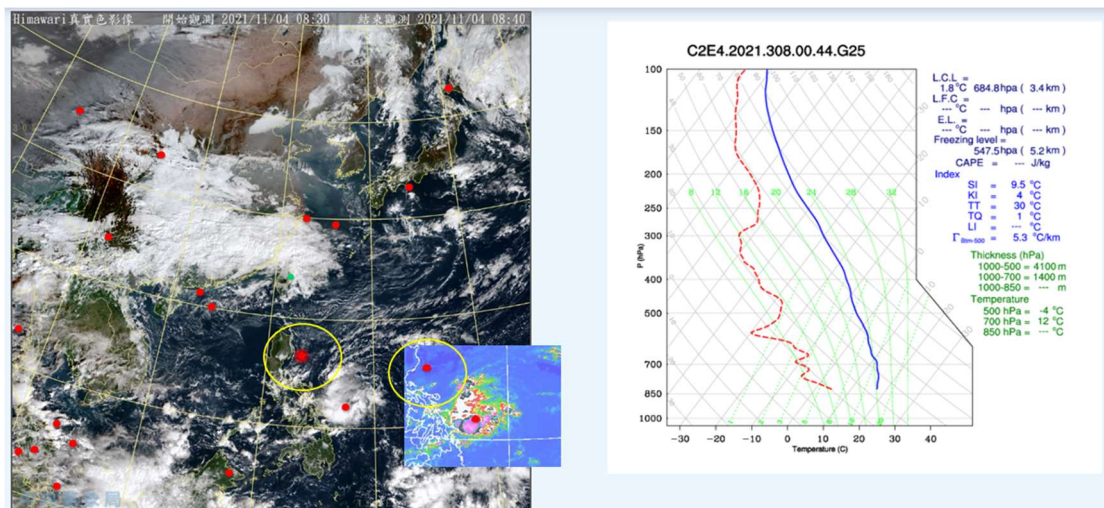


福衛七號掩星觀測不易受時間、空間之限制，可彌補洋面上稀少之垂直溫溼度觀測，且有機會觀測到颱風等劇烈天氣系統的對流雲系垂直結構，提供更準確的天氣判讀資訊。由 TDPC 產製的 wetPf2 產品提供之溫度(Temp)、水氣壓(Vp)資料，有了溫度(T)及計算之露點溫度(Td)便能繪製掩星斜溫圖。斜溫圖上可以快速查照溫度曲線任一點混合比、位溫等氣象因子，並由氣塊運動理論，推算圖中之凝結層高度與穩定度指數，藉以瞭解大氣的垂直分布狀態及穩定情形，作為輔助天氣判讀之用。

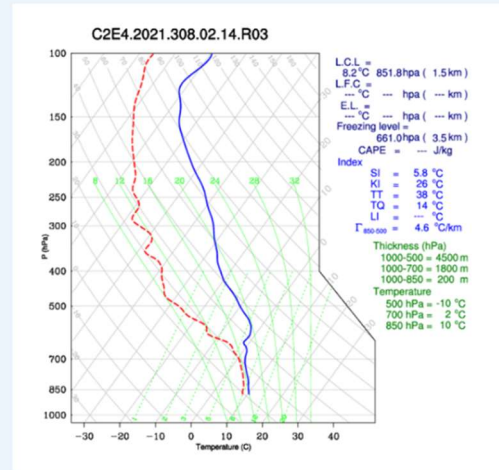
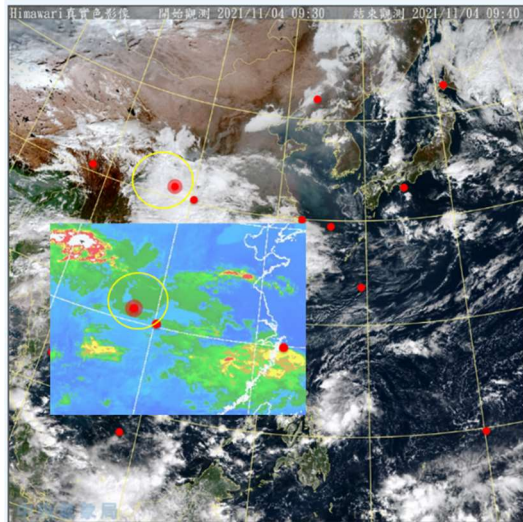
與傳統探空觀測不同，掩星觀測反演由上至下，最低能至近地表高度。但礙於掩星位置及反演法限制，部分觀測終止於離地表數公里高，相對於評估從地表氣塊舉升運動穩定性的評估概念相當不同。同時，掩星觀測缺少風因子資訊，故無法計算部分動力穩定度指數。然而，掩星斜溫圖仍能判讀非從地表發展之氣塊不穩定性。(若最低觀測高度介於 800-850hPa，需使用 850hPa 資料產製之產品將使用最底層資料替代。若觀測未達 800hPa，則不產製相關產品。)

