

TELERILEVAMENTO DELL'ATMOSFERA

# Radare meteorologico

Docenti:  
F.S. Marzano  
E. Picciotti

Studente:  
Teresa Tiberi  
matr. 154351

A.A. 2003-2004

# Indice

<b>Introduzione</b>	<b>1</b>
<b>1 Il RADAR</b>	<b>5</b>
1.1 <i>RA</i> dio <i>D</i> etection <i>A</i> nd <i>R</i> anging . . . . .	5
1.2 Equazione radar . . . . .	12
1.3 Riflettività e precipitazione . . . . .	15
1.4 Problemi nelle misure . . . . .	15
1.4.1 Esempi . . . . .	19
<b>2 Pluviometro</b>	<b>23</b>
<b>3 Confronto fra misure di precipitazione in remoto e a terra</b>	<b>23</b>
<b>Conclusioni</b>	<b>25</b>
<b>Bibliografia</b>	<b>27</b>

## Introduzione

Quantità	Simbolo	Unità
Energia	$Q$	$J$
Potenza	$\frac{dQ}{dt}$	$\frac{J}{s} = W$
Irradianza	$\frac{dQ}{dt d\Sigma}$	$\frac{W}{m^2}$
Irradianza monocromatica	$\frac{dQ}{dt d\Sigma d\lambda}$ $\frac{dQ}{dt d\Sigma d\nu}$	$\frac{W}{m^2 \mu m}$ $\frac{W}{m^2 cm^{-1}}$
Intensità di radiazione o Radianza (IR)	$\frac{dQ}{dt d\Sigma d\lambda d\Omega}$ $\frac{dQ}{dt d\Sigma d\nu d\Omega}$	$\frac{W}{m^2 \mu m ster}$ $\frac{W}{m^2 cm^{-1} ster}$

Tabella 1: *Grandezze radiative.*

La radiazione elettromagnetica può essere descritta come una perturbazione di due campi di forza, elettrico e magnetico. In una regione in cui c'è una variazione temporale di uno dei due campi, appare l'altro. La distribuzione di tutte le radiazioni elettromagnetiche in funzione della lunghezza d'onda o della frequenza, costituiscono lo spettro elettromagnetico (Figura 1). Le bande su cui ci concentriamo sono le microonde (MW), queste consentono l'indagine delle precipitazioni dato che la lunghezza d'onda è confrontabile con la dimensione delle idrometeore stesse. In tutta la regione delle microonde: la maggior parte della radiazione attraversa l'atmosfera, per cui i segnali radar di tutte le bande comunemente utilizzate raggiungono la superficie terrestre e le goccioline di pioggia producono riflessioni che consentono di rilevare le precipitazioni. Le microonde vanno da 1 *mm* a 3 *metri* (le corrispondenti frequenze sono dell'ordine dei *GHz*). Esse sono rilevabili con strumenti passivi (radiometri e spettrometri) fra 1 *mm* e 1 *cm*, mentre gli strumenti attivi, cioè i sistemi radar, utilizzano microonde centimetriche e decimetriche. Gli intervalli di lunghezza d'onda e i valori tipici nelle varie bande radar più usate nel telerilevamento sono riportati nella Tabella di Figura 2. A lunghezze d'onda maggiori di 3 *metri* troviamo la banda delle radiofrequenze (dalla banda VHF, Very High Frequency, 30 – 300 *MHz*, alla ELF, Extremely Low Frequency, 300 – 3000 *Hz*), utilizzate essenzialmente per trasmissioni radiotelevisive, per alcuni impianti di navigazione aeronautica, ecc. Un'antenna è una struttura, usualmente di buon conduttore elettrico, che irradia un campo elettromagnetico, la potenza ad esso associata. La struttura radiante (antenna) può anche essere considerata come un'interfaccia tra

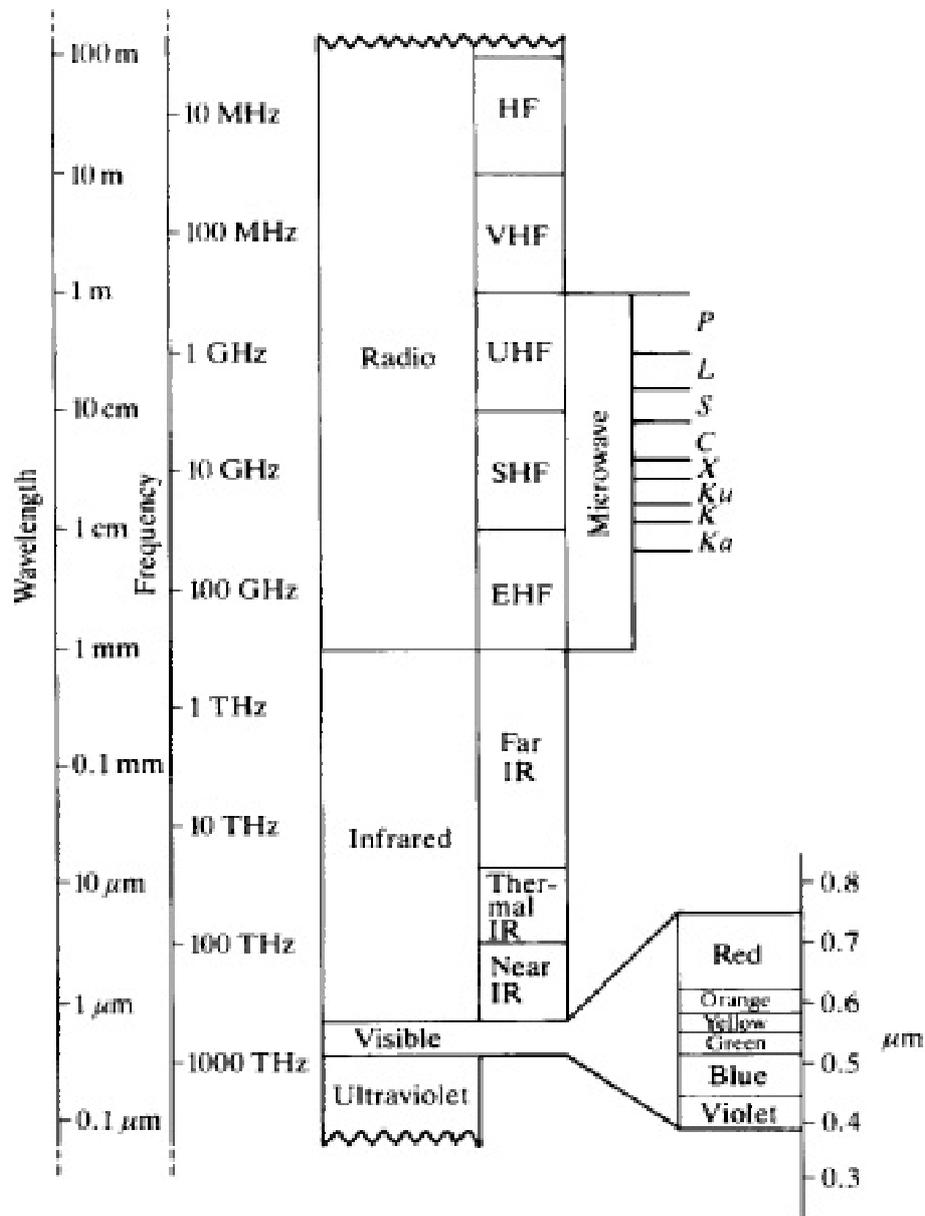


Figura 1: *Distribuzione spettrale della radiazione elettromagnetica.* [2]

la propagazione guidata e la propagazione in spazio libero, o viceversa: in trasmissione, l'antenna "accetta" energia da un generatore e la irradia nello spazio, mentre in ricezione l'antenna "raccoglie" energia da un'onda elettromagnetica incidente e la "consegna" ad un utilizzatore. Quando si analizza un'antenna, generalmente le sue proprietà sono descritte considerandola tra-

BANDA	Lunghezza d'onda (cm)	Frequenza (GHz)
S	15 - 7.5	2 - 4
C	7.5 - 3.75	4 - 8

Figura 2: *Principali bande delle MW usate nel Telerilevamento: la S è più “accurata” e non risente dell’attenuazione, ma prevede costi notevoli, mentre la C, dai costi contenuti, risente dell’attenuazione.*

smittente (Figura 3). Il teorema di reciprocità permette poi di considerare identico il comportamento in trasmissione e in ricezione, a meno che siano impiegati dispositivi non lineari (come alcuni dispositivi di ferrite). La varietà di forme e di strutture radianti è “infinita”, da semplici barrette metalliche (monopòli) a strutture complesse come i phased arrays (allineamenti di antenne ad irradiazione “programmabile”); nella pratica, comunque, le strutture più comunemente utilizzate sono le più economiche e quelle di più semplice realizzazione. L’irraggiamento, ossia il modo di propagarsi dell’e-



