

水汽在山岳波過程中所扮演的角色

許武榮

戴志輝

國立台灣大學大氣科學系 空軍氣象中心

摘 要

山岳波是穩定大氣下，氣流流經地形所發生的重力波現象。而其複雜性主要是由於三種因素所造成的：其一是地形的水平尺度，其二是地形的高度，其三是最難處理的水氣過程。在乾大氣之下，非靜力度（nonhydrostaticity）與非線性（nonlinearity）對山岳波的影響已被討論的很多，其結果也用來解釋許多的實際現象，但水汽的潛熱釋放效應，則仍有進一步探討的空間。

一、前言

在北美大陸冬季，落磯山脈背風側常出現一些造成極大損害的劇烈風暴，引起許多學者的高度興趣，因而造就了無數與山岳波現象的相關研究。其中在 1950 ~ 70 年代之間，多半僅能以理論上的探究為主軸，直到 1980 年代起，拜電腦計算迅速之便，才能夠藉越來越複雜的模式，來驗證並進一步探討山岳波的真實面貌。

儘管山岳波的理論已有相當程度的發展，但因水汽的潛熱釋放效應對穩定度的影響是非線性的，且水汽含量又對溫度結構十分敏感，因此山岳波的外形及強度將因水汽的考慮，而顯的與理論模式的結果不盡相同，這種差異在潛熱釋放量大小不同的個案中十分明顯，稍後將有所說明。

台大—普度（NTU-Purdue）中尺度全壓縮非靜力模式，由於其物理過程考慮嚴謹，且因其選用的數值方法十分穩定，加以模式的高解析度特性，因此非常適合用來分析中、小尺度的天氣過程，由於篇幅有限，本文僅針對乾、濕大氣山岳波的初步理論及模擬結果，作一概念上的整理，至於模式架構的說明與較深入

的結果分析，則留待後續再作說明。

二、山岳波的基本結構

Queney（1948）最早推導出在風速及穩定度都是均勻分佈的乾大氣下，氣流流過鐘型山所反應出來的線性恆態山岳波結構。鐘型山的地型高度為 a ， a 為半山寬，由於此地形高度函數，經由傅立葉轉換的數學解特別單純，故廣泛的被使用以求得山岳波的解析解。透過線性理論，Queney（1948）及 Gill（1982）認為，在無摩擦、均勻水平風速及大氣穩定度分布之下，山岳波的外型除了與地形高度有關之外，還與地形的寬度有密切的關係；當地形的寬度是 1 公里、100 公里、或是 1000 公里時，將出現連串的重力波，其水平波長分別是 $\frac{a}{f}$ 、 $\frac{a}{\beta}$ 及 $\frac{a}{\beta}$ ，其中 f 是科式參數， β 是科式參數隨緯度的變化。

Scorer（1949）證明出，當風切及穩定度滿足某種成層結構時，某些波長段的波動會被成層的界面所反射，引起在下層大氣的大振幅共振波（resonant waves）出現。Long（1955）則解出了較高地形山岳波的非線性解析解。

當地形寬度遠大於浮揚作用的波長時（即

>>時)，垂直加速度項目相對於氣壓梯度力項與浮力項而言，並不重要，此時的山岳波型態，將落在 Queney (1948) 所定義的 hydrostatic regime。氣塊的淨垂直位移可表示為：

$$\delta(x, z) = ha \dots\dots(1)$$

當地形寬度減小至與浮揚作用尺度相當(即 \sim) 時，非靜力效應已不能被忽視，山岳波型態落在 Queney (1948) 所定義的 nonhydrostatic regime。氣塊的淨垂直位移計算公式較為複雜：

$$\delta(x, z) = Re$$

其中，

在沿著山頂的垂直線上，垂直波長是固定不變的，其值是 $2\pi u/N$ 。如果大氣是在飽和的狀態下，水汽凝結的潛熱釋放會改變大氣的動力結構(Barcilon et al. 1979)，其效果是使大氣穩定度變為由來決定。山岳波的垂直波長、垂直速度、水平速度偏差及氣塊的垂直淨位移都將發生改變。一般常使用當作是，但較精確的計算式為(Durran and Klemp, 1982a)：

$\dots\dots\dots(2)$

其中

L 是每凝結 1 公克液水所釋放的潛熱

是飽和水汽量

是水總量 (包括液態水及水蒸氣)

