

譯述

短時大雨預報*

Heavy Rain Forecasting in Short Time

徐 晉 淮 譯

Chin-Huai Hsu

一、前 言

區域性天氣突變如大雨、豪雨等屢次導致嚴重災害，已普遍引起人們關心，莫不希望獲得適時而更詳細之預報資料期能先予防範以減輕災害。

日本氣象廳為加強守視全國各地異常天氣如集中豪雨之發生，而建立區域氣象觀測網 (AMeDAS—Automatic Meteorological Data Acquisition System)，以期有效蒐集適時稠密氣象資料，俾供防災應變措施之參考以減輕災害。由於氣象廳管轄之觀測網分布密度不足於完全掌握局部性異常天氣，因而氣象廳為了加強經常守視天氣之目的，承電電公社（電話、電信局）協助下，在全國 1300 處設置有線自動氣象測報系統（840 處具有雨量、風向速、氣溫、日照率等要素，460 處具有雨量要素），由中心電腦控制指令，利用電話網路隨時實施觀測，將編報資料依序傳輸至設於東京氣象廳之資料通訊局六樓之 AMeDAS 中心，經中心整理後將全國氣象資料選元送至氣象廳預報中樞，管區氣象臺及有關單位利用。

AMeDAS 自 1974 年啓用以來發揮了很大功能，對區域性天氣突變、大雨、豪雨之守視上，及短時預報技術之開發上均有莫大貢獻。

頃接日本氣象廳送寄該廳 1981 年度全國預報技術檢討會資料，其中有對利用 AMeDAS 及雷達回波之短時預報方法，頗富參考價值，特將其譯述以饜讀者。

二、短時大雨預報法結論**

* 資料來源：日本全國預報技術檢討會資料（1981年度）氣象廳預報部

** 小楠純一，笹原秀一。

降雨之短時預報乃指小區域之短時間雨量之預測而言。而此類預報需賴中尺度分析技術始能期以良好預報效果，因此必須有細密之觀測網，短時間內可完成處理之計算能力，迅速的情報發報及傳遞方法以及配合設施，而此等完善之設施乃可連環促進短時大雨預報之發展。目前氣象廳正努力發展應用雷達、AMeDAS 及衛星資料之運動學的方法以增進短時大雨預報效果。

運動學的方法之作業步驟大約如下：

掌握實況（分析初期值）→運動學的外延→系統發展、衰弱之修正→換算雨量→預測雨量。

實況之掌握乃利用雷達、AMeDAS、衛星等資料，其中衛星資料受制於觀測時間間隔，未能配合預報作業時間將即時資料利用於研判作業上。

外延之方法種類甚多，但簡單而具客觀性之方法為使用中層大氣（700mb）之風資料，以駛流雷達回波及單純外延過去回波移動之方法等。

發展、衰弱之修正為短時預報作業上最重要之過程，此種修正方法有利用雷達回波初期值與一小時前回波強度差之方法，利用 AMeDAS 資料之方法，考慮地形效應之方法，利用氣候學特性之方法等。其中 AMeDAS 具有分布較密（20 Km 間隔）之觀測資料，檢討會上乃有許多有關利用 AMeDAS 資料以修正系統之發展與衰弱方法之討論，然而尚未獲有定量方面利用方法之驗證，尚待今後之調查發展。

雨量預報係使用雷達雨量係數，此係數乃得自初期值回波與 AMeDAS 雨量以及使用統計值求取平均值等方法。此次檢討會乃注重整理以往所檢討之各種預報技術方法，而以客觀化之方法加以檢驗，評估其精確度。

三、使用 AMeDAS 之風輻散與地形性雨量之短時大雨預報*

(一)預報方法與資料

1979年及1980年兩年間，在東京都內測得一小時及三小時雨量超越大雨注警報（分為大雨注意報與大雨警報，以後簡稱注警報）基準者選擇六個實例，於短時間雨量首先到達注警報之基準以上之時刻一至三小時以前，作預報。其步驟如下：

1. 使用東京和富士山雷達之間波素描之合成圖。
 2. 駛流回波之風使用 700 mb 面，以十五分鐘時段 (Time step) 積分之。數值預報上，乃以六小時間隔之預報值以 150 km 網格 (mesh) 輸出，因此預報值採用最接近 $T = 0$ 之數值。因 700 mb 之風無輸出，因而使用 750 mb 和 650 mb 之平均值，又假設在網格區域內之卓越風與網格點輸出之風相同，因此在網格領域之境界上將發生不連續，作業上將境界十至二十公里之間波領域予以重疊而取其平均值。

