中氣象分析與劇烈天氣預報之研究發展

廖 學 鎰

國立中央大學　大氣物理系

一、引　　言

豪雨與強烈風暴，通常發生在較小範圍內，其尺度比綜觀尺度（Synoptic scale）擾動較小。爲了解此種劇烈天氣現象以及其演變過程之目的，由1950年代開始有中氣象分析（meso-analysis）之發展。對美國大陸之劇烈風暴研究，Tepper（1950），Newton and Newton（1959），Fujita 等，建立中氣象分析之觀念。

容後爲簡便計，水平尺度約爲1000公里擾動，稱之爲中間尺度（medium scale or meso－α scale）擾動，其壽命約爲3至1天；水平尺度約爲100公里之擾動，稱之爲中尺度（meso scale or meso－β scale）擾動，其壽命約爲3小時；而水平尺度約在1至10公里之擾動，稱之爲積雲尺度（cumulus scale or meso－γ scale）擾動，其壽命約在10至30分。有時候以中間尺度與中尺度氣象系綜合而稱爲中氣象系。

首先考察「分析」之意義，一般而言分析之種類可以分爲三類：

(a) 使用幾何學的方法，訂定物理量之分佈場。

由觀測資料，使用幾何學的內插及外插訂定其分佈場之方法。觀測資料之填圖以及描等值線作業爲其例。依據多項式展開之客觀分析（Panofsky 1949），使用修正法（correction method）之客觀分析（Cressman 1959）等爲其典型。又從風速場計算渦旋度及輻散，以及從溫度場計算大氣穩定度等，均屬之。於此應注意者，由幾何學的方法，求得之物理量場，不一定滿足物理定律。例如，由地面開始以總和方式求得之ω值，在大氣上限不一定接近零值。

(b) 使用物理的方法，訂定物理量之分佈場。

如果知道支配物理量之定律時，可以使用此定律來訂定其分佈。例如力學的及熱力學的平衡條件，以約束條件使用之變分分析（Sasaki 1970）；使用平衡方程，由高度場訂定風速場；使用ω－方程訂定上昇氣流分佈場等均屬之。

(c) 現象發見研究（Factfinding study）

依據觀測資料或由上述兩種方法所求得之物理場，發見未知現象與其演變過程及其結構等，未知事實之發見以及加深現象之綜合理解程度此種研究均屬之。此種研究通常稱之爲觀測研究（observational study）。現象發見研究需要良好的洞察力，及適合於研究目的之觀測資料，以及適當的觀測資料處理方法。若使用不適合於研究目的之資料時，無論使用如何精密方法來做分析，難得達成其研究目的。

總之，上述三種分析間有相當大的差距。故需要做分析時，應該明確的訂定分析之方針，才可以達成研究目的。

近年來世界各國之現象發見研究爲目的之中氣象分析很活躍並多彩。容後簡單記述其趨勢。

(a) 以大尺度擾動微細結構之中氣象分析

對北米大陸西岸之低氣壓及鋒面系統觀測研究成果，有Honze，Hobbs，Biswas and Davis（1976a）；Houze，Locatelli and Hobbs（1976b）；Hobbs et al.（1978）；Hobbs，Matejka，Herzegh and Houze（1980）Herzegh and Hobbs（1980，1981）；Houze，Rutledge，Matejka and Hobbs（1981）；

Matejka , Houze an Hobbs (1980) 等。其特徵爲包括雲物理過程在內，以把握低氣壓鋒面系統降水之微細結構爲目的。但應注意者，其研究對象爲高緯度大陸西岸低氣壓鋒面系統，與我國副熱帶區域比較，大氣成層狀態完全不同，雨量也較小約壓每小時1至3公厘。

對歐洲大陸西岸低氣壓及鋒面系統觀測研究成果有Harrold (1973) , Browning (1974) , Browning et al. (1974) 等。Bunker (1977) 使用AMTEX 飛機觀測資料，做鋒面微細結構之觀測研究。

對亞洲大陸東岸低氣壓及鋒面系統觀測研究有Matsumoto and Ninomiya (1971) , Ninomiya (1978) , Ninomiya and Yamazaki (1979)等。

(b) 劇烈風暴之中氣象分析

Fujita , Bradbury and Van Thullenar (1970) , Fujita and Byers (1977) , Browning and Foote (1976) , Browning (1976) , Ray (1976) , Barnes (1978) , Maddox (1980) , Maddox , Perkey and Fritsch (1981) , Fujita (1981) 爲劇烈風暴之代表的現象發見觀測研究。

(c) 梅雨鋒面帶之中氣象分析

Matsumoto , Yashizumi and Takeuchi (1970) , Ninomiya and Akiyama (1971 , 1974) , Akiyama (1975) , Yoshizumi (1977) 等爲梅雨鋒面帶之代表的中氣象分析研究。

(d) 力學的、定量的中氣象分析

擾動區域中之內部重力波傳播研究，有Eom (1975) , Uccelline (1975) , Gedzelman and Rillings (1978) 等。又陣風鋒以grarity current 處理的報告，有Charba (1974)之研究。又關於定量的分析，有Sanders and Paine (1975) , Sanders and Emanuel (1977) , Tsui and Kung (1977) , Kropfli and Miller (1976) 等研究。

本文前半，將以現象發見研究爲目的，討論中氣象分析步驟，以及中氣象分析所求得之各種物理量之評價方法。後半將報告世界先進國家的劇烈天氣監視網與氣象資訊傳遞系統現況，及其未來計劃，以及劇烈天氣短時預報 (Nowcast)研究現況。

二、中氣象分析步驟

中氣象分析，大體上可以分爲；訂定分析目的，資料收集，資料之時間空間換算 (time to space conversion) ；資料之校正，中氣象系之抽出，物理場之訂定及其評價，綜合研究等七個步驟完成。容後分節加以詳細說明：

(1) 訂定中氣象分析之目的

通常中氣象分析，由下述三種目的而執行：

(a)劇烈天氣監視 (Watch) 之目的。

(b)中氣象系現象發見研究之目的。

(c)中氣象系數值預報模式之初期值分析之目的。

(a)爲經常工作 (Routine work)作業，爲爭取時效因此分析方法愈簡單愈好。(b)爲事後分析，故由自記記錄之時間空間換算所得資料，可以多量使用來幫助研究。故兩者之資料處理與分析方法上，有很大之差異，所得成果之分解能 (Resolution) 也有很大的差距。至於(c)中氣象系數值預報模式，現在未建立，故其初期值分析工作也未能執行。總之，目的不同時，資料收集目標以及分析方法均有所不同，故訂定分析目的爲中氣象分析之先決條件。

(2) 資料之收集

爲明瞭認識某一中氣象現象時，對一個波長或一個周期，需要有四至六個資料才可以達成目的。例如對水平尺度爲100公里，壽命 (或時間尺度) 爲2小時之中尺度擾動而言，爲檢定此種擾動之目的，需要有每隔25 公里之測站網，及每隔半小時有一次觀測之稠密資料，才可以達成其目的。換而言之，對一定的資料密度，有一定的檢定可能尺度，比此尺度較小的現象，未能正確的檢定出來。

同時要注意者，分析的分解能未能超出資料的分解能這個事實。例如採用Panofsky (1949) 之客觀分析法，可以求得幾何學的意義之合理的平滑

化物理場，而未能求得比觀測網較小尺度基諧（mode）之物理場。例如採用 Cressman（1959）之修正法客觀分析時，使用較細格子網，也未能求得比觀測網較小尺度基諧之物理場。無論客觀分析或主觀分析，如果求得比觀測之空間與時間尺度較小尺度基諧分佈場時，其物理場是完全錯誤。

依據上述研討已明白，中氣象分析目標訂定後，考慮現象尺度及其分解能，自然的可以求得對原始資料之需求。故依據此需求能找到適當資料，可能達成研究目的。如果原始資料未能達到需求時，應加強觀測網密度或促短觀測時間，以充實資料密度。根據此觀點於科學先進國家，爲中氣象研究及作業之需要，以氣象機構之經常工作上，經常擴充氣象監視網，而在研究機構之研究目的，常建立大型研究計劃，執行特別觀測促進資料之收集。

至於氣溫及水汽量之資料，晚近由氣象衛星紅外線輻射觀測所得資料，使用 Smith 所開發之方法，換算之氣溫及水汽量資料，從各國氣象衛星中心有發佈，茲列水汽量分佈圖如第一圖。此種資料對中氣象分析之資料缺乏甚有幫助。

(3) 資料之時間空間換算（time to space conversion）

中氣象分析中，「準定常性」，此種運動學的近似定律常被使用。即在短時間內，通常可以假設，某一現象以準定常的速度 c 在作移動。以方程式表示即：

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + c\,\frac{\partial \varphi}{\partial s} = 0 \qquad (1)$$

此方程式意義，某一物理量 φ 之個定點時間變化，移動方向與速度 c 知道時，可以由(1)式計算梯度 $\frac{\partial \varphi}{\partial s}$。換而言之，使用此公式，可以由自記記錄資料換算成空間分佈資料。此種資料變換方法，常稱之爲資料之時間空間換算。有組織的導入此方法於中氣象分析中，Fujita（1963）建立他的中氣象分析法。

研究上使用此方法，來補充資料密度之稀少甚有幫助。但此方法之執行很費時，故監視經常工作上尚未能發揮其效用。另外尚要注意者，使用此方法來補充之資料時，分析結果之分解能有顯著的降低。

(4) 資料之校正

資料收集完成後，首先要對資料之正確度加以研討，而在可能範圍內加以校正，而除去各種系統誤差。通常資料之系統誤差，可以由下述三種原因產生：(a)觀測儀器原點設定誤差，(b)測站之高度引起之氣壓及氣溫測定誤差，(c)地形引起之風向及風速之偏差等。故考慮此三種原因引起之誤差，首先做適當的校正是分析工作上之重要步驟。

(5) 抽出中氣象擾動

若某一物理量之觀測值以 a_0 表示，他可以由非變動分量 a，大尺度擾動引起之變動分量 a_l，中間尺度及中尺度擾動引起之變動分量 a_m 及對流尺度擾動引起之變動分量 a_c 等，四個量之總和表示如下式：

$$a_0 = a + a_l + a_m + a_c \qquad (2)$$

通常積雲尺度之變動，有約 10 分鐘之周期，故取約 10 至 20 分鐘之平均，可以除去積雲尺度之變動，得下式：

$$\overline{a_0} \fallingdotseq a + a_l + a_m \qquad (3)$$

式中 $$\overline{(\ )} = \frac{1}{\tau}\int_0^{\tau} (\ \ )\,dt \qquad (4)$$

同理取中間尺度變動之一周期時間平均，並以 $<>$ 表示，可以求得

$$<\overline{a_0}> \fallingdotseq a + a_l \qquad (5)$$

故(3)式減去(5)式可以求得

$$a_m \fallingdotseq \overline{a_0} - <\overline{a_0}> \qquad (6)$$

此方程意義根據(6)式之濾波，可以抽出中氣象擾動。

最後以簡單之實例說明之；如果使用過濾積雲尺度變動之每隔 30 分之資料，而以 $<\ \ >_M$ 代表 M 項移動平均（running mean），即

$$a_m(t) = \overline{a_0}(t) - <\overline{a_0}(t)>_M \qquad (7)$$

是抽出中尺度擾動之最簡單濾波方法。於第二圖中表示其濾波特性（Matsumoto and Akiyama 1969）。如果取 $M = 5$，可以抽出短於四小時周期之變動。上述之說明以簡便計，使用移動平均來

作濾波解釋。實際上濾波之方法很多，通常是除去任意頻率帶之方法最普偏，因而稱之爲通帶濾波（Band pass filter），詳情請參閱教科書（Jenkins and Watls，1968；Bendat and Piersol，1971）。

有時候中氣象系中，有數種不同尺度擾動混合在一齊。此時可以使用波譜分析來檢驗各種尺度之擾動周期和波長。

(6) 中氣象系物理場之訂定及其評價

氣壓 p 氣溫 T 風速分量 u，v 等原始資料，作(3)及(6)之濾波後，可以求得觀測點之 p_m，T_m，u_m，v_m 等中氣象系統之時間系列資料。使用此種資料，做主觀或客觀分析可以求得中氣象系之物理量分佈場，以利研判支配此種物理場之物理定律。例如輻散量 D_m 及渦旋度 ζ_m 之計算，可以使用網格點之 u_m，v_m 值，由

$$D_m=\frac{\partial u_m}{\partial x}+\frac{\partial v_m}{\partial y},\ \zeta_m=\frac{\partial v_m}{\partial x}-\frac{\partial u_m}{\partial y} \tag{8}$$

求得之。有時候使用由觀測點所構成之三角形，計算下式求得之：

$$D_m=\frac{1}{s}\oint v_n\,ds\ ,\ \zeta_m=\frac{1}{s}\oint v_t\,ds \tag{9}$$

由(8)及(9)兩種方法求得之 D_m 及 ζ_m，其評價應該是相同。近來有些人主張，格點間隔取愈小，計算出來的微分量 D_m 及 ζ_m 愈有增大之趨勢。此種主張是錯誤的。問題的本質在觀測網之粗密差異上，使用 30 公里間隔觀測網資料之分析，與使用100公里間隔觀測網資料之分析，因各觀測網觀測所得之物理量分佈基諧不同，兩者間有本質上之差異，故評價上有基本上之差別。

(7) 綜合研判求取支配定律

在第五步驟中，由(6)式抽出中氣象系而求取其物理量分佈。但使用此物理量分佈分析來考察支配中氣象系定律時，不能獨立考察中氣象系物理量來求取其成果，容後使用渦旋度方程來說明其原因。一般而言渦旋度方程可以寫成

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t}+V\cdot\nabla\quad+w\frac{\partial\zeta}{\partial p}+(f+s)D$$
$$+(w_x v_p-w_y u_p)=F_R \tag{10}$$

式中 F_R 表示摩擦力之渦旋度。如果大尺度物理量以(¯)附號表示，中氣象系物理量以( )′符號表示，即(10)式可以改寫成

$$\begin{aligned}&\frac{\partial}{\partial t}(\bar\zeta+\zeta')+(\bar V+V')\cdot\nabla(\bar\zeta+\zeta')\\&+(\bar w+w')\frac{\partial}{\partial p}(\bar\zeta+\zeta')\\&+(f+\bar\zeta+\zeta')(\bar D+D')\\&+\{(\bar w_x+w_x')(\bar v_p+v_p')\\&-(\bar w_y+w_y')(\bar u_p+u_p')\}\\&=\bar F_R+F_R'\end{aligned} \tag{11}$$

