

東亞地區寒潮爆發的位渦分析

江火明 洪文山

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十五年三月十三日收稿；中華民國八十五年七月十日定稿)

摘 要

東亞地區冬季最明顯的天氣現象之一是寒潮爆發，寒潮爆發所帶來的劇烈降溫、大風、降水……等現象，往往給農漁業、交通、軍事等帶來莫大的影響。因此，針對寒潮過程做詳細的診斷分析，以了解它的環流特性是相當重要的。

本文分析1988年1月21日～26日的寒潮個案，探討寒潮爆發期間大氣位渦距平結構在水平與垂直方向的發展，並應用位渦距平反求的技術，研究位渦距平引發之流場在寒潮爆發過程中所扮演的角色。

高層位渦正距平的位置，主要位於高空噴流出區的左方，噴流的強弱對位渦距平的大小有明顯的關係。低層位渦正距平位於地面斜壓區之處，大致與地面氣旋的位置相同。寒潮初期上對流層存在高位渦距平，它引發的流場加強了低層的位渦距平，低層的位渦距平引發的流場，又回饋加強了上層的位渦距平，造成斜壓不穩定的過程。

關鍵字：寒潮爆發、位渦、斜壓不穩定

一、前 言

東亞冬季最明顯的天氣現象便是寒潮爆發，寒潮爆發所帶來的劇烈降溫、大風、降水...等現象，往往給農漁業、交通及軍事帶來莫大的損失。因此，對寒潮過程的詳細診斷分析，來了解它的環流特性是相當重要的。

過去對於東亞寒潮問題的研究之中，Suda(1957)指出東亞寒潮爆發時期之典型氣壓形態為「西高東低」，當寒潮爆發時東亞大陸之冷低壓及阿留申低壓均有明顯的加強，位於日本上空有一明顯的割離低壓對應於阿留申低壓，同時噴流的位置也較平均位置南移並且增強。

Murakami (1979) 利用波譜分析，發現在高緯度地區其氣象基本場存在週期大約 4.3-4.6 天之震盪，並且發現其擾動的增幅與斜壓波的增幅速率相當一致。當此一擾動到達東海區域時有助於推動冷空氣的南侵。

任與蔡 (1981) 以合成的技術探討台灣地區不同強度寒潮天氣型態以及其變化情形。他們發現寒潮爆發首先要有高壓在蒙古西北方建立，此時若有槽線在高壓前加深，以及脊線在高壓後建立，將促使寒潮爆發。Joung and Hitchman (1982) 分析 16 個東亞寒潮爆發個案，發現東亞寒潮爆發可追溯至 6~7 天前，西風帶上游西大西洋區中對流層之槽、脊系統之形成以及向下游之移動與發展。Nakamura and Murakami (1983a,b) 模擬青康藏高原對冬季環流寒潮爆發以及背風旋生的影響，發現高原對於來自高緯度地區的冷空氣平流有阻擋的作用。

Boyle and Chen (1987) 發現貝加爾湖西側高空脊的建立，使得北冰洋的冷空氣得以沿著高空脊南下，同時脊前短波槽則逐漸發展成為東亞大槽，而這種槽脊系統的重建與消散是東亞寒潮過程中之顯著特徵。Ding and Meng (1992) 則認為由於冷高壓的發展與南侵，使得東亞地區溫度梯度及壓力梯度因此上升，而東西向的氣壓梯度增加了近地面的北風分量，同時也加強了東亞局地哈得理環流 (Local Hadley Circulation)。

在天氣系統的分析時，如何由所使用的資料找到足夠的訊息是非常重要的。故希望所分析的資料在時間、空間的尺度上能夠與所欲分析的天氣現象一致，並且期望這些資料能夠符合某些特定的動力平衡條件，例如地轉平衡 (Geostrophic Balance)、靜力平衡 (Hydrostatic Balance)；以及滿足某些保守量，例如：正壓大氣中之絕對渦度 (Absolutely Vorticity) 或 (1.1) 式所示的 EPV (Ertel's Potential Vorticity)，式中 ρ 為密度、 $\vec{\eta}$ 為絕對渦度向量、 θ 為位溫。

$$q = \frac{1}{\rho} \vec{\eta} \cdot \nabla \theta \quad (1.1)$$

但分析所使用的資料最主要還是來自傳統的觀測網，由於人為與儀器的誤差，加上傳統觀測網在時間、空間解析度的不足，使得資料中含有許多的雜訊，這些雜訊會混淆所欲分析的問題，並提供錯誤的訊息。

位渦距平反求技術的發展，將有助於解決上述的問題。Hoskins et al. (1985, 以下簡稱 HMR) 認為，如果能夠透過尺度分析而分離出具有動力意義的位渦距平，則在一個適當的平衡條件及邊界條件下，可以由位渦距平場之分布，反求出運動場及質量場擾動的分布。由上面的觀點，可以將位渦距平反求視為一個動力上的濾波器，將原本具雜訊之傳統資料計算成位渦場、距平場，再反求其運動場、質量場的分布，則此時所反求出來的資料，將完全符合位渦保守原則以及所假設之平衡條件。如果再進一步的研究，不考慮誤差或其他尺度的擾動，可以發現那些被濾除的資料是造成位渦不保守的分量，因此亦可了解這些分量在所研究的問題中扮演的角色。

HMR(1985)指出，可以將大氣位渦的分布，視為許多獨立之位渦擾動疊加而成的，而這些位渦擾動彼此間互相影響的效應，在許多天氣系統的發展過程中扮演著重要的角色，並應用此一觀念來解釋羅斯貝波(Rossby Wave)的傳播、斜壓不穩定、旋生的發生機制。Davis and Emanuel(1991)分析1988年2月5日之旋生個案亦得到相同的結論。

由過去的研究中我們可以發現，寒潮爆發的過程包含了地面冷高壓的累積、發展，然後分裂南移出海造成低緯的降溫，及高層兩大洋脊的建立，槽、脊系統東移發展成東亞大槽。在這樣的過程中，高層系統的發展與低層系統間的關係為何呢？過去的研究之中雖然透過基本場、能量分析、數值模擬的方法可使吾人了解寒潮的結構，但是並無法了解上、下層之系統在寒潮爆發過程中彼此間的關係。在本文將利用位渦作為診斷分析的工具，分析寒潮過程中位渦距平垂直結構的發展，並藉著位渦距平反求的技術，研究高、低層位渦距平彼此間的關係，希望能夠對於寒潮問題有更進一步的了解。

二、寒潮個案選取

任和蔡(1981)對台灣地區寒潮定義如下：冷鋒過境後，因大陸冷氣團南下帶來冷空氣，使台北的最低溫度連續下降 4°C 或以上者稱之為寒潮。而降度數在 4°C 與 5.9°C 之間，稱為中寒潮；在 6.0°C 與 7.9°C 之間者稱為強寒潮； 8°C 或以上者稱為極強寒潮。

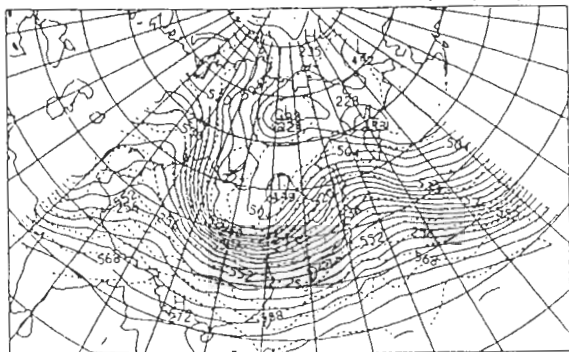
本文採用上述定義選取極強寒潮之個案加以分析。經過初步挑選後，我們選擇了1988年1月21日至1988年1月26日之寒潮個案，在1988年1月22日時板橋站之地面溫度為 20°C ，到了1988年1月23日下降至 11°C ，在二十四小時間下降了 9°C ，是為極強寒潮的個案。

我們所使用歐洲中期預報中心(The European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 簡稱ECMWF)之分析資料，它有1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100hPa等特性層風場、高度場、溫度場資料，水平區域東西為 70°E 到 180°E 、南北為 20°N 到 86°N ，網格點間距為 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ ，共有 $45\times 26=1170$ 個網格點。

圖1a~1f為1988年1月21日至1月23日12Z之1000hPa、500hPa等壓圖，在1月21日12Z時500hPa 110°E 存在一高空槽線，上游 80°E 處有一發展相當明顯之高空脊，對於一次寒潮事件此高空脊的發展為重要的關鍵，冷空氣沿著高空脊的前緣自北冰洋進入西伯利亞，而北太平洋暖脊使得此一冷空氣累積於西伯利亞，使得西伯利亞高壓發展增強，此一高壓位於槽前脊後從準地轉理論亦可知相當適合高壓的發展。在中國大陸東北存在一低壓擾動，此一低壓擾動位於冷暖空氣的交界處，斜壓不穩定使得此一低壓得以自平均流場吸取所需的能量，從準地轉理論槽前脊後相當適合低壓的發展，22、23日12Z 1000hPa等壓圖可以發現冷空氣的南移加強了低壓區域的斜壓性，同時低壓也隨著高空槽線不斷東移，且強度不斷增強，至23日12Z時已發展為成熟的溫帶氣旋。