Figura 3: *Schema della comunicazione fra due antenne uguali l’una che trasmette e l’altra che riceve:  $P_t$  potenza trasmessa;  $P_r$  potenza ricevuta;  $D(\theta, \phi)$  (intensità di radiazione trasmessa lungo  $(\theta, \phi)$ /intensità di radiazione trasmessa isotropicamente), detta direttività (ossia, la capacità di concentrare la potenza irradiata nella direzione individuata da  $(\theta, \phi)$ );  $\eta = P_t/P_r$  efficienza (per antenne ideali è unitaria);  $G_t(\theta, \phi)$  guadagno (nel caso di antenna ideale coincide con la direzionalità);  $A_e$  area efficace;  $G_r(\theta, \phi)$  guadagno (ossia, la capacità di raccogliere la radiazione proveniente dalla direzione  $(\theta, \phi)$ ).*

nergia sotto forma di onde elettromagnetiche, non richiede mediazione di corpi. L’energia elettromagnetica si manifesta solo quando interagisce con la materia. L’interazione delle onde elettromagnetiche con la materia (cioè con le strutture atomiche e molecolari) coinvolge una serie di meccanismi che dipendono essenzialmente dalla frequenza dell’onda (ovvero l’energia legata ai fotoni) e dalla disposizione dei livelli energetici della materia. Il movimento (rotazione, vibrazione, spostamento) di elettroni, molecole e/o nuclei pro-

dotto dall'onda incidente porta ad uno scambio di energia tra l'onda stessa e il materiale. Quando una radiazione elettromagnetica incide su un corpo, tre meccanismi di interazione energetica sono possibili: riflessione, che può essere speculare (gli angoli di incidenza e di riflessione sono uguali, legge di Snell) o diffusa (scattering); assorbimento attraverso interazioni molecolari o elettroniche (in seguito potrà essere parzialmente riemessa) e trasmissione. [2]

# 1 IL RADAR

## 1.1 *R*Adio *D*etection *A*nd *R*anging

Differenti strumenti possono essere utilizzati per individuare la posizione o per il monitoraggio remoto del movimento di un oggetto. Per inciso, il primo radar sperimentale di Watson-Watt (1937) era di tipo bistatico, cioè vi erano un trasmettitore ed un ricevitore distanti alcune centinaia di metri: il ricevitore rivelava una variazione del segnale ogni qualvolta un aereo sorvolava lo spazio tra trasmettitore e ricevitore, dimostrando così la fattibilità di avvistare oggetti volanti tramite onde radio. La tecnologia radar si è sviluppata rapidamente durante la seconda guerra mondiale per applicazioni militari, ora ci sono molti prodotti civili: per il traffico aereo, per la meteorologia, dalla navigazione alle osservazioni spaziali. Possiamo distinguere i vari tipi di radar, in base ad alcune caratteristiche, come ad esempio: monostatico e bistatico (a seconda che l'apparato di ricezione e trasmissione siano o no nello stesso posto) (vedi Figura 4); a singola e a doppia polarizzazione; a impulsi e onda continua; Doppler o non-Doppler (se è in grado di misurare la velocità). Consideriamo inizialmente di trattare un radar a singola polarizzazione ed a impulsi.

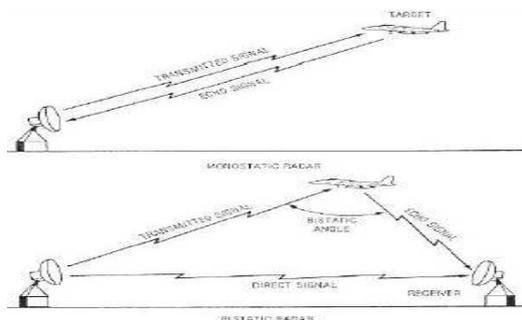


Figura 4: *Schema di antenna in configurazione monostatica e bistatica.*

Un radar meteo è costituito dalle seguenti componenti elettriche:

- il **TRASMETTITORE**, che genera l'onda elettromagnetica che viene inviata dall'antenna radar verso l'atmosfera;
- il **MODULATORE**, che controlla il trasmettitore accendendolo e spegnendolo in modo da dare la corretta forma all'impulso emesso (in pratica il modulatore "dice" al trasmettitore quando trasmettere e per quale durata);

- la GUIDA D'ONDA, che trasferisce il segnale radar dal trasmettitore all'antenna limitando le perdite che si avrebbero utilizzando normali conduttori (essa è costituita da un tubo metallico a sezione rettangolare, le cui dimensioni dipendono dalla lunghezza dell'onda da trasmettere);
- l'ANTENNA, che focalizza il segnale emesso dal radar in una specifica direzione;
- il CIRCOLATORE A MICROONDE, è un interruttore automatico che esclude dal circuito il ricevitore quando il trasmettitore è in funzione e lo attiva quando il radar non trasmette. Protegge il ricevitore dai picchi di potenza prodotti dal trasmettitore. (I radar trasmettono potenze di qualche centinaio di  $kW$  e hanno ricevitori molto sensibili in grado di distinguere segnali fino a  $10^{-14} W$ );
- il RICEVITORE, che riceve ed amplifica i deboli segnali ricevuti dall'antenna.

Il radar meteorologico permette misure di diverse quantità fisiche che formano gli input dei modelli di previsione meteorologica (es. velocità del vento) e la previsione, in tempo reale, di fenomeni meteo locali (visibilità, vento, pioggia, ecc) e la loro evoluzione. La velocità radiale del vento viene misurata per effetto Doppler <sup>1</sup>. Esso permette uno studio dell'evoluzione del fenomeno, della direzione di spostamento dell'evento meteorologico.

Il radar emette un'onda elettromagnetica verso l'oggetto, che assorbe e reirradia in tutte le direzioni, e misura l'eco di "ritorno", una porzione d'onda (riflessa verso il radar); l'analisi del segnale di ritorno, che prende il nome di riflettività, è effettuata nell'apparato ricevente del radar stesso e permette di ottenere l'intensità della precipitazione. Quindi la direzione di puntamento dell'antenna (Figura 5) e il tempo impiegato dal segnale nel percorso andata-ritorno permettono di individuare l'oggetto, in termini di direzione e distanza.

Il segnale irradiato è di forma impulsiva, cioè molto intenso ma solo per brevissimi istanti, perché dopo aver emesso l'impulso, il radar resta in attesa di un'eventuale eco per tutto il tempo in cui l'impulso potrebbe tornare dalla sua portata massima. I radar utilizzano differenti frequenze secondo gli oggetti di studio. Il tempo,  $\Delta t$ , che intercorre fra l'impulso trasmesso e l'eco ricevuto è legato alla distanza dell'oggetto,  $d$ :

$$d = c \frac{\Delta t}{2}$$

---

<sup>1</sup>Ossia tramite le variazioni di frequenza dell'eco di ritorno.

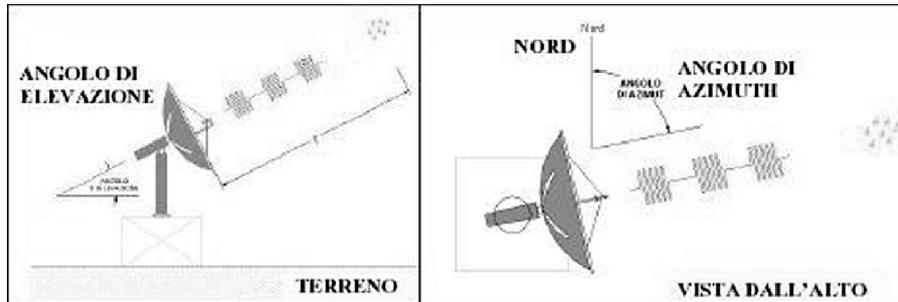


Figura 5: *Schema di funzionamento: l'antenna può variare sia in elevazione che in azimut.*

Se definiamo il periodo di ripetizione del segnale,  $T$  (o PRI = Pulse Repetition Interval), ovvero la risoluzione temporale che apprezziamo:

$$T = \frac{1}{PRF}$$

dove **PRF** è l'acronimo di Pulse Repetition Frequency; allora la portata di un radar sarà:

$$D = c \frac{T}{2} = \frac{c}{2PRF}$$

Anzi questa è la massima portata,  $D_{MAX}$ , non ambigua del radar, corrispondente a  $T$  (vedi Figura 6). Ad esempio i valori sono:  $\tau = 1 \mu sec$ , durata dell'impulso, e  $T = 1 msec$ , periodo di ripetizione; il range è  $D_{MAX} \simeq 100 Km$ . Per discriminare la distanza effettiva di oggetti posti a distanza superiore a quella non ambigua ( $d > D_{MAX}$ ) possiamo diminuire le frequenze di ripetizione di impulsi,  $PRF$ . L'oggetto che si trovi a distanza ambigua avrà distanze apparenti diverse per ogni diverso  $T$ . Un'apposita logica è quindi in grado di risolvere l'ambiguità, determinando la distanza reale.

