

「六·三」豪雨之診斷分析

徐 天 佑

摘 要

民國73年6月3日北部地區之豪雨，在追蹤天氣現象分析探空資料及每小時氣壓差之變化時，發現「六·三」豪雨確實存在有中尺度系統之擾動，其移動路徑由西南向東北移動，台灣北部因中尺度系統與鋒面交互作用，使得天氣現象更加劇烈。

研究結果發現在豪雨區附近的低層大氣均存在一穩定氣層，有利重力波之傳播且能量不致消失，此重力波移至台灣北部地區受鋒面不穩定之影響及低層噴射氣流之作用產生強烈對流，而當低層噴射氣流一遠離台灣北部時，觸發中尺度系統之媒介消失，北部天氣立即轉好。

一. 前 言

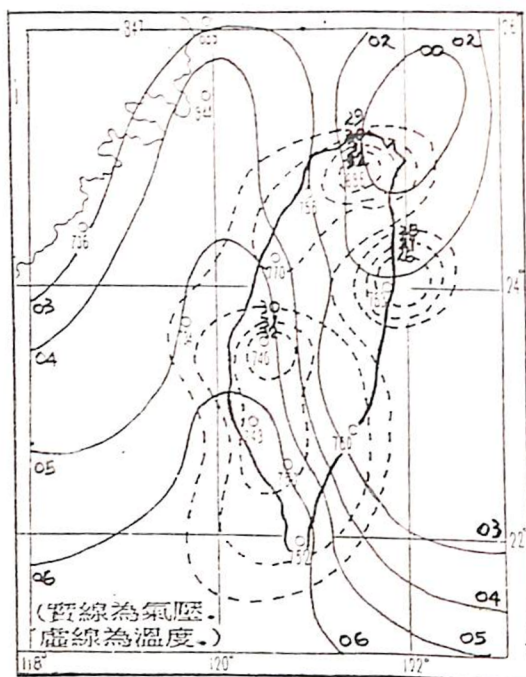
1984年6月3日清晨在台灣北部產生一局部地區之豪雨，使得北部地區損失嚴重，此次豪雨降水量打破中央氣象局台北測站6月份之歷史紀錄（丘，劉，1985），目前已有多人對此次豪雨進行研究。

吳，王（1985）認為「六·三」水災之成因爲一meso- β 尺度之低壓系統所造成，當6月2日梅雨鋒面接近台灣海峽北部時，在桃園外海之鋒面上新衍生出一封閉形之小低壓，並在台灣北部滯留約12小時，造成北部一帶深厚對流，產生連續性大雷雨，因而導致台北市發生嚴重的水患。丘，劉，（1985）認為本省北部1低層（850MB）有噴射氣流及短槽，2中層（500MB）有乾冷空氣移入，3高層（200MB）之分流（diffluent）爲豪雨前之有利氣象因素，同時並分析「六·三」水災當時之衛星雲圖，發現在6月2日2300L有一弧狀雲綫在本省西北邊產生，到了6月3日0200L此弧狀雲綫發展甚爲明顯且向東移至台北地區，在加上本省西北邊外海之對流雲與鋒面之接近，導致北部產生強烈的降水。陳（1986）分析梅雨期三個豪雨個案，分別追蹤各降水區移動路徑，發現降水區均伴有中尺度低壓，此一中尺度低壓與衛星雲圖之雲系移動相配合，而非由鋒面新衍生而成，當鋒面南下時，低

壓之雲系先移至台灣，緊接著鋒面移入台灣，導致北部地區之豪雨，而在豪雨前之陣風鋒面與梅雨鋒之交會作用爲此次豪雨之重要激發因素之一。Chen（1986）分析綜觀資料，發現1在近地層有水汽輻合現象，2正渦度平流隨高度增加，3輻散場方面在鋒面低層爲輻合氣流，高層爲輻散氣流，由以上之分析可以發現各項綜觀尺度之變化均有利中尺天氣系統之演變，更由於台灣地形之分佈導致地形性中尺度低壓之產生（Chen, 1986）造成「六·三」水災持續性之雷暴。

圖(1)爲以1MB及1°C間隔所繪製6月2日1400L之地面天氣圖，圖中顯示在台灣北部地區爲一暖心低壓區，暖心之位置在台北附近，中心溫度高達32°C，此時在台南以北之地區皆爲西南氣流，不斷有暖濕氣流輸往台灣北部，至桃園、台北等地區風向轉偏西向之風，有利水汽向本省北部地區之內陸集中，當鋒面移近台灣北部，造成北部地區夜間強烈雷雨，此種日間暖低壓與夜間雷雨之關係與徐，謝，賀（1982）之研究有相類似之處，其詳細情形及相關性有待進一步之探討。

噴射氣流之位置及強度爲引起中尺度天氣重要因素之一，尤其是高低兩層均有噴射氣流，由於上下兩層噴射氣流之偶合作用，更易導致強烈降水，本文亦將噴射氣流之變化及與豪雨之相關加以探討。

