

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Il ruolo di un atmospheric river nell'evento
di precipitazione estrema dell'ottobre 2018
in Italia**

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Presentata da:
Stefano Della Fera

Correlatore:
Dott. Silvio Davolio
Dott. Sante Laviola
Dott. Mario Marcello Miglietta

Sessione II
Anno Accademico 2018/19

Abstract

Studi recenti evidenziano una stretta correlazione esistente tra gli eventi di precipitazione estrema e la presenza di *atmospheric river* (AR). Si tratta di estese strutture filamentose di concentrazione anomala di vapore acqueo collocate nei primi 3 km della troposfera e legate alla formazione di un intenso *low-level jet* posizionato davanti al fronte freddo di un ciclone extra-tropicale. Il trasporto di vapore acqueo associato ad un AR è equivalente alla portata dei più grandi fiumi del pianeta e, nell'interazione con ostacoli orografici, produce solitamente precipitazioni estreme. Gli effetti degli AR sulle precipitazioni sono stati ampiamente descritti in letteratura limitatamente alla *West Coast* americana, alle regioni lungo le coste atlantiche europee e recentemente al Giappone e all'India.

Nel seguente lavoro di tesi viene individuata per la prima volta nel bacino del Mediterraneo la presenza di un AR che ha condizionato in modo determinante l'intenso evento meteorologico del 27-30 ottobre 2018 in Italia. Le simulazioni numeriche effettuate con il modello numerico meteorologico BOLAM e l'utilizzo di specifici algoritmi hanno permesso di individuare l'AR, il quale trasporta vapore acqueo dall'Atlantico sub-tropicale, attraverso il continente africano, transitando sull'Algeria fino al Mediterraneo centrale lungo una traiettoria di circa 3000 km.

Inoltre, l'utilizzo di una specifica diagnostica per il calcolo del budget di acqua in atmosfera ha consentito una caratterizzazione quantitativa del ruolo dell'AR e degli altri contributi di umidità presenti sul Mediterraneo, responsabili in modi e tempi differenti delle precipitazioni che hanno interessato il Nord e il Centro Italia. A questo proposito, è stato valutato l'impatto dell'evaporazione dal mare sulle piogge attraverso un confronto con i contributi di umidità trasportati da sorgenti remote. Questa analisi è stata approfondita mediante l'utilizzo di esperimenti numerici di sensibilità: apportando specifiche modifiche al codice del modello è stato possibile isolare il contributo di differenti processi fisici che influenzano le precipitazioni, valutandone separatamente gli effetti.

Infine, è stato evidenziato il possibile impatto dell'AR sulla ciclogenesi esplosiva osservata sul Mediterraneo, che ha caratterizzato la seconda fase dell'evento.

Indice

1	Introduzione	11
1.1	Stato dell'arte	11
1.1.1	Definizione di atmospheric river	14
1.1.2	Parametri per la detection	16
1.1.3	Contributi di umidità in eventi di precipitazione estrema	18
1.1.4	Atmospheric river e ciclogenesi esplosiva	21
1.2	Obiettivi	22
2	Modelli Numerici	25
2.1	BOLAM	27
2.1.1	Caratteristiche del modello	28
2.1.2	Equazioni del core del modello	29
2.1.3	Discretizzazione orizzontale e verticale	33
2.2	Funzionamento del modello	34
2.2.1	Preprocessing e Nesting	34
2.2.2	Esecuzione del modello e parallelizzazione	36
2.2.3	Postprocessing	38
2.3	Simulazioni effettuate	39
3	Caso di Studio: evento del 27-30 ottobre 2018	43
3.1	Evoluzione Sinottica	43
3.1.1	Osservazioni da satellite e stima della pioggia	47
3.2	Detection dell'Atmospheric River	53
3.2.1	Algoritmo di detection e identificazione dell'AR	60
3.2.2	Caratterizzazione dell'AR attraverso sezioni verticali	62
4	Budget di acqua in atmosfera	69
4.1	Calcoli di budget	70
4.1.1	Facce Laterali	70
4.1.2	Area di base	73
4.1.3	Contenuto della box	74

4.2	Chiusura del bilancio	75
4.3	Bilanci di massa	76
4.4	Analisi del contributo dell'evaporazione	81
4.4.1	Analisi del contributo dell'evaporazione alle precipitazioni sul Nord-Italia	84
4.4.2	Analisi del contributo dell'evaporazione alle precipitazioni sul Centro Italia	89
5	Esperimenti di sensibilità	97
5.1	Ruolo dell'umidità in ingresso da Sud	97
5.2	Importanza dei flussi evaporativi	102
6	Evoluzione del ciclone mediterraneo	107
6.1	Tracking del ciclone	107
6.2	Ciclogenesi esplosiva e atmospheric river	109
7	Conclusioni	115

Elenco delle figure

1.1	1-Esempio di atmospheric river. 2- Profili lungo la sezione A-B (Gimeno et al., 2014).	13
1.2	Sezione del flusso e low level jet (Gimeno et al., 2014).	14
1.3	<i>Bin e rispettivi valori di IVT di soglia (Ramos et al., 2016).</i>	17
1.4	Sorgenti di vapore acqueo per l'evento di precipitazione del 14 dicembre 1981 sulla penisola iberica (Ramos et al., 2016).	20
1.5	Vapore acqueo integrato, 3-5 novembre 1966. (Krichak et al., 2015).	21
1.6	Campo di pressione e <i>integrated water vapour transport</i> 12 ore prima. (Zhu and Newell, 1994).	23
2.1	Esempio della copertura di dati di natura differente utilizzati nel processo di assimilazione dati.	26
2.2	Livelli espressi dalle coordinate sigma <i>terrain following</i>	28
2.3	Griglia tipo C di Arakawa.	34
2.4	Livelli verticali.	35
2.5	Fasi di esecuzione BOLAM.	36
2.6	Esempio schema di nesting (COMET program, UCAR).	37
2.7	Suddivisione del dominio di integrazione per la parallelizzazione di BOLAM.	38
2.8	Dominio intero utilizzato nelle simulazioni.	39
2.9	Dominio ridotto utilizzato negli esperimenti di sensibilità.	40
3.1	Danni provocati dall'eccezionale intensità dei venti e delle piogge nelle regioni del Triveneto durante la tempesta Vaia (27-30 ottobre 2018).	43
3.2	Geopotenziale a 500 hPa.	45
3.3	Mappe sinottiche dei fronti.	46
3.4	Precipitazioni cumulate relative al giorno 27,28 e 29 ottobre e precipitazioni totali dell'intero evento. FONTE: Dipartimento di Protezione Civile-Piattaforma DEWETRA.	47

3.5	Sensibilità dei canali a $7.3\mu m$, $6.2\mu m$ e $8.7\mu m$ basate su simulazioni RTTOV8 per variazioni di umidità moderate. Fonte: Weather analysis and Forecasting (2nd edition).	49
3.6	Immagini MSG canale $7.3\mu m$	50
3.7	Diagramma di flusso 183-WSL.	51
3.8	Rain rate 29-10-2018 15-16 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.	51
3.9	Tipo di precipitazione del 29-10-2018 15-16 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.	52
3.10	Rain rate 29-10-2018 20-21 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.	52
3.11	Tipo di precipitazione 29-10-2018 20-21 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.	53
3.12	Campo di IWV prodotto da simulazione BOLAM relativa al 27-10-2018 12 UTC in cui si evidenziano tre aree ad elevata concentrazione di vapore acqueo.	54
3.13	Simulazione BOLAM dei campi di IWV e IVT inizializzata il 26 ottobre ore 12 UTC e riferita alla giornata del 26 e del 27 ottobre.	56
3.14	Simulazione BOLAM dei campi di IWV e IVT inizializzata il 26 ottobre ore 12 UTC e riferita alla giornata del 28 ottobre.	57
3.15	Simulazione BOLAM dei campi di IWV e IVT inizializzata il 26 ottobre ore 12 UTC e riferita alla giornata del 29 ottobre.	58
3.16	Immagini TPW dell'algoritmo MIRS.	59
3.17	Detection AR. Le aree verdi indicano i punti di griglia in cui sono superati i valori di soglia dei campi di IWV e IVT ottenuti da simulazioni di BOLAM.	61
3.18	Posizione delle sezioni verticali analizzate.	62
3.19	Nella colonna a sinistra è mostrata la posizione della sezione. A destra è rappresentato il trasporto di vapore attraverso la corrispondente sezione verticale e la velocità del vento perpendicolare ad essa, ottenuti da simulazioni di BOLAM.	65
3.20	Nella colonna a sinistra è mostrata la posizione della sezione. A destra è rappresentata la densità di vapore acqueo lungo la corrispondente sezione verticale e la velocità del vento perpendicolare ad essa, ottenute da simulazioni BOLAM per il giorno 28 ottobre ore 21 UTC.	66

4.1	Esempio grafico di una box con la faccia superiore corrispondente alla superficie isobarica di 700 hPa. Le frecce rappresentano indicativamente i diversi contributi entranti e uscenti dalla box e il loro colore sarà ripreso nei successivi grafici di bilancio di massa.	70
4.2	Verifica della chiusura del bilancio di massa nella box posizionata sul Mediterraneo con la faccia superiore corrispondente alla superficie isobarica di 300 hPa. Il residuo è indicato nel grafico con la curva nera.	76
4.3	Posizione della box utilizzata per il calcolo del budget di acqua in atmosfera sul Mediterraneo.	77
4.4	Termini del budget di acqua in atmosfera nella box sull'intero Mediterraneo.	78
4.5	Posizione della box utilizzata per evidenziare il contributo dell'AR nel calcolo del budget di acqua in atmosfera.	79
4.6	Termini del budget di acqua in atmosfera nella nuova box posizionata sul Mediterraneo centrale e mostrata in figura 4.5, corrispondente alla porzione più ad Est della box precedente.	80
4.7	Pioggia cumulata dal 26/10 12 UTC fino al 30/10 00 UTC ottenuta da simulazione BOLAM.	81
4.8	Aree interessate dalle precipitazioni intense (sinistra) ed evoluzione temporale delle piogge (destra). Lo shading grigio evidenzia le fasi di massima precipitazione durante l'evento.	82
4.9	Aree di interesse nello studio della precipitazione e <i>budget box</i> corrispondenti.	83
4.10	Termini del budget di acqua in atmosfera nella <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi della prima fase di precipitazioni sul Nord Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione dalla superficie del mare.	85
4.11	Termini del budget di acqua in atmosfera nella <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi della seconda fase di precipitazioni sul Nord Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione.	88

4.12	Termini del budget di acqua in atmosfera nella <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi delle precipitazioni sul Centro Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione.	90
4.13	Termini del budget di acqua in atmosfera nella <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi delle precipitazioni sul Centro Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione.	92
4.14	Termini del budget di acqua in atmosfera nella <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi delle precipitazioni sul Centro Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione.	94
5.1	Pressione al suolo prevista da BOLAM.	98
5.2	Precipitazioni areali previste nelle due aree analizzate (Nord e Centro Italia) dalle simulazioni di BOLAM sui due diversi domini di integrazione.	99
5.3	Pressione al suolo prevista da BOLAM.	100
5.4	Confronto delle precipitazioni previste nei due esperimenti di BOLAM: run di controllo e run con ridotta umidità da Sud.	101
5.5	Pressione al suolo prevista da BOLAM.	103
5.6	Confronto precipitazioni con e senza evaporazione nel Mediterraneo.	104
6.1	Traiettorie del ciclone relative a tre differenti simulazioni, iniziate il 28 ottobre ore 00 UTC (quadrati), il 28 ottobre ore 12 UTC (cerchi) e il 29 ottobre ore 00 UTC (triangoli). Il colore indica i valori di pressione descritti dalla legenda a destra mentre i numeri indicano le ore della previsione a partire dalla condizione iniziale.	109
6.2	Mappe di trasporto di vapore acqueo nel sistema di riferimento del ciclone, il cui centro è rappresentato in rosso.	112

Elenco delle tabelle

1.1	Parametri per la detection di un river	18
4.1	Dimensione della <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi della seconda fase di pioggia sul Nord Italia.	84
4.2	Dimensione della <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi della prima fase di pioggia sul Nord Italia.	84
4.3	Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box.	85
4.4	Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso.	86
4.5	Intervalli di interesse nell'analisi condotta per lo studio della seconda fase di precipitazione al Nord. In grassetto, gli intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box.	88
4.6	Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso.	89
4.7	Dimensione della <i>budget box</i> utilizzata per l'analisi della prima fase di pioggia sul Centro Italia.	89
4.8	Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box relativi alla prima fase di precipitazione sul centro Italia.	91
4.9	Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso, per la prima fase di precipitazione sul Centro Italia.	91

4.10	Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box relativi alla seconda fase di precipitazioni sul Centro Italia.	92
4.11	Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso.	93
4.12	Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box relativi alla terza fase di precipitazioni sul Centro Italia.	95
4.13	Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso per la terza fase di precipitazioni sul Centro Italia.	95
6.1	Ora e relativi minimi di pressione durante il tracking del ciclone per le differenti simulazioni. In rosso il valore minimo registrato.	110

Capitolo 1

Introduzione

Il grado di efficienza di un sistema è fortemente legato all'interconnessione tra le diverse componenti che lo costituiscono e alla velocità di comunicazione tra le stesse.

In modo analogo, il Sistema Terra appare strutturato su una complessa rete di interazioni tra atmosfera, suolo e mare. Ad esempio, i macro-processi di evaporazione, precipitazione e trasporto determinano l'efficienza del ciclo dell'acqua su scala globale.

In particolare, attraverso il trasporto, il pianeta tende a redistribuire in modo più omogeneo l'acqua, naturalmente presente in concentrazioni maggiori in atmosfera nella fascia tropicale e sub-tropicale.

1.1 Stato dell'arte

Zhu and Newell (1998) dimostrano che il 90% del flusso di vapore totale in atmosfera trasportato dalle zone tropicali e subtropicali alle medie latitudini è concentrato in lunghe e sottili strutture filamentose, simili a veri e propri "fiumi". Il nome di *atmospheric river* (AR) o *fiumi atmosferici* non si limita però solo ad una caratterizzazione morfologica, dal momento che la quantità di vapore che queste strutture sono in grado di trasportare è di fatto paragonabile alla portata dei più grandi fiumi del pianeta (Gimeno et al., 2014). In alcuni casi il flusso di massa è stato stimato essere pari a 2.6 volte quello del Rio delle Amazzoni e fino a 27 volte quello del Mississippi (Zhou et al., 2018).

Caratterizzati da una concentrazione anomala di vapore acqueo, gli AR si collocano solitamente nei primi 3 km della troposfera e sono legati alla formazione di un *low-level jet* posizionato a sua volta davanti al fronte freddo di un ciclone extra-tropicale (Ralph et al., 2017).

In ogni istante in atmosfera dai 4 ai 5 AR attraversano le aree alle medie latitudini (Zhu and Newell, 1998). Durante la stagione invernale nell'emisfero boreale, questo numero corrisponde esattamente al numero d'onda delle onde planetarie, a loro volta associate a scala sinottica alla formazione di cicloni extra-tropicali. Questi ultimi, nel processo di frontogenesi alla mesoscala, incanalano aria umida da sud in stretti corridoi dando origine agli AR.

Prima di giungere alla definizione formale di *atmospheric river* ne riportiamo schematicamente le caratteristiche:

- La presenza di un corridoio di concentrazione anomala di umidità specifica nei bassi strati.
- La formazione di un *low-level jet* davanti al fronte freddo, la cui intensità è direttamente legata al gradiente termico esistente.
- L'indicazione fornita dalla temperatura potenziale equivalente che, nella zona interessata dall'AR, descrive una stratificazione umida neutrale.

Più nel dettaglio, in figura 1.1 (pannello sinistro), è rappresentato un fronte freddo in avvicinamento alla costa californiana. L'AR (banda di color verde e rosso) si pone esattamente davanti al fronte e produce abbondanti precipitazioni nell'area dal contorno blu tratteggiato. Le precipitazioni più intense si sviluppano a causa del lifting forzato in presenza di ostacoli orografici e si concentrano generalmente in questa area lungo la *Coast Range*, lungo la *Transverse Range* e in *Sierra Nevada* (Lin et al., 2001). La sezione AB (seconda figura) mostra come la maggior parte del flusso di vapore sia limitata ai primi 3 km e, parallelamente, come la variazione $\frac{d\theta_e}{dz}$ sia nulla fino a tale quota (curva verde). La temperatura potenziale equivalente θ_e rappresenta la temperatura che avrebbe una massa di aria se fosse sollevata al punto di liberare tutto il calore di condensazione, per poi essere compressa adiabaticamente fino ad una pressione di riferimento (prossima al suolo, 1000 hPa). Questa quantità è un importante indice di stabilità atmosferica: se il $\frac{d\theta_e}{dz} < 0$ allora la configurazione è instabile e i processi convettivi sono favoriti, mentre, al contrario, se $\frac{d\theta_e}{dz} > 0$ la stratificazione risulta stabile. Nel caso in figura, il $\frac{d\theta_e}{dz} = 0$ descrive una stratificazione neutra fino alla quota occupata dall'AR.

Inoltre, come si evince dalla figura 1.2, la velocità del vento aumenta nella zona interessata dal passaggio del fronte. L'aria più fredda associata al fronte polare (linea nera) si incunea al di sotto di quella più calda già presente, generando un forte gradiente termico orizzontale. In questa configurazione, un flusso geostrofico genera gradienti verticali delle componenti orizzontali

della velocità del vento secondo le equazioni del vento termico:

$$\begin{cases} \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g\alpha}{f} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \\ \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g\alpha}{f} \cdot \frac{\partial T}{\partial y} \end{cases} \quad (1.1)$$

Dove u e v sono le componenti orizzontali della velocità del vento, g accelerazione di gravità, α l'inverso della densità e $\frac{\partial T}{\partial x}$ il gradiente orizzontale di temperatura. Maggiore è il gradiente termico, maggiore sarà il gradiente verticale delle componenti orizzontali del vento. Infine, la sezione (figura 1.2) conferma ulteriormente l'andamento dell'umidità specifica con la quota (linea tratteggiata verde) e la posizione del massimo flusso di umidità (area rossa).

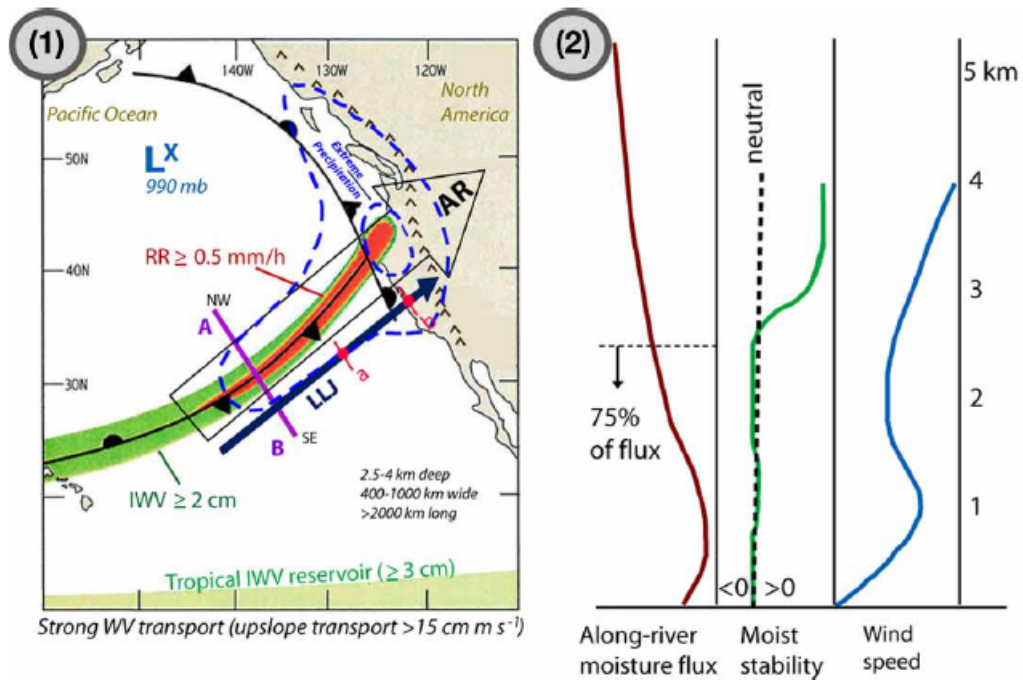


Figura 1.1: 1-Esempio di atmospheric river. 2- Profili lungo la sezione A-B (Gimeno et al., 2014).

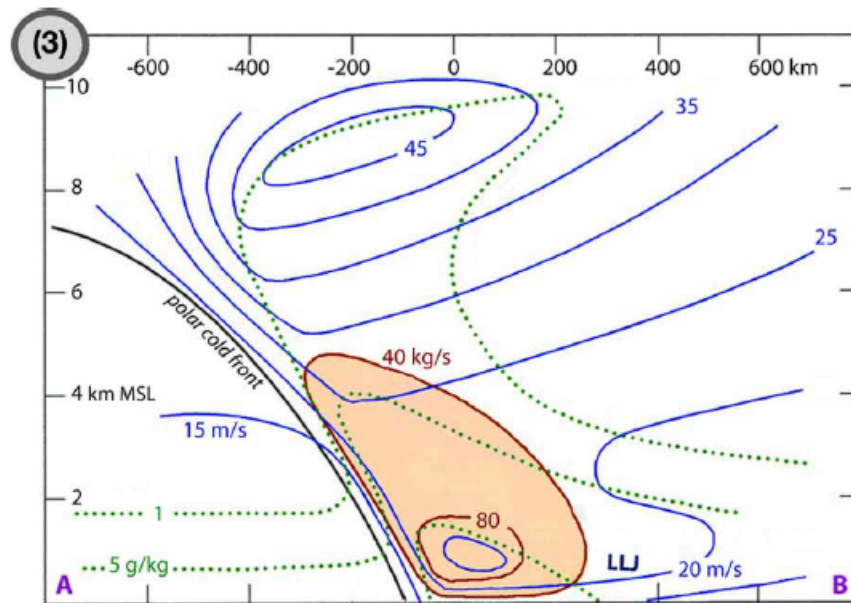


Figura 1.2: Sezione del flusso e low level jet (Gimeno et al., 2014).

1.1.1 Definizione di atmospheric river

L'interesse della comunità scientifica nei confronti degli AR ha conosciuto un primo incremento soltanto a partire dalla fine degli anni '90, per poi affermarsi definitivamente negli ultimi 10 anni.

Nonostante gli studi evidenzino quasi sistematicamente una connessione tra gli eventi di precipitazione estrema e la presenza di AR, tale fenomeno è stato analizzato soltanto in poche aree del pianeta: in particolare nel Pacifico nord-orientale con i suoi effetti sulla *West Coast* americana (Liberato et al., 2012; Ramos et al., 2015). Qui, nel periodo 1998-2008 circa il 30%- 50% delle precipitazioni annuali sono avvenute in presenza di AR (Dettinger, 2011). Inoltre, in Sierra Nevada, in California, in media il 40% degli accumuli di neve proviene dall'effetto delle precipitazioni prodotte da AR (Guan et al., 2010). Tale fenomeno riveste quindi un ruolo fondamentale per quanto concerne il rifornimento idrico della regione: si calcola che il 74% dei periodi di siccità nel sud della California siano stati interrotti dall'arrivo di AR (White et al., 2013). Il contributo degli AR in eventi di precipitazione estrema è stato indagato anche sul Pacifico nord-occidentale e in Giappone ed è stato associato ai monsoni in Asia orientale. In questa area, il ruolo svolto dagli AR

in intensi eventi alluvionali è stato analizzato utilizzando diversi dataset di rianalisi (Lakshmi and Satyanarayana, 2019). Solo recentemente gli AR sono stati studiati sull'Europa: la loro presenza è stata confermata in Atlantico (Knippertz and Wernli, 2010) ed è stata associata ad eventi di precipitazione estrema verificatisi nella penisola iberica (Liberato et al., 2012; Ramos et al., 2015), nel Regno Unito e in Francia (Browning, 2018; Lavers et al., 2011; Lavers and Villarini, 2013) e nella penisola scandinava (Benedict et al., 2019; Sodemann and Stohl, 2013).

Il concetto alla base degli AR è stato espresso da Zhu e Newell negli anni '90 e fu inizialmente accolto con scetticismo dalla comunità scientifica. Infatti, la dinamica alla base degli AR è molto simile a quella di altri fenomeni allora già conosciuti e responsabili del trasporto di vapore acqueo, quali il *Tropical Moisture Export (TME)* e la *Warm Conveyor Belt (WCB)*.

Nel dettaglio, la *Warm Conveyor Belt*, definita formalmente da Wernli and Davies (1997), si configura come un trasporto di vapore innescato essenzialmente dalla presenza di un ciclone extra-tropicale. Lo studio delle traiettorie nella WCB evidenzia l'ascesa delle particelle lungo il loro percorso per una altezza pari, in termini di pressione, ad almeno $\Delta P = 600 \text{ hPa}$ in un tempo di 48 h (Ralph et al., 2017). Invece, il TME si origina a latitudini comprese tra i $20^\circ N$ e i $20^\circ S$ e attraversa ben 35° di latitudine in un tempo inferiore ai 7 giorni. Gli studi di Knippertz and Wernli (2010) evidenziano come caratteristica del TME i valori di flusso di vapore acqueo superiori alla soglia di $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. Questi due fenomeni sono così profondamente legati al concetto di AR che il 50 % dei fenomeni globali di AR hanno direttamente origine da *TME* e il 25 % sono classificabili come *WCB* nella loro fase finale (Ralph et al., 2017).

Per tali motivi, il dibattito al riguardo non si è mai esaurito tanto che nel 2015 il *Center for Western Weather and Water Extremes* presso la *Scripps Institution of Oceanography* presso l'Università della California a San Diego, ha organizzato un workshop con lo scopo di chiarire definitivamente l'autonomia scientifica degli AR.

L'incontro, che l'anno successivo ha dato vita all'*International Atmospheric Rivers Conference (IARC)*, ha sancito all'unanimità l'interconnessione tra i fenomeni di trasporto prima citati (TME, WCB e AR), ma al contempo le differenze sostanziali esistenti, sufficienti a identificare i tre fenomeni come distinti (Ralph et al., 2017).

Proprio in questo contesto è stato raggiunto l'accordo per una prima definizione di AR, inserita poi nel Glossario della Meteorologia dell'American Meteorological Society.

Un *Atmospheric river* è un lungo, stretto e provvisorio corridoio di intenso trasporto orizzontale di vapore acqueo tipicamente collocato nei primi

3 km della troposfera e associato a un low level jet posto davanti al fronte freddo di un ciclone extra-tropicale. L'*atmospheric river* è alimentato da sorgenti di vapore di origine tropicale e extra-tropicale e solitamente genera precipitazioni estreme nell'impatto con l'orografia o a causa della presenza di ostacoli presenti nella bassa troposfera o, infine, nel processo di risalita forzata prodotta dalla formazione di una WCB.

1.1.2 Parametri per la detection

Gli AR sono strutture di lunghezza superiore ai 2000 km e larghezza ridotta (Ralph et al., 2004), tale che il rapporto tra lunghezza e larghezza sia sempre maggiore di 2 (Zhou et al., 2018). Oltre a parametri di natura geometrica, l'individuazione del fenomeno avviene mediante la quantificazione del contributo di vapore acqueo presente, attraverso il calcolo dell'*integrated water vapour* o IWV e dell'*integrated water vapour transport* o IVT.

Il vapore acqueo integrato è così definito:

$$IWV = \frac{1}{g} \left(\int_{1000hPa}^{300hPa} q \cdot dp \right) \quad (1.2)$$

dove g è l'accelerazione di gravità, q è l'umidità specifica e p la pressione.

Mentre, il trasporto di vapore acqueo integrato si calcola come:

$$IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g} \int_{1000hPa}^{300hPa} q \cdot u \cdot dp \right)^2 + \left(\frac{1}{g} \int_{1000hPa}^{300hPa} q \cdot v \cdot dp \right)^2} \quad (1.3)$$

Dove u e v sono le componenti del vento lungo il piano orizzontale.

Per ognuna delle due variabili si individuano dei valori di soglia rispetto ai quali è realizzata la detection. Questa fase è generalmente caratterizzata dall'implementazione di due approcci fondamentali. Il primo tiene esclusivamente conto dei risultati dell'*IWV*, il secondo invece è basato sul calcolo dell'*IVT* (Ramos et al., 2015). Infine, in altri lavori presenti in letteratura, entrambe le quantità vengono calcolate e successivamente confrontate con i valori di soglia prestabiliti.

L'individuazione della soglia dell'*IWV* necessaria all'identificazione degli AR è riconducibile ad uno studio sperimentale condotto da Ralph relativamente all'inverno 1997/1998 nel Nord Est del Pacifico (Ralph et al., 2004). In questo studio i risultati di simulazioni numeriche vengono confrontati sia con dati satellitari sia con dati ricavati da osservazioni sperimentali. In particolare, i profili di vento e di vapore acqueo sono ottenuti dall'utilizzo di *dropsondes* lanciate nei giorni del 25 e del 26 gennaio del 1998, durante l'esperimento CALJET (*Land Falling Jets Experiments*). Il velivolo NOAA P-3

misura i parametri meteorologici standard fino alla quota 500-400 hPa per poi rilasciare a questa quota 29 sonde in corrispondenza della zona attraversata da un fronte polare davanti alla costa californiana. Le sonde forniscono profili di vento, temperatura e vapore acqueo mentre i valori di *IWV*, *cloud liquid water* e *rain rate* sono calcolati da dati del sensore SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) che effettua misure da satelliti in orbita polare. I risultati ottenuti da questo evento sono successivamente confrontati con i dati di SSM/I relativi ad altri 46 eventi in cui si ipotizza la presenza di un AR. Si dimostra che il singolo caso è rappresentativo sia in termini di valori di *IWV* misurati sia in termini di grandezza dell'area dove l'*IWV* è superiore ai 2 cm. Il valore di $IWV \geq 2 \text{ cm}$ diviene allora il valore di soglia nella detection di AR. Se questo risultato appare molto condiviso in letteratura, al contrario, il valore di soglia dell'*IVT* viene calcolato in modi differenti. In uno studio condotto sulle precipitazioni connesse ad AR nelle aree interne della *West Coast*, Rutz et al. (2014) sviluppano un algoritmo di detection utilizzando una soglia dell'*IVT* pari a $IVT \geq 250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. Tale valore sembrerebbe più adatto alla descrizione delle precipitazioni indotte dagli AR in aree a orografia complessa. Infatti, Rutz et al. (2014) evidenziano come le aree con trasporto superiore ai $250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ sono meglio correlate con le zone interessate da intense precipitazioni rispetto alle aree ottenute utilizzando soltanto il valori si soglia $IWV \geq 2 \text{ cm}$.

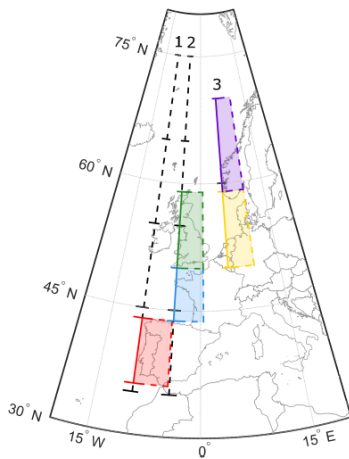


Table 1. The vertically integrated horizontal water vapour transport (IVT) threshold and the number of persistent atmospheric rivers detected for each different reference meridian.

	Sector	IVT threshold ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)	Number of ARs
Reference meridian 1 (9.75° W)	35–45° N	621.7048	79
	45–55° N	691.5456	87
	55–65° N	614.4121	70
	65–75° N	453.4208	35
Reference meridian 2 (4.50° W)	35–45° N	527.9475	113
	45–55° N	637.2342	94
	55–65° N	544.0915	98
	65–75° N	439.4734	46
Reference meridian 3 (5.25° E)	50–60° N	524.1678	100
	60–70° N	468.0643	80

Figura 1.3: *Bin e rispettivi valori di IVT di soglia (Ramos et al., 2016).*

Ramos et al. (2015), seguendo l'approccio di Lavers and Villarini (2013), calcolano un valore di soglia dell'*IVT* attraverso uno studio statistico di carattere climatologico. Con l'obiettivo di identificare gli AR connessi a pre-

precipitazioni estreme sulla penisola iberica, vengono calcolati i valori massimi di IVT alle 1200 UTC per ogni giorno, utilizzando sia dati NCEP-NCAR per il periodo 1948-2012, sia ERA-INTERIM nel periodo 1979-2012, nella fascia 35° N- 45° N lungo i 10° W. Ottenuta la distribuzione dei massimi di IVT per l'intero periodo, si calcola il valore corrispondente all' 85° percentile. I valori ottenuti sono $IVT = 451 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ per i dati NCEP, $IVT = 486 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ per i dati ERA-INTERIM. Solo i valori superiori a queste soglie possono essere messi in relazione a zone in cui è presente un AR. Ramos et al. (2016), adottando lo stesso metodo, calcolano la soglia di IVT in relazione alla latitudine e alla longitudine. Dal 35° N al 75° N dividono l'area in 5 bin di 10° e per ogni bin ottengono un differente valore di IVT: da $IVT = 621 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (bin=35° N-45° N) a $IVT = 423 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (bin=65° N-75° N) (figura 1.3).

Riassumendo in tabella 1.1, i parametri più generali per l'individuazione di un *river* sono:

Parametri	Soglia
Lunghezza	$> 2000 \text{ km}$
Larghezza	$< 1000 \text{ km}$
IWV	$> 2 \text{ cm}$
IVT	$> 250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Tabella 1.1: Parametri per la detection di un river

1.1.3 Contributi di umidità in eventi di precipitazione estrema

Negli ultimi anni l'esistenza degli *AR* è stata confermata anche in Atlantico in relazione ad eventi alluvionali in Norvegia, Penisola Iberica e Regno Unito. Infatti, Liberato et al. (2012) e Stohl et al. (2008) dimostrano come anche in queste aree vi sia una forte correlazione tra la presenza di *AR* ed eventi di precipitazione estrema. Lavers and Villarini (2013) confermano ulteriormente questi risultati inserendoli in un più ampio lavoro di carattere climatologico. In un anno nel Regno Unito, 8 dei 10 giorni di massima precipitazione giornaliera sarebbero attribuibili all'impatto di *AR*.

Parallelamente all'individuazione del superamento dei valori di soglia per la detection, molti studi investigano l'origine del vapore trasportato all'interno degli *AR* attraverso l'utilizzo di modelli lagrangiani. Questi modelli permettono di ricostruire le traiettorie delle particelle di aria e di calcolarne

la variazione di contenuto di vapore nel tempo. In questo modo è possibile isolare il ruolo delle sorgenti remote di vapore acqueo trasportato da AR rispetto all'evaporazione locale in eventi di precipitazione estrema.

Ramos et al. (2016), riprendendo l'approccio utilizzato da Stohl and James (2004), simulano con il software FLEXPART le traiettorie di 2 milioni di particelle. La simulazione su scala globale viene effettuata implementando i dati di rianalisi ERA-INTERIM di velocità del vento e di turbolenza nello strato limite, mentre la convezione è parametrizzata. Lungo le traiettorie viene calcolato il budget di massa di acqua secondo l'equazione:

$$e - p = m \cdot \frac{dq}{dt} \quad (1.4)$$

dove il termine a sinistra rappresenta il guadagno di umidità delle particelle in atmosfera (evaporazione meno precipitazione), m è la massa e $\frac{dq}{dt}$ è la variazione di umidità specifica nel tempo.

Questa tecnica permette di ricostruire le traiettorie durante i 10 giorni precedenti all'evento di precipitazione estrema del 14 dicembre 1981 sulla penisola iberica. Le due grandi aree presenti nell'Atlantico Centrale e Occidentale rappresentano le sorgenti remote di vapore, mentre un'area di dimensione ridotta posta davanti alla costa del Portogallo descrive il contributo locale evaporativo che alimenta direttamente la precipitazione (figura 1.4).

Ma questo fenomeno non interessa soltanto le regioni direttamente affacciate sull'Oceano Atlantico: Ramos et al. (2015) verificano la presenza di AR nelle regioni del Centro Europa, in Germania e in Polonia. Per comprendere il raggio di azione del fenomeno, si consideri il fatto che accumuli anomali di precipitazione nevosa nelle regioni orientali dell'Antartide sono pure riconducibili alla presenza di AR (Gorodetskaya et al., 2014). In letteratura, tuttavia, non esiste uno studio sistematico relativo all'area mediterranea in grado di mettere in relazione eventi estremi di precipitazione e presenza di AR. I primi a suggerire un possibile legame tra questi fenomeni in Italia furono Berto et al. (2005) e Malguzzi et al. (2006) nello studio dello storico evento alluvionale del 3-5 novembre 1966. In relazione a tale evento Krichak et al. (2015) ricostruiscono, attraverso dati di rianalisi, il campo di vapore acqueo integrato, evidenziando chiaramente il corridoio di vapore che dall'Africa tropicale si riversa nel bacino del Mediterraneo (figura 1.5).

