



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali
Corso di Laurea Magistrale in Fisica

**Studio di eventi di precipitazione intensa
associata a differenti caratteristiche del flusso
incidente all'orografia alpina, mediante un
modello numerico ad alta risoluzione**

Relatore : Prof. Maurizio Maugeri

Relatore esterno : Dott. Silvio Davolio

Tesi di laurea di:

Ambrogio Volonté

Matr. 805382

Codice P.A.C.S.: 92.60

Anno Accademico 2012-2013

Indice

1	Introduzione e obiettivi	6
1.1	HYMEX - HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment . . .	6
1.1.1	Panoramica generale	6
1.1.2	Precipitazioni intense e alluvioni	7
1.2	La tesi	8
2	Precipitazioni intense causate dai rilievi: interazione tra flusso e orografia	10
2.1	Introduzione	10
2.1.1	La meteorologia a mesoscala	10
2.1.2	Le precipitazioni intense dovute all'orografia come fenomeno a mesoscala	11
2.2	Simulazioni idealizzate: descrizione di vari regimi di flusso su ostacolo	12
2.2.1	Flussi neutri o stabilmente stratificati	12
2.2.2	Flussi condizionatamente instabili	15
2.3	Simulazioni di casi reali: flussi sulle Alpi e sul Mediterraneo	24
2.3.1	Eventi alluvionali sulle Alpi antecedenti al progetto MAP . . .	25
2.3.2	Eventi alluvionali sulle Alpi: progressi portati dal progetto MAP	28
2.3.3	Sviluppi recenti: dal MAP ad HyMeX	33
3	I Modelli meteorologici Bolam e Moloch: descrizione e set up	41
3.1	L'uso di più modelli in cascata: il <i>nesting</i>	41
3.2	Bolam e Moloch: i modelli sviluppati all'ISAC-CNR	44
3.2.1	Il modello Moloch	44
3.2.2	Il modello Bolam	50
3.3	Implementazione della catena modellistica	51
3.3.1	Fase di pre-processamento	52
3.3.2	Esecuzione del modello Bolam	52
3.3.3	Fase di post-processamento	53
3.3.4	Output grafici	54
3.3.5	Esecuzione del modello Moloch	54
4	Analisi degli eventi e confronto tra simulazioni del modello e osservazioni	55
4.1	Vicenza 2010	57

4.1.1	Dati simulazione	57
4.1.2	Situazione sinottica	58
4.1.3	Confronto Bolam-ECMWF	58
4.1.4	Precipitazioni cumulate	59
4.1.5	Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar	62
4.1.6	Campi di vento alle varie quote	62
4.1.7	Confronto del campo di vento con dati SODAR	65
4.1.8	Temperatura potenziale equivalente	66
4.1.9	Cross sections	68
4.1.10	Profili termodinamici	70
4.2	HyMeX - IOP 19	74
4.2.1	Dati simulazione	75
4.2.2	Situazione sinottica	75
4.2.3	Confronto Bolam-ECMWF	75
4.2.4	Precipitazioni cumulate	76
4.2.5	Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar	76
4.2.6	Campi di vento alle varie quote	78
4.2.7	Confronto del campo di vento con dati SODAR	80
4.2.8	Temperatura potenziale equivalente	82
4.2.9	Cross sections	83
4.2.10	Profili termodinamici	85
4.3	Piancavallo 2012	89
4.3.1	Dati simulazione	89
4.3.2	Situazione sinottica	90
4.3.3	Confronto Bolam-ECMWF	90
4.3.4	Precipitazioni cumulate	90
4.3.5	Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar	92
4.3.6	Campi di vento alle varie quote	93
4.3.7	Confronto del campo di vento con dati SODAR	96
4.3.8	Temperatura potenziale equivalente	96
4.3.9	Cross sections	98
4.3.10	Profili termodinamici	100
4.4	Marghera 2007	104
4.4.1	Dati simulazione	104
4.4.2	Situazione sinottica	105
4.4.3	Confronto Bolam-ECMWF	105
4.4.4	Precipitazioni cumulate	105
4.4.5	Precipitazioni orarie	107
4.4.6	Campi di vento alle varie quote	109
4.4.7	Temperatura potenziale equivalente	111
4.4.8	Cross sections	112
4.4.9	Profili termodinamici	114
4.5	Mira 2009	117
4.5.1	Dati simulazione	118
4.5.2	Situazione sinottica	118

4.5.3	Confronto Bolam-ECMWF	118
4.5.4	Precipitazioni cumulate	119
4.5.5	Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar	120
4.5.6	Campi di vento alle varie quote	121
4.5.7	Confronto del campo di vento con dati SODAR	123
4.5.8	Temperatura potenziale equivalente	125
4.5.9	Cross sections	125
4.5.10	Profili termodinamici	128
4.6	HyMeX-IOP 18	131
4.6.1	Dati simulazione	131
4.6.2	Situazione sinottica	132
4.6.3	Confronto Bolam-ECMWF	132
4.6.4	Precipitazioni cumulate	132
4.6.5	Precipitazioni orarie e confronto con i dati Radar	133
4.6.6	Campi di vento alle varie quote	135
4.6.7	Confronto del campo di vento con dati SODAR	137
4.6.8	Temperatura potenziale equivalente	138
4.6.9	Cross sections	138
4.6.10	Profili termodinamici	140
5	Risultati	145
5.1	Considerazioni preliminari	145
5.2	Indici di triggering	148
5.2.1	Convezione sulla "barriera": h_b/LFC	148
5.2.2	Convezione sul rilievo: h_m/LFC	153
5.3	Indici di stabilità	157
5.3.1	Instabilità per piccoli spostamenti verticali: Tlift	157
5.3.2	Sviluppo verticale della convezione: Lifted Index	160
5.4	Indici di flusso	163
5.4.1	Capacità del flusso di superare l'ostacolo orografico: Froude Number	163
5.4.2	Andamento del vento con la quota: $U(z)$	167
6	Conclusioni e prospettive	170
6.1	Risultati principali	170
6.1.1	Innesco della convezione e stabilità a basse quote	171
6.1.2	Caratterizzazione del flusso	172
6.2	Prospettive e ambiti di sviluppo	173
7	Ringraziamenti	175
	Bibliografia	176

Capitolo 1

Introduzione e obiettivi

Il lavoro presentato in questa Tesi di Laurea Magistrale si colloca all'interno delle tematiche del programma di ricerca HyMeX. E' necessario quindi illustrare brevemente questo progetto prima di scendere nel particolare con l'elaborato di tesi.

1.1 HYMEX - HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment

1.1.1 Panoramica generale

Il programma di ricerca HyMeX (www.hymex.org) è un progetto internazionale di ampio respiro che si propone di migliorare la conoscenza del ciclo dell'acqua e dei processi ad esso connessi nel bacino del Mediterraneo, con particolare attenzione agli eventi estremi. HyMeX si articola attraverso il monitoraggio e la modellizzazione del sistema accoppiato atmosfera-terra-oceano, della sua variabilità a diverse scale temporali (dalla scala dell'evento, a quella stagionale ed interannuale) e delle sue caratteristiche, nell'arco di un decennio (2010-2020), in un contesto caratterizzato da cambiamenti climatici ed ambientali. Si propone inoltre di valutare la vulnerabilità economica e sociale agli eventi estremi e la capacità di adattamento ai cambiamenti di cui sopra. Il programma HyMeX nasce da un'iniziativa francese, ma diventa presto un'iniziativa internazionale nel 2008 con la nomina dell'International Scientific Steering Committee.

L'area Mediterranea presenta delle caratteristiche che la rendono particolarmente soggetta a rischi naturali legati al ciclo dell'acqua, tra cui forti precipitazioni e inondazioni, intense ciclogenesi associate a forti venti e mareggiate nonché onde di calore e siccità. La capacità di prevedere con precisione l'occorrenza di tali eventi, i quali hanno un forte impatto ai fini della protezione civile e sulle risorse idriche, resta tuttora piuttosto limitata a causa del rilevante contributo di processi a piccola scala e alla loro interazione non-lineare con processi a scala più grande. Progressi nella descrizione, identificazione e modellizzazione dei processi fisici responsabili di tali eventi e della loro interazione risultano quindi necessari al fine di migliorarne la previsione e prevederne l'evoluzione in termini di frequenza ed intensità in un conte-

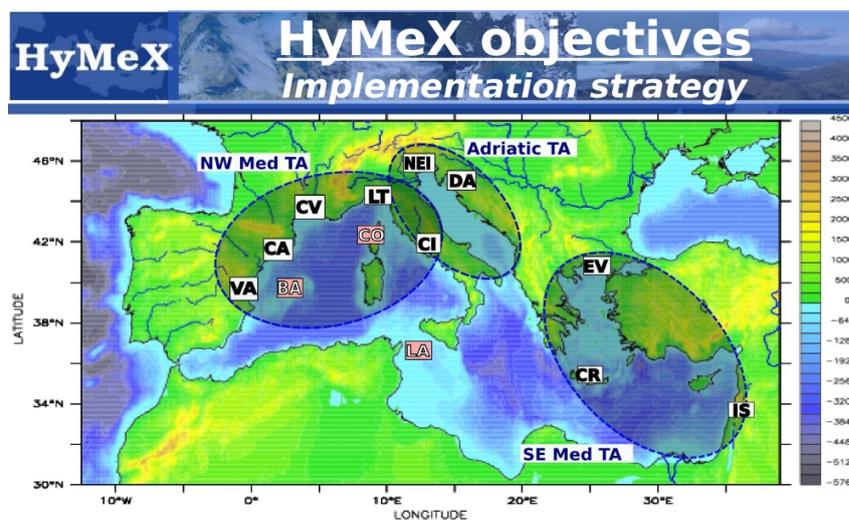


Figura 1.1: Le tre “Target Area”, con i siti atmosferici ed idrometeorologici, relative ai SOP (Special Observing Periods)

sto di cambiamenti climatici e di uso del suolo. Il bacino del Mediterraneo presenta inoltre criticità per quanto riguarda le risorse idriche che risultano distribuite in modo disomogeneo sia dal punto di vista spaziale che temporale; infine, le proiezioni climatiche hanno identificato l’area Mediterranea come una delle regioni a rischio (“hot spot”) in termini di cambiamenti climatici, in quanto appare estremamente reattiva ai cambiamenti globali.

L’obiettivo del progetto è dunque quello di coordinare una vasta attività di ricerca multidisciplinare e di produrre un database che possano contribuire a migliorare i sistemi di monitoraggio e di modellistica del sistema accoppiato, migliorare la previsione di eventi estremi, simulare accuratamente il ciclo dell’acqua a scale temporali lunghe e fornire linee guida per misure di adattamento in particolare in un contesto di cambiamento globale. Hymex mira a migliorare conoscenza e predicibilità degli eventi che generano rischi idrogeologici e a ridurre l’incertezza nelle proiezioni climatiche per il bacino del Mediterraneo. (HyMeX SOP web site sop.hymex.org)

1.1.2 Precipitazioni intense e alluvioni

Nell’ambito della tematica “*Heavy rainfall and floods*”, HyMeX si rivolge alla comunità scientifica, ai servizi meteorologici ed idrologici e alle agenzie ambientali, allo scopo di migliorare la conoscenza di base, le capacità predittive dei processi fisici e dinamici e la previsione degli eventi intensi ed estremi responsabili dei rischi idrogeologici. HyMeX prevede un monitoraggio atmosferico, oceanografico e idrologico della durata di un decennio, su diverse aree campione del bacino Mediterraneo, con periodi più brevi di osservazioni intensive, detti Special Observation Periods (SOP), caratterizzati dalla disponibilità di strumentazione addizionale appositamente dislocata. SOP della durata di alcuni mesi sono specificatamente dedicati allo studio dei fenomeni idro-meteorologici intensi che caratterizzano il Mediterraneo, quali precipi-

tazioni intense e alluvioni. La prima campagna SOP1 è stata effettuata nell'autunno del 2012, registrando numerosi eventi meteo-idrologici di rilievo che sono stati documentati approfonditamente. Alcuni di questi eventi sono descritti nel presente lavoro (HyMeX SOP web site sop.hymex.org).

1.2 La tesi

Eventi di precipitazione molto intensa si ripetono con una certa frequenza negli ultimi anni, soprattutto nei mesi tra Settembre e Novembre, nelle regioni orientali del Nord Italia, che risultano essere, dal punto di vista climatologico, una delle aree più piovose del paese. L'analisi condotta in questa tesi nasce dall'osservazione, supportata sia da recenti ricerche (ad esempio Barbi et al. (2012)) che da una prima analisi dei dati presenti nella SOP1 di HyMeX, che spesso questi eventi sono caratterizzati da precipitazioni che si localizzano o sui rilievi alpini e prealpini, oppure sulle zone costiere e di pianura. Ad esempio, per citarne alcuni, l'alluvione di Vicenza dell'autunno 2010, con oltre 500-600 mm di precipitazione in 60 ore in diverse località delle Prealpi Venete e Friulane e la conseguente esondazione del fiume Bacchiglione, può essere rappresentativa di eventi del primo tipo; il nubifragio che ha colpito la Laguna Veneta il 26 Settembre 2007, con accumuli oltre i 250 mm in poche ore ed allagamenti diffusi, può essere invece preso ad esempio per l'altra tipologia di eventi.

Da una prima analisi di questi episodi sembra evidente che piogge così abbondanti, definite rispettivamente precipitazioni di flusso o convettive in Manzato (2007), siano dovute rispettivamente a precipitazioni orografiche intense e prolungate nel tempo o a fenomeni convettivi particolarmente stazionari. In entrambi i casi i sistemi di precipitazione sono alimentati principalmente dall'umidità trasportata verso Nord dallo Scirocco sul Mar Adriatico.

Tuttavia l'evoluzione dinamica pare essere attribuibile a due differenti comportamenti del flusso incidente. Mentre nel caso dei fenomeni concentrati prevalentemente sui rilievi si è notata la presenza dello Scirocco nei bassi strati fin sulle Alpi, nei casi con convezione stazionaria e precipitazioni sulla pianura le correnti da SE provenienti dall'Adriatico non hanno oltrepassato la catena alpina, separate da essa dal vento di barriera da E-NE. Quest'ultimo si origina sulla pianura padano-veneta a causa dell'interazione dello Scirocco stesso con i rilievi alpini, che ne causano una marcata deviazione, come descritto nel Capitolo 4. Collocando le osservazioni all'interno dei risultati teorici riferiti al problema dell'interazione dei flussi con ostacoli orografici e delle precipitazioni ad essi associate, i fenomeni osservati sembrano essere riconducibili, quanto meno a grandi linee, a due differenti regimi di flusso su ostacolo: *Flow Over* e *Flow Around* (vedi, ad esempio, Chu and Lin (2000) o Miglietta and Buzzi (2004)).

Si è deciso quindi di analizzare alcuni di questi eventi (sei per l'esattezza) in maniera più dettagliata, simulandoli con la catena di modelli numerici ad alta risoluzione Bolam-Moloch, sviluppata all'ISAC-CNR di Bologna. Dopo un'attenta e dettagliata verifica delle simulazioni, in modo da controllare che la dinamica degli eventi fosse correttamente riprodotta dai modelli, abbiamo cercato di caratterizzare gli eventi attraverso le quantità fisiche più opportune, trovando dei parametri sen-

sibili alla variazione della distribuzione dei fenomeni precipitativi e del campo di vento. Si mira quindi ad individuare caratteristiche che permettano di discriminare tra le due tipologie di evento, fornendo altresì un'indicazione dei meccanismi fisici responsabili.

E' importante rimarcare che l'intento di questa indagine non è prettamente previsionale, quindi non ha come intento principale individuare delle regole per classificare gli eventi e poterli prevedere correttamente. Certamente questa potrebbe essere una conseguenza importante, però lo scopo del lavoro è la comprensione e caratterizzazione del flusso e dei fenomeni associati all'interazione con il rilievo alpino, responsabili della localizzazione e intensità della precipitazione.

Dunque la presente tesi si inserisce nell'ambito di ricerca che analizza l'interazione dei flussi con la topografia, in particolare nel bacino del Mediterraneo e per le Alpi, e le precipitazioni eventualmente associate. Quest'ambito ha conosciuto uno sviluppo importante negli ultimi anni, sia dal punto di vista teorico che modellistico, grazie anche a progetti internazionali come MAP - Mesoscale Alpine Programme (Bougeault et al. (2001)) e, più di recente, HyMeX. In campo modellistico, numerosi studi si basano già su simulazioni in condizioni idealizzate che su analisi di casi reali.

E' stato quindi possibile effettuare il confronto dei risultati contenuti nella tesi con i valori e le situazioni di riferimento già presenti in letteratura, tenendo conto della complessità insita negli eventi analizzati.

Capitolo 2

Precipitazioni intense causate dai rilievi: interazione tra flusso e orografia

In questo capitolo si vuole dare un quadro complessivo delle conoscenze acquisite nello studio delle precipitazioni intense legate all'interazione dei flussi con l'orografia. Per prima cosa introduciamo il fenomeno collocandolo nell'ambito della meteorologia di cui fa parte, in seguito analizziamo i recenti studi modellistici per descrivere lo stato attuale delle conoscenze e le teorie proposte. Questa panoramica ha lo scopo di riassumere e introdurre le analisi da svolgere e i parametri da osservare per una corretta caratterizzazione del comportamento del flusso nell'interazione con il rilievo alpino negli eventi simulati in questa tesi (vedi Capitolo 5).

2.1 Introduzione

2.1.1 La meteorologia a mesoscala

I moti atmosferici ricoprono una vasta gamma di scale spaziali e temporali, i cui confini inferiori e superiori, a livello spaziale, possono essere considerati rispettivamente il libero cammino medio delle molecole ($\approx 0.1 \mu\text{m}$) e la circonferenza terrestre ($\approx 40000 \text{ km}$). I tempi scala relativi possono essere minori di un secondo, come nel caso dei moti turbolenti a piccola scala, o arrivare anche alle settimane, per le onde di Rossby planetarie (Markowski-Richardson (2010)).

La mesoscala si colloca a metà tra scala sinottica e microscala. I fenomeni meteorologici relativi alla scala sinottica sono cicloni e anticicloni, con lunghezze d'onda superiori a 2000 km, che normalmente persistono per diversi giorni; i fenomeni tipici della mesoscala invece sono tutti quelli che vanno da una scala quasi sinottica (fronti) fino a singole celle convettive con dimensioni di pochi km e durata inferiore a un'ora (Tabella 2.1). Al di sotto di queste dimensioni abbiamo la microscala che riassume, tra gli altri, i processi turbolenti legati allo strato limite, i tornado e i dust devils (Meted - University Corporation for Atmospheric Research - COMET[®] Website <http://meted.ucar.edu/>).

La mesoscala può essere vista come una fascia intermedia di dimensioni dei processi per cui è difficile che si possano trascurare dei termini nelle equazioni che ne governano la dinamica. Infatti per i moti a scala sinottica in libera atmosfera si possono trascurare senza troppi problemi l'accelerazione verticale o l'avvezione relativa al vento ageostrofico, mentre a microscala si possono considerare irrilevanti altri fattori, come la forza di Coriolis e a volte anche il gradiente di pressione. Considerando processi a mesoscala invece nessuno di questi contributi può essere omesso (Markowski-Richardson (2010)). La risoluzione delle equazioni del moto complete e la loro integrazione nel tempo richiedono, data la loro complessità, una risoluzione di tipo numerico: è fondamentale quindi l'approccio modellistico per effettuare delle simulazioni attraverso calcolatori e studiare i processi a mesoscala.

Nomenclature	Dimensions	Time Scales	Typical WX Feature
Mesoscale- α (a)	200 - 2000 km	6 hrs - 2 days	Jet stream, small hurricanes, weak anticyclones
Mesoscale- β (b)	20 - 200 km	30 mins - 6 hrs	Local wind fields, mountain winds, land/sea breeze, mesoscale convective complexes (MCCs), large thunderstorms
Mesoscale- γ (c)	2-20 km	3 - 30 mins	Most thunderstorms, large cumulus, extremely large tornadoes

Fujita (1986)

Tabella 2.1: classificazione della mesoscala e delle suddivisioni al suo interno. Figura adattata da "Definition of the Mesoscale - Produced by The COMET[®] Program" Meted - University Corporation for Atmospheric Research - COMET[®] Website <http://meted.ucar.edu/>

2.1.2 Le precipitazioni intense dovute all'orografia come fenomeno a mesoscala

Gli episodi di precipitazioni intense causate dall'interazione con l'orografia sono guidati sicuramente da diverse forzanti a scala sinottica; tuttavia i fattori decisivi per l'intensità, la localizzazione e la stazionarietà dei fenomeni coinvolgono scale più fini e permettono di classificare questi eventi come tipici esempi di interazioni a mesoscala.

In particolare Lin et al. (2001) elencano delle caratteristiche comuni agli eventi di precipitazione orografica intensa registrati negli Stati Uniti, nella regione alpina e nel Sud-Est Asiatico. Nel loro studio si osserva che le situazioni sinottiche favorevoli a questi eventi, indipendentemente dalle caratteristiche della particolare catena

montuosa, sono la presenza di una saccatura profonda e di strutture quasi stazionarie che garantiscano una lenta evoluzione del sistema perturbato. In questo modo si ha un flusso di aria umida e in cui i moti verticali sono favoriti verso la barriera orografica per diverse ore.

Le caratteristiche a mesoscala comunque sono decisive per i fenomeni effettivi: Lin et al. (2001) citano, in particolare, l'alta efficienza di precipitazione, l'orografia ripida e con geometria favorevole alla formazione di convergenze del vento nei bassi strati, l'instabilità condizionale o potenziale del flusso incidente, la presenza di un low-level jet almeno moderato e vicino alla saturazione inserito in un flusso ricco di vapore acqueo verso i rilievi.

Dal punto di vista dell'analisi e della simulazione di questi eventi, riconosciuta l'importanza di una rappresentazione a larga scala per caratterizzare i fattori sinottici, si rivela quindi decisivo l'uso di modelli ad alta risoluzione per poterne identificare le caratteristiche a mesoscala. Infatti, le caratteristiche sinottiche possono fornire gli ingredienti necessari per l'evento, ma sono altri fattori a scala più fine che determinano l'esatta localizzazione e la persistenza delle precipitazioni intense e dei fenomeni convettivi su determinate regioni (Nuissier et al. (2008a)).

Saranno quindi necessarie simulazioni numeriche condotte con modelli ad alta risoluzione e non idrostatici per studiare e analizzare il comportamento del flusso atmosferico interagente con un rilievo a mesoscala.

2.2 Simulazioni idealizzate: descrizione di vari regimi di flusso su ostacolo

Un notevole contributo nello studio e identificazione del comportamento di un flusso atmosferico che interagisce con un ostacolo orografico è stato fornito dai risultati di simulazioni idealizzate. Si tratta di esperimenti modellistici in condizioni semplificate (ad esempio: geometrie semplici, flussi uniformi, due dimensioni) in modo da avere un buon controllo di pochi parametri chiave. La ricerca di regimi di flusso richiede una trattazione differente a seconda che l'atmosfera sia stabilmente stratificata oppure sia (condizionatamente) instabile, quindi soggetta a sviluppo di convezione.

2.2.1 Flussi neutri o stabilmente stratificati

Dal punto di vista teorico l'interazione tra un flusso stabilmente stratificato, secco, inviscido e non rotante e un rilievo tridimensionale con una geometria particolarmente semplice può essere analizzata linearizzando le equazioni del moto e sviluppando una teoria ondulatoria per descrivere i disturbi al flusso dati dalla presenza del rilievo (*small amplitude mountain waves*). Questo approccio analitico può essere condotto finché l'ampiezza dei disturbi rimane di dimensione abbastanza ridotta da mantenere trascurabili gli effetti non lineari. Normalmente, già con rilievi di altezza dell'ordine di 1 km questo non è più possibile e si ha la comparsa di effetti non lineari come *wave breaking* e *blocking* del flusso (Smith (1979)).

Diversi studi sono stati condotti per indagare questi comportamenti e si è trovato che la comparsa di questi effetti non lineari è determinata dal valore del parametro

$H = h \cdot N/U$, altezza adimensionale del rilievo, dove h è l'altezza del rilievo, U è la velocità tipica del vento incidente e N è la frequenza di Brunt-Väisälä. Se H è $O(1)$ o maggiore allora il problema è non lineare.

In seguito chiameremo il reciproco dell'altezza adimensionale del rilievo, $1/H = U/(N \cdot h)$, semplicemente Fr in quanto esso è una particolare forma, relativa ai flussi atmosferici con ostacoli, del numero di Froude, parametro adimensionale molto usato nella fluidodinamica che indica il rapporto tra le forze inerziali e quelle gravitazionali per un determinato flusso. $U/(N \cdot h)$ infatti può essere visto come il rapporto tra l'energia cinetica del flusso incidente e l'energia potenziale necessaria per superare il rilievo; questo rinforza l'idea che H (o il suo reciproco Fr) possa essere essenziale nella descrizione del comportamento del flusso incidente all'interazione con il rilievo e nella formazione di effetti di blocking (Figura 2.1).

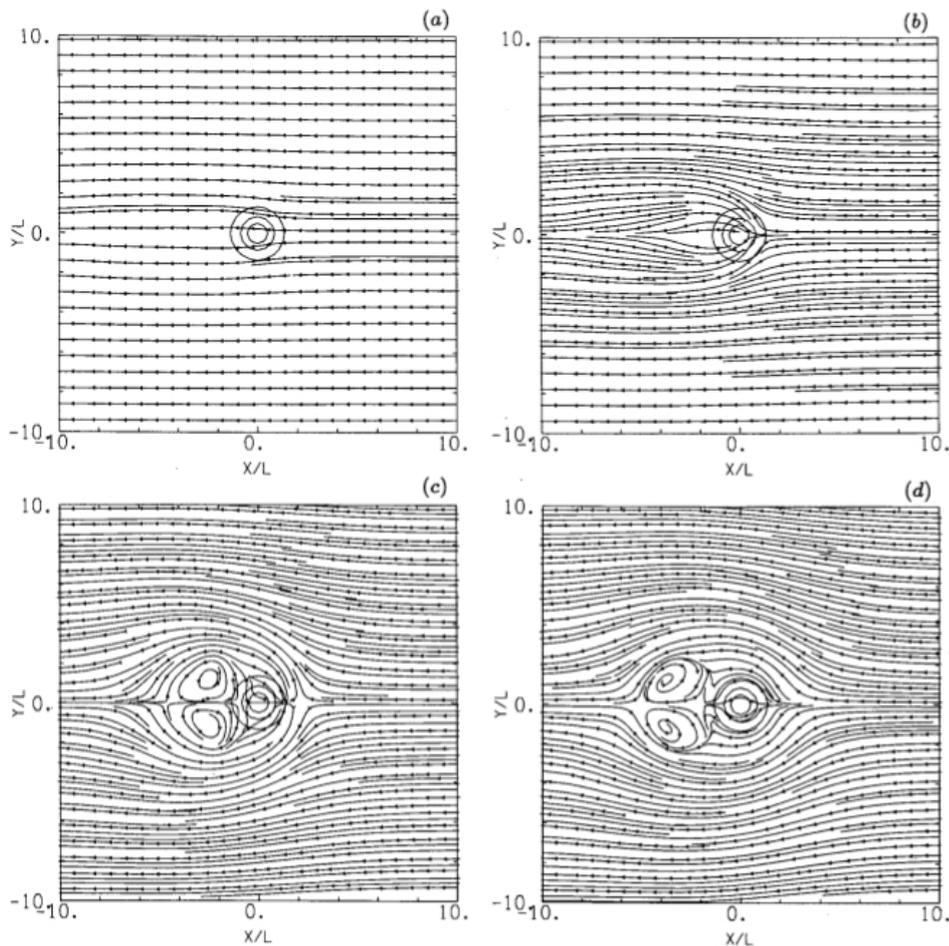


Figura 2.1: linee di flusso stazionario alla superficie inferiore del dominio per $Fr =$ (a) 2.2, (b) 0.66, (c) 0.22, (d) 0.055. I cerchi concentrici al centro del dominio rappresentano le isolinee dell'altezza dell'ostacolo ogni $0.25 h$. Si nota il progressivo amplificarsi dei disturbi al flusso e la comparsa di regioni bloccate al diminuire del numero di Froude. Da Smolarkiewicz and Rotunno (1989)

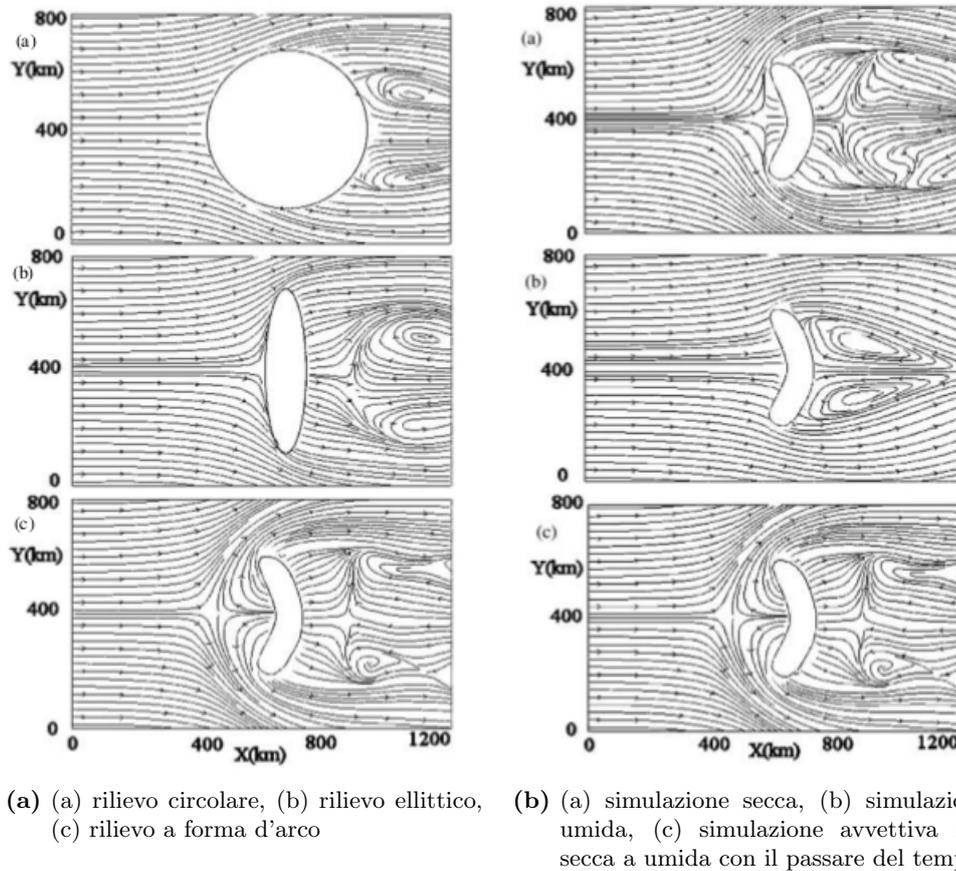


Figura 2.2: linee di flusso superficiali dopo 60 ore di simulazione per diversi casi al variare della forma dell'ostacolo e dell'umidità del flusso. Da Miglietta and Buzzi (2004)

Accanto all'analisi dell'interazione tra flussi secchi e il rilievo, negli ultimi anni ha acquisito importanza sempre maggiore il problema dei flussi umidi (con condensazione) su montagne a mesoscala, specialmente a causa della sua rilevanza rispetto alle precipitazioni orografiche. L'articolo di Miglietta and Buzzi (2004) fornisce una completa panoramica del problema.

Innanzitutto l'introduzione dell'umidità riduce significativamente l'entità delle perturbazioni causate dal rilievo e gli effetti non lineari e quindi, a parità di Fr , sposta il flusso da un regime di tipo *flow around*, con flusso bloccato nei bassi strati e fenomeni di blocking, ad uno di tipo *flow over*, favorendo il sollevamento del flusso sopra l'ostacolo. Questo risultato può essere interpretato come un effetto del calore latente che, se rilasciato durante l'ascesa lungo il rilievo a seguito della condensazione, aiuta il sollevamento oltre l'ostacolo orografico.

Un altro risultato descritto in Miglietta and Buzzi (2004) è la dipendenza del flusso dalla forma dell'ostacolo, con le concavità che aiutano la formazione di blocking e di zone di stagnazione (Figura 2.2a). Inoltre, le simulazioni presenti nell'articolo

indicano che la soluzione conserva una “memoria”. Infatti le soluzioni per flussi in cui l’umidità aumenta durante la simulazione sono diverse, a parità di parametri finali, da quelle per flussi umidi già dalle condizioni iniziali (Figura 2.2b). Questa isteresi indica la possibile importanza di processi non reversibili legati alla condensazione.

E’ evidente quindi che l’introduzione della saturazione nell’interazione tra flusso e orografia porta con sé una certa complessità, con diversi effetti che possono intervenire durante il sollevamento o per processi quali il raffreddamento evaporativo dovuto a precipitazione che cade in uno strato di aria più secca.

Ci sono diversi lavori che prendono in considerazione altri fattori per determinare il loro effetto nell’interazione tra flusso e rilievo; ad esempio in Colle (2004), considerando anche gli effetti della rotazione terrestre, si indaga il ruolo di diversi valori della stabilità, dello shear del vento con la quota (importante per le *mountain gravity waves*), dell’efficienza di precipitazione e dello zero termico.

In Miglietta and Rotunno (2005) e Miglietta and Rotunno (2006) invece si analizzano in particolare i flussi saturi tendenti alla neutralità, cioè con N vicino allo zero. Questa condizione è particolarmente interessante perchè è piuttosto comune in eventi di precipitazione intensa orografica osservati sulle Alpi.

Avendo a che fare con flussi saturi e processi di condensazione, a volte può essere più corretto, considerare, come in questi ultimi lavori, N_w , frequenza di Brunt-Väisälä satura, al posto di N . In sostanza, si valuta la stabilità dell’atmosfera usando adiabatiche sature invece che adiabatiche secche per confrontarle con il lapse rate ambientale. In questo caso il numero di Froude è sostituito da $Fr_w = U/(N_w \cdot h)$, dove N_w deve tener conto del calore latente, maggiore di $Fr = U/(N \cdot h)$ a parità di condizioni atmosferiche.

2.2.2 Flussi condizionatamente instabili

Negli ultimi anni ha avuto un grande impulso lo studio dell’interazione con il rilievo da parte di flussi condizionatamente instabili, anche a seguito degli eventi intensi registrati in cui lo sviluppo di convezione profonda ha giocato un ruolo importante e alla migliorata capacità dei modelli di simulare questo tipo di fenomeni. La precipitazione orografica in un’atmosfera condizionatamente instabile inoltre è un problema piuttosto complicato; infatti, mentre per un’atmosfera stabilmente stratificata il sollevamento orografico è il principale meccanismo di condensazione e precipitazione, nel caso condizionatamente instabile il sollevamento iniziale dell’aria attiva una serie di moti verticali ascendenti e discendenti a scala convettiva che agiscono insieme nel produrre le precipitazioni.

Dal punto di vista delle simulazioni idealizzate, il lavoro di Chu and Lin (2000) dà un apporto fondamentale, definendo dei regimi di appartenenza del flusso al variare di Fr_w . In particolare, in questo articolo si analizza l’interazione di un flusso condizionatamente instabile con un rilievo bidimensionale con semplice forma a campana.

Per bassi valori di Fr_w si ha un *upstream propagating flow regime (I)* in cui le celle convettive, inizialmente generate dal rallentamento (con conseguente convergenza) dovuto all’orografia e dalle gravity waves associate al primo sistema con-

vettivo, vengono poi continuamente rigenerate da una corrente (di densità) di aria fredda più densa (downdraft generato dal raffreddamento evaporativo causato dalle precipitazioni) che si propaga upstream. Il sistema convettivo quindi si sposta dal rilievo verso la pianura, in senso contrario al flusso medio incidente, mentre non si registrano precipitazioni sul versante sottovento.

Per valori moderati di Fr_w invece si ricade nel *quasi-stationary convective system regime (II)*, con il sistema convettivo che rimane praticamente stazionario sul pendio sopravvento o nelle vicinanze della sommità del rilievo. In questo caso si raggiunge un bilancio tra il vento incidente, il forcing orografico e quello dovuto agli outflow e quindi alla corrente di densità.

Per grandi valori di Fr_w , dell'ordine dell'unità, si entra nel *quasi-stationary system and downstream propagating system regime (III)*, con due diversi tipi di sistemi convettivi, uno quasi-stazionario identico a quello descritto nel secondo regime e un altro che invece si propaga lungo il versante sottovento, generato dalla convergenza associata a fenomeni di hydraulic jump che si propagano lungo il pendio.

L'importanza del raffreddamento evaporativo è evidente, visto il ruolo giocato dalle correnti di densità; i suoi effetti vengono verificati anche attraverso esperimenti di sensitivity, togliendo dal modello i processi evaporativi, in assenza dei quali i risultati mostrano la scomparsa di movimento upstream dei sistemi convettivi, con una propagazione sottovento per qualsiasi valore di Fr_w . Possiamo quindi affermare che, una volta che il meccanismo di outflow è ben sviluppato, la corrente di densità che si propaga upstream è il principale meccanismo di attivazione (triggering) delle celle convettive.

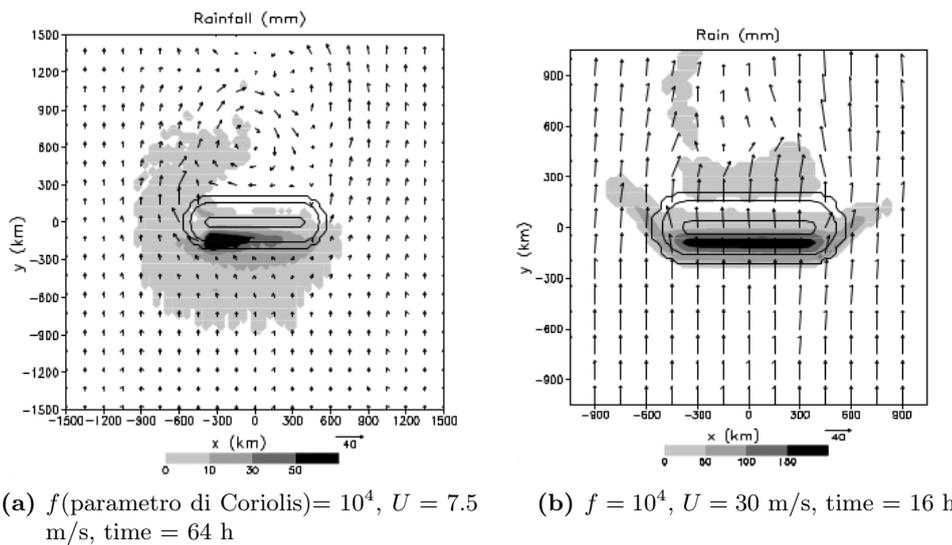


Figura 2.3: accumulo di precipitazione in mm e vettori velocità orizzontale del vento (m/s). Si nota l'effetto dovuto alla diversa velocità del flusso incidente. Da Chen and Lin (2005a)

Successivamente, in Chen and Lin (2005a), le simulazioni vengono condotte in geometria tridimensionale, con il rilievo perpendicolare alla direzione iniziale del flus-

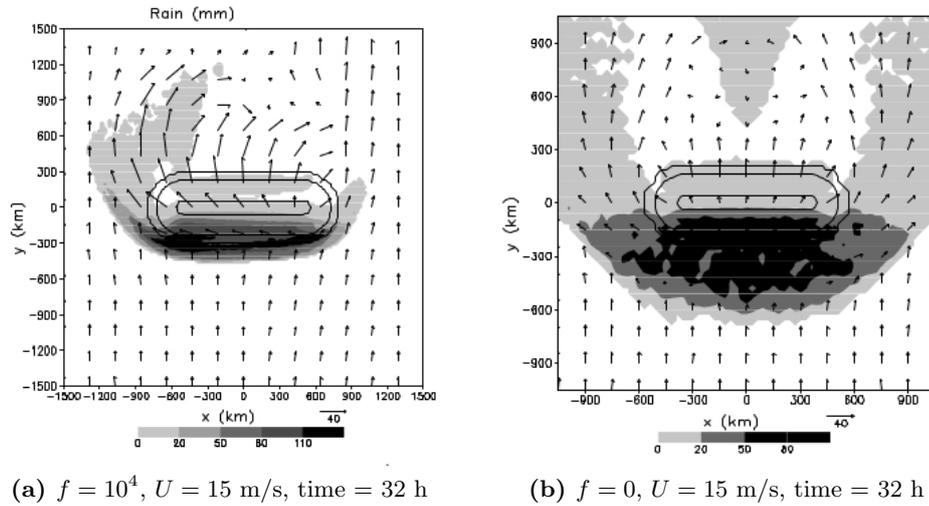


Figura 2.4: accumulo di precipitazione in mm e vettori velocità orizzontale del vento (m/s). Si nota l'impatto della rotazione terrestre. Da Chen and Lin (2005a)

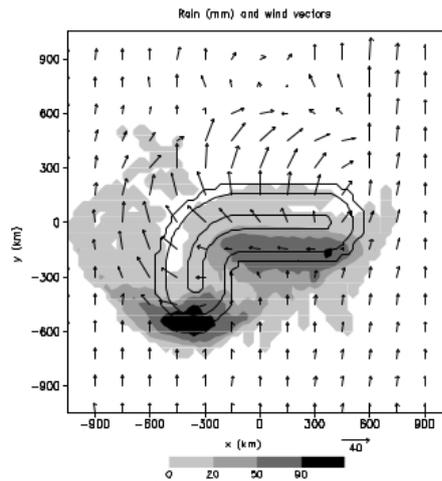


Figura 2.5: accumulo di precipitazione in mm e vettori velocità orizzontale del vento (m/s) per una montagna di forma arcuata. Da Chen and Lin (2005a)

so e l'inserimento della rotazione terrestre, quindi considerando la forza di Coriolis. In questo caso si ritrovano ancora i tre regimi descritti precedentemente ma con alcune differenze. Infatti nel regime I, accanto al sistema che si propaga upstream ce n'è un altro quasi stazionario sul pendio sopravvento; nel regime III invece del sistema convettivo che si propaga downstream se ne forma uno quasi stazionario, sempre sul pendio sottovento. Ancora nel regime III, i quantitativi di pioggia sono molto elevati a causa del forte sollevamento orografico. Una differenza generale rispetto alla simulazione bidimensionale è che i picchi di precipitazione sulla sommità del rilievo vengono spostati sul pendio upstream, in maggiore accordo con le

osservazioni. La caratteristica fondamentale della transizione da flow around a flow over con l'aumento della velocità del vento incidente U (e quindi di Fr_w) è molto evidente anche in questo caso (Figura 2.3).

La differenza più sostanziale però è dovuta all'introduzione della rotazione, con il flusso incidente da S che viene deflesso producendo un vento di barriera da E-SE e la transizione da una condizione di flow around sulla parte orientale del pendio ad una di flow over per la parte occidentale. Questa condizione produce moti verticali più intensi, e di conseguenza precipitazioni più abbondanti, sul fianco sud-occidentale del rilievo. La simmetria Ovest-Est nell'interazione del flusso con il rilievo invece ritorna eliminando la forza di Coriolis (Figura 2.4).

In questo lavoro è stato investigato anche l'effetto della particolare geometria alpina, aggiungendo un lato diretto verso S sul fianco occidentale del rilievo principale, diretto in senso Est-Ovest, e trovando uno spostamento importante, e dipendente da Fr_w , dei massimi di precipitazione (Figura 2.5).

Da ultimo, si è cominciato ad intuire che il solo Fr_w potesse non essere sufficiente a spiegare la transizione da un regime all'altro vedendo che l'aumento di CAPE¹ genera soluzioni che ricadono verso regimi inferiori, e viceversa. Quindi, in presenza di flussi condizionatamente instabili, anche altri parametri, relativi alla convezione, vanno presi in considerazione.

Nell'articolo seguente, Chen and Lin (2005b) approfondiscono ancora maggiormente questi aspetti, ritornando ad un setup bidimensionale ma con una risoluzione maggiore rispetto a Chu and Lin (2000) (il passo di griglia longitudinale scende da 2.5 km a 1 km, per poter descrivere i moti convettivi).

In questo caso si trovano quattro regimi. Regime I): flusso con un sistema convettivo che si propaga upstream ed un sistema convettivo transiente presente all'inizio sul rilievo; regime II): flusso con un sistema convettivo orografico stazionario sul rilievo, sopravvento o sottovento; regime III): flusso con un sistema orografico stazionario convettivo o convettivo-stratiforme sul rilievo e un sistema convettivo che si propaga downstream; regime IV): flusso con un sistema orografico stratiforme sulla montagna e la possibilità di un sistema convettivo o stratiforme che si propaga downstream (Figura 2.6).

Se i primi 3 regimi sono analoghi, con solo alcune differenze, a quelli già descritti a partire da Chu and Lin (2000), il quarto regime è nuovo e non ancora discusso. La presenza di nubi stratiformi in quest'ultimo regime può essere spiegata confrontando il tempo di avvezione con il tempo di crescita della nube; infatti, nei casi con vento intenso, e quindi valori alti di Fr_w , il sistema legato alle precipitazioni viene portato

¹Convective Available Potential Energy (in J/kg), è l'energia potenziale per unità di massa disponibile per la convezione per una data particella d'aria:

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} (F/\rho'), dz$$

dove F è la forza di galleggiamento per unità di volume diretta verso l'alto, che agisce sulla particella che sale di quota adiabaticamente, data dalla differenza di temperatura tra la particella e l'ambiente circostante. ρ' è la densità della particella, LFC è il livello di convezione libera, cioè la quota a partire dalla quale la particella ascendente è più calda e quindi più leggera rispetto all'ambiente, e EL è il livello di equilibrio, al di sopra del quale la particella ascendente cessa di essere più calda dell'ambiente Wallace-Hobbs (2006).

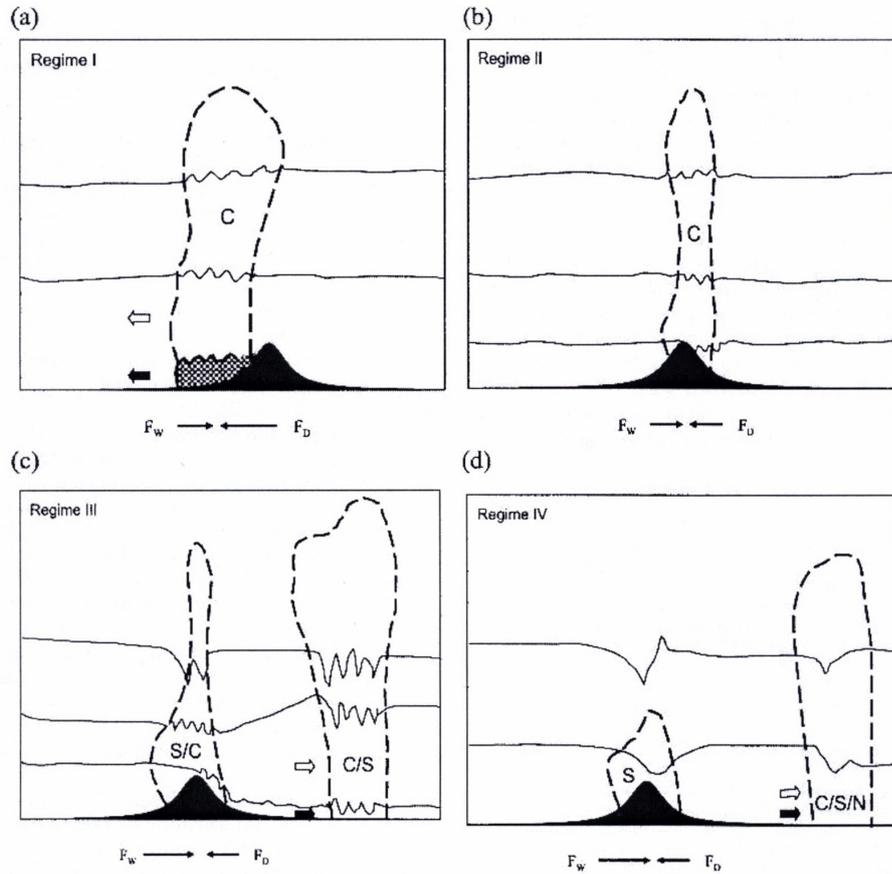


Figura 2.6: rappresentazione grafica dei 4 regimi di interazione del flusso con il rilievo.
Da Chen and Lin (2005b)

velocemente downstream e non c'è il tempo necessario allo sviluppo di convezione profonda lungo il pendio. Il rapporto tra tempo di avvezione e di crescita diventa quindi un altro importante parametro da prendere in considerazione nell'analisi dei regimi di flusso.

Inoltre, viene segnalata la diversa sensibilità dell'accumulo di precipitazioni alla variazione di Fr_w a seconda del valore di CAPE. Infatti, con una CAPE elevata è sufficiente un forcing orografico molto leggero per innescare un sistema convettivo sul pendio, al raggiungimento del livello di convezione libera (LFC). Viceversa, se il potenziale convettivo è molto basso l'accumulo di precipitazione sarà più sensibile all'intensità del vento incidente.

Bisogna segnalare che in questi ultimi due articoli è stata usata la frequenza di Brunt-Väisälä umida ma non satura (chiamandola comunque N_w), data da $N^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$ dove θ_v è la temperatura potenziale virtuale. Con questa scelta, corretta se si valuta la frequenza di Brunt-Väisälä solo nei bassi strati dove la condensazione non ha ancora luogo, i valori di N_w ritornano molto simili a quelli di N .

La necessità di considerare altri parametri oltre a Fr_w viene affrontata in ma-

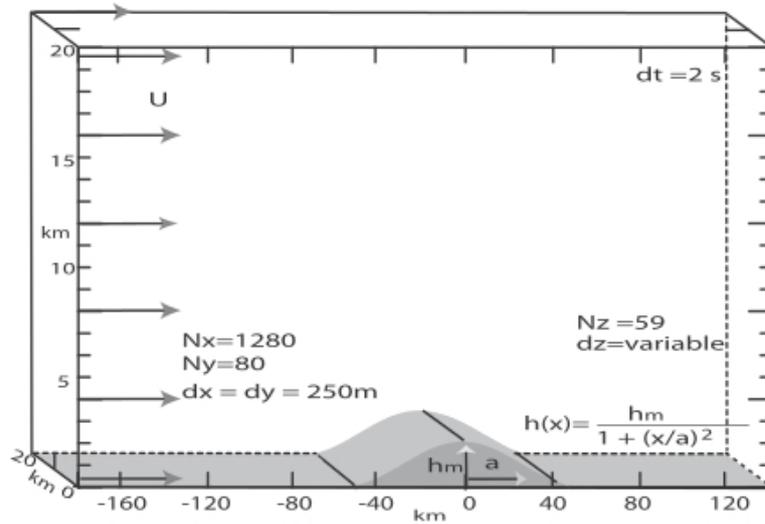


Figura 2.7: setup numerico delle simulazioni in Miglietta and Rotunno (2009)

niera sistematica negli articoli di Miglietta e Rotunno. Nel primo di questi lavori (Miglietta and Rotunno (2009)), si riportano i risultati di simulazioni tridimensionali ad altissima risoluzione (metodi LES per la turbolenza, passo di griglia 250 m) dell'interazione di un flusso condizionatamente instabile con un rilievo semplice a forma di campana perpendicolare al flusso incidente. L'analisi poi viene effettuata sulle quantità mediate lungo la direzione perpendicolare al flusso (Figura 2.7).

Il primo risultato importante enunciato nell'articolo è l'impossibilità di usare il numero di Froude come parametro discriminante per determinare l'appartenenza ai diversi regimi. Infatti simulazioni effettuate con U e h diverse, ma rapporto $U/(N \cdot h)$ costante, mostrano talvolta comportamenti associabili a regimi completamente differenti e questo accade per diversi set di valori di Fr . I parametri adimensionali che regolano il comportamento del flusso vanno allora cercati combinando altre grandezze; nelle prossime righe riassumiamo i risultati ottenuti.

In Miglietta and Rotunno (2009) si mostra come la risposta del sistema alle diverse velocità del vento U è caratterizzata da tre diversi tipi di soluzione (Figura 2.8). Per piccoli valori di U (2.5 m/s) le celle convettive iniziali hanno abbastanza tempo per produrre uno strato freddo attraverso l'evaporazione delle precipitazioni; viene quindi generata una corrente di densità che si propaga downstream e produce nuove celle via via sempre più lontane dalla cima del rilievo, sul versante sopravvento. Per grandi valori di U (20 m/s) invece le particelle del flusso non hanno abbastanza tempo per raffreddarsi prima di raggiungere la sommità del rilievo e scendere sul versante sottovento; la corrente di densità quindi non può formarsi e si osservano precipitazioni convettive quasi stazionarie sul pendio sopravvento. Per velocità intermedie del vento si forma un secondo gruppo di celle convettive dato dalla convergenza tra la corrente di densità ed il flusso sottovento; la pioggia evapora nell'aria discendente e produce questo strato freddo (che chiameremo anche "cold pool" nel seguito) che resta più o meno stazionario a seconda del bilancio con i venti

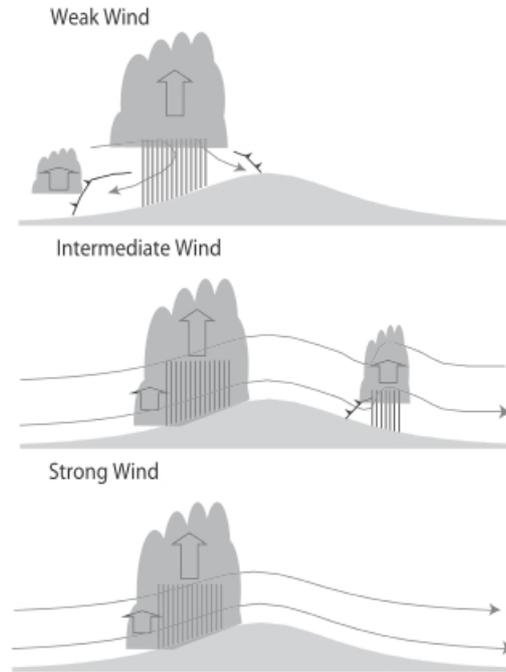


Figura 2.8: rappresentazione grafica del comportamento del flusso al variare della velocità del vento. Da Miglietta and Rotunno (2009)

in arrivo dal rilievo.

Anche l'effetto della forma e dell'altezza della topografia sulla soluzione è stato sistematicamente esplorato.

Per valori di $h_m \ll \text{LFC}$ (h_m indica l'altezza del rilievo) il sollevamento orografico non è sufficiente per attivare celle convettive in quanto non si raggiunge il livello di convezione libera; con $h_m > \text{LFC}$ invece, in assenza di cold pool, la soluzione mostra una spiccata sensibilità per l'estensione longitudinale del rilievo (indicata con a). Infatti, nel caso di un rilievo sottile il LFC viene raggiunto sul versante sopravvento a una minor distanza dalla sommità che per un rilievo esteso e quindi le precipitazioni si spostano downstream rispetto a quanto avverrebbe con un rilievo con a maggiore (Figura 2.9a).

Analogamente, per un rilievo più alto il LFC viene raggiunto più lontano dalla cima, sul versante sopravvento, e quindi le precipitazioni avvengono in una posizione maggiormente upstream rispetto a quanto accadrebbe con un rilievo meno elevato ((Figura 2.9b)).

A seguito di questa dettagliata analisi, il rapporto tra il tempo-scala di avvezione ($\tau_a = a/U$) e quello di convezione ($\tau_c = h_t/(CAPE)^{1/2}$), con h_t altezza della troposfera) e il parametro di trigger h_m/LFC emergono come parametri chiave nel determinare il comportamento del flusso instabile che interagisce con l'orografia. Infine, le soluzioni mostrano una sensibilità significativa anche alla pendenza (h_m/a , parametro di forcing orografico): ad un maggiore sollevamento orografico è associata una tendenza più netta delle celle ad allinearsi lungo il rilievo e quindi valori di

L'ultimo contributo a questa tematica è stato presentato recentemente all'ICAM (International Conference of Alpine Meteorology) 2013 (Miglietta and Rotunno (2013)) e riguarda il ruolo della differenza di intensità del vento con la quota (shear longitudinale). Infatti le simulazioni presentate fino ad ora nei vari articoli erano state tutte condotte considerando un profilo di vento uniforme con la quota, condizione idealizzata che può essere lontana da ciò che accade negli eventi reali. L'importanza della variazione dell'intensità del vento con la quota, per definire condizioni più realistiche, è stata mostrata in un ulteriore lavoro in cui si cerca di applicare l'analisi parametrica sviluppata su simulazioni di casi reali (Miglietta and Rotunno (2012)): un profilo di vento con intensità decrescente con la quota conferisce maggiore stazionarietà alle precipitazioni, accrescendo gli accumuli sul lato sopravvento.

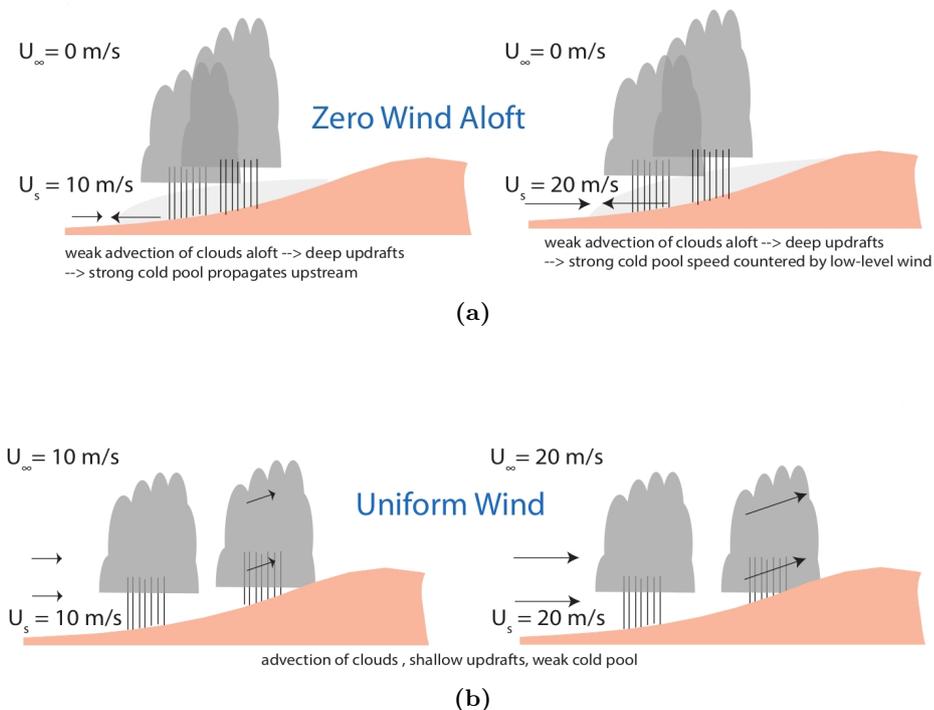


Figura 2.11: rappresentazione grafica del comportamento del flusso al variare del profilo di vento con la quota. Da Miglietta and Rotunno (2013)

L'analisi sistematica degli effetti dello shear svolta in Miglietta and Rotunno (2013) porta a diversi risultati interessanti. Innanzitutto, nel caso con intensità del vento decrescente con la quota (Figura 2.11a), la mancanza di advezione alle alte quote consente un maggior sviluppo dei moti ascendenti e dello strato freddo associato al raffreddamento evaporativo; il bilancio tra il moto della corrente di densità e il flusso incidente determina la stazionarietà del sistema convettivo e quindi l'accumulo di precipitazione, comunque maggiore che nel caso di profilo uniforme, in cui il sistema si sposta gradualmente nella direzione del flusso incidente (Figura 2.11b).

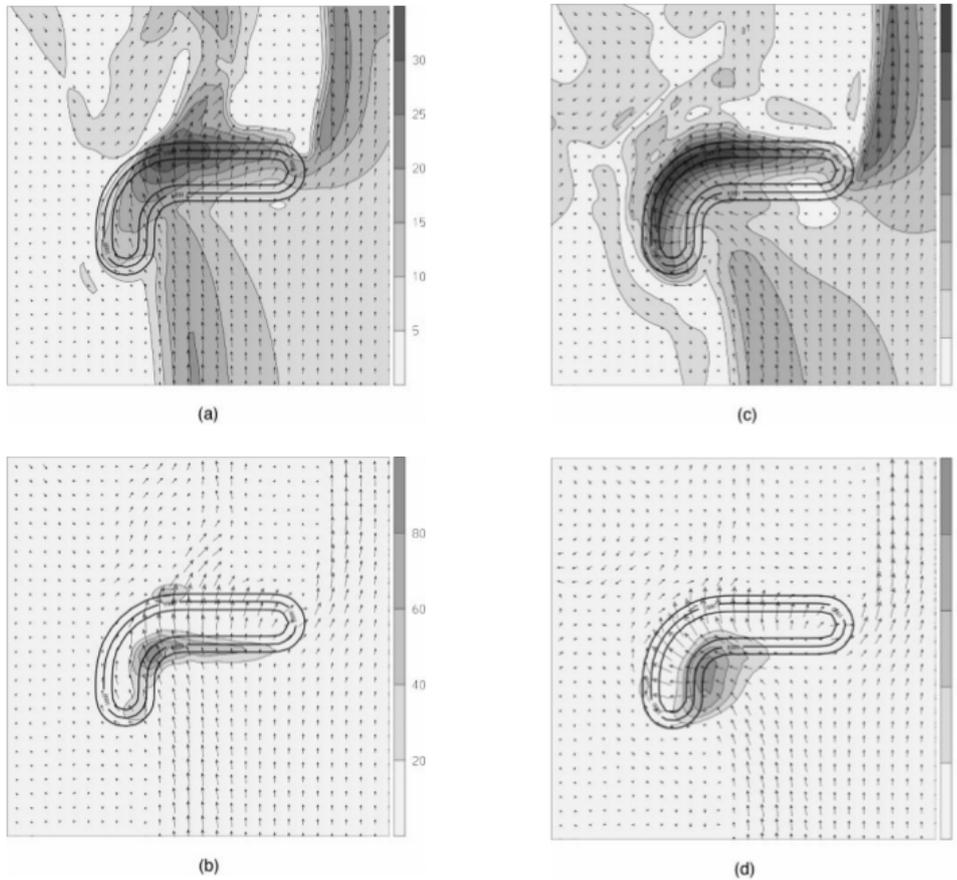
2.3 Simulazioni di casi reali: flussi sulle Alpi e sul Mediterraneo

Passiamo ora alla descrizione delle analisi effettuate simulando eventi realmente avvenuti in cui intensi flussi umidi provenienti dal Mediterraneo hanno prodotto intense precipitazioni sulle Alpi o su altre catene montuose prossime alla costa. In questi lavori l'orografia introdotta nel modello riproduce in maniera più o meno fedele le catene montuose interessate dall'episodio considerato e il flusso incidente spesso è costruito a partire da profili rilevati da stazioni upstream al rilievo o comunque presenta caratteristiche compatibili con essi. Quindi, per quanto si stiano considerando eventi osservati, si mantiene talvolta una parziale rappresentazione idealizzata della geometria del problema per semplificarne l'approccio. La prima parte di questi articoli normalmente è finalizzata alla ricerca e all'identificazione di segnali a grande scala precursori dell'evento e delle caratteristiche meteorologiche tipiche, sia a scala sinottica che a mesoscala; a questa caratterizzazione segue poi un'analisi prettamente dinamica, in cui si cerca di ricollegarsi ai parametri elaborati nei lavori teorici e nelle simulazioni idealizzate.



Figura 2.12: rappresentazione grafica dell'interazione tipica delle Alpi con i flussi incidenti da S. Gli effetti, che verranno approfonditi nel corso della sezione, riguardano il differente comportamento del flusso a seconda della sua stabilità e la concentrazione delle correnti data dalla concavità della barriera alpina. Da Rotunno and Houze (2007)

La ricerca in questo campo è molto attiva e ha ricevuto diversi contributi negli ultimi anni anche grazie alla campagna di misure del progetto MAP - Mesoscale Alpine Programme (Bougeault et al. (2001)), che ha avuto luogo nell'autunno dell'1999 ed è stata dedicata ai processi a scala meso- α e meso- β , allo scopo di caratterizzare le precipitazioni orografiche, soprattutto sul versante Sud della catena alpina (Figura 2.12). Descriveremo le analisi legate a questo progetto prendendo spunto dalla review di Rotunno and Houze (2007). Il fenomeno delle precipitazioni orografiche può essere visto come formato da 3 componenti: (1) l'arrivo di flussi umidi a larga scala verso il rilievo; (2) il sollevamento del flusso a larga scala indotto da fattori a mesoscala; (3) la conversione in particelle precipitabili del vapore condensato. In questo lavoro di tesi ci occupiamo principalmente del secondo ambito, analizzando brevemente anche la configurazione a scala sinottica e tralasciando gli argomenti relativi alla microfisica.



(a) Simulazione di flusso umido e condizionatamente instabile

(b) Simulazione di flusso umido e stabile

Figura 2.13: venti a 30 m (sopra) e precipitazioni accumulate in 24 ore in mm (sotto).
Da Schneidereit and Schar (2000)

2.3.1 Eventi alluvionali sulle Alpi antecedenti al progetto MAP

E' importante notare che, ancora prima del MAP stesso, l'interesse per le precipitazioni orografiche intense era già vivo. Anzi, è stato probabilmente il disastroso evento alluvionale del 1994 in Piemonte ad attirare l'attenzione dei ricercatori su queste tematiche, fornendo lo stimolo che ha portato alla notevole campagna di misure MAP del 1999.

L'articolo di Schneidereit and Schar (2000) si colloca a metà strada tra le simulazioni idealizzate e quelle riguardanti eventi reali. Infatti, in questo lavoro si costruisce un flusso incidente bilanciato e non uniforme (tramite tecniche di inversione con PV quasi geostrofica) a partire da quello relativo all'evento del Novembre 1994, l'orografia è idealizzata (rilievo a barriera rettilinea Est-Ovest con l'aggiunta di un lato verso S sul vertice occidentale della barriera, in analogia alla forma delle Alpi) e il profilo termodinamico viene variato in modo da indagare l'interazione

tra flusso e rilievo in condizioni secche (cioè senza condensazione), umide e instabili oppure umide e stabili.

Il risultato principale delle simulazioni senza condensazione è la forte asimmetria dell'interazione del flusso incidente da S con il rilievo, causata principalmente dalla forza di Coriolis, per cui l'aria che incide lungo la parte orientale della barriera viene deflessa verso Ovest prima di superare l'ostacolo.

Negli esperimenti con saturazione e flusso condizionatamente instabile le particelle superano il rilievo senza subire deviazioni importanti. Nel luogo in cui il low-level jet raggiunge il rilievo si osserva convezione intensa e l'andamento dei massimi di precipitazione è simile a quello osservato nei casi di precipitazione intensa sulle Alpi (Figura 2.13a).

Se invece il flusso umido è stabile, la risposta ritorna più simile a quella delle simulazioni secche, ma il calore latente aiuta l'ascesa del flusso oltre le Alpi, riducendo le deviazioni. In questo caso le precipitazioni sono di natura stratiforme e gli accumuli massimi raggiungono solo la metà dei valori del caso convettivo (Figura 2.13b).

In generale si ha una sostanziale evidenza che il low-level jet (su cui si conducono esperimenti di sensitivity variandone la posizione) non porta soltanto il vapore necessario al flusso per superare il rilievo ma amplifica l'asimmetria indotta dalla forza di Coriolis rinforzando i moti verticali nella porzione occidentale del rilievo in cui, anche grazie alla forma della catena alpina, le precipitazioni sono particolarmente concentrate. I risultati ottenuti quindi sono in accordo con quanto descritto negli studi teorici idealizzati.

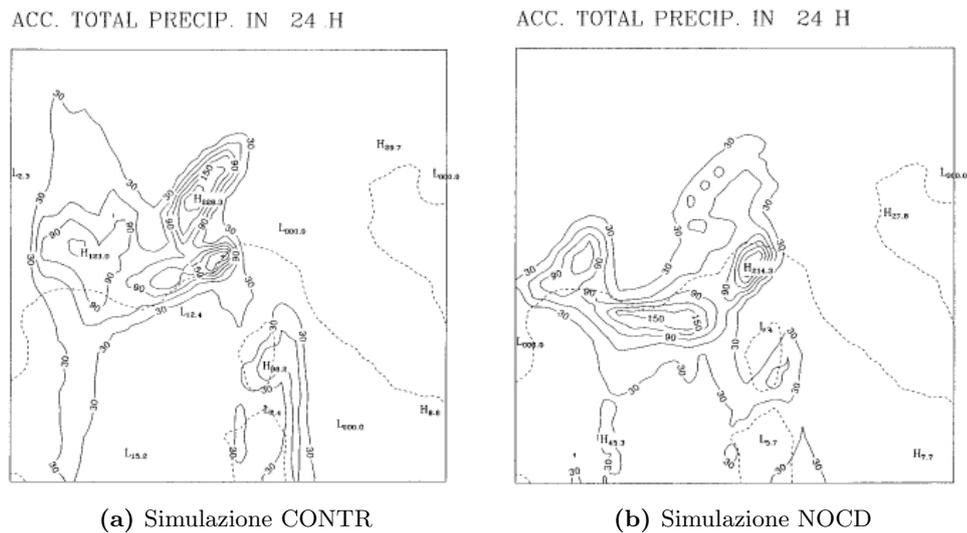


Figura 2.14: precipitazioni accumulate (mm) in 24 ore il 5 Novembre 1994 secondo le varie simulazioni. Da Buzzi et al. (2000)

In (Buzzi et al. (2000)), un articolo riguardante la simulazione dell'evento del Novembre 1994, invece si nota che l'orografia, questa volta non idealizzata, gioca un ruolo cruciale anche a scala sinottica, modificando il campo di pressione e ostaco-

lando il movimento del fronte, in modo da concentrare e prolungare le precipitazioni sul versante meridionale delle Alpi. Vengono effettuate diverse simulazioni numeriche con un modello numerico meteorologico idrostatico a risoluzione intermedia (Bolam, vedi Sezione 3.2); una detta “di controllo” (CONTR) per la quale si verifica la concordanza con i dati e poi diverse altre usate come esperimenti per valutare l’importanza di diversi fattori. Per esempio, nella simulazione NOCD vengono rimossi gli effetti della condensazione: il risultato è una maggior difficoltà del flusso ad oltrepassare il rilievo alpino, dovuta alla mancanza del calore latente, e quindi uno spostamento upstream delle precipitazioni (Figura 2.14). Questo risultato conferma il ruolo del calore latente di condensazione nel diminuire la stabilità effettiva del flusso e favorire un regime di flow over. Inoltre la simulazione NOORO, in cui l’orografia alpina è notevolmente ridotta, mostra un accumulo di precipitazione piuttosto esiguo, evidenziando quindi l’importanza critica del sollevamento orografico per produrre precipitazioni intense sulle Alpi (il sollevamento a scala sinottica non è un meccanismo sufficiente).

