發生機率。因此，我們將跨海峽與東西向測站之氣壓差（馬祖測站與嘉義站的海平面氣壓差、澎湖站與嘉義站的海平面氣壓差），列為檢查表中的重要條件。這

表 3：測站觀測數據。

	新屋測站	馬祖測站	澎湖測站	嘉義測站
	平均風速	海平面氣壓	海平面氣壓	海平面氣壓
2018 年 2 月 17 日 0700 UTC	11.7 m s ⁻¹	1021.9 hPa	1016.3 hPa	1014.3 hPa
2021 年 1 月 16 日 0600 UTC	13.8 m s ⁻¹	2021.8 hPa	1015.9 hPa	1014 hPa

兩組測站的海平面氣壓差與測風塔風速振盪振幅具有高度正相關，根據六個冬季月份的資料，我們將這兩組測站海平面氣壓差最高的 25% (Q3) 作為門檻，分別設為：馬祖測站與嘉義測站海平面氣壓差 ≥ 7 hPa、澎湖測站與嘉義測站海平面氣壓差 ≥ 1.5 hPa，列入檢查表。

此外，研究發現，近地面風速的強度是判斷風速振盪發生的關鍵指標之一。使用相似的方法，我們將新屋測站 10 米風速達到 11.7 m s⁻¹ 作為判斷標準，並將其列入檢查表。關於垂直逆溫層的存在，我們則以新北測站探空數據來判斷 700 hPa 以下是否存在一定厚度的逆溫層。

對於臺中測風塔外海 Box-E 區域的氣象參數，這些需透過數值模式資料來計算。研究發現，若 Box-E 區域內的 0.5 至 1.5 km 高的平均垂直風切需達到 ≥ 0.00042 s⁻¹、海平面氣壓梯度 ≥ 0.04 hPa · km、以及 100 m 高度的風速 ≥ 17.2 m s⁻¹，這些條件

才能作為檢查表的判斷標準。以上 8 項條件整理於表 4、5。

為了測試上述風速振盪預報檢查表的可用性，我們利用 180217 個案與 210116 個案的測站海平面氣壓和風速觀測資料（表 3）、以及數值模式的模擬結果（WRF 3-km 模擬，來自 180217 個案第 20 小時和 210116 個案第 19 小時的預報資料）來檢查這些指標是否符合。根據表 4 和表 5 的結果，180217 個案中有 7 項指標通過檢查，而 210116 個案則有 8 項指標全數通過檢查。在 180217 個案中，唯一不符合的指標是 Box-E 區域的 100 m 高度風速，不過，新屋站的地面東北風風速有通過檢查。這表明，儘管該個案在臺灣海峽的整體風速並不特別強，風速振盪仍然發生，屬於特殊情況。然而，新屋站的風速通過檢查，這與 Box-E 區域風速的檢查結果形成互補，進一步強調了地面風速對風速振盪的重要性。總結來看，基於這兩個風速振盪個案檢查結果，我們可以得知風速振盪預

表 4：180217 個案風速振盪預報檢查表(Checklist)。

2018 年 2 月 17 日 0700 UTC

	氣象因子	達標條件	數值	Check
1	天氣圖配置	大陸高壓出海，臺灣西岸有低壓槽		✓
2	馬祖測站-嘉義測站海平面氣壓差	海平面氣壓差 ≥ 7 hPa	7.6	✓
3	澎湖測站-嘉義測站海平面氣壓差	海平面氣壓差 ≥ 1.5 hPa	2.0	✓
4	新屋測站地面東北風風速	風速 ≥ 11.7 m s ⁻¹	11.7	✓
5	新北測站探空	700 hPa 下存在逆溫層		✓
6	Box-E 於 0.5 至 1.5 km 高平均垂直風切	區域平均垂直風切 ≥ 0.00042 s ⁻¹	0.0015	✓
7	Box-E 平均海平面氣壓梯度	區域平均海平面氣壓梯度 ≥ 0.04 hPa · km ⁻¹	0.0402	✓
8	Box-E 平均 100 m 高風速	區域平均風速 ≥ 17.2 m s ⁻¹	14.7	