Oltre al range e alla risoluzione temporale, possiamo definire una risoluzione spaziale che dipenderà dall'apertura del fascio di antenna,  $(\theta, \varphi)$ , dal tempo di trasmissione,  $\tau$ , e dal range di misura,  $D_{MAX}$ . Noto  $\tau$  tempo di trasmissione, ricavo le tre risoluzioni:  $c\tau/2$  risoluzione radiale;  $r\theta$  risoluzione longitudinale;  $r\varphi$  risoluzione trasversale. Il volume di risoluzione (vedi Figura 7), in cui 2 bersagli sono distinguibili, è pari a

$$V = \frac{c\tau}{2} \pi \frac{r\theta}{2} \frac{r\varphi}{2}$$

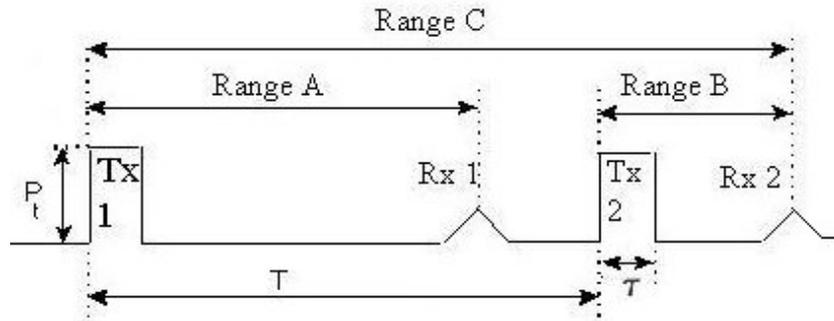


Figura 6:  $\tau$  è la durata dell'impulso;  $P_t$  la potenza trasmessa. La portata di un radar: due impulsi di trasmissione successivi (chiamati Tx1 e Tx2) sono separati da una "distanza" pari a  $T$ . L'eco Rx1 è l'eco dell'impulso Tx1 riflesso da un bersaglio che si trova ad una distanza "Range A". L'eco Rx2 potrebbe essere dovuto sia ad una riflessione dell'impulso Tx2 da un bersaglio che si trovi a distanza "Range B", sia ad un bersaglio più lontano ("Range C"), che riflette l'impulso precedente. In quest'ultimo caso si dice che il bersaglio si trova in distanza ambigua e il radar lo mostrerebbe a  $d_{\text{radar}} = d_{\text{reale}} - D_{\text{MAX}}$ .

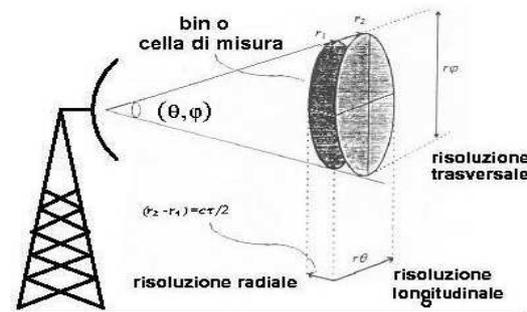


Figura 7: Schema della risoluzione spaziale di un'antenna: risoluzione radiale, longitudinale e trasversale.

La sezione d'urto dell' $i$ -esima goccia con diametro  $D_i < \lambda$  (siamo nell'approssimazione Rayleigh)

$$\sigma_i = \frac{\pi^5 |K|^2 D_i^6}{\lambda^4} \quad (\text{mm}^2)$$

ci rappresenta la frazione di potenza reirradiata verso il radar dal bersaglio con indice di rifrazione complesso  $n = n' + jn''$ , da cui ho la costante dielettrica  $K = \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2}$  (per acqua liquida  $|K|^2 = 0,93$ ); nel volume di risoluzione ho

$N$  idrometeore quindi la sezione di backscattering di un bin è pari a

$$\sigma = \sum_{i=1}^N \frac{\pi^5 |K|^2 D_i^6}{\lambda^4} = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (1)$$

questa sezione dipende dalle caratteristiche del materiale, dal rapporto fra la dimensione dell'oggetto e la lunghezza d'onda della radiazione, dalla rugosità della superficie, dalla polarizzazione dell'onda elettromagnetica e dall'angolo di vista.

Andiamo a definire la **Riflettività** che cresce al crescere della densità di idrometeore e della loro dimensione (diametro  $D_i$ )

$$Z = \sum_{i=1}^N D_i^6 \quad (mm^6/m^3) \quad (2)$$

Varia da 0.001 (nebbia) e 50 milioni (grandine), allora si è adottata l'unità logaritmica:

$$Z(dB) = 10 \log_{10} [Z(mm^6/m^3)]$$

quindi il range va da  $-30$  a  $77$  dB. Per la pioggia media (di intensità  $R = 12$  mm/h):  $Z \simeq 40$  dB.

Distinguiamo due prodotti, o indicatori, del radar misurati in tempo reale: **PPI** (Plane Position Indicator) scansione conica, angolo di elevazione fisso,  $\theta$ , e quello di azimuth variabile, e **RHI** (Range Height Indicator) scansione verticale, angolo di azimuth fisso,  $\varphi$ , e quello di elevazione variabile (vedi Figura 8).

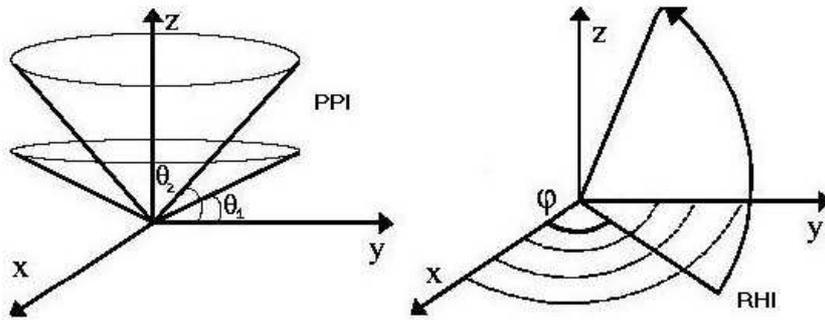


Figura 8: *Plane Position Indicator e Range Height Indicator.*

Dato un volume di dati possiamo derivare altri prodotti tra i quali il CAPPI (Constant Altitude PPI) sezione orizzontale del volume di dati ottenuta ad

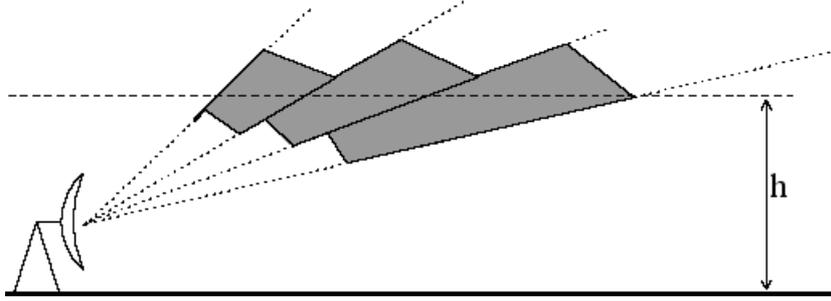


Figura 9: Sezione orizzontale a quota  $h$  fissata: CAPPI è costruito utilizzando coniche PPI a diverse elevazioni.

una quota prefissata (Figura 9); oppure la Cross Section (XSEC) sezione verticale del volume di dati.

