

「九三」豪雨之因素探討

劉 昭 民

民航局飛航服務總台氣象中心

摘 要

民國七十年九月三日凌晨和上午，嘉南平原曾經發生持續性大雷雨，並造成四十八年「八七」水災以來損失最慘重另一次的大水災，本文謹就氣象學立場，分析造成九三豪雨之因素，並認為其主要點有以下六種：

1. 暖濕不穩定的西南氣流源源而來。
2. 地形舉升作用。
3. 低空有強烈的暖平流，高空有冷平流。
4. 700MB 高空槽剛好東移到台灣西海岸上空。
5. 台灣西南部地區有顯著的正渦旋平流作用，極低的 Omega 值以及 700MB 垂直氣壓速度。
6. 3 日凌晨 2 時台灣西南部積雨雲向上發展到 43000 呎高空。

一、引 言

民國 70 年 8 月 31 日，艾妮絲 (Agnes) 颱風之移動方向突然由西北轉為北北西，並很快地掠過台灣東北方海面，移往杭州灣口，對本省已無影

響，但是艾妮絲颱風過後，所帶來的西南氣流旋即開始籠罩台灣中南部。阿里山 31 日降雨量即達 156 公厘，9 月 1 日艾妮絲颱風移動速度轉緩（移動方向為北北東），2 日並呈滯留狀況，故台灣中南部地區一直籠罩在雷雨和陣雨天氣之中，山區

表一、民國七十年九月三日凌晨本地時間 1 時至 13 時，台南、嘉義逐時雨量紀錄（單位公厘）

時間(時) 逐時雨量 測 站	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	合計
台 南	0.1	0.3	0.9	15.5	2.5	10.5	15.5	6.0	7.1	5.3	1.3	T	T	65.0
嘉 義	1.2	2.3	140.0	125.0	32.3	27.6	19.0	3.6	4.1	7.6	7.5	2.2	0	372.4

表二：民國 70 年 9 月 1 日 0000 GMT ~ 3 日 0000 GMT 期間，台北和東港 850MB 高度值變化表。

日期和時間 測 站 850MB 高 度 值	1日0000 GMT	1日1200 GMT	2日0000 GMT	2日1200 GMT	3日0000 GMT
台 北	440	440	460	437	454
東 港	缺	482	491	469	477

雨量尤大，從 8 月 31 日至 9 月 2 日，日月潭降雨量共有 167 公厘，玉山共有 220 公厘，阿里山共有 639 公厘，美濃、六龜地區也有 700 公厘左右。各地之每日降雨量還算穩定，但是從 3 日凌晨 3 時起

，整個嘉南平原（自台中至高雄）便陷於猛烈的持續性大雷雨之中（嘉義和高雄的氣象觀測紀錄一度為 97 TS），雷暴雨持續的時間以嘉義最為長久，計達 10 小時。3 日上午 7 時 40 分，一架由高雄

飛往台北的華航班機且曾在嘉義上空遭受雷擊。其次是台南的9小時，高雄的5小時，台中的4小時。其中以嘉義的兩勢最大，從凌晨3時起，短短6小時之內即降下347.5公厘的雨量，打破當地使用氣象觀測儀器以來6小時內降雨量最高紀錄（見表一）。其他西南部陵地帶的曾文溪上游、美濃、六龜、白河、東山等地雨勢亦大，3日當天降雨量皆在500公厘左右。雷暴雨一直持續到3日中午前後才稍煞。結果豪雨加上其他人為因素，乃使整個嘉南平原盡成澤國，洪水所過之處，堤防潰決，廬舍為墟，田疇淹沒，牲畜溺斃，漁塢沖失，鐵路高速公路路基被沖斷或沖壞，死亡和失蹤30餘人，無家可歸災民達數千人，農、漁、工、林、畜、交通等損失達30億元。如加上民間財物損失，則可能超過100億元，為「八七」水災以來損失最慘重的另一次災害。政府曾緊急撥款30億元作為復舊之需，希望中南部的經濟能夠儘快的復元。

二、引起九三豪雨之因素

年前，行政院孫院長曾昭示吾輩氣象人員說：「氣象人員要研究地區性豪雨預報工作，使因低氣壓過境，鋒面滯留引起的地區性豪雨災害，能因及早防備而減低。」所以吾人應遵照孫院長之昭示，對引起九三豪雨之因素，從氣象學立場加以詳細研究和分析，俾有助於以後之豪雨預報。引起九三豪雨之因素，筆者認為約可分為下列六者，茲分別一一討論如下：