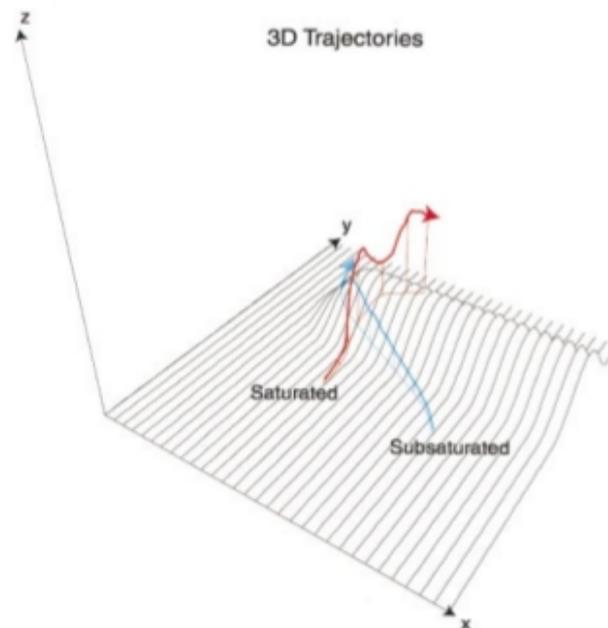


Figura 2.15: traiettorie nel caso di Alpi idealizzate con un rilievo rettilineo in direzione Est-Ovest. L’immagine è realizzata dopo 12 ore di simulazione; il dominio visualizzato ha un’area di 600 km x 600 km e la scala verticale è moltiplicata per quattro. Si nota il flusso saturo che scorre sopra all’aria non satura deflessa dalla barriera. Da Rotunno and Ferretti (2001)

In Rotunno and Ferretti (2001) ulteriori simulazioni dell’evento alluvionale del 1994, effettuate utilizzando un’orografia semplificata, evidenziano altri aspetti interessanti. Infatti vengono descritti due diversi regimi di precipitazioni orografiche presentatisi durante l’evento. Nel primo regime si ha un semplice sollevamento orografico in condizioni di stabilità vicina alla neutralità e alla saturazione; il massimo

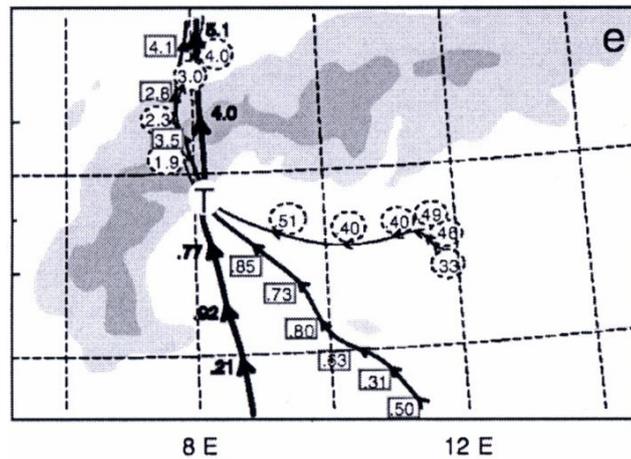
di precipitazioni è direttamente legato alle velocità verticali più alte, a loro volta strettamente associate all'intensità del flusso incidente e alla pendenza del rilievo. Nel secondo regime invece si ha un'interazione orografica più complessa che genera un pattern di convergenza responsabile di velocità verticali molto alte non correlate solo con la pendenza del rilievo. In particolare, si nota che il flusso moderato da S incidente sulle Alpi Occidentali riesce a superare l'alta barriera montuosa e produrre pioggia sul Piemonte mentre l'aria non satura che si trova al confine orientale del flusso saturo incidente viene bloccata dalle Alpi e scorre verso Ovest sulla Pianura Padana producendo convergenza tra i due flussi nell'area piemontese (Figura 2.15).

Anche questo risultato può essere ricondotto agli effetti del calore latente di condensazione, in grado di ridurre la stabilità effettiva del flusso, ed è stato raggiunto effettuando diversi tipi di simulazioni, con Alpi reali o idealizzate e diverse distribuzioni dell'umidità relativa nelle condizioni iniziali del flusso. Naturalmente, trattandosi della descrizione di un evento realmente avvenuto, e avendo quindi a disposizione delle osservazioni, prima di effettuare analisi con un setup idealizzato si è verificata la realistica a livello di precipitazioni con la simulazione di controllo effettuata con l'orografia reale.

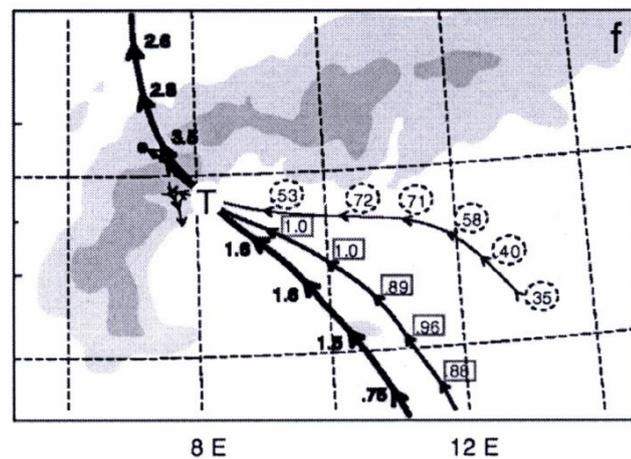
2.3.2 Eventi alluvionali sulle Alpi: progressi portati dal progetto MAP

Diversi studi sviluppati a seguito della campagna di misure del progetto MAP hanno riguardato l'analisi e il confronto di due eventi molto significativi: l'evento denominato IOP 2b (IOP = Intensive Observing Period), caratterizzato da flusso leggermente instabile e da precipitazioni molto abbondanti sui rilievi (tipico caso di precipitazione orografica intensa), e il caso IOP 8, non convettivo e con precipitazioni stratiformi e prolungate in pianura, ma non particolarmente intense sui rilievi. In entrambi gli eventi, come descritto in Medina and Houze (2003) e Rotunno and Ferretti (2003), la configurazione a scala sinottica si presentava molto simile, con l'arrivo da Ovest di una saccatura allungata lungo i meridiani; la presenza di aria più stabile nei bassi strati in Valpadana durante la IOP 8 però ha portato a distribuzioni degli accumuli di pioggia completamente diverse tra i due eventi nella LMTA (Lago Maggiore Target Area, l'area oggetto delle analisi più approfondite durante il progetto MAP) Rotunno and Houze (2007).

Infatti nell'IOP 2b, in analogia all'evento del 1994 in Piemonte, l'aria nei bassi strati proveniente da Est, e che penetra dall'Adriatico in Pianura Padana deviata dalle Alpi, è più stabile del flusso incidente in arrivo dal Mar Ligure, ma comunque in grado di scavalcare la barriera alpina. I due flussi si sovrappongono così nel sollevamento sopra alle Alpi Occidentali, favorendo intense precipitazioni, in un regime di flow over. Nell'IOP 8, invece, l'aria fredda già presente nei bassi strati in Pianura Padana è così stabile che impedisce al flusso deflesso verso Ovest di salire oltre le Alpi costringendolo invece a proseguire in Valpadana fino ad uscirne verso S, nel punto più basso della topografia, tra le Alpi Marittime e gli Appennini. Non si ha quindi un sollevamento a grande scala sulle Alpi.



(a) Traiettorie delle particelle che si trovano nel punto T alle 12 UTC del 20 Settembre 1999 (IOP 2b), è evidente il flow over



(b) Traiettorie delle particelle che si trovano nel punto T alle 12 UTC del 21 Ottobre 1999 (IOP 8), si nota il flusso proveniente da Est che viene bloccato

Figura 2.16: traiettorie delle particelle che attraversano il punto T alla quote di 1.5 km (linee sottili), 2.25 km (linee medie), 3 km (linee spesse). I valori numerici indicano le quote in km delle particelle nelle varie posizioni. Da Rotunno and Ferretti (2003)

Sempre in Rotunno and Ferretti (2003), vengono mostrate le traiettorie delle masse d'aria che passano, alle quote di 1.5 km, 2.25 km e 3 km, per il luogo in cui si hanno i maggiori accumuli e le precipitazioni più intense. Nell'IOP 2b tutte le particelle salgono almeno fino a 4 km di quota e oltrepassano le Alpi; nell'IOP 8 invece solo la particella superiore riesce a scavalcare le Alpi mentre le altre due entrano in zone di stagnazione o riscendono in Pianura Padana (Figura 2.16).

La differenza nella stabilità tra i due casi porta anche a diversi valori di Fr ,

molto più alti nell'IOP 2b; il comportamento osservato quindi è in accordo con la teoria, che prevede il passaggio da flow around a flow over al crescere del numero di Froude.

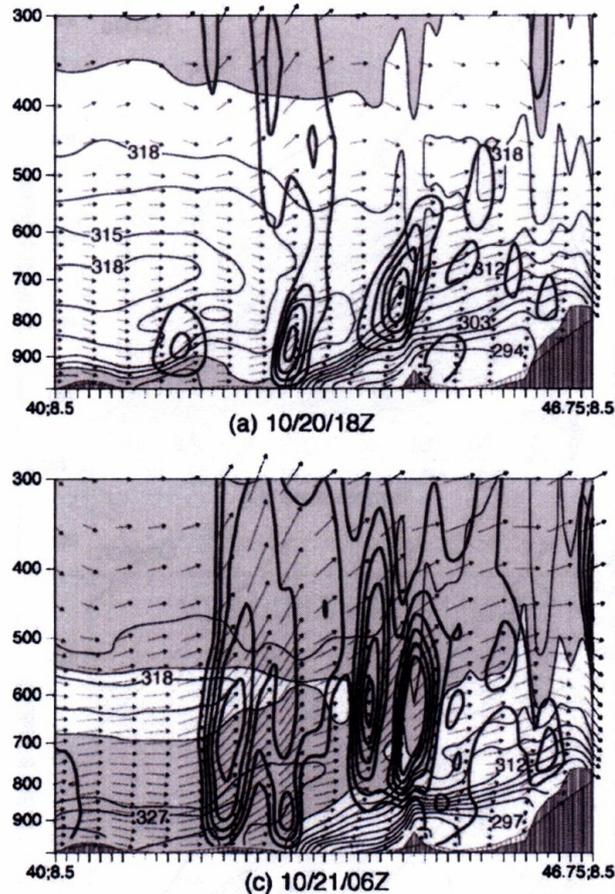


Figura 2.17: sezione verticale in direzione N-S attraverso Alpi, Appennini e Mar Ligure di θ_e (contorni fini, in grigio i valori > 321 K), vettori del vento (freccette) e velocità verticale (contorni spessi) simulati a diversi orari durante l'evento IOP 8. Si nota lo sviluppo di celle convettive a causa del sollevamento sulla cold pool che agisce come "rilievo efficace". Da Lin et al. (2005)

In Lin et al. (2005), articolo interamente dedicato alla simulazione e all'analisi dell'IOP 8, si trovano altri importanti risultati riguardanti il ruolo dello strato freddo presente in Pianura Padana durante questo evento, il quale agisce come un "rilievo efficace" esteso lungo tutta la Valpadana. Di conseguenza il flusso incidente da Sud viene sollevato sopra l'aria stabile e poi rimane in quota sorvolando la Pianura Padana e salendo solo leggermente sopra la catena alpina (quindi senza ridiscendere di quota a Nord degli Appennini e poi risalire bruscamente per superare le Alpi). Le velocità verticali raggiungono valori importanti solo durante il primo sollevamento sul Mar Ligure dove, raggiungendo il LFC, causano l'attivazione della convezione (Figura 2.17).

Lo strato freddo stabile sulla Pianura Padana che si propaga anche sul Mar Ligure quindi è identificato come il trigger della convezione, che avviene sul Golfo di Genova a causa della convergenza con il flusso incidente. Inoltre si nota che questo strato freddo preesistente in Pianura Padana non viene particolarmente modificato dalla convezione, a differenza di quanto succede nelle simulazioni idealizzate di Chu and Lin (2000), mostrate nella sezione precedente, in cui la convezione e lo strato freddo si rinforzano vicendevolmente nella propagazione del sistema convettivo.

Le cause di una così duratura presenza della cold pool, per tutta la durata dell'IOP 8, non sono chiarissime; probabilmente il raffreddamento radiativo e quello evaporativo hanno giocato un ruolo, così come gli Appennini; tramite esperimenti di sensitivity con simulazioni in cui viene rimossa l'orografia appenninica, Lin et al. (2005) mostrano che anche la particolare geometria delle catene montuose che circondano la Valpadana è importante per la persistenza dello strato stabile al suolo.

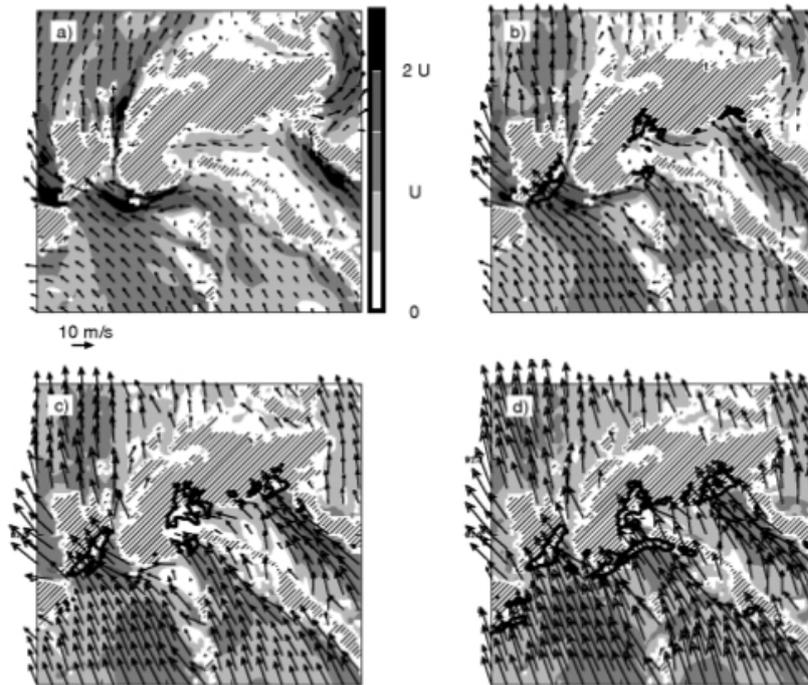


Figura 2.18: vettori del vento a 500 m di quota durante la fase stazionaria della simulazione. In scala di grigio è rappresentata l'intensità del vento alla stessa quota normalizzata rispetto al valore di U . Le isolinee spesse racchiudono le regioni in cui il rain rate della fase stazionaria, basato sulle precipitazioni accumulate in 3 ore, supera i 100 mm su 24 ore. I pannelli si riferiscono ai casi con flusso base U : (a) 5 m/s, (b) 10 m/s, (c) 15 m/s, (d) 20 m/s. Il modello usato ha una risoluzione orizzontale di 10 km. Da Stein (2004)

Stein (2004) usa un radiosondaggio rilevato alla stazione di Cagliari durante l'IOP 2b che ritiene rappresentativo del flusso incidente sulle Alpi, e lo utilizza per generare una condizione iniziale di correnti meridionali uniformi con la quota. Lo

scopo dell'articolo infatti è documentare i diversi regimi di interazione tra flusso e orografia alpina a partire da un profilo condizionatamente instabile utilizzando un set up (profili, orografia) rappresentativo della realtà.

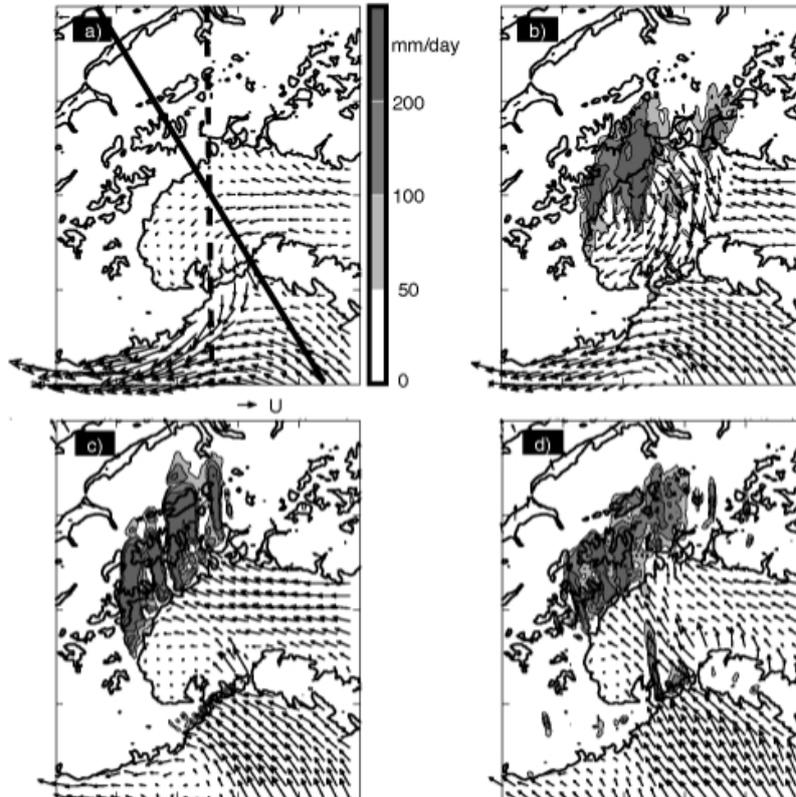


Figura 2.19: vettori del vento a 500 m di quota normalizzati rispetto al valore di U durante la fase stazionaria della simulazione. In scala di grigio è rappresentato il rain rate della fase stazionaria, basato sulle precipitazioni accumulate in 3 ore. Le linee spesse rappresentano le quote di 500 m e 2500 m dell'orografia. I pannelli si riferiscono ai casi con flusso base U : (a) 5 m/s, (b) 10 m/s, (c) 15 m/s, (d) 20 m/s. Il modello usato ha una risoluzione orizzontale di 2.5 km. Da Stein (2004)

I risultati di quest'analisi mostrano un certo accordo con quelli teorici di Chu and Lin (2000). Infatti con flusso incidente debole o moderato si ha un comportamento simile al regime I, con lo sviluppo di uno strato freddo in pianura (soprattutto nel caso con vento base a 10 m/s), precipitazioni leggermente upstream rispetto ai rilievi e flusso bloccato. All'aumentare della velocità del vento invece si passa ad un comportamento vicino al regime II, con precipitazioni intense e stazionarie sui rilievi e correnti meridionali che oltrepassano le Alpi senza grosse deviazioni (Figure 2.18 e 2.19).

La cold pool si genera, con vento debole-moderato, a causa del raffreddamento evaporativo legato alla convezione iniziale sui rilievi ed è proprio la convergenza tra

questa corrente di densità che si propaga da Nord verso la Valpadana occidentale e il flusso incidente deviato dalle Alpi che scorre verso Ovest (Figura 2.19b) a sostenere la convezione durante la fase stazionaria dell'evento. Inoltre viene confermato, tramite esperimenti di sensitivity, che gli effetti legati al calore latente durante il passaggio del flusso sulle Alpi favoriscono la transizione da flow around a flow over.

2.3.3 Sviluppi recenti: dal MAP ad HyMeX

Negli anni più recenti diversi altri lavori si sono occupati della simulazione di casi di precipitazioni intense sulle Alpi o su altri rilievi orografici circostanti il Mediterraneo, dalle analisi ancora legate al progetto MAP fino agli ultimi articoli dedicati all'interazione dei sistemi convettivi con l'orografia, che sono stati lo stimolo per l'organizzazione della campagna HyMeX. In particolare, uno degli eventi più studiati è stato il disastroso episodio dell'8-9 Settembre 2002 sul bacino del fiume Gard (a Sud del Massiccio Centrale, in Francia), con accumuli molto elevati (massimi superiori ai 600 mm in 24 ore) registrati a circa 20-30 km dai rilievi.

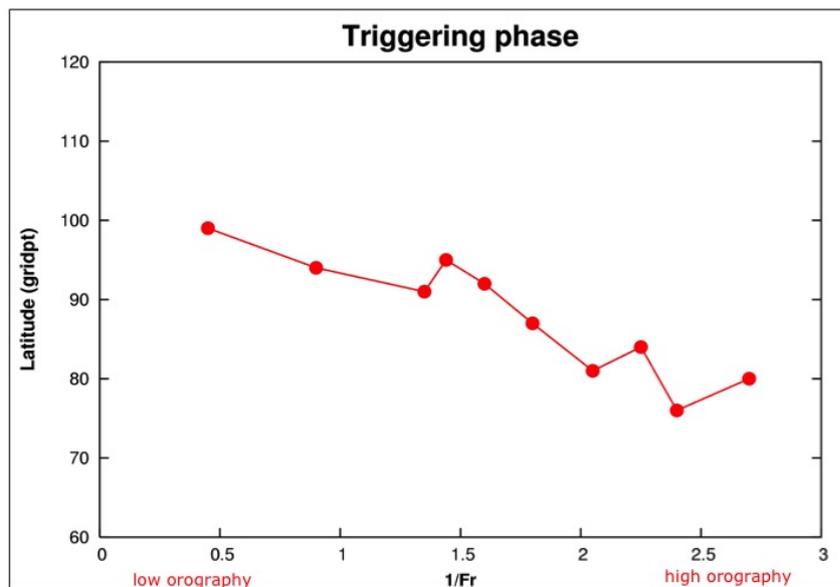


Figura 2.20: posizione del massimo di precipitazione (latitudine espressa in termini di punti di griglia) in funzione dell'inverso del numero di Froude durante la fase di triggering del sistema convettivo. Da Davolio et al. (2006)

In Davolio et al. (2006) le simulazioni mostrano come risultato principale che la convezione è attivata dalla deviazione del flusso esercitata dall'orografia, a seguito della quale si genera intensa convergenza in prossimità dei rilievi; tramite esperimenti di sensitivity, in cui vengono variate l'intensità del vento e l'altezza dei rilievi, si evidenzia che all'aumentare del Fr le precipitazioni si spostano verso N, cioè verso il rilievo (Figura 2.20). Questo comportamento, in accordo con i regimi di flow over e flow around definiti dalla teoria, è però valido solo per le prime ore di precipitazione

(fase di triggering), prima dell'intervento dei numerosi processi dinamici non lineari che entrano in gioco quando la convezione raggiunge pieno sviluppo in prossimità dell'orografia.

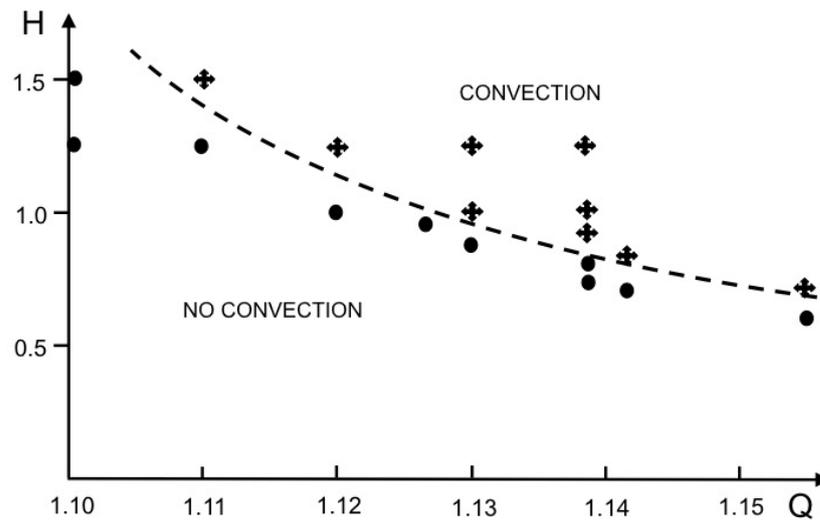


Figura 2.21: rappresentazione grafica dei risultati ottenuti negli esperimenti di sensitività. H e Q indicano rispettivamente i fattori per cui sono stati moltiplicati l'orografia ed il campo di umidità specifica alle condizioni iniziali rispetto all'esperimento di controllo. Si nota che un'orografia più elevata permette la convezione con profili più secchi. Da Davolio et al. (2009a)

Gli stessi autori, in Davolio et al. (2009a), approfondiscono l'analisi mettendosi in un sistema di riferimento più idealizzato in cui l'unica catena montuosa presente è proprio il Massiccio Centrale, in modo da eliminare gli effetti delle Alpi e dei Pirenei e potersi confrontare con le ricerche riguardanti l'interazione del flusso con un rilievo isolato a mesoscala. Gli esperimenti condotti hanno lo scopo di caratterizzare parametri chiave per l'attivazione del sistema convettivo. In particolare, si nota che per avere lo sviluppo della convezione, dato un certo contenuto di vapore nel flusso iniziale, l'altezza del rilievo deve essere abbastanza alta; viceversa, fissando l'altezza dell'orografia è l'umidità che deve essere superiore a una certa soglia per consentire la convezione (Figura 2.21). Si identificano così due regimi di comportamento differenti (convettivo/non convettivo) in base al valore di due parametri chiave.

Sempre in Davolio et al. (2009a) viene introdotto un metodo che si rivela particolarmente efficace per valutare la stabilità di un profilo. Si solleva adiabaticamente l'aria presente ad un certo livello del modello per qualche centinaio di metri e si considera la differenza tra la temperatura che l'aria viene ad avere e quella dell'ambiente alla quota di arrivo. In questo modo valori positivi indicano instabilità per piccoli sollevamenti. Questo metodo verrà usato anche nel presente lavoro e il parametro sarà indicato con TLIFT. Dalla Figura 2.22 si evince che la convezione si è attivata

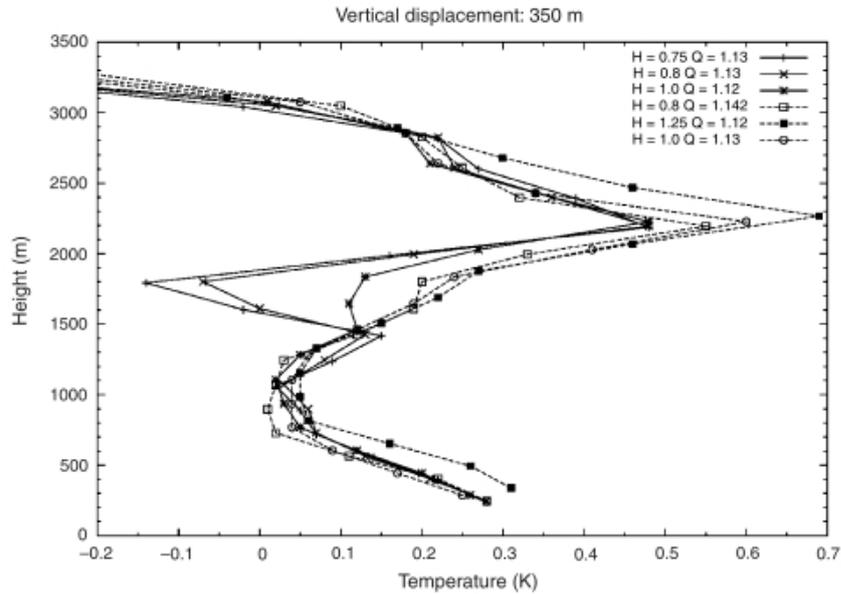


Figura 2.22: differenza tra la temperatura virtuale di una particella sollevata per 350 m dal livello riportato sull'asse y e la temperatura virtuale dell'ambiente alla quota di arrivo (TLIFT). Le linee tratteggiate (continue) si riferiscono ai casi in cui la convezione è (non è) avvenuta. Valori positivi sull'asse delle ascisse sono indicativi di instabilità. Da Davolio et al. (2009a)

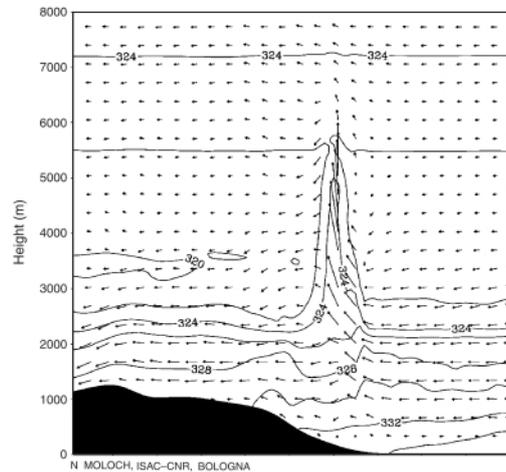


Figura 2.23: cross section in direzione N-S con θ_e e velocità tangenziale dopo 2 ore di simulazione per l'esperimento di riferimento ($H=1.0$, $Q=1.137$). Da Davolio et al. (2009a)

intorno ai 2000 m di quota, dove è più evidente la differenza tra i casi convettivi (instabili per piccoli sollevamenti a quella quota) e i non convettivi. Questa informazione dunque conferma l'ipotesi che la convezione nelle fasi iniziali fosse partita a quote superiori alla sommità dei rilievi (Figura 2.23) per poi scendere di quota

durante l'evento.

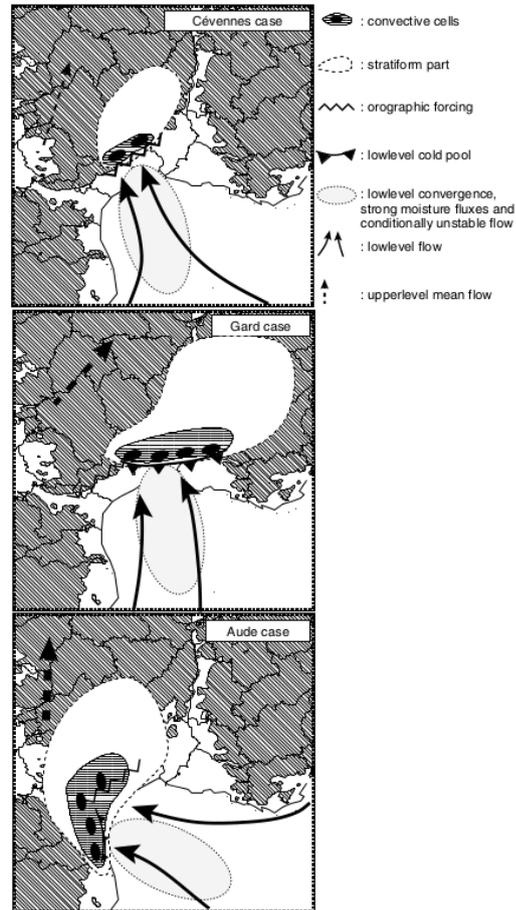


Figura 2.24: rappresentazione grafica delle strutture convettive e dei fattori a mesoscala necessari per il triggering e la stazionarietà dei tre eventi studiati. Da Nuissier et al. (2008b)

L'episodio di Gard ed altri due eventi intensi avvenuti nel Sud della Francia vengono analizzati anche in Nuissier et al. (2008a), Nuissier et al. (2008b). Nel primo dei due lavori si descrivono i tre eventi, il setup numerico usato per le analisi e si indicano gli ingredienti comuni a scala sinottica: alta temperatura superficiale del mare, saccatura in quota e orografia ripida. Questi fattori sono responsabili di caratteristiche a larga scala come l'intenso flusso di vapore e la CAPE almeno moderata, che vengono osservate nella zona del Mar Mediterraneo upstream rispetto all'evento.

Nel secondo articolo invece vengono presentati i fattori a mesoscala essenziali per la localizzazione e la stazionarietà degli eventi intensi. La Figura 2.24 mostra una sintesi di questi fattori per i tre eventi. Per ognuno dei casi la situazione ambientale a mesoscala è favorevole alla convezione profonda, con un flusso intenso verso l'entroterra sul Golfo del Leone. CAPE e flussi di vapore, associati al low-level jet,

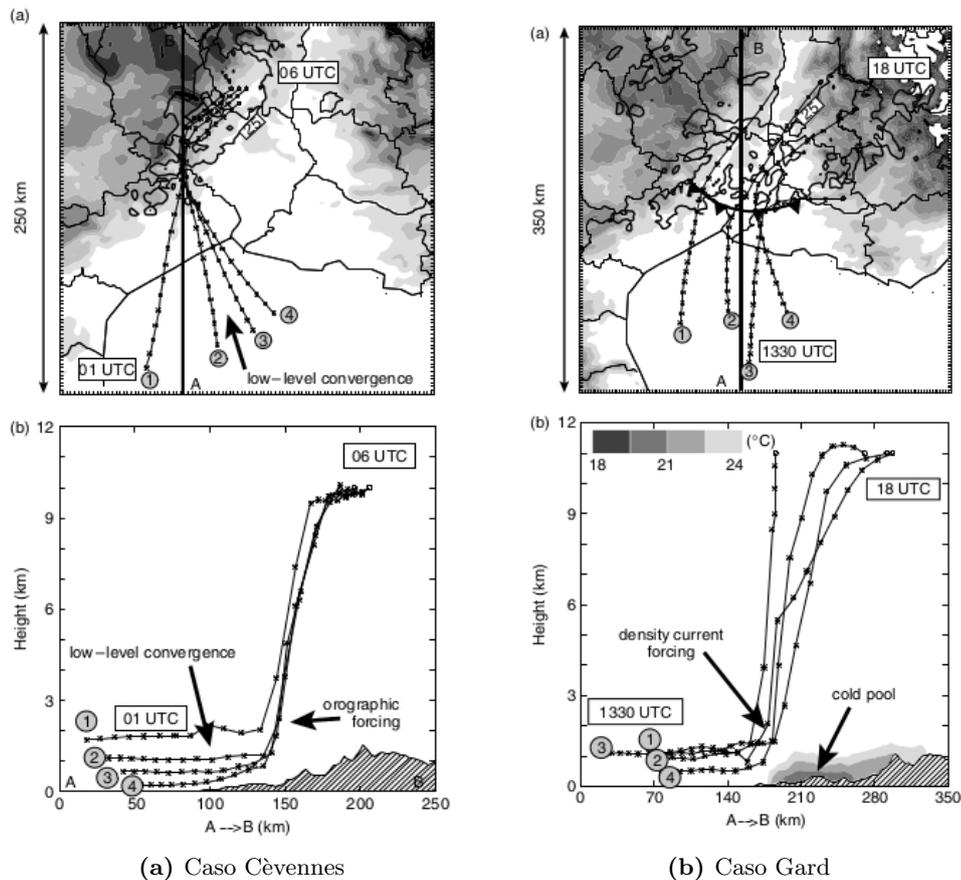


Figura 2.25: sopra: traiettorie retrograde e rappresentazione dell'orografia a intervalli di 200 m in scala di grigio; le linee spesse indicano le zone con riflettività radar simulata superiore a 25 dBZ. Sotto: proiezione verticale delle traiettorie lungo la sezione AB. Modello con risoluzione orizzontale a 2.5 km. Da Nuisser et al. (2008b)

concentrano la convezione più intensa sulle stesse zone per diverse ore, proprio dove questi tre fattori sono contemporaneamente massimi.

La figura però mostra anche le differenze tra gli eventi, evidenziate durante le analisi e gli esperimenti di sensitivity documentati in Nuisser et al. (2008a). In particolare, nel caso di Gard si rivela essenziale la convergenza generata dalla cold pool per la genesi dei moti verticali, mentre negli altri due casi il sollevamento è, almeno in parte, direttamente orografico (soprattutto per l'evento di Cèvennes). Questa differenza è evidente anche osservando le traiettorie delle particelle: nel caso di Cèvennes il sollevamento avviene a causa del rilievo e della convergenza del flusso incidente (Figura 2.25a) mentre nell'episodio di Gard è legato allo sbarramento dato dallo strato freddo formatosi grazie agli effetti evaporativi del sistema convettivo iniziale (Figura 2.25b). Anche in quest'analisi quindi, come in Lin et al. (2005) per l'evento MAP-IOP 8, si afferma che la cold pool può avere il ruolo di "rilievo

efficace” spostando la convezione upstream.

A partire da questi eventi Bresson et al. (2009) hanno condotto esperimenti idealizzati mantenendo però l’orografia reale della regione in modo da analizzare il comportamento del flusso condizionatamente instabile nei bassi strati in arrivo dal Mar Mediterraneo verso il Massiccio Centrale. E’ stato così possibile simulare sistemi convettivi stazionari simili a quelli osservati. Tra i risultati di Bresson et al. (2009) si evidenzia l’importante ruolo dell’intensità del vento, in particolare del low-level jet: correnti più intense spostano il sistema convettivo stazionario downstream, verso la sommità del rilievo. E’ stata analizzata anche l’influenza di altri fattori, come la CAPE e il contenuto di umidità.

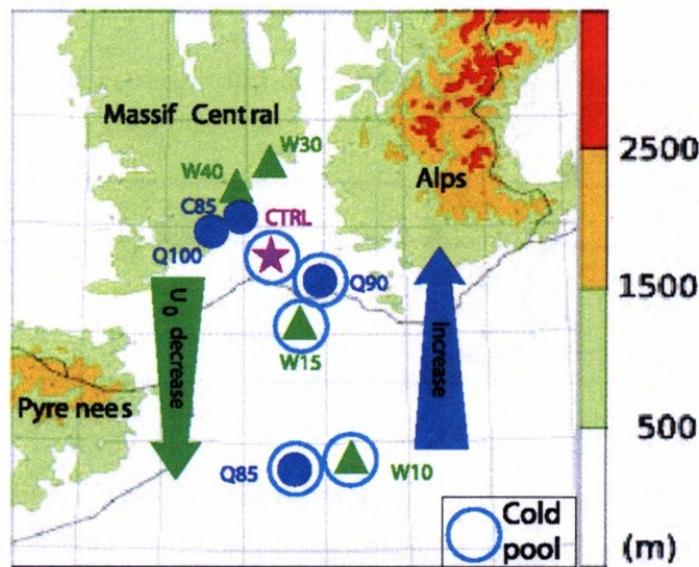


Figura 2.26: rappresentazione grafica dei principali risultati dell’analisi. Collocazione dei massimi di precipitazione per la simulazione di controllo (stella), gli esperimenti di sensitivity sul vento (triangoli) e sull’umidità (cerchi). I dati cerchiati indicano la presenza di una cold pool durante la simulazione. Da Bresson et al. (2012)

In Bresson et al. (2012) queste analisi vengono riprese e approfondite, con diverse simulazioni ed esperimenti di sensitivity. Innanzitutto, è interessante notare il complesso set up di queste simulazioni: il vento, diretto verso il Massiccio Centrale, è uniforme solo verticalmente. Infatti si ha un low-level jet diretto verso i rilievi, mentre muovendosi in senso trasversale alle correnti l’intensità diminuisce con andamento gaussiano. Anche il contenuto di umidità non è uniforme sui livelli orizzontali ma decresce da $r_0(z)$ in maniera esponenziale fino a $\alpha r_0(z)$ al contorno, in modo da concentrare l’afflusso di umidità nel low-level jet. Oltre a una simulazione di controllo, che produce un evento stazionario con accumulo massimo di 420 mm in 24 ore sulla pianura upstream al rilievo, quindi comparabile agli eventi reali che stiamo investigando, vengono condotti diversi esperimenti di sensitivity variando la velocità del vento, il contenuto di umidità e la sua distribuzione orizzontale.

I risultati sono illustrati schematicamente nella Figura 2.26: si nota che le precipitazioni si spostano upstream al diminuire dell'intensità del vento e dell'umidità e si trovano quindi similitudini con i regimi identificati dalla teoria. In particolare, il sistema convettivo è presente sul versante sopravvento del rilievo senza cold pool per valori elevati dell'intensità del vento, come in Chen and Lin (2005b) e Miglietta and Rotunno (2009). Se invece il vento è moderato il sistema, associato a una cold pool, si sposta upstream per situazioni di bassa CAPE, come previsto in Miglietta and Rotunno (2010).

Altri esperimenti di sensibilità vengono condotti rimuovendo a turno Pirenei, Alpi e Massiccio Centrale per valutarne il ruolo. Quest'analisi mostra che il Massiccio Centrale è essenziale per raggiungere accumuli molto elevati ma non è necessario per il triggering della convezione stazionaria. Infatti Alpi e Pirenei, deflettendo il flusso a scala più grande in arrivo generano anch'esse delle convergenze che possono condurre allo sviluppo di moti convettivi. Valutando il numero di Froude upstream alle tre catene montuose, troviamo valori molto bassi per Alpi e Pirenei (flow around) e più alti per il Massiccio Centrale (flow over), compatibili con la situazione osservata. Possiamo quindi affermare che i rilievi adiacenti, attraverso un'azione di blocco e deviazione del flusso incidente, rinforzano l'effetto di convergenza dato dal rilievo principale.

Da ultimo, viene anche effettuato un confronto con i parametri valutati negli studi teorici di Miglietta and Rotunno (2009) e Miglietta and Rotunno (2010). La localizzazione dei sistemi convettivi sembra essere in generale accordo con il parametro τ_a/τ_c ; i parametri di triggering (h_m/LFC) e di forcing orografico (Uh_m/a) invece sono molto simili per tutti gli esperimenti, che pure producono risultati molto diversi, e quindi non danno particolari informazioni. Anche i parametri relativi alla cold pool in situazioni di bassa CAPE non sono molto indicativi (questa volta, al contrario, risultati molto simili si ottengono con valori decisamente diversi dei parametri). Si conferma quindi la difficoltà di adattare dei parametri teorici a casi reali e quindi più complessi, con campi non uniformi (come in questo caso). Questa difficoltà è evidenziata anche dall'articolo di Miglietta and Rotunno (2012), in cui i parametri a cui abbiamo appena accennato, trovati dai due autori nei lavori precedenti, vengono applicati a simulazioni di casi reali; l'analisi del caso di Gard, che presenta un'orografia e una dinamica piuttosto complesse, rivela risultati particolarmente lontani dalle analisi teoriche, in particolare a causa del forte shear del vento, non considerato nei lavori teorici ma presente nell'evento.

Un altro articolo in cui si tenta un confronto tra i parametri descritti e dei casi reali è Trapero et al. (2013), in cui vengono analizzati degli eventi relativi ai Pirenei Orientali. L'indice che sembra concordare maggiormente con le osservazioni è quello di triggering, h_m/LFC , i cui valori superiori all'unità giustificano l'attivazione della convezione già dalle pendici dei primi rilievi, a causa del sollevamento orografico.

Questo parametro viene usato anche in Mazòn and Pino (2013) che ne estende l'utilità anche per l'analisi della convezione notturna sulle coste, data dalla convergenza tra i venti sinottici e le brezze causate dalla differenza di temperatura tra terra e mare. Infatti, se si ha uno strato di aria più fredda che si comporta da "rilievo efficace", nel parametro di triggering (h_m/LFC) l'altezza della barriera montuosa

può essere sostituita dall'estensione dello strato freddo.

In questo contesto si inserisce il presente lavoro di tesi. Nel corso del capitolo è stato illustrato come per flussi stabili o neutri il parametro chiave sia il Fr , mentre in caso di convezione, visti i numerosi altri fattori che entrano in gioco (ad esempio la dinamica relativa alla cold pool) è necessario condurre l'analisi considerando altri parametri adimensionali, tra cui h_m/LFC , TLIFT, CAPE e analizzando il profilo di vento con la quota. Nel Capitolo 5 verrà illustrato il tentativo di applicare questi strumenti all'analisi degli eventi simulati nel presente lavoro di tesi.

Capitolo 3

I Modelli meteorologici Bolam e Moloch: descrizione e set up

Dai lavori illustrati nel Capitolo 2 risulta chiara l'importanza dell'analisi modellistica per lo studio delle precipitazioni intense legate all'interazione dei flussi con l'orografia. In questo capitolo vengono presentati i modelli usati nel presente lavoro di tesi, insieme alle tecniche e agli accorgimenti necessari per la loro implementazione.

Un modello meteorologico è in grado di prevedere lo stato futuro dell'atmosfera una volta noti i campi al tempo iniziale (analisi) attraverso la soluzione numerica delle equazioni che descrivono i processi fisici e dinamici dell'atmosfera. Possiamo distinguere fra modelli globali, il cui dominio comprende tutto il globo, e modelli ad area limitata (LAM - Limited Area Model), che integrano le equazioni su una regione ristretta, e che quindi necessitano anche di condizioni al contorno sulla cornice del dominio nel corso dell'integrazione. Le variabili del modello (ad esempio velocità del vento, pressione, temperatura, umidità) sono di solito rappresentate su una griglia di punti e su un numero finito di livelli in verticale. La distanza dei punti di griglia definisce la risoluzione del modello: a maggiore risoluzione (piccolo passo di griglia) corrisponde una migliore capacità del modello di descrivere moti e processi fisici in atmosfera, ma anche un costo computazionale (tempo di calcolo) superiore. Si cerca sempre un compromesso tra risoluzione, dimensione del dominio e risorse di calcolo; essendo queste ultime limitate, i modelli globali non possono girare a risoluzioni elevate, per le quali si utilizzano i LAM attraverso il procedimento di *nesting*.

3.1 L'uso di più modelli in cascata: il *nesting*

Per effettuare simulazioni ad alta risoluzione si utilizza un procedimento di *nesting*, cioè l'uso di uno o più modelli ad area limitata eseguiti in cascata. Un primo modello ad area limitata e risoluzione intermedia viene innestato nel modello globale, il quale fornisce le condizioni iniziali e al contorno; un modello a risoluzione più alta, che opera su un dominio interno a quello del modello a scala intermedia, può essere a sua volta innestato nel modello a scala intermedia, dal quale prenderà i dati per definire le condizioni iniziali e al contorno della simulazione. Utilizzare il modello a scala

MODEL OROGRAPHY

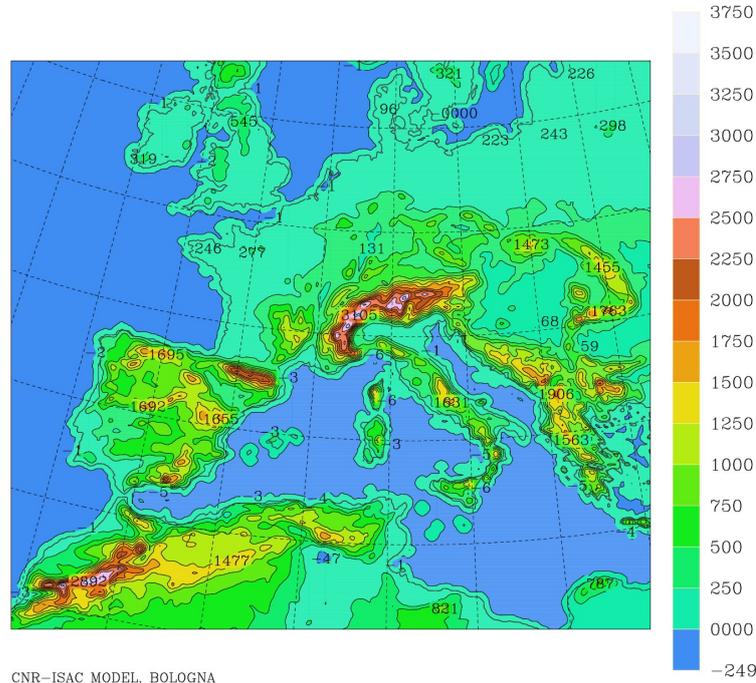


Figura 3.1: dominio usato per le simulazioni Bolam effettuate nel presente lavoro di tesi

più fine su un dominio sufficientemente esteso per essere in grado di descrivere le caratteristiche a larga scala sarebbe infatti molto più dispendioso a livello numerico e richiederebbe tempi e risorse di calcolo, allo stato attuale, difficilmente disponibili.

Alla base della scelta del nesting c'è, come detto, la necessità di osservare in dettaglio i fenomeni a mesoscala nell'area di interesse e contemporaneamente conoscere le caratteristiche meteorologiche a larga scala. Un passaggio diretto dai dati del modello globale alla simulazione con un modello a risoluzione molto alta implicherebbe che la maggior parte dei valori nelle condizioni iniziali e al contorno del modello a scala fine derivi da un'interpolazione piuttosto imprecisa. Infatti si passerebbe da campi definiti su un passo di griglia tipicamente di circa 30 km di un modello globale ad uno di pochi km per il modello ad alta risoluzione. Quindi per ogni punto dei dati globali ce ne sarebbero almeno 10 da interpolare nel modello ad alta risoluzione in ognuna delle due direzioni orizzontali; l'utilizzo di un LAM alla risoluzione di circa 10 km come modello intermedio riduce notevolmente la percentuale di punti di griglia le cui condizioni iniziali derivano da un'interpolazione.

Inoltre, l'utilizzo di due modelli in cascata è effettuato sfasando di qualche ora l'orario di partenza delle due simulazioni. In tal modo il modello intermedio esegue l'evoluzione temporale dei campi meteorologici per un breve periodo di tempo, sviluppando delle condizioni fisiche consistenti, prima di fornire i dati, ovvero le condizioni iniziali, al modello a più alta risoluzione. In assenza di tale sfasamento l'interpolazione successiva dai dati globali al modello intermedio e dal modello intermedio a quello a scala fine avrebbe quasi gli stessi effetti dell'interpolazione diretta

MODEL OROGRAPHY

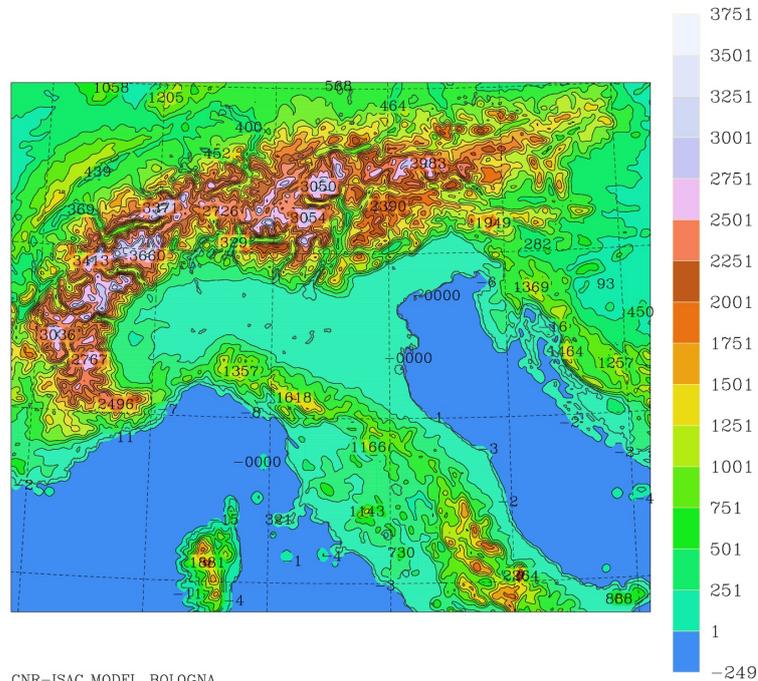


Figura 3.2: dominio usato per gran parte delle simulazioni Moloch effettuate nel presente lavoro di tesi. Per l'evento di Mira 2009 è stato usato un dominio leggermente più esteso

dai dati globali al modello a scala fine.

Nel nostro caso utilizziamo il modello Bolam per un primo studio degli eventi a scala sinottica e successivamente applichiamo una procedura di nesting con il modello Moloch per l'analisi a mesoscala. Le simulazioni Bolam sono state condotte con una risoluzione di 0.1° , cioè circa 11 km, su un dominio (Figura 3.1) che si estende in longitudine dall'Oceano Atlantico all'Europa Orientale e in latitudine dal Nord Africa alla Scozia. Le simulazioni Moloch invece sono state condotte con una risoluzione di 0.02° , cioè circa 2.3 km, su un dominio (Figura 3.2) comprendente la regione alpina e gran parte dell'Italia peninsulare, in modo da includere anche la quasi totalità del Mar Adriatico, importante per descrivere il flusso incidente verso la barriera alpina nordorientale e le regioni di interesse del presente lavoro di tesi. Nella scelta del dominio è importante cercare di non avere rilievi sul contorno (ad esempio la catena montuosa dell'Atlante in Bolam e le Alpi in Moloch), dove si potrebbero generare disturbi ed instabilità numeriche. Allo stesso tempo il dominio deve essere sufficientemente ampio per descrivere i fenomeni di interesse, compatibilmente con le risorse di calcolo disponibili.

3.2 Bolam e Moloch: i modelli sviluppati all'ISAC-CNR

I modelli meteorologici usati in questo lavoro di tesi sono Bolam e Moloch ¹. Bolam è il primo modello sviluppato presso l'ISAC-CNR, a partire dagli anni '90 (Buzzi et al. (1994), Buzzi and Foschini (2000), Malguzzi and Tartaglione (1999)). Si tratta di un modello idrostatico ad area limitata che integra le equazioni primitive, con parametrizzazione della convezione atmosferica. Moloch (Malguzzi et al. (2006), Davolio et al. (2009a)) è stato successivamente sviluppato per poter fornire previsioni spazialmente più dettagliate, rappresentando esplicitamente i fenomeni convettivi. E' quindi un modello ad alta risoluzione non idrostatico. Bolam e Moloch rimangono, al giorno d'oggi, gli unici modelli meteorologici sviluppati totalmente in Italia.

Molte delle parametrizzazioni usate sono comuni nei due modelli, anche se accorgimenti specifici sono introdotti in Moloch in particolare per la descrizione dei complessi processi che caratterizzano la convezione. Nel paragrafo seguente vengono descritte con un certo dettaglio le caratteristiche tecniche di Moloch, che è stato il modello principalmente usato per le analisi del presente lavoro di tesi. Nel paragrafo 3.2.2 invece vengono illustrate brevemente le principali caratteristiche di Bolam evidenziando le sostanziali differenze rispetto a Moloch.

3.2.1 Il modello Moloch

Il modello Moloch integra il set delle equazioni che governano il moto per un fluido (l'atmosfera) totalmente comprimibile. Moloch è un modello ad area limitata, non idrostatico e in grado di risolvere la convezione esplicitamente, senza parametrizzazioni aggiuntive.

Il modello Moloch normalmente è innestato nelle corse del Bolam. Il modello è ottimizzato per operare previsioni meteorologiche su brevi intervalli temporali (12-48 h), con passo di griglia orizzontale tra 1 e 4 km e 40-80 livelli atmosferici verticali. Per scopi di ricerca è stato testato con risoluzioni orizzontali fino a 500 m e più di 100 livelli. Per questa analisi Moloch lavora con un passo di griglia di 0.02° , corrispondente a 2.3 km, e 54 livelli sulla verticale.

Griglia ed equazioni del modello

Le variabili prognostiche del modello (pressione p , temperatura assoluta T , umidità specifica q , componenti orizzontali (u,v) e verticali (w) della velocità del vento, energia cinetica turbolenta TKE e le 5 specie microfisiche) vengono rappresentate su una griglia lat-lon regolare di tipo Arakawa-C (Arakawa and Lamb (1977)) ruotata rispetto al sistema geografico. Nel sistema di coordinate ruotate il nuovo equatore passa in prossimità del centro del dominio di integrazione, riducendo al minimo la disomogeneità della griglia orizzontale dovuta alla convergenza dei meridiani verso il polo. L'utilizzo delle coordinate ruotate impone, nelle fasi di pre- e post-processamento, l'interpolazione dei campi meteorologici o orografici dalla griglia geografica a quella ruotata e viceversa. Inoltre, il vettore velocità del vento deve ruotare opportunamente nella trasformazione tra i sistemi di coordinate.

¹<http://www.isac.cnr.it/dinamica/projects/forecasts/index.html>

Per un sistema di riferimento con coordinate (λ, ϕ, z) , λ =longitudine, ϕ =latitudine, z = altezza sul livello del mare, definendo x e y le direzioni Est-Ovest e Sud-Nord rispettivamente, le equazioni del moto si possono scrivere nella forma (Holton (2004)):

$$d_t u - \frac{uv \tan \phi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{p_x}{\rho} + 2\Omega v \sin \phi - 2\Omega w \cos \phi + F_{\tau x} \quad (3.1)$$

$$d_t v + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + \frac{vw}{a} = -\frac{p_y}{\rho} - 2\Omega u \sin \phi + F_{\tau y} \quad (3.2)$$

$$d_t w - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{p_z}{\rho} - g + 2\Omega u \cos \phi + F_{\tau z} \quad (3.3)$$

dove a è il valor medio del raggio terrestre, u, v e w sono le componenti della velocità del vento, ρ è la densità, Ω è la velocità angolare di rotazione terrestre, g è l'accelerazione di gravità, p_i indica la derivata spaziale delle pressione rispetto a un certo asse i e F_{τ} le forze di origine viscosa. L'equazione di continuità nella sua forma generale é:

$$\frac{1}{\rho} d_t \rho + \nabla \cdot \mathbf{V} = 0 \quad (3.4)$$

mentre il primo principio della termodinamica può essere scritto in questo modo:

$$c_v d_t T + p d_t \alpha = J \quad (3.5)$$

con c_v calore specifico a volume costante per l'aria secca, $\alpha = 1/\rho$ volume specifico e J flusso di calore per unità di massa. Assumiamo che l'aria si comporti come un gas ideale e quindi sia governata da un'equazione di stato:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{R_q T}{p} \quad (3.6)$$

con R_q costante dei gas per l'aria umida. Combinando queste equazioni, trascurando i termini viscosi e di curvatura e quelli proporzionali a $\cos \phi$, e considerando il flusso di calore J nullo alle alte quote dove si assumono moti adiabatici (al suolo invece è parametrizzato) possiamo riscrivere queste equazioni nella forma in cui sono implementate nel modello:

$$d_t u = -\frac{p_x}{\rho} + f v \quad (3.7)$$

$$d_t v = -\frac{p_y}{\rho} - f u \quad (3.8)$$

$$d_t z = -\frac{p_z}{\rho} - g \quad (3.9)$$

$$d_t T = -\frac{TR_q}{c_v} \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (3.10)$$

$$d_t P = -p\gamma \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (3.11)$$

$$d_t q = 0 \quad (3.12)$$

$$\frac{1}{\rho} = \frac{R_q T}{p} \quad (3.13)$$

con q umidità specifica, $f \equiv 2\Omega \sin \phi$ parametro di Coriolis e $\gamma = c_p/c_v$ rapporto tra i calori specifici rispettivamente a pressione e a volume costante.

Nel modello viene introdotta una coordinata verticale ibrida ζ , che segue l'andamento dell'orografia ("terrain following") nei primi livelli e tende a superfici orizzontali ad alte quote (Figura 3.3). In questo caso la coordinata è legata alla quota z (e non alla pressione, come in Bolam) attraverso la formula:

$$\zeta = H(1 - e^{-\frac{z-h(1-\zeta/H)}{H}}) \quad (3.14)$$

dove h rappresenta l'altezza dell'orografia ($h < z < \infty$), H è l'altezza di scala della troposfera $H = R_D \cdot T_0/g$ e T_0 è una temperatura di riferimento.

L'utilizzo di questa coordinata verticale rende l'orografia terrestre una superficie a coordinata costante, semplificando l'applicazione della condizione cinematica di impenetrabilità del suolo al contorno inferiore.

Il sistema di equazioni 3.7- 3.13 viene quindi adattato al cambio di coordinate, sia per quanto riguarda l'espressione delle coordinate verticali, sia per il calcolo delle varie derivate presenti. A questo punto il sistema viene risolto numericamente dal modello.

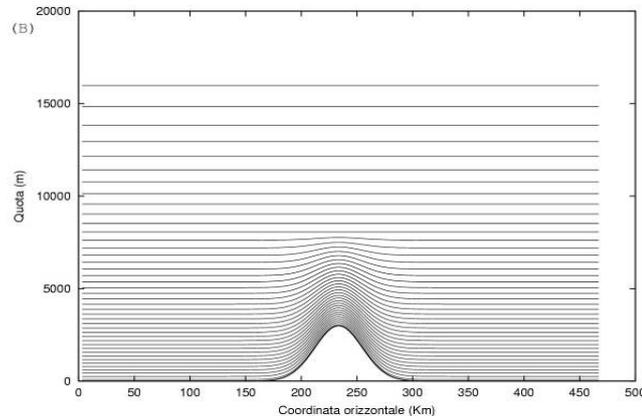


Figura 3.3: rappresentazione dei livelli del modello Moloch definiti dalla coordinata verticale ζ per un dominio bidimensionale idealizzato con rilievo a forma di campana.

Integrazione temporale e condizioni al contorno

La dinamica del modello è integrata nel tempo con uno schema implicito per la propagazione verticale delle onde sonore e uno schema esplicito "time-split" per l'integrazione dei termini rimanenti delle equazioni del moto.

Lo schema "time-split" implica l'utilizzo di due livelli temporali, applicati separatamente a ciascun termine delle equazioni in modo da trattare singolarmente i

moti caratterizzati da scale temporali diverse. In particolare, in Moloch la routine di calcolo delle onde sonore viene attivata circa 15 volte per ogni passo temporale, dato che la velocità del suono è molto maggiore dei valori tipici dovuti all'avvezione (in Bolam invece per ogni passo temporale si hanno 4 passi di integrazione dei termini che descrivono i modi di gravità).

L'avvezione tridimensionale è calcolata usando lo schema Eulerian Weighted Average Flux (Billet and Toro (1997)), con un'accuratezza del secondo ordine sia nello spazio che nel tempo. Una diffusione orizzontale al second'ordine e un piccolo smorzamento della divergenza sono inclusi per prevenire l'accumulo di energia alle piccole scale spaziali.

Le condizioni al contorno vengono imposte alla fine del passo temporale $n\Delta t$ su una cornice del dominio di integrazione larga NBL (tipicamente 8) punti. Il rilassamento verso i valori al contorno specificati per la j -esima cornice avviene attraverso la seguente formula lineare applicata ad ogni passo temporale:

$$\Psi_j^n = \alpha_j \Psi_{BCj}^n + (1 - \alpha_j) \Psi_j^n \quad (3.15)$$

dove il simbolo Ψ_{BCj}^n indica il valore della variabile prognostica Ψ generica della condizione al contorno al tempo $n\Delta t$ e sulla j -esima cornice della griglia del modello. Tale valore viene ottenuto interpolando linearmente nel tempo le matrici lette dai file di input contenenti le condizioni al contorno. I coefficienti di rilassamento $[\alpha_j, j = 1, \text{NBL}]$ sono calcolati minimizzando il coefficiente di riflessione massimo ottenuto in un intervallo predefinito di numeri di Courant. Questo metodo permette di attenuare la riflessione parziale delle onde uscenti dall'area di integrazione, causata da un'eventuale variazione dell'indice di rifrazione associato alla differenza fra i campi prodotti dal modello e quelli forzati al contorno. I coefficienti trovati in questo modo presentano inoltre il vantaggio di dipendere dal passo di griglia, permettendo quindi un riaggiustamento automatico con la risoluzione. Naturalmente α_1 vale 1.0, mentre i valori successivi tendono gradualmente a zero al tendere di j a NBL.

Parametrizzazioni e fisica del modello

Elenchiamo ora le principali parametrizzazioni (dette anche la "fisica" del modello), la cui introduzione si rende necessaria per caratterizzare i processi fisici a scala più piccola del passo di griglia e che quindi il modello non può descrivere esplicitamente attraverso le equazioni termodinamiche. Attraverso la parametrizzazione si approssimano processi non risolti dal modello in funzione di variabili risolte, ovvero si esprimono le fluttuazioni a piccola scala attraverso le variabili risolte dal modello; lo schema fisico di Moloch include gli effetti della radiazione atmosferica, della turbolenza di sottogriglia, dei processi microfisici e un modello di suolo con vegetazione.

La radiazione atmosferica è calcolata con l'applicazione combinata degli schemi Ritter and Geleyn (1992) (RG) ed ECMWF ((European Centre for Medium-range Weather Forecasts)) (Morcrette et al. (2008)). Dato che lo schema ECMWF, aggiornato nel 2012, è molto più impegnativo a livello computazionale dello schema RG, e quindi non può essere applicato ad ogni passo temporale e per ogni punto di

griglia, è usato a punti alterni e a intervalli temporali più lunghi, per calcolare le correzioni allo schema RG, che invece viene usato per tutti i punti di griglia e in modalità di aggiornamento rapido.

Lo schema di turbolenza è basato su una chiusura E-1 all'ordine 1.5, in cui viene valutata l'equazione dell'energia cinetica turbolenta, includendo l'avvezione (Zampieri et al. (2005)). La lunghezza di rimescolamento è calcolata partendo dall'energia cinetica turbolenta e da quantità non locali dipendenti dalla stabilità dell'atmosfera. Nella parte di atmosfera compresa tra il livello ζ più basso e la superficie si assume che il rimescolamento turbolento sia il processo fisico dominante: in tale strato si assume valida la teoria della similarità di Monin-Obukhov.

Lo schema di microfisica è stato sviluppato a partire dalla parametrizzazione proposta da Drofa and Malguzzi (2004). Le proprietà spettrali delle idrometeorie sono simulate assumendo una distribuzione secondo la funzione gamma generalizzata. Lo schema è stato aggiornato recentemente ed include la descrizione dei seguenti processi:

- nucleazione di acqua di nube (cw - cloud water) e ghiaccio di nube (ci - cloud ice);
- condensazione ed evaporazione del cw;
- congelamento del cw;
- nucleazione, sublimazione e fusione del ci;
- auto-conversione di cw e ci;
- sublimazione di neve e graupel in entrambe le direzioni;
- 13 differenti processi (accrescimento, riming, ...) di interazione tra le idrometeorie che implicano pioggia (congelante o no), neve e graupel (secco o sciolto), ci and cw;
- fusione ed evaporazione di idrometeorie;
- calcolo delle velocità terminali e dei processi di caduta, usando uno schema di integrazione conservativo-diffusivo backward-upstream;
- feedback termodinamico basato sulla conservazione dell'entalpia.

Le caratteristiche appena elencate sono simili a quelle presenti nello schema del modello Bolam. Tuttavia, delle differenze specifiche vengono introdotte nello schema di Moloch per trattare i complessi processi che caratterizzano i sistemi convettivi. In particolare, lo schema di Moloch ha (opzionalmente) la capacità di descrivere la cosiddetta microfisica a due momenti, integrando nel tempo la distribuzione spaziale della densità numerica di cw e ci.

Il modello di suolo di Moloch è simile a quello di Bolam, con 4-6 strati il cui spessore cresce (da pochi cm a più di 1 m) muovendosi verso il basso. Il modello di suolo calcola i bilanci superficiali di energia, momento, acqua e neve, i trasferimenti

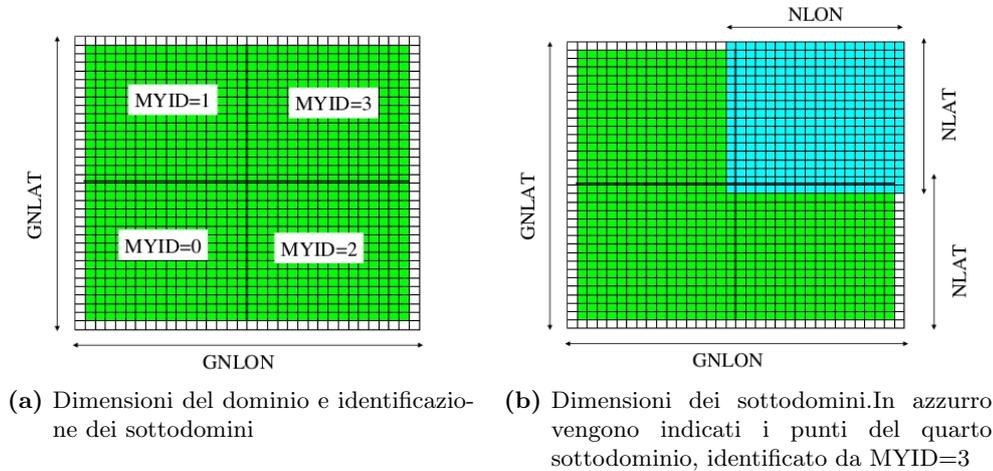


Figura 3.4: suddivisione del dominio orizzontale di Moloch al fine di implementare il modello su architetture parallele

verticali di calore e acqua, gli effetti della vegetazione alla superficie e nel sottosuolo e considera la distribuzione geografica osservata dei differenti tipi di suolo, con i rispettivi parametri fisici. Il modello di suolo include inoltre il trattamento del congelamento dell'acqua e della fusione del ghiaccio nel sottosuolo.

Parallelizzazione del modello

L'intero codice di Moloch è scritto in Fortran 90; è completamente parallelizzato ed è compatibile con gli ambienti di calcolo parallelo MPICH2 e OpenMP.

La parallelizzazione di Moloch si effettua mediante la tecnica di suddivisione dei domini. Il dominio orizzontale del modello viene discretizzato in un insieme di $GNLON$ punti nella direzione longitudinale e $GNLAT$ in quella latitudinale, punti su cui sono definite le variabili dipendenti rappresentate appunto da matrici di dimensione $(GNLON, GNLAT)$. La griglia orizzontale viene illustrata schematicamente in Figura 3.4a, dove i punti di griglia corrispondenti al dominio fisico (e cioè su cui il modello opera la previsione) sono rappresentati in verde. Sui punti bianchi costituenti la cornice esterna al dominio fisico sono imposte le condizioni al contorno ad ogni passo temporale. Il parallelismo viene realizzato, in base al numero di processori ($NPROC$) disponibili, suddividendo il dominio fisico in $NPROCSX$ per $NPROCSY$ parti (2×2 nell'esempio della Figura 3.4a) e assegnando un processo diverso ad ognuno dei sottodomini, da eseguire su processori differenti o su processi virtuali dello stesso processore. Al sottodominio fisico elaborato da ciascun singolo processo viene aggiunta una cornice di punti di griglia (Figura 3.4b) in modo tale da agevolare il calcolo delle derivate sui punti situati al confine del sottodominio stesso. Tale cornice è formata da linee di punti che possono appartenere alla cornice esterna (se il sottodominio confina con il dominio globale) oppure a sottodomini di processi confinanti. Le dimensioni delle matrici dei sottodomini sono contenute nei

parametri interi $NLON$ e $NLAT$. Le relazioni che legano questi parametri a quelli globali sono evidentemente:

$$NLON = [(GNLON - 2)/NPROCSX] + 2 \quad (3.16)$$

$$NLAT = [(GNLAT - 2)/NPROCSY] + 2 \quad (3.17)$$

La scelta delle dimensioni globali $GNLON$ e $GNLAT$ deve quindi corrispondere a valori interi di $NLON$ e $NLAT$. Vi è infine il vincolo che $NLON$ e $NLAT$ siano numeri pari, per ragioni legati all'implementazione della parametrizzazione della radiazione. In Moloch è stato quindi inserito un controllo sulla consistenza della definizione delle dimensioni globali e del numero di processi nelle 2 direzioni.

