

Università degli Studi di Genova
Facoltà di Scienze M.F.N.
Corso di Laurea in Fisica



Anno Accademico 2012-2013

**Studio della sensibilità di un modello
meteorologico agli schemi di
parametrizzazione
della microfisica delle nuvole**

di

Francesco Ferrari

Relatori:

Prof. Andrea Mazzino

Dr. Federico Cassola

Correlatore:

Prof. Paolo Prati

Indice

Indice	iii
Introduzione	1
1 Modelli ad Area Limitata	5
1.1 Introduzione	5
1.2 Struttura dei Modelli ad Area Limitata	7
1.3 Aspetti numerici	8
1.4 Aspetti fisici	13
2 Il modello WRF	27
2.1 Introduzione	27
2.2 Equazioni del modello	28
2.3 Discretizzazione del modello	34
2.4 Condizioni al Contorno e Iniziali	36
2.5 Nesting	36
2.6 Parametrizzazioni	37
3 Casi studio	43
3.1 Introduzione	43
3.2 Evento del 4 ottobre 2010	44
3.3 Evento del 25 ottobre 2011	47
3.4 Evento del 4-8 novembre 2011	50
4 Metodi di verifica	55
4.1 Introduzione	55
4.2 Distribuzione congiunta di previsioni e dati osservati indici statistici	56

4.3	Indici categorici	57
4.4	Verifica basata su dati puntuali	61
4.5	Verifica basata su campi	63
4.6	Il metodo di verifica <i>MODE</i>	63
5	Simulazioni e analisi dei risultati	67
5.1	Introduzione	67
5.2	Inizializzazione e <i>nesting</i>	69
5.3	Considerazioni sulla risoluzione	72
5.4	Simulazioni con diversi schemi di microfisica	73
5.5	Analisi statistica puntuale	79
5.6	Confronto campi osservati-campi previsti	82
5.7	Analisi attraverso l'individuazione di strutture	88
	Conclusioni	93
A	Equazioni dei modelli	97
A.1	Le equazioni fondamentali	97
A.2	Le equazioni nei modelli	98
A.3	Formulazione dei sistemi di coordinate verticali	99
	Bibliografia	105

Introduzione

La possibilità di prevedere l'evoluzione dei vari fenomeni che si riscontrano in atmosfera attraverso l'applicazione delle leggi fisiche della termodinamica e della fluidodinamica ha trovato negli ultimi decenni un impulso sempre maggiore grazie al forte sviluppo dei sistemi di elaborazione numerica. In questo contesto, la previsione atmosferica mediante modelli numerici (*NWP*, *Numerical Weather Prediction*) che integrano le 'equazioni primitive' che descrivono nel tempo l'evoluzione dei campi meteorologici, fornendo, a partire da condizioni iniziali assegnate, una previsione dello stato futuro dell'atmosfera, ha avuto un progresso notevole associato alla crescente necessità da parte di enti militari, civili e turistici di avere dati sempre più precisi ed attendibili sullo sviluppo di fenomeni che potessero avere ripercussioni sul piano economico ed ambientale.

Il legame tra la capacità di calcolo e il grado di prestazione raggiungibile è principalmente conseguenza del fatto che le 'equazioni primitive', non lineari e fortemente accoppiate, che regolano l'evoluzione dell'atmosfera non sono risolvibili analiticamente, e le soluzioni che i modelli numerici forniscono sono il risultato di approssimazioni e discretizzazioni, sia spaziali che temporali. I campi di interesse meteorologico, continui, vengono infatti discretizzati su griglie che coprono il dominio di interesse, e definiti in corrispondenza dei nodi delle griglie stesse. Purtroppo molti processi fisici, pur influenzando le variabili collocate nei nodi della griglia spazio-temporale su cui avviene la discretizzazione, avvengono su scale più piccole di quella definita dalla griglia stessa, per cui non possono essere simulati esplicitamente ma necessitano di parametrizzazioni. Aumentando la risoluzione (il che è possibile solo in concomitanza di un aumento della velocità di calcolo) sempre più processi possono essere risolti esplicitamente (come ad esempio la convezione), ma sarà comunque sempre presente una scala

sotto la quale sarà necessario l'utilizzo di parametrizzazioni: il *range* di lunghezze tipiche che entrano in gioco in atmosfera, infatti, va dalle onde planetarie, con scale caratteristiche dell'ordine delle migliaia di chilometri, all'interazione tra la radiazione e le molecole che compongono l'atmosfera che avviene su scale dell'ordine dei micron, per le quali ad esempio ci sarà sempre necessità di parametrizzazione. In generale quindi, fissato il passo di griglia su cui risolvere le equazioni, e di conseguenza quali fenomeni debbano essere parametrizzati e quali risolti esplicitamente, l'esito di una previsione sarà legato alla capacità delle parametrizzazioni utilizzate di cogliere gli effetti prodotti sulla scala maggiore dai fenomeni fisici che si stanno rappresentando.

Un'ulteriore fonte di errori interviene durante l'inizializzazione del modello: a partire dai dati forniti dalle stazioni di osservazioni disposte disordinatamente sul globo, si interpolano ai nodi della griglia i valori iniziali ed al contorno per la simulazione. Errori derivanti da osservazioni inesatte o da distorsioni legate all'interpolazione possono venire amplificati e portare a previsioni errate. Tutti questi effetti in generale contribuiscono quindi alle prestazioni finali del modello.

In questa tesi ho utilizzato il modello *Weather Research and Forecasting* (WRF) sistema numerico di previsione di recente sviluppo nato dalla collaborazione di vari enti americani e adatto sia per scopi di ricerca sia per previsioni operative. Dopo alcuni test sugli effetti della risoluzione delle simulazioni e di diversi metodi di inizializzazione e di interazione tra domini di calcolo, mi sono dedicato ad uno studio specifico sulla sensibilità delle previsioni del modello ad alcuni schemi di parametrizzazione riguardanti la microfisica delle nuvole, ossia riguardanti quei processi, diretti o indiretti, legati all'interazione tra le varie specie di idrometeore presenti nelle nuvole, quali ad esempio flussi di calore latente, flussi di massa dovuti alla precipitazione delle idrometeore stesse, ecc. Questo studio è stato applicato ad alcuni eventi calamitosi recentemente verificatisi in Liguria, al fine di cercare di individuare una configurazione ottimale in grado di prevedere la corretta localizzazione ed entità dei fenomeni, con particolare riferimento alla previsione di campi di precipitazione. Per quanto riguarda la gestione del rischio idrogeologico, infatti, la previsione quantitativa delle precipitazioni svolge un ruolo chiave nel valutare i rischi di alluvioni, soprattutto relativamente a scadenze temporali brevi; in questo senso le

previsioni meteorologiche possono essere viste come un tentativo di ridurre l'incertezza sullo stato futuro di un sistema idrometeorologico, al fine di anticipare azioni di prevenzione. A tal scopo è necessario avere una valutazione quantitativa della qualità e dell'incertezza a cui sono soggette le previsioni: associato ai problemi tecnico/matematici legati allo svolgimento delle simulazioni, infatti, vi è quello di quantificare il grado di affidabilità, miglioramenti e peggioramenti delle previsioni. Nel corso degli anni sono stati sviluppati metodi statistici finalizzati ad estrarre informazioni sulle *performance* dei modelli, che però recentemente hanno mostrato seri limiti nella valutazione di simulazioni ad alta risoluzione, e sono stati quindi affiancati da nuove metodologie di analisi. Nel calcolo degli indici classici viene valutata la corrispondenza spazio-temporale tra valori previsti e valori osservati. L'aumento della definizione permette l'individuazione di *pattern* (come minimi di pressione o picchi precipitativi), non riconosciuti su scala maggiore, che se non esattamente localizzati spazio-temporalmente pesano nel calcolo degli indici statistici classici in maniera doppiamente negativa (assenza del picco dove osservato e presenza in una posizione sbagliata) rispetto al modello che non identifica affatto la figura e che quindi sarà penalizzato solamente per non averla individuata. Nel caso di simulazioni ad alta definizione sono stati sviluppati quindi nuovi metodi di analisi in grado di superare queste problematiche.

Nel **Capitolo 1** è riportata un'introduzione sui modelli numerici di previsione: metodi numerici, inizializzazione, discretizzazione e parametrizzazioni dei fenomeni fisici con particolare riferimento ai modelli ad area limitata ad alta risoluzione.

Nel **Capitolo 2** è introdotto il modello WRF, e sono descritte le equazioni cui si basa, le caratteristiche tecniche come i modi di inizializzazione, le discretizzazioni applicate, i possibili metodi di interazione tra domini con passi di griglia diversi. Nella parte finale è presentato il problema della parametrizzazione della microfisica delle nuvole, con particolare riferimento agli schemi utilizzati per le simulazioni effettuate.

Nel **Capitolo 3** è riportata la descrizione dei casi studio simulati, relativi agli eventi alluvionali che hanno colpito varie zone della Liguria il

4 ottobre 2010, il 25 ottobre 2011 e tra il 4 e l'8 novembre 2011. È sottolineata in particolare la configurazione sinottica comune a tutti gli eventi considerati (e all'origine di gran parte degli eventi calamitosi in Liguria) caratterizzata da una forte convergenza sul mare tra flussi di direzione diversa ad originare intensi sistemi convettivi autorigeneranti. La buona riuscita delle simulazioni deriva, da una parte, dalla capacità di localizzare correttamente nello spazio-tempo le linee di convergenza alla base della fenomenologia descritta, e dall'altra dalla corretta quantificazione della precipitazione ad essa associata.

Nel **Capitolo 4** sono presentati i metodi di verifica delle previsioni: nella prima parte, i metodi statistici utilizzati per la verifica delle performance delle simulazioni, attraverso la creazione di tabelle di contingenza ed il calcolo di indici statistici, mentre nella seconda parte, un approccio basato sull'identificazione e la quantificazione del grado di accoppiamento tra strutture, nel mio caso relative a zone di precipitazione, individuate nel campo previsto e nel campo osservato ricreato a partire dai dati forniti dalla rete osservativa di stazioni dell'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente Ligure (ARPAL).

Nel **Capitolo 5** sono riportate le simulazioni effettuate, relativamente agli eventi presentati nel Capitolo 3, corredate sia dall'analisi statistica presentata nel capitolo precedente, sia da un'analisi relativa all'individuazione di strutture precipitative in modo da sottolineare la capacità delle simulazioni di ricreare i *pattern*, identificati nelle osservazioni. Sono quindi evidenziati i risultati ottenuti al variare della risoluzione (le simulazioni sono state effettuate su tre domini grigliati con passi di griglia diversi: 10, 3.3 e 1.1 *km*) e degli schemi di parametrizzazione della microfisica applicati.

Capitolo 1

Modelli ad Area Limitata

1.1 Introduzione

Le leggi fisiche che governano il comportamento dell'atmosfera possono essere espresse per mezzo di un sistema di equazioni differenziali il cui studio è noto sotto il nome di 'meteorologia dinamica'. La risoluzione di questo sistema di equazioni consente, in linea di principio, di fornire una previsione, cioè una descrizione dello stato futuro dell'atmosfera a partire dallo stato presente.

Nonostante l'apparente determinatezza del problema così posto, le difficoltà da affrontare non sono soltanto, né soprattutto, di natura analitico-matematica.

Fondamentali per l'affidabilità di una procedura di previsione meteorologica di tipo numerico sono anche la quantità e la qualità delle informazioni sui valori iniziali dei campi fisici studiati, l'adeguatezza delle approssimazioni necessariamente introdotte nelle equazioni al fine di ottenere un sistema matematicamente 'calcolabile', e infine l'efficienza dell'algoritmo numerico di integrazione temporale del sistema così ottenuto.

Allo stato attuale, il punto di riferimento per la modellistica meteorologica numerica (*Numerical Weather Prediction*, NWP) è costituito dai modelli a scala globale (*Global Circulation Models*, GCM), utilizzati per simulare l'evoluzione dello stato dinamico dell'atmosfera dell'intero pianeta su una griglia spaziale con passo orizzontale dell'ordine delle decine di chilometri e verticale dell'ordine dei 100 metri e su una griglia temporale con passo dell'ordine di qualche di minuto. Modelli di questo tipo vengono utiliz-

zati quotidianamente, ad esempio, presso l'*European Center for Medium Weather Forecasting* (ECMWF) in Europa e presso il *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) negli Stati Uniti. La possibilità di simulare numericamente i processi fisici coinvolti nei fenomeni atmosferici su scale spaziali più piccole è strettamente determinata dai mezzi di calcolo disponibili: con i limiti di memoria e di velocità di processo posti dagli elaboratori attuali la risoluzione spaziale può essere aumentata significativamente solo riducendo corrispondentemente l'estensione spaziale e temporale del dominio di interesse.

A tal fine sono stati sviluppati i Modelli ad Area Limitata (*Limited Area Models*, LAM), detti anche modelli a mesoscala. I LAM non sostituiscono i GCM, ma piuttosto li completano: essi permettono di arricchire le informazioni su grande scala con quelle fornite su 'mesoscala' da una previsione a risoluzione maggiore. Se si definisce[1] la 'scala' spaziale di un flusso atmosferico come la distanza orizzontale sulla quale i campi che lo descrivono variano di una quantità confrontabile con la propria ampiezza, allora possono essere classificati di 'mesoscala' i flussi di scala compresa tra qualche *km* e le centinaia di *km*.

Una definizione più rigorosa dei fenomeni di 'mesoscala' può essere fornita analizzando direttamente le caratteristiche dei processi fisici ed eseguendo un'analisi di scala delle equazioni che ne regolano il moto¹[2]. Secondo la classificazione di Orlanski[3] i sistemi di mesoscala possono essere suddivisi in tre sottoscale: '*meso-alfa*', '*meso-beta*' e '*meso-gamma*'. Il termine '*meso-alfa*' è associato a sistemi meteorologici quali i sistemi frontali e i cicloni tropicali, caratterizzati da scale orizzontali dell'ordine di $10^2 - 10^3$ *km* e scale temporali dell'ordine dei giorni. Il termine '*meso-beta*' è associato a sistemi quali *jet* ai bassi livelli, *squall line*², onde inerziali, *cluster* di nubi e circolazioni orografiche e costiere. Questi sistemi sono caratterizzati da scale orizzontali dell'ordine di $10^1 - 10^2$ *km* e temporali dell'ordine delle decine di ore. Infine, la scala '*meso-gamma*' è riferita a fenomeni quali temporali, turbolenza, *internal gravity waves* e circolazioni indotte dalle aree urbane ed è caratterizzata da scale orizzontali di $10^0 - 10^1$ *km* e da scale temporali dell'ordine dell'ora.

¹Per la descrizione delle equazioni del moto si confronti l'appendice A

²La *squall line* in italiano linea di groppo, è una stretta e lunga fascia di temporali che si sviluppa sulla linea di separazione fra l'aria calda ed umida presente al suolo e l'aria più fredda e pesante portata da un fronte freddo.

Scopo originario della modellistica ad area limitata consiste in una descrizione dei fenomeni di scala ‘*meso-beta*’ maggiormente accurata rispetto a quella fornita dai GCM. Negli ultimi anni, l’ulteriore sviluppo dei LAM, associato ad una maggiore descrizione dei processi fisici e, in particolare, ad un continuo incremento della risoluzione a cui operano i modelli stessi, all’introduzione di schemi che permettono di trattare esplicitamente la microfisica, nonché all’implementazione di schemi non idrostatici, ha permesso di allargare il campo di applicabilità di questi modelli anche a fenomeni associati alla scala ‘*meso-gamma*’.

In questo Capitolo verranno descritte sinteticamente le principali caratteristiche che contraddistinguono la modellistica ad area limitata. Una trattazione esauriente dell’argomento è disponibile in letteratura[2][4][5][6]: verranno qui solo analizzati quegli aspetti generali che avranno particolare attinenza allo svolgimento della tesi.

1.2 Struttura dei Modelli ad Area Limitata

Le differenze tra i modelli globali e quelli ad area limitata sono molte ed il passaggio dagli uni agli altri è tutt’altro che diretto. Innanzitutto, il fatto stesso di integrare le equazioni primitive su un’area delimitata pone il problema dei suoi confini, sia riguardo la necessità di fornire adeguate condizioni al contorno, sia riguardo le difficoltà numeriche associate alla rappresentazione stessa della zona di confine.

L’aumento di risoluzione, inoltre, introduce nuove problematiche legate sia alla mancanza di dati soprattutto in quota, necessari per inizializzare i modelli, sia alla necessità di descrivere con maggiore dettaglio processi fisici, come ad esempio gli effetti diabatici, topografici e di superficie, considerati molto schematicamente, o addirittura ignorati, nei modelli a grande scala. L’utilizzo di modelli ad alta risoluzione aumenta soprattutto la capacità di rappresentare l’influenza dell’orografia sulle correnti a scala sinottica. Il miglioramento non riguarda tanto la descrizione della circolazione a grande scala in quota, che viene guidata dalle condizioni al contorno imposte dal modello a scala globale, quanto quella di quei fenomeni dinamici e termodinamici, tipici delle quote medio-basse, la cui analisi può maggiormente beneficiare dell’alta risoluzione, anche attraverso l’introduzione di

più accurate parametrizzazioni fisiche. In particolare, ne risulta di fatto significativamente migliorata la descrizione di alcuni campi superficiali quali pressione al livello del mare, temperatura e vento al suolo o dei fenomeni a mesoscala associati, ad esempio, alle precipitazioni, ai fronti, alle correnti a getto, alla convezione organizzata e ai moti indotti dall'orografia. Per trarre vantaggio della maggiore risoluzione, occorre d'altra parte affrontare e risolvere tre problematiche principali riguardanti i modelli ad area limitata: quella numerica, quella fisica e quella legata all'inizializzazione.

L'adeguatezza delle risposte alle questioni poste da ciascuna di esse influisce in modo determinante sulla qualità delle previsioni prodotte dai modelli.

1.3 Aspetti numerici

All'interno della problematica legata agli aspetti numerici, particolare rilievo ricoprono le questioni riguardanti:

- il metodo di discretizzazione delle derivate spaziali e temporali nelle equazioni che governano il flusso,
- la scelta della griglia spaziale,
- la determinazione delle condizioni al contorno laterali.

Metodi numerici

Sistemi di equazioni non lineari alle derivate parziali quali quello utilizzato da modelli di previsione meteorologica (si confronti l'Appendice A) non possono essere risolti analiticamente, ma necessitano di metodi di calcolo numerici in cui le equazioni siano discretizzate e risolte su una griglia. Esiste un gran numero di tecniche numeriche per rappresentare i termini che includano derivate; esse possono essere classificate in cinque gruppi[2][7]:

- Schemi alle differenze finite, consistenti nell'approssimare i termini che coinvolgono derivate, incluso il tempo, con uno o più termini del corrispondente sviluppo in serie di Taylor.

- Tecniche spettrali, in cui i campi vengono trasformati nello spazio delle frequenze attraverso trasformate di Fourier.
- Metodi pseudo-spettrali, che utilizzano una serie spettrale troncata per approssimare le derivate.
- Schemi agli elementi finiti, in cui si approssima l'errore tra le soluzioni esatte e quelle approssimate, utilizzando basi locali[2][7]
- Schemi di interpolazione in cui l'andamento delle variabili dipendenti in una o più direzioni spaziali è approssimato mediante l'uso di polinomi.

È stato mostrato[2][5] che le tecniche spettrali sono molto accurate, essendo tra l'altro in grado di eliminare l'*aliasing*, cioè il trasferimento fittizio di energia dalla piccola alla larga scala. Tuttavia, le espressioni matematiche che si ottengono dalle trasformate di Fourier sono spesso scomode da maneggiare e, soprattutto, il metodo richiede condizioni al contorno periodiche. Per questi motivi le tecniche spettrali sono spesso utilizzate nei modelli globali, ma sono meno frequenti nel caso dei Modelli ad Area Limitata. Analoghe valutazioni possono essere considerate valide nel caso dei metodi pseudo-spettrali. Tutti gli altri metodi producono un insieme di equazioni alle differenze finite e differiscono tra di loro fondamentalmente per il diverso grado di approssimazione, le diverse proprietà di conservazione, il tempo macchina impiegato, l'implementazione dello schema su calcolatore e la diversa complessità. In ragione della loro semplicità ed affidabilità nelle più disparate condizioni meteorologiche, la maggior parte dei Modelli ad Area Limitata utilizzano schemi alle differenze finite[2][7]. Questa tecnica approssima le derivate spaziali e temporali mediante uno sviluppo in serie di Taylor opportunamente troncato, in cui gli incrementi sono rappresentati dal passo di griglia spaziale (Δx) e da quello temporale (Δt). Nel valutare la bontà di questa approssimazione, è necessario verificare che le equazioni alle differenze finite soddisfino due requisiti fondamentali:

- quando gli incrementi, sia spaziale che temporale, tendono a zero l'espressione approssimata deve convergere all'equazione differenziale di partenza

- la rappresentazione numerica deve essere stabile rispetto a piccole perturbazioni.

Se lo schema converge ed è stabile è inoltre necessario valutare quanto le ampiezze e le fasi per le onde di diversa frequenza sono ben rappresentate. In particolare l'esatta riproduzione delle ampiezze non garantisce simulazioni corrette, visto che la dispersione indotta numericamente di onde di diversa frequenza può generare errori notevoli. Singole componenti possono avere grandi errori nell'energia anche quando l'energia totale non ne ha. In sostanza, né la conservazione di proprietà integrali, né la corretta previsione dell'ampiezza garantisce buoni risultati nella simulazione: è necessaria anche una buona determinazione della velocità di fase dell'onda.

In letteratura sono disponibili, ad esempio in [2], accurate descrizioni dei diversi approcci finalizzati ad una approssimazione delle equazioni differenziali mediante schemi alle differenze finite.

Diversamente da quanto accade per la struttura spaziale delle equazioni da risolvere, quella temporale è intrinsecamente del primo ordine. I corrispondenti schemi di integrazione possono essere classificati in espliciti o impliciti. Nei primi i nuovi valori di tutte le variabili vengono calcolate individualmente, ad ogni passo temporale, utilizzando i loro valori presenti o passati, nei secondi i nuovi valori compaiono nello schema assieme a valori successivi e, quindi, la risoluzione delle equazioni prevede una fase finale di esplicitazione. Nonostante la minore semplicità algoritmica, gli schemi impliciti sono più stabili e quindi, in genere, maggiormente efficienti, perchè permettono di essere integrati con passo temporale (Δt) anche otto volte maggiore rispetto a quello degli schemi espliciti.

Qualunque sia lo schema temporale utilizzato, occorre comunque, per garantire la correttezza dello schema numerico, che il passo temporale sia minore o uguale al tempo necessario perchè le informazioni siano trasportate, per avvezione o mediante propagazione di onde, per una distanza confrontabile con il passo di griglia. Se si considerano tutte le lunghezze d'onda diventa evidente la necessità di filtrare le soluzioni numeriche, eliminando le componenti che rappresentano onde veloci e prive di informazioni importanti sulla mesoscala.

Rispetto agli errori dovuti al troncamento della serie di Taylor per le derivate spaziali, quelli legati al troncamento per le derivate temporali sono trascurabili. Il passo di integrazione temporale imposto dalle condizioni di

stabilità, infatti, è di almeno un ordine di grandezza più piccolo della scala temporale associata ai fenomeni fisici che devono essere simulati, tipicamente dell'ordine dell'ora. Il metodo più usato per controllare le onde corte consiste nell'introdurre artificialmente nelle equazioni termini di diffusione orizzontale. Questi possono essere proporzionali all'operatore $\nabla \cdot K \nabla$ o $\nabla^2 \cdot K \nabla^2$ o di ordine superiore applicati alla variabile, dove K è il coefficiente di diffusione turbolenta e può essere costante o dipendere dalle proprietà del flusso.

Struttura della griglia

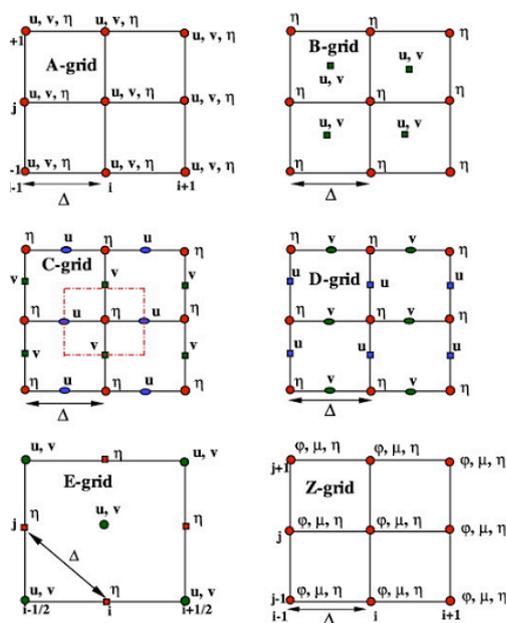


Figura 1.1: Vari tipi di griglia secondo la classificazione di Arakawa. u e v sono le due componenti orizzontali della velocità del vento ed η rappresenta tutte le altre variabili risolte dallo schema dinamico; Δ indica il passo di griglia orizzontale.

Lo schema numerico che integra le equazioni utilizzate dai modelli (si confronti l'Appendice A) definisce i campi nei punti di una griglia regolare che copre il dominio computazionale. La scelta della struttura di questa griglia è tutt'altro che scontata: i criteri di ottimizzazione suggeriscono,

in generale, di evitare che tutte le variabili esplicitamente calcolate dal modello siano riferite, all'interno di una cella, allo stesso punto. Una classificazione delle possibili scelte della struttura della griglia orizzontale può essere seguita seguendo la classificazione di Arakawa[7][8]. Essa considera i tipi di griglia riportati in Figura 1.1. Il primo caso rappresenta il solo caso di griglia non sfalsata (*'non-staggered grid'*), in cui tutte le variabili trattate dallo schema dinamico sono calcolate nello stesso punto. Le altre quattro rappresentano diversi modi di costruire griglie sfalsate (*'staggered grid'*), cioè griglie in cui variabili diverse vengono calcolate in punti diversi della cella; la scelta di quale utilizzare ha dei margini di arbitrarietà in quanto ognuna presenta dei vantaggi e degli svantaggi: alcune conservano l'energia, quando riscaldamenti ed attriti sono trascurabili, altre permettono l'aggiustamento geostrofico in maniera più veloce[7].

La possibilità di utilizzare griglie sfalsate non è limitata al caso della griglia orizzontale: in modo analogo a quello appena descritto, possono essere costituite griglie sfalsate in verticale e nel tempo, al fine di migliorare lo schema di integrazione nel calcolo delle corrispondenti derivate parziali.

La scelta della griglia, ovvero del modo di disporre nello spazio i punti di calcolo delle variabili, porta necessariamente a diverse formulazioni dello schema di integrazione delle equazioni differenziali[7]. In particolare, le griglie sfalsate permettono di ottimizzare il calcolo delle derivate centrate.

Condizioni al contorno laterali

Anche disponendo di un insieme ottimale di equazioni approssimate, è ancora necessario definire il dominio su cui le equazioni debbono essere risolte e imporre le opportune condizioni iniziali ed al contorno. Le condizioni al contorno laterali sono indubbiamente la maggior fonte di errore di un modello ad area limitata. È di fondamentale importanza che venga permesso alle onde di ogni frequenza generate internamente di uscire senza riflessioni dal dominio ed allo stesso tempo che venga permesso alle informazioni di propagarsi all'interno del dominio. Storicamente questo problema è stato affrontato mediante diversi metodi. Ad esempio, nel caso di modelli per i quali non siano disponibili informazioni fornite da altri modelli di dominio più esteso, lo *sponge method*[2][5] permette di introdurre una viscosità cre-

scente vicino ai bordi laterali in modo da smorzare le onde che si propagano verso l'esterno prima che possano riflettersi verso l'interno. Il metodo oggi universalmente utilizzato, però, consiste nella nidificazione (*nesting*³) di un modello ad area limitata in uno a scala maggiore, l'unica che permetta di non avere ai bordi valori arbitrari per le variabili. Una trattazione maggiormente approfondita delle metodologie associate al *nesting* e dei problemi connessi sarà fornita nel corso del Capitolo 2.

1.4 Aspetti fisici

Gli aspetti fisici che devono essere adeguatamente considerati e schematizzati nella realizzazione di un modello numerico per la simulazione dell'evoluzione temporale dello stato dell'atmosfera concernono anzitutto la presenza di sorgenti e pozzi di energia associati a flussi di calore, di vapore d'acqua e di quantità di moto sia in prossimità della superficie terrestre, sia nello strato limite planetario (*Planetary Boundary Layer*, PBL), cioè quello strato dell'atmosfera in cui gli effetti turbolenti legati all'interazione delle masse d'aria con la superficie terrestre sono dominanti, sia, infine, nell'atmosfera libera, sovrastante il PBL. Nel modello vanno inoltre schematizzati gli effetti radiativi e i cambiamenti di fase dell'acqua. Molti di questi processi fisici, pur influenzando le variabili collocate nei nodi della griglia spazio-temporale del modello, avvengono su scale più piccole di quella definita dalla griglia stessa (*subgrid scale processes*) ed è quindi necessario trattarli con una metodologia diversa da quella della simulazione esplicita, che va sotto il nome di 'parametrizzazione'.

I termini da parametrizzare compaiono nelle equazioni prognostiche sia come termini di sorgente o pozzo, sia come termini a scala non risolta, cioè come termini di correlazione tra variabili *sub-grid*. Ciò è diretta conseguenza della non linearità delle equazioni integrate dal modello (si confronti l'Appendice A). Se in esse ogni campo continuo ϕ viene espresso come somma di un valore medio sulla cella $\bar{\phi}$ e di un termine di fluttuazione a scala più piccola ϕ' , che, per definizione, ha valore medio nullo sulla cella, allora, a causa della non linearità delle equazioni, l'operazione di media evidenzia

³Con *nesting* si intende la preparazione delle condizioni iniziali ed al contorno, fornite da un modello a dominio più grande, che sono necessarie per procedere all'integrazione numerica delle equazioni del modello

termini di correlazione non risolti, ottenuti, ad esempio, come media del prodotto di termini di fluttuazione di due variabili. Affinché il sistema di equazioni risulti ‘chiuso’ nelle incognite è necessario che i termini di correlazione *sub-grid* vengano fenomenologicamente espressi in funzione delle incognite stesse. Ciò non è sempre facile e spesso è a rigore scorretto, ma costituisce una via obbligata se si vuole utilizzare lo schema a fini pratici. Nel considerare i diversi processi fisici che necessitano di parametrizzazione è necessario tenere in considerazione la dipendenza dalla risoluzione. Con l’incremento della risoluzione, infatti, alcuni processi possono almeno in parte essere rappresentati esplicitamente. È il caso, ad esempio, della convezione, in cui le singole celle convettive hanno dimensioni dell’ordine del chilometro. Se il passo di griglia scende sotto i tre-quattro chilometri questi fenomeni possono cominciare ad essere rappresentati esplicitamente dal modello. Diverso è il caso di altri fenomeni fisici, come ad esempio i processi radiativi, la cui fisica di base agisce a livello molecolare e per i quali, quindi, schemi di parametrizzazione sono sempre necessari. Per ottenere una buona parametrizzazione di un processo fisico è importante, in particolare, la formulazione di regole quantitative per esprimere la dislocazione, la frequenza di comparsa e l’intensità dei processi *sub-grid* in termini delle grandezze di scala risolte. Nel seguito presenterò una breve descrizione dei più importanti schemi di parametrizzazione utilizzati in un modello a mesoscala, focalizzando l’attenzione sugli schemi di parametrizzazione della microfisica utilizzati nelle simulazioni effettuate in questa tesi.