DASH LINE:TEMPERATURE FIELD
SOLID LINE:GEOPOTENTIAL FIELD
VERTICAL LEVEL: 500 MB 1988/01/21/12Z

a



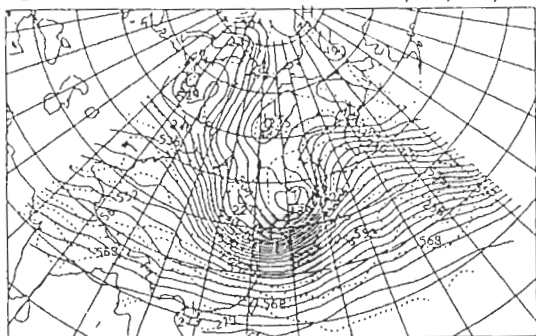
DASH LINE:TEMPERATURE FIELD
SOLID LINE:GEOPOTENTIAL FIELD
VERTICAL LEVEL: 1000 MB 1988/01/21/12Z

b



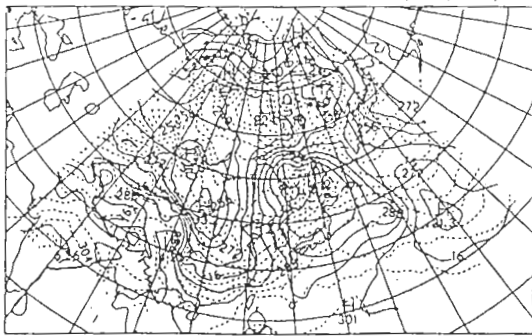
DASH LINE:TEMPERATURE FIELD
SOLID LINE:GEOPOTENTIAL FIELD
VERTICAL LEVEL: 500 MB 1988/01/22/12Z

c



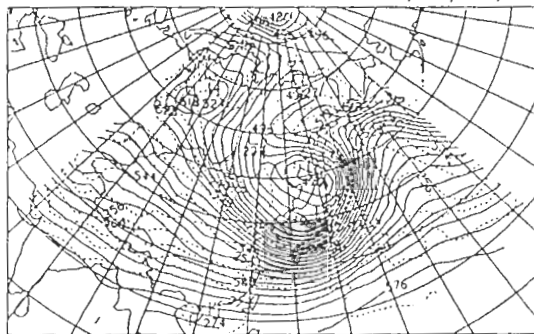
DASH LINE:TEMPERATURE FIELD
SOLID LINE:GEOPOTENTIAL FIELD
VERTICAL LEVEL: 1000 MB 1988/01/22/12Z

d



DASH LINE:TEMPERATURE FIELD
SOLID LINE:GEOPOTENTIAL FIELD
VERTICAL LEVEL: 500 MB 1988/01/23/12Z

e



DASH LINE:TEMPERATURE FIELD
SOLID LINE:GEOPOTENTIAL FIELD
VERTICAL LEVEL: 1000 MB 1988/01/23/12Z

f

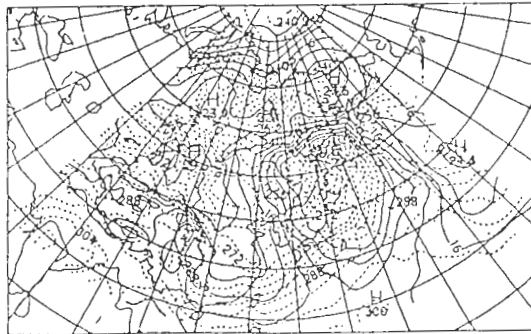
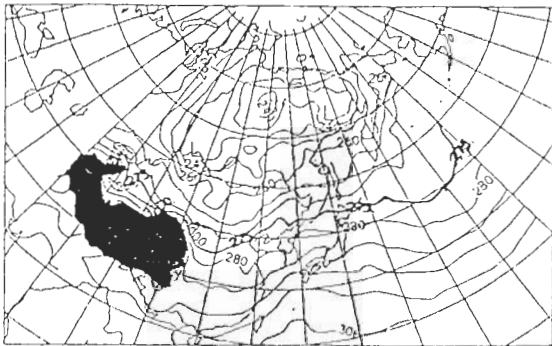
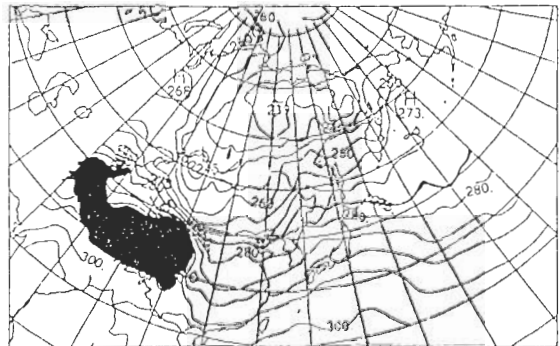


圖1 500,1000hPa溫壓圖，實線為高度線，虛線為溫度線。(a) 1988年1月21日 12Z500hPa；(b) 1988年1月21日12Z1000hPa；(c) 1988年1月22日 12Z500hPa；(d) 1988年1月22日12Z1000hPa；(e) 1988年1月24日 12Z500hPa；(f) 1988年1月24日12Z1000hPa。

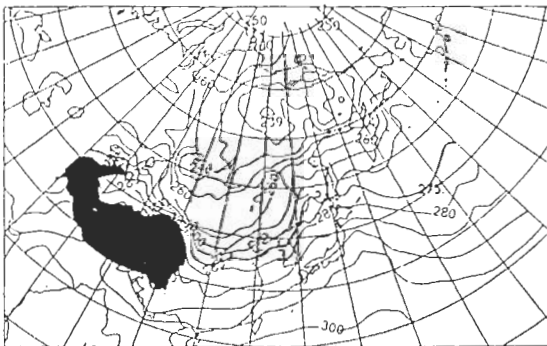
POTENTIAL TEMPERATURE FIELD
VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/21/00Z



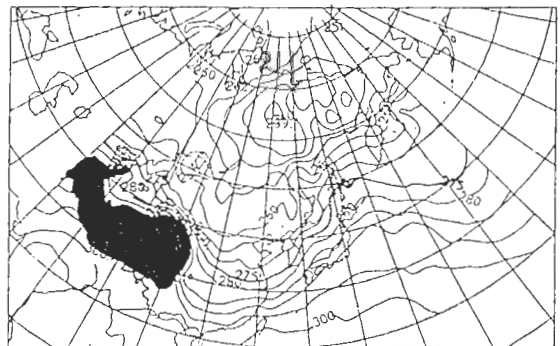
POTENTIAL TEMPERATURE FIELD
VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/21/12Z



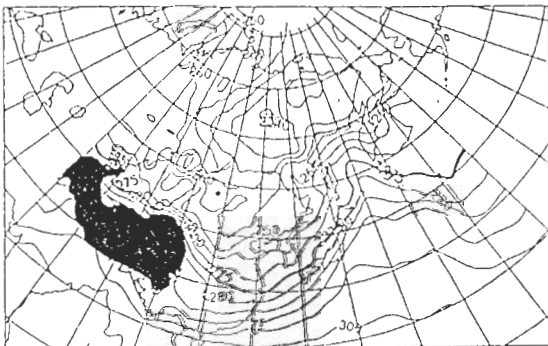
POTENTIAL TEMPERATURE FIELD
VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/22/00Z



POTENTIAL TEMPERATURE FIELD
VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/22/12Z



POTENTIAL TEMPERATURE FIELD
VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/23/00Z



POTENTIAL TEMPERATURE FIELD
VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/23/12Z

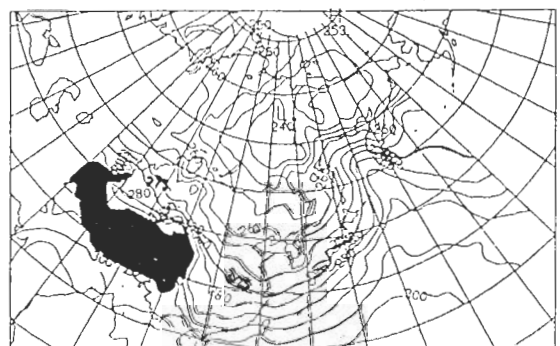


圖2 925hPa位溫圖，粗黑實線為275°K等位溫線，黑影區為青藏高原。(a) 1988年1月21日00Z；(b) 1988年1月21日12Z；(c) 1988年1月22日00Z；(d) 1988年1月22日12Z；(e) 1988年1月24日00Z；(f) 1988年1月24日12Z。(每隔5°K繪一等值線)