(2)式顯示是溫度及水總量的函數。相對於飽和氣塊的穩定度

而言，其值會比環境大氣的穩定度為小，但其減小的程度則依大氣的溫度結構而定。因此，水汽的加入將使山岳波的波長與強度均改變，此外，山岳波會將水平動量作垂直方向的傳播，因此山岳波水平動量的垂直通量(Reynold stress) 或稱為波拖曳量(drag)，可看成是量測山岳波強度的指標，在山岳波的分析上，是個很重要的物理量。Smith (1979) 證明了，線性靜力山岳波的水平動量之垂直通量分布，也就是波拖曳量，應滿足。至於 Long (1953) 則證明了線性非靜力山岳波的波拖曳量，也會在垂直方向呈現上均勻分布的情況。有關於各種環境條件下，波拖曳量的理論及模擬結果的驗證，Klemp and Lilly (197

8)、Barcilon et al. (1979)、Durran and Klemp (1983) 及 Barcilon and Fitzjarrald (1984) 作了相當多的探討，但較具代表性的模擬結果，應為 Jusem and Barcilon (1985) 所歸納出的特徵(如圖 3)：第一是水汽量越多

對地表波拖曳量的減弱作用越明顯，在最極端的情況下，可以比較大氣下減弱了約一半左右；第二是在是非靜力系統下，因水汽量的增加所造成的波拖曳量減弱現象，比靜力系統更加明顯；第三是當地形的高度加大，非線性效應

