

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI INGEGNERIA E ARCHITETTURA

DIPARTIMENTO D.I.C.A.M.

CORSO DI LAUREA IN INGEGNERIA PER L'AMBIENTE ED IL TERRITORIO

TESI DI LAUREA

in

Modellistica idrologica

**RAPPRESENTAZIONE DELLE CARATTERISTICHE
SPAZIALI DI EVENTI TEMPORALESCHI DI ELEVATA
INTENSITÀ ATTRAVERSO L'USO COMBINATO DI MISURE
DA PLUVIOMETRO E DA RADAR**

CANDIDATA
Ilaria Grandicelli

RELATORE:
Chiar.mo Prof. Attilio Castellarin

CORRELATORI
Dott.sa Roberta Amorati
Dott. Pier Paolo Alberoni
Ing. Alessio Domeneghetti

Anno Accademico 2013/2014

Sessione II

Indice

<i>Introduzione</i>	5
Capitolo 1: I fenomeni temporaleschi	8
1.1 Classificazione delle nubi temporalesche	9
1.1.1 I cumuli	9
1.1.2 I cumulonembi	10
1.2 La formazione del temporale	11
1.2.1 Le termiche	12
1.2.2 Lo sviluppo del fenomeno temporalesco	13
1.3 Le correnti convettive	14
1.3.1 Le correnti ascensionali	14
1.3.2 Le correnti discensionali	15
1.3.2.1 Il downburst	16
1.4 Il ciclo di vita del temporale	17
1.5 La classificazione dei temporali	18
1.5.1 Classificazione per genesi	19
1.5.2 Classificazione per struttura	23
Capitolo 2: Le misure pluviometriche	33
2.1 I pluviometri	34
2.1.1 La rete RIRER	34
2.2 Il radar meteorologico	36
2.2.1 Funzionamento	36
2.2.2 Le sorgenti d'errore	38
2.2.2.1 Errori dovuti al sistema radar	38
2.2.2.2 Errori connessi alla geometria e geografia	39
2.2.2.3 Altre fonti di errore	41
2.2.3 Vantaggi nell'utilizzo del radar	41
2.2.4 Stima dell'intensità di precipitazione	42
2.3 Il radar in Emilia-Romagna	43
Capitolo 3: Cenni di geostatistica	46
3.1 Approccio probabilistico	48
3.2 I modelli stazionari	51
3.2.1 Modelli stazionari di ordine 2	52
3.3 Modelli non stazionari	54
3.4 Variogramma	55
3.5 Stima della variabile regionalizzata	59
3.5.1 Accuratezza della stima	60
Capitolo 4: Eventi temporaleschi recenti di significativa intensità registrati in Emilia-Romagna: casi di studio	62
4.1 Presentazione casi di studio	62

4.2 Evento del 04 Giugno 2011, provincia di Bologna	63
4.3 Evento del 05 Giugno 2011, province di Modena e Bologna	64
4.4 Evento del 24 Giugno 2013, provincia di Rimini	66
4.5 Evento del 30 Maggio 2014, provincia di Ravenna	68
4.6 Evento del 14 Giugno 2014, province di Bologna e Parma	70
<i>Capitolo 5: Interpolazione spaziale dei dati di precipitazione da pluviometro: tecniche usuali</i>	75
5.1 Tecniche deterministiche	76
5.2 Tecniche geostatistiche	77
<i>Capitolo 6: Struttura delle indagini svolte</i>	80
6.1 Indagini preliminari	81
6.2 Interpolazione dei dati di pioggia	83
6.3 Aree concentriche - Buffer	89
6.4 Curva di riduzione della precipitazione media all'area	92
6.5 Valutazione analitica della bontà di rappresentazione	94
<i>Capitolo 7: Presentazione dei risultati</i>	97
7.1 04 Giugno 2011	98
7.2 05 Giugno 2011	103
7.3 24 Giugno 2013	109
7.4 30 Maggio 2014	115
7.5 14 Giugno 2014 - Bologna	121
7.6 14 Giugno 2014 - Parma	127
<i>Capitolo 8: Discussione dei risultati</i>	133
8.1 Valutazione dell'errore	133
8.2 Confronto tra le curve di riduzione	136
8.3 Confronto tra i variogrammi ottenuti da dati Radar	138
<i>Conclusioni</i>	140
BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA	144

Introduzione

Negli ultimi anni, molte delle aree ad elevata densità abitativa del nostro Paese, sono state colpite da nubifragi ed eventi meteorici di forte intensità, che hanno prodotto danni gravissimi e perdite di tante vite umane. 3671 comuni a rischio, milioni di chilometri quadrati distrutti, 12.614 fra morti, dispersi e feriti sono solo alcune delle cifre riguardanti le alluvioni dal 1950 al 2000, per un numero complessivo di eventi calamitosi stimato in più di 4000 negli ultimi 100 anni (Marco Ferrari, articolo del 5 Novembre 2011, Focus Ambiente).

Considerando tale premessa risulta assolutamente necessario approfondire alcuni aspetti che possano condurre ad un miglioramento dei sistemi di allertamento. Mediante l'approfondimento della conoscenza fisica dei processi che determinano tali fenomeni e l'ottimizzazione di tutti gli strumenti di monitoraggio e previsione, che vengono utilizzati in maniera operativa, sarà possibile realizzare un concreto potenziamento dei sistemi di allarme.

A questo proposito si noti che i sistemi di allarme non sono in grado di difendere gli ambienti, i territori ed evitare i danni alle infrastrutture, però quantomeno possono contribuire nel prevenire la perdita di vite umane, causate da eventi catastrofici.

Per consentire tale miglioria è necessario mettere in atto un efficace e capillare monitoraggio idro-meteo-pluvio e una altrettanto ottimale previsione idro-meteorologica. Le informazioni riguardanti il monitoraggio si possono ottenere grazie alle reti di misura al suolo (la rete Rirer della regione Emilia-Romagna, gestita da Arpa-Servizio IdroMeteoClima), le stazioni di radiosondaggio, le piattaforme satellitari, i dati radar, i modelli di previsione meteorologica, idrologica e idrogeologica. E infine, come ultimo "strumento", dagli uomini (previsori meteo, idrologi, geologi, ingegneri idraulici ecc.) che sono in grado di interpretare i dati rilevati, le previsioni numeriche disponibili e a tradurle in messaggi di allertamento (Maurizio Mainetti, Carlo Cacciamani, Ecoscienza, numero 6, 2013).

Attualmente è possibile eseguire delle previsioni meteorologiche ed idrologiche, a partire da condizioni iniziali date, attraverso modelli di previsione meteorologica

e di simulazione idrologico-idraulica ad alta risoluzione spaziale. Detti modelli hanno raggiunto un elevato livello di affidabilità negli anni recenti, consentendo enormi progressi nella capacità di previsione, nonostante la persistenza di incertezze soprattutto per quanto concerne la localizzazione spazio-temporale degli eventi di breve durata e forte entità. Molto probabilmente, una delle sfide più ardue in questo contesto, dal punto di vista dell'accuratezza e attendibilità previsionale, è proprio la previsione e la caratterizzazione spaziale di fenomeni localizzati ed intensi, come i sistemi temporaleschi organizzati che spesso sono i protagonisti di eventi calamitosi importanti (Elisabetta Trovatore, *Ecoscienza* numero 4, 2012).

Il presente lavoro di Tesi si inserisce all'interno di questo ambito cercando di determinare un contributo allo studio di eventi meteorologici di forte intensità, in particolare di fenomeni temporaleschi di tipo convettivo.

Lo studio ha infatti come scopo quello di verificare l'esistenza di caratteristiche spaziali comuni a questa tipologia di eventi di precipitazione mediante un confronto tra la curva di riduzione della precipitazione media all'area, ottenuta dalle mappe di precipitazione cumulata oraria desunte da radar meteorologici e da mappe corrispondenti ricavate a partire da dati pluviometrici osservati al suolo servendosi di tre modelli di interpolazione spaziale: Kriging ordinario (con variogramma desunto da dati ai pluviometri e da dati al radar), Inverso delle Distanze Pesate (*Inverse Distance Weighted*, IDW) e Poligoni di Voronoi.

Il lavoro di Tesi si articola come segue.

Nel *primo capitolo* vengono trattati concetti di meteorologia, in particolare i fenomeni temporaleschi, la loro struttura e classificazione.

Il *secondo capitolo* è dedicato agli strumenti, i quali vengono utilizzati per il monitoraggio, come i pluviometri e il radar meteorologico; in particolare, all'interno di tale capitolo, viene descritto il funzionamento, la stima dell'intensità di precipitazione e gli errori di misura riguardanti il radar meteorologico.

Nel *terzo capitolo* vengono illustrati i concetti di base della Geostatistica il cui approfondimento è stato necessario in quanto, per effettuare un'interpolazione spaziale veritiera mediante Kriging, è necessario comprendere al meglio tutte quelle funzioni, come il variogramma (empirico e teorico) e la funzione aleatoria, fondamentali per poter ottenere delle carte tematiche che riproducano al meglio la

variabilità del fenomeno in oggetto, ovvero la variabilità spaziale dei fenomeni temporaleschi.

All'interno del *quarto capitolo* vengono descritti i vari eventi temporaleschi considerati come casi di studio: quelli del 4 e 5 Giugno 2011 nelle province di Modena e Bologna, del 24 Giugno 2013 nella città di Rimini, del 30 Maggio 2014 interessante il territorio ravennate e infine i due eventi del 14 Giugno 2014, interessanti il parmense e la provincia di Bologna.

Il *quinto capitolo* tratta le tecniche usuali per l'interpolazione spaziale dei dati di precipitazione da pluviometro, ovvero quelle tecniche che consentono di creare delle mappe all'interno delle quali sia ovunque noto il valore ricercato, nel caso in esame l'altezza di pioggia espressa in millimetri. Le tecniche usate si suddividono in due tipologie: tecniche deterministiche e tecniche geostatistiche. Per quanto concerne le prime sono stati utilizzati due metodi: Inverso delle Distanze Pesate (*Inverse Distance Weighted, IDW*) e Poligoni di Voronoi, mentre per quanto riguarda le seconde è stato preso in considerazione il metodo del Kriging ordinario a variogramma lineare implementato attraverso due distinte modalità di identificazione del variogramma teorico, una impiegante le misure pluviometriche, l'altra quelle desunte dal radar meteorologico.

Nel *sesto capitolo* viene definita la struttura della analisi svolte, trattandole in modo generico in quanto rappresentano una metodologia utilizzabile anche in altri contesti (ad esempio per altri fenomeni temporaleschi o per altre aree geografiche).

Nel *settimo capitolo* vengono presentati tutti i risultati ottenuti servendosi sia di grafici, come ad esempio la curva di riduzione della precipitazione media all'area e variogrammi, sia di tabelle, relative agli indici statistici prestazionali in cui sono stati messi in evidenza i migliori valori.

All'interno dell'*ottavo capitolo* vengono discussi i risultati, mediante un confronto tra gli indici prestazionali ottenuti a seconda dei diversi casi di studio e attraverso il paragone tra le curve di riduzione della precipitazione media all'area, dedotte dalle mappe di cumulata di precipitazione oraria dei radar meteorologici.

Capitolo 1

I fenomeni temporaleschi

Introduzione

Un temporale è un particolare fenomeno atmosferico in grado di causare forti piogge, grandinate, vento e in ogni caso, fulmini. In assenza di fulmini si parla di forti rovesci, non a carattere temporalesco. La presenza di fulmini in ogni temporale è dovuta al ghiaccio e alle forti correnti ascensionali che risiedono in queste nubi. Bisogna immaginare che, queste minuscole particelle di ghiaccio sospese, sfregando riescono a caricarsi elettricamente. Questo fenomeno è possibile solo nelle nuvole temporalesche, ovvero i cumulonembi. Esistono altre nubi composte da ghiaccio, come ad esempio gli innocui cirri che ogni tanto velano il cielo, ma sono prive di forti correnti ascensionali.

Il temporale si verifica spesso in condizioni di marcata instabilità atmosferica e rappresenta il fenomeno atmosferico più violento in termini energetici cui possiamo assistere con una certa frequenza alle medie latitudini. Sono caratterizzati da un'evoluzione rapida e da effetti molto variabili nello spazio e nel tempo.

I fattori meteorologici, e le relative interazioni, che portano alla genesi di un temporale possono essere molteplici, perciò assume rilevante importanza l'attenta analisi della situazione meteorologica, che viene eseguita sia attraverso la più moderna tecnologia (radar, satelliti, modelli matematici) sia mediante l'esperienza diretta in campo.

Date le caratteristiche e la difficile prevedibilità del fenomeno temporalesco si possono determinare rischi per l'uomo e le sue attività e ingenti danni alle infrastrutture ed al territorio.

1.1 Classificazione delle nubi temporalesche

Il temporale è l'insieme dell'enorme nube che lo sovrasta e dei fenomeni ad esso associati. Le nubi temporalesche fanno tutte parte della categoria delle nubi cumuliformi e si possono dividere in due tipologie: i cumuli e i cumulonemi.

1.1.1 I cumuli

Il *cumulo* (in latino *cumulus*) è una nube a piccolo o medio sviluppo verticale, che si presenta come una piccola torre o cavolfiore; ha una base piatta o leggermente convessa (a seconda della specie), posta alla stessa altitudine dei cumuli presenti nelle sue vicinanze. Si distinguono quattro differenti specie come: *Cumulus Fractus*, *Cumulus Humilis*, *Cumulus Mediocris* e il *Cumulus Congestus*

Il Cumulus Fractus, o fractocumuli, è composto da lembi di basse nubi sfilacciate in continua evoluzione; nelle aree temporalesche vengono originati da spinte sopra il livello di condensazione di aria caldo-umida, aspirata dal basso ad opera del temporale in fase di maturazione, che va a contrastare con il ramo di correnti discendenti, per cui denotano la presenza della corrente discendente con quella ascendente ancora ben attiva: verosimilmente si tratterà di temporali relativamente giovani che possono essere di una certa intensità.

I fractocumuli non sono attaccati alla base del temporale e di per sé non originano nessun fenomeno.

Il Cumulus Humilis, hanno dimensioni ridotte, si presentano come piccole formazioni bianche sparse e con contorni ben netti. Si osservano con tempo bello e tipicamente si formano durante la mattinata raggiungendo il loro massimo sviluppo nelle ore pomeridiane e svaniscono in serata. Se invece permangono anche di sera e/o di notte, possono indicare l'instaurarsi di condizioni ideali per lo sviluppo dei temporali.

Il Cumulus Mediocris rappresenta un cumulo medio, di estensione moderata e senza protuberanze sviluppate. Possono avere la base scura, ma non originano precipitazioni rilevanti. Tali nubi rappresentano la via di mezzo tra i cumuli di bel tempo e i cumuli congesti.

Infine, i Cumulus Congestus, o imponenti, sono caratterizzati da protuberanze marcate e sviluppate, in alcuni casi l'estensione verticale può superare i 5 Km e se ci sono le condizioni adatte i congesti continuano il loro sviluppo per evolvere in cumulonembi.

In generale quindi i cumuli si formano a causa delle correnti ascensionali, che possono essere di tipo convettivo, orografico o frontale. Se nelle ore più calde del giorno si mantengono di modeste dimensioni, l'instabilità dell'aria sarà minima e non causeranno precipitazioni, si parlerà allora di cumulus humilis, chiamati anche cumuli del bel tempo. All'aumentare dell'instabilità dell'aria aumenterà il loro sviluppo verticale, giungendo allo stadio di cumulus mediocris ed eventualmente, in seguito, allo stadio di cumulus congestus; questi ultimi possono evolvere in cumulonembi e talvolta generare modeste precipitazioni ma non fulminazioni.

In caso di correnti ascensionali molto intense (20-25 m/s), alla sommità del cumulus congestus può formarsi una nube accessoria sottile e a forma di cappuccio, denominata pileus.

Possono indicare la formazioni di temporali intensi soprattutto se si sviluppano su cumulonembi già formati.

1.1.2 I cumulonembi

Il *cumulonembo* è una nube a sviluppo verticale che si forma per il sollevamento di grandi masse d'aria calde e umide in atmosfera instabile. L'aria sollevandosi si raffredda adiabaticamente e il vapore acque in essa contenuto, raggiunta la saturazione, condensa iniziando a sviluppare la nube.

Vista a distanza si presenta grosso modo come una torre che dalla base piatta e relativamente non molto alta dal suolo (mediamente intorno ai 2000 m alle nostre latitudini) si erge per alcuni chilometri, sino ad arrivare al limite della troposfera ovvero, alle nostre latitudini, intorno ai 12000 m (meno ai poli e di più all'equatore). Raggiunto tale limite si espande orizzontalmente e non più verticalmente, dando luogo ad una sommità a forma di incudine. La base del cumulonembo è scura, a volte quasi nera, con sfumature che possono andare dal

verde al giallo soprattutto quando causa la formazione di grandine.

Il cumulonembo è la nube tipica di temporali anche violenti e si presenta prevalentemente nelle ore più calde dei mesi estivi, in quanto la sua formazione necessita di una grande quantità di energia termica.

Al di sotto del cumulonembo si formano in genere forti ascendenze al centro e forti discendenze ai lati, provocando al perimetro del cumulonembo un forte vento che solleva visibilmente la polvere e precede la pioggia. Nel momento in cui inizia a piovere il moto si inverte ovvero si hanno discendenze al centro e ascendenze ai margini.

Si distinguono tre specie di cumulonembi: *Cumulonimbus Calvus*, *Cumulonimbus Incus*, *Cumulonimbus Capillatus Incus*.

Il Cumulonimbus Calvus è caratterizzato da contorni generalmente lisci, brillanti e ben definiti. La sommità è arrotondata e si eleva a forma di montagna o di torre senza incudine. Possono dare origine a precipitazioni sotto forma di rovesci o a manifestazioni temporalesche.

Il Cumulonimbus Incus ha invece la sommità appiattita a forma di incudine ed è privo di protuberanze cumuliformi: rappresenta l'indice di pieno sviluppo del temporale. Se la frangia è sfrangiata in cirri (nubi che si presentano sotto forma di delicati filamenti oppure in strette bande) falsi da non consentire il riconoscimento delle forma ad incudine, si parla di Cumulonimbus Capillatus Incus, che rappresenta l'ultimo stadio evolutivo del temporale.

Quindi, in generale, l'incus rappresenta l'evoluzione successiva al calvus ed è talmente grande che la sua forma d'insieme può essere vista solo da notevole distanza. Ad esso sono associati fenomeni temporaleschi come grandine, fulmini e tornado.

Solitamente la base del cumulonembo si trova sotto i 2 km di quota e l'estensione orizzontale, nel pieno della sua maturità, è generalmente di 20-30 km.

1.2 La formazione del temporale

Il Glossario dell'Organizzazione Mondiale della Meteorologia (OMM), testo di

riferimento internazionale in campo meteorologico, definisce così il temporale: "Scariche elettriche improvvise che si manifestano con un lampo di luce (fulmine) ed un suono secco o roboante (tuono). I temporali sono associati alle nubi convettive (cumulonemi) e sono solitamente accompagnati da precipitazioni in forma di rovescio, grandine ed occasionalmente neve".

Mediante tale definizione si può affermare che quando si parla di temporale ci si riferisce ad un insieme di fenomeni e non ad una singola manifestazione atmosferica, che mostra caratteristiche di rapidità, elevata intensità, spesso violenza, e che si sviluppa su aree relativamente ristrette.

I temporali dovuti alla calura sono i più frequenti. Meno frequenti e meno violenti sono i temporali tra i fronti.

La violenza dei fenomeni temporaleschi in Europa è attenuata dai contrasti termici meno accentuati e dall'orografia che gioca un ruolo fondamentale soprattutto su un territorio come quello italiano.

1.2.1 Le Termiche

Dal punto di vista meteorologico il temporale non è altro che una Termica sovrappiù sviluppata. La Termica, o cella convettiva, è una bolla d'aria calda, immersa in una zona in cui l'aria circostante ha temperatura più bassa, e che quindi, a causa della spinta di galleggiamento, tende a salire verso l'alto. Tenendo presente che il suo peso specifico è inferiore alla spinta ricevuta, la termica è costretta a salire fintanto che essa non riesce a raggiungere zone dove l'aria circostante ha la sua stessa temperatura, e quindi il suo stesso peso specifico.

La sua formazione è dovuta all'azione dei raggi solari che, scaldando il suolo, provocano la formazione di tali bolle che si innalzano in atmosfera. I terreni più favorevoli alla formazione delle termiche sono quelli più scuri quali campi arati, parcheggi e terreni asfaltati in genere, questo è il motivo per cui nelle ben note isole di calore cittadine i temporali sono più frequenti ed intensi, mentre vicino alle coste sono generalmente più rari in quanto le distese liquide riflettono più luce solare.

Il movimento ascendente è denominato innesco e può essere dovuto anche a deboli venti.

Tali bolle hanno inizialmente un diametro di 50-100 m, ma salendo trovano pressione minore e quindi si espandono arrivando a 500 m di larghezza e 1000-2000 m di altezza, e raggiungono velocità di ascesa tra 1-4 m/s.

1.2.2 Lo sviluppo del fenomeno temporalesco

Affinché una termica si renda visibile è necessario che la bolla di aria calda raggiunga il punto di condensazione dando origine ad una nube cumuliforme. Per effetto della condensazione si libera calore, permettendo alle masse d'aria (correnti ascensionali) di salire ulteriormente. Alla base e ai lati della nube viene aspirata aria calda, formando la tipica nube a forma di cavolfiore (cumulus congestus) di notevole sviluppo verticale.

Non appena la nube raggiunge le parti alte della troposfera, (temperature sotto i -20°C), le gocce d'acqua ghiacciano e viene immessa aria fredda e secca all'interno della nube, di conseguenza si raffredda dando avvio a una corrente discendente, che origina al cumulonembo. In questa fase le correnti ascensionali, mantengono le gocce d'acqua all'interno della nube o le spingono verso l'alto. Le correnti discensionali trasportano le gocce d'acqua verso il basso: si produce così uno scroscio di pioggia e, in casi estremi, grandine. Le correnti atmosferiche ascensionali e discensionali sono inoltre all'origine di cariche elettriche differenziate, attraverso lampi e tuoni. Nel momento in cui soffiano le sole correnti discensionali, le nubi si espandono alla sommità dove l'aria non sale più (incudine). Anche la pioggia diminuisce d'intensità.

Se al contrario durante la sua salita la termica incontra strati di aria più secca che ne inibiscono la formazione si parlerà di termica blu o termica secca perché essa risulterà invisibile.

1.3 Le correnti convettive

Come sopra descritto si può notare come un temporale sia governato da due diverse correnti che prendono il nome di *Inflow* e *Outflow*, letteralmente corrente che entra e corrente che esce.

1.3.1 Le correnti ascensionali

La nube allo stadio iniziale dello sviluppo avrà ancora un aspetto innocuo di un cumulo largo 2-3 km, tuttavia l'accelerazione delle correnti verticali all'aumentare della quota, dovuta alla condensazione del vapore acqueo, origina un risucchio di aria dall'ambiente, sia dai lati della nube sia da sotto la stessa base nuvolosa.

Tale corrente caldo-umida che alimenta dal basso la nube si chiama *inflow*.

L'*inflow* è quella corrente che poi diverrà la corrente ascensionale all'interno della nube, denominata *updraft*.

L'*updraft* raggiunge la massima velocità ad un'altezza pari a circa i 2/3 di quella dell'intera nube, poi si attenua man mano che ci si avvicina alla sommità della nube: il cumulonembo assumerà la forma ad incudine. Tale forma viene determinata dal fatto che le correnti calde hanno raggiunto il limite della troposfera, punto in cui la temperatura inizia a crescere con la quota a causa del riscaldamento legato all'assorbimento dei raggi ultravioletti da parte dell'ozono, in tal modo le correnti arrestano la propria ascesa verso l'alto e divergono in senso orizzontale.

L'incudine è quella formazione nuvolosa bianca, composta quasi esclusivamente da ghiaccio, che raggiunge solitamente temperature inferiori ai -20°C .

In questo momento il temporale raggiunge la sua fase di maturità.

Da notare che la presenza di un vento caldo-umido molto forte che soffia verso la cella temporalesca deve mettere in guardia sulla sua intensità: sta ad indicare che il temporale risucchia una gran quantità di “energia” nelle vicinanze.

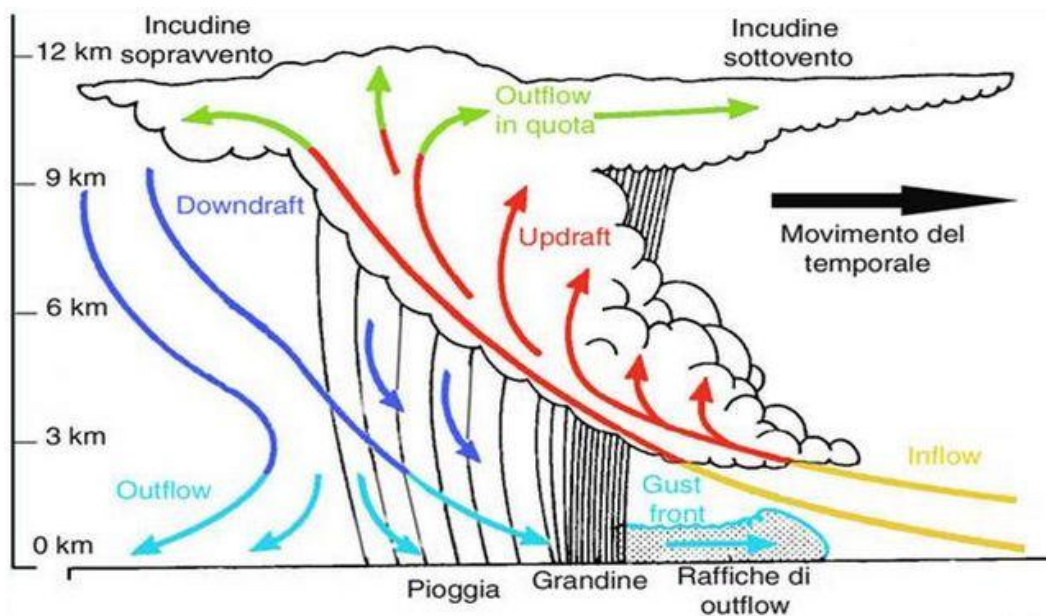


Figura 1.1. Descrizione schematizzata delle due correnti che regolano il fenomeno temporalesco.

1.3.2 Le correnti discensionali

Grazie al calore liberato nella fase di condensazione l'updraft giunge a grandi quote (anche 12-13 km nella Pianura Padana), successivamente si raffredda notevolmente, diventando così più pesante dell'aria circostante e quindi infine precipita, in quanto una massa d'aria fredda, immersa in una zona dove l'aria è più calda, tende a scendere verso il basso dato che il suo peso specifico è maggiore della spinta verso l'alto che essa riceve inoltre, tale discesa, è accentuata anche dall'azione meccanica della precipitazione sull'aria stessa. Nascono così le correnti discendenti interne alla nube, denominate *downdraft*, all'interno delle quali l'aria è più secca; ne consegue che parte delle goccioline sopraffuse (cioè allo stato liquido pur in ambiente sottozero) evaporano in quanto scendendo trovano strati d'aria sempre più caldi; attraverso il fenomeno dell'evaporazione la massa d'aria, contenente tali goccioline, si raffredda: ecco quindi che l'aria, già fredda della corrente discendente, si raffredda ancor di più, dato che essa fornisce il calore latente di evaporazione necessario affinché avvenga il passaggio di stato,

accelerando così il suo moto di discesa e raggiungendo le massime velocità proprio in prossimità del suolo, dove le correnti fredde si aprono a ventaglio propagandosi orizzontalmente in maniera turbinosa. Questa è la corrente chiamata outflow che costituisce il *gust front* di un temporale, meglio conosciuto come *linea dei groppi* o *fronte delle raffiche*: tale fronte precede l'arrivo del temporale di 5-15 minuti in quanto si propaga 5-10 km soprattutto lungo la sua direzione di spostamento. Questo fronte appena descritto rappresenta un mini fronte che però a sua volta precede un cuneo di aria fredda, caratterizzato da spessori variabili tra il centinaio di metri ed il chilometro, che solleva bruscamente l'aria calda che a sua volta precede la cellula temporalesca, attraverso tale espediente viene prolungata la durata del fenomeno temporalesco: in tal caso si parla di rigenerazione.

Tra i mini fronte freddi uno, di particolare interesse, è quello che di notte scende dalle valli alpine e determina la nascita della maggior parte dei temporali notturni in Pianura Padana. Le correnti in esso presenti sono rese fredde dall'irraggiamento notturno oppure dai temporali eventuali avvenuti precedentemente sulle Alpi. Infatti, verso sera, i cumulonembi, sviluppati per cause orografiche sui rilievi alpini, tendono ad indebolirsi e successivamente a dissolversi: l'evaporazione dei cristalli di ghiaccio (incudine) e delle goccioline di nube (parte centrale) determina una diminuzione della temperatura alle relative quote cui sono poste le frange di tali nubi, causando il raffreddamento dell'aria così una parte di essa permane in quota, sostenuta da eventuali correnti, mentre la parte più secca tende a scendere per gravità verso il suolo.

1.3.2.1 Il downburst

Il downburst è un forte downdraft, ovvero una colonna di aria in rapida discesa che incontra la superficie del suolo più o meno perpendicolarmente e che si espande, in modo piuttosto violento paragonabile ad un improvviso scoppio (burst), in maniera orizzontale in tutte le direzioni.

Spesso produce un vortice rotante ad asse orizzontale entro il quale si trovano campi di vento ravvicinati tra loro caratterizzati da elevata velocità e da direzioni

opposte determinate dal fatto che l'inflow, che si dirige verso il temporale, e l'outflow, che alimenta il downburst, scorrono gli uni accanto agli altri.

È quindi una corrente generata dallo scompenso che si crea tra updraft e downdraft, nasce nella maggior parte dei casi da nubi cariche di pioggia, la cui temperatura è più bassa di quella circostante. In base all'area interessata si possono distinguere due tipologie: i microbursts, per aree di diametro inferiore ai 4 km e per un tempo non superiore ai 2-5 minuti, e macrobursts che invece interessano una porzione di suolo maggiore e per oltre 5 minuti, al cui interno possono essere presenti diversi microbursts. Nei casi più gravi un burst può protrarsi al suolo anche per mezz'ora.

1.4 Il ciclo di vita del temporale

Le fasi di un fenomeno temporalesco possono venir schematizzate in tre parti: lo sviluppo, la maturità ed infine il collasso.

- Lo sviluppo: durante tale stadio si verifica la formazione del cumulonembo, attraverso le forti correnti ascensionali le quali mantengono in sospensione, all'interno della nube, le gocce di acqua ed i cristalli di ghiaccio che si sono formati. Questo stadio dura 10-15 minuti e la sommità della nube raggiunge la quota di 7-9 km.
- La maturità: il cumulonembo raggiunge tale fase quando si origina un sistema di circolazione interna ben organizzato, cioè costituito dalle calde correnti ascensionali (updraft) e dalle forti correnti discendenti (downdraft), oltre che da attivi inflow ed outflow sotto la base del temporale. La durata di questa fase è mediamente di 30 minuti e la nube può raggiungere anche i 12 km di altezza; è in questo stadio che si hanno le precipitazioni al suolo e le turbolenze sono molto intense.
- Il collasso: in tale stadio avviene il collasso della cella temporalesca causato dall'esaurimento del flusso ascendente dovuto al fatto che, nel

corso dell'evoluzione, le correnti discendenti che accompagnano le precipitazioni tendono ad occupare gran parte della cella stessa, determinando un calo termico notevole nei bassi strati, associato ad un aumento della pressione. Inoltre la temperatura dell'aria in discesa dalla nube diviene inferiore a quella presente nella libera atmosfera alla stessa quota, con annullamento degli scarti termici positivi tra nube ed ambiente esterno. In tale fase le precipitazioni decrescono progressivamente per il graduale smorzarsi delle correnti ascendenti, determinando di riflesso anche un'attenuazione del flusso discendente. Si innesca una serie di fenomeni concatenati che portano al collasso del sistema, con il comune denominatore che risiede nel cessato apporto di correnti ascensionali: mancando le correnti ascensionali manca la condensazione e quindi anche il calore latente, "carburante" indispensabile per il sostentamento del sistema. La durata media di questo stadio è di circa 30 minuti. E' comunque possibile che l'aria fredda discendente dal cumulonembo possa formare un'altra cella temporalesca a poca distanza, incuneandosi sotto l'aria calda che eventualmente troverà sul suo percorso.

1.5 La classificazione dei temporali

In letteratura esistono due diverse classificazioni per quanto concerne i temporali: una li suddivide a seconda della genesi e l'altra a seconda della struttura.

Per quanto riguarda i fenomeni temporaleschi suddivisi per genere vengono distinte quattro tipologie: frontali (generati da fronti che possono essere caldi o freddi), orografici (dovuti all'orografia del luogo), di calore e avvevati (tipici delle zone costiere).

La seconda classificazione invece riguarda la struttura che distingue: fenomeni a cella singola, multicella e supercella.

1.5.1 Classificazione per genesi

Come per l'innesco di una generica reazione è indispensabile la presenza del carburante e della scintilla, in questo caso, il carburante è rappresentato dall'aria caldo-umida al suolo, la scintilla dai moti verticali e la reazione dalla formazione del temporale. I moti verticali, ovvero l'innesco del temporale, vengono usualmente distinti in 4 tipologie a cui corrispondono 4 tipi di temporali classificati, per l'appunto, in base alla rispettiva genesi.

1. Temporali frontali: sono generati dal sollevamento di masse d'aria lungo le superfici frontali. Questi a loro volta possono essere classificati in:

- a) da fronte freddo: l'aria umida stagnante al suolo viene forzatamente sollevata verso l'alto dal cuneo di aria fredda che accompagna al suolo il passaggio di un fronte freddo, in modo tale che la massa d'aria viene posta nelle condizioni di liberare la propria instabilità mediante una rapida condensazione e conseguente cessione di calore latente. In questo caso ovviamente i temporali si possono formare in qualunque momento del giorno ed interessano vaste aree con maltempo e una sensibile diminuzione delle temperature. Questi temporali sono preceduti dalla ben nota atmosfera opprimente (afa) e da una diminuzione della pressione anche sensibile dovuta al sollevamento dell'aria caldo-umida, a cui segue dopo lo scatenarsi degli elementi pressione in brusca risalita e ottima visibilità per il rovesciamento dell'aria fredda, più pesante, dall'alto verso il basso. Sono i temporali più violenti.
- b) da fronte caldo: si generano quando la massa di aria calda ascendente la superficie del fronte caldo risulta instabile. In tal caso le cadute di pressione sono lente e gradualmente. In estate, più il fronte caldo è consistente (nuvolosità stratificata compatta) più è probabile che il fronte freddo successivo sia intenso per la sostenuta avvezione calda che segue il fronte caldo stesso. Allo stesso modo, se la temperatura al suolo dopo il passaggio del fronte caldo aumenta sensibilmente ci sarà da aspettarsi l'innesco di temporali prefrontali per il notevole gradiente termico venutosi ad originare. Se in coda al fronte caldo in allontanamento vediamo

comparire nubi anche a debole sviluppo verticale significa che l'atmosfera è già potenzialmente molto instabile e saranno probabili temporali prefrontali. Generalmente si sviluppano a quote superiori ai precedenti.

c) prefrontali: sono estremamente violenti e generalmente sono presenti nel settore caldo di cicloni attivi, precedendo di circa 100 km i fronti freddi particolarmente vigorosi. Formano la così detta linea di groppi. I prefrontali sono molto pericolosi perché possono comparire dal nulla elevandosi nella foschia e nell'afa, dunque riusciremmo a vedere questi temporali quando ormai sono in procinto di raggiungerci. Di tale tipologia sono inoltre da puntualizzare gli aspetti principali:

- si formano nel settore caldo di un sistema depressionario ben sviluppato dopo il transito del fronte caldo e prima dell'arrivo del fronte freddo: poiché nel settore caldo l'aria nei bassi strati è estremamente calda ed umida si rende disponibile una notevole quantità di energia sottoforma di calore sensibile da trasferire al sistema.
- in quota, tra le superfici isobariche di 700 e 500 hPa (tra 3000 e 6000 m), le cose vanno diversamente; a causa della presenza del sistema alpino (la maggior parte dei fronti freddi provengono dai quadranti nordoccidentali) l'aria fredda arriva prima in quota che al suolo perché ostacolata dalla barriera orografica. Per cui si determina uno status che vede aria molto calda nei bassi strati ed avvezione fredda già in corso in quota, con la strutturazione di gradienti termici verticali assai consistenti.
- se il fronte freddo è piuttosto vigoroso e veloce esercita un effetto "spinta" che non si limita soltanto al proprio spessore effettivo, ma dilaga alquanto davanti ad esso innescando di "riflesso" cumulogenesi molto avanzate.
- se si forma un minimo depressionario su Valpadana (termico) avremo richiamo prefrontale di aria calda e umida dai quadranti meridionali (SSE-ESE-SE-S) in risalita su Alto Adriatico; tale

flusso che spesso è ben evidente tra 700 hPa e 850 hPa prende il nome di *conveyor belt* e trasporta parallelamente al fronte freddo e davanti ad esso notevole quantità di moto, calore latente e calore sensibile, in modo da predisporre una significativa auto-alimentazione alle celle in eventuale sviluppo. Il conveyor belt si può intravedere a volte come una fila di cumuli, stratocumuli o fractocumuli piuttosto bassi che dal mare corrono veloci verso l'entroterra con avvento di aria molto umida a direzione SE-NW o affine. Il conveyor belt lo si può immaginare come un fiume d'aria di larghezza di circa 100 km e di limitato spessore, ma con corrente molto forte (intorno 15-20 m/s): ebbene molti temporali prefrontali si formano proprio lungo questo fiume d'aria (che però non sempre si attiva) seguendone il moto e conferendo alle celle temporalesche asse verticale obliquo (caratteristica determinante per lo sviluppo di forti temporali e grandinate). Se poi un conveyor belt è costretto a risalire una catena montuosa allora gli effetti saranno ulteriormente esaltati (es. alluvione di Genova del 23 settembre 1993).

- una volta partite le prime celle, esse tenderanno a crearne delle nuove lungo la stessa direzione del vento (linee temporalesche), in quanto dal momento in cui attivano correnti discendenti associate alle precipitazioni (downdrafts) si manifesta un processo detto *retroazione dinamica*: le correnti discendenti, una volta raggiunta la superficie terrestre, si trasformano in correnti orizzontali (outflow) il cui bordo avanzante (gust front) solleva nuova aria calda che, stanti le condizioni termodinamiche favorevoli, origina nuove celle.

2. Temporali orografici: l'aria umida viene sospinta a ridosso dei rilievi dai venti dominanti, quindi la massa d'aria è costretta a sollevarsi forzatamente fino a liberare la propria instabilità a seguito del raffreddamento e conseguente condensazione. La loro localizzazione è quindi lungo le catene montuose dove

danno luogo a forti precipitazioni e severa turbolenza. Anch'essi possono avvenire in qualunque momento del giorno e in pratica derivano dall'effetto *stau*, lo stesso fenomeno, che con correnti da nord, in inverno produce copiose neviccate sui versanti esteri delle Alpi.

3. Temporali di calore: anche detti termoconvettivi (in quanto trovano la loro origine nei moti termoconvettivi), si sviluppano quando l'aria umida stagnante nelle pianure viene resa instabile nelle ore diurne dal riscaldamento solare, consentendone la risalita spontanea, dando luogo allo sviluppo della nube temporalesca. L'evento si verifica in condizioni di alta pressione perché solo questa garantisce che la massa d'aria, costretta a ristagnare in loco dalla scarsa circolazione, possa riscaldarsi e umidificarsi sufficientemente. I temporali di calore sono in ogni caso prerogativa delle aree di pianura, specie quelle interne e a ridosso dei rilievi, e si formano solo nelle ore calde della giornata e non durano più di un'ora portando solo un temporaneo refrigerio. Sono i più comuni e con carattere prettamente locale.
4. Temporali avvevivi: anche detti di avvezione convergenti, sono caratterizzati da un innesco dei moti ascensionali che è provocato dallo scorrimento di aria fredda su superfici calde; sono i tipici temporali delle zone costiere causati dal mare ancora caldo e che quindi sono più frequenti nelle ore notturne quando maggiore è il divario termico tra mare e terraferma. Generalmente sono localizzati nel settore caldo di un ciclone.

Capita comunque spesso che al temporale contribuisca più di una delle cause succitate (es. un fronte freddo che passa nelle ore pomeridiane). Gli ultimi 3 tipi di temporali costituiscono i cosiddetti *temporali di massa d'aria* che si producono a causa dell'instabilità presente all'interno di una massa d'aria e che sono distinti dai temporali frontali.

1.5.2 Classificazione per struttura

La classificazione delle strutture termo convettive è in parte soggettiva, specialmente se eseguita con la sola osservazione visiva. Per esempio, definire con certezza *supercella* un temporale non è mai semplice, a meno che non si disponga di scansioni radar che dimostrino la presenza del mesociclone.

Molto spesso un temporale ha dei tratti comuni all'una e all'altra tipologia, ancor più se viene visto in diversi momenti a causa della riorganizzazione delle correnti interne nel corso della sua evoluzione. La classificazione dei temporali a seconda della struttura, la quale dipende da molteplici fattori, prevede tre tipologie di base, di seguito elencate: cella singola, multicella e supercella.