La microfisica

Quando una porzione di aria umida raggiunge il livello di condensazione, la formazione della fase liquida avviene attraverso un passaggio intermedio, chiamato nucleazione: questa può essere omogenea, se si ha la formazione di goccioline (*droplets*) senza l’intervento di elementi esterni, o eterogenea, se, viceversa, interviene un elemento esterno (aerosol atmosferico). Il primo fenomeno in realtà, è trascurabile, e non è in grado di descrivere la formazione delle nubi. Come si vede infatti dalla Figura 1.2 a causa di effetti energetici dovuti alla curvatura, gli embrioni che si trovano ad avere raggio inferiore a r_0 tendono ad evaporare, mentre quelli con un raggio maggiore di r_0 tendono a diminuire la loro energia crescendo ulteriormente; volendo

raggi di attivazione dell'ordine di $0.01\mu m$ (dimensione aspettata di un embrione creato da collisioni casuali) sarebbero necessarie sovrassaturazioni circa dodici volte superiori a quelle tipiche delle nuvole.

Entra quindi in gioco la nucleazione eterogenea: se su un aerosol bagnabile

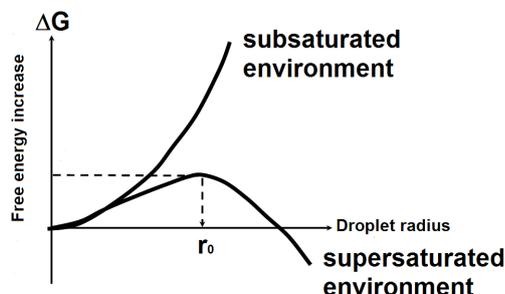


Figura 1.2: Andamento dell'energia libera di Gibbs durante la nucleazione in funzione del raggio della goccia, sia nel caso di ambiente sottosaturo che sovrassaturo.

si deposita sufficiente acqua da formare una pellicola che lo involuppa, da quel punto in poi l'aerosol è visto a tutti gli effetti come una goccia d'acqua di quelle dimensioni: se queste sono sufficienti può iniziare la crescita anche in condizione di livelli di sovrassaturazione più contenuti.

A questo punto la condensazione dell'acqua sui nuclei di condensazione attivati avviene per l'effetto combinato dell'igroscopicità e della curvatura della superficie esterna della particella; quando la goccia ha raggiunto le dimensioni di qualche micron, gli effetti della igroscopicità e della curvatura diventano trascurabili in quanto diminuisce il grado di sovra-saturazione necessario per la condensazione; entrano quindi in gioco una serie di processi che fortemente influenzano l'evoluzione successiva di queste goccioline:

- Coalescenza: processo di crescita delle gocce per urto e per aggregazione, fortemente dipendente dal diametro delle gocce e dalla loro velocità relativa.
- Breakup: fenomeno di frazionamento delle gocce; sperimentalmente la probabilità di rottura di una goccia è una funzione esponenziale del raggio della goccia stessa.
- Evaporazione: avviene quando alcune gocce vengono trasportate su zone insature; è funzione dell'umidità dell'aria, dell'umidità di saturazione e del contenuto di gocce nell'aria.

Quanto detto vale in generale per gocce allo stato liquido, vediamo ora brevemente i principali processi che avvengono all'interno della nube quando questa si estende al di sotto dei 273 K (nube fredda).

Anche se la temperatura si trova al di sotto del livello di congelamento, gocce di acqua liquida (sovraffusa) possono coesistere con particelle ghiacciate. Infatti una goccia sovraffusa si trova in uno stato instabile ma, affinché congeli, analogamente alla nucleazione già vista per il vapore, si deve formare all'interno della goccia un embrione di ghiaccio abbastanza grande (di raggio maggiore del raggio critico) da crescere. Poiché il numero e la dimensione di questi embrioni cresce al decrescere della temperatura, al di sotto di una certa temperatura il ghiacciamento è certo. In questo caso la nucleazione omogenea dipende anche dal raggio della goccia (per farsi un'idea, si parla di temperature di 237K per diametri di 20/60 μ m, fino a 234 K per diametri di 5 μ m), ma, come nel caso del vapore, la nucleazione eterogenea è fortemente avvantaggiata rispetto a quella omogenea: questa si sviluppa attorno a dei nuclei di ghiacciamento all'interno delle gocce ed il risultato è un innalzamento notevole della temperatura di ghiacciamento delle gocce; il ghiacciamento può avvenire anche per contatto della goccia con un nucleo esterno, o ancora, alcuni tipi di aerosol possono fare da nuclei di deposizione e formare cristalli di ghiaccio direttamente dalla fase gassosa sovrasatura rispetto al ghiaccio. Una volta formati, i cristalli di ghiaccio, ancora troppo leggeri per precipitare, possono crescere principalmente attraverso tre meccanismi: per diffusione, per brinamento, dovuto all'urto dei cristalli con gocce sopraffuse che ghiacciano sul cristallo all'istante della collisione, o per aggregazione, dovuta, questa volta, alla collisione tra particelle di ghiaccio. In base ai processi che queste particelle subiscono, si vengono a creare varie classi di idrometeorie solide. Il tempo di permanenza in atmosfera di queste particelle liquide e solide è legato all'intensità delle correnti ascensionali, allo stato (solido/liquido), alle dimensioni delle particelle, a loro volta legate al grado di sovrasaturazione dell'ambiente, nonché al tempo di permanenza in atmosfera stesso; bisogna inoltre tenere presenti i flussi di calore sia provenienti dall'esterno della nuvola, sia legati ai passaggi di stato descritti che avvengono all'interno della nuvola; si vede quindi che descrivere in maniera esatta i vari fenomeni presentati non è possibile, e a questo scopo nei modelli numerici di previsione sono stati introdotti degli schemi di parametrizzazione finalizzati proprio alla

oggi uno degli argomenti maggiormente studiati nell'ambito della modellistica numerica atmosferica, e saranno oggetto di particolare attenzione nello svolgimento di questa tesi.

Con 'processi microfisici' si intendono tutti quei processi (in parte descritti precedentemente) che controllano la formazione delle idrometeore, la loro crescita e la loro caduta sotto forma di precipitazione: ad ogni classe sono associate variabili, quali rapporto di mescolamento (*mixing ratio*⁵) e distribuzione delle dimensioni. Tali variabili sono a loro volta legate a velocità di caduta, di evaporazione, di condensazione/crescita dell'idrometeora stessa con associati i flussi di calore rilasciati o assorbiti durante i vari passaggi di fase; in Figura 1.3 è riportato un esempio di schematizzazione dei vari fenomeni che avvengono tra le vari classi di idrometeore. Nei modelli numerici di previsione ciò è generalmente sufficiente a fornire una descrizione adeguata per quanto riguarda la quantità e la dislocazione di precipitazione alla superficie e l'estensione spaziale delle nuvole nelle tre dimensioni; gli schemi di rappresentazione della microfisica delle nuvole quindi giocano un ruolo chiave nell'affinamento dei modelli di previsione.

In genere gli schemi si suddividono in *single/multi* (generalmente *double moment* proprio in base alla capacità di predire, per una o più specie di idrometeora considerata dallo schema, o solo il *mixing ratio* o anche quantità aggiuntive: nel caso *double moment*, ad esempio, in genere si considera anche la concentrazione, che permette un miglioramento della rappresentazione della distribuzione dimensionale delle particelle. Entrerò maggiormente nel dettaglio degli schemi di parametrizzazione della microfisica utilizzati nello svolgimento di questa tesi nei prossimi capitoli.

Processi alla superficie

Le proprietà della superficie terrestre quali la rugosità⁶, la temperatura, l'albedo⁷, e la disponibilità di umidità condizionano direttamente i flus-

⁵il *mixing ratio* è definito come rapporto tra la massa di un certo componente m_i e la massa di tutti gli altri costituenti $\zeta_i = \frac{m_i}{m_{tot} - m_i}$

⁶La rugosità di una superficie le irregolarità della superficie stessa; dal punto di vista atmosferico la rugosità delle superficie terrestre consiste in brusche variazioni di pendenza del terreno, boschi, edifici e montagne

⁷L'albedo di una superficie è la frazione di radiazione incidente che viene riflessa; la Terra ha un albedo media di 0.37 – 0.39, mentre l'albedo di una superficie innevata può arrivare allo 0.9

si verticali di quantità di moto, calore e vapore d'acqua nello strato più basso di atmosfera e rappresentano, quindi, sorgenti e pozzi di energia. Il trattamento dei flussi di calore e umidità alla superficie viene affrontato nei Modelli ad Area Limitata in molti modi; Visto che la temperatura superficiale del mare è relativamente costante nell'arco di tempo che interessa la previsione, il calcolo dei flussi verticali sulla superficie del mare risulta relativamente semplice[5]. Molti modelli si servono di un bilancio di energia sulla superficie al fine di ottenere la temperatura e la disponibilità di umidità al suolo, spesso a diverse profondità. Con queste informazioni e una stima della temperatura dell'aria e dell'umidità, i flussi di calore e di acqua possono essere calcolati utilizzando la teoria della similarità[2].

Processi dello strato superficiale e dello strato limite planetario

Esistono fondamentalmente due metodi per parametrizzare lo strato superficiale (compreso tra 0 e 100 metri di altezza) ed il PBL. Il primo approccio al problema è stato rappresentato dal *bulk aerodynamic method* che tratta lo strato superficiale ed il PBL come un unico strato e parametrizza i flussi superficiali di calore, umidità e quantità di moto per mezzo di coefficienti di scambio. La profondità del PBL può essere posta costante o variabile nel tempo mentre i coefficienti di scambio possono essere costanti oppure variare con la rugosità o con la stabilità. È un metodo semplice, efficiente dal punto di vista computazionale e ragionevolmente funzionale. Soluzione più recente e ormai quasi universalmente adottata è costituita dall'introduzione per il *boundary layer* di un vero e proprio modello che nonostante implichi un maggiore sforzo computazionale, risulta molto più efficiente soprattutto nei momenti di transizione fra diversi regimi. È il caso, ad esempio, della transizione fra una condizione di strato diurno ben rimescolato ad una di strato notturno stratificato, in cui sono presenti forti gradienti verticali di temperatura, vento ed umidità. L'importanza di una soddisfacente descrizione del PBL si manifesta soprattutto nelle previsioni a breve termine (0-24 h) e non influenza solo la tendenza dell'andamento della pressione ma anche le strutture dei campi di temperatura ed umidità, ed è legata alle caratteristiche orografiche, alla copertura nuvolosa, alla variazione delle caratteristiche del suolo (soprattutto per quanto riguarda

la disponibilità di umidità), evaporazione, cambi nel trasporto orizzontale di massa, calore e vapor d'acqua.

Parametrizzazione dei fenomeni convettivi

L'aspetto centrale collegato ai processi di condensazione ed evaporazione è costituito dai fenomeni di convezione e dagli effetti che questa porta su larga scala: la convezione condiziona l'ambiente attraverso il riscaldamento ed il raffreddamento diabatico associato alla condensazione, evaporazione, formazione e scioglimento di ghiaccio, attraverso i flussi verticali di calore sensibile, umidità, e quantità di moto e attraverso perturbazioni orizzontali del campo di pressione. La parametrizzazione dei fenomeni convettivi assume, quindi, un ruolo fondamentale per una buona simulazione della dinamica dell'atmosfera. I processi fisici associati alla condensazione del vapor d'acqua sono essenzialmente non lineari, per cui il loro effetto d'insieme può influenzare direttamente la circolazione di larga scala. Tuttavia, la maggior parte delle nuvole convettive, in cui i processi di condensazione hanno luogo, hanno dimensioni orizzontali dell'ordine di $0.1 - 10 \text{ km}$, valori in genere inferiori a quella della griglia spaziale utilizzata solitamente dai LAM. Si è quindi in presenza di un tipico fenomeno *sub-grid*, che deve essere parametrizzato in termini delle variabili prognostiche. Tutte le perturbazioni tropicali e quasi tutte quelle extratropicali sono caratterizzate da un gran numero di nuvole cumuliformi. Ad ogni istante, alcune di esse possono essere in fase di sviluppo, altre in fase di decadimento. Nel problema della parametrizzazione è necessario considerare il comportamento statistico di questi insiemi nuvolosi sotto l'influenza di diverse condizioni di larga scala: trattandosi del tentativo di formulare l'effetto collettivo di questi insiemi nuvolosi, l'intera questione può essere considerata un 'problema di chiusura' in cui si cerchi un limitato numero di equazioni che governino la statistica di un sistema di dimensioni enormi. Il nucleo del problema, consiste, allora, nella scelta delle appropriate condizioni di chiusura del sistema. Una loro breve classificazione può essere fornita partendo dalle equazioni del bilancio della temperatura potenziale θ e dell'umidità specifica q su larga scala in

coordinate di pressione[9]⁸

$$c_p \left[\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla_h \bar{\theta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right] = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} Q_1 \quad (1.1)$$

e

$$L \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla_h \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right] = -Q_2 \quad (1.2)$$

dove le variabili segnate indicano una media su larga scala e Q_1 e Q_2 sono rispettivamente la sorgente di calore e il pozzo di umidità legati alle scale non risolte. Tutti gli altri simboli hanno il significato standard assunto in letteratura. Per convenienza queste due equazioni possono essere riscritte rispettivamente come

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right) + \frac{1}{c_p} Q_1 \quad (1.3)$$

e

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right) - \frac{1}{L} Q_2 \quad (1.4)$$

dove il significato dei primi termini a secondo membro è dato da

$$\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right) = - \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \left(\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla_h \bar{\theta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right) \quad (1.5)$$

e

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right) = - \left(\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla_h \bar{\theta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \quad (1.6)$$

Per risolvere questo sistema, due equazioni (la (1.3) e la (1.4)) per quattro campi incogniti (\bar{T} , \bar{q} , $T' \equiv \frac{1}{c_p} Q_1$ e $q' \equiv \frac{1}{L} Q_2$) è necessario disporre di almeno due tipi di condizioni di chiusura. Tre sono le scelte possibili[10]:

1. Accoppiamento dei termini $\partial T/\partial t$ e $\partial q/\partial t$

⁸Si confronti l'Appendice A:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

dove T è la temperatura, p è la pressione, p_0 è la pressione al suolo, assunta essere $1000mb$, R è la costante dei gas per l'aria secca e c_p è il calore specifico a pressione costante.

L'umidità specifica q rappresenta il rapporto fra la massa di vapor d'acqua e la massa totale della particella fluida.

2. Accoppiamento dei termini Q_1 e Q_2
3. Accoppiamento dei termini Q_1 e Q_2 con i due termini $(\partial\bar{T}/\partial t)$ e/o $(\partial\bar{q}/\partial t)$

La prima scelta equivale ad assumere una condizione sulle variazioni temporali dello stato del sistema sulla larga scala ed è realizzato, di solito, mediante l'imposizione di una condizione di equilibrio. L'accoppiamento dei termini di sorgente rappresenta, invece, una condizione sui processi umidi-convettivi e si presenta, normalmente, sotto forma di un modello di parametrizzazione della nuvola. La combinazione di questi due tipi di chiusura rappresenta il fondamento metodologico per quegli schemi di parametrizzazione noti in letteratura sotto il nome di 'schemi di aggiustamento', ad esempio quelli di Arakawa e Schubert[11] e di Betts e Miller[12][13]. Il terzo tipo di scelta impone un accoppiamento diretto fra la circolazione di larga scala ed i processi umidi-convettivi. Rappresenta il punto di partenza per molti schemi quali, tra i più importanti, quello di Kuo[14] quello di Anthes[15] e, a partire da quello di Fritsch e Chappel[16], quello di Kain Fritsch[17][10].

Affinché uno schema di parametrizzazione della convezione possa essere attivato è necessario che vi sia un criterio di innesco (*triggering*) a partire dalle condizioni di larga scala. In pratica questo viene realizzato imponendo l'attivazione dello schema di parametrizzazione ogni volta che il profilo termodinamico umido diventa instabile, al fine di riportarlo in una condizione di neutralità⁹. Nella realtà, però, una condizione di equilibrio neutro non è quasi mai verificata, oscillando il profilo termodinamico intorno alla posizione di equilibrio, a causa della presenza di processi stocastici o di ritardi dovuti sia ad una scala temporale di aggiustamento finita, sia all'assenza di un vero e proprio *triggering* fisico.

Se l'esistenza di queste oscillazioni viene trascurata, la parametrizzazione viene detta 'diagnostica', nel senso che non vengono aggiunte equazioni prognostiche per la descrizione dell'evoluzione dei cumuli, e 'deterministica', nel senso che non viene coinvolto alcun processo stocastico. Attualmente tutti gli schemi di parametrizzazione sono diagnostici e quasi tutti sono deterministici[10]. Un tentativo di risolvere i problemi legati alla gestione

⁹Un esempio di funzione che permetta l'innesco degli schemi di parametrizzazione è rappresentato dalla *Cloud Work Function (CWF)*[11]

della condizione di equilibrio è stato realizzato in alcuni schemi, quali quello di Emanuel[18], nei quali si evita l'uso esplicito dell'assunzione di equilibrio, o perlomeno si introduce un periodo di transizione fra l'innescò ed il rilassamento alla condizione di equilibrio. Schemi di questo tipo, nonostante abbiano dei vantaggi dal punto di vista computazionale, non garantiscono, però, una simulazione affidabile proprio del periodo di transizione, a causa, soprattutto, dell'impossibilità di determinarne con precisione la durata.

L'inizializzazione

La capacità previsionale di un modello numerico dipende non solo dalla risoluzione e dall'accuratezza con cui i processi dinamici e fisici vengono trattati, ma anche dalla qualità e dalla struttura numerica delle condizioni iniziali.

I Modelli a Scala Globale (GCM) e quelli ad Area Limitata (LAM) sono da questo punto di vista molto diversi. In Figura 1.4 è rappresentato uno schema dei possibili processi di inizializzazione sia dei GCM che dei LAM. L'analisi dei dati misurati, Figura 1.5, produce le *global gridded analysis*, le quali comprendono sia le condizioni iniziali che le condizioni al contorno.

Per evitare instabilità numeriche causate da condizioni iniziali ed al contorno non generate dal modello stesso, è necessario che esse siano fornite in modo da evitare di eccitare oscillazioni inerziali-gravitazionali nel corso del processo di integrazione. È questo il problema dell'inizializzazione e della *data assimilation*.

Si consideri per semplicità[2][19][20] un'atmosfera stabile, in cui la scala orizzontale L_h sia molto più grande della scala verticale L_z e in cui i moti atmosferici siano assunti essere in equilibrio quasi-idrostatico su scala planetaria e sinottica. È possibile allora definire due scale temporali:

$$\tau_1 = f^{-1}\tau_2 = L_H/V_H \quad (1.7)$$

dove $f = 2\Omega\sin\phi$ è il parametro di Coriolis (dove Ω è la velocità angolare di rotazione terrestre e ϕ è la latitudine) e V_H una velocità orizzontale caratteristica; τ_1 viene detta 'scala inerziale', τ_2 scala avvettiva¹⁰. Il rapporto fra

¹⁰Alle medie latitudini $\sin\phi \simeq 0.5 \div 1$; si ha $f \sim 10\Omega$ dove $1/\Omega = 1$ giorno, e quindi $\tau_1 \sim$ qualche ora. D'altra parte, su scala sinottica ($L_H \sim 10^3 km$) e alla velocità $V_H \sim 10ms^{-1}$ tipica dei flussi meteorologici, si ha $\tau_2 \sim 1$ giorno.

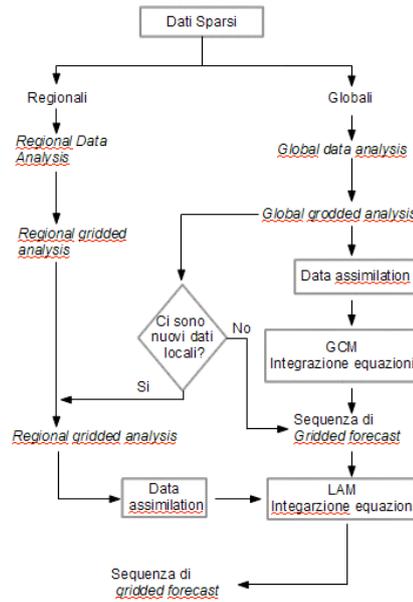


Figura 1.4: Schema dei possibili processi di inizializzazione dei GCM e dei LAM.

i tempi caratteristici legati ai fenomeni inerziali e quelli legati a fenomeni avvevativi viene detto 'numero di Rossby':

$$R_o = \frac{\tau_1}{\tau_2} = \frac{V_H}{L_H f} \quad (1.8)$$

(in ambito meteorologico $R_o \sim 0.1$). Su scala sinottica e planetaria si possono quindi distinguere flussi di tipo 'inerziale-gravitazionale' e flussi di tipo 'avvevativo', tipicamente di interesse meteorologico, con velocità inferiori di un ordine di grandezza. Le onde inerziali-gravitazionali rappresentano, in sostanza, una componente minore del flusso di interesse meteorologico e possono essere considerate come una componente di rumore del segnale atmosferico.

Tutto ciò deve essere considerato al momento dell'inizializzazione: per evitare di produrre integrazioni altamente instabili si ha la necessità di fornire delle condizioni iniziali adatte, depurate, cioè, da strutture numeriche tipiche dei modi inerziali-gravitazionali, che verrebbero amplificate nel corso dell'inegrazione con conseguenze previsionali disastrose.

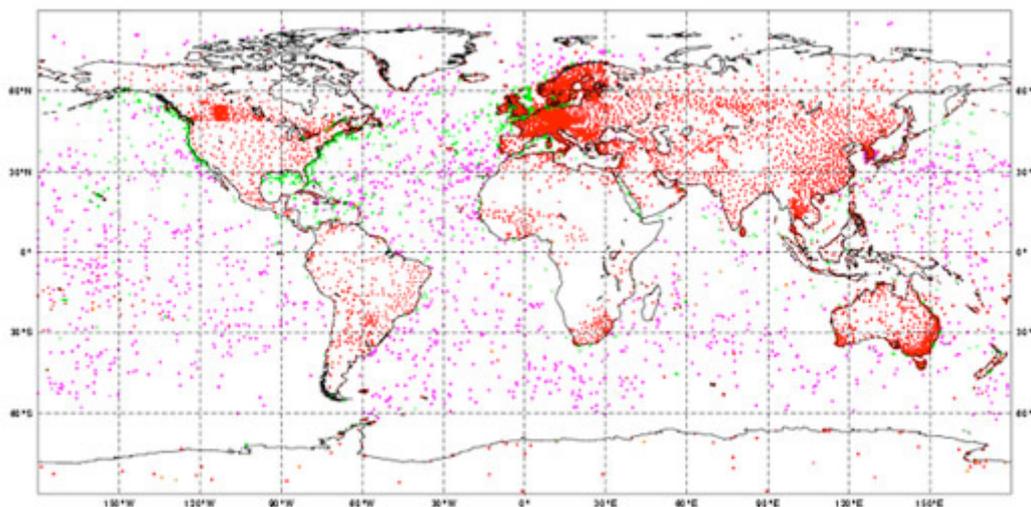


Figura 1.5: Distribuzione delle stazioni osservative sulla superficie disponibili per l'inizializzazione dei modelli: le stazioni sinottiche terrestri sono circa 15000 e vengono affiancate da circa 3300 boe. A queste si aggiungono i dati provenienti da analisi satellitari, radiosondaggi, aeroplani.

In un Modello ad Area Limitata le condizioni iniziali e le condizioni al contorno sono fornite da un modello a più larga scala in modo che ad ogni passo temporale il LAM riceva delle gridded forecast che forzino le variabili in prossimità del contorno. Inoltre, come si vede dallo schema riportato in Figura 1.4, possono essere assimilati dei nuovi dati, comprendenti anche informazioni derivanti da un monitoraggio più accurato, che sarebbero impossibili da utilizzare in tempo reale per l'inizializzazione di un GCM.

Capitolo 2

Il modello WRF

2.1 Introduzione

Il modello utilizzato per le simulazioni effettuate in questa tesi è stato il Weather Research and Forecasting (WRF), modello numerico di previsione nato, con la doppia finalità sia di ricerca che di previsione, dalla collaborazione tra il National Center for Atmospheric Research (NCAR), la Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division, il National Centre for Environmental Prediction (NCEP) del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ed altri enti ed università statunitensi.

Il modello WRF è formato da vari componenti le cui funzioni possono essere raggruppate in tre categorie: il *preprocessing*, la simulazione vera e propria (*run*) ed il *postprocessing*.

Il *preprocessing* consiste nelle operazioni preliminari necessarie per l'inizializzazione del modello, quindi la definizione del dominio con i rispettivi dati geografici (quota, linee di costa, ecc) interpolati sulla griglia scelta e l'estrazione ed interpolazione sulla griglia dei campi forniti da un modello a scala globale (condizioni iniziali ed al contorno); infatti, a differenza di un modello di circolazione globale, che, trattandosi per definizione di un modello che interessa tutto il pianeta, da un lato non richiede ovviamente condizioni al contorno laterali e dall'altro utilizza condizioni iniziali tratte dall'analisi diretta dei dati misurati dalla rete planetaria di stazioni di rilevamento, un modello ad area limitata deve essere inizializzato a partire dai dati provenienti da uno a scala maggiore.

Il *postprocessing* invece è votato all'elaborazione degli esiti del *run*, cioè

a rendere disponibili in forma ‘utile’ le quantità meteorologiche rilevanti, sia quelle esplicitamente calcolate, sia quelle che sono da esse deducibili tramite relazioni note.

La fase invece di simulazione, *run*, consiste nell’integrazione numerica delle equazioni primitive del modello, che a partire dalla situazione iniziale assegnata, porta alla determinazione dei valori delle grandezze fisiche di interesse in corrispondenza di ciascun nodo della griglia spaziale associata al dominio studiato. Il risultato di questa fase sarà strettamente legato quindi al sistema di equazioni che il modello integra, al metodo numerico utilizzato per integrare le equazioni stesse, all’affidabilità delle condizioni al contorno e laterali che gli vengono passate ed alla capacità di rappresentare i processi fisici alla superficie, la fisica del PBL, la microfisica, la parametrizzazione dell’interazione della radiazione con l’atmosfera.[21]

2.2 Equazioni del modello

Il modello WRF integra le equazioni di Navier-Stokes non idrostatiche¹ compressibili[22], formulate usando come coordinata verticale le così dette coordinate *terrain-following* η [23] 2.1 (si confronti l’Appendice A): al fine di ottenere un infittimento di livelli negli strati atmosferici più vicini al suolo in corrispondenza dell’orografia, che sono anche quelli la cui dinamica è più difficile da rappresentare per il gran numero di interazioni che vi avvengono, un approccio è quello di normalizzare la coordinata verticale alla profondità dell’atmosfera:

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \quad (2.1)$$

con

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (2.2)$$

dove μ quindi è direttamente associato alla massa della colonna d’aria per unità di superficie, p_h è la componente idrostatica della pressione e p_{hs} e p_{ht} si riferiscono rispettivamente ai valori di pressione alla superficie, dove

¹I modelli di previsione vengono comunemente classificati in idrostatici e non idrostatici; nel primo caso si approssima l’equazione verticale, con l’equazione idrostatica $dp = -\rho dz$: la velocità verticale, non è una variabile diagnostica ma prognostica, nel secondo caso invece la velocità verticale necessita di una sua equazione prognostica e diventa un’incognita del sistema

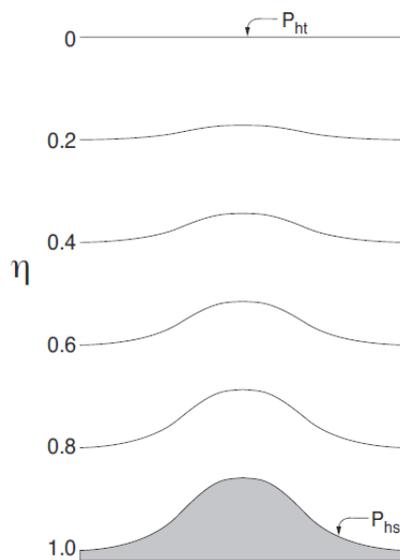


Figura 2.1: Coordinata verticale *terrain following* η .

η vale 1, e al limite (fittizio) superiore dell'atmosfera, dove η vale 0. Inoltre l'utilizzo di questa coordinata verticale fa sì che il contorno inferiore della strato atmosferico considerato coincida con una superficie a coordinata costante, cosa che non avviene con l'utilizzo dell'altezza z o della pressione p , con notevole semplificazione per quel che riguarda l'imposizione della condizione al contorno inferiore.

Le equazioni prognostiche possono essere espresse in termini di variabili che hanno proprietà di conservazione [22]:

$$\frac{d(\mu\xi)}{dt} = F_{\Xi} \quad (2.4)$$

F_{Ξ} rappresenta tutte le sorgenti ed i pozzi relativi alla variabile ξ . Utilizzando inoltre la ridefinizione della variabile verticale come in (2.1), e ponendo $\mathbf{V} = \mu\mathbf{v} = (U, V, W)$, $\Omega = \mu\dot{\eta}$ e $\Theta = \mu\dot{\theta}$, con $\mathbf{v} = (u, v, w)$, le equazioni di

²Scelto un sistema di coordinate π , la derivata totale è data da

$$\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)_{\pi} + \mathbf{v} \cdot \nabla_{\pi} + \dot{\pi} \frac{\partial}{\partial \pi} \quad (2.4)$$

in cui $\dot{\pi} = \frac{d\pi}{dt}$

Navier-Stokes possono essere scritte come segue [21]:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (2.5)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (2.6)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (2.7)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (2.8)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (2.9)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla) - gW] = 0 \quad (2.10)$$

che, assieme alla relazione diagnostica per la densità

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (2.11)$$

con $\alpha = 1/\rho$, ρ densità, $\phi = gz$, geopotenziale, ed all'equazione di stato

$$p = p_0(R_d\theta/p_0\alpha)^\gamma \quad (2.12)$$

rappresentano il 'cuore' del modello.

F_U, F_V, F_W, F_Θ sono i termini che tengono conto degli attriti, dei *mixing* turbolenti, della rotazione terrestre, degli effetti dovuti alle proiezioni sferiche e di tutti quei fenomeni fisici che il modello parametrizza, mentre $\gamma = c_p/c_v = 1.4$ è il rapporto tra i calori specifici per l'aria secca, così come riferita all'aria secca è la costante R_d ; p_0 invece è una pressione di riferimento, tipicamente $10^5 Pa$.