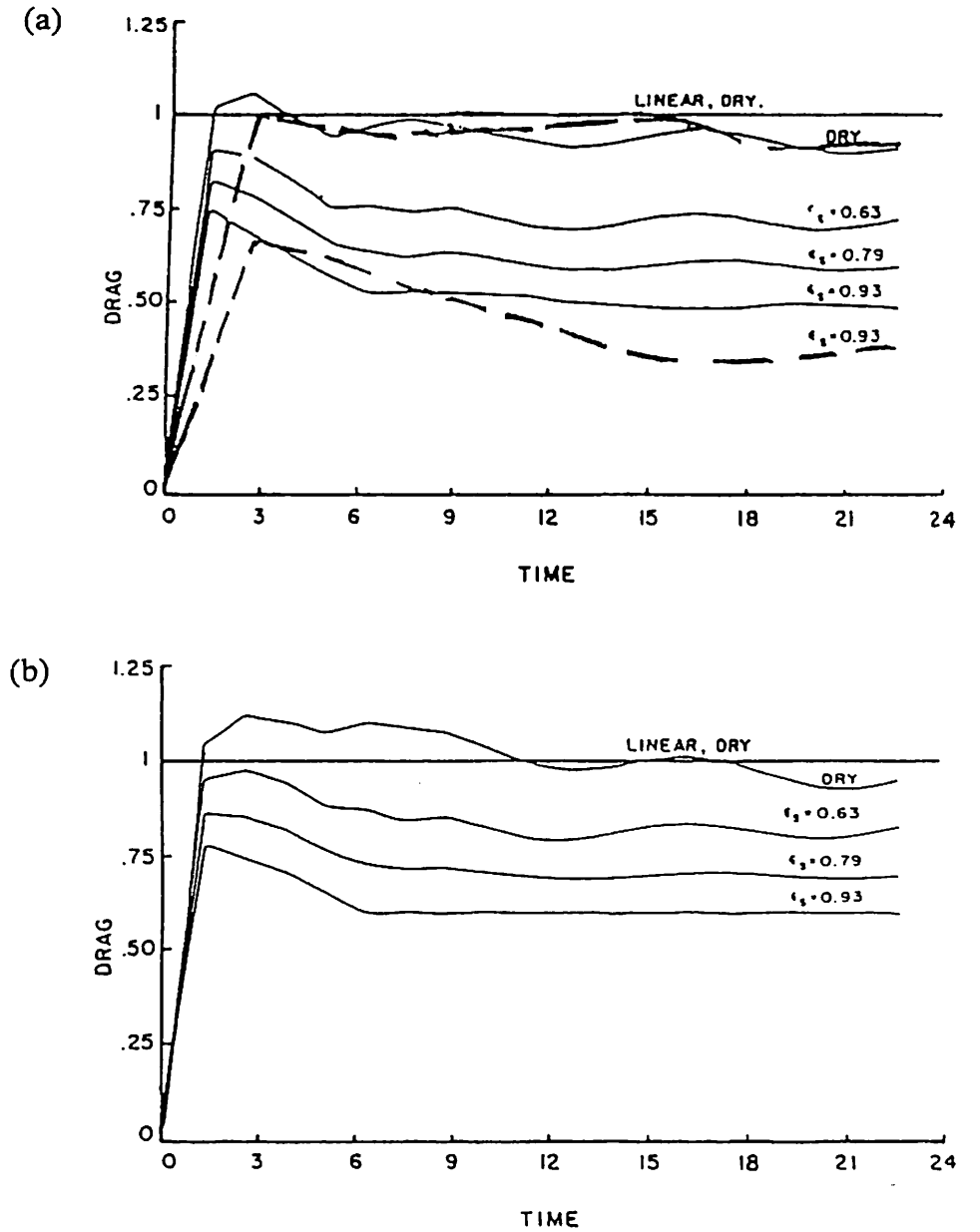


圖 3 不同水汽含量下，N 為 $1.375 \times 10^{-2} S^{-1}$ ，風速 u 為 $10.5 m s^{-1}$ ，由高度(a) 100m (b) 300m、半寬 a 為 5km (實線) 及 1.8m (虛線) 地形，所激發的線性靜力及非靜力山岳波，地表波拖曳量時間趨圖。其中波拖曳量已除以乾大氣理論值，時間已除以 $a\sqrt{u}$ ，水氣含量以 $\epsilon_s = (N^2 - N_w^2) / N^2$ 表示，下標 s 表示海平面值 (摘自 Jusem and Barcilon, 1985)。

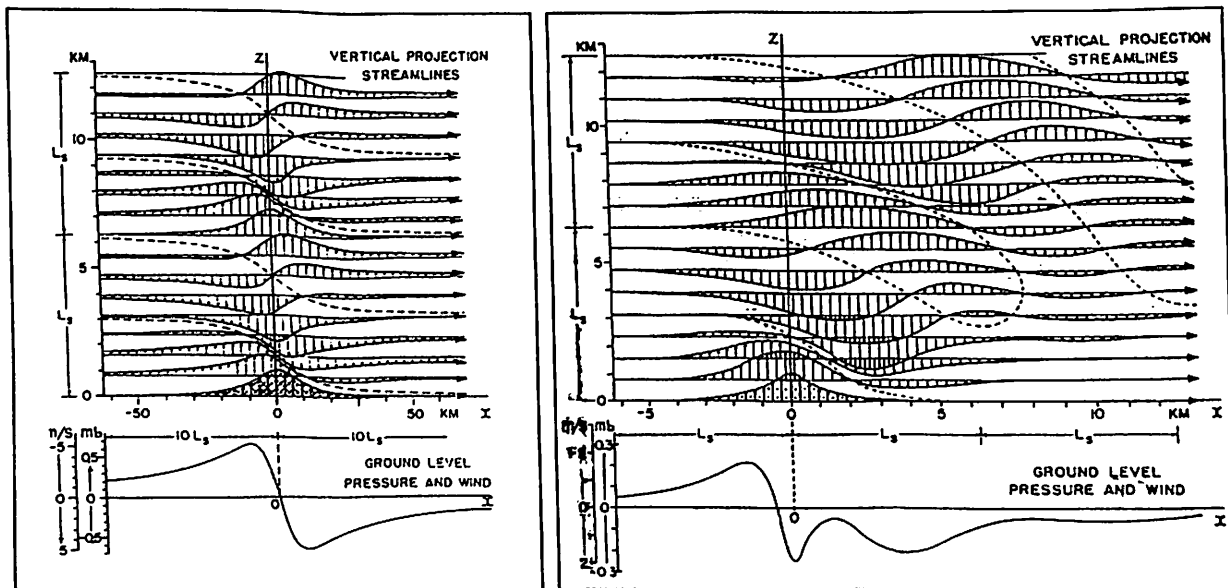


圖 1 為地形寬度等於 10 公里，為 1 公里的山岳波氣流線圖。

圖 2 為地形寬度等於 1 公里，亦為 1 公里的山岳波氣流線圖。

加強之後，反而使水汽減弱波拖曳量的程度趨緩。

三、個案探討

(一)乾大氣模擬結果

為了解水汽效應對於山岳波的影響，首先介紹乾大氣情形下的模擬結果，以方便與其他濕個案的相互比較。圖4(a)、(b)、(c)是藉由表一所列的環境條件，使用台大一普度模式，在乾大氣下，模擬至第八個小時的結果(編號為

