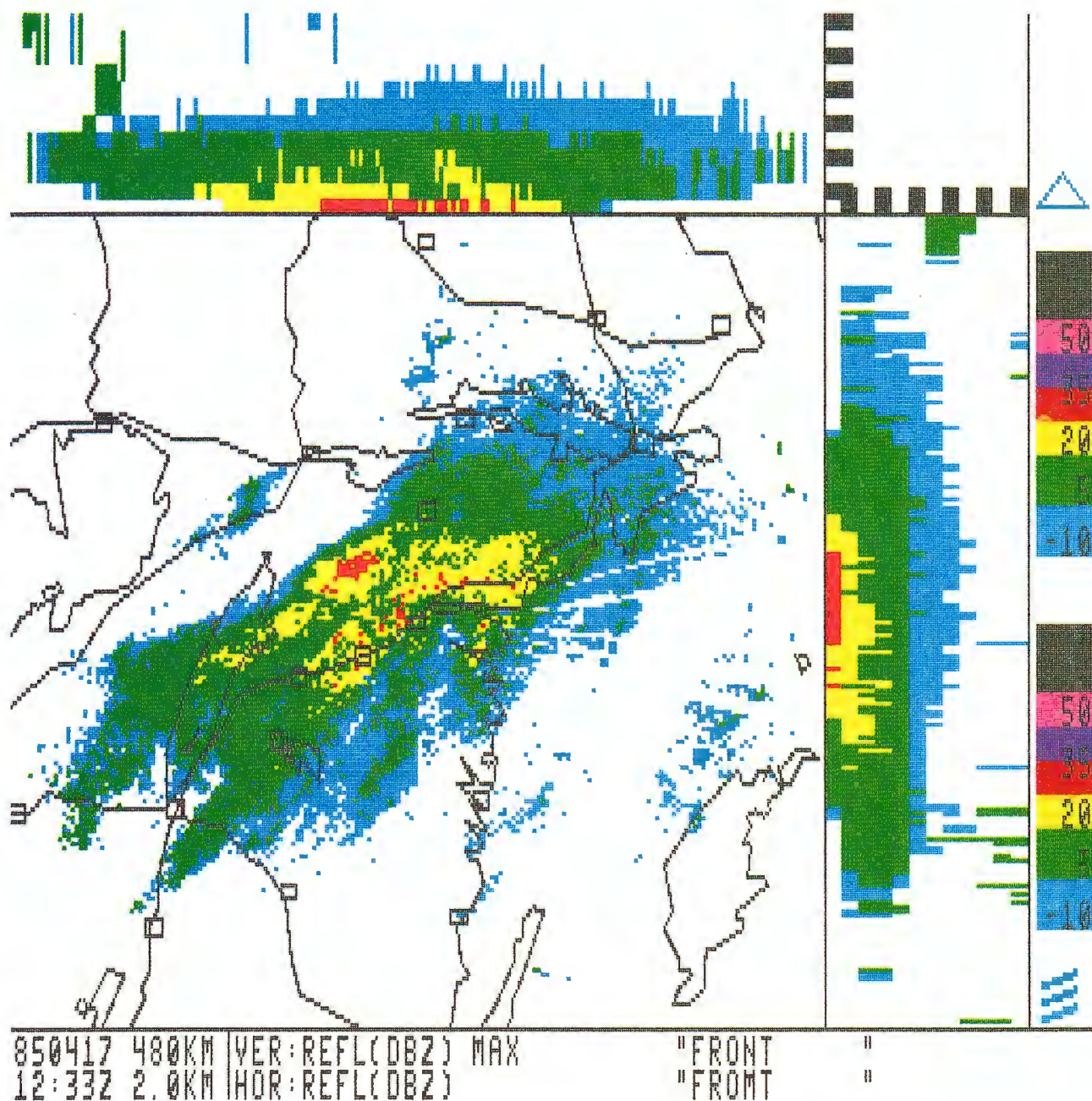




Radarmeteorologi

SVERIGES METEOROLOGISKA OCH
HYDROLOGISKA INSTITUT
601 76 NORRKÖPING
Tel 011 - 15 80 00

Radarmeteorologi

Tage Andersson, Ola Persson och Bengt Lindström

INNEHÅLL

	Sid
DEL I TAGE ANDERSSON	3
1. Hur en pulsradar arbetar	5
2. Antenn, lobar och strålningsrisker	7
3. Radarekvationen	10
4. Meteorologiska radarmål	16
5. Markekon, strålgång, anomala markekon	19
 DEL II BENGT LINDSTRÖM	
Tolkning av radarinformation	27
 DEL III OLA PERSSON	
Survey of meteorological doppler radar principles	43
1. Introduction	45
2. Doppler radar principles	45
3. Use and interpretation of doppler radar information	52
4. References	65
 Appendix	67
Chris Collier	
Radar and satellite mapping of rainfall distribution	67

DEL I

TAGE ANDERSSON

1. HUR EN PULSRADAR ARBETAR

En pulsradar sänder ut korta pulser av elektromagnetiska vågor. Fig 1.1 visar schematiskt hur en radar sänder ut en puls och belyser en del av ett meteorologiskt mål. Vidare visar figuren några relevanta storheter och ger en uppfattning om radarmetodikens möjligheter och begränsningar.

För väderradar är pulsernas varaktighet omkring 1 mikrosekund, motsvarande en geometrisk längd av ca 300 m. Antalet pulser per sekund, pulsrepetitionsfrekvensen (PRF), är av storleksordningen 1000. Vågornas frekvensområden är fixerade och ges av tabell 1.1. De flesta radar arbetar på en våglängd, men det finns dubbelvåglängdsradar.

Tabell 1.1: Frekvensområden för väderradar.

Frekvens GHz	Våglängd Cm	Band
3	10	S
6	5	C
10	3	X

Beteckningarna S, C och X är allmänt vedertagna, och kommer att användas i fortsättningen. De väderradar som på 60-talet anlades i de nordiska länderna arbetar nästan undantagslöst på X-bandet. Nyare radar i Sverige, Norge och Danmark arbetar på C-bandet. Finland har f n bland annat en dubbelvåglängdsradar (X och S), och kommer sannolikt i fortsättningen att använda X-bandet.

Antennen fokuserar strålningen till en smal lob, bredd (eller öppningsvinkel) ca 1° .

Under större delen, ca 99,9% av arbetstiden, sänds inga pulser ut, anläggningen är "tyst" och inställd för att motta strålning som returnerats av "mål". Intressanta mål för oss är nederbördspartiklar och insekter. Nederbörd är ju radarns traditionella arbetsfält. Molndroppar är så små att de ej ger upptäckbara reflexer. Trots detta kan åtskilliga moln ses på radarn, men det är sådana som innehåller partiklar av nederbördsstorlek. Nyare radar kan, förhoppningsvis, under sommaren använda insekter som "spårämne" för att mäta vinden i radarns närhet (kanske ut till 50 km). Eftersom insekter i stort sett passivt följer luften bör också konvektion kunna observeras.

De signaler antennen mottar förstärks, bearbetas och presenteras. På äldre, manuellt styrda radar sker presentationen i realtid, på ett oscilloscope, alltefter antennens rörelse. På nyare radar styrs antennen av en dator, som också insamlar, bearbetar och presenterar resultaten. Presentationen, i form av kartor och vertikalsnitt, kan ske på bildskärm i färg eller på papper. Beräkningsarbetet är omfattande, bl a måste uppgifterna, som ju fås i polära koordinater, transformeras till cartesianska. För att få meteorologiskt användbara resultat utförs huvudsakligen:

- * beräkning av signalstyrka (avståndsnormaliserad) för att få reflektivitet och nederbördsintensitet
- * beräkning av fasförskjutningen från returpuls till returpuls för att få målens radiella hastighet (rörelse från eller mot antennen).

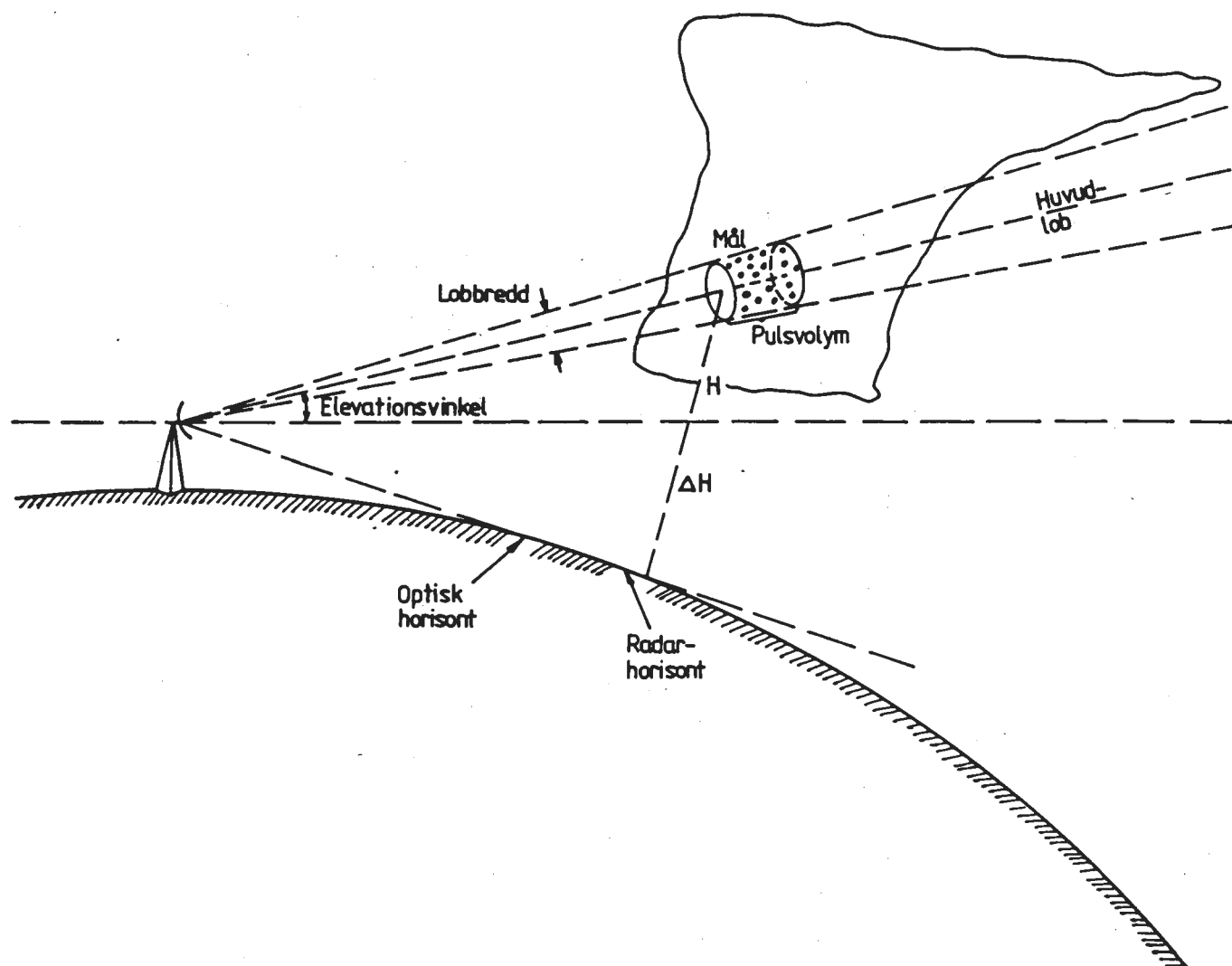


Fig 1.1: Några radarstorheter. Eftersom luftens brytningsindex avtar med höjden böjs horisontella strålar nedåt. Strålning med radarfrekvens böjs mer än synligt ljus. Därför ligger radarhorisonten bortom den optiska.

2. ANTENN, LOBER, STRÅLNINGSRISKER

Antennen fokuserar strålningen till en smal stråle, HUVUDLOBEN, se fig 2.1. Observera att strålning "läcker ut" även i andra riktningar, SIDLOBER. Sådana finns i alla riktningar, men deras effekt är avsevärt mindre än huvudlobens, typiskt mindre än 1/1000 eller 30 dB lägre. Rent praktiskt ger de dock en del komplikationer:

- * Kraftiga mål kan registreras av sidlobber. Radarn lägger dem då på rätt avstånd, men i fel riktning. Därför syns kraftiga markekon även då antennen pekar uppåt, och intensiva Cb kan få orealistiskt höga toppar.
- * Nära radarn kan sidlobberna utgöra en hälsorisk

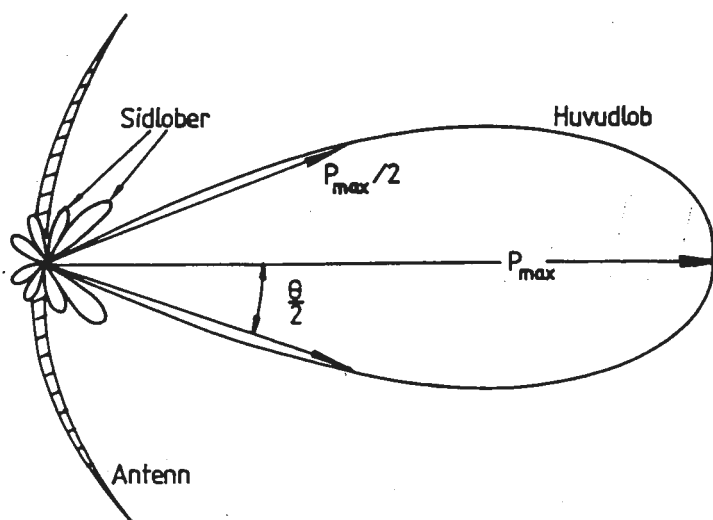


Fig 2.1: Principskiss av strålningsmönstret för en parabolisk antenn. Definition av lobbredden, θ .

Radaranterenner placeras ofta på byggnader, nära arbetsplatser. Riskerna med detta diskuteras ibland. Låt oss därför se vilka effekter man kan få. Vi tar Norrköpingsradarn som exempel. I detta avseende har den följande relevanta data (värsta fallet):

Pulsrepetitionsfrekvens (PRF)	1200 (i dopplermode)
Pulslängd	0.5 usek
Uteffekt	250000 watt
Antenn diameter, D	4.25 m
Direktivitetsfaktor, G	43 dB (ett mått på antennens förmåga att koncentrera strålningen)

I en närzon, ut till drygt 100 m från antennen "formas" loben. Strålningen kan här betraktas som "inlåst" i en cylinder ut från antennen, med antennen som bas, se fig. 2.2

Strålningen utsänds ju i pulser, och som medelvärde på effekten, P_m , fås

$$P_m = \text{uteffekt} \cdot \text{PRF} \cdot \text{pulslängd} = 250000 \cdot 1200 \cdot 0.5 \cdot 10^{-6} = 150 \text{ watt}$$

Närmast antennen, i NÄRZONEN, fördelas denna effekt över en yta lika stor som antennens;

$$(4.25/2)^2 \cdot 3.14 = 14.2 \text{ m}^2, \text{ dvs vi får en } \underline{\text{EFFEKTÄTHET}}$$

$$150/14.2 = 11 \text{ watt/m}^2$$

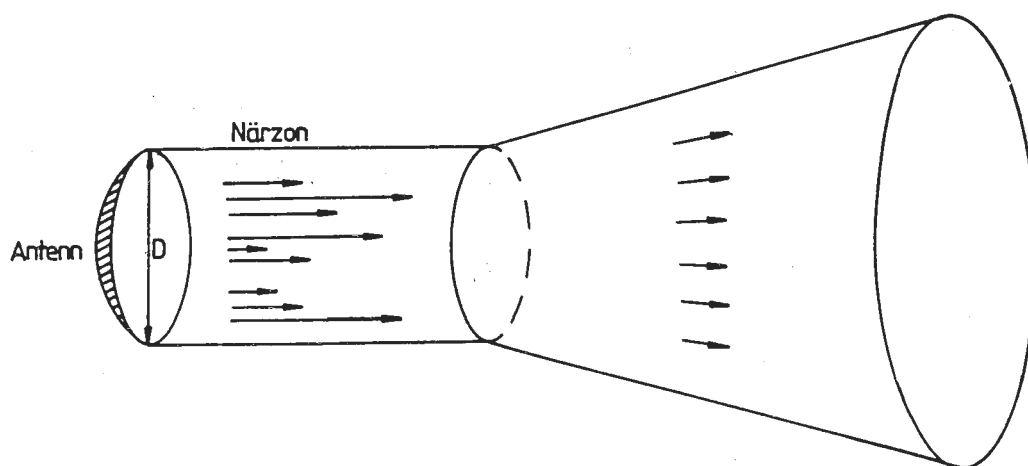


Fig 2.2: Schematisk bild av strålningstäthetens fördelning nära antennen.

P_m = uteffekt, medelvärde över tiden.

G = antennens direktivitet. 43 dB motsvarar $10^{4.3}$

D = antennens diameter

r = avstånd till antennen

I praktiken är effekten ej jämnt fördelad över hela ytan. Maximalt kan man få ca 3 ggr mer, dvs 33 watt/m^2 .

Antennen roterar emellertid. Om loben är 1° bred och antennen roterar med $18^\circ/\text{sek}$, kan man under 1 sek maximalt utsättas för strålning under $1/18$ sek, dvs maximala medeleffekten blir mindre än 2 watt/m^2 .

Detta bör jämföras med tillåtna HYGIENISKA GRÄNSVÄRDEN:

* För en minuts exponering tillåts 60 watt/m^2 .

* För 6 minuter eller mer är motsvarande siffra 10 watt/m^2 .

Om effekten P_m fördelades över hela sfären, skulle på avståndet r effekttätheten bli

$$P_m/4\pi r^2$$

Antennen koncentrerar strålningen till en smal stråle, inom vilken strålningstätheten är G gånger den ovan givna, dvs

$$GP_m/4\pi r^2$$

Utanför närzonen, dvs för Norrköpingsradarn mer än 130 m från antennen, avtar alltså strålningen med kvadraten på avståndet. T ex 300 m från Norrköpingsradarn mottar man 6 watt/m² om man befinner sig i huvudstrålen och antennen står stilla.

Utanför huvudstrålen finns sidlober. Effekten inom dem är avsevärt mindre, och utanför närzonen av storleksordningen 0.001 watt/m². Inom närzonen kan effekterna från sidloberna ej beräknas, eftersom de kan koncentreras genom reflektioner mot omgivningen. Man är hänvisad till att kartlägga strålningen genom direkta mätningar.

Eftersom de kraftigaste sidloberna är mer än 20 dB lägre (mer än 100 ggr svagare) än huvudloben, fordras mycket ogynnsamma förhållanden för att sidlobernas strålning skall nå ens i närheten av de tillåtna värdena. De direkta mätningar som utförts kring väderadar i Sverige har gett värden avsevärt under de tillåtna.

Dessa strålningssuppgifter avser Norrköpingsradarn, som har ovanligt stor antenn. Detta leder till att strålningen i närzonen inom huvudloben blir relativt låg (effekten fördelas på en stor yta) samt att närzonen når relativt långt ut från antennen. Ca 5 gånger högre effekt inom närzonen och en närzon som är 5 gånger kortare kan betraktas som typiskt för väderadar. Även då är, för en roterande antenn, t o m inom huvudloben i närzonen, effekttätheten lägre än den tillåtna.

3. RADAREKVATIONEN

Den meteorologiska radarekvationen avser reflexer från partiklar som är mycket mindre än våglängden. Partiklarna (målen) antas förekomma likformigt inom hela pulsens volym.

Ekvationen innehåller ett stort antal faktorer. De meteorologiskt mest betydelsefulla framgår om den skrivs så här:

$$Pr = \frac{C \cdot |K|^2 \cdot Z \cdot 10^{-0.2 \int k dr}}{r^2}$$

Pr = returstrålningens effekt, medelvärde över flera pulser

C = en apparatkonstant

$|K|^2 = 0.93$ för flytande vatten, 0.20 för is

r = avstånd antenn-mål

k = dämpningskoefficienten

Z = reflektivitetsfaktorn (se nedan)

$10^{-0.2 \int k dr}$ ger den dämpning som orsakas av atmosfärens gaser och hydrometeorer.

Bland de förenklade antagande som ger denna form av radarekvationen märks att målet både fyller hela pulsvolymin och är likformigt fördelat inom den. För tunna nederbördsgivande moln på större avstånd ofta ej detta villkor uppfyllt, jfr fig 5.1. Om t ex snö faller ur ett moln med översida 2000 m passerar redan på 100 km avstånd lobens övre delar över molnet t o m för en radar med så smal lob som Norrköpingsradarn. Vidare är dropparnas storlek och spektrum höjdberoende. Vid torr atmosfär kan avdunstning ske under pulsen. Alternativt kan dropparna växa i moln under den.

Ekvationen brukar uttryckas i decibel, dB, med 0.001 watt som referens. För att nå denna form, multiplicera med 1000, logaritmera och multiplicera med 10.

$$Pr(dB) = 10 \cdot \log(1000 \cdot Pr) =$$

$$= C_1 + 10 \cdot \log |K|^2 + 10 \cdot \log Z - 20 \cdot \log r - 2 \int k dr$$

Vi skriver $10 \cdot \log Z \Rightarrow dBz$ dvs uttrycker även Z i decibel

$$Pr(dB) = C_1 + 10 \cdot \log |K|^2 + dBz - 20 \cdot \log r - 2 \int k dr$$

Radar	Vätska/Is	Reflektiv-	Avstånds-	Atmosf.
		faktor	dämpn.	dämpn.

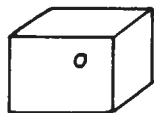
Vi skall kortfattat diskutera de tre sista termerna.

Definitionsmässigt är $Z = \frac{\Sigma D^6}{\text{Enhetsvol.}}$

D = droppdiametern, mm

Z brukar ges i mm^6/m^3

Antag att på 1 m^3 finns en droppe med diametern 1 mm



$$Z = 1^6 = 1$$

$$\text{dBz} = 10 \cdot \log 1 = 0$$

Om samma vattenvolym fördelas på 1000 droppar med diametern 0.1 mm blir

$$Z = 1000 \cdot (0.1)^6 = 0.001$$

$$\text{dBz} = 10 \cdot \log 0.001 = -30$$

Dropparnas storlek är alltså av vital betydelse för reflektivitetsfaktorn.

AVSTÄNDSDÄMPNINGEN, $20 \cdot \log r$

För att illustrera avståndsberoendet, antag att vi har samma mål på 10 resp 100 km avstånd. Dämpningen blir:

* på avståndet 10 km $20 \cdot \log 10 = 20 \text{ dB}$
 * " " 100 km $20 \cdot \log 100 = 40 \text{ dB}$

dvs på avståndet 100 km blir retursignalen 20 dB svagare.

På väderradar finns STC (Sensitivity Time Control) för att korrigera för avståndsdämpningen. Signalstyrkan normaliseras då till ett avstånd, vanligen omkring 100 km. Signalerna från mål närmare än detta avstånd subtraheras då med

$$20 \cdot \log(r_0/r)$$

där r_0 = normaliseringsavståndet

r = aktuellt avstånd

Är t ex normaliseringsavståndet 100 km subtraheras från mål på 10 km 20 dB. Mål bortom normaliseringsavståndet korrigeras ej.

För mål som ej fyller hela pulsvolymin, t ex flygplan, terräng, är avståndsdämpningen betydligt större. För punktmål som flygplan och master är den $40 \cdot \log(r_0/r)$. Avståndskorrekturen för signaler från flygplan och terräng blir därför för liten, och sådana mål avbildas för kraftiga. Detta saknar dock praktisk betydelse. På moderna radar bildas medelvärde över flera pulser, och ett punktmål som ett flygplan upptar ju endast en del av en puls och dämpas därför. Markkon framträder naturligtvis, men det problemet måste behandlas med speciella metoder.

Grundläggande för radarmeteorologin är emellertid att den förhållandevis svaga avståndsdämpningen för nederbörd medför att den kan observeras på stora avstånd. Detta trots att den ger relativt svaga signaler.

DÄMPNING AV ATMOSFÄREN, $2fk \cdot dr$

Den dämpning som orsakas av atmosfärens gaser, moln och nederbörd är betydligt mer komplicerad än avståndsdämpningen. Bl a är den starkt våglängdsberoende.

De olika dämpningskomponenternas storleksordning framgår av tabell 3.1.

Tabell 3.1. Ungefärlig atmosfärisk dämpning, dB/100 km

BAND	GASER		MOLN		NEDERBÖRD	
	Syre. H_2O		Vatten	Is	Regn	Snö+
X	0.8	$0.08 \cdot W$	$9 \cdot M$	$0.3 \cdot M$	$1.8 \cdot R$	$0.4 \cdot R$
C	0.8	$0.003 \cdot W$	$3 \cdot M$	$0.1 \cdot M$	$0.33 \cdot R$	$0.1 \cdot R$
S	0.8	$0.008 \cdot W$	$0.9 \cdot M$	$0.08 \cdot M$	$0.09 \cdot R$	$0.03 \cdot R$

W = gram vattenånga/ m^3

M = gram vatten eller is/ m^3

R = nederbördsintensitet, mm/timme

+ avser torr snö. Betydligt större värden för våt.

Syredämpningen är ungefär samma för alla våglängder. Eljest avtar dämpningen markant med våglängden. Gasdämpningen blir för C- och S-banden, med realistiska värden på vattenångan, ca 1 dB/100 km, alltså 1 dB dämpning för mål på 50 km avstånd (avstånd tur-retur 100km). Denna korrektion är möjlig att genomföra.

Med realistiska värden på vatteninnehållet kan moln, speciellt i X-bandet, ge större dämpning än gaserna. Korrektion är emellertid ej praktiskt genomförbar, eftersom molnutbredningen ej är tillräckligt känd. Radarn kan ej upptäcka moln bestående av enbart molndroppar.

Nederbördsdämpningen är avsevärt större än övriga, och ger mest problem. Ett 50 km brett regnområde med intensiteten 10 mm/timme ger t ex följande dämpning:

+ X-bandet	18 dB
+ C- "	3.3 dB
+ S- "	0.9 dB

Dämpningen för S-bandet är så liten att den kan försummas eller enkelt korrigeras.

C-bandets dämpning kan och bör korrigeras.

X-bandets dämpning är så stor att den borde korrigeras. Det är

emellertid ej möjligt att utföra meningsfull korrektion. Försök har gett större fel än okorrigerade värden.

Detta är orsaken till att man alltmer överger X-bandet för längre våglängder. Fördelaktigast i detta avseende är S-bandet, och där intensiv nederbörd är vanlig söker man använda det. Ekonomiskt är emellertid 10-cm-radarn ogynnsam, eftersom den bl a kräver dubbelt så stor antenn som 5-cm-radarn. C-bands (5 cm) radarn kan ses som en kompromiss mellan en billig men dämpningsbehäftad X-bandsradar och en dämpningsfri men dyr S-bandsradar.

Observera att dämpningen för torr snö är avsevärt mindre än för regn. Att radar ofta har begränsad räckvidd för snö kan alltså ej alltid tillskrivas dämpningen, men väl ofta att snön faller ur så låga moln att loben (helt eller delvis) passerar över dem. För vät snö däremot är dämpningen större än för regn.

Fig. 3.1 ger exempel på mål som kan avbildas av en väderradar.

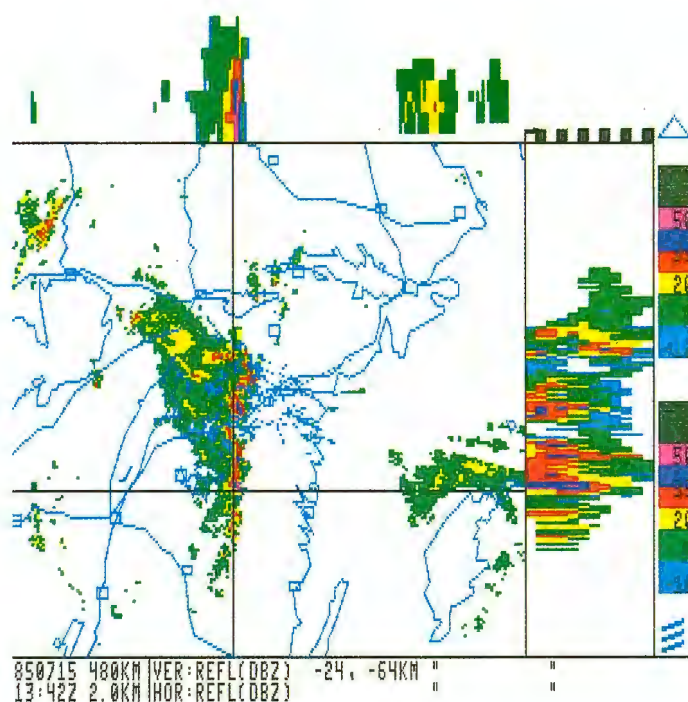
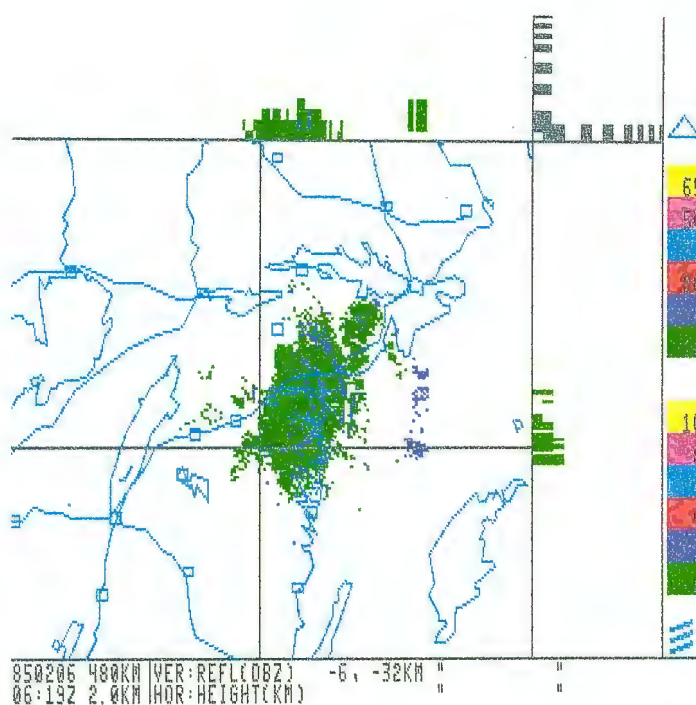
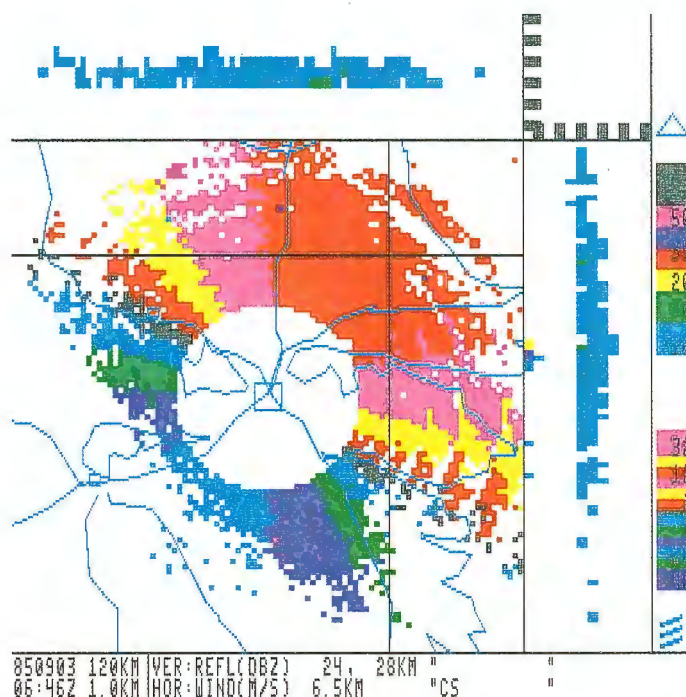


Fig 3.1 Väderradarbilder av olika fenomen

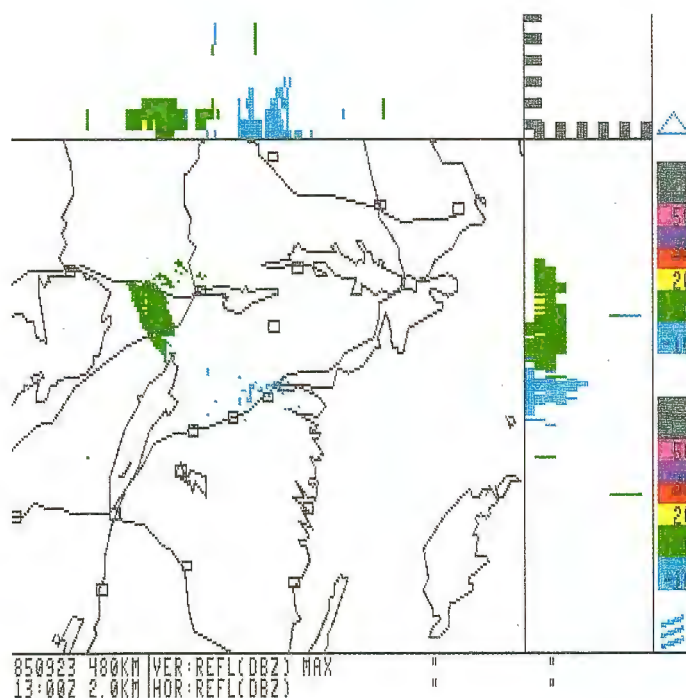
- a) Squall line med kraftigt Cumulonimbus och höga molntoppar syns till stora avstånd



- b) Snöfall fås ofta ur moln som endast når ett par km upp. Radarns räckvidd blir då begränsad



- c) Cirrostratus innehåller ofta stora iskristaller och syns på radarn. Kartan är en CAPPI (Constant Altitude PPI) för 6.5 km och ger radialvind. Snitten, genom de svarta linjerna, ger reflektivitet



- d) För att störa radar kan militärflyg fälla tunna metallremsor. De ger radar-eko som på bilden och kan vara svåra att skilja från skurar

4. METEOROLOGISKA RADARMÅL

I radarekvationen, se kap 3, beskriver Z hur effektivt målen reflekterar strålningen.

$$Z = \sum D^6 \quad \text{där } D \text{ är droppdiametern och summationen utförs över en enhetsvolym.}$$

Om droppfördelningen är känd kan samband mellan Z och storheter som vatteninnehåll och regnintensitet beräknas.

