

ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di Laurea Magistrale in Fisica

**Studio di Sistemi Precipitanti
con Radar Polarimetrico in banda C
e Disdrometro a Microonde**

Candidato:

Leonardo Porcacchia

Relatore:

Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatori:

Prof. Franco Prodi

Dott. Pier Paolo Alberoni

Sessione II

Anno Accademico 2012/2013

Indice

Sommario	ix
1 Introduzione	1
2 Stato dell' arte	5
2.1 Studi pluvio-disdrometrici	5
2.1.1 Distribuzione dimensionale	6
2.1.2 Letteratura su PLUDIX	8
2.2 Studi radar	9
2.2.1 Polarimetria	10
2.2.2 Classificazione di idrometeore	12
3 Materiali e Metodi	17
3.1 PLUDIX	17
3.1.1 Dati PLUDIX	21
3.2 Radar SPC	25
3.2.1 Dati radar	26
3.3 Metodologia di indagine	29
3.3.1 Compatibilità dei dati	30
3.3.2 Intensità di precipitazione	31
3.3.3 Correzione dell' attenuazione in banda C	31
3.3.4 Algoritmo di classificazione	32
4 Risultati	39
4.1 Analisi preliminare dei casi di studio	40
4.1.1 30-09-2012	41
4.1.2 20/21-05-2012	45

4.1.3	06-03-2013	45
4.1.4	Analisi disdrometrica	51
4.2	Analisi polarimetrica	56
4.2.1	Intensità di precipitazione	56
4.2.2	Classificazione di idrometeore	63
4.3	Analisi integrata degli eventi	79
4.3.1	30-09-2102	79
4.3.2	20/21-05-2012	81
4.3.3	06-03-2013	83
5	Conclusioni	87
	Acronimi	91
	Referenze	93

Elenco delle figure

2.1	<i>Distribuzione dimensionale di MP.</i>	7
3.1	<i>Schema a blocchi dell'unità radar di PLUDIX.</i>	18
3.2	<i>Superfici equifase del modulo radar di PLUDIX.</i>	20
3.3	<i>Interfaccia del programma ReadPlx.</i>	22
3.4	<i>Spettro in frequenza da PLUDIX, alle 1656 UTC del 30-09-2012.</i>	25
3.5	<i>Grafici PPI e RHI da dati SPC, alle 1803 UTC del 30-09-2012.</i>	26
3.6	<i>Struttura gerarchica dei file HDF5.</i>	28
3.7	<i>H_t e H_b del ML alle 1733 UTC del 30-09-2012.</i>	36
3.8	<i>Geometria del fascio radar e proiezioni del ML al suolo.</i>	37
4.1	<i>Mappe di Z_h ad elevazione 0.5°, 30-09-2012.</i>	42
4.2	<i>Mappe di Z_h ad elevazione 1.4°, 30-09-2012.</i>	43
4.3	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX, 30-09-2012.</i>	44
4.4	<i>Precipitazione cumulata, 30-09-2012.</i>	44
4.5	<i>Mappe di Z_h ad elevazione 0.5°, 20-05-2012.</i>	46
4.6	<i>Mappe di Z_h ad elevazione 0.5°, 21-05-2012.</i>	47
4.7	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX, 20/21-05-2012.</i>	48
4.8	<i>Precipitazione cumulata, 20/21-05-2012.</i>	49
4.9	<i>Mappe di Z_h ad elevazione 0.5°, 06-03-2013.</i>	50
4.10	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX, 06-03-2013.</i>	51
4.11	<i>Precipitazione cumulata, 06-03-2013.</i>	52
4.12	<i>Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 30-09-2012 alle 1653 UTC</i>	53
4.13	<i>Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 30-09-2012 alle 1751 UTC.</i>	53

4.14	<i>Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 21-05-2012 alle 0026 UTC.</i>	55
4.15	<i>Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 21-05-2012 alle 0301 UTC.</i>	55
4.16	<i>Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 06-03-2013 alle 0743 UTC.</i>	56
4.17	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 30-09-2012.</i>	58
4.18	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 20-05-2012.</i>	59
4.19	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 21-05-2012.</i>	60
4.20	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 06-03-2013.</i>	61
4.21	<i>Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC.</i>	62
4.22	<i>Evidenze del ML alle 1848 UTC del 30-09-2012.</i>	64
4.23	<i>PPI ad elevazione 7.0°, 30-09-2012.</i>	66
4.24	<i>RHI 30-09-2012.</i>	68
4.25	<i>Evidenze del ML alle 1948 UTC del 20-05-2012.</i>	69
4.26	<i>PPI ad elevazione 7.0°, 20-05-2012.</i>	70
4.27	<i>RHI 20-05-2012.</i>	71
4.28	<i>Evidenze del ML alle 0703 UTC del 21-05-2012.</i>	72
4.29	<i>PPI ad elevazione 7.0°, 21-05-2012.</i>	73
4.30	<i>RHI 21-05-2012.</i>	74
4.31	<i>Evidenze del ML alle 0133 UTC del 06-03-2013.</i>	75
4.32	<i>PPI ad elevazione 4.0°, 06-03-2013.</i>	76
4.33	<i>RHI 06-03-2013.</i>	78
4.34	<i>Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 30-09-2012.</i>	80
4.35	<i>Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 20-05-2012.</i>	82
4.36	<i>Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 21-05-2012.</i>	84
4.37	<i>Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 06-03-2013.</i>	85

Elenco delle tabelle

3.1	<i>Caratteristiche principali dell'unità radar di PLUDIX.</i>	18
3.2	<i>Discretizzazione dei diametri delle gocce (PLUDIX).</i>	24
3.3	<i>Caratteristiche principali del radar SPC.</i>	25
3.4	<i>Tipi di scansione del radar SPC.</i>	27
3.5	<i>Classi di eco radar secondo Park et al. (2009)</i>	33

Sommario

In questo lavoro di tesi si studiano quattro sistemi precipitanti di carattere principalmente convettivo che hanno interessato la regione Emilia-Romagna tra la primavera 2012 e l'inverno 2013. Si fornisce una trattazione che prevede l'utilizzo di due strumenti basati sulla tecnologia radar: il pluviometro disdrometro a microonde PLUDIX e il radar polarimetrico in banda C di San Pietro Capofiume (SPC). Gli strumenti sono posizionati ad una distanza di circa 30 km in linea d'aria. PLUDIX, situato al Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) di Bologna, rileva le idrometeore al suolo e fornisce informazioni pluviometriche e disdrometriche sulla precipitazione in corso. Il radar SPC analizza echi provenienti dall'atmosfera circostante, fino alla distanza di 112.5 km e all'elevazione di 13.0° rispetto a terra. Si confrontano i profili temporali di intensità di precipitazione ottenuti da PLUDIX con quelli ricavati dalle variabili polarimetriche radar, che permettono di meglio interpretare l'evoluzione temporale degli eventi. Si procede, inoltre, alla classificazione delle idrometeore in atmosfera. A tal fine si implementa un algoritmo di classificazione polarimetrico basato sul lavoro di Park et al. (2009) e modificato in funzione della letteratura scientifica al riguardo. La classificazione di idrometeore che più interessa è quella relativa alle quote radar sulla verticale del CNR, che può essere messa a confronto con le evidenze disdrometriche da PLUDIX al suolo.

I risultati sono soddisfacenti e mostrano che i due strumenti vedono gli stessi fenomeni da due punti di vista. L'analisi combinata dei dati eterogenei da PLUDIX

e dal radar SPC permette di ricavare importanti informazioni sui processi fisici in nube e sull'evoluzione temporale e spaziale dei sistemi precipitanti.

The aim of this thesis is to study four different precipitating systems manifesting a typical convective behaviour, using the microwave disdrometer PLUDIX and the C-band polarimetric radar of San Pietro Capofiume (SPC), Bologna. The systems interested the Emilia-Romagna region, Italy, in a period between spring 2012 and winter 2013. Both the instruments employ radar technology. PLUDIX measures Doppler shifts of hydrometeor reaching the ground near the instrument location, the National Council of Research (CNR) in Bologna. Provides information on the drop size distribution of precipitation and rain rates. The SPC radar has a broader range of detection and allows to study hydrometeors in the atmosphere at antenna's elevations varying from 0.5° and 13.0° .

In this thesis a comparison between the rain rate profiles from PLUDIX and the ones estimated from radar polarimetric data is presented. The use of polarimetric data determines an improvement in the interpretation of the temporal evolution of the systems. Furthermore an hydrometeor classification algorithm is performed based on polarimetric variables, along the lines of the algorithm described by Park et al. (2009) and improving over the ones available in the literature for C-band radars. The resulting classification is applied to the whole volume of resolution of the SPC radar. Particular concern is focused on the radar classification at different heights just above CNR. A comparison of this classification is made with the disdrometric evidences from PLUDIX.

The results are satisfactory and show that the two instruments look at the same phenomena from two points of view. The comparative analysis of heterogeneous data from PLUDIX and SPC radar allows to infer hydrometeor formation processes within clouds and gives essential information on temporal and spatial evolution of the precipitating systems.

CAPITOLO 1

Introduzione

Le nubi rappresentano un elemento fondamentale dell'atmosfera in quanto influenzano il bilancio energetico della terra ed il ciclo idrologico. Un modello attuale di previsione atmosferica, e più in generale un modello climatico globale, non può prescindere dalla considerazione delle nubi e della microfisica legata alla loro formazione. Capire come sono fatte le nubi e identificare i processi fisici che si manifestano in esse sta alla base della generalizzazione e modellizzazione dei fenomeni in atmosfera.

Gli eventi precipitanti che fanno parte della comune esperienza quotidiana, dalle lievi piogge invernali di carattere stratiforme alle tempeste convettive, hanno origine in atmosfera a partire dalle nubi. La loro formazione può avvenire in condizioni estremamente diverse e dare origine a nuvole di svariato genere. La più comune classificazione di nubi si basa sulla quota a cui risiedono. Si tende comunque a suddividerle in due generiche categorie: nubi fredde e calde. Le prime (fredde) sono caratterizzate da un *top* la cui temperatura scende ben al di sotto di 0°C e comprendono inevitabilmente idrometeore in fase solida. Nelle nubi così dette calde la temperatura non scende al di sotto di 0°C , ed è presente solo la fase liquida delle idrometeore. Esistono ovviamente nubi miste che presentano entrambi i caratteri: la regione fredda (superiore) è separata da quella calda (inferiore) attraverso il così

detto *Melting Layer* (ML), strato in cui avviene la fusione delle idrometeorie solide.

Gran parte degli studi relativi alle nubi vengono effettuati da terra. Una delle variabili fisiche di primaria importanza per lo studio dell'atmosfera terrestre e per molteplici applicazioni agricole e climatologiche, è l'intensità di precipitazione o *Rainfall Rate* (R). Gli strumenti più comuni per misurare tale quantità sono i pluviometri. Questi forniscono una misura del quantitativo di pioggia che raggiunge il suolo dove lo strumento è situato. Per informazioni sul tipo di precipitazione in esame bisogna invece fare uso di disdrometri, che forniscono la distribuzione dimensionale o *Drop Size Distribution* (DSD) delle idrometeorie precipitate. La DSD è una proprietà fondamentale di un evento precipitante che riflette la fisica dei processi di formazione delle idrometeorie.

Assoluta importanza riveste il monitoraggio a distanza (*remote sensing*) dell'atmosfera, per indagare nubi e precipitazioni. Il radar meteorologico, avvalendosi di radiazione nelle microonde, è in grado di sondare l'interno dei corpi nuvolosi svelandone la struttura e i fenomeni che vi si sviluppano. È per questo che non solo gli aeroporti ma tutti i servizi di monitoraggio atmosferico sono ormai dotati di radar per il controllo e il *nowcasting*. Inoltre, il radar polarimetrico (in grado di trasmettere e ricevere onde elettromagnetiche polarizzate) permette di analizzare ulteriori caratteristiche delle idrometeorie: forma, dimensione, fase termodinamica e orientamento nello spazio. Tali qualità rendono il radar meteorologico lo strumento migliore per studiare i temporali e l'ambiente in cui questi si formano, mostrando in tempo reale la genesi e lo sviluppo di fenomeni di varia natura.

L'approccio utilizzato in questo lavoro coinvolge due strumenti basati sui sistemi di acquisizione dati menzionati precedentemente. Il primo strumento utilizzato è il Pluviometro Disdrometro in banda X (PLUDIX), un disdrometro a microonde situato sul tetto dell'edificio ISAC del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) di Bologna. Questo consiste in un innovativo sistema a microonde in grado di monitorare un volume di pochi metri cubi al di sopra della sua superficie. L'altro strumento utilizzato è il radar polarimetrico in banda C di San Pietro Capofiume (SPC), localizzato a distanza di circa 30 km (in linea d'aria) dal CNR di Bologna. Entrambi gli strumenti funzionano secondo la tecnologia radar, però PLUDIX rileva le idrometeorie che

raggiungono il tetto dell'edificio ISAC, mentre il radar SPC osserva ciò che accade in nube e nell'atmosfera che lo circonda.

Lo scopo della tesi è di studiare i processi fisici alla base della formazione delle idrometeore in nube e di esaminare lo sviluppo temporale dei processi precipitanti, dalla formazione del corpo nuvoloso all'esaurimento della precipitazione. Si vuole tracciare l'evoluzione spaziale del fenomeno precipitante, attraverso l'identificazione delle idrometeore a differenti quote: dal *top* della nube fino al suolo. Ci si avvale dei dati al suolo forniti da PLUDIX e dei dati polarimetrici a diverse quote dal radar SPC, che vengono messi a confronto. Questa metodologia è in grado di fornire un quadro completo dei casi studiati, fornendo evidenze fisiche da due punti di vista. Inoltre offre la possibilità di migliorare le prestazioni degli strumenti utilizzati: da una parte le capacità di analisi dati di PLUDIX e dall'altra la precisione nell'individuazione di idrometeore con il radar polarimetrico.

Vengono analizzati quattro differenti casi precipitanti che hanno interessato la regione Emilia-Romagna tra la primavera 2012 e l'inverno 2013. Gli eventi su cui ci si sofferma manifestano un carattere principalmente convettivo e di fase mista. Ad una preliminare analisi basata su dati pluviometrici a confronto con le stime di intensità di precipitazione da radar, segue uno studio incentrato sulle variabili polarimetriche. A tal proposito si rielabora il procedimento di classificazione di idrometeore applicato da Park et al. (2009) nel caso di un *Mesoscale Convective System* (MCS). Partendo da questo si sviluppa un originale algoritmo di classificazione per radar in banda C, che trae spunto dalla letteratura relativa alla polarimetria radar. La classificazione polarimetrica viene integrata coi dati disdrometrici da PLUDIX, per ricavare l'evoluzione microfisica dei sistemi precipitanti.

Dopo questa breve introduzione, la tesi prosegue citando lo stato dell'arte degli studi pluvio-disdrometrici nel cui contesto si inserisce PLUDIX, per poi passare in rassegna la letteratura scientifica riguardante la polarimetria radar e la realizzazione di un algoritmo di classificazione di idrometeore (Capitolo 2). Nel Capitolo 3 si effettua una descrizione dettagliata degli strumenti utilizzati (PLUDIX e radar SPC) e si tratteggia la metodologia di analisi dei dati e di implementazione dell'algoritmo di classificazione. Nel Capitolo 4 si entra nel cuore del lavoro di tesi:

vengono analizzati i casi di studio ed esposti i risultati ottenuti. Segue la discussione (Capitolo 5) con le conclusioni che si traggono alla luce dell'analisi effettuata e le considerazioni su possibili lavori futuri.

2.1 Studi pluvio-disdrometrici

Il pluviometro è uno strumento fondamentale in una stazione meteorologica, in quanto consente di misurare la quantità di pioggia precipitata. Il più semplice pluviometro consiste di un vaso cilindrico dotato di una scala graduata in mm, dalla quale si misura il livello raggiunto dall'acqua raccolta. Il pluviometro standard usato dal *National Weather Service* (NWS) americano è formato da un imbuto che sfocia in un cilindro di 2 cm di diametro, collocato all'interno di un cilindro più grande (diametro 20 cm e altezza 50 cm).

Esistono altri tipi di pluviometro molto diffusi, come quelli a pesata ed i così detti *Tipping Bucket Rain Gauges* (TB-RG). I pluviometri a pesata sono dotati di un contenitore in cui vengono immagazzinate le gocce di pioggia precipitate, così come la neve e la grandine. Consentono quindi di misurare altri tipi di idrometeore oltre alla pioggia, basandosi sulla massa del contenitore, e di evitare la sottostima delle precipitazioni più intense, come avviene per i TB-RG. Questi ultimi utilizzano dei piccoli contenitori oscillanti che, una volta riempiti, si svuotano inviando allo stesso tempo un segnale elettrico ad un dispositivo di registrazione. Non sono accurati

quanto i pluviometri standard, in quanto può verificarsi che il contenitore oscillante non sia completamente pieno al momento dell'interruzione del fenomeno e si perda parte dell'informazione sulla precipitazione. Meno comuni sono i pluviometri ottici ed acustici, anche se spesso meno costosi.

Classicamente la DSD viene misurata da disdrometri ad impatto, come il *Joss-Walldvogel* (JW) (Joss and Walldvogel, 1967). Il suo funzionamento è semplice: le gocce di pioggia impattano su un trasduttore che converte il momento verticale, depositato sulla superficie, in un impulso elettrico la cui ampiezza è funzione del diametro delle gocce. Si ottiene così una serie di dati relativi al numero di gocce n_i di diametro D_i , da cui si ricava la distribuzione dimensionale.

Altri disdrometri si basano sull'utilizzo di sensori ottici. Le idrometeore che cadono attraverso l'area sensibile di uno di questi strumenti lasciano traccia delle loro caratteristiche (dimensione, velocità e forma) interrompendo un fascio di luce prodotto da un laser o da un bulbo alogeno. Disponendo ortogonalmente due sistemi ottici si ottiene un disdrometro ottico a due dimensioni o *Two-Dimensional Video Disdrometer* (2DVD) (Kruger and Krajewski, 2002), che riesce ad effettuare una misura frontale e una laterale delle idrometeore che lo attraversano.

Un terzo tipo di disdrometri utilizza un'ampia varietà di tecniche di diffusione della radiazione elettromagnetica, causata dalle idrometeore precipitanti. Esistono contatori di singole particelle e strumenti che rilevano insiemi di particelle grandi e piccole. Fanno uso di principi fisici della diffrazione di Fraunhofer e della retrodiffusione di onde radar.

2.1.1 Distribuzione dimensionale

La legge esponenziale rimane la più utilizzata per parametrizzare la DSD di un evento precipitante e si esprime, in funzione del diametro delle idrometeore D , in questo modo:

$$N(D) = N_0 \exp(-\Gamma D) \quad (2.1)$$

$N(D)$ in $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$ rappresenta il numero di gocce per unità di volume e di intervallo dimensionale; N_0 (in $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) e Γ (in mm^{-1}) sono i due parametri della distribuzione. Marshall and Palmer (1948) suggerirono un valore costante per N_0

pari a $8000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$, e per Γ un'espressione dipendente da R : $\Gamma = 4.1 R^{-0.21}$. La distribuzione di Marshall Palmer (MP) è illustrata in Figura 2.1 per tre valori differenti di R .

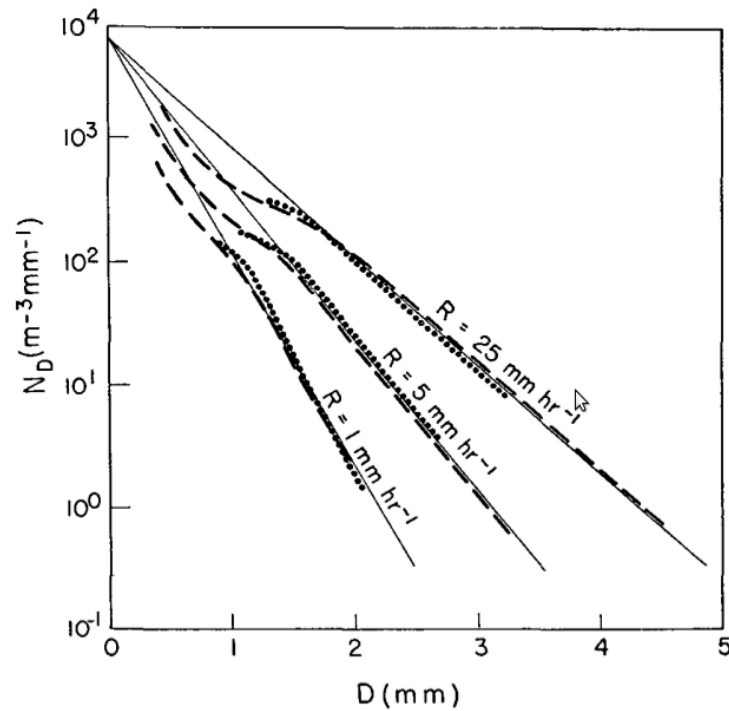


Figura 2.1: Distribuzioni dimensionali di gocce misurate (pallini pieni) confrontate con curve di best fit esponenziale di MP (linee continue) e altre distribuzioni (linee tratteggiate).

Sekhon and Srivastava (1971) e Waldvogel (1974) trovarono una generalizzazione della formula di MP, considerando anche N_0 come variabile. Diversi studi successivi indicarono che la DSD di tipo esponenziale sovrastimava la concentrazione di gocce molto piccole e molto grandi. Per rimediare a ciò Ulbrich (1983) propose una distribuzione gamma a tre parametri per la DSD:

$$N(D) = N_0 D^m \exp(-\Gamma D) \quad (2.2)$$

con m parametro (adimensionale) di forma che può assumere valori sia positivi che negativi.

2.1.2 Letteratura su PLUDIX

I primi test di PLUDIX vennero effettuati vicino a Bologna, mettendolo a confronto con un TB-RG e un pluviometro a peso (Prodi et al., 2000). PLUDIX opera una classificazione preliminare degli eventi precipitanti in pioggia stratiforme, convettiva, mista e intensa con grandine. A causa della scarsità degli eventi di grandine e neve a Bologna, gli studi si limitano principalmente a rilevamento di pioggia. La corrispondenza coi dati del TB-RG risulta buona in tutti i casi. I risultati ottenuti sono simili a quelli dello studio effettuato da Sheppard and Joe (1994), concentrati su uno strumento affine a PLUDIX, il radar bistatico in banda X *Precipitation Occurrence Sensor System* (POSS).

Caracciolo et al. (2006) misero a confronto PLUDIX con due diversi dispositivi: un disdrometro ad impatto JW e uno ottico 2DVD. L'intensità di precipitazione stimata dai differenti sensori venne confrontata con quella di un pluviometro TB-RG. Dai dati raccolti risulta che PLUDIX sottostima la riflettività Z rispetto ad un dispositivo JW, a causa della piccola dimensione delle gocce che caratterizzano gli eventi di pioggia moderata. Inoltre le DSD ottenute da PLUDIX sono meglio parametrizzate da una legge esponenziale MP, mentre quelle ricavate dal JW da una funzione gamma. Dal confronto con il 2DVD viene confermato che PLUDIX sottostima l'intensità di precipitazione nei casi di pioggia poco intensa. Al contrario, nei casi più intensi ($R > 10 \text{ mm h}^{-1}$) PLUDIX tende a sovrastimare R a causa dell'effetto *splash*, dovuto al conteggio di gocce medio-piccole prodotte dal rottura delle gocce grandi sulla superficie dello strumento. Per le stesse classi di diametro PLUDIX e il 2DVD mostrano simili DSD, anche se quelle ricavate dal disdrometro ottico sono meglio parametrizzate da una funzione gamma.

PLUDIX viene utilizzato in diversi ambiti, ad esempio per monitorare la ricaduta delle ceneri vulcaniche all'interno di aree aeroportuali e per caratterizzare gli eventi precipitativi in regioni a rischio di desertificazione (Casazza et al., 2008).

L'analisi comparativa di PLUDIX come *Present Weather Sensor* (PWS) nella campagna di Wasserkuppe (Prodi et al., 2011) mostra che PLUDIX possiede buone capacità di rivelazione di diversi tipi di precipitazione (pioggia, neve, grandine), soprattutto se il rapporto segnale-rumore è alto. Furono sviluppati a tal fine due

metodi per l'identificazione di differenti codici precipitanti - in accordo con la tavola 4680 della World Meteorological Organization (WMO)¹ - uno basato sull'analisi dello spettro di potenza (metodo P) e uno statistico (metodo S). Viene evidenziato che PLUDIX stima l'intensità di precipitazione meglio del PWS FD12P² (che misura lo *scattering* della radiazione dovuto a particelle precipitanti) e del disdrometro ottico Parsivel M300.

Una presentazione dettagliata dello strumento PLUDIX e delle sue caratteristiche viene effettuata nel Capitolo 3.

2.2 Studi radar

Il radar è uno strumento di primaria importanza per lo studio delle nubi e delle precipitazioni. È costituito da tre componenti principali: trasmettitore, antenna e ricevitore. La funzione primaria del radar è di misurare la distanza (*range*) e il potere di *backscattering* dei 'bersagli' (*targets*). Per fare ciò determina i parametri fondamentali potenza e spostamento Doppler del segnale ricevuto.

La principale variabile studiata in meteorologia radar, che si ricava direttamente dalla potenza ricevuta, è la riflettività Z . Questa fornisce una misura dello *scattering* subito dalla radiazione elettromagnetica quando incontra un ostacolo. In campo meteorologico l'ostacolo è rappresentato da idrometeore oppure da elementi di disturbo quali montagne, alberi, uccelli ed altro. La riflettività si esprime, in funzione del diametro delle idrometeore scatteranti, come:

$$Z = \sum D^6 = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \quad (2.3)$$

dove la sommatoria è intesa sull'unità di volume. $N(D) dD$ è il numero di scatteratori per unità di volume con diametri in dD . Z nell'Equazione 2.3 è in $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, tuttavia è operativamente più conveniente usare la quantità $Z^* = 10 \log(Z)$, espressa in dBZ. Nel caso di idrometeore precipitanti, la riflettività è legata all'intensità di precipitazione dalla legge di potenza:

$$Z = aR^b \quad (2.4)$$

¹VAISALA WMO Code Table 4680 used by PWD22, disponibile sul web.

²FD12P *Interface Control Document*, 2007, disponibile sul web.

dove a e b sono parametri che assumono valori differenti in base al tipo di evento. Per la pioggia una approssimazione ragionevole è data da $a=200$ e $b=1.6$, quando l'intensità R è in mm h^{-1} .

Non è però sufficiente conoscere la riflettività di un eco radar – oppure la sua velocità, data dallo spostamento Doppler in frequenza del segnale – per ricavare la forma e/o orientazione del bersaglio. Per questo si è sviluppato un ramo della meteorologia radar che fa uso della radiazione polarizzata.

2.2.1 Polarimetria

Il radar polarimetrico è uno strumento unico per la classificazione degli echi radar, essendo sensibile a diverse proprietà fisiche delle idrometeore: dimensione, forma, orientamento, fase termodinamica e movimento. Il suo funzionamento si basa sull'invio di onde elettromagnetiche polarizzate in una direzione privilegiata e sulla ricezione delle componenti co-polare e cross-polare retrodiffuse, vale a dire con polarizzazione uguale o perpendicolare rispetto a quella trasmessa. Le onde radar possono essere polarizzate circolarmente oppure linearmente. La polarizzazione lineare è la più utilizzata dato che le due componenti ortogonali orizzontale e verticale risultano molto efficaci per l'analisi delle idrometeore.

La matrice di *backscattering* S lega il campo elettrico dell'onda elettromagnetica incidente sul bersaglio (idrometeora) al campo elettrico dell'onda retrodiffusa e poi rilevata:

$$\mathcal{S} = \begin{pmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{pmatrix}$$

I termini diagonali sono detti co-polari mentre quelli fuori diagonale sono detti cross-polari. Essi danno una misura della componente del campo elettrico inviato in una certa direzione (primo pedice) e ricevuto in una direzione non necessariamente uguale (secondo pedice). Per cui, ad esempio, il termine S_{hv} considera il campo elettromagnetico polarizzato orizzontalmente nel trasmettitore e verticalmente nel ricevitore. A partire da questi parametri si possono definire le seguenti variabili polarimetriche:

- Riflettività Orizzontale - Z_h . Simile alla riflettività Z ma si considera soltanto la componente in polarizzazione orizzontale dell'onda radar:

$$Z_h = \frac{4\lambda^4 |K_w|^2}{\pi^4} \langle |s_{hh}|^2 \rangle \quad (2.5)$$

La variabile λ è la lunghezza dell'onda radar, $|K_w|^2$ una costante adimensionale per l'acqua di cui sono composte le idrometeore e vale 0.93. L'espressione $\langle \rangle$ rappresenta una media temporale sul tempo di acquisizione del segnale. Si può definire analogamente la riflettività verticale Z_v a partire dal termine della matrice di *backscattering* s_{vv} .

- Riflettività Differenziale - Z_{DR} . Indica il rapporto tra la riflettività orizzontale e quella verticale, cioè tra la potenza ricevuta nelle due direzioni ortogonali di polarizzazione:

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_h}{Z_v} = 10 \log \frac{\langle |s_{hh}|^2 \rangle}{\langle |s_{vv}|^2 \rangle} \quad (2.6)$$

Questa variabile polarimetrica dipende dall'asimmetria nella forma della particella e indica se l'idrometeora è oblatata o prolata. Per gocce di pioggia (di forma oblatata) la Z_{DR} risulta positiva, con picchi fino a 10 dB in caso di risonanza (in banda C). Cristalli di ghiaccio allungati verticalmente danno valori di Z_{DR} negativi mentre idrometeore prive di una direzione privilegiata di orientamento (graupel, grandine ecc.) presentano valori prossimi a zero.

- Coefficiente di Correlazione - ρ_{hv} . Rappresenta una misura della diversità delle forme delle idrometeore presenti nel volume esaminato. Considera la correlazione tra le onde retrodiffuse nelle due direzioni ortogonali (si ha decorrelazione quando le due componenti non variano in maniera sincrona):

$$\rho_{hv} = \frac{\langle s_{hh} s_{vv}^* \rangle}{\langle |s_{hh}|^2 \rangle^{1/2} \langle |s_{vv}|^2 \rangle^{1/2}} \quad (2.7)$$

Vale circa 1 per idrometeore sferiche (*drizzle*) o con orientazione fissa oblatata o prolata. Decresce per particelle miste: $0.8 < \rho_{hv} < 0.95$ per neve bagnata e $\rho_{hv} \simeq 0.8$ per pioggia mista a grandine.

- Fase Differenziale - Φ_{DP} . È la differenza di fase, cumulata lungo tutto il tragitto (dal radar al volume di risoluzione) tra la componente orizzontale e

quella verticale dell'onda radar:

$$\Phi_{DP} = \Phi_h - \Phi_v \quad (2.8)$$

Φ_h e Φ_v indicano rispettivamente la fase di propagazione dell'onda polarizzata orizzontalmente e verticalmente. Particelle anisotrope producono differenti spostamenti di fase nelle due direzioni di propagazione. Per esempio, grosse gocce d'acqua oblate fanno in modo che l'onda polarizzata orizzontalmente si propaghi più lentamente di quella polarizzata verticalmente, in modo che lo sfasamento orizzontale risulta maggiore e la Φ_{DP} aumenta.

- Fase Differenziale Specifica - K_{DP} . Viene dalla Φ_{DP} ed esprime lo spostamento di fase locale:

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{\Delta\Phi_{DP}}{\Delta r} \quad (2.9)$$

Δr è il cammino incrementale radiale su cui viene calcolato lo spostamento di fase.

- Rapporto di Depolarizzazione Lineare - L_{DR} . Rapporto tra la potenza verticale ricevuta da un segnale inviato orizzontalmente (Z_{vh}) e la potenza orizzontale ricevuta quando il segnale viene inviato orizzontalmente (Z_{hh}):

$$L_{DR} = 10 \log \frac{Z_{vh}}{Z_{hh}} = 10 \log \frac{\langle |s_{vh}|^2 \rangle}{\langle |s_{hh}|^2 \rangle}$$

Per una trattazione più dettagliata delle caratteristiche delle variabili polarimetriche si veda Zrnić and Ryzhkov (1999).

2.2.2 Classificazione di idrometeore

I primi passi nell'utilizzo delle variabili polarimetriche per la classificazione di idrometeore risalgono agli anni ottanta. Hendry and Antar (1984) utilizzarono la polarizzazione circolare per identificare vari tipi di idrometeore come *drizzle*, pioggia, neve e cristalli di ghiaccio. Risultò subito evidente che tale tipo di polarizzazione introduceva un *bias* maggiore nelle misurazioni di pioggia e precipitazione anisotropa rispetto alla polarizzazione lineare, che venne preferita (Doviak and Zrnić, 1993).

Identificare grandine e graupel risultava più complicato. Per questo venne introdotta la variabile Z_{DR} da utilizzare in combinazione con la riflettività Z (Aydin et al., 1986). In pochi anni vennero pubblicati diversi studi sulle altre variabili polarimetriche elencate nel paragrafo precedente (come K_{dp}) e sul loro utilizzo per la classificazione di idrometeore da radar.

Risale alla fine degli anni novanta la definizione di un vero e proprio algoritmo di identificazione di idrometeore, basato sui recenti studi relativi alle variabili polarimetriche. Lopez and Aubagnac (1997), studiando un temporale di grandine, riuscirono a distinguere all'interno della nube temporalesca le regioni di idrometeore liquide, solide (grandine e graupel) e in fase mista. Nei primi algoritmi, l'identificazione di un determinato tipo di idrometeora era dovuto al verificarsi di opportune condizioni nelle variabili polarimetriche utilizzate, basate su soglie rigide (*hard boundaries*) che delimitavano le differenti classi di idrometeore. Tali soglie furono ottenute attraverso modelli e validate da misure radar aeree e a terra. Il problema di questo tipo di approccio era la sovrapposizione delle osservabili polarimetriche per differenti classi di idrometeore, che evidenziava l'assenza di una netta separazione tra le classi. Ciò dava luogo ad ambiguità nella classificazione.

