

次網格地形重力波拖曳力之研究

蕭 志 惠

中央氣象局科技中心

摘 要

本研究之目的在於增進對次網格地形重力波效應之了解，並探討在參數化時所須考慮的因素，以作為未來發展次網格地形參數化之參考。所用方法是以一細網格、二維、非線性、靜力平衡之模式作為參考的次網格大氣，探討在不同的大氣狀態及地形特徵下，次網格地形重力波總動量通量的改變情形。

結果顯示：較強之平均風場及垂直風切對低層大氣波碎(wave breaking)之發生有抑制的作用。若以山頂高度之平均風速如數(Froude number, $Fr=Nh/U$)來看，當大於1.0時低層波碎會發生。上層波碎發生與否及高度與平均風場、垂直風切及大氣穩定度有關。在較強之平均風、或較大之垂直風切、或較不穩定大氣時，上層波碎發生之位置也就較高。

次網格地形特徵，除標準偏差值已在現行參數化法中被考慮外，其它如非對稱度、凹凸度、山脈個數及次網格地形在網格點內之相對位置等均同樣會改變次網格重力波拖曳力之大小。

關鍵詞：次網格地形、重力波拖曳力

一、前 言

隨著全球環流模式(GCM)及數值天氣預報模式(NWP)解析度的不斷提高，突顯出大部分的模式對於冬季北半球中緯度之西風帶都有明顯的預報過強的系統性誤差(systematic biases)。而北半球西風帶所對應的地理位置，正好是全球陸地最多、地勢最高的區域，因此認為此系統性誤差應與模式中地形之處理方式有關。一個已被證實的重要影響因素，就是次網格地形產生之重力波的作用。

在全球模式中次網格地形產生之重力波，由地面面向上傳送水平動量通量(momentum flux)。若在傳送的過程均為穩定的大氣中，則動量通量保持常數。若在傳送的過程中遭遇到不穩定大氣，如：風切不穩定、對流不穩定所造成之波碎(wave breaking)區，則水平動量被擾動所吸收。水平動量通量大小在垂直方向上之減少，對大尺度流場造成拖曳

力(drag force)，減弱大尺度風場之強度。因此次網格地形引起的重力波拖曳力(gravity wave drag)的作用被普遍認為可減少西風系統性誤差。

資料(Gates, 1992)顯示，目前各國幾個主要的全球模式均加入了次網格地形重力波拖曳力的參數化。如：英國氣象中心(UKMO)、美國海軍研究院(NRL)及美國加州大學洛杉磯分校(UCLA)等的全球環流模式中採用Palmer et al. (1986)的參數化方法。歐洲氣象中心(ECMWF)則是採用Miller et al. (1989)的方法，日本氣象廳(JMA)採用的是Iwasaki et al. (1988)的方法。在加拿大氣候中心(CCC)及美國國家大氣研究中心(NCAR)的全球環流模式採用了McFarlane (1987)的方法。美國海洋及大氣署之地球物理流體動力學實驗所(NOAA/GFDL)的全球環流模式所採用的是Pierrehumbert (1986)的參數化方法，以及美國國家氣象中心(NOAA/NMC)使用Alpert et al. (1988)的參數化於中長期預報模式中

即是。

Palmer et al. (1986)最早有系統地提出次網格地形重力波拖曳力的參數化法。他以近地面之風速、大氣穩定度及次網格地形之方差(variance)來假設為地面之應力(surface stress)，並以"波修正的里察遜數(wave modified Richardson number)為判斷波破碎發生之標準。Miller et al. (1989)則在下層多加考慮次網格地形標準偏差值之多方向性。Iwasaki et al. (1988)為了減少下層誤差，增加了下層非耗力短波之參數化，假設動量通量隨 σ 座標作拋物線函數減少。McFarlane (1987)約與Palmer et al.同時提出他的參數化法，主要的不同點在於是以夫如數(Froude number, $Fr=Nh/U$)為判斷波破碎區域及應力大小之標準。Pierrehumbert (1986)認為次網格地形之重力波在大部分地區是非線性的，非線性波下層之應力無法用解析解求出，只能計算剩餘應力(residual flux)之變化。Alpert et al. (1988)基本上融合了Pierrehumbert (1986)及Palmer et al. (1986)的方法，但允許風切造成之波碎。

Kim and Arakawa (1991)以一中尺度重力波模式比較在不同山脈形狀及尺度時，Stern and Pierrehumbert (1988)之參數化結果與模式結果之差別；並測試在參數化之底層應力乘上一係數，此係數表現了地形之非對稱度(asymmetry)及凹凸度(convexity)等因子。結果顯示修改後的參數化法，會使下層之應力(stress)有較好的表現。

根據許多模式之預報結果顯示，次網格地形重力波拖曳力參數化的確可以解決一些模式的系統性誤差，尤其對中長期及季天氣預報之均方根誤差有明顯的改進。然而地形引發之重力波，尤其是在三維地形，在特定條件下會變得非常複雜。正因如此我們認為次網格地形重力波拖曳力參數化仍有極大的發展空間。

本研究與Kim and Arakawa (1991)之研究方式相似，但主要目的在了解次網格地形重力波之現象，並進一步探討大氣條件對次網格地形引發重力波拖曳力之影響、更多次網格地形特徵之影響，以及提出一些目前參數化法中仍未被解決的問題，以

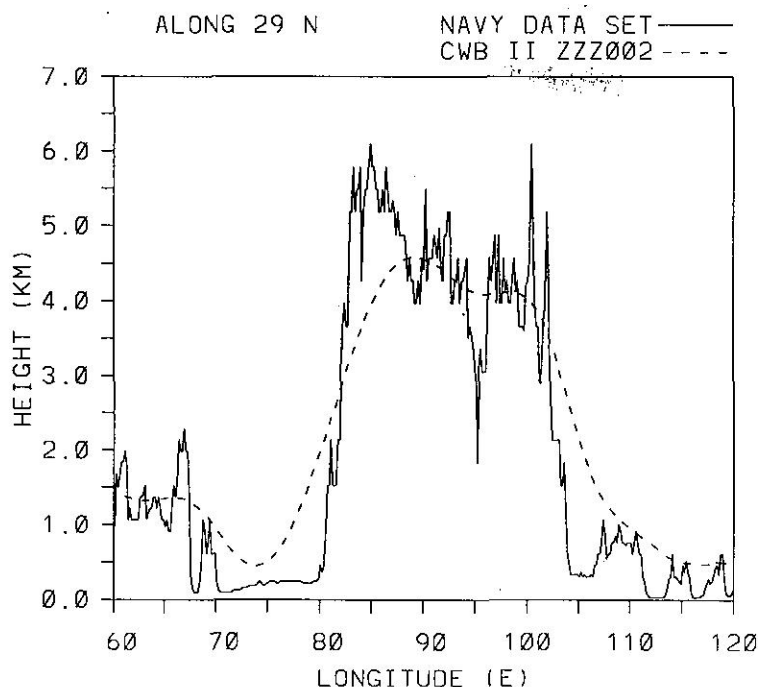


圖 1. 沿24°N，60°E至120°E間之地形剖面。其中實線為美國海軍10"×10"地形，虛線為中央氣象局第二代模式1.5°×1.5°地形。

為日後研究發展新參數化方法時之參考。在第二節中將簡單介紹本研究之研究方法。第三節將探討次網格地形引發之重力波的一些特性及拖曳力。第四節中將討論大氣條件對次網格地形之動量垂直輸送的影響。第五節為討論次網格地形之一些特徵對動量垂直輸送的影響。最後在第六節中為結論及討論。

二、研究方法

本研究是由次網格地形引發之重力波的特性來探討在參數化時可能遭遇的困難，以及一些影響動量通量垂直傳送的因子。由於在非線性條件下，求解解析非常困難，因此數值模式的實驗是個可行的方式。