För regn finns en nästan klassisk droppfördelning, Marshall--Palmers. Den ger

$$Z = 200 \cdot R^{1.6} = 30000 \cdot M^{1.9}$$

R = regnintensitet, mm/timme

M = vatteninnehåll, gram/m³

För moln används ofta följande relation

$$Z = 0.048 \cdot M^2$$

Regn ger alltså enormt mycket kraftigare eko än moln. Skriver vi om relationerna i dBz fås

$$\text{* för regn} \quad \text{dBz} = 45 + 19 \cdot \log M$$

$$\text{* för moln} \quad \text{dBz} = -13 + 20 \cdot \log M$$

dvs i regnform ger en given vattenmängd ca 60 dB kraftigare eko än i molnform, jfr fig 4.1. De moln som observeras på radar innehåller NEDERBÖRDSPARTIKLAR.

I praktiken varierar droppfördelningen, och åtskilliga understudier har genomförts för att bestämma optimala Z-R-relationer. Några för oss intressanta finns i tabell 4.1 och fig 4.2.

Tabell 4.1: Värderna på A och B i $Z = A \cdot R^B$

Regntyp	A	B	Källa
Duggregn	100	1.5	Joss, Schweiz
Ihållande regn	240	1.7	Puhakka, Finland
Ihållande regn med skurar	283	1.6	" "
Isolerade skurar	330	1.8	" "

Tabellens värden är klimatologiska. I enskilda fall förekommer stora avvikelser.

Publicerade uppgifter visar en tendens för A att växa med

nederbördens intensitet. Det är svårare att finna någon tendens för B. Detta är rimligt om varje regntyp har ett relativt begränsat intensitetsintervall.

SNÖ erbjuder speciella problem. Dels kan flingor vara stora i förhållande till våglängden, varvid D^6 -relationen ej gäller, dels kan de vara torra eller våta, vilket påverkar faktorn $|K|^2$ i radarekvationen. $|K|^2$ är 0.9 för flytande vatten, 0.2 för is. Följande värden är typiska för dem som finns i litteraturen

* torr snö (små flingor) $Z = 540 \cdot R^2$

* snö (stora flingor) $Z = 2000 \cdot R^2$

Vid jämförelse med regnrelationerna måste observeras att radarn ej mäter Z utan $(|K|^2 \cdot Z)$. Skillnaden mellan

$(|K|^2 \cdot Z)$ --R-relationerna för regn och torr snö är alltså mindre än skillnaden mellan Z--R-relationerna. För våt snö

blir det mera komplicerat. Då är det oklart vilket $|K|^2$ som skall tillämpas.

HAGEL karakteriseras av högt Z och komplicerade Z--R-samband.

INSEKTER och SKARPA VARIATIONER I BRYTNINGSINDEX räknas också till meteorologiska mål. Bägge ger svaga eko, som länge var oförklarade och därför kallades änglar. Eko från variationer i brytningsindex är så svaga att de endast i undantagsfall kan observeras ens på känsliga väderradar, som Norrköpingsradarn i dopplermått. Däremot kan sannolikt insekter sommartid ge eko på den, åtminstone nära antennen.

En insekt av ca 1 cm längd har en målyta omkring 0.1 cm^2 (varierar mycket med art och attityd). I en koncentration av 1

insekt/1000 m^3 bör de ge en reflektivitetsfaktor omkring 10 dBz, vilket är tillräckligt för avbildning på radarn.

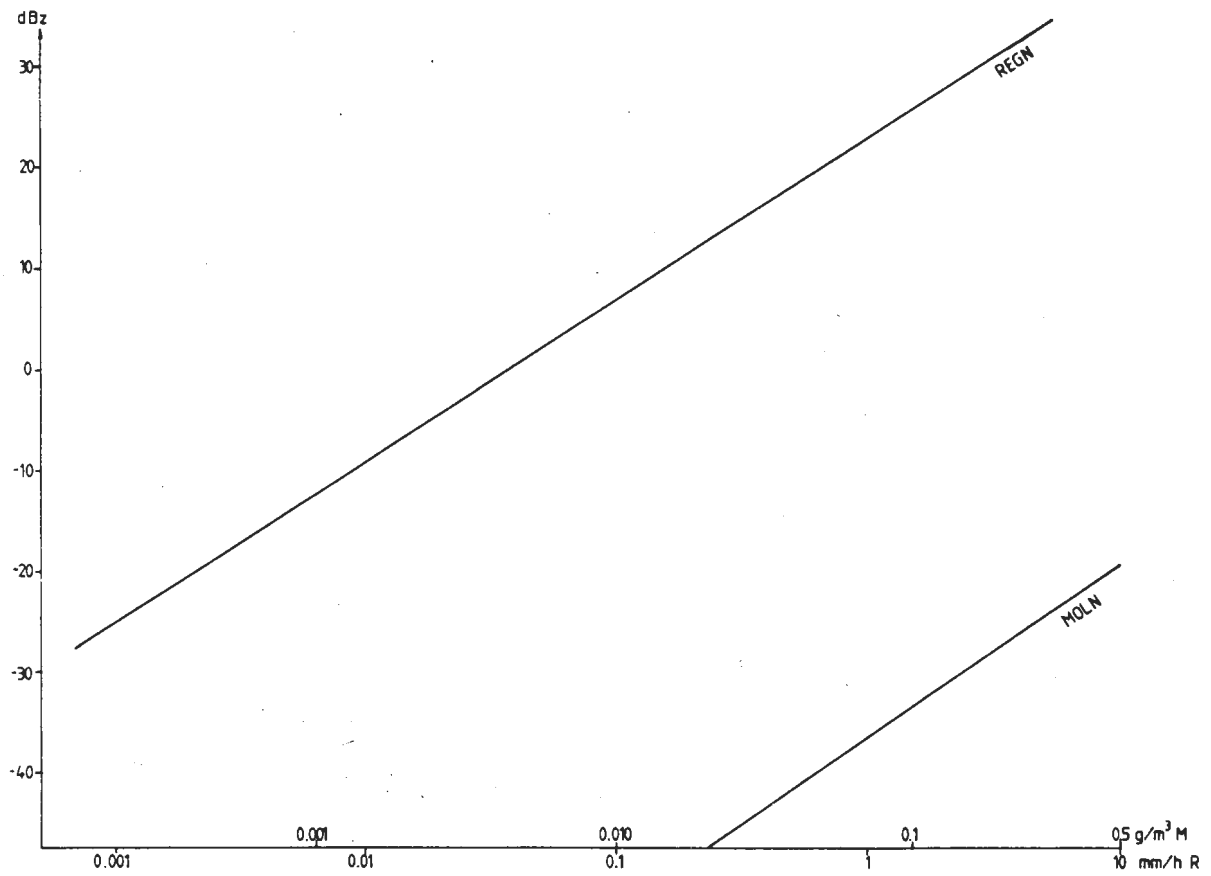


Fig 4.1: Reflektivitetsfaktor för molndroppar och regn.

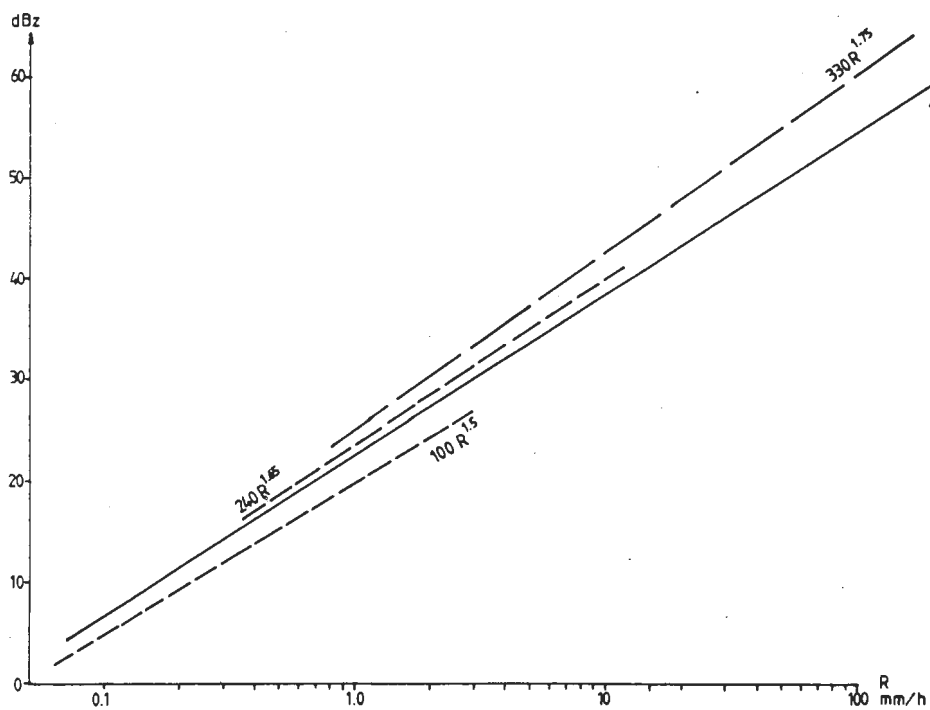


Fig 4:2. Några samband mellan Z och R.

5. MARKEKON, STRÄLGÅNG, ANOMALA MARKEKON

MARKEKON OCH SKUGGNING

Närmast antennen fås alltid ekon från terräng, byggnader mm, MARKEKON. En högt placerad antenn ger mer markekon än en lågt placerad. Detta kan tyckas paradoxalt, eftersom huvudloben från en högre antenn passerar över fler hinder. Förklaringen är att strålningsenergi finns utanför (den relativt godtyckligt definierade) huvudloben, jfr fig 2.1. Extremt mycket markekon fås om radarn placeras på en fjälltopp, eftersom då även de undre sidoloberna ger markekon. Minst markekon skulle en antenn i jämnhöjd med jordytan ge, eftersom strålningens undre delar då skulle blockeras av hinder nära antennen. I praktiken finns dock alltid hinder ovanför jordytan, och en sådan radar skulle alltså få stora blinda sektorer, med ineffektiv övervakning som följd.

Markekona är koncentrerade runt antennen, ut till något eller några tiotals kilometer. De flesta flygplatser med väderradar har antennen på flygplatsen eller i dess omedelbara närhet, vilket försvårar eller t o m kan omöjliggöra väderövervakningen av själva flygplatsen och dess närzon. Innan beslut om placering av en radarantenn fattas bör man därför kartlägga hinder och väntade markekon.

Placering av antennen

Radarns lob är ca 1 grad bred. En primär uppgift är att avbilda nederbörd och vind nära marken. Därför används liten elevationsvinkel för antennen, ca halva lobens bredd. Därmed blir radarn starkt beroende av horisonten. Hinder som når över 1 grads elevationsvinkel släcker strålen. Ex i figur 5.1.

Även lägre hinder påverkar bilden. De kan vara förrädiska eftersom de dämpar ekon utan att direkt synas på bilden.

Antag att det finns en ås som når 0.5 grader över horisonten och en radar med 1 grads lob som arbetar på elevationsvinkeln 0.5 grad. Halva strålningsenergin, 3 dB, absorberas av åsen, och ekon blir 3 dB för svaga. Detta är omöjligt att direkt se på bilden. Men beräknar man nederbördsintensitet blir denna ca 40% för låg enbart på grund av skuggningen. Härtill kommer att nederbörden i lägre skikt skuggas; i extremfall med nederbörd från låga moln kan den skuggade loben passera över den.

Den ideala placeringen av en radarantenn kan då förefalla vara toppen av en hög kulle eller en bergstopp. Då får man fri horisont och lång räckvidd, kanske t o m kan arbeta med negativ antennellevation utan att huvudloben träffar marken. Så enkelt är det dock inte. I verkligheten har loben nämligen inte den skarpa gräns som antyds av definitionen. Även någon grad utanför lobbredden finns icke försumbar strålning.

Längre utanför huvudloben finns också sidlobar. De har avsevärt lägre effekt än huvudloben (den närmaste några få grader från huvudloben 20-25 dB lägre) men är dock så kraftiga att de ger markekon. Ett kraftigt markeko ger ca 60 dB. I sidloben ger då ett sådant eko 60 dB-sidlobens dB, dvs för den

närmaste sidloben ca 40 dB, motsvarande ekot från ett kraftigt Cumulonimbus. En antenn på en bergstopp ger därför extremt mycket markekon.

Den ideala placeringen är dock fortfarande en bergstopp men med ett villkor. Antennen skall vara omgiven av 'randberg' (på något hundratal meters avstånd) som just når upp till horisonten, men ej över den. Då tar 'randbergen' hand om sidloberna, och bilden blir fri från markekon.

Dämpning av markekon

Den ideala placeringen av antennen kan sällan eller aldrig uppnås. Man kunde tänka sig att eliminera markekona genom att subtrahera dem från ekobilden. Detta är dock ej praktiskt möjligt, eftersom även de 'permanenta' eller 'fasta' markekona fluktuerar i såväl styrka som utbredning, beroende på att utbredningsförhållandena, antennens elevation o s v alltid varierar något. För att dämpa markekona finns två huvudprinciper:

1. Identifiera områden med markekon och ersätta dem med ekon som saknar markstörningar. I allmänhet tas då ekon från högre nivåer. Av tidigare angivna skäl skulle eliminering kräva att ett stort område kring antennen ersätts med information från (mycket) höga nivåer, och man frånhänder sig då mycken information
2. Utnyttja någon skillnad i signalen mellan ekon från nederbörd och mark. I en dopplerradar t ex har marken radialhastigheten 0, medan nederbörd rör sig. Då kan man använda sig av detta för att dämpa eller rentav eliminera markekona. (Inte så enkelt som det kanske låter, medför alltid komplikationer, men möjligt).

Den första metoden är den mest använda. Norrköpingsradarn t ex arbetar med s k pseudo-CAPPI, dvs man har en lägsta nivå som avbildas så långt ut som möjligt och följer därefter lägsta strålen. Området närmast radarn avbildas då av strålar med hög elevationsvinkel och huvudloben ger då få markekon. För denna radar ger trots detta CAPPI-nivån 500 m åtskilliga markekon, varav en del når över 40 dBz. De ges såväl av den strålning som finns just utanför huvudloben som av sidloberna. Dessa permanenta ekon kan avlägsnas genom att ekot från en högre 'obesmittad' nivå ersätter 500 m - ekot.

Denna metod fungerar praktiskt endast för de permanenta markekona dvs de terrängformationer nära radarn (upp till 30 km avstånd) som alltid framträder och i praktiken blir markekona ej alltid eliminerade. Men de blir i regel svaga, omkring 0 dbz, och stör ej nämnvärt bilden. S k anomala markekon, som fås då strålens krökningsradie är mindre än jordytans, dämpas ej av denna metod.

För skuggade sektorer kan också denna princip tillämpas. Man tar då ekot från den lägsta elevation som går fri från hindret. Då uppstår emellertid två bieffekter:

- * Om ett eko finns under denna stråle fås ändå inga ekon på bilden.

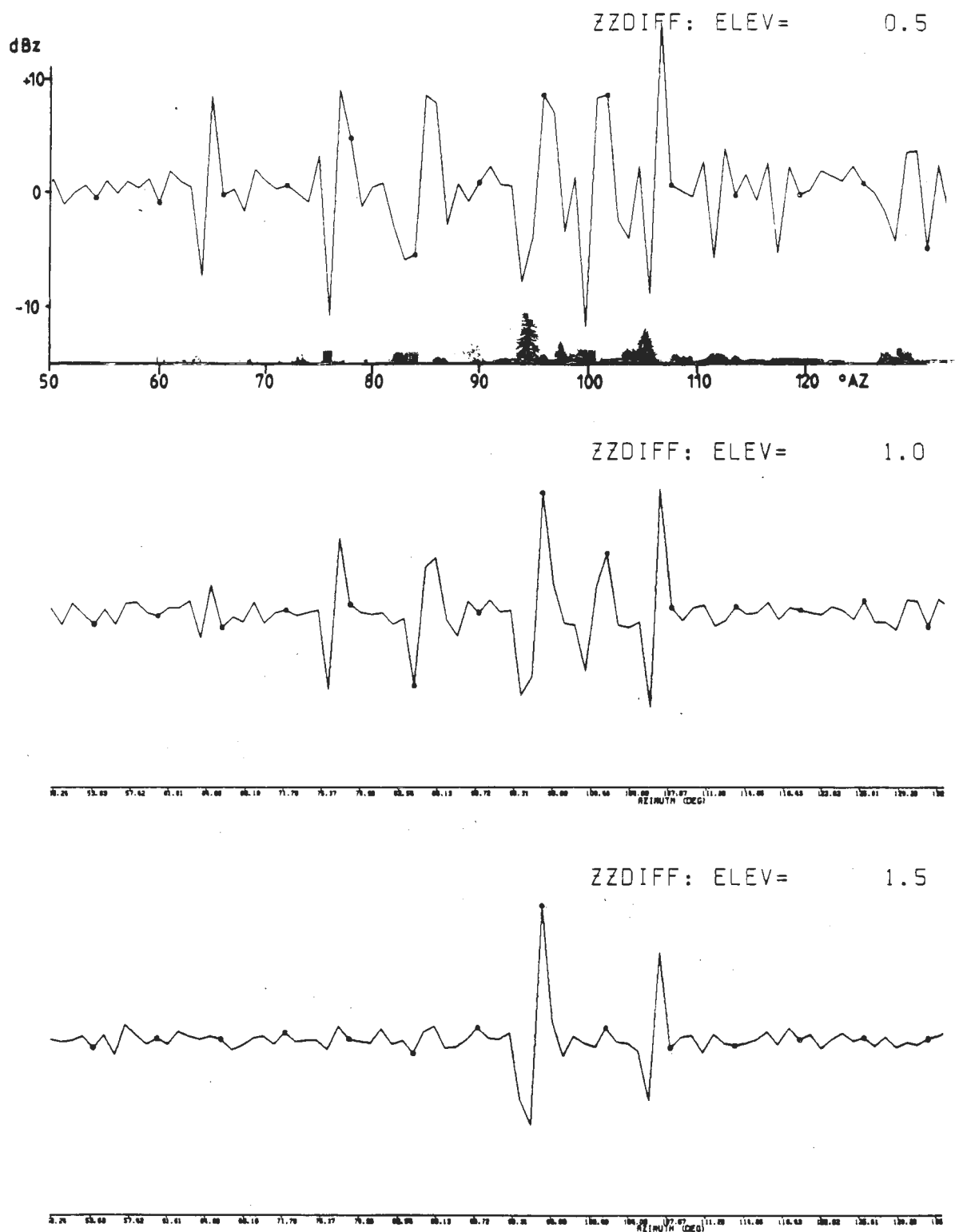
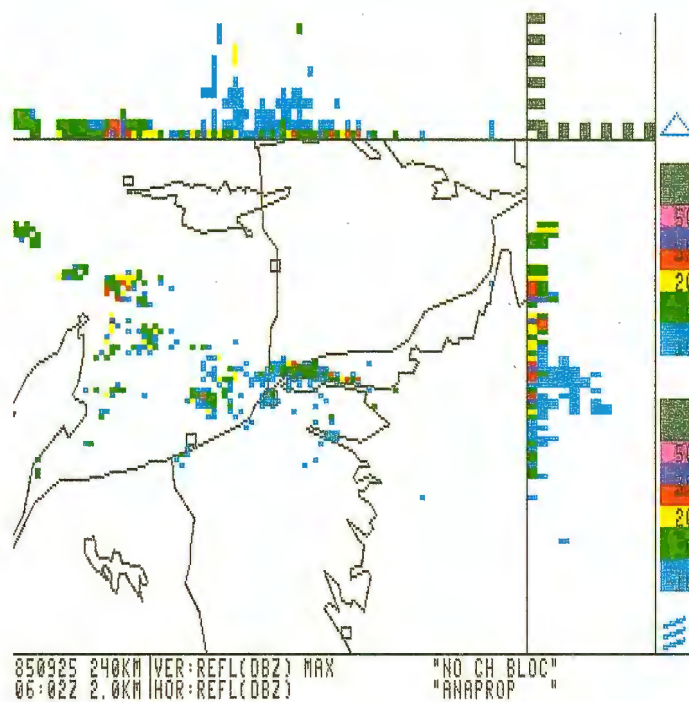
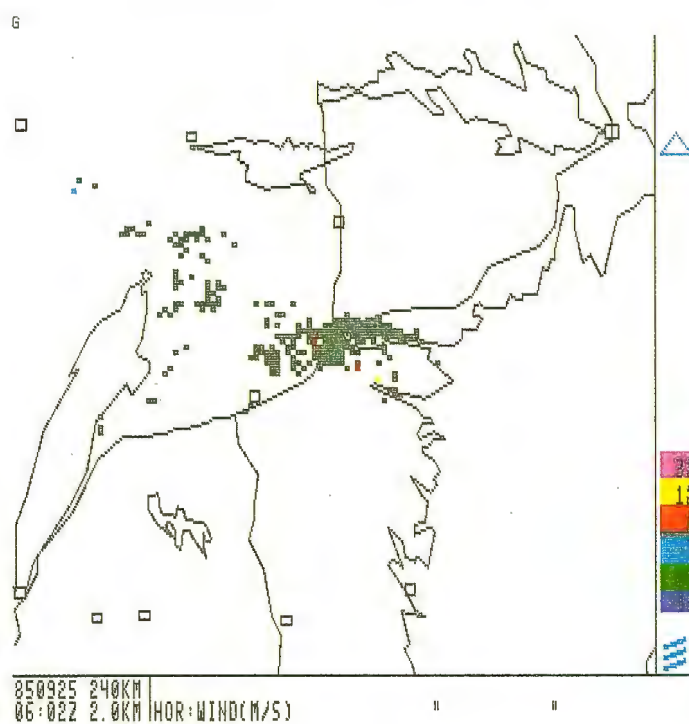


Fig 5.1 Närbelägna hinders skuggningseffekter
 ZZZDIFF är medelvärdet av dBz för azimut (i) - dBz
 för azimut (i-1).
 ZZZDIFF ger för 3 antennekvationer 0.5, 1.0 och
 1.5°. Vid 1.5° går strålen fri från alla hinder
 utom de två granarna.



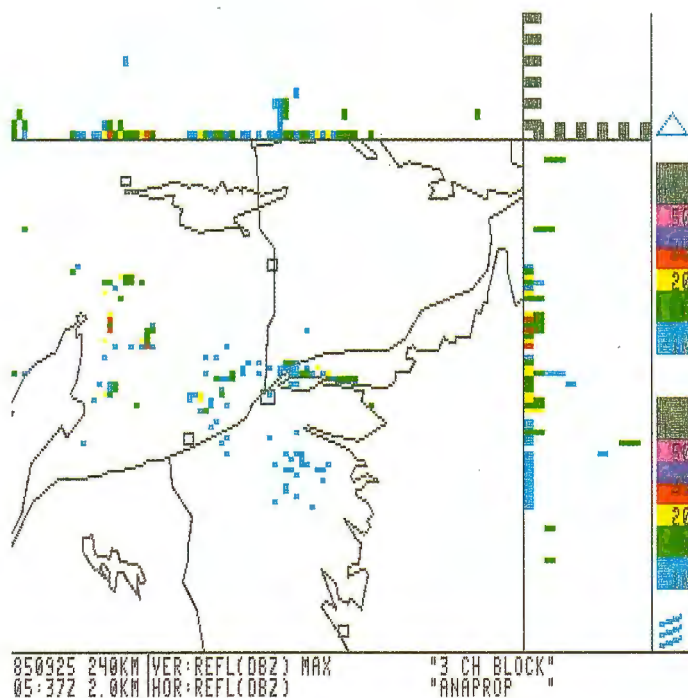
a)



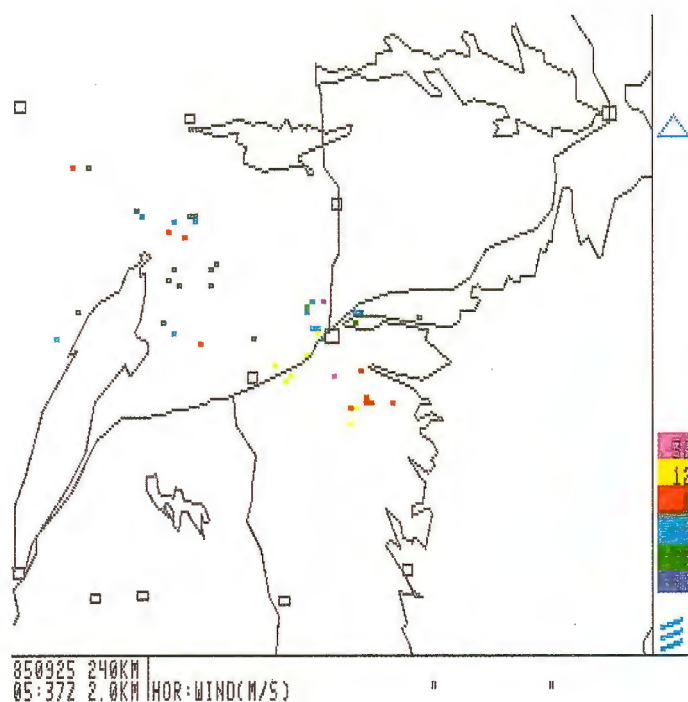
b)

Fig 5.2 Dämpning av markekon

Översta bilden (a) visar markekonas (såväl fasta som anomala) reflektivitet. Deras hastighet är (givetvis) noll, se bild (b)



c)



d)

Bilden (c) visar att om hastighetskanalerna omkring 0 m/s blockeras, dämpas markekona med ca 20 dBz. Detta är dock inte tillräckligt för att eliminera dem, eftersom de kan nå upp till ca 60 dBz. I hastighetsbilden (d) elimineras de då nästan helt. Genom att ytterligare analysera dopplersignalen, t ex hastighetspektrums bredd, kan ännu effektivare dämpning av markekon nås.

- * Om ekon ej finns i lägsta skikt men högre upp (molnekon) kan de avbildas som ekon i lägsta nivå, vilket försvårar såväl tolkning av bilden som bestämning av ekonas hastighet.

Med den andra gruppens metoder dämpas även anomala markekon. Norrköpingsradarn utnyttjar t ex dopplereffekten för att dämpa markekon. I princip sker detta genom att ta bort ekon med radialhastigheten omkring 0 m/s, dvs man blockerar något eller några av de 'hastighetsfack' som ekona sorteras in i. Hur denna metod fungerar visar fig 5.2. Man får ej utsläckning av alla markekon, men de dämpas med ca 20 dBz. För att släcka markekona måste ytterligare egenskaper hos den utnyttjas, såsom deras hastighetsspektrums bredd och 'signal/noise ratio'.

STRÅLGÅNG, ANOMALA MARKEKON

Atmosfärens brytningsindex avtar med höjden. Därför kommer horisontellt utsända strålar att böjas nedåt. I regel dock ej så kraftigt som jordytan. I standardatmosfären (lägsta skikt) blir deras krökningsradie ca 4 ggr jordytans. (Motsvarande krökningsradie för synligt ljus är ca 6 ggr jordradien). Strålgången i standardatmosfären illustreras av fig 5.3.

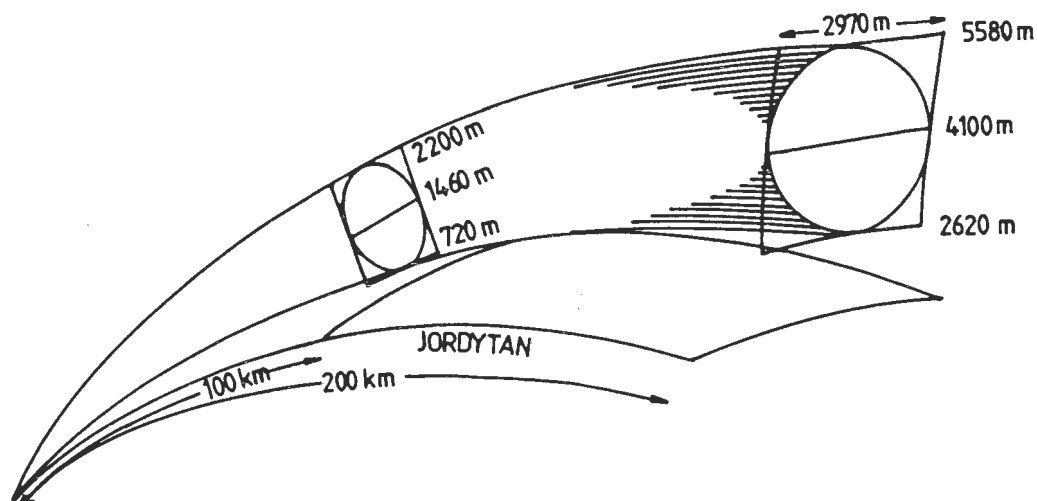


Fig 5.3: Täckning för en 0.85° -stråle med elevationsvinkeln 0.5° .