Il **radar Doppler**, invece, può misurare la velocità di spostamento radiale del bersaglio radar, dalla variazione di frequenza<sup>2</sup> fra l'onda trasmessa e quella ricevuta. Quindi oltre alla precipitazione possiamo conoscere l'evoluzione, intesa come spostamento, della perturbazione osservata. Un radar ad impulsi (ossia con periodo di ripetizione PRF) è in grado di misurare sia la potenza degli echi di ritorno che la variazione di frequenza (quindi, la velocità del bersaglio). Un segnale di lunghezza d'onda  $\lambda$  emesso da una sorgente, è percepito da un ricevitore che si trovi in moto relativo con velocità radiale  $v$  come spostato in frequenza di una frequenza pari a  $v/\lambda$  rispetto al segnale emesso. Nel caso radar l'effetto si considera due volte, sulle tratte radar-bersaglio e bersaglio-radar; lo spostamento doppler è quindi pari a:

$$\Delta f = 2 \frac{v}{\lambda}$$

Abbiamo misure di variazione nel tempo della fase della radiazione,  $\frac{\Delta\phi}{\Delta t}$ :

$$\begin{aligned} \frac{\Delta\phi}{\Delta t} &= \omega_0 = 2\pi\Delta f \\ \frac{\Delta\phi}{\Delta t} &= \frac{4\pi}{\lambda}v \\ v &= \frac{\lambda}{4\pi} \frac{\Delta\phi}{\Delta t} \\ v_{MAX} &= \frac{\lambda}{4\pi} \frac{\Delta\phi_{max}}{\Delta t_{max}} = \frac{\lambda}{4\pi} \frac{\pm\pi}{(PRF)^{-1}} \end{aligned}$$

$v$  velocità;  $\Delta f$  shift in frequenza.

<sup>2</sup>In particolare misura lo shift di fase.

$v_{MAX} = \pm \frac{PRF\lambda}{4} \quad \Leftrightarrow \quad D_{MAX} = c\frac{T}{2} = \frac{c}{2PRF}$
$\Downarrow$
$v_{MAX}D_{MAX} = \frac{c\lambda}{8}$

Tabella 2: *Equazioni del dilemma Doppler.*

Questo legame fra le massime grandezze è detto dilemma Doppler. Risolverlo significa trovare un compromesso nella scelta di PRF. Il problema che accompagna il radar Doppler è l'aliasing. Immaginando che i valori di fondoscala<sup>3</sup> si "uniscono", abbiamo che i valori esterni all'intervallo sono interpretati dal radar nel seguente modo:

$$v_{oss} = \begin{cases} v_{reale} - 2v_{MAX} & \text{se l'oggetto si allontana, } v > 0 \\ 2v_{MAX} - v_{reale} & \text{se l'oggetto si avvicina, } v < 0 \end{cases}$$

notiamo che oltre a variare il valore, viene invertito il segno, quindi il verso della velocità (vedi Figura 15). Per superare questi problemi lavoriamo in DUAL PRF: scelgo due PRF di cui conosco il rapporto e li invio alternativamente, ottengo un aumento della massima velocità misurabile:

$$v_{MAX} = \pm \frac{\lambda}{4\left(\frac{1}{PRF_1} - \frac{1}{PRF_2}\right)}$$

Di certo aumentare di molto la velocità massima, ci fa perdere la "nitidezza" delle piccole velocità. Sempre rimanendo nell'ambito dell'analisi della velocità, ricordiamo la tecnica VAD (Velocity Azimuth Display), che consente di stimare la componente orizzontale del vento sulla verticale del radar. Richiede una scansione conica (un PPI di velocità) solitamente a  $\theta = 45^\circ$  di elevazione. Le idrometeore si muovono soggette alla velocità di caduta (verticale),  $v_v$ , e al vento orizzontale (supposto costante),  $v_H$ . La velocità totale è data da  $v = v_v + v_H$ , con  $v_v \ll v_H$  [il radar misura solo la componente radiale,  $v_R$ ]:

$$v_H = \frac{v_{RMAX} - v_{Rmin}}{2\cos\theta}$$

con una risoluzione spaziale di circa 100m (di quota).

Andiamo a considerare misura la distribuzione della velocità nel volume d'illuminazione e considero una  $v_{media}$ . A Preturo, per calcolarla si usa l'algoritmo PULSE-PAIR PROCESSING. Dallo scostamento,  $\sigma^2$ , delle singole

---

<sup>3</sup> $v_{min} = -v_{MAX}$

velocità dal valor medio nella cella di distribuzione possiamo avere informazioni sulla turbolenza del fenomeno in atto [la deviazione standard,  $\sigma$ , è legata alla turbolenza].

## 1.2 Equazione radar

La portata non ambigua, in realtà, non da nessuna indicazione sulla capacità di un radar di rilevare un oggetto ad una determinata distanza: essa indica solo la massima distanza a cui un eventuale eco ricevuto può essere correttamente interpretato. Per determinare la portata effettiva del radar occorre considerare la perdita nel percorso (radar-bersaglio e bersaglio-radar) e le caratteristiche del bersaglio. Il rapporto segnale/rumore minimo richiesto per la corretta detezione di un bersaglio, dipende dalle modalità di elaborazione del segnale <sup>4</sup>.

Ipotesi fatte:

- Nel volume osservato, le idrometeore sono sfere dielettriche omogenee di raggio  $D_i < \lambda$ ;
- Il volume è completamente riempito dalle idrometeore in modo random;
- La riflettività,  $Z$ , è uniforme e costante nell'elemento di volume durante l'intervallo di campionamento;
- Le idrometeore sono gocce d'acqua e di ghiaccio, in modo tale che la costante dielettrica,  $K$ , è uguale in tutto il volume;
- Lo scattering multiplo è trascurabile;
- Le onde incidenti e di backscattering sono polarizzate linearmente.

Definiamo:

$R_i$  distanza antenna trasmittente (Tx) e bersaglio;

---

<sup>4</sup>Pur non entrando qui nel dettaglio dell'argomento, è importante sottolineare come la detezione radar sia sempre un fenomeno statistico. Il problema fondamentale è quello di discriminare la presenza di un segnale immerso in un rumore avente distribuzione gaussiana. Comunque posizioniamo la nostra soglia di decisione ("tutto ciò che supera la soglia è segnale, tutto ciò che sta sotto è rumore") vi è sempre una probabilità finita che: 1) il rumore superi la soglia o 2) il segnale + il rumore siano al disotto della soglia (anche se il segnale da solo sarebbe stato al di sopra). Per un dato rapporto segnale/rumore è possibile, variando la soglia, ridurre la probabilità di falso allarme a scapito della probabilità di detezione e viceversa. Per cui non sarebbe corretto dire "il radar ha una portata di x chilometri sul bersaglio y", a meno di non aggiungere "con 90% di probabilità di detezione e probabilità di falso allarme  $10^{-6}$ ".

$R_s$  distanza bersaglio e antenna ricevente (Rx);  
 $i$  versore di radiazione incidente;  
 $s$  versore di radiazione diffusa (scatterata);  
 $P_{al}$  potenza di alimentazione del Tx;  
 $P_t$  potenza erogata dal Tx;  
 $P_r$  potenza ricevuta dal Rx;  
 $\Sigma, \Omega$  superficie e angolo solido del fascio radar;  
 $\sigma$  sezione radar (**R**adar **C**ross **S**ection).

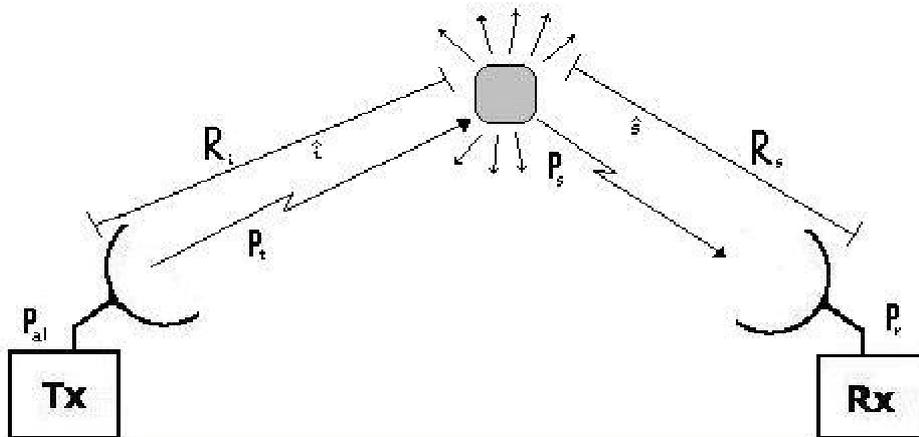


Figura 10: *Radar Bistatico: illustriamo funzionamento: potenze  $P_{al}$ ,  $P_t$ ,  $P_s$ ,  $P_r$ , e versori  $\hat{i}$ ,  $\hat{s}$ .*

