

# POLITECNICO DI TORINO

**Corso di Laurea Magistrale  
in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio**

**A.A 2021/2022**

**Ricostruzione delle precipitazioni areali a grande scala mediante  
radar meteorologici**



Relatore: prof. Pierluigi Claps

Correlatore: Paola Mazzoglio

Candidato: Roberta Narcisi

25 marzo 2022

# Indice

1. Introduzione.....	1
2. Operatività nazionale e soluzioni attuate.....	3
2.1 Rete radar italiana.....	3
2.1.1 Procedura di elaborazione .....	7
2.1.2 Metodo del <i>Modified Conditional Merging</i> .....	13
2.2 Sistema statunitense NEXRAD.....	17
2.2.1 Algoritmo di elaborazione PPS e analisi delle componenti .....	18
2.2.2 Procedura di calibrazione .....	24
2.2.3 Definizione dell'errore radar .....	31
2.2.4 Limiti del PPS e miglioramenti proposti .....	35
3. Analisi dei prodotti.....	36
3.1 Opzioni di mosaicatura delle mappe radar .....	37
3.2 Risorse delle piattaforme.....	39
3.3 Confronto tra i sistemi Italia e Usa.....	42
4. Evento pluviometrico di ottobre 2019 in Piemonte.....	44
4.1 Descrizione dell'evento.....	45
4.2 Giorno 21 ottobre .....	46
4.2.1 Confronto tra valori di precipitazione osservati e stimati.....	48
4.2.2 Analisi degli errori di stima.....	51
5. Caso studio sulla Calabria .....	57
5.1 Evento pluviometrico gennaio 2017.....	58
5.1.1 Caratteristiche pluviometriche.....	60
5.1.2 Analisi delle distorsioni.....	64
5.2 Evento pluviometrico giugno 2018 .....	68
5.2.1 Caratteristiche pluviometriche.....	69
5.2.2 Analisi delle distorsioni.....	72
6. Conclusioni.....	76
7. Appendice – Il radar meteorologico .....	77
Allegato 1 – Evento pluviometrico ottobre 2019 in Piemonte .....	83
A4.2.2 – Scatter plot del giorno 21/10/2019 .....	83
Allegato 2 – Caso studio sulla Calabria .....	87
A5.1.2 – Scatter plot dell'evento di gennaio 2017 .....	87
A5.2.2 - Scatter plot dell'evento di giugno 2018 .....	95
Bibliografia.....	103

Sitografia .....	104
Ringraziamenti .....	105

## 1. Introduzione

La variabilità spazio-temporale dei campi di precipitazione è da tempo oggetto di studio da parte di numerosi gruppi di ricerca per ricostruire gli eventi di notevole entità, responsabili di alluvioni e altri rischi di natura idrogeologica a danno del territorio. In particolare, con l'intensificarsi dei fenomeni estremi correlati ai cambiamenti climatici, negli ultimi decenni tali studi hanno prodotto tecniche sempre più affinate ed evolute per ottimizzare le previsioni nell'immediato (*nowcasting*) e di conseguenza fronteggiare tempestivamente i disastri naturali, attraverso un costante monitoraggio delle precipitazioni.

In questo contesto subentra la tecnologia dei radar meteorologici che fornisce un ampio contributo nelle metodologie di stima dell'intensità di precipitazione, fondamentale punto di partenza per le successive applicazioni idrologiche che fanno capo alla valutazione delle portate e dei volumi di piena. L'impiego dei radar offre la possibilità di avere una visione globale, in tempo reale, dei fenomeni di precipitazione in atto su un'area molto vasta, e allo stesso tempo un monitoraggio continuo sia dal punto di vista spaziale, rilevando anche gli eventi localizzati, sia dal punto di vista temporale, grazie all'elevata frequenza di osservazione (5-10 minuti).

Il radar meteorologico è uno strumento che emette un'onda elettromagnetica nell'atmosfera tramite un'antenna; questo impulso generato intercetta elementi di varia tipologia lungo il suo percorso, tra cui le idrometeore. Le particelle così colpite diffondono per una buona parte l'energia emessa: tale porzione di energia è rilevata dal ricevitore del radar che a sua volta analizza il segnale, ricavando varie informazioni inerenti all'oggetto investito; in primo luogo, la riflettività ( $Z$ ). Ulteriori informazioni sul funzionamento del radar e sulle relative caratteristiche sono riportate in Appendice.

Essendo il dato fornito da radar una misura della riflettività delle idrometeore presenti nell'atmosfera e non una misura diretta dei parametri meteorologici, si ricorre a metodi che permettono di correlare l'informazione radar con l'intensità di precipitazione al suolo ( $R$ ). A tal proposito, è applicata una legge di potenza di tipo empirico definita come:

$$Z = a R^b \quad (1.1)$$

dove  $Z$  indica la riflettività radar ( $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ) e  $R$  l'intensità di precipitazione ( $\text{mm}/\text{h}$ ), mentre i coefficienti  $a$  e  $b$  dipendono dalla distribuzione dei diametri delle gocce oltre che dalla tipologia dell'evento preso in esame. Dal momento che  $a$  e  $b$  sono coefficienti empirici che rispecchiano le caratteristiche climatologiche di una data area geografica, la corretta determinazione dei valori rappresenta una vera e propria sfida. Inoltre, essi dipendono dalla tipologia di evento pluviometrico considerato, ovvero:

- evento convettivo, caratterizzato da precipitazioni molto localizzate, di breve durata e intensità elevate;
- evento stratiforme, esteso a grande scala e caratterizzato da intensità più modeste rispetto al caso precedente, con precipitazioni persistenti nel tempo.

In letteratura sono proposte due metodologie di stima differenti per la relazione (1.1):

- le relazioni Z-R non adattative, come ad esempio la classica espressione Marshall e Palmer ( $a=200$ ,  $b=1.6$ ) adottata a livello nazionale, in cui i parametri  $a$  e  $b$  sono costanti e rimangono fissi nel tempo e nello spazio;
- le relazioni Z-R adattative, in cui i parametri  $a$  e  $b$  variano nel tempo e nello spazio e la calibrazione dei valori è effettuata in tempo reale.

L'adozione di un approccio adattativo consente il superamento dei limiti insiti nelle tecniche estimative a parametri fissi, poiché non producono risultati rappresentativi della reale variabilità dei fenomeni precipitativi. È evidente quindi la difficoltà che sorge nel determinare una relazione unica relativa a un dato contesto che tenga conto della variazione dei coefficienti.

Ecco che per quanto concerne lo sviluppo delle relazioni di tipo adattativo, sono state formulate da più autori diverse soluzioni per far fronte a queste problematiche e ottenere una stima il più possibile accurata.

È importante sottolineare che una corretta stima basata sulle informazioni fornite dai radar è suscettibile a una serie di fattori di incertezza responsabili di parecchi errori di misura, che interessano la fase di acquisizione dei dati nell'atmosfera da parte del radar. Per citarne uno, la propagazione del segnale emesso dall'antenna radar può subire fenomeni di attenuazione per la presenza di ostacoli fisici al suolo (ad esempio i rilievi montuosi), limitando così l'efficienza del campionamento. Se questi aspetti sono trattati senza applicare le opportune correzioni, conducono ad un'errata valutazione dei campi di pioggia che si ripercuote a sua volta in un'analisi idrologica delle piene imprecisa. Per facilitare la comprensione degli errori radar e fornire un'interpretazione accurata, le stime dedotte da radar sono integrate con le misure puntuali dei pluviometri. Il confronto tra le due misure e le successive elaborazioni necessarie per ricostruire la distribuzione spaziale delle precipitazioni richiede l'applicazione di opportuni algoritmi.

L'obiettivo del presente lavoro di tesi è quello di indagare le procedure di elaborazione adottate per stimare l'intensità di pioggia su una determinata area unendo i dati di partenza (*data merging*) acquisiti da due strumenti, appunto radar e pluviometro, mettendo in luce i vantaggi che derivano da questa fusione e come l'uno compensa i limiti dell'altro. Nella prima parte del testo è descritto il parallelismo tra il metodo adottato in Italia gestito dalla catena operativa della Protezione Civile e quello prevalente negli Stati Uniti, focalizzando l'attenzione sulle procedure mirate a correggere l'errore delle stime radar e sulle caratteristiche che emergono tra i diversi approcci di trattazione dei dati nei diversi passaggi, dalla misurazione sino all'ottenimento dei prodotti finali.

La seconda parte della tesi è incentrata sull'analisi di alcuni eventi intensi di precipitazione verificatisi in Italia negli ultimi anni, considerando due zone distinte dal punto di vista orografico e climatico (Piemonte e Calabria) per offrire una visione trasversale delle tecniche di elaborazione dei dati radar mirate alla ricostruzione dei campi di pioggia sull'area in esame e valutare l'efficacia della stima in contesti tra loro differenti.

## 2. Operatività nazionale e soluzioni attuate

### 2.1 Rete radar italiana

Il progetto della Rete Radar Nazionale (RRN), sviluppato e gestito dal Dipartimento della Protezione Civile (DPC), supporta il Centro Funzionale Centrale nelle attività di previsione, monitoraggio, sorveglianza e allertamento (D.L. 152/2006) in tempo reale degli eventi e dei conseguenti livelli di rischio attesi sul territorio. LA RRN ha l'obiettivo di garantire una migliore capacità di monitoraggio e osservazione dei fenomeni atmosferici integrando tali informazioni sia con le osservazioni satellitari che con i sensori pluviometrici, i quali forniscono dati di carattere puntuale e perciò poco rappresentativi della distribuzione areale delle precipitazioni. La realizzazione di un sistema operativo di interconnessione e fusione di dati radar meteorologici in tempo reale comporta la definizione di un processo di mosaicatura. L'esigenza di realizzare una rete di questo tipo nasce sia dalla necessità di effettuare un monitoraggio meteorologico a vasta scala sia dalla necessità di migliorare la qualità delle misure effettuate dal singolo radar. Infatti, l'utilizzo di un solo radar può comportare una serie di problematiche che limitano l'efficacia dell'indagine. Si tratta di limitazioni di natura tecnica e di natura geografica, dal momento che il territorio nazionale è molto complesso dal punto di vista topografico e richiede una opportuna copertura radar oltre che una funzionale sequenza di trattazione dei dati. Si transita da aree caratterizzate dalla presenza dei rilievi montuosi delle Alpi e da zone pianeggianti fortemente urbanizzate nel nord del paese, sino ad avere la predominanza dell'orografia di tipo costiero sul resto della penisola. Di conseguenza, l'Italia possiede pochi bacini di media-grossa estensione che sono maggiormente diffusi al nord e al centro della penisola, mentre i bacini di piccole e modeste dimensioni occupano tutto il resto del territorio. Dal punto di vista climatico, l'area settentrionale è caratterizzata da un clima alpino, contrariamente alle regioni centrali e meridionali che sono interessate da un clima tipicamente mediterraneo con abbondanti precipitazioni in autunno e inverno. Da ciò si deduce che le portate massime si registrano principalmente in queste stagioni, a eccezione delle zone montane in cui si raggiungono i picchi di deflusso durante l'estate a causa della fusione nivale. Negli ultimi anni, l'Italia è stata colpita da eventi eccezionali di precipitazione che hanno innescato fenomeni di alluvione in bacini estesi e dissesti di versante in bacini piccoli, a forte pendenza e talvolta molto popolati. Allo scopo di sostenere il monitoraggio idrologico a livello nazionale sono impiegati i dati provenienti dalla rete pluviometrica e dai sensori radar distribuiti sul territorio, dalla cui fusione si ottiene un campo di precipitazione per inserirlo come input di un modello idrologico e valutarne la performance. Non solo, tali strumenti sono inglobati nella catena operativa della Protezione Civile durante la fase di previsione degli eventi estremi per contrastare il rischio idrogeologico e le eventuali conseguenze. L'attuazione di questa politica di gestione del rischio si concretizza attraverso l'attivazione di sistemi di allerta efficienti nel corso degli eventi e la realizzazione di interventi di tipo strutturale (quali ad esempio la messa in sicurezza degli alvei fluviali) ed urbanistico (ristrutturazione dell'attuale assetto urbanistico) in tempo differito.

I fenomeni meteorologici in atto e quelli registrati nelle ultime 24 ore a scala nazionale sono visibili sulla piattaforma del Dipartimento della Protezione Civile. Queste mappe sono il risultato dell'elaborazione, in tempo reale, di dati grezzi provenienti dalla RRN, dalla rete delle stazioni pluviometriche e termometriche, dai dati satellitari e dalla rete di fulminazioni. Alla produzione di questi dati partecipano, insieme al Dipartimento, le Regioni attraverso la Rete dei Centri Funzionali, l'Ente Nazionale per l'Assistenza al Volo (ENAV) e l'Aeronautica Militare Italiana (AMI). In totale operano quindi ben nove amministrazioni (schema in Figura 2.1) che concorrono alla RRN e trasmettono le informazioni al Centro Funzionale Centrale (CFC) secondo una strategia di scansione comune di seguito elencata:

- frequenza delle acquisizioni di 15 minuti in sincrono ai minuti 00, 15, 30, 45 di ogni ora (96 scansioni giornaliere per sito);
- trasmissione via satellite o linea dedicata dai siti verso CFC in tempo reale;
- in condizioni di piena operatività di tutti i siti radar il sistema acquisisce e rielabora in tempo reale giornalmente più di 2300 volumi di dati radar;
- il sistema produce e dissemina giornalmente 720 prodotti radar a scala nazionale con differenti formati (dati e immagini).

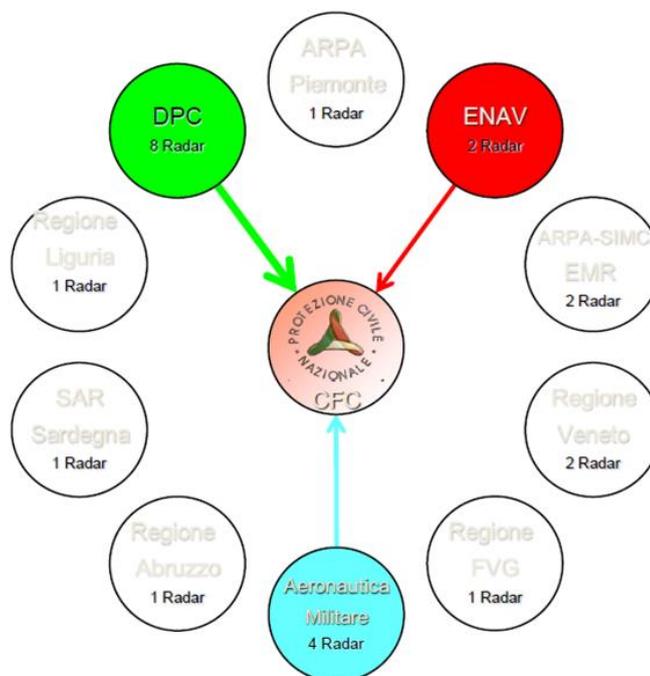


Figura 2.1: Organi funzionali della Rete Radar Nazionale.

La rete radar che ricopre il territorio italiano è composta da venti sistemi in banda C e tre in banda X (Tabella 2.1). Nella Figura 2.2 si può osservare la distribuzione spaziale dei sistemi a singola e doppia polarizzazione. Il DPC attualmente gestisce sette radar a banda C e due a banda X, tutti con capacità di doppia polarizzazione.

Dieci sensori a banda C appartengono alle autorità regionali, cinque dei quali sono polarimetrici. Due sistemi sono gestiti dalla compagnia ENAV e quattro dal Dipartimento Meteorologico dell'AMI.

Tabella 2.1: Caratteristiche dei sensori radar che compongono la RR. Fonte: Bruno et al. 2021).

Longitude	Latitude	Band	Polarization	Range (km)
11.6239	44.6561	C	double	200
11.6739	45.3561	C	single	200
11.2072	46.4894	C	single	200
7.7239	45.0228	C	double	200
8.1906	44.2394	C	double	200
10.4906	44.7894	C	double	200
13.4739	45.7228	C	double	200
9.0072	40.4228	C	double	200
13.1800	42.0500	C	single	200
12.7906	45.6894	C	single	200
8.1700	40.5700	C	double	200
12.2300	41.9100	C	single	200
9.2800	45.3400	C	single	200
10.6072	43.9561	C	double	200
16.6239	39.3728	C	double	200
12.7906	42.8561	C	double	200
14.6239	41.9394	C	double	200
12.9739	46.5561	C	double	200
9.4938	39.8822	C	double	200
14.8239	37.1228	C	double	200
15.0498	37.4617	X	double	100
15.6500	38.0700	X	double	100
14.2750	40.8800	X	double	100

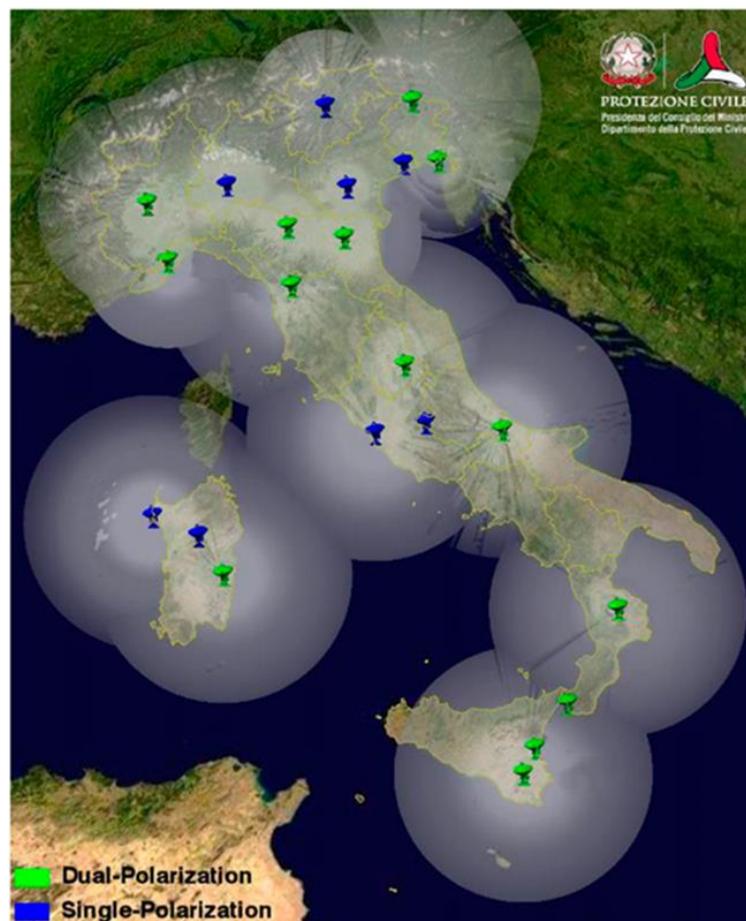


Figura 2.2: Distribuzione della rete radar sul territorio nazionale. Fonte: Petracca et al. 2018.

La scelta dei sensori a banda C e a banda X è dettata dalla necessità di adempimento di una buona attività di monitoraggio per i motivi precedentemente descritti. In un contesto nazionale come quello italiano, è fondamentale possedere una rete che ricopra l'intero territorio e sia in grado di scansionare i volumi atmosferici anche a notevoli distanze dal radar. L'installazione di un radar che opera con una certa banda di frequenza in un dato contesto regionale, dipende dagli obiettivi che si vogliono raggiungere. Infatti, mentre i radar C analizzano le idrometeore sino alla distanza di 200 km dalla sorgente di emissione e quindi sono più potenti nella gittata del segnale, i radar X raggiungono distanze più ridotte nella scansione atmosferica ma riescono ad analizzare più dettagliatamente ciò che accade soprattutto tra i 30 e i 40 km dal radar, fornendo ulteriori informazioni qualitative e quantitative del dato in esame.

L'impiego dei radar polarimetrici permette di monitorare eventi piovosi in prossimità di rilievi montuosi, grazie alla capacità di questi sistemi di correggere gli effetti dell'attenuazione del raggio e del disturbo al suolo (*ground clutter*) con maggiore accuratezza. Nonostante questi fattori favoriscano la qualità del dato e il miglioramento della stima della precipitazione persistono i disturbi correlati all'orografia e ad altri fattori che devono essere trattati in fase di elaborazione.

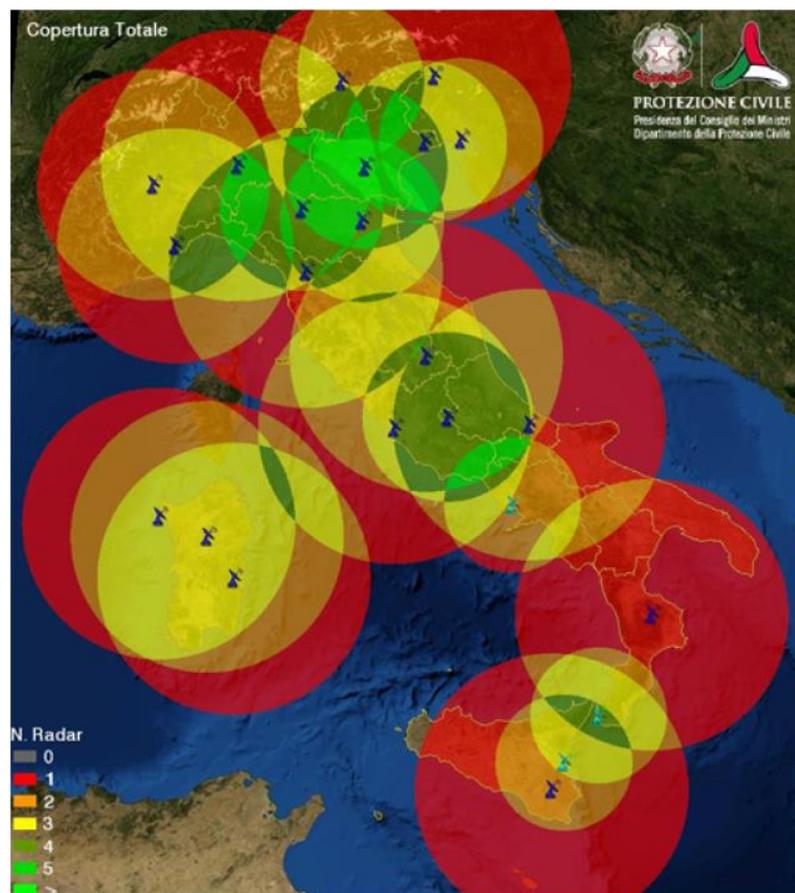


Figura 2.3: Sovrapposizioni dei domini radar sul territorio nazionale. In blu sono indicati i radar a banda C, mentre in azzurro i radar a banda X. Fonte: Bruno et al. 2021.

Il centro direzionale della RRN ha sede a Roma presso il CFC e a Savona presso la Fondazione di ricerca CIMA (Centro Internazionale di Monitoraggio Ambientale) e svolge l'attività di controllo della rete verificandone il continuo e corretto funzionamento, oltre che occuparsi del processo di generazione dei prodotti. Il sottosistema Centro Archivio Radar contiene un database dedicato all'archiviazione e alla gestione dei dati radar e i relativi prodotti.

In conclusione, i sistemi radar sono soggetti a periodiche attività di manutenzione effettuate in situ (almeno quattro volte l'anno) e talvolta anche da remoto attraverso opportuni software, per controllare le calibrazioni del ricevitore e del trasmettitore. Tale operazione è necessaria in quanto evita l'insorgenza di errori strumentali che costituiscono la principale fonte di errore delle misure radar.

### 2.1.1 Procedura di elaborazione

L'elaborazione dei dati è parzialmente distribuita: le osservazioni sono prima processate a livello locale, ossia presso i nodi periferici della rete, e in seguito i singoli prodotti radar sono raccolti presso il Centro Funzionale di Roma in quanto concorrono alla produzione del Mosaico Nazionale avente una risoluzione temporale e spaziale rispettivamente pari a 10 min e 1 km x 1 km. I principali passaggi che compongono l'intero processo di elaborazione, si possono riassumere nei seguenti punti:

- 1) trattamento dati grezzi e controllo qualità;
- 2) stima precipitazione da radar;
- 3) integrazione radar-pluviometri e verifica della stima;
- 4) mosaicatura: la piattaforma fornisce già i dati mosaicati a livello nazionale per fornire una sorveglianza meteo-idrologica efficiente. Una volta che i prodotti sono stati elaborati, sono diffusi e messi a disposizione del pubblico per poterli visualizzare in tempo reale.

Dal momento che la catena operativa è gestita dai software proprietari della RRN, non è possibile modificare gli algoritmi di generazione dei prodotti e integrare i dati grezzi di partenza con le informazioni provenienti da più sensori.

- 1) Durante la fase di acquisizione sono in primo luogo trattati i dati grezzi e analizzati i possibili errori:
  - contaminazione da parte di echi non meteorologici (*clutter*);
  - parziale blocco del raggio (*Partial Beam Blockage*) quantificato considerando l'orografia e quindi tramite un modello digitale del terreno (DEM), sono preferibili tutti gli angoli di elevazione superiori a 1.5° per le scansioni di volume;
  - estensione del fascio con l'incremento della distanza dal radar;
  - variabilità verticale della precipitazione, sull'intera scansione volumetrica è applicata la media del profilo verticale di riflettività (VPR) per risalire alla piovosità;
  - attenuazione del raggio.

Ciascun errore è quantificato attraverso test specifici che forniscono la stima di indici di qualità QI parziali, dalla cui combinazione è ottenuto il valore totale *QI*.

$$QI = q_{clutter} \times q_{vertical} \times q_{PBB} \times q_{distance} \times q_{attenuation} \quad (2.1)$$

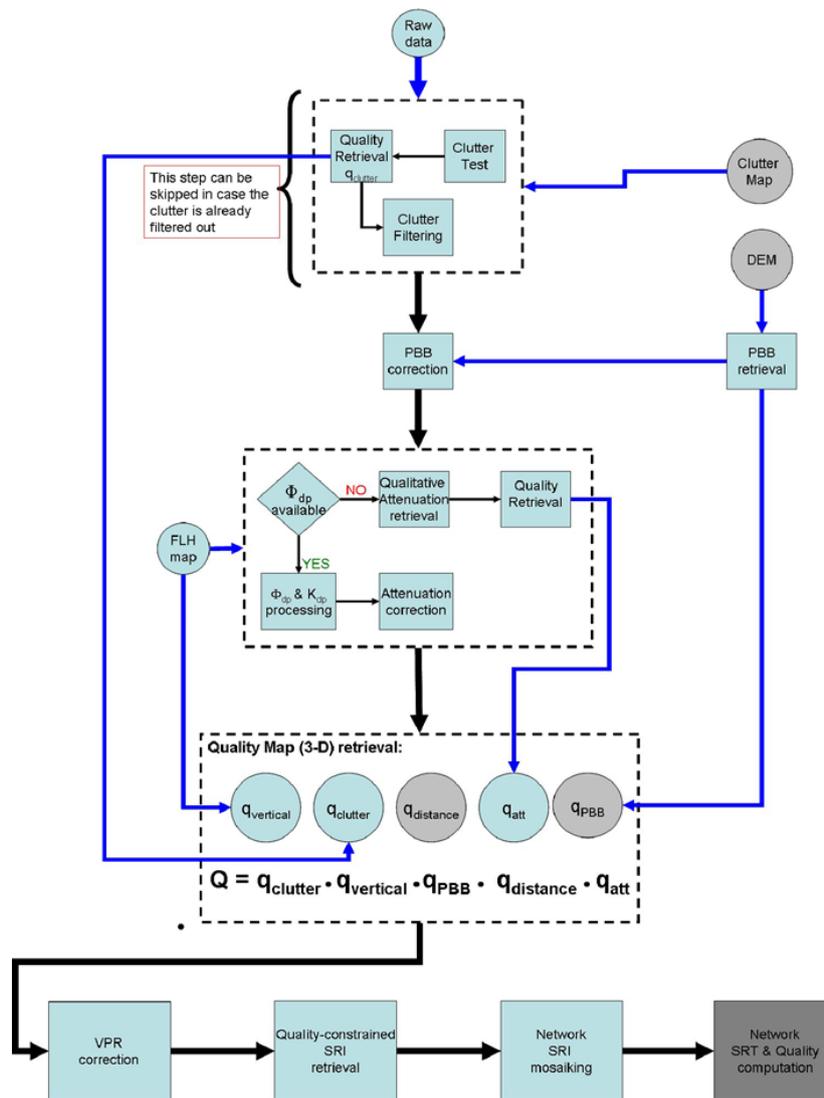


Figura 2.4: Diagramma di flusso della catena di elaborazione dei dati radar, incluso il calcolo dell'indice di qualità. Fonte: Vulpiani et al. 2014.

- 2) I radar consentono di scansionare un volume atmosferico a tre dimensioni. Esistono pertanto differenti modalità di rappresentazione dei dati misurati su una mappa a due dimensioni; queste trasformazioni implicano il passaggio dalle coordinate polari (azimuth, distanza) a quelle cartesiane per la stima dell'intensità di precipitazione. Tra i principali prodotti derivanti dall'elaborazione dei dati iniziali, vi è la mappa SRI (*Surface Rainfall Intensity*), che fornisce i valori di precipitazione istantanea (espressi in mm/h) in prossimità del suolo. A questo punto subentrano due diverse procedure per la stima della precipitazione  $R$  nel caso in cui i dati di riflettività siano acquisiti dai radar a singola o a doppia polarizzazione. Per i radar a singola polarizzazione, che costituiscono il 25% della RRN, l'intensità è calcolata attraverso una media pesata delle stime ottenute a diversi livelli in quota, a cui è eventualmente applicata la correzione del VPR.

La stima di  $R$  può essere sintetizzata come segue:

- a) rimozione artefatti e correzione del PBB;
- b) analisi dei volumi campionati di riflettività  $Z$  e stima della qualità ad essa associata;
- c) stima di  $R$  a vari livelli in quota dopo correzione di VPR attraverso la legge di conversione  $Z$ - $R$ , i coefficienti della relazione sono quelli di Marshall e Palmer ( $Z=200R^{1.6}$ );
- d) media pesata di  $R$  così definita:

$$R = \text{sum}(w_i * R(Z_i)) / (\text{sum}(w_i)), \quad i=1, \dots, n \quad (2.2)$$

dove  $n$  è il numero di livelli verticali con qualità superiore ad una certa soglia,  $w$  è il peso determinato dalla qualità di  $Z$ .

Per i radar polarimetrici, che rappresentano il restante 75% della rete, si aggiungono i seguenti ulteriori passaggi:

- e) elaborazione della fase differenziale  $\phi_{DP}$  (*Differential phase shift*) e stima della  $K_{DP}$  (*Specific differential phase*);
- f) stima e correzione dell'attenuazione del segnale;
- g) stima di  $R$  mediante  $K_{DP}$ ;
- h) stima combinata di  $R$  ( $R_c$ ) come media pesata tra  $R(Z)$  espressa dalla (2.2) e  $R(K_{DP})$ :

$$R_c = R(Z) + (1-w_k) * R(K_{DP}) \quad (2.3)$$

dove  $R(Z)$  è quella ottenuta per i radar a singola polarizzazione e  $w_k$  è un peso che dipende dal valore di  $K_{DP}$ :

$$w_k = \begin{cases} 0, & \text{if } K_{DP} \leq 0.5 \\ 2 \cdot K_{DP} - 1, & \text{if } 0.5 < K_{DP} < 1 \\ 1, & \text{if } K_{DP} \geq 1. \end{cases} \quad (2.4)$$

Da questi risultati sono ottenuti i valori di SRI, aggregati per costruire la mappa mosaicata su tutto il territorio nazionale. Come è stato possibile intuire dai punti descritti, il prodotto SRI ha la caratteristica di contenere una matrice di qualità. Assegnare un valore alla presunta bontà della stima risulta determinante soprattutto in fase di mosaicatura. Il valore di qualità iniziale è dato dalla media della qualità associata a tutte le celle di riflettività utilizzate per calcolare la precipitazione. Da notare che in assenza di precipitazione la qualità risultante è quella che deriva dalla cella polare più bassa in quota.

La qualità viene poi ulteriormente corretta secondo tre semplici considerazioni basate sulla distanza, la quota e il valore:

$$\text{Quality} = \text{Quality} * q_{\text{range}} * q_h * q_{\text{sri}} \quad (2.5)$$

- 3) L'integrazione con i dati misurati dalla rete pluviometrica fornisce un supporto indispensabile per verificare la bontà dei risultati ottenuti dalla stima dell'intensità di

precipitazione. Si applica dunque una correzione puntuale al prodotto mosaicato a livello nazionale nel modo seguente:

$$\text{SRI}_{\text{adj}} = \text{SRI} * \text{ADJ} \quad (2.6)$$

La matrice ADJ contiene un coefficiente moltiplicativo dinamico aggiornato ogni ora sulla base del rapporto  $R/P$  tra la precipitazione cumulata radar e la precipitazione cumulata pluviometrica interpolata dal modello GRISO (*Generatore Random di Interpolazioni Spaziali da Osservazioni incerte*), implementato dalla Fondazione CIMA per il trattamento dei dati da sensori pluviometrici. È importante sottolineare che il modello GRISO è disponibile dopo 30 minuti dall'orario nominale; tuttavia, il dato pluviometrico da cui è ricavato il modello non sempre è attendibile con la stessa tempistica. L'ipotesi alla base della correzione applicata è che l'errore della stima sia dovuto alla qualità del dato radar. Si è verificato che tale qualità dipende in massima parte dalla collocazione geografica del sensore e non subisce variazioni significative nel tempo. La correzione tiene conto di una verifica a posteriori della bontà della stima distinguendo due casi:

- correzione basata sul breve periodo laddove esiste una sufficiente precipitazione in atto;
- correzione basata sul lungo periodo negli altri casi.

La performance dell'algoritmo è valutata facendo il confronto tra i dati di pioggia dedotti dalle misure radar ( $R$ ) e quelli osservati dai pluviometri ( $G$ ), lavorando sulle cumulate standard di 1 h, 3 h, 6 h, 12 h, 24 h. Tuttavia, prima di questo passo è necessario ribadire che i dati radar e pluviometrici seguono delle tempistiche differenti tra loro; inoltre, le informazioni derivanti dai pluviometri sono disponibili con 30/45 minuti di ritardo. Dunque, per un corretto confronto tra le coppie di valori, i dati disponibili devono essere resi il più possibile omogenei e coerenti tra loro. Dal momento che ogni stazione pluviometrica fornisce informazioni relative alla pioggia cumulata con intervalli di integrazione che variano da 1 a 30 minuti, i valori registrati sono opportunamente elaborati per uniformare il valore di precipitazione misurata a intervalli regolari di 1 ora. Questa è l'unità elementare utilizzata per tutte le analisi mirate al confronto diretto con i dati radar.

I principali indicatori adottati per quantificare lo scostamento dei valori di pioggia stimati ( $R_R$ ) da quelli misurati ( $R_G$ ) sono i seguenti:

$$\text{- l'errore medio } \bar{\varepsilon} = \langle \varepsilon \rangle = \langle R_R - R_G \rangle \quad (2.7)$$

$$\text{- l'errore deviazione standard } \sigma_\varepsilon = [ \langle (\varepsilon - \bar{\varepsilon})^2 \rangle ]^{1/2} \quad (2.8)$$

$$\text{- lo scarto quadratico medio RMSE} = \langle (\varepsilon^2) \rangle^{1/2} = (\bar{\varepsilon}^2 + \sigma_\varepsilon^2)^{1/2} \quad (2.9)$$

$$\text{- il BIAS} = \langle R_G / R_R \rangle \quad (2.10)$$

$$\text{- il coefficiente di correlazione CC} = \langle (R_G - \langle R_G \rangle)(R_R - \langle R_R \rangle) \rangle / (\sigma_{RG} \sigma_{RR}) \quad (2.11)$$

Una delle principali sorgenti di errore che compromette le stime fornite dai radar è l'attenuazione del segnale; infatti, l'affidabilità dei risultati degenera quando aumenta la distanza del volume di campionamento rispetto al radar. È proposto un approccio per correggere le anomalie che sorgono dall'analisi degli errori sopracitati attraverso l'introduzione dell'*Adjustment Factor* ( $AF$ ), un fattore ottenuto mediante lo studio del rapporto  $G/R$  e applicato al valore di riflettività orizzontale  $Z_h$  iniziale. Dato un periodo di

osservazione di eventi precipitativi che hanno interessato una determinata zona, si valuta il confronto tra le misure della rete pluviometrica e i valori stimati da radar rappresentati sulla griglia cartesiana con risoluzione spaziale 1 km x 1 km. Per gli obiettivi dell'analisi, i dati pluviometrici sono stati selezionati in modo tale che le stime radar fossero affette solo dalla distorsione bias, escludendo altre tipologie di errore.

Volendo riportare su un grafico semilogaritmico l'andamento  $G/R$  in funzione della distanza dei singoli pluviometri dal radar, si individua quella distanza oltre la quale l'errore della stima dipende dall'attenuazione del segnale e non solo dal bias. L'attenuazione comporta una sottostima dei dati di pioggia da parte del radar rispetto ai pluviometri e quindi un incremento dell'errore con la distanza. In altre parole, l' $AF$  costituisce un modello dell'errore complessivo del radar che assume valori via via crescenti con la distanza.

La Figura 2.5 mostra un esempio applicativo<sup>1</sup> della correzione appena descritta. Nel grafico a sinistra, è stata ricavata la legge di regressione lineare dal dataset di punti pari al numero dei pluviometri coinvolti nell'analisi e, una volta nota la pendenza della retta, è stato definito il fattore  $AF$  (grafico a destra).

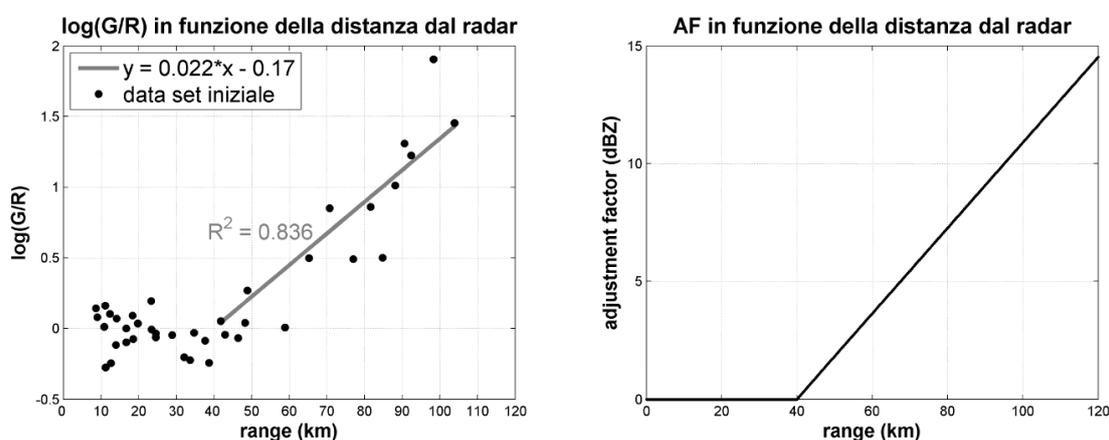


Figura 2.5: Andamenti in funzione della distanza dal Polar 55C di  $\log(G/R)$ , della relativa retta di regressione fra 0 e 40 km e dell' $AF$ , determinati utilizzando i dati osservati nell'anno 2008. Fonte: Sebastianelli et al. (2012).

Come è possibile osservare dal caso preso in esame, l'effetto dell'attenuazione sulle stime radar è trascurabile per distanze inferiori a 40 km; dunque, non è necessario applicare il coefficiente correttivo  $AF$  alla  $Z_h$  essendo nullo. Superati i 40 km invece, si ha un aumento dell'errore con la distanza e ciò richiede la correzione tramite l' $AF$ .

In Figura 2.6 è mostrato il confronto tra le due curve prima e dopo la correzione con l' $AF$  per quattro eventi di precipitazione osservati durante gli anni 2008 e 2009. Al di sotto dei 40 km il rapporto  $G/R$  oscilla attorno al valore unitario, mentre per distanze maggiori la curva logaritmica subisce una rapida crescita che viene annullata aggiungendo l' $AF$  alla  $Z_h$ . Ecco che i valori di  $G/R$  si riducono notevolmente dopo la correzione generando una retta di regressione pressoché orizzontale, a conferma del miglioramento delle stime radar.

<sup>1</sup> I risultati riportati in questa sezione derivano da uno studio condotto da Sebastianelli et al. (2012). I dati radar si riferiscono agli anni 2008-2009 e provengono dal radar meteorologico Polar 55C situato a Roma.

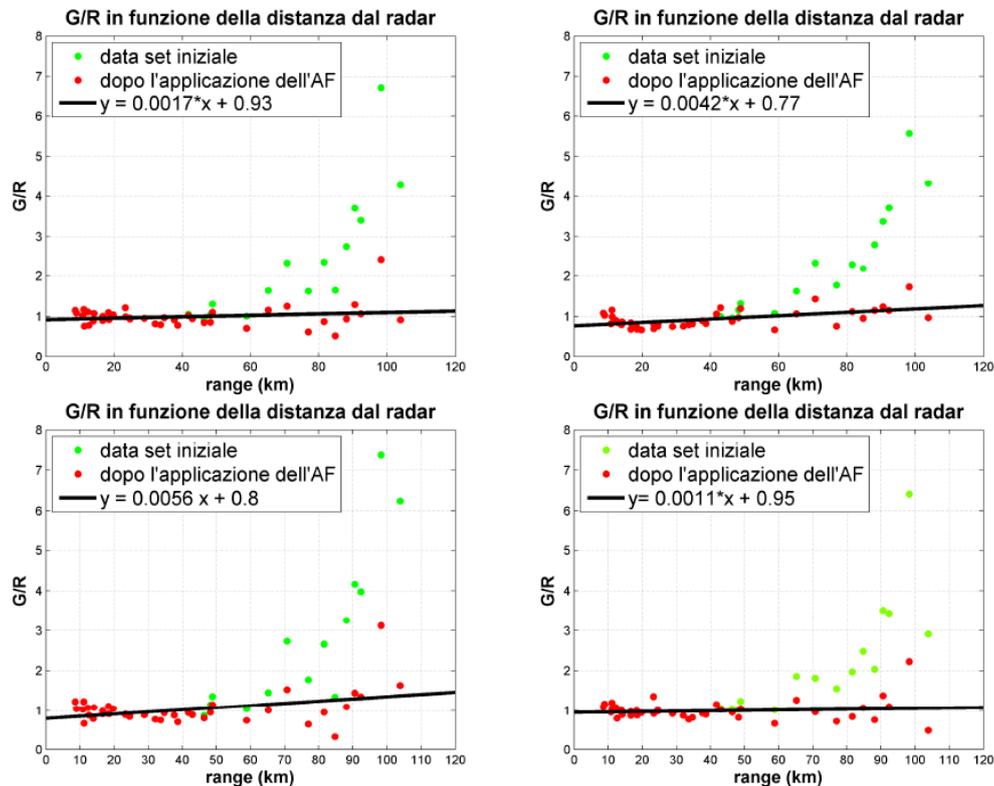


Figura 2.6: Confronto tra gli andamenti di G/R in funzione della distanza dal Polar 55C prima della correzione (punti in verde) e dopo l'aggiunta di AF alla Zh (punti in rosso). Fonte: Sebastianelli et al. (2012).

- 4) L'ultima fase del processo di elaborazione prevede la mosaicatura dei dati radar su scala nazionale che permette di fronteggiare i problemi connessi alla curvatura terrestre, ad ostacoli orografici, a fenomeni di attenuazione e alla propagazione anomala che possono scaturire dal confronto tra i prodotti ottenuti dai singoli radar.