(一) 暖濕不穩定的西南氣流源源而來

台灣冬季盛行東北季風，西南季風微弱不顯，但到了翌年五月，東北季風開始減弱，西南氣流逐漸加強，形成西南季風，此西南季風是發源於熱帶及赤道洋面的赤道海洋氣團（mE）或為不穩定的熱帶海洋氣團（mT），其秉性是溫度高，含水量多。筆者自幼長大於台灣南部，深感此類西南氣流之潤濕，在每年5~9月間常給台灣西南部地區帶來暴雨，尤以颱風過境後為最猛烈。民國70年9月2日艾妮絲颱風本在中國東海面上呈帶留狀況，但是到2日夜20時（1200 GMT）以後，艾妮

絲颱風突然快速東移，加上3日凌晨2時（2日1800 GMT）台灣東部海面上有一個低氣壓形成（見圖一），台北2日1200 GMT時之850 MB高度值亦由2日0000 GMT時的1460重力位公尺遽降至1437重力位公尺，東港2日1200 GMT時之850 MB高度值亦由2日0000 GMT時的1491重力位公尺遽降至1469重力位公尺（見表二），於是更加吸引了大量暖濕不穩定的西南氣流源源進入嘉南平原和丘陵地區上空。又由2日夜1200 GMT東港探空報告，可見2000呎處有強烈的西南西風，風速達29節（Kts），正是低層西風噴射氣流軸經過台灣西南部之徵，極易造成豪雨（俞川心，黃中成1975，黃中成1976），同時當時大氣低層850 MB以下之相對濕度亦皆增至100%，不穩定度亦增——2日1200 GMT時的蕭氏指數由0000 GMT時的 -0.2°C 增至 -0.6°C ，600 MB以下皆為對流性不穩定（見圖二）。2日1200 GMT時台灣西南部大氣層中的含水量，亦可根據下列可降水量公式

$$\int_{p_1}^{p_2} dw = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} r (-dP),$$

式中 w 為可降水量（克）， r 為各層混合比（g/kg）之平均值， dp 為各層氣壓差（Saucier W. J. 1955）。

計算得2日1200 GMT時之可降水量為75.53 mm/cm²，僅略低於民國48年8月7日1200 GMT時之78.5 mm/cm²，可見當時之含水量亦極高。

所以更加強大的西南氣流攜帶如此重濕而不穩定的水汽，到達嘉南平原和丘陵地帶上空時，即可因地形舉升作用而造成猛烈的雷雨和暴雨。

此外，從當時衛星雲圖上9字形颱風雲系尾部剛好籠罩台灣西部和西南部地區之事實（王崇岳，1982），亦可見颱風過後，源源而來的西南氣流將會給台灣西南部丘陵地區帶來豪雨。

(二) 地形舉升作用

氣象人員皆非常熟稔地形雨和雷雨多發生在山脈的迎風面上，此乃因潮濕氣流遇山脈的阻礙，沿山脈迎風面舉升，水汽經絕熱冷卻而成雲致雨，背

風面和風向平行的丘陵地區，則雨量稀少。中央山脈呈北北東、南南西向，其西南部山麓地帶且有許多丘陵分佈於其間，強盛而又暖濕的西南氣流到達上述山麓地帶和丘陵地區時，必受山阻擋，沿山坡上升凝結致雨，如再因700MB高空槽前的動力作用，雨勢必猛。分析9月3日雨量分佈圖（見圖三），可以看出「九三」豪雨幾乎集中在台灣西南部丘陵地帶和中央山山脈麓山地帶——白河、東山、曾文溪上游、美濃、六龜等地，可知2日入夜以後，高溫重濕而不穩定的西南氣流到達這些地帶時，乃因迎風面的地形舉升作用而降暴雨於這些地區。