3. 依照竹村之方法*1 從 AMeDAS 之風以 10 km 網格計算輻散，在境界處假設輻散為 0，如同波移至輻散量之絕對值 $15 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ 以上之地域內，而同波落在輻散區則其強度減弱（含消滅）一階級 (rank)，反之，如落在輻合區則增強（含發生）一階級，但同一領域僅施行此操作一次，且假設在預報期間內 $T = 0$ 之輻散分布及強度不變。

4. 將雷達強度換算為雨量則以 WK (Weak) 為 2mm/h，MDT (Moderate) 為 8mm/h，STG (Strong) 為 32mm/h。

5. 雷達雨量係數 (AMeDAS 雨量 / 雷達雨量) 之方法乃由 $T = -1$ 和 $T = 0$ 之間波 (如無 $T = -1$ 之觀測時只用 $T = 0$) 與 $T = 0$ 之 AMeDAS 之雨量求之， $T = 0$ 之間波如使其回流則考慮在輻散域發達，在輻合域衰弱。

雨量之預測乃求東京都及神奈川縣之主要二十多個 AMeDAS 觀測站之 $T = 0$ 之雨量係數中，

* 小楠純一，竹村行雄

*1 請參閱昭和 53 年 (1978年) 日本全國預報檢討會氣象廳資料。

*2 請參閱日本「天氣」第 23 卷第 2 號。

*3 仙臺管區氣象廳應用數值預報資料預報東北地方之多雨區域 (昭和 55 年 (1980年) 3月)。

除了極端大的數值或小的數值及無雷達雨量地點以外之觀測站之平均值，再乘預測雷達雨量為預測雨量。

6. 計算點乃針對東京都及離縣境二十至三十公里以內之 AMeDAS 測站三十二個及補助點七個計算預測雨量。

7. 地形性雨量依照平方式*2 計算之，因為無適當數值預報之預測風，將 950 mb 之風代用為 900 mb 之風，850 mb 代用 800 mb、750 mb 代用 700 mb，然後修正如下：

由比濕求各層寄與率 (Contribute Rate)，及分別求出各層之比濕、風速、預測雨量與基準值之比率，將此相乘，再依照仙臺方式*3，乘第 1 表之係數。

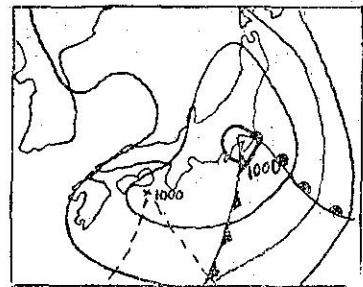
第 1 表 地形性降雨仙臺方式之係數

$T - T_d$	0	1	2	3 ≤
係數 (f)	1.0	0.9	0.5	0

針對計算地點，從基準雨量圖依各層之風向分別讀出之地形性雨量乘前述之修正係數，此等三層 (900 mb、800 mb、700 mb) 修正後之雨量合計值即為所求之地形性雨量，再加上此測站之預測雨量即為最終之預測值。

(二)結果與考察

除二例以外大雨注警報均能提前發布，其結果如第 2 表所示。回波僅以 700 mb 之風駛流者 (以下稱無修正) 其分布狀況大部分不佳，又量的預報方面，除了熱雷雨之一例外，全部不佳。但利用上述修正之方法預測者 (以下稱有修正)，例數之



