



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di Territorio e Sistemi Agro-Forestali

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN TERRITORIO AMBIENTE RISORSE E SALUTE
INDIRIZZO: IDRONOMIA AMBIENTALE
CICLO XXV

**PROCEDURA INTEGRATA DI ANALISI E CORREZIONE DELLE OSSERVAZIONI RADAR
PER LA STIMA DI PRECIPITAZIONI INTENSE IN AMBIENTE ALPINO**

Direttore della Scuola : Ch.mo Prof. Mario Aristide Lenzi

Coordinatore d'indirizzo: Ch.mo Prof. Mario Aristide Lenzi

Supervisore :Ch.mo Prof. Marco Borga

Dottorando : Francesco Marra

Sommario

L'avvento delle stime radar di precipitazione ha permesso, negli ultimi decenni, di estendere la conoscenza dei processi di pioggia a scale spaziali e temporali altrimenti inaccessibili sulla sola scorta delle misure da reti di pluviometri; l'approccio alla modellazione dei sistemi idrologici e geomorfici è modificato in profondità e la nozione di modellazione spazialmente distribuita sta sostituendo quella di modellazione concentrata a scala di bacino, la sola realmente disponibile nelle situazioni operative allorché l'afflusso meteorico è stimato sulla base di strumenti puntuali al suolo. L'utilizzazione del radar meteorologico risponde, in idrologia, alla necessità di rendere disponibile una descrizione della distribuzione spaziale della precipitazione che sia integrata su intervalli temporali di risoluzione adeguati agli scopi prefissati e disponibile sulle ampie scale spaziali necessarie per le utilizzazioni operative—un problema destinato a rimanere irrisolto sulla base delle misure ottenute dalle tradizionali reti di pluviometri. È tuttavia necessario riconoscere che le stime radar di pioggia sono affette da numerose sorgenti di incertezza. Assunzioni di tipo microfisico sono necessarie per la conversione della potenza riflessa in intensità di precipitazione e numerosi errori, dipendenti sia dallo strumento che dall'evento osservato, concorrono a deperire la qualità delle misure grezze. Nonostante i progressi scientifici e tecnologici degli ultimi decenni, la stima quantitativa di precipitazione da radar è un campo di ricerca aperto, e nuove procedure di elaborazione sono necessarie sia per scopi di ricerca che per applicazioni operative in tempo reale (Panziera et al., 2011).

Lo scopo di questa ricerca è il miglioramento delle stime quantitative di precipitazione da radar meteorologico per eventi idrometeorologici intensi in ambiente alpino, e colmare, in tal modo, le incertezze relative alla valutazione e alla previsione del rischio idro-geologico e dell'innescio di colate detritiche che sono collegate alla scarsa attendibilità delle misure radar (Berne e Krajewski, 2012; Chen et al., 2013). Gli eventi più intensi dal punto di vista idrometeorologico sono spesso anche i più interessanti

per la radar-idrometeorologia dal momento che il loro monitoraggio è difficilmente conseguibile tramite altri strumenti (Borga et al., 2000, 2008).

Il lavoro è organizzato su tre temi: i) lo sviluppo di una procedura di ri-analisi radar per eventi intensi, ii) la ricostruzione dei campi di precipitazione e l'analisi del campionamento pluviometrico dei medesimi eventi e iii) il miglioramento della catena di elaborazione in tempo reale. Lo studio si concentra sulla regione del Trentino–Alto Adige, caratterizzata da topografia e climatologia tipicamente alpine e dove in estate sono frequenti nubifragi molto intensi che possono dar luogo a piene improvvise e colate detritiche.

La procedura di elaborazione e correzione delle misure radar è orientata, in particolare, alla ri-analisi di eventi intensi. La catena di correzione è strutturata in modo da tener conto degli effetti di errori multipli e utilizza algoritmi di correzione fisicamente basati in grado di correggere gli effetti dovuti a i) attenuazione da radome bagnato (Marra et al., 2010), ii) occlusione parziale del fascio (Delrieu e Creutin, 1995), iii) attenuazione del segnale (Delrieu et al., 1997, 1999a,b, 2000; Serrar et al., 2000) e iv) eterogeneità del profilo verticale (Andrieu e Creutin, 1995a,b). Abbiamo ri-analizzato 7 eventi significativi e quantificato la qualità delle stime tramite confronti con le misure al suolo per mezzo di appositi indicatori statistici. Abbiamo, infine, stimato l'effetto della procedura di elaborazione e valutato il contributo delle singole correzioni alla performance complessiva. Per eventi convettivi intensi la correzione per attenuazione contribuisce per oltre il 50% al miglioramento della stima; nonostante ciò nessuna delle altre correzioni si rivela trascurabile. Attualmente, però, l'algoritmo di correzione per attenuazione non è automatizzabile in modo stabile, di conseguenza non è utilizzabile in tempo reale.

Le colate detritiche rappresentano una delle principali sorgenti di pericolosità idrogeologica del territorio montano. Il loro accadimento è condizionato da numerosi fattori, fra cui uno dei più importanti è rappresentato, nel territorio in esame, dal verificarsi di precipitazioni brevi ed intense (Caine, 1980; Guzzetti et al., 2008). Abbiamo

studiato i campi di precipitazione relativi ad eventi durante i quali sono state innescate colate detritiche e quantificato le scale di variazione dimensionale e la distribuzione in quota della precipitazione. Abbiamo, quindi, stimato la severità locale dei campi di precipitazione in corrispondenza dei bacini di innesco e abbiamo così potuto analizzare il campionamento pluviometrico di tali eventi. Abbiamo così potuto rilevare come l'uso della rete pluviometrica porti ad una sottostima sistematica della severità della precipitazione sui punti di colata, principalmente a causa di due fattori: i) la distanza media tra le stazioni è maggiore della scala dimensionale tipica degli eventi; ii) le stazioni si trovano mediamente a quote inferiori rispetto ai picchi di precipitazione arricchiti dall'orografia.

Abbiamo infine applicato le conoscenze acquisite in fase di ri-analisi al miglioramento della procedura di elaborazione in tempo reale implementando l'algoritmo di correzione per radome bagnato e quantificando le performance della catena di elaborazione attualmente operativa; abbiamo, così, rilevato incertezze nella misura di eventi convettivi. Abbiamo sviluppato un algoritmo in grado di distinguere in tempo reale tra precipitazione stratiforme e convettiva e di utilizzare la procedura più appropriata. Il nuovo prodotto operativo è stato validato tramite confronto con le misure al suolo per un periodo di studio di 4 mesi ottenendo indicatori statistici migliori rispetto al prodotto operativo attuale sia per precipitazione stratiforme che convettiva. Lo sviluppo di una procedura di correzione per attenuazione automatizzabile e sfruttabile in tempo reale resta, però, un problema aperto. In presenza di fenomeni idrometeorologici intensi, infatti, la possibilità di avere a disposizione stime di precipitazione quantitativamente attendibili alla risoluzione di lavoro del radar darebbe un nuovo impulso alle tecniche di monitoraggio delle aree a rischio e alla prevenzione del rischio idro-geologico.

Abstract

The availability of weather radar precipitation estimations is increasing the knowledge of rainfall systems on spatial and temporal scales that cannot be reached by rain gauge networks; consequently the approach to hydrological and geomorphological modeling is changing from concentrated catchment scale modeling—the only available for operational purposes when rainfall is estimated with rain gauges—to spatially distributed modeling. The use of weather radar in hydrology responds to the need for a description of rainfall spatial distribution integrated over the desired time scale and available on operational areas, a problem that will never be solved using only rain gauges. Nevertheless we have to mention that weather radar based measurements suffer from several sources of uncertainty. Microphysical assumptions are needed to convert reflected power measurements into rain rate and a number of errors, depending both on the instrument and on the rainfall system, decrease raw measurements quality. Despite the scientific and technological development of the last decades, radar quantitative precipitation estimation is still a scientific challenge and new elaboration procedures are needed for operational purposes (Panziera et al., 2011).

The objective of the present research is to improve radar quantitative precipitation estimations for intense rainfall events in alpine regions and, in this way, fill the uncertainties concerning hydro-geological and debris-flows risk evaluation and forecasting that depend on the reliability of radar measurements (Berne e Krajewski, 2012; Chen et al., 2013). Heavy hydrometeorological events are often the most interesting for radar hydrometeorology because i) they are difficult to capture with other instruments (Borga et al., 2000, 2008).

The work is organized into three themes: i) development of a re-analysis procedure for intense events, ii) characterization of the rainfall fields and analysis of rain gauge sampling for the same events and iii) improvement of the real-time elaboration routine. The study area is Trentino–Alto Adige that it is characterized by alpine topography

and climatology where intense summer storms often lead to flash floods and debris flows.

The elaboration procedure is focused on intense events re-analyses. The correction chain takes into account the effects of multiple uncertainties and uses physical-based algorithms for the correction of the effects due to i) wet radome attenuation (Marra et al., 2010), ii) beam blockage (Delrieu e Creutin, 1995), iii) attenuation (Delrieu et al., 1997, 1999a,b, 2000; Serrar et al., 2000) and iv) vertical profile of reflectivity (Andrieu e Creutin, 1995a,b). We re-analyzed 7 storm events and we quantified the quality of rainfall estimations by means of statistical indicators. We quantified the effect of the procedure and the contribution of every correction algorithm to the overall performance. Attenuation contributes with more than 50% in the improvement of intense rainfall estimations; nevertheless none of the other corrections can be neglected. The drawback of this algorithm is that it is still not reliable for real-time applications.

Debris flows represent an important hydrogeological risk for mountainous regions; several causes contribute in triggering debris flows but strong short storms are one of the most important for this region (Caine, 1980; Guzzetti et al., 2008). We studied the rainfall fields of some storm events that triggered debris flows and measured their dimensional scales and the height distribution. We also quantified the local severity of the precipitation fields over the debris-flows triggering areas and we analyzed the rain gauge sampling of such events. In this way we show that rain gauges systematically underestimate rainfall severity over the triggering points; this is caused by two main problems: i) the average inter-distance between raingauges is larger than the typical event scale; ii) rain gauges are usually located at altitudes lower than the orographic enhanced precipitation peaks.

We improved the real-time elaboration procedure using the knowledge obtained during re-analysis and we implemented the wet radome attenuation correction algorithm. We quantified the performance of the operational procedure revealing important uncertainties in the estimation of convective rainfall. We developed a new

algorithm that distinguishes stratiform and convective precipitation and applies the appropriate procedure. We quantified the performance of the new operational product over a 4 months study period obtaining statistical indicators showing that the new procedure performs better than the present one both for stratiform and convective events. An automatic real-time correction for attenuation represents an open challenge. In presence of intense hydrometeorological events the availability of real-time reliable radar quantitative precipitation estimations will improve the hydro-geologic risk prevention and mitigation techniques.

Indice

Sommario	iii
Abstract	vi
Indice	ix
1 Introduzione	1
1.1 Obiettivi del lavoro	3
1.2 Organizzazione della tesi	5
2 Stato dell'arte	7
2.1 Stima di intensità di pioggia tramite radar meteorologico	9
2.2 Soglie di precipitazione per l'innesco di colate detritiche	33
3 Procedura di correzione per la ri-analisi di eventi intensi	37
3.1 Attenuazione da radome bagnato	40
3.2 Occlusione del fascio radar	43
3.3 Attenuazione del segnale radar	44
3.4 Variabilità verticale del campo di riflettività	48
4 Ri-analisi di eventi intensi	51
4.1 Area di studio	51
4.2 Periodo di studio	52

4.3	Dati disponibili	52
4.4	Ri-analisi	58
4.5	Importanza relativa delle correzioni	81
5	Caratterizzazione e campionamento di eventi intensi in ambiente alpino	83
5.1	Una metrica per caratterizzare gli eventi	85
5.2	Caratterizzazione dei campi di precipitazione	92
5.3	Severità locale	94
5.4	Campionamento di eventi intensi	96
6	Stima di precipitazione radar in tempo reale	101
6.1	Periodo di studio	104
6.2	Analisi del prodotto operativo attuale	109
6.3	Prodotti operativi proposti	109
7	Conclusioni	113
A	Indicatori statistici	121
B	Catena di elaborazione in tempo reale	123
	Elenco delle figure	133
	Elenco delle tabelle	137
	Bibliografia	139

1. Introduzione

In diversi campi dell'idrologia, così come in meteorologia, in geologia e nelle scienze ambientali, la stima quantitativa delle piogge intense che vengono a rovesciarsi su una data località durante un nubifragio riveste un'importanza fondamentale. Le sollecitazioni dovute alle precipitazioni meteoriche intense rappresentano un dato essenziale, per esempio, nello studio degli interventi di difesa e conservazione del suolo, mentre, d'altra parte, la loro stima e previsione costituisce un elemento necessario negli schemi di predizione dei nubifragi e dei deflussi di piena utilizzati come supporto decisionale alle attività di protezione civile in caso di calamità naturali di tipo idro-meteorologico (Creutin e Borga, 2003; Hossain et al., 2004; Sangati et al., 2009; Sangati e Borga, 2009; Panziera e Germann, 2010; Panziera et al., 2011). Inoltre, poiché i nubifragi forniscono la principale sollecitazione meteorica sul territorio, la loro analisi è un requisito essenziale per valutare il rischio idrologico ed idraulico, sia dal punto di vista strettamente alluvionale, sia per quanto riguarda la stabilità dei versanti e l'erosione superficiale.

La conoscenza del flusso di pioggia è classicamente trattata in idrologia come un processo stocastico a variabile continua (Bacchi e Borga, 1993; Bacchi et al., 1996), senza riferimento esplicito ai meccanismi atmosferici di formazione. Tale approccio è evidentemente condizionato dalla tipologia delle misure tradizionalmente disponibili (valori puntuali provenienti da reti di pluviometri) e dalle applicazioni normalmente condotte sulla base di tali dati (nella maggior parte dei casi, stime di quantitativi medi

areali e caratterizzazione statistica dei valori estremi). Nel caso di stima del solido di pioggia a partire da reti di pluviometri, l'impiego delle tecniche geostatistiche ha inoltre permesso di inquadrare il problema in modo rigoroso, dimostrando, in particolare, come la varianza di stima della precipitazione media areale relativa ad un'assegnata superficie di supporto aumenti, a parità di densità e configurazione della rete di misura, al diminuire dell'intervallo temporale di aggregazione ed al diminuire della estensione spaziale dell'area di supporto considerata (Rodriguez-Iturbe e Mejia, 1974; Lebel et al., 1987; Bacchi e Borga, 1993).

Negli ultimi decenni, l'avvento del radar meteorologico per la stima dei campi di precipitazione, motivato da specifiche esigenze tecniche e scientifiche, ha permesso di estendere la conoscenza dei processi di pioggia a scale spaziali e temporali altrimenti inaccessibili sulla sola scorta delle misure da reti di pluviometri, e sta modificando in profondità l'approccio alla modellazione dei sistemi idrologici e geomorfici, sostituendo la nozione di modellazione spazialmente distribuita a quella di modellazione concentrata a scala di bacino, la sola realmente disponibile nelle situazioni operative allorché l'afflusso meteorico è stimato sulla base di strumenti puntuali al suolo. L'utilizzazione del radar meteorologico risponde, in idrologia, alla necessità di rendere disponibile una descrizione fine della distribuzione spaziale della precipitazione, integrata su intervalli temporali di risoluzione adeguata per gli scopi idrologici prefissati e sulle ampie scale spaziali necessarie per le utilizzazioni operative, un problema destinato a rimanere irrisolto sulla base delle misure ottenute dalle tradizionali reti di pluviometri.

È tuttavia opportuno ricordare che il radar meteorologico non è in grado di fornire una misura diretta dell'intensità di precipitazione. L'osservazione radar della pioggia in atmosfera si basa infatti sull'impiego di un certo numero di algoritmi, in grado di trasformare in riflettività il valore di potenza retrodiffusa dal volume di atmosfera osservato dal radar, e convertire quindi la misura di riflettività in stima di intensità di precipitazione (Andrieu et al., 1997; Germann et al., 2006). Il risultato dell'impiego di tali algoritmi viene evidentemente alterato quando le ipotesi di lavoro (talvolta

non integralmente esplicitate) poste alla loro base non sono verificate nella realtà. L'uso operativo del radar meteorologico richiede quindi l'adozione di un sistema di elaborazione delle misure radar che può essere di notevole complessità, dovendo esso riconoscere e correggere, in modo automatico, diverse potenziali sorgenti di errore.

1.1 Obiettivi del lavoro

La peculiare abilità del radar nel cogliere la struttura fine del campo di precipitazione è inficiata da alcune assunzioni che sono necessarie all'elaborazione dei dati nonché da errori di varia natura in grado di deperire la qualità della misura. Assunzioni di tipo fisico e microfisico sulla struttura del sistema precipitante e sulla distribuzione dimensionale delle idrometeore sono necessarie per la conversione delle misure di potenza in stime di intensità di precipitazione (Laws e Parsons, 1943; Porra et al., 1998; Chapon et al., 2008). Numerosi errori, inoltre, contribuiscono a rendere non utilizzabili, soprattutto quantitativamente, le misure radar grezze, qualora le ipotesi di lavoro non siano completamente soddisfatte. Alcuni di questi errori dipendono dallo strumento (geometria di osservazione, localizzazione geografica, orografia, quota di osservazione), altri dall'evento osservato (tipo di precipitazione, intensità della precipitazione, posizione rispetto allo strumento).

Obiettivo di questo lavoro di tesi è il miglioramento delle stime di precipitazione da radar meteorologico in ambiente alpino, nell'ottica di mitigare il rischio idrogeologico connesso ad eventi idrometeorologici intensi.

Il nostro studio, concentrato sulla regione del Trentino–Alto Adige, affronta le problematiche legate alla complessità orografica del territorio. La regione è osservata da un radar in banda C posizionato sul Monte Macaion (cfr. Sez. 4.3.1); la posizione in quota del radar (1860 m s.l.m.), necessaria affinché lo strumento possa osservare oltre i sistemi montuosi più vicini, influenza sensibilmente la geometria di osservazione enfatizzando alcune sorgenti di errore. La regione mostra una climatologia tipicamen-

te alpina, con precipitazioni medie annue che eccedono i 2000 mm . Durante l'estate sono frequenti temporali molto intensi, in grado di provocare piene improvvise e colate detritiche con danni anche importanti sia alle persone che alle strutture (Villi et al., 1986; Berti et al., 1999; Marchi e D'Agostino, 2004; Gregoretto e Dalla Fontana, 2008; Tarolli et al., 2006; Norbiato et al., 2009).

Gli eventi più significativi dal punto di vista idrometeorologico sono anche i più interessanti per la radar-idrometeorologia dal momento che sono difficilmente osservabili con altri strumenti di misura e risentono di importanti errori di stima da radar (Andrieu et al., 1997; Borga et al., 2000; Germann et al., 2006; Kurri e Huuskonen, 2008).

Con questo lavoro di tesi si è inteso anche considerare la possibilità di utilizzare le osservazioni radar di pioggia per caratterizzare le piogge innescanti colate detritiche. La letteratura relativa all'uso del radar meteorologico per la valutazione e la previsione del rischio di innesco di colate detritiche è attualmente poco abbondante e solo recentemente si è iniziato a caratterizzare la relazione tra pioggia stimata tramite radar e innesco di colate detritiche e frane superficiali (Wieczorek et al., 2001, 2003; Morrissey et al., 2004; MacLeod, 2006; Chang et al., 2007; Chiang e Chang, 2009; Minder et al., 2009; Grodek et al., 2012; Liou et al., 2012). Questo è dovuto principalmente a due fattori: i) le significative incertezze che caratterizzano le stime di precipitazione da radar in ambienti ad orografia complessa (Chen et al., 2013; Berne e Krajewski, 2012) e ii) le caratteristiche di campionamento del radar che, seppure con risoluzioni più elevate rispetto alle reti pluviometriche, non è in grado di cogliere la variabilità a scala fine (inferiore al km), che pure è importante nell'innesco di colate. Il lavoro svolto nell'ambito di questa tesi ha permesso di limitare significativamente le incertezze relative al punto i) sviluppando una procedura in grado di ottenere misure di qualità per eventi idrometeorologici intensi.

1.2 Organizzazione della tesi

Il lavoro si è sviluppato su 3 temi principali:

- i. lo sviluppo di una procedura di ri-analisi radar per eventi intensi;
- ii. la ricostruzione dei campi di precipitazione e l'analisi del campionamento pluviometrico dei medesimi eventi;
- iii. il miglioramento della catena di elaborazione in tempo reale attraverso l'utilizzo delle conoscenze acquisite in ambito di ri-analisi.

Il **Capitolo 2** illustra lo stato dell'arte. Si descrive il principio di funzionamento del radar meteorologico e le ipotesi di lavoro che ne sono alla base; si presentano i principali errori che possono inficiare le misure e le tecniche di correzione per gli stessi e ci si concentra sugli algoritmi di correzione fisicamente basati. Si descrivono quindi le problematiche relative all'osservazione e alla misura di eventi idrometeorologici intensi, focalizzandosi sull'osservazione di eventi idrometeorologici innescenti colate detritiche.

Il **Capitolo 3** descrive lo sviluppo di una procedura di elaborazione e correzione delle osservazioni radar volta alla ri-analisi di eventi idrometeorologici intensi. Si è lavorato tenendo in particolare considerazione le fonti di errore che consentono una correzione fisicamente basata quali i) attenuazione da radome bagnato, ii) occlusione del fascio, iii) attenuazione e iv) variazione della riflettività lungo la verticale. Il problema dell'attenuazione da radome bagnato, in particolare, è stato affrontato sviluppando una procedura di correzione adatta al radar di Monte Macaion, in grado di sfruttare la variazione di riflettività di echi di terra per calcolare l'entità dell'attenuazione.

Il **Capitolo 4** descrive la ri-analisi di 7 eventi idrometeorologici intensi individuati nell'archivio radar disponibile. Sulla base delle misure ottenute si quantifica l'effetto delle correzioni fisicamente basate mostrando che l'attenuazione del segnale radar ri-

sulta causare gli errori più significativi. Si evidenzia però che, nonostante questo, solo l'utilizzo combinato delle diverse tecniche di correzione permette di ottenere stime di elevata qualità.

Nel **Capitolo 5** le misure ottenute durante il lavoro di ri-analisi sono utilizzate per analizzare le scale di variabilità tipiche di eventi idrometeorologici intensi e la severità della precipitazione in corrispondenza dei punti di innesco di colate detritiche. Tali risultati sono confrontati con le stime ottenute dal campionamento pluviometrico dei medesimi eventi osservando come le misure al suolo non siano in grado di restituire stime sufficientemente affidabili dei campi di precipitazione innescanti.

Nel **Capitolo 6** applichiamo le conoscenze acquisite al miglioramento della procedura di elaborazione in tempo reale. Si è implementato l'algoritmo di correzione per attenuazione da radome bagnato e si è migliorata la procedura di elaborazione del profilo verticale di riflettività ottenendo un prodotto operativo in grado di effettuare stime quantitative attendibili per eventi di tipo sia stratiforme che convettivo.

Il **Capitolo 7**, infine, riporta le conclusioni generali del lavoro di tesi.

2. Stato dell'arte

Dopo una breve introduzione al radar meteorologico, se ne descrive il principio di funzionamento. Si descrivono le ipotesi fisiche e microfisiche alla base della procedura di conversione da segnale elettromagnetico a intensità di precipitazione e si analizzano quindi le fonti di errore che caratterizzano le misure radar descrivendo le procedure di correzione principali e focalizzandosi sulle procedure di correzione fisicamente basate (Sez. 2.1). Si descrive poi lo stato dell'arte sull'osservazione di eventi idrometeorologici intensi e sull'analisi delle precipitazioni innescanti colate detritiche (Sez. 2.2).

Il radar (RAdio Detection And Ranging) è uno strumento in grado di trasmettere un'onda elettromagnetica e rilevare l'eco riflesso da oggetti situati lungo la direzione di propagazione dell'onda trasmessa, ottenendo informazioni riguardo a distanza, dimensioni e velocità di spostamento di tali oggetti rispetto al radar. Il principio del radar fu dimostrato da Heinrich Hertz nel 1880, ma solo all'inizio del '900 vi furono i primi esperimenti con i quali si riuscì a rilevare la presenza di oggetti metallici per mezzo di onde radio.

I progressi nell'utilizzo dei radar ebbero una forte accelerazione a partire dalla fine degli anni '60 con lo sviluppo di computer sempre più compatti e veloci. Grazie alle capacità degli elaboratori elettronici di immagazzinare ed elaborare una gran mole di dati si è oggi in grado di processare i dati radar in tempo reale ed avere informazioni utili anche per una più ampia gestione delle risorse idriche. In tal senso numerosi

sforzi sono stati fatti e sono attualmente in fase di studio per utilizzare le informazioni radar in modo operativo nel campo dell'agrometeorologia, per la gestione di invasi artificiali e di reti fognarie, per la previsione di piene e di dissesti idrogeologici (French e Krajewski, 1994; French et al., 1994; Borga et al., 2000; Thielen et al., 2000; Borga, 2002; Borga et al., 2002; Creutin e Borga, 2003).

Il radar genera un impulso elettromagnetico che viene focalizzato da un'antenna e trasmesso nell'atmosfera. Gli oggetti che si trovano lungo il percorso di tale impulso elettromagnetico (bersagli) diffondono in ogni direzione l'energia elettromagnetica da cui vengono investiti. Parte di tale energia viene retrodiffusa verso il radar e l'antenna riceve la radiazione retrodiffusa e la invia al ricevitore. La grandezza misurata dal radar è la potenza del segnale di ritorno che però dipende sia dalle caratteristiche delle idrometeore sia dalle caratteristiche del radar, quali lunghezza d'onda, antenna, distanza; per questo motivo viene definito il fattore di riflettività radar (o semplicemente riflettività, Z) in modo che dipenda solamente dalle caratteristiche delle idrometeore.

La lunghezza d'onda con cui opera il radar è un parametro cruciale poichè determina la fisica dell'interazione tra onda elettromagnetica generata e bersagli (idrometeore, ma anche gas atmosferici). Diversi fattori concorrono alla scelta della lunghezza d'onda:

- caratteristiche degli oggetti da osservare;
- capacità di identificare caratteristiche fini dei fenomeni osservati;
- effetti dell'atmosfera sull'energia trasmessa;
- sensibilità (capacità di distinguere bersagli deboli a grande distanza);
- dimensioni, pesi e costi dello strumento.

Portata	$\lesssim 250$ km
Risoluzione spaziale	≈ 1 km
Risoluzione temporale	≈ 5 min

Tabella 2.1: Scale operative del radar meteorologico

La maggior parte dei radar operano con lunghezze d'onda comprese fra 0.8 cm e 10 cm . Normalmente radar operanti con lunghezze d'onda minori hanno dimensioni e costi inferiori. Lunghezze d'onda più piccole (~ 3 cm) sono efficaci nell'identificare piccole particelle come le idrometeore in formazione nelle nubi ma sono anche parzialmente assorbite dalle particelle stesse. Questo crea problemi di attenuazione del segnale che rendono difficile la misura dell'energia retrodiffusa man mano che ci si allontana dallo strumento. Da un punto di vista fisico il principale vantaggio delle lunghezze d'onda maggiori (~ 10 cm) consiste nel fatto che l'assorbimento da parte delle particelle e dei gas atmosferici è drasticamente ridotto.

2.1 Stima di intensità di pioggia tramite radar meteorologico

La densità di potenza elettromagnetica emessa utilizzando un'antenna per concentrare l'energia in una direzione principale, è data da:

$$S(r) = g \cdot \frac{P_t}{4\pi r^2} \quad (2.1.1)$$

dove P_t è la potenza emessa, g il guadagno dell'antenna e r la distanza. Il guadagno di un'antenna è infatti definito come il rapporto tra la potenza per unità di superficie emessa lungo l'asse del radar e il valore isotropico nello stesso punto ($g = S/S_{ISO}$)

Designazione banda	Frequenza nominale	Lunghezza d'onda nominale
S	2-4 GHz	15-8 cm
C	4-8 GHz	8-4 cm
X	8-12 GHz	4-2.4 cm
K (K_u , K, K_a)	12-40 GHz	2.4-0.75 cm

Tabella 2.2: Designazione delle bande radar utilizzate per la radar-meteorologia

2.1 Stima di intensità di pioggia tramite radar meteorologico

Un oggetto posto lungo la direzione di propagazione del fascio interagisce con esso: parte dell'energia viene assorbita, parte trasmessa e parte diffusa. Assumendo che la diffusione sia isotropa, una frazione del segnale sarà retrodiffusa verso il radar. La densità di potenza retrodiffusa che raggiunge l'antenna può essere calcolata come:

$$S_r(r) = S(r) \cdot \frac{\sigma}{4\pi r^2} \quad (2.1.2)$$

dove σ [m^2] è la sezione d'urto per retrodiffusione dell'oggetto. Così facendo si assume che la potenza diffusa dall'ostacolo sia direttamente proporzionale alla potenza incidente, dove σ è la costante di proporzionalità. La potenza retrodiffusa che l'antenna è in grado di ricevere sarà data da:

$$P_r = A_e \cdot S_r(r) = \frac{g\lambda^2}{4\pi} \cdot S_r(r) \quad (2.1.3)$$

dove A_e è l'area efficace dell'antenna¹. Esplicitando i termini della Eq. 2.1.3 si ottiene la cosiddetta equazione radar per un bersaglio singolo e isolato:

$$P_r = \frac{g^2 \lambda^2 \sigma}{64 \pi^3 r^4} \cdot P_t \quad (2.1.4)$$

che lega potenza ricevuta P_r e potenza trasmessa P_t tramite una serie di parametri: il guadagno dell'antenna g , la lunghezza d'onda di esercizio λ , la sezione di retrodiffusione σ dell'oggetto e la distanza dell'oggetto dal radar r . Guadagno dell'antenna e lunghezza d'onda di esercizio sono costanti note che dipendono dalle caratteristiche costruttive dello strumento, la distanza r può essere calcolata in base al tempo

¹L'area efficace è una misura dell'efficienza di un'antenna; è legata al guadagno dalla relazione

$$A_e = \frac{g\lambda^2}{4\pi}$$

L'area efficace risulta sempre minore della proiezione dell'area reale dell'antenna su un piano perpendicolare all'asse del fascio di radiazione

τ trascorso tra trasmissione e ricezione del segnale². Ne consegue che da misure di potenza ricevuta è possibile reperire informazione sulla sezione d'urto del bersaglio.

Quando il volume di campionamento è riempito da una popolazione di ostacoli, la potenza totale diffusa in una data direzione può essere calcolata come la somma delle potenze diffuse da ciascun ostacolo; possiamo quindi scrivere $\sigma = \sum_i \sigma_i$. Se consideriamo ora un volume elementare ΔV contenente un dato numero di idrometeore, definiamo *riflettività radar* la sezione d'urto integrale $\sum_i \sigma_i$ normalizzata sul volume ΔV :

$$\eta = \frac{\sum_i \sigma_i}{\Delta V} \quad (2.1.5)$$

La potenza di ritorno misurata dal radar per un dato volume di campionamento potrà quindi essere scritta come:

$$\overline{P}_r = P_t \cdot \frac{g^2 \lambda^2}{64\pi^3} \int_{r_1}^{r_2} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \frac{\eta(\theta, \phi, r)}{r^4} f^4(\theta, \phi) dV \quad (2.1.6)$$

dove per l'elemento di volume vale $dV = r^2 \sin \phi d\phi d\theta dr$ e $f(\theta, \phi)$ rappresenta la distribuzione angolare di potenza. Assumiamo ora che η sia costante all'interno del volume di integrazione durante il tempo di misura e, inoltre, che la dimensione radiale del volume sia piccola rispetto alla distanza dal radar ($r_2 - r_1 \ll r$), otteniamo:

$$\overline{P}_r = P_t \cdot \frac{g^2 \lambda^2 \eta}{64\pi^3 r^2} \int_{r_1}^{r_2} dr \int_0^\pi \int_0^{2\pi} f^4(\theta, \phi) \sin \phi d\phi d\theta \quad (2.1.7)$$

Probet e Jones, 1962 hanno dimostrato che, quando il solido rappresentativo della funzione di guadagno può assumersi a simmetria circolare e di forma Gaussiana, vale

²Detto τ il tempo trascorso tra trasmissione e ricezione del segnale e c la velocità della luce, la distanza r del bersaglio può essere calcolata come:

$$r = \frac{c \cdot \tau}{2}$$

la:

$$\int_0^\pi \int_0^{2\pi} f^4(\theta, \phi) \sin \phi \, d\phi \, d\theta = \frac{\pi \theta_0^2}{8 \ln 2} \quad (2.1.8)$$

da cui la Eq. 2.1.7 diventa:

$$\overline{P_r} = P_t \cdot \frac{g^2 \lambda^2 \theta_0^2 \tau}{1024 \pi^2 \ln 2} \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (2.1.9)$$

L'Eq. 2.1.9 rappresenta una delle possibili relazioni tra la potenza riflessa e la riflettività radar.

I processi di diffusione (*scattering*) di maggior importanza per la radar-meteorologia sono noti come *scattering* di Mie e *scattering* di Rayleigh. I due approcci sono fondati sulle medesime basi concettuali, e la soluzione di Rayleigh risulta da una approssimazione di quella di Mie. In linea generale, la soluzione di Mie è una soluzione completa per lo scattering di onde elettromagnetiche incidenti da parte di ostacoli sferici ed è valida per tutte le lunghezze d'onda e le dimensioni dell'ostacolo. L'approccio di Rayleigh è simile nella forma alla soluzione di Mie, ed è valido per lo scattering da parte di sfere di diametro D modesto rispetto alla lunghezza dell'onda ($D < 0.16 \lambda$). La teoria di Mie permette di calcolare la sezione di retrodiffusione di una goccia sferica come:

$$\sigma = \frac{\pi a^2}{\alpha^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n - b_n) \right|^2 \quad (2.1.10)$$

dove $a = D/2$ è il raggio della sfera, $\alpha = (2\pi a)/\lambda$ e a_n e b_n sono coefficienti dipendenti da α e dall'indice di rifrazione complesso $m = n - ik$.

Qualora valga l'approssimazione di Rayleigh, la Eq. 2.1.10 diventa:

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{\pi} \alpha^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = \frac{\pi a^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (2.1.11)$$

dove abbiamo posto $K = \frac{m^2-1}{m^2+2}$. In tal modo possiamo riscrivere la Eq. 2.1.9 come:

$$\overline{P}_r = P_t \cdot \frac{\pi^3 g^2 \theta_0^2 c \tau |K|^2}{1024 \lambda^2 \ln 2 r^2} \cdot \sum_{i \in \text{Vol}} \frac{D_i^6}{\Delta V} \quad (2.1.12)$$

in cui la grandezza

$$Z = \sum_{i \in \text{Vol}} \frac{D_i^6}{\Delta V} \quad (2.1.13)$$

è solitamente chiamata *fattore di riflettività*, ha le dimensioni $[\text{mm}^6 \text{m}^{-3}]$ ed è generalmente espressa in decibel: $Z[\text{dBZ}] = 10 \log_{10}(Z)$. Secondo un'opportuna serie di ipotesi, quindi, l'equazione Eq. 2.1.12 può essere utilizzata per ricavare Z una volta misurata la potenza di ritorno.

Ricapitoliamo le assunzioni fatte:

- i. idrometeore sferiche liquide;
- ii. idrometeore con diametro piccolo rispetto a λ ;
- iii. idrometeore caratterizzate dalla medesima costante dielettrica;
- iv. volume di campionamento completamente riempito dalle idrometeore;
- v. fattore di riflettività uniforme sul volume;
- vi. fattore di riflettività costante durante il tempo di misura;
- vii. attenuazione trascurabile;
- viii. diffusione multipla trascurabile;
- ix. onde incidenti e retro-diffuse polarizzate linearmente;

Nel caso in cui una o più delle ipotesi non sia verificata, l'Eq. 2.1.12 sarà solo approssimativamente vera e le stime di precipitazione ottenute saranno affette da

errori, che possiamo dividere in due macro-categorie:

1. assunzioni fisiche e microfisiche

struttura del sistema precipitante, conversione delle misure di potenza in riflettività e in intensità di precipitazione

2. fonti di errore

echi di terra, occlusione del fascio radar, variazione della riflettività lungo la verticale, attenuazione del segnale radar.

2.1.1 Ipotesi di lavoro fisiche e microfisiche

Relazioni di potenza tra variabili correlate con la precipitazione

Una gran quantità di evidenze sperimentali conferma l'esistenza di una relazione di potenza tra diverse variabili legate alla precipitazione. Molte di queste, come ad esempio l'intensità di precipitazione, il fattore di riflettività radar, la densità del flusso di energia cinetica, mostrano una rilevanza diretta per l'idrologia e le discipline correlate (idrometeorologia, erosione dei suoli).

Battan, 1973 fornisce esempi di diverse leggi di potenza tra contenuto di acqua liquida e intensità di precipitazione (relazione $W - R$) e tra dimensione caratteristica delle idrometeore (il diametro medio di volume) e intensità di precipitazione (la cosiddetta relazione $D_0 - R$). L'utilizzo di una relazione di potenza $D_0 - R$ fu proposto la prima volta da Laws e Parsons, 1943; Best, 1950 presenta quindi le relazioni $W - R$ and $D_0 - R$ per diverse climatologie in diverse parti del mondo. La relazione $D_0 - R$ è recentemente stata oggetto di attenzione da parte della letteratura per l'utilizzo che se ne può fare nei modelli di intercettazione (Brandt, 1989; Calder, 1996a,b; Calder et al., 1996; Hall et al., 1996). Altre variabili sono state collegate alla precipitazione tramite leggi di potenza; possiamo menzionare il coefficiente di estinzione ottica in precipitazione (Atlas et al., 1953), il coefficiente specifico di attenuazione in precipi-

tazione (Delrieu et al., 1991) e la densità di flusso di energia cinetica (Sempere-Torres et al., 1992; Smith e Veaux, 1992).

Una proprietà fondamentale della precipitazione è in grado di tener collegate tutte queste variabili: la distribuzione dimensionale delle idrometeore (DSD dall'inglese *drop size distribution*). Uijlenhoet e Stricker, 1999 mostrano che i) ci sono due forme fondamentali di DSD, ii) diverse variabili relative alla precipitazione rilevanti per l'idrologia sono direttamente collegate a entrambe queste forme, e che iii) i coefficienti delle leggi di potenza tra tali variabili relative alla precipitazione sono determinate dai parametri delle due forme di DSD.

Distribuzione dimensionale delle idrometeore

Lungi dall'essere casuale, la relazione di potenza che collega la precipitazione a diverse altre variabili è una diretta conseguenza del fatto che la precipitazione è un processo discreto costituito da singole idrometeore con diverse dimensioni e velocità. Una proprietà fondamentale per descrivere questo aspetto della precipitazione è la distribuzione dimensionale delle idrometeore (DSD).