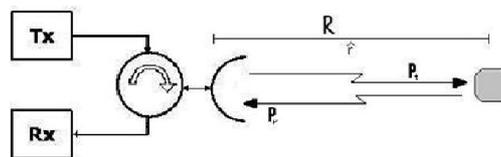


Figura 11: *Radar Monostatico: illustriamo funzionamento: circolatore, che distingue le potenze  $P_t$  e  $P_r$ , e versore  $\hat{r}$ .*

Se Tx trasmette isotropicamente, la densità di potenza isotropica incidente sul bersaglio (per dissipazione atmosferica trascurabile) è

$$\left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{irr} = \frac{P_{al}}{4\pi}$$

Nell'ipotesi di antenna ideale ( $\eta = 1$ ,  $D(i) = G_t(i)$ )

$$\left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{irr} = G_t(i) \frac{P_{al}}{4\pi}$$

Il bersaglio assorbe tramite  $\sigma$  la  $\left(\frac{dP}{d\Sigma}\right)_{inc,b}$

$$\begin{aligned}\left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{inc,b} &= \left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{irr} \\ \left(\frac{dP}{d\Sigma}\right)_{inc,b} &= \frac{1}{R_i^2} \left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{irr} = \frac{P_{al}G_t(i)}{4\pi R_i^2}\end{aligned}$$

quindi diventa sorgente isotopica con potenza isotropica equivalente  $P_{eq,biso}$

$$\begin{aligned}P_{eq,biso} &= \sigma \left(\frac{dP}{d\Sigma}\right)_{inc,b} \\ \left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{scat,b} &= \frac{\sigma}{4\pi} \left(\frac{dP}{d\Sigma}\right)_{inc,b} = \frac{P_{al}G_t(i)\sigma(i,s)}{(4\pi)^2 R_i^2} \frac{1}{R_s^2} \\ \left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{scat,b} &\propto s \\ \left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{inc,Rx} &= \left(\frac{dP}{d\Omega}\right)_{scat,b} = \left(\frac{dP}{d\Sigma}\right)_{scat,b} \frac{1}{R_s^2} = \frac{P_{eq,biso}}{4\pi} = \frac{\sigma}{4\pi} \left(\frac{dP}{d\Sigma}\right)_{inc,b}\end{aligned}$$

Su Rx ho la densità di potenza ricevuta,  $P_r$ , che dipende dall'area equivalente dell'antenna,  $A_e$ :

$$\begin{aligned}A_e &= \frac{\lambda^2}{4\pi} G_r(s) \\ P_r &= \underbrace{\underbrace{\underbrace{\underbrace{\frac{P_{al}G_t(i)}{4\pi R_i^2}}_{\text{potenza irradiata nella direzione del bersaglio}} \sigma}_{\text{densità di potenza al bersaglio}} \frac{1}{4\pi R_s^2}}_{\text{potenza reirradiata nella direzione di Rx}} A_e}_{\text{densità di potenza della radiazione riflessa in prossimità di Rx}} \\ &= \frac{P_{al}G_t(i)G_r(s)\sigma\lambda}{(4\pi)^3 R_i^2 R_s^2}\end{aligned}$$

Riducendo per il radar monostatico ( $Tx \equiv Rx$ ):

$$P_r = \frac{P_{al}G^2(r)\sigma\lambda}{(4\pi)^3 R^4} \quad (3)$$

Il  $\sigma$  (vedi Equazione 1) contiene informazioni sulla  $Z$ , quindi come aspettato la riflettività di un volume di atmosfera è legata all'intensità dell'eco. Nel momento in cui passiamo da misure di potenza ricevuta,  $P_r$ , alla riflettività, togliamo la dipendenza dallo strumento nella misura. Ricordiamo che

abbiamo tralasciato: il contributo del mezzo di propagazione (in particolare l'abbiamo considerato "ideale", nel senso di non-attenuante); il rumore indotto dall'atmosfera; perdite dovute ai componenti del sistema o al processamento del segnale; rumore termico e attenuazione della frequenza del segnale (ossia diminuisce solo l'ampiezza).

### 1.3 Riflettività e precipitazione

Ottenuto un valore di riflettività il più possibile corretto, esso può essere convertito in quantità di pioggia tramite la relazione empirica tra intensità di pioggia,  $R(mm^6/m^3)$ , e il corrispondente valore di riflettività,  $Z(mm^6/m^3)$ :

$$Z = aR^b \quad (4)$$

dove le costanti  $a$  e  $b$  dipendono dal tipo di precipitazione. Ad esempio, per pioggia stratiforme [Marshall-Palmer],  $Z = 200R^{1.6}$ .

Il problema della determinazione delle costanti è uno dei più discussi in radar-meteorologia; si cerca di verificarli sperimentalmente mediante confronto con una rete di sensori pluviometrici posti nella zona spazzata dal radar (vedi Figura 20). Questa relazione è soggetta ad incertezze dipendenti soprattutto dalla distribuzione delle dimensioni delle gocce nel volume in esame e dalla durata temporale della misura. Per migliorare il grado di precisione vengono usati i cosiddetti sistemi **a doppia polarizzazione**, dove la riflettività viene valutata su due piani tra loro ortogonali. Le idrometeore sono sferoidi oblati a seconda del bilanciamento delle forze che subisce (pressione aerodinamica del flusso d'aria, pressione idrostatica, tensione superficiale). Tanto più le gocce sono grandi, tanto più assumono, durante la caduta, una forma schiacciata e tanto più la riflettività orizzontale differisce da quella verticale, fornendo così un'indicazione della forma delle idrometeore. In questo caso esistono delle relazioni diverse da quella citata, (Equazione 4), dato che entrano in gioco altri parametri come la riflettività differenziale, la fase differenziale etc. Inoltre, la polarizzazione duale permette di distinguere le gocce di pioggia da quelle di grandine, che durante la caduta conservano una forma pressoché sferica.

### 1.4 Problemi nelle misure

I principali errori incontrati nelle misura radar sono distinguibili in quelli che ci portano alla

sottostima : precipitazioni presenti sotto il fascio radar, effetti orogra-

fici, presenza di ostacoli fissi, attenuazioni da gas ed idrometeore, errori nel sistema radar (aliasing, lobi secondari, radome, ...), ecc;

sovrastima : evaporazioni presenti sotto il fascio radar, brightband, propagazione anomala (echi di seconda scala, dovuti alle variazioni dell'indice di rifrazione), ecc.

Quando il fascio radar intercetta i rilievi orografici, si manifesta generalmente un problema di riduzione dell'energia trasportata dal fascio al di là dell'ostacolo, che risulta pari alla quantità assorbita e riflessa dallo stesso. A distanze maggiori rispetto a quelle a cui si verifica l'occlusione, l'eventuale precipitazione viene così investita da una quantità di energia che risulta ridotta (anche completamente) in ragione dell'entità dell'occlusione stessa. Quale conseguenza si viene ad ottenere, in quelle aree, una sottostima nel valore del fattore di riflettività. Importante allora è conoscere il territorio, distinguendo dalla misura radar i **clutters**: fluttuanti (es alberi), fissi concentrati (es tetti), fissi estesi e conseguenti parziali o totali bloccaggi(es monti). Per ovviare esistono algoritmi che da scansioni a cielo sereno registrano valori che sottrarranno alla misura, filtrando così le informazioni sulle precipitazioni (vedi Figura 16). Per le misure di velocità, l'accorgimento è prendere le velocità radiali nulle (perché di ostacoli fissi) e rimuoverle dalle misure, il prezzo di questo filtraggio è di eliminare anche quelle gocce che si muovono tangenzialmente al radar; magari con l'introduzione di cicli di controllo distinguiamo meglio gli ostacoli fissi e le gocce. Di certo, il problema dell'occlusione costringe ad utilizzare maggiori elevazioni dell'antenna, ovvero ad osservare l'atmosfera generalmente a quote elevate rispetto al suolo, tanto che perdiamo l'informazione a bassa quota e potremmo passare oltre le nubi. In quota la misura dipende dall'incurvamento del fascio radar (varia l'indice di rifrazione dell'atmosfera,  $n$ ) e dalla sfericità della terra che "aumenta" la quota a grandi distanze. L'indice di rifrazione di un mezzo è  $n = \frac{c}{v} = n' + jn''$  (dove  $v$  è la velocità nel mezzo e  $c$  nel vuoto,  $n' = \Re[n]$ ,  $n'' = \Im[n]$  detto coefficiente del mezzo; se il mezzo è ideale,  $n'' = 0$ ). Nel vuoto  $n = 1$ , nell'atmosfera esso dipende dalla temperatura,  $T$ , dalla pressione  $p$  e dalla pressione di vapore,  $e$ . Al livello del mare  $n = 1.0003$  per poi decrescere con la quota. Da Snell abbiamo  $\frac{\sin\alpha_1}{\sin\alpha_2} = \frac{n_2}{n_1}$  (dove  $\alpha$  è l'angolo di rifrazione del mezzo); quindi al diminuire di  $n$ ,  $\alpha$  aumenta e il raggio si incurva verso il basso (Figura 12)(avviene di solito durante le inversioni termiche, ovvero la temperatura che cresce con la quota) e viceversa. In particolare la **propagazione anomala** può influenzare pesantemente la misura in presenza di forti gradienti di umidità e/o di inversioni termiche negli strati prossimi al suolo. Per comodità, utilizziamo