所謂次網格地形(sub-grid scale topography)，係指小於模式水平網格距所能解析的地形。以圖1為例，中央氣象局第二代全球模式之水平網格距約 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 經緯度，模式所使用的地形(Silhouette方法加二次Lanczos filter)遠較真實地形(美國海軍 $10'' \times 10''$)平滑。水平尺度在模式網格距以下的山脈在模式中均無法解析出，即所謂的次網格地形。為了充分了解這些次網格地形對模式會有什麼作用，我們用一高解析度、水平範圍僅佔3至5個全球模式網格點的模式，來探討次網格尺度重力波的運動及對網格點尺度大氣所產生的淨作用力。

本研究所使用的高解析度數值模式，是由蕭(1992)的模式加以簡化，是二維、非線性、靜力平衡、 σ 座標之乾大氣模式。模式之計算範圍，在水平方向為1200公里，在垂直方向為20公里。在水平方向之解析度為5公里，共241個點。垂直方向有40層，解析度約0.5公里。在模式的最上面10層為吸收層，採用之吸收函數為 $\sin^2$ ，側邊界用的是海綿邊界條件。一般個案之積分時間為24小時，每10秒為一積分時間間距(time step)。

實驗所用之初始條件相當簡單。以參考實驗為例，假設環境風場為西風，從地面至模式頂風速均為10M/S；地面之溫度為 15°C ，垂直方向之溫度遞減率為 $-0.0065^{\circ}\text{C/M}$ ，無水平方向之變化。地形為二維之鐘形地形(bell shape)，山高(h_m)為1000公尺，半山寬(a)為10公里，則在水平方向上任一點

(x)之地形高度為

$$h(x) = \frac{h_m a^2}{(x^2 + a^2)} \quad (1)$$

首先定義本文中所指之水平動量通量或動量通量為

$$\rho u w \quad (2)$$

，而總動量通量就是在某一水平範圍內(譬如說1000公里)各點動量通量之總和

$$\sum_{j=1}^M \rho_j u_j w_j \quad (3)$$

其中 ρ 、 u 、 w 分別為該格點之密度、 x 方向風分量及垂直向上之運動分量， M 表示所取之水平點數。

三、次網格地形重力波

本節將探討在無波碎及有波碎發生之大氣中，次網格重力波之特性。

在環境風為30M/S，無垂直風切，溫度遞減率為 $-0.0065^{\circ}\text{C/M}$ 的大氣中(實驗 U-30)，氣流通過山高1公里、半山寬10公里之地形，產生的波為垂直向上傳遞之重力波。在積分12小時之後，達到近乎穩定狀態。此時波動的範圍侷限在地形的附近，大氣在離地形較遠的上游(upstream)及下游(downstream)幾乎不受影響(圖2a)。地形造成的動量通量也侷限在地形附近(圖2b)。以地形為中心，總動量通量之大小在400公里範圍以外就不再改變，顯示此地形在水平方向之影響僅約400公里。由於重力波在傳遞的過程中並沒有發生不穩定現象，因此地形所造成的動量通量由地面完全帶往上層，總動量通量的大小幾乎呈直線分布，直到上層受模式頂吸收層之影響才減少。

當大氣之條件配合重力波之擾動後會在某個高度層有等位溫線反轉(overturning)的現象時，則波的垂直傳遞受到阻礙，波動產生破碎(breaking)，波動之能量被擾動(turbulence)所吸收。以參考實驗(圖2c)為例，波碎約在積分12小時後即發生於地形之背風面，為一深厚的混合大氣(等溫線梯度小)，隨後並向下游擴展。積分24小時時，波碎發生之高度範圍約在1至3公里及6.5至9公里。波動之動量通量主要在地形附近約500公里之內。地面之動量通量在通過波碎的區域時，隨高度而減少。地面之總動量通量在通過下層的波碎區後，維持剩餘之動量

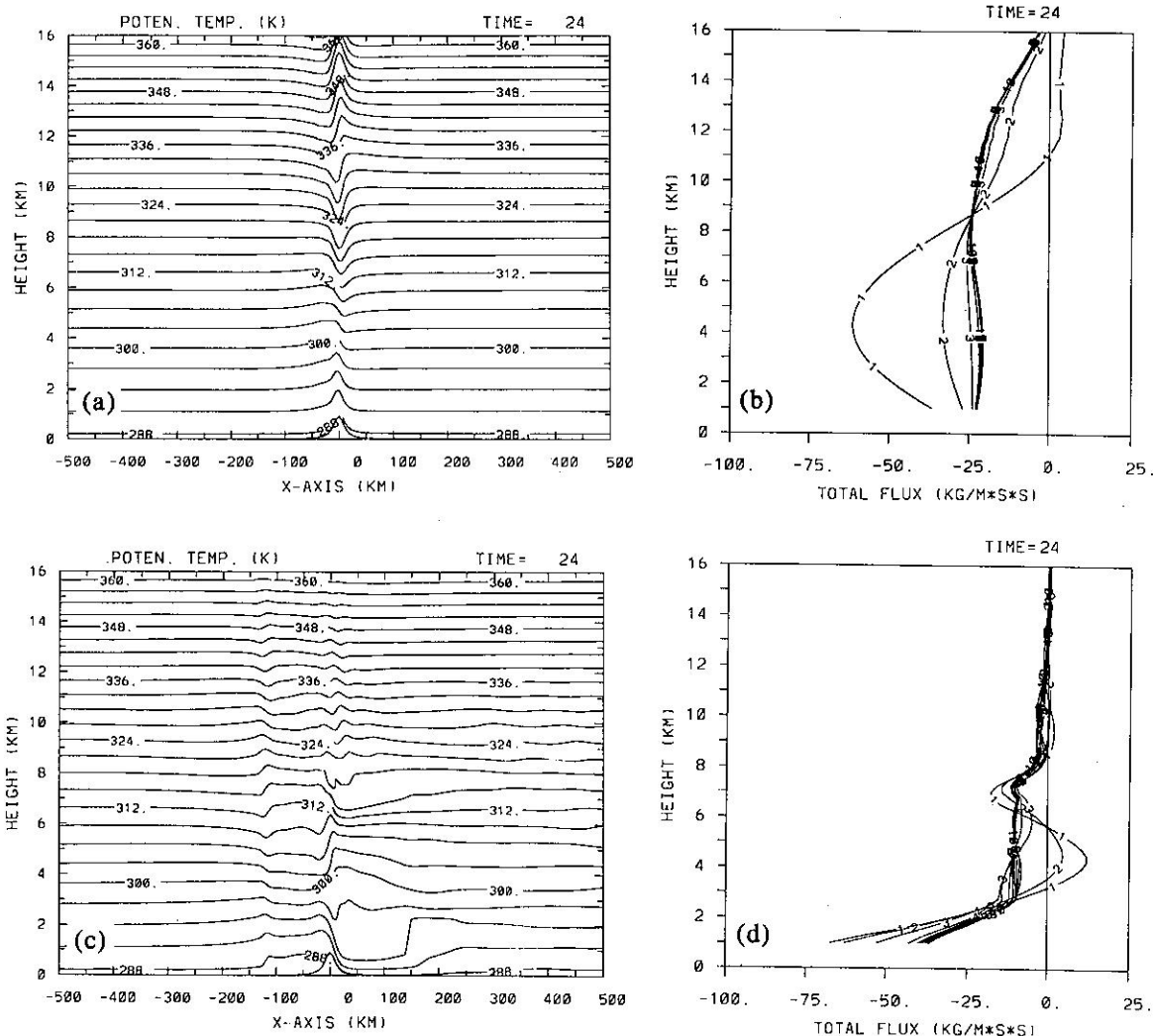


圖 2. 次網格地形重力波積分24小時之(a)、(c)位溫, (b)、(d)總動量通量垂直分布。(a)、(b)為U-30實驗, (c)、(d)為參考實驗。其中"1"、"2"、"3"……表100、200、300、……公里內之總和。