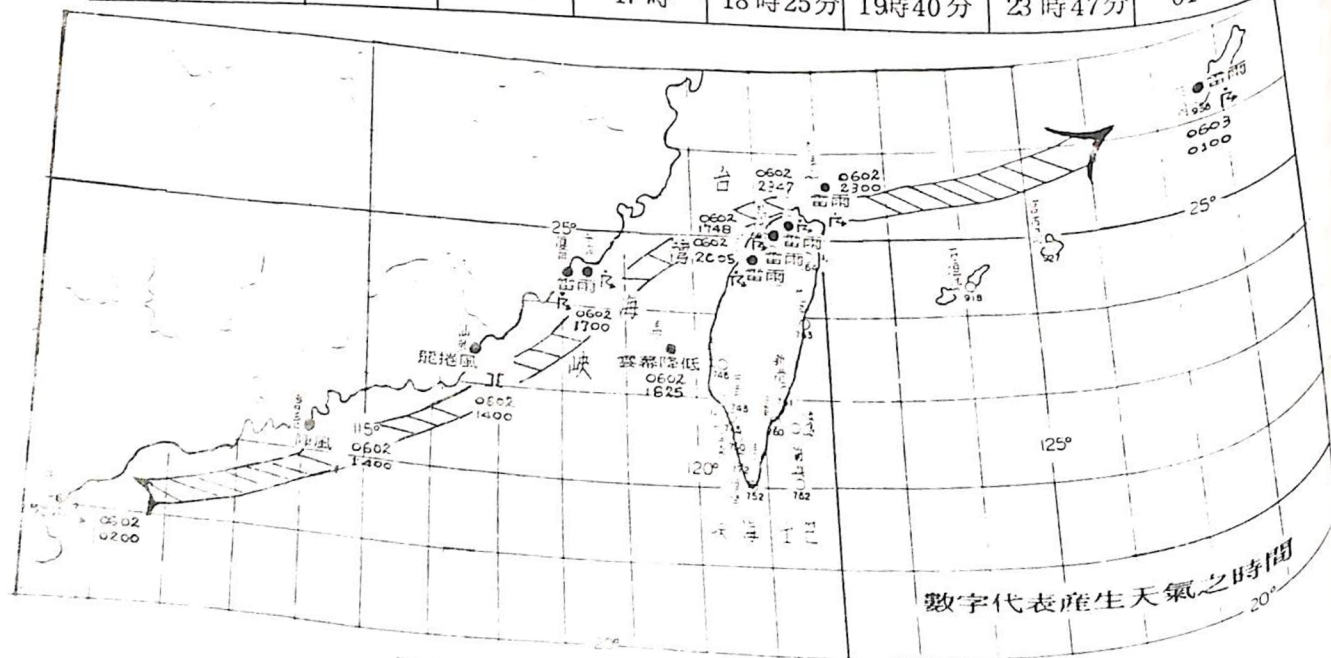


圖一、1984年6月2日1400時地面天氣圖，氣壓間距1MB，溫度間隔1°C。

為了瞭解雷達回波之強度變化，利用每小時之氣壓變化做比較發現兩者相關性甚大，而氣壓變化

表(一)為6月2日及3日各地產生天氣現象之時間(中原標準時間)

地名	湛江	香港	金門	廈門	馬公	桃園	松山	那壩
時間	6月2日	6月2日	6月2日	6月2日	6月2日	6月2日	6月2日	6月3日
	02時	16時	17時	17時	18時25分	19時40分	23時47分	01時



圖二、「六、三」豪雨期間，天氣現象移行路徑。

之波動性與雷達回波強弱有關係，因此可推斷當波動通過不穩定區，可加強降水之強度。從6月2日1200 Z之探空分析，發現相當位溫在豪雨區附近之低層有一穩定層存在，以Lindzen & Tung(1976)之模式計算波之相速度與高層雷達觀測之回波移速，兩者速度相吻合。顯見Lindzen & Tung所述之內重力波存在「六、三」豪雨之個案，並為影響中尺度天氣系統的重要因素之一。

追蹤惡劣天氣之產生時間及移動方向，可以發現天氣現象首先在華南沿海之湛江開始，經香港、汕頭、廈門至桃園、台北那壩等地區，而在台北地區產強烈降水。似有波動由西南向東北方向移動，當波動到達之後產生天氣，台北地區則由於影響中尺度天氣之波動與鋒面系統交互作用，加強劇烈天氣之發展，在極短之時間內產生嚴重降水，終至成災。

二.天氣現象演變

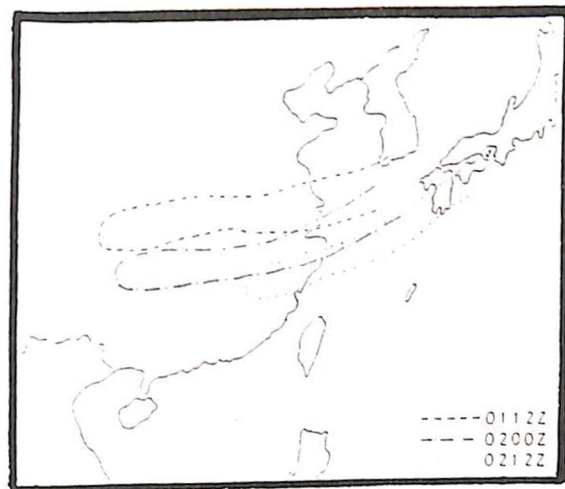
表(1)為6月2日至6月3日有關此次降水各地惡劣天氣起始產生時間(時間以我國中原標準時為

準，以便比較)，從各天氣現象發生之時間及地點，可以看出天氣現象之移動方向為由西南向東北移動如圖(2)所示，從6月2日0200時湛江之閃電開始，當時之天空狀況有兩個Cu雲量，雲高1600呎，2日1400時香港地區產生陣風，陣風風速達28 K.T.S，其天空狀況有2個Cb雲量，雲高1400呎，且有陣雨產生，而汕頭亦於2日1400時產生龍捲風，其天空狀況有7個Cb雲量，雲高2000呎，至2日1645時金門地區產生雷雨，整個天空狀況為密雲，而其左側之廈門地區則於1700時產生雷雨，天空有7個Cb雲量，在金門右下側之馬公地區於2日1825時至1832時雲幕高由6個Ci雲量，高度2萬呎突然變為7個Sc雲量，雲高降至6仟呎；5個St雲量，雲高僅1仟5佰呎，至2日1938時桃園地區產生雷雨，2日2005時新竹地區產生雷雨，中央氣象局台北測站2000時有閃電紀錄，松山地區則於2日2347時開始下雨，那壩地區延至3日0100時產生雷雨。

由上述之惡劣天氣或是雷雨發生之時間，似有波動從西南沿着鋒面向東北移動，台灣地區之降水在2日晚間首先受鋒面前雷雨陣風鋒面所侵襲，至3日清晨復受鋒面通過之影響，產生嚴重災害。

三.噴射氣流變化情形

中緯度之鋒面系統在高層常伴有噴射氣流，「六、三」水災為梅雨鋒所引起，因此在高層有噴射氣流存在，除此之外在低層也有噴射氣流。高層噴射氣流與低層噴流之偶合會產生惡劣天氣，Uccellin & Johnson (1979)以數值模擬，研究高低層噴射氣流之偶合關係。圖(3)為高層300mb噴射氣流時間從6月1日12Z至6月12Z，其風速超過50K.T.S.之移動路徑，從1日00Z在華中向南移動，至2日12Z到達福建省一帶。圖(4)為低層700mb噴射氣流，時間為6月1日12Z至6月3日00Z，其風速超過30K.T.S.之移動情形，由6月1日12Z在華南一帶向南緩慢移動，後再向東移動，至2日12Z軸線傾向由東北向西南傾向，至3日00Z迅速向東北移出，北部地區於低層噴射逐漸遠離之時，天空由