Om krökningsradien avsevärt avviker från normalvärdet sägs ANOMAL utbredning råda, se fig 5.4. Man särskiljer

- * SUBREFRAKTION, krökningsradien mycket större än normalvärdet
- * SUPERREFRAKTION, " " mindre " "

Speciellt intressant är superrefraktion. Denna inträffar då brytningsindex avtar kraftigt med höjden. Villkor är att temperaturen tilltar och/eller ångtrycket avtar med höjden. Extremfallet är s k LEDSKIKT, vilket kan utgöras av en mycket låg subsidensinversion. Delar av strålningen kan då "stängas in" mellan marken och ledskiktet, varvid markekon kan synas på 100-tals kilometers avstånd, s k ANOMALA MARKEKON. Sådana ekon

uppträder även med antennen ovanför ledskiktet.

De viktigaste meteorologiska situationer som ger anomala markekon är

- * advektion av varm, torr luft över kallt hav. Vanlig över Östersjön, Bottenhavet och Bottenviken under vår och försommar. En radar vid kusten kan då ofta se motsatta kusten.
- * strålningsinversioner under natten och vintertid över snötäckta ytor.
- * kallluftdomer efter skurar. Skurekon kan då efterträdas av markekon.

En komplikation vid ledskiktsutbredning är att ekon bortom radarns maximala räckvidd kan registreras. Sådana ekon härrör ej från senaste pulsen utan från tidigare. Radarn antar emellertid att alla ekon kommer från senaste pulsen. Ekon från tidigare pulser kommer då att avbildas i rätt riktning, men på fel avstånd.

Radarns maximala räckvidd är

$$r_{\max} = c / (2 \cdot \text{PRF})$$

c = ljushastigheten (300000 km/sek)

PRF = pulsrepetitionsfrekvensen, dvs antalet pulser per sekund. $1/(\text{PRF})$ är alltså tiden mellan pulserna.

Ett eko från näst senaste pulsen på avstånd $r > r_{\max}$ kommer att avbildas på avståndet $(r - r_{\max})$ och synas om detta avstånd täcks av bildskärmen.

Ex: PRF = 1200/sek

$$r_{\max} = 300000 / (2 \cdot 1200) = 125 \text{ km}$$

Ett anomalit markeko på 200 km kommer att avbildas på $(200 - 125) = 75$ km avstånd. - I extremfall kan också ekon från näst--näst senaste puls osv registreras.

Pulsrepetitionsfrekvensen för väderradar brukar väljas så låg, PRF omkring 300, att maximala räckvidden blir så stor att problemet ej uppträder. Undantag är dopplerradar, där högre pulsrepetitionsfrekvens måste väljas.

Den enklaste tekniken för att eliminera markekon är s k 'blankning'. Man släcker då ekon i de områden som är nedfläckade av markekon. En möjlig förfining är att där ta in ekon från högre nivåer. Detta förutsätter datorstyrd radar med volymavsökning. Nackdelen med metoden är att markekons utsträckning varierar. I praktiken får man alltså arbeta med flera s k 'clutter maps', och trots detta kan man ej gardera sig för anomala markekon.

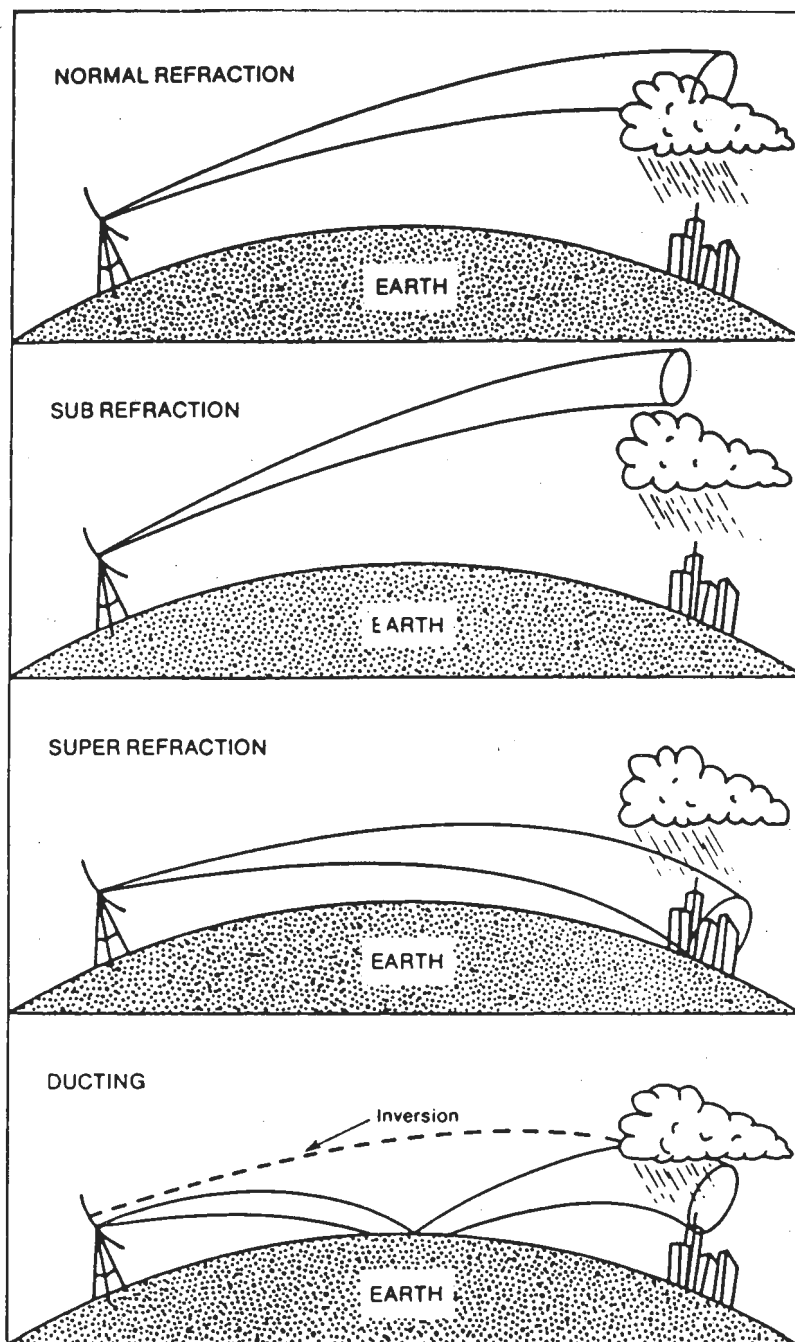


Fig 5.4 Utbredningstyper. På bildskärmen syns ej skillnad mellan sub- och normalrefraktion. Superrefraktion och ducting (ledskiktsutbredning) yttrar sig så att markekon syns på onormalt stora avstånd. Det gäller att ej förväxla dem med nederbördsekon.

DEL II

BENGT LINDSTRÖM

TOLKNING AV RADARINFORMATION

Inledning

För närvarande pågår på många håll i världen en förnyelse eller nyinköp av väderradaranläggningar. Det gemensamma för dessa anläggningar är att radarbilderna databehandlas och presenteras på en färgdisplayer med möjlighet att lagra radarinformationen. Borta är de mörka radarrummen med de roterande PPI-bilderna.

Beroende på olika ändamål för användandet av väderradarinformation finns idag ett stort antal olika presentationssätt. I Sverige är huvudändamålet korta väderprognoser. Utomlands är det på många håll de hydrologiska användningsområdena som styrt kraven.

Bildpresentation

I Sverige har vi valt ett presentationssystem så att man snabbt kan få en tredimensionell bild av radarekonas fördelning i atmosfären. Idén till presentationssättet är hämtat från Schweiz. Vår radar i Norrköping gör en tredimensionell volymavsökning genom att för 11 olika elevationer avsöka atmosfären. De 11 elevationerna ligger mellan 0,5 och 20 grader.

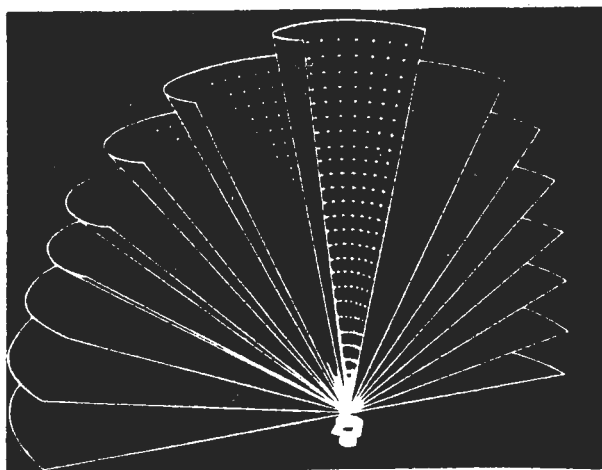


Fig 1. 3-dimensionell avsökning från radar

Volymavsökningen ger radarinformation i polära koordinater. För att kunna presentera informationen relaterat till fixa nivåer över marknivån sker translantation till cartisianska koordinater. I Norrköpingsradarn har man valt antalet nivåer till 13. Nivåerna kallas för CAPPI (Constant Altitude PPI). En av de 13 nivåerna är ej låst till en fix höjd över marken, utan tar istället information från den lägsta höjd som finns med hänsyn till jordens krökning. I Norrköpingsradarn dock ej lägre än 500 m. Denna nivå kallas för pseudo-CAPPI nivå och motsvarar i stort sett en vanlig PPI-bild.

Förutom pseudo-CAPPI bilden eller någon bild från de 12 specifika CAPPI-nivåerna finns det översiktliga s k maxbilderna. Dessa bilder är inte relaterade till någon speciell nivå, utan ger det högsta pixelvärdet (intensiteten) oberoende av höjd.

För att få en snabb överblick av högsta nivån för radarekona finns en speciell bild kallad ekotopp. Den ger högsta nivån för radarekona uttryckt i km över markytan. Mycket användbar vid kartläggning av Cb-molnens toppar.

För kartläggning av radarekonas vertikala fördelning finns även två stycken tvärsnitt. Tvärsnitten finns längst upp på bilden och till höger om horisontalbilden. Vertikalsnitten går att erhålla längs två vinkelräta linjer, på Norrköpingsradarn endast i väst-östlig och syd-nordlig riktning. Dessutom går vertikalsnitten att få som maxprojektion. Ex. För en viss koordinat med höjden h och horisontala koordinaten x tas det högsta pixelvärdet oberoende av y -koordinaten.

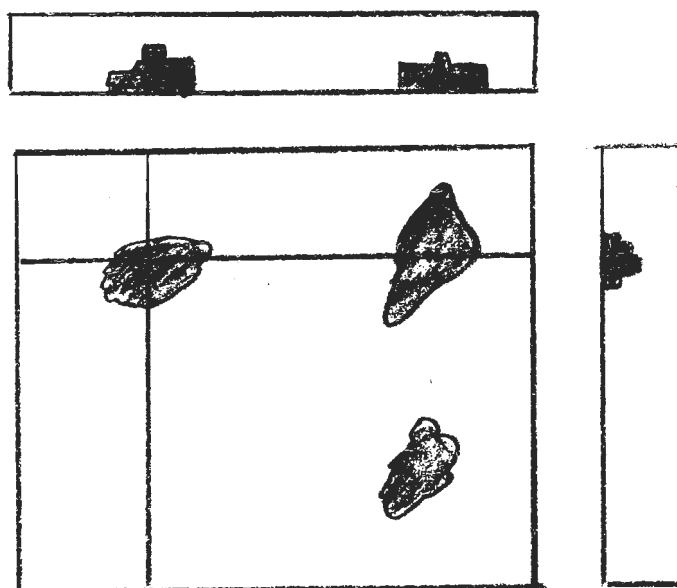


Fig 2. Exempel på bild med tvärsnitt längs två vinkelräta linjer.

Samtliga bilder går att erhålla i olika kartskalor med bakgrundskarta. Möjligheten att lagra bilder gör att bildsekvenser kan spelas upp som timelapse.

Förteckning över bildinformation

Z = reflektivitet

P = reflektivitet relaterad till nederbördsintensitet

E = ekotopp

ZMax = maxprojektion av reflektivitetsvärdena

Horisontalbilder Samtliga skalor

--- Z-bilder. Samtliga nivåer

--- ZMax bild

--- Ekotoppbild

--- P-bild. Kan erhållas för samtliga nivåer, men är naturligtvis endast meningsfull för den lägsta nivån. På Norrköpingsradarn finns 4 relationer att välja på mellan Z och P.

Tvärsnitt

Till samtliga horisontalbilder går tvärsnitt att kombinera. Observera att tvärsnitten tar bort en del av horisontalbilderna. På tvärsnitten finns dock information med från de avskurna områdena. Följande två typer av tvärsnitt förekommer.

--- Z-värden projekterat längs två linjer

--- Z-värden maxprojektion i x resp y-led

Doppler-radar

För radar med dopplerfunktion tillkommer pixelvärden för radialhastighet W och turbulens T.

Radarekonas radiala hastighet presenteras på samma sätt som Z-värdena. Hastighetsinformationen går dock endast att erhålla ut till 120 km radie.

Tolkning av radarinformation

Det går inte att betrakta radarbilden enbart som ett facit om var och hur intensivt nederbörden faller inom ett visst område.

Såvida inga tekniska fel finns på radarn är naturligtvis alla ekon reella.

När det gäller t ex bedömning av markväder såsom regn eller snöfall måste hänsyn tas till flera faktorer utöver nederbördsintensiteten för att kunna tolka ekointensiteten riktigt.

Vilka reflektionsvärden som erhålles beror förutom på nederbördsintensiteten på bl a följande faktorer: Typ av hydrometeor (droppspektrum), radarstrålens höjd över marken, absorption av radareffekten i nederbörd och atmosfär, avståndsdämpning (volymökning av radarpulsen), anomal vågutbredning.

För att tillgodogöra sig radarinformation är det därför viktigt att man är väl insatt i den synoptiska vädersituationen. Om så icke är fallet är risken stor att radarekona feltolkas och därmed är risken stor att meteorologen tappas förtroendet för radarn. Speciellt noga bör intilliggande sonderingar studeras.

Det radarn mäter är reflektionen från hydrometeorerna i radarstrålens väg, medan det vi är intresserade av i första hand är intensiteten av nederbörden vid marken. Endast i radarns närområde kan vi erhålla reflektionsdata från marknära nivåer. På 100 km avstånd täcker t ex strålen vid lägsta elevation höjdintervallet 0,5 - 2 km. För mer avlägsna mål är vi därför tvungna att göra en bedömning hur representativa dessa ekon är för nederbörden vid marken. Inga radarekon behöver dessutom inte innebära att det är helt nederbördsfritt, då de neder-

bördsbildande molnen helt kan ligga under den lägsta radarstrålen (CAPPI-nivån). Observera dock att radarekona från högre nivåer icke skall ringaktas, då dessa i vissa fall har stort analys- och prognosvärde. För flygtrafiken är naturligtvis radarinformation från högre nivåer viktig, t ex vid bedömning av isbildning. Om stratocumulusmoln ger radarekon och temperaturen är den riktiga är det ett bra tecken på svår isbildning. För att identifiera radarekona kommer de automatiska nederbördsmätarna sannolikt att bli till stor hjälp. Observera dock att automatstationerna ger punktvärden under ett tidsintervall. Radarn ger ett ytvärde momentant. I skursituationer kommer det därför att bli svårt att dra någon nytta av automatstationerna. Det är dock i skursituationer radarn visar sina största fördelar gentemot konventionell synoptisk information. Radarreflektionens beroende av droppspektrum och anomal utbredning i klarluft kommer att behandlas i annan del av denna kompendieserie.

När det gäller tolkning av radarinformation bör man först göra en grov uppdelning i två huvudgrupper, dels nederbörd i samband med frontala moln (skiktade molnslag) och för det andra nederbörd orsakad av konvektion (skursituationer). Utmärkande och svårigheten med konvektiv nederbörd är att man har att syssla med stora horisontella nederbördsgradients. I frontala system ligger problemet i att man har nederbördsgivande moln i flera olika nivåer. Fronten i sig själv har ju en viss lutning.

Frontala vädersystem

För all radarmätning av nederbörd är det av stor vikt att mätningarna sker så nära marken som möjligt. I samband med frontala vädersystem är detta extra viktigt.

Ett påtagligt problem är att inom ett frontalt molnsystem varierar den vertikala utbredningen av ekona oregelbundet. Det är inte ovanligt att ekona tilltar med höjden. En av orsakerna till detta är bright band. När snöflingorna börjar smälta blir de våta först i ytterkanten och registreras då som mycket stora vattendroppar med kraftig reflektion. Detta yttrar sig på en viss nivå (smältnivån) som ett band med högre reflektion än omgivningen. Vid frontala vädersystem är det därför viktigt att känna till nivån för 0 -isotermen. Bright band går i regel att urskilja från kraftig nederbörd genom att det begränsas till ett smalt vertikalt skikt, i regel omkring 500 m tjockt. På radarn syns bright bandet därför bäst på vertikalsnitten som en nivå med avsevärd högre intensitet än intilliggande nivåer.

Ett annat problem är de frontala molnens lutning speciellt vid varmfronter. Vid altostratusupdrag erhålles i regel ganska kraftiga radarekon från höjder mellan 2 och 4 km, utan att någon nederbörd kan observeras vid marken. På stora avstånd där man på jordens krökning endast är hänvisad till dessa nivåer kan det därför vara svårt att avgöra nederbördsområdenas verkliga framkant.

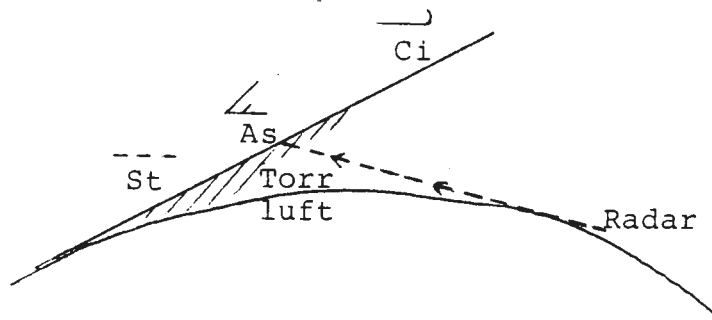


Fig 3.

Det vanligaste problemet vid nederbördsdetektering på större avstånd är dock att radarstrålen passerar ovanför nederbörds-molnen. Detta är vanligt vid lätt regn eller snöfall från stratus eller stratocumulusmoln. Vintertid kan även Cb-moln bli svåra att upptäcka på större avstånd, då molntopparna ibland endast når 1,5 - 3 km över marknivå. Höga hinder nära radarn kan även medföra att mätning av nederbörd i låga nivåer omöjliggörs.

Vid radarskugga orsakad av ett fysiskt hinder är det dock långt ifrån alla fall som total utsläckning sker. I många fall stannar det vid en partiell dämpning av radareffekten, då endast en del av radarloben träffar hindret. Hur stor dämpningen blir beror på radarlobens bredd. Norrköpingsradarn har en lobbredd på $0,85^\circ$.



Fig 4.

Orografen innebär inte bara dämpning av radarekona. En reell nederbördsförstärkning ger naturligtvis i resultat en förstärkning av radarekona. Dessa radarekon bör naturligtvis urskiljas vid en eventuell extrapolation.

Korrektion för dämpning av nederbörd sker automatiskt. Dämpning p g a nederbörd är visserligen inte känd på förhand, men kan uppskattas med hjälp av reflekterad effekt i varje upplösningselement.

Erfarenheter från vintern 1985 visade att lätt snöfall upptäcks i allmänhet på 80 - 110 km avstånd. Måttligt till kraftigt snöfall på 120 - 160 km.

Vid fronter och speciellt då varmfronter bör dock beaktas att radarekon på stora avstånd kommer från molnskikt på 2-4 km höjd över marken och har dålig korrelation med nederbörden vid marken. Många gånger kan rätt kraftiga ekon förekomma utan att någon nederbörd observeras på marken. Extrapolation av nederbördsområdenas framkant bör därför inte göras förrän radarekona nått 120-140 km avstånd från radarn.

När nederbördsområdet närmar sig radarn tilltar i regel de högsta intensiteterna beroende på att mindre intensiva nederbördselement börjar uppta hela pulsvolymen.

En kanske viktigare uppgift för prognosmeteorologen är att svara på när nederbörden ska upphöra. Vanligtvis "orkar" radarn endast igenom ca 100 km av ett regnväder. Om nederbörden är lätt begränsas räckvidden oftast av för låg vertikal utsträckning. Om nederbörden är måttlig till kraftig begränsas räckvidden av att radareffekten absorberas i nederbörden (dämpning). Observera dock att en 5 cm radar har betydligt bättre räckvidd än en 3 cm radar. Det kan därför vara vissa problem att avgöra om radarn visar en reell baksida eller om den är falsk.

Om bakkanten har en ringformad struktur centrerad kring radarn är det ett tecken på att det är en falsk bakkant. När baksidan på radarekona börjar räta ut sig övergår baksidan på radarekona till att bli reell. Tvärsnittet kan också vara till stor hjälp då en reell bakkant i regel är kopplad till att ekonivåerna vertikalt sjunker.

Dopplerfunktionen är också användbar för fastläggande av baksidan av nederbördsområden, då dessa är kopplade till en frontpassage. På hastighetsbilderna går vindshearen tydligt att iaktta i samband med fronten.

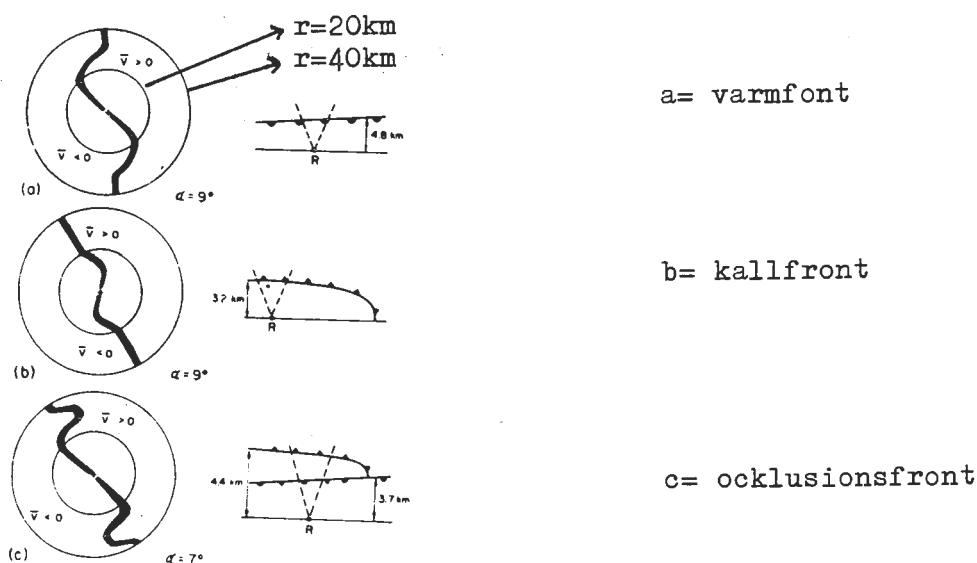


Fig 6. Schematisk illustration av PPI-bild av hastighetsdata från Dopplerradar. Isotacker för 0 m/s är svart, α' = radarelevation.

När bakkanten börjar närma sig radarn brukar det ganska snabbt dyka upp en del ekon från lättare nederbörd som ej tidigare syns p g a dämpning och låg vertikal utsträckning.

Flera av ovanstående problem minskar naturligtvis påtagligt om ett nät av radar placeras ut med ett avstånd på ca 200 km från varandra och sampresentation möjliggörs.

Även om de horisonella gradienterna i ekointensitet är betydligt mindre i frontal nederbörd än i situationer med Cb-moln, så saknas ej påtaglig variation. Ofta kan man se s k regnband.

Dessa orsakas av konvektiva celler på hög höjd, vilka består av underliggande moln med iskristaller och orsakar därmed nederbördsförstärkning. Då dessa konvektiva celler ligger på högre höjd än de regngivande skiktade molnslagen rör sig regnbanden oftast snabbare än regnområdet själv.

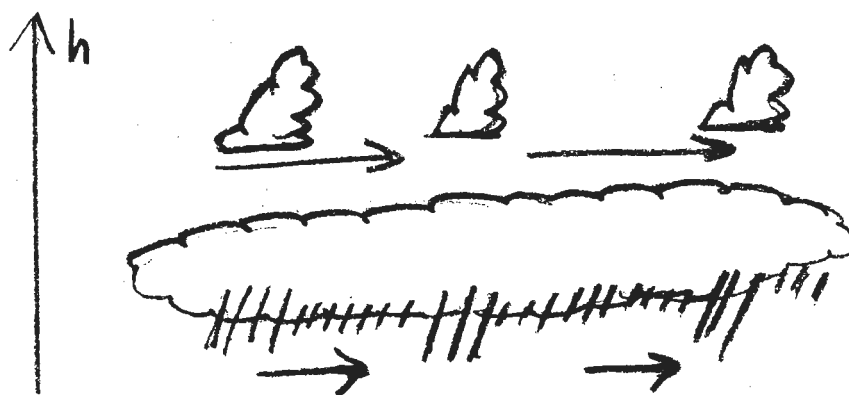


Fig 7. Principen för regnband

Ur prognostisk synpunkt och då speciellt från flygtrafiksynpunkt är det viktigt att även ha uppsikt över ekostrukturen på höga nivåer. Radarekon på högre nivåer (2-5 km höjd) som saknar kontakt med marken (lägsta nivån) och därmed ej ger någon nederbörd kan vara ett nederbördsområde under bildning. Om intensiteten i de högre nivåerna börjar tillta och dessutom växa nedåt är det en bra indikation på att nederbörd snart börjar falla.

Detta är mycket vanligt i samband med fronter som aktiveras t ex efter att ha passerat över en bergskedja.

Ett frontsystem som passerat fjällkedjan är ofta svårt att följa på synopkartan, då nederbörden torkat ut i lä av bergskedjan. I regel finns dock nederbördspartiklar kvar på de högre nivåerna >2 km varvid fronten går att följa på radarn. I god tid kan man dessutom se när fronten börjar aktiveras och förutse när och var nederbörden kommer öster om fjällkedjan. Utnyttja därför även ZMaxbilderna. Information om radarekon från högre nivåer är naturligtvis ett bra hjälpmedel vid fastställande av isbildningsrisker.

Bright band är ett bra hjälpmedel för fastläggande av 0° isotermin. Bright bandet iaktas i regel som ett band av betydligt högre intensitet begränsat till en nivå. Kraftigt

regn är oftast kopplat till flera nivåer.

Konvektiv nederbörd

Vid analys av regnskurar eller snöbyars intensitet är den tredimensionella bilden av radarekora en ovärderlig hjälp. Ekotoppnivån är det bästa och enklaste sättet att uppskatta en konvektiv cells intensitet. Naturligtvis har även absolutvärdet på reflektivitetsvärdena stor betydelse.

För t ex analys av åska har Dr King på finska vädertjänsten utarbetat en användbar klassificering. Metoden bygger på utnyttjande av ekotoppnivå och den maximala reflektiviteten.

Om följande tvåparameterekvation överstiger 4,5 föreligger risk för åska.

$$(h - h_0)(z - z_0) \quad h_0 = 4,5 \text{ km} \quad z_0 = 21 \text{ dBz}$$

Metoden verkar vara mycket användbar. Några objektiva tester har dock ej förekommit i Norrköping.

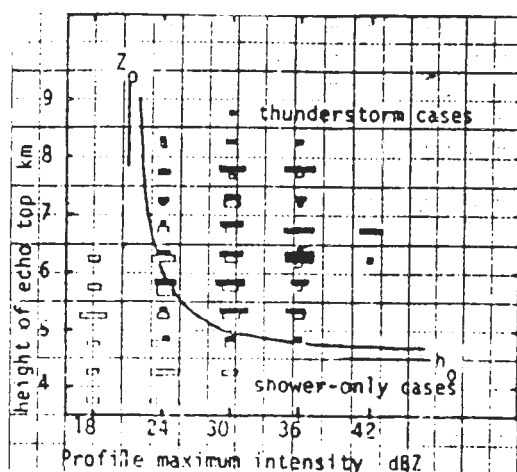


Fig 8. Tvåparameterdiagram baserat på molntoppshöjd och maximala reflektiviteten. Svarta områden markerar förekomst av åska.

Naturligtvis kan man tänka sig många andra kombinationer med ekotoppnivån. Exempelvis borde någon slags integration av reflektiviteten i nivåerna strax ovanför 0°-isotermen vara till god nytta. Även den horisontella utbredningen av ekona har en viss betydelse.

Ett använt kriterium för existens av hagel är att reflektiviteten ska överstiga 45 dBZ på nivån för 0°-isotermen plus 1,4 km. Detta kriterium fångar nästan alla fall med hagel. Metoden ger dock falskt alarm i ca 50% av de fall kriteriet är uppfyllt.

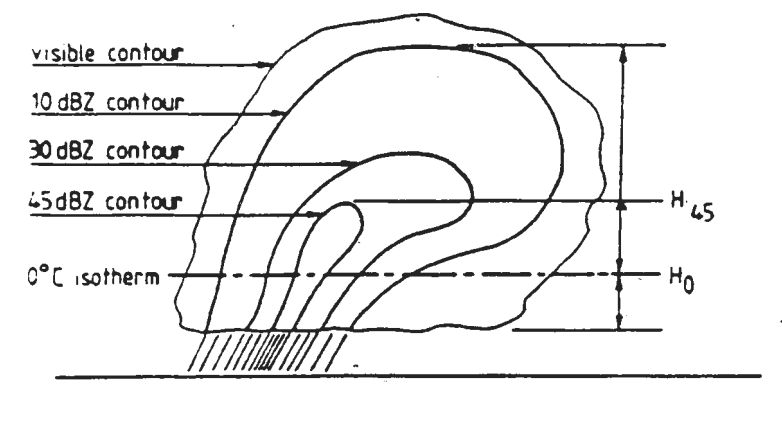


Fig 9. Hagel om $H_{45} > H_0 + 1,4 \text{ km}$

Vid mätningar av reflektivitet i samband med Cb-moln bör vissa radarfysiska realiteter beaktas.

P g a att konvektiva celler har liten horisontell utsträckning underskattar radarn oftast de mest intensiva kärnorna. Detta gäller speciellt på stora avstånd. Orsaken till detta är att radarpulsen ökar i volym med ökat avstånd från radarn, vilket medför att regnskuren eller den mest intensiva delen i en konvektiv cell ej fyller upp hela radarpulsen. Avståndsdämpningen som bygger på $\frac{1}{R^2}$ relationen närmar sig istället $\frac{1}{R^4}$ relatio-

nen för punktmål. I Norrköping har radarn en pulsbredd på $0,85^\circ$ vilket medför att på 200 km avstånd radarpulsen har en bredd på ca 3 km. De mest intensiva kärnorna i t ex hagelskurar överstiger i regel ej 1 km. Speciellt problematiskt blir detta vid snöbyar i mycket kall luft. Då uppfylls också i vertikalt led endast en ringa del av radarpulsen redan på ganska måttliga avstånd.

Vid kall väderlek med snöbyar har radarns räckvidd visats vara som sämst. Även snöbyar av måttlig intensitet kan ligga helt under 1,5 km höjd. Snöbyar av den dimensionen försvinner i allmänhet redan på 70-80 km avstånd från radarn. Detta är förklaringen till att frontala nederbördssystem kan ses på större avstånd än bynederbörd av samma intensitet. Vintertid är det alltså speciellt viktigt att göra klart för sig hur höga Cb-molnen kan väntas bli innan man drar några slutsatser från radarn om existens av bynederbörd.

Molntopp och ekotopp överensstämmer i regel bra, då iskristallerna i Cb-topparna ger tillräcklig reflektion. Utbredningen av radarstrålen kan dock variera något vilket medför att höjden på ekotoppen vid avlägsna mål kan vara något osäker. Över kallt hav kan dock påtaglig anomal utbredning förekomma och helt vilseledande värden på ekotoppar förekomma. Bright band förekommer mycket sällan i samband med Cb-moln p g a den turbulenta omblandningen av regn och snöflingor.