Innanzitutto, lo studio degli eventi di trasporto e l'analisi dei contributi alla precipitazione intensa assumono caratteri piuttosto complessi in questa area: un bacino quasi completamente chiuso, caratterizzato da un'orografia complessa già a ridosso delle coste. I contributi di vapore che alimentano le precipitazioni possono avere un'origine locale, legata all'evaporazione del Mediterraneo, oppure provenire da sorgenti remote. Ad esempio, nel periodo

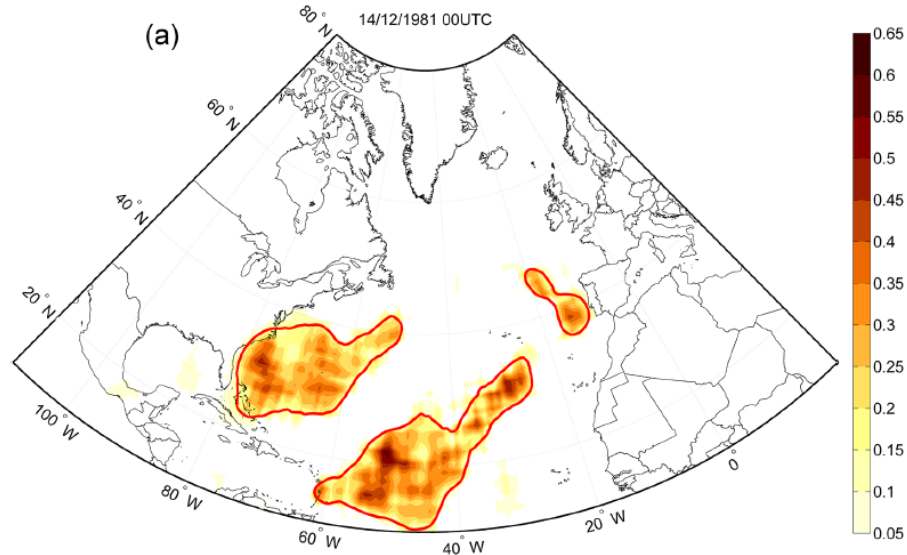


Figura 1.4: Sorgenti di vapore acqueo per l'evento di precipitazione del 14 dicembre 1981 sulla penisola iberica (Ramos et al., 2016).

autunnale, quando il contrasto termico aria-mare è massimo, il contributo evaporativo del Mediterraneo può diventare determinante. Invece, in numerosi altri episodi di precipitazione estrema nel Mediterraneo, viene dimostrata l'importanza del ruolo svolto da sorgenti remote di vapore, come ad esempio l'area che va dal Golfo del Messico all'Africa Occidentale (Stohl and James, 2004). Considerando 50 eventi di precipitazione nell'area alpina tra il 1989 e il 2009, Winschall et al. (2012) indicano il contributo evaporativo del Mediterraneo come solo uno dei diversi contributi presenti, a cui solitamente si aggiungono contributi di vapore provenienti prevalentemente dal nord-est Atlantico. Dunque, in generale, l'influenza del Mediterraneo risulta decisamente variabile. Se per l'alluvione del Piemonte del 2000 l'evaporazione locale ha un effetto molto marginale (Turato et al., 2004), recenti studi condotti con approccio lagrangiano, dimostrano che nella genesi di sistemi convettivi associati a precipitazioni estreme gran parte dell'umidità è raccolta direttamente dal Mediterraneo (Duffourg and Ducrocq, 2011). Duffourg and Ducrocq (2013), seguendo questa volta un approccio di natura euleriana, propongono un'interessante metodologia atta ad individuare le sorgenti di umidità in eventi di precipitazione estrema sulla Francia. L'analisi è strutturata sulla costruzione di box tridimensionali fisse nello spazio nelle quali

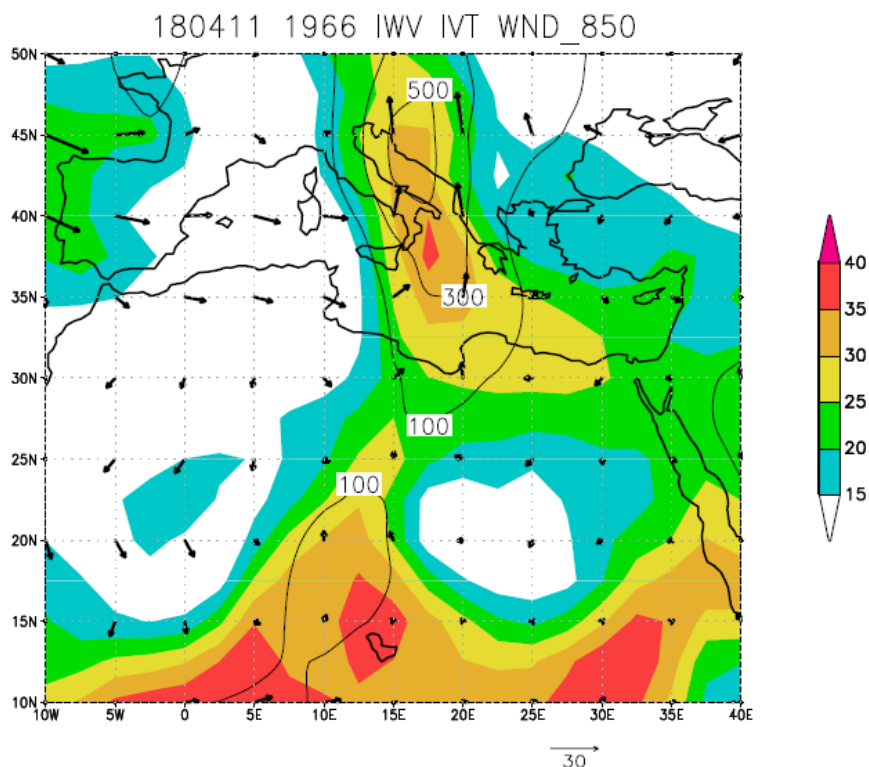


Figura 1.5: Vapore acqueo integrato, 3-5 novembre 1966. (Krichak et al., 2015).

viene effettuato un bilancio di massa. Nel budget viene considerato il flusso di vapore, di acqua liquida e di ghiaccio uscente ed entrante dalle facce laterali della box, insieme alla perdita e al guadagno di massa, rispettivamente dovuti a precipitazione ed evaporazione attraverso la base della box stessa. I risultati, ottenuti rispetto all'analisi di quattro eventi nel Mediterraneo, evidenziano come le condizioni atmosferiche (cicloniche o anticicloniche) presenti nei giorni precedenti all'evento di precipitazione, siano di fondamentale importanza nella determinazione delle sorgenti principali di vapore.

1.1.4 Atmospheric river e ciclogenesi esplosiva

La formazione di un AR appare profondamente legata alla presenza di un ciclone extra-tropicale. La posizione e l'intensità del ciclone determinano la velocità dei venti alle basse quote e, dunque, la quantità di vapore acqueo trasportato verso nord. Ma al contempo, quando un ciclone è penetrato da

un AR, la posizione del suo centro muta e la pressione cala repentinamente. Zhu and Newell (1994) per la prima volta descrivono una relazione tra la presenza di AR e il processo di ciclogenese esplosiva. Questi sistemi sono per definizione caratterizzati da una diminuzione di pressione pari o superiore a $\Delta P = 24 \text{ hPa}$ in un tempo di 24 h.

Il lavoro di Zhu and Newell (1994) descrive anche la variazione della posizione del centro del ciclone, che tenderebbe ad occupare la zona in cui 12 ore prima era collocata la parte terminale dell'AR. A tale scopo (figura 1.6), Zhu and Newell (1994) sovrappongono il campo di pressione ai valori di IVT relativi a 12 ore prima. Si nota come la zona occupata dal minimo di pressione (area nera) coincide con la posizione di massimo trasporto di vapore (freccie nere) 12 ore prima. In modo coerente, Eiras-Barca et al. (2018) estendono questa tipologia di studio al periodo invernale dal 1979 al 2011, nell'area del Nord Pacifico e Nord Atlantico. Nell'80% dei casi registrati come eventi di ciclogenese esplosiva, è presente un AR nelle vicinanze del ciclone (entro i 1500 km). Quando i cicloni non vengono classificati come esplosivi (il delta di pressione è inferiore alla soglia di riferimento), questa percentuale cala al 40 %.

1.2 Obiettivi

In questo lavoro di tesi, per la prima volta, viene studiata l'azione di un AR nell'area del Mediterraneo in relazione all'evento estremo di precipitazione del 27-30 ottobre 2018. In particolare, lo scopo del seguente studio è di:

- Individuare l'AR attraverso un algoritmo di detection costruito sui valori soglia di IWV e IVT presenti in letteratura.
- Quantificare il contributo dell'AR rispetto alle precipitazioni estreme nel Nord e Centro Italia attraverso il calcolo del budget di acqua in atmosfera in una box posizionata sul Mediterraneo.
- Quantificare il contributo dell'evaporazione (contributo locale) nelle piogge che hanno interessato il Nord e Centro Italia mediante esperimenti numerici di sensibilità.
- Valutare il possibile ruolo dell'AR nell'intensificazione del ciclone nei giorni del 28 e del 29 ottobre.

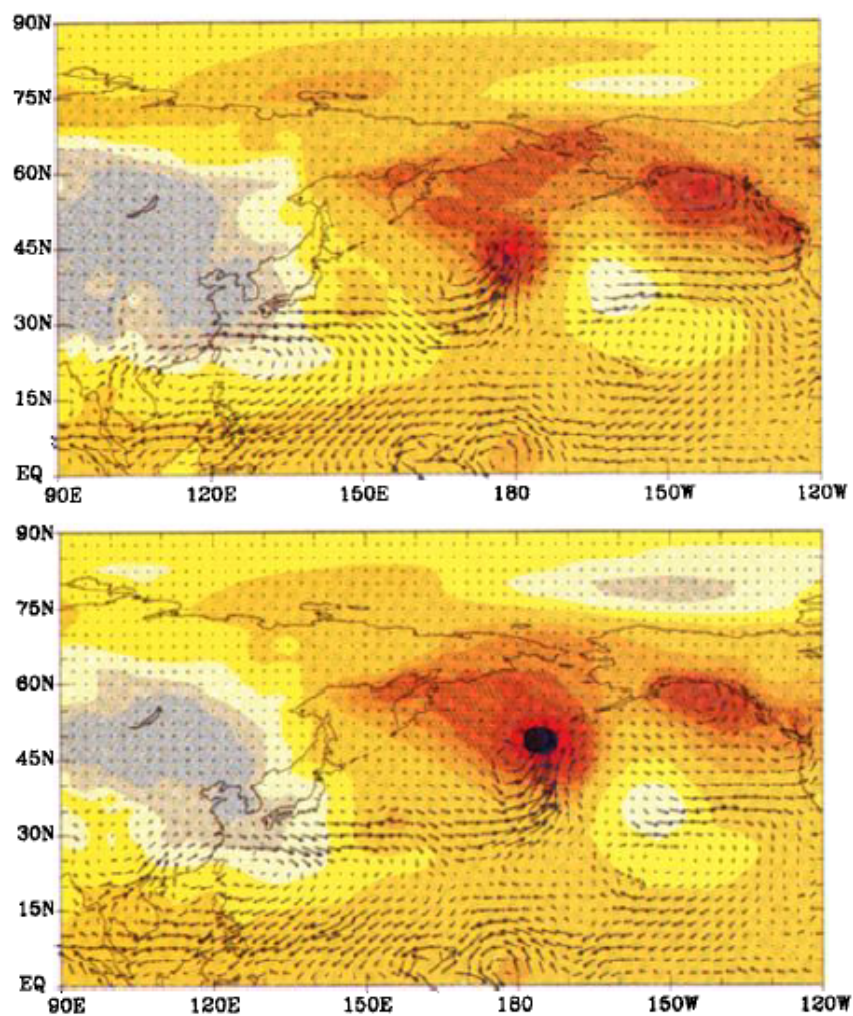


Figura 1.6: Campo di pressione e *integrated water vapour transport* 12 ore prima. (Zhu and Newell, 1994).

Capitolo 2

Modelli Numerici

Un modello numerico meteorologico (NWP-Numerical Weather Prediction) è un codice in grado di simulare lo stato termo-dinamico dell'atmosfera, descrivendone l'evoluzione. L'atmosfera è un sistema caotico e i processi fisici che la caratterizzano sono descritti quasi totalmente da equazioni alle derivate parziali (PDE) non risolvibili analiticamente. Dunque, fissata una condizione iniziale e fornite le condizioni al contorno, il modello risolve numericamente le equazioni in uno spazio discretizzato, producendo previsioni dell'evoluzione futura delle variabili atmosferiche descritte dalle equazioni stesse. In un modello sono inoltre contemplati numerosi processi fisici, che non sono descritti esplicitamente nelle equazioni della dinamica, e che vengono inseriti tramite schemi di parametrizzazione: il trasferimento radiativo, la turbolenza, la microfisica, gli scambi di energia e acqua con il suolo.

Un modello di tipo globale (Global Model - GM) integra le equazioni sull'intero globo simulando la circolazione atmosferica su scala planetaria. I due principali modelli globali sono l'*Integrated Forecasting System* (IFS) e il *Global Forecasting System* (GFS). Il primo è sviluppato dall'*European Centre for Medium-range Weather Forecasts* (ECMWF) in Inghilterra, mentre il secondo dal *National Center for Environment Predictions* (NCEP) negli Stati Uniti. Per produrre una previsione, un modello globale deve necessariamente essere inizializzato attraverso la definizione della condizione iniziale. Dunque, bisogna conoscere il valore delle variabili in tutti i punti di griglia al tempo $t = 0$. Questa fase, che precede l'utilizzo stesso del modello, è svolta attraverso la tecnica dell'assimilazione dati.

I dati a disposizione sono di natura differente, misurati rispetto a valori discreti di tempo e spazio e distribuiti disomogeneamente sul pianeta.

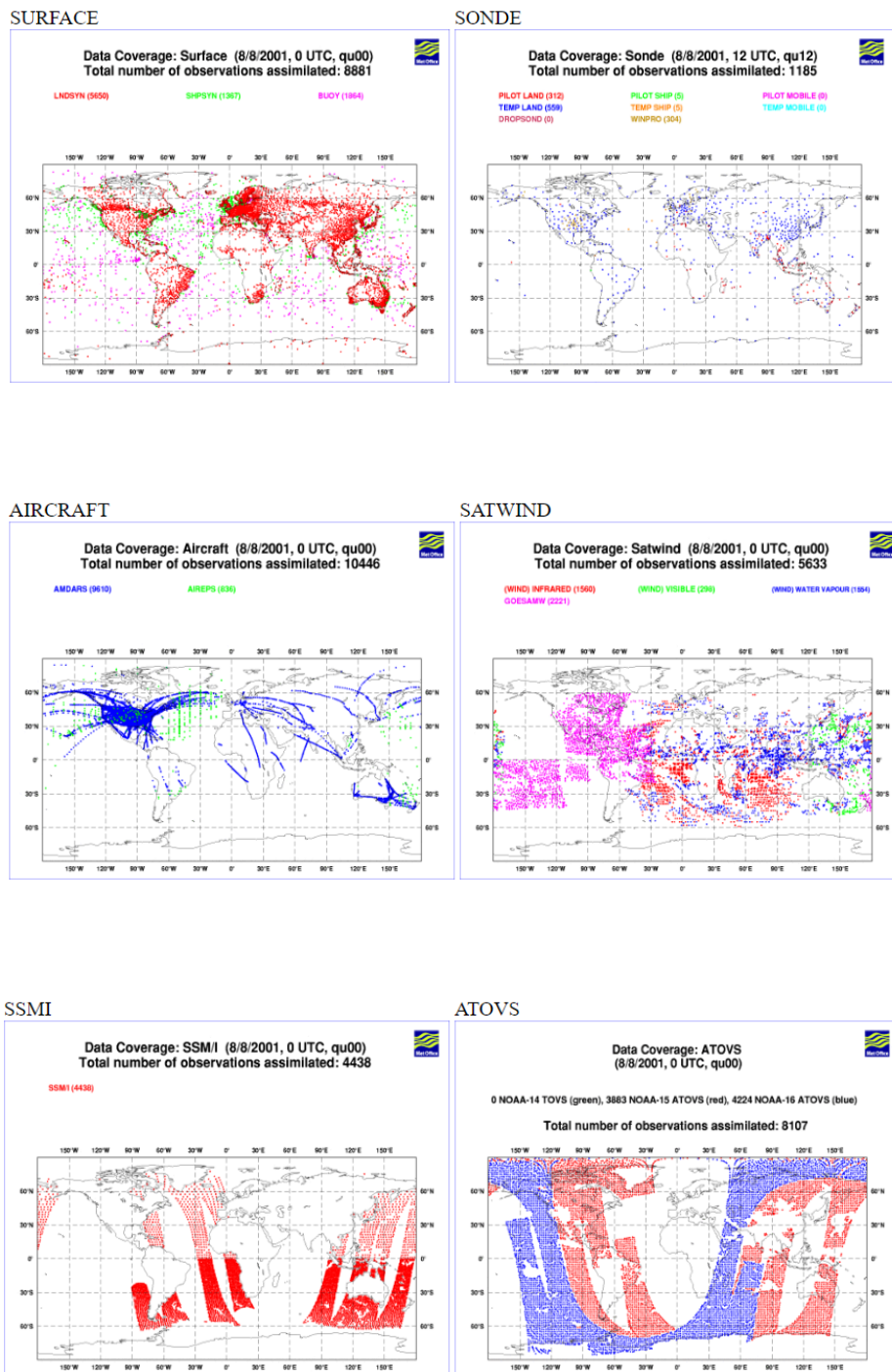


Figura 2.1: Esempio della copertura di dati di natura differente utilizzati nel processo di assimilazione dati.

Per chiarire il concetto, nelle figure 2.1 è rappresentato un esempio di osservazioni disponibili a livello globale. I dati provengono da stazioni al suolo, da boe galleggianti in mare, da navi, da aerei e in larga parte da satellite e prima di essere utilizzati vengono controllati (*quality check*). A partire da questi dati, attraverso complesse operazioni di interpolazione, l'assimilazione fornisce i campi di analisi. L'analisi unisce una previsione a brevissimo termine con le suddette osservazioni, di fatto trasformando delle osservazioni disomogenee nel tempo e nello spazio, in un campo continuo che caratterizza tutti i punti di griglia. A questo punto, il modello può risolvere le equazioni sul dominio di integrazione e fornire gli output previsionali.

Nel caso di un modello globale, date le limitate risorse di calcolo, l'estensione del dominio implica una naturale limitazione della risoluzione orizzontale. In realtà dal 2016, ECMWF ha ulteriormente incrementato l'accuratezza del modello, passando da una risoluzione orizzontale di circa 16 km su 137 livelli ad una risoluzione orizzontale di 9 km rispetto allo stesso numero di livelli, diventando il modello previsionale globale con più elevata risoluzione al mondo. Invece, il passo di griglia dei dati GFS all'equatore è di 13 km con 64 livelli σ ibridi.

Infine, per effettuare simulazioni a più alta risoluzione, in grado di descrivere fenomeni alla mesoscala, si deve fare uso dei modelli numerici ad area limitata (*Limited Area Model*, LAM). In termini di costo computazionale, l'aumento di risoluzione è compensato da una drastica riduzione del dominio di integrazione sull'area di interesse. In questo caso, sia la condizione iniziale che le condizioni al contorno devono essere fornite al LAM e vengono acquisite direttamente dai modelli globali attraverso una procedura detta di nesting. Un modello ad area limitata effettua previsioni a range limitati nel tempo, generalmente 2-3 giorni.

2.1 BOLAM

Il modello numerico BOLAM (BOlogna Limited Area Model) è stato sviluppato a partire dalla fine degli anni '80 dal gruppo di ricerca di Meteorologia Dinamica presso l'ISAC-CNR (Buzzi et al., 1994). Assieme al modello ad alta risoluzione MOLOCH e al modello globale GLOBO rappresenta l'unica catena di modelli meteorologici interamente realizzata in Italia (Malguzzi and Tartagione, 1999; Buzzi and Foschini, 2000). La performance del modello è stata testata nel corso di diversi esperimenti internazionali: il Comparison of Mesoscale Prediction and Mesoscale Experiment (COMPARE) I e II del WMO, durante il progetto EU RAPHAEL e durante la campagna MAP (Richard et al., 2007, 2003; Buzzi et al., 2003). Inoltre BOLAM è stato uti-

lizzato con ottimi risultati nello studio di episodi di precipitazione intensa e di ciclogenesi orografica sottovento alle Alpi (Davolio et al., 2009; Buzzi and Foschini, 2000), ma anche per effettuare previsioni marine (Cavaleri et al., 2010) o nel simulare il trasporto di sostanze chimiche e aerosol.

2.1.1 Caratteristiche del modello

Il modello BOLAM è un modello idrostatico ad area limitata, nel quale la convezione non è calcolata esplicitamente, ma parametrizzata. Una volta fornite la condizione iniziale (o analisi) e le condizioni al contorno del dominio di integrazione, il modello integra le equazioni primitive del moto e della termodinamica su di una griglia tridimensionale staggerata. I livelli verticali non sono costruiti a una quota z costante o su superfici isobariche, ma sono descritti dalla coordinata generalizzata σ o *terrain following*.

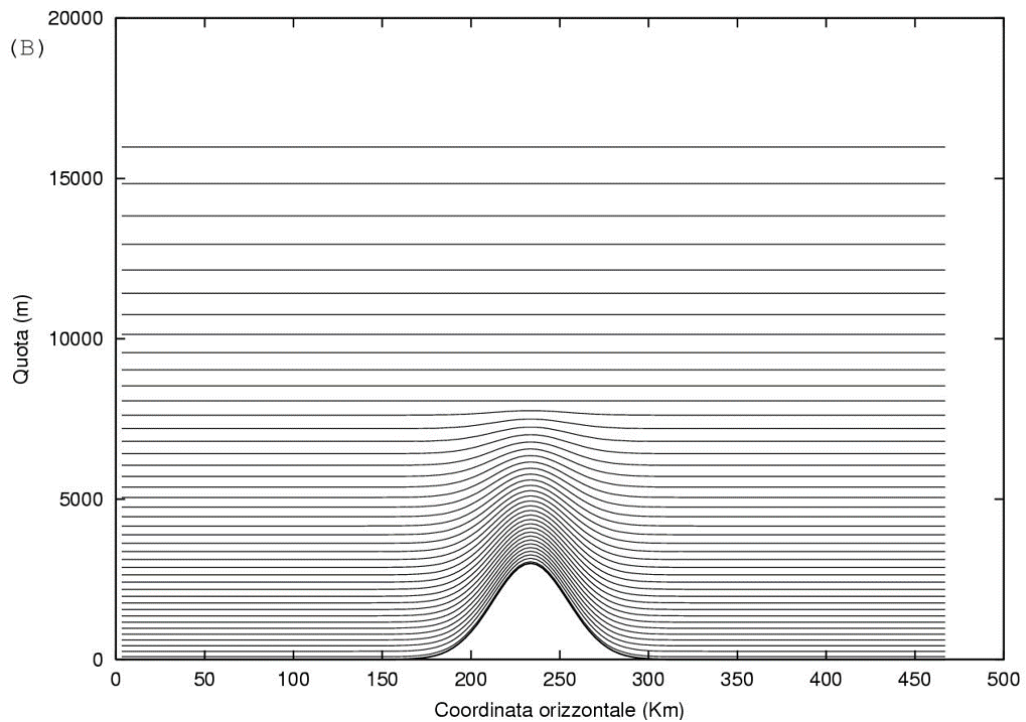


Figura 2.2: Livelli espressi dalle coordinate sigma *terrain following*.

La pressione su questi livelli risulta così definita:

$$P = P_0 \sigma - (P_0 - P_s) \cdot \sigma^\alpha \quad (2.1)$$

con le condizioni:

$$\begin{cases} 0 \leq \sigma \leq 1 \\ \alpha \leq \frac{P_\sigma}{P_0 - \min(P_s)} \end{cases} \quad (2.2)$$

dove P è la pressione sul livello σ , il quale assume valori compresi tra 0 (massima altezza) e 1 (superficie). P_0 è la pressione di riferimento (1000 hPa) e P_s è la pressione superficiale. La variabile α assume solitamente valori maggiori di 2 ma, in presenza di rilievi elevati, può essere definita con valori inferiori a 2. In questo modo la superficie $\sigma = 1$ coincide con la topografia mentre i successivi livelli σ tendono a superfici quasi orizzontali all'aumentare dell'altezza allontanandosi dall'orografia (fino a $\sigma = 0$) (figura 2.2). Su ogni livello le variabili sono calcolate su di una griglia regolare latitudine-longitudine ruotata rispetto al sistema di coordinate geografico. In questo nuovo sistema di coordinate il dominio di integrazione è attraversato nel suo centro da un nuovo equatore, in modo da limitare le deformazioni del dominio dovute alla convergenza dei meridiani verso i poli.

2.1.2 Equazioni del core del modello

Le equazioni nelle quali la variabile temporale compare esplicitamente sono dette prognostiche. Queste equazioni presentano la derivata parziale rispetto al tempo e, una volta integrate numericamente, forniscono proiezioni sull'andamento delle variabili. Al contrario, le equazioni di tipo diagnostico descrivono relazioni tra le variabili senza che vi sia una dipendenza diretta dal tempo.

A titolo di esempio, descriviamo i passaggi principali per la derivazione della forma finale dell'equazione di Navier-Stokes implementata in BOLAM.

Innanzitutto, in un sistema di riferimento rotante con origine fissa nel centro della Terra, tale equazione può essere generalmente scritta come:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \vec{F}_v \quad (2.3)$$

dove $\frac{d\vec{V}}{dt}$ è la velocità materiale, $2\vec{\Omega} \times \vec{V}$ descrive il termine di Coriolis, \vec{g} l'accelerazione di gravità e \vec{F}_v i termini viscosi. In meteorologia si preferisce utilizzare un sistema di coordinate non cartesiano (ϕ, λ, z) , con l'origine degli assi posizionata al livello del mare. In questo sistema un vettore infinitesimo $d\vec{r}$ sarà descritto come:

$$d\vec{r} = \begin{cases} dx = (a + z) \cos \phi d\lambda \sim a \cos \phi d\lambda \\ dy = (a + z) d\phi \sim a d\phi \\ dz = dz \end{cases} \quad (2.4)$$

Dove a è il raggio terrestre, ϕ la latitudine, λ la longitudine e $a + z$ la distanza dal centro del pianeta dal punto individuato da $d\vec{r}$.

Di conseguenza, derivando rispetto al tempo, otteniamo il vettore velocità $d\vec{V}$:

$$d\vec{V} = \begin{cases} u \sim a \cos \phi \frac{d\lambda}{dt} \\ v \sim a \frac{d\phi}{dt} \\ w = \frac{dz}{dt} \end{cases} \quad (2.5)$$

Sostituendo queste espressioni nell'equazione iniziale di Navier-Stokes e considerando la variazione di direzione degli assi nel nuovo sistema di riferimento, otteniamo per le tre componenti:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \phi} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{uv \tan \phi}{a} + \frac{uw}{a} = \\ = -\frac{1}{\rho a \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + 2\Omega v \sin \phi^* - 2\Omega w \cos \phi^* + F_x \end{aligned} \quad (2.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi} + w \frac{\partial v}{\partial z} + u^2 \frac{\tan \phi}{a} + \frac{uv}{a} = \\ = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial P}{\partial \phi} - 2\Omega w \sin \phi^* + F_y \end{aligned} \quad (2.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial w}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial w}{\partial \phi} + w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{u^2 + v^2}{a} = \\ = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial P}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \phi^* + F_z \end{aligned} \quad (2.8)$$

Dove u, v, w sono le componenti della velocità \vec{V} , ϕ^* latitudine sulla griglia non ancora ruotata e F il termine viscoso. Nell'analisi dinamica di sistemi meteorologici a livello sinottico (con scale orizzontali maggiori di 1000 km) è possibile trascurare i termini dovuti alla variazione di direzione dei nuovi assi coordinati, parte del termine di Coriolis e il termine viscoso. Ad esempio, considerando l'equazione [2.6] i termini $\frac{uv}{a}, 2\Omega w \cos \phi^*$ e F_x possono essere

trascurati. Risulta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \phi} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{uv \tan \phi}{a} \\ = -\frac{1}{\rho a \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + 2\Omega v \sin \phi^* \end{aligned} \quad (2.9)$$

A questo punto, per ottenere la forma delle equazioni implementata in BOLAM, dobbiamo sostituire la variabile indipendente z con la coordinata generalizzata σ utilizzando la relazione:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial \sigma} \quad (2.10)$$

che deriva direttamente dalla definizione di geopotenziale e dall'equazione idrostatica:

$$\begin{cases} d\Phi = g dz \\ dP = -\rho g dz \end{cases} \quad (2.11)$$

Data l'equazione di stato:

$$P = \rho R_d T_v \quad (2.12)$$

e ricordando la relazione [2.1] che lega la pressione alla coordinata σ otteniamo:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -R_d T_v \frac{P_0 - \alpha(P_0 - P_s)\sigma^{\alpha-1}}{P} \quad (2.13)$$

A questo punto possiamo riscrivere il termine $w \frac{\partial u}{\partial z}$ come:

$$w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \quad (2.14)$$

e il termine $-\frac{1}{\rho a \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda}$ come:

$$-\frac{1}{\rho a \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} = -\frac{R_d T_v}{P} \frac{1}{a \cos \phi} \sigma^\alpha \frac{\partial P_s}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \quad (2.15)$$

avendo utilizzato l'equazione di stato [2.12], la definizione [2.1] e la relazione [2.13]. Sostituendo quanto trovato, si ottiene l'equazione per una delle componenti orizzontali del moto contenuta nel codice di BOLAM.

Le equazioni che costituiscono il nucleo o *core* dinamico del modello sono quindi:

1. Equazione del moto (vedere sopra)

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & uv \frac{\tan \phi}{a} + fv - \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \phi} - \frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \\ & - \frac{R_d T_v}{a \cos \phi} \frac{\sigma^\alpha}{P} \frac{\partial P_s}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + K_u \end{aligned} \quad (2.16)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & u^2 \frac{\tan \phi}{a} - fu - \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi} - \frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \\ & - \frac{R_d T_v}{a} \frac{\sigma^\alpha}{P} \frac{\partial P_s}{\partial \phi} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} + K_v \end{aligned} \quad (2.17)$$

Dove a è il raggio terrestre, u e v i campi di velocità orizzontale del vento, λ e ϕ indicano rispettivamente la longitudine e la latitudine in coordinate ruotate. Inoltre f è il parametro di Coriolis, questa volta calcolato in coordinate geografiche reali, T_v la temperatura virtuale e R_d la costante specifica per l'aria secca. Infine, nel termine K sono condensate le parametrizzazioni relative ai processi turbolenti.

2. L'equazione di continuità è così espressa:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v \frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{\partial P}{\partial \sigma} \right) = 0 \quad (2.18)$$

Questa equazione deriva direttamente dalla equazione di continuità:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = 0 \quad (2.19)$$

nella quale è stata introdotta la coordinata ibrida σ nel nuovo sistema di riferimento.

3. L'equazione della termodinamica per la temperatura virtuale T_v :

$$\frac{\partial T_v}{\partial t} = - \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial T_v}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial T_v}{\partial \phi} - \frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{\partial T_v}{\partial \sigma} + \frac{R_d T_v \omega}{C_p P} + K_t + F_t \quad (2.20)$$

dove $\omega = \frac{\partial P}{\partial t}$ e il termine F rappresenta i contributi non adiabatici, cioè i meccanismi che implicano scambio di calore.

4. L'equazione dell'umidità specifica

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial q}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial q}{\partial \phi} - \frac{\partial \sigma}{\partial t} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + K_q + F_q \quad (2.21)$$

I campi $\vec{V} = (u, v)$, P_s, T_v e q introdotti da queste espressioni sono campi prognostici poiché derivano da equazioni di tipo prognostico. Una volta integrate numericamente queste equazioni forniscono variabili dipendenti dal tempo.

Le equazioni diagnostiche che completano il nucleo del modello sono:

5. L'equazione idrostatica:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -R_d T_v \frac{P_0 - \alpha(P_0 - P_s)\sigma^{\alpha-1}}{P} \quad (2.22)$$

Questa equazione corrisponde esattamente alla [2.13].

6. La relazione di stato dei gas perfetti:

$$P = \rho R_d T_v \quad (2.23)$$

dove:

$$T_v = T \left(1 + \left(\frac{1}{\epsilon} - 1 \right) q - q_{cw} - q_{ci} - q_{hail} - q_{rain} - q_{snow} \right) \quad (2.24)$$

dove $\epsilon = \frac{R_d}{R_v}$ e R_v costante specifica per l'aria umida. Nel calcolo sono prese in considerazione tutte le altre specie (acqua, neve, ghiaccio)

2.1.3 Discretizzazione orizzontale e verticale

La discretizzazione delle variabile del modello avviene rispetto ad una griglia di tipo C secondo la classificazione di Arakawa (figura 2.3) (Arakawa and Lamb, 1977).

Questa tipologia di griglia semplifica il calcolo della divergenza orizzontale del vento nei punti dove è definita P_s . Il calcolo delle derivate segue uno schema centrato, quindi lo schema numerico risulta del secondo ordine nello spazio. Lo stesso schema è utilizzato nei livelli verticali, in cui ogni livello k -esimo è delimitato da semi-livelli (figura 2.4). Il numero totale dei livelli è $NLEV$, solitamente compreso tra 50 e 60, e su ogni livello sono definite tutte le variabili, mentre il numero dei sottolivelli è $NLEV+1$ e su ognuno di essi è definita la variabile $\frac{\partial \sigma}{\partial t}$.

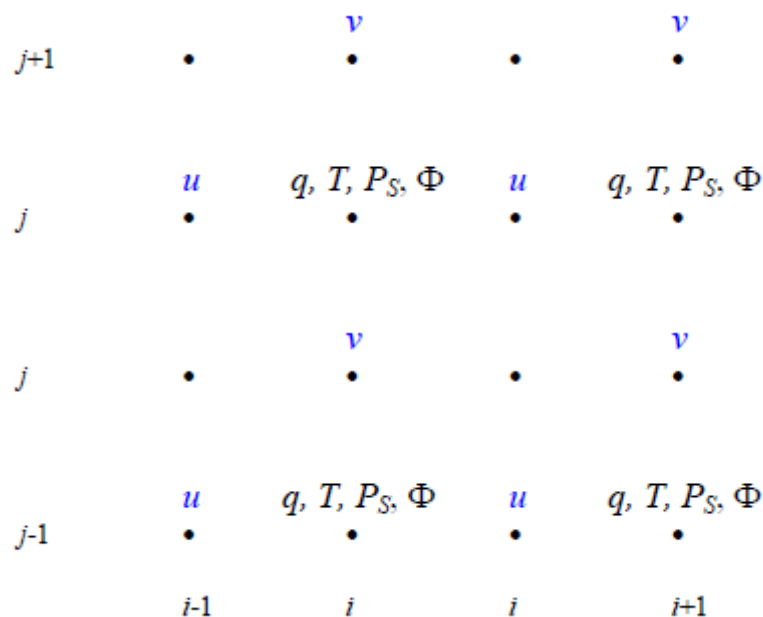


Figura 2.3: Griglia tipo C di Arakawa.

2.2 Funzionamento del modello

Un singolo RUN di BOLAM può essere scomposto in tre fasi principali: il preprocessing, l'esecuzione effettiva del modello e il postprocessing. L'intero processo è illustrato schematicamente in figura 2.5. Le caselle nere contengono i codici relativi alle tre sezioni principali: il PREBOLAM per la fase di preprocessing, il BOLAM, e il POSTBOLAM per la fase di postprocessing. In blu sono descritti i dati e le librerie fornite in input ai vari processi mentre in verde i file *.inp*, file ASCII contenenti la definizione dei parametri che controllano la corsa del modello. Tutti i codici sono scritti nel linguaggio di programmazione FORTRAN 90 e le caselle rosse identificano sia i programmi che lanciano l'eseguibile sia i loro rispettivi output.

2.2.1 Preprocessing e Nesting

Come già sottolineato, un modello globale è inizializzato mediante la condizione iniziale. Un modello ad area limitata, invece, necessita anche dell'informazione relativa all'evoluzione temporale delle variabili lungo i contorni del dominio di integrazione. La tecnica del *nesting* richiede una serie di

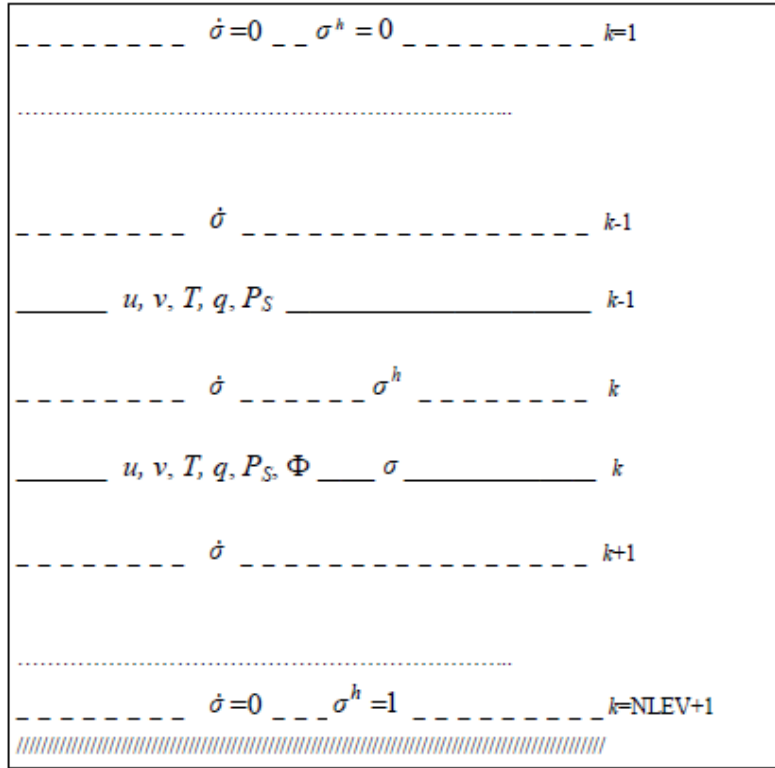


Figura 2.4: Livelli verticali.

operazioni di interpolazione in modo tale che la condizione al contorno fornita direttamente dal modello globale venga adattata alla griglia del modello LAM. La stessa operazione può essere effettuata da un modello LAM rispetto ad un altro modello LAM caratterizzato da un dominio più ristretto. In questo caso si parla di *multiple nesting*.

