

SCUOLA DI SCIENZE  
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Analisi dei tornado del 19 settembre  
2021 in Pianura Padana tramite simulazioni  
numeriche ad altissima risoluzione**

**Relatore:**  
Prof. Vincenzo Levizzani

**Presentata da:**  
Francesco De Martin

**Correlatori:**  
Dott. Silvio Davolio  
Dott. Mario Marcello Miglietta

**Sessione III  
Anno Accademico 2021-2022**

# Indice

<b>1</b>	<b>La supercella</b>	<b>2</b>
1.1	La convezione atmosferica profonda . . . . .	2
1.2	La struttura della supercella . . . . .	2
1.3	Il tornado . . . . .	4
1.4	Genesi della rotazione nelle supercelle . . . . .	5
1.4.1	Vorticità <i>streamwise</i> e <i>crosswise</i> . . . . .	5
1.4.2	Genesi di vorticità nei medi e bassi livelli in una supercella . . . . .	8
1.4.3	Supercelle e discontinuità termiche . . . . .	10
1.5	Supercelle e tornado in Italia . . . . .	12
<b>2</b>	<b>Analisi delle osservazioni</b>	<b>17</b>
2.1	Situazione sinottica . . . . .	17
2.2	Descrizione dei fenomeni temporaleschi avvenuti . . . . .	18
2.2.1	Analisi delle immagini radar e satellitari . . . . .	18
2.2.2	Fenomeni osservati al suolo . . . . .	23
2.3	Dati delle stazioni al suolo . . . . .	24
<b>3</b>	<b>Verifica delle simulazioni numeriche</b>	<b>29</b>
3.1	Introduzione alle simulazioni numeriche . . . . .	29
3.1.1	Modelli del CNR-ISAC . . . . .	29
3.1.2	Le simulazioni numeriche . . . . .	31
3.2	Analisi e verifica della situazione sinottica simulata da BOLAM . . . . .	32
3.3	Verifica della simulazione di MOLOCH . . . . .	34
3.4	Analisi della struttura delle supercelle simulate . . . . .	38
<b>4</b>	<b>Analisi alla mesoscala atmosferica</b>	<b>47</b>
4.1	Innesco della convezione . . . . .	47
4.1.1	Piemonte e Lombardia . . . . .	47
4.1.2	Emilia Romagna e Veneto . . . . .	49
4.2	Instabilità atmosferica . . . . .	55
4.3	Vorticità ambientale . . . . .	57
4.3.1	Vorticità generata dal <i>windshear</i> . . . . .	57
4.3.2	Vorticità in prossimità della <i>dry line</i> . . . . .	61
<b>5</b>	<b>Ulteriori esperimenti numerici</b>	<b>63</b>
5.1	Test di <i>sensitivity</i> . . . . .	63
5.1.1	Umidità in ingresso modificata . . . . .	63
5.1.2	Variazioni dell'orografia appenninica . . . . .	65
5.2	Confronto tra gli esperimenti numerici . . . . .	66
5.2.1	Confronto tra le immagini radar e le precipitazioni cumulate . . . . .	66

---

5.2.2	Confronto tra <i>Updraft Helicity</i> , velocità e vorticità verticali nelle supercelle . . . . .	68
5.3	La complessità nella dinamica delle supercelle . . . . .	72
<b>6</b>	<b>Conclusioni</b>	<b>75</b>
<b>A</b>	<b>Gli indici temporaleschi</b>	<b>79</b>
A.1	CAPE . . . . .	79
A.2	CIN . . . . .	80
A.3	Updraft Helicity . . . . .	80
<b>B</b>	<b>Equazione di Davies-Jones</b>	<b>81</b>
B.1	Equazioni di Navies-Stokes linearizzate . . . . .	81
B.2	Correlazione tra vorticità verticale e velocità verticale . . . . .	82

## Sommario

Il 19 settembre 2021 si sono formati in poche ore 7 tornado tra Lombardia ed Emilia Romagna, 4 dei quali di intensità F2. Una simile sequenza di tornado in Pianura Padana non ha precedenti. Il caso studio è stato analizzato sia dal punto di vista delle osservazioni che attraverso simulazioni numeriche ad altissima risoluzione con la catena modellistica BOLAM-MOLOCH, allo scopo di comprendere i meccanismi fisici che hanno portato alla genesi delle supercelle tornadiche. E' stata verificata la capacità del modello MOLOCH di simulare accuratamente lo sviluppo delle supercelle, alla luce dei modelli teorici in letteratura.

Tramite le osservazioni al suolo, è stato osservato come durante l'evento sulla Pianura Padana si sia creato un "punto triplo", ossia una convergenza tra tre masse d'aria con caratteristiche diverse, nei pressi di dove si sono verificati i tornado. Per l'innesco della convezione è stato fondamentale il contributo di un *cut-off low* in quota, associato a un fronte freddo al suolo sulla pianura lombarda. Inoltre, l'avvezione di aria umida e instabile dall'Adriatico verso i settori di innesco, in prossimità della superficie, ha rivestito un ruolo rilevante. In Emilia invece è stata probabilmente determinante una convergenza tra il flusso instabile di origine adriatica e il flusso sud-occidentale sceso dagli Appennini. Per quanto riguarda l'intensificazione e il successivo sviluppo delle supercelle e dei tornado, sono state individuate due sorgenti principali di vorticità orizzontale: la vorticità baroclinica che si è generata lungo il fronte freddo in Lombardia e la vorticità generata dallo *shear* verticale in presenza di un *low-level jet*. La circolazione nei bassi strati atmosferici ha trasportato la vorticità generata da entrambe queste sorgenti verso i sistemi convettivi in Lombardia, dove il processo di *tilting* ha trasformato la vorticità orizzontale in vorticità verticale ciclonica.

# Introduzione

I temporali sono un fenomeno tipico della Pianura Padana durante la stagione estiva. Non di rado questi sono intensi e provocano danni alle attività umane e all'ambiente, mettendo in pericolo in alcuni casi anche la vita delle persone. E' perciò importante prevederli in maniera affidabile, allo scopo di minimizzarne gli impatti negativi. Tuttavia, a fronte della loro pericolosità, al giorno d'oggi non si riesce ancora a effettuare una previsione accurata dei temporali, specialmente quelli estivi, a causa della caoticità intrinseca all'atmosfera che nei fenomeni a piccola scala diventa particolarmente evidente. Queste considerazioni diventano ancora più vere per quanto riguarda i tornado, la cui pericolosità è ancora maggiore e la capacità di prevederli ancora più ridotta. Inoltre, mentre negli Stati Uniti questi fenomeni sono stati approfonditamente studiati, sul continente europeo la ricerca in questo campo è meno avanzata e di conseguenza anche la previsione è meno sviluppata e affidabile.

Questa tesi vuole contribuire a colmare queste lacune, studiando a fondo l'episodio del 19 settembre 2021, quando in Pianura Padana si sono formati ben 7 tornado nel giro di poche ore: non ci sono testimonianze di sequenze di tornado simili nel Nord Italia, il che rende questo evento particolarmente interessante da studiare. E' stato simulato l'evento con la catena modellistica ad alta risoluzione BOLAM-MOLOCH, sviluppata presso il CNR-ISAC, allo scopo di indagare i processi fisici che hanno portato alla genesi dei tornado. In realtà, al fine di simulare direttamente un tornado, sarebbe necessario utilizzare modelli a risoluzione ancora più alta (pari a poche decine di metri): dunque in questa tesi ci si limita a comprendere come si siano potute sviluppare le supercelle che hanno generato i tornado e a studiare le loro caratteristiche. Il lavoro di tesi è inoltre un'opportunità per valutare il grado di accuratezza e realistica con cui la catena modellistica BOLAM-MOLOCH riesce a simulare questo tipo di eventi: è infatti la prima volta che viene usata per simulare supercelle tornadiche. Oltre allo studio delle simulazioni numeriche, è stata fatta un'analisi delle osservazioni per comprendere le reali condizioni atmosferiche della giornata, anche con lo scopo di verificare le simulazioni numeriche generate.

La tesi è organizzata come segue: nel primo capitolo si riportano i risultati più interessanti della letteratura scientifica riguardo alle supercelle, sia per quanto riguarda gli Stati Uniti, che per l'Italia, introducendo anche gli strumenti teorici utilizzati nell'analisi; nel secondo capitolo si descrive nel dettaglio l'evento dal punto di vista delle osservazioni; nel terzo capitolo si introducono brevemente i modelli numerici utilizzati e si verificano le simulazioni numeriche eseguite, con particolare attenzione alla capacità di MOLOCH nel riprodurre le supercelle; nel quarto capitolo si analizzano le condizioni alla mesoscala atmosferica, dal punto di vista dell'innescò della convezione, dell'instabilità troposferica e della vorticità ambientale; nel quinto si confrontano le simulazioni generate attraverso alcuni test di *sensitivity*, condotti allo scopo di verificare le ipotesi sviluppate nei capitoli precedenti; nel sesto capitolo si riassumono i principali risultati ottenuti, si indica come potrebbero essere utilizzati per un'applicazione previsionale e si forniscono alcuni suggerimenti riguardo a una possibile prosecuzione della ricerca.

# Capitolo 1

## La supercella

### 1.1 La convezione atmosferica profonda

Il *Glossary of Meteorology* dell'*American Meteorological Society* (Hushcke, 1959) definisce il temporale come *una tempesta locale, invariabilmente generata da un cumulonembo, e sempre associata a fulmini e tuoni, di solito accompagnata da forti raffiche di vento, pioggia intensa e talvolta grandine*. Il cumulonembo è la nube che si forma come conseguenza di convezione atmosferica profonda. Con convezione atmosferica si intende lo sviluppo di moti ascendenti (e discendenti) che avvengono in una troposfera instabile: se questi moti sono confinati nella bassa troposfera (tipicamente all'interno dello strato limite atmosferico o poco sopra) si parla di convezione superficiale, se invece questi si estendono a occupare un settore rilevante di troposfera si parla di convezione atmosferica profonda.

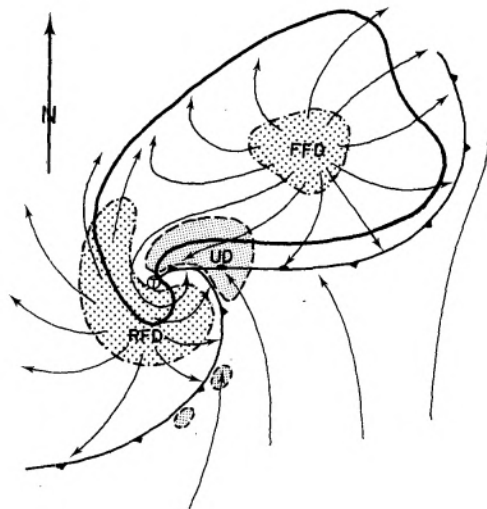
Le celle temporalesche si possono presentare singolarmente, oppure organizzate come multicelle, sistemi temporaleschi composti da più celle in vari stadi di sviluppo. Una forma particolare di cella temporalesca singola è la supercella, che è il tipo di temporale capace di generare i fenomeni più pericolosi (grandine di grosse dimensioni, forti raffiche di vento, nubifragi, tornado). Questa tipologia di temporale viene approfondita nel dettaglio in questa tesi.

### 1.2 La struttura della supercella

La scoperta dell'esistenza delle supercelle è un fatto piuttosto recente. Brooks (1949) si accorse che un tornado in Kansas era associato a una circolazione ciclonica di più grande scala rispetto al tornado stesso: era la prima osservazione dell'esistenza di un mesociclone, ossia di una struttura ciclonica del diametro di pochi chilometri che si forma all'interno di alcuni cumulonembi.

Ludlam (1961) osservò un temporale in Europa che sorprendentemente deviava verso destra rispetto al vento medio e che produceva una violenta grandinata. Browning (1962) studiò tramite immagini radar un sistema di temporali che provocò grandinate in Inghilterra il 9 luglio 1959, e si accorse che la cella più intensa del sistema deviava anche in questo caso verso destra. Per tale temporale conio per la prima volta il nome di "supercella".

Per una definizione comunemente accettata di "supercella" è necessario tuttavia aspettare il lavoro di Doswell e Burgess (1993), i quali identificarono come "supercella" un sistema convettivo caratterizzato da un "profondo" e "persistente" mesociclone. Con l'ag-

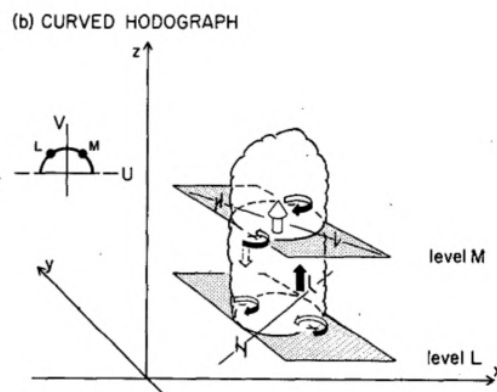


**Figura 1.1:** Rappresentazione schematica di Lemon e Doswell III (1979) della struttura tipica di una supercella

gettivo "profondo" si riferivano al fatto che il mesociclone deve occupare una frazione significativa del cumulonembo, mentre l'aggettivo "persistente" era riferito alla durata lunga se confrontata al tempo di scala caratteristico della convezione (il tempo che impiega una massa d'aria a sollevarsi all'interno dell'*updraft*, circa una decina di minuti).

Lemon e Doswell III (1979) hanno ricostruito tramite lo studio di immagini radar la struttura tipica delle supercelle (Figura 1.1). In una supercella hanno osservato la presenza di tre correnti distinte: una è la corrente di *inflow* che alimenta l'*updraft* e che si colloca nel lato sud-orientale del temporale; il Forward Flank Downdraft (FFD) è la corrente discendente che si colloca nel lato avanzante del temporale e che è associata solitamente alla maggior quantità di precipitazioni; il Rear Flank Downdraft (RFD) è invece una corrente discendente caratteristica delle supercelle che si colloca nel lato posteriore del temporale e che si avvolge attorno all'*updraft*, quest'ultimo collocato nell'intersezione delle tre correnti, generando il cosiddetto eco a uncino nelle immagini radar. A queste tre correnti sono associate delle linee di discontinuità che ricalcano i fronti associati ai cicloni extra-tropicali ma a piccola scala: tra RFD e *inflow* agisce un pseudo-fronte freddo, il quale genera la cosiddetta *flanking line*, una linea di cumuli che alimenta l'*updraft*; tra *inflow* e FFD agisce un pseudo-fronte caldo, mentre nel lato avanzante del FFD agisce il *gust front* che si comporta come un altro pseudo-fronte freddo. Tutto il sistema nel suo complesso, con il mesociclone al centro, ricorda, in scala molto più piccola, i cicloni extra-tropicali.

Rotunno e Klemp (1982) hanno dato una prima spiegazione esaustiva del moto deviante verso destra delle supercelle. Essi hanno elaborato un modello analitico lineare, partendo dalle equazioni di Navier-Stokes con ipotesi inviscida e anelastica. Hanno studiato il comportamento delle perturbazioni verticali di pressione e di vorticità, e hanno trovato che la disposizione delle perturbazioni verticali di pressione favorisce la propagazione verso sud dell'*updraft* nel caso di rotazione in senso orario del vento con la quota (Figura 1.2). Inoltre in questo settore c'è una perturbazione positiva della vorticità che è quindi correlata positivamente con le velocità verticali. Hanno verificato il modello analitico con una simulazione numerica, la quale ha confermato che il moto deviante è un effetto lineare delle perturbazioni verticali di pressione indotte dal *windshear* (ossia dalla variazione di velocità



**Figura 1.2:** Rappresentazione schematica di Rotunno e Klemp (1982) della disposizione tipica delle perturbazioni di pressione e di vorticità in un updraft con presenza di *windshear* direzionale. H e L stanno rispettivamente per perturbazioni di alta e bassa pressione, i segni + e - stanno per perturbazioni di vorticità ciclonica e anticiclonica.

e direzione del vento con la quota)

### 1.3 Il tornado

Nel settore d'intersezione delle 3 correnti di una supercella (RFD, FFD e *inflow*), al di sotto dell'*updraft* (Figura 1.1), si può talvolta formare un tornado. Un tornado è definito dal *Glossary of Meteorology* (Hushcke, 1959) come: *una colonna d'aria rapidamente rotante estesa verticalmente dalla superficie alla base di un cumulonembo, normalmente associata a una nube a imbuto e con velocità minima del vento pari a 29 m/s*. In effetti i tornado si possono formare non solo da temporali a supercella, ma anche da temporali non supercellulari (in tal caso si parla di "tornado non-supercellulari" o *landspouts*). Tuttavia, i tornado più violenti sono stati osservati solo alla base di supercelle. Quando si verificano numerosi tornado generati da una stessa situazione sinottica si parla di "*outbreak* tornadico" (Hushcke, 1959). Non esiste una definizione univoca per il numero di tornado minimo per definire un'*outbreak* tornadico (Ćwik et al., 2021): negli USA generalmente il valore soglia è posto tra 6 e 10 tornado.

I tornado violenti sono un fenomeno comune soprattutto nelle grandi pianure americane, dove è stata prodotta molta letteratura scientifica. I tornado possono verificarsi in tutte le parti del mondo, eccetto l'Antartide. Sono un fenomeno relativamente frequente anche in Europa, seppur molto meno rispetto agli Stati Uniti: a fronte di una media di 1223 tornado/anno negli USA, in Europa si osservano mediamente 232 tornado/anno (Taszarek et al., 2020). Si evidenzia comunque che la disponibilità di un dataset completo di eventi tornadici per l'Europa è limitata solo agli ultimi anni.

Fujita (1971) ha sviluppato una scala per classificare l'intensità dei tornado. La scala Fujita è stata molto usata negli Stati Uniti fino agli anni duemila ed è basata sull'osservazione visiva dei danni arrecati dal tornado (Figura 1.3). Tuttavia i ricercatori si sono resi conto che questa scala è talvolta inesatta ed è necessario un metodo più preciso per catalogare l'intensità dei danni. Nel 2006 è stata quindi messa a punto una nuova scala, la scala EF (Enhanced Fujita) (WSEC, 2006), la quale è sempre basata sull'osservazione dei danni provocati, ma tramite più precise rilevazioni ingegneristiche. Recentemente, l'ESSL (European Severe Storm Laboratory) sta mettendo a punto la scala IF (International Fu-



<p>( F 0 ) 40 - 72 mph, LIGHT DAMAGE Some damage to chimneys and TV antennae; breaks twigs off trees; pushes over shallow rooted trees.</p>	<p>( F 3 ) 158 - 206 mph, SEVERE DAMAGE Roofs and some walls torn off frame houses; some rural buildings completely demolished; trains overturned; steel-framed hangar-warehouse type structures torn; cars lifted off the ground; most trees in a forest uprooted, snapped, or leveled.</p>
<p>( F 1 ) 73 - 112 mph, MODERATE DAMAGE Peels surface off roofs; windows broken; light trailer houses pushed or overturned; some trees uprooted or snapped; moving automobiles pushed off the road. 73 mph is the beginning of hurricane wind speed.</p>	<p>( F 4 ) 207 - 260 mph, DEVASTATING DAMAGE Whole frame houses leveled, leaving piles of debris; steel structures badly damaged; trees debarked by small flying debris; cars and trains thrown some distances or rolled considerable distances; large missiles generated.</p>
<p>( F 2 ) 113 - 157 mph, CONSIDERABLE DAMAGE Roofs torn off frame houses leaving strong upright walls; weak buildings in rural areas demolished; trailer houses destroyed; large trees snapped or uprooted; railroad boxcars pushed over; light object missiles generated; cars blown off highway.</p>	<p>( F 5 ) 261 - 318 mph, INCREDIBLE DAMAGE Whole frame houses tossed off foundations; steel-reinforced concrete structures badly damaged; automobile-sized missiles generated; incredible phenomena can occur.</p>

**Figura 1.3:** Scala Fujita, così come è stata proposta dall'autore (Fujita, 1971)

jita), che è un'estensione della scala EF agli edifici di tipica costruzione europea (ESSL, 2018).

## 1.4 Genesi della rotazione nelle supercelle

### 1.4.1 Vorticità *streamwise* e *crosswise*

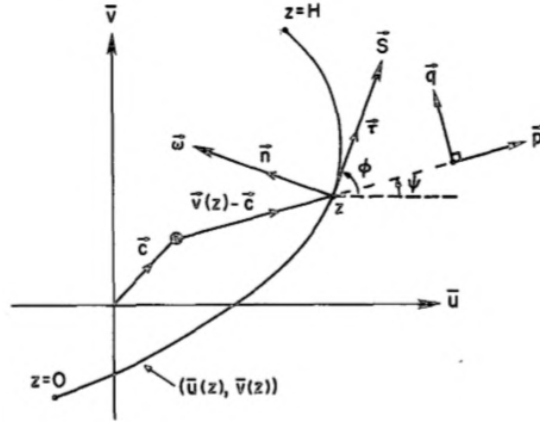
Davies-Jones (1984) ha pubblicato un fondamentale lavoro teorico in cui ha dimostrato analiticamente come la vorticità ambientale sia la principale sorgente di rotazione nelle supercelle.

Davies-Jones è partito dal sistema di equazioni di Boussinesq perturbate e inviscide, ha ipotizzato che l'*updraft* si trovasse al centro del sistema di riferimento e che a distanza infinita da esso le perturbazioni di vorticità, velocità e pressione fossero nulle. Ha assunto che il flusso dell'*updraft* discendesse nelle immediate vicinanze così che la media orizzontale di vorticità, velocità e pressione diventasse nulla, e che i bordi superiori e inferiori del dominio fossero rigidi, così che le velocità verticali fossero nulle ai bordi.

Per una migliore comprensione dei processi fisici ha quindi utilizzato l'odografo (Figura 1.4). Esso è uno diagramma cartesiano x-y in cui l'ascissa è la componente zonale  $u$  del vento e l'ordinata è la componente meridionale  $v$  del vento: in questo modo si rappresentano i vettori del vento a varie quote per un punto spaziale scelto. Nell'odografo in Figura 1.4 è anche rappresentato il vettore  $\vec{v} - \vec{c}$ , ossia il vettore vento relativo al moto del temporale, il vettore vorticità orizzontale  $\vec{\omega}$ , il vettore shear  $\vec{S}$  e i versori  $\vec{p}$  e  $\vec{q}$ , rispettivamente paralleli e ortogonali alla velocità del vento rispetto al temporale. E' necessario introdurre il vento rispetto al temporale in quanto questo è il sistema di riferimento privilegiato per studiarne la dinamica. La vorticità orizzontale è sempre ruotata di  $90^\circ$  in senso anti-orario rispetto al vettore *shear* (si noti che il loro prodotto scalare è nullo), come si può dedurre dalle equazioni (1.1) e (1.2).

$$\vec{S} = \frac{d(\vec{v} - \vec{c})}{dz} = \vec{i} \left( \frac{\partial(u - c_x)}{\partial z} \right) + \vec{j} \left( \frac{\partial(v - c_y)}{\partial z} \right) \quad (1.1)$$

$$\vec{\omega}_H = \vec{\nabla}_H \times (\vec{v} - \vec{c}) = -\vec{i} \left( \frac{\partial(v - c_y)}{\partial z} \right) + \vec{j} \left( \frac{\partial(u - c_x)}{\partial z} \right) \quad (1.2)$$



**Figura 1.4:** Rappresentazione schematica di un odografo tipico (Davies-Jones, 1984):  $\vec{u}$  e  $\vec{v}$  sono le componenti orizzontali del vento,  $\vec{c}$  la velocità del temporale,  $z$  è la coordinata verticale,  $\vec{\omega}$  è la vorticità orizzontale,  $\vec{p}$  e  $\vec{q}$  i versori rispettivamente tangenti e perpendicolari alla velocità relativa rispetto al temporale e  $\vec{S}$  lo *shear* del vento.

dove  $\vec{i}$  e  $\vec{j}$  sono rispettivamente i versori longitudinali e meridionali,  $c_x$  e  $c_y$  le componenti longitudinali e meridionali del vettore spostamento del temporale e  $z$  è la coordinata verticale. Nella definizione di vorticità orizzontale è stato trascurato il contributo dato dalla componente verticale del vento  $w$ , in quanto trascurabile in assenza di correnti ascendenti.

Dalla definizione di *shear* del vento:

$$\vec{S} = \frac{d(\vec{v} - \vec{c})}{dz} = \frac{d|\vec{v} - \vec{c}|}{dz} \vec{p} + |\vec{v} - \vec{c}| \frac{d\vec{p}}{dz} \quad (1.3)$$

Il primo termine può essere denominato come "*shear* in velocità" e il secondo come "*shear* direzionale". Noto che  $\vec{p} = (\cos(\psi), \sin(\psi))$  e  $\vec{q} = (-\sin(\psi), \cos(\psi))$ , dove  $\psi$  è l'angolo tra il versore  $\vec{p}$  e l'orizzontale, si deriva che  $\frac{d\vec{p}}{dz} = \frac{d\psi}{dz} \vec{q}$ . Come osservato nelle equazioni (1.1) e (1.2), il vettore  $\vec{\omega}$  si ottiene ruotando di  $90^\circ$  in senso anti-orario il vettore *shear*, dunque dall'equazione (1.3) si ottiene per la vorticità orizzontale  $\vec{\omega}_H$ :

$$\vec{\omega}_H = \frac{d|\vec{v} - \vec{c}|}{dz} \vec{q} - |\vec{v} - \vec{c}| \frac{d\psi}{dz} \vec{p} \quad (1.4)$$

Il primo termine è allineato al versore  $\vec{q}$ , quindi ortogonale alla velocità del vento rispetto al temporale, a esso si fa riferimento come vorticità *crosswise*  $\omega_c$ , il secondo termine è parallelo al vettore vento e si fa riferimento come vorticità *streamwise*  $\omega_s$ .