Tradizionalmente la DSD, rappresentata come $N(D)$, è definita in modo che la quantità $N(D)dD$ rappresenti il numero atteso di idrometeore per unità di volume con diametro compreso tra D e $D + dD$ (Joss e Gori, 1978; Zawadzki e de Agostignho, 1988; Sempere-Torres et al., 1994). Alla base di questa definizione c'è l'assunto che la DSD sia indipendente dal volume di campionamento scelto, per un trattamento delle ipotesi su cui si basa tale definizione rimandiamo a Porra et al., 1998. Da un punto di vista dimensionale D è espresso in mm e il volume in m^3 , $N(D)$ sarà quindi espressa in $mm^{-1} m^{-3}$. Secondo questa definizione la distribuzione dimensionale delle idrometeore è in grado di comprendere due concetti distinti:

- i. distribuzione spaziale delle idrometeore (concentrazione delle idrometeore);
- ii. distribuzione di probabilità delle dimensioni delle idrometeore.

Utilizzando l'approssimazione di Rayleigh per la diffusione di onde elettromagnetiche da parte di ostacoli piccoli rispetto alla lunghezza d'onda possiamo esplicitare la relazione tra riflettività e DSD:

$$Z = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \quad (2.1.14)$$

Relazione Z–R

La relazione che lega il fattore di riflettività radar e l'intensità di precipitazione è di fondamentale importanza per la radar meteorologia, poichè consente di convertire le misure radar in intensità di precipitazione. Sulla base di misure di DSD al suolo (Best, 1950; Uijlenhoet e Stricker, 1999; Chapon et al., 2008) ed assumendo come valida una relazione per la velocità terminale delle gocce, è possibile derivare delle relazioni fra le variabili integrali Z ed R (Laws e Parsons, 1943; Campos e Zawadzki, 2000). La relazione che lega intensità di pioggia a riflettività è generalmente espressa secondo una relazione di potenza nella forma

$$Z = a \cdot R^b \quad (2.1.15)$$

dove a e b sono coefficienti che possono variare da punto a punto e da un evento di precipitazione all'altro, ma che sono indipendenti da R . Tali coefficienti riflettono in qualche modo le caratteristiche climatologiche di una particolare località o stagione, o, più specificamente, il tipo di precipitazione (stratiforme, convettiva, orografica) per la quale sono state derivate. Battan, 1973 cita 69 relazioni di potenza Z–R ricavate empiricamente per diverse condizioni climatiche in varie parti del mondo e da allora numerose altre relazioni di questo tipo sono state proposte.

Nonostante la considerevole variabilità nei coefficienti di tali relazioni, mostrata anche da Ulbricht, 1983, la Fig. 2.1 mostra come sembri esistere una relazione media definita (Battan, 1973; Chapon et al., 2008).

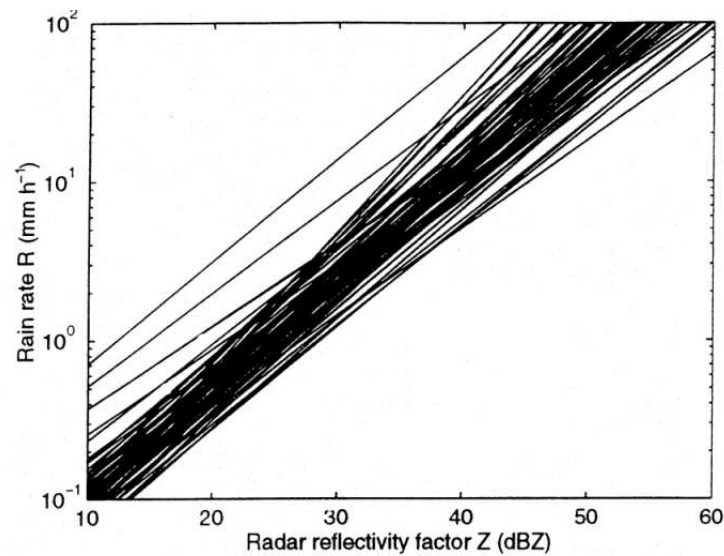


Figura 2.1: Relazioni Z–R ricavate empiricamente per diverse condizioni climatiche in varie parti del mondo (Battan, 1973)

La relazione Z–R più nota è quella proposta da Marshall et al., 1955³ che utilizza i coefficienti $a = 200$ e $b = 1.6$. In tempi più recenti Joss e Waldvogel, 1968; Sekhon e Srivastava, 1970; Yuter e Houze, 1997 hanno proposto altri parametri per la relazione adatti a distribuzioni dimensionali di idrometeore di tipo convettivo. Delrieu et al.,

³Questa relazione è generalmente attribuita a Marshall e Palmer, 1948. Tuttavia, nella loro memoria del 1948, tali autori forniscono la relazione $Z = 220 \cdot R^{1.6}$, che rappresenta una revisione di una relazione pubblicata un anno prima (Marshall et al., 1947). La famosa relazione $Z = 200 \cdot R^{1.6}$ viene presentata solo qualche anno dopo (Marshall et al., 1955), come revisione della relazione del 1948. La citazione errata è dovuta a Battan, 1973.

precipitazione	autore	a	b
stratiforme	Marshall et al., 1955	200	1.6
stratiforme	Delrieu et al., 2000	242	1.43
Cevennes DSD	Delrieu et al., 1991	362	1.40
convettiva	Joss e Waldvogel, 1968	300	1.5
convettiva	Sekhon e Srivastava, 1970	300	1.35
convettiva	Bouilloud et al., 2009	533	1.36

Tabella 2.3: Coefficienti per la relazione Z–R in letteratura

1997; Uijlenhoet, 2001 in lavori recenti, riassumono ed analizzano le relazioni Z–R più utilizzate.

Errori legati alla scelta di una relazione $Z - R$ unica Come si è visto, i parametri della relazione Z–R sono funzioni delle caratteristiche della distribuzione dimensionale dei diametri delle gocce $N(D)$, ed è quindi da attendersi una loro variabilità (ad esempio legata al tipo di precipitazione) sia nello spazio che nel tempo. Il fatto di utilizzare una relazione $Z - R$ unica introdurrà quindi degli errori nella stima dell'intensità di precipitazione.

Detti $a^*(x, y, z, t)$ e $b^*(x, y, z, t)$ i parametri che porterebbero alla stima ottimale del campo di precipitazione vero $R^*(x, y, z, t)$, l'utilizzo di parametri fissi a e b si traduce in un errore sistematico nella stima della precipitazione e il campo stimato $R(x, y, z, t)$ potrà essere rappresentato come:

$$R(x, y, z, t) = R^*(x, y, z, t)^{b^*(x,y,z,t)/b} \cdot \left(\frac{a^*(x, y, z, t)}{a} \right)^{1/b} \quad (2.1.16)$$

Modeste variazioni nel valore dei parametri della Z–R possono portare a significative variazioni dell'intensità di precipitazione stimata.

La misura della DSD, e quindi dei parametri della Z–R ottimali, avviene attraverso i disdrometri, sofisticati strumenti che non possono essere distribuiti uniformemente sul territorio a causa della scarsa maneggevolezza e dei costi proibitivi. Alcuni lavori si sono concentrati sul riconoscimento della precipitazione in modo indiretto e sull'applicazione di differenti modelli di DSD (Sempere-Torres et al., 2000). Lo scopo del nostro studio, però, è volto principalmente all'analisi di eventi intensi e, con buona approssimazione, possiamo considerare tutti gli intervalli temporali come caratterizzati da precipitazione convettiva.

2.1.2 Fonti di errore

Molto spesso le ipotesi su cui abbiamo ricavato l'equazione operativa del radar meteorologico sono verificate solo approssimativamente, se non addirittura palesemente violate. Come mostrato da Doviak e Zrnica, 1993 e recentemente sottolineato da Berne e Krajewski, 2012 molti diversi fattori possono concorrere nell'alterare la stima dell'intensità di precipitazione al suolo dando luogo ad errori che possiamo dividere in tre categorie in base al tipo di effetto:

errori dovuti al campionamento dell'evento

evaporazione a bassa quota, fascio radar oltrepassante la cella di precipitazione, effetto di arricchimento della precipitazione dovuto ad orografia, riempimento parziale del volume di campionamento, sottostima dell'intensità di precipitazione nel caso di pioggia fine o neve;

errori di tipo stocastico

fluttuazioni statistiche dell'ampiezza dell'eco radar, variazioni su piccola scala dei parametri fisici dell'atmosfera;

errori deterministici

retrodiffusione da ostacoli non meteorologici, occlusione del fascio radar da parte di orografia, attenuazione del segnale radar durante la propagazione, intercettazione dello strato di scioglimento da parte del fascio radar, variazione verticale della riflettività, errata calibrazione del ricevitore.

La prima categoria raccoglie i problemi imputabili alla morfologia e meteorologia del fenomeno di precipitazione e alla geometria di osservazione. Non sono generalmente correggibili se non conoscendo a priori l'evento su scale spaziali e temporali più fini rispetto a quelle del radar.

La seconda categoria raccoglie errori non prevedibili, solitamente di piccola scala, che possono però dar luogo a falsi echi e a problemi nella localizzazione dei bersagli meteorologici.

L'ultima categoria è la più interessante ai nostri scopi poiché raggruppa errori correggibili con tecniche fisicamente basate. Ciò significa che conoscendo le caratteristiche dello strumento e del territorio campionato è possibile sviluppare procedure di correzione in grado di eliminarne o limitarne gli effetti. Proprio queste procedure sono alla base del nostro lavoro, nelle sezioni che seguono descriviamo in dettaglio queste fonti di errore.

Effetti dovuti all'orografia

Anche in condizioni normali di propagazione del fascio la misura radar può risultare alterata dalla presenza di echi permanenti e quindi non generati da precipitazione. Questi echi sono causati generalmente dall'intercettazione, e conseguente riflessione, del fascio radar da parte di ostacoli fissi, di tipo artificiale o di natura orografica. Ciò si verifica quando l'elevazione a cui è mantenuta l'antenna radar non è sufficientemente elevata da impedire che il segnale emesso si propaghi indefinitamente, e quindi, lungo talune direzioni, il fascio intercetta rilievi montani, edifici od altri ostacoli a forte estensione verticale, riflettendosi su di essi.

Echi di terra Gli ostacoli al suolo intercettati dal fascio radar determinano degli echi, definiti generalmente *echi di terra* (in inglese *ground clutter*), in posizioni fisse nel tempo. Questa loro caratteristica rende più agevole la loro localizzazione e rimozione dalle osservazioni radar, anche grazie alla staticità che li contraddistingue, che consente la loro individuazione tramite l'impiego di tecniche di rilevazione Doppler (Banjanin e Zrnic, 1991; Lee et al., 1995; Cho e Chornoboy, 2005). Poiché gli echi permanenti provengono normalmente da oggetti fissi (terreno, costruzioni) sono caratterizzati da un valore di velocità nullo e da un basso valore della larghezza di spettro. Un radar Doppler consente quindi la determinazione degli echi provenienti dal terreno, mediante l'acquisizione di misure di velocità radiale media associate a ciascuna cella di risoluzione radar. L'elaborazione di tali misure permette di individuare gli echi ca-

ratterizzati da velocità radiale media nulla, e spettro molto stretto, attribuibili, talora con qualche incertezza, a segnali retrodiffusi dal terreno.

L'insieme degli echi di terra corrispondenti ad una prefissata elevazione d'antenna può anche essere riconosciuto utilizzando mappe radar relative ad osservazioni eseguite in assenza di precipitazione e associando a ciascuna cella del volume radar l'informazione relativa alla contaminazione da eco di terra, assumendo che le condizioni di propagazione del fascio radar in atmosfera rimangano inalterate al variare delle condizioni meteorologiche. Moderni sistemi di elaborazione radar permettono di acquisire mappe per più elevazioni, ottenendo quindi un volume di dati che rispecchia nella geometria quello che poi verrà acquisito in presenza di precipitazione (Doviak e Zrníc, 1993; Steiner e Smith, 2002). Tali mappe possono essere utilizzate essenzialmente in due modi:

- i. correzione della potenza ricevuta in presenza di precipitazione sottraendo il valore della corrispondente cella affetta da eco di terra (efficace per piccoli valori di riflettività dell'eco in assenza di precipitazione, ad esempio inferiori a 10 dBZ);
- ii. eliminazione dei valori per i pixel affetti da eco di terra e sostituzione di tali valori con valori ottenuti a partire da pixel puliti (interpolazione da celle contigue, valore del pixel a elevazione immediatamente successiva).

La Provincia Autonoma di Bolzano ha già sviluppato una buona tecnologia per filtrare gli echi di terra e i dati del radar di Macaion sono forniti sia in formato grezzo, sia già filtrati degli echi di terra. Non ci siamo quindi occupati nel dettaglio di questo problema.

Occlusione del fascio radar Al fenomeno degli echi di terra è generalmente associato il problema della riduzione anche totale dell'energia trasportata dal fascio oltre l'ostacolo. A distanze maggiori rispetto a quelle a cui si verifica l'occlusione, l'eventuale precipitazione viene così investita da una quantità di energia ridotta (an-

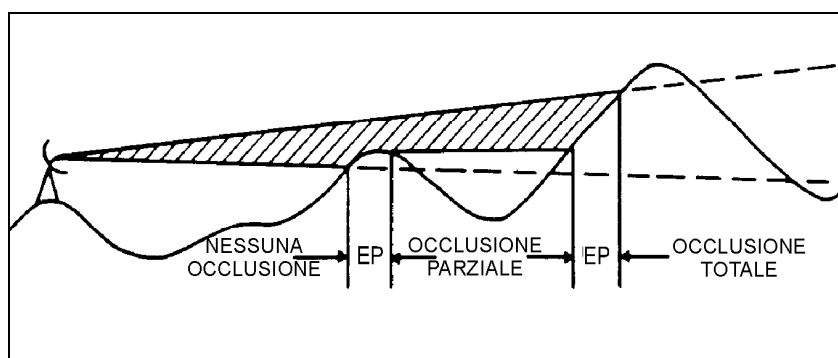


Figura 2.2: Interazione del fascio radar con ostacoli orografici

che completamente) in ragione dell'entità dell'occlusione stessa. In aree poste dietro a ostacoli quindi si verificherà una sottostima nel valore del fattore di riflettività misurato (Germann et al., 2006). Come facilmente intuibile il problema si manifesta in tutta la sua criticità in ambienti orograficamente complessi nei quali, specialmente per elevazioni dell'antenna piccole l'orografia compone un complesso sistema di settori occlusi del campo radar. Una prima soluzione a tale problema costringe all'utilizzo di maggiori elevazioni di osservazione, che si traducono però in quote di campionamento dell'atmosfera più elevate e quindi meno significative della precipitazione a livello del suolo. Quando la regione osservata dal radar è caratterizzata da un'altimetria piuttosto accidentata, con rilievi di notevole altezza e posti a poca distanza dal sito radar, come nel caso dell'Alto Adige, i fenomeni di occlusione del fascio possono risultare molto importanti, anche per valori non bassissimi di elevazione dell'antenna. In tali contesti risulta importante lo studio a priori della propagazione del fascio radar nell'atmosfera e la stima della potenza persa per occlusione che si manifesta nel volume campionato. La correzione delle misure sarà quindi effettuata per ogni pixel del volume radar, una volta conosciuta l'entità della potenza perduta (Borga e Giaretta, 1991; Delrieu e Creutin, 1995; Krajewski et al., 2006).

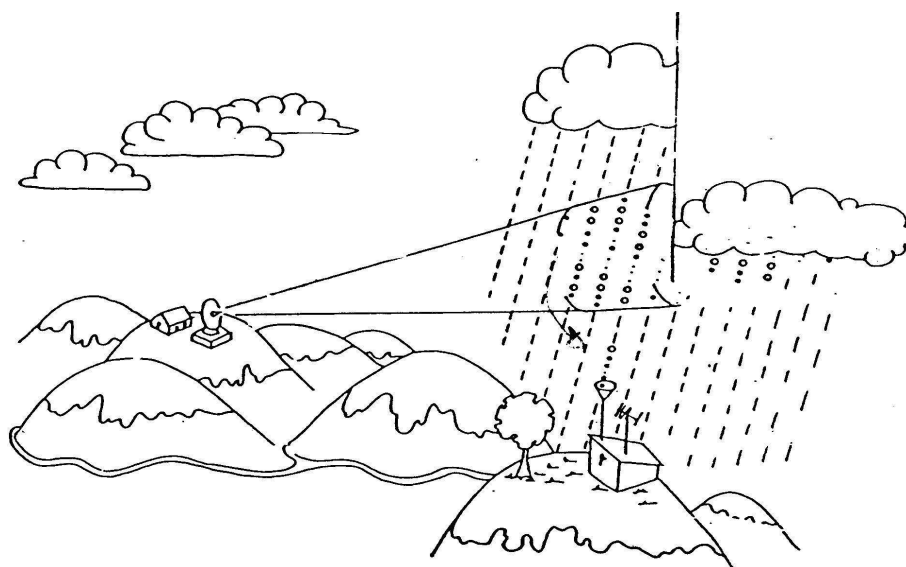


Figura 2.3: Variazioni verticali della riflettività

Variazione della riflettività lungo la verticale

Un problema classico della radar-meteorologia è la stima della precipitazione al suolo a partire da misure di riflettività a quote variabili (Germann e Joss, 2002). Il campo di riflettività osservato dal radar è infatti variabile lungo la verticale a causa della geometria di osservazione, delle turbolenze che possono creare differenti densità delle idrometeorie e soprattutto dell'elevata variabilità verticale dei campi di precipitazione dovuta ai cambiamenti di fase delle idrometeorie stesse. Neve, neve in fase scioglimento, acqua liquida e grandine hanno infatti, a parità di contenuto in acqua, risposte nettamente diverse in termini di riflettività (Joss e Lee, 1995; Andrieu e Creutin, 1995a,b; Vignal et al., 1999, 2000; Lewis et al., 2007)

La grandine ha una riflettività molto elevata e si sviluppa su aree limitate, è individuabile in modo relativamente semplice tramite una soglia sulla riflettività (solitamente tra i 50 e i 60 dB) oltre la quale il segnale viene tagliato.

La neve ha una riflettività bassa e poco variabile in funzione dell'equivalente in acqua liquida; per questo motivo le stime quantitative di precipitazione da radar per fenomeni

nevisi sono poco significative e conducono sistematicamente a sottostime. Lo stesso problema, a causa della geometria di osservazione, si può presentare per quei casi in cui il radar campiona l'atmosfera a quote elevate, in cui la precipitazione è ancora allo stato solido.

Un discorso a sè merita il problema dello strato di scioglimento della neve in pioggia tipico dei fenomeni di carattere stratiforme. I fiocchi di neve in scioglimento sono ricoperti da una pellicola di acqua e retrodiffrangono l'onda elettromagnetica come se fossero gocce di grandi dimensioni. In corrispondenza dello strato di scioglimento atmosferico si crea una regione con forte riflettività, comunemente detta *banda brillante*, in cui la precipitazione viene fortemente sovrastimata.

È importante, per una corretta stima quantitativa della precipitazione, ricostruire il Profilo Verticale di Riflettività radar (PVR), per tener conto delle variazioni di riflettività lungo la verticale e correggere opportunamente le stime (Joss e Pittini, 1991). I meccanismi che contribuiscono agli effetti di banda brillante e, più in generale, alla variabilità verticale della riflettività radar, sono molteplici e tutt'ora non tutti ben conosciuti. I più importanti sono:

- i. aggregazione dei fiocchi di neve al di sopra ed all'interno dello strato di scioglimento con formazione di particelle più grandi delle tipiche gocce di pioggia;
- ii. costante dielettrica delle idrometeore in fase di scioglimento prossima a quella dell'acqua liquida e corrispondente fattore di riflettività molto elevato;
- iii. le elevate dimensioni delle idrometeore in fase di scioglimento sono interpretate dal radar come idrometeore liquide molto grandi;
- iv. forma complessa dei fiocchi di neve che può incrementare la loro riflettività (Atlas et al., 1953) (effetto di forma);
- v. differenti velocità di discesa delle idrometeore con diverso stato di aggregazione (effetto di velocità di caduta);

- vi. frammentazione delle idrometeore in fase di scioglimento provoca decrescita del fattore di riflettività al di sotto dello strato di scioglimento (effetto di frammentazione).

Influenza della banda brillante sulla stima di precipitazione al suolo

In situazioni di precipitazione stratiforme, in cui la velocità verticale della corrente ascensionale è piuttosto limitata (dell'ordine di qualche cm s^{-1}), la classica struttura verticale della precipitazione è costituita da idrometeore con forma e costituzione fisica diversa: in basso la pioggia, alzandosi, poco al di sotto della quota dello zero termico, uno strato dello spessore di qualche centinaio di metri (noto come strato di scioglimento) dove si trovano neve e ghiaccio in fase di scioglimento, ed infine, a quote superiori allo zero termico, ghiaccio secco (Austin e Bemis, 1950; Matsuo e Sasyo, 1981; Willis e Tattleman, 1989; Borga et al., 1997). Nell'osservazione radar di precipitazioni di questo tipo si incontreranno quindi errori, sia di sovrastima che di sottostima, legati alla variabilità verticale della riflettività radar, imputabile a variazioni di intensità di precipitazione e soprattutto a variazioni dello stato fisico di aggregazione della precipitazione.

L'intersezione del fascio radar con lo strato di fusione provoca una forte variazione nel valore di riflettività misurata in grado di indurre forti sovrastime (anche dell'ordine di 5-10 volte) dell'intensità di precipitazione, e in grado di provocare sottostime laddove il radar campiona l'atmosfera al di sopra della banda brillante stessa.

E' difficile quantificare il contributo dei singoli processi alla formazione della banda brillante. Stime su tali contributi sono state fornite da Fabry et al., 1994 sulla base dell'analisi di 800 ore di osservazioni tramite radar a puntamento verticale; per un profilo di banda brillante rappresentativo di un regime di pioggia intorno a 30 dBZ, tali autori suggeriscono che 95% del picco di riflettività dovuto a banda brillante è imputabile agli effetti di caduta, di densità, ed allo scioglimento. Nel caso di eventi convettivi, invece, le velocità verticali sono nettamente maggiori (anche oltre i 10

m s⁻¹) e determinano un continuo rimescolamento delle particelle; il passaggio da uno stato di aggregazione all'altro non è ben delineato (Fabry et al., 1994).

Attenuazione del fascio radar

Un'onda elettromagnetica che investe un bersaglio (gas atmosferici, nubi, idrometeorre) induce nell'oggetto stesso la formazione di dipoli elettrici e magnetici oscillanti. L'energia incidente viene quindi in parte assorbita (dissipata sotto forma di energia termica) e in parte diffusa in direzioni diverse da quella di propagazione; la potenza del fascio radar viene in tal modo ridotta di un valore che dipende dal tipo di mezzo, dalla densità del mezzo e dalla frequenza dell'onda elettromagnetica. Questa riduzione di potenza è detta attenuazione del segnale elettromagnetico.

In presenza di attenuazione del segnale l'ipotesi che la potenza emessa dallo strumento si mantenga costante durante la propagazione del segnale dall'antenna al bersaglio e nel percorso inverso sulla quale si era fondata l'equazione fondamentale del radar meteorologico viene meno. Il fenomeno comporta una sottostima del fattore di riflettività misurato e dell'intensità della precipitazione stimata che crescerà al crescere della distanza dallo strumento e della densità dei bersagli (densità nel caso dei gas, intensità di precipitazione nel caso delle gocce).

Nel vuoto non si ha formazione di dipoli oscillanti e non si è in presenza di attenuazione. In atmosfera avremo sempre una seppur minima attenuazione del segnale elettromagnetico causata dalla miscela dei gas presenti, anche in assenza di precipitazione o nubi. Il fenomeno diventa più importante in caso di corpi nuvolosi, o idrometeorre sia solide che liquide⁴.

⁴ Ipotizzando uno strato di assorbimento di spessore dr e costante di assorbimento Λ , il calo di potenza ricevuta sarà $dP_r = -2\Lambda \cdot P_r \cdot dr$; il fattore 2 deriva dal fatto che ogni elemento dello strato è attraversato due volte durante il tragitto del fascio dal radar al bersaglio e di nuovo al radar. La costante di attenuazione aumenta all'aumentare della distanza dal radar e varia secondo le caratteristiche del mezzo. Possiamo scrivere l'equazione integrale del calo di potenza:

$$P_r = P_{r,0} \cdot \exp\left(-2 \int_0^r \Lambda(\rho) d\rho\right), \quad (2.1.17)$$

Stime della relazione media tra attenuazione, espressa in dB km^{-1} e intensità di precipitazione possono rivelarsi importanti strumenti per lo studio del problema e lo sviluppo di correzioni adeguate (Atlas e Ulbricht, 1977; Delrieu et al., 1991).

L'interazione tra segnale elettromagnetico e materia cresce man mano che la lunghezza d'onda si avvicina alle dimensioni dell'ostacolo. Nel caso della radar-meteorologia l'attenuazione del segnale elettromagnetico cresce all'aumentare della frequenza e quindi al diminuire della lunghezza d'onda (Tab. 2.2). Il fenomeno potrà essere pressochè trascurato (eccezion fatta per la grandine) per strumenti che operano in banda S. Strumenti in banda C dovranno tener conto del problema, ad esempio tramite algoritmi di correzione, specialmente in presenza di precipitazioni importanti. Nel caso di radar in banda X, K, K_a , come mostrato da Delrieu et al., 1999a,b; Berne e Uijlenhoet, 2006, l'attenuazione è dovuta anche ai gas atmosferici ed è tale da limitare la portata utile dello strumento.

Nell'ipotesi di conoscere la sezione d'urto da attenuazione è possibile calcolare l'attenuazione complessiva nel tragitto dal radar al volume di campionamento. La sezione d'urto per attenuazione di una singola idrometeora dipende dal diametro della stessa. Chiamiamo $Q_t(D)$ [cm^2] la sezione d'urto totale per attenuazione da idrometeore di diametro D [cm] e indicando la DSD con la solita notazione $N(D)dD$ [cm^{-3}] con $D \in [D - dD/2, D + dD/2]$ con D_{\min} e D_{\max} rispettivamente diametro minimo e diametro massimo della DSD. L'attenuazione complessiva κ_{tot} nel tragitto dal radar

integrando Λ lungo il tragitto del fascio l'effetto dell'attenuazione può essere diviso in tre diverse componenti

$$\int \Lambda(\rho) d\rho = \int \kappa_{\text{gas}}(\rho) d\rho + \int \kappa_{\text{nubi}}(\rho)M(\rho) d\rho + \int \kappa(\rho)R(\rho)^\alpha d\rho \quad (2.1.18)$$

riferite rispettivamente a gas atmosferici, nubi, e precipitazione. I valori dei tre parametri κ_i e dell'esponente α possono essere calibrati per l'evento di studio specifico; M dipende dalla densità delle nubi. Nel caso di eventi convettivi i primi due termini della Eq. 2.1.18 sono spesso trascurabili per le celle meno distanti dal radar e l'effetto dominante è imputabile alla precipitazione, si ottiene così la:

$$P_r = P_{r,0} \cdot \exp\left(-2 \int \kappa(\rho)R(\rho)^\alpha d\rho\right) \quad (2.1.19)$$

al volume di campionamento può essere calcolata come

$$\kappa_{\text{tot}} = C \int_{D_{\text{min}}}^{D_{\text{max}}} Q_t(D) N(D) dD \quad (2.1.20)$$

e utilizzando le unità di misura proposte vale: $C = 0.4343 \times 10^6$ (Atlas, 1964).

La teoria di Mie, nuovamente, fornisce una relazione analitica assai complessa per la sezione d'urto totale nell'approssimazione di goccioline sferiche omogenee (Hulst, 1957; Deirmendjian, 1969)⁵.

Quando la dimensione dielettrica x è piccola (ovvero quando il diametro delle sfere è piccolo rispetto alla lunghezza d'onda) è utile l'approssimazione dovuta a Rayleigh per determinare la sezione d'urto totale Q_t :

$$Q_{t,\text{Rayleigh}}(D) = \left(\frac{\pi^2}{\lambda} \right) D^3 \cdot \text{Im}(-K), \quad (2.1.23)$$

dove Im indica la parte immaginaria di un numero complesso e K dipende dall'indice di rifrazione complesso secondo la: $K = \frac{m^2-1}{m^2+2}$. La sezione d'urto totale per attenuazione aumenta all'aumentare del diametro delle sfere e al diminuire della lunghezza d'onda. Va però ricordato che l'approssimazione di Rayleigh introduce una sottostima sistematica della sezione d'urto totale per attenuazione e una riproduzione errata dell'influenza della temperatura, specialmente per le lunghezze d'onda più piccole.

Utilizzando una serie di ipotesi Hitschfeld e Bordan, 1954 ricavano una relazione

⁵Utilizzando la teoria di Mie si ottiene

$$Q_{t,\text{Mie}}(D) = \left(\frac{\lambda^2}{2\pi} \right) \text{Re} \left[\sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(a_n + b_n) \right], \quad (2.1.21)$$

dove λ è la lunghezza d'onda dell'onda elettromagnetica incidente, n un intero positivo e il simbolo Re rappresenta la parte reale di un numero complesso. I coefficienti di Mie a_n e b_n sono costituiti dalle funzioni di Riccati-Bessel di ordine n di argomento x e y , dove x è la dimensione dielettrica e y dipende dalla stessa x e dall'indice di rifrazione complesso delle sfere $m = n - in$ (n indice di rifrazione e k coefficiente di assorbimento) secondo la:

$$\begin{cases} x = \frac{\pi D}{\lambda} \\ y = mx \end{cases} \quad (2.1.22)$$

in grado di legare l'intensità di precipitazione di un volume a una certa distanza dal radar al segnale ricevuto da tale volume e da tutti i volumi localizzati lungo il tragitto dal radar a questo⁶. Tale tecnica, molto usata in passato, è soggetta a instabilità numeriche, che sono state studiate a lungo, anche attraverso simulazioni numeriche (Meneghini, 1978). Studiando le variazioni di attenuazione in funzione della lunghezza d'onda del segnale radar, inoltre, Hitschfeld e Bordan, 1954 mostrano che per lunghezze d'onda superiori a 10 cm il problema dell'attenuazione sia trascurabile e che al diminuire della lunghezza d'onda gli effetti dell'attenuazione diventino sempre più significativi; per lunghezze d'onda di circa 5 cm l'attenuazione può diventare molto importante in caso di intensità di precipitazione elevate.

Hildebrand, 1977 introduce un metodo iterativo per la correzione delle misure radar affette da attenuazione. Le misure di riflettività radar attenuata a una certa distanza sono convertite in intensità di precipitazione attenuata e quindi in stime dell'attenuazione (espressa come calo di riflettività causato da attenuazione attraverso l'elemento di volume). Con le opportune assunzioni sulla distribuzione dimensionale delle idrometeore e sulla temperatura, la riflettività può essere stimata⁷ e la riflettività Z' verrà utilizzata per determinare una nuova stima dell'attenuazione $\kappa'(r)$. Questa procedura può essere iterata fino al raggiungimento della precisione desiderata (ad esempio fino allo stabilizzarsi del campo di riflettività) e il valore finale di riflettività ottenuto viene utilizzato per il calcolo dell'intensità di precipitazione definitiva. È da notare che anche in questo caso, qualora si stia sovrastimando l'attenuazione (ad

⁶La nota relazione di Hitschfeld e Bordan, 1954, che può essere scritta nella forma:

$$R(r) = \frac{u(r)}{[\cos t - \cos t \cdot \int_0^r u^\alpha(\rho) d\rho]^{\frac{1}{\alpha}}}, \quad (2.1.24)$$

è soggetta a instabilità numeriche a causa della sottrazione posta al denominatore

⁷Detta $Z_a(r)$ la riflettività attenuata a una distanza r , $\kappa(r)$ l'attenuazione espressa come calo di Z causato da attenuazione attraverso l'elemento di volume:

$$\log Z'(r) = \log Z_a(r) + 2 \sum_{x=1}^{r-1} \kappa(x) \quad ; \quad \log Z''(r) = \log Z'(r) + 2 \sum_{x=1}^{r-1} \kappa'(x). \quad (2.1.25)$$

esempio a causa di errori di calibrazione, di sovrastima della temperatura o di errate assunzioni sulla DSD) il calcolo divergerà dopo qualche iterazione. Hildebrand, 1977 calcola anche l'effetto che diverse fonti di errore possono avere sulla tecnica iterativa concludendo che la procedura non è affidabile qualora gli errori di calibrazione siano paragonabili al valore dell'attenuazione stessa.

Negli anni a seguire le lunghezze d'onda più piccole sono state abbandonate proprio a causa dei problemi di attenuazione ma a partire dagli anni '80 l'utilizzo di radar montati su aeroplani e satelliti (ad esempio il progetto TRMM) ha portato a un recupero di tali frequenze, principalmente per la necessità di strumenti leggeri e poco ingombranti. Di qui un rinnovato interesse nel problema dell'attenuazione. Varie tecniche sono esplorate (Berenguer et al., 2002) e in particolare un buon numero di contributi (Meneghini, 1978; Meneghini et al., 1983; Marzoug e Amayenc, 1991, 1994; Amayenc et al., 1996) è dedicato alla stima di precipitazione per radar attenuati sfruttando la cosiddetta *Surface Reference Technique*. Il concetto è quello di stimare l'attenuazione totale (detta *Path Integrated Attenuation*, PIA) dal rapporto tra la riflettività del suolo in presenza e in assenza di precipitazione. Le tecniche così ottenute risultano stabili poichè insensibili ai problemi di calibrazione⁸.

Prendendo spunto da queste tecniche alcuni autori (Delrieu et al., 1997, 1999a,b, 2000; Serrar et al., 2000; Bouilloud et al., 2009) propongono l'utilizzo di echi di terra a bassi angoli di elevazione per la stima dell'attenuazione totale in limitati settori azimutali di osservazione per poi calcolare l'attenuazione con algoritmi simili a quelli utilizzati per radar da satellite (*Mountain Reference Technique*). Rimandiamo alla Sez. 3.3 per una descrizione dettagliata di queste tecnica, che ben si presta ai nostri scopi.

⁸Le relazioni che si ottengono per l'attenuazione sono del tipo:

$$\kappa(r) = \text{cost} \cdot \frac{w(r)}{1 + \int_r^{r_s} w(s) ds} \quad (2.1.26)$$

Il denominatore non può approssimarsi allo zero, di conseguenza la tecnica non è affetta da instabilità di tipo numerico. Inoltre, all'aumentare dell'entità dell'attenuazione, la precisione nella stima di $\kappa(r)$ aumenta.

Attenuazione da radome bagnato

L'antenna radar è protetta dagli agenti atmosferici e da possibili danneggiamenti per mezzo di una copertura, usualmente di forma sferica, detta radome. Il radome è costruito in materiali che interferiscano il meno possibile con la trasmissione dell'impulso elettromagnetico e i suoi effetti residui sul segnale radar sono tenuti in debito conto nella costante dell'equazione radar. Può verificarsi però la situazione in cui tale copertura sia sporca, coperta da neve o ghiaccio, o ricoperta di acqua, con conseguenze imprevedibili sulle misure. Nel caso di sporcizia, neve o ghiaccio è semplice risolvere il problema rimuovendo fisicamente l'ostacolo, anche tramite riscaldamento. Un discorso a parte merita invece la presenza di acqua.

Il radome subisce un trattamento idrorepellente per evitare che l'acqua vi si depositi durante le precipitazioni; non è però possibile evitare che l'acqua scorra su di esso mentre piove, formando una pellicola più o meno sottile. Tutta l'acqua che investe la struttura è destinata a scorrere lungo di essa durante il tragitto verso terra. Le lunghezze d'onda tipiche degli strumenti in banda C (Tab. 2.2) sono facilmente assorbite da piccoli strati d'acqua liquida e le misure subiranno sottostime a causa di questo fenomeno.

Il fenomeno è noto da tempo e molti autori hanno cercato di affrontare il problema (Blevis, 1965; Anderson, 1975; Hendrix et al., 1989). Negli ultimi anni numerosi

autore	attenuazione
Blevis, 1965	2.6 dBZ
Anderson, 1975	fino a 6 dBZ
Hendrix et al., 1989	3.9 dBZ
Fenn, 1997	1.1 dBZ
Germann, 1999	5.4 dBZ
Merceret e Ward, 2002	1–5 dBZ
Kurri e Huuskonen, 2008	3.0 dBZ
Sez. 3.1 di questo lavoro	2.7–2.9 dBZ

Tabella 2.4: Valori di attenuazione da radome bagnato in letteratura

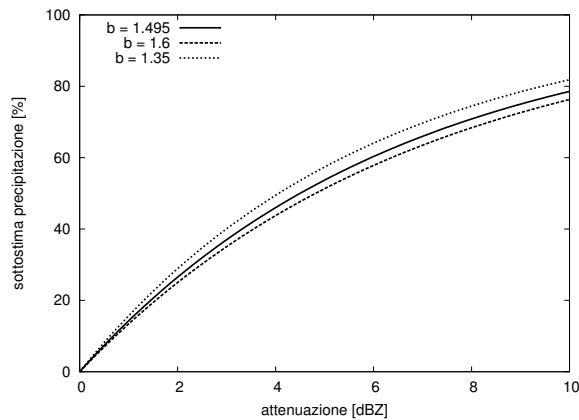


Figura 2.4: Sottostima della precipitazione osservata all'aumentare dell'attenuazione del segnale. L'entità della sottostima dipende dal parametro b della relazione Z-R utilizzata per la conversione delle misure di riflettività in misure di intensità di precipitazione

lavori sono stati dedicati alla descrizione e alla quantificazione dell'attenuazione da radome bagnato sia attraverso simulazioni con precipitazioni sintetiche sia attraverso stime empiriche (Fenn, 1997; Germann, 1999; Delrieu et al., 1999b, 2000; Serrar et al., 2000; Merceret e Ward, 2002; Germann et al., 2006; Kurri e Huuskonen, 2008; Trabal et al., 2008; Villarini e Krajewski, 2009). La modellazione fisica del movimento dell'acqua sulla superficie del radome è infatti un problema molto complicato e assai difficilmente prevedibile. I valori trovati in letteratura arrivano anche a 5.4 dBZ di attenuazione, il che significa più che dimezzare le misure di precipitazione. In Fig. 2.4 riportiamo la sottostima di precipitazione all'aumentare dell'attenuazione per le Z-R più utilizzate. In Tab. 2.4 riportiamo una serie di stime dell'attenuazione da radome bagnato in letteratura.

Il fenomeno è influenzato da svariati fattori quali:

- i. lunghezza d'onda;
- ii. precipitazione;
- iii. caratteristiche del radome (caratteristiche costruttive, trattamenti idrorepellenti);

iv. stato di manutenzione del radome;

di conseguenza volendo tener conto quantitativamente del problema sarà necessario conoscere le caratteristiche del proprio strumento. Nella Sez. 3.1 di questo lavoro è descritta una tecnica con la quale abbiamo stimato l'entità dell'attenuazione da wet radome per il radar di Macaion.

