



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE

Dipartimento di Fisica
Corso di Laurea Magistrale Interateneo in Fisica

Tesi di Laurea

**Studio delle cause di precipitazioni
di intensità eccezionale e di breve durata
in zone pedemontane**

Laureando:
Marco Bettiol

Relatore:
Prof. Dario Giajotti

Correlatore:
Prof. Fulvio Stel

Anno Accademico 2013 - 2014

Indice

Introduzione	1
1 Descrizione dell’evento atmosferico	3
1.1 Caratteristiche generali	3
1.2 Peculiarità del caso di Cividale del Friuli	5
1.3 Motivazione della scelta del caso studio	5
2 Il modello fisico	9
2.1 Equazioni fondamentali dell’atmosfera	9
2.2 Scale tipiche dei processi atmosferici	10
2.3 Termodinamica atmosferica	11
2.3.1 Gradiente adiabatico secco	11
2.3.2 Gradiente adiabatico umido	13
2.3.3 Massima quantità d’acqua precipitabile	15
2.3.4 Integrazione numerica	17
2.3.5 CAPE	17
2.4 Descrizione meteorologica del caso studio	19
3 Descrizione e preparazione degli strumenti di calcolo	25
3.1 Il modello ARW	25
3.1.1 Descrizione generale del modello ARW	25
3.1.2 Il preprocessore WPS	28
3.1.3 Postprocessori e visualizzatori	29
3.1.4 Parametri fondamentali per le simulazioni	30
3.2 Preparazione dell’esperimento	33
3.2.1 Test di scalabilità e ottimizzazione delle risorse	33
4 Procedura per il lancio delle simulazioni e l’analisi dei dati	37
4.1 Descrizione generale della procedura seguita	37
4.1.1 Utilizzo dei <i>workflow</i>	39
4.2 Inizializzazione	39
4.3 Analisi dati e confronto tra simulazioni e misure	39
4.3.1 Scelta e descrizione del metodo di confronto	41
4.3.2 Richieste per la verifica della bontà delle simulazioni	42
4.3.3 Analisi dati	43

5	Simulazioni con il modello ARW	55
5.1	Dipendenza dalle condizioni iniziali	55
5.2	Simulazioni ad alta risoluzione	61
5.3	Feedback	69
5.3.1	Simulazione AC	77
5.3.2	Simulazioni con innesto <i>1-way</i> ad alta risoluzione	81
5.3.3	Possibili limiti dell'innesto <i>2-way</i>	88
	Conclusioni e sviluppi futuri	95
	Bibliografia	97

Introduzione

In questo lavoro è stato studiato un evento meteorologico al confine tra la mesoscala e la microscala atmosferica caratterizzato da precipitazioni intense e localizzate, sia per intervalli temporali dell'ordine del minuto che dell'ordine dell'ora e in presenza di una barriera orografica. Il caso è stato innanzitutto inquadrato dal punto di vista fisico ed è stato messo in evidenza come in esso coesistano due fenomeni distinti. Da un lato si verificano, grazie anche al forzante orografico, moti convettivi profondi tali da sviluppare elevate velocità verticali delle masse d'aria coinvolte e grande efficienza nella condensazione del vapore acqueo. Ciò è stato messo in luce anche attraverso la derivazione di un modello analitico semplificato e l'esecuzione di una simulazione numerica ad esso correlata. L'altro aspetto che caratterizza fortemente l'evento è la sua stazionarietà spaziale, responsabile della persistenza delle precipitazioni. Sono stati evidenziati risultati già presenti in letteratura in base ai quali una situazione simile può verificarsi per mezzo delle interazioni tra il vento alla scala sinottica e il *downdraft* prodotto dai moti convettivi, in presenza di una conformazione orografica in grado di condizionarne il flusso. Nella parte centrale del lavoro sono state lanciate diverse simulazioni numeriche con il modello di previsione meteorologica WRF, per tentare di riprodurre l'evento dal punto di vista computazionale e possibilmente riconoscerne i tratti essenziali a partire dai campi simulati. Ciò ha reso necessario definire un nuovo metodo di confronto tra previsioni e misure progettato appositamente per dati di precipitazione, basato sull'analisi delle rispettive distribuzioni statistiche. La capacità predittiva del modello è stata testata in funzione delle condizioni iniziali, della risoluzione spaziale e del tipo di comunicazione tra i domini innestati l'uno nell'altro sui quali sono state eseguite le simulazioni. I risultati migliori sono stati ottenuti scegliendo una comunicazione tra domini di tipo 1-way, senza bisogno di spingere l'analisi ad alta risoluzione.

L'organizzazione del lavoro è la seguente: nel *primo capitolo* verrà descritto dal punto di vista fenomenologico l'evento di interesse e verranno messe in luce le ragioni che hanno suggerito di elevarlo a caso studio. Nel *secondo capitolo* verranno analizzati nel dettaglio gli aspetti fisici del problema, e i fenomeni alla base della situazione descritta. A seguire (*capitolo 3*) verranno illustrati i blocchi fondamentali del modello WRF, utilizzato nelle successive simulazioni. Il *capitolo 4* è dedicato alla spiegazione del metodo sviluppato per il confronto tra simulazioni e misure e l'*ultimo capitolo* ai risultati dei diversi *run* del modello.

Capitolo 1

Descrizione dell'evento atmosferico

1.1 Caratteristiche generali

L'evento atmosferico trattato in questo lavoro di tesi è un caso di precipitazioni molto intense registrate nei giorni 9 e 10 Settembre 2013 nell'alta pianura udinese e nella valle del Natisone e in particolare il giorno 9 Settembre 2013 in un'area dell'ordine di $100km^2$ attorno a Cividale del Friuli (UD). Questi fenomeni sono stati preceduti nelle prime ore del mattino dello stesso giorno da temporali con forti raffiche di vento avvenuti anch'essi in un'area molto localizzata, in questo caso attorno a Pordenone. La tabella 1.1 riassume i dati di pioggia accumulata nel giorno dell'evento e in quelli immediatamente precedenti per la stazione di Cividale e quelle limitrofe (la disposizione geografica delle stazioni è illustrata in figura 1.1).

08/09	09/09	10/09	08-09/09	08-10/09	stazione
0.0	237.1	74.3	237.1	311.4	Cividale del Friuli (CIV)
31.0	79.0	44.6	110.0	154.6	Coritis (COR)
25.4	96.2	31.9	121.6	153.5	Faedis (FAE)
26.9	72.9	14.4	99.8	114.2	Fagagna (FAG)
0.0	18.4	49.4	18.4	67.8	Lauzacco (LAU)
54.0	70.2	58.8	124.2	183.0	Musi (MUS)
1.2	69.6	34.0	70.8	104.8	Pradamano (PRA)
3.3	73.3	47.6	76.6	124.2	Udine S.O. (UDI)

Tabella 1.1. Precipitazione (mm) accumulata nei giorni 8-10 Settembre 2013 per le stazioni maggiormente interessate dall'evento. I valori si riferiscono rispettivamente a ciascuna giornata e agli intervalli 8-9 Settembre e 8-10 Settembre. Le misure dei cumulati si ottengono da somme di dati orari, affetti ciascuno dall'errore nominale dello strumento pari a $0.1mm$. L'errore sui dati forniti vale perciò $0.1 \cdot \sqrt{n_h}$, dove n_h è il numero di ore a cui si riferisce il valore cumulativo. Nella fattispecie è di $4.9mm$ per i dati giornalieri, $7.0mm$ per quelli sull'intervallo di due giorni e $8.5mm$ per i dati relativi a tre giorni.

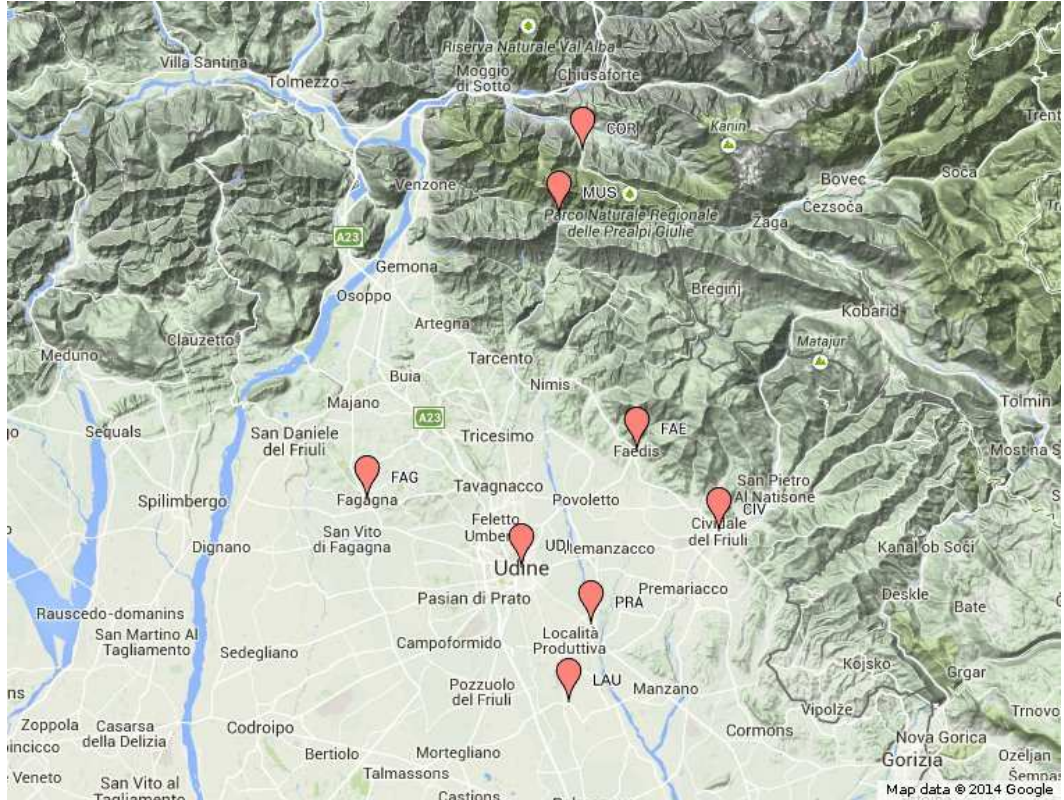


Figura 1.1. Localizzazione geografica delle stazioni di tabella 1.1.

La quantità di acqua precipitata in molti casi è stata eccezionale e l'intensità maggiore è stata registrata a Cividale del Friuli. Qui, nei tre giorni dall'8 al 10 Settembre, sono stati registrati complessivamente oltre 300mm di pioggia. Precipitazioni paragonabili si verificano nei sistemi monsonici, o nei cicloni tropicali. Ancora più significativi sono i dati dell'intensità per periodi di tempo più ridotti: nel pomeriggio del 9 Settembre in poco più di due ore sono stati registrati quasi 150mm , con picchi di oltre 28mm ogni $10'^1$. Un quadro con le serie temporali pluviometriche per le stazioni in tabella 1.1 è raffigurato in figura 1.2. Da qui è inoltre visibile come i temporali abbiano avuto in alcuni casi una durata complessiva anche di due o tre ore, e questo è un secondo aspetto dell'evento che ha carattere eccezionale. Un comune nubifragio, infatti, anche di tipo violento, si esaurisce nel momento in cui le masse d'aria instabili e soggette a convezione profonda compiono per intero il loro moto verticale entro la troposfera, raggiungendo la tropopausa. Questo processo ha durate tipiche di mezz'ora. È ipotizzabile dunque che alla base dei fenomeni osservati vi sia un meccanismo tale da rendere i moti convettivi stazionari e da produrre precipitazione intensa nello stesso luogo per alcune ore. Un terzo aspetto notevole infine è che le aree coinvolte sono estremamente limitate. Esaminando infatti i dati pluviometrici anche per le stazioni limitrofe si può osservare

¹Anche per i dati sugli intervalli di $10'$ l'errore strumentale nominale vale 0.1mm

come ad esempio per Faedis (UD) e Udine - due centri distanti rispettivamente $7km$ e $15km$ da Cividale - la pioggia accumulata nei tre giorni sia stata rispettivamente di $153mm$ e $124mm$, due valori sicuramente elevati, ma pari a meno della metà di quelli registrati a Cividale.

1.2 Peculiarità del caso di Cividale del Friuli

Le piogge rilevate a Cividale del Friuli il 9 Settembre 2013 dalle ore 14:00 UTC alle ore 17:00 UTC sono considerate estreme in quanto i ratei di pioggia misurati ad alta risoluzione temporale (ogni 5 minuti) e i cumulati orari si collocano nella coda delle distribuzioni di tutte le piogge rilevate sul territorio pianeggiante e pedemontano regionale a partire dal 1991², anno dal quale si hanno a disposizione misure continue con tale risoluzione temporale (figura 1.3). In particolare, la precipitazione oraria caduta a Cividale tra le ore 15:00 UTC e le ore 16:00 UTC è il secondo valore più elevato, dopo quello misurato (nella stazione meteorologica di Gradisca d'Isonzo) nel Settembre del 1997 ($112.4mm$). Il cumulo orario della pioggia misurata a Cividale tra le ore 15:00 UTC e 16:00 UTC, ovvero $107.3mm$, è inoltre il massimo valore orario registrato negli ultimi 15 anni a Cividale (figura 1.4) e le piogge rilevate in ciascuna ora dell'intervallo 14:00 UTC - 18:00 UTC compaiono tra le 20 registrazioni più intense dal 1999 ad oggi (ottobre 2014).

1.3 Motivazione della scelta del caso studio

Una prima ragione della scelta di porre l'attenzione su un caso simile sono le conseguenze sociali ed economiche prodotte. A seguito della grande quantità d'acqua generata in poche ore ed entro un'area di pochi chilometri quadrati, si sono verificati allagamenti di abitazioni e dipendenze, oltre a temporanee interruzioni del traffico stradale e dell'erogazione dell'energia elettrica. Fortunatamente non ci sono state vittime. È stato tuttavia richiesto dalle autorità competenti sul territorio l'intervento straordinario della Protezione Civile Regionale e sono stati impiegati più di cento volontari con apposita attrezzatura per la messa in sicurezza di cose e persone. I danni causati dall'evento ammontano ad almeno 6 milioni di Euro solo per l'area direttamente interessata dalle piogge più intense (e pertanto sono da considerare solo un limite inferiore dei costi sostenuti per fronteggiare l'emergenza e per ripristinare i beni danneggiati). Conseguenze simili peraltro mettono in discussione l'efficacia di un sistema di previsione degli eventi meteorologici estremi alla microscala. A questi ordini infatti l'intervallo di previsione (tipicamente due o tre giorni) non consentirebbe di prevenire le conseguenze dovute a danni ad edifici, strade e linee elettriche impattate dall'evento, come ad esempio l'allagamento dei locali o l'interruzione della viabilità e della fornitura di energia elettrica. In generale, quindi, per ridurre significativamente il rischio, una previsione meteorologica quanto più verosimile possibile deve essere affiancata da azioni di pianificazione dei servizi e del territorio tali da ridurre l'esposizione delle infrastrutture all'evento.

²dati ARPA-FVG

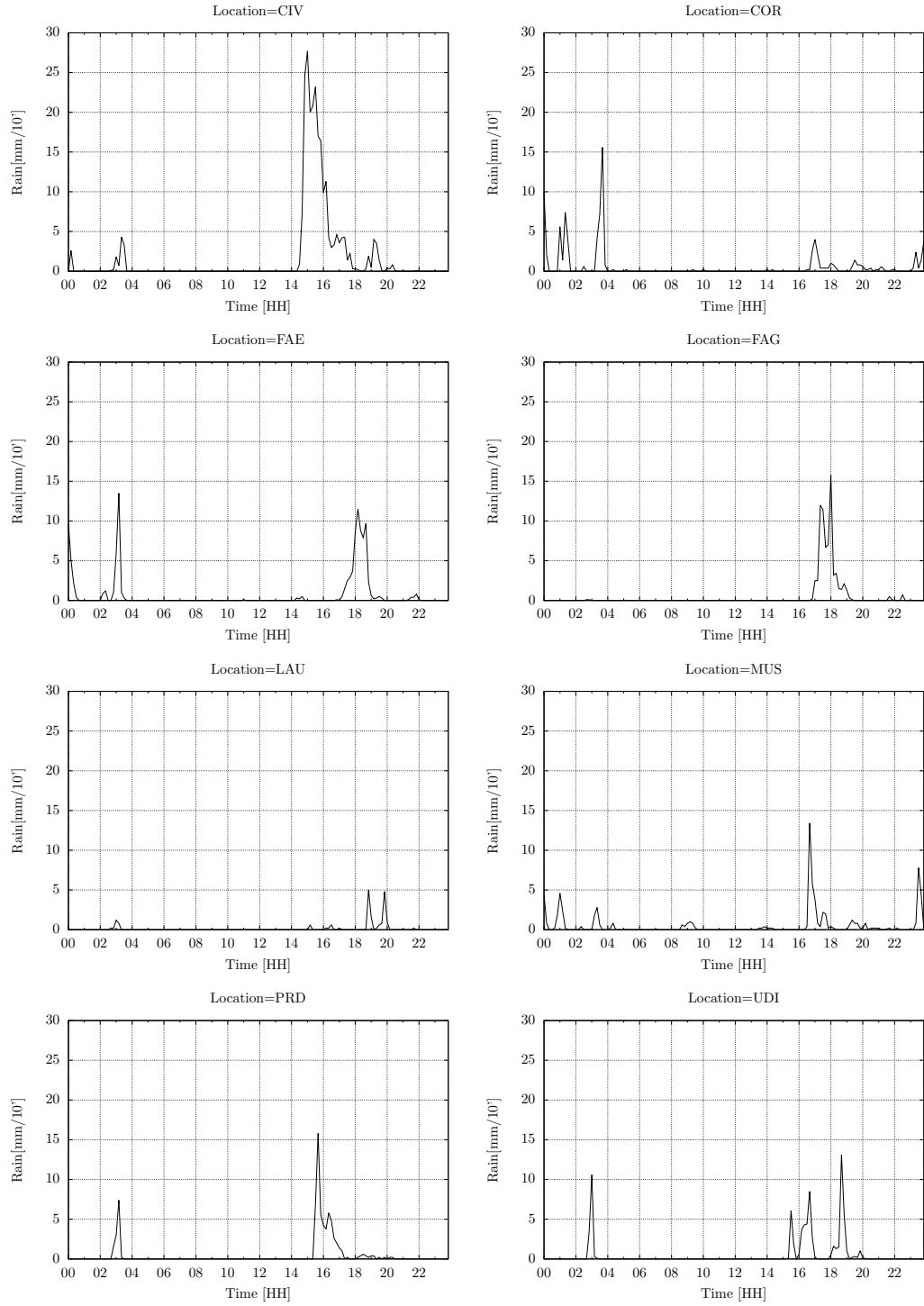


Figura 1.2. Serie temporali di precipitazione ($mm/10'$) nella giornata del 9 Settembre 2013 per le stazioni (in ordine da sinistra verso destra e dall'alto verso il basso) di: *Cividale* (CIV), *Coritis* (COR), *Faedis* (FAE), *Fagagna* (FAG), *Lauzacco* (LAU), *Musi* (MUS), *Pradamano* (PRD), *Udine* (UDI). Si noti come il caso di Cividale sia del tutto eccezionale, vedendo picchi di precipitazione quasi doppi dei massimi registrati nelle altre stazioni.

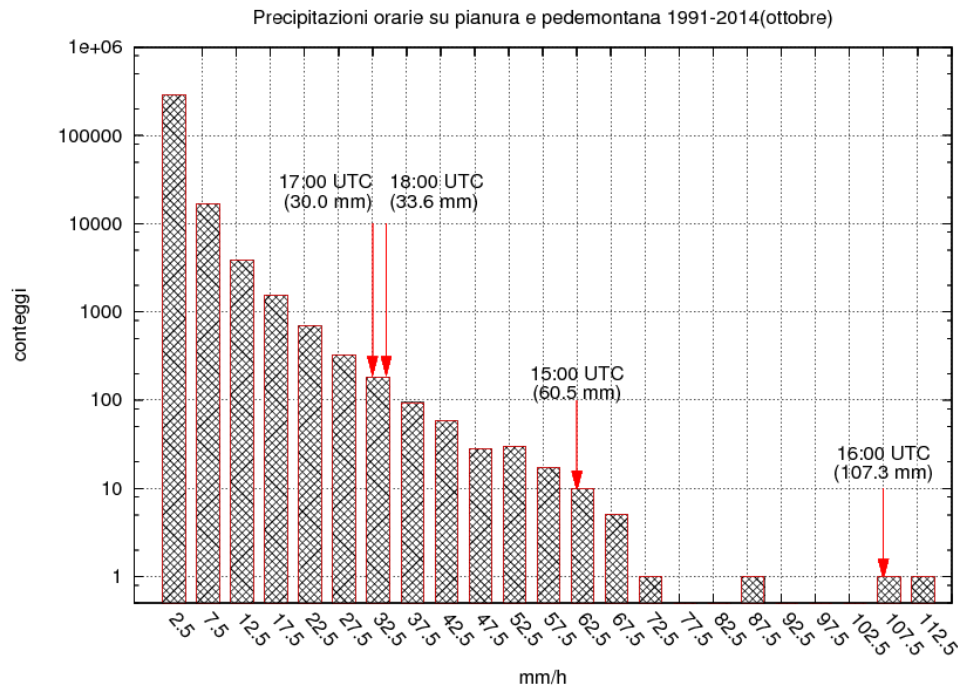


Figura 1.3. Istogramma delle precipitazioni orarie rilevate dalle stazioni meteorologiche di pianura e della pedemontana dell'intero territorio regionale, dall'inizio del loro funzionamento. I conteggi sono stati aggregati in intervalli di 5 mm/h e i valori presentati indicano il centro dell'intervallo. Le frecce mostrano la collocazione delle misure orarie dell'episodio studiato. Il valore massimo è stato registrato a Gradisca d'Isonzo nel Settembre del 1997.

Una seconda importante motivazione della scelta è strettamente fisica. Si tratta infatti di un fenomeno complesso, caratterizzato innanzitutto da un'elevata efficienza nella trasformazione di vapore acqueo in pioggia e in secondo luogo da un grande trasferimento di quantità di moto, dovuto alla forte convezione atmosferica. Inoltre, come visto sopra, data la sua durata atipica, è intuibile come l'evento non sia stato prodotto da un'unica cella temporalesca, ma da più celle generantesi l'una dall'altra in modo efficiente. La dinamica sinottica entro cui tutto ciò si colloca è nota. Nel mese di Settembre si verifica un avanzamento verso Sud del fronte polare; l'aria fredda proveniente da Nord è bloccata dalle Alpi, oltre le quali produce effetti solo in quota. Contemporaneamente vi è un afflusso di aria calda e umida dal Mediterraneo, le cui acque in Settembre raggiungono il picco annuale di temperatura. Entrambi i fenomeni concorrono a generare forte instabilità atmosferica soprattutto nella zona pedemontana del Nord Italia, e di conseguenza a favorire particolarmente i moti convettivi. Un ruolo determinante è rivestito poi dall'orografia, che devia il flusso dell'aria calda verso l'alto, e forza la massa d'aria a raggiungere il limite di instabilità, oltre il quale i moti ascensionali si verificano liberamente.

Un'ulteriore ragione è infine di carattere computazionale. Lo studio di un evento simile richiede di spingere i modelli meteorologici ad operare ad alta risoluzione. Il fatto ad esempio che vi siano simili gradienti spaziali nel campo della precipitazione e che sia necessario risolvere nel dettaglio l'orografia rende necessaria per una

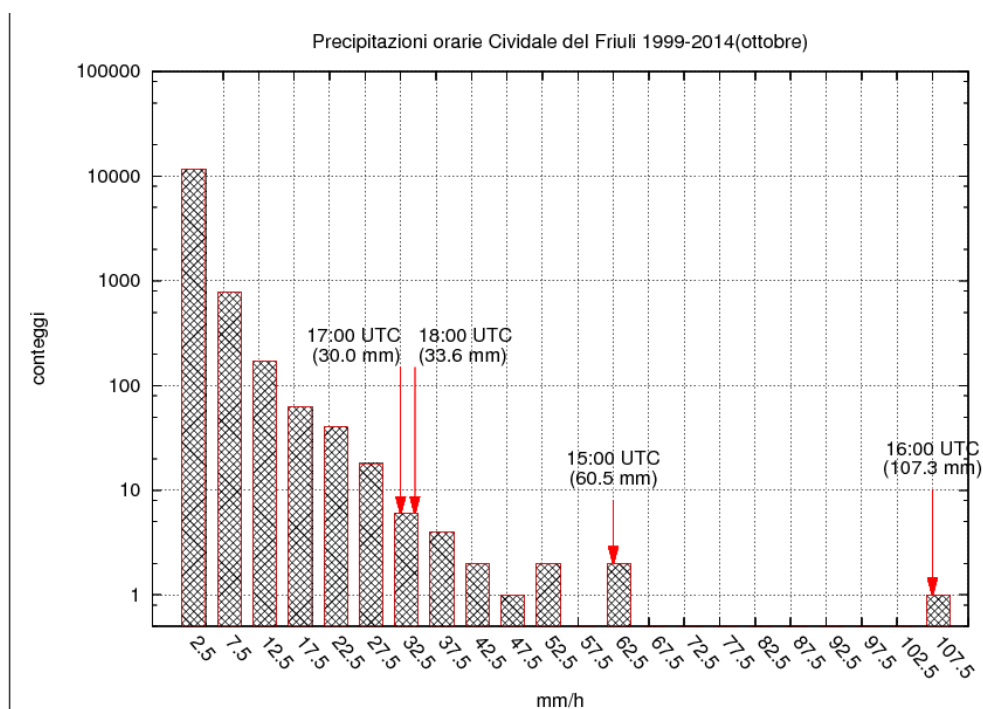


Figura 1.4. Istogramma delle precipitazioni orarie rilevate dalla stazione meteorologica di Cividale del Friuli dall'inizio del suo funzionamento. I conteggi sono stati aggregati in intervalli di 5 mm/h e i valori presentati indicano il centro dell'intervallo. Le frecce mostrano la collocazione delle misure orarie dell'episodio studiato.

comprensione esaustiva del fenomeno una scala spaziale di 2 km o addirittura di 1 km .

Capitolo 2

Il modello fisico

2.1 Equazioni fondamentali dell'atmosfera

Se si assume che le sole forze reali che agiscono sull'atmosfera siano la forza del gradiente di pressione, la forza di gravità e la forza di attrito, la seconda legge di Newton per unità di volume in un sistema di riferimento rotante può essere riscritta nel modo seguente [1, 2]:

$$\frac{D\mathbf{U}}{Dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{U} - \frac{1}{\rho}\boldsymbol{\nabla}p + \mathbf{g} + \mathbf{F}_a, \quad (2.1)$$

in cui

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \boldsymbol{\nabla}$$

e \mathbf{U} è il vettore velocità della particella d'aria considerata (in termini meteorologici il vento), $\boldsymbol{\Omega}$ il vettore velocità angolare di rotazione terrestre, $2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{U}$ l'accelerazione di Coriolis, ρ la densità, p la pressione, \mathbf{g} l'accelerazione di gravità e \mathbf{F}_a quella di attrito. La (2.1) è nota come *equazione del momento*. Le tre equazioni scalari che la costituiscono rappresentano i primi tre elementi del set di equazioni che descrive l'evoluzione dell'atmosfera. Un'altra equazione fondamentale descrive la conservazione della massa ed è chiamata *equazione di continuità*:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho\boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{U} = 0. \quad (2.2)$$

Le variabili termodinamiche sono incluse nel sistema per mezzo della *legge di stato dei gas perfetti*:

$$p = \rho RT, \quad (2.3)$$

in cui T è la temperatura. R è la costante specifica dei gas perfetti, con $R = R^*/\mu$, in cui R^* è la costante universale dei gas perfetti e μ è la massa molare caratteristica dell'atmosfera. Il set di equazioni è chiuso dal *principio di conservazione dell'energia*, espresso nella prima legge della termodinamica:

$$c_v \frac{DT}{Dt} + p \frac{D\alpha}{Dt} = J, \quad (2.4)$$

in cui $c_v = 717 J kg^{-1} K^{-1}$ è il calore specifico a volume costante, α il volume specifico e J il calore scambiato per unità di massa tramite irraggiamento, conduzione o

rilascio di calore latente. Le (2.1) (2.2) (2.3) e (2.4) costituiscono un set di sei equazioni nelle sei incognite u , v , w , p , ρ e T . Si tratta di un sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali (che necessita quindi di condizioni iniziali ed al contorno) non lineare.

2.2 Scale tipiche dei processi atmosferici

L'analisi di scala dell'equazione del momento riveste un'importanza fondamentale in fisica dell'atmosfera. Isolare i termini dominanti per il sistema fisico in esame significa mettere in luce i fenomeni principali alle varie scale e filtrare gli effetti del secondo ordine. Si considerino i primi due termini a secondo membro della (2.1) e si indichi con U l'ordine di grandezza del vento orizzontale e con L quello delle distanze. La corrispondente scala dei tempi sarà L/U . Si indichi inoltre con f_0 il termine di Coriolis per le medie latitudini ($\phi_0 = 45^\circ$): $f_0 = 2\Omega \sin \phi_0 = 2\Omega \cos \phi_0$. La scala del termine advettivo sarà pertanto U^2/L e quella dell'accelerazione di Coriolis $f_0 U$. Il loro rapporto è noto come *numero di Rossby* [3],

$$Ro = \frac{U}{f_0 L}, \quad (2.5)$$

ed è utile per confrontare i due termini.

Macroscala

Alla scala sinottica, detta *macroscala*, la componente di Coriolis è dominante e Ro è di alcuni ordini di grandezza inferiore all'ordine uno. In questo caso si ha un bilancio tra la forza di Coriolis ed il gradiente di pressione, il moto si sviluppa principalmente in orizzontale ed è detto *geostrofico*. Lungo la terza componente dominano il gradiente di pressione e la forza peso e si verifica l'*equilibrio idrostatico*. La scala temporale caratteristica è quella dei moti orizzontali, ovvero L/U .

Microscala

All'estremo opposto, su scale inferiori a $1km$, non solo la forza di Coriolis è del tutto ininfluenza ($Ro \gg O(1)$), ma ad essere dominanti sono i termini di attrito ed il fenomeno preponderante è quello della turbolenza. Ci si riferirà a questi ordini di grandezza con il termine *microscala*.

Mesoscala

Per scale spaziali variabili da 1 a $1000km$, Ro è tipicamente di $O(1)$ o superiore. Nel bilancio vanno pertanto incluse sia la forza di Coriolis che le componenti advettive e i moti risultano più complessi di quelli alla macroscala. Lungo la verticale non si ha più equilibrio idrostatico, ma si verificano moti convettivi legati all'instabilità atmosferica. Questo fatto introduce nel sistema una nuova scala temporale caratteristica, data dall'inverso della frequenza di Brunt-Väisälä N^{-1} , con

$$N^2 = g \frac{d \ln \theta}{dz}, \quad (2.6)$$

in cui $\frac{d\ln\theta}{dz}$ rappresenta l'andamento della temperatura potenziale dell'atmosfera con la quota. Questi ordini di grandezza sono tipici dei fenomeni che verranno analizzati nel prosieguo del lavoro e rientrano nel termine generico di *mesoscala*. Una classificazione delle scale spaziali più dettagliata, con particolare enfasi sulla mesoscala e sulla microscala, è stata proposta da Orlanski [4] ed è riassunta in figura 2.1.

Osservazioni

- Il concetto di scala spaziale è da intendere in senso probabilistico. Si assume in modo implicito un postulato: dato un certo fenomeno atmosferico, vi è una scala spaziale alla quale è massima la probabilità che esso avvenga.
- La tendenza, nella progettazione di esperimenti e simulazioni di fisica dell'atmosfera, è quella di concentrarsi di volta in volta su una precisa scala spaziale, tenendo però presente che questo non implica limitarsi ad un'unica classe di fenomeni. Vi possono essere infatti fenomeni intrinsecamente diversi che avvengono alla stessa scala.
- Nella preparazione di simulazioni di fenomeni atmosferici ad un determinata scala, si procede solitamente operando un *nesting* (o *innesto*) di domini a risoluzione via via maggiore. Una prima simulazione, ad esempio, può avvenire su scala sinottica, allo scopo di ricavare le condizioni al contorno per un'analisi a maggiore risoluzione su un dominio interno più ridotto, e così via. Un'analisi globale alla risoluzione desiderata non solo richiederebbe spesso tempi di calcolo proibitivi, ma risulterebbe in molti casi inutile, dal momento che gli effetti di fenomeni di piccola scala a grande distanza non si propagherebbero in tempo all'interno del dominio di interesse.

2.3 Termodinamica atmosferica

2.3.1 Gradiente adiabatico secco

Con il termine *gradiente adiabatico secco* si intende il tasso di variazione della temperatura di un volumetto d'aria (o *parcel*) dovuta a moti verticali in atmosfera sotto le ipotesi che [5]:

- non vi siano scambi di calore tra *parcel* e ambiente esterno;
- il vapore acqueo eventualmente contenuto nel *parcel* non condensi;
- la scala di tempi considerata sia tale da permettere il riequilibrio della pressione del *parcel* con quella esterna ma non della sua temperatura;
- lungo la verticale vi sia equilibrio idrostatico:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g. \quad (2.7)$$

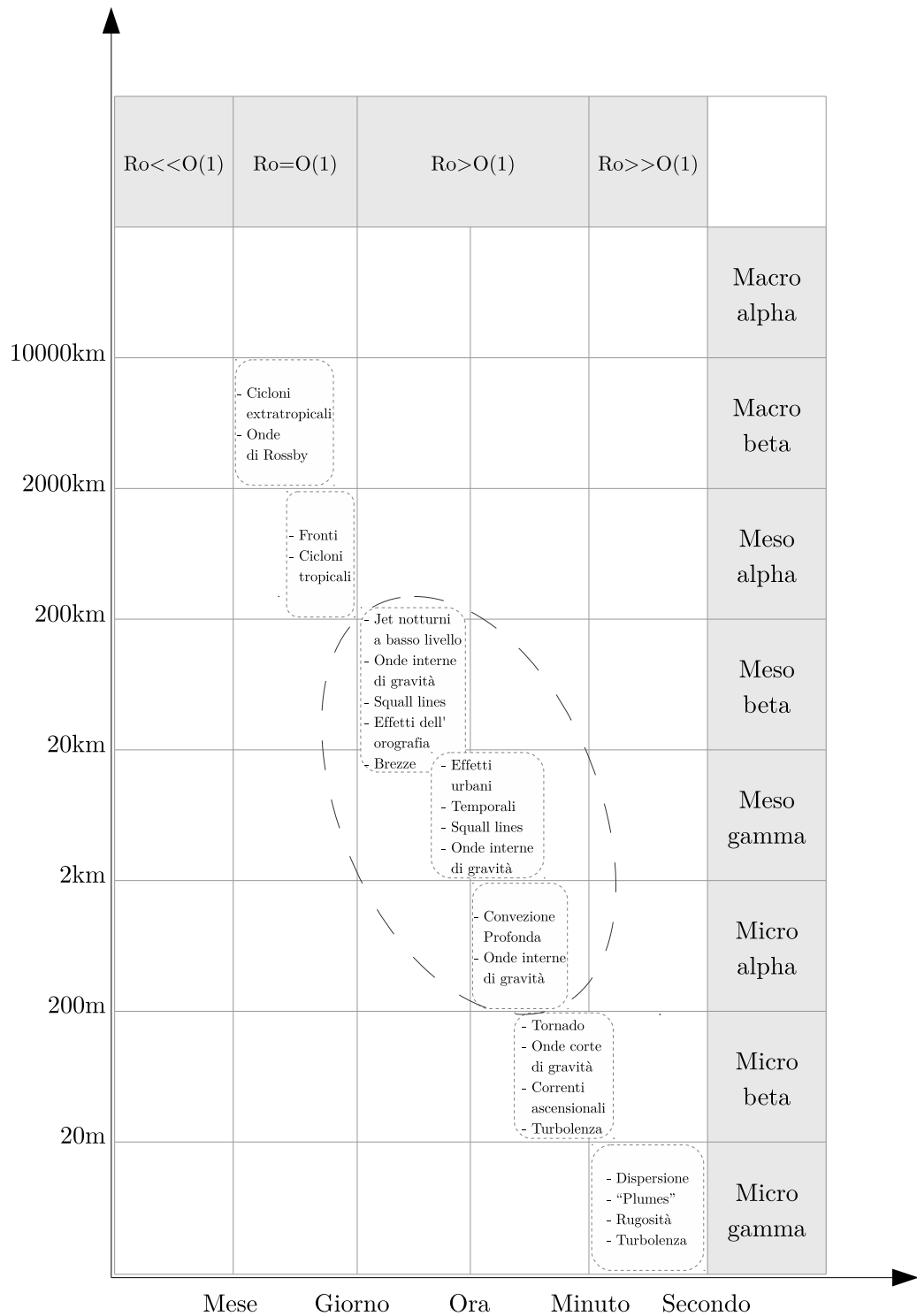


Figura 2.1. Scale dei fenomeni atmosferici. In ascissa sono riportate le scale temporali, in ordinata quelle spaziali. Sono indicati i corrispondenti ordini di grandezza del numero di Rossby (in alto) e la nomenclatura proposta da Orlandi (a destra). Sono evidenziate inoltre le scale tipiche dei fenomeni analizzati in questo lavoro.

Un tale processo, adiabatico e reversibile, è *isoentropico*:

$$\frac{d}{dz} (S_d + S_v) = 0. \quad (2.8)$$

I pedici d e v si riferiscono rispettivamente all'aria secca e al vapore acqueo. Nell'ipotesi di gas ideale, le equazioni per l'entropia specifica nei due casi sono le seguenti:

$$\begin{aligned} s_d &= c_{p_d} \ln T - R_d \ln p_d; \\ s_v &= c_{p_v} \ln T - R_v \ln e, \end{aligned} \quad (2.9)$$

in cui è indicata con e la pressione del vapore. L'entropia totale del sistema è pertanto

$$S = S_d + S_v = M_d c_{p_d} \ln T - R_d M_d \ln p_d + M_v c_{p_v} \ln T - R_v M_v \ln e. \quad (2.10)$$

Derivando la (2.10) lungo la verticale e imponendo la conservazione dell'entropia, si ottiene il gradiente adiabatico secco:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\Gamma_d, \quad (2.11)$$

in cui

$$c_p = \frac{M_d c_{p_d} + M_v c_{p_v}}{M_d + M_v} \quad (2.12)$$

è il calore specifico a pressione costante del parcel.

2.3.2 Gradiente adiabatico umido

Tra le assunzioni fatte al punto precedente vi è quella che non avvenga condensazione all'interno del parcel. Per questo motivo il gradiente di temperatura viene denominato secco. Superata una certa quota, tuttavia, questa ipotesi non è più verosimile, dal momento che viene raggiunta la saturazione e compaiono nel sistema piccole gocce d'acqua che rimangono in sospensione.