Prognosbarhet

För lokalisering av regnskurar och snöbyar är radarn ett ovärderligt hjälpmedel. Även för en grov klassificering av nederbördens intensitet är radarn överlägsen. Radarns höga uppdateringsfrekvens gör den dessutom överlägsen synopinformation och satellitbilder för snabb upptäckt av Cb-celler.

Jämför nedanstående synopkarta med radarbild för samma tid.

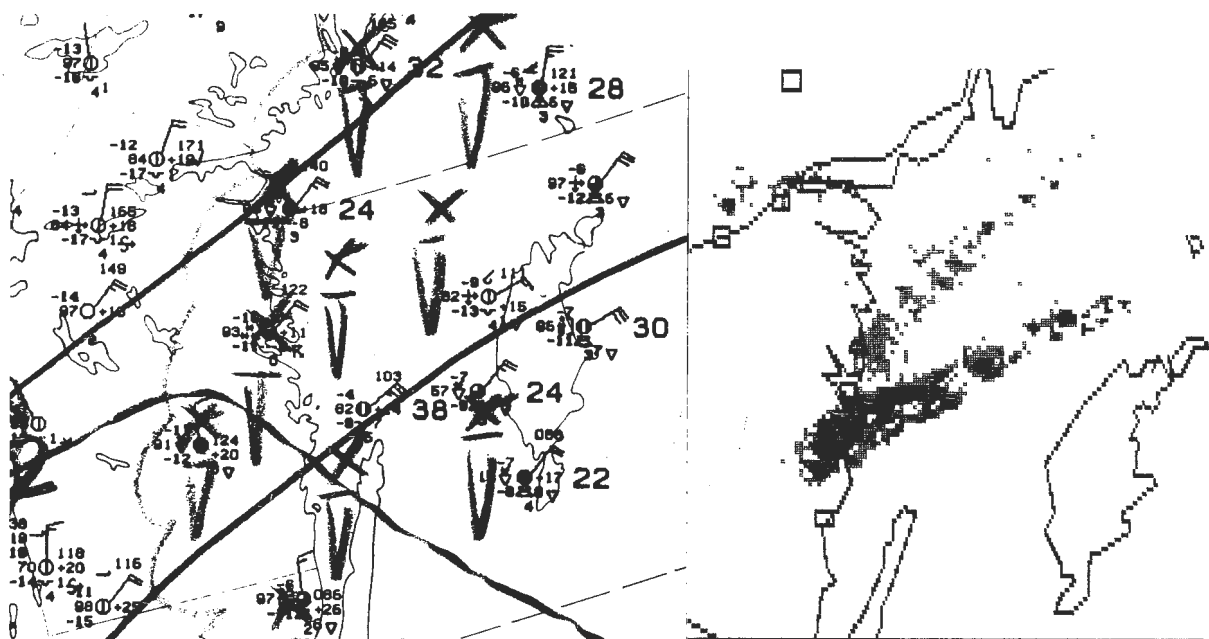


Fig 10

Synopkarta 850104 12z

Radarbild 850104 1201z

Synopkartan ger ingen information om att snöbyarna är koncentrerade till ett eller två band in mot kusten från nordost. En väntad ändring i vindriktningen och dess följder för snöbybandets position kunde omgående observeras. Observera dock att i detta fall endast de kraftigaste snöbyarna syns på radarn. Snöbyar av lätt till måttlig intensitet syns ej då dessa har för låg vertikal utsträckning. Denna vädersituation pågick i ca 3 dygn och gav lokalt upp till 100 cm nysnö.

Sommartid, då solens upphettning av markytan är den dominerande drivkraften, är enskilda celler i regel mycket kortlivade (mindre än 1 timme). Detta gör att man inte kan göra prognoser för enskilda skurar. Istället får man analysera hur regnskurarna är orienterade till den synoptiska vädersituationen. I vissa situationer är regnskurarna utspridda utan någon större systematik, men i ganska många fall går det dock snabbt att notera en viss lokalisering till linjer med bynederbörd (konvergensband). Det kan vara tråglinjer, fronter, sjöbrisfronter eller kustkonvergens som är den utlösande faktorn. Från Norrköpingsradarn har det speciellt noterats att vid nordlig vind regnskurar i hög utsträckning bildas strax innanför kustlinjen (kustkonvergens). Radarn är utan tvivel ett utmärkt instrument att kartlägga den klimatologiska fördelningen av nederbörd för olika strömningsbilder.

Användning av doppler i samband med konvektiva system

Vindfältet går att erhålla från dopplerbilderna och kan vara till hjälp vid förvarning om intensifiering av ett konvektivt vädersystem. Kraftiga horisontella vindar i samband med åskväder, hagel och tromber bör också kunna observeras.

Observera dock att radarn endast mäter den radiella vinden, vilket innebär att de absoluta värdena på vindhastigheten är beroende av hur radarn är placerad i förhållande till vindfältet. Exempelvis får regndroppar som rör sig tangentialt till radarn hastigheten noll.

Nedanstående figur visar hur olika vindfältet blir analyserat beroende på radarns placering i förhållande till vindfältet.

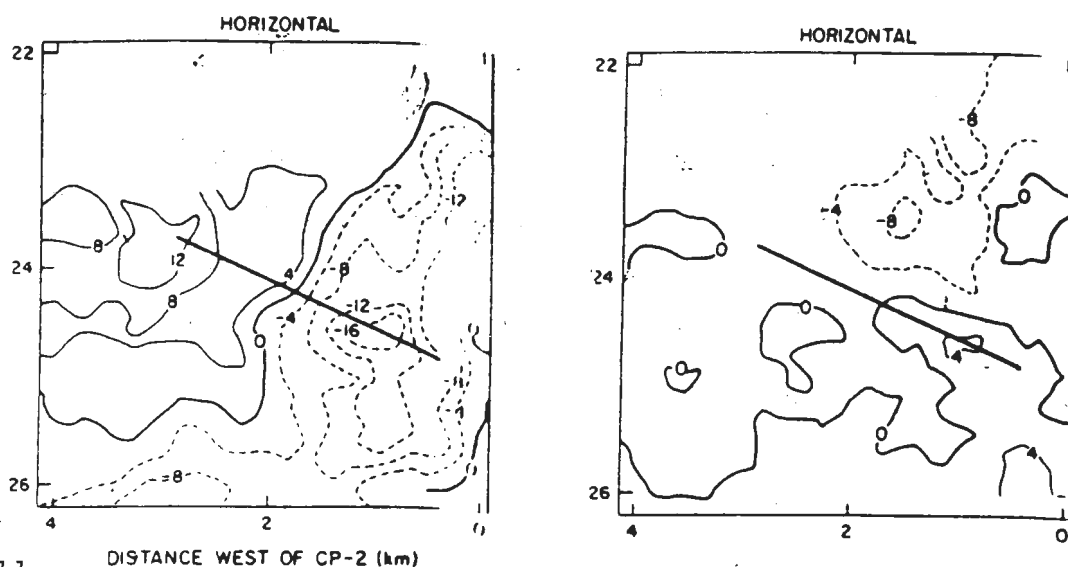


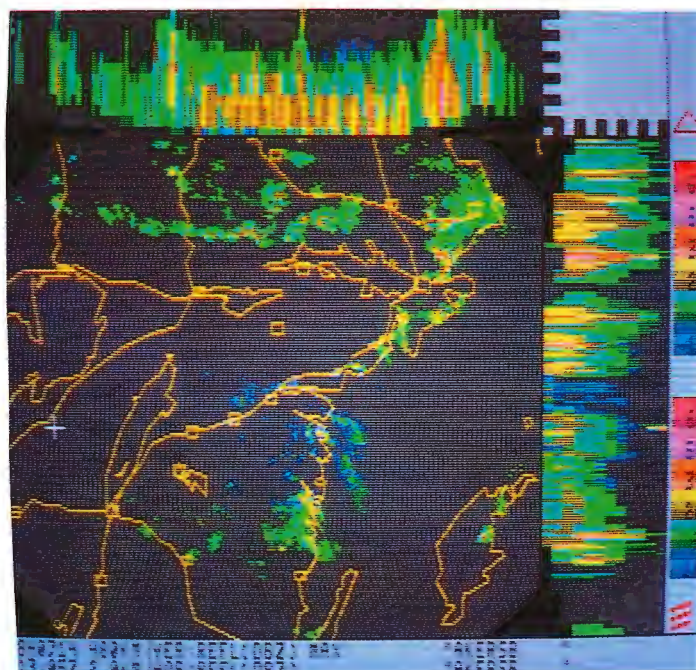
Fig 11.

- a) Dopplerradar placerad i sydost längs axeln i maximal windshear. b) Samma situation men med dopplerradarn placerad i nordost.

En förutsättning för att erhålla det exakta vindfältet är således att avsökningsområdet täcks av minst två dopplerradar.

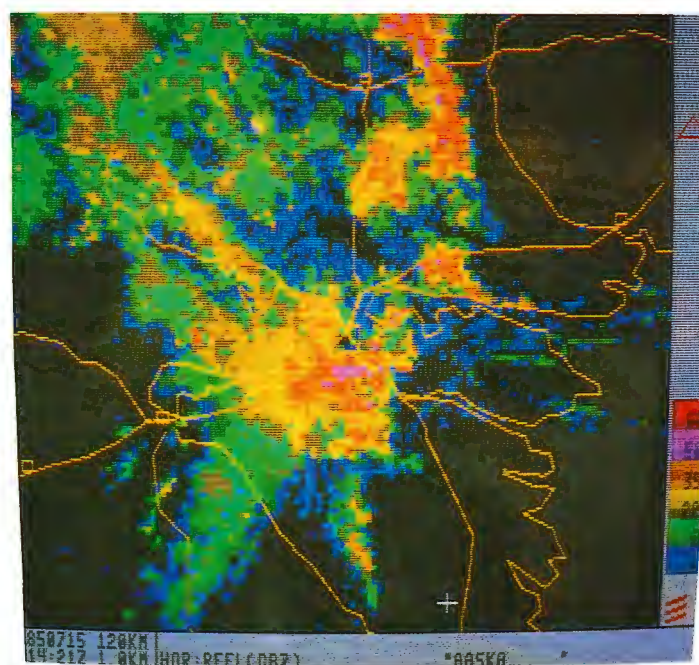
Det finns dock utarbetade metoder för erhållandet av det verkliga vindfältet från en ensam dopplerradar. Här måste dock vissa krav uppfyllas på divergensfri rörelse, åtminstone inom vissa sektorer.

På Ericssons radar är mätning av vindhastigheten möjlig ut till 120 km radie. Förutsättningen för mätningen av vindhastigheten är att det finns nederbördspartiklar. Insekter kan ibland observeras ut till ca 50 km från radarn.



840714 kl 13.05z Skala 480 km

Fig. 12 Typisk sommarsituation med regn-åskskurar längs tråglinjer (sjöbrisfront. Med hjälp av tvärsnittet går det tydligt att se en mycket kraftig cell i Åkersberga (nordost Stockholm). Klimatstationen i Åkersberga uppmätte 75 mm regn under 1 timme. Inslag av stora hagel förekom.



850715 kl 14.21z Skala 120 km

Fig. 13 Detaljbild av en squallinje med rörelse åt nordost. Observera de kraftiga cellerna på linje längst fram på nederbördsområdet. Se även vindbild på sid 63

DEL III

OLA PERSSON

SURVEY OF METEOROLOGICAL DOPPLER RADAR PRINCIPLES

SURVEY OF METEOROLOGICAL DOPPLER RADAR PRINCIPLES

1. INTRODUCTION

Doppler radars have been used meteorologically for several decades now, but almost exclusively for research. It has been shown that the Doppler effect can be used for measuring the echos' (targets') velocity and/or suppress non-precipitation echos. The principles are well-known and the techniques are well-developed. Most of the Doppler weather radar development has occurred in the USA. Now, after 20 years of work, it is considered ready for operative use. The prototype radars for USA's new weather radar network, NEXRAD, have Doppler capability, as do those in the new Swedish very short-range forecasting system, PROMIS.

The main objections to the operational use of the Doppler capability have been its expense and the question of its operational usefulness. Whether the expense is justified depends, of course, on its usefulness. In addition to the obvious use of Doppler information for modifying reflectivity data, knowledge of the air motions within echos is certainly necessary in order to understand the dynamics of the precipitation, to diagnose their structure, and to predict their behavior. With the aid of manual or automatic interpretive techniques, the Doppler facility can provide such air motion information with a space and time resolution not feasible with other instruments. The operational use of this information is currently being studied (e.g. Wilson and Roesli, 1985). Its direct use by the forecaster depends on the types of forecasts to be made, the forecaster's understanding of the mesoscale structure of precipitation systems, and, in some cases, the forecaster's ability to interpret Doppler information. Its use as input to operational numerical models is a logical next step that has not yet been tried. The experiences in the USA and Sweden will show the extent of the usefulness of operational Doppler weather radars.

This compendium is intended as a general aid for meteorologists in understanding the Doppler information obtained from a Doppler weather radar. First, the main principles involved in the processing of Doppler signals to obtain radial wind velocities are discussed. Typical radar parameter values are given, with values for the Swedish radar in Norrköping in parentheses. Then, manual and automatic techniques for the meteorological interpretation of this radial velocity information is briefly discussed, using examples from various radars. More detailed and mathematically rigorous explanations are presented by Doviak and Zrnic (1984).

2. DOPPLER RADAR PRINCIPLES

2.1 Definitions and Pulse Radar Function

A pulse Doppler radar transmits a pulse at a pulse repetition frequency (PRF) of about 1000 per second (900 and 1200 /s), yielding a pulse repetition time (PRT = $1/\text{PRF}$) of 1000 microseconds. The pulse duration, T_p , or pulse length is generally either 0.5 or 2.0 microseconds (0.5 microseconds), and is quite short compared to the PRT (Fig. 1). This pulse length

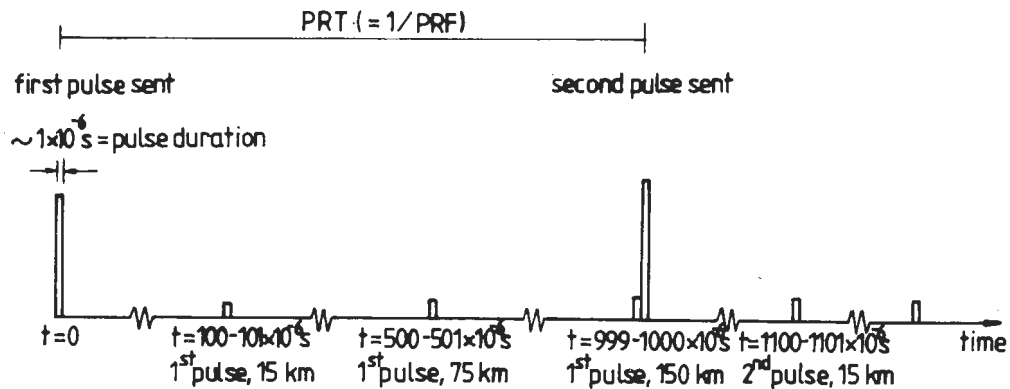


Fig. 1 Schematic diagram of the operation of a pulse radar

determines the smallest possible range gate spacing, R , or measurable range increment, by

$$R = 0.5 \times T_p \times c \quad (= 75 \text{ m})$$

where c = speed of light. Once the pulse is transmitted, the radar is switched to a receiving mode until the next pulse is to be sent. In the receiving mode, the radar detects signals, or echos, returning from remote objects (precipitation, insects, hills, etc.). It is assumed that the returning echo is caused by the most recently transmitted pulse, so the distance, R , to the object is determined by the time difference between the transmission of the pulse and the reception of the echo, T_R , and the relation

$$R = T_R \times c/2 \quad (1)$$

The pulse repetition time limits the size of T_R , resulting in a limit to the unambiguously observable range, R_{mx} , to

$$R_{mx} = \text{PRT} \times c/2 \quad (2)$$

After the radar has been in the receiving mode for a time PRT, it switches back to a transmitting mode to send the next pulse. The radar is continuously rotating at a typical rate of 2 rpm (2 rpm), so the angle scanned during one PRT is typically .01 degrees, corresponding to 13 meters at 60 km range.

2.2 The Doppler Principle

A pulse is sent out with a known phase, ρ , wavelength, λ , and frequency f_0 ($= c/\lambda$) (Fig. 2). When the pulse strikes an object moving with radial velocity v_r towards the radar, it causes the molecules in the object to vibrate with frequency $f_0 + v_r/\lambda$. This molecular vibration sends a signal back to the radar with a frequency equal to the molecular vibrational frequency and an additional correction due to the movement of the object, resulting in a received frequency at the radar of

$$f_{re} = f_0 + 2 v_r/\lambda$$

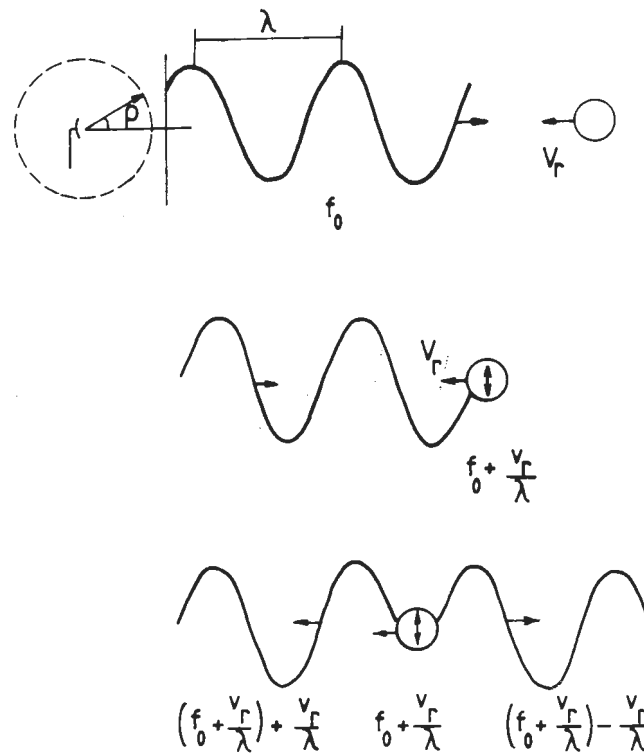


Fig. 2 The frequency shift associated with the Doppler effect on a single pulse from a radar

The signal sent forward has a frequency of $f_0 + v_r/\lambda$ - $v_r/\lambda = f_0$, the same as the original pulse frequency. The change in frequency between the transmitted pulse and received signal could theoretically be detected by observing the change in phase between the transmitted and received pulses and the relation

$$\Delta\rho = 2\pi(f_r - f_0)T_p = 4\pi v_r T_p / \lambda$$

However, with typical atmospheric motions (10 m/s) and the Norrköping radar parameters ($\lambda = .053$ m, $T_p = .5$ micro-seconds), $\Delta\rho = .07$ degrees, which is too small to measure accurately. Hence, one can not use only one pulse to detect the radial velocity.

If two pulses are sent with the same phase (or with different but known phases) separated by time PRT (Fig. 3), the radial

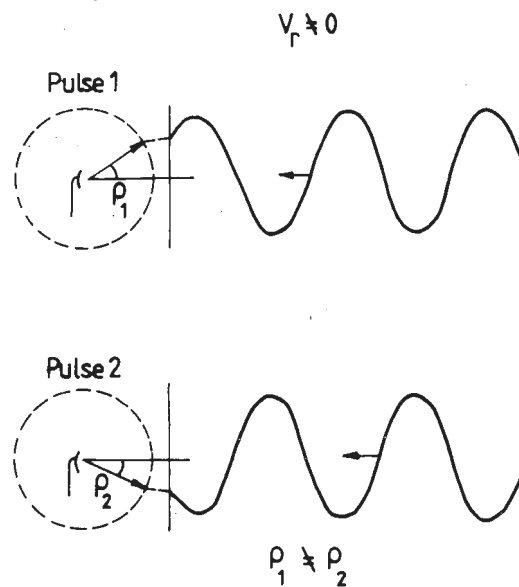


Fig. 3 The change in phase angle from one pulse to the next associated with the Doppler effect

velocity of the target can be determined by the phases of the received signals from the two pulses, ρ_1 and ρ_2 , respectively and the relation

$$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1 = 4\pi v_r \text{PRT} / \lambda$$

With $v_r = 10$ m/s and $\text{PRT} = 1/1200$ s, $\rho = 120$ degrees, a measurable phase angle difference. Therefore, the radial velocity of the object can be determined from the returned signals from two pulses by

$$v_r = \lambda \Delta\rho / (4\pi \text{PRT}) \quad (3)$$

Generally, however, a series of discrete phase measurements obtained from a series of consecutive pulses (32 in the Norrköping radar) are used to determine the objects radial velocity.

2.3 Processing of Discrete Phase Measurements

The most common ways of processing the series of discrete phase measurements have been pulse-pair processing and Fast Fourier Transform (FFT) processing. The pulse-pair processing technique was the primary technique used in earlier research Doppler radars, but, due to recent hardware improvements and the better accuracy obtained with the FFT processing, this technique is being used more frequently now. The Norrköping radar has a FFT processor.

Pulse-pair processing involves the use of the autocorrelation function between two successive pulses to provide an estimate of v_r . In simplified terms, the phase shift between two pulses in a pulse pair is used to compute v_r for each pulse pair as in equation (3). Then the average value of the radial velocity is determined by averaging the measured v_r from a series of pulse pairs.

The FFT processing technique performs a Fast Fourier transform on the series of pulse measurements (16, 32, 64 or 128 pulses) from one range bin. This produces a Doppler spectrum where the x-axis is the Doppler frequency or phase shift (easily converted to v_r) and the y-axis is the signal power associated with each Doppler frequency (radial velocity) (Fig. 4). The peak (or the first moment) corresponds to the mean

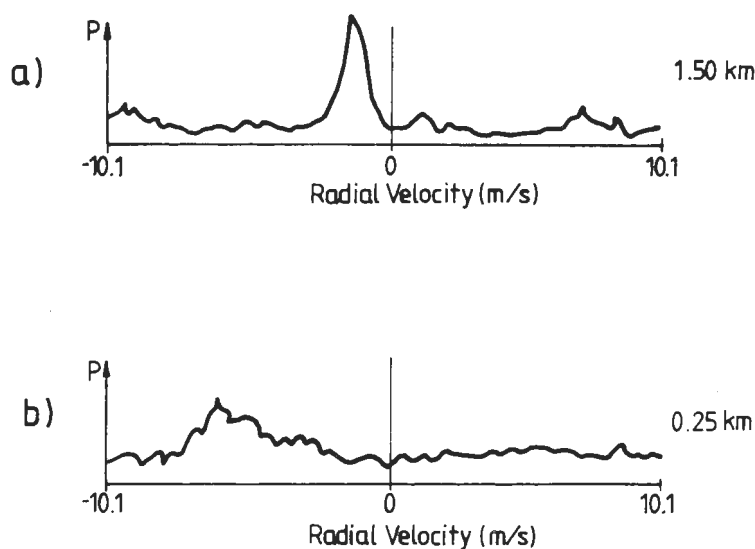


Fig. 4 Doppler spectra obtained from a vertically pointing 5 cm radar in Finland on Oct. 7, 1984, in a) snow at 1.5 km height and b) rain at 0.25 km height. Signal power, P , is shown as a function of Doppler frequency (radial velocity) (Puhakka - private communication).

radial velocity of the observed target(s), while the spectral width characterizes the velocity variation of the target(s). Two examples of Doppler spectra collected in Finland are shown in Fig. 4. Note the differences in radial velocity and spectral width between the two figures. Ground clutter echos have

an even narrower spectral width, centered at 0 m/s, than shown in 4 a). In the Norrköping radar, 32 pulses are transmitted, yielding 32 discrete spectral points (or velocity bins).

2.4 Ambiguities

There are two types of basic ambiguities that arise in obtaining Doppler radar measurements. These ambiguities are determined by the physics and the hardware constants, and are, unfortunately, related to each other. The first ambiguity is the range ambiguity. As mentioned previously, the maximum range for which signals can be obtained is determined by the PRT and equation (2). Obviously, one wants to use a large PRT in order to maximize the unambiguous range, R_{mx} . A velocity ambiguity arises due to aliasing by the use of discrete phase shift angles, or frequency shifts. The maximum Doppler frequency observable, or the Nyquist frequency, is determined by the time interval between samples, PRT. This leads to the unambiguous velocity interval, V_I , being given by the equation

$$V_I = \lambda / (2 \times \text{PRT}) \quad (= 24 \text{ m/s and } 32 \text{ m/s}) \quad (4)$$

which is the length of the velocity interval represented on the x-axis of the Doppler spectra (see Fig. 4). The velocity interval can be chosen to be centered around, for example, 0 m/s (e.g. $V_I = 24 \text{ m/s}$ so $-12 \text{ m/s} \leq v_r \leq +12 \text{ m/s}$), or some other value (Fig. 5 a), but V_I determines the size of the interval. By comparing equations (2) and (4), one can see that

R_{mx} and V_I are inversely related via PRT. For meteorological purposes, one would want $V_I = 100 \text{ m/s}$ ($-50 \text{ m/s} - +50 \text{ m/s}$), but this would give a maximum range of only $R_{mx} = 40 \text{ km}$. Hence, in radars with one PRT (PRF), a compromise is generally obtained with $R_{mx} \approx 150 \text{ km}$ and $V_I \approx 25 \text{ m/s}$. If the true radial velocities are outside the unambiguous velocity range, they are represented as values in the range, as they can not be distinguished from those within the range, as schematically illustrated in Fig. 5 a). For example, the deduced radial velocity of $+10 \text{ m/s}$ in 5 a) can be caused by other true radial velocities, such as -14 or -38 m/s . Therefore, with most Doppler weather radars, it is necessary to perform a time-consuming "unfolding" process on the data.

Another solution has been theoretically recognized for some time, and has now been implemented in the Norrköping radar. This solution involves using two PRFs, and utilizes the mean velocity values obtained from each as well as the difference between these two velocities. This velocity difference will then indicate in which unambiguous velocity interval each of the two velocity values is located (Fig. 5 b). This resolves the true radial velocity within a much larger velocity interval ($-48 \text{ m/s} - +48 \text{ m/s}$ at Norrköping). For example, the solid slanted lines represent the unambiguous velocity ranges corresponding to $\text{PRF} = 900 \text{ /s}$ and the dashed slanted lines represent those corresponding to $\text{PRF} = 1200 \text{ /s}$ in Fig. 5 b. Each unambiguous velocity range can only display velocities $0 - 24 \text{ m/s}$ or $0 - 32 \text{ m/s}$, respectively, while the true radial velocity is given by the x-axis. If a radial velocity of $+18 \text{ m/s}$ is measured by $\text{PRF} = 900 \text{ /s}$ and one of $+2 \text{ m/s}$ is measured by PRF

= 1200 /s, these two values correspond to the same true radial velocity at -30 m/s, which is the desired value. In practice,

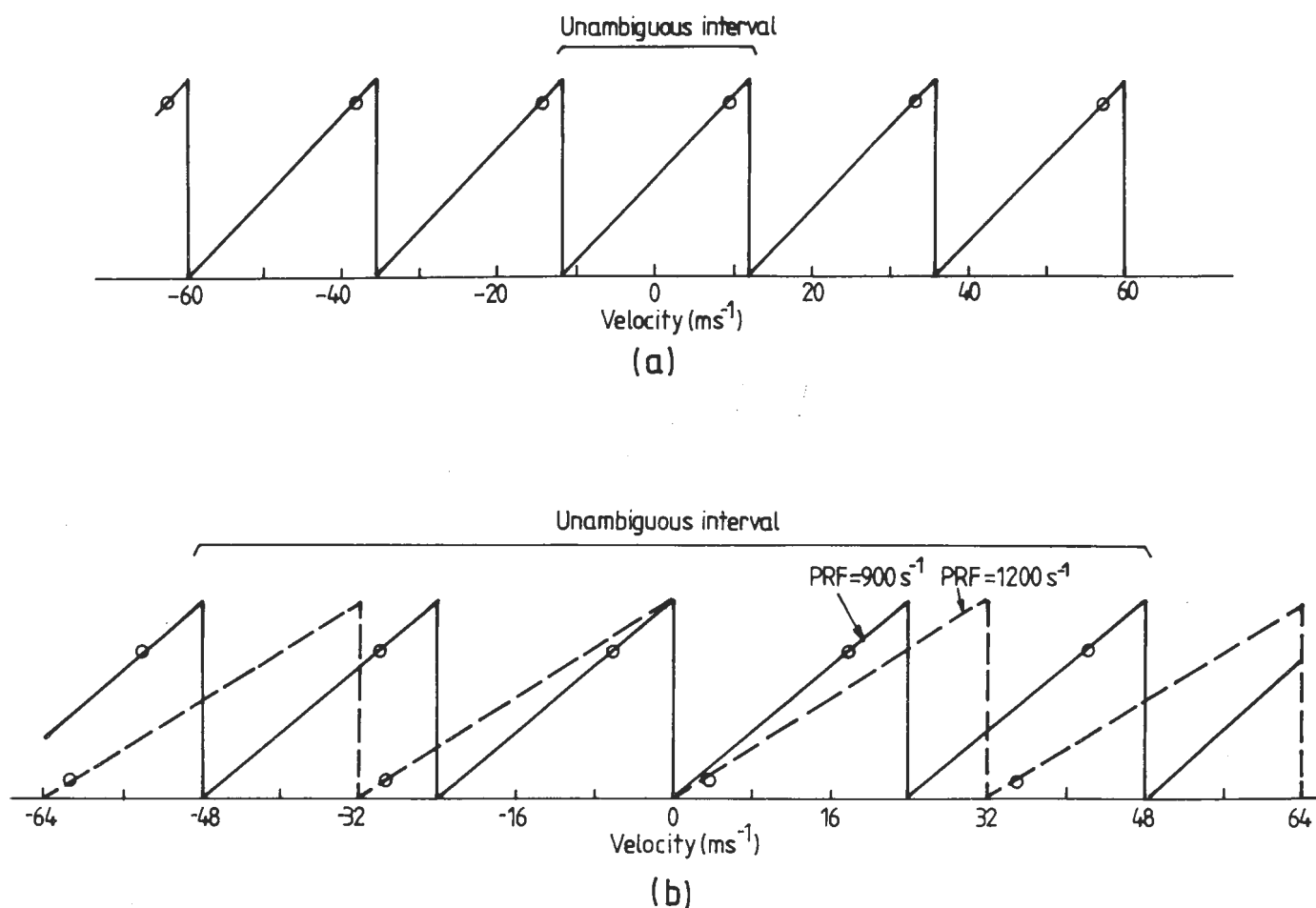


Fig. 5 Schematic illustration of the unambiguous velocity intervals for a) a single PRF ($= 900 \text{ s}^{-1}$) radar and b) a double PRF radar. The circles represent radial velocities that are represented by the same value on the unambiguous velocity interval for each PRF.

this idea functions reasonably well, though occasional large errors result from an incorrect resolution of the true velocity from the two PRFs, especially when the beam width is large and/or strong wind shear occurs. These errors can often be edited with further data processing. Hence, radial velocities over the entire meteorological speed range can be obtained in real time without the need for time-consuming unfolding.

3. USE AND INTERPRETATION OF DOPPLER RADAR INFORMATION

The Doppler spectra information is used in editing measured radar reflectivity values and radial velocities are used in providing meteorological wind information. Manual and automatic techniques for interpreting the radial velocities to meteorological information exist. Some of the automatic techniques are well-established, while other techniques are still undergoing study and modification. The principal problem to be overcome by these techniques is the 1-dimensionality of the measurements.