- 1) Cella singola: o ordinaria, è la forma più semplice di temporale e attraversa gli stadi di sviluppo, maturazione e dissolvimento senza creare altre celle; visivamente si nota, ad occhio nudo, la presenza di un singolo cumulonembo dotato di un'unica e grossa protuberanza; al suo interno è presente una singola cella convettiva, cioè un updraft e un downdraft. Tuttavia una vera cella singola è alquanto rara, perché il gust front spesso innesca la crescita di un'altra cella poco distante, mediante rigenerazione. E' difficile prevederne l'insorgenza, perché queste si sviluppano in momenti e luoghi apparentemente casuali e in maniera disorganizzata: essendo temporali ad asse verticale, updraft e downdraft interferiscono fra di loro quindi raramente superano la mezz'ora di vita. Inoltre l'outflow ben presto isolerà la sorgente caldo-umida che manteneva in vita il cumulonembo, il quale, al termine del suo ciclo di vita, mostrerà solo un'incudine sospesa nell'aria. Le celle ordinarie sono ben impersonate dai **temporali di calore**, che si formano nei pomeriggi di alta pressione subtropicale, con umidità elevata a bassa troposfera, per poi dissolversi verso sera. Al radar appaiono come celle disorganizzate e piuttosto statiche che non mostrano un movimento chiaro e ben prevedibile. Sebbene la maggior parte delle celle singole non siano intense, alcune di queste possono originare brevi episodi di forte maltempo specialmente nella fase di collasso: tali temporali vengono chiamati *pulse storm* (tempeste pulsanti) e si formano in ambienti più instabili rispetto alle normali celle singole. Tali tempeste

pulsanti sono dotate di updrafts più intensi, quindi esiste il rischio di brevi grandinate, brevi downbursts e occasionalmente deboli tornado.



Figura 1.2. Cella singola evoluta in “pulse storm”, si notino le due incudini sul lato destro del cumulonembo.

2) La multicella: Il movimento di un qualsiasi temporale dipende dal modello di crescita del o dei cumulonembi e dai venti dominanti: le celle temporalesche infatti sono guidate dai venti nella medio-alta troposfera (level-guide intorno ai 6000 m di altezza). Se una cella si forma e poi interrompe la sua crescita, essa verrà trasportata dai venti in quota per poi evaporare: questo è ciò che accade normalmente nelle celle singole e nei temporali più deboli. Invece nei sistemi temporaleschi composti da più celle (multicelle, per l'appunto) il fenomeno della rigenerazione porta alla continua ricreazione di nuove cellule, in modo che il temporale possa mantenere le sue caratteristiche. Questo è il metodo adottato dai temporali intensi per mantenersi a lungo. Nella classe dei sistemi temporaleschi a multicella sono compresi: cluster di multicelle, squall line, MCS e MCC.

a) Il cluster di multicelle (grappolo di multicelle) è un gruppo di celle singole

che si muove come una singola unità e in cui ogni cella si trova in differenti stadi di sviluppo: esso è certamente più intenso della cella singola ma nel contempo è molto più debole della supercella. Lo sviluppo di nuove celle può avvenire davanti o dietro al cluster stesso: ciò dipende da diversi fattori come l'orografia, flusso alle quote superiori, direzione dell'inflow, presenza di fonti di vapore acqueo come il mare o grandi fiumi. In linea di massima, le nuove celle si sviluppano davanti se il cluster è originato da un fronte freddo, dietro o sul lato sudoccidentale quando il cluster nasce da gocce fredde in quota o per il sollevamento forzato di aria umida sui pendii montani. In un temporale multicellulare ogni cella si origina 5-10 km prima del corpo principale (ovvero davanti o dietro il nucleo centrale) e alla destra dello stesso rispetto alla direzione di spostamento del cluster. Il ritmo di rigenerazione delle nuove cellule è in media di una ogni 15 minuti e siccome la loro vita è di circa 45 minuti, mediamente in ogni temporale multicellulare convivono tre cellule, le quali ovviamente avranno diversi stadi di sviluppo (sviluppo, maturazione, dissolvimento). Sebbene il sistema multicellulare comprenda celle che vivono per un periodo non superiore alle celle singole (circa 45 minuti), il cluster persiste per parecchie ore grazie al fenomeno della rigenerazione: possono quindi verificarsi forti rovesci, specialmente se più celle mature stazionano sulla stessa area, downburst (oltre 130 km/h), grandine moderata con dimensioni pari e non superiori a quelle di palle da golf e a volte deboli tornado: quest'ultimi sono più probabili nel settore in cui updraft e downdraft sono molto vicini tra loro.

- b) La *squall line*: conosciuta anche come linea di gruppo o linea di multicelle è l'originaria denominazione del fronte freddo e consiste in una ristretta fascia di temporali con un continuo e ben sviluppato gust front sul bordo principale della linea. Le squall line si muovono ad angolo retto rispetto alla direzione della banda nuvolosa, per cui non vi è il rischio di confonderle con il cluster multicelle. Le classiche linee di gruppo nascono davanti e parallelamente a un fronte freddo nella zona in cui c'è la migliore combinazione di umidità instabilità e wind shear verticale; il loro

sviluppo è dovuto alla presenza di una linea che separa l'aria caldo-umida, che verrà sollevata, da aria più fredda e pesante. Lo sviluppo delle celle più intense avviene all'estremità sud della linea, il dissolvimento all'estremità nord e in mezzo vi si trovano le celle mature con un'enorme incudine che si estende davanti ai corpi verticali dei cumulonemi. Le celle più intense, in determinati casi, sono in grado di originare tornado perché tendono ad assumere le caratteristiche della supercella. L'elemento più interessante in tale tipologia è dato dal fatto che la squall line promuove la propria rigenerazione infatti, sollevando nuova aria caldo-umida di fronte al suo percorso agisce esattamente come un fronte freddo. Ciò è possibile grazie alla presenza di una piccola area al suolo a bassa pressione posta di fronte alla squall line vera e propria, che permette la convezione e quindi la generazione di nuove cellette, dando così origine ad una pre-squall line. Gli effetti di una squall line sono grandine grossa fino a palle da golf, deboli tornado ed eventuali alluvioni lampo nel caso di celle lente e stazionarie per il movimento parallelo alla linea. Le squall line sono famose per i frequenti downburst soprattutto quando esse si formano in un ambiente con forti venti alle quote medie; capita che un downburst estremamente intenso accelera una porzione della squall line davanti al resto della linea. Questo produce un *bow echo*, ovvero un eco lineare ma curvato verso l'esterno a forma di arco, ben individuabile dal radar mentre impossibile da osservare visivamente. La lunghezza di una squall line è variabile, comunque sull'ordine delle centinaia di km: quelle più lunghe si sviluppano in un canale prefrontale, disponendosi parallelamente (solitamente secondo un asse N-S) al fronte freddo avanzante e precedendone l'arrivo di 50-300 km. La larghezza della linea varia da 20 a 50 km e si muovono alla tipica velocità di 25 nodi (45 km/h). Questi temporali prefrontali sono potenzialmente molto pericolosi.



Figura 1.3. Squall line in Kansas.

c) MCS-MCC sono, rispettivamente, l'acronimo di Mesoscale Convective System (sistemi convettivi a mesoscala) e Mesoscale Convective Complex (complessi convettivi a mesoscala). Si tratta di strutture convettive estese ed intense, ma differiscono dalla supercella per il fatto che nascono sempre dall'unione di diversi elementi temporaleschi (multicelle), mentre la supercella è intensa come un unico individuo, dopodiché le differenze riguardano la fenomenologia, che sarà sempre più importante nelle supercelle, benché MSC e MCC possano causare danni e rischi alluvionali. In Italia sono abbastanza frequenti, soprattutto nella stagione estiva ed in Pianura Padana.

- MCC è un sistema temporalesco a mesoscala, cioè con dimensioni spaziali alquanto limitate, costituito da diverse celle ravvicinate tra loro in diversi stadi evolutivi; se però nel sistema si ha un numero sufficiente di celle allo stadio di maturità, esso può divenire piuttosto esteso, ma mai come del caso di supercelle, le cui diversità riguardano numerosi altri

parametri. Generalmente persiste per diverse ore e può percorrere molti chilometri alquanto attivo (la sua genesi è spesso frontale) supportato dal continuo ricambio tra celle in dissoluzione e celle giovani in formazione lungo la linea di discontinuità frontale. Può avere una forma lineare, nel caso sia stato generato dal passaggio di un fronte freddo, o circolare, nel caso in cui la genesi sia stata determinata dalla presenza di una goccia fredda in quota: in sostanza si tratta di linee o cluster temporaleschi piuttosto intensi e duraturi. Si formano prevalentemente la sera e possono essere considerati come una via di mezzo tra la squall line e gli MCC.

- MCC può essere definito come un sistema di diversi MCS ravvicinati tra loro ed alquanto vigorosi oppure un grande MCS; gli MCC al satellite appaiono di forma tondeggianti od ovale e ricoprono aree geografiche piuttosto vaste (indicativamente da 50 km fino ad alcune centinaia di km), si possono inoltre facilmente riconoscere anche grazie alla loro eccentricità, ovvero la loro forma, il più delle volte, è ellittica. Possono durare per molte ore e scaricare enormi quantità di pioggia con rischio di eventi alluvionali, essendo sistemi ad elevato potenziale, comunque più frequenti negli Stati Uniti. Volendo semplificare si pongono a metà strada tra gli MCS e le supercelle, ma come potenziale sono molto più vicini alle seconde che non ai primi. Si possono formare nel settore caldo di una ben definita depressione (grossi cluster prefrontali) allorquando l'avvezione fredda in quota giunga molto davanti all'ingresso frontale nei bassi strati. Possono essere stimolati anche dalla presenza di una catena montuosa nella parte sopravvento rispetto alla direzione del flusso in quota: caso tipico in Liguria quando il flusso alle quote medio-alte è meridionale.

3) La supercella: rappresenta in assoluto il temporale più pericoloso e potente fra

tutti quelli esistenti e la sua formazione richiede una particolare concomitanza di eventi: in Italia sono fenomeni alquanto rari e spesso il loro numero viene sovrastimato qualora si manifestino temporali violenti, tali da destare notevole impressione all'osservatore di turno. Al verificarsi di particolari condizioni termodinamiche, l'updraft assume un moto rotatorio, oltre al classico moto ascendente, trasformandosi così in un mesociclone, alla cui estremità inferiore potrà comparire una minacciosa *wall cloud* (nube a muro) che precede l'arrivo di tornado. In tal caso il cumulonembo che si sviluppa prende il nome scientifico di supercella ed è costituito solo da due correnti su vasta scala: ascendente e discendente, in cui la prima, come abbiamo visto, è dotata di rotazione.



Figura 1.4. Immagine di supercella a Livorno, in cui la rotazione della base di una supercella è molto evidente.

La supercella è un sistema autoalimentato in quanto la rotazione favorisce la convezione e viceversa; nelle supercelle non è quindi presente la rigenerazione come visto nei precedenti temporali. Le condizioni favorevoli allo sviluppo di

supercelle possono essere così semplificate:

- forte contrasto termico sulla verticale dell'area frontale (gradiente termico verticale), cioè tra la massa d'aria fredda in arrivo e quella calda umida al suolo in fase di sollevamento. L'aria calda, leggera e umida, si scontra con aria più fredda, più pesante e secca e viene sollevata velocemente verso l'alto tanto più rapidamente quanto maggiore è la differenza di temperatura.
- notevole riscaldamento del suolo favorito dal clima continentale delle grandi pianure tra le quali, sotto tale aspetto, può essere inclusa la Pianura Padana.
- forte differenza dei valori igrometrici quota-suolo tra la massa d'aria entrante, costituita da aria secca, e quella in sollevamento, costituita da aria umida.
- corrente a getto o jet stream in quota o quanto meno ai livelli medio-alti della troposfera, la quale contribuisce alla ciclogenesi nei bassi strati ed accelera la convezione favorendo così l'insorgere di grandinate e tornado.
- Il *wind shear* verticale, cioè la variazione di velocità e di direzione del vento con la quota, determina delle rotazioni orizzontali all'interno del cumulonembo che, se nel nostro emisfero hanno senso antiorario, favoriscono l'accelerazione della corrente ascensionale.

Al verificarsi di tali condizioni, l'updraft si trasforma in un mesociclone, ad asse verticale obliquo, la cui rotazione deriva dal trasferimento di vorticità positiva (capacità dell'aria a ruotare su un asse) dall'inflow all'updraft.

Le supercelle durano alcune ore, viaggiano tra 40 ed 80 km/h e si formano a partire da una delle 3 forme fondamentali, ovvero cella singola, cluster o squall line.

Le supercelle racchiudono le manifestazioni temporalesche più intense di ogni

altra tipologia convettiva: è importante quindi definirne le differenze in modo tale da rendere possibile distinguerle dai restanti tipi di temporali.

La prima differenza con le normali celle convettive è data dal fatto che tutto il cumulonembo del temporale ruota lentamente in senso antiorario, quindi con rotazione ciclonica nell'emisfero nord: le supercelle cioè contengono un mesociclone ossia un ciclone a mesoscala, avente un diametro indicativo tra 1 e 20 km.

La seconda differenza consiste nel fatto che le correnti discendenti, invece di divergere all'esterno del temporale come outflow, vengono in parte richiamate all'interno grazie al mesociclone portando così alla formazione della wall cloud: teniamo presente comunque che non tutte le supercelle posseggono wall cloud.

La terza differenza consiste nel fatto che la forte convergenza presente sia dietro sia davanti alla supercella ne rallenta di molto il movimento traslatorio: i temporali a supercella possono rimanere bloccati per ore in zone geografiche precise prima di spostarsi o attenuarsi.

Il riconoscimento di una supercella si esegue in 3 modi a seconda della nostra esperienza e delle risorse a disposizione nel momento dell'analisi: dal vivo, dal satellite e dal radar. Per quanto riguarda l'osservazione dal vivo possiamo distinguere le seguenti caratteristiche:

- a) enorme base avanzante del temporale, solitamente dotata di shelf cloud, provvista di moto rotatorio antiorario nell'emisfero nord;
- b) eventuale wall cloud alla base del cumulonembo (questa nube a muro non si presenta mai sul bordo avanzante del temporale ma per lo più nel settore sud-occidentale);
- c) grossa e persistente overshooting top (cupola) sopra l'incudine del cumulonembo;
- d) striature sui fianchi del cumulonembo, sulla parte inferiore degli stessi, indice di rotazione all'interno della supercella; tali striature possono apparire anche sul bordo anteriore di una shelf cloud ma queste sono decisamente meno affidabili;
- e) possono osservarsi anche delle bande nuvolose ("inflow band") più o meno compatte e regolari, eventualmente saldate alla base del temporale e disposte più o meno parallelamente al terreno con angolazione variabile a seconda del flusso umido dell'inflow; sono relativamente rare e tipicamente si dirigono verso il

centro del temporale;

f) le bande di precipitazione sono molto fitte e non sono disposte a linea, quindi oltre le stesse non si vedranno subito le schiarite.

Capitolo 2

Le misure pluviometriche

Introduzione

In questo capitolo si vanno ad identificare i diversi strumenti mediante i quali è consentito effettuare la misura della pioggia, con particolare attenzione alla strumentazione utilizzata in Emilia-Romagna e che quindi è stata utilizzata per rendere possibile questo elaborato.

Va specificato che in meteorologia la misura della pioggia viene eseguita in millimetri, e non in altre unità di misura come metri o litri, in quanto un millimetro di pioggia corrisponde ad un litro di acqua su una superficie di un metro quadrato; rapportando tale misura con un arco di tempo ben definito, ad esempio un'ora, si ottiene la misura dell'intensità di pioggia. Secondo l'intensità di precipitazione la pioggia viene distinta in diverse classi: pioviggine (<1 mm/h), pioggia debole (1–2 mm/h), pioggia moderata (2–6 mm/h), pioggia forte (>6 mm/h), rovescio (>10 mm/h ma limitato nella durata), nubifragio (>30 mm/h).

Gli strumenti utilizzati, che saranno presentati con particolare attenzione nei prossimi paragrafi, sono i pluviometri e il radar meteorologico.

In Emilia-Romagna sono disponibili due tipi di dati concernenti la pioggia oraria: osservazioni da pluviometro (strumento a terra, con sensibilità 0.2 mm) e valori stimati da radar (rielaborazioni, tramite la formula deterministica di Marshall e Palmer, della misura della riflettività delle masse di pioggia). Le prime sono generalmente ritenute attendibili ma sono disponibili solo in un numero limitato di siti. Le seconde sono disponibili sull'intero territorio (griglia costituita da quadrati di 1 km di lato), ma sono il risultato di un complesso processo di rielaborazione a partire da dati di riflettività e necessitano una calibrazione.

2.1 I pluviometri

Il pluviometro è lo strumento utilizzato per misurare la quantità di pioggia caduta, fa parte della dotazione di strumenti principali di una comune stazione meteorologica.

Il pluviometro, per registrare correttamente il livello delle precipitazioni, deve essere installato in un luogo aperto e libero da ostacoli; secondo l'organizzazione mondiale della meteorologia (OMM) deve avere i seguenti requisiti: risoluzione (0,2 mm di pioggia), bocca tarata da 1000 cm² ± 0,5%, costruzione in materiale inossidabile e possibilità di riscaldamento del sensore per le stazioni da installare in zone soggette a innevamento.

2.1.1 La rete RIRER

Il progetto RIRER, Rete idro-meteo-pluviometrica Integrata, nasce dalla necessità di una gestione unitaria delle reti in quanto, fino a pochi anni fa, erano presenti sul territorio regionale varie stazioni di misura suddivise tra molteplici enti pubblici e/o privati. Tale progetto vanta diverse finalità come l'ottimizzazione delle risorse ordinarie e per le emergenze, attribuite dallo stato alla regione, garantendo il coordinamento di tutte le attività, la capacità di fornire al Governo Regionale un moderno sistema di monitoraggio idro-meteo-pluviometrico, garantendo a tutti gli utenti la visibilità dei dati provenienti dalla rete unitaria, in modo tale da garantire un'omogenea copertura territoriale e della qualità dei dati rilevati.

Nel complesso la rete RIRER è stata realizzata unendo le seguenti reti preesistenti di stazioni:

- Ex Ufficio Idrografico di Bologna (ora ARPA-SIMC) N. 37 stazioni
- Ex Ufficio Idrografico di Parma (ora ARPA-SIMC) N. 60 stazioni
- ARPA-Servizio IdroMeteoClima N. 97 stazioni
- RER - Servizi Tecnici di Bacino PC-PR-BO-RA N. 113 stazioni
- RER Protezione Civile N. 49 stazioni
- Agenzia Interregionale Po (AIPO) N. 16 stazioni

- Provincia di Modena N. 10 stazioni
- Provincia di Bologna N. 5 stazioni

per un totale di 387 stazioni.

A queste reti, gestite direttamente da ARPA-SIMC per conto della Regione, si sono aggiunte le seguenti reti di altri Enti, i cui dati sono ugualmente acquisiti in tempo reale da ARPA-SIMC.

- Agenzia Interregionale Po (AIPO) N. 16 stazioni
- Comune di Cesenatico N. 5 stazioni
- Provincia di Parma - Assessorato Agricoltura N. 8 stazioni
- Provincia di Piacenza - Assessorato Agricoltura N. 4 stazioni
- Consorzio della Chiusa di Casalecchio N. 2 stazioni
- Consorzio di Bonifica del I Circondario di Ferrara N. 22 stazioni
- Consorzio di Bonifica Palata Reno N. 9 stazioni
- Consorzio di Bonifica Renana N. 22 stazioni
- Consorzio di Bonifica della Romagna Occidentale N. 11 stazioni
- Canale Emiliano Romagnolo N. 6 stazioni

per un totale di 95 stazioni.

La rete RIRER delle stazioni idro-meteo-pluviometriche in tempo reale è quindi composta complessivamente da 482 stazioni. Sono inoltre presenti stazioni automatiche con registrazione del dato e stazioni meccaniche, per un numero superiore a 100.

Complessivamente si arriva a circa 600 stazioni idro-meteo-pluviometriche sul territorio regionale, che dovrebbero garantire una sufficiente copertura del territorio anche nelle parti montane, condizione storicamente mai realizzatasi sinora.

In generale possiamo affermare che le reti osservative idro-meteo-pluviometriche svolgono numerose funzioni di monitoraggio tra cui: funzioni di supporto informativo a studi meteo-climatologici, agro-meteorologici, di valutazione dei bilanci idrici, di pianificazione della gestione delle risorse idriche, del dimensionamento delle opere di regimazione, salvaguardia e difesa del territorio e della fascia costiera, valutazione del trasporto solido fluviale, studi quantitativi a supporto della gestione della qualità delle acque superficiali (deflussi minimi vitali), utilizzo in tempo reale dei dati provenienti dalla rete per scopi di

valutazione della situazione in atto e di previsione della sua evoluzione (principalmente meteo-idro-geologica) a brevissima, breve e media scadenza e con varie finalità, tra le quali di particolare rilevanza quelle di protezione civile e di servizio di piena.

2.2 Il radar meteorologico

RADAR (Radio Detection And Ranging) è l'acronimo con cui si intende la capacità di osservare, determinandone distanza e direzione, la presenza di oggetti tramite il rilevamento di eco di onde radio; per oggetti, in radiometeorologia, si intende qualsiasi cosa in grado di produrre un'eco significativa come ad esempio gocce di pioggia, particelle di ghiaccio, fiocchi di neve ecc. Tutti questi oggetti vengono definiti mediante l'uso di un nome generico, ovvero *targets* meteorologici, ossia bersagli.

Il radar nacque negli anni '30, con la scoperta della propagazione delle onde radio in atmosfera, e venne sviluppato inizialmente in ambito militare per l'individuazione degli aerei nemici. In quel campo, l'esistenza di precipitazioni in atmosfera comportava la presenza di segnali che erano considerati come dei disturbi da filtrare, ma dopo la Seconda Guerra Mondiale, si è iniziato a pensare alla possibilità di utilizzare il radar anche in meteorologia per lo studio delle precipitazioni.

2.2.1 Funzionamento

Il radar è un sistema che utilizza la propagazione e la diffrazione di onde elettromagnetiche ad altissima frequenza, vengono distinti vengono distinti a seconda della banda di frequenze in cui lavorano: S-band (da 2 a 4 GHz), C-band (da 4 a 8 GHz) e X-band (da 8 a 12 GHz); in tal modo è possibile rilevare e misurare varie caratteristiche di oggetti situati anche a distanze considerevoli nello spazio circostante la stazione trasmittente.

L'atmosfera è in gran parte trasparente a questo tipo di radiazioni, il che permette al fascio radar di percorrere grandi distanze prima di essere attenuato. In presenza di idrometeore la radiazione emessa dal radar viene invece diffusa, in parte anche in direzione del radar stesso, secondo la teoria dello scattering di Rayleigh. La dimensione degli oggetti che il radar riesce a localizzare dipende dalla lunghezza d'onda del fascio radar stesso; per poter utilizzare le leggi di Rayleigh è infatti necessario che la lunghezza d'onda sia molto maggiore del bersaglio. Lunghezze d'onda minori permettono di vedere quindi oggetti di dimensione minore a fronte però di una maggiore attenuazione del segnale.

Il sistema sfrutta un principio semplice ed intuitivo: trasmettere un segnale elettromagnetico di adeguata potenza (parecchi Kw di picco) e opportunamente modulato tramite un'antenna altamente direttiva (pochi gradi angolari di apertura) per un certo periodo di tempo (impulso), per poi passare ad ascoltare l'eco che questo segnale genera quando viene riflesso da superfici che non consentono, parzialmente o totalmente, il passaggio dell'onda a radiofrequenza (come montagne, ostacoli vari, pioggia, ecc.) quindi in grado di riflettere una parte dell'energia emessa.

Il radar emette numerosi impulsi compiendo una scansione a 360° a diverse elevazioni e contemporaneamente rileva il segnale riflesso.

Il calcolo della distanza radar-target viene effettuato considerando che un'onda elettromagnetica si propaga attraverso lo spazio alla velocità della luce, si misura l'intervallo di tempo che intercorre tra l'inizio della trasmissione dell'impulso ed il ritorno dell'eco radar, e quindi moltiplicando la velocità per il tempo diviso per 2 (si consideri il tempo di andata e ritorno delle onde radio) è possibile dedurre la distanza radar-target.

Attraverso la conoscenza della direzione di puntamento e dell'elevazione dell'antenna è possibile localizzare l'oggetto nello spazio tridimensionale tramite i dati d'azimuth (ovvero l'angolo formato dalla retta che unisce il radar al bersaglio e il radar con la direzione nord) e di quota.

A grandi linee un radar può essere visto come composto da :

- Un *trasmettitore*, il quale produce una radiazione elettromagnetica con una certa potenza e ad una frequenza ben definita;

- Un'*antenna*, che irradia la potenza generata e intercetta i segnali riflessi;
- Un *ricevitore*, che rileva, amplifica e trasforma i segnali ricevuti;
- Un sistema di acquisizione ed elaborazione del dato.

2.2.2 Le sorgenti d'errore

All'interno del sistema radar sono presenti differenti tipologie di errori e di incertezze che condizionano la misura della riflettività e quindi la stima dell'intensità di pioggia. Le fonti d'errore possono essere suddivise in tre diverse tipologie che sono connesse rispettivamente al sistema radar, alla geometria del fascio radar e alla sua interazione con il terreno e alla relazione tra riflettività e l'intensità di precipitazione.

2.2.2.1 Errori dovuti al sistema radar

- ✓ **Calibrazione hardware.** Qualsiasi sistema radar deve essere periodicamente calibrato al fine di garantire che le misure di potenza ricevuta ricadano sempre entro un limite di tolleranza. Un radar mal calibrato non può essere utilizzato in modo quantitativo per la stima della precipitazione. Tutti gli sforzi che si compiono per limitare e correggere le diverse fonti d'errore presenti in una misura radar possono completamente essere vanificati da un'errata o mancata calibrazione.
- ✓ **Attenuazione dovuta ai gas atmosferici e alla precipitazione.** L'onda elettromagnetica perde parte dell'energia nell'attraversamento dell'atmosfera a causa dei fenomeni di assorbimento e scattering da parte dei gas atmosferici e delle meteore, in taluni casi può venir trascurata mentre in altri deve essere attentamente valutata. L'entità dell'attenuazione dipende sensibilmente dalla relazione tra la lunghezza d'onda della radiazione e la dimensione delle meteore e dei gas e comporta una

sottostima della riflettività. Si è osservato come lunghezze d'onda maggiori risentano meno di questo fenomeno. Particolarmente importante è l'attenuazione del segnale dovuta all'interposizione di un forte temporale associato alla presenza di chicchi di grandine specie se bagnati. In alcuni casi, specie quando la cella temporalesca è particolarmente vicina al radar, l'attenuazione è così marcata da impedire al segnale di oltrepassare l'ostacolo rappresentato dall'area con forti precipitazioni.

- ✓ **Attenuazione dovuta al radome.** Il radome (o cupola) è la copertura, generalmente di forma sferica, che ha lo scopo di proteggere l'antenna di alcuni tipi di radar. Se questo è bagnato, a causa della presenza di precipitazione al di sopra del radar, la potenza del segnale emesso dall'antenna viene parzialmente attenuata. È quindi importante trattare la superficie esterna del radome con particolari vernici idrorepellenti.
- ✓ **Fascio dell'antenna di dimensioni finite.** Per questioni tecniche dovute alla costruzione dell'antenna, non tutta l'energia irradiata rimane confinata all'interno del fascio conico principale con il massimo al centro del fascio stesso, ma si determinano dei piccoli massimi secondari che possono dare origine a delle eco di tipo non meteorologico a brevi distanze dal radar. Hanno la forma di “sbuffi” con bassi valori di riflettività, posizionati vicino al radar.

2.2.2.2 Errori connessi alla geometria e geografia

- ✓ **Ground clutter e beam blocking.** Per ground clutter si intende tutti quegli insiemi di eco di origine non meteorologica che provengono generalmente, ma non solo, dal terreno. Particolarmente importante è il clutter dovuto alle eco provenienti dai rilievi che possono occludere parzialmente o completamente il fascio radar. Il beam blocking rappresenta un'occlusione infatti, in un terreno a orografia complessa, può essere diffusamente presente e rendere quindi il rilevamento delle precipitazioni un problema particolarmente delicato. La presenza di due sistemi radar con “punti di vista” diversi può risolvere, almeno

parzialmente, questo genere di problema.

- ✓ **Curvatura terrestre.** Il fascio radar, in condizioni teoriche, si propaga in atmosfera seguendo una linea retta, in realtà, a causa della curvatura terrestre, il fascio radar, allontanandosi dall'antenna, tende a raggiungere altezze sempre maggiori dal suolo. Questo fa sì che a grandi distanze il fascio possa trovarsi completamente sopra le precipitazioni, specie in autunno e inverno, quando i fenomeni tendono ad essere confinati negli strati più bassi dell'atmosfera. Il risultato è una sottostima della precipitazione o addirittura una mancata rilevazione.
- ✓ **Propagazione anomala.** In realtà la traiettoria del fascio radar è fortemente condizionata dall'andamento dell'indice di rifrazione atmosferico con la quota. Alla presenza di forti variazioni di temperatura e umidità, parametri meteo direttamente connessi all'indice di rifrazione atmosferico, il fascio radar non si propaga più in linea retta, ma seguendo una traiettoria curva che può deviare o verso il terreno (super-rifrazione) o verso l'alto (sub-rifrazione).
- ✓ **Partial beam filling.** Tutte le stime di precipitazione sono fatte assumendo che il volume di atmosfera esplorato dal fascio radar sia uniformemente riempito dalle idrometeore, condizione generalmente valida per medio-basse distanze. A distanze maggiori, le gocce d'acqua e i fiocchi di neve potrebbero non riempire più uniformemente il fascio radar poiché questo tende sia ad innalzarsi dal suolo sia ad allargarsi in dimensione. La conseguenza è una sottostima dell'intensità di precipitazione.
- ✓ **Fenomeni che accadono al di sotto del fascio radar.** Altri errori possono sorgere al verificarsi di alcune particolari condizioni atmosferiche nell'area sotto il volume di atmosfera esplorato dal radar. Tra questi si ricordano: l'evaporazione della precipitazione prima che questa raggiunga il suolo porta ad una sovrastima del radar, la coalescenza delle gocce di pioggia o dei fiocchi di neve che si possono aggregare tra loro durante il processo di caduta danno luogo ad una sottostima del radar e infine forti venti orizzontali che spostano la precipitazione dal punto d'osservazione al punto di caduta al suolo possono generare sia delle sottostime sia delle sovrastime a seconda dei casi.

2.2.2.3 Altre fonti di errore

- ✓ **Bright band.** Con tale termine si descrive l'anomalo aumento di riflettività nelle precipitazioni osservate dal radar a una quota prossima al livello dello zero termico che, se non accuratamente corretto, può dar luogo ad una marcata sovrastima della precipitazione. Il fenomeno si osserva generalmente alla presenza di precipitazione stratiforme, ma a volte è anche presente durante la fase di dissipazione delle celle temporalesche ed è particolarmente evidente nelle mappe di riflettività relative alle singole scansioni polari.
- ✓ **Stato fisico della precipitazione variabile.** In contemporanea presenza di precipitazione solida e liquida (gocce di pioggia, fiocchi di neve e chicchi di grandine) il radar può sovrastimare l'intensità di precipitazione.

2.2.3 Vantaggi nell'utilizzo del radar

La stima della precipitazione, attraverso l'utilizzo del radar meteorologico, permette l'osservazione in tempo reale, con un'elevata risoluzione spaziale e temporale, delle strutture dei campi di precipitazione. Tale utilizzo presenta dei notevoli vantaggi rispetto alla stima ottenibile con una rete di stazioni pluviometriche a terra, che possono essere così riassunti:

- **Copertura spaziale e risoluzione elevate:** visione d'insieme in tempo reale, dei fenomeni di precipitazione in atto su un'area molto vasta (circa 50.000 km² per un radar che lavora con un raggio d'azione di 128km e in presenza di territorio completamente pianeggiante) e stima dell'intensità di precipitazione su aree elementari di dimensione anche inferiori al chilometro quadrato;
- **Continuità spaziale:** il monitoraggio della precipitazione avviene con continuità spaziale, con la conseguente possibilità di rilevare anche i fenomeni estremamente localizzati, spesso non "visti" da una rete di

pluviometri anche se particolarmente distribuita sul territorio;

- **Risoluzione temporale elevata:** mediante tale strumento è possibile effettuare un'osservazione in tempi molto ravvicinati, generalmente intorno ai 10 minuti, ma può lavorare anche a frequenze maggiori prossime ai 5 minuti;
- **Visione tridimensionale:** la scansione radar permette un'analisi della struttura tridimensionale della precipitazione;
- **Previsione:** tramite l'analisi dello spostamento e dell'evoluzione dei fenomeni precipitanti può essere generata, con l'ausilio di algoritmi software, una previsione di precipitazione a brevissimo termine (*Nowcasting*).

2.2.4 Stima dell'intensità di precipitazione

Il segnale ottenuto dal radar è detto riflettività (Z) e non corrisponde direttamente all'intensità della precipitazione. I valori di riflettività possono essere convertiti in valori di intensità di precipitazione (R) utilizzando la relazione Z - R di Marshall-Palmer che lega tra loro le due grandezze mediante parametri empirici.

$$Z = a * R^b$$

Dove i parametri a e b possono variare da punto a punto, da un evento di precipitazione all'altro (precipitazioni stratiformi o convettive) e dalla fase dell'idrometeora (gocce di pioggia o fiocchi di neve) ma risultano comunque indipendenti dall'intensità di precipitazione R . In particolare ARPA-SIMC (Agenzia regionale per la Prevenzione e l'Ambiente-Servizio IdroMeteoClima) utilizza la seguente formula:

$$Z = 200 * R^{1.6}$$

Questo fatto determina un'ulteriore incertezza nella stima della precipitazione da radar. Infatti se si considerano ad esempio le gocce di pioggia, queste hanno una riflettività circa nove volte più grande di quella dei fiocchi di neve cosicché, a

parità di condizioni, le precipitazioni nevose appaiono di gran lunga meno intense di quelle piovose. Da questo deriva anche che la pioviggine, ove le gocce hanno delle dimensioni molto piccole, e i fiocchi di neve danno origine a degli echi radar molto simili.

Per quanto attiene solamente le piogge, vi è poi una notevole differenza tra una precipitazione stratiforme (piogge diffuse di intensità debole/moderata) ed una precipitazione convettiva (rovesci di pioggia e temporali con la presenza anche di chicchi di grandine). La stima della precipitazione, mediante l'utilizzo di un sistema radar, è quindi una misura indiretta e non potendo conoscere a priori né la tipologia di precipitazione (stratiforme o convettiva), né la fase dell'idrometeora (pioggia-neve) risulta affetta da incertezza.

Quando il radar intercetta la grandine in una nube temporalesca, il valore di riflettività aumenta molto e il calcolo dell'intensità di precipitazione può dare come risultato valori irrealisticamente elevati. Per tale ragione per calcolare la probabilità di presenza di grandine si utilizzano informazioni aggiuntive.

Una stima più accurata della precipitazione utilizza algoritmi complessi che cercano di compensare gli effetti dell'attenuazione dell'eco, in particolare quando le precipitazioni sono molto intense, o che tengono conto dell'intensificazione del segnale con la quota, la cosiddetta banda brillante, nella zona di passaggio dalla fase solida (neve) a quella liquida (pioggia).

2.3 Il radar in Emilia-Romagna

In Emilia-Romagna sono attive due apparecchiature radar, entrambi gestiti da ARPA-SIMC (Agenzia regionale per la Prevenzione e l'Ambiente-Servizio IdroMeteoClima), funzionanti in banda C, Doppler e polarimetrici: uno situato a San Pietro Capofiume (BO), attivo dal 1990, e l'altro a Gattatico (RE), funzionante dal 2002.

Essi permettono la sorveglianza dell'intero territorio regionale e sono parte della rete radar gestita dal Dipartimento Nazionale di Protezione Civile per il sistema nazionale di allerta per i rischi idraulici ed idrogeologici. Entrambi i radar sono collocati nel territorio di pianura della regione, compreso tra il fiume Po e la

prima collina, in zone a vocazione agricola, caratterizzate da scarsa edificazione circostante.

Per poter confrontare i valori di cumulata oraria di precipitazione misurati dai pluviometri, è necessario realizzare una mappa di precipitazione cumulata oraria del dato radar, in quanto quest'ultimo acquisisce dati in modo istantaneo inoltre il dato subisce un processo di elaborazione e pulizia dagli errori più comuni. Questa rifinitura del dato viene realizzata servendosi di differenti algoritmi che vengono analizzati in seguito.

Tra i principali errori che riguardano le osservazioni radar nell'area di interesse troviamo: ground clutter, propagazione anomala e bloccaggio parziale del fascio da parte dei rilievi (beam-blocking) (Fornasiero et al., 2008).

Inizialmente viene applicato un filtro Doppler così da rimuovere gli echi fissi, caratterizzati da velocità prossima a zero (Doviak e Zrnica, 1993).

Per riconoscere e rimuovere il beam-blocking residuo viene creata una mappa statica, ovvero una carta realizzata in condizioni di bel tempo: si considera il primo valore di quota, per ogni coppia azimuth-range, non affetto da clutter medio. Successivamente viene creata una mappa dinamica 2D per ciascun pixel, tenendo conto della traiettoria del fascio simulato utilizzando i profili verticali da sondaggi radio. Adottando queste informazioni, il clutter medio dovrebbe essere evitato e il beam blocking ridotto a valori inferiori al 50% (Bech et al. 2003, Fornasiero 2006, Fornasiero et al. 2006).

Nella valle del Po, un'importante fonte di errore nelle osservazioni radar è la propagazione anomala. Pertanto, la coerenza della riflettività verticale viene controllata applicando un algoritmo basato sulla dimostrazione che il profilo di riflettività verticale della precipitazione è abbastanza diverso dal profilo dedotto in presenza di propagazione anomala, essendo il primo profilo maggiormente continuo sulla verticale rispetto al secondo (Alberoni et al., 2001).

Una volta che i dati sono stati corretti è possibile applicare la formula esponenziale di Marshall-Palmer, quella utilizzata da ARPA-SIMC descritta nel capitolo precedente, per convertire il valore di riflettività in intensità di precipitazione. Questi ultimi valori vengono ottenuti ogni 15 minuti a causa dei requisiti operativi, questo tempo può determinare dei forti impatti sulla cumulata

oraria infatti, in casi di sistemi intensi ed a rapida evoluzione, il massimo (o il minimo) di precipitazione potrebbe venir perso.

Per ottenere delle mappe di precipitazione cumulata oraria viene utilizzato un algoritmo (*advective method*) che considera i movimenti del sistema precipitante. Questo metodo usa la *cross-correlation* tra due mappe, valutate ad istanti temporali differenti, per calcolare il vettore spostamento associato ad ogni sistema precipitativo. Infine viene ricostruito il campo di precipitazione per ogni minuto i quali, adeguatamente sommati, danno origine alla cumulata oraria di precipitazione da dati radar.



Figura 2.1. Radar Gattatico (RE).

Capitolo 3

Cenni di geostatistica

Introduzione

La Geostatistica studia i fenomeni naturali che si sviluppano su base spaziale a partire dalle informazioni derivanti da un loro campionamento.

In particolare studia la variabilità spaziale dei parametri che descrivono i suddetti fenomeni estraendone le regole in un quadro modellistico di riferimento e usandole per effettuare le operazioni volte a dare soluzione a specifiche problematiche riguardanti la caratterizzazione e la stima dei fenomeni stessi.

La geostatistica è quindi quella branca della scienza che si occupa dell'analisi di dati geografici valutandone l'autocorrelazione spaziale, cercando di verificare se osservazioni effettuate in punti vicini presentano effettivamente una maggiore correlazione rispetto ad osservazioni poste in punti distanti. L'obiettivo è quindi valutare come tale autocorrelazione vari in funzione del vettore separazione considerato (quindi distanza e direzione).

I metodi della Geostatistica sono applicabili in tutti quei settori delle scienze applicate in cui i fenomeni di studio hanno carattere spaziale. In relazione alle applicazioni registrate negli ultimi tre decenni, tra i settori applicativi si possono citare: le scienze geologiche e minerarie, l'idrologia, l'idrogeologia, la scienza dei suoli, l'agronomia, la geotecnica, la geofisica, il telerilevamento, la climatologia, la meteorologia, l'oceanografia, le scienze forestali, la zoologia, l'epidemiologia, l'igiene ambientale.

Si consideri un fenomeno che ha caratteristiche di variabilità spaziale indicando con $z(x)$ la variabile nel punto di coordinate planimetriche $x = (u; v)$. Si possono dare le seguenti definizioni:

Variabile Regionalizzata

Si intende la funzione $z(x)$ il cui valore dipende dalla localizzazione e che si presenta strutturata spazialmente.

Campo

È il dominio nel quale la variabile regionalizzata è suscettibile di assumere determinati valori e all'interno del quale se ne studia la variabilità.

