

# 冷鋒降雨之變率 永若譯

## 引言

預報人員通常均藉上升氣流場，溫度直減率，水氣含量等天氣參數之分佈以預報降雨。這些參數之數值係獲自各氣象臺所製備之各種天氣象圖表中。根據上述考慮所作之降雨預報方法，Bundgaard，Dunn，Riehl等氣象學家已加評述。通常在冷鋒或其它惡劣天氣型過境時，相鄰測站所測得之降水量，每有顯著之差異，即由於這些差異致不能確定預報員預測降雨所允許的數值誤差範圍，因此亦影響了考核制度。夏季降雨變率甚大時，此一問題尤為明顯。為了增進降雨預報之準確度，對吾人藉慣常方法所獲得之上述各天氣參數應用價值之認識及降雨特性之瞭解，實所必需。

就「變率」觀點言，有稠密的雨量站才能確定降雨型式及其變化。為了特種研究譬如「雷雨計劃」等，在某些地區已建立起這些稠密的觀測網。可是更多地區由於雨量站過於稀少致不能作適當的降雨特性分類，特別是在陣性雨時為然。

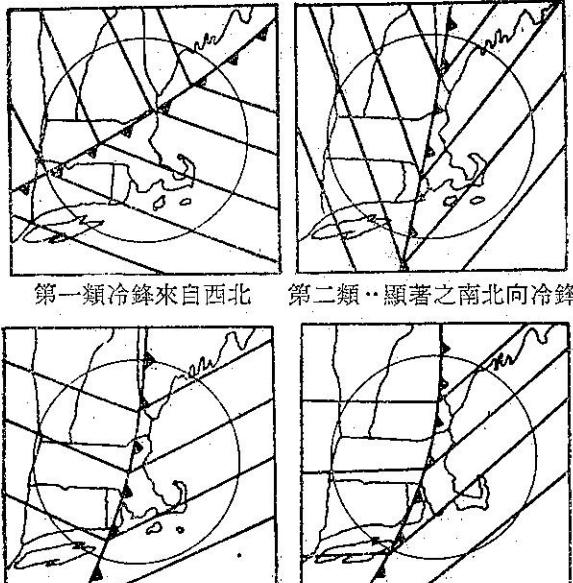
雷達之發明給予氣象人員研究降雨變化的一項有力工具。惟雷達顯示之降水量的情確度，深受雨滴大小，多寡，雷達射波（Beam）之高度，濁度，及距離遠近等因素之影響。但無論如何，這些因素對雷達降雨測量之關係如能瞭解，則氣象人員對一已知之天氣圖型式下之降雨情形必可獲得優良的指示，例如雷達照片所呈現之降雨一般性質（如散亂陣雨，帶狀陣雨等），雨區範圍，及短時間內降雨性質及範圍之變化等。以上所述有關降雨之重要面貌在雷達幕上較分析地面降雨資料為簡單並可靠。

降雨過程可藉雷達之助獲得充分之說明，此外雷達可增進吾人對降雨性質之瞭解，及有助於此一問題之預報。但本篇研究之目的係在考驗直接從各氣象圖表中獲得之各種預報參數，對某一特殊天氣圖型式下之降雨預報之正確率。此處所考慮之降雨面貌係為降雨之面積及其一般特性，因為這些面貌極易藉雷達之助而獲得。

## 冷鋒降雨

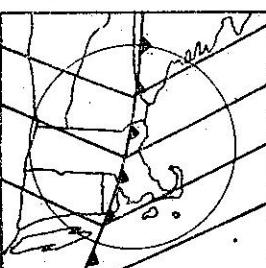
此處所選擇用作研究之對象為夏半年與冷鋒相連之降雨，因為此種天氣圖型式較為單純，而且雷達在夏季對較遠地區之降雨亦能測出。並為天氣圖型式之統一計，相連有小波動之冷鋒概予略去。此處共有三十次之資料，雷達所在地是麻省之劍橋，時間為1948—1954年。

圖一：新英格蘭地區冷鋒型式分類



第一類冷鋒來自西北

第二類..顯著之南北向冷鋒



第三類：西風帶內之弱鋒 第四類：鋒後無西北氣流者

首先將用以研究之冷鋒性質分為四種型式，因為在劍橋雷達站附近，地形及陸海分佈之不同會影響冷鋒陣雨之發展。而這些局部影響主要係依賴於地面風向，故如圖一所示之分類係基於海平面之等壓線型式。此處所以採用等壓線型式乃因地面預報圖為估計未來地面氣流之適用工具之故。在後面將討論此手續的欠妥之處。

