

台灣地區「潛在性對稱不穩定(PSI)」天氣之診斷研究

林定宜

氣象預報中心

摘要

「潛在性對稱不穩定(PSI)」在中緯度及台灣冷季(9月中旬至5月)的天氣裏扮演著特殊而重要的角色,其與「條件性對稱不穩定(CSI)」均屬於特殊的不穩定,兩者具有類似的物理概念,但主要差別在 PSI 於斜對流過程中初始並不要求大氣達飽和狀態,且水氣抬升是傾向整層的抬升;而 CSI 則要求濕空氣塊初始先達或接近飽和,水氣抬升是傾向氣塊之抬升。PSI 不穩定性的判斷是根據相當位溫(θ_e)面比等西風絕對動量(M_e)面傾斜,以及相當位渦(EPV)小於0PVU。由於 WINS 作業系統中之相當位溫(θ_e)是非飽和的,因此適用於判斷 PSI 而非 CSI。本研究是以 2012 年至 2014 年冷季中之經典個案,分析台灣 PSI 之天氣型態、垂直剖面結構等,內容著重物理觀念之探討。在診斷參數之選擇上,重點包括了相當位渦(EPV)及 Q 向量散度等,期能協助實務作業對天氣系統之分析與研判,並進而提升預報能力。

關鍵字：潛在性對稱不穩定(PSI), 條件性對稱不穩定(CSI), 相當位溫(θ_e), 西風絕對動量(M_e), 相當位渦(EPV), Q 向量散度

一、前言

PSI 與 CSI 皆是特殊的不穩定,而非典型強迫機制,但它們卻產生了中尺度的降水帶,在中緯度及台灣冷季的天氣裏均扮演重要角色,因此值得提出進行診斷與探討。本篇報告均針對台灣地區發生的天氣過程,研究案例是實務作業中遇到的經典個案,藉以分析台灣本地之 PSI 的天氣特徵與垂直剖面結構特性。PSI 個案大多不致造成豪(大)雨,但是 PSI 現象確實是台灣地區冷季(9月中旬至5月)裏常見且重要降雨因素。本研究選擇了台灣地區 6 類型的天氣,包括「鋒面暖側型」、「濕大陸冷氣團或寒流型」、「春雨鋒面型」、「東北季風型」、「華南雲雨區東移及東北季風型」、「梅雨鋒面型」,探討在 2012 年至 2014 年冷季中發生之重要個案。

二、基礎理論架構

中緯度氣旋鋒面時常會伴隨中小尺度的帶狀雲雨結構,而這些間距約 80~300 km 的雲雨帶大致平行於鋒面或熱力風方向,雲雨帶與等溫線的交角很小,雲雨帶形成原因主要以「條件性對稱不穩定」(Conditional Symmetric Instability, CSI)理論造成的傾斜對流(Parsons and Hobbs, 1983; Emanuel, 1990)。CSI 是在垂直方向上為對流穩定以及在水平方向上為慣性穩定的潮濕飽和環境中,空氣塊沿鋒面做傾斜爬

升運動時,出現的一種不穩定現象。換句話說,當對稱穩定的大氣由於潛熱釋放的作用而變為對稱不穩定時,這種大氣就可稱為「條件性對稱不穩定」(章等, 2007)。定性而言,若等相當位溫面斜率大於等西風絕對動量(absolute momentum, $M \equiv u - fy$, 正 y 指向冷區)面斜率時,氣塊的傾斜位移可能會發生 CSI,也就是說 CSI 可以看做是等絕對動量面上的對流不穩定或是等相當位溫面上的慣性不穩定(Schultz and Schumacher, 1999)。至於「潛在性對稱不穩定(PSI)」是在斜對流過程中初始並不要求大氣達到飽和狀態,且水氣抬升傾向整層的抬升,因此在實際大氣中適用性較廣,它是傾斜對流發生的機制之一,傾斜對流有時也與豪(大)雨及對流性天氣有關聯。由於 WINS 作業系統中均採用相當位溫(θ_e),是屬非飽和的 θ ,因此適用於判斷 PSI。潛在性對稱不穩定並不是所有對流活動一開始就具有的特徵,往往在對流之前大氣是條件穩定的,在探空分析中,時常缺少正的不穩定能量(正的 CAPE),因此似乎不存在發生對流的可能,但是如果用 PSI 的判別來分析則可以發現,實際上大氣為潛在性對稱不穩定的,具有潛在性對稱不穩定的能量,因此仍具有發生對流的可能性。