Supporto

È l'entità geometrica sulla quale la variabile regionalizzata è definita o anche misurata; essa è caratterizzata dalle sue dimensioni e dalla sua forma. Quando le dimensioni sono molto piccole rispetto al campo il supporto può considerarsi puntuale. Il concetto di supporto e le sue implicazioni giocano un ruolo importante nella teoria e nelle applicazioni geostatistiche. Data una variabile regionalizzata riferita ad un determinato supporto, si ha che, cambiando la forma e le dimensioni di esso, si ottiene una variabile regionalizzata diversa dalla prima, ma non senza analogia con essa.

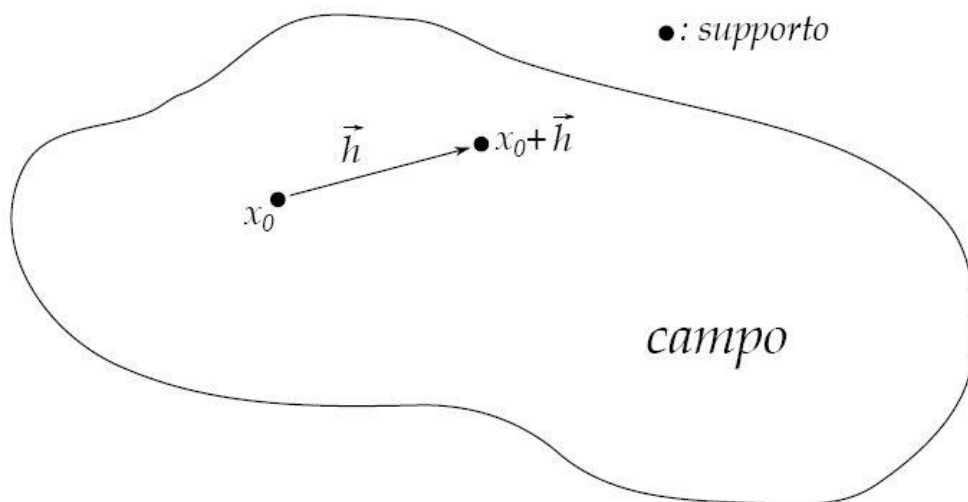


Figura 3.1. Rappresentazione di campo, supporto e distanza h tra due punti del campo.

In base alla definizione data, una Variabile Regionalizzata è una variabile puramente deterministica; da un punto di vista matematico è una funzione $z(x)$ che assume in ogni punto dello spazio un determinato valore numerico. Effettuando vari esperimenti si è osservato come l'andamento della variabile, lungo una determinata direzione, presenti sia una tendenza irregolare che una variabilità strutturata, cioè una variabilità che sembra ubbidire a delle regole. Ad esempio possono essere presenti tratti con elevati valori e tratti con medi e bassi valori. Pertanto, campioni prelevati in vicinanza dei tratti ad alto valore avranno una elevata probabilità di avere un valore elevato, mentre vi avranno una media e bassa probabilità i campioni prelevati negli altri tratti.

Un approccio corretto allo studio dei fenomeni spaziali deve considerare entrambi gli aspetti della variabilità e fornire degli strumenti operativi alla risoluzione dei problemi.

Un tale approccio è quello probabilistico, cioè basato sulle Funzioni Aleatorie.

3.1 Approccio probabilistico

Prendiamo in esame un fenomeno spaziale, per es. l'andamento ad un certo istante ed all'interno di un'area S , della tavola d'acqua di un acquifero sedimentario ed indichiamo con z la sua profondità (rispetto al piano di campagna). La funzione matematica, che esprime l'andamento di z in funzione della posizione geografica x (caratterizzata dalle coordinate x_u e x_v) all'interno dell'area S , è, secondo la definizione data in precedenza, la Variabile Regionalizzata (VR) che descrive il fenomeno in esame. Essa è chiaramente una funzione deterministica.

Consideriamo ora un particolare punto di S di posizione x_0 . In esso si può definire una variabile aleatoria (VA) continua $Z(x_0)$, cioè una variabile che assume dei valori numerici appartenenti ad un certo intervallo secondo una legge di densità di probabilità $f_0(Z)$.

Così come in x_0 , in ogni altro punto x di S può essere definita una variabile aleatoria $Z(x)$. Allora l'insieme di tutte le VA definite in S costituisce una Funzione Aleatoria (FA).

La FA $Z(x)$ sarà caratterizzata dall'insieme di tutte le funzioni di distribuzione multi variabili che si possono definire nel campo per qualsiasi intero k e per qualsiasi configurazione dei k punti x_1, x_2, \dots, x_k :

$$F_{Z_1, Z_2, \dots, Z_k}(z_1, z_2, \dots, z_k) = \text{prob}\{Z(x_1) < z_1, Z(x_2) < z_2, \dots, Z(x_k) < z_k\}$$

Questo insieme di funzioni, data la natura spaziale del fenomeno che si vuole modellizzare, costituisce la legge spaziale della FA $Z(x)$; nel caso di indipendenza a due a due delle variabili Z_1, \dots, Z_k , la legge spaziale $Z(x)$ si riduce all'insieme di funzioni di distribuzione monovariabile:

$$F_{Z(x)}(z) = \text{prob}\{Z(x) < z\} \quad \forall x \in S$$

dove per S è inteso il dominio (campo).

L'interpretazione probabilistica dei fenomeni spaziali, od il ricorso, come si usa dire, ad un modello topo-probabilista, non corrisponde ad una particolare concezione della realtà: questo modello non è l'immagine di nessuna realtà fisica, è un intermediario di calcolo, in cui è possibile usare gli strumenti del calcolo delle probabilità, senza i quali, dotati semplicemente di modelli empirici o deterministici, sarebbe difficile determinare la soluzione dei problemi.

Il vantaggio dell'approccio probabilista è quindi innegabile, ma che è necessario disporre di modelli e questo rappresenta un problema metodologico in quanto, da un lato, si è di fronte ad una vastità di modelli di Funzioni Aleatorie e, dall'altro, si dispone solo di una realizzazione unica, per di più nota solo in pochi punti del campo.

Quindi prima di poter definire il modello da utilizzare vanno ben definite le ipotesi e i requisiti minimi che il modello deve rispettare in modo tale da poterlo semplificare quali ad esempio: il modello deve poter essere stimabile nei suoi parametri, considerando il tipo e la quantità di informazioni generalmente disponibili per tale operazione; il modello deve, come strumento, essere sufficiente per effettuare le operazioni più frequentemente richieste nello studio dei fenomeni di interesse (stime di variabili, stime di probabilità, simulazioni); a prescindere dalle operazioni che devono essere effettuate, il modello deve poter

esprimere, in forma qualitativa e quantitativa, la variabilità spaziale del fenomeno di studio, ai fini della sua comprensione.

Inoltre per superare le difficoltà poste dalla scelta del modello e dalla stima dei parametri sembra opportuno porre dei vincoli ai modelli, così da ridurre la famiglia di quelli praticamente utilizzabili. A questo punto è utile fare la considerazione seguente: la maggior parte dei problemi con cui normalmente si ha a che fare sono problemi di stima che interessano porzioni di spazio limitate, sono quindi riconducibili a stime locali, e che quindi interessano una piccola porzione del campo. Con questa premessa è allora possibile restringere il dominio della Funzione Aleatoria alla piccola porzione di campo sopra definita che viene denominata vicinaggio.

In generale però non ci si limita solo ad un problema locale, ma si tende a fare delle stime su tutto il campo, così questo vicinaggio diventa un vicinaggio mobile, il quale è quasi identico per dimensioni e configurazione al vicinaggio sopra descritto però è destinato a percorrere tutto il campo.

Per ciò che concerne le stime (o predizioni in termini statistici) sarà sufficiente la conoscenza dei primi due momenti della funzione aleatoria e della funzione più comune in ambito geostatistico, ovvero la funzione variogramma:

Momento Primo

Sia S il campo di indagine. In accordo con l'interpretazione probabilistica in ogni punto $x \in S$ è definita una VA $Z(x)$. Il suo momento primo:

$$E [Z (x)] = m (x)$$

se esiste è generalmente funzione di x .

Momento secondo

Si considerino due punti x_1 e x_2 entrambi appartenenti ad S , rispettivamente di coordinate x_{1u}, x_{1v} e x_{2u}, x_{2v} . La covarianza tra le variabili aleatorie $Z(x_1)$ e $Z(x_2)$:

$$\begin{aligned} \text{Cov}(x_1, x_2) = C(x_1, x_2) &= E\{[Z(x_1) - m(x_1)] \times [Z(x_2) - m(x_2)]\} \\ &= E[Z(x_1) \times Z(x_2)] - m(x_1) \times m(x_2) \end{aligned}$$

è generalmente funzione delle posizioni x_1 e x_2 .

Variogramma

E' la funzione più comune della Geostatistica, usata nelle applicazioni principalmente per caratterizzare la variabilità spaziale di un fenomeno regionalizzato.

Sia S il dominio in cui è definita la FA $Z(x)$ e siano x_0 e x_0+h una coppia di punti appartenenti ad S e distanti $|h|$. La differenza tra $Z(x_0)$ e $Z(x_0+h)$ definisce una nuova VA detta accrescimento o incremento:

$$[Z(x_0+h) - Z(x_0)].$$

La sua semi-varianza, è per definizione il variogramma:

$$\gamma(x_0, h) = \frac{1}{2} \text{Var} \{ [Z(x_0 + h) - Z(x_0)] \}$$

Esso in generale è funzione di h e del punto di appoggio x_0 .

3.2 I modelli stazionari

I modelli stazionari si basano sulla proprietà di stazionarietà *strictu sensu* della funzione aleatoria, ovvero sull'invarianza per traslazione della legge spaziale del processo aleatorio.

Più precisamente, preso un qualsiasi insieme di k punti x_1, \dots, x_k del campo S e un qualsiasi vettore h , i due vettori aleatori $\{Z(x_1), \dots, Z(x_k)\}$ e $\{Z(x_1+h), \dots, Z(x_k+h)\}$ hanno la stessa funzione di distribuzione k -variabile di probabilità.

La legge spaziale, anche nel quadro di un'ipotesi molto forte come la stazionarietà, continua a rimanere un riferimento teorico con scarso o nullo significato pratico così, a fini pratici, risulta molto più comodo associare direttamente la stazionarietà ai momenti primo e secondo dei quali si contraddistingue una determinata legge di distribuzione.

3.2.1 Modelli stazionari di ordine 2

Un modello di FA si dice stazionario di ordine 2 quando sono verificate entrambe le due seguenti condizioni:

- il momento primo esiste ed è invariante rispetto ad x ;
- la covarianza, o momento secondo, esiste e non dipende dalla posizione assoluta dei punti, ma dalla loro reciproca distanza.

Con la prima condizione si assume che il momento primo (la media) è costante su tutto il dominio, ovvero:

$$m(x) = E[Z(x)] = \text{cost} \quad \forall x \in S$$

Nella seconda condizione, detta h la distanza tra i punti x_1 e x_2 tale che $x_2 = x_1+h$, si ammette che $\text{Cov}(x_1; x_2)$ è una funzione di h :

$$\text{Cov}(x_1; x_2) = C(x_1; x_1 + h) = C(h)$$

si nota che per due punti vicini, considerando quindi $|h| \rightarrow 0$, il valore della covarianza esiste ed ha un valore finito che corrisponde alla varianza di $Z(x)$, quindi anch'essa invariante per traslazione:

$$\lim_{|h| \rightarrow 0} C(x_1; x_1 + |h|) = \text{Var}(x_1) = C(0)$$

la funzione $C(h)$ viene chiamata funzione covarianza ed esprime la correlazione tra le variabili $Z(x)$ e $Z(x + h)$ in funzione della mutua distanza tra i punti del

campo.

Ricerchiamo ora una formulazione compatta per la funzione variogramma, considerando la definizione di variogramma e tenendo conto dell'invarianza per traslazione del momento primo $E[Z(x+h)] = E[Z(x)]$ si ottiene:

$$\gamma(x, h) = \frac{1}{2} E[(Z(x+h) - Z(x))]^2$$

Il variogramma alla distanza h coincide, a meno del fattore $\frac{1}{2}$ con la media degli accrescimenti quadrati di $Z(x)$ di entità h .

Successivamente, sviluppando il quadrato del binomio e sfruttando la linearità dell'operatore E , si ha:

$$\gamma(x, h) = \frac{1}{2} (Var\{Z(x+h)\} + Var\{Z(x)\} - 2 Cov\{Z(x+h), Z(x)\})$$

in virtù dell'ipotesi di invarianza per traslazione del momento secondo $Var\{Z(x+h)\} = Var\{Z(x)\}$, l'equazione sopra descritta diventa:

$$\gamma(x, h) = \frac{1}{2} [2Var\{Z(x)\} - 2C(h)]$$

Riscrivendola in modo più comprensibile si ottiene:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h)$$

Questa formulazione dimostra che la funzione variogramma, sotto le ipotesi di stazionarietà, è strettamente legata alla funzione covarianza e si può affermare che anche il variogramma è invariante per traslazione.

Poiché, come è ragionevole pensare, la correlazione tra le variabili $Z(x)$ e $Z(x+h)$ tende ad indebolirsi con l'aumentare della mutua distanza $|h|$ tra i punti, si ha che la funzione $C(h)$ tende a decrescere con h , fino a potersi annullare se le due variabili diventano indipendenti. Se ciò ha luogo la distanza alla quale le due variabili diventano indipendenti si chiama portata (range), per quanto concerne

invece la funzione variogramma risulta invece limitata superiormente da un sill (o soglia) e tale limite è la varianza $C(0)$.

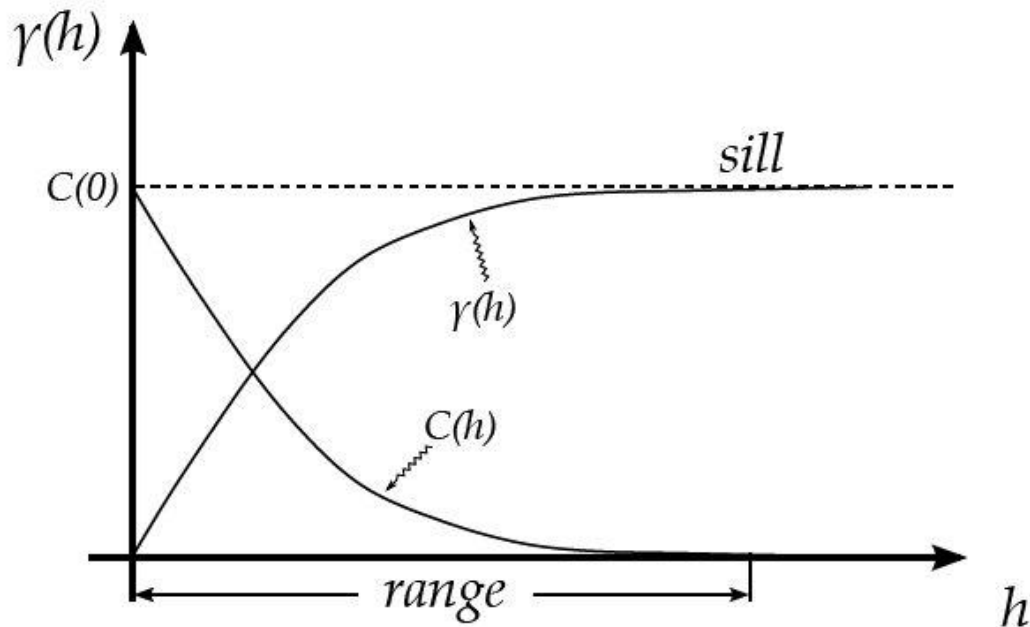


Figura 3.2. Rappresentazione grafica della covarianza e della funzione variogramma all'aumentare della distanza h .

3.3 Modelli non stazionari

Le FA non stazionarie sono quelle che soddisfano anche solo una delle due seguenti condizioni:

- la media $E[Z(x)] = m(x)$ non è costante nel campo;
- la funzione covarianza non è invariante per traslazione.

Dato che la maggior parte dei fenomeni naturali presenta caratteristiche non stazionarie, si cerca di ricondurre l'analisi alle condizioni stazionarie, essendo quest'ultime più favorevoli, mediante differenti approcci.

Due modelli molto utilizzati nella pratica geostatistica sono i Modelli quasi stazionari (quando la sua media $E[Z(x)] = m(x)$, pur non essendo costante su tutto

il campo, vi varia molto debolmente, così da poter essere considerata costante all'interno di domini di dimensioni non inferiori a quelle del vicinaggio di lavoro), oppure Modelli Intrinseci (gli incrementi sono stazionari), i quali sono stati facilmente ricondotti a delle condizioni di stazionarietà, inoltre ci sono altri due tipi di modelli proposti nella geostatistica non stazionaria: modello con deriva e modello intrinseco di ordine k.

3.4 Variogramma

Il variogramma è un algoritmo geostatistico che viene impiegato per valutare l'autocorrelazione spaziale di dati osservati in punti georeferiti.

La funzione variogramma interpola la semivarianza dei valori osservati in gruppi di coppie di punti a determinate distanze secondo una certa direzione, la sua stima viene effettuata sulla base dei dati provenienti dal campionamento del fenomeno oggetto di studio.

Per effettuare il calcolo del variogramma sperimentale si considera la seguente formula:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[(Z(x+h) - Z(x))^2]$$

La quale va stimata in quanto per FA stazionarie, quasi-stazionarie e intrinseche, rappresenta appunto il variogramma.

Il suo stimatore, come ogni altro stimatore considerato in questo elaborato, viene convenzionalmente notato contrassegnando con un asterisco l'entità da stimare:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2} \text{Stima}\{E[Z(x+h) - Z(x)]\}^2$$

Gli assi del variogramma sono distanze tra coppie di dati (asse x) e varianza (asse y). Il grafico ottenuto applicando la formula sopra descritta è formato da una serie di punti distinti, distanti tra loro in base alla distanza tra le coppie di punti

considerate, secondo una data direzione.

L'andamento del variogramma sperimentale in funzione di h esprime la variabilità del fenomeno considerato e ne rivela il comportamento stocastico, suggerendo di fatto il modello di funzione aleatoria da adottare.

Il variogramma sperimentale può essere analizzato ponendo l'attenzione in due zone principali del grafico:

- la continuità e la regolarità spaziale della VR sono responsabili del comportamento del variogramma nell'origine (cioè quando $h \rightarrow 0$), ovvero vicino all'origine dove si possono descrivere tre diversi comportamenti:
 - parabolico. Elevata regolarità e continuità della VR;
 - lineare. Continuità, ma non regolarità della VR;
 - discontinuo. VR con andamento irregolare. La variabilità tra due punti vicini è molto elevata, si ha il cosiddetto effetto pepita (o nugget) nell'origine.
- per h crescenti, all'aumentare di h il variogramma aumenta di valore ed evolve secondo due forme:
 - raggiunge un valore di soglia (sill). FA stazionaria, o quasi stazionaria;
 - aumenta indefinitamente. FA non stazionaria o intrinseca.

Il valore di soglia e la distanza alla quale esso è raggiunto vengono chiamati nella letteratura geostatistica rispettivamente: *paliér* e *portée* secondo la terminologia francese e *sill* e *range* secondo la terminologia inglese.

L'andamento del variogramma in funzione della distanza può seguire diversi stili in dipendenza del tipo di variabilità spaziale del fenomeno di studio, quindi, piuttosto che descrivere direttamente il comportamento dei grafici sperimentali, cosa che sarebbe oltre che difficile poco praticabile, si pone l'attenzione sull'esame delle funzioni analitiche, che, comunemente vengono assunte per descriverne il comportamento.

Vengono però prima richiamate ed integrate le proprietà matematiche della funzione variogramma:

- è positiva $\gamma(h) \geq 0$
- per $h = 0$ si ha $\gamma(0) = 0$

- è una funzione pari $\gamma(h) = \gamma(-h)$
- quando la FA è stazionaria $\gamma(h) = C(0) - C(h)$
- cresce all'infinito meno rapidamente rispetto ad h^2 :

$$\lim_{h \rightarrow 0} \frac{\gamma(h)}{h^2}$$

- deve essere tale da dar luogo a combinazioni lineari autorizzate.

Il variogramma sperimentale (punti discreti) deve essere quindi interpolato con diverse funzioni matematiche, in modo da determinare il tipo di autocorrelazione spaziale della variabile misurata, che saranno successivamente usate nell'interpolazione con il kriging. Nel processo di kriging è infatti richiesta una funzione continua per l'assegnamento dei pesi in tutti i punti, che è legata al valore della semivarianza. Tale modello di variogramma si desume a partire dall'osservazione di quello sperimentale.

Si può immaginare una funzione che meglio approssimi i punti del variogramma sperimentale; il problema è però capire quanto questa curva seguirà i dati sperimentali. Per modellare bene il grafico bisogna quindi porre attenzione sull'andamento generale dei punti e non sulle singole fluttuazioni, quindi il tipo di funzione da scegliere dovrà essere la più semplice possibile, in relazione sempre alla complessità dell'andamento del variogramma.

I parametri stimati sono:

- Nugget: descrive il livello di variabilità casuale;
- Sill: valore massimo della varianza quando si ha stazionarietà (esso approssima per eccesso la varianza campionaria);
- Range: rappresenta la distanza massima entro la quale si raggiunge il valore di soglia;

I quali si possono visualizzare graficamente nell'immagine successiva.

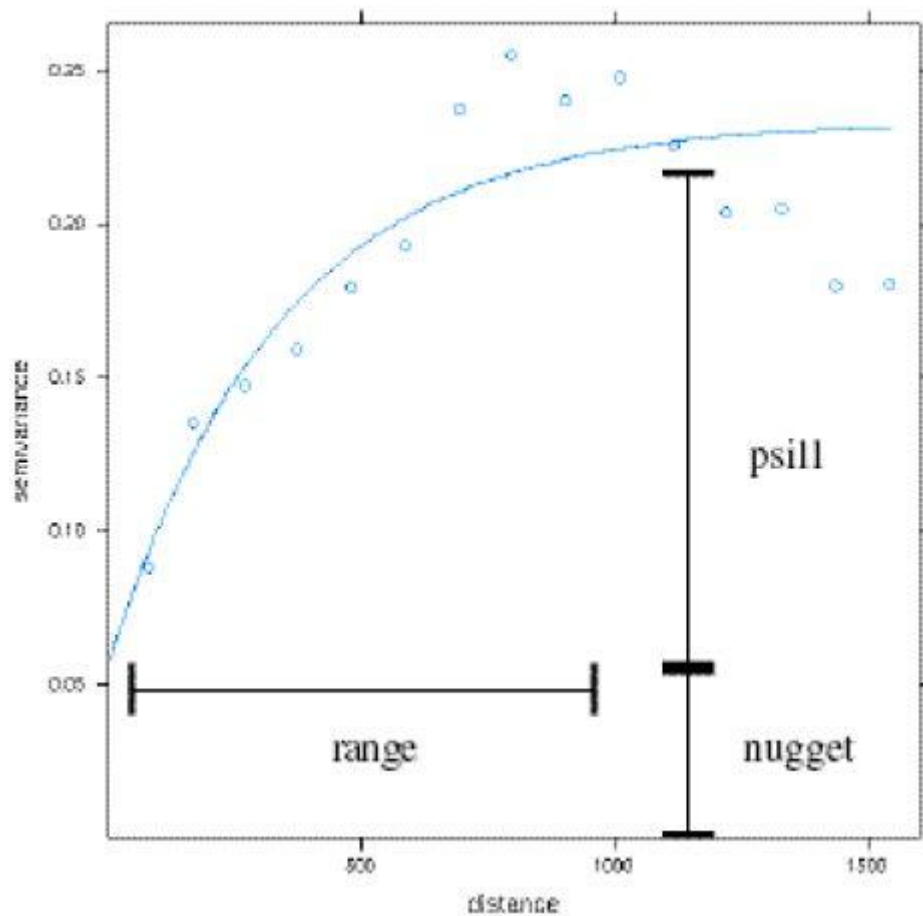


Figura3.3. Esempio di variogramma sperimentale dove si possono notare graficamente i significati di nugget, sill e range.

Esistono vari tipi di modelli per l'approssimazione dei variogrammi sperimentali, tra i più usati troviamo:

- il modello esponenziale
- il modello sferico
- il modello gaussiano
- il modello lineare

In questo lavoro di tesi si è deciso di lavorare utilizzando un modello di tipo lineare.

3.5 Stima della variabile regionalizzata

Mediante le tecniche di stima, oltre alla produzione di carte tematiche, si riesce a prevedere il comportamento della variabile regionalizzata in punti dello spazio in cui il suo valore non sarebbe altrimenti nota, questa è una caratteristica di notevole importanza nei problemi di tipo geostatistici.

La stima ha carattere locale, in quanto non riguarda le caratteristiche generali (o caratteristiche globali) della variabile nel campo, ma riguarda appunto delle caratteristiche locali. Per tale ragione questo tipo di stima è chiamato nel gergo geostatistico stima locale. Gli stimatori più adatti e più usati per questo tipo di operazione sono quelli lineari. In essi il valore da attribuire ad un punto x_0 del campo è calcolato mediante una combinazione lineare dei valori noti situati nelle vicinanze del punto da stimare, come ad esempio entro un dominio circolare.

Tale dominio, che in realtà può avere qualsiasi forma e contenere alcune decine di punti (da 20 a 60) sarà chiamato d'ora in poi vicinaggio di stima.

Consideriamo n punti del campo x_i con $i = 1, \dots, n$, disposti casualmente, nei quali risulta nota la variabile regionalizzata $z(x_i)$; sia $Z(x)$ la FA stazionaria assunta per descrivere in senso probabilistico il fenomeno di studio e siano $C(h)$ e $\gamma(h)$ rispettivamente le funzioni covarianza e variogramma. È possibile esprimere la stima della funzione aleatoria in un punto x_0 qualsiasi del piano attraverso:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

Dove i coefficienti λ_i sono detti ponderatori.

Attraverso gli strumenti geostatistici in possesso cerchiamo di caratterizzare questo stimatore e di definirne le condizioni ottimali in relazione anche agli stimatori lineari tradizionali.

Per semplicità si fa riferimento alle condizioni del modello stazionario, rimanendo inteso che le conclusioni sono valide anche per i modelli quasi-stazionario e intrinseco.

A questa stima, come in genere ad ogni stima, è associato un errore, detto appunto errore di stima. Esso è dato dalla differenza tra il valore vero ed il valore stimato:

$$Z(x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

Esso continua ovviamente ad essere una VA.

Lo stimatore introdotto deve avere la fondamentale proprietà di essere corretto, cioè di essere di media nulla.

$$E \left[Z(x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \right] = 0$$

Quindi:

$$E[Z(x_0)] - \sum_{i=1}^n \lambda_i E[Z(x_i)] = 0$$

per l'ipotesi fatta di stazionarietà $E[Z(x)] = m = \text{cost} \forall x \in S$, si ottiene:

$$m \left[1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i \right] = 0$$

ottenendo infine l'importante condizione sui ponderatori:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

3.5.1 Accuratezza della stima

La qualità della stima dipende dalla ampiezza degli errori di stima, i quali sono caratterizzati da una legge di densità di probabilità che ha media nulla, se lo stimatore è corretto, e una dispersione che è responsabile dell'accuratezza della stima. Più la funzione di densità è dispersa e più frequenti sono gli errori elevati.

Dato che si opera in un quadro probabilistico descritto da momenti del secondo

ordine, non è possibile accedere a tale funzione, ma si è in grado, di calcolarne la sua varianza, che viene chiamata *varianza di stima* ed è assunta quale grandezza per quantificare, in termini inversi, l'accuratezza della stima.

$$\sigma_s^2(x_0) = E \left[\left(Z(x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \right)^2 \right]$$

Sviluppando il quadrato del binomio, tenendo conto delle proprietà di linearità dell'operatore valore atteso e della condizione dei ponderatori si ottiene:

$$\sigma_s^2(x_0) = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i,0} - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma_{i,j}$$

mette in evidenza che la varianza di stima σ_s^2 non dipende dalla covarianza ma solo dal variogramma.

I ponderatori λ_i , che consentono di effettuare la stima della variabile regionalizzata in punti non noti, sono parametri del modello di stima e possono essere individuati con diverse tecniche che fanno riferimento a due approcci principali:

- tecniche deterministiche: non tengono in considerazione le caratteristiche dell'approccio probabilistico e si basano su impostazioni prettamente geometriche;
- tecniche geostatistiche: meglio conosciute come Kriging, sono tecniche di regressione che permettono di individuare i ponderatori minimizzando la varianza di stima.

Tali tecniche verranno descritte nei prossimi capitoli, anche mediante degli esempi grafici.

Capitolo 4

Eventi temporaleschi recenti di significativa intensità registrati in Emilia-Romagna: casi di studio

4.1 Presentazione casi di studio

All'interno di questo elaborato sono stati presi in considerazione sei fenomeni temporaleschi che si sono verificati all'interno della regione Emilia Romagna, in un periodo compreso tra il 2011 e il 2014, che hanno registrato elevati valori di intensità pluviometrica e/o che hanno determinato danni a infrastrutture e persone (in alcuni casi determinandone la morte).

Di seguito vengono riportate le date e i luoghi interessate dagli eventi considerati:

- 04 Giugno 2011, nella provincia di Bologna;
- 05 Giugno 2011, nella provincia di Modena;
- 24 Giugno 2013, nella provincia di Rimini;
- 30 Maggio 2014, nella provincia di Ravenna;
- 14 Giugno 2014, nella provincia di Bologna;
- 14 Giugno 2014, nella provincia di Parma.

Nei successivi paragrafi vengono riportati i report d'evento redatti da ARPA-SIMC e consultabili dal pubblico sul sito internet di ARPA Emilia Romagna, e una mappa, descrittiva dell'evento, all'interno della quale viene evidenziata la precipitazione da radar, i due centri di scroscio da pluviometro e da radar e tutti i pluviometri considerati interessanti per quel dato evento temporalesco.

4.2 Evento del 04 Giugno 2011, provincia di Bologna

La discesa di aria fredda da nord alimenta un minimo depressionario centrato sulle Baleari, che genera maltempo sull'Italia settentrionale. La marcata instabilità determina condizioni favorevoli alla formazione di temporali di forte intensità su tutta l'Italia Nord-Occidentale. Sulla nostra Regione si verificano intensi episodi temporaleschi sull'area centro-occidentale a quote collinari e nella pianura, in particolare nelle Province di Modena e di Reggio-Emilia, dove si sono registrati casi di allagamenti e disagi alla circolazione. [Riassunto Report d'evento ARPA]

Le prime precipitazioni che interessano la nostra Regione si verificano a partire dagli Appennini nella tarda mattinata del giorno 4, mentre temporali localizzati interessano la pianura del Reggiano e del Modenese. Successivamente i temporali si estendono alla pianura centro-orientale. Le celle più intense interessano dalle 14 UTC (ore 16 locali) le province di Modena e Bologna e la parte settentrionale del Piacentino.

Dopo le 16:30 UTC i temporali più intensi si sviluppano e si organizzano in un linea con direttrice nord-ovest/sud-est che porta intensi fenomeni sulle province di Modena e Bologna, mentre un nuovo impulso di precipitazione investe l'Appennino romagnolo da sud. [Analisi a mesoscala centrata sull'Emilia-Romagna – Report d'evento ARPA]

L'evento ha portato intensi temporali all'interno della Regione, con anche fenomeni di tipo grandinigeno.

Le precipitazioni registrate nel corso dell'evento sono state particolarmente intense sulla Regione centro-occidentale a quote collinari, soprattutto nel Bolognese; tali precipitazioni hanno determinato piccoli smottamenti in più province dell'Appennino.

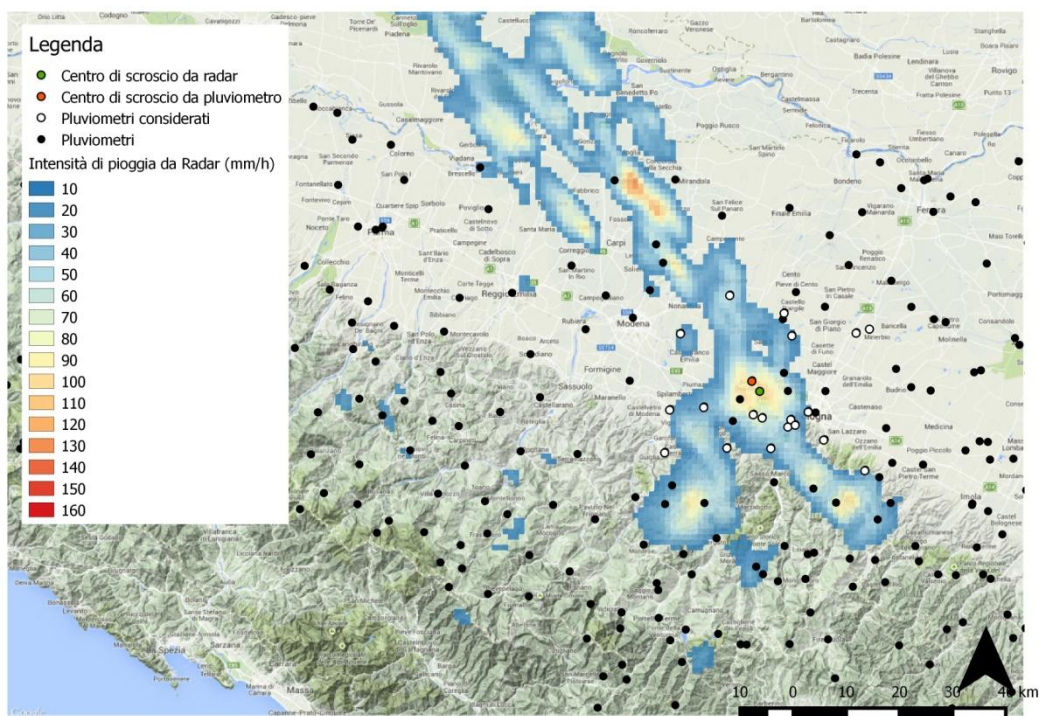


Figura 4.1. Mappa di precipitazione oraria da radar (4 giugno 2011 – 17.00 UTC), in nero vengono riportati tutti i pluviometri della regione, in bianco i pluviometri interessanti per l’evento, in verde il centro di scroscio da radar, mentre in rosso quello da pluviometro.

Il centro di scroscio è stato registrato nel comune di Anzola dell’Emilia in provincia di Bologna, mentre per quanto riguarda il centro di scroscio da radar, esso dista dal pluviometro di Anzola circa 2,5 Km, entrambi registrati tra le 16.00 e le 17.00 UTC.

4.3 Evento del 05 Giugno 2011, province di Modena e Bologna

Nelle prime ore del giorno 5 temporali di media intensità, in movimento verso nord, interessano la parte occidentale della Regione.

Dalle 11 UTC circa, nuovi temporali sparsi si verificano sulla Regione. La celle temporalesche di maggiore intensità si verificano sul Modenese (con una cella in movimento verso est) e sul Parmense e Piacentino. Dalle 14 UTC un esteso impulso proveniente da sud sopraggiunge in Regione, portando precipitazioni diffuse anche a carattere temporalesco. Celle intense si segnalano lungo il confine fra le province di Reggio e Modena. Le precipitazioni diventano diffuse e diminuiscono progressivamente di intensità, persistendo prevalentemente sulla parte centrale della Regione fino alla serata. Nella pianura del Modenese e del Reggiano si sono registrati casi di allagamenti e disagi alla circolazione.

Nella provincia di Reggio Emilia i maggiori problemi dovuti alle intense precipitazioni si sono verificati nella zona di Rubiera e Correggio, dove si sono osservate anche forti raffiche di vento. Nel Modenese è stata Carpi a subire i maggiori danni per le copiose precipitazioni che si sono verificate, con numerosi allagamenti e richieste di intervento dei vigili del fuoco. Inoltre forti raffiche di vento hanno interessato la zona di Fossoli. A Sassuolo, inoltre, si è registrato un allagamento di un sottopasso. [Analisi a mesoscala centrata sull'Emilia-Romagna – Report d'evento ARPA]

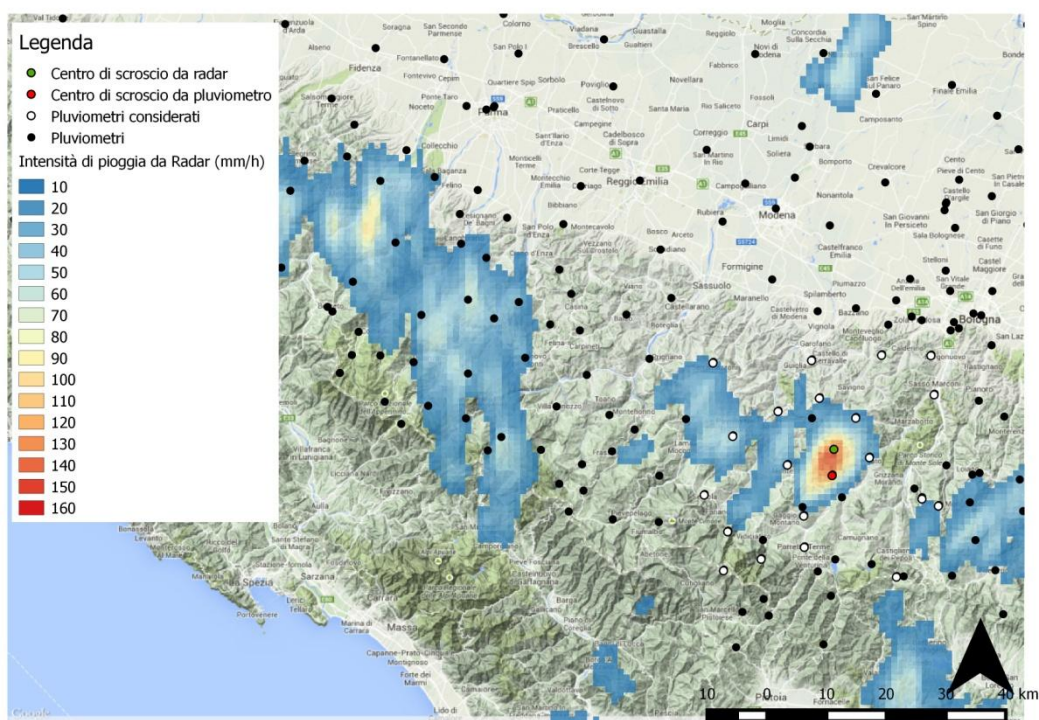


Figura 4.2. Mappa di precipitazione oraria da radar (5 giugno 2011 – 15.00 UTC), in nero vengono riportati tutti i pluviometri della regione, in bianco i pluviometri interessanti per l'evento, in verde il centro di scroscio da radar, mentre in rosso quello da pluviometro.

La zona maggiormente colpita, come si può evincere dall'elenco dei pluviometri interessanti per tale evento è la zona compresa tra le province di Modena e Bologna, in particolare il centro di scroscio registrato dai pluviometri è situato nel comune di Castel d'Aiano, in provincia di Bologna e dista circa 36 Km da quello registrato dal radar.

4.4 Evento del 24 Giugno 2013, provincia di Rimini

Il giorno 24 giugno 2013 un violentissimo temporale si è verificato nella zona di Rimini. Le precipitazioni misurate dai pluviometri sono molto elevate e concentrate in un periodo temporale brevissimo. Il fenomeno, di carattere eccezionale, ha generato forti disagi nella città. Nuclei di precipitazione compaiono in Regione a partire dalle prime ore della giornata nelle province occidentali. Fenomeni più intensi si osservano in mattinata (10 UTC circa) nel ferrarese. Nelle ore centrali della giornata precipitazione intensa si osserva sui rilievi e in Romagna.

A partire dalle 14.00 UTC si sviluppano diversi nuclei temporaleschi nel riminese, che daranno luogo a precipitazioni molto intense. Tra le 14:45 e le 15:30 UTC (16.45 – 17.45 ora locale) il radar mostra la riflettività massima localizzata nel territorio della città di Rimini. I fenomeni si estinguono alle 18:00 UTC circa. Al sistema temporalesco sono state associate forti grandinate. [Analisi a mesoscala centrata sull'Emilia-Romagna – Report d'evento ARPA]

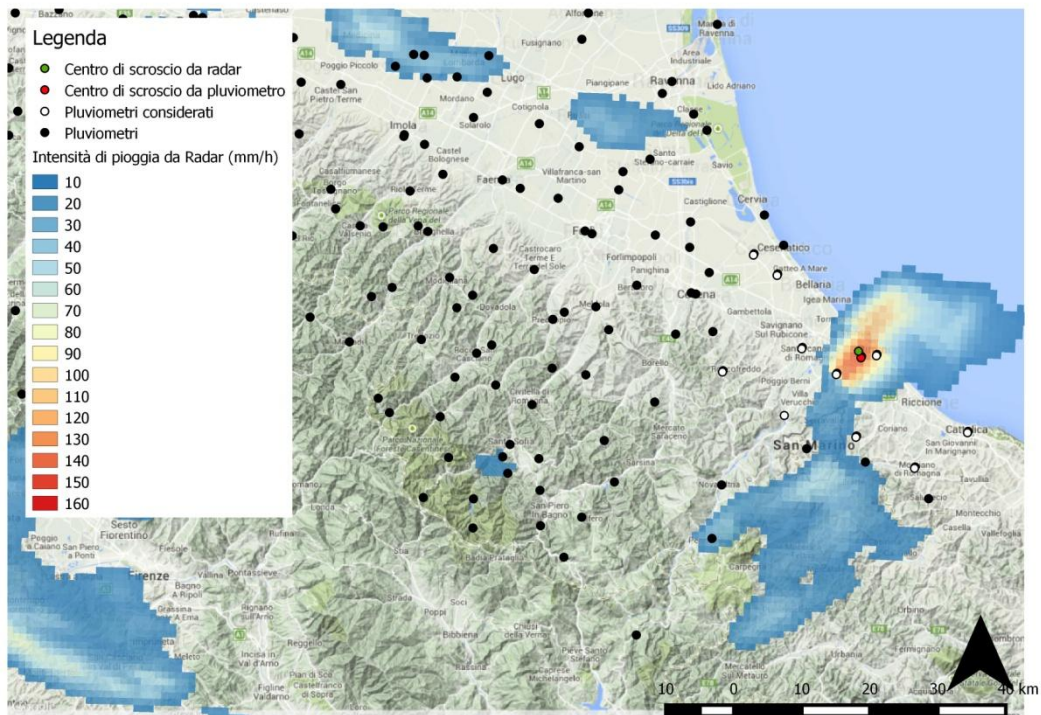


Figura 4.3. Mappa di precipitazione oraria da radar (24 giugno 2013 – 15.00 UTC), in nero vengono riportati tutti i pluviometri della regione, in bianco i pluviometri interessanti per l’evento, in verde il centro di scroscio da radar, mentre in rosso quello da pluviometro.