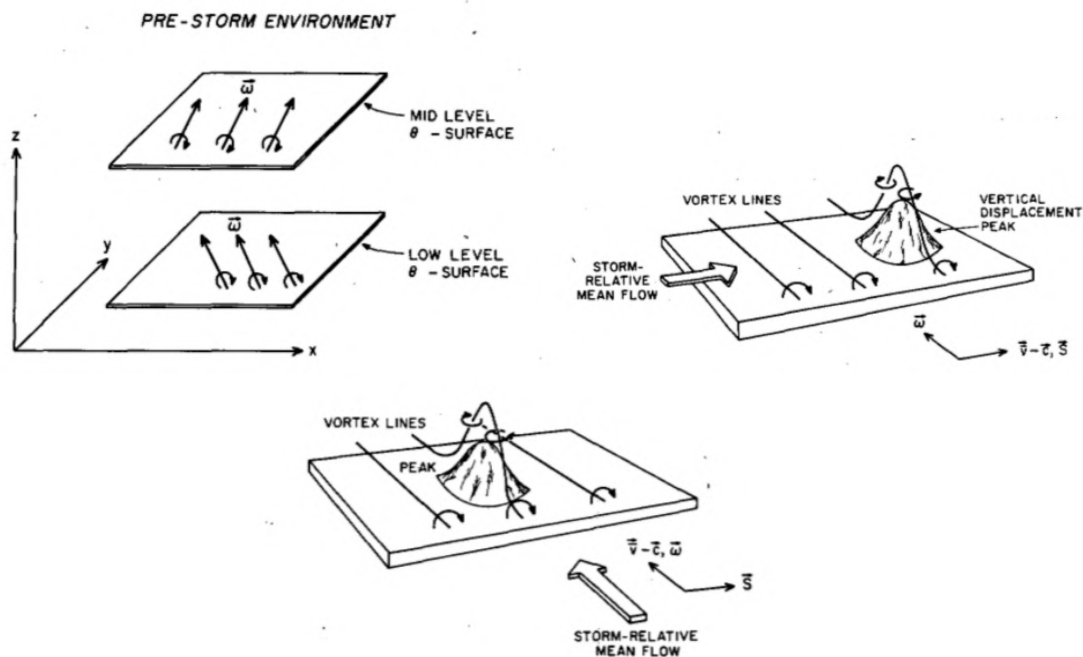
$$\omega_c = \frac{d|\vec{v} - \vec{c}|}{dz} \quad (1.5)$$

$$\omega_s = |\vec{v} - \vec{c}| \frac{d\psi}{dz} \quad (1.6)$$

Davies-Jones ha quindi utilizzato le equazioni di Boussinesq per piccole perturbazioni, con le approssimazioni prima indicate. Ha così calcolato la correlazione tra la perturbazione di vorticità verticale  $\zeta'$  e la perturbazione di velocità verticale  $w'$ , giungendo al seguente risultato (ricavato analiticamente in Appendice B):

$$\langle \zeta' w' \rangle = |\vec{v} - \vec{c}| \left( \omega_s \left\langle \frac{\partial \eta'}{\partial p} \frac{\partial \eta'}{\partial p} \right\rangle + \omega_c \left\langle \frac{\partial \eta'}{\partial q} \frac{\partial \eta'}{\partial p} \right\rangle \right) \quad (1.7)$$

dove  $\langle \rangle$  indica l'operazione di correlazione e  $\eta'$  è la perturbazione di spostamento verticale. Supponendo che il campo  $\eta'$  sia simmetrico, supposizione verosimile per un



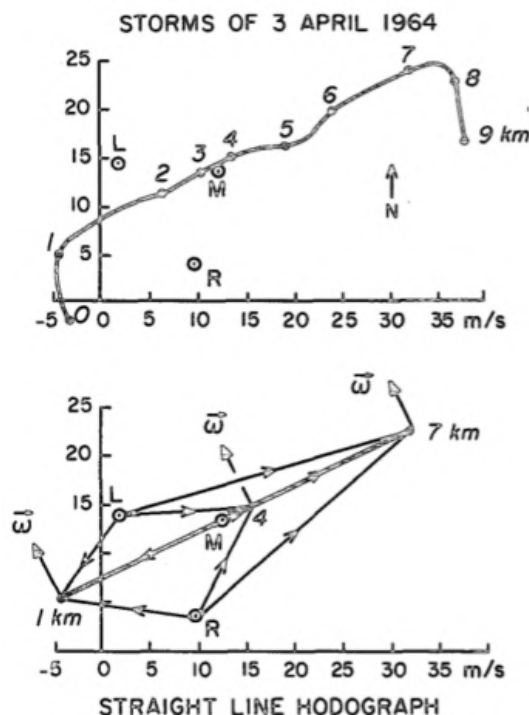
**Figura 1.5:** Rappresentazione schematica di evoluzione dei vortici orizzontali in presenza di *updraft* (Davies-Jones, 1984). In alto a sinistra i vortici orizzontali generati dal *windshear* in condizioni precedenti al temporale. In alto a destra l'evoluzione dei vortici in presenza di *updraft* nel caso in cui la vorticità sia *crosswise*, in basso nel caso in cui la vorticità sia *streamwise*.

*updraft* idealizzato, non ci sono direzioni privilegiate e quindi la correlazione del secondo termine dell'equazione (1.7) è nulla. Da cui deriva che se è presente vorticità *streamwise* positiva  $\omega_s > 0$  allora  $\langle \zeta' w' \rangle > 0$ , ossia c'è correlazione positiva tra velocità verticale e vorticità ciclonica.

L'interpretazione fisica di questo risultato è riportata in Figura 1.5. Si osserva come i rotori orizzontali giacciono inizialmente su superfici iso-entropiche (immagine in alto a sinistra della figura). L'*updraft* deforma queste superfici, sollevandole: poichè la temperatura potenziale è conservata in un moto adiabatico in assenza di attrito, i rotori seguono la deformazione delle superfici iso-entropiche, sollevandosi anche loro. Nel caso *crosswise*, essi vengono sollevati in modo che la parte a destra dell'*updraft* rispetto al vento medio presenta vorticità ciclonica, mentre il lato sinistro dell'*updraft* rispetto al vento medio presenta vorticità anticiclonica. In questo caso dunque l'evoluzione naturale del sistema porta al cosiddetto *splitting storm*, per cui si formano due celle temporalesche distinte, una che si muove a destra rispetto al vento medio e una che si muove a sinistra rispetto al vento medio. Dall'equazione (1.7) si vede che in questo caso la correlazione tra vorticità verticale e velocità verticale è nulla, essendo sempre nullo il secondo termine per le ipotesi fatte, ed essendo nullo il primo termine per l'ipotesi *crosswise*. Infatti, in questo caso al massimo di velocità verticale non corrisponde il massimo di vorticità ciclonica, che invece si ritrova nel bordo destro dell'*updraft*, mentre nel bordo sinistro dell'*updraft* c'è il massimo di vorticità anticiclonica.

Nel caso *streamwise* invece, il vento medio è parallelo ai rotori, per cui il massimo di velocità verticale dell'*updraft* coincide con il massimo di vorticità ciclonica, mentre il *downdraft* è caratterizzato da vorticità anticiclonica. Dall'equazione (1.7) si vede infatti che essendo  $\omega_s > 0$  la correlazione tra velocità verticali e vorticità ciclonica è positiva.

Nella realtà non si verificano mai due casi così idealizzati, ma piuttosto una combinazio-



**Figura 1.6:** Odografo del 3 aprile 1964 quando è avvenuto uno *splitting storm* tra Texas e Oklahoma (Davies-Jones, 1984). M è il vento medio, L è il moto del temporale che devia verso sinistra, R è il moto del temporale che devia verso destra.

ne dei due. Essendoci quasi sempre una componente *crosswise* della vorticità, solitamente si verifica lo *splitting storm* nello stadio iniziale di sviluppo di una supercella. Deviando verso destra, la componente *streamwise* della vorticità rispetto al temporale aumenterà (vedi Figura 1.6) e quindi l'*updraft* inizierà ad assumere vorticità ciclonica. Come dimostrato da questo lavoro infatti, solo la vorticità *streamwise* può generare rotazione in un *updraft*. Più un ambiente è caratterizzato da vorticità *streamwise*, più la cella che devia verso destra assume vorticità ciclonica rapidamente. Da ciò si capisce che, anche se un ambiente caratterizzato da vorticità *crosswise* può generare supercelle attraverso episodi di *splitting storm*, un ambiente con prevalente vorticità *streamwise* genera supercelle con maggiore efficienza.

### 1.4.2 Genesi di vorticità nei medi e bassi livelli in una supercella

Rotunno e Klemp (1985) hanno pubblicato un altro lavoro fondamentale, dove è stato descritto analiticamente e tramite simulazione numerica come si genera la vorticità ciclonica nelle supercelle.

Essi sono partiti dall'equazione di vorticità in approssimazione inviscida di Boussinesq:

$$\frac{\partial \vec{\omega}}{\partial t} = -(\vec{v} \cdot \vec{\nabla})\vec{\omega} + (\vec{\omega} \cdot \vec{\nabla})\vec{v} + \vec{\nabla} \times (B\vec{k}) \quad (1.8)$$

dove  $\vec{\omega}$  è la vorticità,  $t$  è il tempo,  $\vec{v}$  il vettore vento,  $B$  il galleggiamento,  $\vec{k}$  il versore in direzione  $z$ . Il primo termine a destra dell'uguale è il termine avvevativo, il secondo termine è il termine di *tilting* e *stretching*, il terzo termine è il cosiddetto termine baroclinico. Si può

dimostrare che il galleggiamento è dato da:

$$B = \frac{g\Delta\theta}{\theta_0} \quad (1.9)$$

dove  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $\Delta\theta$  è la differenza di temperatura potenziale tra la particella d'aria di cui si sta calcolando il galleggiamento e l'ambiente,  $\theta_0$  la temperatura potenziale dell'ambiente di riferimento.

Per i nostri scopi è utile in particolare considerare la componente verticale dell'equazione (1.8):

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} = -(\vec{v} \cdot \vec{\nabla})\zeta + (\vec{\omega}_H \cdot \vec{\nabla}_H)w + \zeta \frac{\partial w}{\partial z} \quad (1.10)$$

dove  $\zeta$  è la componente verticale della vorticità,  $w$  la componente verticale della velocità e il pedice H indica le due componenti orizzontali. L'equazione (1.10) è la componente lungo  $z$  dell'equazione (1.8), in cui sono stati scorporati i termini di *tilting* (il secondo termine a destra in equazione (1.10)) e il termine di *stretching* (il terzo termine a destra di equazione (1.10)). Il termine baroclino non agisce sulla componente verticale, ma solo sulla componente orizzontale. Il termine di *stretching* agisce incrementando la vorticità verticale in presenza di accelerazione verticale (come succede all'interno di un *updraft*). Il termine di *tilting* invece trasferisce la vorticità inizialmente presente sul piano orizzontale sulla verticale se è presente un gradiente orizzontale di velocità verticale (in presenza di *updraft* questa condizione è sempre verificata).

Si linearizza ora l'equazione (1.10), ponendo tutte le variabili pari a un valore medio (in stampatello) più una piccola perturbazione (denotata con un'apice). Per semplicità, si considera che il vento orizzontale sia dato solo dalla componente longitudinale dipendente dalla quota  $U(z)$ . Inoltre si assume che il valore medio di  $w$  e  $\zeta$  sia nullo e che l'*updraft* rotante sia dunque una perturbazione dello stato base. Il termine avvevivo è stato portato a sinistra.

$$\frac{\partial\zeta'}{\partial t} + U(z)\frac{\partial\zeta'}{\partial x} = \frac{\partial U(z)}{\partial z} \frac{\partial w'}{\partial y} + \zeta' \frac{\partial w'}{\partial z} \quad (1.11)$$

Si osserva che l'ultimo termine a destra (il termine di *stretching*) è un termine di secondo ordine perturbativo e quindi si trascura. Inglobando il termine avvevivo nella derivata totale si ottiene:

$$\frac{D\zeta'}{Dt} = \frac{\partial U}{\partial z} \cdot \frac{\partial w'}{\partial y} \quad (1.12)$$

Poichè  $\frac{\partial U}{\partial z}$  è sempre positiva, se  $\frac{\partial w'}{\partial y} > 0$ , quindi nel lato sud dell'*updraft*, si ha che  $\frac{D\zeta'}{Dt} > 0$ , e quindi per effetto di *tilting* verticale della vorticità orizzontale pre-esistente l'*updraft* acquisisce progressivamente vorticità ciclonica. Viceversa nel lato nord dell'*updraft* si svilupperà vorticità anticiclonica, dove andrà a posizionarsi il *downdraft*. Rotunno e Klemp in questo modo, con un semplice modello lineare hanno motivato la genesi di *updraft* con rotazione ciclonica e *downdraft* con rotazione anticiclonica.

Affinchè una supercella generi tornado, non basta un forte mesociclone ai medi livelli, ma è necessario anche una forte mesociclone nei bassi livelli, prossimi al suolo. Simulazioni numeriche hanno dimostrato che un'efficace meccanismo di rinforzo del mesociclone nei bassi livelli è la produzione baroclina di vorticità nel lato nord dell'*updraft*. Dalla Figura 1.1 si osserva che nel lato nord-est dell'*updraft* interagiscono le masse d'aria dell'*inflow* e del FFD: qui si forma un forte gradiente di forza di galleggiamento, in quanto l'*inflow* è caldo e umido e quindi con elevata galleggiabilità, mentre il FFD è freddo e dunque con forza di galleggiamento negativa. Il terzo termine dell'equazione (1.8) è il termine di produzione

baroclina di vorticità. Supponendo per semplicità che il gradiente di galleggiamento sia diretto lungo l'asse  $y$ , si osserva che la vorticità baroclina si genera lungo l'asse  $x$ , dunque ortogonale al gradiente.

$$\frac{\partial \vec{\omega}_H}{\partial t} = \vec{\nabla} \times (B\vec{k}) = \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{g}{\theta_0} \vec{i} \quad (1.13)$$

Dove  $\vec{i}$  è il versore longitudinale. Klemp e Rotunno (1983) hanno fatto una stima del contributo che può dare la vorticità baroclina in questo settore del temporale. Hanno supposto un gradiente con  $\frac{\Delta \theta}{\Delta n} = 1Kkm^{-1}$ , percorso per  $\Delta s = 5km$  da una corrente di *inflow* pari a  $v = 15ms^{-1}$  con  $\theta_0 = 300K$ .

$$\omega_s = \frac{g}{\theta_0} \frac{\Delta \theta}{\Delta n} \frac{\Delta s}{v} \sim \frac{10ms^{-2}}{300K} \cdot 1Kkm^{-1} \cdot \frac{5km}{15ms^{-1}} \sim 0.01s^{-1} \quad (1.14)$$

La vorticità baroclina che si genera percorrendo quindi per 5 km un *boundary* con gradiente pari a  $1Kkm^{-1}$  è dello stesso ordine di quella che si genera come vorticità ambientale dal *windshear*.

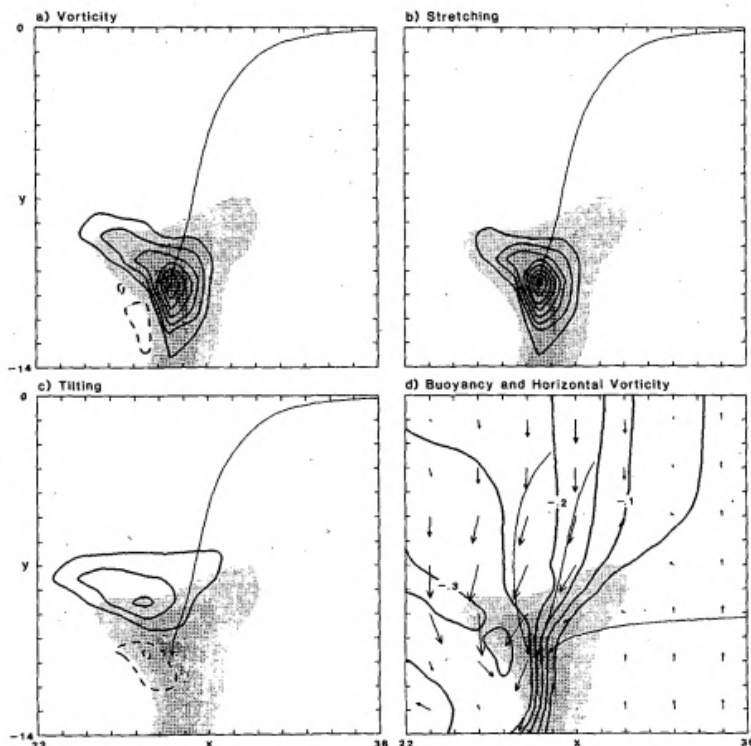
Nel lavoro del 1985 (Rotunno e Klemp, 1985) hanno confermato che la vorticità baroclina è una sorgente fondamentale di rotazione della supercella nei bassi strati tramite una simulazione numerica, di cui il risultato più interessante è riportato in Figura 1.7: vengono qui rappresentati vorticità verticale, *stretching*, *tilting* e vorticità orizzontale alla quota di 250 m, nonché la traiettoria di una particella che entra nell'*updraft*. Si osserva come la particella entri nell'*updraft* nei bassi strati dal lato nord-est, scorrendo lungo il gradiente di galleggiamento dove è presente elevata vorticità orizzontale. Dopodichè la vorticità orizzontale che la particella acquisisce transitando in questo settore viene sottoposta a *tilting* e viene trasferita in verticale e sottoposta a *stretching* dall'*updraft*.

In definitiva quindi la rotazione nelle supercelle si genera ai medi livelli per il rad-drizzamento in verticale nel lato sud del temporale di vorticità orizzontale generata dal *windshear* ambientale. Per generare tornado tuttavia questo contributo non è sufficiente ed è necessario il contributo di vorticità baroclina *streamwise* che si origina nel lato nord-est dell'*updraft*.

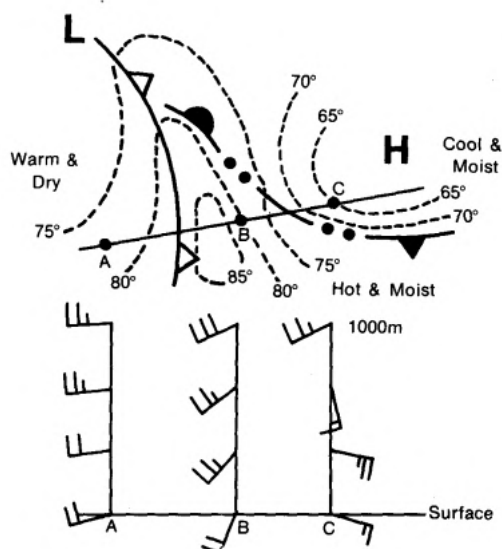
### 1.4.3 Supercelle e discontinuità termiche

Maddox et al. (1980) hanno studiato alcuni casi di temporali che hanno interagito con linee di discontinuità termiche, generando tornado. Hanno osservato come queste discontinuità creassero localmente le condizioni idonee alla tornadogenesi in quanto aumentavano i valori di vorticità, grazie a un profilo del vento favorevole, caratterizzato da *veering* nei bassi strati (Figura 1.8). Inoltre hanno osservato che i valori ideali per la tornadogenesi si verificavano nel cosiddetto "punto triplo", ossia nell'intersezione delle tre masse d'aria (calda e secca, calda e umida, fredda e umida): questa è la configurazione tipica delle pianure del MidWest che porta alla genesi di numerosi tornado (gli *outbreak* tornadici).

Più recentemente Markowski et al. (1998) hanno dimostrato che durante il progetto VORTEX-95, il 70% dei tornado osservati si sono sviluppati lungo discontinuità termiche. Mediamente inoltre la distanza dei tornado da tali discontinuità era di 10 – 30 km nel lato più freddo (Figura 1.9 a sinistra). Hanno motivato questa osservazione col fatto che lungo le discontinuità termiche si forma vorticità baroclina con meccanismo analogo a quello descritto da Rotunno e Klemp (1985) (Figura 1.9 a destra). Hanno inoltre osservato che questo meccanismo risultava più efficiente per quei temporali che scorrevano sulle discontinuità, piuttosto che per quelli che le attraversavano ortogonalmente.

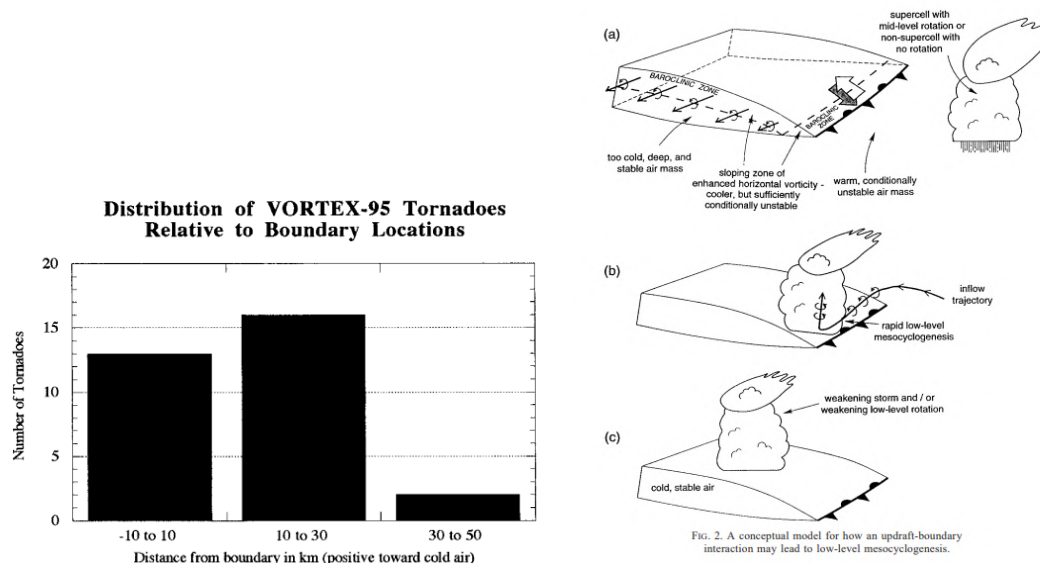


**Figura 1.7:** Risultato della simulazione di Rotunno e Klemp (1985): Tutte e 4 le figure sono riferite alla quota di 250 m e in ombreggiato è rappresentata la velocità dell'*updraft*. In alto a sinistra con i *contours* è rappresentata la vorticità verticale, in alto a destra lo stretching, in basso a sinistra il *tilting*, in basso a destra il galleggiamento mentre i vettori sono la vorticità orizzontale. La linea nera è la traiettoria di una particella ricostruita tramite *back-trajectory*.



**Figura 1.8:** Rappresentazione schematica del *veering* del vento lungo discontinuità termiche secondo Maddox et al. (1980). Nel lato fresco e umido della discontinuità, il vento ruota da sud-est nei bassi strati a sud-ovest in quota, generando un profilo favorevole a supercelle tornadiche. La scala spaziale è dell'ordine del migliaio di chilometri.

Rasmussen, Richardson et al. (2000) hanno analizzato un'ondata di tornado tra New



**Figura 1.9:** Risultati di Markowski et al. (1998). A sinistra è rappresentata una distribuzione del numero di tornado in funzione della distanza dalla discontinuità termica durante il progetto VORTEX-95. A destra il meccanismo fisico che secondo gli autori favorisce lo sviluppo di tornado in prossimità dei *boundaries*.

Mexico e Texas avvenuta il 2 giugno 1995 in presenza di una discontinuità termica al suolo. Hanno osservato come le supercelle che non si avvicinavano alla discontinuità non generavano tornado, mentre le supercelle che transitavano nei pressi alla discontinuità generavano tornado (Figura 1.10). Inoltre, hanno osservato come la discontinuità non era caratterizzata solo da valori più elevati di vorticità, ma anche da valori più elevati di CAPE (Convective Available Potential Energy, vedi Appendice A.1), dovuti all'accumulo di vapore acqueo per l'azione di una convergenza di venti. La sovrapposizione di elevata instabilità ed elevata vorticità rendeva dunque la discontinuità il settore più favorevole allo sviluppo di tornado.

Un altro articolo di Atkins et al. (1999) ha analizzato, tramite simulazioni numeriche, l'effetto di una discontinuità termica pre-esistente sul mesociclone. I risultati hanno dimostrato come effettivamente, rispetto a una simulazione in cui non era presente una discontinuità termica, il mesociclone nei bassi livelli si rinforzasse di più grazie alla produzione di vorticità baroclina lungo la discontinuità. Hanno anche dimostrato come questo rinforzo fosse più efficace se la supercella si muoveva parallela alla discontinuità, e come in generale le supercelle diventassero più intense in presenza di *Low Level Shear*, ossia di windshear sotto il primo chilometro di quota.

Questi lavori dunque sembrano tutti indicare che se le supercelle transitano lungo discontinuità termiche, originate ad esempio da *outflow* di altri temporali, tendono a rinforzare il mesociclone di basso livello e a produrre tornado.

## 1.5 Supercelle e tornado in Italia

La letteratura scientifica riguardo supercelle e tornado in Italia è limitata e concentrata più che altro negli ultimi anni.