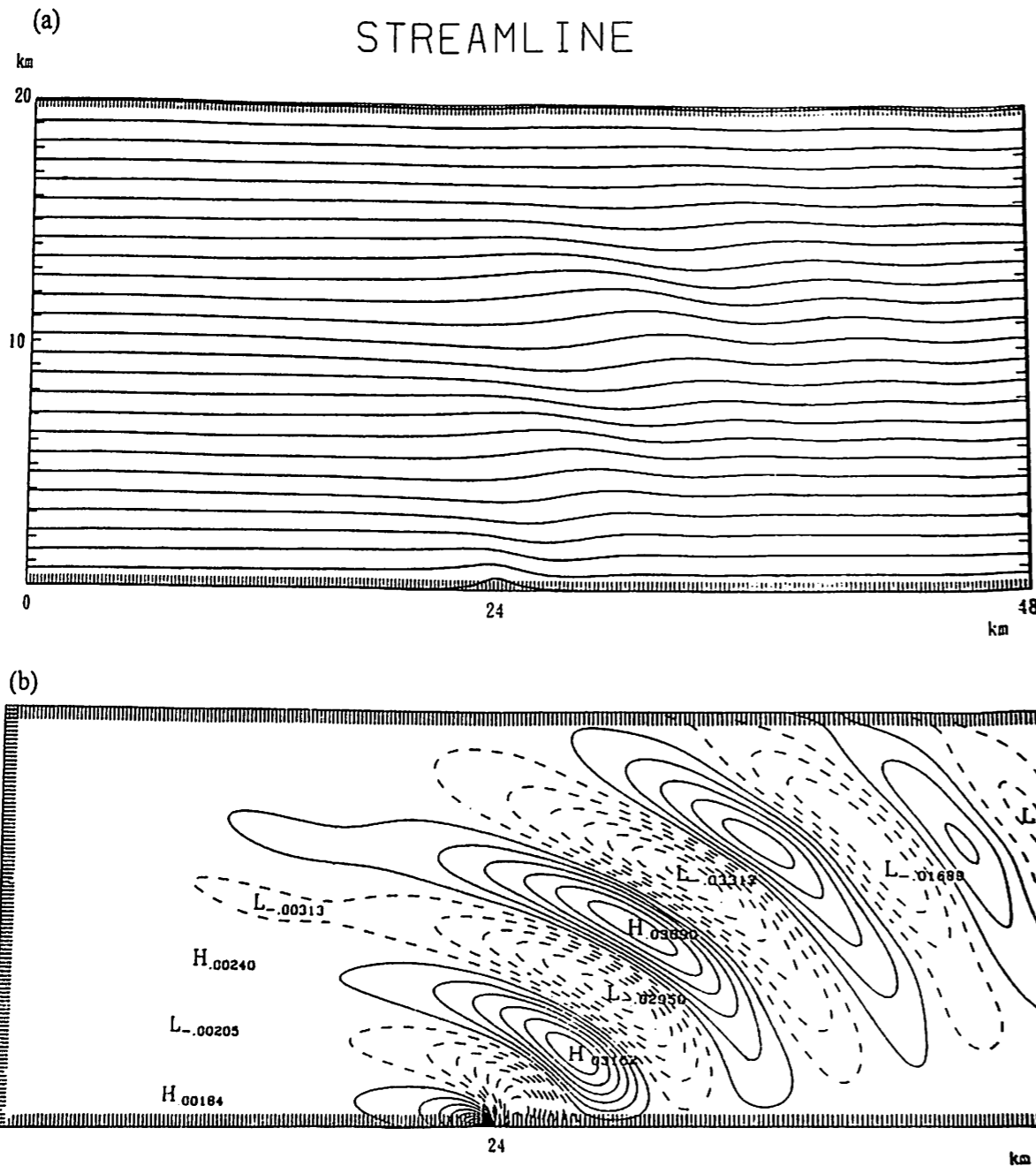
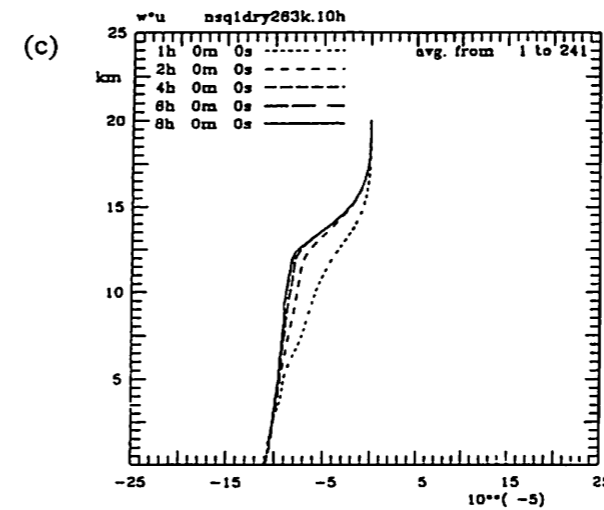