Nel riminese, una pioggia così eccezionale (pioggia torrenziale mista a grandine) cade, con una simile intensità, solo una volta ogni 100 anni circa, in base ai dati ARPA.

Durante questo evento la città si è allagata, e purtroppo i danni, seppur ingenti, non sono stati solo alle infrastrutture ma si sono anche registrati un morto e due feriti.

L’intensità eccezionale delle piogge ha avuto conseguenze rilevanti sul tessuto urbano: si sono registrati allagamenti diffusi negli scantinati e al pianterreno e il traffico è rimasto in tilt per ore a causa degli allagamenti. Le situazioni più critiche sono state riscontrate nella zona di Via Covignano, Gaiofana, Viserba e Marina centro. Il casello autostradale di Rimini Sud, allagato in corrispondenza del cantiere per l’ampliamento della terza corsia, è rimasto chiuso con gravi

ripercussioni sulla circolazione autostradale. Allagamenti più contenuti anche a Riccione e Cattolica.

Interventi per il ripristino delle normali condizioni da parte degli enti preposti (Vigili del fuoco, Protezione Civile e altri) sono proseguiti nel corso della notte e del giorno seguente.

L'evento ha interessato altre parti della Regione, come l'Appennino bolognese, dove non si sono registrati valori particolarmente rilevanti.

Tale evento ha quindi registrato il suo massimo nella provincia di Rimini, determinando il centro di scroscio, registrato da pluviometro, nella stazione di Rimini Ausa, comune di Rimini, il quale dista meno di un km dal punto in cui il radar ha registrato il suo massimo valore di intensità di pioggia.

4.5 Evento del 30 Maggio 2014, provincia di Ravenna

Tra il giorno 30/05 e il giorno 31/05 un minimo presente sulla Francia si approfondisce e crea un minimo secondario sul Mar Ligure, mentre un minimo presente sulla Scandinavia influenza marginalmente il nostro territorio, apportando aria fredda a ridosso del settore alpino orientale. Sulla nostra regione si innescano fenomeni temporaleschi anche di elevata intensità accompagnati da grandinate in Romagna. [Riassunto Report d'evento ARPA]

Le precipitazioni hanno inizio intorno alle 08 UTC del 30/05 sul crinale Appenninico dove insistono in maniera distribuita fino alle 13 UTC circa, quando iniziano a separarsi in due sistemi, uno occidentale e uno centro-orientale.

Tra le 13 UTC e le 15 UTC varie celle temporalesche insistono sul Bolognese e sulla provincia di Ravenna. Intorno alle 16 UTC si sviluppano celle intense anche nel Ferrarese.

Intorno alle 19 UTC un sistema esteso proveniente da nord entra in Regione attraversando tutto il settore centro-orientale e portando precipitazioni particolarmente intense nel Faentino.

Successivamente le precipitazioni si spostano sul Riminese con valori di elevata intensità che causano ragguardevoli cumulate. I fenomeni si esauriscono in quest'area nelle prime ore del mattino del giorno 31/05. [Analisi a mesoscala centrata sull'Emilia-Romagna – Report d'evento ARPA]

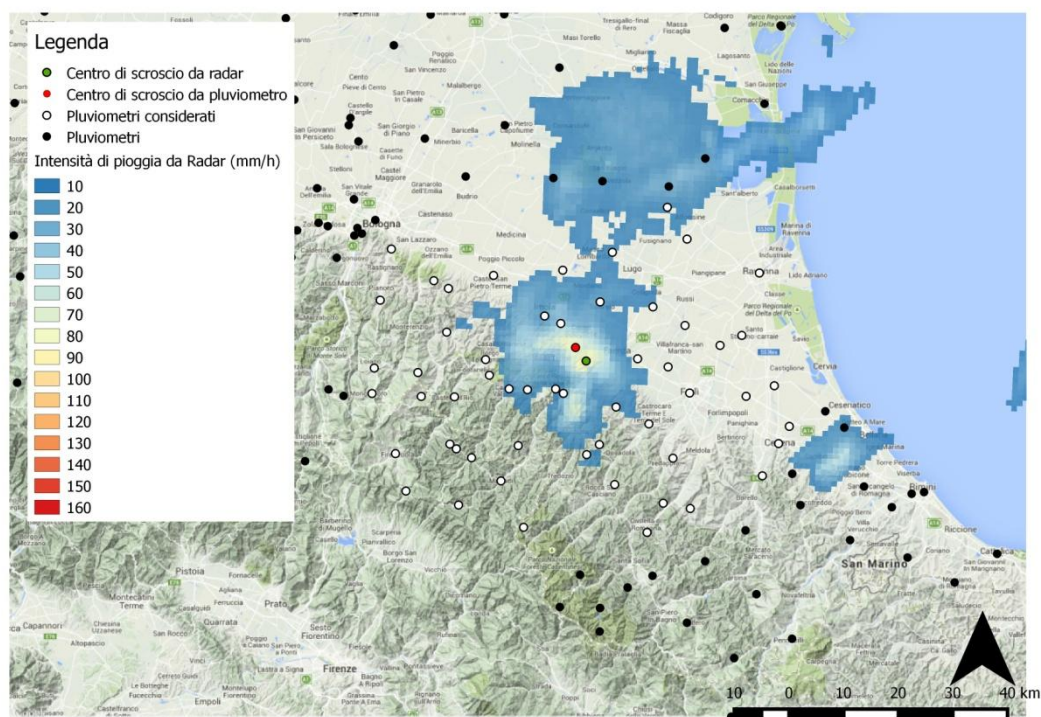


Figura 4.4. Mappa di precipitazione oraria da radar (30 Maggio 2014 – 23.00 UTC), in nero vengono riportati tutti i pluviometri della regione, in bianco i pluviometri interessanti per l'evento, in verde il centro di scroscio da radar, mentre in rosso quello da pluviometro.

In particolare nella notte tra il 30/05 e il 31/05 si sono registrati elevati quantitativi in Romagna che hanno causato danni nell'area tra Brisighella e Faenza e a Santarcangelo di Romagna. In un'ora (tra le 23 del 30/05 e le 00 del 31/05) nella sola stazione di Tebano (nel Comune di Castelbolognese, provincia di Ravenna) si sono registrati più di 50 mm di pioggia, tale stazione è stata quindi considerata come il centro di scroscio da pluviometro di tale evento mentre il centro di scroscio registrato da radar è distante circa 3 Km da quest'ultimo.

Il Centro Funzionale in data 30/05 emette un Bollettino di Attenzione per temporali sul territorio regionale, valido a partire dalle ore 10 UTC del 30 fino

alle ore 06 del 31, a cui segue l'Allerta di Protezione Civile Regionale per stato di Attenzione temporali.

4.6 Evento del 14 Giugno 2014, province di Bologna e Parma

Il 13 giugno l'attenuazione della struttura anticiclonica presente sull'Europa centrale e l'Italia settentrionale e la contemporanea avvezione di aria più fresca in quota è causa della formazione di sistemi di celle temporalesche che interessano, nella notte, la nostra Regione. In particolare, l'intensificazione di questi fenomeni, associati anche ad un'intensa attività di fulminazione e a forti raffiche di vento, colpisce l'area urbana di Bologna causando locali allagamenti e caduta di rami ed alberi.

Dopo un temporaneo rasserenamento, nel pomeriggio del 14, lo spostamento di una saccatura dall'Europa centrale al Mediterraneo genera, per contrasto con la massa di aria più calda presente sulla Pianura Padana, una linea di sviluppo di temporali che, dalle Prealpi lombardo-venete, si muove verso sud presentandosi di forte intensità sul settore occidentale del territorio parmense.

Il 15 giugno, il minimo a ridosso del Mar Ligure si approfondisce mantenendo tempo perturbato soprattutto sui rilievi ed Emilia-Romagna occidentale. [Riassunto Report d'evento ARPA]

Dalle 19:00 UTC del 13 giugno sistemi temporaleschi, in ingresso da nord-ovest sulla provincia di Piacenza, portano le prime precipitazioni sulla nostra Regione.

Alle 21:45 UTC lungo il confine nord dell'Emilia-Romagna, sulle province di Reggio-Emilia e Ferrara, si sviluppano due celle temporalesche che, nell'ora successiva, evolvono intensificandosi e si aggregano ai sistemi organizzati che continuano a provenire da nord-ovest. Alle 23:00 UTC le precipitazioni insistono sulla pianura delle province di Modena e Reggio-Emilia e, contemporaneamente, si osservano temporali isolati in provincia di Ravenna ed al confine tra le province di Ferrara e Ravenna.

I sistemi si spostano verso sud-est con un'intensificazione dell'attività convettiva tra le 00:00 e le 00:45 UTC. In questo arco di tempo, i fenomeni più intensi, ma di breve durata, sono stati rilevati sulla provincia di Bologna ed al confine tra le province di Ravenna e Forlì-Cesena. Alle 02:00 UTC la precipitazione assume un carattere maggiormente stratiforme, anche se persistono fenomeni moderati sulla provincia di Forlì-Cesena. Le strutture precipitanti continuano il loro spostamento verso sud-est. Alle 03:30 precipitazioni deboli/moderate insistono solo sulla fascia costiera e fuoriescono completamente dal territorio regionale alle 06:00 UTC.

Nuovi sistemi precipitanti interessano la nostra Regione a partire dal pomeriggio di sabato 14. Dalle 14:00 alle 15:00 UTC un nucleo convettivo interessa dapprima l'area al confine tra le province di Ferrara e Modena e, poi, la parte più occidentale della provincia di Ferrara. La fase di decadimento di tale struttura avviene sulla provincia di Bologna.

Alle 15:30 un nuovo sistema convettivo, in ingresso da nord, entra nel territorio del parmense, interessando nelle due ore successive la provincia con precipitazioni intense temporalesche.

Alle 17 nuovi nuclei precipitanti si formano nella parte sud orientale delle province di Parma e Modena. Alle 18 queste due ultime strutture si estendono e, spostandosi verso nord, si uniscono ai fenomeni già presenti sul territorio, organizzandosi, e coinvolgono l'intera provincia di Parma. Fino alle 21:00 UTC si assiste ad un'ulteriore estensione delle precipitazioni a tutta la Regione centro-occidentale. Alle 21:30 UTC, inserita in questa struttura stratiforme, si evolve, con direttrice da nord-ovest a sud-est, una nuova linea temporalesca associata a precipitazioni moderate. Alle 22:00 UTC, sulla provincia di Ravenna, si innesca un nuovo nucleo convettivo che, nelle ore successive, evolve organizzandosi con le altre strutture che coinvolgono la quasi totalità della Regione. Mentre sul resto della Regione la precipitazione è debole ed in esaurimento, questa nuova attività convettiva genera quantitativi di pioggia significativi sulla provincia di Forlì-Cesena. [Analisi a mesoscala centrata sull'Emilia-Romagna – Report d'evento ARPA]

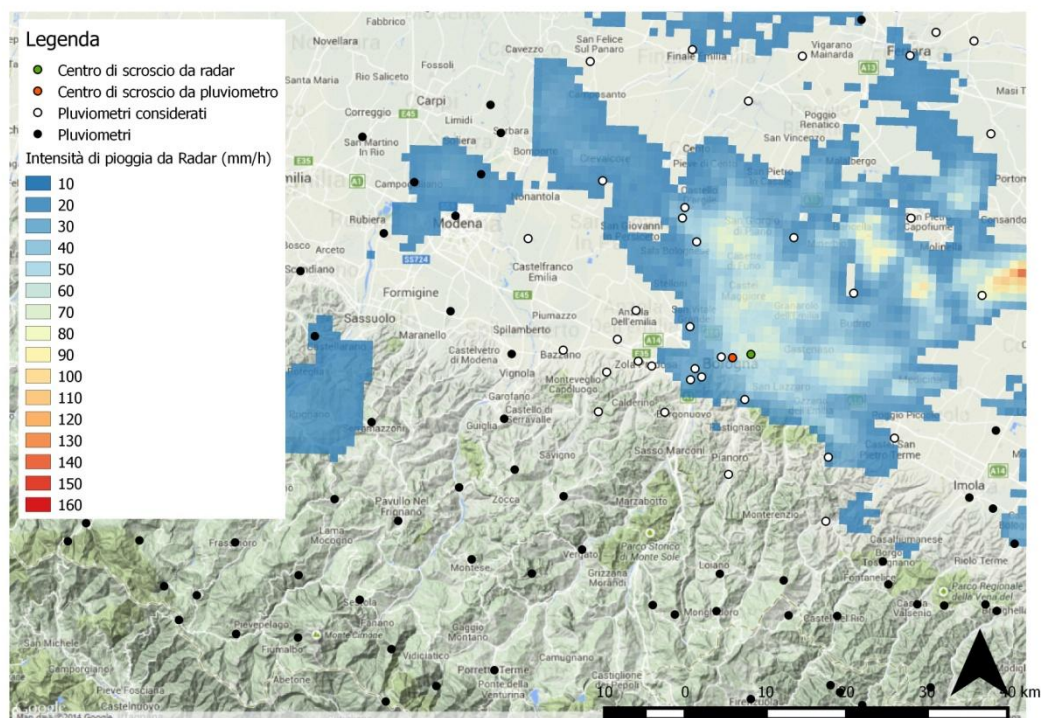


Figura 4.5. Mappa di precipitazione oraria da radar (14 Giugno 2014 a Bologna – 01.00 UTC), in nero vengono riportati tutti i pluviometri della regione, in bianco i pluviometri interessanti per l’evento, in verde il centro di scroscio da radar, mentre in rosso quello da pluviometro.

Il centro di scroscio che si è registrato durante tale fenomeno temporalesco è situato a Bologna, più precisamente la stazione di Bologna Piazza VIII Agosto ha registrato ben 56,4 mm nella stessa ora, mentre la stazione di Bologna Urbana (posta in Viale Silvani), a 2 km di distanza circa, ha registrato 26,6 mm in un’ora. L’effetto di questa pioggia così intensa ha prodotto il rapido innalzamento del livello del Navile e del Savena Abbandonato, che raccolgono entrambi le acque di Bologna.

Il valore di 56,4 mm registrato dalla stazione di Bologna (ex Ufficio Idrografico), in una serie storica che parte dal 1934, ovverosia 80 anni di dati, risulta essere il secondo massimo orario. Contestualmente si sono verificati allagamenti e black out elettrici localizzati, riportati anche dalla stampa.

Durante tale evento il radar ha registrato il massimo valore di intensità di pioggia in un luogo lontano circa 70 Km dal centro di scroscio da pluviometro, Bologna

Piazza VIII Agosto, quindi ai fini dello studio è stato considerato come centro di scroscio da radar un punto che ha registrato un elevato valore di intensità di pioggia, anche se non il massimo, posto però vicino al centro di scroscio da pluviometro.

Per quanto riguarda l'evento che si è sviluppato nel pomeriggio del 14 Giugno nella provincia di Parma, il centro di scroscio, da pluviometro, è stato registrato nella stazione di Salsomaggiore, Comune di Salsomaggiore Terme in provincia di Parma, mentre il centro di scroscio da radar è stato registrato ad una distanza di circa 9 Km.

Anche in questo caso, però, le precipitazioni si sono concentrate in un breve lasso di tempo; le stazioni di Salsomaggiore Terme e Varano Marchesi (Comune di Medesano), hanno registrato rispettivamente 63 mm e 61,6 mm nell'ora tra le 19 e 20 locali, valori che determinano dei tempi di ritorno maggiori di 100 anni.

Questi fenomeni possono produrre dei "flash flood" (alluvione lampo) se colpiscono dei territori con piccoli rii o canali: è il caso del Rio Boccolo a Varano che ha esondato allagando la sede stradale parallela, trasformandola in un corso d'acqua.

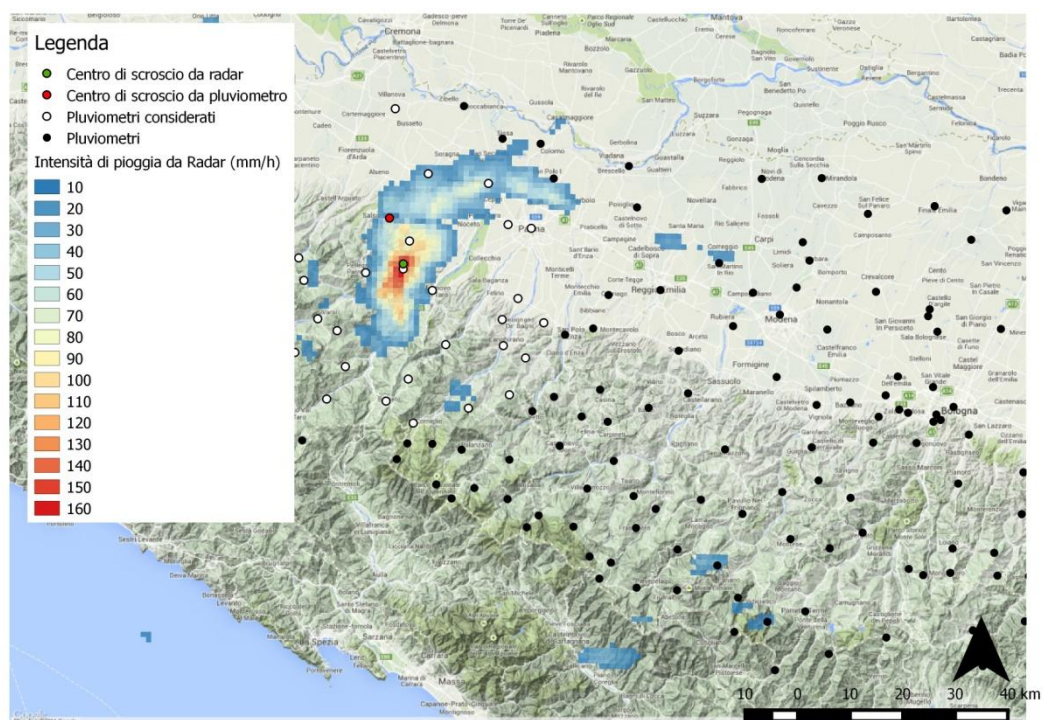


Figura 4.6. Mappa di precipitazione oraria da radar (14 Giugno 2014 a Parma – 18.00 UTC), in nero vengono riportati tutti i pluviometri della regione, in bianco i pluviometri interessanti per l’evento, in verde il centro di scroscio da radar, mentre in rosso quello da pluviometro.

Capitolo 5

Interpolazione spaziale dei dati di precipitazione da pluviometro: tecniche usuali

Introduzione

Per interpolazione spaziale si intende un insieme di tecniche che consentono, dato uno spazio in cui la grandezza ricercata risulta nota in alcuni punti, di determinare i valori di tale grandezza anche in punti in cui non lo è, basandosi sui valori misurati. Nel caso in esame la grandezza di interesse è l'altezza di pioggia, misurata in millimetri, mentre i punti in cui si conosce il suo valore sono i pluviometri, in modo particolare quelli considerati interessanti a seconda dei diversi eventi.

Attraverso le diverse tecniche si giunge ad un risultato comune ovvero alla creazione di una carta georeferenziata, cioè una carta in cui è noto il valore stimato della grandezza da ricercare, nel caso in esame l'altezza pluviometrica. La stima di tale variabile viene effettuata utilizzando dei ponderatori λ_i i quali vanno stimati, tenendo sempre in considerazione la condizione, richiamata in precedenza, per cui la loro sommatoria deve essere pari ad 1 attraverso diverse tecniche:

- Metodi Deterministici: non tengono in considerazione le caratteristiche dell'approccio probabilistico e si basano su impostazioni prettamente geometriche, all'interno di questo elaborato sono state prese in considerazione due diverse tecniche ovvero l'Inverso delle Distanze Pesate (*Inverse Distance Weighted*, IDW) e Poligoni di Voronoi (o di Thiessen);

- Metodi Geostatistici: sono tecniche di regressione che permettono di individuare i ponderatori minimizzando la varianza di stima, come il Kriging ordinario.

All'interno di questo capitolo vengono riportati alcuni cenni teorici di entrambi i metodi di stima.

5.1 Tecniche deterministiche

Le principali tecniche deterministiche, come già accennato, sono quelle che prescindono dal contesto aleatorio e calcolano i ponderatori in funzione della distribuzione esclusivamente geometrica dei punti noti nel vicinaggio di stima.

Tra gli stimatori tradizionali più usati troviamo l'Inverso delle Distanze Pesate (IDW) e i Poligoni di Voronoi (o Thiessen).

Poligoni di Voronoi (o Thiessen)

Tale tecnica consiste nella realizzazione di tasselli o poligoni aventi come vertici gli ortocentri dei triangoli formati congiungendo i punti noti, all'interno dei quali si avrà una sola misura della variabile regionalizzata la quale verrà considerata costante sull'intero dominio V_i individuato dal poligono i -esimo. I ponderatori quindi discriminano tra l'appartenenza all'uno o all'altro tassello, ciò può essere espresso come:

$$\lambda_i = \begin{cases} 1 & \text{se } x_0 \in V_0 \\ 0 & \text{altrimenti} \end{cases}$$

Tale tecnica ha un limite dato dal fatto che all'interno dei vari poligoni, i quali possono avere un'area più o meno vasta, si consideri sempre costante il valore della variabile regionalizzata, ciò rappresenta un'ipotesi piuttosto stringente.

Inverso delle Distanze Pesate (IDW):

Questa tecnica descrive in maniera più realistica, rispetto a quella vista sopra, il comportamento di una variabile regionalizzata; i ponderatori, da attribuire ai campioni compresi entro il vicinaggio di stima, hanno un peso proporzionale all'inverso della distanza euclidea di fra il punto noto x_i e il punto da stimare x_0 , elevata ad un esponente di ordine $p \in \mathbb{R}^+$ ovvero:

$$\lambda_i = \frac{k}{d_i^p} \quad \text{con} \quad k = \frac{1}{\sum_j \frac{1}{d_j^p}} \quad e \quad i, j = 1, \dots, n$$

dove l'esponente p , detto ordine della distanza, può variare a seconda della variabile regionalizzata da interpolare; a seconda dei diversi valori utilizzati si ottengono delle stime differenti in quanto con valori di p bassi si ottengono dei pesi numericamente simili anche a distanze elevate, mentre, utilizzando p elevati, la stima si riconduce ad una poligonazione.

Si è soliti nelle applicazioni idrologiche assumere $p = 2$, ma l'ordine è del tutto arbitrario.

Tale metodo ha il vantaggio di essere veloce ma anche degli svantaggi tra cui: il risultato dipende dal peso utilizzato e dal numero di punti considerati, risente inoltre della presenza di trend globali nei dati (Paolo Zatelli, Università di Parma).

5.2 Tecniche geostatistiche

Tra le principali tecniche geostatistiche di stima consideriamo ora il Kriging, ed in particolare quello utilizzato all'interno di tale elaborato ovvero il Kriging ordinario. In generale tale tecnica rappresenta un metodo di regressione che permette di interpolare una grandezza nello spazio, minimizzando l'errore quadratico medio. Tale interpolazione spaziale si basa sull'autocorrelazione della grandezza, cioè l'assunto che la grandezza in oggetto vari nello spazio con continuità; detto in parole più semplici *le cose più vicine sono più simili rispetto*

alle cose più lontane (Legge di Tobler).

Dato un set di ponderatori si può calcolare, con l'ausilio del variogramma, la precisione della stima corrispondente, risulta quindi necessario determinare quei ponderatori che danno luogo alla stima migliore.

Tale problema si risolve minimizzando la varianza di stima σ_s^2 , la quale esprime la qualità e la correttezza della stima, utilizzando come metodo di ottimizzazione quello di Lagrange sotto opportune condizioni di vincolo; il metodo di ottimizzazione visto consiste nell'eguagliare a zero le n derivate parziali dell'equazione della varianza di stima σ_s^2 rispetto ai ponderatori λ_i , ovvero la seguente formula:

$$\sigma_s^2(x_0) = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i,0} - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma_{i,j}$$

Sotto il vincolo di stima corretta (o non deviata) data dalla condizione sui ponderatori, ovvero che la loro sommatoria dovrà essere pari a 1, si ottiene la seguente funzione lagrangiana:

$$L(\vec{\lambda}, \mu) = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i,0} - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma_{i,j} + 2\mu(1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i)$$

Si tratta ora di risolvere un problema di minimo vincolato, ovvero porre l'equazione descritta sopra pari a zero, tale condizione porta alla risoluzione di un sistema in due equazioni formato dalle derivate parziali della funzione lagrangiana $L(\vec{\lambda}, \mu)$ fatta rispetto ai ponderatori λ e rispetto al parametro lagrangiano incognito μ . Si ottiene quindi il sistema lineare di $n + 1$ equazioni in $n + 1$ incognite:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_i \gamma_{i,j} + \mu = \gamma_{i,0} \\ \sum_{j=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases}$$

Con $i = 1, \dots, n$.

Il sistema può essere scritto sotto forma matriciale come:

$$\begin{bmatrix} \gamma_{1,1} & \gamma_{1,2} & \dots & \gamma_{1,n} & 1 \\ \gamma_{2,1} & \gamma_{2,2} & \dots & \gamma_{2,n} & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma_{n,1} & \gamma_{n,2} & \dots & \gamma_{n,n} & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_{1,0} \\ \gamma_{2,0} \\ \vdots \\ \gamma_{n,0} \\ 1 \end{bmatrix}$$

La matrice dei coefficienti non dipende dall'entità da stimare ma dipende esclusivamente dalla posizione reciproca dei punti di misura, cioè delle informazioni che si utilizzano per effettuare la stima, e dalla funzione variogramma. In particolare essa rappresenta la struttura spaziale dell'informazione. Durante questo lavoro di tesi il Kriging ordinario è stato utilizzato servendosi di due modelli di variogramma, inizialmente dedotto da soli dati misurati ai pluviometri e successivamente da soli dati rilevati al radar.

Il vettore dei termini noti è legato all'entità da stimare e descrive i rapporti spaziali tra questa ed i punti di misura.

È così possibile mettere in evidenza come la matrice dei coefficienti, indicata per comodità con Γ , e il termine noto g_0 dipendano unicamente dalla funzione variogramma, che, come si è visto, è possibile calcolare in modo teorico in tutti i punti del campo.

Se ne deduce che, se le posizioni i -esime dei punti sono distinte, il sistema ammette sempre un'unica soluzione. Concludendo è possibile calcolare per ogni punto x_0 una n -pla $\vec{\lambda}$ di ponderatori λ_i risolvendo il sistema lineare:

$$\lambda = \Gamma^{-1}g_0$$

Capitolo 6

Struttura delle indagini svolte

Introduzione

All'interno di questo capitolo vengono descritte le indagini svolte in maniera del tutto analoga per ogni evento meteorico considerato nello studio, prendendo a riferimento uno degli eventi di interesse (14 Giugno 2014, nella provincia di Bologna). Vale inoltre la pena sottolineare a tale proposito che le tecniche utilizzate possono essere applicate anche in altri contesti, come ad esempio per altre aree geografiche o altre tipologie di eventi pluviometrici.

Le indagini effettuate sono finalizzate alla realizzazione di curve di riduzione della precipitazione media all'aumentare dell'area, ottenute dalle mappe di cumulata di precipitazione oraria dei radar meteorologici e dalle tecniche classiche di interpolazione spaziale di tipo geostatistico e deterministico (Kriging ordinario, Kriging ordinario con variogramma desunto da dati al radar, Inverso delle Distanze Pesate (IDW) e Poligoni di Voronoi).

Il caso di studio che è stato considerato presenta però una peculiarità in quanto il radar, durante tale evento meteorico, ha registrato la massima intensità di pioggia in un'area poco coperta dai sensori a terra e quindi il centro di scroscio da pluviometro è stato individuato ad una distanza di oltre 70 km, si è reso quindi necessario, ai fini delle analisi svolte all'interno di questo lavoro di Tesi, identificare un secondo centro di scroscio da radar posto nelle vicinanze di quello da pluviometro.

6.1 Indagini preliminari

Inizialmente sono stati utilizzati all'interno di un programma per la gestione, visualizzazione, modifica e analisi di dati geografici (Qgis, versione 2.2.0) dei tematismi vettoriali a punti (indicati nel seguito anche come *shape-file*) riguardanti le stazioni pluviometriche presenti all'interno di tutto il territorio regionale.

Dapprima è stato identificato il pluviometro che, durante quel dato evento di pioggia, ha fatto registrare il massimo valore di intensità di pioggia (punto rosso in Figura 6.1.). Così facendo è stato possibile, attraverso uno strumento di selezione poligonale, definire un'area arbitraria interessata dall'evento in modo tale da poter considerare solo i pluviometri realmente investiti dal fenomeno temporalesco convettivo, determinando così la creazione di un nuovo *shape-file*, utilizzato successivamente per tutte le elaborazioni.

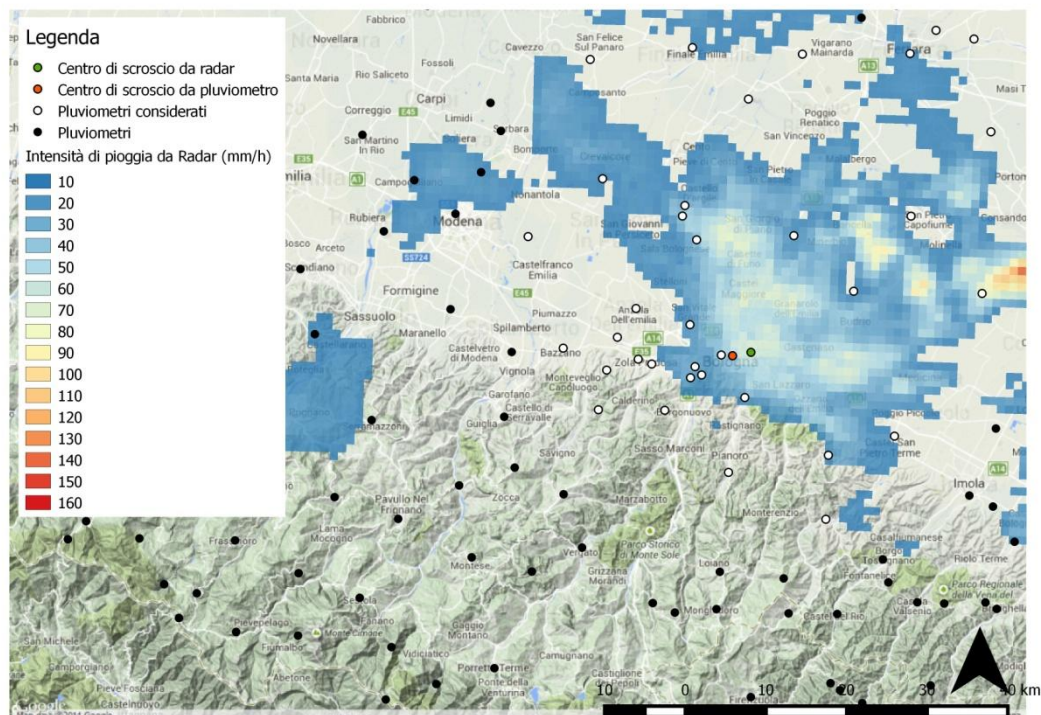


Figura 6.1. Mappa radar alla quale sono sovrapposti tutti i pluviometri presenti in Emilia-Romagna (nero), i pluviometri interessanti per l'evento in questione (bianco), il centro di scroscio da pluviometro (rosso) e quello da radar (verde).

Tutti gli *shape-file* in questione sono caratterizzati dalla presenza, per ciascun pluviometro, dell'informazione dell'altezza di pioggia espressa in millimetri, della localizzazione geografica sia mediante coordinate geografiche sia coordinate UTM 32 Nord (che sono state poi utilizzate per tutte le elaborazioni), sono inoltre presenti una serie di campi riguardanti le informazioni anagrafiche quali il nome della stazione, il comune, la provincia e il bacino a cui appartengono tali pluviometri.

PRECIPITAZIONE (mm)	NOME STAZIONE	COMUNE	PROVINCIA	QUOTA (m)	Y_UTM (m)	X_UTM (m)
4.60	Finale Emilia	FINALE EMILIA	MO	12	680519	4967610
2.00	Malborghetto di Boara	FERRARA	FE	4	710272	4970621
2.00	San Pietro Capofiume Automatica	MOLINELLA	BO	11	707946	4947837
3.60	Castelfranco Emilia	CASTELFRANCO EMILIA	MO	32	660981	4943997
0.80	Sasso Marconi	SASSO MARCONI	BO	275	678359	4923151
8.00	Sant'Agata Bolognese	SANT'AGATA BOLOGNESE	BO	18	669948	4951308
19.00	Casalecchio canonica	CASALECCHIO DI RENO	BO	54	681939	4928608
7.40	Bazzano	BAZZANO	BO	82	665644	4930441
0.00	Pianoro	PIANORO	BO	174	686428	4915744
18.40	Casalecchio canale	CASALECCHIO DI RENO	BO	63	681419	4927233
3.20	Secondo Salto	SANT'AGOSTINO	FE	16	687558	4961534
6.00	Lavino di Sopra	ZOLA PREDOSA	BO	75	676596	4928782
2.60	Saletto	BENTIVOGLIO	BO	18	693627	4945006
2.20	Baura	FERRARA	FE	8	714957	4969720
10.60	Sostegno Reno	SALA BOLOGNESE	BO	24	680137	4948301
4.20	Anzola	ANZOLA DELL'EMILIA	BO	37	674472	4935541
17.40	San Martino in Casola	MONTE SAN PIETRO	BO	125	671066	4927888
0.00	San Clemente	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	166	698614	4910338
31.40	San Ruffillo Savena	BOLOGNA	BO	92	688177	4924996
0.00	Monte San Pietro	MONTE SAN PIETRO	BO	291	670170	4923002
26.60	Bologna	BOLOGNA	BO	78	685132	4930130
3.00	Ferrara	FERRARA	FE	26	707187	4967686
3.00	Mezzolara	BUDRIO	BO	20	701187	4938424
17.80	Sant'Antonio	MEDICINA	BO	8	716990	4938663
16.40	Castel San Pietro	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	58	706771	4920816
2.20	San Felice sul Panaro	SAN FELICE SUL PANARO	MO	16	668050	4965826
35.60	Padulle Sala Bolognese	SALA BOLOGNESE	BO	25	681697	4944152
1.40	Sellarino Voghiera	VOGHIERA	FE	3	717411	4958467
2.80	Mirabello	MIRABELLO	FE	10	694006	4967203
9.00	Zola Predosa	ZOLA PREDOSA	BO	65	674912	4929335
10.40	Prugnolo	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	276	698687	4918215
16.60	Bologna San Luca	BOLOGNA	BO	286	682782	4927613
20.00	Canocchia Botte monte	BOLOGNA	BO	36	681174	4933737
5.40	Fondo Martignone	CREPELLANO	BO	38	672276	4931950
16.00	Cassa Dosolo	SALA BOLOGNESE	BO	22	679874	4947008
54.60	Bologna piazza VIII agosto	BOLOGNA	BO	51	686514	4930078

Figura 6.2. Tabella degli attributi relativa ad un evento temporalesco, si può notare la presenza dell'informazione pluviometrica (mm), il nome della stazione, il comune, la provincia, la quota e le due coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 Nord.

Oltre all'informazione derivata dall'utilizzo dei pluviometri è stato utilizzato anche il dato proveniente dalle letture radar, in quanto in Emilia-Romagna sono presenti due radar meteorologici che coprono l'intero territorio regionale. Mediante il dato radar, presente sotto forma di dato raster e ottenuto per il presente lavoro di Tesi da ARPA Emilia-Romagna già elaborato in termini di stima dell'intensità di precipitazione oraria, è stato possibile ricavarne in ogni suo punto l'informazione pluviometrica. Successivamente è stato caratterizzato il centro di scroscio da radar, trasformandolo in uno *shape-file* vettoriale puntuale (punto verde in Figura 6.1).

6.2 Interpolazione dei dati di pioggia

Una volta definito lo *shape-file* riguardante i soli pluviometri interessati dall'evento temporalesco, si è potuto procedere all'elaborazione dei dati attraverso l'utilizzo di un ambiente opensource per l'analisi statistica dei dati, il software R (R version 3.1.2, <http://www.r-project.org/>; pacchetti aggiuntivi per l'analisi geostatistica: *sp*, *rgdal* e *gstat*).

Inizialmente è stato caricato all'interno del programma lo *shape-file* riguardante i pluviometri, focalizzando l'attenzione del software proprio sul campo riguardante l'informazione dell'altezza di pioggia.

Attraverso tali valori il programma consente la realizzazione di alcuni grafici fondamentali per le elaborazioni successive: i variogrammi. In primo luogo viene creato il variogramma empirico ovvero, come visto nei capitoli precedenti, un grafico composto da una nuvola di punti, infine si delinea, mediante un metodo iterativo di interpolazione dei dati di pioggia, il variogramma teorico, il quale descrive il trend della nuvola di punti del grafico sperimentale.

Inizialmente, per la realizzazione dei variogrammi, sono stati utilizzati i valori registrati dai pluviometri mentre in un secondo momento quelli da radar, sempre relativi alla porzione di territorio regionale interessata dall'evento temporalesco.

In particolare, il variogramma sperimentale da radar è stato costruito trattando ogni pixel del raster di origine come dato puntuale, quindi viene fornito al software un numero di dati elevato, generalmente compreso tra i 4000 e i 6000

valori di intensità di pioggia. E' possibile confrontare i due diversi variogrammi teorico e sperimentale per l'evento in esame in Figura 6.3.

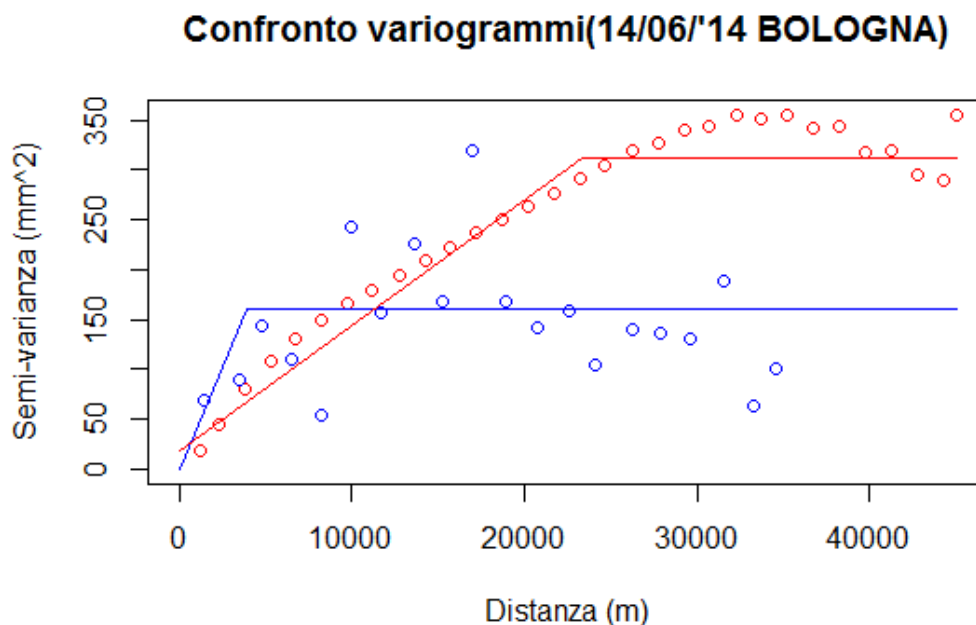


Figura 6.3. Confronto tra i variogrammi ottenuti mediante dati da pluviometro (grafico blu) e variogrammi da dati radar (grafico rosso).

L'interpolazione dei dati di pioggia attraverso il software R avviene all'interno di una griglia di calcolo (avente dimensioni e risoluzione assegnate). Nello studio la griglia ha le dimensioni di un quadrato di lato 26000 metri, è centrata sul pluviometro che ha fatto registrare la massima intensità di precipitazione oraria ed ha risoluzione di 1000 metri. Attraverso le routine di calcolo in R, opportunamente adattate al calcolo in esame, sarà possibile interpolare l'informazione pluviometrica disponibile in ogni cella della griglia di calcolo ($\approx \text{km}^2$).

Da ultimo si è potuto procedere con il Kriging ordinario il quale necessita di un modello, il variogramma teorico che è stato dedotto sia da dati misurati ai pluviometri sia da dati valutati dal radar.