若求取(8)並考慮$\overline{(\ )'}=0$，可以求得大尺度物理量場之渦旋度方程爲

$$\begin{aligned}&\frac{\partial\bar\zeta}{\partial t}+\bar V\cdot\nabla\bar\zeta+w\frac{\partial\bar\zeta}{\partial p}+(f+\bar\zeta)\bar D\\&+(\bar w_x\bar v_p-\bar w_y\bar u_p)+\langle F_R^*\rangle=F_R\end{aligned} \tag{12}$$

式中 $\langle F_R^*\rangle=\{\overline{V'\cdot\nabla s'}+\overline{w'\frac{\partial s'}{\partial p}}+\overline{D's'}$

$$+(\overline{w_x'v_p'}-\overline{w_y'u_p'})\} \tag{13}$$

(11)式減去(12)式，可以求得中氣象系之渦旋度方程爲

$$\begin{aligned}&\frac{\partial\zeta'}{\partial t}+(\bar V+V')\cdot\nabla\zeta'+V'\cdot\nabla\zeta+w'\frac{\partial\zeta'}{\partial p}\\&+(w'\frac{\partial\zeta}{\partial p}+\bar w\frac{\partial\zeta'}{\partial p})+(f+\zeta+\zeta')D'\\&+\zeta'\bar D\\&+\{w_x'(\bar v_p+v_p')-w_y'(\bar u_p+u_p')\}\\&+(\overline{w_x}v_p'-\overline{w_y}u_p')-\langle F_R^*\rangle=F_R'\end{aligned} \tag{14}$$

通常於大氣運動場中$\bar V>V'$，$\bar w<w'$，$\bar D<D'$，$\zeta<\zeta'$，故$V'\cdot\nabla\zeta$，$\bar w\frac{\partial\zeta'}{\partial p}$，$\overline{w_x}v_p'$，$\overline{w_p}u_p'$ 等項比其他項較小，若忽略不計可以求得

$$\begin{aligned}&\frac{\partial\zeta'}{\partial t}+(\bar V+V')\cdot\nabla\zeta'+w'\frac{\partial}{\partial p}(\zeta+\zeta')\\&+(f+\zeta+\zeta')D'+\{w_x'(\bar v_p+v_p')\\&-w_p'(\bar u_p+u_p')\}\\&=F_R'+\langle F_R^*\rangle\end{aligned} \tag{15}$$

雖然大尺度物理量場與中氣象物理量場分解分析，

但需要考察其結構時，兩種不同尺度物理量之相互作用尚不能忽略不計。即大尺度與中氣象系之相互作用項，對 ζ' 之變化有所貢獻。換而言之，爲了解中氣象系之目的，大尺度場也需要有適當的分析。若有人問到，既然如此爲何需要(6)式之分離分析？這可以說是抽出研究對象之現象，而確定研究目標必需之手續。

總之，此問題是目前中氣象系研究之困難點，爲定量分析之需求上，迫切需要解決之問題。因有此困難有些學者，反對兩種尺度物理量之分離分析，認爲分離分析將誘致問題之複雜性。

三、地面資料之中氣象分析與物理量之評價研究

(1) 使用時間濾波之颱風降雨帶分析

Staff member of Tokyo University (1970) 分析颱風降雨帶與地形之關係，由每小時之雨量分佈圖來看，降水區常滯留在山區之向風斜面，而不能看出通常在氣象雷達上觀測到的降雨帶變動。他們使用 20 分雨量之時間系列 $R(t)$，分析時間變化 $\delta R(t)$：

$$\delta R(t) \equiv 2R(t) - \{ R(t - 20\,\mathrm{min}) + R(t + 20\,\mathrm{min}) \} \tag{16}$$

求取 $\delta R(t)$ 分佈，結果檢定出來降雨帶之移動。若(16)式改寫成

$$\begin{aligned} R(t) - \frac{1}{3}\{ & R(t - 20\,\mathrm{min}) + R(t) \\ & + R(t - 20\,\mathrm{min}) \} \\ = \frac{1}{3}\{ & 2R(t) - [R(t - 20\,\mathrm{min}) \\ & + R(t + 20\,\mathrm{min})] \} \\ = \frac{1}{3} & \delta R(t) \end{aligned} \tag{17}$$

可以明瞭的看出，(16)式相當於求取觀測值與三項移動平均之偏差。根據(7)式之解釋，(16)式相當於抽出中尺度擾動之雨量濾波，因而檢定出來移動性降水帶之存在。

(2) 豪雨區之地面資料中氣象分析

Matsumoto and Akiyama (1969, 1970)，Akiyama and Matsumoto (1970) 使用梅雨末期之豪雨區之地面氣象資料，由下列步驟完成中氣象分析：

(a) 由自記記錄紙讀出每隔 30 分鐘之氣象資料。

(b) 使用五項移動平均偏差值，抽出中尺度擾動之各物理量分量。

(c) 使用主觀分析描製氣壓分佈圖。

(d) 使用觀測點爲頂點之三角形，計算輻散量 D 及渦旋度 ζ。(主觀分析)

(e) 物理的考察 (fact finding)

以上六個步驟中，(b)及(d)使用計算機完成計算。氣壓分佈，輻散量分佈及豪雨區，列如第二圖。由圖中可以看出，豪雨區大略與輻合區相一致，而其後面(西方)有顯著輻散區相伴。而輻合區位置在低壓區與高壓區之中間，故氣壓場與輻散場間發見有四分之一波長之落後(以相位表示，有 $\frac{\pi}{2} = 90°$ 之落後)。此事實意義中尺度擾動傳播帶有內部重力波之特性，將於第四章中詳細討論。

Matsumoto and Akiyama (1970) 同時發見，梅雨鋒面帶之中尺度擾動中，輻散量與渦旋度之時間變化量間，有興趣之事實。第三圖中所示者，日本西部豪雨期間之面積平均雨量，$\frac{\partial D}{\partial t}$，$\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 及 D 之時間變化圖。9日6至9時，10日3至6時，10日21時至11日6時之豪雨降雨時間內，$\frac{\partial D}{\partial t}$ 與 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 在同相位 (in phase)，其余時間反相位 (out phase)。

(3) 物理量之評價

沿冷鋒常有發生雷雨，而在此雷雨下面生成之寒冷中氣象高壓 (meso-high) 前面，常出現有陣風線 (gust line)。Senshn (1961) 對冬季冷鋒之陣風，作運動方程各項之評價。但資料之精密度不夠，未能充分了解運動方程各項之平衡評價。但研究結果顯示，對很大之氣壓梯度力項，相對應的是風速之時間變化項 $\frac{\partial u}{\partial t}$ 及 $\frac{\partial v}{\partial t}$。

Matsumoto , S., K. Ninomiya and T. Akiyama (1967 a , b)對多期侵襲日本北陸地方而常誘致豪雪之中尺度擾動，作渦旋度方程

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+V\cdot\nabla\zeta+w\frac{\partial \zeta}{\partial p}+(f+\zeta)D+(w_x v_p-w_y u_p)=k\zeta-\overline{w'\frac{\partial \zeta'}{\partial p}} \quad (18)$$

及輻散方程

$$\frac{\partial D}{\partial t}+V\cdot\nabla D+w\frac{\partial D}{\partial p}+(w_x u_p-w_y v_p)+\frac{1}{2}(D^2+a^2+b^2-\zeta^2)+g\nabla^2 Z=k^2 D-(\overline{w'\frac{\partial D'}{\partial p}}+\frac{1}{2}D'^2) \quad (19)$$

$$a\equiv u_x-v_y\ ,\ b\equiv v_x+u_y \quad (20)$$

之評價，而得下述之成果：

(a) 渦旋度方程中，對渦旋度變化 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 貢獻最大的是扭轉項。

(b) 輻散方程中，最大的項是 $\frac{\partial D}{\partial t}$ 及 $g\nabla^2 Z$ 等兩項，表現重力波的性格。

(c) Reed and Johnson (1974) 對熱帶擾動，使用渦旋度方程來做評價，而主張渦旋度對流輸送之主要性。但對中緯度之中尺度擾動之評價，渦旋度方程之剩餘項 $\overline{w'\frac{\partial \zeta'}{\partial p}}$ 中，看不出有系統性分佈。

(d) 輻散方程之剩餘項 ($\overline{w'\frac{\partial D'}{\partial p}}+\frac{1}{2}D'^2$) ，在輻合區有增大之趨勢，此事實顯示降水區有對流混合之非旋轉性摩擦效應 (irrotational friction effect) 之作用。

Syono et al. (1959) 對 1959 年 7 月九州南部之諫早豪雨研究，求得與(c)(d)相同之結果，並表示(4)可以由下式來參數化 (parametarize) ：

$$\{\overline{w'\frac{\partial \zeta'}{\partial p}}+\frac{1}{2}D'^2\}=\begin{cases} A\cdot D & \text{for} \quad D<0 \\ 0 & \text{for} \quad D>0 \end{cases} \quad (21)$$

於第四圖中顯示 $\frac{\partial D}{\partial t}$ 與 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 在同相位時有豪雨之生成。Natsumoto and Akiyama (1970) 使用(21)式之參數化模式說明，非旋轉性摩擦效應較大時，可生成 D 與 ζ 之相位差變小之趨勢。

四、內部重力波

在第三圖中已知道中尺度擾動之氣壓場與輻散場間，有四之一波場之偏差。於圖中同時可以看出，氣壓場之振幅約為 1 mb ，而中尺度擾動之移動相當快，每小時達 110公里。此問題可以由內部重力波來說明。

以簡便計採用二層模式，上下各層之密度，各由 ρ_2 及 ρ_1 表示，而界面之高度以 h 表示，即氣壓梯度可以由下式表示：

$$\frac{\partial P}{\partial x}=g(\rho_1-\rho_2)\frac{\partial h}{\partial x} \quad (22)$$

若流動之方向取為 x 軸，即運動方程可以寫成

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}=\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+g(1-\frac{\rho_2}{\rho_1})\frac{\partial h}{\partial x}=0 \quad (23)$$

積分連續方程 $\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial w}{\partial z}=0$ 可以求得

$$\frac{\partial h}{\partial t}+u\frac{\partial h}{\partial x}+h\frac{\partial u}{\partial x}=0 \quad (24)$$

(23)及(24)兩式之微擾方程 (perturbation eqnation) 為

$$\frac{\partial u'}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial u'}{\partial x}+g\frac{\Delta\rho}{\rho_1}\frac{\partial h'}{\partial x}=0 \quad (25)$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial h'}{\partial x}+H\frac{\partial u'}{\partial x}=0 \quad (26)$$

由(25)及(26)消去 u' ，得

$$(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x})^2 h'=gH\frac{\Delta\rho}{\rho_1}\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (27)$$

代入 $h'=Ae^{i(kx-ct)}$ ，可以求得相速度 c 為

$$c=\overline{u}\pm\left(g\frac{\Delta\rho}{\rho_1}H\right)^{\frac{1}{2}}=u\pm\sqrt{g'H} \tag{28}$$

式中 $$g'=\frac{\Delta\rho}{\rho_1}g \tag{29}$$

取$H=4000$ m，$g'=\frac{1}{100}g$，$u=10$m/sec $=36$ km/hour，(28)式中採用十符號，可以求得 $c=107$ km，若計算輻散

$$D=\frac{\partial u'}{\partial x}=\frac{-1}{H}\left(\frac{\partial h'}{\partial t}+u\frac{\partial h'}{\partial x}\right)$$

$$=i\frac{Ak}{H}(u-c)e^{i(kx-ct)}$$

$$=\frac{A\alpha}{H}\sqrt{g'H}\ e^{i(kx-ct+\frac{\pi}{2})} \tag{30}$$

因爲 $e^{+i\frac{\pi}{2}}=\cos\frac{\pi}{2}+i\sin\frac{\pi}{2}=+i$。此方程意義輻散比較氣壓分佈有四之一波長之落後。故由此證明使用之模式，可以看出中氣象擾動帶有內部重力波之特性。

根據豪雨之分析結果已知道，在中尺度擾動之輻合場中，對流活動及降水有加強之趨勢。但此事實並不是表示個別降水系統（個別降水雷達回波），以內部重力波之相速度作移動。即內部重力波之輻合場，以不同於個別積雲對流回波移動速度之相速度作傳播，而加強對流活動。相反的，內部重力波之輻散場，有減弱對流活動之作用。

於此應注意者，第三圖中所示之中尺度擾動之高壓區（氣壓之正偏差區）與中氣象高壓（meso-high）是不同的。通常在美國的雷雨，其副雲層（subcloud layer）較厚並乾燥。故降落此空氣層之降水水滴，在蒸發作用下有顯著冷却，此種寒冷空氣存汪在下層大氣中，而生成中氣象高壓（meso-high）（Fujita 1959，1963）。因此降水區與中氣象高壓之位置大略相一致。

第三圖是日本西部豪雨之場合，其副雲層較薄並潮濕。故降水水滴之蒸發作用較小，因此meso-High 較微弱，內部重力波之氣壓場，比較容易檢定出來。豪雨區中雖然副雲層很潮濕，但由強烈降水生成之中氣象高壓較顯著時，由中氣象高壓引起之氣壓變動埋波內部重力波之氣壓場，將使內部重力波之檢出加以困難。

通常內部重力波是一種穩定振動，因此需要考察其不穩定結構發展之機制。Matsumoto and Ninomiya (1969) 考慮積雲的動量垂直交換效應，說明內部重力波的不穩定化機制。

如果穩定大氣中生成重力波，如第五圖(a)中所示，波槽後面的輻合助長對流活動之加強。若採用二層模式，如第五圖(b)所示，以2表示的中間高度有$\overline{u'w'}$之對流動量輸送，在接地邊界層有摩擦消散所引起的動量通量 F_0，而在氣層頂端邊界有大風切生成的動量通量 F_4。即下層大氣以1代表之高度，以及上層大氣以3代表之高度，其運動方程個別可以寫成：

$$\frac{\partial u_1}{\partial t}+u_1\frac{\partial u_1}{\partial x}+w_1\frac{u_2-u_0}{\Delta z}+\frac{\overline{u'w'}-F_0}{\Delta z}$$

$$=-g'\frac{\partial H}{\partial x} \tag{31}$$

$$\frac{\partial u_3}{\partial t}+u_3\frac{\partial u_3}{\partial x}+w_3\frac{u_4-u_2}{\Delta z}+\frac{F_4-\overline{u'w'}}{\Delta z}$$

$$=-g'\frac{\partial H}{\partial x} \tag{32}$$

式中$g'=\frac{\Delta\rho}{\rho}g$。由連續方程

$$w_4=\frac{\partial H}{\partial t}+u_4\frac{\partial H}{\partial x}=-\Delta z\left(\frac{\partial u_1}{\partial x}+\frac{\partial u_3}{\partial x}\right) \tag{33}$$