(三) 低空有強烈的暖平流，高空有冷平流

根據由低層大氣到高空氣層之風向轉變情形和天氣之關係理論，自低空到高空如果是強盛的暖平流——風向變化為順轉，和高空較弱的冷平流——風向變化為逆轉，則表示有暖濕強大的不穩定上升氣流，將導致猛烈的豪雨（Saucier W. J. 1955）。分析9月2日0000GMT之東港探空報告，可見自地面到6000呎為暖平流，6000~10000呎之間為冷平流，10000~16000呎之間為暖平流，如繪成向量圖（圖四），則可看出暖平流區（以斜線表示）與冷平流區（以點表示）大致相等，表示淨暖平流不顯著，故2日白天不致有特別大的豪雨發生。而分析9月2日1200GMT之東港探空報告，則可見自地面到10000呎大氣層有強烈的暖平流，10000呎~16000呎之間有較弱的冷平流，如繪成向量圖（圖五），則可見暖平流面積遠大於冷平流面積，故得淨暖平流，表示2日夜台灣西南部下層有旺盛的暖濕不穩定的上升氣流，上層有輻散氣流，故導致猛烈的豪雨。

(四) 700MB 高空槽剛好東移到台灣西海岸上空

當艾妮絲颱風於9月1日在長江口東方緩慢北移，2日並在長江口東北方的黃海海面上呈滯留狀況時，700MB之槽亦一直停留在中國東南沿海海岸地帶。但是到2日1200GMT，700MB高空槽突然向東移到台灣西北部台地和西南部海岸上空（見圖六），於是台灣西南部丘陵區域剛好在700MB高空槽附近，上升氣流最為旺盛，乃產生大雷雨。

根據過去的許多事實，每當颱風或熱帶風暴從台灣南部或巴士海峽由東向西過境時，台灣北方或西北方如有700MB高空槽存在或接近（秋末冬初時常伴有明顯的冷鋒），則台灣北部常有豪雨。又當颱風自東海北上，移向韓國、對馬海峽或日本西南部時，台灣海峽或台灣西海岸如有700MB高空槽存在或接近，則台灣西南部也常有豪雨。此乃由於低層空氣之輻合，與500-300mb高空氣流之輻散，發生對流，大量水汽源源凝結，使豪雨不輟。此點與白鑑尼——宏博原理（Bjerknes-Holmboe theory）所論之高空槽和地面低氣壓中心的生成，以及上下層大氣的輻合輻散作用間的關係（Bjerknes J. and Holmboe J. 1944, Hess S.L. 1959）相符合。

(a) 台灣西南部地區有顯著的正渦旋平流作用和極低的Omega值，垂直氣壓速度（700MB）值

根據氣象學理論，正渦旋度隨時間之變化 $\frac{\partial \delta}{\partial t}$ ，500MB高度Z之速度 U_s ，正渦旋度在X方向（水平方向）上之平流 $\frac{\partial \delta_s}{\partial X}$ 三者之間有以下的關係存在。

$$\frac{\partial \delta_s}{\partial t} + U_s \frac{\partial \delta_s}{\partial X} = 0$$

$$\text{即 } \frac{\partial \delta_s}{\partial t} = -U_s \frac{\partial \delta_s}{\partial X} > 0 \quad (\because \frac{\partial \delta_s}{\partial X} < 0)$$

（岸保勘三郎 1970）

若500MB高空有正渦旋度平流（Positive Vorticity Advection）區域存在時，則表示該處氣層不穩定，並有上升氣流存在。據民國70年9月2日0000GMT時之500MB實際渦旋度分佈圖（見圖七中之實線部分）上，在長江口和杭州灣上空有較大的正渦旋度（+77），而台灣地區上空之正渦旋度僅介於0~+20之間，到了2日1200GMT時，原在長江口和杭州灣上空的+77渦旋度區域消失，台灣中北部上空有+77渦旋中心，台灣南部上空的渦旋度也升至+40~+60之間，（見圖七中之虛線部分），故3日晚上台灣上空屬於正渦旋度平流區域，故有強烈的上升氣流存

在，有利於雷雨之發生。

又由 Omega 方程 (Holton J.R. 1972)，當 Omega (ω) 為負時，表示大氣層有上升運動，負值愈低，愈有利於豪雨之發生。民國 70 年 9 月初，台灣地區之 Omega 預測值都在 -10 以上，而 2 日 1200 GMT 時，台灣南部之 Omega 預測值則遽降至 -20 以下 (見圖八)，表示 2 日夜台灣南部有上升運動，故有利於豪雨之發生。