圖4 個案一積分至第8小時的(a)流線分佈；(b)垂直速度分布，等值線區間為 0.01ms^{-1} ；圖(c)為波拖曳量垂直分布的時間序列。

steady state) 狀態，其分佈情況也與理論所預期的定通量情形接近。

(二)初始已有雲的個案

圖5(a)、(b)、(c)是在與個案一相同條件，但事先就有雲存在(10公里以下加入的水)的情形下(環境條件如表二)，模式積分至第十小時的結果(編號為個案二)。由於空氣已處於飽和且有雲的狀態，無論是因地形產生向上或向下運動，都會因水的凝結或蒸發，而產生穩定度的改變，圖5(d)所示為與乾大氣相較，穩定度變小的情形，直線是乾大氣下較大的穩定度，而曲線則是受潛熱釋放所修正的、較小的穩定度。雖然本個案所使用的溫度相當低(263K)，但修正的效果已非常明顯，在地表處不到原來的40%，隨著高度增高，氣溫降低，水汽效應也減輕，值愈接近值。由圖5(a)的流線與雲區分布，顯示流線的垂直位移較圖4(a)為小；由圖5(b)的垂直速度分布，顯示垂直速度的正負區最大值較圖4(b)為弱，足以



續圖4

個案一)。由圖4(a)、(b)的氣流線及垂直速度分布，顯示山岳波的垂直波長約為6.5公里，與線性解析解一致。圖4(c)為波拖曳量垂直分佈的時間序列，顯示在積分到第六小時之後，數值結果幾乎已不再改變，而達到恆定(