Infine il programma restituisce come prodotto finito una carta georeferenziata, che rappresenta una delle operazioni più comuni effettuate nell'ambito del trattamento dei dati spaziali e che definisce, mediante un adeguato metodo di

rappresentazione, l'andamento di una variabile di studio, nel caso in esame l'altezza di pioggia.

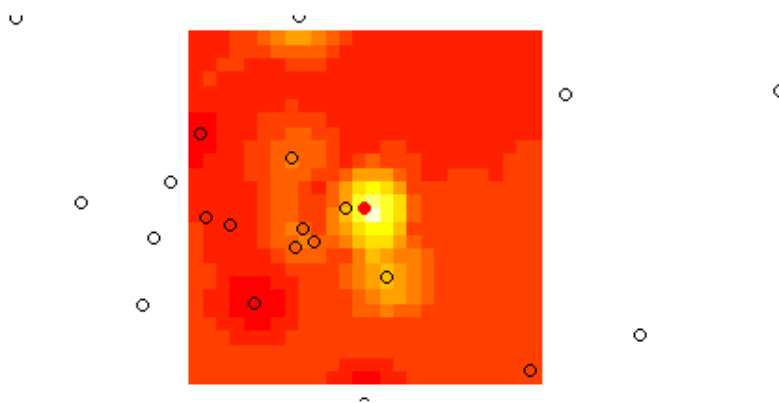


Figura 6.4. Esempio di carta georeferenziata dedotta mediante R, il punto rosso indica il centro di scroscio da pluviometro mentre i punti neri sono i vari pluviometri.

Tale carta è stata trasformata in un file raster così da poterla utilizzare all'interno del programma per l'analisi dei dati, Qgis, ed effettuare così delle statistiche zonali per la determinazione dell'altezza media di precipitazione relativa ad una ben precisa area.

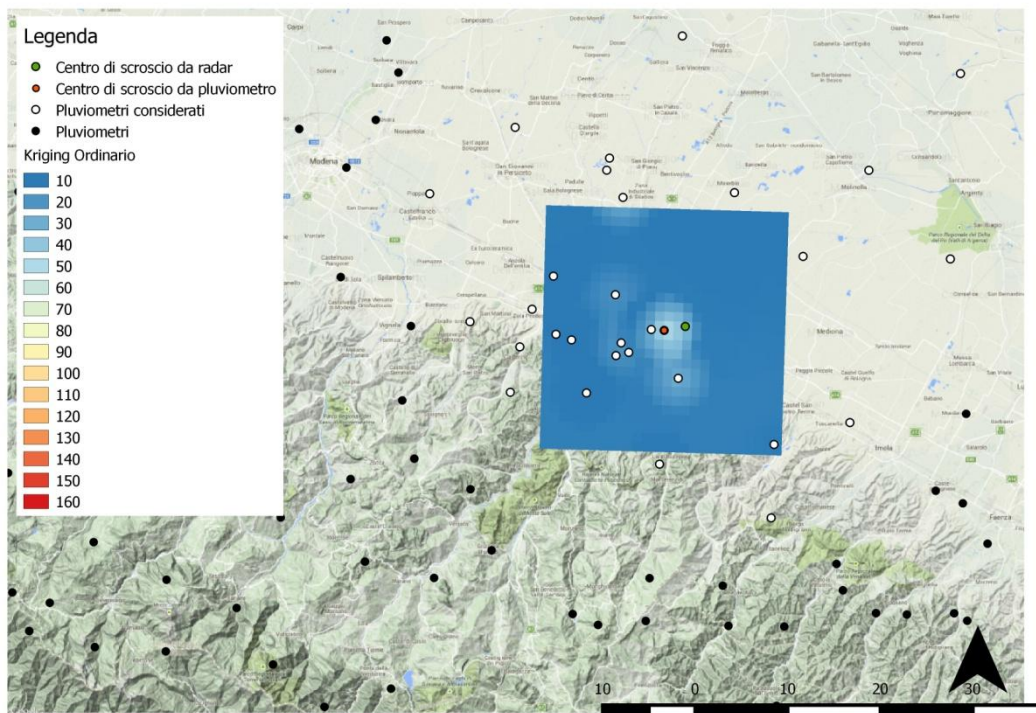


Figura 6.5. Carta georeferenziata convertita a file raster relativa al metodo del Kriging ordinario, il punto rosso rappresenta il centro di scroscio da pluviometro, quello verde il centro di scroscio da radar e i punti bianchi sono i pluviometri considerati.

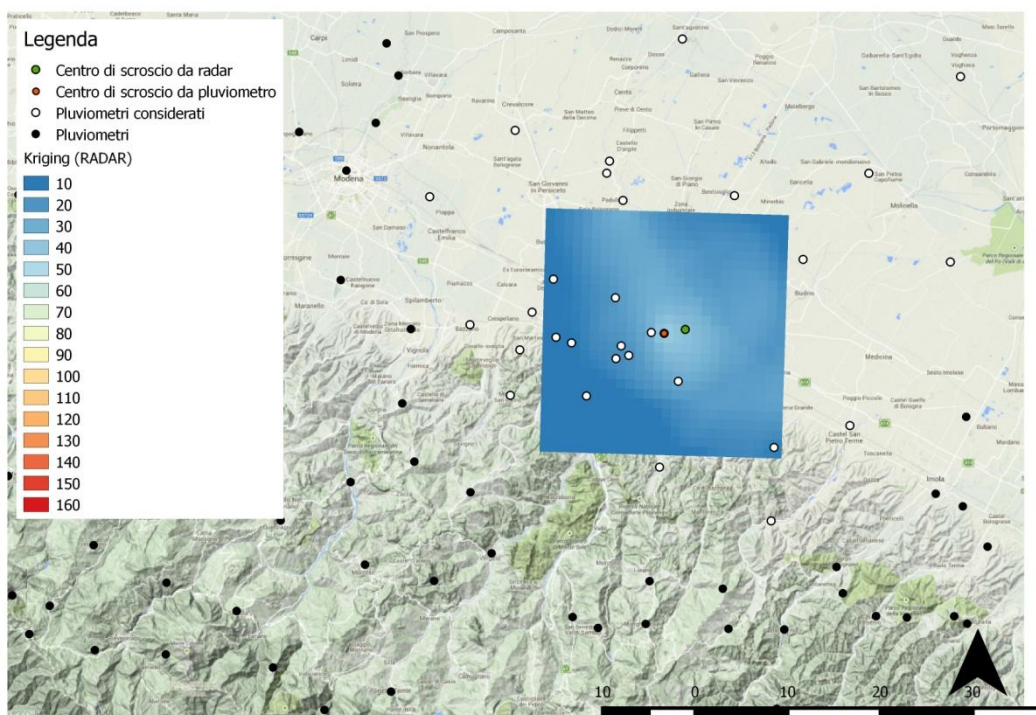


Figura 6.6. Carta georeferenziata convertita in file raster relativa al metodo del Kriging ordinario, con variogramma teorico desunto in base ai dati da radar, il punto rosso rappresenta il centro di scroscio da pluviometro, quello verde il centro di scroscio da radar e i punti bianchi sono i pluviometri considerati.

Per quanto riguarda le tecniche deterministiche, ovvero IDW e Poligoni di Voronoi, sono state create delle carte solo attraverso l'ausilio del programma Qgis, ovvero sono stati creati dei file raster di interpolazione delle altezze di precipitazione oraria osservate ai pluviometri secondo le metodologie indicate.

Mediante un plugin di interpolazione, presente all'interno del software, è stato possibile realizzare un file raster relativo al metodo della Distanza Inversa Pesata (IDW): si utilizza come file di partenza lo shape dei pluviometri interessanti effettuando l'interpolazione spaziale solo sull'attributo che concerne il valore dell'altezza di precipitazione. Per poter creare una carta adeguata sono state imposte la dimensione e la forma delle celle, ovvero quadrate di lato pari a 1000 metri.

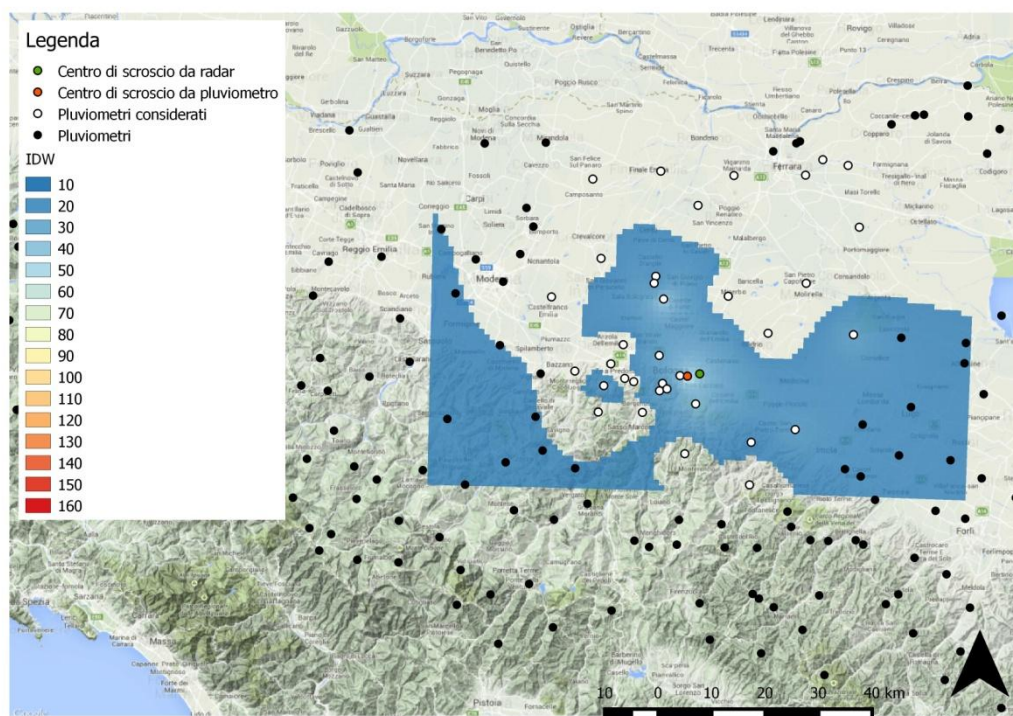


Figura 6.7. Raster relativo al metodo IDW, si nota anche la presenza del centro di

scroscio da pluviometro (rosso) e da radar (verde), e i pluviometri interessanti per l'evento (bianco).

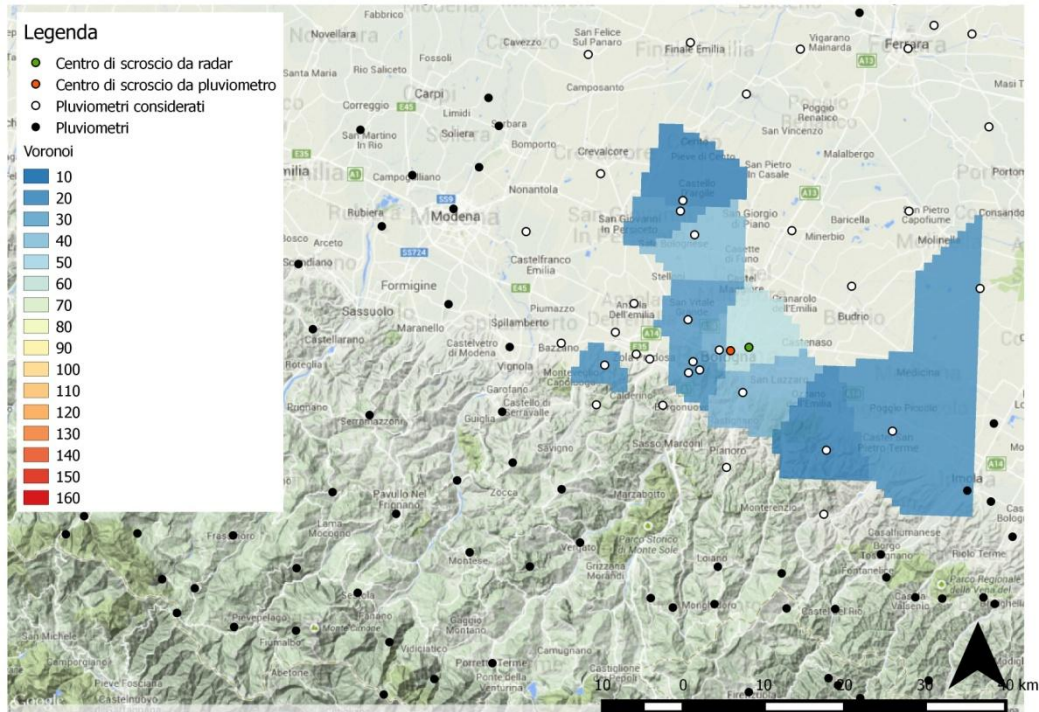


Figura 6.8. Raster relativo al metodo dei poligoni di Voronoi, si nota anche la presenza del centro di scroscio da pluviometro (rosso) e da radar (verde), e i pluviometri interessanti per l'evento (bianco).

L'ultimo metodo utilizzato è stato quello dei Poligoni di Voronoi, anche in questo caso è stato possibile rappresentare l'interpolazione spaziale solo attraverso il programma Qgis. Si inizia creando uno *shape-file* che utilizza come file di partenza quello relativo ai pluviometri presenti all'interno dell'area interessata dall'evento temporalesco, e si prosegue convertendolo in file raster in modo tale da poter realizzare le adeguate statistiche.

6.3 Aree concentriche - Buffer

Lo scopo della determinazione dei file raster descritti sopra è quello di poter valutare l'altezza di pioggia in punti in cui la misura di quest'ultima non è presente e in particolare determinarne un valore medio all'interno di un'area finita di ampiezza assegnata. Per poter effettuare le statistiche zonali, e quindi valutare la stima dell'altezza media di precipitazione, è stato necessario creare delle aree concentriche, ovvero tutte centrate sul pluviometro rappresentante il centro di scroscio, di dimensione variabile: 1, 5, 10, 20, 50, 100, 200 e infine 500 km².

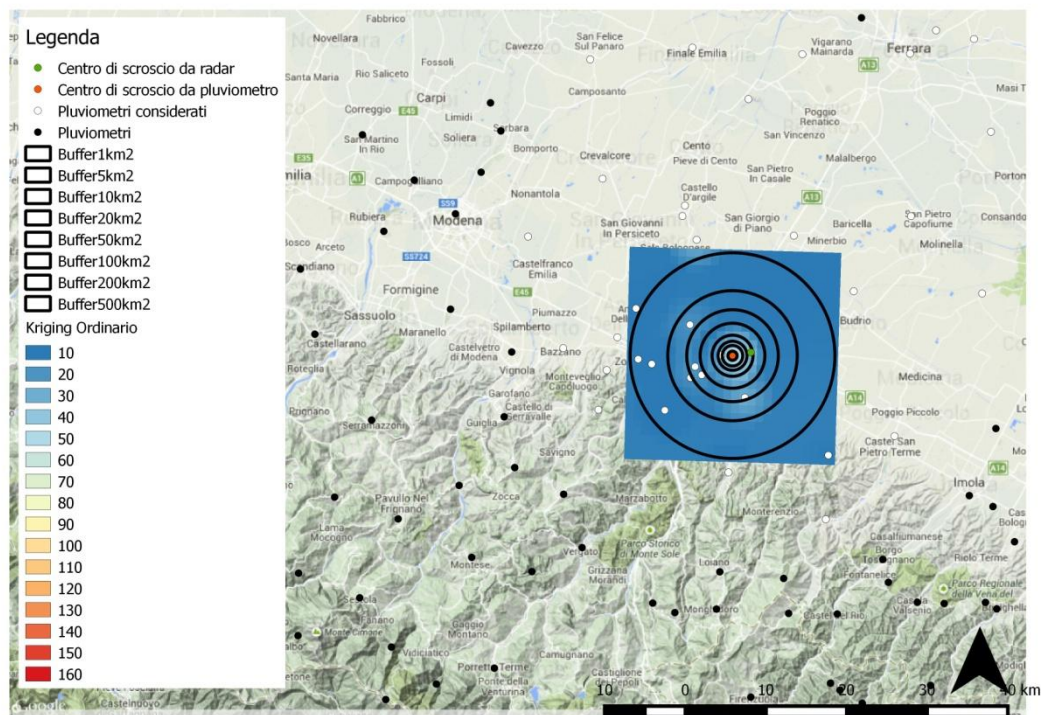


Figura 6.9. Esempio dei buffer concentrici realizzati per effettuare le statistiche, in questo caso sovrapposti alla carta dedotta mediante l'utilizzo del Kriging ordinario, centrati sul centro di scroscio da pluviometro (rosso).

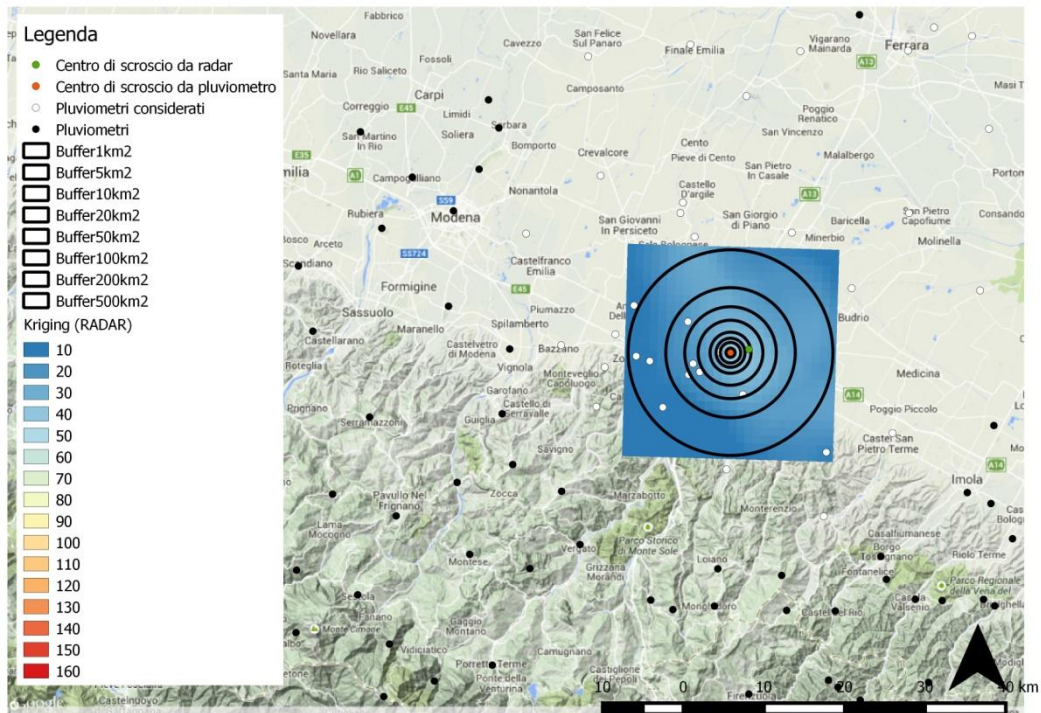


Figura 6.10. Esempio dei buffer concentrici realizzati per effettuare le statistiche, in questo caso sovrapposti alla carta dedotta mediante l'uso del Kriging ordinario, con variogramma teorico desunto in base ai dati da radar, centrati sul centro di scroscio da pluviometro (rosso).

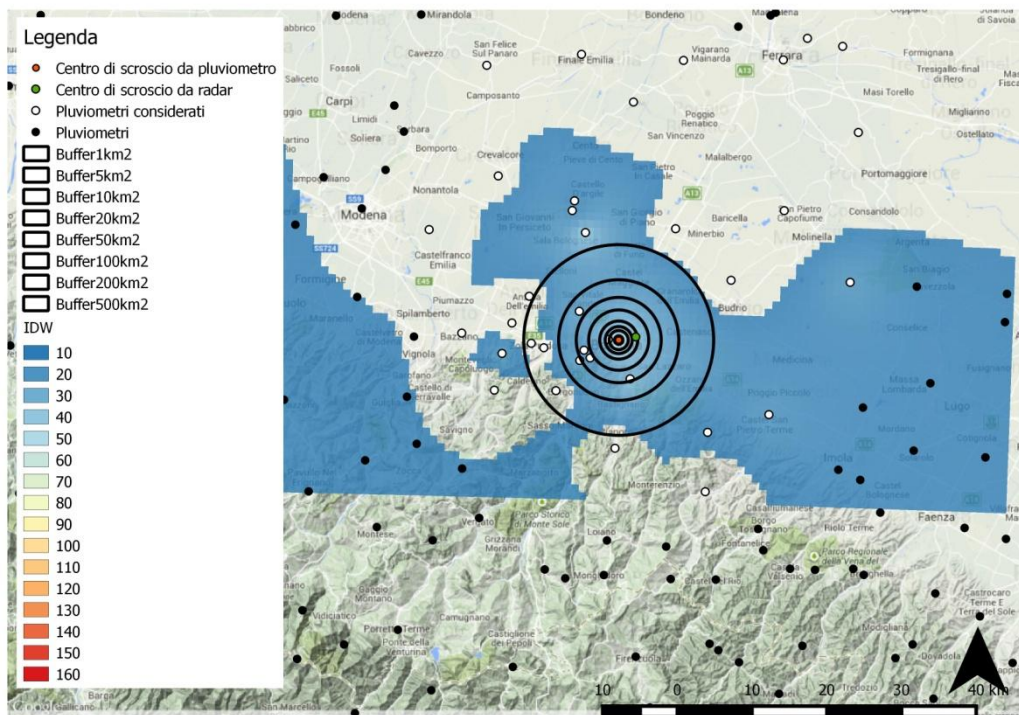


Figura 6.11. Esempio dei buffer concentrici realizzati per effettuare le statistiche, in questo caso sovrapposti alla carta IDW e quindi sono centrati sul centro di scroscio da pluviometro (rosso).

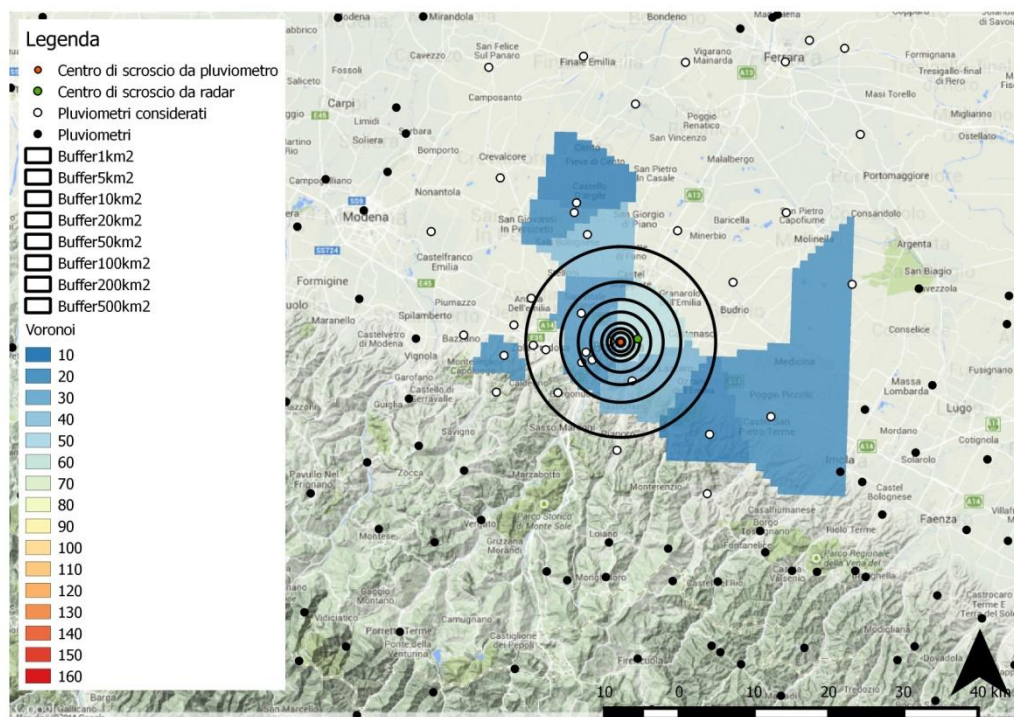


Figura 6.12. Esempio dei buffer concentrici realizzati per effettuare le statistiche, in questo caso sovrapposti alla carta Voronoi, centrati sul centro di scroscio da pluviometro (rosso).

Tali buffer sono stati realizzati, allo stesso modo e con le stesse dimensioni, anche attorno al centro di scroscio da radar, in modo tale da poter realizzare anche le statistiche zonali relative ai valori stimati in base alle misurazioni da radar meteorologico.

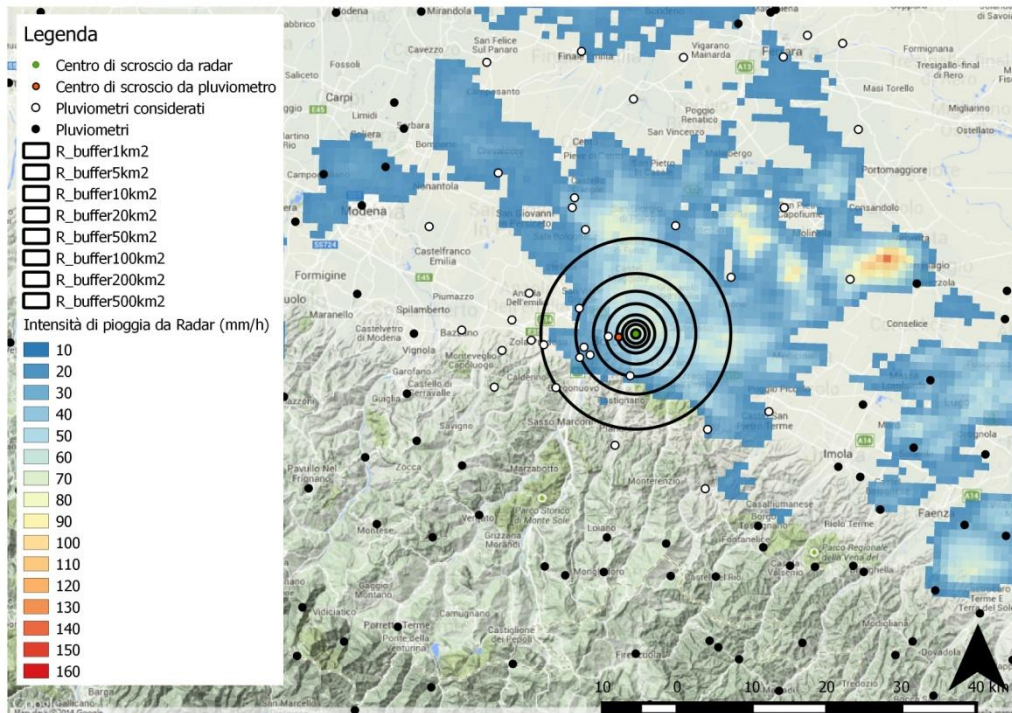


Figura 6.13. Esempio dei buffer (R_buffer) concentrici realizzati per effettuare le statistiche, in questo caso sovrapposti alla carta di intensità di pioggia da radar e quindi centrati sul centro di scroscio da radar (verde).

6.4 Curva di riduzione della precipitazione media all'area

Attraverso l'utilizzo combinato dei buffer circolari sovrapposti ai raster, che indicano la variabilità spaziale della pioggia anche in punti in cui non è presente l'informazione da pluviometro, sono state effettuate le statistiche zonali. Tale operatore consente di determinare, all'interno di ogni buffer, 3 parametri: il numero di celle presenti all'interno dell'area, la somma di tutti i valori puntuali dell'altezza di pioggia e infine la media areale di tale altezza.

Le statistiche sono state realizzate anche utilizzando la carta di intensità di pioggia da radar sovrapponendo però in questo caso i buffer centrati sul centro di scroscio da radar.

Altezza media della precipitazione h(m)					
Area buffer	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
Km ²	Mm	mm	mm	mm	mm
0	66.9	54.6	54.6	54.6	54.6
1	63.3	46.1	40.9	43.8	54.6
5	63.0	43.4	49.0	46.7	49.0
10	61.2	40.5	37.5	38.4	45.3
20	56.2	39.4	36.6	35.4	43.9
50	52.4	34.9	32.7	29.9	39.8
100	46.4	31.5	30.2	26.6	36.4
200	41.0	23.5	26.1	23.4	34.1
500	32.0	16.1	20.6	18.1	21.7

Figura 6.14. Altezze medie di precipitazione dedotte dalle statistiche zonali per tutte le tecniche viste, si noti che il valore corrispondente al buffer 0 km² non rappresenta un valor medio ma il valore misurato al centro di scroscio (radar per la seconda colonna, al pluviometro per le altre).

Per poter realizzare delle curve di riduzione è necessario suddividere l'altezza media areale h(m) con il valore registrato nel centro di scroscio h(c) ottenendo così dei coefficienti adimensionali.

Per quanto concerne le tecniche di interpolazione spaziale si suddivide l'altezza media di precipitazione h(m) per il valore registrato al centro di scroscio h(c) da pluviometro mentre, per quanto riguarda il radar, suddividendo h(m) per il valore massimo rilevato dallo strumento.

Rapporto tra precipitazione media h(m) e precipitazione nel centro di scroscio h(c)					
Area buffer	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
0	1	1	1	1	1
1	0.86	0.84	0.81	0.80	1
5	0.92	0.79	0.87	0.86	0.90
10	0.89	0.74	0.78	0.70	0.83
20	0.80	0.72	0.75	0.65	0.80
50	0.68	0.64	0.60	0.55	0.73
100	0.49	0.58	0.50	0.49	0.67
200	0.33	0.43	0.38	0.43	0.63
500	0.17	0.29	0.21	0.33	0.40

Figura 6.15. Tabella raffigurante i coefficienti adimensionali valutati per le quattro tecniche viste e anche per il radar.

Attraverso i valori dell'area dei buffer, posti sull'asse delle ascisse, e i coefficienti adimensionali, posti sull'asse delle ordinate, è possibile realizzare il grafico relativo alla curva di riduzione dell'intensità pluviometrica all'aumentare dell'area.

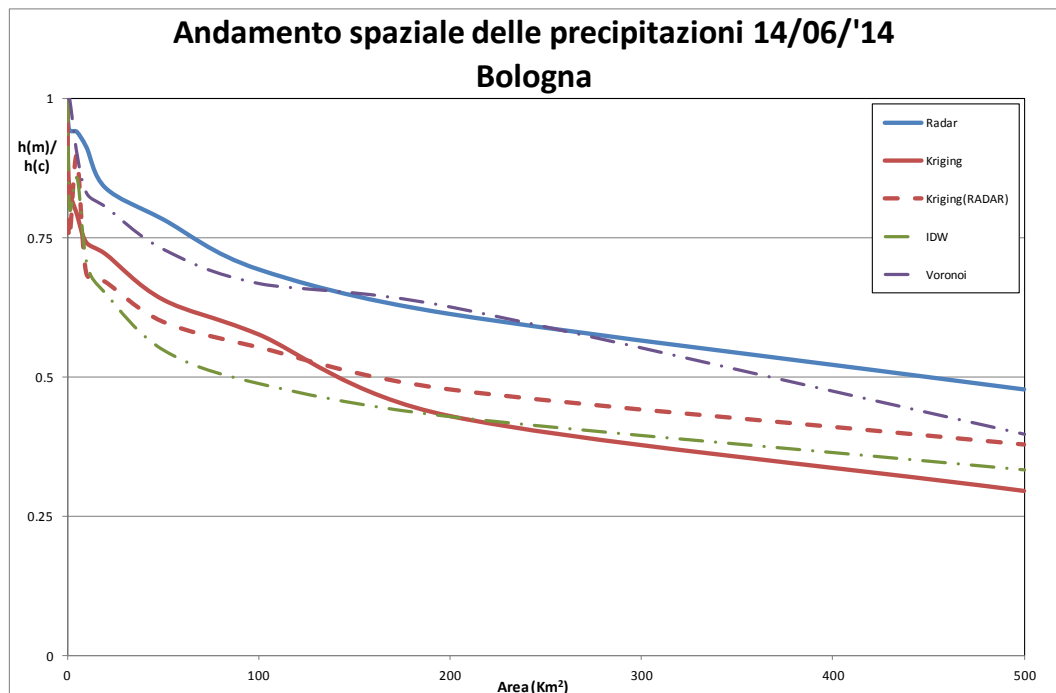


Figura 6.16. Esempio di curve di riduzione all'area realizzate per le quattro tecniche di analisi viste e per il radar (linea rossa).

6.5 Valutazione analitica della bontà di rappresentazione

Per identificare in maniera oggettiva quale tra i metodi utilizzati per l'interpolazione delle precipitazioni osservate ai pluviometri fosse il più efficace vengono utilizzati degli indici di prestazione che consentono appunto una valutazione analitica della bontà di rappresentazione.

All'interno di questo lavoro di Tesi sono stati utilizzati due diversi indici:

- la sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ) che valuta la dispersione dei dati e che, per ottenere una buona stima, deve essere minima; viene calcolato come la sommatoria della differenza al quadrato tra gli indici adimensionali da radar e quelli valutati con i quattro metodi visti (indici adimensionali di Figura 6.15):

$$SSQ = \sum (x_r - x_m)^2$$

Dove:

x_r = indice adimensionale da radar

x_m = indice adimensionale valutato attraverso i 4 metodi visti

- R^2 , il quale indica l'eventuale esistenza di una perfetta relazione lineare fra il fenomeno analizzato e la sua retta di regressione solo quando tende ad 1, se invece è pari a 0 non esiste alcuna relazione lineare fra le due variabili mentre, i valori compresi fra 0 e 1 forniscono una indicazione sulla efficacia della retta di regressione di sintetizzare l'oggetto dell'analisi. In particolare è stato calcolato come il quadrato della correlazione lineare tra gli indici adimensionali da radar e quelli valutati con i quattro metodi visti, in generale si calcola come segue:

$$R^2 = \frac{ESS}{TSS} = 1 - \frac{RSS}{TSS}$$

Dove:

$ESS = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2$ Rappresenta la deviazione spiegata dal modello

$TSS = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$ Rappresenta la deviazione totale

$RSS = \sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2$ Rappresenta la deviazione residua

E:

y_i sono i dati osservati

\hat{y}_i sono i dati stimati dal modello ottenuto dalla regressione

\bar{y}_i è la media dei dati osservati

Ad esempio nel caso in esame i valori di SSQ e R^2 sono i seguenti:

Sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ)			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.1772	0.2027	0.2625	0.0237
R^2			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.9567	0.8594	0.905457135	0.9503

Figura 6.17. Descrizione dell'errore mediante sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , in grassetto vengono evidenziati i valori migliori.

Capitolo 7

Presentazione dei risultati

Introduzione

Vengono di seguito illustrati i risultati dedotti mediante le tecniche di interpolazione spaziale viste precedentemente; il capitolo è stato suddiviso in sottocapitoli, uno per ogni caso di studio, all'interno dei quali vengono descritti i risultati utilizzando grafici e tabelle.

Nella prima parte dei sottocapitoli viene illustrato lo studio della variabilità spaziale dei dati, servendosi del variogramma.

Il variogramma è il grafico che riproduce l'andamento della semi-varianza, espressa in mm^2 , all'aumentare della distanza dei punti dal centro di scroscio, espressa in m; all'interno di questo lavoro di Tesi è stato preso in esame come modello di variogramma solo quello lineare, ovvero un grafico con andamento della semi-varianza crescente fino ad un certo valore di soglia (*Sill*) e con un successivo andamento costante all'aumentare della distanza.

In particolare sono stati realizzati due grafici: il variogramma, sperimentale e teorico, derivato dai valori registrati ai pluviometri, e il variogramma, sperimentale e teorico, dedotto dai valori registrati dal radar.

Sempre nella prima parte viene riportata la tabella relativa ai pluviometri considerati, caratterizzata dall'informazione pluviometrica, dalla quota, dalle coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 Nord e da informazioni anagrafiche quali il nome della stazione, il comune e la provincia; il pluviometro che ha registrato la massima altezza di pioggia è stato riportato in grassetto.

Nell'ultima parte dei sottocapitoli vengono presentate due diverse tabelle, la prima relativa ai coefficienti adimensionali valutati attraverso i metodi visti, la seconda concernente i valori degli indici utilizzati per stimare la bontà delle analisi effettuate.

7.1 04 Giugno 2011

Prendendo in esame i valori di intensità oraria di pioggia misurati ai pluviometri considerati per tale evento, è stato possibile realizzare il grafico relativo all'andamento empirico dei valori della semi-varianza, cioè all'interno dell'area grafica è visibile solo una nuvola di punti. Successivamente, mediante tecniche iterative, è stato definito anche l'andamento teorico della variabilità spaziale, attraverso il variogramma teorico, rappresentato da una curva crescente fino ad un dato valore di sill e che poi si mantiene costante all'aumentare della distanza; entrambi i grafici, posti in maniera sovrapposta, riferiti all'evento del 04 Giugno 2011 vengono riportati nella figura successiva.

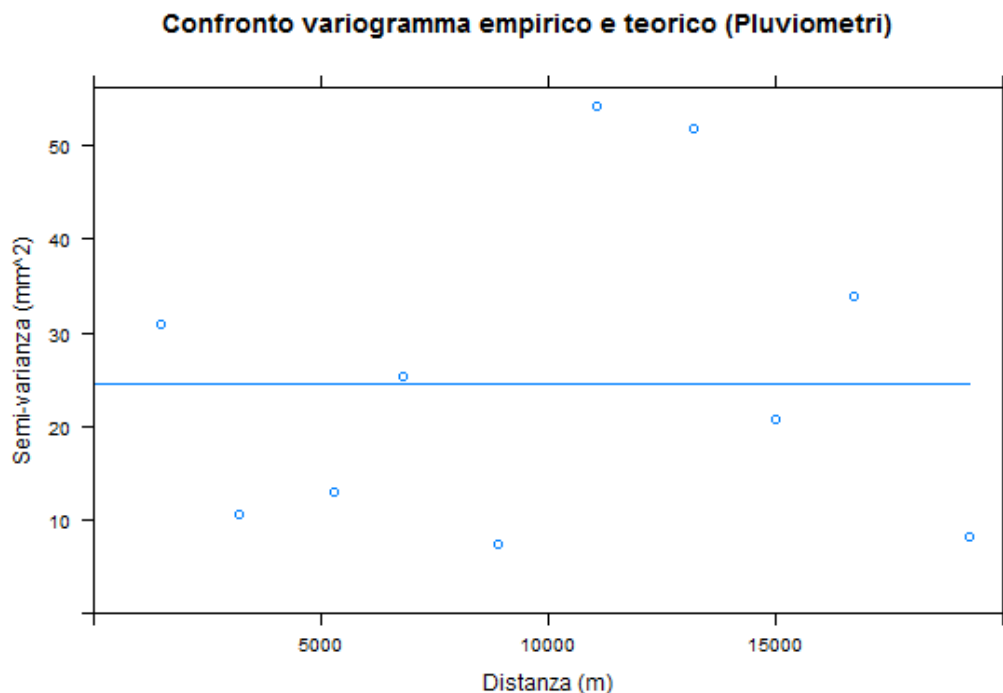


Figura 7.1. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri, per l'evento del 04 Giugno 2011 (17.00 UTC), a Bologna.

I pluviometri interessati da questo evento sono in numero esiguo perciò il grafico del variogramma teorico non ha inizialmente un andamento crescente come ci si sarebbe aspettato ma si mantiene sempre costante.

PRECIPITAZIONE (mm)	NOME STAZIONE	COMUNE	PROVINCIA	QUOTA (m)	Y_UTM (m)	X_UTM (m)
0.40	Vignola	VIGNOLA	MO	100	4929813	659314
3.60	Castelfranco Emilia	CASTELFRANCO EMILIA	MO	32	4943997	660981
0.80	Sasso Marconi	SASSO MARCONI	BO	275	4923151	678359
8.20	Sant'Agata Bolognese	SANT'AGATA BOLOGNESE	BO	18	4951308	669948
2.60	Settefonti	OZZANO DELL'EMILIA	BO	330	4919535	696017
1.80	Casalecchio canonica 1	CASALECCHIO DI RENO	BO	54	4928608	681939
0.60	Bazzano	BAZZANO	BO	82	4930441	665644
2.00	Casalecchio canale	CASALECCHIO DI RENO	BO	63	4927233	681419
5.20	Lavino di Sopra	ZOLA PREDOSA	BO	75	4928782	676596
0.00	Casoni	MALALBERGO	BO	18	4945829	696092
0.00	Saletto	BENTIVOGLIO	BO	18	4945006	693627
1.00	Sostegno	SALA BOLOGNESE	BO	24	4948301	680137
18.20	Anzola	ANZOLA DELL'EMILIA	BO	37	4935541	674472
2.00	San Ruffillo Savena	BOLOGNA	BO	92	4924996	688177
0.60	Guiglia	GUIGLIA	MO	456	4921841	658577
0.60	Monte San Pietro	MONTE SAN PIETRO	BO	291	4923002	670170
6.80	Bologna	BOLOGNA	BO	78	4930130	685132
0.60	Padulle Sala Bolognese	SALA BOLOGNESE	BO	25	4944152	681697
4.60	Zola Predosa	ZOLA PREDOSA	BO	65	4929335	674912
13.00	Bologna san luca	BOLOGNA	BO	286	4927812	682865

Figura 7.2. Tabella degli attributi relativa all'evento temporalesco, si può notare la presenza dell'informazione pluviometrica (mm), il nome della stazione, il comune, la provincia, la quota e le due coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 Nord, in grassetto il centro di scroscio.