又根據由垂直氣壓速度方程 (Vertical P-Velocity Equation)

$$\omega = \omega_* + \int_p^{p^*} D dp$$

式中 ω 為垂直氣壓速度， ω_* 為地面垂直速度， D 為輻散項，即 $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v \cos \phi}{\cos \phi \partial y}$ (此式中前者為東西向水平速度，後者為南北向水平速度， ϕ 為緯度)。 ω 為負時，表示大氣層有上升運動， ω 為正時，表示大氣層有下沉運動 (Takio Murakami 1980)。民國 70 年 9 月初台灣地區 700 MB 上空垂直氣壓速度，皆在 -10 以上，而 2 日 1200 GMT 時，台灣西南部地區則降低至 -17 (見圖九)，證明 2 日晚上台灣西南部地區上空有強烈的上升氣流，故有利於豪雨之發生。

(六) 3 日凌晨 2 時台灣西南部雷雨雲向上發展到 43000 呎高空

一般產生雷雨的積雨雲頂皆在 30000 呎以上，回波強度也在 30 db 以上，雲頂發展愈高，回波強度愈強，則積雨雲中之對流作用愈為旺盛，降雨愈猛烈。民國 70 年 9 月 2 日 1200 GMT 時，高雄氣象雷達站所觀測到台灣西南部丘陵地區的降水回波頂高度為 30000 呎，回波強度 36 db，高雄海岸地帶的回波頂高度則為 37000 呎，但是到了 2 日 1800 GMT 時，高雄雷達站的觀測到的台灣西南部雲雨回波高度則增至 43000 呎，回波強度亦增至 48 db，回波涵蓋範圍亦擴大 (見圖十)，顯示 9 月 2 日入夜後，台灣西南部地區低層強大而暖濕的西南氣流所產生的輻合作用，已在台灣西南部丘陵地區上空產生大規模的積雨雲，隨即產生氣象觀測上屬於 97 TS 的大雷雨。

三、結 論

由以上之論述，可知吾人可從綜觀幅度和中幅度天氣分析中得出造成九三豪雨之因素，這些分析方法雖不能事先可靠的指出豪雨雨量的數值，但是却可事先據以判斷有發生豪雨的可能性和可能發生區域。應用各綜觀幅度和中幅度天氣分析方法來分析造成九三豪雨的因素，吾人可得以下六點結論。

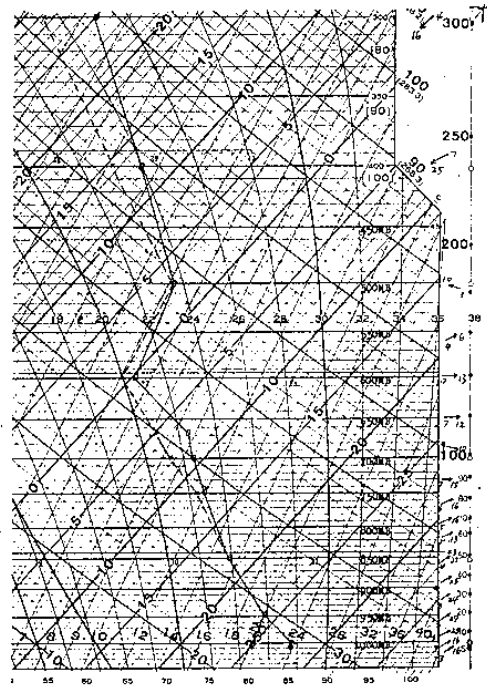
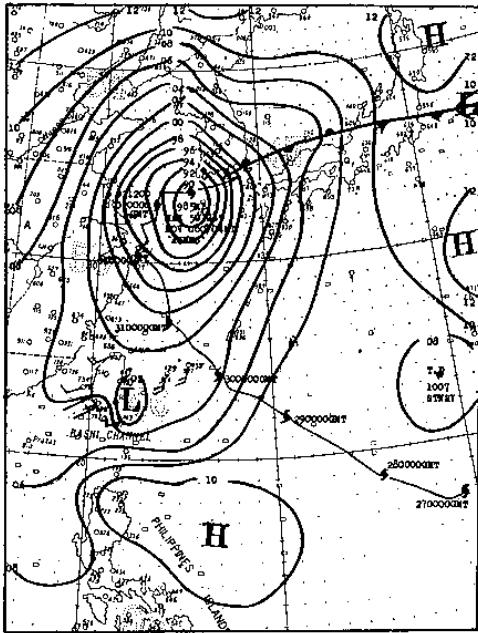
1. 暖濕不穩定的西南氣流源源而來。
2. 地形舉升作用。
3. 低空有強烈的暖平流，高空有冷平流。
4. 700 MB 高空槽剛好東移到台灣西海岸上空。
5. 台灣西南部地區有顯著的正渦旋平流作用，極低的 Omega 值和 700 MB 垂直氣壓速度。
6. 3 日凌晨 2 時台灣西南部積雨雲向上發展到 43000 呎高空。