此模式之要點是包括有動量對流輸送$\overline{u'w'}$項。據中尺度擾動分析，積雲對流通常生成在下層輻合區，而引起動量的向下輸送。使用此結果做動量對流輸送量$u'w'$之參數化（parametarization），得

$$\frac{u'w'}{\Delta z}=A\frac{\partial u_1}{\partial x} \tag{34}$$

$$A=\begin{cases}0 & \text{for } \frac{\partial u_1}{\partial x}\geqq 0\\ A_0 & \text{for } \frac{\partial u_1}{\partial x}<0\end{cases} \tag{35}$$

A_0 有速度的因次，可以取等於 15 m/ sec 。(31)，(32)及(33)之方程系，爲因變數 u_1 ， u_8 ，H 的完全系。

使用此模式，初期值採用波長 100 km 之正弦波擾動，做數值實驗考察正弦波擾動之時間演變經過，得如第六圖之結果。即明顯的可以看出內部重力波之增幅情況。

Uccellini (1975) 分析 1971 年 5 月 18 日至 19 日之美國中西部劇烈風暴中之內部重力波，求得內部重心波之經路如第七圖中所示。此內部重力波之周期約 3 小時，氣壓振幅約 1 mb ，而其傳播距離長達約 2000 公里。第五圖中以符號＃1 表示之剖面上，描其氣壓偏差時間部面圖，得如第八圖。又在＃1 剖面上之 11 號地點之氣壓偏差、地面風輻合及降水量之時間變化，例如第九圖。由此結果Uccellini (1975) 結論說，風暴細胞 (storm cells) 之再發展及新風暴細胞之發展，在內部重力波之波槽 (低壓區) 通過後發生，而對流活動衰減之發生在下次低壓區接近以前。Gedzelman and Rilling (1978) 求得一小時平均內部重力波振幅及每小時降水量之時間變化，如第十圖所示。由此結果他斷定，內部重力波有加強降水之作用。

五、劇烈天氣之機率預報

劇烈局部風暴 (Severe local storm) 屬於中尺度擾動，以其壽命而言，要做到明日何時在何處發生何種劇烈天氣，此種預報是原理上不可能的。目前短期預報 (48 小時以內預報) 上，劇烈天氣之預報，以廣範圍內發生劇烈天氣之可能性爲目標，使用機率預報 (probability forecast) 法來做預報，容後說明其概要。

(1) 機率預報之方法

最初之機率預報法，是Klein and Enger (1959) 所開發之 PPM (Perfect Prog Method) 。首先使用已往之資料，計算預報因子 (predictor) 與被預報因子 (predictand) 之同時相關。實際要做預報時，預報因子中代入由適當力學模式求得之預報值，來完成預報手續。故PPM之誤差主要由力學模式預報值之偏差所引起。

爲改良此種誤差之目的，開發MOS (Model Qutput Statistics) 。首先使用已往之資料及力學模式預報值，以統計的方法計算兩者之相互關係。實際要作預報時，與 PPM一樣，預報因子中代入力學模式預報值，來完成預報手續。此方法之正確度，比 PPM顯然有進步，同時MOS 可以使用垂直速度 w ，邊界層的位溫，輻散量 D ，渦旋度 ζ 等力學的變量的好處。但更改力學模式時需要從新改作預報式之煩雜工作。

MOS 中，初預報因子與力學模式預報值間之相互關係統計計算，常使用重回歸分析求取預報式，容後簡單說明之。

若預報因子 x_i ($i=1, 2, \cdots\cdots p$)及被預報因子 y ，在平均值 m_i ，m_y 附近變動，而兩因子間有下式關係時，

$$y = f(x_1, x_2, \cdots, x_p) \tag{36}$$

(36)式在平均值附近做泰勒級數展開，得

$$y = m_y + \sum_{i=1}^{p} (x_i - m_i) \frac{\partial f}{\partial x_i} + \varepsilon \tag{37}$$

於此二次以上各項，假定比一次各項小，可以包括在誤差項 ε 處理。令

$$\beta_i \equiv \frac{\partial f}{\partial x_i}, \quad \beta_0 \equiv m_y - \sum_{i=1}^{p} \beta_j \cdot m_j$$

$$(i = 1, 2, \cdots\cdots, p) \tag{38}$$

(37)式可以改寫成

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \cdots\cdots + \beta_p x_p + \varepsilon \tag{39}$$

此爲重回歸分析之基本模式。

若使用 n 組之資料 x_{ji} , y_j ($j=1, 2, \cdots, n$; $i=1, 2, \cdots, p$) 推定(29)式之 β_0 , β_i ($i=1, 2, \cdots, p$) 得 b_0 , b_i ($i=1, 2, \cdots\cdots, p$) 而求得 y 之推定值爲 Y 時，

$$Y = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \cdots\cdots + b_p x_p \tag{40}$$

此方程常稱之爲線型重回歸式 (linear multiple regression equation) 。實際上，係數之推定，在

$$\sum_{j=1}^{n} \varepsilon_j^2 = \sum_{j=1}^{n} (y_j - Y)^2 \rightarrow \text{最小} \tag{41}$$

之必要條件下計算就可以。首先求取正格方程（normal equation），再由Gauss-Jordan法或Sweep-out 法求其解，可以求得係數。

推定式(40)之適應程度，通常可以用重相關係數度量，而其平方常稱之爲貢獻率（Reduction of Variance 簡寫 ROV），可由下式計算之。

$$\mathrm{ROV}=\frac{\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2-\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}(y_j-Y_j)^2}{\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}(y_j-\bar{y})^2} \quad (42)$$

ROV 代表平均值 $\bar{y}$ 周圍之總變動量與 Y 之變動量之比。

對於氣象現象之確率預報，尚有開發 hund (1955) 之 hund 法，Miller (1964) 之REEP（Regression Estimation of Event Probabilities），Miller (1971) 之SLAM（Screening lattice algorithm model）等方法，逐暫提高其正確度。

在美國從1965年開始發表降雨機率預報（probability of precipitation 簡寫POP）（Glahn and Lowry，1972；Klein，1971；Klein and Glahn，1974；Lowry and Glahn，1976），其後有開發降雨與降雪之判別 (Glahn and Bocchieri，1975；Bocchieri 1979)、雲幕高度（Bocchieri and Galahn，1972）劇烈天氣（Glahn and Lowry，1972；Alaka et al.，(1973) Reap and Foster，1979）等機率預報。

(2) 雷雨及劇烈局部風暴之機率預報

雷雨及劇烈局部風暴現象，統計上屬於稀有事象（rare event），其預報較困難。Glahn and Lowry，1972；Reap and Foster (1979) 開發此客觀的預報方程之目的是，以客觀的、定量的預報方式，來補助已往之主觀預報方式。

預報方程式之製造採用之資料，是使用1974～6年3月15日～9月15日，美國堪薩斯市國家劇烈風暴中心（National severe storm center）之數字化雷達資料MDR（Manually-Digitized Radar）爲基礎，求取與雷雨發生之關係。其他對龍卷風、雹暴（雹直徑2公厘以上），對流性陣風（28.5 m/sec 以上）等劇烈局部風暴之發生，同樣求取其關係。總之，開發兩種預報方程式，一種是雷雨發生，第二種是其他劇烈局部風暴發生之預報方程式。根據已往之統計結果，雷雨之發生通常在MDR 4級（code 4）（參閱第三表）以上，故採用此值爲雷雨發生之底限（Threshold）。其他之劇烈局部風暴發生預報，以雷雨發生條件下之附加條件，發佈其機率預報。兩者之預報有效時間，均爲 12 小時至 36 小時。預報因子是採用原始（primitive，簡寫PE）模式或軌道（trajectory，簡寫TJ）模式之預報值爲基礎，但有增加下述之各種新因數：

(a) 穩定指數 K

定義 $K=(T_{850}-T_{500})+DP_{850}-(T_{700}-DP_{700})$ (43)

式中 T，DP 各代表氣溫及露點，而附註代表等壓面壓力值。

(b) Total Totals 指數 TT

Miller (1962) 導入之指數，由下式定義之

$$TT=T_{850}+DP_{850}-2\times T_{500} \quad (44)$$

(c) 對流不穩定指數 θ^*

令 θ' 爲相當位溫時，可以由下式定義之

$$\theta^*=\theta'_{700}-(\theta'_{1000}+\theta'_{850})/2 \quad (45)$$

(d) 相互影響變量 KF

KF 是定義爲穩定指數 K 與由MDR 資料求得之每日雷雨相對頻率之乘積，相當於代表每日綜觀場變動之指數。

其次由下式定義 $(KF)_{1in}$

$$(KF)_{1in}=C_1+C_2(KF)+C_3(KF)^2+C_4(KF)^3 \quad (46)$$

如果取適當之常數 C_1，C_2，C_3，C_4 時，此指數對應於MDR 總區域（第十一圖）之雷雨發生次數，因此由 $(KF)_{1in}$ 可以由下式，計算每一規格面積之 Y_{ij} 值

$$Y_{ij}=A_{ij}+B_{ij}(KF)_{1in} \quad (47)$$

此式中，需要適當的選擇係 A_{ij} 及 B_{ij}，使的 Y_{ij} 值

第一表　雷雨發生之機率預報方程式

預　報　因　子	預報因子之力學模式	係　數	ROV（%）
常　數	—	−223.0	—
Y_{ij}	TJ/PE	0.9965	28.92
Total Totals Index	TJ/PE	1.635	1.55
500 mb 風速（m/sec）	PE	0.4836	0.59
B. L. 濕數輻散	TJ/PE	−0.3954	0.42
地面露點溫度（0°C）	TJ	0.511	0.15
K Index	TJ/PE	−0.3367	0.27
1000 − 400 mb 平均相對濕度（%）	PE	0.2908	0.41
地面 − 700 mb 平均相對濕度（%）	TJ	−0.2543	0.25
計			32.56

第二表　劇烈局部風暴之附加條件24小時機率預報方程式

預　報　因　子	預報因子之力學模式	係　數	ROV（%）
春（3月15日～6月15日）			
常　數	—	−35.88	—
ZF'	PE	0.05	4.31
TT Index	TJ/PE	0.57	1.61
500 mb 風速（m/sec）	PE	0.60	0.90
對流不穩定指數×700 mb 12 小時垂直移位〔°Cmb/12hrs〕	TJ	0.53	0.34
850 mb 溫度移流（°C/sec）	TJ/PE	0.36	0.11
太陽高度	—	−0.25	0.07
700 mb 相對濕度（%）	TJ	0.51	0.11
850 − 500 mb 氣溫直減率（°C/mb）	TJ/PE	0.61	0.55
1000 − 400 mb 平均相對濕度（%）	PE	0.06	0.07
地面輻合（10^4/sec）	TJ	0.22	0.07
計			7.64
夏（6月16日～9月15日）			
常　數	—	−114.50	—
ZF'	PE	0.04	3.70
500 mb 風速（m/sec）	PE	0.75	0.58
地面溫度（°C）	TJ	0.38	0.47
TT Index	TJ/PE	0.48	0.20
1000 mb 高度（m）	PE	−0.37	0.10
計			5.05

對應於各格點之雷雨發生相對次數。

雷雨之發生預報是對MDR總區域作對象發佈，於第一表中編列預報方程之例。至於其他劇烈局部風暴發生預報方程式，以雷雨發生條件下之附加條件編製，並分春（3月 15日～6月 15日）夏（6月 16 日～9月 15 日）個別處理，列如第二表。

預報式中使用相似於KF之ZF' 值，Z代表 1000 mb 之高度，F'爲劇烈局部風暴之七年統計之次數分佈。雷雨及劇烈局部風暴之機率預報，由1972年開始成爲經常工作，每日一次發佈例如第十二圖之雷雨發生機率分佈圖。

六、世界各國之監視觀測網及氣象資料傳遞系統之現況及其發展計劃

通常劇烈天氣及豪雨之壽命是幾小時至一天之時間尺度，因此對此種中氣象系擾動所引起之天氣現象預報之目的，已往之觀測網過於粗略，未能發揮其效能。晚近各國爲豪雨及劇烈天氣之短時預報（Nowcast ）之目的，以氣象雷達之面觀測效能爲基礎，建立監視網（Watch System ）及觀測所得之氣象資訊之快速傳遞系統，同時成立國家劇烈風暴預報中心（National severe storm forecast Center ）或類似機構來處理與供應此種緊急氣象資訊，以利氣象災害防範之依據。

(1) 美國之氣象雷達觀測網與D/RADEX計劃

以氣象雷達觀測而言，美國常在領導地位。其觀測網，據NOAA 1978年之報告，共有雷達111部，其分佈如第十三圖所示。共計

Network Radar …… 56部
　WSR－57 …… 51部
　WSR－74S …… 5部
Local Warning Radar …… 55部
　WSR－74C …… 55部

其中Network Radar 是連續運轉之雷達，而Local Warning Radar 是預報與警報作業上必要時運用之雷達。WSR－57是1957年制定之標準氣象雷達，而WSR－74 S是1974年制定的，兩者均爲波長10 cm（S-band）之雷達。Local Warning 用之WSR－74C爲5 cm（C-band）雷達，在1978年預定添設六部WSR－74C雷達。第十三圖中可以看出，在美國西部氣象雷達觀測，大部份依靠FAA（Federal Ariation Administration）之航空管制用雷達。因爲需要利用此種雷達於氣象目的，NWS（National Weather Service）派員常駐在此種雷達站。

同時，美國尚有世界上最好之資訊傳遞系統，將雷達觀測結果傳遞給利用者。各雷達站將觀測結果以編成地面雷達觀測報告（RADOB）電碼，以打字電報機（Teletype ）傳遞到堪薩斯市之NSSFC（National Severe Storm Forecast Center）之Radar Analysis and Development Unit 。此中心將全國之雷達電碼，使用電子計算機解讀，而描成如第十四圖之合成圖，在觀測時間之三十分後，以傳眞（facsimile）發佈出去。同時主要的 37處雷達回波存在電話回線中，美國國內之利用者可以隨時利用電話接收資料。

但美國西部多山而有很多地形回波，因此將人工繪描回波圖，以傳眞方式傳遞之。

爲達成雷達回波之精密快速利用之目的，從1971年美國之NWS在推進D/RADEX計劃（Saffle，1976；Tatehira，1979）。D/RADEX是Digitized Radar Experiment 之簡稱，是回波之數字化以及電子計算機作業爲基礎，以圖雷達資料之高精密利用之計劃。美國沒有如日本之AMeDAS（Automated Meteorological Data Acquisition System ）之精密雨量觀測網，因此使用數字化回波強度之時間積分求得之雷達雨量，在豪雨及劇烈天氣監視上之效用是很大的。