Uno dei più importanti effetti sulle dinamiche atmosferiche è quello dell'umidità, a cui è associata il rilascio di calore latente; inoltre il vapore d'acqua e le nuvole giocano un ruolo fondamentale nella riflessione, nell'assorbimento e nell'emissione della radiazione sia solare che terrestre; nel modello WRF le equazioni (2.5)-(2.10) sono riformulate esplicitando l'effetto dell'umidità, ma tenendo le variabili prognostiche e la coordinata verticale accoppiate alla massa dell'aria secca:

$$\mathbf{V} = \mu_d \mathbf{v}, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta \quad (2.13)$$

$$\eta = \frac{p_{dh} - p_{dht}}{p_{dhs} - p_{dht}} = \frac{p_{dh} - p_{dht}}{\mu_d} \quad (2.14)$$

dove ora il pedice 'd' indica che ci si sta riferendo alla componente secca dell'aria. In questo modo l'equazione di conservazione della massa dell'aria,

secca, (2.9) è mantenuta senza introdurre termini di sorgente e/o di pozzo, ma si aggiunge al set di equazioni (2.5)-(2.10) un'ulteriore equazione di conservazione per includere i *mixing ratio* dell'acqua in tutte le sue fasi:

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathbf{V} q_m) = F_{Q_m} \quad (2.15)$$

dove

$$Q_m = \mu_d q_m \quad (2.16)$$

e

$$q_m = q_v, q_c, q_i, q_r, q_s, \text{ ecc.} \quad (2.17)$$

sono i *mixing ratio* del vapore d'acqua, dell'acqua liquida della nuvola, del ghiaccio e di tutte le idrometeorie che il modello considera. Le altre equazioni vengono quindi modificate in base alle (2.13)-(2.14), e si possono scrivere come segue:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V} u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (2.18)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V} v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (2.19)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V} w) - g[(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (2.20)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta) = F_\Theta \quad (2.21)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (2.22)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\nabla \cdot \mathbf{V} \phi) - gW] = 0 \quad (2.23)$$

dove in questo caso α_d è l'inverso della densità dell'aria secca ($1/\rho_d$), mentre α è l'inverso della densità, che tiene conto dei *mixing ratio* delle varie entità presenti nel volume d'aria considerato $\alpha = \alpha_d(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + \dots)$. Analogamente $Q_m = \mu_d q_m$ con $q_m = q_v, q_c, q_i, \dots$.

Le (2.11) e (2.12) diventano invece:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (2.24)$$

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (2.25)$$

Nell'ultima equazione, che rappresenta l'equazione diagnostica per la pressione totale (vapore più aria secca), θ_m è dato da:

$$\theta_m = \theta(1 + (R_v/R_d)q_v) \approx \theta(1 + 1.61q_v) \quad (2.26)$$

Fattori di proiezione

Per vari scopi, sia di analisi che di previsione, è utile mappare tramite delle proiezioni parte della superficie della terra su di un piano: è importante che queste proiezioni distorcano il meno possibile i campi che vengono proiettati; a tal fine sono state studiate un certo numero di proiezioni soddisfacenti varie proprietà (proiezioni *conformi* se sono mantenuti gli angoli fra le intersezioni tra le curve, *isometriche* se vengono mantenute le distanze, ecc); nel modello WRF è possibile selezionare quali proiezioni usare nel proiettare i campi delle equazioni; le proiezioni possibili, riportate in Figura 2.2, sono *Lambert conformal*, *Polar stereographic*, e *Mercatore*³.

La scelta di quale proiezione utilizzare è principalmente dettata dalla di-

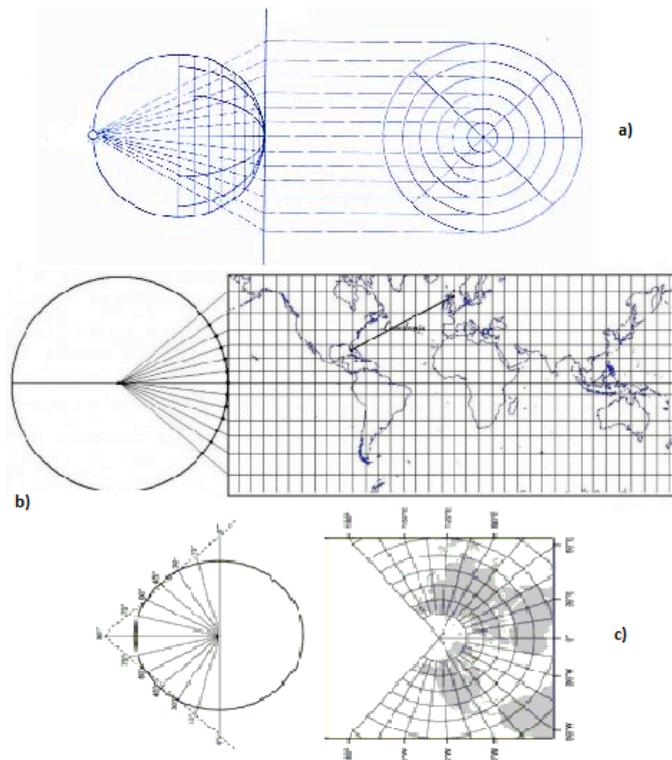


Figura 2.2: Vari tipi di proiezione utilizzati dal Modello WRF: a)*Polar stereographic*, b)*Mercatore*, c)*Lambert conformal*

mensione del dominio che si considera e dalla latitudine alla quale questo

³Le simulazioni eseguite in questa tesi utilizzeranno le proiezioni *Lambert conformal*.

dominio si trova infatti, come si vede dalla Figura 2.2, la distorsione delle distanze dipende dalla latitudine; le proiezioni *polar stereographic* sono utili quando si vuole mappare un intero emisfero, quelle di *Mercatore* per la fascia equatoriale, mentre la *Lambert conformal*, sono ottimali per le medie latitudini.

Per trasformare le equazioni del modello, che sono risolte sul piano della proiezione, e riportarle sulla sfera, si definiscono dei fattori di trasformazione, *map factor*, m_x e m_y come il rapporto tra le distanze sul piano di calcolo, ΔX e ΔY , e la corrispondente distanza sulla superficie della terra:

$$(m_x, m_y) = \frac{(\Delta X, \Delta Y)}{\text{corrispondente distanza sulla superficie terrestre } (\Delta x, \Delta y)} \quad (2.27)$$

per ottenere la reale distanza Δx sulla sfera bisogna quindi operare una trasformazione utilizzando m_x . Considerandola variazione di una distanza sul piano di calcolo pari a $d\Delta X$, si ha:

$$d\Delta X = m_x d\Delta x \implies m_x d\Delta x = \frac{d\Delta X}{m_x} \quad (2.28)$$

il fattore m_x varia, rimanendo però vicino a 1 se si è nel range di latitudini per la quale la proiezione scelta non deforma troppo i campi; analoghe considerazioni si possono applicare ad una variazione di distanze lungo l'asse y :

$$d\Delta Y = m_y d\Delta y \implies m_y d\Delta y = \frac{d\Delta Y}{m_y} \quad (2.29)$$

nel caso di proiezioni isotrope, come la *Lambert conformal*, $m_x = m_y = m$. Si possono quindi ridefinire le quantità che compaiono nel set di equazioni (2.18) - (2.23) come

$$U = \mu_d u / m, V = \mu_d / m, W = \mu_d w / m, \Omega = \mu_d \dot{\eta} / m.$$

e riformulare di conseguenza il set stesso di equazioni (2.18) - (2.23) che governano il modello[21], ricordando che i membri a destra delle (2.18) - (2.23) contengono anche i termini di curvatura e di Coriolis, e che saranno quindi anch'essi soggetti ad una riformulazione[21].

2.3 Discretizzazione del modello

Discretizzazione temporale

Nelle integrazioni delle equazioni dei modelli, i modi che hanno importanza meteorologica, come le onde di Rossby⁴, le onde di gravità o semplicemente l'avvezione, hanno generalmente frequenza più bassa, dei modi ad alta frequenza ammessi dalle equazioni, come i modi acustici. Una strategia diffusa per migliorare l'efficienza computazionale è utilizzare schemi numerici che integrano i modi ad alta frequenza usando un piccolo *time step*, e poi eventualmente filtrare il risultato se non è rilevante, mentre integrano i modi a più bassa frequenza usando un *time step* maggiore.

Il modello in studio usa uno schema di integrazione temporale, per i modi a più bassa frequenza, di tipo Runge-Kutta⁵ del terzo ordine (RK3), ossia ogni passo temporale è ottenuto dalla combinazione in sequenza di tre operazioni. Definendo le variabili prognostiche nelle equazioni (2.15), (2.18) - (2.23) come $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$, e le equazioni stesse come $\Phi_t = R(\Phi)$, l'integrazione RK3 consiste in tre passi per evolvere la soluzione $\Phi(t)$ a $\Phi(t + \Delta t)$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (2.30)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (2.31)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (2.32)$$

dove Δt è il passo temporale per i modi a bassa frequenza.

I modi acustici ad alta frequenza, che meteorologicamente non sono rilevanti, invece, vengono rimossi tramite filtri[21][24][25].

Discretizzazione spaziale

La discretizzazione spaziale del modello WRF avviene su una griglia sfalsata di tipo *C*, in cui le componenti della velocità sono sfalsate di mezzo passo di

⁴Le onde di Rossby sono strutture che caratterizzano i moti dei fluidi geofisici a scala sinottica e planetaria; sono dovute all'aumento del parametro di Coriolis con la latitudine, unitamente alla condizione di conservazione del momento angolare, e si presentano come oscillazioni inerziali attorno al 'punto di equilibrio' dato dal bilancio geostrofico, in cui le forze di pressione sono esattamente bilanciate dalla forza di Coriolis.

⁵I metodi Runge-kutta sono una famiglia di metodi iterativi impliciti ed espliciti per l'approssimazione delle soluzioni delle equazioni differenziali.

griglia rispetto alle variabili termodinamiche, indicate con θ come riportato in Figura 2.3, μ e l'umidità q_m sono anch'essi definiti in corrispondenza dei

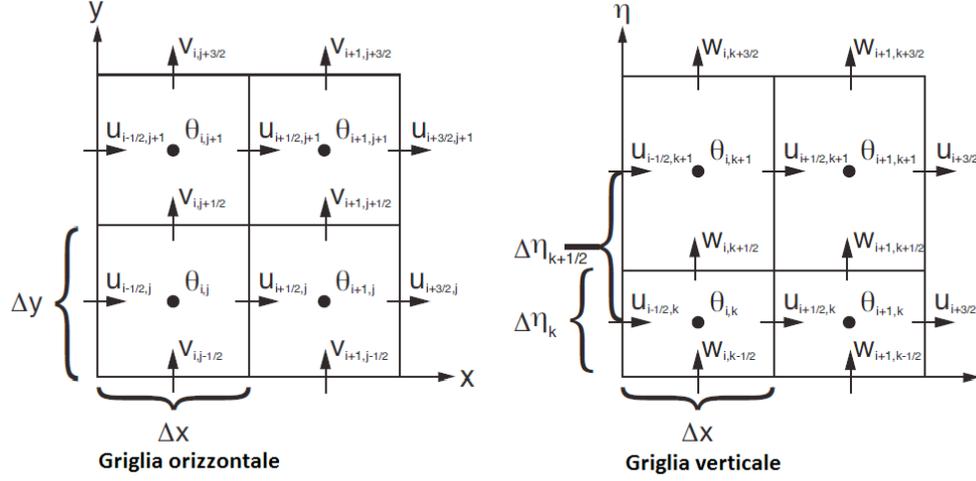


Figura 2.3: Griglia utilizzata dal modello WRF per la discretizzazione spaziale.

θ , mentre il geopotenziale ϕ è definito nei punti relativi alle velocità verticali w ; ancora, le variabili diagnostiche p ed α sono calcolate in corrispondenza dei θ .

La scelta dei passi sia temporale che spaziale non è arbitraria, è infatti necessario che sia soddisfatta la condizione di Courant-Friedrichs-Lewy che garantisce la convergenza numerica della soluzione delle equazioni alle derivate parziali con cui abbiamo a che fare: per farsi un'idea, se un'onda attraversa una griglia di calcolo, il passo temporale deve essere più piccolo del tempo necessario all'onda per attraversare due punti adiacenti della griglia.

In generale, nel caso di una griglia bidimensionale di passo Δx e Δy , deve essere:

$$C = \frac{u\Delta t}{\Delta x} + \frac{v\Delta t}{\Delta y} \leq C_{max} \quad (2.33)$$

dove il valore di C_{max} è legato al particolare metodo utilizzato per risolvere le equazioni discretizzate[7][2]. In linea di massima per una griglia quadrata di passo Δ , considerando il metodo di integrazione delle equazioni *RK3*

utilizzato dal Modello WRF, può essere assunto un *time step* massimo secondo:

$$\Delta t = 6\Delta x \quad (2.34)$$

2.4 Condizioni al Contorno e Iniziali

Come detto, per procedere con l'integrazione delle equazioni del modello, è necessario fornire le condizioni iniziali ed al contorno; una volta definita la griglia del dominio di interesse, preliminarmente si interpolano i campi statici (ossia quei campi che possono essere mantenuti costanti durante tutta la simulazione, quali ad esempio l'albedo, il parametro di Coriolis, la quota, ecc) sui nodi della griglia al suolo. Si procede quindi con le condizioni iniziali vere e proprie, interpolate a partire da un modello a scala maggiore, che consistono nei campi tridimensionali (compresi i valori al suolo) di temperatura, umidità relativa e componenti della velocità del vento, più i campi bidimensionali come la pressione al suolo, l'umidità del suolo, l'eventuale spessore del manto nevoso, la temperatura superficiale marina, l'eventuale frazione di mare/lago ghiacciato ecc..

Per quanto riguarda l'interpolazione verticale dei campi tridimensionali, questa avviene sui livelli η , che sono però definiti, si veda l'equazione (2.1), a partire da un'atmosfera secca: quindi dai campi, noti, di pressione totale ed umidità, si sottrae dal primo l'umidità integrata dalla cima dall'atmosfera fino ad ogni livello considerato. Si ricava inoltre con lo stesso procedimento la massa dell'aria secca totale di tutta la colonna:

$$\mu_d = p_{sd} - p_{dht}. \quad (2.35)$$

con p_{sd} pressione secca al suolo. Si possono quindi a questo punto calcolare i livelli η di riferimento per l'interpolazione verticale delle altre variabili.

Le condizioni al contorno invece sono determinate interamente da interpolazione temporale a partire dalla previsione di un modello a scala maggiore[21].

2.5 Nesting

Se si vuole spingere la simulazione su griglie sempre più fini, come nel caso delle simulazioni effettuate in questa tesi, che arriveranno ad un passo di

1.1km (si veda Capitolo 5), poiché per motivi di tempo computazionale ciò non può essere effettuato su domini estesi, una tecnica utilizzata è quella di eseguire dei *nesting* in cascata (o in parallelo a seconda delle esigenze), su domini contenuti in quello ad area maggiore, come mostrato in Figura 2.4, ai quali d'ora in poi mi riferirò come dominio padre, figlio, nipote e così via, alla stessa maniera in cui il modello si innesta su quello a scala globale. L'implementazione ed il corretto utilizzo del *nesting* richiede

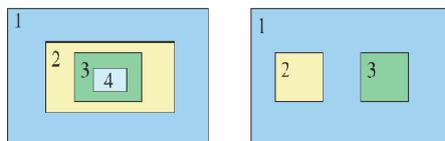


Figura 2.4: Possibili configurazioni di un *nesting*.

particolare attenzione alla comunicazione tra le griglie; questo aspetto può essere diviso in due passi successivi. Il primo prevede la definizione, ad ogni passo temporale, delle condizioni al contorno del dominio figlio a partire da quelle del dominio padre (Figura 2.5); il secondo invece consiste nello scambio di informazioni nella direzione inversa, dal figlio al padre, ossia, le soluzioni ottenute sulla griglia padre, in corrispondenza dei nodi comuni alle due griglie, sono continuamente aggiornati dalle soluzioni ottenute sulla griglia figlio.

Nel caso in cui intervenga solo il primo meccanismo, le soluzioni sui due domini sono semi-indipendenti: si parla allora di *nesting one-way*, mentre ci si riferisce al caso di doppia interazione con *nesting two-way*. Nel seguito della tesi mostrerò le differenze di risultati derivanti dall'utilizzo di questi due metodi.

2.6 Parametrizzazioni

Il Modello WRF prevede tutta una serie di parametrizzazioni, sia per quei fenomeni strettamente legati alla fluidodinamica, ma che non sono risolti

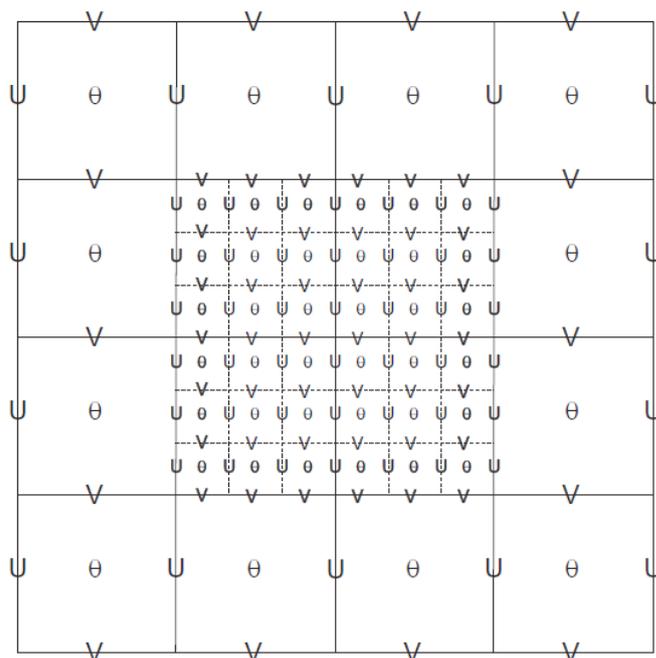


Figura 2.5: Esempio di *nesting* su di una griglia di Arakawa di tipo C [7]. Le variabili in grassetto lungo l'interfaccia dei due domini rappresentano le condizioni laterali passate al dominio figlio, dal padre, ad ogni passo temporale di quest'ultimo.

alla scala a cui si lavora, come può essere ad esempio la convezione per griglie di passo superiore alla decina di chilometri o la diffusione turbolenta, sia per quei fenomeni fisici non direttamente fluidodinamici, ma che hanno influenza rilevante sull'evoluzione degli eventi meteorologici, come la radiazione solare, la microfisica ed il comportamento del suolo.

A questo scopo sono presenti vari schemi di parametrizzazione dei cumuli che rappresentano gli effetti, all'interno della nuvola, di riscaldamento/raffreddamento, nonché l'andamento del profilo verticale dell'umidità, legati a correnti ascensionali o discendenti non esplicitamente risolte. Gli schemi di parametrizzazione dei fenomeni radiativi, invece, rappresentano gli effetti dello scambio di radiazione tra sole, atmosfera, nubi e superficie terrestre [21]. Ulteriori parametrizzazioni presenti riguardano le caratteristiche del suolo, il PBL, responsabile dei flussi verticali a scala non risolta dovuti a trasporto turbolento [21], e la microfisica, oggetto specifico delle

simulazioni di questa tesi.

2.6.1 Schemi di parametrizzazione della microfisica

Per quanto riguarda la microfisica, come regola generale quando si ha a che fare con griglie di passo tale per cui la convezione è risolta esplicitamente, diventa utile ai fini di una corretta quantificazione della precipitazione, parametrizzare i processi tra le varie fasi dell'acqua (si veda Capitolo 1 Figura 1.3). L'atteggiamento generale è quello di definire per ogni classe di idrometeora m equazioni del tipo (2.15):

$$\partial_t Q_m + \partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m) = -\partial_\eta(\Omega_s q_m) + D_{q_m} + S_{q_m} \quad (2.36)$$

dove i termini di velocità di sedimentazione, Ω_s , e di diffusione, D_{q_m} , sono funzione della taglia delle particelle e sono calcolati assumendo una particolare distribuzione statistica (in genere distribuzione gamma od esponenziale) del diametro delle particelle. I termini sorgente presenti nella (2.36), indicati collettivamente con S_{q_m} , descrivono ciascuno un particolare processo microfisico (nucleazione, crescita, brinamento, fusione, ecc...) associato alle varie classi di idrometeore considerate.

Considerando, ad esempio, i diametri di una certa idrometeora m distribuiti secondo la funzione di distribuzione esponenziale

$$N_m(D) = N_{0m} \exp(-\lambda_m D_m) \quad (2.37)$$

per chiudere l'equazione (2.36) è necessario scrivere i termini Ω_s , D_{q_m} ed S_{q_m} in funzione del *mixing ratio* (variabile prognostica dell'equazione); Se N_{0m} in (2.37) è nota, ad esempio da osservazioni sperimentali, integrando la distribuzione (2.37) su tutti i diametri, supponendo nota la densità ρ_m , si può calcolare la massa totale M di ciascuna specie nel volume considerato, e quindi anche il *mixing ratio*, in funzione di λ_m :

$$M_m = \frac{\pi \rho_m}{6} \int_0^\infty D^3 N_m(D) dD = \frac{\pi \rho_m}{6} \int_0^\infty D^3 N_{0m} \exp(-\lambda_m D_m) dD \quad (2.38)$$

invertendo la relazione, λ_m può essere quindi espressa in funzione della densità, nota, e del *mixing ratio*, ed ottenere quindi la distribuzione (2.37) in funzione del *mixing ratio*. Anche i termini Ω_s , D_{q_m} ed S_{q_m} , che come

detto sono funzione del diametro, possono quindi essere espressi in funzione di Q_m . Analoghe considerazioni si possono fare in presenza di un'ulteriore equazione prognostica per la concentrazione (schema *double moment*) [28]. In questa sezione presenterò brevemente gli aspetti fondamentali degli schemi di parametrizzazione utilizzati nelle simulazioni effettuate.

Schema Purdue Lin

Si tratta di una schema di *single moment* che prevede sei classi di idrometeore[34], per le quali è assunta una distribuzione esponenziale dei diametri. È considerato un elevato numero di possibili interazioni tra le varie classi di idrometeore[34].

Schema WSM5

Si tratta di uno schema di *single-moment* che contempla cinque classi di idrometeore, con particolare attenzione alla concentrazione dei cristalli di ghiaccio che qui è posta in relazione non solo ai nuclei di ghiaccio attivati, e quindi funzione della temperatura[26], ma anche della massa totale di ghiaccio presente nel volume considerato. La distribuzione dei diametri è assunta esponenziale e sono inoltre calcolati, durante la precipitazione delle particelle, i processi di fusione/congelamento per aumentare l'accuratezza del profilo verticale relativo al rilascio/assorbimento di calore [35].

Schema Eta Ferrier

Si tratta di uno schema di *single moment* in cui sono considerate sei idrometeore diverse, la cui dimensione è assunta essere funzione della temperatura seguendo le osservazioni di Ryan[32]. Sono considerati possibili i processi tra una fase e l'altra dell'acqua per temperature superiori ai 243 K, mentre per temperature inferiori è considerata solo la fase solida. La densità delle varie particelle è considerata funzione dei processi di accrescimento a cui le particelle stesse sono soggette.

Schema WSM6

Si tratta di uno schema di *single moment* che rappresenta una debole variazione rispetto allo schema WSM5[33], in particolare si ha l'aggiunta di una idrometeora, il *graupel*, come ulteriore variabile prognostica.

Schema di Thompson

Si tratta di uno schema di *single moment* [55] in cui sono considerate sei specie di idrometeore; la distribuzione della dimensione della neve è assunta essere funzione sia del contenuto in ghiaccio del volume considerato, sia della temperatura ed è rappresentata come combinazione delle distribuzioni gamma ed esponenziale[31], mentre per la distribuzione dei diametri delle altre idrometeore si è utilizzata una distribuzione gamma generalizzata [27]; inoltre la densità della neve è supposta variare in maniera inversamente proporzionale al diametro, diversamente da quanto assunto da molti schemi, dove è considerata costante.

Schema di Morrison

Si tratta di uno schema di *double moment* in cui le variabili prognostiche in questo caso sono il *mixing ratio* e la concentrazione di sei specie. L'utilizzo di due equazioni prognostiche permette un aumento dei gradi di libertà associati allo spettro delle dimensioni delle particelle, elemento chiave per calcolare la velocità dei processi microfisici ed in generale l'evoluzione delle nubi e delle precipitazioni [28]; la distribuzione dei diametri è rappresentata utilizzando la distribuzione:

$$N_m(D) = N_{0m} D^\mu \exp(-\lambda_m D_m) \quad (2.39)$$

in cui N_{0m} e la pendenza λ sono ottenuti in funzione dei valori previsti di *mixing ratio* e di concentrazione[31].

Schema WDM5

Si tratta di uno schema di *double moment* solamente per la pioggia e l'acqua all'interno della nuvola, le cui distribuzioni dei diametri sono assunte essere di forma esponenziale, inoltre è introdotta una nuova variabile prognostica

relativa alla concentrazione dei nuclei di condensazione[30]. Sono trattate cinque classi di idrometeore.

Schema WDM6

Si tratta di uno schema di *double moment* analogo al precedente ma che prevede sei classi di idrometeore anziché cinque[29].

Capitolo 3

Descrizione dei casi studio considerati

3.1 Introduzione

Gli eventi considerati in questa tesi sono riconducibili alla formazione di intensi sistemi autorigeneranti¹ (*Mesoscale Convective System*, MCS) stazionari, le cui caratteristiche (intensità e durata) sono fortemente legate alla conformazione del territorio ligure. La Liguria è infatti caratterizzata dalla presenza di colline e montagne a ridosso del mare, la cui altezza cresce spostandosi verso gli estremi della regione, e proprio l'orografia assieme alla configurazione sinottica, contraddistinta da un sistema di alta pressione subito ad Est dell'Italia ad impedire l'evoluzione della perturbazione verso levante, hanno permesso che il sistema si rigenerasse rimanendo di fatto stazionario in tutte le situazioni di seguito considerate.

In linea di massima il fenomeno che sta alla base di questi eventi è la convergenza tra venti di direzione diversa, in genere di Tramontana in discesa dalla Pianura Padana attraverso la Liguria centro-occidentale (dove l'altezza dei rilievi che separano la costa dalla pianura è minore), e di Scirocco (Figura 3.1); entrambi i venti sono richiamati dal minimo di bassa pressione, che in queste situazioni si posiziona subito ad Ovest del Golfo

¹I temporali autorigeneranti sono sistemi convettivi abbastanza comuni in Italia nella stagione autunnale, grazie al Mar Mediterraneo che fornisce energia utile a mantenerli in attività per molte ore, sfruttando condizioni favorevoli per una convezione quasi-stazionaria e di lunga durata, spesso esaltata dall'interazione con l'orografia complessa dell'Europa mediterranea.

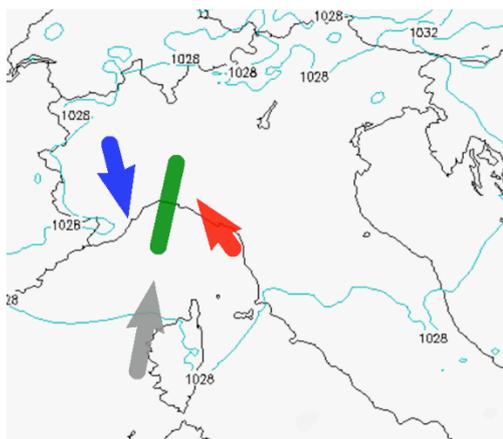


Figura 3.1: Formazione della linea di convergenza (linea verde) dovuta allo scontro tra la Tramontana scura (definita tale quando associata a precipitazioni) in discesa dalla Pianura Padana (freccia blu) e lo Scirocco (freccia rossa). In corrispondenza della linea di convergenza le masse d'aria sono costrette a salire di quota dove vengono spinte dalla corrente portante da Sud-Ovest (freccia grigia) verso terra.

Ligure, che, come detto, nel caso non riesca ad evolvere verso levante, causa la stazionarietà del fenomeno. Una volta formata la linea di convergenza, i fenomeni ad essa associati traslano verso terra trainati dalla corrente in quota portante da Sud-Ovest, dove l'effetto orografico dovuto all'Appennino Ligure ne esalta ulteriormente l'intensità. In generale la posizione della linea di convergenza deriverà dall'intensità relativa dei flussi diversi che si scontrano e dall'impianto sinottico generale del momento (si veda il seguito).

3.2 Evento del 4 ottobre 2010

Introduzione

L'evento meteorologico che ha interessato la Liguria il 4 ottobre 2010 ha fatto registrare piogge con quantitativi particolarmente elevati sulle brevi durate ed intensità straordinarie sulle brevissime durate. Le precipitazioni più copiose si sono avute nelle prime ore del 4 ottobre sul Ponente e

successivamente, tra la mattinata ed il primo pomeriggio dello stesso giorno, sull'area genovese. Le cumulate su 6 ore hanno raggiunto localmente i 400 mm (sul Monte Gazzo) facendo registrare intensità straordinarie (fino a 20 mm in 5 minuti e 140 mm/h, fonte Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente Ligure (ARPAL)), con tempi di ritorno stimati superiori ai 500 anni. L'evento è stato dovuto ad una configurazione favorevole ad una forte convergenza tra Sud e Sud-Est (a differenza delle altre situazioni considerate, in cui la configurazione barica ha favorito principalmente la convergenza tra Tramontana e Scirocco), che ha insistito sul centro della regione, in particolare al confine tra le province di Genova e Savona. Come conseguenza numerosi corsi d'acqua nella zona sono usciti dagli argini.

Analisi meteorologica

Tra il 3 ed il 4 ottobre è presente un profondo minimo sul Golfo di Biscaglia (990 hPa) collegato ad un esteso sistema frontale proveniente dall'Atlantico. Tale struttura, forzata dall'azione di blocco dell'anticiclone sull'Europa centro-orientale, si è spostata verso il Golfo del Leone nella mattinata del 4 ottobre determinando il richiamo di correnti umide ed instabili dal Nord Africa verso la Francia meridionale e la Liguria, associate ad una forte convergenza nei bassi strati sul settore ligure di Ponente come si può evincere dalla Figura 3.2.

Questa situazione ha causato l'innesco di temporali violenti ed organizzati quasi-stazionari che hanno colpito principalmente il levante savonese ed il ponente genovese. Le intense precipitazioni avute sono quindi riconducibili alla formazione di intensi temporali autorigeneranti dovuti principalmente alla convergenza dei venti tra Sud e Sud-Est, e dall'interazione di tale flusso umido negli strati medio-bassi dell'atmosfera con i rilievi delle zone centrali liguri. Nelle Figura 3.3 è riportata la mappa di accumulo su dodici ore relative al 4 ottobre 2010.