3.2.2 Il modello Bolam

In questo lavoro Bolam viene integrato con un passo di griglia di 0.10 gradi (circa 11km), in coordinate geografiche ruotate, e con 50 livelli verticali.

In Bolam la coordinata verticale (coordinata σ modificata) è ibrida e definita in modo da seguire l'orografia nei primi livelli e tendere a superfici orizzontali alle quote più alte, come per Moloch. In questo caso però la relazione che la definisce contiene la pressione e non la quota:

$$P = P_0\sigma - (P_0 - P_s)\sigma^\alpha, \quad 0 \leq \sigma \leq 1, \quad (3.18)$$

$$\alpha \leq \frac{P_0}{P_0 - \min(P_s)} \quad (3.19)$$

dove σ è la coordinata verticale generalizzata, che sostituisce la variabile indipendente di altezza z , crescente da 0 a 1 procedendo dal top al bottom dell'atmosfera, P_s è la pressione superficiale e P_0 un livello di pressione di riferimento (tipicamente 1000 hPa). Il parametro α assume tipicamente valori superiori a 2 ma valori più bassi possono essere necessari in caso di topografia molto elevata. Maggiore il valore di α , maggiore la rapidità con cui le superfici σ si riducono a superfici quasi orizzontali P al crescere dell'altezza dalla superficie terrestre.

Bolam è un modello idrostatico, quindi la differenza fondamentale con Moloch sta nell'equazione del moto in direzione verticale. Infatti in questo caso la componente verticale delle equazioni di conservazione della quantità di moto viene usata come relazione diagnostica e non prognostica, dato che viene trascurato il termine di variazione temporale. Nel sistema di coordinate scelto per Bolam, e tramite un'integrazione verticale, può essere scritta in questo modo:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -R_d T_v \frac{P_0 - \alpha(P_0 - P_s)\sigma^{\alpha-1}}{P} \quad (3.20)$$

Le altre equazioni prognostiche sono invece analoghe alle 3.1-3.6, a meno del cambiamento di coordinata verticale e del diverso peso dei termini contenenti la velocità verticale. Una conseguenza dell'approssimazione idrostatica è il filtraggio delle onde sonore, senza le quali le onde presenti con maggior velocità di propagazione sono quelle di gravità (per le quali abbiamo bisogno dei passi intermedi di integrazione

temporale, come già detto nel paragrafo precedente). Si noti che per restare entro i limiti dell'approssimazione idrostatica non è possibile girare il modello a risoluzioni alte. Ciò impone quindi un limite di risoluzione (8-10 km circa) ai modelli idrostatici.

Un'altra differenza importante di Bolam rispetto a Moloch è la presenza di routine per la parametrizzazione della convezione, che non viene risolta esplicitamente dal modello. In questo caso si ricorre ad uno schema di parametrizzazione dei processi convettivi, che interviene quando la colonna sovrastante un punto di griglia è convettivamente instabile. Tale parametrizzazione, basata sullo schema di Kain-Fritsch (Kain (2004)) riscritto ad hoc imponendo la conservazione dell'energia statica dell'acqua liquida e modificando alcuni processi (downdraft, evaporazione), calcola la condensazione e la precipitazione sulla colonna, esaurendo in un certo numero di passi temporali l'energia potenziale convettiva (CAPE) disponibile e quindi restituendo all'integrazione esplicita un profilo convettivamente stabile o neutrale. Gli elementi fisici su cui lo schema è basato sono le correnti verticali, ascendenti e discendenti, che si sviluppano all'interno del passo di griglia. L'aria instabile al di sotto della nube è sollevata fino al livello più basso della nube stessa. La stabilità viene valutata sollevando una particella d'aria partendo dal livello più basso del modello e confrontando la temperatura virtuale della particella con quella dell'ambiente. Tale procedura viene ripetuta anche per i livelli sovrastanti. Una frazione dell'acqua condensata viene fatta precipitare, e può rievaporare, parzialmente o completamente, in una corrente discendente insatura (downdraft). La parte ascendente (updraft), che si suppone satura e contenente goccioline d'acqua non precipitanti, viene rimescolata con l'aria ambientale (entrainment), esterna alla nube. Le proprietà di galleggiamento della miscela così ottenuta determinano il successivo sollevamento o abbassamento della stessa. La procedura è ripetuta per tutti i punti della colonna compresi fra la base della nube e il livello di galleggiamento neutrale. Il risultato finale del processo di riaggiustamento convettivo è quello di raffreddare e seccare i livelli atmosferici più bassi, trasportando nel contempo umidità verso l'alto. Lo schema convettivo, risultando particolarmente costoso, viene eseguito solo nei passi in cui si attiva anche lo schema di radiazione ECMWF, quindi non ad ogni passo temporale.

Per il resto la maggior parte delle parametrizzazioni e delle caratteristiche tecniche del modello sono analoghe a quelle già illustrate per Moloch.

3.3 Implementazione della catena modellistica

Nel corso di questa tesi i due modelli ad area limitata sono stati usati in cascata utilizzando una procedura di nesting, come è stato esposto nella Sezione 3.1. È utile illustrare più in dettaglio il funzionamento della catena modellistica, dai dati globali agli output numerici e grafici.

La prima parte della catena si riferisce al passaggio dai dati del modello globale agli output di Bolam (Figura 3.5).

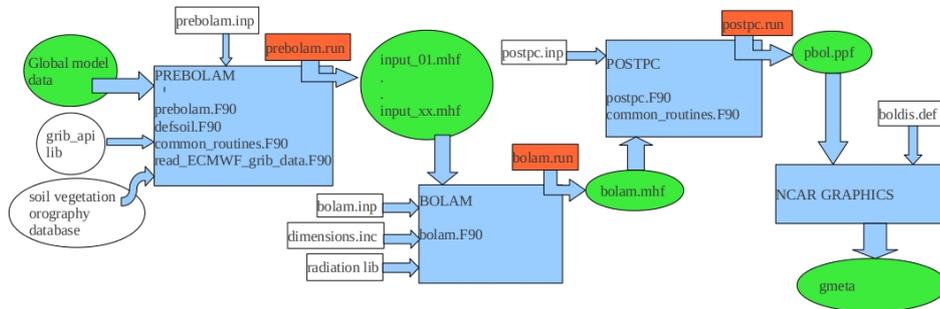


Figura 3.5: rappresentazione schematica della catena di processi relativa al modello Bolam

3.3.1 Fase di pre-processamento

I dati dei modelli globali, disponibili nei formati Grib o Grib2, vengono utilizzati come condizioni iniziali e al contorno per il modello Bolam. Per quanto riguarda il presente lavoro di tesi, sono state utilizzate le analisi ECMWF, disponibili ogni 6 ore con risoluzione orizzontale di 0.25° e 91 livelli verticali. L'utilizzo delle analisi e non delle previsioni del modello globale IFS (ECMWF) nasce da una scelta precisa: infatti in questo lavoro è essenziale effettuare una simulazione il più possibile coerente con i fenomeni osservati, mentre la capacità di prevedere l'evento non è un aspetto che si vuole valutare. Prendendo le analisi si riducono quindi gli errori che vengono inevitabilmente introdotti con l'aggiornamento delle condizioni al contorno utilizzando campi previsti.

La fase iniziale della catena modellistica, detta di pre-processamento, consiste nell'interpolazione dei campi dal grigliato del modello globale ECMWF (risoluzione ≈ 30 km) al grigliato di Bolam (≈ 11 km), al fine di preparare i file di input (*input_xx.mhf*) da utilizzare come condizioni iniziali e al contorno nella corsa del modello. Durante questo processo vengono anche utilizzati e interpolati i dati di suolo, vegetazione e orografia. In questa fase si definisce anche il dominio di integrazione. In particolare, il file *prebolam.inp* contiene le dimensioni del dominio e il passo di griglia (nel nostro caso 0.1°), il numero di livelli verticali e di suolo, il centro di rotazione delle nuove coordinate rispetto a quelle geografiche e il numero di istanti temporali per cui eseguire il pre-processamento, cioè la quantità di file Grib da trasformare in file di input (specificando questo numero è necessario tenere conto della lunghezza temporale della simulazione che si vuole condurre e della distanza temporale tra i diversi file di dati globali, nel nostro caso 6 ore).

3.3.2 Esecuzione del modello Bolam

I file generati (*input_xx.mhf*) a questo punto possono essere usati dal Bolam come condizioni al contorno (per una descrizione più dettagliata si veda la sezione precedente) per l'evoluzione temporale a partire dai campi iniziali (*input_01.mhf*).

Nello script relativo alle impostazioni, *bolam.inp*, si trovano diversi parametri tra cui il passo temporale del modello, intorno ai 90-100 s nel nostro caso, in modo da soddisfare la condizione CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) per la stabilità numerica della soluzione. Vengono impostate la durata della simulazione, il numero di passi interni al singolo timestep necessari per le onde di gravità, i parametri legati alle cornici che formano il contorno e il numero di livelli al top dell’atmosfera in cui non viene attivata la “fisica”. Inoltre sono specificati gli intervalli di tempo tra due aggiornamenti delle condizioni al contorno, tra due scritture dell’output del modello (1 ora nel nostro caso) e tra due chiamate successive della libreria di radiazione ECMWF e della routine di convezione oltre ad altri parametri numerici. Inoltre si specificano il numero di punti del dominio ed il numero di processori da usare per il calcolo, facendo attenzione che i vari rapporti siano compatibili con la procedura di divisione del dominio, esaminata in dettaglio nella sezione precedente. La simulazione viene quindi effettuata dal programma Fortran *bolam.F90*, in cui sono implementate le varie operazioni descritte nella sezione precedente.

3.3.3 Fase di post-processamento

A questo punto i dati sul file in formato binario *bolam.mhf* sono pronti per essere post-processati in modo da creare un file chiamato *pbol.ppf*, in formato ASCII, compatibile con i software di grafica NCAR Graphics® e da cui si possono estrarre e graficare con facilità i campi meteorologici necessari all’analisi richiesta.

Il file *postpc.inp* definisce i parametri del post-processamento; si ha anche la possibilità di selezionare i campi d’interesse. Il post-processamento avviene tramite il programma *postpc.F90*, in cui sono presente tutte le routine e le istruzioni necessarie alla produzione dei file contenenti i dati richiesti in formato ASCII. In *postpc.F90* si ha anche la possibilità di scegliere se rappresentare i dati sui livelli verticali presenti nel *bolam.mhf* o su altri livelli a scelta, tipicamente i livelli isobarici standard, per i quali i valori vengono calcolati per mezzo di interpolazioni.

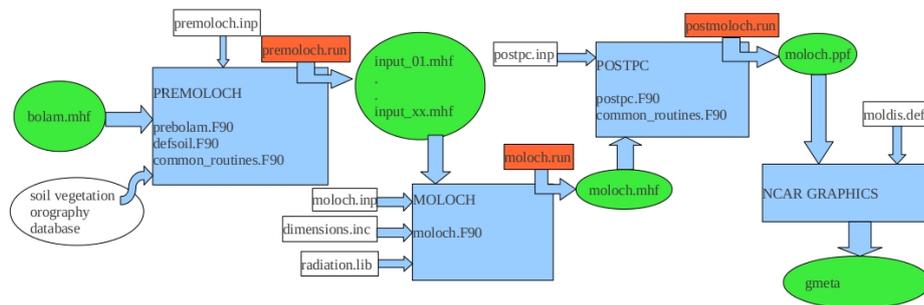


Figura 3.6: rappresentazione schematica della catena di processi relativa al modello Moloch

3.3.4 Output grafici

Il file *pbol.ppf* a questo punto può essere utilizzato dai programmi di grafica che basati sui software NCAR Graphics[®]. Durante il lavoro di tesi sono stati usati programmi scritti in Fortran ma anche semplici script in linguaggio NCL (NCAR Command Language) per produrre i grafici necessari all'analisi dei parametri.

3.3.5 Esecuzione del modello Moloch

Per quanto riguarda la catena relativa a Moloch, lo schema è formalmente analogo (Figura 3.6) e costituito da un pre-processamento, dal run del modello e da un post-processamento. L' unica differenza significativa riguarda la fase di pre-processamento, in cui si interpolano i dati di Bolam (file binario *bolam.mhf*) sulla griglia di Moloch; in questo caso bisogna tener conto che, a causa della necessità di aggiornare più frequentemente le condizioni al contorno in Moloch, l'output di Bolam è fornito con frequenza oraria.

Capitolo 4

Analisi degli eventi e confronto tra simulazioni del modello e osservazioni

Prima di utilizzare le simulazioni del modello per effettuare l'analisi dei parametri utili per caratterizzare l'interazione tra flusso e orografia, è necessario controllare che la dinamica degli eventi sia stata correttamente riprodotta. In questo capitolo quindi illustriamo il confronto effettuato tra i dati disponibili per ogni evento e i risultati delle simulazioni realizzate e descriviamo le caratteristiche salienti di ognuno dei casi analizzati.

Gli eventi oggetto di analisi in questo studio possono essere divisi in due categorie:

- casi con precipitazioni estese, abbondanti e persistenti prevalentemente sui rilievi (segnatamente il versante S dell'arco alpino orientale, di cui ci interessiamo in questo lavoro) associate a correnti di Scirocco nei bassi strati presenti fin sulle Alpi e generali condizioni di “flow over”;
- casi con precipitazioni quasi esclusivamente convettive, intense e abbastanza stazionarie sull'Alto Adriatico e le pianure costiere venete e friulane, sopravvento al rilievo; le precipitazioni vengono prodotte dal sollevamento dell'aria instabile in arrivo da S in corrispondenza della zona di convergenza con il vento di barriera prodotto dall'interazione del flusso con il rilievo (condizioni di “flow around”).

In questo studio indichiamo come vento di barriera lo Scirocco che viene bloccato dalle Alpi e, non riuscendo ad oltrepassare la barriera montuosa, si orienta da E o da NE lungo la Pianura Padano-Veneta. L'origine di questo vento quindi è l'interazione delle correnti da SE nei bassi strati con il rilievo alpino e non il flusso di Bora dai Balcani. Il vento di barriera è presente solo nelle fasi iniziali degli eventi con precipitazioni intense sui rilievi, nei quali viene gradualmente sostituito dallo Scirocco che penetra nell'entroterra sino a raggiungere e scavalcare le Alpi. Negli eventi con flusso bloccato e precipitazioni convettive sulle pianure upstream invece il vento di barriera persiste per tutta la durata degli episodi. Il comportamento del

vento di barriera in relazione alla precipitazione e' uno degli aspetti fondamentali che si vogliono investigare nel presente lavoro di tesi

Analizziamo tre eventi per ognuna delle due categorie, scelti proprio perchè mostrano le caratteristiche oggetto di indagine in questo studio. Possiamo così evidenziare tutte le loro particolarità, al fine di comprendere pienamente la dinamica associata e poter poi cercare, nei capitoli seguenti, le grandezze più significative per la caratterizzazione dei flussi e dei loro comportamenti all'interazione con il rilievo alpino.

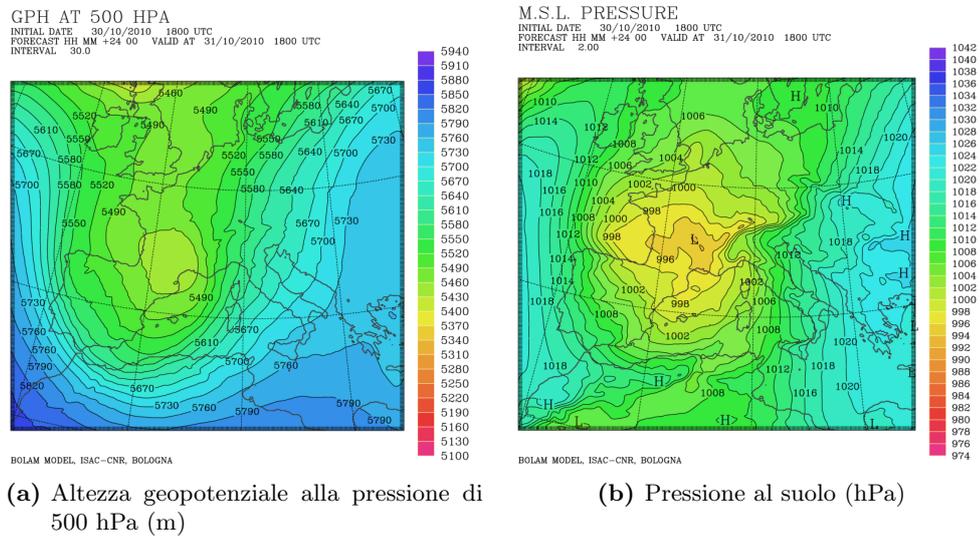


Figura 4.1: campi simulati alle ore 18 UTC del 31 Ottobre 2010 con il modello Bolam

4.1 Vicenza 2010

Il primo caso di cui presentiamo l'analisi è quello che ha prodotto l'esondazione del fiume Bacchiglione e la conseguente alluvione a Vicenza. Si tratta di un evento di durata molto lunga, dal 31 Ottobre al 02 Novembre 2012, caratterizzato da precipitazioni abbondanti e persistenti lungo tutta la fascia alpina e prealpina veneta e friulana. Il modello ha ricostruito in maniera soddisfacente le caratteristiche dell'evento, risultando in buon accordo con i dati rilevati; possiamo quindi considerarne le simulazioni per descrivere la dinamica, concentrandoci sulla mesoscala, in maniera capillare.

I tratti salienti del caso in esame sono tipici degli eventi con precipitazioni abbondanti sui rilievi alpini orientali: vento da SW a quote medio-alte e Scirocco in Adriatico che erode in poche ore il vento di barriera sulle pianure antistanti le Alpi, penetrando rapidamente fino ai rilievi e oltrepassando lo sbarramento alpino (condizione di "flow over", vedi Capitolo 2). E' evidente l'avvezione umida e mite sciroccale nei bassi strati. All'interno delle precipitazioni orografiche si registra anche dell'attività convettiva, con i profili termodinamici che diventano sempre meno stabili durante la fase intensa dell'evento, in questo caso decisamente molto lunga con almeno 24 ore di precipitazioni estese, continue e abbondanti.

4.1.1 Dati simulazione

- condizioni iniziali e al contorno: ECMWF analysis (0.25°) ogni 6 ore
- run Bolam: 30/10/2010 18 UTC \rightarrow 02/11/2010 12 UTC
- nesting Moloch: 30/10/2010 21 UTC

4.1.2 Situazione sinottica

Usiamo gli output del Bolam per descrivere i campi di pressione al suolo e di altezza geopotenziale a 500 hPa a scala sinottica, in modo da delineare le caratteristiche salienti della circolazione a larga scala durante l'evento.

- **Geopotenziale a 500 hPa** : una saccatura in quota profonda e molto estesa si trova inizialmente con l'asse ad W delle Isole Britanniche e con il suo ramo ascendente influenza già il Nord Italia. Con il passare delle ore dalla struttura si isola un cut-off che si muove lentamente verso E (Figura 4.1a); il minimo in quota staziona poi per molte ore tra il Golfo del Leone ed il Golfo di Genova e la graduale rotazione antioraria del suo asse durante l'evento causa la variazione della direzione delle correnti sulle regioni d'interesse, da SW il 31 Ottobre a SE il pomeriggio del 01 Novembre. Ricordiamo infatti che in medio-alta troposfera la circolazione può essere ragionevolmente considerata parallela alle isobare, e quindi anche alle isolinee di geopotenziale, a causa della validità dell'approssimazione di *vento di gradiente* (Holton (2004)). La stazionarietà della situazione, come spesso avviene in questi casi, è favorita dalla presenza di un cuneo anticiclonico sull'Europa Orientale sviluppatosi in conseguenza all'approfondimento dell'onda di Rossby stessa sul Mediterraneo. L'asse della saccatura transita sull'Italia soltanto nelle ore centrali del 2 Novembre, decisamente indebolita, quando l'evento intenso è ormai terminato.
- **Pressione al suolo** : all'inizio della simulazione è presente un minimo di pressione molto profondo (fino a 980 hPa) al largo del Golfo di Biscaglia; questa struttura si indebolisce significativamente con il passare delle ore, trasladando lentamente verso SE e trovandosi centrata sulla Francia durante la parte più intensa dell'evento, dalle ore centrali del 31 Ottobre (Figura 4.1b). La depressione poi arriva nel Mediterraneo ormai in fase di colmamento il 01 Novembre, mentre la pressione a NW delle Alpi aumenta decisamente a causa dell'avvicinarsi di un cuneo altopressorio dalle Azzorre. Sui Balcani e sull'Europa Orientale rimane presente durante tutto l'evento un'area di alta pressione collegata al promontorio anticiclonico di blocco già descritto precedentemente.

4.1.3 Confronto Bolam-ECMWF

Per valutare la bontà della simulazione effettuata con il modello Bolam ne confrontiamo gli output con le analisi ECMWF, che usiamo come condizioni iniziali e al contorno per la simulazione. Eseguiamo questo controllo alla fine della simulazione, quando le eventuali differenze con le analisi sono massime; confrontiamo i campi di altezza geopotenziale a 500 hPa e di pressione al suolo.

- **Geopotenziale a 500 hPa** : la struttura a grande scala è identica a meno del minimo sull'Italia, un po' più profondo e allungato in senso meridiano nel Bolam; sempre nel modello, in generale, il geopotenziale è leggermente più basso anche sull'Europa Centrale.

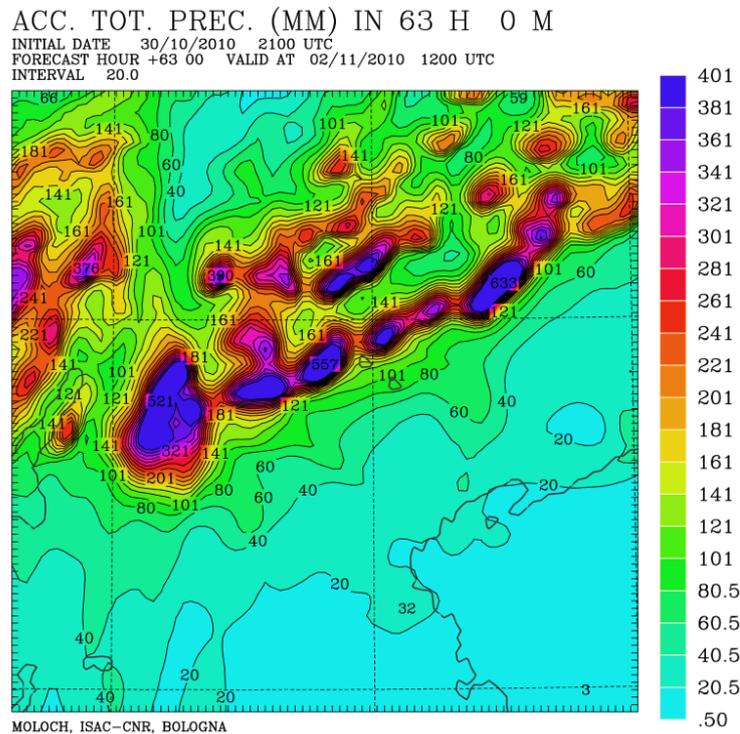


Figura 4.2: precipitazioni cumulate previste dal modello MOLOCH relative all'intero evento di Vicenza2010

- **Pressione al suolo :** si vede qualche piccola differenza nelle strutture secondarie all'interno del minimo sul Mediterraneo; inoltre nel Bolam l'alta pressione un po' meno allungata sulla Spagna e la Francia ed il minimo di pressione è leggermente meno esteso sul suo angolo SW (nella zona di Tripoli); comunque la configurazione generale è la stessa e le discrepanze non superano i 2 hPa.

Si può quindi concludere che, nonostante la simulazione sia stata estremamente lunga (66 ore), il modello abbia ricostruito correttamente l'evento, almeno nelle sue caratteristiche a larga scala. Nei prossimi paragrafi valuteremo i dettagli a mesoscala, riferendoci quindi al modello Moloch.

4.1.4 Precipitazioni cumulate

In questo evento la distribuzione degli accumuli di precipitazione è decisamente correlata con l'orografia alpina. Osservando i valori misurati relativi all'intero evento si nota come i massimi si siano distribuiti lungo una linea diretta da WSW a ENE lungo le Prealpi Venete e Carniche (Tabella 4.1).

Il modello è piuttosto accurato per quanto riguarda gli accumuli precipitativi. In particolare, (Figura 4.2) osservando gli accumuli totali dell'evento, si notano un massimo da 521 mm centrato sulla zona di Recoaro (con una zona oltre i 400 mm estesa circa 25 km in latitudine e una decina in longitudine), una fascia continua

Precipitazione massima cumulata all'interno della zona (mm)		
Provincia	Località	Accumuli (mm)
VR	S. Bortolo	386
VI	Recoaro (CAE)	530
VI	Castana Arsiero	458
BL	Valpore Seren del Grappa	587
BL	Cansiglio Tramedere	517
PN	Val Sughet	709
PN	Andreis	601

Tabella 4.1: Precipitazioni cumulate (mm) durante l'evento Vicenza2010 in alcune stazioni venete e del bacino del Livenza (fonte: Scheda Evento, ARPAV (2010))

di precipitazioni superiori a 300 mm con zone diffusamente sopra i 400 mm fino a Feltre (e un secondo massimo a 557 m nella zona del Grappa) e poi, verso il Friuli Venezia Giulia, un terzo massimo di 633 mm nella zona dell'alto bacino del Livenza (tra Belluno e Maniago). Lasciando da parte i singoli valori, la scala di accumulo e la localizzazione sono simulate correttamente, senza sovrastime o sottostime evidenti.

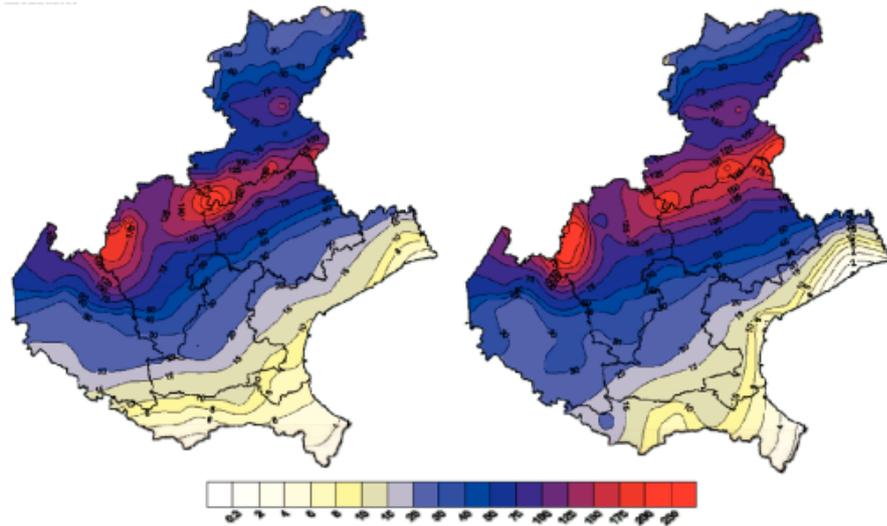
Una conferma di questo accordo è data dal fatto che l'accumulo medio areale misurato nella zona di allerta Veneto-B (bacino dell'Alto Brenta e Bacchiglione, comprende la zona di Recoaro e si estende verso E quasi fino a Feltre) è di circa 340 mm (Scheda Evento, ARPAV (2010)), un valore assolutamente compatibile con la distribuzione di accumuli prevista dal modello Moloch.

Concentrandoci sui massimi giornalieri, risultati superiori ai 200 mm sia il 31 Ottobre che il 01 Novembre, si nota che è rispettato anche l'andamento dei due massimi sul Veneto, con la zona più orientale (da Feltre verso il Friuli Venezia Giulia, corrispondente circa alla zona Veneto-A) che vede valori più elevati il 31 Ottobre e confrontabili con il massimo della zona più occidentale (Recoaro) il 01 Novembre; i valori numerici dei singoli massimi inoltre hanno una discrepanza accettabile tra modello e dati (Tabella 4.2, Figura 4.3).

L'unica differenza rilevante da segnalare riguarda i valori sulle pianure costiere, leggermente inferiori nel modello rispetto ai dati misurati.

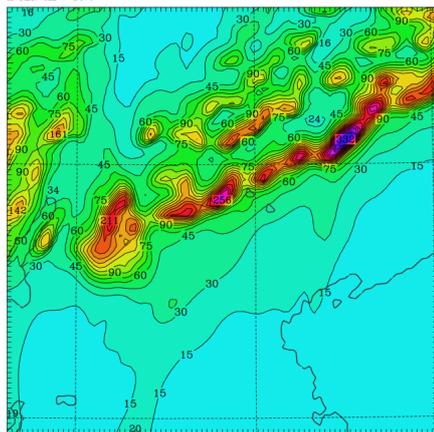
Precipitazione massima cumulata all'interno della zona (mm)		
zona	Veneto-A	Veneto-B
31-10-2010	255.6	197.0
01-11-2010	241.8	230.2
totale evento	586.6	501.6

Tabella 4.2: precipitazioni cumulate nelle 24 ore e durante l'evento nelle zone di allerta Veneto-A e Veneto-B (mm) (fonte: Scheda Evento, ARPAV (2010))

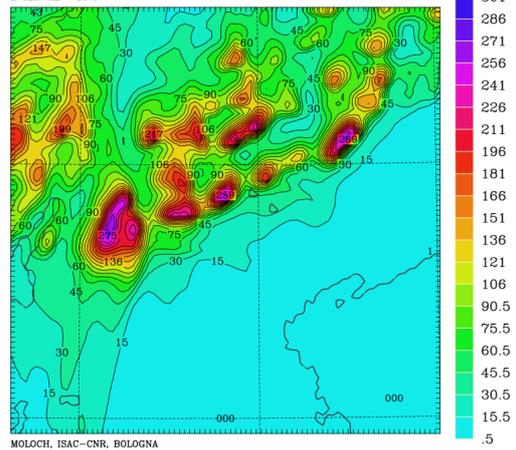


(a) Mappa delle precipitazioni cumulate nelle 24 ore, rispettivamente il 31/10 ed il 01/11, sul territorio Veneto (fonte: Scheda Evento, ARPAV (2010)).

ACC. TOT. PREC. (MM) IN 24 H 0 M
INITIAL DATE 30/10/2010 2100 UTC
FORECAST HOUR +27 00 VALID AT 01/11/2010 0000 UTC
INTERVAL 15.0



ACC. TOT. PREC. (MM) IN 24 H 0 M
INITIAL DATE 30/10/2010 2100 UTC
FORECAST HOUR +51 00 VALID AT 02/11/2010 0000 UTC
INTERVAL 15.0



(b) Mappa delle precipitazioni cumulate nelle 24 ore, rispettivamente il 31/10 ed il 01/11, sul territorio Veneto previste dal modello MOLOCH

Figura 4.3: mappe delle precipitazioni cumulate in 24 ore durante l'evento

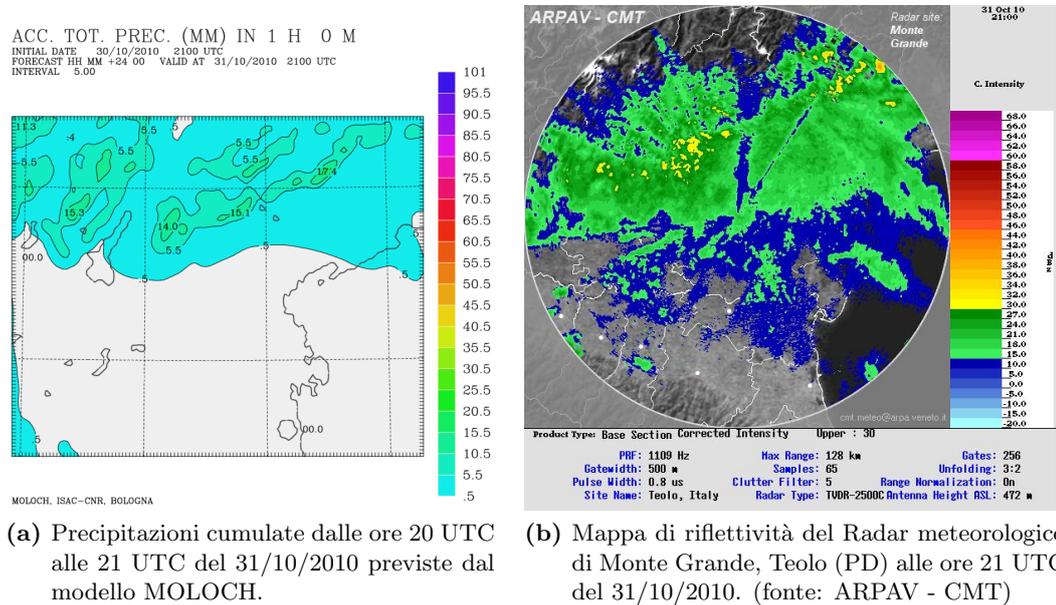


Figura 4.4: queste immagini sono un esempio dell'accordo tra modello e dati per quanto riguarda le precipitazioni durante l'evento.

4.1.5 Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar

Le precipitazioni rilevate sull'area pedemontana e prealpina veneta e friulana cominciano, localmente con moderata intensità, nelle prime ore del 31 Ottobre e diventano più diffuse e persistenti (spesso abbondanti sulle Prealpi) dalle 12 UTC e per le successive 24 ore. Dalle prime ore del 01 Novembre le precipitazioni assumono anche carattere di rovesci intensi, con massimi orari che superano i 20 mm e in qualche caso anche i 30 mm. Dal pomeriggio del 01 Novembre e nelle prime ore del 2 Novembre i rovesci si fanno via via più sparsi, deboli e localizzati mentre sull'Adriatico transita una banda di precipitazioni legata al fronte arrivato da W durante la mattina sulla regione d'interesse. Questa dinamica, descritta nel report di evento (Scheda Evento, ARPAV (2010)) e mostrata dal Radar di Teolo, è ben riprodotta anche dal modello Moloch. (Figura 4.4).

4.1.6 Campi di vento alle varie quote

Osserviamo l'evoluzione dei venti a varie quote (indicate attraverso i livelli di pressione corrispondenti) prevista dal modello Moloch: (Figura 4.5)

- **500 hPa** : inizialmente abbiamo correnti da SSW intorno a 25 m/s tendenti ad orientarsi da S entro le 12 UTC del 31 ottobre, quando si assiste ad un lento indebolimento del vento in quota (Figura 4.5a), fino a scendere a 10 m/s nella mattina del 01 Novembre, senza ulteriori variazioni di direzione. Durante il 01 Novembre osserviamo nuovamente una rotazione in senso orario, coerentemente a quanto descritto per il campo di geopotenziale (vedi il Paragrafo 4.1.2);

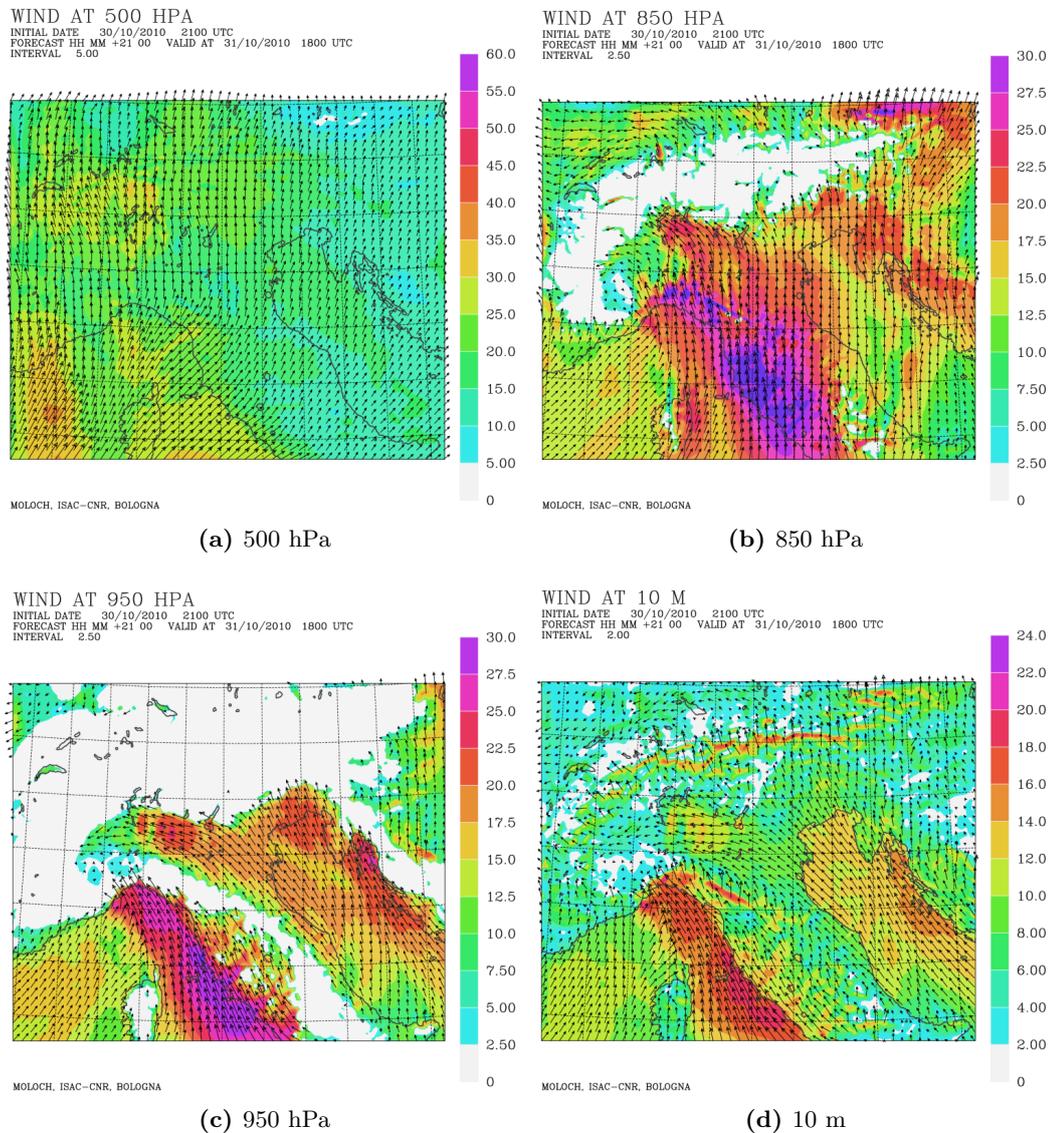


Figura 4.5: campi di vento a vari livelli di pressione e di quota alle ore 18 UTC del 31 Ottobre 2010.

i venti diventano molto deboli sulla regione d'interesse mentre sull'Adriatico transita una linea d'instabilità tra il pomeriggio e la sera e le correnti da S si intensificano fino a circa 35 m/s. Nelle ultime ore di simulazione la circolazione in quota rimane blanda e diventa prettamente ciclonica attorno al centro depressionario, centrato ormai sulla Corsica.

- **850 hPa :** all'inizio della simulazione (sera del 30 Ottobre) osserviamo vento da S a circa 5 m/s sulla pianura veneta, mentre in Pianura Padana le correnti sono leggermente più tese e ruotano attorno a un debole minimo di pressione

formatosi temporaneamente sul Basso Piemonte. Durante le prime ore del 31 Ottobre il vento da S-SW si intensifica fino a 25 m/s su una zona ristretta che si sposta dal Mar Ligure verso l'Italia Centrale e poi verso l'Alto Adriatico in mattinata; dopo il passaggio di questo primo disturbo sulla regione d'interesse, le correnti dai quadranti meridionali si intensificano in maniera più diffusa, con una situazione piuttosto persistente (Figura 4.5b). La direzione delle correnti (con intensità spesso superiori ai 20 m/s) è in un primo momento da S poi rimane stazionaria da SW. E' soltanto dalle ore centrali del 01 Novembre che le correnti si orientano da SE e si indeboliscono poi dalla serata, al passaggio della linea d'instabilità già menzionata.

- **950 hPa** : il campo di vento nei bassi strati differisce notevolmente, in particolar modo sul Nord Adriatico, da quanto descritto per gli strati superiori. Infatti osserviamo inizialmente Scirocco debole-moderato (intorno ai 10 m/s) in Adriatico con una graduale rotazione a NE sulla Pianura Veneta dovuta allo sbarramento esercitato dalle Alpi. Tale vento di barriera si intensifica in Pianura Padana, aiutato anche dalla circolazione ciclonica sul basso Piemonte. Dall'alba del 31 Ottobre il vento da SE diventa più intenso e riesce a penetrare fino alle Prealpi venete e friulane, sostituendo il vento di barriera. La situazione sulle regioni d'interesse resta più o meno stazionaria per molte ore, con Scirocco sull'Adriatico e in Veneto anche a 20 m/s. Si nota anche che il vento da E in Pianura Padana persiste durante la fase intensa dell'evento, con le correnti che spesso si incanalano verso il Canton Ticino (Figura 4.5c). E' solo nel tardo pomeriggio del 01 Novembre che si ha un cambiamento, con lo Scirocco adriatico che si indebolisce dopo il passaggio del fronte e il vento sulla Pianura Veneta che si orienta un pò più da E, a causa del minimo di pressione in avvicinamento. Nelle ultime ore della simulazione le correnti, orientate da SE sull'Adriatico e da ENE sulle pianure, si indeboliscono ulteriormente.
- **10 m** : per quanto riguarda i venti al suolo, ciò che si nota persistere durante praticamente tutta la simulazione è la condizione di "flow over", con le correnti intense dai quadranti meridionali che superano il crinale alpino senza venire deviate in maniera significativa. Per il resto possiamo dire che le caratteristiche fondamentali sono le stesse del vento a 950 hPa. Infatti abbiamo correnti molto deboli nelle primissime ore di simulazione, poi la formazione e la veloce rimozione del vento di barriera e successivamente lo Scirocco quasi stazionario e piuttosto intenso per molte ore (Figura 4.5d). Bisogna precisare che per il vento al suolo la transizione da Scirocco a vento di barriera è molto meno graduale che a 950 hPa (questa caratteristica è comune a tutti i casi, nonostante le loro differenze); possiamo dire che c'è quasi una discontinuità nel campo di vento (Figura 4.6). Anche per i venti al suolo, dopo il passaggio del fronte, nel tardo pomeriggio del 01 Novembre, i venti si indeboliscono e non si nota neanche più il "flow over".

Lo shear dei venti tra le varie quote è apprezzabile solo nella prima fase del peggioramento, coerentemente (vedi *equazione del vento termico* Holton (2004)) con

il fatto che l'avvezione di aria più mite caratterizza solo la prima metà dell'evento, quella antecedente allo stazionamento della depressione nel Mediterraneo.

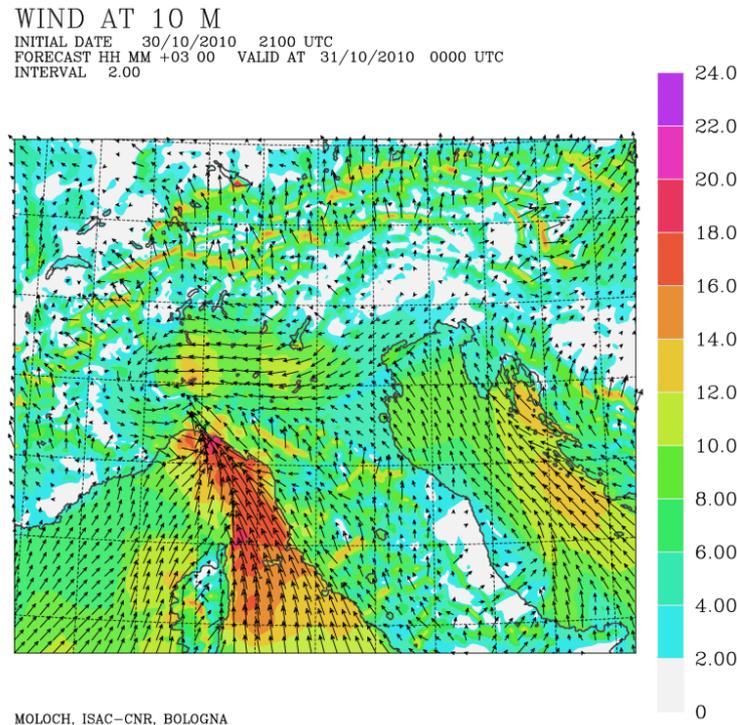


Figura 4.6: campo di vento a 10 m alle 00 UTC del 31 Ottobre 2010 previsto dal modello Moloch.

4.1.7 Confronto del campo di vento con dati SODAR

Dopo aver descritto la situazione del vento alle varie quote, confrontiamo il modello con i dati SODAR, profilatori di vento situati a Loncon di Concordia Sagittaria (VE) e di Padova (PD) (fonte: ARPAV). In questo modo possiamo controllare la bontà della simulazione per le quote più prossime al suolo, fino a circa 500 m, una quota normalmente identificabile con la pressione di 950 hPa.

- **Loncon :** i venti osservati sono molto deboli all'inizio dell'evento; nelle prime ore si assiste alla rapida formazione e successiva erosione del vento di barriera nei primi 200 m di quota, che resiste fino alle 06 UTC negli strati più vicini al suolo (Figura 4.7). Nel resto del 31 Ottobre e nella mattina del 01 Novembre i dati mostrano uno Scirocco moderato (circa 8-10 m/s al suolo e 16-18 m/s a 400 m di quota) e con direzione uniforme. Dalle ore centrali del giorno e fino alla fine del periodo d'interesse i venti ruotano a NE al suolo e a E-SE alle quote superiori. Questa dinamica è simulata con buona precisione dal modello, che coglie la limitata estensione verticale del vento di barriera e la lunga fase con correnti sciroccali moderate; dal pomeriggio del 01 Novembre,

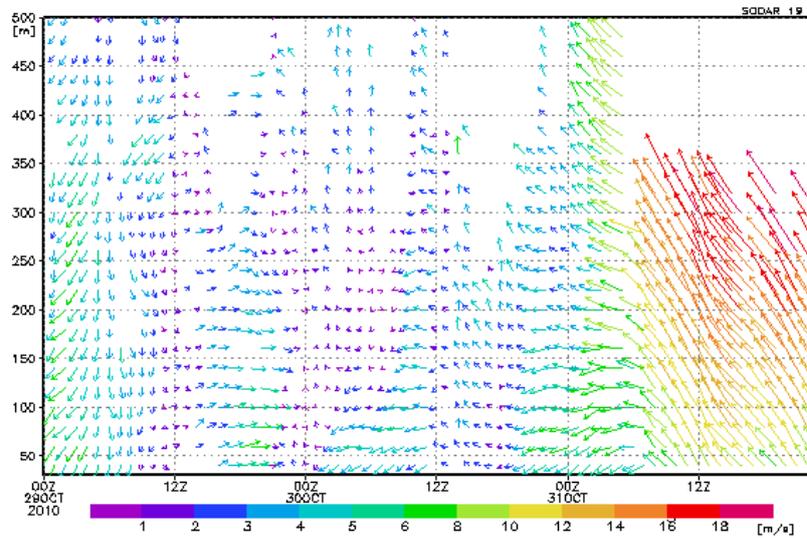


Figura 4.7: immagini SODAR, stazione di rilevamento di Loncon di Concordia Sagittaria (VE), dalle 00 UTC del 29 Ottobre 2010 alle 00 UTC del 01 Novembre 2010. (fonte: ARPAV). Nella parte destra dell'immagine si notano il vento di barriera e lo Scirocco successivo.

quando si ha il passaggio del fronte e i venti diventano più deboli e irregolari, le discrepanze tra modello e osservazioni aumentano, probabilmente anche a causa dei disturbi localizzati, generati dai rovesci sparsi.

- **Padova :** in questo caso i dati sembrano più disturbati e difficilmente il segnale acustico arriva a 300 metri di quota. Risulta quindi complicato descrivere in maniera esauriente l'evoluzione delle correnti nei bassi strati attraverso i dati rilevati. Possiamo comunque eseguire alcuni confronti con il vento simulato a 10 m di quota. In particolare, il vento di barriera osservato attraverso le immagini SODAR sembra resistere 2-3 ore in più rispetto a quanto simulato dal modello e la fase di Scirocco è riprodotta abbastanza correttamente.

4.1.8 Temperatura potenziale equivalente

Per analizzare le caratteristiche delle masse d'aria che sono presenti sulla regione d'interesse durante l'evento scegliamo di usare la temperatura potenziale equivalente (θ_e).

La θ_e viene definita attraverso il seguente procedimento (Wallace-Hobbs (2006)): si prende una determinata massa d'aria e la si solleva pseudoadiabaticamente fino a che tutto il vapore non è condensato, rilasciando il calore latente associato. A questo punto la massa d'aria, che risulta secca, viene portata adiabaticamente fino al livello corrispondente alla pressione di 1000 hPa. La temperatura della massa d'aria a quel punto è proprio la θ_e cioè, in sostanza, la temperatura potenziale di una masserella a cui viene tolto per condensazione tutto il vapore acqueo. La temperatura potenziale

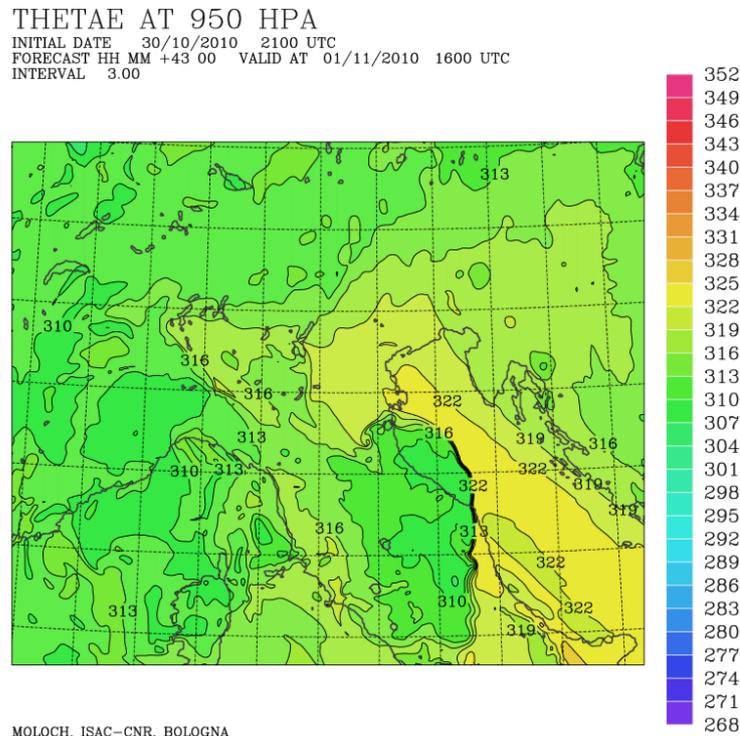
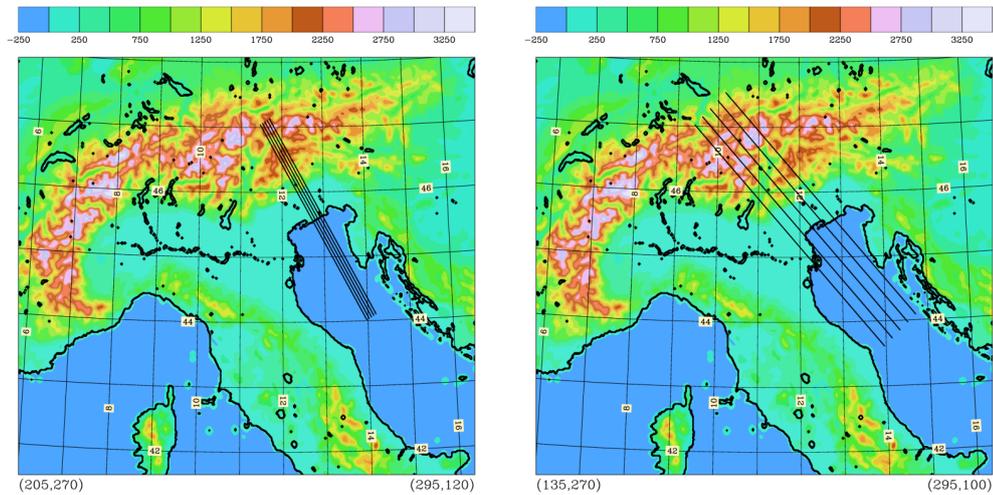


Figura 4.8: θ_e a 950 hPa alle 16 UTC del 01 Novembre 2010 previste dal modello Moloch.

equivalente è una grandezza fisica conservata durante tutti i processi adiabatici e pseudoadiabatici.

Ci sembra utile usare questa grandezza perchè permette di evidenziare le caratteristiche di temperatura e umidità delle masse d'aria; in questo modo, ad esempio, un fronte dovrebbe essere ben segnalato da una discontinuità nel campo di θ_e . La scelta del livello a cui valutare la θ_e , 950 hPa, è consistente con l'esigenza di caratterizzare in particolare l'avvezione di aria calda e umida attraverso lo Scirocco dall'Adriatico, caratteristica dei bassi strati.

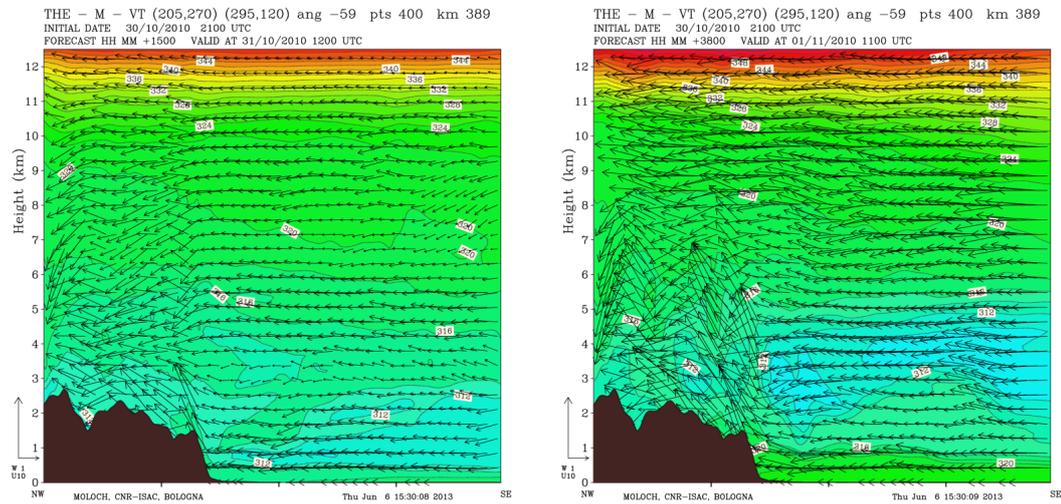
Durante la prima parte della simulazione si ha, sull'alto Adriatico e sulle pianure circostanti, una lenta avvezione di aria via via sempre più mite nei bassi strati con la θ_e che passa dai 301 K iniziali ai 316 K della serata del 31 Ottobre e ai 322 K delle ore centrali del 01 Novembre (Figura 4.8). Dal tardo pomeriggio del 01 Novembre, con il passaggio della linea d'instabilità associata ad aria più fredda si osserva invece una diminuzione della θ_e fino a ritornare sui 310 K nella mattina del 02 Novembre. Dato che durante l'intero periodo l'umidità relativa rimane molto alta sulla regione d'interesse, le variazioni di θ_e si possono considerare correlate all'avvezione di aria più o meno mite più che a variazioni di umidità. Un altro elemento interessante presente è la zona di aria più secca sulla sponda occidentale dell'Adriatico, dovuta probabilmente ad effetto orografici legati al passaggio delle correnti sull'Appennino che genera effetti di tipo favonico.



(a) Prima serie di sezioni verticali, distanza tra le sezioni \rightarrow 5 km. (b) Seconda serie di sezioni verticali, distanza tra le sezioni \rightarrow 20 km

Figura 4.9: sezioni usate per le cross sections relative all'evento. Le variabili sulle singole sezioni vengono mediate per ottenere una sola sezione, come quella mostrata in Figura 4.10.

4.1.9 Cross sections



(a) θ_e e vento tangenziale alle sezioni alle 12 UTC del 31 ottobre 2010. (b) θ_e e vento tangenziale alle sezioni alle 1100 UTC del 01 Novembre 2010.

Figura 4.10: cross sections per diverse quantità fisiche valutate a diversi istanti durante la simulazione del modello Moloch.

Per questo evento abbiamo deciso di tracciare due cammini diversi per valutare le sezioni verticali. La prima cross section è stata costruita mediando su 5 sezioni

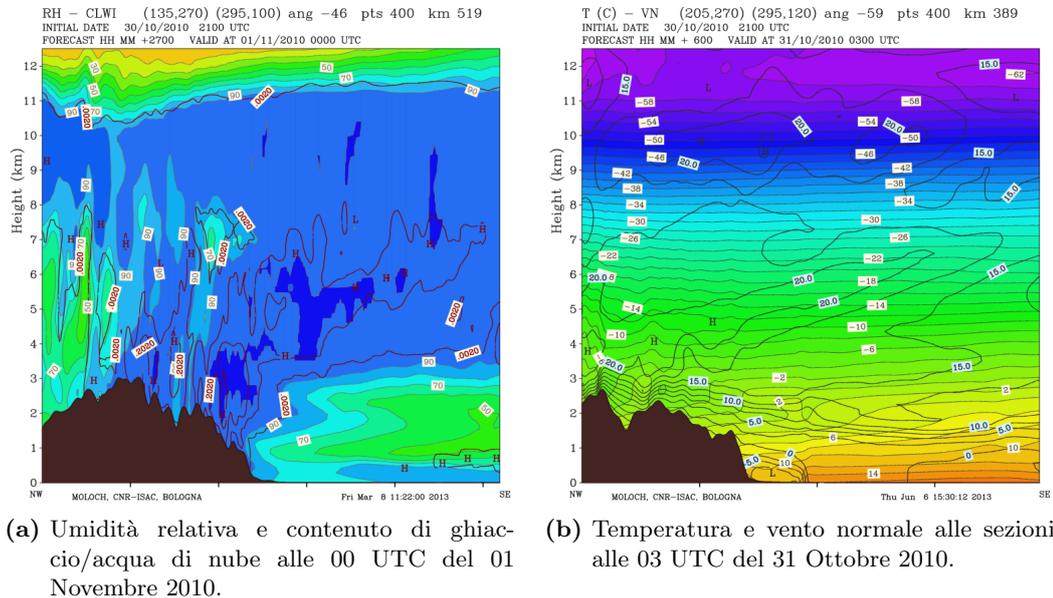


Figura 4.11: cross sections per diverse quantità fisiche valutate a diversi istanti durante la simulazione del modello Moloch.

parallele a 5 km di distanza l'una dall'altra (come anche per gran parte degli altri casi) tracciate in direzione SE-NW partendo dall'Adriatico fino ad oltrepassare la catena alpina (Figura 4.9a). La seconda cross section invece è stata realizzata mediando su 5 sezioni ognuna a 20 km di distanza dall'altra, in modo da cogliere le caratteristiche su buona parte dell'Alto Adriatico e della Pianura Veneta (Figura 4.9b). In questo modo abbiamo potuto valutare le grandezze meteorologiche sia lungo una specifica direzione che su un'area più estesa, che permette una visione più globale delle quantità relative al flusso incidente.

Eseguiamo le analisi dei campi di temperatura e di vento usando la cross section ottenuta con le sezioni a 5 km di distanza, per cogliere in maniera ottimale i moti verticali associati alle precipitazioni localizzate e intense e l'eventuale convezione che verrebbe altrimenti nascosta dalla media effettuata su una regione troppo vasta. L'osservazione dell'andamento temporale dell'umidità relativa invece viene condotto con la cross section ottenuta dalle sezioni a 20 km di distanza, in modo da riprodurre le caratteristiche generali dell'afflusso umido sulla regione.

Analizzando l'evoluzione temporale della θ_e si nota che all'inizio l'atmosfera è molto stabile a quote medie; infatti osserviamo un aumento di θ_e con la quota anche in livelli in cui l'umidità diminuisce. Durante la fase intensa dell'evento, la colonna evolve verso una situazione che, seppur stabile a quote medio-alte, si avvicina alla neutralità; a quote medio-basse invece (attorno a 2-3 km) la θ_e ha un minimo, dato dalla bassa umidità relativa, ed è difficile definirne la stabilità (Figura 4.10a).

E' interessante osservare il vento tangenziale, ovvero diretto lungo le cross sections, perchè mostra che i moti verticali presenti durante l'evento sono causati dal

sollevamento sull'orografia. Nel corso di tutta la fase intensa, alcune zone caratterizzate da velocità verticali piuttosto intense negli strati bassi indicano la presenza di attività convettiva sovrapposta al sollevamento orografico (Figura 4.10a). La convezione diventa più intensa e profonda al mattino e nelle ore centrali del 01 Novembre ((Figura 4.10b). Concentrandosi sulla media e alta troposfera si notano le onde di gravità che accompagnano il passaggio del flusso sopra l'arco alpino per gran parte della simulazione. Nella fase finale dell'evento si assiste al passaggio di una linea d'instabilità.

Esaminando l'andamento temporale dell'umidità relativa notiamo la progressiva saturazione di tutta la colonna d'aria sopra le regioni interessate dalle precipitazioni a partire dalle prime ore del 31 Ottobre e per tutta la fase intensa. Anche la presenza di uno strato più secco sull'Alto Adriatico tra 1 e 3 km di quota è piuttosto persistente, come pure la saturazione dell'alta troposfera e dello strato più prossimo al mare (Figura 4.11a). Dalle ore centrali del 01 Novembre, con il passaggio frontale sulla regione, la distribuzione di umidità relativa diventa molto più irregolare sia rispetto alla quota che alla posizione.

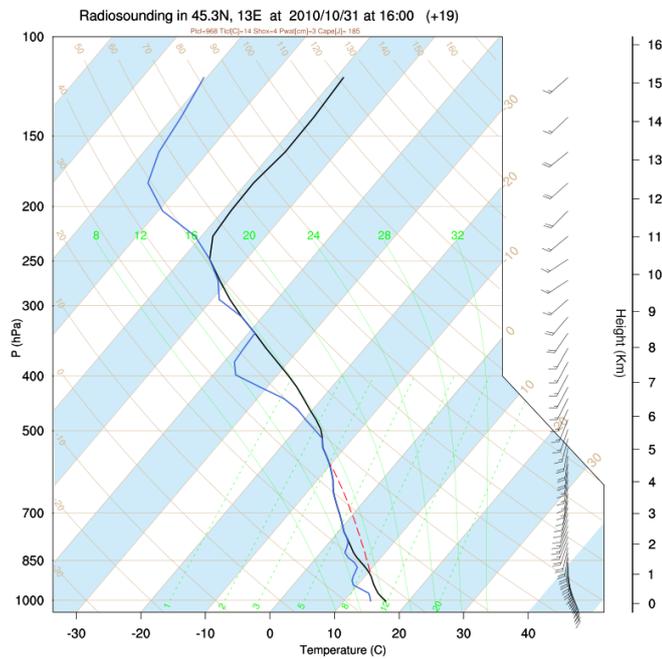
La sezione che mostra il vento normale (Figura 4.11b) evidenzia la presenza iniziale del vento di barriera ai piedi della catena alpina, che viene gradualmente eroso dall'ingresso dello Scirocco e scompare entro la mattina del 31 Ottobre.

4.1.10 Profili termodinamici

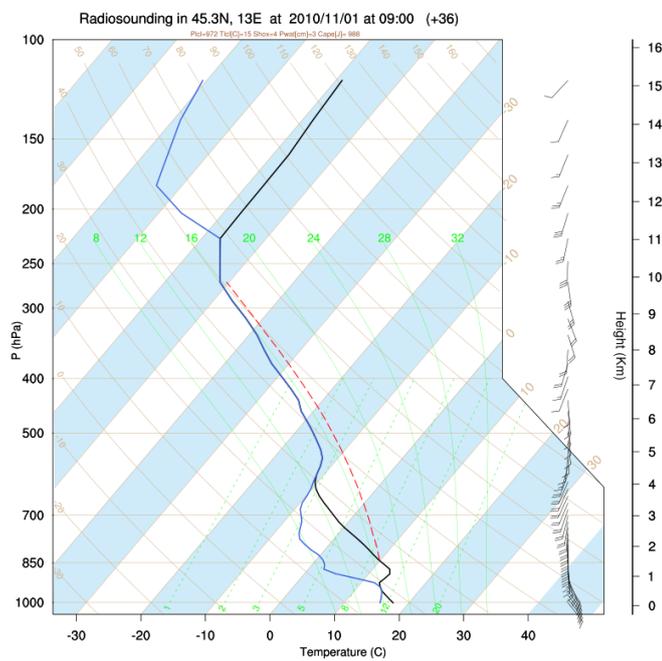
In questo paragrafo analizziamo l'evoluzione dei profili termodinamici simulati dal Moloch e rilevati alle stazioni di Udine-Campoformido 16044 e di Bologna-San Pietro Capofiume 16144.

Per caratterizzare il flusso incidente abbiamo tracciato dei profili nell'Alto Adriatico ed in corrispondenza della zona in cui si sviluppa vento di barriera. I profili usati sono simulati dal modello (non esistono stazioni di radiosondaggi sul mare) e verranno anche impiegati per l'analisi parametrica, illustrata in seguito (vedi Capitolo 5). La scelta della loro localizzazione spaziale temporale esatta verrà quindi discussa all'interno dell'analisi successiva e non in questo paragrafo. Possiamo comunque già precisare che i profili relativi al flusso incidente sono tutti valutati nelle vicinanze del punto (45 N, 13 E) per i 3 eventi con precipitazioni prevalentemente sui rilievi mentre nei casi con convezione sulla pianura il centro del profilo può trovarsi leggermente più a SE, a seconda dell'estensione dell'area interessata dal vento di barriera. In generale i profili vengono tracciati in una zona che permetta di caratterizzare il flusso incidente appena prima dell'interazione con l'orografia. Per caratterizzare il vento di barriera invece, i profili vengono tracciati in corrispondenza della zona caratterizzata da flusso bloccato ai piedi delle Alpi. Infine, il confronto tra i profili simulati del modello e ottenuti dai radiosondaggi permette invece di valutare la realistica della simulazione.

I profili simulati mostrano un flusso incidente inizialmente leggermente stabile nei bassi strati, saturo e vicino alla neutralità a quote medie e di nuovo stabile a quote superiori (Figura 4.12a). Durante la prima parte della fase intensa si osserva una zona d'instabilità tra le quote relative ai livelli di 850 hPa e 600 hPa, con



(a) Profilo riferito alle 16 UTC del 31 Ottobre 2010, tracciato in 45.3 N, 13 E



(b) Profilo riferito alle 09 UTC del 01 Novembre 2010, tracciato in 45.3 N, 13 E

Figura 4.12: profili termodinamici simulati in Alto Adriatico dal modello Moloch

valori di CAPE comunque piuttosto bassi, dell'ordine di 100 J/Kg . Con il passare delle ore la saturazione si estende a tutte le quote superiori ai 700 hPa mentre al di sotto si assiste alla saturazione degli strati prossimi al suolo e alla diminuzione dell'umidità relativa in quelli immediatamente superiori. Questa situazione, insieme alla progressiva riduzione della stabilità a quote medio-alte, porta ad un deciso aumento dell'instabilità condizionale, con valori di CAPE sull'Alto Adriatico che crescono fino a 700-800 J/Kg. La zona di aria più secca sviluppatasi nelle ore precedenti a quote medio-basse impedisce alla convezione di svilupparsi alle basse quote, confinandola, come per tutto il resto dell'evento, sui rilievi (Figura 4.12b).

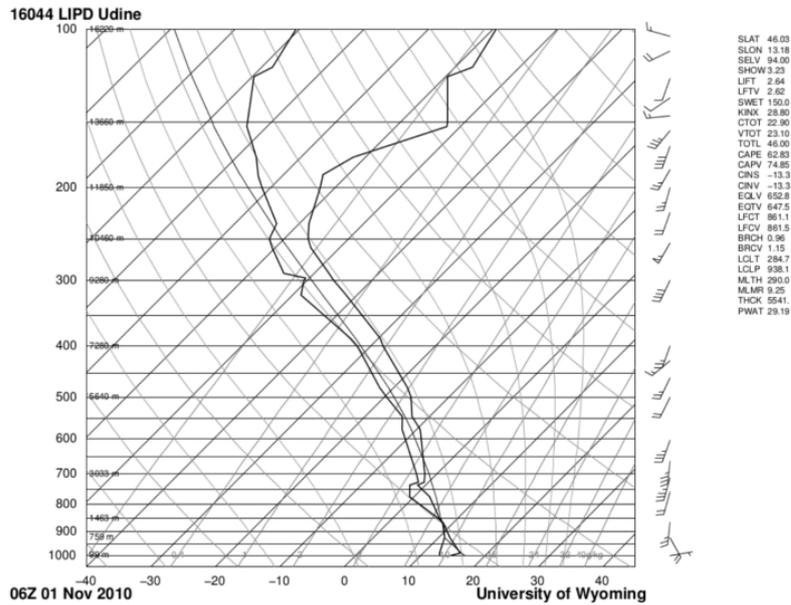
Sulla pianura vicino alle Alpi il vento di barriera è presente solo nelle prime ore di simulazione ed il profilo associato denota una colonna d'aria stabile, soprattutto nei bassi strati, e quasi completamente satura.

Non ci soffermiamo sulla descrizione dei venti attraverso i profili, avendo già descritto la loro evoluzione alle varie quote nel Paragrafo 4.1.6. Facciamo soltanto notare che attraverso i profili, costruiti utilizzando i livelli verticali di Moloch, è possibile simulare con precisione l'estensione verticale del dello strato caratterizzato da vento di barriera e dallo Scirocco.