第十五圖中所示者爲匹茲堡氣象雷達測得之數字化回波圖，是使用電話回線之Teletype 接收圖，以3×5海里（約5.5×9.0 km）格網數字化。圖中應注意者爲一符號，是表示有地形回波區域，如果此地點有氣象回波時，因未能與地形回波分離，因而忽略不計。

根據D/RADEX計劃之實驗成果，1978年

第三表　第十六圖之MDR（Manually-Digitized Radar）資料之分級（code）表。
VIP（Video Integrator and Processor）有1至6之強度分級

Code No.	Coverage in Box	Intensity Category	Rainfall Rate in/hr
1	any VIP 1	Weak	＜.1
2	≤1/2 of VIP 2	Moderate	.1～.5
3	＞1/2 of VIP 2		
4	≤1/2 of VIP 3	Strong	.5～1
5	＞1/2 of VIP 3		
6	≤1/2 of VIP 3 and 4	Very Strong	1～2
7	＞1/2 of VIP 3 and 4		
8	≤1/2 of VIP 3，4，5 and 6	Intense or Extreme	＞2
9	＞1/2 of VIP 3，4，5 and 6	Intense or Extreme	＞2

NWS完成將來的雷達資料處理系統（Radar Data Processor簡稱RADAP）之規格（NWS，1978），而推動雷達網之更新。

RADAP之回波數字化計劃完成以前，NWS使用人工及較粗略格網（第十六圖中所示），作回波數字化之現業作業，供應利用者使用（Smith，1975）。此種資料通常稱之爲MDA（Mannally Digitized Radar）資料，是使用美國東半部之48處雷達觀測結果，以40海里（約70 km）平方之格網內回波，以其占有面積分爲0至9之十級，如第三表中所示。通常MDR資料，也是觀測時間之30分後，可以由Teletype接收之。

目前美國NWS在執行的最大計劃是，AFOS（Automations of Field Operations and Services）計劃（Klein，1976），在全國之200處氣象台設置小型電子計算機及螢幕顯現裝置（Display），而所有氣象資訊（圖及文字）之受訊在Display上執行，促進作業之自動化以提高氣象現業之效率。當然所有之雷達資料將連接在AFOS之Display上供應。

(2) 加拿大之雷達觀測網及SHARP計劃

加拿大之氣象雷達研究，主要由Marshall，Hitschfeld，Gunn等，蒙特婁之Mc Gill大學之激烈天氣小組（Stormy Weather Gronp）所推進。他們早年就重視降水回波之三維結構，並完成CAPPI（Constant Altitude Plane Position Indicator）而聞名。

回波之數字化研究，採用4.8 km×7.5 km（36 km²）之格網，並回波強度分15等級表示是其特徵。有地形回波之格網回波，與美國一樣棄却不計。又電波有異常傳播時有鬼波出現，他們開發一種電子計算機程序，判定鬼波時棄却不用。

根據激烈天氣小組之研究成果，加拿大之AES（Atmospheric Environment Service），最近將現業用雷達觀測網（參圖十七圖）中之五部雷達，更新成爲定量的數字化雷達，並與多倫多之研究用數字化雷達，合併建立SCEPTRE（System for constant Elevation Precipitation Transmission and Recording）（Hogg，1978）。此監視系統，不但可以使用於把握天氣現況，對短時間預報可以供應有力資料。激烈天氣小組於開始此種技術之目的，現在在推進SHARP（Short-term Automated Radar Prediction）計劃（Bellon and Austin，1978），即利用雷達回波意志做數小時後之雨量預報。此計劃將使用3 km高度之CAPPI資料，

使用CAPPI比使用PPI之回波，由觀測高度不同所引起之誤差較少，可以求得較好之外插以期達成良好之短時間雨量預報之目的。

(3) 英國之雷達觀測網及FRONTIERS系統計劃

冬期英國雖然可以受中間尺度擾動之一種，極地低壓（Polar low）之侵襲（Harrold and Browning，1969；Mansfield，1974；Rasinnssen，1979，1981）。一般而言，在英國劇烈天氣現象之發生較少，故氣象雷達主要被使用在氣象物理學之研究上，而氣象現業上僅有3部近距離用3 cm 雷達被配置在觀測崗位上。最近由洪水預報爲主要目的，使用研究用雨量測定雷達3部，建立觀測網開始做實用化實驗。將來將使用自動觀測雷達 12部，計劃發展成覆蓋全英國之觀測網（Taylor and Browning，1974）。雷達之波長將採用5 cm，以利中緯度之降水觀測。

現有之3部研究用觀測網是設置在英國南部，如第十八圖中所示。各雷達附加有Core memory 32K之小型電子計算機，依據程序自動的作PPI及RHI 掃瞄來完成觀測，並以2,400 bps 電話線，將資料傳送至觀測網中心Royal Radar Establishment，系統結構如第十九圖中所示（Taylor，1975）。目前在考慮使用Geots and Silver (1976) 之方法，來消棄地形回波。

在英國計劃此雷達觀測資料，氣象衛星雲照片資料及地面、探空資料相配合，建立一個完整之預報系統。此預報系統將包括有現況速報，短時預報（預報有效時間爲1至6小時），短期預報（預報有效時間爲6至 24小時），中期預報（預報有效時間爲1至3天）。其構想例如第二十圖中。通常此計劃稱之爲FRONTIERS是Forecasting Rain Optimized using New Techniques of Interactively Enhanced Radar and Satellite之簡寫。（Browning，1979）

第二十圖中特別要加以說明的，是Mesoscal Archive 之作業。已往之現況分析結果加以記憶，並整理成爲短時間預報之有效資訊之作業。因此對短時間預報，首先要建立適當的中氣象尺度之數值預報模式，而由此模式求得之預報值，使用Mesoscale Archive 之資料加之修正，而求取較好之預報值。

(4) 日本之雷達網，NWW計劃及AMeDAS

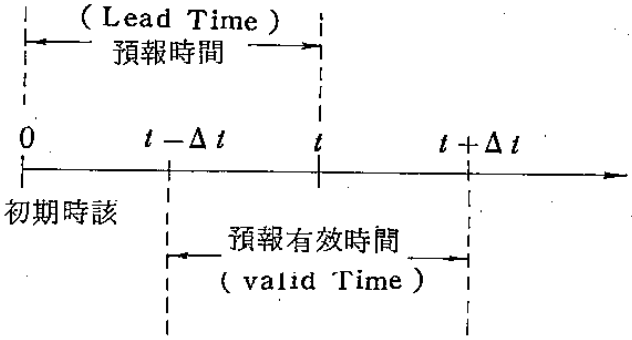
於第二十一圖中所示者，日本全國之現業用氣象雷達分佈圖，共計有二十部現業用雷達，其觀測範圍覆蓋日本全國以及其近海。又於第二十二圖中所示者，氣象雷達資料之通訊網圖。目前日本在推進NWW（National Weather Watch）計劃，以期十年完成。其主要目標是彩色螢光幕顯現（color display），資料之自動數字化，資訊傳遞系統之自動化，及雷達資料分析之自動化（JMA，1976，1979）。至於地形回波之消棄，將考慮使用Tatehira and Shmizu (1978) 之方法。

日本之劇烈天氣監視網之特徵是，1974年完成之精密地域氣象觀測網，（AMeDAS是Autonrated Meteorological Data Acquisition System之簡稱）（Anzai，1973；Kimura，1973）。全國有1,313 處自動觀測資料，由通訊系統傳遞至資料中心之電子計算機，加以整理編集後，由Teletype回線傳送至全國六十處氣象台，以供應預報現業作業之用途。地域氣象觀測網（AMeDAS），測站分佈比例以面積計，是每1000 km^2 有3.46站，即約隔 20公里有一個測站，供應雨量，氣溫，風向風速，日照等氣象資料。於二十三圖中所示者，從Teletype writer打出來的AMeDAS之1980年5月10日 3時前3小時之雨量分佈圖。

七、短時間預報（Nowcast）之研究

(1) 短時間預報之特徵

無論是那一種氣象要素之預報，首先要確定預報時間之長短。因爲預報時間之不同，一般而言，預報作用上需要之資料，以及預報技術都有所不同。茲明確起見，列預報時間（Lead Time）及預報有效時間（Valid Time）之關係例如第二十四圖。



第二十四圖　預報時間（ Lead Time ）及預報有效時間（ Valid Time ）之關係。

短時間預報（ Nowcast ），通常是代表數小時之預報，因此可以定義爲：

Lead Time = Valid Time = 1～6小時

一般而言，預報時間愈長，預報區域應取愈大，而預報內容也愈粗略。即一個月之長期預報而言，可以省爲單位發佈氣候之趨勢預報。相反的對短時間預報，即需要處理尺度較小的中氣象尺度現象。例如雷雨之生成地點及時間，發展程度及其路徑，雨量及下雹之可能性，有無龍卷風生成之可能性，以及其消失之時間等都需要一一指明，才可以滿足使用者之需求。

預報作業之基礎，應建立在正確的把握大氣初期狀態上。但對短時預報上，已往的綜觀氣象觀測網未能滿足其需求，因此前進國家均有較精密的監視氣象觀測網之建立，已在第六章中介紹。

監視觀測網之有效應用，即氣象雷達觀測資料爲基礎，配合傳統的氣象觀測資料及氣象衞星之雲系觀測資料，可以把握劇烈天氣之實況及其演變經過，來監視劇烈天氣。若使用本文前半所述之分析方程，可以各種物理量之分佈狀態及演變經過，來研判中氣象尺度擾動之物理結構，了解現象之現況。如果採用外插或其他預報方法，可以執行短時間預報供應利用者使用。容後對各步驟之晚近研究發展簡單的加以介紹。

(2)　提高雨量觀測之正確度

各國之監視網均以雷達觀測網爲基礎，但使用雷達之雨量測定，有很多因素引起測定誤差，因此其定量測定誤差相當大。但對雨量之空間分佈，可以求得良好的資料。相反的雨量計之觀測正確度相當高，但其測定值能代表多大面積之雨量不得而知。故採納兩者之優點棄却其缺點，即以雨量計來修正雷達測定降水量之研究興起。在地勢較單純的美國有 Joss and Waldoogal (1970)，Wilson (1979)，Hildebrand et al. (1979) 等研究，而在地勢較複雜的英國有Collier，Harrold and Nicholass (1975)，Harrold，Enghish and Nicholass (1974)等研究，兩國之研究結果有顯著之不同。爲今後中國之應用方便計，茲介紹英國之研究成果。

英國之雷達雨量測定之研究，在威爾斯地方北部之Dee 河流域之約 1,000 km^2 面積執行。威爾斯北部之Landegla 有一部研究用數字化雷達，1973 年以前使用 10 cm波，以後改用 5 cm 波來作研究。Dee 河流域大體上在雷達之 50 km 距離以內，並在其範圍內，設置 62 部雨量計（相當於每隔 4 公里設有一個雨量計）以利研究。其研究成果顯示，對廣汎圍降水而言，使用每 1,000 平方公里 4 個雨量計來校正雷達測定雨量所得結果，其誤差將在 20 %以內。對驟雨而言，應使用每 1,000 平方公里 40 個雨量計來作校正，才可以使誤差減少在 20 %以內。對於雷雨而言，雨量計增加至 50 個／1000 cm^2 ，尙不一定達成誤差減少至 20 %之目的。

最近使用微波之衰減測定雨量之方法，由Berjulev，Kostarev and Chernikov (1970)及 Atlas，and Ulbrich (1977) 開發。

對降雪而言其測定誤差，通常比較雨量測定爲大。爲提高其正確度有Passarelli (1978)，Boucher (1978) 等研究。

(3)　雷達回波之客觀的外插法

世界各國之監視網，均以雷達觀測網爲其基礎，因爲雷達回波之三維分析，豪雨、雷雨，降電，龍捲風等可以供應劇烈天氣之現況情報。而此種劇烈天氣之短時間預報，主要使用各種客觀的外插法達成其預報目的。容後說明各種客觀的外插法之概

要。

(a) 回波區重心之外插

計算過去各時間之回波區重心，由最小自乘法訂定移動速度，以此速度作外插之方法，是Wilk and Gray (1970)開發出來的。通常是使用反射率因素（ reflectivity factor ）$10^3 \sim 10^4$ mm^6/m^3 當成底限（ threshold ）之回波分佈計算之。劇烈雷暴之移動有些特性，即其移動有的右偏，有的左邊於一般氣流方向，故使用此方法可以明確的訂定其移動方向及速度。但回波分佈複雜時，某一時刻之各回波及下次時刻各回波之認同較困難，需要使用較高級計算機技術（ Blackmer , Duda and Reboh , 1973 ）。

(b) 使用交叉相關函數（ Crosscorrelation function ）之外插

使用時間隔開 30 分至 1 小時之兩種回波分佈，改變回波認同而計算交叉相關係數。求取交叉相關係數最大時之移位，訂定移動速作外插之方法，是由Austin and Bellon (1974) , Asai et al. (1977) , Bellon and Austin (1978) 所開發。

令時刻 t_1 及 t_2 之回波分佈回波強度爲 $Z_1(x, y)$, $Z_2(x, y)$ 。即兩者間之交叉相關函數 $C_{12}(\xi, \eta)$ 爲

$$C_{12}(\xi,\eta)=\frac{\iint Z_1(x,y)\cdot Z_2(x+\xi,y+\eta)\,dxdy}{\left\{\iint [Z_1(x,y)]^2dxdy\right\}^{\frac{1}{2}}\cdot\left\{\iint [Z_2(x,y)]^2dxdy\right\}^{\frac{1}{2}}} \tag{48}$$

上式之分母是規格化（ normalization ）手續，因此 C_{12} 值介在 1 至 − 1 之間。第二十五圖是使用 1977 年 6 月 13 日 08002 之右圖回波分佈計算，與 10 分至 60 分前回波分佈之交叉相關函數，其最大值之變化列如左圖。圖中 X , Y 代表位移向量之分量。

(c) 使用線形速度場之外插

回波之移動通常不是單純的平行移動，而是包括有旋轉與變形的複雜運動，Takeuchi (1978) 使用線形速度場作外插。在（ x , y ）位置之移動速度以 $U(x, y)$ 及 $V(x, y)$ 代表，即線形速度場爲

$$\begin{aligned} U(x,y) &= U_0+\frac{\partial U}{\partial x}x+\frac{\partial U}{\partial y}y \\ V(x,y) &= V_0+\frac{\partial V}{\partial x}x+\frac{\partial V}{\partial y}y \end{aligned} \tag{49}$$

(49)式中之未知數有六個，因此觀測有 U , V 之三組資料可以解連立方程求得 U_0 , V_0 , $\frac{\partial U}{\partial x}$, $\frac{\partial U}{\partial y}$, $\frac{\partial V}{\partial x}$, $\frac{\partial V}{\partial y}$ 等六個未知數，求得移動速度分量 U , V 來作外插。