第 1 圖

地面天氣圖 (1979年 5 月 8 日 21 時)，虛線與 X 點為 12 小時前之鋒面與低氣壓之中心位置

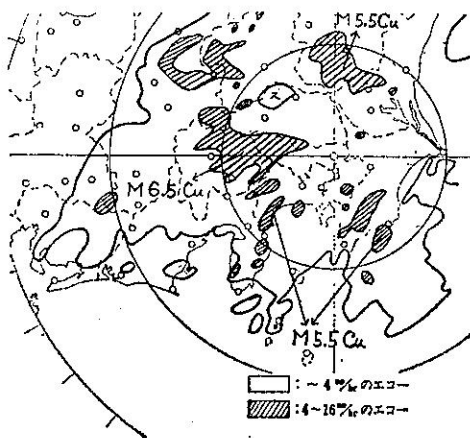
第2表 在東京都內超過大雨注警報基準值例做預測短時間雨量之結果

年月日	R ₃ 最初到達注警報之時間	左項時間之最大值	預 報				氣 壓 配 置	大 雨 注 意 報 發 表 日 時
			計 算 之 初 期 時 間	短 時 間 雨 量 之 種 類	左 之 最 大 值			
					無 修 正	修 正		
1979. 5. 8	18h	mm R ₃ 41	h 15	h h R ₃ (15~18)	mm 20	mm 69	大 平 洋 低 氣 壓	日 h m 大雨注：8 10 10
		R ₁ 21	15	R ₁ (17~18)	8	37		
		*17	//	14	25			
1979. 8. 11	14	R ₁ 36	**12	R ₁ (13~14)	2	7	熱 雷	雷雨注：11 12 56 大雨・雷雨： 11 13 15
			**13	//	7	20		
1979. 8. 24	16	R ₁ 34	**14	R ₁ (15~16)	2	5	熱 雷	大雨・雷雨注： 24 14 40
			**15	//	34	34		
1979. 10. 19	99	R ₁ 40	*08	R ₁ (08~09)	16	57	颱風20號中部 地方向東北進	大雨注：18 16 40 大雨警：19 06 20
1980. 9. 10	16	R ₁ 34	*14	R ₁ (15~16)	16	17	沿南岸停滯前 線沖繩東海上 颱風13號北上	大雨注：10 15 58
			15	//	8	13		
1980. 10. 14	18	R ₁ 31 R ₁ 20	15	R ₁ (15~18)	11	27	颱風19號南海 上向東北東進 行	大雨注：14 45 30 大雨警：14 19 10
			15	R ₁ (17~18)	1	8		
			16	//	3	8		
			17	//	9	11		

(註) R₃：3小時降水量，R₁：1小時降水量

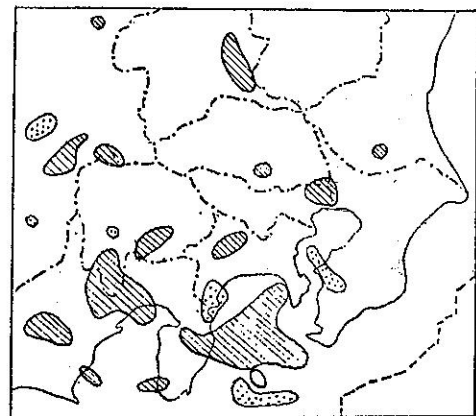
*：T=-1 之時間無雷達觀測值者，時間均用 135° E. M. T.

**：因無法利用雷達雨量係數以 W(WEAK)=2mm/h, M(MODERATE)=8mm/h, S(SEVERE)=32mm/h. VS(VERY SEVERE)=128mm/h 代為換算之。



第2圖

東京・富士山雷達回波合成圖(1979年5月8日15時)



第3圖

由 AMeDAS 之風算出之 10K 網之輻散絕對值超過 10^{-5} SEC⁻¹ 以上之地域(1979年5月8日15時) 點域(●)：輻散，斜線域(///)：輻合，虛線(---)：領域之境界線。

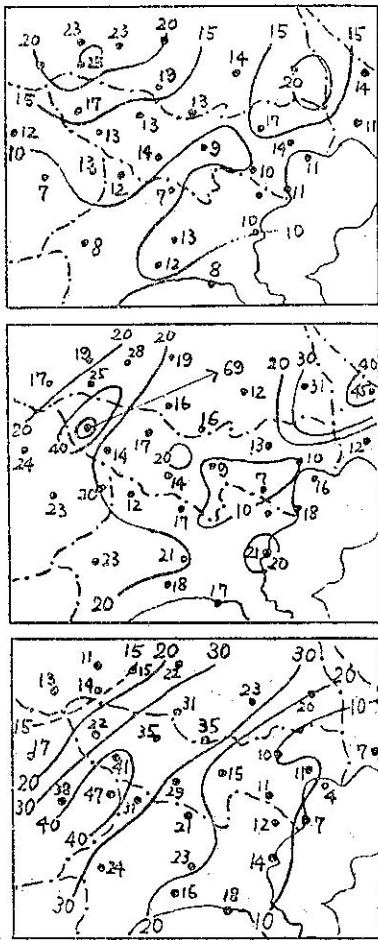
一半預測有強雨，其分布雖有一部分不符但大致相符合，頗能有效加以利用。

1. 1979年5月8日之例

稍發達之低氣壓通過日本本州南沿岸之例（第1圖）。首次短時間雨量到達基準值以上時刻之三小時前，即8日15時之雷達合成圖示以第2圖，地面之輻散狀況如第3圖所示，700 mb 之風約為西南風 14 M/S。