Un passo in avanti venne fatto da Straka and Zrnić (1993) che introdussero uno schema basato sulle soglie tenui (*fuzzy boundaries*) in cui le differenti classi di idrometeore potevano sovrapporsi. Il difetto di questo schema stava però nell'utilizzo di funzioni di appartenenza alle classi di tipo pulsato (valori di 0 o 1). Straka (1996) risolse il problema introducendo delle funzioni di appartenenza alle varie classi che potevano assumere valori compresi tra 0 ed 1. Una logica simile a quella probabilistica, con la differenza che si usavano *fuzzy boundaries* invece di *hard boundaries*. Il funzionamento è il seguente: preso un elemento di misura, a ciascuna variabile polarimetrica (Z , Z_{DR} , ρ_{hv} ecc.) viene fatto corrispondere un valore compreso tra 0 e 1 per ciascuna classe di idrometeore identificate dall'algoritmo (pioggia, neve, grandine ecc.). Per ognuna di queste classi, si sommano i valori ottenuti al variare delle variabili polarimetriche (moltiplicati per adeguati fattori) e si effettua una normalizzazione della somma. Infine si va a prendere la classe (cioè l'idrometeora) la cui somma risulta maggiore.

La forma più semplice di classificatore *fuzzy* fu descritta da Mandel (1995). Le variabili polarimetriche vengono indicate con Y_i e il peso attribuito a ciascuna di esse viene espresso dalle *weighting function* $W_j(Y_i)$ (ad una dimensione). I fattori che moltiplicano le funzioni peso vengono chiamati A_i . Le somme risultanti sono le seguenti:

$$S_j = \frac{\sum_{i=1}^M A_i W_j(Y_i)}{\sum_{i=1}^M A_i} \quad (2.10)$$

dove il pedice j si riferisce alle idrometeore classificate dell'algoritmo e i va da 1 a M (numero di variabili polarimetriche utilizzate).

Alcuni autori preferirono considerare, invece della sommatoria, il prodotto delle funzioni peso (o funzioni di appartenenza) e massimizzarlo per identificare il tipo di idrometeora cercata, come Liu and Chandrasekar (2000). D'altra parte, lo schema che massimizza la sommatoria fa in modo che, se pure il peso di una o più variabili risulta zero (per una determinata classe), le altre variabili possano comunque portare all'identificazione della corretta categoria. Ne risulta una maggiore probabilità di corretta classificazione delle idrometeore.

Un miglioramento nell'algoritmo di classificazione fu apportato dall'accoppiamento di variabili polarimetriche a formare funzioni di appartenenza bidimensionali. Straka et al. (2000) suggerirono in che modo accoppiare le variabili in modo da definire regioni di alta probabilità di presenza di idrometeore. Zrnić et al. (2001) utilizzarono il lavoro di Straka per sviluppare funzioni trapezoidali di appartenenza in 2 dimensioni $W_j(Z_h, Y_i)$, definite come il prodotto di una *weighting function* (ad una sola dimensione) con una funzione di appartenenza condizionata (*conditional weighting function*):

$$W_j(Z_h, Y_i) = W_j(Z_h)W_j(Y_i|Z_h)$$

in cui si prendeva come variabile di riferimento la riflettività orizzontale Z_h .

Lo schema di classificazione basato su una logica *fuzzy* e sulle funzioni di appartenenza bidimensionali di Zrnić et al. (2001) venne utilizzato in diversi lavori successivi del *National Severe Storms Laboratory* (NSSL) (USA), per radar in banda S. Alberoni et al. (2002) trasportarono l'algoritmo di classificazione ad un caso

di studio in banda C, utilizzando un set ridotto di due variabili polarimetriche (Z e Z_{DR}). Il comportamento generale dello schema del NSSL risultava adeguato, a parte la regione di analisi maggiormente affetta da attenuazione.

Differenti autori si occuparono della correzione all'attenuazione in banda C. I primi approcci furono di tipo iterativo (Hildebrand, 1978), ma i metodi usati risultarono presto instabili. Un originale metodo polarimetrico fu trovato da Bringi et al. (1990) e ripreso poco dopo da Ryzhkov and Zrnić (1995). Tale metodo si basava sull'utilizzo della fase differenziale Φ_{DP} (immune all'attenuazione) che, moltiplicata per opportuni coefficienti α e β , forniva il termine correttivo da sommare alle variabili Z e Z_{DR} misurate. Inizialmente i due coefficienti furono considerati costanti. Venne in seguito evidenziata la loro variabilità in banda C, soprattutto per idrometeore di grandi dimensioni, a causa della forte attenuazione. Ryzhkov et al. (2006) proposero un nuovo schema correttivo in grado di superare il problema. Gu et al. (2011) arricchirono la procedura di correzione proponendo una separazione degli eventi intensi (*hotspot*, caratterizzati da $Z > 45$ dB e Z_{DR} vicino a 3 dB), dal resto degli eventi registrati.

Marzano et al. (2006) scelsero un approccio diverso, creare cioè delle funzioni di appartenenza direttamente in banda C, tali da fittare nel miglior modo possibile i dati simulati a partire dal modello di *scattering*. L'algoritmo risultante è il *Fuzzy-logic Radar Algorithm for Hydrometeor Classification at C-band* (FRAHCC). Le variabili polarimetriche, utilizzate per identificare 10 tipi differenti di idrometeore, erano Z_h e Z_{DR} . Questo nuovo metodo di classificazione venne applicato ai dati provenienti dai radar in banda C di SPC e Gattatico, evidenziando un netto aumento di accuratezza rispetto al vecchio sistema di classificazione (ideato per dati in banda S). Una versione migliorata dell'algoritmo FRAHCC venne discussa da Marzano et al. (2007) e testata su dati provenienti da una rete di radar in banda C del nord Italia. Questa nuova versione prevedeva l'utilizzo delle variabili K_{DP} (fase differenziale specifica) e T (temperatura), oltre a Z_h e Z_{DR} . Per ognuna delle dieci classi di idrometeore previste, si costruivano due funzioni di appartenenza bidimensionali per le coppie di variabili (Z_h, Z_{DR}) e (Z_h, K_{DP}) e una classe di appartenenza ad una dimensione per T .

Un algoritmo di classificazione di idrometeore decisamente più completo venne presentato da Park et al. (2009), ideato per il radar meteorologico in banda S *Weather Surveillance Radar-1988 Doppler* (WSR-88D). L'algoritmo prevede l'utilizzo di ben sei variabili polarimetriche: riflettività orizzontale Z_h , riflettività differenziale Z_{DR} , coefficiente di correlazione ρ_{hv} , fase differenziale specifica K_{DP} e altri due parametri associati alle fluttuazioni a piccola scala delle variabili Z e Φ_{DP} ($SD(Z)$ e $SD(\Phi_{DP})$). Viene adottata la formula per la correzione dell'attenuazione di Z e Z_{DR} basata sull'utilizzo di Φ_{DP} . Punto fondamentale dell'algoritmo sta nell'identificazione del ML del MCS esaminato, in base al lavoro di Giangrande et al. (2008).

Per chiudere il quadro va menzionato il lavoro di Borowska et al. (2011) che si concentra sullo studio di nubi stratiformi caratterizzate da precipitazione poco intensa e da *bright band* a bassa quota. Vengono utilizzate le variabili Z e K_{DP} per la stima dell'intensità di precipitazione R ed inoltre viene proposta una procedura basata sul solo utilizzo della variabile ρ_{hv} per discriminare le regioni di pioggia, pioggia mista a neve e assenza di diffusori meteorologici. Il lavoro, basato su dati radar in banda X, risulta valido anche in banda C.

3.1 PLUDIX

PLUDIX è uno strumento prodotto da Applicazioni Digitali Analogiche (ADA) Nubila, basato su un sensore radar di bassa potenza. Il suo funzionamento è spiegato da Prodi et al. (2000), che effettuano i primi test sullo strumento a Bologna nel 1999. PLUDIX è progettato per misurare e caratterizzare le idrometeore in caduta (pioggia, neve, grandine). Lo strumento rileva le idrometeore che si trovano immediatamente sopra ed attorno alla sua superficie, per un *range* di misura di pochi metri. Elaborando il segnale radar, PLUDIX è in grado di determinare le caratteristiche delle idrometeore e la loro distribuzione dimensionale. L'intensità di precipitazione è poi calcolata a partire dalla DSD. L'acquisizione e la pre-elaborazione del segnale sono eseguite ogni secondo; in seguito i dati relativi a 60 secondi consecutivi (un ciclo di misura) vengono processati per ottenere il dato finale.

L'unità radar è costituita da un modulo Doppler bistatico ad onda continua in banda X. Il modulo radar è un blocco compatto composto da trasmettitore, ricevitore e mixer per la demodulazione del segnale ricevuto. L'apparecchiatura comprende inoltre un alimentatore ed un amplificatore. Le principali caratteristiche sono

riportate in Tabella 3.1.

Frequenza di trasmissione	9.5 GHz (10.2 GHz nominale)
Potenza di trasmissione	10 mW
Lunghezza d'onda	2.94 cm
V_{DC} alimentazione	8-12 V
Assorbimento	750 mW a 10 V
Guadagno amplificatore	50 dB

Tabella 3.1: *Caratteristiche principali dell'unità radar di PLUDIX.*

Il funzionamento di PLUDIX si basa sull'utilizzo di due antenne radar (da qui l'appellativo 'bistatico'), come si vede in Figura 3.1. Un'antenna trasmittente, puntata verso l'alto, emette onde continue. Un'antenna ricevente, anch'essa orientata verticalmente, riceve gli echi prodotti dalle eventuali idrometeore in caduta (gocce di pioggia, fiocchi di neve, grandine). Il segnale che esce dal mixer è il risultato della demodulazione sincrona del segnale ricevuto. L'eco viene campionato, convertito in forma digitale e successivamente processato per ottenere la distribuzione dimensionale degli oggetti precipitanti (informazioni disdrometriche).

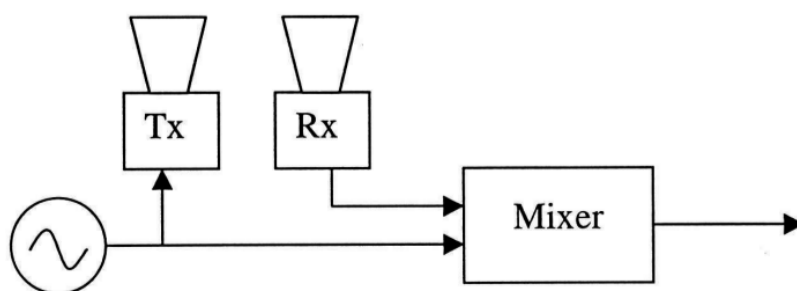


Figura 3.1: *Schema a blocchi dell'unità radar di PLUDIX.*

In un certo istante di tempo, lo strumento può rilevare solo le idrometeore che si trovano in una determinata regione di spazio (volume di misura). La forma e le dimensioni di questo volume dipendono dalle caratteristiche direzionali delle antenne. Questo spazio può essere visto come la zona illuminata dall'antenna trasmittente e

vista dall'antenna ricevente: la sua forma è irregolare. Si può immaginare che tale volume sia contenuto in un cilindro con asse verticale coincidente con l'asse dello strumento, diametro di circa due metri e altezza che si estende sino a circa tre metri al di sopra dello strumento.

La velocità di caduta delle idrometeore che attraversano il volume di misura dipende dalle loro caratteristiche fisiche. A pochi metri dal suolo si può supporre che la velocità sia costante, in quanto le idrometeore precipitate sono già nelle condizioni di equilibrio dinamico. La trattazione delle gocce di pioggia in questo contesto risulta semplice. Esiste una formula, ottenuta da Atlas et al. (1973) sulla base dei dati sperimentali Gunn and Kinzer (1949), che fornisce una relazione tra il diametro delle gocce D e la loro velocità terminale v :

$$v(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6 D) \quad (3.1)$$

dove v è in ms^{-1} e D è compreso tra 0.2 e 7 mm. Per i fiocchi di neve vale l'Equazione di Pruppacher and Klett (1978):

$$v(D) = 0.2 D^{0.31} \quad (3.2)$$

in cui v è in ms^{-1} mentre D è in cm. Anche se si considerano fiocchi molto grandi di neve (qualche cm) le velocità terminali risultano basse, intorno a 1 ms^{-1} . Infine per chicchi di grandine Pruppacher and Klett (1978) suggeriscono la relazione seguente:

$$v(D) = 16.2 D^{0.5} \quad (3.3)$$

Poiché D varia da qualche mm a vari cm, le velocità sono molto elevate, da 5 fino a 40 ms^{-1} .

PLUDIX, attraverso il modulo radar, è in grado di misurare la frequenza Doppler del segnale retrodiffuso dalle idrometeore che attraversano il volume d'analisi. Sia f_0 la frequenza del segnale generato dall'oscillatore interno, la forma dell'onda trasmessa è data da

$$s(t) = 2 \cos(2\pi f_0 t)$$

Il segnale proveniente dall'antenna ricevente è dato da

$$r(t) = A(t) \cos(2\pi f_0 t + \Phi(t))$$

mentre il segnale prelevato all'esterno del modulo radar, dopo la demodulazione, è

$$u(t) = A(t) \cos(\Phi(t)) \quad (3.4)$$

dove $A(t)$ rappresenta l'ampiezza del segnale e $\Phi(t)$ la fase, che varia con la velocità del bersaglio. Lo spostamento Doppler f_d è il prodotto scalare tra il gradiente della fase del segnale $u(t)$ e il vettore velocità \mathbf{v} della goccia

$$f_d = \nabla\Phi \cdot \frac{\mathbf{v}}{2\pi} \quad (3.5)$$

Per calcolare il gradiente della fase, si esprime $\Phi(t)$ in funzione del percorso effettuato dalla radiazione dall'antenna trasmittente al bersaglio $R1$ e dal bersaglio all'antenna ricevente $R2$:

$$\Phi(t) = \frac{2\pi}{\lambda} (|R1| + |R2|) \quad (3.6)$$

dove λ rappresenta la lunghezza d'onda della radiazione. I centri di fase delle due antenne sono posti a distanza $\pm c$ dall'asse del sensore. In Figura 3.2 sono riportate schematicamente le superfici equifase dello strumento: il vettore $\nabla\Phi$ è normale a tali superfici.

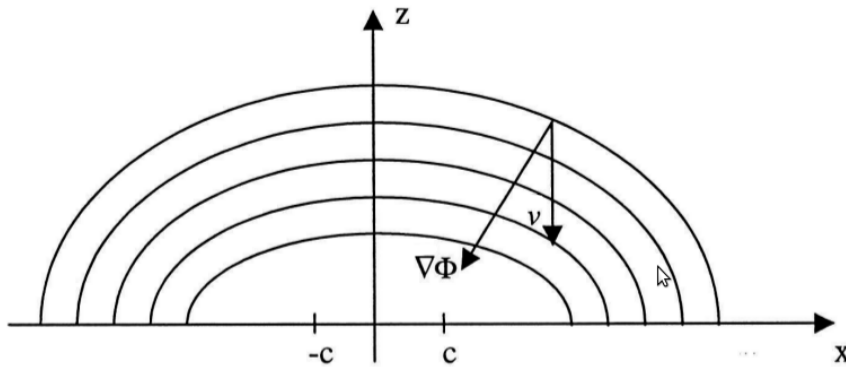


Figura 3.2: Superfici equifase del modulo radar di PLUDIX.

L'ampiezza del segnale $u(t)$ è la radice quadrata della potenza media ricevuta. È possibile scrivere, trascurando le attenuazioni atmosferiche, l'equazione della potenza media ricevuta P_r nel caso di singolo bersaglio:

$$P_r = \frac{P_t G_t G_r \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 |R1|^2 |R2|^2} \quad (3.7)$$

P_t rappresenta la potenza trasmessa; G_t e G_r rispettivamente il guadagno delle antenne trasmittente e ricevente, che dipendono dalle direzioni individuate da $R1$ e $R2$. σ è il coefficiente di riflessione del bersaglio (*backscattering cross section*): se si considerano idrometeorie sferiche (gocce di pioggia) di dimensioni inferiori alla lunghezza d'onda del fascio radar, si può utilizzare l'approssimazione di Rayleigh (Klugmann and Richter, 1995) che lega σ al diametro D della idrometeora bersaglio:

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 D^6 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (3.8)$$

con m indice complesso di rifrazione della sfera. Per un insieme di gocce di pioggia sferiche, la potenza media ricevuta è quindi:

$$P_r = \frac{P_t G_t G_r}{64 |R1|^2 |R2|^2} \frac{\pi^2}{\lambda^2} |K|^2 \sum D^6 \quad (3.9)$$

3.1.1 Dati PLUDIX

Ogni misura di PLUDIX è formata da un insieme di informazioni: dati relativi allo spettro di potenza, dati disdrometrici, dati di intensità di precipitazione, dati ausiliari (data, ora, ecc.). Questi vengono salvati nella memoria interna di PLUDIX per essere a disposizione dell'utente quando lo strumento è interrogato. Ogni minuto i dati raccolti vengono elaborati, per dare origine ai dati significativi per l'utente, e memorizzati in opportuni blocchi di memoria organizzati in buffer circolari.

Nubila ha messo a disposizione dell'utente diversi programmi per comunicare con PLUDIX. Tra questi ReadPlx permette una visualizzazione immediata dei dati raccolti e anche la possibilità di salvarli in appositi archivi. L'interfaccia del programma è mostrata in Figura 3.3:

- Nel riquadro 1 è riportato lo spettro di potenza dell'intero segnale, in dB. La scala di frequenze è lineare e va da 0 a 1023 Hz. La regione gialla al centro del grafico rappresenta l'intervallo in cui cade la maggior parte delle gocce di pioggia, che esibiscono una variazione Doppler compresa tra i 200 ed i 600 Hz circa. La prima regione, compresa tra 0 e 200 Hz, è popolata dalle idrometeorie più leggere (come la neve) che raggiungono velocità terminali più basse e di conseguenza frequenze minori. La parte più esterna dello spettro, dai 600 Hz

in su, è dedicata alla grandine ed in generale alle idrometeore di dimensioni maggiori.

- Nel riquadro 2 viene riproposto l'intervallo centrale dello spettro in frequenza (relativo alle gocce di pioggia), suddiviso in 21 bande equispaziate, in scala logaritmica.
- Nel riquadro 3 viene visualizzata la distribuzione dimensionale delle gocce, divisa per bande diametrali, equispaziate, in scala logaritmica. L'ampiezza rappresenta il logaritmo del numero di gocce di pioggia per unità di volume. Questo istogramma è direttamente confrontabile con la distribuzione empirica classica di MP indicata dalle rette nel diagramma, ciascuna relativa ad un fissato valore di intensità di precipitazione (100, 10, 1, 0.1 e 0.01 mm h⁻¹).
- Nel riquadro 4 è riportata l'intensità di precipitazione (mm h⁻¹) in funzione del tempo, calcolata mediante la distribuzione disdrometrica (1 ciclo = 1 min.). Più in basso si possono notare le informazioni relative a data, ora e ciclo della misurazione.

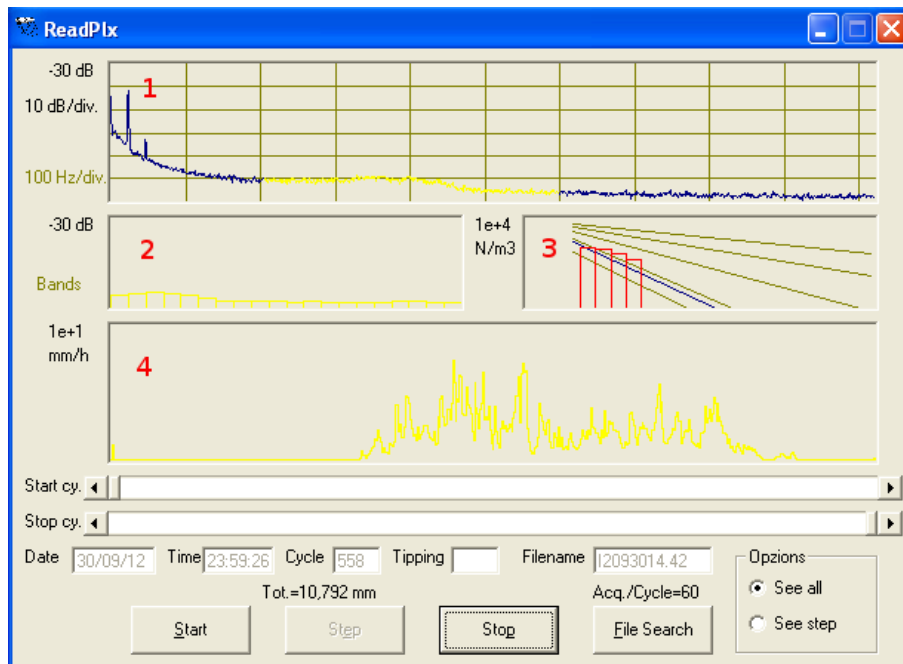


Figura 3.3: *Interfaccia del programma ReadPlx.*

Si presti attenzione all'intervallo dello spettro relativo alla pioggia, riportato nel riquadro 2 della Figura 3.3. PLUDIX distingue 21 bande in base al diametro delle gocce che le popolano, a partire da 0.8 fino a 7 mm, riportate in Tabella 3.2. Un evento precipitante di pioggia, caratterizzato da una distribuzione continua di gocce e diametri, viene così discretizzato. È quindi possibile calcolare la funzione disdrometrica, che prevede l'inversione della matrice interferiti-interferenti C :

$$\mathbf{N} = \mathbf{C}^{-1} \times \mathbf{S}$$

\mathbf{N} è il vettore riferito al numero delle gocce per unità di volume nelle differenti bande (dimensione 21) e \mathbf{S} il vettore riferito alla potenza ricevuta nelle stesse bande (dimensione 21). Ne segue che C è una matrice quadrata di dimensione 21×21 e i suoi coefficienti sono determinati utilizzando precipitazioni monodisperse corrispondenti ai diametri delle 21 bande (Cioni, 1997).

Si riporta in Figura 3.4 uno esempio di spettro in frequenza misurato da PLUDIX, equivalente a quello visualizzato nel riquadro 1 di Figura 3.3. La curva di potenza presenta un massimo nella banda centrale, relativa alla pioggia. In generale, l'ampiezza dell'eco dipende dalla densità delle gocce (numero di gocce per unità di volume) presenti nel volume di misura e da quale percentuale dell'energia incidente viene riflessa dalle gocce di quel diametro. Si potrebbe pensare che una pioggia monodispersa dia origine a una singola riga spettrale. Se tutte le gocce sono dello stesso diametro, cadono alla stessa velocità e determinano echi Doppler della stessa frequenza. In realtà solo le gocce che cadono esattamente lungo l'asse dello strumento danno luogo a spostamenti Doppler costanti. Tutte le altre danno luogo a una frequenza che si abbassa quando la goccia si avvicina allo strumento, causando quindi un allargamento della riga spettrale.

Va inoltre considerato che anche le velocità terminali di gocce identiche, supposto che ve ne siano, non hanno esattamente lo stesso valore, ma seguono una certa distribuzione statistica attorno a un valore centrale. In conclusione, una ipotetica pioggia monodispersa genera nello spettro di PLUDIX non una singola riga ma uno spettro allargato, a forma di campana asimmetrica con un fianco più ripido verso le frequenze più alte, in corrispondenza della frequenza Doppler f_d .

Num. Banda	Range Diametro (mm)	Diametro Medio (mm)	Range Frequenza (Hz)
1	0.8 ÷ 1.1	0.95	224 ÷ 295
2	1.1 ÷ 1.4	1.25	296 ÷ 354
3	1.4 ÷ 1.7	1.55	355 ÷ 404
4	1.7 ÷ 2.0	1.85	405 ÷ 446
5	2.0 ÷ 2.3	2.15	447 ÷ 480
6	2.3 ÷ 2.6	2.45	481 ÷ 510
7	2.6 ÷ 2.9	2.75	511 ÷ 534
8	2.9 ÷ 3.2	3.05	535 ÷ 554
9	3.2 ÷ 3.5	3.35	555 ÷ 571
10	3.5 ÷ 3.8	3.65	572 ÷ 585
11	3.8 ÷ 4.1	3.95	586 ÷ 597
12	4.1 ÷ 4.4	4.25	598 ÷ 607
13	4.4 ÷ 4.7	4.55	608 ÷ 615
14	4.7 ÷ 5.0	4.85	616 ÷ 622
15	5.0 ÷ 5.3	5.15	623 ÷ 627
16	5.3 ÷ 5.6	5.45	628 ÷ 632
17	5.6 ÷ 5.9	5.75	633 ÷ 636
18	5.9 ÷ 6.2	6.05	637 ÷ 639
19	6.2 ÷ 6.5	6.35	640 ÷ 642
20	6.5 ÷ 6.8	6.65	643 ÷ 644
21	6.8 ÷ 7.0	6.90	645 ÷ 646

Tabella 3.2: *Discretizzazione dei diametri delle gocce (PLUDIX).*

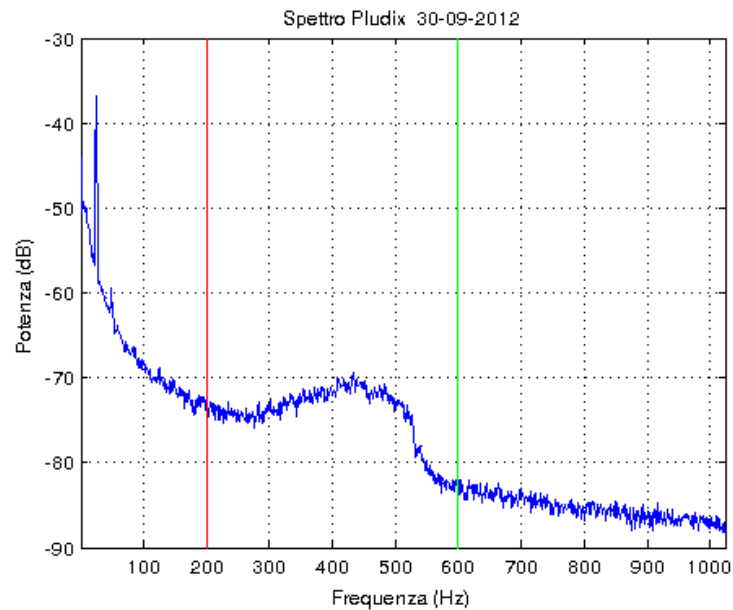


Figura 3.4: Spettro in frequenza da PLUDIX, alle 1656 UTC del 30-09-2012.

3.2 Radar SPC

Il Servizio Idro-Meteo-Clima (SIMC) dell’Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente (ARPA) Emilia-Romagna, gestisce il radar di San Pietro Capofiume (Bologna, latitudine 44.65°, longitudine 11.62°, 11 m s.l.m.) assieme al radar di Gattatico. I due radar presentano identiche caratteristiche, anche se in questo lavoro ci si riferisce al solo radar SPC di cui vengono analizzati i dati. Si tratta di un radar Doppler polarimetrico GPM 500C, le cui caratteristiche sono riportate nella Tabella 3.3.

Frequenza di lavoro	5.43 ÷ 5.64 GHz
Potenza	300 KW
Ampiezza lobo principale	0.9°
Lunghezza d’onda	5.35 cm
Diametro antenna	5 m
Guadagno	46 dB

Tabella 3.3: Caratteristiche principali del radar SPC.

L’atmosfera viene osservata con un procedimento a scansione: l’antenna ruo-

ta con una velocità angolare costante di 20°s^{-1} in azimut. Ad ogni giro cambia l'elevazione, in modo da ottenere un volume polare per ogni acquisizione completa.

Il radar di SPC può lavorare a 3 differenti *Pulse Repetition Frequency* (PRF): 300 Hz, 600 Hz e 1200 Hz. In questo lavoro si utilizzano dati ottenuti con una PRF di 1200 Hz. Ne segue che la distanza massima a cui si possono distinguere i bersagli (portata non ambigua) è di circa 125 km, corrispondente a un impulso radar di $0.5 \mu\text{s}$. L'area ispezionata in una intera scansione in azimut, è quella compresa in una circonferenza - centrata nel punto in cui è posizionato il radar - di raggio uguale alla proiezione al suolo della portata non ambigua (che dipende dall'elevazione dell'antenna). Il grafico di una variabile radar ottenuto in questo modo, cioè ad elevazione fissa, si dice *Plan Position Indicator* (PPI) (Figura 3.5(a)). Se invece si grafica l'andamento di una variabile mantenendo costante l'angolo azimutale e variando l'angolo zenitale di elevazione, si ottiene un *Range-Height Indicator* (RHI) (Figura 3.5(b)).

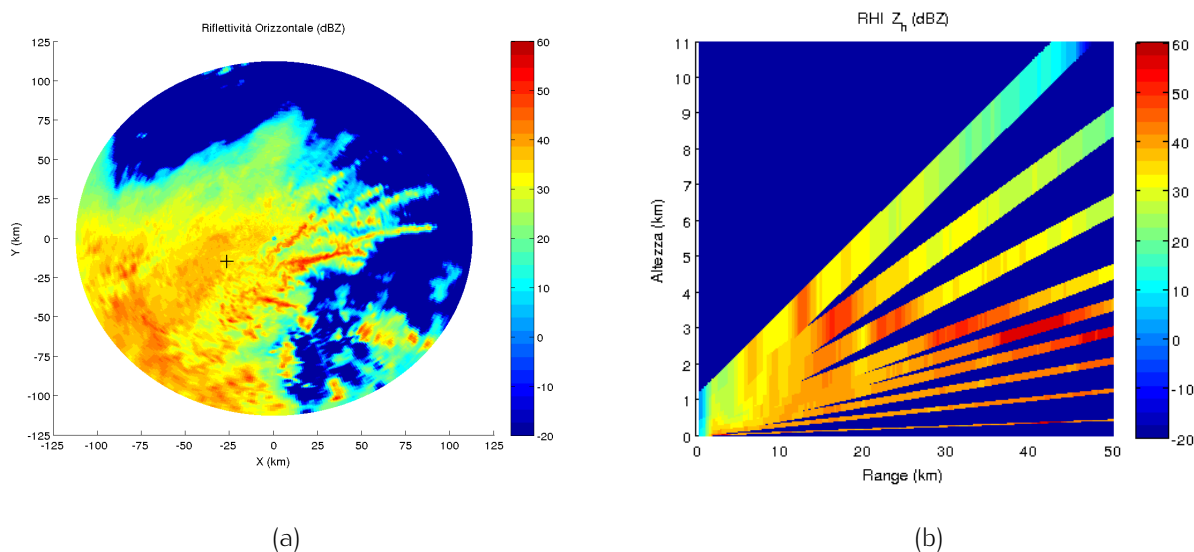


Figura 3.5: Grafici da dati SPC, alle 1803 UTC del 30-09-2012: (a) PPI ad elevazione 2.0° , (b) RHI con azimut 241.5° .

3.2.1 Dati radar

Il radar di SPC è programmato per effettuare una acquisizione completa ogni 15 minuti. In questo intervallo temporale opera tre differenti scansioni dell'atmosfera. Due

scansioni vengono effettuate inviando un segnale polarizzato solo orizzontalmente, mentre l'altra scansione prevede l'alternanza tra radiazione in polarizzazione orizzontale e verticale. Le caratteristiche dei vari tipi di scansione sono schematizzate in Tabella 3.4.

Tipo Scansione	Inizio Scansione (min.)	Num. Elevazioni	Risoluzione (m)	Polarizzazione
Pioggia_std	00, 15, 30, 45	6	250	H
Medio	12, 27, 42, 57	5	1000	H
Pol_09_b	03, 33	9	250	HV
Pol_09_b_hhv	18, 48	9	250	HHV

Tabella 3.4: *Tipi di scansione del radar SPC.*

Ogni ora vengono effettuate due scansioni Pol_09_b e due scansioni Pol_09_b_hhv, per un totale di quattro scansioni che utilizzano entrambe le polarizzazioni in trasmissione. La differenza tra i due tipi di scansione è che nel primo caso viene inviata una serie di segnali dei quali uno polarizzato orizzontalmente e il successivo verticalmente, mentre nell'altro caso due segnali in polarizzazione orizzontale sono seguiti da uno in polarizzazione verticale. Questi due tipi di scansione sono i più adatti per ottenere informazioni polarimetriche. Consentono di misurare le seguenti variabili: Z_h , Z_v , Z_{DR} , ρ_{hv} , Φ_{DP} , v_{rad} (velocità radiale) e w_{rad} (larghezza spettrale della velocità radiale). Le 9 elevazioni possibili dell'antenna sono: 0.5° , 1.4° , 2.3° , 3.2° , 4.0° , 5.0° , 7.0° , 9.5° e 13° . I dati radar utilizzati in questo lavoro di tesi appartengono alle due categorie di scansione appena descritte.

Dati HDF5

I dati provenienti da SPC vengono salvati nel formato *Hierarchical Data Format version 5* (HDF5) (Michelson et al., 2009), che consente di immagazzinare ampi set di dati in maniera gerarchica. Nello stesso file vengono registrati i dati relativi alle scansioni a elevazioni diverse previste dal tipo di acquisizione usato. Per ciascuna elevazione si hanno a disposizione le matrici relative alle variabili polarimetriche

misurate, correlate con opportuni *metadata* che descrivono le condizioni di misura e le informazioni necessarie per trattare i dati.