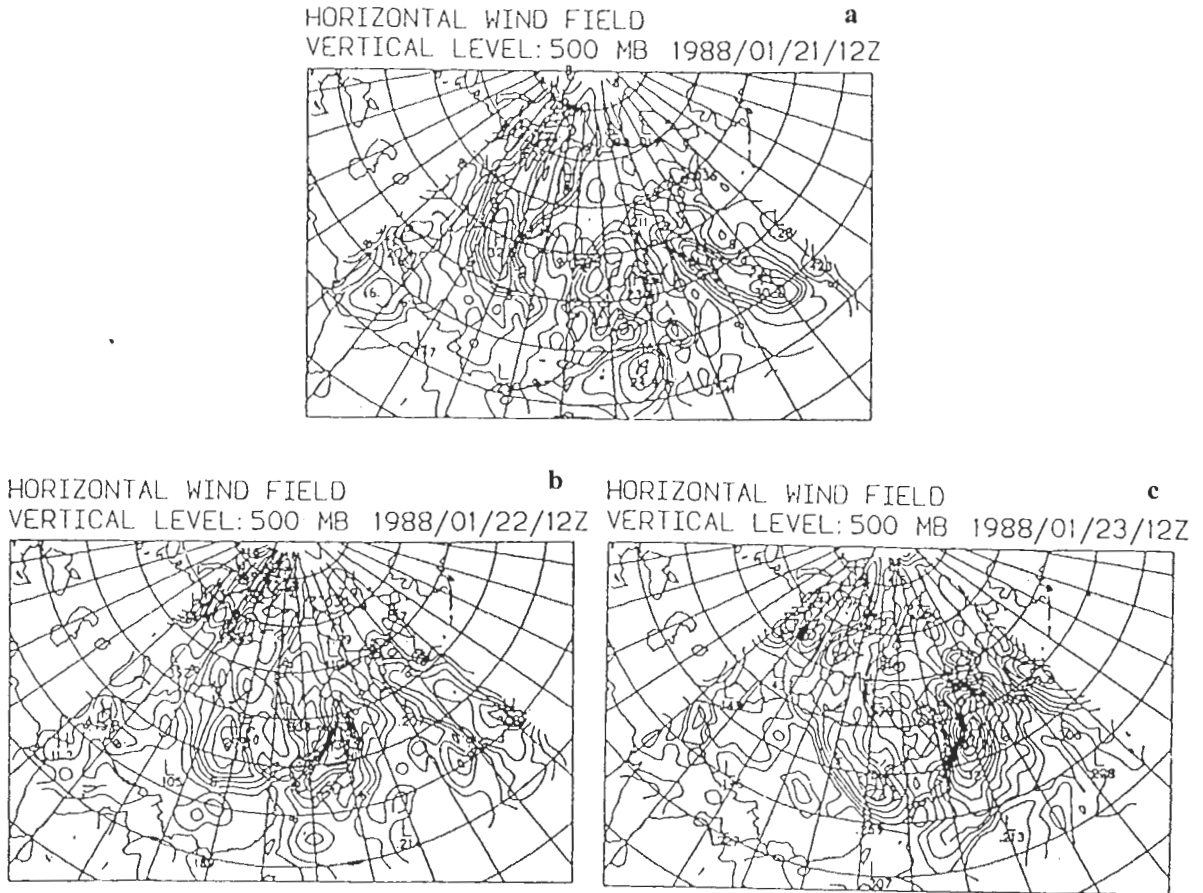


圖3 500hPa等風速圖。(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；
(c) 1988年1月23日12Z。(每隔10m/s繪一等值線)

1988年1月22日12Z，高空槽東移至 130°E ，槽線由東北—西南走向轉為西北—東南走向，出現橫槽轉豎的形勢，冷空氣沿著槽後氣流南下。原西伯利亞冷高壓處分裂出一個高壓中心，其中心對應到高空溫度槽的中心，意味著冷空氣南侵的開始，同時原本之低壓發展更強，在低壓區出現明顯之斜壓區。而高空槽的東移造成對北太平洋脊的擠壓，使得槽前的噴流增強。

到了1988年1月23日12Z，高空槽東移到 140°E ，地面之分裂高壓移到中國東北，冷空氣沿著高壓的前緣南侵，溫度降至最低為寒潮最強之時，台北溫度從 20°C 降至 11°C ，上海從 4°C 降至 -2°C 出現了非常明顯的降溫現象。從高空槽脊系統的發展，以及地面冷高壓分裂南侵、日本割離低壓的發展，可以看出此次個案為非常典型的寒潮爆發個案。

圖2a~2f為925hPa之位溫場，為了明顯看出冷空氣的南移以及青康藏高原對於冷空氣的影響，圖中粗黑的實線為 275K 之等位溫線，黑影區為地形高度大於 3000m 之青康藏高原所在的位置。在個案初期地面有一不明顯的波狀結構，位溫槽的位置大概位於中國大陸 40°N 的位置隨著

時間的變化此一波狀結構不斷的加強，到了22日12Z時925hPa之位溫場已經出現非常明顯的槽脊結構，此一溫槽脊系統在東移的過程中不斷的加強，到23日12Z時發展最強。從另外一個角度來看，寒潮本身為累積於東亞大陸上空之冷空氣南侵的結果，在1月21日00Z時聚集於大陸北方之冷空氣開始南侵，到了1月21日12Z時冷空氣由於受到青康藏高原的阻擋效應，因此沿著高原的前緣進入東亞低緯的地帶。並引發向東傳播的位溫場波狀擾動。本研究之目的即希望能夠對於冷空氣的南侵、位溫擾動的增強、東移做進一步的分析。

圖3a~3c為500hPa之水平風場分布圖，時間序列為1988年1月21日到23日12Z，從圖中可以發現高空噴流的位置存在於高空槽的前後方成對出現，1月21日12Z高空槽後噴流風速最大值為32.5m/s而槽前則為23m/s，但隨著冷空氣不斷的東移南侵，使得東亞的溫度梯度不斷上升，逐漸加強了槽前的噴流強度，1月23日12Z時已達51.2m/s，而槽後的噴流減弱為27.7m/s。

三、準地轉反求模式

寒潮的典型時間尺度約為2-5天，有時還可以持續更長，主要為綜觀尺度之天氣現象。在寒潮爆發的過程中，水平尺度約為2000公里、風速的特徵尺度約為20m/s、柯氏參數 $7.29 \times 10^{-5}/s$ ，則羅士培數($=U/fL$)約為0.137。本文不是分析寒潮爆發的非地轉運動加強的過程，而是在於探討地面反氣旋與氣旋發展的物理機制。因此利用準地轉位渦距平反求模式，是合理的。

在本文中所定義之平衡條件為地轉風平衡，即

$$\vec{V}_g = \frac{1}{f_0} \hat{k} \times \nabla_p \phi \quad (3.1)$$

式中 f_0 選擇在 $40^\circ N$ 的位置。準地轉位渦方程為

$$q = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f + \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \phi}{\partial p^2} \quad (3.2)$$

靜力穩定度之定義如(3.3)式，為了簡化問題故假設大氣之靜力穩定度為常數，式中 R 為氣體常數 $287J/K/Kg$ ； T 、 P 為上下層溫度、壓力之平均；垂直微分項則利用125hPa及925hPa之溫壓計算。

$$\sigma \equiv - \frac{RT}{p} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \quad (3.3)$$

接著我們將(3.2)式無因次化，假設 $q=Aq^*$ 、 $\phi=B\phi^*$ 、 $f=2\omega \sin \zeta$ 、 $(x,y)=(Lx^*,Ly^*)$ 、 $p=\Pi p^*$ 、 q^* 、 f^* 、 p^* 、 x^* 、 y^* 為無因次變數，將以上變數代入(3.2)式可得到(3.4)式。式中 ω 為地球自轉角速度； Π 為垂直特徵尺度； ζ 為緯度。

$$Aq^* = \frac{B}{f_0 L^2} \nabla_*^2 \phi^* + 2\Omega \sin \phi + \frac{Bf_0}{\sigma \Pi^2} \frac{\partial \phi^*}{\partial p^*} \quad (3.4)$$

由於(3.3)式中每一項之大小必需相同，因此可以計算出A、B、L，

$$A = 2\Omega; B = \frac{2\Omega\sigma\Pi^2}{f_0}; L = \sqrt{\frac{\sigma\Pi^2}{f_0^2}}$$

將A、B、L代入(3.4)式中，化簡之後可得(3.5)式

$$q^* = \nabla^2 \phi^* + \sin \varphi + \frac{\partial^2 \phi^*}{\partial p^{*2}} \quad (3.5)$$

爲方便起見，以後的方程式中將把*去掉。又假設

$$q = \bar{q} + q'; \phi = \bar{\phi} + \phi'; \sin \varphi = \sin \varphi_0 + \cos \varphi_0 (y - y_0),$$

將位渦場及重力位場分爲平均及距平兩部分，“ $\bar{\quad}$ ”爲平均場，“ \prime ”爲距平場，並且對 $\sin \zeta$ 做泰勒展開，然後代入(3.5)式並且消去兩邊之零階項，如此可得到準地轉位渦距平反求方程式。

$$q' = \nabla^2 \phi' + \cos \varphi_0 (y - y_0) + \frac{\partial^2 \phi'}{\partial p^2} \quad (3.6)$$