通量繼續往上传, 到達第二層波破碎區後又再度被吸收, 最後可達高層之動量通量幾乎為零(圖2d)。

在本實驗的例子中, 次網格地形之半山寬僅10公里, 遠小於全球模式之水平網格間距(約100至200公里), 但其動量通量傳遞之影響範圍可達400至500公里。以參數化的觀點來看, 若是以相當於模式網格點距大小區域的總動量通量來代表次網格之動量通量, 則往往只是次網格地形之部分通量, 如圖2b及圖2d, 100或200公里之總通量僅是波動之

一部分不能代表完整的波動, 所以所要參數化的動量通量應為相當大的範圍, 至少需包括整個波動之總通量。從另一個角度來看, 一座半山寬僅10公里的次網格地形波動之範圍可涵蓋數個網格點, 因此參數化是否僅對一個格點或需對多個格點進行是值得探討的。

由運動方程式

$$\frac{du}{dt} = f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (p u w)}{\partial z} \quad (4)$$

可知，當動量通量在垂直方向有隨高度呈負值減小（即 $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial(puw)}{\partial z} < 0$ ）之現象時，將對大氣有減速的作用。以1000公里範圍內之總動量通量來表示次網格地形之動量通量。圖3為無波碎大氣(U-30實驗)及有波碎大氣(參考實驗)時之淨加速度垂直分布。無波碎大氣時之加速度很小對模式之影響不大；在有波碎發生的地方，最大加速度達 -0.018M/S ，其對可解析網格點上的流體運動速度的影響是不容忽視的。由此可知，無波碎大氣儘管仍有次網格地形重力波的運動存在，但其對可解析格點並無淨作用力。因此必需參數化的是對可解析格點有淨加速度作用之波碎發生時之次網格地形重力波。

定義次網格地形流場各點上之夫如數及里察遜數分別為

$$Fr = \frac{Nh_m}{U} \quad (5)$$

$$Ri = -\frac{N^2}{\left(\frac{\Delta U}{\Delta z}\right)^2} \quad (6)$$

其中 N 、 U 、 ΔZ 分別為在高度 Z 處之大氣穩定度、風速及厚度， h_m 為山高。先求1000公里內格點上所有之夫如數及里察遜數之總合，再加以平均，即得範圍之平均夫如數($\overline{Fr}$)及平均里察遜數($\overline{Ri}$)。

以圖4為例(參考實驗)，波碎發生之高度具有較大之平均夫如數($\overline{Fr} > 1.2$)及較小之平均里察遜數($\overline{Ri} < 100$)，因此夫如數及里察遜數可作為判斷波碎發生區域之良好指標。

但如前言中所述，許多文獻中對判斷波碎發生之夫如數及里察遜數多有所修正。如Palmer et al. (1986)定義之"波修正的里察遜數" (wave modified Richardson number, Ri^*)，係將里察遜數乘上波動振幅之修正。當 Ri^* 小於等於 $1/4$ 時，表示對流不穩

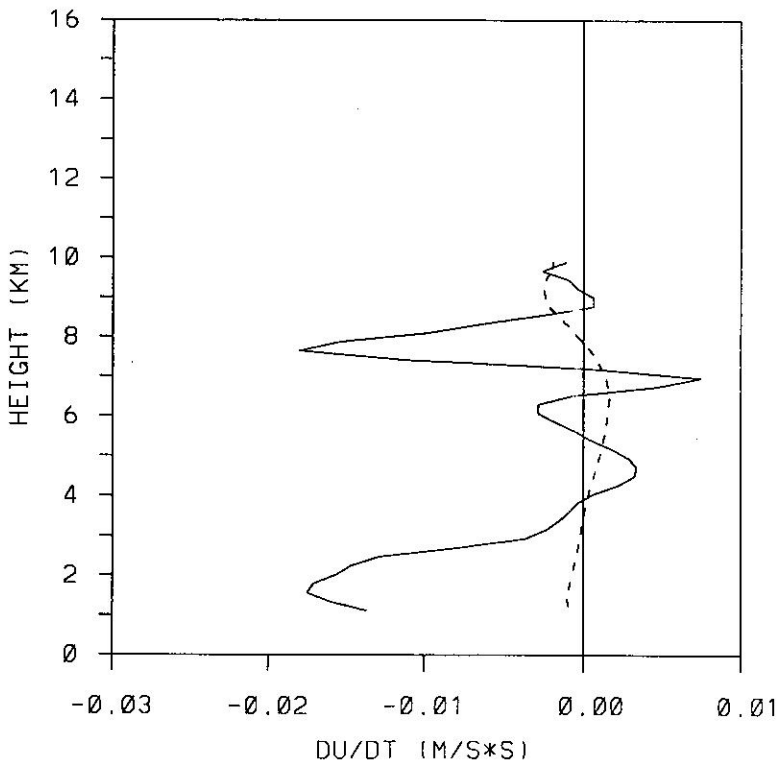


圖 3. 次網格地形重力波產生之淨加速度。其中實線表參考實驗，虛線表U-30實驗，二者均為積分24小時之結果。

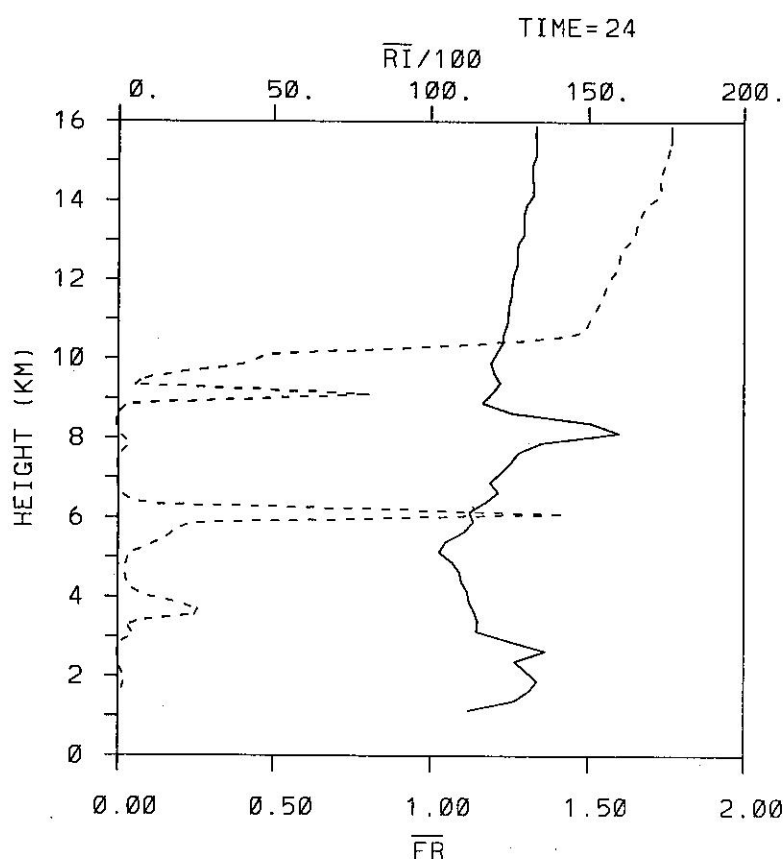


圖 4. 參考實驗積分24小時之平均里察遜數($\overline{Ri}$, 虛線)及平均夫如數($\overline{Fr}$, 實線)之垂直分布。

定造成的波碎發生。Pierrehumbert (1986)認為在非線性、準靜、對稱之平滑山脈，夫如數0.8是對流波碎發生之臨界值。在McFarlane (1987)之文獻中指出，當夫如數(加入地面之密度、大氣穩定度及風速之修正)超過1時，對流不穩定造成之波碎會發生。Alpert et al. (1988)是以夫如數 $Fr=1-1/(4Ri^*)$ 為臨界值，其中 Ri^* 為波修正後的里察遜數。判斷波碎發生之方法及所定之臨界值各家並不一致，本研究中之值則與所計算的範圍大小有關。