Durante questo evento il pluviometro posto ad Anzola dell'Emilia ha registrato il massimo valore dell'altezza di pioggia pari a 18,2 mm, mentre il centro di scroscio da radar, distante 2,5 km da Anzola, ha registrato un valore pari a 107,37 mm. Si può notare come il radar sovrastimi l'intensità di pioggia, in particolare in questo caso di studio il radar registra come massima altezza di pioggia cumulata in un'ora un valore di un ordine di grandezza superiore a quello misurato dal pluviometro posto nel centro di scroscio.

In un secondo momento sono stati invece analizzati i dati di precipitazione oraria da radar, cioè è stata presa in considerazione solo la pioggia registrata nell'area limitrofa al centro di scroscio da pluviometro. Attraverso tali dati è stato possibile valutare due nuovi variogrammi, uno teorico ed uno sperimentale, che vengono riportati di seguito.

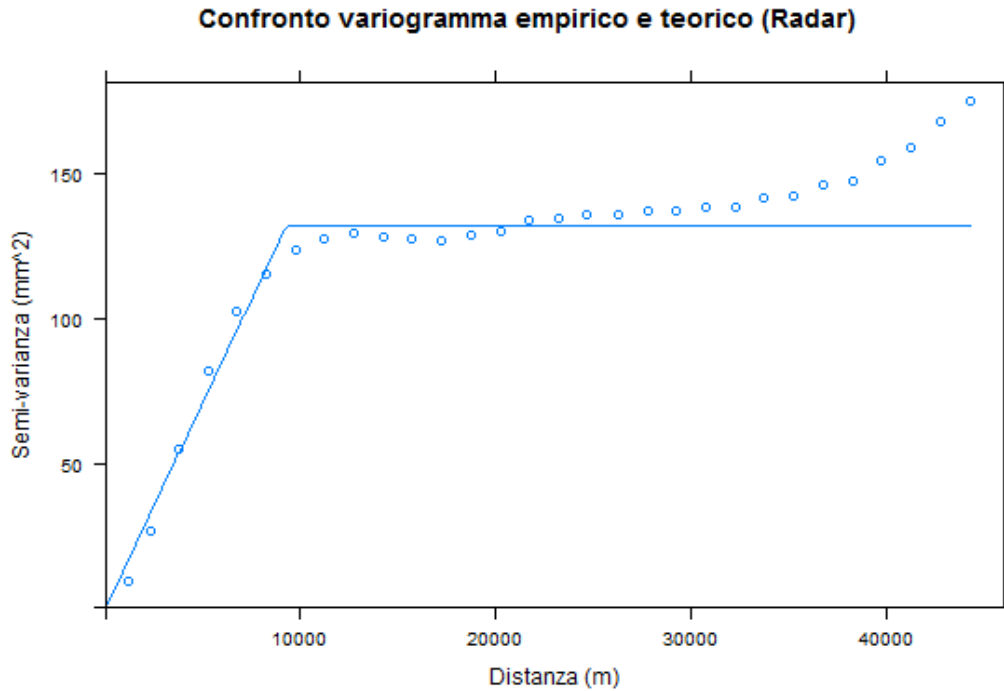


Figura 7.3. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria stimati in base alle misure radar, per l’evento del 04 Giugno 2011 (17.00 UTC), a Bologna.

In questo secondo caso l’andamento del grafico teorico è molto più coerente con le aspettative, infatti si verifica inizialmente un andamento crescente fino ad un dato valore di sill, che si attesta attorno ai 140 mm^2 , e successivamente un andamento costante. Tale curva riproduce anche al meglio l’andamento della nuvola di punti, ovvero il grafico sperimentale, di cui si può notare un comportamento molto più “ordinato” rispetto al precedente, ciò è dato dal fatto che sono presenti molti più punti (4406) mediante i quali il programma calcola la semi-varianza.

Infine vengono rappresentati tutti i quattro variogrammi in un’unica figura riportata di seguito.

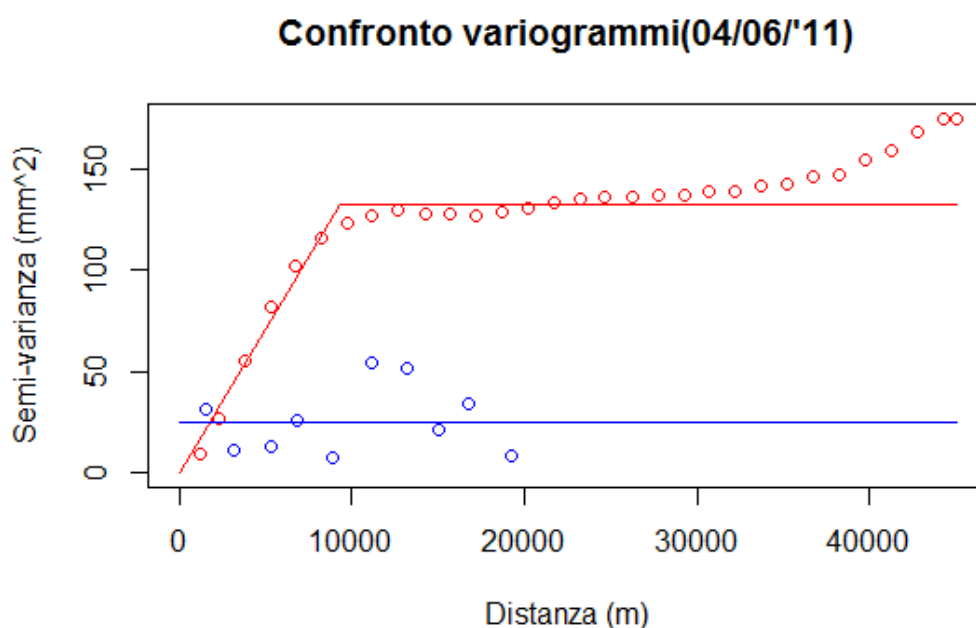


Figura 7.4. Variogramma empirico e sperimentale dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri (punti e curva in blu) e al radar (punti e curva in rosso), per l’evento del 04 Giugno 2011 (17.00 UTC), a Bologna.

Di seguito viene presentata la tabella raffigurante i coefficienti adimensionali, ovvero i valori dedotti dal rapporto tra le altezze medie di precipitazione $h(m)$, e l’altezza $h(c)$ valutata al centro di scroscio, da pluviometro per i metodi di interpolazione e da radar per la seconda colonna.

Rapporto tra precipitazione media $h(m)$ e precipitazione nel centro di scroscio $h(c)$					
Area buffer (km ²)	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
0	1	1	1	1	1
1	0.97	0.90	0.89	0.89	1
5	0.94	0.94	0.94	0.94	1
10	0.92	0.90	0.88	0.89	1
20	0.87	0.88	0.84	0.83	1
50	0.82	0.78	0.70	0.72	0.96
100	0.73	0.71	0.60	0.64	0.87
200	0.56	0.57	0.45	0.56	0.72
500	0.32	0.36	0.27	0.47	0.50

Figura 7.5. Tabella raffigurante i coefficienti adimensionali valutati per le quattro tecniche viste e anche per il radar, del 04 Giugno 2011.

All'interno della seconda tabella viene riportato il valore, calcolato per ogni metodo utilizzato, della sommatoria degli scarti al quadrato e il valore di R^2 .

Sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ)			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.0088	0.0561	0.0477	0.1223
R^2			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.9845	0.9611	0.9038	0.9628

Figura 7.6. Descrizione dell'errore mediante sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , in grassetto vengono evidenziati i valori migliori.

Nell'evento in questione il metodo che meglio descrive il fenomeno è rappresentato dal Kriging ordinario in quanto la sommatoria degli scarti al quadrato fornisce un valore pari al 0,88% e contemporaneamente R^2 presenta un valore prossimo ad 1.

Infine viene presentata la curva di riduzione all'area la quale presenta sull'asse delle ascisse i valori relativi all'area dei buffer, espressi in km^2 , mentre in ordinata i coefficienti adimensionali.

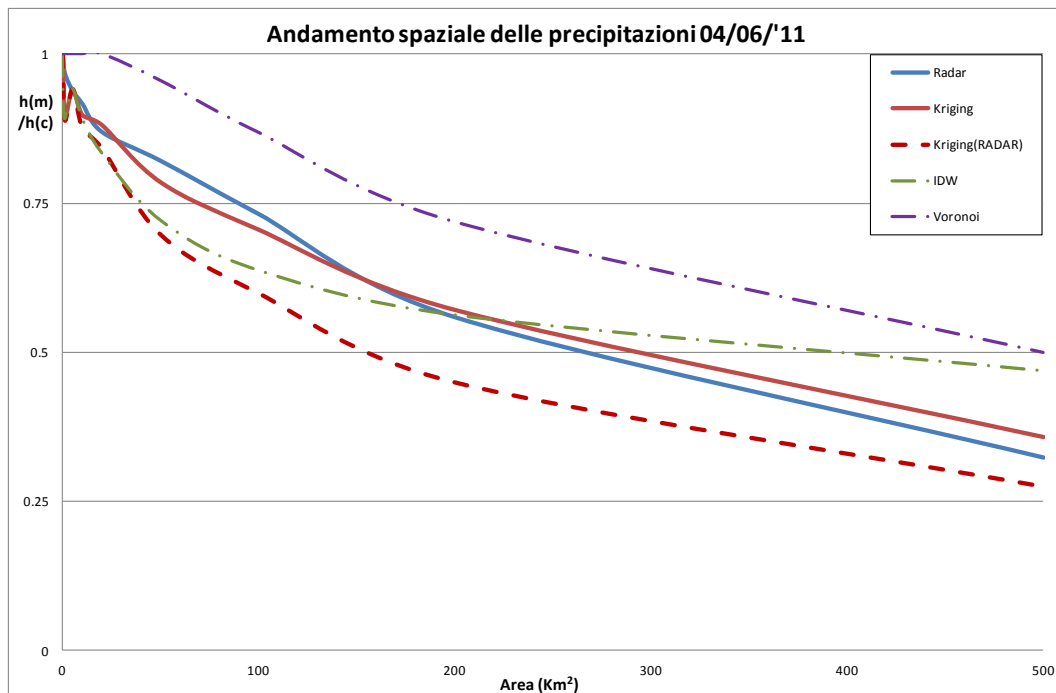


Figura 7.7. Curva di riduzione all'area per l'evento del 04 Giugno 2011.

Il metodo che meglio rappresenta l'andamento della curva di riduzione della precipitazione da radar (curva azzurra) è il Kriging ordinario (curva rossa continua) e tale considerazione trova riscontro, oltre che nella Figura 7.6. relativa alla valutazione dell'errore, anche nella figura 7.7.; le due curve sono vicine e anche abbastanza simili, specialmente nell'area compresa tra 100 e 200 km².

Il metodo IDW (curva verde tratteggiata) riporta un basso valore di SSQ ma allo stesso tempo anche di R², questo si può ricondurre al fatto che le due curve si intersecano in un punto ma hanno una forma, e quindi un andamento, differente. Per quanto riguarda il Kriging (RADAR) (curva rossa tratteggiata) presenta un basso valore di SSQ e un alto di R² infatti, guardando la curva, si può notare che questa ha un andamento simile alla curva di riduzione della precipitazione da radar, ma questo metodo sottostima l'altezza di pioggia.

7.2 05 Giugno 2011

Prendendo in esame i valori di intensità oraria di pioggia misurati ai pluviometri considerati per questo evento, è stato possibile realizzare il grafico relativo all'andamento empirico dei valori della semi-varianza, cioè all'interno dell'area grafica è visibile solo una nuvola di punti. Successivamente, mediante tecniche iterative, è stato definito anche l'andamento teorico della variabilità spaziale, attraverso il variogramma teorico, rappresentato da una curva crescente fino ad un dato valore di sill e che poi si mantiene costante all'aumentare della distanza; entrambi i grafici, posti in maniera sovrapposta, riferiti all'evento del 05 Giugno 2011, vengono riportati nella figura successiva.

In questo secondo evento si nota un grafico teorico con andamento crescente fino ad un valore di sill di circa 125 mm² e poi una curva costante all'aumentare della distanza, ciò è dato dalla presenza, durante tale fenomeno temporalesco, di un maggior numero, rispetto al caso visto in precedenza, di pluviometri interessanti presenti nell'area colpita.

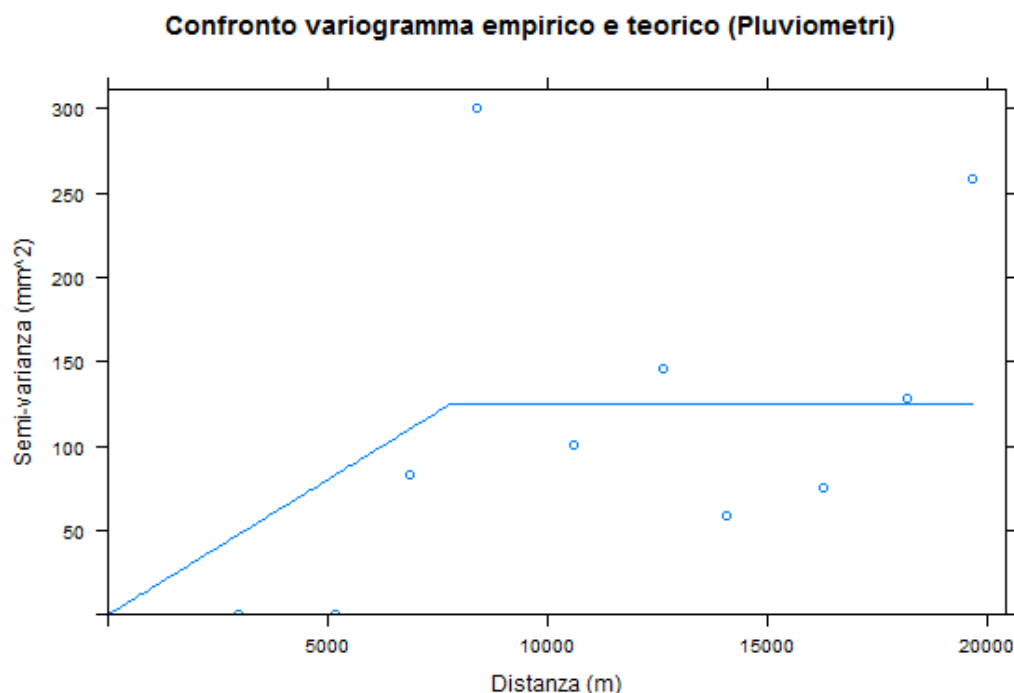


Figura 7.8. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri, per l'evento del 05 Giugno 2011 (15.00 UTC), a Bologna e Modena.

PRECIPITAZIONE (mm)	NOME STAZIONE	COMUNE	PROVINCIA	QUOTA (m)	Y_UTM (m)	X_UTM (m)
0.00	Sasso Marconi	SASSO MARCONI	BO	275	678359	4923151
5.60	Ca' Bortolani	SAVIGNO	BO	691	666151	4912506
4.40	Invaso	SAN BENEDETTO VAL DI SAMBRO	BO	460	677515	4899405
0.00	Sestola	SESTOLA	MO	985	641252	4899176
10.80	Pavullo	PAVULLO NEL FRIGNANO	MO	687	645791	4908993
5.60	Madonna dei Fornelli	SAN BENEDETTO VAL DI SAMBRO	BO	900	680282	4898308
0.20	Monteacuto Nelle alpi	LIZZANO IN BELVEDERE	BO	900	650975	4888752
0.40	Sasso Marconi	SASSO MARCONI	BO	105	679062	4916705
0.00	Vergato	VERGATO	BO	193	668598	4906010
0.00	Porretta Terme	PORRETTA TERME	BO	352	658119	4890883
2.20	Monteombraro	ZOCCA	MO	700	660029	4915634
1.40	Cottede	CASTIGLIONE DEI PEPOLI	BO	794	673603	4886336
0.60	Montese	MONTESI	MO	920	654978	4904464
1.40	Ponte Samone	GUIGLIA	MO	226	653222	4913279
1.80	Serramazzoni	SERRAMAZZONI	MO	826	642241	4921060
42.20	Riola di Labante	CASTEL D'AIANO	BO	623	662467	4902896
0.00	Lago Pratignano	FANANO	MO	1319	645306	4893183
1.00	Guiglia	GUIGLIA	MO	456	658577	4921841
0.00	Monte San Pietro	MONTE SAN PIETRO	BO	291	670170	4923002
0.00	Sila corpo frana	GAGGIO MONTANO	BO	641	657985	4896265
0.40	Lago saccaffaiolo	FANANO	MO	1794	644830	4886900

Figura 7.9. Tabella degli attributi relativa all'evento temporalesco, si può notare la presenza dell'informazione pluviometrica (mm), il nome della stazione, il comune, la provincia, la quota e le due coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 Nord, in grassetto il centro di scroscio.

Durante questo evento il pluviometro posto nel comune di Castel d'Aiano, in provincia di Bologna ha registrato il massimo valore dell'altezza di pioggia pari a 42,2 mm mentre il centro di scroscio da radar, distante circa 36 Km, ha registrato un valore pari a 146,41 mm.

Si può notare come il radar sovrastimi l'intensità di pioggia, in particolare in questo caso di studio il radar registra come massima altezza di pioggia cumulata in un'ora un valore quattro volte superiore a quello misurato dal pluviometro posto nel centro di scroscio.

In un secondo momento sono stati invece analizzati i dati di precipitazione oraria da radar, cioè è stata presa in considerazione solo la pioggia registrata nell'area limitrofa al centro di scroscio da pluviometro. Attraverso tali dati è stato possibile valutare due nuovi variogrammi, uno teorico ed uno sperimentale, che vengono riportati di seguito.

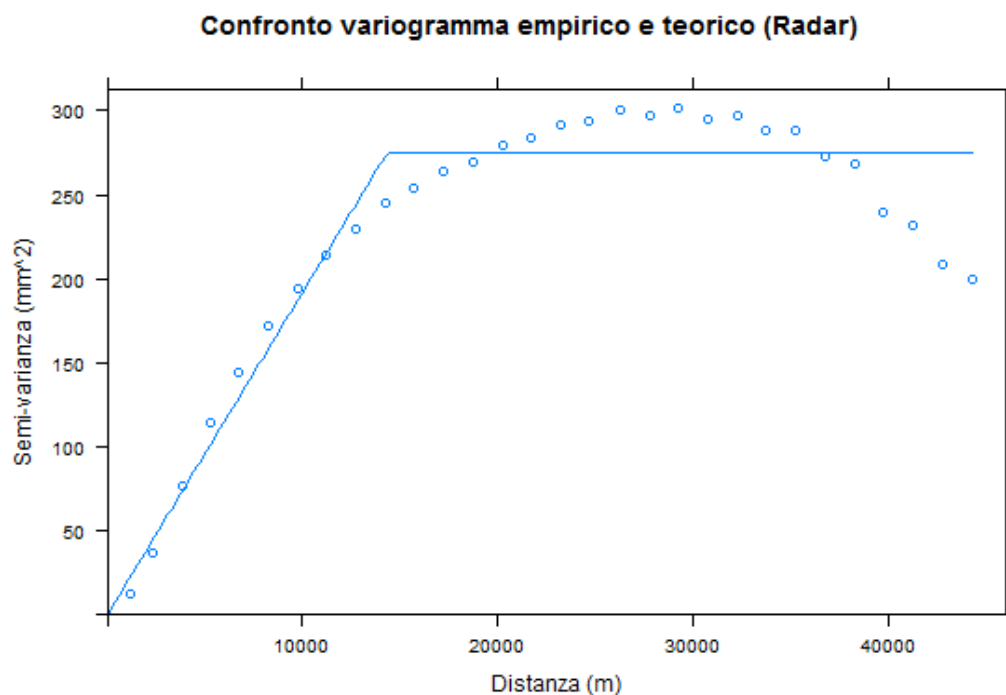


Figura 7.10. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria stimati in base alle misure radar, per l'evento del 05 Giugno 2011 (15.00 UTC), a Bologna e Modena.

Anche in questo caso sia il variogramma teorico che sperimentale presentano un

comportamento molto più “ordinato” rispetto al precedente, ciò è dato dal fatto che sono presenti molti più punti (5566) mediante i quali il programma calcola la semi-varianza.

Il variogramma teorico dedotto dai dati pluviometrici da radar ha un andamento crescente fino ad un valore di sill di circa 270 mm^2 per poi mantenersi costante. Per quanto concerne invece quello empirico nell’ultima parte del grafico, ovvero per distanze maggiori di 35000 m si verifica un andamento decrescente della nuvola di punti.

Infine vengono rappresentati tutti i quattro variogrammi in un’unica figura riportata di seguito.

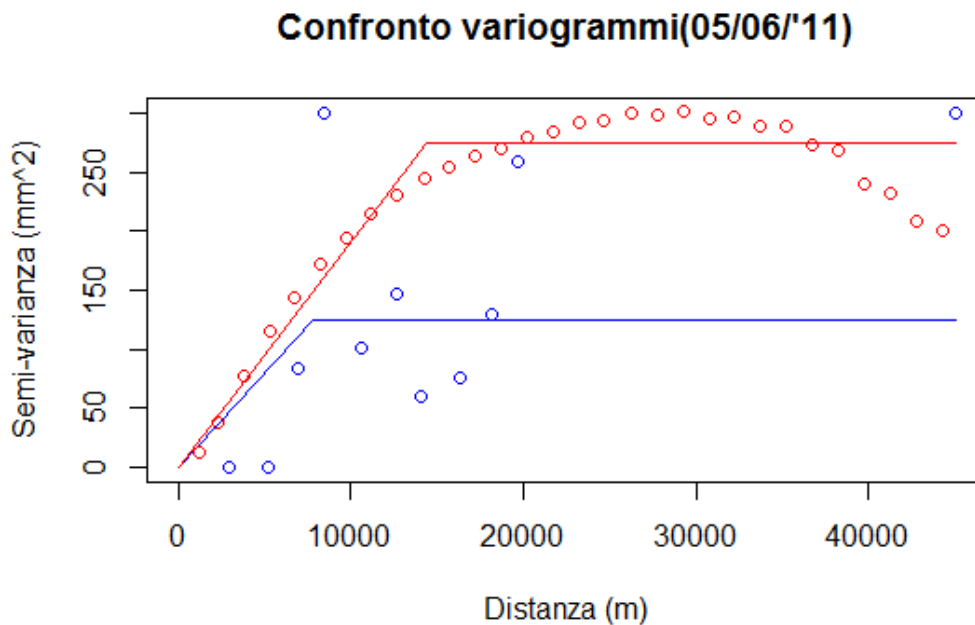


Figura 7.11. Variogramma empirico e sperimentale dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri (punti e curva in blu) e al radar (punti e curva in rosso), per l’evento del 05 Giugno 2011 (15.00 UTC), a Bologna e Modena.

Di seguito viene presentata la tabella raffigurante i coefficienti adimensionali, ovvero i valori dedotti dal rapporto tra le altezze medie di precipitazione $h(m)$, e l’altezza $h(c)$ valutata al centro di scroscio, da pluviometro per i metodi di

interpolazione e da radar per la seconda colonna.

Rapporto tra precipitazione media h(m) e precipitazione nel centro di scroscio h(c)					
Area buffer (Km ²)	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
0	1	1	1	1	1
1	0.86	0.87	0.81	0.85	1
5	0.92	0.92	0.87	0.91	1
10	0.89	0.86	0.78	0.88	1
20	0.80	0.83	0.75	0.77	1
50	0.68	0.70	0.60	0.58	0.96
100	0.49	0.59	0.50	0.42	0.68
200	0.33	0.39	0.38	0.28	0.42
500	0.17	0.16	0.21	0.17	0.20

Figura 7.12 Tabella raffigurante i coefficienti adimensionali valutati per le quattro tecniche viste e anche per il radar, del 05 Giugno 2011.

All'interno della seconda tabella viene riportato il valore, calcolato per ogni metodo utilizzato, della sommatoria degli scarti al quadrato e il valore di R^2 .

Sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ)			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.0153	0.0307	0.0180	0.2030
R^2			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.9834	0.9772	0.9871	0.9152

Figura 7.13. Descrizione dell'errore mediante sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , in grassetto vengono evidenziati i valori migliori.

Nell'evento in questione sia il metodo del Kriging ordinario sia IDW descrivono al meglio il fenomeno ed in particolare per quanto riguarda la sommatoria degli scarti al quadrato il Kriging ordinario fornisce un valore migliore pari al 1,53% e IDW 1,8% mentre, per quanto concerne R^2 presentano entrambi un valore prossimo ad 1.

Infine viene presentata la curva di riduzione all'area la quale presenta sull'asse

delle ascisse i valori relativi all'area dei buffer, espressi in km^2 , mentre in ordinata i coefficienti valutati attraverso il rapporto tra l'altezza media di precipitazione $h(m)$ e l'altezza di precipitazione al centro di scroscio $h(c)$.

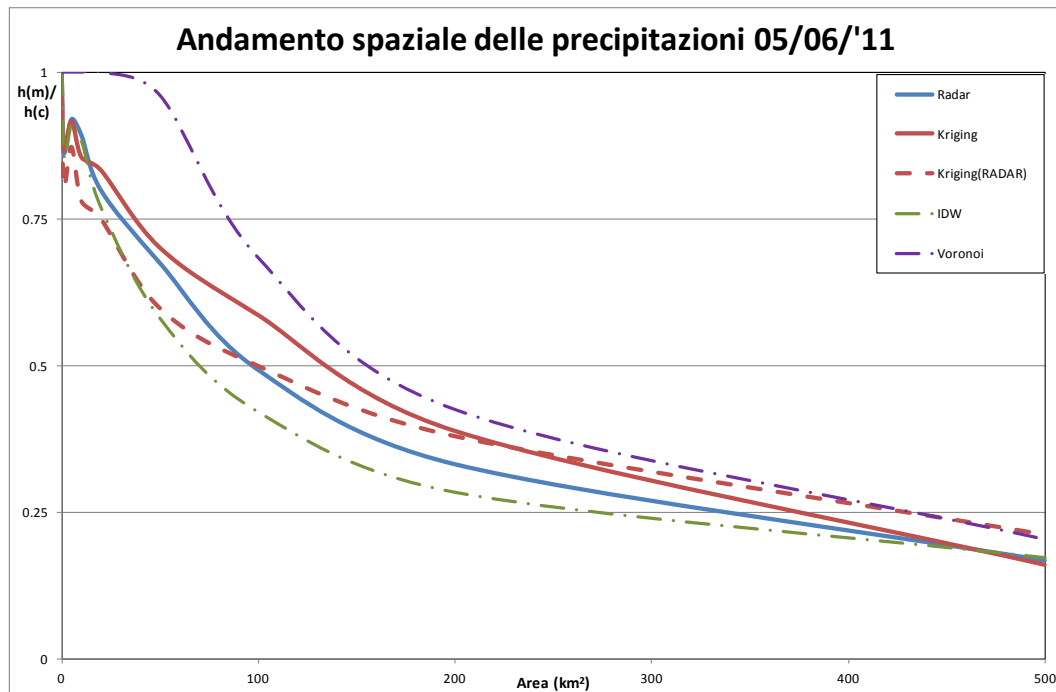


Figura 7.14. Curva di riduzione all'area per l'evento del 05 Giugno 2011.

Guardando la Figura 7.14, il metodo che meglio rappresenta l'andamento della curva di riduzione della precipitazione da radar (curva azzurra) è rappresentato sia dal Kriging ordinario (curva rossa continua) ma anche dall>IDW (curva verde tratteggiata) e tale considerazione trova riscontro, anche nella Figura 7.13. nella quale è stata presentata la valutazione dell'errore. Le due curve sono vicine e anche abbastanza simili a quella azzurra, principalmente nella parte finale, ovvero oltre i 400 Km^2 .

Il metodo Kriging (RADAR) (curva rossa tratteggiata) ha un basso valore di SSQ e allo stesso tempo presenta anche un buon valore di R^2 , questo si può ricondurre al fatto che le due curve si intersecano in un punto e, eccetto nella parte iniziale, hanno una forma, e quindi un andamento, abbastanza simile.

Il metodo dei Poligoni di Voronoi (curva viola tratteggiata) presenta un basso valore di SSQ e un basso di R^2 infatti, guardando la curva, si può notare che le due curve sono caratterizzate da andamento molto diverso, specialmente nella prima

parte dell'area considerata.

7.3 24 Giugno 2013

Prendendo in esame i valori di intensità oraria di pioggia misurati ai pluviometri considerati per tale evento, è stato possibile realizzare il grafico relativo all'andamento empirico dei valori della semi-varianza, cioè all'interno dell'area grafica è visibile solo una nuvola di punti. Successivamente, mediante tecniche iterative, è stato definito anche l'andamento teorico della variabilità spaziale, attraverso il variogramma teorico, rappresentato da una curva crescente fino ad un dato valore di sill e che poi si mantiene costante all'aumentare della distanza; entrambi i grafici, posti in maniera sovrapposta, riferiti all'evento del 24 Giugno 2013, vengono riportati nella figura successiva.

In questo evento si nota un grafico teorico con andamento crescente fino ad un valore di sill abbastanza elevato, circa pari a 2100 mm^2 e poi una curva costante all'aumentare della distanza.

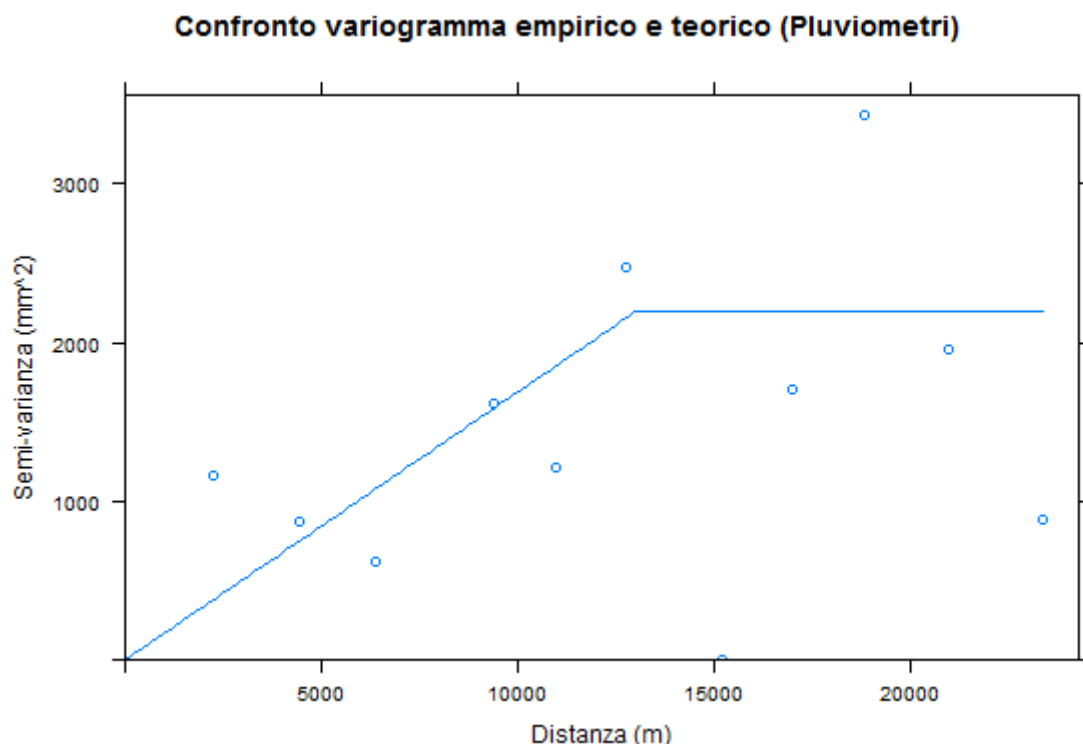


Figura 7.15. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri, per l'evento del 24 Giugno 2013 (15.00 UTC), a Rimini.

PRECIPITAZIONE (mm)	NOME STAZIONE	COMUNE	PROVINCIA	QUOTA (m)	Y_UTM (m)	X_UTM (m)
48.80	Vergiano	RIMINI	RN	36	780493	4881671
0.00	Ponte Verucchio	TORRIANA	RN	116	773151	4875409
0.00	Due Tigli	CESENATICO	FC	10	771260	4895704
0.00	Mesola	CESENATICO	FC	6	767696	4898510
59.60	Rimini	RIMINI	RN	16	786227	4884658
3.20	Mulazzano	CORIANO	RN	190	783746	4872677
6.40	Morciano	MORCIANO DI ROMAGNA	RN	65	792509	4868533
0.00	Santa Paola	RONCOFREDDO	FC	278	763864	4881363
0.00	Santarcangelo di Romagna	SANT'ARCANGELO DI ROMAGNA	RN	38	775288	4885208
7.20	Cattolica	CATTOLICA	RN	5	800020	4874061
108.00	Rimini Ausa	RIMINI	RN	10	784077	4884463

Figura 7.16. Tabella degli attributi relativa all'evento temporalesco, si può notare la presenza dell'informazione pluviometrica (mm), il nome della stazione, il comune, la provincia, la quota e le due coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 Nord, in grassetto il centro di scroscio.

Durante questo evento il pluviometro Rimini Ausa, nel comune di Rimini, ha registrato il suo massimo valore di intensità di pioggia pari a 108,0 mm mentre il centro di scroscio da radar, situato a meno di un chilometro, ha registrato un valore pari a 141,34 mm.

Si può notare come il radar, anche in questo caso di studio, sovrastimi l'intensità di pioggia, anche se in maniera nettamente inferiore rispetto ai casi visti in precedenza, infatti registra un'altezza di pioggia cumulata in un'ora di circa 30 mm superiore a quella misurata dal pluviometro posto nel centro di scroscio.

In un secondo momento sono stati invece analizzati i dati di precipitazione oraria da radar, cioè è stata presa in considerazione solo la pioggia registrata nell'area limitrofa al centro di scroscio da pluviometro. Attraverso tali dati è stato possibile valutare due nuovi variogrammi, uno teorico ed uno sperimentale, che vengono riportati di seguito.

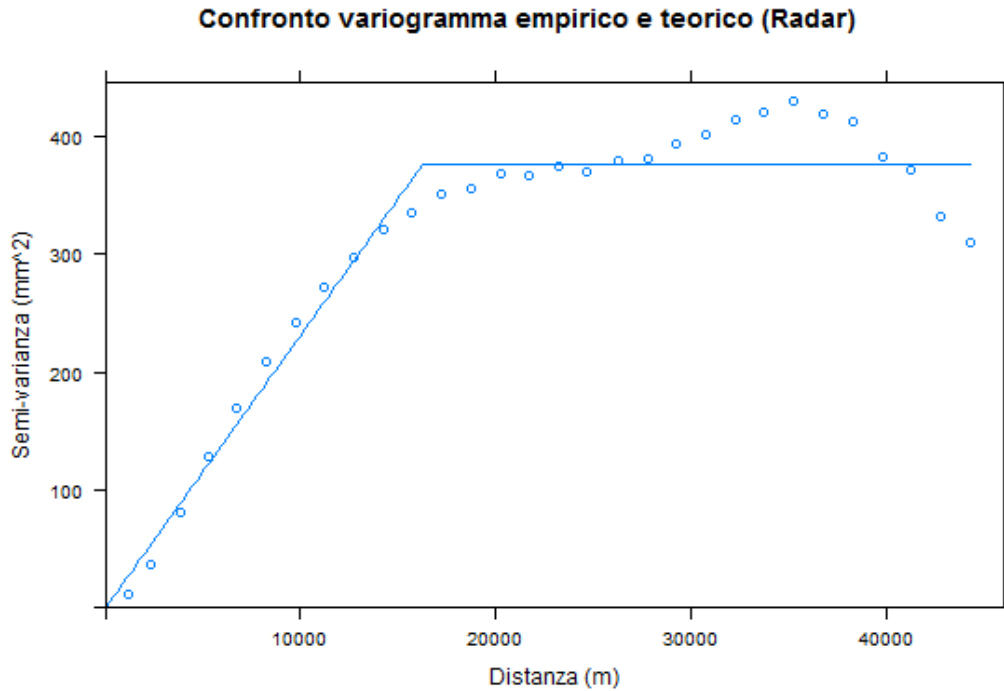


Figura 7.17. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria stimati in base alle misure radar, per l'evento del 24 Giugno 2013 (15.00 UTC), a Rimini.

Anche in questo caso sia il variogramma teorico che sperimentale presentano un comportamento molto più “ordinato” rispetto al precedente, ciò è dato dal fatto che sono presenti molti più punti (4777) mediante i quali il programma calcola la semi-varianza.

Il variogramma teorico dedotto dai dati pluviometrici da radar ha un andamento crescente fino ad un valore di sill, inferiore rispetto a quello valutato con i dati ai pluviometri, circa 390 mm^2 , per poi mantenersi costante. Per quanto concerne invece quello empirico nell'ultima parte del grafico, tra 2900 m e 3500 m di distanza, si verifica un innalzamento della nuvola di punti e successivamente, cioè superati i 3500 m di distanza, un andamento decrescente del grafico empirico.

Infine vengono rappresentati tutti i quattro variogrammi in un'unica figura riportata di seguito.

Confronto variogrammi(24/06/'13)

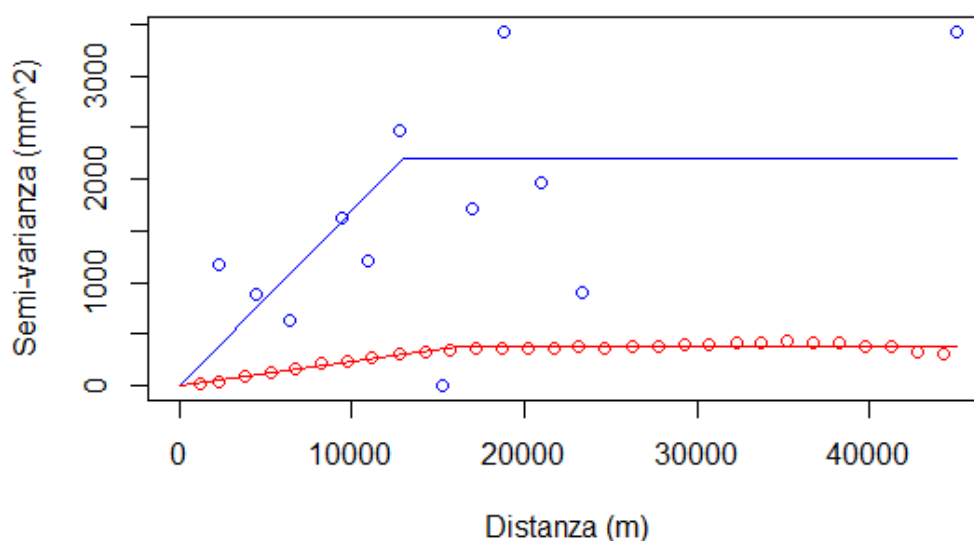


Figura 7.18. Variogramma empirico e sperimentale dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri (punti e curva in blu) e al radar (punti e curva in rosso), per l'evento del 24 Giugno 2013 (15.00 UTC), a Rimini.

Di seguito viene presentata la tabella raffigurante i coefficienti adimensionali, ovvero i valori dedotti dal rapporto tra le altezze medie di precipitazione $h(m)$, e l'altezza $h(c)$ valutata al centro di scroscio, da pluviometro per i metodi di interpolazione e da radar per la seconda colonna.

Rapporto tra precipitazione media $h(m)$ e precipitazione centro di scroscio $h(c)$					
Area buffer (km ²)	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
0	1	1	1	1	1
1	0.9448	0.7934	0.7886	0.9575	0.8485
5	0.9580	0.8827	0.8801	0.9185	1
10	0.9358	0.8057	0.8032	0.8657	0.9552
20	0.8650	0.7583	0.7558	0.7808	0.8768
50	0.7497	0.6563	0.6623	0.6778	0.7579
100	0.5819	0.5682	0.5806	0.6065	0.6899
200	0.3926	0.4581	0.4862	0.5238	0.5700
500	0.2205	0.2588	0.3083	0.4018	0.3906

Figura 7.19. Tabella raffigurante i coefficienti adimensionali valutati per le quattro tecniche viste e anche per il radar, del 24 Giugno 2013.

All'interno della seconda tabella viene riportato il valore, calcolato per ogni metodo utilizzato, della sommatoria degli scarti al quadrato e il valore di R^2 .

Sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ)			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.0716	0.0841	0.0696	0.0837
R^2			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.9494	0.9364	0.9417	0.9564

Figura 7.20. Descrizione dell'errore mediante sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , in grassetto vengono evidenziati i valori migliori.

Nell'evento in questione tutti quattro i metodi ben descrivono l'andamento spaziale da radar, in particolare per quanto riguarda la sommatoria degli scarti al quadrato IDW fornisce un valore migliore pari al 6,96% mentre per quanto concerne R^2 il miglior metodo è rappresentato da Voronoi.

Infine viene presentata la curva di riduzione all'area la quale presenta sull'asse delle ascisse i valori relativi all'area dei buffer, espressi in km^2 , mentre in ordinata i coefficienti valutati attraverso il rapporto tra l'altezza media di precipitazione $h(m)$ e l'altezza di precipitazione al centro di scroscio $h(c)$.