In Figura 3.6 è riportato un esempio esplicativo della struttura gerarchica dei file HDF5. Al livello superiore è sempre presente il gruppo 'root', dal quale si

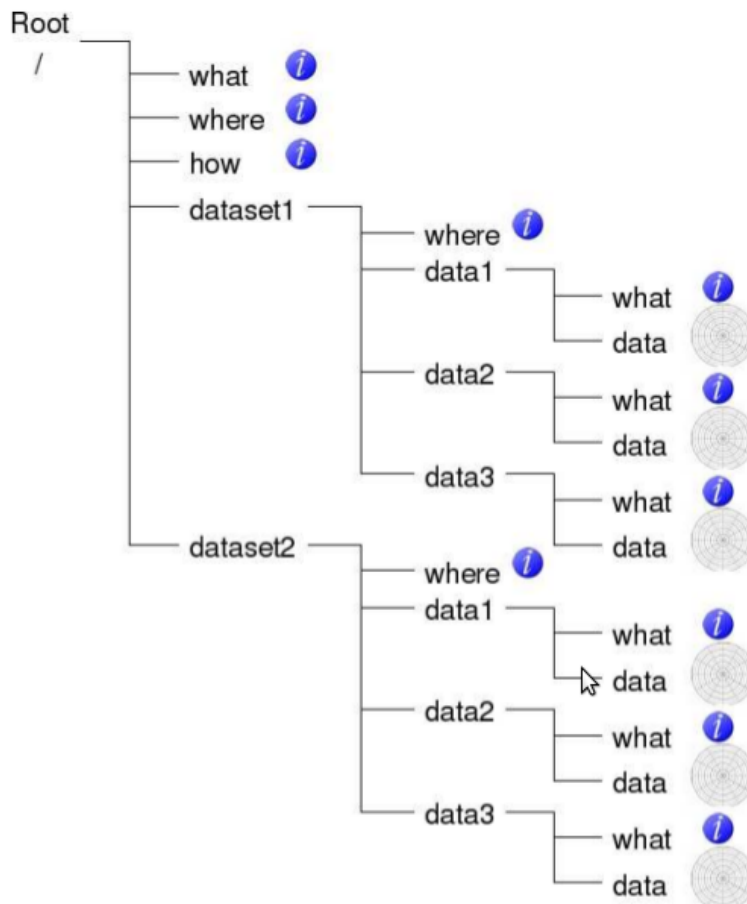


Figura 3.6: Struttura gerarchica dei file HDF5.

diramano differenti sottogruppi. I *metadata* risiedono nei gruppi 'what', 'where' e 'how'. I gruppi 'dataset' si riferiscono a ciascuna elevazione dell'antenna (2 in questo esempio) e i sottogruppi di questi ultimi sono relativi alle variabili radar (3 in questo caso). I dati veri e propri, in formato binario, si trovano in 'data'.

I dati sono immagazzinati in matrici polari di dimensioni variabili. Alla coordinata radiale sono riservati generalmente 500 bin (salvo qualche set di dati anomalo): ciascun bin corrisponde a 250 m in *range*. Per quanto riguarda la coordinata azimutale, 450 raggi di ampiezza 0.8° racchiudono l'informazione relativa ad un angolo

giro. Il primo raggio (0° , coincidente con l'ultimo) corrisponde alla direzione N rispetto alla posizione di SPC e la scansione procede in senso orario.

Dati trattati dal SIMC

Oltre ai dati in formato HDF5, vengono messi a disposizione del lavoro ulteriori dati relativi alla riflettività Z_h misurata da SPC. Questi sono ottenuti per i tipi di scansione Pioggia_std, Pol_09_b e Pol_09_b_hhv, attraverso un processo di eliminazione del *ground clutter* e di altri fenomeni di propagazione anomala, operato direttamente dal SIMC. Per ciascun volume di misura, si va a selezionare per ogni pixel (identificato da un *range* e un azimuth) il punto sulla verticale maggiormente rappresentativo, cioè il più in basso ma al di fuori dei disturbi. Si ottiene così, correggendo e selezionando i dati provenienti dalle diverse quote previste dal tipo di scansione usato, un unico set di dati che meglio rappresenta la riflettività vicino al suolo. Per questo motivo si prestano bene ad un confronto coi dati forniti da PLUDIX.

Questi dati sono elencati in file di testo assieme ad altre informazioni radar. La catalogazione della variabile Z_h fa riferimento a coordinate geografiche rispetto alla posizione del radar SPC.

3.3 Metodologia di indagine

Il lavoro di tesi consiste nello studio di 4 differenti eventi precipitanti, verificatisi nel territorio Bolognese tra la primavera 2012 e l'inverno 2013, con l'aiuto degli strumenti appena descritti.

Il dato più interessante fornito da PLUDIX è quello relativo alla distribuzione dimensionale della precipitazione osservata DSD, dalla quale si ricava l'intensità di precipitazione (per ogni minuto) e la precipitazione cumulata. Le stesse quantità vengono ricavate a partire dalle variabili polarimetriche misurate dal radar e messe a confronto coi valori precedentemente stimati.

Il radar polarimetrico è in grado di distinguere i tipi di idrometeora presenti in nube, se si applica alle variabili misurate un adeguato algoritmo di classificazione,

Hydrometeor Classification Algorithm (HCA). Viene qui messo a punto un algoritmo innovativo valido in banda C e lo si applica ai dati polarimetrici del radar SPC. Il risultato consiste in una panoramica della classificazione dal *top* della nube fino al suolo. Si ottiene quindi, oltre al profilo evolutivo temporale delle idrometeore, anche quello spaziale (con la quota). Viene infine fatto un raffronto della classificazione da radar coi risultati disdrometrici da PLUDIX a terra, che permette di effettuare una analisi integrata dei sistemi precipitanti.

Tutti gli algoritmi e le procedure numeriche utilizzati in questo lavoro di tesi sono scritti ed eseguiti in MATLAB, versione 2011b, che fornisce ambiente e linguaggio di programmazione per il calcolo numerico e l'analisi statistica dei dati.

3.3.1 Compatibilità dei dati

Il primo passo da compiere è rendere compatibili i dati provenienti dai due strumenti. Per fare ciò vanno identificati nelle mappe radar i pixel corrispondenti alla posizione del CNR, da cui prelevare le informazioni polarimetriche.

PLUDIX, come è stato detto, è caratterizzato da un volume di misura di pochi metri cubi sopra lo strumento. Per quanto riguarda il radar SPC, la risoluzione spaziale è di 250 m in raggio e di 0.8° in azimut. Considerando che la distanza tra il CNR e SPC è di circa 30 km, si ottiene che un pixel corrisponde ad un'area di circa $0.25 \text{ km} \times 0.42 \text{ km}$, nel caso dei dati immagazzinati nel formato HDF5. Conoscendo latitudine e longitudine del CNR e del radar SPC, tramite una trasformazione di coordinate, si ottengono *range* e azimut del pixel corrispondente alla posizione di PLUDIX. Con buona approssimazione si ritiene che la posizione di PLUDIX possa essere rappresentata da un unico pixel A: non è necessario considerare un intorno di A dato che le variabili polarimetriche, prima di essere utilizzate, seguono comunque una procedura di *smoothing* in *range* (almeno 1 km) e in azimut (2.4°). Le coordinate polari di A variano con l'elevazione dell'antenna radar, le loro proiezioni al suolo sono le coordinate del CNR: 30.6 km in *range* e 241.5° in azimuth.

I dati trattati dal SIMC presentano una risoluzione spaziale di $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$. Si sceglie come elemento rappresentativo del CNR quello con coordinate carte-

siane 26.5 km e 14.5 km (in modulo), corrispondenti rispettivamente a distanza longitudinale e latitudinale da SPC.

La risoluzione temporale per i dati radar è di 15 minuti, mentre PLUDIX fornisce dati ogni minuto. Risulta quindi semplice sovrapporre i set di dati appartenenti ai due strumenti, in dettaglio nel Capitolo 4.

3.3.2 Intensità di precipitazione

Per tutti i casi studiati, al suolo vengono osservate gocce di pioggia. La conoscenza della DSD ottenuta da PLUDIX, riconducibile alla distribuzione di MP, consente di ricavare l'intensità di precipitazione R nel seguente modo:

$$R = \frac{\pi}{6} \int v(D) D^3 N(D) dD. \quad (3.10)$$

$N(D) dD$ è il numero di gocce per unità di volume con diametri in dD e la velocità terminale $v(D)$ è data dalla Equazione 3.1 (per gocce di pioggia). L'integrale dell'Equazione 3.10 viene ricondotto ad una sommatoria sulle 21 classi di diametri che PLUDIX distingue e per ciascuna delle quali è noto il numero delle gocce per unità di volume (in m^{-3}).

L'intensità R viene ricavata anche a partire dalle variabili polarimetriche radar. La nota relazione MP tra R ed Z è riportata nella Equazione 2.4: basta sostituire Z_h a Z per avere l'espressione desiderata. Inoltre per radar in banda C sono valide le relazioni menzionate da Paulitsch et al. (2009), che legano R alle variabili Z_{DR} e K_{DP} :

$$R(K_{DP}) = 18.77 K_{DP}^{0.769} \quad (3.11)$$

$$R(K_{DP}, Z_{DR}) = 22.4 K_{DP}^{0.77} 10^{-0.072 Z_{DR}} \quad (3.12)$$

con R in $mm h^{-1}$, K_{DP} in $deg km^{-1}$ e Z_{DR} in dB. Tali equazioni si basano sul modello di Brandes et al. (2002). Le variabili polarimetriche, prima di essere inserite nelle formule precedenti, vanno corrette per l'attenuazione in banda C.

3.3.3 Correzione dell' attenuazione in banda C

Per la correzione in banda C dell'attenuazione delle variabili polarimetriche, viene usato lo schema di Ryzhkov and Zrnić (1995), che prevede l'utilizzo della Φ_{DP} (immu-

ne all'attenuazione). I valori corretti previsti per le variabili riflettività e riflettività differenziale, ottenuti a partire dai valori misurati Z^* e Z_{DR}^* , sono:

$$Z = Z^* + \alpha \Phi_{DP} \quad (3.13)$$

$$Z_{DR} = Z_{DR}^* + \beta \Phi_{DP} \quad (3.14)$$

I coefficienti α e β vengono ricavati dal lavoro di Gu et al. (2011):

$$\begin{cases} \alpha = \alpha_0 + \Delta\alpha \\ \beta = \beta_0 + \Delta\beta \end{cases} \quad (3.15)$$

con $\alpha_0 = 0.06$ dB/deg e $\beta_0 = 0.01$ dB/deg, validi in banda C.

Per $Z < 45$ dB i termini $\Delta\alpha$ e $\Delta\beta$ possono essere considerati nulli. Quando Z supera la soglia di 45 dB si utilizzano dei valori medi $\Delta\alpha = 0.04$ dB/deg e $\Delta\beta = 0.01$ dB/deg, per tenere conto dei così detti *hot spot* in cui l'attenuazione si suppone maggiore.

3.3.4 Algoritmo di classificazione

La letteratura scientifica relativa alla polarimetria radar è ricca di lavori incentrati sulla realizzazione di un algoritmo di classificazione di idrometeore, HCA. L'algoritmo attualmente implementato dal SIMC prevede l'utilizzo delle variabili polarimetriche Z e Z_{DR} , come descritto da Marzano et al. (2006). In un primo momento si è adottato lo stesso sistema di classificazione, migliorato mediante l'utilizzo delle variabili K_{DP} e temperatura T .

Successivamente si è optato per riprodurre l'algoritmo descritto da Park et al. (2009), applicato al caso di un MCS studiato con il radar in banda S WSR-88D. In questo lavoro di tesi si ha a che fare con eventi precipitanti di modeste entità. Tra i casi studiati, il più simile ad un MCS è forse il temporale convettivo di fine estate avvenuto il 30-09-2012, che ha fatto registrare vicino Bologna cumulate giornaliere non superiori ai 40 mm e intensità di precipitazione limite di 10 mm h^{-1} . Inoltre va ricordato che in banda S l'attenuazione è ridotta rispetto alla banda C, in cui opera il radar SPC. Al contrario, un radar in banda S come il WSR-88D soffre maggiormente per l'effetto del *ground clutter*, essendo la lunghezza d'onda della radiazione utilizzata maggiore (circa 10 cm). Risulta quindi chiaro che l'HCA così come viene proposto da Park et al. (2009), prima di essere implementato, va modificato per

incontrare le esigenze di questo lavoro ed essere perciò applicabile ai dati che si hanno a disposizione.

Descrizione dell' algoritmo

L'HCA di Park et al. (2009) prevede l'individuazione di 10 classi di eco radar, che si dividono in diffusori non meteorologici e tipi di idrometeora, elencati in Tabella 3.5 . Le prime due classi (GC/AC e BS) si riferiscono ai diffusori di natura non me-

Classe	Tipologia di Eco Radar
GC/AS	<i>ground clutter</i> , propagazione anomala
BS	diffusore biologico
DS	neve secca
WS	neve bagnata
CR	cristalli
GR	graupel
BD	<i>'big drops'</i>
RA	pioggia lieve e moderata
HR	pioggia intensa
RH	pioggia mista a grandine

Tabella 3.5: *Classi di eco radar secondo Park et al. (2009)*

teorologica, che possono essere ostacoli geografici o biologici. Con CR si intendono cristalli di orientazione varia, una sintesi delle classi HI e VI (cristalli orientati orizzontalmente e verticalmente) appartenenti all'HCA proposto da Zrnić et al. (2001). La categoria BD si riferisce a un tipo di idrometeora caratterizzato da gocce di grandi dimensioni, cioè una DSD in cui le gocce di diametro superiore ai 3 mm dominano rispetto a quelle più piccole. Le condizioni adatte alla formazione di tali idrometeore si verificano in presenza di forti *updraft* convettivi o di *shear* del vento (Kumjian and Ryzhkov, 2008)). Infine la classe RH merita particolari considerazioni. Pioggia mista a grandine si può trovare vicino al suolo, o comunque al di sotto del ML, in seguito a precipitazione. Tuttavia si nota spesso la presenza di RH all'in-

terno o al di sopra del ML: in questo caso la classe fa riferimento a idrometeore in sospensione all'interno della nube in fase mista (liquida e solida), corrispondenti a graupel o neve in fase di scioglimento o di accrescimento.

L'originalità di questo HCA sta nell'utilizzo di ben sei variabili polarimetriche:

1. Z_h : fattore di riflettività orizzontale;
2. Z_{DR} : riflettività differenziale;
3. ρ_{hv} : coefficiente di correlazione tra radiazione ricevuta in polarizzazione orizzontale e verticale;
4. K_{DP} : fase differenziale specifica;
5. $SD(Z)$: parametro di consistenza per Z , che tiene conto delle fluttuazioni a piccola scala della variabile nella dimensione radiale;
6. $SD(\Phi_{DP})$: parametro di consistenza per Φ_{DP} , che caratterizza le fluttuazioni a piccola scala della variabile nella dimensione radiale.

A partire dalle variabili misurate dal radar SPC è stato possibile ricavare le sei variabili utili per la classificazione. Seguendo la procedura descritta da Park et al. (2009), è stato applicato un filtro di *smoothing* alle variabili ottenute.

L'algoritmo si basa su una logica *fuzzy*, secondo cui le funzioni di appartenenza $P^{(i)}(V_j)$ assumono idonei range di valori per ciascun eco radar a seconda della variabile polarimetrica V_j considerata. L'importanza di ciascuna classe di appartenenza è valutata con delle funzioni peso W_{ij} . Si calcola il valore di aggregazione A_i per la classe i -esima di eco radar, attraverso una combinazione delle varie classi di appartenenza:

$$A_i = \frac{\sum_{j=1}^6 W_{ij} P^{(i)}(V_j)}{\sum_{j=1}^6 W_{ij}} \quad (3.16)$$

L'Equazione 3.16 coincide con l'Equazione 2.10, salvo cambi di variabile e avendo constatato che $M = 6$. La procedura di classificazione prevede l'individuazione della

classe di eco radar che massimizza il valore di aggregazione A_i (per ciascun pixel di cui si conoscano i valori delle variabili polarimetriche).

L'algoritmo originale di Park et al. (2009) prevede anche l'utilizzo di un vettore di confidenza, i cui elementi andrebbero inseriti nell'Equazione 3.16, per tenere conto di vari fattori che possono compromettere la qualità delle misurazioni effettuate. Purtroppo per questo lavoro di tesi non si hanno a disposizione dati sufficienti per includere tale correzione.

Individuazione del ML

Una conseguenza dell'utilizzo di una logica *fuzzy* è che differenti classi di appartenenza si sovrappongono ampiamente, come nel caso di pioggia e neve bagnata. Per migliorare l'HCA è quindi utile conoscere la posizione del volume di risoluzione radar rispetto al ML. L'algoritmo di identificazione del melting layer, *Melting Layer Detection Algorithm* (MLDA), permette di individuare *top* e *bottom* del ML in funzione dell'azimut, per ogni volume di scansione. Viene riprodotto in questo lavoro di tesi il MLDA descritto da Giangrande et al. (2008) ed utilizzato da Park et al. (2009). Questo algoritmo mette insieme i dati provenienti dai set di dati corrispondenti ad elevazioni dell'antenna comprese tra 4 e 10°, appartenenti allo stesso volume di misura. Vengono identificati i pixel per i quali $0.90 < \rho_{hv} < 0.97$ e successivamente si indaga uno strato di spessore 500 m al di sopra dell'elemento di misura in questione. All'interno di questo strato verticale si calcola il valore massimo, al variare dei pixel che ne fanno parte, di Z_h e Z_{DR} . Se il massimo di Z_h è compreso tra 30 e 47 dBZ e il massimo di Z_{DR} è compreso tra 0.8 e 2.5 dB, si ritiene di aver individuato un punto appartenente al ML. A questo punto si identificano le quote massima (*top*) e minima (*bottom*) del ML.

Nella versione del MLDA ricostruita in questo lavoro si sceglie di introdurre una ulteriore condizione per l'identificazione dei pixel appartenenti al ML, cioè che la temperatura alla quota esaminata sia $T \leq 0^\circ\text{C}$. I dati della temperatura al suolo, misurati dalla stazione meteo Bologna Torre degli Asinelli, sono scaricabili attraverso il sistema Dexter di accesso al database ARPA. Conoscendo il *lapse rate* atmosferico si deduce in buona approssimazione la temperatura alle quote raggiunte

dalla radiazione radar.

Una volta individuate le altezze *top* e *bottom* del ML per ogni azimut, si esegue una sintesi azimutale scegliendo i valori più probabili per gli estremi, detti H_t e H_b (in rosso e verde in Figura 3.7). Per ogni elevazione dell'antenna radar, esistono

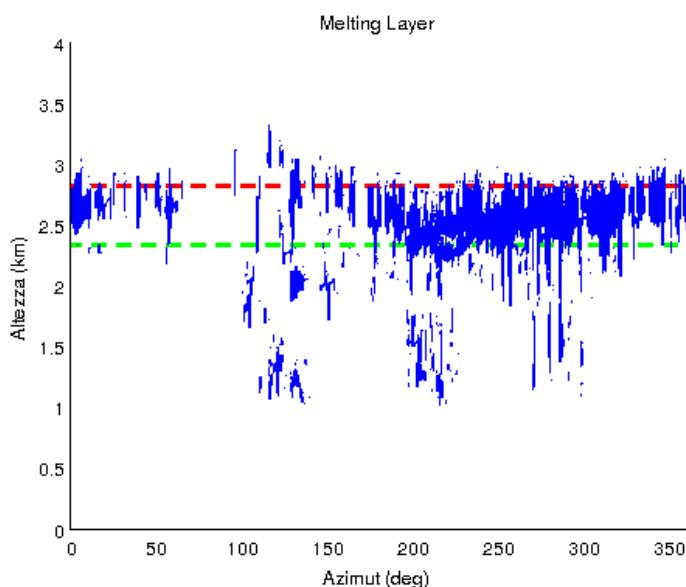


Figura 3.7: H_t e H_b del ML alle 1733 UTC del 30-09-2012.

due distanze R_t e R_b corrispondenti alle proiezioni al suolo delle quote H_t e H_b . Se si considera inoltre la larghezza del fascio di radiazione (0.9° per il radar SPC) si ottengono R_{tt} e R_{bb} , come mostrato in Figura 3.8 nel caso del radar WSR-88D.

Le distanze R_{bb} , R_b , R_t , R_{tt} al suolo rispetto alla posizione del radar, definiscono cinque intervalli spaziali in cui applicare opportune regole di selezione per le categorie di eco radar. La logica è quella di rispettare la fase termodinamica delle idrometeore, in base alla loro localizzazione rispetto al ML. Quindi, per esempio, si impedisce alla neve di trovarsi al di sotto del *bottom* del ML e alla pioggia di superarne il *top*, ad eccezione della classe BD.

Modifiche all'HCA

In questo lavoro di tesi si analizza l'evoluzione temporale di sistemi precipitanti che transitano nel volume di risoluzione del radar SPC. Non in tutte le scansioni, però, le nubi risultano uniformemente distribuite intorno al radar e per alcuni azimut non

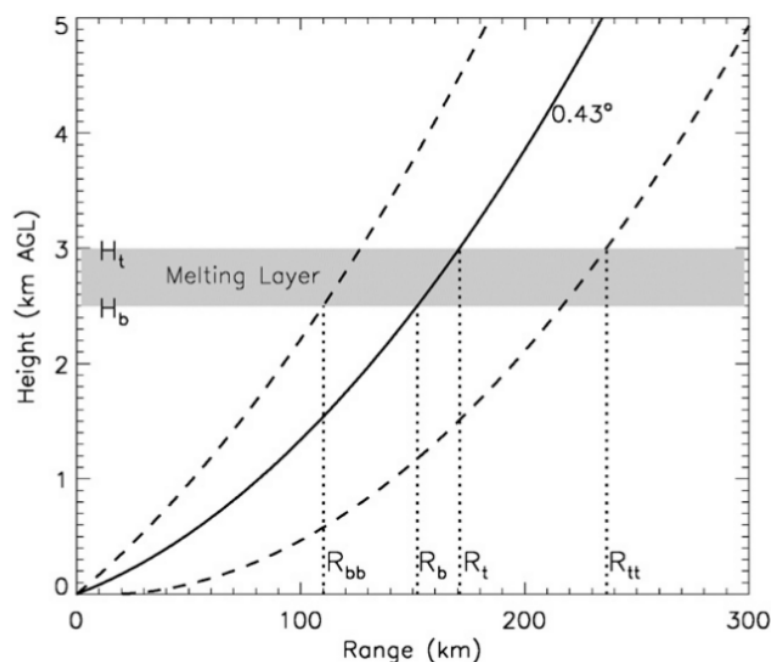


Figura 3.8: Geometria del fascio radar e proiezioni del ML al suolo: radar WSR-88D con elevazione 0.43° .

viene individuato il ML. Ne segue che il MLDA, che generalizza l'individuazione del ML a tutti i raggi azimutali, in vari casi non risulta accurato. Si osservi ad esempio la Figura 3.7 (relativa al 30-09-2012 alle 1733 UTC): per azimuth compresi tra circa 50° e 150° il ML non viene rilevato, ma il MLDA calcola i valori $H_t = 2.8$ km e $H_b = 2.3$ km per tutti gli azimuth. La classificazione di idrometeorie risente di questo tipo di errore, dato che opera una selezione delle classi di eco radar in base alla loro localizzazione rispetto al ML.

Per far fronte a questo problema, in primo luogo vengono messi da parte i casi riconducibili a precipitazioni prettamente stratiformi, caratterizzati da un ML prossimo al suolo e non sempre distinguibile. L'HCA qui arrangiato è destinato ai casi verificatisi in periodo estivo-primaverile, che presentano un carattere principalmente convettivo (anche se sono riconoscibili echi radar di tipo stratiforme all'interno di tali sistemi). Il secondo passo da compiere è rinunciare alla generalizzazione del ML a tutte le porzioni azimutali di una stessa scansione. Si distinguono due casi in cui si scelgono differenti regole di selezione per le classi di eco radar.

1. Se, per un determinato azimut, il ML viene effettivamente individuato, si procede alla classificazione con regole di selezione ispirate a quelle di Park et al. (2009). Sia r il *range* in km di un singolo elemento di risoluzione, le idrometeorie ammesse in ciascun intervallo radiale sono le seguenti:

$$\begin{aligned}
 0 < r < R_{bb} &- GC/AP, BS, BD, RA, RH, HR; \\
 R_{bb} < r < R_b &- BS, WS, GR, BD, RA, RH, HR; \\
 R_b < r < R_t &- BS, WS, DS, GR, BD, RA, RH; \\
 R_b < r < R_{tt} &- BS, WS, DS, GR, BD, RH, CR; \\
 r > R_{tt} &- WS, DS, GR, BD, CR .
 \end{aligned}$$

Si permette qui alla pioggia di superare la soglia R_b e alla neve bagnata di andare oltre il livello R_t . Questo perchè il *top* e *bottom* del ML (seppur individuato) possono discostarsi leggermente dai valori H_t e H_b , in modo tale da determinare la fuoriuscita di alcune idrometeorie dai limiti designati.

2. Se il ML non viene effettivamente individuato, le regole di selezione vengono mutate dal lavoro di Borowska et al. (2011), che utilizza la sola variabile ρ_{hv} per determinare la presenza di pioggia, pioggia mista a neve e diffusori di tipo non meteorologico.

Infine l'utilizzo della temperatura, a validare la fase termodinamica delle idrometeorie, permette di rapportare la classificazione nei due casi appena descritti.

Il set di eventi precipitanti analizzati in questa tesi comprende quattro giornate di particolare interesse meteorologico. Per identificare tali eventi sono stati passati in rassegna i rapporti degli eventi meteorologici emessi dal SIMC (basati sui dati registrati dai radar SPC e Gattatico) nel periodo compreso tra febbraio 2012 e marzo 2013. È stato scelto questo intervallo temporale per avere un riscontro immediato con i dati di PLUDIX che, al momento dell'inizio del lavoro, disponeva di un archivio di poco superiore ad un anno di dati. Dal set di eventi originali sono stati sottratti quelli relativi alle giornate del 20 e 21 febbraio 2013, per concentrare l'attenzione principalmente su sistemi precipitanti di carattere convettivo. Le giornate studiate, in ordine di interesse, sono elencate di seguito, assieme ad una breve descrizione del quadro sinottico in cui si inseriscono:

- **30 settembre 2012** - Una saccatura di origine Atlantica, con minimo in quota sopra la Spagna nei giorni precedenti, si sposta a nord-ovest dell'Italia e richiama aria umida e fredda. La regione Emilia-Romagna viene interessata da attività convettiva che, dalle zone Appenniniche, si estende verso la pianura per poi spostarsi oltre il Po in serata.

- **20 maggio 2012** - È presente sulla Penisola Iberica un'estesa area depressionaria in fase di *cuf-off*, con correnti umide dal Mediterraneo. Davanti al fronte freddo in quota si nota una *Warm Conveyor Belt*. Un ampio sistema interessa il centro-nord Italia portando diffuse precipitazioni per tutta la giornata.
- **21 maggio 2012** - Il fronte freddo (già notato il 20 maggio) si occlude sulle regioni del nord Italia, mentre continua l'attività convettiva a seguito del passaggio del sistema frontale. Le precipitazioni, in movimento verso nord-est, insistono prevalentemente sull'Italia nord-orientale per tutta la mattinata. Nel pomeriggio si assiste al passaggio di linee temporalesche post-frontali sull'Emilia-Romagna, che portano precipitazioni molto intense e localizzate.
- **03 marzo 2013** - La formazione di un minimo depressionario sul golfo Ligure, a seguito dell'ingresso di una perturbazione di origine Atlantica sulla Penisola Iberica, determina tempo perturbato sulla Pianura Padana con precipitazioni di tipo diffuso.

In ognuno dei casi elencati, al rapporto meteorologico del SIMC corrisponde una risposta di PLUDIX considerevole in termini di intensità di precipitazione e spettro in frequenza. Il caso del 03 marzo 2013, nonostante manifesti un carattere spiccatamente stratiforme, fa registrare al suolo intensità ancora ben rilevabili da PLUDIX e presenta caratteristiche comuni ai casi convettivi (ML oltre 1 km di quota e ben distinguibile). Viene quindi trattato come evento limite e si avvarrà dell'HCA nella versione estivo-primaverile.

4.1 Analisi preliminare dei casi di studio

Viene di seguito presentata un'analisi preliminare dei casi di studio citati. Si fa riferimento a mappe radar in forma PPI ottenute dai dati di riflettività da SPC, per un'area di raggio 112.5 km intorno al radar. L'intensità di precipitazione da PLUDIX consente di ottenere la precipitazione cumulata oraria, confrontabile direttamente con la cumulata registrata dai pluviometri della rete ARPA Emilia-Romagna. Viene presentata inoltre una prima analisi disdrometrica della precipitazione al suolo, in attesa del confronto con la classificazione di idrometeore da radar polarimetrico.

4.1.1 30-09-2012

Il sistema precipitante interessa la regione Emilia-Romagna a partire dal pomeriggio del 30 settembre 2012. Le mappe radar di riflettività Z_h (in dBZ) ad elevazione 0.5° , evidenziano l'evoluzione del fenomeno nelle ore serali, Figura 4.1. Il punto di interesse nelle sei immagini, rappresentato dal simbolo '+', indica la posizione del CNR di Bologna. La quota degli eco radar nel punto di interesse corrisponde a circa 270 m dal suolo, la stima radar più prossima al volume di misura di PLUDIX. Le mappe presentano il disturbo dovuto al *ground clutter* a sud di Bologna, evidenti dai punti ad alta riflettività persistenti nelle immagini (in basso a sinistra). La Figura 4.2 riporta le stesse mappe di riflettività, relative all'elevazione di 1.4° . In questo caso il *ground clutter* è significativamente ridotto, dato che il radar esamina l'atmosfera a quote maggiori. La correzione per l'attenuazione della riflettività è stata applicata.

PLUDIX inizia a registrare pioggia al suolo a partire dalle 1630 UTC. Il sistema precipitante transita sopra il CNR fino alle 2200 UTC circa, quando lo spettro di PLUDIX torna piatto. In Figura 4.3 è riportato l'andamento col tempo dell'intensità di precipitazione R , ricostruita a partire dalla DSD. È lo stesso tipo di grafico esibito nel riquadro 4 dell'interfaccia del programma ReadPlx (Figura 3.3).

Si procede quindi al calcolo della precipitazione cumulata, che viene messa a confronto con quella registrata dalle stazioni pluviometriche di Bologna Urbana e Bologna San Luca, Figura 4.4. Le cumulate orarie ottenute da PLUDIX risultano generalmente inferiori. Ciò può essere dovuto alla diversa localizzazione geografica dei pluviometri considerati. Una distanza di pochi chilometri può fare la differenza, soprattutto se il sistema precipitante è caratterizzato da celle convettive fortemente localizzate. È stato inoltre evidenziato nel Capitolo 2 che PLUDIX tende a sotto-stimare l'intensità di precipitazione in caso di precipitazioni poco intense (inferiori ai 10 mm h^{-1}). Infatti la differenza coi pluviometri è accentuata nelle ore in cui l'intensità R risulta inferiore. Nonostante ciò, il *trend* della cumulata da PLUDIX al variare delle ore è compatibile coi due pluviometri.

Figura 4.1: Mappe di Z_h ad elevazione 0.5° , 30-09-2012. (a) 1703 UTC, (b) 1803 UTC, (c) 1903 UTC, (d) 2003 UTC, (e) 2103 UTC, (f) 2203 UTC.