究竟在全球數值模式中該如何判斷波碎發生的位置，以及如何估計波碎區上下之次網格地形重力波之動量通量大小，為次網格地形重力波拖曳力參數化之重要關鍵。

另外值得一提的是，波碎的發生是一種不穩定

的現象，是暫時的而非持續的。以垂直風切為 $0.001/S^{-1}$ ，地面風速10M/S，垂直溫度梯度為 $-0.0065^{\circ}C/M$ 之實驗為例(S-001實驗)，圖5為波碎之發展過程。波碎於積分12小時後發生於地形之背風面，隨時間增加而向下游傳出，在積分24小時波碎區達最大。而後經由擾動之混合而逐漸恢復穩定。在波碎的發展及消散過程，重力波之動量通量垂直變化也跟著改變(圖6)，也就是說對格點有不同之加速度作用。因此參數化是否應考慮波碎的發展過程，或是應考慮以何時之大小為代表也是個值得探討的問題。

四、大氣條件對次網格重力波之影響

在什麼大氣條件下波碎會產生及在何處產生？

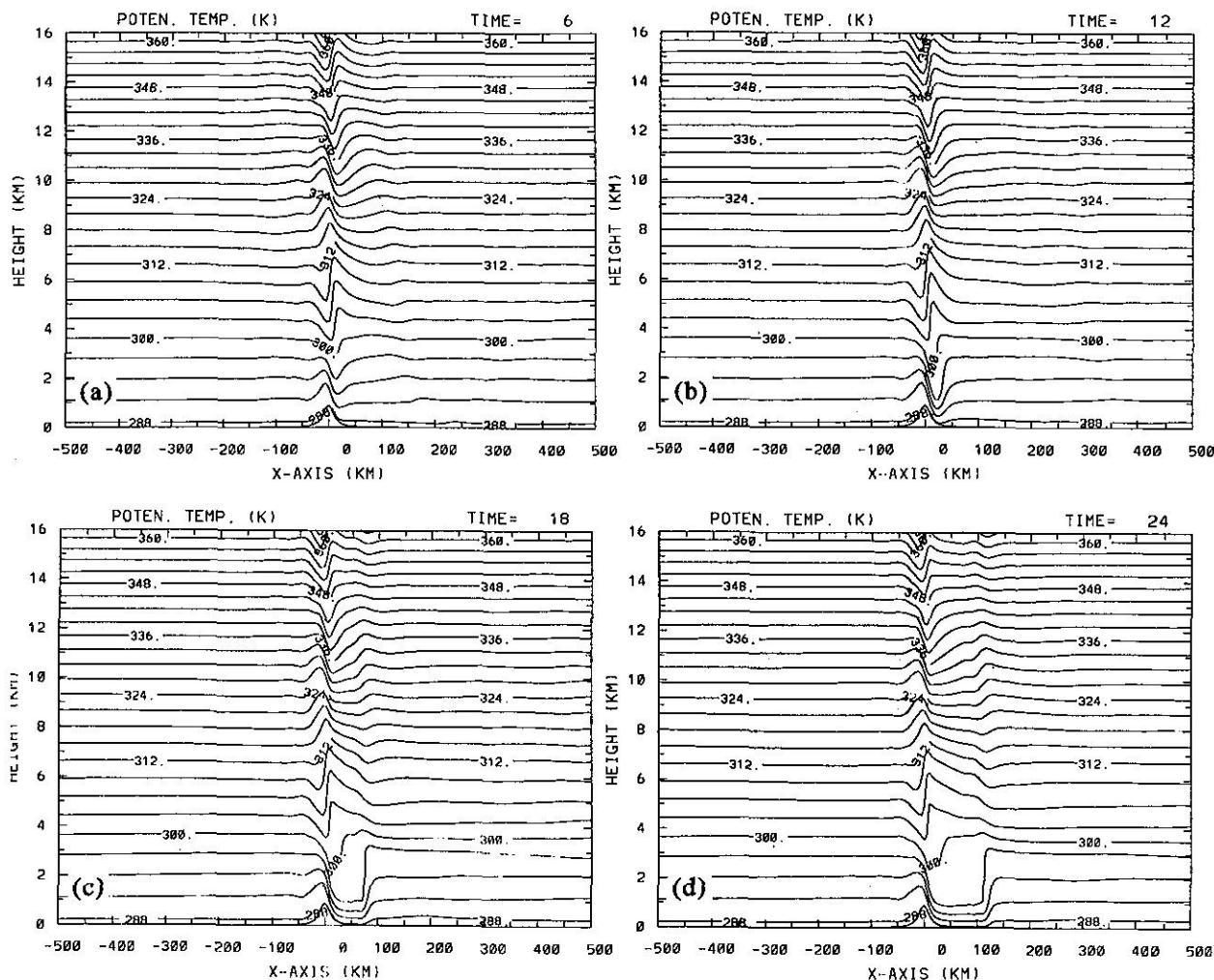


圖 5. S-001實驗次網格地形重力波之發展過程，分別為積分(a)6小時，(b)12小時，(c)18小時，(d)24小時。

這是個有趣的問題。在本節中所用的仍為(I)式之鐘形地形，表1為實驗所用之大氣條件。圖7、圖8、圖9分別為不同平均風場、不同的垂直風切及不同大氣穩定度時總動量通量之垂直分布情形。積分之時間，若有波碎發生則取總動量通量最強的時間，若無波碎發生則取模式達穩定(steady state)時之值。

就波碎之發生與否來看：在沒有垂直風切的情況下，大氣之平均風場為5M/S及10M/S時地形之背風面附近及上層有波碎產生，風速超過20M/S時波碎現象就不發生。垂直風切大小之影響也很明顯，

在垂直風切較小時(風切為0及 0.001S^{-1})，有明顯的波碎現象；風切再大時則波碎不會發生。在三個不同大氣穩定度的實驗中均有波碎的發生。由此可知，較強的平均風場及較大的垂直風切都具有使大氣穩定而抑制波碎發生的作用。