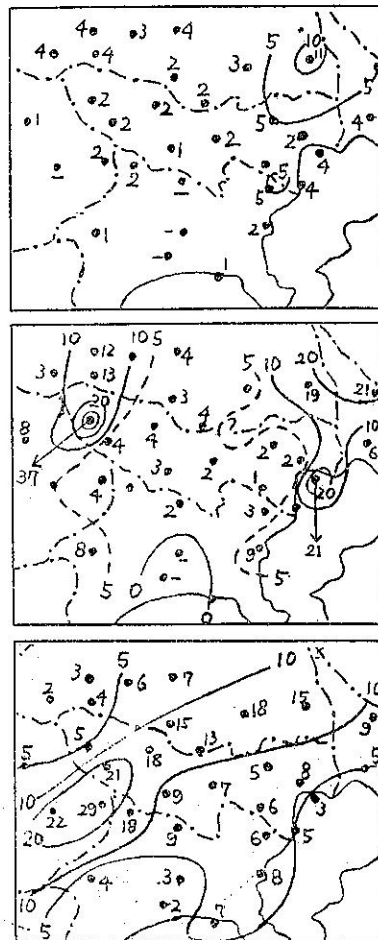
15時*為 $T=0$ ，15~18時之3小時預測雨量。17~18時之1小時預測雨量各示於第4圖及第

5圖。無修正者之分布與定量預測值均與實測（值以下簡稱實況）不符。已有修正者其分布雖有一部分不符，但以定量觀點而言，則已起過大雨注意報之基準，所預測之最大值比實況為大，諒為地形性降雨量發揮其效果之關係，但氣象廳以外之其他資料尚未調查供驗證前不能一概視之為太大。最大值之發生點與實況雖不相一致，但出現在同一領域內（東京都細分三區）。另外在實況上無大雨之其他區域內亦有超過大雨注意報基準以上之預測值出現



第 4 圖

1979年5月8日15~18時之3小時雨量，上圖： $T=0$ 為15時，無修正者。中圖： $T=0$ 為15時，有修正者。下圖為實際雨量圖。



第 5 圖

1979年5月8日17~18時之1小時雨量，上圖： $T=0$ 為15時，無修正者。中圖： $T=0$ 為15時，有修正者。下圖為實際雨量圖。

，此現象可能受第3圖所示東京都東部之輻合區之影響所導致者，由此可見關於強雨區域細分乃是相當困難。

2.1980年9月10日之例

鋒面沿著日本南岸滯留，而颱風8013號在沖繩島之東方海面北上之例。本例對於回波之發展以本文所述方法乃未能予以預測，現場預報作業上亦未能對回波之發展提出預報，似有根據實況而慌忙發布大雨注意報之跡象。

3.1980年10月14日之例

颱風8019號在日本南方海面向東北東進行之例，無修正者均發現分布不符且預測量較小。修正者三小時雨量之最大雨量與實況極接近，但發生區域不符，其分布向西偏倚，一小時雨量預測之分布及量均不相符。

15~18時之雷達颱風中心向70度方向以50~70km/hr移動，回波分布也向東北東以50km/hr移動。700mb風為偏南風，從地面輻散推測在東京都內料無強雨出現，預測結果不良，可能起因於主宰回波動向之駛流風選用上有所問題。

4.1979年8月11日及24日之例

這是熱雷雨之例，三小時前尚未發生回波，一小時前、二小時前在分布上均極符合，但量的預測以修正者結果較佳。

如熱雷雨等小規模且變化激烈的現象，使用此方法，預測其發達是不充分的。以強度加減二階級處理發達、衰弱乃是值得考慮之一種手段。

(三) 檢 討

由地面之輻合、輻散影響回波之發達、衰弱及地形性雨量以嘗試短時間強雨之預報，得知利用此方法之結果較僅以700mb之風供駛流之方法更加有效。為增進其精度，似應考慮以下幾點：