表 5：210116 個案風速振盪預報檢查表(Checklist)。

2021 年 1 月 16 日 0600 UTC

	氣象因子	達標條件	數值	Check
1	天氣圖配置	大陸高壓出海，臺灣西岸有低壓槽		✓
2	馬祖測站-嘉義測站海平面氣壓差	海平面氣壓差 ≥ 7 hPa	7.8	✓
3	澎湖測站-嘉義測站海平面氣壓差	海平面氣壓差 ≥ 1.5 hPa	1.9	✓
4	新屋測站地面東北風風速	風速 ≥ 11.7 m s ⁻¹	13.8	✓
5	新北測站探空	700 hPa 下存在逆溫層		✓
6	Box-E 於 0.5 至 1.5 km 高平均垂直風切	區域平均垂直風切 ≥ 0.00042 s ⁻¹	0.001	✓
7	Box-E 平均海平面氣壓梯度	區域平均海平面氣壓梯度 ≥ 0.04 hPa · km ⁻¹	0.0412	✓
8	Box-E 平均 100 m 高風速	區域平均風速 ≥ 17.2 m s ⁻¹	19.8	✓

報檢查表能夠提供有效的預報指引，當預報檢查表通過的項目越多的時候，形成短週期邊界層風速振盪的機會就越高；若以

量化來說，只要通過六項應可視為發布預警的門檻。

五、總結

本研究分析了發生於冬季，且具有明顯短週期邊界層風速振盪現象的 210116 個案。2021 年 1 月 16 日 0500 UTC 至 0630 UTC 期間，臺中測風塔觀測到 100 m 高度風速在 6 至 24 m s^{-1} 之間來回振盪約 1 小時 30 分鐘。振盪期間，100 m 風速與 93 m 氣壓呈現反相位。根據 0600 UTC 的臺灣地區地面分析場，顯示當時大陸高壓出海，並且在臺灣西側外海形成低壓槽，低層環境風場以東北風為主。

進一步的模式分析使用 WRF 模式並搭配 LES 設定，針對臺中外海的風速波動進行模擬。模擬結果顯示，最強風速可達 24 m s^{-1} ，最弱風速約為 6 m s^{-1} ，與觀測結果相近。此個案中，下層的東北風與上層的西南風構成了顯著的垂直風切，使初始擾動經由克赫不穩定（Kelvin-Helmholtz instability, KHI）被激發並放大為波動。波動隨時間推移而擴大，並向下延伸影響至地表，造成風速振盪的發生。模擬結果顯示風速波動呈東南東 - 西北西走向，垂直剖面顯示下沉增溫區伴隨強風速區（對應氣壓較低），上升冷卻區伴隨弱風速區（對應氣壓較高），其反相位結構與觀測結果一致。

我們也進行了敏感度實驗，將福建地形減半，稱為 HT 組，並與控制組（CTL

組）進行比較。結果顯示，HT 組在 0600 至 0800 UTC 期間的風速明顯低於 CTL 組，這是因為冷空氣進入臺灣西側沿岸的時間較晚，風速波動的時間也延遲。垂直剖面分析顯示，CTL 組相較於 HT 組，冷空氣強度較強且厚度較厚。因此，福建地形的存在會阻擋來自大陸高壓的冷空氣南下，增強冷空氣的強度，並影響冷空氣進入臺灣西岸的時間，進而對臺灣西岸的風速振盪產生影響。

結合前述及 180217 個案的研究結果顯示，風速振盪較強的個案大多與大陸高壓出海及臺灣西側低壓槽的海平面氣壓配置相關。我們進一步分析了海平面氣壓差與臺中測風塔風速振盪之間的關聯，結果顯示，馬祖站與嘉義站、澎湖站與嘉義站的海平面氣壓差，以及位於測風塔上游的新屋站地面風速強度與測風塔風速振盪之間均存在顯著的正相關。最後，透過分析臺中測風塔外海區域平均的氣象參數與測風塔風速振盪的關聯，發現區域平均的海平面氣壓梯度、0.5 至 1.5 km 高的平均垂直風切、及 100 m 高度的風速等，與測風塔風速振幅呈現高度正相關。進一步分析顯示，在風速振盪較大的事件中，新北測站探空在 700 hPa 以下具有高比例的逆溫層存在。基於這些發現，我們將上述氣象條件納入風速振盪預報檢查表，並可作為風