若以山脈頂之高度作為參考層，計算該高度之平均夫如數，結果列於表1，可看出在有波碎發生之實驗其平均夫如數都大於1.0。

由水平範圍1000公里內總動量通量之垂直變化來看，在前一節中已提過，總動量通量發生改變的高度即是波碎發生之高度。最大的總動量通量變化

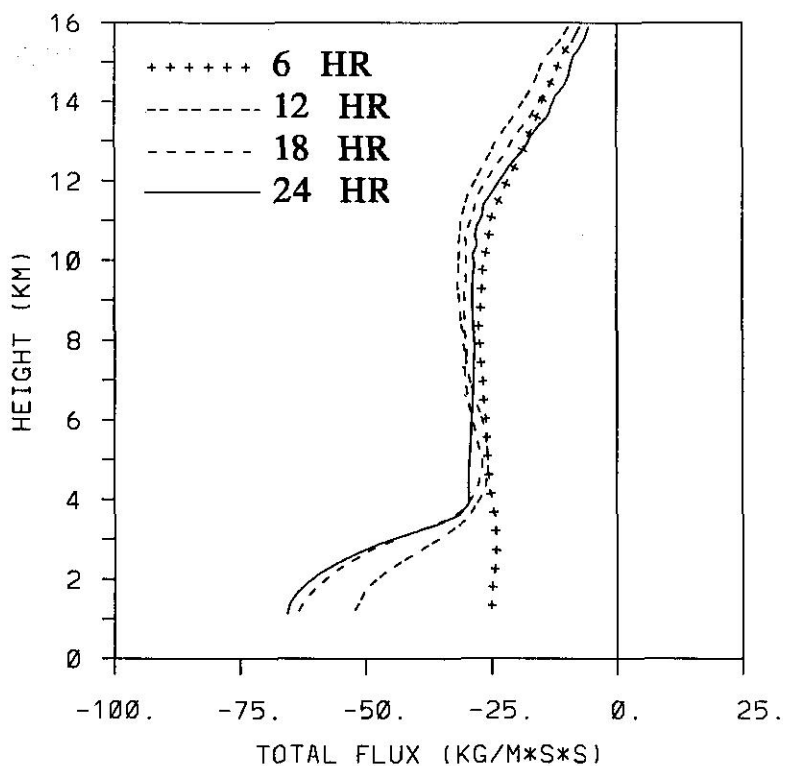


圖 6. S-001實驗重力波發展過程之總動量通量隨時間之變化。

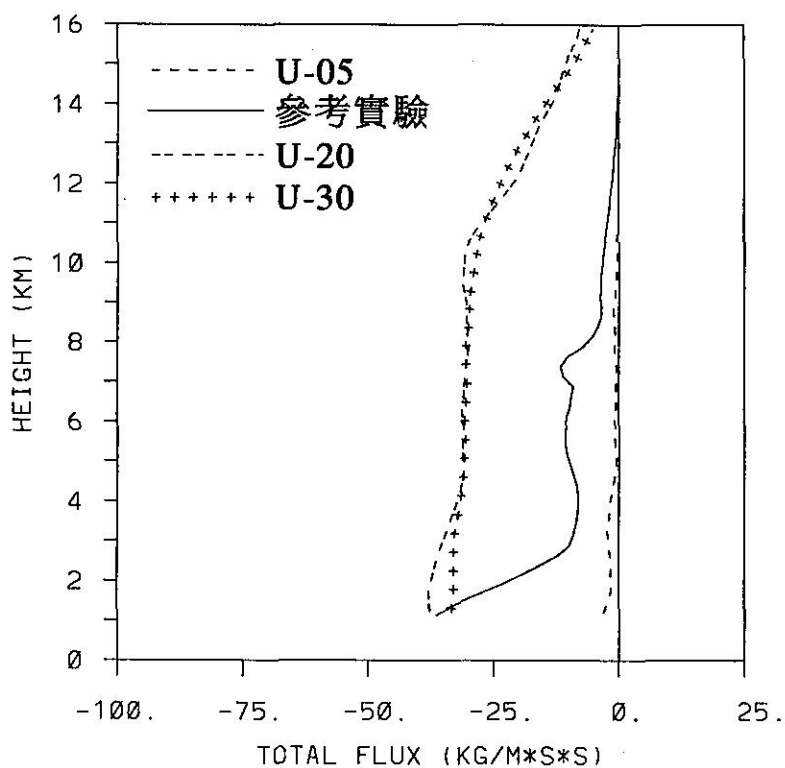


圖 7. 不同平均風場之總動量通量垂直分布。對應於表1中之U-05、U-20、U-30及參考實驗。

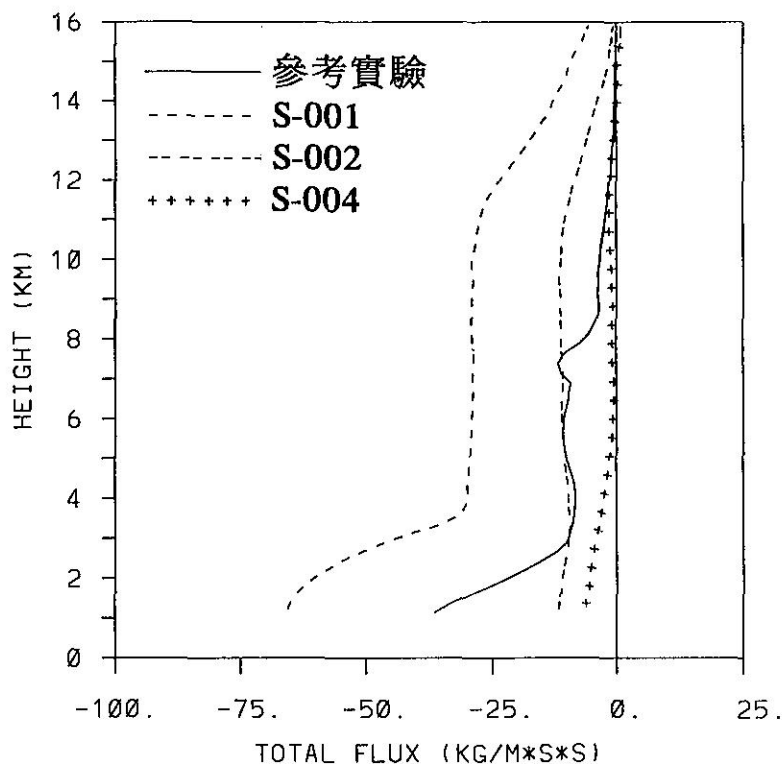


圖 8. 不同垂直風切之總動量通量垂直分布。對應於表1中之S-001、S-002、S-003及參考實驗。

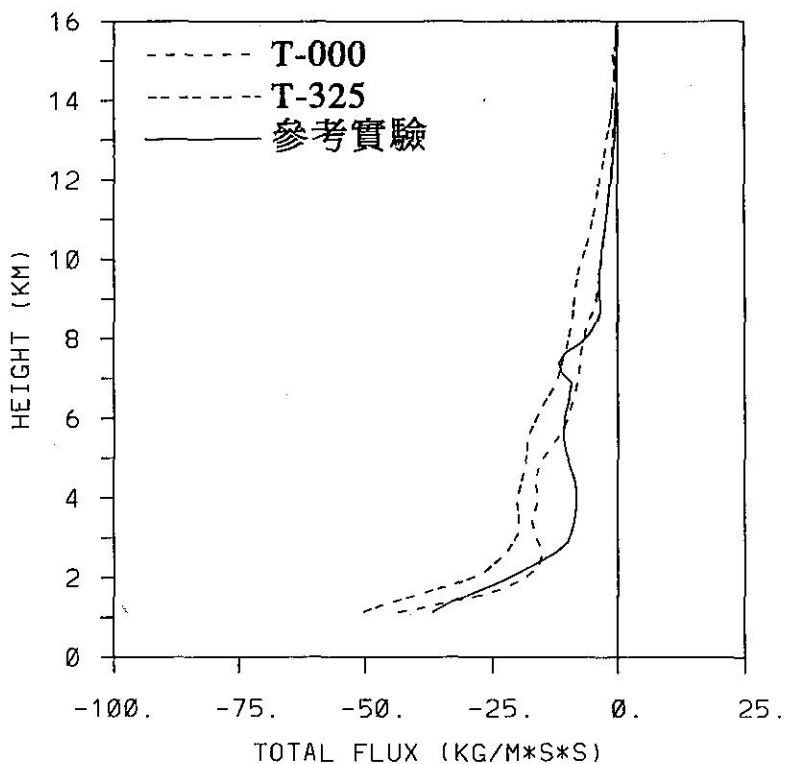


圖 9. 不同大氣穩定度之總動量通量垂直分布。對應於表1中之T-000、T-325及參考實驗。

表 1. 不同大氣條件之實驗。其中地形之半山寬為10公里，山高為1公里。

編號	平均風場 (M/S)	垂直風切 (1/S)	大氣穩定度 (°C/M)	波碎	夫如數
參考	10	0.	-0.0065	有	1.20
U-05	5	0.	-0.0065	有	2.40
U-20	20	0.	-0.0065	無	0.60
U-30	30	0.	-0.0065	無	0.40
S-001	10	0.001	-0.0065	有	1.09
S-002	10	0.002	-0.0065	無	1.00
S-004	10	0.004	-0.0065	無	0.86
T-000	10	0.	0.	有	1.30
T-325	10	0.	-0.00325	有	1.25