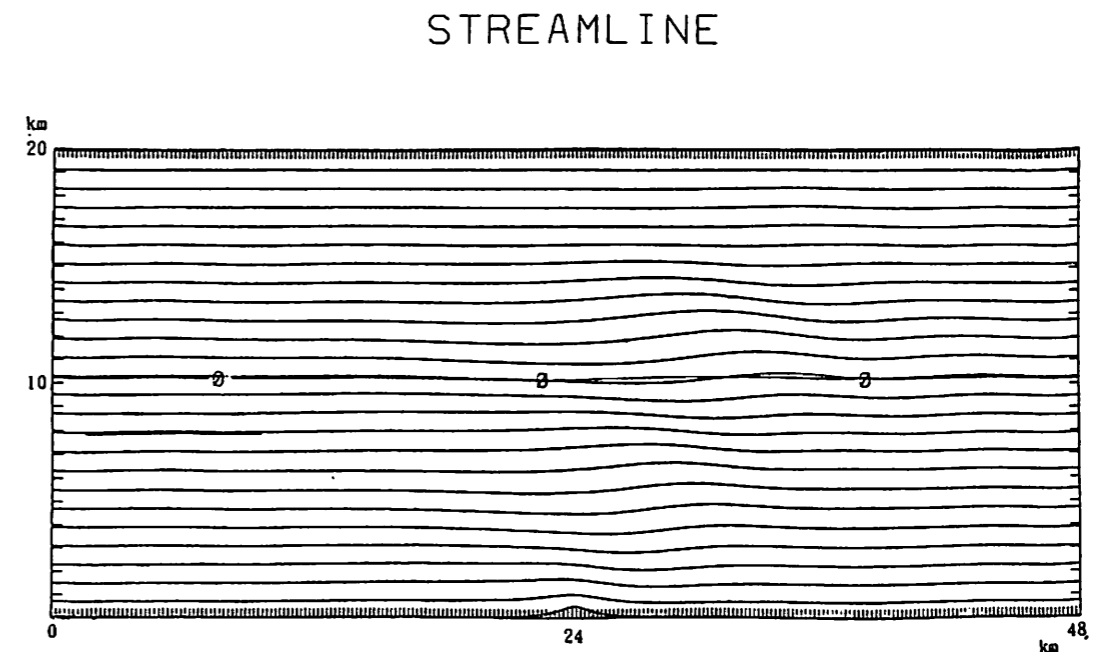
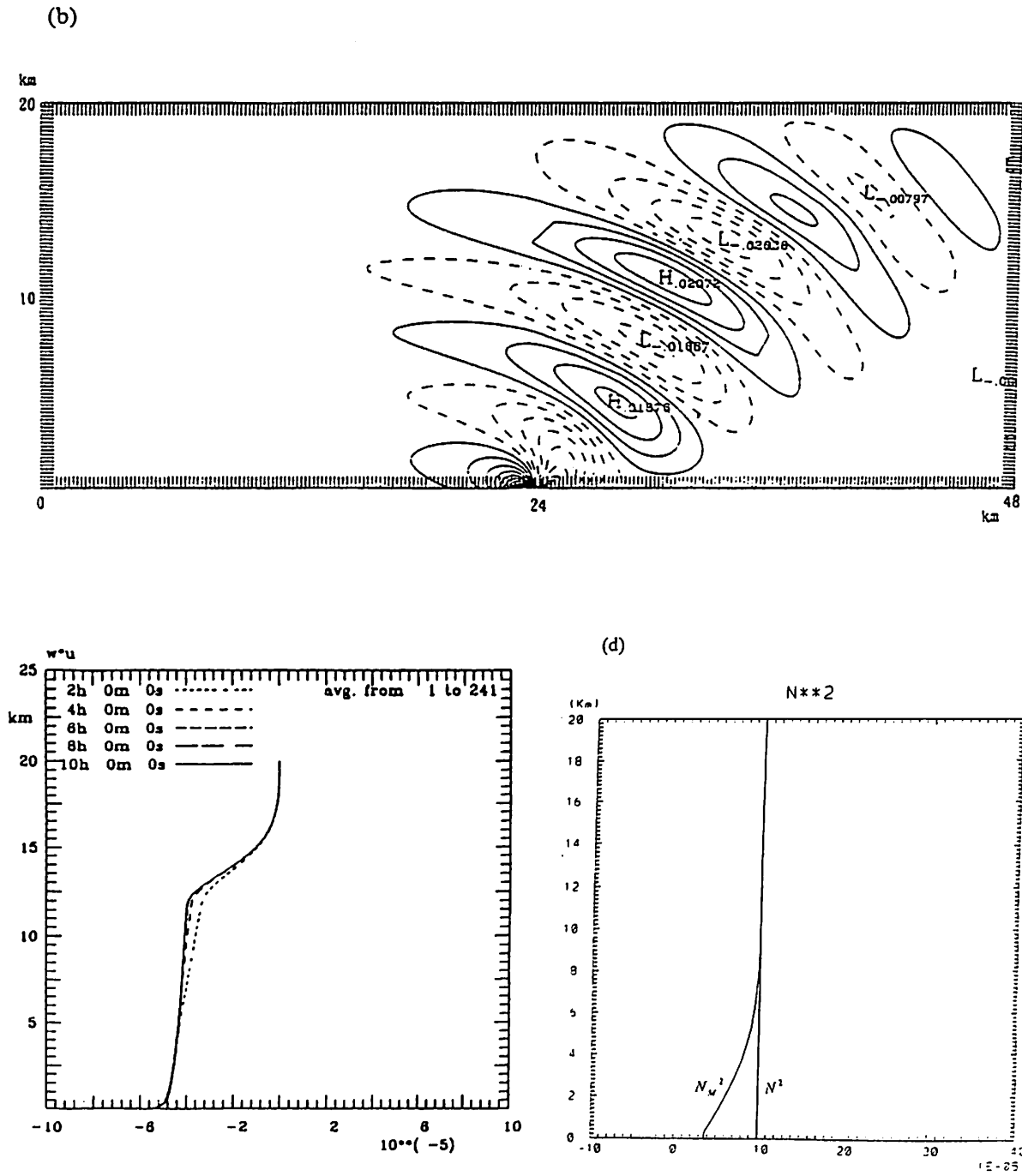