許多反求模式中，如：Eliassen and Kleinschmidt(1957)、HMR(1985)、Thorpe(1986)等所採用的距平場大多爲一個理想函數的分布。在實際資料中必需考慮所要研究的問題，如果想分析位渦距平對於大環境流場的影響，那可以取空間的平均來計算距平場，如果想分析位渦距平的發展與消散，那就必需利用時間的平均來計算距平場，在本文的研究，在探討寒潮爆發的過程，故平均場指的是六天的平均，距平場是每次觀測場與時間平均場的差。

實際反求的過程中，爲避免邊界影響數值解，故將欲反求之位渦距平置於模式的中心，並且往四周遞減至零。由於位渦距平在邊界處幾乎爲零，故模式之水平邊界條件爲 $\phi' = 0$ ，並且假設上、下邊界之位溫爲均質(Homogeneous)，垂直邊界條件爲 $\phi' = 0$ 。

前述之準地轉位渦距平反求模式中，假設大氣中位渦距平的分布爲許多獨立位渦距平疊加而成的，即 $q' = q'_s + \sum q'_n$ (q'_s 爲下邊界位渦距平， q'_n 爲模式內部之位渦距平)。吾人可以透過反求來得到每個獨立位渦距平所引發的流場，對於 q'_n 而言可以假設其下邊界並無垂直速度存在，其位溫場分布爲均質，故其下邊界條件爲 $\phi' = 0$ 。但在計算下邊界位渦距平時，由於真實大氣中下邊界位溫距平並非均質的，故必需利用其他方法來計算下邊界之位渦分布。Bretherton(1966)、HMR(1985)指出地面的位溫距平與地面位渦距平爲戴爾它函數(Delta Function)的關係

$$q' = \left[\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \phi'}{\partial p} \right]_{p_1}^{p_i} \delta(p - p_1) \quad (3.7)$$

代表地面位渦距平集中於比下邊界稍微高一點的地方，在本模式中 $p_1 = 925\text{hPa}$ ，並利用(3.7)式計算下邊界位渦距平的分布。

本模式採用SOR(Successive Over-Relaxation)方法來解(3.6)式，(3.6)式之拉普拉斯(Laplace)、垂直微分項，皆利用中間差分法計算。SOR方法為給 ϕ 一個猜測場，並且逐次修正此猜測場，使其收斂到真實解。

如果模式區域為 $N \times M \times K$ 的話，那反求法便是解 $N \times M \times K$ 個聯立方程式，如果模式中每一點第 m 次所計算出來的餘項 $R_{i,j,k}^m$ 均趨近於零的話，那 $\phi_{i,j,k}^m$ 便可視為數值解。在本文中之收斂判斷標準為 10^{-4} 。 ω 為過緩和係數(Overrelaxation Coefficient)其值介於1和2之間，如果選擇適當的 ω 可以加速收斂的過程，在本文中所選取的 ω 為1.3。

四、診斷分析結果

在寒潮個案中，高層高位渦值空氣的擾動是非常明顯的現象，同時這也是激發此次研究的重點之一，HMR(1985)、Davis and Emanuel(1991)等人的研究指出，初始高層之高位渦值空氣所引發的環流將會引發地面位溫場的擾動。圖4為位渦、位溫經向垂直剖面圖，由於高空槽的移動對於寒潮爆發有相當大的影響，故選擇東西剖面的緯度以高空槽的位置為主，圖中實線為PPV(單位為PPVU, 1PPVU=2 ω)；粗黑實線為PPV=2PPVU線；虛線為位溫線。

在22日00Z時高空500hPa處有兩個大振幅之波狀擾動存在，而這兩個高空之波狀擾動相對於地面為兩個斜壓區，斜壓區的位置分別位於 $90^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$ 及 $125^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{E}$ 。同時在兩個斜壓區處均有較大位渦擾動存在，不過值得注意的是在西邊的垂直結構中主要為向上向東傾斜，而東邊則為向上向西傾斜。

在HMR的旋生觀念模式及Hoskins and Berrisford(1988)、Davis and Emanuel(1991)的分析中均指出高空之位渦擾動必需落後地面的位渦擾動，如此地面之擾動方能發展。在圖4中亦可發現西邊的斜壓區逐漸的減弱，其相對的高空位渦擾動也逐漸變小；而東邊的高空波狀擾動其振幅則隨時間不斷的增強，到了23日12Z時高空與地面的位渦擾動已經合成一體成爲一個柱狀的結構，而原本東方的斜壓區也不斷增強。

對於等壓面而言等位溫線相當於等溫線，因此位溫值高的空氣代表空氣溫度也較高，從圖4中我們可以發現兩個斜壓區之間便是寒潮之冷空氣所在的位置，而東方斜壓區不斷的東移增強也代表著寒潮爆發的過程中冷空氣東移出海的過程，而斜壓區的增強可以視為冷空氣東移而加強了與太平洋面上溫暖空氣之溫度梯度所造成的。在21日時280K之位溫線可以到450hPa左右，可是到了23日則降到500hPa左右，顯示冷空氣的南侵使得位溫面下降，而上層之波狀擾動東移的速度大約11.2m/s，約符合斜壓波的移動速度。

在一次寒潮天氣過程中，地面主要表現在強冷高壓在北方積聚生成向南移動最後出海變性，冷空氣沿冷高壓前緣南侵；在高空環流場則是以兩大洋脊的發展為開始，東亞大槽的再建

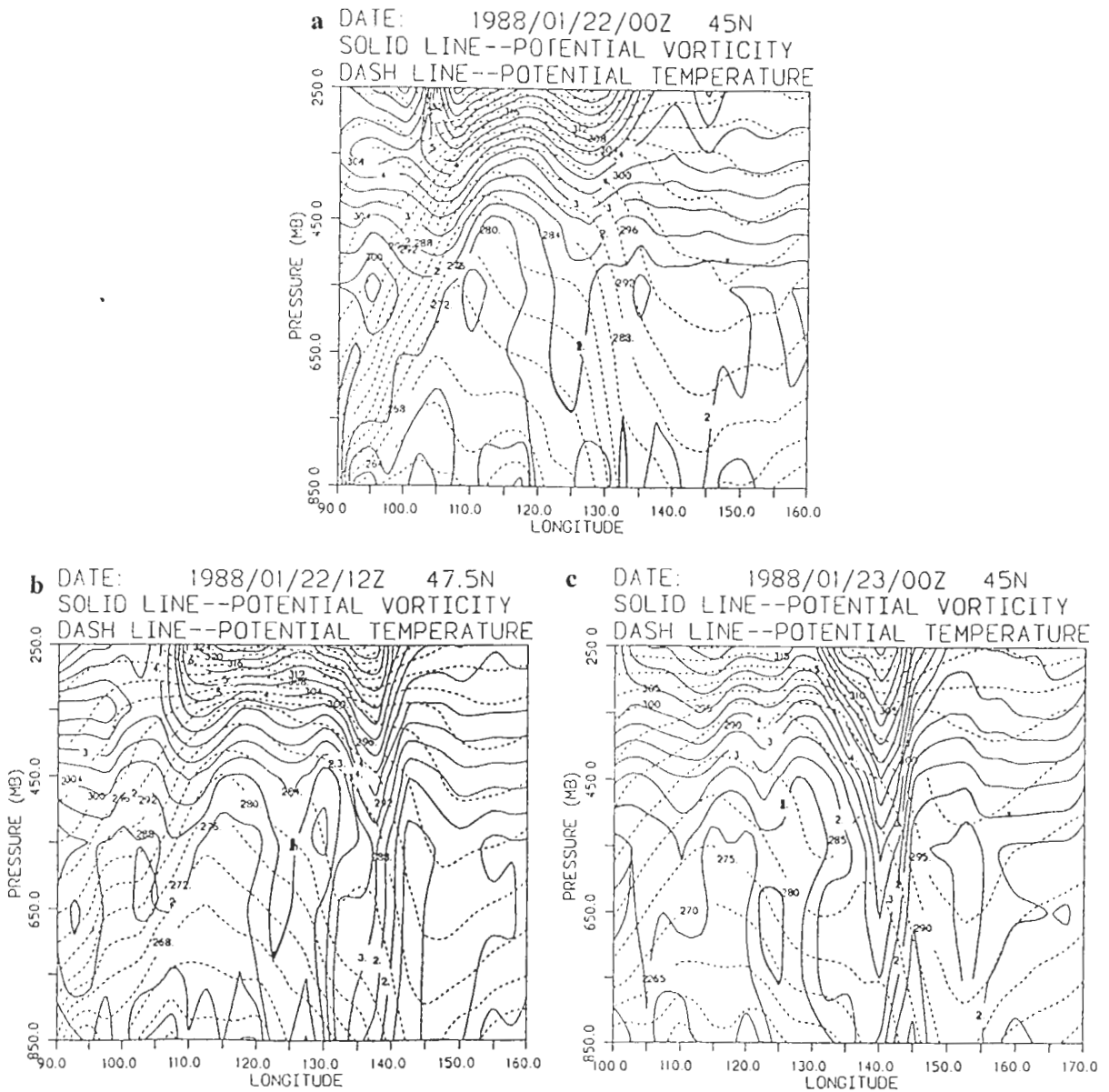
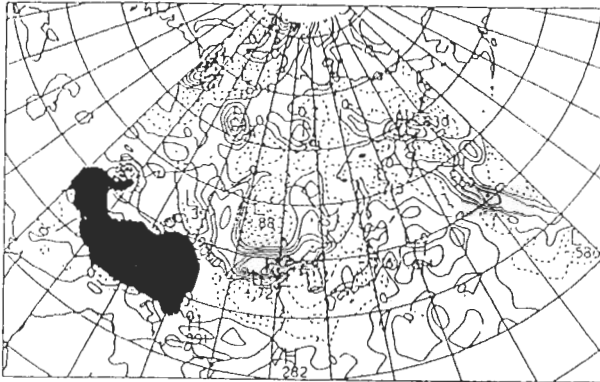