3.1 Spectral information

Doppler spectra information is used to edit radar reflectivity values. By removing the intensities with a zero velocity in the spectrum, ground clutter can be reduced. Also, by using the spectral width as well as the signal to noise ratio, echos due to a previous pulse (returning from a range $> R_{mx}$) can be identified and removed. This is due to the use of a different phase with each pulse.

3.2 Radial Velocities - Manual Interpretive Techniques

In most situations, Doppler radial velocities represent the motion of precipitation particles. These particles are assumed to move with the three-dimensional wind, as well as having a fall speed of their own. Hence, the radial velocities are only a measure of one component of the precipitation particles' three-dimensional movement. Raw radial velocities are often presented in a few different ways. These fields of velocities need to be interpreted by the radar meteorologist, as described by Wilson, et al., 1980.

The PPI (Plan Position Indicator) display is just the display of the raw radial velocities in their original polar coordinate system. One elevation angle is displayed at a time. With a low elevation angle (Fig. 6), one can deduce the general wind direction, obtain an estimate of the horizontal wind speed, and detect the areas of strong horizontal shear. The wind direction is most easily determined by observing the "grey band", or 0 m/s radial velocity band. In the grey band, the wind direction is perpendicular to a ray from the radar at the center of the display to a point in the band (or there is no wind at all). In Fig. 6, one can see that within 40 km of the radar, the wind is from the SSW. At 60 km towards the NNW, the wind direction is from the WSW. The wind speed at various ranges (and, therefore, also heights) can be estimated from the maximum and minimum radial velocities at a constant range. The wind direction can also be estimated at these points. For instance, at 60 km range, the maximum and minimum radial velocities are located NE and SW of the radar, respectively, rep-

representing a wind of about 24 m/s from the SW (negative values indicate motion towards the radar and positive values away). Note that these speeds and directions are not surface values, but values at the beam height at the ranges and directions of the observations. Even at 0 degree elevation angle, the height of the center of the beam is at 212 m at 60 km range due to the curvature of the earth. Only very close to the radar, or under very well-mixed atmospheric conditions, will the radar estimated wind speed and direction match the surface observations. Therefore, the increase in the wind speed from the radar to the maximum at 60 km range is likely to represent a wind speed increase in the vertical (within the boundary layer) as well as a possible increase horizontally. Areas of horizontal wind shear are detected by observing the areas of strong gradient of the radial velocities, or a distinct bending of the velocity bands. In Fig. 6, a sharp horizontal wind shear line is seen about 40 km to the west of the radar. This wind shear line corresponds to a cold front.

If a high elevation angle PPI is displayed, the vertical atmospheric wind structure is revealed. Here, again, the location of the grey band indicates the wind direction, and, with the assumption that the changes in the wind direction with increasing range are due to the vertical changes in the wind direction, levels of cold and warm advection can be determined (Fig. 7). If, with increasing range, the grey band curves to the right, the wind is veering with height, indicating warm air advection (from 0 - 10 km range in Fig. 7). If the grey band curves to the left, cold advection is indicated (at 27 - 35 km range to the NW in Fig. 7). Regions of wind jets can also be determined, such as at about 25 km range in Fig. 7, with a 40 m/s wind from about 250 degrees. Note the low-level jet at 5 km range with a speed of about 36 m/s from about 155 degrees. Of course, the actual heights of these features must be calculated using the elevation angle and the range. The PPI display has probably been the most traditional display technique, particularly in real-time displays during the collection of research data.

Some attempts have been made to interpolate the naturally polar data to a cartesian grid and interpolate a volume scan of radial velocities to constant altitude PPIs (CAPPIs) or hybrid PPIs and CAPPIs ("pseudo-CAPPIs"). The CAPPI presentation has the advantage that all the values displayed on the screen are from the same altitude (a coordinate system better suited to the meteorologist), and the problems of misinterpreting vertical gradients as horizontal gradients, for instance, do not occur. Fig. 8 shows the radial velocities displayed on a CAPPI level (5.5 km) with a west wind of over 40 m/s. The black disc centered on the radar is due to the use of 20 degrees as the highest elevation angle. With the CAPPI display, one can obtain information similar to a low-level PPI, but at various heights. However, to obtain estimates of the vertical wind shear (cold or warm air advection), one needs to display at least two CAPPIs. Also, the interpolation needs to be quite sophisticated in order not to produce circular false horizontal wind shears, as those seen in Fig. 8. In cases of strong vertical wind shear, this interpolation effect can be much more disturbing than that shown in Fig. 8 and can totally mask local areas of strong wind shear. The

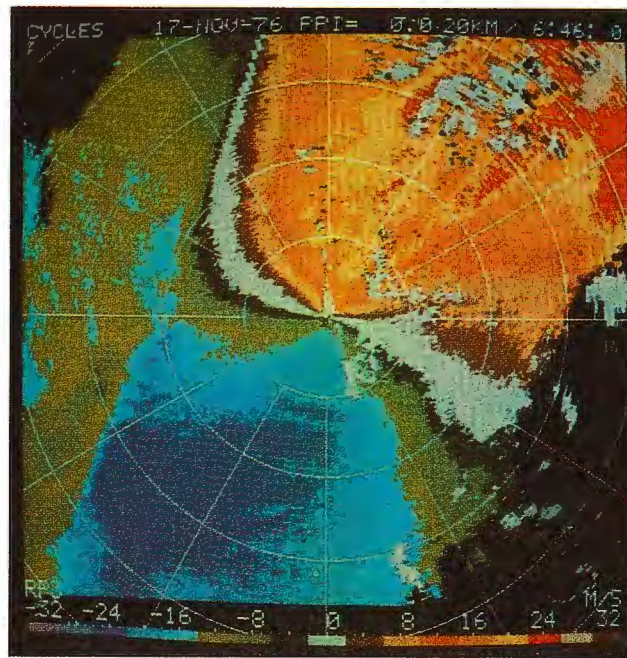


Fig. 6 A PPI display of Doppler radial velocities at 0° elevation angle obtained in Washington State, USA. Range markings are at 20 km intervals. The color scale shows velocities in m/s towards (negative values) or away (positive values) from the radar. (From Wilson, et al., 1980).

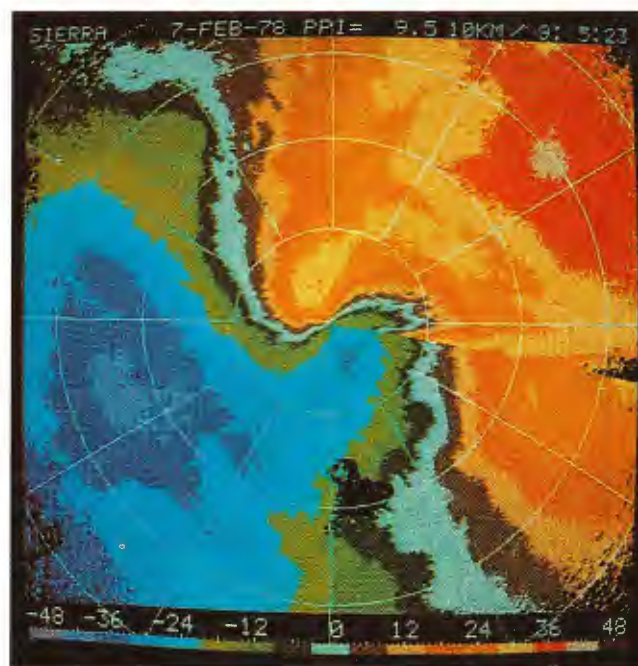


Fig. 7 A PPI display of Doppler radial velocities at 9.5° elevation angle obtained in California, USA. Range markings are at 10 km intervals. (From Wilson, et al., 1980).

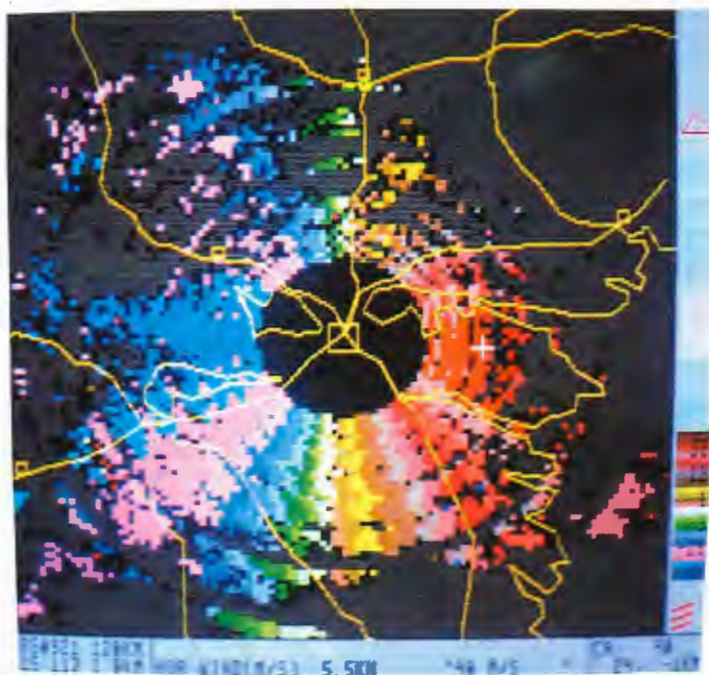


Fig. 8 A CAPPI display of radial velocities at 5.5 km height at Norrköping, Sweden. The distance from the radar to the "+" is 24 km and the pictured area is 120 x 120 km.

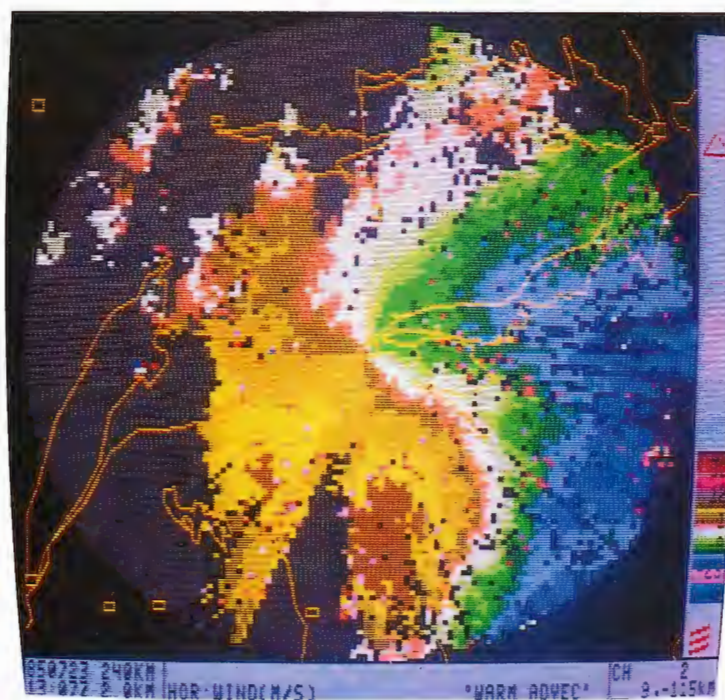


Fig. 9 A pseudo-CAPPI display of radial velocities at 0.5 km height (to 55 km range) and 0.4° elevation angle (ranges > 55 km). The pictured area is 240 x 240 km.

pseudo-CAPPI display is a CAPPI level out to the range where the lowest elevation beam intersects the CAPPI height, with the lowest beam displayed at farther ranges. It is similar to a low elevation PPI, but avoids some ground clutter and some of the strong boundary layer vertical wind shear sometimes observed on a PPI. At Norrköping, the 500 m pseudo-CAPPI is a standard presentation (Fig. 9). The CAPPI portion extends to a range of 55 km, with the farther ranges being the lowest elevation (0.4 degrees) PPI.

3.3 Radial Velocities -- Automatic Interpretive Techniques

To extract more precise information about the three-dimensional wind field, further processing of the radial velocity information is necessary. One such processing technique is the Velocity-Azimuth Display (VAD) technique (Browning and Wexler, 1968; Testud. et al., 1980), which is currently being tested on the Norrköping radar. This technique provides vertical profiles of wind speed, wind direction, divergence, and deformation at the center of a column of radius of about 2-20 km centered on the radar. It is very similar to the manual method discussed in connection with the PPI displays. To obtain one point in these profiles, the radial velocity at a constant elevation and range (constant height) is sampled for an entire sweep (Fig. 10 a). When the radial velocity is plotted as a function of azimuth angle, a curve approximating a sinusoid is generally obtained (Fig. 10 b). It is then assumed that

- 1) The vertical fall speed (V_{f_0}) is horizontally constant and
- 2) the horizontal wind components (u and v) vary linearly within this circle and can be expressed by

$$u = u_0 + \frac{\partial u}{\partial x} x + \frac{\partial u}{\partial y} y$$

$$v = v_0 + \frac{\partial v}{\partial x} x + \frac{\partial v}{\partial y} y$$

where u_0 and v_0 are the horizontal wind vectors at the center of the circle directly above the radar. If the measured radial velocity, v_r , is expressed in terms of u and v and the geometry shown in Fig. 10 a, (with v_r being negative towards the radar), one obtains

$$\begin{aligned} v_r = & 1/2r(\cos\alpha)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) - v_{f_0} \sin\alpha + u_0(\cos\alpha)(\cos\beta) \\ & + v_0(\cos\alpha)(\sin\beta) + 1/2r(\cos\alpha)(\sin 2\beta)\left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x}\right) \\ & + 1/2r(\cos\alpha)(\cos 2\beta)\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right) \end{aligned} \quad (4)$$

which can then be expanded in a Fourier series of form

$$v_r = 1/2a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n\beta + b_n \sin n\beta) \quad (5)$$

By matching the coefficients of equations (4) and (5) it can be seen that

$$\text{Div}_H = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = \frac{a_0}{r \cos\alpha} + \frac{v_{f_0}}{r} \tan\alpha$$

$$\text{Speed} = (u_0^2 + v_0^2)^{1/2} = (a_1^2 + b_1^2)^{1/2} / \cos\alpha$$

$$\text{Wind direction} = \begin{cases} \tan^{-1} \frac{a_1}{b_1} - \pi & , b_1 > 0 \\ \tan^{-1} \frac{a_1}{b_1} & , b_1 < 0 \\ & , b = 0 \end{cases} \quad (6)$$

$$\text{Deformation} = \frac{2}{r \cos \alpha} (a_2^2 + b_2^2)^{1/2}$$

Orientation of axis of dilatation =

$$\begin{cases} \gamma = \pi/4 - 1/2 \tan^{-1} \frac{a_2}{b_2} & , b_2 > 0 \\ 3\pi/4 - 1/2 \tan^{-1} \frac{a_2}{b_2} & , b_2 < 0 \\ & , b_2 = 0 \end{cases}$$

Hence, in practice, it is a matter of 1) obtaining radial velocities at a constant elevation and range with regular azimuthal spacing (interpolate if necessary), 2) solve for the Fourier coefficients by

$$a_0 = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N v_{r_i}$$

$$a_n = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N v_{r_i} \cos(n\theta_i) \quad , n = 1, 2$$

$$b_n = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N v_{r_i} \sin(n\theta_i) \quad , n = 1, 2$$

where N = number of equally spaced points (e.g. $N = 36$)

and 3) solve for the desired meteorological parameters using relations (6). If the divergence is to be computed, the particle fall speed must be obtained, either from direct measurement with the radar pointing vertically, or by some other technique. By varying the range and elevation angle within the limitations described by Browning and Wexler (1968), similar information can be obtained at other heights, providing a profile. Profiles of wind speed, wind direction, and divergence obtained in this manner through a warm front are shown in

Fig. 11. Further analysis of these profiles are then possible, such as the computation of vertical velocity and thermal advection. These profiles can also be presented in a time-height cross-section to help visualize the structure of the precipitation system (Fig. 12).

The uniform wind technique is a technique for estimating the horizontal wind field from a single Doppler radar (Doviak *et al.*, 1981). This technique, which is being tested in the U.S., and also now in Sweden, requires the assumption that the horizontal wind vector is constant within a limited area of the echo field. This area has the approximate dimensions 20-30 degrees in azimuth and about 5 km in range. Several variations to the technique exists. However, the principal technique involves 1) using low elevation angles to minimize the effects of the particles' vertical motion, 2) averaging the radial velocities to reduce the number of computations and editing this data (by various techniques), 3) computing the tangential wind component at a point by estimating the azimuthal gradient of the radial velocity at this point, and 4) combining this computed tangential component with the measured radial component to obtain the true wind vector. This provides estimates of the true horizontal wind vectors on conical surfaces with the apex at the radar. The assumption of a constant horizontal wind vector is necessary to perform step 3. This assumption is not always valid, and incorrect (sometimes obviously so) wind vectors are obtained. An example of the result of this technique is given in Fig. 13, obtained as a squall line passed the Norrköping radar. (This squall line toppled trees in several localities). Many features of the wind field agree semi-quantitatively with available surface wind registrations, such as the strong winds (up to 75 kts) at the leading edge (eastern edge) of the echo region and the weak easterly winds northwest of the radar. However, the strong horizontal shear 45-50 km directly north of the radar might be questionable, though verification is difficult.

A technique for estimating the horizontal divergence within echo regions has been tested in the USA (Koscielny, *et al.*, 1982). This technique, often called Volume Velocity Processing (VVP), is a statistical regression technique using the radial velocities sampled within an atmospheric volume (Fig. 14). This volume has the approximate dimensions of 20-30 km in range, 0.4-2 degrees in elevation angle, and 30-40 degrees in azimuth angle. Using the VVP technique, Koscielny, *et al.*, found areas of convergence which appeared to be related to thunderstorms several hours later (Fig. 15).

These are only some of the automatic interpretive techniques that have been tested, but those shown represent the range of information that is available from a single Doppler radar and is likely to be important to the meteorological forecaster. It is likely, that some, if not all, of these techniques will be utilized if Doppler radars are to be used operatively.

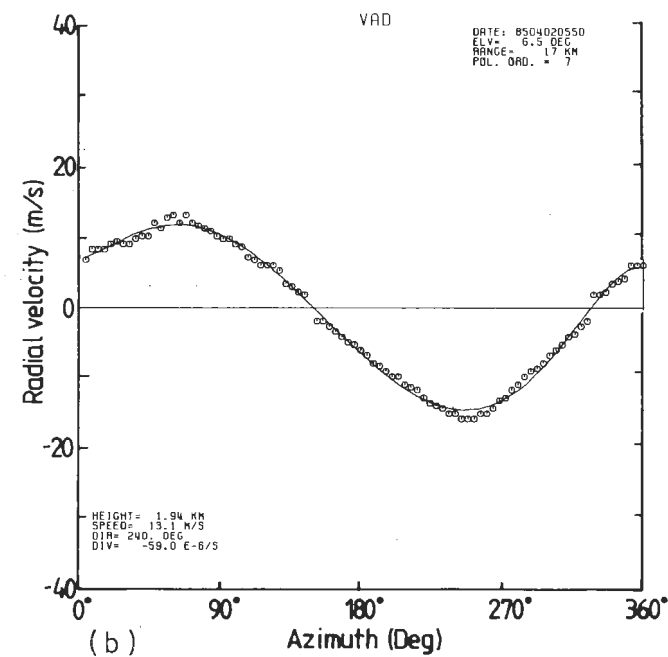
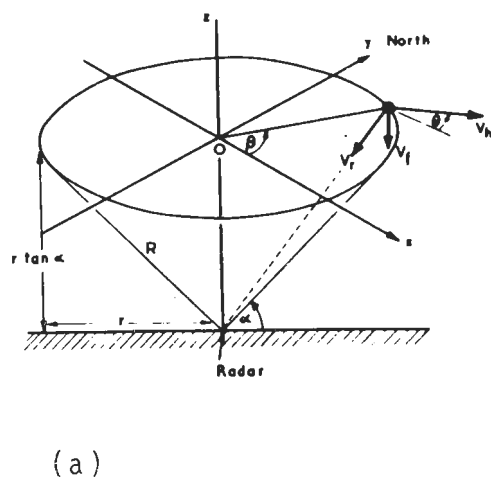


Fig. 10 The a) geometry of the VAD scan (From Browning and Wexler, 1968) and b) data obtained from a VAD scan.

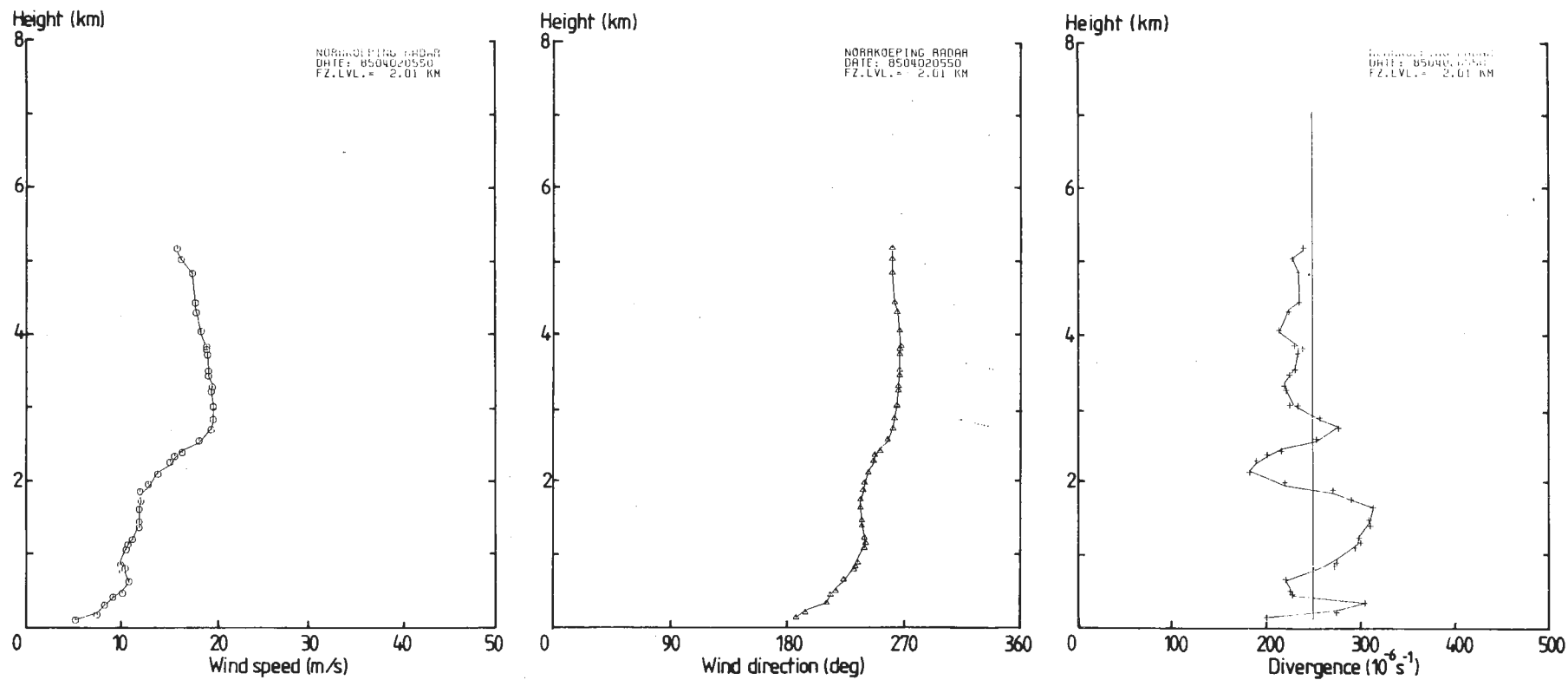


Fig. 11 Profiles obtained with the VAD technique.

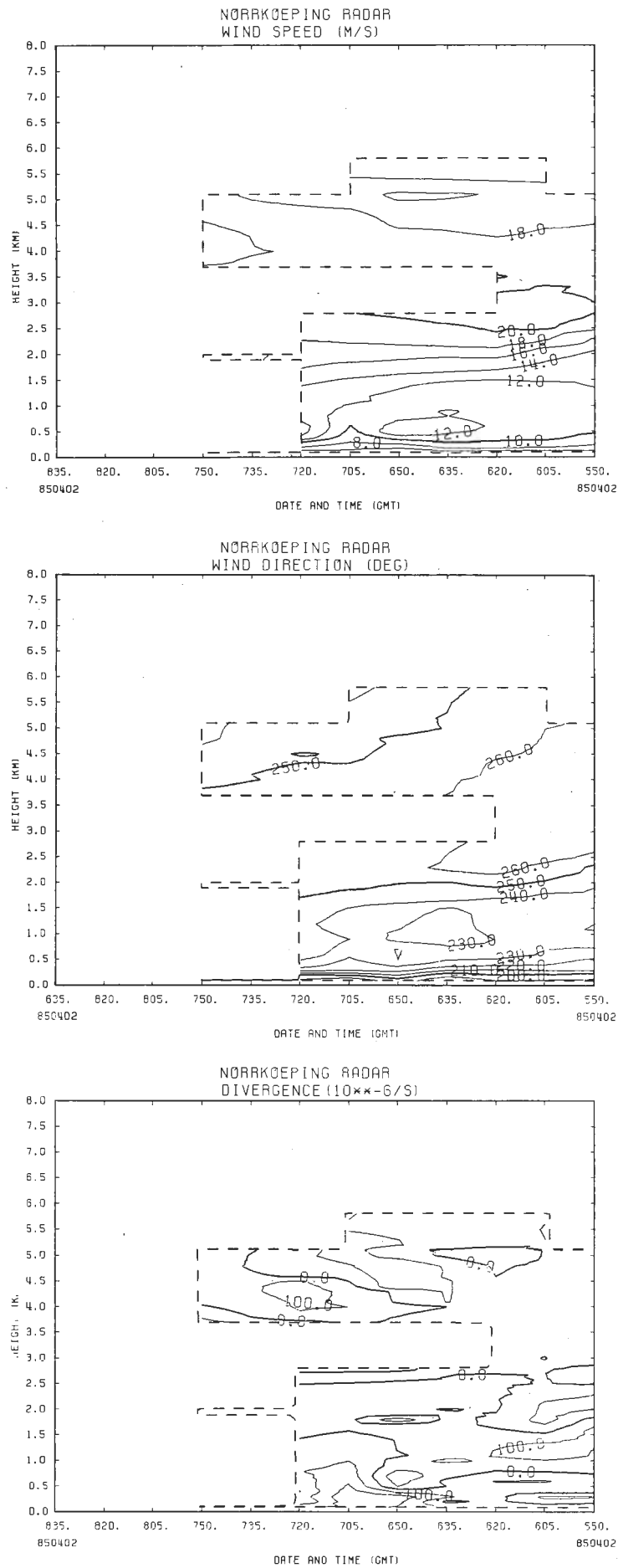


Fig. 12 Time-height cross-sections obtained with the VAD Technique.

FILTERED WIND VECTORS
 DATE= 950731401
 HEIGHT= -0.5 KM
 WEIGHTS= 9.00E+02 3
 WIND FLAGS IN AND

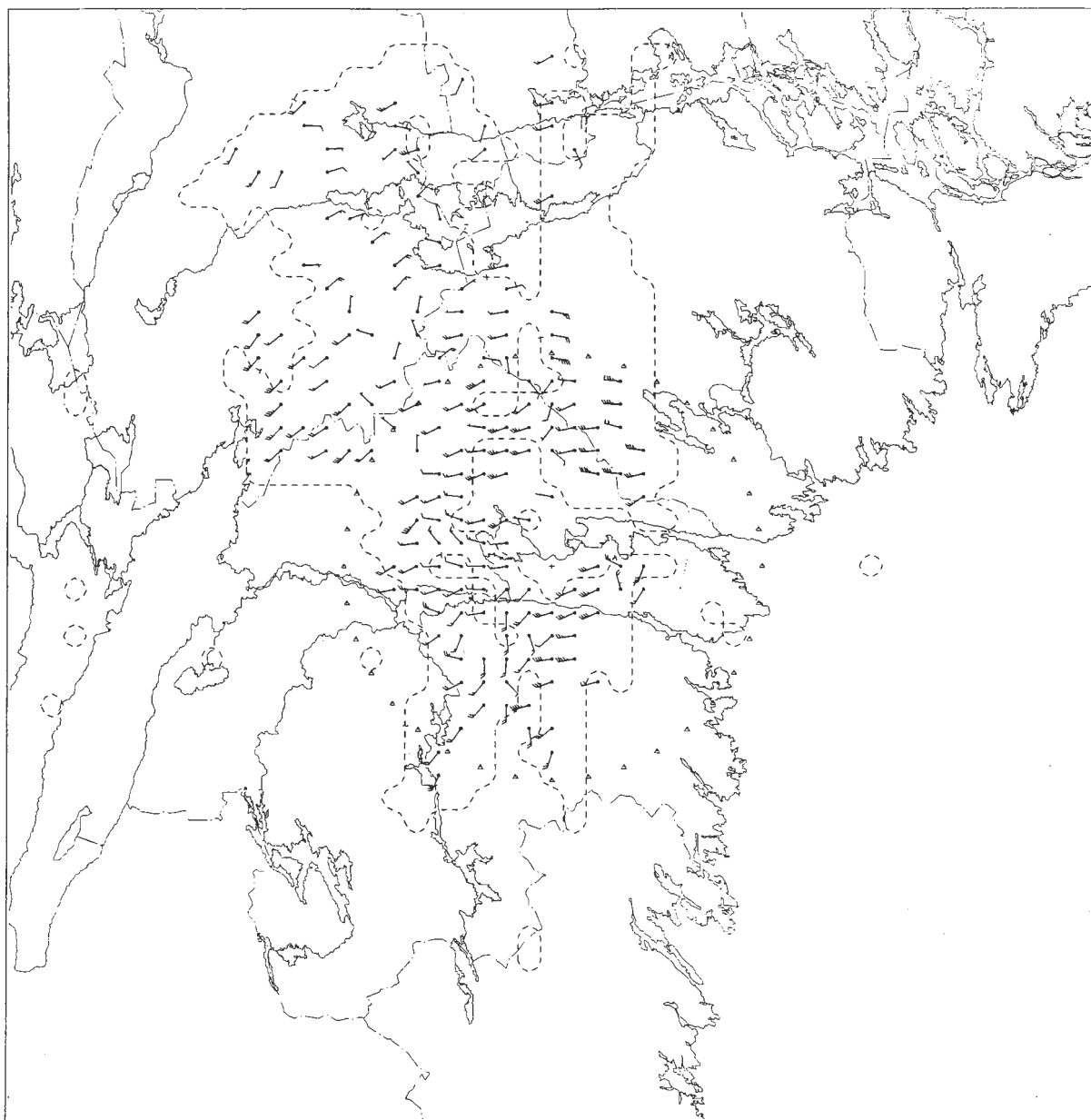


Fig. 13 A 500 m pseudo-CAPPI of the horizontal wind field derived from a single Doppler radar using a uniform wind technique. Flags are in knots, and the lowest beam (0.4°) is above 500 m beyond the range marked by Δ .

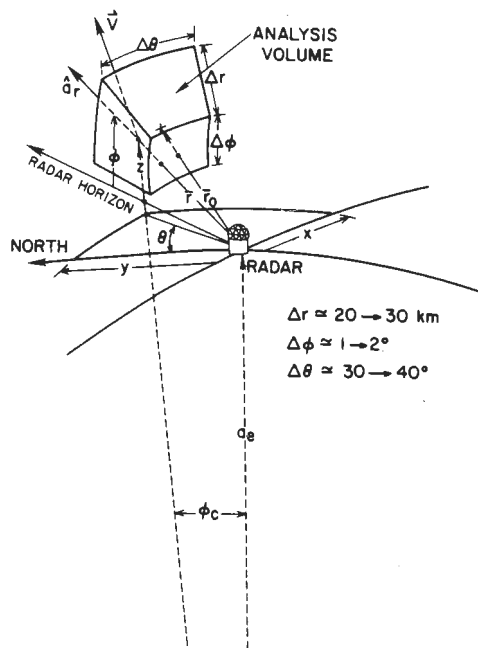


Fig.14 The spherical coordinate system used in the VVP technique. (From Koscielny, et al., 1982).