La mosaicatura è preceduta da una inter-calibrazione (intersezione tra i fasci radar per ogni elevazione) che ha lo scopo di verificare se vi è una differenza relativa di misura tra due radar basandosi sul confronto del fattore di riflettività analizzando celle con dimensioni comparabili. Per la creazione della mappa composita, si selezionano i dati caratterizzati dalla qualità migliore nell'area di sovrapposizione di due o più radar. Quando si parla di qualità si fa riferimento a caratteristiche permanenti (*beam blockage*, risoluzione della cella) o transitorie (attenuazione, propagazione anomala) e in funzione di queste si adottano i seguenti criteri per la mosaicatura:

- scelta del valore massimo (fattori transitori)
- scelta del valore medio (fattori transitori)
- scelta dei dati più vicini (minima distanza) al punto di locazione del radar presente sulla griglia (fattori permanenti)

La mappa finale è rappresentata su una griglia cartesiana 1 km x 1 km con sistema di riferimento imposto UTM (ED 1950).

Due esempi di prodotti mosaicati visualizzabili sulla piattaforma del Dipartimento Protezione Civile sono il VMI e SRI. Il primo restituisce una mappa in cui ogni pixel rappresenta il valore massimo registrato sulla sua verticale ed è espresso in dBZ, mentre il secondo è stato ampiamente descritto nella sezione dedicata alla stima dell'intensità di precipitazione.

### 2.1.2 Metodo del *Modified Conditional Merging*

Negli ultimi decenni, differenti metodi sono stati perfezionati per sfruttare al meglio la combinazione dei dati forniti dalla rete pluviometrica e quelli dedotti dai radar nella stima delle precipitazioni. Tali metodi hanno adottato vari approcci quali ad esempio le tecniche geostatistiche, la cui scelta dipende da molteplici fattori, tra cui la disponibilità dei dati e la risoluzione spazio-temporale.

I metodi di natura geostatistica sono basati sulla valutazione della correlazione spaziale del campo di pioggia e hanno la finalità di esaminare l'effetto della posizione del punto di misura (pluviometro) sulla variabilità dei dati osservati. Su questa via, Sinclair e Peagram (2005) hanno proposto la tecnica del *Conditional Merging* (CM), un algoritmo che utilizza come input le misure puntuali fornite dai pluviometri e le stime dei campi radar per ricavare informazioni relative alla correlazione spaziale del campo di precipitazione osservato. Infatti, anche se le misure radar sono affette da una serie di errori, restituiscono una buona visione della struttura di covarianza del campo di precipitazione superando le limitate informazioni spaziali del pluviometro. Nel CM è usato il kriging come interpolatore dei dati puntuali osservati da terra. Da questo punto di partenza, è stato sviluppato un nuovo metodo di interpolazione geostatica noto come *Modified Conditional Merging* (MCM) che compensa alcuni elementi del suo predecessore. La tecnica MCM introduce infatti delle novità rispetto al CM per quanto concerne l'utilizzo del sistema di interpolazione GRISO implementato dal sistema Dewetra<sup>2</sup>, già citato nel paragrafo precedente, caratterizzato da una maggiore efficienza computazionale. Le modifiche apportate consentono di definire nell'intorno dei pluviometri le relative correlazioni locali, derivandole direttamente dal campo di precipitazione stimato dalla rete radar nazionale. Disporre di tali correlazioni permette di trarre informazioni sulla distribuzione della precipitazione da adottare nell'intorno del pluviometro e quindi di potere identificare e riprodurre le caratteristiche di intermittenza della precipitazione negli eventi di natura convettiva e stratiforme. Nello schema seguente è riportata l'architettura del MCM.

---

<sup>2</sup> È una piattaforma di analisi per il monitoraggio in tempo reale, la previsione e la prevenzione dei rischi naturali. Il software è un sistema integrato del Centro Funzionale Centrale e sviluppato nell'ambito della convenzione tra il Dipartimento della Protezione Civile e la Fondazione CIMA.

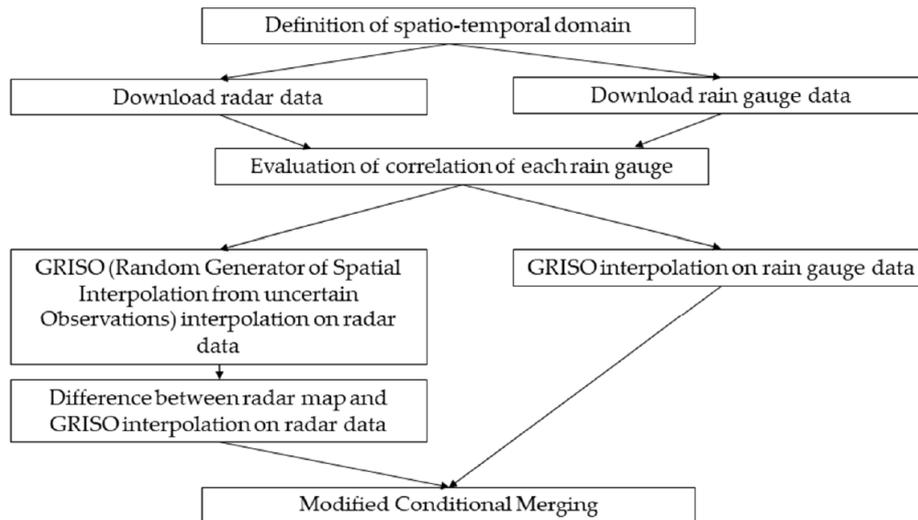


Figura 2.7: Diagramma di flusso delle componenti del MCM. Fonte: Bruno et al. (2021).

L'algoritmo di interpolazione GRISO-Pioggie è un modello matematico per calcolare un campo continuo di precipitazione  $F(x,y)$  a partire dalle altezze di precipitazione  $V_i$  misurate dai sensori della rete pluviometrica. Il campo  $F$  interpolato deve soddisfare le seguenti caratteristiche:

- il mantenimento dello stesso valore di precipitazione misurato dal pluviometro in corrispondenza del punto fisico ad esso relativo all'interno del campo interpolato.
- il raggiungimento di un valore imposto  $\mu V$ .

Per garantire questi aspetti, è necessario definire alcuni parametri relativi alle variabili in ingresso:

- il kernel (nucleo) di covarianza  $K(x,y)$  da attribuire a ogni singola stazione pluviometrica, esso può assumere diverse forme (sferica, circolare, lineare, pentasferica, cubica, ecc.)
- la lunghezza di correlazione (range)  $\lambda$ .

Con lo scopo di garantire un migliore andamento nell'intorno dei sensori, tali parametri sono ottenuti dopo aver definito un dominio spaziale centrato su ogni sensore, e in seguito sono calcolate le correlazioni esclusivamente su quest'area.

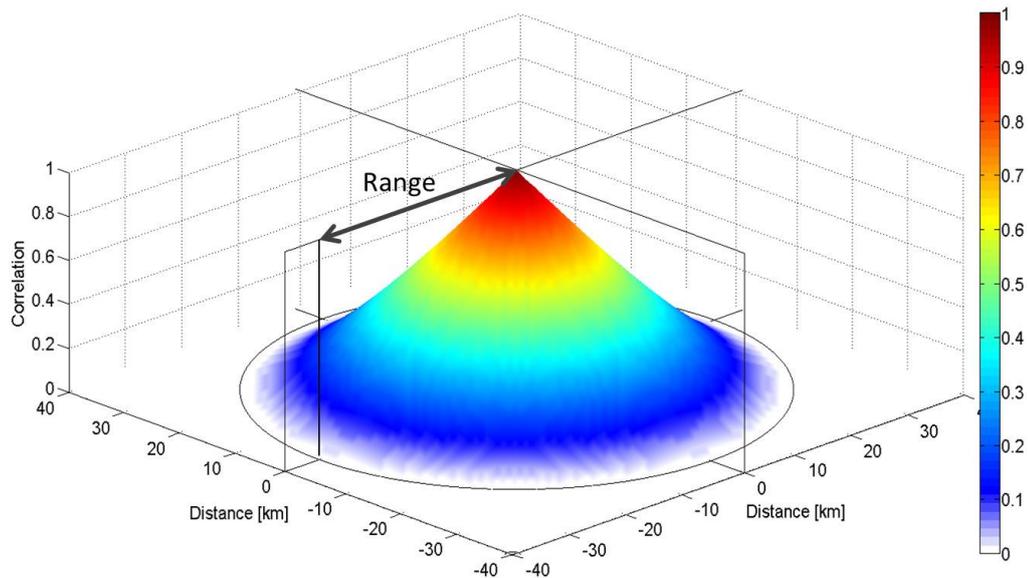


Figura 2.8: Esempio di kernel di covarianza con lunghezza di correlazione fissata a 35 km. Fonte: Bruno et al. (2021).

Sono di seguito elencati i passaggi del MCM:

- a) calcolo valori cumulati da pluviometri sulla finestra temporale scelta;
- b) calcolo valori cumulati da radar nel dominio spazio-temporale contenenti i pluviometri fiduciarci;
- c) valutazione della correlazione in corrispondenza di ogni pluviometro;
- d) costruzione della mappa di precipitazione interpolata con GRISO dai valori del pluviometro;
- e) generazione di un campo di pioggia analogo al punto d) utilizzando i valori di osservazione radar nei punti pluviometrici;
- f) calcolo in ogni punto del dominio delle differenze tra il campo di pioggia radar e il campo interpolato calcolato al punto e) per identificare la struttura a piccola scala dell'evento;
- g) somma della mappa ottenuta nel punto f) e dell'interpolazione pluviometrica.

L'algoritmo è stato concepito per fornire una stima del campo di precipitazione in tempo reale ai fini del monitoraggio degli eventi, utilizzando gli ultimi dati a disposizione. Per questo motivo è caratterizzato da tempi computazionali ridotti già in fase operativa. Tuttavia, può essere utilizzato anche per un'analisi e verifica di eventi passati disponibili sulla piattaforma Dewetra.

Gli step dell'analisi mettono in luce la capacità del MCM di fornire accurate stime di precipitazione alla piccola scala spazio-temporale preservando le osservazioni puntuali dei pluviometri ma migliorando la definizione del campo di pioggia lontano da questi ultimi. Da questo punto di vista, il CM opera allo stesso modo sia a piccola che a grande scala poiché impone a priori una struttura di correlazione spaziale identica per tutti i pluviometri, causando quindi una sostanziale sovrastima dei valori rispetto al MCM.

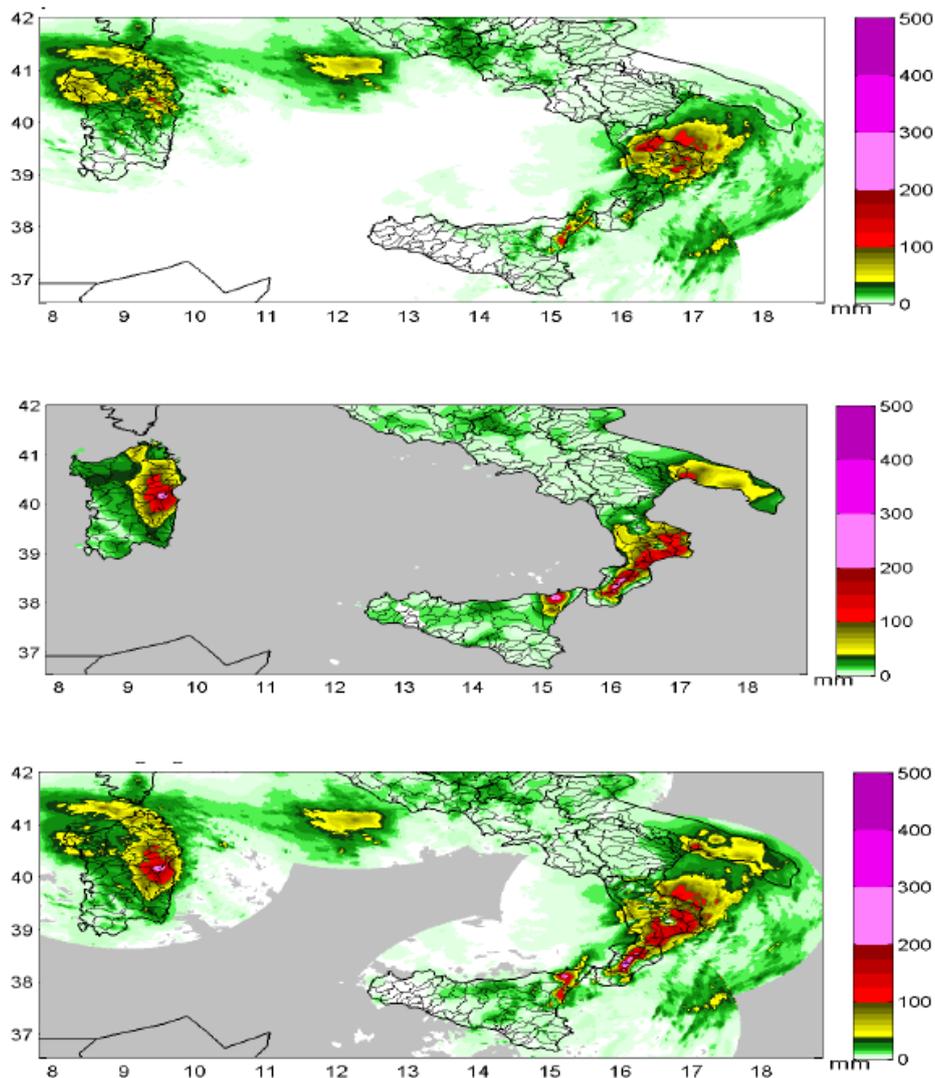


Figura 2.9: Esempio di applicazione del MCM sull'evento 22 novembre 2011 con finestra temporale di 24 ore e un dominio spaziale esteso al sud Italia (dall'alto in basso: campo radar, interpolazione pluviometrica con GRISO e prodotto finale del MCM cumulati su 24 ore). Fonte: Bruno et al. (2021).

Il modello matematico basato sul GRISO richiede una validazione che si può attuare utilizzando una parte dei dati per l'applicazione del metodo e una parte per il test dei risultati, questa tecnica di cross-validazione è largamente adottata dal sistema di elaborazione dati radar negli Stati Uniti (NEXRAD). Tuttavia, l'adozione di tale metodo implica una scelta ardua nell'identificare la quantità di dati utilizzati per la stima e il numero di quelli destinati al controllo; poiché così come potrebbero scarseggiare le osservazioni per la validazione, allo stesso modo si potrebbero avere dati non sufficienti per stimare la precipitazione.

È proposta dunque una validazione, tuttora in fase di sperimentazione, di tipo idrologico che prevede l'impiego dei prodotti del MCM come input di un modello idrogeologico, in modo da verificare e comparare i risultati rispetto ad altri input e osservazioni di deflussi.

## 2.2 Sistema statunitense NEXRAD

Il sistema *Next Generation Weather Radar* (NEXRAD) è una rete composta da 160 radar meteorologici polarimetrici a banda S (WSR-88D) ad alta risoluzione distribuiti sul territorio degli Stati Uniti (Figura 2.10) e gestita dai servizi *National Weather Service* (NWS), *Federal Aviation Administration* (FAA), e *U.S. Air Force*. Storicamente, il NWS ha implementato nel corso della Seconda Guerra Mondiale la tecnologia della rete di Sorveglianza Radar Meteorologici-1957 (WSR-57) per scopi militari. Questa è stata susseguita dalla WSR-74 e a sua volta dall'attuale rete WSR-88D o NEXRAD. Nel 1988, le agenzie NEXRAD hanno istituito il servizio *Radar Operations Center* (ROC) a Norman, in Oklahoma; esso fornisce un controllo meteorologico centralizzato, software di elaborazione e i relativi aggiornamenti, manutenzione e supporto tecnico per tutti i sistemi WSR-88D. Sin dall'installazione della rete si sono susseguite modifiche e miglioramenti per soddisfare le nuove esigenze e per garantire l'applicazione dei sistemi alle operazioni meteorologiche in tempo reale, rimanendo al passo con i progressi tecnologici. La funzionalità della rete risulta quindi trasversale, dal momento che oltre a fornire avvisi di maltempo o bollettini di allerta per inondazioni improvvise, garantisce il monitoraggio del traffico aereo, la protezione delle risorse nelle basi militari e la gestione di risorse idriche.

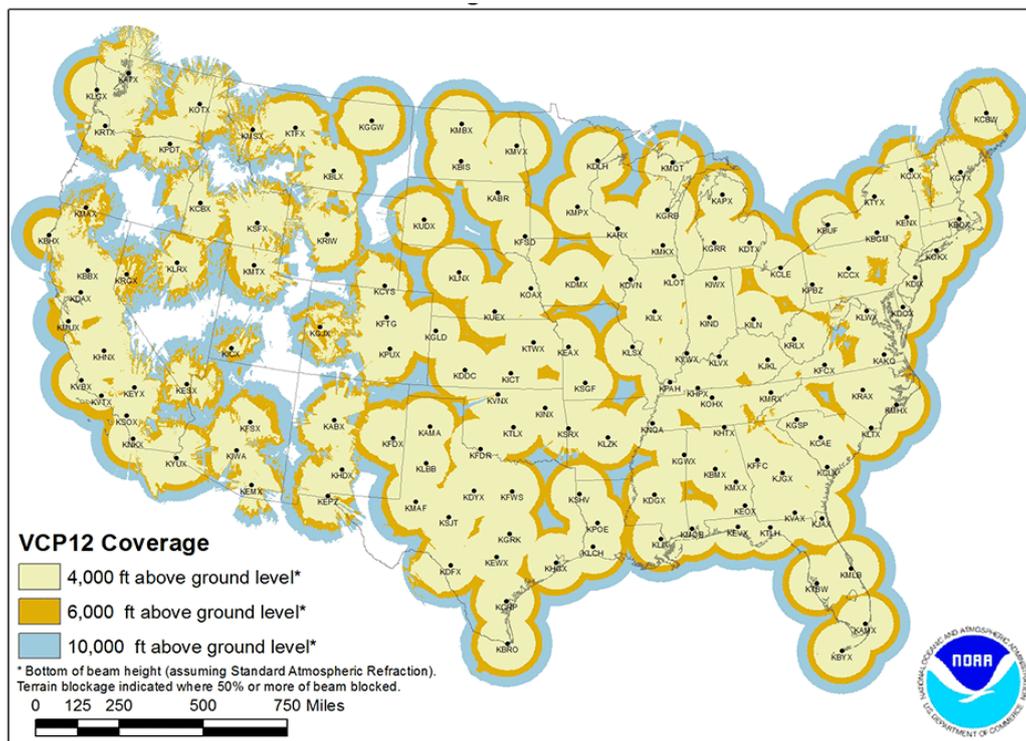


Figura 2.10: Distribuzione della rete radar sul territorio USA. Fonte: NOAA.

Il sistema NEXRAD monitora gli eventi di precipitazione ed elabora i dati di riflettività misurati da cui si producono modelli e mappe di pioggia, che possono essere utilizzati da qualsiasi utente per effettuare ricerche in ambito idrologico e supportare gli studi di previsione degli eventi estremi. La NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) permette l'accesso agli

archivi nazionali contenenti i prodotti NEXRAD di Livello II-III, tramite l'agenzia NCEI (*National Centers for Environmental Information*).

I dati di Livello II sono raggruppati in tre grandezze meteorologiche di base (riflettività, velocità media radiale e ampiezza dello spettro) e sono il frutto dell'elaborazione dei dati grezzi di Livello I. Tuttavia, dal pubblico sono utilizzati i prodotti di Livello III che costituiscono le mappe di riflettività e di precipitazioni orarie disponibili in diverse forme di risoluzione spaziale e temporale, in base al campo di applicazione a cui saranno destinate. Questi dati sono reperibili dalla piattaforma statunitense fornita dal servizio *NCEI Gis Mapping*, da cui è possibile visualizzare le mappe di riflettività giornaliere dal 1995 con risoluzione temporale di 5 minuti. Inoltre, sono consultabili i dettagli relativi alle singole stazioni radar (posizione geografica, periodo di attività e copertura) e i prodotti di Livello II-III a esse attribuiti. L'elaborazione dei dati acquisiti dalla rete si basa su due componenti funzionali: *Radar Data Acquisition* (RDA) e *Radar Products Generation* (RPG) e coinvolgono le singole stazioni. Per campionare adeguatamente i dati dall'atmosfera, il WSR-88D adotta modelli di scansione definiti *Volume Coverage Patterns* (VCPs) che consistono in scansioni multiple a 360° effettuate dall'antenna radar e ad angoli di elevazione predefiniti progressivamente crescenti per un determinato intervallo temporale (vedasi Tabella 2.2).

Tabella 2.2: Modelli di scansioni di volume VCPs.

VCP	Scan Time (min)	Elevation Angles	Usage	Attributes
11	5	14 angles: 0.5-19.5°	convection close to radar	Best Vol. coverage
12	4	14 angles: 0.5-19.5° 9 angles < 6°	convection far from radar	
21	6	9 angles: 0.5-19.5°	shallow precipitation	long dwell time
31	10	5 angles: 0.5-4.5°	subtle boundaries /snow	long-pulse
32	10	5 angles: 0.5-4.5°	increased sensitivity	long pulse
212	5.5	9 angles: 0.5-19.5° 9 angles ≤ 6°	Better velocity data required	variable PRF

### 2.2.1 Algoritmo di elaborazione PPS e analisi delle componenti

La rete operativa si serve di un algoritmo di stima delle precipitazioni chiamato *Precipitation Processing System* (PPS) sviluppato agli inizi degli anni Ottanta all'interno di un laboratorio idrologico di ricerca. Il PPS trasforma le misure della riflettività in cumulate di pioggia e incorpora i dati del pluviometro per migliorare le stime fornite dal radar, i prodotti ottenuti sono utilizzati sia come strumento per emettere avvisi di eventuali allerte meteo al pubblico sia come input per i modelli idrologici e atmosferici.

L'algoritmo PPS opera seguendo una procedura articolata in cinque fasi principali:

- 1) pre-processing
- 2) rate
- 3) accumulation

- 4) adjustment
- 5) products

Il PPS coinvolge ben 46 parametri adattabili che controllano le prestazioni dell'algoritmo stesso e lo rendono flessibile alle mutevoli condizioni meteorologiche locali o fattori topografici.

Vi sono inoltre due funzioni di supporto note come *Precipitation Detection Function* (PDF) e *Rain Gauge Data Acquisition Function* (RGDAF) che operano indipendentemente dal PPS e forniscono importanti informazioni aggiuntive necessarie per l'elaborazione.

La PDF verifica se ci sono eventi di pioggia nel raggio radar di 230 km, determinando quindi l'avvio dell'elaborazione del PPS e il calcolo dei valori cumulati nel momento in cui è rilevata la presenza di pioggia all'interno dell'area spazzata dal raggio a diverse elevazioni. Infatti, secondo quanto già accennato, il WSR-88D campiona i valori di riflettività, velocità radiale e ampiezza dello spettro con scansioni di volume a 360° dell'atmosfera e per angoli di elevazione compresi tra 0.5° e 20°. Nel momento in cui sono rilevati valori di riflettività, la funzione cambia automaticamente la modalità di scansione del radar da "aria limpida" a "precipitazione", e ciò comporta la riduzione dell'intervallo temporale di scansione da 10 minuti a 5 minuti per un corretto monitoraggio del fenomeno. Infatti, un intervallo di acquisizione più piccolo garantisce un campionamento più frequente e crea le prime condizioni ottimali per effettuare una buona stima delle precipitazioni.

La seconda funzione RGDAF si attiva di conseguenza a questo passaggio, poiché invita la rete dei pluviometri a trasmettere i dati al RPG quando è rilevata pioggia entro l'area coperta dal radar. Questo flusso di informazioni si interrompe una volta che il PDF non individua più alcuna precipitazione.

Di seguito sono descritti i moduli del PPS elencati in precedenza e riassunti in Figura 2.11.

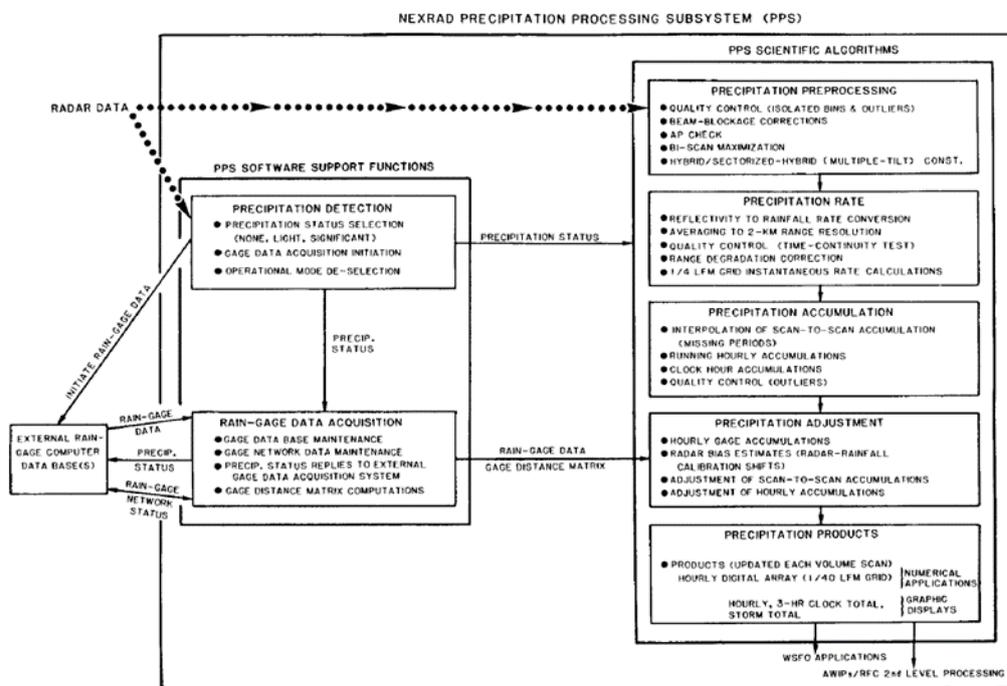


Figura 2.11: Visione schematica dell'algoritmo PPS (cinque step principali e due funzioni di supporto).

Fonte: Fulton et al. (1998).

- 1) Durante la fase di acquisizione dati attivata dal PDF, risulta necessaria una pulitura delle misurazioni radar prima di giungere all'effettiva elaborazione a causa di alcuni errori che potrebbero contaminare i dati campionati e di conseguenza compromettere la bontà della stima. Dal momento che i dati volumetrici sono scomodi da analizzare, si realizzano mappe di riflettività bidimensionali in coordinate polari (range, azimuth) da scansioni singole per un dato angolo di elevazione o dalla combinazione di dati provenienti da scansioni effettuate per diversi angoli di elevazione. Questa operazione, nota come *hybrid scan* (Figura 2.12), risolve il problema della discontinuità tra le mappe di precipitazione ottenute allo step finale, nel momento in cui si transita da un'area scansionata a una data elevazione a un'altra con inclinazione diversa dalla precedente. In primo luogo, è necessario scegliere l'angolo di elevazione più basso che consenta di evitare disturbi causati da ostacoli al suolo (*ground clutter*), il PPS campiona i dati di riflettività a partire dai quattro angoli di elevazione più bassi, ossia a  $0.5^\circ$ ,  $1.5^\circ$ ,  $2.4^\circ$  e  $3.4^\circ$ . I valori di riflettività con precisione di 0.5 dBZ sono successivamente rappresentati su una griglia polare di risoluzione 1 km x  $1^\circ$  e inseriti come dati di input nella sezione dell'algorithmo destinata alla stima delle precipitazioni.

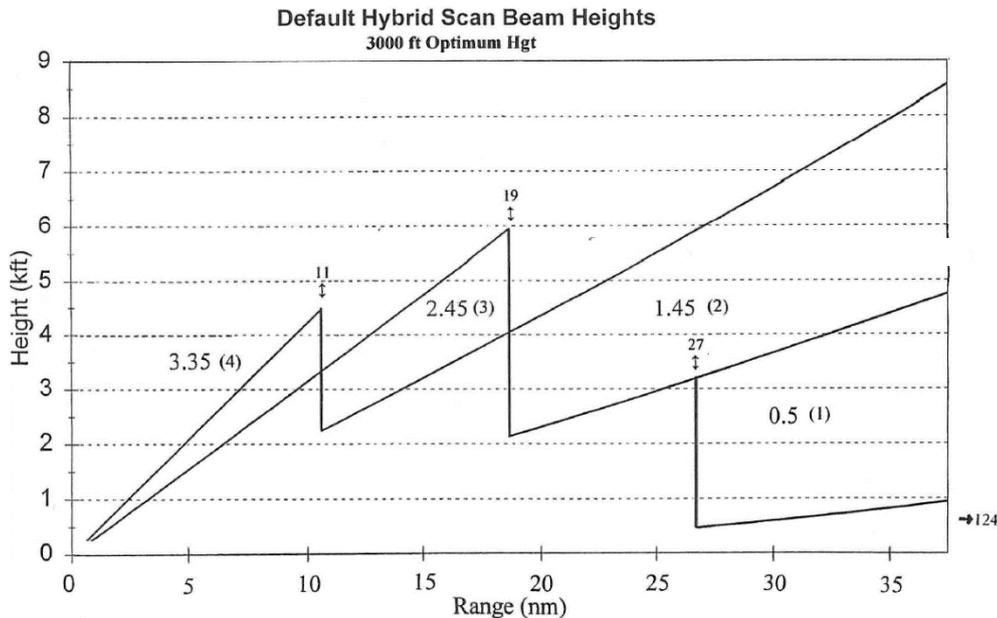


Figura 2.12: Configurazione standard della scansione ibrida per terreni privi di ostacoli orografici (3000 ft dal livello del suolo). Sono indicati i quattro angoli di elevazione in gradi corrispondenti a ogni sezione e in parentesi i numeri assegnati nella scansione. I valori con le frecce verticali sono le distanze (nm) delle transizioni tra sezioni consecutive. Fonte: Hunter (1996).

Un'ulteriore correzione è applicata per evitare il parziale blocco del raggio (*beam blockage*), molto diffuso se i radar sono collocati in prossimità di rilievi montuosi. L'algorithmo definisce dei valori di compensazione (da 1 a 4 dBZ) che si sommano ai valori di riflettività in funzione delle percentuali di occultamento del raggio.

Tabella 2.3: Valori di compensazione dei valori di riflettività. Fonte: Fulton et al. (1998).

Occultation (%)	Reflectivity correction (dBZ)
0-10, >60	0
11-29	+1
30-43	+2
44-55	+3
56-60	+4

Allo stesso modo è necessario rimuovere i valori di riflettività anomali dovuti alla presenza di ostacoli non meteorologici quali ad esempio aerei o propagazione anomala del segnale di ritorno. Si impone quindi un valore soglia massima di riferimento pari a 65 dBZ, se un *bin* della griglia ha una riflettività superiore è sostituito con la media dei valori circostanti purché non superino tale soglia. Questo controllo rimuove anche il residuo ground clutter che non è stato soppresso precedentemente.

Le misure di riflettività possono essere affette anche da disturbi derivanti dai gradienti di umidità e dalla forte inversione termica in prossimità del suolo; infatti, la propagazione del segnale elettromagnetico è fortemente influenzata dalle condizioni atmosferiche.

Considerando il gradiente di riflettività  $dN/dh$  (Steiner e Smith, 2002) lungo la verticale che dipende dai parametri di pressione e temperatura dell'atmosfera, si possono distinguere quattro modalità di propagazione:

- *subrefraction*  $dN/dh > 0 \text{ m}^{-1}$
- *normal refraction*  $0 > dN/dh > -0.0787 \text{ m}^{-1}$
- *superrefraction*  $-0.0787 < dN/dh < -0.157 \text{ m}^{-1}$
- *trapping or ducting*  $dN/dh < -0.157 \text{ m}^{-1}$

Una decrescita del gradiente tende a curvare il raggio radar ottenendo un'estensione della copertura oltre l'area prevista, questo fenomeno prende il nome di propagazione anomala (*AP*) ed è soppresso solitamente durante le prime procedure nella RDA. Il quarto scenario (*trapping or ducting*) tradotto letteralmente come 'intrappolamento', rappresenta il caso peggiore di *AP* che si realizza quando il raggio intercetta degli elementi sulla superficie terrestre ed è quindi deviato. Il PPS applica una procedura aggiuntiva definita *tilt test* per correggere la propagazione anomala e consiste nella verifica della continuità verticale del segnale sfruttando il principio secondo cui l'estensione areale dello stesso diminuisce rapidamente con l'elevazione del raggio. L'algoritmo scarta tutti i dati di riflettività corrispondenti all'angolo di elevazione più basso ( $0.5^\circ$ ) se la copertura areale relativa all'angolo successivo ( $1.5^\circ$ ) è ridotta di una quantità maggiore rispetto a quella attesa. Seguendo questa via, il metodo rimuove i valori di riflettività difformi in situazioni in cui non vi è la presenza di pioggia all'interno del volume scansionato dal radar.

Un altro problema che costituisce un ostacolo considerevole per la stima delle precipitazioni è il fenomeno della *bright band*, che provoca un aumento delle misure di riflettività di ben 5-10 dBZ nella circostanza in cui il raggio intercetta idrometeore ghiacciate e neve sciolta. È facilmente intuibile che da questo incremento smisurato di  $Z$  ne scaturiscono valori di  $R$  almeno cinque volte maggiori dalla formula di conversione.

- 2) Il secondo step principale del PPS prevede la conversione dei dati di riflettività ottenuti dalla *hybrid scan* in valori di precipitazione, attraverso la relazione empirica Z-R.

Si riportano le espressioni più comuni utilizzate dal sistema:

$$Z = 300R^{1.4} \quad \text{'NEXRAD'} \quad (2.12)$$

$$Z = 250R^{1.2} \quad \text{'Tropical'} \quad (2.13)$$

$$Z = 200R^{1.6} \quad \text{'Marshall-Palmer'} \quad (2.14)$$

La prima offre un buon compromesso tra gli eventi convettivi e stratiformi e la seconda fornisce una buona stima per i temporali tipicamente tropicali. Una volta calcolati i valori di pioggia sulla griglia 1 km x 1°, è calcolata la media su coppie di celle adiacenti ottenendo come risultato una griglia polare chiamata *rate scan*, con risoluzione spaziale di 2 km x 1°. Questa griglia polare è il punto di partenza per tutte le successive elaborazioni nel PPS e rappresenta la scala spaziale più piccola per le stime di precipitazione. Con la griglia fissa di 1° azimuth, la scala spaziale varia da 2 km sino all'estensione del raggio radar (230 km). Nel processo di stima è necessario definire i valori limite al di sotto dei quali è possibile associare solo eventi di pioggia, infatti la legge di potenza Z-R produce irragionevoli valori di pioggia nel caso di eventi a forte carattere temporalesco. È introdotto il valore soglia standard relativo alla grandine (*hail cap*) assunto pari a 104 mm h<sup>-1</sup> (53 dBZ), ma è un parametro adattabile al tipo di contesto climatico, ad esempio nelle aree caratterizzate da un clima tropicale è preferibile adottare un valore di 150 mm h<sup>-1</sup>. Tuttavia, la scelta del valore soglia che influisce notevolmente sulle stime di precipitazione, dipende dall'estensione areale del *hail core* e dalla velocità di espansione della perturbazione.

Un controllo della qualità è eseguito in questa fase per confrontare il volume di pioggia ottenuto da una scansione all'altra. Se c'è un aumento o diminuzione oltre una certa soglia, il prodotto di precipitazione derivante da quella scansione di volume è eliminato.

In aggiunta, l'attenuazione del segnale (*range degradation*) causa una sottostima delle precipitazioni in corrispondenza di punti distanti dal radar, perciò si può ovviare al problema introducendo fattori correttivi nella formula di conversione:

$$R_{\text{corr}} = aR^b r^c \quad (2.15)$$

Dove  $r$  è la distanza dal radar espressa in km e i coefficienti  $a$ ,  $b$ ,  $c$  sono derivati da studi a scala locale.

- 3) Dopo la conversione è eseguita un'integrazione di scansioni successive estese su un intervallo temporale di 5 -10 minuti, ottenendo mappe di precipitazioni cumulate su intervalli che variano da 15 minuti a 1 ora e rappresentate su una griglia polare con 1 km x 1° di risoluzione. Da una scansione all'altra sono sommati i valori di pioggia per produrre cumulate totali di precipitazione pari a tutta la durata dell'evento. Un passaggio importante riguarda la rimozione di quei prodotti in cui si hanno degli *outliers*, ossia valori cumulati anomali. Se infatti è superato un valore di 400 mm all'interno di una cella e le otto più vicine sono al di sotto della soglia, quel valore è sostituito con la media dei valori delle celle vicine.
- 4) L'impiego della rete di pluviometri può essere utile per correggere le stime di precipitazione radar ottenute precedentemente, attraverso la comparazione di queste ultime con i valori

forniti in tempo reale dai pluviometri su un intervallo di 1 ora. Tuttavia, l'integrazione di queste due tipologie di dati è problematica poiché mentre il campionamento da parte del WSR-88D avviene ogni 5 minuti, per i pluviometri è continuo. Inoltre, la distribuzione spaziale dei sensori da terra rende più difficile il confronto tra le due misure; si ricorda infatti che se da un lato i pluviometri forniscono misure puntuali, i radar offrono stime di pioggia a scala areale. L'approccio più sensato prevede l'utilizzo di un numero sufficiente di pluviometri per ottenere un singolo fattore di calibrazione da applicare uniformemente su ciascun dominio di scansione WSR-88D. Tale fattore, meglio noto come bias, è dato dal rapporto tra i valori cumulati misurati dai sensori e quelli stimati dal radar. Un bias pari a 1 implica congruenza tra le due misure, un bias maggiore di 1 implica una sottostima del radar, mentre un bias inferiore a 1 indica una sovrastima del radar rispetto alle misure dei pluviometri. I valori orari del bias possono risultare imprecisi quando si vuole analizzare lo scostamento tra le due grandezze nelle aree in cui si manifestano tempeste localizzate; quindi, si ricorre a un tipo di filtro, il Kalman. Nella fase di *adjustment* il 'Kalman filter' fornisce una previsione delle successive coppie di valori basandosi su quelle delle ore precedenti verificando se l'informazione fornita dai bias sia indice di una corretta stima. Ovviamente, il Kalman necessita di un ampio set di dati per poter operare; se si rappresenta su un grafico la dispersione delle coppie radar-pluviometro si può dedurre la quantità di informazioni a disposizione: un'ampia dispersione implica una quantità relativamente scarsa di dati, al contrario di una dispersione stretta. Dal momento che il set di pluviometri deve riprodurre fedelmente il campo di pioggia coperto dal radar, i sensori sono ordinati in sequenza in base alla loro distanza reciproca; quelli più distanziati forniscono informazioni utili su piogge spazialmente indipendenti.

Nella procedura di confronto, l'algoritmo estrae i valori stimati dalle nove celle nell'intorno del singolo pluviometro sulla griglia cartesiana. Se i valori cumulati entro questo spazio coincidono con quelli del pluviometro, è generata la coppia di valori in corrispondenza della posizione di quel pluviometro; in caso contrario, dalle nove celle è scelto il valore di cumulate più vicino a quello del pluviometro. Per questo motivo, è necessario effettuare un controllo qualità prima di addentrarsi nell'algoritmo vero e proprio. Un primo passo consiste nell'esclusione delle coppie di misura di non-pioggia, ossia è imposto un valore soglia al di sotto del quale la precipitazione è pari a zero. Tramite questo approccio è fronteggiato il problema per cui il radar può rilevare precipitazione al contrario del pluviometro o viceversa. Allo stesso modo è definita una soglia massima, sono perciò escluse le coppie di valori per cui la cumulata oraria registrata dal pluviometro eccede il limite di 400 mm. Un terzo controllo esclude tutte quelle coppie la cui differenza di precipitazione per una data ora è superiore a due deviazioni standard. Esistono diverse situazioni in cui ciò avviene, ad esempio quando un pluviometro è presente nello spazio dove il radar intercetta la banda luminosa (*bright band*), succede che quest'ultimo potrebbe sovrastimare notevolmente i valori di precipitazione rispetto al pluviometro.

- 5) Tutti i prodotti di precipitazione e riflettività (ben 75 mappe sono disponibili in forma di immagini digitali, copie cartacee a colori o in scala di grigi) sono raggruppati nel dataset di Livello III. Per un singolo radar, sono ottenute mappe di pioggia cumulate rappresentate su una griglia polare bidimensionale fissa centrata in corrispondenza del punto di locazione

del radar. Dal momento che sono richieste diverse risoluzioni spaziali per rappresentare i dati di precipitazione in base ai successivi ambiti di applicazione, il sistema NEXRAD fornisce diverse opzioni. Il NWS ha sviluppato una proiezione stereografica polare chiamata HRAP (*Hydrologic Rainfall Analysis Project*) per i prodotti di precipitazione radar. HRAP è una griglia quasi-rettangolare con risoluzione 4 km x 4 km, da quest'ultima deriva la S-HRAP (1 km x 1 km) più dettagliata della HRAP in quanto è ad alta risoluzione. Per evitare distorsioni causate dalle proiezioni cartografiche, si adotta una griglia di coordinate cartesiane Lat/Lon con una risoluzione 2 km x 2 km, che permette la mosaicatura dei dati di riflettività o precipitazione.

Un'altra mappa è quella delle riflettività, ottenuta nella prima fase del PPS attraverso la costruzione della *hybrid scan*. I dati di riflettività sono rappresentati su una griglia polare 1 km x 1° con una precisione di 0.5 dBZ e variano nel range [-32; 95] dBZ.

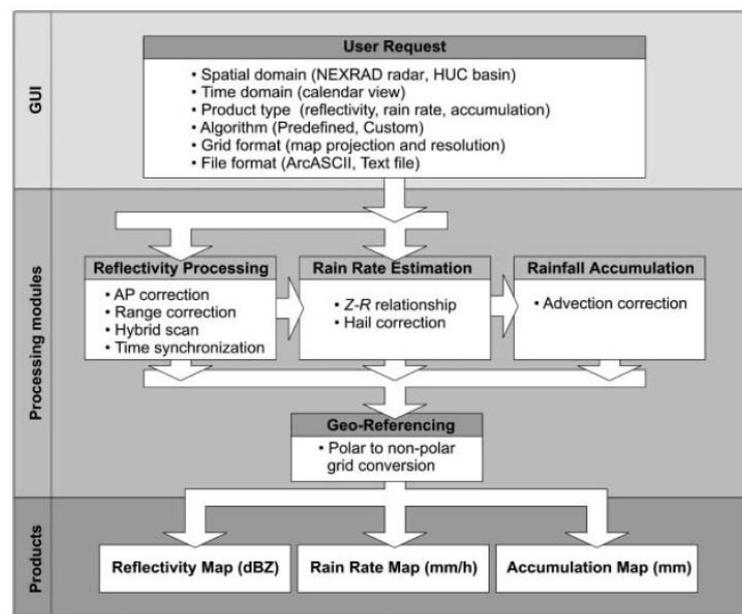


Figura 2.13: Flusso di elaborazione dei dati. Fonte: Seo et al. (2011).

### 2.2.2 Procedura di calibrazione

Poiché il PPS si presenta come un algoritmo multicomponente che dipende da un consistente gruppo di parametri che determinano la sua efficacia nella stima delle precipitazioni, è proposto dagli autori un processo di calibrazione. Il progetto presentato da Ciach et al. (1997) fornisce una metodologia di ottimizzazione globale che applica la calibrazione ai prodotti finali delle mappe di precipitazione rappresentate sulla griglia HRAP. Questo perché, a causa della complessità e della natura non lineare dei processi che compongono l'algoritmo, l'ottimizzazione di ogni singolo componente non assicurerebbe una totale performance del sistema allo stadio finale.