參考文獻

- 俞川心，黃中成，1975：台灣南部豪雨成因之分析，氣象預報與分析第六十五期，P. 33-P. 39。
- 黃中成，1976：低層西風噴射氣流對台灣天氣之影響，氣象預報與分析第六十八期，P. 37 ~ P. 45。
- 王崇岳，1982：9 字形颱風雲系尾部之豪雨分析。中範圍天氣系統研討會論文彙編。
- 岸保勘三郎原著 1970。周明德等譯，1973：數值預報新論。第七章，第 91 頁。
- Saucier W. J. 1955：Principles of Meteorological Analysis, Chapter 7, P. 226 - P. 229, P. 233.
- Bjerknes J. and Holmboe J. 1944：On the Theory of Cyclones. *J. Meteor.*, 1, P. 1.
- Hess S. L. 1959：Introduction to Theoretical Meteorology, Chapter 14, P. 223-P. 224.
- Holton J. R. 1972：An Introduction to Dynamic Meteorology, Chapter 7, P. 107, P. 115.
- Takio Murakami (村上多喜雄) 1980：

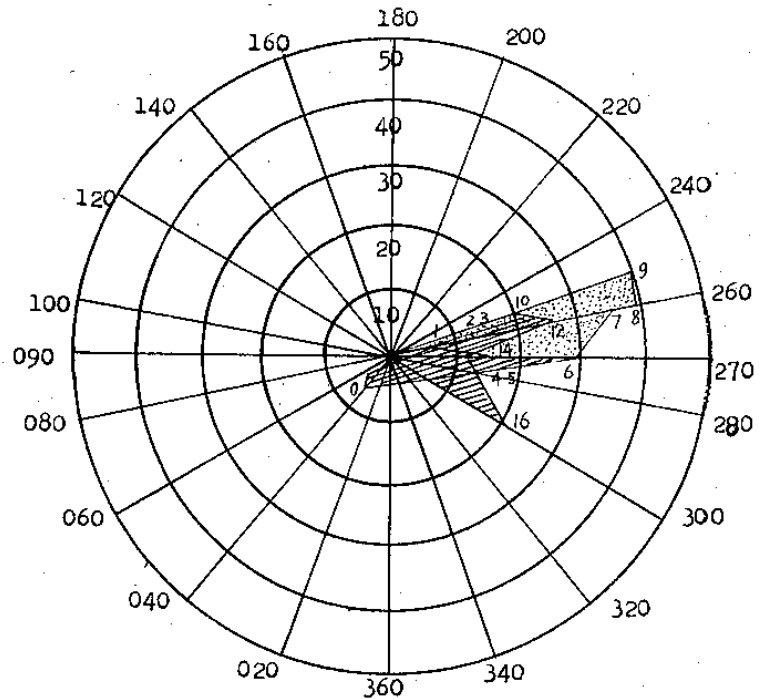
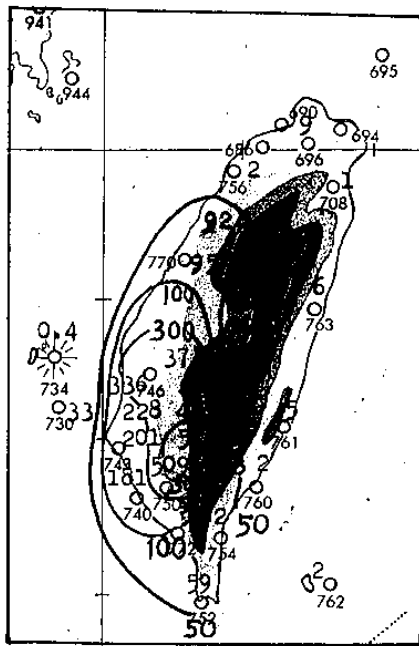
Orographic Influence of the Tibetan Plateau on the Asiatic Winter Monsoon Circular,

Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 59, No.1, 1980, P.68.