第一類冷鋒經過劍橋時之方向為東北至西南，第二類連有尖銳之低壓槽；第三類伴有西南西至西北西之風變，第四類特徵是冷空氣中無明顯北風分力。為了便於敘述天氣圖上之每一冷鋒性質，以下資料特予彙集。

一、冷鋒前後700mb上之溫度差（垂直地面鋒面方向，時間是在冷鋒剛巧穿過波士頓之前）。

二、海平面上之氣壓趨勢差（在冷鋒經過波士頓之前後二小時氣壓趨勢之代數差）。

三、鋒面逼近前之700mb上的風向與風速。

四、暖空氣之不穩定度（850mb上之溫度減去500

mb之溫度)。

五、暖空氣之對流不穩定度(850mb至500mb間之濕球位溫之變化)。

六、暖空氣之相對濕度，以850mb上溫度露點差表示之。

七、暖空氣內之熱力平流，以風隨高度變化之數值表示。

第三項至第七項之資料，係獲自新英格蘭區域之各地高空觀測，時間儘可能在冷鋒接境之時。下表一配合天氣圖型式已包含描述並預測通常冷鋒狹窄雨帶性質之充份資料。

從AN/CPS-93-CM雷達儀上之攝影資料，示出以麻省理工學院為中心之雷達探測區域內連續之降雨圖片。但本文並不擬詳細研究這些圖片內降雨型式之變化，而主要係在敘述降雨之一般性質。故另列下表。

一、降雨視其在鋒前，鋒際，及鋒後之不同而予以分類。另外並將降雨分為散亂，帶狀，及塊狀三型。散亂降雨與後者之分別，為後者佔有較大之面積。

二、降雨面積之量度，係藉各四百平方英里方格內降雨同波區域之計算，每小時量度一次。

此處必須承認，有少數夏季冷鋒強度甚弱，致在地面鋒面位置之確定殊為困難。故可能在少數例子內，不同之氣象人員會造成不同之鋒面位置分析，這種情形常難以避免，因鄰近地區之資料，可能彼此稍有矛盾，而鋒面存在之確定又依賴於尚未趨「完善」之分析。

表一所列係各天氣型之降雨型式。降雨之一般性質可能並不完全與各天氣型相連，而且上列之各天氣參數用作降雨分類，並不完全合適。表一所獲得之唯一結論是帶狀雨，僅出現在鋒前或鋒際。唯其中有七次之雷達冷鋒攝影並未包括鋒後之資料致不能決定鋒後是否決無帶狀降雨存在。但無論如何此種無法確定之事實，並不能使上述結論無效。

表二所列為降雨區域範圍與各天氣參數間之相關數值，由表中資料顯見降雨範圍與此處所考慮之任一天氣參數並無密切關係。

表二：降雨範圍與各天氣參數大小之相關性

天氣參數	相關係數
700mb溫度差	+0.1
氣壓趨勢差	+0.1
700mb風向	+0.3
700mb風速	+0.2
暖空氣穩定度	0.0
暖空氣對流穩定度	+0.3
溫度露點差	+0.1
暖空氣中熱力平流	+0.4

表一：根據降雨在鋒際，鋒前，或鋒後之各型冷鋒之降雨分類統計

降雨分類	鋒 際				鋒 前				鋒 後			
	冷鋒型式				1	2	3	4	1	2	3	4
帶 狀	4	2	2	5	3	0	2	4	0	0	0	0
塊 狀	1	2	0	1	2	2	1	1	1	1	0	1
陣 狀	4	0	1	0	2	1	3	2	2	0	1	1
無	3	1	3	1	5	2	0	0	9	4	5	5