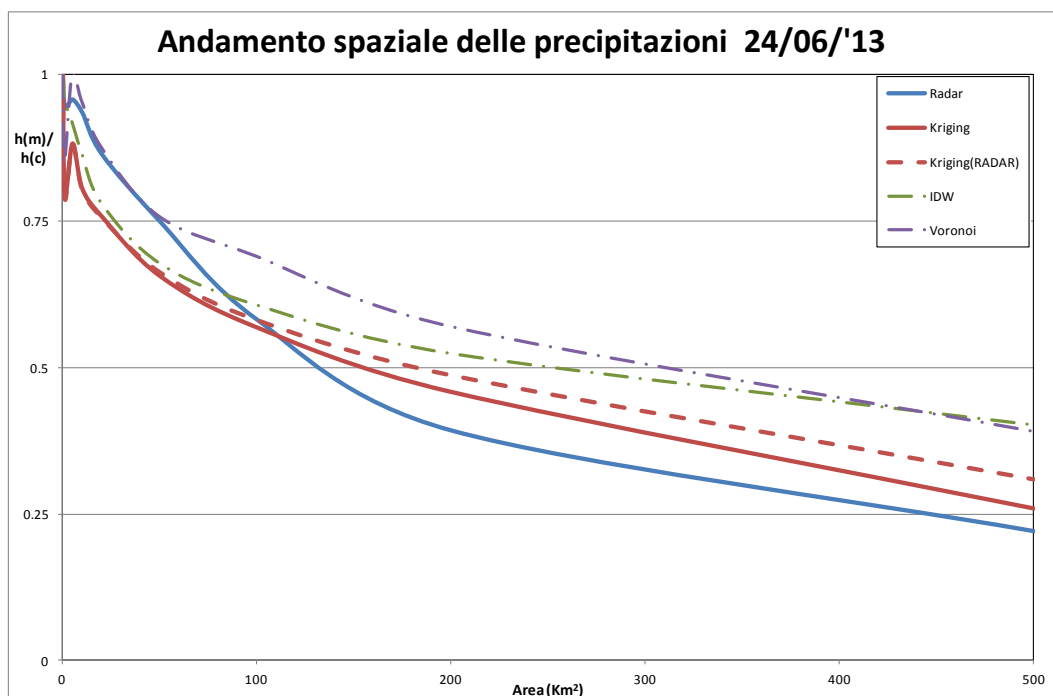


Figura 7.21. Curva di riduzione all'area per l'evento del 24 Giugno 2013.

Guardando la Figura 7.21., non esiste un unico metodo che meglio rappresenta l'andamento della curva di riduzione della precipitazione da radar (curva azzurra) infatti: il Kriging ordinario (curva rossa continua) ma anche dall'IDW (curva verde tratteggiata) presentano un basso valore di SSQ e ciò è dato dal fatto che entrambe si intersecano in un punto con la curva da radar, ma hanno bassi valori di R^2 poiché presentano un andamento simile solo nella parte conclusiva del grafico, con area superiore ai 300 Km²; il metodo Kriging (RADAR) (curva rossa tratteggiata) ha un basso valore di SSQ e uno non elevato di R^2 , ciò è dato dal fatto che non presentano un andamento abbastanza simile tra i 50 e 150 km². Per quanto riguarda i Poligoni di Voronoi (curva viola tratteggiata) presenta un basso valore di SSQ ma anche il migliore relativo a R^2 infatti, guardando la curva, si può notare che le due curve sono caratterizzate da andamento simile, ma la tecnica sovrastima la pioggia da radar.

7.4 30 Maggio 2014

Prendendo in considerazione i valori di intensità oraria di pioggia misurati ai pluviometri considerati per tale evento, è stato possibile realizzare il grafico relativo all'andamento empirico dei valori della semi-varianza, cioè all'interno dell'area grafica è visibile solo una nuvola di punti. Successivamente, mediante tecniche iterative, è stato definito anche l'andamento teorico della variabilità spaziale, attraverso il variogramma teorico, rappresentato da una curva crescente fino ad un dato valore di sill e che poi si mantiene costante all'aumentare della distanza; entrambi i grafici, posti in maniera sovrapposta, riferiti all'evento del 30 Maggio 2014, vengono riportati nella figura successiva.

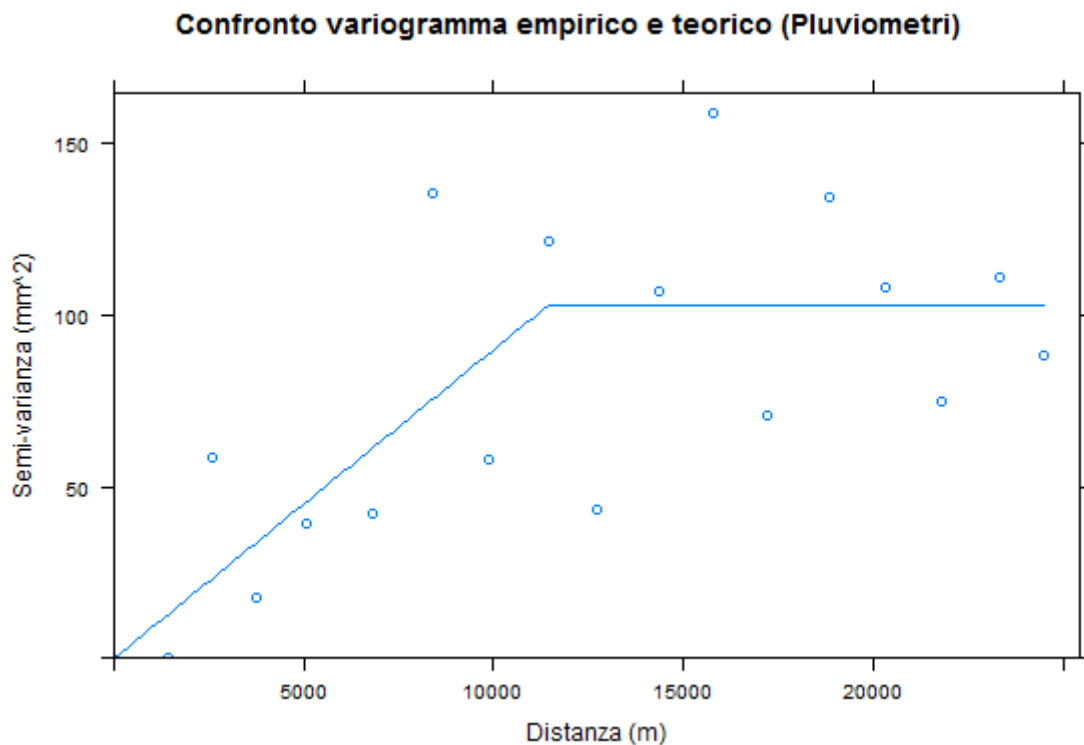


Figura 7.22. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri, per l'evento del 30 Maggio 2014 (23.00 UTC), a Ravenna.

In questo evento si nota un grafico teorico con andamento crescente fino ad un valore di sill circa pari a 100 mm^2 e poi una curva costante all'aumentare della distanza.

PRECIPITAZIONE (mm)	NOME STAZIONE	COMUNE	PROVINCIA	QUOTA (m)	Y_UTM (m)	X_UTM (m)
0.80	Martorano	CESENA	FC	25	761279	4895520
2.00	Loiano	LOIANO	BO	741	685704	4903486
30.80	Imola Mario Neri	IMOLA	BO	68	719206	4912559
10.60	Sant'Agata sul Santerno	SANT'AGATA SUL SANTERNO	RA	10	728096	4925690
1.00	San Pietro in Trento	RAVENNA	RA	5	752030	4911598
0.20	Settefonti	OZZANO DELL'EMILIA	BO	330	696017	4919535
0.00	Monte Grosso	ROCCA SAN CASCIANO	FC	670	729972	4883829
1.00	Rontana	BRISIGHELLA	RA	370	718668	4900730
0.00	Pratacci	PORTICO E SAN BENEDETTO	FC	750	713673	4875527
0.00	Civitella	CIVITELLA DI ROMAGNA	FC	460	736166	4875368
0.80	Ponte Braldo	FORLI'	FC	26	738898	4905418
0.40	Santa Maria Nova	BERTINORO	FC	21	753229	4900647
0.00	Marradi	MARRADI	FI	350	709295	4883793
29.20	Lodolone	BRISIGHELLA	RA	250	729728	4897838
0.00	Monte Romano	BRISIGHELLA	RA	705	712216	4890275
0.00	Voltre	CIVITELLA DI ROMAGNA	FC	270	743862	4879984
23.20	Trebbio	MODIGLIANA	FC	570	726938	4890956
0.00	Roversano	CESENA	FC	175	756738	4886394
0.00	Bibbiana	PALAZZUOLO SUL SENIO	FI	858	701007	4889335
1.60	Ponte Vico	RUSSI	RA	20	741687	4912998
0.40	Coccolia	RAVENNA	RA	14	748162	4909645
0.20	Matellica	RAVENNA	RA	19	758274	4902748
0.00	Casaglia	BORGO SAN LORENZO	FI	750	701717	4879187
0.20	Castrocaro	CASTROCARO TERME E TERRA DEL SOLE	FC	66	735792	4894999
51.00	Tebano	CASTEL BOLOGNESE	RA	51	722017	4908321
0.00	Camate	MELDOLA	FC	370	740387	4888966
0.00	Pianoro	PIANORO	BO	174	686428	4915744
17.60	Imola	IMOLA	BO	42	716242	4913811
0.00	Firenzuola	FIRENZUOLA	FI	476	689984	4888150
0.00	Piancaldoli	FIRENZUOLA	FI	500	694359	4898609
0.00	Palazzuolo sul Senio	PALAZZUOLO SUL SENIO	FI	500	703818	4887817
1.00	Casoni di Romagna	MONTERENZIO	BO	708	693623	4902901
2.00	Borgo Tossignano	BORGO TOSSIGNANO	BO	98	705814	4905615
1.00	Le Taverne	FONTANELICE	BO	486	706582	4902811
0.20	San Clemente	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	166	698614	4910338
0.00	Barco	FIRENZUOLA	FI	720	692081	4881432
0.00	Monte Faggiola	PALAZZUOLO SUL SENIO	FI	929	699808	4890164
12.60	Monte Albano	CASOLA VALSENIO	RA	480	713569	4900425
0.00	Monghidoro	MONGHIDORO	BO	825	685422	4898882
0.20	San Ruffillo Savena	BOLOGNA	BO	92	688177	4924996
8.80	Casola Valsenio	CASOLA VALSENIO	RA	154	710241	4900471
1.40	Ravenna	RAVENNA	RA	27	754767	4922949
0.20	Forli	FORLI'	FC	51	742974	4900852
1.80	Cesena	CESENA	FC	77	759456	4892340
0.00	Castel San Pietro	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	58	706771	4920816
2.20	Reda Faenza	FAENZA	RA	32	733327	4906677
9.00	Granarolo Faentino	FAENZA	RA	15	735767	4916131
0.00	Cusercoli	CIVITELLA DI ROMAGNA	FC	330	738910	4880763
5.80	Sasso Morelli	IMOLA	BO	19	719246	4922160
2.00	Modigliana	MODIGLIANA	FC	556	724697	4889061
16.80	Idrovaro Dane	ALFONSINE	RA	2	737715	4934126
0.60	Idrovaro Fossette Riunite	BAGNACAVALLO	RA	3	741481	4928548
17.00	Santerno Senio 2	SOLAROLO	RA	19	726185	4916690
0.20	Prugnolo	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	276	698687	4918215
0.00	Castel del Rio	CASTEL DEL RIO	BO	183	700380	4898720
5.20	Brisighella	BRISIGHELLA	RA	185	720101	4899976

Figura 7.23. Tabella degli attributi relativa all'evento temporalesco, si può notare la presenza dell'informazione pluviometrica (mm), il nome della stazione, il comune, la provincia, la quota e le due coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 Nord, in grassetto il centro di scroscio.

Durante questo evento il pluviometro Tebano, nel comune di Castel Bolognese, ha registrato il suo massimo valore di intensità di pioggia pari a 51,0 mm mentre il centro di scroscio da radar, situato a circa 3 Km di distanza, ha registrato un valore pari a 88,0 mm.

Anche in questo caso di studio il radar sovrastima l'intensità di pioggia, anche se in maniera nettamente inferiore rispetto ai casi visti in precedenza, infatti registra un'altezza di pioggia cumulata in un'ora di circa 30 mm superiore a quello misurato dal pluviometro posto nel centro di scroscio

In un secondo momento sono stati invece analizzati i dati di precipitazione oraria da radar, cioè è stata presa in considerazione solo la pioggia registrata nell'area limitrofa al centro di scroscio da pluviometro. Attraverso tali dati è stato possibile valutare due nuovi variogrammi, uno teorico ed uno sperimentale, che vengono riportati di seguito.

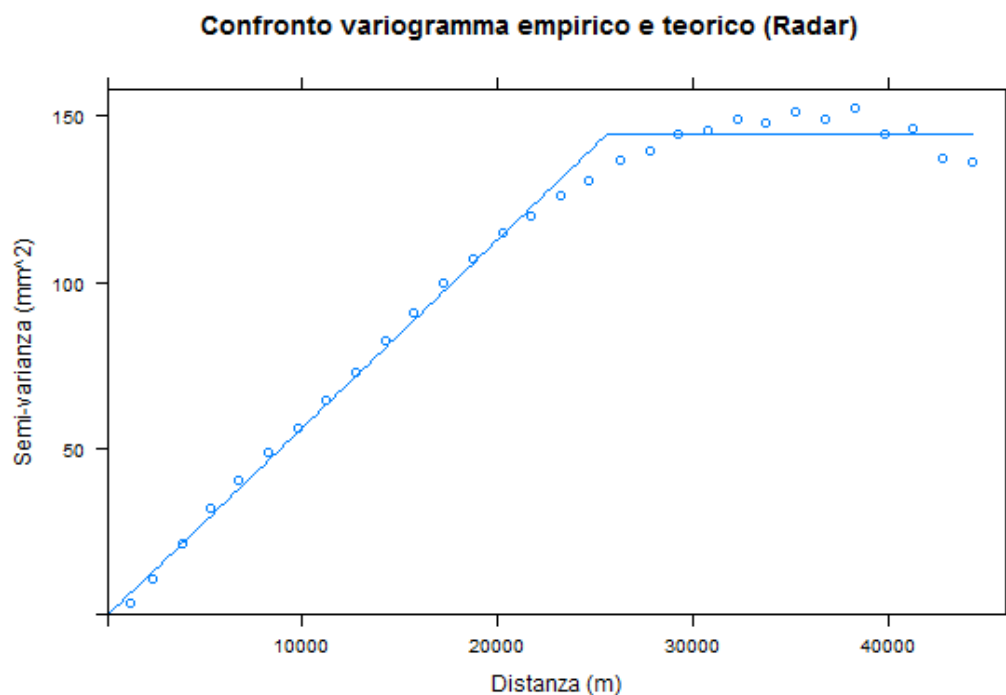


Figura 7.24. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria stimati in base alle misure radar, per l'evento del 30 Maggio 2014 (23.00 UTC), a Ravenna.

Anche in questo caso sia il variogramma teorico che sperimentale presentano un

comportamento molto più “ordinato” rispetto al precedente, ciò è dato dal fatto che sono presenti molti più punti (6858) mediante i quali il programma calcola la semi-varianza.

Il variogramma teorico dedotto dai dati pluviometrici da radar ha un andamento crescente fino ad un valore di sill, inferiore rispetto a quello valutato con i dati ai pluviometri, circa 150 mm^2 , per poi mantenersi costante. Per quanto concerne invece quello empirico nell’ultima parte del grafico, oltre i 4000 m di distanza, si verifica un andamento decrescente del grafico empirico.

Infine vengono rappresentati tutti i quattro variogrammi in un’unica figura riportata di seguito.

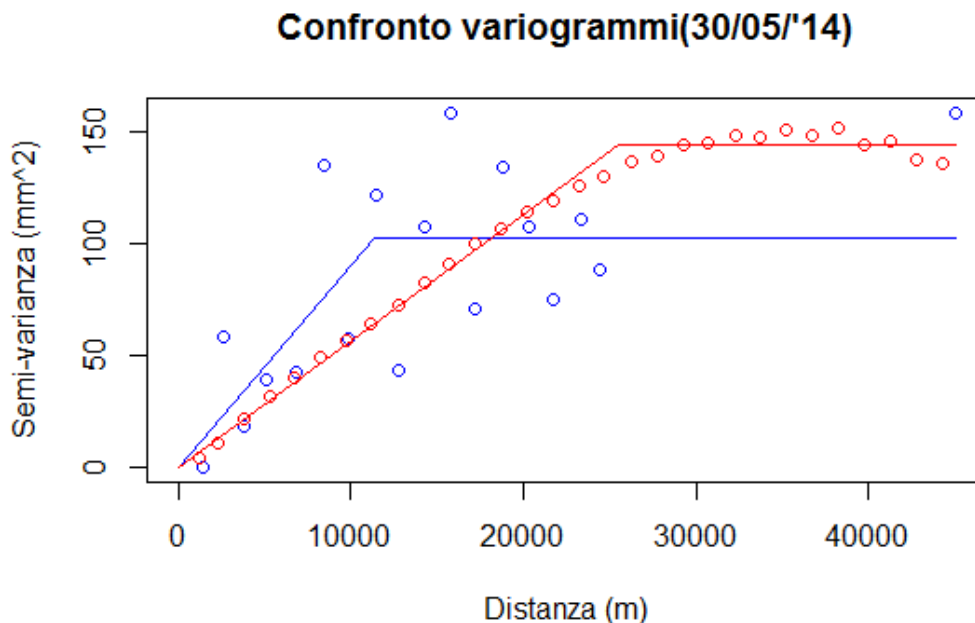


Figura 7.25. Variogramma empirico e sperimentale dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri (punti e curva in blu) e al radar (punti e curva in rosso), per l’evento del 30 Maggio 2014 (23.00 UTC), a Ravenna.

Di seguito viene presentata la tabella raffigurante i coefficienti adimensionali, ovvero i valori dedotti dal rapporto tra le altezze medie di precipitazione $h(m)$, e l’altezza $h(c)$ valutata al centro di scroscio, da pluviometro per i metodi di

interpolazione e da radar per la seconda colonna.

Rapporto tra precipitazione media $h(m)$ e precipitazione nel centro di scroscio $h(c)$					
Area buffer (Km^2)	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
0	1	1	1	1	1
1	0.88	0.87	0.89	0.89	1
5	0.94	0.92	0.92	0.83	1
10	0.87	0.86	0.87	0.82	1
20	0.82	0.84	0.85	0.72	1
50	0.69	0.71	0.74	0.58	0.95
100	0.57	0.61	0.65	0.48	0.82
200	0.44	0.43	0.52	0.38	0.56
500	0.31	0.30	0.36	0.28	0.37

Figura 7.26. Tabella raffigurante i coefficienti adimensionali valutati per le quattro tecniche viste e anche per il radar, del 30 Maggio 2014.

All'interno della seconda tabella viene riportato il valore, calcolato per ogni metodo utilizzato, della sommatoria degli scarti al quadrato e il valore di R^2 .

Sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ)			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.0030	0.0175	0.0477	0.2154
R^2			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.9934	0.9910	0.9679	0.8664

Figura 7.27. Descrizione dell'errore mediante sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , in grassetto vengono evidenziati i valori migliori.

Nell'evento in questione il metodo del Kriging ordinario rappresenta la miglior tecnica di rappresentazione in quanto la sommatoria degli scarti al quadrato fornisce un valore pari al 0,30% e per quanto concerne il valore di R^2 è prossimo ad 1.

Infine viene presentata la curva di riduzione all'area la quale presenta sull'asse delle ascisse i valori relativi all'area dei buffer, espressi in km^2 , mentre in ordinata

i coefficienti valutati attraverso il rapporto tra l'altezza media di precipitazione $h(m)$ e l'altezza di precipitazione al centro di scroscio $h(c)$.

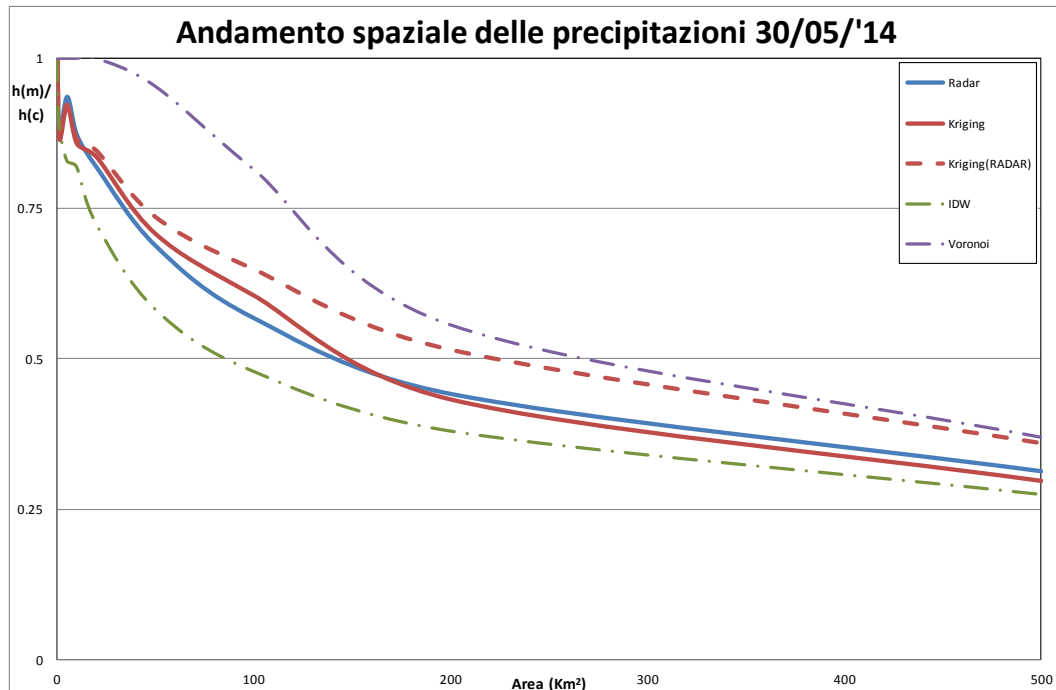


Figura 7.28. Curva di riduzione all'area per l'evento del 30 Maggio 2014.

Guardando la Figura 7.28. il Kriging ordinario (curva rossa continua) è il metodo che meglio rappresenta l'andamento della curva di riduzione della precipitazione da radar (curva azzurra), presenta infatti il più basso valore di SSQ e il migliore di R^2 , anche il metodo Kriging (RADAR) (curva rossa tratteggiata) ha un basso valore di SSQ e uno elevato di R^2 . L'IDW (curva verde tratteggiata) presenta un basso valore di SSQ e uno discreto di R^2 , infatti la curva ha un andamento simile a quella da radar, seppur sottostimi l'intensità di pioggia.

Per quanto riguarda i Poligoni di Voronoi (curva viola tratteggiata) presenta un basso valore di SSQ ma anche di R^2 infatti le due curve si differenziano notevolmente, presentando un'elevata sovrastima dell'intensità di pioggia.

7.5 14 Giugno 2014 - Bologna

Prendendo in considerazione i valori di intensità oraria di pioggia misurati ai pluviometri considerati per tale evento, è stato possibile realizzare il grafico relativo all'andamento empirico dei valori della semi-varianza, cioè all'interno dell'area grafica è visibile solo una nuvola di punti. Successivamente, mediante tecniche iterative, è stato definito anche l'andamento teorico della variabilità spaziale, attraverso il variogramma teorico, rappresentato da una curva crescente fino ad un dato valore di sill e che poi si mantiene costante all'aumentare della distanza; entrambi i grafici, posti in maniera sovrapposta, riferiti all'evento del 14 Giugno 2014 a Bologna, vengono riportati nella figura successiva.

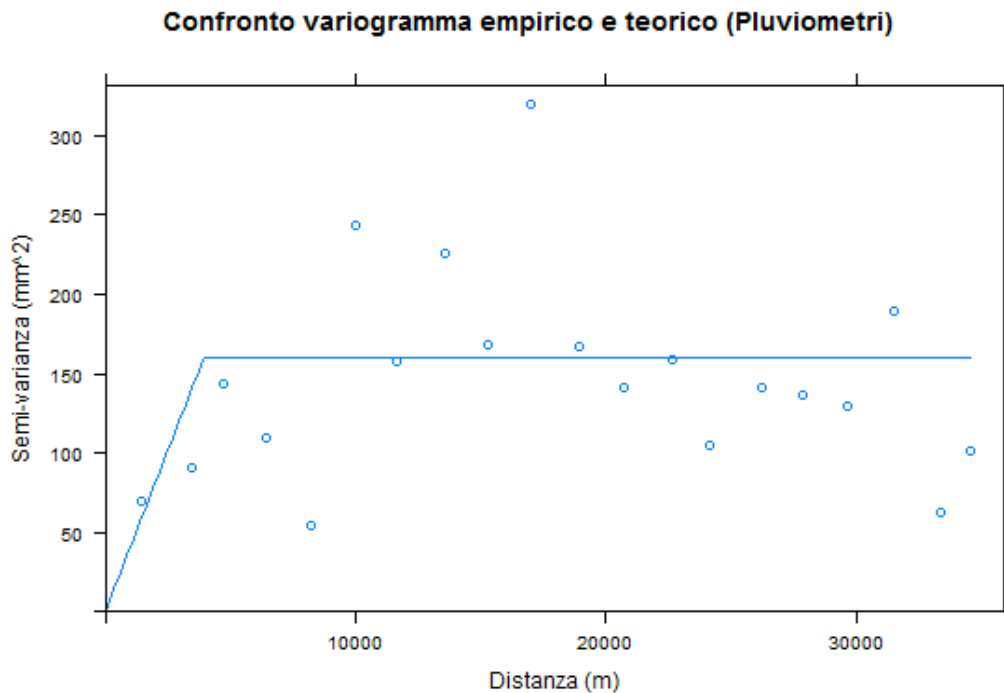


Figura 7.29. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri, per l'evento del 14 Giugno 2014 (01.00 UTC), a Bologna.

In questo evento si nota un grafico teorico con andamento crescente fino ad un valore di sill circa pari a 150 mm^2 e poi una curva costante all'aumentare della distanza.

PRECIPITAZIONE (mm)	NOME STAZIONE	COMUNE	PROVINCIA	QUOTA (m)	Y_UTM (m)	X_UTM (m)
4.60	Finale Emilia	FINALE EMILIA	MO	12	680519	4967610
2.00	Malborghetto di Boara	FERRARA	FE	4	710272	4970621
2.00	San Pietro Capofiume Automatica	MOLINELLA	BO	11	707946	4947837
3.60	Castelfranco Emilia	CASTELFRANCO EMILIA	MO	32	660981	4943997
0.80	Sasso Marconi	SASSO MARCONI	BO	275	678359	4923151
8.00	Sant'Agata Bolognese	SANT'AGATA BOLOGNESE	BO	18	669948	4951308
19.00	Casalecchio canonica	CASALECCHIO DI RENO	BO	54	681939	4928608
7.40	Bazzano	BAZZANO	BO	82	665644	4930441
0.00	Pianoro	PIANORO	BO	174	686428	4915744
18.40	Casalecchio canale	CASALECCHIO DI RENO	BO	63	681419	4927233
3.20	Secondo Salto	SANT'AGOSTINO	FE	16	687558	4961534
6.00	Lavino di Sopra	ZOLA PREDOSA	BO	75	676596	4928782
2.60	Saletto	BENTIVOGLIO	BO	18	693627	4945006
2.20	Baura	FERRARA	FE	8	714957	4969720
10.60	Sostegno Reno	SALA BOLOGNESE	BO	24	680137	4948301
4.20	Anzola	ANZOLA DELL'EMILIA	BO	37	674472	4935541
17.40	San Martino in Casola	MONTE SAN PIETRO	BO	125	671066	4927888
0.00	San Clemente	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	166	698614	4910338
31.40	San Ruffillo Savena	BOLOGNA	BO	92	688177	4924996
0.00	Monte San Pietro	MONTE SAN PIETRO	BO	291	670170	4923002
26.60	Bologna	BOLOGNA	BO	78	685132	4930130
3.00	Ferrara	FERRARA	FE	26	707187	4967686
3.00	Mezzolara	BUDRIO	BO	20	701187	4938424
17.80	Sant'Antonio	MEDICINA	BO	8	716990	4938663
16.40	Castel San Pietro	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	58	706771	4920816
2.20	San Felice sul Panaro	SAN FELICE SUL PANARO	MO	16	668050	4965826
35.60	Padulle Sala Bolognese	SALA BOLOGNESE	BO	25	681697	4944152
1.40	Sellarino Voghiera	VOGHIERA	FE	3	717411	4958467
2.80	Mirabello	MIRABELLO	FE	10	694006	4967203
9.00	Zola Predosa	ZOLA PREDOSA	BO	65	674912	4929335
10.40	Prugnolo	CASTEL SAN PIETRO TERME	BO	276	698687	4918215
16.60	Bologna San Luca	BOLOGNA	BO	286	682782	4927613
20.00	Canocchia Botte monte	BOLOGNA	BO	36	681174	4933737
5.40	Fondo Martignone	CREPELLANO	BO	38	672276	4931950
16.00	Cassa Dosolo	SALA BOLOGNESE	BO	22	679874	4947008
54.60	Bologna piazza VIII agosto	BOLOGNA	BO	51	686514	4930078

Figura 7.30. Tabella degli attributi relativa all'evento temporalesco, si può notare la presenza dell'informazione pluviometrica (mm), il nome della stazione, il comune, la provincia, la quota e le due coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 NORTH, in grassetto il centro di scroscio.

Durante questo evento la stazione di Bologna Piazza VIII Agosto, comune di Bologna, ha registrato il massimo valore di intensità di pioggia pari a 56,4 mm mentre il centro di scroscio da radar è situato a circa 70 Km di distanza e ha registrato un valore pari a 142,00 mm di pioggia ma, ai fini delle elaborazioni svolte all'interno di questo elaborato, per poter meglio rappresentare il fenomeno è stato necessario considerare come centro di scroscio da radar un punto più

vicino a quello da pluviometro, il quale ha registrato un valore di intensità inferiore pari a 66,92 mm.

Anche in questo caso di studio il radar sovrastima l'intensità di pioggia, infatti il reale centro di scroscio da radar presenta un valore di altezza di pioggia cumulata in un'ora di circa 3 volte superiore a quello misurato dal pluviometro posto nel centro di scroscio. Il centro di scroscio da radar che invece è stato considerato ai fini delle elaborazioni presenta un valore di solo 10 mm superiore all'altezza misurata al pluviometro.

In un secondo momento sono stati invece analizzati i dati di precipitazione oraria da radar, cioè è stata presa in considerazione solo la pioggia registrata nell'area limitrofa al centro di scroscio da pluviometro. Attraverso tali dati è stato possibile valutare due nuovi variogrammi, uno teorico ed uno sperimentale, che vengono riportati di seguito.

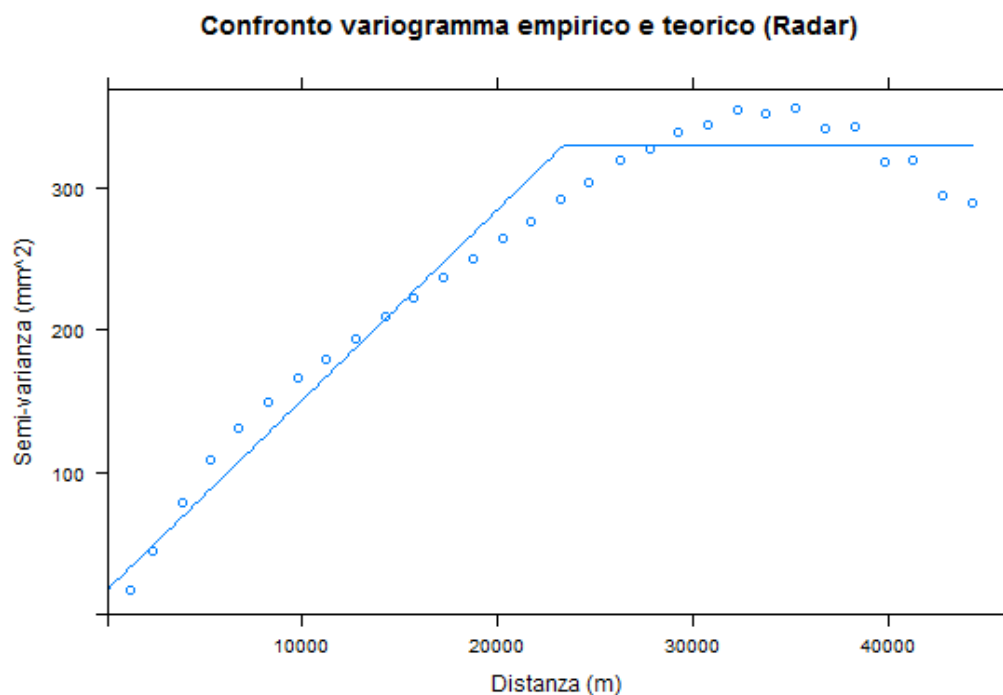


Figura 7.31. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria stimati in base alle misure radar, per l'evento del 14 Giugno 2014 (01.00 UTC), a Bologna.

Anche in questo caso sia il variogramma teorico che sperimentale presentano un

comportamento molto più “ordinato” rispetto al precedente, ciò è dato dal fatto che sono presenti molti più punti (6214) mediante i quali il programma calcola la semi-varianza.

Il variogramma teorico dedotto dai dati pluviometrici da radar ha un andamento crescente fino ad un valore di sill, circa 310 mm^2 , per poi mantenersi costante.

Come in altri casi visti in precedenza, anche in questo, superato il valore di 37000 m di distanza, il grafico empirico presenta un andamento decrescente.

Infine vengono rappresentati tutti i quattro variogrammi in un'unica figura riportata di seguito.

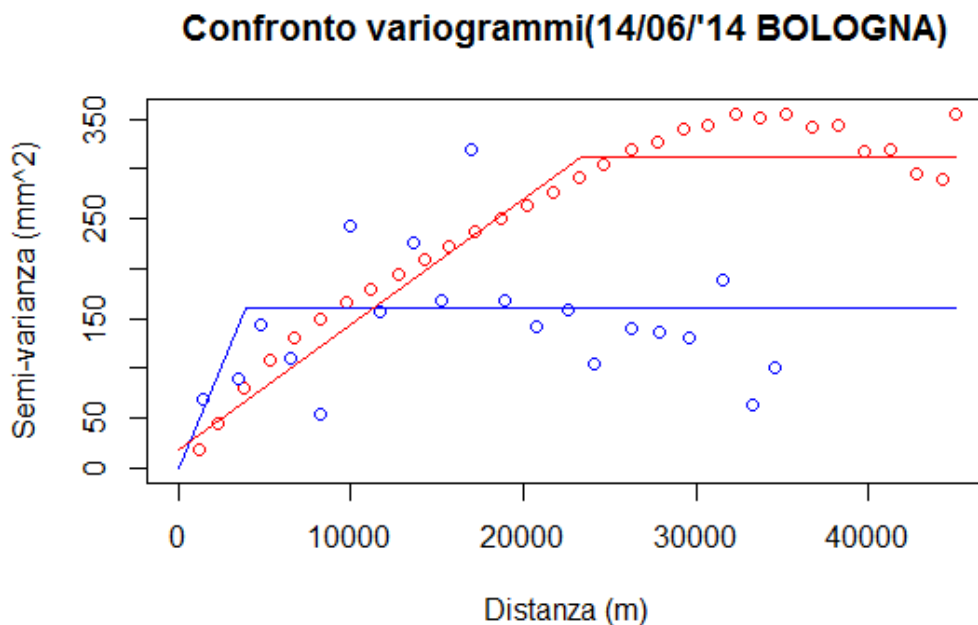


Figura 7.32. Variogramma empirico e sperimentale dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri (punti e curva in blu) e al radar (punti e curva in rosso), per l’evento del 14 Giugno 2014 (01.00 UTC), a Bologna.

Di seguito viene presentata la tabella raffigurante i coefficienti adimensionali, ovvero i valori dedotti dal rapporto tra le altezze medie di precipitazione $h(m)$, e l’altezza $h(c)$ valutata al centro di scroscio, da pluviometro per i metodi di interpolazione e da radar per la seconda colonna.

Rapporto tra precipitazione media h(m) e precipitazione nel centro di scroscio h(c)					
Area buffer (Km ²)	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
0	1	1	1	1	1
1	0.86	0.84	0.81	0.80	1
5	0.92	0.79	0.87	0.86	0.90
10	0.89	0.74	0.78	0.70	0.83
20	0.80	0.72	0.75	0.65	0.80
50	0.68	0.64	0.60	0.55	0.73
100	0.49	0.58	0.50	0.49	0.67
200	0.33	0.43	0.38	0.43	0.63
500	0.17	0.29	0.21	0.33	0.40

Figura 7.33. Tabella raffigurante i coefficienti adimensionali valutati per le quattro tecniche viste e anche per il radar, del 14 Giugno 2014 a Bologna.

All'interno della seconda tabella viene riportato il valore, calcolato per ogni metodo utilizzato, della sommatoria degli scarti al quadrato e il valore di R^2 .

Sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ)			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.1772	0.2027	0.2625	0.0237
R^2			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.9567	0.8594	0.905457135	0.9503

Figura 7.34. Descrizione dell'errore mediante sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , in grassetto vengono evidenziati i valori migliori.

Nell'evento in questione il metodo dei poligoni di Voronoi presenta il minor valore di sommatoria degli scarti al quadrato, pari a 2,37%, e anche un buon valore di R^2 , anche se per quanto riguarda quest'ultimo operatore il metodo del Kriging ordinario presenta il valore più vicino ad 1.

Infine viene presentata la curva di riduzione all'area la quale presenta sull'asse delle ascisse i valori relativi all'area dei buffer, espressi in km², mentre in ordinata i coefficienti valutati attraverso il rapporto tra l'altezza media di precipitazione h(m) e l'altezza di precipitazione al centro di scroscio h(c).

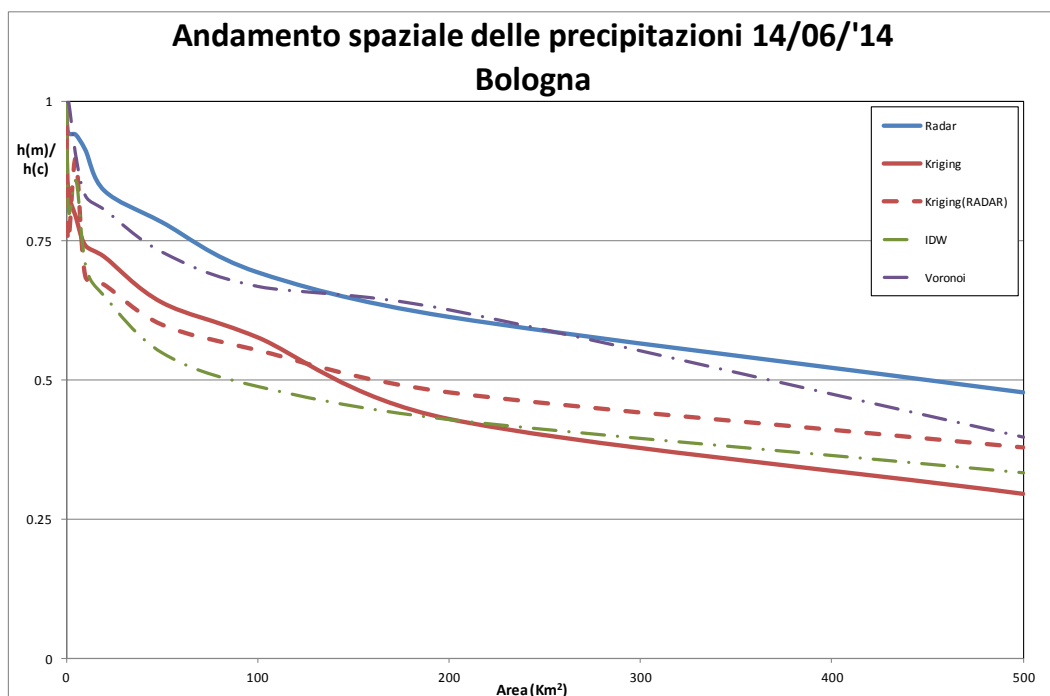


Figura 7.35. Curva di riduzione all'area per l'evento del 14 Giugno 2014 a Bologna.

Guardando la Figura 7.35. la tecnica che meglio approssima l'andamento della curva di riduzione della precipitazione da radar (curva azzurra) è rappresentato dai Poligoni di Voronoi (curva viola tratteggiata), specialmente in termini di SSQ dato che le due curve si intersecano due volte, presenta anche un alto valore di R^2 dovuto dall'andamento simile nella parte iniziale del grafico. Il valore più alto di R^2 è dato dalla curva rossa, ovvero dal Kriging ordinario e ciò trova riscontro nella figura in quanto le due curve hanno un andamento simile seppur il Kriging sottostimi la precipitazione.

Tutte le altre curve non descrivono bene tale caso di studio, presentano infatti tutte elevati valori di SSQ.