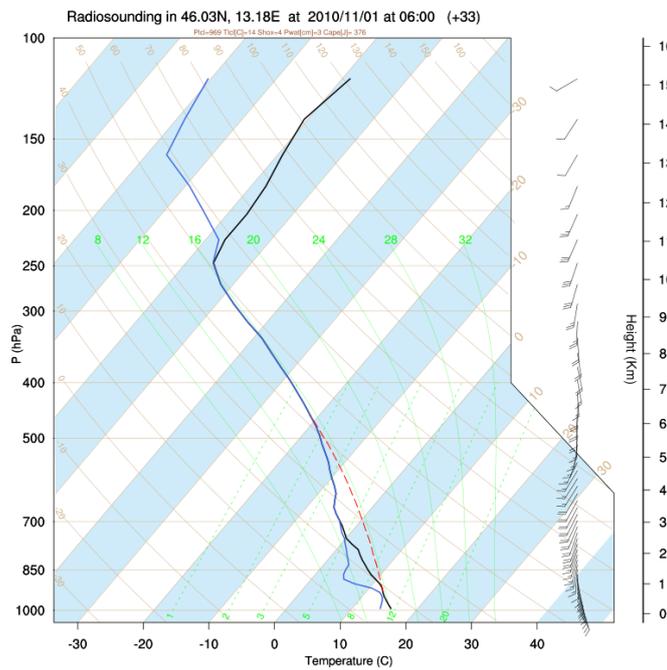
I profili termodinamici della stazione di S. Pietro Capofiume possono essere in parte considerati rappresentativi del flusso "upstream" rispetto alla nostra zona d'interesse durante la fase più intensa dell'evento. Questi profili mostrano una colonna d'aria inizialmente piuttosto stabile, con un'inversione nei bassi strati e aria secca dal livello dei 500 hPa in su; la colonna si umidifica gradualmente evolvendo verso la neutralità, ma senza diventare instabile. Nei primi 1,5 km permane l'inversione e si resta lontani dalla saturazione.

I profili simulati dal modello (per gli stessi istanti temporali in cui sono presenti quelli misurati) rappresentano una situazione leggermente diversa, con una colonna d'aria mediamente più vicina alla saturazione e meno stabile; l'inversione nei bassi strati infatti è evidente solo nell'ultimo profilo simulato. Per quanto riguarda i venti si nota un buon accordo, sia per la direzione che per l'intensità.

I profili della stazione di Udine Campofornido (al limite orientale, soprattutto per quanto riguarda i bassi strati, del flusso incidente dall'Adriatico) sono mediamente più vicini alla saturazione e alla neutralità rispetto ai precedenti. Il modello, anche in questo caso, vede un'umidità più accentuata e un profilo leggermente più instabile rispetto ai dati, ma l'accordo si può considerare soddisfacente (Figura 4.13); anche i venti son ben rappresentati (a meno dello strato immediatamente sopra il suolo, che sembra però affetto da qualche errore sistematico).



(a) Profilo termodinamico rilevato dalla stazione 16044 di Udine Campofornido (UD)
(fonte: University of Wyoming - <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)



(b) Profilo termodinamico simulato nella zona corrispondente alla
stazione di Udine Campofornido dal modello Moloch

Figura 4.13: profili termodinamici riferiti alle 06 UTC del 01 Novembre 2010

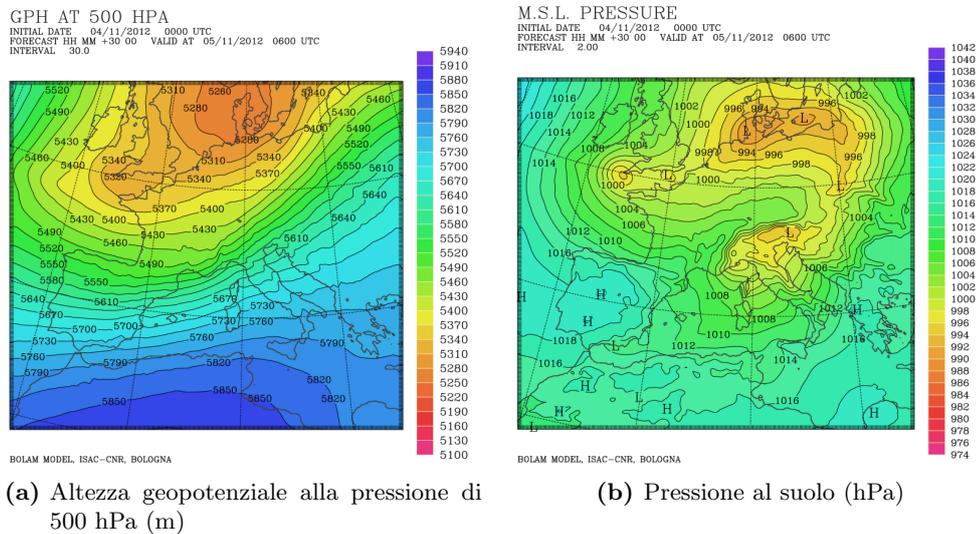


Figura 4.14: campi simulati alle ore 06 UTC del 05 Novembre 2012 con il modello Bolam

4.2 HyMeX - IOP 19

Il secondo caso analizzato è avvenuto tra il 04 e il 05 Novembre 2012, nel corso della prima campagna di misure SOP (Special Observation Period) del progetto HyMeX, da cui appunto deriva il “nome” dato all’evento: Intense Observation Period (number) 19. Abbiamo così potuto usufruire anche dei numerosi dati raccolti durante l’IOP per valutare l’aderenza del modello ai fenomeni osservati.

In generale, Moloch ha simulato con precisione l’evento, raggiungendo un buon accordo con i dati a livello di accumuli di precipitazioni, andamento temporale delle piogge e dei venti e loro variazione con la quota. L’unica differenza apprezzabile riguarda lo spostamento verso E del fronte che ha chiuso la fase intensa. Nella simulazione il fronte si muove più rapidamente producendo uno spostamento verso SE delle celle convettive notturne responsabili di forti precipitazioni nella fase conclusiva dell’evento.

La dinamica dell’evento invece è stata ben riprodotta, con correnti in quota molto inclinate in senso zonale che hanno determinato anche le direzioni dei venti al suolo: “Scirocco” da S sull’Adriatico, inizialmente deviato come vento di barriera da NNE dal Veneto verso l’Emilia Romagna. Anche la distribuzione delle piogge è stata modulata dalla direzione delle correnti in quota, con accumuli importanti (nonostante la durata decisamente inferiore rispetto all’evento precedente) soltanto sulle Prealpi Giulie, al confine orientale dello sbarramento alpino. Anche in questo caso comunque, l’avvezione mite mediterranea ha favorito l’evoluzione dei profili termodinamici da una situazione di stabilità ad una moderata instabilità con lo sviluppo di convezione all’interno della precipitazione orografica, innescata dal sollevamento sui rilievi del flusso, in condizioni di “flow over”.

4.2.1 Dati simulazione

- condizioni iniziali e al contorno: ECMWF analysis (0.25°) ogni 6 ore
- run Bolam: 04/11/2012 00 UTC \rightarrow 05/11/2012 12 UTC
- nesting Moloch: 04/11/2012 03 UTC

4.2.2 Situazione sinottica

- **Geopotenziale a 500 hPa** : nelle prime ore della simulazione, Bolam mostra una saccatura estesa dalla Scandinavia all'Oceano Atlantico, inclinata in direzione NE-SW, con un minimo di altezza geopotenziale a W dell'Irlanda. Correnti in quota da SW interessano la regione alpina, risultando piuttosto intense, dato che la saccatura è molto profonda e con il suo movimento verso E genera gradienti di pressione notevoli in corrispondenza della regione d'interesse. Il massimo gradiente di altezza geopotenziale in senso perpendicolare alle Alpi lo si ha nelle prime ore del 05 Novembre, con circa 150 m di differenza tra i due versanti della catena alpina (Figura 4.14a). In quel momento il minimo legato alla saccatura è ormai sulla Danimarca e si assiste al transito del fronte freddo, il cui bordo meridionale lambisce le regioni alpine nord-orientali.
- **Pressione al suolo** : inizialmente si ha un minimo di pressione piuttosto profondo (circa 980 hPa) a W dell'Irlanda mentre successivamente si forma un secondo minimo, più a SW, sulla Manica. Dalle ore centrali del 04 Novembre, con il movimento verso E della saccatura in quota, si ha un significativo calo della pressione anche a NW delle Alpi. In serata si formano delle zone di bassa pressione sulla Pianura Padana, legate al transito della struttura frontale, mentre dalla Francia avanza un cuneo altopressorio. Nelle prime ore del 05 Novembre un'ulteriore spostamento verso E porta il minimo sui Balcani (Figura 4.14b).

4.2.3 Confronto Bolam-ECMWF

Eseguiamo il confronto alla fine del run, il 05 Novembre alle 12 UTC.

- **Geopotenziale a 500 hPa** : ottima corrispondenza fra la previsione di Bolam e le analisi; l'altezza di geopotenziale è leggermente più bassa solo sull'area baltica ma si tratta comunque di differenze assolutamente non significative.
- **Pressione al suolo** : anche in questo caso l'accordo è molto buono; l'unica differenza non trascurabile riguarda il minimo di pressione sul Mar Baltico, più inclinato verso SE e meno profondo secondo l'analisi ECMWF (Figura 4.15). Le differenze di pressione comunque non superano mai i 2 hPa.

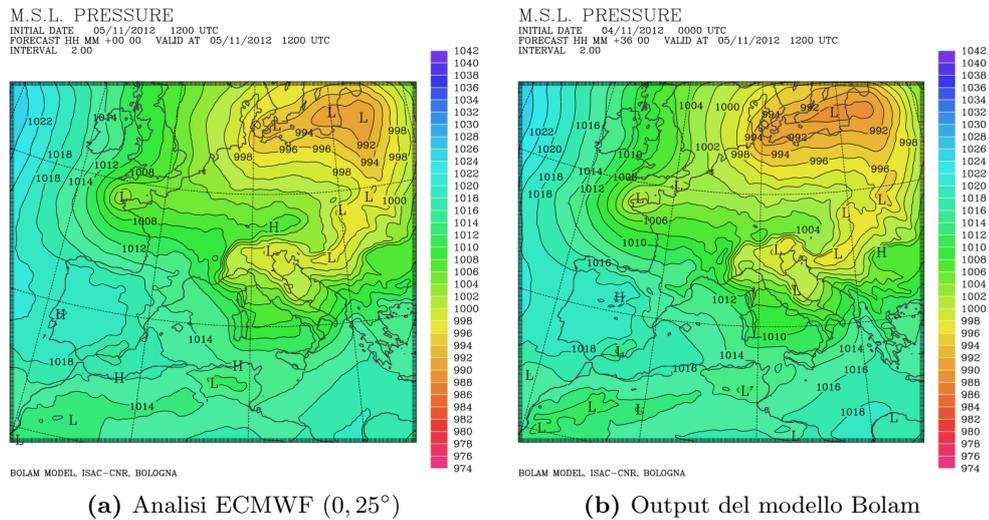


Figura 4.15: pressione al suolo (hPa) alle ore 12 UTC del 05 Novembre 2012

4.2.4 Precipitazioni cumulate

I massimi valori di precipitazione misurati in Friuli Venezia Giulia durante l'evento si attestano ad oltre 370 mm ad Ucea (al confine con la Slovenia, nelle Alpi Giulie) e a circa 250 mm tra Gemona e Tolmezzo (Figura 4.16a).

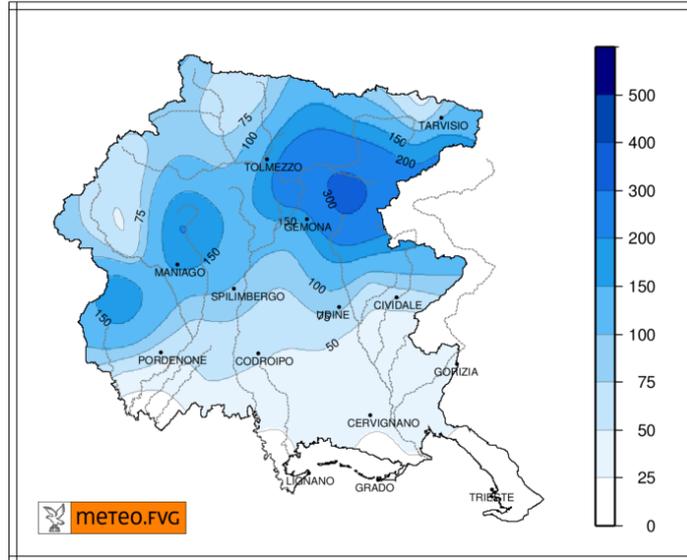
Il modello vede questi due massimi di precipitazione (rispettivamente con circa 350 e 230 mm) con un lieve errore di localizzazione verso SE; in questo modo il picco maggiore è posizionato in Slovenia (Figura 4.16b), anzichè vicino al confine.

Il modello prevede altri due massimi oltreconfine, rispettivamente di circa 300 e 400 mm: il primo ad E di Gorizia ed il secondo in Croazia (ad E dell'Istria, nella zona di Rijeka). Purtroppo non abbiamo molti dati per confermare questi valori, che comunque sembrano abbastanza realistici, almeno come ordine di grandezza, secondo l'analisi dei dati Radar e dei pluviometri sloveni e croati disponibili nel database della campagna SOP1 HyMeX.

4.2.5 Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar

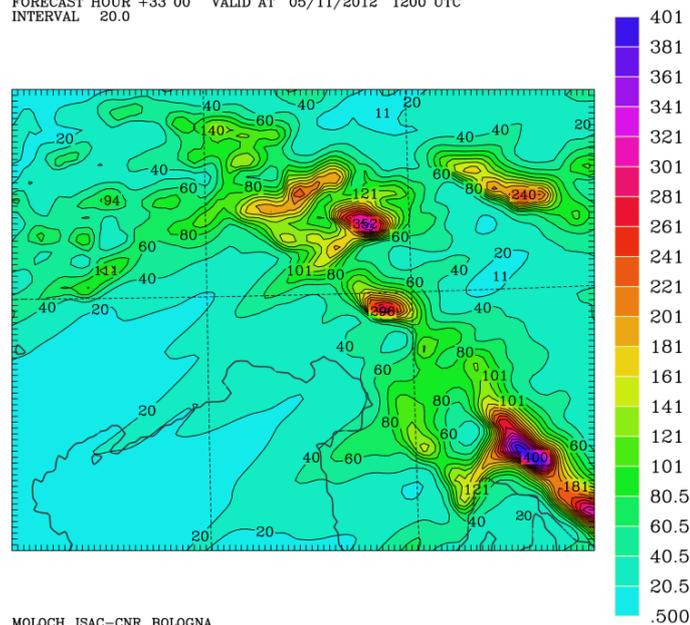
Nella simulazione di Moloch, le prime precipitazioni in arrivo dall'Adriatico si verificano a partire dalla tarda mattinata sulle Prealpi Friulane, sulle zone di confine con la Slovenia e sull'entroterra dell'Istria, in arrivo dall'Adriatico. Questo primo nucleo si esaurisce sulla costa dopo qualche ora, mentre continuano deboli precipitazioni sui rilievi. Dal tardo pomeriggio le piogge, continue, si fanno via via più intense; dalle 21 UTC si hanno diverse ore con rain rate intorno ai 30-40 mm/h e massimi fino 60 mm/h, fino alle 06 circa. In particolare, dopo la mezzanotte le precipitazioni si presentano sottoforma di rovesci piuttosto diffusi che fanno sospettare la concomitanza di attività convettiva; intorno alle 05-06 UTC i rovesci invece si fanno più sparsi e si spostano verso E, spinti dall'arrivo del fronte freddo. La scarsità di ful-

201211040600 201211051200 H_2 RR (mm)



(a) Precipitazioni cumulate dalle ore 06 UTC del 04/11 alle ore 12 UTC del 05/11 (praticamente tutto l'evento IOP19) nel Friuli Venezia Giulia (fonte: OSMER-ARPA FVG)

ACC. TOT. PREC. (MM) IN 33 H 0 M
 INITIAL DATE 04/11/2012 0300 UTC
 FORECAST HOUR +33 00 VALID AT 05/11/2012 1200 UTC
 INTERVAL 20.0



(b) Precipitazioni cumulate previste dal modello MOLOCH durante l'evento IOP19

Figura 4.16: precipitazioni cumulate durante l'evento

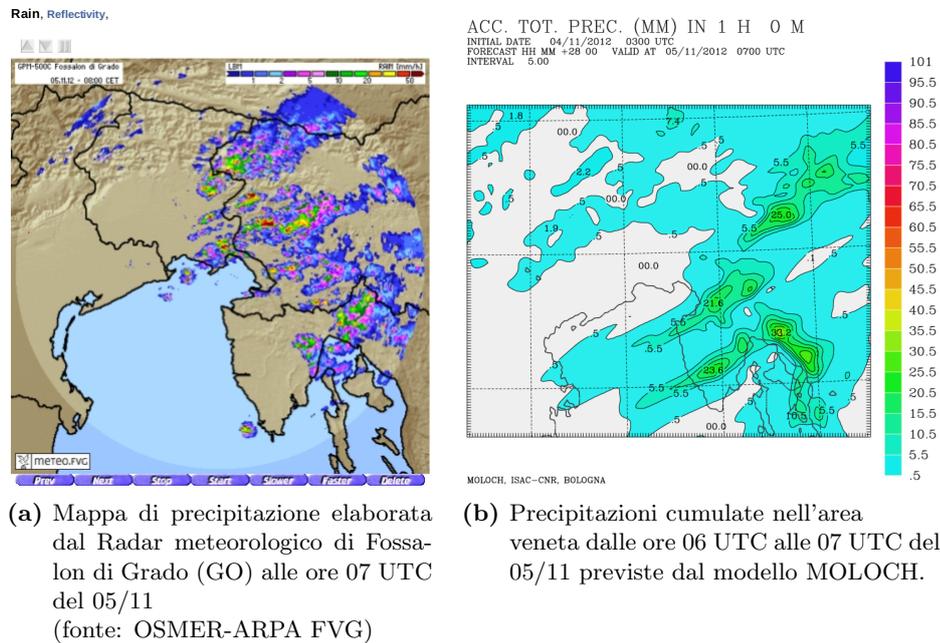


Figura 4.17: confronto tra le precipitazioni simulate dal modello e l'immagine Radar

minazioni, osservata attraverso il database della campagna SOP1 HyMeX, chiarisce che l'eventuale convezione non è stata comunque particolarmente sviluppata.

Gli accumuli orari simulati dal modello sono in buon accordo con le precipitazioni stimate dal Radar di Fossalon. In entrambi i casi si nota il primo impulso durante la mattina del 04 Novembre e poi le nuove precipitazioni dal pomeriggio, più intense e confinate sui rilievi in serata.

Lo spostamento verso E delle piogge con l'arrivo del fronte freddo è anticipato nel modello rispetto a quanto osservato (Figura 4.17) e questo spiega almeno in parte le discrepanze osservate negli accumuli totali.

4.2.6 Campi di vento alle varie quote

Osserviamo l'evoluzione dei venti alle varie quote come simulati dal modello:

- **500 hPa** : per buona parte dell'evento si hanno correnti da WSW intorno ai 25 m/s sulle regioni d'interesse; dalle 00 UTC del 05 Novembre il fronte raggiunge le Alpi e si assiste ad una netta intensificazione dei venti, sempre provenienti dai quadranti sud-occidentali (Figura 4.18a); alla fine del periodo si raggiungono i 40 m/s sulla Pianura Veneta, con punte fino a 50 m/s sulla Toscana. I venti che seguono il fronte sono invece molto più deboli e provengono da W.
- **850 hPa** : inizialmente osserviamo correnti da SW intorno ai 10 m/s su Veneto e Friuli Venezia Giulia, più intense sull'entroterra dell'Istria. Nelle ore centrali del 04 Novembre le correnti deviano in senso antiorario sulla terraferma, risultando da S sulle pianure venete. Dal tardo pomeriggio i venti, sempre

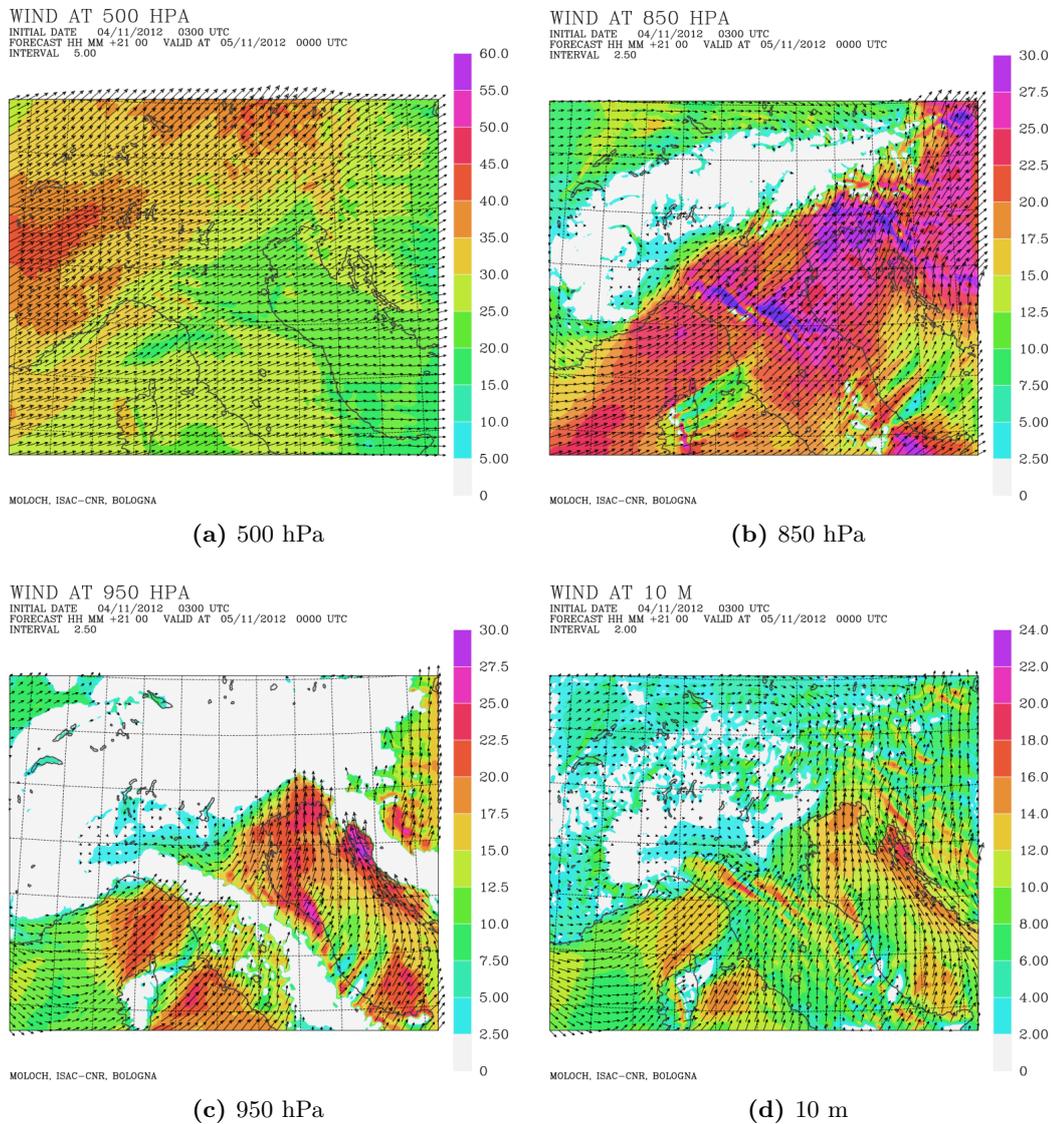


Figura 4.18: campi di vento a vari livelli di pressione e di quota alle ore 00 UTC del 05 Novembre 2012.

da SW, si intensificano gradualmente fino a raggiungere valori notevoli, anche superiori a 30 m/s in maniera diffusa (da Venezia verso E)alle 00 UTC del 05 Novembre (Figura 4.18b). Con il passare delle ore l'area interessata da venti intensi si sposta verso SE, coerentemente con il movimento verso la Slovenia meridionale e la Croazia dei massimi di precipitazione. I venti si orientano da E e nelle prime ore del mattino si indeboliscono in maniera repentina, con il passaggio del fronte freddo.

- **950 hPa :** nelle primissime ore della simulazione si notano venti molto deboli su Veneto e Friuli Venezia Giulia, con debole SW in Adriatico; durante la mat-

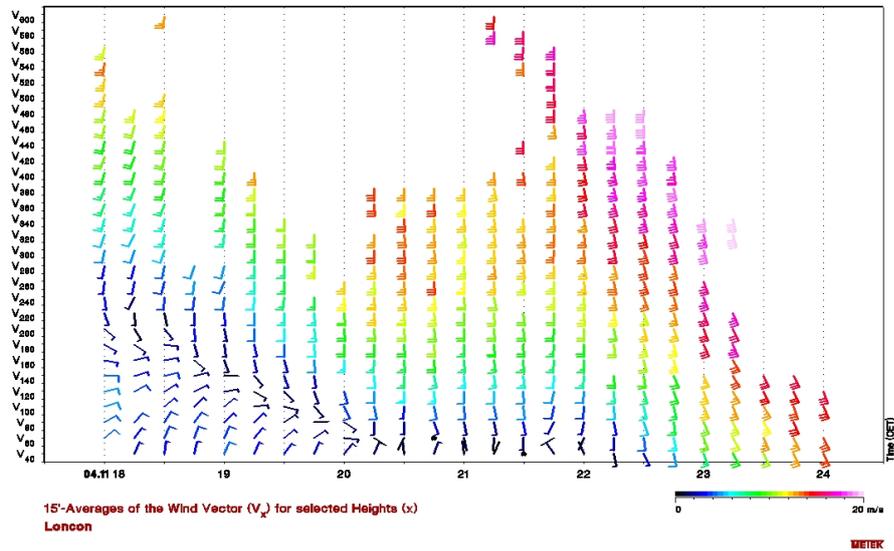
tina le correnti sull'Adriatico si orientano da S e si osserva la lenta formazione del vento di barriera, di intensità comunque debole, in prossimità della catena alpina. Dalle ore centrali del 04 Novembre si instaura in Adriatico uno Scirocco (SE) moderato, che si fa via via più intenso, soprattutto vicino alle sponde orientali. In serata e nella prima parte della notte il vento, diffusamente superiore ai 20 m/s, si orienta nuovamente da S-SW, relegando lo Scirocco in prossimità delle coste croate, dove si registrano i valori massimi (circa 30 m/s per diverse ore nella zona di Rjeka) (Figura 4.18c). Il debole vento di barriera intanto è stato velocemente eroso già nel tardo pomeriggio. Nelle prime ore del 05 Novembre le correnti intense si spostano verso SE, abbandonando le regioni di interesse e lasciando spazio a deboli venti occidentali.

- **10 m** : le caratteristiche del vento al suolo sono simili a quelle già descritte per il livello di 950 hPa. In particolare, si nota che al suolo nella mattina del 04 Novembre la zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera si localizza sul Mar Adriatico, ma col passare delle ore si sposta lentamente verso N, finché nel tardo pomeriggio il vento di barriera cessa, in corrispondenza dell'intensificarsi delle correnti che si dispongono da S, raggiungendo i 20 m/s. In serata, mentre cominciano le precipitazioni più intense, i venti meridionali sull'Adriatico si rafforzano raggiungendo i 20 m/s sulla costa croata, (con anche un effetto di barriera rispetto alle Alpi Dinariche) e i 15 m/s sulla Laguna di Grado (Figura 4.18d). Il flusso nei bassi strati raggiunge lo sbarramento delle Alpi Giulie, mostrando un comportamento da "flow over" rispetto alla parte più orientale dell'arco alpino. A partire dalle 00 UTC del 05 Novembre il moto verso E della struttura depressionaria e del fronte freddo porta ad una rotazione oraria e ad un generale indebolimento dei venti al suolo, che si orientano da SW, in concomitanza con lo spostamento delle precipitazioni sulla Slovenia.

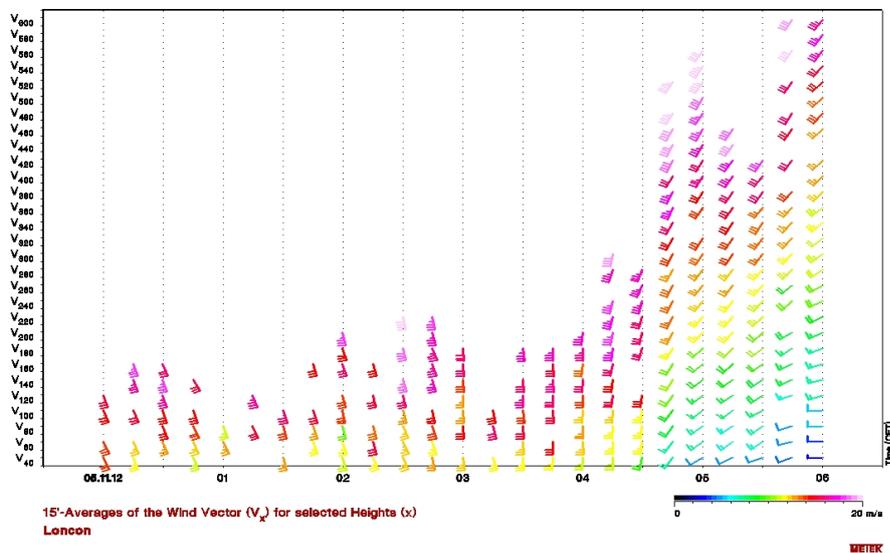
Applicando anche in questo caso l'*equazione del vento termico* (Holton (2004)), notiamo che il cambiamento di direzione dei venti con il crescere della quota, in questo caso una rotazione oraria, è consistente con l'avvezione di aria più mite, avvenuta durante l'evento. Bisogna comunque tenere conto che l'equazione appena citata si riferisce a condizioni geostrofiche e quindi può essere ritenuta una valida approssimazione solo dal livello degli 850 hPa verso quote superiori, a maggior ragione nel nostro caso in cui la topografia è decisamente complessa.

4.2.7 Confronto del campo di vento con dati SODAR

- **Loncon** : alla mattina del 04 Novembre il SODAR rileva un vento di barriera da NE, poco esteso verticalmente e sormontato da venti deboli. Dal tardo pomeriggio si vede chiaramente la progressiva erosione dall'alto del vento di barriera da parte del vento da S proveniente dall'Adriatico (Figura 4.19a); il modello mostra un buon accordo anche se anticipa di 1-2 ore la fase di scomparsa del vento di barriera. In serata c'è una discrepanza anche sulla direzione delle correnti nei bassi strati: il modello vede vento da S, mentre il SODAR mostra correnti da SE; l'intensità invece è simulata correttamente.



(a) Immagini dalle 17 UTC alle 23 UTC del 04 Novembre 2012



(b) Immagini dalle 23 UTC del 04 Novembre 2012 alle 05 UTC del 05 Novembre 2012

Figura 4.19: immagini SODAR, stazione di rilevamento di Loncon di Concordia Sagittaria (VE). (fonte: ARPAV) E' mostrata l'evoluzione temporale del vento a diverse quote. Il colore delle wind barbs è funzione dell'intensità.

Infine il modello anticipa la rotazione del vento nelle prime ore del 05 Novembre rilevata dal SODAR (Figura 4.19b), in corrispondenza al passaggio del fronte

freddo.

- **Padova** : La posizione della stazione è un po' ai margini dell'evento, viste le correnti. Anche stavolta i dati sono presenti con continuità solo alle quote più basse; il modello comunque descrive bene l'andamento dei venti, deboli, con le correnti da NE che resistono praticamente fino all'arrivo del fronte e all'instaurarsi del vento da W.

4.2.8 Temperatura potenziale equivalente

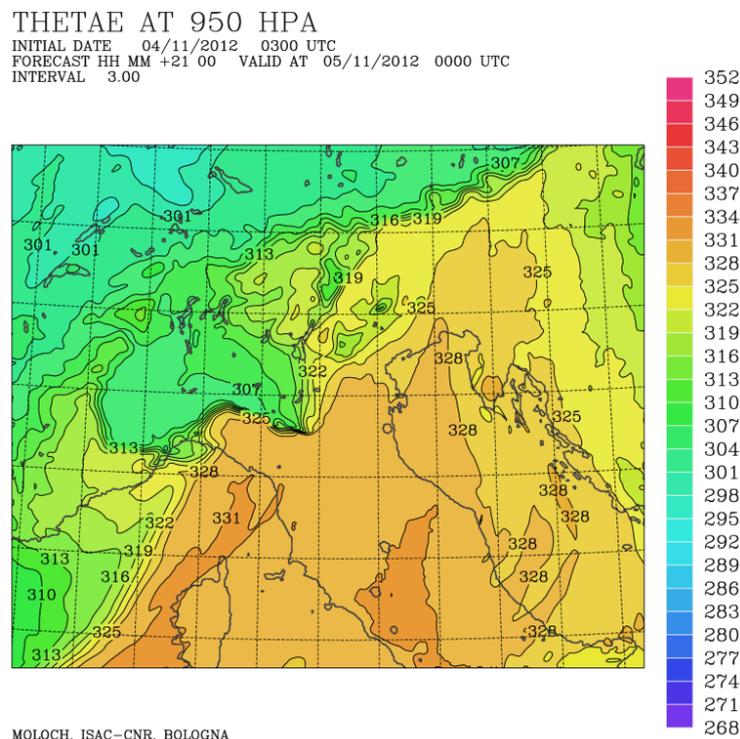


Figura 4.20: θ_e a 950 hPa alle 00 UTC del 05 Novembre 2010 prevista dal modello Moloch.

Analizzando l'andamento della θ_e a 950 hPa si nota l'avvezione da SW di aria umida e via via sempre più mite. Infatti sulla pianura veneta si passa dai 310 K iniziali ai 325 K nelle ore a cavallo tra 04 e 05 Novembre. Questa zona di aria ad alta θ_e si estende con il passare delle ore dal Tirreno alle regioni nord-orientali italiane, fino a oltrepassare le Alpi a NE del Friuli Venezia Giulia, erodendo in parte l'aria fredda presente in Pianura Padana, il cui minimo valore di θ_e resta sempre inferiore ai 307 K nel Basso Piemonte (Figura 4.20). Successivamente, l'arrivo del fronte freddo (identificabile dal forte gradiente orizzontale di θ_e in Figura 4.20) si manifesta con un progressivo calo di θ_e a partire da W. Di conseguenza la "cold pool" in pianura si setende nuovamente e la lingua di aria mite viene spinta sempre più verso SE.

4.2.9 Cross sections

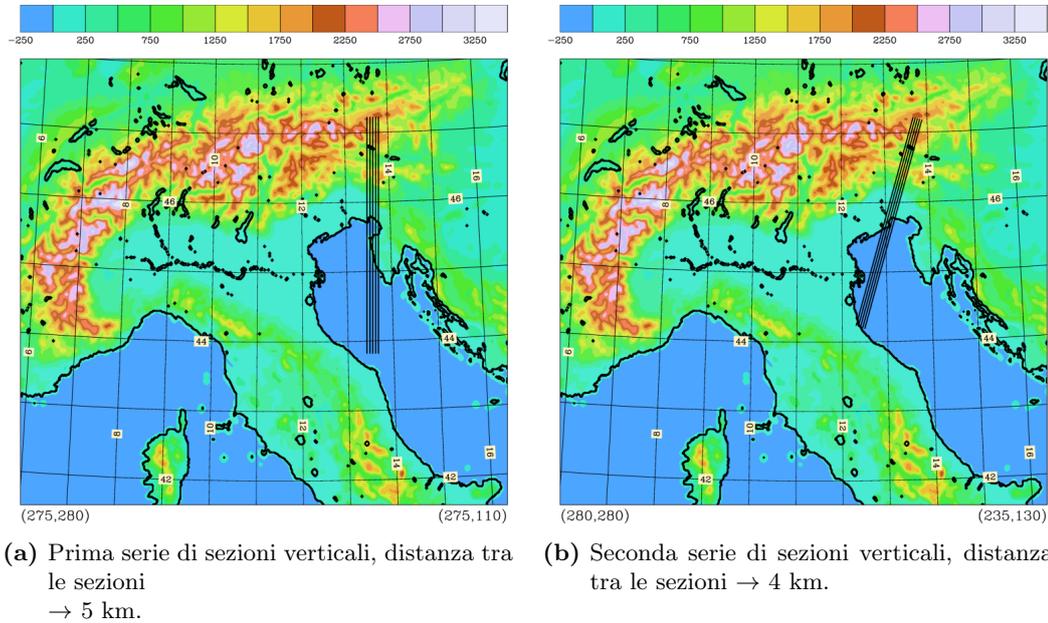


Figura 4.21: sezioni usate per le cross sections relative all'evento

Per questo evento tracciamo una cross section orientata in senso meridiano, come il vento nei bassi strati durante la fase più intensa, e posizionata in modo da sovrapporsi alle celle convettive che si sono probabilmente sviluppate al confine con la Slovenia nelle prime ore del 05 Novembre. Le sezioni parallele su cui si mediano i campi sono parallele e si trovano a 5 km di distanza l'una dall'altra (Figura 4.21a). Queste sezioni però, attraversando l'Istria non permettono di descrivere la dinamica di interazione dello Scirocco con il vento di barriera. Scegliamo a tal fine un'altra serie di sezioni (parallele e a 4 km l'una dall'altra), più ad W e con una lieve inclinazione zonale (Figura 4.21b).

Analizzando l'evoluzione temporale della θ_e lungo la sezione si nota inizialmente un'atmosfera stabilmente stratificata (Figura 4.22a). Questa stabilità si riduce progressivamente a causa dell'avvezione mite dall'Adriatico nei bassi strati fino a che, nella notte tra il 04 ed il 05 Novembre, si ha θ_e approssimativamente costante con la quota e addirittura leggermente maggiore nei bassi strati rispetto alla media troposfera (Figura 4.22b). Nelle ore successive l'arrivo dell'aria fredda da W e dal Nord delle Alpi associata ad un fronte riporta la colonna d'aria ad una situazione di stratificazione stabile (Figura 4.22c), sopprimendo i moti verticali che erano risultati piuttosto consistenti in corrispondenza dei rilievi alpini, all'interno di un flusso intenso anche a basse quote, nelle ore notturne.

Esaminando il vento tangenziale alle sezioni infatti risulta evidente la comparsa di moti verticali, con ogni probabilità dovuti a convezione, seppur non particolarmente intensa, insieme ad altri di origine orografica, sui rilievi durante la fase più intensa

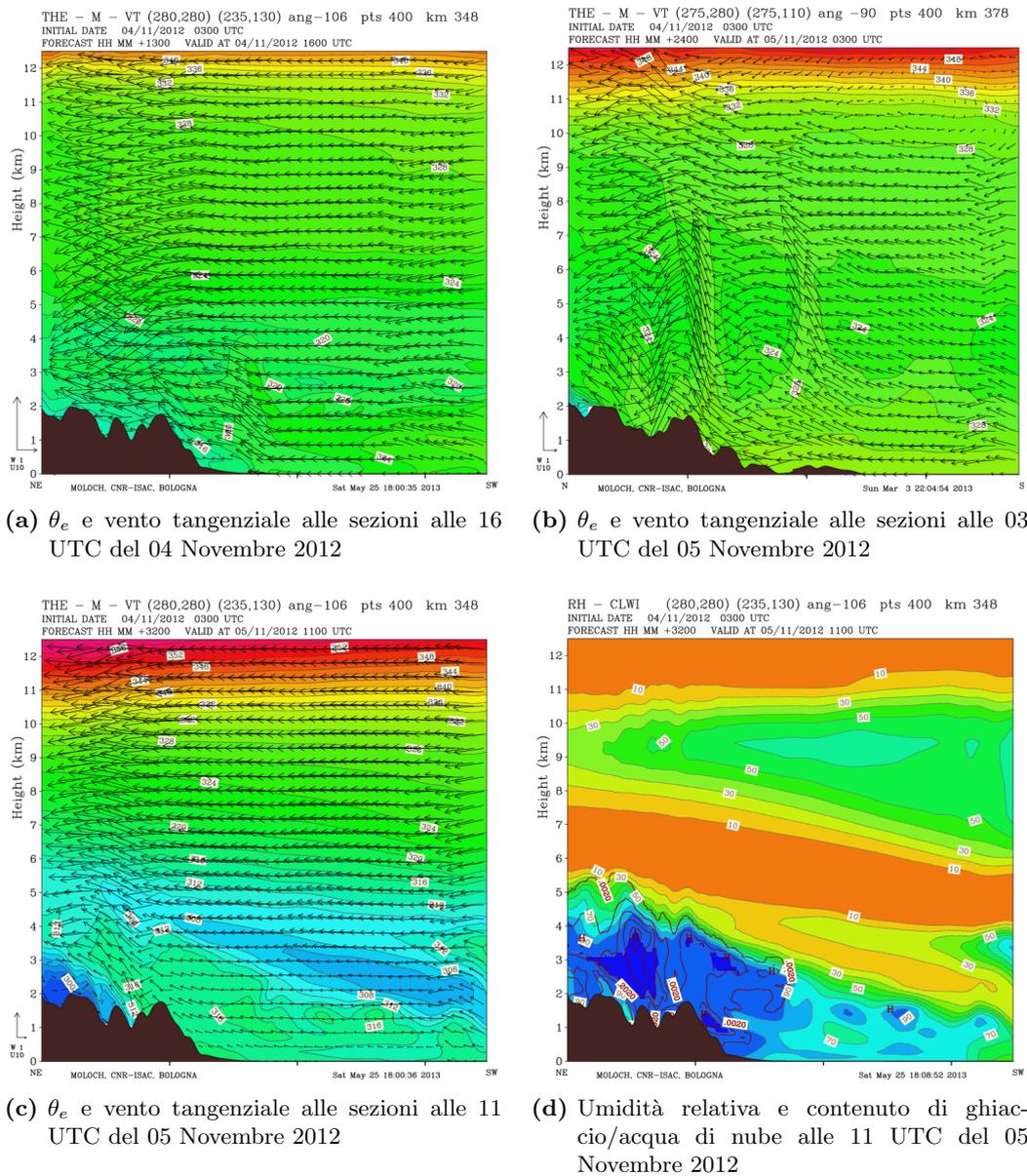


Figura 4.22: cross sections per diverse quantità fisiche valutate a diversi istanti durante la simulazione del modello Moloch. Le Figure 4.22a, 4.22c e 4.22d si riferiscono alla seconda traiettoria (Figura 4.21b), mentre la Figura 4.22b si riferisce alla prima traiettoria (Figura 4.21a), in modo da evidenziare la convezione durante la fase più intensa dell'evento.

dell'evento (Figura 4.22b). In Figura 4.22a è evidente il sollevamento dello Scirocco dovuto alla presenza del vento di barriera ai piedi delle Alpi nelle ore centrali del 04 Novembre. Tale sollevamento però non è sufficiente a innescare moti convettivi a causa della stabilità dell'atmosfera.

Sempre per quanto riguarda il vento di barriera, osservando l'andamento della θ_e se ne nota la graduale erosione da parte dello Scirocco proveniente dall'Adriatico (Figura 4.22a);

Analizzando infine l'umidità relativa si osserva che lo strato esteso dal suolo fino a quote medie è saturo già dalla mattina del 04 Novembre. Nella notte successiva si satura tutta la troposfera, con le nubi che raggiungono la tropopausa. Il fronte freddo poi determina l'entrata di aria molto secca in quota da W che, oltre a far diminuire drasticamente la θ_e , determina un calo netto dell'estensione verticale delle nubi (Figura 4.22d).

4.2.10 Profili termodinamici

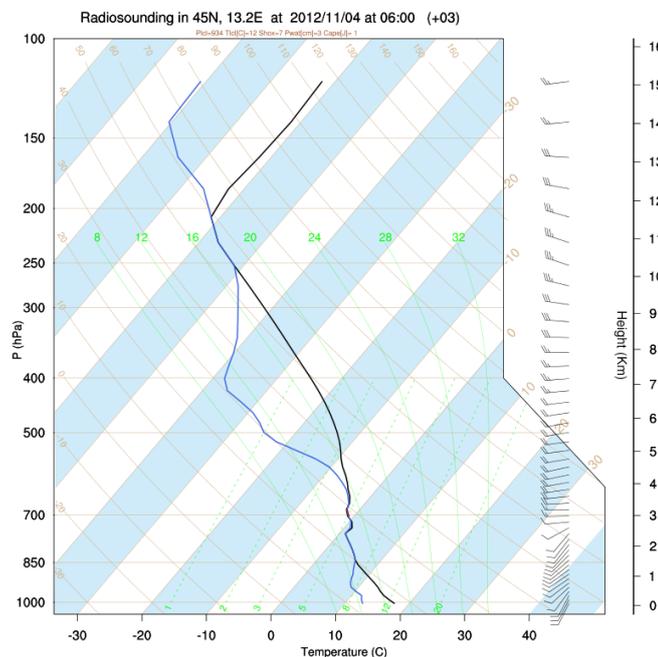
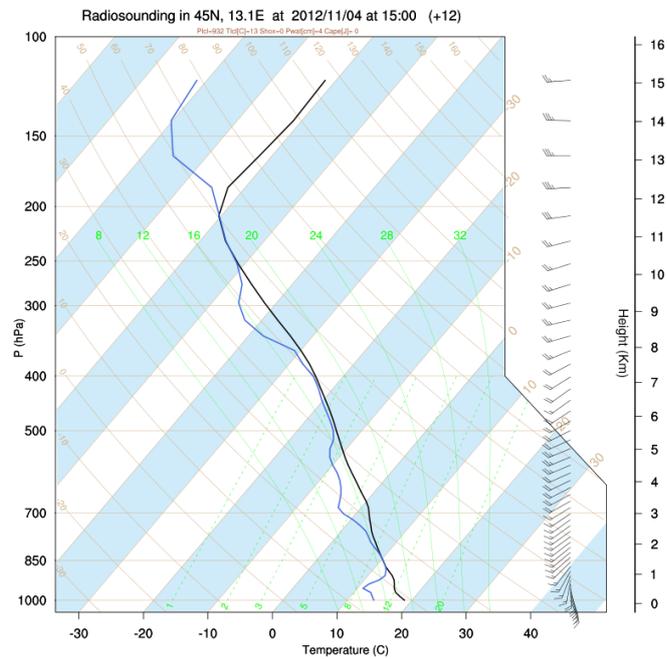


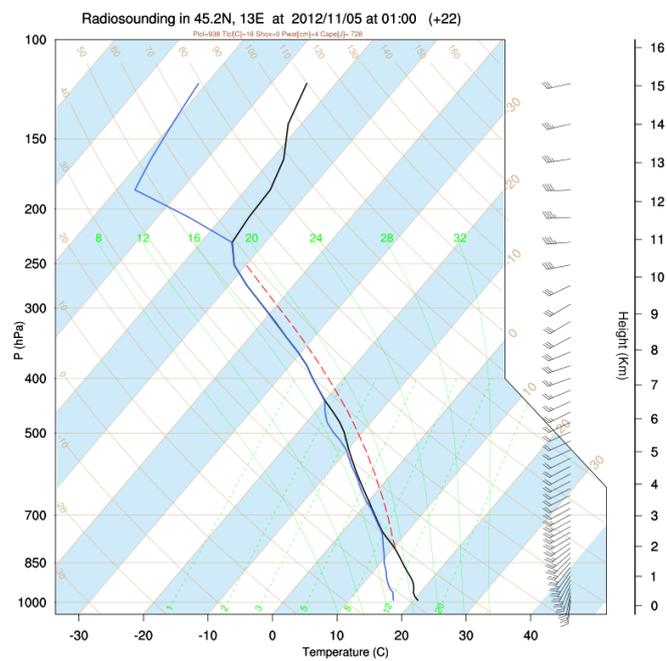
Figura 4.23: profilo simulato in Alto Adriatico dal modello Moloch, riferito alle 06 UTC del 04 Novembre 2012, tracciato a 45 N, 13.2 E

I profili relativi al flusso incidente ottenuti dal modello sul Nord Adriatico mostrano una colonna inizialmente molto stabile, con una piccola inversione e una zona satura tra 850 hPa e 700 hPa; a quote superiori l'aria è decisamente più secca, comunque sempre stabile (Figura 4.23).

L'impulso umido della mattina, che precede l'evento vero e proprio, porta tutta la colonna vicino alla saturazione e alla neutralità, riducendo quasi del tutto la stabilità del profilo. Per quanto riguarda i venti si nota che l'estensione dello strato di Scirocco rimane ben sotto il km, mentre salendo alle quote appena superiori il vento si orienta repentinamente da SW (Figura 4.24a). In serata e attorno alla mezzanotte, durante la fase intensa dell'evento, si completa la saturazione del profilo sopra gli 800 hPa, mentre alle basse quote l'umidità relativa diminuisce; si forma così uno strato iniziale

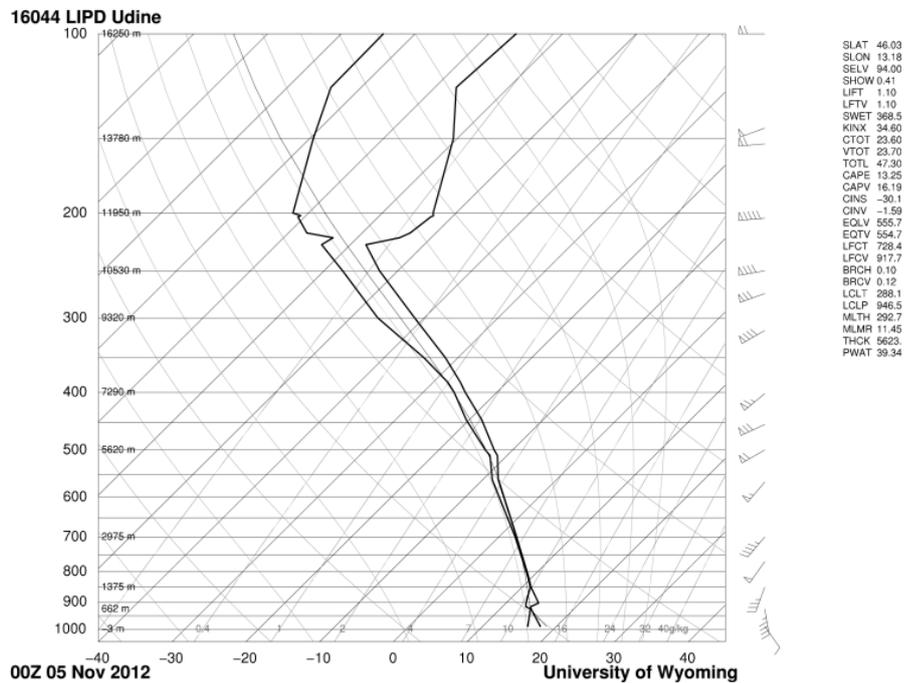


(a) Profilo riferito alle 15 UTC del 04 Novembre 2012, tracciato a 45 N, 13.1 E

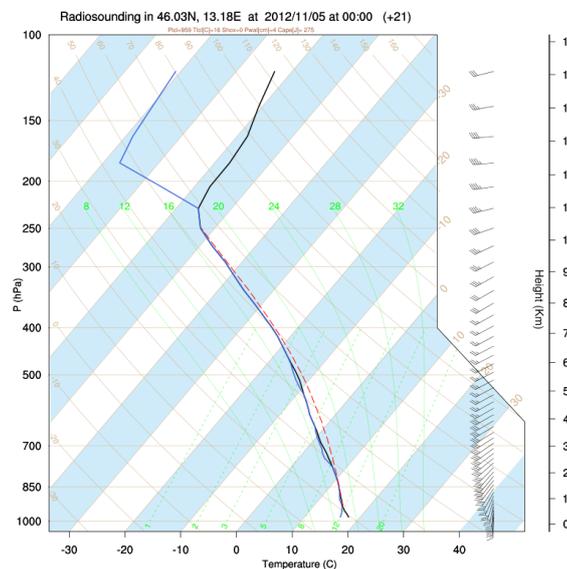


(b) Profilo riferito all'01 UTC del 05 Novembre 2012, tracciato a 45.2 N, 13 E

Figura 4.24: profili termodinamici simulati in Alto Adriatico dal modello Moloch



(a) Profilo termodinamico rilevato dalla stazione 16044 di Udine Campofornido (UD)
(fonte: University of Wyoming - <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)



(b) Profilo termodinamico simulato nella zona corrispondente alla
stazione di Udine Campofornido dal modello Moloch

Figura 4.25: profili termodinamici riferiti alle 00 UTC del 05 Novembre 2012

leggermente stabile, con la convezione, ora favorita dalla situazione nella medio-alta troposfera, che può partire solo dai 2 km di quota (Figura 4.24b). Il flusso incidente,

intenso da S negli strati prossimi al suolo e da SW alle altre quote, ha quindi bisogno dei rilievi per sollevarsi a sufficienza e liberare l'instabilità condizionale che possiede.

Per il confronto tra i profili rilevati e quelli simulati decidiamo di usare solo i radiosondaggi della stazione di Udine Campoformido. Infatti S. Pietro Capofiume si trova in una posizione un po' ai margini rispetto al flusso "upstream" nei bassi strati e anche rispetto al vento di barriera.

Si nota un accordo molto buono nella fase iniziale tra modello e osservazioni; entrambe le fonti infatti mostrano un profilo saturo fino a quote medie e più secco a quote superiori e il vento di barriera molto sottile o addirittura assente. Anche in questo caso comunque il modello riproduce un'atmosfera leggermente meno stabile rispetto ai dati. La fase intensa con Scirocco teso e colonna praticamente tutta satura e neutra è vista abbastanza bene, vi è solo una lieve discrepanza sul vento al suolo, che nel modello è da S mentre nei dati è da SE (Figura 4.25). L'umidità relativa nei bassi strati cala con l'arrivo del fronte in anticipo nel modello rispetto ai dati rilevati, coerentemente con le discrepanze già riscontrate in precedenza nell'evoluzione frontale. C'è un buon accordo invece sull'intensità dei venti, anche quando è veramente elevata (ad esempio tra 400 e 200 hPa il 05 Novembre alle 12 UTC), e le due fonti sono concordi anche sulla temporanea destabilizzazione del profilo con l'arrivo del fronte freddo.

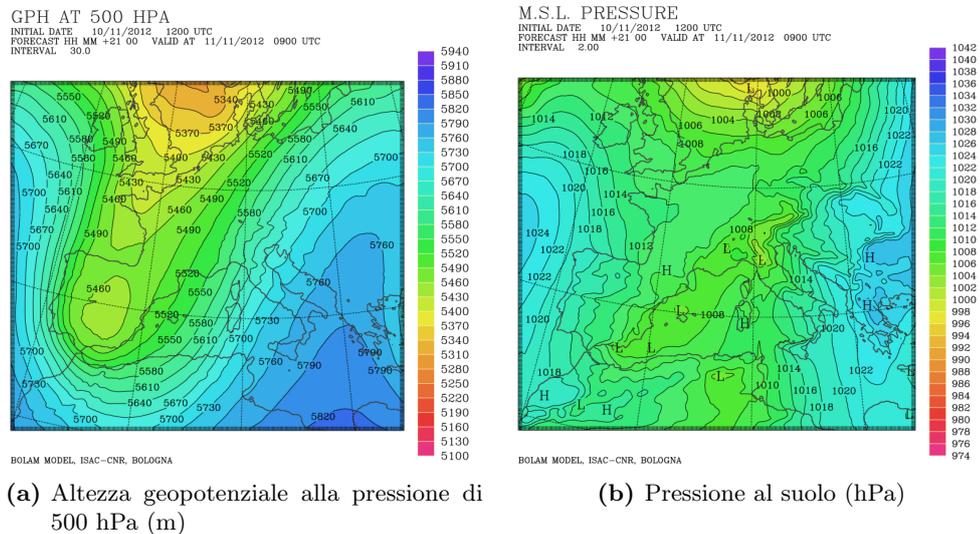


Figura 4.26: campi simulati alle ore 09 UTC dell'11 Novembre 2012 con il modello Bolam

4.3 Piancavallo 2012

Questo è l'ultimo evento con piogge abbondanti e persistenti sui rilievi alpini che analizziamo. Il nome deriva da una delle località, Piancavallo di Aviano (PN), in cui si sono registrati i maggiori accumuli di precipitazione tra 10 e 11 Novembre 2012. Il caso in analisi si è verificato una settimana dopo la chiusura della campagna SOP1 di HyMeX; molti strumenti comunque erano ancora attivi e hanno permesso di poter valutare la precisione con cui la simulazione Moloch ha riprodotto i fenomeni effettivamente rilevati.

Anche questo evento è caratterizzato da precipitazioni abbondanti e localmente convettive sui rilievi prealpini, causate dal sollevamento a grande scala delle masse d'aria mite e umida in arrivo dall'Adriatico, forzato dall'orografia. Il vento di barriera da NE presente inizialmente sulla pianura viene eroso durante la prima fase dell'evento e si passa velocemente ad una condizione di "flow over".

Va ricordato che questo evento è concomitante alla disastrosa alluvione che ha colpito la provincia di Grosseto con oltre 300 mm di pioggia caduti in diverse località a cavallo tra 11 e 12 Novembre 2012. (fonte: HyMeX SOP web site sop.hymex.org)

4.3.1 Dati simulazione

- condizioni iniziali e al contorno: ECMWF analysis (0.25°) ogni 6 ore
- run Bolam: 10/11/2012 12 UTC → 12/11/2012 12 UTC
- nesting Moloch: 10/11/2012 15 UTC

4.3.2 Situazione sinottica

- **Geopotenziale a 500 hPa** : inizialmente si osserva una saccatura orientata lungo i meridiani con asse sulle Isole Britanniche; ne conseguono correnti tese da SW sulla regione alpina. Il sistema resta abbastanza stazionario a causa di un promontorio anticiclonico centrato sullo Ionio che ostacola il movimento zonale della struttura, soprattutto nella sua parte più meridionale. Durante la mattina dell'11 Novembre si forma quindi un cut-off in quota sulla Penisola Iberica mentre il minimo principale continua il suo lento movimento verso NE in direzione della Scandinavia (Figura 4.26a). Il minimo di geopotenziale sulla Penisola Iberica si sposta poi lentamente verso S, stazionando sul Marocco fino alla fine della simulazione mentre un promontorio anticiclonico si rafforza sui Balcani. L'asse della saccatura principale lambisce le Alpi a N durante la serata dell'11 Novembre.
- **Pressione al suolo** : all'inizio dell'evento, nel pomeriggio del 10 Novembre, la bassa pressione principale si trova a N della Scozia; col passare delle ore si sposta verso E e un minimo secondario si approfondisce sul Golfo del Leone. Ai confini laterali del dominio invece si hanno dei massimi di pressione ben strutturati ed estesi lungo i meridiani. Si nota anche un massimo di pressione sulla Pianura Padana, originato dallo sbarramento alpino che favorisce la tipica formazione di aria fredda nei bassi strati. Dalla mezzanotte tra 10 e 11 Novembre si nota la formazione di un altro minimo secondario non troppo definito, tra l'Algeria e le isole maggiori. Nella mattina dell'11 Novembre, mentre il primo dei due minimi secondari transita sull'Italia centro-settentrionale, si sviluppa tra la Penisola Iberica e ed il Nord Africa un'ulteriore struttura depressionaria legata al cut-off in quota che rimane stazionaria insieme a quella algerina per le ore successive, determinando la persistente instabilità sul Centro Italia, causa dell'alluvione nella zona di Grosseto (Figura 4.26b).

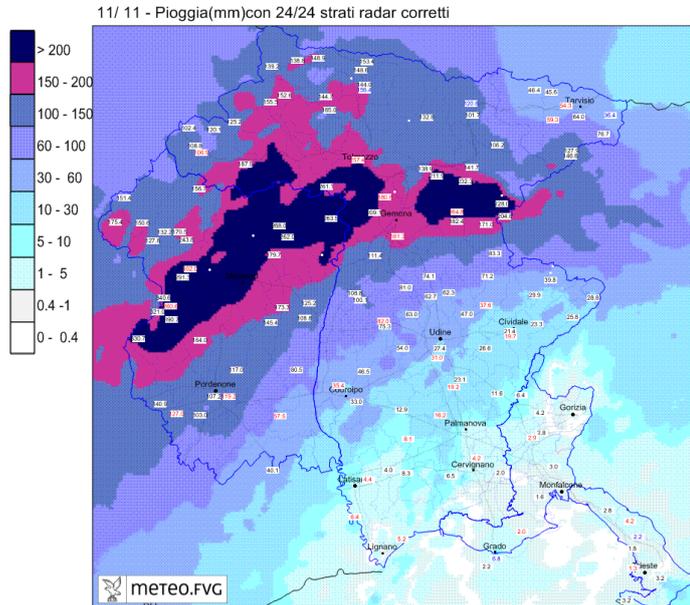
4.3.3 Confronto Bolam-ECMWF

Eseguiamo il confronto alla fine del run, il 12 Novembre alle 12 UTC.

- **Geopotenziale a 500 hPa** : l'unica differenza visibile nel Bolam rispetto alle analisi ECMWF è data dai valori leggermente più alti nel Mediterraneo Occidentale che rendono lievemente meno isolato il cut-off sulla Penisola Iberica. In generale comunque l'accordo è molto buono.
- **Pressione al suolo** : le strutture sono molto simili, solo l'alta pressione sull'Europa Occidentale è leggermente più intensa secondo le analisi ECMWF.

4.3.4 Precipitazioni cumulate

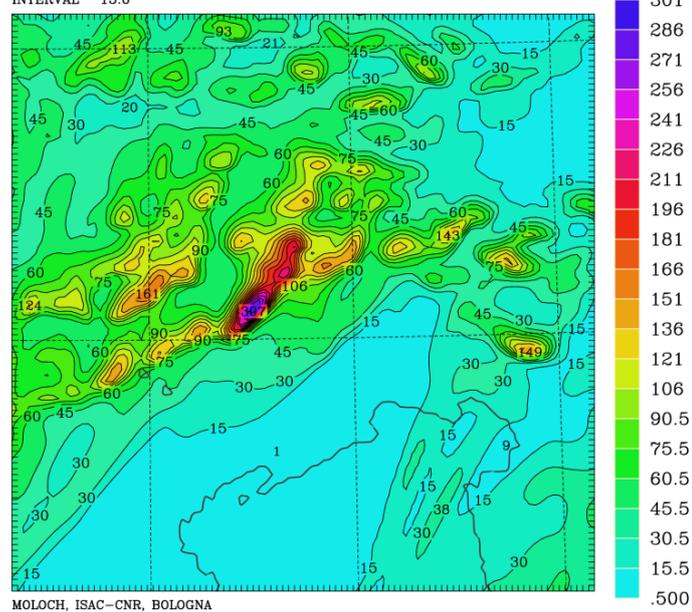
I valori massimi di precipitazione cumulata durante l'evento si registrano sulla fascia prealpina friulana, in particolare sulle Prealpi Carniche. Tramite i dati dei pluviometri (fonte: Dip. Protezione Civile Nazionale) possiamo osservare, ad esempio,



(a) Precipitazioni cumulate in 24 ore nel Friuli Venezia Giulia, ottenute da pluviometri e stime Radar (fonte: OSMER-ARPA FVG)

ACC. TOT. PREC. (MM) IN 24 H 0 M

INITIAL DATE 10/11/2012 1500 UTC
FORECAST HOUR +33 00 VALID AT 12/11/2012 0000 UTC
INTERVAL 15.0



(b) Precipitazioni cumulate in 24 ore previste dal modello MOLOCH

Figura 4.27: precipitazioni cumulate l'11 Novembre 2012

oltre 400 mm totali a Piancavallo di Aviano (PN), di cui 391 mm in 24 ore l'11 Novembre (Figura 4.27a)) (Meteo.FVG - Report (2012)).

Confrontando le precipitazioni simulate dal modello con i dati raccolti durante l'evento si nota un buon accordo sui cumulati totali, nonostante una lieve sotto-stima, soprattutto sulle Prealpi centro-orientali del Friuli Venezia Giulia. Anche il posizionamento dei massimi pluviometrici è coerente con i dati, infatti il modello vede un massimo di 362 mm (di cui 307 mm in 24 ore l'11 Novembre (Figura 4.27b)) proprio nella zona di Piancavallo.

4.3.5 Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar

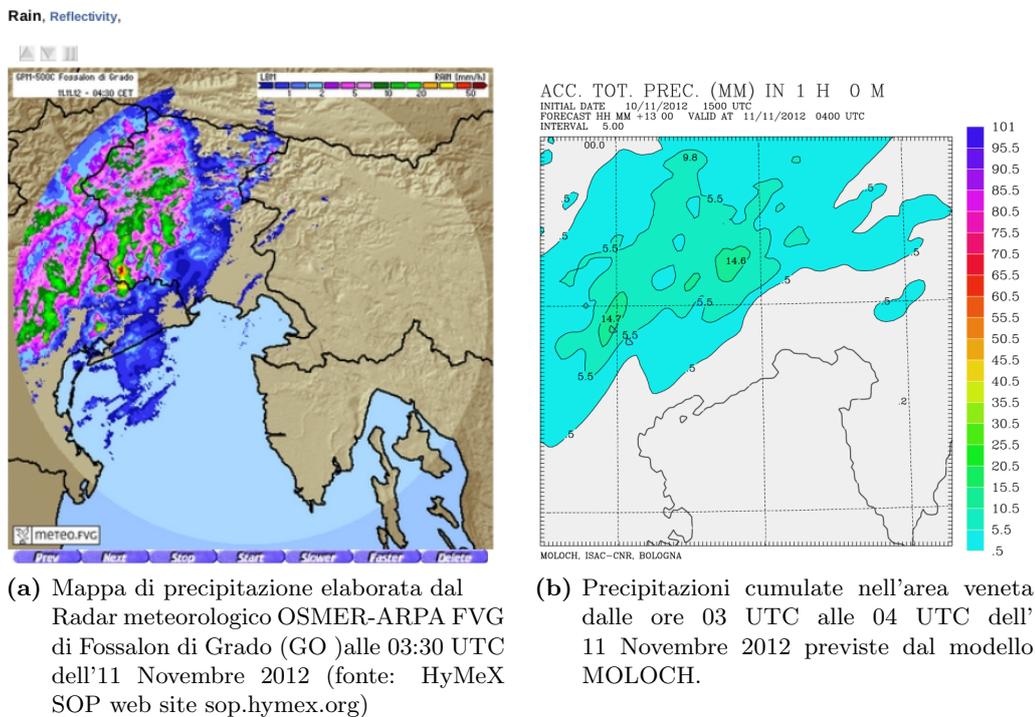


Figura 4.28: confronto tra le precipitazioni simulate dal modello e l'immagine Radar. Si nota l'accordo tra modello e Radar

La fase di precipitazioni intense che costituisce l'evento analizzato comincia nella serata del 10 Novembre 2012 e termina entro le 24 ore successive sulle regioni d'interesse. Analizzando il Radar di Fossalon di Grado possiamo descrivere più in dettaglio l'andamento temporale di queste precipitazioni. Il confronto tra le immagini Radar e le precipitazioni orarie previste dal modello rivela complessivamente un buon accordo, anche se con qualche differenza, per cui possiamo descrivere insieme le precipitazioni rilevate e simulate, evidenziando le eventuali diversità.

In particolare, nel pomeriggio del 10 Novembre Moloch vede piogge deboli che sono assenti nel Radar (solo qualche pioviggine sparsa); intorno alle 22 UTC le pre-

precipitazioni moderate sulla regione d'interesse, in arrivo da W, previste dal modello, sono confermate dalle osservazioni.

Il modello coglie in maniera soddisfacente anche la fase notturna con precipitazioni moderate e rovesci, presenti anche sulla pianura pedemontana, dati dalla convezione innescata dal sollevamento forzato dell'aria in arrivo dall'Adriatico (Figura 4.28).

Dalle 05 UTC circa dell'11 Novembre il modello confina le precipitazioni sui rilievi, mentre il Radar vede ancora piogge in pianura, in particolare nella zona della Laguna Veneta. Intanto, durante il mattino i rovesci si intensificano con l'arrivo del fronte, transitando anche sulla pianura e sull'Alto Adriatico; questa evoluzione è mostrata anche dal modello, che però continua a confinare le precipitazioni sui rilievi.

Da metà pomeriggio i rovesci (a questo punto post-frontali) diventano più sparsi e colpiscono principalmente la parte centrale del Friuli Venezia Giulia; il modello li vede invece più ad E, sulle Prealpi Giulie.

I fenomeni sulle regioni italiane di Nord Est finiscono attorno alla mezzanotte tra 11 e 12 Novembre sia per il modello che per il Radar, con il fronte che rimane piuttosto stazionario lungo un asse che va dalla Toscana alla Croazia (il modello lo vede leggermente più a SE rispetto al Radar).