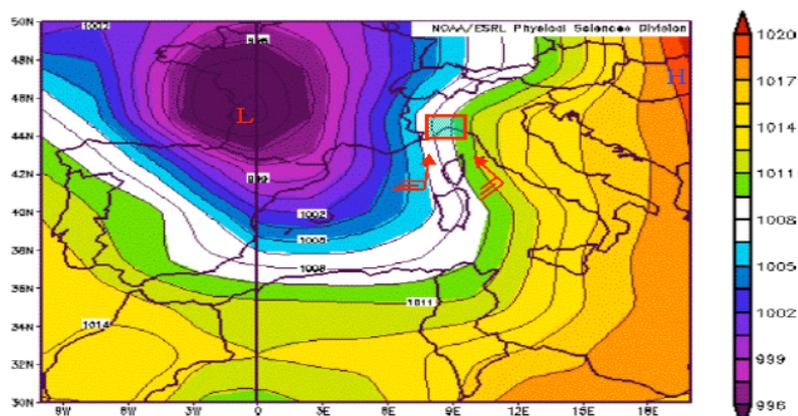


Figura 3.2: Situazione barica al suolo sull'Europa occidentale relativa alle ore 6 del 4 ottobre 2010. Si noti la convergenza tra i venti da Sud e Sud-Est sulla Liguria (Fonte ARPAL).

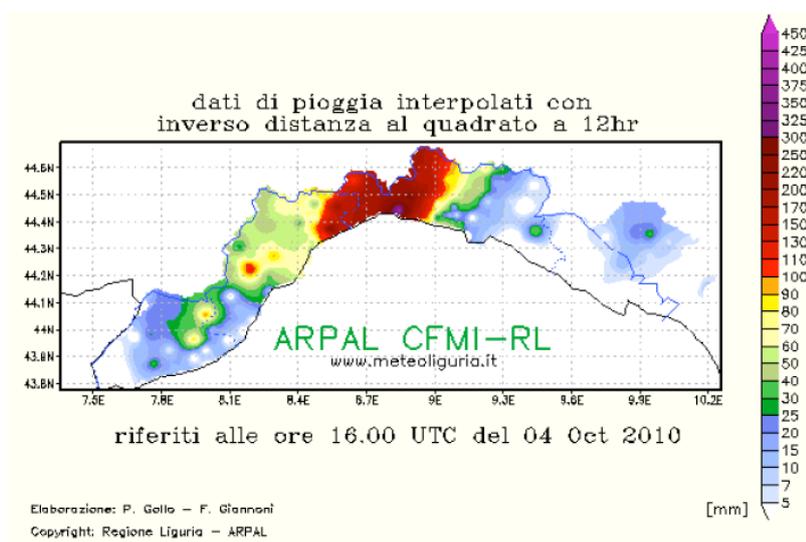


Figura 3.3: Accumulo pluviometrico registrato sulla Liguria tra le ore 4 e le ore 16 UTC del 4 ottobre 2010 (Fonte ARPAL).

3.3 Evento del 25 ottobre 2011

Introduzione

Nella giornata del 25 ottobre 2011 si è verificato sul Levante ligure un evento alluvionale di rilevante entità, determinato dalla formazione di un violento sistema temporalesco che ha investito l'area compresa tra il Tigullio, le Cinque Terre ed il bacino del fiume Magra, mentre sul resto della regione non si sono registrati fenomeni di rilievo, con piogge persistenti ma di intensità tra debole e moderata sul Ponente, e piogge deboli ed intermittenti sul settore centrale della Liguria.

Nella mattinata del 25 ottobre, dopo una prima fase di precipitazioni generalmente deboli, in un breve intervallo in prossimità delle Cinque Terre si è innescato un violento sistema autorigenerante con caratteristica struttura a 'V', che dalle 9 UTC alle 15 UTC ha riversato ingenti quantità di precipitazione dapprima sulle Cinque Terre e la Val di Vara (dove si sono registrati accumuli superiori ai 400 mm in 6 ore) e successivamente sulla Lunigiana (con accumuli nello stesso intervallo di tempo prossimi ai 300 mm).

La struttura temporalesca, persistente e fortemente organizzata, ha prodotto precipitazioni di intensità molto forte (153 mm/h a Brugnato, 129 mm/h a Calice al Cornoviglio, 111 mm/h Levanto per citarne alcuni) con cumulate relative alla durata complessiva dell'evento molto elevate (539 mm/24h a Brugnato, 454 mm/24h a Calice al Cornoviglio).

Analisi meteorologica

A partire dal 24 ottobre in prossimità delle coste atlantiche europee era presente una vasta zona di bassa pressione il cui asse principale si estendeva in direzione sud-orientale dall'Islanda alle coste del Marocco. All'interno di tale onda depressionaria si evidenziava un profondo minimo al suolo centrato in prossimità delle coste occidentali irlandesi (979 hPa alle 00 UTC del 24 ottobre). L'Europa centro-orientale era invece interessata da un robusto promontorio anticiclonico con massimo barico al suolo sui 1034 hPa situato in prossimità dei Paesi Baltici.

Nel corso del 24 ottobre la saccatura associata al minimo ad Ovest dell'Irlanda si è approfondita ed è entrata nel Mediterraneo formando un minimo secondario in prossimità del Golfo del Leone nelle prime ore del 25 ottobre,

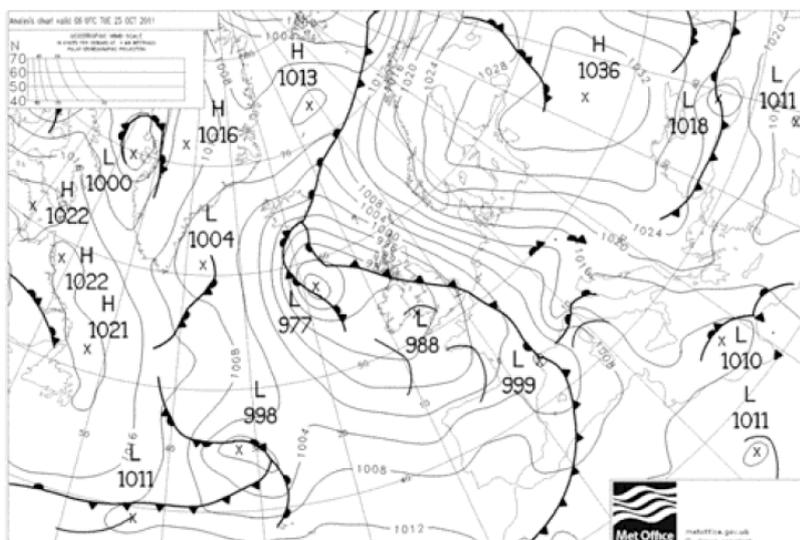


Figura 3.4: Situazione barica al suolo sull'Europa relativa alle ore 00 del 25 ottobre 2011 (Fonte *Met Office*).

come mostrato in Figura 3.4. I meccanismi che hanno indotto le piogge eccezionali sul Levante ligure possono essere principalmente individuati 1) nella presenza di una configurazione alla mesoscala favorevole alla formazione di una linea di convergenza dovuta al contrasto tra l'aria fredda e secca di matrice padana entrata sul settore centrale del Mar Ligure e l'aria caldo-umida in risalita lungo il Tirreno, con conseguente innesco di forti moti ascensionali tra il Tigullio e le Cinque Terre, e 2) nella presenza del già menzionato campo anticiclonico sui Balcani che ha creato una situazione di blocco, rallentando il naturale moto verso Est del sistema frontale e rendendo la struttura convettiva formatasi sul Levante autorigenerante e stazionaria per parecchie ore.

Da valutare, inoltre, il ruolo giocato dall'anomalia di temperatura superficiale del Mediterraneo (variabile, nel periodo a cui ci si riferisce, tra 0.5 e 2.0 °C), derivante da un autunno particolarmente mite, sui flussi di calore e di energia tra il mare l'atmosfera.

Complessivamente l'evento è stato temporalmente veloce, essendosi esaurito nell'arco di 24 ore, mentre la distribuzione spaziale delle precipitazioni è stata estesa, interessando tutta la regione pur concentrandosi, come detto, principalmente sul Levante, come emerge dalle Figure 3.5 e 3.6.

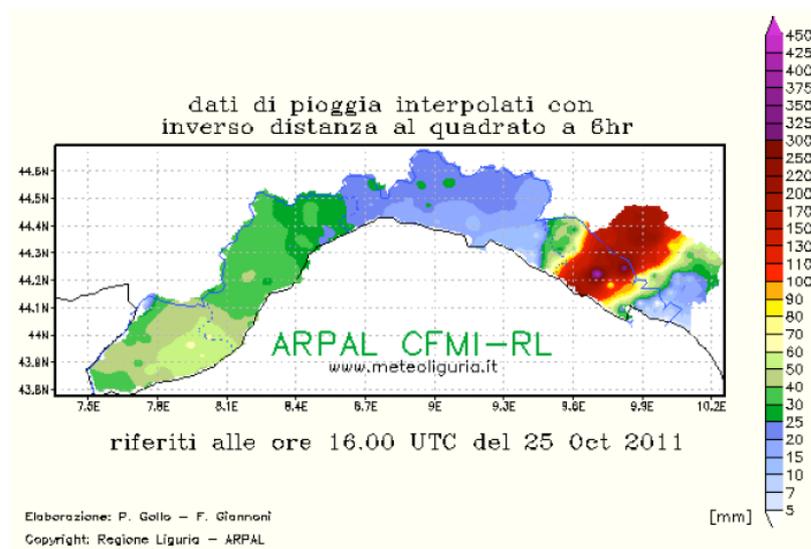


Figura 3.5: Accumulo pluviometrico osservato in Liguria ed alta Toscana tra le ore 10 e le ore 16 *UTC* del 25 ottobre 2011 (Fonte ARPAL).

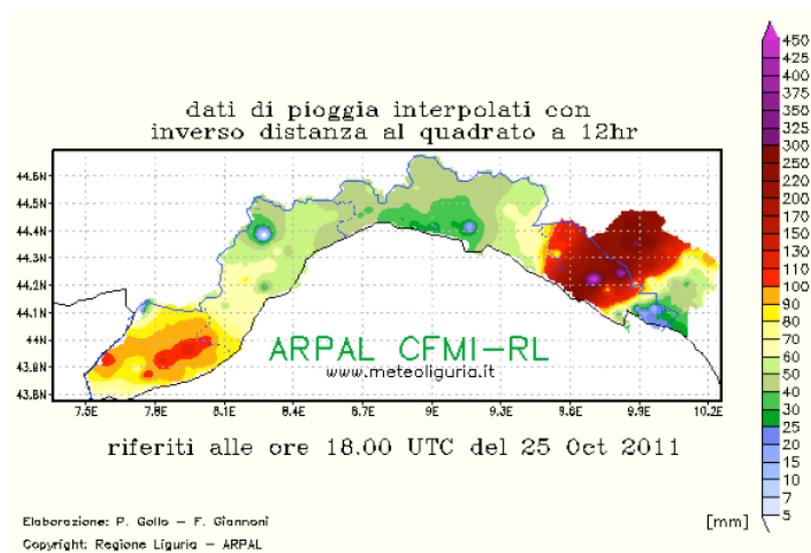


Figura 3.6: Accumulo pluviometrico osservato in Liguria ed alta Toscana tra le ore 6 e le ore 18 *UTC* del 25 ottobre 2011. (Fonte ARPAL)

3.4 Evento del 4-8 novembre 2011

Introduzione

Nella mattinata del 4 novembre 2011 un temporale organizzato autorigenerante ha colpito la città di Genova, all'interno di un lungo episodio perturbato che ha interessato tutta la Liguria tra la serata del 3 e la mattinata del 9 novembre con numerose esondazioni sia sul versante marittimo sia su quello padano della regione. Le piogge osservate hanno fatto registrare quantitativi anche molto elevati ed intensità molto forti (il 4/11, 181 mm/h alla stazione di Vicomorasso, comune di Sant'Olcese, record italiano) in particolare nella prima fase dell'evento.

Analisi meteorologica

Dalla metà della prima settimana di novembre e fino alla metà della settimana successiva una vasta e profonda struttura depressionaria proveniente dall'Atlantico ha interessato l'Europa, determinando precipitazioni molto intense dapprima sulla Francia meridionale ed in seguito sull'area tirrenica. Contemporaneamente era presente una solida figura altopressoria sull'Europa orientale, con massimo di 1031 hPa posizionato sull'Ucraina, ad impedire l'evoluzione della struttura depressionaria verso Est. Tale configurazione ha determinato per più giorni precipitazioni intense e persistenti sul Sud della Francia, su tutto il versante tirrenico e sul Nord-Ovest italiano.

Per quel che riguarda la Liguria l'evento può essere riassunto in tre fasi:

1. fase prefrontale, temporalesca e convettiva dalla serata del 3/11 a metà della giornata del 6/11.
2. fase di tregua delle precipitazioni tra il pomeriggio del 6/11 e la serata del 7/11.
3. fase di occlusione con precipitazioni sia temporalesche che avvelte dalla serata del 7/11 fino alla nottata tra l'8 ed il 9/11.

La prima fase ha esposto la regione ad intense correnti sciroccali nei bassi strati, molto umide instabili e fortemente convergenti sul Golfo di Genova dovute all'approssimarsi del fronte freddo ancora sulla Francia (Figura 3.7); nel corso di questa prima fase la zona di convergenza tra lo Scirocco e la

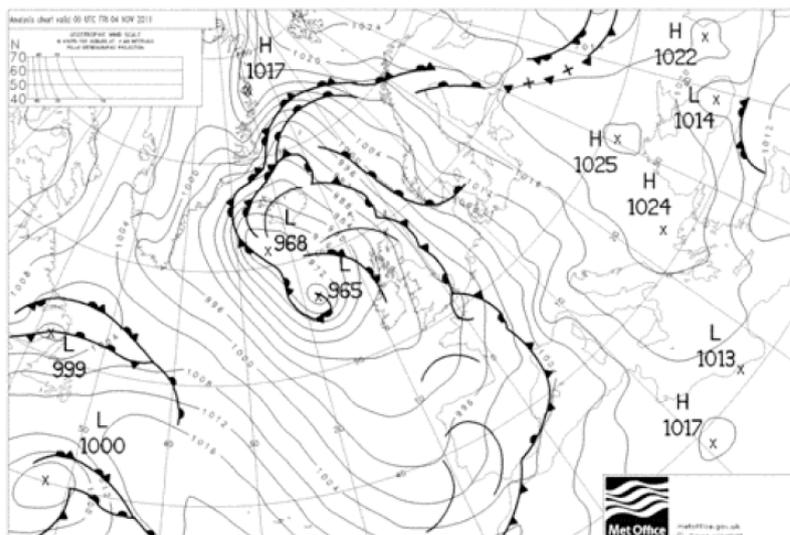


Figura 3.7: Situazione barica al suolo sull'Europa relativa alle ore 00 UTC del 4 novembre 2011. Si nota il fronte freddo ancora sul Golfo del Leone (Fonte *Met Office*).

Tramontana in discesa dalla Pianura Padana si è spostata molto lentamente dal Monte di Portofino alla zona urbana di Genova; in Figura 3.8 si può notare il temporale a 'V' responsabile della fase più intensa dell'evento. In particolare, le precipitazioni associate a questa fase hanno insistito per alcune ore soprattutto sulla valle Sturla, sulla val Bisagno e sul versante Est della val Polcevera (accumuli fino a 181 mm/h e 400 mm/12h a Viacomorasso). Tra il pomeriggio e la serata del 4 novembre si sono formate nuove celle convettive stazionarie sui versanti padani a seguito delle quali si sono registrati accumuli fino a 500 mm/12h (Rossiglione).

La seconda fase, come detto, coincide con una relativa cessazione delle precipitazioni sulla Liguria. In questa fase la perturbazione ha assunto la connotazione di *TLC* (*Tropical-Like Cyclone*, ciclone con caratteristiche simili ai cicloni tropicali), con un minimo stretto e relativamente profondo, sui 1004 – 1005 hPa tra le Baleari ed il Golfo del Leone, denominato *ROLF* dal *National Hurricane Center* di Miami del NOAA. All'interno di questa struttura era presente un secondo sistema frontale, che, dopo aver colpito l'isola d'Elba la mattina del 7 novembre, anche qui con fenomeni alluvionali, si dirigeva verso la Liguria determinando l'inizio della terza fase.

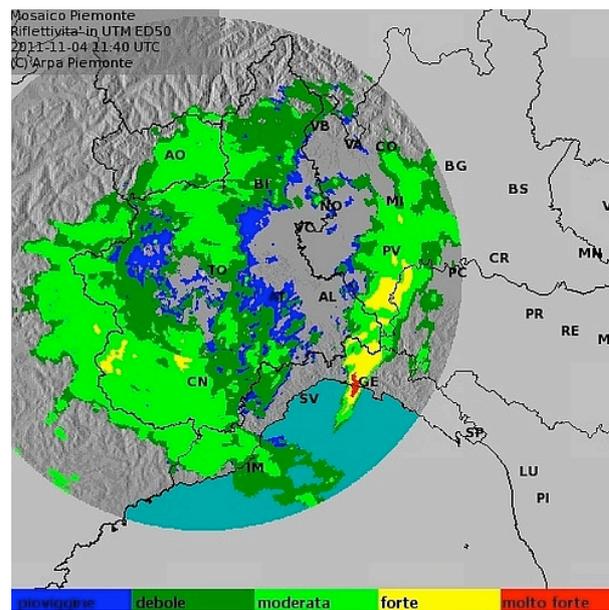


Figura 3.8: Immagine radar del temporale del 4 novembre 2011 alle ore 11.40 UTC. Fonte ARPA Piemonte.

La terza fase, quindi, è stata caratterizzata dal passaggio sulla regione del suddetto sistema frontale collegato al *TLC* situato tra il Golfo del Leone e la Provenza (Figura 3.9), associati al quale si sono innescati nuovi sistemi convettivi dovuti a convergenza tra Scirocco, dominante sulla Riviera di Levante, e Tramontana, dominante su quella di Ponente, nella notte tra il 7 e l'8 novembre, che hanno interessato principalmente il centro della regione, con accumuli orari fino a 40 mm/h.

Era ancora presente l'anomalia termica delle acque del Mediterraneo menzionata precedentemente che può aver contribuito ad esaltare l'intensità dei fenomeni. L'evento, per quanto riguarda le precipitazioni, in tutto l'arco temporale considerato, è stato esteso, ed ha interessato, in vari momenti, tutta la regione, come mostrato dalle Figure 3.10 - 3.12 relative agli accumuli pluviometrici osservati tra il 4 e l'8 novembre.

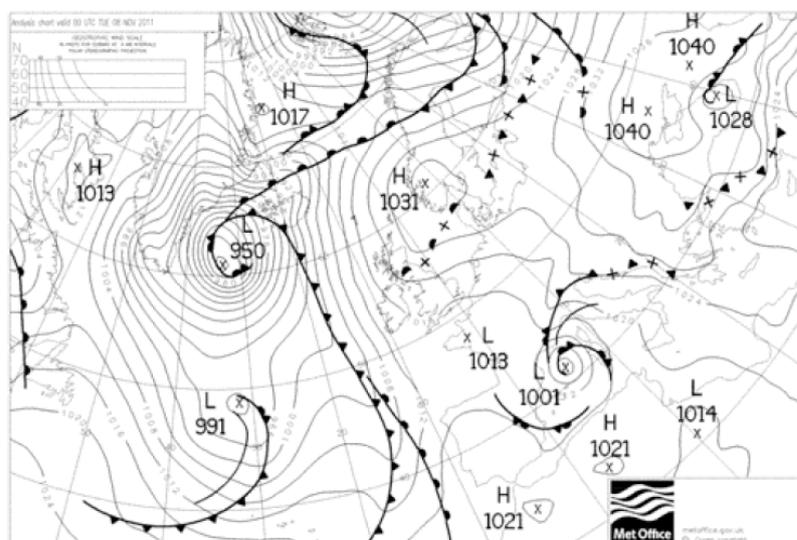


Figura 3.9: Situazione barica al suolo sull'Europa relativa alle ore 00 dell'8 novembre 2011. Si noti il minimo del *TLC ROLF* tra Golfo del Leone e Provenza (Fonte *Met Office*).

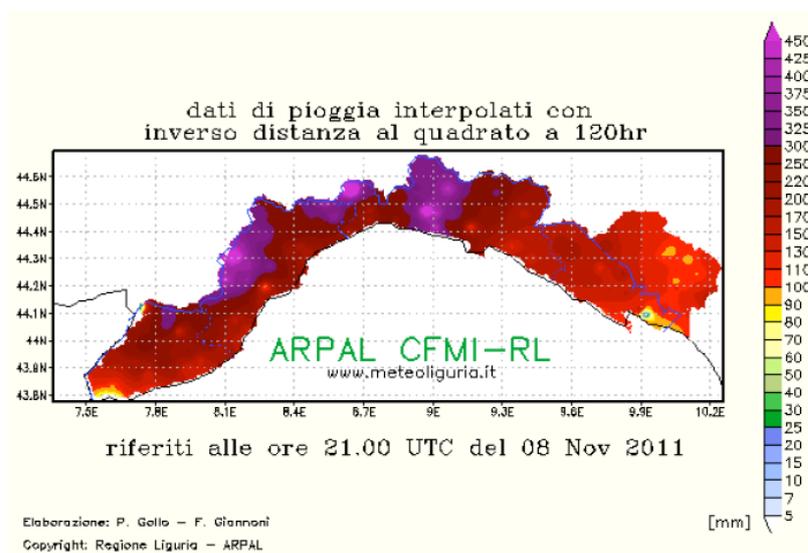


Figura 3.10: Accumulo pluviometrico complessivo registrato sulla Liguria e l'alta Toscana durante tutto l'evento del 4 – 8 novembre 2011. (Fonte ARPAL)

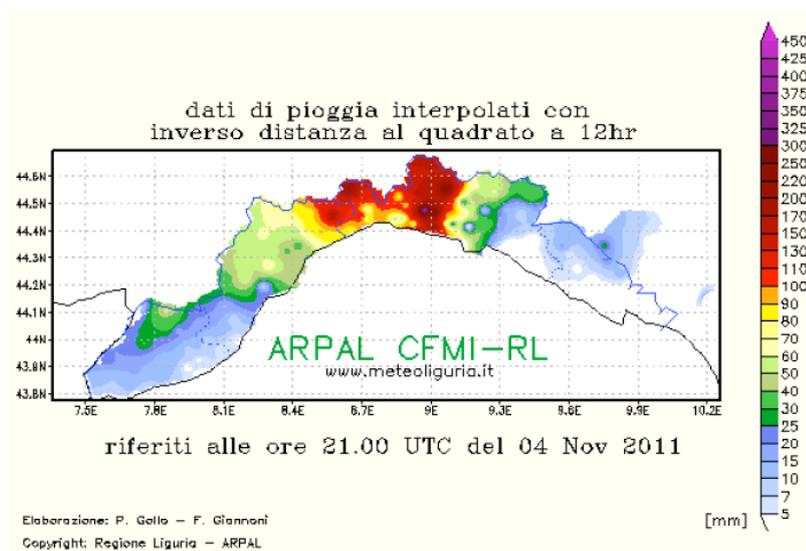


Figura 3.11: Accumulo pluviometrico registrato sulla Liguria e l'alta Toscana tra le ore 9 e le ore 21 *UTC* del 4 novembre 2011 (Fonte ARPAL).

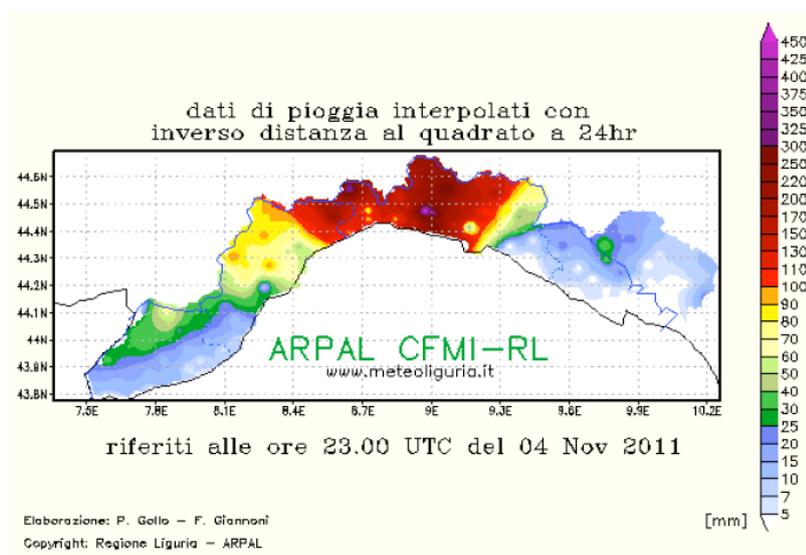


Figura 3.12: Accumulo pluviometrico registrato sulla Liguria e l'alta Toscana tra le ore 23 del 3 e le ore 23 *UTC* del 4 novembre 2011. (Fonte ARPAL)

Capitolo 4

Metodi di verifica delle previsioni

4.1 Introduzione

Ogni modello numerico che ambisca a prevedere la risposta di un sistema complesso ad un insieme di condizioni iniziali va inevitabilmente sottoposto a test di affidabilità più o meno sofisticati. La complessità di un sistema introduce, infatti, anche nell'ambito di un approccio deterministico, elementi di aleatorietà che occorre attentamente controllare e parametrare. Nell'ambito dei modelli riguardanti il comportamento dell'atmosfera terrestre questa problematica va sotto il nome di *Forecast Verification* ed esiste una consistente letteratura sull'argomento [39] [40] [42] [37] [43] [44].

Le possibili metodologie che permettono la valutazione dell'attendibilità delle simulazioni numeriche attraverso un confronto dei risultati delle simulazioni stesse con i dati misurati sono contraddistinte da differenze anche molto marcate tra loro.

Effettuare una valutazione di attendibilità corrisponde a confrontare i valori di alcune variabili meteorologiche, previste, con i valori misurati da una rete di stazioni che, in generale, sono dislocate geograficamente e temporalmente in punti diversi rispetto ai nodi ed alle cadenze temporali del modello. Si evidenzia, quindi, un problema di omogeneizzazione nello spazio e nel tempo, che può venire superato in molti modi, seguendo gli approcci legati ai diversi metodi di confronto.

Gli indici statistici permettono, a partire da una gran mole di informazioni

distribuite in uno spazio a quattro dimensioni, di ridurre l'informazione evidenziando solo alcuni aspetti degli elementi comuni, o delle differenze, tra gli insiemi dei dati misurati e di quelli simulati.

In ogni caso, tutte le metodologie di confronto hanno il loro punto di partenza nello studio della distribuzione congiunta di simulazioni e osservazioni. In questo Capitolo verrà esposta, a partire dalla definizione di distribuzione congiunta, una descrizione generale degli strumenti statistici solitamente utilizzati per la verifica della modellistica meteorologica e in particolare per la verifica delle previsioni delle precipitazioni.

4.2 Distribuzione congiunta di previsioni e dati osservati indici statistici

Come anticipato nell'Introduzione, il punto di partenza comune a tutte le metodologie utilizzate per la *Forecast Verification* è la distribuzione statistica congiunta di osservazioni e previsioni. Anche se le informazioni originarie sono descritte da variabili continue si opera anzitutto in modo da codificarle mediante un insieme finito di valori, al fine di confrontare singole coppie di dati.

Se indichiamo con y_1, y_2, \dots, y_I le possibili determinazioni della previsione e con o_1, o_2, \dots, o_J quelle delle corrispondenti osservazioni, allora per la distribuzione di frequenza relativa congiunta di previsioni ed osservazioni può essere usata la notazione:

$$p_{ij} = \text{Prob}\{y_i; o_j\} \quad i = 1, 2, \dots, I \quad j = 1, 2, \dots, J$$

Si ha naturalmente

$$0 \leq p_{ij} \leq 1$$

$$\sum_j p_{ij} = \text{Prob}(y_i) \equiv p_i.$$

$$\sum_i p_{ij} = \text{Prob}(o_j) \equiv p_j.$$

$$\sum_{i,j} p_{ij} = 1$$

La matrice p_{ij} della distribuzione congiunta appena definita è individuata da $(I \times J) - 1$ valori di frequenza relativa. Anche per I e J non grandi è di

solito preferibile introdurre uno o più indici statistici, finalizzati a isolare e riassumere parte delle informazioni contenute nei dati, in un unico valore numerico. Questa operazione, se da un lato permette una interpretazione relativamente semplice dei dati a disposizione, dall'altro determina una degradazione delle informazioni disponibili e, a seconda delle scelte, l'introduzione di una certa 'parzialità' dell'informazione risultante. L'approccio più comune consiste, quindi, nella definizione ed utilizzo contemporaneo di più indici statistici finalizzati ad evidenziare caratteristiche diverse e complementari: in questo modo non è solo possibile associare direttamente ad ognuno degli indici scalari una ben determinata proprietà dei dati, ma è anche possibile gestire il numero di indicatori del rendimento delle previsioni in base, non alle $(I \times J) - 1$ probabilità distinte, ma al numero di informazioni che ci interessa ottenere.

4.3 Indici categorici

Il principale problema nella *forecast verification* è la caratterizzazione della qualità dei campi atmosferici simulati, cioè di insiemi di variabili distribuite nel tempo e nello spazio; a tal fine la forma più semplice di verifica è costituita dagli 'indici categorici', dove con categorico si intende che la previsione può assumere uno e uno solo valore in un insieme ben definito di possibilità. Gli indici categorici possono essere relativi a variabili discrete o continue a seconda che vi sia un *set* finito e discreto o un campo continuo di valori che la variabile può assumere. Normalmente si pone $I = J$, cioè si classificano sia le previsioni che le osservazioni secondo lo stesso numero di possibili realizzazioni.

4.3.1 Indici dicotomici

Generalmente si riassumono le prestazioni di un modello di previsione utilizzando uno o più indici di verifica scalari; il caso più facile per ricavare questi indici è il caso relativo a $I = J = 2$, ossia il caso della verifica di previsioni dicotomiche sì/no. Ad esempio, se si ha a che fare con le precipitazioni, fissata una soglia relativa ad un certo intervallo temporale, ci sono due possibili realizzazioni della previsione: l'evento si considera avvenuto se, in un punto, nell'intervallo di tempo considerato, la soglia viene superata, e

non avvenuto altrimenti; stesso discorso viene applicato alla precipitazione osservata. A partire da questa semplice definizione, applicabile a tutte le variabili previsionali, si possono costruire un gran numero di indici, ognuno finalizzato allo studio di una particolare caratteristica della previsione.

Il primo passo per il calcolo di questi indici passa attraverso la disposizione dei dati una tabella di $I \times J$ elementi, chiamata ‘tabella di contingenza’ che contiene le frequenze assolute di tutte di tutte le possibili combinazioni delle coppie di dati osservati e previsti.

Considerando il caso $I = J = 2$, e facendo riferimento alla tabella in Figura 4.1, a indica il numero di casi in cui l’evento è stato previsto accadere ed è realmente accaduto, generalmente chiamati *hit*, b è il numero di casi in cui l’evento è stato previsto accadere ma non si è verificato, *false alarm*, c rappresenta il numero di casi in cui l’evento si è verificato ma non è stato previsto, *missed*, mentre d identifica il numero di casi in cui si è prevista correttamente l’assenza dell’evento, *correct rejection*. Normalizzando, dividendo per $N = a + b + c + d$, si ottiene la distribuzione congiunta di frequenze relative di previsioni e dati osservati; una previsione perfetta avrà evidentemente valori diversi da zero solo per gli elementi sulla diagonale della tabella.