圖4 PPV (實線)、位溫 (虛線) 垂直剖面圖, 粗黑實線為2PPV等值線。(a) 1988年1月22日00Z45°N; (b) 1988年1月22日12Z47.5°N; (c) 1988年1月23日00Z45°N。

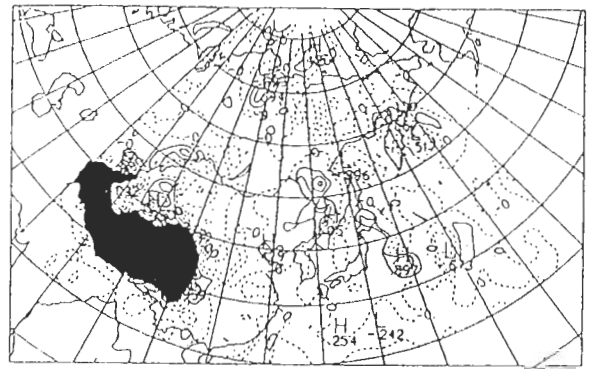
為結束。因此在本次研究的重點將著重於高空及地面位渦距平彼此間的關係，為了研究的方便在此將大氣500hPa以上定義為上層 (Upper PPV, UPV) 700、850hPa定義為下層 (Lower PPV, LPV) 及邊界位溫 (θ_b)。

Davis and Emanuel(1991)、Black and Dole(1993)等研究中指出，較重要的位渦距平大多集中於高層大氣與地表，圖5為本個案450hPa之位渦距平隨時間變化的情形，可以看出當

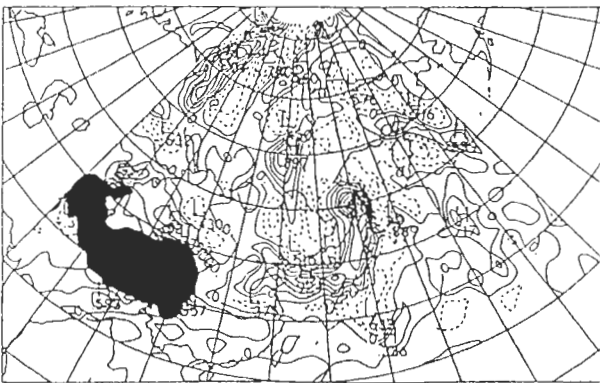
POTENTIAL VORTICITY ANOMALY
VERTICAL LEVEL: 450 MB 1988/01/21/12Z



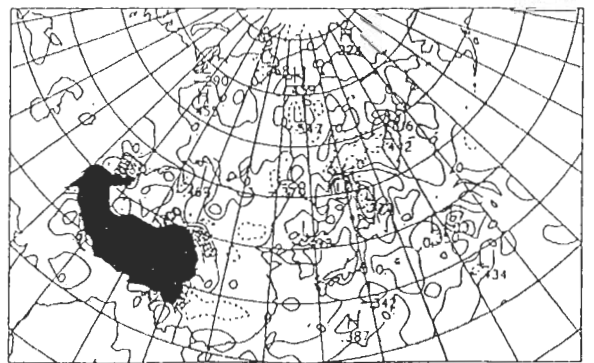
POTENTIAL VORTICITY ANOMALY
VERTICAL LEVEL: 850 MB 1988/01/21/12Z



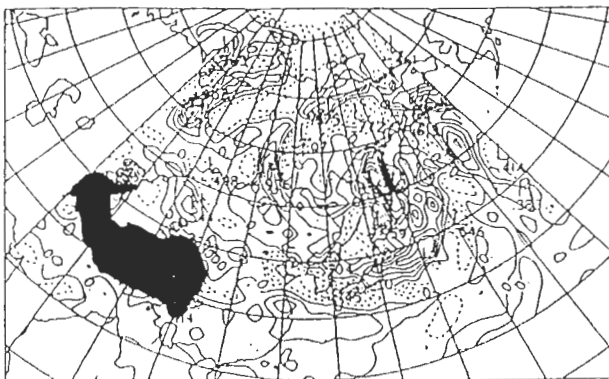
POTENTIAL VORTICITY ANOMALY
VERTICAL LEVEL: 450 MB 1988/01/22/12Z



POTENTIAL VORTICITY ANOMALY
VERTICAL LEVEL: 850 MB 1988/01/22/12Z



POTENTIAL VORTICITY ANOMALY
VERTICAL LEVEL: 450 MB 1988/01/23/12Z



POTENTIAL VORTICITY ANOMALY
VERTICAL LEVEL: 850 MB 1988/01/23/12Z

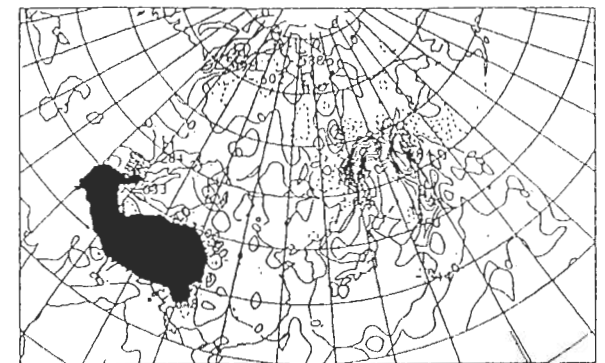


圖5 450hPa位渦距平圖。(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；(c) 1988年1月23日12Z。(每隔0.25PPV繪一等值線)

圖6 850hPa位渦距平圖。(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；(c) 1988年1月23日12Z。(每隔0.25PPV繪一等值線)

個案開始時，UPV之位渦距平分布呈正-負-正之結構，隨著時間東方的UPV之正距平不斷的東移，並且其強度不斷的增強，而原本上游450hPa之UPV則逐漸變弱，到了23日12Z甚至完全消失了，若是進一步的分析可以發現UPV之正位渦距平呈帶狀之結構。

若與圖6比較可以發現21日12ZUPV之位渦正距平極大值位置位於 37.5°N 、 117°E 左右，大約位於噴流出區的左邊，22日12Z由於上游噴流減弱及下游噴流增強的效應，所以UPV出現了兩個正位渦距平的極大值中心，位置分別在上、下游噴流出區的左邊，到了23日12Z在下游噴流出區的左邊有明顯的正位渦距平的極大值中心，由於上游噴流逐漸減弱，故位渦距平極值中心只出現一個。本個案中高層位渦距平的位置似乎與噴流的變化有相當明顯的關係，也就是說與運動場的關係較明顯，不過本次研究中假設大氣之靜力穩定度為常數，故看不出來質量場對於位渦距平場的影響。

圖6為本次寒潮爆發期間850hPa位渦距平隨時間變化的情形，LPV的位置與地面氣旋的位置相當一致，並且隨著氣旋的東移發展LPV的值也跟著變大，同時亦可發現LPV的位置與氣旋強烈斜壓區的位置相當一致，主要集中在狹長的冷鋒鋒面的區域，可以發現LPV的強度與位置，與寒潮期間氣旋的發展有密切的關係。

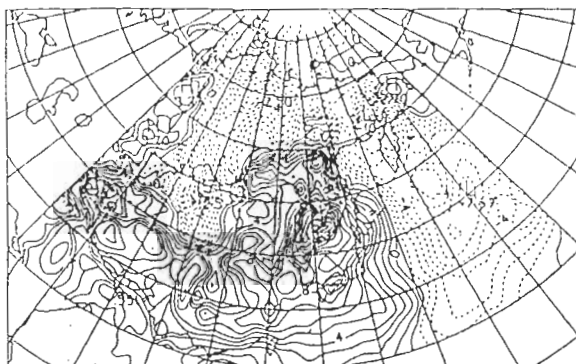
HMR(1985)指出地面位溫距平可是視為地面位渦距平沿著地面位溫梯度傳播，正的位置代表著正的位溫距平。圖7是 θ_b 隨時間變化的情形，在個案開始的時候 θ_b 為正、負位溫距平的分布，隨著寒潮的增強向東平移，類似Davis(1991)分析的結果，地面之擾動藉著表面羅斯貝波向東傳播。如果進一步研究正、負位溫的最大值可以發現在21日12Z時冷空氣（負的位溫距平 -12.5°C ）原本存在於西伯利亞平原之處，在中國大陸東北部有一個正的位溫距平 17.3°C 。