La calibrazione dell'algoritmo PPS definisce i valori ottimali dei parametri secondo un criterio applicato ai prodotti di precipitazioni orarie cumulate. Tale criterio si traduce in una funzione obiettivo, ossia la differenza *root-mean-square (RMS)* tra i valori cumulati delle precipitazioni

stimati da radar e i valori cumulati misurati dai pluviometri che rientrano nel dominio spaziale del radar:

$$\begin{aligned} & \text{rms}(\Theta) \\ &= \left\langle \frac{1}{N_p N_g} \sum_{i=1}^{N_p} \sum_{j=1}^{N_g} \{[R_g(i, j) - R_r(\Theta, i, j)]^2\} \right\rangle^{1/2} \end{aligned} \quad (2.16)$$

dove  $R_g$  è la cumulata oraria fornita dalle misure dei pluviometri e  $R_r$  è il corrispondente prodotto radar di precipitazione oraria medio areale all' $i$ -esimo intervallo di tempo,  $j$  è la posizione del pluviometro (HRAP pixel), e  $\Theta$  indica il vettore  $(\theta_1, \theta_2, \theta_3, \dots, \theta_k)$  dei valori dei parametri. Inoltre,  $N_p$  e  $N_g$  sono le coppie di valori pluviometro-radar acquisite nell'intervallo di tempo considerato.

L'obiettivo è minimizzare il *RMS* per trarre i seguenti vantaggi:

- stima dei valori ottimali che forniscono una valutazione della performance dell'algoritmo;
- valutazione dell'importanza relativa dei parametri del PPS nel contesto della stima delle precipitazioni.

La differenza (2.16) deve essere più piccola possibile per mirare a un'alta qualità dei prodotti di precipitazione. Tuttavia, questo valore non deve essere attribuito a un errore del radar poiché la rappresentatività del pluviometro sulla piovosità media areale stimata dal radar diminuisce con l'incremento della superficie. Questo scostamento dipende dal contributo di due fattori: l'estrema variabilità della precipitazione su piccola scala e la grande differenza nella risoluzione di campionamento tra radar e pluviometro (all'incirca otto ordini di grandezza in termini di superficie). Inoltre, la combinazione di questi effetti produce un disturbo nella definizione del *RMS* che non può essere ridotto con nessuna procedura di calibrazione, ma può essere sottratto dal calcolo del *RMS* per risalire all'errore radar.

Gli elementi di questo approccio sono illustrati a titolo esemplificativo nel caso studio effettuato a Melbourne, Florida considerando un periodo di due mesi di dati (3 agosto-30 settembre 1995) forniti dal radar KMLB WSR-88D e da una rete di 46 pluviometri (vedasi Figura 2.14). La rete pluviometrica è divisa in due gruppi: il primo è usato per la calibrazione del PPS e il secondo per una procedura di validazione delle prestazioni del PPS. Lo studio presenta una calibrazione dell'algoritmo per la stima di precipitazioni in tempo reale e analizza la sensibilità e l'andamento del PPS alla variazione dei parametri rispetto ai loro valori ottimali.

In Tabella 2.4 sono riportati i valori di partenza dei parametri coinvolti nell'analisi.

Tabella 2.4: Parametri del NEXRAD-PPS investigati nella calibrazione. Sono indicati i valori predefiniti, il modulo dell'algoritmo a cui appartengono e la descrizione, i valori in parentesi si riferiscono alla relazione Z-R 'Tropical' (2.13). Fonte: Anagnostou et al. (1998).

Symbol	Default value	PPS function	Description
$Z_{min}$	18 dBZ	Preprocessing	Used in test for spurious noise and nonprecipitating isolated reflectivities.
$Z_{max}$	53 dBZ	Preprocessing	Used in test for precipitating outliers
$Z_{th}$	7 dBZ	Preprocessing	Value reflectivity outlier is corrected if any of the surrounding neighbor values are also $> Z_{max}$
$R_{th}$	180 km	Preprocessing	Minimum range for which biscan maximization is applied
$j_{co}$	230 km	Precipitation rate	Range beyond which range correction is applied
CO1	0.0	Precipitation rate	Coefficient in range correction equation
CO2	1.0	Precipitation rate	Coefficient in range correction equation
CO3	0.0	Precipitation rate	Coefficient in range correction equation
min (Z to R)	0 dBZ	Precipitation rate	Minimum reflectivity converted to rainrate
max (Z to R)	53 dBZ	Precipitation rate	Maximum reflectivity converted to rainrate
A	300 (250)	Precipitation rate	Coefficient in Z-R relation
B	1.4 (1.2)	Precipitation rate	Exponential power in Z-R relation

Se il significato di gran parte dei parametri in tabella è facilmente intuibile, per alcuni non è così in quanto non sono mai stati citati sinora. Si tratta dei parametri  $CO1$ ,  $CO2$ ,  $CO3$  applicati ai valori dell'intensità di precipitazione ottenuti dopo la conversione Z-R, per correggere il *range effect* ovvero la sottostima del quantitativo di precipitazione dovuto all'indebolimento del segnale con l'aumentare della distanza dal radar. E' opportuno applicare questo tipo di correzione prima di calcolare le cumulate dei valori di pioggia, per evitare che l'errore si propaghi ai prodotti finali. La formula adottata è la seguente:

$$dBR_{cor}(i, j) = CO1 + CO2 dBR(i, j) + CO3 \log_{10}[r(i, j)] \quad \text{if } j > j_{co} \quad (2.17)$$

dove  $dBR$  e  $dBR_{cor}$  sono i valori antecedenti e successivi alla correzione dell'intensità di precipitazione dell' $i$ -esimo azimuth e  $j$ -esimo range;  $r$  è la distanza della cella  $(i, j)$  dal radar;  $j_{co}$  è la distanza oltre la quale è applicata la correzione e infine,  $CO1$ ,  $CO2$  e  $CO3$  sono i coefficienti della formula soggetti al processo di ricerca dei valori ottimali.

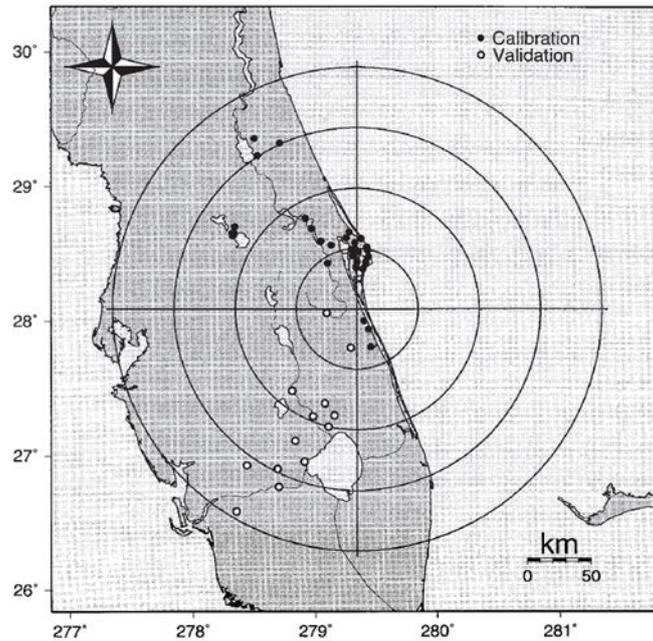


Figura 2.14: Mappa della Florida con la rete pluviometrica divisa in due gruppi nell'area coperta dal radar, collocato in corrispondenza dell'origine del cerchio. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

Gli effetti della calibrazione sono valutati attraverso il coefficiente di riduzione della differenza  $RMS$  radar-pluviometro quando l'algoritmo opera con i valori ottimali individuati. La riduzione relativa del valore  $RMS$  è espressa in percentuale ed è definita come:

$$RRMS = 100 \times \frac{RMS_{def} - RMS_{opt}}{RMS_{def}} \quad (2.18)$$

dove  $RMS_{def}$  and  $RMS_{opt}$  sono le differenze  $RMS$  del PPS che opera rispettivamente con valori predefiniti e valori ottimali. Nella calibrazione, il  $RMS$  è stato valutato considerando tutte le misure di piovosità superiori a  $0.5 \text{ mm h}^{-1}$  fornite dal pluviometro, in modo da escludere la forte presenza di valori nulli nell'intervallo di 1 ora e perché uno dei principali obiettivi del PPS è di raggiungere le migliori performance durante gli eventi di precipitazione più intensi.

A questo proposito, la validazione è effettuata per due diversi scenari. Nel primo, tutte le coppie di valori radar-pluviometro sono incluse incondizionatamente nel calcolo della differenza  $RMS$ . Nel secondo scenario invece, sono inclusi solo quei valori di precipitazione oraria superiori a  $1 \text{ mm h}^{-1}$ . Tale distinzione è stata fatta per indagare la performance del processo di calibrazione sia per tutti gli eventi di precipitazione che in quelli più significativi. In Tabella 2.5 sono riportati i dati per entrambe le reti di calibrazione e validazione.

Tabella 2.5: Statistiche campionarie della calibrazione ( $Rg > 0.5 \text{ mm h}^{-1}$ ) e della validazione ( $Rg > 1 \text{ mm h}^{-1}$ ). Fonte: Anagnostou et al. (1998).

Rain gauge network	Calibration	Validation
Number of gauges	33	13
Hours of rain (at rain gauges)	410	301
Number of radar-gauge pairs	2380	817
Average rain accumulation ( $\text{mm gauge}^{-1}$ )	375.8	323.1

È importante sottolineare che i valori ottimali sono individuati attraverso un metodo probabilistico, il SCE-UA<sup>3</sup> sviluppato da Duan (1993), una procedura di ottimizzazione globale.

I limiti superiore e inferiore che definiscono il range dei possibili valori attribuibili ai parametri sono visibili in Tabella 2.6, in cui sono anche riportati i valori ottimali ricercati attraverso il SCE-UA. Si può osservare che molti di questi si discostano dai valori predefiniti. L'impatto dei valori ottimali sulle prestazioni dell'algoritmo si può riscontrare dal calcolo dell'indice *RRMS* in Tabella 2.7 in cui sono riportati i risultati relativi ai mesi di agosto e settembre per entrambi gli scenari, da cui si deduce un miglioramento complessivo di circa il 10%. La tabella inoltre mostra i valori del coefficiente di variazione (*CV*) della precipitazione oraria rilevata dal pluviometro, indicando la grande variabilità della pioggia all'interno del periodo considerato.

Tabella 2.6: Parametri ottimali derivati dal metodo SCE-UA. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

Parameter symbol	Upper limit	Lower limit	Optimal value
$Z_{\min}$	60.0	0.0	60.0
$Z_{\max}$	60.0	0.0	60.0
$Z_{\text{tit}}$	60.0	0.0	1.0
$R_{\text{bi}}$	230	0	230
$j_{\text{co}}$	230	0	70.0
CO1	2.0	0.5	1.0
CO2	2.0	0.5	1.0
CO3	0.5	-0.5	-0.046
min ( <i>Z</i> to <i>R</i> )	40.0	0.0	5.0
max ( <i>Z</i> to <i>R</i> )	60.0	45	51.5
A	—	—	266.5
B	2.0	1.0	1.45

Tabella 2.7: Riduzione del RMS nei campioni di validazione. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

Months	Conditional-unconditional	Rain gauge		RRMS (%)
		mean (mm h <sup>-1</sup> )	CV	
August	All data	0.31	6.5	10.9
	$R_g > 1 \text{ mm h}^{-1}$	6.16	1.1	10.3
September	All data	0.20	9.5	10.5
	$R_g > 1 \text{ mm h}^{-1}$	7.53	1.3	11.2

Tuttavia, la riduzione dell'errore *RMS* rappresenta solo una parte della riduzione dell'errore di stima delle precipitazioni. Per esempio, osservando i risultati ottenuti, se si assume che la differenza *RMS* radar-pluviometro varia tra il 30% e 75%, si può mostrare come la riduzione del 10% corrisponde a una riduzione dell'errore *RMS* rispettivamente tra il 15% e il 40%.

Il miglioramento del valore *RMS* valutato giornalmente è visibile nel grafico in Figura 2.15 in cui sono inclusi solo i giorni con significativa piovosità. La complessiva riduzione *RMS* è positiva e varia tra il 2% e il 22%. Ci sono giorni, tuttavia, in cui si registrano valori negativi del *RRMS*, ciò è attribuito a un incremento della differenza del *RMS*. Sono state dedotte alcune considerazioni importanti dall'analisi: la riduzione del *RMS* è elevata durante i giorni in cui si

<sup>3</sup> SCE-UA (*Shuffled complex evolution*). Il metodo parte con una popolazione di punti selezionati casualmente nello spazio rappresentativo dell'insieme dei valori dei parametri coinvolti, tali punti sono raggruppati in più comunità. Le comunità crescono per selezione casuale di nuovi punti e periodicamente l'intera popolazione si mescola assegnando i punti a nuove comunità. Questo processo iterativo prosegue fino a quando il metodo converge al valore ottimale globale, ossia quando si ottiene il valore minimo fornito dalla funzione obiettivo.

sono verificate precipitazioni consistenti ed è invece discreta durante eventi di precipitazione di entità moderata. Questo aspetto è significativo in quanto dimostra che l'ottimizzazione del PPS migliora le stime di eventi di precipitazioni abbondanti, responsabili di alluvioni e altri rischi a danno del territorio.

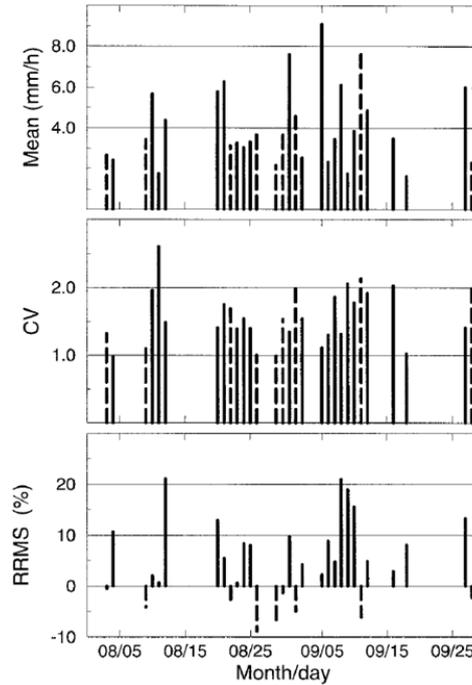


Figura 2.15: Valori di precipitazione media giornaliera, coefficienti di variazione e riduzione del RMS (nell'ordine dall'alto). Fonte: Anagnostou et al. (1998).

La Figura 2.16 evidenzia come l'algorithm subisce miglioramenti con l'ottimizzazione dei parametri e lo scostamento dei valori radar da quelli dei pluviometri attraverso il coefficiente definito come il *multiplicative bias*:

$$\beta_j = \frac{\sum_{t=1}^N R_{gj}(t)}{\sum_{t=1}^N R_{rj}(t)}, \quad (2.19)$$

dove,  $R_{gj}$  e  $R_{rj}$  rappresentano le cumulate orarie di pioggia rispettivamente da pluviometri e radar alla posizione  $j$  del pluviometro e all'ora  $t$ ,  $N$  è il numero totale delle ore. Il bias è calcolato considerando i dati sia dai campioni di calibrazione che di validazione. Sempre osservando la figura, si può dedurre che la formula di correzione del PPS con i parametri ottimali riduce notevolmente il *range effect* nei prodotti finali rispetto a quelli derivanti dai valori di default.

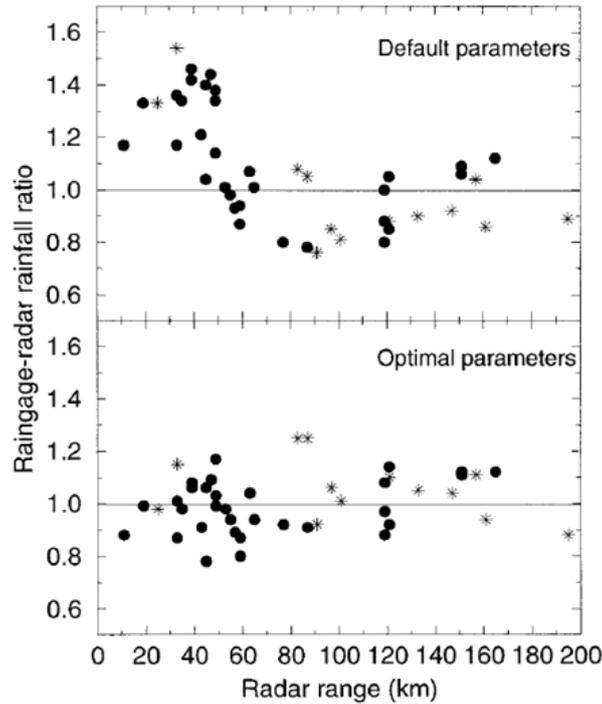


Figura 2.16: Variazione del multiplicative bias con la distanza dei singoli pluviometri dal radar. I punti neri e gli asterischi rappresentano rispettivamente i pluviometri di calibrazione e di validazione. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

L'analisi ha condotto a risultati significativi che dimostrano la bontà dell'approccio di calibrazione adottato, ma allo stesso tempo si è basata su un limitato numero di campioni. Il caso studio della Florida ha infatti interessato il periodo temporale di agosto-settembre 1995 considerando quindi solo una stagione e coinvolge un singolo sito radar. Si rivela necessario ampliare il dataset per un maggior numero di siti radar, in modo da considerare la variabilità stagionale oltre che geografica dei sistemi precipitativi.

Come già accennato in precedenza, le differenze radar – pluviometro sono attribuite sia a errori nella stima radar delle precipitazioni sia a differenze di campionamento da parte dei due sensori (differenza area-punto). Assumendo che le due grandezze radar e pluviometro siano indipendenti e che restituiscano gli stessi valori di precipitazione media per lunghi periodi di tempo, si può riformulare l'espressione della  $RMS$  nel seguente modo:

$$RMS = RMS_{REE} + RMS_{APD} \quad (2.20)$$

dove i pedici indicano rispettivamente l'errore nella stima di precipitazione ( $REE$ ) e la differenza area-punto ( $APD$ ). Implementando questa partizione del  $RMS$  nella formula di riduzione (2.18), si ottiene la seguente espressione di riduzione dell'errore nella stima di precipitazione ( $RRMS_{REE}$ ):

$$RRMS_{REE} = RRMS \left( 1 + \frac{RMS_{APD}}{RMS_{REE}} \right) \quad (2.21)$$

dove  $RRMS$  è la riduzione della differenza  $RMS$  radar – pluviometro.

### 2.2.3 Definizione dell'errore radar

Per quanto concerne l'analisi dell'incertezza della stima di precipitazione gli studiosi Ciach e Krajewski (1999) hanno fornito un contributo significativo. La conclusione del paragrafo precedente ha messo in luce la distinzione dei fattori che contribuiscono alla definizione dell'errore delle stime radar. I principali fattori che arrecano incertezza nella misura includono la variabile distribuzione delle dimensioni delle idrometeore (neve, grandine), le variazioni della riflettività con l'elevazione, il campionamento spaziale e temporale del radar, forti correnti ascensionali e discensionali nelle celle convettive durante i temporali, l'attenuazione del raggio e fenomeni di *ground clutter* che disturbano il segnale.

L'integrazione dei dati forniti dalla rete pluviometrica è utile per valutare l'accuratezza della stima, ma allo stesso tempo le misure puntuali dei pluviometri sono poco rappresentative dell'estensione areale della precipitazione. Ciach e Krajewski hanno dimostrato che per gli eventi di natura convettiva il contributo della APD nella valutazione del RMS radar-pluviometro ( $RG$ ) è pari a oltre il 50%, quindi abbastanza influente. Di conseguenza, la differenza  $RG$  non è sufficiente per esplicitare correttamente la differenza tra stima radar e i valori reali di precipitazione media-areale (*true rainfall*). Per quantificare l'errore della stima radar, i due autori hanno sviluppato un rigoroso metodo matematico che separa la varianza della differenza di precipitazione area-punto  $AP$  del pluviometro dalla varianza del rapporto radar-pluviometro  $RG$ . Gli errori associati a radar e pluviometri, che verranno definiti in seguito, sono assunti come variabili stocastiche, con distribuzione lognormale e covarianza nulla, quindi tra loro indipendenti. Da questa assunzione ne deriva che per un periodo di tempo prolungato la media delle variabili lognormali è pari a zero e che le stime radar non deviano dalle misure pluviometriche. Con la parametrizzazione delle variabili, la varianza  $\log(G/R)$  muta con la distanza dal radar, mentre la varianza  $\log(A/P)$  è indipendente.

L'analisi è una prosecuzione dello studio di calibrazione esposto nel paragrafo precedente, considerando il medesimo arco temporale compreso tra il 3 agosto e il 30 settembre 1995 a Melbourne, Florida. L'intero dataset include eventi a carattere temporalesco e due sistemi di precipitazione tropicali (Hurricane Erin e Tropical Storm Jerry). Poiché questa ricerca è focalizzata sulla variazione delle scale spaziali, si considerano i prodotti di pioggia cumulata ottenuti dal PPS su griglie di risoluzione 2 km x 2 km e 4 km x 4 km (HRAP).

La rete di pluviometri è suddivisa in base alla loro posizione geografica in due *cluster* statisticamente omogenei (Tabella 2.8), per ognuno dei quali sono riportate le statistiche legate ai dati pluviometrici considerando valori di pioggia maggiori di 0.5 mm/h (Figura 2.17). La  $POD$  (*Probability of detection*) riferita alle cumulate orarie, è la probabilità per cui i valori misurati dai pluviometri e i valori stimati dal radar superino una certa soglia.

Tabella 2.8: Statistiche campionarie dei dati pluviometrici. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

Rain gauge network	Cluster 1	Cluster 2
Number of gauges	17	15
Wet $G/R$ pairs	2701	1967
Conditional mean ( $\text{mm h}^{-1}$ )	3.02	3.90
Quantiles (0.1, 0.9) ( $\text{mm h}^{-1}$ )	0.25, 8.37	0.25, 9.66

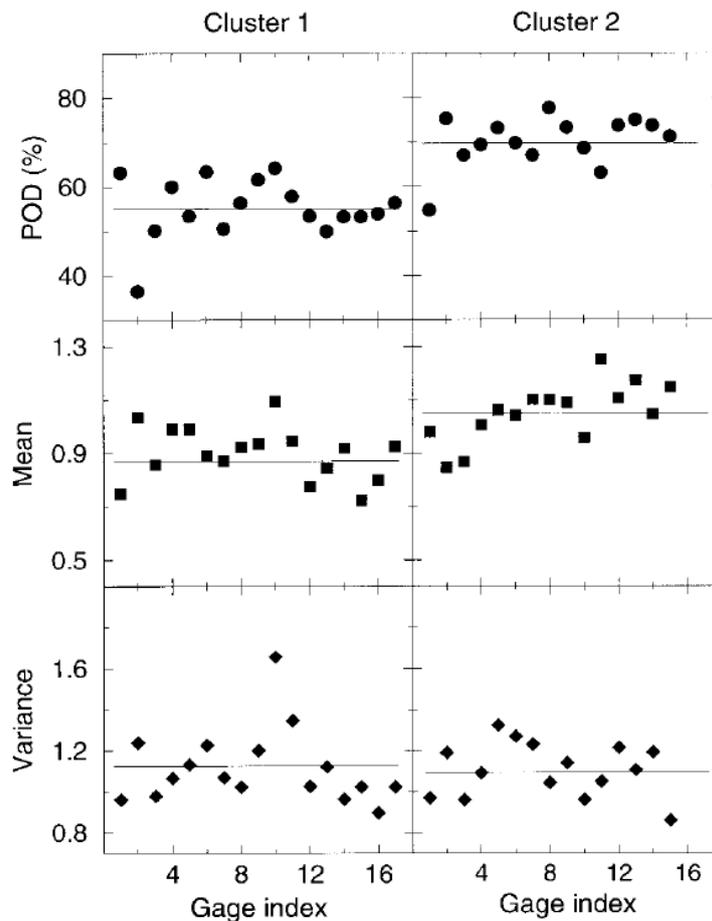


Figura 2.17: Statistiche orarie a lungo termine dei pluviometri. Ogni punto nel grafico rappresenta un pluviometro e i valori medi dei dati statistici dei clusters sono indicati con una linea orizzontale. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

Sono descritti brevemente i passaggi dell'analisi condotta da Ciach e Krajewski e i risultati ottenuti<sup>4</sup>.

L'incertezza delle stime radar è modellata sulla base della seguente formulazione:

$$R_A = R_R * \epsilon_R \quad (2.22)$$

e successivamente applicando la trasformazione logaritmica:

$$\log \epsilon_R = \log R_A - \log R_R \quad (2.23)$$

dove  $R_A$  (mm) è la “reale” precipitazione media spaziale,  $R_R$  (mm) è la cumulata di precipitazione stimata da radar e la variabile  $\epsilon_R$  rappresenta l'errore radar di precipitazione che si vuole quantificare.

<sup>4</sup> L'obiettivo del presente lavoro di tesi non è focalizzato sull'analisi statistica riportata nel testo, ma è dedicato alla trattazione del confronto tra i diversi approcci proposti dagli autori per contrastare l'errore radar. Per maggiori informazioni inerenti al modello matematico sviluppato da Ciach e Krajewski è possibile consultare le sezioni dedicate nel documento 'Anagnostou, E. N., W. F. Krajewski and J. A. Smith, 1998b: Uncertainty quantification of mean-areal radar-rainfall estimates. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, in press'.

A causa della mancanza di dati accurati sulla distribuzione areale  $R_A$ , la valutazione della varianza di  $\varepsilon_R$  dovrebbe fare riferimento solo alle misure fornite dai pluviometri  $R_G$ ; dunque, tramite uno scambio di variabili l'espressione precedente è riformulata nel seguente modo:

$$R_G = R_R * \varepsilon_{GR} \quad (2.24)$$

Compare il termine  $\varepsilon_{GR}$  che esprime lo scostamento dei valori radar-pluviometro attraverso il rapporto  $G/R$ .

Si prosegue con la trasformazione delle variabili, note le assunzioni riportate nella parte introduttiva:

$$\text{var}[\log\varepsilon_{GR}] = \text{var} [\log R_G - \log R_R] \quad (2.25)$$

Ponendo in relazione la misura puntuale del pluviometro con la distribuzione spaziale del campo di pioggia derivato dalle stime radar su una determinata area della griglia contenente i sensori da terra, si può esprimere l'errore pluviometrico  $\varepsilon_G$ :

$$R_A = R_G * \varepsilon_G \quad (2.26)$$

Anche in questo caso è applicata la trasformazione delle variabili, prendendo in considerazione le assunzioni del punto precedente:

$$\text{var}[\log\varepsilon_G] = \text{var} [\log R_A - \log R_G] \quad (2.27)$$

Riordinando le variabili si ottiene l'espressione finale che quantifica l'errore radar:

$$\text{var}[\log\varepsilon_R] = \text{var}[\log\varepsilon_{GR}] - \text{var}[\log\varepsilon_G] \quad (2.28)$$

L'assunzione per cui la  $\text{cov}[\log\varepsilon_G, \log\varepsilon_R]$  sia nulla fornisce un'interpretazione significativa dell'errore delle misurazioni radar: i fattori responsabili di tale errore sono debolmente correlati all'errore di campionamento del pluviometro, dovuto all'elevata variabilità spaziale delle precipitazioni.

La relazione rappresenta il punto di arrivo dell'analisi condotta dai due autori, dimostrando appieno la dipendenza dell'errore radar da altri due errori: l'errore spaziale  $AP$  del pluviometro ( $\varepsilon_G$ ) e la distorsione  $G/P$  ( $\varepsilon_{GR}$ ).

Nel primo grafico in Figura 2.18 è valutata la varianza (2.25) per ogni pluviometro in funzione della distanza dal radar, da cui si può ricavare la legge di regressione non lineare e l'intervallo di confidenza. Si può notare come nel dominio spaziale 4 km x 4 km l'intervallo di confidenza sia circa il doppio di quello del dominio 2 km x 2 km. Ciò è attribuibile all'incertezza della misura di piovosità da parte del pluviometro nello spazio, che aumenta transitando da una griglia di dimensioni 4 km<sup>2</sup> a 16 km<sup>2</sup>.

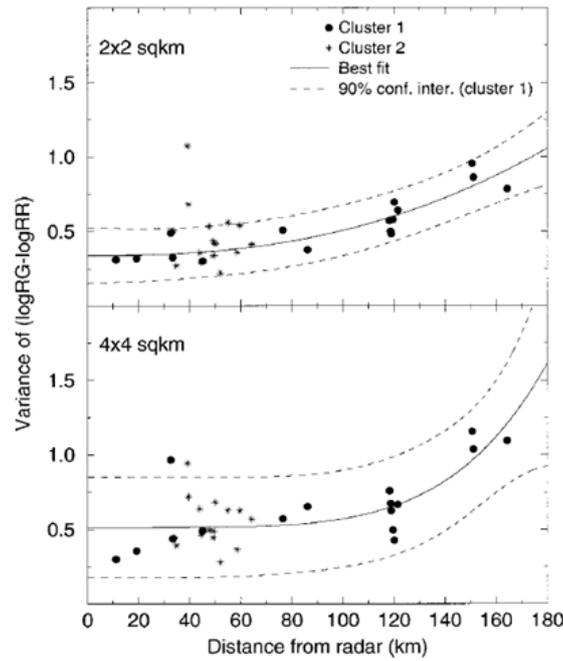


Figura 2.18: Scarto radar-pluviometro espresso dalla quantità  $\text{var}[\log \varepsilon_{GR}]$  per la griglia 2 km (in alto) e 4 km (in basso). La linea continua corrisponde alla legge di regressione e quella tratteggiata all'intervallo di confidenza. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

La valutazione della varianza (2.27) è invece rappresentata nel grafico in figura 2.19, ponendo in relazione la posizione del pluviometro all'interno del dominio radar rispetto alla varianza area-punto.

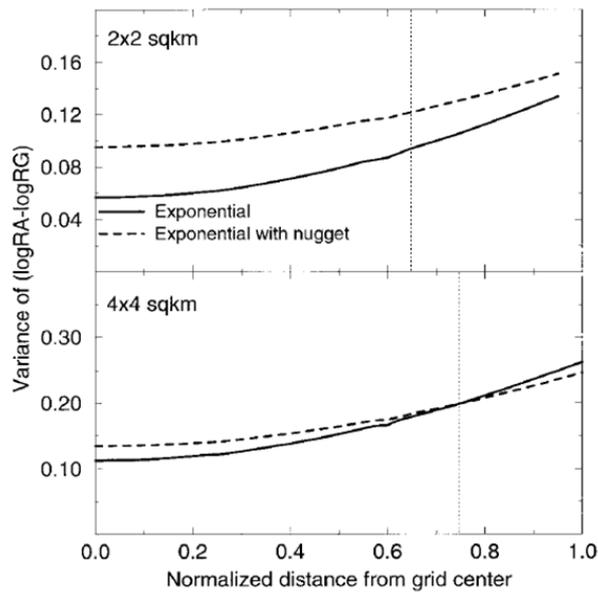


Figura 2.19: Varianza dell'errore  $\varepsilon_G$  logaritmico in funzione della distanza del pluviometro rispetto al centro del pixel. La linea verticale mostra la distanza media dei punti di locazione dei pluviometri appartenenti al primo cluster. La linea continua indica la funzione esponenziale usata per rappresentare la correlazione spaziale tra i pluviometri, mentre la linea tratteggiata indica la stessa funzione esponenziale ma con l'aggiunta di una costante (nugget) esplicitativa della rapida decorrelazione dei campi di precipitazione con la distanza. Fonte: Anagnostou et al. (1998).

## 2.2.4 Limiti del PPS e miglioramenti proposti

Studi effettuati nell'ultimo decennio hanno messo in luce alcuni aspetti dell'algoritmo PPS che peggiorano la sua stessa performance nel fornire accurate stime di precipitazione. In primo luogo, il PPS opera con un insieme di parametri predefiniti (default) che non prendono in considerazione le differenze stagionali e regionali dei regimi di pioggia; in secondo luogo, persiste una forte sottostima radar rispetto le misure osservate da pluviometro e infine, vi sono problemi di calibrazione radar che creano significative differenze di stima di precipitazione nel confronto tra misure effettuate da più sensori.

Una ricerca condotta da Anagnostou e Krajewski (1999) ha insistito su questi problemi per raggiungere una migliore accuratezza di stima radar in tempo reale attraverso lo sviluppo di un nuovo algoritmo (*Real time radar rainfall estimation*), ispirato alla struttura del PPS, ma che apporta le seguenti ulteriori modifiche:

- correzione del *beam-height* (metodo VPR) applicata ai dati grezzi di riflettività;
- costruzione in tempo reale della mappa ibrida delle riflettività classificate in base al regime di pioggia (convettiva o stratiforme);
- introduzione di differenti relazioni di conversione Z-R per distinguere gli eventi convettivi da quelli stratiformi;
- processo di calibrazione basato sul criterio della funzione obiettivo: stima dei parametri ottimali dell'algoritmo in tempo reale;
- correzione dell'errore dipendente dalla distanza dal radar;
- correzione dei fenomeni di avvezione (movimento di masse d'aria) ai prodotti finali di precipitazione tramite l'adozione di una procedura che adotta campi di velocità calcolati sulla base di un metodo di cross-correlazione. L'introduzione di questa tecnica è particolarmente significativa nei casi in cui si verificano eventi a forte carattere temporalesco, brevi e caratterizzati da correnti molto rapide, che incrementano l'errore delle osservazioni radar;
- *mean-field bias adjustment* ai prodotti finali riportati sulla griglia HRAP per correggere gli errori legati alle stime;
- *bias estimations* e le previsioni di 1 ora sono basate sul Kalman filter, che grazie alle simulazioni Monte Carlo, combina le osservazioni e i modelli considerando le incertezze legate a entrambe;
- procedura di stima dei parametri attraverso il metodo di ottimizzazione stocastico Gauss-Newton.

La performance di questo algoritmo implementato da Anagnostou e Krajewski è esaminata sulla base del set di dati forniti dal sito radar a Melbourne in Florida, considerando il periodo campione compreso tra il 3 agosto e il 30 settembre 1995. In primo luogo, i due autori hanno dimostrato la convergenza della procedura di stima dei parametri adattativi dell'algoritmo e condotto il test di sensibilità del sistema rispetto alle modifiche dei valori dei parametri. Le principali componenti dell'algoritmo formulato da Anagnostou e Krajewski sono messe a confronto con il PPS. I risultati ottenuti dalla procedura di calibrazione in tempo reale hanno dimostrato una riduzione della *RMS* del 40% rispetto al PPS e se è inclusa anche la classificazione degli eventi di pioggia la riduzione sale al 50%. Inoltre, è dimostrato che il nuovo algoritmo riduce significativamente l'errore dipendente dalla distanza radar.

In Tabella 2.9 sono riportati i parametri dell'algoritmo coinvolti nella procedura di ottimizzazione globale.

Tabella 2.9: Parametri dell'algoritmo implementato da Anagnostou e Krajewski: valori di default e ottimali. Fonte: Anagnostou et al. (1999).

Parameter	Description	Default	Optimal
$S_x$	Slope of range correction	10	45
$Z_{min}$	Lower reflectivity threshold	0	5
$Z_{max}$	Upper reflectivity threshold	50	52
$A$	Z-R relationship multiplier	200	230
$B$	Z-R relationship exponent	1.3	1.64
$b_c$	Ratio of convective/stratiform Z-R multipliers	1.0	1.24
$A_{rc}$	Convective range correction	0.0	-0.4
$A_{rs}$	Stratiform range correction multiplier	0.0	-0.5

### 3. Analisi dei prodotti

I sistemi radar italiano e statunitense sono accomunati da molti aspetti per quanto concerne l'intero processo di elaborazione delle informazioni, dalla pulitura dei dati grezzi sino alla stima dell'intensità di precipitazione. Entrambi estrapolano le informazioni dai singoli radar distribuiti sul territorio attraverso una rete funzionale efficiente, per giungere alla mosaicatura finale delle mappe di riflettività e di precipitazione e proiettarle su una griglia ad alta risoluzione (1 km x 1 km). La rete NEXRAD propone inoltre altre opzioni, come la griglia HRAP con risoluzione 4 km x 4 km, per conseguire gli obiettivi correlati alle successive applicazioni idrologiche che richiedono diverse risoluzioni delle mappe di precipitazione da inserire come input in altri modelli di elaborazione.

La gestione della rete radar NEXRAD non è centralizzata come invece avviene in Italia dove i dati grezzi provenienti dai singoli siti sono raccolti ed elaborati presso il DPC, poiché i dati sono prima elaborati singolarmente dalle stazioni e poi diffusi dal servizio NCEI; anche se per la mosaicatura gli Stati Uniti propongono due possibili approcci che verranno discussi nel paragrafo successivo.

Nel controllo qualità dei dati, l'algoritmo che opera alla base della RRN adotta una particolare tecnica che consiste nel quantificare la qualità dei dati grezzi (QI) individuando i possibili errori da cui sono affetti. In questo modo è effettuata una corretta selezione dei dati, necessaria per proseguire l'analisi mirata ad ottenere la migliore stima possibile dell'intensità di precipitazione.

Di contro, il PPS si rivela molto più articolato per il numero di parametri coinvolti di gran lunga superiore rispetto al sistema italiano, fornendo informazioni utili sulla performance dell'algoritmo stesso, oltre a renderlo flessibile alle variabili condizioni meteorologiche. Proprio tale complessità ha messo in luce alcune mancanze del PPS, inducendo molti studiosi a trovare strade alternative nel corso degli anni per apportare migliorie.

### 3.1 Opzioni di mosaicatura delle mappe radar

Una differenza sostanziale che distingue la rete statunitense da quella italiana è l'approccio adottato per la mosaicatura. Se da un lato la RRN trasmette tutte le misure radar alla catena operativa del Centro Funzionale Centrale che genera i prodotti a livello nazionale, dall'altro il sistema NEXRAD propone una duplice modalità di assemblaggio delle informazioni acquisite da ogni sensore. Allo scopo di superare alcune limitazioni che possono sorgere dall'elaborazione dei dati provenienti da un singolo radar, si possono combinare le acquisizioni da più radar. Ad esempio, nelle situazioni in cui la presenza di ostacoli orografici oscura il fascio radar a causa della sua locazione geografica, è utile la compensazione fornita da un secondo radar che ricopre, almeno in parte, il medesimo dominio spaziale del primo sensore.

Una prima importante considerazione che ne deriva è se risulta più conveniente la combinazione dei dati di riflettività di partenza o l'unione dei prodotti finali per rappresentare al meglio le precipitazioni su una data area di interesse. Dal momento che i radar WSR-88D non sono sincronizzati, la costruzione della mosaicatura dei dati di riflettività richiede tecniche di trasformazione temporale e spaziale che devono fare i conti con le differenze di calibrazione esistenti tra i sensori WSR-88D.

Se un'area è coperta da due o più radar si può procedere in due modi:

- 1) Unione dati di base di riflettività (*data-based merging*). La procedura di fusione, basata sulle scansioni di volume, esegue l'elaborazione dei dati base di riflettività applicando un algoritmo che produce mappe ogni 5 minuti per sincronizzare la scala temporale tra radar singoli e infine combina i dati su una griglia di risoluzione 2 km x 2 km. Ogni valore di riflettività è attribuito a una determinata posizione rispetto al radar; perciò, a tutte le misure è assegnata una funzione di ponderazione definita come '*steep weighting function (rapidly decreasing weight)*' che descrive i singoli contributi rispetto alla distanza dai radar disponibili. L'unione dei dati di riflettività dimostra che i valori ottenuti sono maggiormente influenzati dal radar più vicino a causa dell'uso di questa funzione di ponderazione. L'unico campo di riflettività così ottenuto è poi convertito in quantità di pioggia secondo gli step noti.

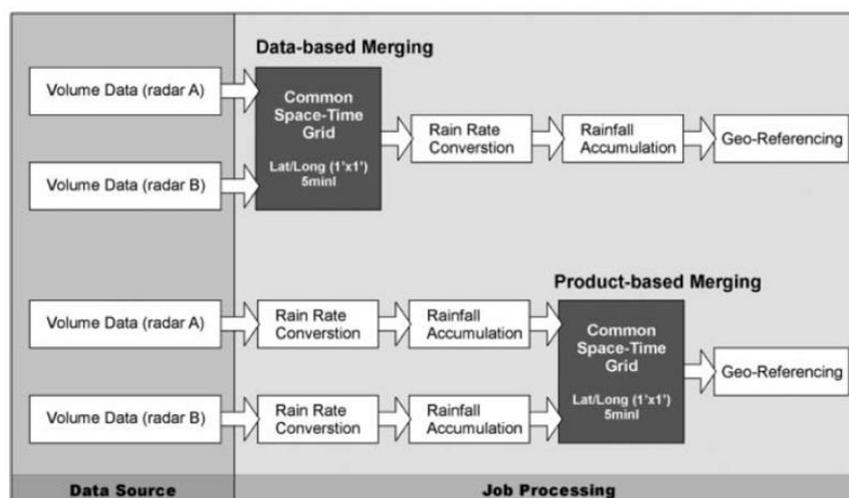


Figura 2.20: Opzioni di mosaicatura in presenza di radar multipli: data-based e product-based merging. Fonte: Seo et al. (2011).

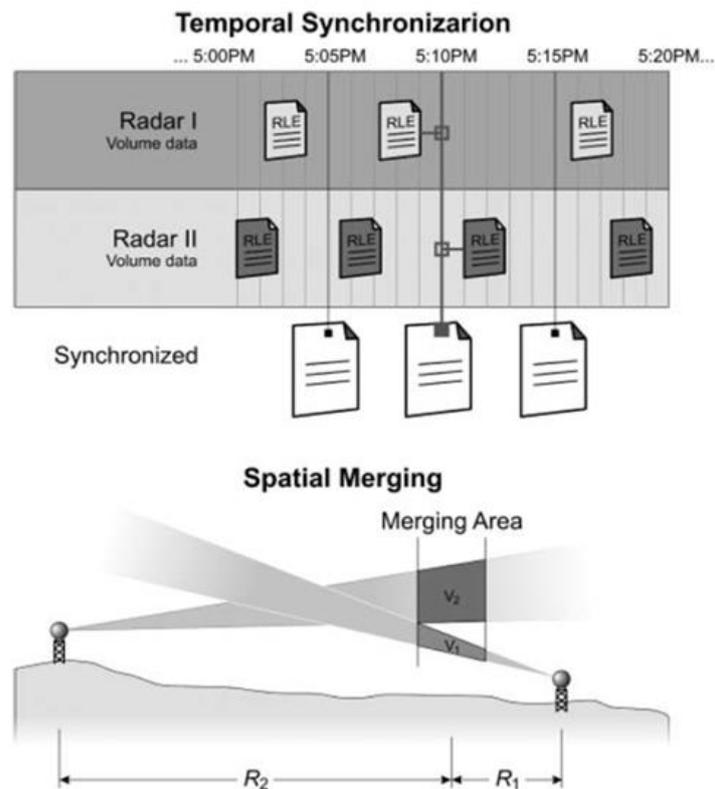


Figura 2.21: Rappresentazione schematica della sincronizzazione temporale dei radar e unione spaziale dei dati multipli. Fonte: Seo et al. (2011).

- 2) Unione prodotti ottenuti dai singoli radar (*product-based merging*). Una volta che è effettuata la fusione dei prodotti, i dati di riflettività da radar multipli sono tutti convertiti in precipitazioni cumulate usando l'algoritmo specificato dall'utente. Per tutti i radar coinvolti, si effettua il controllo qualità e l'elaborazione, conversione in precipitazione e calcolo delle cumulate. Questi prodotti sono poi convertiti su una griglia comune Lat/Long che può essere a sua volta convertita in altri formati (HRAP, SHRAP) per successive ricerche di ambito idrologico. In Figura 2.22 sono rappresentate per lo stesso evento la mappa di precipitazione costruita dal singolo radar e quella ottenuta dall'unione delle mappe per entrambi i metodi.