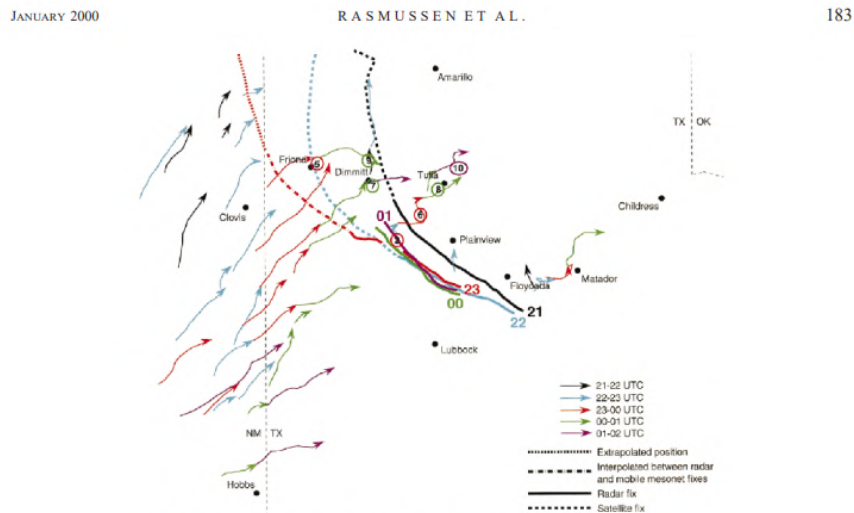


FIG. 9. Echo centroid tracks for five 1-h periods depicted with the various line types shown in the legend. Thick lines represent boundary positions according to the symbols in the legend, and apply to the start of the 1-h periods. Numbers in circles correspond to tornadoes listed in Table 1.

**Figura 1.10:** Traiettorie delle supercelle (frecche), posizione della discontinuità (linee continue e tratteggiate) e tornado (pallini numerati) tra New Mexico e Texas del 2 giugno 1995. Colori diversi indicano orari diversi. Immagine tratta da Rasmussen, Richardson et al. (2000).

Alberoni et al. (2000) hanno analizzato due supercelle gemelle che il 18 giugno 1997 hanno percorso circa 200 km in Pianura Padana causando violente grandinate, evidenziando la presenza di una convergenza di venti al suolo all'altezza del Po, tra vento da sud-ovest secco in discesa dagli Appennini e vento da nord-est.

Costa et al. (2001) hanno invece studiato 24 eventi di temporali forti tra aprile e ottobre tra il 1997 e il 1999 in Pianura Padana e ne hanno analizzato le condizioni sinottiche, alla mesoscala e termodinamiche. Hanno osservato come una configurazione tipica per lo sviluppo di tornado veda la formazione di un minimo depressionario sulla Pianura Padana con ingresso di aria umida dal Mar Adriatico e una convergenza di venti al suolo, mentre in quota sia tipicamente presente un *jet stream*.

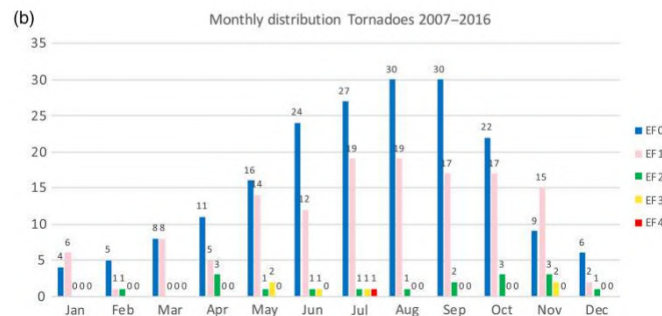
Numerosi studi testimoniano lo sviluppo di supercelle e tornado in Friuli Venezia Giulia. Bechini et al. (2001) hanno descritto un tornado avvenuto a S. Quirino (provincia di Pordenone) il 4 giugno 1999, generatosi da una supercella che si è propagata dalla montagna friulana. Bertato et al. (2003) hanno invece studiato il tornado che il 26 marzo 2001 si è verificato a Villalta di Fagagna (provincia di Udine). Hanno osservato come quel giorno sulla pianura friulana fosse presente un forte gradiente di temperatura dovuto all'azione di *outflow* alpini: probabilmente la supercella si è rinforzata grazie alla vorticità baroclina che si è generata lungo la discontinuità termica. Analogamente, Giaiotti e Stel (2007) hanno studiato il tornado di Barazzetto di Coseano (provincia di Udine) del 15 aprile 2000, il quale si è verificato in corrispondenza di una discontinuità termica al suolo. Più recentemente Miglietta, Manzato et al. (2016) hanno studiato tramite simulazioni numeriche una supercella sulla pianura friulana avvenuta il 12 settembre 2012: hanno osservato che la supercella si è formata sull'estremità di una lingua di aria calda e umida proveniente dal Mar Adriatico, che determinava un forte gradiente di temperatura potenziale equivalente sulla pianura friulana. Inoltre, tale studio ha evidenziato una forte sensibilità dei risultati del modello WRF (*Weather Research and Forecasting*) alle condizioni iniziali e al contorno,

che portava a generare simulazioni di celle temporalesche molto diverse.

Al contrario, le simulazioni numeriche del tornado di Taranto del 28 novembre 2012, eseguite con lo stesso modello WRF (Miglietta, Mazon e Rotunno, 2017), hanno mostrato come il modello riesca a prevedere correttamente la supercella, sia nella tempistica che nella localizzazione spaziale. Inoltre è stato osservato un elevato *windshear* nei bassi livelli e molta instabilità sul Mar Ionio: la cella si è innescata sui Monti della Sila e poi è evoluta in supercella transitando sul Mar Ionio. Esperimenti numerici effettuati diminuendo l'altezza dell'orografia hanno mostrato che la supercella si indeboliva notevolmente con orografia di minor elevazione perchè diminuiva sia l'innescò che il *windshear* sul Mar Ionio.

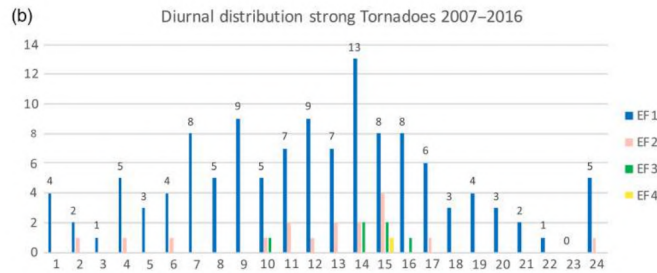
Una prosecuzione del lavoro (Miglietta, Mazon, Motola et al., 2017) ha indicato come l'anomalia di temperature superficiali marine (SST) presente quel giorno ha avuto un ruolo nell'intensificare la supercella, in quanto aumentando (diminuendo) le SST con dei test numerici si è osservato un aumento (diminuzione) dell'intensità della supercella.

Miglietta e Matsangouras (2018) hanno pubblicato un interessante articolo di climatologia di tornado in Italia, basata su un periodo di 10 anni tra il 2007 e il 2016. Hanno contato in questo periodo 371 tornado, con una media di 37 tornado all'anno, dimostrando così che i tornado sono un fenomeno tutt'altro che atipico in Italia. Il numero di tornado forti è comunque limitato, dato che mediamente avvengono 2.4 tornado all'anno di grado EF2 o superiore. Dal punto di vista della distribuzione mensile (Figura 1.11) hanno visto che i tornado di grado EF0 ed EF1 sono più frequenti tra giugno e settembre, mentre quelli di grado EF2 sono più frequenti tra settembre e ottobre. Dal punto di vista della distribuzione oraria (Figura 1.12) i tornado tendono a verificarsi nelle ore centrali della giornata, in particolare i tornado più forti si verificano tra le 14:00 e le 15:00 UTC. Dal punto di vista della distribuzione spaziale infine si è visto che le aree più soggette a tornado sono la pianura veneta, la pianura laziale e il Salento (Figura 1.13).

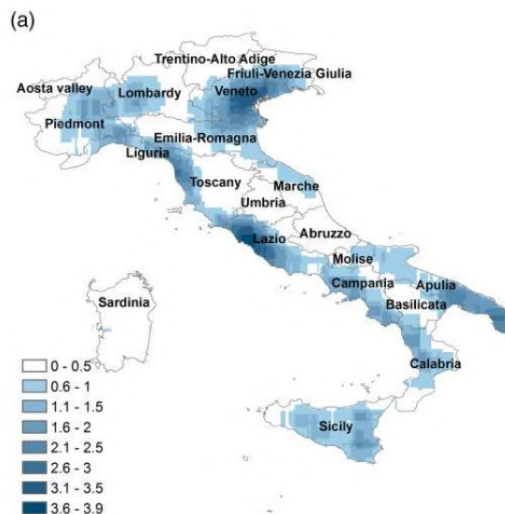


**Figura 1.11:** Distribuzione mensile dei tornado in Italia. Colori diversi sono associati al diverso grado di intensità dei tornado. Immagine tratta da Miglietta e Matsangouras (2018).

Tochimoto et al. (2021) hanno analizzato le condizioni che generano tipicamente tornado in Italia in prossimità dei cicloni extra-tropicali. Hanno osservato come i tornado italiani tendono a verificarsi lungo la discontinuità del CAPE, in particolare ai bordi della lingua di vapore acqueo che viene richiamata dalla depressione. Inoltre si verificano solitamente ai bordi dell'anomalia di Vorticità Potenziale (PV) e a nord rispetto al massimo della corrente a getto in quota. In generale rispetto ai tornado negli USA, l'ambiente che caratterizza i tornado italiani è dato da valori di CAPE e *windshear* molto più bassi, simili a quelli osservati in Giappone.



**Figura 1.12:** Distribuzione oraria dei tornado in Italia (formato UTC). Colori diversi sono associati al diverso grado di intensità dei tornado. Immagine tratta da Miglietta e Matsangouras (2018).



**Figura 1.13:** Distribuzione spaziale dei tornado in Italia. Immagine tratta da Miglietta e Matsangouras (2018).

Bagolini et al. (2021) hanno analizzato gli ambienti tipici dei tornado italiani usando il dataset di rianalisi ERA5 e la climatologia di Miglietta e Matsangouras (2018), escludendo i tornado EF0 per avere una climatologia più robusta. Hanno suddiviso i tornado con un criterio geografico in 5 cluster distinti e poi hanno calcolato i valori climatologici medi di alcune variabili, i valori medi nei giorni di tornado e il loro scostamento dai valori climatologici, per ciascun cluster. Hanno osservato che mentre per i tornado del Sud Italia i giorni con tornado sono associati a valori alti in modo anomalo di *windshear* di basso livello e CAPE, sul Nord Italia non si riscontrano anomalie significative per questi parametri. Inoltre hanno osservato come per i tornado sul Nord-Est si forma tipicamente una depressione sulla Pianura Padana che richiama correnti da sud-ovest in Emilia Romagna dove sono presenti masse d'aria secche (Figura 5 di Bagolini et al., 2021). Inoltre i tornado del Nord-Est sono tipicamente associati all'ingresso di una saccatura dalla Francia con aria fredda anche nei bassi strati. Infine, mentre i tornado nel Sud Italia sono associati ad anomalie di SST significative sul Mar Ionio, al Nord le anomalie di SST sul Mar Adriatico quando si verificano tornado sono più contenute.

Molto recentemente, Avolio e Miglietta (2022) hanno studiato l'episodio del tornado di Fiumicino del 28 luglio 2019, che causò una vittima. Hanno prima osservato come la

costa tirrenica sia una delle aree più soggette a tornado in Italia, quindi hanno studiato con ERA5 la situazione sinottica e termodinamica tipica dei tornado tirrenici. Simulando con il modello WRF la supercella responsabile del tornado, hanno osservato come la supercella tornadica si fosse formata in coda a un QLCS (Quasi Linear Convective System) proveniente dal Mar Tirreno sviluppatosi lungo un fronte freddo: è il primo caso documentato di sviluppo di tornado con questo meccanismo in Italia. Hanno anche visto che diminuendo le SST, l'orografia o i flussi di calore la supercella simulata da WRF si indebolisce sensibilmente, in accordo con i lavori di Miglietta, Mazon e Rotunno (2017) e Miglietta, Mazon, Motola et al. (2017).

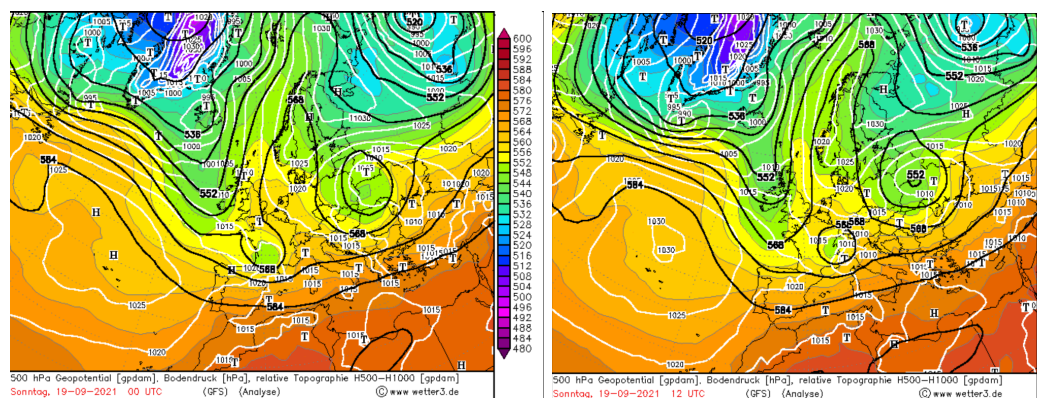
## Capitolo 2

# Analisi delle osservazioni

In questo capitolo si analizzano le condizioni meteorologiche sul Nord Italia il 19 settembre 2021 dal punto di vista delle osservazioni, con attenzione particolare ai temporali che si sono sviluppati in Pianura Padana. Nella prima sezione viene brevemente descritta la situazione sinottica facendo uso di mappe di rianalisi del modello americano GFS; nella seconda parte si descrive l'evoluzione dei temporali e i fenomeni a essi associati; infine nell'ultima sezione si analizzano i dati delle stazioni meteorologiche al suolo forniti dalle agenzie regionali.

### 2.1 Situazione sinottica

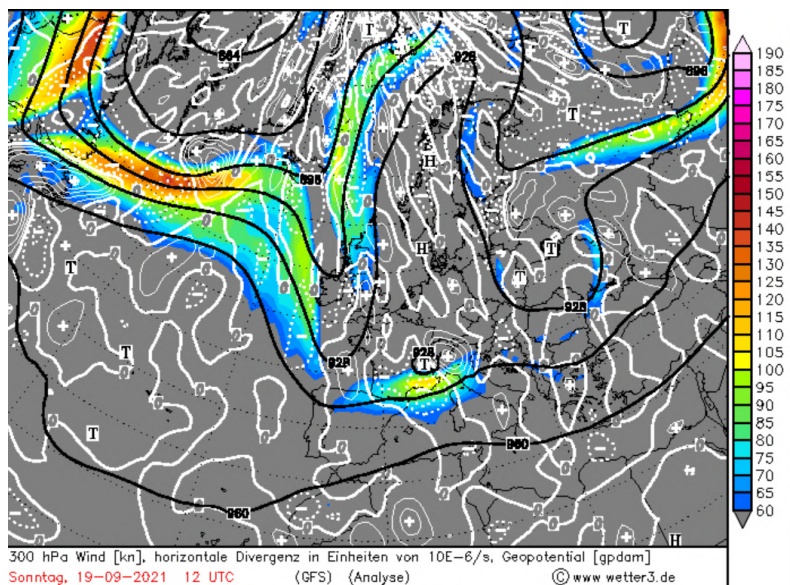
Nel corso della giornata del 19 settembre 2021 un ciclone di modeste dimensioni è transitato dalla Francia al Nord Italia: esso si è originato a seguito di un processo di *tear-off* e successivo *cut-off* di una saccatura atlantica sulla Gran Bretagna (Figura 2.1 a sinistra). Inizialmente la circolazione ciclonica nella media troposfera non era associata a una depressione al suolo, tuttavia l'interazione con l'orografia alpina ha portato allo sviluppo di un piccolo minimo di pressione sottovento tra Piemonte e Liguria (Figura 2.1 a destra): nel corso del pomeriggio il *cut-off low* in quota e il minimo depressionario al suolo si sono spostati assieme verso est, attraversando tutta la pianura Padana fino a raggiungere l'alto Adriatico in serata.



**Figura 2.1:** Rianalisi GFS (Fonte wetter3: [www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)) del geopotenziale a 500 hPa (colori) e della pressione al suolo (linee bianche) riferite alle 00:00 UTC del 19 settembre 2021 (sinistra) e alle 12:00 UTC (destra)

Il ciclone originatosi dal *cut-off*, seppur di dimensioni limitate, era molto vigoroso. Oltre al minimo di geopotenziale e a un nucleo di aria fredda in media troposfera era infatti

associato a un ramo del getto polare che scorreva con un massimo relativo nel suo lato meridionale, ossia tra Provenza e Italia Centrale (Figura 2.2). Questa configurazione generava grande divergenza a 300 hPa sul Nord Italia, con un massimo alle 12:00 UTC in corrispondenza della Lombardia. Inoltre, il *cut-off* era associato a una significativa anomalia di PV (Figura 2.3). La contemporanea presenza di una circolazione fredda ciclonica in quota, di un minimo di pressione al suolo, di ventilazione intensa e divergente in prossimità della tropopausa e dell'ingresso di un'anomalia di PV rendeva l'atmosfera sul Nord Italia particolarmente predisposta allo sviluppo di convezione severa e organizzata. Questa situazione sinottica descritta è in accordo con quella tipica dei tornado sul Nord Italia osservata da Costa et al. (2001).



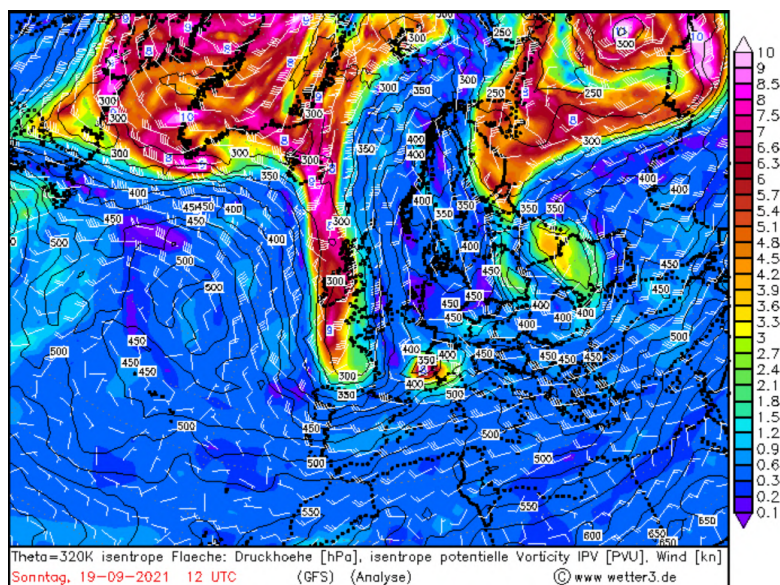
**Figura 2.2:** Rianalisi GFS (Fonte [wetter3: www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)) valide alle 12:00 UTC del 19/09/2021: sono rappresentati il vento in nodi (colori), il geopotenziale (linee nere) e la divergenza (linee bianche) a 300 hPa.

## 2.2 Descrizione dei fenomeni temporaleschi avvenuti

### 2.2.1 Analisi delle immagini radar e satellitari

L'evoluzione delle celle temporalesche è descritta tramite le immagini del composito radar nazionale sviluppato dal Dipartimento della Protezione Civile (DPC) messo a disposizione attraverso la piattaforma DEWETRA. Dall'analisi delle immagini radar si possono individuare 4 fasi distinte nell'evoluzione dei temporali del 19 settembre 2021. L'identificazione delle supercelle è stata fatta tramite l'individuazione degli echi tipici delle supercelle dalle mappe di riflettività radar. A supporto dell'analisi svolta in questa tesi, la natura supercellulare del sistema temporalesco responsabile del tornado di Carpi è confermata da un report di Arpa Emilia Romagna (Poli e Stanzani, 2021). Per un'identificazione più rigorosa sarebbe necessario utilizzare le immagini radar Doppler per tutte le supercelle.

Nella prima fase alcuni temporali si sono sviluppati tra la notte e la mattinata tra alto Piemonte e alta Lombardia, organizzati sotto forma di MCS (Mesoscale Convective System) (Figura 2.4, ore 08:00 e 09:00 UTC). Questo sistema temporalesco ha insistito per alcune ore sulle stesse zone causando piogge fortissime e alcuni allagamenti.



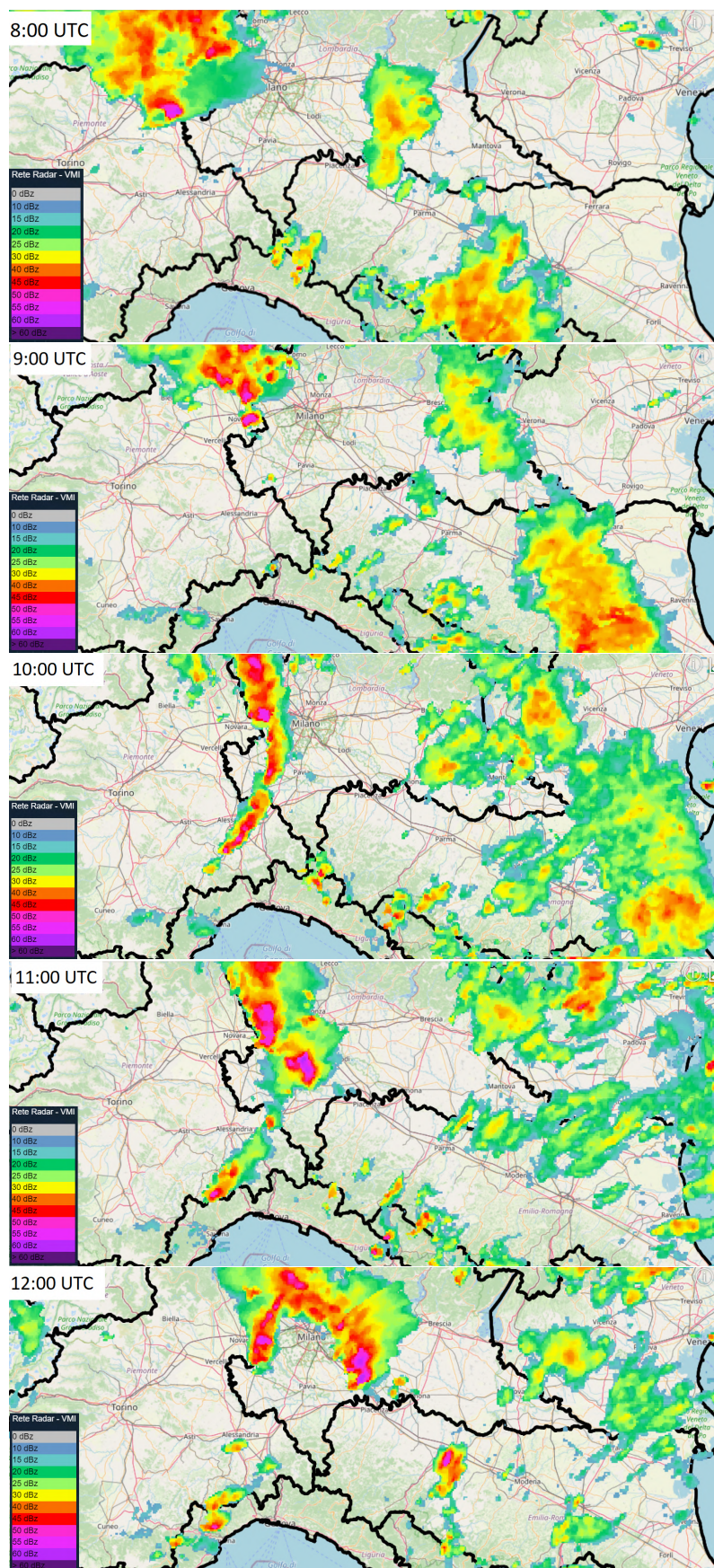
**Figura 2.3:** Rianalisi GFS (Fonte [wetter3: www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)) valide alle 12:00 UTC del 19/09/2021: sono rappresentati la pressione (linee nere), le isolinee di PV e il vento alla superficie iso-entropica di 320 K.

In seguito, in una seconda fase tra le 10:00 e le 11:00 UTC il fronte freddo associato al *cut-off-low* ha generato una linea temporalesca multicellulare in aperta pianura tra Piemonte e Lombardia.

Tra le 12:00 e le 13:00 UTC la linea temporalesca si è spezzata in due multicelle distinte, una sul pavese e una sul milanese (Figure 2.4 e 2.5). In questi frangenti si sono sviluppati i primi tornado: alle 11:15 UTC un tornado ha toccato il suolo a Roncaro (provincia di Pavia, Figura 2.6), alle 12:15 UTC un altro vortice si è generato a Corte Palasio (provincia di Lodi, Figura 2.6), mentre alle 12:35 UTC il sistema convettivo più settentrionale ha generato un debole tornado a Settimo Milanese (provincia di Milano, Figura 2.6). In questa fase è iniziata la transizione a supercella del sistema convettivo più meridionale. Dall'analisi delle immagini radar è evidente come la supercella si sia formata a partire dal fronte freddo al suolo: nell'analisi delle simulazioni numeriche si cercherà di comprendere in profondità quale sia stato il legame della supercella col fronte, sia in termini di innesco che di genesi di vorticità.