到了22日12Z前述的正、負位溫距平向東傳播，同時其最大值都變小分別為 -6.53°C 及 13.8°C ，到了23日12Z時又逐漸變大為 7.92°C 及 14.9°C ，這與HMR所提出上下層互相增強的理論似乎矛盾，在此我們認為主要來自於當初定義位溫平均場的時候，21日本來就是此一寒潮個案東亞溫度最高的時候，22、23日冷空氣開始南侵整個東亞區域的溫度開始下降，而造成21日之正、負位溫距平變大，如果在定義位溫平均場的時候把原本存在於東西的溫度梯度考慮進去，應該可以看出地面位溫距平隨時間增加的效應。

從圖5、6、7中可以發現，在本個案發生期間，大氣位渦距平的隨高度增加向西傾斜。LPV之結構與UPV、 θ_b 並不相同，初始階段UPV及 θ_b 存在明顯的距平，但LPV的距平場分布到了低壓出海之後才有明顯的增幅現象，Davis and Emanuel(1991)的研究中也指出，UPV、 θ_b 有較類似的動力結構，而LPV則有其獨特之動力結構。

利用反求法解得高空位渦距平在下邊界所引發的流場，並且研究此一流場對於下邊界的天氣系統所造成的影響為本次研究的主要目標，故在此將討論上（下）層大氣位渦距平所引發的流場對於上（下）層大氣所造成的影響，由於寒潮爆發以冷空氣的南侵為主，故以位溫場的變化為主，希望能夠發現位渦距平在冷空氣南侵的過程中所扮演的角色。

POTENTIAL TEMPERATURE FIELD **a**
 VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/21/12Z



POTENTIAL TEMPERATURE FIELD **b** POTENTIAL TEMPERATURE FIELD **c**
 VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/22/12Z VERTICAL LEVEL: 925 MB 1988/01/23/12Z

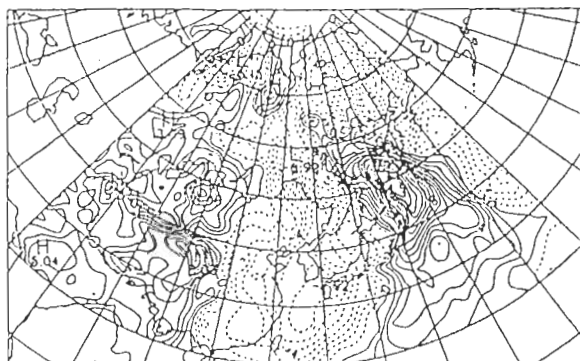
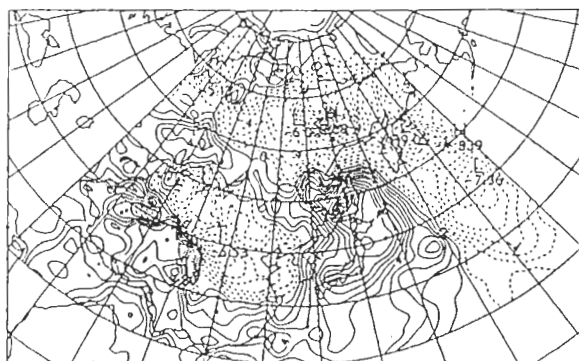


圖7 925hPa位溫距平圖。(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；
 (c) 1988年1月23日12Z。(每隔1°K繪一等值線)

從前面的分析中可以發現，個案發生期間地面位溫場存在波狀的運動（圖2），此一波狀運動的形成，主要來自於北方冷空氣南侵對於南方暖空氣的壓擠所造成的，圖8為UPV在下邊界所引發的流場，虛線為等位溫線，較粗的黑實線為275K的等位溫線。高空位渦距平在地面位溫場槽（脊）引發的北（南）風流場，對於地面位溫場波狀運動振幅的加強有非常明顯的影響。

如果將地面位溫場槽線的加強視為冷空氣的南侵，在1月21日12Z時下邊界之位溫場並無明顯的槽脊系統出現，意味著北方的冷空氣仍未開始南侵，主要中心在西伯利亞平原上空。上層之位渦距平引發了對稱的氣旋及反氣旋環流，其中心分別在北海道及蒙古上空。氣旋式環流在90°E引發的北風風場剛好將北方的冷空氣平流至南方，而在朝鮮半島處UPV引發的南風分量帶來南方的溫暖空氣。到了22日12Z可以看出由於UPV引發的流場，使得下邊界的溫度場出現了明顯的槽脊系統。原本成對的氣旋、反氣旋式環流開始向東平流。在100°E UPV所引發的北風分量帶來了北方的冷空氣加深了下來邊界的溫度槽，同時也增加了溫度梯度，而平流到日本島的北風分量，有於帶來南方溫暖的空氣使得位溫脊加深，在23日12Z時為寒潮爆發最強烈的時候，更可明顯看出上層位渦距平加強地面位溫場波狀的結構。

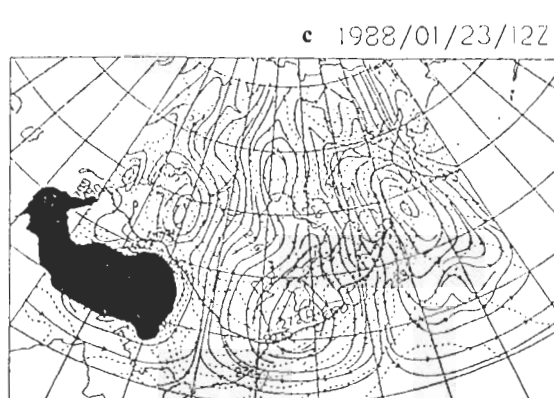
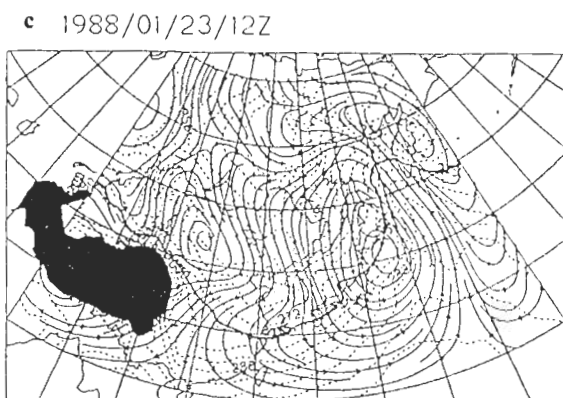
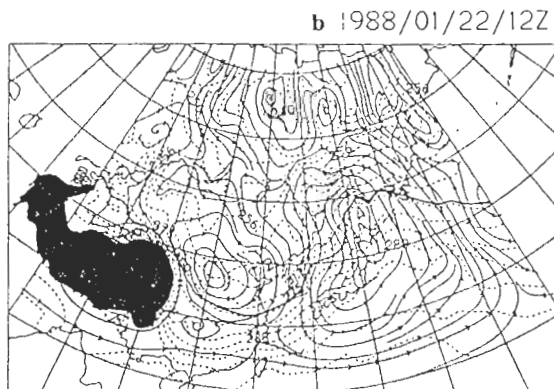
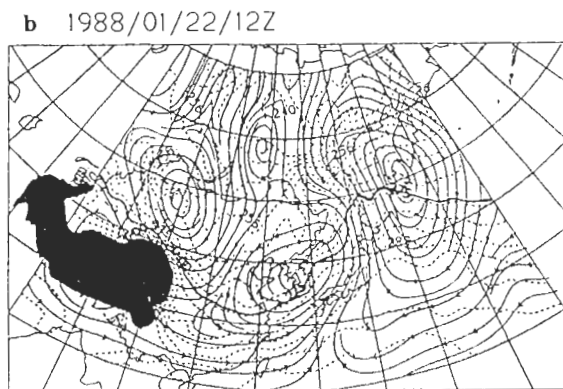
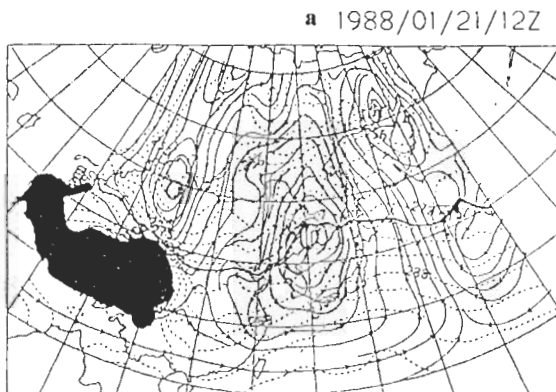
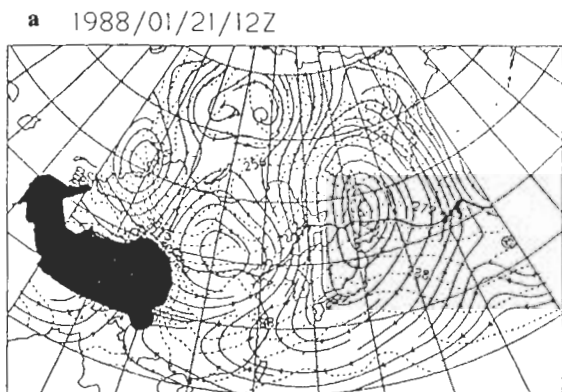