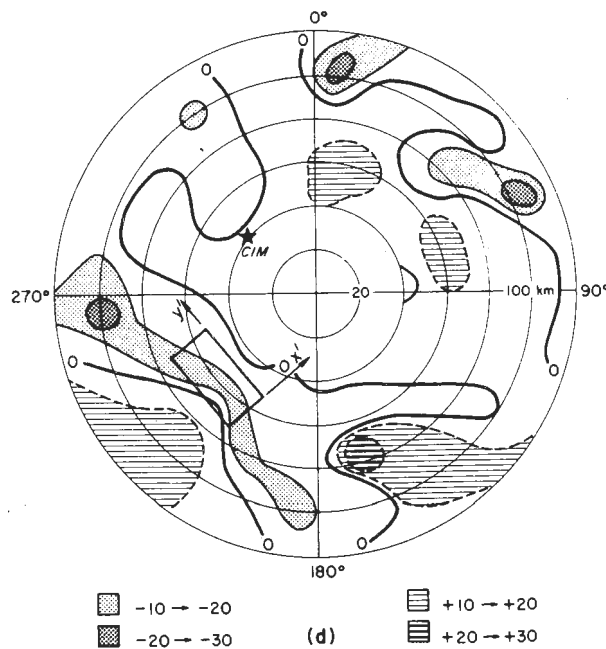


Fig. 15 The divergence pattern produced by applying the modified Velocity Volume Processing (VVP) method for sectors 40° wide and 20 km in range. Elevation angles of 0.4° and 0.8° were used. The data were collected in clear skies, except for congestus clouds to the southwest, using a 10 cm NSSL radar in Oklahoma, USA, in June 1980. (From Koscielny, et al., 1982).

References

- Browning, K.A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. J. Appl. Meteor., 7, 105-113.
- Doviak, R.J., R. Rabin and A. Koscielny, 1981: Prestorm boundary layer observations with Doppler radar. Preprints 20th Radar Meteor Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 546-553.
- Doviak, R.J. and D.S. Zrnic, 1984: Doppler Radar and Weather Observations. Academic Press, 458 pp.
- Koscielny, A.J., R.J. Doviak and R. Rabin, 1982: Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary-layer observations. J. Appl. Meteor., 21, 197-210.
- Testud, J., G. Breger, P. Amagenc, M. Chong, B. Nutton and A. Sauvaget, 1980: A Doppler Radar Observation of a Cold Front: Three-Dimensional Air Circulation, Related Precipitation System and Associated Wavelike Motions. J. Atmos. Sci., 37, 78-98.
- Wilson, J.W., R.E. Carbone, H. Baynton and R. Serafin, 1980: Operational meteorological Doppler radar. Bull. Amer. Met. Soc., 61, pp. 1154-1168.
- Wilson, J. and H.P. Roesli, 1985: Use of Doppler Radar and Radar Networks in Mesoscale Analysis and Forecasting. ESA Journal, 9, 2, 125-146.

APPENDIX

CHRIS COLLIER

RADAR AND SATELLITE MAPPING OF RAINFALL DISTRIBUTION

RADAR AND SATELLITE MAPPING OF RAINFALL DISTRIBUTION

by

C. G. Collier

Meteorological Office Radar Research Laboratory,
Royal Signals and Radar Establishment,
Malvern, UK.

1. INTRODUCTION

The requirement to measure the depth and duration of rainfall was generated long before meteorology became organised nationally. Indeed, the earliest known reference to raingauges dates from the fourth century BC (Folland and Wales-Smith, 1977). However, it was not until extensive rain-gauge networks, such as that organised in the UK by G.J. Symons in 1860, were established that rainfall distribution began to be mapped with any degree of precision and reliability. Over the following 100 years considerable rain-gauge data were recorded, being used principally for both meteorological and hydrological research on timescales of one day or more.

In spite of the enthusiasm of the amateur observers, and the steady acquisition, throughout this century, of responsibility for precipitation* measurement by national meteorological and hydrological services, gaps in precipitation monitoring remain. The need for real time precipitation measurement and forecasts over short time periods (a few hours to less than one hour) has increased with the recognition that a real-time appreciation of precipitation distribution is an important element in modern short-period weather forecasting (see for example Browning, 1979; Booth, 1984). Likewise, with the development of low cost, reliable computer systems the requirement for real-time precipitation information for flood forecasting has assumed increased importance (O'Connell and Clarke, 1981).

The problem of the real-time measurement of precipitation has been tackled using telemetering raingauge networks (see for example Mogil et al, 1978), but inevitably these systems produce limited coverage and can be costly. Over the last ten years or so advances in computer technology, digital communications and display have permitted progress in the operational development and implementation of digital weather radar systems for measuring precipitation. At the same time the potential of satellite-borne measurement systems was recognised,

* The word precipitation will be used in this paper to refer to rainfall and snowfall, although the main theme of the paper is the mapping of rainfall.

and parallel development of precipitation measurements from space has taken place.

In this paper we will consider the use of ground-based radar and satellite techniques for measuring rainfall amount and distribution. The measurement of snowfall will also be considered briefly. Whilst it might appear that systems based upon these two technologies compete with each other, we will show that ground-based radar and satellite techniques are generally complementary.

2. GROUND-BASED RADAR TECHNIQUES

Many techniques of measuring precipitation by radar have been proposed, but basically there are three methods, each using particular types of radar measurements:

- (i) Measurements of the intensity of the backscattered radiation (radar reflectivity), and measurements of the difference in reflectivity between vertically and horizontally polarised radiation.
- (ii) Measurements of the attenuation of radar energy.
- (iii) Measurements of attenuation and reflectivity made simultaneously at two wavelengths.

The last technique has been proposed in both the USSR (Abshaev, 1971) and the USA (Eccles and Mueller, 1971; Atlas and Ulbrich, 1974), but requires further research before it can be assessed operationally. It will not be considered further here.

Radiation with a wavelength less than about 3 cm is attenuated by rainfall, the relationship being almost linear (Ryde, 1947; Wexler and Atlas, 1963). This fact may be utilised to measure the integrated rainfall between two points (for a review see Harrold, 1967), provided the rainfall is not so heavy as to remove the signal altogether. Because of the practical difficulties of making spatially well resolved measurements in all rates of rainfall, this technique has not been developed for operational use.

The technique which has been developed extensively is that based upon the use of radar reflectivity. Considerable effort is also now being put into examining the potential of the use of differential reflectivity measurements. These two techniques will be considered in some detail.

2.1 The use of radar reflectivity measurements in estimating precipitation rate

Measurements of the energy backscattered from precipitation particles in volumes above the ground at many ranges out to 100 km or more, and at different

azimuths as the radar beam rotates about a vertical axis, may be related to the rate of precipitation. Probert-Jones (1962) demonstrated that, provided liquid precipitation uniformly fills the pulse volume,

$$\bar{P}_r = C_1 C_2 \frac{K \Sigma D^6}{r^2}$$

where $\bar{P}_r$ is the average of the power P_r returned from precipitation at range r ; C_1 is a function of the radar parameters; C_2 is approximately a constant related to the dielectric properties of the precipitation particles; ΣD^6 is the summation over unit volume of the sixth powers of the raindrop diameters D ; and K is the attenuation as the radiation traverses to and from the range of interest. The radar reflectivity, Z , is defined by $Z = \Sigma D^6$, and Z is empirically related to the rate of rainfall (or snowfall) by,

$$Z = AR^B$$

where R is the rate of rainfall, and A and B are empirically determined constants. The values of A and B depend upon the type of rainfall being observed. Many values have been specified (see Battan, 1973), although values which are often used are $A = 200$ and $B = 1.6$.

The variability of all the terms in the above equations affects the accuracy of the measurements of rainfall (or snowfall), although Harrold et al (1974) have shown that the variability is almost completely due to meteorological factors. Several sources of error have been identified (for a more detailed discussion see Browning, 1978):

- (i) Variations in the relationship between the backscattered energy and rainfall rate within the radar beam, due to dropsizes distribution variations, the presence of hail in the radar beam, and also to the occasional presence of snow or melting snow. When the radar beam intersects the region where snow melts to form rain, the radar reflectivity is enhanced producing the "bright-band". Measurements of radar reflectivity within the bright-band can lead to overestimates of the surface rainfall.
- (ii) Changes in the actual precipitation intensity, both within the radar beam and between the radar beam and the ground, due to raindrop growth or evaporation.
- (iii) Variations in the performance of the radar system.
- (iv) Attenuation of the radar signals due to heavy rainfall along the beam and due to the effects of water on the radome (the housing used to protect a radar from the effects of the wind and ice).

(v) Radar signals produced by the ground especially when the path of the radar beam is affected by anomalous conditions in the lower parts of the atmosphere.

These errors are summarised in Figure 1. The dominant importance of the first two types of error has been stressed by Browning (1981), although the others may contribute very significant errors on particular occasions. The accuracy of the radar measurements of rainfall may be improved somewhat if a raingauge is used to calibrate the system (Wilson, 1970). This is usually achieved by setting the exponent B in the relationship between reflectivity and rainfall equal to a fixed value, 1.6 (say), and deriving the coefficient A. Such a technique goes some way to correcting the radar estimates of rainfall for the errors noted above but, as we shall see, does not solve all the problems.

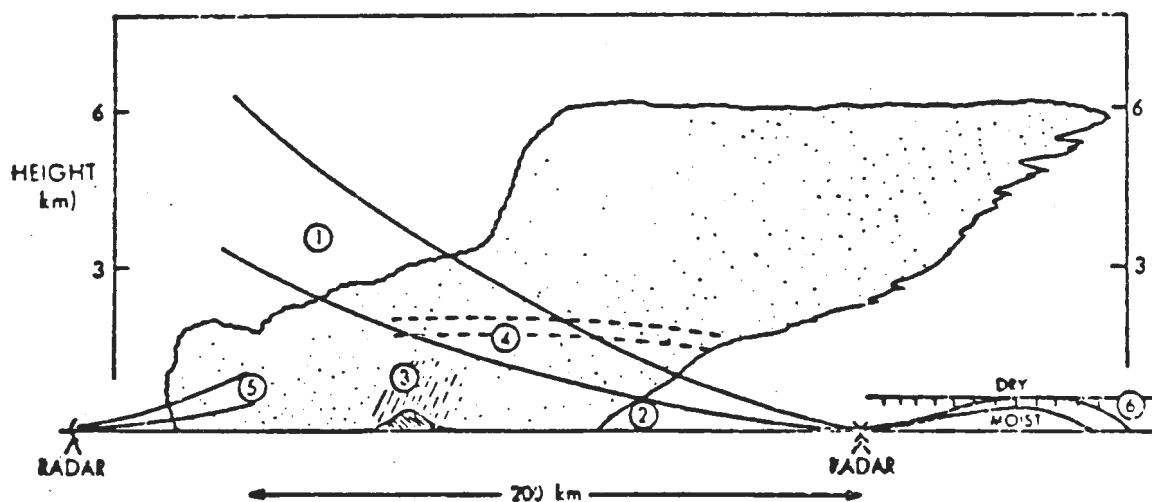
2.1.1 Accuracy of surface rainfall estimates made using radar calibrated with raingauge data

The accuracy of radar estimates of rainfall has been the subject of considerable study in many countries over the last ten years or so, notably in the United Kingdom (Harrold et al, 1974; Collier, 1977), in the USA (McGrew, 1972, Woodley et al, 1975; Saffie, 1976), in the USSR (Beryulev et al, 1980), in the Federal Republic of Germany (Attmannspacher and Schultz, 1981), in Switzerland (Joss et al, 1970), in Japan (Okamura et al, 1980), and in Canada (Humphries and Barge, 1979). A review of this work has been produced by Wilson and Brandes (1979). Although the emphasis in various countries has often been different, most of the results appear to be consistent if allowance is made for the different areal coverage, time resolution and rainfall types. Hence, in this paper we will illustrate the potential accuracy of radar measurements by reference to one particular project, namely the Dee Weather Radar Project (DWRP) carried out in the United Kingdom between 1970 and 1976.

The accuracy with which a 10 cm radar with a 2° conical beamwidth and also a 5.6 cm radar with a 1° beamwidth were able to measure areal rainfall in a hilly region of North Wales was assessed in the DWRP by comparison with a dense network of 76 autographic raingauges distributed over an area of about 1000 km². Measurements of rainfall made with the raingauge network were also subject to errors including those arising from the unrepresentativeness of individual gauges in particular rainfall situations. For this reason the accuracy of the radar, calibrated using a specified small number of raingauges, was assessed against a so-called optimum rainfall field. The optimum rainfall field was derived from all the raingauges assuming that each gauge measured the rainfall accurately at its location (unless comparison with its nearest neighbour

Figure 1:

Cross-section through an area of frontal precipitation illustrating six sources of error in the radar measurement of surface rainfall intensity, namely: (1) radar beam overshooting the shallow precipitation at long ranges, (2) low-level evaporation beneath the radar beam, (3) orographic enhancement above hills which goes undetected beneath the radar beam, (4) anomalously high radar signal from melting snow (the bright-band), (5) under-estimation of the intensity of drizzle because of the absence of large droplets, and (6) radar beam bent in the presence of a strong hydrolapse causing it to intercept land or sea: (from Browning, 1981).



indicated a gross error) but using the pattern of radar reflectivity to interpolate between the gauges to obtain the best possible rainfall field. Any bias introduced into the assessment by this procedure was considered to be outweighed by the advantages.

On occasions when the radar beam did not intersect the bright-band, the radar estimates of hourly rainfall over river subcatchments of typical area 60 km^2 were found to differ from the optimum estimate by about 15% within 15 km of a calibration gauge, and 20% at distances of about 20 km from a calibration gauge. When the bright-band was intersected by the radar beam, these errors increased on average by a factor of about 1.5. Figure 2 shows how the accuracy of the radar estimates of rainfall increased as both the averaging period and the averaging area increased. For areas in excess of about 450 km^2 , however, the accuracy began to decrease again because the calibration gauges became unrepresentative of the larger area.

Figure 3 shows a comparison between the accuracy of radar with that achievable with raingauge networks of different densities. The full curves represent the accuracy of hourly rainfall totals over subcatchments that can be achieved with a calibrated radar located within 50 km of the area of interest. The dotted curves represent the accuracy achieved with networks of raingauges in the absence of radar. For both sets of curves the accuracy is plotted as a function of raingauge density. From this figure it can be seen that when a radar is calibrated using one gauge and the beam is below the bright-band, then a raingauge network with only five gauges per 1000 km^2 in typical uniform rain gives comparable accuracy to the radar, but in typical isolated showers the required network density is around 40 gauges per 1000 km^2 .

Although the main assessment of accuracy in the DWRP was carried out over a limited azimuth sector with an area of only 1000 km^2 , the area covered quantitatively by such a radar is more than an order of magnitude greater. However, to realise the level of accuracy specified in the DWRP over the whole of this potentially quantitative area, whilst making measurements in real-time, is very difficult. Indeed, the transfer of the results of experiments such as the DWRP to truly operational systems is only now being addressed. One such system being tested in North West England and known as the North West Radar Project (NWRP) has the specific aim of "developing hydrological forecasting techniques, using radar derived data, and to incorporate these into the North West Water Authority's operational system" (Collier et al, 1980). It was found necessary in the NWRP to develop a radar-raingauge calibration procedure which derived calibration factors from a few telemetering raingauges and then applied different

Figure 2:

Mean error (without regard to sign) in the measurement of areal rainfall, using a radar calibrated against a single raingauge, plotted as a function of the area and period of integration (from Collier, 1977).

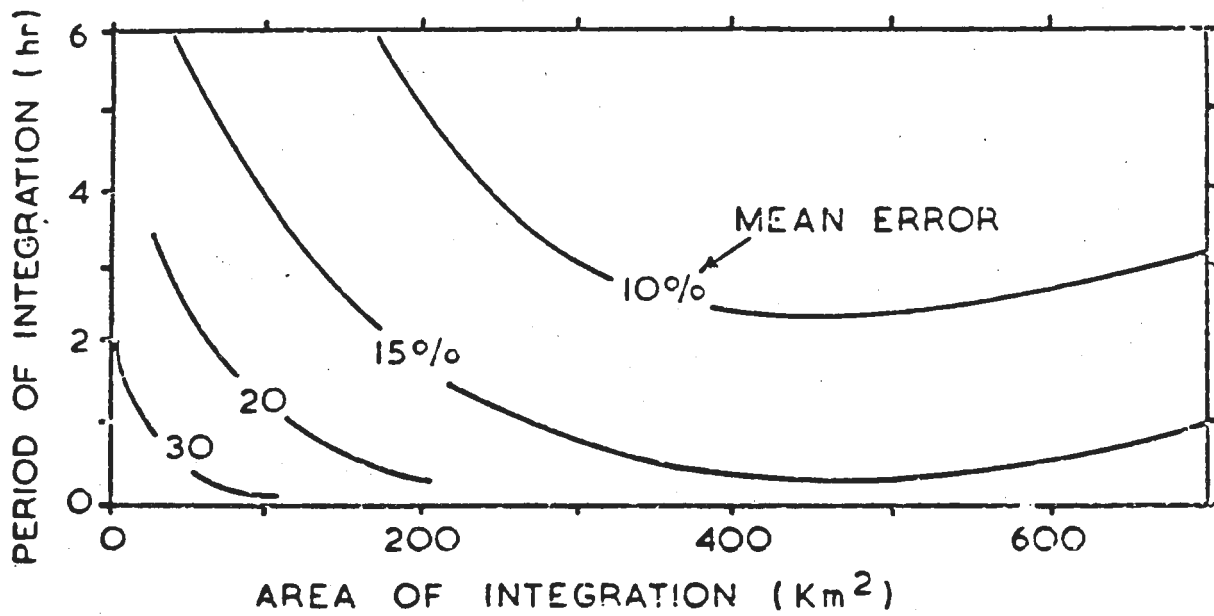
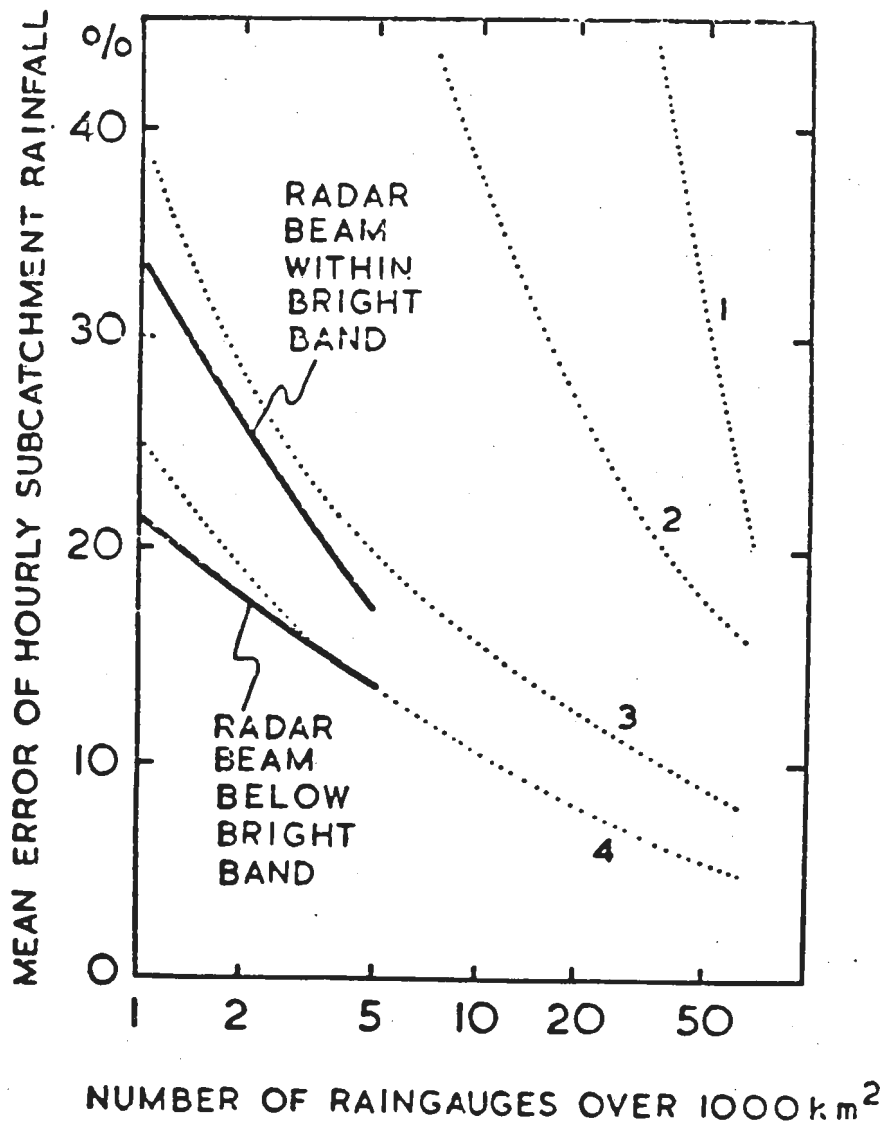


Figure 3:

Mean error of the hourly rainfall totals in subcatchments of average area 60 km^2 , as determined from radar measurements in various kinds of rainfall conditions, plotted as a function of the number density of calibrating raingauge sites (full curves). Also shown for comparison is the mean error of the hourly subcatchment totals as determined from a network of raingauges in the absence of radar, again plotted as a function of the number density of raingauge sites (dotted curves). The set of four dotted curves represents the measurement errors for the raingauge network in the presence of (1) extremely isolated showers, (2) typical showers, (3) typical widespread rain, and (4) extremely uniform rain. For all curves the mean error is defined as the mean value of the difference between the estimated rainfall and the 'optimum estimate' (defined in the text) without regard to sign (after Collier, 1977, from Browning, 1978).



calibrations in different areas for different rainfall types (Collier et al 1983). The overall performance of this procedure has been analysed by Collier (1984(a)). Figure 4 shows the percentage amount of radar data with errors greater than stated values for both no bright-band and bright-band affected hours. The improvement produced by raingauge calibration is particularly evident for heavier rainfall when the bright-band is not present. The reliability of the radar system is extremely important, and Figure 5 indicates that high reliability is achievable with modern radars. Hence, the accuracy specified in the DWRP can be achieved in real-time, particularly in frontal rainfall, over the whole quantitative area of the radar, taken as the area within about 75 km of the radar site, some 15000 km². This being the case it will be unrealistic to use raingauges alone for accurate measurements of rainfall over large areas, especially when the gauges have to be telemetered to provide data in real-time. It has been estimated (Water Resources Board, 1973) that, if an accuracy of 25% is required, the cost-effectiveness of a calibrated radar system exceeds that of a telemetering raingauge network, provided measurements are required over an area larger than 3000 km².

2.1.2 Accuracy of measurements of snowfall made using a radar

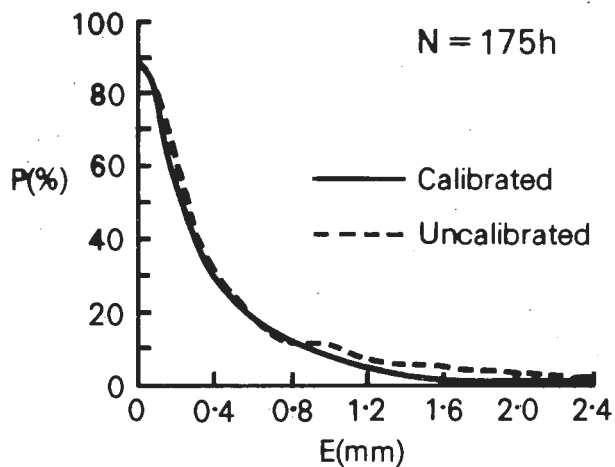
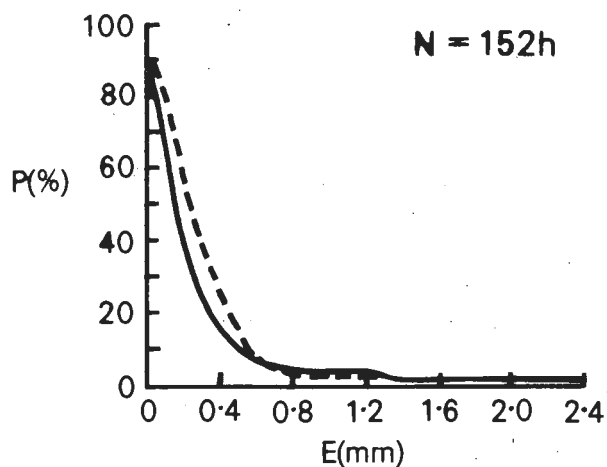
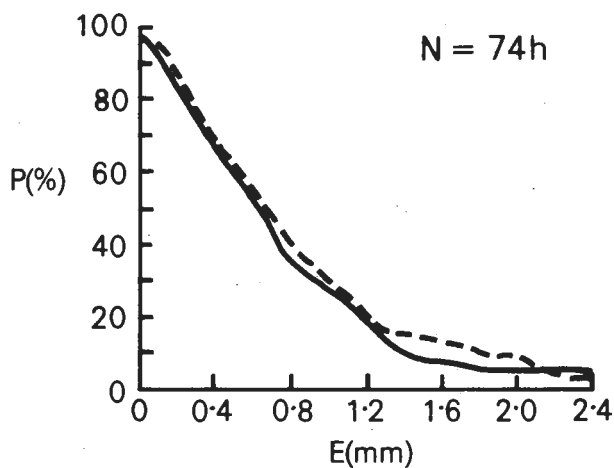
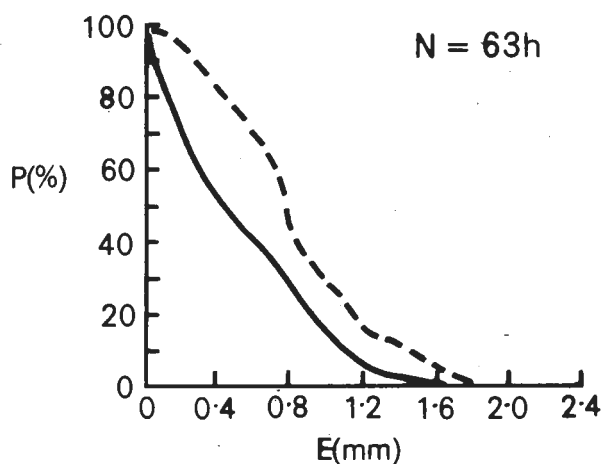
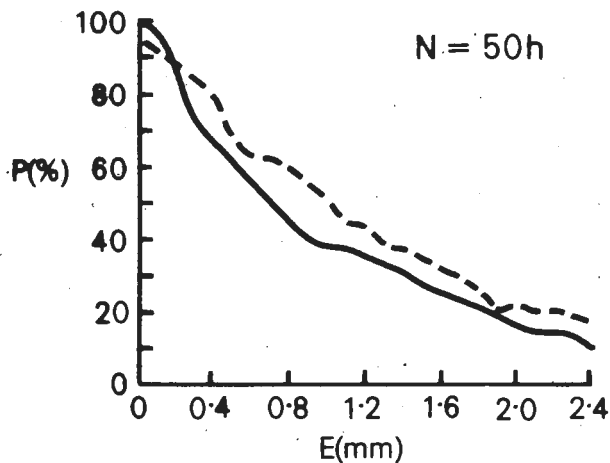
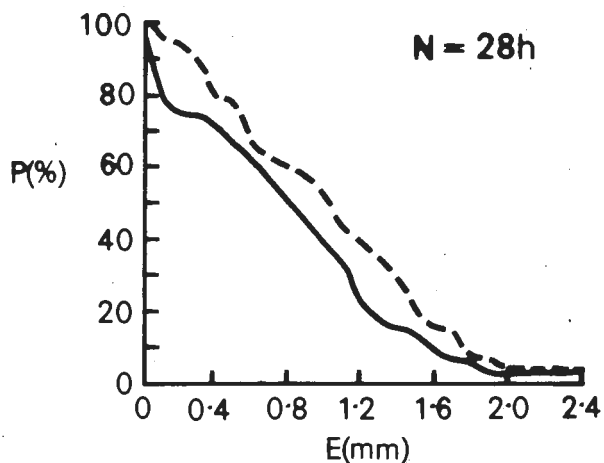
Radar is capable of making measurements of snowfall as accurately as those of rainfall except for greater wind drift problems beneath the beam. The technique is based upon the conversion of radar reflectivity measurements through an empirically determined relationship of the form $Z = AR^B$. As for measurements of rainfall, there is considerable variability in the values of A and B (Ohtaka and Henmi, 1970). Values most commonly used are A = 2000 and B = 2.0 (Gunn and Marshall, 1958), although Imai (1960) suggests values for A of 540 for dry snow and 2100 for wet snow.

Much work has been done on the accuracy of radar measurements of rainfall, but only a limited amount of data on the accuracy of radar measurements of snowfall has been obtained. Jatila (1973), using as a calibration the water equivalent of snow collected in a single raingauge, found that 60% of the snowfall amounts derived from radar measurements within about 50 km of the radar site fell in the interval -24% to +32% of the daily amounts of snowfall measured by gauges. The most extensive measurements to date have been carried out by Pollock and Wilson (1972). This project used three radars and an extensive gauge network which included 13 weighing/recording precipitation gauges (Peck et al, 1973). The accuracy of radar measurements of snowfall was found to be similar to that reported by Jatila within about 30 km of the radar, but it rapidly decreased as the height of the radar beam increased with increasing

FIGURE 4:

NO BRIGHT-BAND

BRIGHT-BAND

a) $1.0 \geq G \geq 0.4 \text{ mm}$ $M = 0.6 \text{ mm}$ b) $2.0 \geq G > 1.0 \text{ mm}$ $M = 1.5 \text{ mm}$ c) $4.0 \geq G > 2.0 \text{ mm}$ $M = 2.8 \text{ mm}$ 

Graphs showing the percentage amount of radar data (P) with errors greater than the stated values (E) for one raingauge site, Feb 82-Jan 83. N= number of hours of data, M= mean hourly rainfall in each range.