La nuova entropia del sistema è

$$S = M_v s_v + M_d s_d + M_w s_w, \quad (2.13)$$

in cui il pedice w indica l'acqua allo stato liquido. In questo caso la variazione di temperatura con la quota prende il nome di *gradiente adiabatico umido*. Per calcolarlo si procede come nel caso precedente, differenziando l'entropia rispetto alla quota e richiedendo che il risultato si annulli, dal momento che continua a valere l'ipotesi di adiabaticità:

$$\frac{dS}{dz} = \frac{dM_v}{dz} \frac{l_v}{T} + M_v \frac{ds_v}{dz} + M_w \frac{ds_w}{dz} + M_d \frac{ds_d}{dz} = 0. \quad (2.14)$$

Nella derivazione si utilizzano la conservazione della massa totale:

$$\frac{d}{dz} (M_d + M_v + M_w) = \frac{dM_v}{dz} + \frac{dM_w}{dz} = 0 \quad (2.15)$$

e la relazione tra variazione di entropia durante la condensazione ($s_v - s_w$) e calore latente di condensazione l_v :

$$s_v - s_w = \frac{l_v}{T}. \quad (2.16)$$

s_d e s_v sono espressi in funzione di T e p dalle (2.9), mentre per s_w vale

$$\frac{ds_w}{dz} = \frac{c_w}{T} \frac{dT}{dz}. \quad (2.17)$$

Se si considera inoltre il sistema solo a partire dal momento in cui è saturo, $e = e_s(T)$, da cui

$$\frac{de_s}{dz} = \frac{de_s}{dT} \frac{dT}{dz}, \quad (2.18)$$

e applicando l'equazione di Clausius-Clapeyron

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{l_v}{R_v T^2}. \quad (2.19)$$

Ricordando che

$$\frac{dl_v}{dT} = c_{p_v} - c_w \quad (2.20)$$

e definendo

$$M = M_w + M_v \quad \text{e} \quad c_p^* = \frac{M c_w + M_d c_{p_d}}{M_d}, \quad (2.21)$$

si ottiene

$$\frac{T}{M_d} \frac{dS}{dz} = c_p^* \frac{dT}{dz} + \frac{d}{dz} (r_s l_v) - \frac{R_d T}{p_d} \frac{dp}{dz} = 0, \quad (2.22)$$

in cui r_s è il mixing ratio del vapore alla saturazione e $p = p_d + e_s$ è la pressione totale. Introducendo l'equilibrio idrostatico e con alcune ulteriori ragionevoli approssimazioni (che $e \ll p_d$ e che la differenza tra le pressioni parziali del vapore nel parcel e nell'ambiente sia trascurabile rispetto alla pressione totale), l'ultimo termine si riduce semplicemente a $-g$ e il risultato può essere riscritto:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p^*} - \frac{1}{c_p^*} \frac{d}{dz} (r_s l_v) = -\Gamma_{moist}. \quad (2.23)$$

Si noti che il primo termine corrisponde quasi esattamente al gradiente adiabatico secco, eccetto che per la ridefinizione di c_p^* (non significativa se, come accade tipicamente, $M \ll M_d$). Inoltre, al crescere della quota, il vapore condensa e la derivata della quantità $w_s l_v$ ha segno negativo. Il gradiente adiabatico umido risulta pertanto maggiore (minore in modulo) di quello secco, e la ragione fisica di quanto accade è che parte dell'energia termica persa dal parcel nella risalita viene utilizzata per la transizione di fase.

Infine, si osservi come nel ragionamento svolto si sia implicitamente assunto che l'acqua condensata rimanga in sospensione all'interno del parcel e non precipiti. È stata infatti richiesta la conservazione della massa totale del parcel. Del resto, l'unica differenza che si avrebbe ammettendo precipitazioni sarebbe sulla capacità termica del sistema, ma non sarebbe significativa dal momento che $M \ll M_d$.

2.3.3 Massima quantità d'acqua precipitabile

Il risultato precedente può essere utilizzato per calcolare la massima quantità d'acqua precipitabile in atmosfera per unità di superficie e di tempo. Dalla definizione di mixing ratio si ha:

$$r_s = \frac{M_{vs}}{M_d}, \quad (2.24)$$

in cui è indicata con M_{vs} la massa del vapore a saturazione. La massa d'acqua che si forma per condensazione in corrispondenza di una variazione dz della quota è pertanto

$$dM_w = -M_d \frac{dr_s}{dz} dz. \quad (2.25)$$

Supponendo che in prima approssimazione il calore latente di condensazione sia indipendente dalla quota, la (2.23) può essere riscritta in modo da isolare a primo membro la quantità d'interesse:

$$\frac{l_v}{c_p^*} \frac{dr_s}{dz} dz = - \left[\frac{g}{c_p^*} + \left(\frac{dT}{dz} \right)_m \right] dz, \quad (2.26)$$

in cui il pedice m è usato per indicare che il gradiente di temperatura è quello adiabatico umido. Normalizzando si avrà pertanto

$$dM_w = \frac{M_d c_p^*}{l_v} \left[\frac{g}{c_p^*} + \left(\frac{dT}{dz} \right)_m \right] dz. \quad (2.27)$$

La massa d'acqua precipitabile per unità di superficie e di tempo formatasi tra z e $z + dz$ è data da

$$dP = dM_w \frac{\rho_d}{M_d} \frac{dz}{dt} = dM_w \frac{\rho_d}{M_d} w = \frac{c_p^* \rho_d w}{l_v} \left[\frac{g}{c_p^*} + \left(\frac{dT}{dz} \right)_m \right] dz \quad (2.28)$$

in cui $w = \frac{dz}{dt}$ è la componente verticale del vento e in generale dipende dalla quota z . Si osservi ora che

$$c_p^* = \frac{M c_w + M_d c_{pd}}{M_d} = r_{s+w} c_{pw} + c_{pd}, \quad (2.29)$$

in cui r_{s+w} è il mixing ratio per la massa complessiva sia del vapore che condensa che di quello che rimane in saturazione nel parcel. Dal momento che nell'intervallo dz il primo è trascurabile rispetto al secondo, vale

$$r_{s+w} \simeq r_s. \quad (2.30)$$

Essendo poi

$$\rho_d g = - \frac{dp_d}{dz} \quad (2.31)$$

per l'equilibrio idrostatico e

$$\rho_d = \frac{p_d}{R_d T} \quad (2.32)$$

per l'ipotesi di gas perfetto, la (2.28) può essere riscritta nella sua forma finale:

$$dP = - \frac{w}{l_v} \left[\frac{dp_d}{dz} - p_d \frac{r_s c_w + c_{pd}}{R_d T} \left(\frac{dT}{dz} \right)_m \right] dz. \quad (2.33)$$

In questo modo, dP è espressa in funzione di parametri misurabili direttamente in atmosfera attraverso ad esempio dei radiosondaggi, eccezion fatta per la velocità verticale w , di cui di volta in volta è necessario fornire una stima del profilo verticale. La formula mostra come essa rivesta un ruolo determinante per la formazione delle precipitazioni. In generale è possibile avere condensazione solamente quando w ha segno positivo. Le osservazioni inoltre dimostrano come per bassi valori della velocità verticale la condensazione avvenga, ma solo a partire da un certo valore le goccioline d'acqua raggiungano dimensioni tali da vincere la forza di attrito aerodinamico che le mantiene in sospensione e precipitare al suolo.

Si noti come nella derivazione svolta non sia mai stata fatta alcuna considerazione inerente la microfisica ed in particolare la possibile presenza all'interno del parcel di vapore soprassaturo. Se il sistema non è abbastanza perturbato, ed in mancanza di un numero sufficiente di nuclei di condensazione, la pressione di vapore saturo può essere superata senza che avvenga la transizione di fase. Quanto più le velocità verticali sono deboli, tanto più il fenomeno è significativo. Sarebbe errato, ad esempio, utilizzare il modello proposto per studi di precipitazioni medie annuali, in cui hanno un peso non trascurabile nella media casi di precipitazione debole o assente. Nel caso studio di questa tesi, tuttavia, viene esaminata una situazione di forte convezione, caratterizzata da intense velocità ascensionali e perciò da grande efficienza nella trasformazione di vapore acqueo in pioggia.

L'equazione ottenuta è scritta in forma differenziale e deve essere integrata lungo la verticale. Questa operazione può essere eseguita numericamente, inserendo i dati delle misurazioni e fornendo un profilo opportuno per $w(z)$. L'estremo inferiore di integrazione è il punto in cui il vapore contenuto nel parcel raggiunge la saturazione ed è noto come *Lifting Condensation Level* (LCL).

Livello di formazione delle nubi

Avendo a disposizione i dati di un radiosondaggio il LCL può essere stimato facilmente come la quota alla quale l'umidità relativa raggiunge il 100%. Esso è inoltre legato al gradiente con cui varia la temperatura di rugiada¹. Si consideri un volumetto d'aria che compie un moto verticale da un'altezza iniziale z_0 all'altezza finale z_{LCL} alla quale viene raggiunta la saturazione. Durante tale moto ascensionale la temperatura del parcel decresce secondo il gradiente adiabatico secco e la sua temperatura di rugiada T_{dew} , in generale, secondo il gradiente Γ_{dew} (che si suppone in prima approssimazione costante). Indicando con T_0 e T_{dew0} i valori iniziali si ha dunque:

$$T = T_0 - \Gamma_d (z - z_0); \quad (2.34)$$

$$T_{dew} = T_{dew0} - \Gamma_{dew} (z - z_0). \quad (2.35)$$

L'altezza z_{LCL} è raggiunta quando $T = T_{dew}$, da cui

$$z_{LCL} = z_0 + \frac{T_0 - T_{dew0}}{\Gamma_d - \Gamma_{dew}}. \quad (2.36)$$

¹La temperatura di rugiada è la temperatura alla quale l'aria contenuta in un volumetto che compie un moto verticale a pressione e mixing ratio costanti raggiunge la saturazione.

2.3.4 Integrazione numerica

L'integrazione della (2.33) è stata eseguita numericamente implementando un codice **Fortran** e sostituendo le condizioni atmosferiche del caso studio, in particolare del 9 Settembre 2013, giorno in cui è stata registrata la precipitazione massima. I corrispondenti profili verticali di pressione e temperatura, così come il mixing ratio, sono ottenuti tramite i radiosondaggi dell'atmosfera eseguiti a Campoformido (UD) con intervalli di 12 ore. In particolare sono stati considerati i radiosondaggi del giorno 09 Settembre 2013, rispettivamente alle 0.00 UTC e alle 12.00 UTC e del giorno 10 Settembre 2013 alle 0.00 UTC.

Per quanto riguarda invece il profilo di velocità, è necessario stabilire un'ipotesi a priori. In questo caso è stato scelto un profilo gaussiano:

$$w(z) = w_0 e^{-\left(\frac{z-z_0}{H}\right)^2}. \quad (2.37)$$

Una scelta di questo tipo è motivata da considerazioni fisiche. A pochi metri dal suolo la componente verticale della velocità non può essere superiore a qualche m/s . I moti convettivi risultano poi sempre più intensi a partire dal livello di convezione libera (*Level of Free Convection - LFC*), ovvero l'altezza al di sopra della quale l'atmosfera è instabile. Qui la massa d'aria può accelerare, per poi subire inevitabilmente una decelerazione in prossimità della tropopausa, oltre la quale i moti ascensionali sono inibiti. Nel modello sono stati inseriti diversi profili di velocità, ottenuti per diversi valori dei parametri w_0 , z_0 e H . L'unico criterio posto sulla scelta dei parametri è la condizione al contorno che la velocità verticale al suolo sia minore di $1m/s$, ovvero:

$$w_0 e^{-\left(\frac{z_0}{H}\right)^2} < 1m/s. \quad (2.38)$$

L'intervallo dei valori di w_0 è compreso tra $1m/s$ e $30m/s$, mentre sia z_0 che H variano tra $1000m$ e $8000m$, nei limiti imposti dalla (2.38). In figura 2.2 sono sintetizzati i risultati ottenuti al variare dei parametri descritti.

Ciò che si osserva è che effettivamente esistono diverse configurazioni dei parametri che producono precipitazioni dell'ordine di $15mm/5'$, ovvero pari a quelle registrate nel Cividalese. Per diversi valori di z_0 e H ad esempio, intensità simili sono raggiunte con valori di w_0 di $10m/s$ o $20m/s$, che sono realisticamente raggiungibili in presenza di supercelle o in generale di forti moti convettivi.

2.3.5 CAPE

Per piccole perturbazioni del campo della pressione idrostatica, la terza componente dell'equazione del momento può essere riscritta nel modo seguente:

$$\frac{dw}{dt} \simeq -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (p - p_0) - g \frac{T_0 - T}{T_0}, \quad (2.39)$$

in cui ρ_0 , p_0 e T_0 sono rispettivamente la densità, la pressione e la temperatura dello stato di riferimento caratterizzato dall'equilibrio idrostatico:

$$0 = -\frac{\partial p_0}{\partial z} - g\rho_0. \quad (2.40)$$

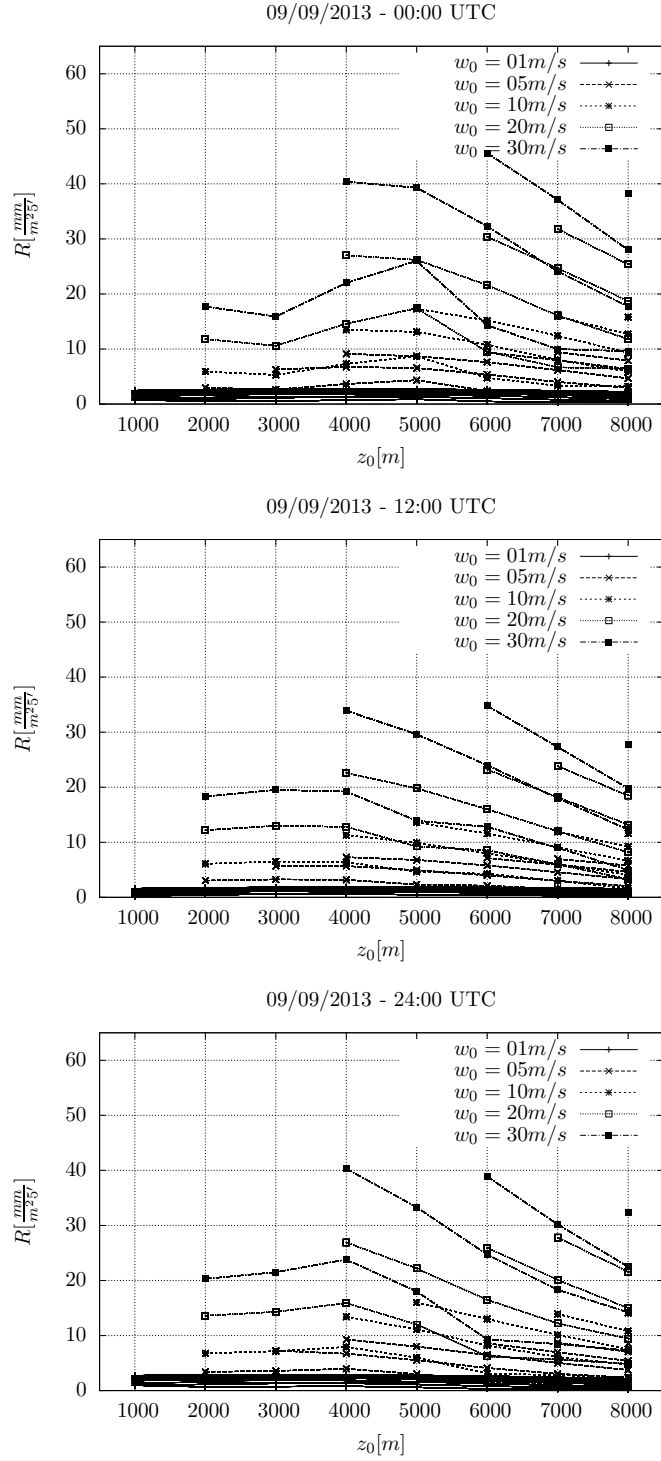


Figura 2.2. Precipitazione accumulata in 5' per i tre radiosondaggi di Campofornido (UD) compiuti ogni 12 ore a partire dalle 0.00 UTC del 09 Settembre 2013. Ciascun grafico riporta l'andamento della precipitazione in funzione del parametro z_0 . Grafici ottenuti con diversi valori di w_0 sono riportati con diversi stili di linea. Infine, a parità di stile, i diversi andamenti dipendono dal parametro H .

In questo contesto continua ad essere valida l'ipotesi che la scala dei tempi sia tale da permettere il riequilibrio della pressione del parcel con quella esterna. Tralasciando dunque il termine relativo al gradiente dell'anomalia di pressione, si ottiene l'accelerazione verticale dovuta soltanto alla differenza tra la temperatura del parcel e quella dell'ambiente esterno:

$$\frac{dw}{dt} \simeq -g \frac{T_0 - T}{T_0}. \quad (2.41)$$

La (2.41) è alla base della definizione della massima energia cinetica del parcel dovuta alla convezione, nota come CAPE (*Convective Available Potential Energy*). Moltiplicando entrambi i membri per w si ha:

$$\frac{1}{2} \frac{dw^2}{dt} = -g \frac{T_0 - T}{T_0} \frac{dz}{dt},$$

da cui, integrando dal livello di convezione libera (*LFC*) alla quota in cui l'atmosfera ritorna stabile (qui indicato con la sigla *SL*), si ottiene:

$$\frac{1}{2} \int_{LFC}^{SL} dw^2 = -g \int_{LFC}^{SL} \frac{T_0 - T}{T_0} dz.$$

Assumendo che la velocità verticale del parcel in *LFC* sia nulla si ha infine:

$$w^2(SL) = -2g \int_{LFC}^{SL} \frac{T_0 - T}{T_0} dz = 2 \text{CAPE}. \quad (2.42)$$

2.4 Descrizione meteorologica del caso studio

Quanto discusso in merito alla termodinamica atmosferica rende possibile una descrizione meteorologica più approfondita del caso studio di questo lavoro. Esso presenta caratteristiche proprie della microscala, ma deve essere analizzato nel contesto sinottico in cui prende luogo. La situazione meteorologica a questa scala (figura 2.3) vede inizialmente (ore 06:00 UTC del 9 Settembre 2013 - mappa 2) la presenza di una depressione nell'Europa nordoccidentale che si evolve rapidamente nelle successive 24 ore, spostando il proprio asse verso est (mappe 3-5). In base a questa configurazione e secondo la circolazione geostrofica tipica della macroscale atmosferica, sulla regione Friuli Venezia Giulia sono spirati venti provenienti da Ovest a tutte le quote, dalla superficie terrestre fino alla tropopausa. Tale circolazione, a sud della barriera alpina, induce alla mesoscala il sollevamento delle masse d'aria in corrispondenza delle Prealpi e delle Alpi Giulie.

Tutto ciò deve essere messo in relazione con il profilo termodinamico dell'atmosfera in corrispondenza dell'area di interesse. Strumenti molto utili in questo senso sono i diagrammi termodinamici detti *skew-T*. Nelle figure 2.4 e 2.5 sono rappresentati i diagrammi termodinamici di tipo *skew-T* per la località di Campofornido (UD), circa 20km sopravvento al luogo di massima precipitazione, e relativi rispettivamente alle ore 00:00 UTC e 12:00 UTC del giorno 9 Settembre 2013. In essi è rappresentato innanzitutto il profilo termico dell'atmosfera. Si osserva che due ore prima dell'evento (figura 2.5) la temperatura in quota sulla regione diminuisce

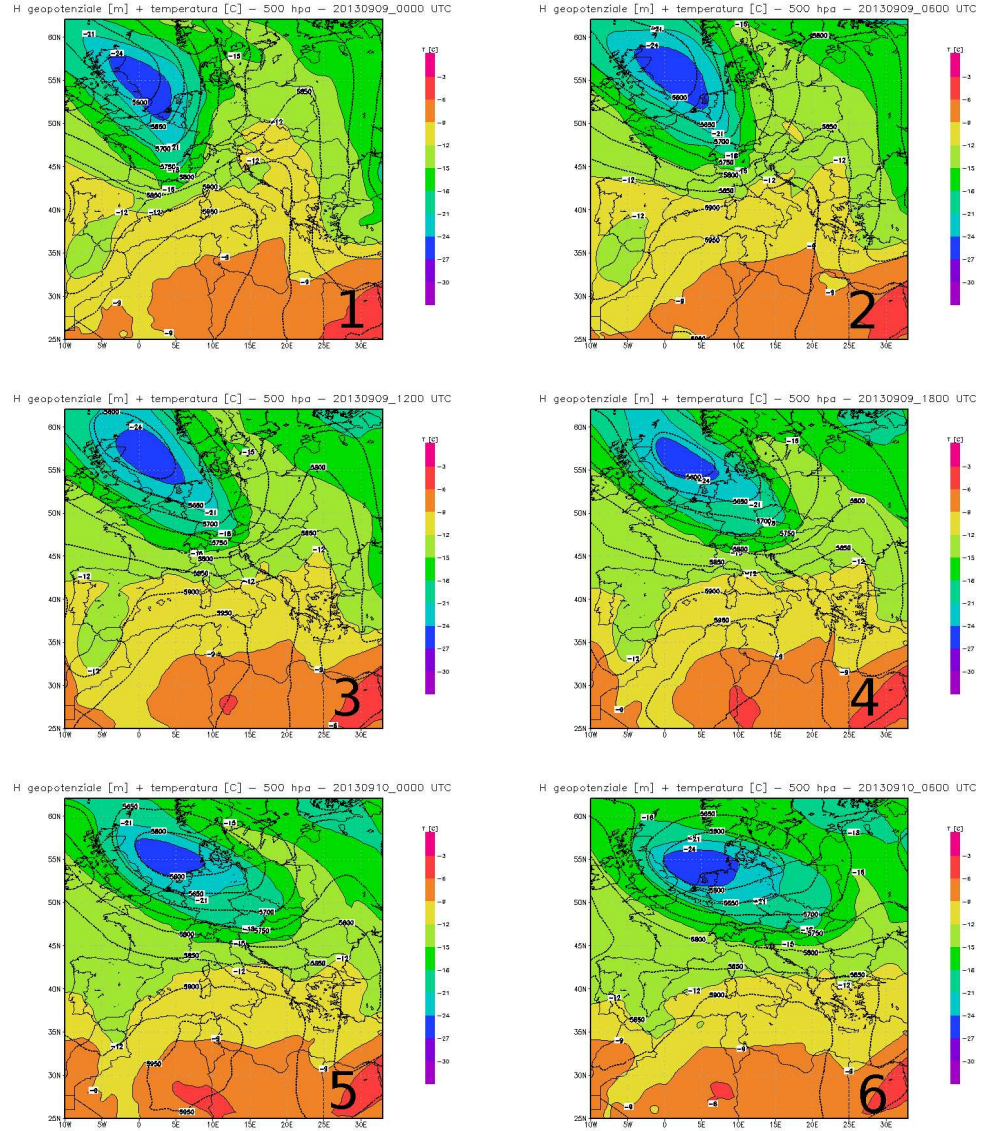


Figura 2.3. Temperatura [C] (in colore) e altezza geopotenziale [m] alla superficie isobarica di 500hPa e alle ore 00:00 UTC (1), 06:00 UTC (2), 12:00 UTC (3) e 18:00 UTC (4) del 9 Settembre 2013 e 00:00 UTC (5) e 06:00 UTC (6) del 10 Settembre 2013.

di circa 5°C e, aspetto molto più rilevante, l'inversione termica prima presente a 5000m (figura 2.4) viene rimossa, rendendo l'atmosfera particolarmente instabile al di sopra dei 1000m e fino alla tropopausa. Si noti inoltre l'abbassamento del livello della tropopausa nell'arco delle dodici ore antecedenti l'evento in concomitanza con l'afflusso di aria fredda in quota afferente alla depressione. In tali condizioni, una particella d'aria sollevata forzatamente fino al livello di convezione libera, che in questo caso specifico peraltro coincide con la quota di condensazione del vapore acqueo, ovvero 870hPa (circa 1000m), diventa più leggera rispetto all'ambiente circostante. Essa quindi riceve una spinta verso l'alto che si esaurisce alla quota detta di equilibrio, nella fattispecie 220hPa (circa 11000m). La traiettoria della particella viene evidenziata in rosso nel diagramma di figura 2.5. L'area compresa tra quest'ultima curva e il profilo termico dell'ambiente esterno rappresenta graficamente il CAPE (cfr. 2.3.5).

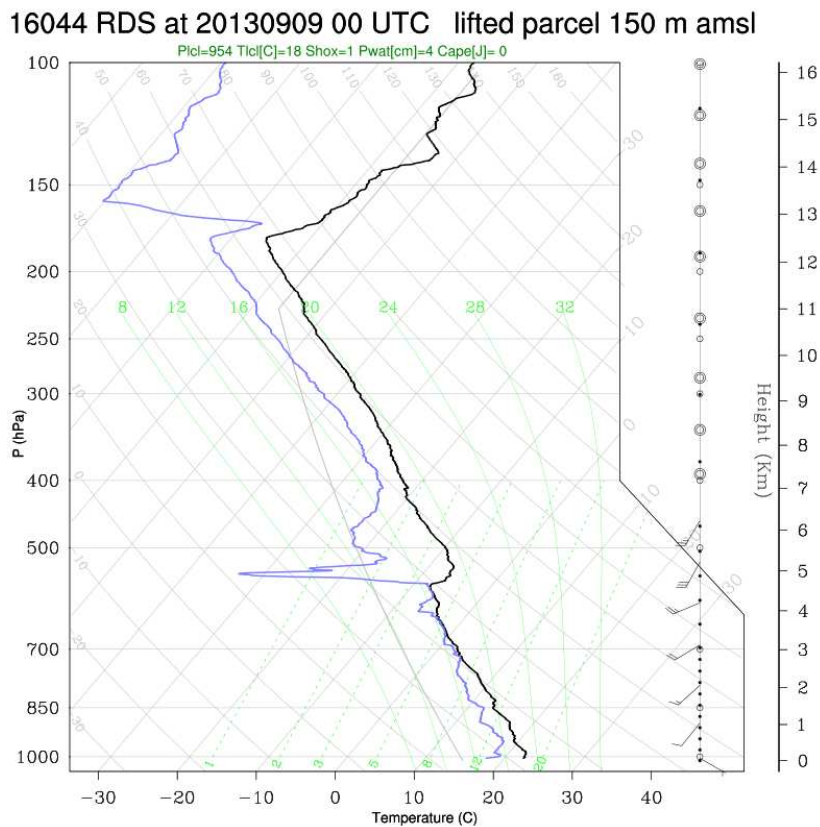


Figura 2.4. Diagramma termodinamico *skew-T* per la località di Campoformido (UD) relativo alle ore 00:00 UTC del 9 Settembre 2013. In ascissa è indicata la temperatura, in ordinata il logaritmo della pressione, cambiato di segno, che in prima approssimazione è proporzionale alla quota. Le isoterme sono ruotate di 45° rispetto alle isobare, per facilitare la distinzione tra isoterme e adiabatich. Nello stesso diagramma sono riportate in grigio le adiabatich secche, in verde le adiabatich umide e in tratteggio verde le curve di uguale mixing ratio alla saturazione. In nero è indicato il profilo termico dell'ambiente, in blu quello della temperatura di rugiada. Sulla destra sono indicati la quota corrispondente ai livelli di pressione ed il profilo verticale dei venti.

16044 RDS at 20130909 12 UTC lifted parcel 150 m amsl

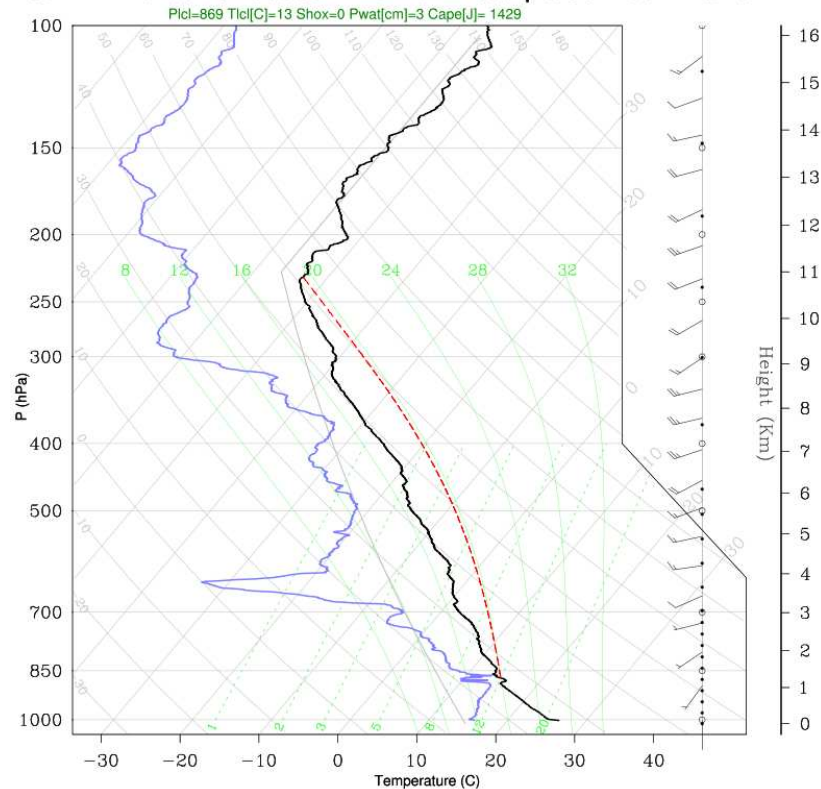


Figura 2.5. Diagramma termodinamico *skew-T* per la località di Campoformido (UD) relativo alle ore 12:00 UTC del 9 Settembre 2013. In ascissa è indicata la temperatura, in ordinata il logaritmo della pressione, cambiato di segno, che in prima approssimazione è proporzionale alla quota. Le isoterme sono ruotate di 45° rispetto alle isobare, per facilitare la distinzione tra isoterme e adiabatich. Nello stesso diagramma sono riportate in grigio le adiabatich secche, in verde le adiabatich umide e in tratteggio verde le curve di uguale mixing ratio alla saturazione. In nero è indicato il profilo termico dell'ambiente, in blu quello della temperatura di rugiada. In tratteggio rosso inoltre è indicata la traiettoria seguita da un parcel nel passaggio dal livello di convezione libera alla quota di equilibrio. L'area compresa tra questa curva e il profilo termico dell'ambiente esterno (linea nera) rappresenta graficamente il CAPE. Sulla destra sono indicati la quota corrispondente ai livelli di pressione ed il profilo verticale dei venti.

Portando infine la trattazione alla microscala, l'afflusso di aria instabile verso i primi rilievi orografici prealpini ha determinato il sollevamento forzato dei bassi strati atmosferici fino alla quota di libera convezione, dando poi origine ai moti convettivi che si sono autosostenuti grazie all'instabilità presente sulla colonna d'aria. Tali moti hanno prodotto velocità verticali sufficienti da giustificare i ratei di precipitazione osservati.

Per quanto riguarda il perdurare di tali ratei sulla stessa area per alcune ore, vanno ricercate condizioni di stazionarietà del sollevamento dei bassi strati. Plausibilmente, in questo contesto orografico, si può desumere che i flussi d'aria fredda e densa provenienti dalle Prealpi, ove la precipitazione era sostenuta, siano stati guidati verso lo sbocco sulla pianura della valle del fiume Natisone. In tale area il

sollevamento dei bassi strati atmosferici in movimento verso l'orografia è stato allontanato dall'orografia a causa della presenza dell'aria densa uscente dalla valle. Tale situazione di interazione tra flussi sinottici e circolazione forzata orograficamente alla microscala si è protratta per alcune ore, ovvero l'intervallo di tempo in cui sono perdurati gli straordinari ratei di pioggia osservati. Un meccanismo di questo tipo è in tutto analogo a quanto illustrato da M. Miglietta e R. Rotunno descrivendo uno tra i possibili tipi di interazione tra flussi e orografia nel modello semplificato da essi sviluppato in [6]. Una rappresentazione qualitativa del processo è riportata in figura 2.6.

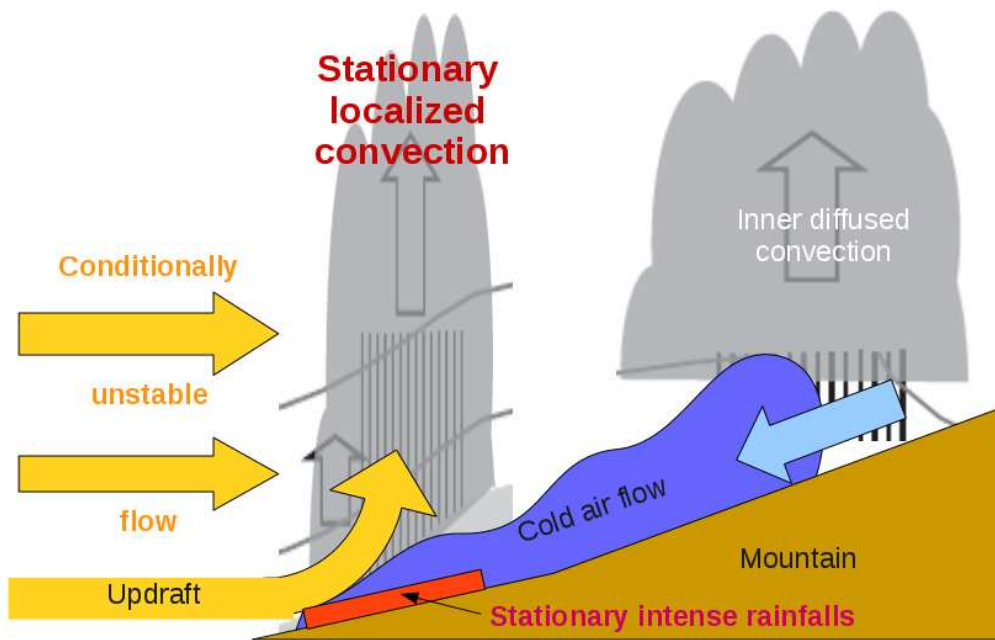


Figura 2.6. Descrizione del meccanismo di interazione tra flusso sinottico e down-draft proveniente da moti convettivi forzati dall'orografia alla microscala.

Capitolo 3

Descrizione e preparazione degli strumenti di calcolo

3.1 Il modello ARW

Il modello WRF (Weather Research and Forecasting model), qui utilizzato nella versione ARW (Advanced Research WRF) [7], è un sistema di simulazione atmosferica progettato per essere eseguito in modo efficiente su cluster per il calcolo distribuito e utilizzabile su un ampio intervallo di scale meteorologiche, da quelle tipiche di un'analisi climatica regionale (macroscala α , migliaia di chilometri) fino alla microscala β , in cui iniziano ad essere determinanti i fenomeni legati alla turbolenza.

3.1.1 Descrizione generale del modello ARW

ARW è un modello fluidodinamico completamente comprimibile e non idrostatico. Il nucleo centrale del modello integra numericamente il set di equazioni fondamentali dell'atmosfera descritto in 2.1. L'integrazione temporale è compiuta tramite algoritmi di Runge-Kutta del 2° e 3° ordine. I campi sono definiti su una griglia di tipo Arakawa-C, in cui i vettori della velocità e gli scalari sono rappresentati in punti sfalsati (*staggered*), nella fattispecie rispettivamente sui bordi e al centro delle celle.

Per quanto riguarda la dimensione verticale, il modello permette di definire livelli non equispaziati (*grid stretching*), permettendo ad esempio un raffinamento della griglia verticale in prossimità del suolo. Le coordinate verticali sono coordinate di tipo η , definite nel modo seguente [8]:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu}, \quad (3.1)$$

in cui

$$\mu = p_{hs} - p_{ht}. \quad (3.2)$$

p_h è la componente idrostatica della pressione, mentre i suffissi s e t si riferiscono rispettivamente al livello del suolo e alla superficie a pressione costante che delimita superiormente il modello. La definizione si basa sulla pressione idrostatica e le coordinate seguono pertanto il profilo del terreno. Esse sono anche denominate

coordinate di massa, in quanto $\mu(x, y)$ è proporzionale alla massa per unità di superficie della colonna dell'aria racchiusa entro gli estremi verticali del modello nel punto (x, y) . Dalla definizione segue che $0 \leq \eta \leq 1$ (cfr. Figura 3.1).

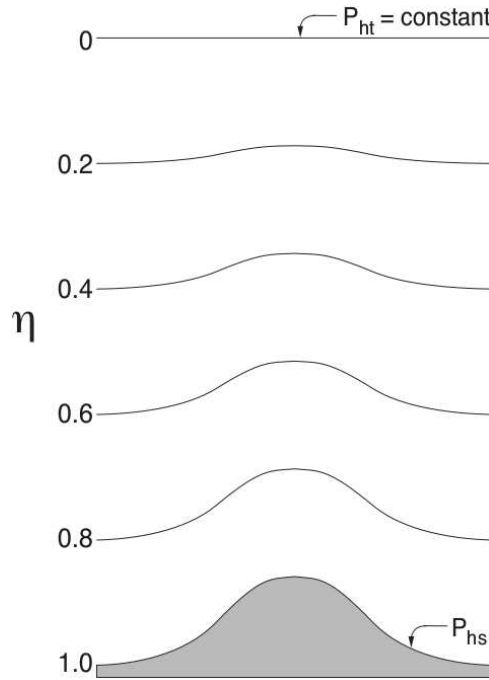


Figura 3.1. Coordinate di massa in presenza di un rilievo idealizzato con un profilo gaussiano. η è compresa tra 0 e 1, diminuisce con l'altezza ed è visibile come essa segua il profilo del rilievo in modo sempre più attenuato all'aumentare della quota.

In figura 3.2 sono rappresentate le componenti del modello WRF. Nel lavoro qui descritto sono stati utilizzati solo alcuni dei programmi illustrati, e precisamente:

- il preprocessore WPS, che ha lo scopo di preparare i domini di calcolo per la simulazione, discretizzandoli ed interpolando per ciascun punto di griglia le condizioni al contorno;
- il nucleo centrale del modello, costituito da degli ulteriori programmi di inizializzazione per casi studio reali (REAL) e dal vero e proprio programma di integrazione numerica (ARW);
- il blocco formato da postprocessori e visualizzatori, per i quali possono essere adottate diverse scelte. Nel presente lavoro ci si è avvalsi del postprocessore UPP (NCEP Unified Post Processor), delle librerie nco e cdo per l'estrazione dei campi atmosferici di interesse e infine del visualizzatore grafico GrADS (Grid Analysis and Display System).