在本節的實驗中均發生在約在山脈頂之高度，其次是在較高之上層。山脈頂高度附近的總動量通量隨高度增加而負值減少，因此對大氣有很強的拖曳力存在。重力波之動量通量經過山頂高度附近波碎區之吸收後，其大小明顯地減小，並在到達下一個波碎區前保持著同樣的動量通量(稱剩餘通量，residual flux)繼續往上傳。當波碎僅發生於下層而上層沒有波碎層時，剩餘之總動量通量受到模式上層之吸收層的作用而緩慢減少。當上層亦有波碎發生時，剩餘通量在通過上層波碎層時，同時受到波碎層吸收及模式頂吸收之雙重作用，會隨高度快速遞減。

事實上，在此並無法明確的定義出上層波碎的發生與否及其高度，但由實驗可知當大氣之平均風場較強、或垂直風切較強、或較不穩定大氣時，上層對動量通量的吸收層發生之高度就較高。

五、次網格地形特徵對重力波之影響

次網格地形的特徵，模式本身完全無法預知，必需由外界給與資料。在現行的參數化法中唯一考慮到的次網格地形特徵僅有地形之標準偏差值

(standard deviation)，其它特徵如山脈斜率、非對稱度(asymmetry)、凹凸度(convexity)、多重山脈等則均未加以考慮。在本節中將分別探討這幾項特徵對次網格地形重力波之影響。表2為實驗名稱及相關條件，在此均採用與參考實驗相同之大氣條件，圖10為對應之次網格地形。

首先，參考Kim and Arakawa (1991)的定義，令次網格地形之標準偏差(σ_z)、非對稱度(OA)、凹凸度(OC)分別為

$$\sigma_z = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M (Z_i - \bar{Z})^2}{M}} \quad (7)$$

$$OA = \frac{\bar{X} - \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M X_i Z_i}{\sigma_z} \quad (8)$$

$$OC = \frac{\sum_{i=1}^M (Z_i - \bar{Z})^4}{\sigma_z} \quad (9)$$

其中

$$\bar{Z} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M Z_i \quad (10a)$$

$$\bar{X} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M X_i \quad (10b)$$

表 2. 次網格地形特徵之實驗。其中水平風為10M/S，無垂直風切，大氣溫度遞減率為-0.0065°C/M。

編號	半山寬 (KM)	山高 (M)	標準偏差值 (DEVZ)	非對稱度 (DA)	凹凸度 (DC)
地形-1 M1	10.000	1000.	125.02	0.	40.03
地形-2 M2	30.000 10.000	1000.	176.79	0.12	20.00
地形-3 M3	10.000 30.000	1000.	176.79	-0.12	20.00
地形-4 M4	15.627	800.	125.02	0.	25.59
地形-5 M5	6.923	1200.	125.02	0.	58.99
地形-6 M6	10.000	500.	62.51	0.	40.03
地形-7 M7	10.000	2000.	250.04	0.	40.03
地形-8 M8	10.000	704.	125.03	0.	19.86
地形-9 M9	10.000	570.	125.04	0.	13.08

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^M (X_j - \bar{X})^2}{M}} \quad (11)$$

而各式中 X_j 及 Z_j 分別為格點之位置及地形高度。

地形-2與地形-3具有相同的標準偏差值及地形凹凸度，但非對稱度相反，較陡的一面與地形-1具有相同的斜率。比較此三種次網格地形在1000公里內之總動量通量垂直分布(圖11)可發現，地形-1與地形-2約具有相同之動量通量垂直曲線。雖然在山頂高度之動量通量地形-2大於地形-1，但垂直方向之遞減量非常接近。地形-3雖與地形-1具有相同的迎風面山脈斜率，但動量通量垂直方向之改變明顯較小。由此可知，影響次網格地形重力波拖曳力的重要因素為地形背風面之斜率而與迎風面斜率無

關。

地形-4、地形-5與地形-1具有相同之標準偏差量，但地形凹凸度分別為25.59、58.99及40.03。比較三種不同之凹凸度可發現(圖12)：三者在山頂高度之動量通量很接近，但通過波碎區後的剩餘通量則反比於地形凹凸度。也就是說，次網格地形重力波拖曳力之大小正比於次網格地形凹凸度，在凹凸度大之地形(山窄而高)時尤其明顯。

比較地形-6、地形-7及地形-1，三種地形都是左右對稱地形、凹凸度相同之地形。改變其標準偏差值(圖13)可明顯的看出，山頂處之次網格地形重力波拖曳力正比於標準偏差值之平方，偏差值大者拖曳力明顯增大。此動量通量大小正比於標準偏差