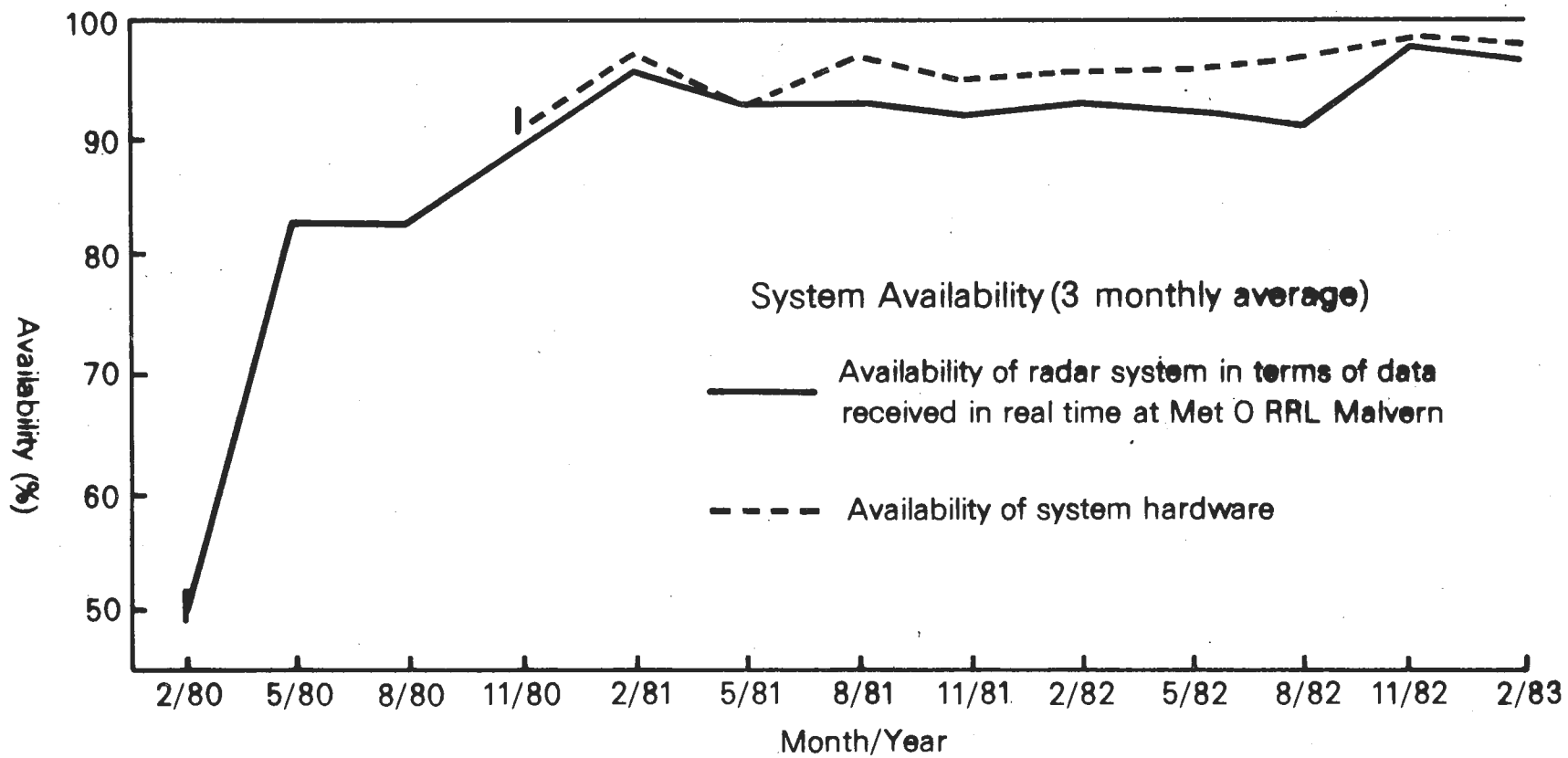


FIGURE 5:
Reliability of the Hameldon Hill radar system located near Burnley, Lancashire, UK.

distance from the radar. Both of the above studies were made over flat terrain, but Collier and Larke (1978) showed that comparable accuracy can also be achieved in hilly terrain. More recently Boucher (1981) reported additional measurements confirming the accuracy noted by Jatila and Pollock and Wilson within 50 km of the radar, although Browning (1983) points out that snowfall development below the radar beam due to orographic effects can lead to significant underestimates of the surface snowfall.

2.2 The use of differential reflectivity (dual polarisation) measurements in estimating precipitation rate

Seliga and Bringi (1976) have proposed the use of a single 10 cm wavelength radar which combines reflectivity factor measurements at horizontal (Z_H) and vertical (Z_V) polarisations to measure raindrop size distribution and hence rainfall. These measurements are interpreted in terms of differential reflectivity, $Z_{DR} = 10 \log (Z_H/Z_V)$ and Z_H .

This technique is based upon the facts that raindrops have a nearly oblate spheroidal shape, on average, with their axes of symmetry highly aligned and close to the vertical, and that the degree of oblateness depends on the size of the drop. Z_{DR} gives a measure of the median volume diameter of the drops, D_o , for rain with an exponential distribution of drop sizes. This distribution is of the form $N(Neq) = N_o \exp(-3.67 Deq/D_o)$, where Deq is the diameter of a spherical drop equal in volume to the oblate drop. Measurements of Z_H and Z_{DR} allow N_o and D_o to be estimated, and hence measurements of rainfall rate evaluated. Since Z_H and Z_V are used as a ratio in deriving Z_{DR} , the technique is relatively free from transmitter-receiver-antenna bias.

Seliga et al (1981) report the results of limited comparisons of measurements made using this technique with those made using raingauge-calibrated reflectivity data. They found in convective rainfall that differential reflectivity rainfall measurements differed by about 22% from raingauge measurements, compared with differences of 42% using raingauge-calibrated reflectivity measurements, and 47% using an appropriate mean Z:R relationship ($Z = 187R^{1.27}$). It was noted that the lowest percentage difference (24%) achieved using calibrated reflectivity measurements reported by Wilson and Brandes (1979) was obtained after the storm bias (adjusting the average radar derived rainfall rates to the average raingauge derived rates for each event) had been removed. Further excellent agreement between rainfall measurements made using the differential reflectivity technique, and measurements made using a distrometer (Joss and Waldvogel, 1967), have been reported by Goddard et al (1982) and Goddard and Cherry (1982).

It would appear that the Z_{DR} radar technique has the potential for accurately measuring rainfall rate without any need for raingauge calibration. However, as Jameson et al (1981) point out, single point measurements of Z_{DR} may be associated with significantly diverse rainfall rates. Although two radar variables are used (Z_H and Z_{DR}), two additional parameters (the maximum dropsizes and the drop shape) are considered, so that there is little net gain in quantitative information and further radar parameters are required (Atlas et al, 1982b), or temporal and areal averaging, perhaps even some form of calibration in particular meteorological situations. Hence the technique could begin to suffer from the same kind of problems as the reflectivity alone technique. Goddard et al (1982) have addressed these problems, and suggested ways of empirically reducing the errors which result from them.

Furthermore, the differential reflectivity technique, like other radar techniques, is adversely affected by the presence of reflectivity gradients below the radar beam, which may be significant in cases of isolated thunderstorms or orographic rainfall. In other words, even if the radar measures the rainfall rate accurately aloft within the beam, this measurement may still be unrepresentative of the rainfall rate at the surface. The use of a narrow beamwidth ($\frac{1}{2}^\circ$ - 1°) helps but does not entirely overcome such problems, particularly where measurements of surface rainfall are required at ranges up to around 100 km from the radar, or in hilly areas of specific interest to hydrologists. The use of such narrow beamwidths and high powers does increase systems costs and adds to the complexity of the data processing, which result in a less attractive system for operational implementation.

2.3 Radar networks

Over the last few years the emphasis in the operational use of radar has moved towards the implementation of a number of quantitative weather radars working together as a network. This has been particularly evident in Europe where the UK now have a network of five radars (Collier, 1984b), France a network presently numbering 11 radars (Gilet et al, 1984), Switzerland two radars (Joss 1981, Cavelli, 1984), Sweden plan an extensive network, the first of which is now operational, and many other countries are moving in the same direction.

Data from these networks provide real-time precipitation information over wide areas. An example from the UK network is shown in Figure 6. Plans to implement data exchanges between countries promise even more extensive data such as the example shown in Figure 7. Here geostationary satellite infrared data

FIGURE 6:

Composite display of instantaneous rainfall data from four radars at 2300Z on 2 May 1982. The original picture is in colours, showing the rainfall intensity intervals in preselected colours. The numbers on the right hand side of the frame refer to radar sites (1=Camborne, 2 = Upavon, 3 = Clee Hill and 4 = Hameldon Hill), and the letters indicate the sites at which real-time raingauge calibration has been applied (F= frontal rain). Calibration was not installed at the Camborne and Upavon sites at the time these data were recorded.

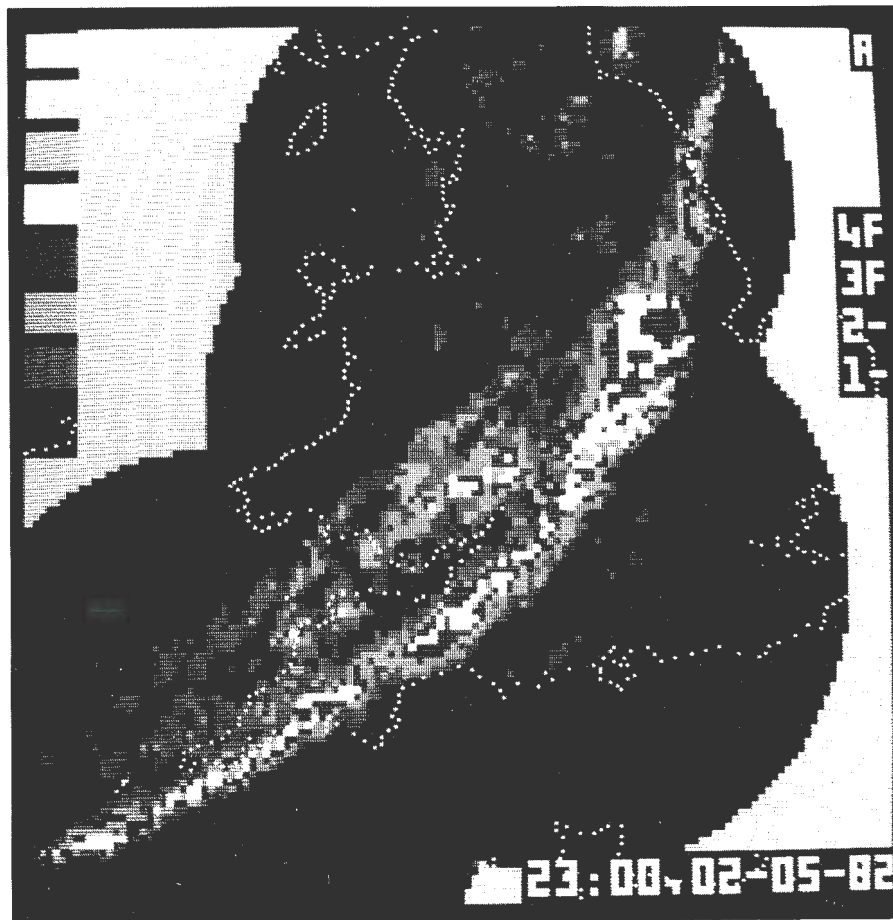
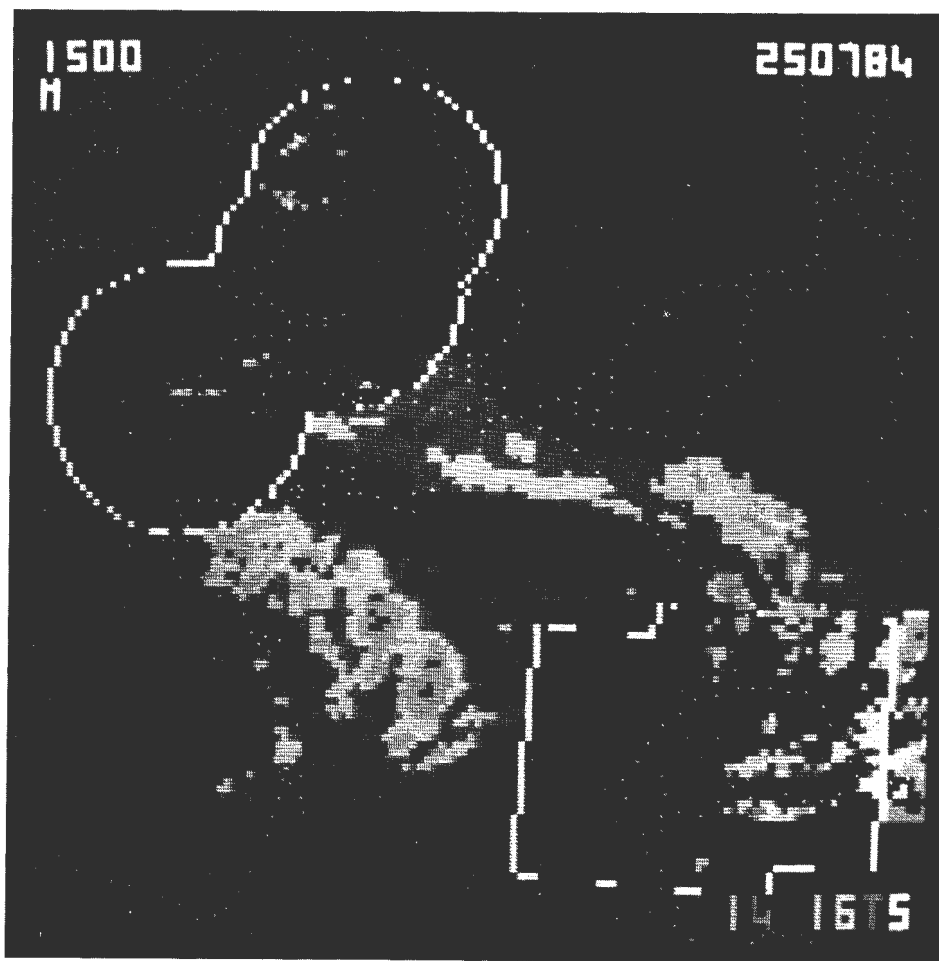


FIGURE 7

The radar-satellite(IR) combination projected in polar stereographic coordinates on the 25 July 1984. In this picture data from three of the UK radars and two Swiss radars were available. The radar data have been used in areas enclosed by continuous or broken white lines (see figure 6). The original figure shows the rainfall intensity intervals in different colours. The coastline and political boundaries are shown by white dots. Time in GMT is shown in the top left hand corner of each picture.



have been used to fill in the gap between radar data over the UK and that over Switzerland. These data were combined as part of a European project COST-72 which aims to demonstrate the feasibility and utility of european wide radar data exchanges.

3. SATELLITE AND AIRBORNE TECHNIQUES

In this section we will discuss measurement techniques exploiting instruments mounted upon satellites or, in some cases, high altitude aircraft. The use of satellite data in monitoring rainfall has recently been reviewed in detail by Barrett and Martin (1981), and in what follows we present only a brief overview in order to assess the accuracies which are achievable. Each technique will be considered separately, and their accuracies discussed together.

3.1 Cloud indexing methods

The first type of technique for estimating rainfall to be developed involved the evaluation of a rainfall coefficient or cloud index from features of the satellite cloud field defined by visible or infrared images for example brightness or texture. These indices could then be related via regression equations to raingauge observations of rainfall (Barrett, 1970; Follonsbee, 1973; Follonsbee and Oliver, 1975; Follonsbee, 1976). These techniques were most successful for rainfall over periods of days or months, partly because the satellite data were available only every twelve hours. It was quickly recognised that clouds with similar appearance do not always precipitate equally, and some form of calibration was necessary. Indeed, Scherer and Hudlow (1971) used ground-based radar data to evolve a relationship which would allow satellite data to define the distribution of 'radar echo' beyond the area of radar coverage. Accurate estimates of rainfall over short timescales, less than a day, and small areas, subcatchments, are not possible with this technique.

3.2 Life-history methods

Stout et al (1979) were able to estimate the rainfall produced by convective clouds from the sum of the area of the clouds and the rate of change of that area, that is

$$\text{Volumetric rain rate for a particular cloud, } R_V = a_0 A_c + a_1 \frac{dA_c}{dt}$$

where A_c is the area of the cloud, dA_c/dt is the rate of change of cloud area, and a_0 and a_1 are empirical coefficients. This type of technique requires satellite images at frequent time intervals which can only be provided by

geostationary satellites (stationary relative to the earth) as opposed to polar orbiter satellites.

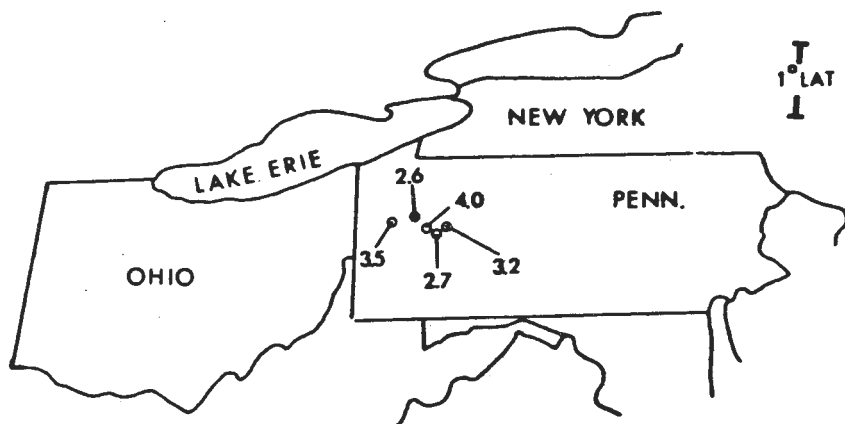
Variants on the Stout et al technique have been produced by Griffith et al (1976, 1978) [also described in Woodley et al, 1980], and Scofield and Oliver (1977a,b). In the latter technique precipitation is favoured by high cloud brightness (low cloud top temperature), and heavy rainfall is favoured by cold cloud top temperatures, growth and merging of clouds. An example of a rainfall field derived from infrared satellite data using this technique is shown in Figure 8. Negri and Adler (1981) found that thunderstorm top ascent rates are correlated with maximum storm radar reflectivities, and the minimum black-body temperature observed during the lifetime of a storm is correlated with the maximum volumetric storm rainfall. In general this technique only produces acceptable estimates of convective (as opposed to frontal) rainfall.

3.3 Bi-spectral and cloud model methods

Infrared sensors on satellites provide information on temperature, and thus indirectly on the heights of the tops of clouds. On the other hand visible sensors provide information on the thickness of clouds, their geometry and composition. If a technique can be evolved to combine this information so that high cloud tops associated with thick clouds can be recognised, then, since such clouds are likely to produce significant rainfall, a method of estimating rainfall is possible. Early work on such a technique was carried out by Lethbridge (1967), Dittberner and Vonder Haar (1973), and Reynolds et al (1978). However problems arising from registration errors between visible and infrared images, instrument calibration, time difference between images, and illumination geometry caused the results of the early work to be less encouraging than workers had expected. These problems have been partially overcome with the work of Lovejoy and Austin (1979a). Several investigations using models of convective processes aimed to tackle the problems from a physical, rather than a statistical, point of view (Gruber, 1973; Wylie, 1979). The technique is able to define rain areas. However, the estimation of rainfall amounts is more problematic, and ground-truth data such as that provided by radars are needed for calibration of the satellite data when making estimates of rain amounts or reliable estimates of rain area.

Recent work in the UK (Carpenter, 1984 unpublished report) has gone a stage further by deriving rules for the diagnosis of rainfall rate that maximises an objective skill. However, at present the satellite data used do not observe rainfall, and the use of this imagery to diagnose rainfall rate, or merely the

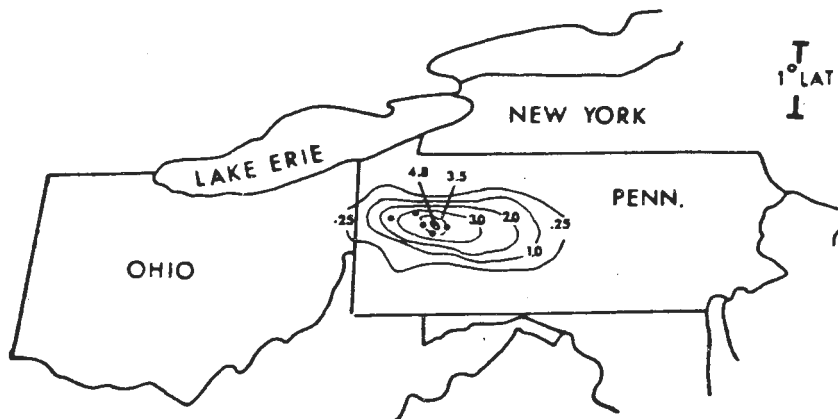
FIGURE 8:
Rainfall estimates from IR satellite data (from Scofield, 1981)



(a) 3-hour observed rainfall, 0000-0300 GMT, August 15, 1980.



(b) 3-hour satellite-derived rainfall estimate in inches ending at 0300 GMT, August 15, 1980. The dots are the locations of the rainfall observations in (a).



(c) 3-hour satellite-derived rainfall estimate in inches modified for warm tops ending at 0300 GMT, August 15, 1980. The dots are the locations of the rainfall observations in (a).

the presence of rain, provides guidance only. An example when the transfer function is trained using radar data is shown in Figure 9.

3.4 Passive microwave methods

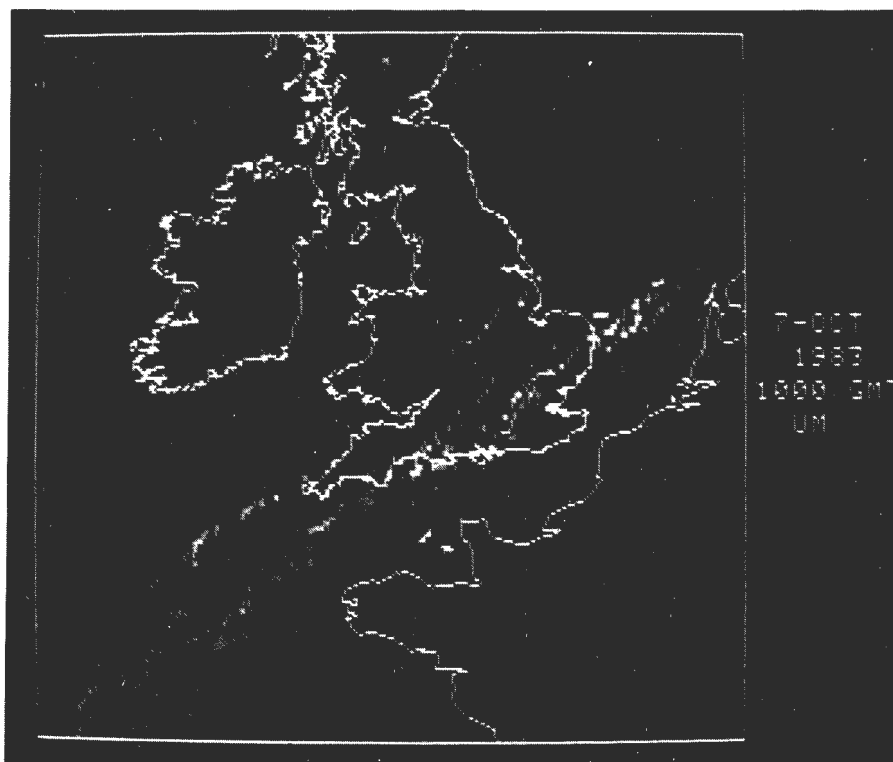
The satellite techniques described so far have utilised measurements made in the visible and/or infrared portions of the electro-magnetic spectrum. However, there is a third part of the electro-magnetic spectrum which has been exploited with satellite-borne instruments. This is the microwave region from about 3 to 300 GHz (10 to 0.1 cm wavelength), which is also used by ground-based radar. This has the advantage of detecting the precipitation itself, with the clouds being wholly or partly transparent.

One of the first instruments to be used meteorologically to measure the natural radiation in the microwave region was ESMR-5 (Electrically Scanning Microwave Radiometer) launched on Nimbus-5 in 1972. Simple comparisons of the ESMR-5 imagery operating at 19.35 GHz (1.55 cm wavelength) with imagery from visible and infrared wavelength radiometers, ground-based radars, and conventional meteorological observations established, over water, an association of areas of relatively warm brightness temperature (the product of the surface temperature and the emissivity of the surface) with areas of rainfall (Theon, 1973; Wilheit et al, 1973, 1976). Curves of 19.35 GHz brightness temperatures and rainfall rate were published by Wilheit et al (1977) using a model based upon the concept of many optically thin layers bound on top by a variable freezing level. The scattering of the microwave radiation by rain was assumed to obey Rayleigh theory. In this early work several problems were identified, notably that rainfall was rarely uniform over the whole field of view of the instrument and the non-linearity of the relationship between rainfall rate and brightness temperature. Improvements to the technique, including the use of both vertical and horizontal polarisation for measurements over land, have been proposed by Wilheit (1975). Nevertheless, measurements over the land are much more difficult due to variability of the emissivity and hence the background radiation measured by the satellite instrument.

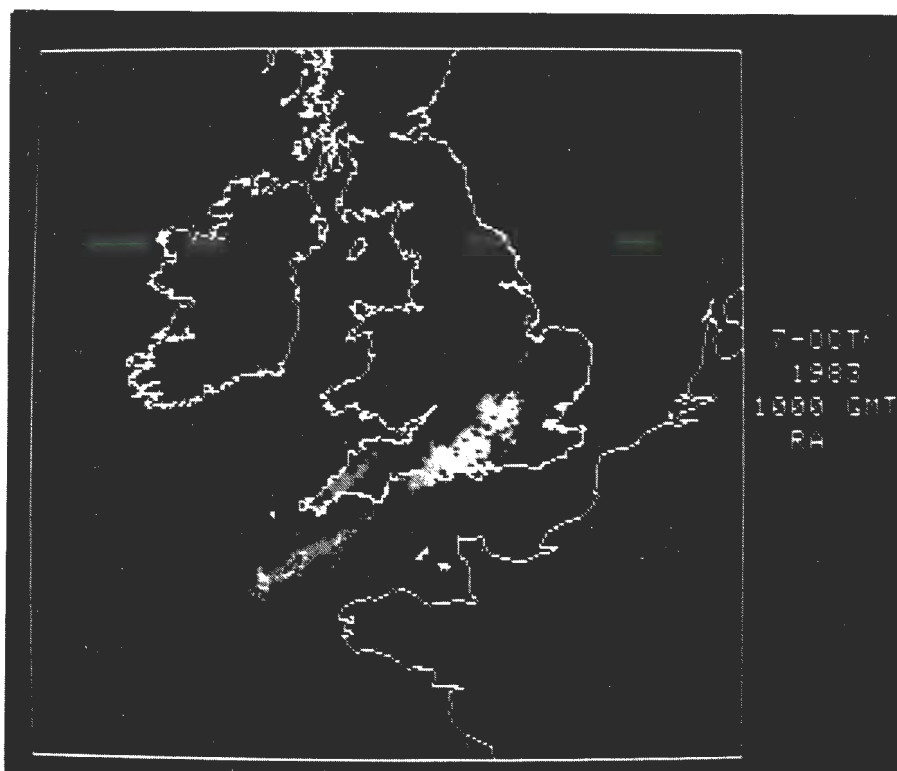
3.5 Active microwave methods

Since ground-based radar (section 2) can estimate rainfall with acceptable accuracy for many hydrological purposes it seems logical also to investigate the use of spaceborne radar (ie active microwave satellite systems). A spaceborne radar might be expected to provide much greater spatial coverage than a ground-based system, but lower resolution.

Figure 9:



- (a) Surface rainfall estimated using Meteosat I.R. and visible PDUS (Primary Data User Station) data. The transfer function was derived using the contemporary radar data shown in (b).



- (b) Radar rainfall data for the same time and date as the estimated rainfall shown in (a). The radar covering the South East (Upavon) was out of action and this explains the apparent discrepancy near London. Notice also that the radar data suggest a break in the band of rain to the south east of Devon that is not apparent in the satellite estimate. This is a known area of poor radar coverage, and the satellite field is probably better.

Atlas et al (1981a) state that there is no doubt that "satellite active microwave systems could provide precision global distributions of rain rate given no constraints on the number of spacecraft, antenna size, and power". Problems of radar beam filling and the unwanted effects of radar echoes from the ground might be overcome by using a sufficiently large antenna. However to keep the antenna size practical means the use of shorter wavelengths which are attenuated by heavy rainfall. One possible solution, proposed by Atlas et al (see also Inomata et al, 1981) is to use two wavelengths, one attenuating and the other not. A further problem is that the signal averaging time needed to obtain a reliable estimate of the radar echo power implies either a very high radar pulse repetition frequency or a very slow scan.

The following possibilities were put forward by Atlas et al (1981):

- (a) use of a modified radar altimeter operating at 13.5 GHz (2.2 cm wavelength) used in conjunction with infrared images or a passive microwave radiometer;
- (b) use of a short wavelength scanning radar operating at two wavelengths (0.86 cm and 3 cm say);
- (c) use of a surface target attenuation radar using the scattering properties of the surface as a calibration for attenuation measurements.

The first technique is the simplest and least costly, but the most serious limitation is the restriction to nadir only measurements. The use of infrared images or a passive microwave radiometer to define the rain area, with the radar altimeter providing a calibration of rain amount, might provide a practical system.

The use of a short (< 3 cm) wavelength radar would enable a very narrow beamwidth to be obtained with a practical size antenna. Rainfall rate would be derived from measurements of the reflectivity and attenuation estimated from measurements at two wavelengths. The system would scan to produce wide coverage. Unfortunately severe attenuation would occur in rainfall of only moderate intensity, limiting the accuracy which could be achieved.

Finally, the use of the relationship between the difference in scattering properties of the surface in situations of rain and no rain, and the attenuation through the rainfall, can be used to provide a calibration for attenuation measurements made from space. However, the scattering properties are influenced by soil moisture, and it is not yet clear what spatial averaging is required to overcome this problem. All these techniques are far from being operational.

Nevertheless they do offer the possibility of the full global measurements of rainfall albeit a long way in the future.

3.6 Accuracy of satellite rainfall measurements

All the techniques described in this section claim particular accuracies for the measurements of rainfall they produce. Most of the assessments, however, have been carried out on a limited case study basis, as opposed to the continuous assessment studies over periods of several years carried out with some ground-based radar techniques. Lovejoy and Austin (1979b) discuss the sources of error in the estimation of rainfall from visible and infrared satellite data and compare the various techniques. The accuracy of microwave-based techniques has been considered by Lovejoy and Austin (1980) and Lovejoy (1981) who reference the large amount of work which has been carried out in the USSR. They stress that improvements are only likely to be achieved by using systems with very high spatial resolution (< 10 km) and temporal resolution (~ 1 hour). In particular, Lovejoy (1981) indicates that improved accuracy may be possible by combining bi-spectral and active microwave techniques.

In Table 1 we have attempted to summarise the accuracies of rainfall measurements made using the various satellite techniques drawing on various published references. Two points emerge. Firstly that most of the accuracy assessments have been made as integrations over areas greater than 10^3 km^2 and are therefore appropriate for medium and large river catchments. However, some techniques are capable of measurements over areas as small as 50 km^2 , or over areas approaching global scales. Secondly most of the studies have been concerned in the main with the measurement of convective rainfall rather than frontal rainfall. Most of the techniques described are not appropriate, as they stand, for frontal rainfall. The first point is reinforced by the work of Augustine et al (1981), who found that the best correlations between satellite estimates of rainfall made using the Griffith/Woodley technique and raingauge/radar data were achieved for six hour periods over 9350 km^2 (the largest area considered). The worst correlations were found for half hour rainfall totals over areas of 55 km^2 . The most accurate rainfall estimates in all rainfall types would appear to be obtained by the Lovejoy and Austin bi-spectral technique with an error of around 49% for rainfall totals of $\frac{1}{2}$ to 1 hour over areas of around 10^5 km^2 . Other techniques (Griffith and Woodley, 1981) tuned to making measurements in convective rainfall may attain this accuracy over areas of around 10^4 km^2 . The accuracy of active microwave techniques remains to be demonstrated.

TABLE 1: Summary of the performance of satellite rainfall estimation techniques (partly based upon Lovejoy and Austin (1979b, 1980))

Technique	Area over which estimates are assessed (km ²)	Period of integration (hours)	Approximate percentage accuracy (%)	Sample references describing techniques (rainfall types)
Cloud indexing	10 ⁵	24	122	Follonsbee and Oliver (1975) (convective/frontal)
Life-history	10 ⁴	1	85	Griffith et al (1978) (convective)
	10 ⁵	24	55	
	10 ⁴	$\frac{1}{2}$	50	Wylie (1978) (convective)
	6 x 10 ³	$\frac{1}{2}$	65	Stout et al (1979) (convective)
Bi-spectral	10 ⁵	$\frac{1}{2}$ - 2	49	Lovejoy and Austin (1979 a, b) (convective/frontal)
Passive microwave	10 ³	24	70	Lovejoy and Austin (1980) (convective/frontal) Wilheit et al (1973)
Active microwave	10 ³	12	20 (when combined with bi-spectral technique)	The accuracy of this technique is unknown, but Lovejoy (1981) suggests the figures given may be possible.