圖三、6月1日12Z至6月2日12Z 300MB噴射氣流(>50K.T.S)移動路徑。

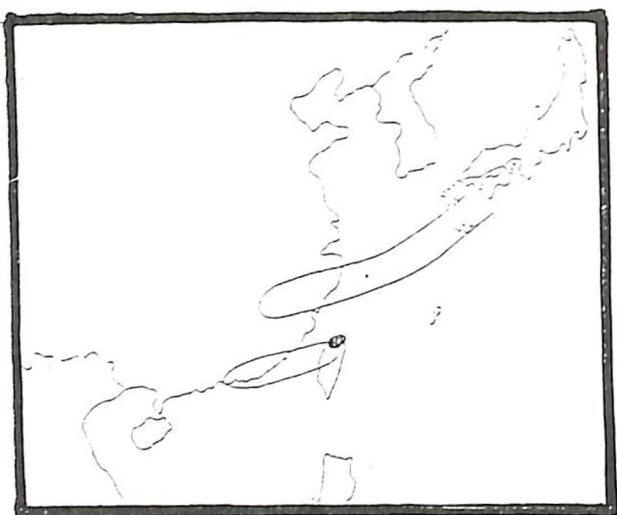


圖四、6月1日12Z至6月3日00Z 700MB噴射氣流(>30K.T.S)移動路徑。

密雲轉為裂雲，停止降水，至3日12Z才又繼續下雨。

低層噴射氣流會導致惡劣天氣及強烈降水已有多人研究(Akiyama 1973, Chen & Yu 1983, 俞 1976, 黃、俞 1975, 陳正改 1979)，檢查高低層噴射氣流之位置，可以發現在2日12Z上下兩層非常靠近，且豪雨之位置在高層噴射氣之南方，而在低層噴射氣流之北方，此點與Chen (1982)所提出之慣性重力波由低層噴射氣流與高層噴射氣流之交互作用所導致之豪雨有類似之情況，圖(5)為2日12Z高低噴射以及豪雨位置。柯(1986)利用「

六、三」之台北探空資料做數值模擬，發現有高層噴射氣流時，在低層噴射氣流出區之左前有強烈之垂直運動，與「六、三」水災之降水區域相一致，因此可以證實「六、三」水災，高低噴射氣流確實有交互作用，且為導致水災之重要因素之一。



圖五、6月2日高低層噴射氣流與豪雨降水區位置，黑粗綫為豪雨區。

四.內重力波效應

通常豪雨之產生多伴由中尺度天氣系統所引起，但中尺度系統之成因甚多，其中內重力波為一極有利之因素，Lindzen & Tung (1976) 提出當大氣中有一層相當穩定層存在時可以形成波導(duct)，重力波在此波導中移動，能量不致衰減，其波動之相速度為：

$$C_{Dn} = \frac{NH}{\pi(n+1/2)} \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (1)$$

N為Brunt-Vaisala 頻率，H為波導厚度，

$$N = \left(\frac{g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)^{1/2} \quad (2)$$

θ_e 為相當位溫， g 為重力加速度，當 $n=0$ 時可得

$$C_{D0} = \frac{2NH}{\pi} \quad (3)$$

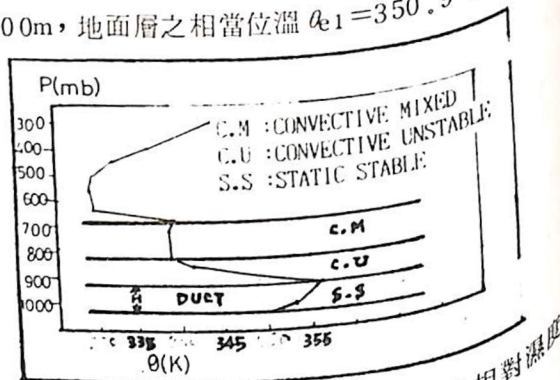
(3)代表內重力波在波導中傳播之相速，當接近飽和

之大氣中有穩定層存在時，重力波在此穩定層中傳播能量不會消散，當鋒面與此重力波相遇時，兩者交互作用，可將水氣充分之低層大氣向上傳送，產生強烈的對流作用，以釋放能量，使得大氣得恢復平衡。

波導之厚度為穩定層之位置，可由 $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0$ 所在位置決定，從圖(6)可以看出在2日12Z台北之相當位溫 θ_e 垂直變化，由地面至927MB之 θ_e 隨高度增加為一穩定層，即Lindzen & Tung所謂之波導厚度，則其相速度可簡化為(Bosart & Sanders)

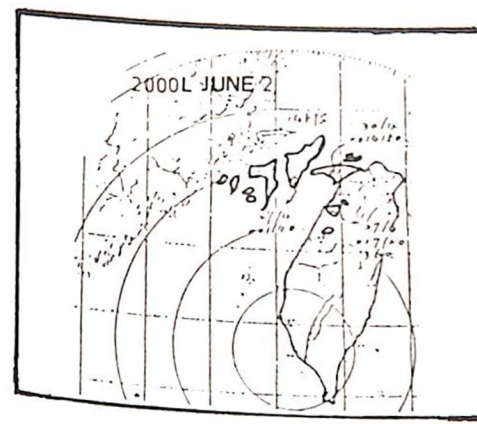
$$C_{D,0} = \frac{1}{(\pi/2)} \left[\frac{gH(\theta_{e2} - \theta_{e1})}{\theta_e} \right]^{1/2} \quad (4)$$

θ_{e2} 與 θ_{e1} 為穩定層之頂及底之相當位溫， $\bar{\theta_e}$ 為頂至底之平均相當位溫，由2日1200Z之台北探空分析，在地面至927MB之相當位溫 $\partial \theta_e / \partial z > 0$ ，氣層相當穩定，為一理想之波導區域，其厚度H為600m，地面層之相當位溫 $\theta_{e1} = 350.9^\circ K$ 而927