當大氣的條件(對流)穩定度夠小,水平位溫梯度(也就是水平風的垂直風切)夠大時,這樣的

環境有利於 PSI 的發生。由於鋒面附近低層的輻合氣流可將鋒面前的暖濕空氣輸送至鋒面帶中，使原本甚平緩的等相當位溫面可以變得很陡，而噴流的存在亦可使原本呈垂直分布的等絕熱動量面變得平緩，所以在鋒面系統中常有 PSI 發生的現象。

本研究中比較關注的是 PSI 之物理意義，省略了方程式進一步之數學推導，於此定義了 N^2 ， S^2 ， F^2 參頻率數：

$$\frac{g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \equiv N^2, \text{ Brunt-Väisälä 頻率, 是對流穩定度 (或潛在穩定度)}$$

$$f_0 \frac{\partial M}{\partial z} = -\frac{f_0 g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \equiv S^2, \text{ 是濕斜壓性}$$

$$-f_0 \frac{\partial M}{\partial y} \equiv F^2, \text{ 是慣性穩定度}$$

可以導證出，PSI 的發生條件為：

$$N^2 F^2 - S^4 < 0, \dots \dots \dots (1)$$

由 (1) 式可以發現，只要環境大氣的條件對流穩定度 (N^2) 夠小，水平溫度梯度 (S^2) (也就是水平風的垂直風切) 夠大時，不考慮其他的非絕熱效應，假設二維氣流是在到處皆潮濕有水氣環境中，當等 θ_e 面較等 M 面為陡時，這樣的環境稱為有 PSI。

接著描述相當位渦 (EPV) 之數學式、物理意義與特點。

$$EPV = g \left[\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial v_g}{\partial p} - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial p} - \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} + f \right) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right] \dots \dots \dots (2)$$

(2) 式右邊第一、二項是水平相當位溫梯度與地轉風垂直風切之乘積 (即為熱力風)。(2) 式右邊第三項 (內) 是絕熱地轉渦度項。(2) 右邊第四項是對流穩定度項。一般情況下 (2) 式右邊第一、二項是貢獻負的 EPV 值，右邊第三、四項是貢獻正的 EPV 值。

由 (2) 式知 EPV 是熱力風、絕熱地轉渦度與對流穩定度的函數。假設 (2) 式為地轉流，忽略垂直運動以及隨 y 改變的項，可得：

$$EPV = g \left[\left(\frac{\partial M_g}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial M_g}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right) \right] \dots \dots \dots (3)$$

(3) 式可解釋 EPV 與 PSI 之關係。右邊第一項和第二項的估算顯示出，要在對流性穩定的大氣中欲存在 PSI，相當位渦必須是負的，PSI 的釋放需要一個具備抬升機制的潮濕環境，往往在暖鋒鋒區附近可以

診斷出 PSI 的存在。

三、資料收集及研究方法

本研究資料來源係以預報中心日常作業中台灣地區典型天氣為主，時間範圍是 2012 年至 2014 年冷季。方法是從擷取圖像及分析物理特徵入手。診斷 PSI 之資料量場包括：NCEP 模式之相當位溫 (θ_e)、絕熱地轉動量 (M_g)、Q 向量、相當位渦 (EPV)、地面天氣圖、高空天氣圖、探空資料、雷達資料、降雨資料等等。

關於剖面圖是根據 ML93 之方法，為了將三維 EPV 簡化為二維 EPV，可將垂直面圖的基線選為厚度梯度的方向，亦即垂直於對流層中層熱力風方向，這樣可用垂直剖面圖來估算 PSI。本研究垂直面圖的基線 (垂直於對流層中層熱力風方向) 係選擇 850hPa 至 300hPa 厚度梯度的方向垂直剖面圖來診斷 PSI。垂直剖面圖中透過相當位渦的分析，可以瞭解在大氣中處於潮濕且 EPV < 0 PVU 的區域。