圖8 UPV於925hPa引發之流場圖，虛線為位溫，粗黑實線為275°K等位溫線。
(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；(c) 1988年1月23日12Z。(每隔4°K繪一等值線)

圖9 θ_b 於925hPa引發之流場圖，虛線為位溫，粗黑實線為275°K等位溫線。
(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；(c) 1988年1月23日12Z。(每隔4°K繪一等值線)

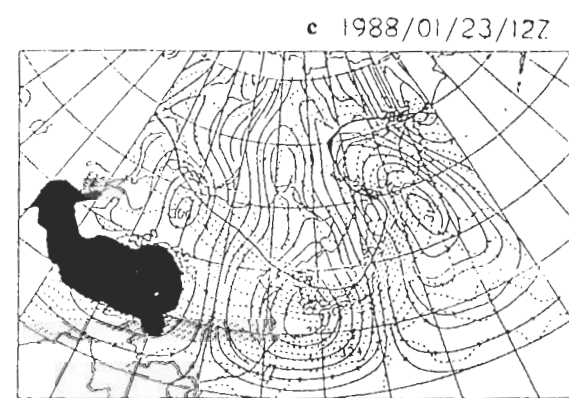
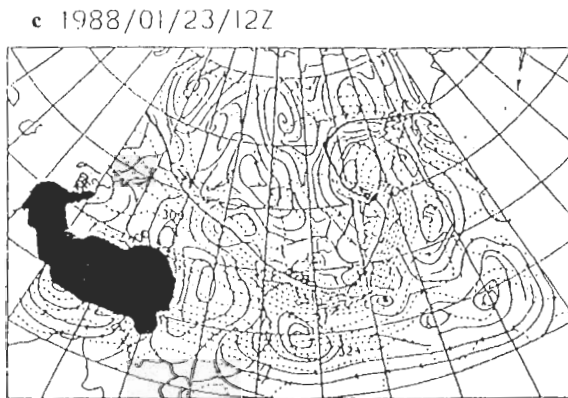
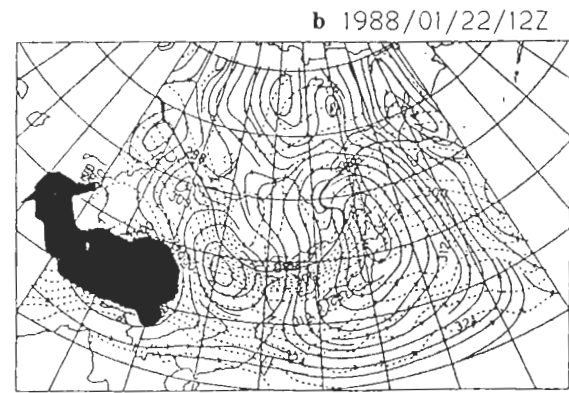
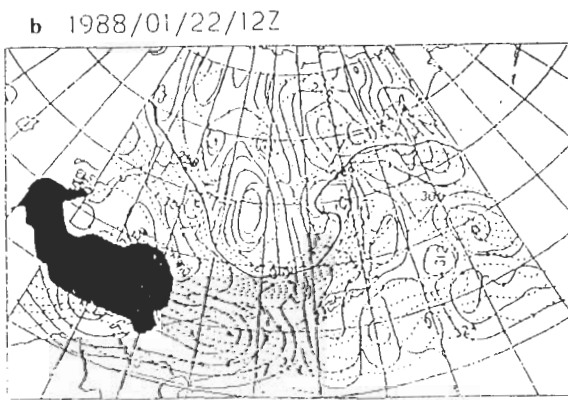
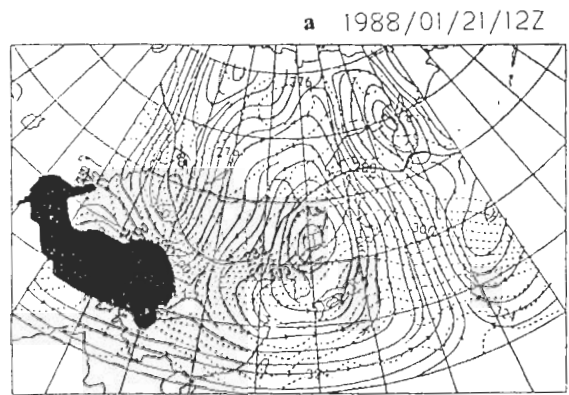
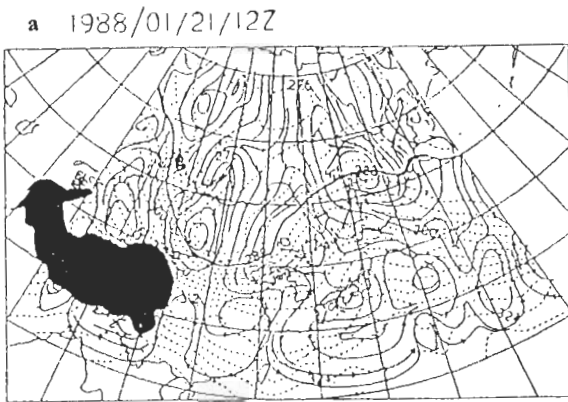


圖10 LPV於500hPa引發之流場圖，虛線為位溫，粗黑實線為288°K等位溫。(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；(c) 1988年1月23日12Z。(每隔4°K繪一等值線)

圖11 θ_b 於500hPa引發之流場圖，虛線為位溫，粗黑實線為288°K等位溫。(a) 1988年1月21日12Z；(b) 1988年1月22日12Z；(c) 1988年1月23日12Z。(每隔4°K繪一等值線)

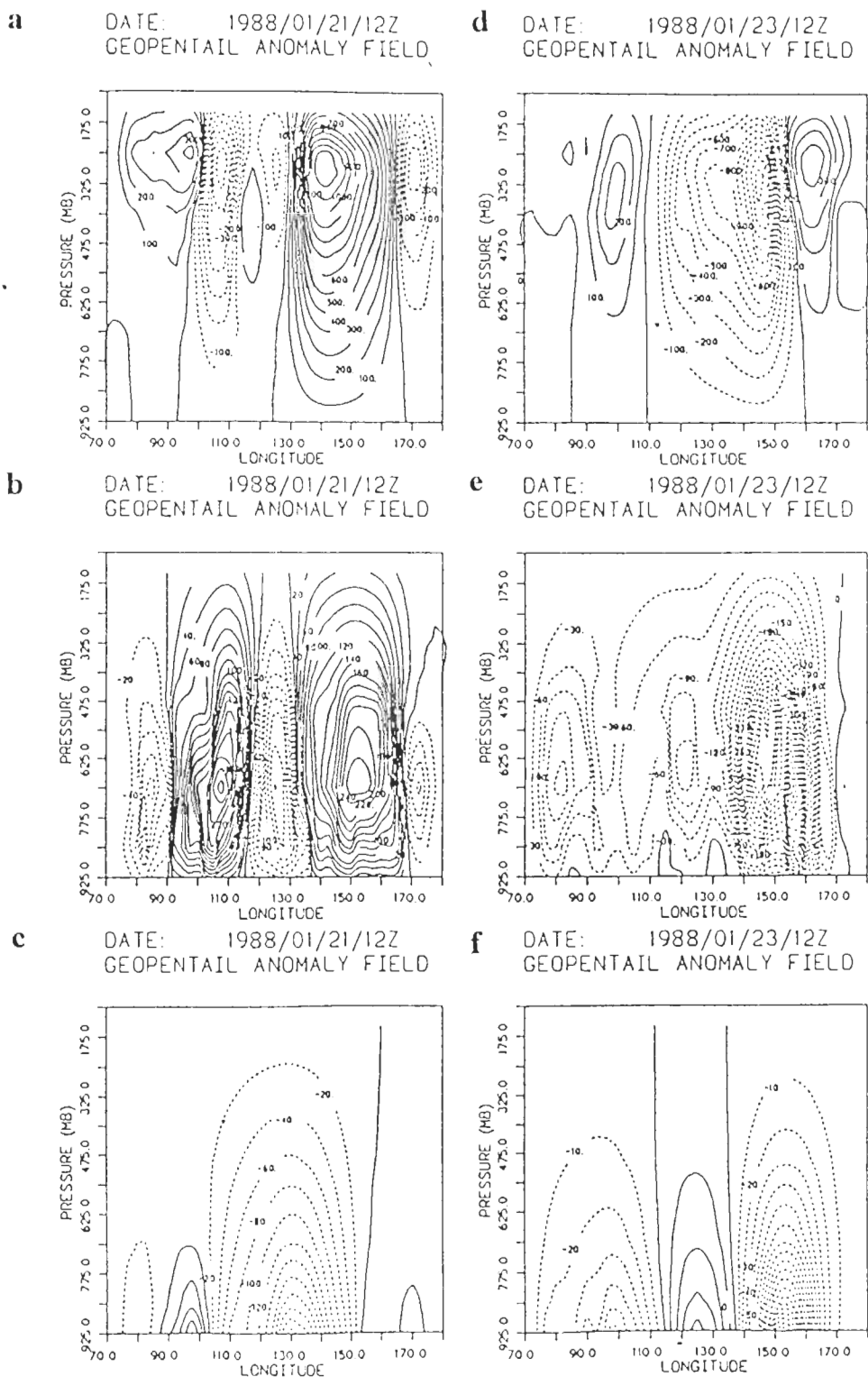


圖12 位渦距平反求之重力位距平垂直剖面圖。(a) 1988年1月21日12ZUPV；
(b) 1988年1月21日12ZLPVa；(c) 1988年1月21日12Z θ_b ；(d) 1988
年1月23日12ZUPV；(e) 1988年1月23日12ZLPV；(f) 1988年1月23日
12Z θ_b 。(單位：gpm)