速振盪預報的參考。當滿足較多相關條件時，風速振盪發生的機率將相對提高。未來的研究可進一步引入更多氣象變數，並優化檢查表。亦可整合輻射收支、邊界層結構等資料，進一步釐清輻射與邊界層參數等因素對臺灣西側相對低壓形成與風速變化的貢獻與交互作用，從而提升對該區域氣壓場演變機制的理解。此外，深入研究地形特徵(如高度變化與地形阻擋效應)對冷空氣及風速振盪的影響，將有助於了解不同環境與地形條件下的風速振盪機制。

致謝

感謝兩位審查委員提供寶貴建議，使本文內容更完善。感謝國研院國網中心提供計算與儲存資源，協助本研究順利進行，並感謝中央氣象署提供測風塔觀測資料，支持本研究之完成。本研究經費來源為行政院國家科學及技術委員會研究計畫「台灣地區西南氣流之結構與演化 (2/3)」(NSTC 114-2111-M-003-002)與中央氣象署「113 年度『短週期邊界層風速震盪的成因及其預報系統開發』委外案」(113065E)。

六、參考文獻

- Banakh, V. A. and Smalikho, I. N., 2016: Lidar observations of atmospheric internal waves in the boundary layer of the atmosphere on the coast of Lake Baikal, *Atmos. Meas. Tech.*, **9**, 5239–5248, <https://doi.org/10.5194/amt-9-5239-2016>.
- Barthelmie, R. J., and Coauthors, 2010: Quantifying the Impact of Wind Turbine Wakes on Power Output at Offshore Wind Farms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 1302–1317, <https://doi.org/10.1175/2010JTECHA1398.1>.
- Bauer, H. S., Muppa, S. K., Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Warrach-Sagi, K., & Späth, F., 2020: Multi-nested WRF simulations for studying planetary boundary layer processes on the turbulence-permitting scale in a realistic mesoscale environment. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **72**(1), 1–28, <https://doi.org/10.1080/16000870.2020.1761740>.
- Bentamy, A., and D. C. Croizé-Fillon, 2012: Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements. *Int. J.*

- Remote Sens.*, **33**,1729–1754, <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.600348>.
- Bryan, G. H., J. C. Wyngaard, and J. M. Fritsch, 2003: Resolution Requirements for the Simulation of Deep Moist Convection. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2394 – 2416, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2394:RRFTSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2394:RRFTSO>2.0.CO;2).
- Chapman, D., and K. A. Browning, 1997: Radar observations of wind-shear splitting within evolving atmospheric Kelvin–Helmholtz billows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1433–1439.
- Chien, F., C. Chang, J. Teng, and J. Hong, 2024: A Case Study on Wind Speed Oscillations Offshore the West Coast of Central Taiwan. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **63**, 283–304, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-23-0115.1>.
- Conrick, R. J., C. F. Mass, and Q. Zhong, 2018: Simulated Kelvin–Helmholtz waves over terrain and their microphysical implications. *J. Atmos. Sci.*, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0073.1>.
- Crosman, E., Horel, J., 2017: Large-eddy simulations of a Salt Lake valley cold-air pool. *Atmos. Res.* **193**, 10–25, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.04.010>.
- Deppe, A. J., W. A. Gallus, and E. S. Takle, 2013: A WRF Ensemble for Improved Wind Speed Forecasts at Turbine Height. *Wea. Forecasting*, **28**, 212–228, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00112.1>.
- Du, Y., Y. Chen, and Q. Zhang, 2015: Numerical Simulations of the Boundary Layer Jet off the Southeastern Coast of China. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 1212–1231, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00348.1>.
- Du, Y. and F. Zhang, 2019: Banded Convective Activity Associated With Mesoscale Gravity Waves Over Southern China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124**(4), 1912–1930. <https://doi.org/10.1029/2018JD029523>.
- Geerts, B., and Q. Miao, 2010: Vertically pointing airborne Doppler radar observations of Kelvin–Helmholtz