EPV (或濕位渦) 可以用來決定 PSI 是否存在的範圍。若在等 θ_e 面上的絕對渦度小於 0，即式 3 右邊第 1 項為大負值，而大氣是對流穩定，即式 3 右邊第 2 項為小正值，且為潮濕大氣，比較垂直和沿剖面水平方向上 M_g 和 θ_e 計算得到的 EPV，進而判斷出等絕熱地轉動量 M_g 面比等相當位溫 θ_e 面斜率小的區域 (如圖 1)，即可認為是具有「潛在性對稱不穩定」之條件。相當位渦的單位是 PVU， $1PVU = 1 \times 10^6 m^2 K s^{-1} kg^{-1}$ 。當具備水汽和上升運動時，在 PSI 區域可以產生強降水帶，其走向趨向於與等厚度線平行。PSI 和對流性不穩定可以共存，但在對流性不穩定的區域，垂直對流常遠超過傾斜對流。

四、研究發現及結論

PSI 在台灣的冷季是一種相當普遍的現象。本研究經個案診斷分析發現除梅雨鋒面垂直剖面上 PSI 範圍較小，許多個案均有顯著的 PSI 範圍。以下為經綜合歸納整理所得之結論：

(一) 本研究總結在基本場為對流穩定下，PSI 的產生機制有四要件，分別為 EPV < 0 PVU、 θ_e 之斜率 > M_g 斜率、 $\nabla \cdot \mathbf{Q}$ 為負值區以及潮濕大氣。

(二) 診斷分析顯示，台灣的地形附近，尤其是山脈西側常觀察到山前負的 EPV 被加強，若此時 θ_e 之斜率 > M_g 斜率，且 EPV < 0，有潛在性對稱不穩定存在之

現象。

(三)由探空可以觀察到 PSI 一些重要的特徵：在垂直風剖面中，風速隨高度而遞增，風向隨高度稍為順轉之區段（850hPa 至 700hPa 層），PSI 位在對流穩定深而潮濕氣層，具有較接近濕絕熱遞減率之斜率（如圖 2）。

(四)台灣地區 PSI 經常出現在地面鋒面邊界的北部、接近暖鋒處、高空槽前氣旋的暖鋒區、深槽前方潮濕區與中對流層的西南風區也常可見到（個案雷達回波請參閱圖 3）。

(五)本研究也發現到在同一天氣系統中，PSI 和對流不穩定是可以同時存在的，降雨的發生，往往不只是歸因一個理由，有時是由多個因素交織在一起造成的。本研究各項診斷指標定性特徵整理如表 1 所示。

(六)Q 向量散度表示產生垂直運動的強迫機制之強弱，其 < 0 的區域，準地轉上升運動會在一定時間內得以維持，也為對流天氣提供了有利的動力條件。關於以 EPV 及 $\nabla \cdot Q$ 診斷 PSI 程序請參閱圖 4。大尺度的強迫垂直向上運動機制存在時，Q 向量散度幅合大致可以用來做為診斷工具（如圖 5）。利用 Q 向量散度幅合場也可初步診斷降水的落區。本研究應用了準地轉 Q 向量散度針對台灣地區天氣進行了診斷分析，發現對流層中低層的準地轉 Q 向量散度負值區與上升運動區對降雨落區有不錯的對應關係。台灣地區 850 hPa 至 700 hPa 準地轉 Q 向量散度幅合場負值中心區域對降雨的落區診斷具有指標意義，同時也是 PSI 機制發展的有利區域。

(七)華南雲雨區之特徵除了包括 500hPa 或 700hPa 在華南有槽線、850hPa 具有風切線或是在其南側有西南風範圍、暖鋒型降雨並具有暖鋒式爬升(overunning)之現象，在地面無法分析出鋒面等特性，應具有 PSI 之物理特徵。

(八)經台灣地區之梅雨季的滯留性鋒面斜壓性不強，屬於「相當正壓」結構，但因有充足的水氣持續供應，以及鋒面前緣低層噴流的配合，使得鋒面冷側具有 PSI，但分佈範圍較低且淺薄；而斜壓性強的冬季冷鋒發生 PSI 的地方主要在鋒面前方的暖區，並且寬廣的分佈在中層大氣。當鋒面經過台灣山區時，受到地形影響而會造成的 PSI 之特徵。台灣地區梅雨期間 PSI 和對流不穩定可共存，但 PSI 已逐漸變為次要，對流不穩定強度遠比 PSI 強。根據個案研究診斷，EPV 負值高度主要出現在 850~500hPa，台灣地區梅雨期