此外，搭配同步衛星雲圖觀測的水相水平分布資訊，更助判讀天氣系統狀態以及雲層厚度高度。以下提供幾個掩星斜溫圖判讀範例：

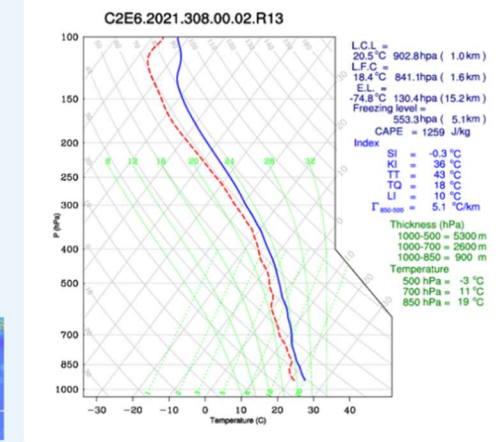
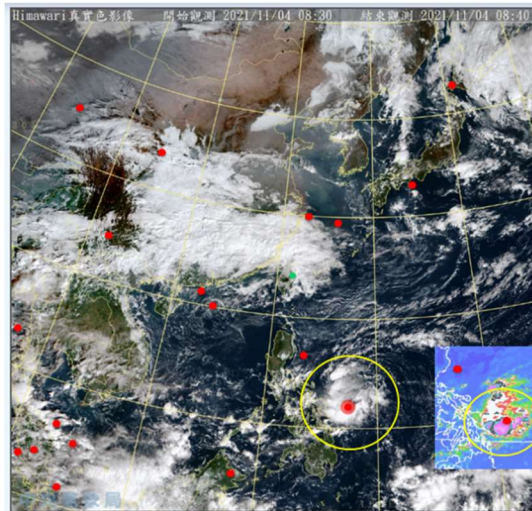
(1)本案例斜溫圖溫度線和露點溫度線差距甚遠，代表大氣環境乾燥。由圖，若氣塊舉升無法找出 LFC 及 EL，環境溫度遞減率 $5.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 為絕對穩定，不穩定指數也顯示對流發展潛勢低。對照衛星雲圖該位置為無雲狀態。