4.3.6 Campi di vento alle varie quote

Osserviamo l'evoluzione dei venti alle varie quote:

- **500 hPa** : inizialmente abbiamo correnti da SW con intensità variabile tra i 20 ed i 30 m/s; la situazione resta abbastanza stazionaria fino alle ore a cavallo tra 10 ed 11 Novembre quando da NW il vento in quota si intensifica progressivamente sull'Italia e sulle regioni d'interesse e ruota leggermente da S-SW. Nelle ore successive e nella mattina dell'11 Novembre i venti raggiungono i 40 m/s, si riorientano da SW e si mantengono correnti tese per tutta la giornata (Figura 4.29a). L'intensità venti si indebolisce solo nella notte successiva, mentre più a S il vento rimane intenso e disturbato dall'evidente linea d'instabilità legata agli intensi fenomeni responsabili dell'alluvione nel Grossetano.
- **850 hPa** : nel tardo pomeriggio del 10 Novembre si osservano correnti da SW, anche abbastanza intense, sull'Italia centrale che poi si indeboliscono e orientano da S-SE sulle pianure venete e friulane; durante la serata si osserva un'intensificazione generale del vento, senza variazioni nella direzione. Nel corso della notte si ha un'ulteriore intensificazione generale del vento, con massimi di 30 m/s in corrispondenza del passaggio sull'Appennino Tosco-Emiliano, mentre persiste la rotazione antioraria che porta le correnti a passare da SW a S-SE proprio in prossimità del rilievo alpino. La massima intensità dei venti, con valori diffusamente oltre i 25 m/s, si raggiunge intorno alle 08 UTC, appena prima del passaggio del fronte (Figura 4.29b), che si manifesta con una repentina diminuzione dell'intensità e variazione della direzione di provenienza

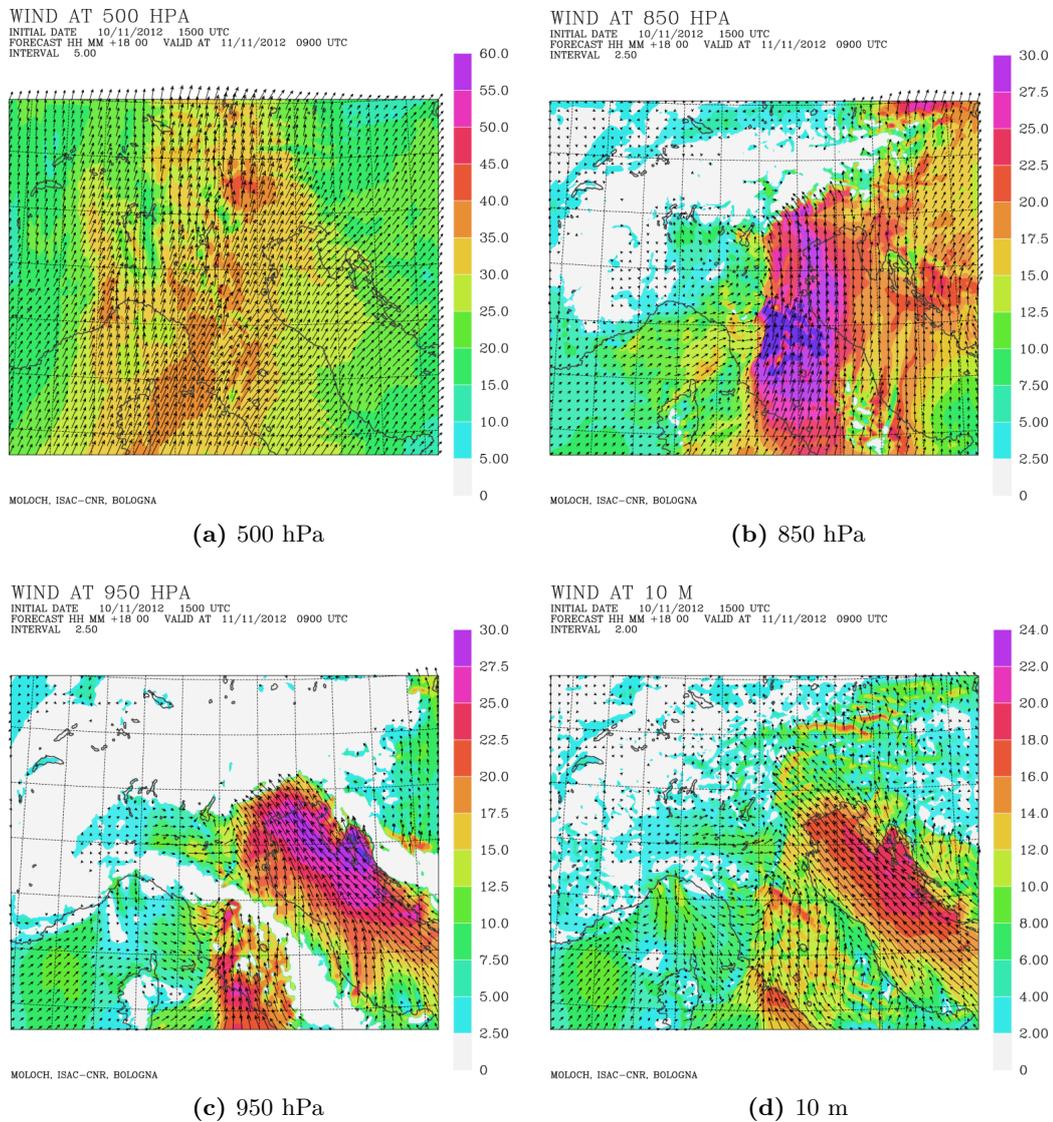


Figura 4.29: campi di vento a vari livelli di pressione e di quota alle ore 09 UTC dell'11 Novembre 2012

delle correnti che cominciano a provenire da SW, senza altre variazioni significative fino alla fine dell'evento. Sui balcani invece le correnti da SW rimangono intense.

- **950 hPa** : nei bassi strati si osserva inizialmente Scirocco debole-moderato da SE sull'Adriatico che ruota gradualmente fino a diventare da E in Pianura Padana; con il passare delle ore lo Scirocco riesce a penetrare sempre più verso l'entroterra e la rotazione antioraria rimane solo per il vento che dalla Pianura Emiliano-Romagnola si dirige in Lombardia, rinforzandosi a S del Lago di Garda, mentre dalla Laguna Veneta verso E lo Scirocco arriva fino alle Prealpi.

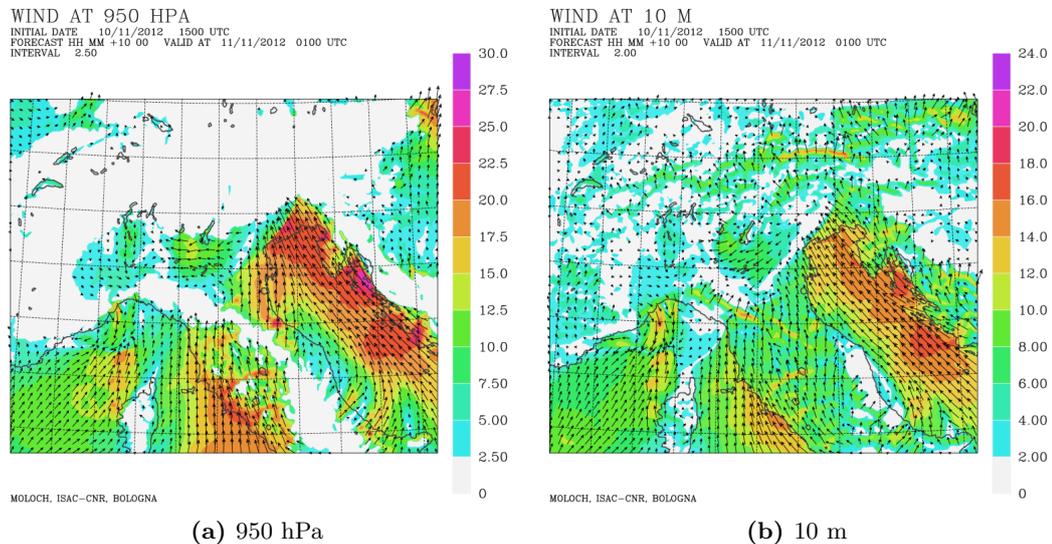


Figura 4.30: campi di vento a vari livelli di pressione e di quota alle ore 01 UTC dell'11 Novembre 2012. Si nota la demarcazione molto brusca tra Scirocco e vento di barriera

Anche in questo caso i massimi d'intensità del vento si registrano sulla parte orientale dell'Adriatico e sulla Laguna Veneta, con valori superiori ai 20 m/s per diverse ore dalle 00 UTC dell'11 Novembre e una linea di demarcazione piuttosto netta che indica la convergenza tra lo Scirocco teso e il vento di barriera, più debole, che si situa sulla Pianura Veneta proprio in quelle ore (Figura 4.30a). Lo Scirocco si estende gradualmente su tutto l'entroterra, più lentamente nella parte occidentale del Veneto, durante la notte e raggiunge i massimi d'intensità attorno alle 10 UTC dell'11 Novembre (Figura 4.29c), appena prima del passaggio del fronte. In quell'istante valori oltre 25 m/s sono diffusi sull'Alto Adriatico orientale e sulle coste limitrofe. Dopo il passaggio del fronte invece i venti sulla zona sono molto deboli e provengono dai quadranti occidentali. La linea d'instabilità che separa lo Scirocco intenso dalle deboli correnti occidentali lascia la regione d'interesse intorno alle ore centrali del giorno ma rimane poi stazionaria per diverse ore su Italia Centrale e Medio Adriatico.

- **10 m :** nel tardo pomeriggio del 10 Novembre si nota vento di barriera sulla Pianura Veneta, con la linea di convergenza con lo Scirocco che si sposta col passare delle ore dal mare verso l'entroterra, in corrispondenza con l'aumento d'intensità delle correnti da SE. In questo caso la variazione di direzione delle correnti è molto più brusca di quanto visto a 950 hPa. Durante la serata e le prime ore della notte lo Scirocco raggiunge i 15 m/s e comincia ad estendersi sulle pianure, in particolar modo quelle più orientali. Tra Veneto e Lombardia persiste il vento da NE, più intenso nella zona del Garda, dovuto alla deviazione dello Scirocco da parte delle Alpi (Figura 4.30b). E' soltanto dalle 06 UTC

che lo Scirocco riesce a penetrare praticamente in tutto il Veneto e raggiungere l'intero settore prealpino, scavalcando poi le Alpi. I massimi sull'Adriatico Orientale in questi istanti raggiungono i 20 m/s. Dalle 09 UTC il fronte freddo in arrivo da W è chiaramente individuabile tramite la linea di convergenza tra i venti deboli occidentali e lo Scirocco, che via via si sposta ad E (Figura 4.29d). A questa linea di convergenza, che attraversa in 3-4 ore la regione d'interesse, è associata una banda di precipitazioni non particolarmente intense sulla Pianura, più attiva sulle Prealpi dove porta accumuli orari anche superiori ai 30 mm. Il fronte poi resta più o meno stazionario fino alla serata lungo una linea che va dalla Toscana alla Croazia.

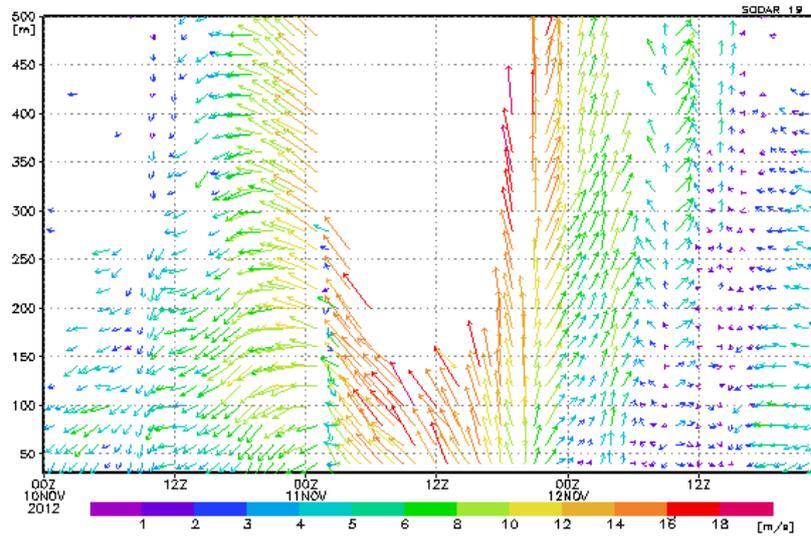
4.3.7 Confronto del campo di vento con dati SODAR

- **Loncon** : Le osservazioni del SODAR (Figura 4.31a) mostrano un vento di barriera da NE di estensione verticale piuttosto limitata che si rinforza moderatamente dal pomeriggio del 10 Novembre. Successivamente si nota il brusco ingresso dell'intenso Scirocco nelle prime ore dell'11 Novembre. Queste osservazioni sono in buon accordo con quanto simulato da Moloch (Figure 4.30 e 4.29c, 4.29d). Una differenza sostanziale invece sorge per quanto riguarda lo spostamento verso E delle correnti sciroccali con l'arrivo del fronte freddo dalle ore centrali dell'11 Novembre; infatti il modello vede questa struttura, che poi nella serata e nella notte rimarrà piuttosto stazionaria, spostata ad E rispetto ai dati. Infatti nella serata dell'11 Novembre lo Scirocco è ancora presente a Loncon di Concordia Sagittaria secondo i dati (Figura 4.31a) ma non secondo Moloch (Figura 4.31b).

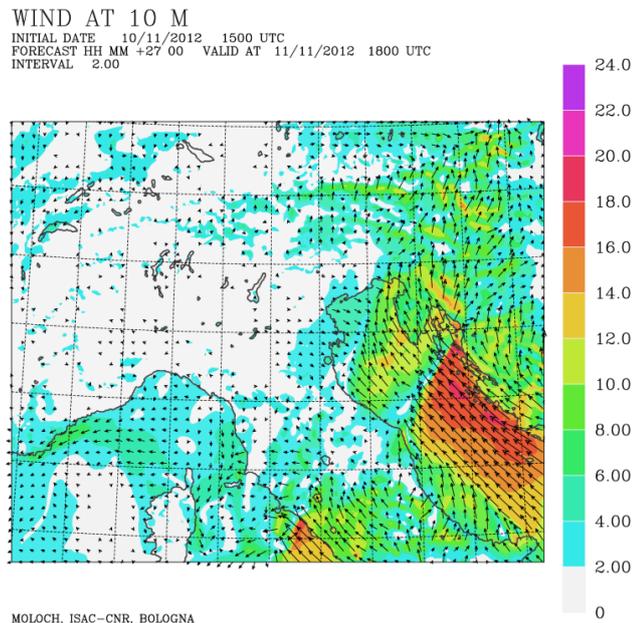
4.3.8 Temperatura potenziale equivalente

Analizzando l'evoluzione temporale della θ_e osserviamo inizialmente una "cold pool" sul Piemonte, con valori anche inferiori a 300 K; sulla pianura veneta i valori iniziali sono intorno ai 310 K. Con il passare delle ore si osserva, come nell'IOP 19 di HyMeX, un'avvezione dal Tirreno di aria con θ_e molto alta. In questo caso è l'avvezione nei bassi strati di aria più calda e umida dall'Adriatico che porta ad un aumento di θ_e sul Nordest. Infatti la massa d'aria caratterizzata da alti valori di θ_e presente sul Tirreno non riesce a raggiungere la regione d'interesse a causa dell'ingresso del fronte freddo. Si nota comunque che l'isoterma di 319 K, in lento movimento da SE, riesce a raggiungere e scavalcare quasi interamente le Alpi prima di venire spostata verso E dal fronte (Figura 4.32) il quale, nelle ore finali della simulazione, produce un calo graduale di θ_e fino a circa 313 K.

E' importante osservare che anche in questo caso l'umidità relativa sulle regioni d'interesse è sempre molto alta e quindi si possono considerare le variazioni di θ_e come variazioni di temperatura potenziale delle masse d'aria. Si hanno zone con umidità relativa minore sul Medio Adriatico, probabilmente per effetti orografici derivanti dall'aria che oltrepassa l'Appennino a quote leggermente superiori e poi scende di quota, diventando più secca a causa della compressione adiabatica (tipo foehn).



(a) Immagini SODAR, stazione di rilevamento di Loncon di Concordia Sagittaria (VE), dalle 00 UTC del 10 Novembre 2012 alle 00 UTC del 13 Novembre 2012. (fonte: ARPAV)



(b) Vento a 10 m alle 18 UTC dell'11 Novembre 2012 previste dal modello Moloch

Figura 4.31: confronto tra immagini SODAR e vento al suolo. Si nota lo spostamento verso E dello Scirocco nel modello rispetto ai dati

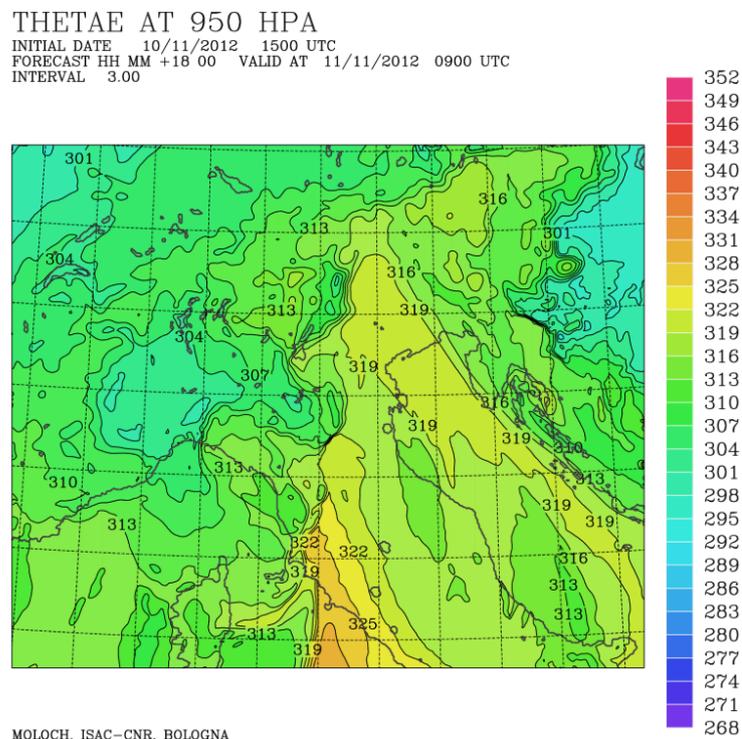


Figura 4.32: θ_e a 950 hPa alle 09 UTC dell'11 Novembre 2012 prevista dal modello Moloch.

4.3.9 Cross sections

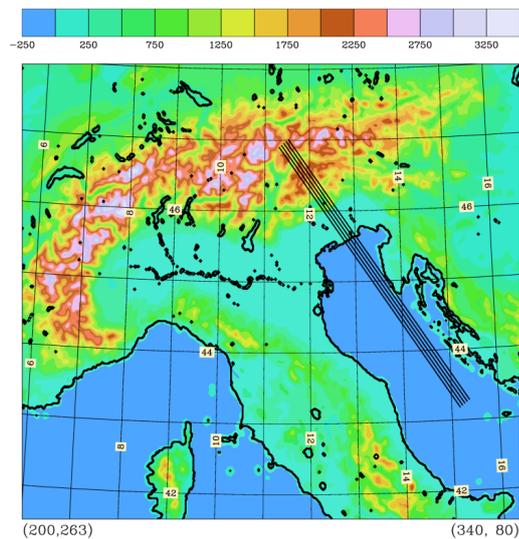


Figura 4.33: sezioni utilizzate per le cross sections relative all'evento.
Distanza tra le sezioni \rightarrow 5 km

Tracciamo una serie di cross sections in direzione SE-NW il cui cammino costeg-

gia la Croazia, l'Istria e attraversa le Dolomiti. In questo modo ci permette di descrivere l'intenso flusso umido da SE responsabile dei maggiori accumuli. Le 5 sezioni su cui mediare sono parallele e a 5 km di distanza l'una dall'altra (Figura 4.33).

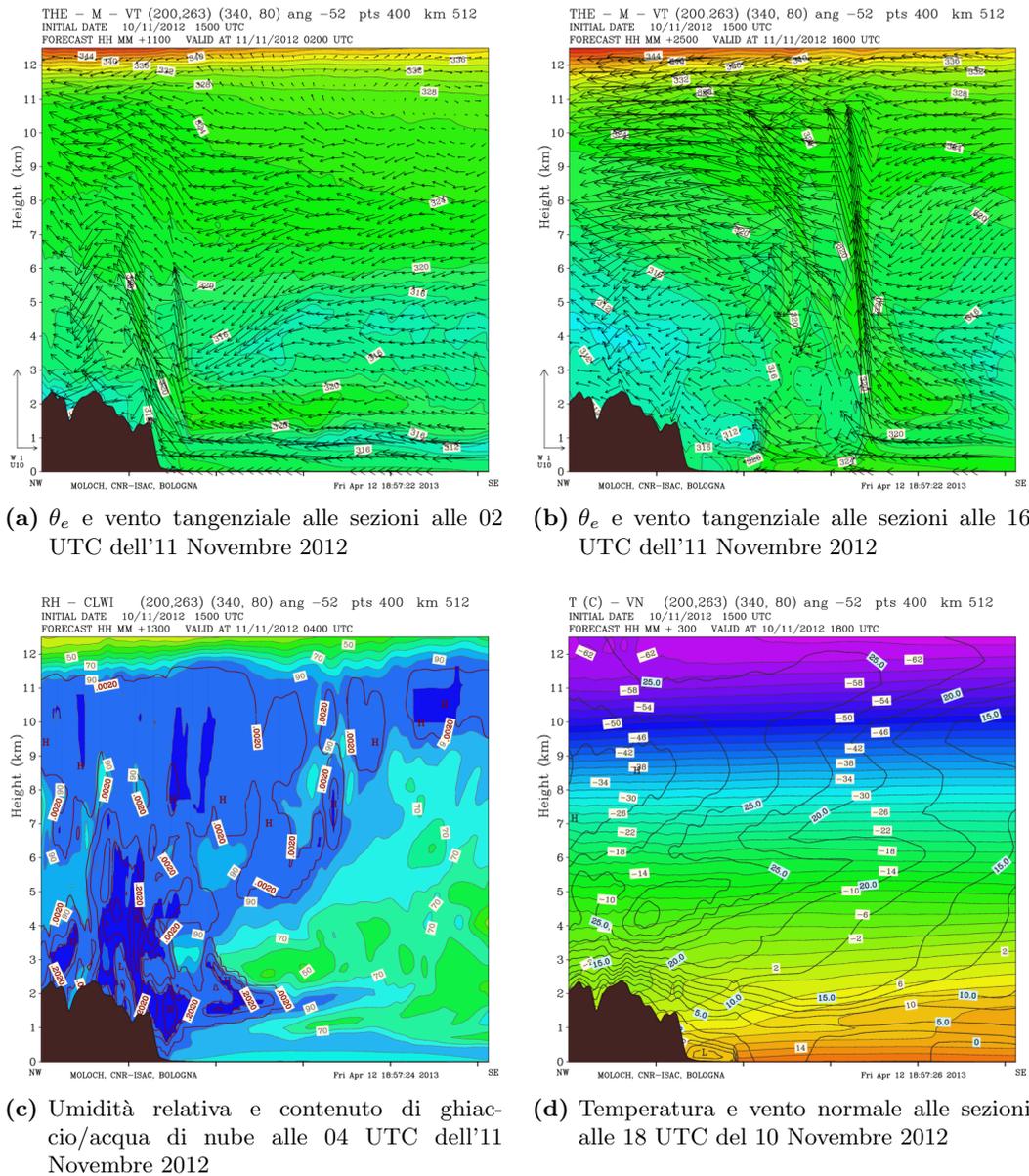


Figura 4.34: cross sections per diverse quantità fisiche valutate a diversi istanti durante la simulazione del modello Moloch

Analizzando l'evoluzione temporale della θ_e e delle velocità tangenziali lungo la sezione si nota inizialmente la presenza di una zona di aria più fredda proprio ai piedi dei rilievi, che viene scalzata in poche ore dal flusso di aria mite proveniente dall'Adriatico. Si osserva che il sollevamento orografico innesca anche dei moti

convettivi, visibili più o meno per tutta la notte e fino al mattino dell'11 Novembre (Figura 4.34a). In questi istanti, in contemporanea con la massima avvezione da SE si ha l'arrivo del fronte freddo, che porta aria a θ_e minore (più secca e più fredda) e sposta i moti verticali, dati dalla convergenza fra le due masse d'aria, sull'Adriatico (Figura 4.34b).

Un'ulteriore aspetto osservabile è che i bassi strati sono uniformemente saturi mentre a quote superiori l'aria che arriva dall'Adriatico ha un umidità relativa minore e solo sopra i rilievi si registra una colonna completamente satura durante la fase intensa dell'evento (Figura 4.34c). Questa distribuzione dell'umidità relativa non è molto diversa da quella descritta per l'evento di Vicenza2010. Evidentemente per questi eventi, che hanno una configurazione sinottica simile (mentre per l'evento HyMeX-IOP19 le correnti sono orientate in maniera un po' diversa), il trasporto di vapore acqueo negli strati più bassi e in alta troposfera sembra avere caratteristiche ricorrenti.

Esaminando il vento normale alle sezioni si può osservare lo shear delle correnti ben presente nella prima fase del peggioramento e durante tutta la fase intensa. Nelle ore iniziali della simulazione si nota chiaramente il vento di barriera ai piedi delle Alpi associato al forte gradiente di temperatura che delinea la demarcazione rispetto alla massa d'aria trasportata dallo Scirocco (Figura 4.34d).

4.3.10 Profili termodinamici

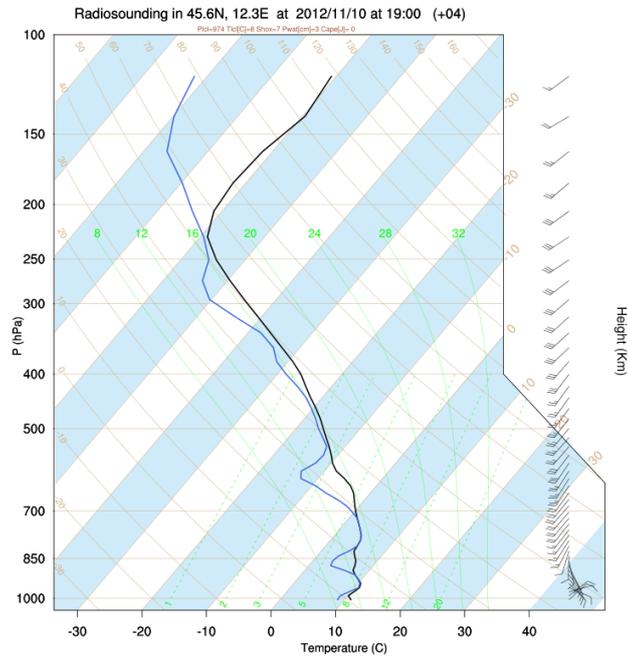
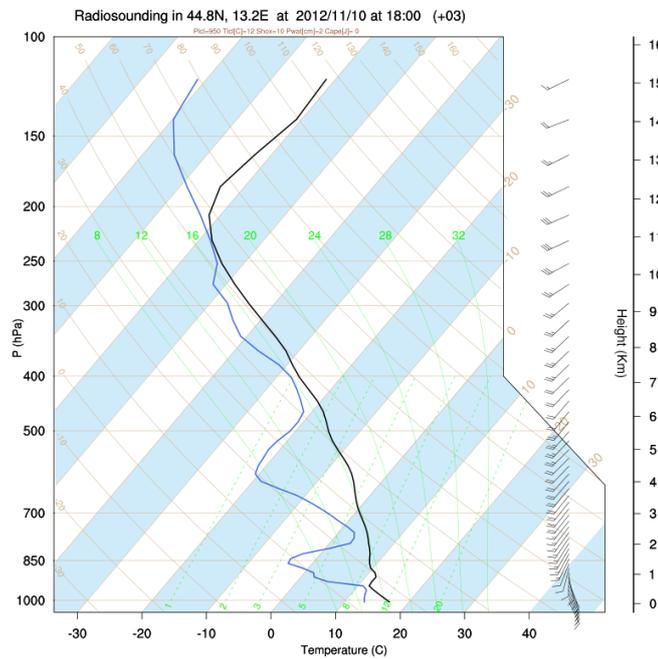
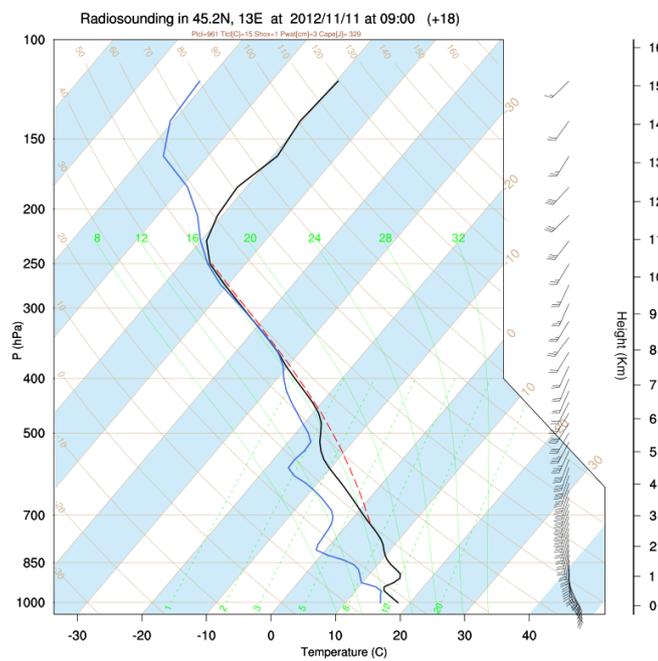


Figura 4.35: profilo termodinamico simulato nella zona con vento di barriera alle 19 UTC del 10 Novembre 2012 dal modello Moloch, tracciato a 45.6 N, 12.3 E



(a) Profilo riferito alle 18 UTC del 10 Novembre 2012, tracciato a 44.8 N, 13.2 E



(b) Profilo riferito alle 09 UTC dell'11 Novembre 2012, tracciato a 45.2 N, 13 E

Figura 4.36: profili termodinamici simulati in Alto Adriatico dal modello Moloch

Il profilo verticale fornito dal modello sulla Pianura Veneta (Figura 4.35) mette in evidenza il vento di barriera nei bassi strati, associato ad una netta inversione termica. Lo spessore dello strato freddo è piuttosto limitato e ben presto viene rimosso dall'ingresso dello Scirocco.

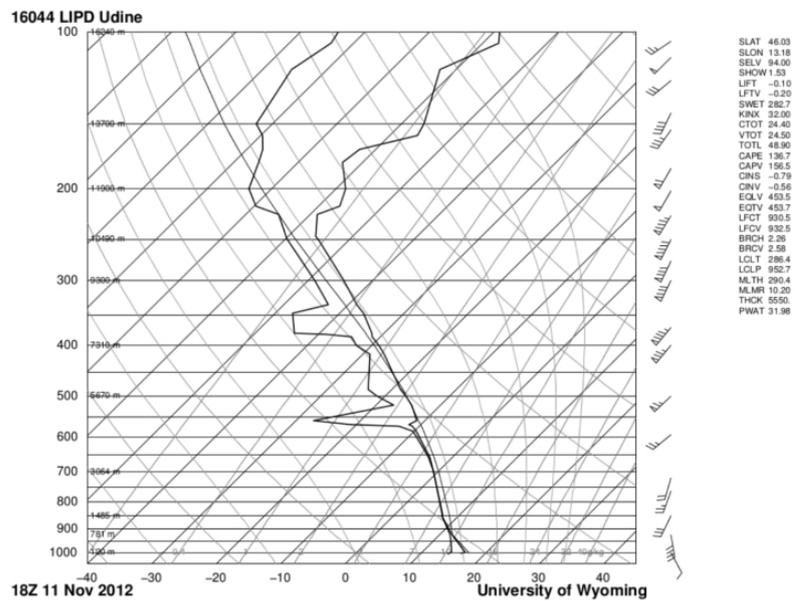
I profili simulati relativi al flusso incidente mostrano la progressiva umidificazione della colonna d'aria nel corso dell'evento (Figura 4.36a), associata ad un calo della stabilità; come negli altri casi visti fino ad ora, il profilo verticale evolve verso condizioni di neutralità, soprattutto a quote medie e alte, o addirittura di instabilità, per quanto non accentuata.

Durante la fase intensa dell'evento il profilo resta sempre saturo e praticamente neutro dai 500 hPa in su, mentre a quote inferiori la situazione è leggermente più eterogenea, con variazioni sia di umidità relativa che di stabilità. Una delle caratteristiche più persistenti e visibili è la zona più secca e instabile tra 700 hPa e 500 hPa; al di sotto di essa si osservano piccole inversioni e anche brevi tratti saturi. Nelle ultime ore della fase intensa, al mattino dell'11 Novembre (Figura 4.36b), con l'arrivo del fronte freddo, la colonna si fa generalmente più secca sotto i 400 hPa; a quote medie l'atmosfera rimane instabile e quindi il profilo è ancora favorevole alla convezione sui rilievi, sopra i 2-3 km di quota, come in tutto il resto dell'evento.

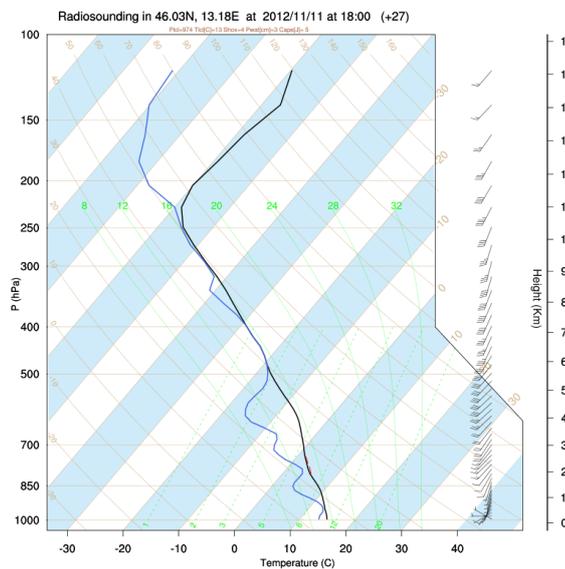
Per quanto riguarda il confronto con la stazione di Udine Campoformido, i profili del modello sono sempre vicini alla saturazione a quote medio-alte, mentre quelli misurati sono decisamente più secchi. L'inversione iniziale nei bassi strati è vista bene anche dal modello. Alle 00 UTC dell'11 Novembre il modello mostra già una situazione di Scirocco mentre viene rilevato ancora vento di barriera. La progressiva saturazione delle quote medio-basse ed evoluzione verso un profilo neutro è mostrata anche dal modello (anche se i profili misurati rimangono sempre leggermente più stabili). Alle 18 UTC dell'11 Novembre (Figura 4.37) però la differenza tra misura e modello è sostanziale: secondo Moloch il fronte freddo è già transitato, il profilo è molto più secco sotto i 500 hPa e si ha vento da W al suolo, mentre i dati rilevati mostrano vento da SE al suolo e saturazione alle quote medio-basse.

Questo sfasamento temporale nel movimento verso E del fronte potrebbe essere responsabili della leggera sottostima da parte del modello degli accumuli totali di precipitazione, dovuta in gran parte alla localizzazione troppo orientale dei rovesci sparsi del pomeriggio dell'11 Novembre. Ad ogni modo, la fase più intensa dell'evento non risente di questa discrepanza, per cui possiamo comunque considerare attendibile la simulazione.

Anche nei radiosondaggi di San Pietro Capofiume è evidente l'anticipo del fronte freddo nel modello; la posizione della stazione però è un po' ai margini dell'evento e i profili non ci danno molte altre informazioni interessanti.

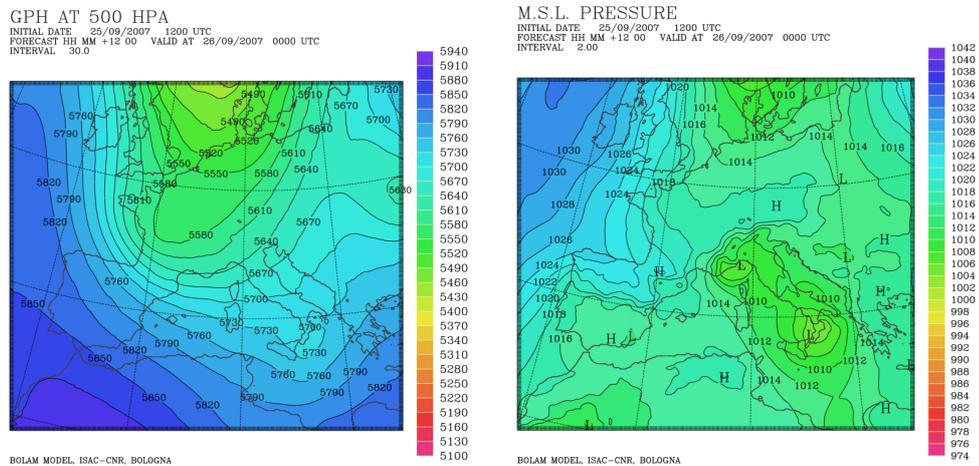


(a) Profilo termodinamico rilevato dalla stazione 16044 di Udine Campofornido (UD) (fonte: University of Wyoming - <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) alle 18 UTC dell'11 Novembre 2012



(b) Profilo termodinamico simulato nella zona corrispondente alla stazione di Udine Campofornido dal modello Moloch

Figura 4.37: profili termodinamici riferiti alle 18 UTC dell'11 Novembre 2012



(a) Altezza geopotenziale alla pressione di 500 hPa (m)

(b) Pressione al suolo (hPa)

Figura 4.38: campi simulati alle ore 00 UTC del 26 Settembre 2007 con il modello Bolam

4.4 Marghera 2007

Questo è il primo dei 3 eventi a carattere prevalentemente convettivo che hanno interessato la pianura veneta e friulana anziché la zona alpina; verificatosi nelle prime ore del 26 Settembre 2007, è stato responsabile di numerosi danni ed allagamenti nell'entroterra veneziano, a causa di un sistema temporalesco particolarmente intenso e stazionario. Il nome dato all'evento prende spunto da una delle località più colpite e con i maggiori accumuli.

Utilizzando i diversi dati raccolti e commentati nei report di evento di ARPAV abbiamo potuto confrontare con accuratezza la nostra simulazione con i fenomeni rilevati, trovando un buon accordo.

Caratteristica di questo caso è stata la convergenza di aria mite, umida e molto instabile dall'Adriatico con l'aria più secca, fredda e stabile presente sull'entroterra veneto, generata inizialmente dalla deviazione dello Scirocco stesso a causa delle Alpi (Davolio et al. (2009b)). Sulla zona di convergenza si è sviluppato un sistema convettivo che ha continuato ad autorigenerarsi sulla stessa zona, causando accumuli di precipitazione decisamente importanti e localizzati. Va rilevata la presenza di un moderato shear del vento con la quota, che ha favorito l'organizzazione della convezione, oltre a venti non particolarmente forti alle quote medie che hanno contribuito alla persistenza della genesi delle celle nello stesso punto. Il sistema convettivo è rimasto quindi stazionario diverse ore nell'immediato entroterra della Laguna Veneta, spostandosi poi verso l'Alto Adriatico.

4.4.1 Dati simulazione

- condizioni iniziali e al contorno: ECMWF analysis (0.25°) ogni 6 ore

- run Bolam: 25/09/2007 12 UTC → 27/09/2007 00 UTC
- nesting Moloch: 25/09/2007 18 UTC

4.4.2 Situazione sinottica

- **Geopotenziale a 500 hPa** : nella giornata del 25 Settembre si ha un promontorio anticiclonico sull'Oceano Atlantico allungato sui meridiani; la saccatura estesa dal Nord Europa lambisce la regione alpina determinando un calo costante dei geopotenziali sulla regione d'interesse durante l'evento (Figura 4.38a). Si nota anche una certa diffidenza in quota, altro elemento favorevole ai moti verticali, come pure il fatto di trovarsi a valle della curvatura ciclonica del jet stream e nella regione sinistra in uscita dallo streak (Analisi Meteo-Climatica dell'Evento, ARPAV (2007), Martin (2006)). Successivamente la saccatura evolve in un esteso cut-off che occupa buona parte dell'Europa centro-occidentale e presenta al suo interno due minimi, uno sulla Pianura Padana ed uno nel NW della Francia.
- **Pressione al suolo** : durante la fase iniziale dell'evento, cioè quella che prelude ai fenomeni più intensi, si osservano processi di ciclogenese sul Golfo di Genova e sul Golfo di Taranto, che quindi favoriscono la presenza dello Scirocco su buona parte del Mar Adriatico (Figura 4.38b). Nelle ore centrali del 26 Settembre, invece, si approfondisce il minimo sull'Italia settentrionale, che diventa l'unico presente sulla penisola, e si estende fino a comprendere tutta la regione alpina alla fine dell'evento.

4.4.3 Confronto Bolam-ECMWF

Eseguiamo il confronto alla fine del run, il 27 Settembre alle 00 UTC.

- **Geopotenziale a 500 hPa** : la saccatura centrata sulla Francia ha due zone di minimo, uno sul Piemonte e uno verso Nantes (FR). Secondo le analisi ECMWF è leggermente più intenso il secondo, al contrario di ciò che vede Bolam. Le discrepanze comunque sono molto ridotte, dell'ordine dei 10 m. In generale l'accordo è molto buono.
- **Pressione al suolo** : in questo caso invece una differenza importante tra Bolam ed ECMWF riguarda il minimo sul Mar Ligure, visto molto più profondo dal Bolam (circa 994 hPa contro 1002 hPa). Per il resto si osserva un sostanziale accordo su tutte le strutture presenti nel dominio.

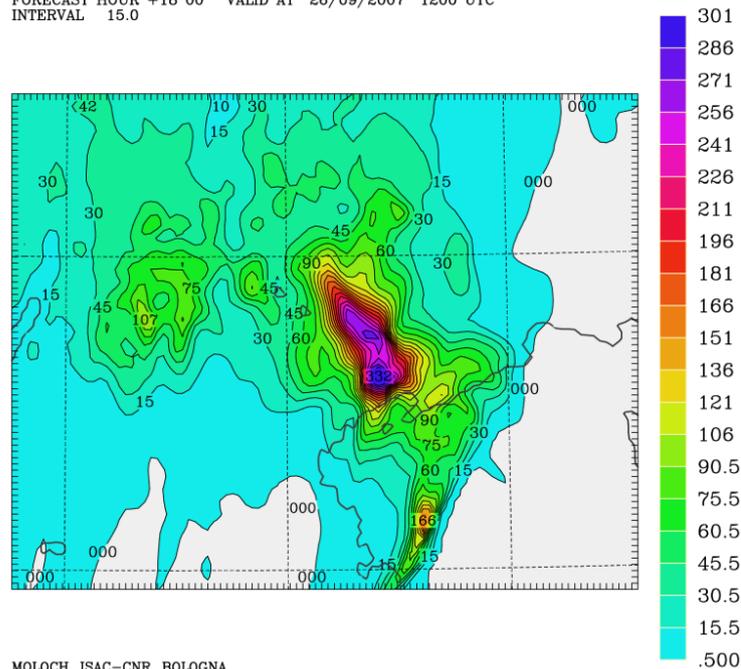
4.4.4 Precipitazioni cumulate

La mattina di mercoledì 26 settembre 2007 un intenso e persistente sistema temporalesco interessa con forti precipitazioni la fascia costiera centro-meridionale del Veneto tra il Piovese (zona sud-orientale della provincia di Padova), il Veneziano centrale e il basso Trevigiano colpendo in modo particolare la zona adiacente alla



(a) Precipitazioni orarie e cumulate durante il 26 Settembre 2007 a Marghera (VE) – fonte ARPAV: Analisi Meteo-Climatica dell’Evento, ARPAV (2007)

ACC. TOT. PREC. (MM) IN 12 H 0 M
 INITIAL DATE 25/09/2007 1800 UTC
 FORECAST HOUR +18 00 VALID AT 26/09/2007 1200 UTC
 INTERVAL 15.0



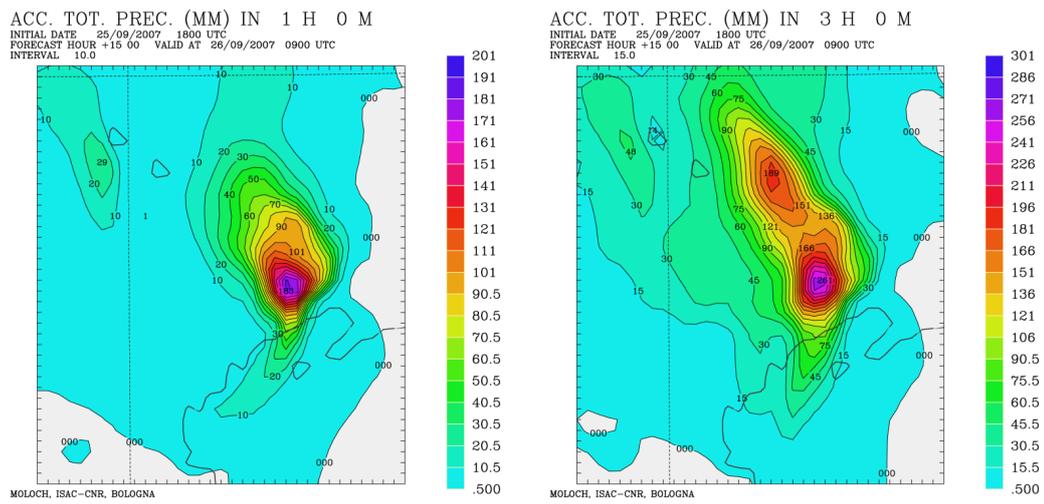
(b) Precipitazioni cumulate dalle 00 UTC alle 12 UTC del 26 Settembre 2007, praticamente tutto l’evento, previste dal modello MOLOCH

Figura 4.39: precipitazioni cumulate durante l’evento

laguna tra Codevigo (PD) e Venezia-Mestre (Analisi Meteo-Climatica dell'Evento, ARPAV (2007)).

Vengono misurati 322 mm a Valle Averno di Campagna Lupia (VE) e 258 mm a Marghera (VE)(Figura 4.39a), caduti tra le 00 UTC e le 12 UTC circa; sono valori molto vicini agli accumuli totali dell'evento. In quelle stesse ore Moloch simula un accumulo massimo di 332 mm appena all'interno della costa (Marghera-Mestre), con una striscia lunga 25 km verso N di accumuli superiori ai 250 mm (Figura 4.39b). I valori di pioggia simulati sono quindi molto vicini alle osservazioni, anche se Moloch mostra un lieve errore di posizionamento del massimo verso NE.

In questo evento si registrano accumuli molto elevati relativi a periodi temporali piuttosto brevi, infatti diverse stazioni ARPAV superano i 100 mm in un'ora (Figura 4.39a) e a Valle Averno si sfiorano i 250 mm in tre ore; anche Moloch vede valori simili con un massimo di 183 mm in un'ora tra le 08 e le 09 UTC (Figura 4.40a) e 261 mm in 3 ore tra le 06 e le 09 UTC(Figura 4.40b).

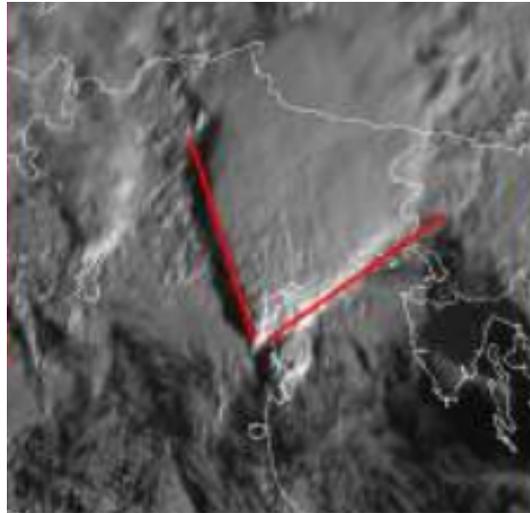


(a) Precipitazioni cumulate dalle 08 UTC alle 09 UTC del 26 Settembre 2007 (b) Precipitazioni cumulate dalle 06 UTC alle 09 UTC del 26 Settembre 2007

Figura 4.40: precipitazioni cumulate in vari orari, durante la fase intensa dell'evento, previste dal modello MOLOCH

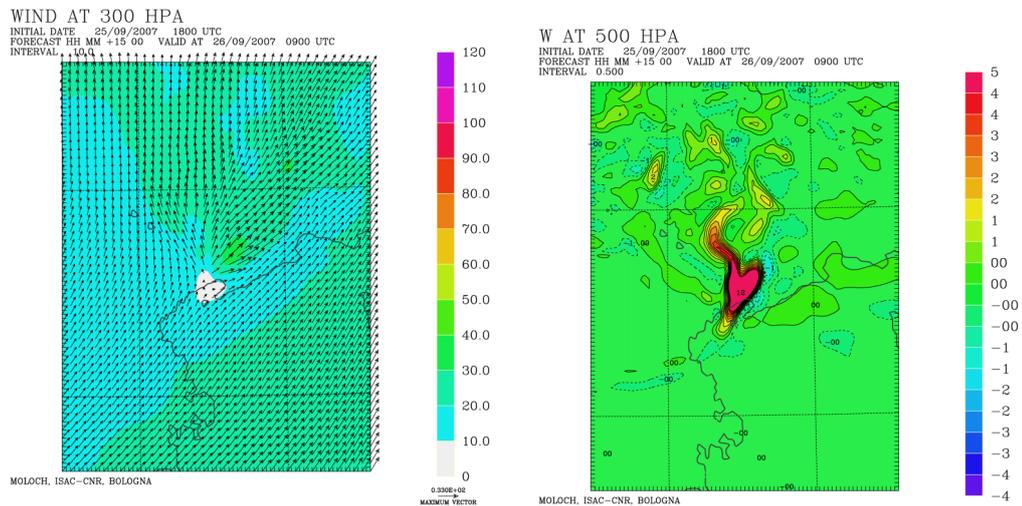
4.4.5 Precipitazioni orarie

Il modello genera le prime celle sparse sulla pianura poco dopo le 00 UTC del 26 Settembre 2007, in accordo con le osservazioni. In generale la localizzazione e la tempistica sembrano corrette. Dalle 04 UTC circa il sistema convettivo si evolve in multicellulare, rigenerandosi per ore sulla linea di convergenza tra Scirocco e vento di barriera e assumendo intensità decisamente rilevante. Il modello coglie correttamente questa fase dell'evento con precipitazioni, come detto, molto abbondanti e moti verticali intensi; il sistema assume anche la tipica forma "V-shape", (Figura 4.41), sintomo di forte divergenza in quota e velocità verticali molto alte (Figura 4.42).



(a)

Figura 4.41: immagine delle ore 07 UTC del satellite MET-9, canale HRV visibile (copyright:EUMETSAT, elaborazione ARPAV-CMT)



(a) Campo orizzontale di vento a 300 hPa

(b) Velocità verticale del vento a 500 hPa

Figura 4.42: campi simulati alle 09 UTC del 26 Settembre 2007 con il modello Moloch. Si nota la divergenza in alta troposfera causata dai forti moti verticali in corrispondenza del sistema convettivo

Nel corso della mattinata il sistema multicellulare si sposta lentamente verso Est e inizia a diminuire di intensità, rinforzandosi poi più a S, in mare. L'evoluzione del modello è coerente con questa dinamica, anche se leggermente più lenta; l'unica differenza sostanziale è lo spostamento verso NE dei fenomeni rispetto ai dati durante tutta la fase intensa.

4.4.6 Campi di vento alle varie quote

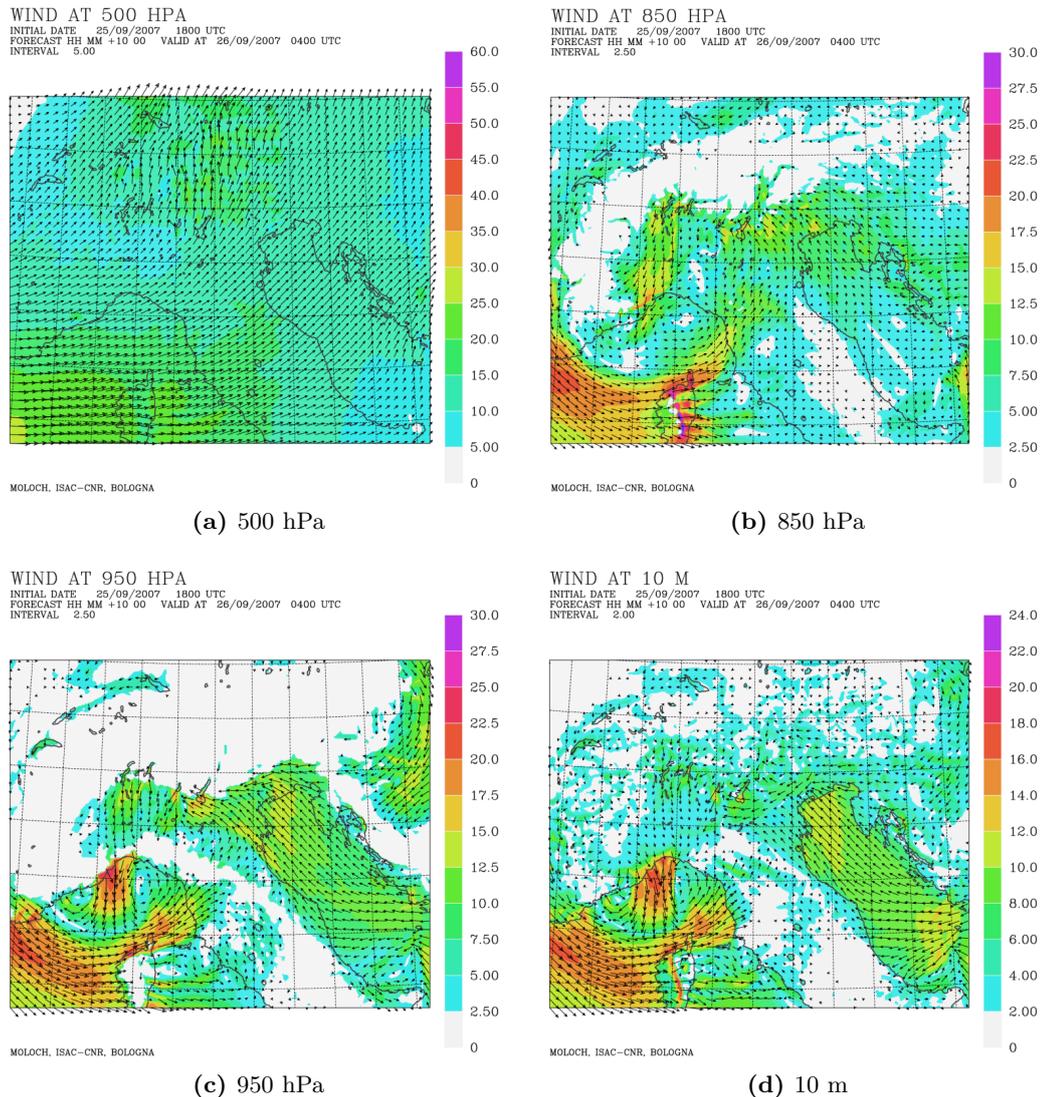


Figura 4.43: campi di vento a vari livelli di pressione e di quota alle ore 04 UTC del 26 Settembre 2007

- **500 hPa :** in questo evento le correnti in quota sono piuttosto deboli. Dalle prime ore della simulazione, e per buona parte di essa, infatti osserviamo

venti da SW sulla regione d'interesse intorno ai 10-15 m/s. Con il passare delle ore le correnti tendono ad orientarsi da S, con l'avvicinarsi dell'asse della saccatura alle Alpi e si cominciano ad osservare irregolarità nel campo di vento (Figura 4.43a). L'intenso sistema convettivo che caratterizza questo evento riesce a portare dei disturbi localizzati alla circolazione in quota a causa dei forti moti verticali. Durante la fase conclusiva della simulazione, dalle ore centrali del 26 Settembre, la circolazione sulla regione alpina diventa ciclonica, con i venti, ancora deboli, che ruotano attorno ad un minimo abbastanza stazionario sulla Liguria.

- **850 hPa** : inizialmente si osservano correnti molto deboli da SE sull'Adriatico; con il passare del tempo si ha un'intensificazione del vento, sempre da SE, sulla zona del Garda e verso la Lombardia, a causa della depressione che staziona sul mar Ligure praticamente per tutto l'evento. Dalle prime ore del 26 Settembre, all'inizio della fase intensa dell'evento, lo Scirocco sul Veneto si rinforza leggermente e cominciano ad attivarsi deboli correnti di Bora (Figura 4.43b). Anche a questa quota è evidente il disturbo alle correnti dato dalle velocità verticali legate al sistema convettivo. Nella fase conclusiva dell'evento la circolazione diventa ciclonica, come alle quote superiori.
- **950 hPa** : nella prima parte della simulazione, oltre alla circolazione ciclonica stazionaria sul Mar Ligure, osserviamo Scirocco debole ma abbastanza regolare lungo tutto l'Adriatico, che ruota gradualmente in senso antiorario entrando in Pianura Padana fino a divenire solo orientale. In queste prime ore si osserva una forte convergenza sulla Lombardia Occidentale tra i venti orientali in pianura e le correnti settentrionali richiamate dal minimo sul Ligure. Sulla regione d'interesse invece, negli istanti temporali a cavallo tra 25 e 26 Settembre si nota la comparsa, in prossimità dei primi rilievi, di vento da NE, legato all'azione esercitata dalla barriera alpina sullo Scirocco. Questo vento di barriera viene eroso quasi completamente nelle prime ore del 26 Settembre; dalle 04 UTC in poi però comincia a rinforzarsi, anche a causa del flusso dell'ingresso da NE di aria fredda dai Balcani (Figura 4.43c). Nelle ore successive, si ha una netta intensificazione dei venti, con direzioni variabili nella Laguna Veneta, legati molto probabilmente alla dinamica del sistema convettivo. Dalle ore centrali del giorno il flusso da NE diventa più sostenuto e la zona di convergenza con lo Scirocco, essenziale per la dinamica temporalesca, si sposta verso SE, sull'Alto Adriatico, di conseguenza il sistema stesso si muove dalla laguna verso il mare.
- **10 m** : all'inizio della simulazione si assiste alla formazione del vento di barriera, dovuto alla netta deviazione dello Scirocco dall'Adriatico a causa dello sbarramento orografico delle Alpi. La convergenza tra lo Scirocco e il vento di barriera è molto netta e si situa sulla Laguna Veneta. L'altra convergenza che si nota, e che si sposta ad E con il passare delle ore, è quella tra i venti da N che scendono dal Canton Ticino verso il Basso Piemonte, richiamati dal minimo sul Mar Ligure, e i venti da E in Pianura Padana. Lo Scirocco, al più moderato, si mostra abbastanza regolare lungo l'Adriatico e la sua convergenza

con il vento di barriera resta stazionaria fino alle 00 UTC. Nelle prime ore del 26 Settembre la convergenza inizia a spostarsi verso l'entroterra, intanto però si attiva un debole flusso da NE sui Balcani, che va poi a rinforzare (probabilmente insieme agli effetti delle precipitazioni che cominciano, intense, dalle 04 UTC) il vento di barriera (Figura 4.43d). Dalle 08 UTC quindi la convergenza comincia a spostarsi verso SE posizionandosi sull'Alto Adriatico nelle ore centrali del giorno. Da questa dinamica dipendono gli spostamenti dell'intenso sistema convettivo già descritto. Si nota che durante la mattina, nella zona delle precipitazioni più abbondanti, il modello mostra venti forti di direzione variabile, probabilmente legati all'evoluzione delle celle convettive. Durante la parte finale della simulazione, la circolazione si allinea a quella ciclonica già descritta per il livello di 950 hPa.

E' importante mettere in evidenza la presenza di uno shear abbastanza marcato tra la direzione del vento alle basse quote (SE) e quella a 500 hPa (SW): questo è un fattore che sicuramente favorisce l'organizzazione della convezione (Markowski-Richardson (2010)). Come si evincerà poi dai profili, gran parte dello shear è intorno a 850 hPa, proprio dove il profilo, quasi saturo fino a quelle quote, diventa decisamente secco.

4.4.7 Temperatura potenziale equivalente

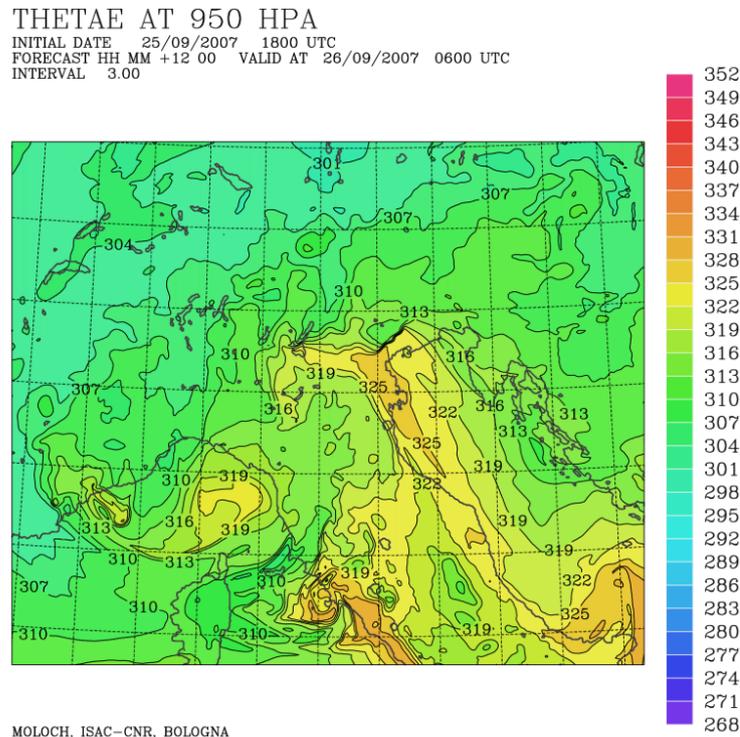


Figura 4.44: θ_e a 950 hPa alle 06 UTC del 26 Settembre 2007 prevista dal modello Moloch.

Sull'Adriatico il campo di θ_e mostra l'avvezione di aria calda e umida (≈ 325 K) che durante la serata risale fino alle pianure costiere venete dove si localizza aria piú fredda nei bassi strati, legata ai flussi da NE. Dalle prime ore del 26 Settembre la zona fredda sulla pianura si estende in conseguenza degli effetti del sistema convettivo (precipitazioni e downdraft) e dell'ingresso di un debole vento di Bora da NE. Si sviluppa un gradiente di θ_e localmente intenso nella zona in cui si forma e si rigenera il sistema convettivo principale (Figura 4.44). Nelle ore successive continua il calo graduale dei valori da NW e da NE e la zona di aria ad alta θ_e resiste solo sul medio-basso Adriatico.

4.4.8 Cross sections

Utilizziamo delle sezioni tracciate in modo da essere parallele alle correnti di Scirocco sull'Adriatico e sovrapposte alla zona con maggiori accumuli, cioé quella dove ha piú insistito il sistema convettivo quasi stazionario, sulla Laguna Veneta. Anche in questo caso la sezione è ottenuta mediando 5 sezioni poste a 5 km di distanza l'una dall'altra.

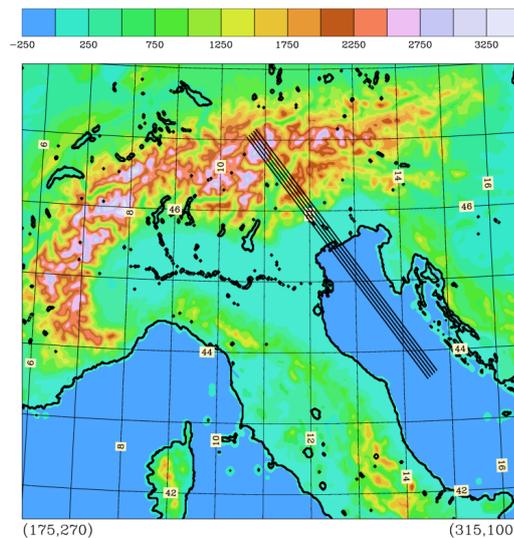


Figura 4.45: sezioni utilizzate per le cross sections relative all'evento.
Distanza tra le sezioni \rightarrow 5 km

Esaminando l'evoluzione della θ_e lungo la sezione si osserva inizialmente l'avvezione di aria mite nei bassi strati che dall'Adriatico si muove verso i rilievi; alle quote immediatamente superiori invece si notano valori decisamente piú bassi, a causa di una massa d'aria meno mite e molto piú secca. L'aria calda associata allo Scirocco si scontra con una zona di aria a θ_e minore a ridosso dei rilievi prealpini e questa convergenza provoca moti verticali via via piú intensi, che risultano evidenti analizzando il vento tangenziale alle sezioni (Figura 4.46a).

Un'altra caratteristica visibile attraverso queste sezioni è che la "cold pool" si espande progressivamente durante la fase piú intensa dell'evento, al mattino del

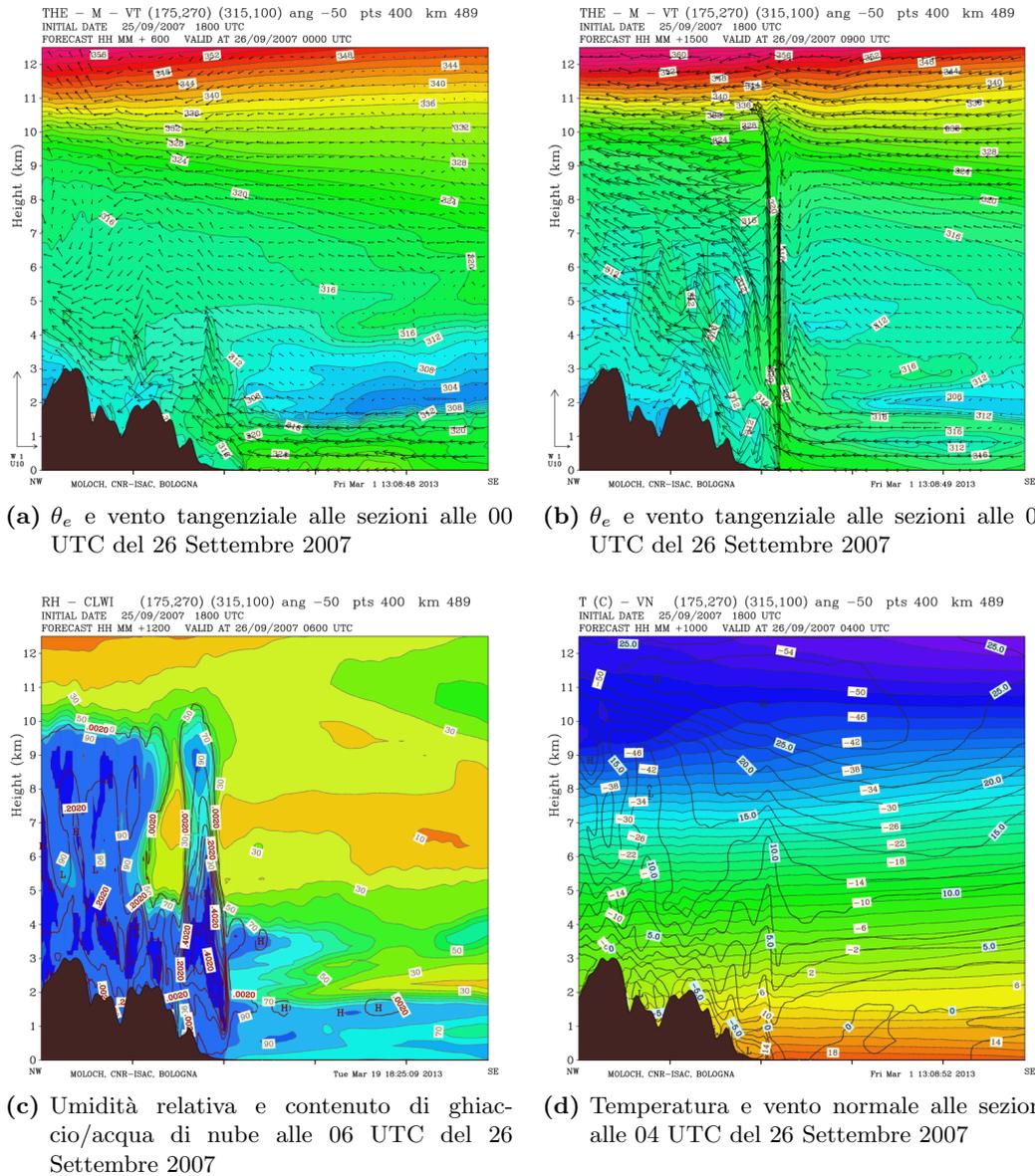


Figura 4.46: cross sections per diverse quantità fisiche valutate a diversi istanti durante la simulazione del modello Moloch

26 Settembre (Figura 4.46b), rinforzata probabilmente sia dal raffreddamento evaporativo dovuto alle precipitazioni sia dall'afflusso di aria balcanica dai quadranti orientali. I moti convettivi verticali, veramente molto intensi in questo evento, si spostano quindi gradualmente verso il Mar Adriatico. La massa d'aria con valori piuttosto bassi di θ_e che sopraggiunge da NE dopo aver aggirato le Alpi è comunque vicina alla saturazione, quindi la differenza nei valori è data esclusivamente dalle diverse caratteristiche termiche rispetto all'aria presente sulla regione d'interesse.

Considerando l'umidità relativa si rileva inoltre che la condizione iniziale, per cui

il flusso incidente è quasi saturo negli strati prossimi al suolo e molto più secco a quote immediatamente superiori, persiste durante tutta la fase intensa (Figura 4.46c); questa caratteristica permette un forte raffreddamento evaporativo durante le precipitazioni e quindi, unita all'instabilità condizionale presente, favorisce lo sviluppo di celle convettive molto intense. Si evidenzia inoltre il contributo fondamentale al trasporto di vapore acqueo verso la regione d'interesse nei bassi strati.

Infine, valutando la temperatura ed il vento normale alle sezioni, si apprezza la variazione di direzione del vento molto netta in corrispondenza della convergenza tra Scirocco e vento di barriera e il ripido gradiente di temperatura correlato. Questa cross section può anche essere usata per valutare lo sviluppo dei moti verticali, che nella Figura 4.46d insistono sulla zona di convergenza.

4.4.9 Profili termodinamici

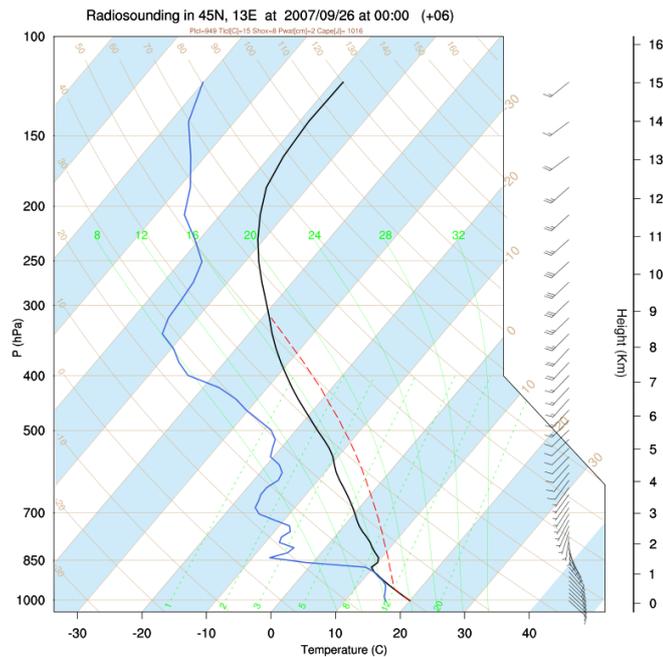


Figura 4.47: profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico dal modello Moloch, riferito alle 00 UTC del 26 Settembre 2007 e tracciato a 45 N, 13 E

I profili relativi al flusso incidente sul Mare Adriatico tracciati nelle ore immediatamente precedenti la fase intensa mostrano una colonna d'aria decisamente instabile, vicina alla saturazione fino ad 850 hPa e molto più secca al di sopra di quella quota. Si nota come il LFC sia a quote piuttosto basse (inferiori a 1000 m) e la CAPE sia piuttosto rilevante. In corrispondenza con la brusca variazione di umidità relativa si ha anche un'improvvisa variazione di direzione del vento, che ruota da SE a SW (Figura 4.47).