此外，藉降雨區域之資料用以研究是否某一地區特別易於出現陣雨雲類，即研究地形因素，發現亦無明顯系統性之變化，值得敘述。

最後，並就日中加熱因子對鋒面陣雨影響加以研究，(此類研究僅包括日間雷達觀測資料超過六小時以上之諸冷鋒)，發現陣雨並未因日中加熱而作有系統之增加。

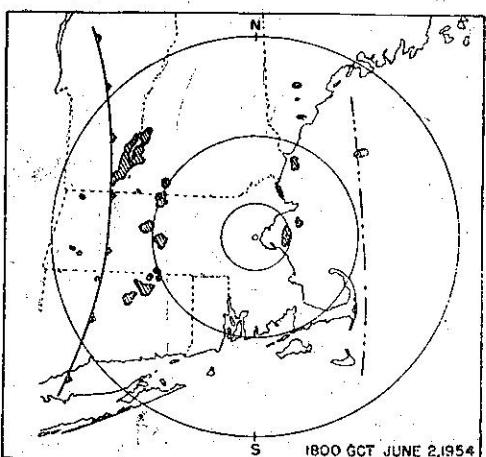
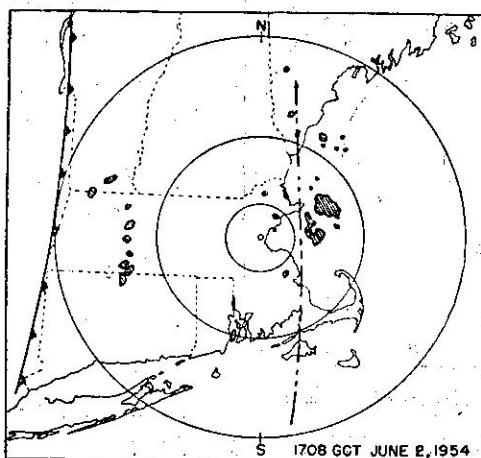
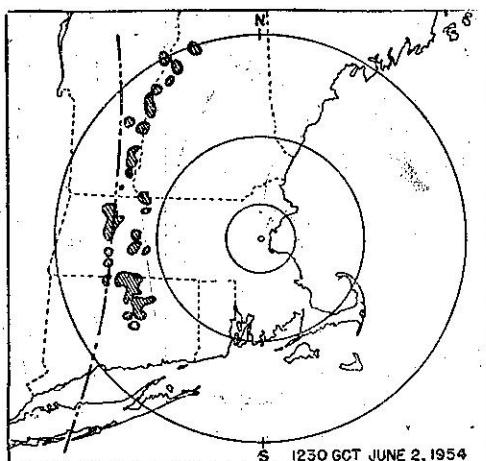
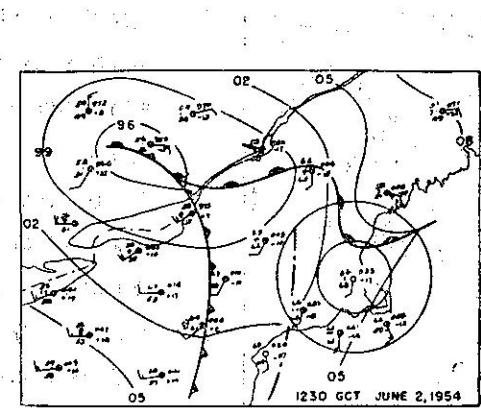
### 變率的原因

上述研究業已顯示，氣象人員所應用之工具，至少是此處所考慮者，並不能適當的描述新英格蘭區域內冷鋒降雨之一般性質與範圍，究其原因，相信或係由於下述兩項因子所引起者。

第一、地轉氣流之方向：並不適合去確定小範圍內之地形效應及陸海影響，而新英格蘭地區却有着複雜之地形與不規則之海岸線。夏季局部加熱或冷却作用均足產生複雜的低層輻散，輻合場。此輻散，輻合場連以垂直運動則能影響雲之發展。正如上述本研究之結果所示，局部影響可能是一項重要因素，即使是在鋒面天氣越境期間，但是此因素與地轉氣流之方向並無一致之關係。如果地面實際之風與雷達資料共同研究能證實上述見解，則極為明顯，此將為預報人員開一新的預報工具。

其次，相對於地面鋒面之降雨型式時刻在變，此一事實係由逐時雷達觀測所提出。舉例說，此一時間雷達見有鋒際帶狀降雨與鋒前帶狀降雨，但可能在一小時後鋒前之帶狀降雨已變成散亂之陣雨。