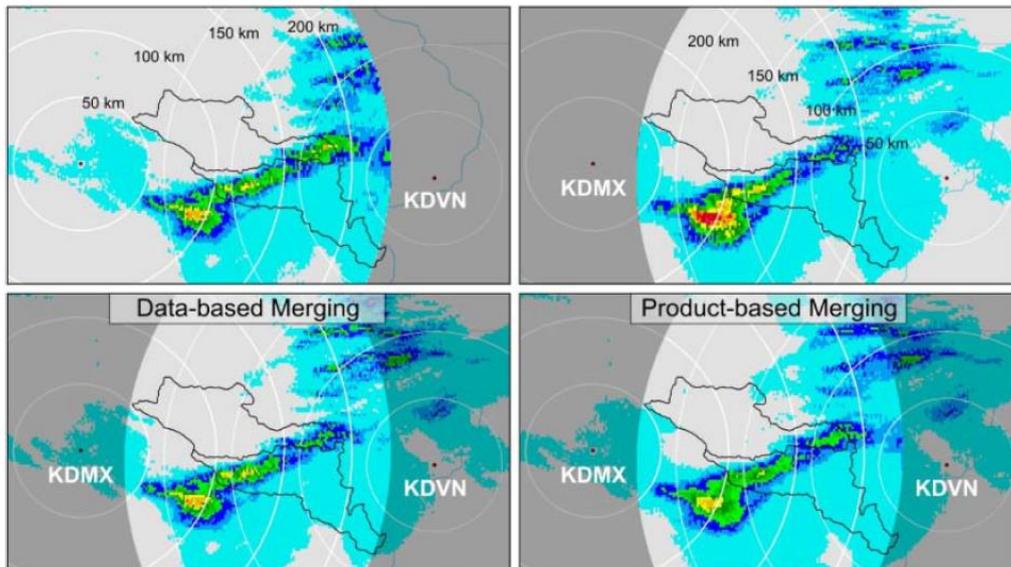


Figura 2.22: Mappa di precipitazione oraria ottenuta dai radar KDMX e KDVN singoli senza merging (sopra) e con il merging (sotto) secondo le due opzioni descritte. Fonte: Seo et al. (2011).

Il principale vantaggio del sistema NEXRAD è la ripetibilità dei risultati, poiché seguendo metodi alternativi come nel caso descritto, si otterranno gli stessi risultati. Inoltre, è un sistema modulare, ed è facile aggiungere più opzioni (per esempio, diversi algoritmi o apporre diverse correzioni). Perciò, NEXRAD ha la capacità di servire una comunità di ricerca per gli sviluppi futuri della stima delle precipitazioni da radar. Tuttavia, la sfida significativa per l'unione di dati da più radar è che i WSR-88D non sono calibrati e tutti i prodotti del NEXRAD sono solo basati su elaborazioni radar e non derivano dall'unione con altre sorgenti (pluviometri e satelliti). Qui subentra un'altra sostanziale caratteristica che distingue il sistema americano da quello della Protezione Civile italiana; se da un lato il NEXRAD prevede l'integrazione delle informazioni radar con i pluviometri in seguito alla fase di conversione dettata dalla relazione Z-R, gli SRI prodotti dal DPC sono il risultato della combinazione dei dati radar con la rete pluviometrica.

### 3.2 Risorse delle piattaforme

La piattaforma della rete radar offre la consultazione dei prodotti realizzati dai processi di elaborazione descritti nelle sezioni precedenti.

Entrambi i sistemi mettono a disposizione del pubblico tali risorse online, da cui è possibile, in primo luogo, visualizzare la copertura della rete radar su tutto il territorio (RRN in Figura 2.23 e NEXRAD in Figura 2.25).

Il sistema NEXRAD si rileva molto più completo per quanto riguarda la disponibilità dei prodotti sulla piattaforma rispetto al numero limitato di mappe fornite dalla RRN, ma anche per la reperibilità della serie storica dei dati di piogge registrati sul territorio. Infatti, se da un lato la piattaforma italiana gestita dal DPC fornisce solo mappe di riflettività e precipitazione degli ultimi sette giorni, il servizio statunitense NCEI offre un set molto più ampio di dati consultabili.

Sono di seguito riportate alcune schermate rappresentative di entrambe le piattaforme per mettere in luce le principali caratteristiche.

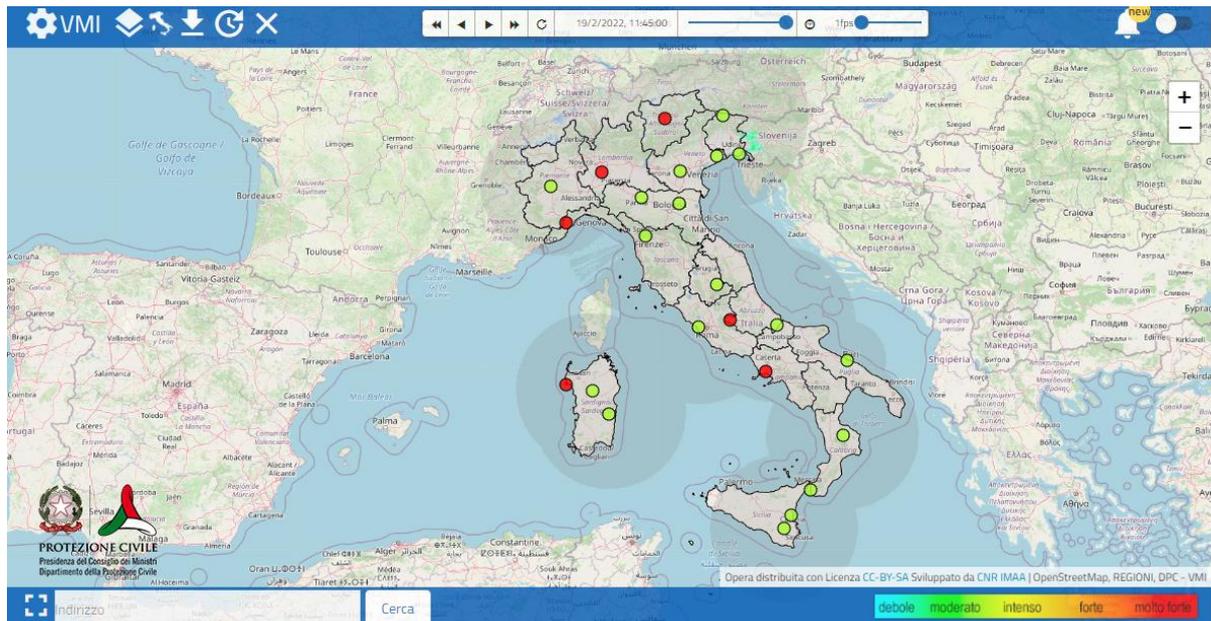


Figura 2.23: Schermata principale della piattaforma online Radar-DPC.

In Figura 2.24 è visibile un esempio di finestra di download del servizio online Radar-DPC per ottenere i prodotti VMI, SRI e le cumulate corrispondenti agli intervalli temporali di 1 h, 3 h, 6 h, 12 h, 24 h e la temperatura. È possibile impostare la data e l'ora desiderata per scaricare solo le mappe disponibili dell'ultima settimana, aggiornate ogni 5 minuti.



Figura 2.24: Prodotti scaricabili per l'istante temporale desiderato. Fonte: Piattaforma online Radar-DPC.

Le mappe della rete NEXRAD sono molto più ricche di contenuti, come lo dimostra l'immagine sottostante che riporta la schermata principale della piattaforma statunitense. Sulla sinistra sono elencati tutti i layers visualizzabili: oltre la copertura della rete radar, le mappe delle scansioni volumetriche VCP 12 a tre diverse elevazioni dal suolo (3000 ft, 6000 ft, 10000 ft sul livello del mare). Come per il servizio Radar-DPC, anche in questo caso è permessa la consultazione interattiva delle mappe di riflettività, aggiornate ogni 5 minuti, disponibili dal 1995 ad oggi. Quindi è possibile impostare la data e l'ora desiderata su un arco temporale molto più esteso. Di grande rilevanza sono i layers 'NEXRAD Level II' e 'NEXRAD Level III' che permettono l'accesso ai prodotti dei suddetti livelli ampiamente descritti nel capitolo dedicato al sistema radar statunitense e non solo, cliccando sulle singole stazioni visibili sulla mappa si accede a una seconda finestra che riporta tutti i dettagli relativi alla posizione geografica (latitudine, longitudine, quota) e al periodo di attività del radar selezionato. Inoltre, la sezione '*Station Data Inventory, Access & History*' presente sulla medesima finestra, contiene per ogni sensore i prodotti elaborati (Figura 2.26) di precipitazione e riflettività, ma anche di velocità, tipo idrometeore e altri elencati sulla sinistra, partendo dai dati base misurati per tutto il periodo di attività.

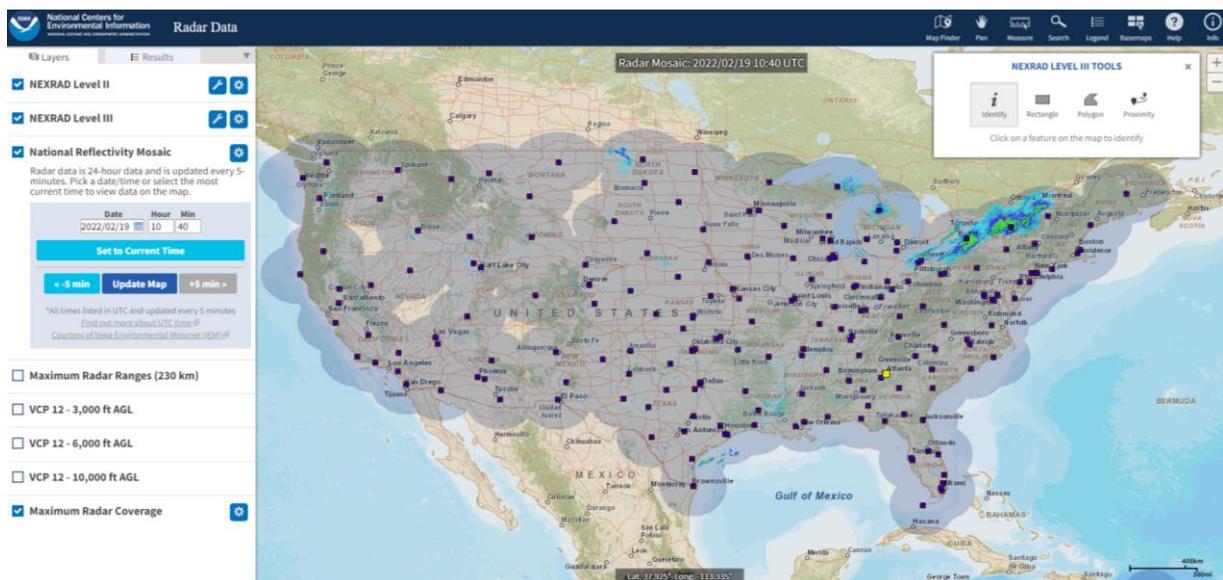


Figura 2.25: Schermata principale della piattaforma online del sistema NEXRAD.

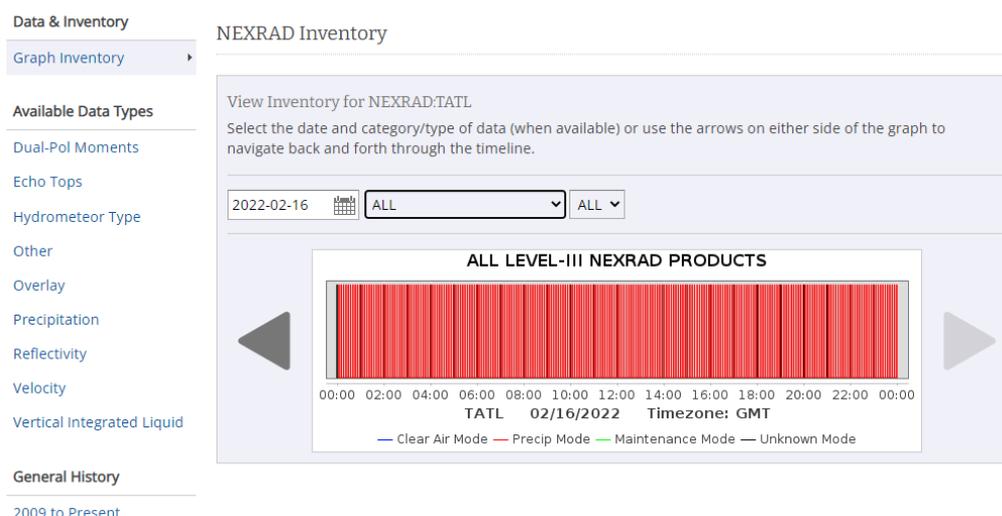


Figura 2.26: Prodotti visualizzabili in corrispondenza delle singole stazioni radar. Fonte: Piattaforma online NEXRAD.

### 3.3 Confronto tra i sistemi Italia e Usa

Gli aspetti rilevanti emersi dal confronto tra i sistemi radar italiano e statunitense, i punti di forza e gli svantaggi, sono riassunti sinteticamente in Tabella 3.1.

Tabella 3.1: Tabella di confronto delle procedure di elaborazione attuate in Italia e negli USA.

	<b>RRN (ITALIA)</b>	<b>NEXRAD (USA)</b>
<b>INSTALLAZIONI RADAR</b>	23 a singola e doppia polarizzazione (banda C e banda X)	160 a doppia polarizzazione WSR-88D (banda S)
<b>GESTIONE DELLA RETE</b>	9 enti (tra cui il DPC) connessi al CFC	NOAA, NWS, FAA e altri organismi (Dipartimento della Difesa e del Commercio)
<b>PIATTAFORMA E ACCESSO DATI</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Mappe degli ultimi 7 giorni (visualizzabili)</li> <li>- Mappe dei prodotti (SRI e VMI) scaricabili</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Archivio mappe dal 1995 (visualizzabili)</li> <li>- Dettagli delle singole stazioni</li> <li>- Dati di livello II e III</li> </ul>
<b>ALGORITMO</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Procedura relativamente simile al PPS (trattamento dati grezzi, stima R, integrazione con dati pluviometrici, mosaicatura)</li> <li>- Relazione Z-R: M&amp;P</li> <li>- Elaborazione e mosaicatura dati base provenienti dai singoli radar per creare</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- PPS articolato in 5 steps</li> <li>- Calibrazione</li> <li>- Parametri adattabili</li> <li>- Valutazione delle prestazioni attraverso un processo di ottimizzazione globale</li> <li>- Approccio probabilistico</li> <li>- Relazione Z-R: M&amp;P, NEXRAD, TROPICAL</li> </ul>

	un'unica mappa a scala nazionale	- Elaborazione e mosaicatura dati base provenienti dai singoli radar oppure unione dei prodotti finali
<b>PRE-ELABORAZIONE</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Trattamento dei dati grezzi: valori soglia, ground clutter, blocco del raggio e attenuazione, VPR e propagazione anomala del segnale</li> <li>- Valutazione quantitativa degli errori tramite punteggi di qualità QI</li> <li>- Ulteriore correzione SRI (matrice qualità)</li> </ul>	Trattamento dati grezzi: valori soglia, ground clutter, hybrid scan, blocco del raggio e attenuazione, VPR e propagazione anomala del segnale
<b>PRODOTTI</b>	Mappe (riflettività, precipitazione) orarie e cumulate con risoluzione 1 km x 1 km	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Mappe (riflettività, precipitazione) orarie e cumulate con risoluzione 1 km x 1 km</li> <li>-Sviluppo griglia polare HRAP (4 km x 4 km)</li> </ul>
<b>CONFRONTO CON I DATI OSSERVATI</b>	Rapporto tra valori stimati (radar) e osservati (pluviometro)	Rapporto tra valori stimati (radar) e osservati (pluviometro)
<b>CONTROLLO QUALITÀ STIMA E CORREZIONE ERRORE RADAR</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Principali indicatori: BIAS, RMS, <math>R^2</math>, CC</li> <li>-Introduzione del fattore AF</li> <li>-Tecniche di interpolazione spaziale (es. GRISO) per migliorare la stima del campo di pioggia</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Principali indicatori: BIAS, RMS, <math>R^2</math>, CC</li> <li>- Riduzione del RMS tramite l'individuazione di valori ottimali dei parametri del PPS</li> <li>- Sviluppo di metodi statistici per ridurre l'errore delle stime radar</li> </ul>

## 4. Evento pluviometrico di ottobre 2019 in Piemonte

Questa sezione è dedicata all'analisi dell'evento pluviometrico che ha colpito il territorio del Basso Alessandrino in Piemonte nell'ottobre 2019, con particolare attenzione rivolta al confronto tra i valori di pioggia misurati dalla rete pluviometrica e i valori risultanti dalla stima delle precipitazioni radar allo scopo di valutare la qualità della stima stessa. Per il caso in esame è stata applicata la tecnica adattativa nel tempo e nello spazio (ATS) proposta da Libertino et al. (2015) che ottimizza la metodologia implementata da Alfieri et al. (2010) integrandola con i risultati ottenuti dal progetto FLORA (2012)<sup>5</sup>. Dell'intera rete pluviometrica gestita da ARPA Piemonte, sono state individuate 248 stazioni all'interno di una zona accettabile (Figura 4.1) escludendo le aree montuose che interferiscono con il fascio radar provocando una conseguente sottostima delle precipitazioni. La delimitazione di quest'area è stata definita attraverso una valutazione degli errori relativi sulla base di diversi descrittori: distanza dal radar, altezza del raggio alla minima elevazione e quota del terreno.

Riguardo i dati provenienti dalla RRN, sono stati utilizzati i valori di pioggia sotto forma di SRI forniti dai Centri Funzionali del Dipartimento della Protezione Civile e disponibili ogni dieci minuti. La copertura radar sulla regione Piemonte è data dalla sovrapposizione del raggio di due stazioni: Bric della Croce (TO) e Monte Settepani (SV). Per gli obiettivi dell'analisi, i prodotti SRI sono stati convertiti in dati di riflettività  $Z$  applicando la formula di Marshall e Palmer e a loro volta espressi in decibel ( $Z=10\log_{10}Z$ ). Congiuntamente alle informazioni radar, nel modello sono inseriti come dati di input le misure di pioggia rilevate dalle stazioni pluviometriche ogni dieci minuti.

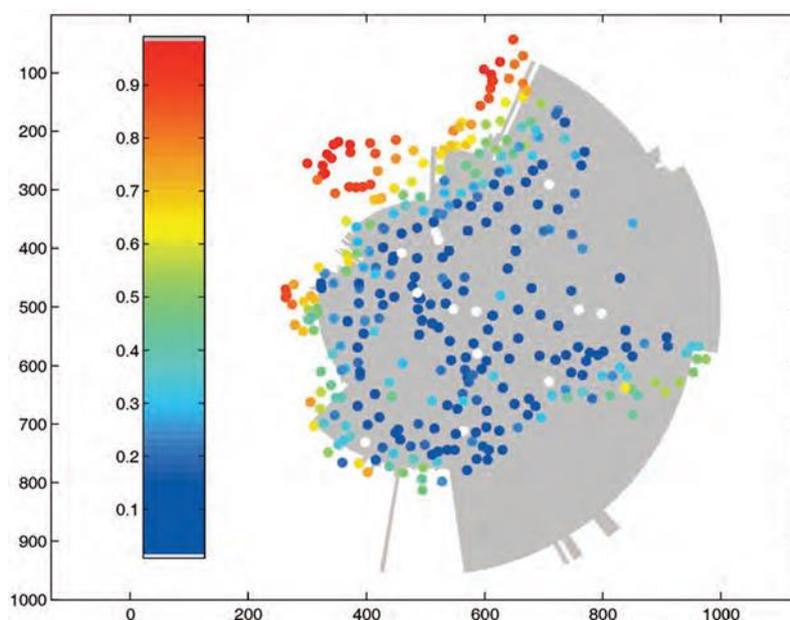


Figura 4.1: Zona di accettazione individuata in FLORA con errori relativi (di stazione) Fonte: Report conclusivo del progetto FLORA, AAVV, 2012, pag 47.

<sup>5</sup> FLORA (Flood estimation in complex Orographic area for Risk mitigation in Alpine space) nasce da una cooperazione transfrontaliera promossa da Arpa Piemonte in partenariato con Arpa Lombardia e con il Canton Ticino con lo scopo di prevedere e ridurre il rischio idrogeologico in territori alpini. In questo studio, la relazione Z-R è ricalibrata utilizzando una base ampia di dati, comprendente eventi di precipitazione intensa, convettiva o stratiforme verificatisi negli anni tra il 2003 e il 2008 per il solo territorio piemontese.

Per l'applicazione dell'ATS, si individua un dominio spaziale di venti pluviometri prossimi al punto considerato e un dominio temporale dato da una finestra di calibrazione, che agisce nel tempo reale, in cui per ogni istante  $t_i$  si ha un intervallo di ampiezza  $[t_{i-1-d}; t_{i-1}]$  ove  $d$  è pari a un'ora. Dopo aver definito i domini per la calibrazione dei coefficienti  $a$  e  $b$ , si considerano per le venti stazioni e per ogni istante  $t_i$  le coppie di dati radar-pluviometro per cui il valore di precipitazione è diverso da zero e la riflettività sia superiore a un valore soglia, che non è fissa ma è anch'essa calibrata per ogni  $t_i$ . In primo luogo, si effettua una stima mediante una relazione di bulk-adjustment ( $\log Z = \log \hat{a} + \hat{b} \log R$ ) per ottenere i valori  $a$  e  $b$  di primo tentativo, pari a quelli proposti dal FLORA ( $a=40.56$ ,  $b= 2.47$ ). Si procede, nei successivi  $t_i$ , con la calibrazione delle coppie dei valori caratteristici considerando tutte le coppie di dati validi di precipitazione e riflettività, ricadenti in una finestra temporale di durata  $d$ . La definizione dei coefficienti  $a$  e  $b$ , che avviene traslando la finestra temporale, è effettuata in corrispondenza di ogni stazione, minimizzando lo scarto quadratico tra i valori osservati e i valori stimati.

Infine, tramite una procedura di cross-validazione, è verificata la bontà dei valori  $a$  e  $b$  individuati, escludendo un pluviometro alla volta dalla valutazione dei coefficienti della Z-R, e successivamente, comparando il valore stimato con la precipitazione effettivamente misurata nella realtà dal pluviometro escluso inizialmente. Nel caso in cui la stima non risulti robusta, si ricorre alla relazione di bulk adjustment.

Da questa procedura descritta, si ottengono i parametri  $a$  e  $b$  ottimizzati in corrispondenza di ogni stazione per ogni ora da cui è possibile risalire ai valori orari di precipitazione su 24 ore.

## 4.1 Descrizione dell'evento

Nei giorni dal 19 al 24 ottobre 2019 il Piemonte è stato interessato da intense correnti umide sciroccali associate ad una perturbazione atlantica centrata sulla Spagna, che hanno apportato maltempo con precipitazioni rilevanti dapprima sulla fascia orientale della regione e, successivamente, su quella occidentale. In tutto il territorio si sono verificate situazioni di criticità e in particolare nell'Alessandrino, dove il pluviometro sito a Gavi ha registrato 432.2 mm di pioggia in 12 ore e 480 mm in 24 ore, raggiungendo i primati assoluti per le stazioni da terra della rete ARPA Piemonte.

È possibile descrivere l'evoluzione dell'evento in due fasi distinte:

- La prima fase, dal 19 al 21 ottobre, è stata caratterizzata da precipitazioni convettive incluse in una perturbazione a scala sinottica quasi stazionaria. A partire da sabato 19, una vasta area depressionaria centrata sulle isole Britanniche ha iniziato a convogliare da sudovest masse di aria umida di scirocco su tutto il nord ovest italiano, causando precipitazioni diffuse sulla fascia montana e pedemontana Piemontese e sulle pianure orientali al confine con la Lombardia. Le precipitazioni registrate tra le giornate 19 e 20 ottobre, sono state molto forti nel nord dalla regione tra le province di Biella, Vercelli e Verbania, ma hanno mantenuto carattere prevalentemente avvevivo. Anche nella parte meridionale della regione, ovvero sullo spartiacque tra Liguria e Piemonte, si sono osservate precipitazioni localmente intense a carattere di rovescio temporalesco, con picchi eccezionali per la stagione.

- La seconda fase, dal 22 al 24 ottobre, ha visto prevalere una forte convergenza dei flussi umidi nei bassi strati e la loro interazione con l'orografia. Nel pomeriggio del giorno 22 si è assistito a un'attenuazione della ventilazione nei bassi strati e a un generale, temporaneo, esaurimento dei fenomeni. Successivamente, la perturbazione proveniente dalla Spagna si è avvicinata a est, verso il mar Ligure provocando uno scontro tra masse d'aria a temperature differenti, ossia tra aria più calda e umida proveniente da sud e aria più fresca dai quadranti occidentali. La struttura ciclonica così generata ha innescato precipitazioni estese su tutta la regione, dapprima deboli nel primo pomeriggio del giorno 23, sino a intensificarsi in tarda serata. L'intera struttura è traslata velocemente verso est nel corso della notte fino a esaurirsi del tutto nella giornata seguente, andando a interessare anche le zone orientali al confine con la Lombardia con piogge sempre più sparse sul settore occidentale.

## 4.2 Giorno 21 ottobre

Il culmine dell'evento in esame è possibile identificarlo nel pomeriggio di lunedì 21 ottobre, quando, nei pressi del Golfo Ligure, si è generato un sistema temporalesco, autorigenerante, stazionario, caratterizzato da precipitazioni convettive di rara violenza.

Nel corso della giornata si sono formati nella zona di confine tra la regione a bassa pressione proveniente dalla Penisola Iberica e l'alta pressione presente sul Mediterraneo centrale, due particolari strutture convettive che hanno interessato le zone piemontesi al confine con la Liguria, mentre il flusso umido principale ha continuato a persistere sul nord della regione e sulle zone montane e pedemontane occidentali. Nelle prime ore dell'alba ha fatto la sua comparsa la prima struttura convettiva, ossia il MCS (*Mesoscale Convective System*) sul tratto di mare di fronte a Marsiglia e in seguito transitato verso il Savonese e quindi su Astigiano ed Alessandrino, per poi trasferirsi in Lombardia ed esaurirsi successivamente sull'arco alpino centro-orientale. Dopo questo primo episodio di natura convettiva, nella mattinata di lunedì le precipitazioni si sono mantenute per lo più a carattere avvertivo, diffuse e sempre persistenti, ma con quantitativi forti solo nelle zone settentrionali. Ecco che nel pomeriggio si è generata sul Golfo di Genova la seconda struttura temporalesca caratterizzata da precipitazioni avvertive e molto intense, il *V-shaped thunderstorm* (temporale a V) in prossimità del confine tra la bassa pressione presente ad ovest e il blocco di alta pressione a est del Piemonte.

In serata, si sono verificati fenomeni a carattere temporalesco in tutto il basso Alessandrino; con valori eccezionali e anomali di precipitazione che hanno interessato le zone della Val d'Orba, Ovadese e Tortonese per tutto il lunedì pomeriggio. Solo nelle ore prima dell'alba di martedì 22 ottobre, il sistema convettivo è arretrato verso il Savonese per poi esaurirsi velocemente, mentre il flusso umido principale si è mantenuto sul settore sudoccidentale con precipitazioni sempre più deboli.

Le immagini del radar meteorologico (Figura 4.2) mostrano come il sistema convettivo V-shaped si sia formato sul Golfo Ligure verso le 12:00 UTC e si sia quindi spostato molto velocemente all'interno dell'imbuto verso l'entroterra Ligure, tra Rossiglione e Gavi, crescendo ulteriormente grazie all'effetto orografico dei primi rilievi appenninici e rimanendo quasi-stazionario in quell'area per circa 12 ore.

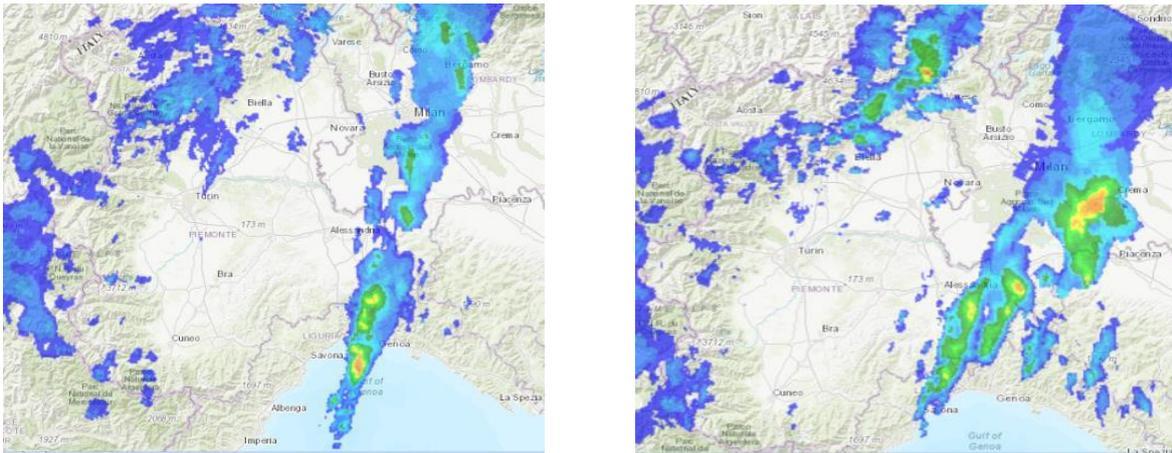


Figura 4.2: Intensità di pioggia istantanea stimata da radar meteorologico del giorno 21/10/2019 ore 12:00 UTC (sinistra) e ore 18:00 UTC (destra). In verde sono indicate le piogge tra i 10 e i 30 mm/h e in arancione quelle tra i 30 e i 60 mm/h. Fonte: Arpa Piemonte.

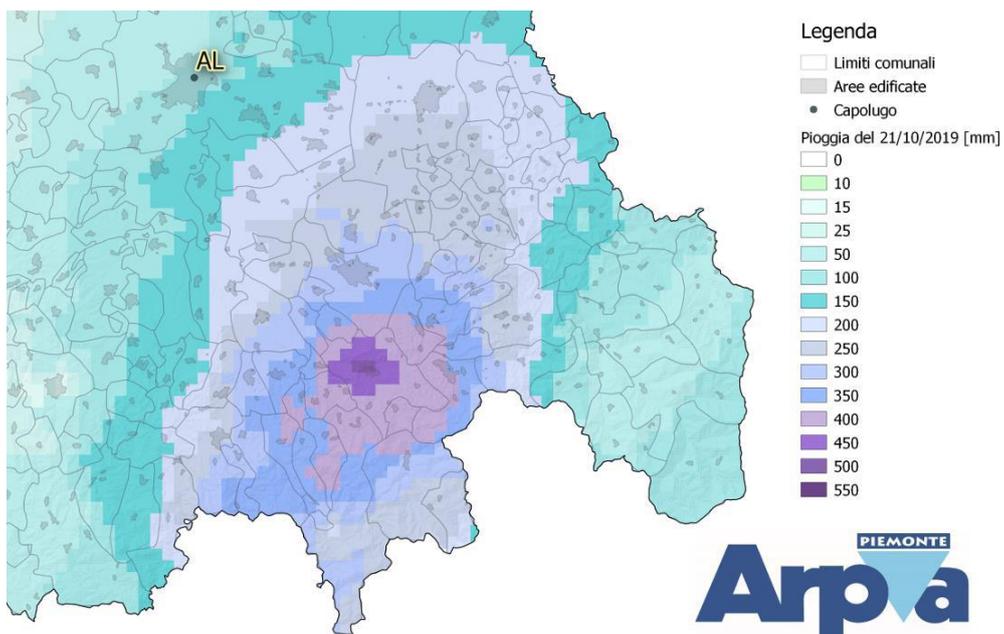


Figura 4.3: Pioggia cumulata in 24 ore del giorno 21/10/2019. Dettaglio dell'Alessandrino Fonte: Arpa Piemonte.

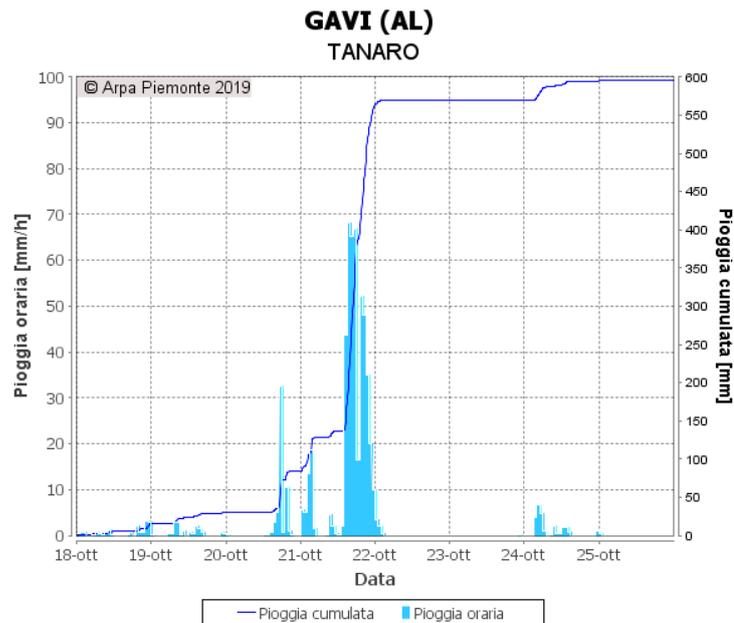


Figura 4.4: letogramma della stazione Gavi. Si noti come nella seconda metà del giorno 21/10/2019 si siano registrati i valori più alti di pioggia Fonte: Arpa Piemonte.

#### 4.2.1 Confronto tra valori di precipitazione osservati e stimati

Il metodo di stima ATS ha permesso di definire in corrispondenza delle 248 stazioni i valori dei coefficienti  $a$  e  $b$  e le piogge orarie dedotte dall'iter procedurale delle misure radar. Tuttavia, nell'analisi sono state escluse nove stazioni che hanno fornito valori di pioggia non accettabili, riducendo il numero dei pluviometri a 239.

Avendo a disposizione i dati puntuali dei valori orari misurati e stimati per tutte le stazioni su 24 ore, sono state calcolate le cumulate giornaliere del 21 ottobre e redatte le mappe raffiguranti i campi di precipitazione derivanti dai rispettivi strumenti (Figura 4.5) attraverso la tecnica di interpolazione delle distanze inverse pesate (IDW).

Da una prima osservazione, si può facilmente dedurre come la distribuzione della pioggia ricavata dai valori stimati con il metodo ATS sia molto simile a quella derivante dai valori registrati dai singoli pluviometri: ciò fornisce una prima informazione sulla buona qualità della stima, che verrà meglio approfondita nel paragrafo successivo con l'analisi degli errori.

In Figura 4.6 è rappresentata invece la mappa di pioggia ricostruita considerando le cumulate sulle sei ore pomeridiane del giorno 21 (dalle 15:00 alle ore 20:00), quando l'evento si è manifestato con una certa entità. Nella zona circostante Gavi si sviluppa l'apice della perturbazione a tal punto che si registrano i valori più alti di pioggia rispetto al resto della regione, superando addirittura la metà delle cumulate totali del giorno 21.

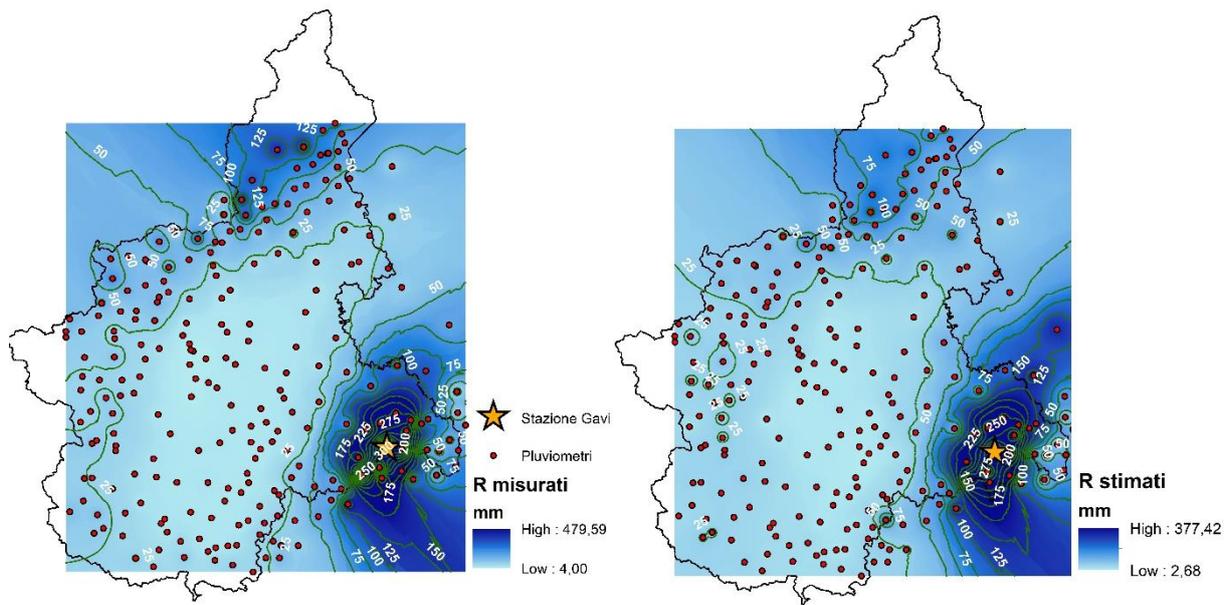


Figura 4.5: Distribuzioni areali dei campi di pioggia ottenuti dall'interpolazione dei valori puntuali osservati e stimati delle cumulate su 24 ore del 21/10/2019.

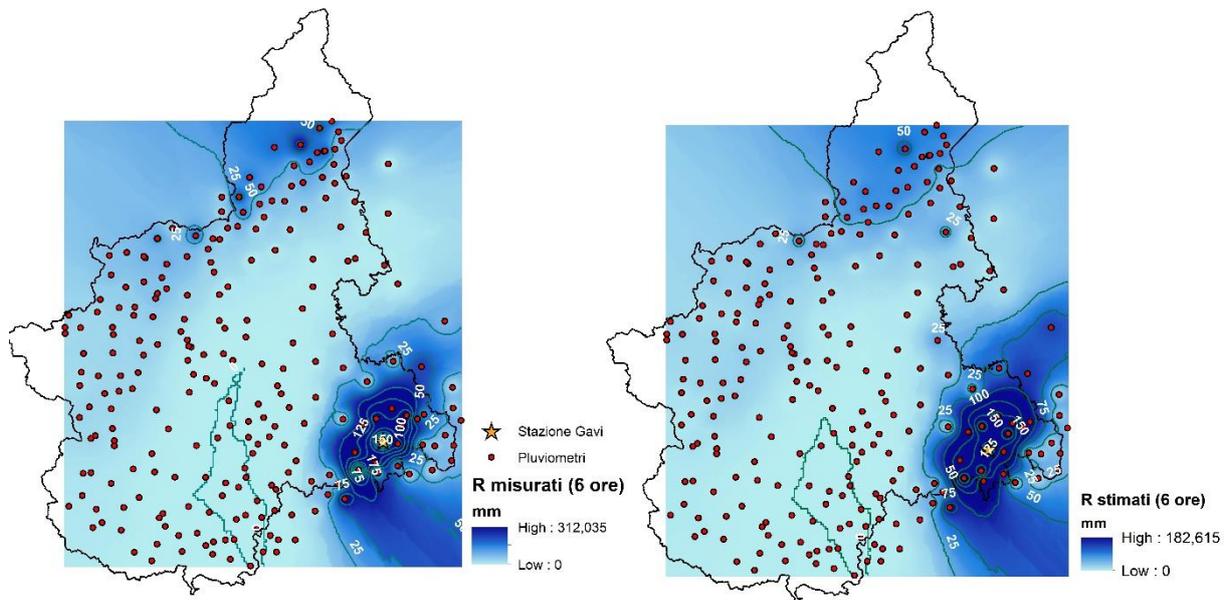


Figura 4.6: Distribuzioni areali dei campi di pioggia ottenuti dall'interpolazione dei valori puntuali osservati e stimati delle cumulate su 6 ore del 21/10/2019 dalle 15:00 alle 20:00.

Per un confronto più dettagliato tra le precipitazioni osservate e stimate, sono stati prodotti gli scatter plot sia per i valori orari che per quelli cumulati, dapprima sulle 24 ore del giorno 21 e in seguito restringendo la finestra temporale sulle ore pomeridiane dalle 15:00 alle 20:00.

Dai grafici emerge una caratteristica importante circa la distorsione, o meglio lo scostamento delle stime dai valori misurati per tutte le stazioni pluviometriche. Esprimendo tale quantità

come la differenza tra i valori osservati e quelli stimati e prendendo come riferimento la bisettrice, si possono distinguere due diverse casistiche:

- $R_{osservate} - R_{stimate} > 0$  : sottostima dei valori di precipitazione da parte del radar (punti al di sotto della bisettrice);
- $R_{osservate} - R_{stimate} < 0$  : sovrastima dei valori di precipitazione da parte del radar (punti al di sopra della bisettrice).

Individuando le coppie di valori tali per cui i punti superino o no la bisettrice, è possibile calcolare l'indice di stima  $I$  riportato nel grafico, definito come:

$$I = \frac{n^{\circ} \text{sovrastime}}{n^{\circ} \text{sottostime}} \quad (4.1)$$

Data la serie dei valori osservati e stimati considerati, è inoltre calcolato l'indice di correlazione  $R^2$  (2.11) che costituisce un altro importante indicatore per valutare la bontà della stima; infatti se questo coefficiente è prossimo a 1 vuol dire che l'ATS ha prodotto stime accurate, e lo si può dedurre dai grafici riportati.

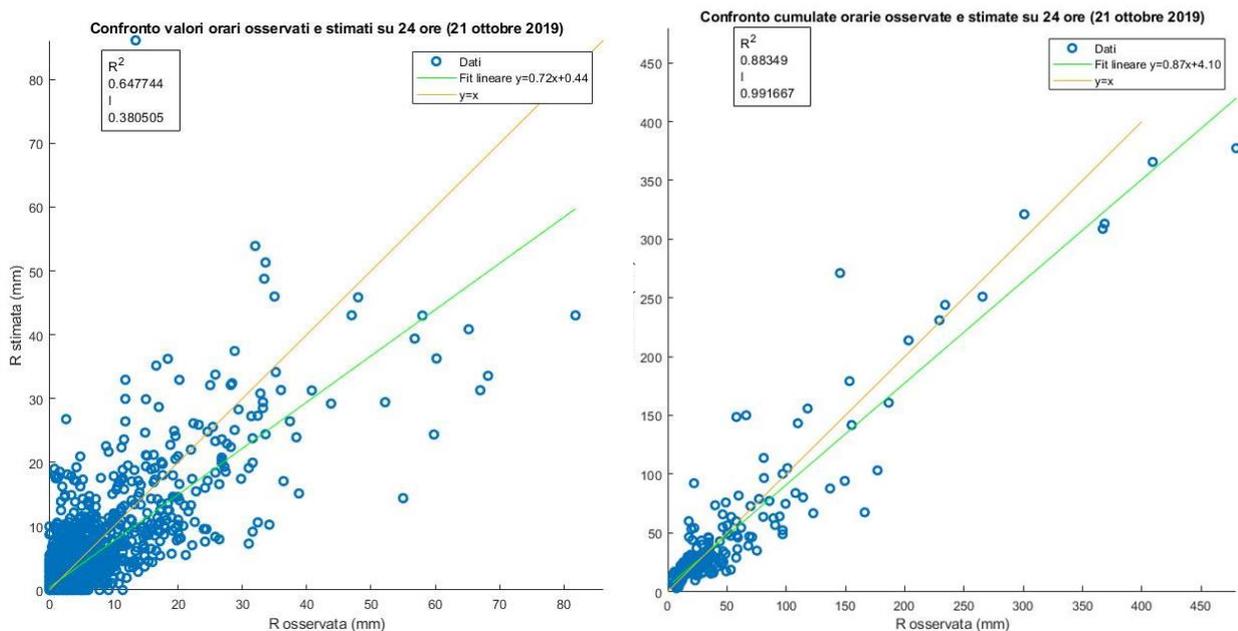


Figura 4.7: Confronto valori orari (sinistra) e cumulati su 24 ore (destra) del 21/10/2019.