$$\mathbf{N} = (n - 1)10^6$$

L'incurvamento dei raggi dipende da  $\frac{dN}{dh}$ , ossia dalla velocità con cui l'indice di rifrazione varia con la quota  $h$ . Lavoriamo con raggi dritti e una terra con raggio  $\gamma a \neq a$  ( $a$  è il raggio reale) mantenendo la stessa curvatura relativa. L'atmosfera standard è quella per cui  $\frac{dN}{dh} = -0.04m^{-1}$ . I rimedi che pren-

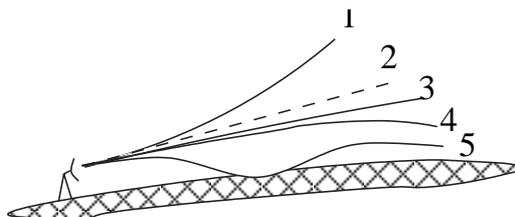


Figura 12: Propagazione anomala del fascio radar in atmosfera: **1**  $dN/dh > 0$ , rifrazione negativa; **2**  $dN/dh = 0$ , rifrazione nulla; **3**  $dN/dh = -0.04$ , rifrazione standard; **4**  $dN/dh < 0$ , super rifrazione; **5**  $dN/dh > -0.157$ , ducting.

diamo sono delle scansioni verticali di riflettività a differenti elevazioni e le differenze ci portano a classificare i clutters e le propagazioni anomale (vedi Figura 17).

Uno dei problemi che affliggono la stima della precipitazione al suolo tramite radar è legato alla non omogeneità del **VPR** (profilo verticale di riflettività), ovvero al fatto che la riflettività non si mantiene costante con la quota (e all'aumentare della distanza dal radar, vedi Figura 13). La variabilità verticale di riflettività è indotta dalla combinazione di differenti effetti tra cui, i più significativi, sono in relazione:

all'evaporazione ed alla turbolenza dell'aria;

alla presenza dello strato fondente, ovvero di quella fascia dell'atmosfera in cui avviene il passaggio di stato della precipitazione da solida a liquida, definita comunemente bright band.

La **bright band** si presenta quando una particella di ghiaccio, attraversando il livello dell'isoterma  $0^{\circ}C$ , comincia a fondersi, ricoprendosi di una sottile pellicola d'acqua. Poiché i più alti valori di riflettività sono associati alle più grandi gocce d'acqua; questo fenomeno, particolarmente evidente nel caso di nubi stratiformi, provoca un notevole aumento di riflettività rispetto agli strati circostanti. Per l'eliminare tale aumento si fa ricorso ad un'interpolazione tra due strati orizzontali. Quindi individuiamo la presenza della bright band, perché questa può indurre localmente a forti sovrastime (fino a fattori

dell'ordine di 5-6) dell'intensità di precipitazione; mentre quando il fascio radar intercetta la regione a precipitazione solida, ovvero a neve, l'osservazione radar induce notevoli sottostime.

Costruiamo la VPR, che indichiamo con  $z$ :

$$z(h) = \frac{Z(u, h)}{Z_0} \quad (5)$$

dove  $Z(u, h) = Z(x, y, h)$  e  $Z_0 = Z(x, y, h_0)$  quest'ultimo dipende dalla locazione geografica al livello di riferimento, in pratica è il primo valore di riflettività misurabile posto alla quota  $h_0$ ;  $z$  dipende dalla quota della misura, ed è costante per ogni punto  $u = (x, y)$ . [3] Nota la VPR, possiamo risalire alla riflettività di ogni punto (anche di quelli sottostanti il fascio radar o coperti alla visuale del radar per la presenza di ostacoli), con particolare interesse per misure superficiali, attraverso varie metodologie, tra cui: Areal Average Reconstruction (AAR), ovvero mediando nello spazio e nel tempo i valori di riflettività; Statistical Nonlinear Reconstruction (SNR), ossia decomponendo il VPR in funzioni ortogonali empiriche attraverso le EOFs (Empirical Orthogonal Functions); Neural Network Reconstruction (NNR), ossia tramite una rete neurale addestrata, a cui passiamo le misure disponibili. Consideriamo con particolare attenzione il VPR al variare del range di osservazione e la sua diminuzione con la quota, infatti il ghiaccio delle alte quote riflette meno rispetto all'acqua liquida, allo stato di scioglimento ho la massima riflettività.

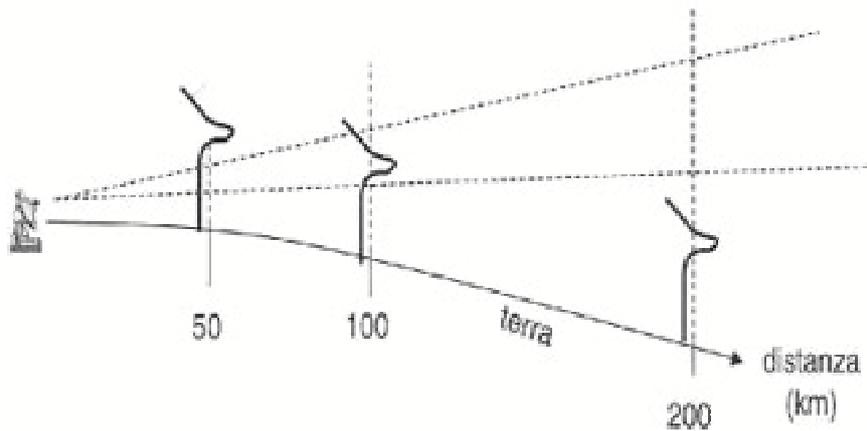


Figura 13: *Andamento di VPR ed importanza del range di osservazione.*

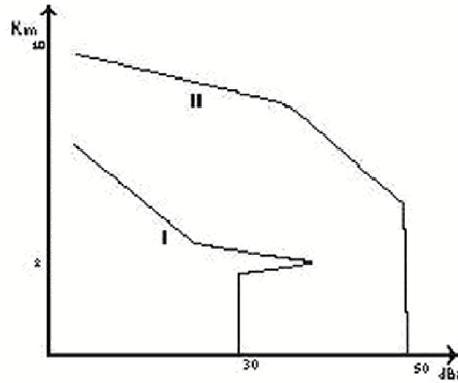


Figura 14: *Profilo di riflettività: (I) precipitazione stratiforme, il picco indica la bright band, allo zero termico; (II) precipitazione convettiva, tipica dei temporali estivi.*

Grazie alla bright band possiamo distinguere le precipitazioni: quelle stratiformi sono caratterizzate da bassa riflettività, ma presentano il picco caratteristico della bright band (vedi Figura 14); mentre quelle convettive hanno alti valori di  $Z$  e forti gradienti orizzontali di riflettività. Infatti, la distinzione che facciamo è quella del metodo dei gradienti orizzontali di riflettività, con cui individuiamo le precipitazioni convettive, il resto è stratiforme (vedi Figura 18). Inoltre, le precipitazioni stratiformi si presentano nella media troposfera ( $4 - 8Km$ ), mentre le convettive arrivano fino all'alta troposfera. Non trascurabile è l'**attenuazione da percorso** da idrometeore, mentre da neve, nubi e gas può essere trascurabile. I fattori che influiscono sono: il range, l'angolo di elevazione e la polarizzabilità (a causa dell'obliquità delle gocce). Per frequenze  $\nu > 10GHz$  (banda X) abbiamo assorbimento da ossigeno e vapor d'acqua, per  $\nu \simeq 3GHz$  (banda S) ho attenuazione trascurabile, ma non per  $\nu \simeq 5GHz$  (banda C, presente a Preturo). Naturalmente l'effetto negativo è la perdita di informazioni. Per risolvere si sfrutta un algoritmo iterativo che dal primo bin (strato) ad ogni passo considera il contributo degli strati sottostanti; il prezzo da pagare è la possibilità che l'algoritmo diverga. Non per ultimo, il contributo piccolo, ma presente, del **radome**, involucro protettivo che protegge la parabola. Varia a seconda del tipo di polarizzazione. L'attenuazione è di pochi  $dB$ , a cui si può aggiungere uno scattering dell'onda elettromagnetica. [1]