The main points to emerge from this summary may be noted as follows:

- (a) Rainfall varies on short timescales and if measurements of rainfall are required on these timescales then data from satellites in geostationary orbit are essential. A high frequency of observations can only be obtained from polar orbits if many satellites are used.
- (b) The variability in space of rainfall may be very large. To observe such variability from satellites requires either the use of higher frequencies or large antenna systems. The antenna system has to be very large indeed for use on a geostationary satellite.

The use of active sensors is further complicated by large power requirements.

3.7 Snow

Seasonal changes in snow cover can be monitored regularly from satellite visible images, although accurate classification of snow types and distribution require the use of multi-spectral data with a digital terrain model (Lichtenegger, 1981). The use of the techniques in the USSR has been reviewed by Deleur (1980), and elsewhere by Rango and Itten (1976), Rango and Peterson (1979).

In general many users are interested in the water equivalent of the lying snow as well as its spatial distribution. Measurement techniques based upon the use of visible and/or infrared images (Martinec and Rango, 1981) are limited to sensing the surface conditions of the snow, but microwave measurements, either passive or active, should be capable of utilisation for direct estimation of snow water equivalent. Stiles et al (1981) report the results of experiments using active and passive microwave systems which demonstrate the potential of such techniques for sensing the subsurface properties of a snow field. No such techniques are presently operational.

As the snow field melts it becomes even more important to the hydrologist to assess the runoff potential, and techniques for evaluating this potential have been developed in the USSR (Vostryakova, 1981), Europe (Odegaard et al, 1980) and the USA (Rango and Martinec, 1981). In particular, Odegaard et al (1980) demonstrate the use of high resolution satellite data with in situ surface observations in hydrological studies of snow melt for hydroelectric generation.

Although satellite techniques of measuring snow water equivalent have the advantage of large areal coverage, other techniques have been developed using instruments mounted on aircraft. Such measurements are useful as snow-pack characteristics change only slowly from day-to-day rather than hour-to-hour during much of the winter period and sufficiently accurate sampling can be carried out using aircraft. These techniques make use of the fact that the natural gamma radiation emitted in the ground by potassium (^{40}K), and the nuclides in the thorium and uranium decay series, is attenuated by snow. The water equivalent of the snow may be calculated by comparing the radiation received from the same ground before and after the snow has fallen.

Work to develop practical methods of using measurements of gamma radiation has been carried out in the USSR (Vershina and Dimakayan, 1971) in the USA (Peck et al, 1971), in Norway (Dahl and Odegaard, 1970), and in Canada (Loijens and Grasty, 1973). Grasty (1982) reports errors in a snow water equivalent of

140 mm, of 16 mm with the aircraft at an altitude of 90 m, and 35 mm with the aircraft at an altitude of 210 m. It is clear that such techniques cannot easily be used in hilly areas. In areas with no other means of determining snow water equivalent such techniques are presently used operationally (Carroll and Vadnais, 1980).

4. THE USE OF RADAR AND SATELLITE DATA IN OPERATIONAL SYSTEMS FOR MAPPING PRECIPITATION

The principal advantages of remote sensing techniques for measuring precipitation amount and distribution are the availability of data in near real-time, usually at a single location, covering wide areas. However, there is a temptation for users to compare the measurement accuracy of individual techniques without assessing whether or not the same parameter is being measured over the same area. Ground-based radar and satellite techniques are sometimes compared with a view to rejecting one or the other.

The use of radar data for areas greater than about 10^3 km^2 requires an increase in the number of calibration raingauges, which could be used perhaps equally as well to improve satellite rainfall estimates. However the satellite-rainfall conversion algorithms are less reliable. A combination of data from Figure 2 and Table 2, shown in Figure 10, indicates quite clearly that, at present, radar and satellite techniques are complementary. The data used to compile Figure 10 are derived from techniques developed for use with polar orbiter and geostationary satellites. Such techniques use a variety of different sampling periods and spatial resolutions ('footprint' size). In Figure 10 only the results of the assessments of these techniques are assembled for hourly estimates. Many of the techniques are capable of making estimates over a variety of space and timescales. Satellites are more suited to providing rainfall estimates over large areas. This view has been expressed by a recent workshop on Precipitation Measurements from Space (Atlas and Thiele, 1982). In regions where it is impractical to operate a radar and in which conventional measurements are sparse, then satellite measurements do provide useful data for meteorological forecasting over large areas ($\geq 10^4 \text{ km}^2$).

With the availability of large amounts of data from remote sensing measurement techniques, it is important to automate the tailoring of particular products. This requires the development of a total systems approach to data acquisition, which has been recognised and discussed by Browning (1979). Such integrated systems are presently being developed in the UK (Browning and Collier, 1982; Carpenter and Browning, 1984), the USA (Ahnert et al, 1981, Beran and MacDonald, 1982; Hudlow et al, 1981), Canada (Bellon et al, 1980),

Switzerland (Cavelli, 1984), Sweden (Bodin, 1982), and Japan (Tatehira et al, 1982).

The UK system has been developed as part of the Frontiers program (Browning, 1979). This program is centred upon an interactive computer facility that receives radar, satellite and traditional data, and enables the operator to produce quality controlled surface rainfall actuals and forecasts rapidly, in real-time (Carpenter and Browning, 1984). The operator interacts with the computer using simple analogue devices such as touch screens and a joystick. Radar analysis involves the deletion of spurious echoes, bright-band correction, corrections for low level orographic rainfall not properly seen by the radars, and improvements to radar calibration. Satellite data are registered, and used to extend the estimates of rainfall beyond the areas covered by ground-based radar, as shown in Figure 9. Quality controlled radar analyses are available about 23 minutes past the nominal data time, and extended radar analyses using satellite data about 32 minutes past the nominal data time. Hence the timeliness of the data can be preserved by using such a system in spite of the need to carry out real-time quality control.

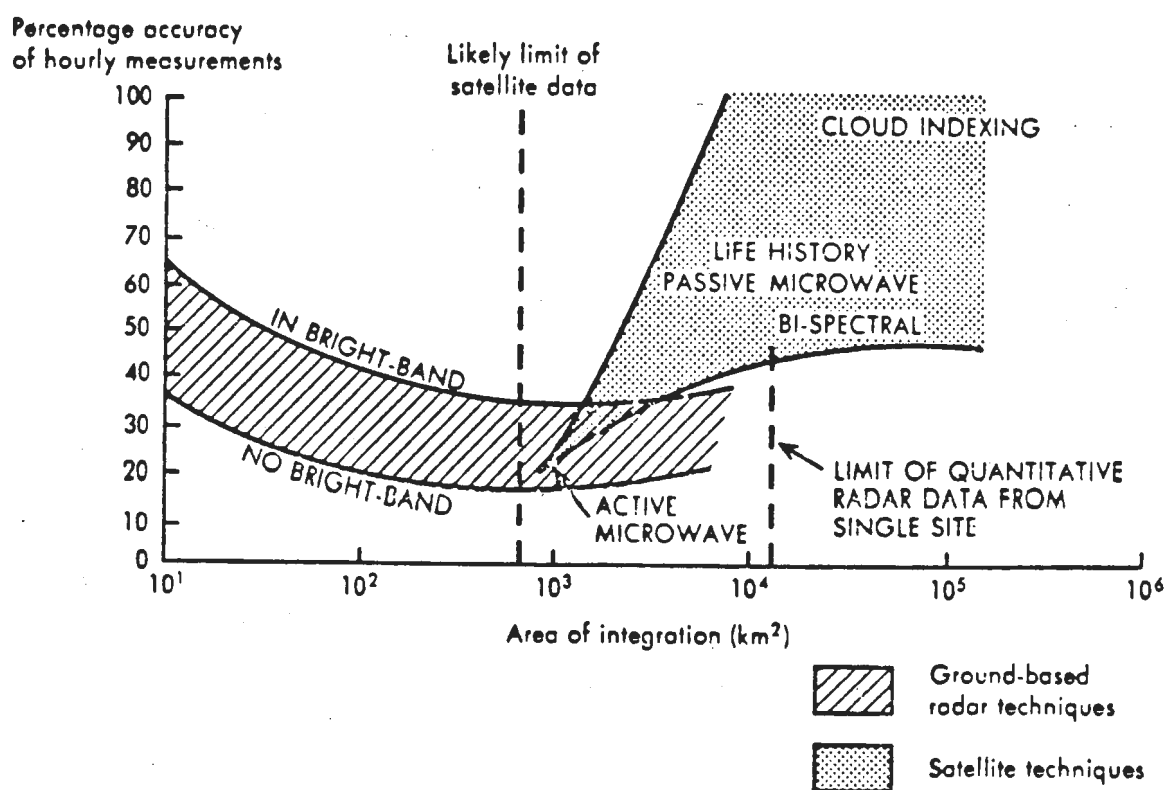
5. CONCLUSIONS

Techniques, using ground-based radar and satellite imagery provide measurements which, in general, are complementary, and which are now, or likely to be in the near future, of sufficient accuracy to meet many of the requirements for precipitation data. Nevertheless, more assessment of whether or not individual techniques are meeting particular requirements is needed.

The full benefits of remote sensing, principally near real-time measurements over large areas from a single location, cannot be realised unless a total systems approach is developed. Such an approach involves bringing together measurements from different techniques in order to extract the best aspects of each measurement, and combine them to provide a more accurate and timely product tailored to particular applications.

Figure 10:

Illustrating the ranges of percentage accuracy of hourly measurements of rainfall, presently attainable by ground-based radar and satellite techniques as functions of the area over which the measurements are assessed.



REFERENCES

- Abshaev, M T 1971 Radar Meteorology: Proc. 3rd All-Union Conf. on Radar Meteorology (Jerusalem: Keter Press), pp 80-96.
- Ahnert, P R; Greene, D R and Hudlow, M D. 1981 "RADCOMP, A Real-Time Radar Data Communications and Processing System", 4th Conf. on Hydrometeorology, 7-9 Oct., Reno, Nevada, Am.Met.Soc., Boston, pp 111-120.
- Atlas, D and Ulbrich, C W 1974 "The physical basis for attenuation - rainfall relationships and the measurement of rainfall parameters by combined attenuation and radar methods", J De Recherches Atmospheriques, VIII, Jan-Jun, Nos 1-2, pp 275-298.
- Atlas, D and Thiele, O W 1982b "Precipitation measurements from space: Workshop Summary", Bull Am.Met.Soc. 63, No 1, pp 59-63
- Atlas, D; Echerman, J; Meneghini, R 1982a "The outlook for precipitation measurements from space", Atmosphere-Ocean, 20(1) pp 50-61.
- Atlas, D; Ulbrich, C W and Meneghini, R 1982b "The multi-parameter remote measurement of rainfall", NASA Tech. Memo No. 83971, July, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 84 pp.
- Attmannspacher, W and Schultz, G A 1981 "Opportunities and potential benefits of radar rainfall measurements for the Federal Republic of Germany", Wasserwirtschaft, Stuttgart, 71, pp 1-5.
- Augustine, J A; Meitin, J G; Griffith, C G and Woodley, W L 1981 "An objective evaluation of the Griffith/Woodley rain estimation technique", 4th Conf. on Hydro-meteorology, 7-9 Oct., Reno, Nevada, Am.Met.Soc., Boston, pp 134-140.

- Barrett, E C 1970 "The estimation of monthly rainfall from satellite data", Mon.Wea.Rev., 98, pp 322-327.
- Barrett, E C and Martin, D W 1981 The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. Academic Press, London/ New York/Toronto/Sydney/San Francisco, 340 pp.
- Battan, L J 1973 Radar Observation of the Atmosphere, The University of Chicago Press, Chicago and London, 324 pp.
- Bellon, A; Lovejoy, S and Austin, G L 1980 "Combining Satellite and radar data for the short range forecasting of precipitation", Mon.Wea.Rev., 108 pp 1554-1566.
- Beran, D W and MacDonald, A E 1982 "Designing a very-short-range forecasting system" in Nowcasting, edited by K A Browning, Academic Press, London, 256 pp.
- Berylulev, G P; Golybev, V S; Koloskov, B P; Livanova, N A; Tolshina, O M and Uryvaev, A P. 1980 "Radar precipitation measurements and the organisation of control observations on the ground", Leningrad Gosudarst, Gidr.Inst.T.Vyp, 266, pp 50-63.
- Bodin, S 1982 "Blueprint for the future Swedish weather service system" in Nowcasting, edited by K A Browning, Academic Press, London, 265 pp.
- Booth, B J 1984 "Applications for automated weather radar and Meteosat displays in an aviation forecast office", Met.Mag., 113, pp 32-42.

- Boucher, R J 1981 "Snowfall rates obtained from radar reflectivity within a 50 km range", AFGL, Met. Div. Project 6670, AFGL-TR-81-0265, 15 September 1981, 25 pp.
- Browning, K A 1978 "Meteorological aspects of radar", Rep.Prog.Phys. 41, pp 761-806.
- 1979 "The FRONTIERS plan: a strategy for using radar and satellite imagery for very-short-range precipitation forecasting", Met.Mag. 108, pp 161-184.
- 1981 "A total system approach to a weather radar network", Proc. IAMAP symposium Hamburg, 25-28 August (ESA SP-165, June 1981), pp 115-122.
- 1983 "Air motion and precipitation growth in a major snowstorm", Quart.JR.Met.Soc., 109, pp 225-242.
- Browning, K A and Collier, C G 1982 "An integrated radar-satellite nowcasting system in the UK", in Nowcasting, edited by K A Browning, Academic Press, London, 256 pp.
- Carlson, T B Dodd, J K; Benjamin, S G and Cooper, J N 1981 "Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia", J.Appl.Met., 20, pp 67-87.
- Carpenter, K M and Browning, K A 1984 "FRONTIERS - progress with a system for nowcasting raing", Preprint Vol., Nowcasting II, Norrköping, 3-5 Sept.
- Carroll, T R and Vadnais, K G 1980 "Operational airborne measurement of snow water equivalent using natural terrestrial gamma radiation", 48th Annual Meeting Western Snow Conf., 15-17 April, Laramie, Wyoming, Am. Met. Soc., Boston, pp 97-106.

- Cavelli, R. 1984 "The operational Swiss weather radar information distribution network". Preprint Vol., 22nd Conf. on Radar Met., 10-14 Sept., Zurich, AMS, Boston.
- Central Water Planning Unit 1977 Dee Weather Radar and Real Time Hydrological Forecasting Project. Report by the Steering Committee, November, Central Water Planning Unit, Reading, 172 pp.
- Collier, C G 1977 "Radar measurements of precipitation", Proc. WMO Technical Conf. on Instr. and Methods of Observation (TECIMO), Hamburg, 27-30 July, WMO No 480, pp 202-207.
- 1984a "The operational performance in estimating surface rainfall of a raingauge-calibrated radar system", Preprints Volume 22nd Conf. on Radar Met., 10-14 Sept., Zurich, AMS, Boston.
- 1984b "Radar meteorology in the United Kingdom", Preprints Volume 22nd Conf. on Radar Met., 10-14 Sept., Zurich, AMS, Boston.
- Collier, C G and Larke, P R 1978 "A case study of the measurement of snowfall by radar: an assessment of accuracy", Quart. J R Met.Soc., 104 pp 615-621.
- Collier, C G; Larke, P R and May, B R 1982 "A weather radar correction procedure for real-time estimation of surface rainfall", Quart. J R Met.Soc., 109, pp 589-608.
- Dahl, J B and Odegaard, H 1970 "Areal measurement of water equivalent of snow deposits by means of natural radio-activity on the ground", in Isotope Hydrology, IAEA, Vienna, pp 191-210.

- Deleur, M S 1980 Satellite Methods of Studying Snow Cover, Leningrad (Gridrometeoizdat), 76 pp in Russian.
- Dittberner, G J and Vonder Haar, T H 1973 "Large scale precipitation estimates using satellite data; application to the Indian Monsoon", Arch.Met.Geoph. Biokl. Ser. B, 21, 317-334
- Eccles, P J and Mueller, E A 1971 "X-band attenuation and liquid water content estimation by a dual wave-length radar", J.Appl.Met. 10, No 6, pp 1252-1259.
- Folland, C K and Wales-Smith, B G 1977 "Richard Towneley and 300 years of regular rainfall measurement", Weather, 32, pp 438-445.
- Follonsbee, W A 1973 "Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs", NOAA Tech. Memo, NESS 44, Washington DC, 39 pp.
- 1976 "Estimation of daily precipitation over China and the USSR using satellite imagery" NOAA Tech. Memo NESS 81, Washington DC, 30 pp.
- Follonsbee, W A and Oliver, V J 1975 "A comparison of infrared imagery and video pictures in the estimation of daily rainfall from satellite data", NOAA Tech. Memo. NESS 62, Washington DC, 14 pp.
- Gilet, M; Sauvageot, H and Testud, J 1984 "Weather radar programs in France", Preprints Volume 22nd Conf. on Radar Met., 10-14 Sept., Zurich, AMS, Boston.

- Goddard, J W F and Cherry, S M 1982 "The ability of dual-polarisation radar (co-polar linear) to predict rainfall rate and microwave attenuation", Proc. URSI Commission F Open Sym. on Multiple-Parameter Radar Measurements of Precipitation, Bournemouth, UK, 23-27 August, pp 161-167.
- Goddard, J W F; Cherry, S M and Bringi, V N 1982 "Comparisons of dual-polarisation radar measurement of rain with ground-based distrometer measurements" J.Appl.Met. 21, No 2, pp 252-256.
- Grasty, R L 1982 "Direct snow-water equivalent measurement by air-borne gamma-ray spectrometry", J.Hydrology, 55, pp 213-235.
- Griffith, C G and Woodley, W L 1981 "The estimation of convective precipitation from GOES imagery with the Griffith/Woodley technique" in Precipitation Measurements from Space Workshop Report, edited by D Atlas and O W Thiele, NASA, Goddard Space Flight Center, pp D154-D158.
- Griffith, C G; Woodley, W L; Browner, S; Teijeiro, J; Maier, M; Martin, D W; Stout, J and Sikdar, D N 1976 "Rainfall estimation from geosynchronous satellite imagery during the daylight hours" NOAA Tech. Rep. ERL 356-WPM07, Boulder, Colo. 106 pp.
- Griffith, C G; Woodley, W L; Grube, P G; Martin, D W; Stout, J and Sikdar, D N 1978 "Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies", Mon.Wea.Rev. 106, pp 1153-1171.
- Gruber, A 1973 "Estimating rainfall in regions of active convection", J.Appl.Met. 12, pp 110-118.
- Gunn, K and Marshall, J 1958 "The distribution with size of aggregate snowflakes", J.Met. 15, pp 452-461.

- Harrold, T W 1967 "Attenuation of 8.6 mm wavelength radiation in rain", Proc.Inst.Elect. Eng., London, 114, pp 201-203.
- Harrold, T W; English, E J and Nicholass, C A 1974 "The accuracy of radar-derived rainfall measurements in hilly terrain", Quart. J.R. Met.Soc., 100, pp 331-350.
- Harrold, T W; Nicholass, C A and Collier, C G 1975 "The measurement of heavy rainfall over small catchments using radar", Hydrological Sciences - Bulletin - des Sciences Hydrologiques, XX, 1 e/1975, pp 69-76.
- Hudlow, M D 1972 "Use of radar data from D/RADEX for operational hydrology", Preprints 15th Radar Met. Conf. 10-12 Oct., Champaign-Urbana, IU, Am.Met.Soc., Boston, pp 117-123.
- Hudlow, M D; Farnsworth, R K and Green, D R 1981 "Hydrologic forecasting requirements for precipitation data from space measurements", in Precipitation Measurements from Space, Workshop Report, edited by D Atlas and O W Thiele, October, NASA, Goddard Space Flight Center, pp D23-D30.
- Humphries, R G and Barge, B L 1979 "Weather radar rainfall measurements in a cool climate", Proc 3rd Conf. on Hydrometeorology, 20-24 Aug, Bogota, Colombia, Am.Met.Soc., Boston, pp 58-66.
- Imai, J 1960 "Raindrop size distribution and Z-R relationships, Proc. 8th Weather Radar Conf., San Francisco, Cal., Am.Met.Soc., Boston, pp 211-218.

- Inomata, H; Okamoto, K; Ajima, T; 1981 "Remote sensing of rainfall rates
Masuko, H; Yohidada, S and using airborne microwave rain-
Gugono, M scatterometer/radiometer". Proc.
15th Int. Sym. on Remote Sensing of
Environment, Ann Arbor, Mich.
- Jameson, A R; Beard, K V and 1981 "Complications in deducing rain para-
Bresch, J meters from polarisation measurements",
Preprints 20th Conf. on Radar Met.,
30 Nov - 3 Dec, Boston, Am. Met. Soc.,
Boston, pp 586-587.
- Jatila, E 1973 "Experimental study of the measure-
ment of snowfall by radar", Univ. of
Helsinki, Dept. of Met. Paper No 122,
Geophysica, 12, No 2, pp 1-10.
- Joss, J 1981 "Digital radar information in the
Swiss Meteorological Institute,
Preprints 20th Conf. on Radar Met.,
Boston, Mass., Am. Met. Soc., Boston
pp 194-199.
- Joss, J and Waldvogel, A 1967 "Ein Spektrograph für Neiderschlag-
stropfen mit automatischer Auswertung"
Pure and Applied Geophysics, 68,
pp 240-246
- Joss, J K; Schran, K; Thoms, J C 1970 "On the quantitative determination of
and Waldvogel, A precipitation by radar", Wissen-
schaftlich Mitfeilung Nr. 63,
Eidgenossischen Kommission Zum
Studiumder Hagelgilbung und der
Hergelawher, 38 pp.
- Lethbridge, M 1967 "Precipitation probability and
satellite radiation data", Mon. Wea. Rev.
95, pp 487-490.
- Lichtenegger, J; Seidel, K; 1981 "Snow surface measurements from
Keller, M and Haefner, H digital LANDSAT MSS data", Nordic
Hydrology, 12, pp 275-288.

- Loijens, H S and Grasty, R L 1973 "Airborne measurement of snow-water equivalent using natural gamma radiation over Southern Ontario, 1972-73", Inland Water Dir., Water Resources Branch, Ottawa, Ontario, Sci. Ser. No 43.
- Lovejoy, S 1981 "Combining visible and infra-red techniques with LAMMR for daily rainfall estimates", Workshop Report.. Precipitation Measurements from Space, edited by D Atlas and O W Thiele, NASA, Goddard Space Flight Center, pp D184-D191.
- Lovejoy, S and Austin, G L 1979a "The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitudes", Atmosphere-Ocean, 17, pp 77-92.
- 1979b "The sources of error in rain amount estimating schemes for GOES visible and IR satellite data", Mon.Wea.Rev., 107, pp 1048-1054.
- 1980 "The estimation of rain from satellite-borne radiometers", Quart.J.R.Met.Soc. 106, pp 255-276.
- Martinec, J and Rango, A 1981 "Areal distribution of snow water equivalent evaluated by snow cover monitoring", Water Resources Res., 17, No 5, pp 1480-1488.
- McGrew, W H 1972 "Project D/RADEX (Digitised Radar Experiments)". Preprints 15 Radar Met.Conf. 10-12 Oct. Champaign-Urbana, Ill. Am.Met.Soc. Boston, pp 101-106.
- Mogil, H M; Monro, J C; and Groper, H S 1978 "NWS's flash flood warning and disaster preparedness programs", Bull. Am.Met.Soc. 79, No 6, pp 690-699.

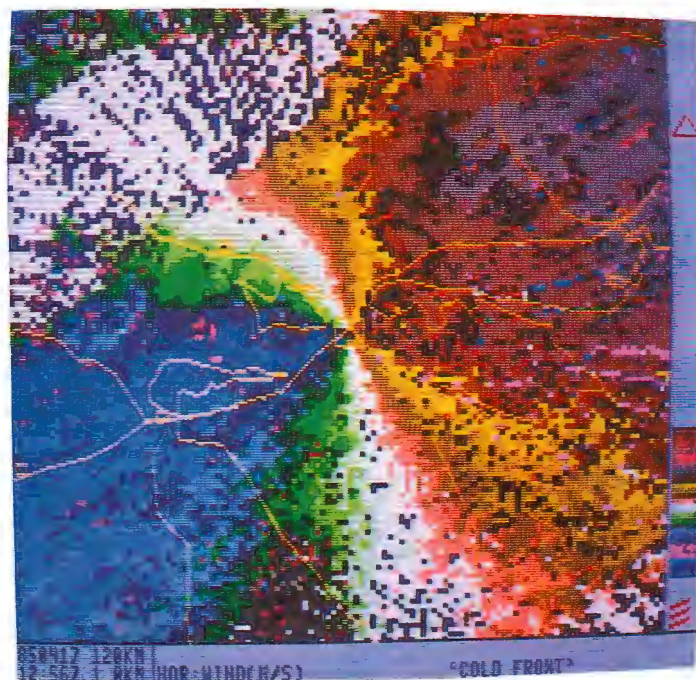
- Negri, A J and Adler, R F 1981 "Relation of satellite-based thunderstorm intensity to radar-estimated rainfall". J.Appl.Met. 20, pp 288-300.
- O'Connell, P E and Clarke, R T 1981 "Adaptive hydrological forecasting - a review", Hydrological Sciences - Bulletin - des Sciences Hydrologiques, 26, 2, 6/1981, pp 179-205.
- Odegaard, H A; Anderson, T and Ostrem, G 1980 "Applications of satellite data for snow mapping in Norway", NASA CP 2116, pp 93-106.
- Ohtake, T and Henmi, T 1970 "Radar reflectivity of aggregate snowflakes", Preprints. 14th Radar Met. Conf. 17-20 November, Tucson, Arizona, Am.Met.Soc., pp 209-210.
- Okamura, T; Funada H and Isono, Y 1980 "Study on the accuracy of hourly precipitation computed with radar and AMEDAS" J.Met.Res. Japan, 32, Nos 7-8, pp 185-195.
- Peck, E L; Bissell, V C; Jones, E B and Barge, D L 1971 "Evaluation of snow water equivalent by airborne measurements of passive terrestrial gamma radiation", Water Resources Res. 7, No 5, pp 1151-1159.
- Peck, E L; Larson, L W and Wilson, J W 1973 "Lake Ontario Snowfall observational network for calibrating radar measurements", Advanced Concepts and Tech. in the Study of Snow and Ice Resources, Nat.Acad.Sci., Washington DC, pp 412-421.
- Pollock, D M and Wilson, J W 1972 "Basin precipitation - land and lake", IFYGL Tech. Plan. Vol.1, pp 107-112.
- Probert-Jones, J R 1962 "The radar equation in meteorology", Quart. J.R.Met.Soc., 88, pp 485-495.

- Rango, A and Itten, K I 1976 "Satellite potentials in snowcover monitoring and runoff prediction", Nordic Hydrology, 7, pp 209-230.
- Rango, A and Martinec, J 1981 "Accuracy of snowmelt runoff simulation", Nordic Hydrology, 12, pp 265-274.
- Rango, A and Peterson, R (editors) 1980 "Operational Application of Satellite Snow-Cover Observations", NASA Conference Publication 2116.
- Reynolds, D W; Vonder Haar, T H and Grant, L O 1978 "Meteorological satellites in support of weather modification", Bull Am.Met. Soc., 59, pp 269-281
- Ryde, J W 1947 Meteorological Factors in Radio Wave Propagation (London: Physical Society), pp 169-189.
- Saffle, R E 1976 "D/RADEX products and field operation", Preprints 17th Conf. on Radar Met. 26-29 Oct. Seattle, Washington, Am.Met.Soc., Boston, pp 555-559.
- Scherer, W D and Hudlow, M D 1971 "A technique for assessing probable distributions of tripical precipitation echo lengths for X-band radar from Nimbus-3 HRIR data", BOMEX Bull No 10, pp 63-68.
- Schofield, R A. 1981 "Analysis of rainfall from flash flood producing thunderstorms using GOES data", Proc. IAMAP Sym. Hamburg, 25-28 August (ESA SP-165, June 1981), pp 51-58.
- Schofield, R A and Oliver, V J 1977a "A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery", NOAA Tech. Memo NESS 86, Washington DC 47 pp.

- Schofield, R A and Oliver, V J 1979b "Using satellite imagery to estimate rainfall from two types of convective systems", Papers, 11th Tech.Conf. on Hurricanes and Tropical Met., 13-16 Dec., Miami Beach, Am.Met.Soc., Boston, pp 204-211.
- Seliga, T A and Bringi, V N 1976 "Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarisations for measuring precipitation". J.App.Met., 15, pp 69-76.
- Seliga, T A; Bringi, V N and Al-Khatib, H H 1981 "A preliminary study of comparative measurements of rainfall rate using the differential reflectivity radar technique and a raingauge network", J.App.Met., 20, pp 1362-1368.
- Stiles, W H; Ulaby, F T and Rango, A 1981 "Microwave measurement of snowpack properties", Nordic Hydrology, 12, pp 143-166.
- Stout, J E; Martin, D W and Sikdar, D N 1979 "Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images", Mon.Wea.Rev. 107, pp 585-598.
- Tatehira, R; Hitsuma, M and Makino, Y 1982 "The mesoscale observational network in Japan" in Nowcasting, edited by K A Browning, Academic Press, London, 256 pp.
- Theon, J 1973 "A multi-spectral view of the Gulf of Mexico from Nimbus-5", Bull.Am.Met.Soc. 54, pp 934-937
- Vershinina, L K and Dimakhsyan, A M 1971 "Determination of the water equivalent of snow cover", Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.

- Vostryakova, N V 1981 "The use of satellite data for calculating and forecasting thaw drainage in a mountain basin", in Russian, Leningrad, Gosudarstvennyy, Gidrologicheskiy Institut, Trudy Vyp. 285 in Aerospace Methods for Studying Water Resources and their Pollution edited by Kupriyanov, V V and Usachev, V F, Leningrad (Gidrometeoizdak), 1981, 142 pp in Russian, pp 29-37.
- Water Resources Board 1973 Operations Systems Group Report (Reading: Water Resources Board).
- Wexler, R and Atlas, D 1963 "Radar reflectivity and attenuation of rain", J.App.Met. 2, pp 276-280.
- Wilheit, T H 1975 "The electrically scanning microwave radiometer (ESMR) experiment" in Nimbus 6 User Guide, NASA Goddard Space Flight Center, pp 87-108.
- Wilheit, T H; Theon, J; Shenk, W and Allison, L 1973 "Meteorological interpretations of the images from Nimbus 5 Electrically Scanned Microwave Radiometer" NASA X-651-73-189, Goddard Space Flight Center, 21 pp.
- Wilheit, T H; Chang, A T C; Rao, M S V; Rodgers, E B and Theon, J S 1977 "A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans", J.App.Met., 16, pp 555-560.
- Wilson, J W 1970 "Integration of radar and rainfall data for improved rainfall measurements", J.App.Met., 8, pp 489-497.
- Wilson, J W and Brandes, E A 1979 "Radar measurement of rainfall - a summary", Bull.Am.Met.Soc., 60, No 9, pp 1048-1058.

- Woodley, W L; Olsen, A A;
Herndon, A and Wiggert, V
- 1975 "Comparison of gauge and radar methods
of convective rain measurement",
J.App.Met., 14, No 5, pp 909-928.
- Woodley, W L; Griffith, C G;
Griffin, J S and Stromatt, S C
- 1980 "The inference of GATE convective
rainfall from SMS-1 imagery",
J.App.Met., 19, pp 388-408.
- Wylie, D P
- 1979 "An application of a geostationary
satellite rain estimation technique
to an extratropical area", J.App.Met.,
18, pp 1640-1648.



SMHI

Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping. Tel 011-15 80 00. Telex 64400 smhi s.