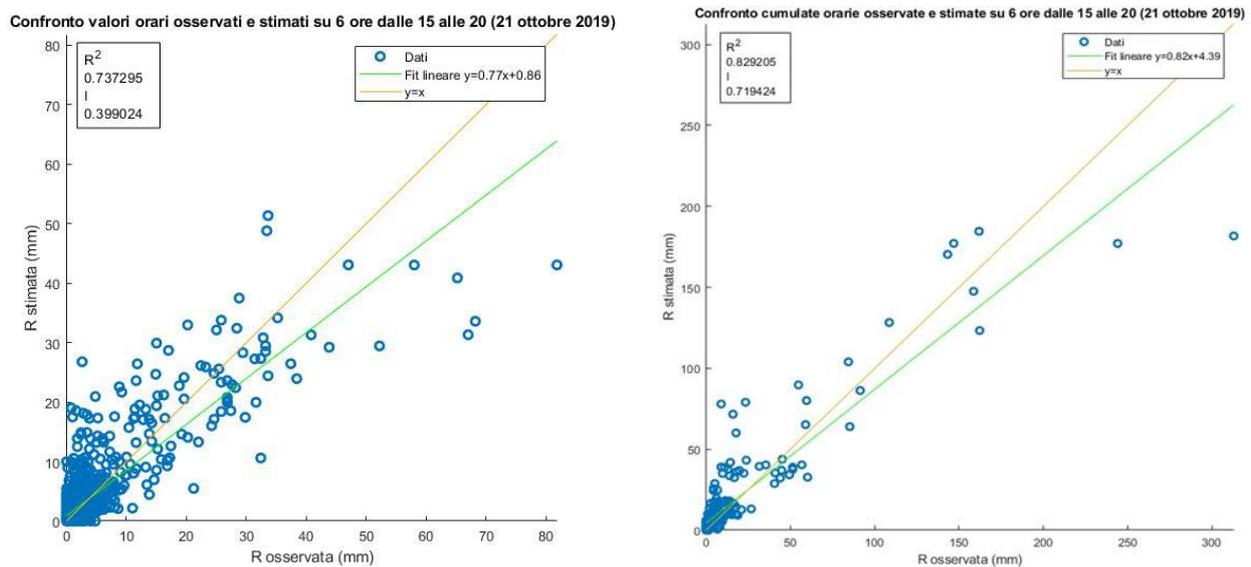


Figura 4.8: Confronto valori orari (sinistra) e cumulati su 6 ore (destra) del 21/10/2019.

#### 4.2.2 Analisi degli errori di stima

I valori ottenuti dal confronto tra le precipitazioni osservate e stimate hanno permesso di valutare per quali stazioni sono emersi indici di scarto significativi, ossia di notevole sovrastima o sottostima. In figura sono indicate le stazioni per cui è stata svolta l'analisi degli errori, basata su due indici di seguito definiti:

$$\varepsilon_{\text{ass}} = R - R^* \quad (4.2)$$

$$\varepsilon_{\text{rel}} = \frac{\varepsilon_{\text{ass}}}{R} \quad (4.3)$$

dove:  $R$  cumulate orarie osservate (mm)

$R^*$  cumulate orarie stimate (mm)

$\varepsilon_{\text{ass}}$  distorsione assoluta (mm)

$\varepsilon_{\text{rel}}$  distorsione relativa (-)

La stima sarà tanto migliore quanto più l'indice  $\varepsilon_{\text{rel}}$  si avvicinerà a zero, vi sarà invece una sottostima per valori tra 0 e 1 e una sovrastima se minore di zero.

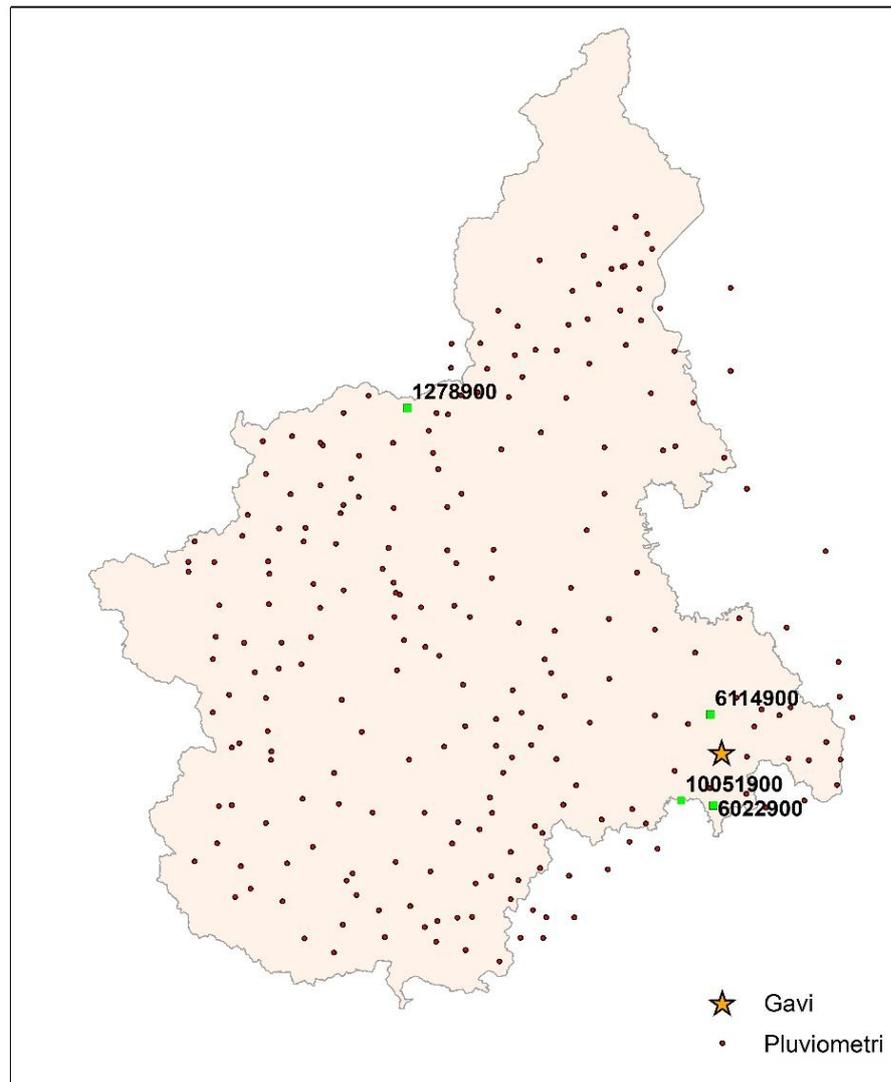


Figura 4.9: Stazioni pluviometriche prese in esame per l'analisi della distorsione.

Tra le stazioni che hanno restituito valori di distorsione assoluta troppo ampia, sono stati selezionati i quattro pluviometri indicati per la loro particolare collocazione spaziale (vedasi mappa in Figura 4.9). Il più a nord (codice 1278900) è in prossimità dei rilievi montuosi; dunque, il segnale radar non ha rilevato correttamente le informazioni in corrispondenza di tale zona a causa dell'effetto del *beam-blockage*, producendo una sottostima dei valori di pioggia come si può osservare dai risultati riportati in Tabella 4.2. Le altre tre stazioni situate nell'area circostante a Gavi hanno restituito anch'esse distorsioni non trascurabili dal momento che nella zona del Basso Alessandrino le precipitazioni si sono manifestate con una certa violenza, arrecando disturbi nella scansione atmosferica da parte del sensore radar che hanno avuto a loro volta ripercussioni nei calcoli dell'ATS.

Tabella 4.1: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni 6114900 e 6022900 (valori orari su 24 ore del giorno 21/10/2019).

Stazione 6114900				Stazione 6022900			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
7,40	8,55	-1,15	-0,16	2,40	3,30	-0,90	-0,37
11,40	7,32	4,08	0,36	6,00	10,06	-4,06	-0,68
31,60	9,14	22,46	0,71	0,20	0,00	0,20	1,00
17,20	7,66	9,54	0,55	22,80	15,46	7,34	0,32
2,20	5,20	-3,00	-1,37	0,60	0,00	0,60	1,00
0,20	0,00	0,20	1,00	0,00	0,00	0,00	-
0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-
0,00	0,00	0,00	-	0,20	0,00	0,20	1,00
1,80	6,30	-4,50	-2,50	1,00	0,00	1,00	1,00
8,00	9,26	-1,26	-0,16	3,00	5,96	-2,96	-0,99
7,80	7,49	0,31	0,04	3,80	2,15	1,65	0,43
0,00	0,00	0,00	-	1,00	7,22	-6,22	-6,22
0,00	0,51	-0,51	-	4,40	5,27	-0,87	-0,20
0,40	1,85	-1,45	-3,63	22,00	21,99	0,01	0,00
8,80	22,56	-13,76	-1,56	2,60	10,21	-7,61	-2,93
28,80	37,46	-8,66	-0,30	1,20	10,54	-9,34	-7,79
13,20	18,80	-5,60	-0,42	0,80	18,99	-18,19	-22,74
20,20	32,95	-12,75	-0,63	1,00	17,49	-16,49	-16,49
40,80	31,28	9,52	0,23	0,00	2,83	-2,83	-
31,40	27,25	4,15	0,13	3,40	17,85	-14,45	-4,25
2,00	4,07	-2,07	-1,03	11,80	32,95	-21,15	-1,79
0,20	1,81	-1,61	-8,04	16,60	35,17	-18,57	-1,12
0,20	0,10	0,10	0,49	18,40	36,23	-17,83	-0,97
0,40	4,42	-4,02	-10,06	22,20	17,42	4,78	0,22

Tabella 4.2: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni 1278900 e 10051900 (valori orari su 24 ore del giorno 21/10/2019).

Stazione 1278900				Stazione 10051900			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
6,80	5,54	1,26	0,18	14,60	7,10	7,50	0,51
10,60	4,50	6,10	0,58	12,60	11,11	1,49	0,12
5,80	4,14	1,66	0,29	4,80	3,62	1,18	0,25
0,60	1,82	-1,22	-2,04	14,00	15,26	-1,26	-0,09
0,00	0,00	0,00	-	0,60	0,00	0,60	1,00
0,60	0,87	-0,27	-0,45	0,00	0,00	0,00	-
0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-
0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-
3,00	0,59	2,41	0,80	12,20	8,85	3,35	0,27
2,80	0,83	1,97	0,70	19,20	9,28	9,92	0,52
7,00	0,94	6,06	0,87	8,40	1,91	6,49	0,77
5,80	2,21	3,59	0,62	0,80	0,00	0,80	1,00
2,40	1,47	0,93	0,39	0,60	1,48	-0,88	-1,46
3,20	1,33	1,87	0,58	0,80	17,95	-17,15	-21,44
11,00	2,17	8,83	0,80	58,00	43,02	14,98	0,26
10,60	9,56	1,04	0,10	81,80	43,04	38,76	0,47
11,60	8,80	2,80	0,24	21,20	5,48	15,72	0,74
5,40	5,37	0,03	0,01	11,80	26,42	-14,62	-1,24
0,80	2,85	-2,05	-2,56	47,00	43,05	3,95	0,08
4,60	3,43	1,17	0,25	24,20	16,02	8,18	0,34
0,20	1,26	-1,06	-5,29	3,40	4,81	-1,41	-0,42
0,60	2,21	-1,61	-2,69	0,20	0,13	0,07	0,35
1,80	8,10	-6,30	-3,50	0,40	0,67	-0,27	-0,67
4,20	6,63	-2,43	-0,58	32,00	53,92	-21,92	-0,68

Per offrire una visione spaziale degli errori sul territorio regionale, sono state prodotte le mappe delle cumulate di pioggia sulle sei ore pomeridiane del 21 ottobre (dalle 15:00 alle 20:00) con la rappresentazione degli indicatori scarto quadratico medio ( $RMSE$ ) (2.9) e coefficiente di correlazione ( $R^2$ ) (2.11) in corrispondenza delle stazioni. Dalle Figure 4.10 e 4.11 si può dedurre come nel settore centrale non vi sia una distribuzione degli errori a causa dell'assenza di valori di precipitazione.

A ridosso delle aree montane la correlazione subisce forti variazioni tra stazioni contigue e risulta essere molto debole a causa della sottostima da parte del radar. Altri valori inferiori a 1 e molto prossimi a 0 per il coefficiente  $R^2$  sono distribuiti nell'intorno di Gavi a causa dell'instabilità della stima ATS di fronte all'eccezionalità dell'evento.

Lo scarto quadratico medio (Figura 4.11) guida all'individuazione delle aree in cui sono stati dedotti valori anomali dal processo di stima. Un indice  $RMSE$  diverso da zero implica una

marcata discordanza tra le misure da pluviometro e le stime da radar; anche in questo caso la distribuzione areale di tali *outliers* corrisponde alla zona del Basso Alessandrino e alla porzione a nord della regione.

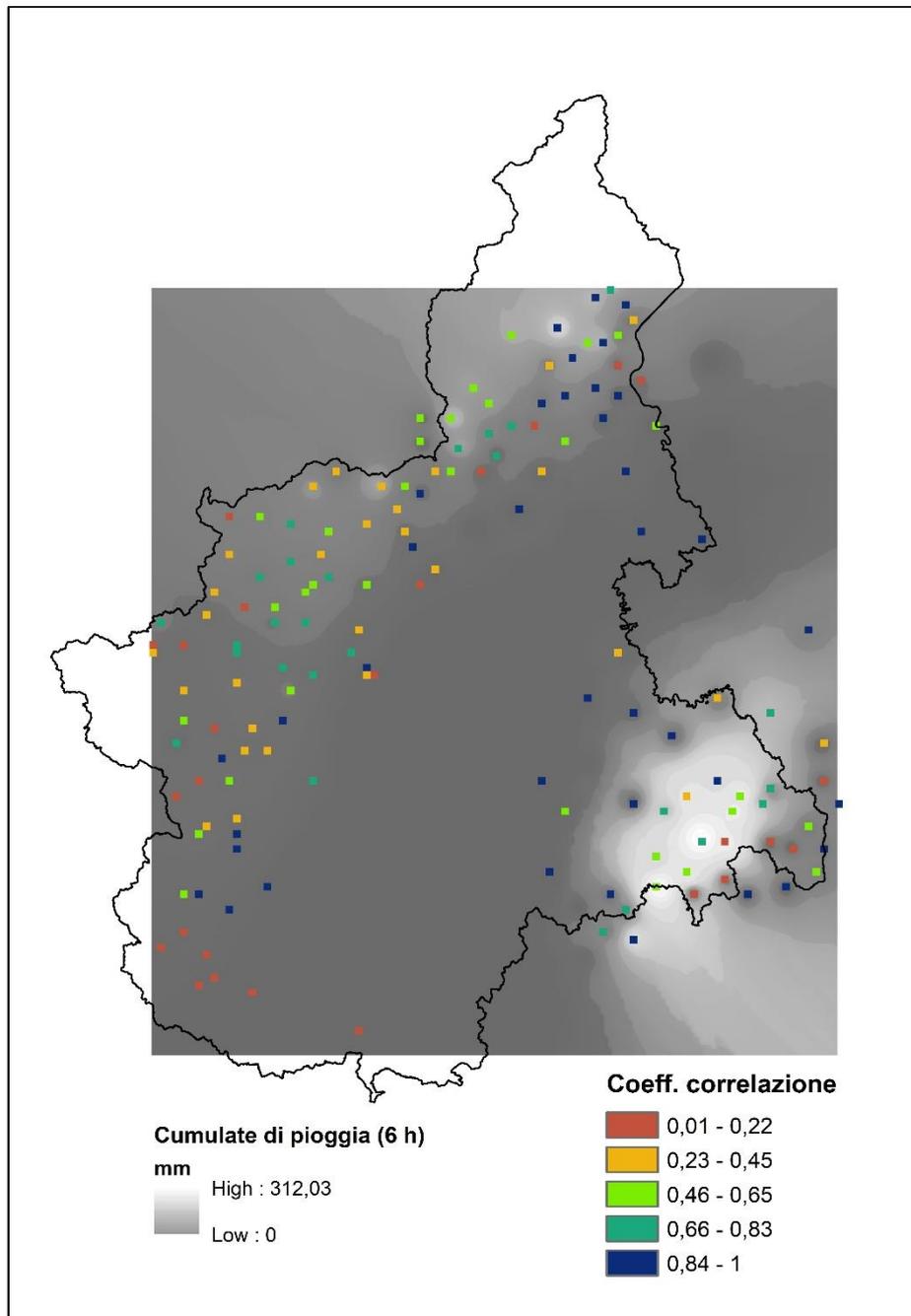


Figura 4.10: Distribuzione areale del coefficiente di correlazione per il giorno 21/10/2019 dalle 15:00 alle 20:00.

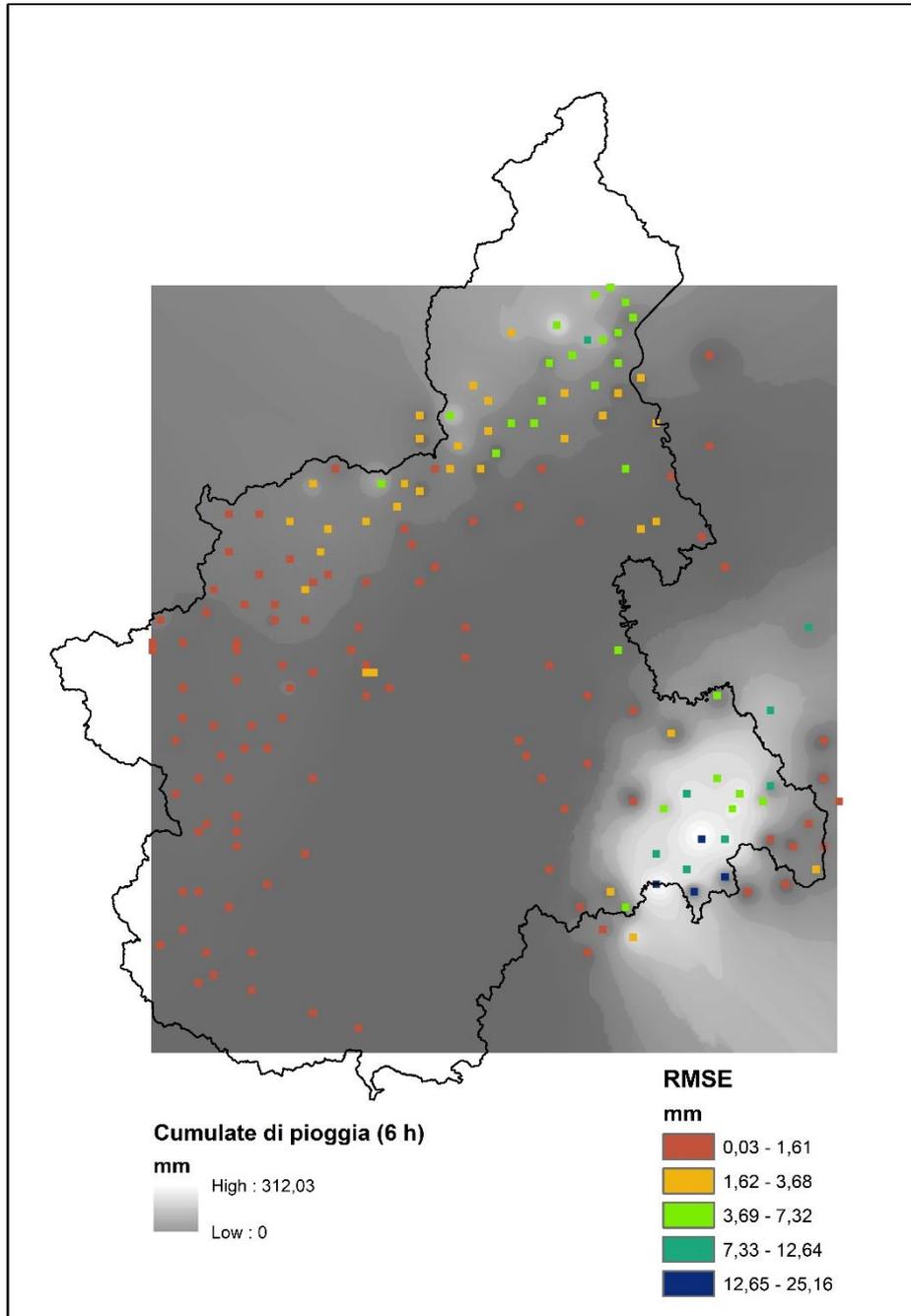


Figura 4.11: Distribuzione areale dello scarto quadratico medio per il giorno 21/10/2019 dalle 15:00 alle 20:00.

## 5. Caso studio sulla Calabria

La seconda area oggetto di studio del presente lavoro è la Calabria, scelta per le sue caratteristiche morfologiche e climatiche: la forma allungata della regione che si protende tra il mar Tirreno e il mar Ionio, i suoi 700 chilometri di costa e il territorio prevalentemente montuoso e collinare, rendono questa regione peninsulare del sud Italia fortemente esposta a instabilità meteorologiche. La costante presenza di perturbazioni provenienti dalle correnti marittime nell'area mediterranea innesca frequenti eventi di precipitazione di natura convettiva con conseguenti effetti negativi a danno del territorio e delle infrastrutture.

Negli ultimi anni, fenomeni di dissesto idrogeologico hanno interessato vaste zone in prossimità di entrambi i versanti tirrenico e ionico; infatti, la presenza di piccoli bacini a forte pendenza costituisce il primo fattore predisponente a frane e alluvioni a seguito di eventi pluviometrici eccezionali e localizzati. Inoltre, la sempre più diffusa urbanizzazione nelle aree costiere rispetto all'entroterra, comporta un maggiore rischio per la popolazione rendendo necessari interventi tempestivi per evitare o mitigare le conseguenze distruttive correlate alle calamità naturali.

Per il monitoraggio meteorologico, la regione Calabria dispone di una rete pluviometrica composta da 156 sensori che campionano le altezze di pioggia ogni minuto e di una stazione radar situata presso il monte Pettinascura (CS) nell'altopiano della Sila (Figura 5.1).

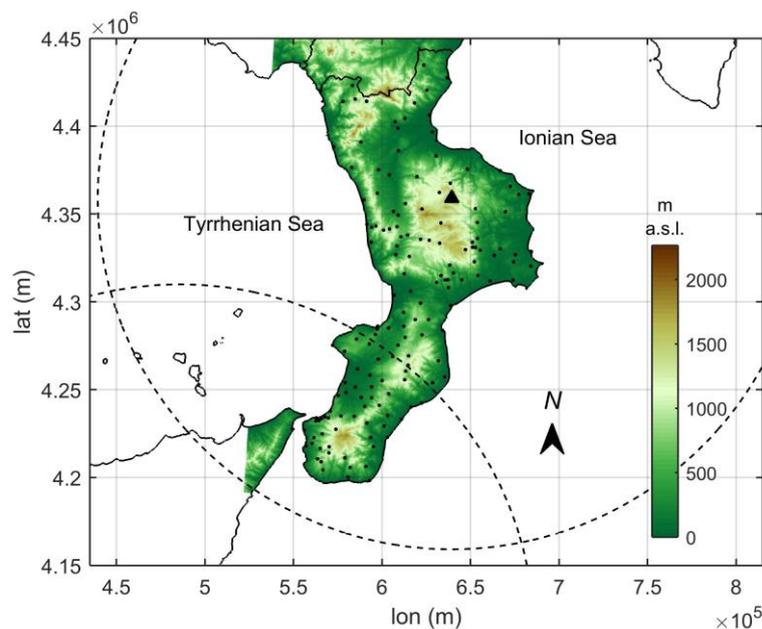


Figura 5.1: Mappa della Calabria, sistema di riferimento UTM WGS84, zona 33. I punti rappresentano la rete pluviometrica, mentre i cerchi tratteggiati indicano l'area di copertura del radar (la posizione del radar Calabrese è indicata con un triangolo). Fonte: Guarascio et al. (2022).

Per gli obiettivi dell'analisi, incentrata su due eventi pluviometrici intensi verificatisi negli anni 2017 e nel 2018, sono stati aggregati gli SRI campionati ogni dieci minuti e forniti dal DPC per ottenere i dati radar orari da confrontare direttamente con i dati orari delle stazioni da terra all'interno dell'intervallo temporale di interesse.

## 5.1 Evento pluviometrico gennaio 2017

L'evento pluviometrico sviluppatosi tra le giornate 22 e 25 gennaio 2017 ha interessato l'intera regione, concentrandosi in maniera più intensa sul versante ionico. La perturbazione ha avuto inizio nella notte tra il 22 e il 23 nel reggino meridionale, per poi estendersi nel corso delle giornate successive sullo ionio centrale sino a esaurirsi del tutto nella notte del 24 sul crotonese. Secondo quanto riportato nella descrizione fornita dal Centro Funzionale della Calabria, con l'ausilio di immagini di pressione al suolo e satellitari, il centro di azione della perturbazione si è posizionato in corrispondenza delle isole Baleari con associata ventilazione intensa da sud-est, sull'area tirrenica, a partire dalla Sicilia fino a coinvolgere tutto il meridione peninsulare. Dunque, questa configurazione ha innescato nella giornata del 22 gennaio intense precipitazioni a carattere temporalesco sulla Sicilia e sui settori ionici della Calabria, protraendosi sino alla giornata successiva provocando condizioni di forte instabilità anche sulle altre regioni del centro-sud e alla Sardegna.

Nell'immagine da satellite qui riportata relativa al quadro sinottico del giorno 23, si può osservare come la struttura depressionaria si estenda su tutta l'area interessata raggiungendo l'apice della sua evoluzione fino a esaurirsi gradualmente. Infatti, nella giornata del 24 le precipitazioni iniziano a perdere di intensità divenendo più sparse.

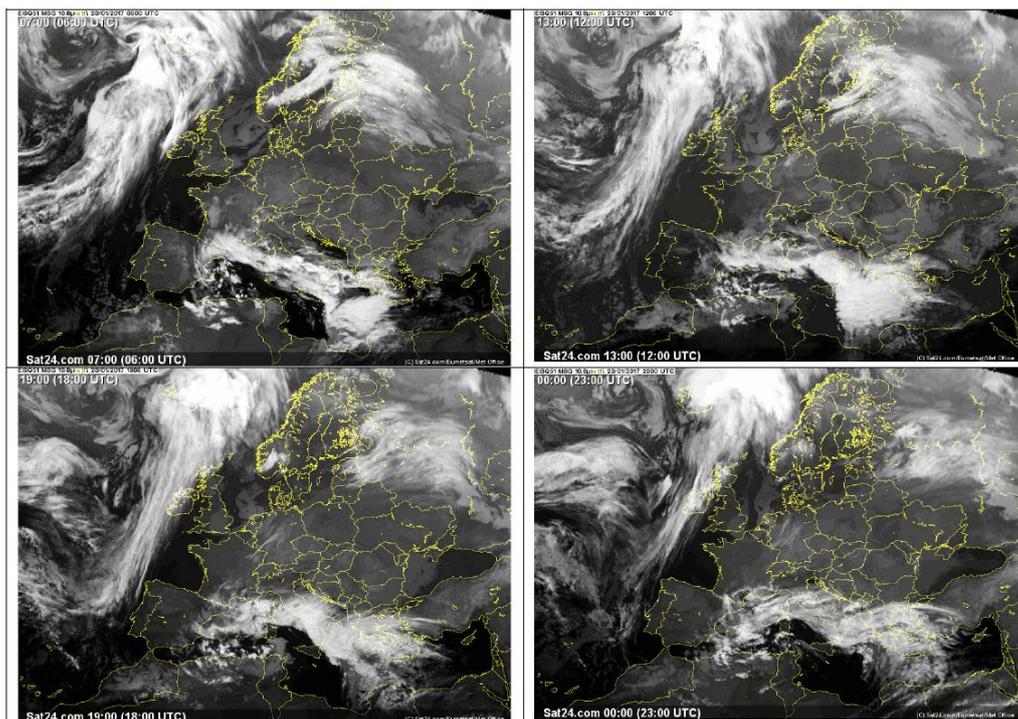


Figura 5.2: Immagini satellitari del giorno 23/01/2017 dall'alto a sinistra ed in senso orario 06:00UTC, 12:00UTC, 18:00UTC, 23:00UTC. Fonte: EUMETSAT.

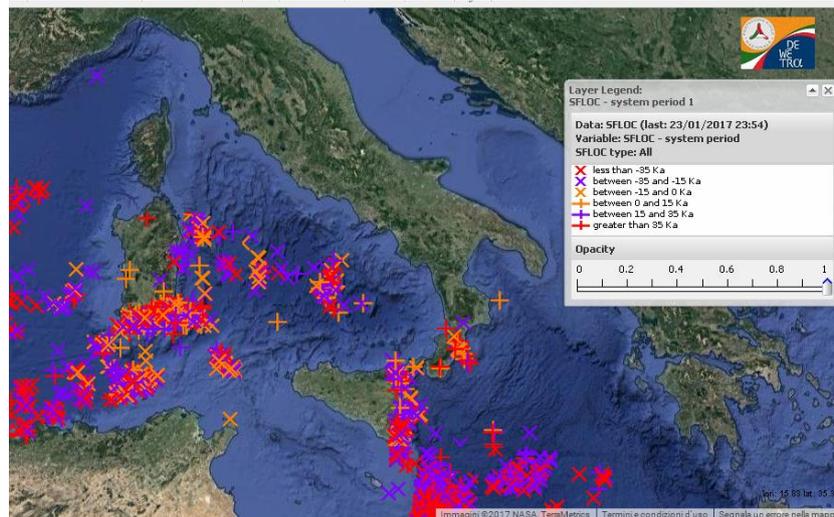


Figura 5.3: Scariche elettriche del 23/01/2017. Fonte: Piattaforma DEWETRA.

Nel corso della giornata del 25, si registra una residua instabilità sul versante ionico del sud peninsulare, mentre la graduale risalita del campo barico contribuisce al miglioramento del tempo.

La mappa in Figura 5.4 rappresenta la distribuzione spaziale delle precipitazioni cumulate durante tutto l'evento, da cui si evince come il versante ionico sia stato maggiormente colpito dal maltempo.

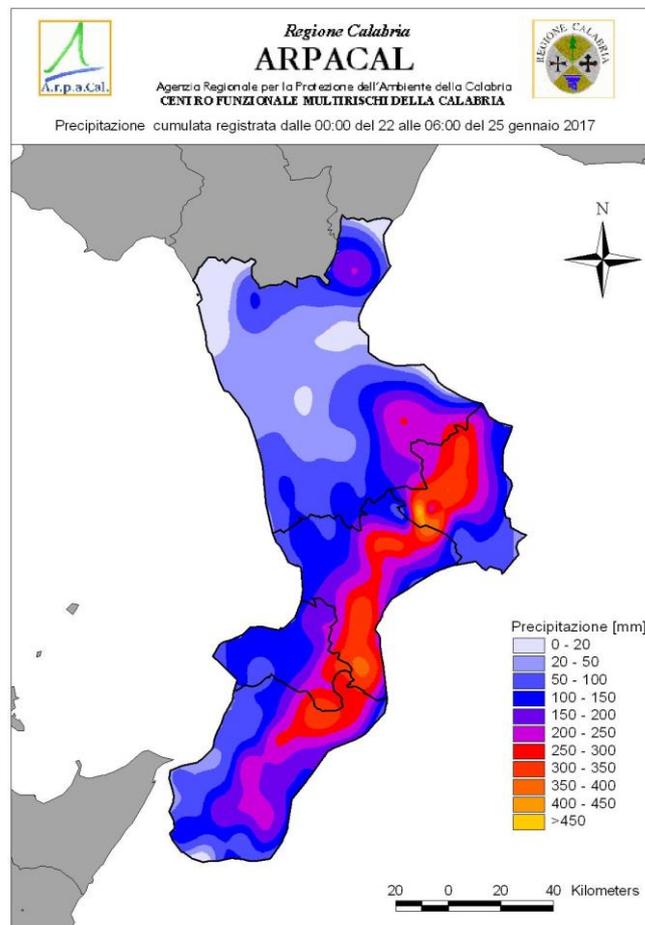


Figura 5.4: Mappa delle precipitazioni cumulate dal 22 al 25 gennaio. Fonte: ArpaCal.

Per quanto concerne l'attivazione del Sistema di Allertamento Regionale per il rischio idrogeologico e idraulico, il Centro Funzionale Multirischi ha emesso una serie di Avvisi di Criticità durante il verificarsi dell'evento individuando i comuni per i quali sono state superate le soglie di criticità pluviometrica. In base al grado di criticità correlata al livello di soglia superata, è stata redatta una mappa che rappresenta il livello di allertamento attribuito ai comuni interessati. Nel corso dell'evento sono stati allertati ben 361 comuni di cui 148 di livello 3, 160 di livello 2 e 52 di livello 1.

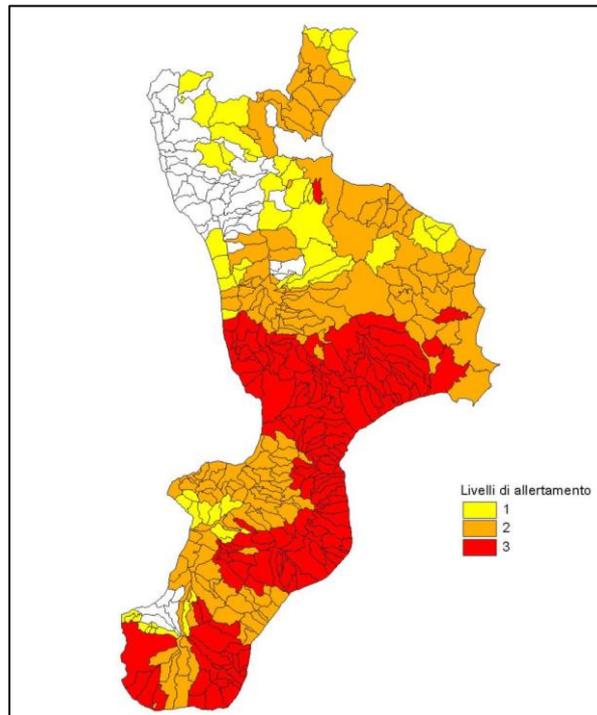


Figura 5.5: Mappa dei comuni allertati dal Sistema di Allertamento Regionale. Fonte: ArpaCal.

### 5.1.1 Caratteristiche pluviometriche

Per lo svolgimento dell'analisi, sono stati individuati gli intervalli temporali in cui l'evento si è manifestato in maniera rilevante. Secondo quanto riportato nel rapporto di evento, le precipitazioni più significative si sono verificate nella giornata del 23 raggiungendo valori di cumulate sino a circa 250 mm, pari a più della metà della cumulata totale registrata nel corso dell'intero evento. In base alla disponibilità dei dati a disposizione derivanti dai due strumenti (pluviometro e radar), è stato selezionato l'arco temporale su 24 ore dalle 6:00 del giorno 23 alle 6:00 del giorno 24 (Figura 5.6).

Nella mappa è rappresentato il campo di pioggia ricostruito dai valori misurati dalla rete dei pluviometri e sono evidenziate le stazioni scelte per il caso in esame, situate nelle zone maggiormente interessate dal fenomeno. I valori cumulati registrati durante tutto l'evento dalle stazioni individuate sono riportati in Tabella 5.1.

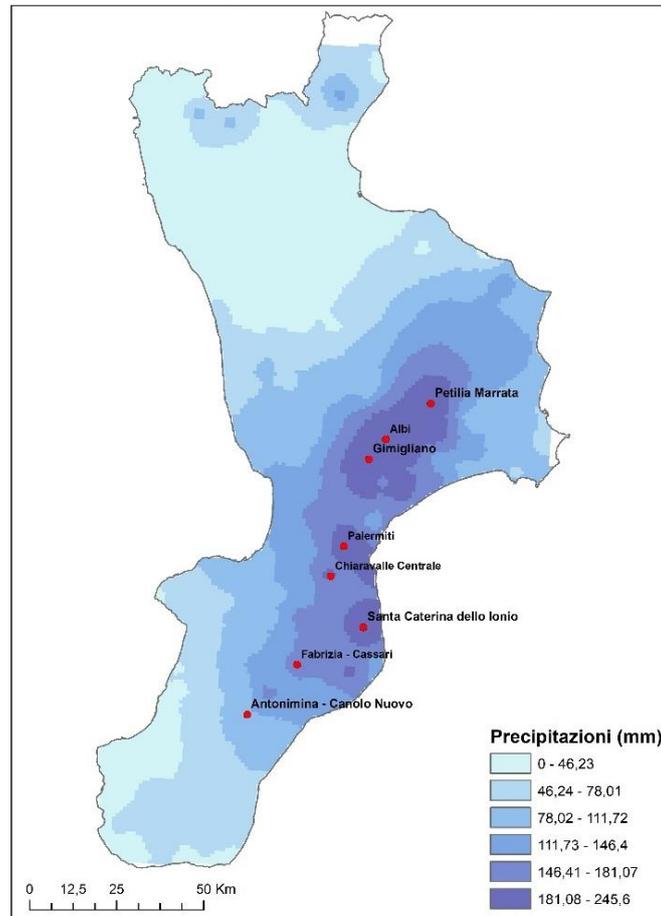


Figura 5.6: Campo di precipitazione dei valori cumulati su 24 ore (dalle 6:00 giorno 23/01/2017 alle 6:00 giorno 24/01/2017).

Tabella 5.1: Valori di precipitazioni cumulate registrate durante. Fonte: ArpaCal.

Pluviometri	mm
Petilia Marrata	431.6
Petilia Policastro Pagliarelle	377.2
Petrona'	368
Fabrizia - Cassari	341
Palermi	340.6
Petilia Policastro meteo	323.4
Foresta	318.7
Santa Caterina dello Ionio	317.6
Cotronei	314.4
Sellia Superiore	304.6
Chiaravalle Centrale	301.6
Albi	300.4
Gimigliano	297.4
San Nicola dell'Alto	293.2
Fabrizia	286
Serra San Bruno	275.8
Gimigliano - Corbino	272
Mammola - Limina	269.8
Antonimina - Canolo Nuovo	253.6

Sono riportati alcuni dei diagrammi pluviometrici delle stazioni prese in esame, che mostrano l'intensificarsi delle precipitazioni nell'arco temporale scelto.

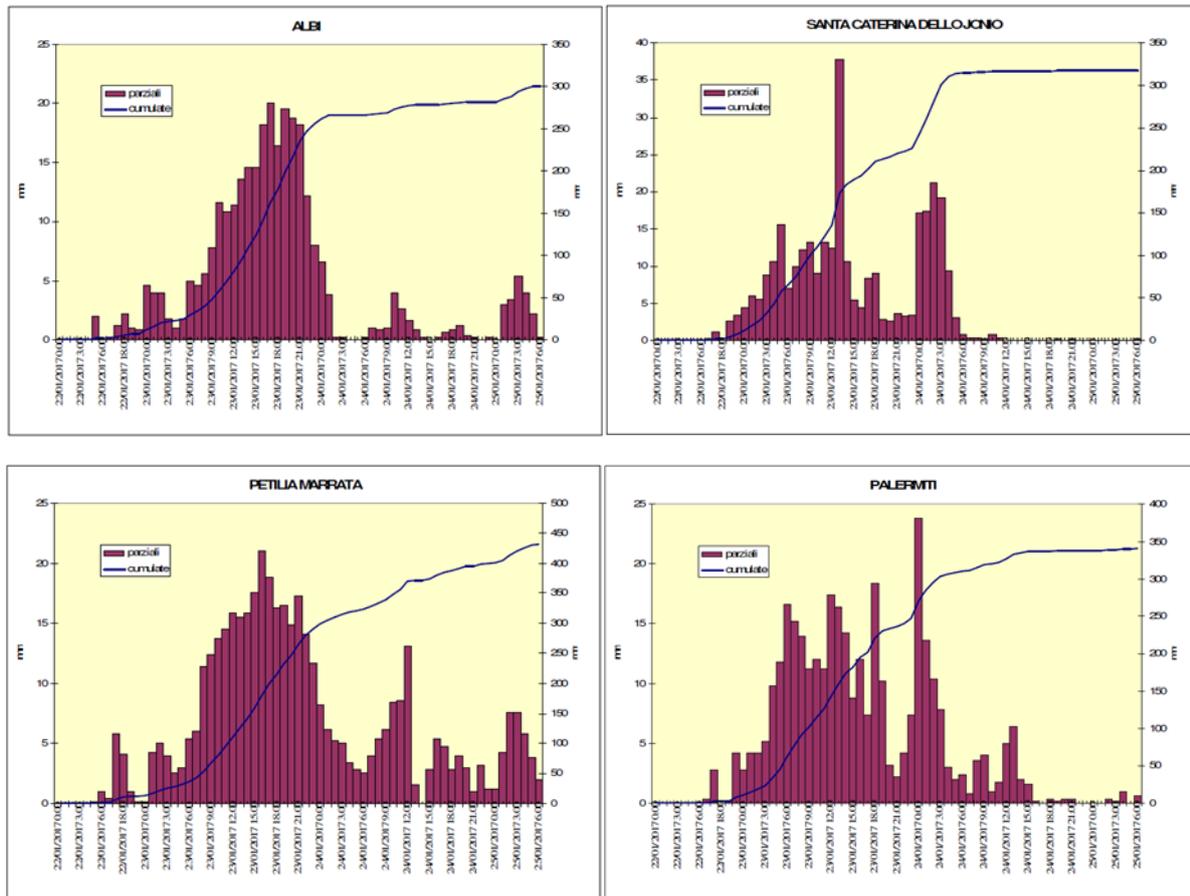


Figura 5.7: Diagrammi pluviometrici di alcune stazioni rappresentativi dell'evento delle giornate 22-25 gennaio 2017. Fonte: ArpaCal.

Per una caratterizzazione più dettagliata dell'andamento temporale delle precipitazioni nel corso del giorno 23, sono state analizzate le precipitazioni a scala oraria scegliendo l'aggregazione a 6 ore (Figura 5.8).

Mentre, la Figura 5.9 riporta la ricostruzione del campo di pioggia prodotta dall'aggregazione degli SRI sull'intervallo temporale dalle 12:00 alle 18:00 del giorno 23. Si noti come i confini spaziali siano a grandi linee paragonabili alla distribuzione della pioggia derivante dai valori misurati dalle stazioni pluviometriche (immagine in alto a destra Figura 5.8), ma non perfettamente coincidenti. Ciò è probabilmente attribuibile a un errore strumentale del radar oppure a disturbi nella misura dovuti alla notevole entità dell'evento.