I programmi che confluiscono in OBSGRID e WRFDA (WRF Data Assimilation) riguardano l'assimilazione di dati misurati alle simulazioni e non sono stati presi in considerazione ai fini di questo lavoro. Infine il blocco IDEAL, di cui ci si

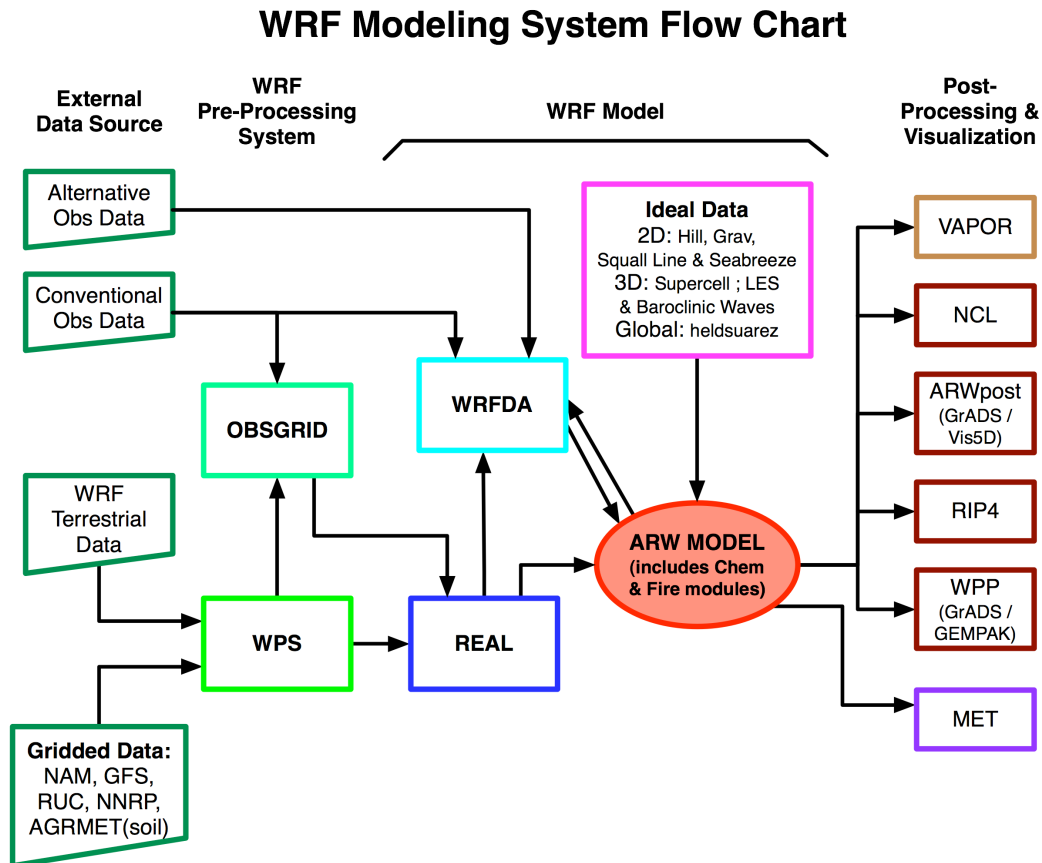


Figura 3.2. Schema generale del modello WRF. La sequenza fondamentale utilizzata in questo lavoro è limitata a WPS, REAL, ARW model, strumenti per il *post-processing* e visualizzatori.

è avvalsi solo come test per la corretta compilazione del modello, svolge la stessa funzione di preparazione del REAL, ma è dedicato a casi studio ideali predefiniti all'interno del modello.

3.1.2 Il preprocessore WPS

Il preprocessore WPS (WRF preprocessing system) è composto da tre programmi principali: **geogrid**, **ungrib** e **metgrid**. Ciascuno di essi svolge una fase della preparazione dell'input per simulazioni di casi-studio reali. Tutti i programmi sono inizializzati dall'utente tramite il file di inizializzazione **namelist.wps**. Di seguito sono illustrate le caratteristiche di ognuno, con riferimento alla figura 3.3.

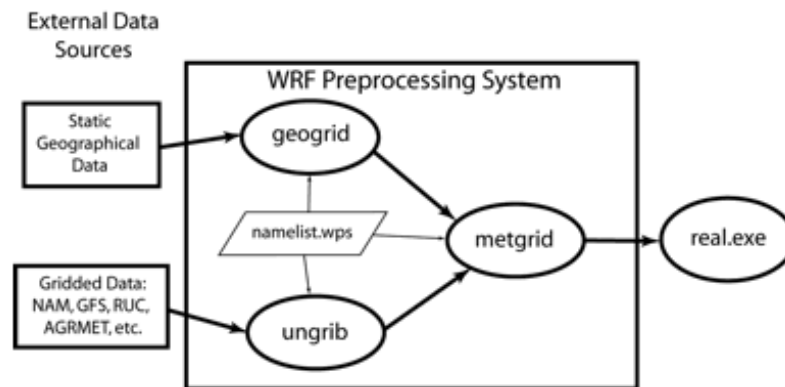


Figura 3.3. Schema generale del preprocessore WPS.

Geogrid

Il programma **geogrid** ha innanzitutto la funzione di inizializzare i domini di calcolo, ovvero definirne l'estensione e stabilire le coordinate di ciascun punto di griglia al loro interno, sulla base delle impostazioni definite dall'utente nel file di inizializzazione. In tutte le simulazioni che sono state eseguite in questo lavoro, i domini di calcolo sono più di uno. Questo fatto è molto comune nell'utilizzo del modello WRF. Definire più di un dominio può avere semplicemente lo scopo di concentrare l'analisi su due aree disgiunte, senza risolvere le equazioni del modello per aree a cui non si è interessati. Molto più spesso tuttavia, la molteplicità dei domini è legata alla necessità di aumentare la risoluzione delle simulazioni senza eccedere nell'utilizzo di risorse computazionali. In tal caso la tecnica di calcolo implementata è quella dei domini innestati (*nested domains*): la simulazione viene effettuata ad alta risoluzione solamente in un'area ristretta. Le condizioni al contorno per quest'area vengono stabilite a partire dalle soluzioni ottenute su un dominio più esteso, contenente il primo, nel quale è definita una griglia con risoluzione minore.

La seconda funzione essenziale di **geogrid** è attribuire ad ogni punto della griglia creata i valori di una serie di campi di dati terrestri statici, permettendo così di inizializzare una serie di parametri che compaiono nelle equazioni del modello. Essi riguardano le diverse tipologie di suolo e di uso del suolo, l'orografia e le tipologie di

pendio, la temperatura media annua del suolo, la frazione mensile di vegetazione, l'albedo mensile e la massima albedo della neve.

Ungrib

Le equazioni differenziali del modello necessitano delle relative condizioni iniziali ed al contorno. Se per i domini di calcolo più interni queste sono fornite dalla soluzione ottenuta di volta in volta nel dominio genitore, per il dominio più esteso è necessario fornire i dati dall'esterno. Tipicamente si tratta di soluzioni ottenute con altri modelli regionali o globali da appositi centri di previsione, come il GFS (*Global Forecast System*) o, nel caso in questione, l'ECMWF (*European Center for Medium-Range Weather Forecast*). Le soluzioni in questo caso sono disponibili con un intervallo di aggiornamento di 6 ore. Quelle corrispondenti all'istante iniziale della simulazione sono prese come condizioni iniziali per tutti i punti del primo dominio; inoltre, per l'intera durata della simulazione, le medesime soluzioni nei punti della frontiera del dominio fungono da condizioni al contorno dipendenti dal tempo (con passo temporale di 6 ore).

I dati dell'ECMWF sono codificati nel formato **grib2** [9], stabilito dalla WMO (*World Meteorological Organization*) e derivante dal precedente formato **grib**. L'inizializzazione del modello ARW richiede non solo una quantità di informazione molto più limitata di quella contenuta in un file **grib**, ma anche la conversione di quest'ultimo in un formato più semplice e riconosciuto dai successivi elementi della catena computazionale, noto come *formato intermedio*. Il programma **ungrib** riveste esattamente questa funzione, consentendo la corretta lettura delle condizioni iniziali ed al contorno.

Metgrid

I dati codificati nel *formato intermedio* dal programma **ungrib** vengono interpolati in ciascun punto della griglia definita da **geogrid** attraverso l'ultimo elemento della catena del preprocessore WPS: il **metgrid**. L'output così prodotto può essere letto dal blocco **real** per la corretta inizializzazione del modello ARW.

3.1.3 Postprocessori e visualizzatori

Una volta terminata la simulazione, i file di output dell'ARW contengono i valori di tutti i campi meteorologici calcolati dal modello per ciascun punto di griglia, ciascun livello verticale e ciascun intervallo temporale (la frequenza di aggiornamento dei file di output, come visto, va specificata nel file di inizializzazione). Il post-processore UPP consiste in una serie di programmi destinati ad alcune operazioni ausiliarie come la conversione del formato, la creazione di un singolo file di output in corrispondenza di ogni step temporale e l'eventuale sostituzione della proiezione sferica utilizzata per la rappresentazione della griglia orizzontale. Ad esempio, nel caso studio, l'integrazione numerica delle equazioni è stata eseguita dall'ARW utilizzando la proiezione Lambert Conformal e le soluzioni sono state interpolate nell'usuale griglia in coordinate latitudine-longitudine (griglia *lat-lon regolare*) solo in fase di *post-processing*.

Per facilitare l'analisi e la comprensione dei risultati, infine, è opportuno avvalersi di strumenti in grado di fornire una rappresentazione grafica. Come accennato, il programma scelto per questo scopo è il visualizzatore grafico GrADS. Esso è in grado di produrre mappe bidimensionali o tridimensionali (la terza dimensione è rappresentata da una gamma di colori) dei campi meteorologici calcolati, selezionando intervalli o valori puntuali di latitudine, longitudine, livelli verticali e tempo, nonché di calcolare alcune funzioni statistiche di base.

3.1.4 Parametri fondamentali per le simulazioni

Per una descrizione più esauriente del modello ARW, verranno elencati ora alcuni dei principali parametri che possono essere impostati al lancio di ogni simulazione. È bene premettere che l'inizializzazione del modello può essere interamente configurata dall'utente, e la descrizione che segue è limitata esclusivamente alle impostazioni più importanti ai fini di questo lavoro di tesi. Non verranno discusse ad esempio le parti riguardanti la configurazione della microfisica o della chimica del modello. Le impostazioni scelte per la simulazione di partenza sono quelle adottate quotidianamente dal *Centro Regionale di Modellistica Ambientale (CRMA)* dell'*ARPA-FVG*, che si avvale del modello ARW per generare ad esempio previsioni a breve termine della qualità dell'aria nel Friuli Venezia Giulia e per altre simulazioni a scala regionale. Oltre alle variabili di base come la data di inizio, la durata della simulazione e la frequenza di aggiornamento e di scrittura nei file di output, i parametri modificati sono stati la risoluzione spaziale e temporale, la scelta del numero e dell'estensione dei domini di calcolo e il tipo di interazione tra i domini.

Risoluzione e domini di calcolo

Uno dei parametri fondamentali nella preparazione delle simulazioni è la scelta della risoluzione spaziale e temporale con cui risolvere le equazioni del modello. Agire sulla risoluzione sembra essere il passo più ragionevole e del resto più immediato da compiere nell'ottica di migliorare l'accordo tra simulazioni e osservazioni. Senza altro la ragione principale è che minore è il passo di integrazione delle equazioni, maggiore è l'accordo atteso tra la soluzione numerica e la realtà. Nell'ambito del modello ARW, tuttavia, vi sono almeno altri due aspetti fondamentali da prendere in considerazione a riguardo.

Innanzitutto aumentare la risoluzione significa aumentare parallelamente il dettaglio con il quale il modello ingloba i dati terrestri statici, che come visto vengono interpolati in ciascun punto del dominio dal programma *geogrid*. In merito a questo, l'esempio più significativo per questo lavoro riguarda l'orografia. In fase di inizializzazione la risoluzione spaziale con cui sono definiti i rilievi e i pendii è stabilita coerentemente con il passo di griglia e aumenta al diminuire di quest'ultimo. Il limite inferiore è la risoluzione propria dei dati. Nel caso studio essi sono stati ottenuti direttamente dal database globale a cui è possibile accedere nell'area download del sito del modello ARW e hanno una risoluzione di 30 secondi d'arco (circa 900m).

In secondo luogo va menzionato il fatto che il modello ARW non risolve esattamente lo stesso set di equazioni a tutte le scale spaziali, ma ottimizza il modello

fisico in funzione della risoluzione richiesta. Per illustrare meglio questa caratteristica del modello è utile l'esempio del *Planetary Boundary Layer (PBL)*, il primo strato della troposfera, in cui è dominante il fenomeno della turbolenza¹. Il modello ARW si avvale di diversi schemi di parametrizzazione della turbolenza all'interno del PBL, ma oltre una certa risoluzione esso non viene più considerato e di conseguenza parametrizzato come uno strato atmosferico a sé stante, bensì vengono risolte nel dettaglio al suo interno le equazioni del modello, inglobando in esse i termini di turbolenza. In questo senso dunque spingersi a scale atmosferiche sempre più piccole implica un cambiamento della fisica implementata nel modello computazionale.

Aumentare la risoluzione, poi, è un'operazione che ha per conseguenza la sempre maggiore necessità di risorse di calcolo, e questo rappresenta un costo da valutare con attenzione in fase di configurazione del modello e di progettazione delle simulazioni. Basti pensare, ad esempio, che un dimezzamento simultaneo degli intervalli di integrazione spaziale e temporale, a parità di dominio di calcolo e di durata della simulazione, produce un numero di celle spaziali nel dominio quattro volte maggiore ed un numero di step temporali doppio. Il tempo necessario per completare la simulazione risulta pertanto in prima approssimazione ben otto volte maggiore. Va ricordato inoltre che un tale dispendio di risorse può non essere sempre giustificato, dal momento che come visto vi sono dei limiti ulteriori da prendere in considerazione, legati alla risoluzione dei dati terrestri statici: non sarebbe sensato ad esempio sperare di ottenere una maggiore comprensione fisica dell'interazione tra flussi atmosferici e orografia spingendo una simulazione alla risoluzione spaziale di qualche decina di metri e contestualmente inglobando i dati orografici del database standard alla risoluzione di 900m.

Nesting

Come visto nella descrizione del programma **geogrid** (3.1.2), la tecnica utilizzata per aumentare la risoluzione delle simulazioni nella regione di interesse è l'innesto di domini di calcolo più ristretti e a maggiore risoluzione (*fine grain*) all'interno di domini più vasti e con passo di griglia più ampio (*coarse grain*), in modo da ottimizzare le risorse computazionali impiegate.

Questa procedura richiede alcuni accorgimenti. Innanzitutto gli step di integrazione Δx e Δt devono diminuire in modo coerente. In particolare se Δt è troppo ampio per una certa risoluzione spaziale il rischio è che gli algoritmi di integrazione non convergano, causando l'interruzione della simulazione. Nella fattispecie, per il modello WRF la pratica suggerisce che il rapporto tra Δt , espresso in secondi e Δx , espresso in chilometri, debba essere inferiore a 6.

In secondo luogo ciascun dominio può essere o interamente contenuto in un altro, o disgiunto. Non sono ammesse configurazioni in cui due domini abbiano un'intersezione parziale. Inoltre, il rapporto tra le risoluzioni dei diversi domini innestati

¹Il PBL può essere definito [10] come la parte di troposfera direttamente influenzata dalla presenza della superficie terrestre, che risponde alle forzanti di superficie con tempi scala di circa un'ora o meno. Il suo spessore è molto variabile e oscilla tra qualche decina di metri e qualche kilometro, seguendo un ciclo giornaliero, un ciclo stagionale, ma anche delle fluttuazioni stocastiche. Il fenomeno fisico dominante è quello della turbolenza.

non può eccedere un determinato valore (test sul modello suggeriscono di non superare il valore 5). Il motivo è che un'eccessiva discontinuità tra le risoluzioni delle soluzioni ottenute per diversi domini non permetterebbe la corretta interpolazione delle condizioni al contorno nella frontiera del dominio più interno. In figura 3.4 sono rappresentate due configurazioni tipiche del modello: tre domini annidati l'uno dentro l'altro e due domini disgiunti entrambi interamente contenuti in un dominio più esteso.

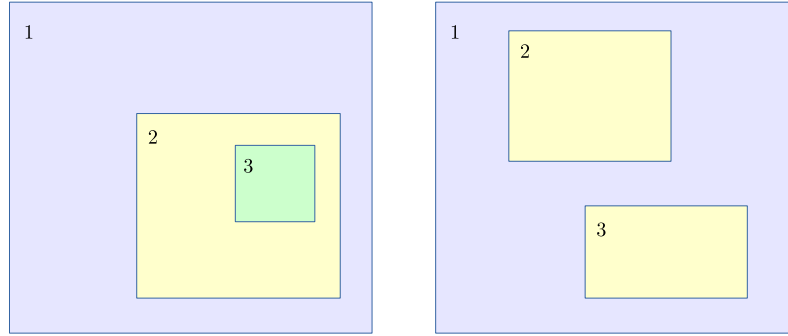


Figura 3.4. Due configurazioni tipiche dei domini per le simulazioni. Nel primo caso i tre domini sono interamente contenuti l'uno nell'altro, nel secondo i due domini secondari sono entrambi contenuti nel dominio più esteso e sono disgiunti. Non sono ammesse configurazioni in cui i domini presentano delle intersezioni parziali, o sono contenuti solo in parte nel dominio più esterno.

Feedback

Si è visto finora come nell'innesto tra due domini la funzione del dominio più esterno (a cui ci si riferirà di seguito con la sigla **d01**) sia essenzialmente quella di preparare le condizioni al contorno per il più interno (**d02**). In questo senso i domini comunicano in una sola direzione, da **d01** a **d02**. Il modello ARW tuttavia implementa anche un secondo tipo di comunicazione, questa volta da **d02** a **d01** e per questo denominata *feedback*, allo scopo di aggiornare le soluzioni ottenute per **d01** con quelle del dominio **d02**. Le due possibili opzioni, da specificare al lancio di ogni simulazione, sono note con i termini rispettivamente di *1-way* e *2-way nesting*. Vista a posteriori l'importanza rivestita da questa scelta nei risultati ottenuti, il procedimento verrà di seguito descritto nel dettaglio.

Innanzitutto esistono due diversi modi per procedere con una simulazione di tipo *1-way nesting*. Il primo consiste nell'eseguire per intero una simulazione nel dominio maggiore, che in seguito viene processata per fornire le condizioni iniziali ed al contorno per una successiva simulazione in **d02**. Tipicamente in questo caso lo step temporale con cui vengono aggiornate le condizioni al contorno è maggiore dello step di integrazione temporale per **d01**. Questa procedura è la meno dispendiosa dal punto di vista computazionale, ma anche quella che prevede minor comunicazione tra i domini. Un secondo metodo, più dispendioso ma auspicabilmente più accurato, prevede che le simulazioni per **d01** e **d02** inizino contemporaneamente. In questo caso ogni volta che viene completata l'integrazione per uno step temporale in **d01** si procede aggiornando le condizioni al contorno per **d02** ed ivi integrando per un

numero di step tale da coprire lo stesso intervallo temporale. L'algoritmo del *2-way nesting* segue in tutto quanto appena descritto, ma aggiunge ad ogni passo un'operazione cruciale: prima di procedere con una nuova integrazione temporale in **d01**, le soluzioni ottenute in **d02** rimpiazzano quelle di **d01** in tutti i punti di **d01** contenuti in **d02**. Uno schema dettagliato dei procedimenti descritti è sintetizzato in figura 3.5.

3.2 Preparazione dell'esperimento

3.2.1 Test di scalabilità e ottimizzazione delle risorse

Prima di procedere con le simulazioni previste per la realizzazione dell'esperimento, è necessario pianificare con cura l'utilizzo delle risorse da destinare all'esecuzione del modello WRF. Ciò significa quantificare il risparmio in termini di tempo di calcolo che comporta l'esecuzione in *shared memory* ed in *distributed memory* e stabilire il numero ottimale di processori e nodi computazionali utilizzabili, in relazione anche alle esigenze degli altri utenti.

Legge di Amdahl

Dato un algoritmo, si definisce *speed-up* [11] il rapporto tra i suoi tempi di esecuzione in seriale e con n processori:

$$S_n = \frac{T_1}{T_n}. \quad (3.3)$$

Lo speed-up lineare o ottimale si ottiene quando $S_n = n$. Realisticamente, tuttavia, accade che alcuni blocchi dell'algoritmo siano necessariamente seriali e che esso possa essere solo in parte distribuito in modo esatto su n processori. Detta F_s la frazione di codice strettamente seriale, il tempo di esecuzione su n processori è pertanto

$$T_n = T_1 \left[F_s + \frac{1}{n} (1 - F_s) \right], \quad (3.4)$$

in cui T_1 è il tempo di esecuzione seriale. Da qui si ottiene la *legge di Amdahl*:

$$S_n = \frac{1}{F_s + \frac{1}{n} (1 - F_s)}. \quad (3.5)$$

Ciò impone allo speed-up un limite superiore, che tuttavia aumenta all'aumentare della frazione di codice eseguibile in parallelo.

Test sul cluster NEXUS

È stato eseguito un test per valutare la scalabilità del modello WRF sul cluster NEXUS² ed il numero ottimale di processori da impiegare nelle simulazioni. Il modello è stato pertanto lanciato in modalità parallela su un numero di processori variabile da 8 a 48 a passi di 8. Data l'architettura del cluster NEXUS, ciò equivale

²NEXUS è il sistema di calcolo parallelo di cui si è dotata l'ARPA FVG per eseguire i calcoli numerici previsti dalle attività modellistiche ambientali.

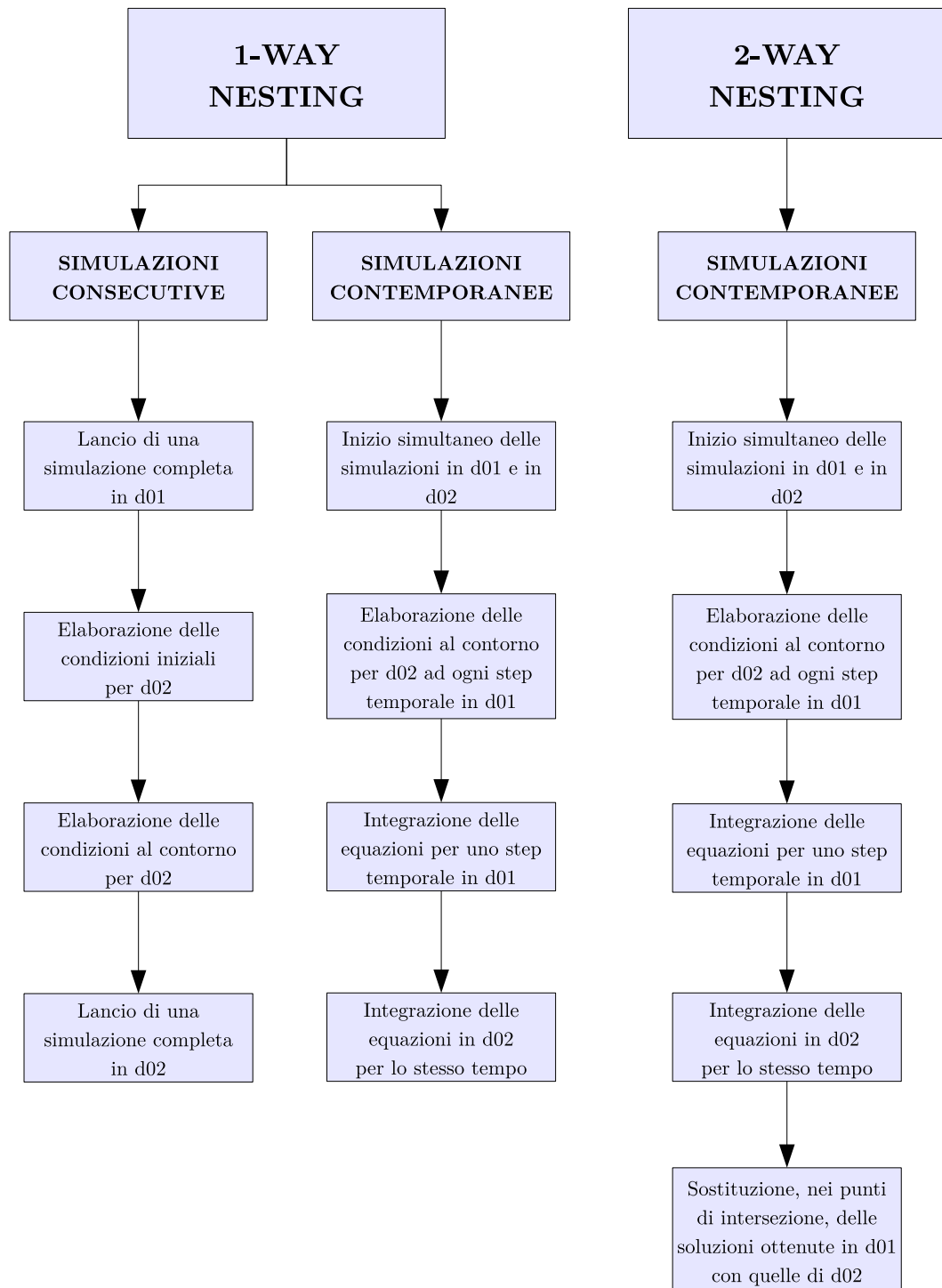


Figura 3.5. Sequenza dettagliata delle operazioni eseguite dal modello ARW per le due tipologie di *1-way nesting* e per il *2-way nesting*.

ad aggiungere ad ogni nuova esecuzione del modello un nodo computazionale. La configurazione del modello è quanto più simile possibile a quella che verrà utilizzata nelle successive esecuzioni ed è sintetizzata in tabella 3.1. Il tempo di simulazione è stato limitato a 6h, per contenere la durata complessiva del test.

Inizio	06-09-'13, 00:00 UTC	dx (km)	50, 10, 2
Fine	06-09-'13, 06:00 UTC	dt (s)	250, 50, 10
Domini	3	Feedback	Attivo
N. Punti W-E	96, 136, 91	Livelli	30
N. Punti N-S	96, 156, 91	P. Top (Pa)	5000

Tabella 3.1. Parametri di inizializzazione del modello per il test di scalabilità: data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali e pressione del livello più alto. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio. La configurazione è quella di partenza per le successive simulazioni, con la limitazione del tempo di simulazione a sole 6h.

Di ciascuna esecuzione è stato misurato il walltime ed i risultati sono riportati in figura 3.6. Il walltime diminuisce con l'aumento del numero di processori, e raggiunge il valore minimo con 32 processori. Viene dunque raggiunto un limite, in accordo con la legge di Amdahl. Inoltre l'andamento della coda del grafico è crescente, e questo può essere spiegato con l'aumento del tempo di comunicazione tra diversi nodi computazionali all'aumentare delle risorse impiegate.

Per descrivere in modo più chiaro la scalabilità del modello al variare del numero di core, è stato valutato il walltime per una simulazione in modalità seriale ed è stato riportato in grafico (figura 3.7) lo speed-up relativo alle diverse simulazioni in parallelo. L'andamento si discosta sin da subito da quello lineare che si avrebbe se non vi fossero parti seriali nel codice e raggiunge un massimo a 32 core, in accordo con quanto visto sopra.

Dall'analisi emerge che non è conveniente richiedere l'utilizzo di più di 32 core. La decisione finale è stata di procedere con le simulazioni utilizzando un numero di core compreso tra 16 e 32, variabile a seconda dei casi previa una valutazione complessiva sia dell'ottimizzazione dei tempi di calcolo sia delle esigenze di impiego di risorse computazionali di tutti gli utenti del cluster.

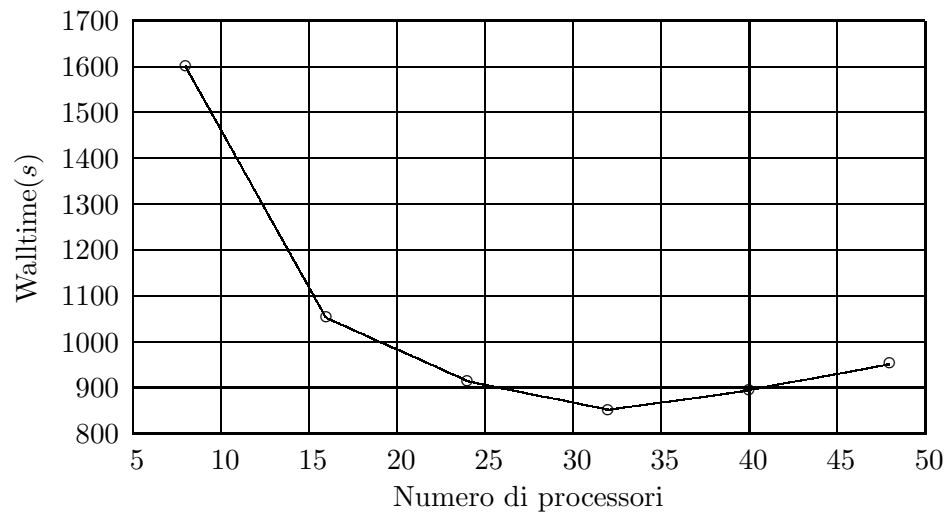


Figura 3.6. Test di scalabilità del modello WRF sul cluster NEXUS: andamento del walltime in funzione del numero di processori.

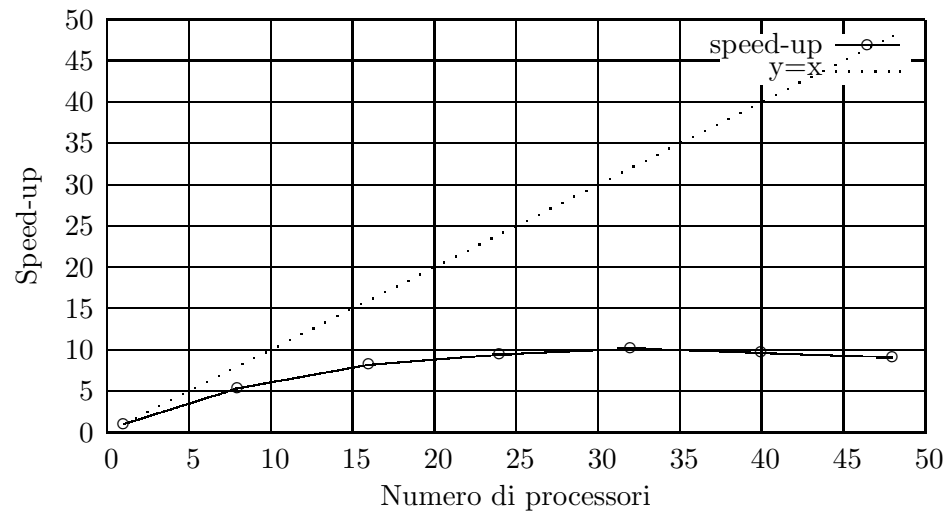


Figura 3.7. Test di scalabilità del modello WRF: speed-up in funzione del numero di processori. L'andamento si discosta molto da quello lineare, ma ciò è in accordo con la legge di Amdahl.

Capitolo 4

Procedura per il lancio delle simulazioni e l'analisi dei dati

In questo capitolo verranno descritte nel dettaglio le procedure seguite per lanciare ciascuna simulazione con il modello ARW e per la successiva parte di analisi dei dati e di confronto con le misure. In particolare grande spazio verrà dedicato alla descrizione degli strumenti utilizzati per un confronto quantitativo tra previsioni e misure e alla motivazione delle scelte effettuate in tal senso. La questione riveste in generale una grande importanza nell'ambito della modellistica fisica ed è spesso molto complessa.

Ciò che viene richiesto in questo caso è innanzitutto che le soluzioni numeriche rispecchino le misure per quanto riguarda sia i picchi intensi di precipitazione ogni 10' che gli elevati quantitativi di pioggia cumulata. È bene osservare da subito come questi due vincoli afferiscano ad aspetti fisici differenti. Nel primo caso infatti ciò che è richiesto è che il modello preveda una grande efficienza di trasformazione del vapore acqueo in pioggia, ovvero, come visto in 2.3.3, elevate velocità verticali nei moti convettivi. Il secondo aspetto invece è legato alla stazionarietà delle celle convettive. Il modello deve operare in modo da riprodurre anche nella simulazione il meccanismo descritto in 2.4 in base a cui si verifica per un certo intervallo di tempo il bilancio tra flusso entrante e *downdraft*, in modo tale da stabilizzare nei pressi della stessa area le celle convettive e generare livelli di precipitazione integrata nel tempo confrontabili con quelli registrati. Inoltre, naturalmente, le ulteriori condizioni da imporre per valutare l'attendibilità dei risultati numerici sono la vicinanza geografica tra i luoghi di maggiore precipitazione previsti dalla simulazione e quelli effettivi e, allo stesso modo, la prossimità temporale tra fenomeni simulati e rilevati.

4.1 Descrizione generale della procedura seguita

La procedura seguita per il lancio di ogni simulazione ed il *post-processing* è riassunta in figura 4.1. Il primo passo è dunque la scelta delle impostazioni da adottare, in particolare di quelle peculiari per la simulazione in esame. Si procede poi lanciando la sequenza operativa del modello ARW, descritta in 3.1.1 e formata dal preprocessore WPS per l'inizializzazione del modello, dal nucleo centrale del modello ARW e dal postprocessore UPP. Infine si procede con la parte di analisi dei dati delle

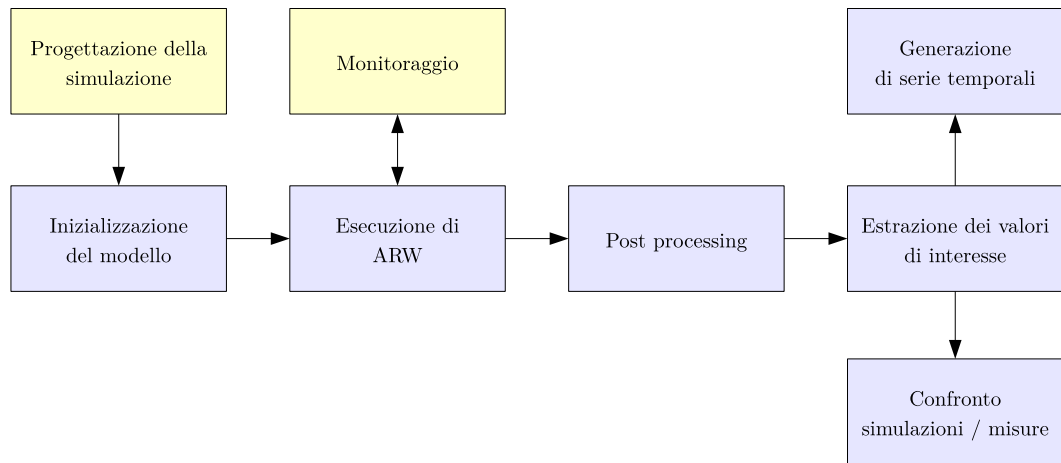


Figura 4.1. Schema seguito ed implementato in una serie di *workflow* per il lancio delle simulazioni con il modello ARW e le successive operazioni di *post-processing* e confronto tra simulazioni e misure.

simulazioni, che prevede l'estrazione dei valori di interesse dei campi calcolati dal modello, la produzione di serie temporali e l'ampia sezione di confronto tra simulazioni e misure. Sin da subito, per maggiore chiarezza, i vari passaggi verranno illustrati descrivendo contestualmente l'inizializzazione, il lancio ed i risultati della prima simulazione effettuata, a cui di seguito ci si riferirà con il codice AA.

4.1.1 Utilizzo dei *workflow*

Molte delle operazioni descritte sono state concatenate ed inglobate in alcuni script noti come *workflow*. Ogni *workflow* è composto da uno script principale, a cui spesso ci si riferisce con il termine di *workflow manager*, e da una serie di script secondari, definiti azioni. Lo scopo del *workflow manager* è di gestire l'esecuzione a catena delle diverse azioni, garantendo che ciascuna di esse venga completata senza errori e in caso contrario interrompendo la catena operativa. Nei *workflow* implementati in questo lavoro, le azioni corrispondono ai vari step sintetizzati in blocchi in figura 4.1. Ad esempio vi sono azioni per il lancio dei singoli eseguibili del postprocessore UPP, o per la creazione di serie temporali a partire dai campi calcolati dal modello. Vi sono inoltre azioni con funzioni esclusivamente accessorie, come la preparazione delle directory di lavoro o degli script da lanciare allo step successivo del workflow. Una parte significativa del lavoro di tesi è stata impiegata per la preparazione di *workflow* con lo scopo di automatizzare il più possibile la procedura da seguire in ogni simulazione, col vantaggio di focalizzare l'attenzione sugli aspetti fisici del lavoro, a discapito di quelli computazionali.

4.2 Inizializzazione

La simulazione di partenza, come accennato sopra (cfr. 3.1.4), è stata lanciata con le impostazioni standard adottate dal *CRMA* dell'*ARPA FVG*. Questa scelta appare come la più ragionevole, perlomeno come base di partenza, dal momento che si tratta di una configurazione del modello testata quotidianamente e finalizzata a studiare fenomeni atmosferici della stessa scala di quelli di interesse per questo lavoro e in più circoscritti allo stesso dominio di calcolo, ovvero la regione Friuli Venezia Giulia.

In tabella 4.1 sono riportati i parametri di inizializzazione della simulazione. La data di inizio precede di tre giorni quella dell'evento, per lasciare al modello un tempo di rilassamento sufficiente. La data di fine è invece quella successiva, per permettere di prevedere comunque l'evento nell'eventualità che vi sia un offset temporale esteso fino ad un giorno. La configurazione vede poi tre domini di calcolo innestati l'uno nell'altro, per raggiungere la risoluzione spaziale di $2km$ nella regione Friuli Venezia Giulia. I domini sono disposti come in figura 4.2.