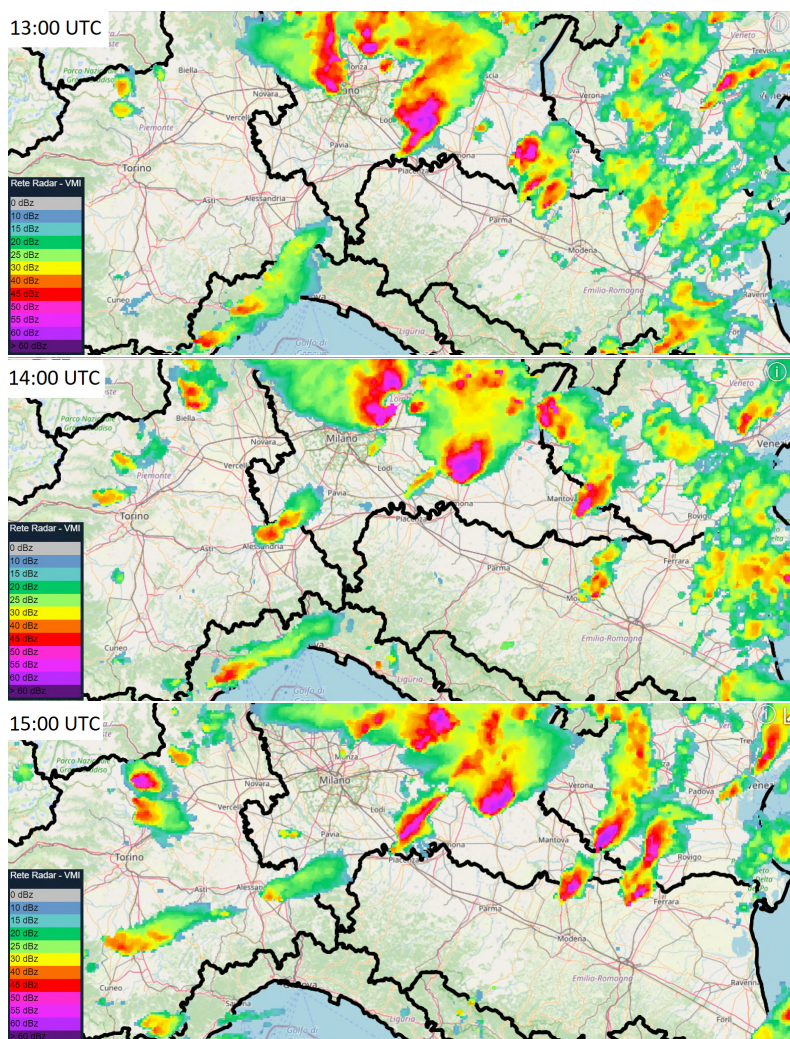
Tra le 14:00 UTC e le 15:00 UTC è in piena azione la supercella sulla pianura lombarda, che genera i tornado più intensi e longevi (Figura 2.5): alle 13:05 UTC a Soresina (provincia di Cremona, Figura 2.6), alle 13:45 UTC a Pontevedico (provincia di Brescia, Figura 2.6) e alle 14:50 UTC a Carpenedolo (provincia di Brescia, Figura 2.6). Questa supercella ha causato anche delle grandinate: in particolare nei pressi di Pontevedico è stata segnalata la caduta di chicchi di grandine di diametro pari a circa 5 cm. Contemporaneamente si sviluppano sistemi convettivi intensi anche tra Emilia e basso Veneto, dove si formano altre supercelle. La supercella più a sud genera un tornado a Carpi (provincia di Modena, Figura 2.6) alle 15:00 UTC.

In Figura 2.7 sono riportate le immagini del radiometro MODIS nel canale del visibile alle 10:30 e 13:30 UTC. Si osserva la prevalenza di cielo sereno sul Mar Ligure e sulla pianura piemontese alle 10:30 UTC, che poi si estende verso est su Emilia e bassa Lombardia alle 13:30 UTC. Quest'area di cielo sereno evidenzia chiaramente un'intrusione di aria secca in corso da sud-ovest: il forte soleggiamento qui presente potrebbe aver avuto un ruolo nell'aumentare le condizioni di instabilità atmosferica. Alle 10:30 UTC si osserva la linea

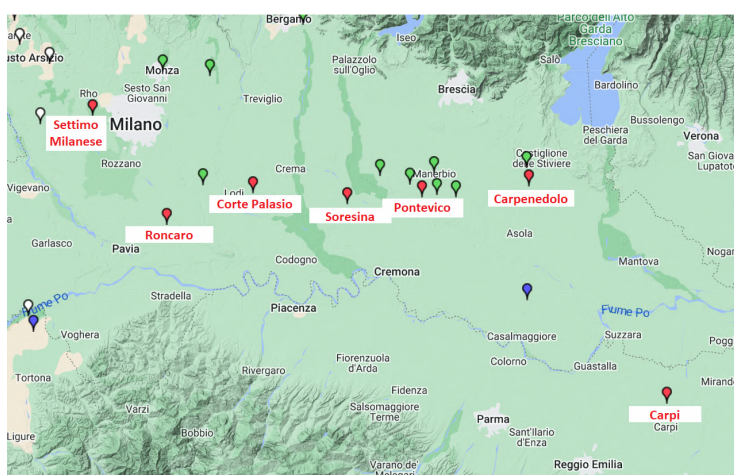


**Figura 2.4:** Immagini radar con frequenza oraria del 19 settembre 2021 tra le 8:00 e le 13:00 UTC (Fonte DPC, piattaforma Dewetra)

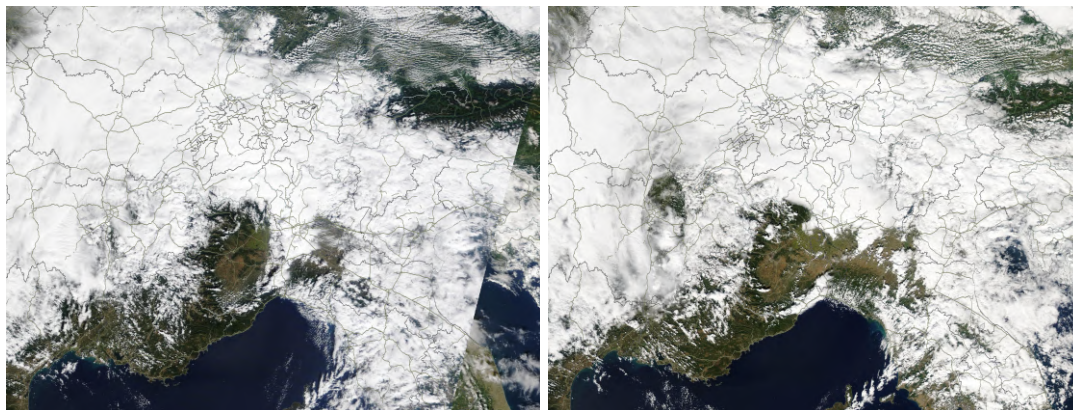




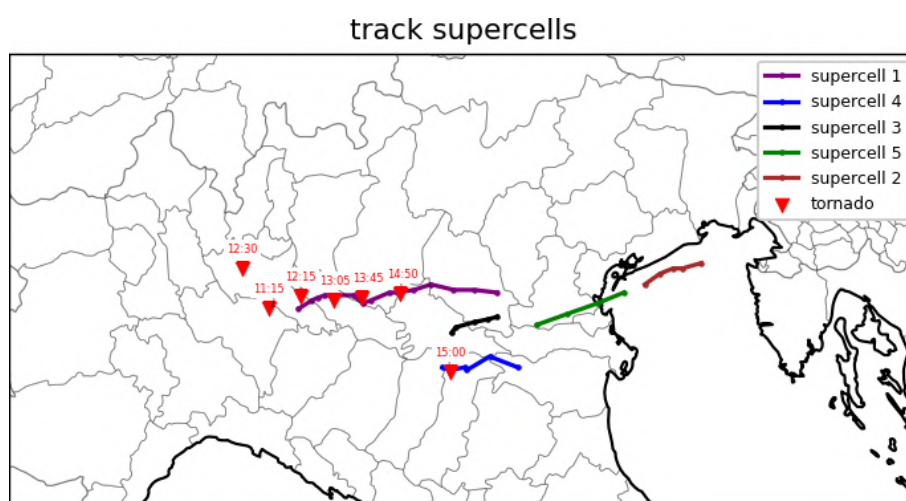
**Figura 2.5:** Immagini radar con frequenza oraria del 19 settembre 2021 tra le 13:00 e le 15:00 UTC (Fonte DPC, piattaforma Dewetra).



**Figura 2.6:** Segnalazioni di fenomeni temporaleschi severi raccolte nello Storm Report ([www.meteonetwork.it/tt/stormreport/](http://www.meteonetwork.it/tt/stormreport/)) il 19 settembre 2021 sulla pianura lombarda ed emiliana. I pallini rossi sono i tornado, per cui è anche riportata in rosso la località in cui si sono verificati. Per le altre segnalazioni in mappa si rimanda alla Figura 2.9.



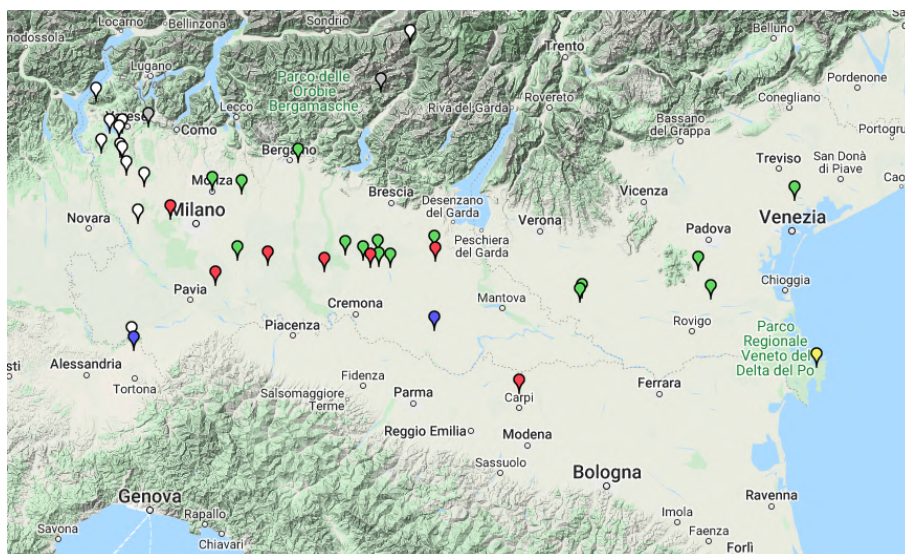
**Figura 2.7:** Immagini fornite dal sensore Terra (a sinistra) a bordo del satellite MODIS (10:30 UTC) e (a destra) a bordo del satellite Aqua (13:30 UTC).



**Figura 2.8:** Traiettorie delle probabili supercelle osservate il 19 settembre 2021; con triangoli rossi è indicata la posizione dei tornado, di cui è anche indicata in rosso l'ora UTC in cui sono stati osservati.

di multicelle in azione tra Piemonte e Lombardia, mentre alle 13:30 UTC si identifica la supercella in azione al centro della pianura lombarda. Tra Romagna e Veneto prevale una copertura nuvolosa stratiforme, anche se alle 13:30 UTC si iniziano a osservare strutture convettive in Emilia, che daranno luogo ai temporali, alcuni di tipo supercellulare, tra Emilia e Veneto osservati nelle immagini radar (Figura 2.5).

In Figura 2.8 è riportato il percorso delle supercelle che si sono formate il 19 settembre 2021 sul Nord Italia. Con dei triangoli rossi rovesciati sono stati rappresentati i tornado osservati, in rosso l'ora UTC in cui si sono verificati. Sono state individuate 5 probabili supercelle, di cui 2 tornadiche: quella lombarda, responsabile dei tornado di Soresina, Pontevico e Carpenedolo e quella emiliana responsabile del tornado di Carpi. I tornado di Settimo Milanese, Roncaro e Corte Palasio non sono attribuiti a supercelle, ma ai sistemi multicellulari delle fasi iniziali. La supercella lombarda è quella risultata più longeva. Formatasi verso le 12:30 UTC, si è dissipata verso le 17:30 UTC percorrendo ben 150 km in 5 ore: questi valori sono decisamente significativi se confrontati ai valori tipici delle supercelle che si sviluppano sul territorio italiano. Le altre supercelle hanno avuto durata e lunghezza di percorso nettamente inferiori: mediamente sono durate 2 ore e mezza percorrendo circa 70 km.



**Figura 2.9:** Segnalazioni di fenomeni temporaleschi severi raccolte nello Storm Report ([www.meteonetwork.it/tt/stormreport/](http://www.meteonetwork.it/tt/stormreport/)) il 19 settembre 2021 sul Nord Italia. I pallini rossi sono i tornado, i pallini verdi sono le segnalazioni di grandinate, i pallini bianchi le segnalazioni di allagamenti, i pallini blu sono le segnalazioni di danni da raffiche di vento lineari, il pallino grigio è un danno da fulmine, il pallino giallo una segnalazione di *funnel cloud*.

Si osserva come il settore in cui si sono formati i tornado non coincida esattamente con il settore dove si sono formate le supercelle. Le supercelle infatti si sono formate tendenzialmente più a est rispetto al settore di formazione dei tornado, e i tornado in Lombardia occidentale si sono formati in assenza di supercelle; viceversa in Veneto le supercelle non hanno dato luogo a tornado. Sembra dunque che tra Emilia e Lombardia l'atmosfera fosse più adatta a sviluppare tornado (non necessariamente formatosi da supercelle), mentre tra Emilia, Lombardia Orientale e Veneto l'atmosfera fosse più adatta allo sviluppo di supercelle. I tornado più intensi e longevi (Pontevico, Carpenedolo e Carpi) si sono formati nella zona intermedia, laddove erano probabilmente presenti condizioni favorevoli sia alla formazione di tornado che di supercelle. Questo è un aspetto interessante che emergerà dalle osservazioni che si cercherà di approfondire con le simulazioni numeriche.

### 2.2.2 Fenomeni osservati al suolo

Per quanto riguarda la documentazione dei fenomeni avvenuti al suolo si fa riferimento al database Storm Report ([www.meteonetwork.it/tt/stormreport/](http://www.meteonetwork.it/tt/stormreport/)). Tale database è gestito dall'associazione Meteonetwork in collaborazione con il gruppo di lavoro PRETEMP ([www.pretemp.it](http://www.pretemp.it)). Per ciascuna segnalazione nel database è sempre riportata una fonte, inoltre l'affidabilità del database è certificata dalla collaborazione stretta con ESSL nel 2019, per cui le segnalazioni dello Storm Report fluiscono automaticamente nel database europeo ESWD (European Severe Weather Database), riconosciuto a livello internazionale.

In Figura 2.9 sono riportate le segnalazioni raccolte nello Storm Report il 19 settembre 2021 sul Nord Italia (per la legenda fare riferimento alla didascalia della figura). Si osservano le segnalazioni di allagamenti tra alto Piemonte e alta Lombardia dovute al MCS che tra notte e mattino ha insistito su questi settori. Si evidenzia anche la scia di tornado e grandinate sulla pianura lombarda dovute inizialmente alle multicelle, poi evolute in supercella. Qualche altra grandinata è stata segnalata anche in Veneto, mentre si osserva come il tornado di Carpi sia più isolato rispetto a quelli lombardi. Complessivamente il fenomeno

Località tornado	Scala Fujita	distanza percorsa (km)	ora UTC
Roncaro (PV)	F1	2.8	11:15
Corte Palasio (LO)	F2	2.2	12:15
Settimo Milanese (MI)	F0	0.4	12:35
Soresina (CR)	F1	3.3	13:05
Pontevico (BS)	F2	6.2	13:45
Carpenedolo (BS)	F2	7.1	14:50
Carpi (MO)	F2	4.7	15:00

**Tabella 2.1:** Dati riguardanti i tornado osservati il 19 settembre 2021 (fonte Storm Report)

più significativo della giornata sono stati senza dubbio i tornado: gli allagamenti infatti non sono stati particolarmente gravi, le grandinate sono state in genere di dimensioni piccole (a eccezione del caso nei pressi di Pontevico) e le raffiche di vento lineari associate ai temporali hanno causato qualche danno in maniera molto sporadica.

In Tabella 2.1 sono riassunti alcuni dati chiave dei tornado che sono stati osservati. La classificazione secondo la scala Fujita è stata condotta dal gruppo PRETEMP in sinergia con l'associazione ESSL attraverso lo studio dei danni osservati, a cui si può risalire dalla documentazione fotografica nel database Storm Report. Per questa classificazione è stata utilizzata la scala Fujita anziché la più moderna scala EF: questo perché la scala EF richiede competenze ingegneristiche e risorse al di fuori della portata di gruppi non finanziati da fondi di ricerca. Pertanto la classificazione di questi tornado va considerata solo come una stima della loro intensità. La lunghezza del percorso dei tornado è stata stimata geolocalizzando le segnalazioni di danni pervenute. Rispetto allo studio di Miglietta e Matsangouras (2018), si nota che i tornado osservati sono di lunghezza inferiore rispetto al valore medio da loro ottenuto (pari a 8 km), mentre l'orario in cui si sono verificati è concorde con il periodo di maggior frequenza da loro osservato (tra le 14:00 e le 15:00 UTC per i tornado di grado EF1+, Figura 1.12). Anche il periodo dell'anno in cui si sono verificati (settembre) è in accordo con il periodo di maggior frequenza di tornado di grado EF2 (settembre-ottobre, Figura 1.11). La regione geografica in cui si sono sviluppati invece non risulta come un settore a elevata frequenza di tornado secondo questo studio, seppur esista un massimo relativo (Figura 1.13) sulla Lombardia Occidentale, dove sono riportati pochi tornado ma molto intensi.

In Figura 2.10 sono riportate alcune testimonianze fotografiche dei tornado osservati. Per il tornado di Settimo Milanese non esistono foto chiare della circolazione tornadica, probabilmente perché il vortice è durato poco: esistono invece documentazioni fotografiche dei danni che suggeriscono il passaggio di un tornado. Per i tornado di Pontevico e Carpenedolo (in Figura 2.10 al centro a destra e in basso a sinistra rispettivamente) è evidente anche la circolazione mesociclonica che ha dato luogo ai tornado.

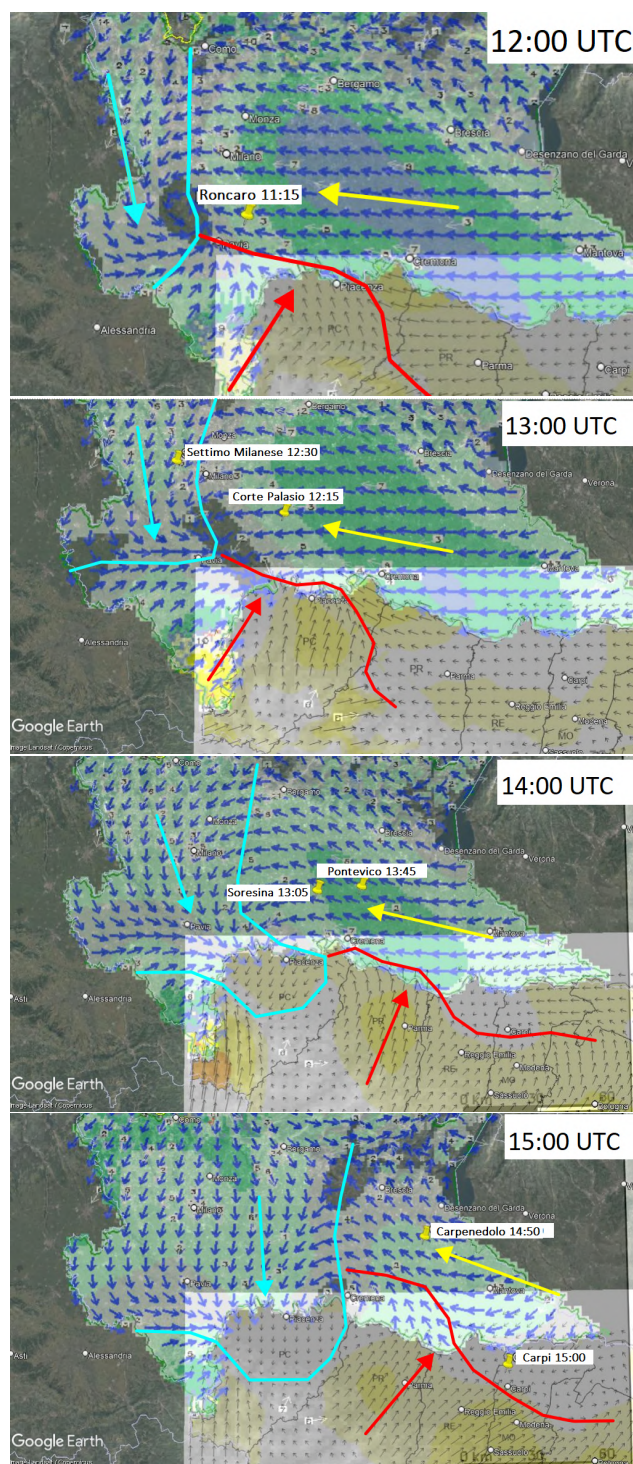
## 2.3 Dati delle stazioni al suolo

Si analizzano ora i dati delle stazioni al suolo, allo scopo di comprendere quali fossero le caratteristiche delle masse d'aria nei pressi della superficie. Per quest'analisi si utilizzano le interpolazioni dei dati osservati fornite da ARPA Lombardia e ARPAE Emilia-Romagna. Per poter avere un quadro completo della situazione le interpolazioni sono state georeferenziate e sovrapposte su Google Earth.

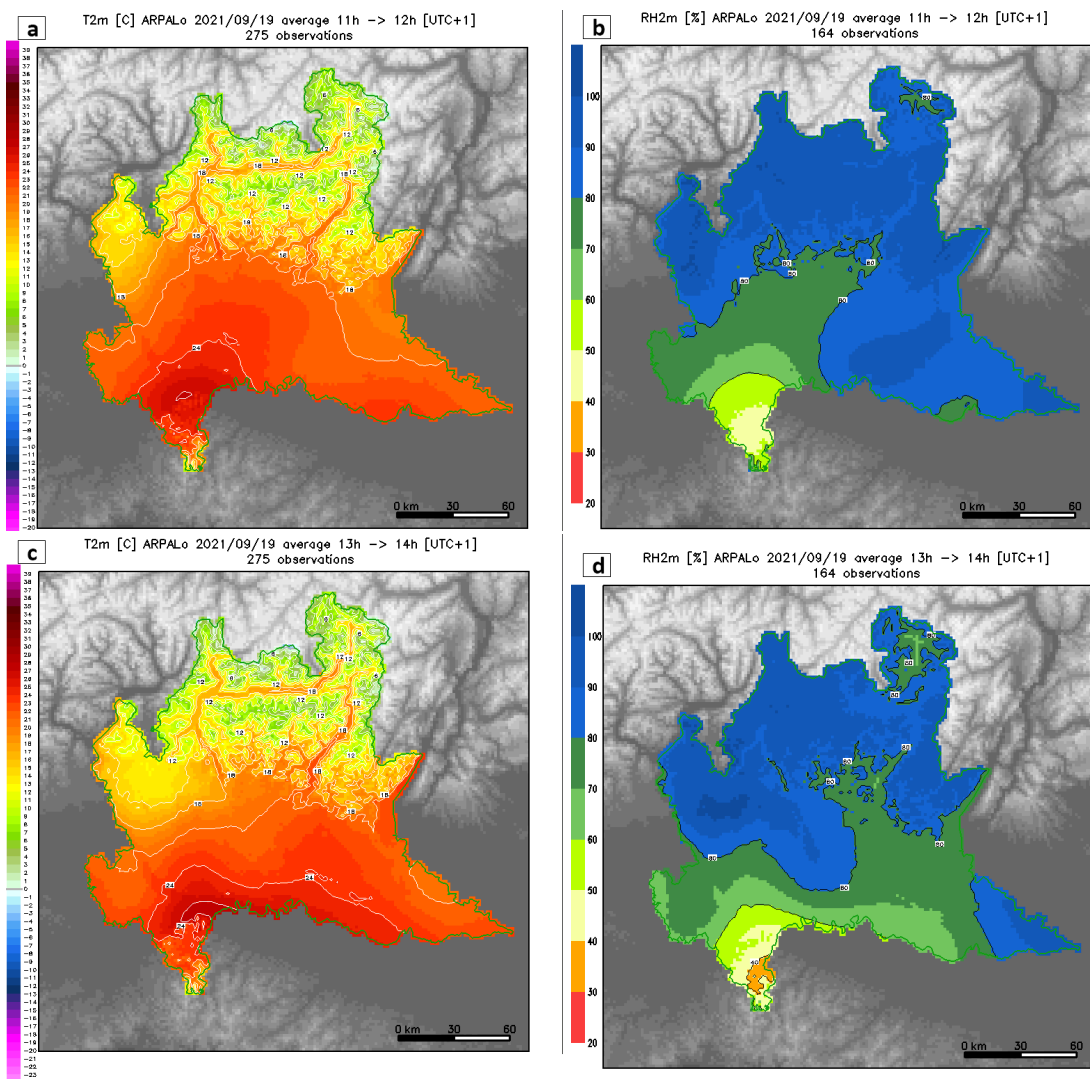
Dall'analisi comparata delle Figure 2.11 e 2.12 si osserva come nel pomeriggio del 19 settembre 2021 sulla pianura padana abbiano interagito tre masse d'aria di natura diversa:



**Figura 2.10:** Alcune documentazioni fotografiche dei tornado del 19 settembre 2021 in Pianura Padana. In alto a sinistra il tornado di Roncaro (foto di Adriana Lomoio), in alto a destra il tornado di Corte Palasio (foto di Sara Mangone), al centro a sinistra il tornado di Soresina (foto di Alessandro Piazza), al centro a destra il tornado di Ponteviso (foto di Maurizio Signani), in basso a sinistra il tornado di Carpenedolo (foto di Nicola Pirondini), in basso a destra il tornado di Carpi (foto di Laura Giorgi). Del tornado di Settimo Milanese non si è a conoscenza di documentazione fotografica del vortice ma solo dei danni causati.



**Figura 2.11:** Campi interpolati di vento al suolo, forniti da ARPA Lombardia e ARPAE Emilia-Romagna. Per ciascuna immagine è indicato l'orario a cui è riferita: i vettori rappresentati sono mediati sull'ora precedente rispetto a quella indicata. Le figure sono ottenute georeferenziando le immagini dei due centri regionali con Google Earth. La freccia rossa indica l'aria secca da sud-ovest, la freccia celeste l'aria fredda da nord, la freccia gialla l'aria umida da sud-est. La linea rossa indica la *dry line*, la linea celeste il fronte freddo al suolo. Con un segnaposto giallo è stata indicata la posizione del tornado osservato nell'ora precedente (per identificarlo è stata anche indicata la località e l'ora).