1. 駛流回波之風，應由700mb之風相關法及其他方法之中，選出最適宜的方法處理之。
2. 由於作業上之關係時段設為15分鐘，必要時應予縮短。
3. 熱雷雨時，發達、衰弱變化強度應加二階級或將基準改為二階段。似有再檢討之必要。
4. 發達、衰弱之起因即地面輻散之基準為 $\pm 15 \times 10^{-5} \text{Sec}^{-1}$ 是否適當，有再檢討之必要。

(四) 其他方法之預測校驗及精度之評估

1. 預測校驗之方法

茲就(一)所述中之三方法試圖校驗*。預測校驗之方法及內容如下：

(1) 校驗日期：1981年度在東京都發布大雨注意報之日期中具有東京每小時之雷達素描圖者（6例，含部分時間缺測者）。預測之區域為東京都，分為 $10 \times 10 \text{ km}^2$ 之網格，求每網格點之預測雨量。細分為山岳部、中央部及南部（即稱23區）等三個區域，求此三區域之平均雨量及最大地點雨量，預報開始時間為實際雨量達到大雨注意報之短時間雨量基準值之前一小時、前二小時及前三小時，預測有效期間為開始時間後三小時。

(2) 雷達回波之外延方法乃使用大氣中層(750mb)之風，此750mb之風是由數值預報輸出者，可獲得每隔六小時之數值，且外延之間隔定為十分鐘。

(3) 預測方法為以下四種：

I、單純外延法(A)

II、加雨量係數法(B)

雨量係數從初期值與初期值一小時前之雷達回波及AMeDAS之前一小時之雨量求之，並使用細分區域之平均雨量係數。

III、發達、衰弱修正之方法(C和D)

使用AMeDAS資料求出之渦度及輻合估計發達、衰弱以修正B方法。渦度及衰弱之計算使用竹村之方法，又假設渦度及輻合均在預測期間內無變化。

IV、利用渦度及渦度變化趨勢，修正發達、衰弱之方法(C)

在渦度 $\geq 10 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ 而較前1小時增大時，雷達雨量為兩倍。

在渦度 $\leq 10 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ 而負之渦度較前1小時增大時雷達雨量為 $\frac{1}{2}$ 倍。

V、利用輻合、輻散修正發達、衰弱之方法(D)

輻合 $\leq -10 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ 時雷達雨量乘兩倍。

輻散 $\geq 10 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ 時雷達雨量乘 $\frac{1}{2}$ 倍。

2. 驗證預測結果

在檢討預測結果時，應考慮下列事項，校驗日之實際降雨是一過渡性之強雨，且此強雨時間大約為1~2小時，最大地點雨量約為10~30mm/hr是強雨中比較弱的一種，且達到注意報基準值區域，於

* 時間為135°E, M, T之時間

* 笹原秀一

同時間不跨越兩區域以上，這點反映到渦度或輻合之分布，而呈全般性絕對值較小之分布狀態。因之對發達、衰弱之修正反映不顯，此修正效果之有效性在此校驗中未能獲得驗證。

(1)量的檢討

第6圖示3小時區域平均雨量預測與實際降雨量(C方法之精度與D方法之精度，兩者呈同樣結果，故省略之，第7圖亦同)。由第6圖可知：

I、預報開始時間越提前，預測雨量越少，預測開始時間在前兩小時者，預測與實際降雨有良好之對應例為一半，在一小時前則預測與實際降雨量之對應性更佳，預測雨量較實際雨量甚大者有2例。