4.3 Analisi dati e confronto tra simulazioni e misure

Tra tutti i campi meteorologici previsti in modo diretto o ricavabili in modo indiretto da una simulazione del modello ARW, quelli di principale interesse in questo caso sono essenzialmente due: la precipitazione istantanea e quella cumulata, ovvero i valori di pioggia in un arco temporale di $10'$ e quelli integrati su tutta la durata della simulazione. Posto che una rappresentazione della realtà fedele a tal

Codice	AA	dx (km)	50, 10, 2
Inizio	06-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	240, 40, 6.667
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Attivo
Domini	3	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91	Processori	32

Tabella 4.1. Parametri principali per la simulazione AA: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

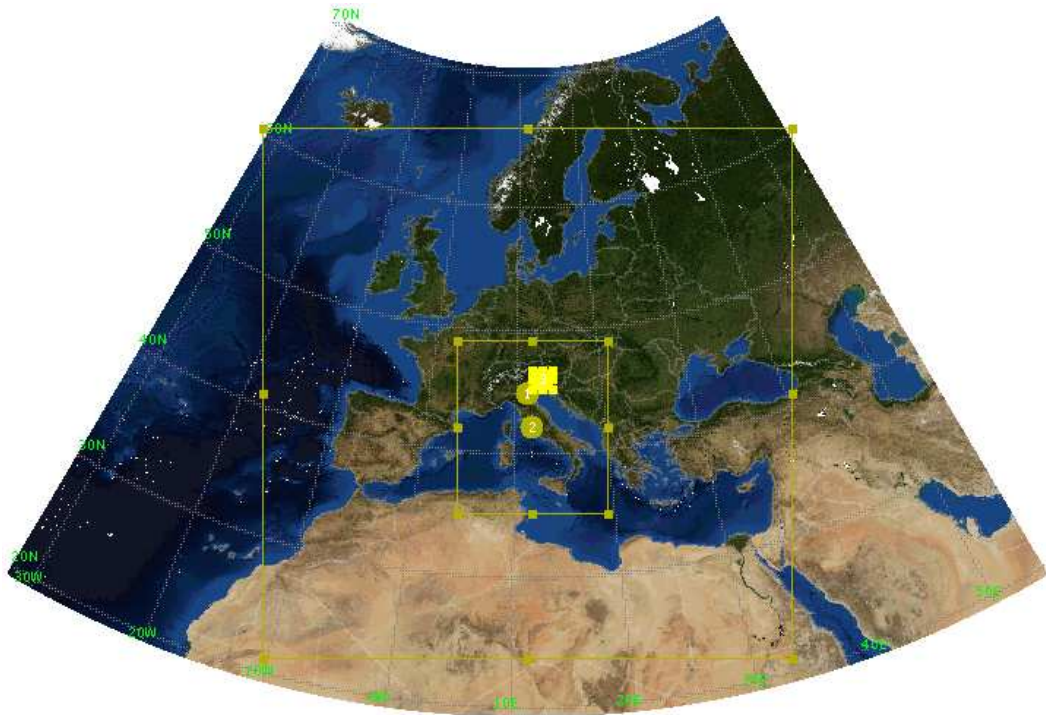


Figura 4.2. Domini innestati per la simulazione AA. Il dominio più esteso copre tutta l'area europea e ha risoluzione di 50km . Il secondo, contenente l'intera penisola italiana, ha una risoluzione di 10km mentre quello relativo al Friuli Venezia Giulia di 2km . La rappresentazione cartografica è ottenuta attraverso una proiezione di tipo *Lambert Conformal*.

punto da riprodurre ad esempio le serie temporali di figura 1.2 nelle diverse località sia ragionevolmente impossibile da ottenere, i comportamenti del modello possono essere molteplici. Potrebbero essere riprodotti ad esempio picchi temporali di intensità paragonabile a quella rilevata, ma in località e con tempi diversi o addirittura molto distanti da quelli effettivi. Il modello riuscirebbe in questo caso a riprodurre la fisica del fenomeno, ma sarebbe di scarsa utilità pratica. Un'altra eventualità è che esso preveda ancora con successo i picchi di precipitazione ma sottostimi i valori cumulati, e anche in questo caso la discordanza con la realtà sarebbe grave. Ai fini pratici, si pensi ad esempio alla proclamazione di uno stato di allerta, l'informazione più significativa è proprio quella che riguarda la pioggia cumulata. È il fatto che continui a piovere per diverse ore con grande intensità nel medesimo luogo che produce infatti i maggiori danni dal punto di vista ambientale. Si tratta solo di alcuni esempi che tuttavia evidenziano la complessità del problema e pongono l'accento sulla scelta dei test da effettuare per stabilire la bontà di ciascuna simulazione e la possibilità di utilizzare in modo efficace il modello nelle situazioni concrete, nella fattispecie in casi di piogge molto intense.

4.3.1 Scelta e descrizione del metodo di confronto

Stabilire in modo quantitativo la compatibilità tra le misure e le simulazioni numeriche dell'atmosfera non è una questione di pura applicazione di tecniche consolidate, bensì si tratta di un ambito della ricerca in cui devono spesso essere definite nuove metodologie per ottenere una valutazione utile, oltre che oggettiva, delle performance dei modelli. La letteratura è ricca di metodi che per la gran parte si avvalgono di estimatori statistici applicati su serie temporali di misure e simulazioni. Tali metodi [12, 13] assumono che le fluttuazioni spaziali e temporali dei campi meteorologici alla microscala abbiano un valore medio nullo ed una deviazione standard trascurabile alle scale in cui i modelli sono chiamati a operare. Questo approccio è particolarmente adatto per verificare la qualità di simulazioni che coprono periodi di tempo di settimane, mesi o nel caso specifico, di interi anni. Nel caso di simulazioni riguardanti particolari eventi meteorologici alla mesoscala, la cui durata copre al più una giornata ed il cui dominio di esistenza sconfina nella microscala, non è possibile ridurre il confronto tra campi simulati e misure al mero calcolo di alcuni indici standard. Infatti le fluttuazioni spaziali e temporali dei fenomeni che sono oggetto della simulazione sono peculiarità che il modello deve riprodurre e non possono essere considerate un semplice rumore avente media nulla. Per questo motivo, per confrontare i campi di precipitazione generati in questo lavoro, si è deciso di utilizzare un approccio specificatamente ideato per l'evento studiato.

L'operazione alla base di questo nuovo metodo è considerare le serie temporali di precipitazione simulate e misurate come campioni estratti dal campo di precipitazione realmente prodotto durante l'evento e l'ipotesi nulla dei test effettuati è che il campione delle misure e quello delle simulazioni provengano dalla stessa distribuzione statistica.

Limitandosi a questo, un approccio simile eliminerebbe ogni dipendenza spaziale o temporale dei valori del campione. Di questo aspetto tuttavia è possibile tener conto nell'analisi definendo opportunamente le aree, ovvero le porzioni di territorio, e gli intervalli di tempo entro cui operare tale confronto. Le aree scelte sono

quattro e sono tutte contenenti il luogo geografico in cui è stata rilevata la massima precipitazione, sia in termini di ratei che di integrale sull'evento. Ogni area contiene quelle di dimensioni più piccole; in questo modo si realizza uno zoom sul luogo del massimo. Ciascuna di queste regioni geografiche ospita un numero variabile stazioni di misura, quindi è caratterizzata da un numero di serie temporali decrescente passando da quella più estesa fino a quella più piccola. Le aree sono definite come dei rettangoli nelle coordinate di latitudine e longitudine, con lati dell'ordine di $50km$ per la maggiore, fino ad arrivare a $8km$ per la minore. Le dimensioni sono state scelte con lo scopo di realizzare un confronto telescopico tra modello e realtà, dalla mesoscala alla microscala. Anche gli intervalli temporali sono quattro e decrescono focalizzandosi progressivamente attorno alle tre ore in cui l'evento si manifestato con la massima intensità. Costruendo il prodotto cartesiano tra le quattro aree e i quattro intervalli si ottengono sedici combinazioni di spazio e tempo con cui può essere campionato il campo della precipitazione. Studiando la congruenza tra misure e simulazioni lungo la diagonale della matrice aree - intervalli, si esegue pertanto una valutazione della verisimiglianza del modello dalla mesoscala alla microscala atmosferica.

4.3.2 Richieste per la verifica della bontà delle simulazioni

Le questioni messe in luce fino a questo punto si traducono essenzialmente in quattro richieste da porre sui risultati del modello per la verifica della bontà delle simulazioni, ed individuano per ciascuna di esse una procedura analitica in grado di stabilire se di volta in volta sono soddisfatte o meno.

- **Previsione di moti convettivi intensi:** il modello deve ammettere alte velocità verticali, e dunque grande efficienza nella condensazione del vapore acqueo, in modo tale da riprodurre perlomeno in alcuni punti del dominio i valori elevati di pioggia ogni $10'$ rivelati dalle misurazioni. A questo scopo sono state confrontate tra loro le distribuzioni statistiche ottenute dalle serie temporali della precipitazione ogni $10'$ e quelle analoghe relative ai dati misurati, per ciascun punto di griglia all'interno dell'area di volta in volta fissata.
- **Previsione di intense precipitazioni accumulate:** il modello deve riuscire a generare valori di precipitazione accumulata di intensità paragonabile a quelli misurati. In questo caso i valori misurati sono stati confrontati con la distribuzione statistica dei valori di pioggia accumulata ottenuta tramite un campionamento su tutti i punti di griglia del dominio spaziale scelto.
- **Coerenza spaziale:** le località in cui sono individuati i maggiori picchi di pioggia ogni $10'$ e accumulata, rispettivamente nelle simulazioni e nelle previsioni, devono avere una distanza confrontabile con le dimensioni spaziali caratteristiche dei fenomeni analizzati, ovvero alcuni chilometri. In caso contrario, infatti, il modello potrebbe anche essere in grado di riprodurre correttamente la realtà dal punto di vista fisico, ma geograficamente non vi sarebbe correlazione con le misure. Non solo, ma le località più piovose secondo il modello potrebbero essere disposte in modo molto diverso da quelle delle misure dal punto di vista dell'orografia. Ad esempio, potrebbero essere previste

precipitazioni stazionarie ad altitudini elevate anziché, come registrato, immediatamente a valle della catena prealpina. Per ottemperare a questa richiesta, in ciascuna simulazione sono stati messi a punto strumenti in grado di indicare per quali località fossero simulati i massimi valori di precipitazione ed è inoltre proprio in quest’ottica che sono stati effettuati i test restringendo progressivamente le aree spaziali.

- **Coerenza temporale:** quanto richiesto per lo spazio deve avvenire anche nel tempo. La distanza temporale tra gli eventi previsti e quelli registrati deve essere dell’ordine del tempo caratteristico dato dalla durata temporale degli eventi misurati, ovvero alcune ore. In modo del tutto analogo a prima, dunque, sono stati svolti i test restringendo sempre più attorno alle ore centrali dell’evento la finestra temporale entro cui campionare le soluzioni del modello.

4.3.3 Analisi dati

Intensità delle precipitazioni

Affiancando sempre la spiegazione con l’esempio della simulazione AA, il primo passo dell’analisi dati è riassunto in figura 4.3. In blu è rappresentata la coda della distribuzione statistica dei valori misurati per tutte le stazioni comprese nel dominio in figura 4.4 e per ogni step temporale dei tre giorni maggiormente interessati dall’evento (8, 9 e 10 Settembre 2013). In ordinata è indicata quindi la frazione di casi con precipitazione minore o uguale a quella indicata in ascissa, espressa in $mm/10'$. In grigio sono rappresentate distribuzioni analoghe per i dati simulati. Ciascuna di esse si riferisce ai dati di un punto di griglia nello stesso dominio e per lo stesso intervallo di tempo. Sono stati esclusi dai campioni tutti i casi di valori di precipitazione nulli o comunque inferiori alla soglia di $0.1mm/10'$, pari all’errore di misura. Questo taglio ha lo scopo di evitare di dover trattare distribuzioni fortemente asimmetriche e piccate attorno al valore zero ed è equivalente a prendere in esame un campione di dati filtrato, a porre cioè l’attenzione soltanto sui dati di precipitazione e sulla distribuzione di questi ultimi. È possibile notare come i dati simulati non riescano a raggiungere i picchi di precipitazione misurata, ma anzi non superino nemmeno la soglia di $10mm/10'$, rimanendo perciò molto al di sotto delle intensità eccezionali tipiche dell’evento studiato.

Soprattutto nell’ottica delle successive simulazioni, è importante affinare questi strumenti statistici con una misura in grado di individuare quale tra le distribuzioni dei dati simulati sia più prossima a quella cercata, ovvero in quale punto di griglia la precipitazione sia distribuita in modo più realistico. La misura introdotta è la stessa usata per definire la variabile aleatoria nel test sulle distribuzioni proposto da *Kolmogorov* e *Smirnov*.

Si supponga di voler testare l’ipotesi nulla che il campione x_1, x_2, \dots, x_n , la cui *funzione di distribuzione empirica* è definita come segue

$$F_n(x) = \begin{cases} 0 & x < x_1, \\ k/n & x_k \leq x < x_{k+1}, \quad \text{con } k = 1, 2, \dots, n-1, \\ 1 & x \geq x_n, \end{cases} \quad (4.1)$$

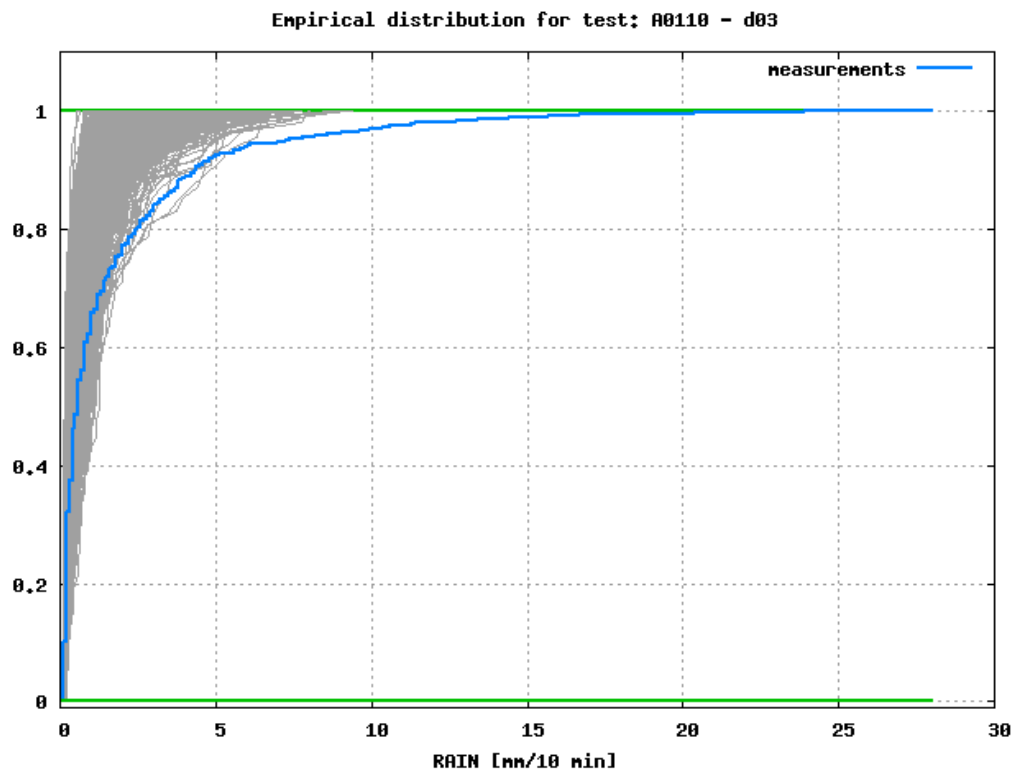


Figura 4.3. In blu è rappresentata la coda della distribuzione statistica dei valori misurati, per tutte le stazioni comprese nel dominio di figura 4.4 e per ogni step temporale dei cinque giorni corrispondenti alla simulazione. In grigio quelle analoghe per i dati simulati, una per ciascun punto di griglia.

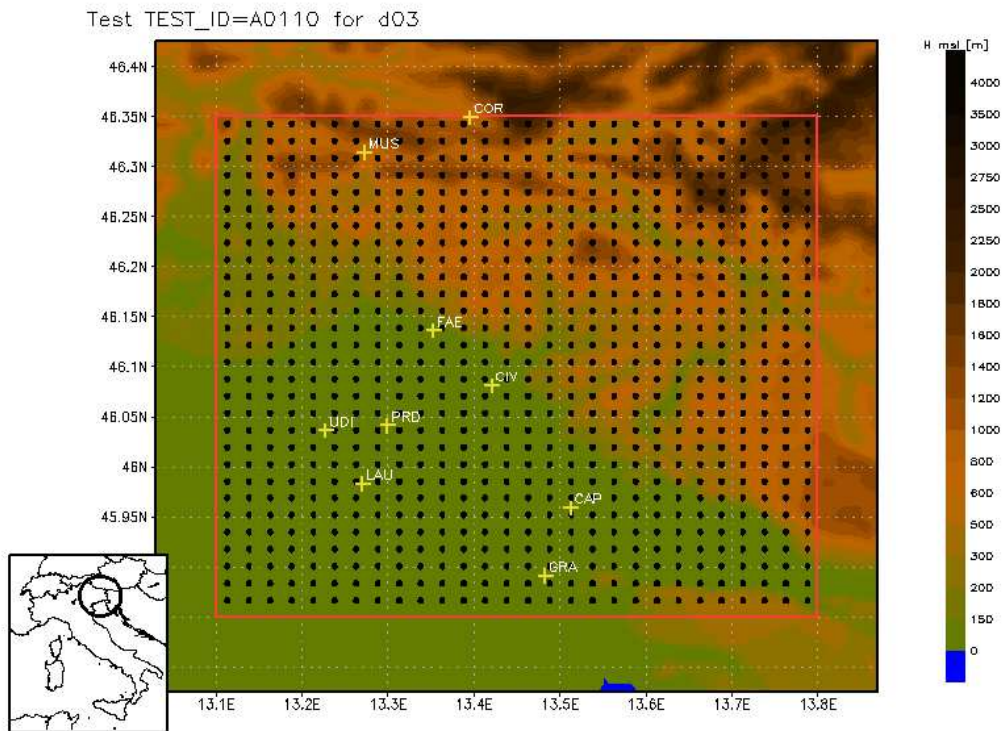


Figura 4.4. Dominio per il calcolo delle distribuzioni delle misure e delle simulazioni di figura 4.3. Le stazioni incluse sono: *Capriva del Friuli* (CAP), *Cividale del Friuli* (CIV), *Coritis* (COR), *Faedis* (FAE), *Gradisca d'Isonzo* (GRA), *Lauzacco* (LAU), *Musi* (MUS), *Pradamano* (PRD), *Udine* (UDI).

sia distribuito secondo la funzione di distribuzione continua F_0 . Il test di *Kolmogorov - Smirnov* effettua questa verifica sulla base della distribuzione di una variabile aleatoria ausiliaria, definita come la distanza massima tra le due funzioni di distribuzione (cfr. Figura 4.5):

$$D_n(x) = \sup_{-\infty < z < \infty} |F_n(z) - F_0(z)|. \quad (4.2)$$

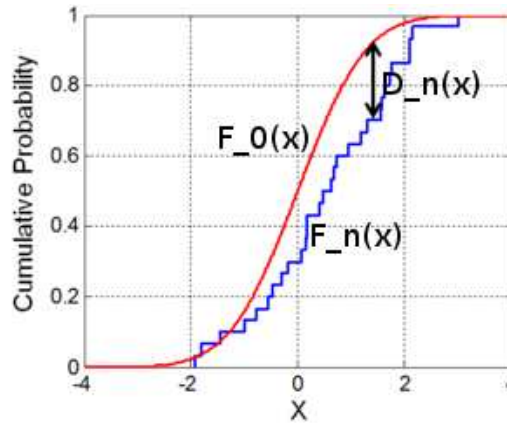


Figura 4.5. Definizione della distanza D_n tra le funzioni di distribuzione $F_n(x)$ e $F_0(x)$.

Nella fattispecie, a prendere il posto della funzione F_0 è la funzione di distribuzione empirica dei dati misurati F_{mis} e ci si è limitati a stabilire la distribuzione simulata ad essa più prossima minimizzando la distanza D_n .

Nel grafico in figura 4.6, alle distribuzioni di figura 4.3 è stata aggiunta in rosso la distribuzione più vicina a quella delle misure sulla base del test descritto. Si osserva come essa segua F_{mis} per i valori più bassi di precipitazione, e come si discosti pesantemente da questa nei valori più alti. In altri termini, nemmeno nella località con la miglior distribuzione dei valori di precipitazione il modello riesce a riprodurre i picchi di intensità misurati.

A conclusioni simili si può giungere analizzando il grafico in figura 4.7, in cui in luogo delle singole distribuzioni per ciascun punto di griglia è rappresentata in rosso la distribuzione ottenuta con i valori presi su tutto il dominio. È sufficiente uno sguardo ai valori massimi delle distribuzioni ottenute con il modello (minori di $10mm/10'$ sia per quella cumulativa, sia per quella del punto di griglia più piovoso) per constatare una volta ancora che con questa configurazione il modello non è in grado di riprodurre l'efficienza riscontrata nella produzione di precipitazione.

Precipitazioni accumulate

Si procede ora con la descrizione degli strumenti adottati per il confronto tra le precipitazioni accumulate. In modo simile a prima, è stata valutata la funzione di distribuzione ottenuta considerando come campione statistico i dati in questo caso di pioggia accumulata su ciascun punto del dominio di figura 4.4. Questo procedimento, come nel caso precedente, elimina l'informazione sulla coerenza spaziale delle

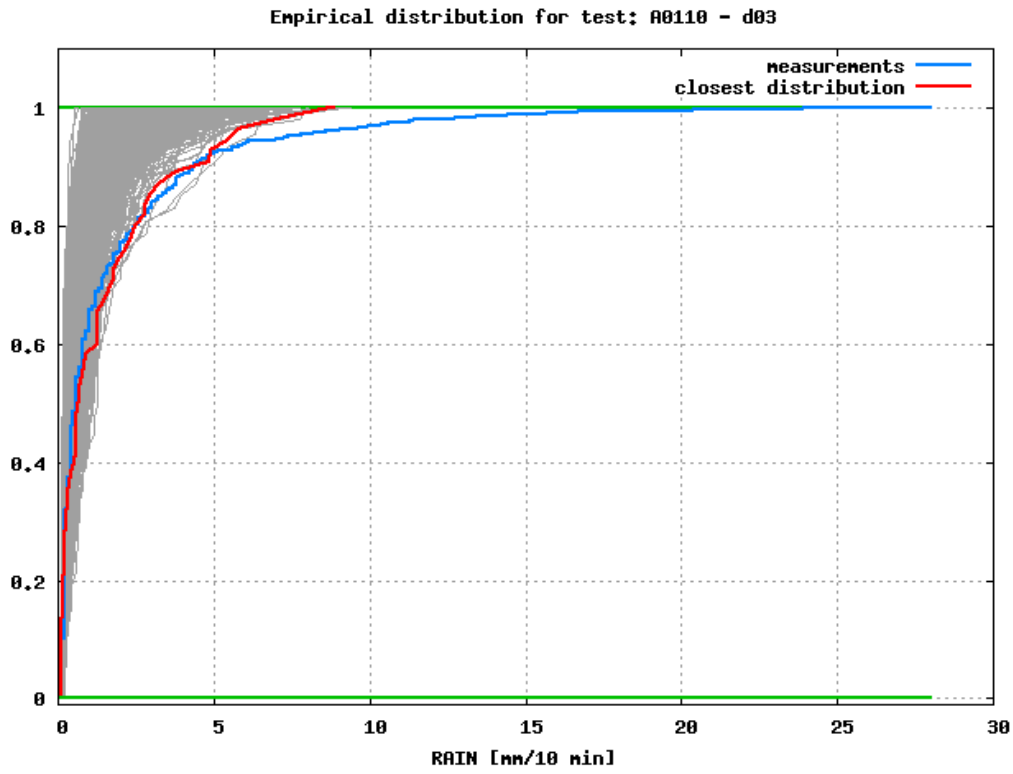


Figura 4.6. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di *Kolmogorov - Smirnov*.

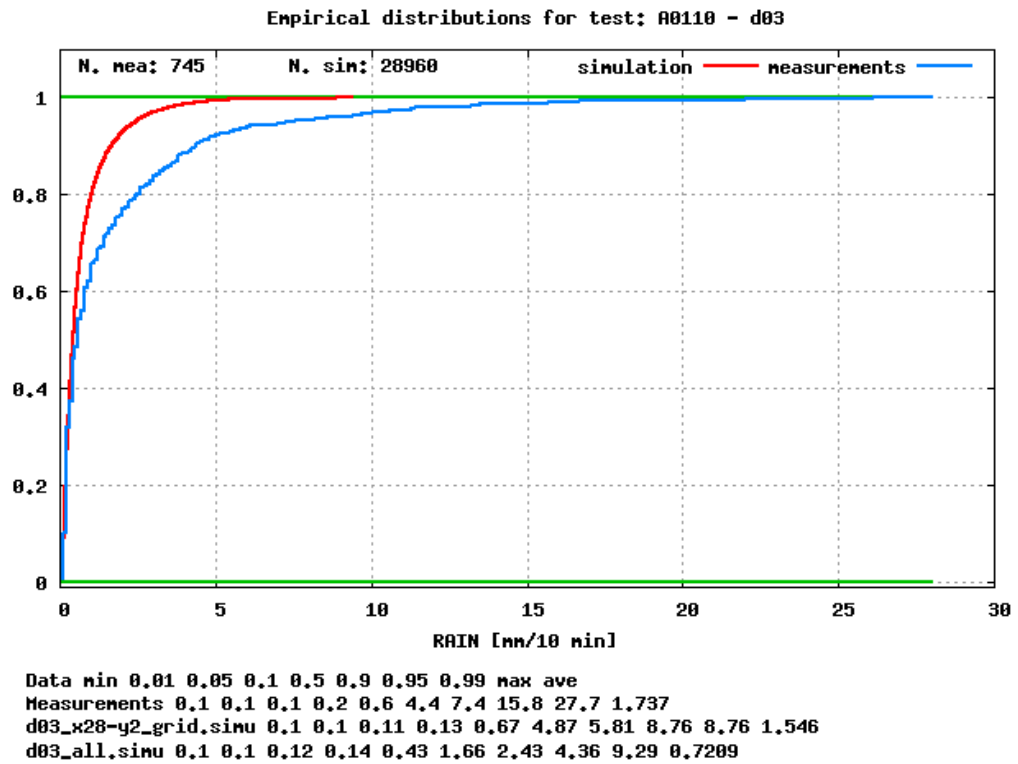


Figura 4.7. Distribuzioni empiriche per i dati misurati (in rosso) e simulati (in blu), entrambe riferite all'intero dominio di calcolo in figura 4.4. Sotto al grafico sono riportati alcuni parametri statistici: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio, per, rispettivamente, la distribuzione delle misure, la distribuzione ottenuta dalle simulazioni più prossima a quella delle misure e la distribuzione dei risultati del modello ottenuta su tutto il dominio.

soluzioni, ma permette tuttavia di concentrare l'attenzione sulla effettiva capacità del modello di prevedere, a prescindere dal luogo, celle convettive stazionarie. L'intervallo temporale su cui integrare la precipitazione è ancora, inizialmente, quello di ampiezza massima, comprendente i tre giorni centrali dell'evento. Alla distribuzione così ottenuta sono stati poi sovrapposti i dati misurati nelle stazioni incluse nel dominio. I risultati sono riportati in figura 4.8.

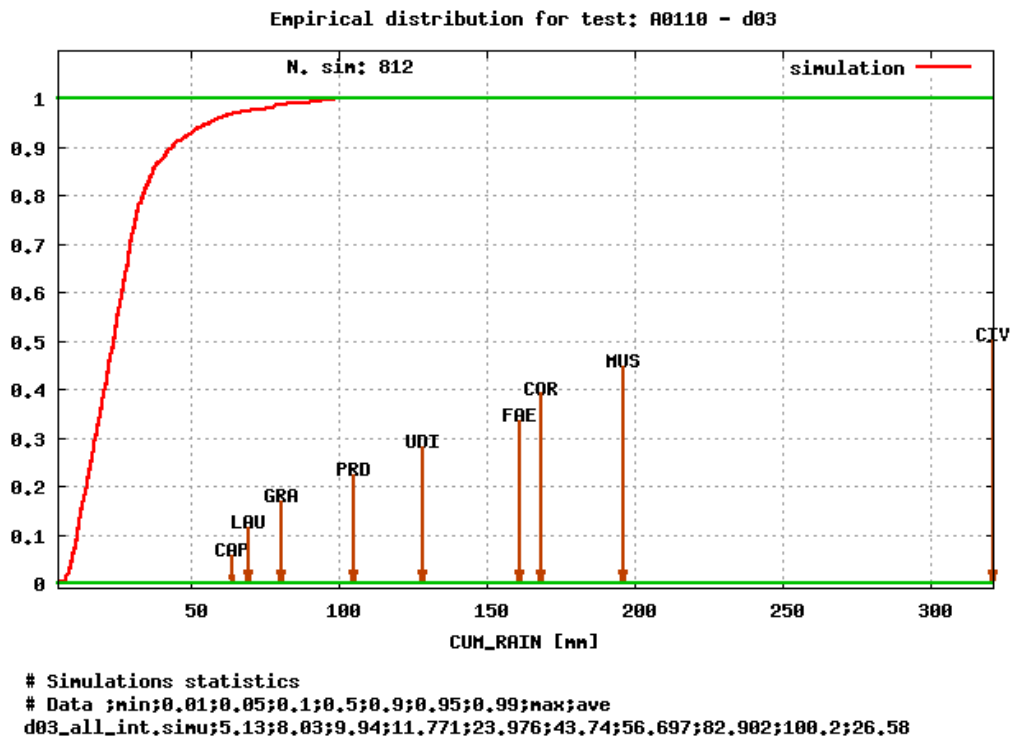


Figura 4.8. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

Una prima osservazione va riservata alle misure. Il campione è molto ristretto (9 elementi), ma si intuisce già da questi dati come il caso di Cividale sia del tutto singolare e, dal punto di vista statistico, estremo. Se tutte le altre stazioni si distribuiscono in modo pressoché uniforme nell'intervallo tra i 50 e i 200mm, Cividale supera la soglia di 300mm, discostandosi in modo sostanziale da ogni altro caso.

Non essendo il campione delle misure sufficientemente numeroso da ricavarne una distribuzione empirica, ciò che si richiede al modello in questo caso è che la distribuzione dei dati simulati sia compatibile con i valori misurati. Ovvero che le simulazioni prevedano valori di precipitazione cumulata confrontabili con quelli misurati per una frazione non trascurabile di punti di griglia. Inoltre, per concludere che il modello riesca a prevedere anche eventi estremi, l'aspettativa è che almeno i valori della coda della distribuzione delle simulazioni siano confrontabili con quelli

registrati a Cividale. Nulla di tutto ciò si osserva per la simulazione AA, per la quale in nessun punto di griglia è stata simulata una precipitazione integrata sui tre giorni dell'evento superiore a $100mm$, soglia inferiore alle misure di ben sei stazioni sulle nove considerate.

Coerenza spaziale

Per valutare la coerenza spaziale dei risultati sono stati innanzitutto localizzati in una mappa i punti di griglia con, rispettivamente, la distribuzione delle precipitazioni istantanee più prossima a quella delle misure e i valori di pioggia accumulata massimi. A priori non è necessario che questi due punti coincidano, o comunque siano prossimi l'uno con l'altro, dal momento che i fenomeni fisici che li riguardano sono diversi, anche se spesso correlati.

In figura 4.9 è indicata la posizione della stazione con distribuzione della precipitazione ogni $10'$ più prossima a quella delle misure. È bene notare innanzitutto come a questo dato vada attribuita un'importanza relativa, vista la grande differenza tra le due distribuzioni (figura 4.6). Premesso questo, è evidente come esso sia collocato ad una distanza dalla stazione di Cividale (per la quale è stata registrata l'intensità maggiore, cfr. Figura 1.2) dell'ordine di diverse decine di chilometri, ovvero non più confrontabile con la scala spaziale dei moti convettivi alla base del processo. Per questo motivo, anche ammettendo vi sia della significatività nel dato, non è possibile affermare che vi sia coerenza spaziale nei picchi di precipitazione.

La stessa analisi per i valori di pioggia accumulata è rappresentata in figura 4.10, in cui la stessa mappa è proposta con due diversi set di dati orografici, nell'ordine quello effettivamente interpolato dal modello per le simulazioni ed uno più realistico ad alta risoluzione. Anche in questo caso è necessaria una premessa circa la significatività del dato, dal momento che il valore massimo simulato, pari a $100mm$, si discosta ampiamente da quello registrato a Cividale, al punto da mettere in dubbio l'effettiva capacità del modello, in questa configurazione, di riprodurre fenomeni stazionari. Ad ogni modo, anche in questo caso il punto di griglia individuato è distante alcune decine di chilometri da quello atteso, e questo è indice di una scarsa coerenza spaziale.

È inoltre significativo notare la collocazione del massimo simulato rispetto all'orografia. Osservando la prima figura si nota come esso coincida con la cima di un rilievo, mentre l'aspettativa sarebbe di individuarlo più a valle, in accordo con quanto osservato a Cividale (centro situato ai piedi della catena alpina) e con quanto previsto da M. M. Miglietta e R. Rotunno [6] (cfr. 2.4). Ciò fa supporre che nell'ambito della simulazione esso costituisca semplicemente un effetto del forzante orografico e non sia prodotto dalla situazione stazionaria più articolata da essi descritta. Su questo punto sono necessarie tuttavia altre considerazioni sul confronto tra l'orografia risolta dal modello con la presente configurazione e quella ad alta risoluzione riportata nella figura in basso. Una riproduzione non sufficientemente dettagliata dei rilievi può infatti avere conseguenze sulla simulazione dei campi di precipitazione. È visibile ad esempio come le linee di campo tendano in generale a seguire quelle di quota e come i picchi di precipitazione e quelli orografici spesso coincidano. Oltre a questo, si può osservare dalla medesima figura come aumentando la risoluzione dell'orografia si vada delineando una configurazione dei rilievi

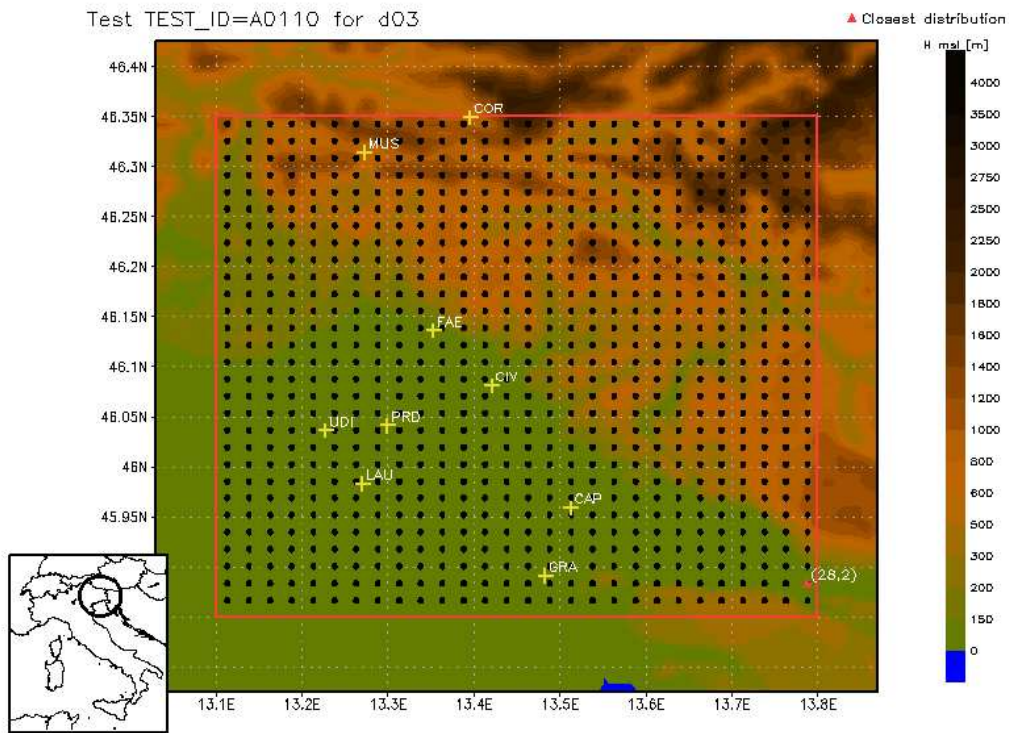


Figura 4.9. Punto di griglia (indicato con un triangolo rosso) con distribuzione di precipitazione simulata più prossima a quella delle misure. La distanza da Cividale è di diverse decine di chilometri. In figura è riportata l'orografia del dominio di calcolo, sulla base di un set di dati ad alta risoluzione, maggiore di quella adottata dal modello per la simulazione AA.

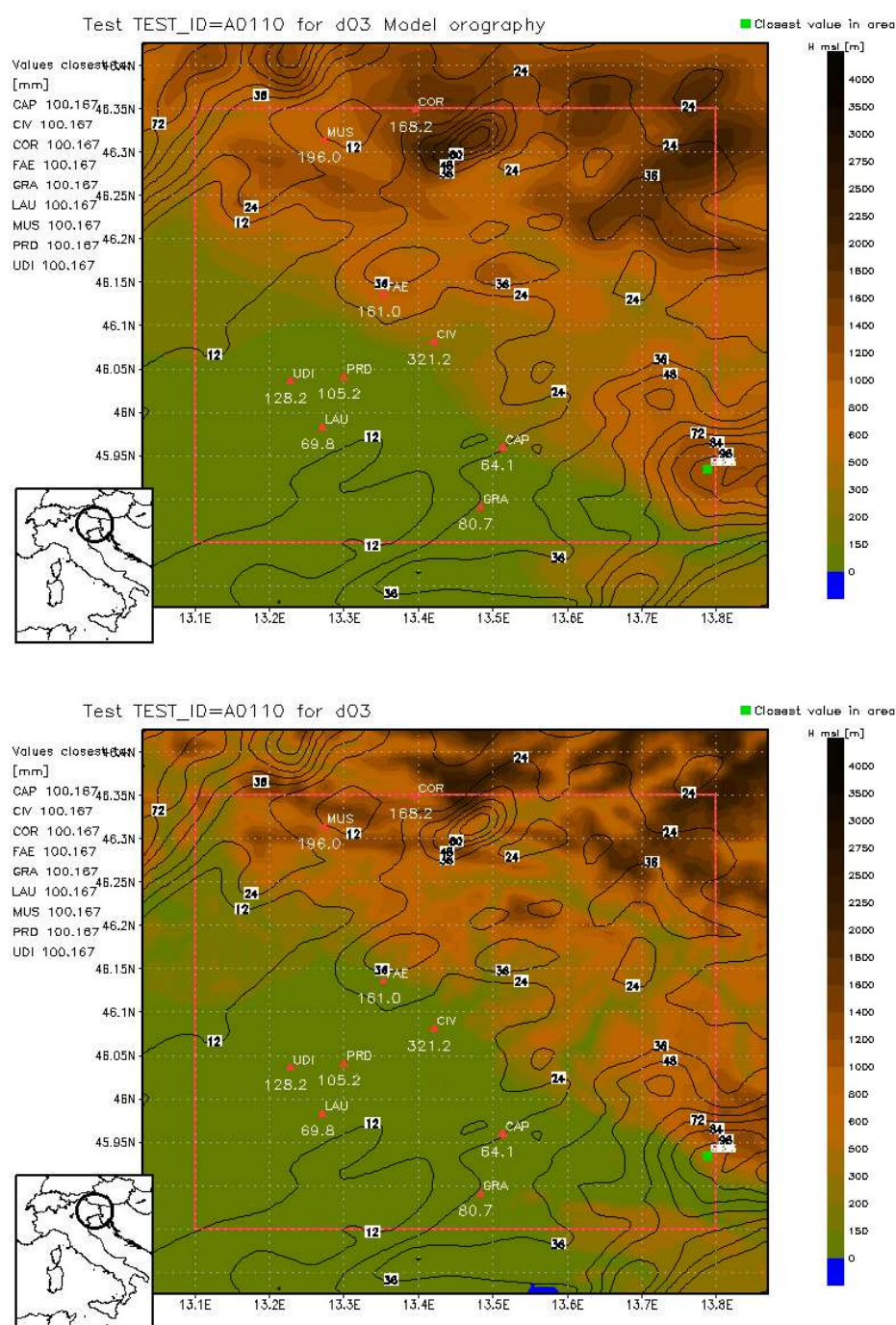


Figura 4.10. Entrambe le mappe riportano il punto di griglia con precipitazione accumulata massima (indicato con un quadrato verde e pari a 100mm) e i valori registrati in ciascuna stazione (indicate con dei triangoli rossi). Esse differiscono per la scelta dell'orografia. Nel primo caso è raffigurata quella interpolata dal programma **geogrid** ed effettivamente utilizzata nelle simulazioni, nel secondo quella più realistica ottenuta da dati a risoluzione molto maggiore. In entrambi i casi sono riportate le linee del campo di precipitazione accumulata simulato.

molto particolare in corrispondenza di Cividale. Esso non solo si trova immediatamente ai piedi di una barriera orografica (nella fattispecie le Prealpi Giulie), ma anche in corrispondenza dello sbocco di una valle (quella del fiume Natisone), in una posizione tale dunque da favorire sia l'esposizione al *downdraft* in presenza di convezione che l'incanalamento di quest'ultimo e l'eventuale equilibrio con il flusso entrante, necessario per la generazione di celle stazionarie. L'interpolazione operata in fase di inizializzazione dal programma **geogrid** non è in grado, con la risoluzione impostata in AA, di arrivare a un tale livello di dettaglio, e questo può precludere in partenza la possibilità di simulare correttamente l'evento.