7.6 14 Giugno 2014 - Parma

Prendendo in considerazione i valori di intensità oraria di pioggia misurati ai pluviometri considerati per tale evento, è stato possibile realizzare il grafico relativo all'andamento empirico dei valori della semi-varianza, cioè all'interno dell'area grafica è visibile solo una nuvola di punti. Successivamente, mediante tecniche iterative, è stato definito anche l'andamento teorico della variabilità spaziale, attraverso il variogramma teorico, rappresentato da una curva crescente fino ad un dato valore di sill e che poi si mantiene costante all'aumentare della distanza; entrambi i grafici, posti in maniera sovrapposta, riferiti all'evento del 14 Giugno 2014 a Parma, vengono riportati nella figura successiva.

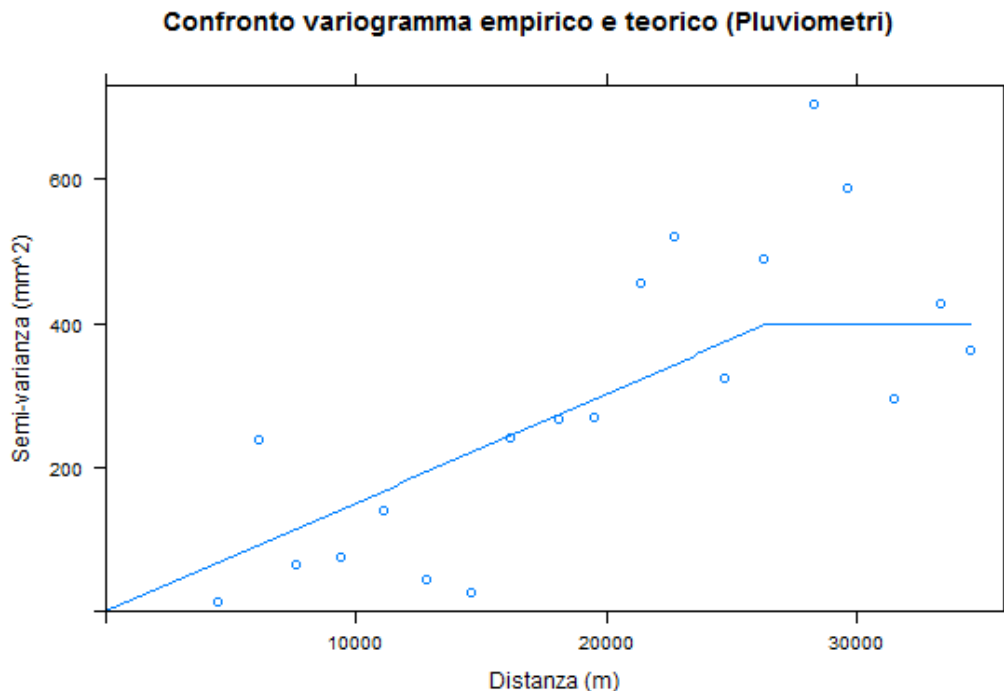


Figura 7.36. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri, per l'evento del 14 Giugno 2014 (18.00 UTC), a Parma.

In questo evento si nota un grafico teorico con andamento crescente fino ad un valore di sill circa pari a 400 mm^2 e poi una curva costante all'aumentare della distanza.

PRECIPITAZIONE (mm)	NOME STAZIONE	COMUNE	PROVINCIA	QUOTA (m)	Y_UTM (m)	X_UTM (m)
0.00	Panocchia	LANGHIRANO	PR	169	602692	4948631
0.00	San Pancrazio	PARMA	PR	59	600623	4962416
2.00	Bardi	BARDI	PR	597	558126	4942532
0.00	Marra	CORNIGLIO	PR	618	583309	4924990
0.00	Langhirano	LANGHIRANO	PR	297	600075	4939750
0.00	Calestano	CALESTANO	PR	381	589235	4939788
0.00	Ostia Parmense	BORGO VAL DI TARO	PR	354	566936	4929316
0.00	Neviano Arduini	NEVIANO DEGLI ARDUINI	PR	513	604292	4937510
63.00	Salsomaggiore	SALSOMAGGIORE TERM	PR	146	578371	4963323
0.00	Berceto	BERCETO	PR	758	578133	4929043
3.20	Musiara Superiore	TIZZANO VAL PARMA	PR	982	593679	4927922
0.20	Campora di Sasso	NEVIANO DEGLI ARDUINI	PR	649	601367	4930557
0.00	Casaselvatica	BERCETO	PR	834	582264	4933241
0.00	Bettola	BETTOLA	PC	600	550116	4960430
0.20	San Michele	MORFASSO	PC	662	555580	4956834
61.60	Varano Marchesi	MEDESANO	PR	434	581051	4953845
0.00	Riglio	BETTOLA	PC	419	553414	4963084
3.60	Case Bonini	VERNASCA	PC	349	561414	4955692
3.20	Noveglia	BARDI	PR	541	560865	4937991
12.40	Pellegrino	PELLEGRINO PARMENSE	PR	434	574017	4953069
2.20	Pessola	VARSÌ	PR	803	568770	4942157
1.40	Pione	BARDI	PR	689	550299	4940874
3.00	Teruzzi	MORFASSO	PC	1077	554293	4949301
0.00	Mormorola	VALMOZZOLA	PR	556	570394	4935434
14.40	Bore	BORE	PR	800	562438	4951507
0.60	Farfanaro	COMPIANO	PR	787	553960	4935040
12.60	Varsi	VARSÌ	PR	451	565106	4944334
0.00	Gropparello	GROPPARELLO	PC	341	557354	4963778
0.00	Parma	PARMA	PR	79	604979	4961788
40.00	Pieve di Cusignano	FIDENZA	PR	277	582180	4959083
0.00	Castellazzo Villanova Sull'Arda	VILLANOVA SULL'ARDA	PC	41	579201	4983723
10.40	Fidenza	FIDENZA	PR	58	585524	4971687
0.00	Sivizzano	TRAVERSETOLO	PR	258	607618	4944159
3.20	Grugno	FONTANELLATO	PR	42	596819	4970037
0.00	Casatico	LANGHIRANO	PR	347	599795	4944641
6.60	Groppallo	FARINI	PC	995	547373	4949390
0.40	Ramiola	MEDESANO	PR	139	586580	4949900

Figura 7.37. Tabella degli attributi relativa all'evento temporalesco, si può notare la presenza dell'informazione pluviometrica (mm), il nome della stazione, il comune, la provincia, la quota e le due coordinate espresse nel sistema di riferimento UTM 32 NORTH, in grassetto il centro di scroscio.

Durante questo evento il centro di scroscio da pluviometro è stato registrato nella stazione di Salsomaggiore, Comune di Salsomaggiore Terme in provincia di Parma, con un valore di intensità pluviometrica pari a 63,00 mm mentre il centro di scroscio da radar ha registrato, ad una distanza di circa 9 Km, un valore pari a 171,00 mm. Anche in questo caso di studio il radar sovrastima l'intensità di pioggia, infatti il centro di scroscio, registra un valore di altezza di pioggia

cumulata in un'ora di circa 3 volte superiore a quello misurato dal pluviometro posto nel centro di scroscio.

In un secondo momento sono stati invece analizzati i dati di precipitazione oraria da radar, cioè è stata presa in considerazione solo la pioggia registrata nell'area limitrofa al centro di scroscio da pluviometro. Attraverso tali dati è stato possibile valutare due nuovi variogrammi, uno teorico ed uno sperimentale, che vengono riportati di seguito.

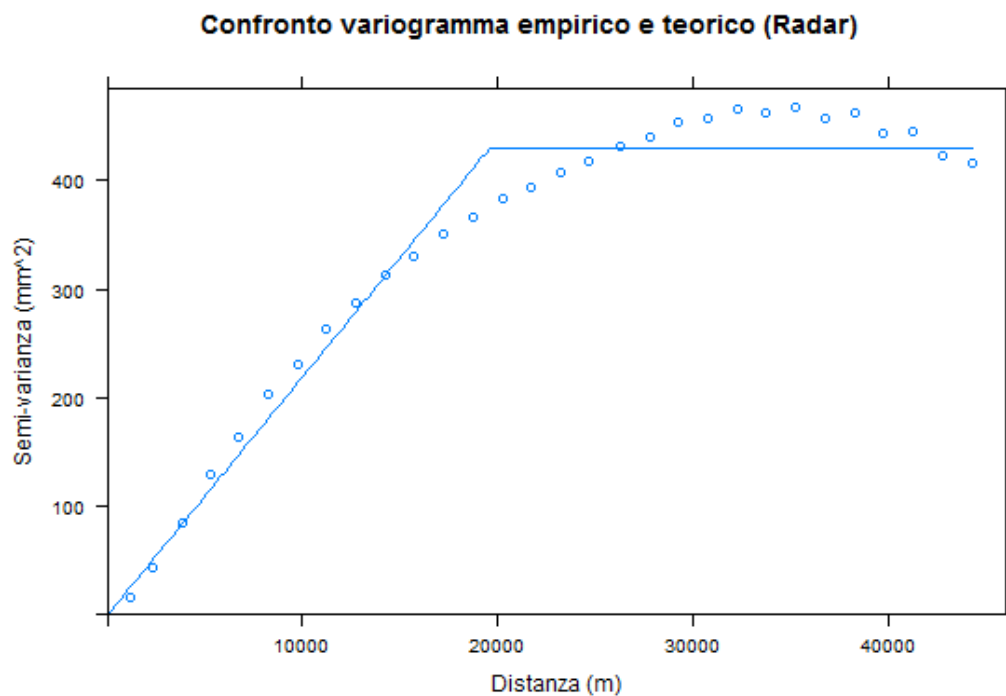


Figura 7.38. Variogramma empirico e teorico dedotti dai valori di precipitazione oraria stimati in base alle misure radar, per l'evento del 14 Giugno 2014 (18.00 UTC), a Parma.

Anche in questo caso sia il variogramma teorico che sperimentale presentano un comportamento molto più “ordinato” rispetto al precedente, ciò è dato dal fatto che sono presenti molti più punti (6415) mediante i quali il programma calcola la semi-varianza.

Il variogramma teorico dedotto dai dati pluviometrici da radar ha un andamento crescente fino ad un valore di sill, circa 410 mm², per poi mantenersi costante.

Come in altri casi visti in precedenza, anche in questo, superato il valore di 35000

m di distanza circa, il grafico empirico presenta un andamento decrescente. Infine vengono rappresentati tutti i quattro variogrammi in un'unica figura riportata di seguito.

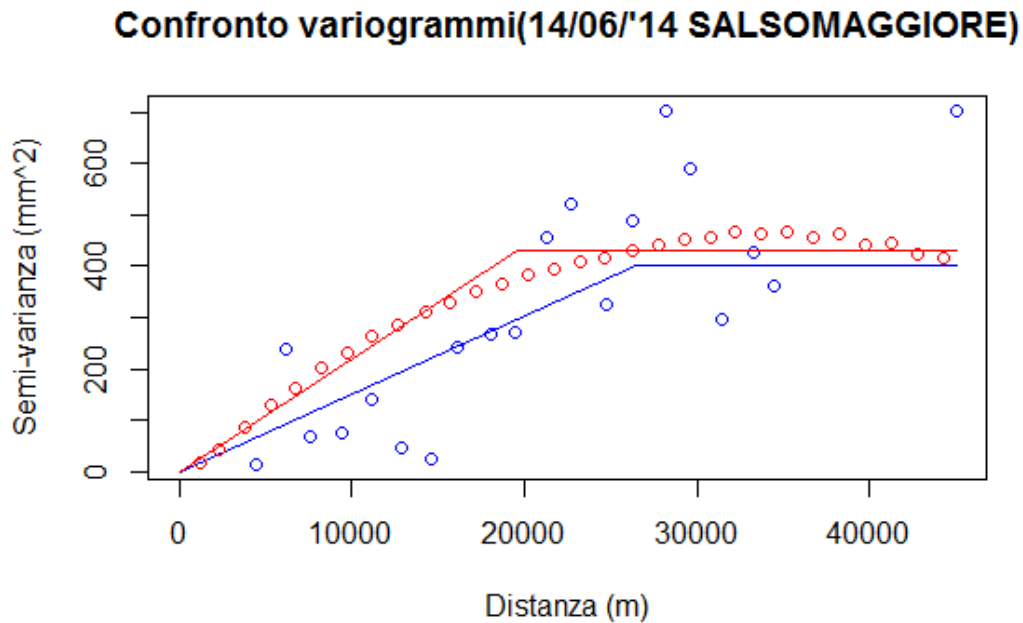


Figura 7.39. Variogramma empirico e sperimentale dedotti dai valori di precipitazione oraria osservati ai pluviometri (punti e curva in blu) e al radar (punti e curva in rosso), per l'evento del 14 Giugno 2014 (18.00 UTC), a Parma, con centro di scroscio a Salsomaggiore Terme.

Di seguito viene presentata la tabella riguardante le altezze medie di precipitazione, dedotte attraverso l'utilizzo dei quattro metodi descritti nei capitoli precedenti, e l'altezza media di precipitazione da radar al variare dell'area, desunta dai valori effettivamente misurati dal radar.

Rapporto tra precipitazione media h(m) e precipitazione nel centro di scroscio h(c)					
Area buffer (Km ²)	Radar	Kriging	Kriging(RADAR)	IDW	Voronoi
0	1	1	1	1	1
1	0.8914	0.8940	0.9129	0.9364	1
5	0.9092	0.9277	0.9540	0.9592	1
10	0.8699	0.8712	0.9310	0.8896	1
20	0.8112	0.8574	0.9230	0.8323	1
50	0.6450	0.7658	0.8868	0.7170	0.9719
100	0.5277	0.7211	0.8601	0.6059	0.9284
200	0.4098	0.6842	0.8094	0.5115	0.7872
500	0.2357	0.6012	0.6425	0.3877	0.5831

Figura 7.40. Tabella raffigurante i coefficienti adimensionali valutati per le quattro tecniche viste e anche per il radar, del 14 Giugno 2014 a Parma. All'interno della seconda tabella viene riportato il valore, calcolato per ogni metodo utilizzato, della sommatoria degli scarti al quadrato e il valore di R^2 .

Sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ)			
Radar-kriging	Radar-Kriging (RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.2634	0.5128	0.0501	0.6031
R^2			
Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
0.9734	0.8857	0.9949	0.8027

Figura 7.41. Descrizione dell'errore mediante sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , in grassetto vengono evidenziati i valori migliori.

Nell'evento in questione il metodo IDW presenta il minor valore di sommatoria degli scarti al quadrato, pari a 5,01%, e anche il migliore valore di R^2 , ovvero il più vicino ad 1.

Infine viene presentata la curva di riduzione all'area la quale presenta sull'asse delle ascisse i valori relativi all'area dei buffer, espressi in km², mentre in ordinata i coefficienti valutati attraverso il rapporto tra l'altezza media di precipitazione h(m) e l'altezza di precipitazione al centro di scroscio h(c).

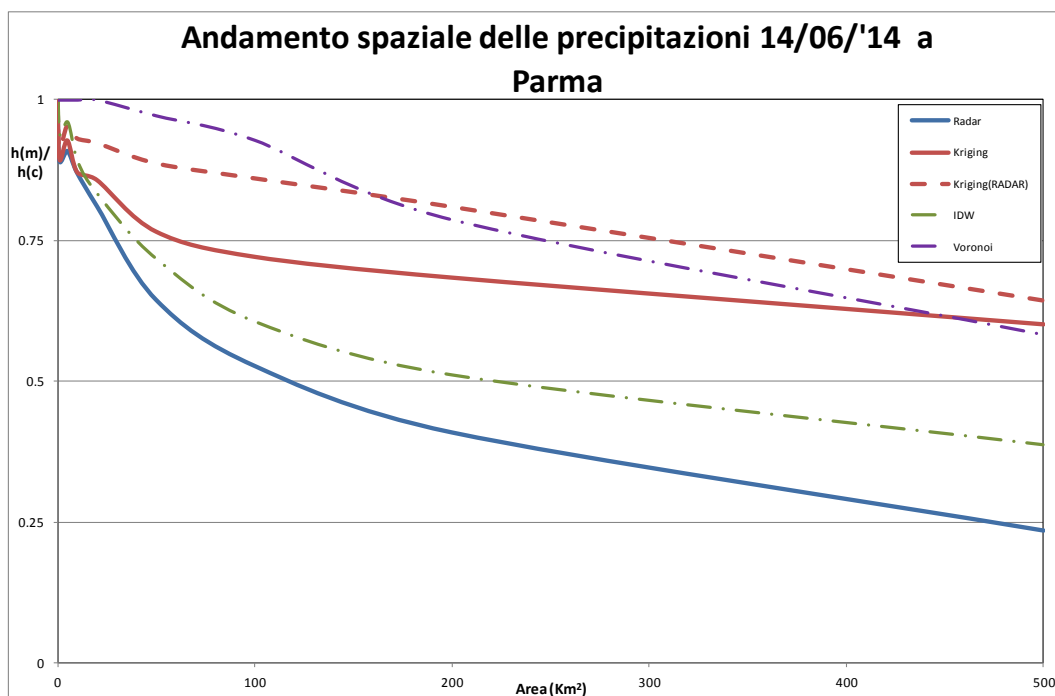


Figura 7.42. Curva di riduzione all'area per l'evento del 14 Giugno 2014 a Parma.

Guardando la Figura 7.42. la tecnica che meglio approssima l'andamento della curva di riduzione della precipitazione da radar (curva azzurra) è rappresentato da IDW (curva verde tratteggiata), specialmente in termini di SSQ, inoltre presenta anche un alto valore di R^2 dovuto dall'andamento simile delle due curve.

Tutte le altre curve non descrivono bene tale caso di studio, presentano infatti tutte elevati valori di SSQ e bassi valori di R^2 , eccetto il Kriging ordinario (curva rossa) che presenta un andamento simile alla curva radar nella parte centrale e finale del grafico, con area superiore ai 250 Km².

Capitolo 8

Discussione dei risultati

Introduzione

Nel seguente capitolo vengono illustrati, servendosi di grafici e tabelle, i risultati dell'analisi delle caratteristiche spaziali di eventi temporaleschi ad elevata intensità ottenuti utilizzando quattro metodi differenti quali: Inverso delle Distanze Pesate (IDW), Poligoni di Voronoi, Kriging ordinario e infine Kriging ordinario con variogramma ottenuto mediante l'utilizzo di dati pluviometrici da radar.

Viene presentata una tabella sintetica delle prestazioni dei quattro metodi, caratterizzata dalla presenza dei valori dell'errore valutato attraverso la sommatoria degli scarti al quadrato (SSQ) e il coefficiente di determinazione R^2 . Vengono inoltre riportati due grafici: uno relativo alle curve di riduzione dell'intensità di pioggia dedotte dai soli dati radar per ogni evento considerato, e uno mostra l'insieme dei variogrammi, teorici ed empirici, desunti dall'utilizzo di dati pluviometrici da radar.

8.1 Valutazione dell'errore

In questo paragrafo viene riportata la tabella relativa alla sommatoria degli scarti al quadrato e R^2 , che consente di paragonare i diversi eventi in termini di prestazioni.

Sommatore degli scarti al quadrato (SSQ)				
	Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
04 Giugno 2011	0.0088	0.0561	0.0477	0.1223
05 Giugno 2011	0.0153	0.0307	0.0180	0.2030
24 Giugno 2013	0.0716	0.0841	0.0696	0.0837
30 Maggio 2014	0.0030	0.0175	0.0477	0.2154
14 Giugno 2014 BO	0.1772	0.2027	0.2625	0.0237
14 Giugno 2014 PR	0.2634	0.5128	0.0501	0.6031
R2				
	Radar-kriging	Radar-Kriging(RADAR)	Radar-IDW	Radar-Voronoi
04 Giugno 2011	0.9845	0.9611	0.9038	0.9628
05 Giugno 2011	0.9834	0.9772	0.9871	0.9152
24 Giugno 2013	0.9494	0.9364	0.9417	0.9564
30 Maggio 2014	0.9934	0.9910	0.9679	0.8664
14 Giugno 2014 BO	0.9567	0.8594	0.9055	0.9503
14 Giugno 2014 PR	0.9734	0.8857	0.9949	0.8027

Figura 8.1. Tabella sintetica relativa al confronto degli SSQ e R^2 per i diversi eventi considerati.

Come si può osservare dalla tabella non esiste un metodo globalmente (c.d. per tutti gli eventi considerati) ottimale, ma possiamo affermare che sia il Kriging ordinario che IDW rappresentano le due tecniche che meglio simulano l'andamento spaziale delle precipitazioni convettive affrontate all'interno di questo elaborato di Tesi. Si può notare infatti che, nella maggioranza dei casi, i valori relativi alla sommatore degli scarti al quadrato dei due metodi siano paragonabili, in quanto caratterizzati dallo stesso ordine di grandezza; per quanto concerne il coefficiente di determinazione R^2 si può evincere la stessa considerazione fatta sopra dato che le due tecniche presentano valori prossimi ad 1, infatti nella maggior parte dei casi i valori superano 0,95, ciò sta ad indicare che le curve di riduzione dell'intensità di pioggia, ricavate mediante le due tecniche viste, hanno un andamento paragonabile alla curva di riduzione dedotta da dati radar.

In particolare, dai risultati appena esposti si possono trarre, in particolare, alcune considerazioni ulteriori:

- L'evento del 14 Giugno 2014 a Bologna è stato un fenomeno fortemente

convettivo (il pluviometro posto in piazza VIII agosto ha fatto registrare un'altezza di pioggia cumulata in un'ora pari a più del doppio di quella registrata in corrispondenza della stazione Bologna Urbana posta a soli due chilometri dalla piazza precedentemente menzionata) e quindi molto localizzato nella zona attorno al centro di scroscio. Per questo motivo, data l'alta densità dei pluviometri il metodo dei Poligoni di Voronoi può in questo caso rappresentare una tecnica ad elevate prestazioni. Anche il Kriging funziona abbastanza bene, soprattutto perché è in grado di simulare l'andamento della curva da radar in quanto presenta un elevato valore di R^2 .

- Durante l'evento del 24 Giugno 2013 a Rimini, i pluviometri che hanno registrato le massime intensità di pioggia sono molto vicini (la stazione di Vergiano e di Rimini distano dal centro di scroscio di Rimini Ausa rispettivamente 5 km e 2 km) e sono gli unici investiti dal fenomeno, quindi i Poligoni di Voronoi (sempre in virtù dell'elevata densità dei sensori attorno al centro di scroscio) ben riproducono l'andamento spaziale della precipitazione ma anche gli altri metodi presentano prestazioni elevate, specialmente il Kriging ordinario.
- L'evento del 14 Giugno 2014, con centro di scroscio a Salsomaggiore Terme, viene ben rappresentato dalla tecnica IDW, presenta infatti un basso valore di SSQ e il migliore valore di R^2 (tra i casi di studio considerati) in quanto si tratta di un evento caratterizzato da un'elevata densità al suolo di pluviometri, oltre 40.
- L'evento del 30 Maggio 2014, che si è sviluppato in provincia di Ravenna, presenta in assoluto, tra tutti i fenomeni temporaleschi considerati, il minor valore di SSQ e il migliore R^2 relativi al metodo del Kriging ordinario, tale risultato può essere dovuto da vari fattori quali: minor discrepanza tra il valore di intensità di pioggia valutato dal radar, 88 mm, e quello misurato dal pluviometro posto al centro di scroscio, 51 mm, inoltre per tale evento sono stati considerati, come pluviometri interessanti, oltre 50 stazioni di misura.
- Gli eventi del 4 e 5 Giugno 2011 vengono mal rappresentati dalla tecnica dei Poligoni di Voronoi in quanto, per entrambi i casi, erano presenti pochi

pluviometri interessati dal fenomeno temporalesco, per quanto concerne il Kriging ordinario questo rappresenta il miglior metodo utilizzato, sia in termini di SSQ che di R^2 .

Si può quindi affermare in conclusione che nella maggioranza dei casi visti la tecnica del Kriging ordinario ben riproduce l'andamento spaziale delle precipitazioni convettive (quelle considerate all'interno del lavoro di Tesi) infatti presenta, in quattro casi su sei, un valore di SSQ molto basso e in tutti i casi visti un valore superiore a 0.95 di R^2 . Inoltre si può dedurre che la densità delle stazioni di misura, presenti sul territorio regionale, giochi un ruolo particolarmente importante all'interno di tale analisi, in quanto, nei due eventi in cui sono stati rilevati molti pluviometri, sono stati dedotti risultati maggiormente attendibili.

8.2 Confronto tra le curve di riduzione

Nel seguente paragrafo si riporta il confronto tra gli andamenti spaziali delle precipitazioni valutati dalle curve radar per tutti i casi di studio presenti all'interno dell'elaborato.

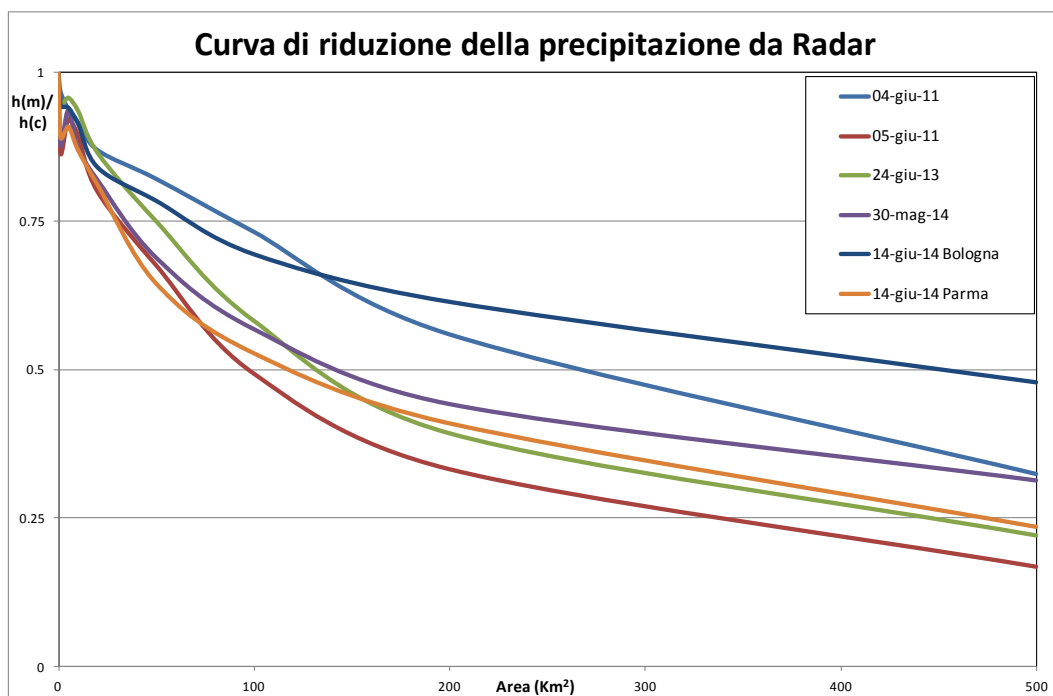


Figura 8.2. Confronto tra le curve di riduzione della precipitazione da radar valutate per i sei eventi considerati.

Il confronto riportato in Figura 8.2 è stato effettuato al fine di verificare, per i sei i eventi temporaleschi analizzati, l'esistenza di una curva di riduzione della precipitazione media all'area che possa essere utilizzata come curva standard per tutti i fenomeni temporaleschi di tipo convettivo. Da quanto si può evincere dalla Figura 8.2., non sembrerebbe ipotizzabile la presenza di una curva di questo tipo però si possono notare alcune peculiarità tra cui:

- le sei curve di riduzione hanno un comportamento paragonabile all'interno di un'area ristretta, verosimilmente compresa tra 1 e 20 km²;
- quattro di queste (5 Giugno 2011, 24 Giugno 2013, 30 Maggio 2014 e 14 Giugno 2014 a Parma) presentano un comportamento analogo, tre curve rappresentano degli eventi in cui il radar ha registrato valori di riflettività particolarmente elevati, sulla base dei quali sono state stimate delle intensità di superiori ai 140 mm/h;
- nella porzione superiore del grafico vi sono due curve (4 Giugno 2011 e 14 Giugno 2014 a Bologna) che si mantengono decisamente più in alto

rispetto al precedente gruppo, va però messo in evidenza che la curva del 14 Giugno 2014 a Bologna non è stata valutata prendendo in considerazione il reale centro di scroscio da radar, poiché troppo lontano dal punto in cui si è registrata la massima altezza di pioggia da pluviometro, ma bensì uno posto ad una distanza minore dal centro di scroscio da pluviometro.

8.3 Confronto tra i variogrammi ottenuti da dati Radar

Viene di seguito riportato un grafico che mostra tutti i variogrammi empirici e teorici, che sono stati realizzati per ogni caso di studio considerato all'interno di questo lavoro di Tesi, e dedotti da dati stimati da radar.

La parte iniziale del variogramma presenta un andamento crescente fino ad un dato valore di semi-varianza (*Sill*) e di distanza (*Range*), una volta raggiunti tali valori il grafico continua con andamento stazionario, ovvero, all'aumentare del *Range*, il *Sill* si mantiene costante.

Lo scopo, nel voler confrontare tutti i variogrammi dedotti da dati radar, è proprio quello di ricercare un'eventuale distanza, ovvero un dato valore di *Range*, alla quale tutti i grafici tendono alla stazionarietà.

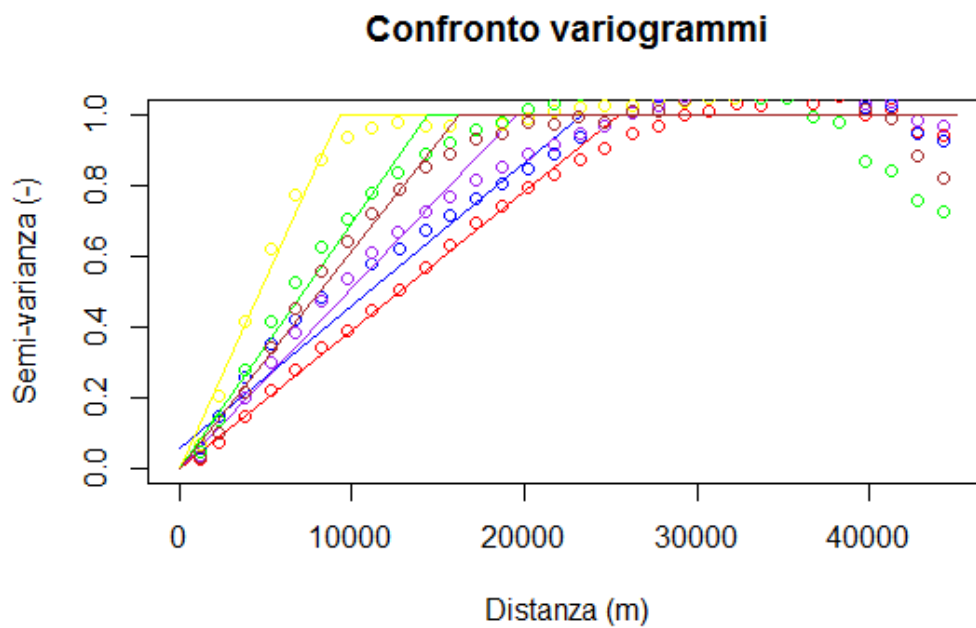


Figura 8.3. Confronto tra tutti i variogrammi, teorici ed empirici, relativi al Kriging (RADAR), ovvero dedotti da dati pluviometrici da radar in cui il valore della semi-varianza è stato adimensionalizzato rispetto al massimo.

Come si può evincere dalla Figura 8.3. esistono differenze significative in termini di distanza alla quale tutti i variogrammi raggiungono un valore di *Sill* tra tutti e sei gli eventi considerati, si può solo affermare che nei casi di studio visti si raggiunge la stazionarietà all'interno di un *Range* compreso tra 10000 e 25000 metri.

Conclusioni

Il presente lavoro di Tesi si è occupato dello studio di fenomeni meteorici di tipo convettivo i quali sono caratterizzati da una breve durata ed un'elevata intensità di precipitazione, associati spesso a raffiche di vento, grandine e fulminazione. Rappresentano eventi di difficile previsione, soprattutto per quanto concerne il loro sviluppo in quanto generati da molteplici cause e caratterizzati da una veloce evoluzione delle celle convettive.

Attraverso questo studio si è cercato di apportare un contributo ai sistemi previsionali, infatti si è analizzata la possibilità di migliorare la caratterizzazione spaziale degli eventi temporaleschi confrontando diverse tecniche di interpolazione (sia tecniche deterministiche quali il metodo alle Inverse Distanze Pesate, o i Poligoni di Voronoi, che tecniche geostatistiche, quali il Kriging ordinario) e combinando informazioni osservate dai sensori pluviometrici a terra e rilevazioni radar. Si è inoltre ricercata la possibilità di identificare caratteristiche di variabilità spaziale comuni per gli eventi temporaleschi di tipo convettivo.

Nella parte iniziale della Tesi vengono approfonditi i concetti di meteorologia, misure dei dati di pioggia e geostatistica.

Nella parte centrale vengono presentati gli eventi meteorici analizzati nello studio servendosi dell'analisi a mesoscala centrata sull'Emilia-Romagna, presente all'interno dei Report d'evento ARPA, di alcuni articoli di cronaca locale e prevalentemente mediante grafici dedotti dall'ambiente GIS. I casi di studio considerati sono sei: 04 Giugno 2011, nella provincia di Bologna, 05 Giugno 2011, nella provincia di Modena e Bologna, 24 Giugno 2013, nella provincia di Rimini, 30 Maggio 2014, nella provincia di Ravenna, 14 Giugno 2014, nella provincia di Bologna e 14 Giugno 2014, nella provincia di Parma.

Nel seguito dell'elaborato vengono illustrate nel dettaglio le principali tecniche di interpolazione dei dati spaziali da pluviometro, ovvero le tecniche deterministiche (Inverso delle Distanze Pesate (*Inverse Distance Weighted*, IDW) e i Poligoni di Voronoi) e le tecniche geostatistiche (Kriging ordinario). Mentre un intero capitolo è stato dedicato alla descrizione generale delle analisi svolte per ciascuno

degli eventi considerati, impianto che può essere ripreso ed adattato anche allo studio di altre aree geografiche o tipologie diverse di eventi pluviometrici.

Nella parte conclusiva della Tesi vengono infine illustrati i risultati.

Servendosi di grafici quali variogrammi sperimentali e teorici, ottenuti sia da valori misurati ai pluviometri che da valori stimati dal radar, è stata analizzata la variabilità spaziale dei dati. Confrontando tali grafici, per ogni caso di studio, è stato possibile evidenziare un andamento molto più “ordinato” dei variogrammi dedotti dai valori di precipitazione oraria stimati in base alle misure da radar rispetto a quelli ottenuti da misure ai pluviometri. È possibile spiegare tale comportamento in quanto usando dati ai pluviometri si forniscono al software poche informazioni (come visto il maggior numero di pluviometri considerati è pari a 50) mentre utilizzando valori misurati dal radar vengono forniti tra i 4000 e i 6000 punti in cui risulta nota l'intensità di precipitazione.

Viene inoltre riportata una tabella in cui è stato messo in evidenza il centro di scroscio da pluviometro, il valore da esso registrato è stato paragonato con quello misurato dal radar meteorologico deducendo che in tutti i casi quest'ultimo sovrastima l'intensità di pioggia, in alcuni casi fino a 3-4 volte quella misurata al pluviometro.

Nell'ultimo capitolo vengono discussi i risultati, grazie all'ausilio di grafici, che consentono il confronto tra la curva di riduzione della precipitazione media all'area, dedotte dalle mappe di cumulata di precipitazione oraria dei radar meteorologici e mediante le tecniche classiche di interpolazione spaziale (di tipo deterministico e di tipo geostatistico).

Oltre alla valutazione grafica si è fatto ricorso anche ad una valutazione analitica, utilizzando cioè gli indici prestazionali SSQ e R^2 . Così facendo è stato possibile comprendere che nessuna delle tecniche utilizzate permette di cogliere in maniera perfetta l'andamento della curva di riduzione della precipitazione valutata da dati radar, ma in generale i due metodi che meglio approssimano tale andamento sono il Kriging ordinario, che utilizza come modello di variogramma teorico dedotto da misure ai pluviometri, e le distanze inverse pesate (IDW, *Inverse Distance Weighted*).

Ciò è riconducibile al fatto che:

- Il metodo IDW è caratterizzato da pesi che decrescono rapidamente all'aumentare della distanza.
- Il Kriging ordinario, il quale si basa sull'autocorrelazione della grandezza, cioè l'assunto che la grandezza in oggetto vari nello spazio con continuità ovvero considerando la Legge di Tobler per cui *“le cose più vicine sono più simili rispetto alle cose più lontane”*, deriva da ponderatori che dipendono dalla posizione reciproca dei punti di misura, cioè dalle informazioni che si utilizzano per effettuare la stima, e dalla funzione variogramma.

Per tali motivi risultano i metodi più idonei a rappresentare la variabilità spaziale di fenomeni convettivi, che generalmente sono molto localizzati mentre:

- I Poligoni di Voronoi, associano ad ogni area di influenza di ciascun pluviometro il valore di precipitazione osservato in corrispondenza del pluviometro stesso.

Inoltre nell'ultima parte della Tesi sono state paragonate le curve di riduzione della precipitazione media all'area, valutate da dati radar a seconda dei diversi eventi temporaleschi. Lo studio in questione è stato affrontato al fine di ricercare l'esistenza di una curva di riduzione della precipitazione media all'area che possa essere utilizzata come curva standard per tutti i fenomeni temporaleschi di tipo convettivo. Questo confronto ha evidenziato l'esistenza di quattro curve, di cui tre eventi hanno registrato valori elevati di intensità di precipitazione, superiori ai 140 mm/h, che presentano un comportamento analogo, mentre nella porzione superiore sono presenti due curve che non seguono tale andamento.

Infine si è ricercata una distanza alla quale tutti i variogrammi, dedotti per ogni caso di studio da dati radar, raggiungano un valore di *Sill* costante e quindi la stazionarietà. Quest'ultimo studio ha sottolineato che non esiste una distanza alla quale tutti i variogrammi raggiungono la stazionarietà ma si è visto come questa, per i casi visti, vari tra 10000 e 25000 metri.

BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA

“Temporali e Tornado”, Formentini, Gobbi, Griffa, Randi, Alpha Test (collana meteo), 2009

“Manuale di meteorologia”, Aldo Giuffrida, Girolamo Sansosti, Gremese editore, 2006

“Il radar esplora l’atmosfera- nuove conoscenze nella fisica delle nubi”, L.J. Battan, Zanichelli, 1965

“Dispense di geostatistica applicata”, dispense Università di Roma “La Sapienza”, G. Raspa

“Il radar meteorologico”, dispense, R. Amorati

“Sviluppi e prospettive della radarmeteorologia in Italia e in Emilia Romagna”, Pier Paolo Alberoni, Roberta Amorati, Miria Celano, Anna Fornasiero, Simone Righi, Virginia Poli et al., seminario RadarMeteorologia, 2011

“La sorveglianza sui radar meteo di arpa Emilia-Romagna”, Ecoscienza, numero 5/6, anno 2011, di Paolo Zanichelli, Mauro Frascetta, Matteo Tiberti, Simone Righi, Maurizio Poli, Silvia Violanti, Pier Paolo Alberoni

“Analisi quantitativa di alcuni recenti eventi temporaleschi registrati in Emilia-Romagna”, Tesi Magistrale, Ludovica Ruggeri, 2014, Alma Mater Studiorum Università di Bologna

“Tecniche di interpolazione geostatistica per la stima della piena di progetto in bacini non strumentati”, Tesi Magistrale, Alessio Pugliese, 2012, Alma Mater Studiorum Università di Bologna

“Il radar meteorologico: principi ed applicazioni”, dispense, Mauro Tollardo, Protezione antincendio e civile – Ufficio Idrografico, Provincia Autonoma di Bolzano

“Comunicare l’incertezza della previsione”, Elisabetta Trovatore, *Ecoscienza*, numero 4, 2012

“Rischio alluvioni, le nuove mappe dell’Emilia-Romagna”, Giancarlo Naldi, *Ecoscienza*, numero 6, 2013

“La protezione civile tra prevenzione e comunicazione”, Maurizio Mainetti, Carlo Cacciamani, *Ecoscienza*, numero 6, 2013

“Metodi statistici di filtraggio di stime di pioggia con radar meteorologico” , G.Luculano, M.Catelani, *Statistica Applicata*, Vol. 3, n. 4, 1991

“Enhanced radar precipitation estimates using a combined clutter and beam blockage correction technique” Authors of Document Fornasiero, A., Bech, J., Alberoni, P.P. Year the Document was Publish 2006 Source of the Document *Natural Hazards and Earth System Science*

“Joint analysis of radar observation and surface hydrological effects during summer thunderstorm events” Authors of Document Alberoni, P.P., Celano, M., Foraci, R., (...), Morgillo, A., Nanni, S. Year the Document was Publish 2012 Source of the Document *IAHS-AISH Publication* 351, pp. 409-414

www.qgis.org

www.rsudio.com

www.idra.unipa.it/

<http://thundersorm.altervista.org>

www.centrometeoitaliano.it

www.marcometeocerea.altervista.org

<http://massimob.altervista.org>

www.tornadoseeker.com

www.serviziometeotirreno.org

it.wikipedia.org

www.fenomenitemporaleschi.it

www.arpa.emr.it

www.wmo.int

www.ifac.cnr.it

www.radarmeteo.com

www.treccani.it

www.meteoweb.eu

www.traderpedia.it

www.cisi.unito.it

www.bolognatoday.it