圖5 個案二積分至第10小時的(a)流線與雲區分布；(b)垂直速度分布，等值線區間為 0.005ms^{-1} ；圖(c)為波拖曳量垂直分布的時間序列；圖(d)為背景大氣穩定度垂直分布。其中直線為 N^2 ，曲線為 N_m^2 。圖(a)的雲區是水氣含量超過 0.0001gkg^{-1} 的區域。



續圖 5

說明因為水汽的加入，使山岳波強度較乾大氣下要弱一些；此外，垂直方向上的波長有被拉長（約為 8 公里，而個案一僅為 6.5 公里）的現象，這些特徵均與理論結果一致；圖 5 (c) 是

波拖曳量的垂直分布，顯示對於線性非靜力山岳波而言，若在地面以上均有潛熱釋放效應存在，則波拖曳量整體而言亦將明顯減弱，本個案與個案一相較，僅為一半，但趨近於恆定狀

態的時間並未因水汽效應而改變。

(三)飽和但初始無雲情形

個案二顯示的是最單純、整個中層以下大氣都因水汽效應而穩定度降低。但在較實際的情形，水汽效應往往只在局部有雲的區域內發生，故本節所設計的個案是初始飽和但無雲的大氣。在線性模擬中，一旦產生向上的位移（與初始值相較）後即產生液態水，但對於向下位移區域，並無水可提供蒸發，其有效穩定度仍遵循值。當空氣溫度偏低時，和之間的差別不大，但是當空氣溫度偏高時，往往乾氣塊與飽和氣塊之間的行為會有相當大的不同。為了瞭解大氣溫度結構如何決定可凝結出的水量，即潛熱釋放量，並進而影響到潮濕山岳波的結構，於是設計了另一組不同地表溫度的實驗（編號為個案三），其參數設定如表三。

圖 6 (a) 所顯示的是，地表虛位溫 285K 時，藉由表一所給定的參數，在模式初始化之後，所表現出的穩定度垂直分布。直線是作為對照之用的、未飽和大氣下的穩定度垂直分布，曲線則是在相同溫度結構下，考慮加入水汽後，藉(2)式所計算出的穩定度垂直分布。圖 6 (a)

所顯示的意義為，雖然環境大氣穩定度一直保持常數（直線），但因水汽的加入，相對於飽和氣塊而言，環境大氣穩定度卻有減小的效果（曲線），這也就是(2)式所隱含的物理意義。圖 6 (b) 是個案三模擬至第三小時的垂直速度分

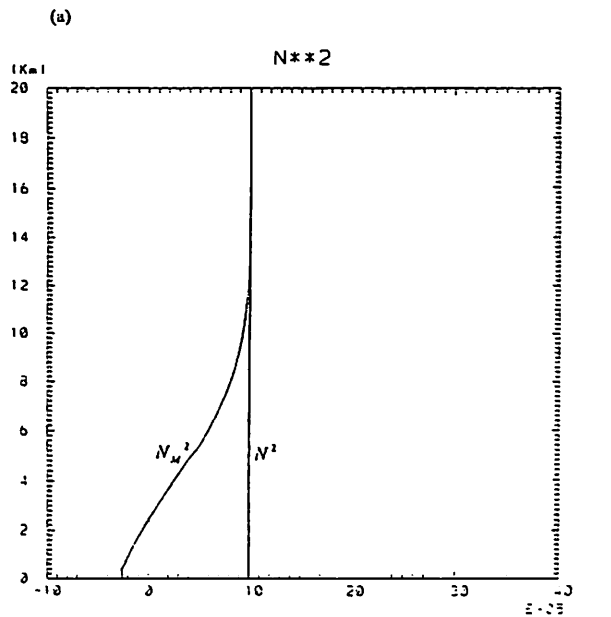


圖 6 (a) 個案三的背景大氣穩定度垂直分布。其中直線為 N^2 ，曲線為 N_M^2 。注意 N_M^2 在 2.5km 以下為負值，表示為條件性不穩定區域。