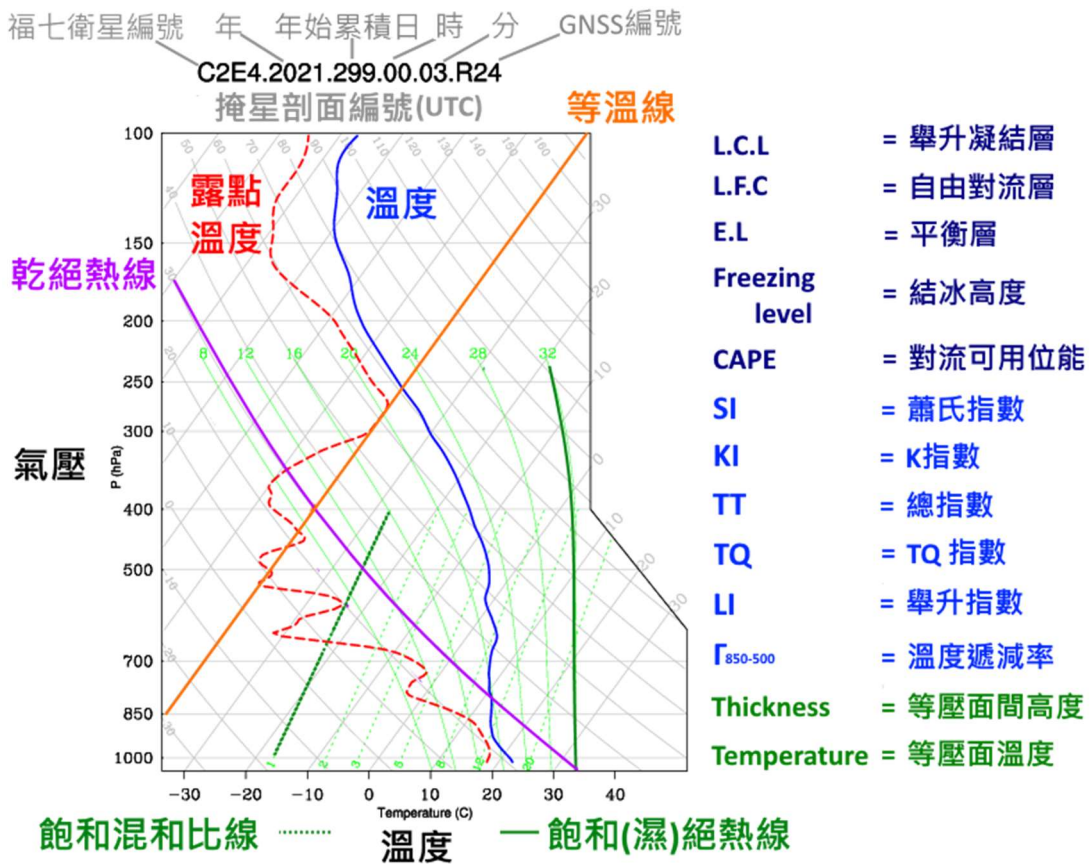
(2)本個案 600hPa 高度以下溫度與露點溫度接近，環境水氣相當飽和；600 hPa 高度以上環境則轉為乾燥。若底層氣塊舉升，迅速達到 LCL 高度，但環境溫度低於氣塊溫度，不利後續舉升，無 LFC 及 EL。指數顯示，環境對於對流發展並無助力。由指數及溫度曲線推測雲系為層雲。對照衛星雲圖亦顯示，可見光雲圖色偏灰黯，雨水含量多；且紅外線雲圖亮溫偏高，雲系發展不高。



(3)本個案溫度和露點溫度上至下皆相近，表示大氣環境水氣接近飽和，雲層相當厚實。若底層氣塊舉升，迅速達到 LCL 高度，於 1.6 公里高達到 LFC，且 EL 高度至 15 公里高接近對流層頂，計算出之 cape 值為 1259 J/km，能提供相當能量予氣塊運動用。不穩定指數顯示有對流發展潛勢，但也顯示中高層抑制對流成長。對照衛星雲圖顯示當地雲頂亮溫低，天氣系統發展很高。



掩星斜溫圖之說明與判讀



溫度線：觀測之環境溫度，單位為°C。

露點溫度線：在定壓下溫度下降至飽和狀態的溫度即為露點溫度，包含環境濕度資訊，單位為°C。

等溫線：等溫線上溫度相等，每條間距 10°C，為斜溫圖之溫度座標軸(左傾)。

飽和混合比線：每公斤飽和空氣中所含水氣量，單位為 g/Kg。

乾絕熱線：未達飽和之空氣塊絕熱上升、下降過程對應溫度值之軌跡線(位溫守恒)。

飽和(溼)絕熱線：空氣塊於絕熱上升過程達到飽和後，考慮水氣凝結所釋放的潛熱影響(溼絕熱過程)，上升、下降過程對應溫度值之軌跡線。

斜溫圖的判讀以**氣塊法**做假設。假設一空氣塊在運動過程中和外界並無質量或能量(熱量)的交換，且其氣壓和環境相同，環境亦無改變其特性。

在空氣塊達飽和之前，空氣塊的上升下沉運動無潛熱釋放、無輻射加熱，遵循位溫守恆，此過程稱為**乾絕熱過程**，乾絕熱線可視為其垂直移動所對應溫度之軌跡線。空氣塊於絕熱上升過程達到飽和後，水氣凝結即釋放潛熱。即使仍不與環境交換能量，需考慮水氣凝結所釋放的潛熱會抵消一部份冷卻效應，使降溫的速度減慢，此過程下溼空氣溫度、溼度、壓力的變化稱為**溼絕熱過程**，垂直移動所對應溫度之軌跡線為飽和(溼)絕熱線。

LCL 舉升凝結層 (lifting condensation level, LCL):

大氣物理意義：

空氣塊舉升時，絕熱增溫達到飽和而開始凝結的高度，也是在此情況下形成的層狀雲雲底高度。

人工判讀方法：

任一高度空氣塊由所對應溫度的乾絕熱線向上，與露點溫度對應的飽和混合比線向上延伸之交點即 LCL。

LFC 自由對流層 (level of free convection, LFC):