(d) 使用高空風之外插

使用高空風之平均值來作外插之方法是由 Takehira and Makino (1974 , 1977) 開發，他們是使用 700 mb 高度之風，作研究。如果未來中氣象系數值預報開發達實用化時，使用其風系可能得到較好預報成果。

(4) 使用雷達之劇烈雷暴識別及警報之判據

使用雷達識別雷暴或龍捲風，是使用監視網把握大氣現狀之最根本作業。以龍捲風爲例，到目前爲止尚無一種完善之判斷方法。已往常由鈎狀回波（ hook echoes ）來作識別之依據，但晚近 Forbes (1981) 研究結果顯示，龍捲風與鈎狀回波之對應，如第四表中所示，對應不一定良好。

第四表　鈎狀回波與龍卷風回波統計

	鈎狀回波次數	非鈎狀回波次數
龍捲風	21	34
非龍捲風	4	多次

至於使用都卜勒雷達（ Doppler radar ）之龍捲風檢出方法，晚近有些發展。波長 λ 之都卜勒雷達之最大速度 V_{max} 與脈波來復頻（ Pulse repetition frequency ）f_p 中有下式之關係，

$$V_{max}=\pm\frac{\lambda f_p}{4} \tag{50}$$

又最大探測距離 γ_{max} 與脈波來復頻間有下式關係，

$$\gamma_{max} = 0.5 \times \frac{c}{f_p} \quad (51)$$

其中 c 代表電磁波傳播速度。由此方程式來看，龍捲風之最大風速使用都卜勒雷達也有些困難，又都卜勒雷達受(51)式之限制，一般探測距離較小，不夠是數十公里之範圍。晚近Battan (1976)，Lemon et al. (1977)，Brown et al. (1978)等，由與mesocyclone 之關係，以及TVS (tronado vortex signature)觀測等觀點，作研究意志檢出龍捲風。

關於劇烈雷暴以及龍捲風之雷達警報標準 (radar warning criteria)，現用的方法是依據經驗定律 (Donaldson et al., 1975 ; Foster , 1976)。晚近Lemon (1980)研究發展劇烈雷暴發展模型，並訂定劇烈雷暴警報發佈標準如下：

1 VIP 5 之回波發展至8公里高度或以上。

如果不滿足1的條件時，應滿足下述三條件：

2 中層 (16,000英呎至39,000英呎) 之最大反射率應超過VIP 4。

3 中層之懸雲 (overhang) 回波，伸出下層 (5,000 英呎以下) 回波6公里以上。

4 最高回波頂應位置在豪雨區上面或懸雲上面。使用雷達之龍捲風檢出標準，需要滿足上述2，3，4三條件以外，尚需要滿足下述兩條件：

5 有下層懸下雲 (pendat) 之存在，並其下面應有反射率較小的區域。

6 測定有BWER (Bounded Weak Echo Region or vault) 之存在。

此檢定標準是充分利用雷達性能之方法。

(5) 中尺度擾動之數值預報

Hovermale (1975 , 1981) 使用數值預報實驗方法，研究預報模式分解能之提高，對降水數值預報正確度之影響。他將預報模式之格網由190 km，減少至120 km及60 km，發見數值預報值逐漸迫近觀測值，並可以求得豪雨之降水分佈。第二十六圖爲Hovermale (1980) 使用60 km格網之颱風之大小時降水預報與觀測值之比較圖。此結果以綜觀尺度氣象觀念而言，可以說求得相當良好之預報。降水最大區實測值與預報值相差約500公里，故以中氣象觀點而言，尚未達標準。Yamagishi and Nakayama (1980) 也有作同樣的雨量數值預報實驗，得相似之結果。

晚近Ninomiya (1980 a , b)對中氣象系有做數值模擬實驗研究，但以數值預報之目的尚未能達理想。

參考文獻

Akiyama , T. and S. Matsumoto , 1970 : The life cycle and structure of hook echoes observed in Bain front. (in Japanese) Tenki , 17 , 420 – 428.

Akiyama , T., 1975 ; Sontherly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. J. Met. Soc , Japan , 53 , 304 – 316.

Alaka , M. A., W. D. Bonner , J. P. Charba , R. L. Crisci , R. C. Elvander , and R. M. Reap , 1973 : Objective techniques for forecasting thunderstorms and severe weather , Report NO. FAA-RD -73-117 , FAA , 97 pp.

Anzai , M., 安齊正直 , 1973 : 地域觀測網とその System について , 天氣 , 20 , 335 – 344

Asai , T., M. Yoshizaki and K. Ishikawa , 1977 : Some results on an objective analysis for tracking radar echoes convective clouds , J. Met. Soc. Japan, 55, 553 – 558.

Atlas , D. and C. W. Ulbrich , 1977 : Path- and area-integrated rainfall measurement by micro-wave attenuation in the 1 – 3 cm band J. Appl. Meteor. 16 , 1322 – 1331.

Austin , G. L. and A. Bellon , 1974 : The use of digital weather radar records

for short-term precipitation forecasting, Quart. J. Roy, Meteor. Soc., 100, 658 – 664.

Barnes, S. L., 1978 ; Oklahoma thunderstorms on 29-30 April 1970. (I) ~ (IV), Mon Wea, Rev., 673 – 712.

Battan, L., J., 1976 : Detection of severe local storms. Bull. Amer. Meteor. Soc., 57, 431 – 435.

Bellon, A. and Austin, G. L., 1978 : The evaluation of two years of real-time operation of a short-term precipitation forecasting procedure (SHARP). J. Appl. Meteor., 17, 1778 – 1987.

Bendat, J. S. and A. G. Piersol, 1971 : Random Data ; Analysis and Measurement Procedures, Wiley-Interscience.

Berjulev, G. P., V. V. Kostarew and A. A. Chernikov, 1970 ; A new method of radar areal rainfall measurements, Trudy Tsent. Aerol. Obs., Mascow, 100, 115 – 124.

Blacker, R. H., R. O. Duda and R. Reboh, 1973 : Application of pattern reeognition to digitized weather radar data. Final Report, Contract-1-36072, SRI Project 1287, Stanford Research Inatitnte, Menlo Park, Calif.

Bocchieri, J. R., and H. R. Glahn, 1972 : Use of model ontput statistics for predicting ceiling height, Mon. Wea. Rev., 100, 869 – 879.

Boncher, R. J., 1978 : Correlation of radar reflectivity and snowfall rate during moderate to heavy snow. Preprints, 18 th Cont Radar Meteor., 328 – 331.

Brown, R. A., L. R. Lemon and D. W. Burgess, 1978 : Tornado detection bv pulsed doppler radar. Mon Wea. Rev., 106, 29 – 38.

Browning, K. A., 1974 : Mesoscale structure of rain systems in the British Isles. J. Met. Soc. Japan, 52, 314 – 327.

Browing, K. A. et al. 1974 : Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a winter time warm sector, Ouart. J. Roy Meteor. Soc., 100, 309 – 330.

Browning, K. A. and G. B. Foote, 1976 : Air flow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppresion. Quart. J. Roy, Meteor. Soc., 102, 499 – 533.

Browning, K. A., 1976 : Structure of an evolving hail storms (V), Mon, Wea. Rev., 104, 603 – 610.

Browning, K. A., 1979 : The FRONTIERS plan : a strategy for using radar and satellite imagery for very-short-range precipitation forecasting. Meteor. Magazine, 108, 161 – 184

Bocchieri, J. R., 1979 : A new operational system for forecasting precipitation type, Mon. Wea. Rev., 107, 637 – 649.

Bunker, A. F., 1977 : Structure, turblence, fluxes and trausformations of a maritime cold front during AMTEX. J. Met. Soc. Japan, 55, 586 – 605.

Charba, J., 1974 : Application of gravity current model to aualysis of squall line gust front. Mon. Wea. Rev., 102, 140 – 156.

Collier, C. G., T. W. Harrold and C. A. Nicholass, 1975 : A comparison of areal

rainfall as measured by a rain gauge-calibrated radar systems. Preprints, 16th Radar. Meteor. Cont. 467 – 472.

Cressman, G. P., 1959 : An operational objective analysis system. Mon. Wea. Rev., 87, 367 – 374.

Donaldson, R. J., Jr., R. M. Dyer, and M. J. Kraus, 1975 : Operational benefits of Meteorological Doppler radar. AFCRL, An Force Surveys in Geophysics, NO. 301. 26 pp.

Eom, J. K., 1975 : Analysis the internal gravity wave occurrence of April 1970 in the midwest. Mon. Wea. Rev., 103, 217 – 226.

Forbes, G. S., 1981 : On the reliability of hook echoes as Tornado Indicators. Mon. Wea. Rev., 109, 1457 – 1466.

Foster, D. S., 1976 : Verification of severe local storm warnings based radar echo characteristics. NOAA Tech. Memo. NWS TDL-60, Siloer Spring, Techniques Development Lab., 10 pp.

Fujita, T., 1959 : Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm systems. J. Met., 16, 454 – 466.

Fujita, T., 1963 : Analytical Mesometeorology. Met. Mon. 5, 77 – 125. Ame. Meteor. Soc.

Fujita, T., D. L. Bradbury and C. F. Van Thullenar, 1970 : Palm Sunday Tornadoes of April 11, 1965. Mon, Wea. Rev., 29, 26 – 69.

Fujita, T., and H. R. Byers, 1977 : Spearhead echo and down burst in the crash of an airliner. Mon. Wea. Rev., 105, 129 – 146.

Fujita, T., 1981 : Tornadoes and Downbursts in the context of generalized planetary scales, J. Atmss, Sciin 38, 1511 – 1534.

Gedzelman, S. D., and R. A. Rilling, 1978 : Short period atmospheric gravity Waves, Mon. Wea. Rev. 106, 196 – 216

Geotis, S. G. and W. M. Silver, 1976 : Ar evalnation of techniques for automati ground-echo rejection. Preprints, 17t Radar. Meteor. Cont., 448 – 452.

Glahn, H. R., and Lówry, 1972 : The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting, J. App Meteor. 11, 1203 – 1211.

Glahn, H. R., and J. R. Bocchieri, 1975 : Objective estimation of the condition probability of frozen precipitation, Mon. Rea. Rev., 103, 3 – 15.

Harrold, T. W., and K. A. Browning, 1969 The polar law as a baroclinic diturbance ; Qnart. J. Roy. Meteor. Soc., 95, 710 – 723.

Harrold, T. W., 1973 : Mechanisms influencing the distribution of precipitati within baroclinic disturbances. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 99, 232 – 251.

Harrold, T. W., E. J. English, and C. A. Nicholass, 1974 : The accuracy of rad -derived rainfall measurements in hilly terrain, Qnart, J. Roy. Meteor. Soc. 100, 331 – 350.

Herzegh, P. H., and P. V. Hobbs, 1980 : The mesoscale and microscale structur and organization of clonds and precipitation in midlatitude cyclones, II : Warm-frontal clonds. J. Atm. Sci., 37 597 – 611.

Herzegh , P. H., and P. V. Hobbs , 1981 : The mesoscale and miroscale stmcture and organization of clonds and precipitation in midlatitude cyclones , Ⅳ : Vertical air motions and microphysical structures of prefrontal surge clonds and cold-frontal clonds J. Atm. Sci. 38 , 1771 – 1784.

Hildebrand , P. H., et al., 1979 : Messurement of convective mean rainfall over small areas using high-density raingauges and radar. J. Appl. Meteor., 18 , 1316 – 1326.

Hobbs , P. V., et al 1978 : Rainbands , precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm , J. Atm. Sci., 35 , 230 – 241.

Hobbs , P. V., T. J. Matejka , P. H. Herzegh and R. A. Houze , Jr., 1980 : The mesascale and micrascale structure and organization of clonds and precipitation in midlatitude cyclones. Ⅰ : A case study of a cold front. J. Atm : Sci , 37 , 568 – 596.

Hogg , W. D., 1978 : Quality control and analysis of a archive of digital radar data. Preprints , 18 th Conf. Radar Meteor., 150 – 151.

Houze , R. A., Jr., P. V. Hobbs , K. R. Biswas , and W. M. Davis , 1976 a : Mesoscale rainbands in extratropical cyclones , Mon. Wea. Rev., 104 , 868 – 878.

Houze , R. A., J. D. Locatelli , and P. V. Hobbs , 1976 b : Dynamics and clond microphysics of the rainbands in an occluded frontal system. J. Atm. Sci., 33 , 1921 – 1936.

Houze , R. A., S. A. Rutledge , T. J. Matejka and P. V. Hobbs , 1981 : The mesoscale and microscale stmcture and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Ⅲ : Air motions and precipitation growth in a warm-frontal rainband. J. Atm. Sci., 33 , 639 – 649.

Hovermale , J. B., 1975 : Accuracy of prediction of heavy precipitation events in relation to grid resolntion in numerical models. Briefing of performance of NMC hurricane modelat NOAA/NMC Harricane Confer. at Miami 1975.

Hovermale , J. B., 1981 : Modeling of Heavy Precipitation Events for Operational Guidance at NMC. Lecture Note , CWB , ROC , 22 pp.

Jenkins , G. M. and D. G. Watts , 1968 : Spectral Analysis and its Applications , Holden-Day , Inc., San Franciscs.

JMA , 氣象廳企劃課，1976 ; 國內氣象監視（NWW） system 構想について，測候時報，43 , 37 – 62.

JMA , 氣象廳業務課，1979 : 預報業務の改善について，測候時報，46 , 53 – 85.

Joss , J., and A. Waldovgal , 1970 : A method to improve the accuracy of radar measured amounts of precipitation. Proc. 14 th Radar Meteor Conf., 237 – 238.

Kimura , K., 木村耕三 , 1973 : 氣象觀測への目下の課題（特にmeso 現象について），天氣，20 , 279 – 287.

Klein , B. W., and I. Enger , 1959 : Objective predictor of five days mean temperature , J. Appl. Meteor., 16 , 672 – 682.

Klein , B. W., 1971 : Computer prediction

of precipitation probability in the United States, J. Appl. Meteor., 10, 903 – 915.

Klein, B. W., and H. R. Glahn, 1974 : Forecasting local weather by means of model output statistics, Bull. Amer. Meteor. Soc., 55, 1217 – 1227.

Klein, B. W., 1976 : The AFOS program and future forecast applications, Mon. Wea. Rev., 104, 1494 – 1504.

Kropfli, R. A., and J. T. Miller, 1976 : Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-doppler radar observations, J. Atm. Sci., 33, 520 – 529.