圖二至圖四則為類此之各種現象之實際例證。圖二顯示有一連串降雨之冷鋒從西方移近。在1954年6月2日1230GCT，冷鋒尚在波士頓西方二百英里之外，此時由逐時天氣報告可見在鋒面鄰近伴有降雨，同時雷達資料

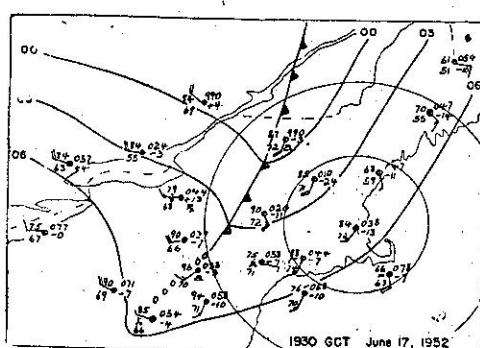


圖二：1954年6月2日雷達所示之降雨型式。外圈半徑為120英里。

兩遠較劍橋西方者之移動為速，其速度與實測之10000英尺高空風速度相同，同時陣雨密度減小。在1935GCT至2025GCT之間，此鋒前雨區消失僅餘在劍橋西南之大陣雨，在2025GCT及2220GCT之圖上，鋒際雨帶之移動甚為明顯。

圖四所示者為緩移冷鋒降雨型式之變化，時間為1949年8月24日，在2130GCT之前，冷鋒甚弱即使在雷達探測區域內，鋒面經過各測站之時間均難以確定。在1530GCT至1950GCI時間內北部陣雨消失，且該雨帶向東南移動極不規則，至1950GCT東南之大陣雨仍持續，但在1950GCT所見之劍橋南方之帶狀降雨已見消失，在2130GCT圖中沿原有不明顯之冷鋒上又見有一新的雨帶滋生。

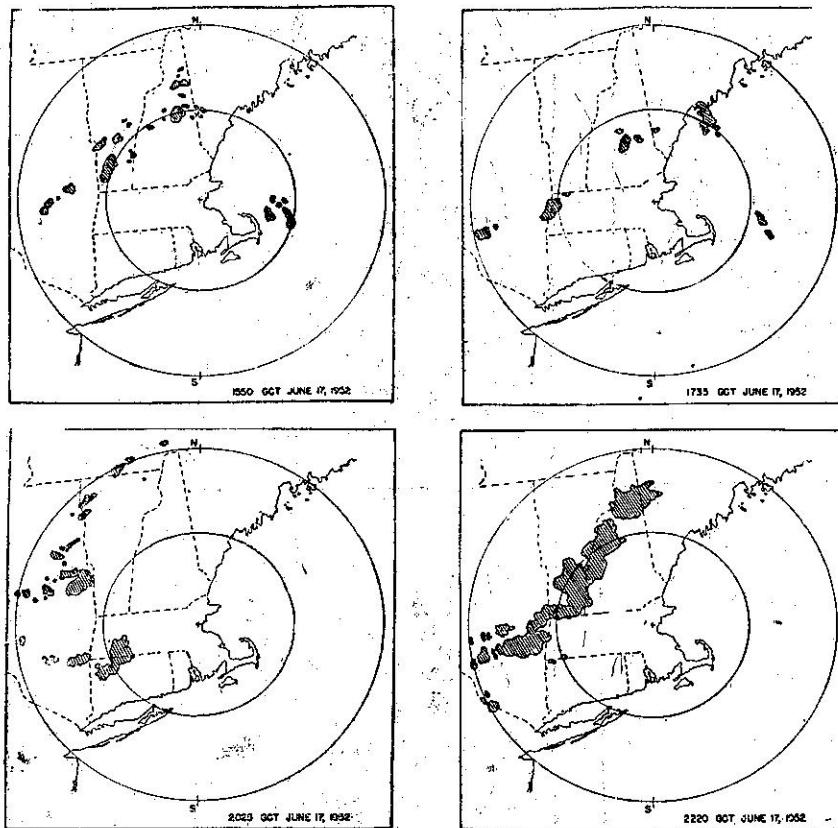
降雨型式之時間變化可歸因於與鋒面相連之上升運動場之變化，亦即鋒生或鋒減，無疑地，如圖四所示，此一效應之存在，但通常降雨之迅速變化，將減弱大範圍之鋒生與鋒減，正如本文中「變率」之主要含義。與鋒面相連之一般上升運動場常呈帶狀平行於鋒面或即在鋒面上。此上升運動場導生雲系之發展，迨雲系一經降雨即在相對於鋒面位置開始移動，速度常較鋒面為速，此項假定係基於下述事實，即：實測之降雨區平均言係隨一萬英尺之高空風而移動，而一萬英尺層上之高空風速率通常均大於鋒面移動之速率。由於降雨之事實顯示，有一不同於鋒面上升運動場