I profili simulati sulla zona con vento di barriera invece vedono una variazione di umidità relativa con la quota meno brusca. Si nota infatti anche in questo caso

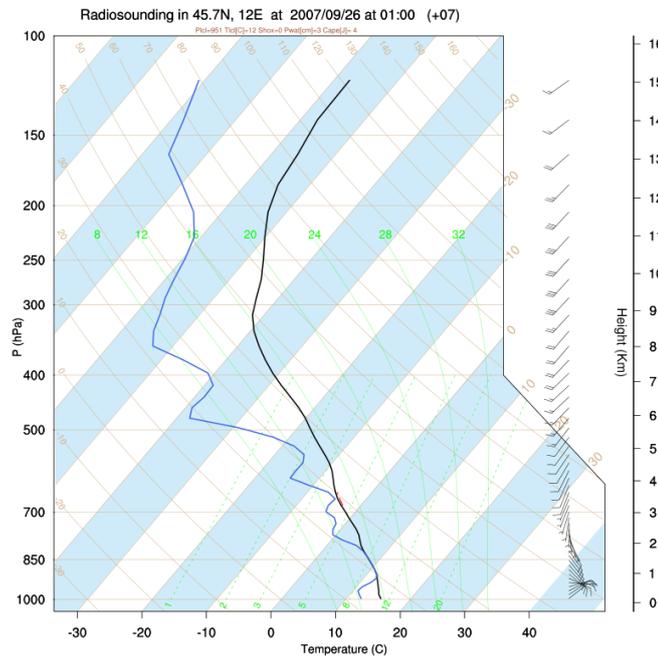
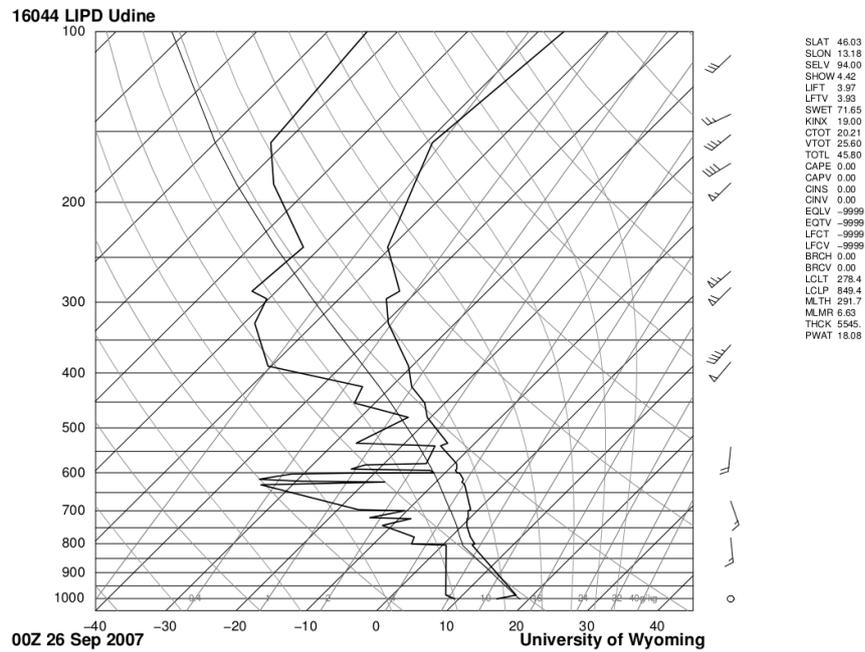


Figura 4.48: profilo termodinamico simulato nella zona con vento di barriera dal modello Moloch, riferito all'01 UTC del 26 Settembre 2007 e tracciato a 45,7 N, 12 E

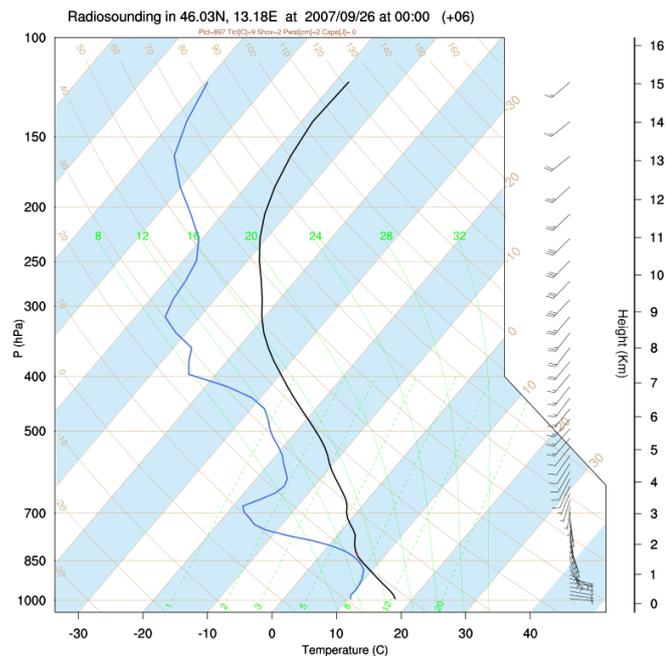
la saturazione della colonna attorno agli 850 hPa, ma gli strati superiori sono meno secchi che nel caso precedente. Naturalmente questo profilo è stabile; è interessante comunque evidenziare che la variazione di temperatura con la quota è simile per entrambi i tipi di profili, se si eccettuano i primi 2 km (Figura 4.48).

Emerge quindi la grande importanza delle caratteristiche della massa d'aria presente nei bassi strati, sia per quanto riguarda la temperatura che per l'umidità, decisiva nel determinare la stabilità di una certa colonna d'aria.

Dal confronto tra i profili termodinamici rilevati con i radiosondaggi e quelli simulati con il modello si notano diverse differenze, anche se non sostanziali. Nel sito di Udine Campofornido si notano delle discrepanze sui venti alle 00 UTC: in particolare il vento di barriera al suolo è presente, seppur debole, solo nel modello. Inoltre, a quote medie l'intensità delle correnti diminuisce maggiormente nel modello che nei dati e appena più in alto il vento si orienta da SE per Moloch, invece che da S. Il profilo è comunque simile, con una zona più umida attorno a 850 hPa. Alle 12 UTC invece si ha vento debole da E nei primi 3 km nel modello, mentre i dati invece mostrano vento da N molto debole; in questa situazione in cui sta affluendo aria dai Balcani potrebbe star giocando un ruolo anche l'esatta posizione del sistema convettivo e i venti ad esso correlati. Entrambi i profili sono quasi saturi a quote medio-alte, mentre si notano leggere differenze più in basso. Per quanto riguarda San Pietro Capofiume, l'unico radiosondaggio disponibile è quello delle 00 UTC del 26 Settembre. Il profilo del modello è simile a quello misurato, saturo a 700 hPa e instabile a quote medie, con una lieve CIN e vento da SE debole nei bassi strati.

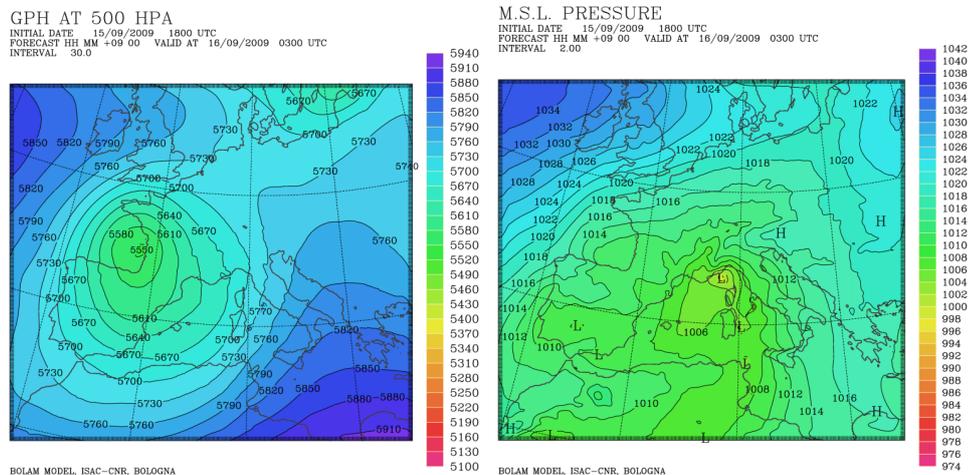


(a) Profilo termodinamico rilevato dalla stazione 16044 di Udine Campofornido (UD)
(fonte: University of Wyoming - <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)



(b) Profilo termodinamico simulato nella zona corrispondente alla stazione di
Udine Campofornido dal modello Moloch

Figura 4.49: profili termodinamici riferiti alle 00 UTC del 26 Settembre 2007



(a) Altezza geopotenziale alla pressione di 500 hPa (m) (b) Pressione al suolo (hPa)

Figura 4.50: campi simulati alle ore 03 UTC del 16 Settembre 2007 con il modello Bolam

4.5 Mira 2009

Il secondo evento analizzato tra quelli con convezione su zone costiere e di pianura si è verificato il 16 Settembre 2009 ed è caratterizzato da un'evoluzione un po' più complessa rispetto al precedente, con la formazione di diverse celle convettive nei dintorni della zona di convergenza tra lo Scirocco e il vento di barriera e, al passaggio del fronte, la formazione di un minimo di pressione a mesoscala con una squall-line associata. Il nome dato all'evento indica una delle località maggiormente colpite dalle intense precipitazioni.

Confrontando le simulazioni del modello con i dati rilevati ci siamo resi conto della difficoltà nel riprodurre correttamente l'evento e abbiamo quindi realizzato diverse simulazioni Bolam e Moloch variando i domini, le condizioni iniziali, l'istante di nesting e riducendo anche il timestep per evitare l'instabilità numerica (Capitolo 3).

La simulazione migliore mostra comunque delle discrepanze non trascurabili rispetto ai dati rilevati, ma sembra simulare in maniera soddisfacente la struttura convettiva più stazionaria, cioè quella più interessante per i nostri scopi. L'instabilità numerica e la forte sensibilità ai dati di input della simulazione potrebbero essere dovute, almeno in parte, alla presenza di una linea d'instabilità molto sviluppata sul Tirreno e di una circolazione depressionaria piuttosto vivace sul Mar Ligure ad inizio simulazione, con forti venti e gradienti molto intensi.

Il fattore fondamentale nella genesi del sistema convettivo stazionario comunque sembra essere anche in questo caso la convergenza sul Basso Veneto delle correnti sciroccali adriatiche (decisamente molto instabili in questo caso) con il vento di barriera da NE presente sull'entroterra, seppure la variazione di direzione dei venti sia piuttosto graduale e non brusca come visto nell'evento precedente.

4.5.1 Dati simulazione

- condizioni iniziali e al contorno: ECMWF analysis (0.25°) ogni 6 ore
- run Bolam: 15/09/2009 18 UTC \rightarrow 17/09/2009 12 UTC (tstep=90 s)
- nesting Moloch: 16/09/2009 00 UTC (dominio orizzontale allargato a 482x482 punti di griglia)

4.5.2 Situazione sinottica

- **Geopotenziale a 500 hPa** : un vasto sistema ciclonico, centrato sulla Francia Occidentale la sera del 15 Settembre, si muove lentamente verso SW, ruotando in senso antiorario. Il ciclone si trova sul Golfo di Biscaglia nelle prime ore del 16 Settembre (Figura 4.50a) e tra Spagna e Portogallo nella notte successiva. Il lento spostamento è ostacolato dalla presenza di un promontorio anticiclonico sui Balcani che impedisce il movimento zonale della struttura depressionaria. A causa della rotazione dell'asse del minimo di geopotenziale le correnti si dispongono prima da SW, poi da S e successivamente da SE sulla regione alpina. Dalle ore centrali del 16 Settembre la depressione si allontana verso W, il geopotenziale aumenta e il suo gradiente diminuisce notevolmente, per cui i venti in quota previsti sono molto deboli. Si nota anche la discreta diffluenza delle isolinee, soprattutto nella prima metà dell'evento.
- **Pressione al suolo** : tra il 15 e il 16 Settembre è presente una zona con pressione bassa e piuttosto livellata sul Mediterraneo Occidentale, con un debole minimo sulle Baleari e alta pressione sull'Atlantico e sul NE Europa. Successivamente si forma un minimo di pressione più definito sul Mar Ligure che persiste fino al mattino del 16 Settembre (Figura 4.50b), quando si porta a N delle Alpi e tende a colmarsi mentre si approfondisce leggermente un minimo in formazione sulla Spagna. La pressione resta comunque abbastanza livellata fino al termine della simulazione sull'area alpina e su tutta l'Europa centro-occidentale, mentre i massimi pressori si situano a NW delle Isole Britanniche.

4.5.3 Confronto Bolam-ECMWF

Eseguiamo il confronto alla fine del run, il 17 Settembre alle 12 UTC: la situazione è quasi identica, le differenze sono molto leggere. Nonostante colga correttamente le caratteristiche a scala sinottica, la simulazione non appare altrettanto precisa nella ricostruzione degli accumuli di precipitazione; proviamo quindi a fare il confronto tra Bolam ed ECMWF in un momento precedente, per cercare eventuali discrepanze tra analisi e simulazione che possono aver portato agli errori riscontrati nella distribuzione degli accumuli.

Effettuiamo un secondo confronto, documentato di seguito, il 16 Novembre alle 12 UTC, nel momento in cui le diverse simulazioni Bolam portate a termine (vedi Capitolo 3) divergono decisamente e durante la fase intensa dell'evento. In questo

paragrafo comunque ci occupiamo solo del run Bolam inizializzato alle 18 UTC del 15 Settembre, quello usato per guidare la simulazione Moloch scelta (vedi Capitolo 3).

- **Geopotenziale a 500 hPa** : oltre alle differenze di poco conto nella forma del minimo di geopotenziale, ora centrato sulle Asturie, c'è da segnalare che le isolinee sulla regione alpina sono più ravvicinate nel Bolam rispetto alle analisi ECMWF.
- **Pressione al suolo** : si nota solo qualche piccola differenza nella zona mediterranea, sempre in un contesto di pressione bassa e piuttosto livellata; ad esempio, il minimo addossato alle Alpi Occidentali è leggermente più profondo per il modello.

Le discrepanze enunciate sono lievi, certamente non maggiori che negli altri eventi, e non spiegano il disaccordo tra simulazione e dati. Bisogna comunque tenere conto che questo è un evento che si è mostrato meno predicibile (quindi più sensibile a piccole variazioni delle condizioni iniziali o del setup de modello) e ha posto alcuni problemi di stabilità numerica a causa di forti velocità verticali. Probabilmente le differenze tra modello ed evento reale sono legate ad effetti su piccola scala, che non sono evidenti nell'analisi a scala sinottica.

4.5.4 Precipitazioni cumulate

Accumuli massimi nella regione nelle 24 h (16/09) (mm)		
Pianura		Prealpi
Valle Averte di Cam- pagna Lupia (VE) 185 mm	Mira (VE) 169 mm	Turcati Recoaro (VI) 219 mm
Legnaro (PD) 169 mm	Jesolo Cavallino Treporti (VE) 158 mm	Passo S. Caterina Valda- gno (VI) 179 mm
Padova Orto Botanico (PD) 157 mm	Mogliano Veneto (TV) 156 mm	Rifugio "la Guardia" - Recoaro (VI) 176 mm
Venezia Istituto Cavanis (VE) 153 mm	Codevigo (PD) 145 mm	Valpore in Valle di Seren (BL) 164 mm

Tabella 4.3: fonte: Commento Meteorologico evento, ARPAV (2009)

Le precipitazioni più significative si verificano tra Padova e Venezia, su alcune località delle Prealpi Vicentine e nella zona del Grappa (Tabella 4.3, Figura 4.51a).

Il modello vede bene il massimo assoluto, un po' meno quello sul bellunese e ha una localizzazione piuttosto imprecisa dei maggiori accumuli sulle zone pianeggianti e costiere. Infatti il massimo relativo è spostato leggermente verso SW e nella zona di Venezia gli accumuli sono molto minori rispetto ai dati, con soltanto un massimo secondario in mare, all'altezza di Caorle (VE) (Figura 4.51b).

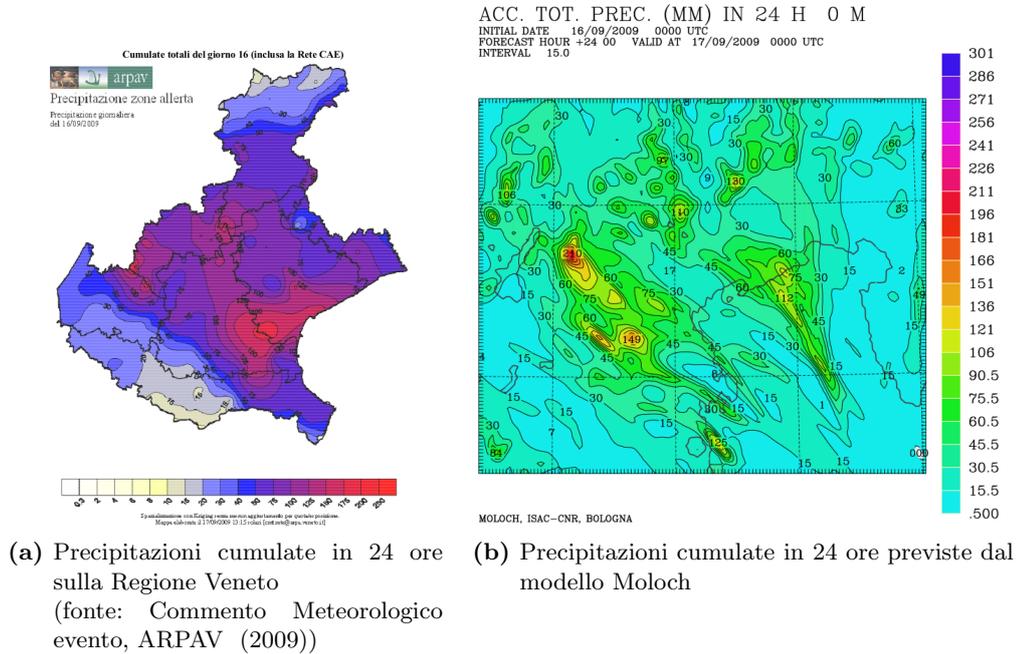


Figura 4.51: precipitazioni cumulate il 16 Settembre 2009

4.5.5 Precipitazioni orarie e confronto con dati Radar

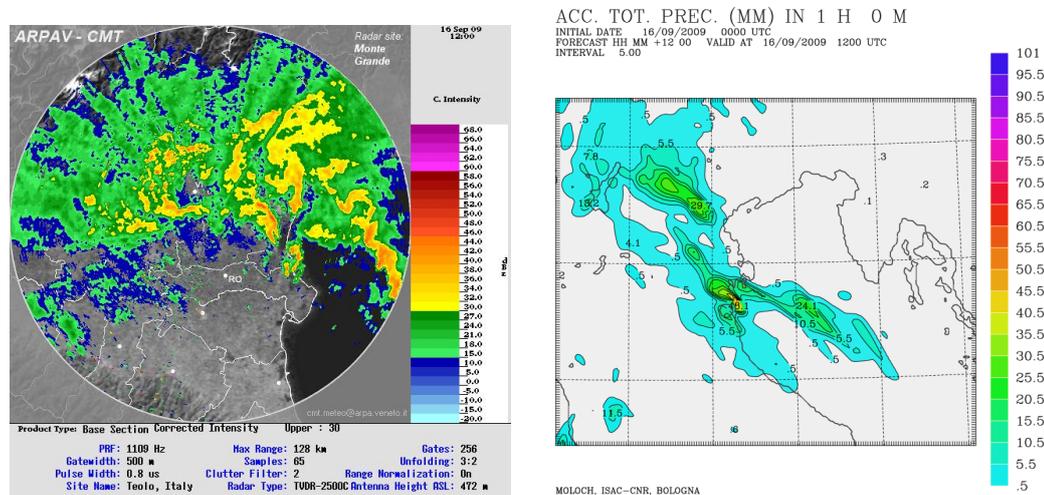
Analizziamo le immagini Radar fornite da ARPAV (Radar meteorologico di Monte Grande, Teolo (PD)) e ARPA-EMR (Radar meteorologico di San Pietro Capofiume, Molinella (BO)) per descrivere l'evoluzione delle precipitazioni.

Nelle prime ore del 16 Settembre 2009 ci sono subito delle precipitazioni, con rovesci anche sulla pianura tra Padova e Venezia.

Dalle 04-05 UTC i Radar vedono arrivare dei nuclei più intensi, sia dall'Emilia Romagna (S) che dall'Adriatico (SE), che si portano sulla regione d'interesse intorno alle 06 UTC. Il modello è coerente con le osservazioni, anche se vede inizialmente solo le precipitazioni provenienti da S e sembra essere in leggero ritardo. Da metà mattina Moloch mostra ulteriori nuclei provenienti da SE, in accordo con i dati. Questa fase è quella in cui le precipitazioni sembrano essere più stazionarie e perciò è anche la più interessante per noi (Figura 4.52).

Dalle ore centrali del 16 Settembre i Radar vedono i fenomeni spostarsi verso E, in mare, con la formazione di una linea di convezione organizzata, forse una squall line, che rimane stazionaria fino alle prime ore della sera appena al largo del Delta del Po. I fenomeni mostrati nella simulazione sono un po' in ritardo in questa fase, infatti fino alle 15 UTC Moloch vede ancora rovesci all'interno e tra la Romagna e il Delta; la squall line si forma circa a metà del pomeriggio, ma si sposta in maniera repentina verso E. In serata poi si osservano gli ultimi rovesci sparsi sulla pianura e sul Friuli Venezia Giulia.

Quindi la differenza negli accumuli descritta nel Paragrafo 4.5.4 è legata ad



(a) Mappa di riflettività del 16 Settembre 2009 alle 12 UTC elaborata a partire dal Radar Monte Grande, Teolo (PD) (fonte: ARPAV - CMT) (b) Precipitazioni cumulate dalle 11 UTC alle 12 UTC del 16 Settembre 2009 previste dal modello Moloch

Figura 4.52: si nota, all'interno di un pattern di precipitazioni piuttosto differente, l'accordo sul sistema convettivo ad W di Venezia; quello più stazionario durante la simulazione

una riproduzione non del tutto corretta dell'evoluzione dei sistemi convettivi che caratterizzano l'evento. La fase più importante per i nostri scopi, quella in cui i fenomeni risultano più stazionari in corrispondenza della convergenza fra Scirocco e vento di barriera, però sembra essere simulata correttamente.

4.5.6 Campi di vento alle varie quote

- **500 hPa :** inizialmente osserviamo correnti meridionali in quota su tutto il Nord Italia, molto deboli oltre le Alpi, specialmente ad E (Figura 4.53a). Dalla tarda mattinata del 16 Settembre i venti cominciano a piegare in senso antiorario, orientandosi da SE, a causa della rotazione del centro depressionario sull'Europa Occidentale; l'intensità si mantiene intorno ai 15 m/s. Dal tardo pomeriggio le correnti ritornano a provenire da S e poi da SW, indebolendosi, e dalla serata i venti in quota sono decisamente deboli e poco significativi. Nella prime ore del 16 Settembre invece si nota l'instabilità tra Sardegna e Centro Italia che disturba notevolmente il campo di vento locale (Figura 4.53a).
- **850 hPa :** nelle prime ore del 16 Settembre si osservano correnti che ruotano attorno all'intensa depressione sul Mar Ligure; si nota anche la linea d'instabilità che attraversa l'Italia Centrale e si estende fino al largo della Sardegna. Sulla regione d'interesse quindi abbiamo venti moderati da SE che piegano gradualmente in senso antiorario e si rafforzano entrando in Pianura Padana. Col passare delle ore sulla regione d'interesse la velocità del vento aumenta, con

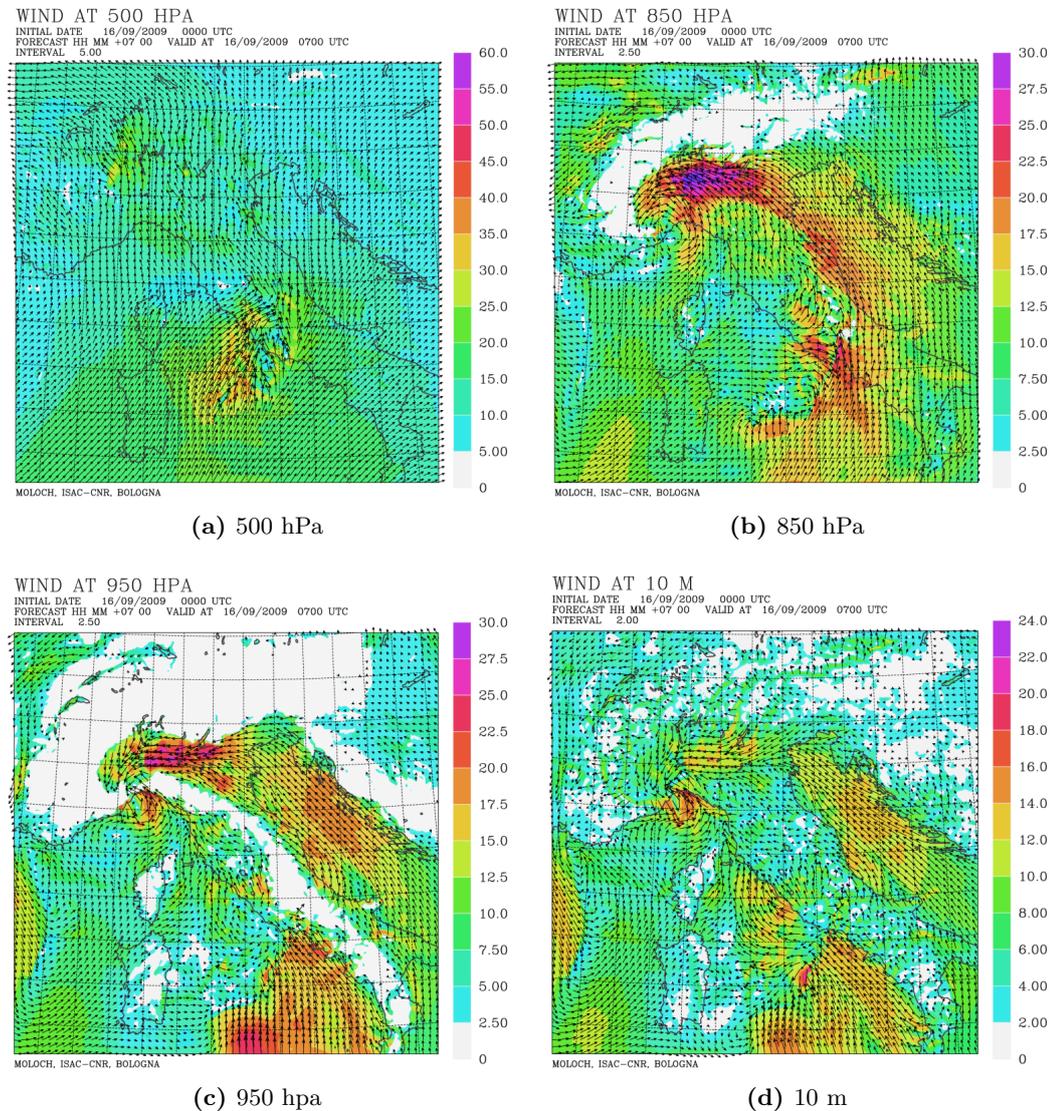


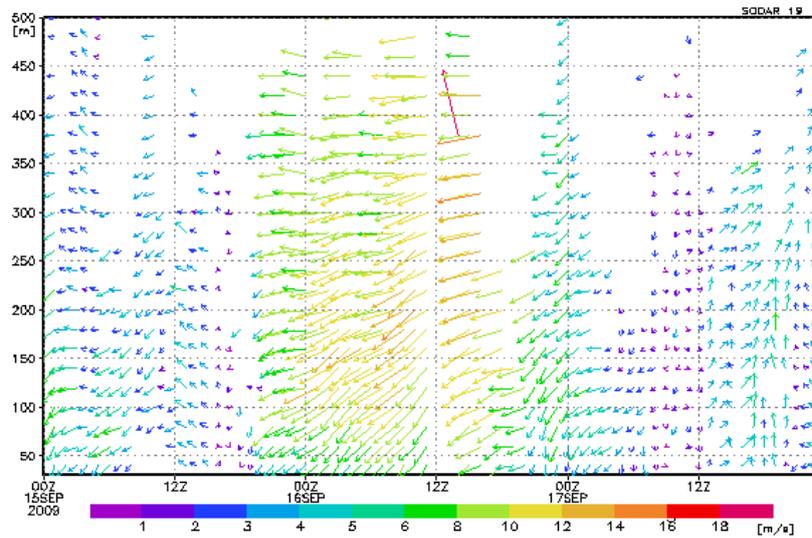
Figura 4.53: campi di vento a vari livelli di pressione e di quota alle ore 07 UTC del 16 Settembre 2009

massimi intorno ai 30 m/s sulla Bassa Lombardia alle 06 UTC (Figura 4.53b). A questo punto, durante la fase intensa dell'evento, appena prima dell'arrivo del fronte, le correnti si orientano da SE su tutta la regione d'interesse e si annulla la curvatura ciclonica sull'Adriatico. Nelle ore centrali, avvenuto il transito della struttura frontale, si forma un ciclone a mesoscala a S del Delta del Po; la circolazione quindi diventa ciclonica attorno a questa struttura, che si muove lentamente verso N, stazionando diverse ore nella zona del Delta. In serata i venti attorno al ciclone, ormai vicino alle Prealpi venete, si indeboliscono e vengono sostituiti durante la notte da correnti dapprima deboli e occidentali e poi variabili e molto deboli, quasi nulle.

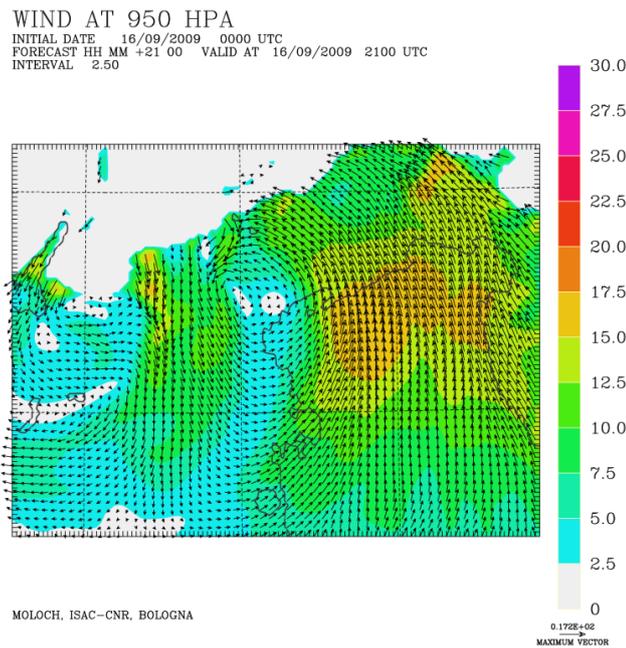
- **950 hPa** : si osservano inizialmente venti da SE sull'Adriatico, che ruotano gradualmente fino a provenire da NE sulla pianura tra Veneto e Friuli Venezia Giulia e da E sulla Pianura Padana, dove si rinforzano anche a causa del ciclone sul Ligure. Le ore seguenti mostrano un'intensificazione dei venti, tanto che alle 06 UTC si raggiungono i 20 m/s a S dell'Istria e addirittura i 30 m/s tra Veneto e Lombardia (Figura 4.53c). Questo tipo di circolazione rimane stazionaria sulla regione d'interesse durante tutta la mattina del 16 Settembre, mentre si formano numerose celle convettive; si osservano alcune irregolarità nel campo di vento e delle zone di convergenza più accentuate; la variazione di direzione del vento comunque non è mai brusca. Guardando ad E dell'Istria si nota anche un flusso da E veramente molto debole che si muove verso la zona con vento di barriera. Dalle ore centrali si sviluppa la circolazione ciclonica a mesoscala già descritta, con il ciclone sul Delta del Po che incrementa la convergenza prima sulla Laguna Veneta e poi più ad E durante il pomeriggio. Intanto la rotazione antioraria sul Mar Ligure si è esaurita e sulla Pianura Padana i venti rimangono orientali, ma più deboli. La struttura depressionaria si indebolisce in serata spostandosi sul Friuli Venezia Giulia e venendo poi sostituita da venti deboli variabili nella notte e particolarmente nulli dal mattino seguente.
- **10 m** : la situazione è simile a quella appena descritta per il livello di 950 hPa; la convergenza tra Scirocco e vento di barriera piuttosto irregolare e non molto netta, si situa sulla regione di interesse e si nota che la variazione di direzione inizialmente è piuttosto graduale, diventando più marcata con il passare delle ore e situandosi principalmente nel Basso Veneto (Figura 4.53d). A questa quota l'intensificazione dei venti durante la mattina è meno evidente che a 950 hPa; le caratteristiche generali della circolazione comunque sono le stesse. Anche in questo caso l'arrivo del fronte nelle ore centrali produce irregolarità nel campo di vento e poi lo sviluppo della circolazione ciclonica già descritta, sul Delta del Po. Questa struttura favorisce la formazione di zone di convergenza appena ad E del centro depressionario, probabilmente importanti per la dinamica riguardante la squall line pomeridiana.

4.5.7 Confronto del campo di vento con dati SODAR

- **Loncon** Dalla sera del 15 Settembre e per tutta la mattina successiva il SODAR mostra vento da NE al suolo, che ruota gradualmente in senso orario con la quota e si intensifica con il passare del tempo. Nel pomeriggio del 16 Settembre invece si osservano prima correnti orientali abbastanza omogenee con la quota e poi un brusco passaggio a venti molto deboli da NE. Il modello mostra un buon accordo con le osservazioni nella parte iniziale dell'evento. Le differenze tra modello e dati SODAR invece diventano importanti dopo le 12 UTC del 16 Settembre, quando secondo il modello si forma un ciclone a mesoscala nella zona del Delta del Po. La comparsa di questa figura barica e il suo stazionamento sulla regione d'interesse nelle ore successive rende il campo di vento molto più sensibile alla posizione (località relativamente vicine possono registrare vento da direzioni opposte) e di conseguenza si segnalano discre-



(a) Immagini SODAR, stazione di rilevamento di Loncon di Concordia Sagittaria (VE), dalle 00 UTC del 15 Settembre 2009 alle 00 UTC del 18 Settembre 2009. (fonte: ARPAV)



(b) Vento a 950 hPa alle 21 UTC del 16 Settembre 2009 previste dal modello Moloch

Figura 4.54: confronto tra immagini SODAR e vento al suolo simulato dal Moloch

panze rilevanti rispetto ai dati. Ad esempio alle 21 UTC il SODAR rileva vento debole da NE mentre Moloch prevede sulla zona della stazione correnti moderate da S (Figura 4.54).

4.5.8 Temperatura potenziale equivalente

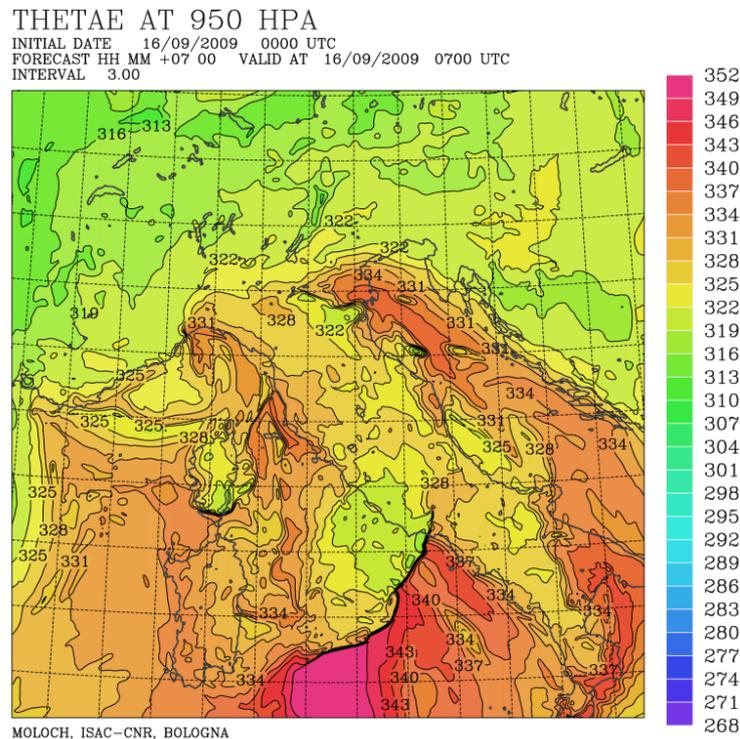


Figura 4.55: θ_e a 950 hPa alle 07 UTC del 16 Settembre 2009 previste dal modello Moloch.

Analizzando l'evoluzione temporale della θ_e si nota prima di tutto la presenza generale di valori molto alti, con dei contrasti molto intensi previsti dal modello sul medio-basso Tirreno. Sull'Alto Adriatico è presente una zona di aria umida e molto mite che si muove verso la Pianura Padana portando massimi di θ_e intorno a 337-340 K alle 06 UTC nella zona del Delta del Po. Sulle regioni del Nordest invece Moloch mostra una diminuzione di θ_e andando dalle coste verso i rilievi, con valori intorno a 322 K sulle pianure venete e friulane dove soffia vento (di barriera) da NE, per tutta la prima metà della giornata. Intanto il modello mostra un'avvezione di aria ad alta θ_e anche dal Mar Ligure verso la pianura padano-veneta: la differenza di valori con le zone alpine e prealpine rimane comunque elevata durante tutta la mattina.

Sui rilievi infatti la temperatura potenziale equivalente aumenta gradualmente solo dalle ore centrali del 16 Settembre (Figura 4.55), mentre la zona ad alta θ_e si sposta verso E e non si osservano più gradienti significativi sulla regione d'interesse.

4.5.9 Cross sections

In questo evento si osservano diverse celle convettive e la zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera non è netta come, per esempio, nel caso di Marghera2007; quindi sono state analizzate diverse sezioni e qui mostriamo quella più significativa ottenuta mediando delle sezioni parallele distanti 4 km l'una dall'altra (Figura 4.56).

La traiettoria è stata presa in modo da valutare le grandezze lungo una linea SE-NW che dall'Adriatico passa appena N del Delta del Po, prosegue verso Padova, le Prealpi Vicentine e raggiunge poi le Alpi. Questa scelta è stata fatta per cercare di evidenziare la dinamica relativa ai sistemi convettivi più stazionari tra i tanti in formazione sul Basso Veneto, quelli più interessanti per la nostra analisi.

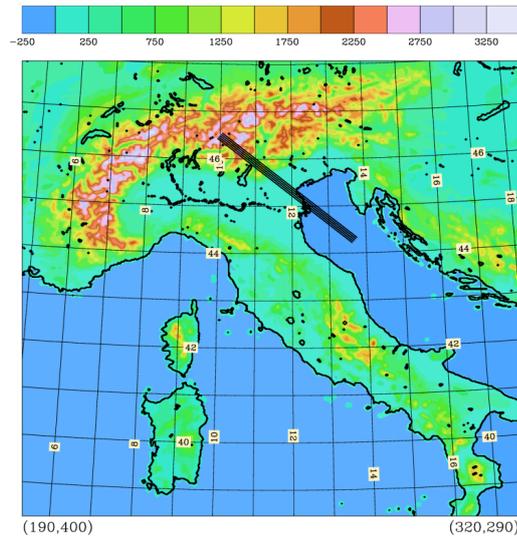


Figura 4.56: Sezioni utilizzate per le cross sections relative all'evento.
Distanza tra le sezioni \rightarrow 4 km

L'evoluzione temporale della θ_e lungo la sezione mostra inizialmente un afflusso di aria molto mite (valori decisamente elevati) che si muove verso le regioni d'interesse. Si nota, lungo tutto il tratto di Mar Adriatico rappresentato nella sezione, che la colonna è estremamente instabile; si possono prendere ad esempio gli oltre 10 K di differenza tra la θ_e nei bassi strati e quella a circa 4 km di quota alle 05 UTC del 16 Settembre, nonostante in entrambi i casi si sia vicini alla saturazione (Figura 4.57a).

La situazione quindi è molto favorevole allo sviluppo di convezione profonda, eventualmente innescata dal sollevamento in corrispondenza della zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera; la curvatura delle correnti nei bassi strati però è molto graduale quindi non c'è una zona di innesco delle celle ben delimitata e anche nelle cross sections si faticano a catturare i moti verticali. La nostra scelta delle sezioni ci permette comunque di evidenziare i moti convettivi legati alla cella più stazionaria, presente nella tarda mattinata sulle zone di pianura tra Padova e Venezia (Figura 4.57b).

Nelle ore centrali della giornata lo sviluppo di un ciclone a mesoscala favorisce la genesi di altri sistemi convettivi; la circolazione ciclonica nei bassi strati associata alla struttura è ben visibile dalla cross section che raffigura temperatura e vento normale alle sezioni (Figura 4.57c); si notano infatti le zone di massimo e minimo vento normale nei bassi strati molto vicine tra loro, a testimonianza della formazione della struttura, in corso alle 14 UTC. La colonna d'aria rimane molto instabile nella zona del ciclone a mesoscala.

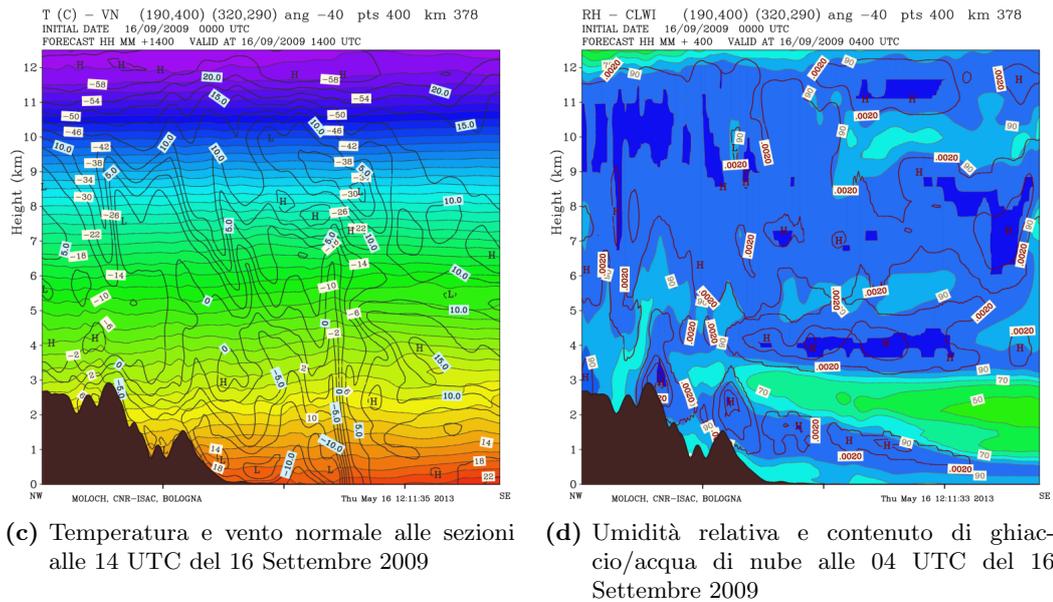
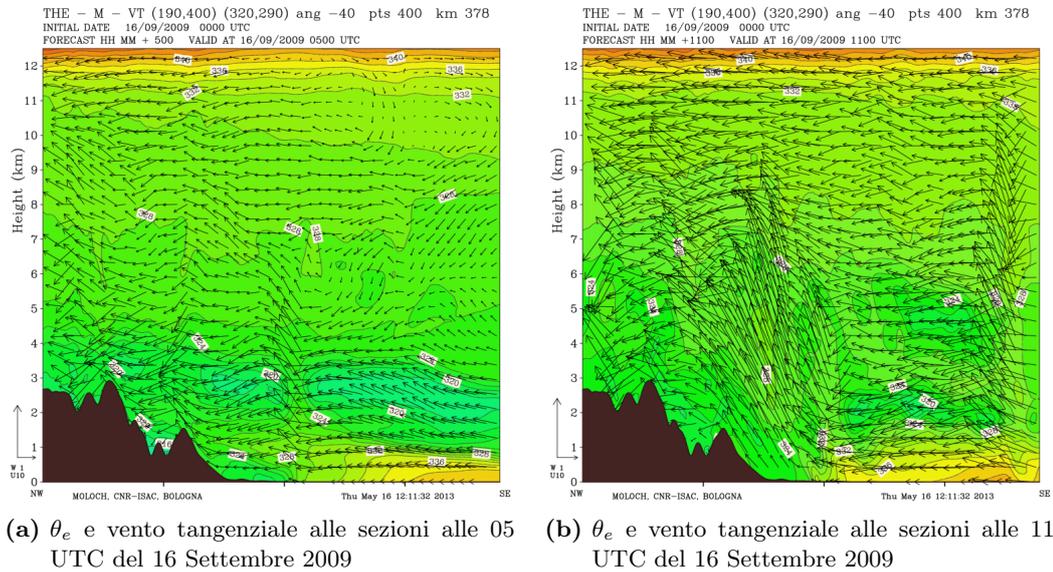


Figura 4.57: cross sections per diverse quantità fisiche valutate a diversi istanti durante la simulazione del modello Moloch

Osservando l'andamento dell'umidità relativa invece notiamo inizialmente una distribuzione simile ad altri eventi, con i bassi strati e le quote medio-alte saturate (Figura 4.57d); dall'inizio della fase intensa in poi la situazione diventa molto più irregolare (probabilmente anche a causa delle numerose celle convettive e della formazione del ciclone a mesoscala connesso al passaggio del fronte).

4.5.10 Profili termodinamici

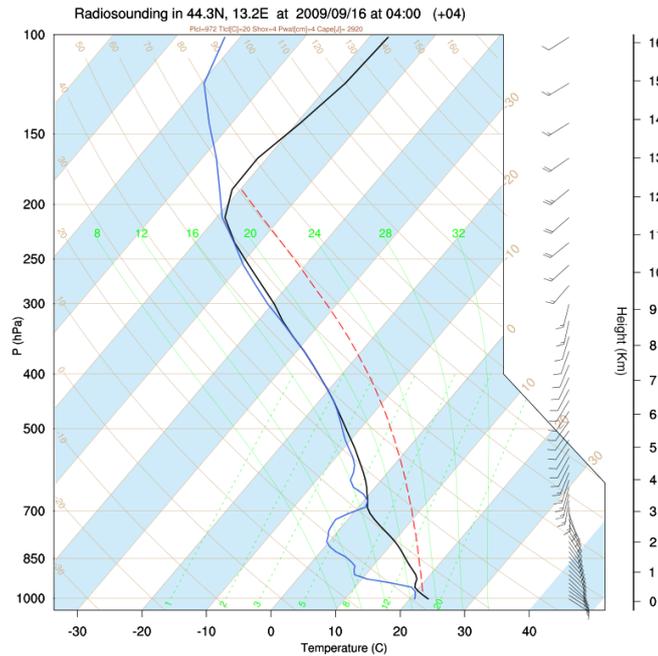


Figura 4.58: profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico dal modello Moloch, riferito alle 04 UTC del 16 Settembre 2009 e tracciato a 44.3 N, 13.2 E

I profili relativi al flusso incidente negli istanti appena precedenti all’inizio della fase intensa mostrano una colonna decisamente molto instabile ($CAPE > 2000$ J/Kg e LFC a quote molto basse) e satura nei bassissimi strati e da 700 hPa in su (Figura 4.58). La saturazione al suolo e il forte gradiente di temperatura nei bassi strati sono responsabili di quest’instabilità così elevata. Sopra i 700 hPa, dove tra l’altro il vento cambia bruscamente direzione, passando da SE a S e poi a SW, il profilo segue invece abbastanza fedelmente un’adiabatica satura.

I profili relativi alla zona con vento di barriera (Figura 4.59) mostrano un profilo totalmente saturo sopra i 950 hPa e piuttosto stabile. In particolare, intorno ai 700 hPa si ha uno strato sottile isoterma che separa il profilo in due parti nettamente distinte tra loro. La porzione superiore del profilo è molto vicina alla neutralità e simile a quella del profilo relativo al flusso incidente; in effetti, sopra una certa quota ci aspettiamo che gli effetti orografici sul flusso siano meno significativi. Al di sotto dei 700 hPa invece la temperatura è molto minore rispetto a quella del profilo incidente alle stesse quote, il profilo è stabile e si ha una graduale rotazione del vento in senso orario, da ENE al suolo fino a S.

Anche dai profili dunque si vede come questa situazione, con vento di barriera nel primo km di quota e correnti meridionali al di sopra di esso, non possa essere catalogata come un “flow around” classico. La situazione è decisamente più complicata e, seppure il flusso interagisca con l’orografia venendo deviato, questa interazione non è

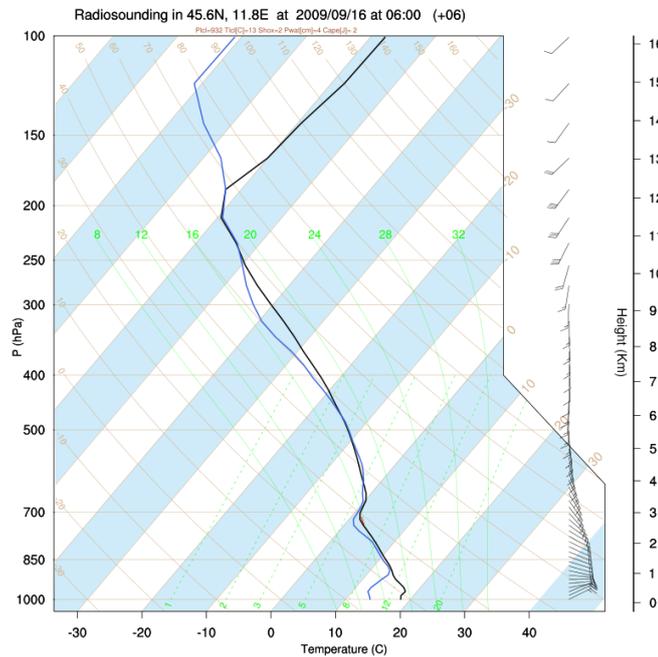


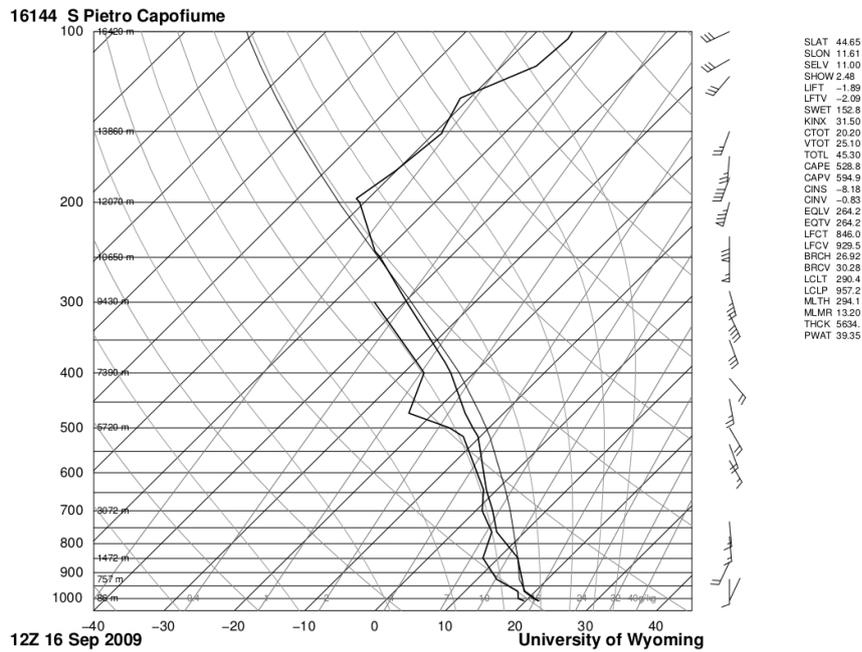
Figura 4.59: profilo termodinamico simulato nella zona con vento di barriera dal modello Moloch, riferito alle 06 UTC del 16 Settembre 2009 e tracciato a 45.6 N, 11.8 E

l'unica causa della variazione di direzione delle correnti, con la circolazione ciclonica associata al minimo sul Mar Ligure che ha sicuramente un impatto rilevante.

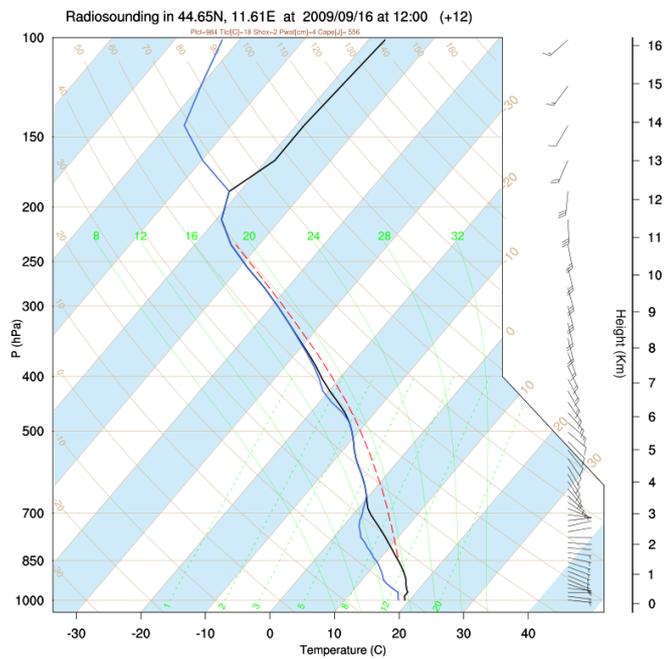
Analizzando i radiosondaggi di San Pietro Capofiume, che riteniamo più significativi per questo evento, notiamo che all'inizio della simulazione (16 Settembre, 00 UTC) il profilo del modello è molto simile a quello rilevato, quasi saturo e leggermente instabile alle basse quote; neutro e poi stabile dai 500 hPa in su, dove resta quasi saturo nei dati mentre si satura completamente secondo il modello (Figura 4.60). C'è un buon accordo anche sul vento di barriera, sottile, e sui venti in generale.

Alle 12 UTC, durante la fase intensa dell'evento, abbiamo per entrambi i profili (osservato e simulato) una colonna quasi saturo e instabile; in questo caso però ci sono delle differenze evidenti per quanto riguarda i venti. Infatti, per il modello le correnti sono orientali nei primi 3 km di quota mentre dal radiosondaggio si vede vento da S. Probabilmente la causa di questo errore è da ricercarsi nella forte variabilità e complessità dei campi meteorologici a piccola scala, tra cui la formazione del ciclone a mesoscala già nominato. Il profilo delle 00 UTC del 17 Settembre, in una situazione post-frontale, vede venti molto deboli a tutte le quote, sia rilevati che simulati; abbiamo comunque alcune differenze sia nella colonna che per la direzione dei venti, che riflettono la diversa evoluzione della simulazione rispetto all'evento reale, a partire dall'effettiva esistenza e dal conseguente moto del ciclone a mesoscala.

Osservando i profili relativi a Udine Campoformido, ai margini dell'evento, si nota un buon accordo tra quelli rilevati e quelli simulati dal modello.

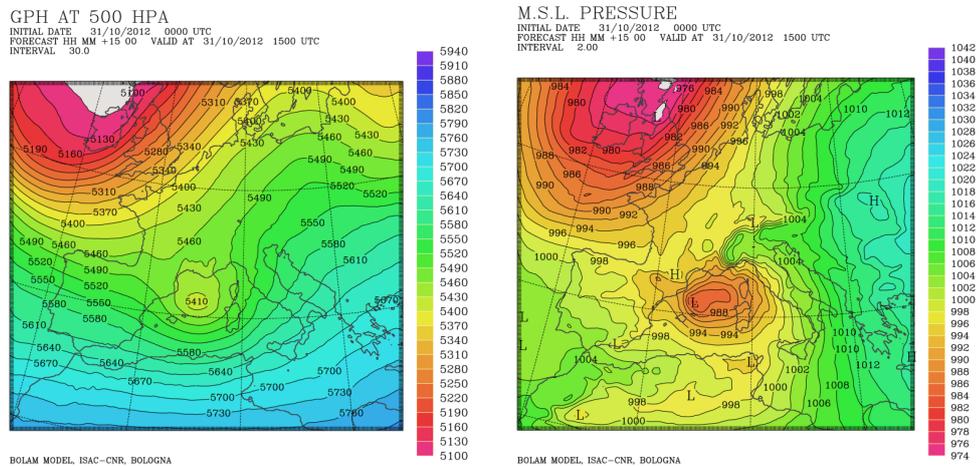


(a) Profilo termodinamico rilevato dalla stazione 16144 di San Pietro Capofiume
(fonte: University of Wyoming - <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)



(b) Profilo termodinamico simulato nella zona corrispondente alla stazione di
San Pietro Capofiume dal modello Moloch

Figura 4.60: profili termodinamici riferiti alle 12 UTC del 16 Settembre 2009



(a) Altezza geopotenziale alla pressione di 500 hPa (m)

(b) Pressione al suolo (hPa)

Figura 4.61: campi simulati alle ore 15 UTC del 31 Ottobre 2012 con il modello Bolam

4.6 HyMeX-IOP 18

L'ultimo evento analizzato si è verificato nel corso della campagna SOP1 di HyMeX, precisamente tra il 31 Ottobre e il 01 Novembre 2012, e abbiamo quindi a disposizione molti dati per valutare la bontà delle simulazioni. L'evento è caratterizzato da accumuli importanti sul Basso Veneto, a W di Venezia, a causa di diverse celle convettive avvertate da SE a causa dell'intenso flusso sciroccale sull'Adriatico verso la zona di convergenza con il vento di barriera, più forte che negli altri casi. In corrispondenza della zona di convergenza il sistema convettivo si è rinforzato rimanendo stazionario per qualche ora e scaricando rilevanti quantità di pioggia su un'area ristretta.

Anche per questo evento si è riscontrata qualche discrepanza non trascurabile tra modello e dati, comunque in un contesto di generale accordo per quanto riguarda la dinamica a mesoscala.

La peculiarità di questo caso sta nell'intensità elevata dei venti, sia lo Scirocco che le correnti di barriera, a quote medie e basse, probabilmente favorita da una profonda depressione in transito sulle regioni d'interesse durante l'evento.

E' interessante rilevare che, a differenza degli altri due casi convettivi, non si ha un'instabilità molto elevata; in compenso i profili termodinamici mostrano una troposfera completamente satura durante la fase intensa dell'evento.

4.6.1 Dati simulazione

- condizioni iniziali e al contorno: ECMWF analysis (0.25°) ogni 6 ore
- run Bolam: 31/10/2012 00 UTC → 01/11/2012 18 UTC
- nesting Moloch: 31/10/2012 06 UTC

4.6.2 Situazione sinottica

- **Geopotenziale a 500 hPa :** il campo di pressione in media troposfera mostra nelle prime ore del 31 Ottobre una depressione molto profonda a NW delle Isole Britanniche e un'altra depressione isolata sulla Spagna. Con il passare delle ore la saccatura principale si muove lentamente in direzione zonale, si estende sui paralleli raggiungendo il Mediterraneo mentre il suo asse ruota in senso antiorario; intanto il minimo sulla Spagna si muove verso la regione alpina dove viene assorbito dalla saccatura a cavallo tra il 31 Ottobre e il 01 Novembre (Figura 4.61a). Entro le ore centrali della giornata l'asse della saccatura supera la regione alpina.
- **Pressione al suolo :** un minimo di pressione presente nelle prime ore del 31 Ottobre sulle Baleari si intensifica e si sposta sul Golfo del Leone. Muovendosi verso E il minimo transita sull'Italia Centro-Settentrionale nelle ore a cavallo tra il 31 Ottobre e il 01 Novembre (Figura 4.61b); in seguito si sposta verso NE, collegandosi alla depressione principale legata alla saccatura che si trova ormai con l'asse ad E delle Alpi senza averne mai scavalcato lo sbarramento.

4.6.3 Confronto Bolam-ECMWF

Anche in questo caso, come per l'evento di Mira2009, il controllo eseguito nelle ore finali della simulazione mostra solo differenze trascurabili, nonostante l'accordo con i dati sugli accumuli di precipitazione non sia del tutto soddisfacente. Decidiamo quindi di effettuare un altro confronto, documentato qui sotto, il 01 Novembre alle 00 UTC, durante la fase intensa dell'evento

- **Geopotenziale a 500 hPa :** l'accordo è molto buono, non si vedono differenze evidenti.
- **Pressione al suolo :** le strutture sono decisamente simili; per Bolam però la depressione tra il Mar Ligure e il Mar Tirreno è leggermente più intensa e al minimo di pressione ad E della Corsica se ne affianca uno nella zona di La Spezia (anche in questo caso comunque le discrepanze non superano i 2 hPa).

Riassumendo, possiamo dire che le differenze tra simulazione Bolam ed analisi ECMWF non sono tali da giustificare una localizzazione dei fenomeni molto diversa; probabilmente i fattori che hanno determinato delle discrepanze negli accumuli sono visibili solo con modelli a risoluzione maggiore in quanto associati a fenomeni a scala più piccola.

4.6.4 Precipitazioni cumulate

Gli accumuli maggiori si misurano ad Agna (PD) e a Gesia di Cavarzere (VE), con valori intorno ai 120 mm registrati in meno di 12 ore. La gran parte di queste precipitazioni viene registrata tra la serata del 31 Ottobre e le prime ore del 01 novembre 2012, a causa di un sistema convettivo abbastanza stazionario che produce

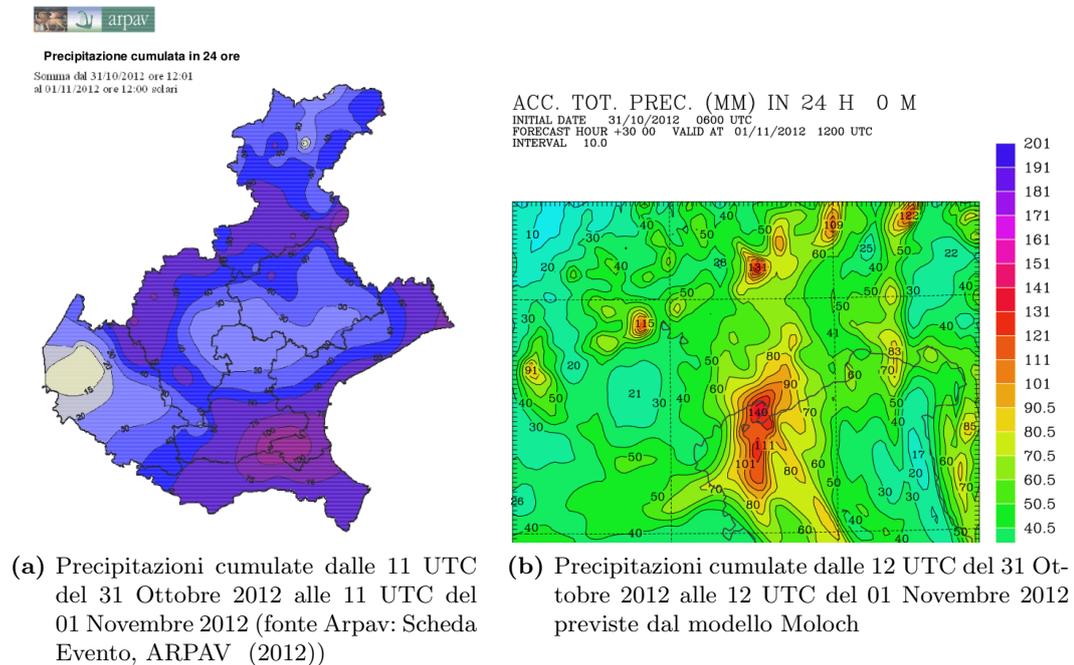


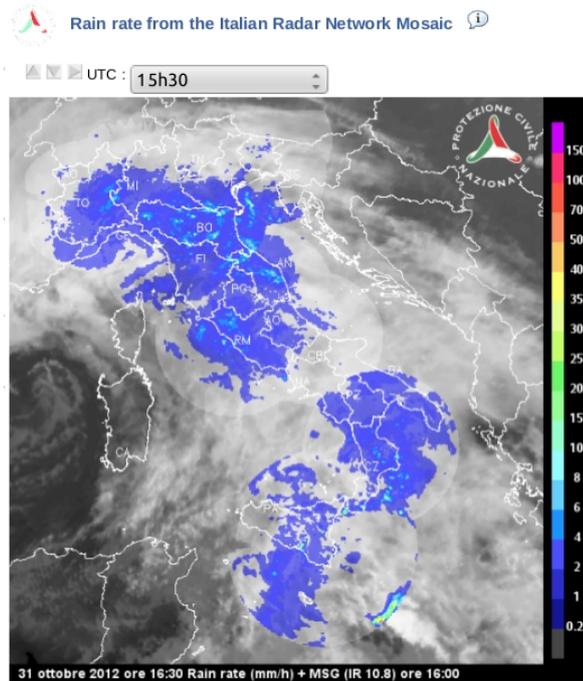
Figura 4.62: confronto tra le precipitazioni rilevate e quelle simulate durante l'evento

i maggiori accumuli nella pianura ai confini tra le province di Padova, Rovigo e Venezia (Figura 4.62a). Si rilevano anche dei massimi secondari sulle Prealpi venete e friulane e sulla costa al confine tra le due regioni (Scheda Evento, ARPAV (2012)). Il modello produce dei valori massimi simili, però la localizzazione è abbastanza imprecisa. Infatti, se i massimi secondari sono ben rappresentati nelle zone già descritte, il massimo assoluto viene spostato decisamente a NE rispetto ai dati, trovandosi all'interno della Laguna Veneta (Figura 4.62b).

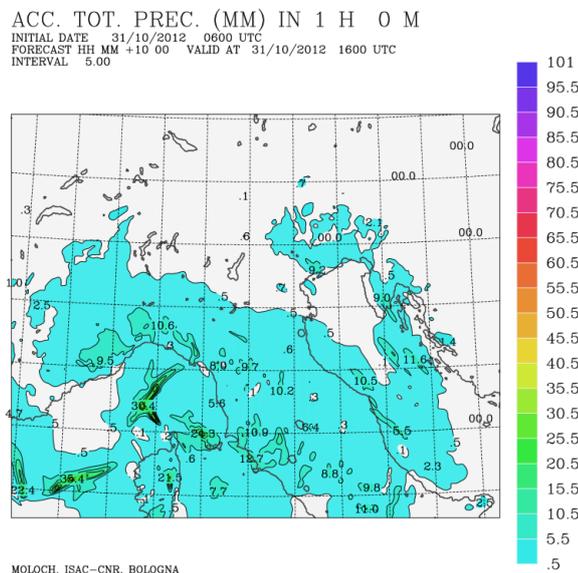
4.6.5 Precipitazioni orarie e confronto con i dati Radar

Osservando le immagini Radar (mosaico fornito dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale (Figura 4.63a)) possiamo riconoscere nell'evento due fasi distinte. Infatti le precipitazioni cominciano nella mattinata del 31 Ottobre, lungo la linea di convergenza tra Scirocco e vento di barriera, con quantitativi moderati. Dal pomeriggio, con l'avvicinarsi della depressione, le piogge interessano in maniera più diffusa il Centro-Nord Italia e cominciano a formarsi delle celle convettive sull'Adriatico che, durante la serata, risalgono verso le regioni d'interesse. Una volta raggiunta la zona di convergenza, le celle in movimento dall'Adriatico restano stazionarie per qualche ora. Il sistema convettivo si sposta poi verso E con l'arrivo del fronte e va a interessare la pianura verso il Friuli Venezia Giulia, con intensità ormai calante. Nelle ore immediatamente seguenti e durante la mattina del 01 Novembre si registrano sulle regioni nord-orientali italiane solo deboli precipitazioni sparse.

Per valutare la bontà della simulazione per quanto riguarda l'evoluzione delle precipitazioni effettuiamo il confronto con le immagini Radar.



(a) Rain rate derivati dal mosaico Radar italiano alle 15:30 UTC del 31 Ottobre 2012 (fonte: HyMeX SOP web site sop.hymex.org; Dipartimento di Protezione Civile Nazionale)



(b) Precipitazioni cumulate dalle 15 UTC alle 16 UTC del 31 Ottobre 2012 previste dal modello Moloch

Figura 4.63: confronto tra le precipitazioni rilevate attraverso i Radar e quelle simulate dal Moloch. Si nota nel modello il ritardo della banda precipitativa in arrivo da SW verso le regioni d'interesse

La fase di convezione moderata mattutina sulla linea di convergenza tra lo Scirocco e il vento di barriera è ben vista anche dal modello.

La differenza sta nella fase successiva con l'estesa banda precipitativa formatasi nelle ore centrali che risale da S, in ritardo di almeno 2-3 ore nella simulazione di Moloch (Figura 4.63b). Dal Radar quindi si vedono precipitazioni moderate diffuse sulle pianure venete già dalle 15 UTC con rovesci sparsi, soprattutto nella zona della Laguna Veneta, mentre il modello vede le prime celle convettive risalire da SE verso l'alto Adriatico solo a partire dalle 17 UTC, insieme all'arrivo delle precipitazioni diffuse.

Inoltre il Radar mostra dalle 19 UTC alle 23 UTC una maggiore stazionarietà dei fenomeni sul basso Veneto, tra Padova e Rovigo. Nel modello invece le celle sull'adriatico si spostano verso la Laguna Veneta, dove osserviamo un sistema convettivo abbastanza stazionario solo in tarda serata, tra le 21 UTC e le 00 UTC.

A questo punto, in accordo con il Radar, il modello prevede lo spostamento verso E delle strutture temporalesche, connesso all'arrivo del fronte freddo. Le precipitazioni in transito sull'Adriatico (organizzate in una squall line secondo le immagini Radar) lambiscono le pianure costiere tra Veneto e Friuli e Venezia Giulia causando il massimo secondario di precipitazioni cumulate già descritto.