#### 1.4.1 Esempi

Nota sull'interpretazione dell'immagine radar:

Lo sfondo dell'immagine è costituito da una cartina geografica fisica, in cui sono messi in evidenza i rilievi mediante una gradazione di tonalità di grigio; l'immagine radar viene suddivisa in quadratini (pixel) colorati (mappa radar) a seconda del valore di intensità di precipitazione misurata dal radar

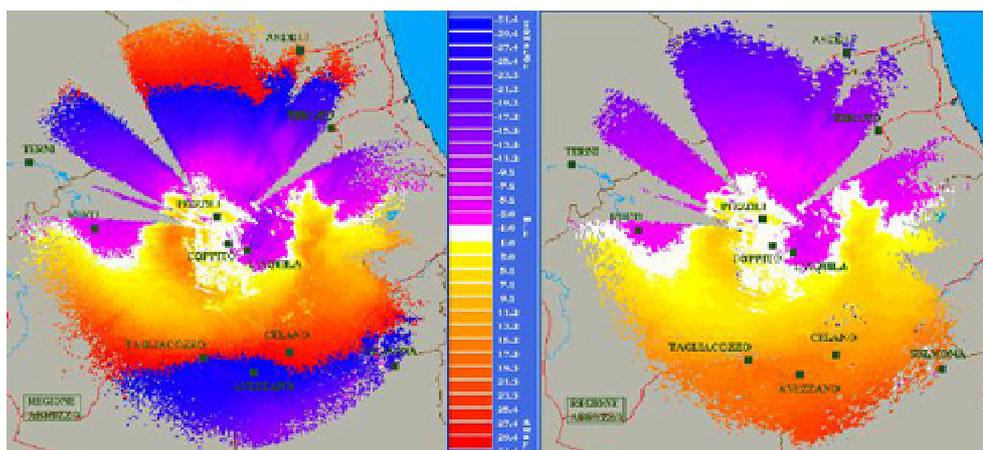


Figura 15: *Esempio di dual PRF mode, per correggere la velocity aliasing: nel primo caso abbiamo  $PRF = 1180 \text{ Hz}$  e  $v_{max} = \pm 16 \text{ Km}$ , nel secondo  $PRF_1 = 1180 \text{ Hz}$ ,  $PRF_2 = 787 \text{ Hz}$  e  $v_{max} = \pm 32 \text{ Km}$ . [1]*

in quel punto. Ogni pixel corrisponde ad un'area di circa  $1 \text{ km}^2$ . Di solito, nelle mappe radar viene riportata l'ora UTC. Per orario UTC si intende l'ora misurata al meridiano di Greenwich (L'orario UTC è indietro di un'ora rispetto all'orario solare italiano, di due ore rispetto all'orario legale).

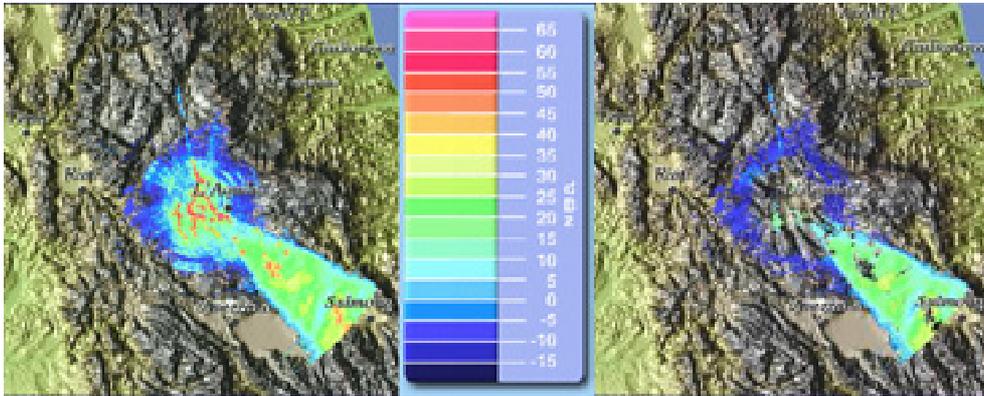


Figura 16: *Esempio di clutter da ostacoli fissi ad 1° di elevazione, a Preturo. [1]*

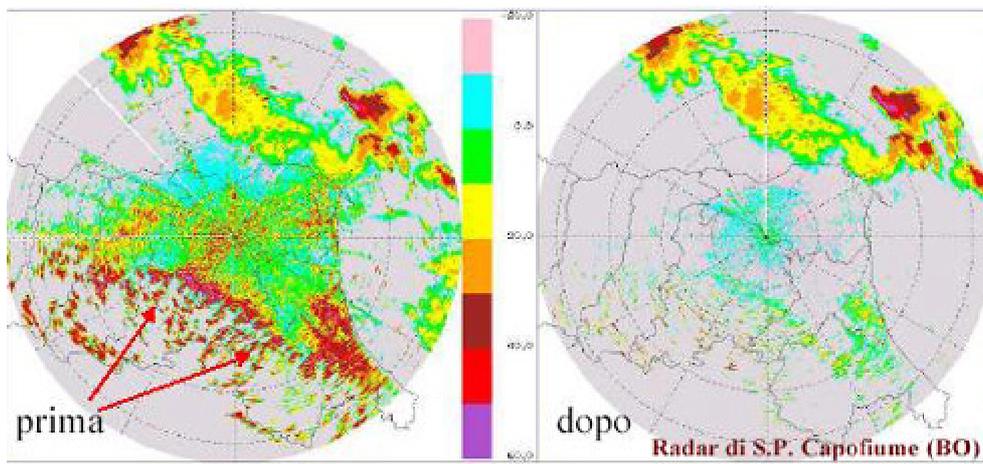


Figura 17: *Propagazione anomala presente e poi rimossa. [1]*

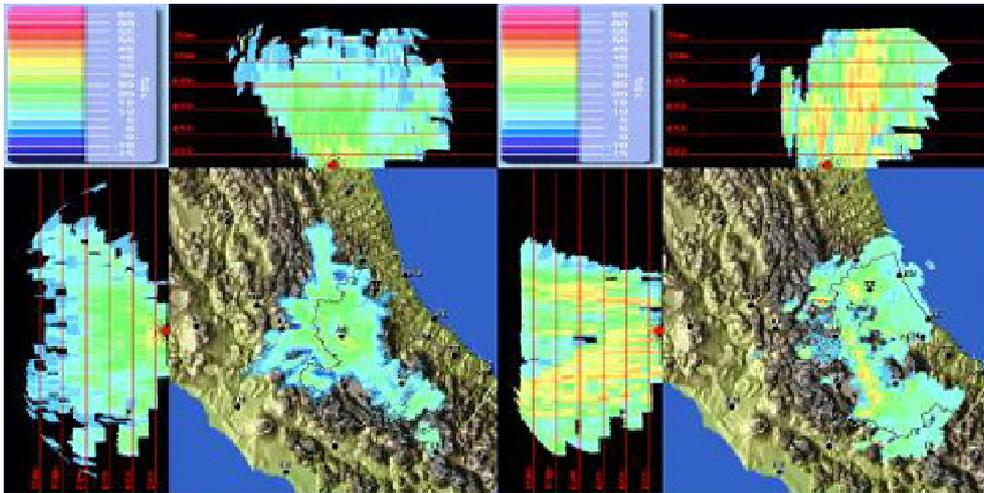


Figura 18: *Esempio di precipitazione stratiforme e convettiva a Preturo. [1]*

## 2 Pluviometro

Questo strumento è costituito da un imbuto di dimensioni standard (in Italia  $0,1 m^2$ ). Se nel cilindro, sottostante l'imbuto, è allocato un meccanismo di registrazione, si parla di pluviografo. I fattori che influenzano la misura sono:

- l'azione del vento intorno alla bocca dell'imbuto;
- la bagnatura delle pareti interne dell'imbuto;
- l'effetto schizzo dall'esterno verso l'imbuto;
- l'imprecisione del montaggio delle apparecchiature (ad esempio, per mancata orizzontabilità del sensore);
- l'altezza dal suolo del pluviometro (la pioggia è massima al suolo stesso);
- l'evaporazione dal recipiente;
- la presenza di ostacoli (edifici, alberi, ecc): la distanza fra l'apparecchio e l'ostacolo dev'essere almeno 2 volte l'altezza dell'ostacolo.