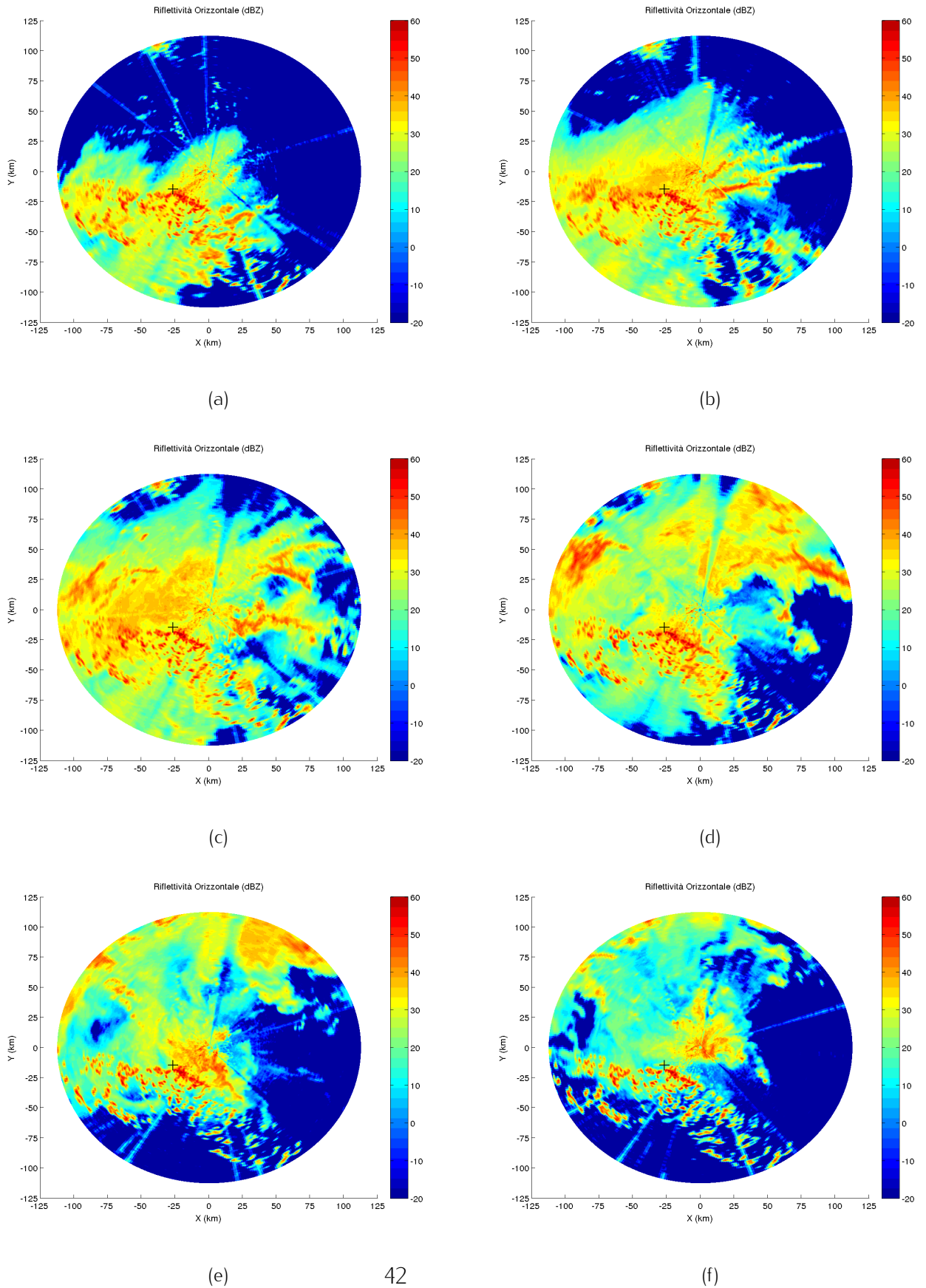
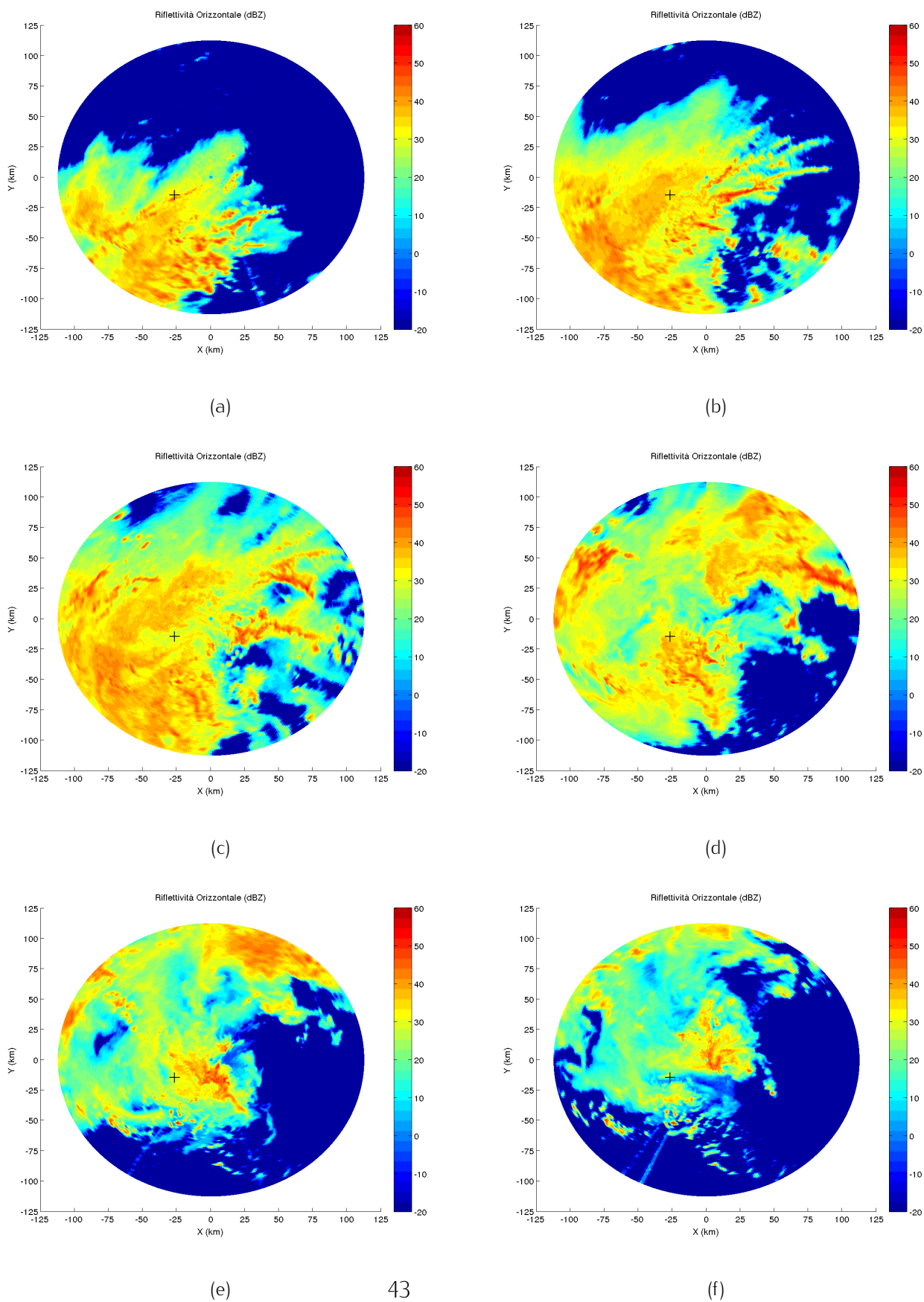


Figura 4.2: Mappe di Z_h ad elevazione 1.4° , 30-09-2012. (a) 1703 UTC, (b) 1803 UTC, (c) 1903 UTC, (d) 2003 UTC, (e) 2103 UTC, (f) 2203 UTC.



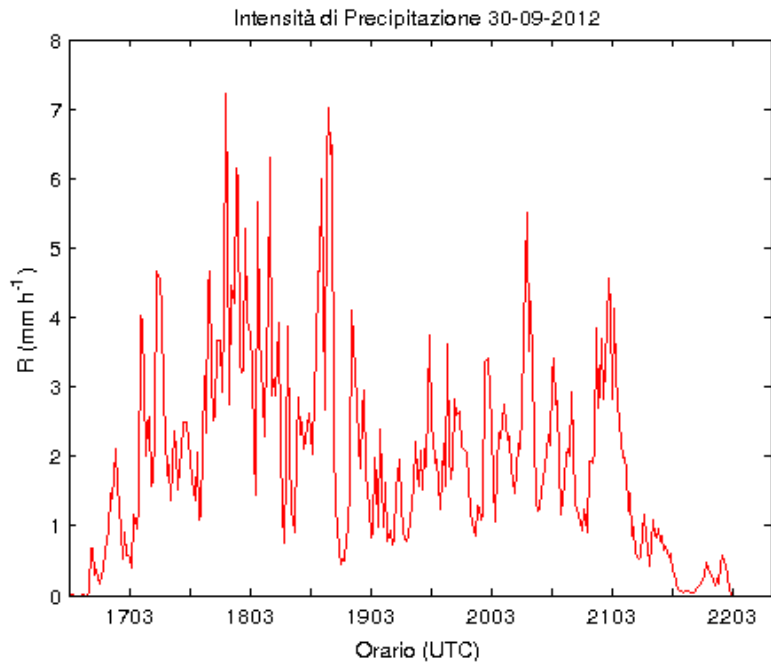


Figura 4.3: Intensità di precipitazione da PLUDIX, 30-09-2012.

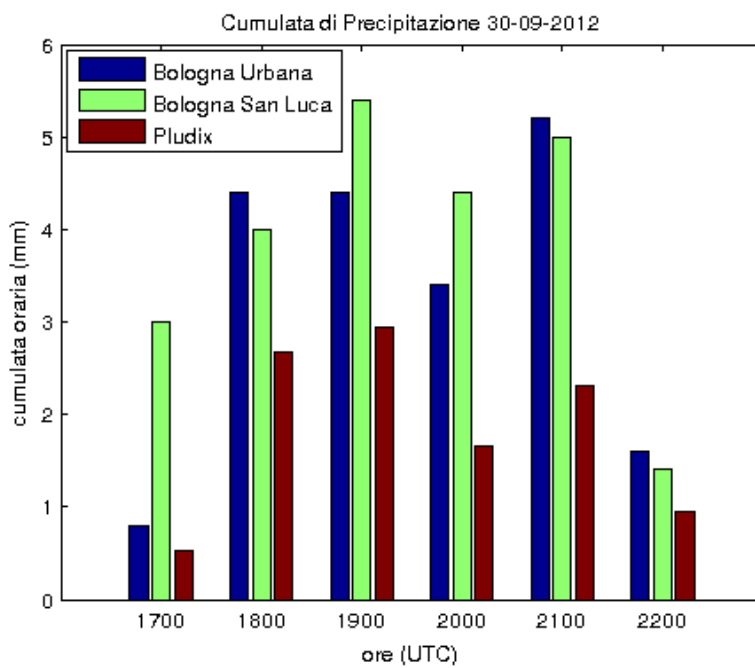


Figura 4.4: Precipitazione cumulata, 30-09-2012.

4.1.2 20/21-05-2012

Echi radar di carattere meteorologico sono evidenti nei PPI di SPC fin dal primo pomeriggio del 20 maggio 2012, Figura 4.5. La perturbazione continua a insistere sulla regione Emilia-Romagna fino a tarda serata e alle 2300 UTC sembra dissolversi. Nelle prime ore del 21 maggio ricompare intorno al CNR il segnale radar dovuto al sistema precipitante (Figura 4.6): stavolta manifesta una intensità maggiore, che va diminuendo nella mattinata.

PLUDIX inizia a rilevare pioggia al suolo intorno alle 1530 UTC del 20 maggio. La riflettività nelle mappe radar relative alle ore precedenti è da attribuirsi a idrometeore in nube e a precipitazione che non raggiunge il CNR di Bologna. L'andamento dell'intensità di precipitazione è riportato in Figura 4.7. Il confronto della cumulata oraria con le stazioni di Bologna Urbana e Bologna San Luca è mostrato in Figura 4.8. Come fatto notare precedentemente, nei casi in cui l'intensità di precipitazione è minore, la differenza tra PLUDIX e i due pluviometri è netta. Al contrario, alle 0241 UTC del 21 maggio, l'intensità di precipitazione fa registrare il suo valore massimo di oltre 21 mm h^{-1} , e la cumulata delle 0300 UTC ottenuta da PLUDIX rispecchia fedelmente i valori registrati dai pluviometri.

4.1.3 06-03-2013

Il sistema in esame transita sopra la Pianura Padana per tutta la giornata, a partire dalle prime ore della notte fino a sera. La riflettività osservata da radar (Figura 4.9) non raggiunge i valori di picco visti nelle giornate di settembre e maggio: non si superano i 40 dBZ, se non a causa del *clutter* degli Appennini. Gli echi di riflettività appaiono inoltre più omogenei all'interno delle mappe, a testimoniare il carattere stratiforme delle nubi, esenti dalla presenza di celle convettive ben distinte.

Non sono mostrati i PPI relativi alla seconda parte della giornata in quanto i dati più significativi raccolti da PLUDIX non vanno oltre le 1400 UTC. Anche in questo caso si riporta l'andamento dell'intensità di precipitazione R (Figura 4.10) e della cumulata oraria (Figura 4.11) col procedere delle ore. La precipitazione prosegue per quasi tutta la mattinata con valori di intensità molto bassi, in media 0.5 mm h^{-1} , con le eccezioni dei picchi alle 0143 UTC e alle 0557 UTC. Il confronto

Figura 4.5: Mappe di Z_h ed elevazione 0.5° , 20-05-2012. (a) 1233 UTC, (b) 1433 UTC, (c) 1548 UTC, (d) 1733 UTC, (e) 2118 UTC, (f) 2218 UTC.

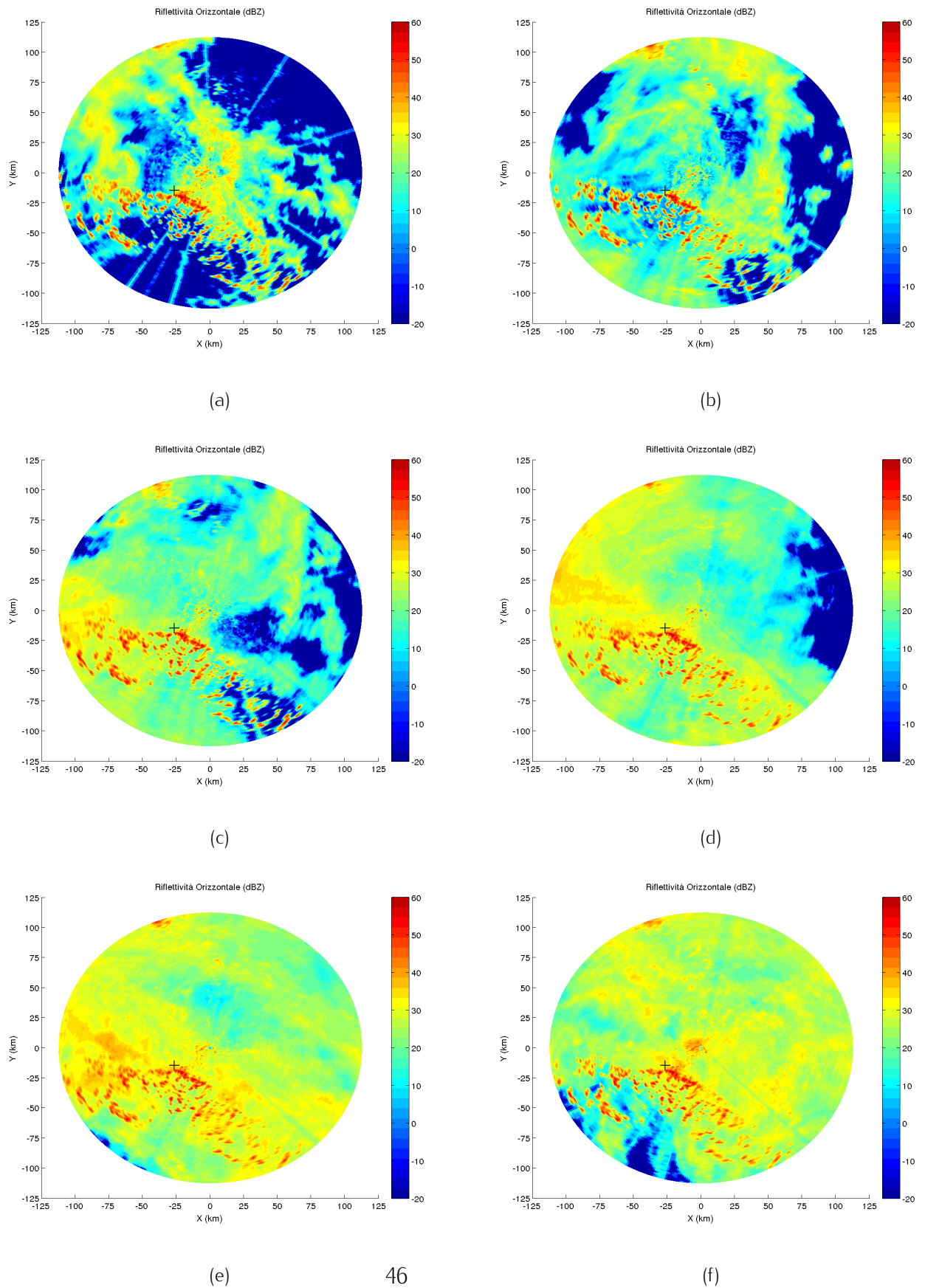
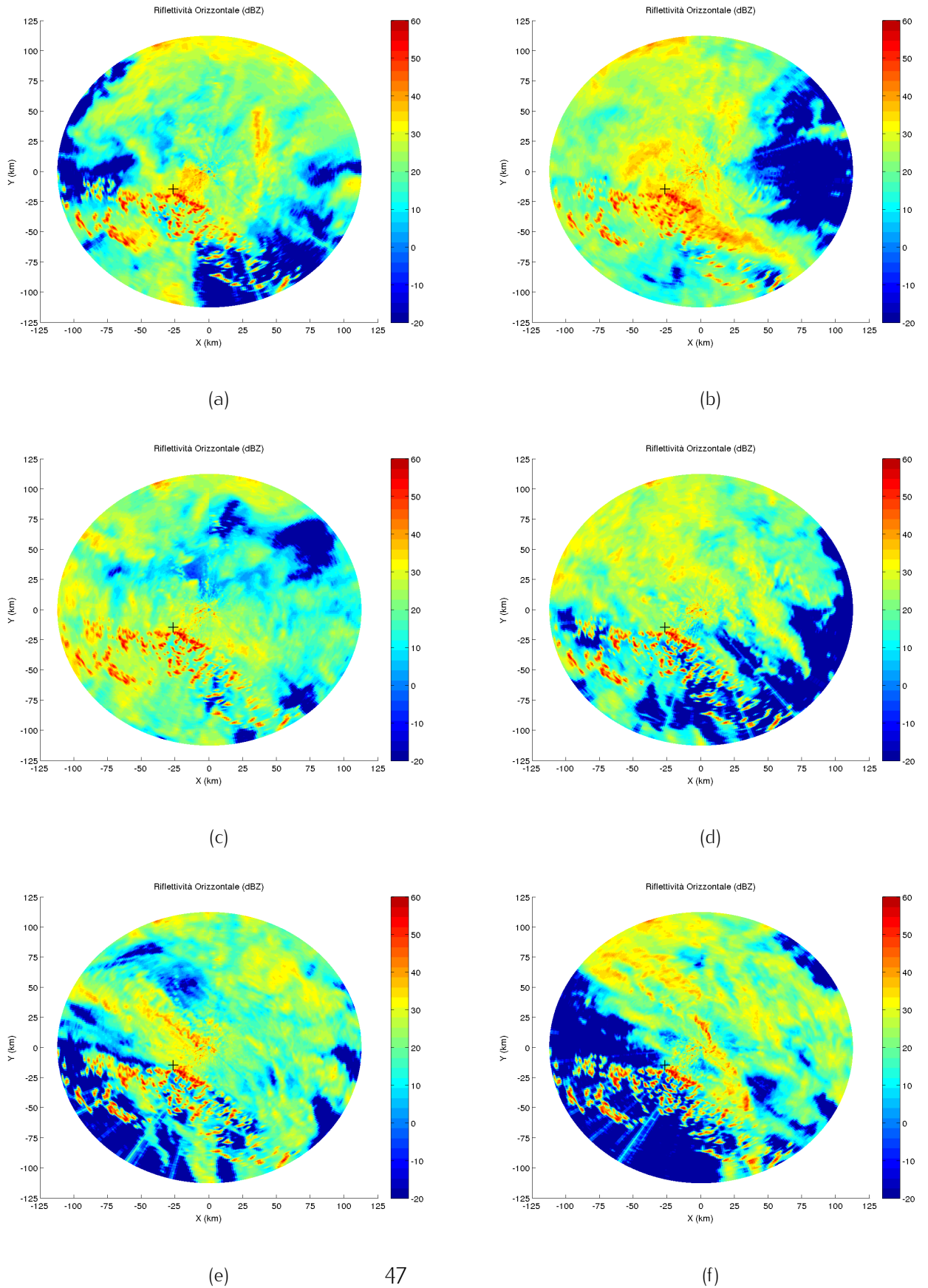
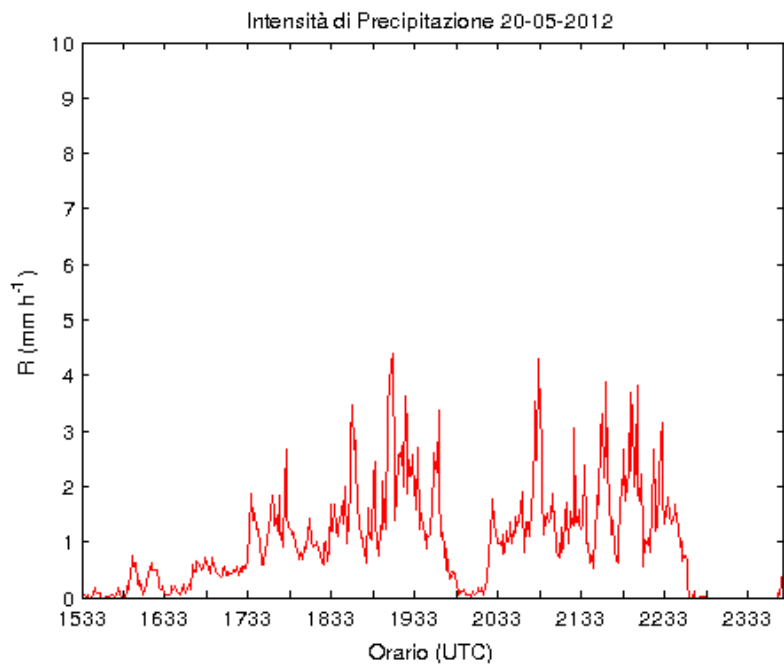
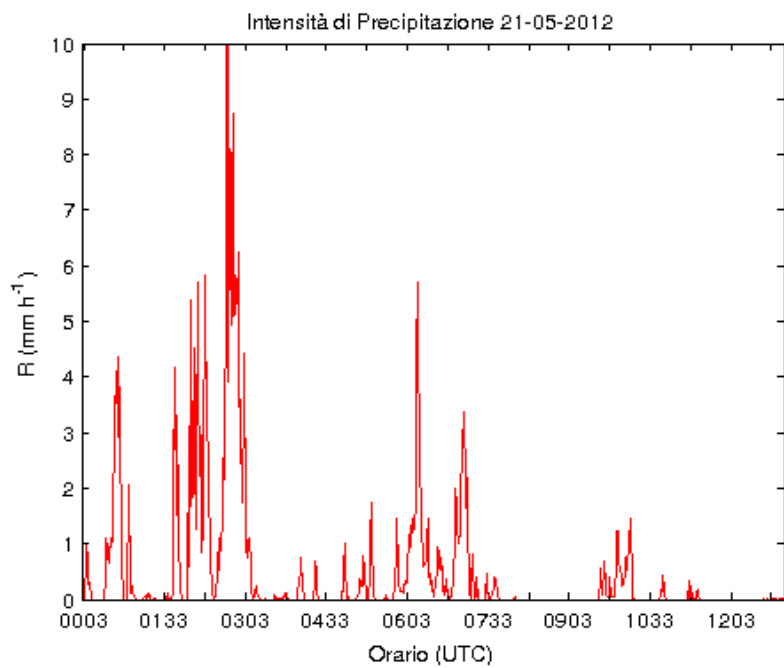


Figura 4.6: Mappe di Z_h ed elevazione 0.5° , 20-05-2012. (a) 0033 UTC, (b) 0233 UTC, (c) 0518 UTC, (d) 0733 UTC, (e) 1003 UTC, (f) 1133 UTC.



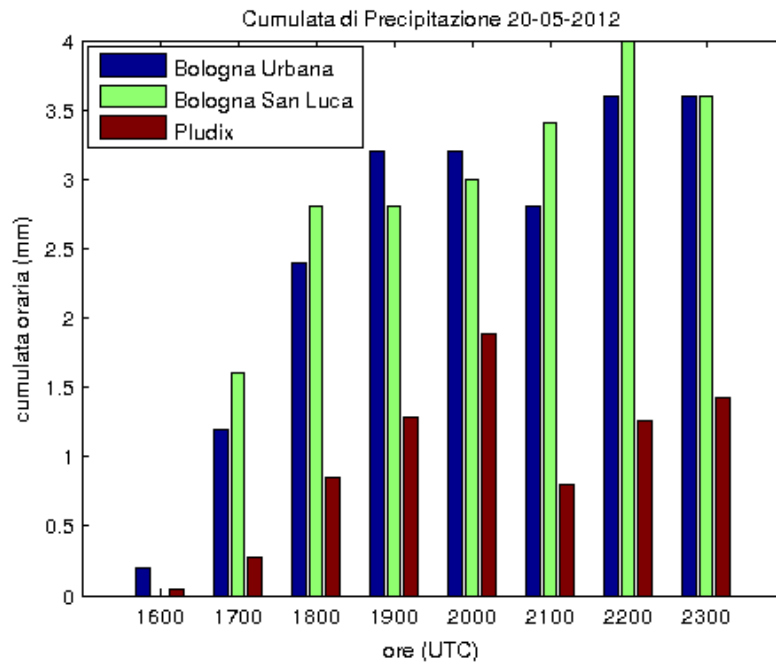


(a)

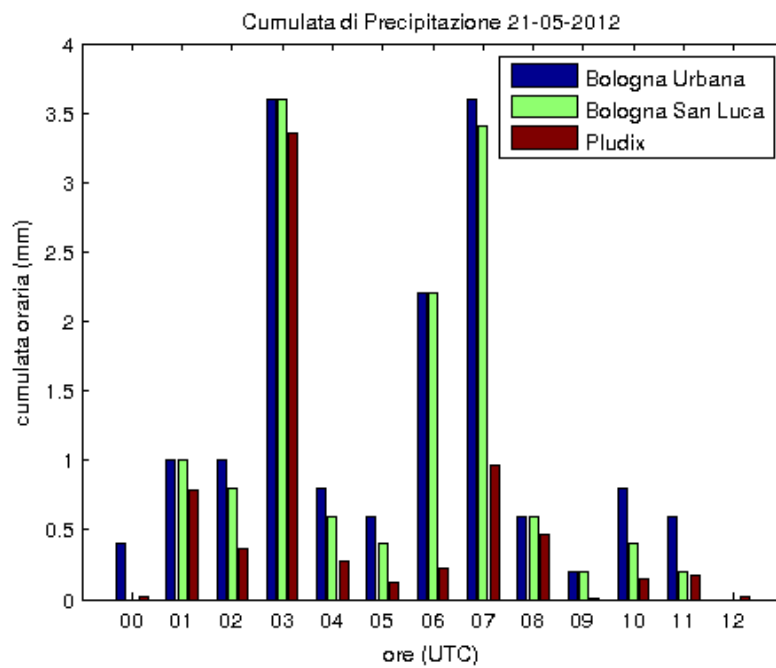


(b)

Figura 4.7: Intensità di precipitazione da PLUDIX: (a) 20-05-2012, (b) 21-05-2012.



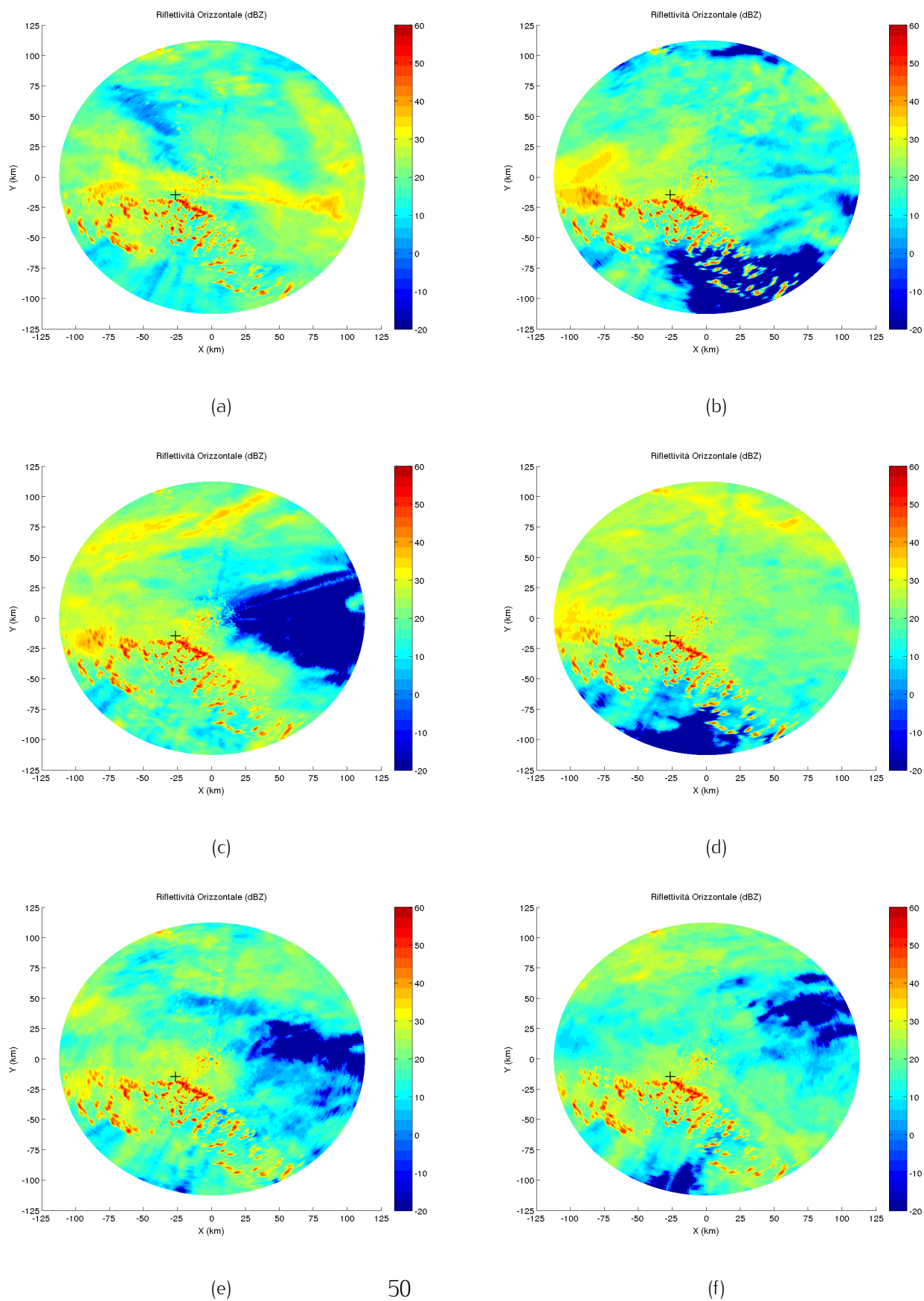
(a)



(b)

Figura 4.8: Precipitazione cumulata: (a) 20-05-2012, (b) 21-05-2012.

Figura 4.9: Mappe di Z_h ad elevazione 0.5° , 06-03-2013. (a) 0203 UTC, (b) 0518 UTC, (c) 0648 UTC, (d) 0848 UTC, (e) 1233 UTC, (f) 1333 UTC.



con i pluviometri evidenzia la netta incongruenza dei dati di precipitazione cumulata. Ciò suggerisce che, nel caso di precipitazione stratiforme, PLUDIX riproduce bene il *trend* evolutivo della precipitazione ma ne sottostima ampiamente l'intensità.

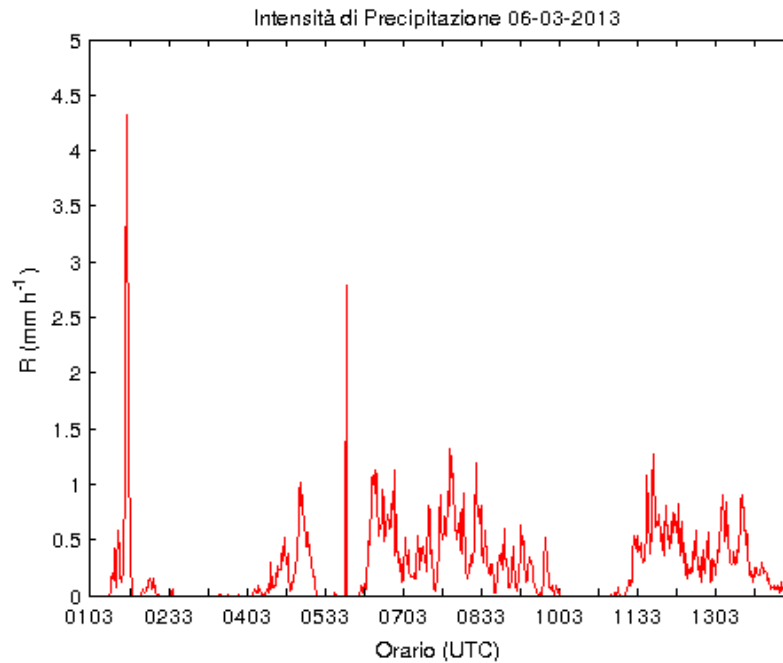


Figura 4.10: Intensità di precipitazione da PLUDIX, 06-03-2013.

4.1.4 Analisi disdrometrica

PLUDIX tende a sottostimare l'intensità degli eventi precipitanti, in particolare nel caso del 06-03-2013, come si palesa negli istogrammi di precipitazione cumulata oraria proposti precedentemente. Nonostante ciò, PLUDIX è in grado di fornire anche un'informazione di carattere disdrometrico sulla precipitazione esaminata.

Si ricordi che il dato principale registrato da PLUDIX è quello relativo allo spettro di potenza delle idrometeore precipitate, o più in generale delle idrometeore presenti in atmosfera nel volume di misura. Da tale spettro si può risalire alle caratteristiche della precipitazione e al tipo di idrometeore che ne fanno parte. Il passo successivo è quello di ricavare la distribuzione dimensionale della precipitazione, possibile soltanto per le idrometeore liquide.