Schematicamente in figura 2.6 la griglia del modello globale è rappresentata dai punti di color rosso, mentre la griglia del modello LAM dai punti grigi. Il passo del modello globale è maggiore rispetto al passo di griglia del modello ad area limitata. Le variabili definite sulla griglia del modello globale vengono prima interpolate sulla griglia del LAM, dopo di che l'informazione del modello globale sul contorno del modello viene trasferita al LAM tramite un rilassamento che avviene su un numero limitato di cornici esterne (8 nel BOLAM). Per evitare errori eccessivi nell'interpolazione è consigliabile che il salto di risoluzione tra il modello globale e il LAM sia limitato. Normalmente si cerca di evitare un salto di un fattore superiore a 5. Se necessario, è possibile utilizzare un LAM intermedio in modo da ottenere un processo a

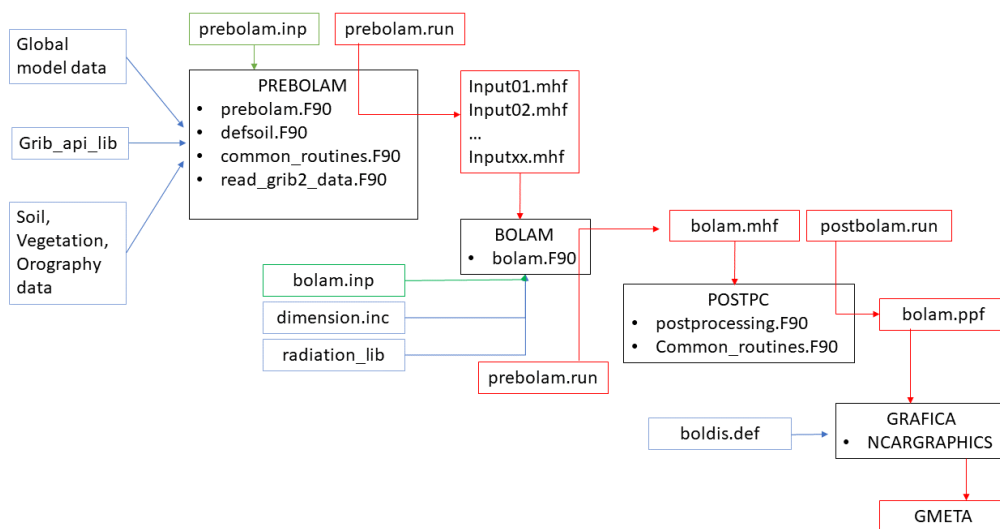


Figura 2.5: Fasi di esecuzione BOLAM.

cascata più graduale.

Il file *prebolam.inp* definisce tutti i parametri relativi al dominio di integrazione, come l'estensione del dominio, il centro di rotazione e il passo di griglia. A questo punto, il *prebolam.F90* effettua un'operazione di interpolazione dei dati a partire dai dati del modello globale (N file) sulla griglia di BOLAM, preparando così le condizioni iniziali e al contorno. Insieme ai dati di analisi IFS dell'ECMWF forniti in formato binario *grib2*, il *prebolam.F90* riceve in input i dati di suolo, vegetazione e le informazioni relative all'orografia. In questa fase è impiegato un singolo processore.

2.2.2 Esecuzione del modello e parallelizzazione

Il codice *bolam.F90* riceve i file *inputxx.mhf* generati dal preprocessing. Il file *bolam.inp* permette di definire le caratteristiche del run del modello, ovvero il time step, il tempo di integrazione del modello, la durata totale della previsione, l'intervallo temporale tra due condizioni al contorno e l'intervallo di tempo tra due output della previsione. L'operazione di esecuzione del BOLAM è quella che richiede il maggiore costo computazionale e per essere gestita agevolmente si utilizza il calcolo parallelo attraverso la tecnica di suddivisione dei domini. Il dominio orizzontale del modello viene discretizzato in GLON punti in longitudine e GLAT punti in latitudine come mostrato in

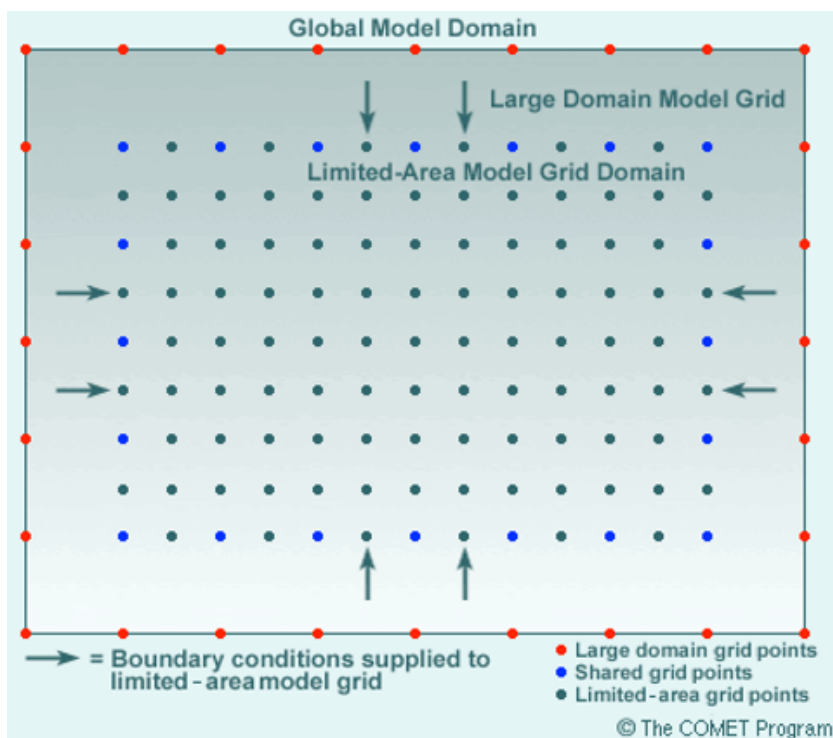


Figura 2.6: Esempio schema di nesting (COMET program, UCAR).

figura 2.7, dove la variabile MYID identifica un processore specifico. I punti segnati in verde corrispondono al dominio fisico che viene utilizzato mentre la cornice di punti in bianco contiene le condizioni al contorno imposte ad ogni istante temporale.

In figura il dominio è suddiviso in $NPROCSX \times NPROCSY$ parti (in questo caso evidentemente $NPROCSX = NPROCSY = 2$) e ad ogni sottodominio è assegnato un processo. Se $NLON$ e $NLAT$ sono le dimensioni della matrice dei sottodomini allora la relazione che intercorre con il dominio totale è:

$$\begin{cases} NLON = \frac{GNLON-2}{NPROCSX} + 2 \\ NLAT = \frac{GNLON-2}{NPROCSY} + 2 \end{cases} \quad (2.25)$$

I valori di questi parametri sono contenuti nel file *dimension.inc* (vedi figura 2.5). Il codice *bolam.F90* genera un unico file binario (*bolam.mhf*), che verrà utilizzato nell'ultima fase di postprocessing.

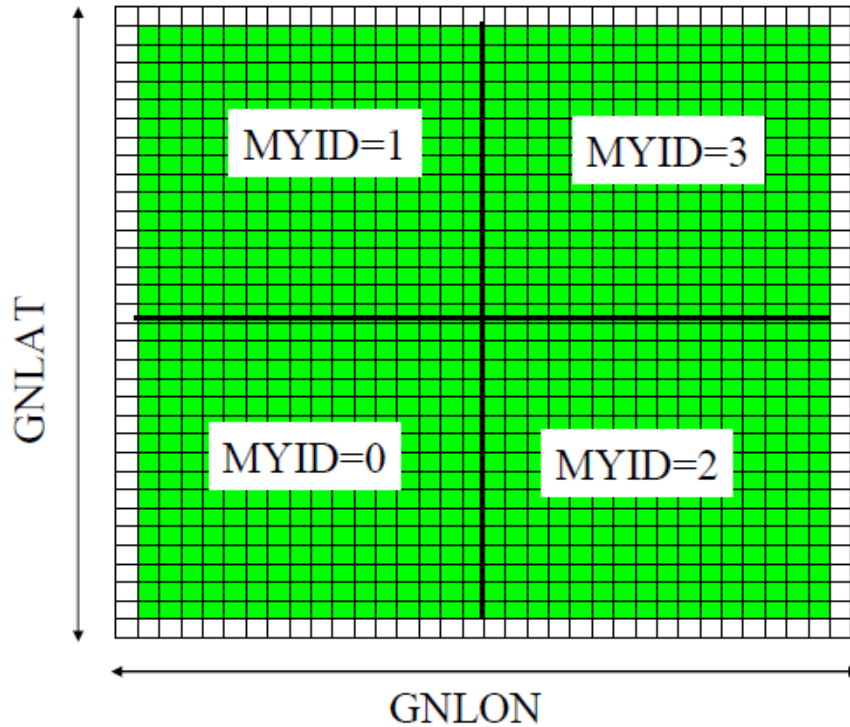


Figura 2.7: Suddivisione del dominio di integrazione per la parallelizzazione di BOLAM.

2.2.3 Postprocessing

In questa fase i campi in uscita dal BOLAM vengono interpolati dai livelli sigma del modello ai livelli isobarici standard. Inoltre vengono calcolate ulteriori variabili diagnostiche di interesse. Viene generato il file ascii *bolam.ppf*, leggibile dal software di grafica del *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Le istruzioni fornite al codice *postprocessing.F90* sono contenute nel file *postprocessing.inp* dove è possibile selezionare i campi da estrarre. Nello stesso contesto si può selezionare la tipologia di livello sul quale effettuare il plot, preferendo ad esempio le superfici isobariche. Infine il file *boldis.def* permette di scegliere quale campo plottare e secondo quali caratteristiche grafiche visualizzarlo.

2.3 Simulazioni effettuate

Le simulazioni effettuate con BOLAM utilizzano sia come condizione iniziale che come condizioni al contorno i dati di analisi IFS del modello europeo ECMWF, disponibili ogni 6 ore. Il dominio di integrazione è in generale molto esteso, in modo tale da permettere una corretta ricostruzione del fenomeno da parte del modello ad area limitata e contenere l'errore che inevitabilmente entra nel dominio attraverso i contorni esterni. Inoltre, un dominio ampio è necessario per includere le aree dove il fenomeno (AR) si origina, dalla fascia subtropicale atlantica, fino ai suoi effetti in Italia e nell'Est Europa. Per lo stesso motivo le simulazioni sono condotte su un ampio range temporale, a partire dal giorno 26 ottobre alle 12 UTC, fino alle 00 UTC del giorno 30 ottobre. Inoltre, per ottenere una maggiore accuratezza previsionale, limitatamente allo studio dell'evoluzione del ciclone Mediterraneo che si genera nel corso dell'evento, le diverse simulazioni vengono effettuate direttamente a partire dal giorno 28 ottobre alle ore 00 UTC, dal giorno 28 ottobre alle ore 12 UTC e infine dal 29 ottobre alle 00 UTC.

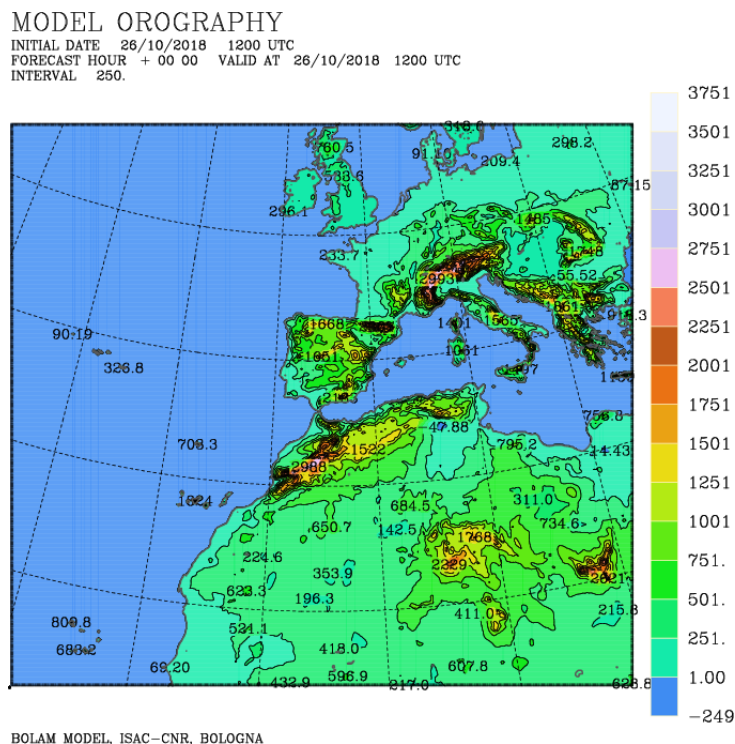


Figura 2.8: Dominio intero utilizzato nelle simulazioni.

In tabella riportiamo in dettaglio le caratteristiche del dominio e della griglia utilizzata:

Parametri Dominio							
Punti griglia		Risoluzione (°)		Centro Rot. (°)		Distanza centro (°)	
nlon	nlat	dlon	dlat	x0	y0	alon	alat
498	450	0.1	0.1	-5.0	36.0	-25.0	-22.0

Posizione Dominio			
$lon_{min}(°)$	$lon_{max}(°)$	$lat_{min}(°)$	$lat_{max}(°)$
-46.1	35.6	11.0	58.9

Il dominio viene ridotto soltanto per l'applicazione di test di sensibilità, descritti nel capitolo 5. In particolare, il restringimento riguarda l'estensione latitudinale del dominio ed è effettuato per poter successivamente ridurre l'ingresso di umidità da Sud direttamente connessa al trasporto dell'AR.

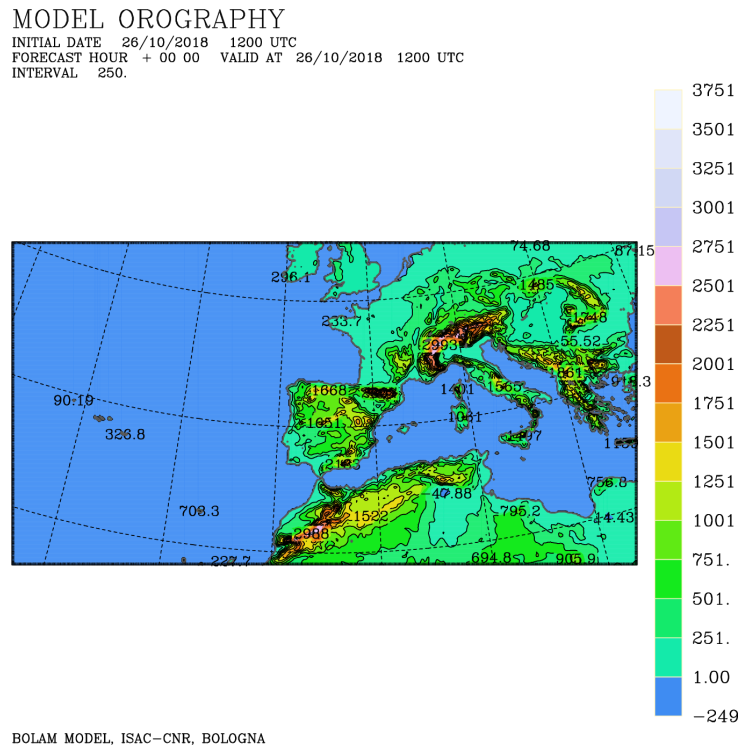


Figura 2.9: Dominio ridotto utilizzato negli esperimenti di sensibilità.

In tabella sono riportate le caratteristiche di riferimento di questo secondo dominio:

Parametri Dominio							
Punti griglia		Risoluzione ($^{\circ}$)		Centro Rot. ($^{\circ}$)		Distanza centro ($^{\circ}$)	
nlon	nlat	dlon	dlat	x0	y0	alon	alat
498	258	0.1	0.1	-5.0	36.0	-25.0	-7.0

Posizione Dominio			
$lon_{min} (^{\circ})$	$lon_{max} (^{\circ})$	$lat_{min} (^{\circ})$	$lat_{max} (^{\circ})$
-43.3	32.9	25.5	54.7

Capitolo 3

Caso di Studio: evento del 27-30 ottobre 2018

3.1 Evoluzione Sinottica

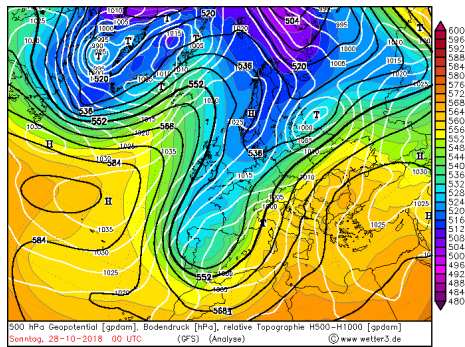
Nel lavoro di tesi viene analizzato l'evento meteorologico che ha interessato l'Italia dal 27 al 30 ottobre 2018. La violenta perturbazione, ribattezzata tempesta Vaia, è stata caratterizzata dall'eccezionale intensità dei venti e delle piogge, che hanno provocato direttamente o indirettamente 16 vittime, danni ingenti a strutture e al patrimonio boschivo, in particolare nelle regioni del Triveneto (figura 3.1).

L'evoluzione meteorologica è stata condizionata in modo determinante dalla presenza di una profonda saccatura sul Mediterraneo Occidentale che ha innescato il richiamo di miti ed umidi flussi dai quadranti meridionali. In figura 3.2 è riportata l'evoluzione sinottica attraverso i campi di altezza geopotenziale a 500 hPa, mentre in figura 3.3 è descritta la dinamica dei fronti associati alla formazione del ciclone. Tale configurazione ha persistito per

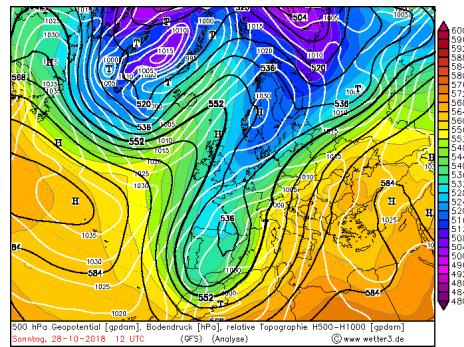


Figura 3.1: Danni provocati dall'eccezionale intensità dei venti e delle piogge nelle regioni del Triveneto durante la tempesta Vaia (27-30 ottobre 2018).

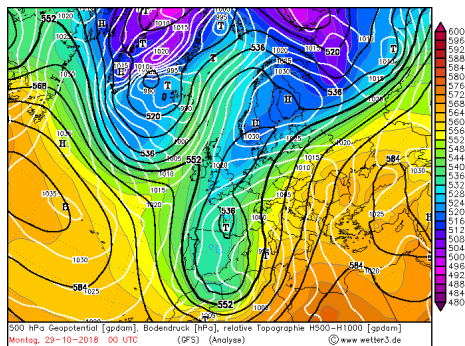
diversi giorni a causa del contemporaneo rafforzamento di un robusto campo di alta pressione sull'Europa Orientale che ha caratterizzato una situazione di lenta evoluzione verso est del sistema depressionario. Nella giornata del 27 ottobre la saccatura raggiunge la penisola iberica innescando venti sud-occidentali in quota che determinano la risalita del fronte caldo fino al Nord Italia. Le piogge associate a questa fase risultano uniformemente distribuite sul Nord e sul Centro Italia e tendono a prolungarsi fino al pomeriggio del 28 ottobre. Più nel dettaglio, come mostrato dalla distribuzione delle precipitazioni cumulate ottenute dai dati della rete pluviometrica nazionale (figura 3.4a, 3.4b), nella giornata del 27 ottobre le precipitazioni risultano più isolate e coinvolgono maggiormente le regioni nord-occidentali e le Alpi Orientali, mentre nella giornata successiva le piogge risultano più diffuse e interessano anche la maggior parte delle regioni centrali. Nelle ore successive, come ben visibile dalla figura 3.2, la saccatura si spinge fino all'Algeria generando un rapido approfondimento del nocciolo depressionario. Le piogge tuttavia riprendono soltanto nella mattina del 29 ottobre perché la maggior parte delle regioni italiane in queste ore rimane confinata tra il fronte caldo già transitato e quello freddo non ancora sopraggiunto (figura 3.3). L'arrivo del fronte freddo è preceduto dall'intensificazione del *low-level jet* che determina un innalzamento rapido delle temperature e venti eccezionalmente forti sulle regioni tirreniche del Centro Italia, sull'Adriatico, in Trentino, Veneto e Friuli Venezia-Giulia. In concomitanza con il passaggio del fronte, a passo Manghen, in provincia di Trento, alle ore 21 UTC del 29 ottobre viene misurata una raffica di vento con velocità pari a 190 km h^{-1} . Si tratta della fase più intensa dell'evento, durante la quale si registrano le precipitazioni massime (figura 3.4c) caratterizzate da un'intensa attività convettiva.



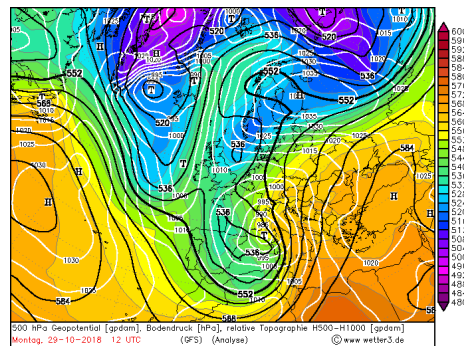
(a) 28-10-2018 00 UTC



(b) 28-10-2018 12 UTC



(c) 29-10-2018 00 UTC



(d) 29-10-2018 12 UTC

Figura 3.2: Geopotenziale a 500 hPa.

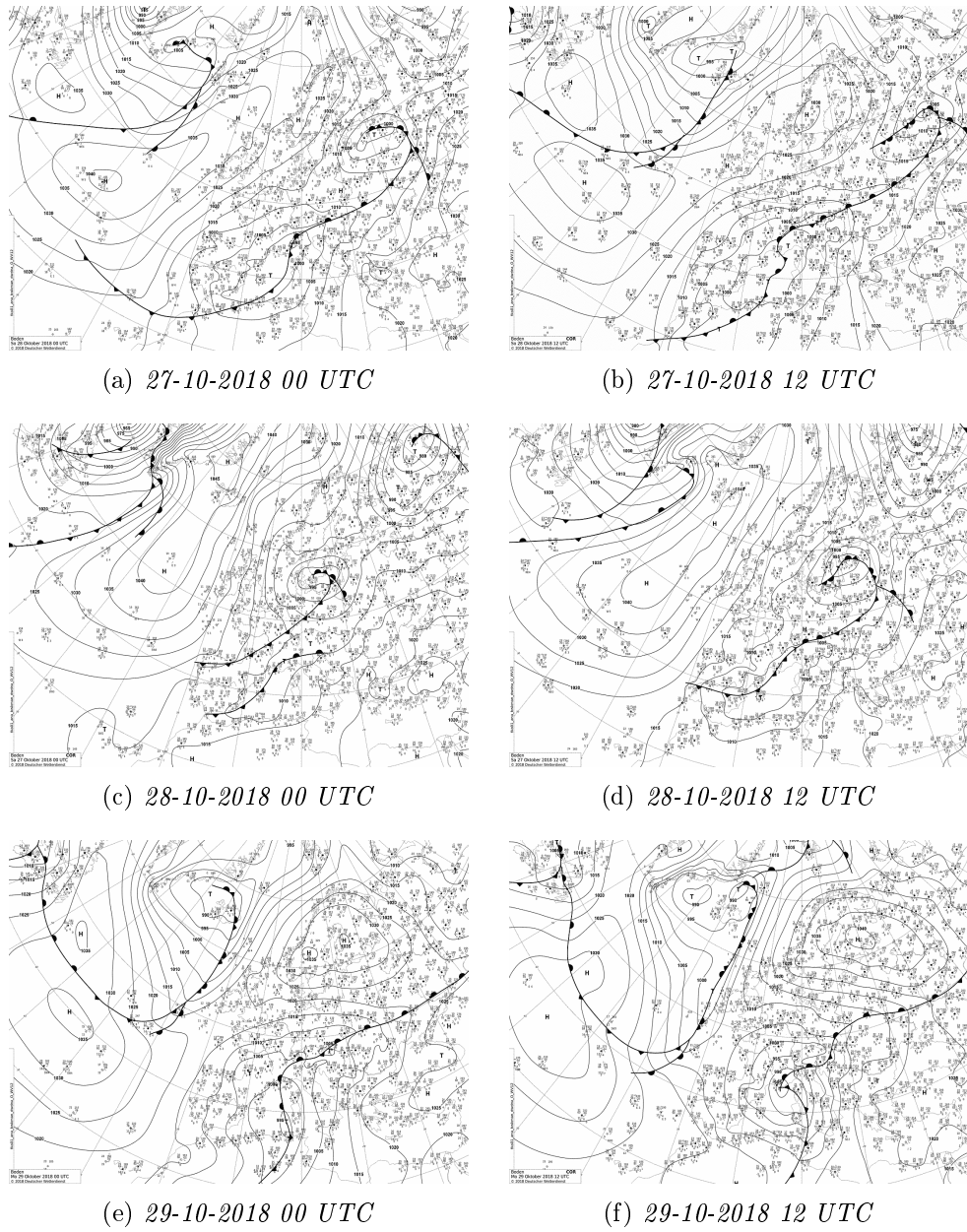


Figura 3.3: Mappe sinottiche dei fronti.

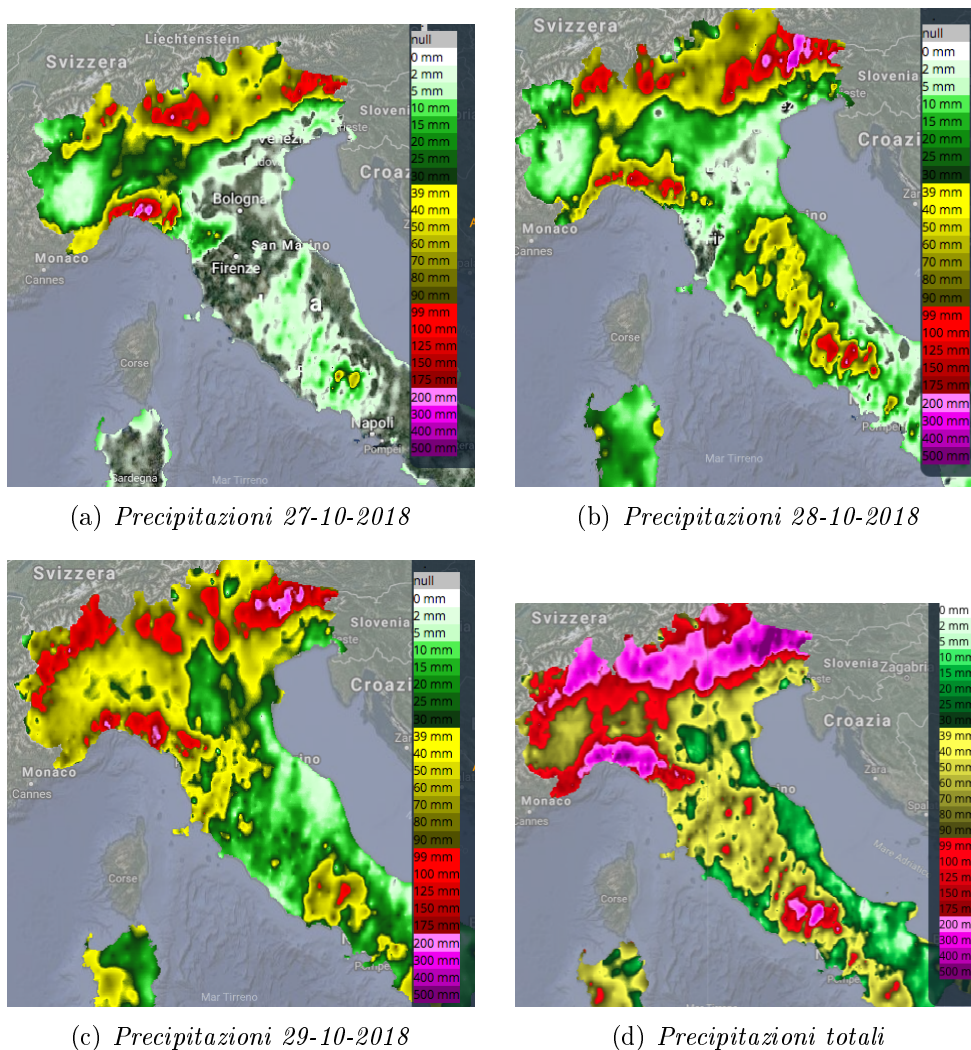


Figura 3.4: Precipitazioni cumulate relative al giorno 27,28 e 29 ottobre e precipitazioni totali dell'intero evento. FONTE: Dipartimento di Protezione Civile-Piattaforma DEWETRA.

3.1.1 Osservazioni da satellite e stima della pioggia

L'evoluzione sinottica dell'evento è inizialmente esaminata attraverso l'analisi delle immagini fornite dal radiometro SEVIRI, a bordo del *Meteosat Second Generation* (MSG). Composto da un sistema di due satelliti, MSG è posizionato su un'orbita geostazionaria a 0° di longitudine e a 35800 km di quota sopra il Golfo di Guinea. Le immagini sono solitamente fornite ogni 15 minuti, ma sulle regioni europee è disponibile la modalità *rapid scan* che permette

di ottenere immagini a intervalli temporali di 5 minuti. Nel nostro caso, le immagini analizzate si riferiscono ai canali sensibili al contenuto colonnare di vapore acqueo, a $6.2\mu\text{m}$ e a $7.3\mu\text{m}$. Per quanto utili alla comprensione dell'evoluzione dinamica dell'evento, questi canali forniscono poche informazioni relativamente al trasporto di vapore negli strati più bassi dell'atmosfera. Per avere un'indicazione sulla capacità del sensore di individuare differenze di umidità tra gli strati in atmosfera, riportiamo l'intervallo di sensibilità dei canali a $7.3\mu\text{m}$, $6.2\mu\text{m}$ e $8.7\mu\text{m}$. Più in dettaglio, i profili simulati in figura 3.5 rappresentano la differenza di temperatura di brillanza ottenuta da una colonna di aria secca (30% umidità relativa) e una colonna di aria più umida (60% umidità relativa). Il canale a $6.2\mu\text{m}$ mostra una forte sensibilità nell'alta troposfera fino ai 250 hPa mentre il canale a $7.3\mu\text{m}$ è più sensibile alla media troposfera, a circa 500 hPa. Infine, il canale a $8.7\mu\text{m}$ rileva le variazioni di umidità alle quote più basse, ma la differenza prodotta tra i due profili è solo di 1°C . Dunque, la concentrazione di vapore a queste quote può essere meglio indagata direttamente attraverso simulazioni modellistiche, o indirettamente attraverso algoritmi di retrieval.

Le immagini riportate nel canale $7.3\mu\text{m}$ si riferiscono alla giornata del 29 ottobre e sono scelte per un successivo confronto con le immagini (figure 3.8, 3.9, 3.10, 3.11) ottenute dall'applicazione dell'algoritmo 183-WSL (Laviola and Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013). In questa fase, il fronte freddo ha già raggiunto l'Algeria ed è ben riconoscibile dalla fascia di aria secca che dalle isole Canarie si estende fino al cuore del Mediterraneo (figure 3.6). Contemporaneamente, davanti al fronte si distingue un'ampia struttura nuvolosa che dall'Oceano Atlantico raggiunge il Sud Italia. Nella mattina del 29 ottobre (figure 3.6) è visibile un primo sistema convettivo sulle regioni italiane Nord-occidentali (figura 3.6a) e più tardi su Sardegna e Corsica (figura 3.6b). L'aria più fredda si incunea al di sotto di quella più calda e umida presente sul Mediterraneo generando convezione profonda e temporali di forte intensità, prima lungo la costa tirrenica, poi a seguire sul Nord-Est.

A questo proposito è di estremo interesse un confronto diretto con i prodotti dell'algoritmo di retrieval *Water vapour Strong Lines at 183 GHz* 183-WSL (Laviola and Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013). Le radianze dei canali del sensore satellitare nelle microonde *Advanced Microwave Sounding Unit-B* (AMSU-B) e del *Microwave Humidity Sounder* (MHS) vengono utilizzate per il calcolo dell'intensità della pioggia e nella classificazione del tipo di precipitazione per applicazioni di nowcasting e per il monitoraggio del tempo meteorologico. Lo schema di retrieval è caratterizzato da due differenti algoritmi, rispettivamente su superfici oceaniche e sulle terre emerse, ed è basato sulle proprietà delle linee di assorbimento del vapore acqueo a 183 GHz: (183.31 ± 1) , (183.31 ± 3) , (183.31 ± 7) . Questi tre canali permettono la

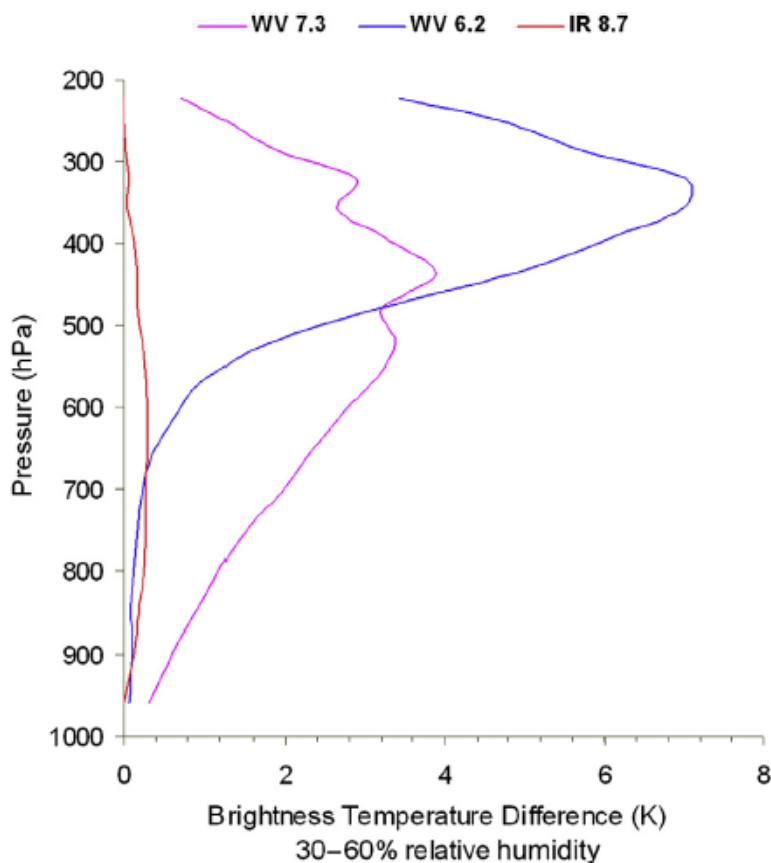
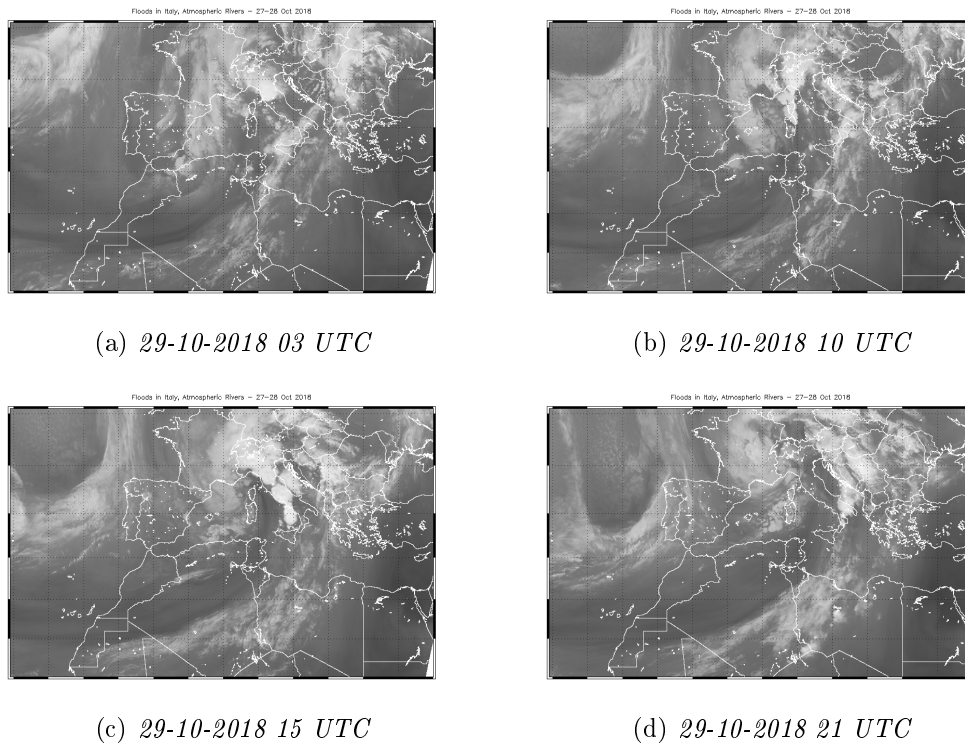


Figura 3.5: Sensibilità dei canali a $7.3\mu m$, $6.2\mu m$ e $8.7\mu m$ basate su simulazioni RTTOV8 per variazioni di umidità moderate. Fonte: Weather analysis and Forecasting (2nd edition).

detection delle aree interessate da precipitazioni e, mediante l'utilizzo di soglie di temperatura di brillantezza accuratamente scelte in base alla calibrazione con dati al suolo, permettono di classificare la precipitazione da stratiforme a convettiva e di identificare la precipitazione nevosa. Lo schema riportato in figura 3.7 sintetizza i passaggi caratterizzanti l'algoritmo.

I dati dei 3 canali a $183GHz$ sono processati insieme ai dati dei canali a $89GHz$, $150GHz$ e ai dati relativi alla topografia, al tipo di superficie e all'angolo zenitale di osservazione del satellite. Nello step successivo si classificano i pixel (terra, oceano, misto) e, se il pixel è riconosciuto come "terra", si applica un filtro per la copertura nevosa. Quindi si procede con l'identificazione della pioggia, dal cui risultato dipendono gli step successivi

Figura 3.6: Immagini MSG canale $7.3 \mu\text{m}$.

dell'algoritmo. Se il pixel analizzato non è caratterizzato dalla presenza di pioggia, si procede con la descrizione della concentrazione di vapore acqueo. Se, al contrario, il pixel è interessato dalla pioggia, si effettua un primo test per l'identificazione della precipitazione nevosa. Se questo fallisce, si procede con l'applicazione di nuove soglie di temperatura di brillantezza che permettono di classificare la precipitazione stratiforme e convettiva, sommate successivamente nel calcolo del *rain rate* totale. A queste operazioni viene integrato parallelamente un algoritmo per l'identificazione della grandine: dalla fase di formazione del ghiaccio (*Hail Initialization*) alla grandine di grandi dimensioni (*Large Hail*).