圖六、6月2日12Z台北地區相當位溫及相對濕度垂直變化圖。

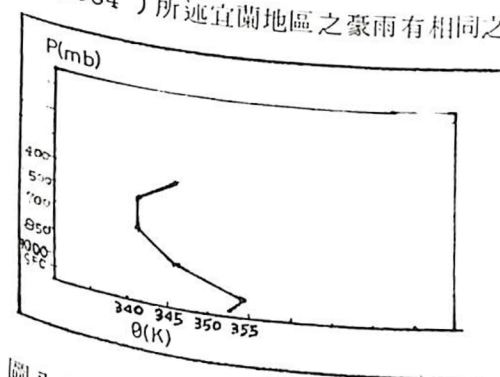
MB頂層之相當位溫 $\theta_{e2} = 355.5^\circ K$ ，由(4)式可以計算內重力波之相速度 $C_{D,0} = 8.5 m/sec$ ，與中央氣象局高雄雷達於2日1200Z所觀測之雷達回波移速為14K.T.S. ($\approx 7 m/s$)相吻合，圖(7)為6月2日1200Z中央氣象局高雄雷達所觀測到之雷達回波圖，圖中顯示回波有三條成帶狀之波較明顯，由西往東移。從雷達回波之觀測以及Lindzen & Tung模式之計算，兩者波速相當吻合。



圖七、6月2日12Z高雄雷達回波圖(採自丘，劉1985)。

可證實「六、三」水災確實有中尺度天氣系統之波動存在。

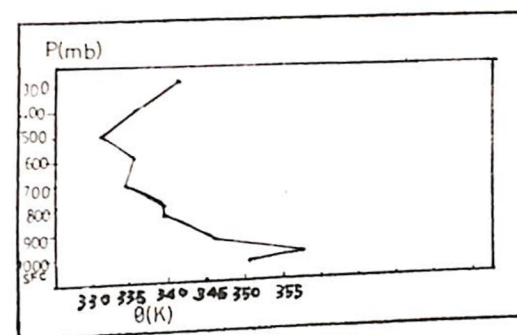
從圖(8)汕頭2日00Z之探空分析可以發現在底層地面至1000MB有一穩定層($\partial \theta_e / \partial z < 0$)，圖(9)為馬公之探空在2日12Z之探空地面至1000MB也有一穩定層，顯示在底層大氣在2日有一較廣闊之區域均處穩定狀態($\partial \theta_e / \partial z < 0$)因此內重力波在此穩定層中傳播，能量不易消散，在台灣北部地區恰巧與鋒面相遇產生交互作用，導致大雷雨，與劉(1984)所述宜蘭地區之豪雨有相同之狀況。



圖八、6月2日00Z汕頭相當位溫剖面圖。

表(1)為各地產生天氣及其前後時間之風場變化，風向風速變化之第一列為產生天氣現象之風向風速，第二列為發生天氣現象時之風向風速，第三列為天氣現象過後之風向風速。

地名	香港	廈門	中正機場	松山	那壩
風向風速變化	250/13	200/06	250/21	300/09	230/11
單位 (deg/KTS)	250/18 G29 陣風變化	270/05 風向變化	290/30 G45 陣風變化	300/20 G39 陣風變化	310/10 風向變化
	250/04	180/03	320/12	310/10	230/07

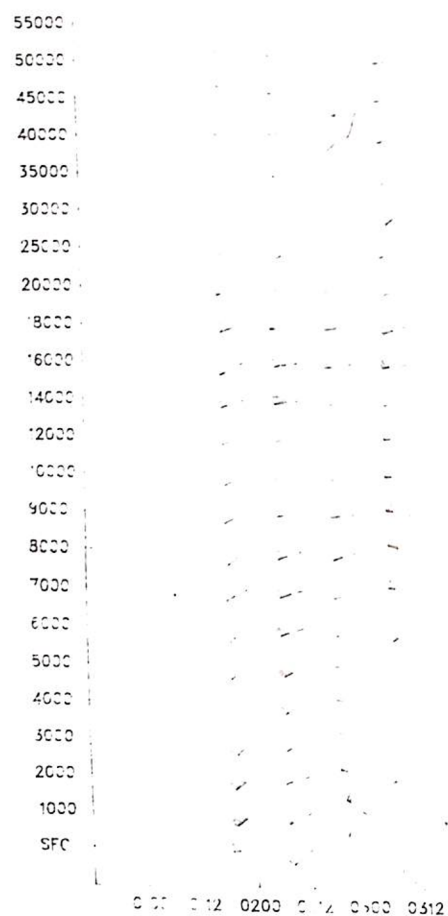


圖九、6月2日12Z馬公相當位溫剖面圖。

五.豪雨前後風場變化

1 地面風場之變化：中央氣象局之觀測資料為3小時一次，大陸地區之觀測資料也僅3小時一次之觀測資料，空軍測站則為每小時均有觀測資料，因此資料均詳加分析利用，表(2)為各地產生雷雨及其前後之風場變化(除廈門測站以3小時之風場紀錄外，其餘均為每小時風場紀錄)，從表(2)可以看出香港、廈門、中正機場、台北、澎湖、那壩等地，均有風場之改變或是陣風之產生，且風場之改變即為惡劣天氣擾動系統產生之時，在桃園及台北地區當波動在2日晚間20時之雷雨、陣風鋒面下衝氣流到達時，兩地之氣溫驟降，桃園及台北由 $28^\circ C$ 分別降至 $23^\circ C$ 及 $24^\circ C$ 。可推斷當風場改變及天氣現象產生時，有擾動通過。

2 垂直風場之結構對風暴之產生也有直接之關係：圖(10)為6月2日00Z至3日12Z之台北探空垂直風場結構，在2日12Z低層(6000呎以下)之風場隨高度變化為順時鐘，代表低層有暖平流，至3日00Z風場隨高度變化轉為逆時鐘，此由於冷鋒



圖十、6月2日00Z至6月12Z垂直風場結構圖。

已抵達台灣北部，轉變為冷平流形勢，而冷平流隨高度變化僅低層較明顯，因此為一淺薄形之鋒面（吳，王，1985），鋒面之厚度不深，但却造成嚴重之水患，因此必有一中尺度天氣系統存在，方能造成如此劇烈之降水。

表(3)為6月1日00Z至6月3日12Z之台北探空垂直風速剖面變化，其中以2日00Z 1000呎至3000呎低層風速達40 K.T.S以上，至2日12Z突然減至20 K.T.S，兩者相差最大為29 K.T.S，圖(11)為1日00Z至3日12Z各風速之時間平均差值，其正偏差在2日00Z之底層為最大，此為低層噴射氣流最強之時，至3日12Z正偏差在高層有最大值，此為鋒面過後高層噴射氣流移入之關係。由於低層風場之隨時間變化相當大，此種變化必然透過能量之轉換過程，使得低層噴射氣流易激發出惡劣天氣，借著強烈的對流運動釋放出穩定之能量（Chen, 1977），使大氣恢復平衡。