Lemon, L. R., R. J. Donaldson, Jr., D. W. Burgess and R. A. Brown, 1977 : Doppler radar application to severe thunderstorm stndy and potential real-time warning, Bull. Amer. Meteor. Soc., 58, 1187 – 1193.

Lemon, L. R., 1980 ; Severe thunderstorm radar identification techniques and warning criteria, NOAA Tech. Mems. NWS NSSFC–3. 60 pp.

Lowry, D. A., and H. R. Glahn, 1976 : An operational model for forecasting probability of precipitation-PEATMOS POP, Mon. Wea. Rev., 104, 221 – 232.

Lund, I. L., 1955 : Estimating the probability of a future event from dischotomously classified predictors, Bull. Amer. Meteor. Soc., 37, 325 – 328.

Maddox, R. A., 1980 : Mesoscale convective Complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374 – 1387.

Maddox, R. A., D. J. Perbey, and J. M. Fritsch, 1981 : Evolution of upper tropospheric features during the development of a Mesoscale Convective Complex. J. Atm. Sci., 38, 1664 – 1674.

Mansfield, D. A., 1974 : Polar law : The development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 100, 541 – 554.

Matejka, T. J., R. A. Houze, Jr., and P. V. Hobbs, 1980 : Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones, Quant. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 29 – 56.

Matsumots, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 a : A synoptic and Dynamic study on the three dimensional structure of mesoscal disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center. J. Met. Soc. Janpan, 45, 64 – 82.

Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 b : Cumulus activities in relation to mesoscale convergence field. J. Met. Soc. Japan, 45, 292 – 305.

Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1969 : Some characteristic features of the heavy rainfalls observed over the western Japan on July 9, 1967. (part 1). J. Met. Soc. Japan, 47, 225 – 266.

Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1969 : On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravity wane, J. Met. Soc. Japan, 47, 75 – 85.

Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1970 : Mesoscale disturbances and related rainfall cells embeded in the Baiu front. J. Met. Soc. Japan, 48, 91 – 102.

Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Tak-

euchi , 1970 : On the strncture of the Baiu front and associated intermediate -scale disturbances in the lower atmosphere. J. Met. Soc. Japan , 48 , 479 – 491.

Matsumoto , S., and K.Ninomiya , 1971 : On the masoscale and medium-scale structure of a clod front and the relevant vertical circulation. J. Met. Soc. Japan , 49 , 648 – 662.

Miller , R. G., 1962 : Statistical prediction by discriminant analysis .Meteor.Monogr ., 4 – 25 , 56 pp.

Miller , R. G., 1964 : Regression estimation of event probability , The Travelers Reseas. Cent., Inc., U. S. Wea. Beur. Contract CWB – 10704 , Techn. Rep., NO. 1 , 155 pp.

Miller , R. G., 1971 : SLAM screening lattice algorithem for non-linear regression estimation of event probabilities , preprints of papers , International sympesium on probability and statistics in the atmospheric sciences. Honolulu , Hawaii , Amer. Meteor. Soc., 175 – 180.

National Weather Service , 1978 ; Specification for RADAP. NOAA , 195 pp.

Newton , C. W. and H. R. Newton , 1959 : Dynamical interaction between large convective cloud and environment with vertical shear , J. Met., 16 , 483 – 496.

Ninomiya , K., and T. Akiyama , 1971 : The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. J. Met. Soc. Japan , 49 , 663 – 677.

Ninomiya , K., and T. Akiyama , 1974 ; Band structure of mesoscale echo clusters associoted with low-level jet stream J. Met. Soc. Japan , 52 , 300 – 313.

Ninomiya , K., 1978 : Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asia subtropical humid region (I) , J. Met. Soc. Japan , 56 , 253 – 266.

Ninomiya , K., and K. Yamazaki , 1979 : Heavy rainfall associated with frontal depression in Asia subtropical humid region (II) , J. Met. Soc. Japan , 57 , 399 – 413.

Ninomiya , K., 1980 a : Enhancement of asian subtropical front due to thermodynamic effect of cumulus convections – Real data forecast experiment using coare-mesh primitive model J. Met. Soc. Japan , 58 , 1 – 15.

Ninomiya , K and Y. Tatsumi , 1980 b : Front with heavy rainfalls in the asian subtropical humid region in a 6 – level 77 Km-mesh primitive model. J. Met. Soc. Japan , 58 , 172 – 186.

NOAA , 1978 : Operations of the national weather service , U. S. Department of Commerce , 303 pp.

Panofsy , H. A., 1949 : Objective weather map analysis. J. Met., 6 , 386 – 392.

Passarelli , R. E., 1978 : A theoretical explanation for 2 – R relationships in snow. Preprints , 18 th Conf. Radar Meteor., 332 – 335.

Rasmusoen , E., 1979 : The polar low as an extratropical CISK-disturbauce. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 105 , 531 – 549.

Rasmussen , E., 1981 : An investigation of polar low with a spiral clond structure. J. Atm. Sci., 38 , 1785 –

1792.

Ray, P. S., 1976 : Vorticity and Divergence fields within toronadic storms from dual-Doppler observation S. J. App. Met., 15, 879 – 890.

Reap, R. M., and D. S. Foster, 1979 : Automated 12 – 36 hour probability forecasts of thunderstorm and severe local storms J. Appl. Meteor., 18, 1304 – 1315.

Reed, R. J. and R. H. Johnson, 1974 : The vorticity budget of synoptic-scale wave disturbances in tropical western Pacific. J. Atm. Sci. 31, 1784 – 1790.

Saffle, R. E., 1976 : D/RADEX products and field operation. Preprint, 17 th Conference on Radar Meteorology, 555 – 557.

Sanders, F. and R. J. Paine 1975 : The structure and thermodynamics of an intense mesoscale convective storm in Oklahoma, J. Atmo. Sci, 32, 1563 – 1579.

Sanders, F. and K. A. Emanual, 1977 : The momentum budget and temporal evolution of mesoscale convective storms, J. Atmo, Sci, 34, 322 – 330.

Sasaki, Y., 1970 a : Some basic formalisms in numerical variational analysis, Mon, Wea, Rev, 98, 875 – 883.

Sasaki, Y., 1970 b : Numerical variational analysis with weak constrain and application to surface analysis of severe storm gust. Mon. Wea. Rev., 98, 899 – 910.

Senshn, T., 1961 : Analysis of a mesoscale disturbance on 30 Jan. 1955 in western Japan. J. Met. Soc. Japan, 39, 58 – 81.

Smith, W. L., 1968 : An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiometer measurements, Mon. Wea. Rev. 96, 387 – 396.

Smith, W. L., 1970 : Iterative solution of radiative transfer equation for the temperature and absorbuig gas profile of an atmosphere, Appl, Opt. 9, 1993 – 1999.

Smith, D. L. 1975 : The application of manually digitized radar data to short-range precipitation forecasting. Reprints, 16 th Radar Meteor. Conf., 347 – 352.

Staff member, Div. Met., Tokyo Univ, 1970 : Precipitation Bands of Typhoon Vera in 1959 (Ⅱ). J. Met. Soc. Japan, 47, 298 – 309.

Syono, S. et al. 1959 : Broad scale and small scale analysis of situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1957. Jap. J. Geophy, 2, 59 – 103.

Takeuchi, K., 竹内邦良，1978：降雨の短時間自動預報手法について，山梨大學工學部報告，29, 98 – 105.

Tatehira, R. and Y. Makins, 立平良三、牧野義文，1974：デジタル化されたエコーパターンの預報への利用。研究時報，26, 187 – 199.

Tatehira, R. and Y. Makino, 立平良三、牧野義久，1977；短時間雨量の試み，氣象廳電子計算室報告，別册 23 號，78 – 88.

Tatehira, R., and T. Shimizu, 1978 : Intensity mesurement of precipitation echo superposed on ground clutter – A

new automatic technique for grand clutter rejection, Preprints, 18 th. Conf. Radar Meteor., 364 – 369.

Tatehira, R., 1979 : Operational Forecasting in U. S. A., Tenki, 26, 263 – 273.

Taylor, B. C., and Browning, K. A., 1974 : Towards an automated weather radar network. Weather, 29, 202 – 216.

Taylor, B. C., 1975 : A mini-network of weather radar. Preprint, 16 th Radar Meteor. Conf. 361 – 363.

Tepper, M., 1950 : A proposed mechanism of squall lines : The pressure jump line. J. Met., 7, 21 – 29.

Tsui, T. L., and E. C. Kung, 1977 : Subsynoptic scale energy transformations in various severe storms situations, J. Atm. Sci., 34, 98 – 110.

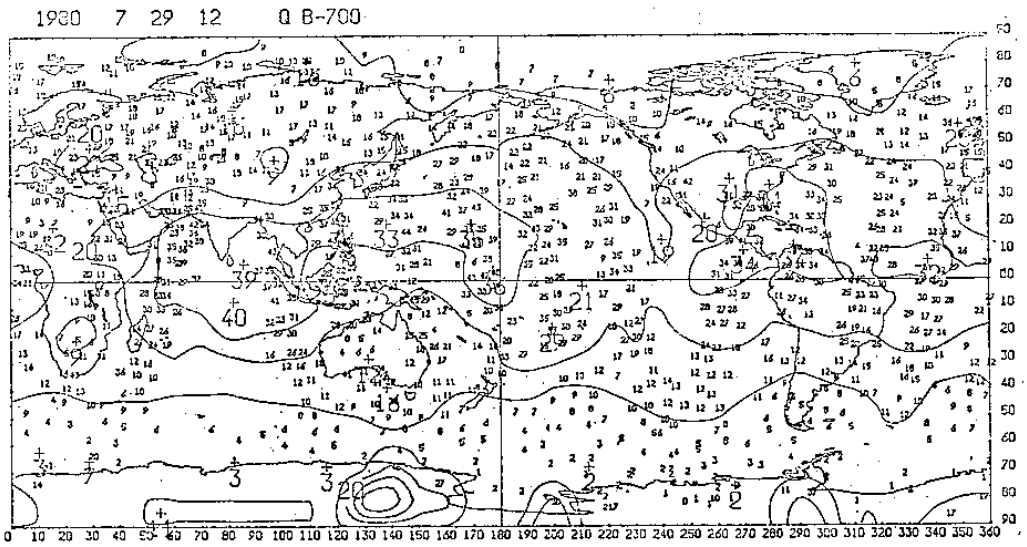
Uccellini, L. W., 1975 : A case study of apparent gravity wave initation of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 103, 497 – 513.

Wilk, K. E. and K. C. Gray, 1970 : Processing and analysis techniques used with the NSSL Weather radar system. Proc. 14 th Radar Meteor. Conf., 369 – 374.

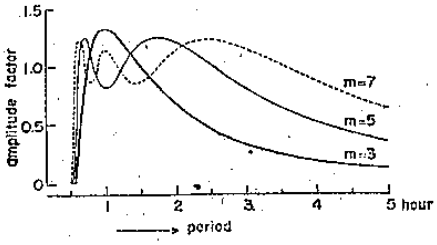
Wilson, J. W., 1979 : Radar measurement of rainfall – A Summary. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 1048 – 1058.

Yamagishi and Nakayama, 1980 :

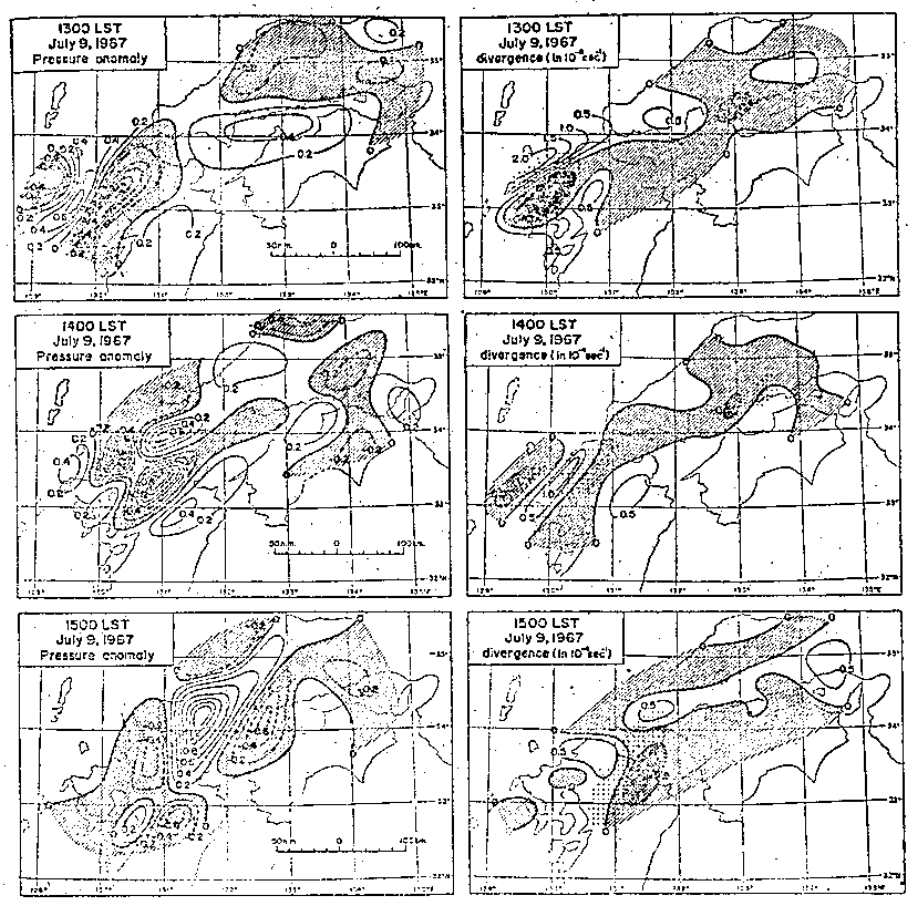
Yoshizumi, S., 1977 : On the structure of intermediate-scale disturbances on the Baiu front, J. Met. Soc. Japan, 55, 107 – 120.