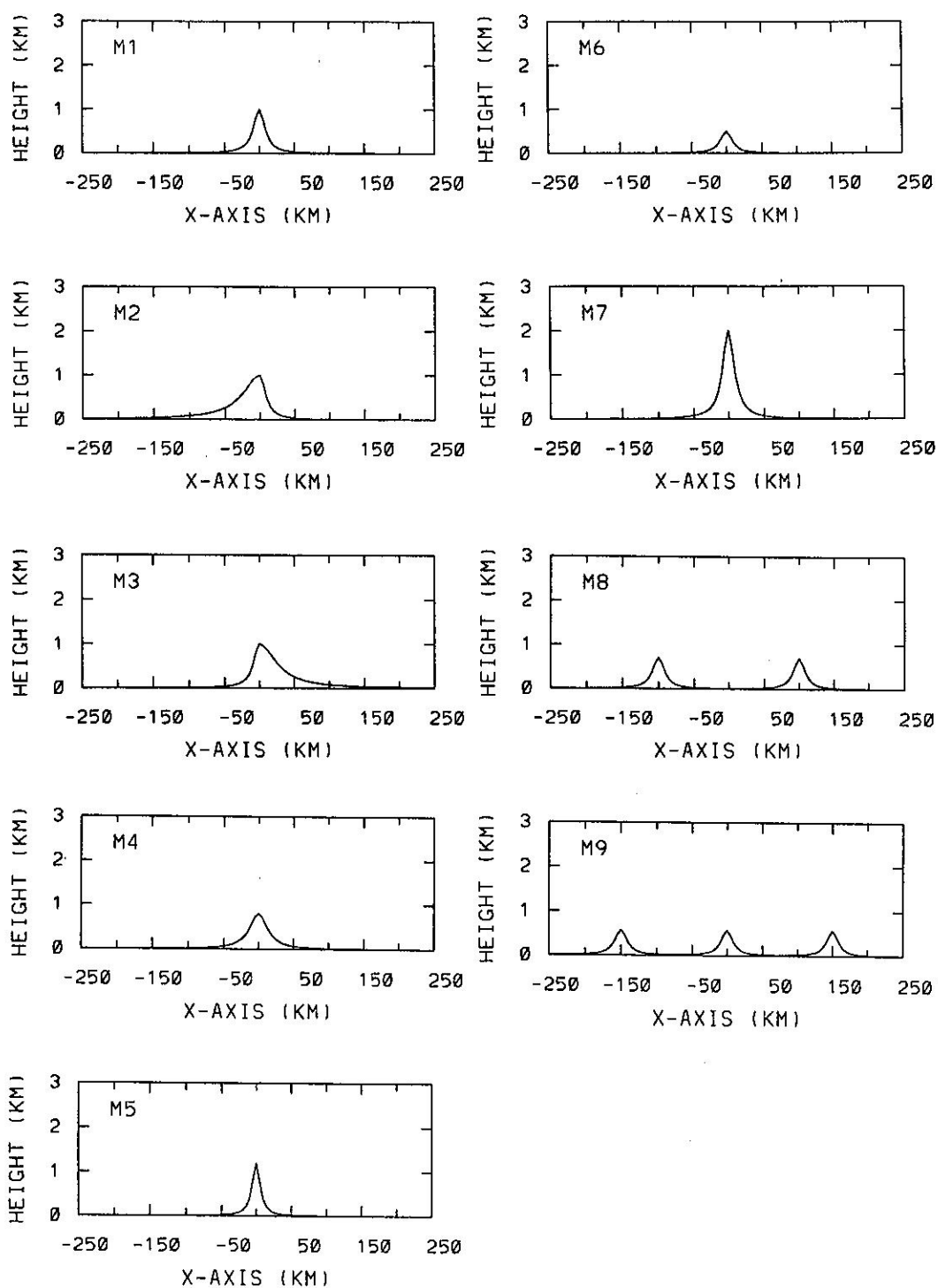


圖 10. 次網格地形特徵實驗所用地形之剖面。

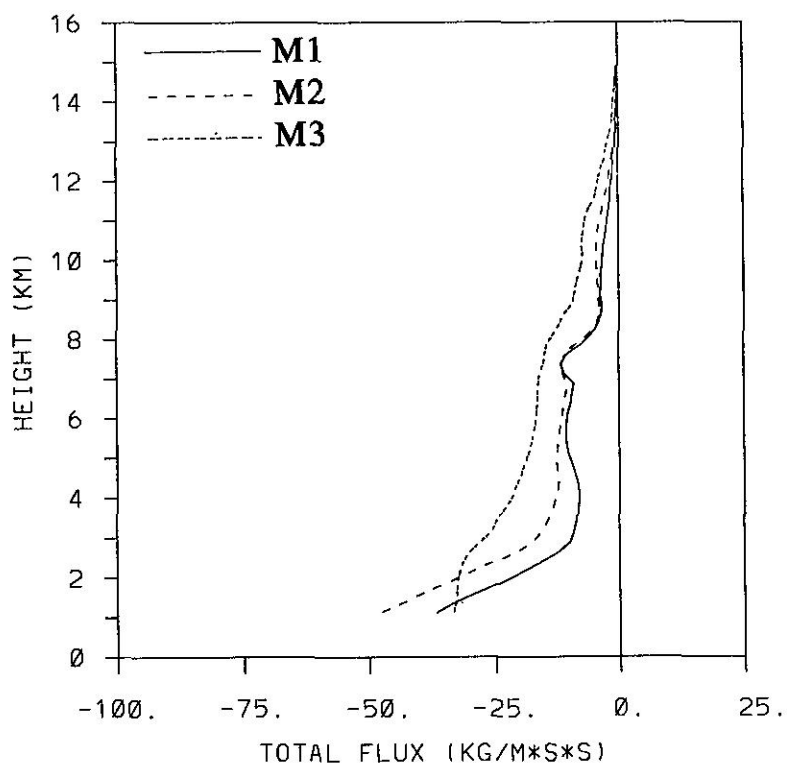


圖 11. 不同次網格地形非對稱度(OA)時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

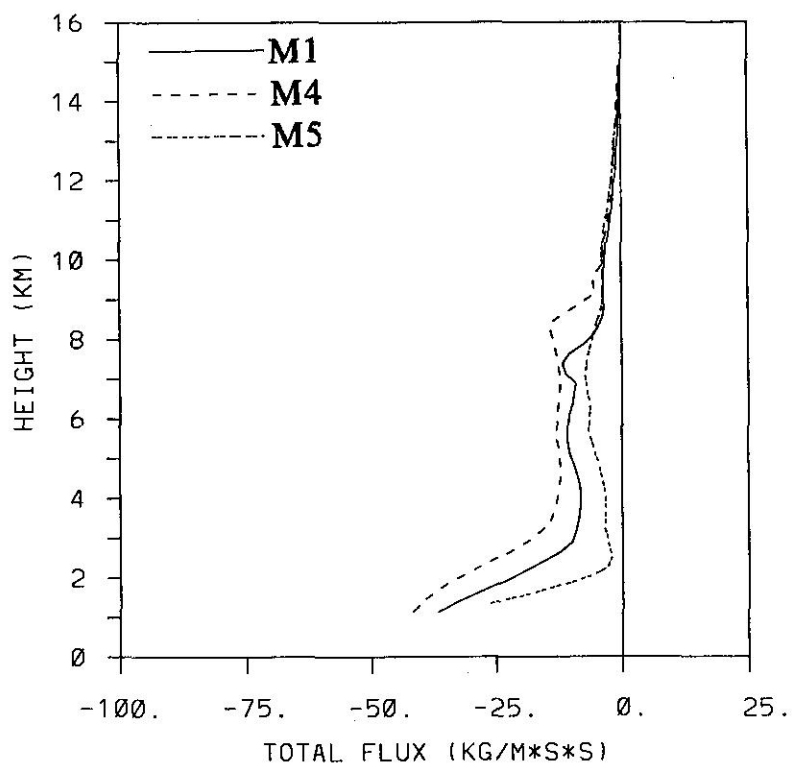


圖 12. 不同次網格地形凹凸度(OC)時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

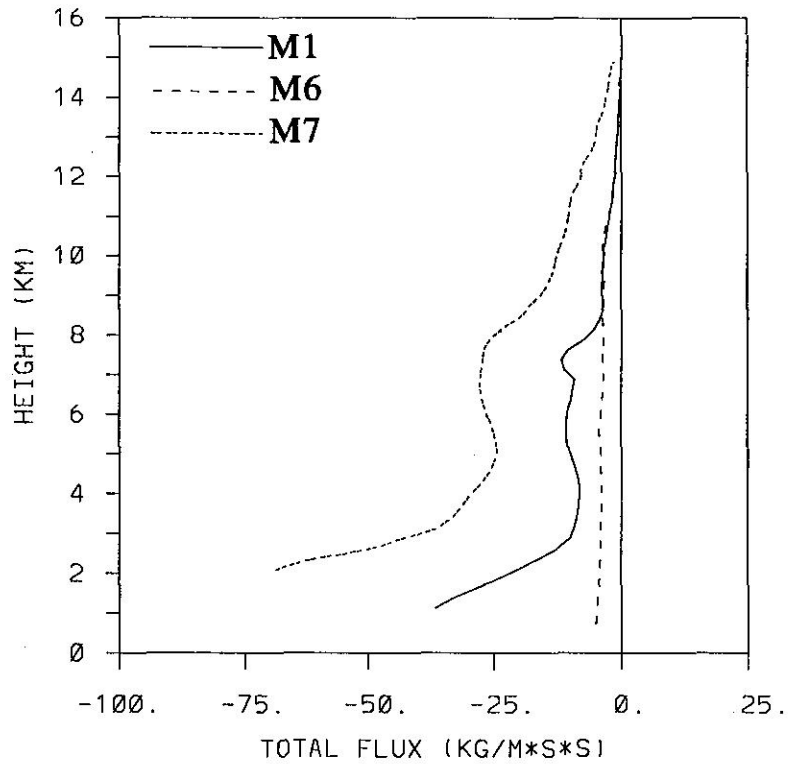


圖 13. 不同次網格地形標準偏差值(σ_z)時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

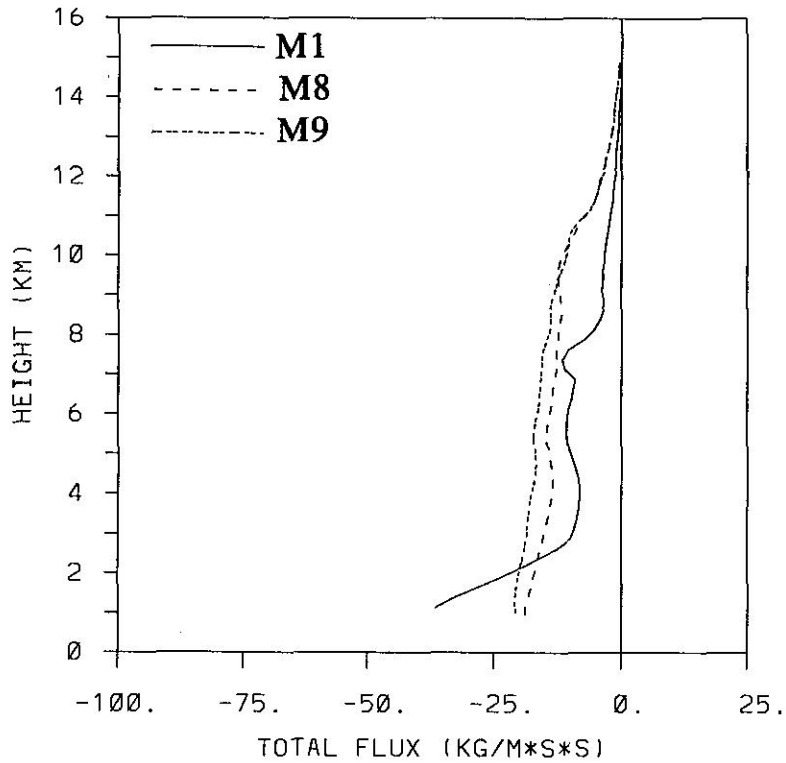


圖 14. 多重山脈次網格地形時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

值平方之關係式，正是現行參數化法中所廣泛採用的。

但是，標準偏差相同之次網格地形並不一定具有相同之動量通量。前面已提過，在相同標準偏差但凹凸度不同時動量通量大小會有不同；還有其它情況：如多重山脈時也有類似的情形。地形-8、地形-9與地形-1有相同之標準偏差，但地形-8是由二個獨立山脈，地形-9是由三個獨立山脈所組成。由圖14可見，由於地形-8及地形-9對同樣大氣條件而言是產生穩定重力波之地形，因此根本不會有波碎情形發生，也就是次網格地形重力波之拖曳力為零，與地形-1完全不同。

若是有多個會引發波碎之地形同時存在於次網格內時，則次網格動量通量之大小並不只是單純地將單獨一個地形之動量通量乘以山脈數 (Pierrehumbert, 1986)，還必須考慮到多重山脈彼此間之距離。當山脈間距離超過單一山脈重力波之水平影響範圍時，則多重山脈之作用可用線性相加來表示；但若山脈間距離較近，則重力波間彼此產生複雜的非線性交互作用，則總動通量就很難估計了。

此外，即使是單一地形，次網格地形在網格中的相對位置也是很重要的。如 Kim and Arakawa (1991)之實驗，當次網格地形之總動量通量僅包括地形上游或下游時，換言之，即次網格地形位於網格之尾端或前端時，存在於次網格內之總動量通量往往是高於整座地形之總動量通量。因此，次網格地形之相對位置也是需要考慮的。但若要知道次網格地形在網格點內之相對位置，首先必須要有完整的山脈地理位置資料，這項資料在目前仍是缺乏的。

六、結論與討論

次網格地形重力波在特定大氣條件下會有波碎之現象發生，造成動量通量在垂直方向傳送時部分被擾動所吸收，這是產生模式格點上未能解析的次網格重力波拖曳力的主要原因。此拖曳力之忽略，往往造成地勢較複雜處之運動速度預報過強。因此，次網格地形重力波拖曳力參數化被認為是減少北半球西風預報過強誤差的最好方法。本研究之目的，一方面是為了增進對重力波動量通量傳輸現象

的了解，另一方面也同時發掘問題，找出一些尚未被考慮的影響因子，以作為進一步研究及發展次網格地形重力波參數化法之參考。

大氣中波碎之發生，與大氣條件及地形特徵有密切的關係。在次網格點上之大氣條件可得自模式格點資料，並由之可判斷在次網格點內波碎是否發生及發生之位置等。本研究中指出，當大氣具有較強之平均風場或垂直風切時，對重力波有穩定作用，並對波碎的發生產生抑制作用。波碎最易發生的高度為山脈頂部附近，對重力波能量的消散也是以近山脈頂處為最大，至於高層波碎層之消散則較小。高層的波碎層並不一定會發生，但由實驗知，當大氣之平均風場較強、或垂直風切較強、或較不穩定大氣時，上層對動量通量的吸收層發生之高度就較高。

如何定義次網格地形激發之"真正的"近地表處動量通量之大小，是個仍未解決的問題。至目前為止，各現行之參數化法亦未能明確定義出，而多以模式最下面幾層之平均風場、大氣穩定度及次網格地形標準偏差量之積來表示。在本研究中指出，影響地形最下層之總動量通量的因素除標準偏差值外，地形之非對稱度、凹凸度、山脈個數及次網格地形在網格點中之相對位置等，都是相當重要的。在真實的全球大氣中，地形的複雜程度遠超過本研究之理想地形，因此如何將次網格地形特徵作完整的考量，將是次網格地形重力波拖曳力參數化中相當困難的一部分。

事實上，真實大氣中最易發生波碎的高度除對流層外，其次就是低平流層。由於地表面動量通量之估計困難，現行之參數化法多僅能消除部分低平流層及對流層頂之預報誤差，對於對流層內之誤差僅有 Iwasaka et al. (1988) 之簡單的拋物線遞減方法。因此現行之參數化法對於預報誤差之消除，尤其是對流層，仍需有相當大的改進。

此外，次網格地形重力波之影響範圍、時間變化情形，也是難以處理的問題。現行之參數化法是以解析解為依據，考慮次網格點重力波之總作用力及最大作用力於一個網格點內，因此往往有高估的情形，對模式會有過強的修正。

下一步的研究方向將實際測試現行幾種參數化

法，比較其在本局模式中之表現，並將測試結果較好之方法植入中央氣象局第二代全球數值預報模式之中。在這同時，我們將繼續研究與發展，參考本研究之結果，建立更有效率之新參數化方法。

七、致 謝

本研究承蒙鄭明典博士提供寶貴意見及文章寫作上之幫助，在此致上萬分的謝意。同時感謝二位審稿者細心的指正。

八、參考文獻

- 蕭志惠，1992：華南旋生與青藏高原之關係。中央大學博士論文，158頁。