A partire dalla tabella di Figura 4.1 si possono quindi definire gli indici

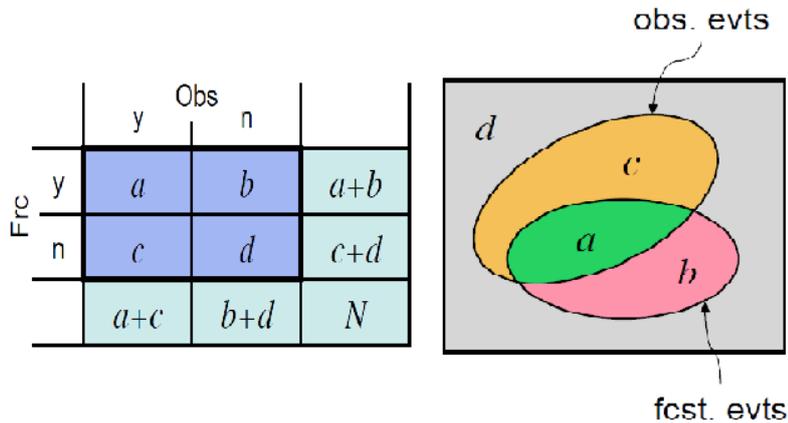


Figura 4.1: Tabella di contingenza 2×2 per la verifica di previsioni dicotomiche e rappresentazione grafica degli indici.

categorici, che saranno poi utilizzati in un primo approccio per quantificare la resa delle simulazioni effettuate con il modello WRF.

Accuratezza (*Hit rate*)

È il più intuitivo e semplice tra gli indici, ed è identificato dal rapporto tra il numero di casi in cui l'evento è stato previsto correttamente ed il numero totale di casi n che si stanno considerando:

$$H = \frac{a + d}{n} \quad (4.1)$$

a e d sono riferiti alla tabella di Figura 4.1; H quindi può variare tra 0, per una previsione pessima, ed 1, per una previsione perfetta. Si può notare però come questo indice dia lo stesso peso alla corretta previsione di un evento o di un non-evento: considerando come variabile da testare la pioggia, come nel caso di questa tesi, se si pensa ad esempio ad un clima secco, dove alta è la frequenza dell'assenza di precipitazioni, un modello che non riesca a prevedere le precipitazioni risulterebbe comunque avere un *hit rate* elevato, in quanto sarebbe alta l'incidenza degli eventi non avvenuti e correttamente non previsti, d : in questo caso, quindi, questo indice non è un buon indicatore delle prestazioni della previsione; si capisce così, la discrezionalità, e la non semplicità, nella scelta degli indici da utilizzare, a seconda dell'aspetto del modello che si vuole mettere in luce.

Threat score

Un'alternativa allo *hit rate*, utile quando l'evento che vuole essere previsto ha una frequenza di accadimento sostanzialmente minore di quella di non accadimento, è il *threat score* (TS), definito come:

$$TS = \frac{a}{a + b + c} \quad (4.2)$$

ossia il numero di previsioni corrette diviso il numero totale di volte in cui l'evento è stato previsto e/o osservato. Il TS peggiore possibile vale 0, mentre il migliore 1.

Il *threat score* è tipicamente usato per la precipitazione, ma può essere applicato anche a grandezze diverse, rimanendo comunque un indice valido

ogni volta che si ha a che fare con variabili il cui studio sia facilitato dall'introduzione di valori di soglia.

Bias

Rappresenta il rapporto tra la media delle previsioni e la media dei dati osservati

$$B = \frac{a + b}{a + c} \quad (4.3)$$

dove a , b , e c fanno sempre riferimento alla tabella di Figura 4.1.

$B = 1$ significa che l'evento è stato previsto lo stesso numero di volte che è stato osservato; per valori maggiori di 1 si parla di *overforecasting*, ossia la tendenza da parte del modello a prevedere gli eventi con una maggiore frequenza del reale, viceversa, per valori minori di 1, il modello presenta *underforecasting*. Si noti che il *bias* non fornisce informazioni circa la correlazione tra dati previsti e dati osservati in una particolare occasione, è semplicemente il rapporto fra il numero di punti in cui un evento è stato previsto ed il numero di punti in cui è stato osservato, e non dà quindi una misura dell'accuratezza.

False Alarms Rate

Il False Alarms Rate (*FAR*) è preposto ad evidenziare la tendenza a prevedere eventi che però poi non si realizzano, utile soprattutto nei casi di verifica delle capacità di prevedere correttamente gli eventi estremi; descrive la frequenza condizionata $Prob\{o_2|y_1\} = p_{12}/p_1$ ossia:

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (4.4)$$

in questo caso ad un $FAR = 0$ corrisponde una previsione perfetta, mentre più l'indice si avvicina a 1, più il modello tende prevedere eventi che non si realizzano.

Equitable Threat Score

L'*Equitable Threat Score* (*ETS*) è basato sul *TS*, corretto per il numero di *hit* che ci si sarebbe aspettati.

Definito il numero di *hit* che ci si sarebbe aspettati, a_r , come la frequenza

degli eventi avvenuti $\left(\frac{a+c}{a+b+c+d}\right)$ moltiplicato per il numero di eventi che sono stati previsti $(a + b)$:

$$a_r = \frac{(a + b)(a + c)}{a + b + c + d} \quad (4.5)$$

l' ETS è quindi dato da:

$$ETS = \frac{a - a_r}{a + b + c - a_r} \quad (4.6)$$

e, per come è definito, varia tra $-1/3$ ed 1 (previsione perfetta).

Hanssen-Kuipers Discriminant

L'ultimo degli indici analizzati, e nel seguito utilizzati, è l'Hanssen-Kuipers Discriminant (HK); è dato dalla frazione degli eventi correttamente previsti su quelli effettivamente avvenuti, $\frac{a}{a+c}$, meno la probabilità di avere un falso allarme, ossia i falsi allarme divisi per gli eventi totali non verificatisi, $\frac{b}{b+d}$; misura la capacità del sistema di previsione di discriminare correttamente eventi e non eventi:

$$HK = \frac{a}{a + c} - \frac{b}{b + d} = \frac{ad - bc}{(a + c)(b + d)} \quad (4.7)$$

vari tra -1 e 1 (previsione perfetta).

A partire dagli indici presentati, tenendo presente i vari aspetti focalizzati da ciascuno di essi, si possono estrarre delle indicazioni sulla bontà delle simulazioni eseguite; indicazioni che però per quanto detto hanno un elevato grado di arbitrarietà.

4.4 Verifica basata su dati puntuali

Il primo problema che si presenta volendo confrontare una previsione con un *set* di osservazioni per stimarne la bontà, ad esempio attraverso il calcolo degli indici presentati, è che quest'ultime sono disposte spazialmente in modo irregolare all'interno del dominio in studio, mentre le variabili che si vogliono verificare sono fornite ai nodi della griglia. Il metodo più semplice è quello di interpolare i campi previsti alle coordinate delle stazioni di

rilevamento: ovviamente l'interpolazione introduce degli errori, che sono indipendenti dagli errori del modello, che vanno ulteriormente ad incidere sulla qualità delle informazioni che si spera di ottenere; questi però si possono assumere essere poco incisivi nel caso in cui la densità di stazioni sia sufficientemente elevata (e quindi la distanza tra ogni stazione ed i punti griglia più vicini sia generalmente piccola).

In generale non c'è un metodo di interpolazione migliore di un altro non esistendo un'unica lunghezza tipica con la quale varia la distribuzione spaziale delle precipitazioni, legata a loro volta al tipo di nube che le genera (convettiva, stratiforme, ecc), all'orografia, all'intensità dei venti ecc., quindi generalmente si verifica di avere una densità di stazioni tali per cui le differenze ottenibili con metodi di interpolazione diverse siano trascurabili. I metodi più utilizzati in letteratura [39][40][41] sono in generale la media pesata con l'inverso della distanza, tra il punto considerato e i primi vicini appartenenti alla griglia, al quadrato e l'interpolazione bilineare utilizzando i quattro punti griglia più vicini. In particolare, nelle mie verifiche utilizzerò quest'ultimo metodo che è adottato ad esempio presso l'*European Center for Medium Weather Forecasting* (ECMWF).

Come detto queste verifiche, che possono essere utili per farsi una prima idea di massima sull'esito della simulazione, sono parziali e non necessariamente indicative della qualità della previsione. Si pensi ad esempio ad una previsione che identifichi esattamente le strutture (in questo caso la distribuzione delle precipitazioni) nella forma e nell'intensità, ma traslate, anche di poco, nello spazio e/o nel tempo: ciò potrà risultare in un alto numero di *false alarm* e di *missed* (situazione a cui ci si riferisce come problema della doppia penalità (*double penalty* [44]): un picco precipitativo osservato non esattamente coincidente con il picco previsto comporta l'incremento sia di b che di c) con inevitabile degrado degli indici (si vedano le equazioni 4.1 - 4.7). Questo effetto, in presenza di una traslazione spazio-temporale anche leggera, può essere esaltato proprio all'aumentare della risoluzione della griglia con il risultato di un peggioramento, spesso fittizio, della previsione al crescere della risoluzione [36]. Di conseguenza, sono preferibili metodi che siano il più indipendenti possibile dal passo di griglia, soprattutto quando si vuole confrontare prestazioni di modelli che operano su griglie diverse e/o quando si ha a che fare con simulazioni ad alta risoluzione [36].

4.5 Verifica basata su campi

Soprattutto con l'aumentare della risoluzione delle previsioni si sono resi necessari, quindi, nuovi metodi di verifica al fine di cercare di arginare gli inconvenienti derivanti da un confronto puntuale: con questo scopo negli ultimi anni sono stati proposti nuovi approcci alle verifiche spaziali [37] [38].

Questo approccio è basato sul confronto diretto tra i campi, e per fare questo si procede in maniera opposta al caso precedente, cioè si ricrea un campo grigliato relativo ai dati osservati, interpolando i dati delle stazioni ai nodi di una griglia comune su cui si effettuerà il confronto. Questa griglia non necessariamente coinciderà con quella su cui sono forniti i campi previsti, nel qual caso sarà necessaria un'ulteriore interpolazione di quest'ultima sulla griglia comune. La griglia su cui si esegue il confronto di solito è scelta in base a ciò che si vuole verificare, ad esempio, se si vuole avere una misura di quanto i valori medi previsti siano in accordo con quelli medi osservati, si interpola su griglie a passo maggiore di quella su cui è svolta la simulazione (operazione di *upscaling*), al fine di filtrare i picchi di entrambi i campi (*'model-oriented verification'* [45] [46]).

Uno di questi approcci consiste nel confrontare ogni variabile di interesse, osservata, con un insieme di valori previsti, che cadono all'interno di una certa finestra spazio-temporale (*Neighborhood verification* [36]), ossia eseguire confronti tra un punto ed un certo numero di primi vicini, ovviando in parte al problema delle doppie penalità, non essendo richiesto uno stretto accoppiamento tra ogni punto della griglia dei dati osservati con il corrispondente punto di quella delle previsioni. Inoltre questo tipo di confronto, rispetto a quello puntuale, rende possibile una valutazione dell'andamento degli indici con il raggio entro il quale devono cadere i primi vicini perché questi prendano parte al confronto, in modo da stabilire una distanza spaziale entro la quale la previsione ha un certo grado di affidabilità[42].

4.6 Il metodo di verifica *MODE*

La verifica tra campi grigliati attraverso i primi vicini (che sono disposti in maniera isotropa intorno al punto considerato) presenta un buon punto di partenza per l'analisi di simulazioni ad alta risoluzione, ma ancora non è in

grado di quantificare ciò che spesso semplicemente si evince direttamente dall'osservazione diretta dei campi ('*eyeball verification*'), o meglio non consente di valutare la capacità del modello di ricreare i *pattern* riconoscibili nelle osservazioni, quali *squall line*, fronti, linee di convergenza, che hanno ben determinate dimensioni, forme ed orientazioni nello spazio.

Facendo riferimento alla Figura 4.2, i metodi di verifica puntuali trattano tutte le previsioni non corrette allo stesso modo, mentre appare evidente come sia necessaria la definizione di una procedura che sia in grado di discriminare i vari casi e i vari errori commessi.

Sono state così sviluppate delle tecniche, come il *Method for Object-Based*

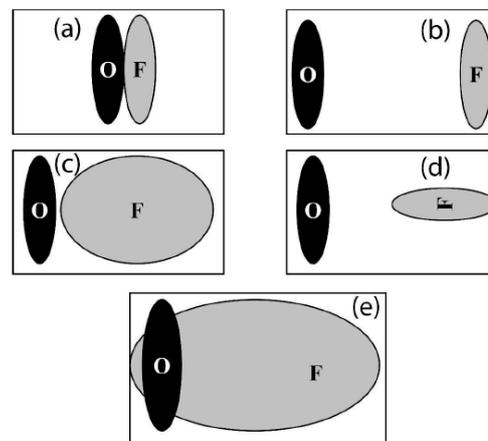


Figura 4.2: Schematico esempio di varie combinazioni di previsione ed osservazione.

Dianostic Evaluation, MODE [47] [48] [49], che ho utilizzato per l'analisi finale delle simulazioni effettuate, finalizzate a dare una risposta alla necessità di metodi di verifica che possano fornire informazioni più significative e direttamente utilizzabili rispetto agli approcci tradizionali, utili soprattutto in presenza di ristrette zone soggette a fenomeni intensi (come ad esempio accade spesso in Liguria), i quali molto difficilmente verranno collocati dalle simulazioni esattamente nel tempo e nello spazio, ma la cui identificazione, comunque entro un certo intervallo spazio-temporale, è di fondamentale importanza nel limitare i danni a questi associati.

In linea generale, l'idea di fondo consiste nell'identificazione di strutture,

attraverso una serie di passaggi che ora illustrerò brevemente, sia nel campo previsto che in quello osservato, alle quali verranno attribuiti degli indici, in grado di quantificare l'accoppiamento tra gli oggetti individuati nei due campi, calcolati in base a dei parametri che si considerano significativi in relazione agli aspetti dell'evento che si vogliono mettere in evidenza.

Il primo passo, fissata la scala di dimensioni che si vuole indagare, consiste nel fare un'operazione di filtraggio dei campi grezzi al fine di rimuovere variazioni su scale troppo piccole; si pensi ad esempio ad un sistema convettivo a mesoscala composto da intense celle convettive, se si è interessati alla struttura a mesoscala non si può trattare ogni singola cella come oggetti separati, e quindi queste vengono identificate sotto un unico oggetto attraverso un filtraggio del campo. Questa operazione di filtraggio consta di due passi: nel primo il campo grezzo $f(x, y)$ viene tramutato in un campo $C(x, y)$ tramite un filtro circolare $\phi(x, y)$

$$C(x, y) = \sum_{(x', y') \in G} f(x', y') \phi(x - x', y - y') \quad (4.8)$$

dove G è l'area del cerchio attorno al punto (x, y) , il cui raggio è scelto in base alla scala che si vuole indagare; il secondo passo consiste nel mettere una soglia T al campo convoluto al fine di ottenere un campo dicotomico $M(x, y)$

$$M(x, y) = \begin{cases} 1 & \text{se } C(x, y) \geq T \\ 0 & \text{altrimenti} \end{cases} \quad (4.9)$$

L'ultima parte della procedura consiste infine nel moltiplicare il campo $M(x, y)$ ottenuto per il campo originario, ottenendo così degli oggetti rappresentativi della scala che si vuole studiare, dei quali è ora più facile individuare delle proprietà (come superficie dell'area interessata da precipitazioni, centroidi, assi, distanza o frazione di area sovrapposta delle strutture individuate nei campi osservati e previsti) che permettano un confronto nonché la valutazione dell'eventuale distanza spaziale e/o temporale tra queste figure.

Come detto, quindi, le strutture che si vengono a creare da questo procedimento, presentano vari aspetti (o 'attributi'), per lo più di tipo geometrico, a partire dai quali si vuole quantificare il grado di accoppiamento tra quelle presenti nel campo previsto e quelle presenti nel campo osservato; si definisce così un nuovo indice (4.10), denominato 'Total interest', che pesi

le varie caratteristiche in modo da focalizzare l'aspetto a cui si è interessati (ad esempio per fenomeni intensi e di breve durata potrà interessare maggiormente la localizzazione spazio-temporale, rispetto a fenomeni deboli ed estesi per i quali si sarà più interessati alla capacità del modello di prevedere l'estensione del fenomeno, ecc):

$$I_j = \frac{\sum_{i=1}^M c_i w_i F_{i,j}}{\sum_{i=1}^M c_i w_i} \quad (4.10)$$

dove j si riferisce alla coppia di oggetti (una nel campo osservato ed una nel campo previsto) che si sta considerando. $F_{i,j}$ è una funzione, compresa tra 0 e 1, che prescrive quanto un certo attributo relativo all'oggetto 'previsto' sia affine al corrispondente attributo dell'oggetto 'osservato', w_i è il peso che si vuole dare all'attributo stesso nel calcolo dell'indice, mentre c_i , che è anch'essa compreso tra 0 e 1, è una funzione che descrive il livello di confidenza di $w_i f_{i,j}$. M è il numero totale di attributi che si considera.

Lo scopo finale di questa tesi sarà proprio la valutazione di come il modello WRF, nelle varie simulazioni eseguite, riesca ad individuare figure relative ad intense precipitazioni legate a zone di forte convergenza tra flussi di direzione diversa sul Golfo Ligure (si veda il Capitolo 3 per la descrizione degli eventi simulati), e di come queste varino in base alle parametrizzazioni fatte, nel tentativo di individuare una configurazione che meglio delle altre sia in grado rappresentare la reale evoluzione degli eventi.

Capitolo 5

Simulazioni e analisi dei risultati

5.1 Introduzione

Lo studio del modello WRF (si veda il capitolo 2) presentato in questo capitolo è incentrato sulla verifica dei campi di precipitazione previsti relativamente ai casi studio descritti nel Capitolo 3; i procedimenti e le metodologie utilizzate sono comunque estendibili, con opportune modifiche, a qualunque variabile prognostica contemplata dal modello.

Ho effettuato una serie di simulazioni, al variare di alcune impostazioni, che illustrerò nel seguito del capitolo, concentrandomi particolarmente sugli schemi di parametrizzazione della microfisica, alcuni dei quali di recentissima concezione, al fine di evidenziare quale schematizzazione riesca a cogliere meglio delle altre gli aspetti fondamentali della fenomenologia riscontrata durante gli eventi considerati. Queste verifiche sono state effettuate a partire dai dati osservati dalle 129 stazioni meteorologiche della rete ARPAL distribuite sull'intero territorio ligure: non tutte le stazioni erano in funzione durante tutti gli eventi, ma comunque il numero di stazioni funzionanti si aggirava attorno al centinaio per ciascun evento. Per la prima parte dello studio, riguardante l'analisi statistica, i risultati ottenuti, nonostante siano relativi ad un numero limitato di casi studio, ritengo possano essere considerati significativi, basandosi comunque su un numero di campioni dell'ordine delle migliaia. Il numero n di coppie dati osservati-dati previsti

può essere ottenuto infatti come

$$n = \sum_{i=1}^N \frac{n(i)T(i)}{12} \quad (5.1)$$

dove $n(i)$ è il numero di stazioni (o punti griglia relativi al campo precipitativo osservato) utilizzati per l'analisi della i -esima simulazione e $T(i)$ è la durata in ore della i -esima simulazione, che va poi divisa per 12 in quanto le verifiche che ho effettuato sono relative a periodi di accumulo di 12 ore. N è il numero di eventi simulati, pari a 8: ognuno dei 4 casi studio (4 ottobre 2010, 25 ottobre 2011, 4 novembre 2011 ed 8 novembre 2011) infatti è stato simulato sia a 48 ore di distanza temporale che a 24; quindi in realtà, a rigore, le coppie di dati veramente indipendenti saranno la metà, in quanto allo stesso valore osservato corrispondono due previsioni. n risulta quindi dell'ordine di 1500 nel caso in cui l'analisi sia stata eseguita confrontando i campi simulati con i valori osservati, mentre arriva ad oltre 5500 nel caso in cui la verifica confronti il campo simulato con il campo osservato, ottenuto a partire dai dati osservati dalle stazioni.

Bisogna considerare inoltre che le situazioni considerate non sono assolu-

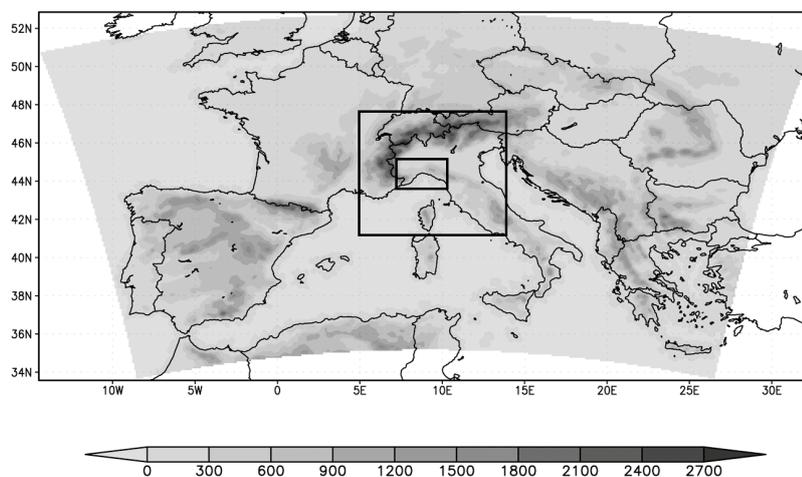


Figura 5.1: Domini utilizzati per le simulazioni.

tamente rappresentative delle condizioni sinottiche medie responsabili di precipitazioni in Liguria, ma sono relative a condizioni tipiche responsabili di fenomeni estremi.

Quasi tutte le simulazioni effettuate coprono un tempo di previsione di 48 ore e per tutte ho effettuato un *nesting* di tre domini in cascata, (‘padre’, ‘figlio’ e ‘nipote’), come mostrato in Figura 5.1 relativi rispettivamente al Mediterraneo centro-occidentale, con un passo di griglia è di 10 km, all’Italia centro-settentrionale, con un passo di 3.3 km ed alla Liguria, con un passo di 1.1 km. Il modello WRF è stato inizializzato tramite i dati provenienti dal modello a scala globale GFS [50] che fornisce dati con passo triorario: le condizioni iniziali per ogni simulazione sono fornite dalla corsa delle 00 UTC, mentre le condizioni al contorno sono fornite ogni 3 ore.

5.2 Inizializzazione e *nesting*

La prima serie di tre simulazioni è stata eseguita con lo scopo di appurare quale fosse il modo migliore di configurare il modello per le simulazioni successive. In particolare ho indagato la risposta del modello sia per quanto riguarda l’inizializzazione, sia per quel che riguarda l’interazione tra i domini.

Il numero di livelli verticali η utilizzati è stato 35, mentre per quel che riguarda le parametrizzazioni che non sono state oggetto diretto dello studio di questa tesi, è stato assunto un set di schemi di parametrizzazione dei fenomeni fisici, invariato per tutte le simulazioni successive, noti, e diffusamente utilizzati in vari lavori presenti in letteratura. Per la parametrizzazione della convezione è stato utilizzato lo schema di Kain-Fritsch [51] nel caso del dominio maggiore, per il quale non è possibile risolvere esplicitamente la convezione, mentre per il *boundary layer* è stato applicato lo schema di Mellor-Yamada-Janjic [52]. Per la parametrizzazione degli effetti radiativi è stato utilizzato il Modello di Mlawer (Rapid Radiation Transfer Model) [53] per la radiazione ad onda corta e lo schema di Goddard [54] per la radiazione solare ad onda lunga.

Ho quindi eseguito una prima simulazione di riferimento impostando lo schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson [55] che è uno più noti e diffusamente utilizzati (si veda Capitolo 2, paragrafo 6), ed una seconda nella quale l’inizializzazione del modello sui domini interni non avveniva direttamente ad opera del modello a scala globale GFS ma a partire dai valori in uscita dalla simulazione eseguita sul dominio ‘padre’

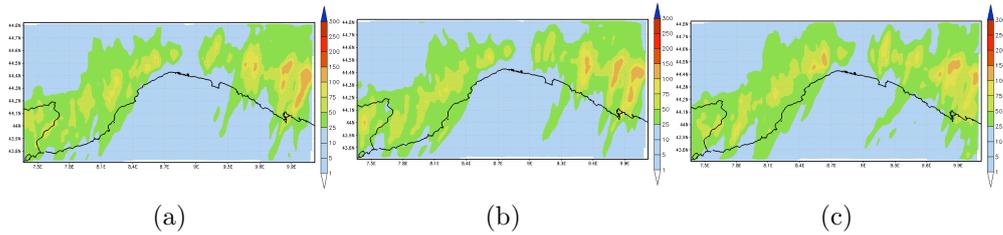


Figura 5.2: Accumuli (in mm) previsti sulla Liguria tra le 00 e le 12 UTC del 4 ottobre 2010, relativamente ad una scadenza previsionale di 48 ore, avendo impostato rispettivamente a) *nesting one-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione alle 00 tramite GFS, b) *nesting one-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione a partire dai dati relativi a 6 ore di simulazione sul dominio ‘padre’ e c) *nesting two-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione alle 00 tramite GFS.

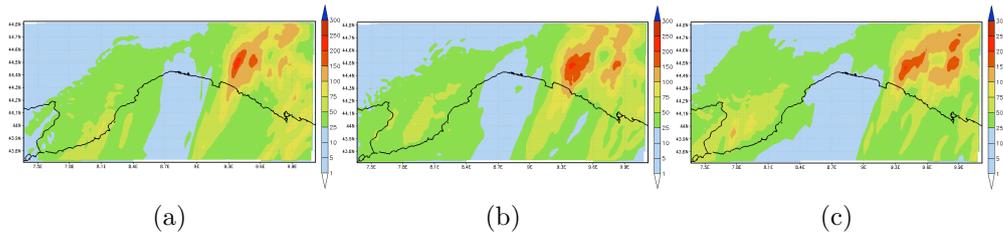


Figura 5.3: Accumuli (in mm) previsti sulla Liguria tra le 12 e le 24 UTC del 25 ottobre 2011, relativamente ad una scadenza previsionale di 48 ore, avendo impostato rispettivamente a) *nesting one-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione alle 00 tramite GFS, b) *nesting one-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione a partire dai dati relativi a 6 ore di simulazione sul dominio ‘padre’ e c) *nesting two-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione alle 00 tramite GFS.

dopo sei ore di *run*. Il passo di griglia del dominio padre è molto più vicino a quello dei domini interni di quanto non lo sia ovviamente il passo di griglia di un modello a scala globale (che nel caso di GFS è di mezzo grado, corrispondente a circa 50 km) e quindi l’interpolazione eseguita per fornire le condizioni al contorno ed iniziali, a rigore dovrebbe, produrre errori minori. La terza infine prevedeva un *nesting* di tipo *two-way* tra i

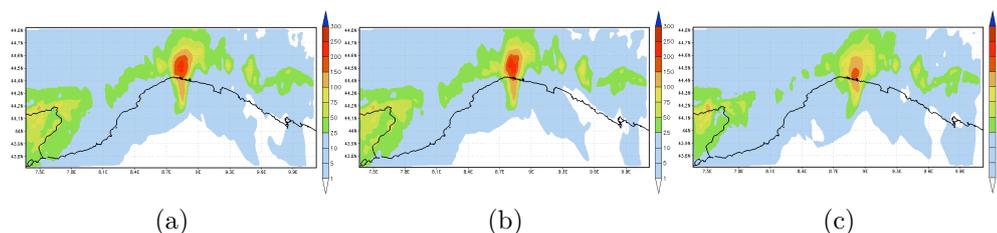


Figura 5.4: Accumuli (in mm) previsti sulla Liguria tra le 00 e le 12 UTC del 4 novembre 2011, relativamente ad una scadenza previsionale di 48 ore, avendo impostato rispettivamente a) *nesting one-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione alle 00 tramite GFS, b) *nesting one-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione a partire dai dati relativi a 6 ore di simulazione sul dominio ‘padre’ e c) *nesting two-way*, schema di parametrizzazione della microfisica di Thompson, inizializzazione alle 00 tramite GFS.

domini minori, a differenza delle due simulazioni precedenti che sono state eseguite in modalità *one-way* (si veda il Capitolo 2).

Riporto di seguito alcuni campi di precipitazione cumulata su 12 ore, su cui mi sono basato per una prima analisi. Gli esempi riportati riguardano, per brevità, solamente il dominio più piccolo; queste prime osservazioni possono essere comunque estese anche alle simulazioni sugli altri due domini. Dalle Figure 5.2-5.4 si possono evidenziare alcuni elementi significativi su cui basare le simulazioni successive. Il più evidente è relativo all’evento del 4 ottobre 2010, in cui il picco precipitativo in corrispondenza della Liguria centrale (si faccia riferimento alla Figura 3.3), è identificato, anche se notevolmente attenuato, solo dalla simulazione in cui l’interazione tra i domini era di tipo *two-way*; inoltre in questo caso i picchi artificiali sul levante vengono attenuati. Un altro elemento rilevante è la localizzazione spaziotemporale dei picchi precipitativi: rispetto alla simulazione di riferimento, quelle con inizializzazione ritardata di 6 ore e quella con *nesting two-way*, spostano nella giusta direzione (ossia verso levante) i picchi precipitativi relativi agli eventi del 25 ottobre e 4 novembre 2011 (Figure 3.6-3.11), ed individuano, relativamente all’evento del 25 ottobre, un secondo massimo, realmente osservato, verso l’alta Toscana. Nella simulazione con *nesting two-way* viene inoltre previsto correttamente un terzo picco sul Ponente (si faccia riferimento alla Figura 3.6, sempre riferita al 25 ottobre 2011).

Nella simulazione relativa all'evento del 4 novembre, con *nesting two-way*, oltre ad una corretta traslazione dei fenomeni verso levante si può notare un'apparente attenuazione del picco; in realtà questa attenuazione è solo corrispondente ad una traslazione temporale delle fenomenologia, come emerge dalle mappe relative alle 12 ore successive, che non riporto per brevità.

Per le simulazioni successive ho quindi impostato un *nesting* di tipo *two-way* tra i domini. Le simulazioni preliminari hanno mostrato una miglior capacità di individuare e collocare i picchi precipitativi per le previsioni ottenute con questo tipo di *nesting*. Per quanto riguarda l'inizializzazione, utilizzerò invece i dati provenienti dal GFS per tutti e tre i domini, in quanto, ad una prima analisi, l'inizializzazione ritardata non mostra un miglioramento di prestazione tale da giustificare la perdita di dati per l'analisi successiva relativi a 6 ore di simulazione.