55000	1.2	3.0	1.6	2.2	1.4	6.7
50000	2.4	2.3	1.4	4.4	2.1	6.3
45000	2.7	2.1	1.6	4.2	4.3	5.8
40000	3.3	2.5	4.6	4.1	4.1	5.4
35000	3.7	2.9	4.1	4.1	4.5	4.6
30000	4.0	3.1	4.1	4.1	4.7	5.3
25000	3.0	3.1	4.1	4.1	4.1	4.4
20000	2.3	3.2	3.5	3.4	4.1	4.2
18000	2.9	3.2	4.6	3.3	4.6	2.3
16000	3.1	3.1	3.0	4.4	4.2	2.2
14000	3.1	3.3	2.3	4.5	3.7	3.2
12000	2.9	3.3	3.3	4.2	3.5	2.3
10000	3.6	3.3	3.3	3.1	3.2	3.0
8000	2.3	4.1	4.0	4.0	3.5	3.4
6000	3.3	3.9	4.3	4.2	3.5	3.2
4000	3.4	3.4	3.5	4.3	3.5	2.4
2000	2.9	3.6	2.6	3.1	3.6	1.3
5000	4.3	3.2	3.2	4.1	3.2	0.3
4000	4.1	3.0	3.3	3.3	3.1	0.5
3000	3.7	2.3	4.2	3.2	2.3	0.3
2000	3.2	1.3	4.5	2.5	2.3	0.1
1000	2.3	1.1	4.6	1.7	1.9	0.1
0000	0.6	0.2	2.3	0.3	0.3	0.1
平均	6.1	6.0	6.2	6.2	6.3	6.4
	0.0		0.0	1.2	0.0	1.2

表(3) 6月1日至3日台北探空垂直風場剖面變化 (單位 K.T.S.)

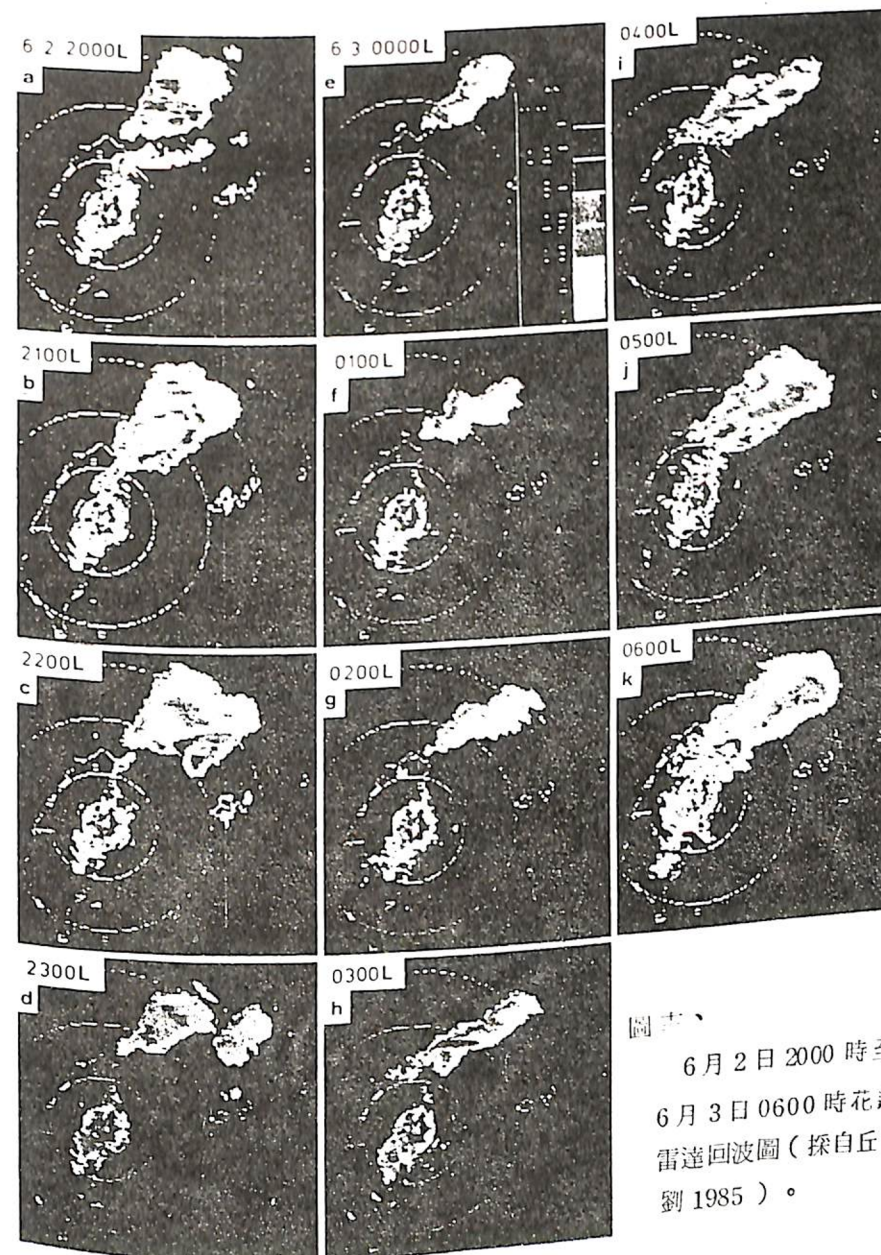
55000	1.2	2.3	1.5	2.2	1.5	5.7
50000	2.7	2.3	1.7	1.5	1.0	4.0
45000	1.1	1.7	2.3	2.2	1.4	1.4
40000	2.7	1.5	6.6	1.1	1.1	1.1
35000	3.3	1.1	6.6	1.1	0.0	0.0
30000	3.3	2.7	1.7	0.0	1.1	1.4
25000	1.7	6.6	3.3	1.1	2.0	1.5
20000	1.7	2.2	0.0	3.3	1.1	1.5
18000	2.7	3.3	1.0	2.2	0.0	3.7
16000	4.3	1.5	2.2	1.0	0.0	2.7
14000	6.6	3.3	2.2	3.3	4.3	2.3
12000	1.1	3.3	5.5	5.5	1.1	2.3
10000	4.3	2.2	6.6	5.5	1.1	2.3
8000	2.2	2.2	1.1	7.7	4.3	2.0
6000	3.3	4.3	6.6	3.3	1.1	2.5
5000	1.0	4.3	1.1	3.3	0.0	2.5
4000	1.1	1.1	7.7	7.7	0.0	2.2
3000	2.2	1.1	1.4	4.3	2.2	1.6
2000	2.2	2.2	2.0	3.3	0.0	1.6
1000	3.3	2.2	2.0	3.3	0.0	1.6
0000	2.2	4.3	1.5	2.0	0.0	1.6
平均	6.1	6.0	6.2	6.2	6.3	6.3
	0.0		1.2	0.0	1.2	

圖六、6月1日00Z至6月3日12Z台北地區垂直風場時間平均差變化圖。(單位 K.T.S.)