2.2 Soglie di precipitazione per l'innescò di colate detritiche

Le colate detritiche (*debris flows*) sono fenomeni parossistici di trasporto solido con reologia non-newtoniana che hanno luogo generalmente nei collettori dei piccoli bacini montani. La formazione di una colata detritica può in generale ricondursi al verificarsi simultaneo di tre condizioni: la presenza di materiale detritico, l'apporto idrico sufficiente per la mobilitazione del materiale, una pendenza adeguata del fondo. Pur nella varietà dei processi che concorrono alla produzione del materiale detritico, in una colata detritica è possibile fare riferimento a due tipiche sorgenti di materiale costituente le colate: i) materiale depositato nei torrenti e accumulato nel medio-lungo periodo, proveniente dai versanti, dall'azione erosiva sulla roccia e ii) materiale originato da eventi erosivi concomitanti con il verificarsi della colata detritica. La diversa percentuale fra i due tipi di materiale dipende da molti fattori, quali per esempio la natura del fenomeno di origine (una frana che si trasforma in colata avrà prevalenza di materiale di questo tipo) e le caratteristiche del bacino in esame (eventuale presenza di consistenti depositi originati da precedenti fatti erosivi). In questo lavoro di tesi, ci riferiamo ad eventi dove le colate sono generate da due meccanismi: i) colate generate dalla mobilitazione di detriti depositati nel letto dei torrenti, a seguito della comparsa di una corrente superficiale prodotta da piogge intense; ii) colate generate dal collasso di un versante (frana superficiale) con successiva trasformazione della frana in una colata detritica.

Il controllo idrologico sull'accadimento delle colate detritiche concerne soprattutto i processi di formazione di correnti superficiali nei corsi d'acqua oppure di instaurazione di elevate pressioni neutrali nei suoli dei versanti esposti a possibile instabilizzazione. Da un punto di vista idrologico, questi processi sono oggetto di ricerca da lungo periodo, soprattutto in bacini sperimentali in zona montana. Il quadro fenomenologico è quindi, almeno per alcune condizioni morfoclimatiche, relativamente ben compreso da un punto di vista concettuale. La possibilità di predire con accuratezza i meccanismi fisici nelle condizioni tipiche di innesco delle colate detritiche è tuttavia ben lungi dall'essere conseguita. Uno dei fattori più importanti che rendono incerta l'applicazione di un quadro concettuale consolidato è rappresentato dalla cronica mancanza di dati per quanto riguarda i volumi e le intensità dell'apporto meteorico nelle condizioni tipiche di innesco.

Non può sorprendere quindi che il controllo idrologico sui processi di innesco venga sovente drasticamente sintetizzato ed espresso come analisi dell'eccedenza di soglie pluviometriche di innesco di colata. Con il termine *soglia pluviometrica* si suole indicare un valore minimo o massimo di pioggia necessaria per innescare un processo naturale d'instabilità; con *soglia minima* è da considerare quel livello inferiore al di sotto del quale il processo non s'innesci, con *massima* il livello oltre il quale il processo si manifesta sempre (Crozier, 1996).

Numerose soglie pluviometriche sono state individuate specificatamente per le colate detritiche (Jibson, 1989; Wilson e Wiczorek, 1995; Deganutti e Marchi, 2000; Jakob e Weatherly, 2003; Cannon e Gartner, 2005; Berti e Simoni, 2005; Chen et al., 2011; Jakob et al., 2012). A partire dal lavoro di Caine, 1980 hanno iniziato a essere sviluppate soglie pluviometriche per frane superficiali e colate detritiche a scala locale, regionale e globale; il lavoro di Guzzetti et al., 2008 riassume lo stato dell'arte e le soglie individuate in letteratura. Possiamo distinguere tre principali categorie di soglie pluviometriche: i) soglie ottenute da misure di precipitazione specifiche dell'evento innescante, ii) soglie che includono le condizioni antecedenti (Terlien, 1998; Glade

et al., 2000; Borga et al., 2002; Aleotti, 2004) e iii) altre soglie, anche di tipo idrologico (Jakob e Weatherly, 2003).

Tra i numerosi approcci quello più comunemente seguito è basato sulla relazione intensità-durata della precipitazione ed è stato proposto per la prima volta da Caine, 1980:

$$I = pD^{-q} \quad (2.2.1)$$

dove I è l'intensità di precipitazione media, D la durata del nubifragio e i parametri p e q sono calibrati in base alle condizioni locali. Usualmente per colate detritiche e frane superficiali si trova $q < 1$ (Guzzetti et al., 2008) ad indicare che l'intensità domina rispetto alla durata dell'evento. Le soglie di innesco possono essere stabilite tramite metodi di tipo empirico oppure basati su procedure statistiche (Guzzetti et al., 2007, 2008). Le soglie pluviometriche sono utilizzate in sistemi di allerta, specialmente su scala regionale. Un problema nell'uso operativo di soglie pluviometriche per l'innesco di colate detritiche è la presenza di falsi positivi e di falsi allarmi (Staley et al., 2012; Badoux et al., 2012). Un eccessivo numero di allarmi non accompagnato da effettive colate (falsi positivi) è dannoso poichè induce la popolazione ad ignorare le allerte (Staley et al., 2012), ma inevitabile viste le incertezze relative alla catena di previsione. Questo può essere causato dalla scarsa rappresentatività spaziale dei dati di precipitazione ottenuti da reti pluviometriche poco dense, spesso localizzate lontano dai punti di innesco delle colate detritiche, oltre che dalla scarsa conoscenza delle condizioni antecedenti, che governano la saturazione del suolo e influiscono quindi sul processo di innesco.

Per lo svolgimento di analisi di questo tipo è necessario disporre di un'ampia base di dati, relativi sia alle precipitazioni che agli eventi nella zona esaminata; occorre inoltre porre particolare attenzione alla validità spaziale delle soglie ricavate. Al fine di superare i fondamentali problemi di campionamento delle piogge che affliggono

2.2 Soglie di precipitazione per l'innesco di colate detritiche

l'accuratezza delle soglie di innesco, alcuni autori hanno proposto l'uso del radar meteorologico per l'osservazione dei campi di pioggia di interesse (Wieczorek et al., 2001, 2003; Morrissey et al., 2004; MacLeod, 2006; Chang et al., 2007; Chiang e Chang, 2009; Minder et al., 2009; Grodek et al., 2012; Liou et al., 2012). La letteratura relativa all'uso del radar meteorologico per la valutazione e la previsione del rischio di innesco di colate detritiche è, però, al momento limitata anche a causa delle significative incertezze che caratterizzano le stime di precipitazione da radar in ambienti ad orografia complessa (Dinku et al., 2002; Pellarin et al., 2002; Germann et al., 2006; Chen et al., 2013; Berne e Krajewski, 2012). Il lavoro di questa tesi intende limitare significativamente queste incertezze sviluppando una procedura in grado di ottenere misure di qualità per eventi idrometeorologici intensi.

3. Procedura di correzione per la ri-analisi di eventi intensi

La stima quantitativa delle piogge intense che vengono a rovesciarsi su una data località durante un nubifragio riveste un'importanza fondamentale in diversi campi dell'idrologia, così come in meteorologia, in geologia e nelle scienze ambientali. Il radar meteorologico offre la possibilità di avere a disposizione misure quantitative di precipitazione a scala regionale con risoluzione spaziale e temporale assai elevate, utili ad essere utilizzate operativamente, ma anche utili nell'analisi di eventi passati per scopi di ricerca. Le già numerose incertezze che caratterizzano le misure quantitative di precipitazione da radar sono enfatizzate qualora si osservino eventi intensi; in questi casi, quindi, si rende necessario correggere i dati radar al fine di ottenere stime di precipitazione quanto più attendibili possibile. Abbiamo sviluppato una procedura integrata di elaborazione e correzione dei dati radar orientata alla ri-analisi di eventi intensi. La procedura tiene conto degli effetti di errori multipli originati da presenza di grandine, echi di terra, occlusione parziale del fascio, eterogeneità del profilo verticale e attenuazione del segnale.

Il radar osserva e campiona l'atmosfera con una geometria di tipo polare. La posizione nello spazio di un volume campionato è direttamente individuata per mezzo della terna di coordinate polari (r, θ, ϕ) , che individuano distanza dall'origine, angolo azimutale e angolo di elevazione. Durante le normali scansioni il radar opera effet-

tuando rotazioni azimutali a elevazione costante (PPI, *Plan Position Indicator*). Ogni impulso del segnale radar campiona un settore circolare (che di qui innanzi chiameremo *beam*) di ampiezza pari alla risoluzione azimutale dello strumento. All'interno di ogni beam, in base alla tempistica di ricezione del segnale di ritorno è dedotta la coordinata radiale, e il beam è così suddiviso nei cosiddetti *bin*, ovvero i volumi di campionamento veri e propri. A causa della geometria di campionamento a simmetria sferica i bin hanno volume variabile. La geometria di osservazione dell'atmosfera è fondamentale per capire ed interpretare le misure radar nonchè per la correzione delle misure stesse. Una procedura di correzione fisicamente basata non può quindi prescindere dalla geometria del sistema e andrà operata nelle coordinate naturali dello strumento. La procedura integrata che abbiamo sviluppato elabora e corregge i dati in coordinate polari, ed effettua la conversione a geometria cartesiana solo a valle delle correzioni.

La natura degli eventi suggerisce di utilizzare una relazione Z-R adatta a distribuzioni di idrometeorie di tipo convettivo. Abbiamo utilizzato la classica legge di potenza (Eq. 2.1.15) con i parametri riportati in Tab. 3.1, adatti ai fenomeni convettivi della regione studiata. Conoscere la logica di funzionamento degli algoritmi di correzione

Coeff. <i>a</i>	308.6
Coeff. <i>b</i>	1.495

Tabella 3.1: Coefficienti della relazione Z-R utilizzata

e la loro geometria di lavoro è molto importante al fine di applicare le correzioni nel modo più appropriato. La catena di correzione, schematizzata in Fig. 3.1, è applicata nell'ordine seguente:

1. calibrazione del ricevitore radar e puntamento dell'antenna;
2. scelta dell'elevazione di osservazione;
3. rimozione degli echi di terra residui e degli effetti dovuti a grandine;

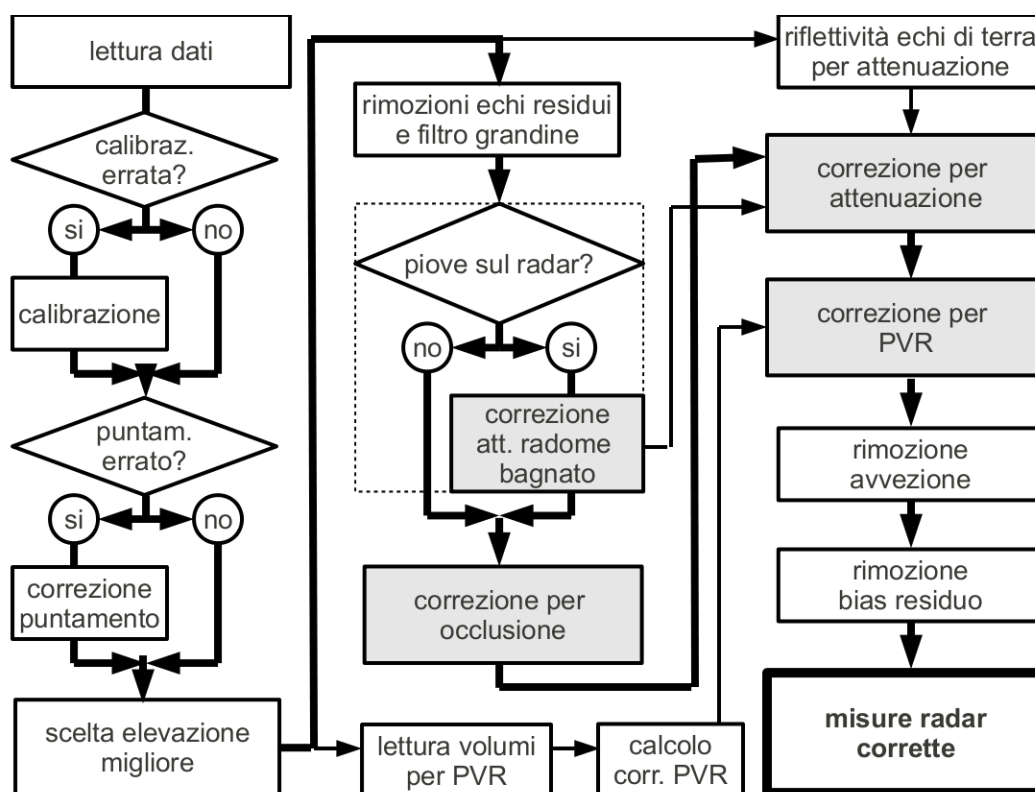


Figura 3.1: Schema della procedura integrata di elaborazione e correzione sviluppata per la ri-analisi di eventi intensi. Le correzioni fisicamente basate sono evidenziate

4. correzione per gli effetti di **attenuazione da radome bagnato**;
5. correzione per gli effetti di **occlusione del fascio**;
6. correzione per gli effetti di **attenuazione**;
7. correzione per la **variabilità verticale della riflettività**;
8. rimozione degli effetti di avvezione;
9. rimozione del bias residuo.

Le correzioni evidenziate in grassetto sono quelle più interessanti dal punto di vista della radar meteorologia poiché, pur influenzando notevolmente sulla stima quantitativa

di precipitazione, sono riproducibili mediante modelli fisicamente basati (chiameremo queste correzioni *fisicamente basate*). Altre correzioni, per quanto significative da un punto di vista quantitativo (rimozione degli echi di terra residui, rimozione degli effetti dovuti a grandine) o fondamentali per la corretta localizzazione della precipitazione (problemi di puntamento dell'antenna, avvezione della precipitazione a causa del vento) necessitano di informazione non è direttamente disponibile in tempo reale; saranno quindi applicate nella catena di ri-analisi ma non quantificheremo direttamente i loro effetti sulla qualità della stima.

Descriviamo qui gli algoritmi di correzione fisicamente basati implementati nella procedura.

3.1 Attenuazione da radome bagnato

La presenza di acqua sulla copertura del radar durante periodi di precipitazione può provocare una attenuazione del segnale radar anche di grande intensità. Un problema di questo tipo, di fatto, è equivalente ad una variazione della costante di calibrazione del radar. La correzione degli effetti dovuti a questo fenomeno influisce quindi su tutte le correzioni che sono applicate a valle.

Abbiamo sviluppato una correzione seguendo l'idea della *Mountain Reference Technique* proposta da Delrieu et al., 1997, 2000; Serrar et al., 2000 (si veda anche la Sez. 3.3). La tecnica si basa sull'utilizzo di echi di terra per valutare il calo di riflettività del segnale radar. La particolare morfologia della regione di studio, costellata di orografia, fornisce un'ampia scelta di echi di terra e l'evento del 4 settembre 2009 (cfr. Sez. 4.4) offre il campo di studio ideale: durante l'evento la precipitazione ha insistito sul radar per quasi 10 ore, anche con bande di precipitazione strette.

Nell'ipotesi che la precipitazione coinvolga il solo radar (con conseguente formazione di un film d'acqua sul radome) e non coinvolga la regione circostante, sarebbe possibile misurare direttamente l'effetto dell'attenuazione dalla misura del calo di ri-

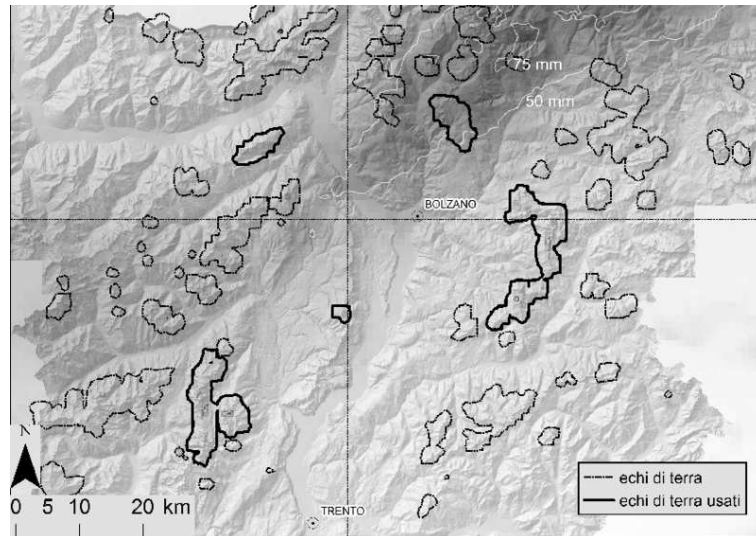


Figura 3.2: Posizione degli echi di terra monitorati per la stima dell'attenuazione da radome bagnato. È riportata anche la precipitazione cumulata durante l'evento utilizzato per lo studio (4 settembre 2009)

flettività degli echi di terra. In situazioni reali la precipitazione coinvolge aree più ampie del solo radar e diventa cruciale la scelta degli echi di terra. Per ottenere la stima ottimale, c'è bisogno di echi che siano i) sufficientemente intensi da permettere una quantificazione precisa del segnale perso e ii) quanto più vicini possibile al radar in modo da minimizzare l'attenuazione ordinaria del segnale dovuta all'interazione della radiazione stessa con l'atmosfera e le idrometeore durante il tragitto tra radar e ostacolo orografico riflettente.

La scansione radar a 1° di elevazione è ricca di echi di terra ed è sicuramente la più indicata allo studio. Abbiamo utilizzato osservazioni radar grezze e filtrate dagli echi di terra e selezionato un set di 6 echi di terra adatti al nostro scopo e mostrati in Fig. 3.2.

Utilizzando i dati radar abbiamo individuato:

- i. la riflettività degli echi di terra in condizioni di cielo sereno (linea tratteggiata in Fig. 3.3);

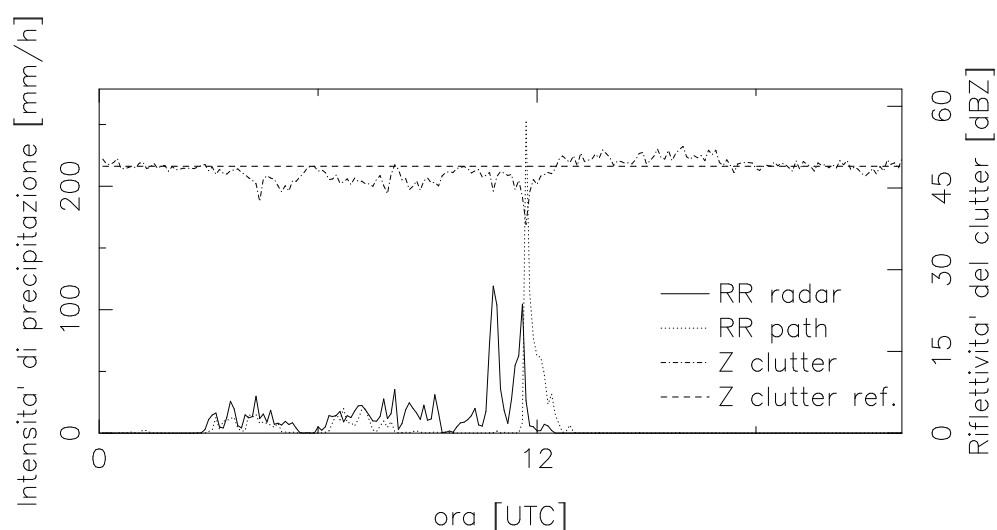


Figura 3.3: Monitoraggio di un eco di terra per la stima di attenuazione da radome bagnato (evento del 4 settembre 2009). Precipitazione sul radar (linea continua), sul percorso (*path*) tra il radar e l'eco di terra (linea tratto-puntata), riflettività dell'eco di terra in condizioni di cielo sereno (linea tratteggiata) e riflettività dello stesso eco durante l'evento (linea puntinata).

- ii. la riflettività degli echi di terra durante l'evento (linea puntinata);
- iii. l'intensità di precipitazione sul radar (linea continua);
- iv. l'intensità di precipitazione sul tratto percorso, *path*, dal segnale tra il radar e la montagna che origina l'eco di terra (linea tratto-puntata).

Abbiamo quindi isolato i periodi di precipitazione sul radar quantificando l'intensità di precipitazione sullo strumento per ogni intervallo temporale. Alla data attuale non è disponibile un pluviometro in situ, siamo quindi costretti a quantificare la precipitazione sul radar indirettamente, tramite le misure radar stesse. Abbiamo scelto una corona circolare compresa tra i 3 e i 4 km centrata sullo strumento per ricavare la precipitazione sul radar e, utilizzando una soglia di 15 dBZ ($\sim 0.1 \text{ mm h}^{-1}$), abbiamo individuato un periodo con precipitazione sul radar di circa 10 ore, compreso tra le 03:00 UTC e le 13:00 UTC del 4 settembre 2009. La relativa lunghezza di questo periodo ci consente di individuare gli intervalli temporali in cui la precipitazione ha

insistito sullo strumento, pur rimanendo minima nelle regioni circostanti. In tal modo la diminuzione di riflettività di un eco di terra è imputabile alla presenza di acqua sul radome e permette di valutarne indirettamente l'entità.

Detta Z_{dry} la riflettività dell'eco di terra a cielo sereno e Z_{rain} la riflettività dello stesso in presenza di precipitazione sul radar e non sul tratto atmosferico tra radar e volume campionato, avremo:

$$\text{WR}_c = -10 \cdot \log_{10} \left(\frac{Z_{\text{dry}}}{Z_{\text{rain}}} \right) \quad (3.1.1)$$

Abbiamo individuato una attenuazione da radome bagnato compresa tra i 2.7 e i 2.9 dBZ , che si pone in accordo con valori in letteratura fino a 5.4 dBZ riportati in Tab. 2.4 (Marra et al., 2010). Ci riferiremo a questa correzione con la sigla wr^1 .

3.2 Occlusione del fascio radar

La regione di studio ad orografia particolarmente complessa obbliga all'utilizzo di una tecnica di correzione per i problemi di occlusione del fascio da parte di ostacoli al suolo (Germann et al., 2006). La quota elevata a cui è installato il radar suggerisce di utilizzare angoli di elevazione quanto più bassi possibile, in modo da limitare i problemi di campionamento a quote troppo elevate che si verificano all'aumentare della distanza dal radar. Utilizziamo quindi l'angolo di osservazione minore tra quelli disponibili (1°) e qualora l'occlusione sia superiore a una determinata soglia ($> 70\%$) scegliamo l'angolo di elevazione immediatamente successivo (2°). In tal modo si riesce a superare un gran numero di ostacoli orografici. L'utilizzo di elevazioni ancora superiori è sconsigliabile per i problemi di campionamento succitati e per problemi dovuti alla variabilità verticale della riflettività.

Nonostante questo accorgimento, ostacoli orografici permangono ad occludere la propagazione del fascio. Abbiamo implementato una tecnica di correzione per questo

¹Dall'inglese: *wet radome attenuation*

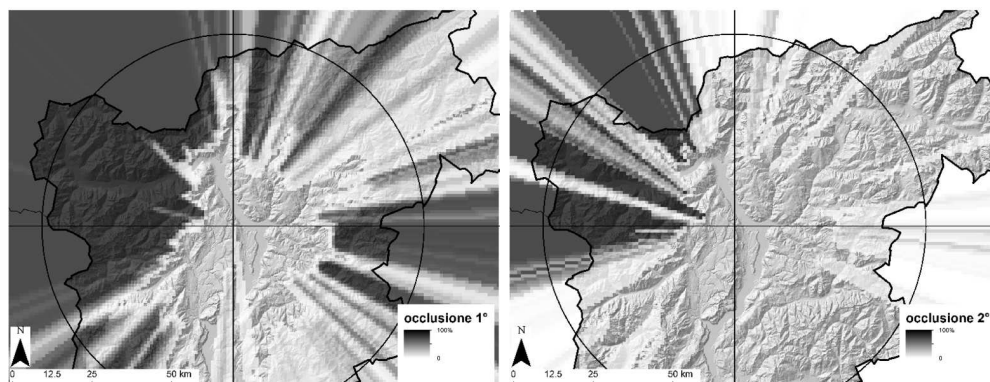


Figura 3.4: Occlusione del fascio simulata per le elevazioni di 1° e 2°

problema. Tra le numerose tecniche disponibili in bibliografia (Borga e Giaretta, 1991; Gabella et al., 1997; Steiner e Smith, 2002) abbiamo scelto quella che meglio si adatta alle esigenze dello strumento e del territorio di studio. La tecnica è basata sulla simulazione digitale della propagazione del fascio radar (Delrieu e Creutin, 1995) in grado di valutare l'entità dell'occlusione del fascio in corrispondenza di ogni bin, a partire da un modello digitale del terreno, dalla posizione del radar e dall'elevazione di osservazione. In Fig. 3.4 si può osservare l'entità dell'occlusione per gli angoli di elevazione utilizzati; si nota come alcune regioni dell'ombrello radar restino mal osservate in ogni caso, il problema è ben noto agli utilizzatori dello strumento di Macaion ed è dovuto alla presenza di gruppi montuosi molto elevati nelle immediate vicinanze del radar.

3.3 Attenuazione del segnale radar

Il problema dell'attenuazione è particolarmente importante nel caso di eventi caratterizzati da elevate intensità di precipitazione. L'algoritmo che utilizziamo per la correzione è derivato dalla tecnica *Mountain Reference Technique* e sfrutta le variazioni di riflettività di echi di terra per stimare l'attenuazione complessiva del segnale (Delrieu et al., 1997, 1999a,b, 2000; Serrar et al., 2000; Bouilloud et al., 2009). La

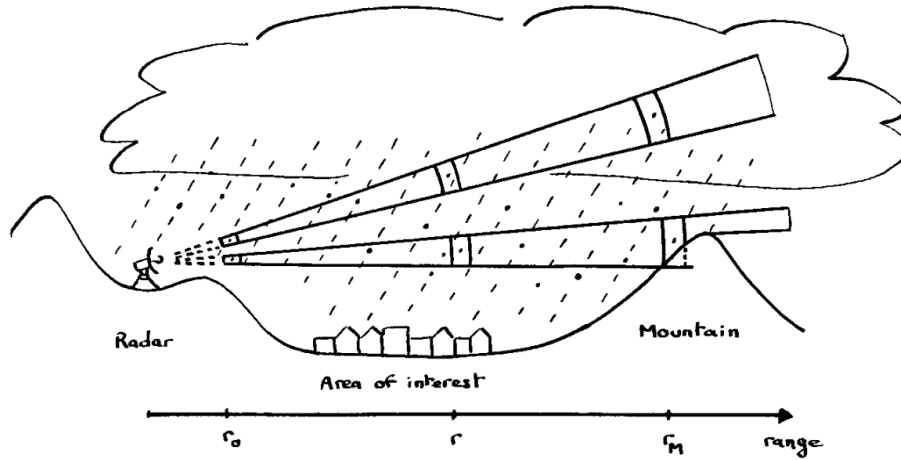


Figura 3.5: Geometria di osservazione radar per l'applicazione della MRT. Valori di riflettività privi di echi di terra sono ottenuti da misure ad elevazioni superiori (i.e. 2°); stime dell'attenuazione totale (PIA) sono ottenute utilizzando elevazioni inferiori (i.e. 1°) (Da Delrieu et al., 1997).

procedura di scansione adatta all'utilizzo della tecnica è definita in modo da ottenere i) forti echi di terra ad angoli di elevazione bassi per la stima dell'attenuazione totale su un settore azimutale definito (a questo scopo sono utili i dati radar grezzi non filtrati) e ii) misure di riflettività prive di echi di terra sull'area da misurare.

Assumiamo la presenza di due sole fonti d'errore: i) errore di calibrazione radar ϵ_c costante e ii) attenuazione dovuta a precipitazione. La riflettività misurata Z_m in queste ipotesi sarà una combinazione della riflettività vera Z , dell'attenuazione A e degli errori di calibrazione del radar ϵ_c :

$$Z_m(r) = Z(r)A(r)\epsilon_c \quad (3.3.1)$$

Dove $A(r)$, attenuazione totale alla distanza r , è data da:

$$A(r) = \exp\left(-\frac{2\ln(10)}{10} \int_0^r \kappa(s)ds\right) = \exp\left(-0.46 \int_0^r \kappa(s)ds\right). \quad (3.3.2)$$

$\kappa(r)$ [dBZ km⁻¹] è il coefficiente di attenuazione e dipende dalla lunghezza d'onda

di lavoro, dalla DSD e dalla temperatura. Assumendo che la relazione tra riflettività ed attenuazione sia ben rappresentata da una legge di potenza del tipo

$$Z = \alpha \kappa^\beta, \quad (3.3.3)$$

seguendo quanto proposto da Marzoug e Amayenc, 1994 possiamo riscrivere la Eq. 3.3.1 come

$$\frac{d(A(r)^{1/\beta})}{dr} = -\frac{0.46}{\beta} \left(\frac{Z_m(r)}{\alpha \epsilon_c} \right)^{1/\beta} \quad (3.3.4)$$

Detto *raggio zero* la distanza r_0 a cui si comincia la misura² (si veda lo schema in Fig. 3.5). Integriamo la Eq. 3.3.4 tra r_0 ed r ottenendo

$$\begin{cases} A(r) = \left(A(r_0)^{1/\beta} - \frac{S(r_0, r)}{\epsilon_c^{1/\beta}} \right)^\beta \\ S(r_0, r) = 0.46 \int_{r_0}^r \left(\frac{Z_m(s)}{\alpha} \right)^{1/\beta} ds \end{cases} \quad (3.3.5)$$

dove $A(r_0)$, che chiameremo *attenuazione di raggio zero*, rappresenta l'attenuazione dovuta al tratto compreso tra l'antenna e r_0 . Da quest'equazione deduciamo che l'attenuazione può essere calcolata come funzione della riflettività misurata, dei coefficienti della relazione $Z - \kappa$, dell'attenuazione tra 0 e r_0 e dell'errore di calibrazione. Consideriamo ora un punto $r = r_M$ in cui abbiamo a disposizione un riferimento, che nel nostro caso saranno echi di terra dovuti a montagne. Possiamo calcolare l'attenuazione totale fino al punto r_M come:

$$A_c(r_M) = \left(A(r_0)^{1/\beta} - \frac{S(r_0, r_M)}{\epsilon_c} \right)^\beta \quad (3.3.6)$$

Uguagliando attenuazione calcolata e attenuazione misurata in corrispondenza del-

²Solitamente le misure radar vengono utilizzate a partire da una distanza non nulla dallo strumento (r_0), con lo scopo di evitare la contaminazione da echi di terra causati dai lobi laterali del fascio radar su ostacoli prossimi allo strumento.

l'eco, otteniamo la cosiddetta *equazione di vincolo per l'attenuazione integrata sul tragitto*:

$$A_c(r_M) \equiv A_m(r_M) \quad (3.3.7)$$

Possiamo stimare A_m confrontando misure di riflettività dell'eco di riferimento in condizioni di cielo sereno ($Z_m^D(r_M)$) e in condizioni di precipitazione ($Z_m^R(r_M)$):

$$A_m(r_M)[\text{dBZ}] = -10 \log \left(\frac{Z_m^R(r_M)}{Z_m^D(r_M)} \right) \quad (3.3.8)$$

A questo punto, come mostrato da Delrieu et al., 1997, più di un algoritmo può essere sviluppato per la correzione. Abbiamo deciso di utilizzare l'algoritmo PIA1³, che si ottiene dalle Eq. 3.3.7, Eq. 3.3.5 e Eq. 3.3.1:

$$Z^{\text{PIA1}}(r) = \frac{Z_m(r)}{\left[A(r_M)^{1/\beta} \varepsilon_c^{1/\beta} - S(r, r_M) \right]^\beta} \quad (3.3.9)$$

Tale algoritmo, di tipo *backward*⁴, offre una serie di vantaggi per i nostri casi di studio:

- i. è numericamente stabile;
- ii. è indipendente dall'attenuazione di raggio zero;
- iii. non è molto sensibile ad errori di calibrazione;
- iv. gli errori di misura della riflettività diminuiscono all'aumentare della PIA.

La difficoltà principale per l'utilizzo di questa metodologia è la scelta dell'eco di terra da utilizzare come riferimento. Questo eco infatti deve rispondere a due necessità fondamentali: i) la zona di sviluppo dell'evento precipitativo deve trovarsi tra il radar e l'eco di riferimento e ii) la montagna che fornisce l'eco non deve essere

³L'algoritmo prende il nome da *Path Integrated Attenuation*, PIA.

⁴L'algoritmo procede a ritroso da r_M a r_0

stata coinvolta da precipitazione importante nelle ore che precedono l'evento altrimenti la sua riflettività risulta alterata rispetto ai valori di riferimento, in particolare l'eco sarà più intenso qualora la montagna sia bagnata. Questi problemi possono essere talvolta aggirati con lunghe operazioni di pre-processing automatico dei dati degli echi di terra ma non sempre portano a risultati accettabili.

È stata sviluppata una procedura di individuazione dell'eco più rappresentativo che opera su scala di evento e che è in grado di aiutare il lavoro di ri-analisi. Da un punto di vista operativo, però, non si è ancora riusciti a completare una procedura automatica di correzione sufficientemente affidabile da essere utilizzata in tempo reale.

3.4 Variabilità verticale del campo di riflettività

La necessità di lavorare in geometria polare ci porta a scegliere la tecnica di correzione delle curve dei rapporti poichè permette di maneggiare i volumi radar senza bisogno della conversione in coordinate cartesiane dell'intero volume. Rimandiamo ai lavori di Andrieu e Creutin, 1995a,b per una descrizione dettagliata della tecnica. Questo metodo consente di calcolare il Profilo Verticale di Riflettività radar avendo a disposizione scansioni ad almeno 2 angoli di elevazione; necessita inoltre delle sole misure radar e permette di lavorare su tempi di integrazione brevi anche senza la necessità di ricorrere a ipotesi sulla climatologia della regione o sulla tipologia di precipitazione. Partendo dall'assunzione che il campo di riflettività possa essere scritto come: $Z(\mathbf{u}, h) = Z_0(\mathbf{u}) \cdot z(h)$, gli autori descrivono e testano un metodo inverso per la soluzione del sistema non-lineare ottenuto dalla discretizzazione del rapporto tra le riflettività osservate a due diversi angoli di elevazione, calcolando conseguentemente i fattori di correzione da applicare alle misure.

Nell'ambito del nostro studio abbiamo calcolato dei profili verticali medi su aree significative individuate su base di evento in modo da i) evitare i problemi di sotto-campionamento delle curve dei rapporti dovuti ai numerosi ostacoli orografici incontrati

*CAPITOLO 3. PROCEDURA DI CORREZIONE PER LA RI-ANALISI DI
EVENTI INTENSI*

a bassi angoli di elevazione e ii) calibrare la correzione sull'area in cui la precipitazione è più rappresentativa dell'evento.

3.4 Variabilità verticale del campo di riflettività

4. Ri-analisi di eventi intensi

4.1 Area di studio

Il Trentino–Alto Adige è una regione completamente montuosa localizzata nelle Alpi Nord-Orientali italiane. L'Adige, con i suoi 410 km di lunghezza, è il secondo fiume italiano. Sorge nei pressi del Passo di Resia (1504 m s.l.m.), vicino al confine con Austria e Svizzera e attraversa la Val Venosta fino a Merano dove, unendosi all'affluente Passirio, dà origine alla Valle dell'Adige. Appena a Sud di Bolzano riceve le acque del principale affluente, l'Isarco. La sezione di chiusura dell'Alto Adige è posta a Salorno, circa 30 km a valle di Bolzano. Il bacino così individuato ha una superficie di circa 7400 km² e si sviluppa tra i 224 m s.l.m. (Salorno) e i 3905 m s.l.m. (Ortles). La regione Trentino - Alto Adige è costituita dalla valle dell'Adige chiusa a Borghetto di Avio (circa 130 m s.l.m.), comprensiva dell'alto bacino dell'Adige appena descritto, dalla Valle del Sarca, dalla Valle del fiume Chiese chiusa in corrispondenza del Lago di Idro, e da qualche altra valle minore. La superficie complessiva raggiunge i 13600 km² e si sviluppa tra i 70 m s.l.m. del Lago di Garda e i 3905 m s.l.m. dell'Ortles. La regione è caratterizzata da una ampia varietà di forme geomorfologiche e di condizioni climatiche ed ambientali. Il bacino principale è diviso in numerosi sotto-bacini, anche di piccole dimensioni, che possono essere idrologicamente molto attivi.

La vita e l'economia della regione (clima, rete di comunicazione, sistemi di trasporto, turismo) sono fortemente influenzati dalla montagna. Durante la stagione estiva si

sviluppano forti nubifragi, spesso resi ancora più intensi dall'effetto dell'orografia, che possono dar luogo, a causa della topografia della regione, a piene improvvise, colate detritiche e trasporto di detrito in generale con effetti anche seri sulla sicurezza delle persone e sul danneggiamento delle opere.

Lo studio di eventi meteorologici intensi è quindi in grado di fornire una quantità di informazioni molto utili sia per la localizzazione preventiva delle aree ad elevato rischio che per l'attività di prevenzione e di protezione del territorio.

4.2 Periodo di studio

Abbiamo esaminato la sequenza d'archivio dei dati storici disponibili per il radar di M. Macaion a partire dall'anno 2005, individuando gli eventi più interessanti dal punto di vista idro-geologico sulla base degli archivi di piene e colate detritiche. Sono stati individuati 7 eventi che hanno avuto conseguenze importanti su popolazione, territorio e infrastrutture, con caratteristiche meteorologiche e morfologiche interessanti dal punto di vista della radar-idrometeorologia. Si tratta per lo più di eventi di tipo convettivo che si sono sviluppati durante la stagione estiva o nel primo autunno, e che hanno dato luogo a precipitazioni molto intense. In Fig. 4.5 è riportata la localizzazione degli eventi studiati.