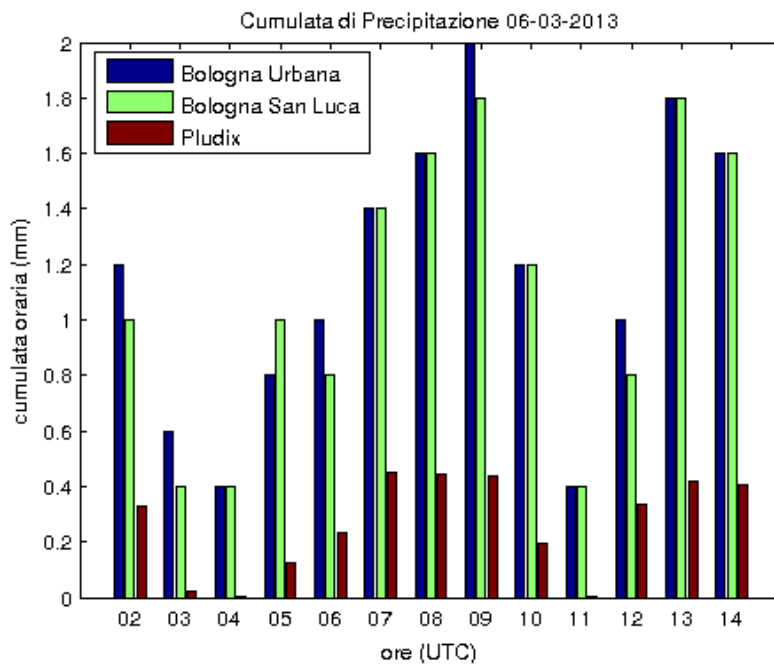


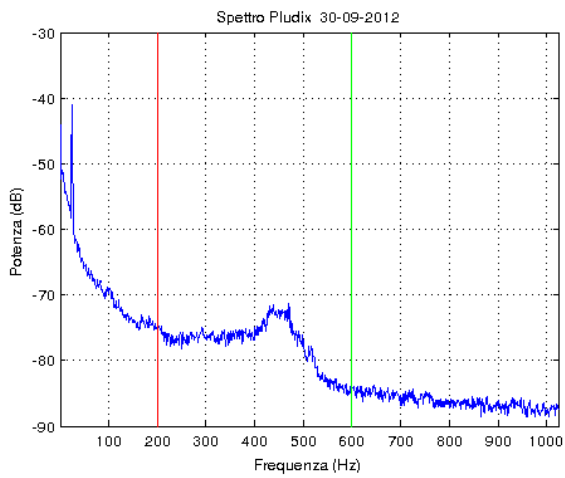
Figura 4.11: Precipitazione cumulata, 06-03-2013.

Le idrometeore osservate da PLUDIX nei casi di studio qui esaminati sono per lo più gocce d'acqua: i massimi dello spettro in frequenza appartengono alla banda centrale compresa tra 200 e 600 Hz (banda della pioggia). Non mancano però i cicli di misura in cui le frequenze di picco oltrepassano la banda centrale, per andare a occupare le regioni dello spettro relative a idrometeore solide.

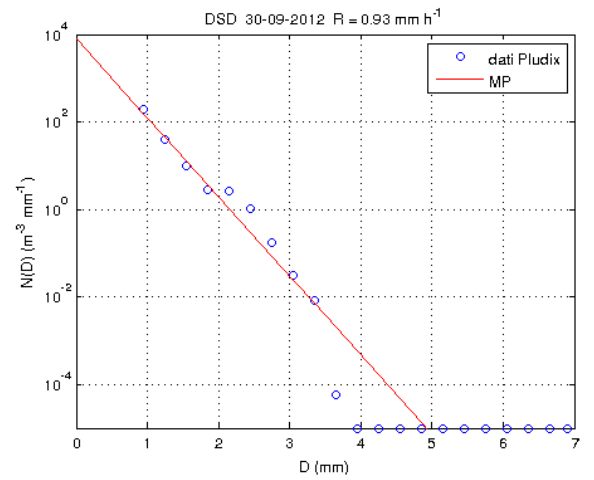
Esempi

Si consideri il sistema precipitante del 30-09-2012. Le prime idrometeore che entrano nel volume di misura di PLUDIX sono gocce di pioggia: il massimo dello spettro in frequenza oscilla tra 400 e 500 Hz. In Figura 4.12 sono mostrati lo spettro in frequenza e la DSD relativi alle 1653 UTC. Dall'analisi combinata delle due immagini si deduce che le gocce precipitate hanno diametri compresi tra 1 e 3 mm (gocce 'piccole' e 'medie') e l'intensità non è particolarmente elevata ($R = 0.93 \text{ mm h}^{-1}$). Lo spettro, infatti, esibisce un picco piuttosto stretto intorno ai 450 Hz, a cui corrisponde una banda di diametro (si veda la Tabella 3.2). La distribuzione dimensionale è in ottimo accordo con una MP.

Dopo circa un'ora viene raggiunto il valore di massima intensità di precipitazione

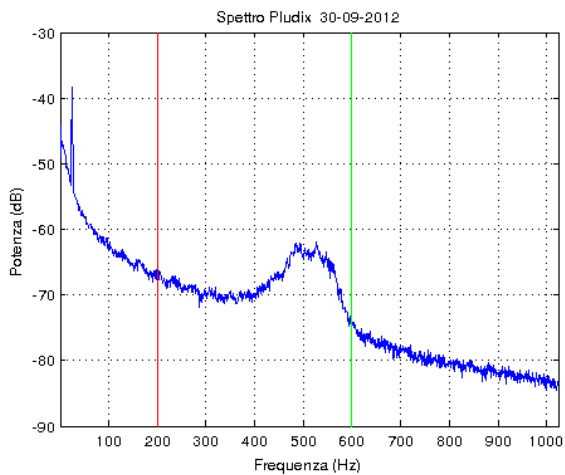


(a)

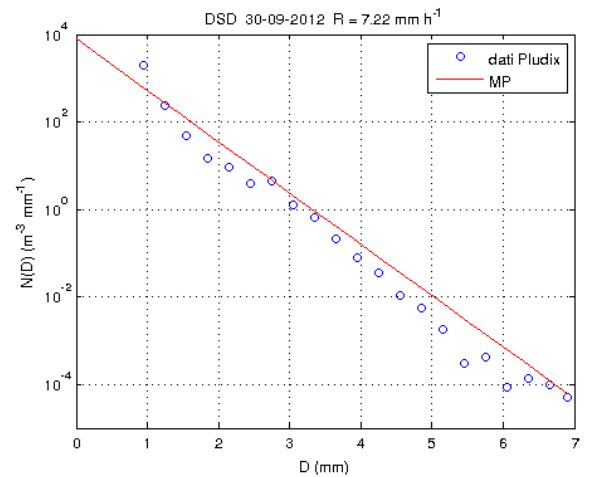


(b)

Figura 4.12: Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 30-09-2013 alle 1653 UTC: (a) spettro in frequenza, (b) DSD.



(a)



(b)

Figura 4.13: Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 30-09-2012 alle 1751 UTC: (a) spettro in frequenza, (b) DSD.

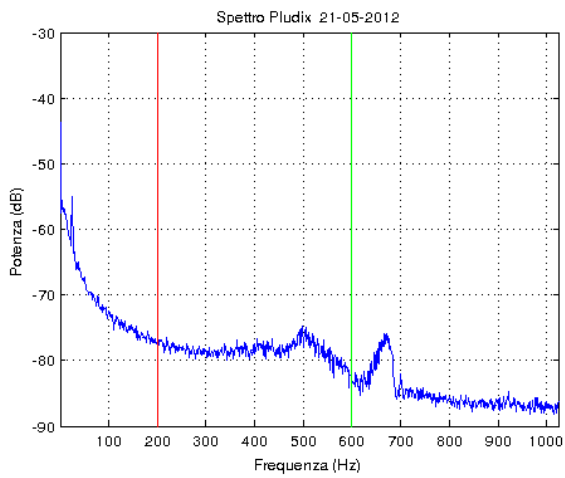
per l'evento in esame: $R = 7.22 \text{ mm h}^{-1}$ alle 1751 UTC (Figura 4.13). Il numero delle gocce 'grandi' è molto aumentato rispetto al numero delle gocce 'piccole' e 'medie'. Sono le gocce coi diametri maggiori a diffondere maggiormente la radiazione a microonde e sono quindi responsabili dell'aumento dell'intensità del segnale ricevuto. Il massimo spettrale risulta traslato a frequenze più alte ed assume una forma più allargata.

La curva spettrale tende a piccare a frequenze minori quando l'intensità di precipitazione è più bassa. Di solito si riconosce un solo massimo ad ampiezza variabile nella banda della pioggia, che sta ad indicare una distribuzione di gocce centrata intorno ad un certo diametro.

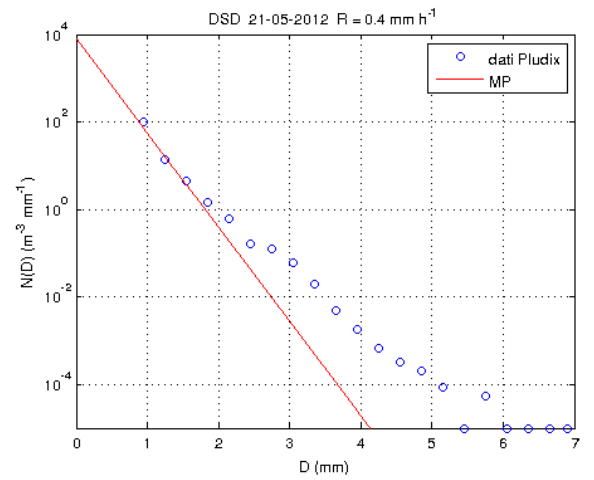
Si osservino ora gli spettri relativi a due cicli di misura di PLUDIX del 21-05-2012, alle 0026 UTC e alle 0301 UTC. In entrambi i casi la curva spettrale evidenzia la presenza di idrometeore oltre la banda della pioggia. Nel primo caso (Figura 4.14) la distribuzione della precipitazione appare bimodale: oltre a gocce 'medie' si può supporre giunga al suolo grandine.

Nel secondo caso (Figura 4.15) lo spettro presenta un massimo molto allargato e un paio di picchi più stretti che ne emergono, nella regione delle idrometeore solide. L'intensità di precipitazione è piuttosto elevata ($R = 4.44 \text{ mm h}^{-1}$): ciò si spiega con l'elevato numero di idrometeore 'grandi' rilevate. È inoltre molto probabile che il segnale registrato oltre i 600 Hz sia riconducibile a idrometeore al suolo in fase mista. La DSD, come è stato detto, viene ricostruita solo per le gocce appartenenti alla banda della pioggia, quindi non fornisce informazioni in merito alle idrometeore solide.

In conclusione, si consideri una misura rappresentativa del set di dati PLUDIX relativo al 06-03-2013 (Figura 4.16). Il carattere stratiforme della precipitazione in esame si evince dall'appiattimento e conseguente allargamento della curva spettrale. La DSD ricavata da PLUDIX evidenzia la presenza di sole gocce 'piccole', non oltre i 3 mm di diametro.

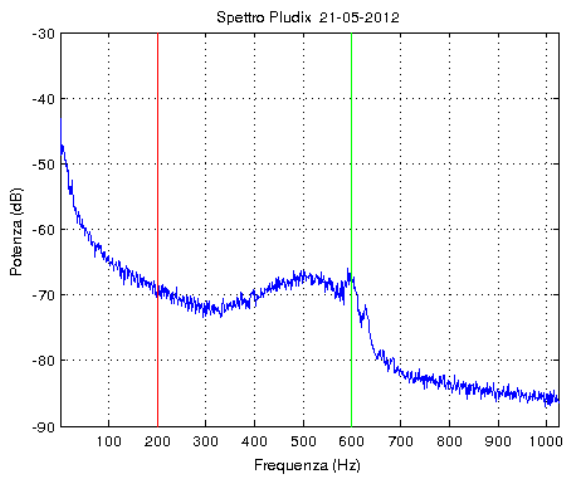


(a)

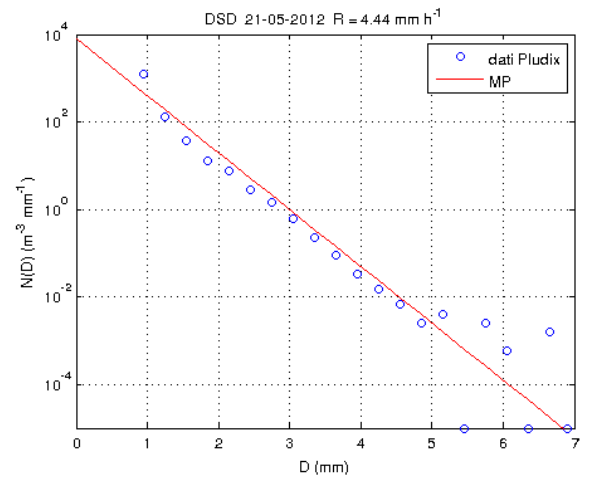


(b)

Figura 4.14: *Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 21-05-2012 alle 0026 UTC: (a) spettro in frequenza, (b) DSD.*



(a)



(b)

Figura 4.15: *Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 21-05-2012 alle 0301 UTC: (a) spettro in frequenza, (b) DSD.*

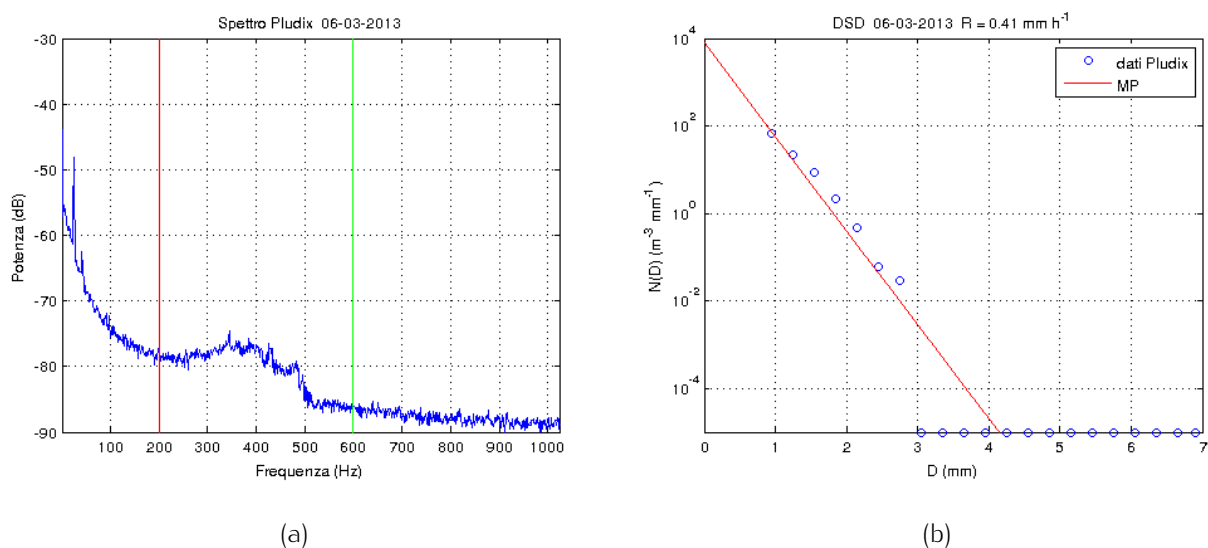


Figura 4.16: *Caratteristiche disdrometriche del sistema precipitante del 06-03-2013 alle 0743 UTC: (a) spettro in frequenza, (b) DSD.*

L'analisi delle caratteristiche disdrometriche delle idrometeore rilevate da PLUDIX consente di effettuare una prima classificazione al suolo della precipitazione. Basandosi su questi dati solamente risulta difficile comprendere i processi fisici in nube responsabili della precipitazione, se non con grande approssimazione. Per questo è necessario identificare le idrometeore presenti alle diverse quote al di sopra di PLUDIX, sia in atmosfera che in nube. Le variabili polarimetriche radar forniscono un valido strumento per questo obiettivo.

4.2 Analisi polarimetrica

4.2.1 Intensità di precipitazione

L'intensità di precipitazione R può essere stimata in funzione dalle variabili polarimetriche radar. Il confronto tra il profilo temporale dell'intensità così ottenuto e quello ricavato dalla DSD, permette un primo raffronto tra radar SPC e PLUDIX. La relazione di MP lega R a Z (in questo caso Z_h). I coefficienti di tale relazione variano a seconda del tipo di fenomeno precipitante che si considera. In questo lavoro si adottano i valori utilizzati dal SIMC dell'Emilia-Romagna, nel caso di eventi convettivi: $a = 500$, $b = 1.5$. I dati relativi alla variabile Z_h vengono estratti sia dai

file manipolati dal SIMC che dagli archivi HDF5.

Inoltre, utilizzando le variabili Z_{DR} e K_{DP} , si ricavano le stime di intensità di precipitazione delle Equazioni 3.11, 3.12 per ognuna delle giornate studiate.

Si applica ai dati polarimetrici la correzione per l'attenuazione in banda C e poi si va ad individuare al suolo l'elemento di griglia che corrisponde alla posizione del CNR. Si considerano le prime tre elevazioni dell'antenna radar e si media sui valori dei pixel che si incontrano sulla verticale del CNR. Tali pixel possono essere considerati rappresentativi della posizione del CNR in quanto le variabili polarimetriche sono mediate su 4 bin in *range*, che corrispondono a 1 km, e su tre raggi in azimut, corrispondenti a circa 1.25 km. Usando le prime tre elevazioni si ha la certezza di individuare idrometeorie effettivamente precipitate, cioè a quote inferiori al ML.

Per ciascun evento, i valori di intensità di precipitazione (calcolati ad intervalli di 15 minuti) vengono sovrapposti ai grafici di R mostrati nel paragrafo precedente.

30-09-21012

È lecito aspettarsi che la variabile riflettività, corretta per l'attenuazione in banda C, assuma valori più alti rispetto a quelli direttamente osservati dal radar SPC. Questo spiega la differenza tra i punti in blu e celeste della Figura 4.17(a). I valori ricavati dai dati manipolati dal SIMC non considerano l'attenuazione, quindi tendono a sottostimare l'effettiva Z_h e la conseguente R.

C'è un netto *bias* tra l'intensità registrata da PLUDIX e quella ottenuta dalla variabile Z_h . Questo potrebbe essere dovuto, in prima analisi, alla calibrazione del radar SPC. Un eventuale errore di calibrazione si ripercuoterebbe sulla stima della variabile riflettività innanzi tutto. Tuttavia, se si considera l'istogramma della precipitazione cumulata (Figura 4.4), si nota che i valori orari dei pluviometri Bologna Urbana e Bologna San Luca sono compatibili con l'intensità stimata da radar. Si può quindi concludere che PLUDIX sottostima l'intensità di precipitazione, a causa di un incompleto rilevamento di dati al suolo. PLUDIX osserva la precipitazione a pochi metri da terra, mentre col radar SPC si ottengono dati relativi a quote di almeno 270 m. È possibile che parte delle idrometeorie precipitate, e viste da radar,

evaporino prima di raggiungere terra o che raffiche di vento le rimuovano dalla verticale sul CNR, sottraendole dal volume di misura di PLUDIX.

Eccezione fanno i dati radar compresi tra le 1700 e le 1800 UTC circa, che non trovano corrispondenza con la cumulata dei pluviometri menzionati. La sovrastima della riflettività in questo intervallo temporale può essere dovuta a propagazione anomala del segnale radar o alla non esposizione completa degli strumenti (PLUDIX e i pluviometri) alla precipitazione.

L'utilizzo delle variabili Z_{DR} e K_{DP} in questo caso non apporta un contributo rilevante allo studio del fenomeno precipitante in corso. Si può notare in Figura 4.17(b) come i valori di intensità di precipitazione siano significativamente più bassi rispetto alle stime ottenute con Z_h . Questo fatto si può spiegare con l'indipendenza delle variabili Z_{DR} e K_{DP} dalla calibrazione del radar, che quindi non comporta errori di sovrastima della R .

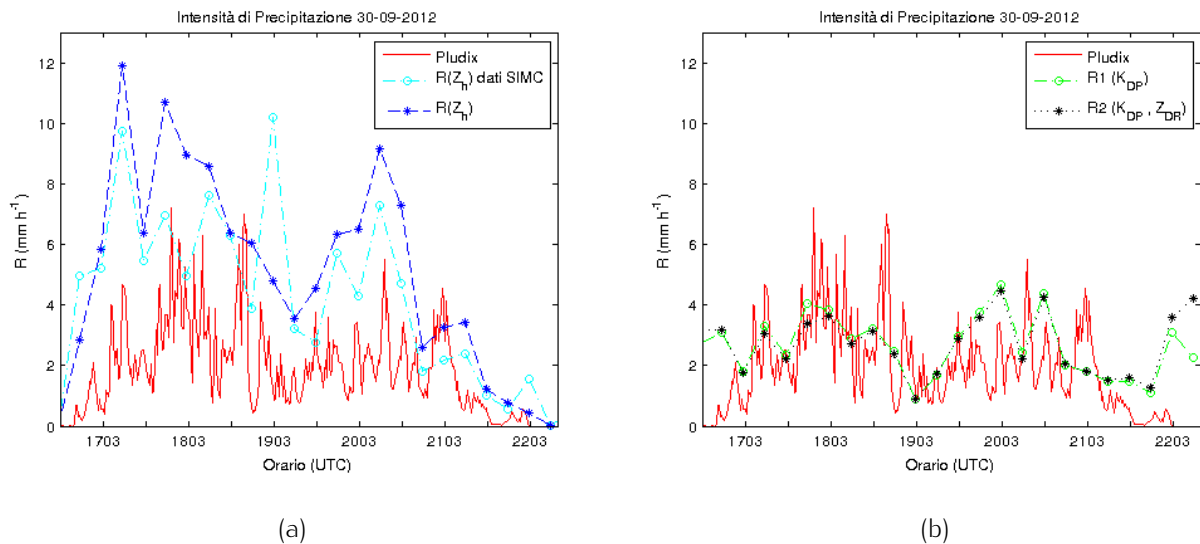


Figura 4.17: Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 30-09-2012: (a) R da PLUDIX (linea rossa), R da relazione MP per dati SPC: dati modificati dal SIMC (linea celeste) e dati HDF5 corretti (linea blu); (b) R da PLUDIX (linea rossa) e R ottenuta da variabili polarimetriche Z_{DR} e K_{DP} .

20-05-2012

L'intensità stimata con la relazione di MP riproduce fedelmente il profilo di R ricavato da PLUDIX (Figura 4.18(a)). Il *bias* tra i risultati dei due strumenti è chiaramente visibile anche in questo caso. La disponibilità di soli quattro dati radar per ciascuna ora rende difficile la stima della precipitazione cumulata a partire dalle variabili polarimetriche. Nonostante ciò i pluviometri della rete ARPA di Bologna registrano cumulate orarie in accordo con l'intensità da radar (almeno in prima approssimazione). La sottostima dell'intensità di precipitazione da parte di PLUDIX è sistematica, almeno per ciò che riguarda eventi precipitanti di modesta entità ($R < 10 \text{ mm h}^{-1}$).

Le stime di R basate sulle variabili Z_{DR} e K_{DP} possono rivelarsi vantaggiose, in quanto le variabili menzionate non risentono di eventuali errori nella calibrazione del radar. Tuttavia, quando l'intensità di precipitazione è molto bassa, tali relazioni non risultano adeguate, come si vede in Figura 4.18(b) a partire dalle 2200 UTC.

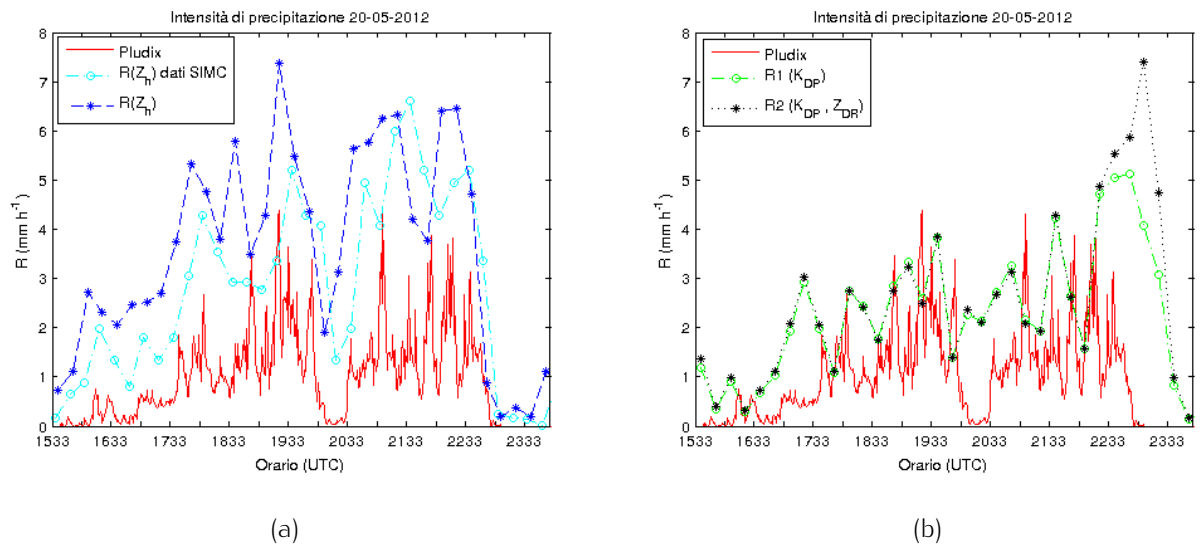


Figura 4.18: Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 20-05-2012: (a) R da PLUDIX (linea rossa), R da relazione MP per dati SPC: dati modificati dal SIMC (linea celeste) e dati HDF5 corretti (linea blu); (b) R da PLUDIX (linea rossa) e R ottenuta da variabili polarimetriche Z_{DR} e K_{DP} .

21-05-2012

Le stesse considerazioni fatte per l'evento del 20-05-2012 valgono in questo caso. Il sistema precipitante è lo stesso della giornata precedente, però in questo caso manifesta picchi di intensità maggiore, associati ad eventi grandinigeni e grandi gocce. In questi casi l'intensità stimata con le variabili Z_{DR} e K_{DP} riproduce quella registrata da PLUDIX. Al contrario, quando l'intensità scende sotto 1 mm h^{-1} , la stima fallisce (Figura 4.19).

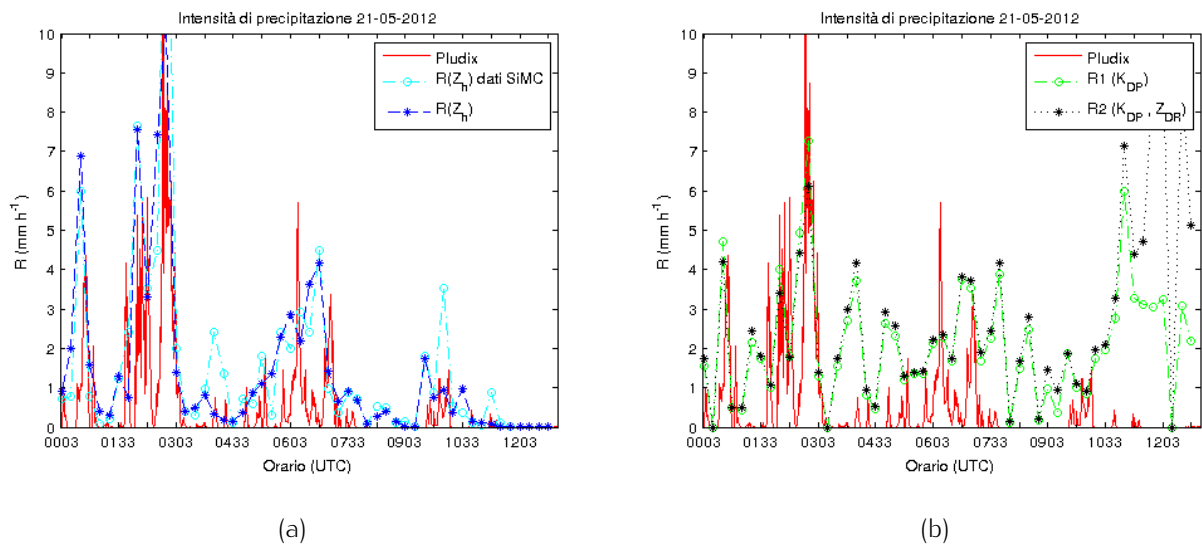


Figura 4.19: Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 21-05-2012: (a) R da PLUDIX (linea rossa), R da relazione MP per dati SPC: dati modificati dal SIMC (linea celeste) e dati HDF5 corretti (linea blu); (b) R da PLUDIX (linea rossa) e R ottenuta da variabili polarimetriche Z_{DR} e K_{DP} .

06-03-2013

L'evento del 06-03-2013 rappresenta un caso a parte. Qui l'intensità R è ragionevolmente bassa a causa del carattere stratiforme della precipitazione. L'utilizzo della variabile Z_h si rivela il più adatto per la stima di R (Figura 4.16(a)) anche se manifesta il *bias* con le misure di PLUDIX già riscontrato. Si ricordi che PLUDIX è sensibile a gocce di pioggia con diametri superiori a 0.8 mm . Un evento stratiforme è caratterizzato da una DSD orientata verso gocce piccole che facilmente scendono sotto la soglia di 0.8 mm di diametro. Il *drizzle* precipita a partire da diametri di

0.1 mm e, secondo la distribuzione MP, sono proprio le gocce di dimensioni minori a contribuire maggiormente al numero di idrometeore rilevate.

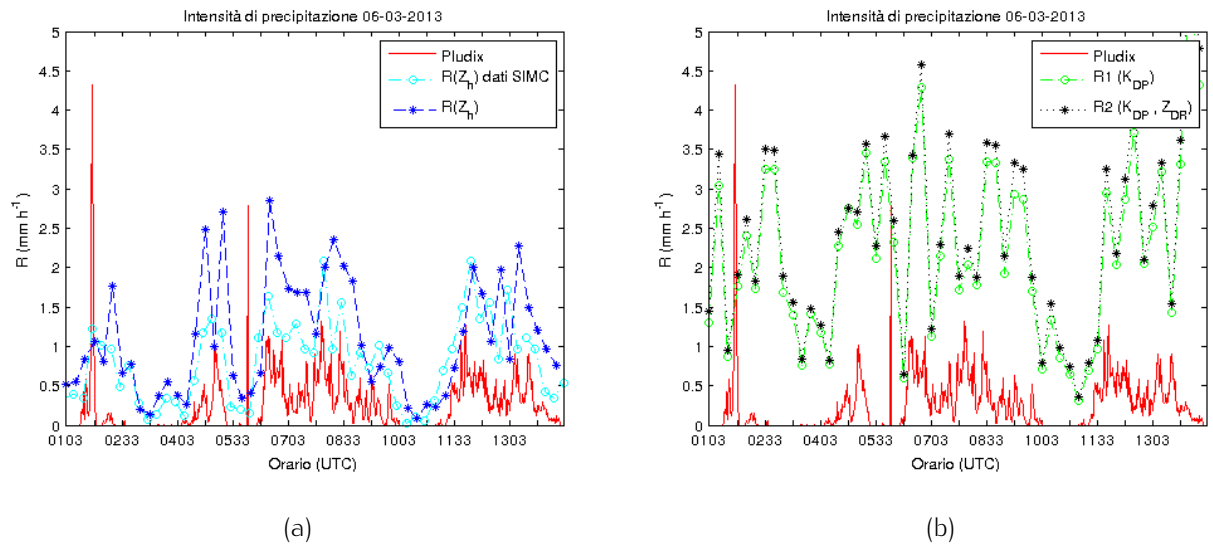
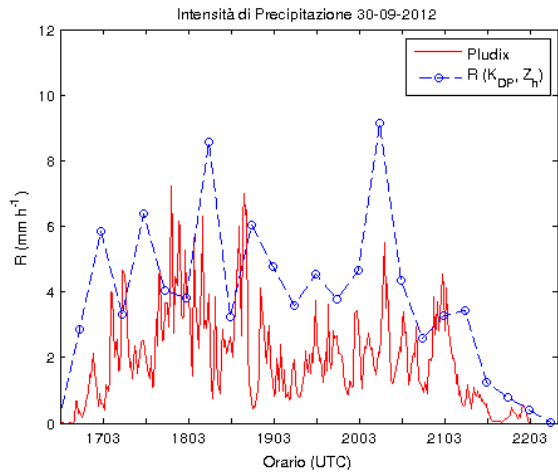


Figura 4.20: Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC, 06-03-2013: (a) R da PLUDIX (linea rossa), R da relazione MP per dati SPC: dati modificati dal SIMC (linea celeste) e dati HDF5 corretti (linea blu); (b) R da PLUDIX (linea rossa) e R ottenuta da variabili polarimetriche Z_{DR} e K_{DP} .

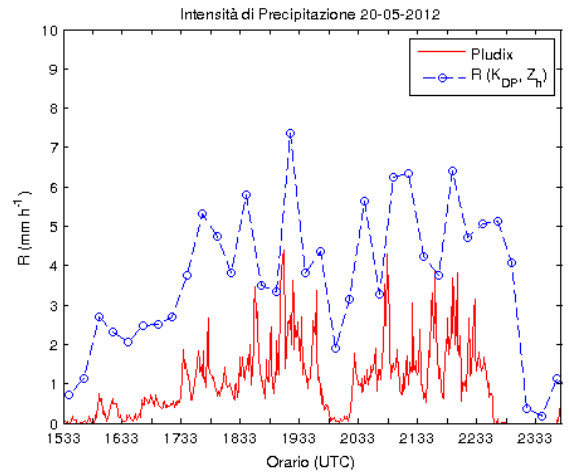
Considerazioni generali

In tutti i casi visti c'è una buona concordanza tra l'andamento dell'intensità di precipitazione da PLUDIX e da radar SPC. Il *trend* generale e l'alternanza di massimi e minimi di R sono ben riprodotti da entrambi gli strumenti. Matrosov (2010) discute l'utilizzo delle stime di R basate sulle variabili polarimetriche e propone una condizione sulla K_{DP} per scegliere la migliore relazione: se $K_{DP} > 0.1 \text{ deg km}^{-1}$ è preferibile usare l'Equazione 3.11 che lega R alla K_{DP} ; altrimenti la legge di potenza MP fornisce la migliore stima di R , in funzione di Z_h . In Figura 4.21 sono riportate le stime di precipitazione da radar per gli eventi studiati, utilizzando la condizione di Matrosov (2010).