大氣物理意義：

當空氣塊經乾絕熱上升達飽和，而在隨後的濕絕熱過程中溫度變得比環境氣溫高時之高度即為 LFC。在 LFC 以下，空氣塊溫度較環境溫度低、密度較大，藉助外力無法自動上升；在 LFC 以上空氣塊相較環境溫度為輕，可自動上升。而 LFC 有可能不存在 (無交點)。

人工判讀方法：

空氣塊由 LCL 出發，沿此高度對應溫度的濕絕熱線上升，至與溫度線相交的高度。

EL 平衡層 (equilibrium level, EL):

大氣物理意義：

當一高於環境溫度之空氣塊透過上升運動再度與周圍環境等溫時之高度即為 EL。此時若空氣塊繼續上升，則空氣塊之溫度便會低於環境大氣，因此空氣塊在達到 EL 時，向上開始減速。在部分氣流過山過程中，此高度即可視為山前雲層之雲頂高度。

人工判讀方法：

空氣塊由 LFC 高度出發，沿此高度對應溫度的溼絕熱線上升，至與溫度線再度相交的高度即為 EL。

Freezing level 結冰高度(0 度線)

大氣物理意義：

在結冰高度以上氣溫為負值，以下則為正值，可作為雨和雪的分界線和融雪高度。可能受空氣密度、濕度水平、風和其他因素的影響。

人工判讀方法：

從地表開始沿著 0°C 等溫線向上，第一個與溫度曲線相交的高度即為結冰高度。

CAPE 對流可用位能 (convective available potential energy, CAPE,正能區):

大氣物理意義：

空氣塊在自由上升過程中，可由環境所獲得的位能，亦代表大氣所潛藏之不穩定程度。

人工判讀方法：

空氣塊高於環境溫度所圍的區域，即在 LFC 至 EL 之間，濕絕熱線與探空溫度曲線所夾之面積。

Showalter index 蕭氏指數 (SI,Shox)

$$SI = T_{500 \text{ hPa(環境)}} - T_{500 \text{ hPa(從 850 hPa 抬升之空氣塊)}} \text{ } ^\circ$$

SI 主要用於評估對流層低層(850hPa)空氣塊的穩定度。SI 為負表示對流層低層相對於對流層中層不穩定，有利發生對流。SI 越小，表示從對流層低層上升的氣塊加速度的浮力越大，對流層越不穩定。

SHOWALTER INDEX	
>0	穩定
0 - -4	輕度不穩定
-4 - -7	中度不穩定
<-8	強烈不穩定

K index K 指數 (KI)

$$KI = (T_{850 \text{ hPa}} - T_{500 \text{ hPa}}) + Td_{850 \text{ hPa}} - (T_{700 \text{ hPa}} - Td_{700 \text{ hPa}})$$

KI 是用於評估對流發展潛勢的指數。主要評估標準包括有對流層中低層穩定度、低層水氣含量和中低層乾燥度。

K INDEX	
15-25	輕度對流發展潛勢
26-39	中度對流發展潛勢
40+	高度對流發展潛勢

TOTAL TOTALS index 總指數 (TT)

$$TT = (T_{850 \text{ hPa}} - T_{500 \text{ hPa}}) + (Td_{850 \text{ hPa}} - T_{500 \text{ hPa}})$$

TT 是用於評估風暴強度的指標，較適合使用於中低海拔之地形平坦區

域。

TOTAL TOTALS	
<44	對流發生機率低
44-50	可能發生雷暴
51-55	可能發生劇烈風暴
>56	可能發生龍捲風

TQ index TQ 指數 (TQ)

$$TQ = (T_{850\text{hPa}} + T_{d850\text{hPa}}) - 1.7 * (T_{700\text{hPa}})$$

TQ 指數代表在對流層低層不穩定度的趨勢，通常應用於評估對流事件發生的可能性。

TQ Index	
<12	對流發生機率低
>12	對流發生機率高

Lifted index 舉升指數 (LI)

$$LI = T_{500\text{hPa}(\text{環境})} - T_{500\text{hPa}(\text{空氣塊從近地表處抬升})}$$

LI 主要用於評估對流層低層(邊界層)的穩定度。LI 為負表示對流層低層相對於對流層中層不穩定，環境有利發生對流。LI 越小，表示從流層低層上升的氣塊的加速度越大，對流層環境越不穩定。