- billows. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 982–986.
- Grasmick, C., and B. Geerts, 2020: Detailed dual-Doppler structure of Kelvin–Helmholtz waves from an airborne profiling radar over complex terrain. Part I: Dynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **77**, 1761–1782, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0108.1>.
- Grubišić, V., and B. J. Billings, 2007: The Intense Lee-Wave Rotor Event of Sierra Rotors IOP 8. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4178–4201, <https://doi.org/10.1175/2006JAS2008.1>.
- Harvey, B., J. Methven, C. Eagle, and H. Lean, 2017: Does the Representation of Flow Structure and Turbulence at a Cold Front Converge on Multiscale Observations with Model Resolution? *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 4345–4363, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0479.1>.
- Hersbach, H., B. Bell, B. Berrisford, P., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146**(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hong, S., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341, <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>.
- Huang, X., Y. Zhou, and L. Liu, 2020: Occurrence and development of an extreme precipitation event in the Ili Valley, Xinjiang, China, and analysis of gravity waves. *Atmosphere*, **11**, 752, <https://doi.org/10.3390/atmos11070752>.
- Jiang, Q., Q. Wang, S. Wang, and S. Gaberšek, 2020: Turbulence adjustment and scaling in an offshore convective internal boundary layer: A CASPER case study. *J. Atmos. Sci.*, **77**, 1661–1681, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0189.1>.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2).

- Kawashima, M., 2011: Numerical Study of Horizontal Shear Instability Waves along Narrow Cold Frontal Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 878–903, <https://doi.org/10.1175/2010JAS3599.1>.
- Kelley, J. D., D. M. Schultz, R. S. Schumacher, and D. R. Durran, 2019: Can Mountain Waves Contribute to Damaging Winds Far Away from the Lee Slope? *Wea. Forecasting*, **34**, 2045–2065, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0207.1>.
- Kolios A, Richmond M, Koukoura S, Yeter B., 2023: Effect of weather forecast uncertainty on offshore wind farm availability assessment. *Ocean Eng* 2023; 285:115265, <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2023.115265>.
- Lebo, Z. J., and H. Morrison, 2015: Effects of Horizontal and Vertical Grid Spacing on Mixing in Simulated Squall Lines and Implications for Convective Strength and Structure. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 4355–4375, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0154.1>.
- Lyulyukin, V., and Coauthors, 2019: Sodar observation of the ABL structure and waves over the Black Sea offshore site. *Atmosphere*, **10**, 811, <https://doi.org/10.3390/atmos10120811>.
- Medina, S., and R. A. Houze Jr., 2016: Kelvin–Helmholtz waves in extratropical cyclones passing over mountain ranges. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **142**, 1311–1319, <https://doi.org/10.1002/qj.2734>.
- Nakanishi, M., R. Shibuya, J. Ito, and H. Niino, 2014: Large-eddy simulation of a residual layer: Low-level jet, convective rolls, and Kelvin–Helmholtz instability. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 4473–4491, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0402.1>.
- Plant, R. S., and G. J. Keith, 2007: Occurrence of Kelvin–Helmholtz billows in sea-breeze circulations. *Bound.-Layer Meteor.*, **122**, 1–15, <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9089-x>.
- Poulos, G. S., and Coauthors, 2002: CASES-99: A Comprehensive Investigation of the Stable Nocturnal Boundary Layer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 555–582, <https://doi.org/10.1175/1520->

- 0477(2002)083<0555:CACIOT>2.3.CO; 2.
- Rai, R. K., L. K. Berg, M. Pekour, W. J. Shaw, B. Kosovic, J. D. Mirocha, and B. L. Ennis, 2017: Spatiotemporal Variability of Turbulence Kinetic Energy Budgets in the Convective Boundary Layer over Both Simple and Complex Terrain. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **56**, 3285–3302, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0124.1>.
- Samelson, R. M., and E. D. Skyllingstad, 2016: Frontogenesis and turbulence: A numerical simulation. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 5025–5040, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0145.1>.
- Shin, H. H., and S. Hong, 2015: Representation of the Subgrid-Scale Turbulent Transport in Convective Boundary Layers at Gray-Zone Resolutions. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 250–271, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00116.1>.
- Siuta, D., G. West, and R. Stull, 2017: WRF Hub-Height Wind Forecast Sensitivity to PBL Scheme, Grid Length, and Initial Condition Choice in Complex Terrain. *Wea. Forecasting*, **32**, 493–509, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-16-0120.1>.
- Skamarock, W. C., and Coauthors, 2019: A description of the Advanced Research WRF model version 4. NCAR Tech. Note NCAR/TN-5561STR, 145.
- Storm, B., Dudhia, J., Basu, S., Swift, A., and Giammanco, I., 2008: Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: Implications for wind energy, *Wind Energy*, **12**, 81–90, <https://doi.org/10.1002/we.288>.
- Sun, K., Y. Hu, Z. Hu, Y. Chen, W. Wei, 2020: Influence of Frost Protection Windmachine with Continuous Oscillation on Microclimate in Tea Fields. *Agric. Sci.* 2020, 2, 236–242, <https://doi.org/10.30560/as.v2n1p236>.
- Sun, W., Z. Liu, G. Song, Y. Zhao, S. Guo, F. Shen, and X. Sun, 2022: Improving Wind Speed Forecasts at Wind Turbine Locations over Northern China through Assimilating Nacelle Winds with WRFDA. *Wea. Forecasting*, **37**, 545–562, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-21-0041.1>.