EPV 負值區與降水帶的位置基本對應，主要位於梅雨鋒面帶及其北側。

(九)本研究發現台灣地區 850 hPa 至 700 hPa Q 向量幅合量值小於 $-10\text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 時，對應降雨落區有不錯的相關（參圖 6），惟靠近鋒面區附近因非地轉效應較大，相對來講準地轉 Q 向量對降水指示有較高不確定性，因此在應用於非地轉性明顯的中尺度系統或鋒面附近診斷研究時仍必須審慎。此外 Q 散度幅合量值也可與 ω 場搭配一起來看，對診斷或預報將有所助益。

(十)透過分析研究顯示強降水會造成相當位渦(EPV)變為負值區，且和降雨的落區及移動具有很好的對應關係。使用 EPV 負值區質的特性來追溯降雨的落區及移動，有利於中尺度動力學之研究。評估是否具 PSI 可善用相當位渦(EPV)作為指標，綜合個案分析顯示，在基本場為對流穩定下，EPV 負值小於 0 PVU 時表示是容易發生 PSI 的區域。圖 7 顯示為本研究中不同天氣類型個案之 EPV 極值。

五、參考文獻：

- 孔玉壽、章東華，2005 年 3 月：*現代天氣預報技術*，第二版。氣象出版社，北京，115。
- 姚秀萍、岳彩軍、壽紹文，2012 年 6 月：*Q 向量原理及其在天氣分析和預報中的應用*。氣象出版社，北京，pp104。
- 章國材、矯梅燕、李延香等 編著，2007 年 7 月：*現代天氣預報技術和方法*。氣象出版社，北京，145。
- 高長霖、曾仁佑、江火明，2008 年 6 月：*武夷山地形對華南春季冷鋒結構影響之個案模擬研究*。大氣科學，Vol.36, No.2。
- 張杰，2006 年 2 月：*中小尺度天氣學*，氣象出版社，北京，40-48。
- 陳泰然，1989 年 11 月：*天象學原理*，聯經出版事業公司，臺北，146-147。
- 壽紹文、勵申申、壽亦萱、姚秀萍 編著，2009 年 2 月：*中尺度大氣動力學*，高等教育出版社，117。
- 壽紹文、岳彩軍、壽亦萱、姚秀萍、王咏青、覃衛堅 編著，2012 年 3 月：*現代天氣學方法*，氣象出版社，北京，78-82。
- 劉健文、郭虎、李耀東、劉璣珠、吳寶俊，2005 年 6 月：*天氣分析預報物理量計算基礎*，氣象出版社，北京，130-132。

Durrant D R, Snellman L W. The diagnosis of synoptic scale vertical motion in an operational environment [J]. *Wea Forecasting*, 1987, 2(1): 17-31.

Emanuel, K. A., 1990: Appendix to chapter 26b: Notes on the physical mechanisms of mesoscale precipitation bands. *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference*. D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 473-476.

F. Sanders and B.J. Hoskins, 1990: An Easy Method for Estimation of Q-Vectors from Weather Maps. *Wea Forecasting*, 5:346 - 353, 1990.

Hoskins B.J., I. Draghici and H.C. Davies, 1978: A new look at the equation. *Quart. J. R. Met. Soc.* 104, 31-38.

Martin, J. E., J. D. Locatelli, and P. V. Hobbs. 1992: "Organization and Structure of Clouds and Precipitation on the Mid-Atlantic Coast of the United States. Part V: The Role of an Upper-Level Front in the Generation of a Rainband." *J. Atmos. Sci.*, 49, 1293-1303.

McCann, D. W., 1995: Three-dimensional computations of equivalent potential vorticity. *Wea. Forecasting*, 10, 798-802.

Moore, J. T., and T. E. Lambert, 1993: The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. *Wea. Forecasting*, 8, 301-308.

Parsons, D. B., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XI: Comparisons between observational and theoretical aspects of rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2377-2397.

Sanders, F., and L. F. Bosart, 1985: Mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1050-1061.

Sanders, F., and B. J. Hoskins, 1990: An easy method for estimation of Q-vectors on weather maps. *Wea Forecasting*, 5, 346-353.

Schultz, D. M., and P. N. Schumacher, 1999: The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2709-2732; Corrigendum, 128, 1573.