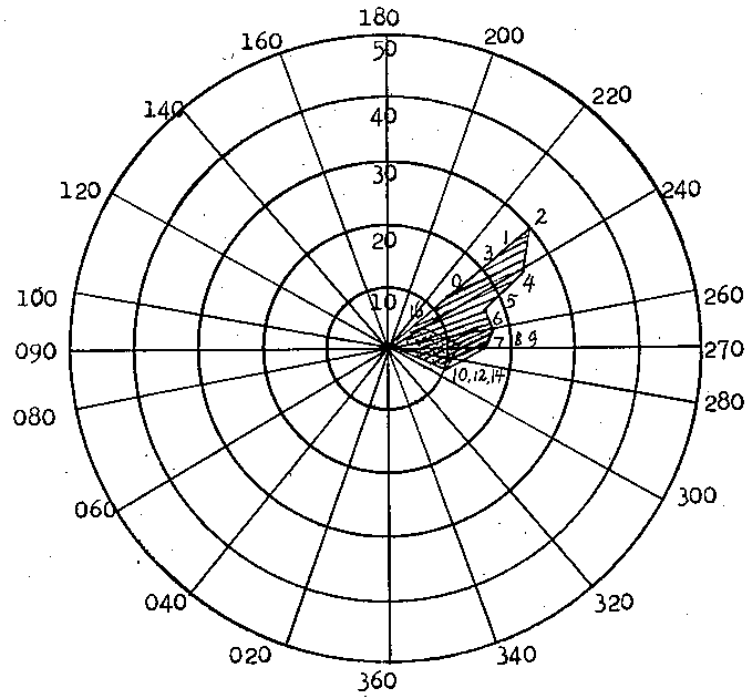
圖一：民國 70 年 9 月 3 日凌晨 2 時 (2 日 1800 GMT) 地面天氣圖，圖中附有艾妮絲颱風移動路徑，箭頭示西南氣流影響臺灣西南部地區情形。