II、B(●)之方法，其結果在預報開始時間前3小時之圖與A方法相差無幾，1小時前、2小時前

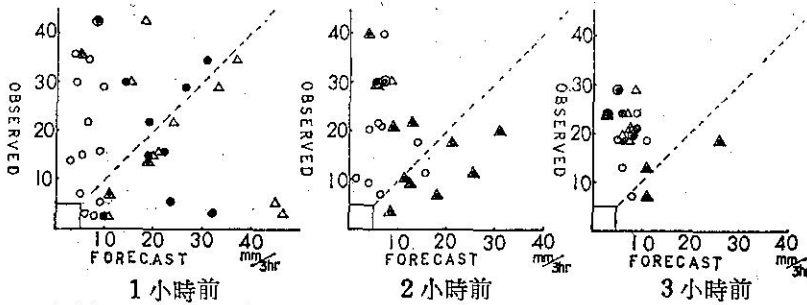
則兩者之相差逐漸變大，B法之精度較佳。

III、D(△)之方法，在2小時前與B方法相差無幾，在1小時前之預測雨量則較B方法為多，而且較實際雨量亦為多，即在1小時前輻合及輻散之修正效果影響及預報雨量之增大，此修正效果未必對預測精度之提高有所貢獻。在2小時前、3小時前此種修正殆無效果，假設輻合、輻散分布在預報期間中無變化一節似有問題。

第7圖為雨峯(Peak)時，即實際雨量達到注意報基準值之時刻前1小時所做雨量之預測與實際雨量。

IV、一小時雨量預測與3小時預測雨量相較，整個預測與實際雨量間之對應不佳。

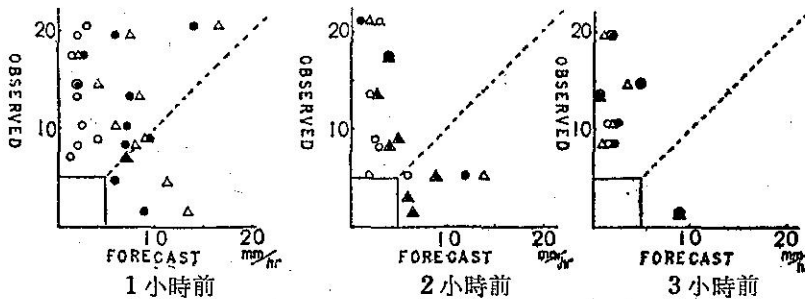
V、A、B、D之各方法之差與第6圖所示之結果略同。



第 6 圖

從實際雨量到達短時間注意報基準值之時間前1、2、3小時來預測3小時之地域平均雨量與實際雨量之比較(5mm/3hr. 以上)

○：A之方法 ●：B之方法 △：D之方法



第 7 圖

從實際雨量到達短時間注意報基準值之時間前1、2、3小時來預測1小時地域平均雨量與實際雨量之比較(5mm/hr. 以上)

○：A之方法 ●：B之方法 △：D之方法

(2)時間之檢討

短時間注意報基準值以地點雨量表示之，茲就各區域內之最大地點雨量預測以檢討注意報發布之時間。

第3表所示為預測之最大地點雨量到達注意報基準值之時間，空格是未達注意報基準值者，/格為無雷達資料之時間，最下面一欄為實際注意報發布時間，以時間差表示之。6月9日之(+2)係不考慮注意報基準之附帶條件者。

I、A方法，全部預測雨量均未達注意報基準值。
II、B~D方法。在2~3小時前預測雨量大都未

達注意報基準值。

III、前1小時之預測，B~D方法6例中有4例達注意報基準值。

IV、預測雨量比實際雨量少，故假設預測雨量 $R_1 \geq 15\text{mm}$ ， $R_3 \geq 25\text{mm}$ 基準以發布注意報(有()者)則用B、C方法時6例中有5例，D方法6例全部示注意報發布在前一小時以內均屬可行。

V、大雨區域依B、C方法半數以上均符合。用D方法則成績稍劣。

第 3 表

實際雨量到達注意基準值之時間	6.9 8h		6.30 3h		7.9 10h		7.31 1h		9.10 16h		10.14 18h	
	R_1	R_3	R_1	R_3	R_1	R_3	R_1	R_3	R_1	R_3	R_1	R_3
實際雨量之最大值 R_1 :1小時雨量 R_3 :3小時雨量	20	34	18	36	26	40	10	32	34	36	20	31
預測開始時刻 1小時前(0)	A											
	B		(○)	(○)	(○)	○	○	○	(D)	D	(○)	○
	C		(○)	(○)	(○)	○	○	●	(D)	D	(○)	○
	D	(○)	(○)	(○)	○	●	○	●	(D)	D	●	●
預測開始時刻 2小時前(-1)	A										/	/
	B							○		D	/	/
	C							○		D	/	/
	D							○		D	/	/
預測開始時刻 3小時前(-2)	A				/	/			/	/		
	B				/	/		D	/	/		
	C				/	/		D	/	/		
	D				/	/		D	/	/		
實際發布注意報之時間	(+2)		0		0		-2		0		-2	