Seman, C. J., 1992: On the role of nonlinear convective - symmetric instability in the evolution of a numerically

simulated mesoscale convective system. Preprints, *Fifth Conf. on Mesoscale Processes*, Atlanta,

Trenberth, K. E., 1978: On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 131-137.

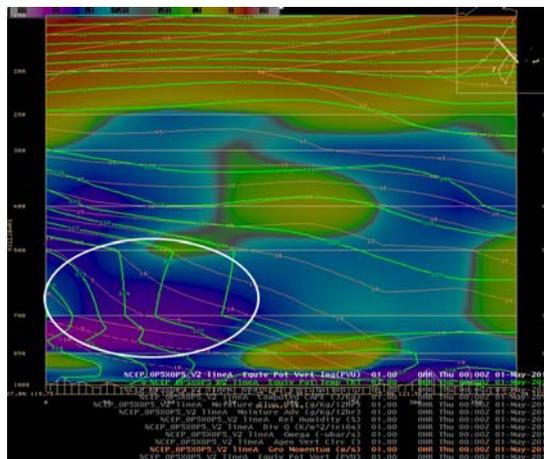


圖 1：2014 年 5 月 1 日 00 UTC 之 θ_e 、 Mg 與 EPV 垂直剖面分布圖，白圓圈顯示深厚的 CSI 機制範圍。 θ_e 之斜率 $> Mg$ 斜率，且 $EPV < 0$ PVU，則有潛在 PSI 存在。

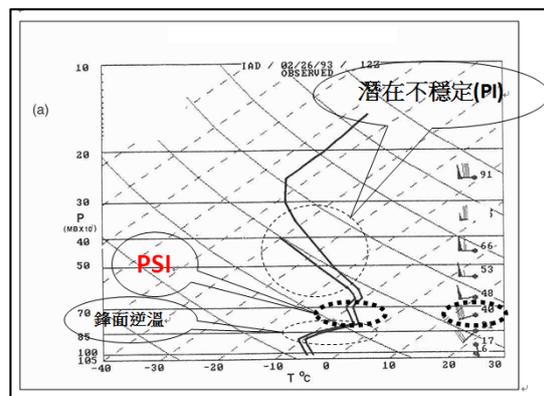


圖 2：探空曲線各區段分布，其中 850hPa 至 700hPa 具 PSI 特性。

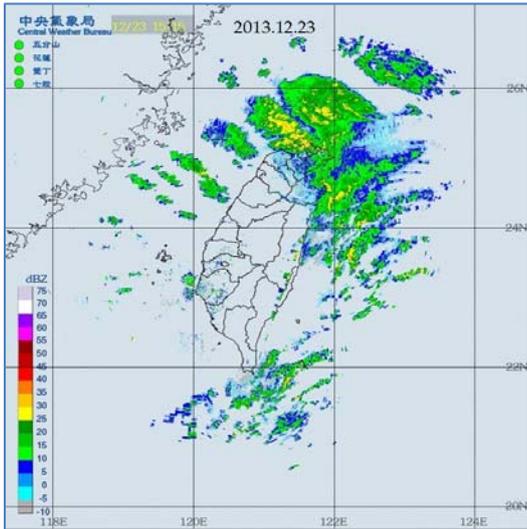


圖3：2014年12月23日1515L雷達回波合成圖，顯示台灣海峽上有一排排西北-東南走向平行的回波，此是PSI現象，也是一種重力波傳遞。

垂直方向Q Div 分布圖，顯示存在大範圍 $\nabla \cdot Q$ 負值區，最強約 $-10 \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ 。

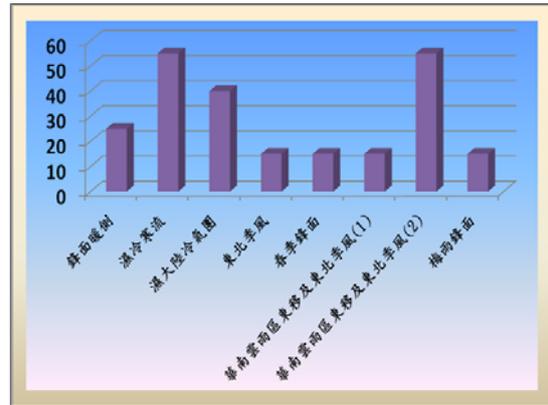


圖6：不同天氣類型個案之Q散度極值(單位： $\text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)，由於Q散度是在準地轉條件下較為適用，在靠近鋒面區域附近，因存在較大的非地轉效應，故諸如「春季鋒面」及「梅雨鋒面」的個案，Q散度極值可能會有誤差或低估現象。