圖二：民國 70 年 9 月 2 日 1200 GMT 東港之探空報告。

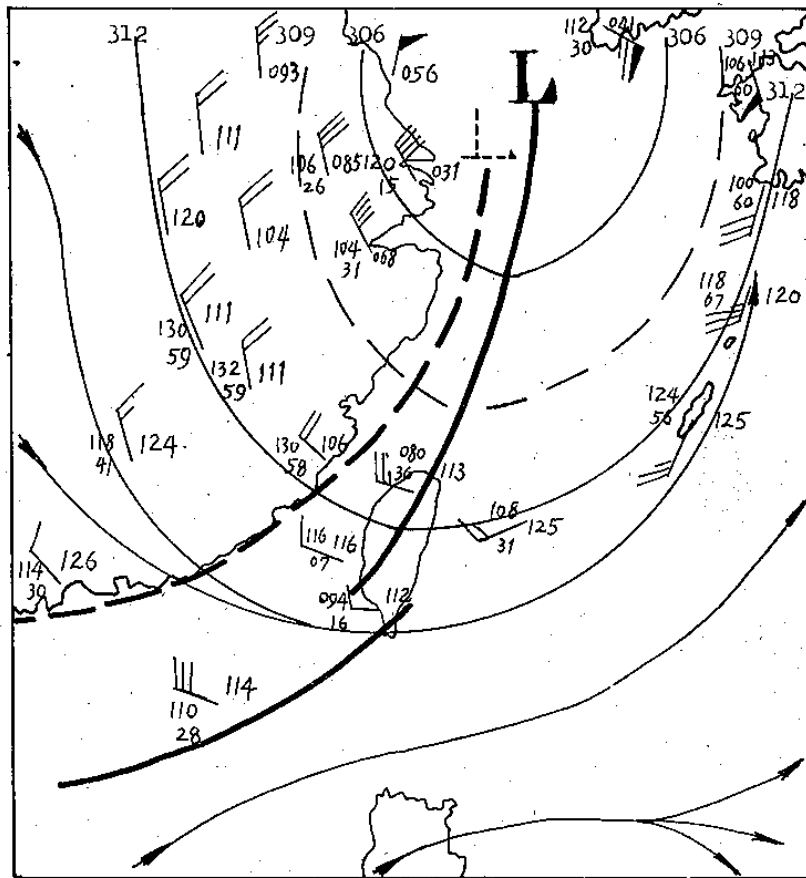


圖三：民國 70 年 9 月 3 日台灣各地雨量分佈圖 (曲線為等雨量線，單位為公厘)。

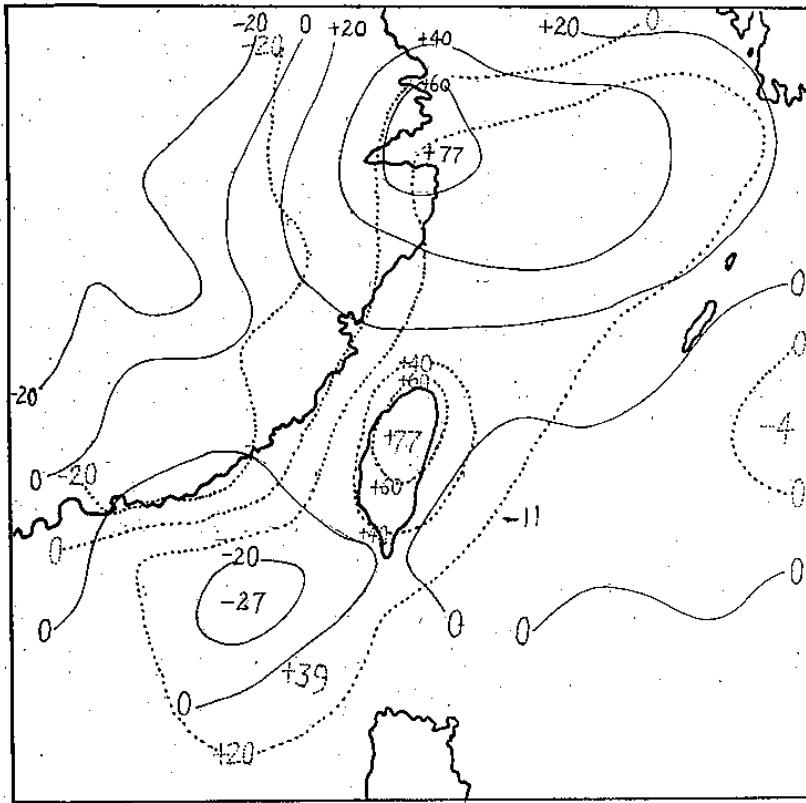
圖四：民國 70 年 9 月 2 日 00 00 GMT 東港探空紀錄之風徑向量圖 (每圈代表 10 kts，斜線部分為暖平流，點線部分為冷平流，較小數字代表高度，單位為千呎)。



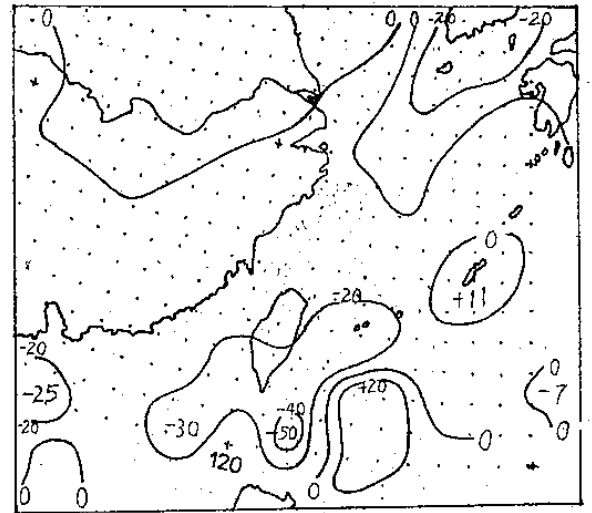
圖五：民國 70 年 9 月 2 日 1200 GMT 東港探空紀錄之風徑向量圖（每圈代表 10kts，斜線部分為暖平流，點線部分為冷平流，較小數字代表高度，單位為千呎）。