第一圖　氣象衛星紅外線輻射換算而得之地面至700mb大氣層中可降水量分佈圖（1980年7月29日12時）

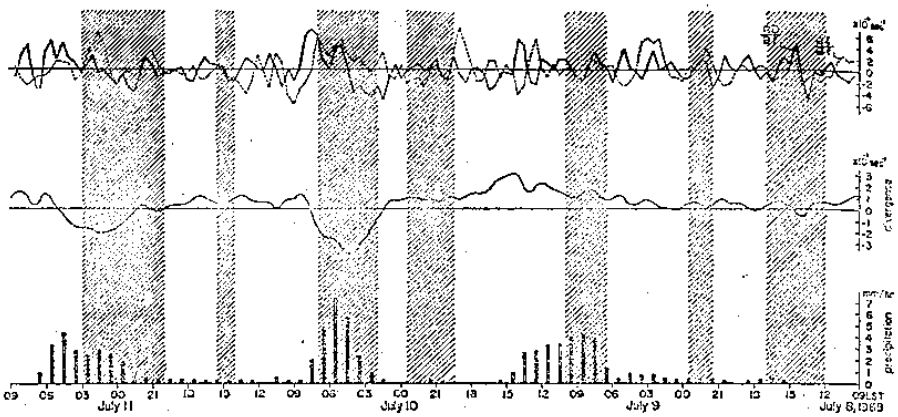


第二圖　(7)式之濾波特性

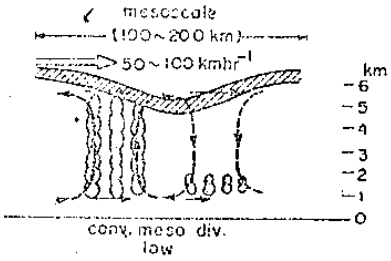


第三圖

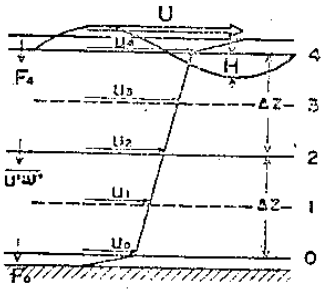
1968年7月8日13時至15時日本西部之氣壓偏差及輻散量分佈圖。點區代表豪雨區。



第四圖　1968年7月8日至 11 日日本西部平均雨量，$\frac{\partial D}{\partial t}$，$\frac{\partial \zeta}{\partial t}$，$D$之時間變化圖。

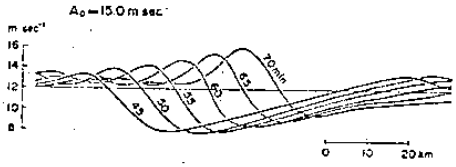


(a)中尺度擾動模式示意圖。

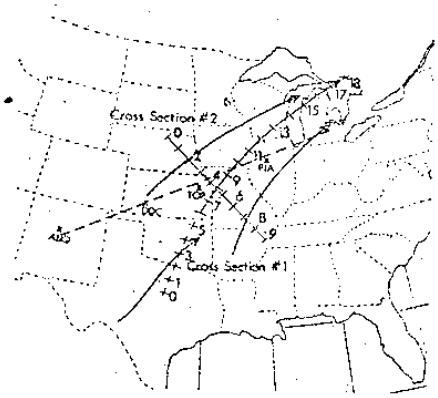


(b)動量對流混合與內部動波關係之模式圖。

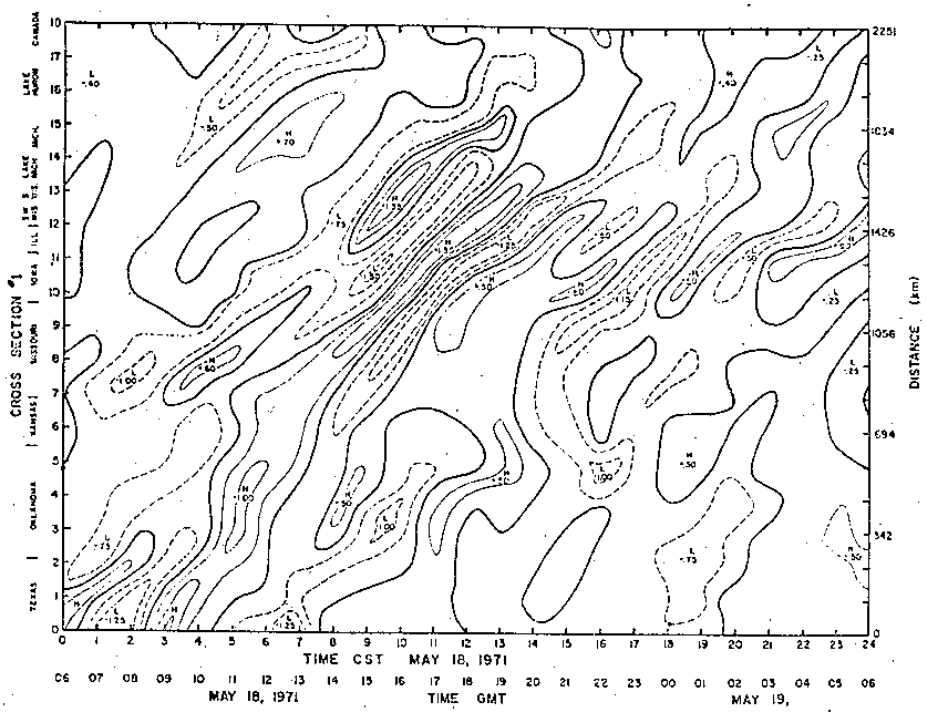
第五圖



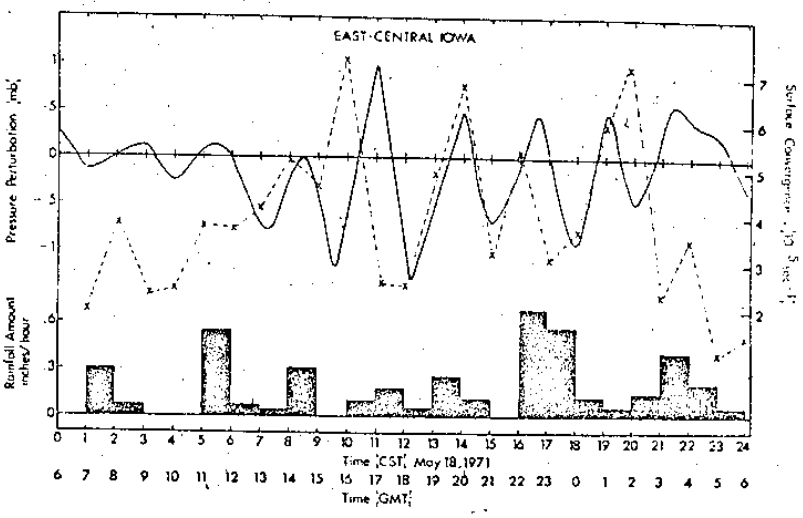
第六圖，重力波發展之數值模擬成果圖



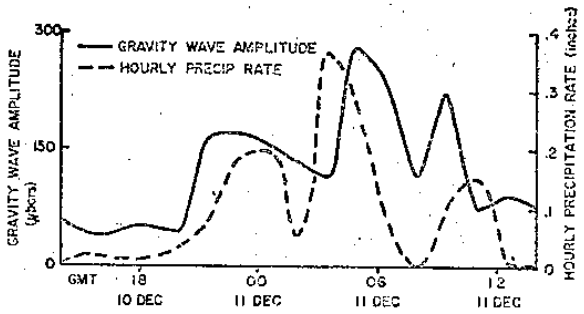
第七圖　1971年5月18 日至 19日美國中西部劇烈風暴中內部重力波傳播路徑圖



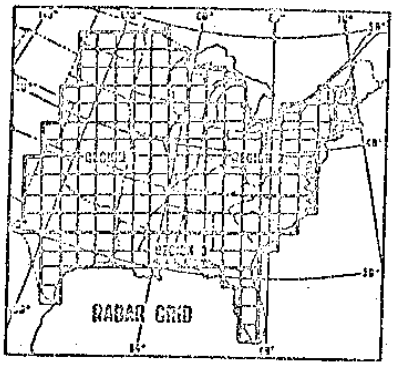
第八圖　第五圖中以符號＃1表示之剖面上之氣壓偏差時間剖面圖



第九圖　第五圖＃1部面上 11 號地點之氣壓偏差，地面風輻合及降水量之時間變化圖

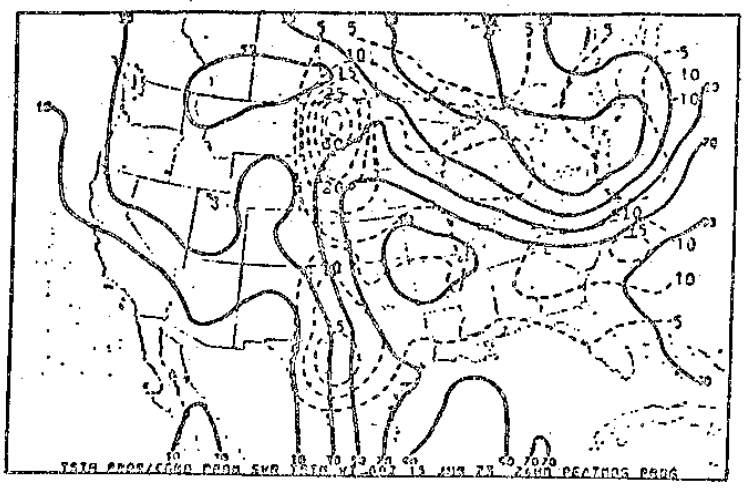


第十圖　一小時平均內部重力波振幅及每小時降水量之時間變化圖



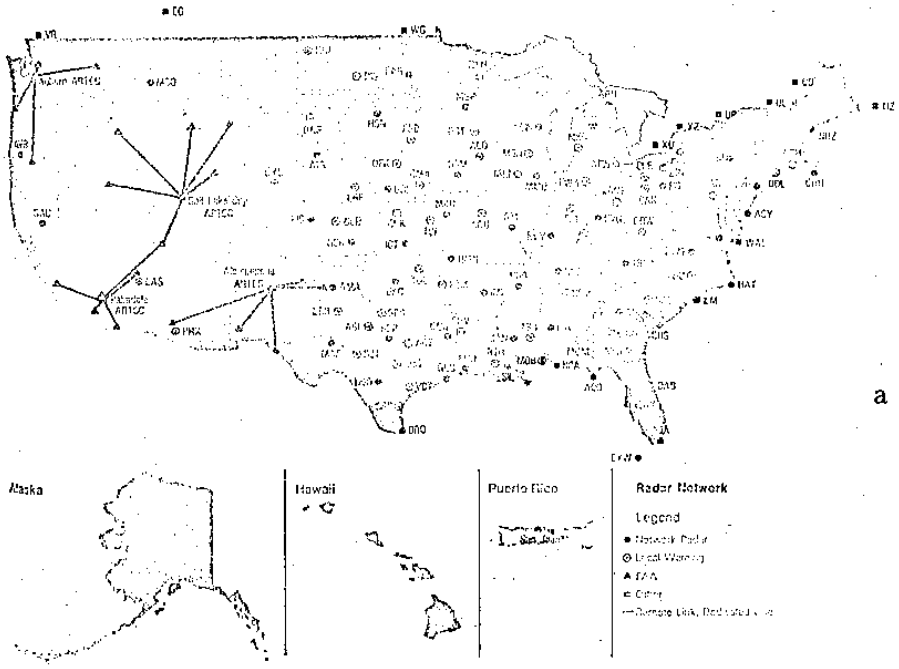
第十一圖　雷雨預報之對象區域圖

Grid used in turbulating radar data for thunderstorm forecasting. Boxes are approximately 190Km on a side and are gronbed into three regions : Central , Eastern , and Gulf Coast.

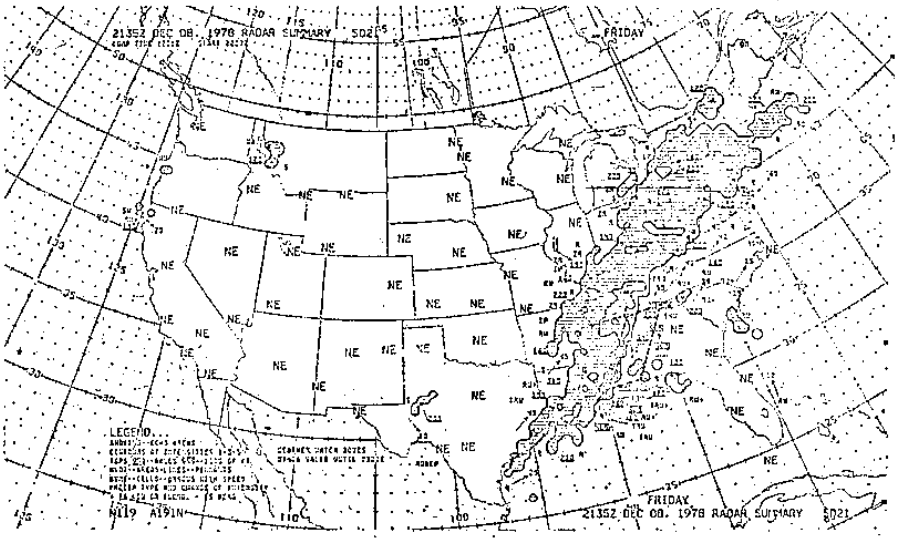


第十二圖　雷雨發生機率分佈圖

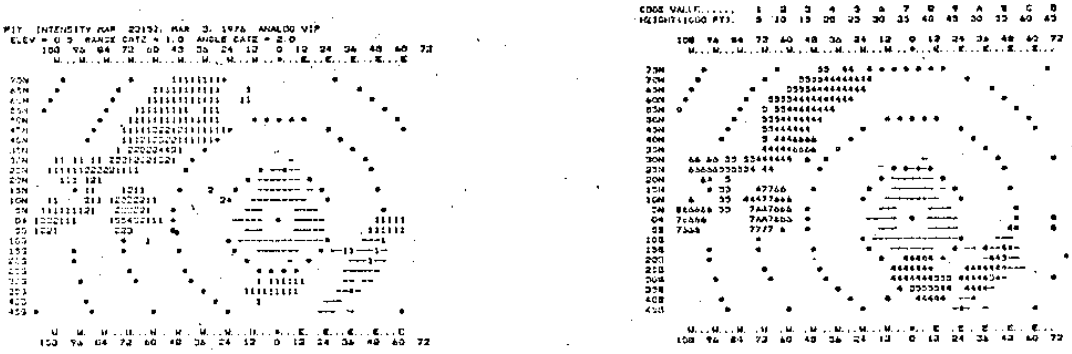
An automated 24 – hr forecast of thunderstorm probability (solid lines) and conditional probability of severe thunderstorms (dashed lines) valid at OOOOGMT 15 June 1973. The isopleth interval is 20% for thunderstorms and 5% for severe thunderstorms.