**Figura 2.12:** Interpolazioni di ARPA Lombardia di temperatura a 2 m in (a) e (c) e umidità relativa a 2 m in (b) e (d) registrate dalle stazioni al suolo alle 12:00 UTC ((a) e (b)) e alle 14:00 UTC ((c) e (d)): si evidenzia che i valori sono mediati sull'ora precedente rispetto a quella indicata.

dall'Appennino, con provenienza da sud-ovest, spirava verso il Po un vento secco e caldo; dal Mar Adriatico invece proveniva un vento da sud-est molto umido e un po' più fresco; infine dal Canton Ticino scendeva da nord un vento freddo e umido legato all'ingresso del fronte. Queste tre masse d'aria hanno dato luogo a due linee di discontinuità: tra la massa d'aria adriatica e quella frontale si è creata una discontinuità termica (probabilmente il fronte freddo al suolo), mentre tra la massa d'aria secca in discesa dagli Appennini e la massa d'aria adriatica si è creata una discontinuità igrometrica (a cui si farà riferimento in seguito come *dry line*). La presenza del vento secco da sud-ovest in discesa dagli Appennini era una caratteristica delle condizioni atmosferiche alla mesoscala individuata anche nel lavoro di Alberoni et al., 2000 per le supercelle del 18 giugno 1997.

Oltre a una discontinuità termica o igrometrica, nel settore di interazione tra le masse d'aria era presente anche una convergenza di venti al suolo. Inoltre, in ciascuna immagine esiste un punto in cui interagiscono tutte e tre le masse d'aria, un cosiddetto punto triplo. Nel punto triplo si osserva una circolazione ciclonica del vento al suolo, che si sposta progressivamente verso est: è verosimile che questa circolazione ciclonica sia da attribuire al centro del minimo di pressione osservato nelle rianalisi (Figura 2.1).

Dalla Figura 2.11 si può osservare come i tornado si siano verificati sempre circa 20/30 km a nord-est rispetto al punto triplo, a eccezione del tornado di Settimo Milanese che sembra essersi sviluppato in corrispondenza del fronte freddo al suolo. L'articolo di Markowski et al. (1998) evidenziava come i tornado da loro studiati si verificavano a circa 10/30 km di distanza da linee di discontinuità termica: l'episodio oggetto di questo studio sembra confermare il legame tra tornado e linee di discontinuità da loro osservato. Maddox et al. (1980) evidenziavano invece la correlazione tra tornado e punto triplo, suggerendo come nei pressi del punto triplo si avessero le condizioni migliori per la tornadogenesi: anche questo aspetto sembra essere confermato dall'episodio qui analizzato. L'interazione tra le tre masse d'aria descritta analizzando le interpolazioni sembra ricalcare proprio i punti tripli che tipicamente generano tornado nel *MidWest*, seppur in scala più piccola. Confrontando inoltre le interpolazioni di Figura 2.11 con i percorsi delle supercelle di Figura 2.8, si osserva in analogia a quanto trovato da Rasmussen, Richardson et al. (2000), che le supercelle sembrano essere capaci di produrre tornado solo quando intersecano la *dry line* o il fronte freddo al suolo. Atkins et al. (1999) ha dimostrato come questo legame sia probabilmente dovuto all'azione del termine baroclino dell'equazione (1.8) che genera vorticità nei bassi strati. Nel seguito della tesi si cercherà di verificare se la correlazione osservata il 19 settembre 2021 in Pianura Padana tra tornado, punto triplo e linee di discontinuità sia effettivamente una conseguenza della produzione baroclina di vorticità oppure se sia dovuta ad altri meccanismi.



## Capitolo 3

# Verifica delle simulazioni numeriche

In questo capitolo si introducono brevemente i modelli numerici utilizzati e le simulazioni effettuate. Successivamente è stata verificata la simulazione scelta tramite un confronto con le osservazioni. In particolare è confrontata la situazione sinottica simulata da BOLAM con quella ottenuta dalle rianalisi e le cumulate di pioggia e la riflettività simulata da MOLOCH con i dati della rete radar nazionale. Siccome inoltre si è interessati allo studio della dinamica delle supercelle, si è verificata anche la capacità di MOLOCH nel riprodurre questo tipo di fenomeni. Da quest'analisi è emerso qualche primo risultato interessante sulle caratteristiche delle supercelle generatisi il 19 settembre 2021 in Lombardia e in Veneto.

### 3.1 Introduzione alle simulazioni numeriche

#### 3.1.1 Modelli del CNR-ISAC

BOLAM (BOlogna Limited Area Model) e MOLOCH (MOdello LOCALE sviluppato in H-Hybrid coordinates) sono due modelli atmosferici ad area limitata sviluppati presso l'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima (ISAC) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR). In questa sezione si presentano molto sinteticamente le loro caratteristiche principali. Per ulteriori dettagli su sviluppi e applicazioni, nonché riferimenti bibliografici, si faccia riferimento a Davolio et al. (2020).

#### **BOLAM**

BOLAM è un modello idrostatico ad area limitata sviluppato a partire dai primi anni '90. Le equazioni primitive dell'atmosfera sono integrate orizzontalmente su una griglia ruotata del tipo Arakawa-C, con latitudine e longitudine definite come variabili indipendenti. La coordinata verticale utilizzata è una coordinata ibrida: nei pressi della superficie è una coordinata  $\sigma$  *terrain-following* che segue il profilo dell'orografia, mentre si rilassa a una coordinata di pressione man mano che aumenta la quota. Le condizioni al contorno, aggiornate ogni 3 ore tramite rilassamento sulle cornici esterne, e l'analisi iniziale sono fornite da un modello globale, come può essere GLOBO (sviluppato presso CNR-ISAC, Malguzzi et al., 2011), IFS (Integrated Forecast System) o GFS (Global Forecast System). Lo schema di integrazione temporale usa la tecnica del *time-splitting* per integrare con passo più breve le onde di gravità.

L'utilizzo dell'approssimazione idrostatica impedisce la risoluzione esplicita della convezione che pertanto è parametrizzata: la parametrizzazione usata è quella di Kain-Fritsh (Kain, 2004), con opportune modifiche. Lo schema radiativo utilizzato è basato su una combinazione dello schema di Ritter e Geleyn (1992) con quello computazionalmente più

pesante sviluppato da ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Morcrette et al., 2008) che viene applicato come correzione al primo a intervalli di tempo prefissati e su un numero ridotto di punti di griglia. Lo schema di turbolenza è basato su una chiusura all'ordine 1.5 (Zampieri et al., 2005) in cui l'energia cinetica turbolenta è una variabile prognostica. La microfisica delle nubi è sviluppata a partire dallo schema proposto da Drofa e Malguzzi (2004). Incorporato in BOLAM è anche presente un modello del suolo a 7 livelli che descrive gli scambi di acqua e calore nel terreno, i bilanci alla superficie di energia, momento, acqua e neve, nonché gli effetti della vegetazione sia alla superficie che nel suolo. Infine un modello semplificato di oceano descrive l'evoluzione della temperatura marina superficiale in base ai flussi di calore latente e sensibile alla superficie del mare.

## MOLOCH

MOLOCH è un modello ad area limitata non-idrostatico che permette la risoluzione esplicita della convezione, sviluppato a Bologna nei primi anni 2000. MOLOCH è utilizzato operativamente in catena con BOLAM, il quale gli fornisce sia la condizione iniziale che le condizioni al contorno. MOLOCH integra le equazioni primitive compressibili non-idrostatiche per le variabili prognostiche: temperatura assoluta, pressione, umidità specifica, componenti del vento, energia cinetica turbolenta e cinque specie microfisiche (*cloud water*, *cloud ice*, pioggia, neve, graupel/grandine). Come in BOLAM, le equazioni sono risolte su un griglia lat-lon ruotata del tipo Arakawa-C, mentre per la coordinata verticale è utilizzata la coordinata *terrain-following*  $\zeta$  che rilassa a superficie orizzontali man mano che si allontana dall'orografia:

$$\zeta = H(e^{-\frac{z-h(x,y)}{H}}) \quad (3.1)$$

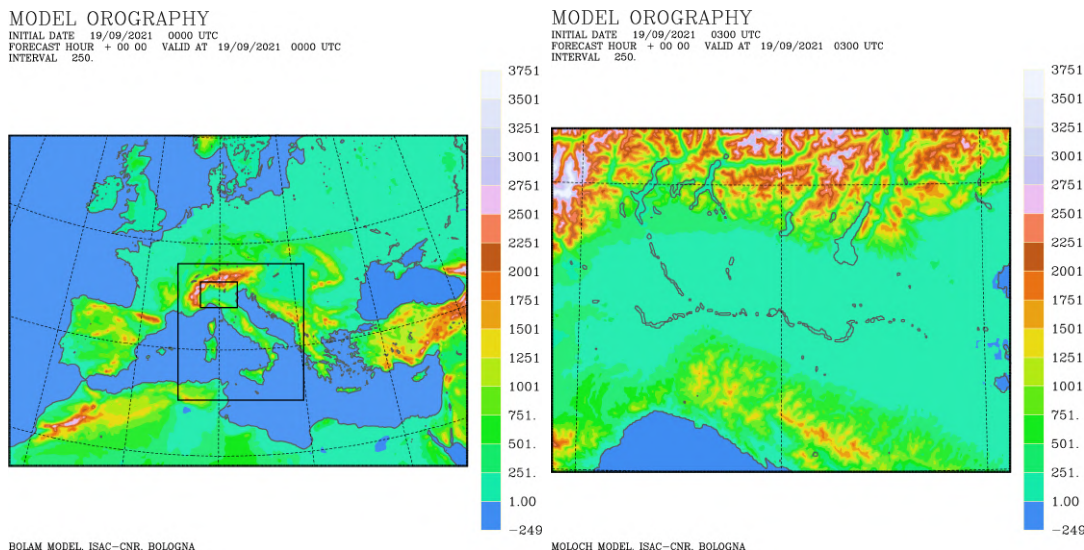
dove  $h(x, y)$  è l'orografia,  $z$  la quota rispetto al suolo e  $H$  l'altezza di scala definita come:

$$H = \frac{R_d T_0}{g} \quad (3.2)$$

dove  $R_d$  è la costante dell'aria secca,  $T_0$  la temperatura media di riferimento in superficie e  $g$  l'accelerazione di gravità. L'avvezione tridimensionale è calcolata con lo schema *Eulerian Weighted Average Flux* (Billett e Toro, 1997). La fisica del modello si basa sugli stessi schemi di parametrizzazione utilizzati in BOLAM, senza ovviamente la parametrizzazione della convezione che è risolta esplicitamente. Lo schema della microfisica è più articolato rispetto a quello utilizzato in BOLAM, per permettere una miglior descrizione dei processi all'interno di una nube convettiva, data la più alta risoluzione del modello.

### *Nesting* e parallelizzazione

Al fine di ottenere simulazioni ad alta risoluzione e sfruttare al meglio le risorse di calcolo disponibili, si utilizzano due diverse procedure. Il *nesting* permette un utilizzo a cascata dei modelli, partendo da quello a più bassa risoluzione per arrivare a quello a più alta risoluzione, in un dominio progressivamente più piccolo ma maggiormente risolto. In questo modo si aumenta il dettaglio della simulazione numerica fino ad arrivare a risolvere esplicitamente la convezione profonda, mantenendo sotto controllo il numero di punti di griglia su cui vengono eseguite le integrazioni. Il modello esterno fornisce le condizioni iniziali e al contorno a quello interno con adeguata frequenza temporale. Nel nostro caso si è effettuato un *nesting* dal modello globale (IFS) a BOLAM e in cascata da BOLAM a MOLOCH. Inoltre, per le simulazioni ad altissima risoluzione si è adottato anche un *nesting* di MOLOCH in MOLOCH, che ha permesso di scendere fino ai 500m di passo di



**Figura 3.1:** A sinistra il dominio di BOLAM utilizzato, con i rettangoli a indicare i due domini di MOLOCH innestati, il più grande identico a quello usato operativamente, il più piccolo quello con griglia passo di griglia di 500 m di risoluzione. A destra è riportato per intero il dominio di MOLOCH utilizzato nella simulazione a 500 m. Viene mostrata anche l'orografia alle due diverse risoluzioni in BOLAM e MOLOCH.

griglia. Inoltre per ridurre i tempi di calcolo si applica la parallelizzazione mediante la tecnica di suddivisione dei domini: il dominio di integrazione, sia di BOLAM che di MOLOCH, viene suddiviso in sotto-domini di ugual dimensione e il calcolo entro ogni dominio viene affidato a un diverso processore del cluster di calcolo.

### 3.1.2 Le simulazioni numeriche

Per generare le simulazioni sono stati utilizzati come condizioni iniziali e al contorno i campi di analisi globali generate dal sistema modellistico IFS, messi a disposizione da ECMWF alla risoluzione di circa 10 km. Sono stati usati diversi istanti di inizializzazione per la catena BOLAM-MOLOCH: in particolare sono state provate le analisi delle 12:00 UTC e 18:00 UTC del 18 settembre 2021 e l'analisi delle 00:00 UTC del 19 settembre 2021. Per ciascuno di questi istanti di analisi è stata fatta una simulazione con la catena modellistica, nel tentativo di comprendere quali simulazioni riuscissero meglio a riprodurre l'evento studiato. Oltre a diverse analisi, è stato anche cambiato il dominio di integrazione, in particolare si è provato a restringere il dominio di MOLOCH per vedere se si ottenevano comunque buoni risultati (risparmiando tempo di calcolo). Si è anche provato a fare una simulazione con MOLOCH direttamente innestato sull'analisi IFS.

In conclusione, si è scelta come simulazione più realistica quella generata inizializzando BOLAM con i dati IFS delle 00:00 UTC del 19 settembre 2021 e in cascata inizializzando MOLOCH con la simulazione BOLAM partendo con l'integrazione dalle 03:00 UTC (Tabella 3.1). I domini di BOLAM e MOLOCH utilizzati coprono rispettivamente l'Europa e l'Italia (Figura 3.1 a sinistra) e sono identici a quelli usati dalla catena operativa implementata presso il CNR-ISAC. BOLAM utilizza una griglia con risoluzione orizzontale di  $8.3km \times 8.3km$  con 60 livelli verticali, mentre MOLOCH ha una risoluzione orizzontale di  $1.25km \times 1.25km$  con 60 livelli verticali (Tabella 3.2).

Per analizzare con maggior dettaglio la dinamica delle supercelle si è deciso di effettuare anche un *nesting* di MOLOCH in MOLOCH effettuando quindi un'ulteriore simulazione su un dominio ristretto al Nord Italia (Figura 3.1 a destra) con una griglia orizzontale

Simulazione	Dato iniziale	Inizio simulazione	Fine simulazione
BOLAM	IFS	00Z19SEP2021	00Z20SEP2021
MOLOCH_op	BOLAM	03Z19SEP2021	00Z20SEP2021
MOLOCH	MOLOCH_op	03Z19SEP2021	18Z19SEP2021

**Tabella 3.1:** Condizione iniziale (analisi) utilizzata, inizio e fine delle simulazioni effettuate per il 19 settembre 2021.

Nome simulazione	Dominio	Griglia orizzontale (km)	Livelli verticali
BOLAM	Europa	8.3x8.3	60
MOLOCH_op	Italia	1.25x1.25	60
MOLOCH	Nord Italia	0.5x0.5	80

**Tabella 3.2:** Caratteristiche delle 3 simulazioni innestate l'una nell'altra effettuate per il 19 settembre 2021: dominio di integrazione, griglia orizzontale e numero livelli verticali.

ad altissima risoluzione,  $500m \times 500m$  e 80 livelli verticali. Per garantire la stabilità computazionale e quindi al fine di rispettare il criterio CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) l'intervallo temporale di integrazione è stato ridotto opportunamente. La simulazione così ottenuta risulta essere più accurata della simulazione a 1.25 km, motivo per cui nel proseguo dell'analisi quando si nominerà la simulazione di MOLOCH si farà riferimento esclusivamente a quest'ultima e non si considererà la simulazione di MOLOCH con griglia orizzontale  $1.25km \times 1.25km$ .

## 3.2 Analisi e verifica della situazione sinottica simulata da BOLAM

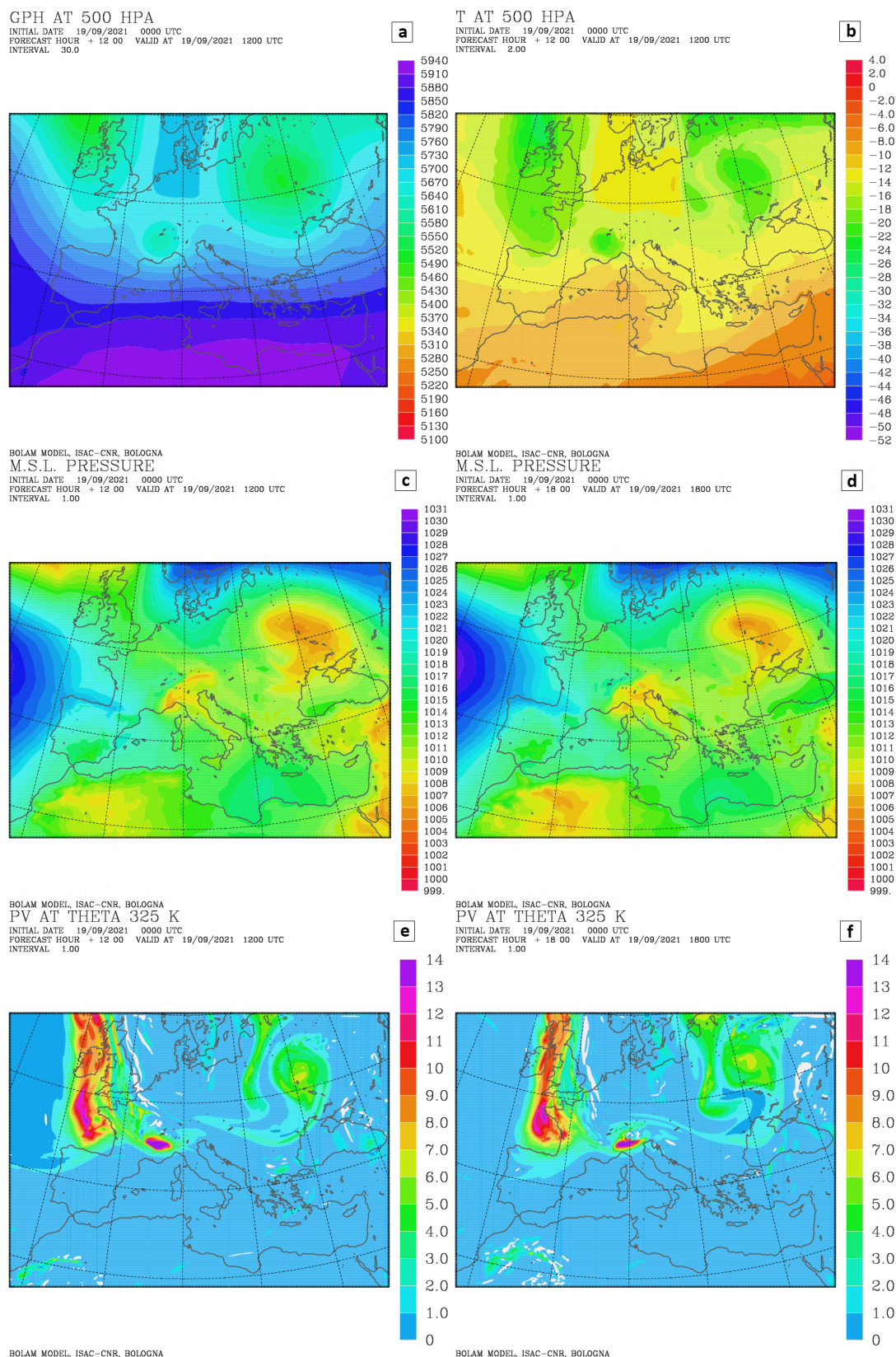
In questa sezione si discute la situazione sinottica simulata da BOLAM, verificando che riproduca in modo sufficientemente accurato l'evoluzione descritta attraverso le rianalisi nel capitolo precedente. E' importante infatti verificare fin dalla scala sinottica che quanto simulato dai modelli sia verificato dalle osservazioni, in modo tale da minimizzare gli errori che possono propagarsi quando si esegue il *nesting* in MOLOCH.

In Figura 3.2a è riportato il geopotenziale e in Figura 3.2b la temperatura a 500 hPa simulata da BOLAM. Confrontando con la rianalisi di Figura 2.1 si osserva come BOLAM simuli correttamente il *cut-off low* che arriva sul Nord Italia dalla Francia, con associato un minimo di geopotenziale e di temperatura.

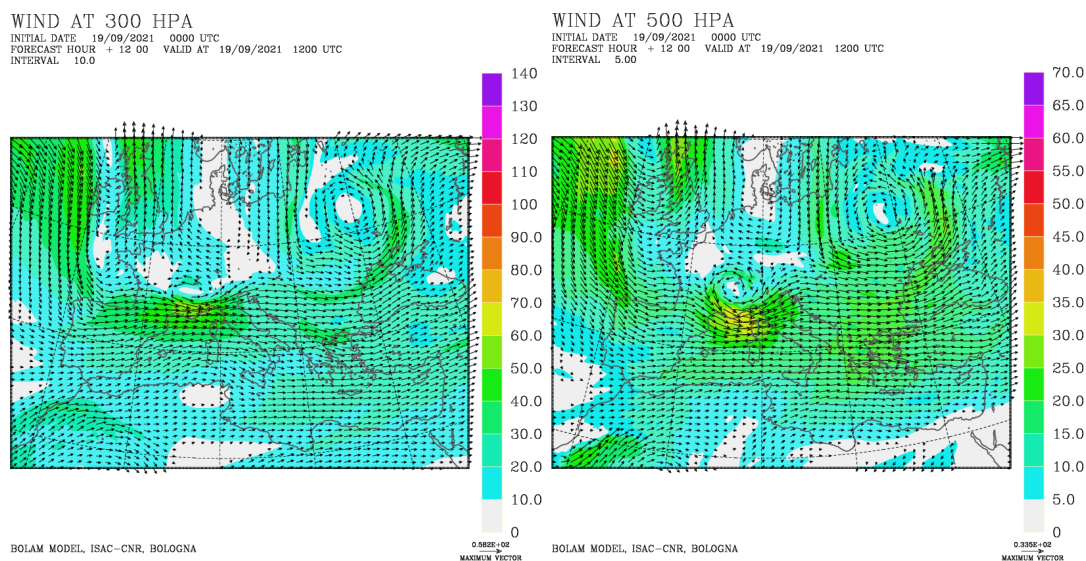
In Figura 3.2c e d è riportata la pressione simulata al livello del mare a due istanti successivi, alle 12:00 e alle 18:00 UTC. Dal confronto con la rianalisi di Figura 2.1 si osserva come venga correttamente simulata la depressione tra Piemonte e Liguria alle 12:00 UTC, che poi trasla verso ovest e raggiunge l'alto Adriatico alle 18:00 UTC.

In Figura 3.2e e f è invece rappresentata la PV. Confrontando con Figura 2.3 si osserva come BOLAM abbia simulato la piccola ma profonda anomalia di PV con la corretta localizzazione spaziale e temporale. Questa anomalia di PV è transitata da ovest verso est attraverso tutta la Pianura Padana.

In Figura 3.3 è invece rappresentato il vento simulato a 300 hPa (a sinistra) e a 500 hPa (a destra). Confrontando con Figura 2.2 si osserva come venga simulato correttamente il massimo di vento a 300 hPa tra Corsica e Provenza. Poco a nord il vento ha rotazione ciclonica attorno al *cut-off low*, e si può anche dedurre la forte divergenza del flusso. Il massimo di vento tra Corsica e Provenza è presente anche alla quota inferiore di 500 hPa, anche in questo caso associato a forte rotazione ciclonica e marcata divergenza sul Nord



**Figura 3.2:** Simulazione di BOLAM inizializzata alle 00:00 del 19 set 2021 con dati IFS. (a) il geopotenziale a 500 hPa, (b) temperatura a 500 hPa, entrambi alle 12:00 UTC del 19 set 2021; (c) e (d) mostrano la pressione atmosferica al livello del mare rispettivamente alle 12:00 UTC e alle 18:00 UTC del 19 set 2021; (e) e (f) mostrano la PV sulla superficie isoentropica di 325 K, rispettivamente alle 12:00 UTC e alle 18:00 UTC del 19 set 2021.



**Figura 3.3:** Vento a 300 hPa (sinistra) e a 500 hPa (destra) alle 12:00 UTC del 19 set 2021, simulato dal modello BOLAM.

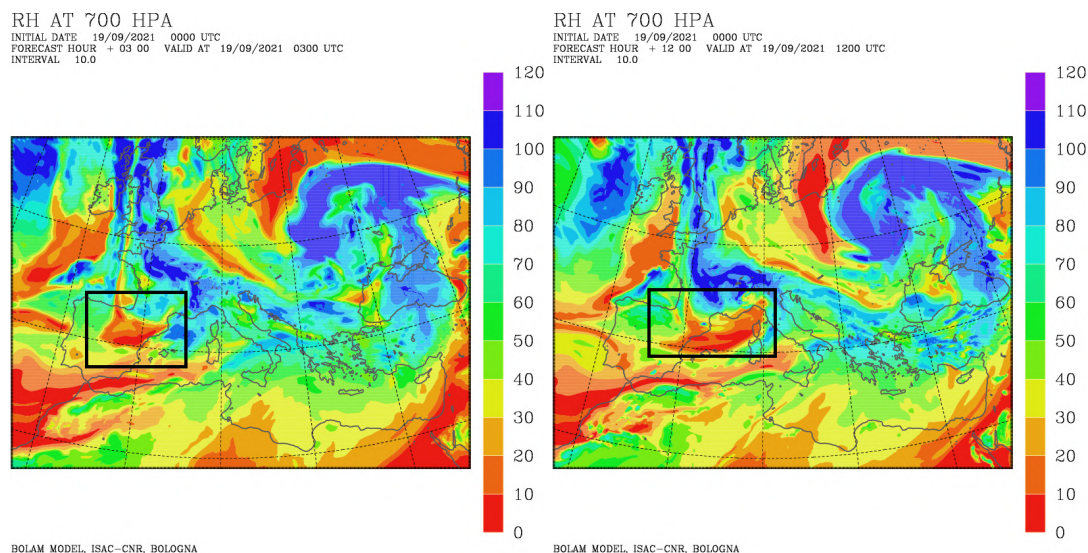
Italia. Dall'analisi di queste due immagini si conferma quindi che quel giorno il getto polare transitava sull'Europa Meridionale e che sull'Italia questo avesse direzione zonale, con maggior componente meridionale sul Nord Italia dovuta alla divergenza generata dal ciclone. Il forte vento in medio-alta troposfera inoltre generava elevato *windshear*, il quale favorisce temporali ben organizzati e intensi.