- Alpert, J. C., M. Kanamitsu, P. M. Caplan, J. G. Sela, G. H. White and E. Kalnay, 1988: Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range forecast model. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26, Baltimore, Maryland. 726-733.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The atmospheric model intercomparison project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, 1962-1970.
- McFarlane, N. A., 1987: The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. J. Atmos. Sci., 44, 1775-1800.
- Iwasaki, T., S. Yamada and K. Tada, 1988: Impacts of a parameterization scheme for orographic gravity-wave drag with two different vertical partitionings on medium-range forecasts. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26, Baltimore, Maryland. 734-740.
- Kim, Y.-J., and A. Arakawa, 1991: Assessment of gravity wave parameterization scheme using a mesoscale gravity-wave model. Preprints of the Ninth Conference on NWP, October 14-18, Denver, Colorado. 380-383.
- Miller, M. J., T. N. Palmer and R. Swinbank, 1989: Parameterization and influence of subgridscale orography in general circulation and numerical weather prediction models. Meteorol. Atmos. Phys., 40, 84-109.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. Q. J. R. Meteorol. Soc., 112, 1001-1039.
- Pierrehumbert, R. T., 1986: An essay on the parameterization of orographic gravity wave drag. Proceedings of the Seminar/Workshop on observation theory and modeling of orographic effects. ECMWF Shinfield Park, Reading, U. K., Vol. 1, 251-282.
- Stern, W. F., and R. T. Pierrehumbert, 1988: The impact of an orographic gravity-wave drag parameterization on extended range prediction with a GCM. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26, Baltimore, Maryland. 745-750.

A STUDY OF THE SUBGRID-SCALE OROGRAPHIC GRAVITY WAVE DRAG

Chih-Hui Shiao

Research and Development Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

A mesoscale two-dimensional numerical model is used to study the characteristics of vertical momentum transports associated with orographic gravity wave under various atmospheric and orographic conditions.

The results show that the stronger winds and/or vertical wind shear may prevent waves from breaking at the lower troposphere. The level of gravity wave breaking at higher troposphere depends on wind speed, vertical wind shear and atmospheric stability.

For a given atmospheric condition, the overall intensity of gravity waves depends not only on the standard deviation of subgrid-scale orography but also on the asymmetry, convexity and the number of ridges.

Key words: Subgrid-scale Orography, Gravity Wave Drag