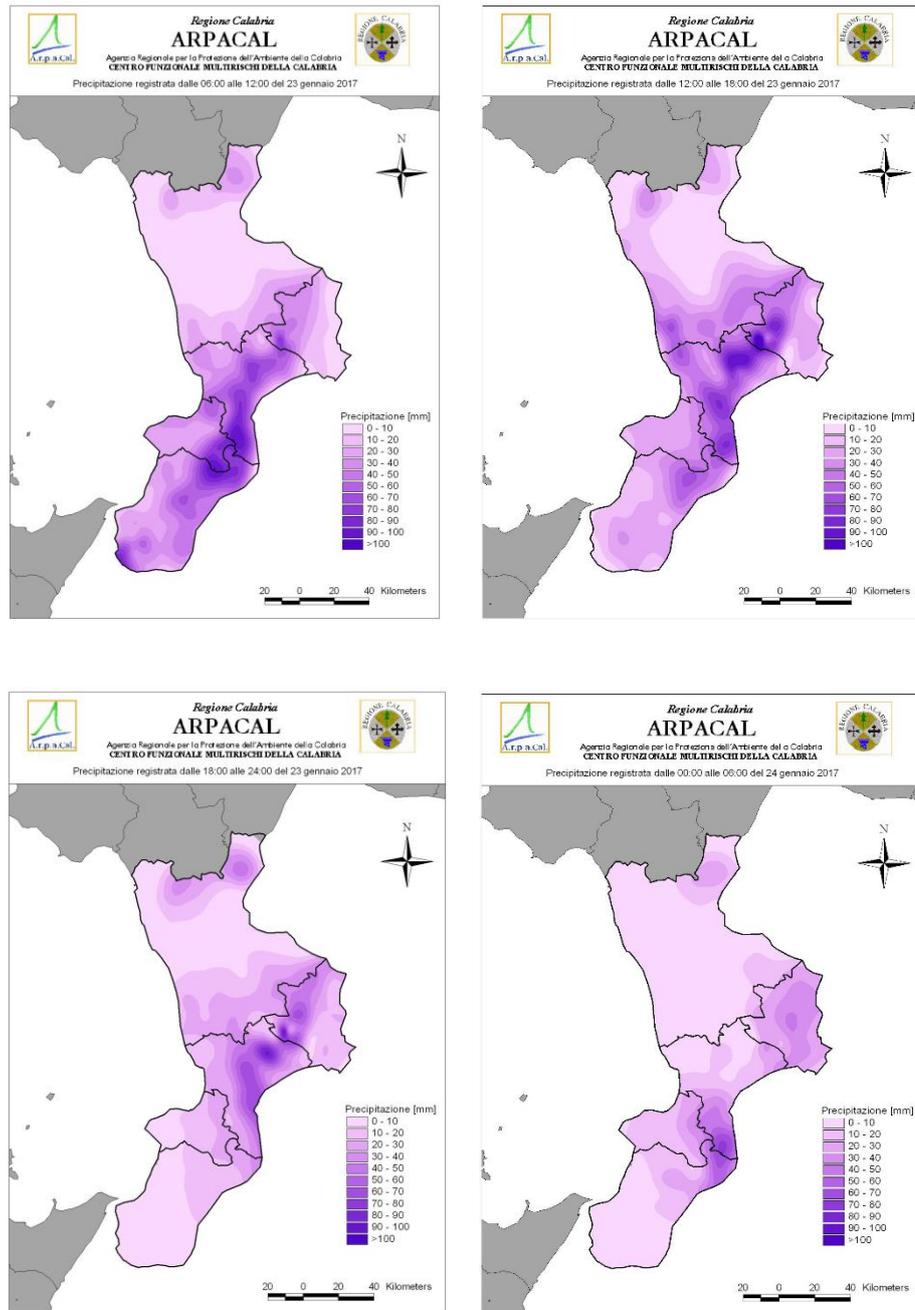


Figura 5.8: Dall'alto a sinistra: precipitazioni a scala oraria dalle 6:00 alle 12:00 del 23/01/2017, dalle 12:00 alle 18:00 del 23/01/2017, dalle 18:00 alle 24:00 del 23/01/2017, dalle 0:00 alle 6:00 del 24/01/2017. Fonte: ArpaCal.

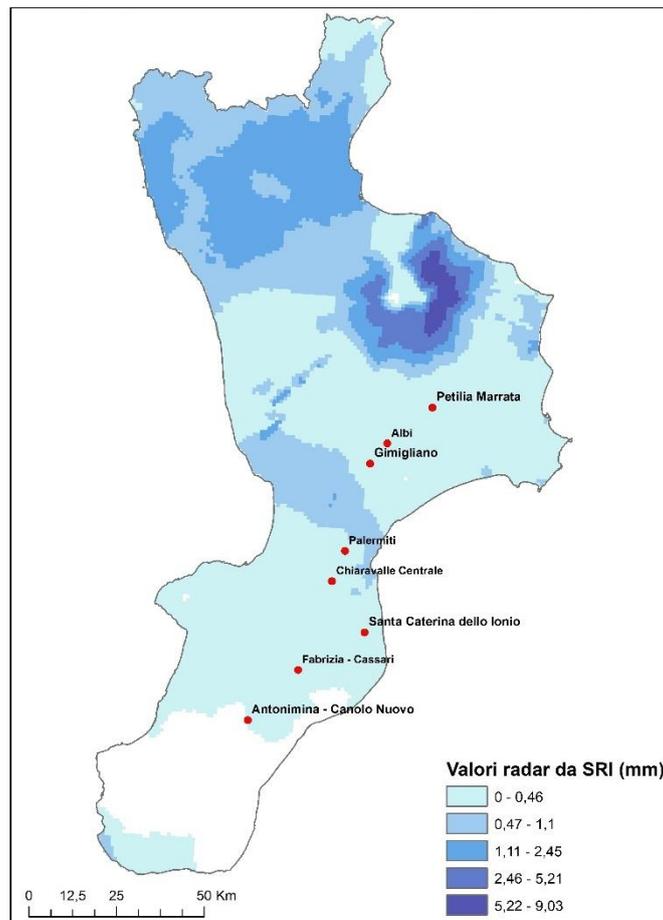


Figura 5.9: Ricostruzione campo di pioggia dall'elaborazione degli SRI (dalle ore 12:00 alle ore 18:00 del giorno 23/01/2017).

### 5.1.2 Analisi delle distorsioni

Per le stazioni citate, è stata effettuata un'analisi di confronto tra i valori orari misurati dai singoli pluviometri e i valori radar orari ricavati dagli SRI su un intervallo di 24 ore dalle 6:00 del giorno 23 alle 6:00 del giorno 24. I valori di distorsione sono stati ottenuti considerando gli indici (4.2) e (4.3); anche se è importante ribadire che contrariamente allo studio sull'alluvione di Gavi, per il caso calabrese non è stato applicato alcun metodo di assimilazione, quale appunto l'ATS sviluppato per la regione Piemonte.

I risultati ottenuti e riportati nelle tabelle seguenti mostrano come, per tutte le stazioni prese in esame, il radar fornisca valori molto ridotti in corrispondenza di esse, producendo una distorsione assoluta abbastanza ampia. Il motivo principale dello scostamento dei valori ottenuti dagli SRI rispetto alle misure pluviometriche è attribuito alla tipologia dell'evento che ha interessato l'area in esame. Non si è trattato di una perturbazione persistente e stazionaria che ha facilitato una corretta scansione delle porzioni atmosferiche da parte del radar, ma al contrario, il rapido spostamento del sistema temporalesco sulla regione che si è abbattuto con

una certa violenza in corrispondenza di alcune stazioni, ha arrecato disturbi non trascurabili alle misure radar a tal punto da risultare erroneamente assenti per alcune ore.

La mancanza di taluni dati ha prodotto difficoltà nell'esecuzione dell'analisi, impedendo di adottare lo stesso approccio valido per Gavi mirato all'individuazione della legge di regressione lineare tra le due serie di dati (pluviometro e radar) da cui il coefficiente di correlazione.

L'errore relativo fornisce un'informazione aggiuntiva in relazione al confronto tra le coppie di valori orari nei casi particolari in cui il pluviometro non rileva alcuna precipitazione e dunque la distorsione assoluta perde di significato. Infatti, anche se il radar in corrispondenza di una stazione registra valori di riflettività, da cui si calcola l'intensità di pioggia, non è da considerare come veritiero dal momento che a livello puntuale le misure radar possono risultare imprecise a differenza delle stazioni a terra.

Tabella 5.2: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Albi e Canolo Nuovo (valori orari su 24 ore dalle 6:00 del 23/1/2017 alle 6:00 24/1/2017).

ALBI				CANOLO NUOVO			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
5,60	0,53	5,07	0,91	11,20	1,49	9,71	0,87
7,80	-	-	-	14,80	2,81	11,99	0,81
11,60	-	-	-	12,40	1,26	11,14	0,90
10,80	-	-	-	5,60	1,32	4,28	0,76
11,40	3,48	7,92	0,69	5,80	0,82	4,98	0,86
13,60	5,36	8,24	0,61	4,80	0,70	4,10	0,85
14,60	2,89	11,71	0,80	5,40	0,77	4,63	0,86
14,60	-	-	-	6,20	2,76	3,44	0,55
18,20	-	-	-	7,80	6,28	1,52	0,19
20,00	0,79	19,21	0,96	6,80	2,96	3,84	0,56
16,40	0,47	15,93	0,97	3,20	1,57	1,63	0,51
19,60	0,54	19,06	0,97	1,40	0,57	0,83	0,60
18,80	1,61	17,19	0,91	2,00	0,49	1,51	0,75
18,20	-	-	-	2,40	2,96	-0,56	-0,24
12,20	-	-	-	3,00	3,70	-0,70	-0,23
8,00	-	-	-	1,60	3,59	-1,99	-1,24
6,60	-	-	-	3,80	5,83	-2,03	-0,53
3,20	-	-	-	4,20	1,67	2,53	0,60
0,80	-	-	-	7,00	2,14	4,86	0,69
0,20	-	-	-	1,80	2,48	-0,68	-0,38
0,00	-	-	-	0,60	6,36	-5,76	-9,60
0,00	-	-	-	0,40	5,88	-5,48	-13,70
0,20	-	-	-	1,40	0,34	1,06	0,75
1,00	-	-	-	1,00	0,13	0,87	0,87

Tabella 5.3: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Fabrizia-Cassari e Chiaravalle Centrale (valori orari su 24 ore dalle 6:00 del 23/1/2017 alle 6:00 24/1/2017).

FABRIZIA-CASSARI				CHIARAVALLE CENTRALE			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
20,00	4,45	15,55	0,78	9,00	1,88	7,12	0,79
16,40	3,74	12,66	0,77	11,60	3,41	8,19	0,71
13,80	1,59	12,21	0,88	11,00	1,87	9,13	0,83
13,60	2,42	11,18	0,82	6,40	1,63	4,77	0,75
12,00	7,48	4,52	0,38	4,80	0,34	4,46	0,93
7,00	1,00	6,00	0,86	3,00	0,02	2,98	0,99
14,00	1,39	12,61	0,90	3,60	0,65	2,95	0,82
14,80	1,96	12,84	0,87	4,20	1,68	2,52	0,60
10,00	3,66	6,34	0,63	5,60	5,45	0,15	0,03
7,80	2,99	4,81	0,62	6,40	3,05	3,35	0,52
3,80	0,86	2,94	0,77	4,00	1,38	2,62	0,66
2,20	0,45	1,75	0,79	0,80	0,15	0,65	0,81
2,80	0,54	2,26	0,81	1,60	0,18	1,42	0,89
4,40	2,18	2,22	0,51	1,80	1,92	-0,12	-0,07
4,20	1,84	2,36	0,56	3,20	2,09	1,11	0,35
2,40	1,95	0,45	0,19	1,00	3,85	-2,85	-2,85
2,20	2,27	-0,07	-0,03	2,20	6,73	-4,53	-2,06
0,40	0,39	0,01	0,02	3,00	6,12	-3,12	-1,04
2,20	0,55	1,65	0,75	8,40	3,13	5,27	0,63
2,80	-	-	-	1,60	3,93	-2,33	-1,46
2,20	1,35	0,85	0,38	0,40	7,24	-6,84	-17,10
1,60	1,46	0,14	0,09	0,40	7,18	-6,78	-16,94
1,20	0,37	0,83	0,69	2,20	0,20	2,00	0,91
1,40	1,13	0,27	0,19	0,60	-	-	-

Tabella 5.4: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Gimigliano e Palermiti (valori orari su 24 ore dalle 6:00 del 23/1/2017 alle 6:00 24/1/2017).

GIMIGLIANO				PALERMITI			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
14,00	2,24	11,76	0,84	14,00	1,82	12,18	0,87
14,80	-	-	-	11,20	-	-	-
15,40	-	-	-	12,00	-	-	-
13,80	-	-	-	11,20	-	-	-
12,80	3,73	9,07	0,71	17,40	3,46	13,94	0,80
13,80	5,19	8,61	0,62	16,40	1,27	15,13	0,92
17,80	1,55	16,25	0,91	14,20	1,21	12,99	0,91
15,20	-	-	-	8,80	-	-	-
15,00	-	-	-	12,00	-	-	-

15,80	2,05	13,75	0,87	7,40	0,24	7,16	0,97
13,20	0,68	12,52	0,95	18,40	0,81	17,59	0,96
15,40	1,38	14,02	0,91	10,20	1,10	9,10	0,89
10,20	0,96	9,24	0,91	3,20	0,04	3,16	0,99
4,80	-	-	-	2,20	-	-	-
11,20	-	-	-	4,20	-	-	-
5,60	-	-	-	7,40	-	-	-
9,40	-	-	-	23,80	-	-	-
5,80	-	-	-	9,20	-	-	-
5,60	-	-	-	14,80	-	-	-
0,60	-	-	-	7,80	-	-	-
0,20	-	-	-	3,00	-	-	-
0,00	-	-	-	2,00	-	-	-
0,00	-	-	-	2,40	-	-	-
0,20	-	-	-	0,80	-	-	-

Tabella 5.5: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Petilia-Marrata e S. Caterina dello Jonio (valori orari su 24 ore dalle 6:00 del 23/1/2017 alle 6:00 24/1/2017).

PETILIA-MARRATA				S. CATERINA DELLO JONIO			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
9,80	1,62	8,18	0,83	5,60	1,81	3,79	0,68
12,60	-	-	-	6,80	1,51	5,29	0,78
13,20	-	-	-	12,20	1,87	10,33	0,85
10,60	-	-	-	5,00	0,68	4,32	0,86
10,20	0,34	9,86	0,97	6,00	1,88	4,12	0,69
10,20	2,65	7,55	0,74	4,20	0,81	3,39	0,81
9,80	0,84	8,96	0,91	1,80	1,06	0,74	0,41
12,40	-	-	-	3,40	2,20	1,20	0,35
13,80	-	-	-	4,60	5,31	-0,71	-0,16
13,20	0,97	12,23	0,93	6,80	4,36	2,44	0,36
14,20	1,27	12,93	0,91	1,40	1,35	0,05	0,04
8,20	0,26	7,94	0,97	0,80	1,21	-0,41	-0,51
13,40	0,06	13,34	1,00	0,60	0,46	0,14	0,23
11,00	-	-	-	1,00	1,26	-0,26	-0,26
9,80	-	-	-	0,00	1,40	-1,40	-
11,40	-	-	-	0,20	2,17	-1,97	-9,87
7,40	-	-	-	0,00	2,94	-2,94	-
4,80	-	-	-	0,00	1,72	-1,72	-
6,20	-	-	-	0,00	1,30	-1,30	-
3,80	-	-	-	0,60	3,00	-2,40	-4,00
3,80	-	-	-	0,00	1,06	-1,06	-
4,20	-	-	-	0,20	-	-	-
6,60	-	-	-	0,00	-	-	-
6,80	-	-	-	0,00	-	-	-

## 5.2 Evento pluviometrico giugno 2018

Il secondo evento pluviometrico preso in esame si è sviluppato tra le giornate 14 e 19 giugno 2018, determinando una prolungata instabilità sull'intera regione. Il vortice di bassa pressione che ha stazionato per diversi giorni sull'Italia meridionale ha causato precipitazioni intense, di breve durata e relativamente isolate.

La perturbazione ha iniziato a manifestarsi in maniera consistente a partire dalla notte tra il 15 e il 16 giugno, determinando un notevole stress sul territorio e amplificando gli effetti al suolo, con conseguenti smottamenti soprattutto lungo il versante tirrenico. In 1 ora sono stati misurati 78 mm dal pluviometro di Sant'Alessio in Aspromonte e circa 45 mm dal pluviometro di Reggio Calabria. Nelle ore successive precipitazioni sparse si sono verificate anche sul resto della regione, in particolare nella giornata del 17 giugno a Catanzaro sono stati misurati 72 mm in 1 ora e 101 mm in 3 ore. Nella notte tra il 17 e il 18 giugno sono state registrate precipitazioni intense, ma di breve durata anche dai pluviometri di Joppolo e di Rosarno. La mappa di seguito riportata mostra la distribuzione spaziale delle precipitazioni totali cumulate durante tutto l'evento.

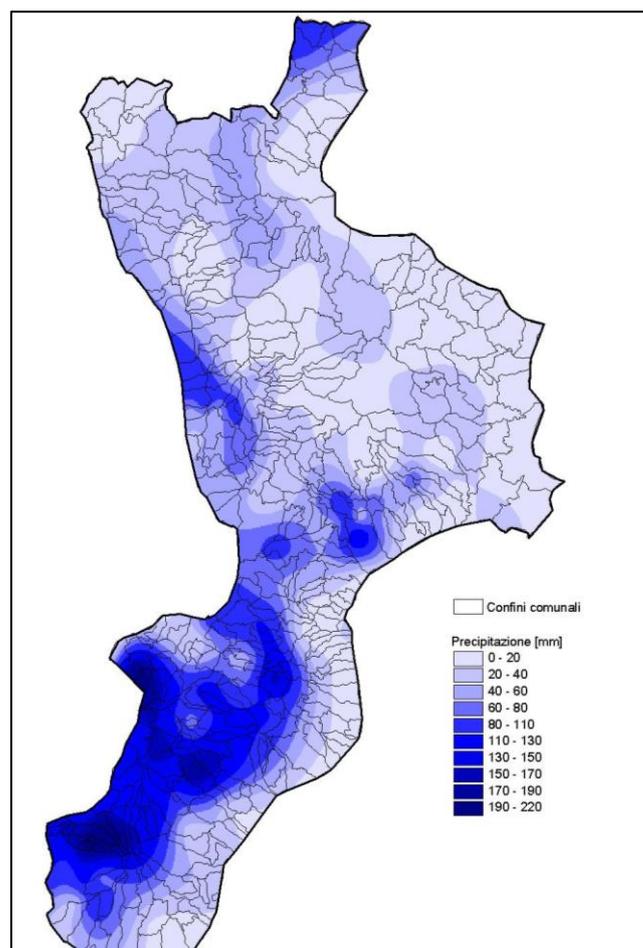
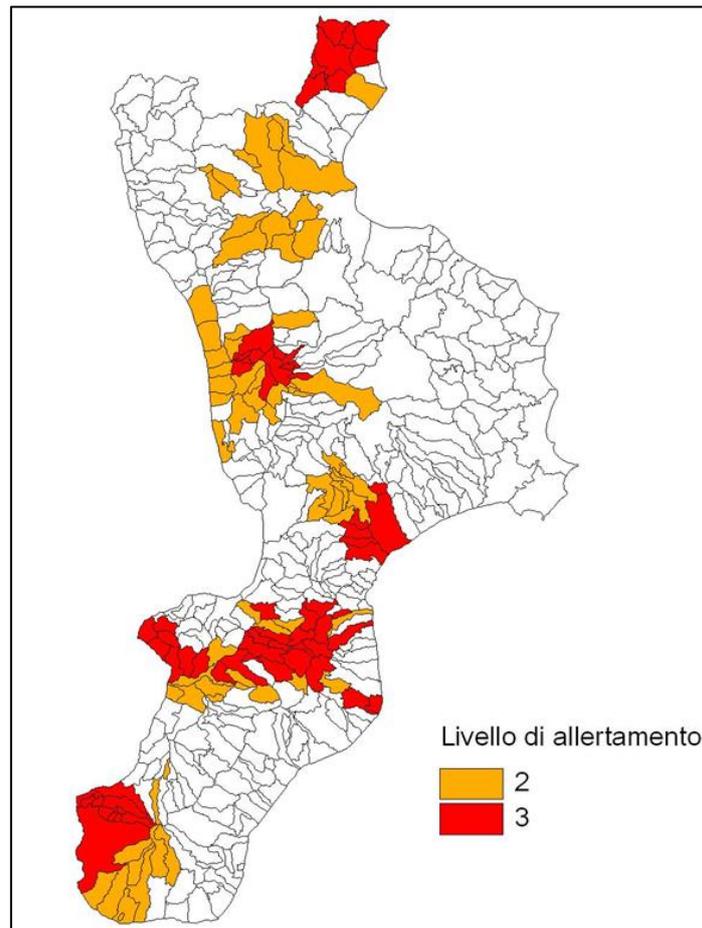


Figura 5.10: Mappa delle precipitazioni cumulate dal 14 al 19 giugno 2018. Fonte: ArpaCal.

Anche in occasione di questo evento eccezionale, il Centro Funzionale Multirischi ha emesso una serie di bollettini di allerta individuando i comuni per i quali sono state superate le soglie di criticità pluviometrica. La mappa in Figura 5.11 riporta la distinzione delle aree di allertamento di livello 2 e 3 a eccezione dei comuni con superamenti di soglie di livello 1, dal momento che erano stati allertati in fase previsionale. Nel corso dell'evento, tutti i corsi d'acqua dei bacini interessati dalle rilevanti condizioni di maltempo hanno causato un generale innalzamento dei livelli idrometrici. Le criticità segnalate sul territorio regionale hanno riguardato in primo luogo la viabilità, resa difficoltosa a causa di allagamenti diffusi e smottamenti localizzati che hanno interessato principalmente l'area in prossimità di Scilla.



*Figura 5.11: Mappa dei comuni allertati dal Sistema di Allertamento Regionale. Fonte: ArpaCal.*

### 5.2.1 Caratteristiche pluviometriche

In vista del confronto delle coppie di valori pluviometro-radar, sono stati selezionati i dati orari su un arco temporale di 24 ore dalle 18:00 del 15 giugno alle 18:00 del 16 giugno, dal momento che si sono manifestati i rovesci più intensi tra le due giornate come si può evincere anche dai grafici di alcune stazioni.

Nella mappa in Figura 5.12 è rappresentato il campo di pioggia ricostruito dai valori misurati dalla rete pluviometrica e sono evidenziate le stazioni scelte per il caso in esame, situate nelle zone maggiormente interessate dal fenomeno. È rappresentata solo la porzione di territorio

coinvolta, dal momento che nel resto della regione si sono registrati valori di pioggia moderati. Le cumulate registrate durante tutto l'evento dalle stazioni selezionate sono riportate in Tabella 5.6.

**Valori cumulati di precipitazione  
dalle ore 18:00 del giorno 15 alle ore 18:00 del giorno 16**

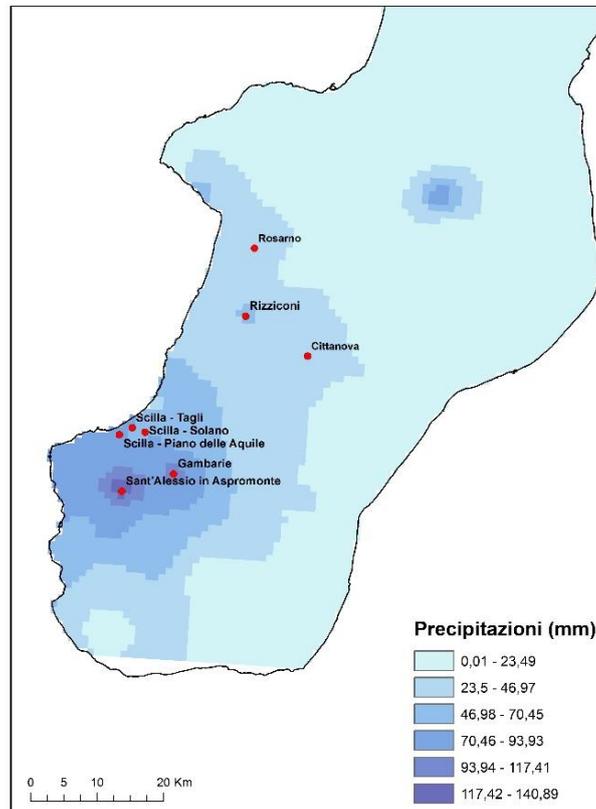


Figura 5.12: Campo di precipitazione dei valori cumulati su 24 ore (dalle ore 18:00 giorno 15/06/2018 alle ore 18:00 giorno 16/06/2018).

Tabella 5.6: Valori di precipitazioni cumulate registrate durante l'evento. Fonte: ArpaCal.

Stazione	cumulata
Joppolo	208.6
Gambarie	208.2
Sant'Alessio in Aspromonte	197.2
Cittanova	193.0
Rizziconi	175.6
Scilla - Solano	173.6
Serra San Bruno	160.8
Scilla - Monte Scrisi	159.8
Scilla - Piano delle Aquile	150.0
Rosarno	146.6
Scilla - Villaggio del Pino	145.2
Santa Cristina d'Aspromonte	141.8
Scilla - Tagli	141.2

Allo scopo di comprendere meglio l'evoluzione dell'evento bisogna considerare l'andamento delle precipitazioni orarie e cumulate ai vari pluviometri. Di seguito sono riportati alcuni diagrammi pluviometrici relativi alle stazioni selezionate per l'analisi in cui sono state registrati i valori più significativi.

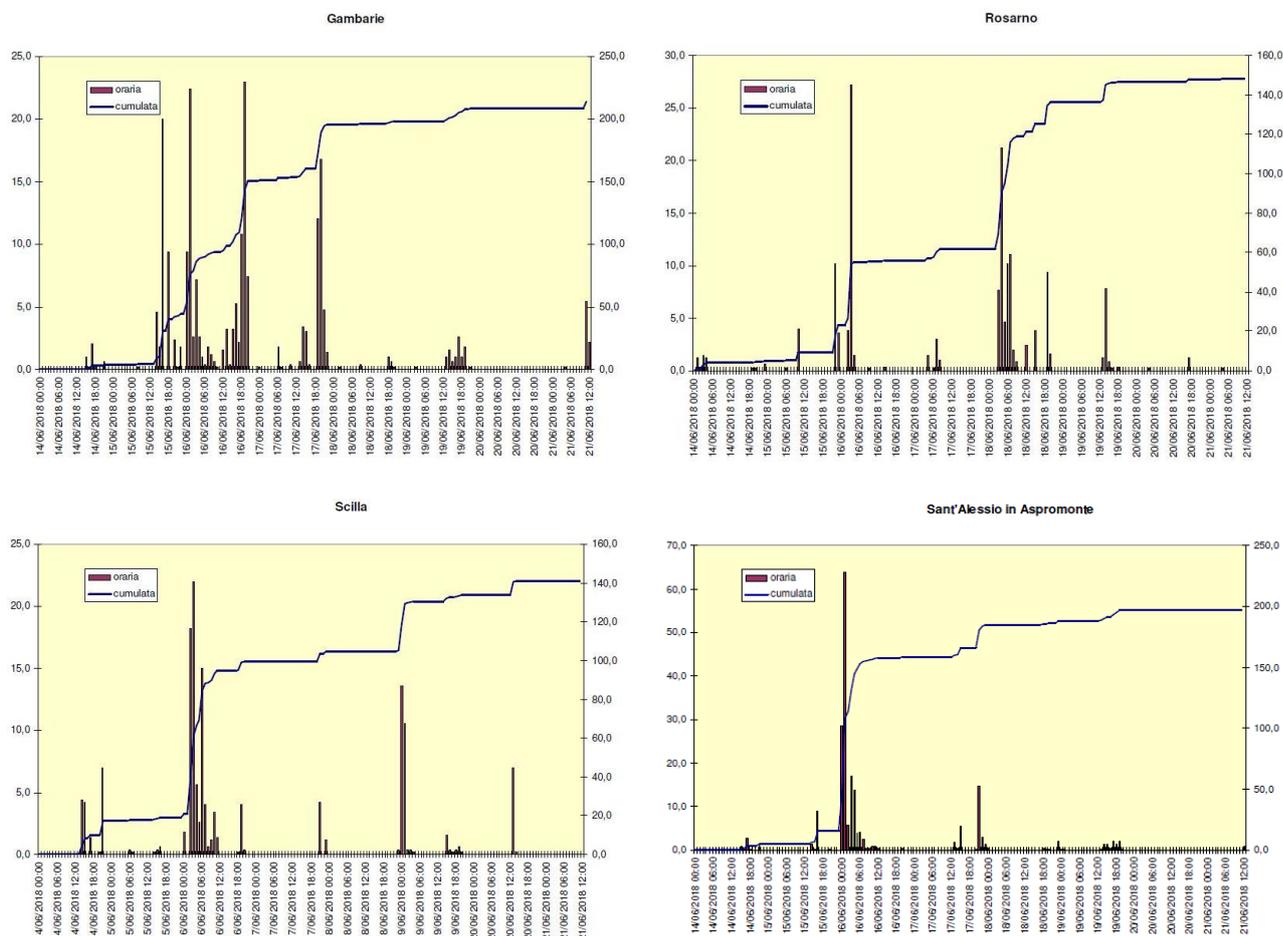


Figura 5.13: Diagrammi pluviometrici di alcune stazioni rappresentative dell'evento delle giornate 14-19 giugno 2018. Fonte: ArpaCal.

La Figura 5.14 riporta la ricostruzione del campo di pioggia prodotto dall'aggregazione degli SRI sull'intervallo temporale dalle 00:00 alle 6:00 del giorno 16. La conformazione spaziale è molto simile alla distribuzione della pioggia ottenuta invece dall'interpolazione dei valori puntuali delle stazioni da terra visibile in Figura 5.12.

**Ricostruzione campo di pioggia dall'elaborazione degli SRI  
(dalle ore 0:00 alle ore 6:00 del giorno 16)**

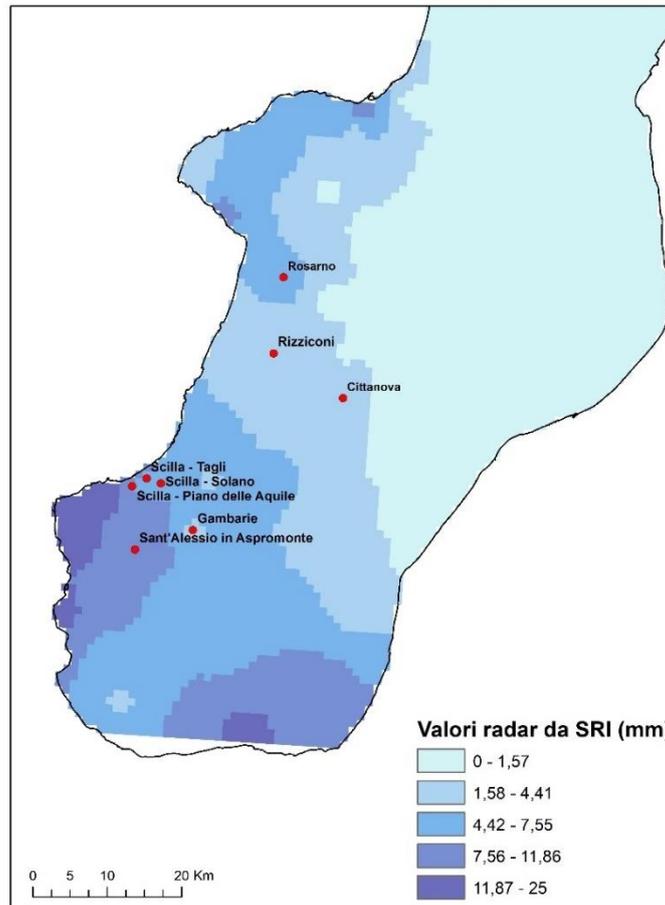


Figura 5.13: Ricostruzione campo di pioggia dall'elaborazione degli SRI (dalle ore 00:00 alle ore 06:00 del giorno 16/06/2018).

### 5.2.2 Analisi delle distorsioni

Per le stazioni indicate è stata effettuata un'analisi di confronto tra i valori orari misurati dai singoli pluviometri e i valori radar orari ricavati dagli SRI su un intervallo di 24 ore dalle 18:00 del giorno 15 alle 18:00 del giorno 16. I valori di distorsione sono stati ottenuti considerando gli indici (4.2) e (4.3) analogamente all'analisi condotta per l'evento del 2017. Si può riscontrare dai risultati una buona coerenza all'interno delle coppie di valori radar-pluviometro, anche se è persistente l'assenza delle informazioni radar per alcune ore. A differenza dell'evento pluviometrico verificatosi a gennaio 2017, fortemente convettivo che ha causato un quadro di instabilità diffusa su tutto il territorio, la perturbazione che ha interessato la Calabria nel giugno 2018 è risultata più concentrata all'altezza del versante tirrenico senza spostarsi in maniera repentina.

Tabella 5.7: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Cittanova e Gambarie (valori orari su 24 ore dalle 18:00 del 15/6/2018 alle 18:00 del 16/6/2018).

CITTANOVA				GAMBARIE			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
3,60	0,40	3,20	0,89	2,40	2,11	0,29	0,12
0,20	-	-	-	0,20	0,02	0,18	0,88
0,80	-	-	-	1,80	-	-	-
16,00	6,63	9,37	0,59	0,00	2,47	-2,47	-
0,40	1,42	-1,02	-2,54	9,40	6,21	3,19	0,34
0,40	0,02	0,38	0,96	22,40	2,81	19,59	0,87
0,80	0,14	0,66	0,83	2,60	0,55	2,05	0,79
6,00	0,80	5,20	0,87	7,20	0,60	6,60	0,92
2,00	1,07	0,93	0,46	2,60	0,74	1,86	0,71
0,00	-	-	-	1,00	0,55	0,45	0,45
0,00	-	-	-	0,40	0,47	-0,07	-0,16
0,00	-	-	-	1,80	0,53	1,27	0,70
0,00	-	-	-	1,20	1,27	-0,07	-0,06
0,00	-	-	-	0,60	0,72	-0,12	-0,20
0,00	-	-	-	0,20	0,15	0,05	0,25
0,60	-	-	-	0,00	0,05	-0,05	-
0,00	-	-	-	1,60	0,54	1,06	0,66
0,00	0,13	-0,13	-	3,20	0,84	2,36	0,74
6,00	2,47	3,53	0,59	0,40	0,67	-0,27	-0,69
3,60	0,14	3,46	0,96	3,20	0,70	2,50	0,78
0,00	-	-	-	5,20	0,05	5,15	0,99
0,00	-	-	-	2,20	0,17	2,03	0,92
0,00	-	-	-	10,80	2,33	8,47	0,78
0,00	-	-	-	23,00	7,66	15,34	0,67

Tabella 5.8: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Rizziconi e Rosarno (valori orari su 24 ore dalle 18:00 del 15/6/2018 alle 18:00 del 16/6/2018).

RIZZICONI				ROSARNO			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,40	-	-	-	10,20	-	-	-
16,40	5,82	10,58	0,65	3,60	1,95	1,65	0,46
0,20	1,09	-0,89	-4,44	0,00	0,04	-0,04	-
2,40	0,58	1,82	0,76	0,00	-	-	-
2,80	0,72	2,08	0,74	3,80	3,39	0,41	0,11
5,00	1,40	3,60	0,72	27,20	3,27	23,93	0,88

4,00	1,56	2,44	0,61	1,40	0,64	0,76	0,54
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,20	0,30	-0,10	-0,50	0,00	0,09	-0,09	-
0,00	0,19	-0,19	-	0,20	0,17	0,03	0,15
0,00	-	-	-	0,00	0,01	-0,01	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
19,40	9,18	10,22	0,53	0,00	0,07	-0,07	-
1,20	3,14	-1,94	-1,62	0,40	0,07	0,33	0,81
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-

Tabella 5.9: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Sant'Alessio in Aspromonte e Scilla-Piano delle Aquile (valori orari su 24 ore dalle 18:00 del 15/6/2018 alle 18:00 del 16/6/2018).

SANT'ALESSIO IN ASPROMONTE				SCILLA-PIANO DELLE AQUILE			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
0,20	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	1,58	-1,58	-	0,00	0,11	-0,11	-
28,60	15,79	12,81	0,45	1,80	2,45	-0,65	-0,36
64,00	11,47	52,53	0,82	10,20	7,80	2,40	0,24
5,80	1,76	4,04	0,70	0,00	0,68	-0,68	-
17,00	2,21	14,79	0,87	9,40	2,25	7,15	0,76
13,80	1,60	12,20	0,88	10,80	1,93	8,87	0,82
3,80	1,37	2,43	0,64	0,80	0,42	0,38	0,47
4,00	2,51	1,49	0,37	1,40	0,87	0,53	0,38
2,40	0,90	1,50	0,62	0,80	0,65	0,15	0,19
0,40	0,53	-0,13	-0,32	0,60	1,01	-0,41	-0,68
0,40	0,94	-0,54	-1,35	0,60	0,87	-0,27	-0,44
0,80	0,04	0,76	0,95	0,00	0,16	-0,16	-
0,80	0,08	0,72	0,90	3,60	1,46	2,14	0,59
0,40	0,10	0,30	0,74	2,60	0,22	2,38	0,92
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-

0,00	-	-	-	0,00	0,30	-0,30	-
0,00	-	-	-	13,40	1,88	11,52	0,86
0,00	-	-	-	9,40	4,22	5,18	0,55
0,00	0,31	-0,31	-	1,20	8,24	-7,04	-5,87

Tabella 5.10: Tabella riepilogativa dei risultati per le stazioni Scilla Solano e Scilla Tagli (valori orari su 24 ore dalle 18:00 del 15/6/2018 alle 18:00 del 16/6/2018).

SCILLA-SOLANO				SCILLA-TAGLI			
R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$	R	R*	$\epsilon_{ass}$	$\epsilon_{rel}$
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	0,03	-0,03	-	0,00	0,02	-0,02	-
0,80	4,12	-3,32	-4,15	1,80	3,00	-1,20	-0,67
1,20	4,93	-3,73	-3,11	0,00	1,67	-1,67	-
7,80	1,10	6,70	0,86	18,20	3,78	14,42	0,79
14,80	3,54	11,26	0,76	22,00	4,20	17,80	0,81
9,40	1,65	7,75	0,82	5,60	1,33	4,27	0,76
1,00	0,66	0,34	0,34	2,60	0,91	1,69	0,65
9,80	3,55	6,25	0,64	15,00	3,47	11,53	0,77
2,40	0,92	1,48	0,62	4,00	1,08	2,92	0,73
0,80	0,68	0,12	0,15	0,60	0,51	0,09	0,15
1,20	1,33	-0,13	-0,11	1,20	1,24	-0,04	-0,04
0,20	0,46	-0,26	-1,28	3,40	0,51	2,89	0,85
8,00	1,76	6,24	0,78	1,40	0,58	0,82	0,59
0,00	0,04	-0,04	-	0,00	-	-	-
0,20	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
0,00	0,05	-0,05	-	0,00	-	-	-
16,80	6,11	10,69	0,64	0,20	4,58	-4,38	-21,90
13,20	11,95	1,25	0,09	4,00	7,97	-3,97	-0,99

## 6. Conclusioni

Nel presente elaborato di tesi è stata trattata l'operatività del radar meteorologico su più fronti, dal rapporto tra molteplici modelli di elaborazione dei dati radar proposti, all'analisi condotta su alcuni eventi estremi, sottolineando l'importanza rivestita dai sistemi di telerilevamento nell'ottica di previsione di eventi pluviometrici di rilievo e di preannuncio delle piene.

Sono stati delineati gli elementi integranti dei sistemi operativi vigenti in due contesti nazionali distinti: Italia e Stati Uniti. Sono emerse molte somiglianze dal confronto tra gli approcci adottati, i vantaggi derivanti dalle metodologie ma anche le limitazioni. Per il sistema NEXRAD sono stati analizzati sommariamente degli innovativi metodi statistici ampiamente sviluppati per arginare gli errori radar, poco diffusi invece all'interno della catena operativa gestita dal Dipartimento della Protezione Civile italiana. Sicuramente la complessità che caratterizza l'interpretazione delle informazioni radar rende ancora irrisolta oggi, o almeno parzialmente, la questione legata alle correzioni da applicare agli errori di stima delle precipitazioni.

Le misure radar offrono un'osservazione spaziale in tempo reale dei campi di pioggia, migliorando la capacità di quantificare l'evoluzione degli eventi significativi; ma sono caratterizzate da brevi serie temporali di osservazione arrecando di conseguenza un'elevata incertezza nella stima di pioggia. Per questo è necessaria un'integrazione con altri strumenti: i pluviometri restituiscono valori puntuali e precisi rilevati con maggiore continuità (da 1 a 30 minuti), ma allo stesso tempo non rilevano la variabilità spaziale della perturbazione in tempo reale. Se da un lato la rete radar garantisce una sorveglianza meteo-idrologica in tempo reale su tutto il territorio, grazie all'elevato dettaglio delle informazioni derivate da un'osservazione su larga scala, dall'altro richiede l'integrazione con altri sensori. Le stazioni da terra rappresentano un importante riferimento per verificare la bontà della stima dedotta dalle misure radar, a causa di numerose fonti di errore da cui sono affette. È stato illustrato ad esempio il modello GRISO che permette il raggiungimento di un'accurata stima del campo di pioggia da radar, preservando le osservazioni fornite dai sensori della rete pluviometrica. In questo contesto il *data merging* tra radar e pluviometri risulta un'ottima soluzione per migliorare le stime quantitative di pioggia, sfruttando le nuove tecnologie e adottando approcci probabilistico sempre più prestanti nell'analisi degli eventi estremi.

Utilizzando questi nuovi strumenti, con il supporto anche della rete satellitare, è possibile delineare distribuzioni di precipitazioni estreme (periodo di ritorno di 10, 100, 200 anni) dai massimi storici annuali sull'intera scala nazionale; sviluppare nuovi metodi per ridimensionare e correggere la distorsione derivante dal confronto tra le misure; ma soprattutto dedurre il livello di rischio dalla redazione di mappe dei valori estremi di precipitazioni a grande scala. La comprensione dei meccanismi che generano eventi di precipitazioni intense è uno dei principali obiettivi che si prefigge la Protezione Civile. A partire da un'attenta analisi di previsione dei pericoli, la rete dei Centri Funzionali supporta le decisioni delle autorità competenti per le allerte e la gestione delle emergenze, oltre che per la progettazione di misure di mitigazione sul territorio nazionale.

## 7. Appendice – Il radar meteorologico

### 7.1 Introduzione

Il radar (acronimo di *RA*dio *DE*tectio*N* *AN*d *R*ang*ING*, ossia “radiatorilevamento e misurazione a distanza”) è un sistema di telerilevamento già sfruttato nel corso della Seconda Guerra Mondiale per scopi militari che ha trovato nei decenni a venire largo impiego presso l’ambito di monitoraggio meteorologico.

Il radar meteorologico emette un’onda elettromagnetica, appartenente allo spettro delle microonde, nell’atmosfera per mezzo di un’antenna allo scopo rilevare la posizione delle idrometeore (*target*) in un sistema di coordinate espresse in distanza, altezza e azimuth (Figura 7.1). L’onda colpisce le idrometeore che incontra nel suo percorso e la sua energia viene in parte assorbita da queste, in parte riflessa dalle stesse in tutte le direzioni. Una piccola parte di quest’onda viene retro diffusa (*backscattering*) direttamente al radar e successivamente analizzata. Si ha quindi un segnale in partenza avente una certa energia (di circa  $10^6$  W) e un segnale di ritorno, chiamato “eco”, acquisito dall’antenna ricevente e avente un’energia minore (pari a circa  $10^{-3}$  W). Ciò che viene misurato dal ricevitore del radar è la variazione di potenza tra l’onda trasmessa e l’eco di ritorno, ovvero una frazione dell’energia trasportata in principio dal segnale elettromagnetico. Questa frazione di energia è chiamata riflettività, indicata con  $Z$ , ed è misurata in  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ , ma per maggiore comodità può essere espressa in dBZ attraverso un’opportuna conversione ( $Z^* = 10 \log_{10} Z$ ). La riflettività è legata al numero di particelle (idrometeore) per unità di volume e proporzionale alla sesta potenza del loro diametro ( $Z \sim D^6$ ). Essa quantifica la potenza che è stata retro diffusa da ogni singola idrometeora (pioggia, neve, grandine) e dipende dalla dimensione, dalla forma e dalla composizione delle idrometeore analizzate: perciò le gocce di pioggia grandi, ma anche la grandine, retro diffondono più energia e il ricevitore del radar misura alti valori di riflettività. Di contro la neve ha una riflettività più bassa ( $5 < Z(\text{dBZ}) < 30$ ).