4.3 Dati disponibili

4.3.1 Dati radar

Il radar di Macaion opera in banda C con una lunghezza d'onda di 5.3 cm . È situato sulla cima del Monte Macaion ad una quota di 1860 m s.l.m. , circa 10 km a ovest di Bolzano. È utilizzato congiuntamente dalle Province Autonome di Bolzano e Trento e osserva l'area del Trentino-Alto Adige con una risoluzione temporale di 6 min in estate e di 10 min in inverno. La risoluzione azimutale è di 0.8° , la risoluzione radiale

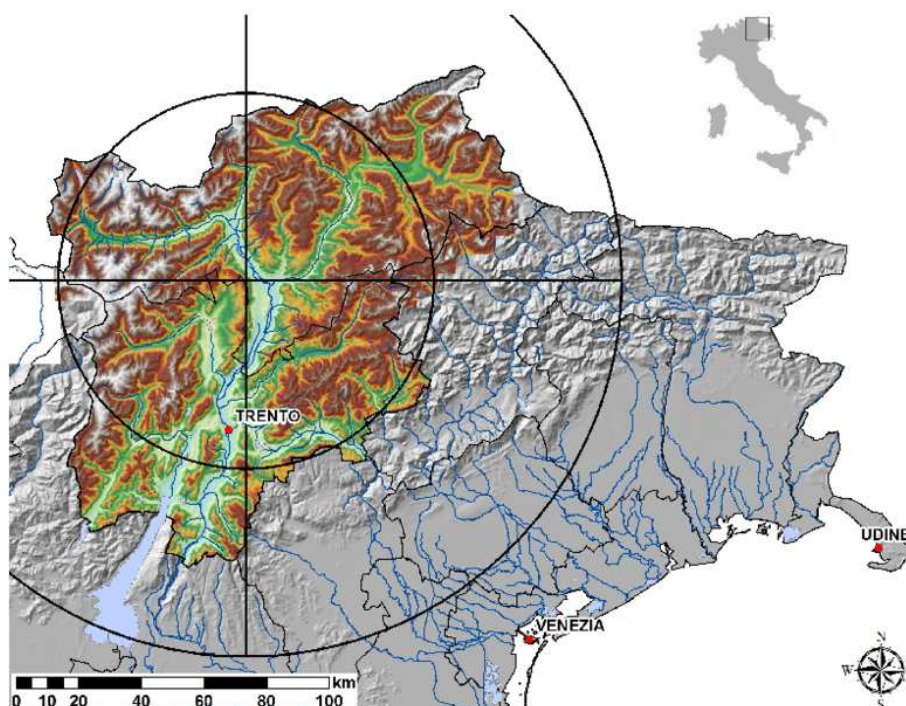


Figura 4.1: Il Trentino-Alto Adige e la posizione del radar di M. Macaion



Figura 4.2: Il radar di Monte Macaion



Figura 4.3: Effetti della colata detritica del Rio Gola — 1 agosto 2005



Figura 4.4: Effetti della colata detritica del Rio Molinara — 14-15 agosto 2010

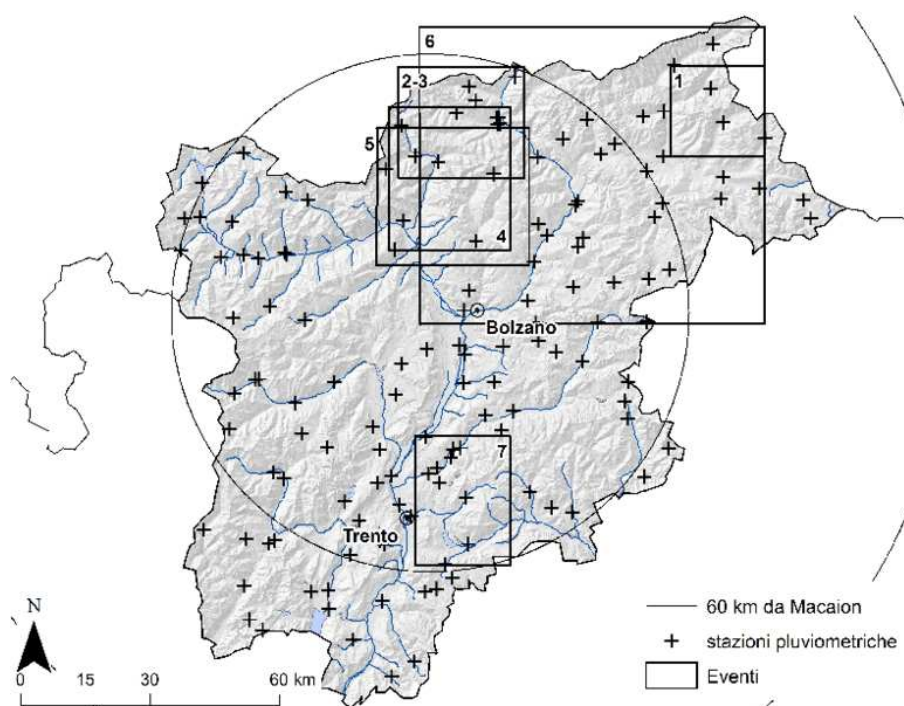


Figura 4.5: Localizzazione degli eventi studiati e delle stazioni pluviometriche

di 250 m e la geometria di scansione prevede 12 angoli di elevazione da 1° a 24°. La portata di esercizio è di circa 120 km anche se gran parte della regione è compresa entro 100 km circa dallo strumento.

Allo scopo di ottimizzare la portata effettiva il radar è stato posizionato a una quota di 1860 m s.l.m. . L'orografia frastagliata della regione, infatti, limiterebbe fortemente la copertura nel caso lo strumento fosse posizionato a quote inferiori provocando echi

portata utile	120 km
potenza di picco	307.0 kW
lunghezza d'onda	5.3 cm (banda C)
tempo di ripetizione	6 min / 10 min
durata dell'impulso	0.8 s
guadagno dell'antenna	45.8 dB

Tabella 4.1: Caratteristiche tecniche del radar di Monte Macaion

4.3 Dati disponibili

di terra e occlusione nella propagazione del fascio.

La quota elevata tuttavia ha effetti negativi sulla qualità delle misure. Dal momento che si osserva l'atmosfera con angoli di elevazione positivi, la quota dei volumi campionati aumenta all'aumentare della distanza dal radar, con diversi effetti: i) il fascio radar si trova al di sopra delle nubi che originano la precipitazione non campionando alcun eco meteorologico anche in corrispondenza di aree con precipitazione; ii) il fascio radar si trova al di sopra dello strato di scioglimento campionando l'eco di idrometeore nevose, non significativo della precipitazione al suolo. Nel nostro caso osserviamo a distanze fino a 100 km e con un angolo di elevazione di 2° , campionando quindi l'atmosfera a circa 5000 m s.l.m. Le convezioni estive tipicamente si sviluppano molto lungo la verticale, spesso raggiungendo la tropopausa, fino a oltre 10000 m s.l.m. Ci aspettiamo quindi che per eventi intensi i problemi dovuti alla quota di campionamento non siano determinanti, vedremo però che in alcuni casi la portata dello strumento risulterà limitata.

Da un punto di vista operativo la Provincia Autonoma di Bolzano ci ha reso disponibili le misure di riflettività radar sia grezze che filtrate dagli echi di terra tramite tecnica Doppler. Questo ci consente di utilizzare gli echi di terra delle misure non filtrate per controllare il corretto puntamento dello strumento e per ottenere informazione riguardo alle perdite di potenza del segnale dovute ad attenuazione. I dati radar sono archiviati in coordinate polari con una risoluzione radiale di 250 m e una

risoluzione radiale	250 m
risoluzione azimutale	0.8°
elevazioni di scansione (12)	$1.0^\circ, 2.0^\circ, 3.0^\circ, 4.0^\circ, 5.0^\circ, 6.0^\circ, 8.0^\circ,$ $10.0^\circ, 13.0^\circ, 16.0^\circ, 19.5^\circ, 24.0^\circ$
ampiezza del fascio a 3 dB	$\sim 0.8^\circ$
riflettività minima	-32 dBZ
riflettività massima	96 dBZ
precisione	0.5 dBZ

Tabella 4.2: Caratteristiche e geometria dei dati radar

risoluzione azimutale di 0.8° . L'ampiezza a 3 dB del lobo principale del fascio radar è di circa 0.8° . Le misure radar sono convertite in coordinate cartesiane con una risoluzione di 1 km ; per l'evento del 2005, vista la piccola scala e la precisione necessaria, si è utilizzata una risoluzione di 500 m .

4.3.2 Dati pluviometrici

Per valutare la qualità delle misure ottenute abbiamo utilizzato i dati pluviometrici forniti dall'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano e da Meteotrentino della Provincia Autonoma di Trento. Le misure pluviometriche altoatesine hanno una risoluzione temporale di 5 min, mentre le misure trentine variano tra 15 min e 60 min a seconda della fonte. Le misure sono state aggregate in intervalli di 60 min in modo da valutare il comportamento del radar su scale temporali brevi tipiche dei fenomeni convettivi, ma da ovviare ai problemi di campionamento pluviometrico su piccola scala temporale. In Tab. 4.3 riportiamo le caratteristiche delle reti pluviometriche, in Fig. 4.5 la dislocazione sul territorio degli strumenti di misura. Il numero di stazioni utilizzate per la valutazione delle prestazioni del radar varia in funzione dell'estensione dell'evento e della disponibilità delle misure.

stazioni <i>Alto Adige</i>	78	
densità	$\sim 1/100$	km ²
intervallo temporale di misura	5	min
sensibilità	0.2	mm
stazioni <i>Trentino</i>	88	
densità	$\sim 1/70$	km ²
intervallo temporale di misura	15-60	min
sensibilità	0.2	mm

Tabella 4.3: Dati pluviometrici

4.4 Ri-analisi

Anterselva - 1 agosto 2005

Il 1 agosto 2005 un intenso nubifragio estivo ha colpito la zona di Anterselva, nella parte nord-orientale della regione. L'evento convettivo, notevolmente accentuato dall'orografia (ben oltre i 3000 m s.l.m.), è stato molto localizzato , con un'area coinvolta di circa 10 km² e di durata inferiore alle 2 ore (tra le 20:30 UTC e le 22:00 UTC). Ha dato luogo a precipitazione di straordinaria intensità nell'area del Rio Gola (6.59 km²) un sottobacino del Rio Anterselva (82.7 km²). La precipitazione si è concentrata in quota, su un sottobacino roccioso molto ripido che ha convogliato il deflusso su canali effimeri in superficie. Nonostante la breve durata, l'evento meteorico ha innescato una colata detritica di grandi proporzioni, con volumi di circa 100000 m³ , che ha dato luogo a importanti effetti geomorfologici, cambiando l'estensione e l'incisione del Rio Gola (Fig. 4.3).

Analisi radar

L'evento, già studiato in precedenza (Zanon, 2010), è stato da noi ri-analizzato visto il suo particolare interesse per la radar-meteorologia della regione. Il bacino è localizzato a circa 70 km dal radar, una distanza da tenere in considerazione per problemi di attenuazione e che darà degli effetti in termini di variabilità verticale della riflettività. Non si sono registrate precipitazioni sul radar, possiamo quindi escludere problemi di attenuazione da radome bagnato.

Il radar ha mostrato un problema di puntamento azimutale di un 1° che a 70 km di distanza si traduce in uno scarto orizzontale di circa 1.2 km . Confrontando gli echi di terra osservati e simulati a partire dal modello digitale del terreno si è valutata l'entità dell'errore di puntamento e si sono corrette le misure conseguentemente. Le correzioni che si sono applicate per l'analisi radar dell'evento sono:

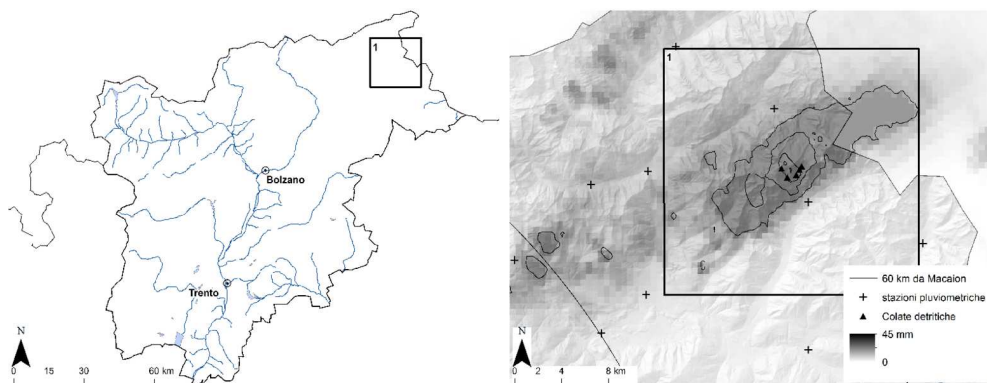


Figura 4.6: Precipitazione cumulata — 1 agosto 2005

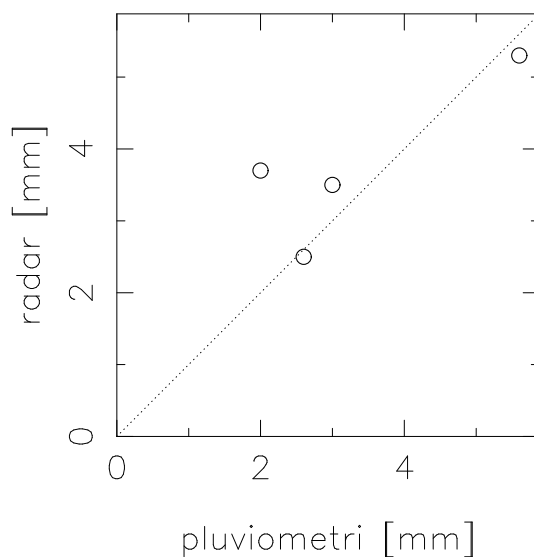


Figura 4.7: Scattergramma — 1 agosto 2005

correzioni	FSE	Bias	Corr.
/	1.183	-0.310	0.476
occl.	1.180	-0.281	0.521
occl. att.	1.145	0.123	0.610
occl. att. PVR	1.134	0.130	0.617

Tabella 4.4: Indicatori statistici — 1 agosto 2005

- i. puntamento dell'antenna;
- ii. rimozione degli effetti dovuti a grandine;
- iii. correzione per gli effetti di occlusione del fascio;
- iv. correzione per gli effetti di attenuazione;
- v. correzione per la variabilità verticale della riflettività;
- vi. rimozione del bias residuo.

In Fig. 4.6 riportiamo la mappa di precipitazione radar cumulata sull'evento. Il picco di precipitazione cumulata supera i 40 mm ed è localizzato proprio in corrispondenza del bacino roccioso in cui si è innescata la colata detritica.

Validazione

Come si può vedere dalla Fig. 4.6 nessuna stazione pluviometrica è riuscita a cogliere l'evento in modo adeguato, le cumulate da pluviometro non superano infatti i 6 mm. Conseguentemente le correzioni applicate al radar sono state calibrate cercando di rispettare per quanto possibile le seppur scarse misure ottenute dai pluviometri. Il confronto mostra comunque un accordo generalmente buono, con una sovrastima da parte del radar in corrispondenza della stazione di Anterselva. L'analisi complessiva mostra un Bias leggermente positivo (+0.13).

Val Ridanna - 3 e 4 ottobre 2006

L'evento considerato si sviluppa per circa 18 ore tra le 14:00 del 3 ottobre e le 08:00 del 4 ottobre 2006. È caratterizzato da intensità di precipitazione elevate e da cumulate significative e ha provocato una piena improvvisa che ha coinvolto alcuni centri della Val Ridanna causando danni significativi. Non si sono registrate colate detritiche innescate dall'evento.

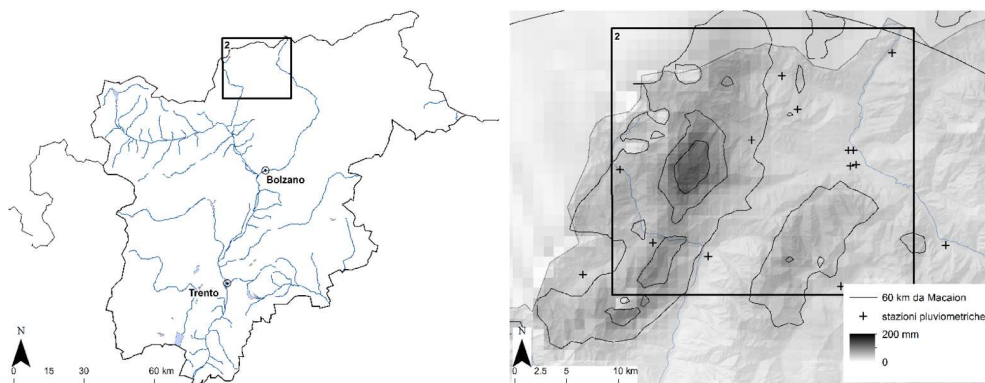


Figura 4.8: Precipitazione cumulata — 3-4 ottobre 2006

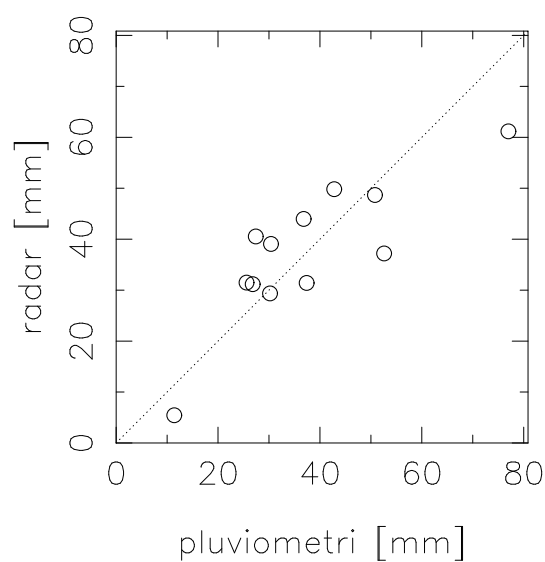


Figura 4.9: Scatterogramma — 3-4 ottobre 2006

correzioni	FSE	Bias	Corr.
/	0.915	-0.514	0.715
occl.	0.903	-0.505	0.726
occl. att.	0.787	-0.210	0.752
occl. att. PVR	0.701	-0.189	0.771

Tabella 4.5: Indicatori statistici — 3-4 ottobre 2006

Analisi radar

Come nel caso del 1 agosto 2005 il confronto tra la posizione degli echi di terra osservati e simulati ha mostrato come il puntamento dell'antenna radar fosse inesatto, con un errore di circa 0.9° . Non si è registrata precipitazione in corrispondenza del radar. Le correzioni che si sono applicate ai dati radar sono le seguenti:

- i. puntamento dell'antenna;
- ii. rimozione degli effetti dovuti a grandine;
- iii. correzione per gli effetti di occlusione del fascio;
- iv. correzione per gli effetti di attenuazione;
- v. correzione per la variabilità verticale della riflettività;
- vi. rimozione del bias residuo.

La Fig. 4.8 riporta la mappa di precipitazione radar cumulata sull'evento. L'evento non è stato ben campionato dalle stazioni al suolo e le stime radar forniscono informazione importante sulla morfologia e sulle intensità in gioco. le misure pluviometriche sono però utili per valutare la qualità delle stime radar e le performance delle correzioni.

Validazione

Abbiamo utilizzate le misure al suolo delle 12 stazioni coinvolte dall'evento, la precipitazione cumulata massima si è registrata per la stazione di Platt con 77 mm di pioggia. L'analisi radar evidenzia un zona in cui si sono raggiunti i 150 mm (Fig. 4.8). In Tab. 4.5 riportiamo gli indicatori statistici al procedere delle correzioni. Tra le correzioni fisicamente basate l'effetto più importante è imputabile all'attenuazione.

20 e 21 giugno 2007, val Ridanna

A meno di un anno di distanza l'area della Val Ridanna è stata nuovamente colpita da un nubifragio sviluppatosi tra le 18:00 UTC del 20 giugno 2007 e le 17:00 UTC del giorno successivo. L'analisi radar evidenzia una zona con cumulate intorno ai 150 mm.

Analisi radar

Sulla zona dell'evento si è potuta notare (per mezzo degli indicatori statistici di confronto) una traslazione della stima radar di circa 1 km, imputabile ad avvezione. Si è utilizzata un'elevazione di scansione di 2° per evitare i problemi di occlusione eccessivi (superiori all'80% su buona parte dell'area coinvolta); la vicinanza del radar all'evento ci permette di escludere problemi dovuti a un eventuale campionamento dell'atmosfera a quote troppo elevate. Le correzioni effettuate per l'evento sono quindi le seguenti:

- i. correzione per effetti di avvezione;
- ii. rimozione degli effetti dovuti a grandine;
- iii. correzione per gli effetti di occlusione del fascio;
- iv. correzione per gli effetti di attenuazione;
- v. correzione per la variabilità verticale della riflettività;
- vi. rimozione del bias residuo.

In Fig. 4.10 è riportata la mappa di precipitazione cumulata ottenuta da radar.

Validazione

Abbiamo utilizzato misure di 17 stazioni pluviometriche coinvolte dall'evento. Il valore massimo di cumulata di pioggia, registrato dalla stazione di Ladurnus, è di 102.1 mm. Gli indicatori statistici ottenuti sono riportati in Tab. 4.6, lo scatterogramma in Fig. 4.11

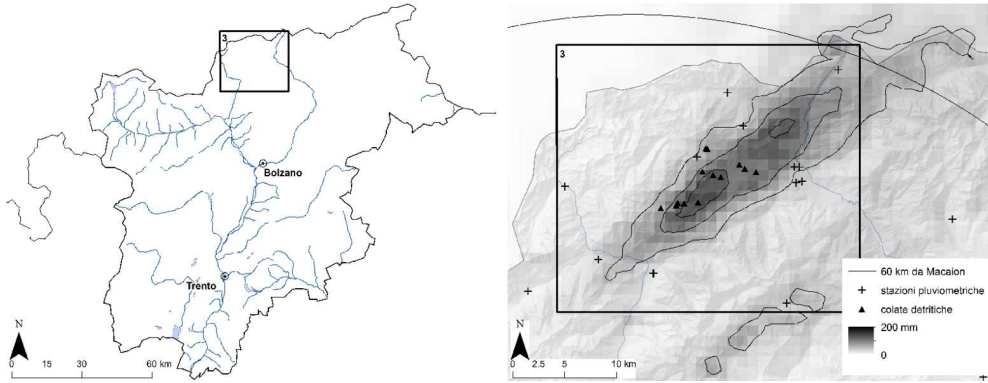


Figura 4.10: Precipitazione cumulata — 20-21 giugno 2007

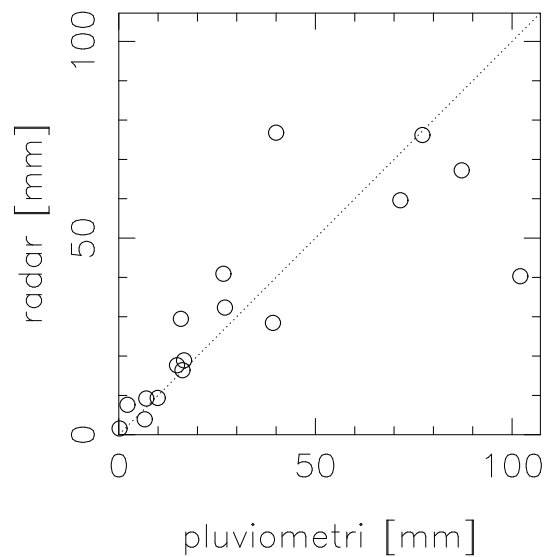


Figura 4.11: Scatterogramma — 20-21 giugno 2007

correzioni	FSE	Bias	Corr.
/	1.167	-0.496	0.635
occl.	1.164	-0.488	0.639
occl. att.	1.121	-0.324	0.656
occl. att. PVR	1.140	-0.021	0.669

Tabella 4.6: Indicatori statistici — 20-21 giugno 2007

Val Passiria - 16 e 17 luglio 2009

Il 16 e 17 luglio 2009 precipitazioni diffuse e intense hanno coinvolto una vasta area dell'Alto Adige tra le 18:00 UTC del 16 luglio e le 23:00 UTC del 17 luglio. Si sono registrate intensità di precipitazione molto elevate in corrispondenza della Val Passiria, che hanno innescato diverse colate detritiche (cfr. Fig. 4.13). In Fig. 4.12 possiamo vedere la precipitazione che si è accumulata tra le 23:00 UTC del 16 e le 00:00 UTC del 17 luglio (quasi 100 mm in soli 60 min).

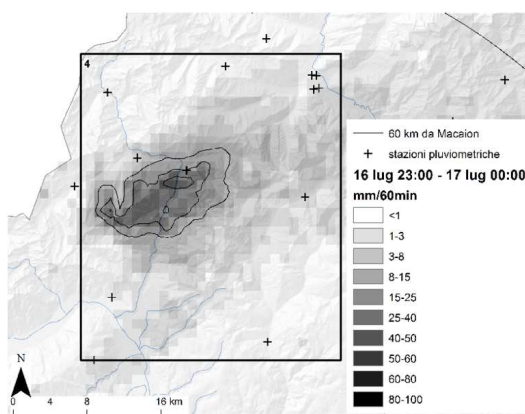


Figura 4.12: Precipitazione cumulata tra le 23:00 UTC del 16 luglio e le 00:00 UTC del 17 luglio 2009

Analisi radar

Non si sono registrate precipitazioni sul sito radar, di conseguenza non si è resa necessaria la correzione per radome bagnato. La natura dell'evento non concede un buon utilizzo della correzione per profilo verticale a causa dei forti gradienti orizzontali del campo di riflettività. Date le intensità di precipitazione misurate ci aspettiamo che l'osservazione radar sia stata influenzata notevolmente da attenuazione. Le correzioni che si sono applicate ai dati radar sono le seguenti:

- i. rimozione degli effetti dovuti a grandine;

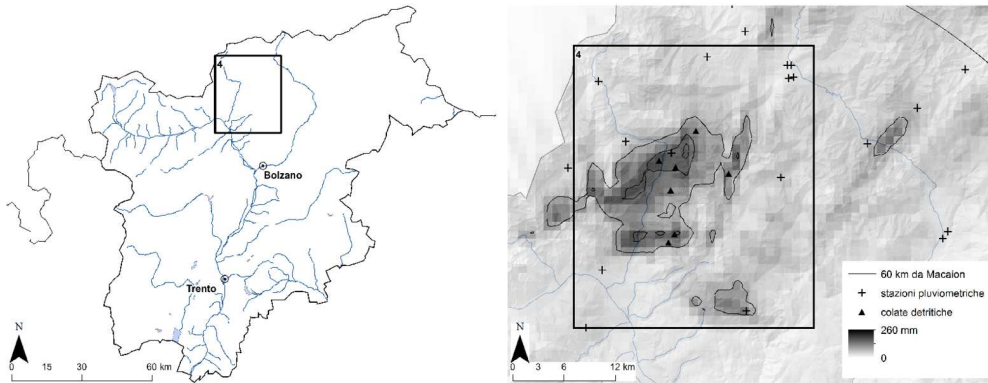


Figura 4.13: Precipitazione cumulata — 16-17 luglio 2009

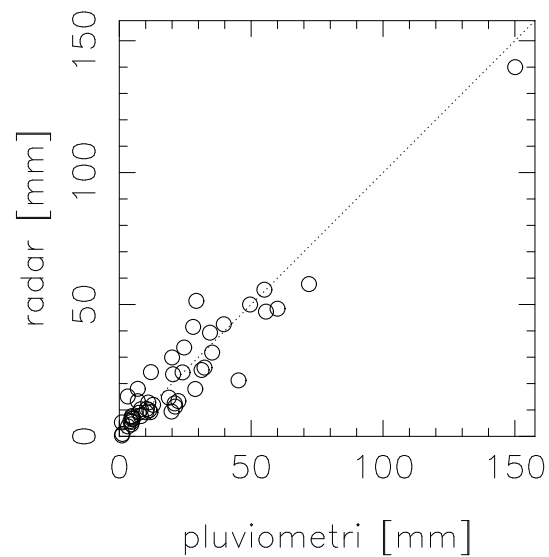


Figura 4.14: Scatterogramma — 16-17 luglio 2009

correzioni	FSE	Bias	Corr.
/	1.214	-0.557	0.755
occl.	1.128	-0.506	0.809
occl. att.	0.992	0.137	0.818

Tabella 4.7: Indicatori statistici — 16-17 luglio 2009

- ii. correzione per gli effetti di occlusione del fascio;
- iii. correzione per gli effetti di attenuazione;
- iv. rimozione del Bias residuo.

Riportiamo in Fig. 4.13 la precipitazione cumulata sull'evento.

Validazione

Vista l'ampia area interessata dall'evento abbiamo utilizzato misure di 48 stazioni pluviometriche.

Da un primo sguardo allo scatterogramma di Fig. 4.14 notiamo l'ottimo accordo tra le misure radar e pluviometriche anche per la stazione di S. Leonardo in Passiria con cumulata di precipitazione assai elevata (144 mm da radar contro 150 di misura al suolo). Le correzioni apportate alle misure radar migliorano di molto l'attendibilità dello strumento, come dimostrato dalla Tab. 4.7.

Val Passiria e Val Sarentino - 30 luglio 2009

Nel tardo pomeriggio del 30 luglio 2009, dopo una giornata di tempo soleggiato, si sviluppano alcuni temporali di forte intensità, specialmente in Val Passiria, in Val Sarentino ed a Bolzano, che causano 17 colate detritiche. La precipitazione cumulata sull'evento sfiora i 150 mm. Nonostante la relativa estensione dell'area coinvolta dal nubifragio, le colate detritiche sono concentrate in un'area piuttosto limitata prossima alla Val Passiria (si veda la Fig. 4.15).

Analisi radar

L'evento ha coinvolto anche Bolzano, nonchè il sito radar di Macaion (a circa 10 km di distanza dalla città); è stata quindi operata la correzione per gli effetti di attenuazione da radome bagnato. Le correzioni che si sono applicate ai dati radar sono le seguenti:

- i. correzione per gli effetti di attenuazione da radome bagnato;
- ii. rimozione degli effetti dovuti a grandine;
- iii. correzione per gli effetti di occlusione del fascio;
- iv. correzione per gli effetti di attenuazione;
- v. rimozione del Bias residuo.

Riportiamo in Fig. 4.15 la mappa di precipitazione cumulata ottenuta per l'evento.

Validazione

Il confronto è stato effettuato utilizzando tutte le stazioni pluviometriche interessate dall'evento. In tal modo ci è stato possibile valutare il comportamento delle correzioni su tutta l'area coinvolta. In Tab. 4.8 riportiamo gli indicatori statistici calcolati, e in Fig. 4.16 lo scatterogramma tra le misure radar e le misure al suolo.

Il Bias residuo è importante (-0.516) e denota una sottostima importante da parte del radar, nonostante ciò l'indice di correlazione resta sui buoni livelli riscontrati per gli altri eventi. Riteniamo che questo problema possa essere causato da due fonti collegate tra loro: da un lato il radome bagnato potrebbe aver attenuato il segnale radar più di quanto non rilevato, dall'altro l'eco di terra utilizzato come riferimento per la correzione per attenuazione potrebbe non essere adeguatamente rappresentativo della regione in studio. Per poter utilizzare proficuamente le stime è indicata una correzione per Bias residuo.

Alto Adige - 4 settembre 2009

Il 4 settembre 2009 un sistema convettivo alla mesoscala colpisce la parte nord-orientale della regione con particolari effetti su Val Passiria, Valle Aurina e Val Sarentino. I quantitativi di precipitazione sono elevati, vengono registrate numerose colate

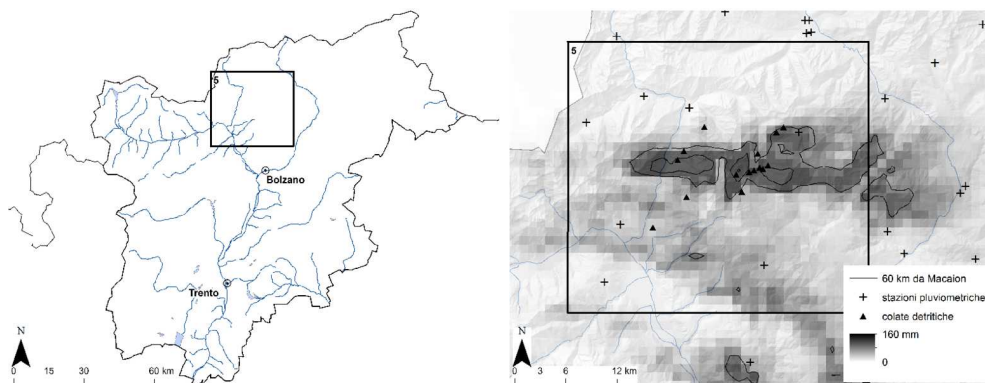


Figura 4.15: Precipitazione cumulata — 30 luglio 2009

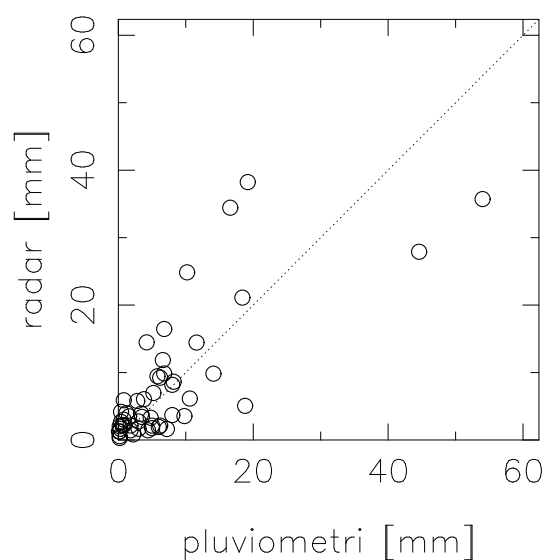


Figura 4.16: Scatterogramma — 30 luglio 2009

correzioni	FSE	Bias	Corr.
/	1.802	-0.65	0.451
WR	1.65	-0.612	0.503
WR occl.	1.611	-0.583	0.532
WR occl. att.	1.304	-0.516	0.631

Tabella 4.8: Indicatori statistici — 30 luglio 2009

detritiche e una piena improvvisa che causano una perdita umana, ingenti danni e problemi alle infrastrutture e alle vie di comunicazione.

L'evento può essere suddiviso in tre sottoeventi: un periodo di preparazione tra il 2 e il 3 settembre costituito da temporali sulle valli più a Nord; l'evento principale il mattino del 4 settembre; il passaggio del fronte freddo nel pomeriggio e serata del 4 settembre con temporali notevoli che hanno insistito sulle stesse zone già colpite durante il mattino, causando numerose colate detritiche (si veda Fig. 4.18).

Analisi radar

Dal punto di vista della radar-idrometeorologia quello del 4 settembre 2009 è un evento molto interessante poiché i) coinvolge una regione ampia, ii) sviluppa intensità di precipitazione elevate che causano piene e colate detritiche, inoltre iii) è caratterizzato da particolari condizioni di precipitazione sul sito radar che ci hanno permesso di sviluppare una procedura di correzione per l'attenuazione da radome bagnato adatta allo strumento di Macaion descritta nella Sez. 3.1. Le intensità di precipitazione elevate (oltre 150 mm h^{-1}) hanno causato importanti problemi di attenuazione del segnale.

Il profilo verticale di riflettività medio è stato calcolato per un'area che comprendesse l'evento principale e che non fosse interessata da problemi di occlusione del fascio eccessivi (Fig. 4.17). Ci si è concentrati sul sotto-evento del mattino poiché più definito geograficamente e quindi più significativo per la correzione PVR. Riportiamo in Fig. 4.18 la precipitazione cumulata sull'evento.

Le correzioni che si sono applicate ai dati radar per questo evento sono le seguenti:

- i. correzione per gli effetti di attenuazione da radome bagnato;
- ii. rimozione degli effetti dovuti a grandine;
- iii. correzione per gli effetti di occlusione del fascio;

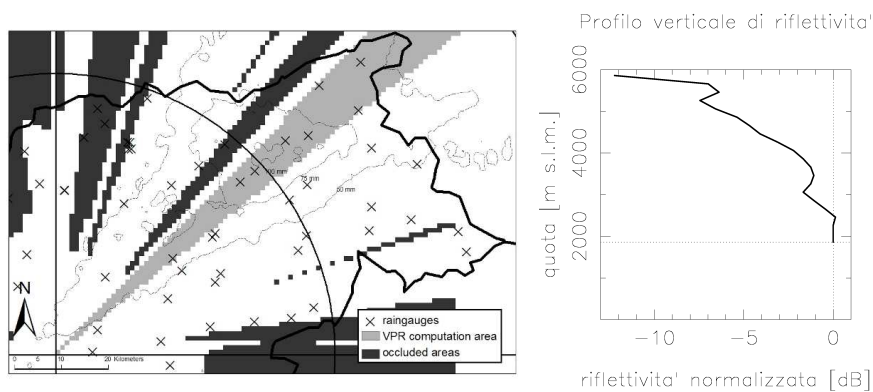


Figura 4.17: Aree con occlusione del fascio superiore al 70% e area utilizzata per la stima del PVR medio. Sulla destra il profilo stimato.

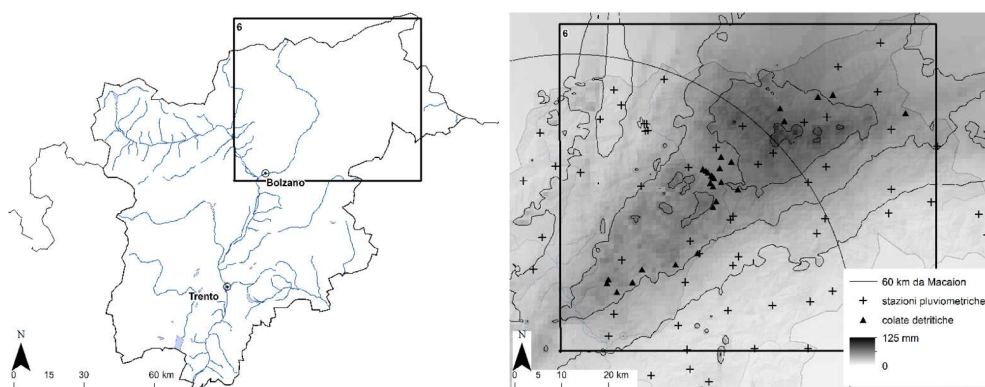


Figura 4.18: Precipitazione cumulata — 4 settembre 2009

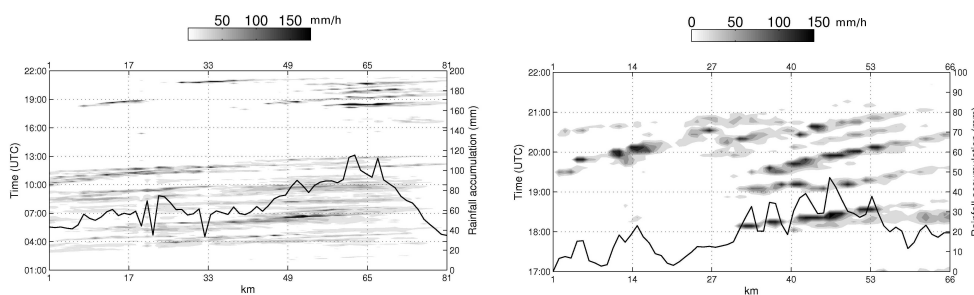


Figura 4.19: Sezioni di Hofmuller in corrispondenza di due transetti. (a) sviluppo complessivo dell'evento; (b) passaggio delle celle convettive pomeridiane. Le linee nere indicano la precipitazione cumulata durante il periodo esaminato

- iv. correzione per gli effetti di attenuazione;
- v. correzione per la variabilità verticale della riflettività;
- vi. rimozione del Bias residuo.

Si sono inoltre prodotti dei diagrammi di Hofmuller per avere una visione spazio-temporale dello sviluppo delle celle convettive pomeridiane (Fig. 4.19).

Validazione

Vista l'estensione dell'evento abbiamo utilizzato le misure di tutte le stazioni disponibili, limitandoci ad escludere le stazioni che non hanno misurato precipitazione. Riportiamo in Tab. 4.9 le precipitazioni cumulate su diversi intervalli temporali per due stazioni. La severità dell'evento è stata notevole sia a 6 h che a 24 h, con tempi di ritorno prossimi ai 100 anni.