第十三圖　美國之現業用氣象雷達觀測網

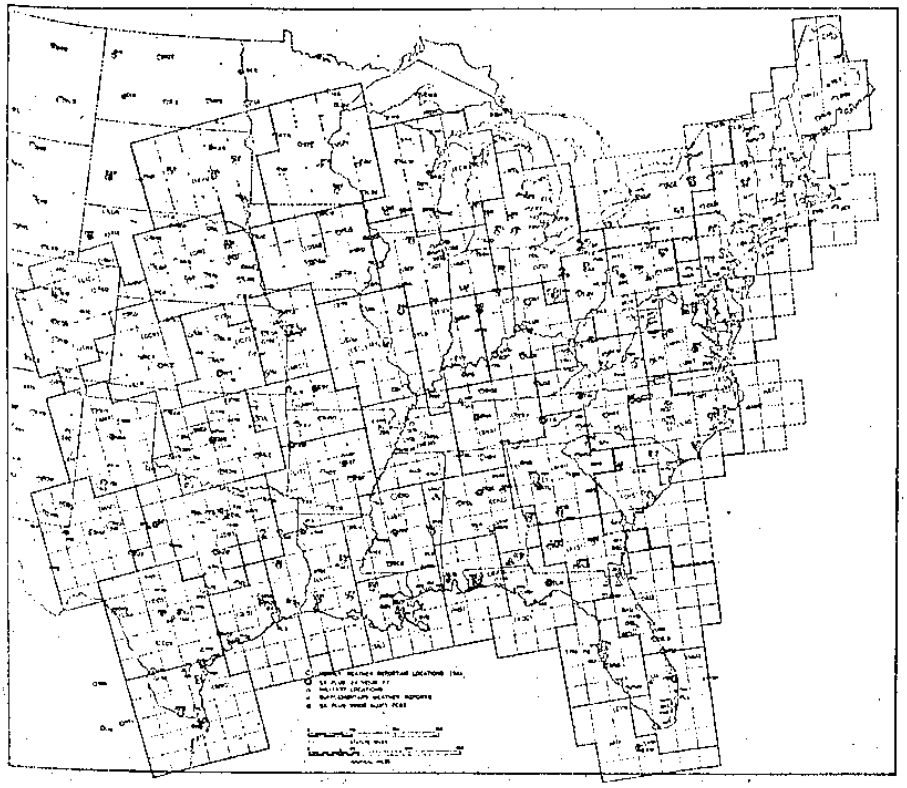


第十四圖　使用地面雷達觀測電碼（RADOB）之回波合成圖

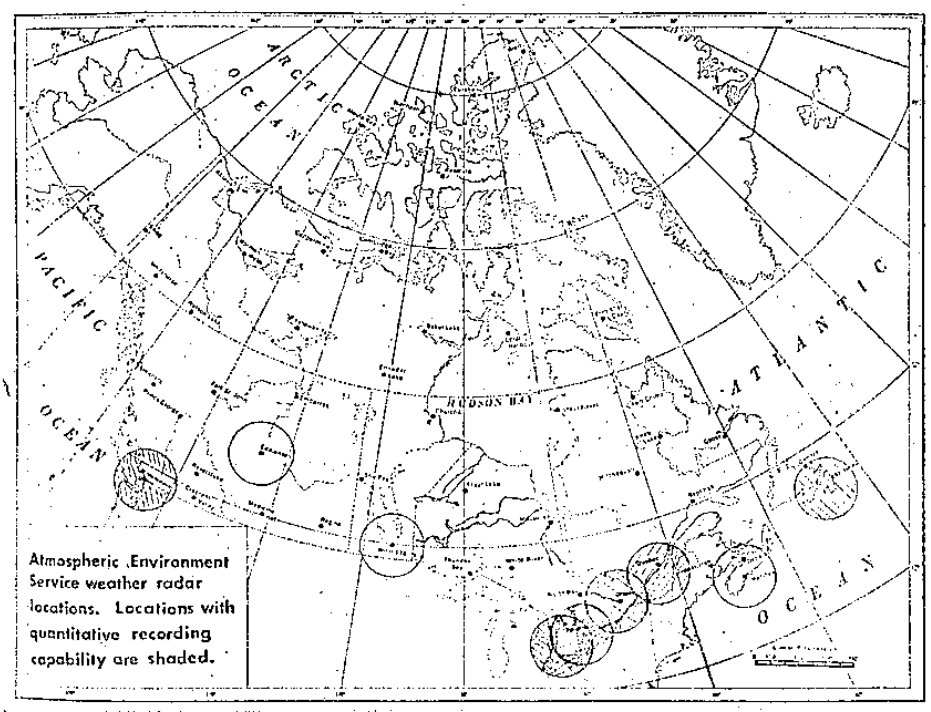


(a)回波強度　　(b)回波頂高度

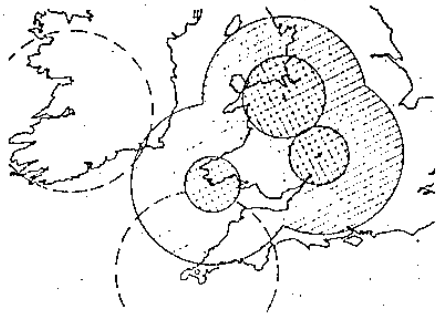
第十五圖　匹茲堡氣象雷達之 Teletype 傳遞用數字化回波圖



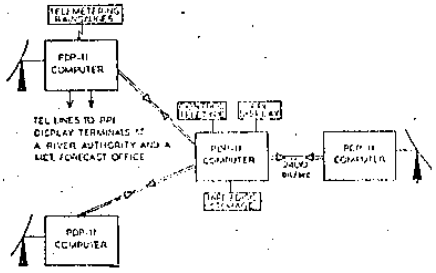
第十六圖
美國之MDR（Manually Digitized Radar）資料之格網，約 40 海里（約 70 公里）平方，粗實線劃分各雷達之擔任範圍。



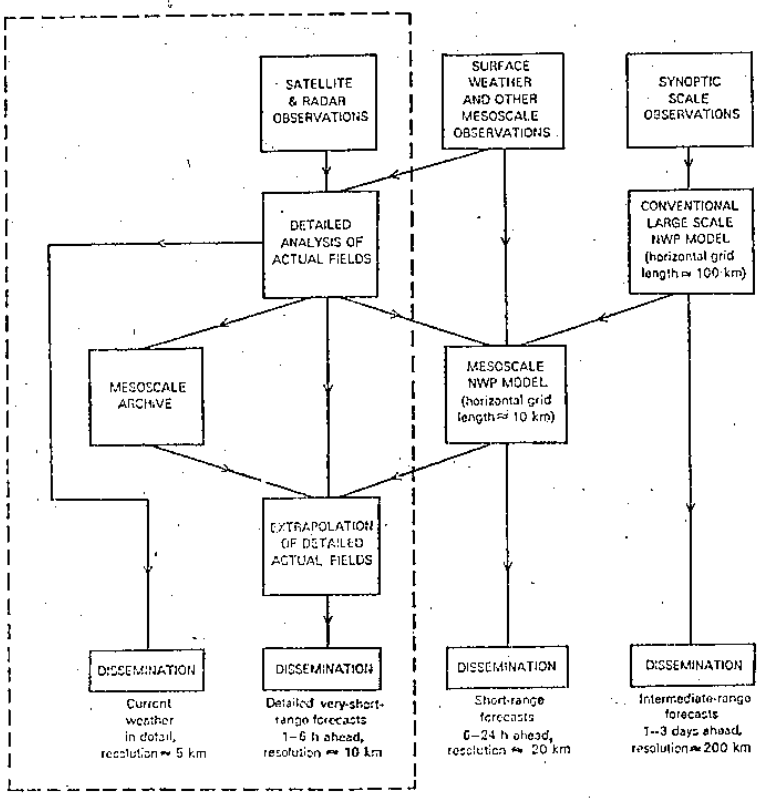
第十七圖　加拿大之現業用氣象雷達觀測網



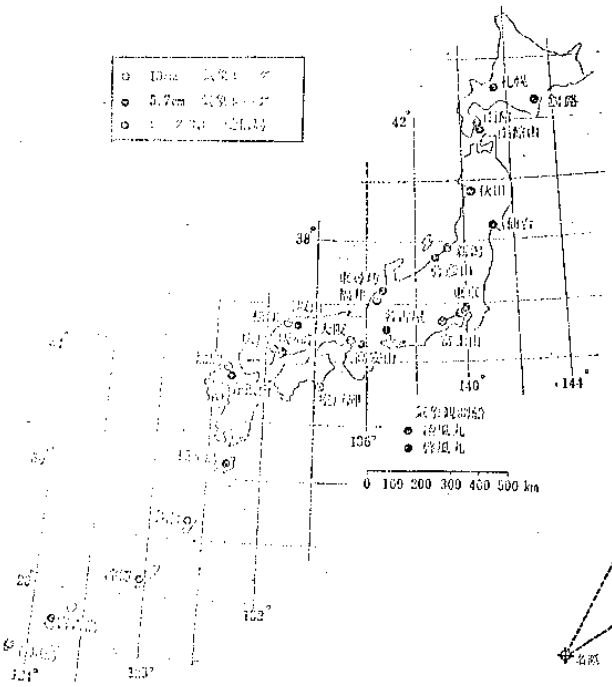
第十八圖　英國之數字化氣象雷達觀測網



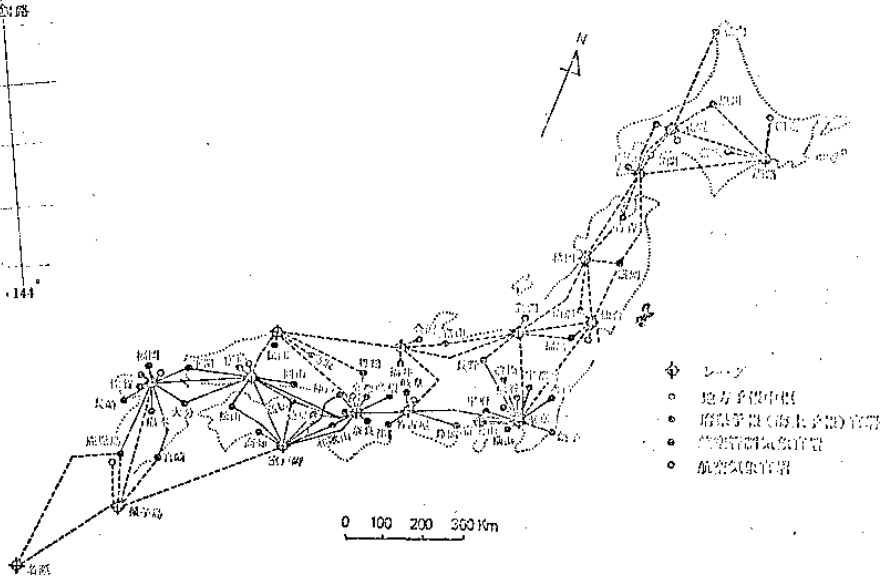
第十九圖　英國之數字化氣象雷達觀測網之系統結構



第二十圖　FRONTIER 計劃之預報系統，包括有現況速報、短時預報、短期預報及中期預報之綜合系統。

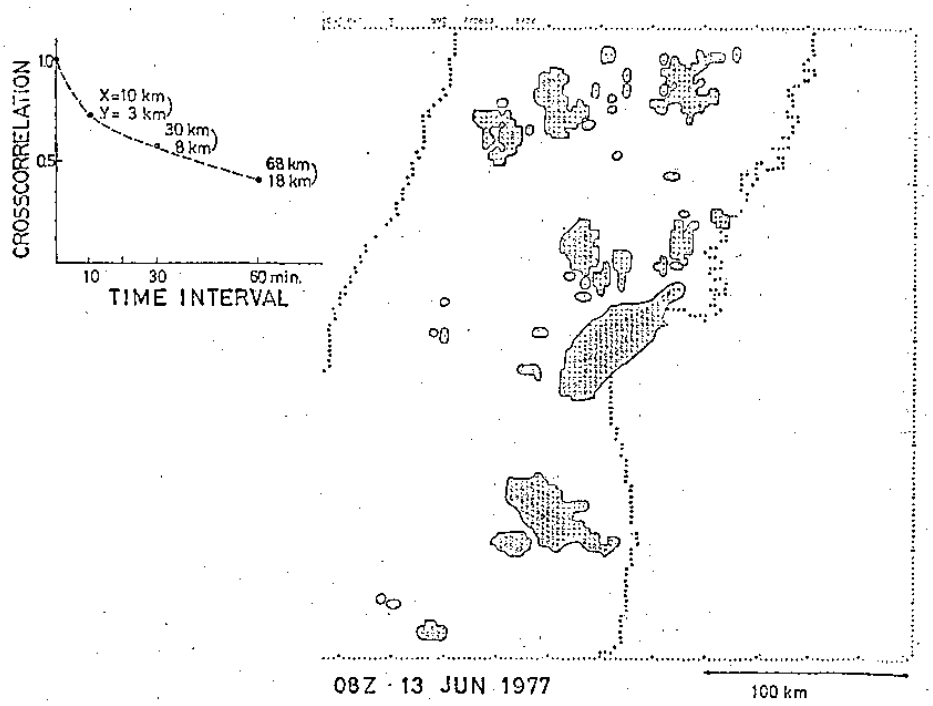


第二十一圖　日本之氣象雷達觀測網

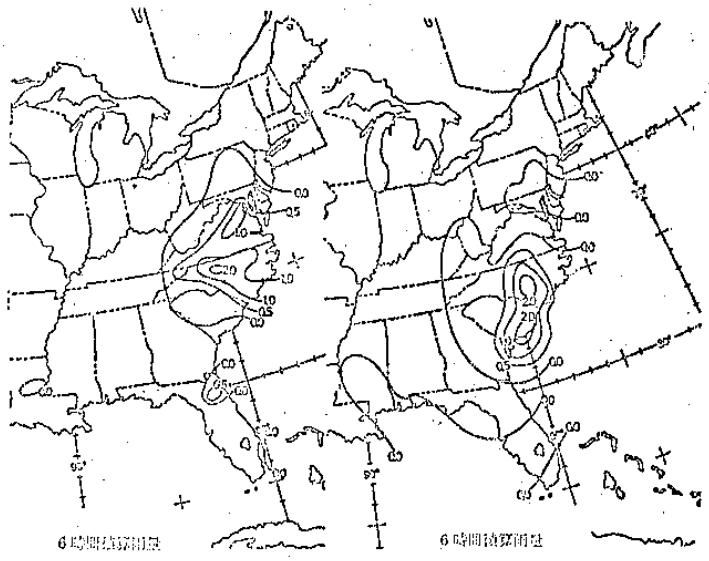


第二十二圖　氣象雷達資料之通訊網

第二十三圖　Teletype writer 打出來的AMeDAS 之1980年
5月10 日3時前3小時之雨量分佈圖



第二十五圖　使用右側回波分佈計算與 10 分至 60 分前回波分佈之交叉相關函數，例如左圖。
X，Y 代表移動向量之分量



(a)觀測值　　(b)預報值

第二十六圖　1979 年 9 月 5 日 18 時颱風之六小時雨量觀測值與數值預報值之比較圖。