六、降水強度與氣壓擾動之探討

「六、三」豪雨北部地區之降水回波，可以從氣象局花蓮雷達觀測到，因「六、三」水災之豪雨

期間有雷暴現象，雲系發展甚高，以花蓮雷達而言，由於在其西北方之山脈高達3000呎，因此由花蓮雷達觀測台灣北部地區之回波必須抬高仰角，回波高度約在10000呎以上，圖(12)為花蓮雷達所觀測到之回波現象，（丘，劉1985），回波時間由6月2日20時至6月3日06時止，從圖中可以看出6月2日20時降水回波發展甚強，此時北部地區開始下雷雨，後回波強度逐漸減弱，至6月3日1時至2時之間，降水回波強度及範圍到達最弱之時，此後回波範圍及強度又繼續增強，由雷達降水回波之變化，可以看出2日20時及3日5時之降水回波甚強，應該有擾動系統伴隨而生。



圖十二、6月2日2000時至6月3日0600時花蓮雷達回波圖（採自丘，劉1985）。

表(4)為松山(TP)、桃園(GM)、新竹(PO)、馬公(QC)，之每小時氣壓變量，表(5)為「六、三」豪雨各地降水量，在氣壓變差表中實線正區升壓部份為有擾動通過如3日3時升壓為緊隨降壓區後之正區，與降水量相比較，可以發現在降壓區後

之升壓區，每小時降水量有跳躍之情形，如松山之每小時降水量由2.0mm增為31.5mm，桃園之每小時降水量由7.5mm增為25.5mm，而新竹之每小時降水量由7.5mm增為34.3mm，而2日24時之氣壓變量為降壓區，此時松山無降水，新竹無降

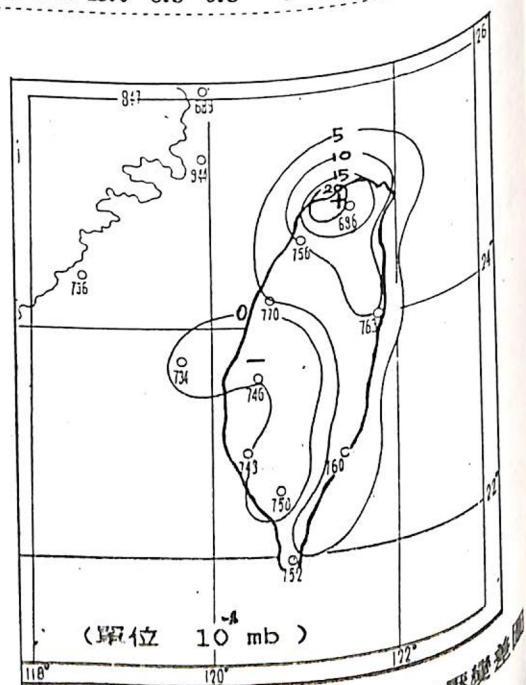
表(四)馬公、新竹、桃園、台北每小時氣壓變差表。(單位 10 mb)

6月2日												6月3日											
TP	0	3	0	10	21	0	0	0	-7	0	-4	4	0	7	0	10	0	0	0	0	0	0	0
松山																							
GM	-5	4	1	4	26	-6	0	4	-9	1	-7	6	3	-2	6	4	1	9					
桃園																							
PO	0	0	4	5	10	0	0	1	-1	-2	-7	-6	5	10	6	9	-7	13					
新竹																							
QC	-1	-2	7	1	-4	6	7	0	0	-8	-1	-1	1	-2	-2	10	8	-1					
馬公																							
TIME	16	17	18	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9					

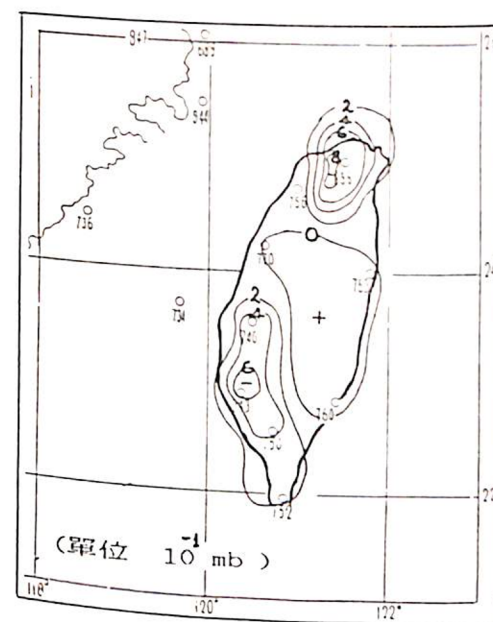
表(五) 六三豪雨期間北部各測站時雨量(HOURLY RAINFALL) (單位 MM)

六三臺兩期間北部各測站時雨量 (HOURLY RAINFALL) (單位 MM)																							
時間 (L)	6月 2日												6月 3日										合 計
地 點	17	18	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9						
新 竹			0	0.3	T	T				0.8	7.5	7.5	34.3	12.3	T	0.3	0.7					63.7	
中 正				9.0	2.3	0.5	0.8	2.3	7.5	34.0	40.8	0.8	T	0.5	T	T					98.5		
桃 園				2.0	8.1	0.5	T	T	1.5	7.5	25.5	20.0	8.2	2.0	0.5	0.8	T				76.6		
台 北						T	T														248.0		
台 大										T	25.5	52.0	87.0	47.5	22.0	14.0	T				400.0		
松 山										T	37.0	83.0	140.0	20.0	100.0	20.0					153.1		
彭佳嶼	0.1		0.3	11.8	10.6	3.1	1.1		T	2.0	31.5	37.5	40.0	23.0	8.3	0.3	T				42.0		
陽明山				9.5	10.5			T	5.0	2.4	11.6	29.2	52.0	28.0	7.4						155.6		
鞍 部				2.5	7.0	T	T			2.0	31.5	37.5	40.0	23.0	8.3	0.3	T	T			152.1		