In Tab. 4.10 gli indicatori statistici calcolati per le diverse correzioni effettuate ai dati radar.

Nonostante le correzioni effettuate le misure radar non sono completamente soddisfacenti. Una banda di occlusione resta visibile nonostante le correzioni, probabilmente l'elevazione di 2° non consente una corretta osservazione a causa della quota di campionamento. La precipitazione che ha colpito la Valle Aurina inoltre non viene rilevata

	durata [h]	precipitazione [mm]	ora [UTC]	tempo di ritorno [y]
<i>Sarentino</i>	6	78.6	06:00 - 12:00	100
	12	98.6	01:00 - 13:00	100
	24	103.2	01:30 - 01:30 (5 sett)	30
<i>Selva dei Molini</i>	6	59.4	06:00 - 12:00	30
	12	82.0	01:00 - 13:00	30
	24	111.2	00:45 - 00:45 (5 sett)	50

Tabella 4.9: Valori pluviometrici massimi — stazioni di Sarentino e Selva dei Molini

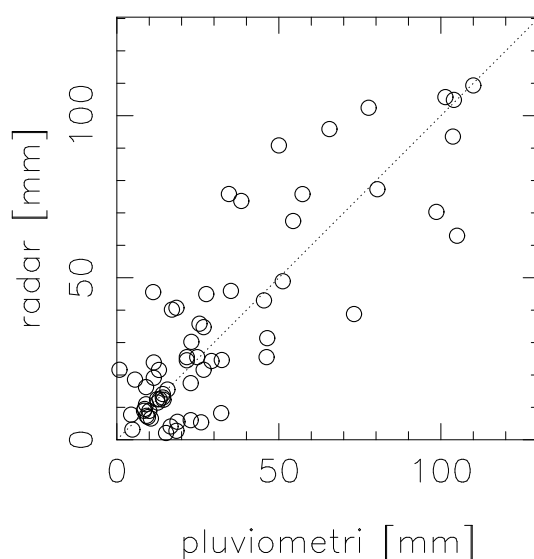


Figura 4.20: Scatterogramma — 4 settembre 2009

dal radar, a causa della distanza e dei problemi di attenuazione. Si rende necessario integrare le misure pluviometriche e le misure radar per ottenere un prodotto di precipitazione attendibile ed utilizzabile nei modelli idrologici.

Integrazione di misure radar e misure al suolo

Per la copertura della striscia affetta da occlusione abbiamo applicato una correzione ad hoc ai dati radar: dopo aver individuato l'area interessata dal problema (Tab. 4.11)

correzioni	FSE	Bias	Corr.
/	1.151	-0.762	0.366
WR	1.120	-0.692	0.440
WR occl.	1.100	-0.661	0.465
WR occl. att.	1.020	-0.299	0.511
WR occl. att. PVR	0.956	-0.199	0.611
<i>occl. att. PVR</i>	<i>1.096</i>	<i>-0.341</i>	<i>0.445</i>

Tabella 4.10: Indicatori statistici — 4 settembre 2009. L'ultima riga mostra gli indicatori calcolati per le stesse elaborazioni effettuate senza la correzione per attenuazione da radome bagnato

abbiamo associato ad ogni bin nell'area in esame il valore di precipitazione media dei bin alla stessa distanza e con coordinata angolare vicina (5 a monte e 5 a valle). Abbiamo così coperto l'area utilizzando le misure circostanti.

Procediamo quindi con la procedura di integrazione tra misura radar e pluviometrica secondo il seguente algoritmo:

1. elaborazione dei dato radar;
2. interpolazione Kriging dei dati pluviometrici;
3. scelta del massimo tra misura radar e interpolata da pluviometro;
4. calcolo del Bias tra le mappe ottenute e le misure pluviometriche;
5. correzione per Bias.

In tal modo il prodotto di precipitazione rispetta la morfologia osservata dal radar qualora questa sia presente e utilizza le misure pluviometriche per riempire le zone con problemi. Inoltre la correzione per Bias residuo rende i volumi di acqua consistenti con le misure al suolo.

Si è quindi effettuata una validazione della procedura di integrazione ora descritta. Abbiamo individuato 5 stazioni pluviometriche site in zona fortemente interessata dall'evento (Fig. 4.21). Le stazioni scelte sono vicine tra loro in modo da creare un buco nella rete pluviometrica e poter così valutare la qualità della stima integrata da radar e da pluviometri anche in posizioni relativamente distanti dalle stazioni al suolo; si noti anche che tra le stazioni utilizzate per la validazione vi è anche la stazione che ha misurato la precipitazione cumulata più elevata. Abbiamo creato il prodotto di

intervallo in bins	93-340
intervallo in beams	50-54
beams di copertura	45-49, 55-59

Tabella 4.11: Area interessata da occlusione

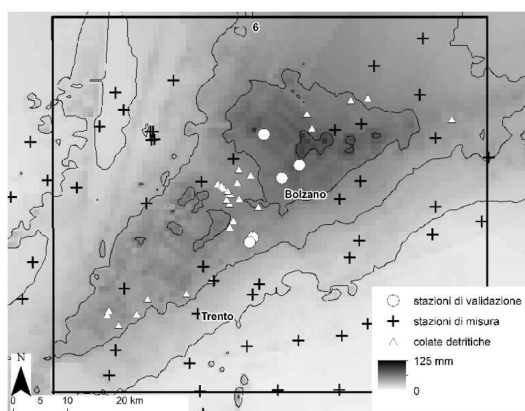


Figura 4.21: Prodotto di precipitazione ottenuto e posizione delle stazioni di validazione

precipitazione ignorando le misure di queste stazioni e abbiamo utilizzato tali stazioni solo per la valutazione degli indici statistici in modo da valutare l'attendibilità della procedura.

Riportiamo in Tab. 4.12 gli indicatori statistici calcolati per le 5 stazioni di riferimento nel caso di i) misure radar corrette, ii) interpolazione kriging delle stazioni pluviometriche rimanenti e iii) prodotto di precipitazione ottenuto utilizzando le stazioni rimanenti. Il prodotto si dimostra sempre migliore rispetto all'interpolazione dei dati al suolo rimanenti e rispetto al dato radar corretto. Dalla tabella notiamo ancora una volta l'importanza della correzione per l'attenuazione da radome bagnato.

	FSE	Bias	Corr.
radar	1.048	-0.003	0.506
radar senza WR	1.132	-0.241	0.379
prodotto finale	1.061	0.043	0.628
prodotto finale senza WR	1.113	-0.078	0.552
kriging stazioni rimanenti	1.093	-0.145	0.608

Tabella 4.12: Indicatori statistici di validazione per la procedura di integrazione di misure radar e pluviometriche

Valle dei Mocheni - 14 e 15 agosto 2010

Tra il 13 ed il 16 agosto 2010 abbondanti precipitazioni hanno interessato diverse zone del Trentino; in particolare, nella notte tra sabato 14 e domenica 15 agosto si sono verificati temporali molto intensi. Alcune colate detritiche sono state innescate dal nubifragio, specialmente in valle dei Mocheni. In località Campolongo, nelle vicinanze di Baselga di Pinè, le forti piogge hanno provocato una colata detritica nel bacino del Rio Molinara, che ha interessato il paese causando ingenti danni (Fig. 4.4). Altre colate detritiche hanno interessato bacini della valle dei Mocheni con effetti principalmente sulle vie di comunicazione.

Le previsioni da modello fisico matematico di previsione del tempo indicavano quantitativi di precipitazione mediamente di 80 mm , con punte superiori a 100 mm sui settori meridionali della regione, tra le 12:00 UTC di sabato 14 alle 12:00 UTC di domenica 15 agosto 2010. In conseguenza di ciò il Servizio Prevenzione Rischi ha emesso un Messaggio Mirato per precipitazioni abbondanti e forti temporali con valori previsti mediamente di 30-50 mm e valori locali estremi di 70-90 mm . I bollettini meteorologici emessi nel corso della mattinata di sabato 14 agosto hanno confermato la previsione di un'elevata probabilità di rovesci e temporali, da forti fino a molto forti in serata e nella notte. L'evento è risultato più intenso in alcune zone anche se mediamente è stato correttamente previsto sia come apporti che come tempistica.

Come si può osservare dai dati della stazione di Sant'Orsola (Fig. 4.22), l'evento si è sviluppato in due scrosci successivi separati di mezz'ora, il primo dalle 23:45 UTC alle 02:15 UTC , il secondo dalle 02:45 UTC alle 04:00 UTC , con una durata complessiva di circa 5 ore. Secondo alcune testimonianze, la colata detritica ha attraversato il conoide alle ore 4:45 (orario legale) del 15 agosto, ovvero alle 2:45 UTC . L'orario corrisponde alla fase di sviluppo del secondo nubifragio. Questa dinamica e l'esame delle osservazioni raccolte sul terreno indicano che il bacino di alimentazione della colata è stato colpito dalla sequenza di precipitazione simile a quella osservata a Sant'Orsola.

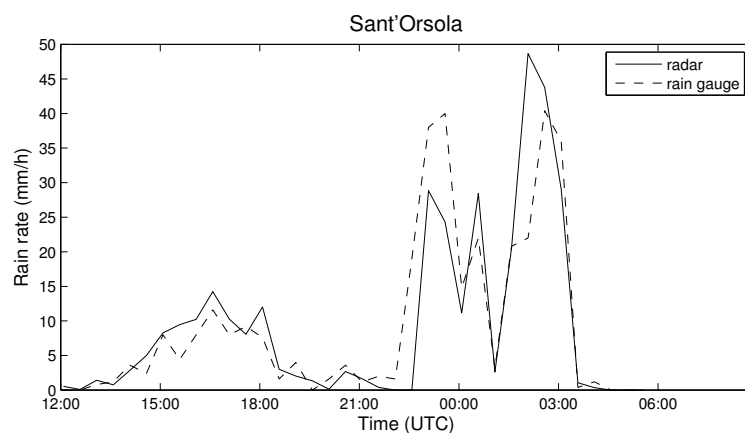


Figura 4.22: Ietogramma misurato a Sant'Orsola (linea tratteggiata) e osservato dal radar in corrispondenza della stazione (linea continua)

Probabilmente il secondo nubifragio si è manifestato sul bacino di alimentazione con qualche anticipo rispetto a quanto rilevato a Sant'Orsola.

Analisi radar

In un primo momento non ci si è resi conto dell'importanza delle piogge anche a causa di una errata calibrazione del ricevitore radar, rinnovato da poche settimane, che sottostimava di quasi 4 dBZ le misure¹.

Durante l'evento è piovuto anche sul sito radar, è stato quindi necessario tenere conto di ciò nella stima di intensità di precipitazione con questo strumento.

Le correzioni che si sono applicate ai dati radar per questo evento sono le seguenti:

- i. calibrazione del ricevitore radar;
- ii. correzione per gli effetti di attenuazione da radome bagnato;
- iii. rimozione degli effetti dovuti a grandine;

¹La sottostima, dovuta alla mancata considerazione di un componente attenuante nel calcolo della costante radar, è stata quantificata in 3.74 dBZ. Tale problema si traduce in una sottostima del 43% circa.

4.4 Ri-analisi

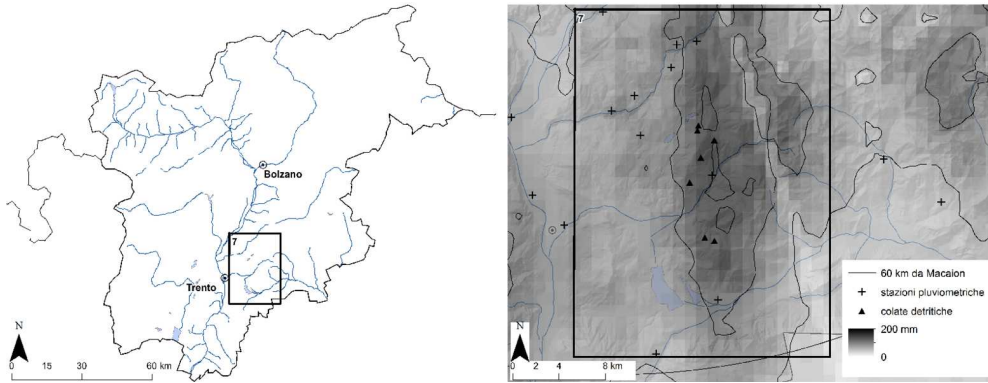


Figura 4.23: Precipitazione cumulata — 14-15 agosto 2010

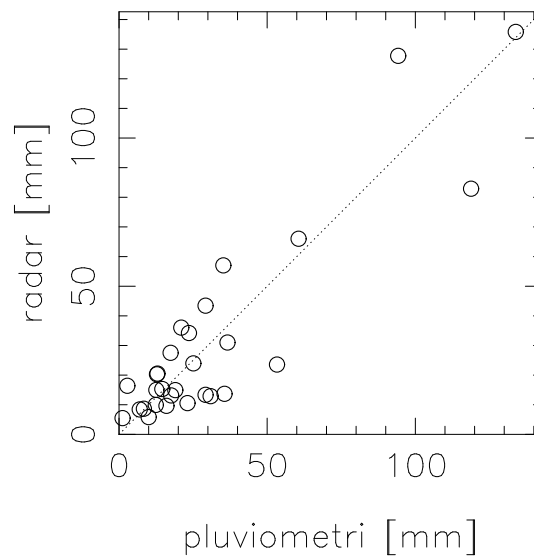


Figura 4.24: Scatterogramma — 14-15 agosto 2010

correzioni	FSE	Bias	Corr.
/	1.168	-0.810	0.897
WR	1.167	-0.807	0.905
WR occl.	1.143	-0.794	0.909
WR occl. att.	0.814	-0.529	0.911
WR occl. att. PVR	0.809	-0.43	0.912

Tabella 4.13: Indicatori statistici — 14-15 agosto 2010

- iv. correzione per gli effetti di occlusione del fascio;
- v. correzione per gli effetti di attenuazione;
- vi. correzione per la variabilità verticale della riflettività;
- vii. rimozione del Bias residuo.

Riportiamo in Fig. 4.23 la precipitazione cumulata durante l'evento.

Validazione

In Tab. 4.14 mostriamo i valori pluviometrici misurati dalla stazione di Sant'Orsola per l'evento. Abbiamo voluto stimare il carattere di eccezionalità di questo evento. La stazione pluviometrica di Sant'Orsola, distante circa 5 km da Campolongo di Pinè, ha misurato cumulate sulle 24 ore di 125 mm, sicuramente notevoli, ma non estreme. Allo stesso modo le intensità di precipitazione misurate non hanno superato i 50 mm h^{-1} . Quello che quindi fa risaltare l'evento sono le cumulate su tempi prossimi alle 6 ore.

La ricerca nel campo dell'idrologia statistica ha evidenziato che, per un'accurata stima dei quantili di precipitazione per tempi di ritorno elevati (superiori a 100-500 anni), occorre operare mediante tecniche di tipo regionale che, utilizzando l'informazione disponibile su tutte le stazioni di misura dislocate su un'area omogenea rispetto alla grandezza idrologica in esame, consentono di compensare la limitata informazione disponibile in ciascuna di esse (Norbiato et al., 2007).

Riportiamo in Tab. 4.14 i valori di precipitazione cumulati misurati dalla stazione di Sant'Orsola e i valori relativi a tempi di ritorno di 100, 200 e 500 anni. Dalla Tab. 4.14 si conclude che:

- i. per le durate di 1 e 3 h i valori di precipitazione osservati appaiono relativamente modesti, con tempi di ritorno inferiori a 100 anni (per la durata di 1 ora i tempi di ritorno risultano inferiori a 50 anni);

4.4 Ri-analisi

- ii. per la durata di 6 ore i valori di precipitazione osservati risultano estremi, con tempi di ritorno compresi fra 200 e 500 anni;
- iii. per le durate di 12 e 24 ore i valori di precipitazione risultano intermedi, con tempi di ritorno compresi fra 100 e 200 anni.

tempi di ritorno	prec. [mm]				
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h
100 y	64.1	86.8	106.0	150.8	166.8
200 y	72.0	100.9	121.6	174.9	187.2
500 y	83.9	122.5	144.4	211.4	216.0
valori osservati	39.3	73.1	129.9	160.3	169.1

Tabella 4.14: Valori misurati dalla stazione di Sant'Orsola per l'evento e valori calcolati per tempi di ritorno di 100, 200 e 500 anni

Riportiamo in Tab. 4.13 gli indicatori statistici di confronto tra misure radar e misure pluviometriche calcolati per l'evento.

4.5 Importanza relativa delle correzioni

Le correzioni fisicamente basate utilizzate nei diversi casi di studio sono riassunte nella Tab. 4.15. Abbiamo valutato l'effetto complessivo della catena di elaborazione sulla qualità delle misure radar. In Tab. 4.16 riportiamo l'effetto complessivo della catena di elaborazione e correzione ottenuto confrontando i parametri statistici calcolati sui dati radar grezzi con i parametri calcolati sulle misure radar ottimizzate. Il Fractional Standard Error cala da 1.229 a 1.005 diminuendo del 18%; il Bias diminuisce in valore assoluto passando da -0.586 (sottostima del 60% circa) a -0.155 (sottostima del 15% circa) con un calo complessivo del 73%; l'indice di correlazione passa da 0.614 a 0.718 indicando un aumento del 17% circa.

	1 ago 2005	3-4 ott 2006	20-21 giu 2007	16-17 lug 2009	30 lug 2009	4 sett 2009	14-15 ago 2010
attenuazione da radome bagnato					✓	✓	✓
occlusione parziale	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
attenuazione	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
profilo verticale di riflettività	✓	✓	✓			✓	✓

Tabella 4.15: Correzioni fisicamente basate utilizzate

Abbiamo a questo punto isolato il contributo di ogni singola correzione. In Tab. 4.17 mostriamo l'effetto medio delle singole correzioni e in Fig. 4.25 il contributo delle stesse alla performance complessiva della catena di elaborazione ottenuto isolando

	FSE	Bias	Corr.
dati grezzi	1.229	-0.586	0.614
dati corretti	1.005	-0.155	0.718
effetto globale	-0.224 (-18%)	+0.431 (-73%)	+0.104 (+17%)

Tabella 4.16: Effetto della catena di correzione

4.5 Importanza relativa delle correzioni

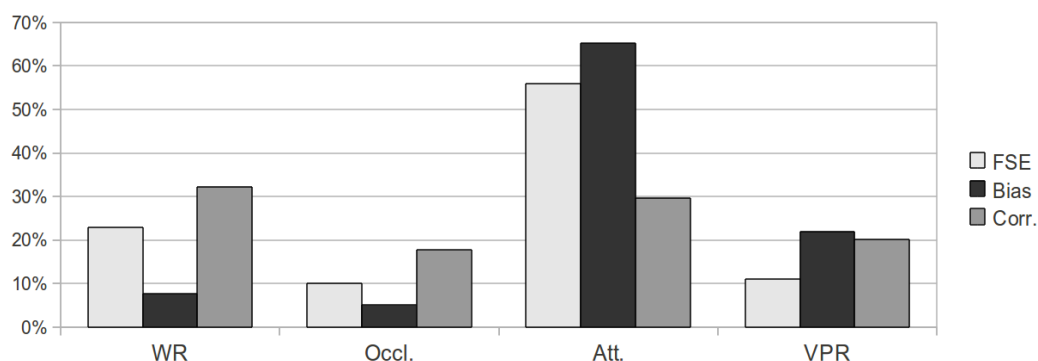


Figura 4.25: Contributo delle singole correzioni alla performance della catena di elaborazione

l'effetto delle singole correzioni ad ogni passo della elaborazione degli eventi. Tutte le correzioni contribuiscono positivamente alla performance della catena operativa, ma la correzione per attenuazione dimostra di avere un ruolo chiave. Essa infatti contribuisce più di tutte le altre al miglioramento di tutti i parametri analizzati, addirittura contribuisce per oltre il 60% alla diminuzione della sottostima. Va altresì fatto notare che la correzione per radome bagnato migliora la correlazione più che la correzione per attenuazione, nonostante sia applicata solo per la metà degli eventi.

	FSE	Bias	Corr.
WR	23%	8%	32%
occl.	10%	5%	18%
att.	56%	65%	30%
PVR	11%	22%	20%

Tabella 4.17: Contributo delle singole correzioni

5. Caratterizzazione e campionamento di eventi intensi in ambiente alpino

In ambiente alpino le colate detritiche rappresentano una delle principali sorgenti di pericolosità idrogeologica (D'Agostino e Marchi, 2001; Marchi e D'Agostino, 2004; Marchi et al., 2009). Da un punto di vista idrologico, questi processi sono oggetto di ricerca da lungo periodo, soprattutto in bacini sperimentali in zona montana. Nonostante il quadro fenomenologico sia relativamente ben compreso da un punto di vista concettuale, la possibilità operativa di predire con accuratezza i meccanismi fisici di innesco delle colate detritiche è ben lungi dall'essere conseguita. Uno dei motivi più importanti è la cronica carenza di dati per quanto riguarda i volumi e le intensità dell'apporto meteorico nelle condizioni tipiche di innesco. Soglie pluviometriche sono utilizzate per la descrizione e la previsione delle colate detritiche (Guzzetti et al., 2007; Jakob et al., 2012). La stima di tali soglie richiede la disponibilità di un'ampia base di dati, relativi sia alle precipitazioni che agli eventi nella zona esaminata; occorre inoltre porre particolare attenzione alla validità spaziale delle soglie ricavate.

Le misure pluviometriche forniscono stime assai precise del quantitativo di precipitazione che ha colpito il punto di misura; il passaggio dalle misure puntuali al campo che le ha generate resta, però, un problema di non facile soluzione. Molti lavori sono

stati dedicati alla ricostruzione di campi di precipitazione per mezzo di tecniche geostatistiche (Creutin e Obled, 1982; Creutin et al., 1988; Lebel et al., 1987). Nel caso di stima del solido di pioggia a partire da reti di pluviometri, l'impiego delle tecniche geostatistiche ha inoltre permesso di inquadrare il problema in modo rigoroso, dimostrando, in particolare, come la varianza di stima della precipitazione media areale relativa ad un'assegnata superficie di supporto aumenti—a parità di densità e configurazione della rete di misura—al diminuire dell'intervallo temporale di aggregazione ed al diminuire della estensione spaziale dell'area di supporto considerata (Rodriguez-Iturbe e Mejia, 1974; Lebel et al., 1987; Bacchi e Borga, 1993). In tal modo, quindi, siamo in grado di ottenere risultati soddisfacenti per l'idrologia di bacini di dimensioni abbastanza ampi da contenere un certo numero di pluviometri.

Nel caso delle colate detritiche, però, i bacini di innesco hanno superficie assai ridotta, tipicamente inferiore ai 5 km² ma spesso inferiore addirittura a 1 km² (D'Agostino e Marchi, 2001). Le caratteristiche della precipitazione per fenomeni idrometeorologici convettivi intensi in corrispondenza dei bacini suscettibili all'innesco di colata potranno essere adeguatamente stimate da una rete pluviometrica solo nel caso in cui una stazione di misura sia localizzata all'interno del bacino di innesco o sufficientemente vicina ad esso da essere investita dalle medesime celle temporalesche. È utile ricordare inoltre che i rilievi orografici svolgono un ruolo attivo nell'ambito dello sviluppo della convezione contribuendo alla dinamica verticale dei sistemi convettivi. L'effetto idrologico di fenomeni idrometeorologici di questo tipo su un bacino potenzialmente innescante potrà essere adeguatamente stimato da una rete pluviometrica solo nel caso in cui una stazione di misura sia localizzata all'interno del bacino di innesco o sufficientemente vicino ad esso da essere investita dalle medesime celle convettive. È utile ricordare inoltre che i rilievi svolgono un ruolo attivo nell'ambito dello sviluppo della precipitazione contribuendo a far sollevare le masse di aria calda e umida che caratterizzano i sistemi convettivi causando un fenomeno noto come *arricchimento orografico*. A causa della piccola dimensione dei bacini e della relati-

vamente scarsa densità di stazioni pluviometriche sul territorio alpino, ci aspettiamo, quindi, che le stime di precipitazione da rete pluviometrica sia poco rappresentativa della precipitazione reale.

Con lo scopo di superare i fondamentali problemi di campionamento delle piogge che affliggono l'accuratezza delle soglie di innesco, alcuni autori hanno proposto l'uso del radar meteorologico per l'osservazione dei campi di pioggia di interesse (Wieczorek et al., 2001, 2003; Morrissey et al., 2004; MacLeod, 2006; Chang et al., 2007; Chiang e Chang, 2009; Minder et al., 2009; Grodek et al., 2012; Liou et al., 2012). Le misure radar sono in grado di restituire stime di precipitazione con una risoluzione che è paragonabile alle dimensioni dei bacini di innesco delle colate detritiche; nel caso del radar di Macaion, ad esempio, siamo soliti utilizzare una risoluzione di 1 km ma in qualche caso è possibile ottenere stime attendibili anche con risoluzione di 500 m .

Gli eventi studiati e ri-analizzati nel Cap. 4 ci hanno permesso di disporre di stime di precipitazione di elevata qualità per eventi di elevata intensità che hanno innescato un numero significativo di colate. La disponibilità di tali osservazioni permette di accedere all'osservazione delle strutture di precipitazione che hanno innescato le colate detritiche. Con l'analisi riportata nelle sezioni seguenti intendiamo caratterizzare da un punto di spaziale e temporale tali strutture e quantificare i problemi di campionamento di queste precipitazioni tramite reti di pluviometri.

5.1 Una metrica per caratterizzare gli eventi

Per misurare le scale di variazione spaziali e temporali degli eventi è utile introdurre una metrica che tenga conto delle grandezze che ci interessano, prime fra tutte: i) scala di variazione spaziale orizzontale dei campi di precipitazione e ii) distribuzione in quota della precipitazione. Per farlo utilizziamo due indicatori:

- i) range del variogramma;
- ii) momenti ipsometrici della precipitazione;

5.1.1 Identificazione dell'area di lavoro

Per descrivere le scale spaziali e temporali dei campi di precipitazione sarà necessario definire un'area all'interno della quale andremo a misurare le grandezze che ci interessano. Il classico approccio basato sul bacino idrografico, naturale per gli scopi idrologici, non soddisfa la necessità di analizzare complessivamente i campi di precipitazione e costituisce anzi una limitazione arbitraria basata su confini orografici predefiniti.

Nella ri-analisi di eventi di colata detritica è utile individuare l'area in base all'evento precipitativo in modo che includa sia le colate detritiche innescate, sia le stazioni pluviometriche che si utilizzerebbero per ricavare la precipitazione sulle colate stesse. Per identificare quest'area, che chiameremo *area di lavoro*, sono possibili due diversi approcci:

approccio Euleriano:

consiste nel concentrarsi nella ri-analisi dell'evento e scegliere l'area di lavoro in base alla posizione delle colate detritiche effettivamente innescate dall'evento. Tale approccio ha calcoli relativamente semplici e rende immediato lo studio nel caso di ri-analisi utilizzando un'area fissa per ogni evento precipitativo;

approccio Lagrangiano:

consiste nel seguire l'evento precipitativo durante il suo sviluppo ed identificare l'area di lavoro attorno all'evento stesso. Il principale vantaggio di questo punto di vista è il passaggio più semplice ad una futura operatività in tempo reale, ma è assai complicato per gli scopi di ricerca attuali e necessita di una conoscenza dei fenomeni già matura.

Abbiamo scelto di seguire l'approccio euleriano in modo da i) semplificare il problema e i calcoli in fase di ricerca, ii) utilizzare i campi di precipitazione radar ottimizzati proprio per le aree maggiormente interessate dall'evento (e in cui si sono registrate le colate detritiche) e iii) migliorare la conoscenza dei fenomeni. Così facendo l'area

di lavoro può essere definita per mezzo di un solo parametro: se fissiamo la distanza minima che desideriamo campionare attorno ad ogni colata detritica (che chiameremo *distanza di buffer*, d_b), indirettamente questa definirà anche l'estensione minima dell'area di lavoro. Abbiamo scelto $d_b = 10$ km ed utilizzato, per ovvi motivi di semplicità, aree rettangolari; in tal modo l'estensione minima dell'area di lavoro (nel caso di una sola colata detritica) risulta pari a $(2 \cdot d_b)^2 = 400$ km². In Fig. 5.2 si possono vedere le aree di lavoro individuate per gli eventi studiati; in Tab. 5.1 riportiamo l'estensione delle aree di lavoro e i bacini idrografici maggiormente interessati dall'evento.

5.1.2 Range del variogramma

La scala di variazione degli eventi lungo la direzione di massimo gradiente del campo di precipitazione può essere stimata tramite il range del variogramma. Abbiamo calcolato il variogramma direzionale tramite il metodo delle realizzazioni multiple considerando ogni immagine radar come una singola realizzazione del processo.

Detto $-\frac{\pi}{2} < \alpha \leq \frac{\pi}{2}$ l'angolo che descrive la direzione di massima variazione del campo, abbiamo calcolato il variogramma come segue:

$$\begin{cases} \Gamma_\alpha(\bar{u}) = \frac{1}{MN} \cdot \sum_{i \in T} \sum_{k \in A} [r_i(\bar{x}_k + \bar{u}) - r_i(\bar{x}_k)]^2 \\ \bar{u} \in A_\alpha(\bar{x}) = \{\bar{u} \mid \bar{u} \in A, |\widehat{\bar{u}, \bar{x}} - \alpha| \leq \epsilon\}; \end{cases} \quad (5.1.1)$$

dove $\epsilon = 2^\circ$ è la tolleranza, T l'insieme degli M step temporali dell'evento e A l'insieme degli N pixel dell'area di lavoro con precipitazione $r > 0.2$ mm h⁻¹. In Tab. 5.2 sono riassunti gli angoli utilizzati per il calcolo dei variogrammi direzionali, scelti sulla base della morfologia dell'evento (cfr. Fig. 5.2).

Il range del variogramma, ρ , è stato individuato come posizione del valore massimo assunto dalla funzione variogramma:

$$\rho = \mathbf{maxloc}[\Gamma_\alpha(r)] \iff \Gamma_\alpha(\rho) = \mathbf{maxval}[\Gamma_\alpha(r)] \quad (5.1.2)$$

5.1 Una metrica per caratterizzare gli eventi

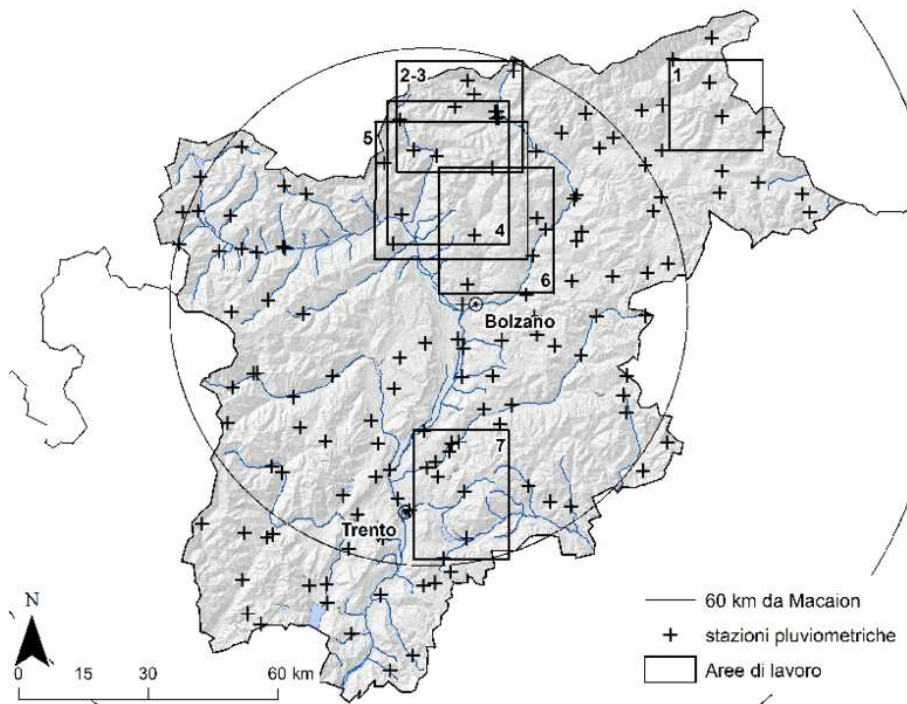


Figura 5.1: Localizzazione degli eventi e aree di lavoro individuate

	<i>area [km²]</i>	<i>bacini idrogr. (area [km²])</i>
1 agosto 2005	454.9	Anterselva (83.5)
3 ottobre 2006	751.3	Ridanna (209.5)
20 giugno 2007	751.3	Ridanna (209.5)
16-17 luglio 2009	929.7	Passirio (415.4)
30 luglio 2009	1124.1	Passirio, Talvera (841.5)
4 settembre 2009	775.0	Talvera (426.1)
14-15 agosto 2010	662.6	Molinara (1.1)

Tabella 5.1: Estensione delle aree di lavoro individuate e bacini idrografici interessati.

CAPITOLO 5. CARATTERIZZAZIONE E CAMPIONAMENTO DI EVENTI INTENSI IN AMBIENTE ALPINO

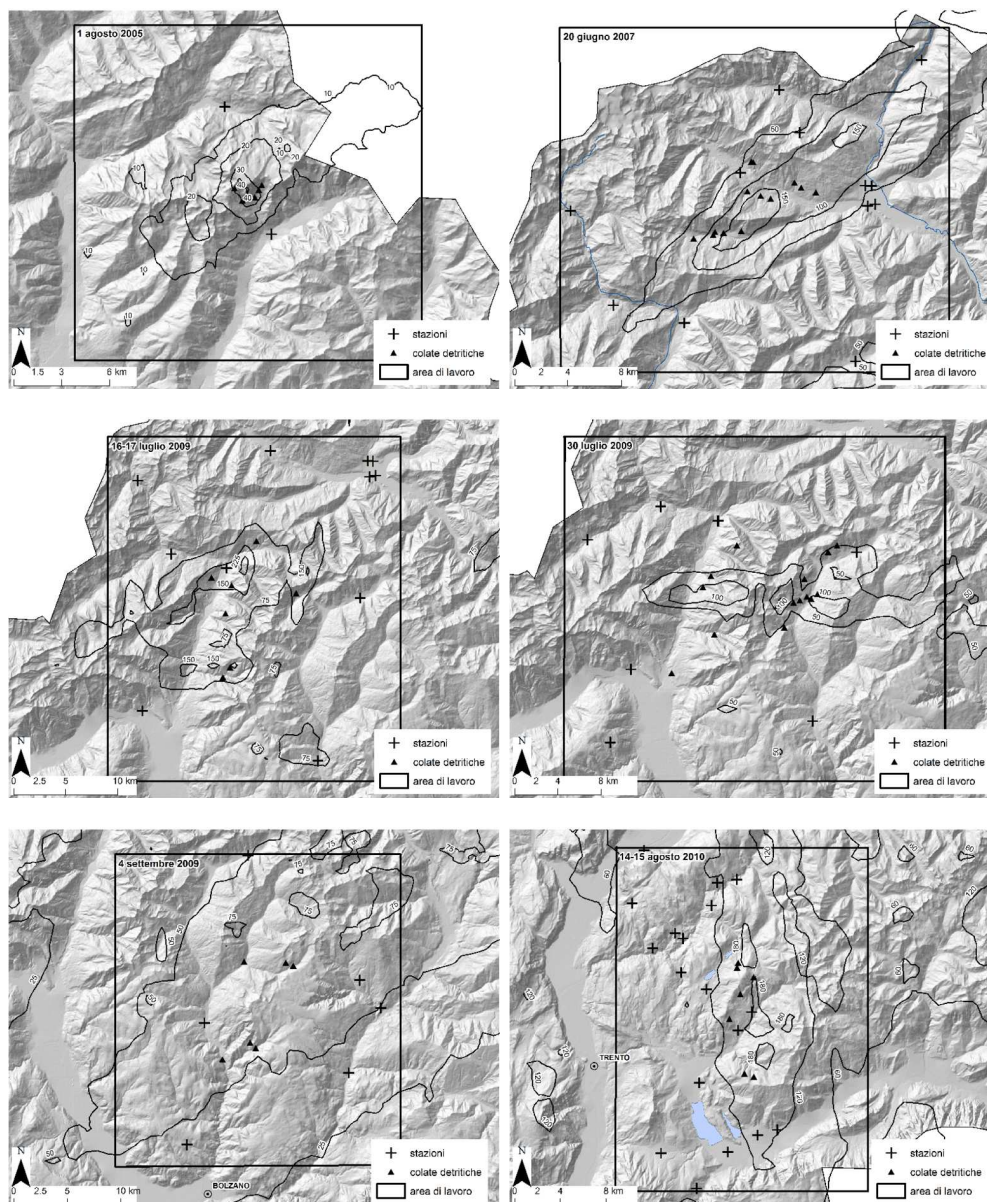


Figura 5.2: Morfologia degli eventi studiati: area di studio, precipitazione cumulata, localizzazione delle colate detritiche osservate e delle stazioni pluviometriche utilizzate

5.1.3 Momenti ipsometrici della precipitazione

I momenti ipsometrici della precipitazione sono i momenti della precipitazione calcolati rispetto alla quota. Data l'area di lavoro A , il campo di precipitazione $r(x, y, t)$ e detta $h(x, y)$ la quota in corrispondenza del punto (x, y) , il momento ipsometrico n -esimo della precipitazione è definito come:

$$p_n^h(t) = |A|^{-1} \int_A r(x, y, t) h(x, y)^n dA, \quad (5.1.3)$$

I momenti della quota g_n^h sono definiti come:

$$g_n^h = |A|^{-1} \int_A h(x, y)^n dA, \quad (5.1.4)$$

in modo che il momento primo della quota sia la quota media:

$$H \equiv g_1^h = |A|^{-1} \int_A h(x, y) dA. \quad (5.1.5)$$

Analogamente a quanto proposto da Viglione et al., 2010; Zoccatelli et al., 2011 per i cosiddetti *Spatial moments of catchment rainfall* (calcolati rispetto alla distanza lungo le linee di deflusso), definiamo il momento ipsometrico primo normalizzato e

evento	α
1 agosto 2005	125°
3 ottobre 2006	135°
20 giugno 2007	135°
16-17 luglio 2009	125°
30 luglio 2009	90°
4 settembre 2009	135°
14-15 agosto 2010	0°

Tabella 5.2: Direzioni utilizzate per il calcolo dei variogrammi (da N in senso orario)

adimensionale della precipitazione come:

$$\delta_1^h(t) = \frac{p_1^h(t)}{H \cdot p_0^h(t)}. \quad (5.1.6)$$

A scala di evento scriveremo il momento ipsometrico n -esimo della precipitazione come:

$$P_n^h = |T|^{-1} \int_T p_n^h(t) dt \quad (5.1.7)$$

Il momento di ordine zero, che di qui innanzi chiameremo P_0 , rappresenta l'intensità di precipitazione media che ha interessato l'area di lavoro; ai nostri scopi è utile perchè ci permette di pesare i parametri.