圖三：1954年六月十七日之降雨型式外圈半徑為290哩。

指示在麻省劍橋西方八十英里之處，亦見有南北向之雨帶，此鋒前之雨帶向東移動並趨消散。至1708GCT，此雨帶已僅存少數之散亂陣雨在劍橋東北面。迄至1800GCT陣雨強度更見減弱，同時在西方之陣雨線却移至地面冷鋒之前。

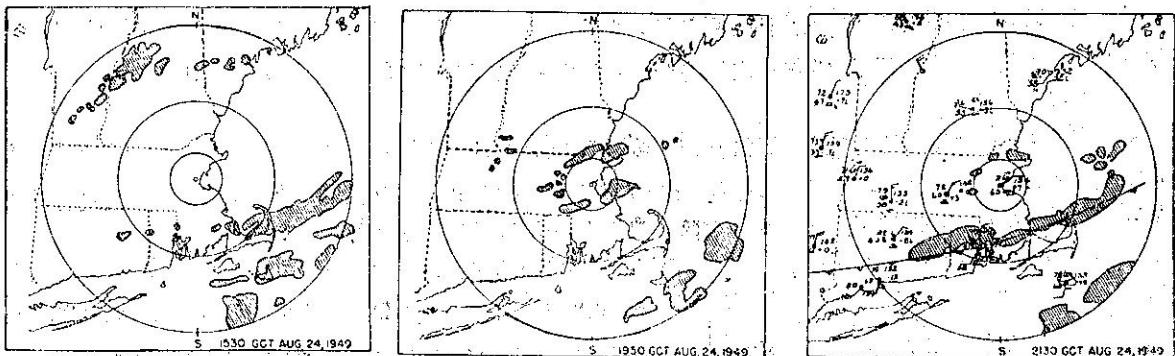
圖三為1954年6月17日1930GCT之地面天氣圖與複製之雷達雨區圖，在劍橋西北之雨帶內



續圖三：1954年6月17日之降雨型式，外圈半徑為200英里

始後造成垂直運動場變化之程序却能作何以降雨型式隨時在變之部份解釋。以上假定在某些部份與 Newton 對鋒前颶線發展所作解釋相似。但此處對鋒前雨帶之研究，一若颶線，未獲成功。

之局部上升運動場存在，此新的垂直運動場能防止鋒面雲系之發展，在此情形下鋒際雨區會轉成鋒前雨區，迨至形成一新的鋒面。最後鋒前雨區在當遠離一般上升運動場之區域後即趨消散，或成散亂之鋒前陣雨。此一論點 Blackmer 亦部份贊同。對於如此複雜之降雨型式，以上之假設實過於簡單，但此一關於降雨開始後造成垂直運動場變化之程序却能作何以降雨型式隨時在變之部份解釋。以上假定在某些部份與 Newton 對鋒前颶線發展所作解釋相似。但此處對鋒前雨帶之研究，一若颶線，未獲成功。



圖四：1949年8月24日雷達所示之降雨型式，外圈半徑為120英里。

以上已指明氣象人員根據通常所用的預報參數並不可能精確的預測出冷鋒降雨之範圍與形式之短時間變化。本處有關此一問題提示了二條應循的研究途徑。即：對降雨程序的基本變化之研究及周密考慮局部性之因子如地面及低層風之應用等。前一程序已由雷達氣象研究小組予以研究，毫無疑義的，雷達為分析局部性問題之最佳工具，局部性因子對天氣變化之重要性亦可藉較平坦地區之資料同樣研究而獲得決定。

最後，本文研究結果證明，即使在短距離短時間內降雨型式之特性亦常不能藉外推法獲得決定。有雷達資料可資應用之氣象臺對此項結論必須予以考慮。

(譯自：AMS, Bulletin, Nov. 1956,

作者：J. M. Austin & R. H. Blackmer,Jr.)