5.3 Considerazioni sulla risoluzione

Un'ulteriore verifica preliminare che ho eseguito riguarda la risoluzione della griglia su cui ho svolto le simulazioni. Ho fatto questo per avere una prima evidenza del miglioramento delle previsioni all'aumentare della risoluzione (da sottolineare che una simulazione di 48 ore su tre domini richiede un tempo macchina notevole: nel nostro caso, avendo a disposizione un server di tipo *dual-quad core*, il tempo necessario è stato di circa 8-10 ore). Nelle Figure 5.5 ho riportato solamente un esempio dal quale si evince, anche prima di aver eseguito un'analisi approfondita, il miglioramento di prestazione all'aumentare della risoluzione. Si può notare l'aumento dell'intensità dei picchi precipitativi passando dal dominio esterno a quelli nidificati: passando da una griglia di passo 10 *km* ad una di passo 1.1 *km*, l'intensità massima dei picchi individuati aumenta di circa 100 *mm/12h*, avvicinandosi ai valori reali riscontrati in quell'evento. Le Figure 5.5 si riferiscono alla simulazione, di cui ho parlato nel paragrafo precedente, in cui il *nesting* è di tipo *two-way*, relative all'evento del 25 ottobre 2011 e ad una scadenza temporale di 24 ore. Interessante anche notare un certo allungamento delle zone di massima precipitazione in direzione del mare, segno che all'aumentare della risoluzione è maggiore l'effetto collegabile

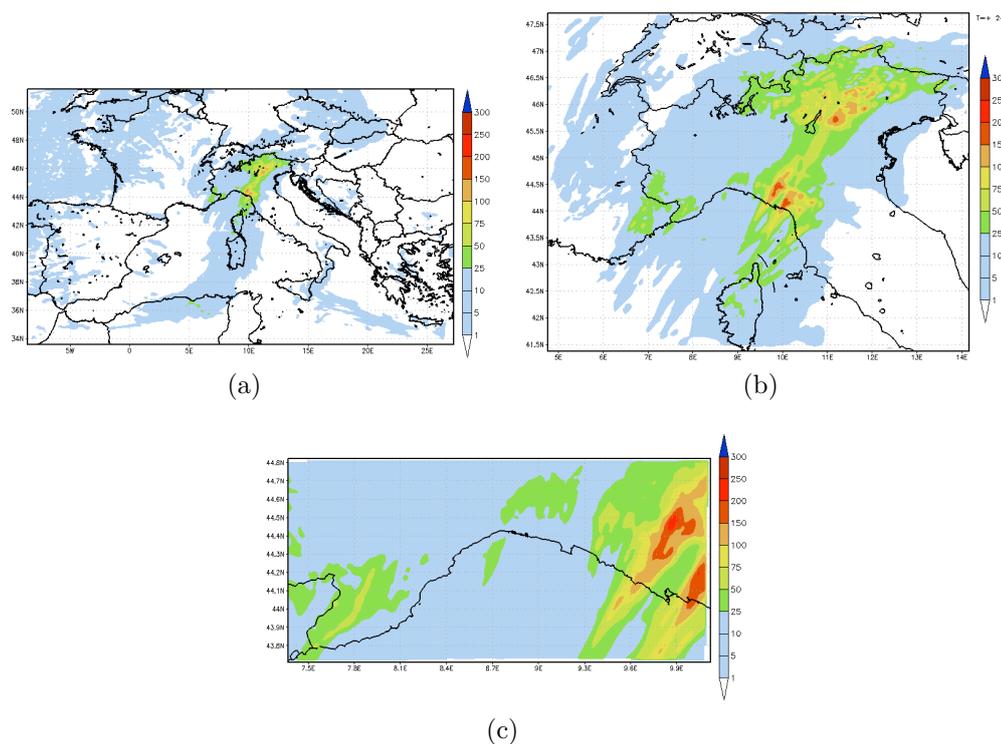


Figura 5.5: Esempio di simulazione sui tre domini differenti: (a ‘padre’, b) ‘figlio’ e c) ‘nipote’) relativa ad una scadenza previsionale di 24 ore per il 25 ottobre 2011: si noti l’aumento di intensità della precipitazione all’aumentare della risoluzione.

a fenomeni di convergenza sul mare, a discapito degli effetti puramente orografici.

5.4 Simulazioni con diversi schemi di microfisica

Per i motivi precedentemente discussi, le simulazioni seguenti sono state eseguite quindi in modalità *two-way* e tramite inizializzazione diretta di tutti e tre i domini da parte di GFS.

Riporto di seguito i campi di pioggia (accumulati su 12 ore) ottenuti dalle otto simulazioni corrispondenti agli schemi di microfisica applicati (Capitolo 3), i cui elementi principali sono riassunti nella Tabella 5.1, ed il campo

Parametrizzazione	Sigla	Single/double moment	Classi di idrome- teore considerate
Schema di Lin	<i>mp_02</i>	<i>Single</i>	6
Schema <i>WSM5</i>	<i>mp_04</i>	<i>Single</i>	5
Schema <i>Eta</i> <i>Ferrier</i>	<i>mp_05</i>	<i>Single</i>	6
Schema <i>WSM6</i>	<i>mp_06</i>	<i>Single</i>	6
Schema di Thomp- son	<i>mp_08</i>	<i>Single</i>	6
Schema di Morri- son	<i>mp_10</i>	<i>Double</i>	6
Schema <i>WDM5</i>	<i>mp_14</i>	<i>Double</i>	5
Schema <i>WDM6</i>	<i>mp_16</i>	<i>Double</i>	6

Tabella 5.1: Tabella riassuntiva delle principali caratteristiche degli schemi di parametrizzazione della microfisica applicati.

ottenuto a partire dai dati osservati, sempre relativi a periodi di accumulo di 12 ore (si veda paragrafo 5.6).

A partire da queste simulazioni ho eseguito un'analisi sistematica basata sui più diffusi metodi utilizzati in letteratura, già introdotti nel Capitolo 4, per fare emergere le particolarità di ciascuna simulazione. Già dall'osservazione delle mappe si può notare come ogni schematizzazione, che ricordo agisce sul numero di idrometeore considerate e sulle possibili interazioni tra queste, comporti spostamenti nello spazio (ed anche nel tempo, nonostante questo non si possa evincere dalle sole mappe riportate) delle zone di precipitazione, intensificazioni od attenuazioni dei picchi precipitativi nonché una variazione nel numero degli stessi.

Da notare la capacità di alcuni schemi di individuare il doppio ed intenso picco precipitativo sul Levante ligure relativamente all'evento del 25 ottobre mostrato in Figura 5.9, e l'individuazione di una serie di picchi, anche se notevolmente attenuati rispetto alla realtà, come risulta dal confronto con le osservazioni di Figura 5.6, sulla Liguria centro-occidentale, relativamente all'evento del 4 ottobre 2010. È inoltre evidente come alcune simulazioni riescano ad individuare meglio di altre fenomeni di convergenza mentre altre tendano ad esaltare maggiormente gli effetti orografici. In particolare

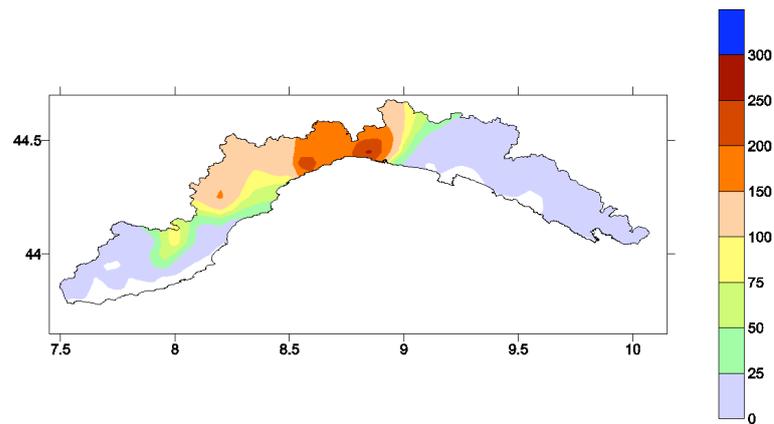


Figura 5.6: Precipitazione osservata (in *mm*) cumulata in 12 ore, tra le 00 e le 12 *UTC* del 4 ottobre 2010.

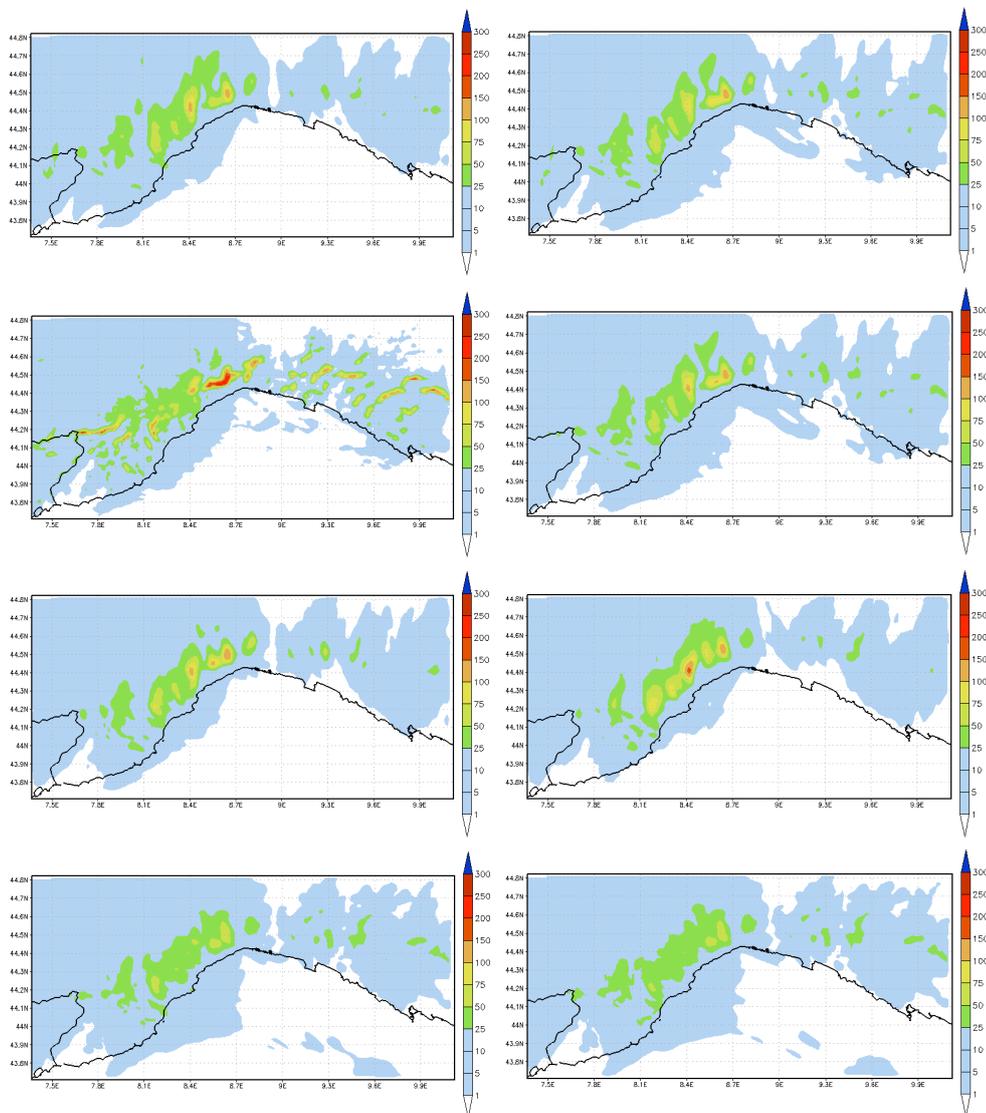


Figura 5.7: Precipitazioni previste tra le 00 e le 12 *UTC* del 4 ottobre 2010. A partire dalla figura in alto a sinistra, gli schemi di parametrizzazione applicati sono stati lo schema di: *Lin*, *WSM5*, *Eta Ferrier*, *WSM6*, *Thompson*, *Morrison*, *WDM5* e *WDM6*.

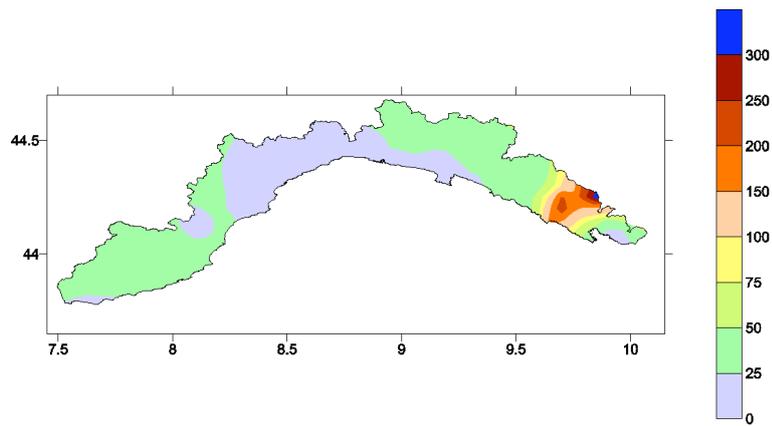


Figura 5.8: Precipitazione osservata (in *mm*) cumulata in 12 ore, tra le 12 e le 24 *UTC* del 25 ottobre 2011.

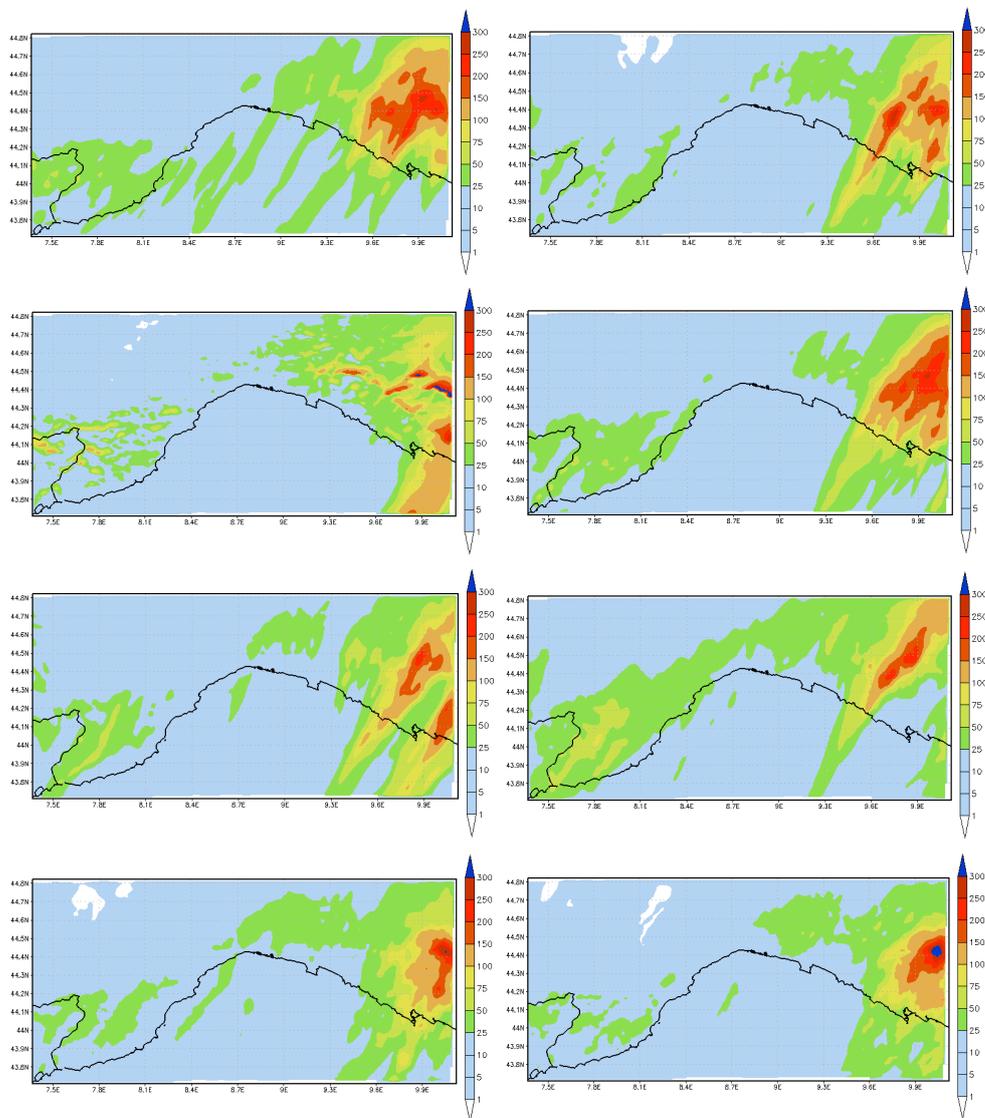


Figura 5.9: Precipitazioni previste tra le 12 e le 24 *UTC* del 25 ottobre 2011. A partire dalla figura in alto a sinistra, gli schemi di parametrizzazione applicati sono stati lo schema di: *Lin*, *WSM5*, *Eta Ferrier*, *WSM6*, *Thompson*, *Morrison*, *WDM5* e *WDM6*.

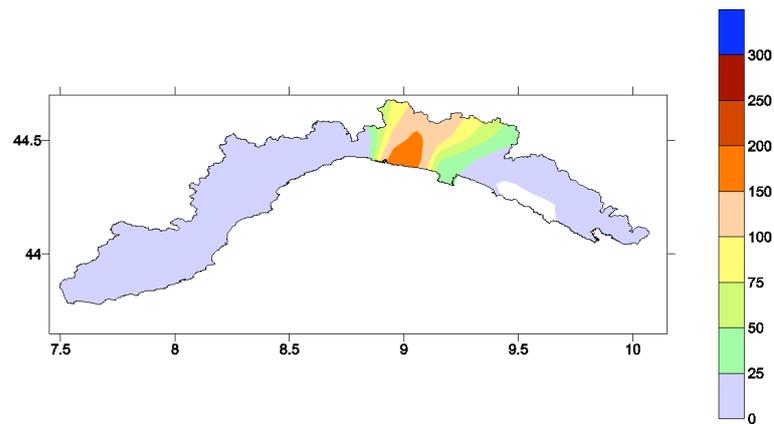


Figura 5.10: Precipitazione osservata (in *mm*) cumulata in 12 ore, tra le 00 e le 12 *UTC* del 4 novembre 2011.

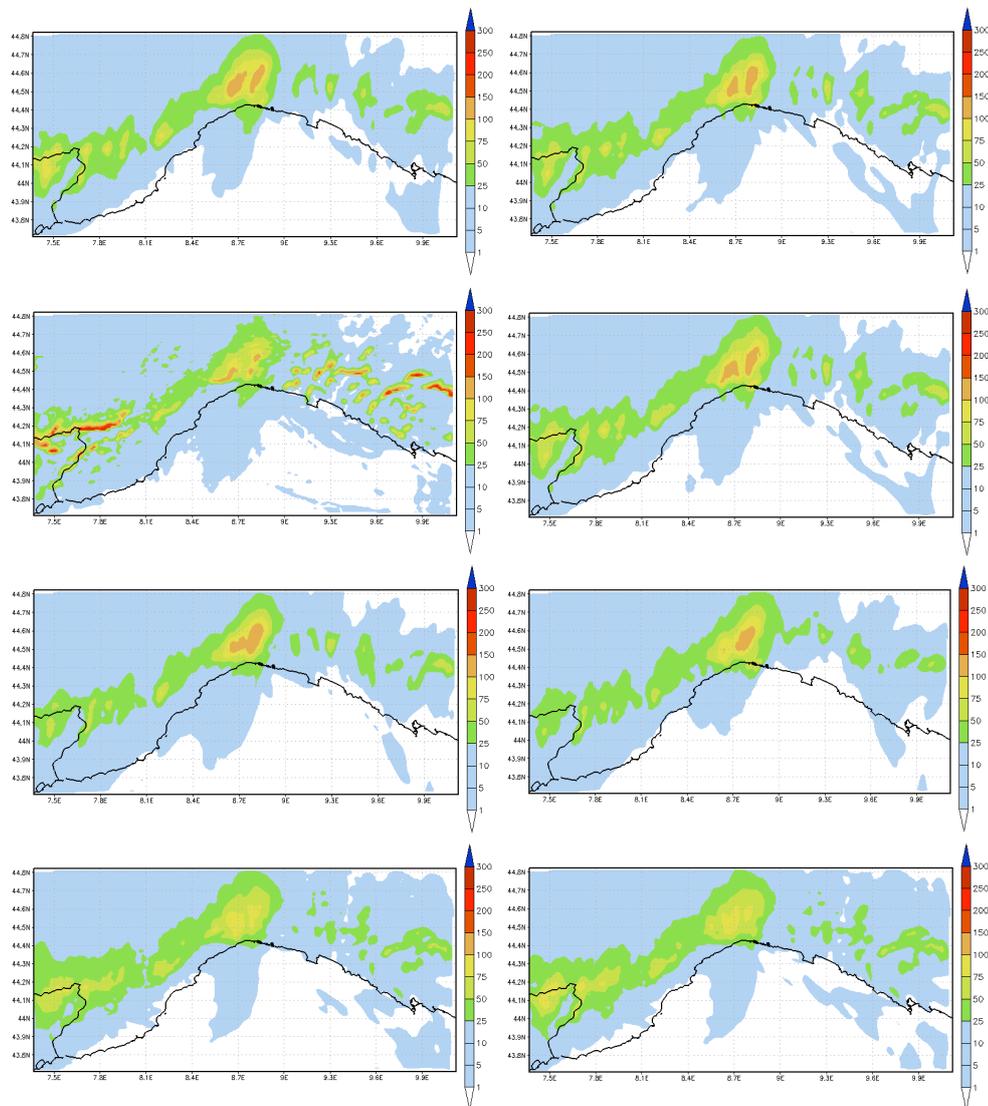


Figura 5.11: Precipitazioni previste tra le 00 e le 12 *UTC* del 4 novembre 2011. A partire dalla figura in alto a sinistra, gli schemi di parametrizzazione applicati sono stati lo schema di: *Lin*, *WSM5*, *Eta Ferrier*, *WSM6*, *Thompson*, *Morrison*, *WDM5* e *WDM6*.

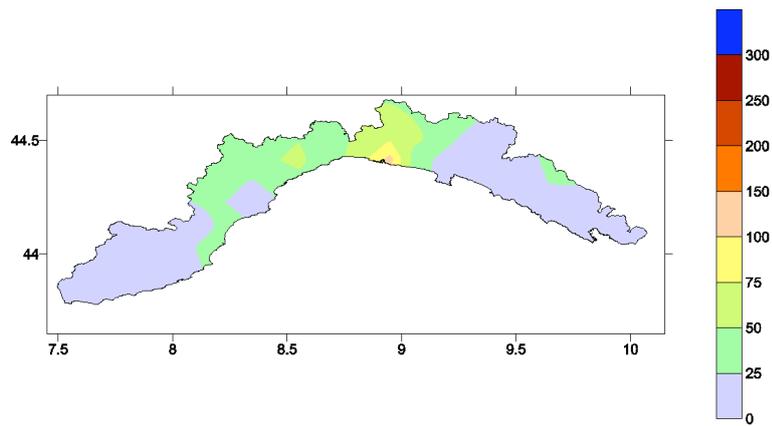


Figura 5.12: Precipitazione osservata (in *mm*) cumulata in 12 ore, tra le 00 e le 12 *UTC* del 8 novembre 2011.

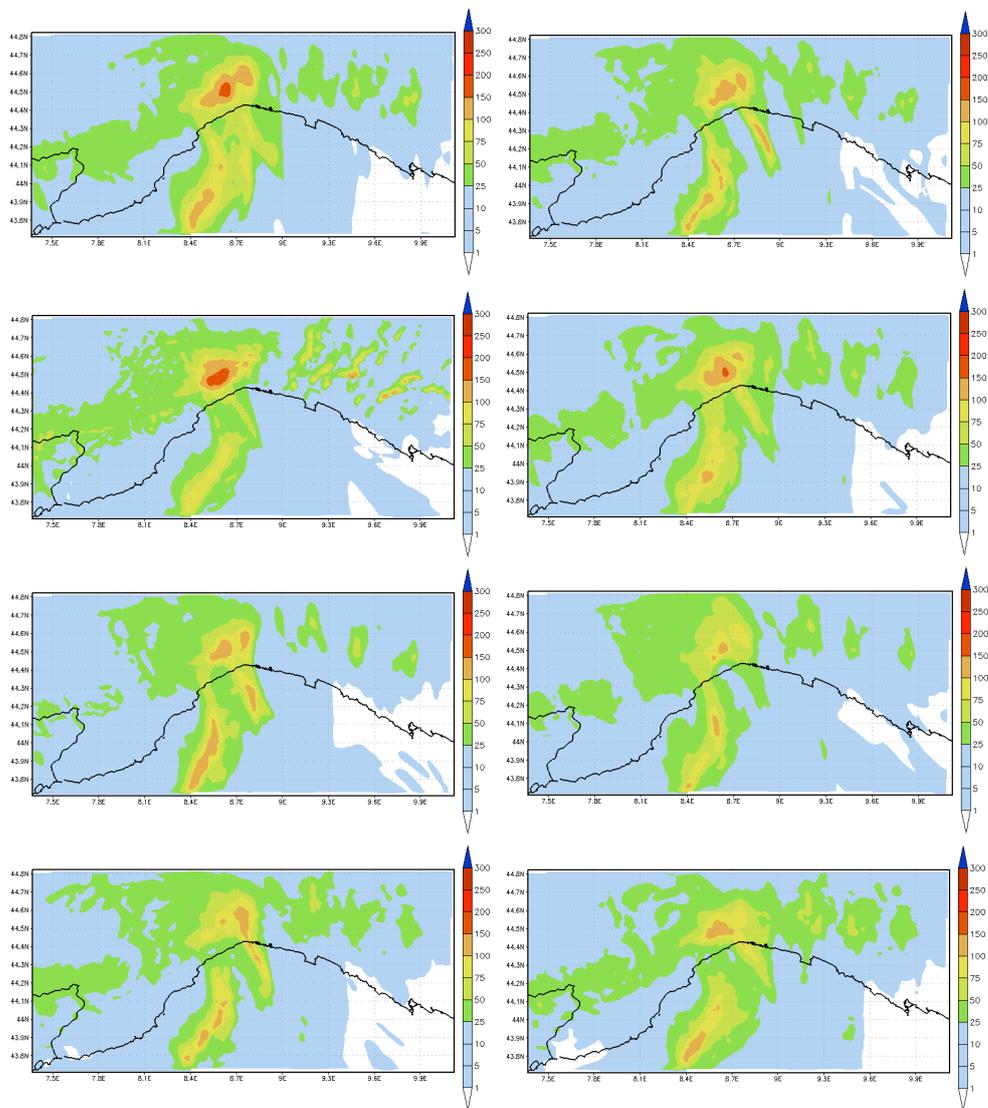


Figura 5.13: Precipitazioni previste tra le 00 e le 12 *UTC* del 8 novembre 2011. A partire dalla figura in alto a sinistra, gli schemi di parametrizzazione applicati sono stati lo schema di: *Lin*, *WSM5*, *Eta Ferrier*, *WSM6*, *Thompson*, *Morrison*, *WDM5* e *WDM6*.

è interessante rilevare come lo schema di parametrizzazione *Eta Ferrier*, corrispondente al terzo caso (partendo dall'alto a sinistra) delle Figure 5.7-5.9-5.11-5.13, esalti in maniera eccessiva gli effetti orografici (si notino i picchi precipitativi disposti in corrispondenza delle cime appenniniche) con conseguente dislocazione errata dei picchi. Si nota però come questa sia la schematizzazione che maggiormente prevede fenomeni intensi.

Quando ci si spinge ad alta risoluzione è quindi già evidente da queste considerazioni preliminari la complessità di un'analisi che sia in grado di far emergere in maniera sistematica quali schematizzazioni meglio conciliano la quantità totale di precipitazione prevista con la sua distribuzione nello spazio.

5.5 Analisi statistica puntuale

Per un primo approccio all'analisi statistica mi sono rifatto al calcolo degli indici presi in considerazione nel Capitolo 4. Il primo problema che si è posto è stato quello di ottenere i valori di precipitazione previsti, che sono forniti ai nodi della griglia di previsione, in corrispondenza della locazione geografica delle stazioni di cui disponiamo dei dati osservati. Ho già illustrato la problematicità della scelta dei metodi di interpolazione: nel mio caso ho verificato che utilizzando alcuni dei metodi più diffusi in letteratura non ottenevo una variazione significativa della precipitazione prevista in corrispondenza della posizione delle varie stazioni. La scelta è quindi ricaduta sull'interpolazione bilineare utilizzata dal centro meteorologico europeo ECMWF ed in numerosi lavori presenti in letteratura. Ottenuti i quantitativi di precipitazione previsti in corrispondenza delle stazioni di osservazione, ho potuto creare delle tabelle di contingenza, relative all'accumulo di precipitazione su dodici ore, analoghe a quella di Figura 4.1, per dieci soglie (0.2 mm/12h, 5.0 mm/12h, 10 mm/12h, 20 mm/12h, 30 mm/12, 40 mm/12h, 50 mm/12h, 75 mm/12h, 100 mm/12h e 150 mm/12h) a partire dalle quali ho calcolato gli indici presentati nel Capitolo 4; sono riportati di seguito gli andamenti di alcuni indici (per brevità riporto solo alcuni degli indici presentati precedentemente, quelli in genere più diffusamente presenti in letteratura e di più immediata interpretazione) in funzione della soglia, calcolati per tutte le simulazioni.

Come prima cosa riporto l'andamento degli indici, per tutti e tre i domini

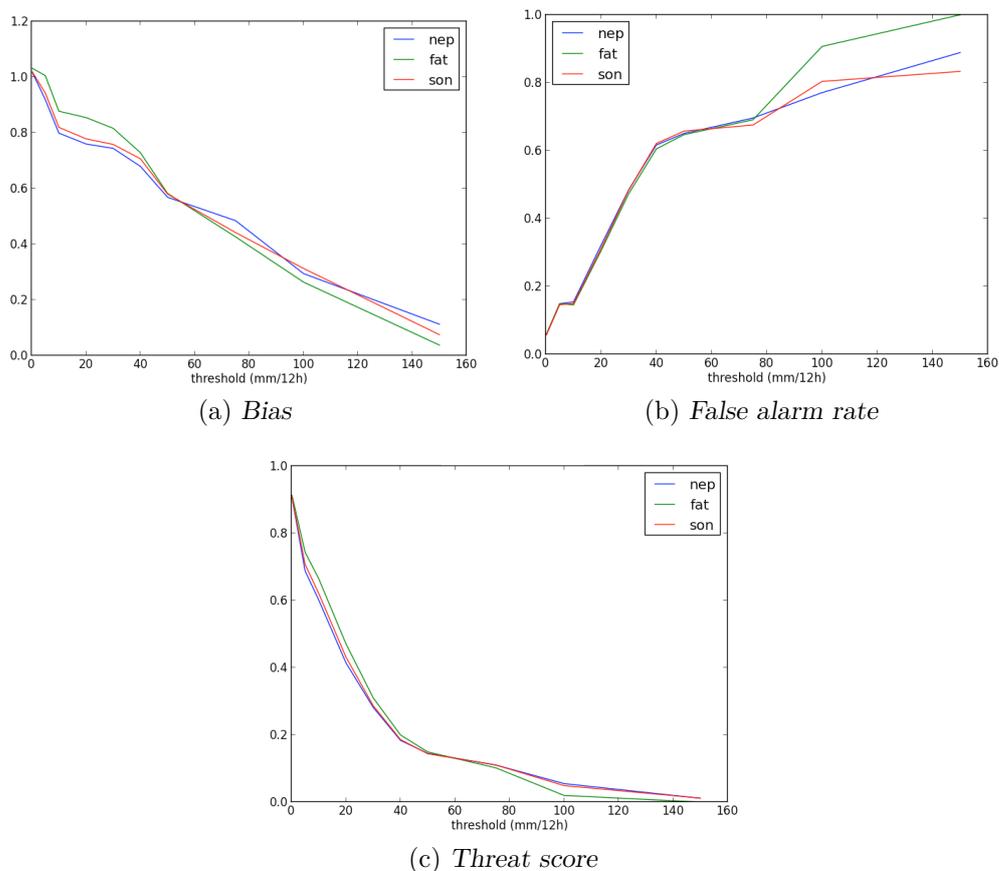


Figura 5.14: Andamento degli indici a) *Bias*, b) *FAR* e c) *TS* in funzione delle soglie di precipitazione cumulata su 12 ore, per i tre domini (a cui in figura ci si riferisce con *fat* per il ‘padre’, *son* per il ‘figlio’ e *nep* per il ‘nipote’). Gli indici si riferiscono alla simulazione di riferimento in cui è stata applicata lo schema di Thompson.