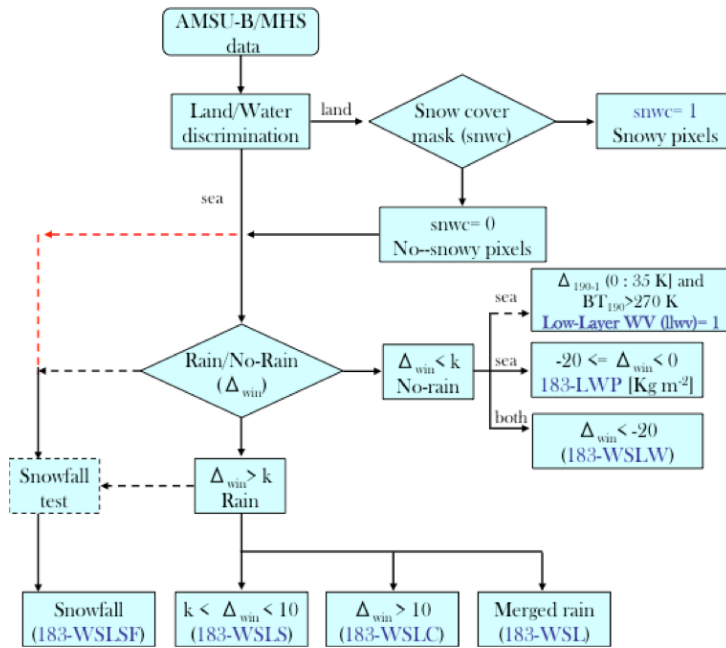


Figura 3.7: Diagramma di flusso 183-WSL.

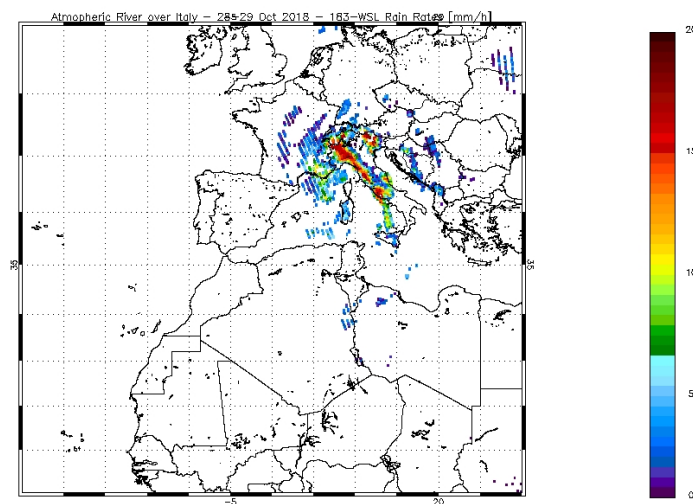


Figura 3.8: Rain rate 29-10-2018 15-16 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.

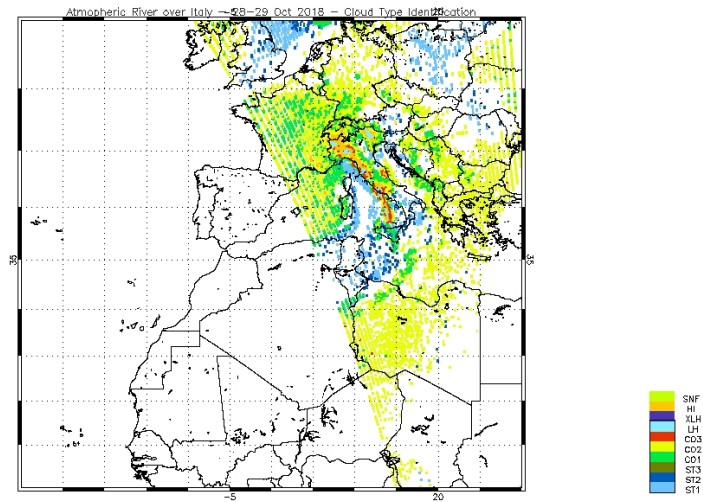


Figura 3.9: Tipo di precipitazione del 29-10-2018 15-16 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.

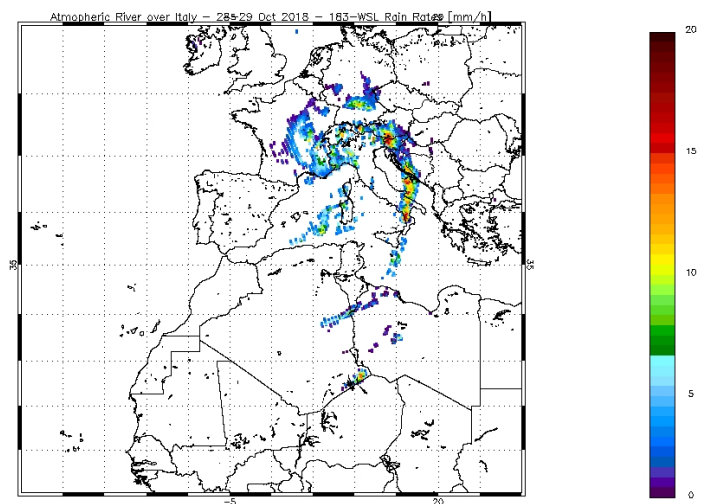


Figura 3.10: Rain rate 29-10-2018 20-21 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.

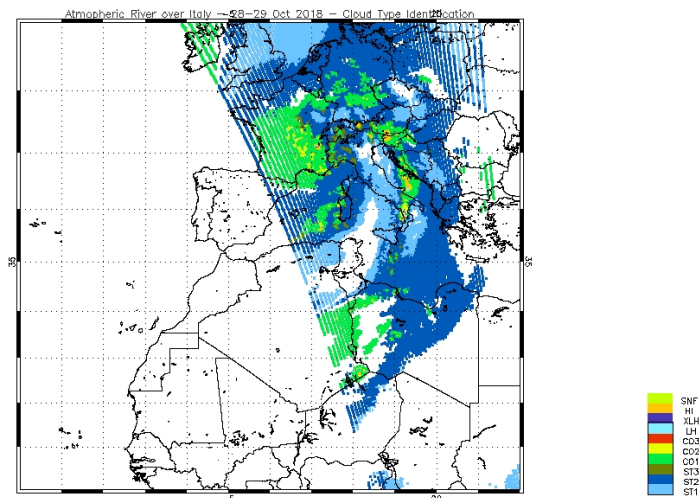


Figura 3.11: Tipo di precipitazione 29-10-2018 20-21 UTC ottenuto dall'algoritmo 183-WSL.

Come anticipato dall'analisi delle immagini MSG, verso le ore 15 UTC del 29 ottobre le precipitazioni risultano particolarmente intense ed interessano le regioni centrali affacciate sul Tirreno e le regioni del Nord-Ovest. Il *rain rate* calcolato dall'algoritmo raggiunge in alcuni punti il suo valore massimo di $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (figura 3.8). In questa zona l'algoritmo riconosce l'intensa attività convettiva dalle quote medie (CO2-colore giallo) fino alle alte quote (CO3-colore rosso). All'interno di queste aree, i punti color ciano sono classificati come *Large Hail*, evidenziando una probabile intensa attività grandigena su Piemonte, Lazio e Toscana. Nelle ore successive le piogge seguono l'andamento del fronte e raggiungono la Slovenia, la Croazia e la Bosnia. L'attività grandigena si attenua rendendo distinguibili soltanto nuclei di formazione di ghiaccio (Hail Initialization-colore arancio).

3.2 Detection dell'Atmospheric River

Configurazioni sinottiche analoghe a quella che ha caratterizzato il periodo in esame sono tipicamente associate a fenomeni alluvionali nel Nord Italia, perché determinano il persistere di forti e umide correnti meridionali (Grazzini, 2007). Nel caso in esame, l'analisi modellistica dell'evento è condotta a partire da simulazioni dei campi di IWV e di IVT.

La concentrazione di vapore acqueo è integrata dai 1000 hPa a 300 hPa ed è espressa in $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$. Il valore minimo della scala è di $20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ e

corrisponde esattamente al valore di soglia di IWV descritto in letteratura per la detection dell'AR (si veda il capitolo 1). Il trasporto di vapore acqueo è integrato rispetto alla stessa quota ed è espresso in $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$

A partire dal 26 ottobre è possibile identificare tre aree ad elevata concentrazione di vapore acqueo (numerate in figura 3.12):

1. Una vasta area posizionata sull'Atlantico.
2. Un'area a Sud-Ovest di origine subtropicale atlantica.
3. Nel settore orientale del dominio, una zona di elevata concentrazione di vapore che dall'Africa tropicale si dirige verso il Mediterraneo.

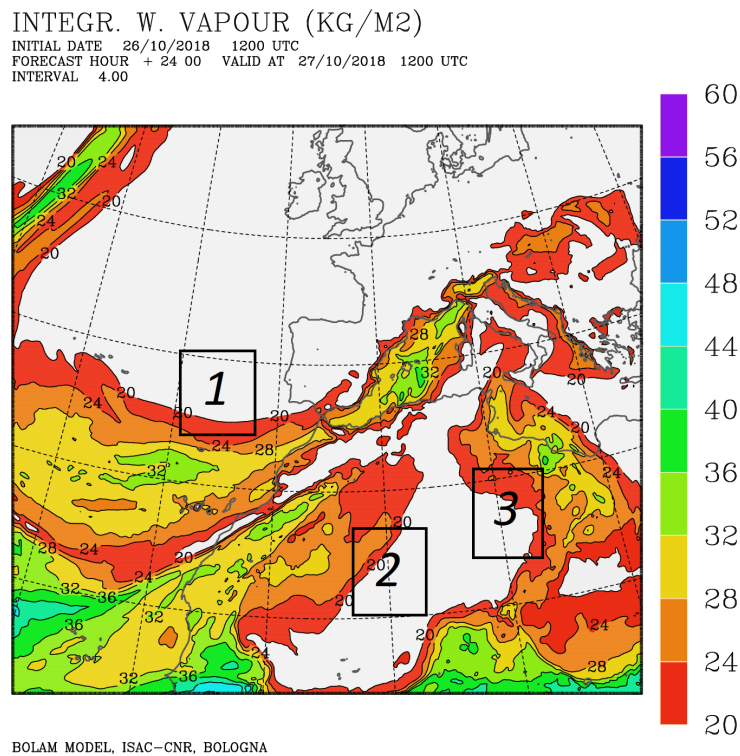
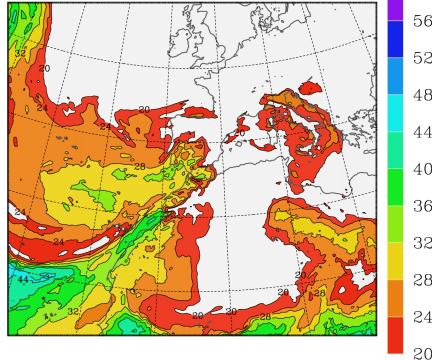


Figura 3.12: Campo di IWV prodotto da simulazione BOLAM relativa al 27-10-2018 12 UTC in cui si evidenziano tre aree ad elevata concentrazione di vapore acqueo.

Il veloce spostamento verso sud, sull'Atlantico, dell'aria fredda associata alla saccatura, produce una compressione e una successiva divergenza della

massa di aria umida sull'Atlantico (1), la quale viene in parte spinta verso ovest sull'Oceano, in parte verso il Mediterraneo attraverso lo stretto di Gibilterra. Più ad est, un flusso di estrazione tropicale (3) raggiunge le coste libiche per poi interessare marginalmente le regioni meridionali e centrali italiane. Inoltre, quando il fronte freddo raggiunge la penisola iberica, si distingue la formazione di un corridoio di aria particolarmente umida (2) che da sud-ovest risale attraverso l'Algeria in direzione nord-orientale. All'elevata concentrazione di vapore acqueo è associata la presenza di venti molto sostenuti che determinano un'intensificazione graduale del trasporto. L'evoluzione è ben descritta dal confronto dei campi di vapore acqueo e trasporto integrato nelle figure 3.13, 3.14, 3.15. Nella prima fase dell'evento, i risultati delle simulazioni sono riportati ad intervalli temporali di 12 ore, a partire dalle 12 UTC del 26 ottobre fino alle 00 UTC del 29 ottobre. Nella giornata del 29 ottobre l'intervallo temporale è ridotto a 6 ore per evidenziare il momento del passaggio del fronte sull'Italia. Le immagini permettono la ricostruzione dell'evoluzione del corridoio di elevata concentrazione di vapore che connette l'area subtropicale atlantica al Mediterraneo attraverso l'Algeria e la Tunisia. La struttura permane e si intensifica per circa 48 ore posizionandosi esattamente davanti al fronte freddo e traslando con questo verso est. Nel suo lento movimento, l'intenso flusso di vapore tende ad assumere una curvatura ciclonica sul Mediterraneo a causa del repentino approfondimento del minimo depressionario che, dalla giornata del 29 ottobre, si muove dalla costa della Tunisia al Golfo Ligure verso le Alpi Occidentali (figura 3.15). L'intensificazione massima del trasporto sull'Italia coincide con il passaggio del fronte a cui sono associati il *low-level jet* e un'intensa attività convettiva. Dunque, la successione delle immagini (figure 3.13, 3.14, 3.15) permette di associare l'area indicata con (2) in figura 3.12 con l'eventuale presenza di un AR, il quale nella sua evoluzione trasporta per migliaia di km vapore acqueo di origine tropicale direttamente sul Mediterraneo, interagendo con i sistemi precipitanti descritti in precedenza. L'identificazione formale dell'AR e il suo contributo quantitativo alle precipitazioni saranno oggetto di analisi nei paragrafi e nei capitoli successivi.

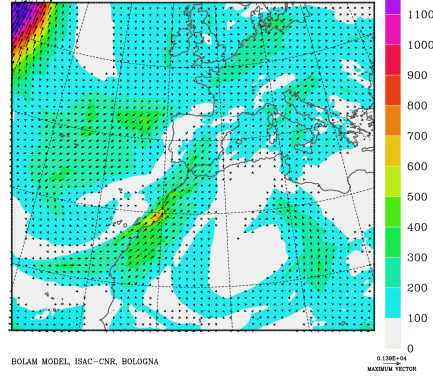
INTEGR. W. VAPOUR (KG/M2)
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 00 00 VALID AT 26/10/2018 1200 UTC
 INTERVAL 4.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(a) IWV 26-10-2018 12 UTC

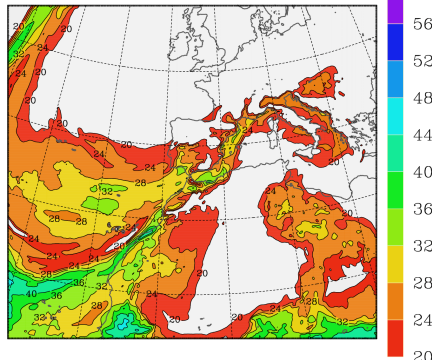
INT VAPOUR TRANSP (KG/M/S)
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 01 00 VALID AT 26/10/2018 1300 UTC
 INTERVAL 100.



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(b) IVT 26-10-2018 12 UTC

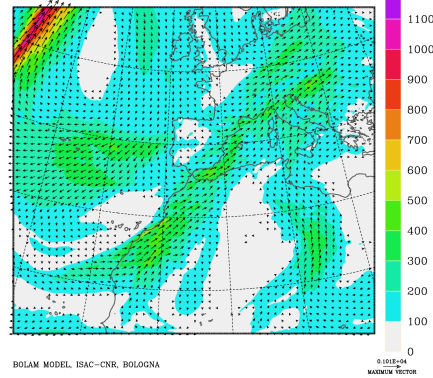
INTEGR. W. VAPOUR (KG/M2)
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 12 00 VALID AT 27/10/2018 0000 UTC
 INTERVAL 4.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(c) IWV 27-10-2018 00 UTC

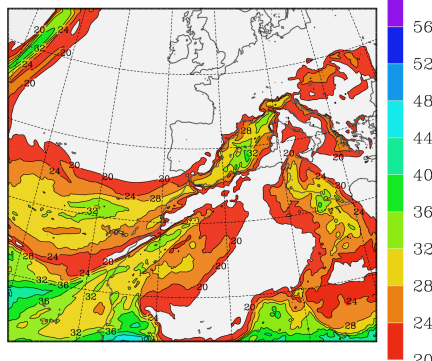
INT VAPOUR TRANSP (KG/M/S)
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 12 00 VALID AT 27/10/2018 0000 UTC
 INTERVAL 100.



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(d) IVT 27-10-2018 00 UTC

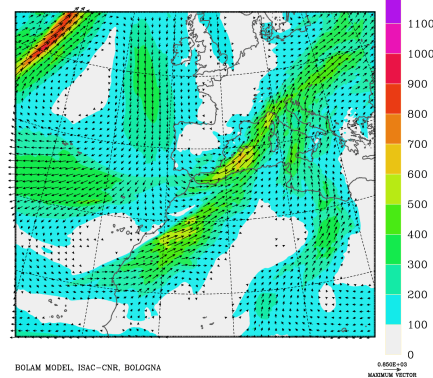
INTEGR. W. VAPOUR (KG/M2)
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 24 00 VALID AT 27/10/2018 1200 UTC
 INTERVAL 4.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(e) IWV 27-10-2018 12 UTC

INT VAPOUR TRANSP (KG/M/S)
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 24 00 VALID AT 27/10/2018 1200 UTC
 INTERVAL 100.



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(f) IVT 27-10-2018 12 UTC

Figura 3.13: Simulazione BOLAM dei campi di IWV e IVT inizializzata il 26 ottobre ore 12 UTC e riferita alla giornata del 26 e del 27 ottobre.

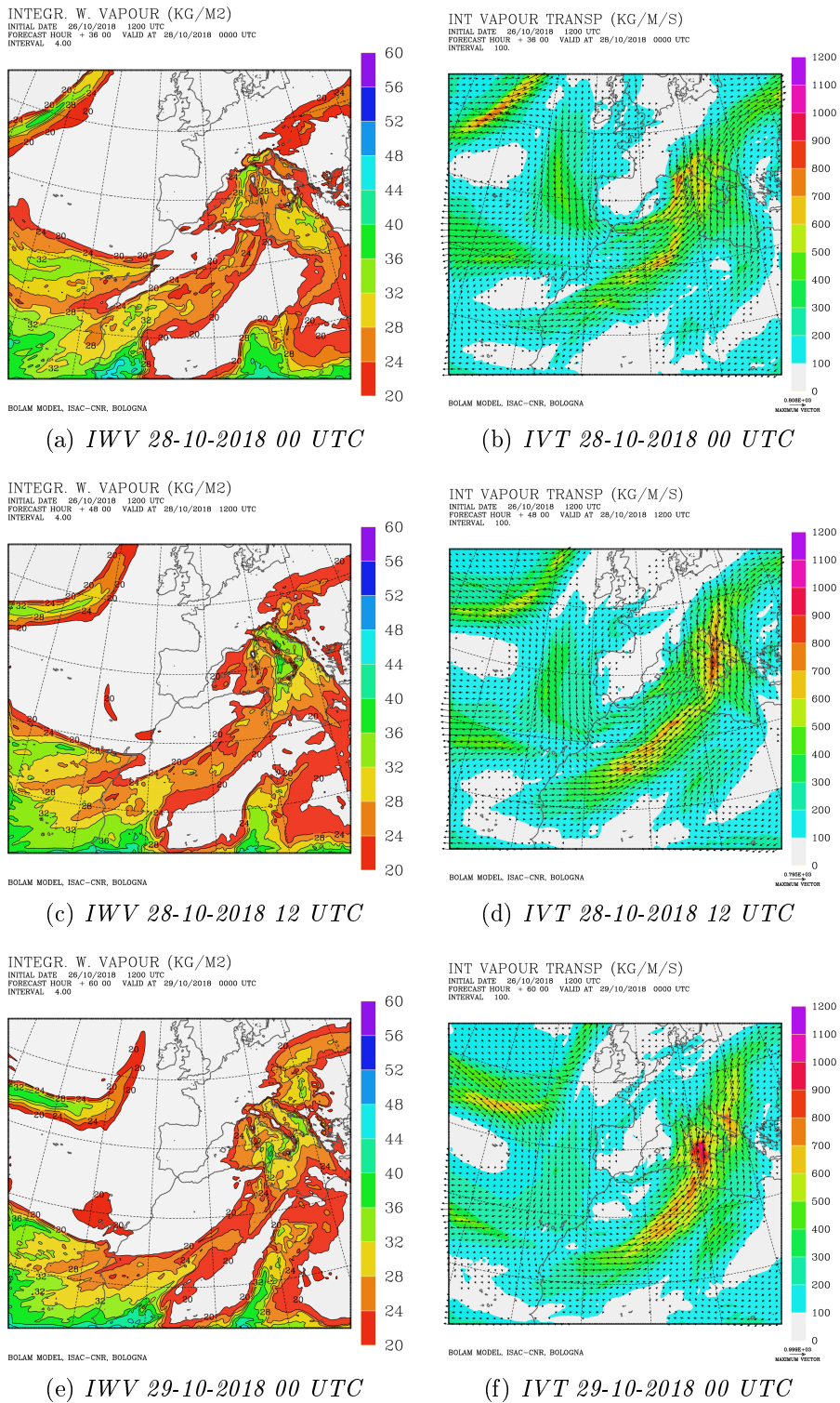


Figura 3.14: Simulazione BOLAM dei campi di IWV e IVT inizializzata il 26 ottobre ore 12 UTC e riferita alla giornata del 28 ottobre.

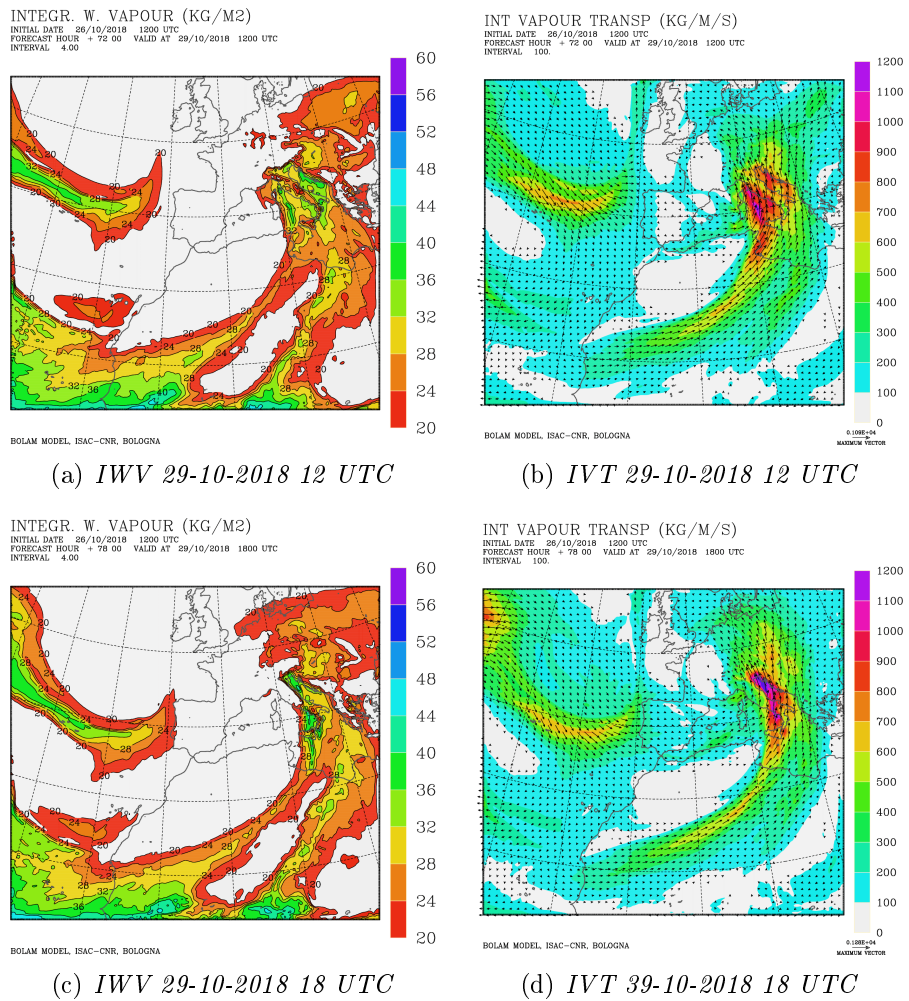


Figura 3.15: Simulazione BOLAM dei campi di IWV e IVT inizializzata il 26 ottobre ore 12 UTC e riferita alla giornata del 29 ottobre.

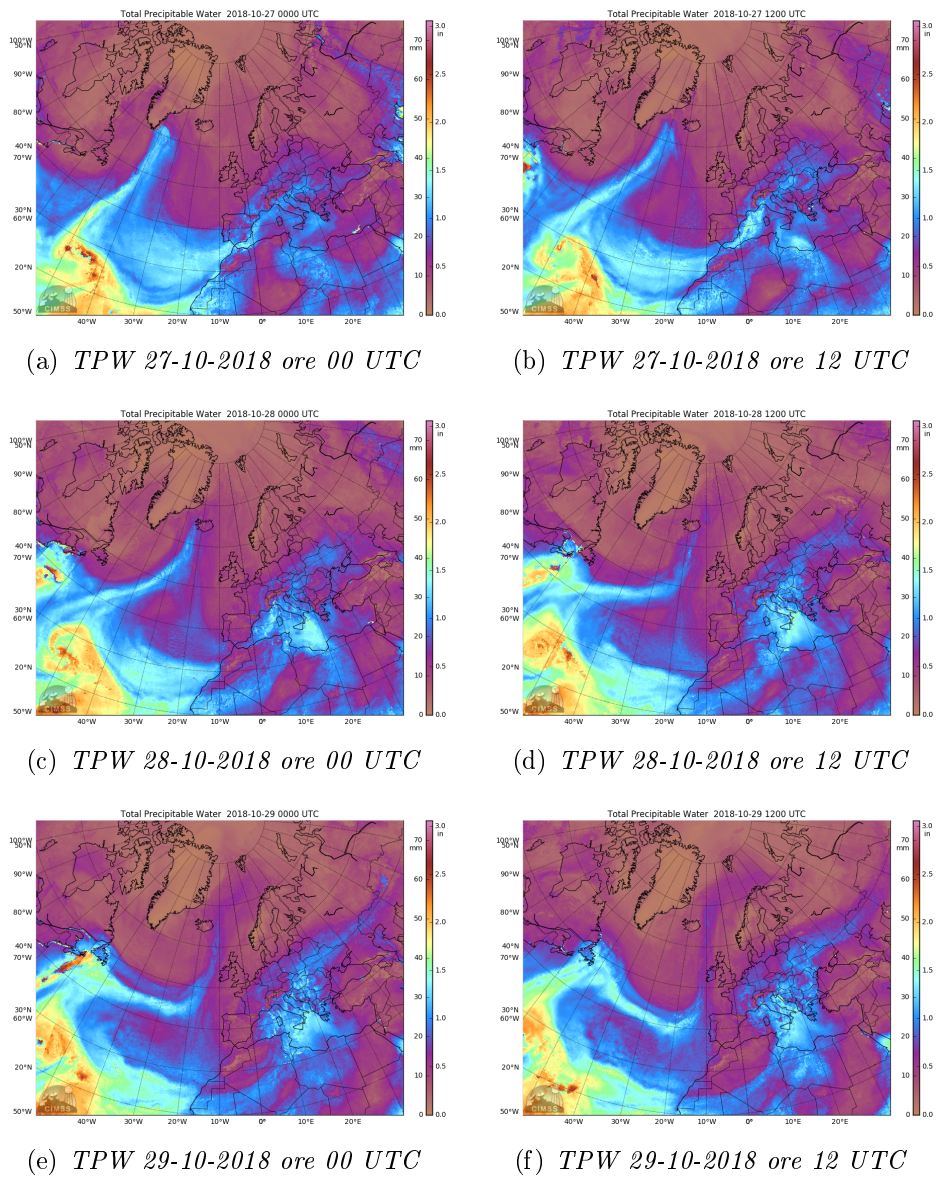


Figura 3.16: Immagini TPW dell’algoritmo MIRS.

La stessa dinamica può essere visualizzata per mezzo dei prodotti del *Microwave Integrated Retrieval System* (MIRS), un algoritmo iterativo che permette di risalire alla *total precipitable water* (TPW), ovvero al vapore contenuto in una colonna verticale di atmosfera tra due quote specificate. Le immagini in figura 3.16 sono ottenute a partire dal MIRS, ma sono procesate mediante una tecnica di *morphological compositing*. Il retrieval è applicato rispetto ai dati forniti dal *Microwave Sounding Units* (MSU), dall’Ad-

vanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B) e dall' *Advanced Technology Microwave Sounder* (ATMS).

Nonostante l'utilizzo di più sensori, i satelliti con orbita polare non potrebbero fornire un'immagine completa di una vasta area. Per tale motivo si procede con un *nudging* del campo IWV disponibile. In altri termini, i dati relativi allo *scan* del sensore vengono trasportati indietro e in avanti nel tempo grazie all'informazione dei valori di vento locale forniti da analisi GFS. Il risultato è un'immagine continua che fornisce i valori di TPW sia su oceano sia su terra. A partire dal 27 ottobre (figura 3.16a, 3.16b) si distingue nuovamente l'area ad elevata concentrazione di vapore, prima indicata con (1) in figura 3.12, che dall'Atlantico si inserisce sul Mediterraneo attraverso lo stretto di Gibilterra. Successivamente, l'aria più secca trasportata dalla saccatura interrompe il flusso atlantico (figura 3.16c) mentre si consolida la struttura umida, la stessa indicata con (2) in figura 3.12, che dalla fascia subtropicale atlantica raggiunge la Tunisia attraversando l'Algeria (figura 3.16c, 3.16d). Si noti inoltre come tale struttura persista per molte ore rimanendo quasi stazionaria fino alla fine della giornata del 29 ottobre (figura 3.16d, 3.16e, 3.16f). Se pur in maniera ancora qualitativa, l'evoluzione ripresa dalle immagini di TPW dell'algoritmo MIRS suggerisce nuovamente la possibilità di identificare la struttura sopra descritta come un AR.

3.2.1 Algoritmo di detection e identificazione dell'AR

Le simulazioni dei campi di IWV e IVT evidenziano la presenza di un corridoio di vapore acqueo dalle caratteristiche geometriche compatibili con quelle della definizione di AR descritte in letteratura. Per poter confermare l'effettiva presenza di un AR è necessario verificare il superamento dei valori di soglia legati alla concentrazione del vapore lungo tutta la traiettoria. Allo scopo, è stato sviluppato un algoritmo scritto in FORTRAN, il quale riceve in input i valori dei campi di IWV e IVT in tutti i punti di griglia del dominio ed effettua una ricerca degli oggetti formati da punti di griglia adiacenti che verificano le condizioni di soglia imposte.

- $IWV > 20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$
- $IVT > 250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Se un punto supera i valori di soglia, viene selezionato e vengono automaticamente analizzati tutti i punti ad esso contigui in un processo a cascata. Quando nessuno dei punti verifica la condizione di soglia il processo si interrompe. Il numero di oggetti identificati è dunque variabile e per giungere

alla scelta dell'unica area di interesse, come quella verde in figura 3.17, si introducono vincoli dimensionali e geografici.

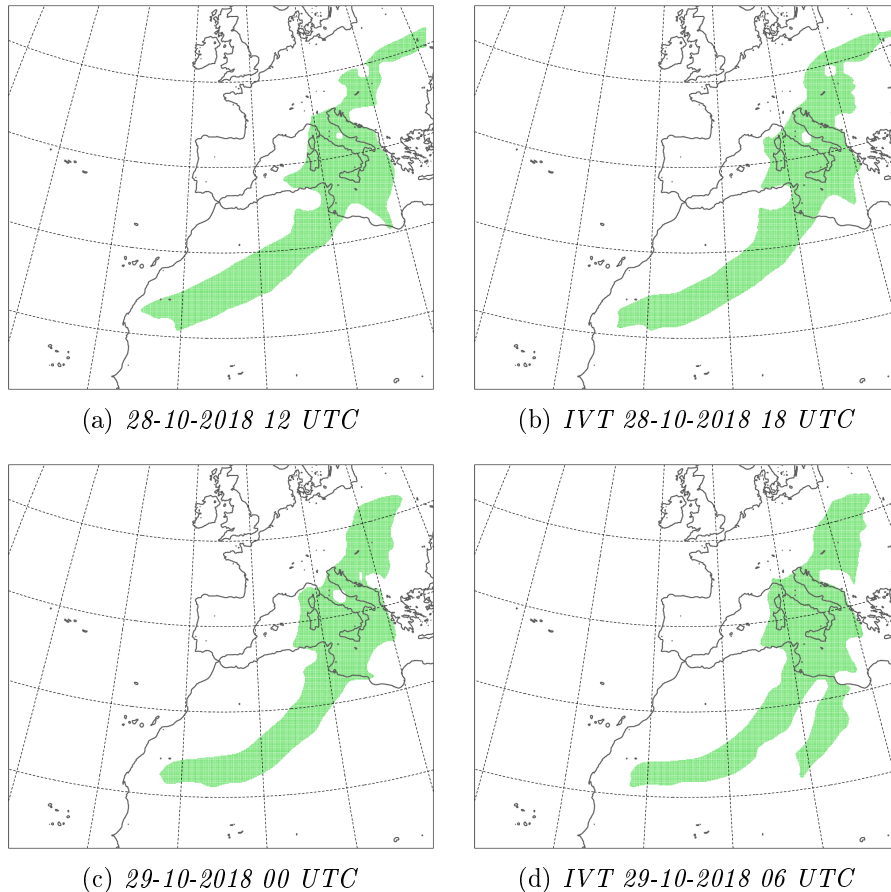


Figura 3.17: Detection AR. Le aree verdi indicano i punti di griglia in cui sono superati i valori di soglia dei campi di IWV e IVT ottenuti da simulazioni di BOLAM.

L'applicazione dell'algoritmo di detection effettuata utilizzando i valori di soglia sopra definiti permette di identificare una struttura, estesa dalle zone tropicali dell'Africa al Mediterraneo, che può essere formalmente definita come *atmospheric river*. Infatti, la lunghezza della struttura di 3000 km e la larghezza media di circa 500 km soddisfano le condizioni dei parametri geometrici descritti in letteratura. Più nel dettaglio, l'AR conserva nel tempo la sua struttura filamentosa sull'Africa, mentre tende ad estendersi in larghezza sul Mediterraneo. In quest'area, l'elevata concentrazione di vapore acqueo fornito dal mare stesso e l'aumento dell'intensità dei venti, dovuto all'appro-

fondimento del nucleo depressionario sul Mar Tirreno e Ligure, determinano il superamento delle soglie di IWV e IVT in quasi tutto il Mediterraneo.

3.2.2 Caratterizzazione dell'AR attraverso sezioni verticali

Le immagini del vapore acqueo integrato e del trasporto di vapore acqueo integrato fin qui analizzate forniscono indicazioni relative a tutta la colonna d'aria, dalla superficie fino a 300 hPa. Per indagare la distribuzione del vapore acqueo al variare della quota al fine di avere una descrizione più accurata della struttura dell'AR, è possibile analizzare le sezioni verticali realizzate lungo la traiettoria descritta dall'AR stesso. Le sezioni verticali considerate nell'analisi sono mostrate in figura (3.18).

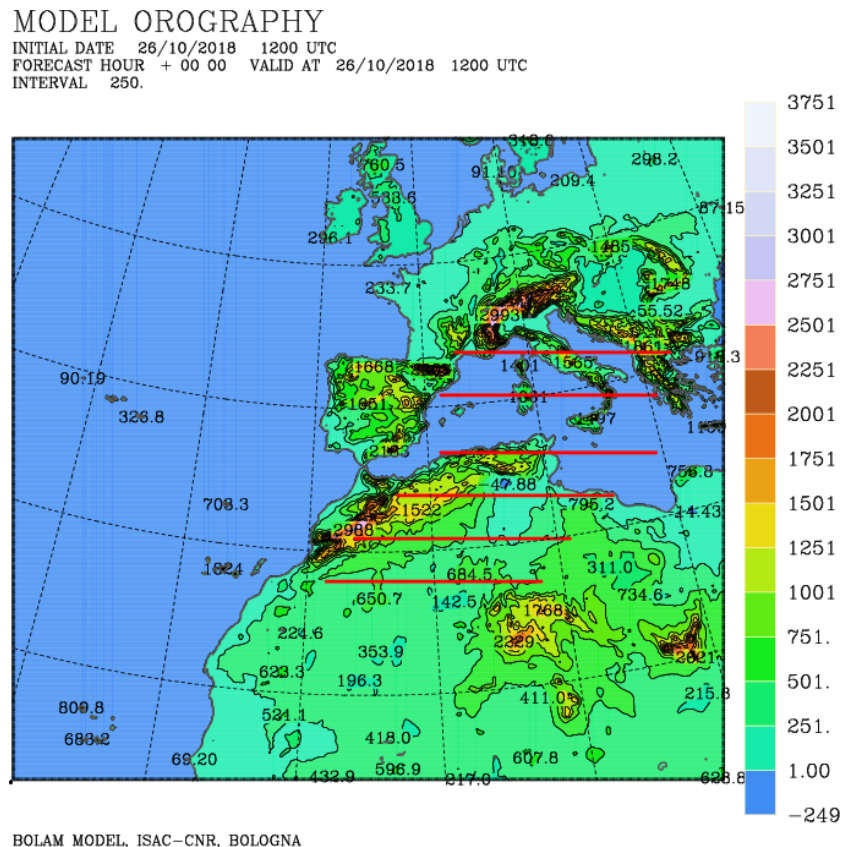
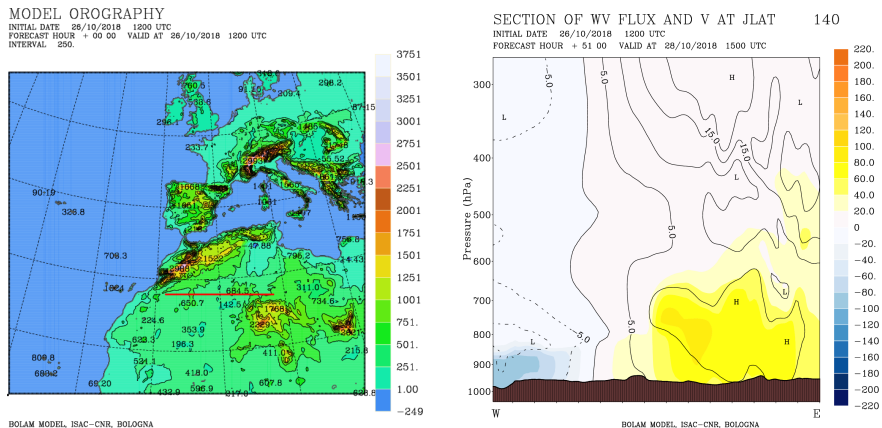
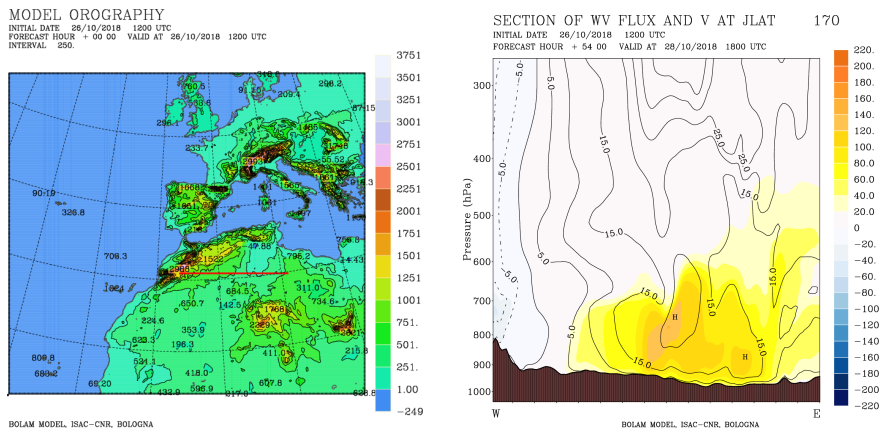


Figura 3.18: Posizione delle sezioni verticali analizzate.