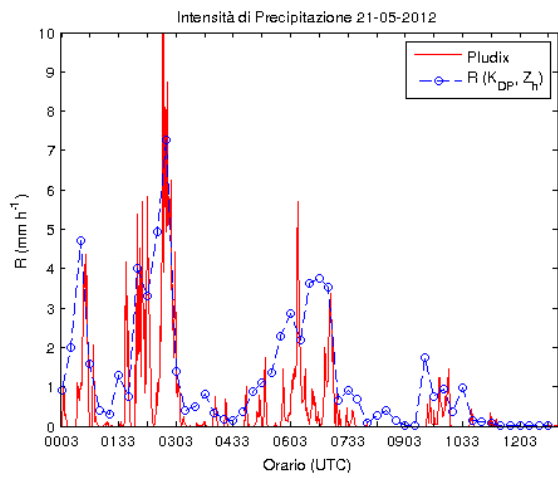
Il *bias* tra i profili di intensità di precipitazione dei due strumenti è sempre presente. Nonostante ciò, PLUDIX e il radar SPC dimostrano di osservare gli stessi fenomeni e forniscono informazioni coerenti. Per questo motivo è lecito proseguire



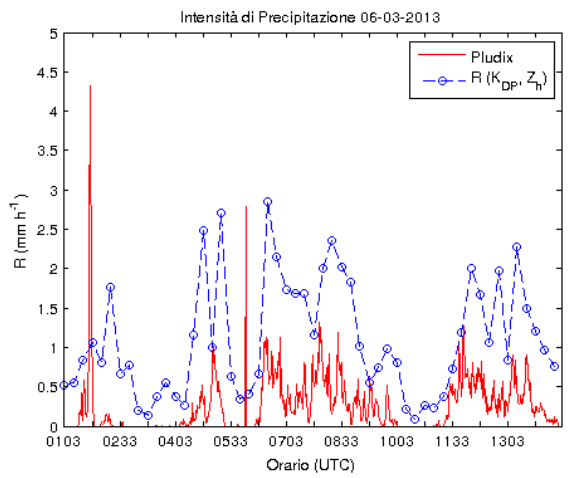
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.21: Intensità di precipitazione da PLUDIX e radar SPC : (a) 30-09-2012, (b) 20-05-2012, (c) 21-05-2102, (d) 06-03-2013.

con il lavoro e indagare i sistemi precipitanti in senso verticale, andando cioè a classificare le idrometeore che si incontrano a quote radar più elevate.

4.2.2 Classificazione di idrometeore

L'HCA che viene usato in questo lavoro è stato descritto nel Capitolo 3. Va ricordato che alcune variabili che entrano nell'algoritmo vanno ricavate dalle osservabili del radar SPC, come K_{DP} e i parametri di consistenza per Z_h e Φ_{DP} . Una volta ottenute le variabili necessarie, si procede allo *smoothing* in *range* (4 bin) e in azimut (3 raggi).

L'HCA ricavato dal lavoro di Park et al. (2009) si dimostra ottimale per lo studio di sistemi precipitanti a carattere convettivo, caratterizzati dalla presenza del ML a quote comprese tra 2 e 3 km e dalla formazione delle idrometeore BD, GR e RH. Queste ultime non compaiono in nubi fredde che danno origine a precipitazioni stratiformi: l'applicazione dell'algoritmo di classificazione all'evento del 06-03-2013 richiede quindi particolari considerazioni.

30-09-2012

Per prima cosa viene individuato il ML della nube precipitante: in Figura 4.22 sono riportate le evidenze polarimetriche per elevazione 7.0° alle 1848 UTC, e le altezze medie per il *top* e *bottom* del ML. Nella mappa di Z_h è visibile un incremento di riflettività circoscritto ad un anello di raggio 25 km circa intorno al radar, a cui corrisponde nelle mappe di Z_{DR} e ρ_{hv} la traccia tipica del ML. Dal MLDA, ricostruito in base al lavoro di Giangrande et al. (2008), si ricavano i valori medi H_t e H_b . Per le 1848 UTC si ottiene $H_t = 2.77$ km. Il *top* del ML approssima la quota a cui la temperatura di bulbo bagnato T_w raggiunge 0°C . Il radiosondaggio di SPC del 01-10-2013 alle 0000 UTC (passato ormai il sistema precipitante) indica che la quota H_t è alla temperatura atmosferica T di 1.8°C , circa 400 m al di sotto della isoterma a 0°C . Al variare delle misurazioni relative alla stessa giornata, l'altezza media del *top* del ML oscilla tra 2.7 e 3.0 km, ma le temperature corrispondenti a H_t rispettano sempre la relazione $T_w \leq T$, come ci si aspetta. Questo dimostra che la fusione delle idrometeore di ghiaccio non avviene ancora alle quote corrispondenti alla isoterma

a 0°C , ma inizia ad un livello inferiore dove $T_w \geq 0^{\circ}\text{C}$, in concordanza coi valori di H_t trovati.

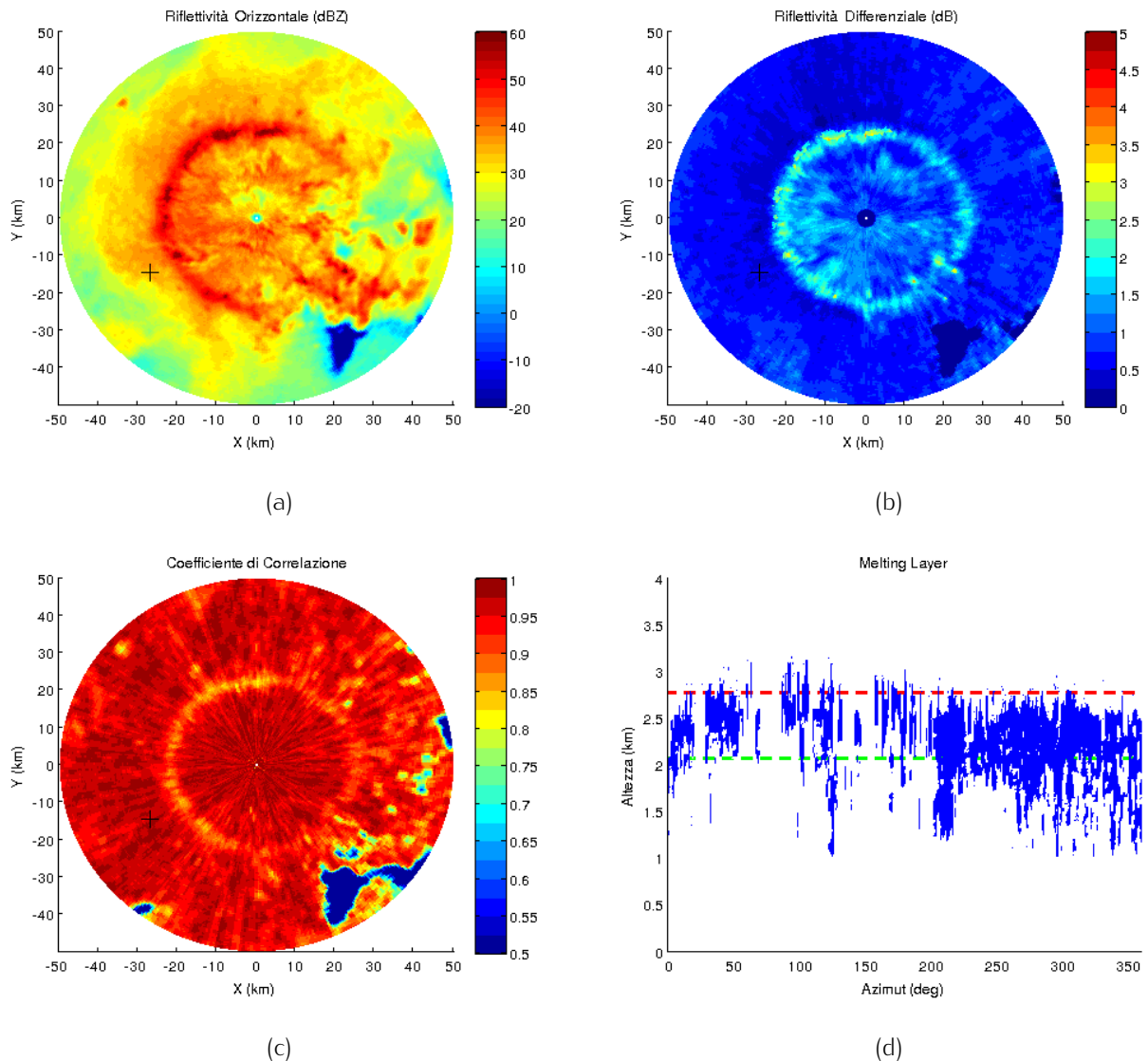


Figura 4.22: Evidenze del ML alle 1848 UTC del 30-09-2012: (a) Z_h elevazione 7.0° , (b) Z_{DR} elevazione 7.0° , (c) ρ_{hv} elevazione 7.0° , (d) H_t in rosso e H_b in verde, mediati in azimuth.

Il simbolo '+' nei PPI mostrati rappresenta il punto che si trova sulla verticale della posizione del CNR. Per l'elevazione dell'antenna pari a 7.0° , la quota del punto di interesse corrisponde a circa 3.7 km.

Viene riportata in Figura 4.23 la classificazione delle idrometeorie per tre differenti set di misura: 1718, 1933 e 2303 UTC ad elevazione 7.0° . La sigla NC sta per 'non classificato' e si riferisce a quella classe di eco radar per la quale il valore

di Z_h risulta inferiore alla soglia minima per l'individuazione di una qualsiasi delle 10 classi previste dall'HCA di Park et al. (2009). Le mappe proposte comprendono un'area circolare di 50 km intorno al radar SPC.

Alle 1718 UTC il sistema precipitante transita già sul territorio Bolognese. Pioggia moderata (arancione) viene registrata alle quote più basse, con qualche pixel di pioggia intensa (tono più scuro dell'arancio). Oltre tale regione si incontrano idrometeore di neve bagnata (ciano) e accenni di BD (giallo), in corrispondenza del ML (ben distinguibile nel PPI di riflettività (a)). Il settore SO è caratterizzato da una *bright band* intensa che confina con una estesa regione di graupel (verde). GR è presente anche nel settore SE, al contorno di una banda di RH (rosso) molto pronunciata. Questa rappresenta una linea di celle convettive riconducibile ad un acquazzone che da SE si sposta in direzione NO. Nel settore NE si incontrano per lo più cristalli di ghiaccio (verde acqua) in corrispondenza della regione a minore riflettività. Parte della neve bagnata a N è mescolata a neve secca (blu chiaro).

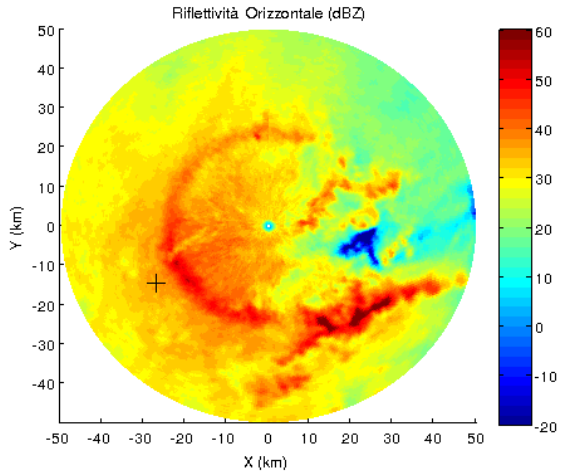
Dopo circa due ore, alle 1933 UTC, la mappa di classificazione non mostra particolari mutamenti. L'attività convettiva più evidente si è spostata nel settore NE, riconoscibile attraverso le idrometeore RH di ghiaccio misto ad acqua nel ML e graupel al di sopra. I cristalli orlano tutta la mappa.

Alle 2148 UTC si assiste agli ultimi rovesci vicino a SPC, mentre il sistema si sta spostando a NE oltre la regione di pertinenza del radar: il settore E della mappa (e) è dominato da assenza di classificazione (in bianco). Si identificano idrometeore di pioggia intensa e grandine vicino a SPC, a quote prossime al suolo.

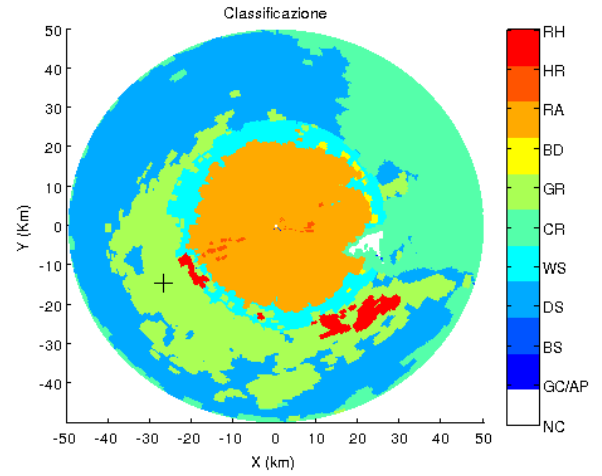
L'HCA viene applicato ai set di dati relativi alle 9 elevazioni dell'antenna radar, e vengono combinate le mappe di classificazione per ottenere i grafici RHI. Per l'azimut si sceglie il raggio numero 322 (241.5° a partire da N in senso orario), corrispondente alla posizione del CNR. In Figura 4.24 sono riportati gli RHI di riflettività e classificazione per le 1718, 1933 e 2148 UTC.

Alle 1718 UTC, il ML è identificato dalla banda di RH (rosso) alla quota di 3 km circa. Poco più in basso si può notare la presenza di neve bagnata che separa la pioggia dalle idrometeore allo stato solido. Uno strato di GR (verde) si trova al di sopra del ML mentre a quote più elevate, oltre i 5 km, inizia a comparire neve secca.

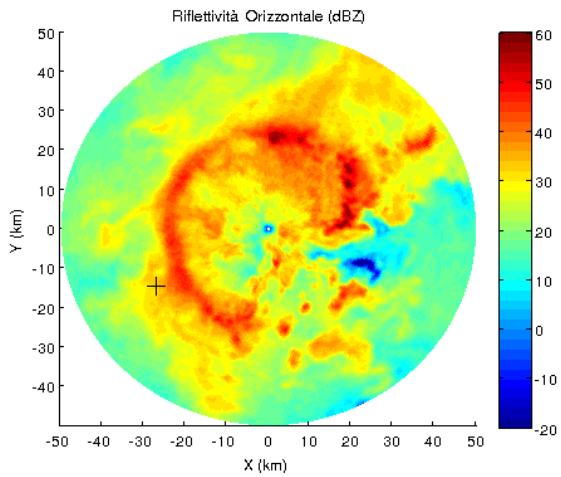
Figura 4.23: PPI di Z_h e classificazione ad elevazione 7.0° , 30-09-2012: (a)-(b) 1718 UTC, (c)-(d) 1933 UTC, (e)-(f) 2148 UTC.



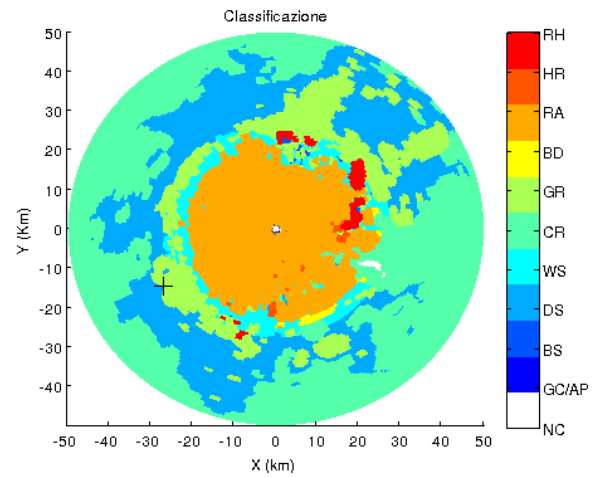
(a)



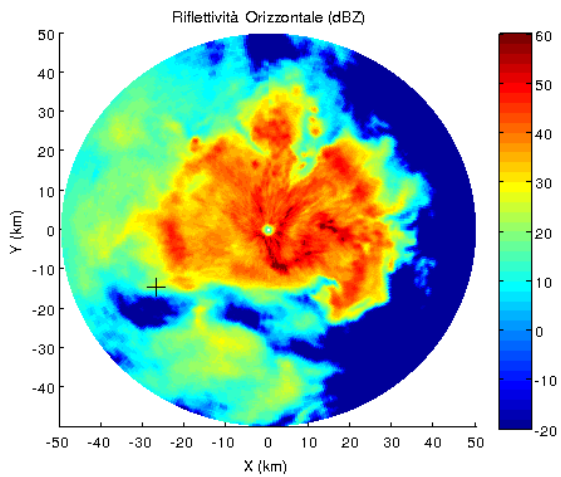
(b)



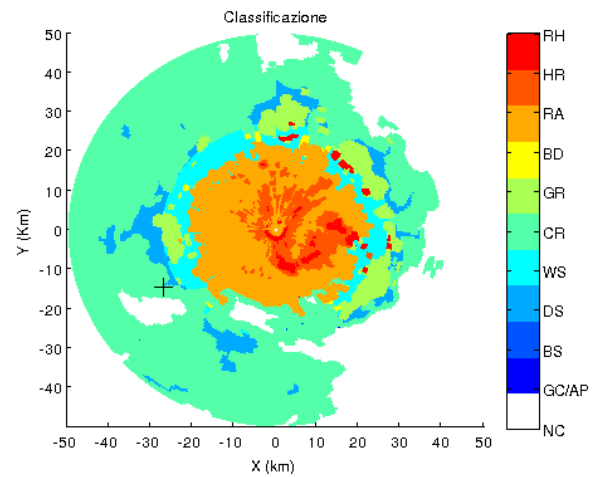
(c)



(d)



(e)



(f)

Per le 1933 UTC il ML è formato principalmente da idrometeore di WS, ad eccezione di un nucleo di RH sulla verticale del CNR alla quota di 2.5 km circa. I cristalli raggiungono la quota limite di 9 km, oltre cui la nube si dissolve. La neve secca resta confinata sotto i 6 km. Alle 2148 UTC il *top* della nube giace intorno a 6 km, ad eccezione di qualche cristallo che si spinge fino a 7 km di quota. A poca distanza da SPC, vicino a terra, vengono classificate pioggia intensa e grandine.

20-05-2012

Anche in questo caso il ML è chiaramente distinguibile nei PPI ad elevazione 7.0° delle variabili Z_h , Z_{DR} e ρ_{hv} . In Figura 4.25 sono riportate le immagini relative alle 1948 UTC. Dal MLDA si ricava $H_t = 2.48$ km. L'altezza del *top* oscilla tra 2.4 e 2.7 km, se si considerano tutte le misure disponibili per la giornata. Il radiosondaggio di SPC del 21-05-2012 alle 0000 UTC non fornisce dati molto precisi sull'altezza dell'isoterma a 0°C , che risulta compresa tra 2.5 e 3.0 km di quota. Sapendo che la fusione delle idrometeore solide inizia generalmente poco al di sotto dell'altezza dello zero termico, la stima di H_t risulta consistente.

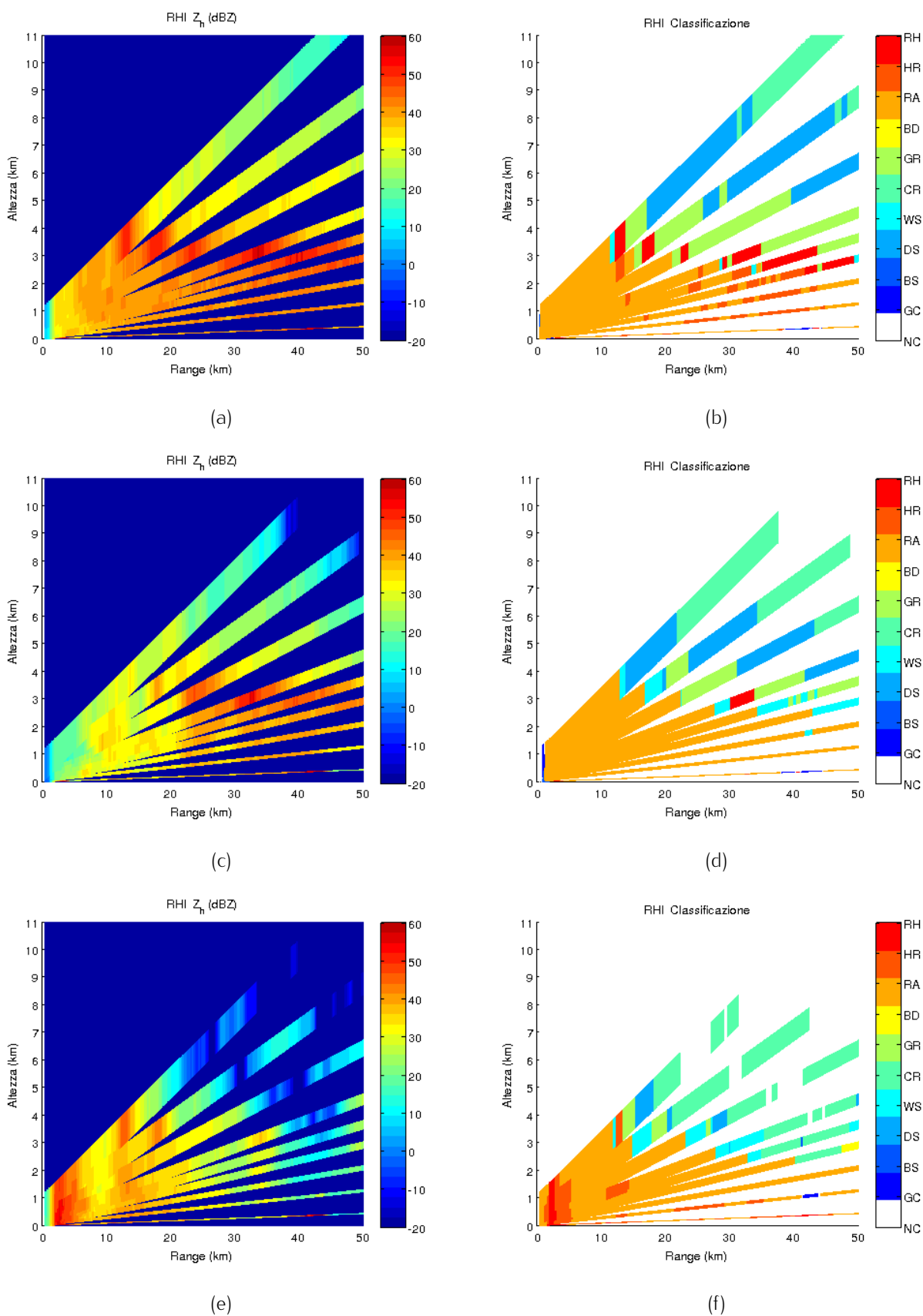
In Figura 4.26 sono riportate le mappe di classificazione per elevazione 7.0° alle 1748 UTC e alle 2148 UTC. Di seguito, in Figura 4.27, gli RHI per la coordinata azimutale del CNR. La struttura verticale del sistema vede l'alternanza, dall'alto verso il basso, di: CR, DS, GR, WS, RA. Poche idrometeore di pioggia intensa o di grandine, a parte un nucleo di RH oltre il ML a sud di SPC, alle 2148 UTC.

21-05-2012

Il *top* del ML alle 0703 UTC si trova alla quota di 2.55 km, Figura 4.28. Valgono le stesse considerazioni sull'altezza dello zero termico relative al 20 maggio.

I PPI (elevazione 7.0°) relativi alla classificazione di idrometeore per le 0248 e le 0710 UTC sono riportati in Figura 4.29. Il PPI (b) delle 0248 UTC è caratterizzato da una spessa banda di RH all'altezza del ML, che occupa tutto il settore SO dell'immagine. Idrometeore di graupel e grandine mista ad acqua sono indice di attività convettiva, che al di sotto del ML sfocia in pioggia intensa. Anche alle ore 1003 UTC si assiste a precipitazioni di carattere intenso, con grandine a NO di SPC.

Figura 4.24: RHI di Z_h e classificazione, 30-09-2012: (a)-(b) 1718 UTC, (c)-(d) 1933 UTC, (e)-(f) 2148 UTC.



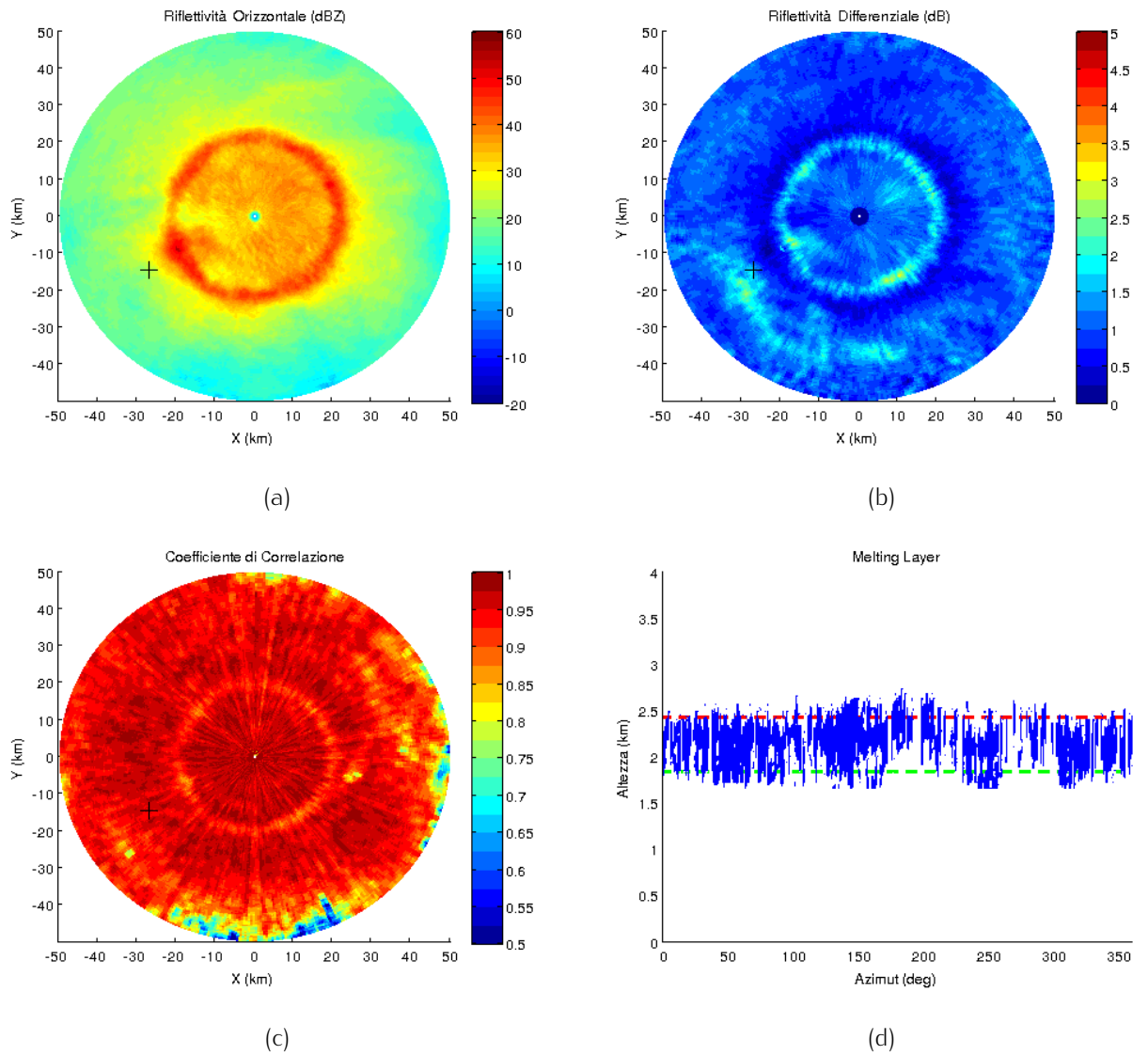


Figura 4.25: Evidenze del ML alle 1948 UTC del 20-05-2012: (a) Z_h elevazione 7.0° , (b) Z_{DR} elevazione 7.0° , (c) ρ_{hv} elevazione 7.0° , (d) H_t in rosso e H_b in verde, mediati in azimut.

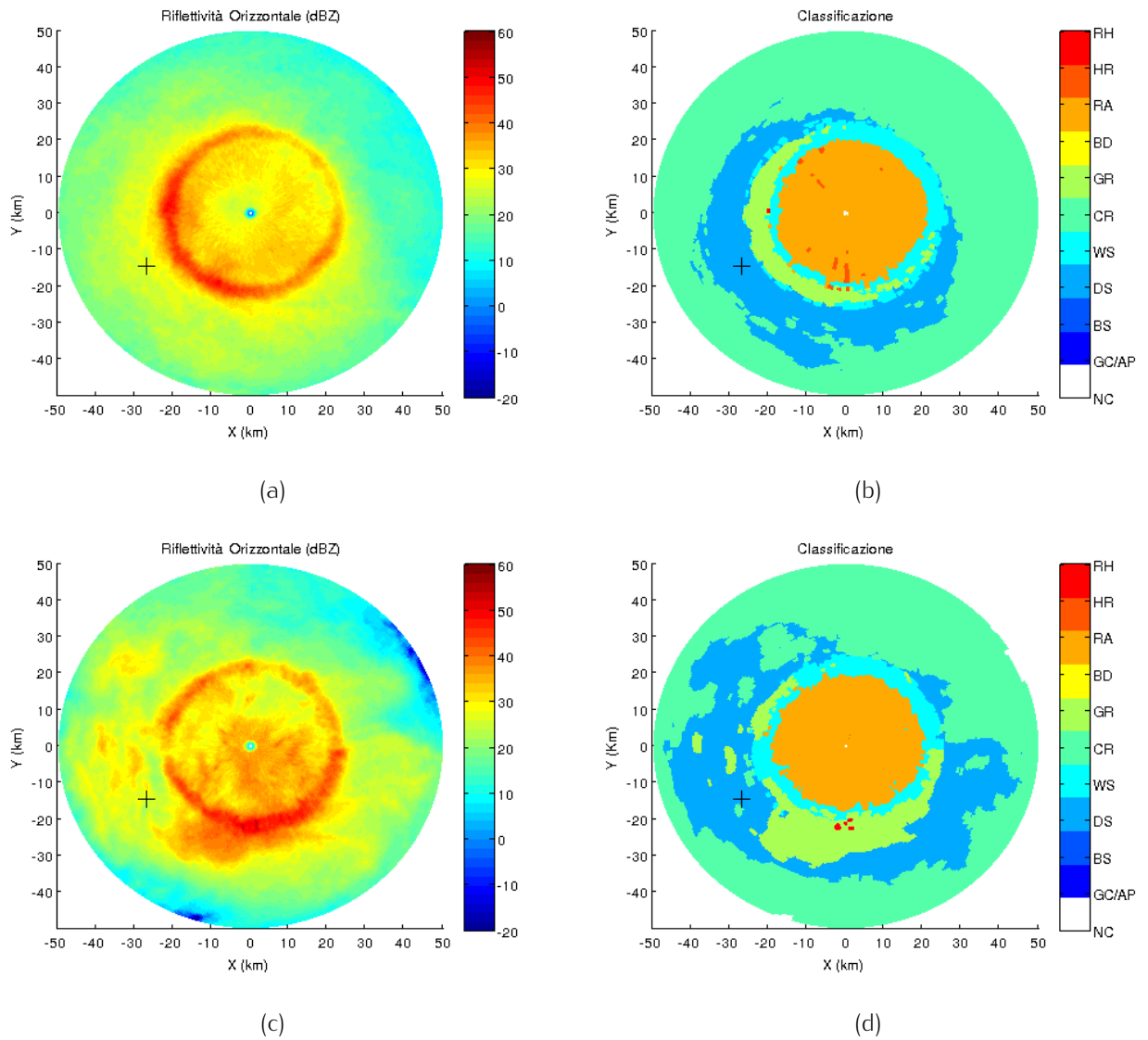
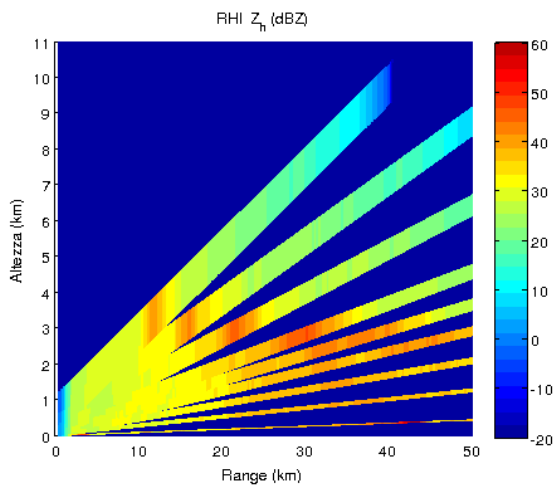
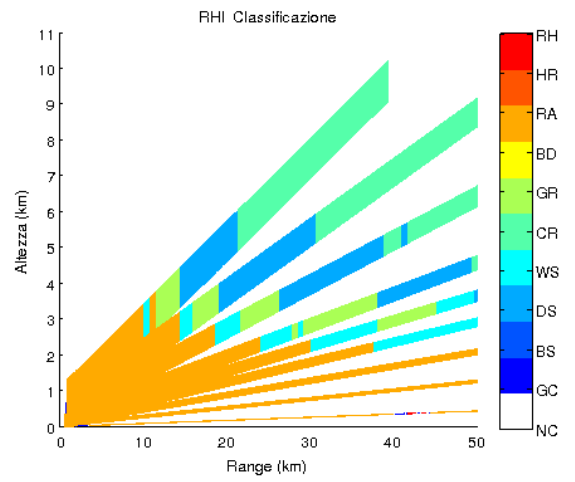


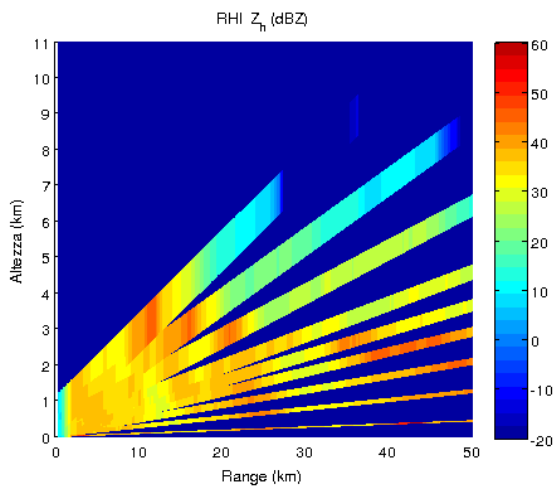
Figura 4.26: PPI di Z_h e classificazione ad elevazione 7.0° , 20-05-2012: (a)-(b) 1748 UTC, (c)-(d) 2133 UTC.