(Figure 5.14), relativi alla simulazione effettuata applicando la parametrizzazione di Thompson, assunta come configurazione di riferimento.

Dai grafici di Figura 5.14 la prima indicazione che si ottiene, prescindendo dal valore assoluto assunto dagli indici, è che non appare così evidente un miglioramento all’aumentare della risoluzione. Questo risultato di per sé sarebbe in contraddizione, oltre che con ciò che si può evincere dall’osservazione (come riportato nel paragrafo 5.3), con gli sforzi che si sono fatti negli ultimi anni in campo meteorologico volti a descrivere la microfisica e lo strato limite atmosferico. In realtà l’andamento che ho trovato rispecchia

un problema, ben noto in letteratura, che sta alla base della ricerca di nuovi metodi di verifica quando si ha a che fare con simulazioni ad alta definizione. La diminuzione del passo di griglia e conseguentemente anche quello temporale (equazione (2.34)) permette l'individuazione di *pattern* (come possono essere minimi di pressione o picchi precipitativi), non riconosciuti su scala maggiore. Questi *pattern* se non esattamente localizzati spazio-temporalmente pesano nel calcolo dell'indice in maniera doppiamente negativa (assenza del picco dove osservato (*missed*) e presenza in una posizione sbagliata (*false alarm*), rispetto al modello che non identificava affatto la figura [44] [58] in questione. Si rende quindi necessario un approccio diverso per la verifica di simulazioni ad alta risoluzione; questo argomento sarà affrontato nell'ultimo paragrafo di questo Capitolo.

Nelle Figure 5.15 sono riportati gli indici *bias*, *FAR* e *TS* in funzione della soglia e relativi al dominio più piccolo. L'allargamento del valore assunto dal *bias* e dal *FAR* in corrispondenza delle soglie più alte per le varie parametrizzazioni, indica che questo tipo di analisi è comunque in grado di cogliere maggiormente le differenze tra i vari schemi, che non l'analisi puntuale riportata nel paragrafo precedente.

Nei prossimi paragrafi cercherò di dare un'interpretazione più completa di questi andamenti cercando di identificare un auspicato miglioramento delle prestazioni delle simulazioni all'aumentare della risoluzione.

Un'ulteriore conferma di quanto simulazioni ad alta risoluzione siano 'penalizzate' da un'analisi puntuale la si ottiene dagli istogrammi delle Figure 5.16: qui sono riportati gli accumuli complessivi, relativi a 48 di simulazione, previsti in corrispondenza di alcune stazioni campione, relativamente all'evento del 4 novembre 2011, affiancati degli accumuli realmente osservati dalla stazione (*bin nero*) durante lo stesso arco temporale. Risalta l'apparente diminuzione di precipitazione totale prevista per quel che riguarda la previsione sul dominio più piccolo. In realtà, questo fatto è dovuto esclusivamente a leggeri spostamenti spaziali dei picchi, che comunque risultano più intensi e localizzati rispetto a quanto ottenuto sui domini più estesi, come sarà evidenziato nel prosieguo della tesi.

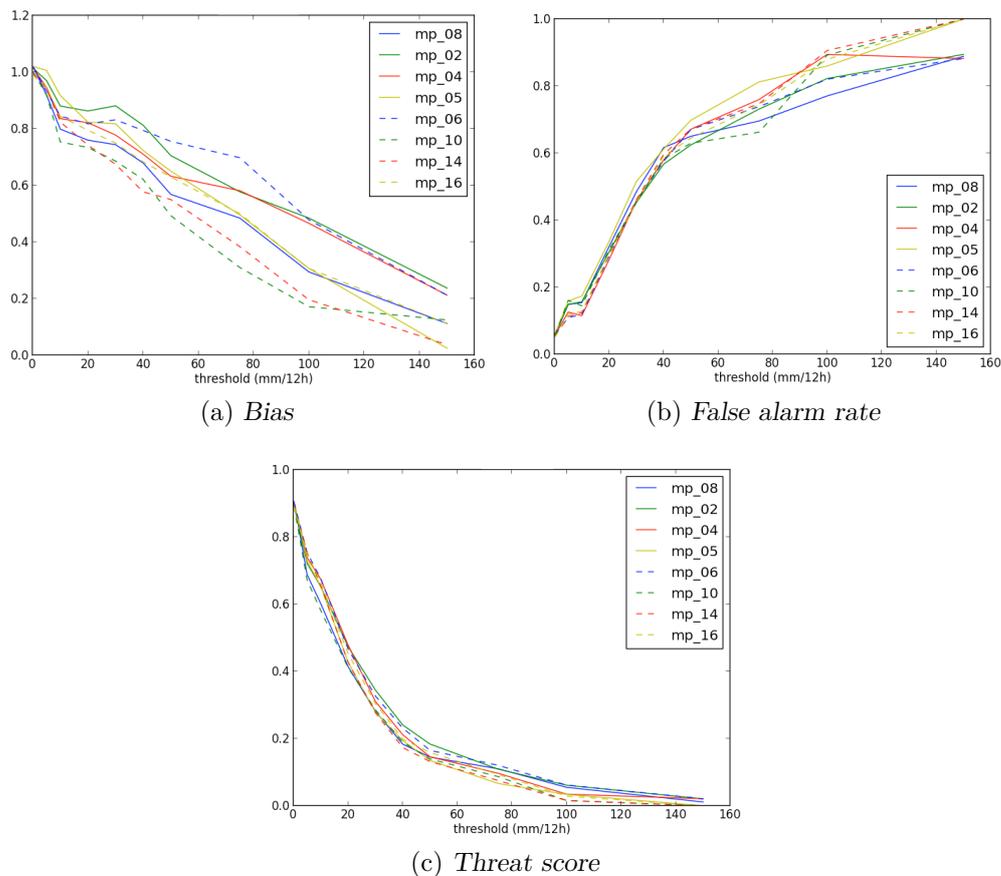


Figura 5.15: Andamento degli indici a) *Bias*, b) *FAR* e c) *TS* in funzione delle soglie di precipitazione cumulata su 12 ore, relativamente al dominio minore per tutte le simulazioni corrispondenti agli schemi di microfisica applicati.

5.6 Analisi statistica basata sul confronto campi osservati-campi previsti

Il primo tentativo nella direzione di un'analisi meno sensibile alla diretta corrispondenza tra il valore osservato dalla stazione ed il corrispettivo previsto può essere effettuata confrontando il campo previsto con un altro campo ottenuto a partire dai dati osservati.

Si è quindi reso necessario creare preliminarmente, a partire dai dati delle stazioni, un campo di precipitazione osservata grigliato. Questi campi sono

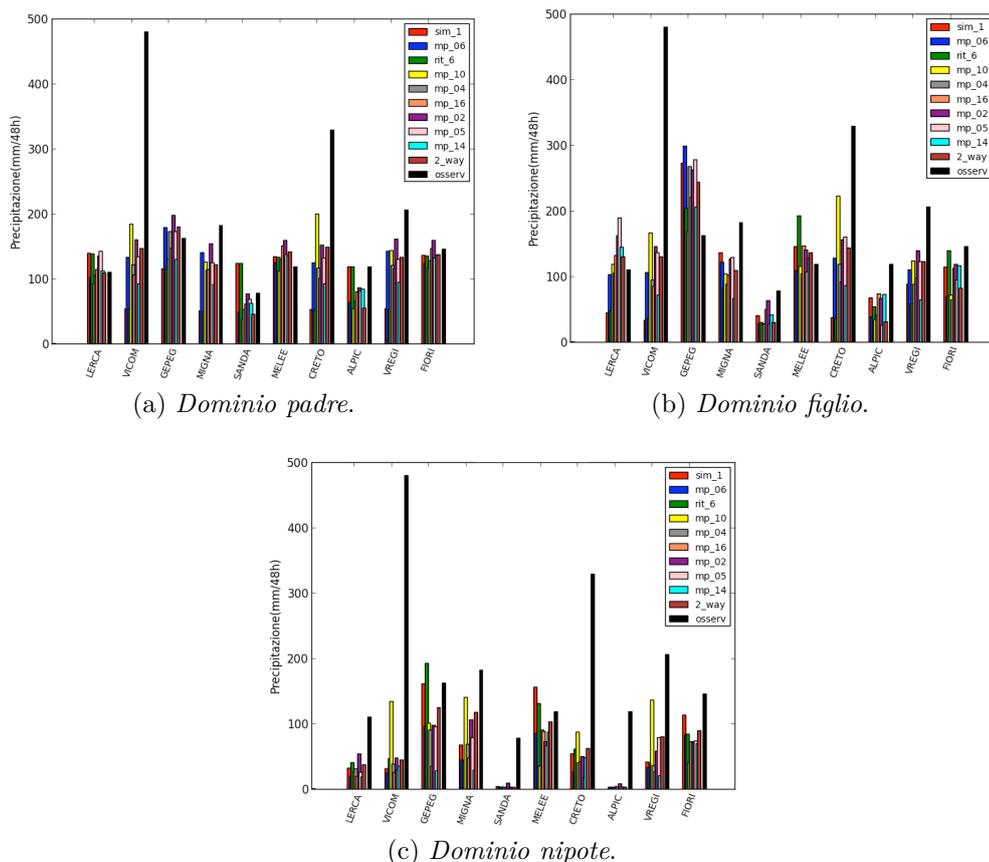


Figura 5.16: Cumulata relativa a 48 di simulazione in corrispondenza di alcune stazioni campione, corrispondenti alle varie simulazione in riferimento al *run* inizializzato alle 00 UTC del 3 novembre 2011. In nero sono riportati i valori osservati dalle stazioni durante lo stesso periodo.

stati riportati nelle Figure 5.6-5.8-5.10-5.12 del paragrafo precedente per rendere più agevole un confronto diretto con le simulazioni lì descritte. L'interpolazione necessaria ad ottenere il campo osservato grigliato rende il calcolo degli indici meno sensibile rispetto a fluttuazioni spaziali delle zone soggette a precipitazioni [36] [57].

La griglia su cui è stato ricreato il campo osservato, che copre completamente il territorio regionale, e su cui sono stati interpolati i campi prodotti dalle simulazioni, ha un passo di 5 km, il che significa che nel caso dei due domini minori ho effettuato un *upscaling*. Il fatto di effettuare un *upscaling* è giustificato dal fatto di non introdurre valori spuri nel campo osserva-

to, in conseguenza all'assunzione di un passo di griglia troppo più piccolo della distanza media tra le stazioni [36]. Per effettuare l'interpolazione a partire dai dati osservati sono presenti in letteratura un gran numero di metodi: uno dei più diffusi è il Kriging [56] ho utilizzato per ottenere i miei campi osservati (riportati nelle Figure 5.6-5.8-5.10-5.12). Il rigrigliamento dei campi previsti è stato eseguito utilizzando lo schema di interpolazione presentato in [39]. A questo punto ho rieseguito l'analisi svolta nel caso delle verifiche puntuali: in questo caso le coppie di punti utilizzate per il calcolo degli indici (corrispondenti ai nodi della griglia su cui ho interpolato osservazioni e previsioni) sono dell'ordine di 350.

Come si nota dai grafici delle Figure 5.17, il valore assoluto degli indici evidenzia un miglioramento rispetto all'analisi puntuale ed inoltre, soprattutto in corrispondenza delle soglie più elevate, relativamente al *bias* ed al *FAR*, emerge un miglioramento delle prestazioni nel caso dei due domini a maggiore risoluzione: i valori trovati per i domini 'figlio' e 'nipote' si discostano maggiormente da quelli trovati per il dominio 'padre', a differenza di quanto appariva dalle Figure 5.14. La motivazione risiede nel fatto che in questo caso i picchi precipitativi intensi registrati in corrispondenza di alcune stazioni vengono estesi, anche se attenuati a causa dell'interpolazione, ad un numero maggiore di punti sulla griglia del campo osservato. Risulta quindi maggiore la probabilità di trovare un accoppiamento con i valori previsti. Dalle Figure 5.18 una delle prime informazioni che può essere estratta è la tendenza dello schema di parametrizzazione *Eta Ferrier* a sovrastimare e dislocare in modo errato le precipitazioni, come evidente soprattutto dall'elevato indice di *false alarm rate*, riportato dalla Figura 5.14 (ricordo che questo indice è tanto migliore quanto più è vicino a 0). A questo punto può essere interessante cercare di estrarre un'informazione sulle scale spaziali entro cui le previsioni mostrano un certo grado di affidabilità. Ho quindi eseguito un confronto tra il valore di precipitazione registrato in corrispondenza di ogni nodo dalla griglia del campo osservato ed un certo numero di primi vicini sulla corrispondente griglia delle previsioni: se la soglia considerata viene superata sia dal valore osservato sia da almeno un nodo della griglia su cui è svolta la simulazione facente parte dei primi vicini considerati, allora la previsione è considerata corretta (*hit*). Analogamente sono definiti gli altri tre esiti possibili della previsione (*false alarm*, *missed*, *correct rejection*) [36].

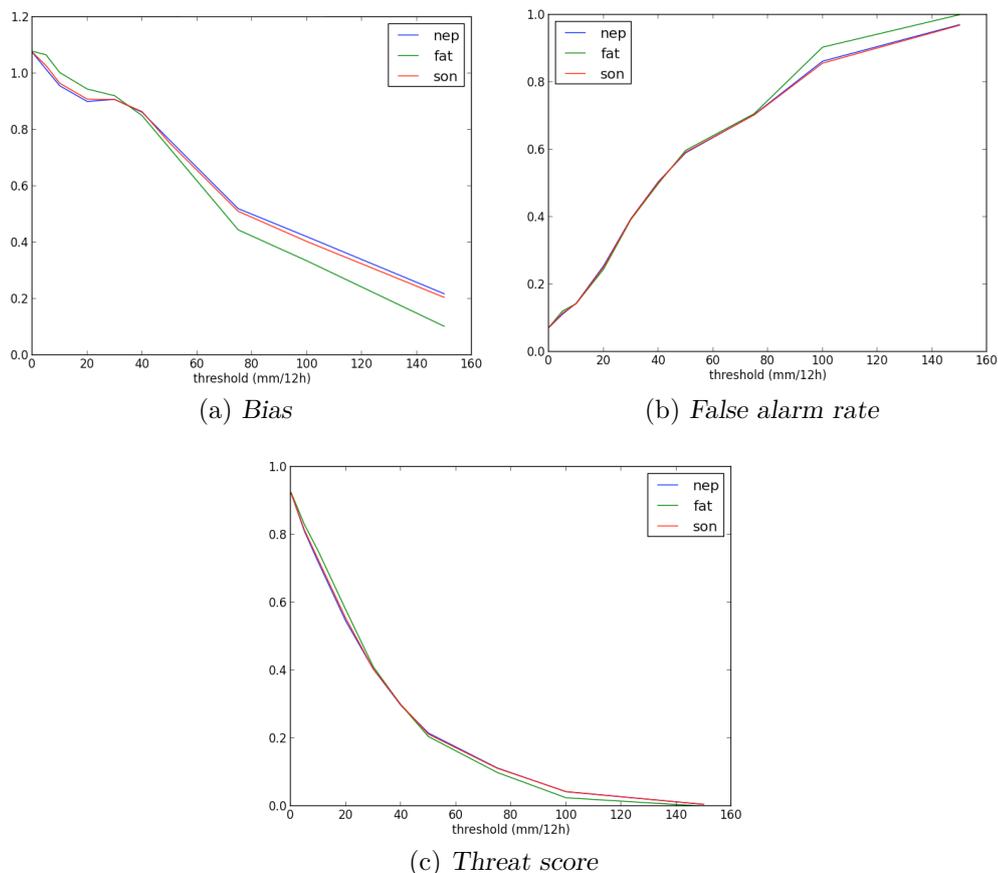


Figura 5.17: Andamento degli indici a) *Bias*, b) *FAR* e c) *TS* in funzione delle soglie di precipitazione cumulata su 12 ore, per i tre domini, calcolati utilizzando i campi di pioggia osservata grigliati. Gli indici si riferiscono alla simulazione di riferimento in cui è stata applicata lo schema di Thompson.

Le Figure 5.19 si riferiscono all'andamento del *bias* del *FAR* e del *TS* per le varie simulazioni, relativamente alla soglia di $100 \text{ mm}/12\text{h}$, in funzione del numero di primi vicini entro cui è effettuato il confronto. Ricordando che il passo della griglia su cui sono stati interpolati le osservazioni ed i campi previsti è di 5 km , sull'asse x delle Figure 5.19 è riportata la distanza entro cui è stato eseguito il confronto.

Dal grafico relativo al *bias* si osserva come le parametrizzazioni di Morrison, *WDM5* e *WDM6* (a cui ci si riferisce nel grafico rispettivamente come *mp_10*, *mp_14*, ed *mp_16*), le uniche *double moment*, siano associate ad una sottostima dei fenomeni ($\text{bias} < 1$) più significativa rispetto agli sche-

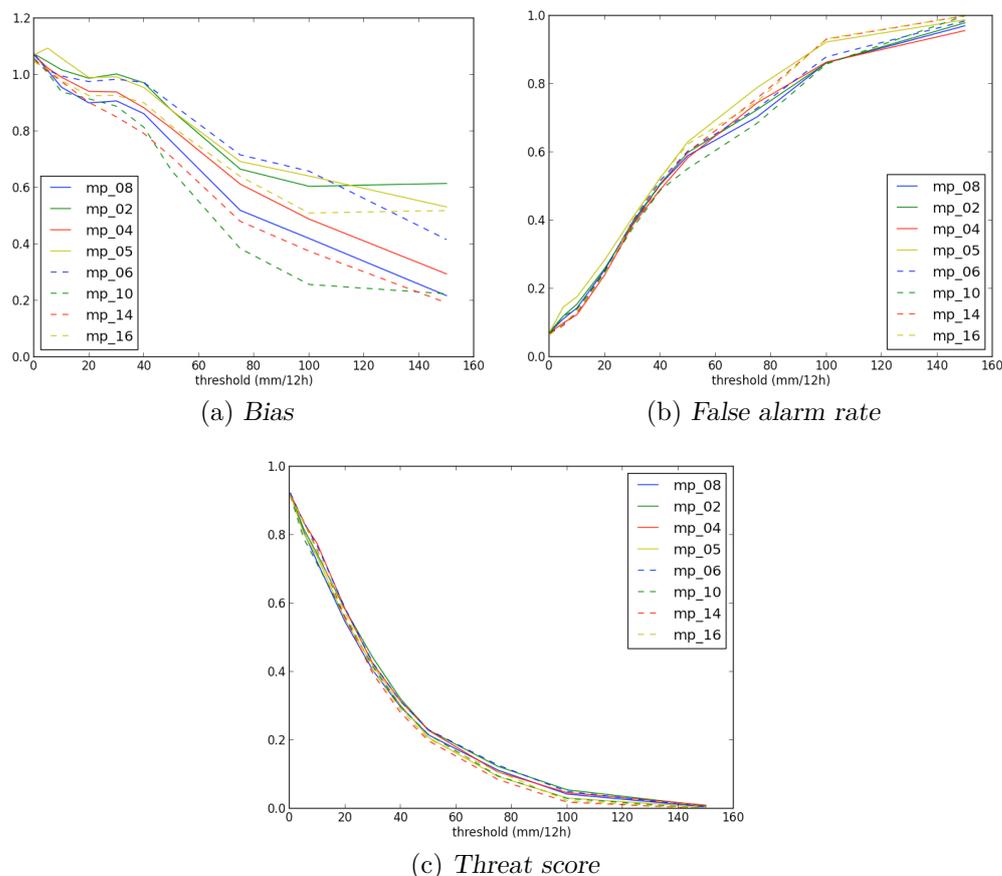


Figura 5.18: Andamento degli indici a) *Bias*, b) *FAR* e c) *TS* in funzione delle soglie di precipitazione cumulata su 12 ore, relativamente al dominio con risoluzione di 1.1 km, per tutte le simulazioni corrispondenti agli schemi di microfisica applicati. Per il calcolo degli indici sono stati utilizzati i campi di pioggia osservata ricostruiti dai dati delle stazioni.

mi *single moment*; da notare però come lo schema di parametrizzazione di Morrison, nonostante un *bias* insoddisfacente, mostri in assoluto i migliori valori per quanto riguarda il *FAR* ed il *TS*, a significare che, a fronte di una certa sottostima della fenomenologia globale, gli eventi individuati corrispondono, entro una certa distanza, a ciò che si è realmente osservato. In altre parole, questa parametrizzazione tende meno delle altre a prevedere fenomeni che in realtà non si verificano.

Ancora più evidente da questi grafici la sovrastima delle precipitazioni operata dalla parametrizzazione *Eta Ferrier*. Infine, il fatto che la mas-

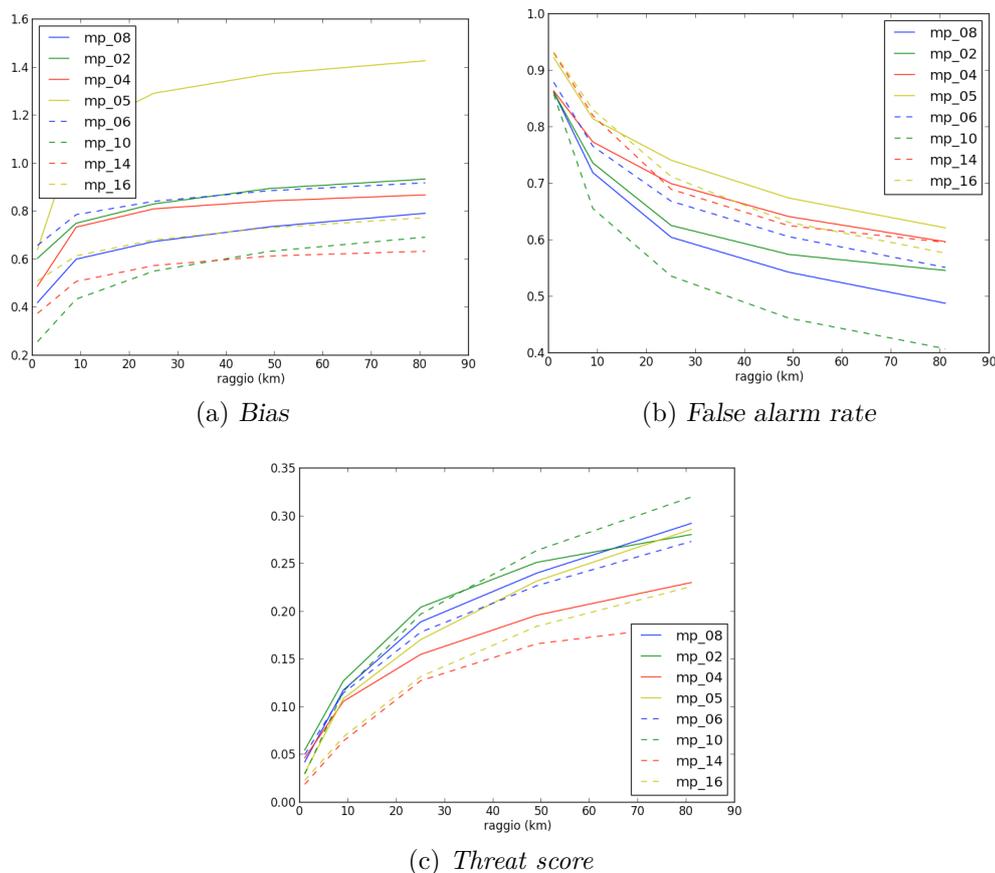


Figura 5.19: Andamento degli indici a) *Bias*, b) *FAR* e c) *TS*, relativamente al dominio ‘nipote’, in funzione della distanza entro cui si esegue il confronto dati osservati-dati previsti, per le simulazioni corrispondenti a schemi di parametrizzazione della microfisica differenti, relative ad una soglia di $100 \text{ mm}/12h$.

sima variazione degli indici (ma soprattutto il *bias*) avvenga per tutte le simulazioni entro 10-20 *km* indica che la collocazione delle varie zone di precipitazione previste ricade in massima parte in un raggio di 10-20 *km* dalle zone di precipitazione osservata.

L’analisi svolta in questo paragrafo ha permesso di mettere in luce e diversificare alcune caratteristiche delle varie parametrizzazioni effettuate. Rimane però da osservare, come precedentemente discusso, che questo metodo di confronto campo osservato-campo grigliato è isotropo e non tiene conto quindi delle caratteristiche geometriche principali delle figure presen-

ti in entrambi i campi (come ad esempio la struttura a ‘V’ che si vede in Figura 3.8).

Nel seguito dell’analisi ho quindi applicato un approccio completamente differente per riuscire a fornire una descrizione quantitativa della capacità delle simulazioni di cogliere i *pattern* responsabili degli eventi intensi oggetto di questo studio.

5.7 Analisi attraverso l’individuazione di strutture

I risultati più interessanti sono stati ottenuti affinando quest’ultimo metodo di analisi in cui si riesce ad evidenziare e quantificare la capacità effettiva del modello di cogliere particolari ‘strutture’ riscontrate nel campo osservato. In questa analisi mi sono concentrato nell’individuazione di strutture, sia nel campo previsto che in quello osservato, associato a zone di precipitazione intensa, superiori ai $100 \text{ mm}/12h$ ed ai $150 \text{ mm}/12h$, in quanto lo scopo ultimo di questa tesi è proprio rivolto all’analisi di fenomeni intensi. Seguendo il procedimento riportato nel Capitolo 4, ho individuato per ogni simulazione il numero e le caratteristiche delle figure precipitative previste. Inoltre, per dare una valutazione quantitativa del grado di accoppiamento tra le strutture osservate-strutture previste, ho derivato l’indice *total interest* (equazione (4.10)) per ciascuna coppia individuata nei due campi. Gli attributi che ho preso in considerazione nel calcolo dell’indice sono stati la distanza tra i centroidi delle figure identificate, la minima distanza tra i confini di queste figure, nel caso non si sovrapponevano, il rapporto tra le aree, la frazione di area sovrapposta (in caso di sovrapposizione), l’intensità della precipitazione all’interno delle strutture individuate. Per i pesi con cui questi attributi hanno contribuito al calcolo dell’indice mi sono rifatto ad articoli sull’argomento, quali [47] [48] [49].

Riporto nella Figura 5.20 alcuni esempi di strutture individuate nei due campi con i relativi indici. La Figura 5.20 a), si riferisce alla simulazione in cui è stata applicata la parametrizzazione *Eta Ferrier*, ed emerge chiaramente la sovrastima delle precipitazioni previste, in quanto a fronte di 8 strutture individuate nel campo previsto non è presente nessuna struttu-

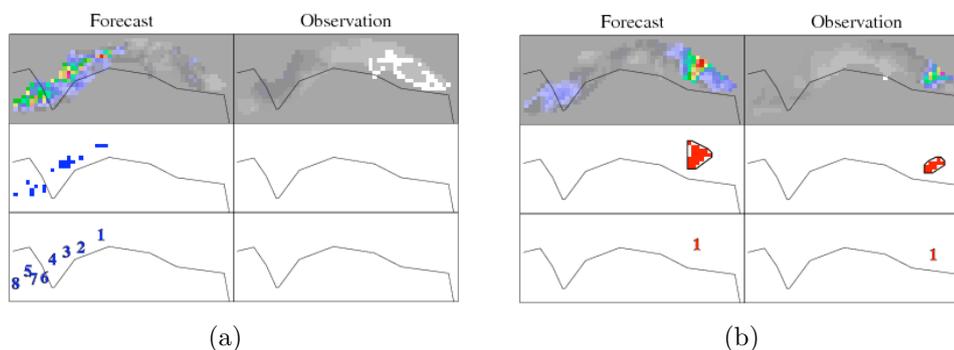


Figura 5.20: Strutture corrispondenti ad una soglia di $150 \text{ mm}/12h$, individuate da due simulazioni: a) parametrizzazione *Eta Ferrier* e b) *WSM6*. Nel caso a) si noti la mancata corrispondenza con le osservazioni (riportate sulla destra dell'immagine), in cui non è rilevata nessuna struttura relativamente alla soglia considerata. Nel caso b) invece la corrispondenza è buona, soprattutto per quanto riguarda la localizzazione e l'orientazione dell'asse principale, con la struttura identificata nel campo osservato (immagine a destra).

ra nel campo osservato. In questo caso ovviamente non è stato calcolato nessun indice in quanto non è presente nessuna coppia. La Figura 5.20 b) è invece un esempio di ottimo accoppiamento: nonostante una certa sovrastima dell'area piovosa, è evidente come venga colta la struttura a 'V' del temporale del 25 ottobre 2011: si nota come sia stata prevista sia la localizzazione sia l'inclinazione e la forma dell'oggetto.