- Tao, W., J. Simpson, and M. McCumber, 1989: An Ice-Water Saturation Adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 231–235, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0231:AIWSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0231:AIWSA>2.0.CO;2).
- Udina, M., M. R. Soler, and O. Sol, 2017: A Modeling Study of a Trapped Lee-Wave Event over the Pyrénées. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 75–96, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0031.1>.
- Wagner, J., Gerz, T., Wildmann, N., and Gramitzky, K., 2019: Long-term simulation of the boundary layer flow over the double-ridge site during the Perdigão 2017 field campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, **19**, 1129–1146, <https://doi.org/10.5194/acp-19-1129-2019>.
- Wakimoto, R. M., and B. L. Bosart, 2001: Airborne radar observations of a warm front during FASTEX. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 254–274.
- Xue, L., X. Chu, R. Rasmussen, D. Breed, B. Boe, and B. Geerts, 2014: The Dispersion of Silver Iodide Particles from Ground-Based Generators over Complex Terrain. Part II: WRF Large-Eddy Simulations versus Observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53**, 1342–1361, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0241.1>.
- Yoshimura, R., K. Suzuki, J. Ito, R. Kikuchi, A. Yakeno, and S. Obayashi, 2022: Large-Eddy and Flight Simulations of a Clear-Air Turbulence Event over Tokyo on 16 December 2014. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **61**, 503–519, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-21-0071.1>.
- Zhou, L., Wang, C., Miao, S., 2024: Impact of the Complex Terrain in Beijing on Formation of Low-Level Jets. *J. Meteorol. Res.* **38**, 138–150. <https://doi.org/10.1007/s13351-024-3122-1>.

The Study and Forecast of Short-Period Boundary Layer Wind Speed Oscillations

Chun-Wei Chang¹ Fang-Ching Chien^{1*} Jen-Hsin Teng²

¹ Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, Taipei, Taiwan

² Central Weather Administration, Taiwan, R.O.C.

(manuscript received 25 February 2025; in final form 12 August 2025)

Abstract

This study analyzes a case of winter boundary layer wind speed oscillation that occurred on January 16, 2021. It uses high-temporal-resolution wind speed observational data from the Taichung Wind Measurement Tower and employs the WRF (Weather Research and Forecasting) model with a one-way nested LES (Large Eddy Simulation) setup for high-resolution simulations to investigate the case in detail. The analysis reveals that when the continental high-pressure system moves out to sea, cold air flows southward along the Taiwan Strait and is blocked by the terrain of Fujian, China. This blockage forces the cold air to advance eastward, gradually approaching Taiwan's western coast. In this case, the observed wind speed oscillation is attributed to Kelvin–Helmholtz instability triggered by vertical wind shear at the interface between the northeasterly and southwesterly winds. Wave vertical profiles show that the warming effect in the sinking area corresponds to the strong wind zone, with lower atmospheric pressure, while the cooling effect in the rising area corresponds to the weak wind zone, with higher atmospheric pressure. Sensitivity experiments demonstrate that the terrain of Fujian, China, significantly influences the speed and intensity of the cold air movement. Additionally, this study consolidates the results from this event and a 2018 case (Chien et al. 2024), using data from the Central Weather Administration's RWRF (Radar Weather Research and Forecasting) model. Regional averages of vertical wind shear, sea-level pressure gradients, and wind speed are calculated and analyzed in correlation with the wind speed oscillation data from the wind measurement tower. The findings lead to the establishment of a wind speed

oscillation checklist, aimed at deepening the understanding of the mechanisms behind short-period wind speed oscillations and providing references for their prediction.

Keywords: wind oscillation, Large-eddy simulations, WRF. doi: 10.53106/025400022025095302002

*Corresponding author: Fang-Ching Chien (E-mail: jfj@ntnu.edu.tw)