In Figura 3.4 è rappresentata l'umidità relativa a 700 hPa. Si osserva come il forte flusso occidentale osservato nella Figura 3.3 avvettava una massa d'aria secca inizialmente presente sulla Penisola Iberica verso est (rettangolo), fino al Mar Ligure e alla Lombardia. Si ritiene che la *dry line* osservata in Figura 2.11 e 2.12 sia originata dal trasporto al suolo di aria secca in media troposfera proveniente dalla Penisola Iberica. Il meccanismo è probabilmente analogo a quanto descritto da Bechis et al. (2022) per una *dry line* in Argentina: in essa hanno osservato tramite *back-trajectories* come la massa d'aria secca al suolo proveniva da quote attorno a 2000-3000 m. Dopo il passaggio sulla catena delle Ande la massa d'aria secca alla media quota veniva trasportata al suolo da correnti discendenti lungo i pendii: è probabile che sugli Appennini si sia verificato un meccanismo analogo, che contribuisce, tramite riscaldamento adiabatico, a una ulteriore riduzione del contenuto di umidità.

### 3.3 Verifica della simulazione di MOLOCH

Oltre alla verifica con le rianalisi della simulazione di BOLAM, è opportuno verificare anche che la simulazione ad altissima risoluzione di MOLOCH (innestata in BOLAM) sia aderente alle osservazioni. In particolare è stato scelto di confrontare le immagini radar simulate da MOLOCH con quelle osservate dalla rete nazionale (Figure 2.4 e 2.5) e le precipitazioni cumulate simulate con quelle osservate dalla rete pluviometrica nazionale.

Per quanto riguarda le precipitazioni cumulate (Figura 3.5) si osserva innanzitutto che MOLOCH ha simulato correttamente il massimo pluviometrico tra alto Piemonte e alta Lombardia (ellisse A), dovuto all'azione del MCS tra notte e mattina e responsabile degli allagamenti osservati in Figura 2.9. Dalla mappa delle precipitazioni osservate si notano

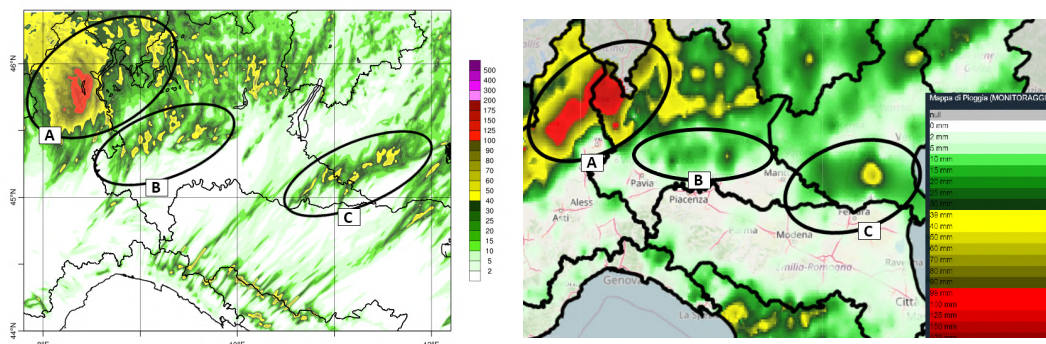


**Figura 3.4:** Umidità relativa alla quota di 700 hPa alle 03:00 UTC (sinistra) e alle 12:00 UTC (destra) del 19 set 2021 simulati dal modello BOLAM. Con il rettangolo è evidenziata la massa d'aria secca avvevata dalla Penisola Iberica verso il Nord Italia

inoltre due distinte fasce di precipitazione sulla Pianura Padana: una sulla pianura lombarda (ellisse B) e una su quella veneta (ellisse C). Queste sono le tracce rispettivamente della longeva supercella lombarda e del sistema temporalesco, contenente alcuni elementi supercellulari, che dall'Emilia si è spostato in Veneto. Nella pioggia simulata da MOLOCH si riscontrano le medesime fasce di precipitazione: la simulazione di MOLOCH ha dunque simulato lo sviluppo di convezione profonda nelle aree in cui effettivamente questa si è generata. Tuttavia si osserva che la fascia di precipitazione simulata da MOLOCH sulla pianura lombarda ha massimi sul settore centro-occidentale della Lombardia, mentre nelle osservazioni il massimo si trova sul settore orientale. MOLOCH dunque sembra aver simulato la supercella poche decine di chilometri più a ovest rispetto a quanto osservato: di ciò bisognerà tener conto nell'analisi della simulazione.

Per quanto riguarda invece le immagini radar, alle 10:00 UTC in Figura 2.4 si osservava la presenza di una multicella lineare generata dal fronte freddo entrato sulla Pianura Padana. In Figura 3.6a si osserva nella simulazione di MOLOCH la presenza di un sistema multicellulare lineare tra Piemonte e Lombardia (evidenziato da un'ellisse e indicato con la lettera L): la natura multicellulare del sistema è confermata dalla mappa di UH (Updraft Helicity, definito in Appendice A.3) in Figura 3.6b, la quale mostra picchi attorno a  $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ . Questi valori secondo i lavori Kain et al. (2008) e Clark et al. (2012) sono sufficienti per individuare una supercella. Tuttavia è probabile che in questo caso la soglia di  $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  non sia sufficiente. La soglia di  $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  è stata individuata infatti per il modello WRF con passo di griglia di 2 km: riducendo la griglia a 500 m le velocità e vorticità verticali raggiungono valori più alti, per cui il valore di UH assume valori elevati, anche senza la presenza di mesocicloni persistenti (condizione necessaria per la definizione di supercella di Doswell e Burgess, 1993). Alle 10:00 UTC si osserva anche della convezione orografica simulata da MOLOCH sull'Appennino, la quale sembra un po' più intensa rispetto a quella osservata. In generale in questo istante si riscontra quindi una buona concordanza tra simulazione e osservazione.

Alle 12:00 UTC (Figura 2.4) si era osservato uno *splitting* del sistema multicellulare in Pianura Padana, con il sistema più meridionale che evolveva in supercella e generava i



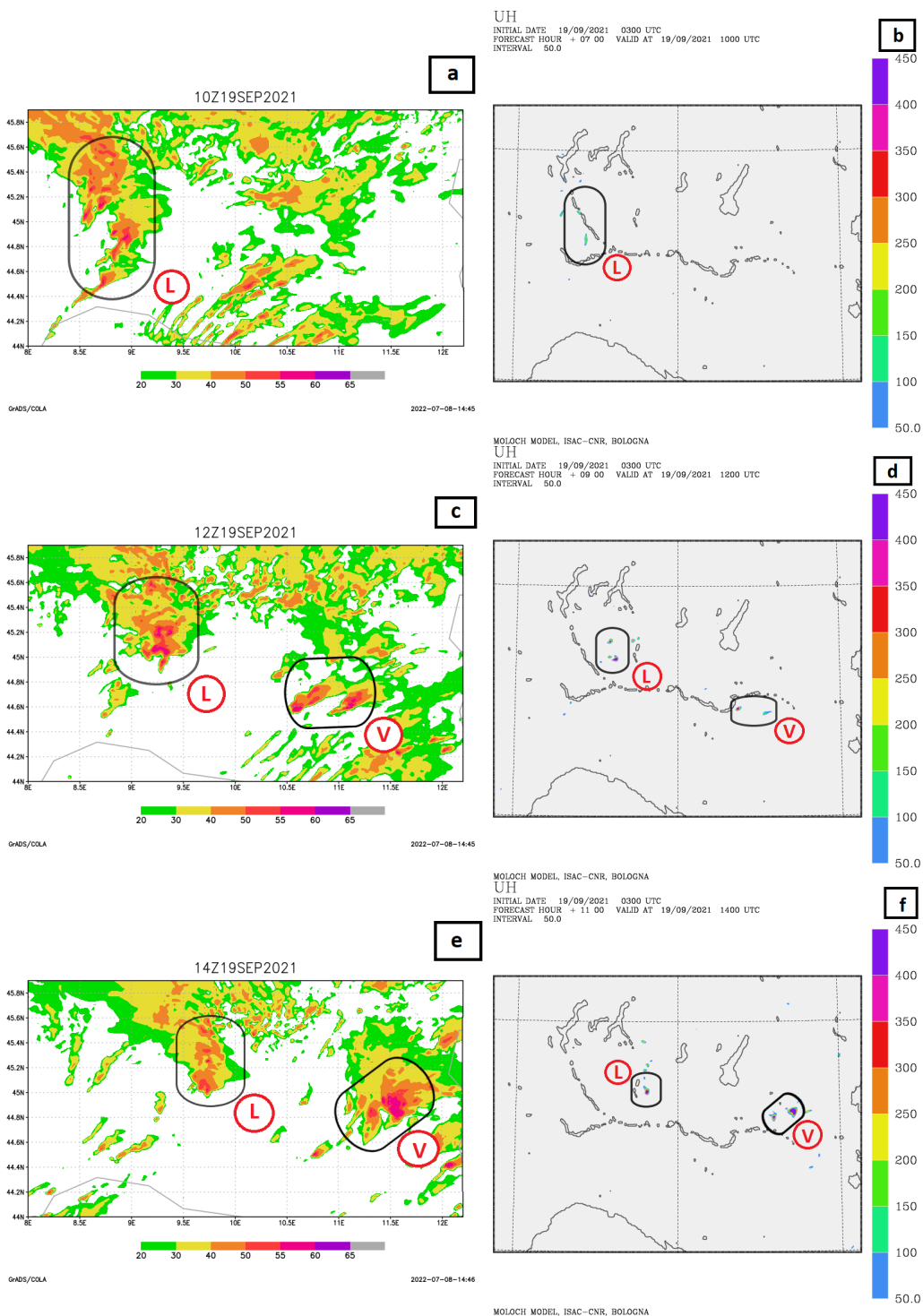
**Figura 3.5:** (sinistra) Precipitazione cumulata dal modello MOLOCH tra le 06:00 e le 18:00 UTC del 19 set 2021 (destra) è riportata la mappa delle precipitazioni cumulate osservate nel medesimo intervallo temporale dalla rete pluviometrica nazionale (fonte DPC-DEWETRA). Sono indicate con le lettere A,B, C le 3 aree di precipitazione confrontate tra simulazione e osservazione.

primi tornado. In Figura 3.6c non si riesce ad apprezzare nella simulazione un evidente *splitting* del sistema multicellulare, tuttavia si osserva come una cella si sia nettamente rinforzata rispetto alle altre e la natura lineare del sistema sia persa. Dall'analisi del plot di UH in Figura 3.6d si apprezzano inoltre valori a fondoscala ( $>450 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ) riconducibili alla medesima cella (ellisse denotata con L). Dunque si conclude che MOLOCH ha effettivamente simulato l'evoluzione del sistema multicellulare lineare iniziale in una supercella. Rispetto alle osservazioni tuttavia sembra che la supercella si muova più lentamente, in quanto si trova in posizione più occidentale rispetto a Figura 2.4. Alle 12:00 UTC (Figura 2.4) si osservava anche lo sviluppo delle prime celle in Emilia. In Figura 3.6c si riscontra effettivamente al medesimo orario lo sviluppo dei primi temporali anche su questo settore (ellisse denotata con V). Dal plot di UH (Figura 3.6d) si osservano inoltre picchi localizzati a fondoscala che suggeriscono la natura supercellulare di queste nuove celle.

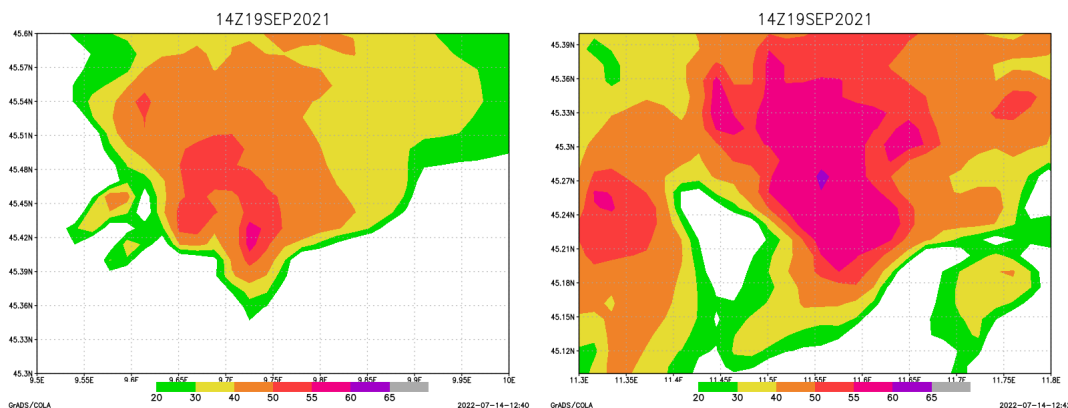
Alle 14:00 UTC (Figura 2.5) si osservava la presenza isolata della supercella in Lombardia, mentre tra mantovano e basso Veneto era in azione un'altra supercella più debole. In Figura 3.6e e f MOLOCH mostra la presenza della supercella sulla Lombardia (al massimo di riflettività corrisponde il massimo di UH), ma come per l'istante precedente si osserva che la supercella è simulata più a ovest rispetto alle osservazioni. Sono prodotte anche due supercelle gemelle sul basso Veneto, che risultano più intense rispetto alle osservazioni e più intense rispetto a quella lombarda (comportamento contrario a quanto mostrato dalle osservazioni in Figura 2.5). Questa differenza di intensità tuttavia sembra dovuta principalmente a un anticipo dello sviluppo della convezione severa sul basso Veneto in MOLOCH rispetto alle osservazioni: già alle 15:00 UTC infatti in Figura 2.5 sono presenti numerose intense celle tra Emilia e Veneto.

In definitiva MOLOCH ha effettivamente simulato la supercella sulla Lombardia e il sistema temporalesco sul Veneto contenente alcuni elementi supercellulari. Tuttavia ha leggermente anticipato di una/due ore lo sviluppo della convezione più severa tra basso Veneto ed Emilia e ha spostato di poche decine di chilometri più a ovest la prima supercella lombarda. Queste sono errori assolutamente ragionevoli da una simulazione numerica nella quale l'incertezza può crescere rapidamente a causa della presenza di convezione profonda soprattutto alle piccole scale. Per quanto la simulazione risulti soddisfacente ai fini dello studio dei processi di formazione delle supercelle in analisi, bisognerà comunque tenere conto di questi dettagli quando si procederà nel capitolo 4 all'analisi approfondita delle dinamiche che hanno portato alla genesi dei temporali.





**Figura 3.6:** Riflettività massima (sinistra) in dBz e indice UH (destra) in  $m^2s^{-2}$  simulati da MOLOCH a istanti temporali diversi 10:00, 12:00 e 14:00 UTC del 19 set 2021, nelle tre righe rispettivamente. Sono state evidenziate con un'ellisse nera i due sistemi temporaleschi su Lombardia e Veneto che sono confrontati: il primo è denotato con una lettera L rossa, l'altro con una V rossa.



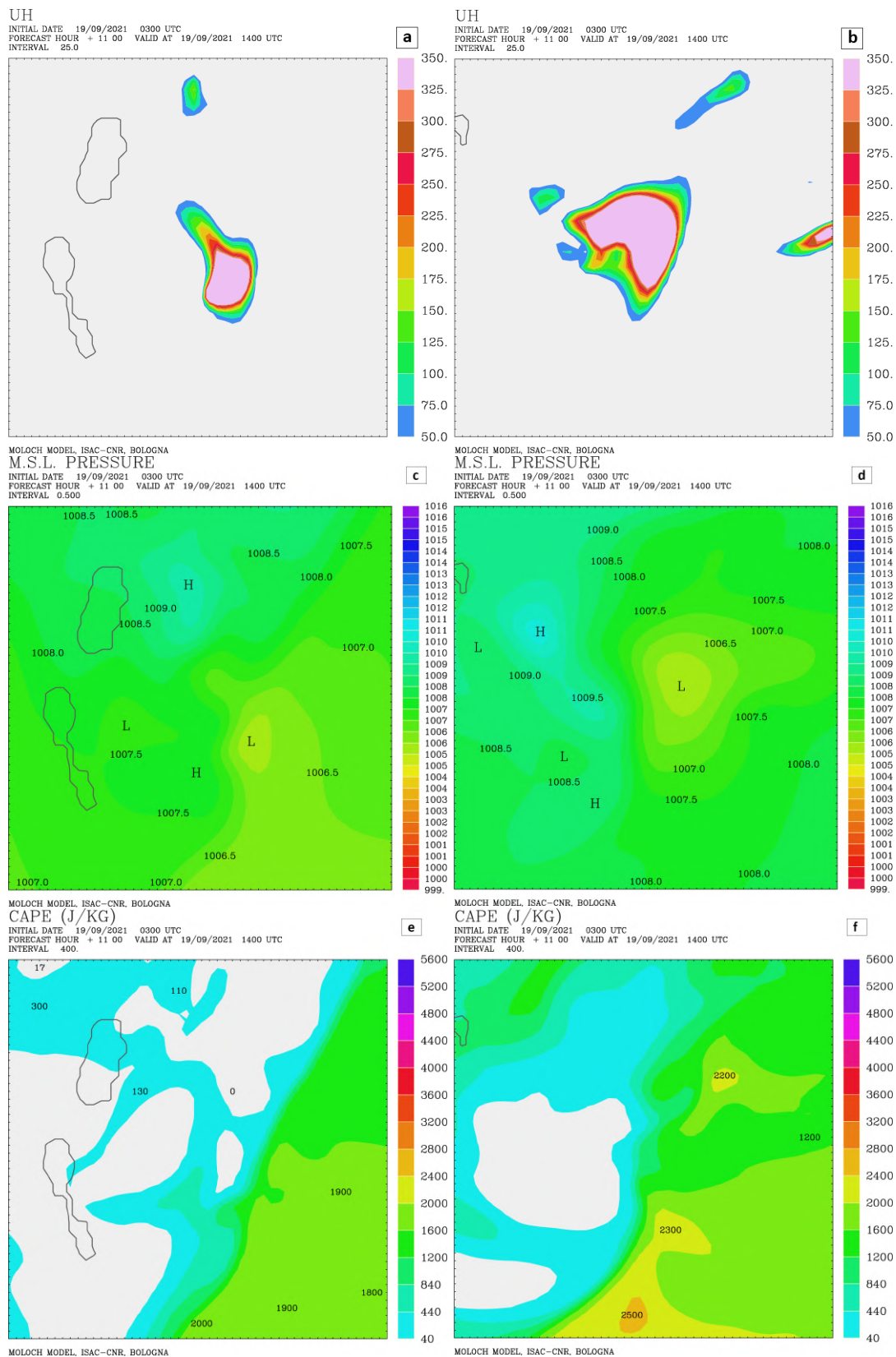
**Figura 3.7:** Zoom sulle supercelle in ellisse di Figura 3.6e. A sinistra la supercella in Lombardia, a destra la supercella in Veneto più intensa. E' rappresentata la riflettività in dBz simulata da MOLOCH alle 14:00 UTC del 19 set 2021.

### 3.4 Analisi della struttura delle supercelle simulate

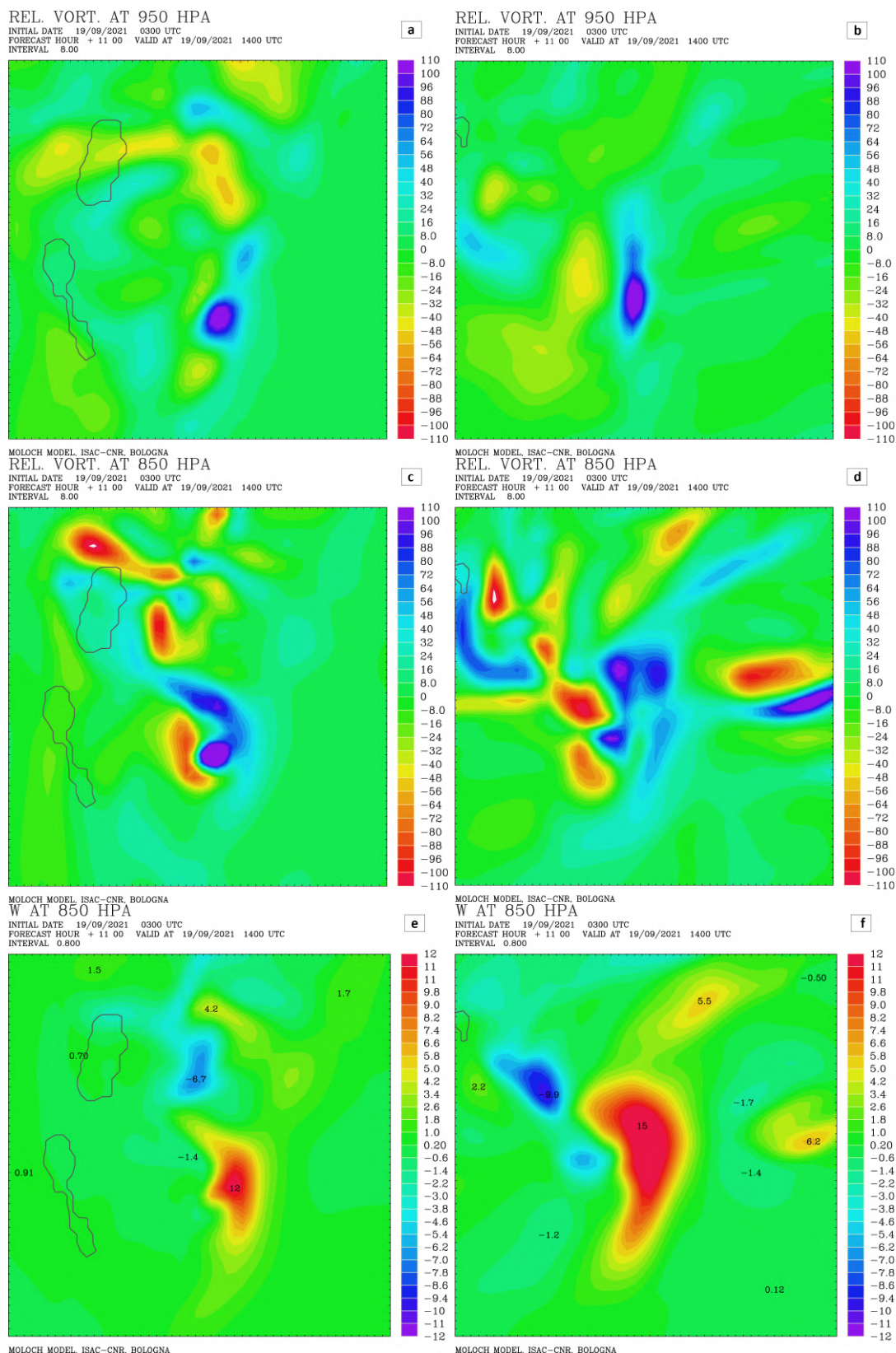
In questa sezione si studiano in dettaglio le supercelle simulate da MOLOCH, allo scopo di verificare che queste corrispondano alla struttura attesa dalla letteratura scientifica. E' infatti la prima volta che il modello MOLOCH viene utilizzato per analizzare supercelle tornadiche, ed è pertanto importante verificare innanzitutto l'affidabilità del modello nel riprodurle. Sono analizzate due supercelle, quella che MOLOCH sviluppa in Lombardia (L in Figura 3.6) e quella simulata in Veneto (V in Figura 3.6): è stato scelto l'istante temporale delle 14:00 UTC in quanto in questo momento entrambe le supercelle sono prossime al loro apice di intensità. L'analisi è strutturata come confronto tra quanto simulato in Lombardia con quanto simulato in Veneto, allo scopo sia di verificare che entrambe le supercelle siano simulate correttamente, sia per individuarne eventuali differenze. Per effettuare l'analisi sono stati selezionati due domini ristretti, pari a  $25km \times 25km$ , centrati sulle due supercelle.

In Figura 3.7 è riportata la riflettività massima in dBz, come in Figura 3.6e, ma sul dominio ristretto, a sinistra sulla supercella in Lombardia e a destra sulla supercella in Veneto. Si può osservare come la supercella in Veneto sia caratterizzata da valori più alti di riflettività, con un picco simulato a 65 dBz, mentre la supercella in Lombardia ha un picco a 60 dBz. La supercella in Lombardia è più isolata, mentre quella in Veneto ha altri nuclei precipitanti prossimi a essa. Nel lato sud-orientale di entrambe le supercelle si osserva un forte gradiente di riflettività, con una concavità: questo potrebbe essere un segnale di *inflow notch*, ossia di un eco radar che denota il settore di massima aspirazione dell'*updraft*. L'*inflow notch* può talvolta evolvere nell'eco a uncino, quando il downdraft del RFD si avvolge più decisamente attorno all'*updraft*.