È da segnalare infine come i test previsti per il confronto tra simulazioni e misure prevedano certo la possibilità di restringere ulteriormente attorno all'area interessata dall'evento il dominio in cui operare i confronti. In questo caso tuttavia tale operazione risulterebbe inutile, dal momento che nemmeno in tutta l'area più estesa delle quattro previste non sono stati individuati punti di griglia per i quali le simulazioni diano risultati compatibili.

Coerenza temporale

Nonostante il funzionamento non ottimale del modello in questa configurazione, rimane tuttavia sensato richiedere se i fenomeni di precipitazione simulati, pur sottostimati, siano o meno centrati nella finestra temporale dell'evento. Tralasciando la parte riguardante l'intensità della precipitazione (se nell'arco dei tre giorni interessati dall'evento non sono stati riscontrati picchi ogni 10' paragonabili a quelli misurati, restringendo l'intervallo temporale la situazione non può che peggiorare) è significativo invece valutare se la pioggia accumulata sia caduta per intero nel giorno dell'evento - 9 Settembre 2013 - o se parte di essa sia riferita alle ore precedenti. Per farlo è sufficiente ridurre l'intervallo temporale in cui effettuare i confronti.

In figura 4.11 è riprodotto lo stesso grafico di figura 4.8, ottenuto mantenendo inalterato il dominio spaziale, ma limitando l'intervallo temporale entro cui sono stati prelevati i dati dalle ore 06:00 UTC del giorno 9 Settembre 2013 alle ore 00:00 UTC del giorno 11 Settembre 2013. L'andamento della distribuzione ed i valori massimi pressoché identici ai precedenti (99.9 contro il massimo precedente di 100.2) indicano che le precipitazioni simulate, seppur sottostimate, sono pienamente centrate nella finestra temporale dell'evento.

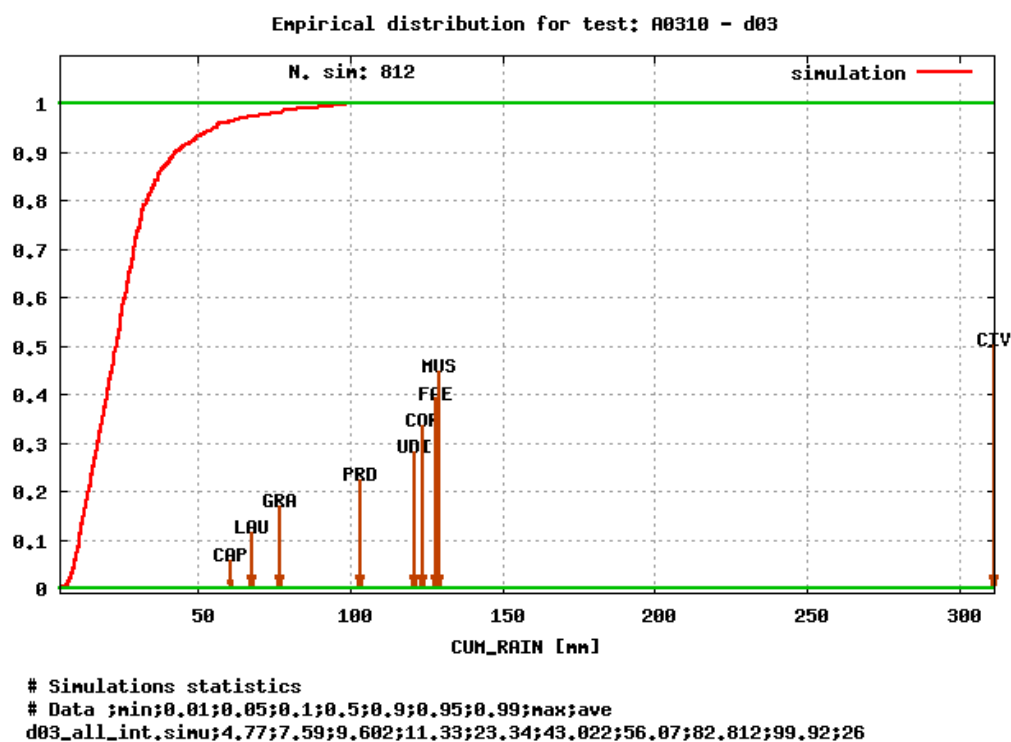


Figura 4.11. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati. L'intervallo temporale entro cui è stato prelevato il campione è limitato dalle ore 06:00 UTC del giorno 9 Settembre 2013 alle ore 00:00 UTC del giorno 11 Settembre 2013. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

Capitolo 5

Simulazioni con il modello ARW

Verranno di seguito illustrati nel dettaglio i risultati di tutte le simulazioni eseguite con il modello ARW per il caso studio. Lo scopo fondamentale è verificare in modo quantitativo, sulla base del metodo esposto al capitolo precedente, se il modello ARW è in grado di riprodurre il caso atmosferico in esame. Di volta in volta saranno illustrati i parametri modificati al lancio di ogni *run* del modello ed il motivo delle scelte adottate. I risultati saranno esposti focalizzando l'attenzione in primo luogo sulla dipendenza dalle condizioni iniziali, poi sull'aumento della risoluzione spaziale e temporale ed infine sull'uso del feedback (cfr. 3.1.4).

5.1 Dipendenza dalle condizioni iniziali

Le impostazioni standard utilizzate per inizializzare il modello ARW nell'ambito della simulazione AA non hanno dato risultati soddisfacenti né per quanto riguarda la previsione della fisica del fenomeno, né in termini di coerenza spaziale. L'unica richiesta soddisfatta è stata la coerenza temporale, dal momento che si è visto come i picchi di precipitazione previsti siano centrati nella finestra temporale dell'evento rilevato. Simulazioni e misure, tuttavia, presentano in questo caso diversità tali da rendere poco significativo anche un confronto simile e la conclusione a cui si giunge è che l'evento non è stato previsto correttamente dal modello. Nel tentativo di ottenere risultati più prossimi alla realtà, la prima direzione percorsa è stata l'aumento della risoluzione spaziale del modello. È ragionevole infatti supporre come quest'ultima possa costituire un grande limite per la simulazione AA, dal momento che un passo di griglia di $2km$ non garantisce ancora una descrizione ottimale né nei moti convettivi e turbolenti aventi luogo alla microscala, né, come visto in figura 4.10, dell'orografia. È stata pertanto lanciata una simulazione successiva in cui sono stati mantenuti invariati i tre domini precedentemente definiti, ma all'interno del terzo di essi è stato aggiunto un ulteriore innesto con la risoluzione spaziale di $1km$. La risoluzione temporale, che di per sé sarebbe sufficiente per la descrizione dei fenomeni in esame, è stata aumentata coerentemente, per le esigenze computazionali trattate in 3.1.4.

Questo *run* del modello è stato inoltre sfruttato per valutare la dipendenza dei campi simulati dalle condizioni iniziali. In particolare, oltre ad una simulazione (di seguito nominata AB) avente, come AA, per istante iniziale le ore 00:00 UTC del

giorno 6 Settembre 2013, ne è stata lanciata una seconda, in tutto identica (di seguito AD), a partire questa volta dalle ore 00:00 UTC del giorno 8 Settembre 2013. Una prova simile è di grande importanza per valutare la dipendenza del modello dalle condizioni iniziali, ed in particolare l'impatto di due fattori contrapposti tra loro. Da un lato una questione prettamente computazionale, ovvero la necessità che le condizioni iniziali ed al contorno vengano pienamente inglobate nelle soluzioni calcolate dal modello: ciò che si verifica in generale nelle simulazioni numeriche di questo tipo è che per la prima parte della loro evoluzione i campi simulati non riproducono fedelmente la realtà, ma perché questo avvenga è necessario aspettare un tempo fisiologico, detto di *rilassamento*. Il secondo aspetto è la nota questione, introdotta per la prima volta da E. N. Lorenz [14], in base a cui per sistemi di equazioni non lineari una variazione piccola a piacere nella definizione delle condizioni iniziali ed al contorno è tale da produrre, in un intervallo di tempo caratteristico, soluzioni anche intrinsecamente diverse tra loro. Nell'ambito delle simulazioni numeriche, accade che le differenze anche del second'ordine o superiori che si verificano tra le soluzioni numeriche e la realtà sono tali da produrre, oltre un certo tempo dall'inizio della simulazione, risultati sostanzialmente diversi. Il tempo caratteristico tipico è chiaramente strettamente correlato alla scala spaziale scelta, e per simulazioni come quelle in esame, al confine tra mesoscala e microscala, è dell'ordine di cinque giorni.

Di seguito sono riportati i parametri di inizializzazione per le simulazioni AB e AD (riassunti nelle tabelle 5.1 e 5.2) ed i risultati ottenuti sulla base dei test descritti al capitolo precedente. La prima serie di grafici è riferita alla maggiore delle aree definite per il confronto tra le distribuzioni ($\simeq 50 \times 50 km^2$) e al maggior intervallo temporale disponibile (coincidente con i tre giorni della seconda simulazione). È subito visibile (figura 5.1) come aumentando la risoluzione vi sia un significativo miglioramento nella capacità del modello di simulare moti convettivi intensi. Rispetto alla simulazione di partenza (cfr. Figura 4.6) vi sono molti più punti di griglia con picchi di intensità superiori ai $10mm/10'$ e i valori massimi sono vicini ai $20mm/10'$. Si nota inoltre una maggiore dispersione nelle distribuzioni empiriche simulate, tratto che denota una variabilità spaziale più accentuata del campo di precipitazione ed è tipico dei moti convettivi intensi. I risultati sono analoghi per la simulazione AD, per la quale, anzi (figura 5.2), la distribuzione costruita campionando i dati simulati sull'intera area è significativamente più prossima a quella delle misure. Per quanto riguarda la precipitazione accumulata invece (figura 5.3) i risultati non sono ancora soddisfacenti. Si nota un aumento dei valori massimi rispetto alla simulazione AA (oltre $120mm$ per AB e oltre $160mm$ per AD, a fronte di circa $100mm$ per AA), ma ancora diverse stazioni (Cividale, Musi, Coritis e Faedis) non rientrano nelle code delle distribuzioni empiriche dei campi simulati, ed in particolare il caso di Cividale rimane ampiamente isolato. Anche in questo caso comunque i risultati migliori si osservano per la simulazione AD.

Circa la localizzazione dei massimi (figure 5.4 e 5.5), sembra esservi un risultato molto buono per la distribuzione più prossima nella simulazione AD, peraltro a differenza della AB, in cui il punto di griglia individuato è collocato ai margini dell'area di interesse. Il dato tuttavia è poco significativo, dal momento che la distribuzione in esame, individuata con il calcolo della distanza D_n , presenta valori massimi di circa $5mm/10'$ (cfr. Figura 5.1), assolutamente lontani dai picchi di intensità cercati. Si tratta di un limite del metodo scelto, che talvolta, come in

Codice	AB	dx (km)	50, 10, 2, 1
Inizio	06-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	240, 40, 6.667, 3.333
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Attivo
Domini	4	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91, 91	Processori	32

Tabella 5.1. Parametri principali per la simulazione AB: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

Codice	AD	dx (km)	50, 10, 2, 1
Inizio	08-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	240, 40, 6.667, 3.333
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Attivo
Domini	4	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91, 91	Processori	16

Tabella 5.2. Parametri principali per la simulazione AD: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

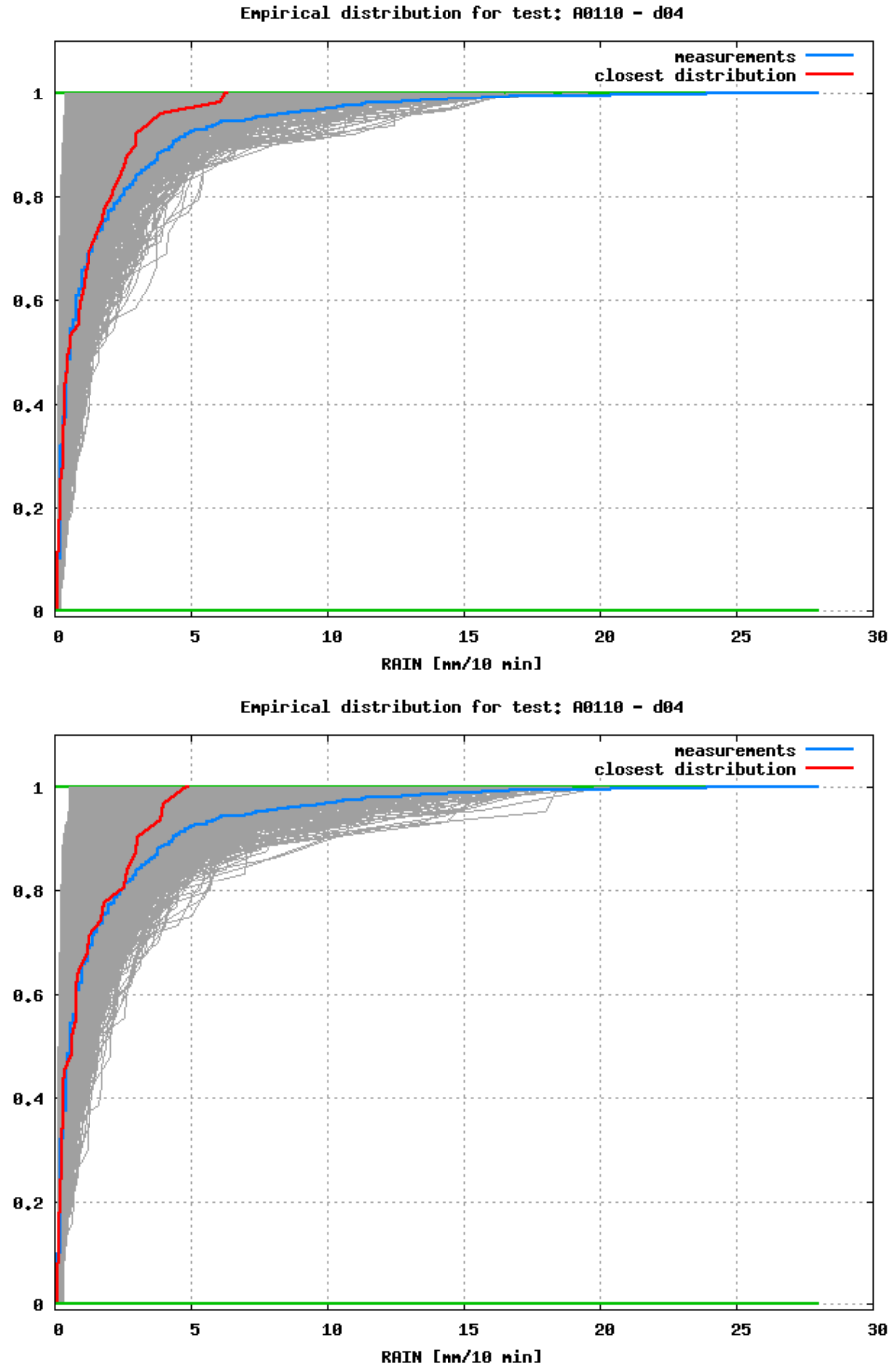


Figura 5.1. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di Kolmogorov - Smirnov (in rosso). Il campionamento è stato effettuato sull'area più vasta tra quelle definite per i test ($\simeq 50 \times 50 km^2$) e sul maggiore intervallo temporale (3 giorni). Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

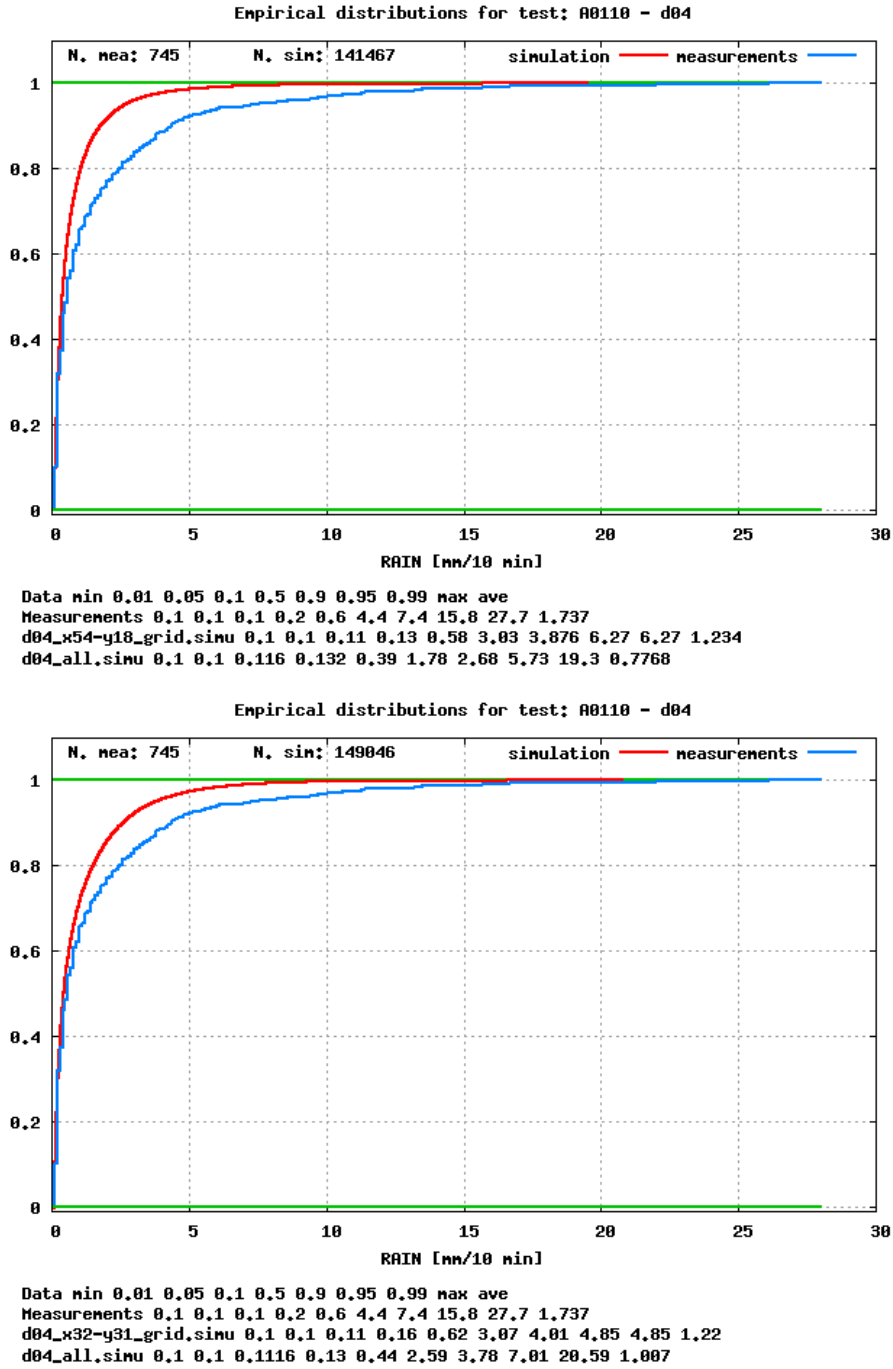


Figura 5.2. Distribuzioni empiriche per i dati misurati (in blu) e simulati (in rosso), entrambe riferite all'area più vasta tra quelle definite per i test ($\simeq 50 \times 50 km^2$) e al maggiore intervallo temporale (3 giorni). Sotto al grafico sono riportati alcuni parametri statistici: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio, per, rispettivamente, la distribuzione delle misure, la distribuzione ottenuta dalle simulazioni più prossima a quella delle misure e la distribuzione dei risultati del modello ottenuta su tutto il dominio. Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

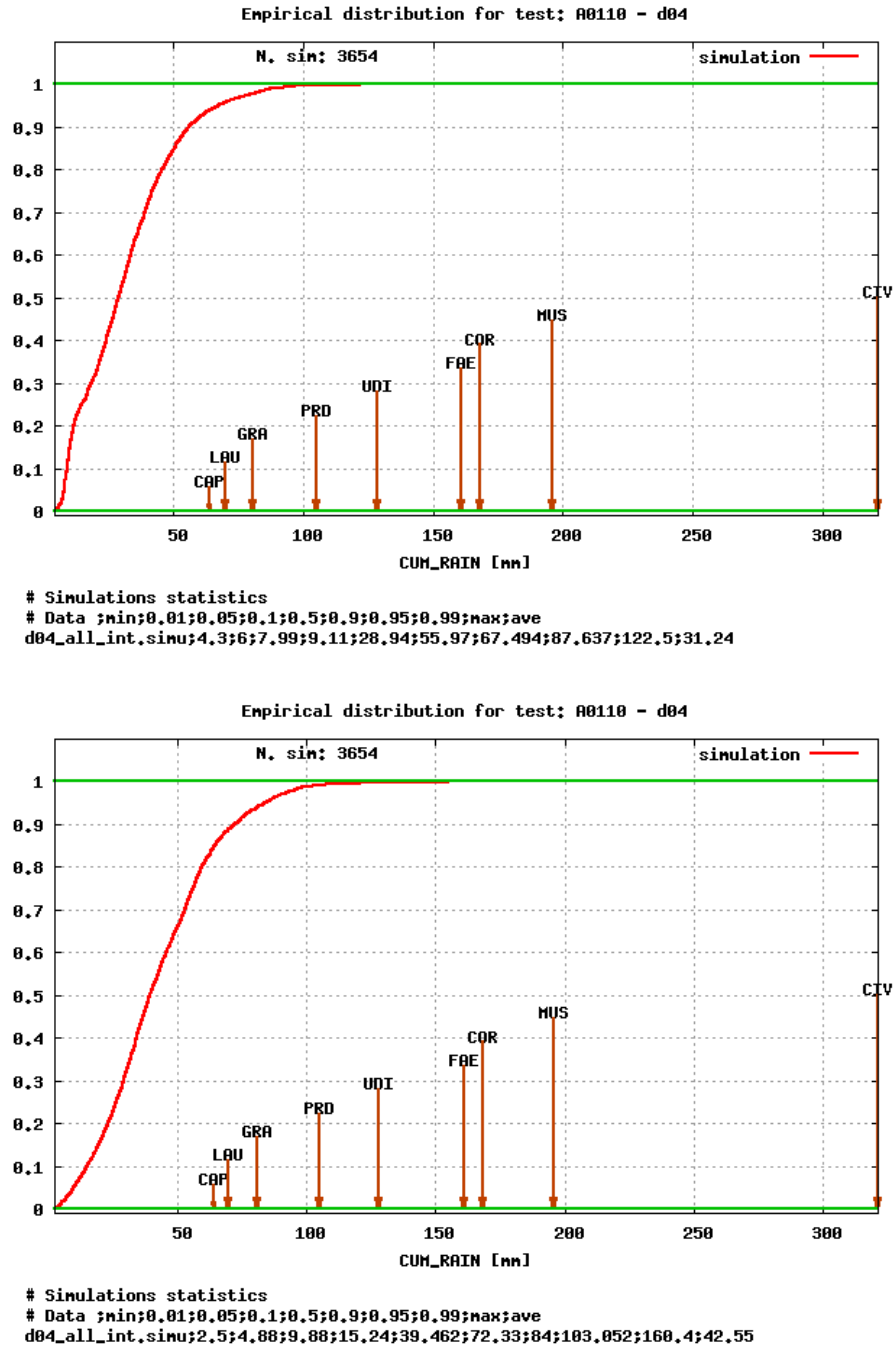


Figura 5.3. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. Il campionamento è stato effettuato sull'area più vasta tra quelle definite per i test ($\approx 50 \times 50 km^2$) e sul maggiore intervallo temporale (3 giorni). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio. Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

questo caso, riconosce come più verosimili distribuzioni che seguono fedelmente quelle attese per bassi valori di precipitazione, discostandosi tuttavia anche in modo significativo nei massimi. I picchi di precipitazione accumulata, infine, sono collocati come nel caso precedente in corrispondenza di altrettanti rilievi orografici anziché immediatamente a valle, e comunque a distanze di alcune decine di chilometri da Cividale, e ciò non permette di concludere che vi sia coerenza spaziale tra simulazioni e misure.

Le figure 5.6 e 5.7 si riferiscono al test sulla coerenza temporale. Esse sono le analoghe delle figure 5.1 e 5.3 e sono ottenute con un campionamento sulla medesima area, ma entro una finestra temporale di 14 ore centrata nelle ore centrali dell'evento (dalle ore 10:00 UTC del giorno 9 Settembre 2013 alle 00:00 UTC del 10 Settembre 2013). Non si nota nessuna differenza sostanziale nelle distribuzioni dei ratei di precipitazione. I cumulati inoltre presentano una lieve diminuzione dei massimi (circa $20mm$) in entrambe le simulazioni, ma restano confrontabili. Anzi, il fatto che limitando la finestra temporale le misure presentino valori più bassi che sui tre giorni permette, almeno nel caso AD, che tutti i valori misurati (eccetto Cividale) rientrino nelle distribuzioni empiriche simulate. È perciò possibile concludere che in entrambi i casi vi sia una piena collocazione dell'evento previsto nella finestra temporale richiesta.

In virtù di quanto osservato sulla coerenza temporale, gli ulteriori risultati relativi alla coerenza spaziale verranno ora illustrati continuando a limitare l'intervallo di campionamento alle poche ore dell'evento. L'area entro cui calcolare le distribuzioni è stata progressivamente ridotta, passando da un lato dell'ordine di $50km$ a uno dell'ordine di $35km$, fino infine ad una area dell'ordine di $20 \times 20km^2$, in cui, come mostrato nelle figure 5.8 e 5.9, le distribuzioni iniziano a discostarsi fortemente dalle misure: i massimi delle precipitazioni ogni $10'$ iniziano ad essere sottostimati ($\lesssim 15mm/10'$), ma soprattutto si osserva un netto peggioramento sulla previsione dei cumulati, che vede massimi rispettivamente di soli $52mm$ e $72mm$. I picchi di precipitazione intensa, dunque, non sono ancora pienamente centrati nell'area di interesse.

Dal punto di vista della dipendenza dalle condizioni iniziali tuttavia, non si osservano particolari differenze tra le due simulazioni, se non un leggero miglioramento nella AD, per quanto riguarda sia la precipitazione ratea sia, soprattutto, quella accumulata. Posticipare di due giorni l'inizio della simulazione, dunque, non solo non crea differenze significative nei risultati, ma al contrario permette un accordo maggiore con la realtà. In altri termini, un tempo di rilassamento di un solo giorno è pienamente sufficiente per inglobare a pieno le condizioni iniziali ed al contorno nelle soluzioni del modello ed evita di dover prolungare troppo a lungo la simulazione, consentendo così di limitare sia gli effetti della non linearità del sistema che l'utilizzo di risorse computazionali.

5.2 Simulazioni ad alta risoluzione

Visto il generale miglioramento nella capacità predittiva dell'evento all'aumentare della risoluzione spaziale, si è deciso di spingere il modello ad operare a risoluzioni ancora maggiori. Le due elencate di seguito (AE e AF) vedono rispettivamente quattro e cinque domini innestati. Le risoluzioni spaziali dei domini più esterni sono

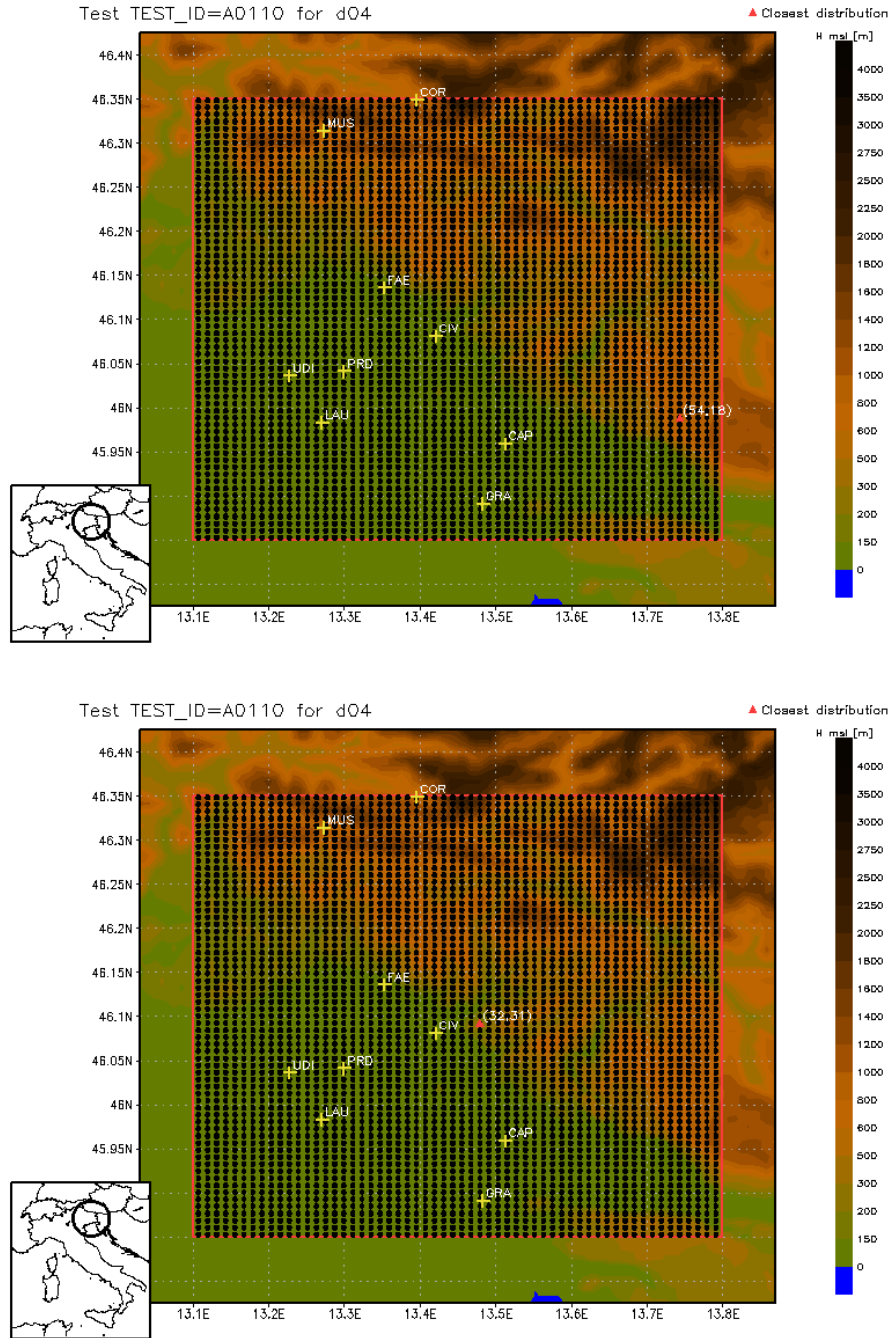


Figura 5.4. Punto di griglia (indicato con un triangolo rosso) con distribuzione di precipitazione simulata più prossima a quella delle misure. L'area è la più vasta tra quelle definite per i test ($\approx 50 \times 50 \text{ km}^2$) e l'intervallo temporale il maggiore (3 giorni). L'orografia riportata è ottenuta da un set di dati ad alta risoluzione. Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

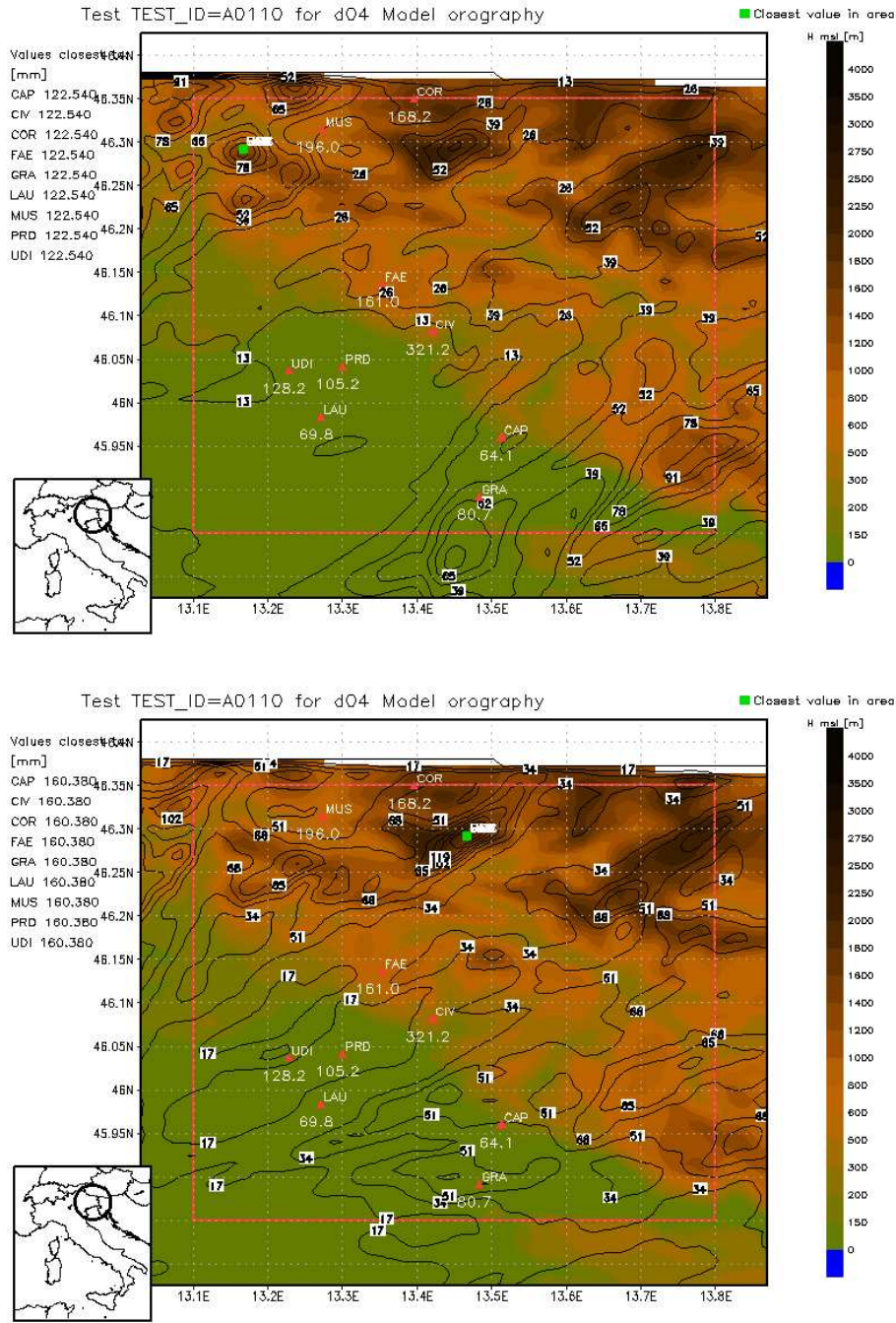


Figura 5.5. Punto di griglia con precipitazione accumulata massima (indicato con un quadrato verde), valori registrati in ciascuna stazione (indicate con dei triangoli rossi) e linee di campo della precipitazione simulata. L'area è la più vasta tra quelle definite per i test ($\approx 50 \times 50 \text{ km}^2$) e l'intervallo temporale il maggiore (3 giorni). I dati orografici sono quelli effettivamente interpolati dal programma *geogrid*. Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

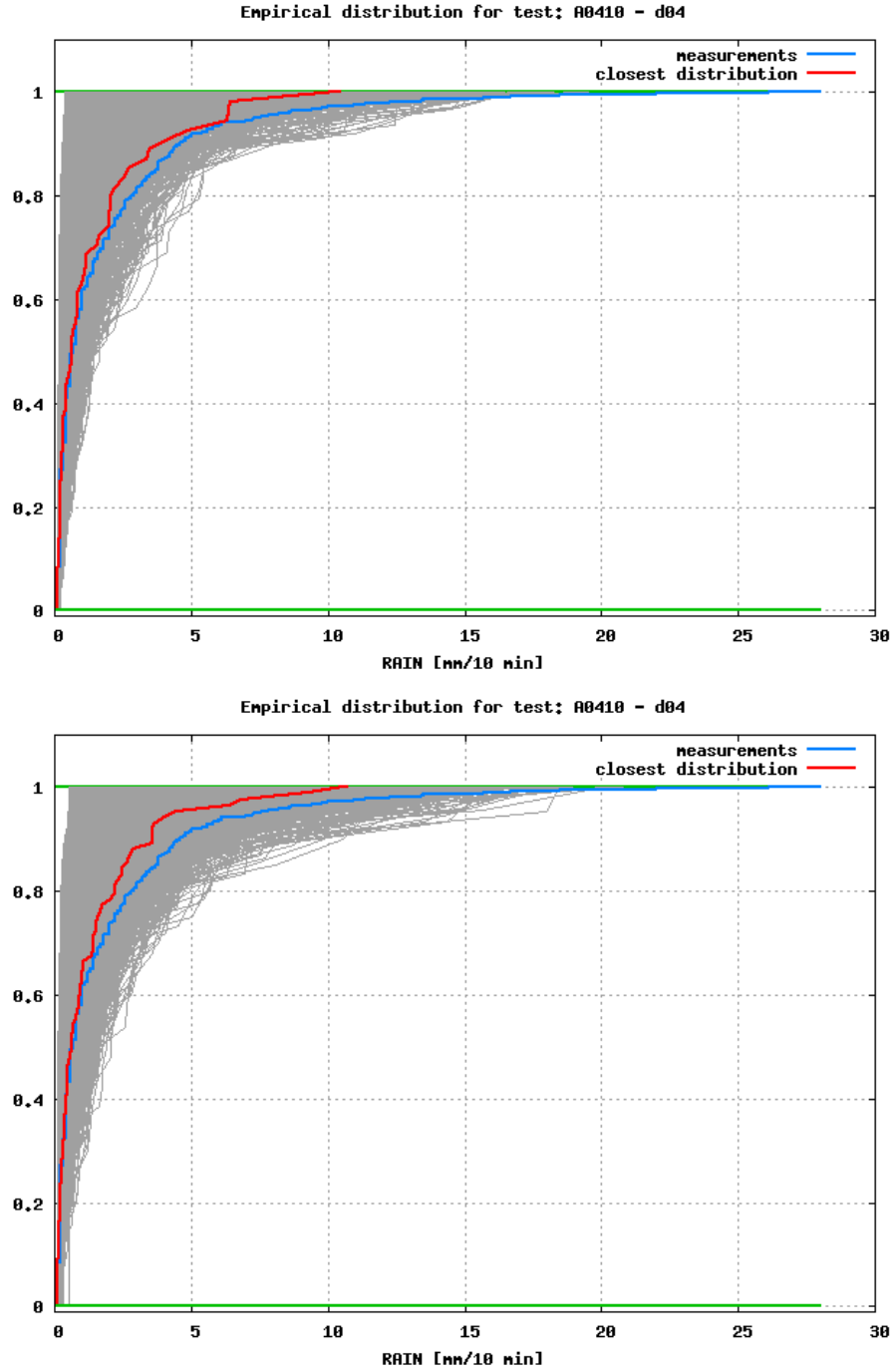


Figura 5.6. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di *Kolmogorov - Smirnov* (in rosso). Il campionamento è stato effettuato sull'area più vasta tra quelle definite per i test ($\simeq 50 \times 50 km^2$) e sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13). Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