Per avere una corretta misura della riflettività, è necessario che vi sia prima una corretta calibrazione del ricevitore del radar e successivamente dell’equazione radar tramite, ad esempio, il confronto con i dati provenienti da disdrometro (*Drop Size Distribution meter*); uno strumento che grazie a un laser rileva simultaneamente la dimensione e la velocità di caduta delle idrometeore. L’equazione radar mette in relazione la potenza del segnale trasmesso dal sensore (conosciuta), con quello di ritorno retro diffuso (misurato), al fine di poter calcolare la riflettività. È proprio l’accuratezza nella misura della potenza del segnale di ritorno a permettere di calcolare un valore attendibile di  $Z$ , che può essere successivamente messo in relazione con l’intensità di precipitazione  $R$  (espressa in mm/h). Questo parametro si può ricavare infatti dalla ben nota legge di potenza, citata nella parte introduttiva, che lega le grandezze  $Z$  e  $R$  (1.1).

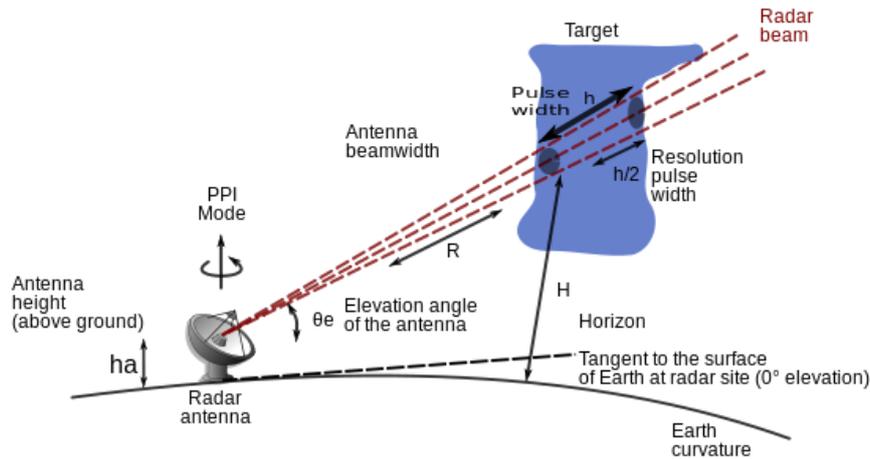


Figura 7.1: Schema di funzionamento del radar meteorologico. Fonte: ARPAV.



Figura 7.2: Immagine esemplificativa di un radar meteorologico.

I radar meteorologici operano nell'intervallo di frequenze delle microonde e questo ne consente l'impiego per l'indagine delle precipitazioni dato che la lunghezza d'onda a cui lavorano è confrontabile con la dimensione delle idrometeore stesse. Solitamente si utilizzano le bande S e C, ma vi sono anche radar a banda X e banda K (Tabella 7.1). La scelta dipende dal tipo di contesto regionale e climatico in cui i radar sono inseriti.

L'attenuazione aumenta al diminuire della lunghezza d'onda, dunque la banda S è la più indicata per le regioni tropicali e per quelle aree dove uragani, tornado e cicloni sono più probabili: è il caso degli Stati Uniti.

I radar a banda C sono attualmente utilizzati in gran parte negli impianti situati in regioni non tropicali, tra cui appunto l'Italia.

Esistono, inoltre, radar che utilizzano valori inferiori di lunghezza d'onda (banda X e banda K), ma si tratta di installazioni sorte per adempiere ad altri scopi e solo in seguito adottati per

l'indagine meteorologica. Il loro uso è problematico, poiché a queste lunghezze d'onda il fascio radar è soggetto ad un notevole assorbimento atmosferico. Tuttavia, buoni risultati nell'avvistamento delle nubi potrebbero essere raggiunti lavorando in banda K dove, al contrario, i radar convenzionali non possono vedere le microscopiche goccioline che le compongono.

Tabella 7.1: Intervalli di frequenza e di lunghezza d'onda utilizzati dai radar meteorologici.

BANDA	Frequenza (GHz)	Lunghezza d'onda (cm)
BANDA L	1 - 2	30 - 15
BANDA S	2 - 4	15 - 8
BANDA C	4 - 8	8 - 4
BANDA X	8 - 12	4 - 2,5
BANDA K, Ku, Ka	12 - 40	2,5 - 0,75

## 7.2 Grandezze misurate

In base alla direzione di propagazione dell'onda elettromagnetica, i radar si distinguono in sistemi a singola e a doppia polarizzazione. I primi, sono da sempre utilizzati e valutano la riflettività solo lungo il piano orizzontale, misurando le seguenti grandezze:

- riflettività orizzontale  $Z_h$  (dBZ)
- velocità Doppler  $V$  (m/s)
- ampiezza dello spettro della velocità Doppler  $\sigma V$  (m/s)

I radar a doppia polarizzazione (*doppler*) sono sistemi di ultima generazione e valutano invece la riflettività su due piani tra loro ortogonali (orizzontale e verticale) e ciò comporta maggiore precisione nel rilevamento delle idrometeore. Infatti, 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 distribuzione delle dimensioni. La trasmissione alternata di impulsi polarizzati orizzontalmente e verticalmente consente in aggiunta un'accurata distinzione tra echi meteorologici e non e, tramite il riconoscimento della forma delle idrometeore, l'identificazione del tipo di precipitazione (le gocce d'acqua, retro diffondono la radiazione radar maggiormente nel piano orizzontale, mentre la neve e la grandine, mediamente di forma sferica, retro diffondono in modo simile nelle due polarizzazioni). Per i sistemi *doppler* sono introdotti altri parametri in aggiunta a quelli citati per i radar a singola polarizzazione, fornendo informazioni più dettagliate sul bersaglio:

- Riflettività differenziale  $Z_{DR}$  (dBZ)
- Sfasamento differenziale  $\phi_{DP}$  (correzione per attenuazione)
- Specifica fase differenziale  $K_{DP}$  (stima di R per precipitazioni convettive intense)
- Coefficiente di correlazione  $\rho$  (per il riconoscimento fase mista)

### 7.3 Prodotti principali

Dal momento che i radar meteorologici indagano un volume atmosferico a tre dimensioni, sono proposti diversi modelli per rappresentare i dati misurati su un piano a due dimensioni:

- **PPI (*Plan Position Indicator*)**: è un'immagine ottenuta mantenendo fisso l'angolo di elevazione e facendo variare l'angolo di azimuth per un angolo giro, nella quale i dati riportati si riferiscono ad una superficie conica il cui vertice coincide con il radar, caratterizzata da un particolare angolo di elevazione, su un piano parallelo al terreno. L'interpretazione corretta di una tale rappresentazione deve, pertanto, tener conto del fatto che l'altitudine alla quale si riferiscono i dati è funzione della distanza dal radar e ciò permette di dedurre il tipo di precipitazione: stratiforme o convettiva
- **RHI (*Range Height Indicator*)**: è un'immagine ottenuta fissando l'angolo di azimuth e variando l'angolo di elevazione tra due valori predefiniti. Si tratta di una sezione verticale del volume di atmosfera, naturalmente passante per il radar. È utilizzata per esaminare lo sviluppo dei sistemi atmosferici in funzione della quota.
- **CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*)**: è un'immagine riferita ad un'altitudine costante. Si ottiene tramite una sezione orizzontale del volume di dati ed è dunque possibile realizzarla solo al termine di un'acquisizione volumetrica completa. È una delle modalità di rappresentazioni più utilizzate per monitorare le condizioni meteo a diverse quote in atmosfera.
- **VMI (*Vertical Maximum Intensity*)**: è un'immagine in cui sono riportati i massimi valori di riflettività (dBZ) lungo la verticale di ogni punto. Quindi diversamente dal CAPPI offre rappresentazioni dei dati per quote variabili. Il VMI viene utilizzato per un monitoraggio generale, in quanto permette di distinguere le zone in cui sono in corso fenomeni di un certo rilievo e di classificarli in base alla loro tipologia (fronti, sistemi convettivi).
- **SRI (*Surface Rainfall Intensity*)**: è un'immagine già elaborata che offre una stima dell'intensità di precipitazione al suolo in mm/h. Integrando questo dato è possibile ottenere una mappa denominata SRT (*Surface Rainfall Total*), nella quale si rappresenta la pioggia caduta al suolo cumulata su intervalli di 1/3/6/12/24 ore.
- **HVMI (*Horizontal Vertical Maximum Indicator*)**: è una proiezione sui tre assi cartesiani del massimo di riflettività; quindi, rispetto al prodotto VMI permette di visualizzare la distribuzione spaziale dei sistemi atmosferici che interessano la superficie coperta dal radar.

## 7.4 Errori nella misura radar

In questo paragrafo sono riassunti sinteticamente gli errori da cui sono affette ordinariamente le misure radar e che sono stati più volte trattati nel testo.

Nell'operazione di conversione da riflettività a intensità di precipitazione, è necessario tener conto che quest'ultima può differire dall'intensità di precipitazione al suolo per una serie di fattori che ostacolano la corretta scansione delle porzioni di atmosfera da parte del radar. Dunque, l'individuazione di questi elementi è uno step fondamentale per correggere i dati radar ed evitare che gli errori abbiano ripercussioni negative sui risultati dell'analisi.

Con riferimento alla Figura 7.3, sono di seguito elencati i principali fattori di errore nelle misure radar:

- 1) Attenuazione del segnale: avviene quando il fascio radar si estende per grandi distanze, superando i corpi nuvolosi sino a quote elevate dell'atmosfera. L'attenuazione è causata inoltre dalla presenza di azoto, ossigeno e vapore acqueo.
- 2) Evaporazione al di sotto del fascio radar: la presenza di masse d'aria secche causa un indebolimento dell'intensità delle precipitazioni con il diminuire della quota, innescando l'evaporazione. In tali condizioni il radar sovrastima la riflettività  $Z$  e quindi  $R$ .
- 3) Effetti orografici e *beam-blockage*: l'aria umida in moto attraverso una catena montuosa è costretta a risalire un pendio trasversale alla direzione del moto; dunque, il sollevamento forzato può dar luogo a fenomeni di condensazione e di precipitazione, che se avvengono al di sotto del fascio radar non possono essere rilevati. Ciò comporta una sottostima dell'intensità di precipitazione al suolo da parte del radar. La presenza di rilievi orografici rappresenta inoltre un vero e proprio ostacolo alla propagazione del fascio radar causandone l'occlusione (*beam-blockage*). Di conseguenza, si ha una diminuzione dell'energia incidente sui volumi di misura e quindi una sottostima della riflettività.
- 4) Presenza della *bright-band*: l'intersezione dello strato di fusione da parte del fascio radar causa una forte variazione nel valore di riflettività misurato, determinata dalle diverse proprietà dielettriche delle particelle intercettate, che può indurre a forti sovrastime (dell'ordine di 5-10 volte) della riflettività e quindi dell'intensità di precipitazione.
- 5) Pioggia debole (*drizzle*): in questo caso si riscontra una sottostima del valore di intensità di precipitazione, dovuto proprio alla presenza di gocce fini.
- 6) Propagazione anomala (ANAPROP): il fenomeno dell'inversione termica che interessa normalmente il profilo verticale dell'atmosfera, provoca una distribuzione della temperatura dell'aria in funzione dell'altezza: sino a una certa quota la temperatura aumenta per poi diminuire. Tale andamento della temperatura, cui è associato un accumulo di umidità al di sotto dell'inversione, determina una particolare distribuzione del valore dell'indice di rifrazione atmosferico. Il fascio radar, di conseguenza, subisce una propagazione non rettilinea (appunto anomala), venendo deviato verso il terreno. In tal caso il radar registra echi dovuti a riflessioni sul terreno e non a precipitazioni, portando a un'interpretazione errata laddove le aree non sono realmente interessate da fenomeni precipitativi.

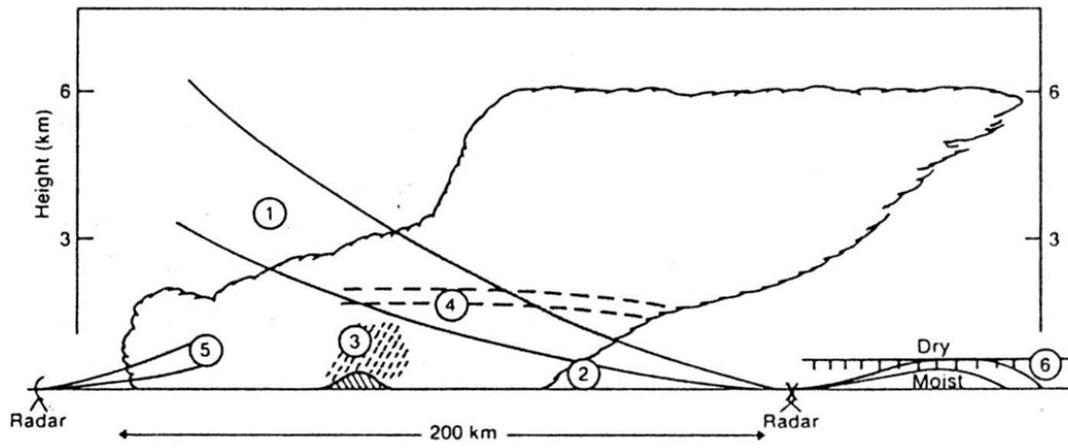
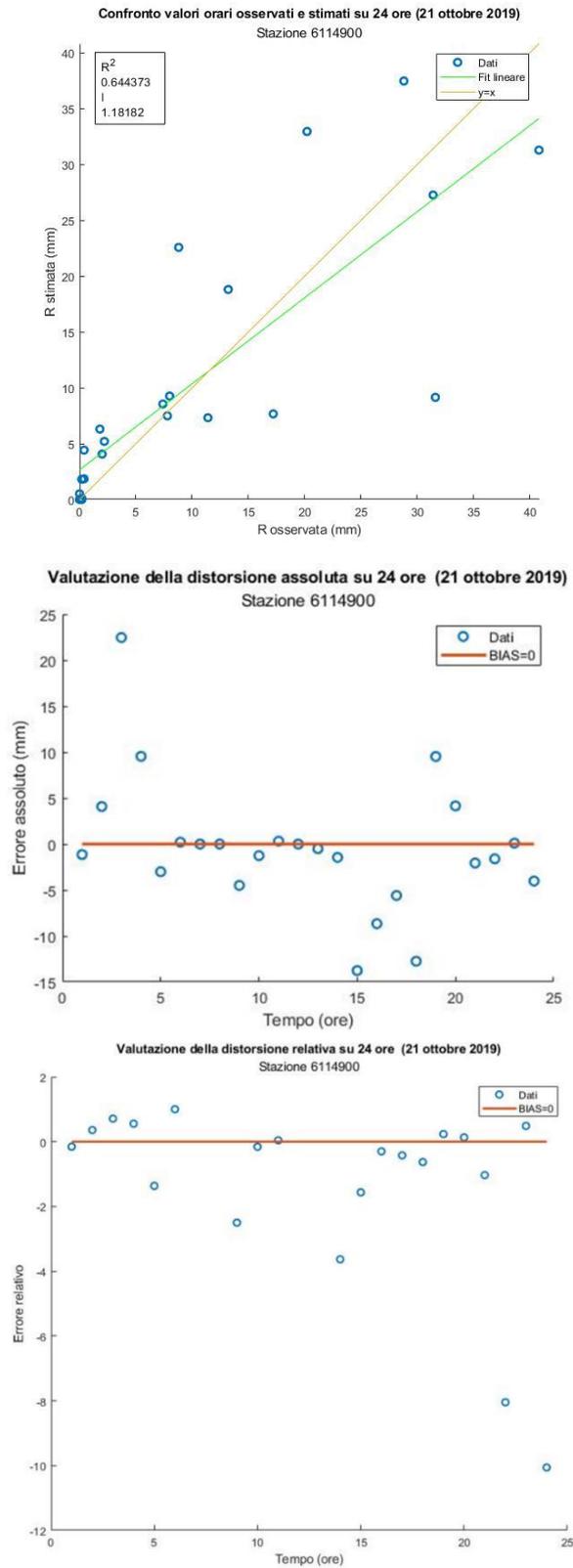


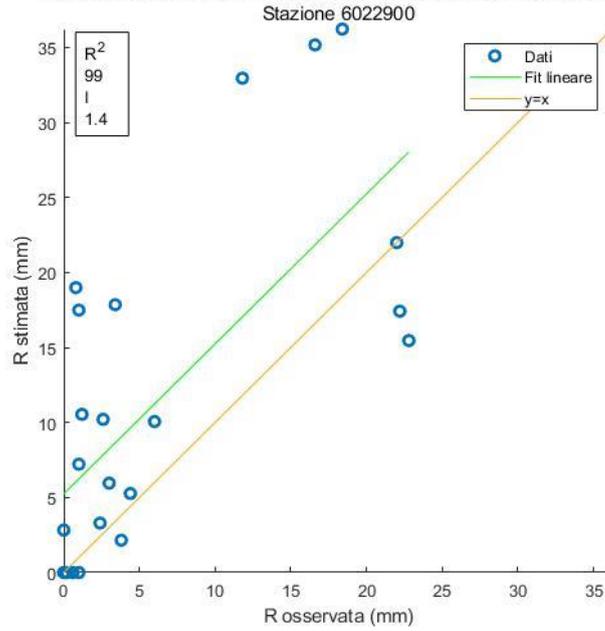
Figura 7.3: Rappresentazione schematica dei fattori di errore nelle misure radar.

# Allegato 1 – Evento pluviometrico ottobre 2019 in Piemonte

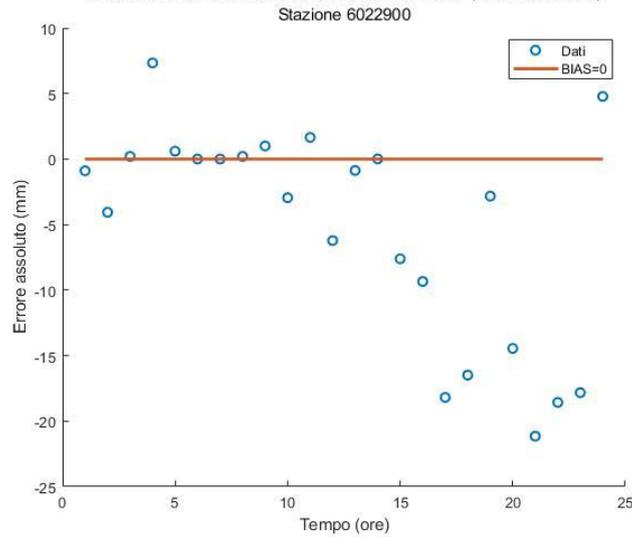
## A4.2.2 – Scatter plot del giorno 21/10/2019



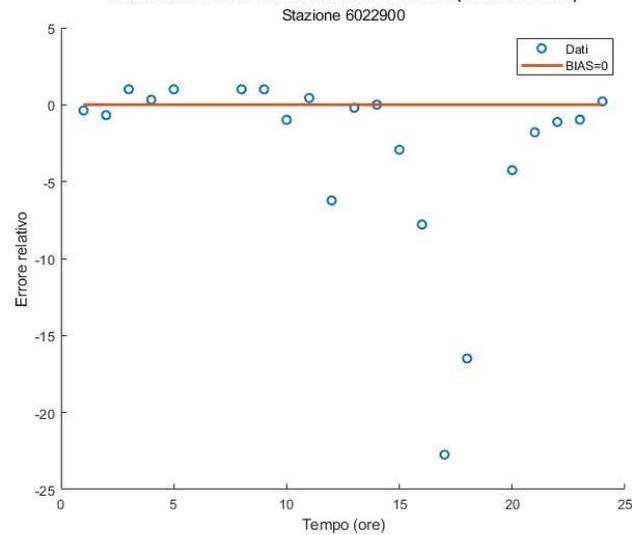
Confronto valori orari osservati e stimati su 24 ore (21 ottobre 2019)



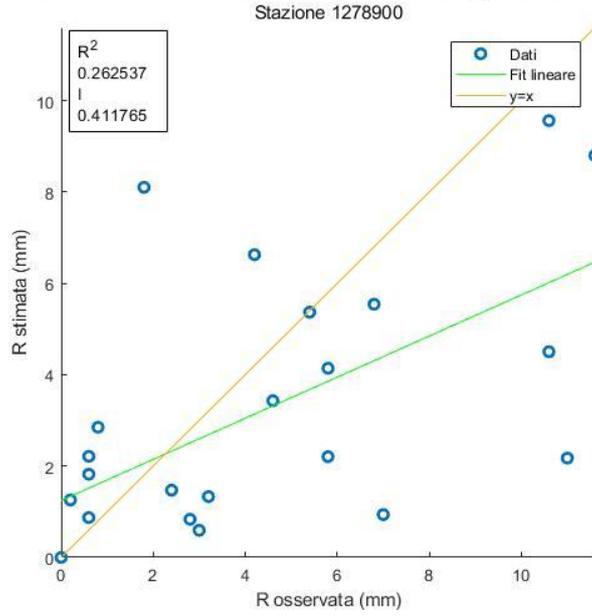
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (21 ottobre 2019)



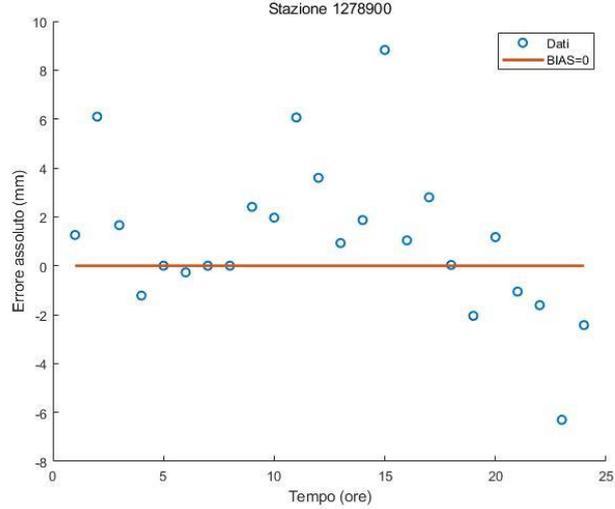
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (21 ottobre 2019)



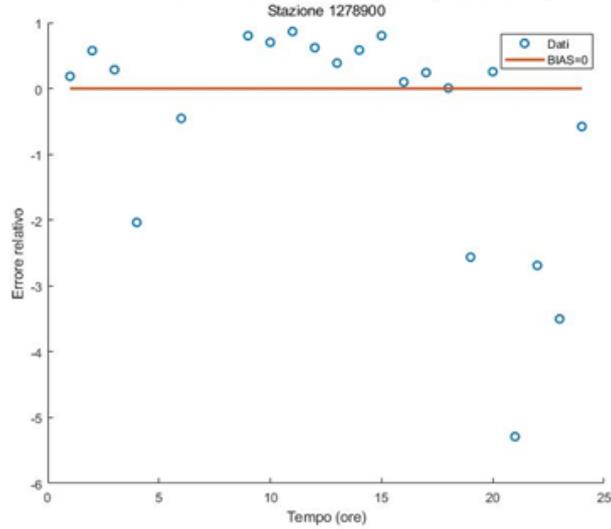
Confronto valori orari osservati e stimati su 24 ore (21 ottobre 2019)

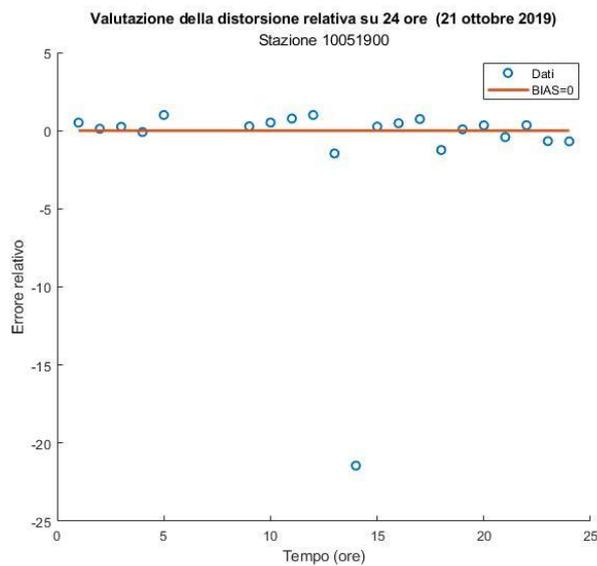
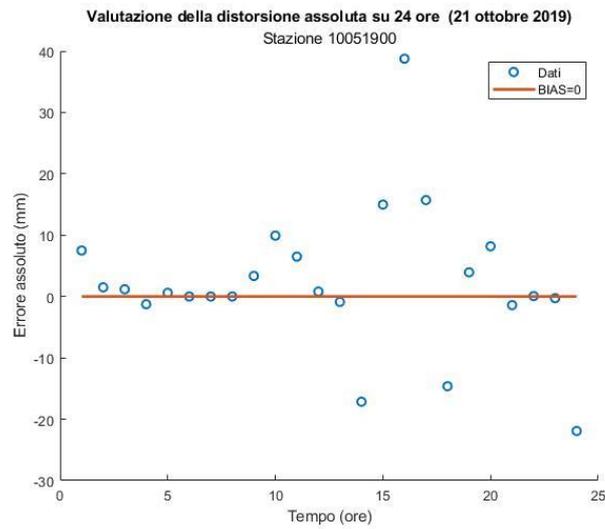
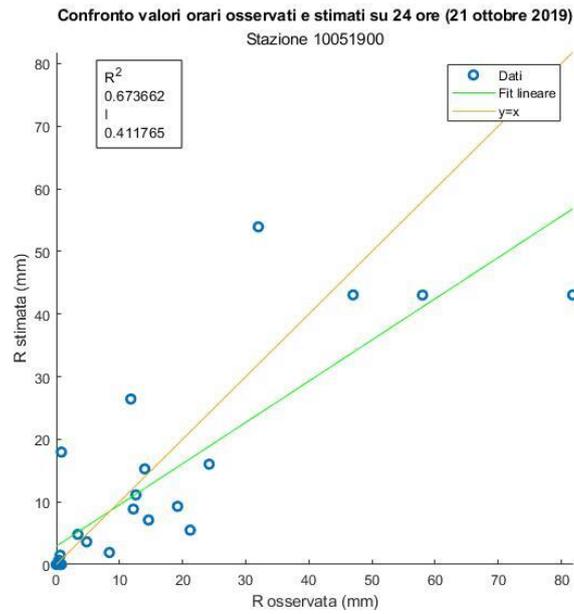


Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (21 ottobre 2019)



Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (21 ottobre 2019)

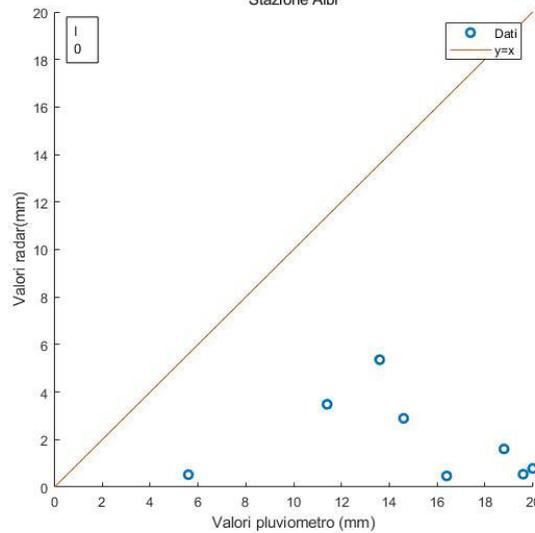




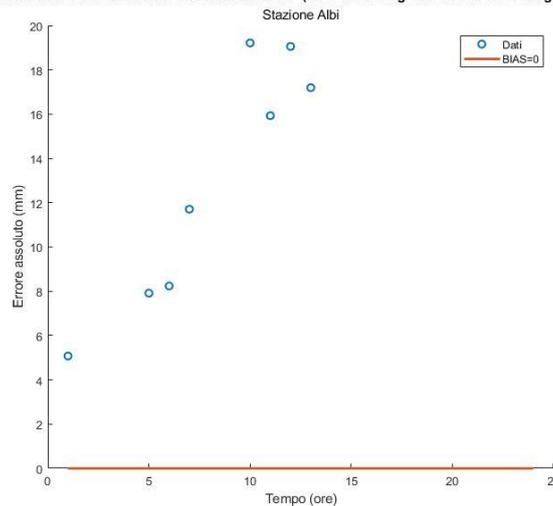
## Allegato 2 – Caso studio sulla Calabria

### A5.1.2 – Scatter plot dell'evento di gennaio 2017

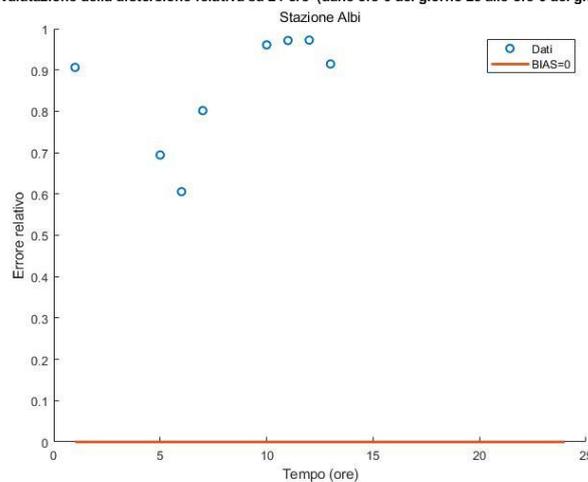
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)  
Stazione Albi



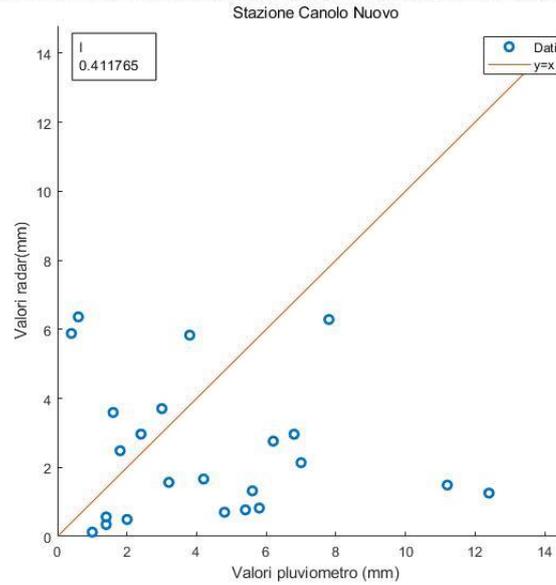
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)  
Stazione Albi



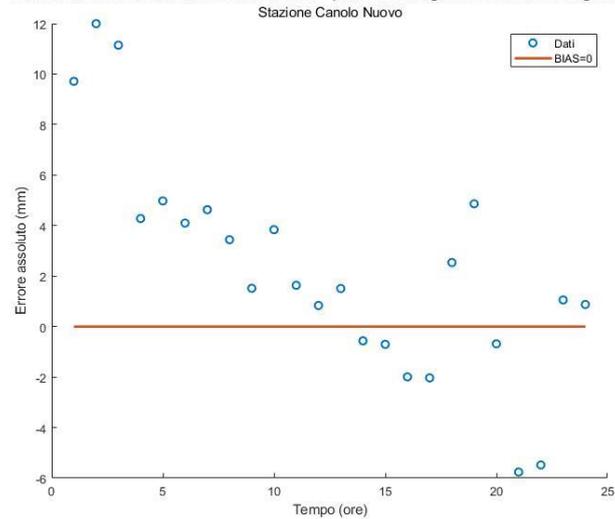
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)  
Stazione Albi



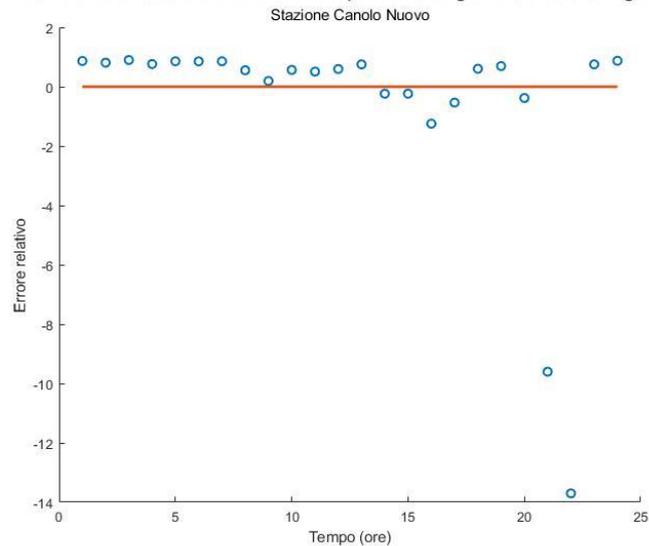
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)

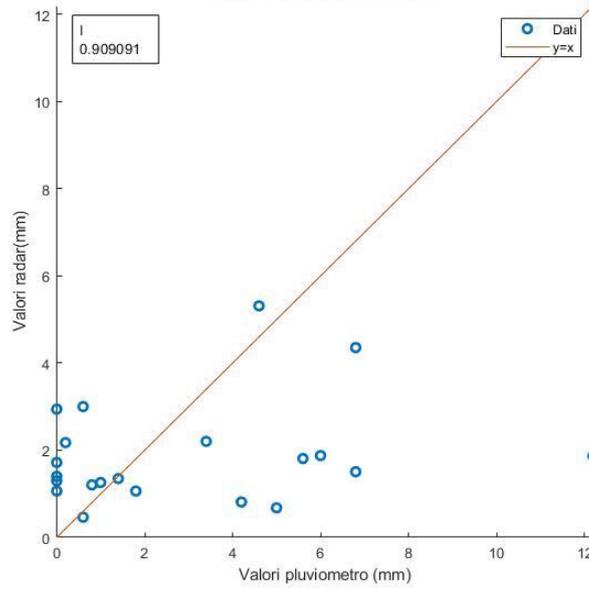


Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



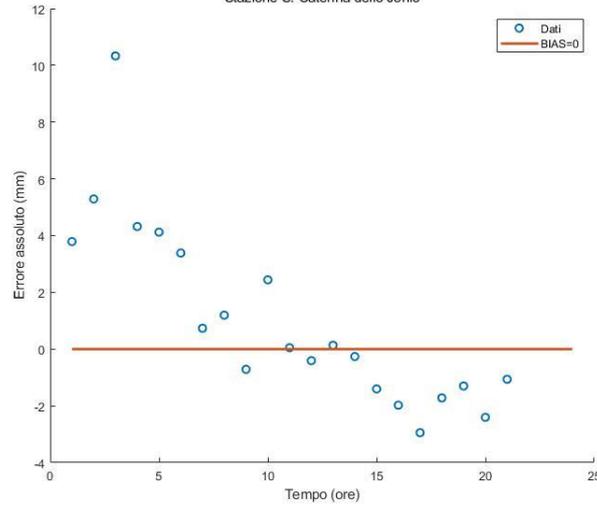
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)

Stazione S. Caterina dello Jonio



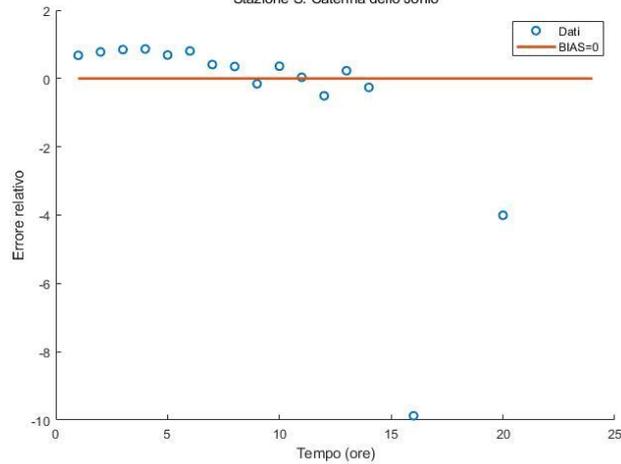
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)

Stazione S. Caterina dello Jonio

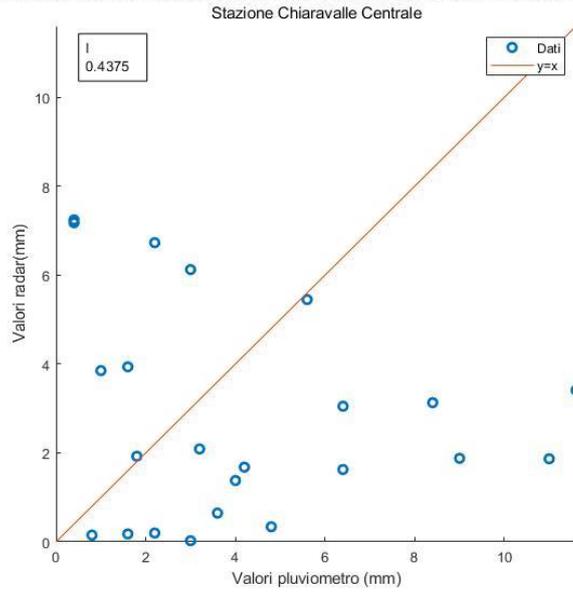


Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)

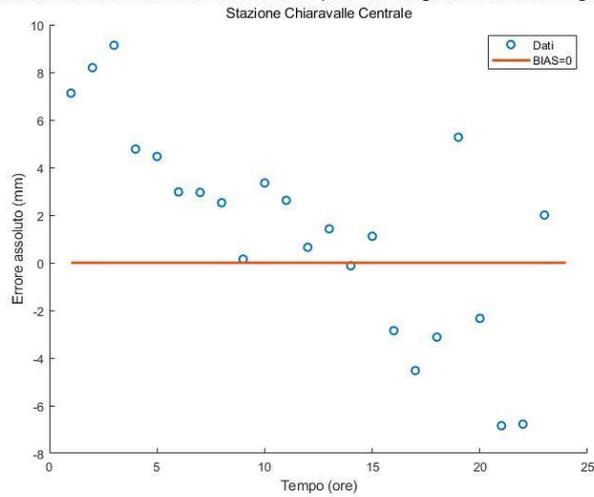
Stazione S. Caterina dello Jonio



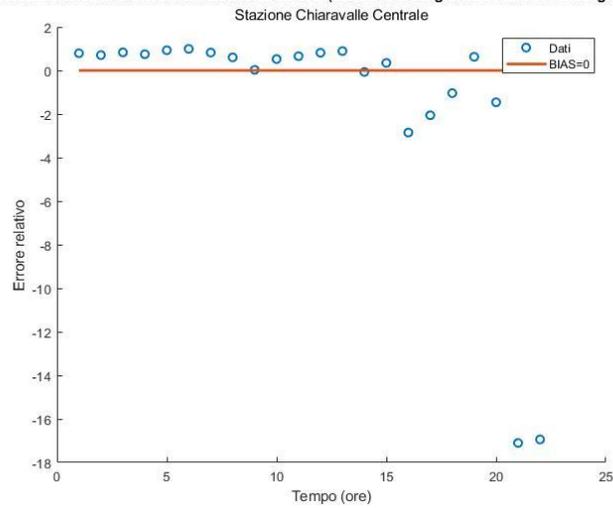
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



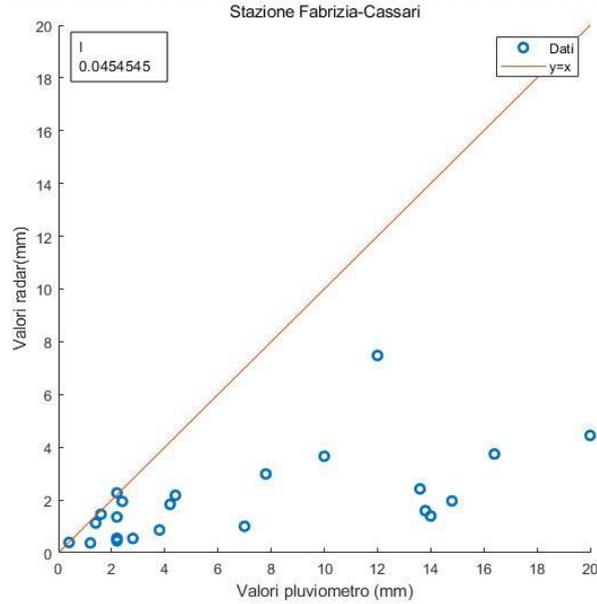
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



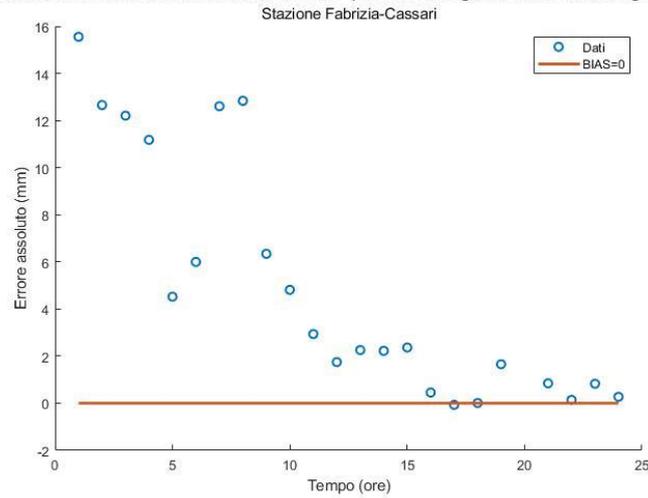
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



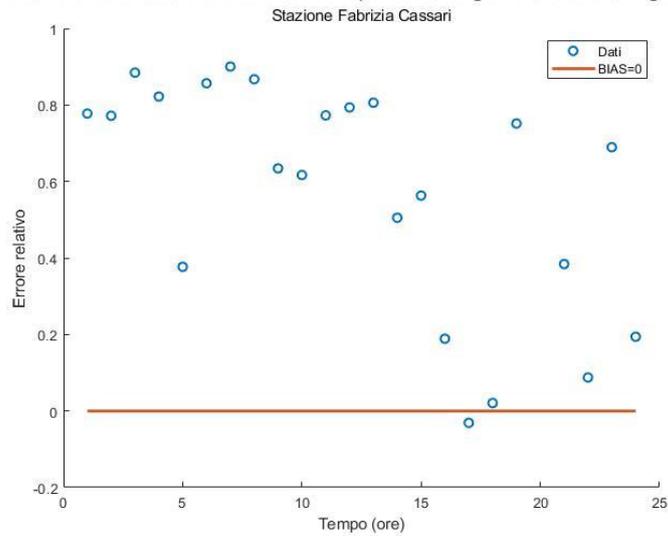
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



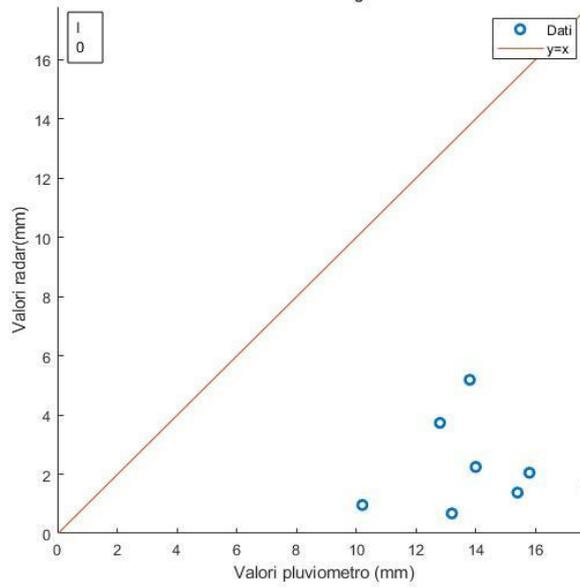
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