Le differenze più significative del modello rispetto al Radar quindi sono il ritardo temporale della banda di precipitazioni diffuse e la localizzazione più orientale del sistema convettivo stazionario, probabilmente la principale causa delle discrepanze tra modello e dati negli accumuli di precipitazione.

4.6.6 Campi di vento alle varie quote

- **500 hPa** : durante la mattina del 31 Ottobre, si osservano correnti deboli (10-15 m/s) da SW, con curvatura ancora anticiclonica sulle regioni d'interesse. Nel pomeriggio il vento si orienta da S e poi da SE, con l'avvicinarsi dell'asse della saccatura; a questo punto la circolazione sull'Italia diventa leggermente ciclonica e i venti si intensificano gradualmente, raggiungendo i 25 m/s entro le 20 UTC. Dalla tarda serata e nella notte il vento, pur con qualche ondulazione e qualche massimo locale oltre i 30 m/s nella zona d'interesse, si orienta nuovamente da S (Figura 4.64a). Intanto l'asse della saccatura, con la circolazione ciclonica associata, transita sulla Pianura Padana e determina lo spostamento verso E dei venti meridionali che lasciano l'Italia entro le 07 UTC del 01 Novembre, sostituiti da vento più debole da SW.
- **850 hPa** : nella mattina del 31 Ottobre abbiamo un flusso da SE a circa 10 m/s che si divide in 2 correnti sull'Alto Adriatico: una attraversa la Pianura Padana per poi uscire sul Mar Ligure e l'altra aggira le Alpi da E. Con il passare delle ore lo Scirocco si intensifica; si indeboliscono le correnti dirette verso l'Europa Centrale mentre diventa predominante il flusso che entra nella Pianura Padana, guidato anche dal minimo di pressione in avvicinamento da W. Il vento da SE sull'Adriatico diventa decisamente intenso, con massimi fino a 30 m/s e oltre presenti per diverse ore vicino alle coste orientali e a SW dell'Istria sull'Adriatico. In serata la circolazione generale sul Centro-Nord

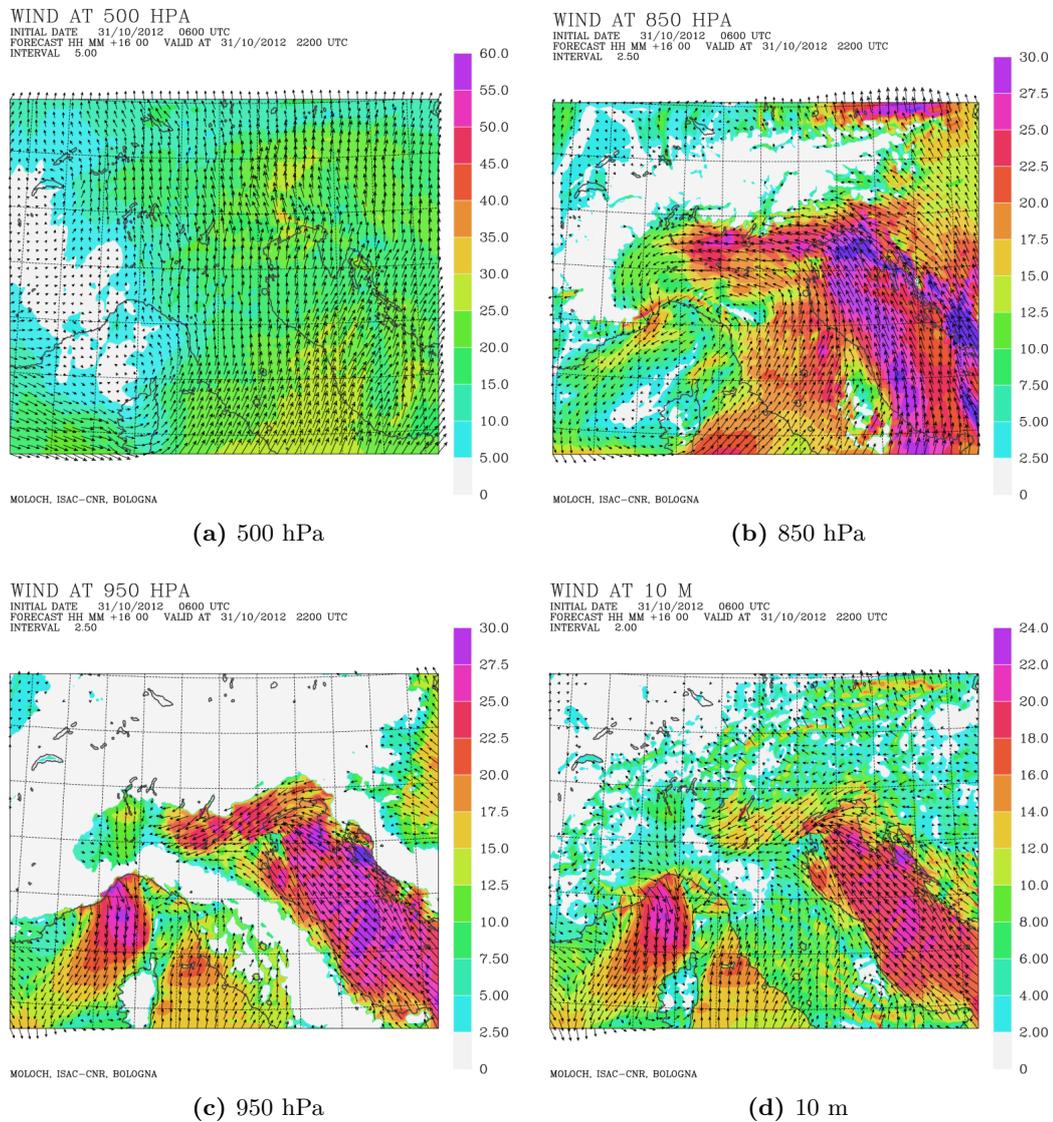


Figura 4.64: campi di vento a vari livelli di pressione e di quota alle ore 22 UTC del 31 Ottobre 2012

Italia è prettamente ciclonica con correnti da SW sull'Appennino Centrale, da SE sull'Adriatico e da E in Pianura Padana (Figura 4.64b). La zona di convergenza tra lo Scirocco e i venti orientali è quella in cui si registrano i maggiori fenomeni. Attorno alle 00 UTC il vento orientale in Pianura Padana si indebolisce, a causa dello spostamento verso E della saccatura, e anche sulla regione d'interesse il vento si orienta da SW, indebolendosi, fino a sparire quasi completamente in mattinata.

- **950 hPa** : la circolazione iniziale è simile a quella appena descritta al livello di 850 hPa, con il flusso da SE sull'Adriatico che si biforca prima di incontrare

la catena alpina. Negli istanti immediatamente successivi, durante la mattina del 31 Ottobre, si comincia ad osservare una netta convergenza dei venti in Alto Adriatico, tra Scirocco e vento di barriera, che si sposta gradualmente verso la terraferma. E' importante evidenziare anche l'intensa circolazione ciclonica presente sul Mar Ligure, correlata al profondo minimo di pressione già descritto. Nel corso del pomeriggio si rinforzano decisamente sia lo Scirocco che il vento di barriera sul Nord-Est, con massimi rispettivamente di 30 m/s sul Medio Adriatico e 25 m/s tra Po e Lago di Garda alle 19 UTC. La convergenza tra le due correnti diventa meno brusca, con una curvatura più graduale; il vento da NE comunque soffia su tutte le zone di pianura di Veneto e Friuli. In serata la convergenza ritorna molto netta con i venti che raggiungono la loro massima intensità, con zone diffuse intorno ai 30 m/s in Adriatico e intorno ai 25 m/s sulle pianure del Nord-Est italiano (Figura 4.64c). Si attiva anche un leggero richiamo di aria dai Balcani, che a sua volta va ad alimentare il vento di barriera. Nelle ore a cavallo tra 31 Ottobre e 01 Novembre si osserva che il low-level jet sul Mare Adriatico comincia a spostarsi verso E, determinando anche lo spostamento orientale dei sistemi convettivi associati. Negli istanti seguenti poi i venti si indeboliscono, il minimo di pressione attraversa le regioni d'interesse durante la mattina e lascia spazio a deboli correnti occidentali.

- **10 m** : al suolo osserviamo subito il vento di barriera e le correnti deboli da SE in Adriatico. Con il passare delle ore si rinforzano leggermente sia lo Scirocco sia il vento da NE e la loro convergenza, che si trova inizialmente in mare (lungo una linea che va dal delta del Po all'Istria), si sposta verso N. E' evidente la corrispondenza tra questa zona di marcata convergenza e quella in cui avvengono le precipitazioni moderate. Si nota inoltre il minimo di pressione piuttosto profondo sul Ligure, che determina un flusso molto intenso in uscita dalla Liguria di Ponente che si dirige verso S e converge a N della Corsica con le correnti provenienti dalle coste tirreniche. Nel tardo pomeriggio invece lo Scirocco è molto più intenso (anche molto oltre i 20 m/s) e trasporta le celle convettive dal Medio Adriatico verso NW, fino ad arrivare e poi stazionare nella zona di convergenza suddetta; nei dintorni di questa linea il campo di vento è piuttosto disturbato a causa probabilmente della presenza di sistemi convettivi (Figura 4.64d). Dalla tarda serata e nella notte si assiste ad uno spostamento verso E delle strutture appena nominate e un successivo indebolimento dei venti. Dopo il passaggio del minimo di pressione, in tarda mattinata, rimangono sulla regione d'interesse solo venti molto deboli, mentre a latitudini inferiori la circolazione zonale è più sostenuta.

4.6.7 Confronto del campo di vento con dati SODAR

Dall'osservazione delle immagini SODAR della stazione di Loncon si nota già dalle prime ore del 31 Ottobre la presenza del vento di barriera, debole e tendente a ruotare in senso orario con la quota. Nel pomeriggio e in serata si ha una progressiva intensificazione ed espansione verticale del vento di barriera, mentre nelle prime ore del 01 Novembre se ne osserva un nuovo indebolimento, col passaggio a venti molto

deboli entro le ore centrali del 01 Novembre. Il modello prevede correttamente quest'evoluzione, senza particolari sfasamenti temporali rispetto ai dati.

4.6.8 Temperatura potenziale equivalente

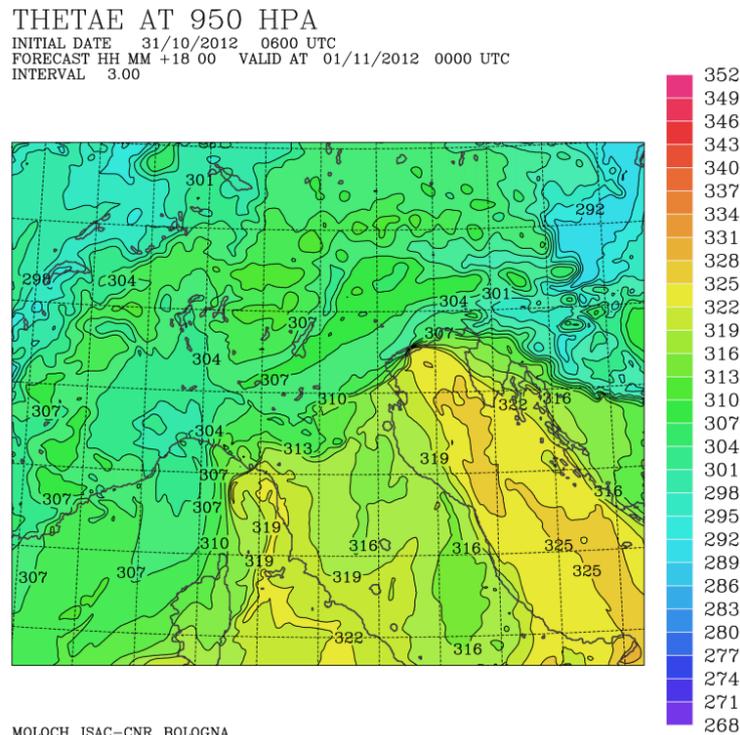


Figura 4.65: θ_e a 950 hPa alle 00 UTC del 01 Novembre 2012 previste dal modello Moloch.

Analizzando l'evoluzione temporale della θ_e si nota la debole avvezione di aria mite e umida dall'Adriatico già dalla mattina del 31 Ottobre verso Veneto e Friuli Venezia Giulia, che si intensifica dal pomeriggio (nell'alto Adriatico si passa da 304 K alle 07 UTC a 313 K alle 16 UTC e a 322 K alle 22 UTC). In serata si crea una zona di forti gradienti di θ_e in corrispondenza delle coste venete (oltre 15 K in poche decine di km), con la lingua di aria mite trasportata dall'intenso Scirocco che contrasta con l'aria più fredda e altrettanto umida che scorre da E sulle pianure venete, associata al vento di barriera (Figura 4.65). Nell'entroterra si ha addirittura un leggero calo dei valori θ_e , probabilmente a causa anche di una lieve alimentazione dai Balcani di aria più fredda. L'avvezione mite non riesce quindi a penetrare all'interno della costa veneta e viene successivamente spostata verso E ed indebolita dall'arrivo di aria più fredda da W al passaggio del fronte.

4.6.9 Cross sections

Tracciamo delle sezioni in direzione SE-NW cercando di ricalcare il percorso compiuto dai sistemi convettivi principali, dal Medio Adriatico alla Laguna Veneta. Le

5 sezioni parallele su cui fare la media si trovano a 5 km di distanza l'una dall'altra (Figura 4.66).

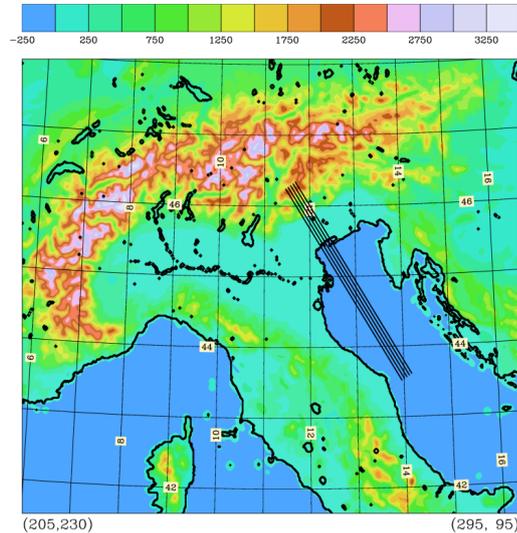


Figura 4.66: sezioni utilizzate per le cross sections relative all'evento.
Distanza tra le sezioni \rightarrow 5 km

Considerando l'andamento temporale della θ_e lungo la sezione si notano inizialmente la "cold pool" nei bassi strati ai piedi dei rilievi e una stratificazione evidente della colonna su tutta la sezione. L'avvezione di aria mite dall'Adriatico produce moti verticali poco estesi in corrispondenza della convergenza con il vento di barriera durante il mattino del 31 Ottobre; le precipitazioni associate sono quindi al più moderate e la convezione non è profonda, con nubi cumuliformi ad estensione verticale piuttosto limitata. (Figura 4.67a).

Osservando le cross sections riguardanti l'umidità relativa si rileva che l'intensa avvezione mite dai quadranti meridionali, a partire dal pomeriggio, ha l'effetto di saturare quasi completamente la troposfera, oltre che annullare progressivamente la stabilità della colonna d'aria. I moti verticali della serata e la convezione profonda associata sono quindi inseriti in un flusso di aria già satura e favorevole alle precipitazioni (Figura 4.67b). Bisogna comunque rilevare che le celle convettive sviluppatesi sull'Adriatico e trasportate dal flusso verso la Laguna Veneta si rinforzano e restano stazionarie per qualche ora proprio sulla zona di convergenza evidente nel contrasto termico nei bassi strati mostrato in Figura 4.67c.

Aria più secca arriva poi in Adriatico da W, con il passaggio del fronte. L'inizio di questo passaggio frontale è già visibile in (Figura 4.67b), con il minimo circoscritto di umidità relativa a quote alte che è segno del sopraggiungere dei primi sbuffi di aria più secca.

E' evidente anche la resistenza dell'aria fredda nei bassi strati sulla pianura veneta e, tramite la cross section raffigurante il vento normale, si nota che in questo evento le correnti di barriera sono molto più intense e persistenti che negli altri casi (Figura 4.67d).

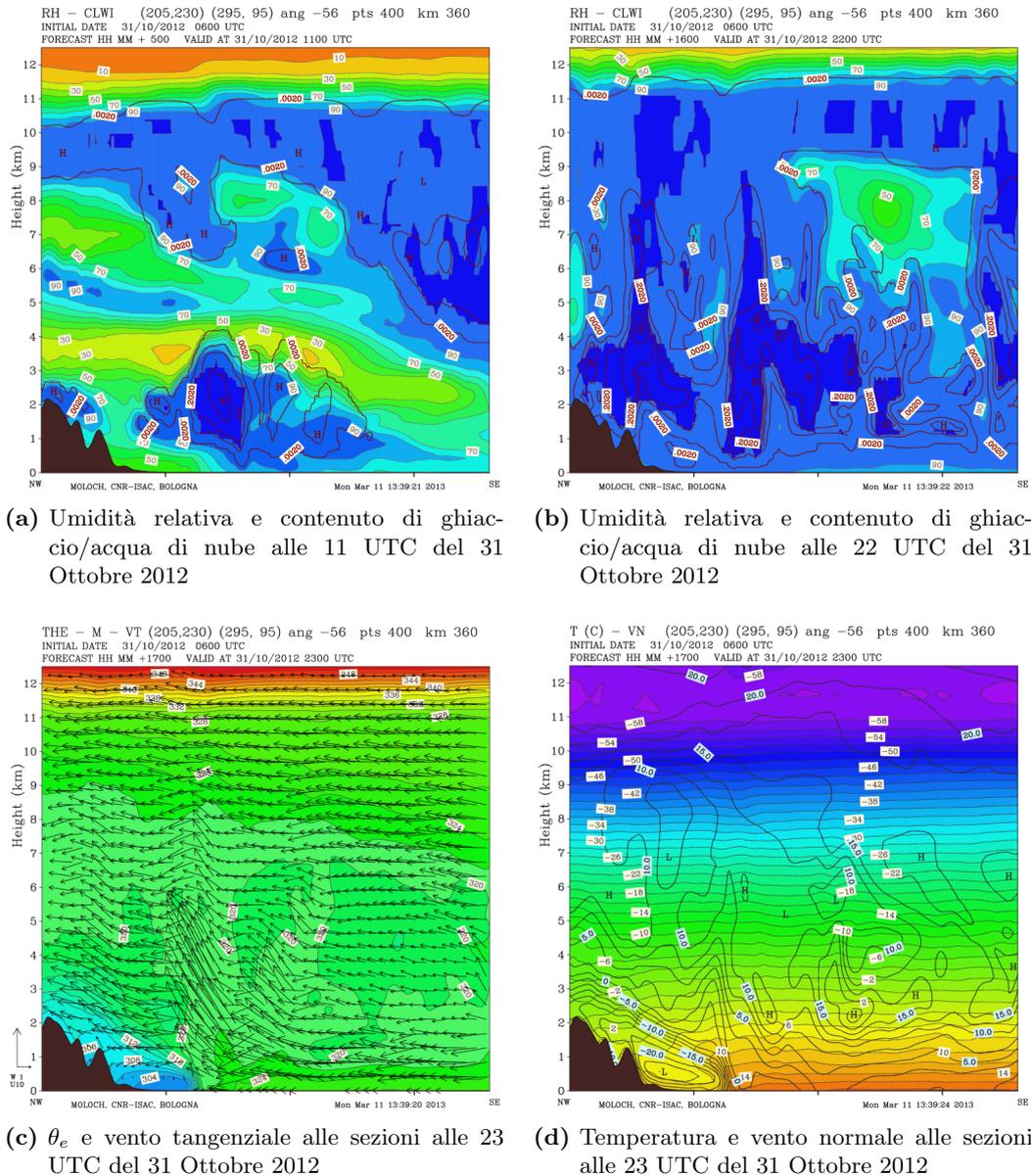
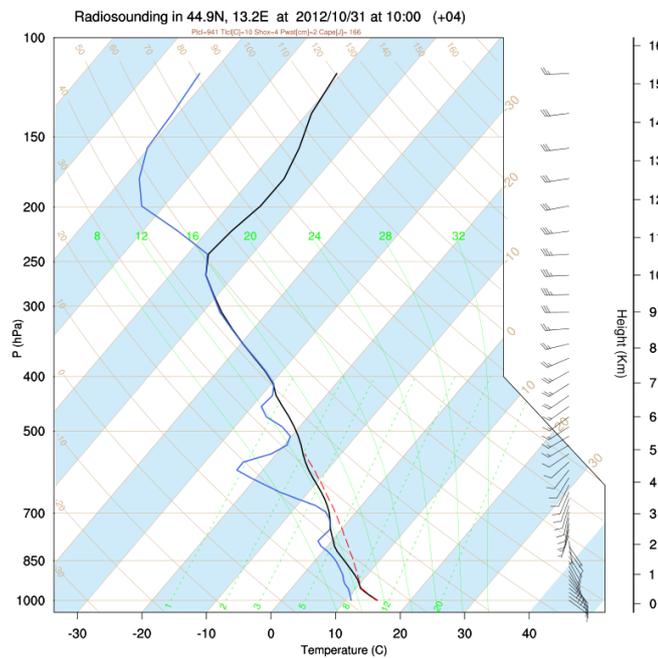


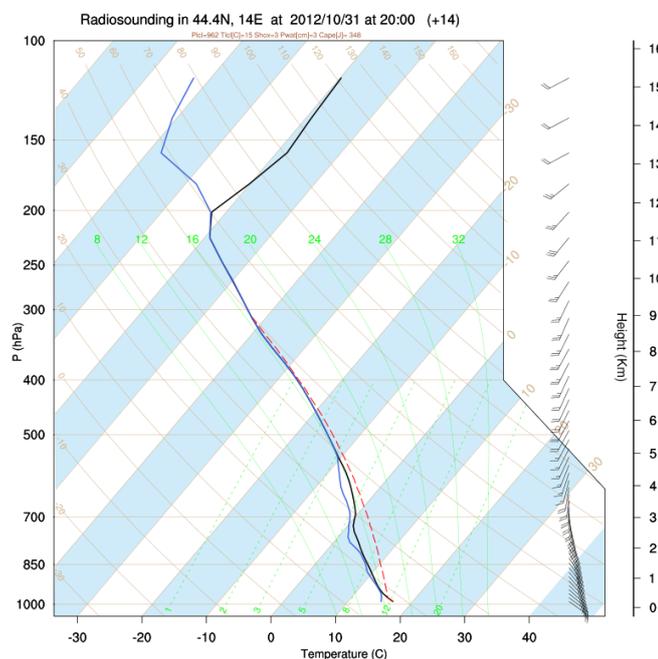
Figura 4.67: cross sections per diverse quantità fisiche valutate a diversi istanti durante la simulazione del modello Moloch

4.6.10 Profili termodinamici

Esaminando i profili relativi al flusso incidente sul Mare si osserva che, nella prima fase dell'evento, la colonna d'aria simulata è instabile nei bassi strati, mentre si passa ad una condizione di stabilità già sotto il livello dei 500 hPa. Nella metà inferiore della troposfera si alternano zone più e meno secche, invece a quote alte il profilo è saturo. I venti soffiano da SE fin oltre 850 hPa; a questa quota le



(a) Profilo riferito alle 10 UTC del 01 Novembre 2012, tracciato a 44.9 N, 13.2 E



(b) Profilo riferito alle 20 UTC del 01 Novembre 2012, tracciato a 44.4 N, 14 E

Figura 4.68: profili termodinamici simulati in Alto Adriatico dal modello Moloch

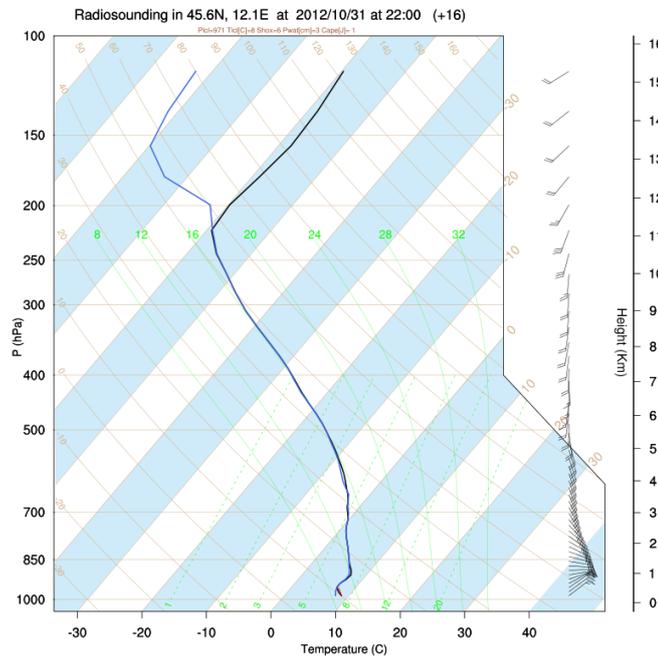
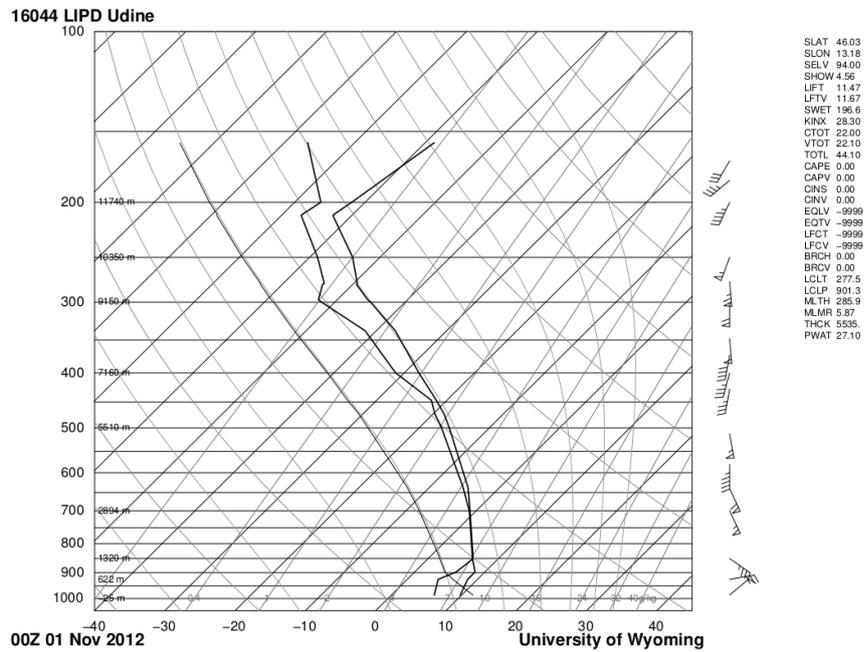


Figura 4.69: profilo termodinamico simulato nella zona con vento di barriera dal modello Moloch, riferito alle 22 UTC del 01 Novembre 2012 e tracciato a 45.6 N, 12.1 E

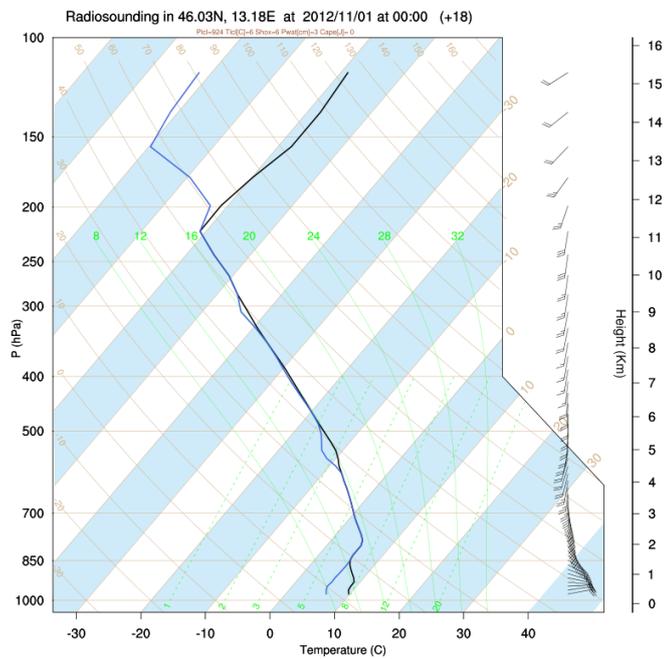
correnti ruotano bruscamente provenendo da SW e ancora più in alto da W. In corrispondenza di questo deciso cambio di direzione si osserva anche un breve tratto saturo (Figura 4.68a).

Considerando un profilo relativo all'inizio della vera e propria fase intensa dell'evento si nota una saturazione quasi completa della colonna, che resta instabile alle basse quote, ma diventa neutra alle quote medio-alte, perdendo la stabilità osservata in mattinata. La situazione è quindi favorevole allo sviluppo di sistemi convettivi. Nei bassi strati si osservano venti tesi che ruotano gradualmente con la quota, soprattutto tra 1 e 4 km, fino ad orientarsi da SW. In questo caso quindi non si osserva un brusco cambiamento di direzione del vento con la quota, piuttosto una progressiva rotazione (Figura 4.68b).

In entrambe le fasi dell'evento il vento di barriera è ben sviluppato nel primo km di quota. I profili, al di sopra dei bassi strati (Figura 4.69), rispecchiano l'andamento di quelli simulati sull'Alto Adriatico ad orari corrispondenti. Infatti durante il mattino osserviamo una colonna d'aria moderatamente secca, stabile e con brusche variazioni di direzione del vento attorno agli 850 hPa mentre in serata la colonna è completamente satura, neutra a quote medio-alte e la rotazione da NE a SE e poi a S è decisamente graduale.



(a) Profilo termodinamico rilevato dalla stazione 16044 di Udine Campofornido (UD)
(fonte: University of Wyoming - <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)



(b) Profilo termodinamico simulato nella zona corrispondente alla stazione di
Udine Campofornido dal modello Moloch

Figura 4.70: profili termodinamici riferiti alle 00 UTC del 01 Novembre 2012

Analizzando i radiosondaggi rilevati ad Udine Campoformido e confrontandoli con quelli simulati dal modello per la stessa località, si nota in generale un buon accordo. In particolare, il 31 Ottobre alle 12 UTC sia il modello che i dati evidenziano una zona satura attorno a 800 hPa ed una più secca tra 600 e 700 hPa; entrambi mostrano il vento di barriera vicino al suolo e poi uno shear molto rilevante e abbastanza graduale, con venti da W a quote medio-alte. Durante la fase intensa dell'evento (01 Novembre 00 UTC, Figura 4.70) prosegue la concordanza tra modello e dati, con la progressiva saturazione di tutto il profilo, molto stabile nei primi 2 km di quota e neutro al di sopra. Anche sui venti le fonti sono concordi mostrando l'intensificazione del vento di barriera e le correnti a quote medio-alte che si orientano da S-SW. Alle 12 UTC del 01 Novembre il vento di barriera si attenua, lo shear diventa molto intenso tra 1 e 2 km di altezza, in modo che le correnti siano già da SW e poi da W alle quote appena superiori. Queste caratteristiche, come anche il profilo che resta stabile e diventa più secco sopra i 500 hPa, sono mostrate sia dal modello che dal radiosondaggio.

Capitolo 5

Risultati

Nel Capitolo 4 è stata effettuata una dettagliata verifica delle simulazioni, confrontando i risultati del modello con i dati effettivamente misurati durante gli eventi. L'evoluzione prodotta dal modello quindi è considerata rappresentativa dei casi reali e può essere usata per la ricerca di parametri sintetici che descrivano i diversi comportamenti del flusso interagente con l'orografia nei vari casi. In questo capitolo vengono riassunti i principali parametri scelti e i risultati ottenuti valutando i loro andamenti negli eventi simulati. L'analisi dei parametri è stata effettuata usando le grandezze fisiche calcolate nelle simulazioni dal modello Moloch.

5.1 Considerazioni preliminari

Prima di descrivere i parametri utilizzati è necessario soffermarsi sulla scelta degli istanti e delle aree in cui vengono calcolati e valutati. Infatti, se un certo indice viene costruito allo scopo di descrivere il flusso incidente per caratterizzarne il comportamento all'interazione con il rilievo, è necessario valutare quell'indice in una zona e in un istante temporale in cui il flusso non è ancora stato modificato dalla suddetta interazione. Non avrebbe senso, ad esempio, calcolare il numero di Froude su un'area del pendio alpino, dove le caratteristiche termiche e dinamiche del flusso sono la conseguenza, e non la causa, del regime di interazione del flusso con l'orografia. Analogamente non bisogna essere nemmeno troppo lontani dall'ostacolo per essere certi di considerare un profilo rappresentativo del flusso incidente. In sostanza bisogna valutare il flusso responsabile dei fenomeni appena prima che si "accorga" della presenza del rilievo.

Per il calcolo dei parametri e per caratterizzare il flusso incidente è necessario tracciarne il profilo termodinamico. A tale scopo non si possono usare valori calcolati dal modello su un singolo punto di griglia, altrimenti si avrebbe una variabilità troppo elevata e si rischierebbe di avere un profilo poco rappresentativo. Le quantità fisiche calcolate dal modello durante l'evoluzione temporale delle simulazioni vanno quindi mediate su delle aree che contengano un certo numero di punti di griglia. Delle apposite modifiche ai programmi di post-processamento (Paragrafo 3.3.3) sono state introdotte, in modo da poter generare profili termodinamici riferiti ad aree opportunamente estese e non a singoli punti (le quantità fisiche, per ogni livello

verticale del Moloch, vengono mediate sui punti richiesti e si ottiene così un profilo che rappresenta la situazione media dell'area).

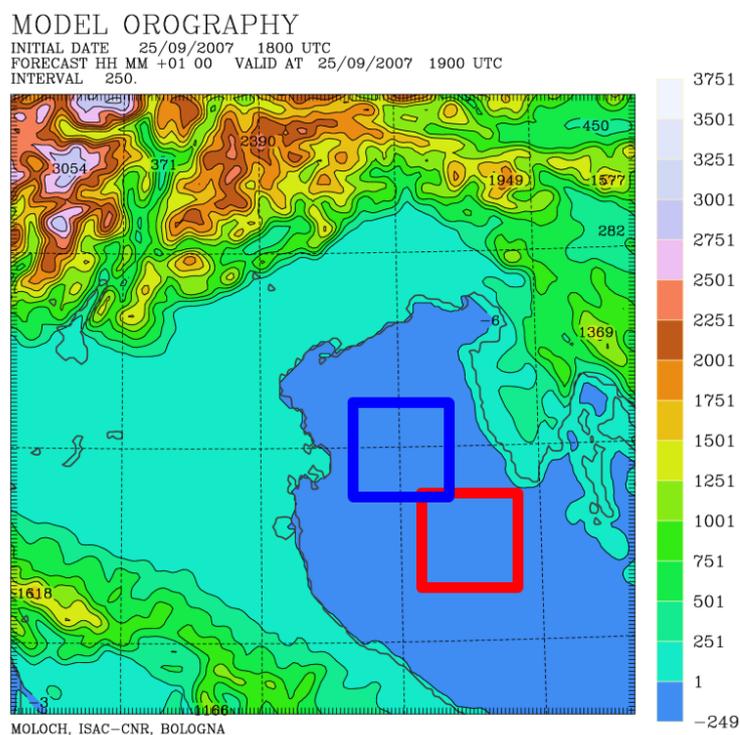


Figura 5.1: Aree su cui vengono valutati i parametri di flusso per i casi con precipitazioni intense sui rilievi (blu) e per i casi con convezione stazionaria upstream (rosso)

Le aree individuate e gli istanti temporali scelti per il calcolo degli indici possono variare tra i diversi eventi ma anche tra i vari parametri. Infatti, per i parametri di *triggering* e di *stabilità*, che si riferiscono rispettivamente all'innesco e allo sviluppo della convezione (processi che possono riguardare anche scale piuttosto ridotte) scegliamo aree orizzontali di 7x7 punti, cioè un quadrato di $\simeq 15$ km di lato, centrate in posizione variabile a seconda dell'evento. I profili termodinamici scelti per questi parametri descrivono il flusso incidente, analizzato sull'alto Adriatico, e il centro di quest'area viene scelto in modo da trovarsi in una zona in cui il flusso è il più regolare possibile prima di interagire con l'orografia, posizionato alla minima distanza possibile rispetto all'interazione con la barriera, upstream al rallentamento del flusso, causato proprio da questa interazione. Anche i profili termodinamici eseguiti sulla Pianura Veneta allo scopo di caratterizzare le zone con vento di barriera sono necessari per costruire i parametri citati; questi profili vengono valutati su una superficie della stessa estensione, con il centro posizionato in modo da collocare l'area nella zona in cui il vento di barriera è più uniforme ed esteso verticalmente.

Per il calcolo dei parametri di *flusso* non è necessario individuare le zone d'innesco dei fenomeni specifici; interessa invece maggiormente riuscire a caratterizzare la massa d'aria in arrivo ad una scala più ampia. Quindi, per i profili termodinamici a loro riferiti si cerca di non variare la posizione tra i vari eventi e di includere

gran parte del flusso in transito sull’Alto Adriatico nel calcolo delle quantità medie. Usiamo quindi profili mediati su 21x21 punti (un quadrato di $\simeq 45$ km di lato) con il centro in (45 N, 13 E) per gli eventi con precipitazioni intense e prolungate sulle Alpi e in (44.5 N, 13.5 E) per gli eventi con convezione stazionaria sulla pianura e sulle coste venete (Figura 5.1). Questa differenza di posizione è dovuta al fatto che la convergenza con il vento di barriera, negli eventi con convezione sulle pianure upstream ai rilievi, si trova mediamente più a Sud-Est di quanto succede negli eventi con precipitazioni intense principalmente sui rilievi (in cui, tra l’altro, il vento di barriera viene eroso dallo Scirocco durante le prime ore di simulazione) e quindi il flusso incidente non “disturbato” si trova anch’esso spostato più a Sud-Est.

I vari indici vengono valutati prima di tutto negli istanti, che chiamiamo “pre-evento”, iniziali o comunque antecedenti all’inizio delle precipitazioni intense e all’innescio dell’eventuale convezione. Inoltre, questi parametri vengono calcolati, prevalentemente nei casi che mostrano precipitazioni orografiche intense e prolungate, anche durante l’evento; questo è possibile grazie al fatto che le aree scelte rimangono upstream rispetto alle zone in cui il flusso viene modificato dall’interazione con il rilievo e dalle precipitazioni. Definiamo un istante pre-evento per ognuno dei vari casi (Tabella 5.1); data la complessità dell’evento, per la IOP 18 di HyMeX consideriamo anche un altro istante, relativo alla fase di convezione durante la mattina, con associate precipitazioni moderate sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera (vedi Sezione 4.6). Sebbene il vero e proprio evento sia associato all’impulso umido che giunge in serata, il comportamento del flusso nella fase iniziale fornisce comunque informazioni interessanti e quindi viene incluso negli istanti in cui valutare i parametri.

Evento	Data	Ora UTC
Vicenza 2010	31 Ottobre 2010	03
HyMeX-IOP 19	04 Novembre 2012	15
Piancavallo 2012	10 Novembre 2012	18
Marghera 2007	26 Settembre 2007	03
Mira 2009	16 Settembre 2009	07
HyMeX-IOP 18	31 Ottobre 2012	10
HyMeX-IOP 18	31 Ottobre 2012	20

Tabella 5.1: Istanti pre-evento relativi ai casi analizzati nel presente lavoro di tesi

5.2 Indici di triggering

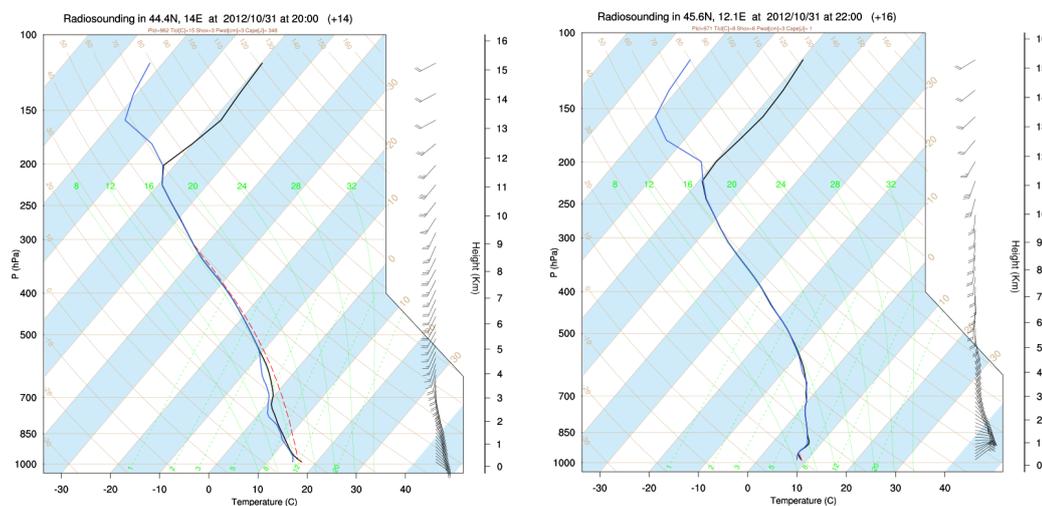
Definiamo i parametri che possono descrivere la capacità di innesco della convezione negli eventi analizzati; non stupisce quindi il fatto che questi indici abbiano una dipendenza dal livello di convezione libera (Level of Free Convection - LFC), cioè la quota a partire dalla quale una particella sollevata adiabaticamente diventa più leggera dell'aria circostante e comincia quindi ad ascendere spontaneamente.

Nel Capitolo 2 è stata evidenziata l'utilità del "parametro di triggering", h_m/LFC , introdotto in Miglietta and Rotunno (2009) per caratterizzare la posizione delle celle convettive iniziali rispetto alla sommità del rilievo nel caso di flusso incidente condizionatamente instabile. Infatti, se il LFC relativo al flusso incidente si trova ad una quota molto più bassa rispetto all'altezza della barriera montuosa, la convezione si innesca all'inizio del rilievo, dove l'aria inserita nel flusso incidente, sollevandosi, raggiunge il LFC quando deve percorrere ancora gran parte del pendio. Se invece il LFC è ad una quota paragonabile a quella della sommità del rilievo, lo sviluppo iniziale della convezione è possibile soltanto nei pressi del culmine della barriera montuosa, dove l'aria raggiunge appunto la quota del LFC. Infine, un LFC maggiore dell'altezza massima del rilievo non assicura l'innesco della convezione, per cui potrebbe essere necessario un sollevamento maggiore di quello fornito dall'orografia.

Oltre ad h_m/LFC utilizziamo un parametro analogo. Per entrambi, comunque, lo scopo è di valutare l'innesco della convezione, date le particolari caratteristiche del flusso incidente, evidenziando il comportamento differente nei tre casi di precipitazione intensa sui rilievi rispetto ai casi di precipitazione convettiva in pianura (definiti nell'introduzione del Capitolo 4).

5.2.1 Convezione sulla "barriera": h_b/LFC

Tenendo presenti le considerazioni di Lin et al. (2005), che mostrano il comportamento di "rilievo efficace" dello strato freddo sulla Pianura Padana nell'evento MAP-IOP 8, e i risultati presenti in Mazòn and Pino (2013) (Capitolo 2), abbiamo introdotto un indice analogo a h_m/LFC , ovvero h_b/LFC , dove con h_b si indica l'altezza massima di un'eventuale "barriera" di aria più densa. In questo modo si può verificare, ad esempio, se lo strato freddo presente sul lato upstream di una certa catena montuosa può essere in grado di innescare la convezione nel flusso incidente. In Mazòn and Pino (2013) si usa questo metodo applicandolo alla convergenza tra i venti sinottici sul Mar Mediterraneo e l'aria più fredda trasportata dall'entroterra verso le coste dalle brezze notturne. Nella presente analisi h_b si riferisce all'estensione verticale dello strato caratterizzato dal vento di barriera, cioè dalle correnti da NE dirette parallelamente alle Alpi verso la Pianura Padana, originate dalla deviazione dello Scirocco. Infatti, le masse d'aria calda e umida provenienti dall'Adriatico, prima di giungere eventualmente sui rilievi alpini, incontrano l'ostacolo dell'aria fredda associata al vento di barriera. Il LFC considerato è quello del flusso incidente in arrivo dal Mar Adriatico, calcolato dai profili termodinamici mediati su un'opportuna area, come spiegato nella Sezione 5.1. Possiamo così valutare l'andamento del parametro h_b/LFC rispetto all'eventuale innesco di convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera.



(a) Profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico, nella zona del flusso incidente, riferito alle 20 UTC del 01 Novembre 2012 e tracciato a 44.4 N, 14 E

(b) Profilo termodinamico simulato nella zona con vento di barriera, riferito alle 22 UTC del 01 Novembre 2012 e tracciato a 45.6 N, 12.1 E

Figura 5.2: Profili termodinamici simulati dal modello Moloch relativi alla fase pre-evento del caso HyMeX-IOP 18 (i singoli profili sono visibili singolarmente e con un maggiore ingrandimento rispettivamente nelle Figure 4.68b e 4.69): dal confronto tra i due profili (e con l'aiuto delle cross sections) si può valutare l'altezza dello strato con vento di barriera, in questo caso leggermente inferiore a 1 km

L'estensione verticale del vento di barriera viene stimata tramite i profili termodinamici (Figura 5.2) e le cross sections. Si determina la quota che separa i livelli in cui si hanno correnti da E-NE e un profilo stabilmente stratificato, sintomo del flusso bloccato, da quelli in cui il profilo invece è più simile a quello del flusso incidente da S-SE, sia per quanto riguarda l'andamento termico che per la direzione dei venti. La quota a cui si ha la discontinuità tra queste due situazioni viene considerata la massima altezza della "barriera". Il LFC invece viene calcolato tramite il profilo termodinamico del flusso incidente, sollevando adiabaticamente una particella relativa ad un certo livello e identificando il LFC con la quota del livello più basso per cui questa particella risulta più calda (e quindi più leggera, dato che ragioniamo in termini di temperatura virtuale T_v) dell'ambiente circostante. Alcuni accorgimenti sono stati necessari per evitare di trovare LFC in profili che molto difficilmente consentono lo sviluppo di convezione; abbiamo imposto, per l'esistenza del LFC, che la condizione $(T_{v,parcel} - T_{v,environment}) > 0.2$ K fosse verificata non solo ad un certo livello ma anche nei cinque livelli superiori; in questo modo non consideriamo quei profili in cui si ha buoyancy positiva solo per brevissimi tratti o con valori molto vicini allo zero. Imponiamo inoltre che la quota del LFC sia maggiore o uguale a quella del LCL (Lifting Condensation Level, la quota alla quale una particella ascendente comincia a condensare il vapore contenuto), così da poter trascurare l'effetto

del gradiente di temperatura nelle prime decine di metri sopra il suolo, spesso leggermente superadiabatico. La procedura di calcolo del LFC viene ripetuta per i 15 livelli più bassi, in maniera tale da considerare le particelle che si sollevano partendo dai primi 2000-2500 m di quota. Scegliamo il livello in cui si trova quella che definiamo Most Unstable Parcel (MUP), cioè il livello per cui il sollevamento porta al massimo valore di CAPE e alla quota più bassa di LFC.

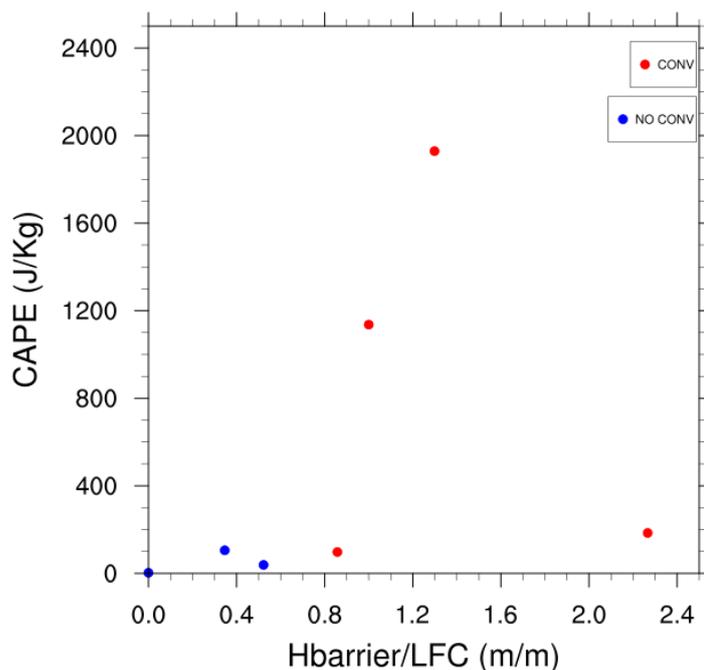
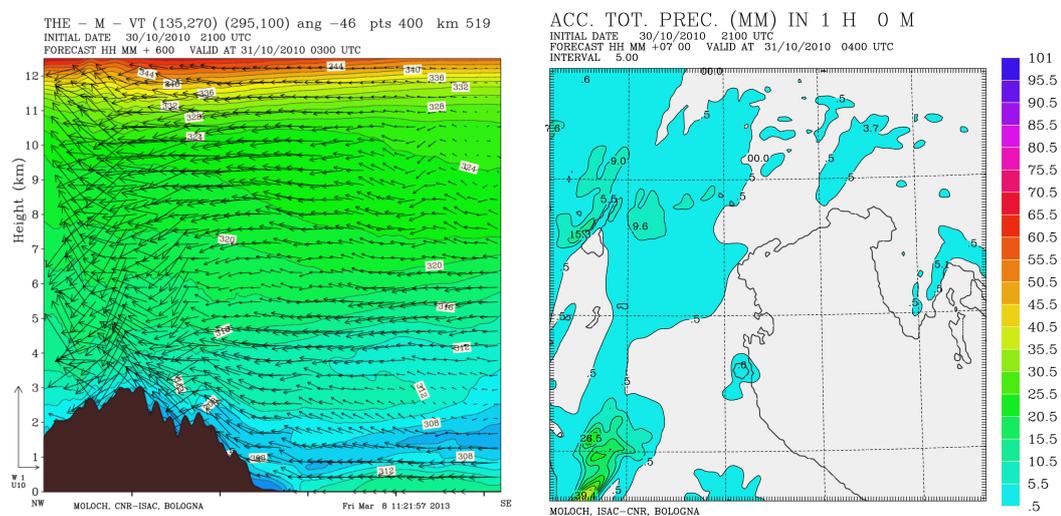


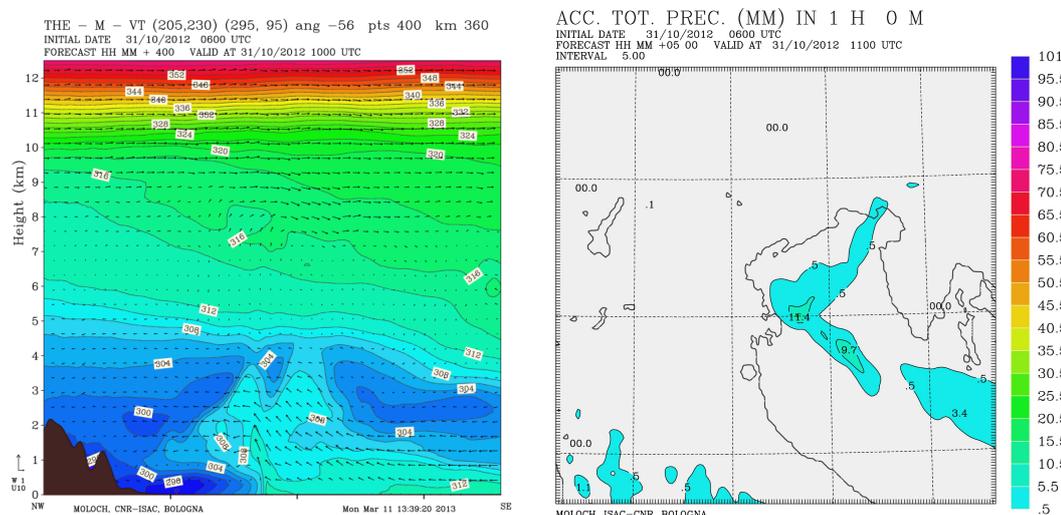
Figura 5.3: Valori di h_b/LFC in funzione della CAPE per gli istanti pre-evento dei vari casi. In rosso (blu) gli eventi con (senza) convezione stazionaria sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera

Osservando i valori del parametro h_b/LFC calcolato negli istanti pre-evento dei vari casi definiti in Tabella 5.1 (Figura 5.3) si nota che è maggiore o comunque vicino a 1 per gli eventi in cui si sviluppa convezione in corrispondenza della zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera (indicati con CONV nella figura). Al contrario, per gli eventi con precipitazioni intense prevalentemente sui rilievi (NO CONV) i valori di h_b/LFC sono minori o uguali a 0.5. L'indice quindi pare in grado di discriminare gli eventi in cui la convergenza tra Scirocco e vento di barriera non riesce ad innescare la convezione (e in cui il vento di barriera viene gradualmente sostituito dallo Scirocco che penetra fino alle Alpi) da quelli in cui l'altezza dello strato con vento di barriera è sufficiente ad attivare i moti convettivi delle particelle, forzate a sollevarsi fino alla quota del LFC. Una soglia che separi questi due comportamenti può essere fissata leggermente sotto l'unità e questo è ragionevole perchè il LFC è proprio la quota dalla quale i moti verticali verso l'alto si sviluppano spontaneamente e quindi la convezione si può innescare se le particelle forzate a salire dalla convergenza dei venti raggiungono il LFC. Osservando la



(a) Cross sections of θ_e e vento tangenziale elaborate dal modello Moloch, relative alle 03 UTC del 31 Ottobre 2010 (Figura 4.9a per la traiettoria).
 (b) Precipitazioni cumulate dalle ore 03 UTC alle 04 UTC del 31 Ottobre 2010, previste dal modello MOLOCH

Figura 5.4: Evento di Vicenza 2010



(a) Cross sections of θ_e e vento tangenziale elaborate dal modello Moloch, relative alle 10 UTC del 31 Ottobre 2012 (Figura 4.66 per la traiettoria).
 (b) Precipitazioni cumulate dalle ore 10 UTC alle 11 UTC del 31 Ottobre 2012, previste dal modello MOLOCH

Figura 5.5: Evento HyMeX-IOP 18; fase iniziale

sezione verticale di θ_e e vento tangenziale per l'istante pre-evento del caso di Vicenza 2010 (Figura 5.4a) si nota che effettivamente la convergenza tra Scirocco e vento di barriera, presente nella prima fase dell'evento, produce un sollevamento del flusso nei

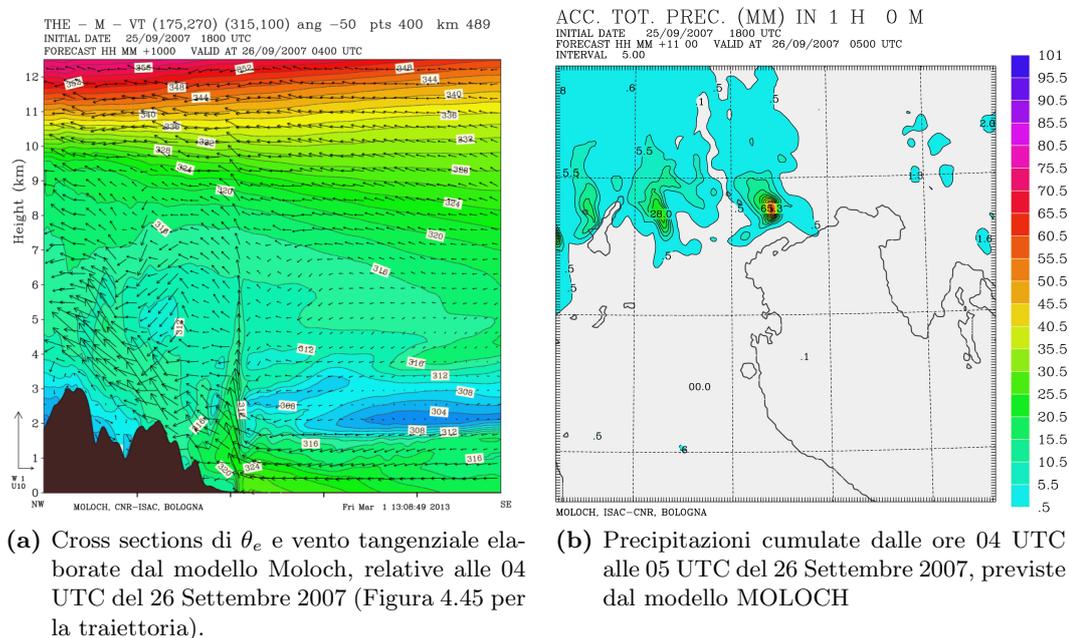


Figura 5.6: Evento di Marghera 2007

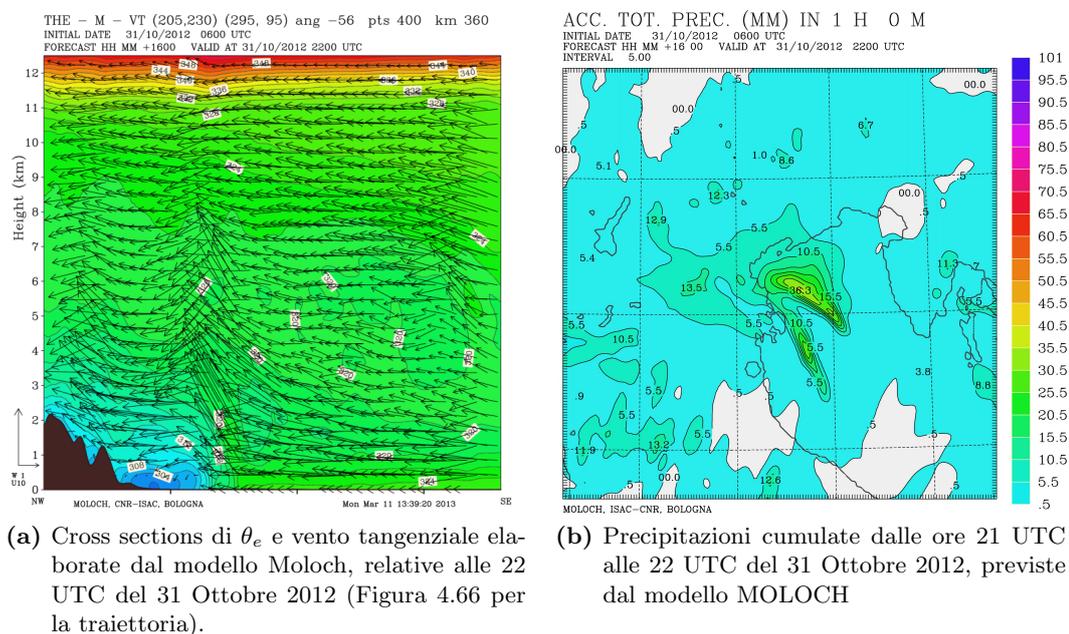


Figura 5.7: Evento HyMeX-IOP 18; fase intensa

bassi strati proveniente dall'Adriatico, prima di giungere sull'orografia. Tuttavia tale sollevamento non è sufficiente per innescare moti convettivi; ne consegue che sulla Laguna Veneta, dove si localizza la convergenza tra le due correnti, le precipitazioni

sono assenti, in un contesto di deboli precipitazioni sparse dovute all'avvezione umida da W che comincia ad interessare la regione (Figura 5.4b). La situazione appena descritta è esemplificativa degli istanti pre-evento per i casi con precipitazioni intense sui rilievi (Vicenza 2010, HyMeX-IOP 19, Piancavallo 2012), i cui valori di h_b/LFC sono tutti inferiori a 0.5-0.6. Per quanto riguarda i punti relativi agli istanti pre-evento dei casi in cui la convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera si innesca, il valore più basso di h_b/LFC è riferito all'episodio di convezione superficiale che precede il vero e proprio evento intenso nell'evento HyMeX-IOP 18 (vedi Sezione 4.6). Dalla cross section ((Figura 5.5a)) si notano i moti convettivi verticali, seppur con estensione limitata, e le precipitazioni deboli-moderate che avvengono proprio in corrispondenza della zona di convergenza (Figura 5.5b). La situazione quindi, pur in un contesto di instabilità debole (si veda anche la CAPE molto bassa in Figura 5.3) permette lo sviluppo di convezione con precipitazioni associate. Sempre in Figura 5.3 sono presenti due punti il cui valore di h_b/LFC è molto vicino a quello del caso precedente: si tratta degli istanti pre-evento relativi agli eventi di Marghera 2007 e Mira 2009. La situazione in questi casi è molto più instabile, con la CAPE che si attesta addirittura attorno ai 2000 J/kg per l'evento di Mira 2009. Nella cross section (Figura 5.6a) riferita al caso di Marghera 2007 (vedi sezione 4.4) sono evidenti i moti convettivi verticali che si propagano velocemente dal suolo fino in alta troposfera e gli accumuli di precipitazione subito abbondanti (Figura 5.6b) causati da un intenso sistema convettivo che si sviluppa sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera. Il più alto valore di h_b/LFC presente in Figura 5.3 è riferito alla IOP 18 di HyMeX. E' importante osservare che questo valore non è collegato ad una situazione di convezione particolarmente intensa; la CAPE, infatti, è piuttosto bassa e dalla cross section (Figura 5.7a) si nota che, in una situazione di flusso incidente intenso, i moti verticali non si estendono fino a quote molto elevate; sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera insistono celle convettive con accumuli importanti inserite comunque in un contesto di precipitazioni estese (Figura 5.7b). Dalle situazioni brevemente descritte si evince quindi che un certo valore di h_b/LFC può indicare se la convergenza tra Scirocco e vento di barriera è sufficiente ad innescare la convezione, ma non dà particolari informazioni su sviluppo e intensità della convezione stessa. Abbiamo scelto di mostrare la CAPE sull'asse delle ordinate in Figura 5.3 per capire se anche questo parametro può essere usato per caratterizzare l'innescio di convezione sulla zona di convergenza tra le correnti già menzionate. Il grafico evidenzia che ciò non è possibile, in quanto si trovano eventi con bassa CAPE sia tra i convettivi che in quelli senza convezione; h_b/LFC invece è sicuramente in grado di discriminare tra i due comportamenti.

5.2.2 Convezione sul rilievo: h_m/LFC

Nella presente analisi usiamo il parametro h_m/LFC (si veda l'inizio di questa sezione per una sua breve descrizione) sia per analizzare lo sviluppo della convezione nei 3 eventi che hanno interessato la pianura, confrontandosi con i risultati teorici relativi a flussi condizionatamente instabili, ma anche per caratterizzare la convezione “em-

bedded” presente durante il corso degli eventi con precipitazioni intense sui rilievi. In questi tre eventi infatti la convergenza iniziale tra vento di barriera e Scirocco non è sufficiente per attivare moti convettivi, come è stato spiegato nel paragrafo precedente; nella successiva evoluzione il vento di barriera scompare e le correnti di Scirocco riescono a raggiungere la barriera alpina. La convezione si innesca poi, all’interno di precipitazioni intense, estese e stazionarie per diverse ore sui rilievi. La convezione “embedded”, superficiale o profonda a seconda degli istanti considerati, è presente per gran parte dell’evoluzione degli eventi simulati ed è una caratteristica tipica degli eventi di precipitazione intensa sulle Alpi, definiti in Manzato (2007) come precipitazioni “di flusso”. Non si tratta quindi di sola precipitazione stratiforme e la presenza di attività convettiva è responsabile di accumuli pluviometrici decisamente abbondanti; attraverso l’analisi di h_m/LFC possiamo evidenziarne alcuni aspetti interessanti.

Innanzitutto osserviamo che nei vari studi teorici h_m/LFC è un parametro associato a profili condizionatamente instabili e determina il posizionamento iniziale dei sistemi convettivi rispetto al rilievo. Nei nostri casi però gli unici eventi con profili condizionatamente instabili fin dalle fasi iniziali sono quelli in cui si ha convezione stazionaria sulla convergenza tra vento di barriera e Scirocco. Proviamo quindi a confrontare anche i valori di h_m/LFC relativi agli istanti pre-evento dei casi con convezione, tenendo presente che la situazione descritta in questi casi è decisamente complessa e prettamente tridimensionale, quindi probabilmente non sarà facile legarla ai risultati di lavori idealizzati eseguiti con geometrie più semplici.

Consideriamo quindi l’altezza del rilievo h_m assegnata a seconda della direzione del flusso incidente sulla catena alpina e della posizione dei massimi di velocità del vento. In particolare, fissiamo $h_m=2500$ m per gli eventi di Vicenza 2010 e Piancavallo 2012, in cui mediamente si osserva sulle Alpi Centro-Orientali un flusso incidente sia dai bassi strati (orientato da SE) che a quote più alte (in direzione più da S-SW). Poniamo invece $h_m=2000$ m per l’evento HyMeX-IOP19 in cui, a causa della diversa orientazione del flusso alle varie quote, le correnti si sollevano oltre le Alpi solo nel settore più orientale, leggermente meno elevato, della catena montuosa. Per i casi con convezione in pianura fissiamo $h_m=2500$ m; in questo caso possiamo dire che buona parte dell’arco alpino (soprattutto nella sua parte orientale) è responsabile di questa situazione di flusso bloccato. Il LFC invece viene calcolato come per l’indice precedente (Paragrafo 5.2.1).

In Figura 5.8 sono rappresentati, in funzione del tempo trascorso dall’inizio della simulazione, i valori di h_m/LFC relativi soltanto agli eventi con precipitazioni intense sulle Alpi. I valori ottenuti, in maggior parte, sono vicini o superiori a 1. La presenza di convezione, più o meno intensa e profonda, è quindi plausibile durante quasi tutto il corso degli eventi, poichè il sollevamento forzato dall’orografia permette il raggiungimento della quota corrispondente al LFC, e in accordo con i risultati di Miglietta and Rotunno (2009), che definiscono con $h_m/LFC \ll 1$ la condizione per cui il sollevamento orografico non è più sufficiente all’innesco dei moti convettivi. La Figura 5.8 mostra anche che non è presente un’evoluzione temporale comune di h_m/LFC durante gli eventi, che tra l’altro hanno durata piuttosto diversa tra loro. Nonostante i profili termodinamici evolvano mediamente da situazioni di stabilità

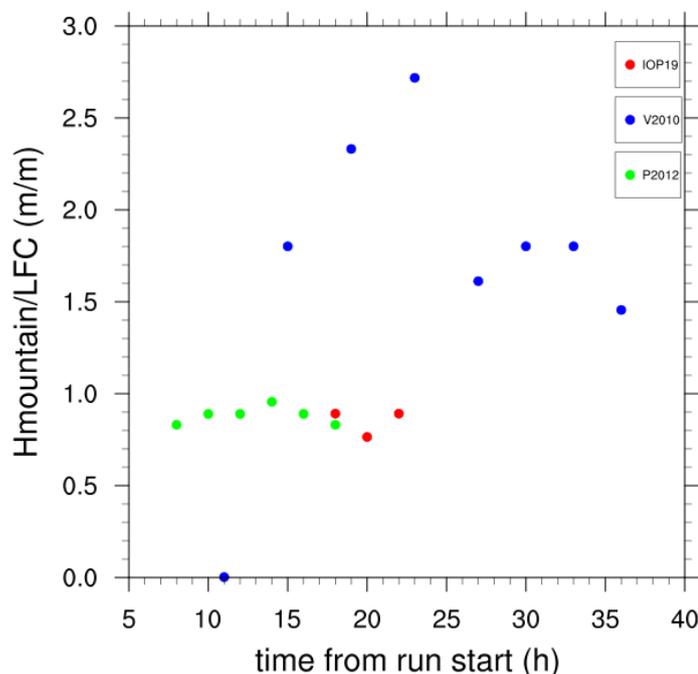


Figura 5.8: Valori di h_m/LFC in funzione del tempo trascorso dall'inizio della simulazione relativi ai casi con precipitazioni intense sui rilievi. Si osserva anche un valore nullo di h_m/LFC , relativo alle prime ore di precipitazioni intense del lungo evento di Vicenza 2010; in quell'istante il LFC non viene trovato, probabilmente anche a causa dei restrittivi controlli inseriti (vedi Paragrafo 5.1). Il profilo relativo comunque mostra una leggera instabilità attorno a 2-3 km di quota, non sufficiente per fissare un LFC ma non incompatibile, considerata anche la variabilità delle condizioni termodinamiche nelle zone adiacenti, alla presenza di leggera convezione.

verso situazioni neutre o leggermente instabili (vedi anche Paragrafo 5.3.2) e i moti convettivi aumentino la loro estensione verticale al passare del tempo, i valori di h_m/LFC non mostrano un'andamento temporale apprezzabile (Figura 5.9). Una causa di questo comportamento è il LFC, che non scende praticamente mai sotto i 1000 m, evidenziando una differenza fondamentale tra i profili del flusso incidente in questi tre casi e quelli relativi ai casi con convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera, dove il LFC si posiziona a quote decisamente più basse (Figura 5.10). Anche questo parametro quindi è correlato al triggering della convezione e non alla descrizione del fenomeno, dato che valori simili di h_m/LFC sono associati ad istanti in cui la convezione è superficiale o profonda.