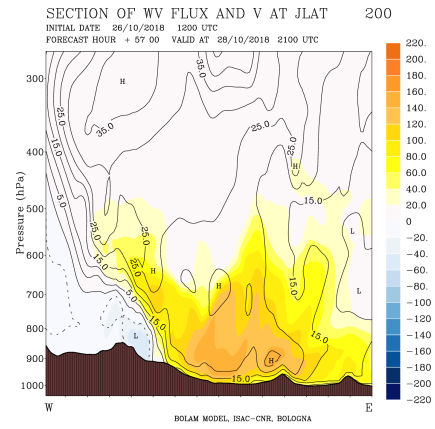
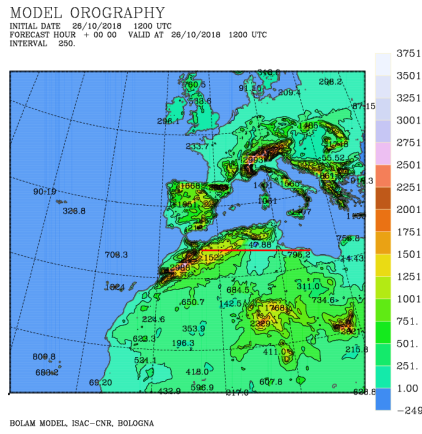
Nelle sezioni viene mostrata la distribuzione verticale del flusso di vapore acqueo (in $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) dalla superficie fino a quote superiori ai 300 hPa e la componente del vento (in $m \cdot s^{-1}$) perpendicolare alla sezione. L'area di colore giallo identifica flussi positivi cioè entranti rispetto alla sezione, quindi provenienti da sud, mentre le aree di colore blu definiscono flussi uscenti negativi, quindi provenienti da nord. In modo analogo, le isolinee continue indicano valori positivi di vento (verso nord), mentre le isolinee tratteggiate individuano valori negativi (verso Sud, figure 3.19).



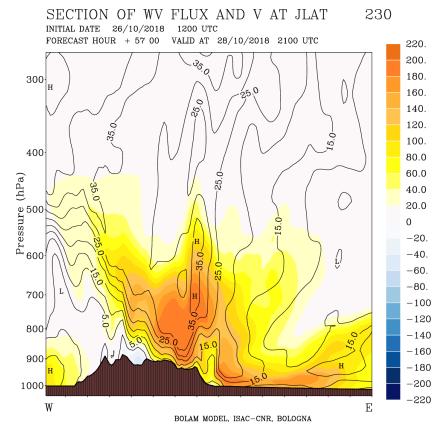
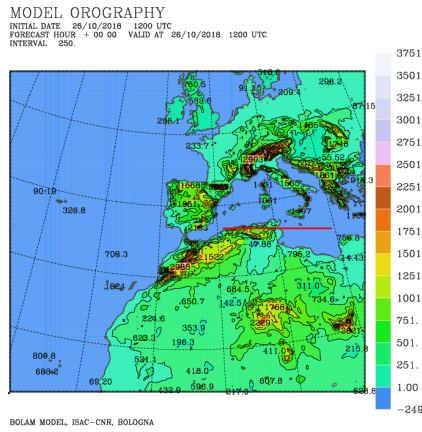
(a) 28-10-2018 15 UTC



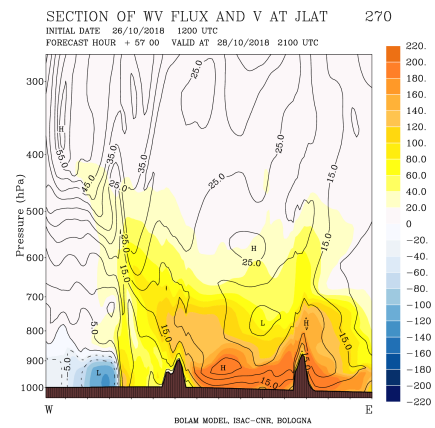
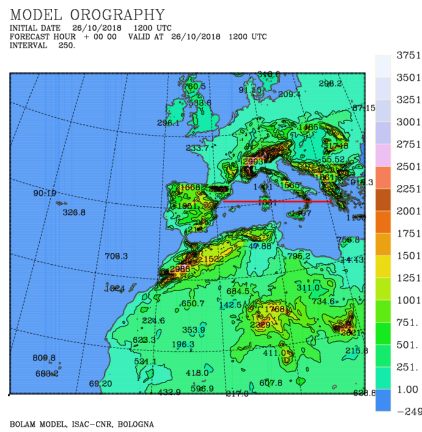
(b) 28-10-2018 18 UTC



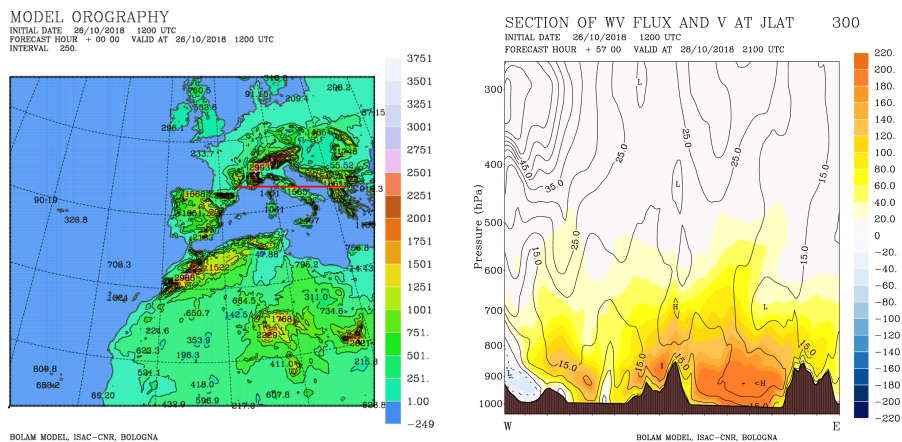
(c) 28-10-2018 21 UTC



(d) 28-10-2018 21 UTC



(e) 28-10-2018 21 UTC



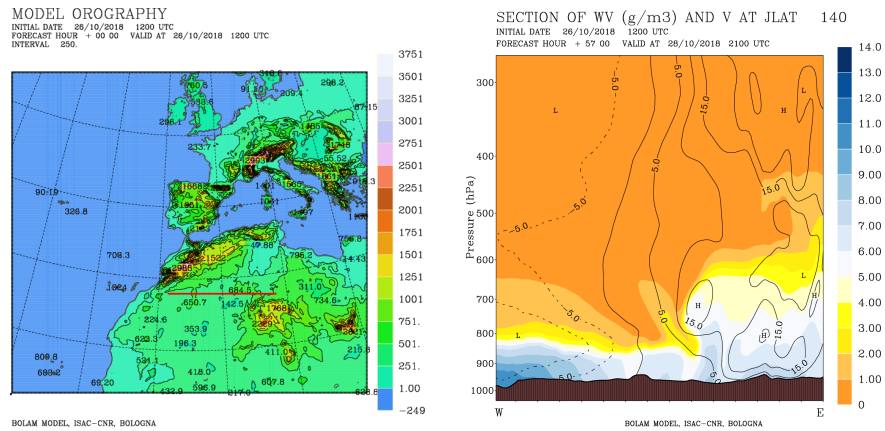
(f) 28-10-2018 21 UTC

Figura 3.19: Nella colonna a sinistra è mostrata la posizione della sezione. A destra è rappresentato il trasporto di vapore attraverso la corrispondente sezione verticale e la velocità del vento perpendicolare ad essa, ottenuti da simulazioni di BOLAM.

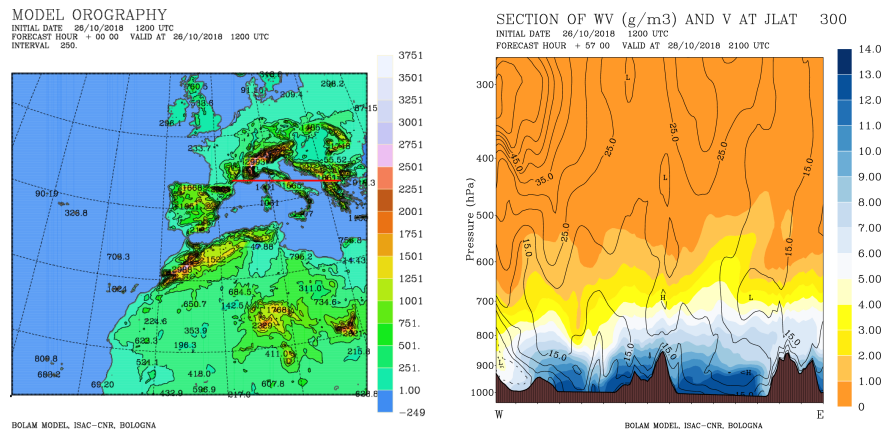
Infine, in figura 3.20 è riportata la distribuzione verticale della densità di vapore acqueo ($g \cdot m^{-3}$) con la quota e la velocità del vento perpendicolare alla sezione. Le prime tre sezioni (a partire da Sud, figura 3.19a, 3.19b, 3.19c) sono tracciate a diversi istanti temporali, a distanza di 3 ore l'una dall'altra. In questo modo è possibile seguire qualitativamente l'evoluzione della massa di aria umida trasportata dall'AR sull'Africa verso il Mediterraneo. Al contrario, le successive tre immagini si riferiscono allo stesso orario (21 UTC del 28 ottobre, figura 3.19d, 3.19e, 3.19f) e "fotografano" l'AR sul Mediterraneo.

Come facilmente riconoscibile, il trasporto appare particolarmente intenso fino ai 700-600 hPa con i massimi valori registrati vicino alla superficie. Nelle differenti sezioni il flusso proviene prevalentemente da sud (area gialla), mentre un trasporto negativo (figura 3.19a) è visibile ad ovest (area azzurra) e corrisponde alla discesa da nord dell'aria fredda pilotata dalla profonda saccatura. Nelle ore successive a latitudini maggiori (figure 3.19b, 3.19c) il trasporto tende velocemente ad intensificarsi, accresciuto da un vigoroso *low-level jet*. A questo proposito, si noti come in figura 3.19c, la curva di velocità costante pari a $15 m \cdot s^{-1}$ dalle alte quote raggiunga direttamente la superficie.

Se nelle sezioni sull'Africa il trasporto di vapore legato all'AR è facilmente identificabile, nelle successive sezioni sul Mediterraneo risulta più complesso distinguere la sua effettiva traiettoria a causa dell'intensificazione dei venti e dell'alto contenuto di umidità legato all'evaporazione dal mare. Questo



(a) 28-10-2018 21 UTC



(b) 28-10-2018 21 UTC

Figura 3.20: Nella colonna a sinistra è mostrata la posizione della sezione. A destra è rappresentata la densità di vapore acqueo lungo la corrispondente sezione verticale e la velocità del vento perpendicolare ad essa, ottenute da simulazioni BOLAM per il giorno 28 ottobre ore 21 UTC.

aspetto è particolarmente evidente in figura 3.20a e 3.20b, dove si effettua un confronto della distribuzione della densità di vapore acqueo tra due sezioni: la prima posizionata sul continente africano, la seconda che attraversa il Mar Tirreno e il Mar Adriatico. Nel primo caso la massima densità di vapore acqueo è generalmente inferiore ai $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ mentre nel secondo risulta più elevata, con valori che raggiungono diffusamente i $13 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$. Il trasporto sul Mediterraneo si intensifica su un'area molto estesa che interessa la quasi totalità della superficie delle sezioni analizzate (figura 3.19d, 3.19e, 3.19f). Il trasporto direttamente connesso all'AR sul Mediterraneo può essere solo in

parte isolato con l'aiuto delle simulazioni descritte in figura 3.13 e mediante il confronto con i risultati della detection in figura 3.17. Se ne deduce che la struttura principale dell'AR scorre al di sopra della catena montuosa dell'Atlante in figura 3.19d e raggiunge il Mediterraneo interessando sia il Mar Tirreno che il Mar Adriatico (figura 3.19e, 3.19f). In particolare, il trasporto, attivato sull'Adriatico dallo Scirocco, (figura 3.19f), si intensifica con un deciso gradiente positivo verso la superficie raggiungendo il valore massimo di $180 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$. Se si calcola la portata istantanea sull'Adriatico lungo questa sezione (figura 3.19f) per una lunghezza di circa 300 km e un'altezza di circa 2000 m, si ottiene un risultato notevole, pari a $\sim 100000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Per avere un termine di confronto, questo valore corrisponde a più di 60 volte la portata del Po, a circa 6 volte la portata del Mississippi, a metà della portata del Rio delle Amazzoni.

Capitolo 4

Budget di acqua in atmosfera

La fase di detection ha permesso di verificare la presenza di un AR in arrivo sul Mediterraneo nel corso dell'evento, di individuarne la posizione e di seguirne l'evoluzione nel tempo.

Per caratterizzare quantitativamente il trasporto di vapore acqueo, di acqua liquida e di ghiaccio legato all'AR e confrontarlo con il contributo locale dovuto all'evaporazione dalla superficie del Mar Mediterraneo, si procede con la costruzione delle *budget box*. L'obiettivo finale è di riuscire a individuare quale dei due fenomeni, locale (evaporazione) e remoto (AR), sia principalmente responsabile delle intense precipitazioni registrate sul territorio italiano, nelle diverse fasi dell'evento. Il codice di post-processing del modello viene modificato per realizzare il calcolo del budget di acqua in atmosfera all'interno di box tridimensionali (figura 4.1). Il bilancio di massa è effettuato attraverso la seguente equazione::

$$\Delta IW = E - P + F + res \quad (4.1)$$

dove il ΔIW rappresenta la variazione temporale dell'acqua contenuta nel volume della box, E descrive il contributo evaporativo, P la massa persa per fenomeni di precipitazione e F i flussi in ingresso (positivi) e uscita (negativi) sulle facce della box. Infine, il termine *res* indica il residuo prodotto da errori computazionali e approssimazioni effettuate. Tutti i termini sono calcolati in $kg \cdot s^{-1}$ e quindi sono sensibili all'area rispetto alla quale sono valutati. Nella fase di verifica del calcolo di bilancio di massa, l'altezza della box è estesa fino a 300 hPa, in modo tale da poter assumere come trascurabili i contributi di massa in ingresso o in uscita rispetto alla faccia superiore, considerando trascurabili i moti verticali alla quota della tropopausa.

Lo studio svolto è di natura euleriana in quanto le box risultano fisse nello spazio durante tutta la durata dell'evento e permettono di registrare le variazioni dei flussi (in ingresso e in uscita) separatamente lungo tutti

i lati. Il posizionamento delle box principalmente sul Mar Mediterraneo risponde a precisi criteri di analisi legati alla traiettoria dell'AR evidenziata in precedenza mediante simulazioni numeriche. In figura 4.1 è riportata una box di esempio, estesa fino ai 700 hPa. Le frecce rappresentano i diversi contributi e la direzione dei flussi laterali è solamente indicativa. I colori delle frecce corrispondono ai colori adottati nei successivi grafici per indicare i diversi termini nel calcolo del bilancio di massa.

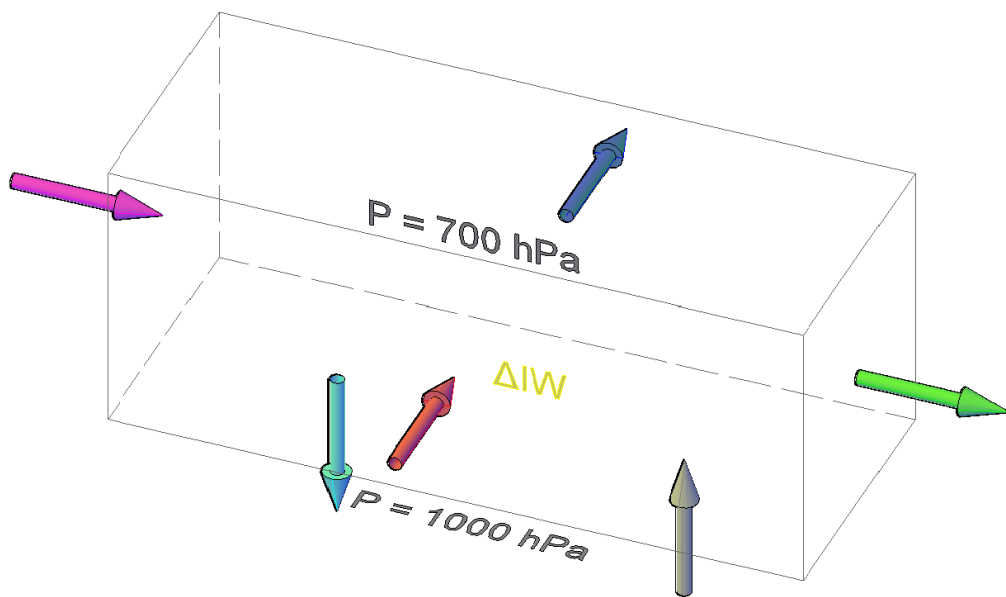


Figura 4.1: Esempio grafico di una box con la faccia superiore corrispondente alla superficie isobarica di 700 hPa. Le frecce rappresentano indicativamente i diversi contributi entranti e uscenti dalla box e il loro colore sarà ripreso nei successivi grafici di bilancio di massa.

4.1 Calcoli di budget

4.1.1 Facce Laterali

Il flusso di vapore, acqua liquida e ghiaccio che attraversa le pareti longitudinali può essere stimato come:

$$F_x = \int_{z_{in}}^{z_{fin}} \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \rho_v v_n dx dz \quad (4.2)$$

Dove F_x flusso istantaneo orizzontale, $x_{in}, x_{fin}, z_{in}, z_{fin}$ dimensioni della faccia su cui si effettua il calcolo, ρ_v densità del vapore e v_n velocità perpendicolare all'area della faccia.

Scrivendo $\rho_v = \rho_{air}q$, dove q è l'umidità specifica, otteniamo:

$$F_x = \int_{z_{in}}^{z_{fin}} \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \rho_{air}q v_n dx dz \quad (4.3)$$

In realtà, dal momento che si vuole effettuare un bilancio di massa totale, si calcola nel termine q la concentrazione di tutte le specie in modo che $q = q_{vapour} + q_{water} + q_{ice}$.

Infine utilizzando l'approssimazione idrostatica:

$$dp = -\rho_{air}g dz \quad (4.4)$$

ed esprimendo il risultato in funzione della coordinata ibrida σ :

$$F_x = - \int_{\sigma_{in}}^{\sigma_{fin}} \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \frac{q}{g} v_n dx \frac{dp}{d\sigma} d\sigma \quad (4.5)$$

Inoltre nel sistema di coordinate di BOLAM:

$$\begin{cases} dx = a \cos \phi d\lambda \\ dy = a d\phi \end{cases} \quad (4.6)$$

Dunque:

$$F_x = -\frac{a}{g} \int_{\sigma_{in}}^{\sigma_{fin}} \int_{\lambda_{in}}^{\lambda_{fin}} q v_n \cos \phi d\lambda \left(\frac{dp}{d\sigma}\right) d\sigma \quad (4.7)$$

L'analisi dimensionale fornisce:

$$[F_x] = \left[\frac{s^2}{m}\right][m] \left[\frac{m}{s}\right] \left[\frac{kg}{ms^2}\right] = \left[\frac{kg}{s}\right] \quad (4.8)$$

Ora, queste variabili devono essere espresse nei punti di griglia del dominio discreto. Le grandezze presenti nell'espressione sono generalmente funzione della longitudine (indice i), della latitudine (indice j) e della quota (indice k). Nel calcolo specifico, stiamo calcolando il flusso F_x lungo una faccia longitudinale, a latitudine fissata. Questo vuol dire che le variabili possono essere descritte da:

$$q(i, \bar{j}, k), \quad v_n(i, \bar{j}, k), \quad \frac{dp}{d\sigma} d\sigma(i, \bar{j}, k)$$

dove \bar{j} indica che il calcolo è effettuato a latitudine fissata. Di conseguenza l'espressione 4.7 si traduce in:

$$F_x = -\frac{a}{g} \cos \phi \Delta \lambda \sum_i \sum_k q_{i,k} v_{i,k} \left(\frac{dp}{d\sigma} \right)_{i,k} \quad (4.9)$$

Dove i varia da x_{in} e x_{fin} e k indica i livelli σ . Il termine $\cos \phi$ (latitudine) non dipende dagli indici perché la somma è effettuata in altezza e lungo la longitudine. Infine, il $\Delta \lambda$ è assunto costante.

L'area sulla quale è calcolato il flusso è :

$$Area_{x,z} = \int_{z_{in}}^{z_{fin}} \int_{x_{in}}^{x_{fin}} dx dz = \int_{\lambda_{in}}^{\lambda_{fin}} \int_{\Phi_{in}}^{\Phi_{fin}} a \cos \phi d\lambda \frac{d\Phi}{g} \quad (4.10)$$

dove abbiamo utilizzato la definizione di geopotenziale:

$$d\Phi = g dz \quad (4.11)$$

Infine:

$$Area_{x,z} = \frac{a}{g} \cos \lambda \sum_i \sum_k \Delta \Phi_{i,k} \quad (4.12)$$

In modo analogo, il flusso attraverso le facce latitudinali è descritto dalla:

$$F_y = \int_{z_{in}}^{z_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} \rho_v q u_n dy dz \quad (4.13)$$

Dove $y_{in}, y_{fin}, z_{in}, z_{fin}$ sono i punti che definiscono l'estensione dell'area, mentre u_n è la componente ad essa normale. Con lo stesso procedimento seguito nella 4.2 otteniamo:

$$F_y = - \int_{\sigma_{in}}^{\sigma_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} \frac{q}{g} u_n dy \frac{dp}{d\sigma} d\sigma \quad (4.14)$$

Nel sistema di riferimento 4.6:

$$F_y = - \int_{\phi_{in}}^{\phi_{fin}} \int_{\sigma_{in}}^{\sigma_{fin}} \frac{q}{g} u_n a d\phi \frac{dp}{d\sigma} d\sigma \quad (4.15)$$

Questa volta nel dominio discreto di BOLAM, il calcolo è effettuato lungo una faccia longitudinale. Questo vuol dire che le variabili sono funzione di:

$$q(\bar{i}, j, k), \quad v_n(\bar{i}, j, k), \quad \frac{dp}{d\sigma} d\sigma(\bar{i}, j, k)$$

Dove \bar{i} indica che il calcolo è effettuato a longitudine fissa. Il flusso F_y da implementare nel codice è:

$$F_y = \frac{a}{g} \Delta\phi \sum_j \sum_k q_{j,k} u_{j,k} \left(\frac{dp}{d\sigma} \right)_{j,k} \quad (4.16)$$

dove $\Delta\phi$ è costante.

Utilizzando la 4.11 e la 4.6 l'area sulla quale è calcolato il flusso è :

$$Area_{y,z} = \int_{z_{in}}^{z_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} dydz = \int_{\lambda_{in}}^{\lambda_{fin}} \int_{\Phi_{in}}^{\Phi_{fin}} ad\lambda \frac{d\Phi}{g} \quad (4.17)$$

Infine si ottiene:

$$Area_{y,z} = \frac{a}{g} \Delta\lambda \sum_j \sum_k \Delta\Phi_{j,k} \quad (4.18)$$

4.1.2 Area di base

Sulla base inferiore della box vengono calcolati i contributi dovuti ai processi di evaporazione e precipitazione. Se nel caso delle facce laterali il flusso si riferisce ad un valore istantaneo, in questo caso l'evaporazione e la precipitazione sono fornite dal modello come grandezze cumulate nel tempo. Sarà dunque necessario applicare una normalizzazione temporale rispetto al valore iniziale.

Più nel dettaglio nella fase di *postprocessing* il flusso evaporativo cumulado è descritto dalla funzione *cqflux* espressa in $[J/m^2]$. La grandezza *cqflux* rappresenta l'energia liberata dall'evaporazione in 1 m^2 di superficie.

Nel calcolo di budget i diversi contributi vogliono essere confrontati in termini di flusso di massa. Dunque si divide *cqflux* per il calore latente di vaporizzazione $LH = -2.5 \cdot 10^6 \cdot J \cdot kg^{-1}$. Risulta:

$$evap = \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} \frac{cqflux}{LH} dx dy = a^2 \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} \frac{cqflux}{LH} \cos\phi d\lambda d\phi \quad (4.19)$$

Nel calcolo sui punti di griglia:

$$evap = a^2 \Delta\phi \Delta\lambda \sum_i \sum_j \frac{cqflux_{i,j}}{LH} \cos\phi_j \quad (4.20)$$

L'analisi dimensionale fornisce ora:

$$\left[\frac{cqflux}{LH} \right] = \left[\frac{J}{m^2} \right] \left[\frac{kg}{J} \right] = \left[\frac{kg}{m^2} \right] \quad (4.21)$$

L'area di base $Area_{x,y}$:

$$Area_{x,y} = \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} dx dz = \int_{\lambda_{in}}^{\lambda_{fin}} \int_{\Phi_{in}}^{\Phi_{fin}} a^2 \cos \lambda d\lambda d\phi \quad (4.22)$$

Nel dominio discreto:

$$Area_{x,z} = a^2 \Delta\lambda \Delta\phi \sum_i \sum_j \cos \lambda \quad (4.23)$$

Considerando l'intervallo temporale Δt rispetto a cui è calcolato $cqflux$ possiamo scrivere:

$$\left[\frac{cqflux Area_{x,z}}{LH \Delta t} \right] = \left[\frac{J}{m^2} \right] [m^2] \left[\frac{kg}{m^2} \right] [Area_{x,y}] \left[\frac{1}{s} \right] = \left[\frac{kg}{s} \right] \quad (4.24)$$

Lo stesso approccio può essere applicato al calcolo della precipitazione, fornita come valore cumulato nel tempo $totpre$ in $[\frac{kg}{m^2}]$. Dunque:

$$prec = \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} totpre dx dy = a^2 \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} totpre \cos \phi d\lambda d\phi \quad (4.25)$$

Nel calcolo sui punti di griglia:

$$prec = a^2 \Delta\phi \Delta\lambda \sum_i \sum_j totpre_{i,j} \cos \phi_j \quad (4.26)$$

Come prima, si moltiplica per l'area $Area_{x,y}$ e si divide per Δt .

$$\left[\frac{totpre}{Area_{x,y} \Delta t} \right] = \left[\frac{kg}{m^2} \right] \left[\frac{m^2}{s} \right] = \left[\frac{kg}{s} \right] \quad (4.27)$$

4.1.3 Contenuto della box

L'ultimo contributo necessario alla chiusura del bilancio di massa è dato dalla variazione temporale del contenuto di acqua (vapore, acqua liquida, ghiaccio) nel volume della box.

Abbiamo già definito nel capitolo 1 il contenuto colonnare di vapore (*Integrated Water Vapour*)

$$IWV = \frac{1}{g} \left(\int_{1000hPa}^{300hPa} q \cdot dp \right) \quad (4.28)$$

Sostituendo q con $q = q_{vapour} + q_{water} + q_{ice}$ otteniamo l'*Integrated Water* (IW), che integriamo in tutto il volume:

$$IW = \int_{x_{in}}^{x_{fin}} \int_{y_{in}}^{y_{fin}} IW dx dy = a^2 \int_{\lambda_{in}}^{\lambda_{fin}} \int_{\phi_{in}}^{\phi_{fin}} IW \cos \phi \Delta \lambda \Delta \phi \quad (4.29)$$

Nel dominio discreto si ottiene:

$$IW = a^2 \Delta \phi \Delta \lambda \sum_i \sum_j IW_{i,j} \cos \phi_j \quad (4.30)$$

La variazione temporale può essere allora calcolata come:

$$\Delta IW = \frac{IW_2 - IW_1}{\Delta t} \quad (4.31)$$

Dove IW_1 è l'*integrated water* calcolato al tempo t_1 mentre IW_2 è calcolato al tempo $t_1 + \Delta t$. Coerentemente agli altri termini, questa quantità è espressa in $[\frac{kg}{s}]$

4.2 Chiusura del bilancio

L'affidabilità del calcolo di bilancio di massa deve essere verificata quantificando il termine residuo. La chiusura del budget non può essere esatta perché i termini calcolati sono discreti nel tempo e la loro variazione non può essere descritta al di sotto dell'intervallo temporale minimo scelto. In questa ottica, una repentina variazione dei flussi produce una minore accuratezza del calcolo. Quindi, per ridurre al minimo l'errore introdotto dalla discretizzazione temporale, i contributi del budget vengono calcolati ogni 15 minuti. In altri termini, il valore del generico flusso F_x al tempo t_n viene ipotizzato costante fino alla nuova assegnazione al tempo t_{n+1} con $t_{n+1} - t_n = 15min$.

Inoltre, i termini introdotti nel budget sono di natura differente: i flussi laterali rappresentano valori istantanei, mentre la precipitazione, l'evaporazione, il vapore acqueo integrato nella box, descrivono valori cumulati nel tempo e solo successivamente normalizzati.

Infine, la box su cui viene verificata la chiusura (fig.4.3) è costruita sul Mediterraneo e si estende dalla superficie fino a 300 hPa. A questa quota possiamo assumere che gli scambi di massa attraverso la superficie superiore della box siano estremamente ridotti.

Il valore del residuo in figura 4.2 è evidenziato in nero e per tutta la durata dell'evento (84 h) risulta essere di almeno un ordine di grandezza inferiore rispetto a tutti gli altri termini. Nella giornata del 29 Ottobre si

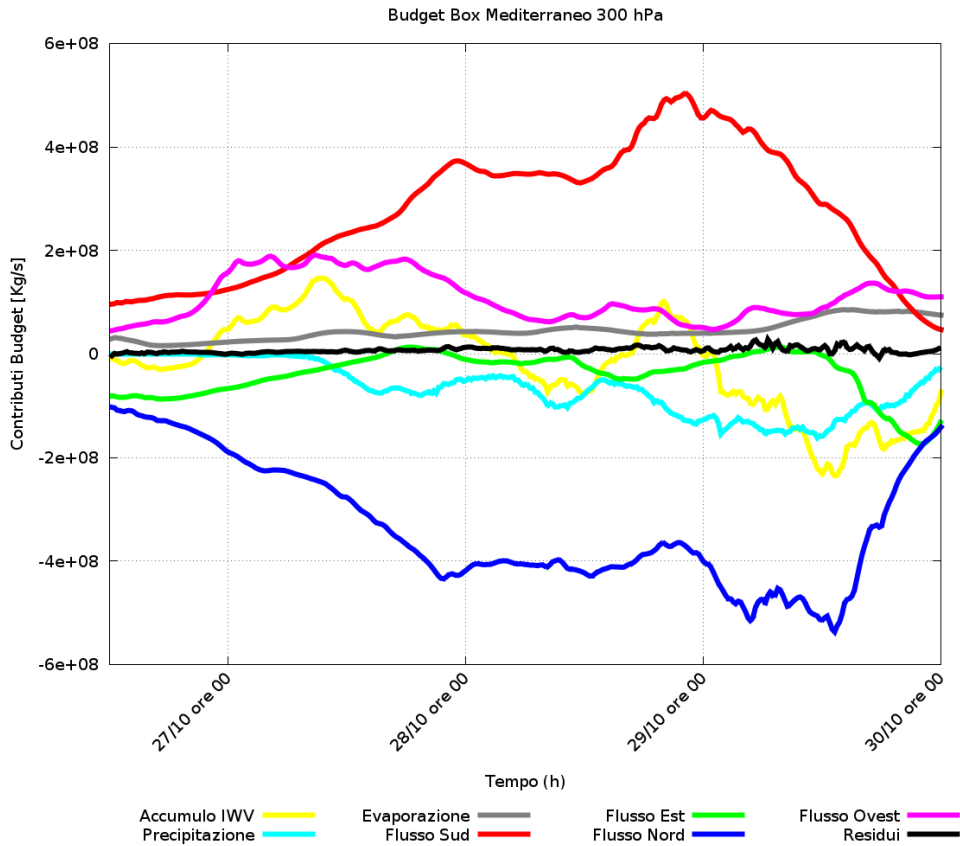


Figura 4.2: Verifica della chiusura del bilancio di massa nella box posizionata sul Mediterraneo con la faccia superiore corrispondente alla superficie isobarica di 300 hPa. Il residuo è indicato nel grafico con la curva nera.

registra un'ampiezza maggiore nella fluttuazione del termine, probabilmente riconducibile alla repentina variazione del flusso in ingresso da sud (curva rossa) e in uscita da nord (curva blu).

Questa prima analisi supporta la chiusura del budget e dunque la validità del metodo nei limiti degli errori sopra menzionati.

4.3 Bilanci di massa

Dopo la verifica della chiusura del bilancio, l'altezza delle box è fissata a 700 hPa perché, come già apprezzato con l'aiuto delle sezioni, i flussi ed il trasporto di vapore acqueo rimangono principalmente confinati al di sotto di

tale quota, sia per quanto riguarda l'AR, sia in generale per il trasporto sul Mediterraneo legato alla presenza di *low-level jet*.

La prima analisi di budget è condotta nella stessa box (figura 4.3) utilizzata precedentemente per la valutazione del termine residuo.

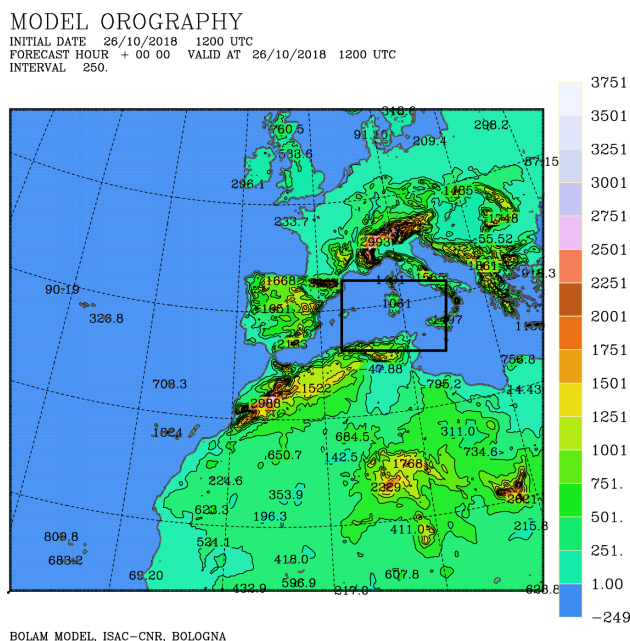


Figura 4.3: Posizione della box utilizzata per il calcolo del budget di acqua in atmosfera sul Mediterraneo.

I diversi contributi sono calcolati in $kg \cdot s^{-1}$ e non sono normalizzati rispetto all'area. Dunque, data la geometria della box, i termini relativi alla faccia sud e alla faccia nord saranno generalmente maggiori.

Dalla seconda parte della giornata del 26 ottobre si assiste al graduale aumento dei flussi provenienti da sud (curva rossa) e da ovest (curva viola), mentre i flussi da est (curva verde) rimangono negativi, a conferma della presenza di correnti prevalentemente occidentali (figura 4.4).

Dalle simulazioni effettuate, in questa prima fase l'aumento del flusso in ingresso dalla faccia ovest della box è direttamente connesso alla massa di aria umida proveniente dall'Atlantico, identificata nel capitolo precedente attraverso l'analisi dei campi di IWV e IVT del modello e indicata con (1) in figura 3.12. Invece, l'aumento del flusso da sud è riconducibile al contributo tropicale dall'Africa (indicato con (3) in figura 3.12) nel settore orientale del dominio di integrazione utilizzato.