La natura supercellulare delle celle studiate è confermata dalla mappa dell'indice UH riportata in Figura 3.8 a e b. Inoltre, studiando il campo di pressione al suolo in Figura 3.8 c e d si osserva la presenza di un minimo di pressione sia in Lombardia che in Veneto. A nord-ovest rispetto al minimo barico è presente un massimo di pressione: mentre il minimo è associato all'*updraft*, il massimo è associato al *downdraft*. Non è possibile desumere la natura supercellulare dei sistemi temporaleschi dalla sola mappa di pressione al suolo, in quanto la convezione atmosferica profonda è sempre associata a minimi di pressione al suolo (dovuti alla massa d'aria calda, più leggera, che qui si accumula), così come i *downdraft* sono sempre associati a massimi di pressione (in quanto l'aria discendente è più fredda e quindi più pesante). La presenza di un mesociclone è comunque una caratteristica neces-



**Figura 3.8:** Zoom della simulazione di MOLOCH alle 14:00 UTC del 19 set 2021 con passo di griglia 500 m sulla supercella in Lombardia (a sinistra) e in Veneto (a destra); il dominio graficato è un quadrato 25x25 km centrato sulle supercelle; (a) e (b) UH in  $m^2s^{-2}$ , (c) e (d) pressione al suolo in hPa, (e) e (f) CAPE in  $Jkg^{-1}$ .



**Figura 3.9:** Zoom della simulazione di MOLOCH alle 14:00 UTC del 19 set 2021 con passo di griglia 500 m sulla supercella in Lombardia (a sinistra) e in Veneto (a destra); il dominio graficato è un quadrato 25x25 km centrato sulle supercelle; (a) e (b) vorticità verticale in  $10^{-4}s^{-1}$  a 950 hPa, (c) e (d) vorticità verticale in  $10^{-4}s^{-1}$  a 850 hPa, (e) e (f) velocità verticale in  $ms^{-1}$  a 850 hPa (i numeri sono i valori massimi e minimi relativi).

saria delle supercelle, che MOLOCH sembra aver correttamente riprodotto. Analizzando il campo del CAPE simulato in questo dominio ristretto in Figura 3.8e e f si osserva che in entrambi i casi i massimi sono collocati nel settore sud-est del dominio, dove è presente la corrente di *inflow*, mentre i valori più bassi si localizzano nel settore a nord-ovest dove è presente il *downdraft*. Nella diagonale sud-est/nord-ovest è presente in entrambi i casi un forte gradiente della forza di galleggiamento. Si osserva inoltre che per la supercella in Veneto (Figura 3.8f) il CAPE simulato è più alto (fino a  $2500 \text{ Jkg}^{-1}$ ), mentre la supercella in Lombardia ha a disposizione al più  $2000 \text{ Jkg}^{-1}$ . Il maggior CAPE simulato nella supercella in Veneto si ritiene essere la causa principale della maggior intensità simulata di questo temporale, così come già osservato nelle immagini radar in Figura 3.7 e come si vedrà in seguito nelle velocità verticali (Figura 3.9e e f).

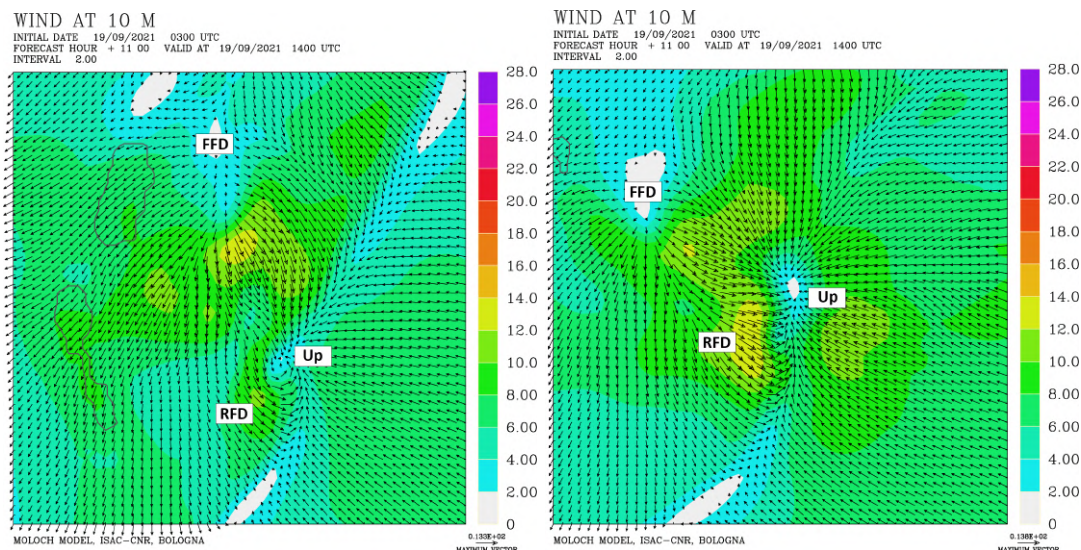
E' interessante studiare anche il campo orizzontale di vorticità verticale negli strati più prossimi al suolo. In Figura 3.9a e b è rappresentata la vorticità verticale a 950 hPa, mentre in c e d la medesima quantità è rappresentata alla quota di 850 hPa. Si osserva come sia per la supercella in Veneto che per la supercella in Lombardia MOLOCH simuli un forte centro di rotazione alla quota di 950 hPa (vorticità verticale maggiore di  $0.01 \text{ s}^{-1}$ ), che denota un mesociclone ben strutturato anche negli strati più vicini al suolo. Ciò non è sufficiente per affermare che MOLOCH simuli un tornado (la vorticità verticale simulata dovrebbe essere due ordini di grandezza più alta): dato che la dimensione media di un tornado è dell'ordine di poche centinaia di metri si capisce che una simulazione con griglia di 500 m è insufficiente per una simulazione diretta di questi fenomeni. Oltre al centro di rotazione ciclonica, si osserva la presenza di un centro di rotazione anticiclonica più debole e associabile al *downdraft*.

Alla quota di 850 hPa, si osserva come il centro di rotazione non è più singolo, ma ci sono più centri di rotazione ciclonica e anticiclonica. In modulo, il centro di rotazione ciclonica rimane della stessa intensità di quello a 950 hPa, mentre il centro anticiclonico è più forte e di modulo confrontabile con quello ciclonico.

In Figura 3.9e e f sono infine rappresentate le velocità verticali a 850 hPa. Si osserva come la supercella in Veneto sia più intensa rispetto a quella in Lombardia, con le velocità verticali nel primo caso di  $15 \text{ ms}^{-1}$  e nel secondo di  $12 \text{ ms}^{-1}$ . Inoltre l'*updraft* del temporale in Veneto è decisamente più esteso rispetto a quello in Lombardia. Come sottolineato precedentemente, si ritiene che questa differenza sia dovuto alla diversa quantità di CAPE disponibile nei due casi.

In Figura 3.10 è rappresentato il vento a 10 m. E' utile confrontare queste mappe con lo schema teorico di Lemon e Doswell III (1979) riportato in Figura 1.1. Per favorire l'analogia sono stati indicati in mappa gli stessi acronimi da loro usati. Si osserva chiaramente in entrambe le mappe la rotazione ciclonica del vento attorno all'*updraft* (denotato con *Up*), dove è presente un forte centro di convergenza. Si evidenziano chiaramente inoltre le regioni di forte divergenza associate al *downdraft* principale (FFD), a nord-ovest rispetto all'*updraft*. Nel bordo sud-occidentale dell'*updraft* si individua inoltre un massimo della corrente discendente dovuto verosimilmente alla corrente di RFD che si sta avvolgendo attorno alla corrente ascendente. A sud-est dell'*updraft* invece si individua la corrente di *inflow* che alimenta il temporale. Infine, si individuano due regioni di convergenza del vento, a sud dell'*updraft* tra RFD e *inflow* (pseudo-fronte freddo) e a nord-est dell'*updraft* tra FFD e *inflow* (pseudo-fronte caldo). MOLOCH riesce dunque a riprodurre in modo molto realistico la struttura teorica delle supercelle e questo è verificato sia per la supercella in Veneto che per quella in Lombardia.

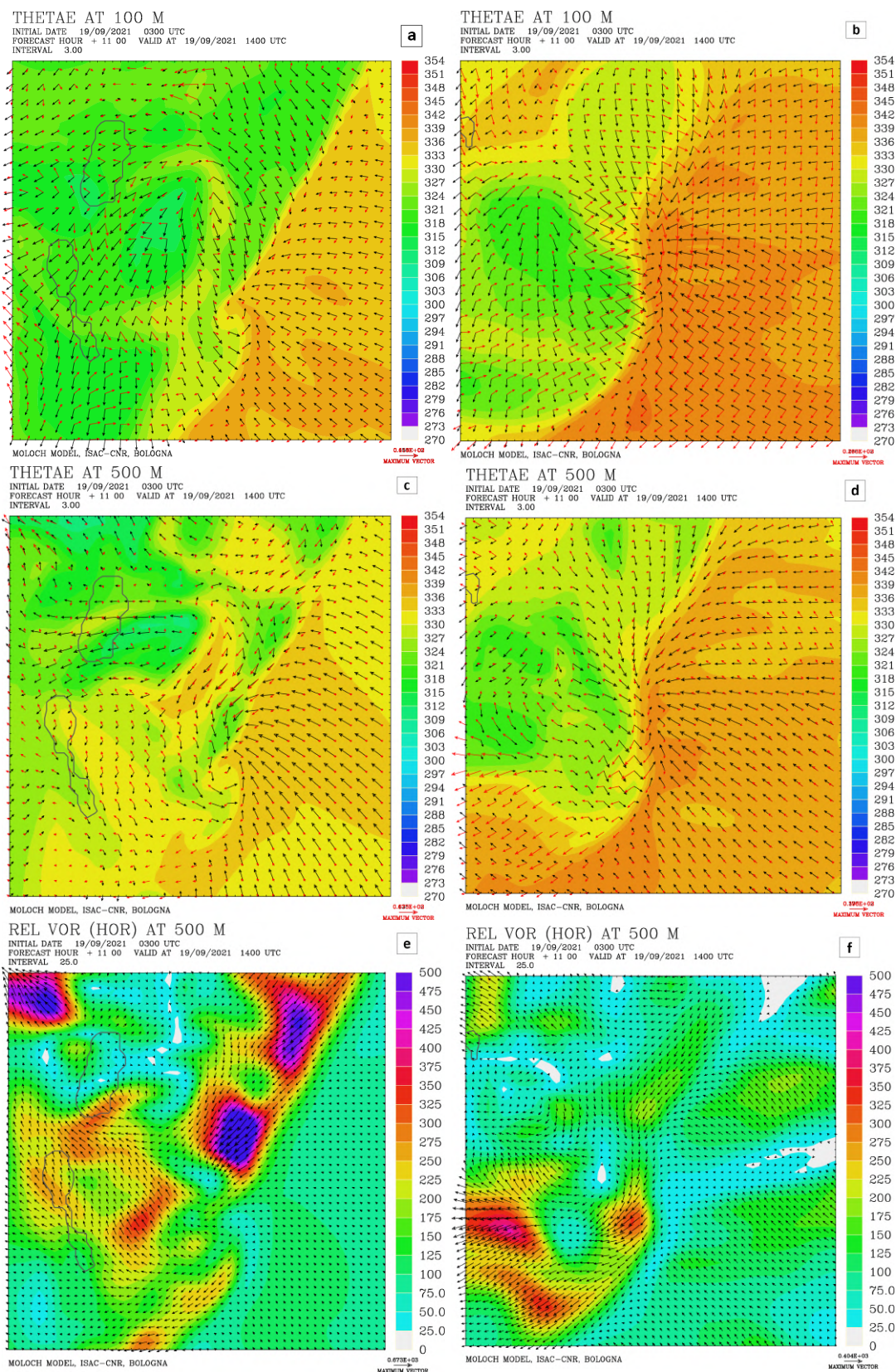
Nel Capitolo 1 è stato dimostrato come la vorticità verticale in una supercella si generi



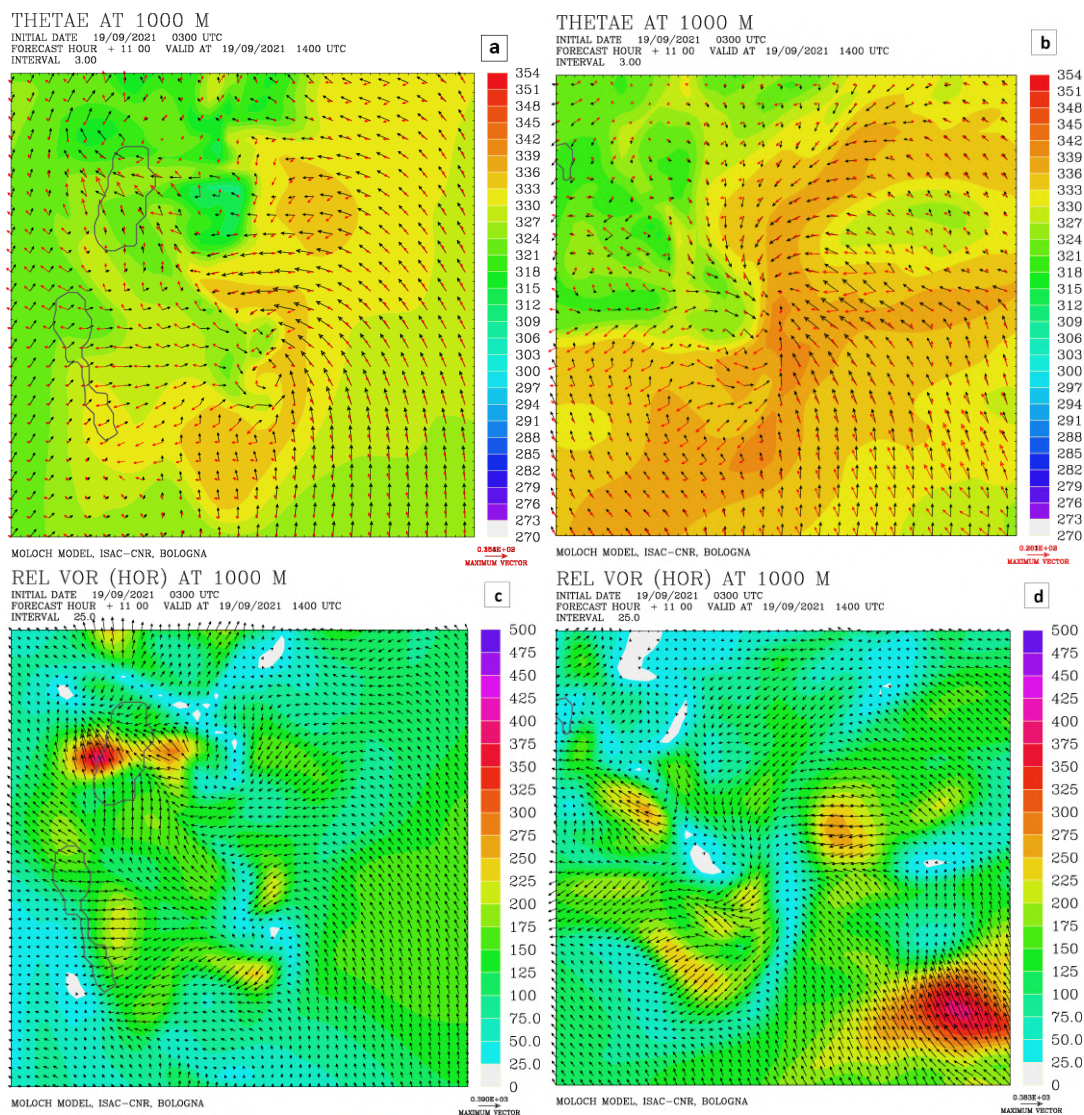
**Figura 3.10:** Zoom della simulazione di MOLOCH alle 14:00 UTC del 19 set 2021 con passo di griglia 500 m sulla supercella in Lombardia (a sinistra) e in Veneto (a destra); il dominio graficato è un quadrato 25x25 km centrato sulle supercelle; vento a 10 m. Le scritte FFD e RFD denotano le correnti discendenti tipiche delle supercelle, mentre la scritta Up denota l’updraft.

attraverso due meccanismi: ai medi livelli principalmente per *tilting* verticale di vorticità orizzontale generata dal *windshear*, mentre nei bassi livelli per *tilting* verticale di vorticità orizzontale associata ai gradienti di forza di galleggiamento. Inoltre è stata discussa l’importanza di avere vorticità *streamwise* piuttosto che *crosswise*. E’ interessante dunque studiare anche il campo di vorticità orizzontale in prossimità delle supercelle, per comprendere quale sia la sorgente principale di vorticità. Per fare ciò è stata creata una mappa composita (Figura 3.11a,b,c,d), in cui si mostrano il campo di temperatura potenziale equivalente (colori), il vento (vettori neri) e la vorticità orizzontale (vettori rossi). Per avere un’idea più chiara anche del modulo della vorticità orizzontale, in Figura 3.11e,f è rappresentata solo la vorticità orizzontale (i colori per il modulo, i vettori per verso e direzione). In Figura 3.11 a e b la mappa composita è stata generata per la quota di 100 m dal suolo. Si osserva come in Veneto (3.11b) il settore dell’*inflow* sia caratterizzato da valori più alti di *theta-e*. Ciò è coerente con le osservazioni precedenti per cui la supercella veneta è immersa in un’ambiente più instabile rispetto a quella lombarda. Inoltre si osserva come i *downdraft* nel caso lombardo siano caratterizzati da valori più bassi di *theta-e*: ciò determina un gradiente di temperatura potenziale equivalente decisamente più marcato in Lombardia rispetto al Veneto. Il motivo per cui la *theta-e* nei *downdraft* è più bassa in Lombardia piuttosto che in Veneto è probabilmente dovuto al fatto che questo temporale è più vicino al centro del *cut-off low* in quota (Figura 3.2), per cui le correnti discendenti trasportano al suolo masse d’aria più fredde e verosimilmente anche più secche, data l’avvezione secca verso il nord-ovest osservata in Figura 3.4.

Salendo di quota a 500 m (Figura 3.11c e d) si osserva come i gradienti di *theta-e* si attenuino, ma soprattutto come compaia un settore a nord-est rispetto all’*updraft* con elevata vorticità *streamwise* (si osservi l’allineamento dei vettori vento e vorticità). Studiando il modulo di questa vorticità (Figura 3.11e e f) si osserva come in Lombardia questa assuma valori molto alti, maggiori di  $0.05 \text{ s}^{-1}$ , mentre in Veneto abbia valori decisamente più bassi su questo settore (inferiori a  $0.02 \text{ s}^{-1}$ ). Inoltre, confrontando queste immagini con quelle in Figura 3.11a e b si osserva che la vorticità *streamwise* è disposta nello stesso settore



**Figura 3.11:** Zoom della simulazione di MOLOCH alle 14:00 UTC del 19 set 2021 con passo di griglia 500 m sulla supercella in Lombardia (a sinistra) e in Veneto (a destra); il dominio graficato è un quadrato 25x25 km centrato sulle supercelle; (a), (b), (c) e (d) theta-e (colori) vento (vettori neri) e vorticità orizzontale (vettori rossi), (e) e (f) vorticità orizzontale in  $10^{-4}s^{-1}$ . (a) e (b) sono riferite alla quota di 100 m, (c),(d), (e) e (f) alla quota di 500 m.



**Figura 3.12:** Zoom della simulazione di MOLOCH alle 14:00 UTC del 19 set 2021 con passo di griglia 500 m sulla supercella in Lombardia (a sinistra) e in Veneto (a destra); il dominio graficato è un quadrato 25x25 km centrato sulle supercelle; (a) e (b), theta-e (colori) vento (vettori neri) e vorticità orizzontale (vettori rossi), (c) e (d) vorticità orizzontale in  $10^{-4} s^{-1}$ . Tutte le mappe sono riferite alla quota di 1000 m.

dove c'è forte gradiente della forza di galleggiamento, parallelo a esso e con il settore con maggior forza di galleggiamento a sinistra rispetto alla vorticità. Questo è esattamente ciò che si attende da equazione (1.13): il gradiente di forza di galleggiamento genera vorticità orizzontale ortogonale al gradiente stesso. Inoltre questo risultato è concorde con quanto trovato da Rotunno e Klemp (1985) in Figura 1.7. MOLOCH dunque riesce a descrivere correttamente anche questa caratteristica tipica delle supercelle. Inoltre, il fatto che questo meccanismo sembri funzionare in modo più efficiente in Lombardia rispetto che in Veneto può essere uno dei motivi per cui in Lombardia si sono sviluppati tornado mentre in Veneto no. La produzione baroclina di vorticità funziona meglio in Lombardia perchè qui il gradiente di forza di galleggiamento è più forte, in quanto più vicina al *cut-off low* in quota e all'intrusione secca nella media troposfera. Maggiore vorticità baroclina prossima al suolo induce verosimilmente un mesociclone più intenso nei bassi strati, capace più facilmente di generare tornado.



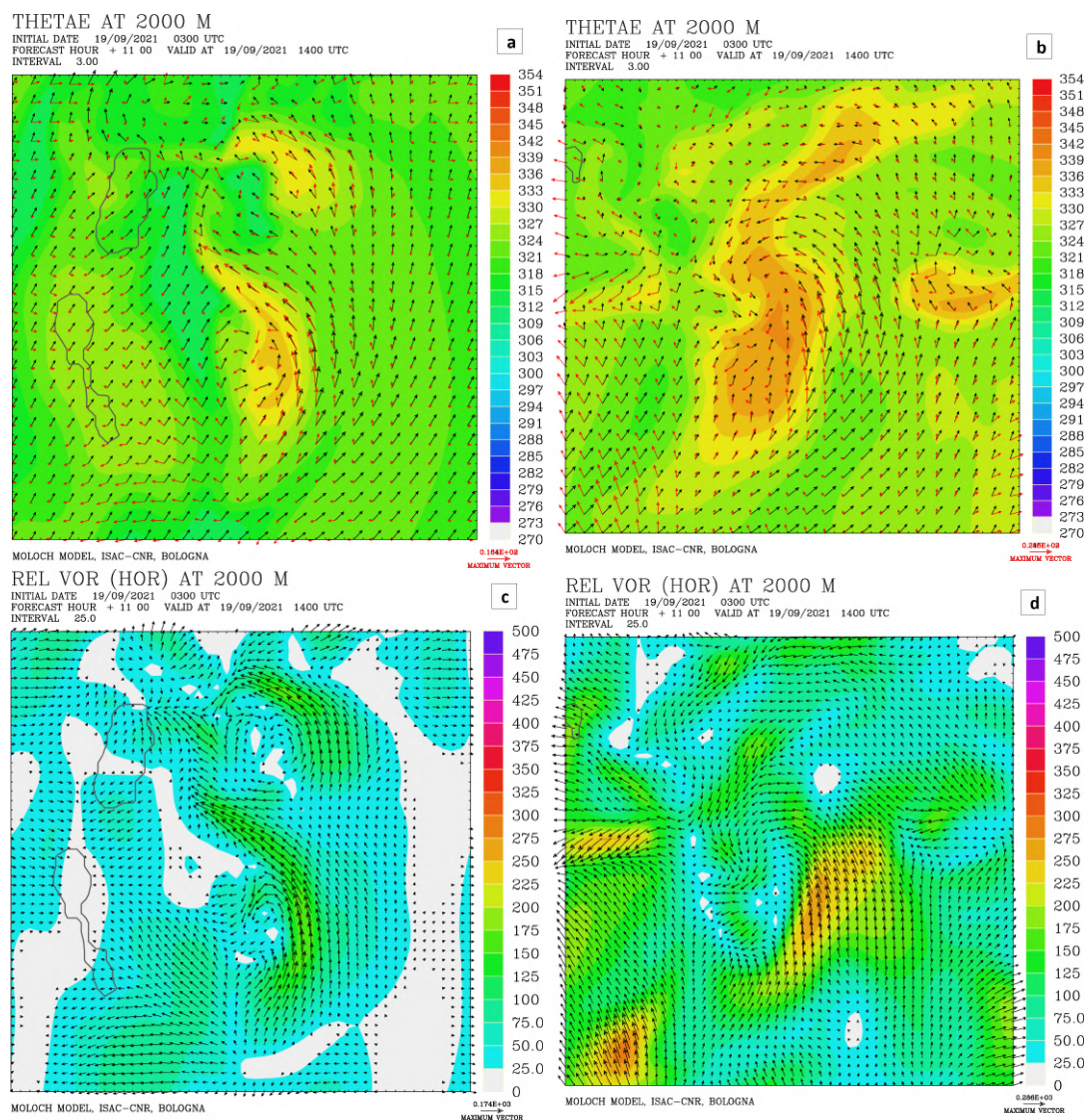


Figura 3.13: Come in Figura 3.12, ma alla quota di 2000 m.

In Figura 3.12 sono riportate le stesse mappe di vorticità orizzontale di Figura 3.11, ma alla quota di 1000 m anziché di 500 m. Si osserva che il flusso di vorticità baroclina discusso per la quota di 500 m qui non è presente in quanto i gradienti di forza di galleggiamento sono molto meno netti. Tuttavia si osserva comparire un nuovo settore caratterizzato da vorticità *streamwise*, a sud-est rispetto al temporale. Il modulo della vorticità orizzontale è dell'ordine di  $0.02 \text{ s}^{-1}$  in Lombardia e di  $0.04 \text{ s}^{-1}$  in Veneto. La causa di questo contributo di vorticità orizzontale verrà discussa con dettaglio nei capitoli successivi, quando si andrà ad analizzare la mesoscala atmosferica.