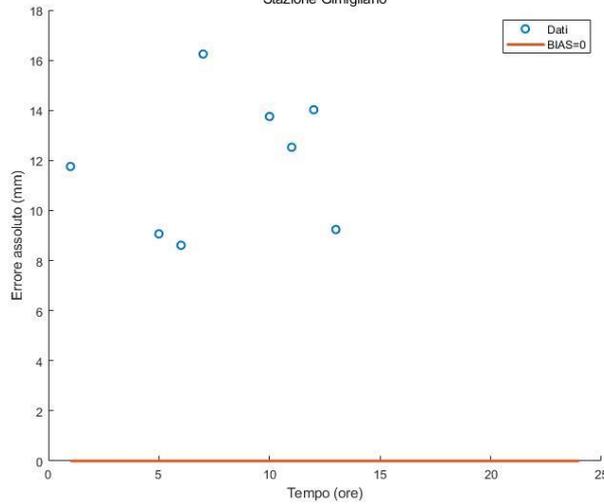
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



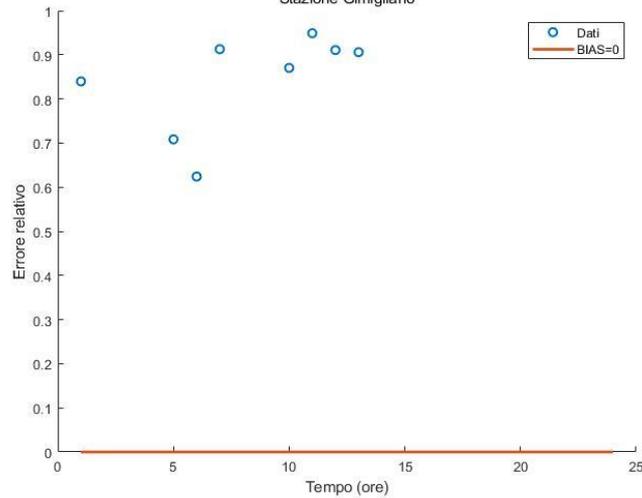
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)  
Stazione Gimigliano



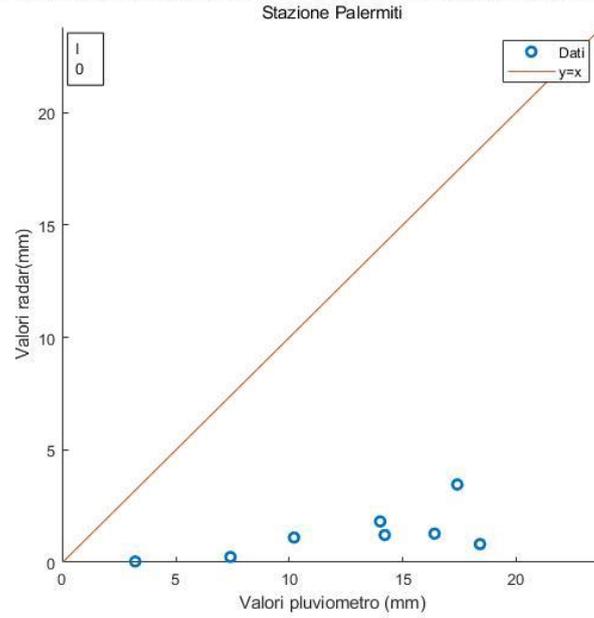
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)  
Stazione Gimigliano



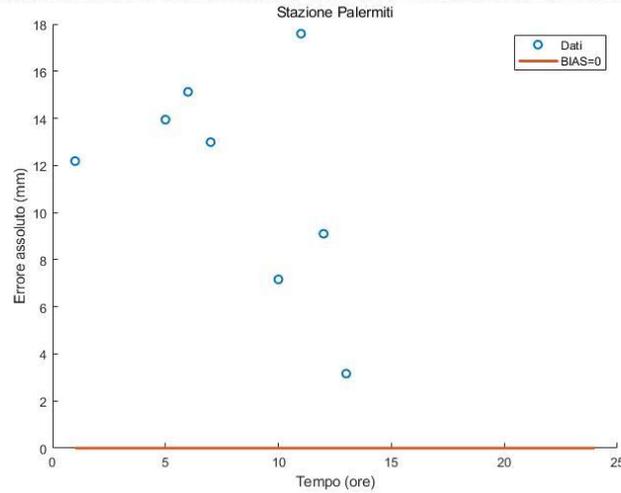
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)  
Stazione Gimigliano



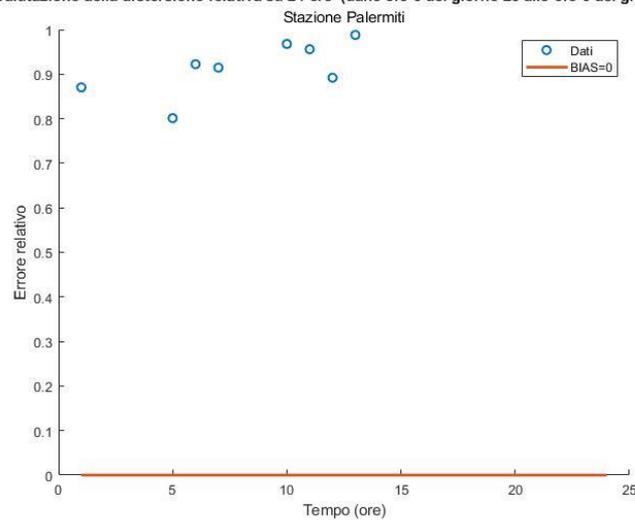
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



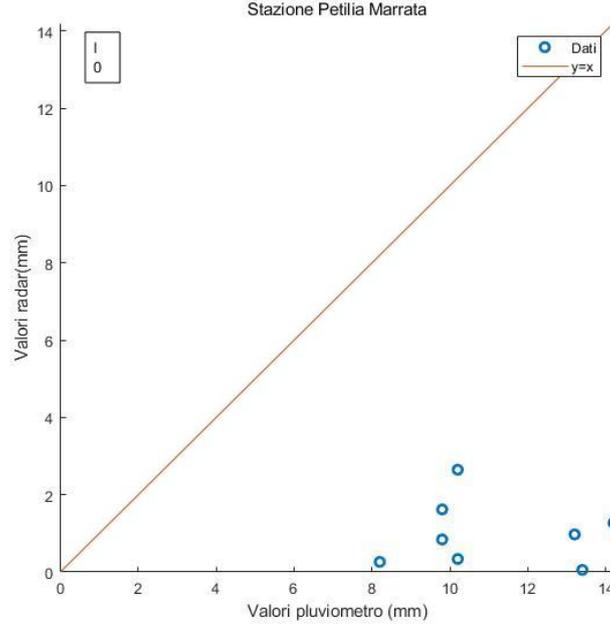
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



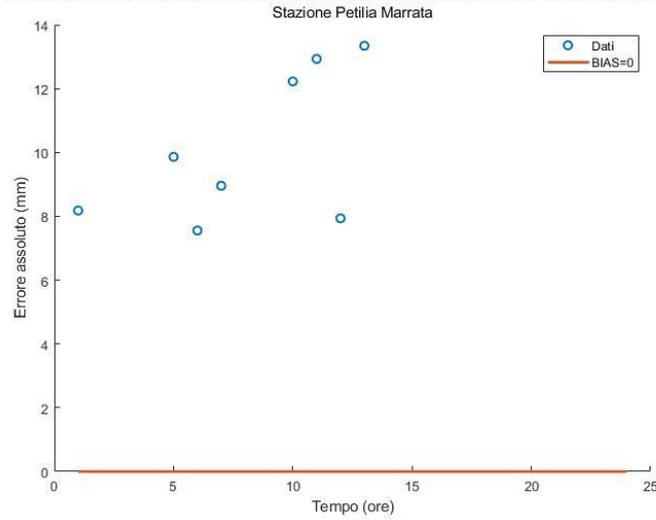
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



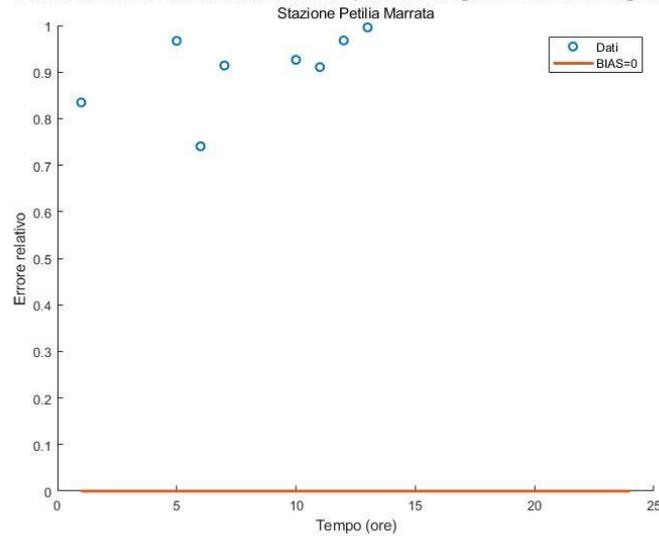
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)



Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)

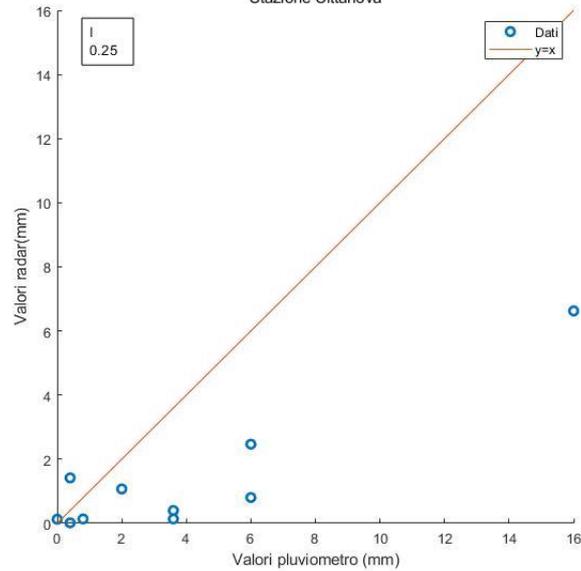


Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 6 del giorno 23 alle ore 6 del giorno 24)

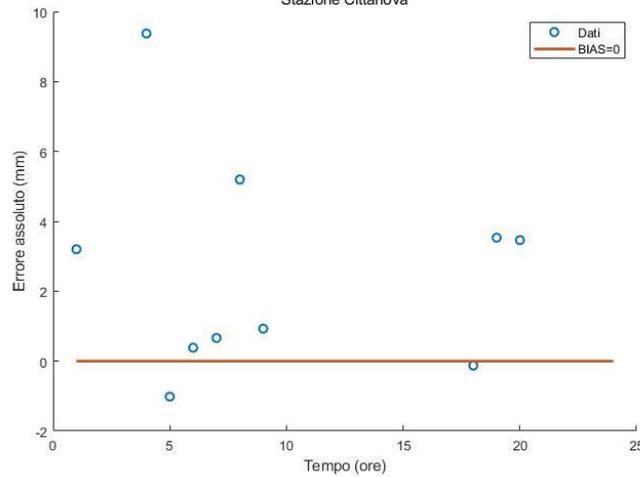


A5.2.2 - Scatter plot dell'evento di giugno 2018

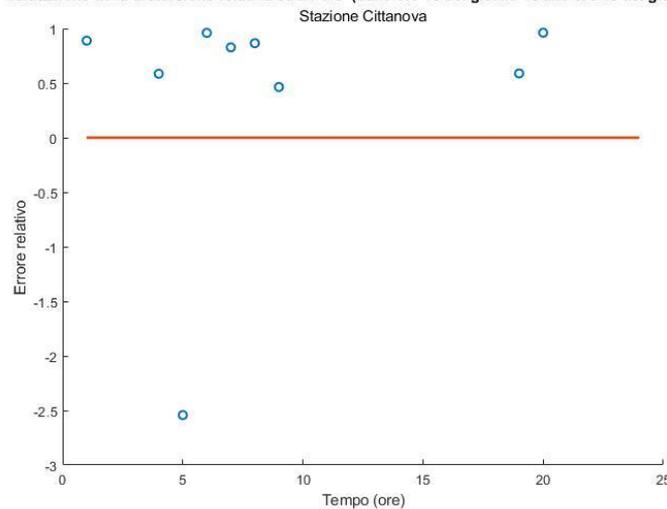
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)  
Stazione Cittanova



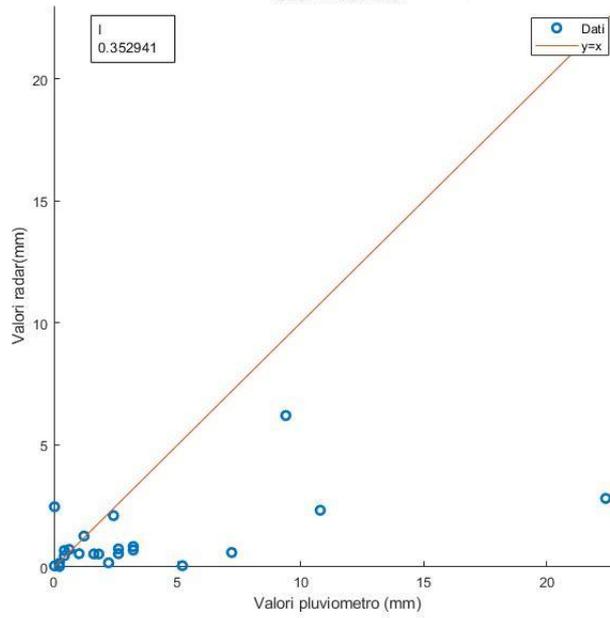
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)  
Stazione Cittanova



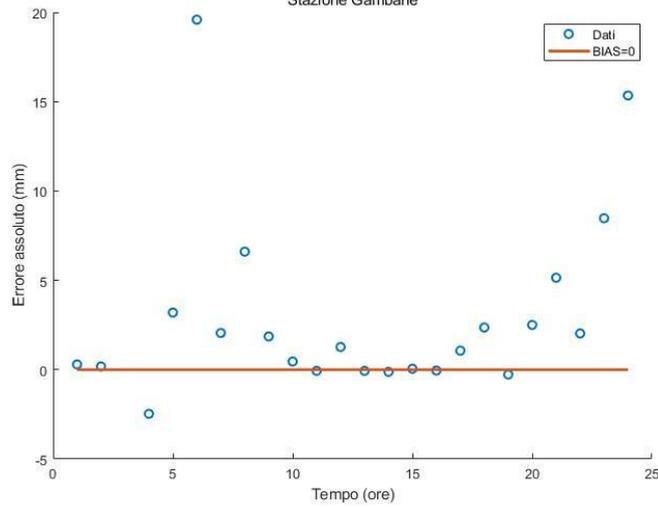
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)  
Stazione Cittanova



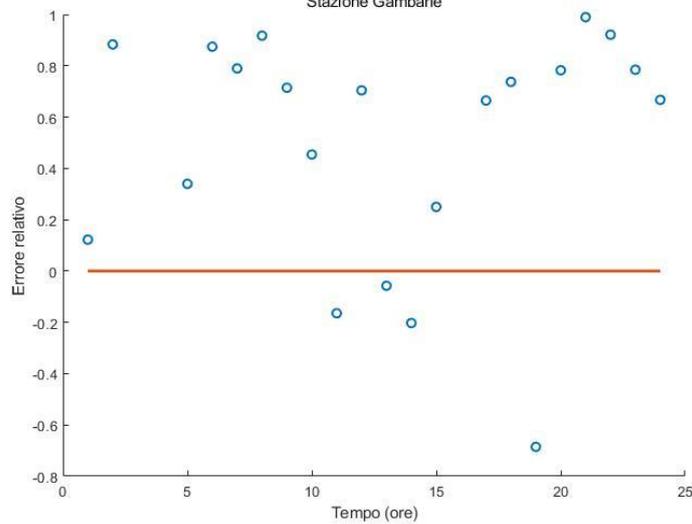
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)  
Stazione Gambarie



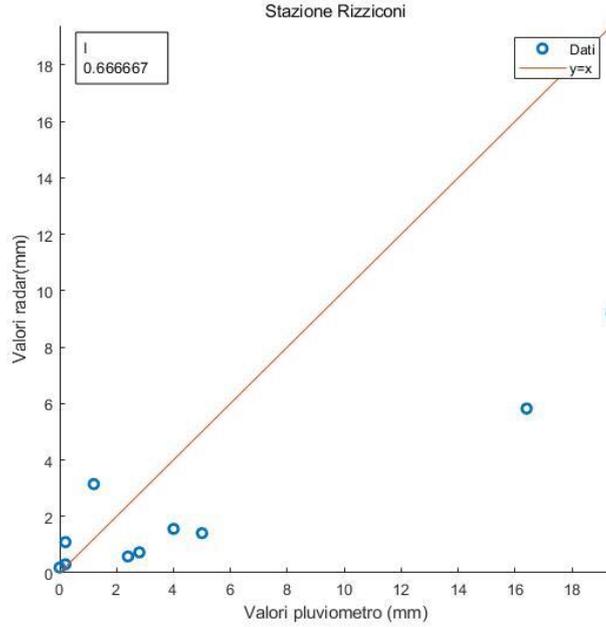
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)  
Stazione Gambarie



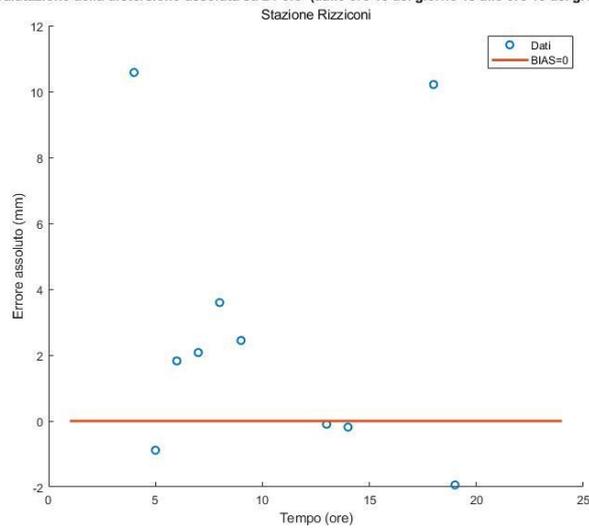
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)  
Stazione Gambarie



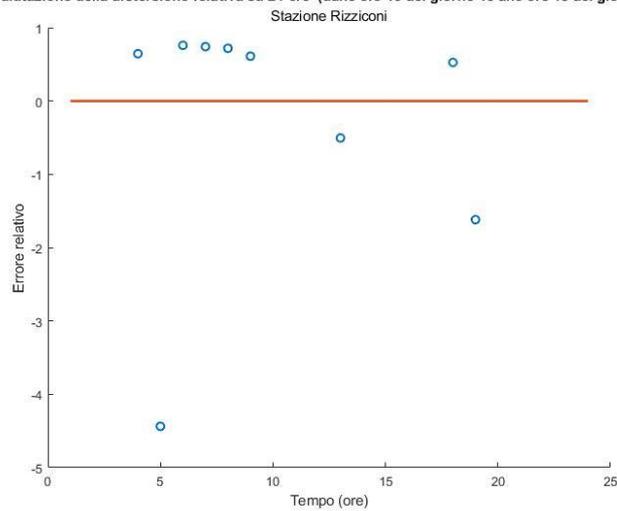
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



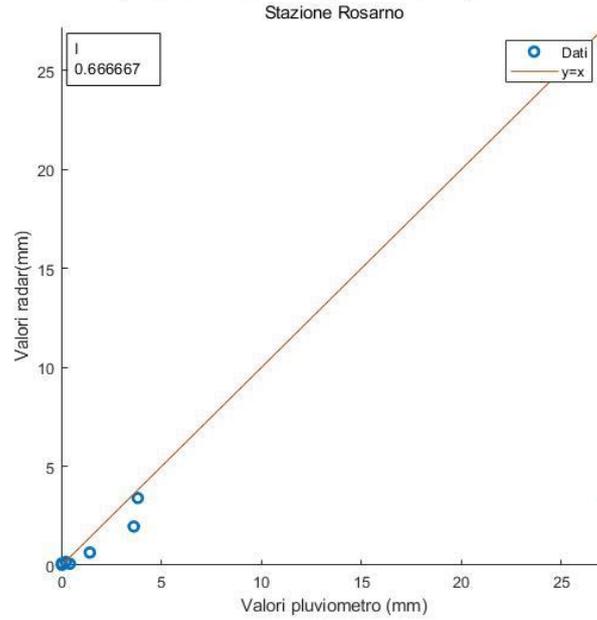
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



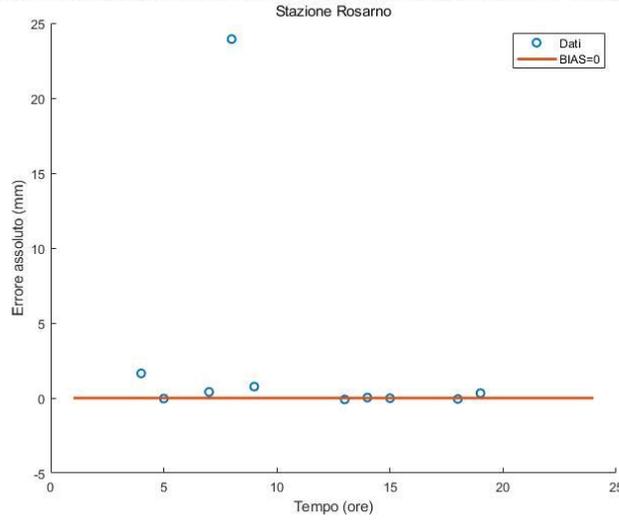
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



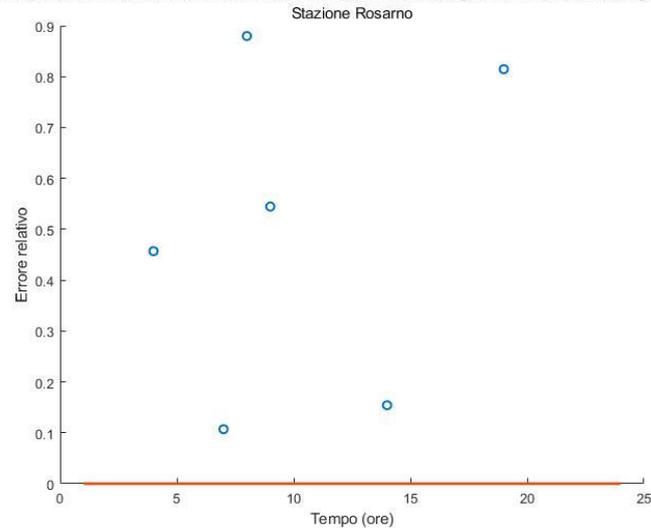
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)

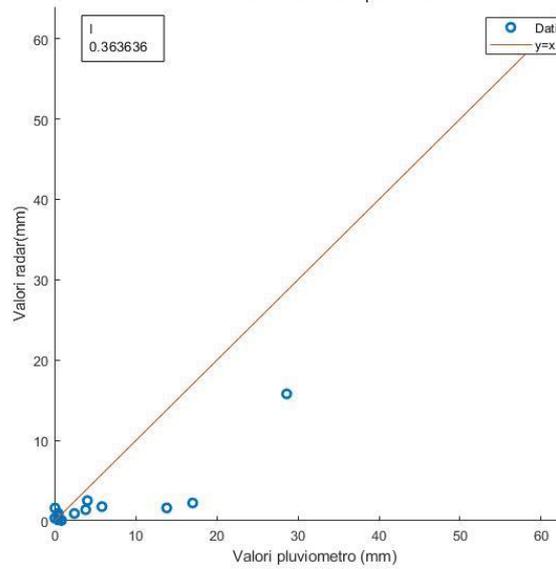


Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



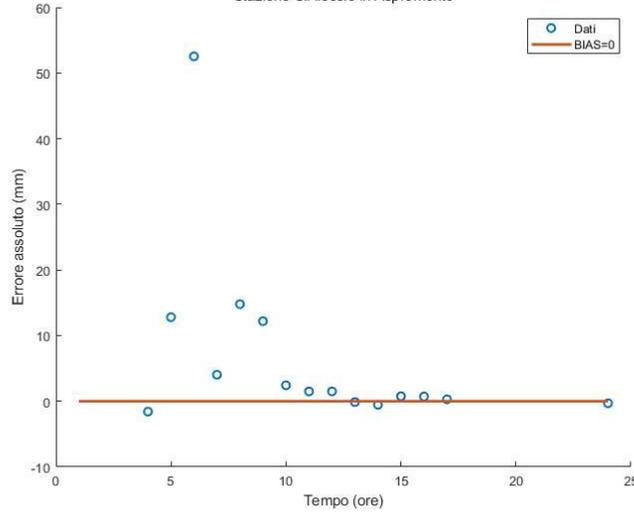
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)

Stazione S.Alessio in Aspromonte



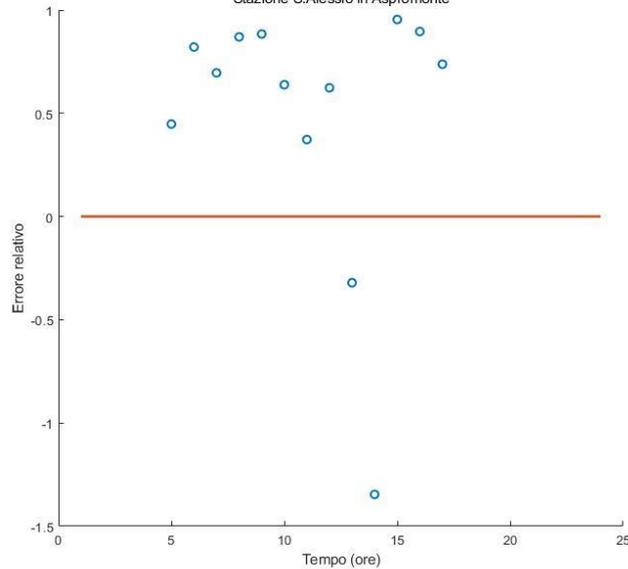
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)

Stazione S.Alessio in Aspromonte

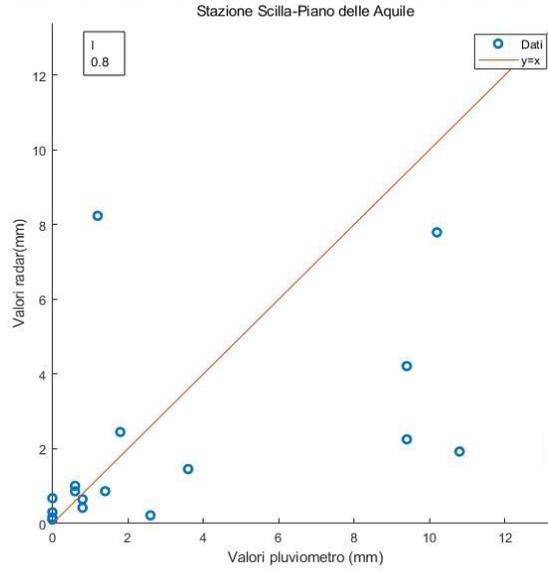


Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)

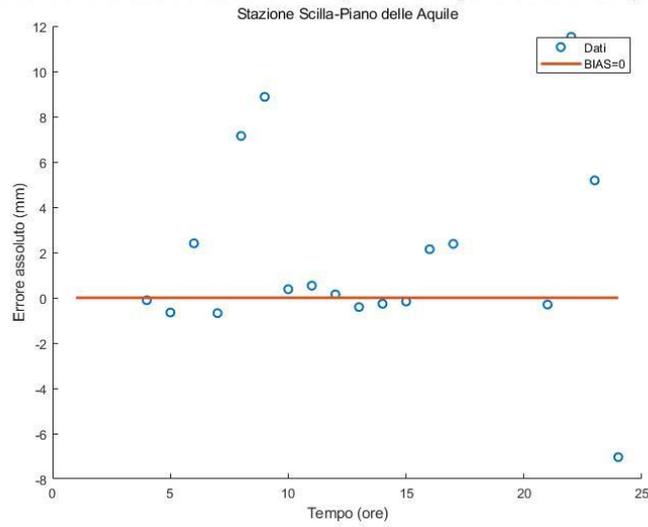
Stazione S.Alessio in Aspromonte



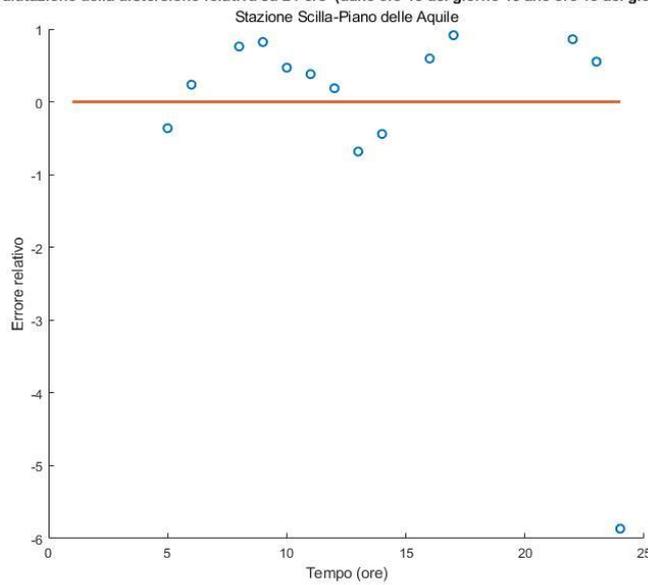
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



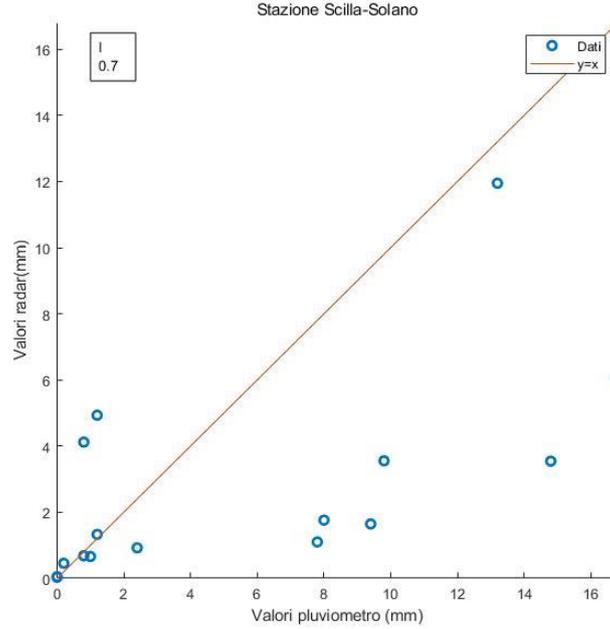
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



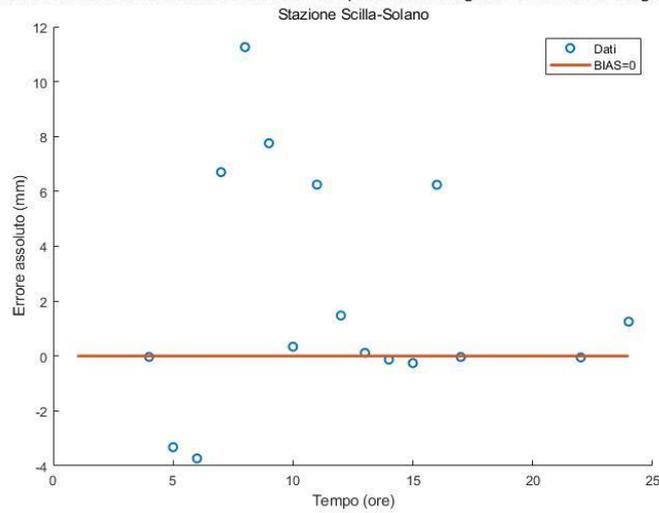
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



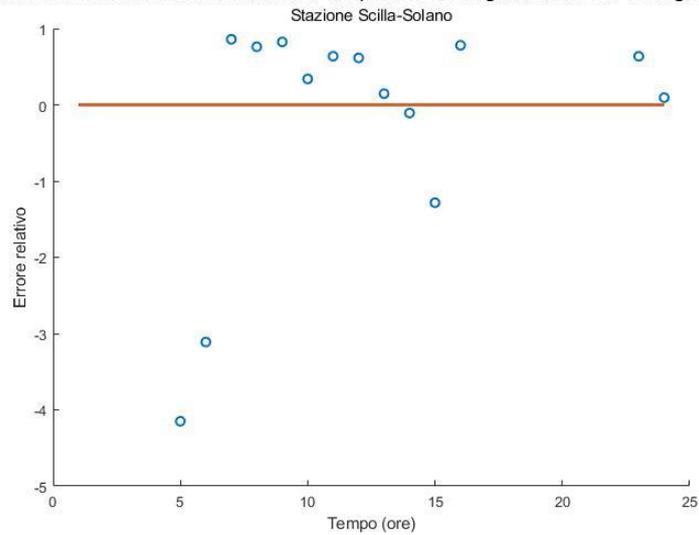
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



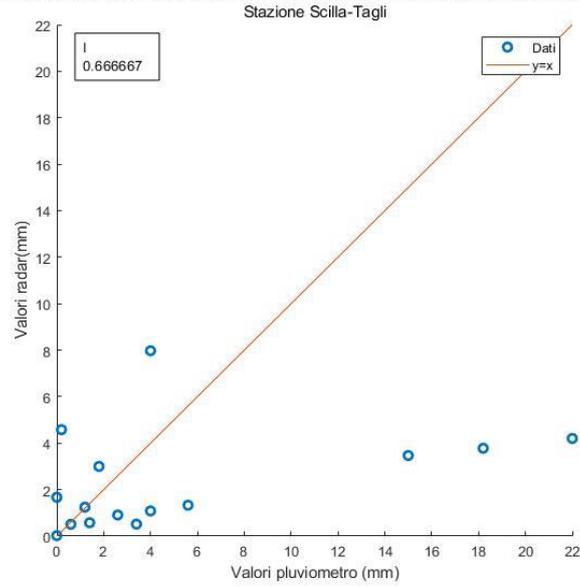
Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



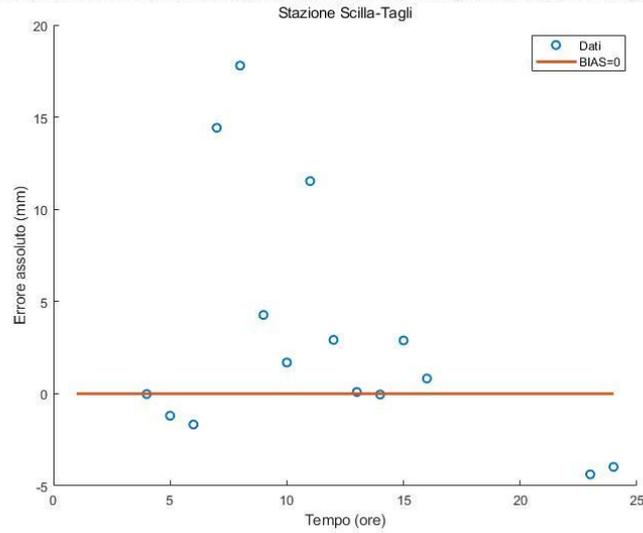
Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



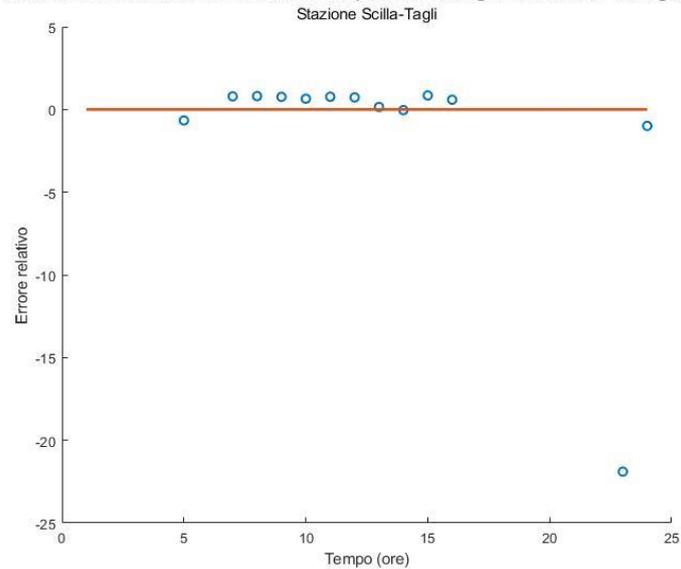
Confronto valori orari di precipitazione su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



Valutazione della distorsione assoluta su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



Valutazione della distorsione relativa su 24 ore (dalle ore 18 del giorno 15 alle ore 18 del giorno 16)



## Bibliografia

- Anagnostou, E. N., Krajewski, W. F. (1998). Calibration of the WSR-88D Precipitation Processing Subsystem, *Weather and Forecasting*, 13(2), 396-406.
- Anagnostou, E. N., Krajewski, W. F., Smith, J. (1999). Uncertainty Quantification of Mean-Areal Radar-Rainfall Estimates, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(2), 206-215.
- Anagnostou, E. N., Krajewski, W. F. (1999). Real-Time Radar Rainfall Estimation. Part I: Algorithm Formulation, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(2), 189-197.
- Anagnostou, E. N., Krajewski, W. F. (1999). Real-Time Radar Rainfall Estimation. Part II: Case Study, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(2), 198-205.
- Bruno, G.; Pignone, F.; Silvestro, F.; Gabellani, S.; Schiavi, F.; Rebora, N.; Giordano, P.; Falzacappa, M. (2021). Performing Hydrological Monitoring at a National Scale by Exploiting Rain-Gauge and Radar Networks: The Italian Case. *Atmosphere* 2021, 12, 771.
- Ciach, G. J., Krajewski, W. F. (1997). Error separation in remote sensing rainfall estimation. Preprints, *13th Conf. on Hydrology*, Long Beach, CA, Amer. Meteor. Soc., 137-40.
- Duan, Q., Gupta, V. K., Sorooshian, S. (1993). A shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization, *J. Optim. Theory Appl.*, 76, 501-521.
- Fulton, R. A., Breidenbach, J. P., Seo, D., Miller, D. A., O'Bannon, T. (1998). The WSR-88D Rainfall Algorithm, *Weather and Forecasting*, 13(2), 377-395.
- Guarascio, M., Folino, G., Chiaravalloti, F., Gabriele, S., Procopio A., Sabatino, P. (2022). A Machine Learning Approach for Rainfall Estimation Integrating Heterogeneous Data Sources, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 60, pp. 1-11.
- Hunter, S. M. (1996). WSR-88D radar rainfall estimation: capabilities, limitations and potential improvements, *Natl. Wea. Dig.*, 20, 26-38.
- Libertino, A.; Allamano, P.; Claps, P.; Cremonini, R.; Laio, F. (2015). Radar Estimation of Intense Rainfall Rates through Adaptive Calibration of the Z-R Relation. *Atmosphere* 2015, 6, 1559-1577.
- Petracca, M., D'Adderio, L. P., Porcù, F., Vulpiani, G., Sebastianelli, S., Puca, S. (2018). Validation of GPM Dual-Frequency Precipitation Radar (DPR) Rainfall Products over Italy, *Journal of Hydrometeorology*, 19(5), 907-925.
- Sebastianelli S., Russo, F. Napolitano, F., Baldini, L. (2012). Effetti dell'errore variabile in range sulle stime radar di pioggia, XXXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Brescia.
- Seo, B., Krajewski, W. F., Kruger, A., Domaszczynski, P., Smith, W. F., Steiner, M. (2011). Radar-rainfall estimation algorithms of Hydro-NEXRAD, *Journal of Hydroinformatics* , 13 (2), 277-291.

Sinclair, S., Pegram, G. (2005). Combining radar and rain gauge rainfall estimates using conditional merging. *Atmosph. Sci. Lett.*, 6: 19-22.

Steiner, M., Smith, J.A. (2002). Use of three-dimensional reflectivity structure for automated detection and removal of nonprecipitating echoes in radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 19(5), 673–686.

Vulpiani, G., Montopoli, M., Passeri, L. D., Gioia, A. G., Giordano, P., Marzano, F. S. (2012). On the Use of Dual-Polarized C-Band Radar for Operational Rainfall Retrieval in Mountainous Areas, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51, 405-425.

Vulpiani, G., Rinollo, A., Puca, S., Montopoli, M. (2014). A quality-based approach for radar rain field reconstruction and the H-SAF precipitation products validation, ERAD 2014 - The eight European conference on radar in meteorology and hydrology.

Vulpiani, G., Baldini, L., Roberto, N. (2015). Characterization of Mediterranean hail-bearing storms using an operational polarimetric X-band radar, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 4681–4698.

## Sitografia

[https://www.mydewetra.org/wiki/index.php/Rete\\_Radar\\_Nazionale\\_-\\_SRIadi](https://www.mydewetra.org/wiki/index.php/Rete_Radar_Nazionale_-_SRIadi)

<https://mappe.protezionecivile.gov.it/it/mappe-rischi/piattaforma-radar>

<https://www.ncei.noaa.gov/products/radar/next-generation-weather-radar>

<https://www.inadef.com/>

<http://www.arpa.piemonte.it/>

<http://www.arpacal.it/>

## Ringraziamenti

Per lo svolgimento del seguente lavoro di tesi, rivolgo i miei più sentiti ringraziamenti al professor Pierluigi Claps che con i suoi preziosi spunti di riflessione mi ha fornito la guida necessaria per condurre la trattazione sull'argomento proposto, anche con il supporto della correlatrice Paola Mazzoglio. I suoi consigli relativi agli aspetti tecnici e il suo livello di esperienza in materia sono stati utili per dedicarmi scrupolosamente a ogni dettaglio.

Ringrazio il professor Francesco Chiaravalloti per il materiale inerente all'analisi dei dati sulla Calabria e il dottor Gianfranco Vulpiani, esperto di radar-meteorologia per il Dipartimento della Protezione Civile, per la disponibilità mostrata nel fornirmi chiarimenti esaustivi.

Ringrazio inoltre la tesista Chiara Argentino con cui ho condiviso parzialmente il percorso di lavoro, la collaborazione reciproca è stata costruttiva e ha contribuito a un significativo raggiungimento dei risultati per entrambe, oltre ad aver reso questa esperienza ancora più ricca.

Al termine di questo percorso di vita, più che universitario, non penso basterebbe una pagina di ringraziamenti per richiamare tutti coloro che ne hanno preso parte sino ad oggi.

Sembra ieri quando, un giorno di cinque anni fa appena diciannovenne, ho fatto ingresso a Torino consapevole che molte cose sarebbero cambiate da quel momento, ma allo stesso tempo ero completamente ignara di quello che mi avrebbero riservato gli anni a venire.

Il risultato raggiunto oggi lo dedico alla mia famiglia, per il costante sostegno morale e per avermi dato la forza di affrontare i momenti più bui con tenacia insegnandomi a non perdere mai la fiducia in me stessa.

Alle amicizie storiche che costituiscono una parte imprescindibile della mia quotidianità, quelle autentiche che sanno leggermi nel profondo e a coloro che sento vicini anche a mille chilometri di distanza.

Alle avventure del trio di via Marco Polo, che anche se a breve non sarà più riunito tra quattro mura, continuerà ad essere la mia forza. Le confidenze, le peculiarità dei diversi caratteri e i singoli momenti condivisi hanno prodotto un'intesa sincera (o meglio nota combo vincente Martina Franca-Statte) che ci unisce sin dal primo anno.

Al gruppo di ambientali, che ritengo sia il regalo più bello che il Poli potesse farmi: tra esami, lezioni ininterrotte, scambi di idee sui progetti futuri, aperitivi e camminate in montagna si è creato un legame raro e solido anche al di fuori delle aule.

A tutte le persone che rientrano in questa grande famiglia da sempre, a quelle che sono subentrate man mano nel corso degli anni dico grazie di tutto, perché questo traguardo lo devo non solo a me stessa ma alla vostra continua presenza e al vostro supporto.

Ogni esperienza, ogni emozione vissuta mi ha lasciato immagini vivide nella mente che non potrò mai cancellare e quando guarderò indietro mi faranno ricordare dei miei meravigliosi anni di università e di voi.