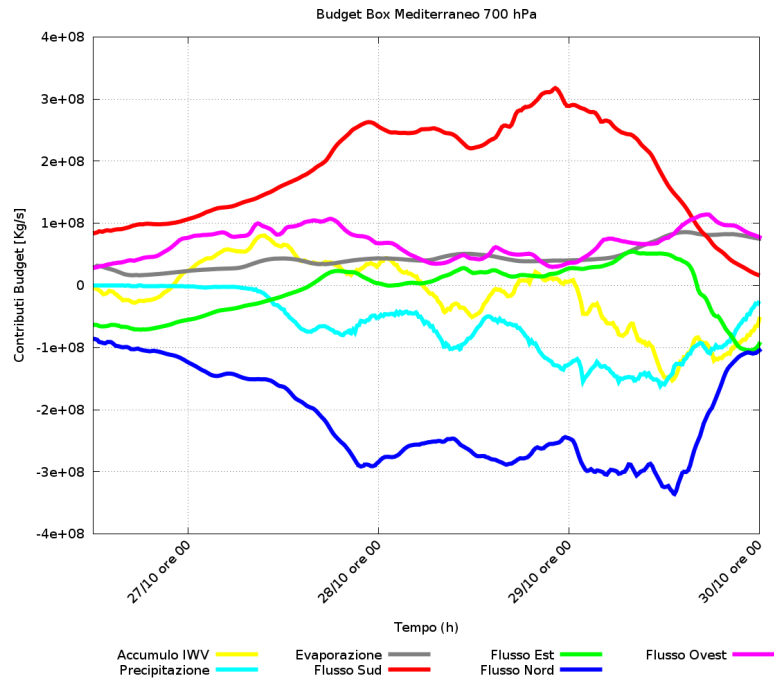


Figura 4.4: Termini del budget di acqua in atmosfera nella box sull'intero Mediterraneo.

L'AR giunge sul bacino del Mediterraneo (e dunque nella box analizzata) soltanto tra le ultime ore del 27 ottobre e le prime ore del 28 ottobre, in corrispondenza dell'esaurimento del contributo tropicale africano e del contributo atlantico sopra descritti. Infatti, proprio in queste ore, la discesa del fronte freddo provoca l'interruzione dei flussi occidentali, mentre l'aria umida tropicale tende a ritirarsi verso sud sul continente africano (si vedano le figure 3.13, 3.14, 3.15). In questo quadro, dalla giornata del 28 ottobre l'unico flusso positivo in ingresso nella box è riconducibile all'AR, così che il massimo assoluto ($\sim 3 \cdot 10^8 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$) registrato alle 23 UTC del 28 ottobre, è interamente dovuto al trasporto dell'AR.

Intuitivamente la dinamica e la direzione dell'AR descritte in precedenza suggerirebbero un andamento simmetrico (se pur traslato nel tempo) del flusso in uscita dalla faccia nord della box (curva blu) rispetto al flusso in ingresso da sud (curva rossa). Invece, in figura 4.4 il flusso negativo da nord si mantiene relativamente costante nonostante le importanti variazioni del flusso entrante da sud.

Questa caratteristica in parte può dipendere dalla perdita di massa nel budget dovuta al crescente quantitativo delle precipitazioni (curva color cia-

no), ma è generalmente riconducibile alla dinamica stessa descritta all'interno della box. Infatti, l'estensione dell'area occupata dalla box determina una valutazione complessiva di quanto accade sull'intero Mediterraneo. L'AR giunge da sud, attraversa la box e fuoriesce dal suo lato nord; al contempo, più ad ovest, l'aria più secca sul retro del fronte freddo in ingresso sul Mediterraneo dalla valle del Rodano, fornisce un contributo positivo (cioè entrante) dalla faccia nord della box, quindi di segno opposto rispetto al contributo dell'AR. Questa caratteristica è molto evidente nella visualizzazione delle sezioni (capitolo 3) posizionate lungo la traiettoria dell'AR. Quindi, per evidenziare meglio il contributo al budget legato al trasporto dell'AR, si costruisce una nuova box sul Mediterraneo centrale, che prende in considerazione solo la porzione più a est della box precedente (figura 4.5), essendo posta esattamente in corrispondenza del punto di ingresso dell'AR visualizzato precedentemente nella fase di detection. Anche se utilizzata principalmente per isolare il contributo dell'AR, la nuova box, collocata più ad est rispetto alla precedente (figura 4.3), permette ugualmente di registrare l'arrivo dell'aria umida atlantica, chiaramente visibile dall'inizio della giornata del 28 ottobre (figura 4.6), cioè diverse ore dopo l'ingresso evidenziato in precedenza nel grafico 4.4.

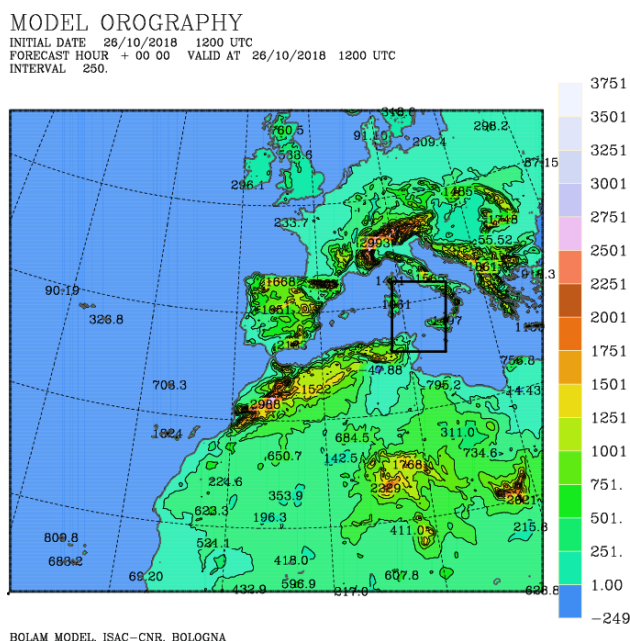


Figura 4.5: Posizione della box utilizzata per evidenziare il contributo dell'AR nel calcolo del budget di acqua in atmosfera.

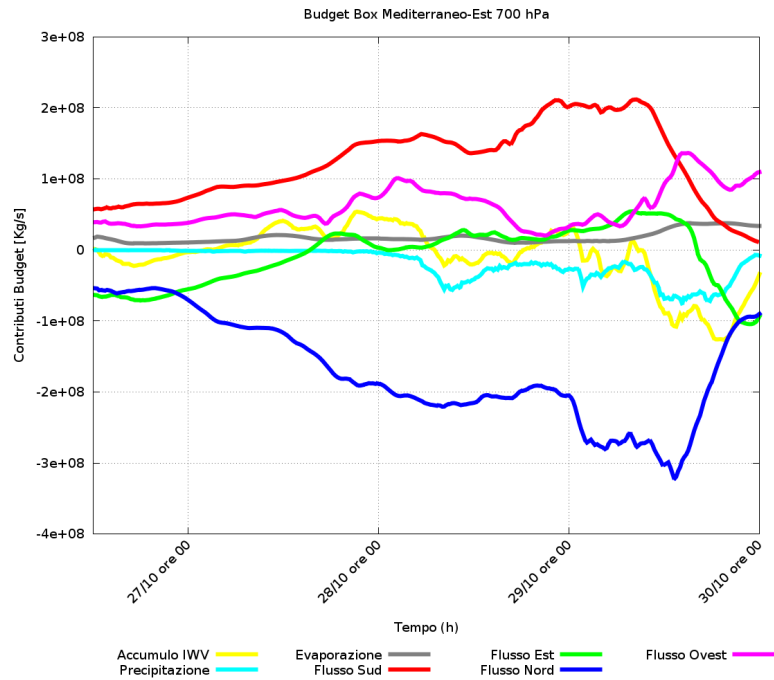


Figura 4.6: Termini del budget di acqua in atmosfera nella nuova box posizionata sul Mediterraneo centrale e mostrata in figura 4.5, corrispondente alla porzione più ad Est della box precedente.

In questo caso (figura 4.6) si apprezza una maggiore simmetria nell'andamento tra il flusso in ingresso da sud e il flusso in uscita da nord. La posizione della box, infatti, esclude il contributo dei venti nord-occidentali sulla faccia nord e isola maggiormente il contributo del flusso di vapore dell'AR, il cui massimo questa volta è di circa $\sim 2 \cdot 10^8 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$. Tale valore è inferiore rispetto a quello calcolato in precedenza a causa della riduzione dell'estensione della faccia sud della box. Inoltre, si nota che il valore assoluto dei flussi (entranti e uscenti) non risulta perfettamente simmetrico perché all'interno della box intervengono altri fattori: flussi dagli altri lati, evaporazione e precipitazione. Dunque, la scelta di una box che meglio isola la dinamica del trasporto legata all'AR permette di valutare la tempistica del contributo al budget dell'AR stesso e quindi il possibile ruolo nell'alimentare le intense precipitazioni sul territorio italiano. Infine, se pure l'arrivo dell'AR sul Mediterraneo centrale è registrato dalle prime ore del 28 ottobre, il massimo contributo di umidità in ingresso dalla faccia sud della box (curva rossa) si concentra principalmente dalla fine della giornata del 28 ottobre fino alla prima parte della giornata

del 29 ottobre (figura 4.6).

4.4 Analisi del contributo dell'evaporazione

L'analisi di budget condotta mediante l'utilizzo delle box, oltre ad evidenziare la tempistica del contributo dell'AR, permette un'ulteriore applicazione nello studio del contributo dell'evaporazione per eventi di precipitazione estrema. L'approccio è simile a quello descritto da Duffourg and Ducrocq (2013) e si basa sul calcolo del budget all'interno di box appositamente posizionate rispetto alle zone interessate da intense precipitazioni. Nel nostro caso, sono individuate due aree principali: una più estesa che comprende il Nord-Italia e una seconda posizionata sul versante tirrenico del Centro Italia. La scelta è dettata dalla distribuzione delle piogge nel corso di tutto l'evento descritte dalla simulazione del modello BOLAM in figura 4.7, in buon accordo, almeno in termini di localizzazione, con quelle osservate dalla rete pluviometrica nazionale (figura 3.4).

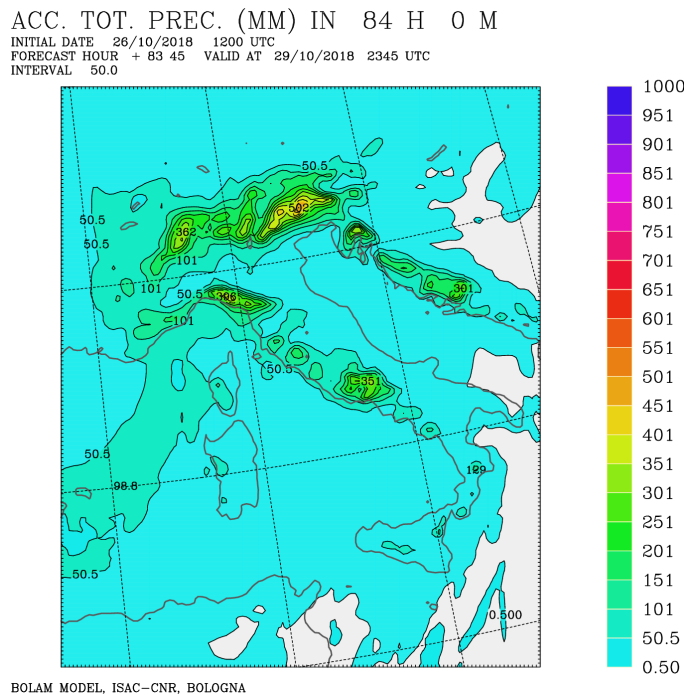


Figura 4.7: Pioggia cumulata dal 26/10 12 UTC fino al 30/10 00 UTC ottenuta da simulazione BOLAM.

In figura 4.8 sono mostrate le due aree selezionate e la rispettiva distribuzione delle precipitazioni (media areale) nel tempo.

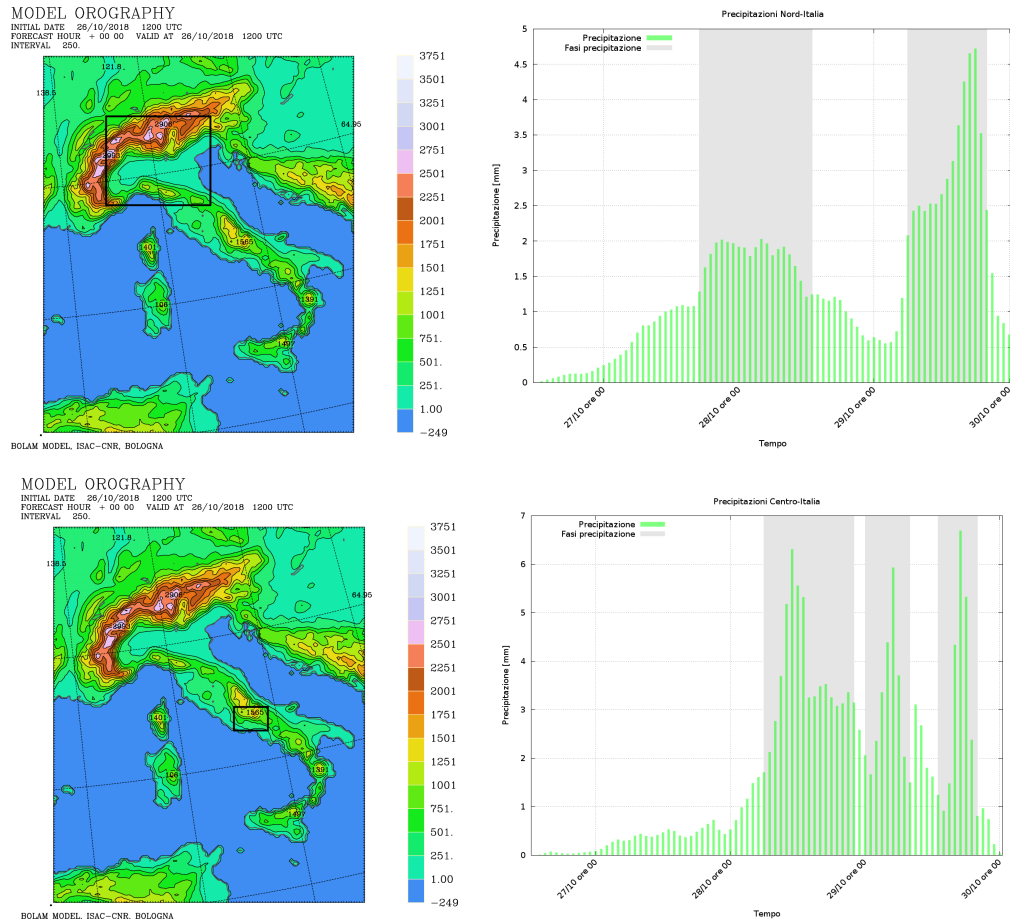


Figura 4.8: Aree interessate dalle precipitazioni intense (sinistra) ed evoluzione temporale delle piogge (destra). Lo shading grigio evidenzia le fasi di massima precipitazione durante l’evento.

Va specificato che i valori di precipitazione sono valori cumulati orari descritti in *mm* e risultano sensibili alla dimensione dell’area. L’obiettivo in questa fase non è infatti analizzare i valori assoluti simulati, quanto rappresentare l’andamento nel tempo delle piogge. Una volta isolati i picchi nella distribuzione (shading grigio in figura 4.8), si vuole risalire al ruolo svolto dai diversi contributi di vapore (remoti e locali) nell’alimentare la precipitazione.

Il calcolo è effettuato in opportune *budget box* che, in base alla configurazione sinottica e alla direzione dei venti, risultano direttamente correlate alle aree di precipitazione (figura 4.9). Infatti, durante quasi tutto il corso

dell'evento, i flussi provengono dai quadranti meridionali e occidentali. La posizione delle *budget box* permette di correlare l'umidità in uscita dal lato Nord della box con lo sviluppo delle piogge che interessano le aree prima selezionate. Tramite l'analisi dei campi di vento e di trasporto ottenuti dalle simulazioni di BOLAM, si stima il tempo impiegato (Δt) dal flusso umido in uscita dalla faccia nord della box per raggiungere il centro dell'area interessata dalla precipitazioni (figura 4.9). Definendo con t_{in} l'inizio della fase di precipitazione e con t_{fin} la sua fine, si calcola l'intervallo temporale $[t_{in} - \Delta t, t_{fin} - \Delta t]$ durante il quale il vapore che produrrà le precipitazioni è quello che attraversa la faccia nord della *budget box*. Come già sottolineato, questi flussi provengono principalmente da sud e quindi prima di raggiungere la faccia nord hanno attraversato approssimativamente tutta la lunghezza della *budget box*. Stimando il tempo che occorre per coprire questa distanza, (Δt_{box}), è possibile risalire a quei contributi di vapore che, nell'intervallo $[t_{in} - \Delta t - \Delta t_{box}, t_{fin} - \Delta t - \Delta t_{box}]$, entrano dalla faccia Sud della *budget box* e che in seguito saranno responsabili delle precipitazioni. Dunque, il flusso di vapore in ingresso (kg/s) viene integrato rispetto all'intervallo $[t_{in} - \Delta t - \Delta t_{box}, t_{fin} - \Delta t - \Delta t_{box}]$ fornendo un contributo espresso in termini di massa (kg). E' importante sottolineare come il contributo dell'evaporazione, calcolata a partire dall'istante $t_{in} - \Delta t - \Delta t_{box}$, venga integrato su un tempo maggiore. Infatti, nell'intervallo di tempo Δt_{box} , impiegato dal flusso per attraversare la *budget box*, l'evaporazione continua a contribuire al bilancio di massa. Dunque il termine evaporativo sarà integrato nell'intervallo $[t_{in} - \Delta t - \Delta t_{box}, t_{fin} - \Delta t]$.

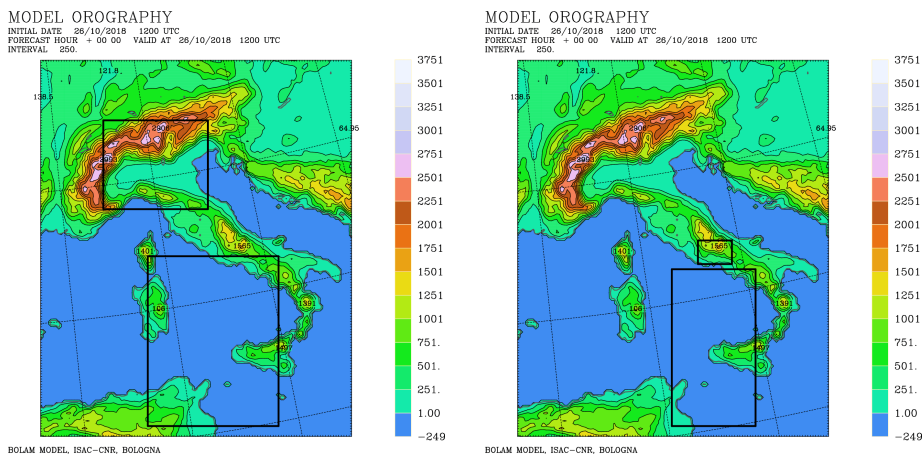


Figura 4.9: Aree di interesse nello studio della precipitazione e *budget box* corrispondenti.

4.4.1 Analisi del contributo dell'evaporazione alle precipitazioni sul Nord-Italia

L'area di precipitazione selezionata sul Nord Italia comprende la Pianura Padana, le Alpi Centrali e Orientali e parte dell'Appennino Settentrionale (figura 4.8). La distribuzione delle precipitazioni in questa area è caratterizzata da due fasi: una prima fase di piogge moderate e persistenti estesa ai giorni 27 e 28 ottobre e una seconda fase più intensa e limitata nel tempo, relativa alla giornata del 29 ottobre. Nella giornata del 29 ottobre (seconda fase), i venti provengono costantemente dai quadranti meridionali e l'analisi del contributo dei diversi termini del budget può essere effettuata nella box in figura 4.9 le cui dimensioni sono descritte in tabella 4.1

Informazioni Budget Box seconda fase			
P.ti lat	P.ti lon	Dimensioni box lon(km)	Dimensioni box lat(km)
50	65	~ 650	~ 500

Tabella 4.1: Dimensione della *budget box* utilizzata per l'analisi della seconda fase di pioggia sul Nord Italia.

Al contrario, i venti che trasportano il vapore verso l'area di precipitazioni nella giornata del 27 ottobre hanno una provenienza prevalentemente occidentale e, solo a seguito dell'approfondimento della saccatura sul Mediterraneo, tendono a disporsi stabilmente dai quadranti meridionali. In questo caso (prima fase) la *budget box* di figura 4.9 non è adatta all'analisi, in quanto non è in grado di intercettare e valutare il trasporto di vapore da ovest. E' quindi necessario fare riferimento alla box più ampia mostrata in figura 4.3, le cui dimensioni sono descritte in tabella 4.2

Informazioni Budget Box Prima fase			
P.ti lat	P.ti lon	Dimensioni box lon (km)	Dimensioni box lat(km)
65	97	~ 650	~ 1000

Tabella 4.2: Dimensione della *budget box* utilizzata per l'analisi della prima fase di pioggia sul Nord Italia.

In tutti i casi le box si estendono fino a 700 hPa, quota sotto la quale si registra la massima concentrazione di umidità. L'estensione temporale della prima fase delle piogge e la variazione della direzione dei venti nei giorni del 27 e del 28 ottobre, rende più complicata la completa applicazione della

metodologia illustrata in precedenza. Infatti, in questo unico caso, essendo più difficile quantificare con esattezza i tempi necessari per l'attraversamento della box, gli intervalli temporali di integrazione sono stati stimati con un maggiore margine di incertezza.

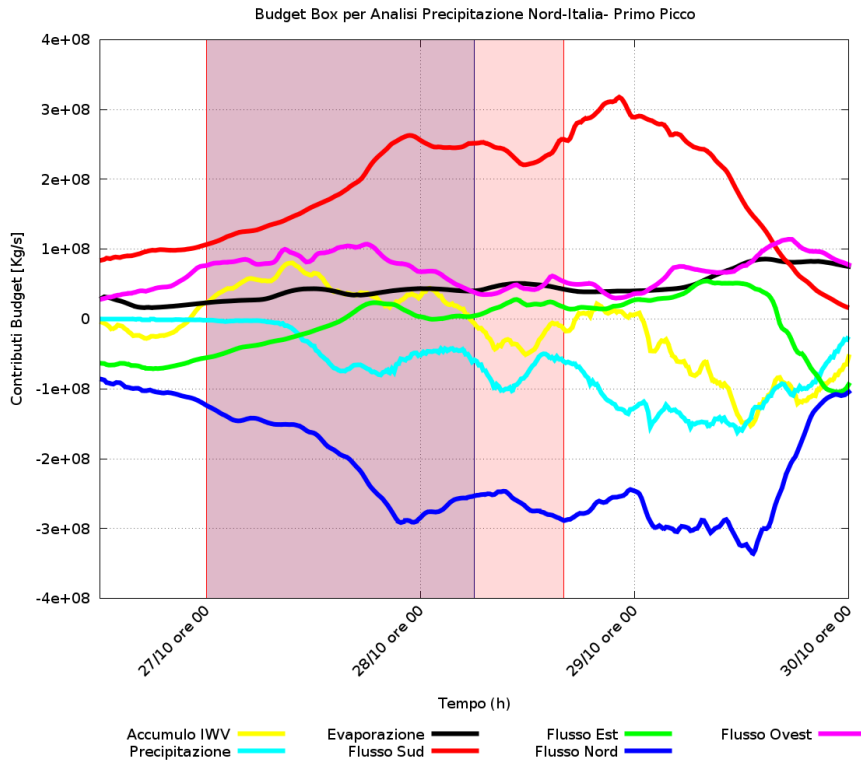


Figura 4.10: Termini del budget di acqua in atmosfera nella *budget box* utilizzata per l'analisi della prima fase di precipitazioni sul Nord Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione dalla superficie del mare.

Fasi	Intervallo
Ingresso flussi laterali	27/10 00 UTC-28/10 06 UTC
Evaporazione	27/10 00 UTC-28/10 16 UTC

Tabella 4.3: Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box.

Termini budget	Contributo relativo
Flusso da Sud	55%
Flusso da Ovest	24%
Evaporazione	21%

Tabella 4.4: Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso.

In figura 4.10 è riportato l'andamento temporale dei diversi termini del budget di acqua calcolati nella box mostrata in figura 4.3, estesa su tutto il Mediterraneo. Il contributo da sud cresce costantemente nel corso del 27 ottobre e nella prima fase della giornata è di poco superiore a quello in ingresso dalla faccia ovest. Quest'ultimo rimane relativamente invariato nella seconda parte della giornata, fino a calare decisamente nella notte tra il 27 e il 28 ottobre. Coerentemente, il flusso in uscita da nord cresce costantemente fino al 28 ottobre, per poi assestarsi attorno al valore di $3 \cdot 10^8 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$. Infine, l'evaporazione dal mare si mantiene pressoché costante in questa fase dell'evento. Come anticipato, in questo caso si individuano direttamente gli intervalli di integrazione (tabella 4.3) rispetto ai quali calcolare il contributo (in massa) entrante dalle facce laterali (da sud e da ovest), descritto dallo shading più scuro di figura 4.10, e il contributo evaporativo, in ingresso dalla base inferiore della box, evidenziato dallo shading più chiaro (figura 4.10). L'integrazione nei rispettivi intervalli temporali (tabella 4.3) fornisce la massa dei singoli termini positivi (flussi laterali ed evaporazione); dividendo questi termini per la massa totale entrante nella box, si ottengono le percentuali riportate in tabella 4.4 che rappresentano il contributo relativo di ognuno dei termini analizzati. Il flusso da sud ha un peso relativo maggiore, dovuto anche alla maggiore dimensione della faccia sud della *budget box*. Anche se meno estesa, dalla faccia ovest della box fa il suo ingresso circa il 25 % del vapore che alimenterà le precipitazioni sul Nord Italia. Nonostante la distinzione tra flusso da sud e flusso da ovest dipenda necessariamente dalla posizione della box, il risultato è comunque indicativo del trasporto di vapore dall'Atlantico sul Mediterraneo, come descritto in precedenza. Ad ogni modo, lo scopo principale di questo studio è di evidenziare il ruolo di tutti i contributi di trasporto (che sono circa l' 80% in questa box) rispetto al contributo evaporativo dalla superficie del mare pari a $\sim 20\%$.

La seconda fase di precipitazione si estende dalle ore 06 UTC (t_{in}) del 29 ottobre fino alle ore 00 UTC (t_{fin}) del 30 ottobre. In questa fase, la direzione più costante dei venti nella bassa troposfera permette di effettuare un'analisi

più accurata. Infatti, dall'analisi delle simulazioni dei venti a 10 m, 850 hPa e 700 hPa si stima che la distanza di circa ~ 300 km tra la faccia Nord della *budget box* in figura 4.9 e l'area di precipitazione, sia percorsa in circa 5 h (Δt). Considerando la lunghezza in latitudine della box, pari a circa 650 km, si giunge alla definizione degli intervalli temporali su cui integrare i contributi, i quali sono rappresentati dalle aree ombreggiate in figura 4.11 e riportati in tabella 4.5. Data la scelta della box motivata in precedenza, il bilancio di acqua in atmosfera mostrato in figura 4.11, è utile per spiegare la dinamica della seconda parte dell'evento: a partire dalla seconda metà del 28 ottobre, il contributo in ingresso da sud è largamente dominante e bilanciato dall'uscita dalla faccia nord; inoltre, nel corso del 29 ottobre il contributo da est, prima assente, assume una certa rilevanza a causa della rotazione ciclonica dei venti, determinata dall'approfondimento della depressione mediterranea. In questa fase il contributo evaporativo si riduce al 12 % mentre, al contrario, il peso relativo del flusso da sud aumenta perché l'intervallo su cui viene effettuata l'integrazione corrisponde al periodo in cui si assiste al massimo apporto di umidità trasportata dall'AR sul Mediterraneo (figura 4.11), come verrà ulteriormente dimostrato nel capitolo successivo attraverso esperimenti numerici di sensibilità. Riassumendo, dai risultati ottenuti, si dimostra in generale la relativa marginalità del ruolo dell'evaporazione locale rispetto al trasporto di vapore da sorgenti remote. In particolare, nella prima fase dell'evento, si distingue un importante contributo dai quadranti occidentali, il quale per diverse ore risulta comparabile al contributo da sud, nonostante l'elevata differenza delle aree di integrazione. In questa prima fase, il flusso da sud è ascrivibile sia al contributo tropicale africano, sia all'azione dell'AR, che tra la fine del 27 ottobre e le prime ore del 28 ottobre raggiunge il Mediterraneo. Nella seconda fase, il flusso da ovest diminuisce drammaticamente, mentre aumenta il contributo in ingresso da sud, questa volta totalmente riconducibile al trasporto di vapore acqueo dell'AR. L'indagine sarà ulteriormente estesa attraverso gli esperimenti di sensibilità complementari, descritti nel capitolo successivo.

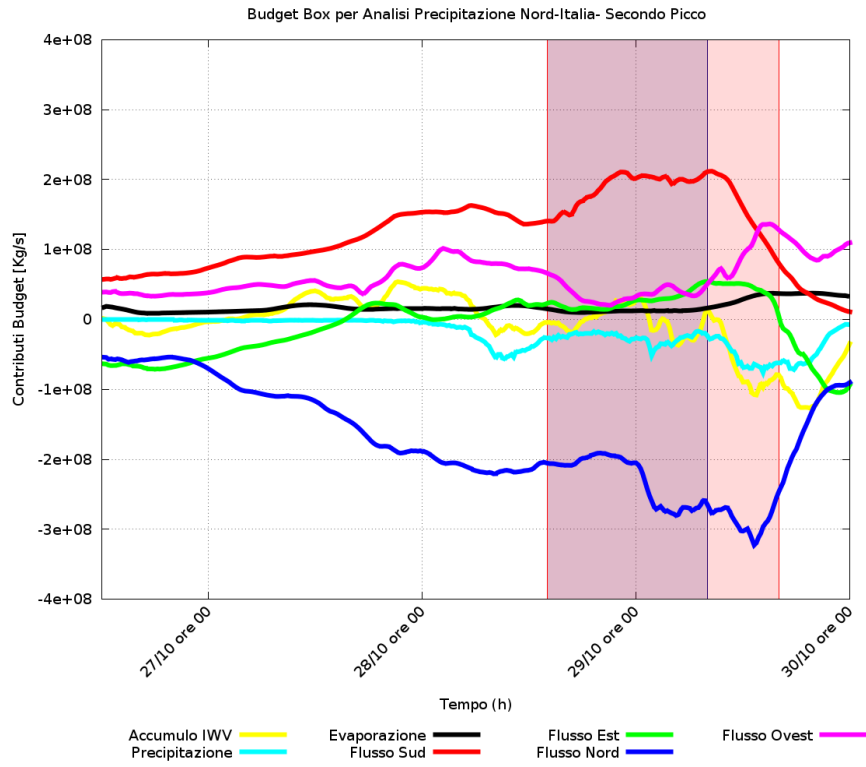


Figura 4.11: Termini del budget di acqua in atmosfera nella *budget box* utilizzata per l’analisi della seconda fase di precipitazioni sul Nord Italia. Lo shading più scuro descrive l’intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l’intervallo temporale di integrazione dell’evaporazione.

Fasi	Intervallo
Precipitazione	29/10 06 UTC-29/10 20 UTC
Uscita flusso Nord	29/10 01 UTC-29/10 15 UTC
Ingresso flussi laterali	28/10 14 UTC-29/10 06 UTC
Evaporazione	28/10 14 UTC-UTC-29/10 15 UTC

Tabella 4.5: Intervalli di interesse nell’analisi condotta per lo studio della seconda fase di precipitazione al Nord. In grassetto, gli intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box.

Termini budget	Contributo relativo
Flusso da Sud	66%
Flusso da Ovest	13%
Flusso da Est	9%
Evaporazione	12%

Tabella 4.6: Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso.

4.4.2 Analisi del contributo dell'evaporazione alle precipitazioni sul Centro Italia

Come mostrato in figura 4.8, la distribuzione delle precipitazioni nel Centro Italia è caratterizzata da tre picchi rispetto ai quali si effettua l'analisi dei contributi di evaporazione locale e di trasporto. Essendo il Centro Italia esposto stabilmente per quasi tutta la durata dell'evento a correnti dai quadranti meridionali, lo studio può essere condotto mediante l'utilizzo di un'unica *budget box* mostrata in figura 4.9. Il lato nord di quest'ultima è posto a soli 100 km dall'interno dell'area di precipitazione e la box ha le dimensioni riportate in tabella 4.7

Informazioni Budget Box			
P.ti lat	P.ti lon	Dimensioni box lon(km)	Dimensioni box lat(km)
57	32	~ 600	~ 300

Tabella 4.7: Dimensione della *budget box* utilizzata per l'analisi della prima fase di pioggia sul Centro Italia.

In figura 4.12, 4.13, 4.14 sono rappresentati i termini del budget di acqua relativi alla *budget box* utilizzata in tutta l'analisi delle precipitazioni del Centro Italia (figura 4.9). Il contributo in ingresso da sud è superiore agli altri termini positivi, nonostante le dimensioni dei lati longitudinali della box siano inferiori rispetto a quelli latitudinali. Durante la giornata del 26 ottobre e parte della giornata del 27 ottobre, il contributo da ovest è comparabile a quello in ingresso da sud e, dopo un rapido calo, tende nuovamente ad aumentare nel corso della giornata del 28 ottobre. Nella fase finale dell'evento, l'aria umida spinta dall'arrivo del fronte freddo, incrementa fortemente il contributo proveniente da ovest, mentre il flusso da sud si estingue rapidamente. La presenza di venti stabili dai quadranti meridionali nel corso dell'evento,

è confermata dall'andamento simmetrico del flusso in ingresso da sud e del flusso in uscita da nord. Inoltre, nell'ultima fase i venti, prevalentemente occidentali, determinano l'aumento del contributo da ovest e quindi, dopo l'attraversamento longitudinale della box, il successivo incremento dei flussi uscenti da est.

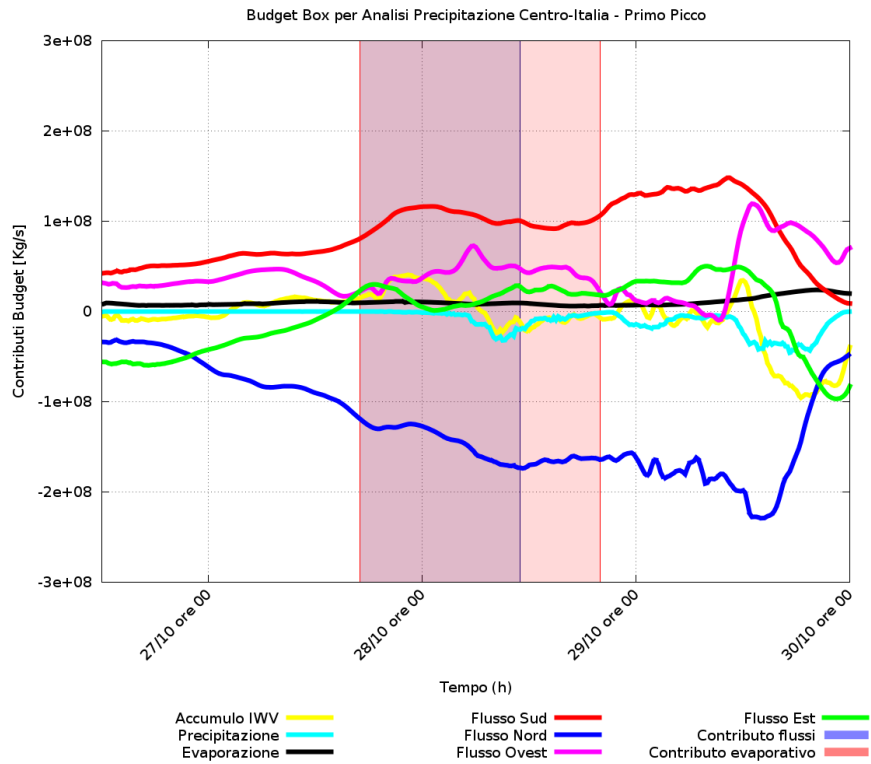


Figura 4.12: Termini del budget di acqua in atmosfera nella *budget box* utilizzata per l'analisi delle precipitazioni sul Centro Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione.

Fasi	Intervallo
Precipitazione	28/10 06 UTC-28/10 22 UTC
Uscita Flusso Nord	27/10 04 UTC-28/10 20 UTC
Ingresso Flusso Sud	27/10 17 UTC-28/10 11 UTC
Evaporazione	27/10 17 UTC-28/10 20 UTC

Tabella 4.8: Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box relativi alla prima fase di precipitazione sul centro Italia.

Termini budget	Contributo relativo
Flusso da Sud	57%
Flusso da Ovest	24%
Flusso da Est	8%
Evaporazione	11%

Tabella 4.9: Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso, per la prima fase di precipitazione sul Centro Italia.

Come in precedenza, in figura 4.12, 4.13, 4.14 lo shading più scuro evidenzia l'intervallo temporale rispetto al quale sono integrati i contributi positivi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione dalla superficie del mare. L'integrazione dei diversi termini nei rispettivi intervalli fornisce i contributi in massa dei flussi entranti nella box dalle facce laterali e il contributo dell'evaporazione che entra all'interno della box dalla superficie inferiore. Questi risultati vengono successivamente divisi per il totale della massa entrante nella box e forniscono gli apporti relativi di umidità dei diversi termini per le singole fasi di precipitazione analizzate.

Nella prima fase di precipitazione, l'integrazione dei diversi termini negli intervalli rappresentati in figura 4.12 e riportati in tabella 4.8, fornisce i risultati riassunti in tabella 4.9. Si deduce che il primo picco di precipitazione del Centro Italia, relativo alla seconda parte del 28 ottobre, è fortemente influenzato dal contributo di umidità dell'AR proveniente da sud e, in secondo luogo, dai flussi umidi atlantici in ingresso da ovest. Al contrario, l'evaporazione risulta estremamente contenuta in questa fase.