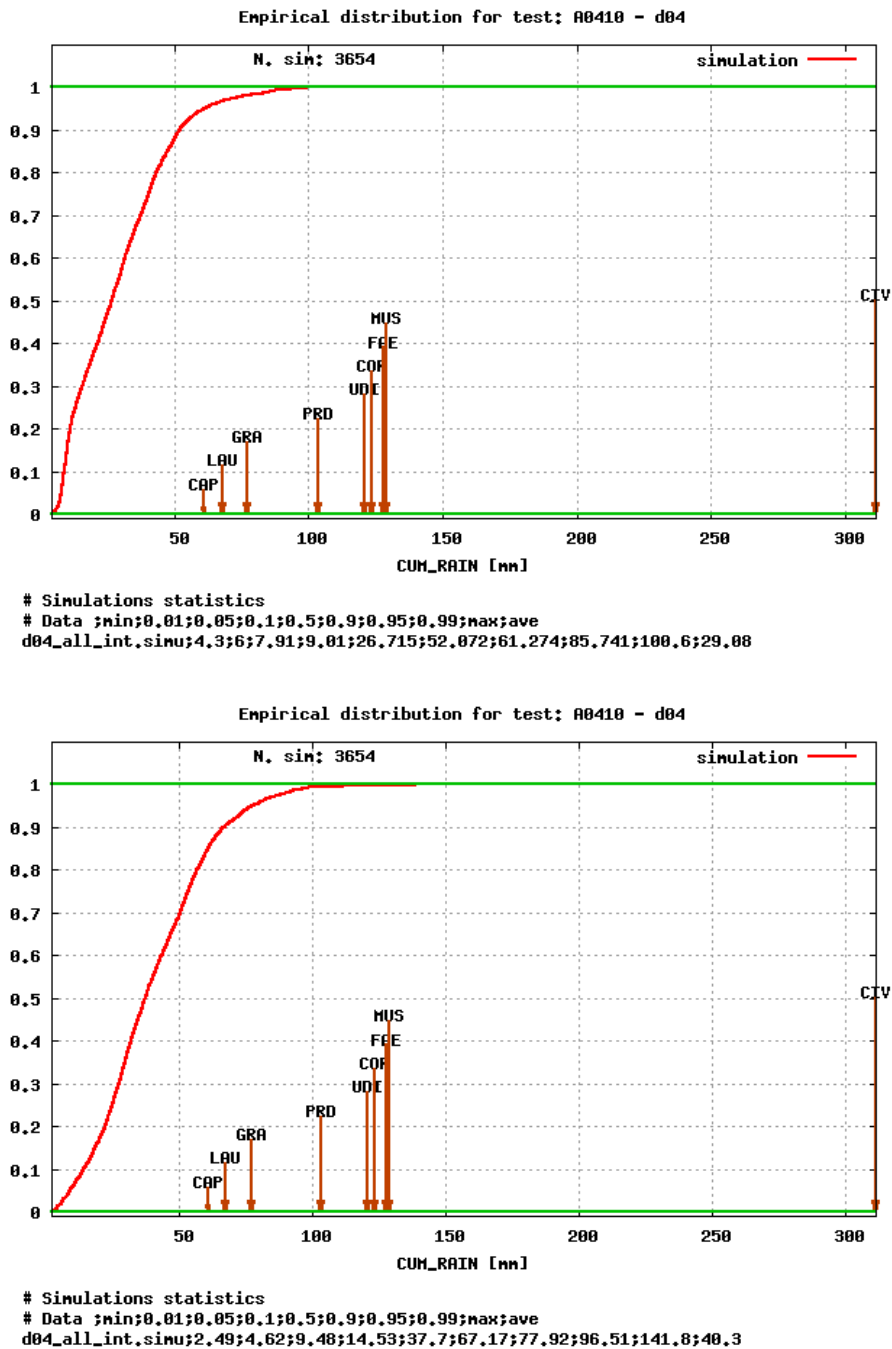


Figura 5.7. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. Il campionamento è stato effettuato sull'area più vasta tra quelle definite per i test ($\approx 50 \times 50 km^2$) e sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio. Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

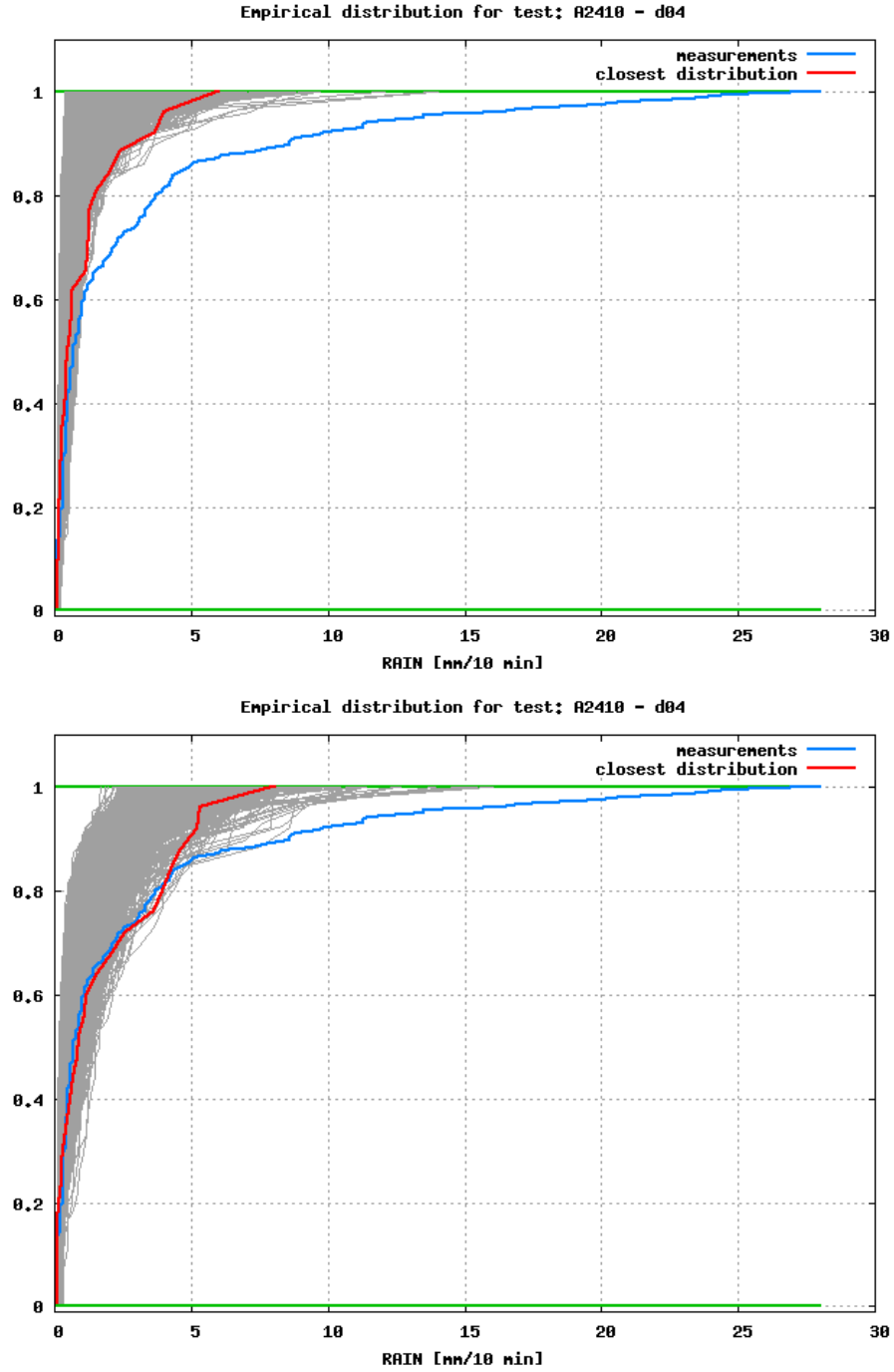


Figura 5.8. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di *Kolmogorov - Smirnov* (in rosso). Il campionamento è stato effettuato su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$) e sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13). Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

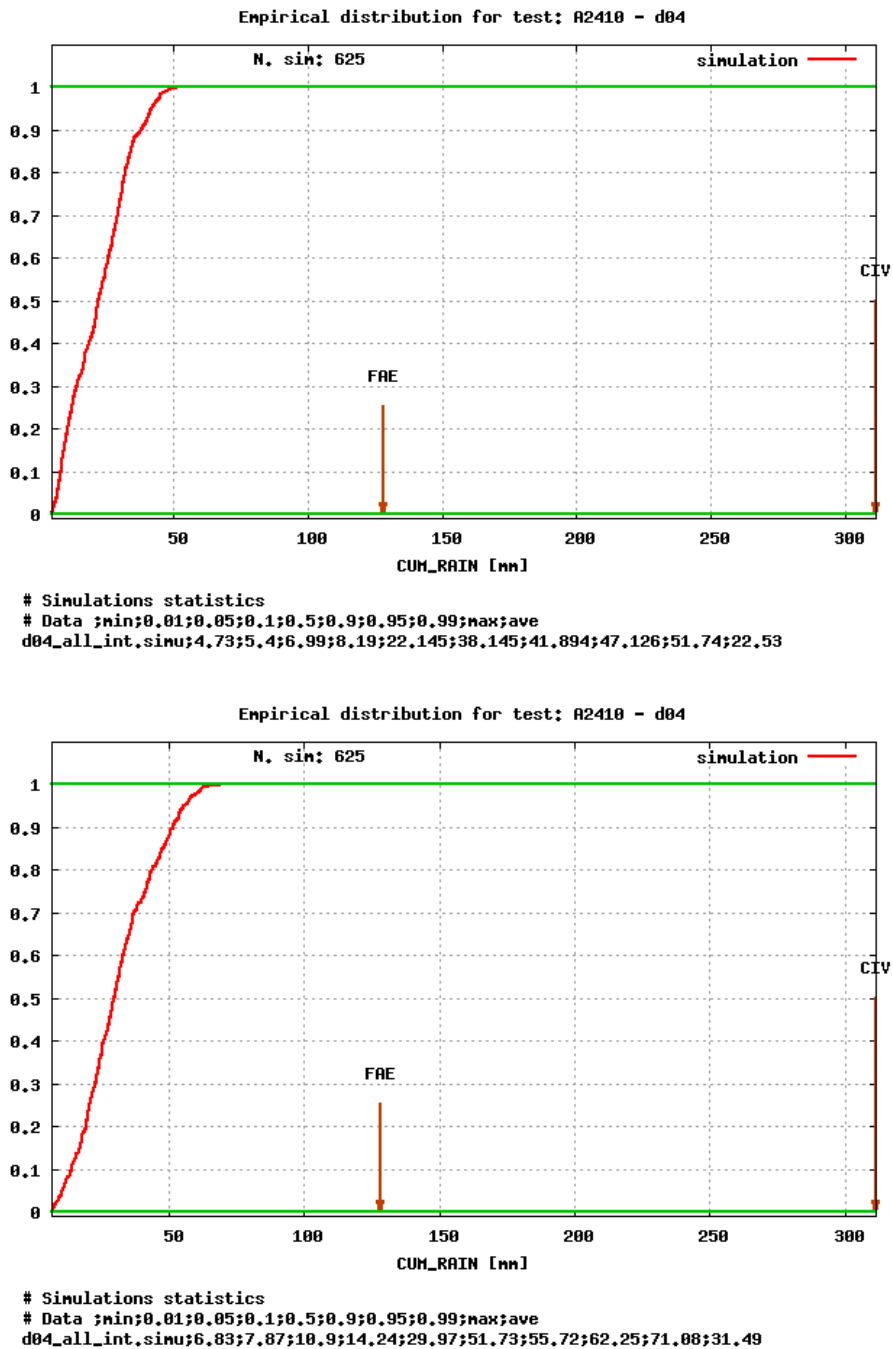


Figura 5.9. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. Il campionamento è stato effettuato su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$) e sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio. Le due figure si riferiscono rispettivamente alle simulazioni AB e AD.

state lievemente aumentate, in modo tale da raggiungere in entrambe un passo di griglia di $600m$ nel quarto dominio e, nel secondo caso, di $300m$ nel quinto. Di seguito le tabelle 5.3 e 5.4 con i parametri di inizializzazione dettagliati. Da notare che l'istante iniziale è stato impostato per entrambe alle ore 00:00 UTC del giorno 8 Settembre 2013, visti i risultati della sezione precedente sulla scelta delle condizioni iniziali.

Codice	AE	dx (km)	45, 9, 1.8, 0.6
Inizio	08-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	180, 36, 6, 1
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Attivo
Domini	4	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91, 91	Processori	16

Tabella 5.3. Parametri principali per la simulazione AE: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

Codice	AF	dx (km)	45, 9, 1.8, 0.6, 0.3
Inizio	08-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	180, 36, 6, 1, 0.5
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Attivo
Domini	5	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91, 91, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91, 91, 91	Processori	16

Tabella 5.4. Parametri principali per la simulazione AF: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

Uno sguardo alle distribuzioni dei valori ratei campionati sulle maggiori aree a disposizione (figura 5.10) mostra innanzitutto come scendendo alla risoluzione di $600m$ (simulazione AE, grafico in alto) vi sia un ulteriore (seppur lieve) miglioramento nella predicibilità di fenomeni convettivi localizzati e quindi nella capacità di riprodurre precipitazioni intense su intervalli di tempo di alcuni minuti. È ben visibile come molte distribuzioni abbiano massimi compatibili con quelli misurati e forte dispersione, indice, come visto sopra, di moti convettivi molto localizzati. Lo stesso non si può dire per il caso AF, per il quale è necessario però osservare come la massima area a disposizione per i test risulti ridotta in partenza a causa dell'estensione limitata del quinto dominio innestato ($\simeq 27 \times 27 km^2$). L'area è tuttavia tale da racchiudere comunque, almeno potenzialmente, l'intero fenomeno, e questo costringe a registrare, ad alta risoluzione ($300m$), un passo indietro del modello nella predizione dei picchi di pioggia ogni $10'$. Lo stesso si riscontra nelle

distribuzioni cumulative di figura 5.11, in cui addirittura si nota anche per il caso AE, che pur conferma sostanzialmente i buoni risultati visti in precedenza, una piccola involuzione rispetto alle simulazioni ad $1km$.

La distribuzione delle piogge accumulate (figura 5.12) è invece ottima nel caso AF, in cui per la prima volta vengono raggiunti picchi confrontabili con quelli di Cividale (il valore massimo supera i $307mm$), mentre nel caso AE è pressoché in linea con quanto osservato a $1km$ (in questo caso il massimo è di $172mm$ e il picco continua ad essere molto stretto in corrispondenza dei valori più elevati).

Le mappe con la localizzazione spaziale dei punti di massima precipitazione non mostrano risultati di particolare interesse (da nessuna di esse si può inferire che vi sia coerenza spaziale) e verranno omesse. Di seguito sono invece riportati gli ulteriori test per la coerenza temporale e spaziale, dai quali si traggono conclusioni del tutto analoghe a quelle dei punti precedenti. Limitando al massimo l'intervallo di tempo di campionamento (figure 5.13 e 5.14) non si osservano differenze significative (eccetto che per la distribuzione delle piogge accumulate in AF, che in questo caso non è più compatibile con Cividale, pur mantenendo massimi ampiamente superiori a tutte le altre simulazioni) e si può dunque concludere che vi sia coerenza temporale. Restringendo invece l'area dei test fino a $\simeq 20 \times 20km^2$ (figure 5.15 e 5.16) i risultati peggiorano notevolmente, sia per i valori ratei che per i cumulati, lasciando ancora insoddisfatta la richiesta di coerenza spaziale.

Riassumendo quanto emerso dalle simulazioni ad alta risoluzione, non si è verificato quel miglioramento nei risultati che era ragionevole attendere una volta visti i progressi nel precedente passaggio dalla risoluzione di $2km$ a quella di $1km$. In alcuni frangenti, uno su tutti la distribuzione empirica della precipitazione accumulata a $300m$, il modello ha dato risultati ottimi e sensibilmente diversi dai precedenti. Sono stati registrati tuttavia alcuni fallimenti, come ad esempio i picchi della precipitazione ratea ottenuta col medesimo step temporale, che non permettono di individuare un comportamento del modello coerente ed omogeneo quando spinto ad alte ($600m$) o altissime ($300m$) risoluzioni, non consentendo quindi di affinare in modo sostanziale la descrizione della realtà già ottenuta con passo di griglia maggiore ($1km$). Un forte condizionamento in questo senso può derivare dalla risoluzione dei dati orografici: come visto in 3.1.4, quella massima con cui essi sono disponibili è $900m$ e perché i risultati siano coerenti è necessario che essa aumenti di pari passo con quella del dominio spaziale.

5.3 Feedback

Nell'ultima classe di simulazioni verrà analizzata la dipendenza dal *feedback*, meccanismo descritto nel dettaglio in 3.1.4. La scelta di quale tipo di innesto adottare nelle simulazioni (*1-way* o *2-way*) rimane una questione dibattuta nella comunità degli utilizzatori del modello ARW. In alcuni casi [15] l'innesto di tipo *2-way* viene evitato a priori per il dominio più interno per limitare le risorse computazionali. Talvolta invece simulazioni parallele lanciate inserendo e disattivando il *feedback* mettono in luce come questa scelta possa avere impatti significativi in termini di accordo tra simulazioni e misure. In [16] si osserva ad esempio come un innesto di tipo *1-way* sia in grado di produrre più precipitazione integrata nel tempo per un caso studio paragonabile a quello in esame. In [17] è invece analizzata la dipendenza

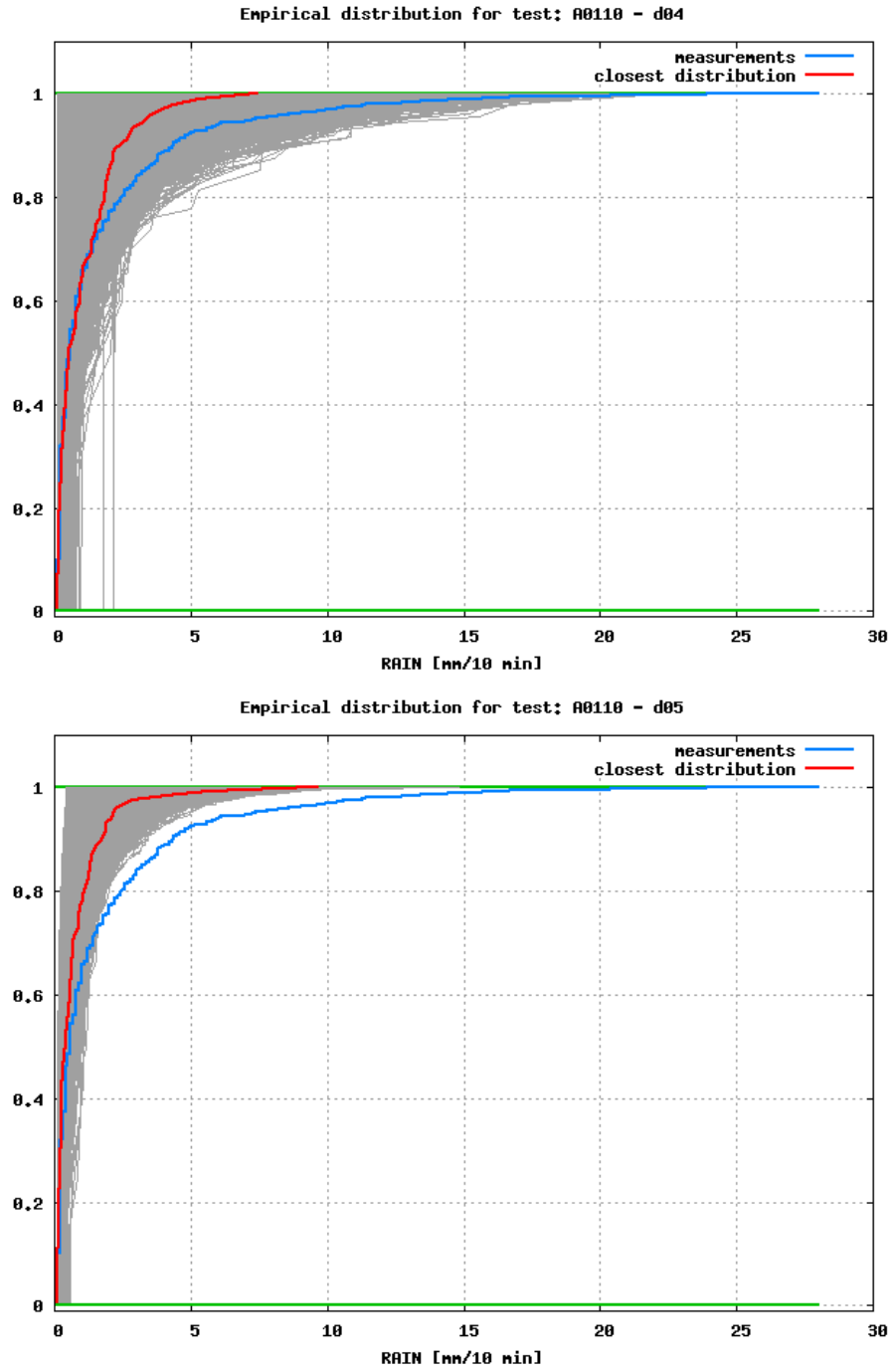


Figura 5.10. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di Kolmogorov - Smirnov (in rosso), per le simulazioni AE e AF. Il test è stato effettuato sull'area maggiore ($\simeq 50 \times 50 km^2$) per AE, e su tutto il quinto dominio innestato ($\simeq 27 \times 27 km^2$) per AF, nei tre giorni di simulazione.

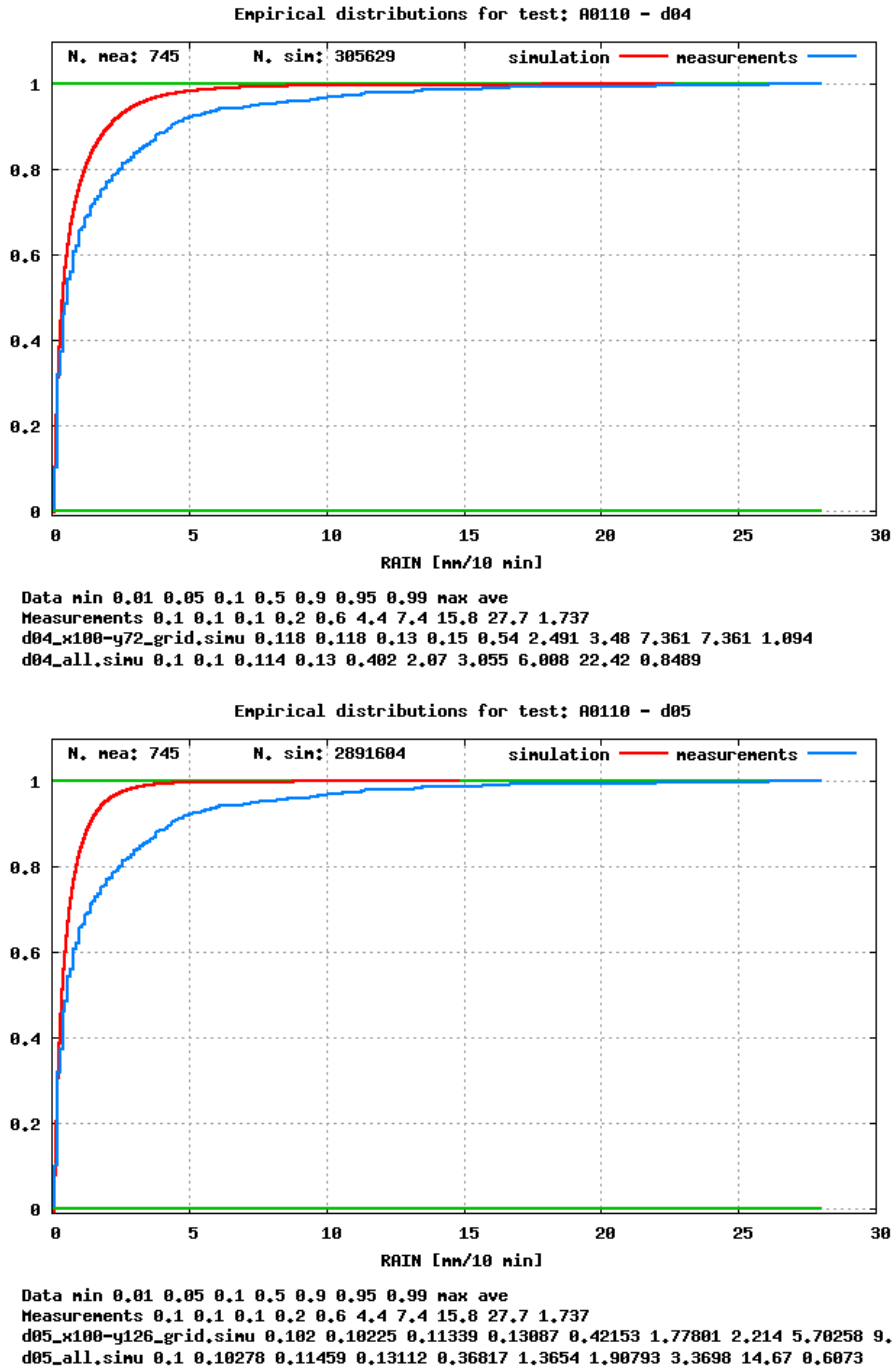


Figura 5.11. Distribuzioni empiriche per i dati misurati (in blu) e cumulativa dei dati simulati (in rosso), per le simulazioni AE e AF. Il test è stato effettuato sull'area maggiore ($\simeq 50 \times 50 km^2$) per AE, e su tutto il quinto dominio innestato ($\simeq 27 \times 27 km^2$) per AF, nei tre giorni di simulazione. Sotto al grafico sono riportati alcuni parametri statistici: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio, per, rispettivamente, la distribuzione delle misure, la distribuzione ottenuta dalle simulazioni più prossima a quella delle misure e la distribuzione cumulativa dei dati simulati.

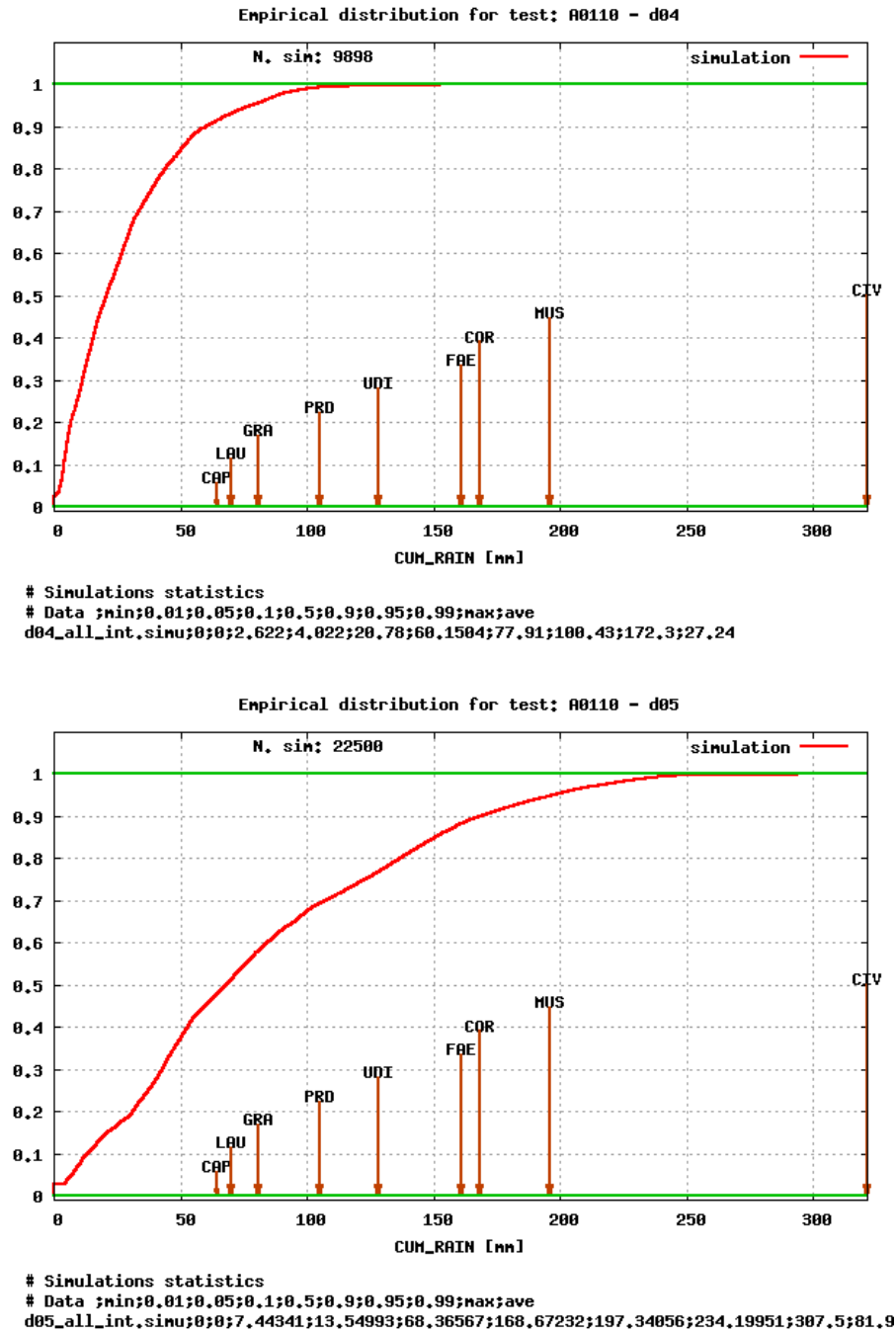


Figura 5.12. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati per le simulazioni AE e AF. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. Il test è stato effettuato sull'area maggiore ($\simeq 50 \times 50 km^2$) per AE, e su tutto il quinto dominio innestato ($\simeq 27 \times 27 km^2$) per AF, nei tre giorni di simulazione. In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

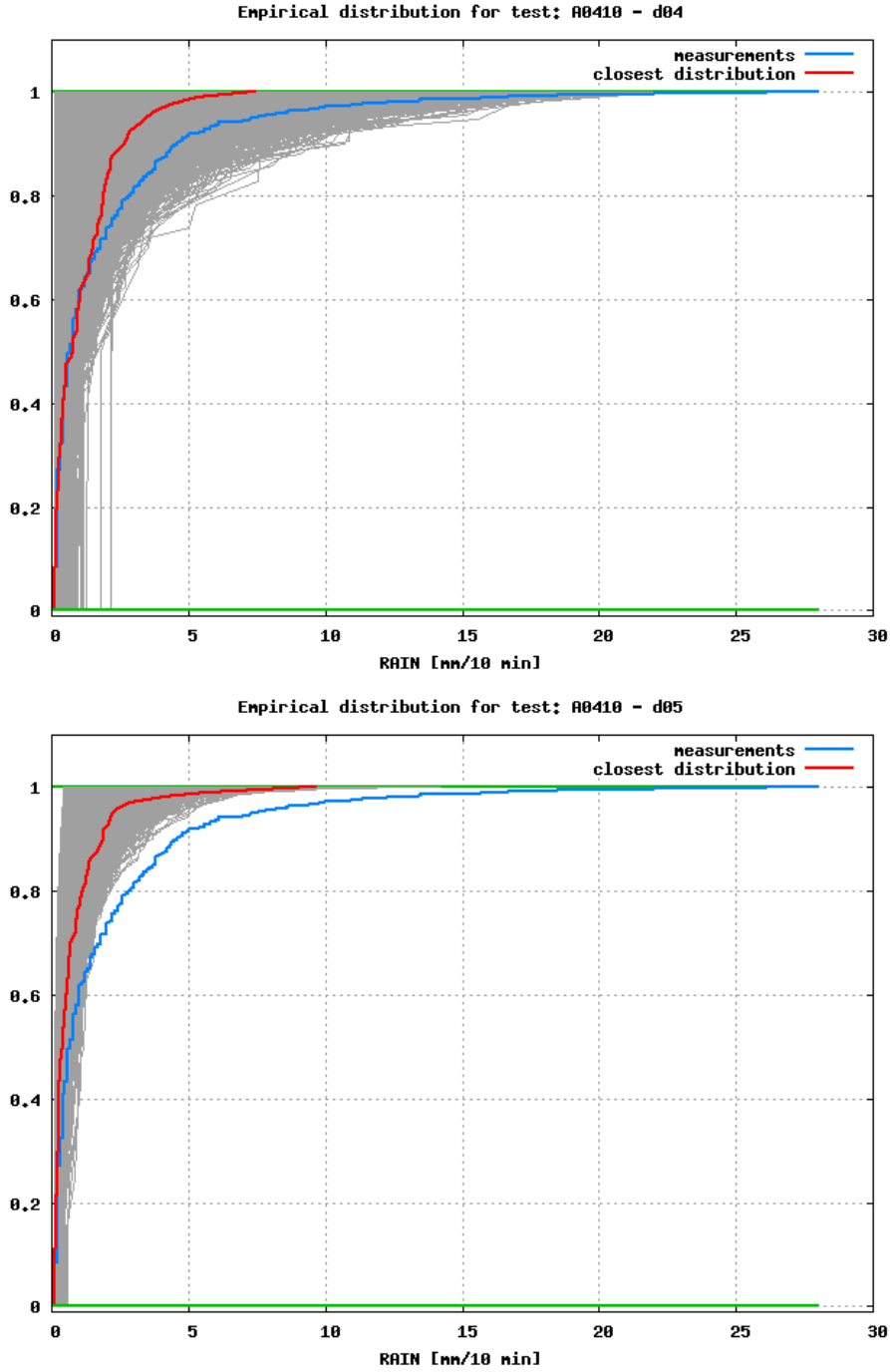


Figura 5.13. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di Kolmogorov - Smirnov (in rosso), per le simulazioni AE e AF. Il test è stato effettuato sull'area maggiore ($\simeq 50 \times 50 km^2$) per AE, e su tutto il quinto dominio innestato ($\simeq 27 \times 27 km^2$) per AF, sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13).

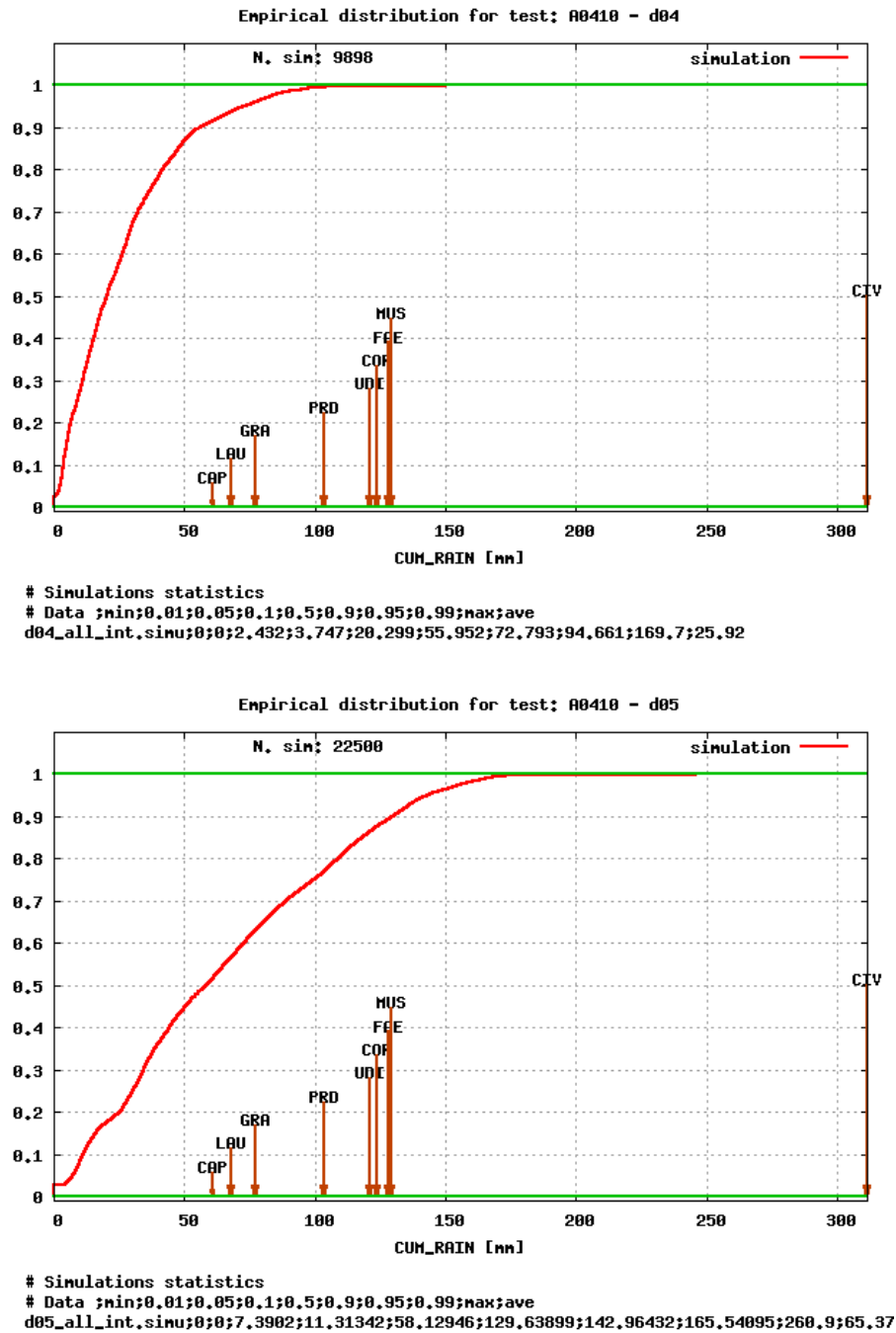


Figura 5.14. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati per le simulazioni AE e AF. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. Il test è stato effettuato sull'area maggiore ($\approx 50 \times 50 km^2$) per AE, e su tutto il quinto dominio innestato ($\approx 27 \times 27 km^2$) per AF, sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

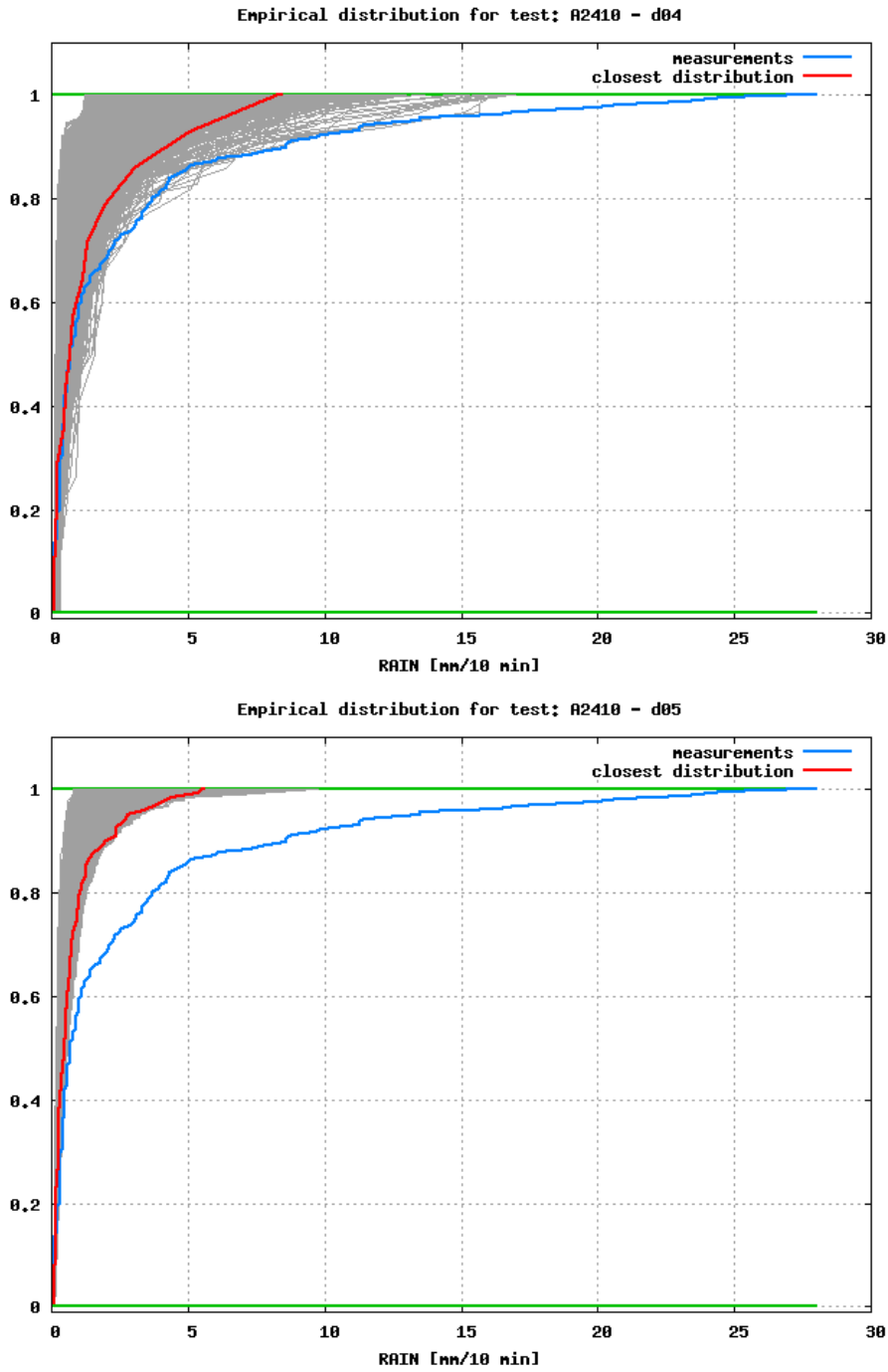


Figura 5.15. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di *Kolmogorov - Smirnov* (in rosso), per le simulazioni AE e AF. Il test è stato effettuato su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$) e sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13).