Analogamente a quanto fatto in Eq. 5.1.6, definiamo il momento ipsometrico primo normalizzato e adimensionale della precipitazione a scala di evento:

$$\Delta_1^h = \frac{P_1^h}{H \cdot P_0^h} \quad (5.1.8)$$

che, utilizzando Eq. 5.1.6 e Eq. 5.1.7, può essere riscritto come:

$$\Delta_1^h = |T|^{-1} \int_T \delta_1^h(t) \cdot p_0^h(t) dt \quad (5.1.9)$$

I parametri $\delta_1^h(t)$ e Δ_1^h rappresentano la posizione in quota del centroide di precipitazione rispetto quota media dell'area di lavoro A . $\Delta_1^h > 1$ indica che il centroide della precipitazione è localizzato oltre la quota media del bacino; $\Delta_1^h < 1$ indica che il centroide di precipitazione è più basso della quota media del bacino. È possibile inoltre calcolare il parametro $\Delta_{1,sta}^h$, momento di ordine uno della distribuzione delle stazioni pluviometriche con la quota (Tab. 5.4), che permette di valutare la posizione media in quota delle stazioni pluviometriche afferenti all'area di lavoro.

I momenti ipsometrici della precipitazione ci permettono di capire l'entità e l'e-

voluzione nel tempo di fenomeni quali l'arricchimento orografico della precipitazione. Il vantaggio dei momenti ipsometrici rispetto ad altre misure statistiche in grado di quantificare la relazione tra variabilità del campo di precipitazione e quota, come ad esempio la regressione pioggia-quota, risiede principalmente nel fatto che i momenti ipsometrici tengono conto della morfologia dell'area di studio. Due aree caratterizzate dalla medesima regressione pioggia-quota, dal medesimo range di quote ma da differenti strutture ipsometriche, avranno momenti ipsometrici diversi.

5.2 Caratterizzazione dei campi di precipitazione

Abbiamo scelto una risoluzione temporale di 30 min in modo da non perdere informazione sull'intermittenza del campo di precipitazione e in modo da avere parametri abbastanza stabili durante l'evoluzione dell'evento, unica eccezione l'evento del 2005 che, vista la breve durata e l'evoluzione rapida, è stato campionato a 15 min.

In Fig. 5.3 si può vedere l'andamento di $p_0(t)$ normalizzato sul valor massimo di $p_0(t)$ per i diversi eventi. Il parametro è utilizzato come funzione peso per il calcolo pesato dei momenti di ordine superiore. In Fig. 5.4 è riportato l'andamento di $\delta_1^h(t)$ (linea continua), il valore di evento Δ_1^h (linea puntinata) e la posizione media in quota delle stazioni $\Delta_{1,sta}^h$ (linea tratteggiata). Δ_1^h è superiore a 1 per 4 eventi su 7, in 3 casi lo scostamento è superiore al 10% e nel caso dell'evento del 1 agosto 2005 ad Anterselva lo scostamento è addirittura del 35%. $\Delta_{1,sta}^h$ assume valori compresi tra 0.5 e 0.75. In Fig. 5.5 sono riportati i variogrammi del campo di precipitazione e i range stimati. Alcuni variogrammi mostrano code che calano dopo aver raggiunto la sella. Questo effetto è dovuto alla dimensione finita dell'area di lavoro e al fatto che il picco di precipitazione degli eventi sia localizzato in prossimità del centro dell'area stessa (che è costruita attorno all'evento).

CAPITOLO 5. CARATTERIZZAZIONE E CAMPIONAMENTO DI EVENTI INTENSI IN AMBIENTE ALPINO

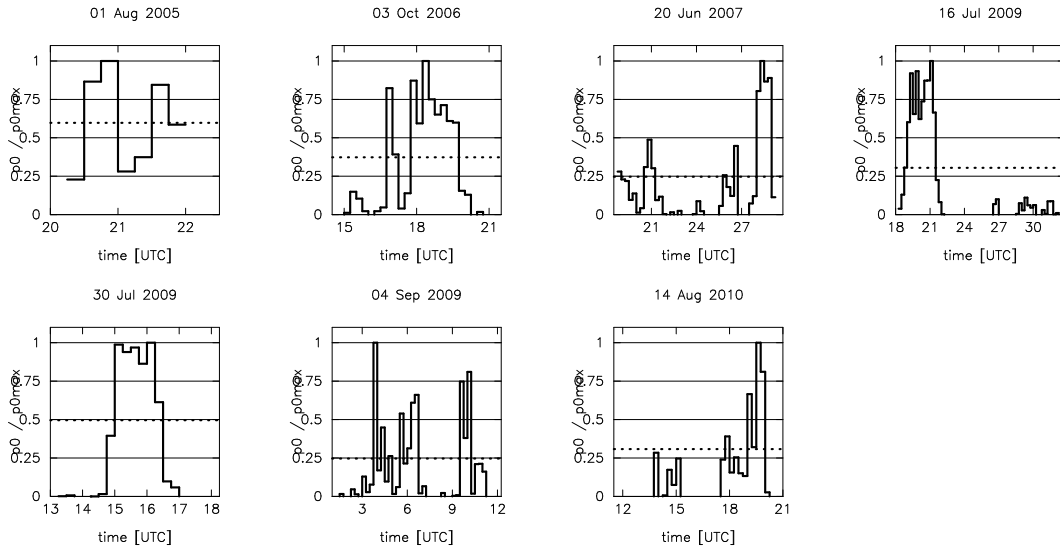


Figura 5.3: Andamento di $p_0(t)$ (il valore è stato normalizzato sul valore massimo). Il tratteggio orizzontale indica il valor medio su scala di evento.

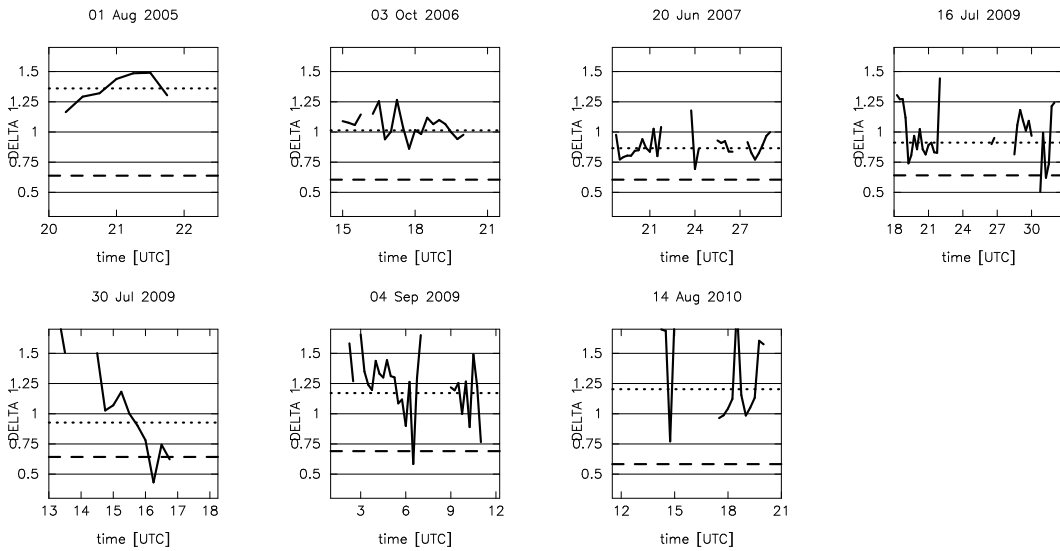


Figura 5.4: Andamento di $\delta_1^h(t)$. La linea puntinata indica il valore dell'indice Δ_1^h calcolato su scala di evento; la linea trattteggiata indica il valore di $\Delta_{1,sta}^h$, ossia la posizione media in quota delle stazioni pluviometriche.

5.3 Severità locale

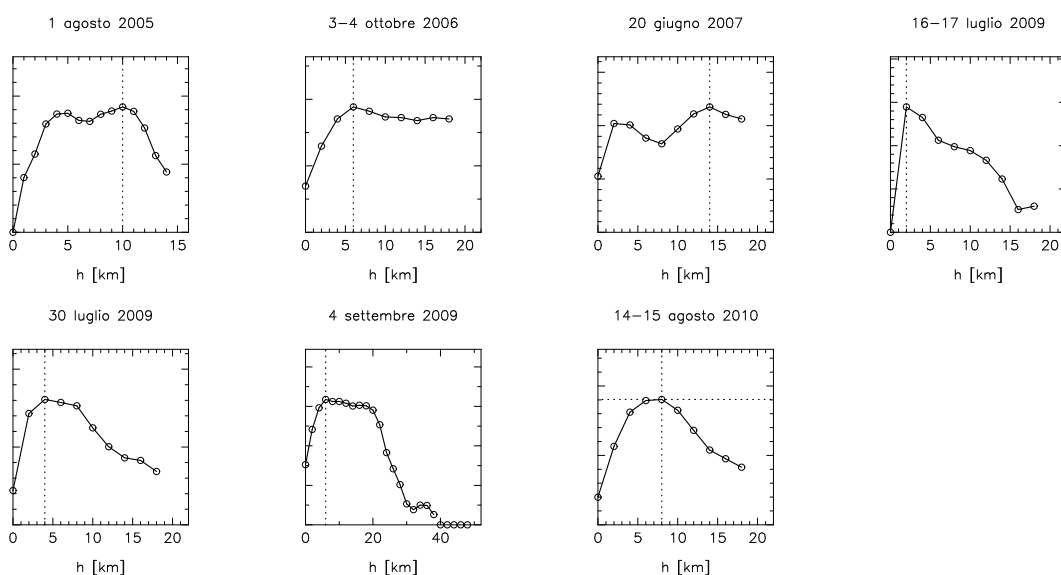


Figura 5.5: Variogrammi direzionali calcolati lungo la direzione di massima variabilità del campo di precipitazione. Il tratteggio verticale indica il range stimato.

5.3 Severità locale

Nell'analisi dei campi di precipitazione innescanti colate detritiche siamo interessati principalmente ai valori che si sono registrati in corrispondenza dei bacini di innesco. In particolare abbiamo cercato di esplorare la severità della precipitazione in corrispondenza dei bacini di innesco su un ampio range di tempi di accumulazione.

I tempi di accumulazione (T_{acc}) su cui abbiamo effettuato l'analisi variano tra 6 min e 9 h. In Tab. 5.3 sono riportati i tempi di accumulazione massimi disponibili per le colate detritiche in base alla durata dell'evento; complessivamente si sono analizzate 53 colate detritiche di cui 48 con tempi di accumulazione fino a 9 h e 5 con tempi di accumulazione fino a 2 h.

Si è creato un database di precipitazione radar utilizzando le misure radar degli eventi stessi sulle aree di lavoro individuate in precedenza. Ogni pixel radar dell'area di lavoro è stato utilizzato per il database creando la serie temporale di precipitazione con passo temporale di 6 min. Da queste serie temporali si sono calcolate le precipitazioni

CAPITOLO 5. CARATTERIZZAZIONE E CAMPIONAMENTO DI EVENTI INTENSI IN AMBIENTE ALPINO

medie su intervalli di 6 min , 12 min , 18 min , 30 min , 1 h , 2 h , 3 h , 6 h , 9 h utilizzando una finestra mobile.

Definiamo severità locale il percentile dei massimi di precipitazione sui diversi tempi di accumulazione in corrispondenza dei bacini di innesco delle colate detritiche calcolati nell'ambito del database prima definito. Tale grandezza permette di stimare la severità della precipitazione nei punti di interesse, ad esempio in corrispondenza delle aree di innesco di colate detritiche, e di confrontarla con i campi di precipitazione degli eventi di studio.

In Fig. 5.6 è riportata la severità locale sui diversi tempi di accumulazione stimata in corrispondenza dei bacini di innesco delle colate detritiche. Notiamo che per gli eventi da 1 a 4 (1 agosto 2005, 20 giugno 2007, 16-17 luglio 2009 e 30 luglio 2009) le tempistiche cruciali sono comprese tra i 30 min e i 60 min ; per l'evento del 4 settembre 2009 notiamo invece due picchi separati, uno a 1 h e uno a 6 h , probabilmente dovuti ai due sotto-eventi verificatisi durante la mattina e durante il pomeriggio del 4 settembre. Anche l'evento 6 (14-15 agosto 2010) mostra due picchi, meno distanziati rispetto al caso dell'evento 5. Un picco minore a 1 h e un picco più elevato a 6 h . Il primo è probabilmente dovuto ai due forti nubifragi che hanno caratterizzato l'evento; il secondo è imputabile alla combinazione dei due nubifragi, molto vicini tra loro, a conferma gli studi condotti sull'evento che hanno identificato in 6 h la precipitazione cumulata più severa anche in termini di tempi di ritorno.

	n° colate	durata	T_{acc}
1 agosto 2005	5	2 h	2 h
3 ottobre 2006	/	/	/
20 giugno 2007	13	12 h	9 h
16-17 luglio 2009	7	28 h	9 h
30 luglio 2009	15	9 h	9 h
4 settembre 2009	6	21 h	9 h
14-15 agosto 2010	7	17 h	9 h

Tabella 5.3: Tempi di accumulazione massimi utilizzati

5.4 Campionamento di eventi intensi

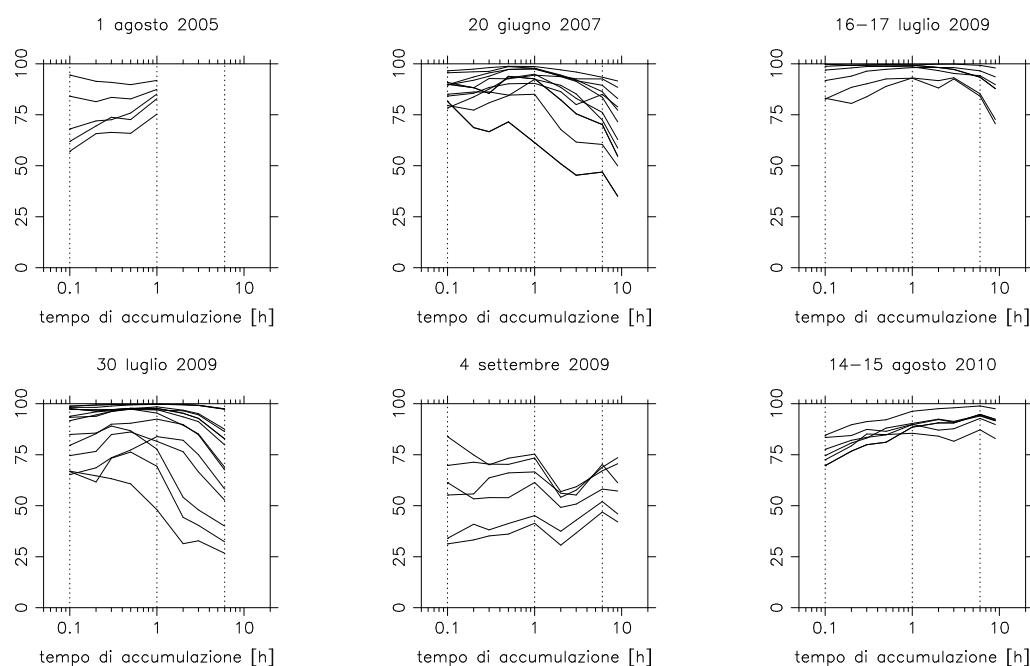


Figura 5.6: Severità locale in corrispondenza delle colate detritiche

Osserviamo inoltre che i tempi di accumulazione brevi sembrano essere importanti tanto quanto i tempi di 30 min o 60 min ; 6 min risulta essere determinante (molto più elevato rispetto agli altri tempi) solo per alcune colate.

5.4 Campionamento di eventi intensi

La Fig. 5.7 riporta la distribuzione in quota della precipitazione e delle stazioni pluviometriche. Si nota immediatamente come la distribuzione ipsometrica delle stazioni non sia in grado di rappresentare al meglio la distribuzione dei campi di precipitazione. Il picco della distribuzione della precipitazione è tipicamente intorno ai 2000 m s.l.m. , talvolta più in alto ancora, mentre pochissime stazioni pluviometriche sono collocate a quote superiori ai 1700-1800 m s.l.m. Questa differenza è misurata per mezzo dei momenti ipsometrici: in Fig. 5.4 abbiamo visto essere riportato l'andamento del momento primo, il momento primo di evento e il momento primo delle stazioni. In

CAPITOLO 5. CARATTERIZZAZIONE E CAMPIONAMENTO DI EVENTI INTENSI IN AMBIENTE ALPINO

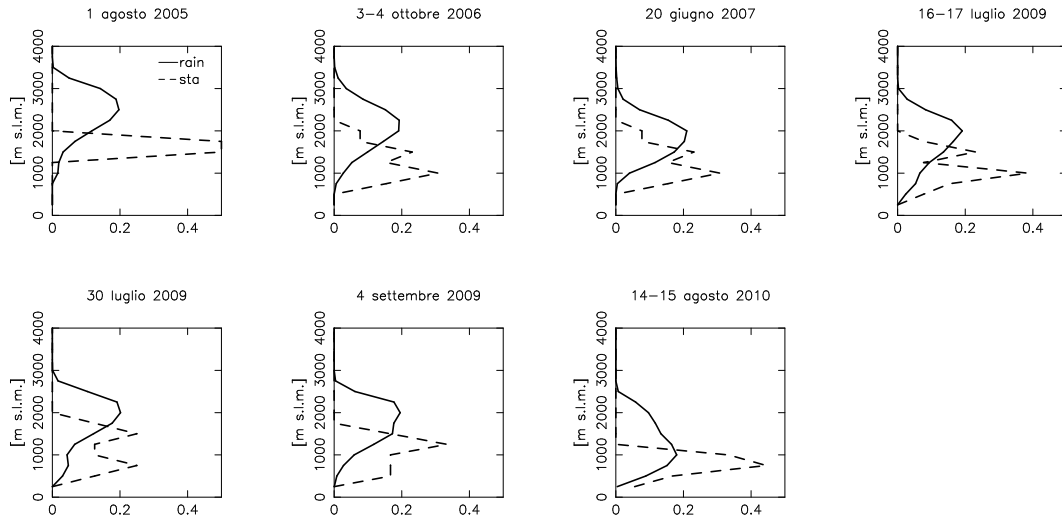


Figura 5.7: Distribuzione in quota di precipitazione (linea continua) e stazioni (linea tratteggiata).

Tab. 5.4 sono messi a confronto i valori di Δ_1^h calcolati per la precipitazione e i valori $\Delta_{1,sta}^h$ calcolati per le stazioni pluviometriche; sempre nella stessa tabella si confronta il range stimato ρ con la distanza media delle stazioni d_{sta} .

In Fig. 5.8 sono riassunti i risultati riguardo al campionamento di eventi di questo tipo tramite la rete pluviometrica attualmente disponibile. (a) e (b) sottolineano ulteriormente tale situazione. In (c) è riportato, per ogni evento, il rapporto tra il range stimato e la distanza media tra le stazioni (ρ/d_{sta}); la distanza media tra le stazioni

	Δ_1^h	$\Delta_{1,sta}^h$	$\rho[km]$	$d_{sta}[km]$
1 agosto 2005	1.178	0.692	10.0	8.5
3 ottobre 2006	1.038	0.618	6.0	13.7
20 giugno 2007	0.881	0.618	14.0	13.7
16-17 luglio 2009	0.957	0.620	2.0	18.6
30 luglio 2009	1.004	0.624	4.0	16.5
4 settembre 2009	1.084	0.633	6.0	15.8
14-15 agosto 2010	1.089	0.575	8.0	12.6

Tabella 5.4: Distribuzione in quota delle stazioni e distanza media tra le stazioni confrontate con la distribuzione e la scala dimensionale degli eventi.

5.4 Campionamento di eventi intensi

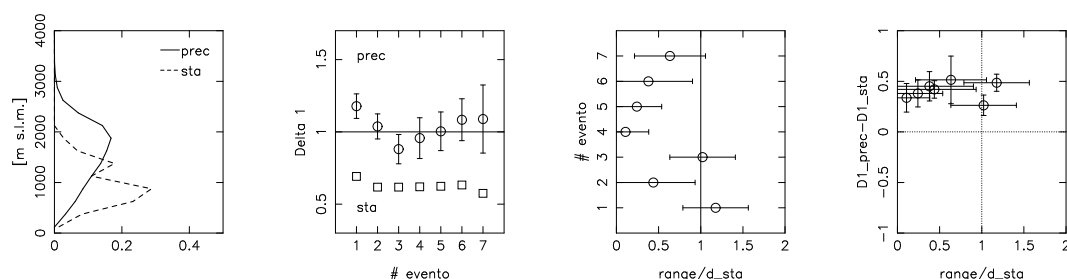


Figura 5.8: (a) Distribuzione in quota di precipitazione (linea continua) e stazioni (linea tratteggiata) per tutti gli eventi; (b) Δ_1^h calcolato per precipitazione (cerchi) e stazioni (quadrati); (c) rapporto tra range stimato e distanza media tra le stazioni; (d) sunto dei grafici in (b) e (c).

risulta sistematicamente più elevata del range stimato per l'evento con l'eccezione dell'evento del 2006. In (d) è riportato un sunto di (b) e (c). In tale grafico lo spazio $\{\rho/d_{sta}, \Delta_1^h - \Delta_{1,sta}^h\}$ è suddiviso in 4 quadranti. I nostri eventi si posizionano tendenzialmente nel quadrante in alto a sinistra. Eventi ben campionati dovrebbero posizionarsi in prossimità dell'asse delle ascisse e quanto più a destra possibile.

Abbiamo calcolato la severità locale in corrispondenza di un set casuale di punti, in modo da capire cosa sia accaduto di diverso rispetto ai punti in cui sappiamo essersi innescate le colate; gli andamenti sono riportati in Fig. 5.9. La severità locale in corrispondenza dei punti casuali risulta mediamente inferiore alla severità locale in corrispondenza dei punti di colata visibile in Fig. 5.6. Inoltre la severità dell'evento, di frequente, decresce al crescere del tempo di accumulazione. Questo da un lato conferma la maggior severità dell'evento di precipitazione su brevi tempi di accumulazione, dall'altro suggerisce che la particolarità dei campi di precipitazione sui punti di innesco delle colate sia il perdurare di condizioni di severità su tempi superiori alle 1-2 h, fino anche a 6 h.

Abbiamo campionato i campi di precipitazione in corrispondenza delle stazioni pluviometriche esistenti e interpolato tramite IDW (Inverse distance weighted) la precipitazione in corrispondenza dei punti di innesco delle colate detritiche. Abbiamo stimato la severità locale anche per questo set di misure ottenendo quanto riportato

CAPITOLO 5. CARATTERIZZAZIONE E CAMPIONAMENTO DI EVENTI INTENSI IN AMBIENTE ALPINO

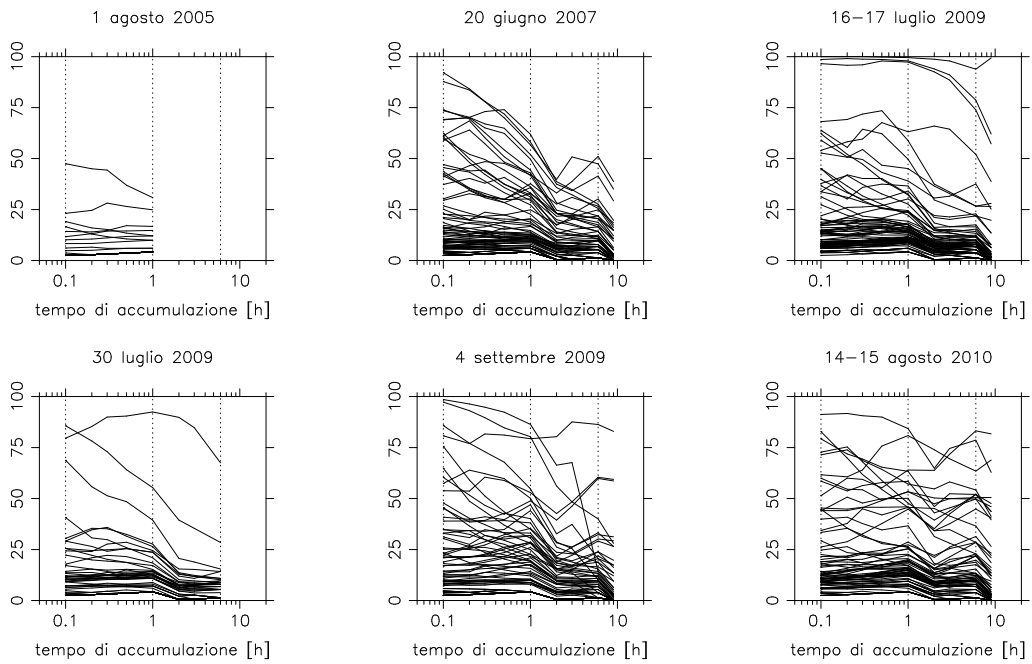


Figura 5.9: Severità locale in corrispondenza di punti casuali

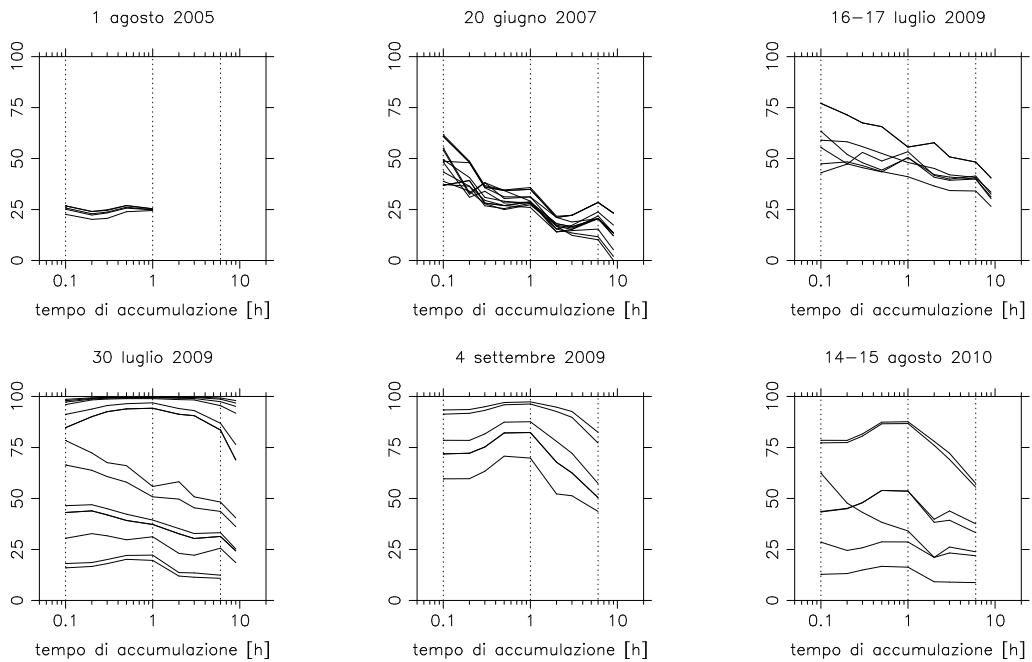


Figura 5.10: Severità locale in corrispondenza delle colate detritiche stimata dal campionamento pluviometrico

5.4 Campionamento di eventi intensi

in Fig. 5.10. Si può notare come in questo caso la severità locale sia sistematicamente sottostimata. Il campionamento pluviometrico ha un effetto di sottostima tale da confondere la severità locale della precipitazione in corrispondenza dei punti di innesco delle colate con la severità locale di punti casuali nell'area di studio.

6. Stima di precipitazione radar in tempo reale

L'influenza della geometria di campionamento sull'accuratezza della stima radar dipende dal tipo di precipitazione (Fabry et al., 1992). Nel caso di precipitazioni convettive l'aumento del volume di campionamento si traduce essenzialmente in una attenuazione dei picchi di precipitazione, mentre per le precipitazioni di tipo stratiforme si possono osservare effetti di sovrastima e di sottostima legati alla variabilità verticale sia dell'intensità che dello stato di aggregazione della precipitazione.

La classica struttura verticale delle precipitazioni stratiformi, in cui la velocità verticale della corrente ascensionale è limitata, è costituita da strati orizzontali in cui le idrometeore hanno forma e stato fisico diversi: i) in basso l'acqua liquida; ii) poco al di sotto della quota dello zero termico uno strato dello spessore di qualche centinaio di metri dove si trovano neve e ghiaccio in fase di scioglimento (noto come strato di scioglimento); iii) a quote superiori alla quota di zero termico il ghiaccio secco. Nel caso di eventi convettivi la velocità della corrente ascensionale è nettamente maggiore e determina un continuo rimescolamento delle particelle; il passaggio da uno stato di aggregazione all'altro non è quindi così marcato (Houze, 1993).

Osservando tramite radar fenomeni stratiformi, l'intersezione del fascio radar con lo strato di fusione rileva una forte variazione nel valore di riflettività, determinata dalle differenti proprietà dielettriche delle particelle intercettate, che può indurre forti sovra-

stime (anche dell'ordine di 5-10 volte) dell'intensità di precipitazione. Questo effetto è noto come banda brillante (o *bright band*). Per contro, l'osservazione radar delle porzioni di atmosfera interessate da precipitazione e poste a quote più elevate rispetto a quella dello strato di scioglimento si caratterizzano per una marcata sottostima della precipitazione, crescente con la quota, causata dalle diverse proprietà dielettriche che le idrometeorie allo stato solido hanno rispetto a quelle allo stato liquido.

È quindi interessante sviluppare ed utilizzare delle metodologie di correzione che consentano di identificare la struttura verticale di riflettività, espressa mediante il profilo verticale di riflettività radar (PVR) rappresentato dal rapporto fra la riflettività misurata ad una quota di riferimento e quella misurata alla quota del sito radar. Quando tale struttura sia stata identificata diventa possibile correggere appropriatamente i valori di riflettività radar, rendendoli maggiormente rappresentativi della distribuzione di precipitazione al suolo.

Una metodologia di correzione per questo problema è già implementata nella catena di elaborazione in tempo reale operativa presso il radar di Monte Macaion e prevede:

1. identificazione del PVR;
2. correzione secondo il profilo individuato;
3. scelta del prodotto operativo come valore massimo di precipitazione sulla verticale.

Abbiamo ricreato la catena di elaborazione in tempo reale utilizzata dall'Ufficio Idrografico, in modo da monitorare gli effetti della procedura di correzione e da implementare e testare procedure alternative in grado di migliorare le stime in tempo reale a disposizione del centro meteorologico e della Protezione Civile. La procedura è schematizzata in Fig. 6.1, rimandiamo all'App. B per una descrizione più dettagliata.

Lo studio è stato condotto utilizzando i dati delle stazioni pluviometriche come riferimento per le performance dei diversi prodotti. Si sono utilizzati gli statistici descritti in App. A come parametri di valutazione. I confronti sono stati condotti

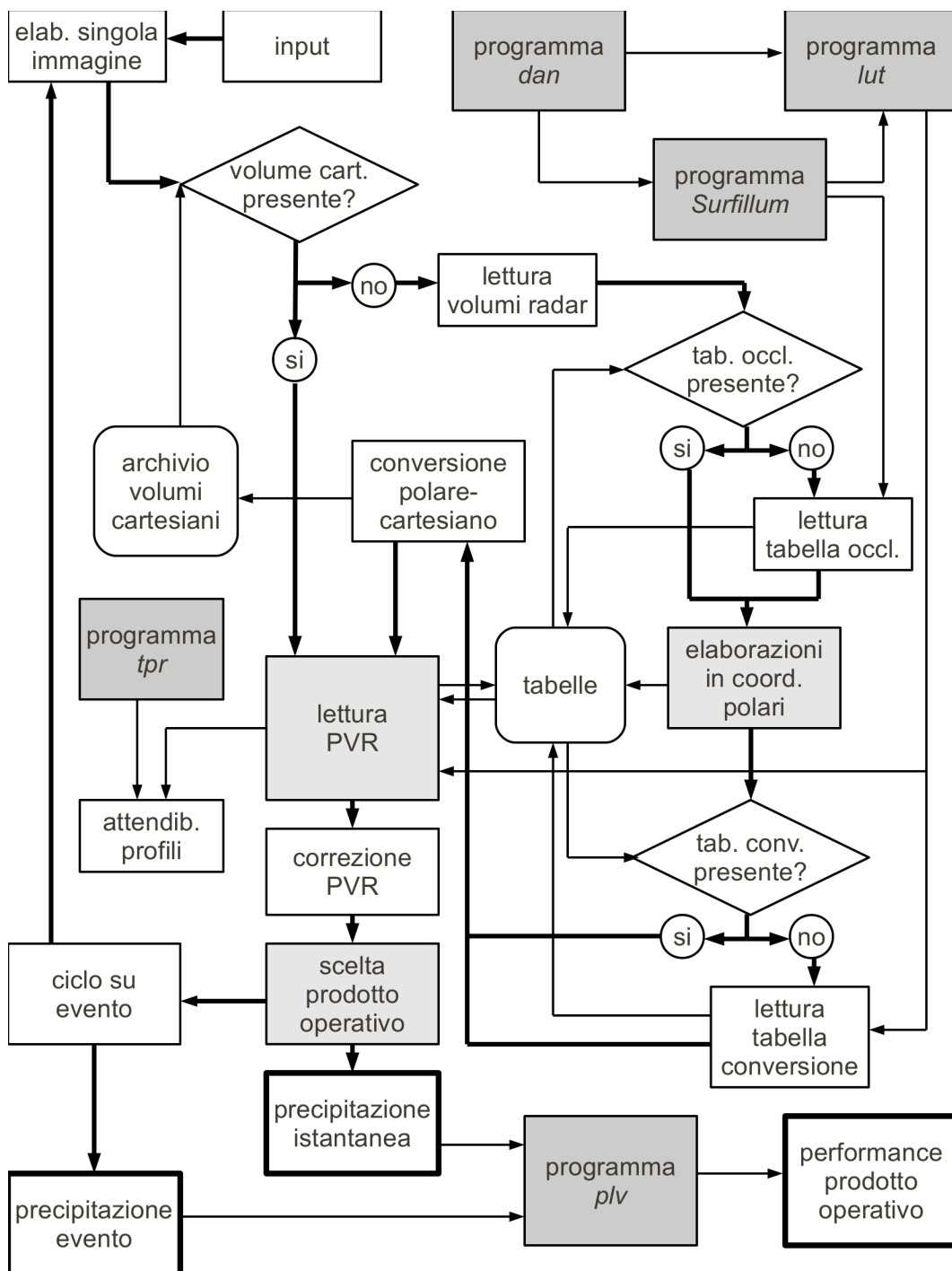


Figura 6.1: Schema della catena di elaborazione in tempo reale (cfr. App. B)

su base oraria, accumulando le piogge ottenute da radar e da pluviometro ogni 60 min, in modo da cogliere la variabilità temporale della precipitazione e al tempo stesso limitare i problemi di campionamento che le stazioni al suolo possono mostrare per tempi di integrazione minori.

6.1 Periodo di studio

Per testare il funzionamento della procedura di elaborazione è necessario individuare un periodo di studio che i) sia popolato da una buona percentuale di giornate con pioggia, ii) presenti eventi di precipitazione sia di tipo convettivo che stratiforme, iii) sia successivo al luglio 2010, data in cui il ricevitore attualmente in esercizio è stato installato presso lo strumento di Macaion e iv) comprenda un evento già studiato in precedenza per poter confrontare i risultati con qualcosa di già validato.

Il periodo tra Agosto e Novembre 2010 risponde alle caratteristiche richieste: è stato molto piovoso e comprende sia casi di precipitazione convettiva (soprattutto tra Agosto e Settembre) sia con precipitazione stratiforme (per lo più Ottobre e Novembre). Due esempi su tutti sono l'evento convettivo intenso e localizzato che ha causato colate detritiche nella Valle dei Mocheni il 14 e 15 Agosto 2010 (cfr. Sez. 4.4) e il periodo di precipitazioni stratiformi diffuse che ha creato le condizioni per le piene del vicino Bacchiglione a inizio Novembre 2010.

6.1.1 Dati disponibili

Il periodo di studio è stato esplorato analizzando i dati pluviometrici e le misure di temperatura al suolo in modo da individuare gli eventi di precipitazione, e da stimare la quota dello zero termico in atmosfera durante tali eventi per la calibrazione della correzione per PVR. I dati pluviometrici e di temperatura sono stati forniti dalle Province Autonome di Bolzano e di Trento.

A partire dalle misure di temperatura al suolo si è dedotto l'andamento verticale della temperatura. Si sono creati profili verticali di temperatura e si è stimato l'andamento dello zero termico durante l'intero periodo di studio (Fig. 6.2). In tal modo si è osservata l'attendibilità delle stime di profilo verticale. In Fig. 6.4 è riportato un esempio dell'andamento dello zero termico e del picco di riflettività radar, ovvero la quota della banda brillante, per un caso stratiforme.

Durante il periodo individuato la geometria di osservazione radar è stata modificata. Il numero di elevazioni è passato da 12 a 15 e il passo azimutale dell'antenna è stato aumentato da 0.8° a 0.9° , questo per ottimizzare le misure del nuovo ricevitore. La disponibilità dei dati è riportata in Tab. 6.2; complessivamente abbiamo a disposizione circa l'85% dei volumi.