LIFTED INDEX	
>0	穩定
0 - -4	輕度不穩定
-4 - -7	中度不穩定
<-8	強烈不穩定

850-500hPa Lapse Rate(環境)溫度遞減率/降溫率($\Gamma_{850-500}$)

$$\Gamma_{850-500} = (T_{850\text{hPa}} - T_{500\text{hPa}}) / (Z_{850\text{hPa}} - Z_{500\text{hPa}})$$

$\Gamma_{850-500}$ 主要用於探討空氣塊在環境大氣中的穩定度情形。當空氣塊在進行垂直運動時，由於空氣塊與環境的氣壓相等，利用狀態方程式可知溫度與空氣塊密度大致成反比。當氣塊上升後若氣溫仍高於環境溫度，此時密度較環境密度小產生浮力使氣塊向上加速，大氣狀態不穩定；反之，則為穩定。當氣塊未飽和時與環境降溫率與乾絕熱降溫率比較，飽和後則與溼絕熱降溫率比較。而依據氣塊的飽和狀態可能有以下三種情形：

絕對不穩定： $\Gamma_{850-500} >$ 乾絕熱降溫率(9.76°C/km)

條件不穩定： 乾絕熱降溫率(9.76°C/km) $>$ $\Gamma_{850-500} >$ 溼絕熱降溫率(約 6°C/km)

絕對穩定： $\Gamma_{850-500} <$ 溼絕熱降溫率(約 6°C/km)

等壓面間溫度(Temperature)及厚度(Thickness)

兩氣壓層間之厚度與其平均溫度/虛溫成正比關係(壓高公式)，以此關係式可以推算氣柱之平均溫度，診斷天氣現象。850、700hPa 分別可代表對流層低層，500hPa 可代表對流層中層位置。

衛星雲圖疊圖之說明與判讀

掩星資料反演之斜溫圖可判讀大氣垂直剖面之溫溼度結構，即可推演大氣之穩定度與雲雨過程之水氣凝結高度。而衛星的雲圖觀測，便是一個很合適的輔助資料，協助我們判讀天氣系統的種類以及雲層高度。另一方面，與衛星雲圖疊圖之二維資料可顯示水氣的水平分布特徵，與掩星觀測的一維垂直結構資料相輔相成，有助還原大氣環境真實狀況與天氣系統的發展情況。以下擷取自中央氣象署衛星雲圖觀測原理說明：

紅外線感應器能夠藉由感應不同物體溫度的來拍攝物體，並且日夜都能感應物體所反應的溫度。紅外線雲圖利用相同的原理，溫度比較高的地面與海洋，在紅外線雲圖中會呈現黑灰色，而溫度比較低的雲層在紅外線雲圖中則會呈現灰白色，而且越高的雲層由於溫度較低，在紅外線雲圖中的顏色也就越白，透過紅外線雲圖當中雲層的顏色差異，我們就能分析雲層的高低分布。雲圖之色彩強化資訊可視為其溫度分布。**雲層發展愈低，雲頂溫度愈高，色調愈黑，雲頂發展愈高，雲頂溫度愈低，色調愈白。**

真實色彩影像利用日本向日葵八號(Himawari-8)衛星之紅光(0.64 μm)、綠光(0.51 μm)與藍光(0.47 μm)3頻道觀測資料，分別經過雷利散射(Rayleigh Scatter)等修正再合成所得影像，類似肉眼所見，因此稱為「真實色影像」。其基本特性與可見光影像相同，受太陽角度、水氣含量等因素影響，使得地表及雲層從日出到日落皆呈現不同的亮度或顏色，即使晴空狀況，地表的明亮度與清晰度也隨日照情形而有差異。一般而言，藍色為海洋或湖泊，由沿岸到遠洋呈現出層次不一的藍色；陸地為棕色或綠色，依地表植被而有所不同，在植被覆蓋區可看到青綠到深綠的變化，在裸露高山縱谷呈現赭色或鞍褐色，在平原或高原區或都會區則有淺淡不一的土灰色。**真實色影像較可見光影像或紅外線影像更容易分辨沙塵、煙、火山煙塵等現象。**

資料來源：中央氣象署衛星雲圖說明

(https://www.cwa.gov.tw/V8/C/W/OBS_Sat.html)