Analizzando infine i valori h_m/LFC degli istanti pre-evento relativi ai casi di convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera notiamo dei valori decisamente alti (Tabella 5.2) rispetto a quelli ottenuti precedentemente e ai valori tipici presenti in letteratura (Miglietta and Rotunno (2009)), a causa del fatto che il LFC si attesta su quote molto basse. Secondo le previsioni degli studi

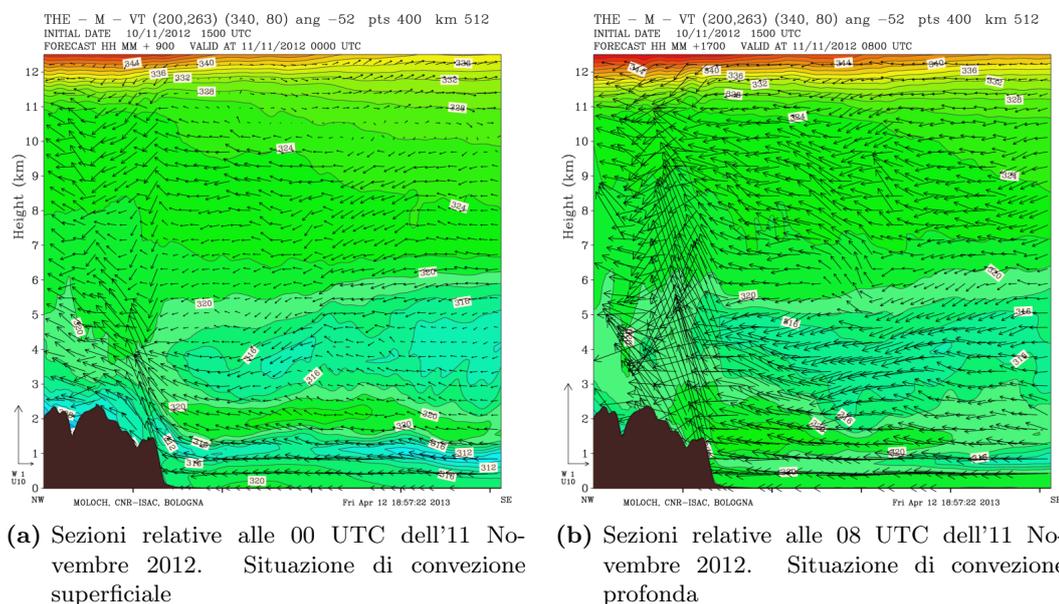


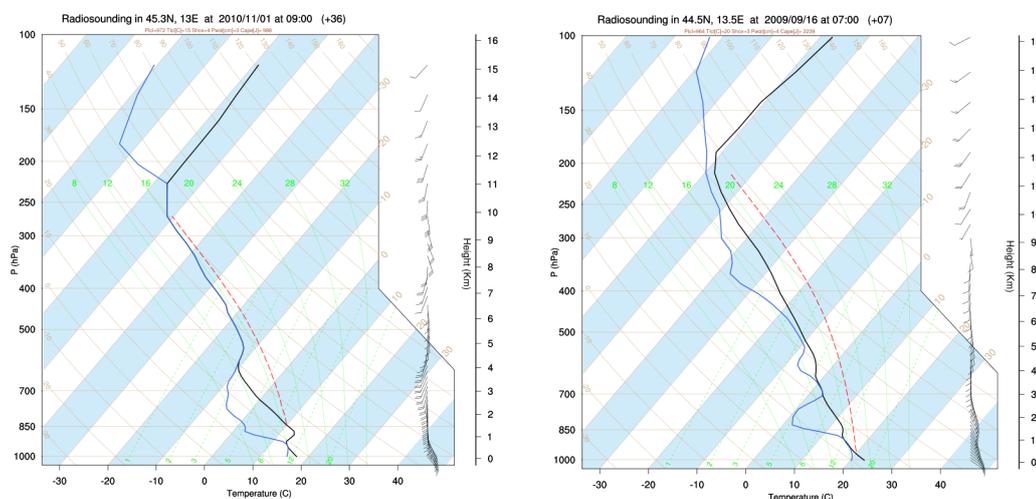
Figura 5.9: Cross sections di θ_e e vento tangenziale elaborate dal modello Moloch durante l'evento di Piancavallo 2012 (vedi Figura 4.33 per la traiettoria). Si nota la differenza fra le due figure, nonostante appartengano allo stesso evento e abbiano valori molto simili di h_m/LFC (vedi Figura 5.8).

teorici questo potrebbe significare una localizzazione dell'innesco della convezione molto upstream rispetto al rilievo, coerentemente con ciò che effettivamente avviene. Nonostante le differenze importanti rispetto alle semplici geometrie bidimensionali dei casi idealizzati, che per esempio non descrivono la formazione di un vento di barriera trasversale al flusso incidente, possiamo quindi considerare questo risultato in buon accordo con le prescrizioni teoriche.

Evento	Data e Ora UTC	LFC (m)	h_m/LFC
Marghera 2007	26/09/2007 - 03	480.5	5.2
Mira 2009	16/09/2009 - 07	480.5	5.2
HyMeX-IOP 18	31/10/2012 - 10	1072.3	2.3
HyMeX-IOP 18	31/10/2012 - 20	339.9	7.4

Tabella 5.2: Valori di LFC e di h_m/LFC ($h_m=2500$ m) per gli istanti pre-evento relativi ai casi con convezione stazionaria sulla convergenza tra Scirocco e vento di barriera

Riassumendo, il risultato principale dell'analisi del parametro h_m/LFC consiste nei valori vicini o superiori all'unità nelle fasi di convezione "embedded" negli eventi con precipitazioni intense sui rilievi, in accordo con le previsioni teoriche. Va rimarcato inoltre il comportamento del LFC durante questi eventi, mai inferiore a 1000 m, che li differenzia in maniera netta dai casi con convezione stazionaria sulla zona



(a) Profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico, riferito alle 09 UTC del 01 Novembre 2010 e tracciato a 45.3 N, 13 E. Evento (Vicenza 2010) con convezione inserita nelle precipitazioni intense sui rilievi

(b) Profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico, riferito alle 07 UTC del 16 Settembre 2009 e tracciato a 44.5 N, 13.5 E. Evento (Mira 2009) con convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera

Figura 5.10: Profili termodinamici simulati dal modello Moloch. Dal confronto tra i profili si nota la differenza nella quota del LFC, dato dall'intersenzione tra il profilo di temperatura (linea nera) e la temperatura della particella sollevata (linea rossa tratteggiata), tra i due tipi di eventi

di convergenza tra Scirocco e vento di barriera.

5.3 Indici di stabilità

In questa sezione discutiamo altri parametri legati in diversi modi alla caratterizzazione della convezione. Si tratta di indici che descrivono la possibilità di innesco della convezione a varie quote a causa di piccoli spostamenti verticali (TLIFT), lo sviluppo verticale dei moti convettivi (Lifted Index), l'energia disponibile per la convezione stessa (CAPE) o quella da fornire per attivarla (CIN). Di seguito descriviamo i risultati trovati con i parametri TLIFT e Lifted Index, tralasciando CAPE e CIN che non hanno fornito informazioni particolarmente rilevanti per gli scopi del nostro lavoro.

5.3.1 Instabilità per piccoli spostamenti verticali: Tlift

L'indice TLIFT, introdotto in Davolio et al. (2009a) (vedi Sezione 2.3.3), valuta, a diverse quote, la stabilità delle particelle del flusso incidente per sollevamenti di poche centinaia di metri. In questo lavoro può quindi essere usato per analizzare gli effetti dei sollevamenti causati dalla convergenza tra Scirocco e vento di barriera o dall'orografia alpina. L'estensione verticale del vento di barriera è generalmente del-

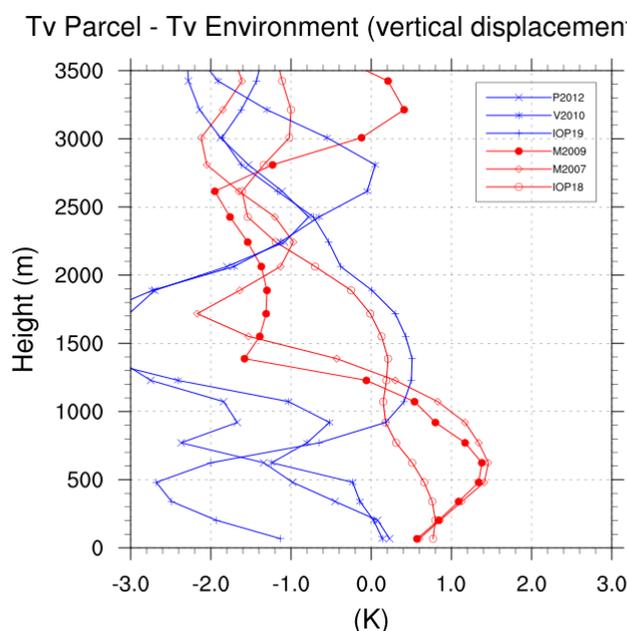


Figura 5.11: Profilo verticale di TLIFT relativo agli istanti pre-evento dei vari casi. Per la IOP 18 di HyMeX si utilizza soltanto l'istante relativo alla fase intensa

l'ordine di qualche centinaio di metri, quindi TLIFT sembra particolarmente adatto per valutare la possibile insorgenza della convezione a causa della convergenza tra il flusso incidente dall'Adriatico e le correnti orientali di barriera.

Per costruire TLIFT si calcola la differenza tra la temperatura virtuale delle particelle relative ad un certo livello sollevate adiabaticamente per poche centinaia di metri e la temperatura virtuale dell'ambiente alla quota di arrivo:

$$TLIFT = T_{v,parcel} - T_{v,environment}. \quad (5.1)$$

Da questa notazione consegue che i valori legati all'instabilità sono quelli positivi; temperatura virtuale più alta infatti implica (a parità di pressione) densità minore e quindi moti spontanei verso l'alto. Il calcolo viene effettuato per ogni livello di partenza delle particelle, in modo da poter tracciare un profilo verticale. In questo processo si ipotizza che la particella sollevandosi trattenga l'acqua e il ghiaccio che contiene ("water loading"), in quanto nelle prime fasi di sviluppo della convezione le precipitazioni, per brevi spostamenti verticali, possono essere trascurate. L'uso di questo parametro quindi è corretto solo per gli istanti pre-evento, gli unici descritti in questo paragrafo. Durante le analisi sono stati valutati spostamenti di 350 m e 500 m, in prima approssimazione corrispondenti rispettivamente ad un salto di due e tre livelli del modello Moloch; i risultati sono piuttosto simili e mostriamo soltanto quelli relativi a un sollevamento di 500 m.

Osservando la Figura 5.11 si notano delle differenze significative tra gli istanti pre-evento relativi ai tre casi con convezione stazionaria sulla pianura e i tre casi

relativi agli episodi di precipitazione intensa sui rilievi. Infatti, nei casi in cui la convezione si innesca sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera, i valori di TLIFT sono positivi nei primi 1000-1500 m di quota, con i massimi, tra 1 e 2 K, attorno a 500 m. Le particelle più instabili quindi sono proprio quelle forzate a salire verso l'alto dalla convergenza sulla "cold pool" associata al vento di barriera, avviando la convezione. Analizzando i singoli casi appartenenti a questa categoria si nota la differenza tra l'episodio HyMeX-IOP18, in cui TLIFT è massimo per i livelli più vicini al suolo e decresce gradualmente con la quota, rispetto a Marghera 2007 e Mira 2009, in cui si hanno massimi di TLIFT piuttosto elevati, a quote leggermente superiori a 500 m seguiti da un brusco passaggio verso valori negativi intorno a 1000 m di quota. Questa diversità riflette l'andamento dei profili termodinamici. Nel caso HyMeX-IOP 18 (Figura 4.68b) il profilo è completamente saturo, leggermente instabile nei bassi strati e si avvicina alla neutralità al crescere della quota, con la CAPE che si ferma a poche centinaia di J/kg; ci aspettiamo quindi che l'instabilità delle particelle, moderata al suolo, diminuisca gradualmente all'aumentare del livello di partenza. Negli altri due episodi invece (Figure 4.47 e 4.58) i profili, che vicino al suolo sono saturi e con un lapse rate elevato, diventano bruscamente molto più secchi sopra i 1000-1500 m; il livello di CAPE raggiunto è molto più alto, però questa energia è disponibile solo per le particelle nei primi livelli sopra al suolo, le uniche instabili.

Considerando invece gli istanti pre-evento riferiti ai casi con precipitazioni intense prevalentemente sulle Alpi osserviamo nei primi 1500 m valori di TLIFT negativi o vicini allo zero; il risultato è in accordo con il fatto che la convezione non viene innescata dal sollevamento sul vento di barriera e l'andamento di TLIFT con la quota è chiaramente distinguibile da quello dei tre eventi in cui invece la convezione sulla convergenza si attiva. I valori dei casi Vicenza 2010 e Piancavallo 2012 sono abbastanza simili alle varie quote mentre l'evento HyMeX-IOP 19 mostra un andamento differente, probabilmente legato anche alla diversa e peculiare direzione del vento rispetto agli altri due episodi. E' importante sottolineare che lo sviluppo di convezione "embedded" durante le precipitazioni intense sull'orografia non è in contrasto con i valori di TLIFT appena descritti. Infatti, questa situazione indica soltanto che spostamenti verso l'alto di poche centinaia di metri non sono sufficienti ad attivare la convezione, mentre il sollevamento orografico può innalzare le particelle in misura decisamente maggiore. Inoltre questo grafico si riferisce esclusivamente alla fase pre-evento.

Riassumendo i risultati ottenuti possiamo affermare che TLIFT è sicuramente un parametro utile per discriminare i due tipi di evento (convezione stazionaria sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera o precipitazioni intense prevalentemente sui rilievi), soprattutto per quanto riguarda i valori riferiti ai primi 1500 m di quota, dove gli andamenti dei vari casi si dividono in due regimi ben distinguibili.

5.3.2 Sviluppo verticale della convezione: Lifted Index

Il Lifted Index (LI) è un indice largamente utilizzato per valutare la stabilità della troposfera ed è anche semplice da calcolare. E' definito dalla differenza tra la temperatura (virtuale) di una particella sollevata adiabaticamente dal suolo fino alla quota corrispondente a una pressione di 500 hPa e la temperatura dell'ambiente a quella quota. Quest'indice consiste di una semplice differenza calcolata ad una certa quota della troposfera (al contrario della CAPE, ad esempio, in cui si effettua un integrale lungo la verticale) ma può fornire comunque informazioni interessanti. Infatti il valore del Lifted Index è legato alla buoyancy dell'eventuale particella ascendente quando si trova circa a metà della troposfera e quindi al sostegno della convezione a quote medie. Chiaramente un certo valore di Lifted Index non è una condizione sufficiente per l'innescò della convezione; l'indice però può essere utile per caratterizzarne lo sviluppo attraverso la troposfera; lo calcoliamo quindi sia per gli istanti pre-evento di entrambi i tipi di eventi che per gli istanti durante l'evento riferiti ai casi di convezione "embedded" nelle precipitazioni intense sui rilievi.

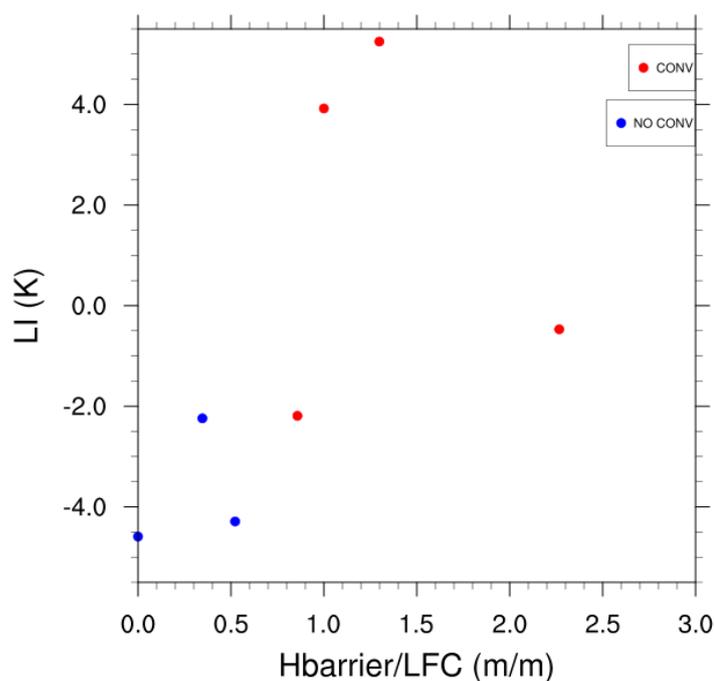


Figura 5.12: Valori di h_b/LFC in funzione del Lifted Index per gli istanti pre-evento dei vari casi. In rosso (blu) gli eventi con (senza) convezione stazionaria sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera

Nella routine di calcolo implementata nel programma di post-processamento utilizzato in questo lavoro di tesi (Paragrafo 3.3.3) il Lifted Index è definito come $T_{vparcel} - T_{venvironment}$ a 500 hPa (in K). Nella nostra notazione quindi valori positivi dell'indice sono riferiti a condizioni d'instabilità. Riprendendo la definizione introdotta da Galway (1956) (Manzato and Morgan (2003)), per cui la particella da

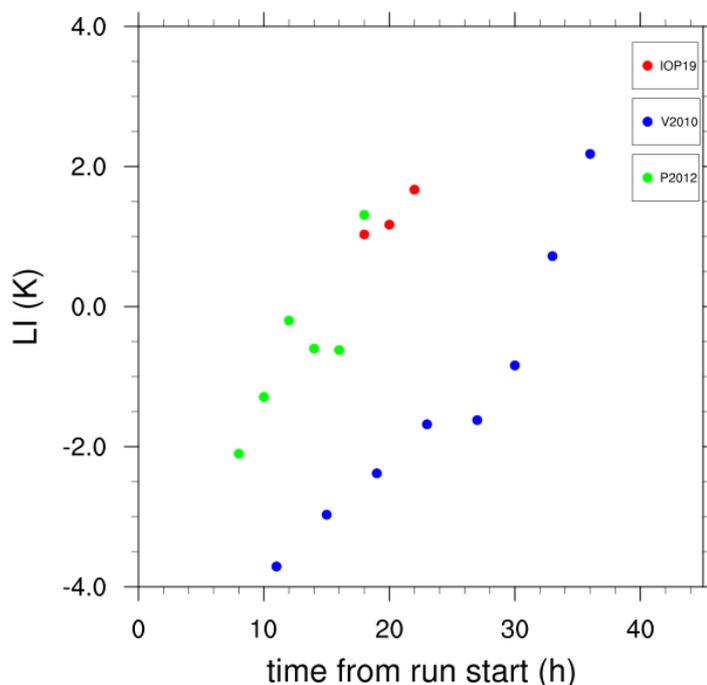


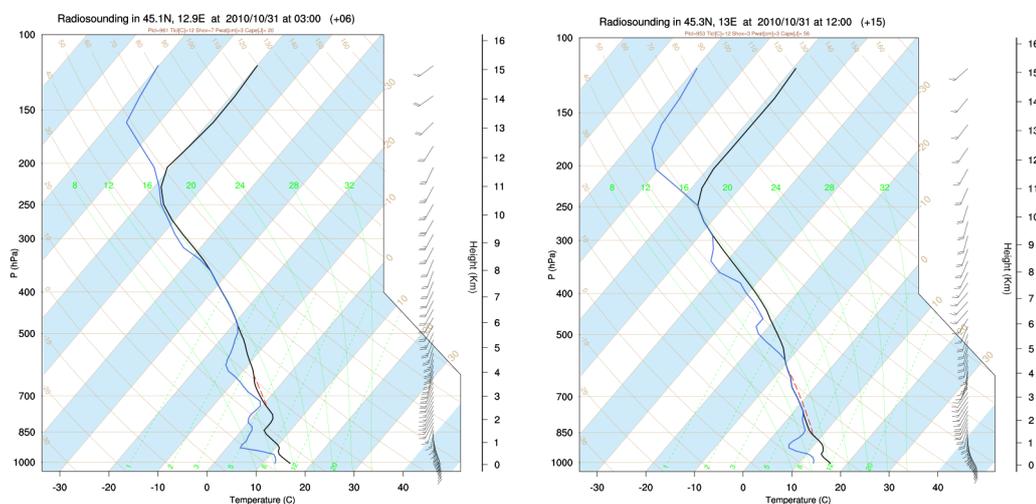
Figura 5.13: Valori di Lifted Index in funzione del tempo trascorso dall’inizio della simulazione relativi ai casi con precipitazioni intense sui rilievi.

sollevare è data dalla media delle caratteristiche fisiche dell’aria dei primi 500 m di quota, definiamo la particella facendo la media di temperatura potenziale ed umidità specifica sui livelli appartenenti a uno strato di circa 85 hPa a partire dal suolo. La temperatura virtuale dell’ambiente a 500 hPa ($T_{v,environment}$) viene calcolata semplicemente facendo la media pesata dei valori sui 2 livelli più vicini.

Osservando la Figura 5.12 riferita agli istanti pre-evento, notiamo che per gli eventi in cui il sollevamento del flusso incidente, causato dallo strato con vento di barriera, non è sufficiente ad innescare la convezione (caratterizzati da h_b/LFC piccolo), i valori di LI sono tutti decisamente negativi. Questo è in accordo con i profili termodinamici che, oltre a non permettere l’innesco della convezione nei bassi strati, sono piuttosto stabili a quote medie e solo successivamente nel corso dell’evento tenderanno a divenire neutrali e, infine, leggermente instabili. Tra i casi in cui invece si osserva l’attivazione dei moti convettivi sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera (caratterizzati da $h_b/LFC \gtrsim 1$), la fase precedente la precipitazione intensa dell’evento HyMeX-IOP 18 mostra un valore di $LI \simeq -2.0$ K; in effetti in quel caso la convezione è soltanto superficiale e l’atmosfera ritorna stabile a quote medio-alte. Gli eventi in cui la convezione diventa abbastanza sviluppata invece mostrano valori neutri o positivi di LI; in particolare, l’istante riferito al caso HyMeX-IOP 18 ha $LI \simeq 0$ K mentre in quelli relativi ai casi di Marghera 2007 e Mira 2009 i valori sono decisamente positivi, riflettendo la maggior intensità e

sviluppo verticale della convezione ¹. Dagli istanti pre-evento analizzati si evince quindi che anche un LI leggermente negativo permette l'attivazione della convezione legata al sollevamento sopra la zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera: dato che l'innesco avviene a quote molto basse è sufficiente che sia instabile una porzione limitata di atmosfera, e non necessariamente tutto lo strato fino a 500 hPa. Naturalmente la convezione profonda richiede buoyancy positiva anche a quote medio-alte e quindi è favorita con valori positivi di LI.

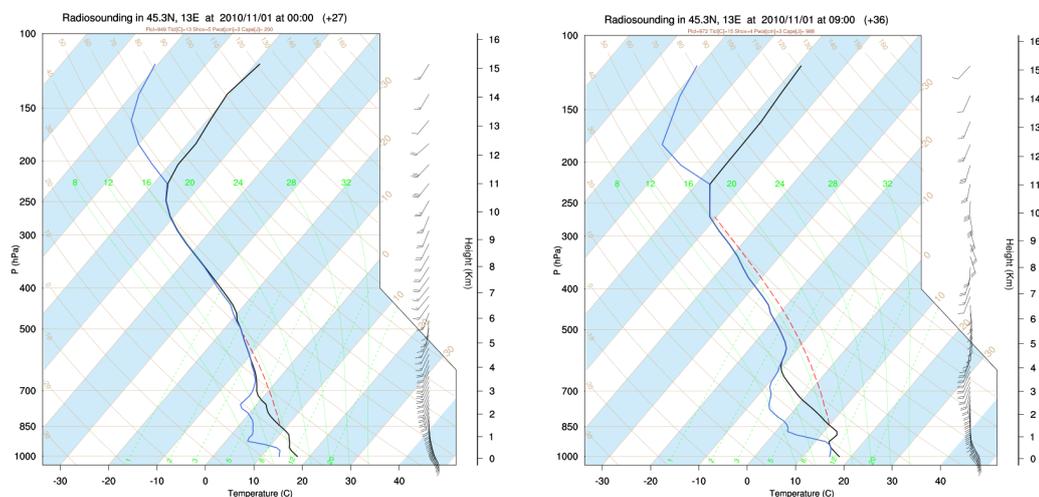
Per quanto riguarda gli istanti relativi alla convezione "embedded" sui rilievi i risultati, in termini di valori di LI, sono simili a quelli appena illustrati per la convezione causata dal sollevamento sul vento di barriera. Infatti, in questi casi, la convezione viene attivata sopra i 1000 m (a causa della maggior altitudine del LFC), comunque molto più in basso della quota relativa a 500 hPa; può quindi essere presente convezione non particolarmente profonda anche con valori negativi di LI. Valori positivi di LI invece sono associati ad un'elevata estensione verticale dei moti attivati dal sollevamento orografico e quindi legati a convezione profonda. È interessante invece notare l'andamento temporale molto chiaro del LI durante questi eventi (Figura 5.13): i valori di LI crescono progressivamente per tutti i tre casi con il passare del tempo, chiaro sintomo dell'evoluzione dei profili termodinamici, che da un'iniziale stabilità tendono a divenire neutri e, successivamente, instabili (Figure 5.14 e 5.15), giustificando quindi il progressivo sviluppo di convezione "embedded" nella precipitazione orografica stratiforme.



(a) Profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico, riferito alle 03 UTC del 31 Ottobre 2010 e tracciato a 45.1 N, 12.9 E (b) Profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico, riferito alle 12 UTC del 31 Ottobre 2010 e tracciato a 45.3 N, 13 E

Figura 5.14: Profili termodinamici simulati dal modello Moloch durante l'evento di Vicenza 2010

¹Per una descrizione più dettagliata dello sviluppo della convezione negli eventi appena descritti si veda il Paragrafo 5.2.1, in particolare nei commenti legati alle Figure 5.4-5.7



(a) Profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico, riferito alle 00 UTC del 01 Novembre 2010 e tracciato a 45.3 N, 13 E

(b) Profilo termodinamico simulato in Alto Adriatico, riferito alle 09 UTC del 01 Novembre 2010 e tracciato a 45.3 N, 13 E

Figura 5.15: Profili termodinamici simulati dal modello Moloch durante l'evento di Vicenza 2010

5.4 Indici di flusso

Descriviamo infine degli indici che riguardano le proprietà del flusso incidente in maniera più globale, per provare a caratterizzarne l'interazione con il rilievo a partire dalle proprietà dinamiche e termodinamiche della massa d'aria incidente.

5.4.1 Capacità del flusso di superare l'ostacolo orografico: Froude Number

Il numero di Froude è un numero adimensionale tipico della fluidodinamica, molto comune, nella forma $U/(N \cdot h)$, nell'analisi dell'interazione di flussi atmosferici con l'orografia. Nel Capitolo 2 si è discusso del suo ruolo nei vari studi teorici o riferiti a simulazioni di eventi reali (vedi, in particolare il Paragrafo 2.2.1 per la definizione); riassumendo i vari risultati presenti in letteratura possiamo dire che, per profili neutri o stabilmente stratificati, il Fr può discriminare tra i regimi di flow over e flow around, valutando quindi la tendenza del flusso a superare l'ostacolo orografico. Nel caso di flussi condizionatamente instabili, invece, non possiamo descrivere la transizione tra i due regimi solo attraverso i valori del numero di Froude (Miglietta and Rotunno (2009)), a causa dei vari processi legati ai moti convettivi che si sovrappongono al sollevamento orografico, modificando il comportamento del flusso nell'interazione con l'orografia. Esistono però diversi studi (ad esempio Chu and Lin (2000)) in cui si mostra che alti valori del Fr (attorno all'unità) sono normalmente associati a convezione stazionaria sul rilievo o in propagazione downstream, mentre con valori minori i sistemi convettivi rimangono upstream. Da ultimo, ricordiamo

l'articolo di Bresson et al. (2012), in cui queste considerazioni vengono applicate a simulazioni effettuate con un set up più realistico e tridimensionale; anche in questo caso si individua il valore di $Fr = 1$ come soglia tra i due regimi e si mostra il legame tra bassi valori di Fr e la deviazione più accentuata del flusso data dal rilievo montuoso (nel caso specifico Alpi e Pirenei), anche con un profilo condizionatamente instabile. Analizziamo quindi l'andamento del numero di Froude durante i vari eventi, riferendoci ai risultati teorici appena elencati, pur considerando la notevole complessità dei casi analizzati nel presente lavoro.

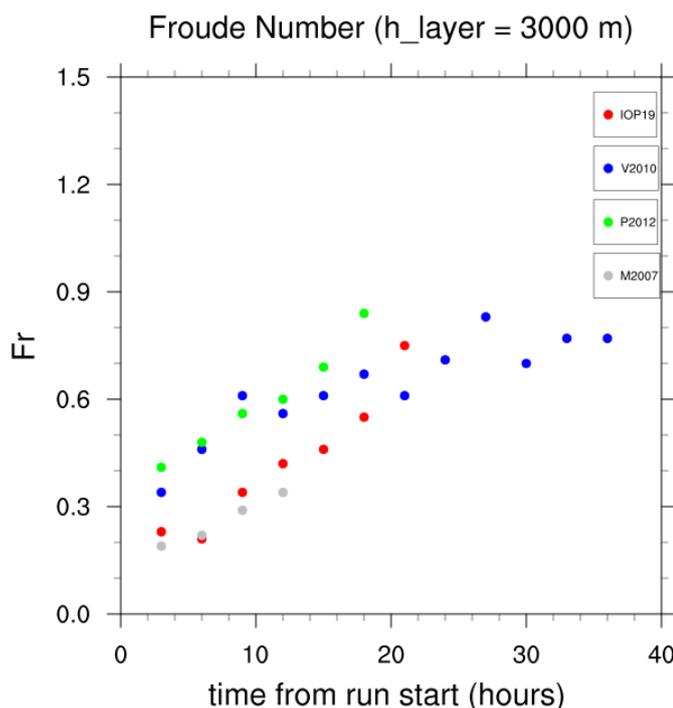


Figura 5.16: Numero di Froude in funzione del tempo trascorso dall'inizio della simulazione Moloch per gli istanti relativi ai casi con precipitazioni intense sui rilievi e per l'evento di Marghera 2007 (esemplificativo dei casi con convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera. N.B. : h_{layer} indica l'altezza dello strato su cui vengono mediati valori di U e N ; l'altezza del rilievo presente nella definizione del Fr si indica invece con h ed il suo valore è definito nella Sezione 5.1)

Calcoliamo il numero di Froude usando i profili mediati sulle aree descritte nella Sezione 5.1 (vedi Figura 5.1); il calcolo viene effettuato ogni tre ore e, dato che le aree scelte sono in posizioni in cui il flusso non viene modificato dall'interazione con l'orografia, vengono considerati per ogni caso istanti appartenenti sia alla fase pre-evento che all'evento vero e proprio. Nel computo del Fr abbiamo considerato la frequenza di Brunt-Väisälä $N^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$ (vedi Paragrafo 2.2.2); questa scelta, corretta se si considera il sollevamento di aria umida senza condensazione, può essere comunque una buona approssimazione per i nostri casi se ne consideriamo i valori solo nei bassi strati. L'uso della formula che tiene conto del calore latente dovuto alla

condensazione (vedi Paragrafo 2.2.1), certamente più corretto soprattutto al crescere dell'estensione verticale della zona su cui si valuta N , richiede calcoli decisamente più complicati che esulano dallo scopo di questo lavoro di tesi.

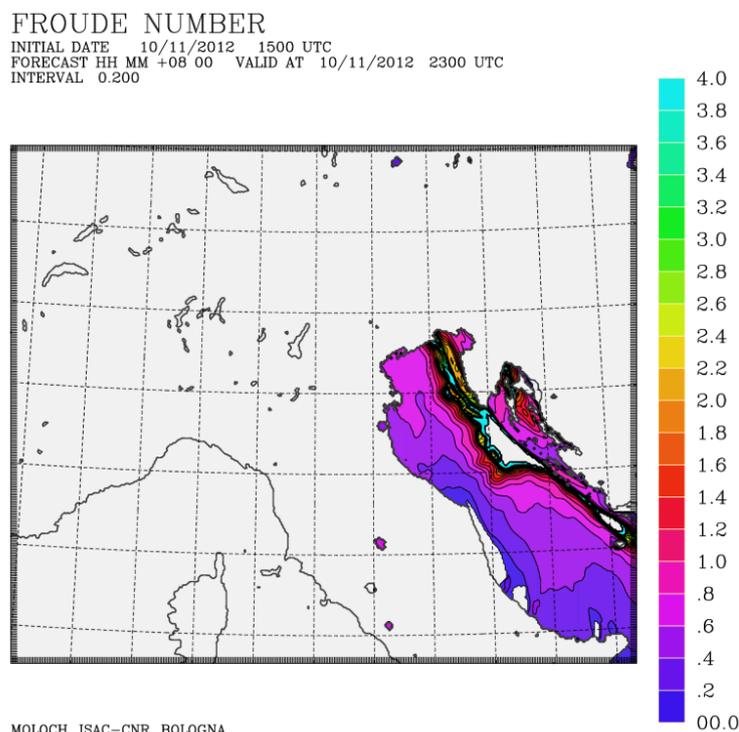


Figura 5.17: Campo di Fr sul Mar Adriatico alle 23 UTC del 10 Novembre 2012 previsto dal modello Moloch

Effettuiamo inizialmente l'analisi valutando le quantità fisiche (U e N) nello strato che va dal suolo a 3000 m di quota, in accordo con diversi lavori teorici (ad esempio Bresson et al. (2012)), in modo da considerare la porzione verticale di aria che effettivamente interagisce con l'orografia. Prima di descrivere i risultati legati agli eventi con flow over e precipitazioni intense sui rilievi, consideriamo brevemente i tre eventi che mostrano convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera. In questi casi troviamo valori di Fr abbastanza bassi ma non molto minori rispetto agli eventi con precipitazioni sui rilievi (si veda ad esempio il caso di Marghera 2007, i cui valori di Fr sono plottati in grigio, in Figura 5.16). Questo risultato trova una spiegazione, almeno parziale, a partire dalle osservazioni di Chen and Lin (2005a), in cui si mostra che la presenza di CAPE abbondante sposta, a parità di Fr , il comportamento del flusso verso regimi inferiori, cioè verso situazioni di flusso bloccato. In realtà però tra i tre eventi ce ne sono due con CAPE elevata (Marghera 2007 e Mira 2009) ed uno con CAPE piuttosto bassa (HyMeX-IOP 18) e quindi questa considerazione non costituisce una spiegazione del tutto soddisfacente. Si tenga però presente che dei tre casi convettivi, quello della IOP 18 è il più "anomalo", in quanto caratterizzato da venti molto intensi. Sembra quindi che

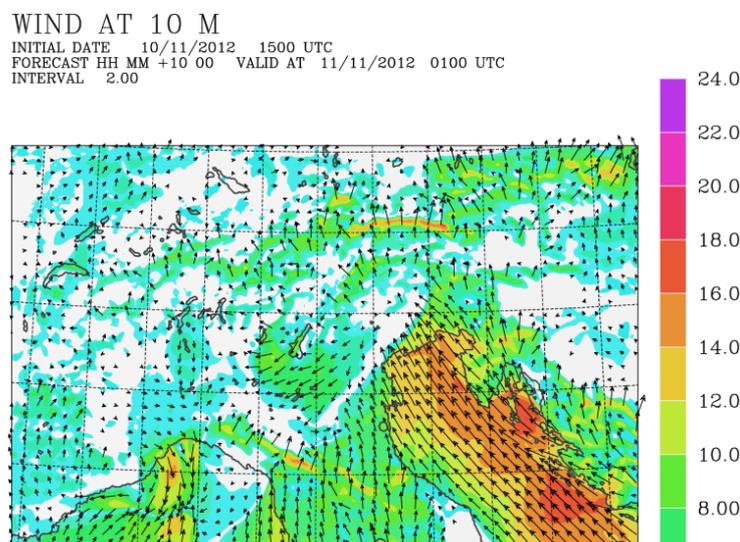


Figura 5.18: Campo di vento a 10 m alle 01 UTC dell'11 Novembre 2012 previsto dal modello Moloch. Si nota la maggior penetrazione dello Scirocco sul lato orientale del flusso in arrivo dall'Adriatico

il Fr non riesca a discriminare tra casi di flusso bloccato (e convezione stazionaria upstream) e casi di flow over (con precipitazioni intense sui rilievi). Ricordiamo però che i nostri casi con convezione stazionaria sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera mostrano campi di vento e caratteristiche termiche decisamente tridimensionali (ad esempio, un rilevante shear verticale) e difficilmente possono quindi essere analizzati da un singolo parametro come il numero di Froude costruito proprio considerando un flusso incidente piuttosto uniforme diretto contro l'ostacolo e comunque non completamente adatto nel caso di profili condizionatamente instabili.

Rivolgendo ora l'attenzione ai tre casi con precipitazioni intense sui rilievi, troviamo valori moderatamente bassi di Fr . Infatti, osservando gli istanti relativi alle prime 15 ore circa di simulazione (quelle in cui lo Scirocco sostituisce il vento di barriera sulla Pianura Veneta e penetra fino alle Alpi instaurando un evidente regime di flow over) difficilmente troviamo valori di Fr superiori a 0.6-0.7, che non corrispondono secondo la teoria ad un regime di flow over. Dobbiamo però tenere conto che, trascurando la condensazione, stiamo probabilmente sovrastimando la frequenza di Brunt-Väisälä e quindi sottostimando, ancorchè leggermente, il numero di Froude.

Per indagare a fondo le caratteristiche del Fr in questi casi ne realizziamo una mappa di distribuzione orizzontale sull'Adriatico. Consideriamo solo i primi 800 m di quota per valutare U e N in modo da analizzare le caratteristiche dello strato di aria incidente più vicino al suolo, in diretto contatto con il Mar Adriatico. Ci manteniamo quindi al di sotto dello strato più stabile, responsabile di mantenere il LFC al di sopra dei 1000 m di quota durante questi eventi (Paragrafo 5.2.1). In Figura 5.17 è visibile un esempio che descrive in maniera chiara i risultati trovati: si nota che nell'Adriatico orientale spesso è presente una stretta fascia con Fr più alto,

con valori mediamente molto maggiori di 1, a causa di una maggiore intensità del vento e anche minor stabilità dell'aria in quelle zone. Ci aspettiamo quindi che lo Scirocco sia più favorito nel raggiungimento e superamento dei rilievi nella sua parte orientale e questo comportamento viene effettivamente osservato (Figura 5.18), con il vento di barriera che viene eroso più velocemente nella sua parte orientale, mentre ad Ovest il flusso incidente ha più difficoltà a sollevarsi e tende a curvare verso Ovest. Nonostante questo pattern possa essere in parte aiutato dalla forma della Pianura Padana, l'effetto della differenza nel numero di Froude sembra influenzare direttamente il comportamento dello Scirocco appena descritto.

Possiamo quindi riassumere i risultati ottenuti analizzando il comportamento del numero di Froude affermando che, sebbene sia difficile confrontare i valori ottenuti con le prescrizioni teoriche, i differenti valori di Fr osservati nelle varie zone del Mar Adriatico descrivono in maniera chiara la capacità del flusso incidente di sollevarsi oltre il rilievo alpino. La grossa difficoltà nel confrontarsi con gli studi teorici è legata alla forte variabilità del Fr e quindi delle caratteristiche del flusso incidente proveniente dall'Adriatico.

5.4.2 Andamento del vento con la quota: $U(z)$

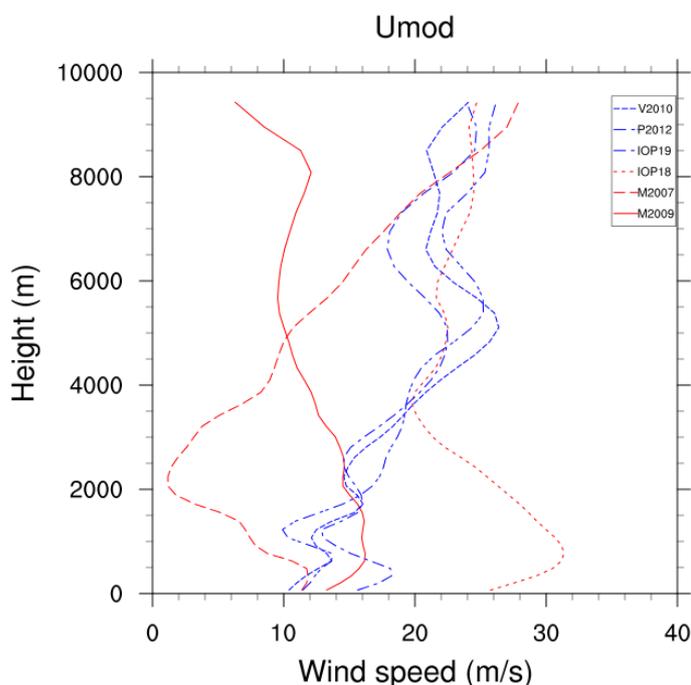


Figura 5.19: Profilo del modulo della velocità del vento (m/s) con la quota negli istanti pre-evento per i casi con precipitazioni intense sui rilievi (blu) e quelli con convezione stazionaria sulla convergenza tra Scirocco e vento di barriera (rosso).

Prendendo spunto dai recenti risultati descritti in Miglietta and Rotunno (2012) e approfonditi in Miglietta and Rotunno (2013) (Paragrafo 2.2.2), nei quali si evidenzia l'importanza della variazione d'intensità del vento con la quota, decidiamo di analizzare il profilo di vento nei vari eventi. In particolare, gli studi teorici hanno mostrato come, rispetto ad un caso con profilo verticale di vento uniforme, l'assenza di vento a quote medio-alte, che spinga i sistemi convettivi lungo il pendio orografico, favorisce lo sviluppo di convezione stazionaria upstream al rilievo. Gli studi appena descritti si riferiscono a profili condizionatamente instabili e vengono condotti considerando soltanto uno shear di intensità del vento; nei nostri casi invece abbiamo anche profili stabili o neutri e la variazione di direzione del vento con la quota è molto importante, talvolta anche marcata (vedi Figura 4.47). Un'ulteriore differenza è data dal fatto di considerare profili di vento relativi ad eventi reali con orografia complessa e tridimensionale, decisamente diversa dalle semplici geometrie delle simulazioni idealizzate. Nonostante queste difficoltà tracciamo comunque dei profili verticali di vento prima dell'inizio delle precipitazioni intense e proviamo a confrontarli con i risultati teorici appena enunciati. In tal modo possiamo valutare l'andamento del vento con la quota per stabilire se le differenze di comportamento del flusso nell'interazione con il rilievo possono essere spiegate anche a partire dal profilo verticale di vento.

Utilizziamo i profili relativi agli istanti pre-evento dei vari casi (considerando solo l'evento vero e proprio per la IOP 18 di HyMeX), valutati sulle aree illustrate in Figura 5.1.

Analizzando l'andamento verticale del modulo della velocità del vento (Figura 5.19) notiamo che i tre eventi con precipitazioni intense sui rilievi hanno un profilo simile tra loro, con un low-level jet nei primi 500 m di quota, un minimo di velocità attorno a 1.5 km e poi una crescita abbastanza regolare fino alla medio-alta troposfera (almeno fino alla quota relativa alla pressione di 500 hPa). Nei casi con convezione sulla zona di convergenza tra lo Scirocco ed il vento di barriera, invece, i profili dei singoli eventi sono molto diversi tra loro. Analizzandoli singolarmente si nota che nella IOP 18 di HyMeX l'intensità del vento è estremamente elevata nei primi 2 km di quota (caratteristica che, come già detto, rende piuttosto peculiare questo evento) e decresce linearmente con la quota fino a quote medie, dove si stabilizza su valori simili a quelli dei tre casi con precipitazioni intense sull'orografia. Anche nell'evento di Marghera si ha un low-level jet, pur se con valori inferiori agli altri casi; l'intensità del vento decresce poi decisamente fino ad arrivare vicina a zero a 2 km di quota; da questo livello verso l'alto l'intensità del vento ricomincia a crescere, in maniera quasi lineare, rimanendo comunque minore rispetto agli altri eventi. Nell'evento di Mira 2009, infine, si osserva il massimo d'intensità del vento a circa 1 km di quota e una lenta decrescita salendo verso quote medio-alte.

In generale quindi sembra che nei casi con convezione stazionaria, pur nella grande diversità tra i singoli eventi, difficilmente l'intensità del vento a quote medie (2-4 km) sia maggiore che nei bassi strati e spesso sia anche minore di quella registrata alle stesse quote negli eventi con precipitazioni intense sui rilievi. Legare questo comportamento ai risultati teorici di Miglietta and Rotunno (2013) sembra però azzardato, data la grande variabilità che dei profili tra i singoli eventi appartenenti

alla “categoria” dei casi con convezione lontana dall’orografia. Il comportamento anomalo dell’evento HyMeX-IOP 18, con le sue correnti così intense, inoltre evidenzia la complessità dell’analisi dell’interazione tra flusso e rilievo in casi come questo, in cui molteplici fattori sembrano influenzare l’interazione.

In conclusione, se per gli eventi con convezione stazionaria upstream al rilievo non possiamo trarre considerazioni significative, per gli eventi con precipitazioni intense prevalentemente sui rilievi invece il profilo del modulo della velocità del vento sembra essere abbastanza “tipico” per questo tipo di interazione e sicuramente l’avvezione dei fenomeni verso i rilievi non è in contrasto con l’andamento illustrato, per cui i massimi di intensità di vento si trovano attorno al livello di 500 hPa.

Capitolo 6

Conclusioni e prospettive

In questo lavoro di tesi abbiamo analizzato, attraverso simulazioni effettuate con i modelli numerici meteorologici ad alta risoluzione Bolam e Moloch, eventi di precipitazione intensa, responsabili di esondazioni ed allagamenti, che hanno colpito negli ultimi anni le regioni nord-orientali dell'Italia. Gli eventi oggetto di studio, piuttosto ricorrenti nel periodo autunnale in questa regione, si possono dividere in due categorie:

- casi con precipitazioni estese, abbondanti e persistenti prevalentemente sui rilievi (segnatamente il versante S dell'arco alpino orientale) associate a correnti di Scirocco nei bassi strati presenti fin sulle Alpi e generali condizioni di “flow over”;
- casi con precipitazioni quasi esclusivamente convettive, intense e abbastanza stazionarie sull'Alto Adriatico e le pianure costiere venete e friulane, sopravvento al rilievo; le precipitazioni vengono prodotte dal sollevamento dell'aria instabile in arrivo da S in corrispondenza della zona di convergenza con il vento di barriera prodotto dall'interazione del flusso con il rilievo (condizioni di “flow around”).

Una volta verificata la realistica delle simulazioni effettuate, attraverso un attento confronto con i dati osservati, le stesse sono state utilizzate per cercare dei parametri sintetici in grado di identificare e discriminare tra le due suddette categorie di evento e di evidenziare le caratteristiche del flusso e i meccanismi fisici responsabili dei diversi comportamenti nell'interazione con l'orografia.

6.1 Risultati principali

Nella primissima fase di tutti gli eventi analizzati, il debole Scirocco in arrivo dal Mar Adriatico che porta aria umida e relativamente calda verso le Alpi risulta bloccato dalla catena alpina e viene deviato sulle pianure venete e friulane dove assume l'aspetto di vento di barriera con una direzione da NE.

Non appena il flusso incidente si intensifica, si differenziano però i due diversi comportamenti che determinano poi la differente distribuzione e natura delle precipitazioni. Nel caso di piogge localizzate prevalentemente sull'orografia, il sollevamento del flusso dall'Adriatico sulla zona di convergenza con il vento di barriera non produce alcun effetto e in poco tempo lo Scirocco è in grado di penetrare fin sopra ai rilievi. Il vento di barriera tende a scomparire, sintomo che il flusso incidente non risulta più bloccato dall'orografia alpina. Al contrario, nel caso di precipitazioni convettive sulla pianura, il sollevamento iniziale dello Scirocco sul vento di barriera è in grado di iniziare moti convettivi, associati a precipitazioni. Queste ultime, possono a loro volta intensificare la cold pool associata al vento di barriera, favorendo la stazionarietà della situazione. Il vento di barriera persiste per l'intera durata dell'evento e determina la localizzazione e talvolta pure il triggering dell'intensa convezione responsabile delle precipitazioni intense. Lo Scirocco, che alimenta i sistemi convettivi, risulta bloccato dall'interazione con l'orografia alpina e non riesce a raggiungere i rilievi.

In generale è stato possibile identificare alcune caratteristiche termodinamiche del flusso incidente che permettono di collocare un evento analizzato entro una delle due categorie. In altre parole è stato possibile individuare alcuni parametri chiave che spiegano il diverso comportamento osservato nei due casi.

6.1.1 Innesco della convezione e stabilità a basse quote

Per quanto riguarda la fase di innesco della convezione, uno dei principali risultati dell'analisi effettuata riguarda l'identificazione di un diverso andamento della stabilità del profilo del flusso incidente a basse quote nei due tipi di evento appena descritti. Questa caratteristica risulta importante in quanto determina l'innesco della convezione sulla zona di convergenza tra lo Scirocco e il vento di barriera, negli eventi con precipitazioni stazionarie sulle zone costiere e di pianura, mentre rende necessario il sollevamento orografico per lo sviluppo di precipitazioni intense (con convezione "embedded") nei casi con accumuli localizzati sui rilievi.

In particolare, abbiamo mostrato che questo comportamento può essere descritto attraverso il parametro h_b/LFC (Paragrafo 5.2.1), che confronta l'estensione verticale dello strato in cui è presente vento di barriera con la quota del livello di convezione libera (LFC) del flusso incidente, negli istanti precedenti all'inizio della fase intensa degli eventi. I valori trovati, maggiori o comunque vicini a 1 per gli eventi in cui si innesca la convezione sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera, indicano che il sollevamento del flusso incidente sopra alla zona di convergenza è sufficiente per raggiungere la quota del LFC, quindi a far partire la convezione. Per quanto riguarda gli eventi con precipitazioni intense prevalentemente sui rilievi, in cui la convezione non riesce a innescarsi sulla zona di convergenza, invece notiamo valori più bassi, generalmente minori di 0.5. Il sollevamento, in questo caso, non è sufficiente a raggiungere il LFC. Quest'indice quindi sembra in grado di discriminare gli eventi in cui lo Scirocco è bloccato e si hanno precipitazioni convettive sulla pianura da quelli in cui le precipitazioni si localizzano sulle zone alpine.

Per gli eventi caratterizzati da fenomeni prevalentemente sui rilievi si è mostrato che la convezione è invece inserita all'interno delle intense precipitazioni orografiche. Il LFC infatti si posiziona ad una quota tale per cui solo il sollevamento orografico, decisamente più importante rispetto a quello generato dalla convergenza tra Scirocco e vento di barriera, può innescare la convezione. Il parametro h_m/LFC (Paragrafo 5.2.2), che confronta il livello di convezione libera con l'altezza del rilievo, infatti mostra valori vicini o maggiori dell'unità per gli istanti valutati durante il corso di questi eventi, giustificando la presenza di convezione "embedded" nella precipitazione orografica.

Il parametro h_m/LFC può essere anche indicativo per l'analisi dei casi convettivi, come d'altronde mostrato in letteratura. Infatti, il valore di h_m/LFC risulta molto alto per gli istanti relativi alle fasi iniziali degli eventi con sistemi convettivi localizzati sulle pianure. Nonostante le differenze importanti rispetto alle semplici geometrie bidimensionali dei casi idealizzati, che per esempio non descrivono la formazione di un vento di barriera trasversale al flusso incidente, possiamo considerare questo risultato in buon accordo con le prescrizioni teoriche Miglietta and Rotunno (2009) che indicano uno spostamento upstream dei sistemi convettivi al crescere di h_m/LFC .

Il comportamento di questi parametri è chiaramente dipendente dalla quota del LFC, che osserviamo attestarsi al di sotto dei 1000 m per gli eventi con convezione sulla pianura e a quote più alte per quelli con precipitazioni prevalentemente sui rilievi. Questa differenza, evidenziata con chiarezza dai due parametri, sembra quindi essere fondamentale per lo sviluppo dell'evento.

La differenza nel comportamento sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera può essere evidenziata anche attraverso il parametro TLIFT (Paragrafo 5.3.1), che valuta la stabilità del profilo incidente per piccoli spostamenti verticali. Per gli eventi in cui la convezione si attiva sulla zona di convergenza già citata si nota che le masse d'aria più instabili sono proprio quelle che si trovano a qualche centinaio di metri di quota e che quindi vengono forzate ad innalzarsi a causa della convergenza. Per gli altri eventi invece i valori di TLIFT a basse quote sono negativi, in accordo con il fatto che lo spostamento verso l'alto in questi casi non induce moti convettivi, a causa della stabilità del profilo.

6.1.2 Caratterizzazione del flusso

Considerando le analisi che coinvolgono il flusso in maniera più globale, possiamo senz'altro ammettere che ci saremmo aspettati che il numero di Froude (Paragrafo 5.4.1) potesse determinare con chiarezza la transizione da flusso bloccato a flusso che si solleva sopra le Alpi, distinguendo quindi i casi di precipitazione upstream da quelli con accumuli abbondanti sui rilievi. Ciò non si è verificato, anche a causa della complessità e variabilità intrinseca degli eventi studiati, in particolare rispetto agli studi idealizzati di riferimento. Si è comunque trovata una certa dipendenza del comportamento del flusso in Adriatico dai valori di Fr negli eventi con precipitazioni intense sui rilievi, con il margine orientale del flusso incidente, caratterizzato da valori più alti di Fr , favorito nel sollevamento rispetto alla porzione occidentale.

Analizzando invece il profilo dell'intensità del vento con la quota (Paragrafo 5.4.2), abbiamo mostrato che nei casi con convezione sulla pianura la velocità del vento alla quota relativa al livello di 500 hPa è mediamente minore di quella al suolo, al contrario dei casi con precipitazioni sui rilievi. Il fatto che una minore avvezione in quota, associata ad un profilo condizionatamente instabile, determini uno sviluppo dei sistemi convettivi più spostato upstream rispetto all'orografia è descritto anche in letteratura (Miglietta and Rotunno (2013)); la grande variabilità che intercorre tra i profili verticali di vento relativi ai casi di convezione sulla pianura non ci consente però di considerare l'accordo così significativo.

Per gli eventi con precipitazioni intense sui rilievi si sono trovati diversi andamenti delle grandezze fisiche comuni ai vari casi. In particolare, il profilo di vento con la quota è risultato simile tra questi eventi e si è osservata anche un'evoluzione del profilo termodinamico, evidenziata dal graduale aumento del Lifted Index (Paragrafo 5.3.2), da iniziali condizioni di stabilità verso condizioni di neutralità e poi di instabilità condizionale moderata. Questa caratteristica evoluzione dei profili termodinamici nel caso di intense precipitazioni orografiche è stata identificata anche nel corso di altri eventi che hanno interessato le Alpi occidentali (per esempio nel corso del progetto MAP - vedi Sezione 2.3), e gioca un ruolo importante nel determinare l'intensità dell'evento. Infatti in assenza di convezione, la sola precipitazione orografica stratiforme, generata dal sollevamento a grande scala della massa d'aria sull'orografia, sarebbe in grado di produrre precipitazioni per lo più deboli o al limite moderate. Lo sviluppo di convezione embedded invece è in grado di sviluppare una maggiore efficienza nella formazione delle precipitazioni e quindi di intensificarne notevolmente la quantità. Questi eventi, oltre ad essere più conosciuti e studiati, si sono rivelati più semplici da analizzare rispetto a quelli prettamente convettivi. Questi ultimi infatti, studiati solo recentemente grazie allo sviluppo dei modelli meteorologici ad alta risoluzione, sono caratterizzati da una grande variabilità dell'ambiente in cui si originano e da un'intrinseca complessità data da molteplici fattori, legati principalmente allo sviluppo di instabilità su scale molto piccole.

Possiamo quindi concludere che, in generale, la maggior complessità degli eventi reali analizzati, rispetto alla semplice configurazione tipica delle situazioni idealizzate utilizzate nei lavori teorici, ha reso talvolta difficoltosa l'applicazione dei parametri proposti in letteratura agli eventi simulati. Nonostante ciò i risultati ottenuti sono interessanti e forniscono un contributo originale nell'ambito delle analisi atte a caratterizzare in maniera sempre migliore l'interazione tra flussi atmosferici e orografia.

6.2 Prospettive e ambiti di sviluppo

L'analisi svolta in questo lavoro di tesi si colloca all'interno di un ambito di ricerca (quello della caratterizzazione dell'interazione tra flusso e orografia e delle precipitazioni associate) in forte sviluppo. I risultati descritti potranno quindi essere approfonditi in numerosi altri aspetti. Tra le varie prospettive aperte dal presente studio ne presentiamo alcune che ci sembrano direttamente legate a ciò che si è appena illustrato.

Innanzitutto, in questa ricerca effettuata su un certo numero di eventi, non si sono svolte simulazioni variando parametri fisici, idealizzando l'orografia o effettuando altri esperimenti di sensitivity, come visto in diversi lavori presenti in letteratura (Capitolo 2). Per un evento scelto tra i casi con precipitazioni intense sui rilievi e uno tra quelli con convezione stazionaria sulla zona di convergenza tra Scirocco e vento di barriera, sarebbe interessante effettuare simulazioni completamente dedicate, al fine di indagare molto più nel dettaglio tutti i vari elementi caratteristici dell'interazione tra flusso e rilievo. Gli eventi che paiono più adatti a questo tipo di studio sono il caso di Marghera 2007 e uno tra i casi di Vicenza 2010 e Piancavallo 2012. Essi, infatti, hanno caratteristiche molto simili a quelle degli studi idealizzati, che ne fanno perciò prototipi adatti per questo tipo di studi.

Un altro ambito di sviluppo dello studio può essere quello relativo al flusso di vapore verso le Alpi. Infatti è stato evidenziato durante l'analisi che i sistemi di precipitazione sono alimentati principalmente dall'umidità trasportata verso le Alpi dallo Scirocco sul Mar Adriatico, non è stato però indagato il ruolo di questo flusso di vapore in maniera quantitativa, in modo da cercare di evidenziare le sue caratteristiche salienti per i due tipi di evento o di identificare eventuali altre sorgenti rilevanti di vapore.

Per quanto riguarda l'analisi del numero di Froude, l'uso di una frequenza di Brunt-Väisälä che consideri anche processi di condensazione avrebbe richiesto calcoli decisamente complessi esulando dallo scopo del lavoro di tesi, ma rappresenta un possibile sviluppo, al fine di verificare variazioni ed eventuali miglioramenti nella descrizione dell'interazione tra flusso e orografia attraverso il Fr .

Infine, un aspetto fondamentale del lavoro di tesi è dato dallo sviluppo del vento di barriera, come è stato evidenziato in numerose discussioni. La sua eventuale erosione da parte dello Scirocco o l'attivazione della convezione sulla zona di convergenza con lo stesso flusso incidente sono infatti caratteristiche fondamentali degli eventi descritti. In questo lavoro però non sono stati approfonditi i meccanismi che ne determinano lo sviluppo e l'eventuale persistenza, ne si è analizzata nel dettaglio la sua dinamica, nonostante si siano avanzate delle ipotesi sull'importanza della situazione barica o sul rinforzo dato dalla convezione. Anche la stabilità dei primi strati sopra il suolo nella zona in cui soffiano queste correnti è una caratteristica non ancora compresa, al pari dell'effettiva traiettoria compiuta dalle particelle che dal flusso incidente vengono deviate per formare il vento di barriera. Per quest'ultima analisi l'utilizzo dei codici di calcolo delle traiettorie (come in Nuissier et al. (2008b)) permetterebbe di studiarne in dettaglio la dinamica e i processi fisici (ad esempio, se vi è una porzione di particelle che discendono dalle quote medio-alte, se il flusso è alimentato da correnti in arrivo dai Balcani o se c'è un'influenza del raffreddamento evaporativo).

Naturalmente, molti di questi spunti potranno essere approfonditi da lavori sviluppati all'interno del programma HyMeX.

Capitolo 7

Ringraziamenti

A conclusione del presente lavoro di tesi si desiderano ringraziare OSMER-ARPA FVG per la fornitura dei dati e per i suggerimenti e le indicazioni fornite nel corso del lavoro, in particolare il Dr. Agostino Manzato e il Dr. Arturo Pucillo; ARPA SIMC Emilia Romagna, per aver messo a disposizione le immagini radar (Dr.ssa Anna Fornasiero); ARPAV per la fornitura dei dati pluviometrici, dei profilatori di vento e per i report di evento, in particolare il Dr. Massimo Enrico Ferrario; il gruppo di ricerca di Dinamica Atmosferica dell'ISAC-CNR di Bologna, in particolare il Prof. A. Buzzi, il dr. M. Fantini, il dr. P. Malguzzi, la dr.ssa O. Drofa, il dr. D. Mastrangelo e i tesisti E. Di Muzio, I. Cerenzia, D. Gallo per l'aiuto fornito in diverse fasi del lavoro. Il dr. M. Miglietta (ISAC-CNR di Lecce) inoltre ha fornito diverse indicazioni nel corso del lavoro suggerendo delle linee guida per l'analisi e la scelta dei parametri. Il presente lavoro di tesi ha inoltre usufruito del database della campagna SOP1 del programma HyMeX e del lavoro di sintesi degli eventi effettuato nel corso della campagna anche grazie alle attività del gruppo italiano che vi ha attivamente partecipato, coordinato dal Dr. Silvio Davolio e dalla Prof.ssa Rossella Ferretti.

Desidero inoltre ringraziare particolarmente il Prof. Maurizio Maugeri, relatore della tesi, per la rinnovata fiducia e disponibilità e per avermi messo in contatto con l'ISAC di Bologna, e soprattutto il dr. Silvio Davolio, correlatore esterno, per la disponibilità al confronto quotidiano (spesso trascorrendo intere giornate ad occuparsi solo di questa tesi), le correzioni precise, approfondite e sempre puntuali e la familiarità, la stima e l'amicizia che mi ha riservato nel corso di tutto questo lavoro.

Ulteriori grandi ringraziamenti vanno alla mia famiglia, semplice e salda nell'accompagnarci, agli amici del CLU di Bologna, soprattutto ai compagni di appartamento che mi hanno accolto in maniera inaspettata e commovente, per l'amicizia vera nata in questi mesi e agli amici di Milano della comunità del CLU di Scienze (e in particolare Fisica), continuo sprone a investire la vita in cerca di cose grandi e segno di una compagnia fedele alla mia vita.

Bibliografia

- Arakawa, A. and Lamb V. R. : *Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model*, Methods in Computational Physics, J. Chang, Academic Press, 174–267 (1977).
- ARPA FVG, struttura OSMER - Osservatorio Meteorologico Regionale
Meteo.FVG - Report Novembre 2012
- ARPAV, Dipartimento Regionale Sicurezza del Territorio, Centro Meteorologico di Teolo
Analisi Meteo-Climatica dell'Evento Pluviometrico del 26 Settembre 2007 nel Veneziano
- ARPAV, Dipartimento per la Sicurezza del Territorio, Centro Meteorologico di Teolo, U.O. Meteorologia Operativa, Centro Funzionale Decentrato
Commento Meteorologico evento - Evento del 13-17 Settembre 2009
- ARPAV, Regione del Veneto, Protezione Civile Veneto
Scheda Evento "Pluvio" 31 ottobre - 02 novembre 2010
- ARPAV, Regione del Veneto, Protezione Civile Veneto, Centro Funzionale Decentrato
Scheda Evento 31 Ottobre - 01 Novembre 2012
- Barbi A., Monai M., Racca R. and Rossa A. M. : *Recurring features of extreme autumnall rainfall events on the Veneto coastal area*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2463–2477 (2012)
- Billet S. and Toro E. F., *On WAF-type schemes for multidimensional hyperbolic conservation laws* Journal of Computational Physics, 130, 1–24 (1997)
- Bougeault P., Binder P., Buzzi A., Dirks R., Kuettner J., Houze R., Smith R. B., Steinacker R., Volkert H. : *The MAP Special Observing Period*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 433–462 (2001)
- Bresson E., Ducrocq V., Ricard D. : *Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems*, Meteorology and Atmospheric Physics, 103, 45-55 (2009)

- Bresson E., Ducrocq V., Nuissier O., Ricard D., de Saint-Aubin C. : *Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 138, 1751-1763 (2012)
- Buzzi A., Fantini M., Malguzzi P., Nerozzi F. : *Validation of a limited area model in cases of Mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores*, Meteorology and Atmospheric Physics, 53, 137-153 (1994)
- Buzzi A. and Foschini L. : *Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region*, Meteorology and Atmospheric Physics, 72, 131-146 (2000)
- Buzzi A., Tartaglione N., Malguzzi P. : *Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: role of orography and moist processes*, Monthly Weather Review, 126, 2369-2383 (1998)
- Chen S.-H., Lin Y.-L. : *Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain*, Meteorology and Atmospheric Physics, 88, 1-21 (2005a)
- Chen S.-H., Lin Y.-L. : *Effects of moist froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge*, Journal of the Atmospheric Sciences, 62, 331-350 (2005b)
- Chu C.-M., Lin Y.-L. : *Effects of Orography on the Generation and Propagation of Mesoscale Convective Systems in a Two-Dimensional Conditionally Unstable Flow*, Journal of the Atmospheric Sciences, 57, 3817-3837 (2000)
- Colle B. A. : *Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: an idealized modeling perspective*, Journal of the Atmospheric Sciences, 61, 588-606 (2004)
- Davolio S., Buzzi A., Malguzzi P. : *Orographic influence on deep convection: case study and sensitivity experiments*, Meteorologische Zeitschrift, 15, 215-223 (2006)
- Davolio S., Buzzi A., Malguzzi P. : *Orographic triggering of long lived convection in three dimensions*, Meteorology and Atmospheric Physics, 103, 35-44 (2009a)
- Davolio S., Mastrangelo D., Miglietta M. M., Drofa O., Buzzi A., and Malguzzi P. : *High resolution simulations of a flash flood near Venice*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9, 1671-1678 (2009b)
- Drofa O. V., Malguzzi P. : *Parameterization of microphysical processes in a non hydrostatic prediction model*, Proc. 14th Intern. Conf. on Clouds and Precipitation (ICCP). Bologna, 19-23 July 2004, 1297-3000
- Galway, J. G. : *The lifted index as a predictor of latent instability*, Bull. Amer. Meteor. Soc, 37, 528-529 (1956)
- Holton J. R. : *An introduction to dynamic meteorology*, Academic Press (2004)

- Kain J. S. : *The Kain-Fritsch convective parametrization: an update*, Journal of Applied Meteorology, 43, 170-181 (2004)
- Lin Y.-L., Chiao S., Wang T.-A., Kaplan M. L., Weglarz R. P. : *Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall*, Weather and Forecasting, 16, 633-659 (2001)
- Lin Y.-L., Reeves H. D., Chien S.-Y., Chiao S. : *Formation mechanisms for convection over Ligurian Sea during MAP IOP-8*, Monthly Weather Review, 133, 2227-2245 (2005)
- Malguzzi P. and Tartaglione N. : *An economical second order advection scheme for explicit numerical weather prediction*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 125, 2291-2303 (1999)
- Malguzzi P., Grossi G., Buzzi A., Ranzi R., Buizza R. : *The 1966 'century' flood in Italy: A meteorological and hydrological revisitation*, Journal of Geophysical Research, 111, D24106 (2006)
- Manzato A. and Morgan G. : *Evaluating the sounding instability with the Lifted Parcel Theory*, Atmospheric Research, 67-68, 455-473 (2003)
- Manzato A. : *The 6 h climatology of thunderstorms and rainfalls in the Friuli Venezia Giulia Plain*, Atmospheric Research, 83, 336-348 (2007)
- Markowski P., Richardson Y. : *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*, Wiley (2010)
- Martin J. E. : *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics. A First Course*, Wiley (2006)
- Mazòn J., Pino D. : *The role of sea-land air thermal difference, shape of the coastline and sea surface temperature in the nocturnal offshore convection* Tellus A, 65, 1-13 (2013)
- Medina S., Houze R. A. : *Air motions and precipitation growth in Alpine storms*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 129, 345-371 (2003)
- Miglietta M. M., Buzzi A. : *A numerical study of moist stratified flow regimes over isolated topography*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 130, 1749-1770 (2004)
- Miglietta M. M., Rotunno R. : *Simulations of moist nearly neutral flow over a ridge*, Journal of the Atmospheric Sciences, 62, 1410-1427 (2005)
- Miglietta M. M., Rotunno R. : *Further results on moist nearly neutral flow over a ridge*, Journal of the Atmospheric Sciences, 63, 2881-2897 (2006)
- Miglietta M. M., Rotunno R. : *Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge*, Journal of the Atmospheric Sciences, 66, 1865-1885 (2009)
- Miglietta M. M., Rotunno R. : *Numerical simulations of low-CAPE flows over a mountain ridge*, Journal of the Atmospheric Sciences, 67, 2391-2401 (2010)

- Miglietta M. M., Rotunno R. : *Application of theory to simulations of observed cases of orographically forced convective rainfall*, Monthly Weather Review, 140, 3039–3053 (2012)
- Miglietta M. M., Rotunno R. : *Numerical simulations of sheared conditionally unstable flows over a mountain ridge*, Proc. of ICAM 2013 - International Conference on Alpine Meteorology, Kranjska Gora, Slovenia, 3 - 7 June 2013, 104
- Morcrette J.-J., Barker H. W., Cole J. N. S., Iacono M. J., Pincus R. : *Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF integrated forecasting system*, Monthly Weather Review, 136, 4773–4798 (2008)
- Nuissier O., Ducrocq V., Ricard D., Lebeauupin C., Anquetin S. : *A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 134, 111–130 (2008a)
- Nuissier O., Ducrocq V., Ricard D., Lebeauupin C., Anquetin S. : *A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 134, 131–145 (2008b)
- Ritter B. and Geleyn J. F. : *A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations*, Monthly Weather Review, 120, 303–325 (1992)
- Rotunno R., Ferretti R. : *Mechanisms of intense Alpine rainfall*, Journal of the Atmospheric Sciences, 58, 1732–1749 (2001)
- Rotunno R., Ferretti R. : *Orographic effects on rainfall in MAP cases IOP2b and IOP8* Q. J. R. Meteorol. Soc., 129, 373–390 (2003)
- Rotunno R., Houze R. A. : *Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 133, 811–830 (2007)
- Schneiderreit M., Schar C. : *Idealised numerical experiments of alpine flow regimes and southside precipitation events*, Meteorology and Atmospheric Physics, 72, 233–250 (2000)
- Smith R. B. : *The influence of mountains on the atmosphere*, Advances in Geophysics, 21, 87–230 (1979)
- Smolarkiewicz P. K., Rotunno R. : *Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices*, Journal of the Atmospheric Sciences, 46, 1154–1164 (1989)
- Stein J. : *Exploration of some convective regimes over the Alpine orography* , Q. J. R. Meteorol. Soc., 130, 481–502 (2004)
- Trapero L., Bech J., Lorente J. : *Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: analysis of orographic effects* Atmospheric Research, 123, 368–383 (2013)

Wallace J. M., Hobbs P. V. : *Atmospheric science: an introductory survey*, Academic press (2006)

Zampieri M., Malguzzi P., Buzzi A. : *Sensitivity of quantitative precipitation forecasts to boundary layer parameterization: a flash flood case study in the Western Mediterranean*, Natural Hazard Earth System Sciences, 5, 603-612 (2005)