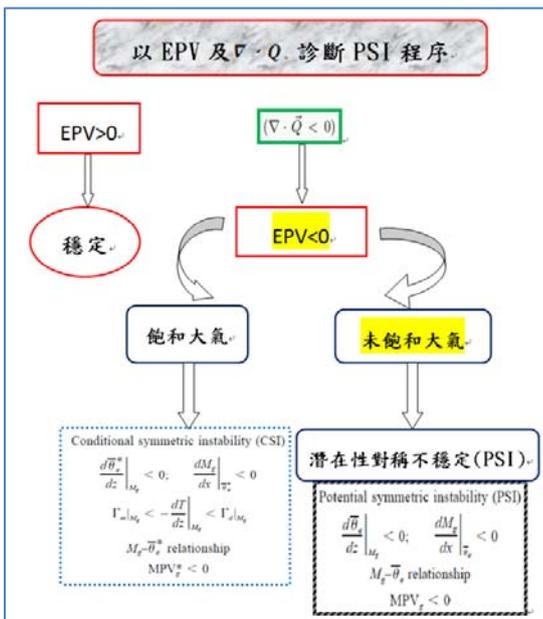


圖4：以EPV及 $\nabla \cdot Q$ 診斷PSI程序

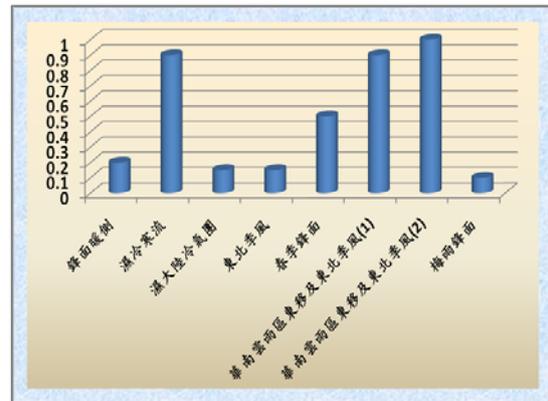


圖7：不同天氣類型個案之EPV極值 (-PVU)。

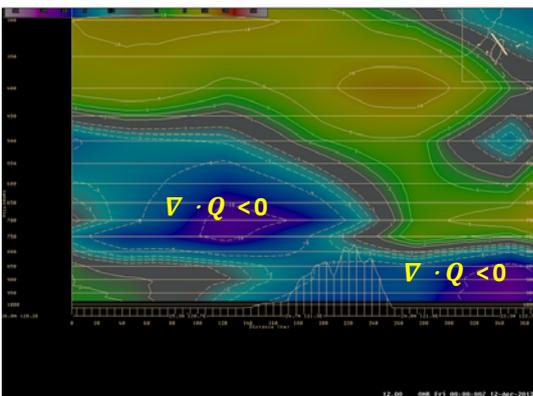


圖5：2013年4月12日00Z 如右上小圖之橫切面

參數 類型	EPV 負值 範圍	$\nabla \cdot Q$ 適用性	CAPE	水氣 輻合	相對 溼度	PSI 範圍	與潛在 不穩定 共存範 圍	地形 迎風面 率升 作用
鋒面暖 側伴隨 LLJ	位於鋒 面南側 (中等)	可	中	大	接近 飽和	中等	中	存在
溼大陸 冷氣團 或寒流	位於鋒 面南側 (深厚)	佳	小	大	接近 飽和	深厚	小	存在
春雨 鋒面	淺薄	不確定	中	大	接近 飽和	淺薄	中	存在
華南雲 雨區及 東北季 風	深厚	佳	小	大	接近 飽和	深厚	小	存在
東北 季風	中等	佳	小	大	接近 飽和	中等	小	存在
梅雨 鋒面	位於鋒 面北側 (淺薄)	不確定	高	大	接近 飽和	淺薄	大	存在

表 1：不同類型 PSI 個案各項診斷指標定性特徵整理