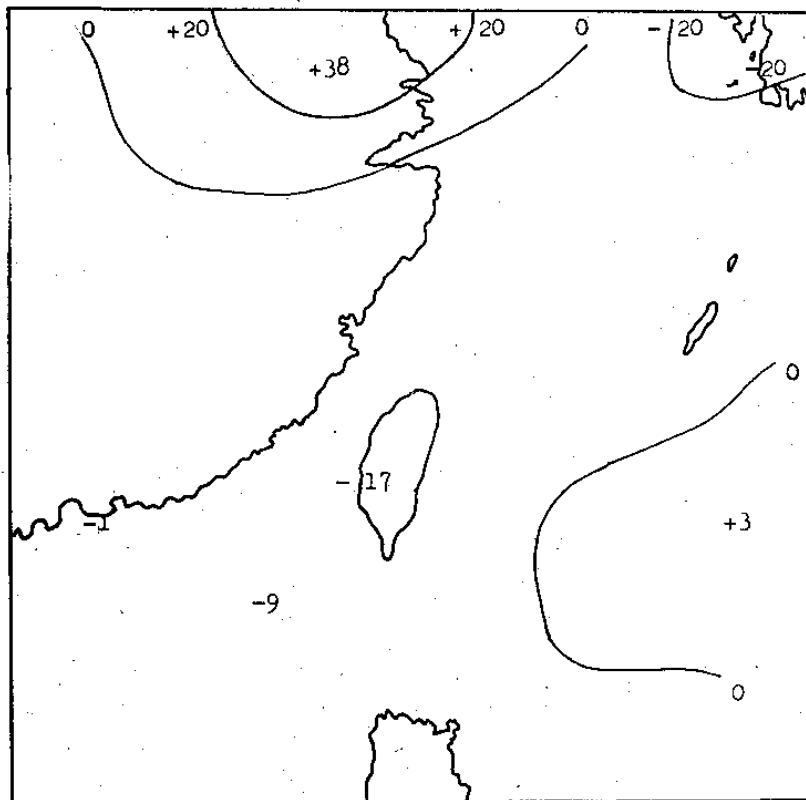
圖六：民國 70 年 9 月 2 日 1200 GMT 700MB 高空圖，粗實線示當時槽線之位置，粗斷線示 2 日 0000 GMT 時槽線之位置。



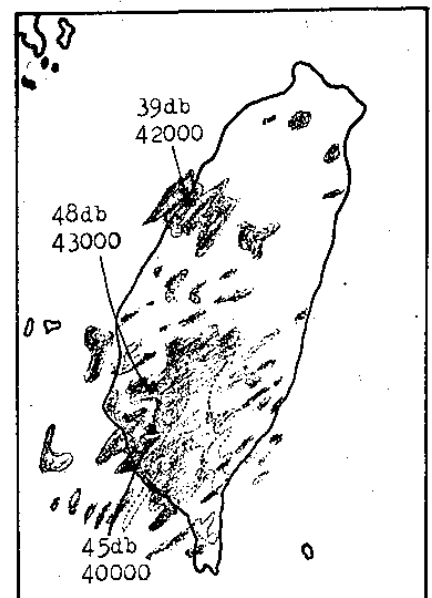
圖七：民國70年9月2日0000 GMT 500MB 實際渦旋度（實線）及1200 GMT 500MB 實際渦旋度（虛線）分佈圖。
單位：(20 (10^{-6} / sec))



圖八：民國70年9月2日1200 GMT OMEGA 值 24 小時預測圖



圖九：民國70年9月2日1200 GMT 700MB Vertical P-Velocity 實際分佈圖（單位：MB/HR）



圖十：民國70年9月2日1800 GMT 高雄氣象雷達站所觀測到之回波分佈圖，圖中數字示回波強度及高度，虛線示1200 GMT 時之回波分佈情形。

An Analysis of the Occurrence of Torrential Rains in the Southwestern Part of Taiwan on 3 September 1981

Chao-ming Liu

CCAA

Abstract

On the early morning of 3 September 1981 heavy thunderstorms reported in the southwestern part of Taiwan. The accumulated 3 hours rainfall was 297 mm and the total rainfall for 12-hour between the mid-night to noon of the day was 372 mm.

The facts listed below are considered as the possible reasons for this rain storm :

1. Abundant warm and high moisture laden unstable southwest flow prevailed over the island;
2. Orographical lifting in the windward side of the mountain range;
3. Strong low level (850mb) warm advection and high level (500mb) cold advection;
4. A deep trough at 700 mb level was approaching to the western coast of Taiwan just in time;
5. The existence of high positive vorticity advection and extremely vertical motion; and
6. The top of thunderstorm clouds was reported over 43,000 ft at 1800 GMT of 2 September 1981.