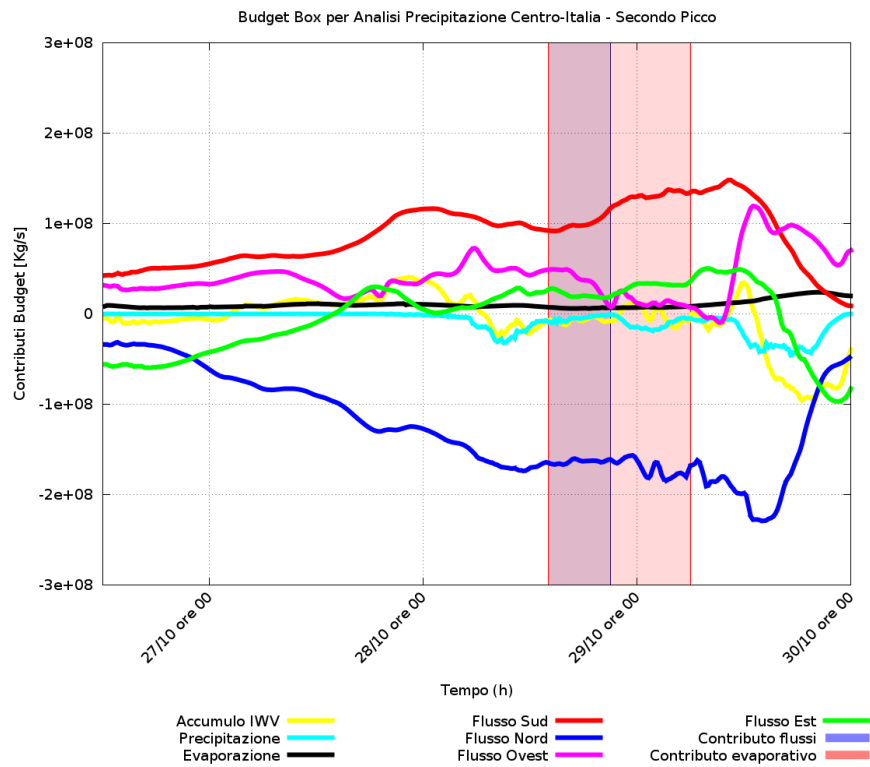


Figura 4.13: Termini del budget di acqua in atmosfera nella *budget box* utilizzata per l'analisi delle precipitazioni sul Centro Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione.

Fasi	Intervallo
Precipitazione	29/10 00 UTC-29/10 08 UTC
Uscita Flusso Nord	28/10 22 UTC-29/10 06 UTC
Ingresso Flusso Sud	28/10 14 UTC-28/10 21 UTC
Evaporazione	28/10 14 UTC-29/10 06 UTC

Tabella 4.10: Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box relativi alla seconda fase di precipitazioni sul Centro Italia.

Termini budget	Contributo relativo
Flusso da Sud	57%
Flusso da Ovest	19%
Flusso da Est	12%
Evaporazione	12%

Tabella 4.11: Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso.

In tabella 4.11 sono descritti i risultati degli intervalli di integrazione relativi al secondo picco di precipitazione (tabella 4.10). I contributi di umidità appaiono in linea con quelli appena discussi relativi alla prima fase di pioggia: un contributo di umidità dominante in ingresso da Sud e riconducibile all'AR e, in misura molto minore, un apporto di umidità proveniente da ovest. Come in precedenza, l'azione dell'evaporazione risulta del tutto marginale in questa fase.

Infine, nell'ultima fase di precipitazione, nell'analisi degli intervalli di integrazione (tabella 4.12), è stato considerato separatamente anche l'ingresso del flusso da ovest. Infatti, se negli altri casi le correnti da sud e da sud-ovest impiegavano circa lo stesso tempo per raggiungere l'area di precipitazione, in questa ultima fase la dinamica risulta molto differente: nella seconda parte della giornata del 29 ottobre, il fronte freddo avanza verso la costa tirrenica da nord-ovest generando durante il suo passaggio fenomeni convettivi. Questo comporta la necessità di una valutazione autonoma per i flussi provenienti da ovest, i quali attraversano quasi longitudinalmente la box, percorrendo una distanza inferiore. In questa fase, la forte intensità dei venti (la massima registrata nel corso dell'evento) e il netto contrasto termico tra l'aria fredda e il mare ancora relativamente caldo, spiega l'aumento dei flussi evaporativi (tabella 4.13).

Nonostante questa variazione registrata nel contributo di evaporazione, in generale il ruolo delle sorgenti remote di vapore è ancora dominante nella box selezionata, contribuendo a circa il 90% della massa nei primi due eventi precipitativi e a circa l'80% in questa ultima fase. In questo risultato, il contributo da sud è sempre di molto superiore rispetto agli altri termini presi in considerazione, nonostante la *budget box* su cui si effettuano i calcoli sia caratterizzata da una faccia latitudinale di lunghezza doppia rispetto alla faccia sud longitudinale (tabella 4.7). Infine è importante notare come il budget di acqua metta in evidenza il contributo dell'AR a partire già dalla prima fase delle precipitazioni e, in modo continuativo, nella seconda fase.

Infatti, nell'analisi corrispondente a quest'ultima fase (risultati in tabella 4.11) il contributo entrante dalla faccia sud raggiunge il 57 % e corrisponde al periodo di massima intensificazione del trasporto dell'AR (figura 4.13).

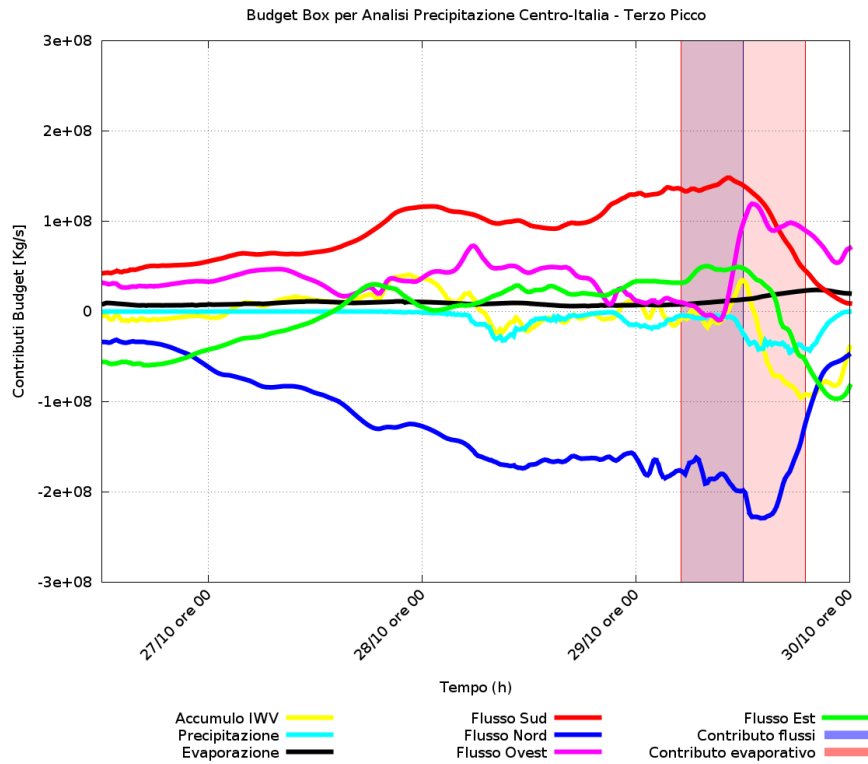


Figura 4.14: Termini del budget di acqua in atmosfera nella *budget box* utilizzata per l'analisi delle precipitazioni sul Centro Italia. Lo shading più scuro descrive l'intervallo temporale di integrazione dei flussi in ingresso dalle facce laterali della box, mentre lo shading più chiaro descrive l'intervallo temporale di integrazione dell'evaporazione.

Fasi	Intervallo
Precipitazione	29/10 13 UTC-29/10 20 UTC
Uscita Flusso Nord	29/10 12 UTC-29/10 19 UTC
Ingresso Flusso Sud	29/10 05 UTC-29/10 12 UTC
Ingresso Flusso Ovest	29/10 08 UTC-29/10 15 UTC
Evaporazione	28/10 14 UTC-29/10 19 UTC

Tabella 4.12: Intervalli di integrazione dei flussi entranti dalle facce laterali della box e del contributo evaporativo entrante dalla base inferiore della box relativi alla terza fase di precipitazioni sul Centro Italia.

Termini budget	Contributo relativo
Flusso da Sud	47%
Flusso da Ovest	19%
Flusso da Est	15%
Evaporazione	19%

Tabella 4.13: Contributi percentuali relativi alla massa dei singoli termini in ingresso nella box (flussi laterali ed evaporazione) rispetto alla massa totale in ingresso per la terza fase di precipitazioni sul Centro Italia.

Capitolo 5

Esperimenti di sensibilità

Il contributo dell'AR alle precipitazioni sul Nord e sul Centro Italia può essere ulteriormente indagato mediante esperimenti numerici di sensibilità. Effettuando modifiche al codice del modello si possono isolare i diversi termini in gioco e valutarne separatamente gli effetti.

5.1 Ruolo dell'umidità in ingresso da Sud

L'AR proviene dal settore meridionale del dominio e nella sua evoluzione è caratterizzato da una lenta traslazione verso est. La stazionarietà del fenomeno permette di isolarne facilmente il contributo e di implementare apposite simulazioni numeriche nelle quali venga filtrato il suo apporto in termini di trasporto di umidità. A tale scopo, il dominio di integrazione viene ristretto latitudinalmente come mostrato in figura 2.9. In questo modo, il contributo dell'AR entra nel dominio dal confine sud e può essere facilmente filtrato attraverso una modifica dell'aggiornamento delle condizioni al contorno nel corso della simulazione. Riducendo l'ingresso di umidità da sud nel nuovo dominio si condiziona in modo determinante sia il contributo dell'AR, sia il trasporto di aria umida dall'Africa tropicale, evidenziato nella prima fase dell'evento e descritto in figura 4.4.

Prima di applicare la modifica e valutarne le conseguenze, si effettua un run di controllo per evidenziare possibili variazioni conseguenti al solo cambio del dominio di integrazione, rispetto alle simulazioni condotte e descritte in precedenza. Non ci si attendono sostanziali differenze, in quanto in entrambi i casi i domini di integrazione sono sufficientemente ampi. Comunque sia, la variazione del dominio di integrazione può generare differenze nelle simulazioni, soprattutto per range temporali lunghi (oltre le 48-72 ore). Questo passaggio è comunque necessario al fine di avere a disposizione una simulazio-

ne, cosiddetta di controllo, che sia sufficientemente accurata da poter essere considerata di riferimento rispetto agli esperimenti numerici di sensibilità che verranno effettuati in seguito.

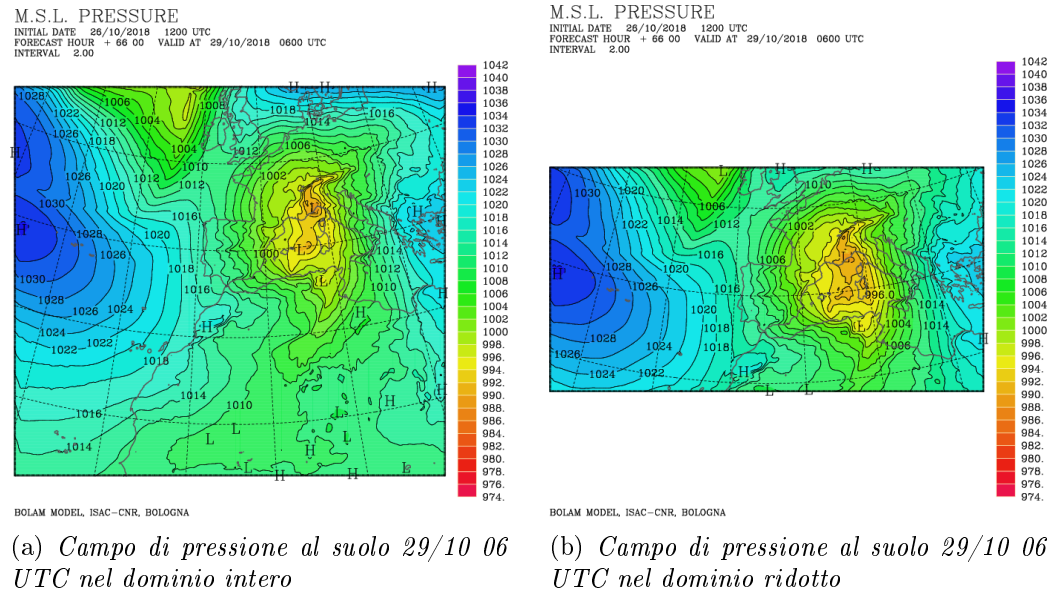
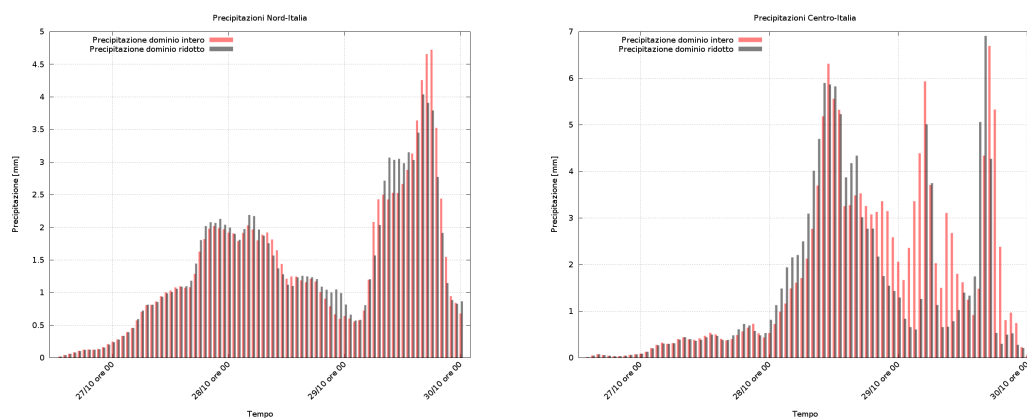


Figura 5.1: Pressione al suolo prevista da BOLAM.

A titolo di esempio in figura 5.1 è riportata la mappa dei campi di pressione al suolo alle ore 06 UTC del 29 ottobre nei due domini, ottenuti dopo 66 ore di simulazione. In questo caso, ed in generale in tutto il corso dell'evento, i risultati appaiono molto simili: viene individuato un minimo ad Est delle Baleari e un nucleo depressionario più profondo che dal Golfo Ligure si estende alle Alpi Orientali. Più nel dettaglio, nel dominio ridotto, il minimo di pressione sul Mediterraneo risulta più esteso e coinvolge direttamente la Sardegna, producendo una maggiore curvatura verso nord delle isobare (figura 5.1). Questa variazione nella configurazione sinottica genera delle differenze nella distribuzione delle piogge (figura 5.2): mentre sul Nord Italia si evidenzia un ottimo accordo tra le due simulazioni, sul Centro Italia si registrano alcune discrepanze in particolare nella fase finale dell'evento. Ciò è consistente con il fatto che le differenze, dovute al diverso posizionamento del boundary del dominio, tendono a crescere, così come gli errori, con l'aumentare del range di simulazione. Comunque, anche utilizzando il dominio più piccolo, vengono correttamente riprodotti i tre picchi di precipitazione con la stessa tempistica. Possiamo quindi utilizzare la simulazione sul dominio ridotto come riferimento ed effettuare gli esperimenti di sensibilità.



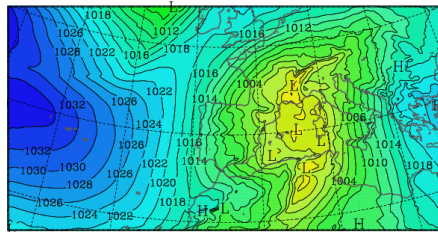
(a) *Precipitazioni dominio completo e ridotto Nord Italia* (b) *Precipitazioni dominio completo e ridotto Centro Italia*

Figura 5.2: Precipitazioni areali previste nelle due aree analizzate (Nord e Centro Italia) dalle simulazioni di BOLAM sui due diversi domini di integrazione.

Nel primo esperimento di sensibilità, il flusso in ingresso attraverso il boundary sud del dominio viene ridotto del 75%; viene quindi a mancare l'apporto dell'AR all'evoluzione dei fenomeni sul Mediterraneo. Prima di verificare l'effetto della modifica sulle precipitazioni, si confrontano le mappe di pressione al suolo nella simulazione di controllo e quelle ottenute dopo l'applicazione della riduzione del flusso di umidità da sud (figura 5.3). In termini di pressione al suolo le differenze fra le due simulazioni sono abbastanza contenute. Entrambe mostrano una vasta area depressionaria sul Tirreno (figure 5.3a, 5.3b) e successivamente l'approfondimento di un intenso ciclone mediterraneo (figure 5.3c, 5.3d). Nella simulazione di controllo il ciclone risulta più intenso e raggiunge i 974 hPa, mentre nel run di sensibilità non scende al di sotto di 976 hPa.

Le simulazioni delle precipitazioni rivelano chiaramente gli effetti dei flussi umidi meridionali sulle due aree in esame (figura 5.4). Il Centro Italia, più esposto alle correnti da sud, registra una importante diminuzione dell'intensità delle piogge durante tutto l'evento, tranne che nella primissima fase. Più nel dettaglio, questo aspetto può dipendere dal fatto che l'informazione della riduzione di umidità al boundary sud impiega del tempo per propagarsi all'interno del dominio di integrazione. In questa area, a partire dal 28 ottobre, le piogge tendono a diminuire drammaticamente fino ad azzerarsi nella giornata del 29 ottobre, in corrispondenza del secondo picco. Si può quindi concludere che la maggior parte delle precipitazioni nel Centro Italia

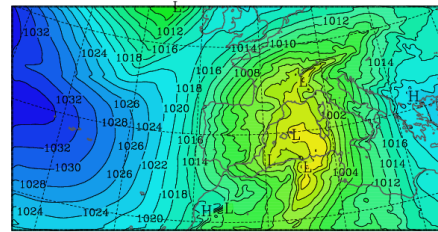
M.S.L. PRESSURE
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 60 00 VALID AT 29/10/2018 0000 UTC
 INTERVAL 2.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(a) Campo di pressione al suolo 29/10 00 UTC nel dominio ridotto

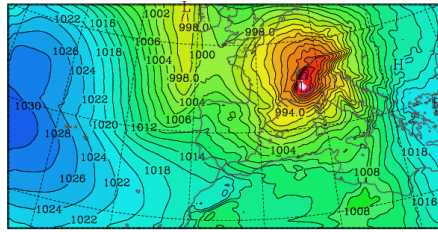
M.S.L. PRESSURE
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 60 00 VALID AT 29/10/2018 0000 UTC
 INTERVAL 2.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(b) Campo di pressione al suolo 29/10 00 UTC nel dominio ridotto dopo la riduzione del 75 % del flusso umido da Sud

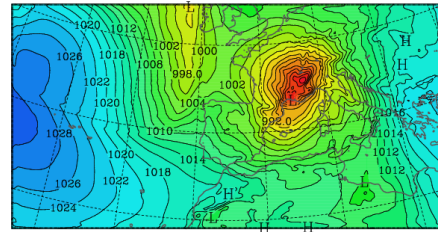
M.S.L. PRESSURE
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 77 00 VALID AT 29/10/2018 1700 UTC
 INTERVAL 2.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(c) Campo di pressione al suolo 29/10 00 UTC nel dominio ridotto

M.S.L. PRESSURE
 INITIAL DATE 26/10/2018 1200 UTC
 FORECAST HOUR + 77 00 VALID AT 29/10/2018 1700 UTC
 INTERVAL 2.00



BOLAM MODEL, ISAC-CNR, BOLOGNA

(d) Campo di pressione al suolo 29/10 17 UTC nel dominio ridotto dopo la riduzione del 75 % del flusso umido da Sud

Figura 5.3: Pressione al suolo prevista da BOLAM.

sia direttamente connessa a contributi di umidità provenienti da sud. Inoltre, dal momento che l'azione del flusso tropicale dal continente africano è limitata alla giornata del 27 ottobre e alle prime ore del 28 ottobre, si può affermare che l'azione dell'AR è fondamentale nell'alimentazione delle preci-

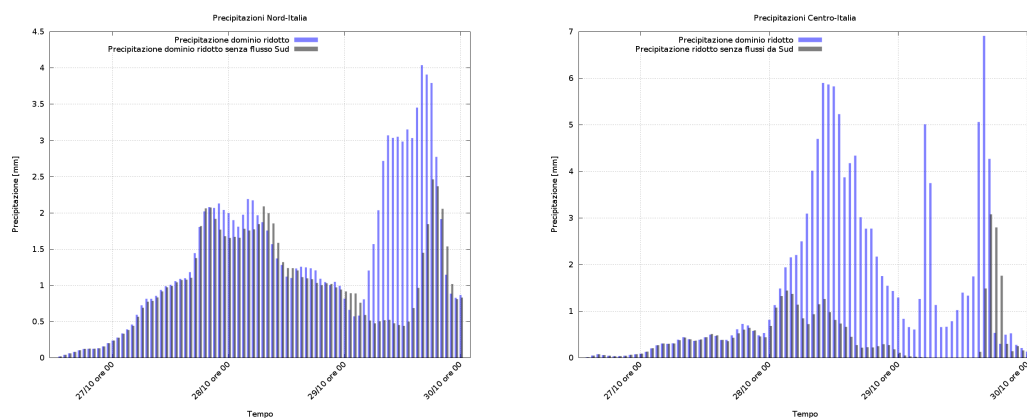
(a) *Confronto precipitazioni sul Nord Italia*(b) *Confronto precipitazioni sul Centro Italia*

Figura 5.4: Confronto delle precipitazioni previste nei due esperimenti di BOLAM: run di controllo e run con ridotta umidità da Sud.

precipitazioni sul Centro Italia. Senza di esso, non si sarebbe verificato l'evento pluviometrico intenso che ha interessato l'area nella giornata del 28 e del 29 ottobre. Solo nella fase conclusiva, il passaggio del fronte freddo è in grado di generare alcune rilevanti, seppur brevi, precipitazioni.

Sull'area di interesse nel Nord Italia, dall'inizio dell'evento fino alle prime ore del 29 ottobre, le precipitazioni dell'esperimento di sensibilità seguono esattamente l'andamento di quelle ottenute nella simulazione di riferimento. Possiamo quindi affermare che questa fase di precipitazioni sul Nord Italia sia imputabile al trasporto di vapore dovuto all'azione delle correnti occidentali atlantiche, le quali non vengono modificate nella simulazione. Si deduce che il contributo tropicale africano non interessa l'area del Nord Italia, se non in modo molto marginale, mentre l'AR, il cui ingresso sul Mediterraneo è stato registrato nelle prime ore del 28 ottobre, in questa fase non ha ancora raggiunto l'area di interesse. Il risultato è in generale in accordo con quello ottenuto nell'analisi dei bilanci di massa condotti nelle *budget box* nel capitolo precedente. Infatti, in questa fase (la prima fase di pioggia sul Nord Italia) la box costruita su tutto il Mediterraneo (figura 4.3) registra un importante afflusso di aria umida dal suo lato ovest (il massimo tra tutte le analisi, $\sim 25\%$ del totale in ingresso) e un contributo evaporativo di circa il 20% (tabella 4.4). Al contrario, il valore molto alto del contributo che attraversa la faccia sud della box ($\sim 55\%$) calcolato in precedenza (tabella 4.4) sembrerebbe in contraddizione con il risultato del test di sensibilità appena svolto, che invece indica una scarsa importanza, in termini di precipitazioni sul Nord Italia, del trasporto verso nord, proveniente dal boundary meridionale del dominio.

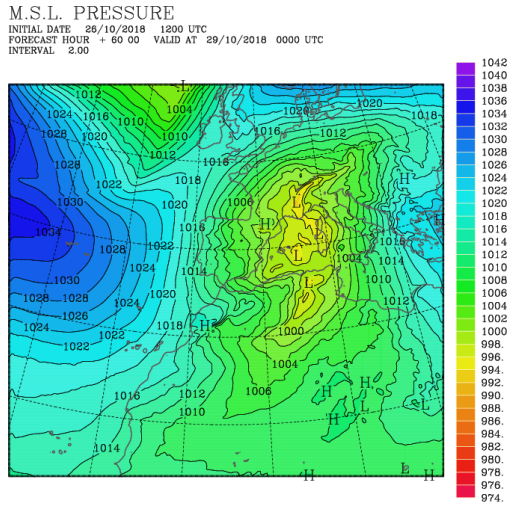
Per chiarire le possibili cause di questa apparente incongruenza possiamo effettuare alcune valutazioni: innanzitutto, la box utilizzata per l'analisi del budget (figura 4.3) è molto estesa longitudinalmente e il contributo da sud risulta in proporzione naturalmente più elevato degli altri termini; sempre a causa dell'estensione della faccia sud della box, nella valutazione complessiva viene inglobato anche parte del trasporto che proviene dall'Atlantico. Questo contributo che entra nella box non viene eliminato nell'esperimento di sensibilità, poiché non è entrante dal boundary sud del dominio, essendo di provenienza atlantica. Invece, dal 29 ottobre, l'azione dell'AR sulle precipitazioni del Nord Italia risulta estremamente chiara: nella simulazione effettuata riducendo l'umidità in ingresso da sud, la fase più intensa delle piogge risulta completamente assente (figura 5.4). Come nel caso del Centro Italia, solo il passaggio del fronte freddo è in grado di produrre un temporaneo e breve aumento delle precipitazioni nella fase conclusiva dell'evento. Possiamo certamente concludere quindi che l'AR ha un impatto determinante nella genesi delle precipitazioni sul Nord Italia per quanto riguarda la seconda parte dell'evento alluvionale.

5.2 Importanza dei flussi evaporativi

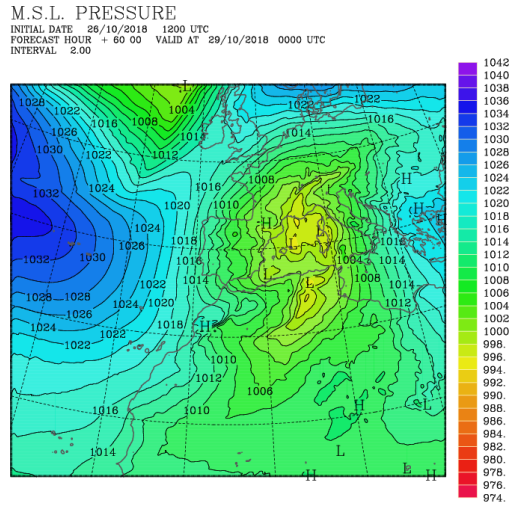
Un'ulteriore analisi è condotta attraverso un nuovo esperimento numerico di sensibilità: allo scopo di valutare l'importanza del contributo di umidità dalla superficie del mare nell'area del Mediterraneo, i flussi evaporativi vengono soppressi nel corso di tutta la simulazione.

Dal confronto con la simulazione di controllo, si nota che questa volta il campo di pressione al suolo mostra differenze maggiori rispetto ai casi precedenti, soprattutto nella seconda parte dell'evento, nella fase del massimo approfondimento del ciclone. Infatti, la minore quantità di vapore acqueo nell'area comporta una inferiore disponibilità di energia di calore latente di condensazione. Così, se pure la posizione del minimo risulta molto simile nelle due simulazioni, l'intensità del ciclone risulta decisamente inferiore quando i flussi evaporativi vengono soppressi (figura 5.5).

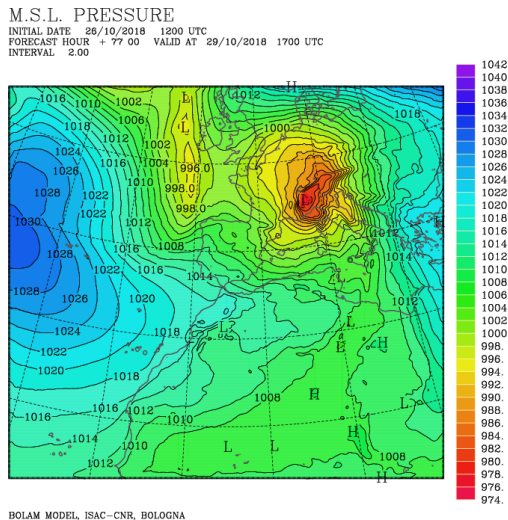
Le conseguenze sulle precipitazioni sul Nord Italia appaiono essere modeste e omogeneamente distribuite lungo tutto il corso dell'evento: si nota un calo delle precipitazioni in assenza del contributo evaporativo dalla superficie del mare. Nel dettaglio, le differenze maggiori tra le due distribuzioni di pioggia si evidenziano durante le prime ore del 28 ottobre e alla fine dell'evento, quando si innescano i fenomeni convettivi dovuti al passaggio del fronte (figura 5.6). Invece, durante la giornata del 29 ottobre le due distribuzioni tendono a coincidere e per poche ore i valori di precipitazione, nel caso in



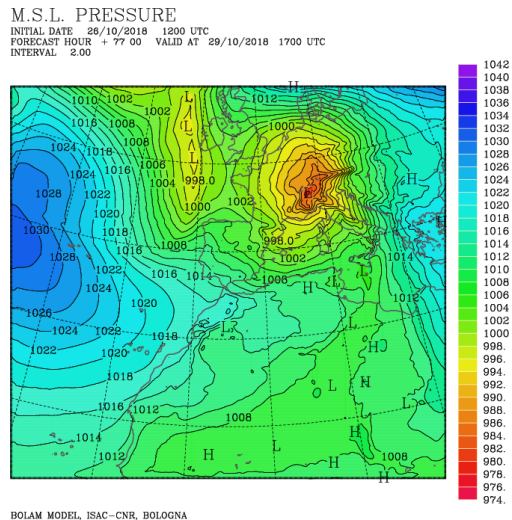
(a) Campo di pressione al suolo 29/10 00 UTC nel dominio intero



(b) Campo di pressione al suolo 29/10 00 UTC nel dominio intero senza evaporazione



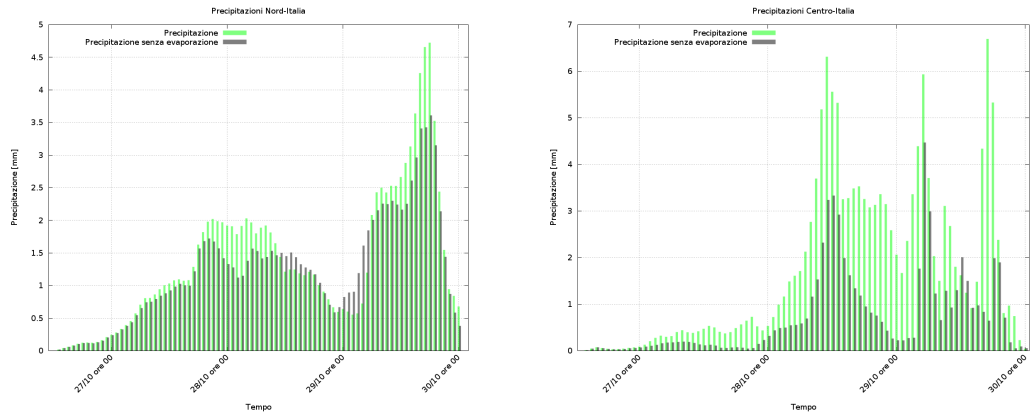
(c) Campo di pressione al suolo 29/10 17 UTC nel dominio intero



(d) Campo di pressione al suolo 29/10 17 UTC nel dominio intero senza evaporazione

Figura 5.5: Pressione al suolo prevista da BOLAM.

cui i flussi evaporativi vengono soppressi, superano quelli delle precipitazioni ottenute nella simulazione di riferimento. L'effetto, ovviamente dovuto alla variazione delle condizioni atmosferiche introdotte con la nuova simulazione, dimostra comunque la poca sensibilità della pioggia al contributo evapora-



(a) *Precipitazioni con e senza flussi evaporativi Nord Italia*

(b) *Precipitazioni con e senza flussi evaporativi Centro Italia*

Figura 5.6: Confronto precipitazioni con e senza evaporazione nel Mediterraneo.

tivo dal mare in questa fase. Al contrario, le piogge dipendono fortemente dal trasporto di vapore acqueo dovuto all'AR, come già dimostrato in figura 5.2. Questo risultato è anche in accordo con quanto ottenuto dal calcolo del budget di acqua in atmosfera effettuato nelle box nel capitolo precedente (figura 4.11). Infatti, l'analisi relativa a questa fase di precipitazione sul Nord Italia imputava al flusso proveniente da sud il 66 % della massa di acqua in ingresso nella *budget box*, mentre il contributo dell'evaporazione si attestava soltanto al 12 % (tabella 4.6).

Sul Centro Italia, l'effetto dell'evaporazione dal mare sulla precipitazione è notevole: in assenza di flussi superficiali, le precipitazioni risultano considerevolmente ridotte e l'incidenza massima è registrata nella prima fase (primo picco) e nelle ultime ore (terzo picco), mentre, nella parte centrale dell'evento (secondo picco) i risultati dei due esperimenti tendono ad essere comparabili. Per quanto concerne il primo picco di precipitazione, il risultato del test di sensibilità appare in contraddizione con quanto ottenuto dall'analisi del budget di massa nel capitolo precedente: nel primo caso l'azione dell'evaporazione sulla precipitazione appare molto rilevante, mentre il calcolo del budget di acqua in atmosfera aveva mostrato un contributo assai limitato dell'evaporazione dal mare. (tabella 4.9). Questo dimostra che l'evaporazione dal mare non ha soltanto un impatto diretto e lineare sulle precipitazioni in quanto alimenta il sistema precipitante, ma produce effetti più complessi: può infatti modificare il profilo termodinamico della massa di aria che successivamente viene trasportata verso la costa e verso l'orografia. In tal modo possono risultare profondamente modificati anche i processi di interazione tra

i flussi umidi e l'orografia, quindi l'occorrenza, l'intensità e la localizzazione delle precipitazioni (Stocchi and Davolio, 2017).

I risultati relativi alla fase centrale dell'evento indicano un ruolo decisamente marginale dell'umidità proveniente dal mare. Questo risultato è in totale accordo con quanto ottenuto nel precedente esperimento di sensibilità che aveva mostrato il dominante ruolo del trasporto, dovuto all'AR, nell'alimentare le precipitazioni. Infine l'ultimo picco di precipitazione, registrato in concomitanza del passaggio del fronte freddo, risulta molto attenuato (figura 5.6). Nell'analisi condotta nelle *budget box* questa fase risultava caratterizzata da un contributo doppio dell'evaporazione ($\sim 20\%$) rispetto alle due fasi precedenti (tabelle 4.6, 4.9 4.13). Dunque, l'assenza dei flussi evaporativi nell'esperimento di sensibilità incide in modo determinante nell'ultima fase, durante la quale gli effetti prodotti dal passaggio del fronte freddo, diretto da ovest ad est verso la costa tirrenica, risultano più limitati a causa della minore quantità di vapore acqueo disponibile.

Possiamo quindi concludere che dalla seconda metà del 28 ottobre i risultati dei test di sensibilità e di budget sono robusti e in accordo nel definire il ruolo determinante dell'AR per quanto concerne le precipitazioni sul Nord e sul Centro Italia. Tuttavia la prima fase dell'evento, non ancora caratterizzata dall'arrivo dell'AR, risulta di più difficile interpretazione: come già sottolineato, le precipitazioni sul Nord Italia nella giornata del 27 e 28 ottobre sono influenzate maggiormente dai flussi atlantici e dall'evaporazione, mentre le precipitazioni sul Centro Italia negli stessi giorni risultano sensibili sia all'evaporazione (figura 5.6 (b)) che ai flussi da Ovest (vedi tabella 4.9) e da Sud (figura 5.4 (b)).

Capitolo 6

Evoluzione del ciclone mediterraneo

Nella fase finale dell'evento (29 ottobre) si assiste alla formazione di un intenso ciclone mediterraneo, il cui rapido approfondimento concorre a determinare l'eccezionalità dei venti registrati sulle regioni tirreniche, sul versante adriatico e sulle regioni del Triveneto. Durante la giornata del 27 ottobre, la saccatura raggiunge la penisola iberica determinando una diffusa instabilità sul Mediterraneo, dove si assiste alla formazione di diversi minimi depressionari collocati ad Est delle isole Baleari. Il giorno successivo, quando l'aria fredda pilotata dalla saccatura raggiunge il Nord Africa, si distingue un minimo di pressione ben strutturato e maggiormente esteso, posizionato tra Tunisia ed Algeria, originatosi con ogni probabilità sottovento alla catena dell'Atlante (ciclogenesi orografica). Questo nucleo depressionario si approfondisce repentinamente sul Mar Mediterraneo lungo la sua traiettoria verso Nord e fa registrare i valori minimi di pressione sul settore occidentale delle Alpi, in corrispondenza della fase di massima intensificazione del trasporto di umidità dovuto all'AR. Si presentano di seguito alcuni risultati preliminari riguardo il possibile legame tra l'AR e la rapida intensificazione del ciclone.

6.1 Tracking del ciclone

L'analisi dell'evoluzione del ciclone è condotta mediante simulazioni iniziate a partire dal giorno 28 ottobre, ovvero durante la fase di formazione del ciclone stesso, in modo tale da contenere eventuali errori che si presentano inevitabilmente in range previsionali lunghi (oltre le 48-72 ore). Per un'analisi preliminare e qualitativa della predicibilità dell'evento, nel dominio precedentemente mostrato in figura 2.8 si analizzano e si confrontano i

risultati di tre simulazioni, inizializzate a tre differenti istanti, rispettivamente il 28 ottobre alle ore 00 UTC, il 28 ottobre alle ore 12 UTC e il 29 ottobre alle ore 00 UTC. Questa procedura è equivalente a perturbare la condizione iniziale della simulazione ed è anche utilizzata per generare previsioni probabilistiche cosiddette di ensemble. In termini di predicibilità, maggiori sono le differenze che intercorrono tra le simulazioni inizializzate a diversi istanti, minore è la predicibilità del fenomeno che si sta analizzando.