Tranne, il caso di schizzi tra l'interno e l'esterno dell'imbuto, tutti i fattori elencati comportano la riduzione delle misure rispetto alla realtà. Il vento è il fattore più importante di disturbo.

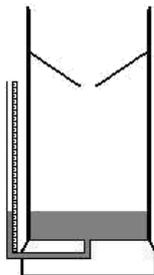


Figura 19: *Schema di un pluviometro.*

## 3 Confronto fra misure di precipitazione in remoto e a terra

I pluviometri comportano misure puntuali,  $R_p$ , e queste possono essere anche interpolate spazialmente. Un esempio d'interpolazione è il seguente. La

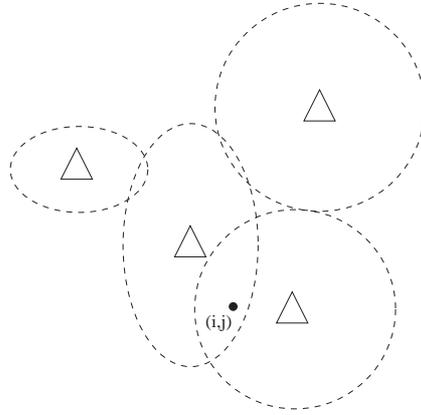


Figura 20: *Schema di una rete di pluviometri e delle loro aree d'azione*; abbiamo triangolini che rappresentano gli strumenti. Considerando il peso dei pluviometri della rete, che influenzano il punto generico  $(i, j)$  del grigliato regolare, possiamo *la stimare la precipitazione.*

porzione di atmosfera interessata dalle misure radar si trova ad una certa altezza dal suolo. Abbiamo le intensità di precipitazione stimate,  $R$ , ma queste differiscono dalle stime al suolo,  $R_s$ . Le intensità di precipitazione superficiali sono difficili da interpolare dai dati di riflettività,  $Z$  (a partire dall'equazione 5), ma necessarie perché solo le  $R_s$  sono confrontabili con le  $R_p$ . Importante è la correzione (ossia la calibrazione) dei dati radar. La distribuzione di  $R_s$  dal radar ha una risoluzione maggiore rispetto a quella della rete dei pluviometri, in modo da eseguire delle cross-correlazioni in maniera statisticamente significativa. Da osservazioni del singolo pixel possiamo fare anche stime sulla previsione l'evolversi della situazione, per brevi archi di tempo. Le reti pluviometriche sono collegate via radio e in modo da garantire sempre trasmissioni di dati dalle periferiche alla centrale di acquisizione. Qui tramite un pacchetto software avviene il confronto; come input vengono passati: l'intervallo temporale, la modalità normale o doppler del radar, il tipo di precipitazione (per fissare i valori di  $a$  e  $b$  per la relazione 4) e il livello di CAPPI dal quale estrarre i dati per il confronto. L'output riporta per ogni stazione pluviometrica: la posizione della stazione rispetto al radar, la quota della stazione, la precipitazione totale desunta dal pluviometro,  $Q_p$ , la precipitazione totale valutata dal radar,  $Q_r$ , e l'AF (assessment factor), ossia il rapporto  $Q_r/Q_p$ . Se quest'ultimo fosse unitario avremmo un'ottima stima da parte dei radar. Gli assessment factors dipendono in un certo senso dalla distanza, naturalmente diventano sempre meno soddisfacenti (ad es oltre i 100 Km). In generale, dal comportamento dei assessment

factors nelle vicinanze del radar possiamo valutare la correttezza della scelta dei coefficienti  $a$  e  $b$ , mentre lontano ci “consigliano” di scegliere CAPPI diversi dal più basso livello disponibile, come il 500  $m$ , perché il fascio radar potrebbe essere schermato, ad esempio da rilievi. Ideale sarebbe scegliere  $a$ ,  $b$  e il CAPPI più opportuni per la stima ottimale delle precipitazioni, ma ancora non è disponibile un vasto insieme di dati per un’analisi statistica. Addirittura sarebbe auspicabile utilizzare più valori di CAPPI e coppie di parametri, magari variabili nel tempo. Riepilogando: i dati radar vengono corretti del ground-clutter e della path attenuation, quindi i volumi polari vengono riportati in una griglia cartesiana e valutati i valori di riflettività, in base ai valori misurati a quote più elevate <sup>5</sup>. Quindi stimiamo la pioggia e confrontiamo con i dati pluviometrici puntuali.[4]

Un altro metodo, adottato dal radar di Preturo, è quello di interpolare i valori pluviometrici e confrontarli con quelli del radar. I valori pluviometrici sparsi vengono riportati in un grigliato regolare e, a seconda dell’orografia, definiamo delle zone d’influenza degli strumenti. Infatti, dai punti in cui sono situati gli strumenti, possiamo considerare una copertura più o meno buona del territorio. Per i punti influenzati da più pluviometri assegnamo un valore pesato. Ricordiamo che la misura del radar è affetta da diverse fonti di errore, per cui il valore segnato dalla mappa radar va inteso solo come una stima dell’intensità di precipitazione e non come una misura diretta, come è invece il caso delle misure effettuate da pluviometri. [3]

## Conclusione

L’utilizzo di radar ci aiuta a dare avvertimenti in tempo per prendere misure di protezione. Si deve sottolineare che, per quanto un radar possa essere impreciso, rispetto al satellite meteorologico, che vede essenzialmente la cima delle nubi, ed i sensori di punto, che rilevano dati su di un punto dello spazio, esso fornisce una misura delle grandezze osservabili su tutto lo spazio e rileva in maniera completa la struttura dei fenomeni meteorologici. Un suo utilizzo operativo è particolarmente utile nel Nowcasting, soprattutto riguardo all’individuazione di fenomeni violenti (come temporali e grandine). Un ulteriore miglioramento si avrà non appena entreranno in funzione le reti radar nazionali ed internazionali. Possiamo, inoltre, valutare la possibilità di estendere gli algoritmi trovati ad altri radar e pensare a nuove tecniche di interpolazione spaziale dei dati. Di certo, l’integrazione con altri sensori,

---

<sup>5</sup>La ricostruzione del profilo di  $Z$  e l’uso di una rete neurale (addestrata con le misure pluviometriche) riduce errori nella stima delle precipitazioni da misure radar. A grandi distanze evitiamo l’appiattimento dei profili con opportune funzioni peso.

come quelli puntuali al suolo o in quota (palloni sonda), con i satelliti meteorologici, renderà possibile una visione sempre più completa delle osservabili meteorologiche.



Figura 21: *Radar meteorologico di Preturo.*

## Riferimenti bibliografici

- [1] E. Picciotti: *Lezioni di teoria radar*, 2003/2004.
- [2] F.S. Marzano: *Lezioni di telerilevamento dell'atmosfera*, 2002/2003.
- [3] F.S. Marzano, E. Picciotti and G. Vulpiani: *RECONSTRUCTION OF RAINRATE FIELDS IN COMPLEX OROGRAPHY USING A C-BAND RADAR HYBRID TECHNIQUE*;
- [4] CSIM: *Confronto fra misure di precipitazione in remoto e a terra*, Regione Veneto;

## Indice analitico

Antenna, 1

Equazione

    Riflettività/precipitazione, 15

    Dilemma Doppler, 10

    Radar, 12

Errori nelle misure radar, 15

    Aliasing di velocità, 11

    Attenuazione da percorso, 19

    Bright band, 17

    Clutter, 16

    Distanza effettiva e ambigua, 7

    Propagazione anomala, 16

    Radome, 19

Misure di precipitazione in remoto  
    e a terra, 23

Pluviometro, 23

    Rete dei pluviometri, 23

Radar, 5

    A doppia polarizzazione, 15

    CAPPI, 9

    Componenti, 5

    Doppler, 10

        Tecnica VAD, 11

    Funzionamento, 6

    PPI, 9

    PRF, 7

    RHI, 9

Radiazione elettromagnetica, 1

Riflettività, 9

    VPR, 17, 18