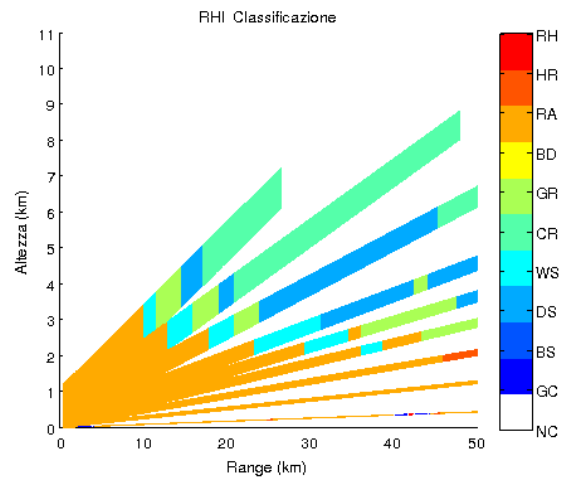
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.27: RHI di Z_h e classificazione, 20-05-2012: (a)-(b) 1748 UTC, (c)-(d) 2148 UTC.

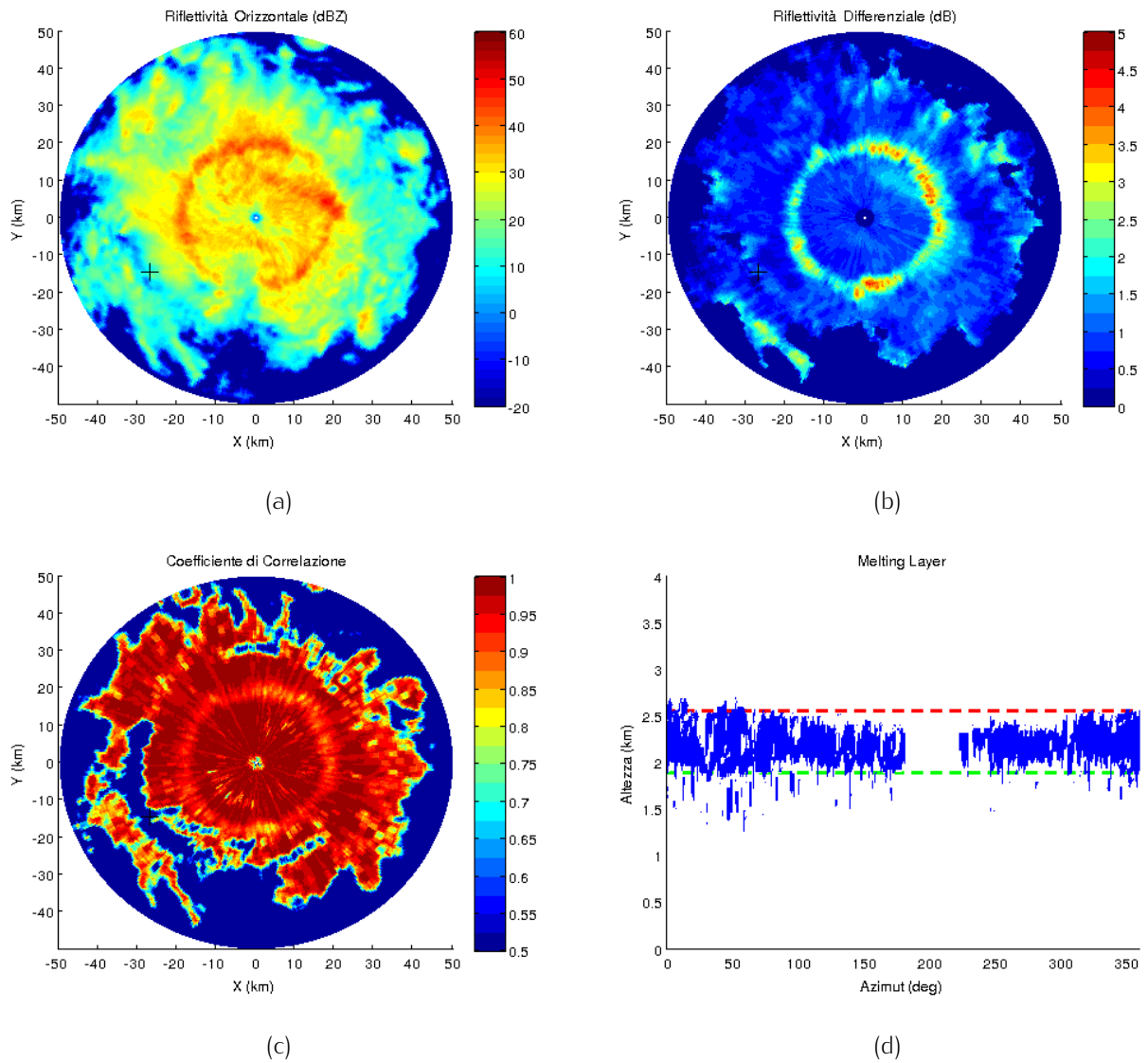


Figura 4.28: Evidenze del ML alle 0703 UTC del 21-05-2012: (a) Z_h elevazione 7.0° , (b) Z_{DR} elevazione 7.0° , (c) ρ_{hv} elevazione 7.0° , (d) H_t in rosso e H_b in verde, mediati in azimuth.

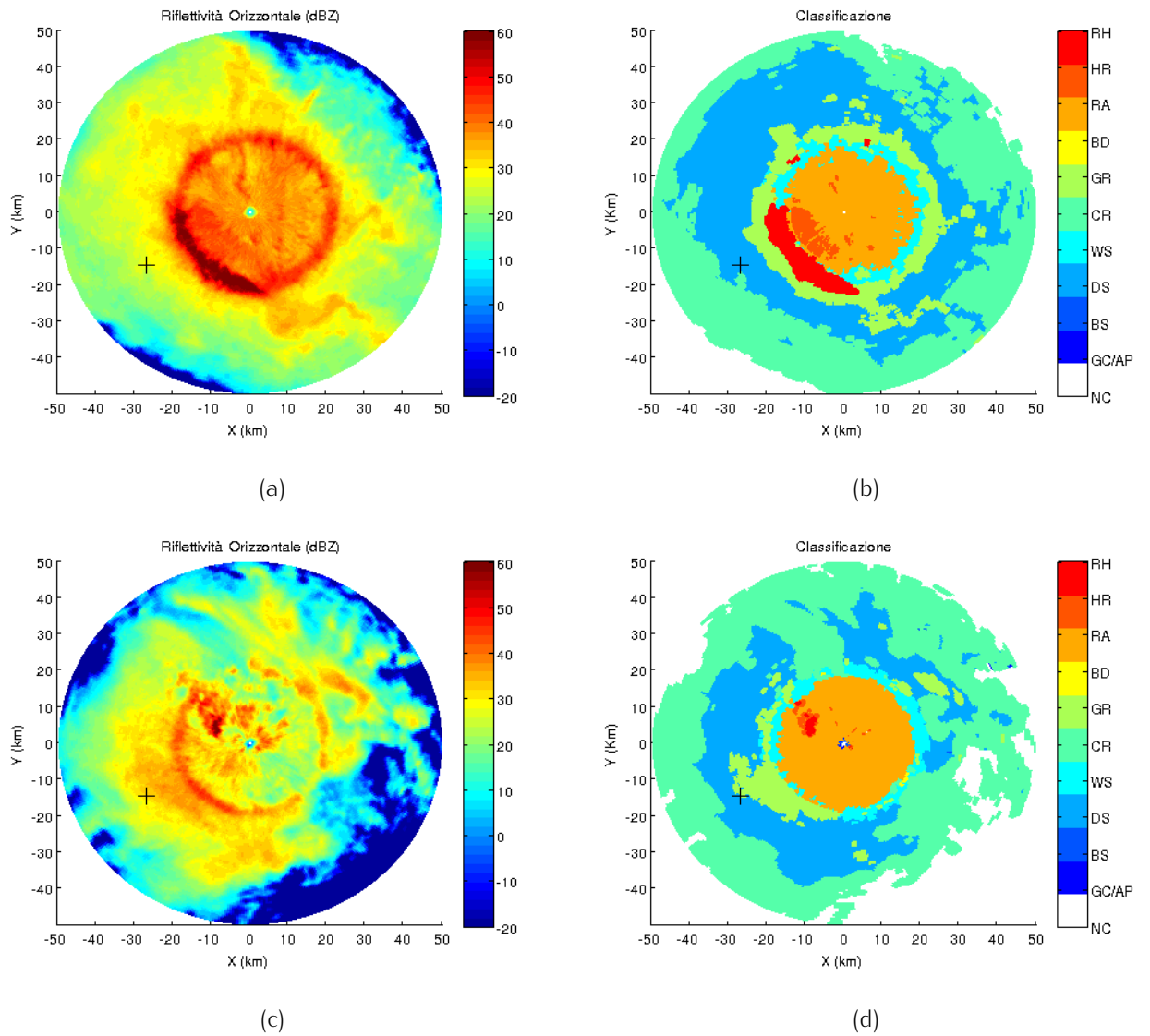


Figura 4.29: PPI di Z_h e classificazione ad elevazione 7.0° , 21-05-2012: (a)-(b) 0248 UTC, (c)-(d) 1003 UTC.

Gli RHI alla coordinata azimutale del CNR per le 0248 e le 0710 UTC sono mostrati in Figura 4.30. In (a) il ML si posiziona alla quota approssimativa di 2.5 km e le idrometeore di RH e GR si estendono ben oltre H_t . Al di sotto della *bright band* la maggior parte delle idrometeore viene classificata come HR, che raggiunge anche il suolo nei pressi del CNR.

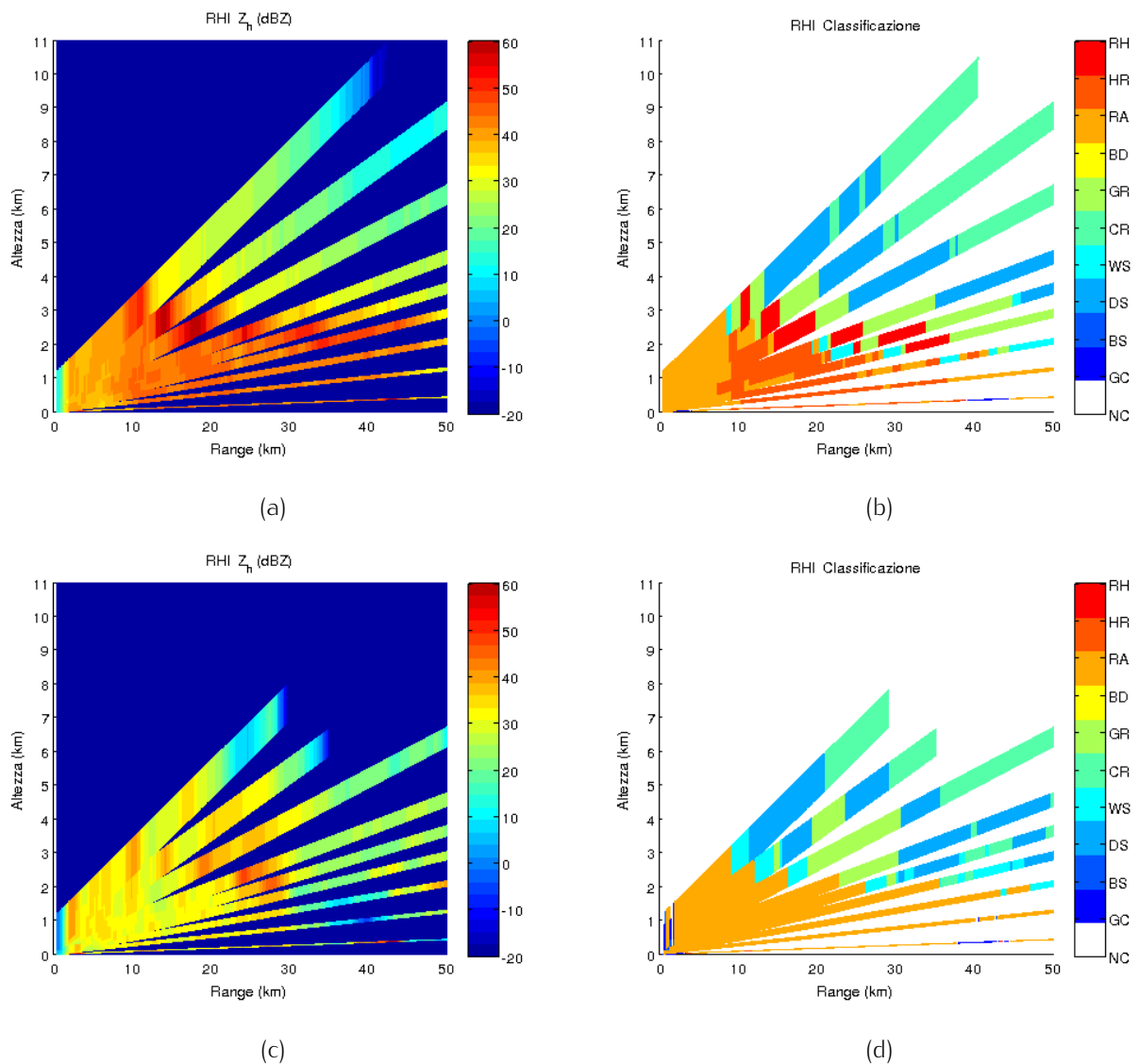


Figura 4.30: RHI di Z_h e classificazione, 21-05-2012: (a)-(b) 0248 UTC, (c)-(d) 1003 UTC.

06-03-2013

In conclusione viene applicato l'HCA al caso più singolare tra quelli studiati: il sistema precipitante che interessa il territorio Bolognese il 06 marzo 2013. La

prima cosa da notare in Figura 4.31 è che il ML, rispetto ai casi visti in precedenza, risulta traslato verso il suolo di circa 1 km. Per le 0133 UTC, $H_t = 1.62$ km. Il radiosondaggio di SPC alle 0000 UTC del 06-03-2013 indica che la quota di circa 1.5 km è alla temperatura di bulbo bagnato di 0°C . La differenza approssimativa di 100 m rientra nell'errore di stima di H_t proprio del MLDA.

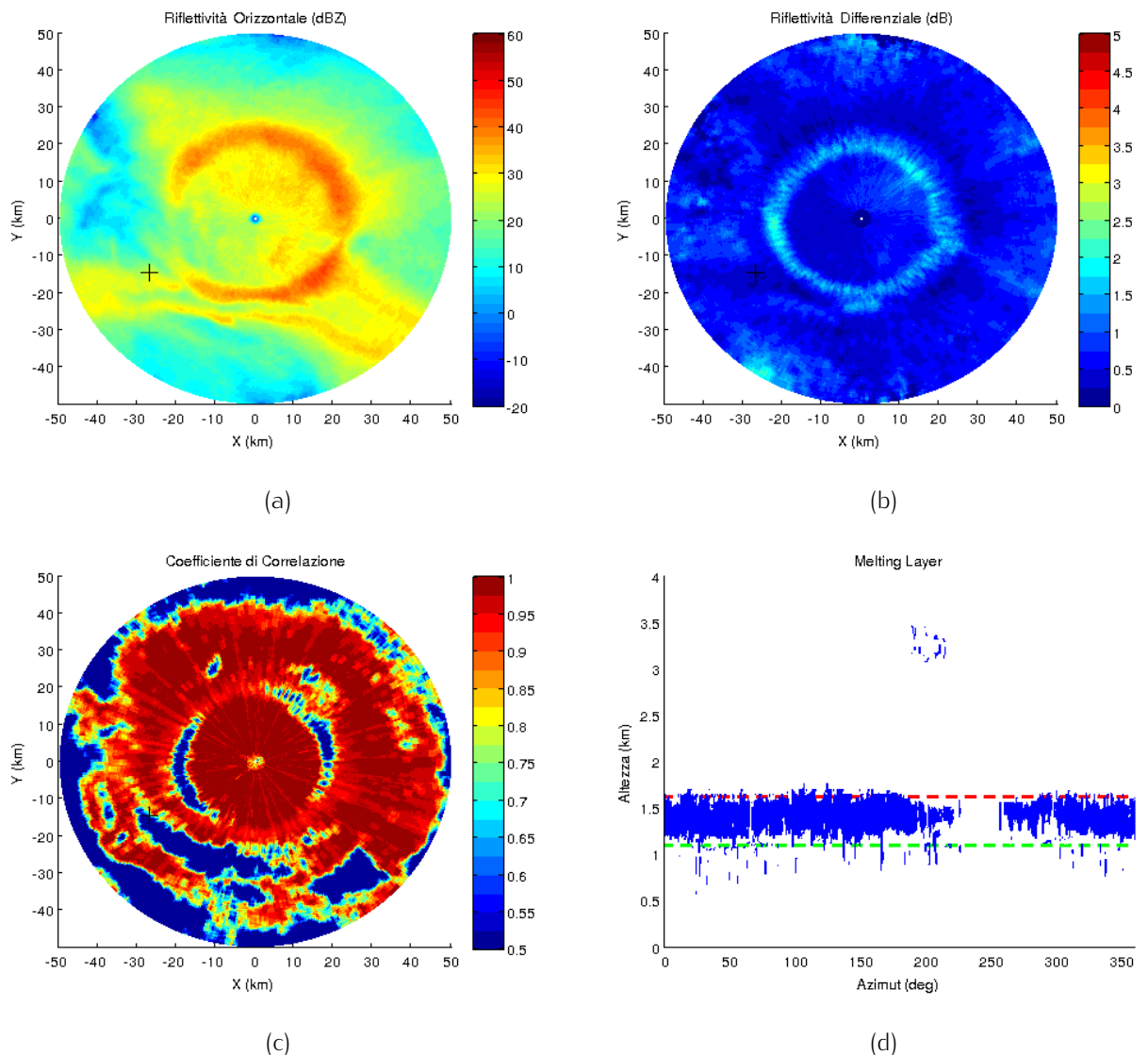
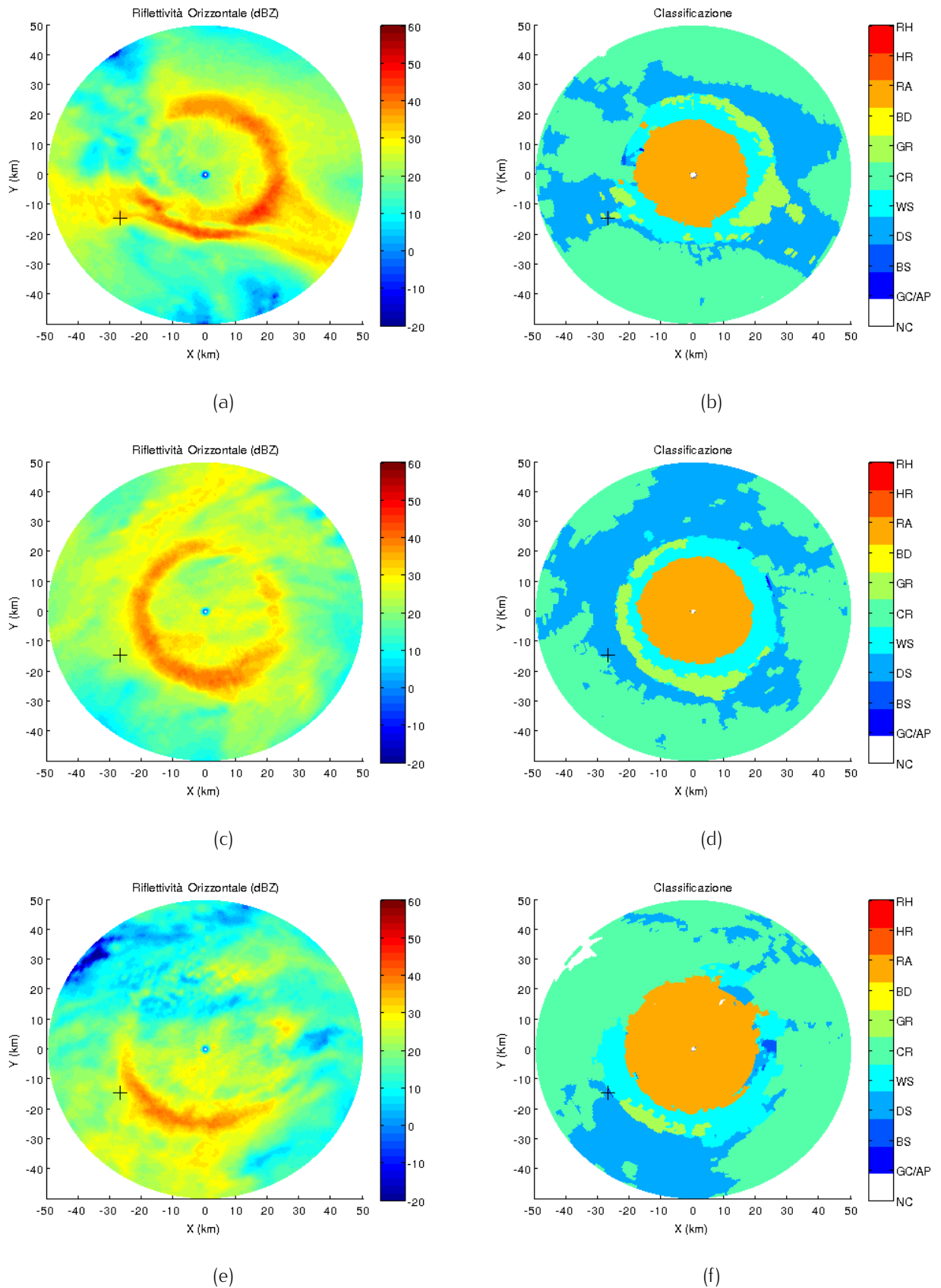


Figura 4.31: Evidenze del ML alle 0133 UTC del 06-03-2013: (a) Z_h elevazione 4.0° , (b) Z_{DR} elevazione 4.0° , (c) ρ_{hv} elevazione 4.0° , (d) H_t in rosso e H_b in verde, mediati in azimuth.

I PPI di classificazione relativi alle 0148, 0518 e 1148 UTC (elevazione 4.0°) sono mostrati in Figura 4.32. Le mappe sono dominate dalla presenza di cristalli e neve secca al di sopra del ML. Le idrometeorie che tipicamente tendono a formarsi in

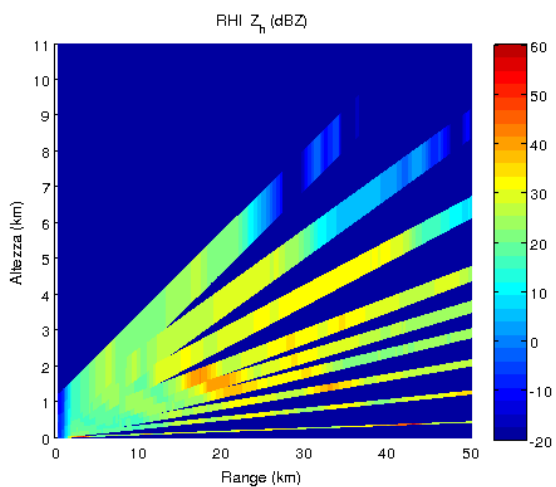
Figura 4.32: PPI di Z_h e classificazione ad elevazione 4.0° , 06-03-2013: (a)-(b) 0148 UTC, (c)-(d) 0518 UTC, (e)-(f) 1148 UTC.



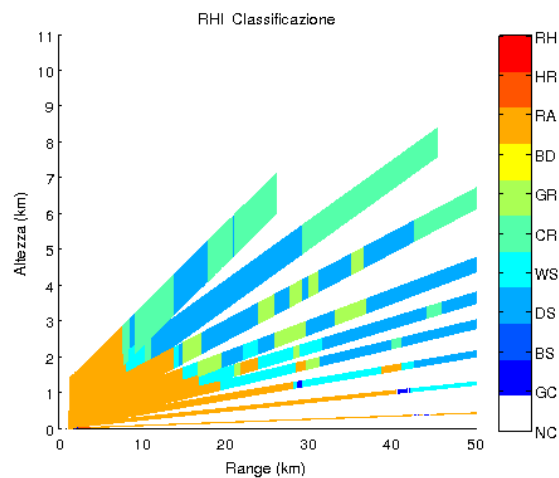
nubi convettive (BD e RH) qui non vengono classificate. Regioni di GR più o meno estese si osservano nei tre set di misura, comprese tra WS e DS. Più che a graupel, si può pensare a GR come un tipo di idrometeora di transizione tra neve secca e bagnata, per questo sistema precipitante. L'algoritmo di Park et al. (2009) prevede l'individuazione di echi radar di tipo stratiforme all'interno del sistema precipitante, per i quali vengono soppresse le classi BD, RH e GR. In questo lavoro di tesi si preferisce non escludere a priori tali categorie.

In Figura 4.33 sono mostrati gli RHI per le 0148, 0518 e 1148 UTC.

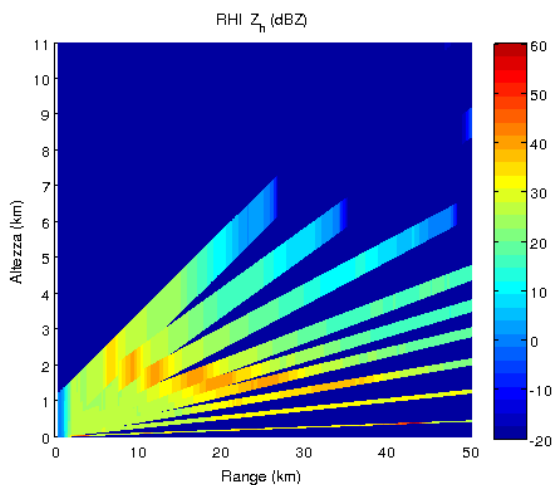
Figura 4.33: RHI di Z_h e classificazione, 06-03-2013: (a)-(b) 0148 UTC, (c)-(d) 0518 UTC, (e)-(f) 1148 UTC.



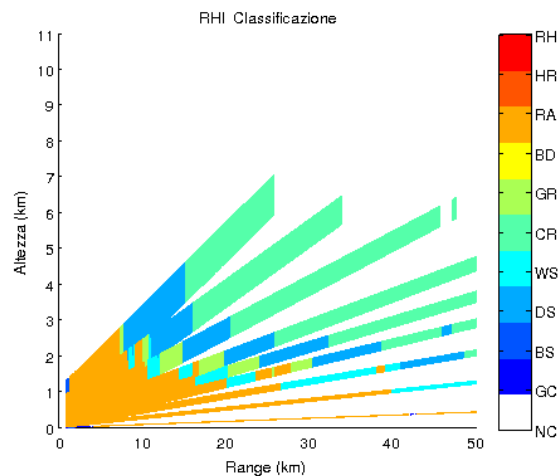
(a)



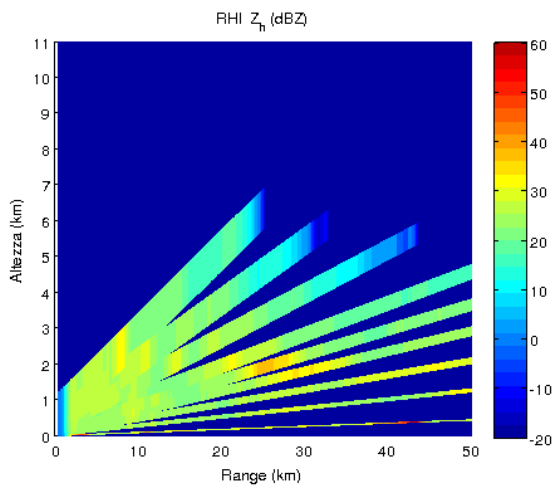
(b)



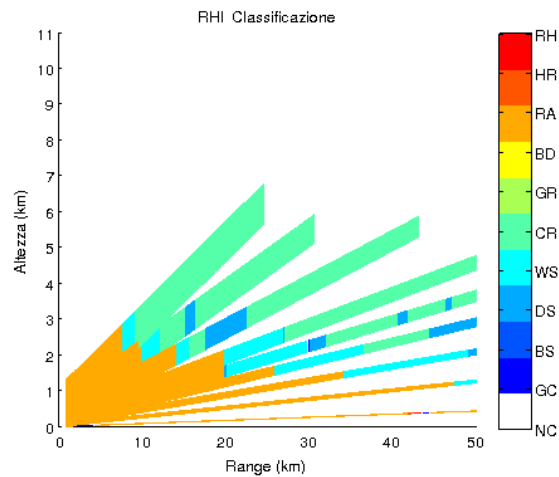
(c)



(d)



(e)



(f)

4.3 Analisi integrata degli eventi

Si hanno ora a disposizione tutti gli elementi per effettuare un'analisi integrata dell'evoluzione microfisica dei sistemi precipitanti, attraverso la classificazione da radar e le informazioni al suolo ottenute da PLUDIX.

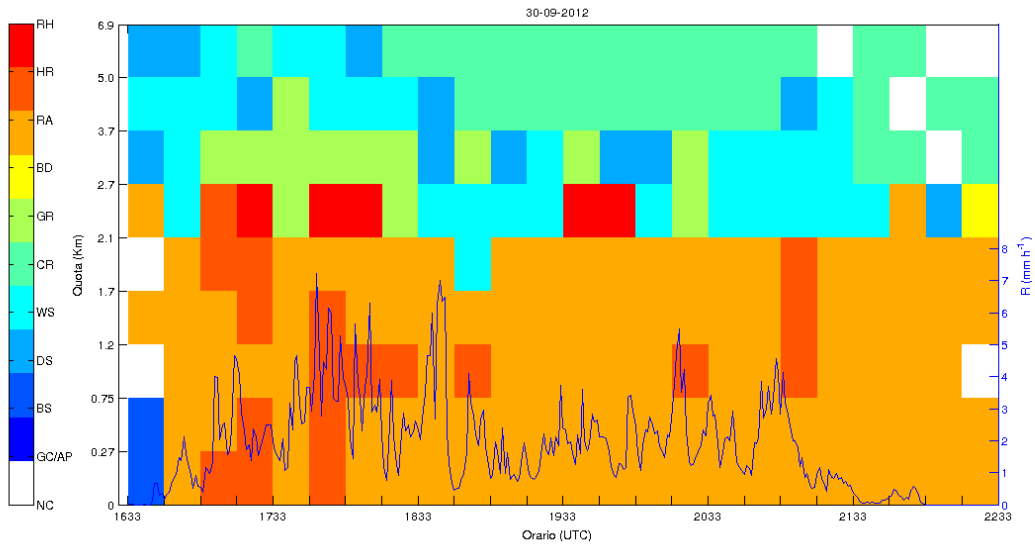
A partire dalla classificazione disponibile per ogni set di misura, si prelevano i 9 valori - corrispondenti alle differenti elevazioni dell'antenna radar - sulla verticale del CNR. Si considerano tutti i volumi di misura acquisiti in intervalli di 15 minuti e si ricava - per ogni sistema precipitante - la serie temporale della classificazione di idrometeore sul CNR. Il risultato è un file in tre dimensioni: la prima per la classificazione, la seconda per la quota e la terza per il tempo.

Si grafica l'andamento della classificazione in funzione del tempo (in ascissa) e della quota (in ordinata). Per un immediato confronto con PLUDIX, si sovrappone a tale grafico il profilo temporale dell'intensità di precipitazione e della frequenza Doppler di picco delle idrometeore precipitate (riconducibile direttamente ai diametri delle idrometeore). Nelle Figure 4.34÷4.37 sono riportati i risultati per i quattro casi di studio.