圖9為 θ_b 在下邊界所引發的流場，在21日12Z的時候 θ_b 引發了一個明顯的氣旋環流，其中中心在朝鮮本島的上空，也就是位溫脊所在的位置，到了22、23日12Z時可以看出， θ_b 會在位溫脊的地方引發氣旋式環流，而在位溫槽的地方引發反氣旋式的環流， θ_b 在位溫脊下游所帶來的南風分量，將抬升下游的位溫線，而上游的北風分量則會降低上游的位溫線，在這種效應之下使得位溫的槽脊系統向東傳播，即引發Eady Edge波，換句話說，地面位溫距平所引發的流場，使得地面位溫擾動以Eady Edge波的形式向東傳播。

上層的大氣對於地面位溫波狀結構的增強有正面的貢獻，而 θ_b 所引發的流場則扮演著將此一波狀結構傳播東移的角色。如果將位溫場的變化視為地面冷高壓的分裂東移南襲，從前面的研究中似乎可以看出高層位渦距平及地面位溫距平在此一過程中所扮演的角色。高空位渦距平引發的流場，對於冷空氣的南移有著明顯的影響，而地面位溫距平引發的流場，使得地面冷空氣以羅斯貝波的形式向東傳播。

為看出 θ_b 及LPV對於上層大氣造成的效應，我們計算 θ_b 、LPV在500hPa所造成的環流，圖10為500hPa的位溫場（虛線），粗黑實線為288K等位溫線，流場則為 θ_b 在高層大氣引發的流場。

圖11則為LPV在高層大氣所引發的流場。我們可以發現低層大氣將加強高層位溫場的效應，同時將高層位溫場扭曲成S的形狀。不過 θ_b 對於高層位溫場的影響主要在於增強其槽脊系統，而LPV引發的流場對於高層位溫場的變形有較大的影響。

圖12為UPV、LPV及 θ_b 所反求出來之重力位距平垂直剖面圖，東西剖面的位置主要是以冷空氣所在的位置為主，可以發現UPV引發之負的重力位距平將會加深高空槽的發展，而LPV、 θ_b 則加強了地面氣旋的發展，這兩者在寒潮天氣過程中均扮演著相當重要的角色，由21日12Z垂直方面來看，可以發現非常明顯向上向西傾斜的現象，相當適合上、下層位渦距平的發展，到了23日12Z的時候向上向西傾斜的現象已經沒有那樣的明顯了，在此次的寒潮個案中，主要為上、下層位渦距平互相增幅所造成的，高層位渦距平使得低層冷空氣南侵，而 θ_b 使得低層位溫之波狀結構向東平移使得冷空氣得以出海，同時LPV、 θ_b 所引發的流場使得高層的位渦距平加強。

五、結 論

對於東亞寒潮現象的發展，過去有許多學者針對綜觀尺度基本場的變化、能量及通量的特性或是數值模擬的方法加以研究。本文則以垂直位渦距平結構的變化，及獨立之位渦距平相互影響的關係，希望能增進對於寒潮現象的了解。在本文中選取發生於1988年1月21日至1月26日的強寒潮個案，從綜觀天氣學的角度觀之，本個案屬橫槽轉豎所引發的寒潮。寒潮爆發前高空槽線為西北-東南走向，槽內積聚了深厚的冷空氣，東亞大陸上之冷高壓發展強烈。寒潮爆發

開始時高空槽線為東北-西南走向，冷空氣沿著槽後的冷平流入侵東亞低緯，而地面的冷高壓分裂南移，為一次典型的東亞寒潮爆發個案。

此次個案中，高層位渦距平的位置，主要位於高空噴流出區的左方，噴流的強弱對於位渦距平的大小非常有明顯的影響。低層位渦距平則位於地面斜壓區之處，大致與地面氣旋的位置相同。下邊界位溫距平的分布，則與寒潮爆發過程中，冷空氣的南侵以及洋面暖空氣的北移有非常明顯的關係。位渦垂直結構在爆發初始時為向上、向西傾斜，與HMR所提出之斜壓不穩定觀念模式類似。但有一點值得注意的是，本研究中假設靜力穩定度為常數，並沒有考慮質量場的變化，故位渦距平的變化與運動場的變化相當一致。從位渦距平反求的結果，建立斜壓不穩定作用引發寒潮爆發之觀念模式：

1. 在寒潮爆發初期，東亞大陸上空存在相當大之正位渦距平，此時冷空氣於北方累積，故下邊界之位溫場較平行緯圈。到寒潮爆發時期，東亞大陸上空之正位渦距平，於下邊界冷心處引發之環流為北風，對於冷空氣的南侵應扮演著重要的角色。

2. 下邊界位溫距平所引發的流場，使得位溫場的波狀擾動以表面羅斯貝波的形式向東傳播，由於下邊界位溫距平同時也代表冷暖空氣的位置，故下邊界位溫距平所引發的流場，對於低層冷空氣的東移出海應扮演著相當重要的角色。

3. 在垂直方面，高層之位渦距平引發之環流，明顯的增強了下邊界位溫距平，而下層位渦距平及下邊界位溫距平，也明顯的加強了高層位渦距平。如果從HMR所提出斜壓不穩定的觀點，本個案代表著上、下層之羅斯貝波，在適當的相位差之下形成相位固定(Phase Locking)而互相加強的效應。

誌 謝：

本文在國科會專題研究NSC82-0202-M008-040支持下完成，謹此致謝。

參考文獻

- 任立渝與蔡清彥，1981：台灣地區寒潮合成天氣形勢之研究。**大氣科學**，**8**，67-79
- Black, R. X. and R. M. Dole, 1993: The dynamic of large-scale cyclogenesis over the North Pacific Ocean. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 421-442.
- Boyle, J. S. and T. J. Chen, 1987: Synoptic aspects of the wintertime East Asian monsoon. *Monsoon Meteorology*, C.P. Chang and T. N. Krishnamurti Eds., Oxford University Press, 125-160.

- Bretherton, F. P.,1966: Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 3225-334.
- Davis, C. A.,1992: Piecewise potential vorticity inversion. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1397-1411.
- Davis, C. A. and K. E. Emanuel,1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- Ding, Y., and X. Meng,1992: A case study of development and structure of a cold surge in East Asia. Proceedings of the 2nd international conference on East Asia and Western Pacific meteorology and Climate., 311-328.
- Eliassen, A. and E. Kleinschmidt,1957: Dynamic meteorology. *Handbuch der Physik*, **48**, Springer Verlag, 1-154.
- Hoskins, B. J. and P. Berrisford,1988: A potential vorticity perspective of the storm of 15-16 October 1987. *Weather*, **43**, 122-129.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson,1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Joung, C. H., and M. H. Hitchman,1982: On the role of successive downstream development in the east Asian polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1615-1628.
- Murakami, T.,1979: Winter monsoonal surges over East and South east Asia. *J. Met. Soc. Japan*, **57**, 133-158.
- Suda, K.,1957: The mean pressure field characteristic to persistent cold wave in the Far East. 75th Anniversary Volume. *J. Met. Soc. Japan*, 192-198.
- Thorpe, A. J.,1985: Diagnosis of a balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 397-406.

The Potential Vorticity Analysis of Cold Surge Process in East Asia

Huo-Ming Jiang Wen-Shan Hong

National Central University
Institute of Atmospheric Physics

ABSTRACT

Cold surge is a common phenomenon over eastern Asia during each winter season. Such events are generally associated with a surface anticyclone-cyclone couplet between which the southward transport of cold air occurs from a high latitude source region. The very cold air associated with these outbreaks can severely disrupt the social and economical activities in the affected regions.

A cold surge case that occurred on 21-26 January 1988 was analyzed in this study. The potential vorticity anomaly field was examined. Its influence on the cold surge process was discussed by employing the method of potential vorticity inversion.

Key words: Cold Surge, Potential Vorticity, Baroclinic Instability.