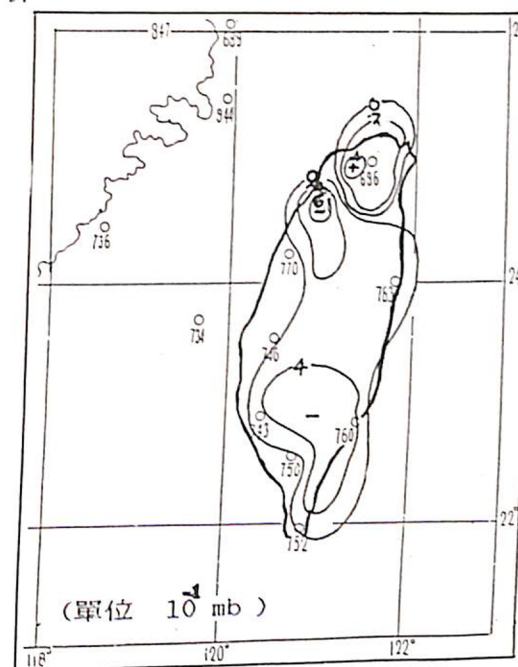
水，桃園僅有雨跡之紀錄，因此氣壓之變差與降水有正相關，且與雷達回波成正相關，當氣壓變差為上升則有波動到達或是降水量驟增，圖(13)為2日20時與19時氣壓變差圖北部地區有最大之升壓正區，在北部地區此時出現雷雨，且雷達回波之強度及範圍甚明顯，圖(14)為2日24時與23時氣壓變差為負全省除東部稍有降雨區，其餘全省各地降雨已經停止，雷達回波及範圍均減弱縮小，圖(15)為3日3時與2時之氣壓變差圖，圖中顯示桃園以北為升壓區而雷達回波也由桃園向東北伸展，松山及桃園時降水量差超過18mm，顯示兩地降水量有跳升之現象。在升壓區極大處雷達回波強且天氣現象明顯與Bosart & Sanders (1986)所述重力波引起天氣現象有相同結果。



圖(13) 6月2日1900時至2000時氣壓變差圖



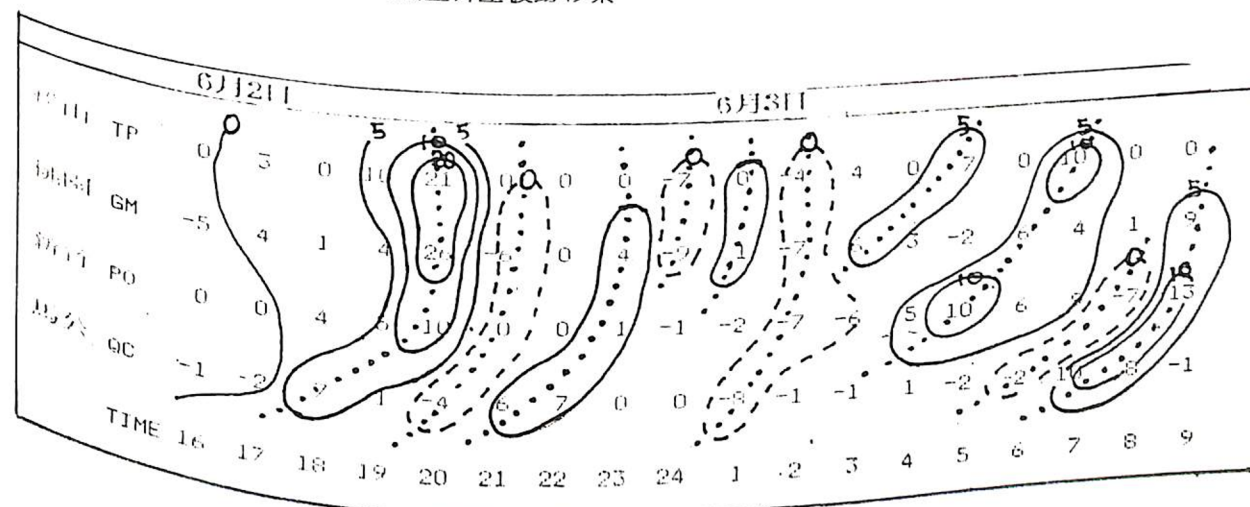
圖(14) 6月2日2300時至2400時氣壓變差圖



圖(15) 6月3日0200時至0300時氣壓變差圖

Uccelline(1975)分析美國中部地區之強烈暴雨情形，經過濾波過程，再做每小時之氣壓差變化情形，發現升壓區有降水，雷雨及風暴現象，而降壓區則天氣現象消失。圖(16)為6月2日16時至6月3日9時，馬公、新竹、桃園、松山四個地區之每小時氣壓變差，實線代表升壓，虛線代表降壓，虛點線代表為擾動系統之走向，最明顯之波動有兩波，第一波在2日晚間金門氣壓升壓波動移東

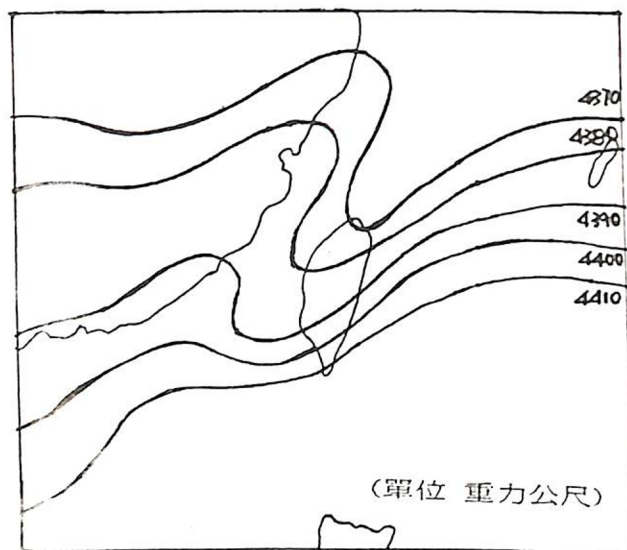
，當波動抵達台灣北部時在桃園、新竹首先產生大雷雨，第二波3日清晨3時至5時之氣壓升壓波動為桃園傳至台北，兩地之時雨量均達最大值。而降壓波所經之處天氣現象減弱，如2日24時之降壓區，全省此時之雨量甚小，大部份地區無降水。由升降波動變與降水強弱相比對可知有擾動系統一波通過北部地區，使得北部地區產生持續性雷雨。