A partire da strutture di questo tipo, il calcolo dell'indice *total interest* permette, come descritto precedentemente, di quantificare il grado di accoppiamento delle eventuali strutture individuate da ogni simulazione con le corrispondenti nel campo osservato. Nelle Figure 5.21, dove è riportato il numero di coppie di struttura osservata-struttura prevista individuate nelle simulazioni sui vari domini relativamente alle soglie di $100 \text{ mm}/12h$ (immagine a sinistra) e $150 \text{ mm}/12h$ (immagine a destra) in funzione del valore dell'indice *total interest* associato a ciascuna coppia, emerge chiaramente l'aumento della cumulata precipitativa prevista all'aumentare della definizione, cosa che non appariva affatto ad esempio dagli istogrammi delle Figure 5.16. Come già discusso, quel tipo di analisi mostrava una diminuzione, fittizia, delle precipitazioni relativamente alle simulazioni svolte sul

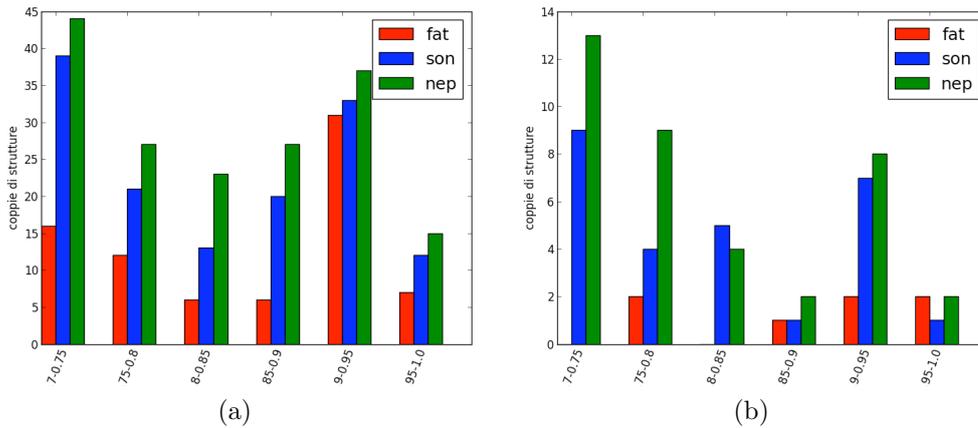


Figura 5.21: Numero di coppie di strutture individuate, relativamente ad una soglia di $100\ mm/12h$ (a sinistra) e di $150\ mm/12h$ (a destra), per per i tre domini, in funzione del valore assunto dall'indice *total interest*.

dominio più piccolo. Anche dagli indici tradizionali quali il *bias*, il *FAR* ed il *TS* di Figura 5.15 non emergeva una netta tendenza nella direzione aspettata; questi fatti supportano ulteriormente come l'analisi statistica tradizionale non sia adeguata alla verifica delle simulazioni ad alta risoluzione e come sia necessario lo sviluppo e l'approfondimento di nuove metodologie di analisi, soprattutto in prospettiva di previsioni a sempre più alta definizione. Concentrandomomi ora sulle simulazioni relative al dominio a più alta definizione, ho riportato in un istogramma, Figura 5.22, il numero di coppie di strutture individuato, sempre in funzione dell'indice *total interest*, per tentare di individuare quale parametrizzazione abbia complessivamente meglio previsto gli eventi studiati in questa tesi. Nel caso più critico delle strutture individuate relativamente alla soglia di $150\ mm/12h$ emerge chiaramente come le parametrizzazioni di Thompson, *WSM5* e *WSM6* (a cui ci si riferisce nella legenda del grafico rispettivamente come *mp_08*, *mp_04* ed *mp_06*) siano quelle che presentano una migliore corrispondenza tra strutture osservate e strutture previste: queste parametrizzazioni infatti oltre ad essere le uniche che presentano più di una struttura con un grado di accoppiamento superiore a 0.9 mostrano anche un bassissimo numero di strutture 'male accoppiate' (solo una coppia corrispondente ad un indice minore di 0.7 per le parametrizzazioni *WSM5* ed *WSM6*, neanche una per lo schema di parametrizzazione di Thompson) a sostegno della tesi che

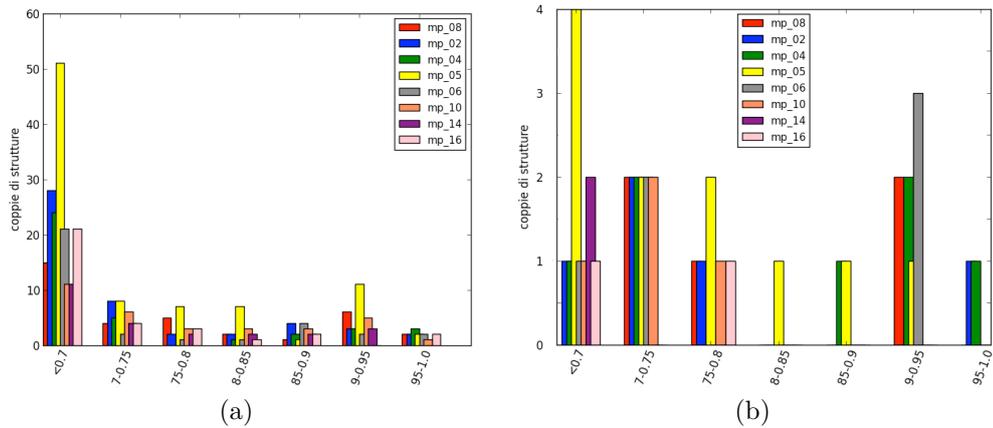


Figura 5.22: Numero di coppie di strutture individuate relativamente alle simulazioni svolte sul dominio a più alta definizione, corrispondenti rispettivamente ad una soglia di $100 \text{ mm}/12h$ e $150 \text{ mm}/12h$, per ogni simulazione, in funzione del valore assunto dall'indice *total interest*.

queste parametrizzazioni sono state effettivamente in grado di cogliere gli elementi significativi degli eventi che hanno caratterizzato i casi studio di questa tesi.

È interessante notare che tutti e tre gli schemi di parametrizzazione della microfisica che mostrano le prestazioni migliori da questa analisi siano schemi di *single moment* mentre i risultati peggiori deriverebbero proprio dalle simulazioni in cui sono stati applicati schemi di *double moment*. Un'ultima considerazione è che le due parametrizzazioni che hanno prodotto buoni risultati, lo schema *WSM5* e lo schema *WSM6*, fanno parte di una stessa famiglia di parametrizzazioni, e contemplano rispettivamente 5 e 6 idrometeorie. Ciò sembra indicare il ruolo fondamentale delle interazioni in gioco tra le varie idrometeorie piuttosto che il numero effettivo di queste, ma la questione richiederebbe ulteriori ed approfonditi studi sulla formulazione degli schemi di microfisica considerati, che esulano dagli scopi di questa tesi.

Conclusioni

I recenti progressi nella modellistica numerica ad area limitata hanno riguardato sia lo sviluppo di schemi numerici più efficienti, sia l'implementazione di codici che permettono una descrizione più raffinata dei processi fisici che stanno alla base dei fenomeni precipitativi.

In questa tesi è stata indagata la risposta del modello numerico di previsione WRF a vari metodi di inizializzazione, di *nesting* e soprattutto a vari schemi di parametrizzazione della microfisica delle nuvole, il tutto al variare del passo della griglia su cui le simulazioni sono state svolte. I casi studio a cui queste simulazioni si riferiscono riguardano recenti eventi violenti avvenuti in Liguria: la possibilità di avere uno strumento che sia in grado, entro un certo intervallo temporale, di quantificare e collocare correttamente la fenomenologia può avere quindi importanti risvolti per scopi di protezione civile.

Un primo aspetto emerso in questo studio è il miglioramento delle prestazioni del modello all'aumentare della definizione delle simulazioni, consistente in un incremento dei quantitativi di precipitazione previsti in direzione dei valori osservati; sono parimenti apparsi evidenti i limiti dell'analisi statistica classica nel valutare le prestazioni di simulazioni a così alta risoluzione, per le quali invece sono risultati efficaci i più recenti metodi di verifica affrontati nella parte finale di questa tesi. Dall'analisi degli indici statistici come ad esempio *Bias*, il *False alarm rate* ed il *Threat Score* il miglioramento nelle simulazioni a più alta definizione non emerge a causa di un problema, a cui ci si riferisce in letteratura come doppia penalità: simulazioni in grado di identificare più strutture, ad esempio precipitative, se non esattamente localizzate contribuiscono nel calcolo degli indici in maniera doppiamente negativa rispetto a simulazioni che non identificano affatto le strutture.

Questo problema è stato affrontato nella parte finale del Capitolo 5 dove, dopo aver identificato delle strutture precipitative sia nei campi previsti che in quelli osservati, è stato introdotto un nuovo indice chiamato *total interest* al fine di quantificare l'accoppiamento tra le strutture stesse, prendendo in considerazione non solo la dislocazione, ma anche l'estensione, il livello di sovrapposizione, le differenze di inclinazione degli assi principali e l'intensità media di queste; quest'ultima analisi, meno sensibile a leggeri errori di dislocazione spazio-temporale dei campi di precipitazione previsti premia invece la capacità del modello di cogliere i *pattern* che caratterizzano l'evento simulato. In questo modo è effettivamente emerso come l'aumento di definizione contribuisca al miglioramento delle prestazioni del modello. Inoltre a seguito delle verifiche svolte, nonostante il numero di casi studio sia limitato e siano necessari ulteriori approfondimenti a riguardo, si possono ricavare alcune osservazioni sugli schemi di parametrizzazione della microfisica delle nuvole.

Due sono le considerazioni più evidenti:

a) dalle simulazioni eseguite risulta come il modo di parametrizzare le interazioni tra le varie idrometeore, non solo sia incisivo sui quantitativi e sulla localizzazione delle precipitazioni, ma giochi un ruolo anche nell'individuazione, ad esempio, di linee di convergenza, con un conseguente impatto su fenomeni le cui scale sono fino a qualche chilometro. In particolare dalle simulazioni eseguite si può notare, oltre a variazioni di intensità e di dislocazione dei campi precipitativi ad opera dei vari schemi, come lo schema di parametrizzazione *Eta Ferrier* esalti eccessivamente i fenomeni orografici dovuti all'Appennino Ligure, con il risultato di una moltiplicazione artificiosa dei picchi precipitativi in corrispondenza delle cime appenniniche in tutte le simulazioni eseguite, a discapito dell'interazione tra i flussi portanti, in genere da Nord e da Sud, che ha caratterizzato gli eventi studiati.

b) un secondo aspetto che emerge è come apparentemente agli schemi *double moment* corrispondano prestazioni peggiori che non agli schemi *single moment*; inoltre sembrerebbe relativamente poco rilevante il numero di idrometeore prese in considerazione: i migliori risultati infatti sono attribuiti alle schematizzazioni *WSM5* e *WSM6* entrambe di *single moment*, ma che prendono in considerazione rispettivamente 5 e 6 classi di idrometeore; il secondo schema infatti rappresenta solamente una variazione del primo in cui sono stati aggiunti nuovi processi relativi all'inserimento del *graupel*.

Questi aspetti comunque necessitano di ulteriori studi ed approfondimenti al fine di confermare o smentire queste assunzioni.

Appendice A

Le equazioni utilizzate dai modelli

A.1 Le equazioni fondamentali

I fluidi obbediscono alle leggi del bilancio della massa, del momento e dell'energia.

Le equazioni fondamentali che governano il moto dell'aria, schematizzata come un fluido non viscoso, nel sistema di riferimento terrestre e nel campo gravitazionale sono[9]:

- 'l'equazione di continuità', che esprime il bilancio della massa

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \mathbf{v} + S \quad (\text{A.1})$$

in cui ρ è la densità, \mathbf{v} è la velocità, S è il termine di sorgente o pozzo e d/dt è la derivata lagrangiana rispetto al tempo. Come è noto la descrizione euleriana si ottiene utilizzando la relazione:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \quad (\text{A.2})$$

- l'equazione del bilancio della quantità di moto

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{v} + \mathbf{g} \quad (\text{A.3})$$

dove \mathbf{g} rappresenta la somma dell'accelerazione di gravità e di quella centrifuga, p è la pressione $2\boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{v}$ è il termine di Coriolis,

- l'equazione di stato, che per un gas perfetto monofasico può essere scritta come

$$p = \rho RT \quad (\text{A.4})$$

dove R è collegata alla costante universale dei gas R^* mediante la relazione $R^* = MR$ (M è il peso molare) e T è la temperatura,

- il primo principio della termodinamica, che esprime il bilancio dell'energia e può essere scritto come

$$\frac{de}{dt} = j_Q - p \frac{d\alpha}{dt} \quad (\text{A.5})$$

dove e è l'energia per unità di massa, j_Q è il flusso di calore entrante per unità di massa e $\alpha = 1/\rho$ è il volume specifico e, infine,

- l'equazione del bilancio dell'acqua, che chiude il sistema completando la informazioni fornite dall'equazione di continuità, trascurando per semplicità le diverse fasi dell'acqua (si veda il Capitolo 2)

$$\frac{dq}{dt} = S_q \quad (\text{A.6})$$

dove q è l'umidità specifica e S_q rappresenta il termine di pozzo o di sorgente.

A.2 Le equazioni nei modelli

Le sette equazioni scalari del paragrafo precedente costituiscono il punto di partenza per le approssimazioni di scala indispensabili per ottenere i sistemi di equazioni che devono essere risolti nei Modelli di Circolazione Generale dell'atmosfera e nei Modelli ad Area Limitata.

Considerando il sistema di coordinate polari sferiche (λ, φ, z) , dove λ è la longitudine, φ è la latitudine e z è la distanza verticale sopra la superficie terrestre ed i vettori unitari \mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} diretti rispettivamente verso Est, Nord e verso l'alto, allora il vettore velocità può essere espresso come:

$$\mathbf{v} = \mathbf{i}u + \mathbf{j}v + \mathbf{k}w \quad (\text{A.7})$$

dove le componenti u , v e w sono definite come:

$$u \equiv r \cos \varphi \frac{d\lambda}{dt} \quad v \equiv r \frac{d\varphi}{dt} \quad w \equiv \frac{dz}{dt} \quad (\text{A.8})$$

A.3. FORMULAZIONE DEI SISTEMI DI COORDINATE VERTICALI

in cui r è la distanza rispetto al centro della terra, legata a z dalla relazione $r = a + z$, dove a è il raggio della terra. Normalmente, essendo $z \ll a$ per le regioni dell'atmosfera che sono di interesse meteorologico, si approssima la variabile r con la costante a . Si ottengono le equazioni[9]:

$$\frac{du}{dt} - \frac{uv \tan \varphi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi - 2\Omega w \cos \varphi \quad (\text{A.9})$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{u^2 \tan \varphi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \varphi \quad (\text{A.10})$$

$$\frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \varphi \quad (\text{A.11})$$

Con il metodo dell'analisi di scala è possibile stimare l'ordine di grandezza dei vari termini presenti nelle equazioni[7]. In questo modo è possibile determinare quali termini sono trascurabili per lo studio dei moti atmosferici sulle varie scale di interesse specifico. Seguendo[2] e [9] dalle equazioni A.9, A.10 e A.11 si ottengono le equazioni semplificate:

$$\frac{d\mathbf{v}_o}{dt} + f\mathbf{k} \wedge \mathbf{v}_o = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (\text{A.12})$$

per le componenti x e y , dove $f = 2\Omega \sin \varphi$ è il parametro di Coriolis, \mathbf{v}_o è il vettore velocità orizzontale e $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$.

Per la componente z , se si trascurano le accelerazioni verticali, si ottiene la cosiddetta 'approssimazione idrostatica':

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g = 0. \quad (\text{A.13})$$

A.3 Formulazione dei sistemi di coordinate verticali

L'altezza non è la coordinata verticale maggiormente utilizzata nei modelli. Solitamente, altri sistemi di coordinate verticali vengono di volta in volta introdotti per risolvere problemi di carattere numerico: la pressione, la pressione uniformata, la coordinata η (usata dal modello WRF), la temperatura potenziale.

Si consideri una coordinata verticale generalizzata ξ e si assuma che essa sia una funzione monotona di z . Sia, quindi, $\xi = \xi(x, y, z, t)$. D'altra parte

anche z può essere espressa in funzione di ξ , vista la monotonicità della relazione; può quindi essere scritto $z = z(x, y, \xi, t)$. ne segue che un qualsiasi campo scalare o vettoriale A può essere scritto in funzione dell'una o dell'altra ed è invariante per trasformazione di coordinata:

$$A(x, y, \xi, t) = A(x, y, z(x, y, \xi, t), t) \quad (\text{A.14})$$

se si deriva rispetto a s , dove s è una tra x , y o t , si ottiene:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_\xi = \left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_z + \frac{\partial A}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial s}\right)_\xi \quad (\text{A.15})$$

o anche:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_\xi = \left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_z + \frac{\partial A}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial s}\right)_\xi. \quad (\text{A.16})$$

In particolare nel caso di $s = t$:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_\xi = \left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_z + \frac{\partial \xi}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_\xi \frac{\partial z}{\partial s} \quad (\text{A.17})$$

e nel caso di $s = x$ e y :

$$\nabla_\xi A = \nabla_z A + \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\nabla_\xi z) \frac{\partial A}{\partial \xi}. \quad (\text{A.18})$$

Utilizzando le equazioni [A.17](#) e [A.18](#) la derivata totale nel tempo può essere scritta:

$$\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_\xi + \mathbf{V} \cdot \nabla_\xi + \left[w - \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_\xi - \mathbf{V} \cdot \nabla_{\xi z} \right] \frac{\partial \xi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \xi}, \quad (\text{A.19})$$

e tenendo presente che per definizione la derivata totale è:

$$\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_\xi + \mathbf{V} \cdot \nabla_\xi + \dot{\xi} \frac{\partial}{\partial \xi} \quad (\text{A.20})$$

la velocità verticale generalizzata può essere scritta:

$$\dot{\xi} = \frac{\partial \xi}{\partial z} \left[w - \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_\xi - \mathbf{V} \cdot \nabla_{\xi z} \right]. \quad (\text{A.21})$$

Se allora si riscrive il gradiente di pressione orizzontale, utilizzando l'equazione idrostatica:

$$-\frac{1}{\rho} \nabla_z p = -\frac{1}{\rho} \nabla_\xi p + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \nabla_{\xi z} = -\frac{1}{\rho} \nabla_\xi p - \nabla_\xi \Phi \quad (\text{A.22})$$

A.3. FORMULAZIONE DEI SISTEMI DI COORDINATE VERTICALI

dove $\Phi = \int_0^z g dz$ è il geopotenziale, si ottengono l'equazione idrostatica e quella del momento sul piano orizzontale:

$$\frac{\partial p}{\partial \xi} = -\rho \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} \quad (\text{A.23})$$

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla_{\xi} p - \nabla_{\xi} \Phi - f \mathbf{k} \wedge \mathbf{V} \quad (\text{A.24})$$

Infine si può ricavare l'equazione di continuità:

$$w = \frac{dz}{dt} = \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_{\xi} + \mathbf{V} \cdot \nabla_{\xi} z + \xi \frac{\partial z}{\partial \xi}, \quad (\text{A.25})$$

e quindi

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial z} &= \frac{\partial w}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial z} = \frac{\partial \xi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \xi} \left[\left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_{\xi} + \mathbf{V} \cdot \nabla_{\xi} z + \xi \frac{\partial z}{\partial \xi} \right] = \\ &= \frac{\partial \xi}{\partial z} \left[\left(\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial z}{\partial \xi} \right)_{\xi} + \frac{\partial}{\partial \xi} \mathbf{V} \cdot \nabla_{\xi} z + \mathbf{V} \cdot \nabla_{\xi} \frac{\partial z}{\partial \xi} + \frac{\partial \xi}{\partial \xi} \frac{\partial z}{\partial \xi} + \xi \frac{\partial^2 z}{\partial \xi^2} \right] = \\ &= \frac{\partial \xi}{\partial z} \left[\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial z}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \xi} \cdot \nabla_{\xi} z \right] + \frac{\partial \xi}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{A.26})$$

si ottiene, combinando questa equazione con la [A.1](#):

$$\frac{d}{dt} \ln \left(\rho \frac{\partial z}{\partial \xi} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \xi}{\partial z} = 0. \quad (\text{A.27})$$

D'altra parte, utilizzando la relazione

$$\frac{\partial p}{\partial \xi} = \frac{\partial z}{\xi} (-\rho g) \quad (\text{A.28})$$

e

$$\frac{d}{dt} \ln \left(\frac{\partial z}{\partial \xi} (-\rho g) \right) = \frac{d}{dt} \ln \left(\frac{\partial z}{\partial \xi} \rho \right) \quad (\text{A.29})$$

l'equazione di continuità può anche essere scritta nella forma

$$\frac{d}{dt} \ln \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \xi}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.30})$$

Dalla A.30 a dall'equazione idrostatica si ricava:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \xi}{\partial p} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial z} &= 0 \Leftrightarrow \\
\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial \dot{\xi}}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) &= 0 \Leftrightarrow \\
\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) + \nabla_{\xi} \cdot \mathbf{V} \left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\partial \xi \frac{\partial p}{\partial \xi} \right) &= 0 \quad (\text{A.31})
\end{aligned}$$

Nel modello WRF utilizzato in questa tesi, viene utilizzata come variabile verticale la variabile η definita come:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \quad (\text{A.32})$$

dove p_h è la componente idrostatica della pressione al livello considerato, p_{hs} è la pressione al suolo e p_{ht} è la pressione al limite (fittizio) superiore dell'atmosfera, posta, di solito, senza perdere di generalità, pari a zero.

Ringraziamenti

Sicuramente le prime persone da ringraziare sono coloro che mi hanno aiutato e seguito durante lo svolgimento di questa tesi, quindi i miei relatori Andrea Mazzino e Federico Cassola, il cui aiuto tecnico e morale è stato fondamentale per portare a termine questo lavoro, il correlatore Paolo Prati e i ricercatori del laboratorio, la Fra Cavanna, Chiara, Paolo e Dario che hanno creato un ambiente decisamente accogliente.

Un ringraziamento particolare a tutti gli amici fisici che hanno animato le nostre lunghe giornate al DIFI, ma anche feste, cene, interminabili discussioni socio-politiche e partite a carte: Papi, Teo, Dami, Fede, Bargi, la Franceschina, La Fra, la Fra Cavanna (di nuovo), la Sara, Giò, Giorgio, Dario, la Marti, Sebi, Paolo, Andre, la Angi, la Marina, la Barbara, la Ila ed in particolare i miei due storici compagni, di Lab, Grande Fra, e di vittorie a cirulla, Nicco (con il quale deteniamo il record di punti del DIFI). A tutti loro grazie!!!!

Grazie anche agli eterni amici di Sori sempre presenti: Sessa, quasi un secondo fratello, la Eli, la Chiara e la Solveig.

Infine un grazie enorme ad Anna per il suo fondamentale supporto morale.

Bibliografia

- [1] Wallace, J. M. and Hobbs, P. V., *Atmospheric Science*. Academic Press (1977).
- [2] Pielke, R. A., *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press (2002).
- [3] Orlandi, I., A rational subdivision of scales for atmospheric process. *Bull. Am. Meteorol. soc.*, 56:527-530, (1975).
- [4] Pielke, R. A. and Pearce, R. P., *Mesoscale Modeling of the Atmosphere*. American Meteorological Society, (1994).
- [5] Anthes, R. A., Regional Models of the atmosphere in the middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 111:1306-1335 (1983).
- [6] Anthes, R. A., Kuo, Y.-H., Hisie, E.-Y., Low-Nam, S., and Bettge, T. W. Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115:763-806, (1989).
- [7] Haltiner, G. J. and Williams, R. T. *Numerical prediction and dynamic meteorology*. John Wiley & sons, II edition, (1992).
- [8] Mesinger, F. and Arakawa, A., *Numerical methods used in atmospheric models*. GARP publications Vol 1, (1976).
- [9] Holton, J. R., *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, III edition, (1992).
- [10] Emanuel, K. A. and Raymond, D. J., *The representation of cumulus convection in numerical models*. American Meteorological Society, (1993).

- [11] Arakawa, A. and Schubert, W. H., Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31:674-701 (1974).
- [12] Betts, A. K., A new convective adjustment scheme. Part I. Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112:693-709 (1986).
- [13] Betts, A. K. and Miller, M. J., A new convective adjustment scheme. Part II. Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112:693-709 (1986).
- [14] Kuo, H. L., Further studies of the parameterization of the effect of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31:1232-1240 (1974).
- [15] Anthes, R. A., A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105:270-286, (1977).
- [16] Fritsch, J. M. and Chappel, C. F., Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure system. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 37:1722-1733, (1980).
- [17] Kain, J. S. and Fritsch, J. M., The role of trigger function in numerical forecasts of mesoscale convective system. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49:93-106 (1992).
- [18] Emanuel, K. A., A scheme for representing cumulus convection in large scale models. *J. Atmos. Sci.*, 48:2313-2335 (1991).
- [19] Charney, J. C., The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, 7:6-22 (1955).
- [20] Salon, S. Ciclogenesi e dinamica dei cicloni sul mar Mediterraneo. Tesi di Laurea in Fisica, Univerità degli studi di Trieste (1998).
- [21] Skamarock, W. C., A Description of the Advanced Research WRF Version 3 *NCAR technical note* (2008).

- [22] Ooyama, K. V., A Thermodynamic foundation for modeling the moist atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 47:2580-2593 (1990).
- [23] Laprise, R., The Euler equation of motion with hydrostatic pressure as independent variable. *Mon. Wea. Rev.*, 120:197-207 (1992).
- [24] Klemp, J. B., Skamarock, W. C. and Dudhia, J., Conservative split-explicit integration methods for the compressible nonhydrostatic equation. *Mon. Wea. Rev.*, 135:2897-2913 (2007).
- [25] Wicker, L. J. and Wilhelmson, R. B., Time splitting methods for elastic models using forward time scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 130:519-542 (2002).
- [26] Fletcher, N. H., *The Physics of Rain Clouds*. University Press (1962).
- [27] Walko, R. L., Cotton, W. R., Meyers, M. P. and Harrington, J. Y., New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single moment scheme. *Atmos. Research*, 38:29-62 (1995).
- [28] Morrison, H., Pinto, J. O., Mesoscale Modeling of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratiform Clouds Using a New Two-Moment Bulk Microphysics Scheme. *J. Atmos. Sci.*, 62:3683-3704, (2005).
- [29] Lim, K.-S., Hong S.-Y., Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Mon. Wea. Rev.*, 138:1587-1612, (2010).
- [30] Hong, S. Y., Lim, K. S., Kim, J.-H. and Lim, J.-O. J. Sensitivity Study of Cloud-Resolving Convective Simulation with WRF Using Two Bulk Microphysical Parameterization: Ice-Phase Microphysics versus sedimentation Effects. *J. of Appl. Meteor.*, 48:61-76, (2008).
- [31] Morrison, H., Thompson, G. and Tatarskii, V., Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 137:991-1007, (2009).
- [32] Ryan, B. F., On the global variation of precipitating layer clouds. *Bull. Am. Meteorol. soc.*, 77:53-70, (1996).

- [33] Hong, S. Y., Lim, J. O. J., Thw WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6), *J. Korean Meteor. Soc.*, 42:129-151, (2006).
- [34] Lin, Y. L., Farley, R. D. and Orville H. D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, 22:1065-1092, (1983).
- [35] Hong, S. Y., Dudhia, J. and Chen, S. H., A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 132:103-120, (2004).
- [36] Ebert, E. E., Neighborhood verification: a strategy for rewarding close forecasts, *Wea. Forecasting*, 24:1498-1510, (2009).
- [37] Casati, B., Wilson, L. J., Stephenson, D. B., Nurmi, P., Ghelli, A., Pocerlich, M., Damrath, U., Erbert, E. E., Brown, B. G., and Mason, S., Review forecast verification: current status and future directions, *Meteorol. Appl.*, 15:3-18, (2008).
- [38] Gilleland, E., Ahijevych, D., Brown, B. G., Casati, B., Erbert, E. E., Intercomparison of spatial forecast verification methods, *Wea. Forecasting*, 24:1416-1430, (2009).
- [39] Accadia, C., Mariani, S., Casaioli, M. and Lavagnini, A., Sensivity of precipitation forecast skill scores to bilinear interpolation and a simple nearest-neighbor average method on high-resolution verification grids, *Wea. Forecasting*, 18:918-932, (2003).
- [40] Cherubini, T., Ghelli, A. and Lalaurette, F., Verification of precipitation forecasts over the Alpine region using a high-density observing network, *Wea. Forecasting*, 17:238-249, (2002).
- [41] Mariani, S., Casaioli, M., Accadia, C., Llasat, M. C., Pasi, F., Davolio, S., Elementi, M., Ficca, G. and Romero, R., A limited area model inter-comparision on the 'Montserrat-2000' flash-flood event using statistical and deterministic methods, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5:565-581, (2005).
- [42] Tustison, B., Harris, D. and Foufoula-Georgiu, E., Scale issues in verification of precipitation forecasts, *J. Geoph. Res.*, 106:11775-11784, (2001).

- [43] Wilks, D. S., *Statistical methods in the atmospheric sciences*, ELSEVIER (2006).
- [44] Rossa, A., Nurmi, P., Ebert, E., *Precipitation: advances in measurement, estimation and prediction*, Meteorological Service (2008).
- [45] Ebert, E. E., Damarath, U., Wergen, W. and Baldwin, M. E., The WGNE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts, *Bull. Am. Meteorol. soc.*, 84:481-492, (2003).
- [46] Brown, B. G., Atger, F., Brooks, H., *Recommendations for the verification and intercomparison of QPFs from operational NPW models*, Res. Appl. Lab. (2008).
- [47] Davis, A. C., Brown, B. and Bullock, R., Object-based verification of precipitation forecasts. Part I: methodology and application to mesoscale rain areas, *Mon. Wea. Rev.*, 134:1772-1784, (2006).
- [48] Davis, A. C., Brown, B. and Bullock, R., Object-based verification of precipitation forecasts. Part II: application to convective rain system, *Mon. Wea. Rev.*, 134:1785-1795, (2006).
- [49] Davis, A. C., Brown, B., Bullock, R. and Halley-Gotway, J., The method for object based diagnostic evaluation (MODE) applied to numerical forecasts from the 2005 NSSL/SPC spring program, *Wea. Forecasting*, 24:1252-1267, (2009).
- [50] Bove, M. C., Brotto, P., Cassola, F., Cuccia, E., Massabò, D., Mazzino, A., Piazzalunga, A., Prati, P., An integrated PM_{2.5} source apportionment study: positive matrix factorization vs. the chemical transport model CAMx, *elsevier Edit. Sys. for Atmos. Environ.*, (2005).
- [51] Kain, J. S., The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, 43:170-181, (2004).
- [52] Janjic, Z. I., Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso model, *NCEP Office Note*, 437:61, (2002).
- [53] Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. and Clough, S. A., Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM,

- a validated correlated-k model for the long-wave, *J. Geophys. Res.*, 102:16663-16682, (1997).
- [54] Chou, M.-D. and Suarez, M. J., An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models, *NASA Tech. Memo.*, 104606:3-85, (1994).
- [55] Thompson, G., Rasnussen, R. M. and Manning, K., Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 132:519-542, (2004).
- [56] Mair, A., Fares, A., Comparison of rainfall interpolation methods in a mountainous region of a tropical island, *J. Hydro. Engin.*, 16:371-383, (2011).
- [57] Lanciani, A., Salvati, M., Spatial interpolation of surface weather observations in alpine meteorological service, *Foralps*, 1-44, (2008).
- [58] Mariani, S., Casaioli, M., Accadia, C., Llasat, M. C., Pasi, F., Davolio, S., Elementi, M., Ficca, G. and Romero, R., A limited area modeling intercomparison on the 'Montserrat-2000' flash-flood event using statistical and deterministic methods, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5:565-581, (2005).