6.1.2 Identificazione degli eventi di precipitazione

Per mezzo dei dati pluviometrici si sono individuati gli eventi precipitativi in modo da ridurre la mole di dati da elaborare. La Fig. 6.3 illustra l'andamento nel tempo della precipitazione media cumulantesi sui pluviometri a partire dal 1 Agosto 2010. In figura si evidenzia visivamente la precipitazione media cumulata nei mesi esaminati. Si sono individuati gli istanti in cui la precipitazione totale sulle stazioni supera i 10 mm/5 min in modo da isolare gli eventi e delimitarli temporalmente. In tal modo è possibile individuare sia precipitazioni intense e localizzate (comportamento tipico degli eventi

Stazioni pluviometriche	109	
Area	13607	km ²
Densità stazioni	0.008	km ⁻² (1 sta/125 km ²)
Intervallo temporale di misura	5	min
Stazioni per la misura di temperatura	93	
Intervallo di quota	575–3399	m s.l.m.
Intervallo temporale di misura	60	min

Tabella 6.1: Dati disponibili

6.1 Periodo di studio

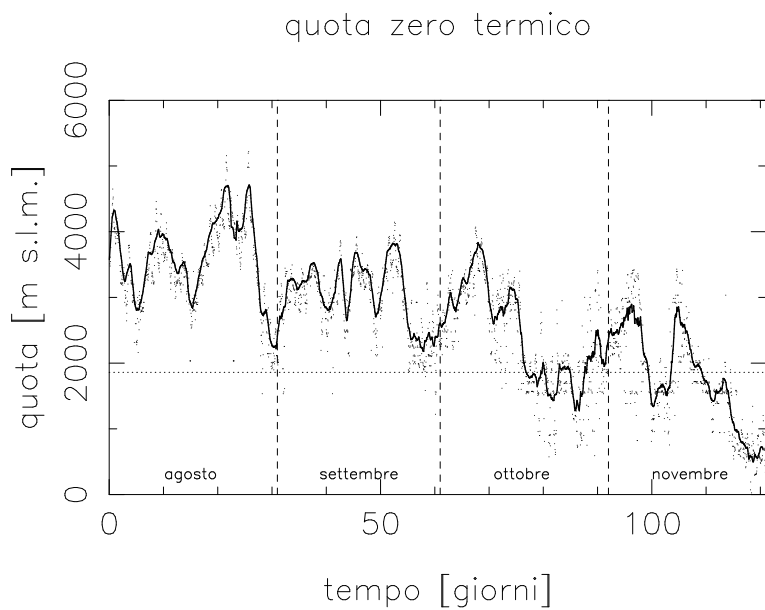


Figura 6.2: Andamento dello zero termico durante il periodo studiato (la linea continua rappresenta la media su finestra mobile di 24 ore)

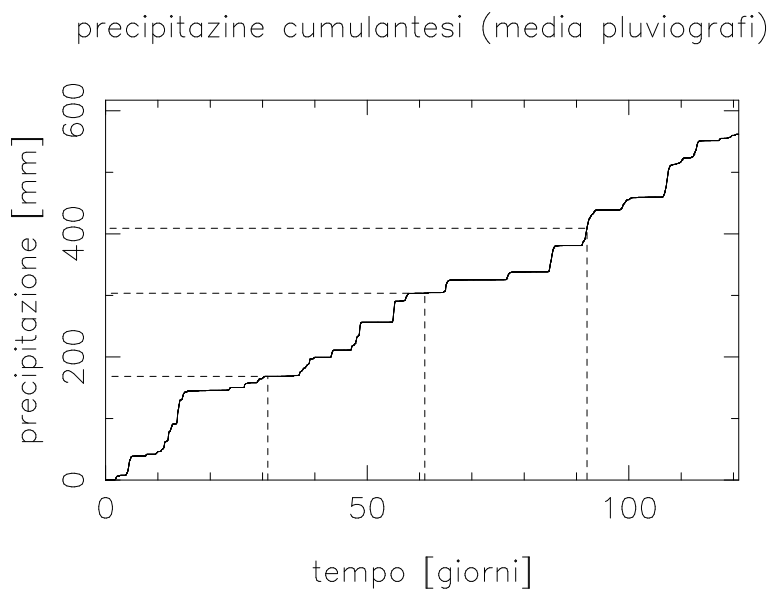


Figura 6.3: Precipitazione media cumulanti dal 1 Agosto 2010

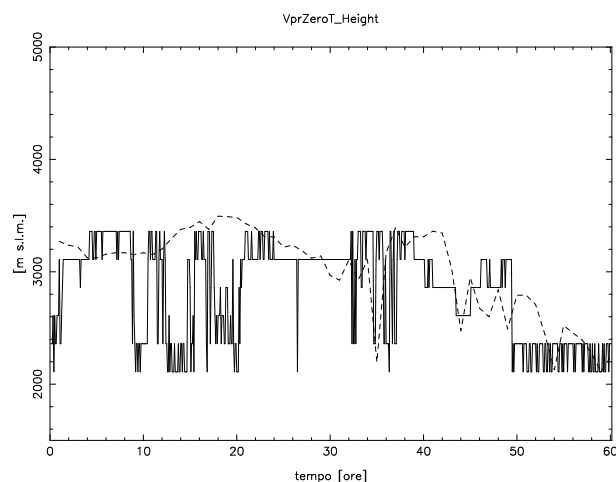


Figura 6.4: Andamento dello zero termico (linea tratteggiata) e del picco di riflettività corrispondente allo strato di scioglimento della precipitazione (linea continua) per un evento stratiforme.

di tipo convettivo), sia precipitazioni moderate e diffuse (eventi di tipo stratiforme). Si sono isolati 21 eventi precipitativi di durata compresa tra le 5 e le 107 ore, che riportiamo in Tab. 6.3.

Gli eventi sono stati classificati come *convettivo*, *stratiforme* o *nevoso* in base a i) intensità di precipitazione, ii) periodo dell'anno, iii) quota dello zero termico. In Tab. 6.3 riportiamo la classificazione degli eventi selezionati. Oltre alle informazioni su limiti temporali e durata è riportata informazione su cumulata e intensità di precipitazione massime misurate dai pluviometri in modo da conoscere le caratteristiche

		Tot	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre
Intervalli temporali totali		35136	8928	8640	8928	8640
Volumi disponibili		29835	7735	6172	7488	8440
%		84.9%	86.6%	71.4%	83.9%	97.7%
Volumi	12 elevazioni	10276	7735	2541	0	0
	15 elevazioni	19559	0	3631	7488	8440
	passo azimutale 0.8°	16280	7735	6172	2373	0
	passo azimutale 0.9°	13555	0	0	5115	8440

Tabella 6.2: Dati radar disponibili

Tabella 6.3: Eventi individuati

	Inizio	Fine	Durata [h]	Cumulata max [mm]	Intensità max [mm h ⁻¹]		
1	02/08 23:00	04/08 00:00	25	Pieve Tesino 46.2	88.8	C	
2	04/08 19:00	06/08 04:00	33	Pawigl 104.6	69.6	C	
3	08/08 17:00	08/08 22:00	5	S. Martino di C. 44.4	105.6	C	
4	11/08 12.00	14/08 06.00	66	Arco 106.2	124.0	C	
5	14/08 11.00	16/08 17.00	54	Sant'Orsola 174.0	160.0	C	
6	27/08 12:00	28/08 17:00	29	St.Peter 28.8	Tiers 146.6	C	
7	29/08 21:00	31/08 23:00	50	Prettau 71.4	P. Tonale 38.4	C	
8	07/09 08.00	08/09 10.00	26	Tremalzo 48.0	44.0	C	
9	16/09 19:00	19/09 09:00	62	Tremalzo 90.2	Nembia 76.8	S	
10	24/09 16.00	25/09 12.00	20	Pawigl 67.2	70.4	S	
11	26/09 18.00	28/09 00.00	11	Tremalzo 47.4	31.2	S	
12	04/10 02.00	06/10 07.00	53	Tremalzo 84.6	69.6	S	
13	15/10 22:00	17/10 22:00	48	M. Bondone 38.2	Welschnofen 9.6	S	
14	24/10 07:00	26/10 18:00	59	Lavarone 113.2	Val Cadino 21.6	S	
15	31/10 10.00	02/11 16.00	54	Vallarsa 290.6	36.0	S	
16	06/11 23.00	09/11 16.00	65	Platt 64.8	Tremalzo 16.8	S	
17	15/11 07.00	19/11 18.00	107	Vallarsa 139.8	Lavarone 75.2	S	
18	20/11 14.00	22/11 16.00	50	Vallarsa 64.8	Mezzana 30.4	S	
19	26/11 03.00	26/11 15.00	12	Val Cadino 14.8	14.4	N	
20	27/11 14.00	28/11 20.00	30	Tremalzo 16.0	10.4	N	
21	29/11 01.00	29/11 21.00	20	Karerpäss 7.4	Torbole 15.2	N	

macroscopiche dell'evento.

6.2 Analisi del prodotto operativo attuale

La catena di elaborazione in tempo reale attualmente in uso determina il valore di precipitazione di output a valle della correzione per profilo verticale e per ogni pixel viene scelto il valore massimo sulla colonna. D'ora innanzi chiameremo MAXC questo prodotto operativo. Riassumiamo in Tab. 6.4 gli indicatori statistici calcolati su base oraria per il prodotto operativo attualmente in uso.

Le performance migliori sono per precipitazioni di tipo stratiforme. Le precipitazioni convettive vengono stimate peggio, in particolare sono sovrastimate. Tale sovrastima non è attesa ed è indice di un problema di sovra-correzione delle celle convettive. Il prodotto operativo non è quindi soddisfacente nel caso di eventi convettivi, probabilmente a causa della modalità con cui vengono selezionati i valori di precipitazione finali.

6.3 Prodotti operativi proposti

Abbiamo lavorato sulla selezione del prodotto operativo a valle della correzione per profilo verticale. Ci è sembrato che la scelta del valore massimo sulla colonna potesse essere alla base delle sovrastime nei casi convettivi. Un profilo verticale di riflettività

		Non corr.	MAXC
Stra	FSE	1.046	0.974
	Bias	-0.334	-0.015
	Corr.	0.394	0.563
Conv	FSE	1.287	<i>1.463</i>
	Bias	-0.198	<i>0.114</i>
	Corr.	0.550	0.631

Tabella 6.4: Performance del prodotto operativo attuale MAXC

6.3 Prodotti operativi proposti

medio può portare, con la correzione, a sovrastimare fortemente le zone convettive. Sulla falsa riga di quanto proposto da Joss e Lee, 1995 abbiamo provato ad utilizzare più strati della colonna di volume radar. Una serie di test ci ha portati a utilizzare i 5 strati con valori più elevati, in tal modo siamo in grado di mantenere l'informazione ottenuta dai pixel con più alta precipitazione ma siamo contemporaneamente in grado di limitare gli effetti imputabili a strati eccessivamente corretti o a problemi di rumore locale. Chiamiamo MMC il prodotto così ottenuto, in Tab. 6.5 riportiamo le performance del prodotto.

Come atteso, nel caso di eventi stratiformi, il prodotto MMC non è in grado di dare risultati validi quanto MAXC, la sottostima infatti aumenta rispetto alla stima non corretta. Per i casi convettivi, invece, il prodotto si dimostra valido poiché è in grado di migliorare tutti i parametri rispetto a NC. Quasi tutti i parametri sono migliorati rispetto a MAXC, con l'eccezione del Bias, ma una sottostima del 14% è del tutto normale per eventi di questo tipo. Probabilmente abbiamo individuato correttamente il punto debole di MAXC per gli eventi convettivi.

Abbiamo cercato una tecnica in grado di distinguere in modo automatico casi stratiformi e casi convettivi, poiché in tempo reale la distinzione su base di evento è ovviamente inattuabile. Abbiamo deciso di utilizzare delle soglie operabili sulla singola immagine radar. Abbiamo condotto diversi test fino ad ottenere un filtro che fosse semplice da implementare e che non necessitasse di tempi di calcolo lunghi. Definiamo

		Non corr.	MAXC	MMC	AH2
Stra	FSE	1.046	0.974	0.943	0.980
	Bias	-0.334	-0.015	<i>-0.366</i>	-0.062
	Corr.	0.394	0.563	0.553	0.560
Conv	FSE	1.287	<i>1.463</i>	1.278	1.308
	Bias	-0.198	<i>0.114</i>	-0.145	-0.003
	Corr.	0.550	0.631	0.631	0.636

Tabella 6.5: Performance dei prodotti proposti

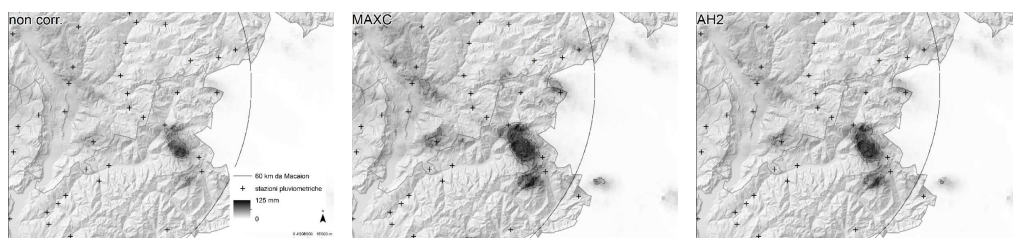


Figura 6.5: Prodotti di precipitazione (rispettivamente non corretto, MAXC, AH2) per un evento convettivo

convettiva una immagine quando almeno 10 pixel hanno MAXC maggiore o uguale a 60 mm h^{-1} ; la definiamo stratiforme altrimenti. Nel caso l'immagine sia convettiva utilizziamo il prodotto MMC, nel caso sia stratiforme il prodotto MAXC. In Tab. 6.5 sono riportate le performance del prodotto così ottenuto, che chiamiamo AH2. In Fig. 6.5 possiamo vedere i campi di precipitazione ottenuti con MAXC e AH2 per due esempi di eventi convettivi significativi. Il prodotto AH2 mostra di essere il migliore nella stima di precipitazioni convettive: la sottostima viene colmata quasi completamente (Bias residuo $< 1\%$) e l'indice di correlazione aumenta del 15%. Meno positivo invece l'effetto sul FSE che aumenta di $\sim 1.6\%$. Per gli eventi stratiformi il prodotto attuale MAXC mostra performance leggermente migliori anche se l'utilizzo di AH2 diminuisce le prestazioni di meno del 1%.

6.3 Prodotti operativi proposti

7. Conclusioni

Lo studio affronta le problematiche legate alla stima di precipitazione da radar meteorologico in ambienti orograficamente complessi, nell'ottica di mitigare il rischio idrogeologico connesso ad eventi idrometeorologici intensi. Il Trentino–Alto Adige, localizzato nelle Alpi Centro-Orientali, è caratterizzato da topografia e climatologia tipicamente alpine con nubifragi molto intensi durante i mesi estivi. La regione è osservata da un radar in banda C posizionato sulla cima del Monte Macaion ed è monitorata da una rete pluviometrica con una densità di circa 1 stazione ogni 100 km².

Abbiamo sviluppato una procedura di elaborazione e correzione dei dati radar volta alla ri-analisi di eventi intensi in ambiente alpino. Ci siamo concentrati sull'applicazione degli algoritmi fisicamente basati per la correzione degli errori derivanti da i) attenuazione da radome bagnato, ii) occlusione del fascio, iii) attenuazione e iv) profilo verticale di riflettività. In particolare abbiamo sviluppato un algoritmo per la correzione dell'attenuazione da radome bagnato basata sull'applicazione della Mountain Reference Technique; l'attenuazione del segnale radar imputabile alla bagnatura del radome risulta compresa tra 2.7 e 2.9 dBZ. La qualità dei campi di precipitazione ottenuti dalla catena di elaborazione è stata validata per mezzo di indicatori statistici di confronto con le misure pluviometriche.

Utilizzando questa procedura, abbiamo ri-analizzato 7 eventi idrometeorologici intensi avvenuti tra il 2005 e il 2010 calcolando gli indicatori statistici ad ogni passo

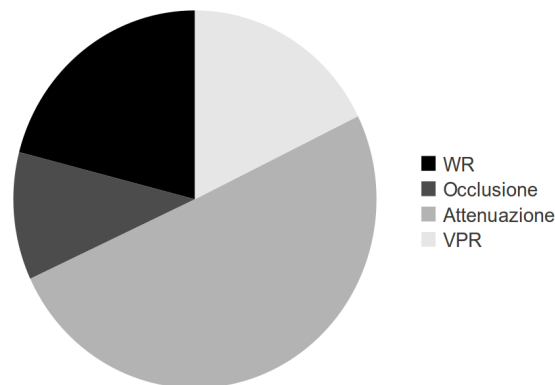


Figura 7.1: Contributo delle correzioni alla performance della catena di ri-analisi

della procedura di correzione. La catena di correzione migliora via via la qualità delle misure mostrando che la conoscenza della fisica che governa l'osservazione radar e il trasferimento radiativo in atmosfera permette di sviluppare ed applicare algoritmi di correzione fisicamente basati efficaci. Siamo infatti in grado di ridurre sensibilmente gli errori nella stima quantitativa di precipitazione al suolo: il Fractional Standard Error viene ridotto in media del 18%, l'indice di correlazione aumenta del 17% e il Bias diminuisce addirittura del 73%. Complessivamente la correzione per l'attenuazione da radome bagnato contribuisce alla performance complessiva della catena di elaborazione con il 23% per FSE, 8% per Bias, 32% per Corr.

In Fig. 7.1 è mostrato il contributo complessivo delle singole correzioni alla performance della catena di elaborazione. La principale causa di errore nella stima quantitativa di precipitazioni intense è evidentemente l'attenuazione del segnale. Questo è un risultato atteso per uno strumento in banda C poichè le celle convettive sviluppano intensità di precipitazione elevate che sono a loro volta in grado di attenuare notevolmente il segnale radar, arrivando, in qualche caso, a depauperarlo di tutta l'informazione. La tecnica di correzione per questo problema utilizza come riferimento le variazioni di riflettività di echi di terra e l'abbondanza di echi di terra di cui è provvista la regione di studio è determinante per la buona applicazione della tecnica. Il problema, però, risiede nell'automatizzazione della procedura: la scelta dell'eco di

riferimento non è semplice ed è figlia di compromessi tra posizione, dimensioni, riflettività, condizioni di bagnatura precedenti l'evento e altre caratteristiche dell'eco stesso. Per questo motivo non è sempre possibile trovare l'eco di riferimento rappresentativo dell'area coinvolta e, talvolta, la scelta deve essere compiuta dopo qualche tentativo. La sensibilità e l'esperienza dell'operatore restano, per il momento, determinanti e un algoritmo automatico di scelta dell'eco di riferimento potrebbe facilmente risultare instabile.

Una possibile soluzione al problema è costituita dalla tecnologia a doppia polarizzazione che permette di stimare l'intensità di precipitazione dall'informazione sulla forma e sulle proporzioni delle idrometeore, e che consente in tal modo di limitare gli effetti dell'attenuazione. Va però segnalato che l'impatto delle altre correzioni (radome bagnato, occlusione, profilo verticale di riflettività) resta comunque determinante sulla stima finale, sia dal punto di vista quantitativo, sia dal punto di vista della correlazione dei campi di precipitazione con le misure al suolo e non va quindi considerato una panacea.

La sottostima residua è circa del 15% e la dispersione delle misure, specialmente per alcuni eventi, resta importante. Giova a questo punto ricordare che non tutte le possibili fonti di errore sono state considerate nella procedura: a causa dell'impossibilità di misurare la distribuzione dimensionale delle idrometeore, non si è potuto tenere conto della variabilità spaziale e temporale della relazione Z-R, e ci siamo quindi dovuti affidare ad una relazione climatologica. Eventuali errori di calibrazione del ricevitore, inoltre, non sono direttamente individuabili con una semplice analisi delle misure radar e possono influenzare negativamente le elaborazioni e le correzioni.

Le colate detritiche rappresentano una importante sorgente di pericolosità per il territorio montano esaminato; il loro innesco è strettamente legato alla precipitazione, tanto che il controllo idrologico sui processi di innesco è sovente sintetizzato ed espresso per mezzo di soglie pluviometriche. Se da un lato le osservazioni e le misure

di precipitazione da pluviometro sono in grado di fornire una stima ottima del quantitativo di pioggia caduto in corrispondenza del punto di misura in un determinato intervallo di tempo, dall'altro tali misure non consentono di identificare correttamente la morfologia degli eventi di precipitazione e perdono significatività già su scale paragonabili alla distanza media tra le stazioni di misura. Di qui una rinnovata esigenza di misure radar affidabili per i fenomeni idrometeorologici intensi.

Ci siamo concentrati sugli eventi rianalizzati nella fase precedente poiché l'utilizzo di misure radar di elevata qualità permette di apprezzare la struttura degli eventi su scale spaziali e temporali molto fini ed è in grado di quantificare fenomeni quali i) l'incremento orografico della precipitazione, ii) i forti gradienti spaziali del campo di pioggia dovuti alle celle temporalesche e iii) l'intermittenza del campo di pioggia. Questo ci ha consentito di caratterizzare in modo preciso le scale dimensionali dei campi di precipitazione in esame. La scala di variazione orizzontale è stata stimata con un approccio geostatistico ed è risultata variabile tra i 2 km e i 14 km con una media di circa 7 km . Le misure pluviometriche disponibili per tali eventi, quindi, perdono significatività già a pochi km di distanza; a fronte di ciò la distanza media tra le stazioni è invece mediamente pari a 14 km ed è quindi insufficiente ad un adeguato campionamento degli eventi convettivi intensi.

La variazione della distribuzione della pioggia con la quota è stata esplorata tramite i cosiddetti momenti ipsometrici della precipitazione, indicatori in grado di misurare la posizione in quota del centroide di precipitazione rispetto alla quota media dell'area investigata. Tipicamente il centroide di precipitazione è stato individuato a quote pari o superiori alla quota media dell'area di lavoro; questo è indice del ruolo attivo che i rilievi hanno avuto sullo sviluppo della precipitazione dando luogo a incremento orografico. Contemporaneamente abbiamo misurato con gli stessi indicatori la posizione in quota delle stazioni pluviometriche, osservando che le stazioni sono localizzate tipicamente nel fondovalle e comunque a quote nettamente inferiori rispetto alle quote raggiunte dalle precipitazioni di questi eventi; questo è sicuramente dovuto a motivi

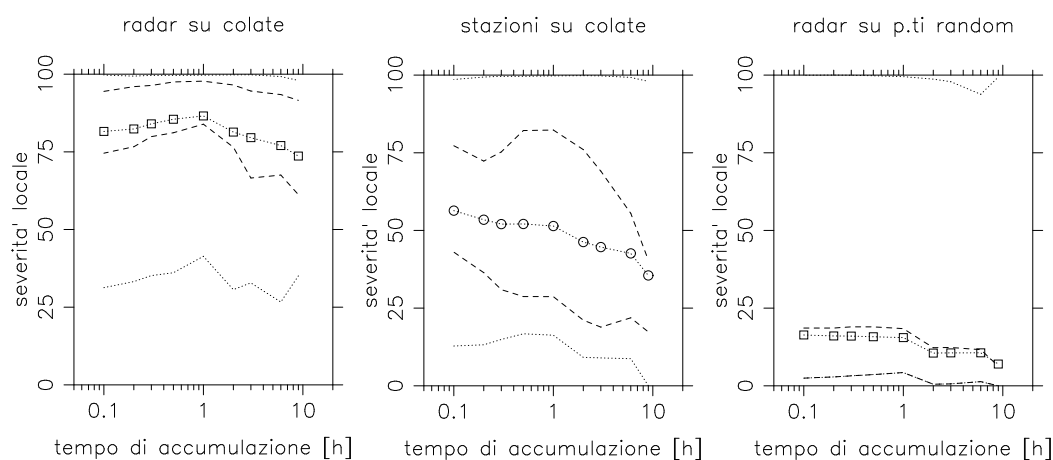


Figura 7.2: Severità locale dei campi di precipitazione al variare dell'intervallo di accumulazione [minimo–25 percentile–media–75 percentile–massimo] (a) misure radar sulle colate detritiche; (b) campionamento pluviometrico sulle colate detritiche; (c) misure radar su 100 punti casuali

strettamente pratici (raggiungibilità delle stazioni, costi di mantenimento, copertura delle stazioni da parte della neve...).

Abbiamo introdotto il concetto di severità locale per l'analisi del carattere di eccezionalità della precipitazione in corrispondenza dei punti di innesco delle colate detritiche rispetto al campo di precipitazione di un evento idrometeorologico di per sé intenso. Abbiamo calcolato la severità locale in corrispondenza dei punti di innesco delle colate detritiche osservate utilizzando diverse scale temporali per l'accumulazione della precipitazione, variabili tra 6 min e 9 h.

Si osserva che la severità della precipitazione innescante per tempi di accumulazione inferiori a 1 h ha mediamente un andamento leggermente crescente. Ciò significa che il carattere di eccezionalità della precipitazione in corrispondenza delle colate detritiche non sia da imputare esclusivamente a brevi nubifragi particolarmente intensi quanto al perdurare di precipitazione importante per tempi più lunghi, generalmente almeno 1 h ma spesso anche superiori alle 2 h. In particolare la severità locale a 6 min risulta essere più elevata rispetto a tempi più lunghi solamente in corrispondenza di poche colate detritiche. La medesima analisi condotta su un set di punti casuali

mostra una severità inferiore rispetto a quella osservata in corrispondenza dei punti di innesco. Questo conferma la relazione diretta tra severità della precipitazione e innesco di colate detritiche: durante il medesimo evento idrometeorologico, si ha una maggior probabilità di innesco di colate detritiche laddove la severità locale è maggiore.

Abbiamo quindi condotto un'analisi del campionamento da parte delle stazioni pluviometriche esistenti. La precipitazione pluviometrica è stata simulata a partire dal campo radar, che rappresenta la miglior stima dei campi di precipitazione veri, e interpolata in corrispondenza dei punti di innesco. Si è quindi calcolata la severità locale in corrispondenza di tali punti e la si è confrontata con la severità locale ottenuta dai campi radar. La severità calcolata in tal modo è di molto sottostimata. Ne segue che il campionamento pluviometrico di eventi intensi in ambiente alpino è inadatto alla descrizione delle precipitazioni innescanti colate detritiche; questo a causa della combinazione di più fattori: i) la densità delle stazioni pluviometriche non è adeguata all'elevata variabilità orizzontale dei campi di precipitazione; ii) gli eventi meteorici sono soggetti ad arricchimento orografico; iii) le stazioni sono generalmente localizzate nel fondovalle. In particolare la combinazione dei punti ii) e iii) implica la sottostima sistematica delle intensità di precipitazione da parte delle stazioni al suolo. L'analisi della severità locale mostra inoltre che tempi di integrazione di circa 1 h possono considerarsi adeguati al campionamento degli eventi. La risoluzione temporale delle misure pluviometriche non sembra quindi contribuire in modo determinante alla sottostima.

Abbiamo infine ricreato la procedura di elaborazione e correzione attualmente utilizzata in tempo reale aggiornandola con l'inserimento dell'algoritmo di correzione per attenuazione da radome bagnato. Abbiamo quindi ri-elaborato un set di eventi di studio, individuati tra agosto e novembre 2010, sia di tipo stratiforme che convettivo, simulando l'operatività in tempo reale. La procedura tiene conto dei problemi dovuti a i) attenuazione da radome bagnato, ii) occlusione del fascio radar e iii) variabilità del

profilo verticale di riflettività. La correzione per attenuazione non è stata implementata poiché abbiamo visto non essere sufficientemente affidabile in tempo reale. Il periodo di studio scelto garantisce la presenza di eventi notevoli sia di tipo convettivo come l'evento del 14–15 agosto 2010 in Valle dei Mocheni, sia di tipo stratiforme come il sistema di precipitazioni che ha dato luogo alla piena del vicino Bacchiglione il 1 novembre 2010.

Abbiamo quantificato le performance del prodotto operativo attualmente in uso (MAXC) tramite indicatori statistici, osservando che le misure si rivelano di buona qualità per eventi di tipo stratiforme, mentre mostrano problemi di sovrastima per eventi di tipo convettivo; questo problema di stima è imputabile ad una eccessiva enfattizzazione delle celle temporalesche. Abbiamo quindi sviluppato e testato un prodotto operativo nuovo (MMC) in grado di tener conto di questo problema; il prodotto mostra performance molto positive per eventi convettivi, ma per precipitazione stratiforme riduce di molto la qualità delle misure. Abbiamo quindi sviluppato un prodotto operativo (AH2) in grado di sintetizzare i vantaggi dei due prodotti sin qui visti. Ogni immagine radar viene esaminata e catalogata come convettiva o stratiforme in base al campo di precipitazione osservato, quindi la stima viene creata utilizzando la tecnica più appropriata. La procedura è semplice e non pesa sui tempi di calcolo e sulle risorse necessarie. Le performance dei tre prodotti sono riassunte in Tab. 7.1. Il prodotto operativo AH2 è in grado di produrre stime di precipitazione di qualità superiore ri-

		MAXC	MMC	AH2
1h	FSE	1.204	1.101	1.135
	Bias	-0.046	-0.262	-0.034
	Corr.	0.594	0.590	0.595
Evento	FSE	0.796	0.770	0.750
	Bias	-0.090	-0.234	-0.009
	Corr.	0.489	0.500	0.492

Tabella 7.1: Performance del prodotto proposto per la procedura in tempo reale

spetto all'algorithmo attualmente in uso in tempo reale, sia se valutato su scala oraria sia se valutato sui volumi di precipitazione di ogni evento.

A. Indicatori statistici

Indichiamo con g_i le N misure da pluviometro e con r_i le misure da radar in corrispondenza delle N stazioni pluviometriche.

Fractional Standard Error - FSE

$$\text{FSE} = \frac{\left[\frac{1}{N} \cdot \sum_N (r_i - g_i)^2\right]^{0.5}}{\frac{1}{N} \cdot \sum_N |g_i|}$$

Vale $\text{FSE} \geq 0$; valori di FSE nulli indicano stime prive di errore.

Bias

$$\text{Bias} = \frac{\sum_N r_i - g_i}{\sum_N g_i}$$

Vale $\text{Bias} \geq -1$; $\text{Bias} = 0$ indica stima perfetta, $\text{Bias} < 0$ indica sottostima, $\text{Bias} > 0$ indica sovrastima.

Indice di correlazione - Corr

$$\text{Corr} = \frac{\text{Cov}(r, g)}{\sigma(r) \cdot \sigma(g)}$$

Vale $-1 \leq \text{Corr} \leq 1$; $\text{Corr} = 1$ indica stima perfetta, $\text{Corr} = 0$ indica misure completamente scorrelate, $\text{Corr} < 0$ indica misure inversamente correlate.

B. Catena di elaborazione in tempo reale

La procedura è stata sviluppata in FORTRAN 90 su piattaforma Unix, si compone di diversi programmi. Il programma principale (rtp) è dedicato alla lettura ed elaborazione dei dati radar; altri programmi sono dedicati al pre-processing e ad altre elaborazioni collaterali utili alla ricerca (cfr. Tab. B.1). I diversi programmi comunicano tramite moduli di variabili comuni contenenti: parametri radar, parametri delle correzioni, parametri della griglia cartesiana di output e altre variabili globali necessarie all'elaborazione.

Gran parte delle elaborazioni avvengono in coordinate cartesiane. Si è quindi sviluppata una procedura per una conversione polare-cartesiano accurata che sia efficiente

dan	analisi rapida della geometria dei dati radar a disposizione (passo antenna, elevazioni);
lut	creazione delle look-up-tables per la conversione da geometria polare a geometria cartesiana;
plv	analisi dei dati pluviometrici disponibili e confronto statistico tra misure radar e misure pluviometriche;
rtp	lettura ed elaborazione dei dati radar;
tpr	analisi delle misure di temperatura al suolo e stima dell'altezza dello zero termico.

Tabella B.1: Programmi che costituiscono la procedura di elaborazione

dal punto di vista computazionale. In particolare abbiamo rivolto molta attenzione ai tempi di calcolo e all'utilizzo della memoria RAM. La conversione da coordinate polari naturali del radar a coordinate cartesiane infatti, se effettuata volume per volume, richiede tempi di calcolo molto lunghi. Per ovviare a questo problema si è scelto di utilizzare delle tabelle create in precedenza (look-up-tables) che sono lette e memorizzate una sola volta per ogni esecuzione. La diminuzione del tempo di calcolo così ottenuta si paga con un eccessivo utilizzo della RAM. Le tabelle sono infatti di $480 \times 480 \times 56$ ($=12902400$) pixel e da sole saturerebbero la RAM disponibile; per limitare questo problema si è operato sui *tipi* delle variabili utilizzando, quando possibile, matrici di tipo `INT*2` e `CHAR*1`.

All'interno del programma principale è altresì possibile salvare i volumi cartesiani subito a valle della conversione polare-cartesiana per poterli utilizzare molto velocemente nel caso si vogliano effettuare nuovamente le elaborazioni variando i parametri della correzione PVR. Così facendo il tempo di calcolo viene drasticamente diminuito, ma è possibile effettuare solamente le correzioni a valle della conversione polare-cartesiana.

conversione classica	80 s
look-up-tables	20 s
lettura volumi cartesiani binari	1 s

Tabella B.2: Tempi di calcolo per un volume

look-up-tables	2 – 2.5 Gb
look-up-tables ottimizzate	270 – 380 Mb

Tabella B.3: Utilizzo della memoria RAM

Analisi della geometria radar - dan

Legge l'header dei volumi radar ed estrae l'informazione sulla geometria di osservazione. Per la lettura veloce degli header radar in formato originario Eldes viene

utilizza una versione appositamente modificata delle funzioni di lettura scritte per il programma principale. Per ogni volume radar, il programma ricava i) il passo angolare dell'antenna, ii) il numero di elevazioni disponibili e iii) le elevazioni disponibili. Queste informazioni sono indispensabili per produrre le tabelle di conversione e le simulazioni di occlusione del fascio.

Creazione delle tabelle di conversione - lut

Crea le look-up-tables che saranno poi utilizzate dal software principale per la conversione polare-cartesiana. Come abbiamo accennato in precedenza costituisce una parte importante del software in quanto consente una riduzione drastica del tempo di calcolo e un utilizzo razionale della memoria RAM. Per funzionare necessita delle informazioni sulla geometria dei volumi radar oltre che ovviamente sulla griglia cartesiana di output desiderata. Vengono create tre tabelle, due utili alla conversione polare-cartesiana e una contenente informazione sulla visibilità radar dei pixel che sarà utile per la lettura del profilo verticale di riflettività e altri scopi (cfr. Tab. B.4).

pix-table	matrice ausiliaria associata al prisma cartesiano, contiene informazione sul numero di bin che contribuiscono al pixel in esame. I valori sono salvati come CHAR*1 (1 byte per ogni pixel)
lut-table	contiene l'informazione per la conversione polare-cartesiana vera e propria: peso e coordinate polari (W, swp, bm, bn) dei bin che contribuiscono al pixel in esame (in totale 6 byte per ogni bin che contribuisce al pixel, si veda Tab. B.5 per i dettagli)
vis-table	contiene informazione binaria sulla visibilità di ogni pixel (CHAR*1: 1 per pixel perfettamente visibile, 0 altrimenti; in totale 1 byte per ogni pixel)

Tabella B.4: Look-up-tables

Procedura:

1. Ciascun pixel del prisma cartesiano di output viene suddiviso in sub-pixel cubici
2. Si calcolano le coordinate del centro di ogni sub pixel e da queste si risale al bin (pixel polare) che lo contiene.
3. Si associa a ciascun pixel cartesiano una combinazione lineare pesata dei bin interessati. Nel fare questo tengo conto dell'occlusione usando simulazioni prodotte precedentemente:
 - a. Definisco un bin come non visibile se la potenza persa è $\geq 40\%$
 - b. Nella determinazione della combinazione lineare non uso i bin non visibili
4. Creo una matrice di visibilità associata al prisma cartesiano (utile per la lettura PVR)
 - a. Definisco un bin come perfettamente visibile se la potenza persa è $< 5\%$
 - b. Definisco un pixel come perfettamente visibile se ottenuto da una combinazione lineare di bin perfettamente visibili
 - c. Associo a ciascun pixel un'etichetta che mi indica se il pixel è perfettamente visibile (valore 1 per pixel perfettamente visibile, valore 0 altrimenti)

peso del bin nel pixel	<i>W</i>	CHAR*1	1 byte
coordinata di elevazione	swp	CHAR*1	1 byte
coordinata azimutale	beam	INT*2	2 byte
coordinata radiale	bin	INT*2	2 byte
		totale	6 byte

Tabella B.5: Variabili memorizzate nella lut-table

Confronto tra misure radar e misure pluviometriche - plv

Legge i dati di precipitazione al suolo ed effettua i confronti tra dati radar e dati pluviometrici estraendo i parametri statistici in grado di valutare le stime di pioggia da radar. I confronti vengono effettuati su scala di evento tramite la precipitazione cumulata totale e su scala oraria tramite la precipitazione cumulata ogni ora. Fornisce in output: i) una tabella con le caratteristiche delle stazioni utilizzate, ii) una tabella con i parametri statistici e iii) ietogrammi per pluviometro e radar su ogni stazione.

Comprende anche un sotto programma in grado di individuare ed isolare i periodi di precipitazione all'interno di un macroperiodo basandosi su indicatori. Serve per isolare gli eventi di precipitazione all'interno del periodo di studio in modo da poterli esaminare senza dover leggere tutti i volumi radar.

Procedura:

1. lettura file di input;
2. lettura dati pluviometrici;
3. eventuale individuazione dei periodi con precipitazione:
 - a. salvataggio su file dei parametri richiesti e dei periodi individuati;
 - b. plot grafico della precipitazione cumulantesi;
 - c. plot grafico dei periodi individuati;
4. lettura dei file di occlusione simulata e determinazione di un indice di occlusione per le stazioni pluviometriche; le stazioni con indice di occlusione superiore a una soglia vengono escluse dal confronto;

-
5. salvataggio di una tabella con le caratteristiche delle stazioni (nome, codice, coordinate, coordinate rispetto al radar, occlusione, precipitazione cumulata);
 6. lettura della precipitazione radar in corrispondenza delle stazioni (è possibile utilizzare il solo pixel della stazione o una media pesata dei pixel intorno alla stessa);
 7. confronto statistico radar-pluvio su base i) oraria e ii) di evento con calcolo dei parametri descritti in Appendice A;
 8. creazione ietogrammi.

Procedura di elaborazione - rtp

Effettua lettura ed elaborazione dei dati radar fornendo come output principale la precipitazione. Diverse correzioni sono già implementate, sia di tipo fisico che di tipo tecnico come la correzione di calibrazione del radar. In particolare permette: i) correzione per gli effetti di attenuazione dovuti a radome bagnato, ii) correzione per occlusione del fascio, iii) correzione per la variabilità verticale della riflettività, iv) possibilità di elaborazione di dati non filtrati per echi di terra (utile per studi futuri), v) creazione di output parziali quali intensità di precipitazione di ogni volume, precipitazione cumulata su intervalli temporali a scelta, visualizzazione del profilo verticale di riflettività e dell'altezza dello stesso e vi) creazione degli output globali quali precipitazione cumulata totale, area coperta da precipitazione, andamento dell'intensità massima di precipitazione, andamento dell'intensità media di precipitazione.