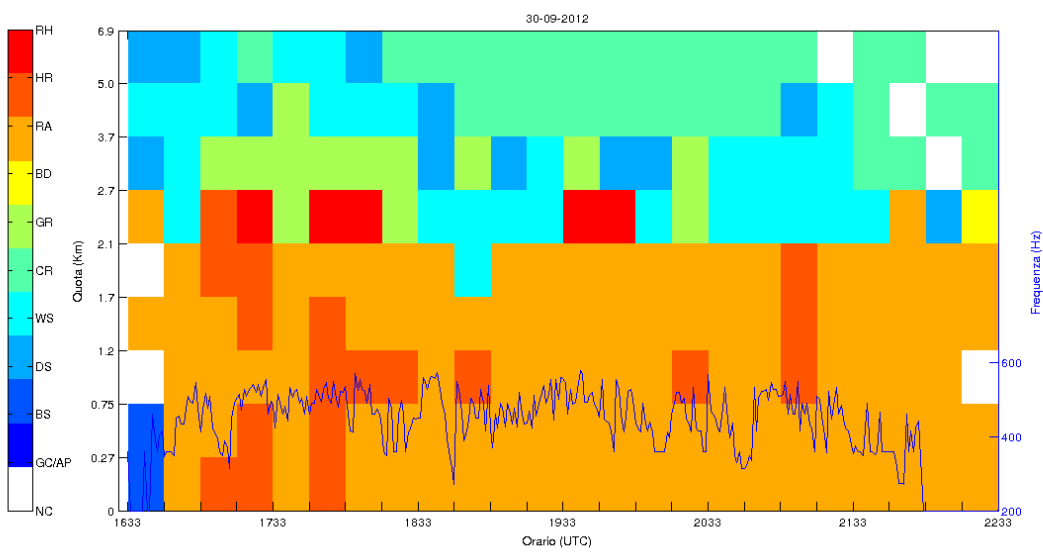
4.3.1 30-09-2102

Durante l'evento del 30 settembre 2012 le idrometeore precipitate sono essenzialmente gocce di pioggia moderata ed intensa. Il ML è contraddistinto dalla presenza di WS, alternato a RH e GR. Neve bagnata e graupel si estendono per un paio di chilometri al di sopra del ML, per poi lasciare spazio a DS e CR.

Si nota subito che il rilevamento di RH e GR nel ML è spesso associato a picchi di intensità di precipitazione al suolo (Figura 4.34). Tra le 1700 e le 1730 UTC circa si registra pioggia intensa sulla verticale del CNR a differenti quote, in accordo con l'elevata intensità ricavata a partire dalle variabili polarimetriche. Anche PLUDIX mostra un netto incremento del valore di R rispetto alla mezz'ora precedente. Un altro rovescio si abbatte sul CNR dopo le 1800 UTC. È in questo momento che PLUDIX registra la massima intensità di precipitazione, e il radar SPC vede idrometeore solide miste a neve bagnata nel ML e graupel ad altezze superiori. In



(a)



(b)

Figura 4.34: Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 30-09-2012.

questi intervalli di tempo l'attività convettiva risulta accentuata a causa del transito di celle convettive sul CNR. Sono favoriti i processi di collisione e coalescenza responsabili della formazione di gocce grandi che precipitano al suolo. Inoltre è promosso l'accrescimento di idrometeore solide al di sopra del ML.

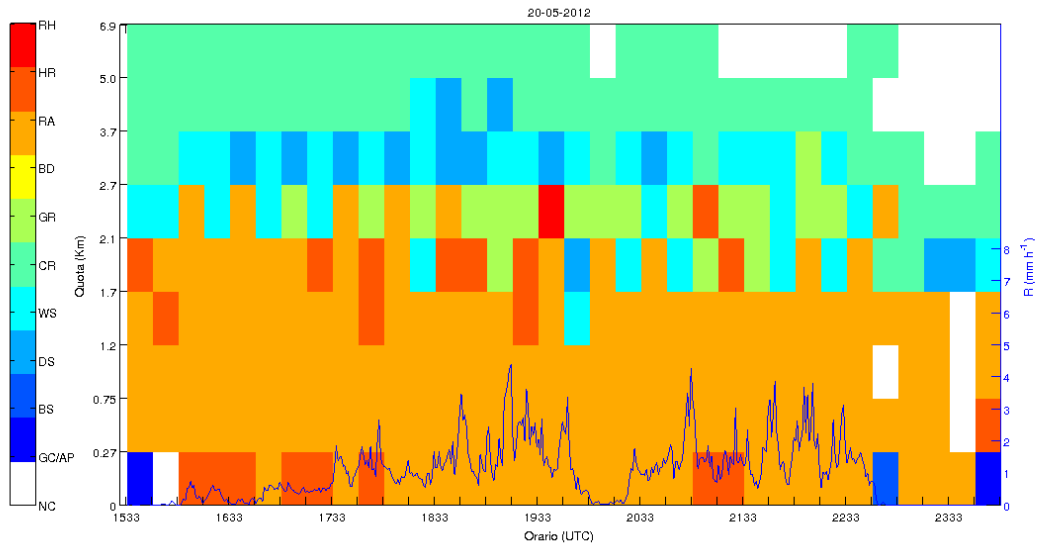
Tra le 1830 e le 1840 UTC si assiste a un aumento repentino di R, associato all'incremento del diametro medio delle idrometeore rilevate da PLUDIX. Subito dopo l'intensità crolla assieme alla frequenza Doppler delle gocce di pioggia. Questo fenomeno è spiegabile col *breakup* delle gocce, la cui dimensione cresce fino al diametro limite di 6 mm (corrispondente alle frequenza Doppler di circa 600 Hz), per poi rompersi in nube e precipitare sotto forma di gocce più piccole.

Dopo le 1930 UTC vengono di nuovo classificate grandine e graupel nel ML, a cui corrispondono gocce al suolo di dimensioni medio-grandi. Intorno alle 2100 UTC si assiste all'evaporazione di parte della pioggia: idrometeore di HR vengono identificate fino a quote di 1 km e si tramutano in RA nelle prime due elevazioni del radar. In corrispondenza a tale fenomeno l'intensità di precipitazione fa registrare l'ultimo picco della giornata.

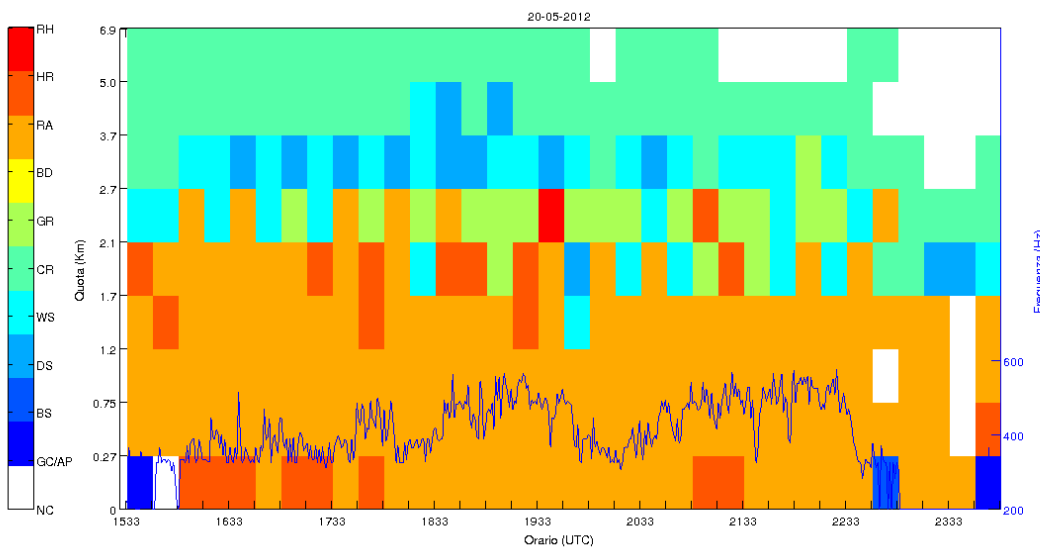
4.3.2 20/21-05-2012

Anche per l'evento del 20 maggio 2012 si nota concordanza tra la classificazione radar e i risultati da PLUDIX (Figura 4.35). Quando nel ML compaiono idrometeore di ghiaccio come GR e RH (tra le 1700 e le 2230 UTC) la precipitazione al suolo risulta più intensa, anche se non supera i 4 mm h^{-1} . La frequenza Doppler, da cui R viene ricavata, segue lo stesso andamento: sfiora i 600 Hz tra le 1830 e le 1930 UTC e dopo le 2100 UTC. Intorno alle 2230 UTC si verifica il *breakup* delle gocce. Per quanto riguarda la prima parte del grafico, la precipitazione assume un carattere tipicamente stratiforme dal punto di vista di PLUDIX. L'HCA classifica HR al suolo, che risulta incoerente sia con la classificazione a quote superiori che con i risultati di PLUDIX. Questa discrepanza si può attribuire a errori dovuti a propagazione anomala del segnale radar, ma si rimanda il chiarimento di questo punto ad una indagine più approfondita.

Per la giornata del 21 maggio 2012 è ancora più evidente la correlazione tra GR



(a)



(b)

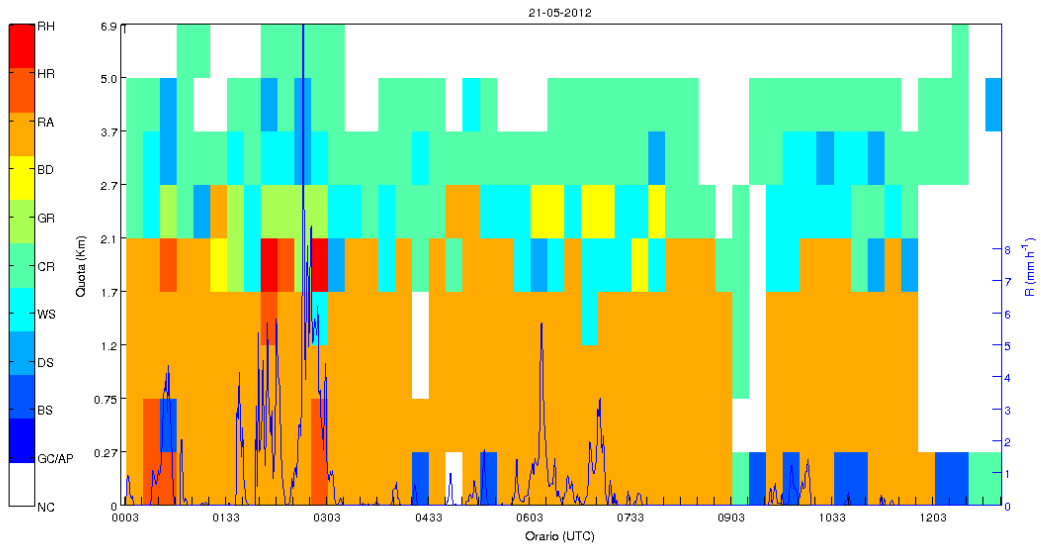
Figura 4.35: Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 20-05-2012.

in nube e precipitazione intensa al suolo (Figura 4.36). Alle 0241 UTC si registra il massimo di R, che supera i 20 mm h^{-1} . Tra le 0130 e le 0300 UTC circa vengono rilevate da PLUDIX le idrometeore con diametro maggiore, tra cui grandine mista a pioggia. In corrispondenza a tali misurazioni si osservano in atmosfera idrometeore di RH e HR al di sotto del ML.

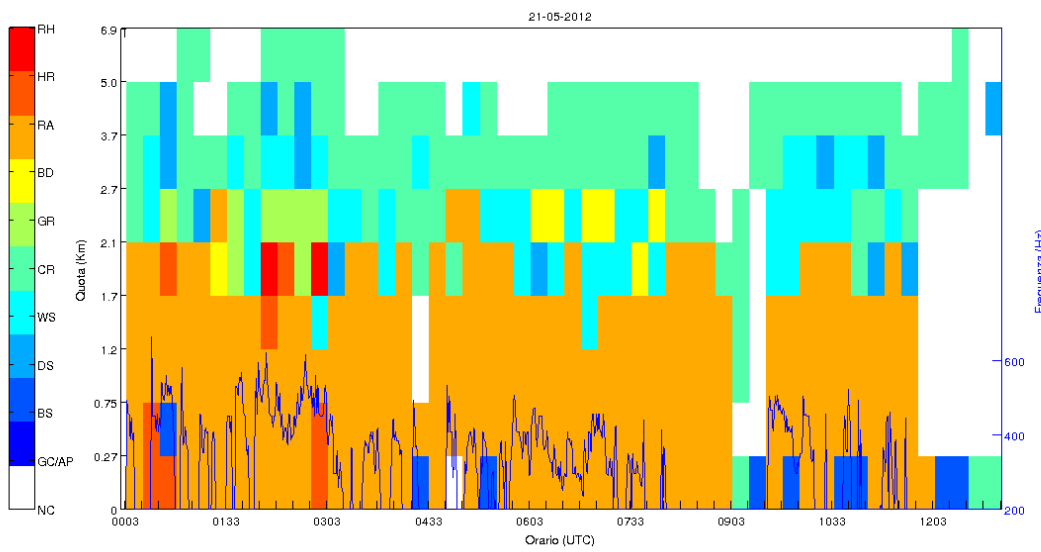
Tra le 0600 e le 0800 UTC l'HCA identifica BD nel ML. Questo tipo di idrometeora è associato solitamente a presenza di forti *updraft* atmosferici, responsabili della formazione in nube di gocce con distribuzioni dimensionali orientate verso grandi diametri. Da queste ci si aspetta originino precipitazioni più che modeste, che infatti vengono registrate da PLUDIX. Per il resto della mattinata la precipitazione al suolo è leggera e a tratti assente. In nube non si identificano idrometeore di particolare rilevanza, se non WS nel ML e CR o DS più in alto.

4.3.3 06-03-2013

È stato ripetuto in varie occasioni che l'evento del 3 marzo 2013 costituisce un caso a parte, a causa del carattere stratiforme che manifesta. Prima di tutto va notato in Figura 4.37 che la scala di R è cambiata e l'intensità di precipitazione media è inferiore a 1 mm h^{-1} . Il ML anche in questo caso è contraddistinto dalla presenza di WS, ma il MLDA non sempre identifica in maniera ottimale la sua quota. Le frequenze Doppler delle idrometeore rilevate da PLUDIX superano i 400 Hz in corrispondenza di idrometeore diverse da CR oltre il ML, che siano DS o GR. In questi casi l'intensità di precipitazione raggiunge 1 mm h^{-1} e solo alle 0130 UTC circa sale a 2.7 mm h^{-1} . Per le restanti misure, la precipitazione al suolo è formata da gocce piccole che non superano i 2 mm di diametro.

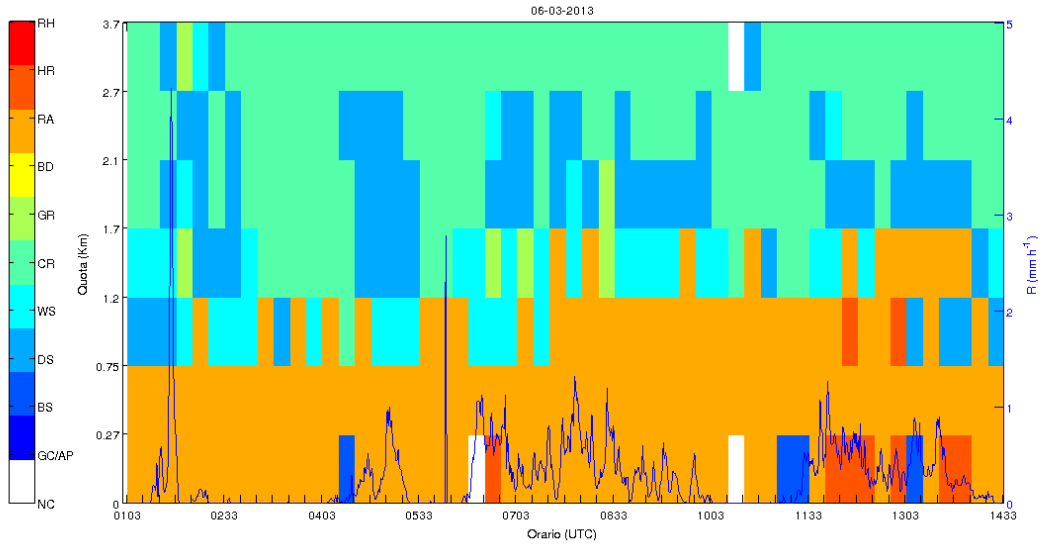


(a)

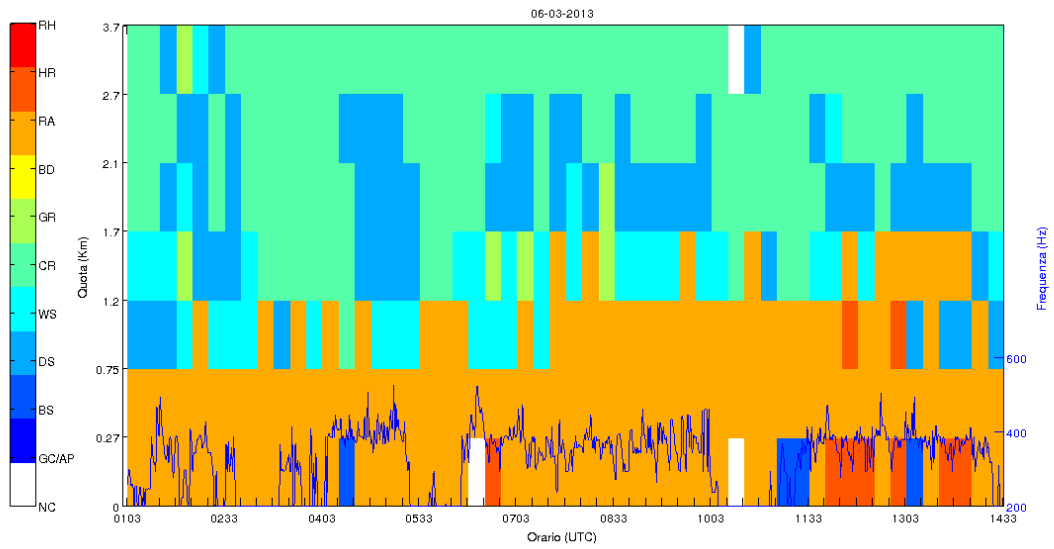


(b)

Figura 4.36: Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 21-05-2012.



(a)



(b)

Figura 4.37: Classificazione da radar a confronto con (a) intensità di precipitazione e (b) frequenza Doppler, 06-03-2013.

Conclusioni

Lo scopo principale di questo lavoro di tesi è studiare sistemi precipitanti a carattere convettivo attraverso l'utilizzo del sensore a microonde PLUDIX e del radar polarimetrico in banda C di SPC. L'analisi combinata dei dati provenienti dai due strumenti permette di accedere a informazioni eterogenee sull'evento analizzato e consente di verificare direttamente i risultati ottenuti. Entrambi gli strumenti sono basati sulla tecnologia radar, anche se sondano porzioni atmosferiche molto diverse. Il volume di misura di PLUDIX è circoscritto a pochi metri cubi intorno alla sua superficie esterna e consente di rilevare le idrometeore che precipitano al suolo (sul CNR di Bologna). Col radar di SPC è possibile studiare l'atmosfera in un volume polare di raggio 112.5 km e altezza compresa tra le elevazioni di 0.5 e 13.0°. Le informazioni a terra ricavate da PLUDIX si riferiscono all'intensità di precipitazione e alla distribuzione dimensionale delle idrometeore, per ogni minuto di acquisizione dati. Il radar di SPC misura differenti variabili polarimetriche che permettono di risalire alle caratteristiche fisiche delle idrometeore (forma, dimensione, fase, orientamento). Attraverso le variabili polarimetriche si ottiene una stima dell'intensità di precipitazione, che risulta in accordo con quella ottenuta da PLUDIX. Dal primo confronto dei due strumenti risulta che PLUDIX sottostima sistematicamente l'intensità al suolo, ma riproduce fedelmente il *trend* evolutivo del fenomeno di pre-

cipitazione.

Oltre a ciò, i dati polarimetrici da radar SPC sono utilizzati per la classificazione delle idrometeore in nube che si formano a differenti quote. Diversi autori si sono occupati in letteratura dello sviluppo di adeguati algoritmi di classificazione di idrometeore (HCA), basati sull'utilizzo di variabili radar polarimetriche. L'algoritmo di Marzano et al. (2006), fondato sulla logica *fuzzy* per l'individuazione di differenti classi di eco radar, è il punto di partenza per l'HCA che si vuole implementare. L'algoritmo in questione, adeguato per la classificazione degli echi radar in banda C, è limitato dall'utilizzo di due sole variabili polarimetriche (Z_h e Z_{DR}). Park et al. (2009) propongono un algoritmo più completo che impiega ben 6 variabili polarimetriche, che possono essere ricostruite a partire dalle variabili misurate dal radar SPC. Nel lavoro citato, l'algoritmo viene applicato ai dati relativi al radar in banda S WSR-88D; per dati provenienti dal radar SPC le variabili polarimetriche vanno corrette per l'attenuazione tipica in banda C. L'HCA prevede l'individuazione del *melting layer* (ML) della nube da cui si sviluppa la precipitazione, seguendo la procedura descritta da Giangrande et al. (2008). Ulteriori modifiche vengono apportate all'HCA sulla falsa riga del lavoro di Borowska et al. (2011), che fanno uso della sola variabile ρ_{hv} per caratterizzare sistemi di precipitazione poco intensa. L'algoritmo risultante consente di tracciare il profilo verticale delle nubi studiate e di identificare le idrometeore che si manifestano a differenti quote.

Il confronto con PLUDIX viene riproposto una volta ottenuta la classificazione di idrometeore al variare dell'altezza sulla verticale del CNR. Si assemblano i dati di classificazione relativi alle misure radar effettuate ogni 15 minuti, per la durata dell'intero evento precipitante. Si ottiene così il grafico in tre dimensioni della classificazione di idrometeore in funzione della quota e del tempo. Questo si presta ad un confronto diretto con il profilo di intensità di precipitazione da PLUDIX e la distribuzione dimensionale delle idrometeore a terra.

PLUDIX e il radar SPC osservano gli stessi processi di precipitazione da due differenti punti di vista. Le idrometeore classificate a quote inferiori al ML concordano con l'intensità di precipitazione e il diametro delle gocce rilevate da PLUDIX. Le idrometeore in nube (nel ML e a quote superiori) sono strettamente collegate con

la precipitazione al suolo. In particolare si evidenzia una marcata correlazione tra la presenza di idrometeore di tipo convettivo (GR, BD e RH) nel ML e l'incremento di intensità di precipitazione al suolo. L'analisi che integra le informazioni provenienti dai due strumenti permette di tracciare l'evoluzione microfisica dei sistemi precipitanti e di dedurre i fenomeni fisici di formazione di idrometeore in nube. Le informazioni ricavate dai due punti di vista si complementano a fornire un quadro più completo dei processi che caratterizzano gli eventi studiati. Si evidenziano processi di collisione e coalescenza, accrescimento e *breakup*, associati alle precipitazioni convettive. Inoltre vengono rivelate le regioni in cui l'*updraft* è più forte e quelle in cui le idrometeore precipitate evaporano prima di raggiungere il suolo.

Va ricordato che l'algoritmo di classificazione implementato in questo lavoro è solo una approssimazione dell'HCA di Park et al. (2009). Non si considerano, infatti, diversi fattori in grado di compromettere le misure polarimetriche da radar: errori di calibrazione, riempimento non uniforme del fascio radar, blocco parziale del fascio, rumore nel ricevitore. Inoltre l'algoritmo viene applicato da Park et al. (2009) allo studio di un MCS e la sua trasposizione a sistemi di lieve intensità o a carattere stratiforme non garantisce risultati soddisfacenti.

Tra i fattori che pregiudicano l'esito del confronto tra i due strumenti sta anche la calibrazione temporale di PLUDIX. L'orario del disdrometro a microonde, una volta sincronizzato con l'orario locale di Bologna attraverso il *clock* del computer a cui è collegato, tende a rimanere indietro di svariati minuti al mese. Tale *shift* temporale viene corretto attraverso la sovrapposizione del profilo di intensità di precipitazione da PLUDIX con quello ricavato da variabili polarimetriche. La precisione con cui si opera la correzione è però vincolata alla frequenza delle misure radar (15 minuti).

La considerazione dei fattori qui elencati permetterebbe di apportare notevoli migliorie alla classificazione di idrometeore in primo luogo, e al confronto con PLUDIX di conseguenza. Uno studio particolare andrebbe dedicato alla correzione per l'attenuazione in banda C e alla derivazione di opportune relazioni tra variabili polarimetriche e osservabili disdrometriche. Una trattazione più approfondita dei sistemi precipitanti prevede, quindi, tempi di lavoro dilatati e maggiore disponibilità di strumenti.

Acronimi

2DVD	<i>Two-Dimensional Video Disdrometer</i>
ADA	Applicazioni Digitali Analogiche
ARPA	Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente
CNR	Consiglio Nazionale delle Ricerche
DSD	<i>Drop Size Distribution</i>
FRAHCC	<i>Fuzzy-logic Radar Algorithm for Hydrometeor Classification at C-band</i>
HCA	<i>Hydrometeor Classification Algorithm</i>
HDF5	<i>Hierarchical Data Format version 5</i>
ISAC	Istituto di Scienze Atmosferiche e Clima
JW	<i>Joss-Waldvogel</i>
MCS	<i>Mesoscale Convective System</i>
ML	<i>Melting Layer</i>
MLDA	<i>Melting Layer Detection Algorithm</i>
MP	Marshall Palmer

NSSL	<i>National Severe Storms Laboratory</i>
NWS	<i>National Weather Service</i>
PLUDIX	Pluviometro Disdrometro in banda X
POSS	<i>Precipitation Occurrence Sensor System</i>
PPI	<i>Plan Position Indicator</i>
PRF	<i>Pulse Repetition Frequency</i>
PWS	<i>Present Weather Sensor</i>
RHI	<i>Range-Height Indicator</i>
SIMC	Servizio Idro-Meteo-Clima
SPC	San Pietro Capofiume
TB-RG	<i>Tipping Bucket Rain Gauges</i>
WMO	World Meteorological Organization
WSR-88D	<i>Weather Surveillance Radar-1988 Doppler</i>

Referenze

- Alberoni, P. P., D. S. Zrnić, A. V. Ryzhkov, and L. Guerrieri (2002). Use of a fuzzy logic classification scheme with a C-band polarimetric radar: first results. *Proceedings of ERAD*, 324–327.
- Atlas, D., C. Srivastava, and R. S. Sekhon. (1973). Doppler Radar characteristics of Precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.* 11, 1–35.
- Aydin, K., A. Seliga, T, and V. Balaji (1986). Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar. *J. Appl. Meteor.* 25, 1475–1484.
- Borowska, L., D. S. Zrnić, A. Ryzhkov, P. Zhang, and C. Simmer (2011). Polarimetric estimates of a 1-month accumulation of light rain with a 3-cm wavelength radar. *J. Hydrometeor* 12, 1024–1039.
- Brandes, E., G. Zhang, and J. Vivekanandan (2002). Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.* 41, 674–685.
- Bringi, V., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D. S. Zrnić (1990). An examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 7, 829–840.

- Caracciolo, C., F. Prodi, and R. Uijlenhoet (2006). Comparison between PLUDIX and impact/optical disdrometers during rainfall measurement campaigns. *Atm. Res.* 82, 137–163.
- Casazza, M., F. Prodi, F. Torricella, C. Caracciolo, E. Santi, and A. Piano (2008). Contemporary ground-based and satellite precipitating system characterization for desertification studies in Southern Italy. *Ann. Geophys.* 26, 1851–1864.
- Celano, M. (2007). *Cloud microphysical characterisation using polarimetric radar and satellite data*. Ph. D. thesis, Università degli Studi di Ferrara.
- Cioni, S. (1997). Elaborazione del Segnale per Radar Meteorologico. Master's thesis, Università degli Studi di Bologna.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnić (1993). *Doppler Radar and Weather Observations*. Academic Press, San Diego, Calif.
- Giangrande, S. E., J. M. Krause, and A. V. Ryzhkov (2008). Automatic designation of the melting layer with a polarimetric prototype of the WSR-88D radar. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 47, 1354–1364.
- Gu, J.-Y., A. Ryzhkov, P. Zhang, M. Neilley, P. and Knight, B. Wolf, and D.-I. Lee (2011). Polarimetric attenuation correction in heavy rain at c band. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 50, 39–58.
- Gunn, R. and G. D. Kinzer (1949). The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. of meteorology* 6, 243–248.
- Hendry, A. and A. Antar (1984). The variation of measured cross-polarized echo intensity in rain with direction of polarization and its implication for canting angle distributions. In *22nd Radar Meteorol. Conf.*, Zurich, pp. 382–386.
- Hildebrand, P. H. (1978). Iterative correction for attenuation of 5 cm radar in rain. *J. Appl. Meteor.* 17, 508–514.
- Joss, J. and A. Waldvogel (1967). Ein Spektrograph fuer Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure Appl. Geophys.* 68, 240–246.

- Klugmann, D. and C. Richter (1995). Correction of Drop Sheape on Rain Rates derived from Radar Measured Doppler Spectra at vertical incidence. *J. of Atmosph. and Oceanic Technology* 12, 657–661.
- Kruger, A. and W. Krajewski (2002). Two-dimensional video disdrometer: A description. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 19, 602–617.
- Kumjian, M. R. and A. V. Ryzhkov (2008). Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 47, 1940–1961.
- Liu, H. and V. Chandrasekar (2000). Classification of hydrometeor type based on multi-parameter radar measurements: development of a fuzzy, near-fuzzy system and in-situ verification. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 17, 140–164.
- Lopez, R. E. and J. P. Aubagnac (1997). The lightning activity of a hailstorm as a function of changes in its microphysical characteristics inferred from polarimetric radar observations. *J. Geophys. Res.* 102(16), 799–16 813.
- Lugli, S. (1997). Impiego delle microonde nella caratterizzazione delle idrometeore. Master's thesis, Università degli Studi di Ferrara.
- Mandel, J. (1995). Fuzzy logic systems for engineering: A tutorial. *Proc. IEEE* 83, 345–377.
- Marshall, J. and W. Palmer (1948). The distribution of raindrops with size. *J. Atmos. Sci.* 5, 165–166.
- Marzano, F. S., D. Scaranari, and G. Vulpiani (2007). Supervised fuzzy-logic classification of hydrometeors using C-band weather radars. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing* 45(11), 3784–3799.
- Marzano, F. S., D. Scaranari, G. Vulpiani, M. Celano, P. P. Alberoni, and M. Montopoli (2006). Hydrometeor classification from dual-polarized weather radar: Extending fuzzy logic from S-band to C-band data. *Adv. Geosci.* 7, 109–114.
- Matrosov, S. Y. (2010). Evaluating polarimetric X-band radar rainfall estimators during HMT. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 27, 122–134.

- Michelson, D., R. Lewandowski, M. Szewczykowski, and H. Beekhuis (2009). EU-METNET OPERA weather radar information model for implementation with the HDF5 file format. *OPERA Working Document WD_2008_03, Version 2.0*.
- Park, H.-S., A. Ryzhkov, D. S. Zrnić, and K.-E. Kim (2009). The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D. Description of application to an MCS. *Wea. Forecasting* 24, 730–748.
- Paulitsch, H., F. Teschl, and W. L. Randeu (2009). Dual-polarization C-band weather radar algorithms for rain rate estimation and hydrometeor classification in an alpine region. *Adv. Geosci.* 20, 3–8.
- Prodi, F., C. Caracciolo, L. P. D'Adderio, M. Gnuffi, and E. Lanzinger (2011). Comparative investigation of PLUDIX disdrometer capability as Present Weather Sensor (PWS) during the Wasserkuppe campaign. *Atm. Res.* 99, 162–173.
- Prodi, F., R. Medini, and A. Tagliavini (2000). Time variability in rainfall events observed by PLUDIX. *Phys. Chem. Earth, art B Hydrol. Oceans Atmos* 25, 959–963.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett (1978). *Microphysics of clouds and precipitation*. Springer.
- Ryzhkov, A. and D. S. Zrnić (1995). Precipitation and attenuation measurements at 10-cm wavelength. *J. Appl. Meteor.* 34, 2121–2134.
- Ryzhkov, A. V., D. Hudak, and J. Scott (2006, 18–22 Sept.). A new polarimetric scheme for attenuation correction at C band. Barcelona, Spain, pp. 29–32. Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology.
- Sekhon, R. and R. Srivastava (1971). Doppler observations of drop size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.* 28, 983–994.
- Sheppard, B. and P. Joe (1994). Comparison of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel disdrometer, a PMS 2DG spectrometer and a POSS Doppler radar. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 11, 874–887.
- Straka, J. M. (1996). Hydrometeor fields in a supercell storm as deduced from dual-polarization radar.

- Straka, J. M. and D. S. Zrnić (1993). An algorithm to deduce hydrometeor types and contents from multiparameter radar data. Preprints. In *26th Int. Conf. on Radar Meteorology*, Norman, OK, pp. 513–516. Amer. Meteor. Soc.
- Straka, J. M., D. S. Zrnić, and A. V. Ryzhkov (2000). Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *J. Appl. Meteor.* *39*, 1341–1372.
- Ulbrich, C. (1983). Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.* *22*, 1764–1775.
- Waldvogel, A. (1974). The N 0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.* *31*, 1067–1078.
- Zrnić, D. and A. Ryzhkov (1999). Polarimetry for weather surveillance radars. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* *80*, 389–406.
- Zrnić, D. S., A. Ryzhkov, J. Straka, Y. Liu, and J. Vivekanandan (2001). Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. *J. Atmos. Oceanic Technol.* *18*, 892–913.