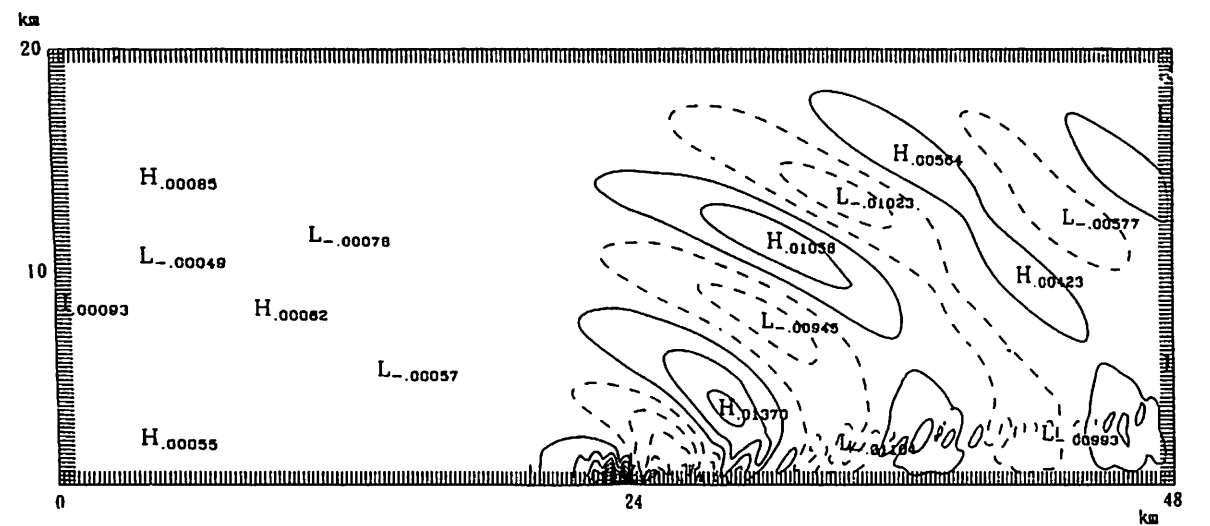


圖 6 (b) 個案三積分至第三小時的垂直速度分布，等值線區間為 0.005ms^{-1} 。

布。事實上，從第一個小時起，除了可見到正常傳播的山岳波特徵之外，另外在地表附近，從山前到山後都有一些擾動出現，之後隨模式積分越久，擾動的強度加強並且向下游傳播。由於擾動的水平尺度約在 5~6 個水平格距之間，因此有理由相信它們並非是由計算性不穩定所產生的。由於在個案三的環境中，設定成 10 公里以下為飽和，因此，從地面到高度約 2.5 公里之間，就出現了條件性不穩定區域。對於未飽和氣塊而言，它是穩定的區域，但對於飽和氣塊而言，則是不穩定區域，會有不穩定發生。故個案一的真正意義在於，高溫使飽和水汽壓增加，致偏離很遠，甚至在 2.5 公里以下為負值；因為飽和大氣受地形舉升，在 2.5 公里以下的條件性不穩定區域內凝結，便引發了與山岳波型態完全不同的對流現象。

四、結論

透過以上三個實驗，足以瞭解到水汽的潛熱釋放效應，在較高溫的環境裡才會明顯，研究水汽與山岳波之間的交互作用，應回歸到較一般的環境下才適當。此外，在山岳波的過程中，水汽效應扮演的角色相當重要，因為潛熱釋放直接改變了大氣穩定度結構，將使山岳波外型發生不可預期的變化，甚至於潛熱釋放的結果還會使大氣成層，使部份山岳波的能量被「陷」(trapped)在近地面的低層大氣裡，這部份的結果較不易討論，尚在整理中。

五、參考文獻

- Barcilon, A. J. C. Jusem and P. G. Drazin, 1979: On the two-dimensional, hydrostatic flow of a stream of moist air over a mountain ridge. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 13, 125-140.
- Barcilon, A. and D. Fitzjarrald. 1984: A nonlinear steady model for moist hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.* 43, 58-67.
- Durran, D. R. and J. B. Klemp, 1983: A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *Mon. Wea. Rev.* 111, 2341-2361.
- Gill, A. E. 1982: *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic Press, 662pp.
- Jusem, J. C. and A. Barcilon, 1985: Simulation of moist mountain waves with an anelastic model. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 33, 259-276.
- Klemp J. B. and D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.* 35, 78-106.
- Long, R. R. 1953: Some aspects of the flow of stratified fluid. I: A theoretical investigation. *Tellus*, 5, 42-58.
- Long, R. R. 1955: Some aspects of the flow of stratified fluids, part III: *Tellus*, 7, 341-357.
- Queney, P. 1948: The problem of airflow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 29, 16-26.
- Scorer, R. S. 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 75, 41-56.
- Smith, R. B. 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Vol. 21, Academic Press, 87-230.