Procedura:

1. lettura del file di input;
2. ciclo sulle immagini radar per il periodo di interesse;

APPENDICE B. CATENA DI ELABORAZIONE IN TEMPO REALE

- a. se disponibile lettura del file binario con volume di precipitazione cartesiano precedentemente prodotto, altrimenti;
- b. lettura volume radar (funzione logica); nel caso l'immagine non sia presente o sia danneggiata l'esecuzione prosegue dal volume successivo;
- c. se non caricate: lettura tabelle di occlusione prodotte utilizzando il già citato software Surflllum; un file per ogni elevazione contenente la percentuale di fascio occluso in coordinate polari (beam, bin);
- d. elaborazioni in coordinate polari (cfr. Fig. B.1);

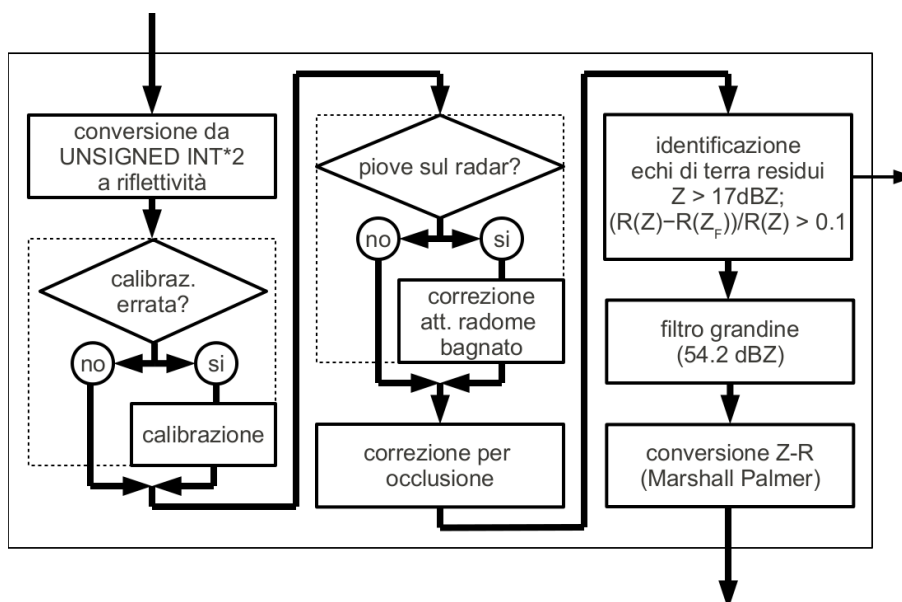


Figura B.1: Schema delle elaborazioni eseguite in coordinate polari (cfr. Fig. 6.1)

- i. conversione del volume da UNSIGNED INT*2 a riflettività tramite la:

$$Z [\text{dBZ}] = \frac{I [\text{UNSIGNED INT}^*2]}{512} - 31.5$$

- ii. conversione Z-R con coefficienti di Marshall et al., 1955: $a = 200$, $b = 1.6$;

-
- iii. correzione per occlusione (Delrieu e Creutin, 1995) per bin con occlusione inferiore al 40%;
 - iv. segnale come affetti da clutter residuo tutti i bin tali che sia

$$\begin{cases} Z_F > 17 \text{ dBZ} \\ \frac{R(Z) - R(Z_F)}{R(Z)} > 0.1 \end{cases}$$

dove Z è la riflettività non filtrata e Z_F la riflettività filtrata e $R(\cdot)$ la relazione che lega R a Z (servirà per conversione polare-cartesiano);

- v. filtro per grandine: al di sopra di una soglia sulla riflettività pari a 54.2 dBZ assumo il radar stia osservando grandine.

- e. se non ancora lette: lettura look-up-tables di conversione;
- f. conversione polare-cartesiano;
 - i. leggo da pix-table il numero di bins N che contribuiscono al pixel (i, j, k) ;
 - ii. leggo da lut-table N gruppi di 6 byte (cfr. Tab. B.5) contenenti le informazioni sul bin;
 - iii. calcolo il valore di pioggia come media pesata degli h bin coinvolti:

$$R_{\text{cart}}(i, j, k) = \frac{\sum_{h=1}^N W_h \cdot R_{\text{pol}}(\text{swp}_h, \text{bm}_h, \text{bn}_h)}{\sum_{h=1}^N W_h}$$

- g. se non presente: salvataggio del volume cartesiano per una lettura successiva più veloce;
- h. lettura PVR (cfr. Fig. B.2);
- i. correzione PVR;
- j. mappatura 2d della precipitazione al suolo approssimata tramite valore massimo sulla colonna (cmax);
- k. calcolo cumulata su intervallo temporale;

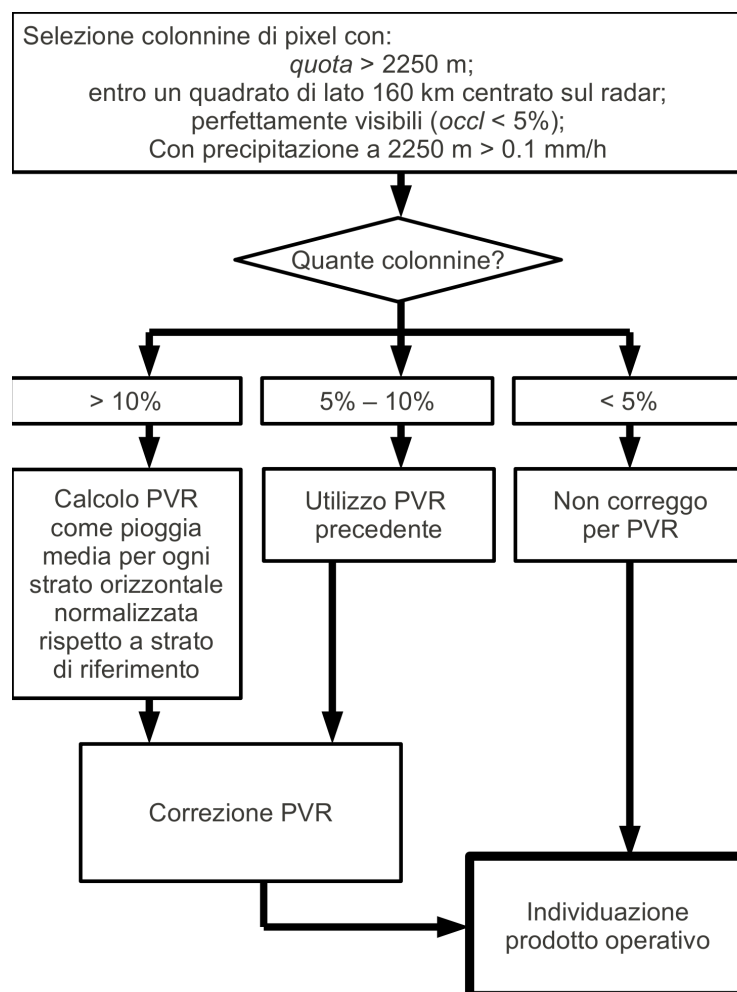


Figura B.2: Schema della lettura del PVR

- l. salvataggio raster rain rate;
 - m. eventuale salvataggio cumulata su intervallo temporale;
 - n. incremento della cumulata totale;
3. salvataggio cumulata totale;
 4. creazione file e grafici di output globali.

Analisi delle misure di temperatura al suolo - tpr

Consente la lettura delle misure di temperatura al suolo e l'estrapolazione dell'andamento verticale della temperatura. Crea i profili verticali di temperatura per ogni istante di tempo e calcola l'altezza dello zero termico e il suo andamento temporale.

In Fig. B.3 riportiamo lo schema di funzionamento del programma.

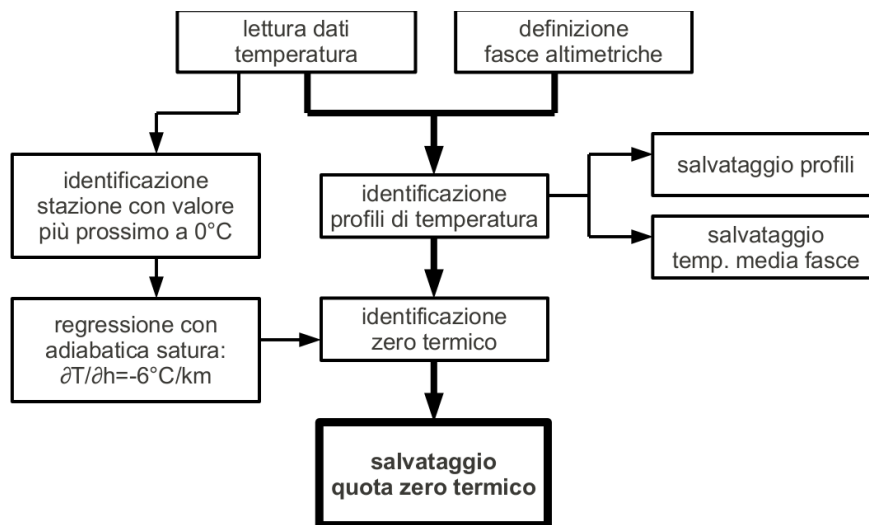


Figura B.3: Schema di funzionamento del programma di analisi delle misure temperatura al suolo

Elenco delle figure

2.1	Relazioni Z-R	17
2.2	Interazione del fascio radar con ostacoli orografici	22
2.3	Variazioni verticali della riflettività	23
2.4	Sottostima di precipitazione al variare dell'attenuazione	32
3.1	Schema della procedura integrata di elaborazione e correzione	39
3.2	Echi di terra utilizzati per la stima dell'attenuazione da radome bagnato	41
3.3	Monitoraggio di un eco di terra per la stima di attenuazione da radome bagnato	42
3.4	Occlusione del fascio simulata per le elevazioni di 1°e 2°	44
3.5	Geometria di osservazione radar per la MRT	45
4.1	Area di studio	53
4.2	Il radar di Monte Macaion	53
4.3	Effetti della colata detritica del Rio Gola — 1 agosto 2005	54
4.4	Effetti della colata detritica del Rio Molinara — 14-15 agosto 2010	54
4.5	Localizzazione degli eventi studiati e delle stazioni pluviometriche	55
4.6	Precipitazione cumulata — 1 agosto 2005	59
4.7	Scatterogramma — 1 agosto 2005	59
4.8	Precipitazione cumulata — 3-4 ottobre 2006	61
4.9	Scatterogramma — 3-4 ottobre 2006	61

ELENCO DELLE FIGURE

4.10	Precipitazione cumulata — 20-21 giugno 2007	64
4.11	Scatterogramma — 20-21 giugno 2007	64
4.12	Precipitazione cumulata tra le 23:00 UTC del 16 luglio e le 00:00 UTC del 17 luglio 2009	65
4.13	Precipitazione cumulata — 16-17 luglio 2009	66
4.14	Scatterogramma — 16-17 luglio 2009	66
4.15	Precipitazione cumulata — 30 luglio 2009	69
4.16	Scatterogramma — 30 luglio 2009	69
4.17	Occlusione del fascio e PVR stimato	71
4.18	Precipitazione cumulata — 4 settembre 2009	71
4.19	Sezioni di Hofmuller	71
4.20	Scatterogramma — 4 settembre 2009	73
4.21	Prodotto di precipitazione e stazioni di validazione	75
4.22	Ietogrammi misurati a Sant'Orsola	77
4.23	Precipitazione cumulata — 14-15 agosto 2010	78
4.24	Scatterogramma — 14-15 agosto 2010	78
4.25	Contributo delle singole correzioni	82
5.1	Localizzazione degli eventi e aree di lavoro individuate	88
5.2	Morfologia degli eventi	89
5.3	Andamento di $p_0(t)$	93
5.4	Andamento di $\delta_1^h(t)$	93
5.5	Variogrammi direzionali	94
5.6	Severità locale in corrispondenza delle colate detritiche	96
5.7	Distribuzione in quota di precipitazione e stazioni	97
5.8	Figura riassuntiva	98
5.9	Severità locale in corrispondenza di punti casuali	99

ELENCO DELLE FIGURE

5.10 Severità locale in corrispondenza delle colate detritiche stimata dal campionamento pluviometrico	99
6.1 Schema della catena di elaborazione in tempo reale	103
6.2 Andamento dello zero termico	106
6.3 Individuazione degli eventi	106
6.4 Zero termico e picco di riflettività radar	107
6.5 Prodotti di precipitazione per un evento convettivo	111
7.1 Contributo delle correzioni	114
7.2 Severità locale dei campi di precipitazione	117
B.1 Schema delle elaborazioni eseguite in coordinate polari	129
B.2 Schema della lettura del PVR	131
B.3 Schema di funzionamento del programma di analisi delle misure temperatura al suolo	132

ELENCO DELLE FIGURE

Elenco delle tabelle

2.1	Scale operative del radar meteorologico	8
2.2	Denominazione delle bande radar	9
2.3	Coefficienti per la relazione Z–R in letteratura	17
2.4	Valori di attenuazione da radome bagnato in letteratura	31
3.1	Coefficienti della relazione Z–R utilizzata	38
4.1	Caratteristiche tecniche del radar di Monte Macaion	55
4.2	Caratteristiche e geometria dei dati radar	56
4.3	Dati pluviometrici	57
4.4	Indicatori statistici — 1 agosto 2005	59
4.5	Indicatori statistici — 3-4 ottobre 2006	61
4.6	Indicatori statistici — 20-21 giugno 2007	64
4.7	Indicatori statistici — 16-17 luglio 2009	66
4.8	Indicatori statistici — 30 luglio 2009	69
4.9	Valori pluviometrici massimi — stazioni di Sarentino e Selva dei Molini	72
4.10	Indicatori statistici — 4 settembre 2009	73
4.11	Area interessata da occlusione	74
4.12	Indicatori statistici di validazione	75
4.13	Indicatori statistici — 14-15 agosto 2010	78
4.14	Severità dell'evento	80

ELENCO DELLE TABELLE

4.15	Correzioni fisicamente basate utilizzate	81
4.16	Effetto della catena di correzione	81
4.17	Contributo delle singole correzioni	82
5.1	Aree di lavoro	88
5.2	Direzioni utilizzate per il calcolo dei variogrammi	90
5.3	Tempi di accumulazione massimi utilizzati	95
5.4	Distribuzione delle stazioni e scale tipiche degli eventi	97
6.1	Dati disponibili	105
6.2	Dati radar disponibili	107
6.3	Eventi individuati	108
6.4	Performance del prodotto operativo attuale MAXC	109
6.5	Performance dei prodotti proposti	110
7.1	Performance del prodotto proposto per la procedura in tempo reale	119
B.1	Programmi che costituiscono la procedura di elaborazione	123
B.2	Tempi di calcolo	124
B.3	Utilizzo della memoria RAM	124
B.4	Look-up-tables	125
B.5	Variabili memorizzate nella lut-table	126

Bibliografia

- Aleotti P. A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Eng. Geol.*, 73(3-4): 247-265, 2004.
- Amayenc P., Diguët J. P., Marzoug M., and Tani T. A class of single- and dual-frequency algorithms for rain-rate profiling from a spaceborne radar. part ii: Tests from airborne radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13:142-164, 1996.
- Anderson I. Measurements of 20-ghz transmission through a radome in rain. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 23:619-622, 1975.
- Andrieu H. and Creutin J. D. Identification of Vertical Profiles of Radar Reflectivity for Hydrological Applications Using an Inverse Method. Part I: Formulation. *J. Appl. Meteorol.*, 34:225-239, 12 1995a.
- Andrieu H. and Creutin J. D. Identification of Vertical Profiles of Radar Reflectivity for Hydrological Applications Using an Inverse Method. Part II: Sensitivity Analysis and Case Study. *J. Appl. Meteorol.*, 34:240-259, 12 1995b.
- Andrieu H., Creutin J. D., Delrieu G., and Faure D. Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. part i: Radar measurement interpretation. *J. Hydrol.*, 193:1-25, 1997.
- Atlas D. Advances in radar meteorology. *Adv. Geophys.*, 10:317-478, 1964.

BIBLIOGRAFIA

- Atlas D. and Ulbricht C. Path- and area integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.*, 16:1322–1331, 1977.
- Atlas D., Kerker M., and Hitschfeld W. Scattering and attenuation by nonspherical atmospheric particles. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 3:108–119, 1953.
- Austin P. and Bemis A. A quantitative study of the bright band in radar precipitation echoes. *J. Meteor.*, 7:145–151, 1950.
- Bacchi B. and Borga M. Spatial correlation patterns and rainfall field analysis. *Excerpta*, 7:6–40, 1993.
- Bacchi B., Ranzi R., and Borga M. Statistical characterization of spatial patterns of rainfall cells in extratropical cyclones. *J. Geophys. Res.*, 101(D21):26277–26286, 1996.
- Badoux A., Turowski J., Mao L., Mathys N., and Rickenmann D. Rainfall intensity–duration thresholds for bedload transport initiation in small alpine watersheds. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12:3091–3108, 2012. doi:10.5194/nhess-12-3091-2012.
- Banjanin Z. B. and Zrnic D. S. Clutter rejection for doppler weather radars which use staggered pulses. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing*, 29(4):610–620, 1991.
- Battan L. J. Radar observation of the atmosphere. *University of Chicago Press*, 1973.
- Berenguer M., Lee G. W., Sempere-Torres D., and Zawadzki I. A variational method for attenuation correction of radar signal. *Proc. Second European Conf. on Radar Meteorology (ERAD), Delft, Netherlands, European Meteorological Society*, pages 11–16, 2002.
- Berne A. and Krajewski W. Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Advances in Water Resources, Available online Jan 2013, ISSN 0309-1708, 10.1016/j.advwatres.2012.05.005.*, 2012.

BIBLIOGRAFIA

- Berne A. and Uijlenhoet R. Quantitative analysis of x-band weather radar attenuation correction accuracy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6:419–425, 2006.
- Berti M. and Simoni A. The support of monitoring for the computation of the debris-flow rainfall threshold. *Geophys. Res. Abstracts*, 7(06320), 2005.
- Berti M., Genevois R., Simoni A., and Tecca P. Field observations of a debris flow event in the dolomites. *Geomorphology*, 29:265–274, 1999.
- Best A. C. The size distribution of raindrops. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 76:16–36, 1950.
- Blevins B. Losses due to rain on radomes and antenna reflecting surfaces. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 13:175–176, 1965.
- Borga M. Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *J. Hydrol.*, 26:26–39, 2002.
- Borga M. and Giaretta P. Errors in beam path modelling and correction of partial blocking effects. *Almeida-Teixeira, M.E., Fantechi, R., Moore, R.J., Silva, V.M. (ed.): Advances in Radar Hydrology*, pages 105–114, 1991.
- Borga M., Anagnostou E. N., and Krajewski W. F. A simulation approach for the validation of a method for bright-band correction. *J. Appl. Meteorol.*, 36(11): 1507–1518, 1997.
- Borga M., Anagnostou E. N., and Frank E. On the use of real-time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins. *J. Geophys. Res.*, 105(D2): 2269–2280, 2000.
- Borga M., Dalla Fontana G., and Cazorzi F. Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasi-dynamic wetness index. *J. Hydrol.*, 268(1-4):56–71, 2002.

BIBLIOGRAFIA

- Borga M., Gaume E., Creutin J. D., and Marchi L. Surveying flash floods: gauging the ungauged extremes. *Hydrol. Proc.*, 22(18):3883–3885, 2008.
- Bouilloud L., Delrieu G., Boudevillain B., Borga M., and Zanon F. Radar rainfall estimation for the post-event analysis of a slovenian flash-flood case: application of the mountain reference technique at c-band frequency. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13:1349–1360, 2009.
- Brandt C. J. The size distribution of throughfall drops under vegetation canopies. *Catena*, 16:507–524, 1989.
- Caine N. The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flows. *Geogr. Ann.*, 62(1-2):23–37, 1980.
- Calder I. R. Dependence of rainfall interception on drop size: 1. development of the two-layer stochastic model. *J. Hydrol.*, 185:363–378, 1996a.
- Calder I. R. Rainfall interception and drop size-development and calibration of the two-layer stochastic interception model. *Tree Physiol.*, 16:727–732, 1996b.
- Calder I. R., Hall R. L., Rosier P. T. W., Bastable H. G., and Prasanna K. T. Dependence of rainfall interception on drop size: 2. experimental determination of the wetting functions and two-layer stochastic model parameters for five tropical tree species. *J. Hydrol.*, 185:379–388, 1996.
- Campos E. and Zawadzki I. Instrumental uncertainties in z-r relations. *J. Appl. Meteorol.*, 39:1088–1102, 2000.
- Cannon S. and Gartner J. Wildfire-related debris flow from a hazards perspective. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Springer Praxis Books*, pages 363–385, 2005.

BIBLIOGRAFIA

- Chang K., Chiang S., and Feng L. Analysing the relationship between typhoon-triggered landslides and critical rainfall conditions. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 33: 1261–1271, 2007.
- Chapon B., Delrieu G., Gosset M., and Boudevillain B. Variability of rain drop size distribution and its effect on the z-r relationship: A case study for intense mediterranean rainfall. *Atmos. Res.*, 87:52–65, 2008.
- Chen J., Huang W., Jan C., and Tsai Y. Rainfall conditions for the initiation of debris flows during typhoon morakot in the chen-yu-lan watershed in central taiwan. *Proceedings of the Fifth International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation/Mechanics, Prediction, and Assessment*, Padua, Italy , June 7-11, 2011.
- Chen S., Hong Y., Cao Q., Kirstetter P., Gourley J., Qi Y., Zhang J., Howard K., Hu J., and Wang J. Performance evaluation of radar and satellite rainfalls for typhoon morakot over taiwan: Are remote-sensing products ready for gauge denial scenario of extreme events? *J. Hydrol.*, 2013. in press.
- Chiang S. and Chang T. Application of radar data to modeling rainfall-induced landslides. *Geomorphology*, 103:299–309, 2009.
- Cho J. Y. N. and Chornoboy E. S. Multi-pri signal processing for the terminal doppler weather radar. part i: Clutter filtering. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, 22:575–582, 2005.
- Creutin J. D. and Borga M. Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard. *Hydrol. Proc.*, 17(7):1453–1456, 2003. Invited commentary. 10.1002/hyp.5122.
- Creutin J. D. and Obled C. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Water Res. Research*, 18(2):413–431, 1982.

BIBLIOGRAFIA

- Creutin J., Delrieu G., and Lebel T. Rain measurement by raingage-radar combination: A geostatistical approach. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 5:102–115, 1988.
- Crozier M. Magnitude/frequency issues in landslide hazard assessment. *R. Mäusbacher and A. Schulte (Eds.) Beitrage zur Physiogeographie. Barsch Festschrift, Heidelberger Geographische Arbeiten*, 104:221–236, 1996.
- D'Agostino V. and Marchi L. Debris flow magnitude in the eastern italian alps: data collection and analysis. *Phys. Chem. Earth, Part C*, 26(9):657–663, 2001.
- Deganutti A. and Marchi L. Rainfall and debris-flow occurrence in the moscardo basin (italian alps). *Proc. of the second International Conference on Debris flow hazards mitigation, Taipei August*, pages 26–72, 2000.
- Deirmendjian D. Electromagnetic scattering od spherical polydispersions. *Elsevier*, 1969.
- Delrieu G. and Creutin J. D. Simulation of Radar Mountain Returns Using a Digitized Terrain Model. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 12:1038–1049, 27 March 1995.
- Delrieu G., Creutin J. D., and Saint-Andre I. Mean k-r relationships: Practical results for typical weather radar wavelenghts. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 8:467–476, 1991.
- Delrieu G., Caoudal S., and Creutin J. D. Feasibility of using mountain return for the correction of ground based x-band weather radar data. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 14:368–385, 1997.
- Delrieu G., Hucke L., and Creutin J. D. Attenuation in rain for x- and c- band weather radar systems operating in heavy rainfall: sensitivity with respect to the drop size distribution. *J. Appl. Meteorol.*, 38:57–68, 1999a.
- Delrieu G., Serrar S., Guardo E., and Creutin J. D. Rain measurement in hilly terrain with x-band radar systems: Accuracy of path-integrated attenuation estimates derived from mountain returns. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 16:405–416, 1999b.

BIBLIOGRAFIA

- Delrieu G., Andrieu H., and Creutin J. D. Quantification of path-integrated attenuation for x and c-band weather radar systems operating in mediterranean heavy rainfall. *J. Appl. Meteorol.*, 39:840–850, 2000.
- Dinku T., Anagnostou E., and Borga M. Improving radar-based estimation of rainfall over complex terrain. *J. Appl. Meteor.*, 41:1163–1178, 2002.
- Doviak R. J. and Zrníc D. S. Doppler radar and weather observations, 2nd edition. *Academic Press Inc.*, page 562 p, 1993.
- Fabry F., Austin G. L., and Tees D. The accuracy of rainfall estimates by radar as a function of range. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 118:435–453, 1992.
- Fabry F., Bellon A., and Zawadzki I. Long term observations of the melting layer using vertically pointing radar. *Scientific Report No. MW101, Stormy Weather Group, McGill University, Montreal, 65 pp*, 1994.
- Fenn A. J. Measurements of wet radome transmission loss and depolarization effects in simulated rain at 20 GHz. *Proc. 10th Int. Conf. on Antennas and Propagation*, 1:474–477, 1997.
- French M. and Krajewski W. A model for real-time quantitative rainfall forecasting using remote sensing, part 1: Formulation. *Water Resour. Res.*, 30(4):1075–1083, 1994.
- French M., Andrieu H., and Krajewski W. A model for real-time quantitative rainfall forecasting using remote sensing, part 2: Case studies. *30*, 4:1085–1097, 1994.
- Gabella M., Ghigo O., and Perona G. Clutter and shadowed areas characterization of meteorological radars. *10th International Conference on Antennas and Propagation*, 436(2.255), 1997.
- Germann U. Radome attenuation - a serious limiting factor for quantitative radar measurements? *Meteorol. Z.*, 8:85–90, 1999.

BIBLIOGRAFIA

- Germann U. and Joss J. Mesobeta profiles to extrapolate radar precipitation measurements above the alps to the ground level. *J. Appl. Meteorol.*, 41:542–557, 2002.
- Germann U., Galli G., Boscacci M., and Bolliger M. Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132:1669–1692, 2006.
- Glade T., Crozier M., and Smith P. Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical antecedent daily rainfall model. *Pure appl. geophys.*, 157:1059–1079, 2000.
- Gregoretti C. and Dalla Fontana G. The triggering of debris flow due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of the dolomites: analyses of critical runoff. *Hydrol. Proc.*, 22(13):2248–2263, 2008. doi: 10.1002/hyp.6821.
- Grodek T., Jacoby Y., Morin E., and Katz O. Effectiveness of exceptional rainstorms on a small mediterranean basin. *Geomorphology*, 159-160:156–168, 2012.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., and Stark C. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern europe. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 98:239–267, 2007. DOI 10.1007/s00703-007-0262-7.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., and Stark C. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, 5:3–17, 2008. DOI 10.1007/s10346-007-0112-1.
- Hall R., Calder I., Gunawardena E. N., and Rosier P. Dependence of rainfall interception on dropsize: 3. implementation and comparative performance of the stochastic diameter and fall speed distribution. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1:256–269, 1996.
- Hendrix C. E., McNally J. E., and Monzingo R. A. Depolarization and attenuation effects of radomes at 20 ghz. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 37(3):320–328, 1989.

BIBLIOGRAFIA

- Hildebrand P. H. Iterative Correction for Attenuation of 5 cm Radar in Rain. *J. Appl. Meteorol.*, 17:508–514, 1977.
- Hitschfeld W. and Bordan J. Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuation wavelenghts. *J. Meteorol.*, 11:58–67, 1954.
- Hossain F., Anagnostou E. N., Dinku T., and Borga M. Hydrological model sensitivity to parameter and radar rainfall estimation uncertainty. *Hydrol. Proc.*, 18(17):3277–3291, 2004. doi: doi:10.1002/hyp.5659.
- Houze R. A. Cloud dynamics. *Academic Press*, page 573 pp, 1993.
- Hulst H. C. V. D. Light scattering by small particles. *Wiley, New York*, 470 pp., 1957.
- Jakob M. and Weatherly H. A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the north shore mountains of vancouver, british columbia. *Geomorphology*, 54(3-4): 137–156, 2003.
- Jakob M., Owen T., and Simpson T. A regional real-time debris-flow warning system for the district of north vancouver, canada. *Landslides*, 9(2):165–178, 2012.
- Jibson R. Debris flows in southern puerto rico. *Geological Society of America*, 236: 29–55, 1989.
- Joss J. and Gori E. Shapes of raindrop size distributions. *J. Appl. Meteor.*, 17: 1054–1061, 1978.
- Joss J. and Lee R. The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile correction. *J. Appl. Meteorol.*, 34:2612–2630, 1995.
- Joss J. and Pittini A. The climatology of vertical profiles of radar reflectivity to improve estimates of precipitation. *Preprints, Int. Conf. on Radar Meteor., Paris, AMS*, pages 828–831, 1991.

BIBLIOGRAFIA

- Joss J. and Waldvogel A. Raindrop size distribution and sampling size errors. *J. Atmos. Sci.*, 26:566–569, 1968.
- Krajewski W. F., Ntelekos A. A., and Goska R. A gis-based methodology for the assessment of weather radar beam blockage in mountainous regions: two examples from the us nexrad network. *Computers and Geosci.*, 32(3):283–302, 2006. doi: 10.1016/j.cageo.2005.06.024.
- Kurri M. and Huuskonen A. Measurements of the transmission loss of a radome at different rain intensities. *J. Atmos. Ocean Technol.*, 25:1590–1599, 2008.
- Laws J. O. and Parsons D. A. The relation of raindrop size to intensity. *Trans. Am. Geophys. Union*, 24:452–460, 1943.
- Lebel T., Bastin G., Obled C., and Creutin J. D. On the accuracy of rainfall estimation: a case study. *Water Resour. Res.*, 23(11):2123–2134, 1987.
- Lee R., Bruna G. D., and Joss J. Intensity of ground clutter and of echoes of anomalous propagation and its elimination. *Preprints, 27th Conf. on Radar Meteorology, Vail, CO, Amer. Meteorol. Soc.*, page 651–652, 1995.
- Lewis H. W., Harrison D. L., and Kitchen M. Local vertical profile corrections using data from multiple scan elevations, met. office, united kingdom. *Proceedings for 33rd Conference on Radar Meteorology*, 2007.
- Liou Y., Wang T., Tsai Y., Tang Y., Lin P., and Lee Y. Structure of precipitating systems over taiwan's complex terrain during typhoon morakot (2009) as revealed by weather radar and rain gauge observations. *J. Hydrol.*, 2012. in press.
- MacLeod A. Using meteorological radar to link landslides and rainfall in the oregon coast range. *Thesis, University of Oregon*, 2006.
- Marchi L. and D'Agostino V. Estimation of debris-flow magnitude in the eastern italian alps. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 29(2):207–220, 2004.

BIBLIOGRAFIA

- Marchi L., Cavalli M., Sangati M., and Borga M. Hydrological controls and erosive response of a major alpine debris flow. *Hydrol. Proc.*, 2009. in print.
- Marra F., Borga M., Zanon F., and Delrieu G. Radar rainfall estimation for a post-flash flood analysis: radome attenuation and the application of the mountain reference technique at c-band frequency. *Geophys. Res. Abstracts, EGU General Assembly 2010*, 12(EGU2010-12652), 2010.
- Marshall J. S. and Palmer W. K. The distribution of raindrop size to intensity. *J. Meteorol.*, 5(165-166), 1948.
- Marshall J. S., Langille R. C., and Palmer W. M. Measurement of rainfall by radar. *J. Meteorol.*, 4:186–192, 1947.
- Marshall J. S., Hitschfeld W., and Gunn K. L. S. Advances in radar weather. *Adv. Geophys.*, 2:1–56, 1955.
- Marzoug M. and Amayenc P. Improved range profiling algorithms of rainfall rate from a spaceborn radar with path-integrated attenuation constraint. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 29(4):584–592, 1991.
- Marzoug M. and Amayenc P. A class of single and dual-frequency algorithms for rain rate profiling from a spaceborne radar, part 1, principle and tests from numerical simulations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11:1480–1506, 1994.
- Matsuo T. and Sasyo Y. Non-melting phenomena of snowflakes observed in sub saturated air below freezing level. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 59:26–32, 1981.
- Meneghini R. Rain-rate estimates for an attenuating radar. *Radio Sci.*, 13(3):459–470, 1978. doi:10.1029/RS013i003p00459.
- Meneghini R., Eckerman J., and Atlas D. Determination of rain rate from a spaceborne radar using measurements of total attenuation. *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, GE-21:34–43, 1983.

BIBLIOGRAFIA

- Merceret F. J. and Ward J. G. Attenuation of weather radar signals due to wetting of the radome by rainwater or incomplete filling of the beam volume. *NASA/Kennedy Space Center, FL*, 2002.
- Minder J., Roe G., and Montgomery D. Spatial patterns of rainfall and shallow landslide susceptibility. *Water Res. Research.*, 45, 2009. doi:10.1029/2008WR007027.
- Morrissey M., Wieczorek G., and Morgan B. Transient hazard model using radar data for predicting debris flows in madison county, virginia. *Env. Eng. Geosci.*, 10: 285–296, 2004.
- Norbiato D., Borga M., Sangati M., and Zanon F. Regional frequency analysis of extreme precipitation in the eastern italian alps and the august 29, 2003 flash flood. *J. Hydrol.*, (345):149–166, 2007.
- Norbiato D., Borga M., and Dinale R. Flash flood warning in ungauged basins by use of the flash flood guidance and model-based runoff thresholds. *Meteorol. Appl.*, 16: 65–75, 2009.
- Panziera L. and Germann U. The relation between airflow and orographic precipitation on the southern side of the alps as revealed by weather radar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(222-238), 2010.
- Panziera L., Germann U., Gabella M., and Mandapaka P. V. Nora-nowcasting of orographic rainfall by means of analogues. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137:2106–2123, 2011.
- Pellarin T., Delrieu G., Saulnier G. M., Andrieu H., Vignal B., and Creutin J. D. Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions: Case study for the ardeche catchment (france). *J. Hydrometeorol.*, 3:539–555, 2002.

BIBLIOGRAFIA

- Porra J. M., Sempere-Torres D., and Creutin J. D. Modeling of drop size distribution and its applications to rainfall measurements from radar. *In: Gupta, V. K., Barndoff-Nielsen, O. E., Perez-Abreu, V., and Waymire, E. (Eds.). Stochastic Methods in Hydrology: Rain, Landforms and Floods, World Scientific, Singapore, pages 73–84, 1998.*
- Probet J. and Jones R. The radar equation in meteorology. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 88:485–495, 1962.
- Rodriguez-Iturbe I. and Mejia J. The design of rainfall network in time and space. *Water Resour. Res.*, 10(4):713–728, 1974.
- Sangati M. and Borga M. Influence of rainfall spatial resolution on flash flood modelling. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, (9):575–584, 2009. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/575/2009/.
- Sangati M., Borga M., Rabuffetti D., and Bechini R. Influence of rainfall and soil properties spatial aggregation on extreme flash flood response modelling: an evaluation based on the sesia river basin, north western italy. *Adv. Water Res.*, 32(7): 1090–1106, 2009.
- Sekhon R. S. and Srivastava R. C. Doppler radar observations of rain drop distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 28:983–994, 1970.
- Sempere-Torres D., Creutin J. D., Salles C., and Delrieu G. Quantification of soil detachment by raindrop impact: performances of classical formulae of kinetic energy in mediterranean storms. *Bogen, J., Walling, D.E., Day, T. (Eds.). Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins, IAHS, Wallingford, page 124, 1992.*
- Sempere-Torres D., Porra J., and Creutin J. A general formulation for rain drop size distribution. *J. Appl. Meteorol.*, 33(12):1494–1502, 1994.

BIBLIOGRAFIA

- Sempere-Torres D., Sanchez-Diezma R., Zawadzki I., and Creutin J. Identification of stratiform and convective areas using radar data with application to the improvement of dsd analysis and z-r relations. *Phys. Chem. Earth*, 25:895–990, 2000.
- Serrar S., Delrieu G., Creutin J. D., and Uijlenhoet R. Mountain reference technique: Use of mountain returns to calibrate radars operating at attenuating wavelengths. *J. Geophys. Res.*, 105(D2):2281–2290, 2000.
- Smith J. A. and Veaux R. D. D. The temporal and spatial variability of rainfall power. *Environmetrics*, 3:29–53, 1992.
- Staley D., Kean J., Cannon S., Schmidt K., and Laber J. Objective definition of rainfall intensity–duration thresholds for the initiation of post-fire debris flows in southern california. *Landslides*, 2012. DOI 10.1007/s10346-012-0341-9.
- Steiner M. and Smith J. Use of three-dimensional reflectivity structure for automated detection and removal of nonprecipitating echoes in radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19:673–686, 2002.
- Tarolli P., Borga M., Cesare B., Zanon F., Tollardo M., and Macconi P. *Innesco di Frane superficiali durante eventi di precipitazione brevi ed intensi in zone alpine*. Number 26. Quaderni di idronomia montana, 2006.
- Terlien M. The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Env. Geol.*, 35(2-3):124–130, 1998.
- Thielen J., Boudevillain B., and Andrieu H. A radar data based short term rainfall prediction model for urban areas – a simulation using meso-scale meteorological modelling. *J. Hydrol.*, 239:97–112, 2000.

BIBLIOGRAFIA

- Trabal J. M., Zawadzki I., and McLaughlin D. J. A method to correct for wet radome attenuation in casa radars by the use of a contiguous wsr-88d radar. *ERAD 2008*, 2008.
- Uijlenhoet R. Raindrop size distributions and radar reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology. *Hydrol. Earth System Sci.*, 5(4):615–627, 2001.
- Uijlenhoet R. and Stricker J. N. M. A consistent rainfall parametrization based on the exponential raindrop size distribution. *J. Hydrol.*, 218:101–127, 1999.
- Ulbricht C. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22:1764–1775, 1983.
- Viglione A., Chirico G. B., Woods R., and Blöschl G. Generalised synthesis of space-time variability in flood response: 1. analytical framework. *J. Hydrol.*, 394(1-2): 198–212, 2010.
- Vignal B., Andrieu H., and Creutin J. D. Identification of vertical profiles of reflectivity from voluminal radar data. *J. Appl. Meteorol.*, 38:1214–1228, 1999.
- Vignal B., Galli G., Joss J., and Germann U. Three methods to determine profiles of reflectivity from volumetric radar data to correct precipitation estimates. *J. Appl. Meteorol.*, 39:1715–1726, 2000.
- Villarini G. and Krajewski W. F. Empirically based modelling of radar-rainfall uncertainties for a c-band radar at different time-scales. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2009. doi:10.1002/qj.454.
- Villi V., Caleffa G., Gatto G., and Mori G. Distribuzione spazio temporale delle piogge intense nel triveneto cartografia. *Quaderni di ricerca C.N.R and Regione Veneto*, 7: 1–444, 1986.
- Wieczorek G., McWreath H., and Davenport C. Remote sensing for landslide hazard analysis. *US Geol. Surv. Open File Report*, pages 01–339, 2001.

BIBLIOGRAFIA

- Wieczorek G., Coe J., and Godt J. Remote sensing of rainfall for debris-flow hazard assessment. *Rickenmann, D., Chen, C. (Eds.), Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Proceedings of the Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Millpress, Rotterdam*, page 1257–1268, 2003.
- Willis P. T. and Tattleman P. Drop-size distributions associated with extreme rainfall. *J. Appl. Meteorol.*, 28(3-15), 1989.
- Wilson R. C. and Wieczorek G. F. Rainfall thresholds for the initiation of debris flow at la honda, california. *Environ. Eng. Geosci.*, 1(1):11–27, 1995.
- Yuter S. and Houze R. Measurements of raindrop size distributions over the pacific warm pool and implications for z-r relations. *J. Appl. Meteorol.*, 36:847–867, 1997.
- Zanon F. Radar hydrology and flash flood event analysis. *PhD thesis, Università di Padova*, 2010.
- Zawadzki I. and de Agostignho A. Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. *J. Atmos. Sci.*, 45:3452–459, 1988.
- Zocatelli D., Borga M., Viglione A., Chirico G. B., and Bloschl G. Spatial moments of catchment rainfall: rainfall spatial organisation, basin morphology, and flood response. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15:3767–3783, 2011. doi:10.5194/hess-15-3767-2011.