圖(16) 6月2日1600時至6月3日0900時每小時氣壓變化圖，實線升壓區，虛線降壓區，點實虛線波動移行方向。(單位 10 mb)

七. 豪雨系統之移動方向

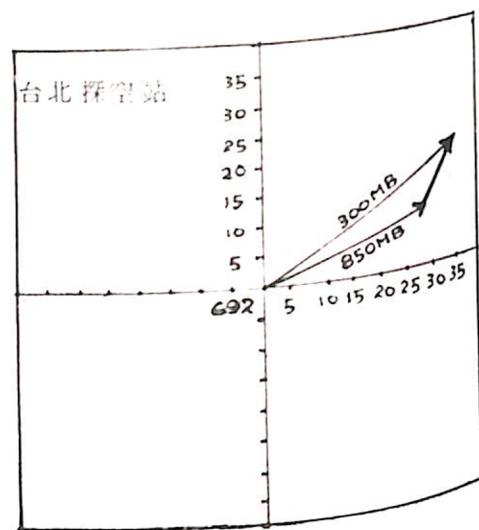
中緯度系統之擾動成長率與熱力風有關 (Holton 1979) 圖(17)為850MB與500MB 2日1200Z之等厚度圖, 圖中可以發現在2日1200Z時等厚度線走向在華南沿海一帶與惡劣天氣之走向相一致, 由西南走向東北, 因此大範圍之環境場有利豪雨系統之生成。



圖七、6月2日12Z 850MB與500MB之厚度圖。

一般而言, 中尺度系統所伴隨之風暴, 其移動路徑大致與中尺度雲系所在之環境相一致, 而 Fritsch & Rodgers (1981) 更指出, 地形、陣風鋒面, 濕舌分佈, 對流胞間之交互作用也會影響風暴之路徑。利用雷達或衛星雲圖為一很好的追蹤工具, (陳, 1986) 以衛星雲圖之雲系移動方向與850m至300MB之風切相比較, 發現民國70年「五、二八」水災及民國72年5月31日影響西部豪雨之對流雲系走向, 與850MB至300MB風切走向有很好之相關。

圖(18)為民國7年6月2日1200Z台北探空8500MB風切圖, 其值為60度方向(東北東方向)9.8m/sec, 而氣象局高雄雷達回波之觀測值移動方向為90度(東向)7m/sec大致相吻合, 因此850MB與300MB之風切對豪雨系統之移動為一很好的指示。



圖八、6月12Z 850MB與300MB風切圖。

八. 結 論

「六、三」豪雨主要梅雨鋒面之特有情況, 在環境大氣處於不穩定情形, 低層有水氣輻合 (Chen 1986), 有利不穩定系統之發展, 同時由於高低層噴射氣流靠近, 產生偶合現象, 以及重力波通過之時間相配合, 使得低層潮濕大氣產生強烈對流, 在台灣北部造成水災。

從天氣變化之產生時間與其現象, 再由理論模式與實際計算發現重力波現象甚明顯, 但重力波之產生物理機制及導引方向有待進一步探討及研究。

參 考 文 獻

1. 丘台光、劉復城, 1985: 六三豪雨之中尺度分析近年來北部水患之探討, 氣象學報31, 1-14。
2. 吳宗堯、王時鼎, 1985: 變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析, 天氣分析與預報研討會, 73-88。
3. 徐天佑、謝維權、賀克強, 1982: 中尺度天氣系統運動系統之個案分析。中範圍天氣系統研討會, 415-421。
4. 俞川心, 1976: 低層西風噴射氣流對台灣天氣之影響, 氣象預報與分析, 68, 37-46。

5. 陳正政, 1976: 梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和台灣地區豪雨之關係, 大氣科學, 6, 129-37。
6. 柯文雄、林和、沈鴻禧, 1986: 低層噴流的數值模擬, 第四屆大氣科學學術研討會, 61-75。
7. 黃中成、俞川心, 1975: 台灣南部豪雨成分之分析, 氣象預報與分析, 65, 33-38。
8. 劉廣英, 1984: 低層陷導式重力波與中尺度降水之關係, 大氣物理, 16, 21-25。
9. 陳景森, 1986: 比較1981年5月28日, 1983年5月31日及1984年6月3日三次北部豪雨的氣象因素, 氣象科技研究中心技術報告彙編, 1, 2。
10. Akiyama, 1973: Ageostrophic low level jet stream in Baiu season associated with heavy rainfall over sea area. J. Meteor. Soc. Japan, 51, 205-208.
11. Bosart, L.F. & Sanders, 1986: Mesoscale structure in Megalopolis snowstorm of 11-12 February 1983. J. Atmos. Sci. 43, 9, 924-939.
12. Chen, 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. Proc. Nat. Conf., R.O.C. 1-21.
13. Chen, 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. Proc. Nat. Sci. Council, R.O.C. 1, 1-21.
14. Chen, 1982: The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. J. Meteor. Japan, 60, 1041-1057.
15. Chen & Yu, 1986: A synoptic-climatological study on low-level jet and severe heavy rainfall in Mei-Yu season, Monsoon and Mesoscale Meteorology conference 15-20.

16. Chen, 1986: A synoptic scale diagnostic study of a heavy rain event in northern Taiwan of 1984, 氣象學報, 32, 4, 29-60.
17. Fritsch & Rodgers, 1981: The Ft. Collins Collins hailstorm. an example of short-term forecast enigma. Bull. Amer. Meteor. Soc. 62, 1560-1569.
18. Holton, J.R. 1979: "An introduction to dynamic meteorology" 狀元出版社。
19. Lindzen, R.S. & Tung, K.K., 1976: Banded convective activity and ducted gravity wave, J. Atmos. Sci, 104, 1602-1617.
20. Uocellini, L.W. 1975: A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms. Mon. Wea. Rev. 103, 497-513.
21. Uocellini, L.W. & Johnson, D.R., 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implication for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev. 107, 682-703.

A case study of heavy rainfall in June 3. 1984

Tian-Yow Shyu

ABSTRACT

In Taiwan area flash flood brought people tremendous damages both in lives and properies during Mei-Yu season. in this investigation a case study is analyzed which occured on June 3 1984, the result indicated mesoscale system play an important role in heavy rainfall.

From the analysis of sounding data of June 3. 1200z, it can be found that a very stable layer in low level layer, that stable layer is a good duct for the gravity wave to propagate and the energy of that gravity wave will not dissapate in the duct, when the gravity wave reached northern Taiwan it interactived with the passing front then induced a heavy rainfall in northern Taiwan.