Per prima cosa si analizza la traiettoria seguita dal ciclone, fornita dalle tre simulazioni. A tale scopo si utilizza un apposito codice di "tracking" scritto in FORTRAN, che riceve in input i campi di pressione al suolo prodotti da BOLAM. Si sceglie manualmente una sottosezione del dominio nel quale individuare il minimo di pressione nel primo e nel secondo istante temporale di previsione; quindi, ottenute le posizioni dei due punti, si procede effettuando una estrapolazione lineare che fornisce un terzo punto rispetto al quale ricercare il nuovo minimo di pressione entro un raggio definito inizialmente. In questo modo si può tracciare la traiettoria seguita nel corso dell'evento dal ciclone e valutarne le fasi di massimo approfondimento. In figura 6.1 sono mostrate le traiettorie del ciclone relative alle tre simulazioni: il numero all'interno dei simboli descrive l'ora della previsione a partire dall'istante dell'inizializzazione del RUN, mentre il colore esprime i valori dei minimi di pressione secondo la leggenda riportata a destra. Per quanto concerne la simulazione del 28 ottobre delle ore 00 UTC, la traiettoria del ciclone è tracciata a partire dalla dodicesima ora in quanto prima delle 12 UTC non è ancora distinguibile con chiarezza un minimo di pressione.

Innanzitutto, si osserva un'ottima coerenza, almeno in termini di localizzazione, delle traiettorie seguite dal ciclone nelle tre simulazioni. Dopo una prima fase di graduale approfondimento sul Nord Africa, è riconoscibile una più marcata diminuzione della pressione al suolo sul Mediterraneo Centrale, ad ovest della Sardegna. I minimi assoluti sono generalmente raggiunti sul Golfo Ligure e sulle Alpi Occidentali, mentre nel successivo spostamento verso il Nord Europa si assiste ad un nuovo aumento della pressione. Le differenze più marcate tra le traiettorie simulate, seppur abbastanza contenute, si notano nel corso della fase di massima intensità, tra il Golfo Ligure e l'area alpina occidentale. Questi esperimenti mostrano quindi una buona predicibilità dell'evento, almeno per quanto riguarda lo sviluppo del ciclone mediterraneo. Tutte le simulazioni inoltre concordano nel mostrare un ciclone particolarmente intenso, con un rapido approfondimento sul mare. Poiché la fase di intensificazione del ciclone è concomitante con l'ingresso dell'AR sul Mediterraneo, è logico chiedersi se ci sia una qualche relazione tra i due fenomeni.

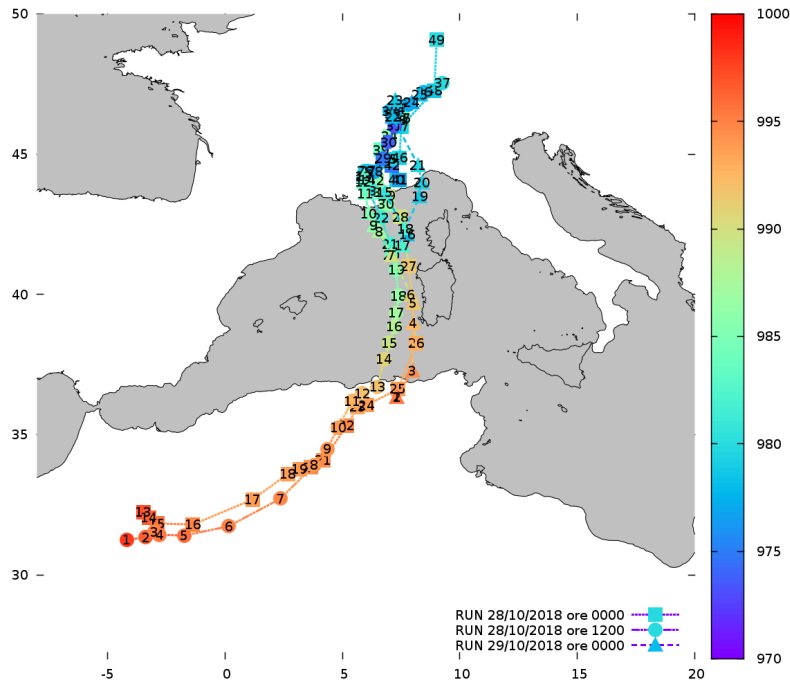


Figura 6.1: Traiettorie del ciclone relative a tre differenti simulazioni, inizializzate il 28 ottobre ore 00 UTC (quadrati), il 28 ottobre ore 12 UTC (cerchi) e il 29 ottobre ore 00 UTC (triangoli). Il colore indica i valori di pressione descritti dalla legenda a destra mentre i numeri indicano le ore della previsione a partire dalla condizione iniziale.

6.2 Ciclogenesi esplosiva e atmospheric river

In tabella 6.1 sono riportati i valori minimi di pressione al suolo utilizzati per effettuare il tracking del ciclone di figura 6.1. Si nota come le due simulazioni inizializzate il 28 ottobre mostrino risultati analoghi durante tutto il periodo e individuino due minimi assoluti molto simili registrati quasi alla stessa ora. Al contrario, se pure la posizione dei minimi individuati sia comparabile, i valori di pressione forniti dalla simulazione inizializzata il 29 ottobre risultano sistematicamente superiori. In quest'ultimo caso, la traiettoria sul Mediterraneo si colloca più ad est e il valore minimo assoluto di pressione è raggiunto soltanto alle 23 UTC del 29 ottobre. Rispetto alle poche osservazioni o analisi disponibili riguardo il valore del minimo di pressione, le simulazioni inizializzate il 28 ottobre sembrano comunque più realistiche.

Ora (28/10)	P(hPa)28/10 h 00	P(hPa)28/10 h 12	P(hPa)29/10 h 00
12	997.02	997.88	—
13	996.34	996.29	—
14	995.54	994.72	—
15	994.71	995.19	—
16	993.65	995.70	—
17	993.48	994.95	—
18	993.84	994.77	—
19	994.15	994.01	—
20	994.32	994.09	—
21	994.55	993.77	—
22	993.27	992.47	—
23	993.56	991.86	—
Ora (29/10)	P(hPa)28/10 h 00	P(hPa)28/10 h 12	P(hPa)29/10 h 00
00	993.73	991.73	995.03
01	992.82	990.68	995.25
02	991.26	989.34	994.35
03	989.58	988.25	992.32
04	989.32	987.18	991.62
05	986.13	986.46	991.14
06	986.01	985.18	989.62
07	985.89	983.44	987.63
08	985.91	981.77	985.98
09	985.58	980.94	985.09
10	984.30	979.71	984.11
11	983.84	978.23	982.82
12	983.67	978.24	982.69
13	983.55	978.63	982.25
14	983.46	978.31	980.65
15	979.01	976.80	977.90
16	976.83	974.66	981.92
17	974.48	973.83	981.72
18	974.60	973.05	978.73
19	976.98	976.65	979.05
20	979.36	977.44	979.44
21	979.42	977.13	977.92
22	979.51	977.18	978.51
23	978.61	977.80	976.88
00	979.65	977.81	977.97

Tabella 6.1: Ora e relativi minimi di pressione durante il tracking del ciclone per le differenti simulazioni. In rosso il valore minimo registrato.

A partire dal minimo assoluto registrato (in rosso in tabella 6.1) è possibile calcolare la variazione di pressione in 24 h e valutare se il sistema depressionario analizzato è caratterizzato da una ciclogenesi di tipo esplosivo. In generale si parla di ciclogenesi esplosiva quando il ciclone sperimenta un rate di diminuzione di pressione al livello del suolo pari $1 \text{ hPa} \cdot 1\text{h}^{-1}$ per un periodo di almeno 24 h. Poiché la definizione, introdotta da Tor Bergeron si riferisce ad un ciclone posizionato a 60° di latitudine, si può introdurre una definizione equivalente adattabile a qualsiasi latitudine (Sanders and Gyakum, 1980):

$$\Delta P = (24\text{hPa}/24\text{h}) \cdot \sin 60^\circ / \sin \phi \quad (6.1)$$

dove ϕ è la latitudine del centro del ciclone analizzato. Nel nostro caso, il ciclone nel suo movimento si posiziona mediamente a circa 40° di latitudine e quindi il valore di soglia diventa $\sim 18.5\text{hPa}$. Nella prima simulazione (28 ottobre ore 00 UTC) $\Delta P = 19.0\text{hPa}$, nella seconda simulazione (28 ottobre ore 12 UTC) $\Delta P = 21.7\text{hPa}$ e nella terza simulazione (29 ottobre ore 00 UTC) $\Delta P = 18.1\text{hPa}$ anche se in questo ultimo caso la variazione è calcolata soltanto sulle 23 h di simulazione disponibili.

Quindi, dal confronto con il valore di soglia prima calcolato, il sistema depressionario si configura come un fenomeno di ciclogenesi esplosiva.

Per effettuare un'analisi preliminare della possibile interazione fra il ciclone e l'AR e valutare l'eventuale responsabilità di quest'ultimo nella rapida intensificazione del ciclone, l'evoluzione dell'AR e la posizione del ciclone vengono evidenziate contemporaneamente in figura 6.2, dove sono mostrati il trasporto integrato di vapore (IVT) e la posizione del minimo di pressione al suolo. I risultati si riferiscono alla simulazione inizializzata il 29 ottobre e sono mostrati su una piccola parte del dominio, interessata dal passaggio del ciclone.

A partire dal Nord Africa, il ciclone attraversa il Mediterraneo per poi stazionare per diverse ore sul Golfo Ligure e sul settore occidentale delle Alpi (figura 6.2a, 6.2b, 6.2c, 6.2d). In questa fase, la rapida diminuzione di pressione favorisce l'aumento della velocità dei venti comportando una marcata intensificazione del trasporto (figura 6.2d). Infine, nella fase finale dell'evento, il ciclone tende a muoversi proprio verso l'area prima occupata dalla parte terminale dell'AR (figura 6.2e). I risultati della simulazione analizzata sono generalmente in accordo con lo studio condotto da Zhu and Newell (1994), nel quale si dimostra come la zona interessata dal minimo di pressione coincida con l'area occupata 12 ore prima dalla parte terminale del massimo valore di IVT (figura 1.6).

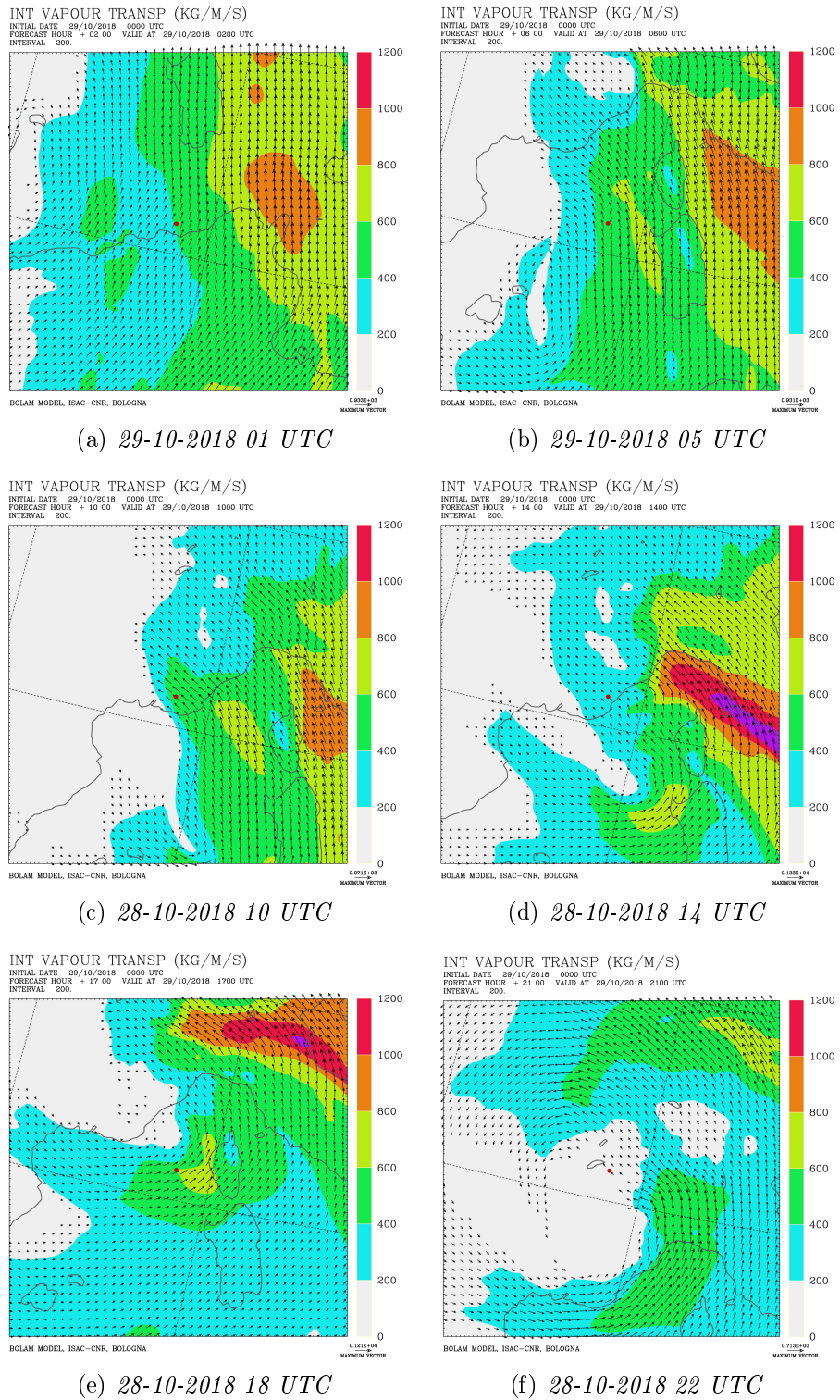


Figura 6.2: Mappe di trasporto di vapore acqueo nel sistema di riferimento del ciclone, il cui centro è rappresentato in rosso.

D'altro canto, anche i test di sensibilità descritti nel capitolo precedente, hanno evidenziato risultati (5.3) che sono complessivamente in accordo con i commenti precedenti. Infatti, a seguito della riduzione dei flussi umidi in ingresso da sud e quindi del trasporto di vapore da parte dell'AR, è stato sottolineato come i valori di pressione del ciclone risultino superiori rispetto alla simulazione di riferimento, conseguenza della limitata disponibilità di vapore acqueo nel dominio di integrazione. Inoltre, nel caso in cui il flusso di vapore dell'AR venga ridotto, la posizione del minimo di pressione tende ad estendersi più ad ovest, dal sud della Francia fino ai Pirenei (figura 5.3c, 5.3d), allontanandosi dunque dall'area interessata dall'AR.

Queste osservazioni, se pur limitate ad un piano esclusivamente qualitativo, suggeriscono la possibilità di un'interazione reciproca tra l'approfondimento del nucleo depressionario e l'aumento di intensità del trasporto dovuto all'AR. Le mappe in figura 6.2 mostrano il ciclone, la cui intensificazione è classificata come esplosiva, nelle vicinanze dell'AR durante il corso dell'evento. Questo risultato è in accordo con quanto ottenuto da Eiras-Barca et al. (2018): nel loro lavoro, esteso in un periodo di analisi superiore ai 30 anni nel Nord Pacifico e nel Nord Atlantico, nell'80 % dei casi in cui i cicloni risultano caratterizzati da ciclogenesi esplosiva, si riscontra anche la presenza di un AR nelle vicinanze. Tuttora sono davvero pochi in letteratura gli studi approfonditi sull'argomento; in particolare per quanto riguarda il Mediterraneo, non ci sono studi che mostrino un legame tra AR e sviluppo di cicloni. Questi risultati preliminari vogliono quindi indicare una promettente tematica di ricerca, nell'ambito dei fenomeni meteorologici intensi nel bacino del Mediterraneo.

Capitolo 7

Conclusioni

L'analisi condotta in questo lavoro di tesi ha permesso di individuare per la prima volta, in base ad una diagnostica consolidata in letteratura, la presenza di un *atmospheric river* nel bacino del Mediterraneo e di caratterizzarne il ruolo nell'intenso evento meteorologico che ha interessato l'Italia dal 27 al 30 ottobre 2018.

Lo studio, seppure strutturato su di un'ampia indagine di natura osservativa, è caratterizzato da un approccio modellistico e si basa sui risultati ottenuti dal modello meteorologico BOLAM, inizializzato mediante i dati di analisi IFS dell'ECMWF.

Il confronto sistematico tra immagini da satellite (MSG), mappe di rianalisi e risultati numerici del modello ha permesso di inquadrare ed approfondire l'evoluzione sinottica dell'evento e di conoscere la distribuzione spaziale e temporale delle piogge. Inoltre, l'utilizzo dell'algoritmo 183-WSL ha concorso alla caratterizzazione del tipo di precipitazione presente e, nella fase finale dell'evento, in concomitanza allo sviluppo dei fenomeni convettivi generati dal passaggio del fronte freddo sull'Italia, ha permesso l'individuazione di nuclei di formazione di ghiaccio e della presenza di grandine di grandi dimensioni sulle regioni tirreniche. In questo contesto, gli output delle simulazioni delle piogge nelle varie fasi dell'evento hanno riscontrato un ottimo accordo, almeno in termini di localizzazione, con i dati della rete pluviometrica nazionale, forniti dalla piattaforma DEWETRA del Dipartimento di Protezione Civile.

L'analisi dei campi di *integrated water vapour* (IWV) e di *integrated water vapour transport* (IVT) ha evidenziato la presenza di tre aree ad elevata concentrazione di vapore acqueo, che nella dinamica dell'evento sono responsabili, in modi e tempi differenti, delle precipitazioni sul Nord e sul Centro Italia: un flusso umido atlantico molto esteso che interviene sulla prima fase dell'evento interessando principalmente il Nord Italia (27 e 28 ottobre);

un contributo di umidità proveniente dall'Africa tropicale che influisce, se pur in modo marginale, sulla prima fase di precipitazione sul Centro Italia (27 ottobre); un'area ad elevata concentrazione di vapore acqueo che viene identificata, prima qualitativamente, poi formalmente, come AR e che condiziona fortemente la seconda parte dell'evento (dalla seconda metà del 28 ottobre). Questa struttura risale dall'Atlantico sub-tropicale sopra l'Algeria in direzione nord-orientale e segue, nella sua lenta traslazione verso est, il lento avanzamento del fronte freddo. Parallelamente, questa stessa dinamica è stata visualizzata attraverso i prodotti delle mappe di *total precipitable water* (TPW) ottenute dal *Microwave Integrated Retrieval System* (MIRS).

La detection dell'AR è stata realizzata grazie ad un algoritmo che effettua una ricerca degli oggetti formati da punti di griglia adiacenti che verificano le condizioni di soglia imposte ($IWV > 20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ e $IVT > 250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$). L'AR individuato trasporta, per circa 3000 km, vapore acqueo dalle latitudini tropicali e sub-tropicali, fino al cuore del Mediterraneo, ove perde apparentemente la sua peculiare struttura filamentosa, in quanto entra a contatto con aria altrettanto ricca di umidità.

La struttura dell'AR è stata ulteriormente analizzata attraverso la realizzazione di sezioni verticali, posizionate lungo il suo percorso e in particolare sul Mediterraneo Centrale. Come già descritto nella fase di detection, l'elevata umidità qui presente e l'instaurarsi di venti intensi, determinano valori di concentrazione di umidità e trasporto di umidità diffusamente superiori ai valori di soglia imposti, sia sul Mar Tirreno che sul Mar Adriatico. E' importante considerare che questi valori di soglia sono generalmente descritti in letteratura in relazione ad AR che si sviluppano sugli oceani (Atlantico e Pacifico) e che soltanto nella loro fase finale interagiscono con l'orografia. Invece, nel nostro caso, l'AR soddisfa ugualmente gli stessi valori di soglia (superandoli ampiamente sul Mar Mediterraneo) nonostante si sviluppi, per buona parte della sua estensione, sulle regioni sahariane del continente africano. Dunque, in questa ottica, non appare necessaria una riformulazione dei parametri geometrici o quantitativi per l'individuazione degli AR in questa area. La realizzazione delle sezioni verticali ha inoltre permesso di verificare come il trasporto di umidità rimanga generalmente confinato al di sotto dei 700 hPa, tranne che nei casi di sollevamento orografico forzato, trovando pieno accordo con quanto descritto in letteratura. Inoltre, le sezioni verticali hanno prodotto una prima caratterizzazione quantitativa dell'AR: ad esempio sul Mar Adriatico, nella fase più intensa del trasporto, è stata stimata una portata istantanea causata dall'AR, di $\sim 100000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, pari cioè a 60 volte la portata del Po.

La costruzione di box tridimensionali nelle quali poter effettuare bilanci della massa di acqua in atmosfera ha fornito significative informazioni quan-

titative sul trasporto di umidità dovuto all'AR e agli altri contributi presenti sul Mediterraneo, permettendo di comprenderne più in dettaglio la tempistica. Nella giornata del 27 ottobre il flusso umido atlantico in ingresso sul Mediterraneo è risultato comparabile ai flussi da sud, i quali nella stessa giornata sono alimentati dalla massa di aria umida proveniente dall'Africa tropicale. Si è concluso, invece, che l'ingresso dell'AR sul Mediterraneo avviene solo tra la fine del 27 e l'inizio del 28 ottobre con il massimo apporto di umidità ad esso imputabile, registrato tra la fine del 28 e l'inizio del 29 ottobre. Infine, la scelta di un'apposita box ha permesso di isolare maggiormente il contributo dell'AR, il cui massimo flusso di vapore calcolato è stato di $\sim 2 \cdot 10^8 \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$.

Le box tridimensionali nelle quali effettuare i bilanci di massa sono state successivamente utilizzate per chiarire il ruolo svolto dal vapore trasportato da sorgenti remote (AR), rispetto al contributo locale (evaporazione dal mare) nelle precipitazioni sul Centro e sul Nord Italia. Questa analisi è stata ulteriormente approfondita grazie all'applicazione complementare di due esperimenti numerici di sensibilità: in un primo caso è stato filtrato il flusso umido dell'AR proveniente da sud, mentre in un secondo caso sono stati soppressi i flussi evaporativi dal mare. I risultati hanno dimostrato la relativa marginalità dell'evaporazione dal mare rispetto al trasporto di vapore da sorgenti remote in tutte le diverse fasi delle precipitazioni che hanno colpito il Nord e il Centro Italia. Più in dettaglio, sono stati riconosciute due intense fasi di precipitazioni sul Nord Italia: la prima, relativa al 27 e parte del 28 Ottobre è imputabile maggiormente al trasporto di vapore dovuto all'azione delle correnti occidentali atlantiche e, in minima parte, all'evaporazione, mentre la fase più intensa delle piogge, relativa alla giornata del 29 ottobre, è con ogni probabilità dovuta all'umidità trasportata dall'AR. Sul Centro Italia sono emerse tre distinte fasi di precipitazione intensa: le prime due fasi, tra la fine del 28 ottobre e l'inizio del 29 ottobre sono fortemente condizionate dall'azione dell'AR, mentre i contributi di umidità che determinano l'ultimo picco di pioggia, nella fase finale corrispondente al passaggio del fronte freddo e al conseguente innesco di sistemi convettivi, evidenziano un aumento dell'apporto di umidità dovuti ai flussi occidentali e all'evaporazione. Dunque, si è concluso che, senza l'azione dell'AR, l'intenso evento alluvionale che ha colpito il Centro Italia tra il 28 e il 29 ottobre e il Nord Italia dal 29 ottobre non si sarebbe verificato, oppure avrebbe assunto un'entità molto più modesta, lontana dagli effetti eccezionali registrati. Coerentemente con questo risultato, è stato provato che, se pure in modo marginale, l'evaporazione incide maggiormente nelle fasi di massima intensità dei venti e quando è massimo il contrasto tra l'aria fredda pilotata dalla saccatura e il mare ancora relativamente caldo. L'apparente contraddizione di alcuni risultati

ottenuti con l'analisi dei budget di massa e attraverso i test di sensibilità ha fatto emergere la complessità dell'azione dell'evaporazione sulle precipitazioni: l'effetto dell'interruzione dei flussi evaporativi non si traduce linearmente sulle piogge (più umidità, maggiore precipitazione) ma produce effetti più complessi andando a modificare il profilo termodinamico delle masse di aria che interagiscono con l'orografia.

Infine, è stata analizzata l'evoluzione dell'intenso ciclone che, originatosi sottovento alla catena dell'Atlante, sperimenta un rapido approfondimento durante l'attraversamento del Mediterraneo. Un apposito codice di "tracking" ha fornito la traiettoria seguita dal ciclone in tre simulazioni, iniziate a istanti temporali differenti. I risultati hanno mostrato un'ottima coerenza nei risultati delle tre differenti simulazioni, soprattutto in termini di localizzazione del ciclone confermando la buona predicibilità dell'evento. Lo studio della variazione della pressione del ciclone ha permesso di classificare il sistema depressionario in questione come un fenomeno di ciclogenesi esplosiva. La presenza dell'AR nelle vicinanze ha suggerito la possibilità di un'interazione reciproca tra l'eccezionale approfondimento del ciclone e l'aumento di intensità del trasporto dovuto all'AR. L'analisi si è mantenuta su di un piano qualitativo, attraverso l'osservazione dello spostamento del minimo di pressione che, in accordo a quanto descritto in letteratura, tende a muoversi nella zona prima occupata dai valori di massimo trasporto (IVT). I promettenti risultati suggeriscono certamente di approfondire questo interessante aspetto anche da un punto di vista quantitativo.

Per quanto concerne gli sviluppi futuri della ricerca in questo ambito, il primo passo necessario consiste nello sviluppo di uno studio sistematico condotto sull'area del Mediterraneo che metta in relazione eventi di precipitazione intensa e presenza di AR. Queste ricerche sono state già condotte nelle aree direttamente affacciate sull'Oceano Atlantico e sull'Oceano Pacifico dimostrando un'altissima correlazione tra i due fenomeni. Al contrario, nel bacino del Mediterraneo, non esiste ancora nessuno studio in merito e, prima di questo lavoro, non era mai stato formalmente individuato un AR. Inoltre, uno studio sistematico di questo tipo permetterebbe di evidenziare dei pattern alla mesoscala in eventi di precipitazione estrema causati da AR e di verificare, in questa tipologia di casi, il ruolo dell'evaporazione dal mare, che nel presente evento pare essere marginale rispetto al vapore trasportato da sorgenti remote. Infine, un numero maggiore di casi a disposizione mostrerebbe con più chiarezza eventuali differenze tra gli AR studiati in Oceano e gli AR studiati in Mediterraneo: seppure in questo lavoro non siano state riscontrate grandi discrepanze, non è possibile ottenere un quadro completo del fenomeno attraverso lo studio di un singolo caso.

Un aspetto ancora poco approfondito in letteratura consiste nella com-

preensione del legame tra la presenza di AR e il processo di ciclogenesi esplosiva. I primi studi in letteratura sembrano evidenziare una forte correlazione tra i due fenomeni che si tradurrebbe in un'influenza reciproca tra gli stessi. Coerentemente a quanto espresso in precedenza, nell'area del Mediterraneo mancano studi che mostrino un legame tra AR e sviluppo di cicloni. A questo scopo, gli esperimenti numerici di sensibilità potrebbero dimostrarsi estremamente utili: la riduzione controllata del contributo di umidità trasportato dagli AR permetterebbe di analizzarne gli effetti sull'evoluzione del ciclone, sia in termini di traiettoria, sia in termini del tasso di diminuzione della pressione.

Bibliografia

- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *General circulation models of the atmosphere*, 17(Supplement C):173–265.
- Benedict, I., Ødemark, K., Nipen, T., and Moore, R. (2019). Large-scale flow patterns associated with extreme precipitation and atmospheric rivers over norway. *Monthly Weather Review*, 147(4):1415–1428.
- Berto, A., Buzzi, A., and Zardi, D. (2005). A warm conveyor belt mechanism accompanying extreme precipitation events over north-eastern italy. *Hrvatski meteorološki časopis*, 40(40):338–341.
- Browning, K. (2018). Atmospheric rivers in the uk. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(6):1108–1109.
- Buzzi, A., D’isidoro, M., and Davolio, S. (2003). A case-study of an orographic cyclone south of the alps during the map sop. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(591):1795–1818.
- Buzzi, A., Fantini, M., Malguzzi, P., and Nerozzi, F. (1994). Validation of a limited area model in cases of mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 53(3-4):137–153.
- Buzzi, A. and Foschini, L. (2000). Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern alpine region. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72(2-4):131–146.
- Cavaleri, L., Bertotti, L., Buizza, R., Buzzi, A., Masato, V., Umgiesser, G., and Zampieri, M. (2010). Predictability of extreme meteo-oceanographic events in the adriatic sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 136(647):400–413.

- Davolio, S., Miglietta, M., Moscatello, A., Pacifico, F., Buzzi, A., and Rotunno, R. (2009). Numerical forecast and analysis of a tropical-like cyclone in the ionian sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(2):551–562.
- Dettinger, M. (2011). Climate change, atmospheric rivers, and floods in california—a multimodel analysis of storm frequency and magnitude changes 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 47(3):514–523.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2011). Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern france. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(4):1163.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2013). Assessment of the water supply to mediterranean heavy precipitation: a method based on finely designed water budgets. *Atmospheric Science Letters*, 14(3):133–138.
- Eiras-Barca, J., Ramos, A. M., Pinto, J. G., Trigo, R. M., Liberato, M. L., and Miguez-Macho, G. (2018). The concurrence of atmospheric rivers and explosive cyclogenesis in the north atlantic and north pacific basins. *Earth System Dynamics*, 9(1):91–102.
- Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M., and Lavers, D. A. (2014). Atmospheric rivers: A mini-review. *Frontiers in Earth Science*, 2:2.
- Gorodetskaya, I. V., Tsukernik, M., Claes, K., Ralph, M. F., Neff, W. D., and Van Lipzig, N. P. (2014). The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in east antarctica. *Geophysical Research Letters*, 41(17):6199–6206.
- Grazzini, F. (2007). Predictability of a large-scale flow conducive to extreme precipitation over the western alps. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 95(3-4):123–138.
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Fetzer, E. J., and Neiman, P. J. (2010). Extreme snowfall events linked to atmospheric rivers and surface air temperature via satellite measurements. *Geophysical Research Letters*, 37(20).
- Knippertz, P. and Wernli, H. (2010). A lagrangian climatology of tropical moisture exports to the northern hemispheric extratropics. *Journal of Climate*, 23(4):987–1003.

- Krichak, S. O., Barkan, J., Breitgand, J. S., Gualdi, S., and Feldstein, S. B. (2015). The role of the export of tropical moisture into midlatitudes for extreme precipitation events in the mediterranean region. *Theoretical and applied climatology*, 121(3-4):499–515.
- Lakshmi, D. D. and Satyanarayana, A. (2019). Influence of atmospheric rivers in the occurrence of devastating flood associated with extreme precipitation events over chennai using different reanalysis data sets. *Atmospheric research*, 215:12–36.
- Lavers, D. A., Allan, R. P., Wood, E. F., Villarini, G., Brayshaw, D. J., and Wade, A. J. (2011). Winter floods in britain are connected to atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, 38(23).
- Lavers, D. A. and Villarini, G. (2013). The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across europe. *Geophysical Research Letters*, 40(12):3259–3264.
- Laviola, S. and Levizzani, V. (2011). The 183-wsl fast rain rate retrieval algorithm: Part i: Retrieval design. *Atmospheric Research*, 99(3-4):443–461.
- Laviola, S., Levizzani, V., Cattani, E., and Kidd, C. (2013). The 183-wsl fast rain rate retrieval algorithm. part ii: Validation using ground radar measurements. *Atmospheric research*, 134:77–86.
- Liberato, M. L., Ramos, A. M., Trigo, R. M., Trigo, I. F., Durán-Quesada, A. M., Nieto, R., and Gimeno, L. (2012). Moisture sources and large-scale dynamics associated with a flash flood event. *Lagrangian modeling of the atmosphere*, pages 111–126.
- Lin, Y.-L., Chiao, S., Wang, T.-A., Kaplan, M. L., and Weglarz, R. P. (2001). Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and forecasting*, 16(6):633–660.
- Malguzzi, P., Grossi, G., Buzzi, A., Ranzi, R., and Buizza, R. (2006). The 1966 “century” flood in italy: A meteorological and hydrological revisitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D24).
- Malguzzi, P. and Tartagione, N. (1999). An economical second-order advection scheme for numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(558):2291–2303.

- Ralph, F. M., Dettinger, M., Lavers, D., Gorodetskaya, I. V., Martin, A., Viale, M., White, A. B., Oakley, N., Rutz, J., Spackman, J. R., et al. (2017). Atmospheric rivers emerge as a global science and applications focus. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(9):1969–1973.
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., and Wick, G. A. (2004). Satellite and caljet aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern north pacific ocean during the winter of 1997/98. *Monthly Weather Review*, 132(7):1721–1745.
- Ramos, A. M., Nieto, R., Tomé, R., Gimeno, L., Trigo, R. M., Liberato, M. L., and Lavers, D. A. (2016). Atmospheric rivers moisture sources from a lagrangian perspective. *Earth System Dynamics*, 7(2):371–384.
- Ramos, A. M., Trigo, R. M., Liberato, M. L., and Tomé, R. (2015). Daily precipitation extreme events in the iberian peninsula and its association with atmospheric rivers. *Journal of Hydrometeorology*, 16(2):579–597.
- Richard, E., Buzzi, A., and Zängl, G. (2007). Quantitative precipitation forecasting in the alps: The advances achieved by the mesoscale alpine programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(625):831–846.
- Richard, E., Cosma, S., Benoit, R., Binder, P., Buzzi, A., and Kaufmann, P. (2003). Intercomparison of mesoscale meteorological models for precipitation forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(6):799–811.
- Rutz, J. J., Steenburgh, W. J., and Ralph, F. M. (2014). Climatological characteristics of atmospheric rivers and their inland penetration over the western united states. *Monthly Weather Review*, 142(2):905–921.
- Sanders, F. and Gyakum, J. R. (1980). Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review*, 108(10):1589–1606.
- Sodemann, H. and Stohl, A. (2013). Moisture origin and meridional transport in atmospheric rivers and their association with multiple cyclones. *Monthly weather review*, 141(8):2850–2868.
- Stocchi, P. and Davolio, S. (2017). Intense air-sea exchanges and heavy orographic precipitation over italy: the role of adriatic sea surface temperature uncertainty. *Atmospheric research*, 196:62–82.

- Stohl, A., Forster, C., and Sodemann, H. (2008). Remote sources of water vapor forming precipitation on the norwegian west coast at 60 n—a tale of hurricanes and an atmospheric river. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D5).
- Stohl, A. and James, P. (2004). A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. part i: Method description, validation, and demonstration for the august 2002 flooding in central europe. *Journal of Hydrometeorology*, 5(4):656–678.
- Turato, B., Reale, O., and Siccardi, F. (2004). Water vapor sources of the october 2000 piedmont flood. *Journal of Hydrometeorology*, 5(4):693–712.
- Wernli, B. H. and Davies, H. C. (1997). A lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. i: The method and some applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(538):467–489.
- White, A., Anderson, M., Dettinger, M., Ralph, F., Hinojosa, A., Cayan, D., Hartman, R., Reynolds, D., Johnson, L., Schneider, T., et al. (2013). A twenty-first-century california observing network for monitoring extreme weather events. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(8):1585–1603.
- Winschall, A., Pfahl, S., Sodemann, H., and Wernli, H. (2012). Impact of north atlantic evaporation hot spots on southern alpine heavy precipitation events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(666):1245–1258.
- Zhou, Y., Kim, H., and Guan, B. (2018). Life cycle of atmospheric rivers: Identification and climatological characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(22):12–715.
- Zhu, Y. and Newell, R. E. (1994). Atmospheric rivers and bombs. *Geophysical Research Letters*, 21(18):1999–2002.
- Zhu, Y. and Newell, R. E. (1998). A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Monthly weather review*, 126(3):725–735.

Ringraziamenti

Il seguente lavoro di tesi si è avvalso dei dati della rete pluviometrica nazionale, il cui utilizzo è stato concesso dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale.

Desidero ringraziare il gruppo di ricerca di "Fisica delle Nubi e delle Precipitazioni" dell'ISAC-CNR di Bologna. In particolare, il Prof. Vincenzo Levizzani per avermi concesso l'opportunità di lavorare ad un progetto nuovo ed entusiasmante, che ho vissuto ed affrontato con i migliori propositi. Ho molto apprezzato la sua costante disponibilità al confronto e al dialogo durante l'attività di ricerca e il tempo prezioso dedicato alle riflessioni sulle scelte future. Inoltre, ringrazio sinceramente la Dott.ssa Elsa Cattani e il Dott. Sante Laviola con i quali ho collaborato proficuamente in un contesto allo stesso tempo professionale e confidenziale.

Grazie al Dott. Marcello Mario Miglietta per gli utili consigli e gli spunti di riflessione forniti durante lo sviluppo e l'evoluzione della ricerca.

Infine, desidero ringraziare profondamente il Dott. Silvio Davolio, che mi ha guidato nell'intero percorso di tesi, fornendomi tutti gli strumenti necessari per affrontare il lavoro. Nella sua serietà, nella passione per il proprio lavoro, nell'impostazione di un confronto costruttivo e nella condivisione costante delle idee, ho visto più chiaramente tutti gli elementi che rispondono alla mia definizione di "ricerca".

Colgo questa occasione per ringraziare la mia famiglia, che mi ha insegnato, nonostante tutto, a riporre fiducia nel mondo, che mi ha inculcato il valore della serenità e dimostrato come questa possa sempre coesistere con le difficoltà, che ha permesso ad ognuno di noi di proteggere e rispettare i propri sogni.

Al termine di questa esperienza bolognese, ringrazio i *compagni* con i quali ho coraggiosamente affrontato la *giungla*, a cui, in realtà, ripenso già con nostalgia. Riprendendo, con le dovute differenze, le parole di *Gaber*, è vero che *l'appartenenza non è un insieme casuale di persone*. Ma da incontri casuali abbiamo creato un sentimento di appartenenza per il quale saremo per sempre in debito con la *giungla*.

Infine ringrazio Carmen, che sa sempre guardare più lontano di quanto io possa fare, che mi ha insegnato il valore di ciò che si ha e dimostrato che le cose belle rimangono belle, come i tortellini in brodo in piena estate.