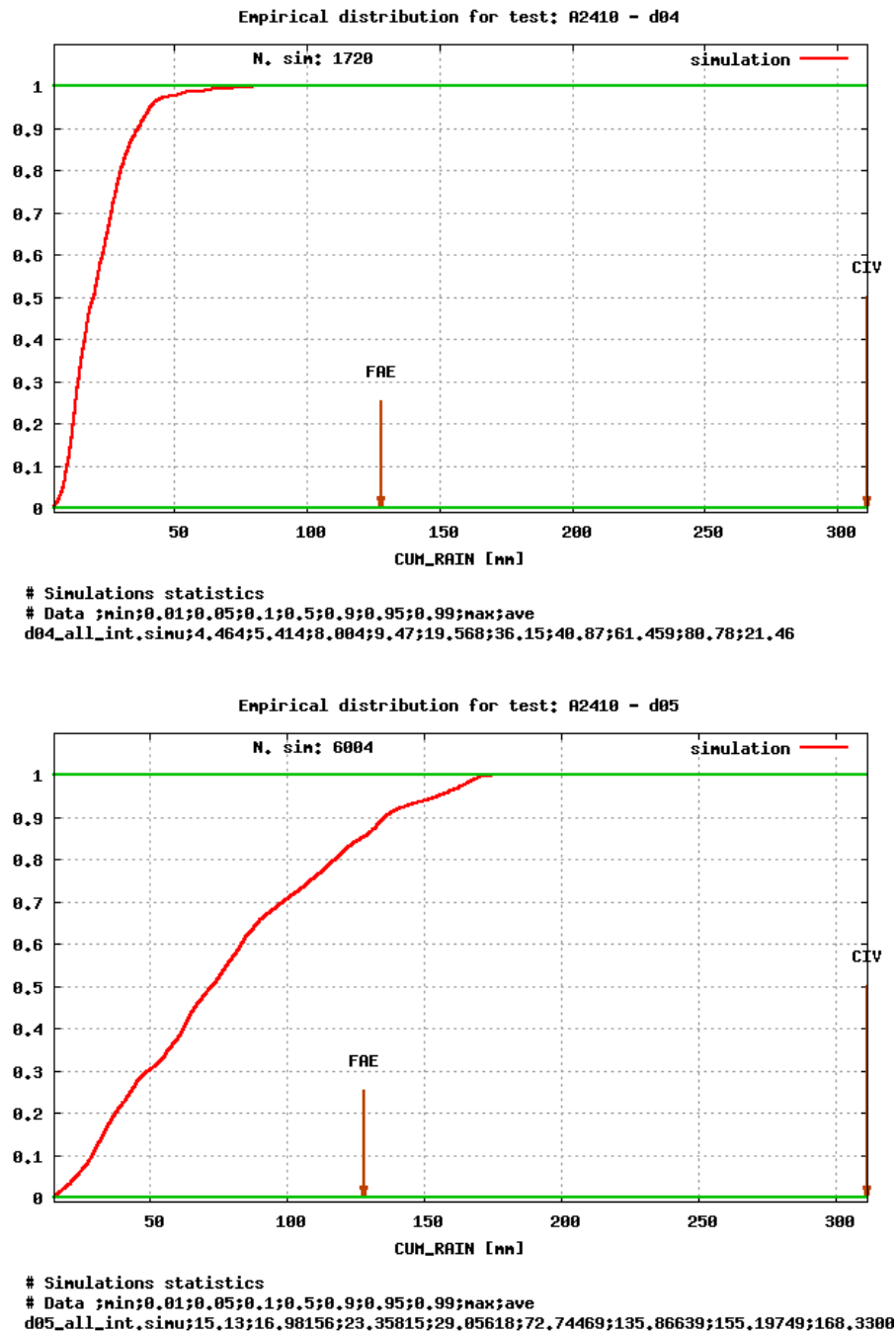


Figura 5.16. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati per le simulazioni AE e AF. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio e visualizzate in figura 4.4. Il test è stato effettuato su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$) e sul minore intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

di altri campi atmosferici dalle opzioni di innesto, ed è mostrato come queste abbiano un impatto non indifferente ad esempio sul campo di temperatura superficiale simulato dal modello.

5.3.1 Simulazione AC

Questi esempi incoraggiano ad intraprendere delle verifiche ulteriori in tal senso. La serie delle simulazioni svolte finora è stata pertanto in parte replicata optando per un innesto di tipo *1-way*. Il primo di questi *run* (di seguito AC) utilizza le impostazioni adottate nella simulazione di partenza (AA), ad eccezione del *feedback*, questa volta disattivato. In tabella 5.5 i parametri dettagliati.

Codice	AC	dx (km)	50, 10, 2
Inizio	06-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	240, 40, 6.667
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Non attivo
Domini	3	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91	Processori	32

Tabella 5.5. Parametri principali per la simulazione AC: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

I risultati dei test per l'area e l'intervallo temporale maggiori sono riportati di seguito. Dalla figura 5.17 è visibile come il modello in questa configurazione individui con successo dal punto di vista fisico i moti convettivi intensi e gli alti valori di precipitazione ratea rilevati: i valori massimi sono confrontabili con quelli misurati e si registra inoltre un'ottima compatibilità tra le due distribuzioni cumulative. Ciò che colpisce maggiormente, poi, è che la distribuzione delle precipitazioni integrate nei tre giorni dell'evento (5.18) è in accordo con tutti i valori delle stazioni, Cividale compreso (il valore massimo supera i $312mm$). Da notare che un fatto simile è stato registrato in precedenza solo per la simulazione ad alta risoluzione AF (figura 5.12), senza tuttavia essere accompagnato in quel caso da risultati ugualmente soddisfacenti per le piogge nei brevi intervalli temporali. Passando alla collocazione dei massimi sul dominio (figura 5.19), si osserva che il punto di griglia con miglior distribuzione è collocato a pochissimi chilometri da Cividale. Il dato tuttavia, come osservato altre volte, è poco significativo a causa della forte discordanza tra le due distribuzioni nei valori superiori a $5mm/10'$. Infine, il picco di precipitazione accumulata è collocato ad una distanza dell'ordine di $10km$ (non del tutto compatibile con la scala spaziale richiesta) e comunque in corrispondenza di un picco dell'orografia e non immediatamente a valle, come peraltro riscontrato anche in tutti gli altri casi. A riguardo comunque continua ad esser valido quanto osservato per figura 4.10 in merito alla scarsa risoluzione dei rilievi.

I risultati saranno ora analizzati nel dettaglio restringendo le aree spaziali e gli intervalli temporali. Nell'esposizione seguente verranno affiancate coppie di grafici dello stesso tipo, relativi a test effettuati in entrambi i casi sul minore intervallo

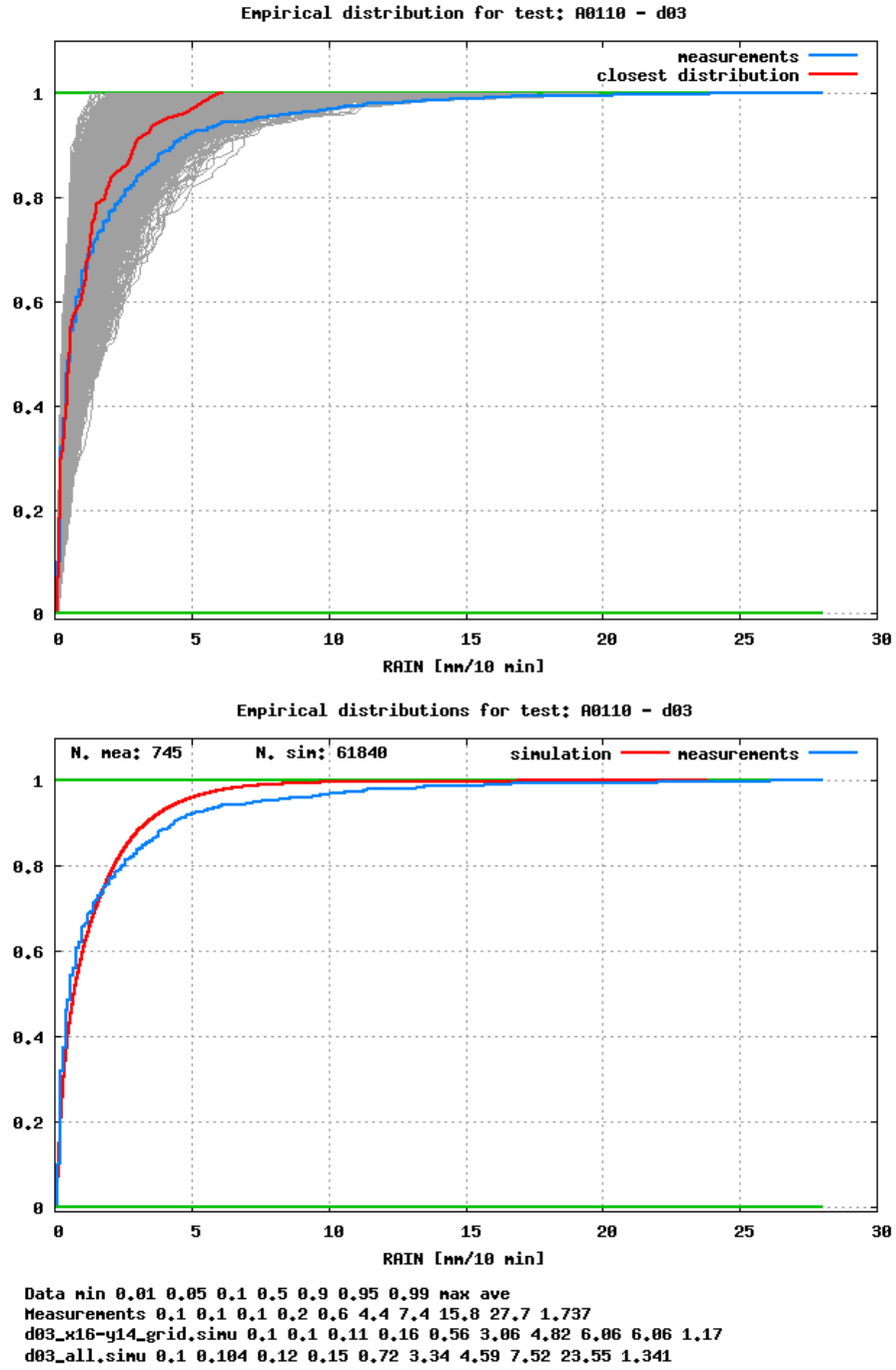


Figura 5.17. Simulazione AC. In alto: distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} (in rosso). In basso: distribuzione cumulativa dei dati simulati (in rosso) e confronto con le misure. Sotto al grafico alcuni parametri statistici: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio, per, rispettivamente, la distribuzione delle misure, la distribuzione più prossima a quella delle misure e la distribuzione cumulativa. Il campionamento è stato effettuato sull'area più vasta tra quelle definite per i test ($\simeq 50 \times 50 km^2$) e sul maggiore intervallo temporale (3 giorni).

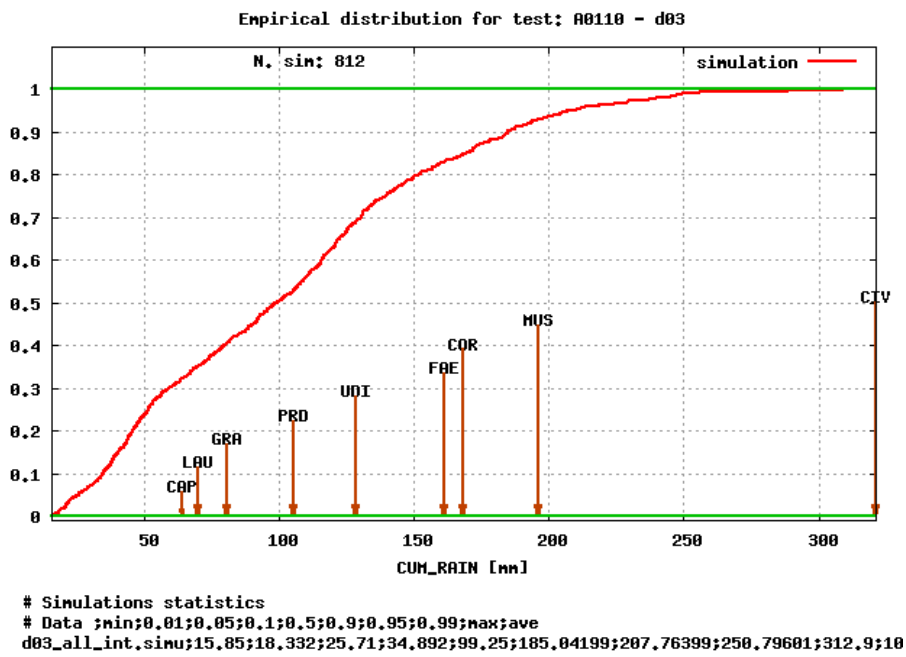


Figura 5.18. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati per il caso AC. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne all'area del test. Il campionamento è stato effettuato sull'area più vasta tra quelle definite ($\simeq 50 \times 50 km^2$) e sul maggiore intervallo temporale (3 giorni). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

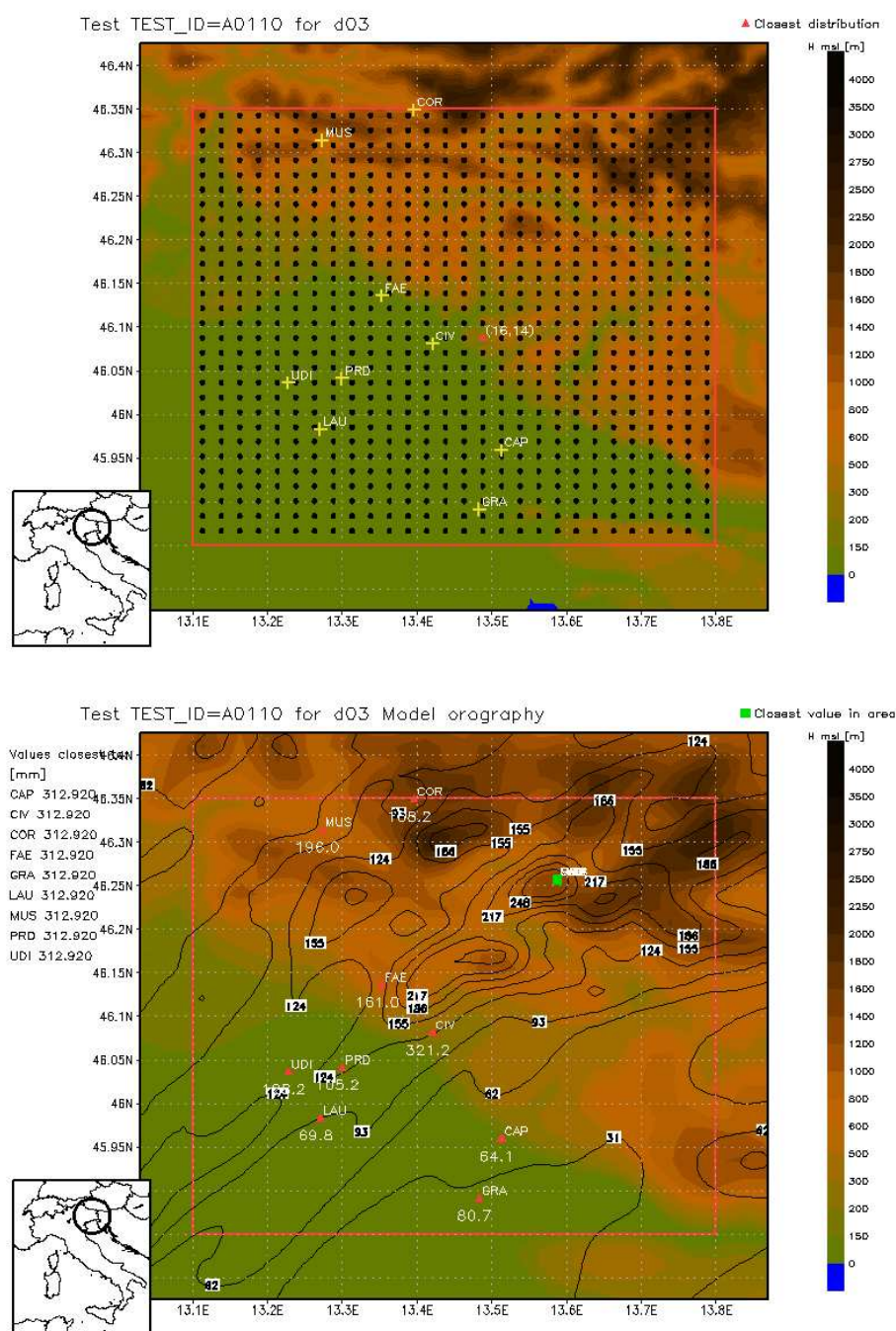


Figura 5.19. In alto: punto di griglia (indicato con un triangolo rosso) con distribuzione di precipitazione simulata più prossima a quella delle misure. L'orografia riportata è ottenuta da un set di dati ad alta risoluzione. In basso: punto di griglia con precipitazione accumulata massima (indicato con un quadrato verde), valori registrati in ciascuna stazione (indicate con dei triangoli rossi) e linee di campo della precipitazione simulata. I dati orografici sono quelli effettivamente interpolati dal programma *geogrid*. In entrambi i casi l'area è la più vasta tra quelle definite per i test ($\simeq 50 \times 50 km^2$) e l'intervallo temporale il maggiore (3 giorni).

temporale e, rispettivamente, sull'area maggiore tra quelle predefinite per i test e su un'area ridotta di lato $20km$. I risultati per le distribuzioni di precipitazione ratea (figure 5.20 e 5.21) ed accumulata (figura 5.22) ottenuti restringendo solamente la finestra temporale (lasciando invariata l'area di campionamento) non mostrano alcuna differenza sostanziale con i precedenti e indicano piena coerenza temporale per l'evento simulato. Portando invece la finestra spaziale ad un ordine di $\simeq 20 \times 20 km^2$ si registra al solito un significativo calo dei valori massimi, sia ratei che integrati sul tempo. Si noti tuttavia che, soprattutto per quanto riguarda la precipitazione accumulata, la distribuzione dei dati simulati ammette anche all'interno di quest'area ristretta, e per un numero significativo di punti di griglia, valori sufficientemente elevati da consentire di individuare correttamente il rischio ambientale legato ad un evento simile. Si osservi infatti che, pur sottostimando l'evento, la previsione è abbastanza accurata da prevedere per il 10% dei punti di griglia in un'area di $\simeq 20 \times 20 km^2$ centrata attorno a Cividale precipitazioni superiori a $200mm$ integrate nelle $14h$ in cui effettivamente ha avuto luogo l'evento.

Per completezza, infine, sono riportate le mappe per la localizzazione spaziale dei valori massimi, ottenute con le suddette restrizioni nei domini spaziali e temporali. La collocazione della distribuzione più prossima è modificata in entrambi i casi, ma data la scarsa significatività del dato in figura 5.19 (mappa superiore) ciò non può essere considerato un peggioramento dei risultati del modello. La collocazione del punto di massima precipitazione integrata poi rimane invariata al diminuire dell'intervallo temporale, mentre al diminuire di quello spaziale viene semplicemente spostata sul picco orografico più prossimo a Cividale all'interno del nuovo dominio ristretto. In conclusione, tra quelle descritte finora, la simulazione AC è senza dubbio quella che meglio descrive la realtà sia in termini fisici che di coerenza temporale e, pur con le consuete limitazioni, spaziale.

5.3.2 Simulazioni con innesto *1-way* ad alta risoluzione

Si è visto come l'innesto di tipo *1-way* abbia portato ad un sostanziale miglioramento dell'accordo tra simulazioni e misure mantenendo la risoluzione iniziale di $2km$. Per approfondire gli effetti del tipo di innesto sono state lanciate due ulteriori simulazioni alle stesse risoluzioni di AE e AF ($600m$ e $300m$), identiche a queste ultime nella configurazione fatta eccezione per l'assenza di *feedback*. Ad esse ci si riferirà in seguito con le sigle AG e AH. Nelle tabelle 5.6 e 5.7 sono riassunti i parametri di configurazione.

Di seguito saranno schematizzati i risultati principali. In entrambi i casi, già sui massimi domini spaziali e temporali (figura 5.25) si osserva una sottostima nei picchi dei ratei di precipitazione, assieme ad una grande dispersione delle distribuzioni per AH. I valori di pioggia accumulata (figura 5.26) sono allo stesso modo sottostimati, particolarmente in AH (massimo inferiore a $124mm$). Si osservi qui che i due principali fenomeni fisici esaminati, ovvero velocità verticali elevate e stazionarietà delle precipitazioni, oltre ad essere riprodotti come visto in modo solo parziale, faticano a coesistere all'interno della stessa simulazione. Grande dispersione, quindi grande variabilità spaziale del campo di precipitazione, indice di moti convettivi intensi, corrisponde in AH a bassi valori di precipitazione integrata nel tempo. Viceversa, in AG vi è forte sottostima dei valori ratei, ma allo stesso tempo migliore accordo

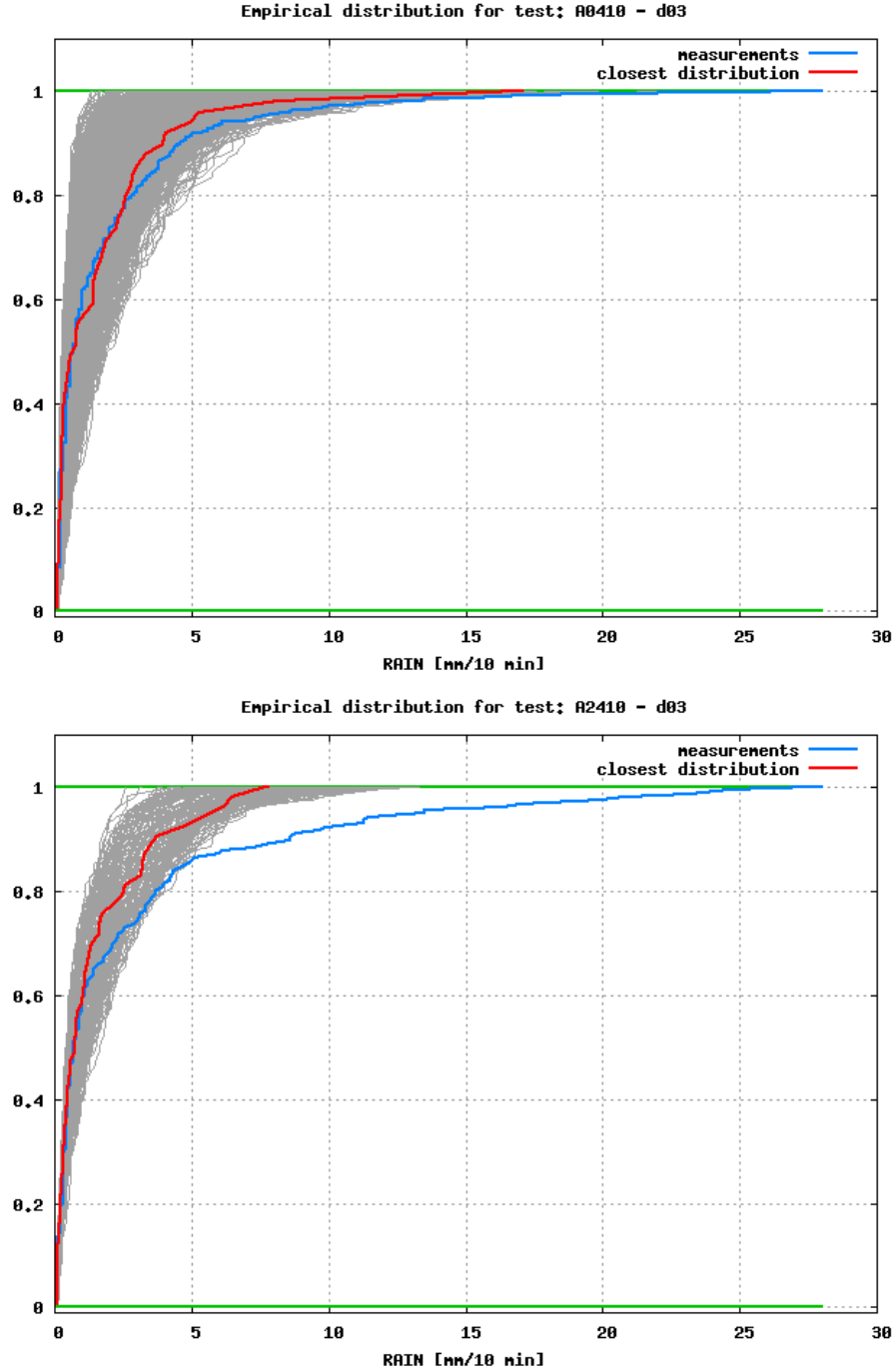


Figura 5.20. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di Kolmogorov - Smirnov (in rosso) per la simulazione AC. I test sono stati effettuati sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13) e, rispettivamente, sull'area massima e su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$).

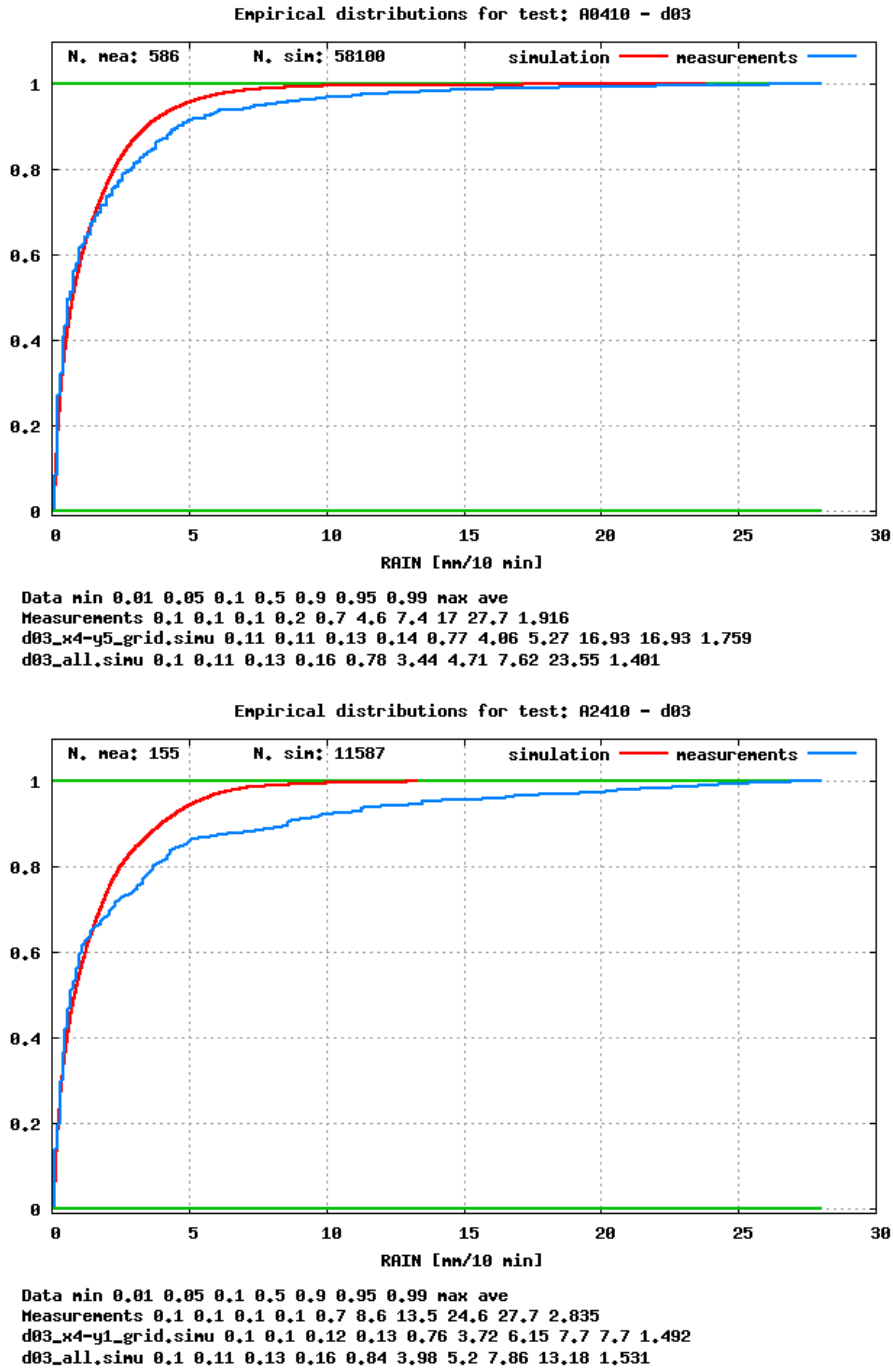


Figura 5.21. Distribuzioni empiriche per i dati misurati (in blu) e cumulativa dei dati simulati (in rosso), per la simulazione AC. Sotto al grafico sono riportati alcuni parametri statistici: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio, per, rispettivamente, la distribuzione delle misure, la distribuzione ottenuta dalle simulazioni più prossima a quella delle misure e la distribuzione cumulativa dei dati simulati. I test sono stati effettuati sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13) e, rispettivamente, sull'area massima e su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$).

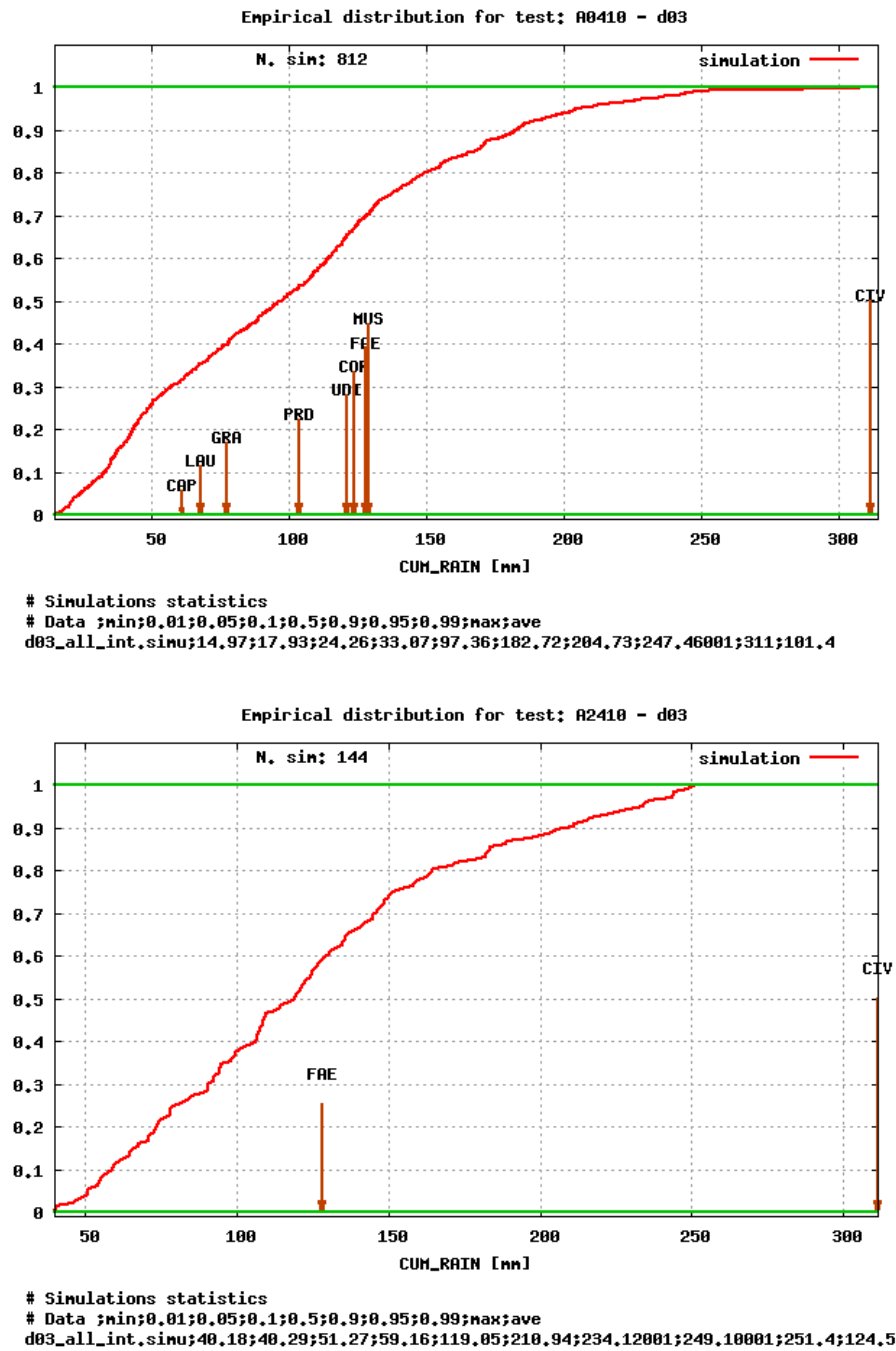


Figura 5.22. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati per la simulazione AC. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio. I test sono stati effettuati sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13) e, rispettivamente, sull'area massima e su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

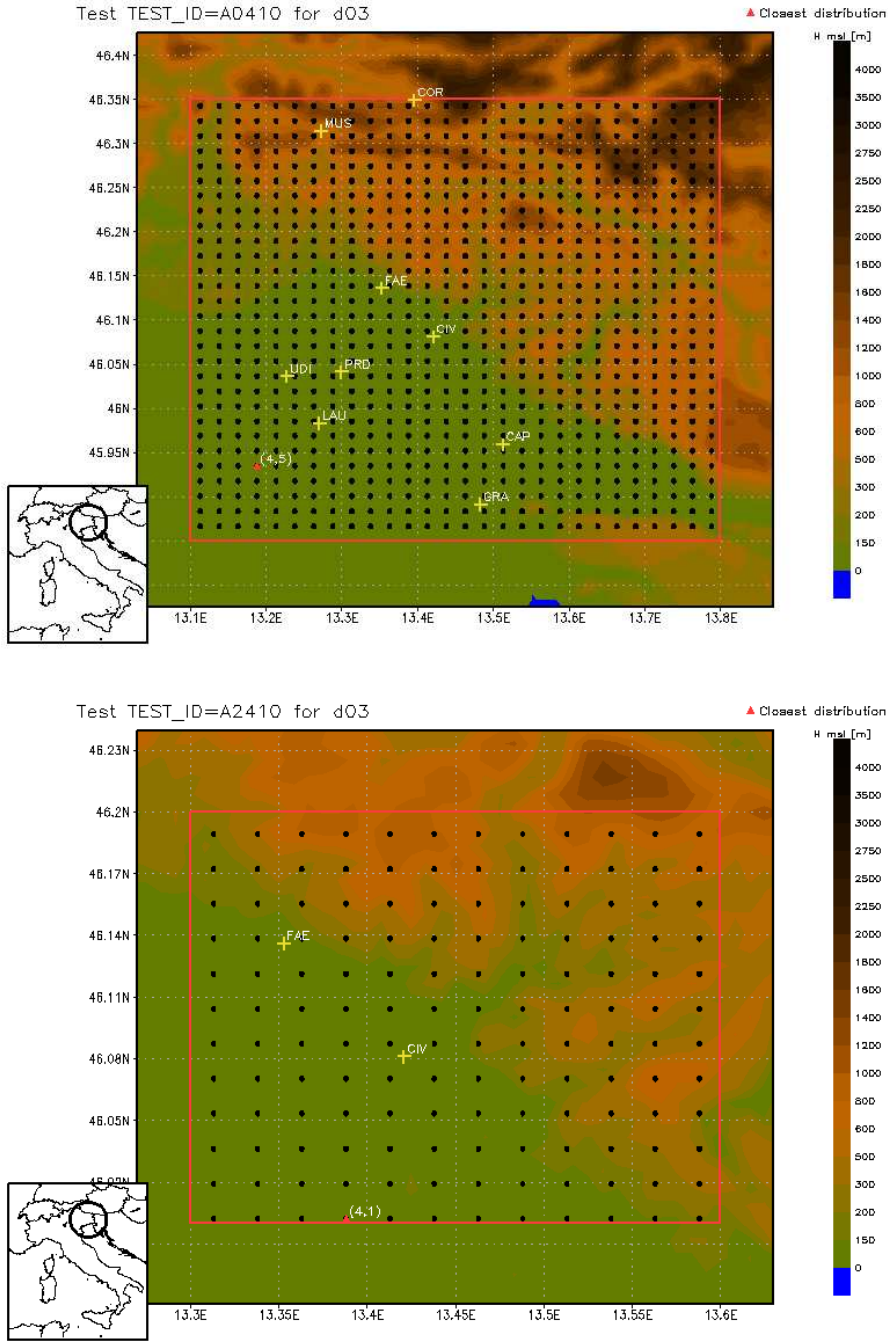


Figura 5.23. Punto di griglia (indicato con un triangolo rosso) con distribuzione di precipitazione simulata più prossima a quella delle misure per la simulazione AC. I test sono stati effettuati sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13) e, rispettivamente, sull'area massima e su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$). L'orografia riportata è ottenuta da un set di dati ad alta risoluzione.