從短時間雨量預測，到達注意報基準值之時刻與實際發布注意報之時刻。A、B、C、D：預報方法。○：已到達注意報基準值。D：到達注意報基準值，但是地域不同。●：2個地域到達注意報基準值。-：到達注意報基準值前之時間數。+：到達後之時間數。()：預測雨量 $R_1 \geq 15\text{mm}$ ， $R_3 \geq 25\text{mm}$ 之時，發布注意報。

3.檢 討

(1)本文對於利用單純外延之方法，利用雨量係數之方法，使用 AMeDAS 資料簡易估計發達、衰弱之修正預測之方法，施行雨量預測之校驗，其精度以使用雨量係數及發達、衰弱修正之方法較佳，而單純外延法則預測雨量偏少。

(2)追溯時間越長，預測雨量越小，3小時雨量較1小時雨量預測其精度較佳。

(3)發達、衰弱之修正效果在此次校驗中不大顯著。

(4)除單純外延之方法外，其他方法在實際雨量達到注意報基準值前1小時以內，發布大雨注意報尚屬可行。

(5)大雨區大部分可以預測，地域之細分也可行。

四、關東甲信地方各測站之調查報告*

(一)雷達回波之移動

有關雷達回波之移動，大多數地方測站都使用 700 mb 之風，但在橫濱測站則利用 每小時富士山之實測風 (10m/s 以上) 以外延回波系統。在橫濱、熊谷兩站對有關雷雨之移動，發現自 AMeDAS 之風所求得輻散之 1 小時偏差分布之負中心與 1 小時後之回波位置具有高度之對應率，又熊谷測站指出追跡 AMeDAS 氣溫之 1 小時變化之低溫域，可以推定回波之移動。

(二)回波之發達、衰弱

關於雷達回波之發達、衰弱，關東地方大多數測站乃利用 AMeDAS 觀測風之輻合，其 1 小時變化，氣溫及其 1 小時變化 (橫濱利用空間平均之偏差)，單獨或組合利用於發達、衰弱之驗證。

各測站均認為在輻合域回波將發達，尤其在熊谷、橫濱兩站均認為雷雨之時，輻合域與低溫域乃相對應，而這些輻合與低溫域擴大或強化時，回波會持續或發達。但在熊谷則尚指出：如輻合域與低溫域之對應相反時，將無回波發生，或回波將減弱。

熊谷測站認為如氣溫梯度大時在氣溫之 1 小時變化之零度線附近，回波有發展趨勢，銚子則認為氣溫梯度大的地方、回波有發達之趨勢。

但均為定性預報，均未達到定量之預報。

(三)降水定量預測

水戶測站依戶畑方式，由下式求取預測雨量

$$R_f = \frac{(R_e + R_g) + (R_a + R_g)}{2},$$

上式 R_f ：預測雨量。 R_e ：由回波換算出之雨量。 R_g ：地形性雨量。 R_a ：AMeDAS 雨量。迎風面之 R_e 、 R_a 乃以 700 mb 之風為駛流而求出預測雨量，但雷雨則地域雨量較地點雨量有較大之預測可能性。

長野測站利用潮坪之溫度平流量 (850~500 mb)，由 850 mb 之西南風之水氣平流量，700 mb 之比濕，對流不穩定 (850~500mb) 及 $T=0$ 之回波強度等組合求出重回歸式以預測 2 小時後之降雨強度。並又將縣內分割為 35 km 網格，將迎風面之 AMeDAS 之雨量分布圖以 700 mb 之風或以回波之過去移動方向，速度平流後，將網格域之平均值乘以係數而為預測面積雨量，成效尚佳，但尚待改善。

甲府測站利用富士山之比濕及 2 小時前之御前崎之數值與正時之富士山數值所求之穩定度，以及利用溫度平流求得之重回歸式以預測地點最大雨量。惟此預測式只能在夏季使用，且不適用於雷雨，其利用範圍受限制為其缺點。

以上所述之定量預測未考慮回波之發達、衰弱要素，在這方面尚待開發。

* 小楠純一

保 密 防 諜 ·

人 人 有 責 ·

匪 諜 自 首 ·

既 往 不 究 ·