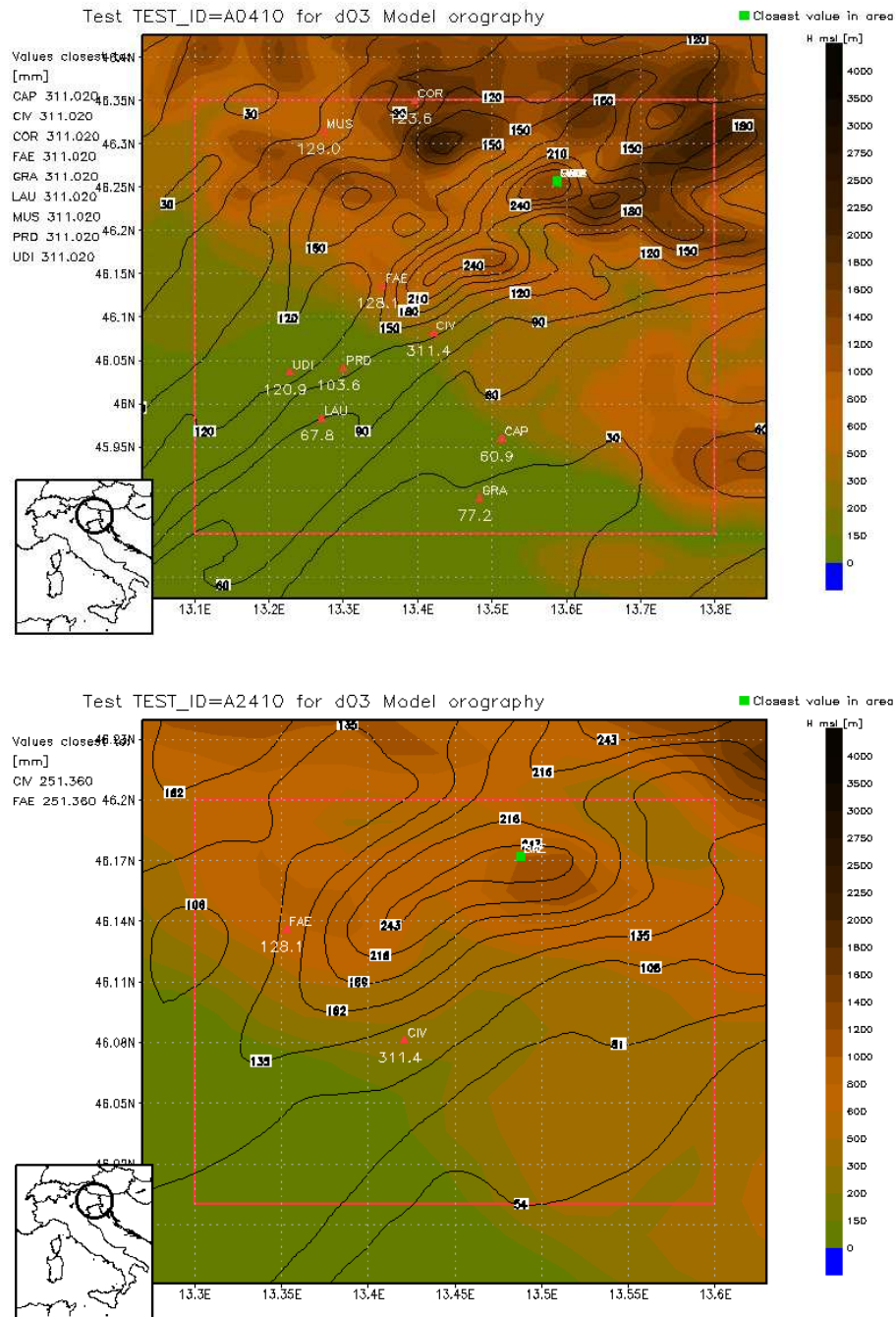


Figura 5.24. Punto di griglia con precipitazione accumulata massima (indicato con un quadrato verde), valori registrati in ciascuna stazione (indicate con dei triangoli rossi) e linee di campo della precipitazione simulata per la simulazione AC. I test sono stati effettuati sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13) e, rispettivamente, sull'area massima e su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 \text{ km}^2$). I dati orografici sono quelli effettivamente interpolati dal programma *geogrid*.

Codice	AG	dx (km)	45, 9, 1.8, 0.6
Inizio	08-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	180, 36, 6, 1
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Non attivo
Domini	4	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91, 91	Processori	16

Tabella 5.6. Parametri principali per la simulazione AG: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

Codice	AH	dx (km)	45, 9, 1.8, 0.6, 0.3
Inizio	08-09-'13, 00:00 UTC	dt (s)	180, 36, 6, 1, 0.5
Fine	11-09-'13, 00:00 UTC	Feedback	Non attivo
Domini	5	Livelli	30
N. Punti W-E	96, 136, 91, 91, 91	P. Top (Pa)	5000
N. Punti N-S	96, 156, 91, 91, 91	Processori	16

Tabella 5.7. Parametri principali per la simulazione AH: codice, data e ora di inizio e fine, numero di domini innestati, punti di griglia in direzione Ovest-Est e Nord-Sud, step spaziale e temporale, attivazione o meno del *feedback*, numero di livelli verticali, pressione del livello più alto e numero di *core* utilizzati per la simulazione. I valori separati da virgole sono riferiti a ciascun dominio.

con le misure di precipitazione accumulata. È da notare inoltre come tutto questo differisca da quanto registrato nelle simulazioni AE e AF (figure 5.10 e 5.12): in AE sono previsti con buona compatibilità i picchi di precipitazione su brevi intervalli temporali, a discapito dei valori integrati, mentre in AF accade l'opposto.

Infine, i test sulla coerenza temporale (qui omessi) danno come negli altri casi buoni risultati, mentre i campionamenti su un'area ridotta (figure 5.27 e 5.28) evidenziano una perdita di efficienza del modello, soprattutto per quanto riguarda i valori integrati in AH, del tutto incompatibili con le misure.

Un'ultima nota riguarda il confronto tra i pattern di precipitazione individuati dalle simulazioni ad altissima risoluzione svolte con i due tipi di innesto. In figura 5.29 sono riportate, per entrambe le simulazioni con passo di $300m$ (AF e AH), le mappe con la collocazione del punto di maggiore precipitazione accumulata nelle 14 ore centrate sull'evento. Contestualmente sono indicate le rispettive linee di campo, per la minore tra le aree definite per i test ($\simeq 15 \times 15 km^2$). Per quanto come già osservato vi sia in entrambi i casi una forte sottostima dei valori massimi, è singolare come nel caso *1-way* (AH, senza *feedback*) si individuino facilmente dei picchi di precipitazione accumulata molto localizzati, tipici di moti convettivi con forte variabilità spaziale, del tutto assenti invece nel caso *2-way* (AF, con *feedback*). A risoluzioni molto alte, quindi, l'innesto *1-way* permette di riprodurre in modo fisicamente più verosimile i fenomeni convettivi, mentre inserendo il feedback si perde completamente la disposizione in celle del campo di precipitazione.

5.3.3 Possibili limiti dell'innesto *2-way*

Si è visto come anche con un innesto di tipo *1-way* non si registrino, ad alta risoluzione, miglioramenti sostanziali nella descrizione dei fenomeni e come quest'ultima rimanga solo parzialmente in accordo con la realtà. In generale, anche per quanto visto in 5.2, scendendo a risoluzioni inferiori ad $1km$ si ottengono risultati solo parziali e spesso in contrasto tra loro. Come già osservato ciò può essere dovuto almeno in parte alla mancanza di coerenza tra le risoluzioni della griglia e dell'orografia. Ciononostante, a risoluzioni minori (simulazione AC, $2km$) l'innesto *1-way* ha dato risultati ottimi e completamente diversi da quelli corrispondenti ottenuti attivando il feedback (AA). È naturale interrogarsi sulle motivazioni fisiche di questo risultato, e sulle possibili ragioni di un così evidente successo di uno dei due tipi di innesto.

Riprendendo quanto illustrato in 3.1.4, l'innesto *2-way* prevede che ad ogni step temporale relativo al dominio più esterno le soluzioni ivi ottenute siano rimpiazzate da quelle a risoluzione maggiore nel dominio innestato. Una prima osservazione sulla scelta di un procedimento simile riguarda le scale tipiche risolte nei due domini. I fenomeni afferenti a scale inferiori individuati nel dominio più interno dovrebbero condizionare l'evoluzione a scala maggiore nel più esterno attraverso opportuni processi di trasferimento delle proprietà fisiche tra le scale, spesso anche molto complessi. La mera sostituzione dei valori dei campi è un processo estremamente semplificato che verosimilmente non è adeguato e può indurre nel codice comportamenti diversi da quelli desiderati. L'innesto di tipo *2-way*, come implementato attualmente nel modello, da un lato permette di non escludere del tutto dai campi simulati eventuali fenomeni non stazionari nel momento in cui questi fuoriescano

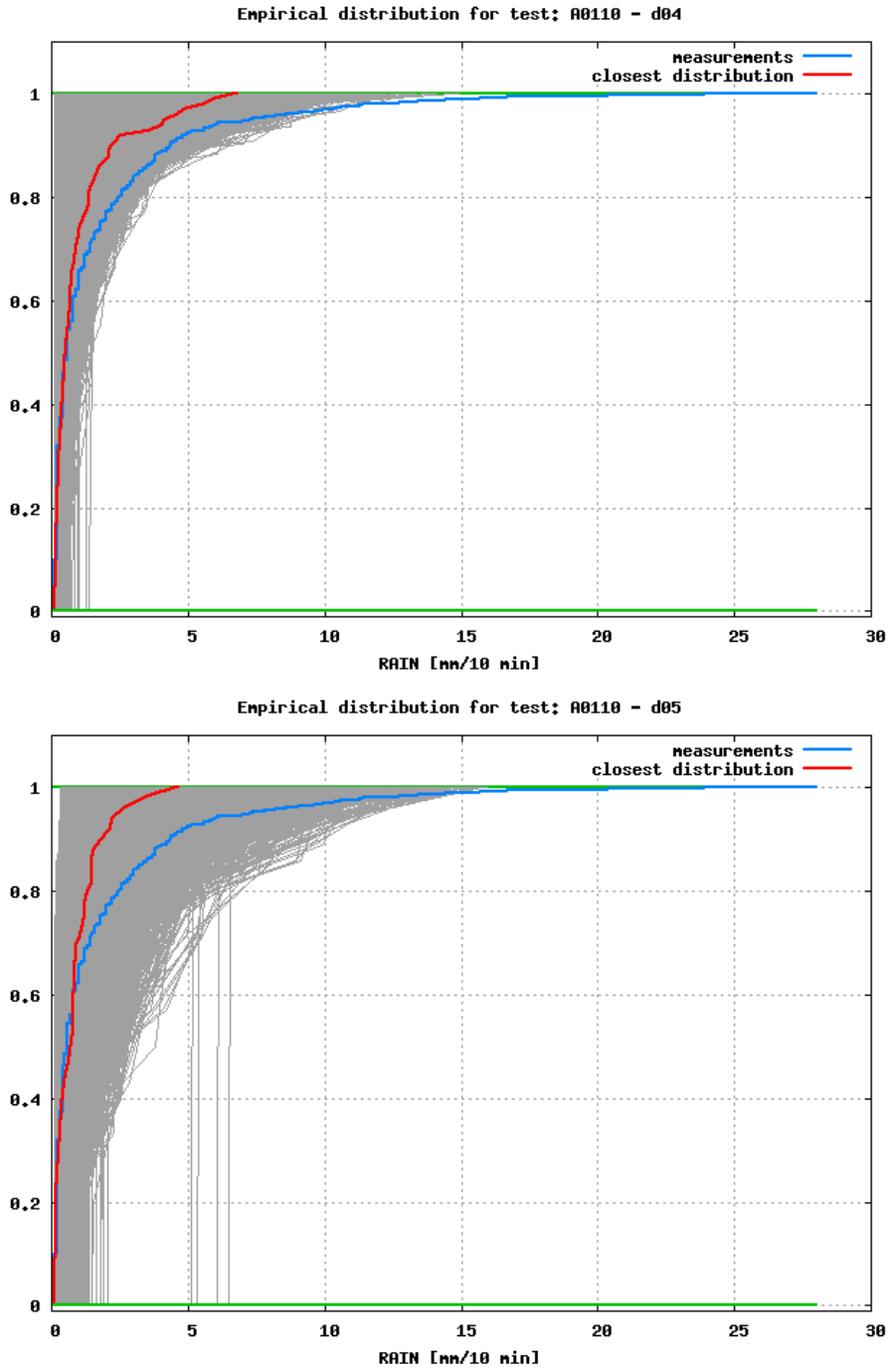


Figura 5.25. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di Kolmogorov - Smirnov (in rosso), per le simulazioni AG e AH. Il test è stato effettuato sull'area maggiore ($\simeq 50 \times 50 km^2$) per AG, e su tutto il quinto dominio innestato ($\simeq 27 \times 27 km^2$) per AH, nei tre giorni di simulazione.

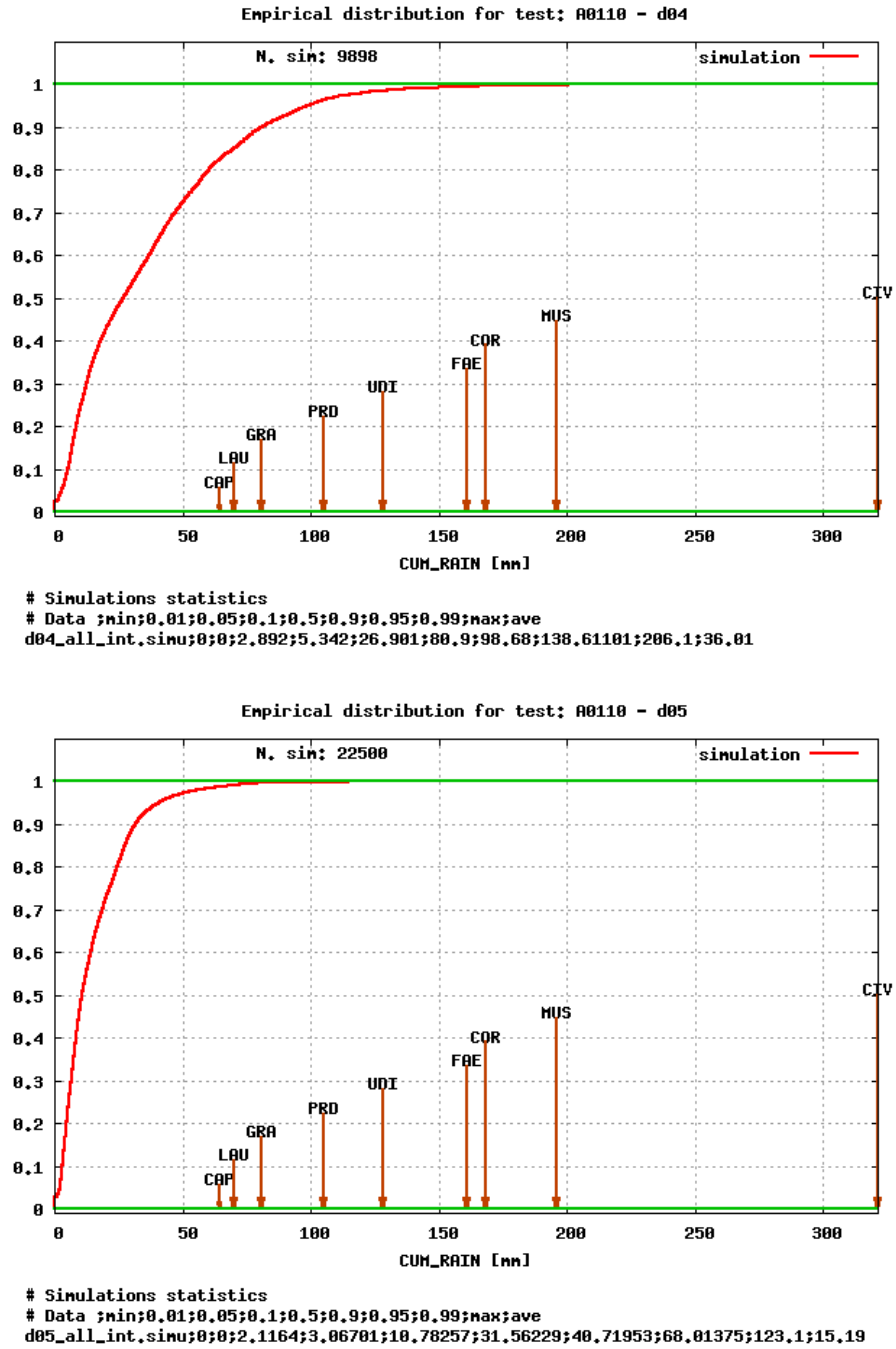


Figura 5.26. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati per le simulazioni AG e AH. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio. Il test è stato effettuato sull'area maggiore ($\simeq 50 \times 50 km^2$) per AG, e su tutto il quinto dominio innestato ($\simeq 27 \times 27 km^2$) per AH, nei tre giorni di simulazione. In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

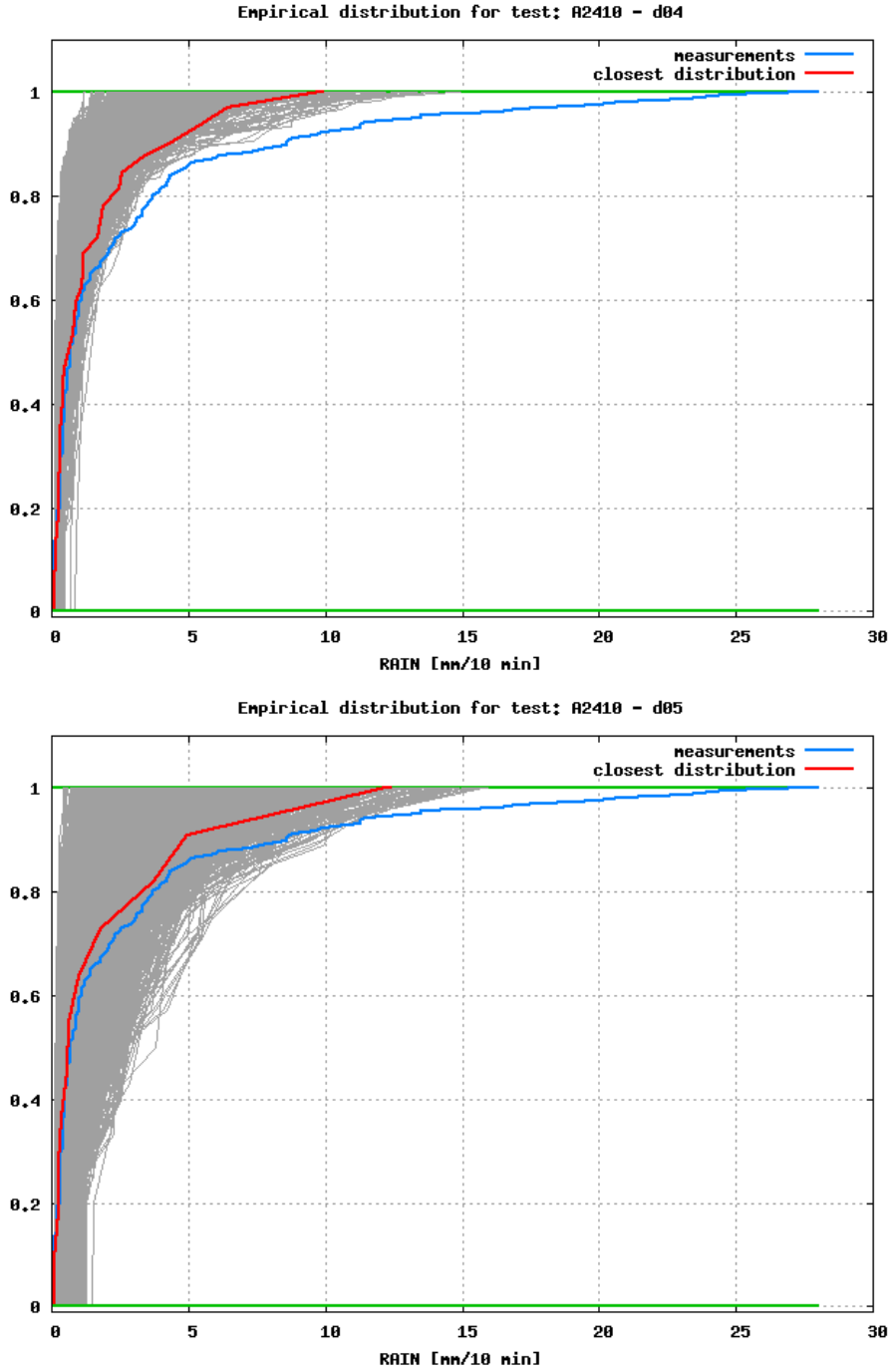


Figura 5.27. Distribuzioni dei dati misurati F_{mis} (in blu), dei dati simulati (in grigio) e distribuzione dei dati simulati più prossima a F_{mis} sulla base della distanza D_n utilizzata nel test di Kolmogorov - Smirnov (in rosso), per le simulazioni AG e AH. Il test è stato effettuato su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$) e sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13).

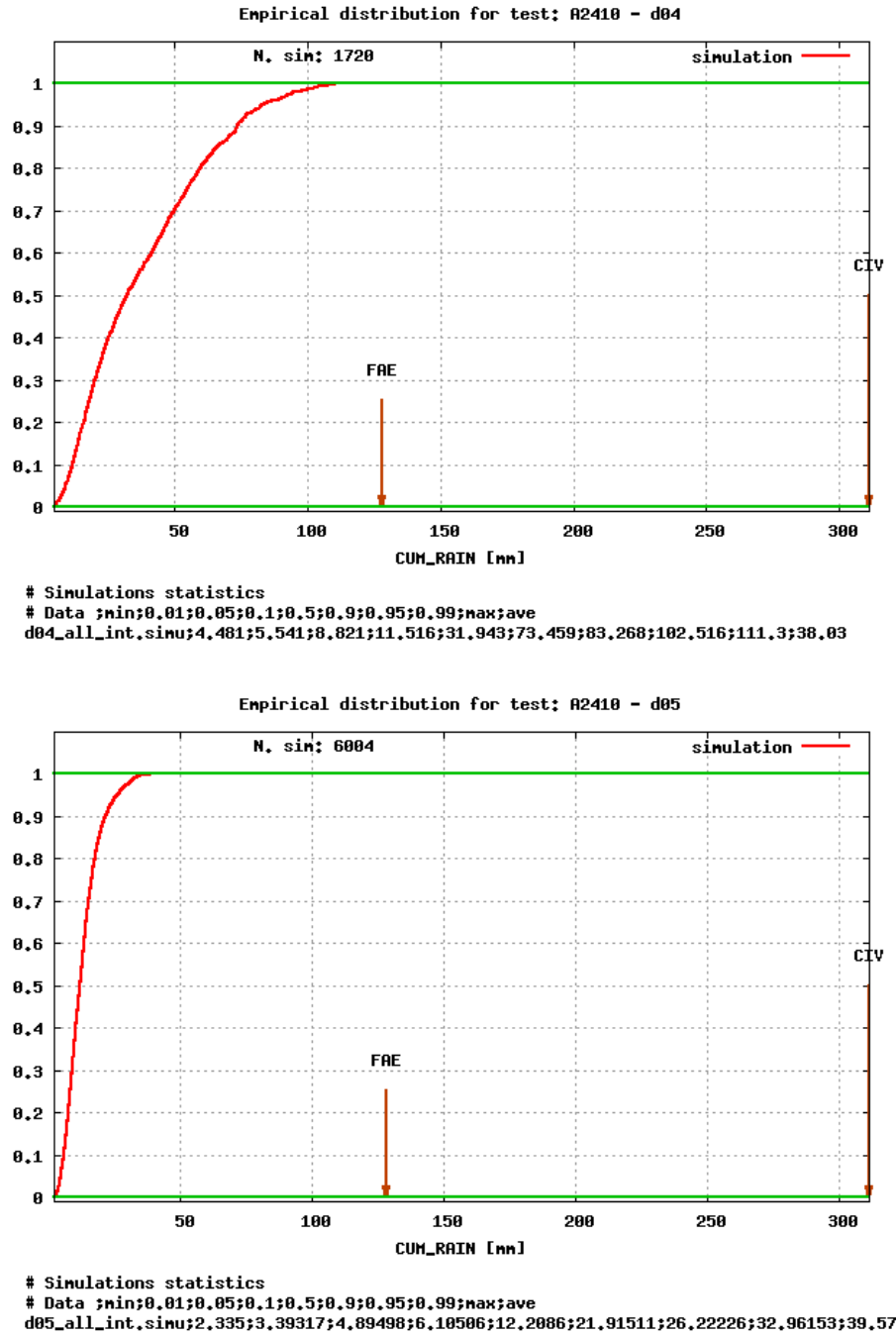


Figura 5.28. Funzione di distribuzione dei dati di precipitazione accumulata simulati per le simulazioni AG e AH. Contestualmente sono indicati dalle frecce i valori misurati nelle stazioni interne al dominio. Il test è stato effettuato su un'area ridotta ($\simeq 20 \times 20 km^2$) e sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13). In basso i parametri statistici della distribuzione: minimo, 1°, 5°, 10°, 50°, 90°, 95°, 99° percentile, massimo e valor medio.

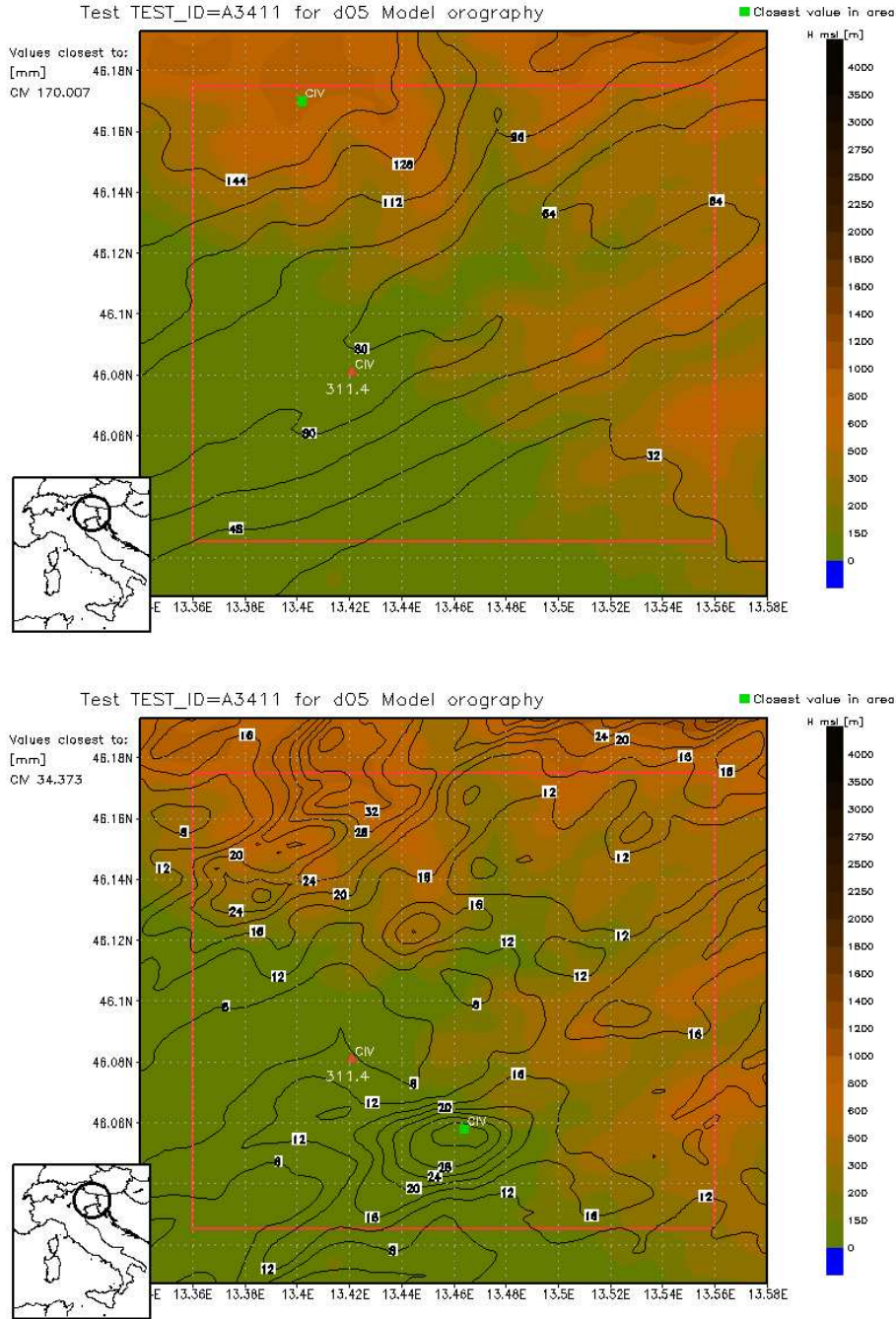


Figura 5.29. Punto di griglia con precipitazione accumulata massima (indicato con un quadrato verde), valore registrato nella stazione di Cividale (indicata con un triangolo rosso) e linee di campo della precipitazione simulata per le simulazioni AF e AH. I test sono stati effettuati sul minimo intervallo temporale (dalle 10:00 UTC del 09-09-'13 alle 00:00 UTC del 10-09-'13) e su un'area molto ristretta ($\simeq 15 \times 15 \text{ km}^2$) attorno a Cividale. I dati orografici sono quelli effettivamente interpolati dal programma *geogrid*.

dal dominio più interno. Un esempio tipico è costituito dallo studio dei tornado, fenomeni confinati alla microscala, ma in grado di muoversi in tempi brevi su distanze proprie anche della mesoscala¹. Da un altro punto di vista però vi è il rischio che un'operazione di questo genere introduca un'asimmetria nell'evoluzione della simulazione. Supponiamo ad esempio che, come in figura 5.30, l'evoluzione del dominio 2 veda in un certo istante, vicino al bordo, la formazione di un *downdraft* uscente. Esso sarà tale da condizionare le soluzioni nel dominio 1, ma in questo modo ad essere inglobato in 1 è solamente ciò che ha luogo nella direzione di 2, a discapito di altri eventuali fattori dello stesso ordine ma di altra provenienza. Un innesto di tipo 1-way chiaramente evita a priori questa eventualità, e questo fatto può costituire una spiegazione perlomeno parziale di quanto osservato in AA e AC.

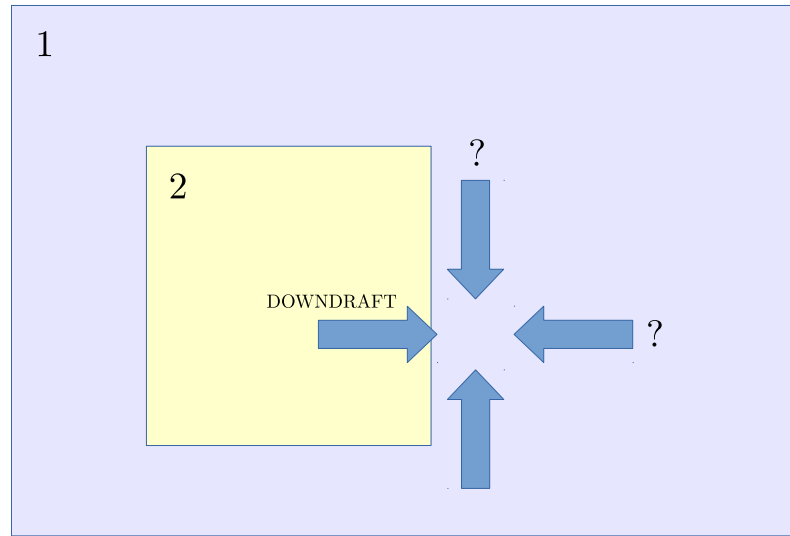


Figura 5.30. Esempio di asimmetria introdotta da un innesto *2-way*.

¹Nella versione attuale del modello ARW, casi simili possono essere simulati anche sfruttando un'evoluzione della tecnica di innesto *2-way*, ovvero la definizione di domini innestati mobili [8].

Conclusioni e sviluppi futuri

L'analisi fisica dell'evento meteorologico scelto per questo lavoro mostra come esso comprenda due fenomeni distinti:

- forti moti convettivi alla microscala, caratterizzati da intense velocità verticali, tali da permettere grande efficienza nella condensazione del vapore acqueo;
- interazioni tra flusso sinottico e *downdraft*, tali da generare per alcune ore un situazione stazionaria con precipitazioni persistenti.

È stato discusso come per entrambi questi fatti sia determinante l'effetto dell'orografia, nel primo caso per forzare le masse d'aria a raggiungere il livello di convezione libera, nel secondo per guidare il flusso del *downdraft*.

Per quanto riguarda le simulazioni eseguite per testare la predicibilità dell'evento, i risultati sono elencati di seguito.

- Non vi sono sostanziali cambiamenti tra le previsioni dell'evento con uno o tre giorni di anticipo, seppure in quest'ultimo caso si sia registrato un miglioramento generalizzato, anche se lieve, delle stime del modello. Si deduce che un intervallo di un giorno è sufficiente come *tempo di rilassamento* del modello e che su tempi più lunghi si iniziano a riscontrare le conseguenze della non linearità delle equazioni fondamentali.
- Anche nei casi di sottostima dell'intensità delle precipitazioni, l'evento simulato è sempre centrato nella corretta finestra temporale e sotto questo aspetto vi è dunque sempre coerenza. Dal punto di vista spaziale, al contrario, essa non è mai del tutto verificata: anche nei casi di maggior verosimiglianza dei risultati, infatti, una riduzione dell'area dei test a meno di $\simeq 20 \times 20 km^2$ inizia a non dare più il medesimo accordo con le misure. Per i *run* che hanno dato gli esiti migliori, tuttavia, i livelli di precipitazione previsti anche in aree così limitate sono sufficientemente elevati da consentire di prevedere correttamente i potenziali rischi di un evento simile.
- Scendere sotto la risoluzione spaziale di $1km$ produce in generale risultati contrastanti, a prescindere dal tipo di innesto, ed è peraltro un'operazione non del tutto corretta senza un previo aggiornamento della risoluzione orografica.
- A basse risoluzioni ($2km$), la simulazione lanciata disattivando il feedback produce in assoluto i risultati migliori. Questo fatto ha delle conseguenze pratiche estremamente rilevanti. Infatti, la differenza tra la configurazione di questo

run e quella adottata dalla catena operativa dell'ARPA FVG riguarda come visto solo il tipo di innesto. Potenzialmente, integrare questa modifica nei file di inizializzazione permetterebbe di aumentare nell'immediato, in modo drastico, e senza costi computazionali (anzi, l'innesto *1-way* in generale limita le risorse richieste) la capacità predittiva di eventi come quello di questo lavoro. È tuttavia necessaria cautela a riguardo. Una modifica simile potrebbe per contro provocare forte sovrastima della precipitazione su intervalli temporali più lunghi, a scale in cui i fenomeni atmosferici dominanti sono diversi. Prima di apporre qualsiasi modifica ad un sistema testato con esito positivo in una vasta casistica è necessario perlomeno prevedere ulteriori test su periodi temporali almeno di alcuni mesi.

- Un ulteriore sviluppo per l'immediato futuro dell'analisi fin qui compiuta è il completamento del set di simulazioni con almeno un test dell'innesto *1-way* a risoluzione di $1km$ (in virtù dei risultati molto incoraggianti ottenuti a $2km$) ed eventualmente con prove ad alta risoluzione spaziale eseguite risolvendo con maggior dettaglio i dati orografici.
- Infine, per quanto riguarda il metodo di confronto tra simulazioni e misure implementato, va segnalato come abbia prodotto buoni risultati in termini di percentuale di successi e di insuccessi, non risultando né troppo restrittivo, né al contrario eccessivamente debole.

Bibliografia

- [1] J. R. Holton, *An introduction to dynamic meteorology*, 3rd edition, Academic Press, San Diego, 1992.
- [2] D. Giaiotti, F. Stel, *The physics of the atmosphere: a brief overview*, Lect. Notes, PhD in Environmental Fluid Mechanics, University of Trieste - ICTP, 2006.
- [3] F. Crisciani, F. Cavallini, *Quasi-geostrophic theory of oceans and atmosphere*, Springer, Netherlands, 2012.
- [4] I. Orlanski, *A rational subdivision of scales for atmospheric processes*, Bull. Am. Meteorol. Soc., **56**, 1975, pp. 527-530.
- [5] C. F. Bohren, B. A. Albrecht, *Atmospheric thermodynamics*, Oxford University Press, New York - Oxford, 1998.
- [6] M. M. Miglietta, R. Rotunno, *Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge*, Journal of the Atmospheric Sciences **66** (7), 2009, pp. 1865-1885.
- [7] AA.VV., *ARW version 3 modeling system user's guide*, WRF model user's page:
<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>
- [8] AA.VV., *A description of the ARW version 3*, WRF model user's page:
<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>
- [9] World Meteorological Organization website:
<https://www.wmo.int/pages/prog/www/WMOCodes.html>
- [10] R. B. Stull, *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1988.
- [11] R. G. Brown, *Amdahl's law & parallel speedup*, USENIX website:
<https://www.usenix.org/>
- [12] D. B. Giaiotti, R. Steinacker, F. Stel, *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspects*, Springer, Wien, 2007.
- [13] D. Wilks, *Statistical methods in the atmospheric sciences*, Academic Press, San Diego, 2011
- [14] E. N. Lorenz, *Deterministic nonperiodic flow*, Journal of the Atmospheric Sciences **20**, 1963, pp. 130-141.
- [15] A. Kumar, J. Dudhia, R. Rotunno, D. Niyogi, U. C. Mohanty, *Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting (WRF) model*, Q. J. R. Meteorol. Soc. **134**, 2008, pp. 1897-1910.
- [16] M. S. Bukovsky, D. J. Karoly, *Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model*, Journal of the Atmospheric Sciences **48**, 2009, pp. 2152-2159.

- [17] C. A. Misenis, *An examination of WRF/Chem: physical parameterizations, nesting options, and grid resolutions*, M. Deg. Thesis, Graduate Faculty of North Carolina State University, Raleigh (NC), 2007.