Infine, salendo ulteriormente di quota a 2000 m (Figura 3.13) si osserva come i gradienti di *theta-e* prossimi al suolo siano stati sostituiti da una singola area centrale con elevati valori di *theta-e* corrispondenti alla zona di *updraft* del temporale. Questo cambio notevole di fisionomia del campo di temperatura potenziale equivalente suggerisce che si è usciti dallo strato di *inflow* e che dunque l'atmosfera attorno all'*updraft* non lo alimenti: da questa quota in poi diventa dunque meno interessante studiare le caratteristiche delle masse

d'aria circostanti le supercelle con questo tipo di immagini composite. Si osserva inoltre come in modulo i valori di vorticità orizzontale siano significativamente più bassi rispetto alle quote inferiori, in particolare in Lombardia. In Veneto invece potrebbe ancora essere attivo un trasporto di vorticità *streamwise* verso l'*updraft*, seppur il contributo principale sia probabilmente collocato a quote più basse.

In conclusione MOLOCH riproduce correttamente le caratteristiche tipiche delle supercelle, con una buona concordanza con i modelli teorici.

Inoltre, dal confronto tra la supercella lombarda e quella veneta sembra che la principale sorgente di vorticità in Lombardia sia collocata nel primo chilometro di quota e che sia generata da meccanismi baroclini nel settore a nord-est del temporale. Nella supercella veneta invece la sorgente principale di vorticità potrebbe essere collocata un po' più alto, tra il primo e il secondo chilometro di quota. Come suggerito precedentemente questa differenza tra le due potrebbe essere un motivo per cui i tornado si siano sviluppati alla base della supercella lombarda e non alla base della supercella veneta.

## Capitolo 4

# Analisi alla mesoscala atmosferica

Nel capitolo precedente sono state analizzate nel dettaglio le caratteristiche delle supercelle simulate da MOLOCH in Lombardia e Veneto ed è stata verificata la capacità del modello di riprodurre correttamente questi fenomeni. Nel presente capitolo si utilizzeranno le simulazioni numeriche ad altissima risoluzione di MOLOCH per analizzare la situazione atmosferica alla mesoscala, dunque alla scala della Pianura Padana, allo scopo di comprendere i motivi per cui sia stato possibile lo sviluppo di temporali così severi.

Il capitolo è organizzato in modo tale da esplorare separatamente i tre ingredienti fondamentali per lo sviluppo di supercelle: innesco della convezione, instabilità atmosferica e vorticità ambientale.

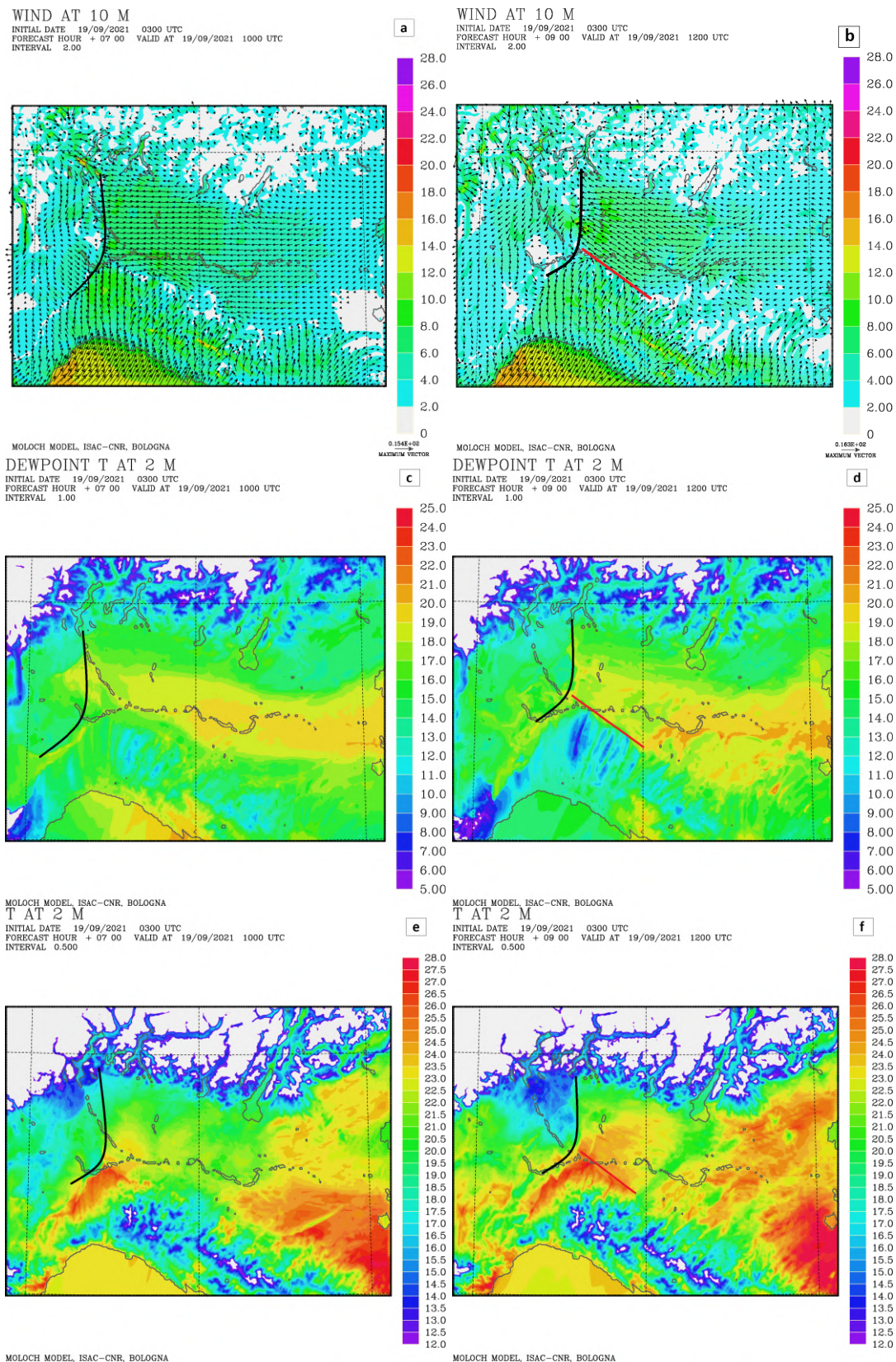
### 4.1 Innesco della convezione

Da un'attenta analisi, il meccanismo d'innesco dei temporali in Piemonte e Lombardia risulta molto diverso rispetto a quello responsabile dei fenomeni in Emilia Romagna e Veneto. Per tale ragione questo aspetto è trattato separatamente per le due aree, nelle prossime due sezioni

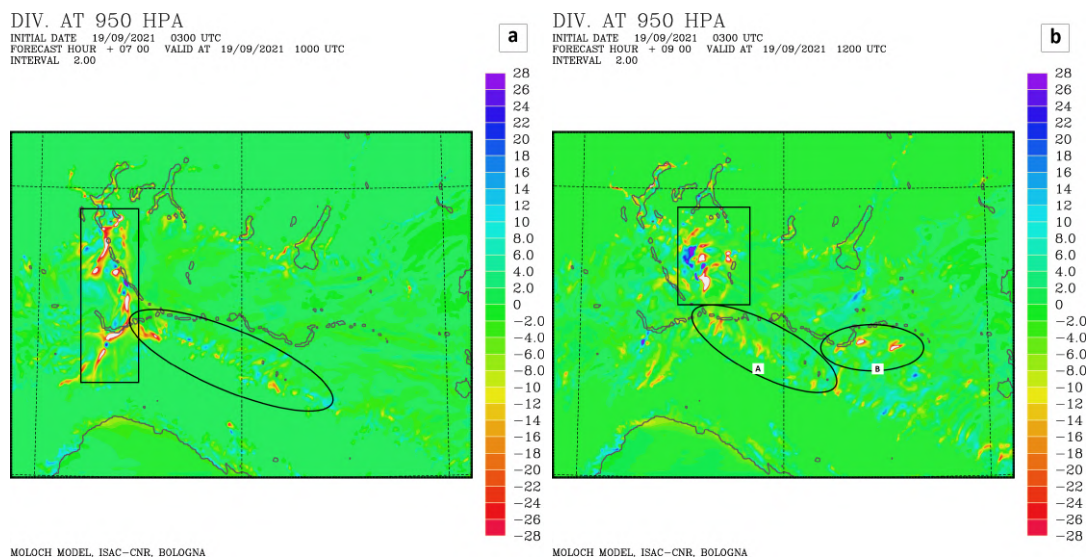
#### 4.1.1 Piemonte e Lombardia

Dall'analisi delle immagini radar (Figura 2.4) si era osservato come inizialmente fosse presente un MCS tra alto Piemonte e alta Lombardia tra le 8:00 e le 9:00 UTC, a cui è seguito il rapido sviluppo di una multicella lineare sulla pianura tra le 10:00 e le 11:00 UTC. Mentre l'innesco sulla fascia pedemontana (che ha generato l'MCS) è avvenuto già nella notte probabilmente per il sollevamento orografico di un flusso sud-orientale nei bassi strati, in aperta pianura è stato necessario attendere l'arrivo del fronte freddo al suolo in tarda mattinata e l'aumento dell'irraggiamento per sviluppare la convezione profonda.

Come era stato osservato in sezione 3.3 dal confronto di Figura 2.4 e Figura 3.6, si ritiene che MOLOCH abbia simulato correttamente la dinamica di questa fase. In Figura 4.1 sono riportati alcuni campi simulati da MOLOCH alle 10:00 e alle 12:00 UTC. Con una linea nera è stato evidenziata la posizione del fronte freddo al suolo, caratterizzato dalla rotazione del vento da sud e sud-est a nord, da un calo della temperatura di rugiada (da 18°C a 13°C circa) e da un calo di temperatura (da 23°C a 18 °C circa). In corrispondenza del fronte freddo al suolo è presente un vasto settore con forte convergenza, come evidenziato in Figura 4.2a all'interno del rettangolo. Confrontando Figura 4.1 con Figura 3.6 si evince come la multicella lineare simulata da MOLOCH si collochi nella stessa posizione del fronte freddo al suolo, motivo per cui si ritiene molto probabile che l'innesco della convezione in questo caso sia opera del fronte.



**Figura 4.1:** Simulazioni di MOLOCH alle 10:00 UTC (sinistra) e alle 12:00 UTC (destra) del 19 set 2021; (a) e (b) vento a 10 m; (c) e (d) temperatura di rugiada a 2 m; (e) e (f) temperatura a 2 m. Con la linea nera è rappresentata la posizione del fronte freddo, con la linea rossa la *dry line* associata alle correnti in discesa dall'Appennino.



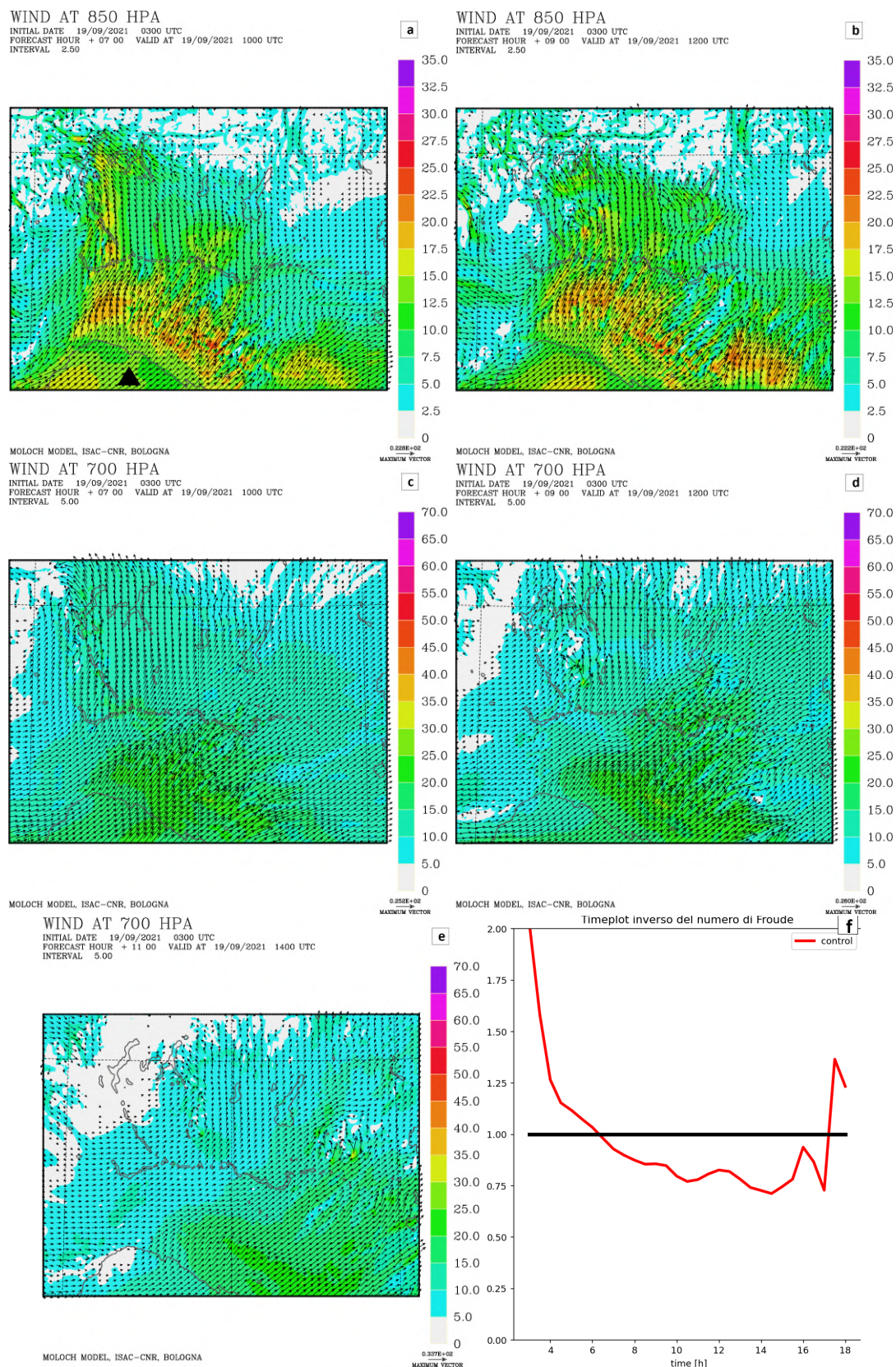
**Figura 4.2:** Divergenza del vento a 950 hPa simulata da MOLOCH rispettivamente alle 10:00 UTC (a) e alle 12:00 UTC (b) il 19 set 2021. La scala è in  $10^{-4} s^{-1}$ . Con un rettangolo è evidenziato il settore di convergenza generato dal fronte freddo al suolo, con un'ellisse la convergenza generata dalla *dry line*: in (b) è evidenziata con l'ellisse A la convergenza della *dry line* e con B la convergenza generata dal flusso sud-occidentale non secco.

Osservando l'evoluzione dalle 10:00 alle 12:00 UTC in Figura 4.1, si nota che il fronte freddo sia avanzato in direzione est, mantenendo le stesse caratteristiche: alle 12:00 UTC, MOLOCH inizia a simulare la supercella in Lombardia (Figura 3.6), in corrispondenza del fronte freddo. Non è ugualmente chiaro dalle osservazioni se la supercella si sia effettivamente sviluppata in corrispondenza del fronte, il quale si trovava comunque non più lontano di 30 km (Figura 2.11).

In Figura 4.1**b,d,f** è anche indicata con una linea rossa la posizione della *dry line* sottovento agli Appennini simulata da MOLOCH: essa è caratterizzata da una convergenza al suolo (ellisse A in Figura 4.2b) tra un flusso sud-occidentale caldo e secco (temperatura di circa 26°C e temperatura di rugiada inferiore a 10°C) e da un flusso sud-orientale umido (caratterizzato da temperatura di rugiada attorno a 18°/20°C) e più fresco (temperatura di circa 24°C). Le *dry line* sono una tipica fonte di innesco per la convezione (Bechis et al., 2022), tuttavia in questo caso non sembra che la *dry line* sia stata la causa dell'innesco dei temporali piemontesi-lombardi. Confrontando infatti Figura 4.1 con Figura 3.6**b** si osserva come i temporali simulati da MOLOCH siano collocati sulla medio-alta pianura lombarda (ellisse denotata con L in Fig. 3.6**b**), allineati al fronte freddo. La *dry line* invece è posizionata tra pavese e pianura emiliana, dove tuttavia non sono simulate celle (né sono simulate delle celle sulla bassa pianura lombarda). Lo stesso fatto emerge dalle osservazioni, confrontando le Figure 2.4, 2.5 con 2.11. La convezione sulla Lombardia dunque sembra innescata quasi esclusivamente dal fronte freddo, mentre la *dry line* non sembra aver avuto un ruolo in tal senso. Quest'ipotesi sarà poi confermata in un apposito test di *sensitivity* discusso nel capitolo 5.

#### 4.1.2 Emilia Romagna e Veneto

Oltre ai temporali tra Piemonte e Lombardia, è stato precedentemente osservato che si sono sviluppate altre celle intense anche tra Emilia Romagna e Veneto. In questo caso il motivo dell'innesco è meno evidente: non è infatti attribuibile al fronte freddo, in quanto questo tra le 12:00 e 13:00 UTC si trovava un centinaio di chilometri più a ovest rispetto



**Figura 4.3:** (a) e (b) vento a 850 hPa rispettivamente alle 10:00 e 12:00 UTC del 19 set 2021 simulato da MOLOCH; (c), (d) e (e) vento a 700 hPa rispettivamente alle 10:00, 12:00 e 14:00 UTC; in (f) è rappresentato con una linea rossa l'evoluzione temporale dell'inverso del numero di Froude per il punto indicato con un triangolo nero in (a): la linea nera indica il valore di riferimento pari a 1.

al settore d'innescò. Non è neppure attribuibile alla *dry line* appenninica, in quanto da Figura 4.1*b,d,f* questa si trovava alle 12:00 UTC tra pavese e piacentino, mentre l'innescò è avvenuto più a est, tra modenese e reggiano.

Siccome la presenza di orografia, in questo caso degli Appennini, è spesso associata allo sviluppo di convezione e precipitazioni, sia sopravvento che sottovento, si prova a indagare se essa possa aver avuto un ruolo in questo caso. Si è deciso quindi innanzitutto di calcolare il numero di Froude caratterizzante il flusso sud-occidentale che impattava dal Mar Ligure sull'Appennino. Il numero di Froude è definito come:

$$Fr = \frac{U(z)}{N(z)h} \quad (4.1)$$

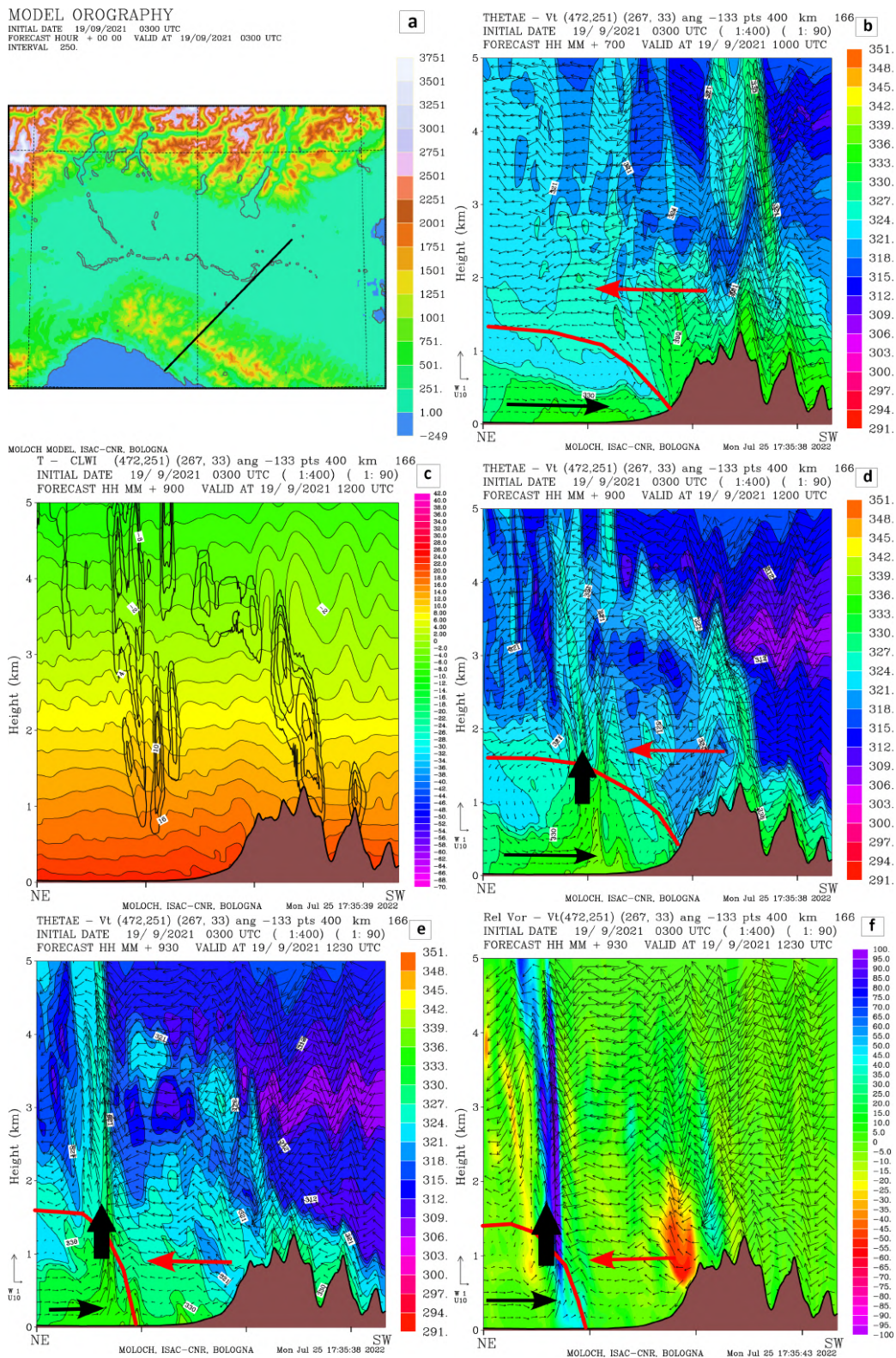
dove  $U(z)$  è il vento ortogonale alla montagna,  $h$  l'altezza significativa della montagna e  $N(z)$  la frequenza di Brunt-Väisälä:

$$N(z) = \sqrt{\frac{g}{\theta_v} \frac{d\theta_v}{dz}} \quad (4.2)$$

dove  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $\theta_v$  la temperatura potenziale virtuale e  $z$  la coordinata verticale. Il numero di Froude è un numero adimensionale definito come il rapporto tra le forze inerziali e le forze gravitazionali agenti su un fluido: se è molto maggiore di 1 indica un'avvezione più forte della stratificazione stabile e dunque il regime di flusso è del tipo *flow-over*, ossia il flusso valica la montagna. Viceversa nel caso di numero di Froude molto inferiore a 1 il regime sarà del tipo *flow-blocking* e quindi il flusso resta bloccato sopravvento e cercherà di transitare ai lati dell'ostacolo orografico.

In Figura 4.3*f* è riportata l'evoluzione temporale dell'inverso del numero di Froude calcolato nel punto sul Mar Ligure indicato con un triangolo nero in Figura 4.3*a*. L'inverso del numero di Froude è stato calcolato mediando i valori di vento e frequenza di Brunt-Väisälä simulati per ogni livello verticale di MOLOCH al di sotto della quota di 1500 m, scelta come rappresentativa dell'altezza degli Appennini: per il calcolo è stato utilizzato il modulo del vento in quanto come si vede in Figura 4.3*a* questo è approssimativamente ortogonale all'Appennino. Si osserva come nelle prime ore delle simulazione il regime di flusso sia del tipo *flow-blocking*, mentre attorno alle 8:00 UTC l'inverso del numero di Froude passa sotto il valore di riferimento pari ad 1, seppur non di molto: in mattinata dunque c'è stato un cambio di regime da *flow-blocking* a un regime meno definito, tendente al *flow-over*. Il motivo del cambio di regime di flusso è attribuibile all'intensificarsi dell'avvezione da sud-ovest sul Mar Ligure. Gli effetti sono evidenti confrontando Figura 4.3*a* e Figura 4.3*b* in cui si vede come sulla pianura lombarda e romagnola ci sia un'intensificazione del vento da sud-ovest passando dalle 10:00 alle 12:00 UTC. L'intensificazione del flusso nei bassi strati è presente anche alla quota di 700 hPa: in Figura 4.3*c,d,e* si osserva il transito di un massimo del vento dal Mar Ligure alla Romagna, passando per gli Appennini Settentrionali.

Il cambio di regime di flusso potrebbe essere un motivo per l'innescò della convezione in Emilia. Per approfondire questo aspetto è stata analizzata una sezione verticale di atmosfera da sud-ovest a nord-est attraverso l'Appennino, nella posizione indicata dalla linea nera in Figura 4.4*a*: la sezione è stata scelta in modo tale da sovrapporsi alla traiettoria della cella più intensa che si è sviluppata in Emilia e che poi è transitata in Veneto. In Figura 4.4*b,d* ed *e* sono rappresentati i vettori tangenti alla sezione e la temperatura potenziale equivalente. In Figura 4.4*b*, alle 10:00 UTC si osserva un debole flusso orientale sulla pianura emiliana (porzione in basso a sinistra della sezione), caratterizzato da temperatura potenziale equivalente maggiore di 330 K; dalla Figura 4.1*a,c* si evince che questo



**Figura 4.4:** (a) Orografia del modello MOLOCH e sezione verticale mostrata nei pannelli successivi; (b) vento tangente e temperatura potenziale equivalente lungo la sezione indicata in (a) alle 10:00 UTC del 19 set 2021; (c) temperatura e contenuto di acqua e ghiaccio di nube (contour) alle 12:00 UTC; (d) come (b) ma alle 12:00 UTC; (e) come (b) ma alle 12:30 UTC; (f) vento tangente e componente verticale della vorticità (colori, scala in  $10^{-4} s^{-1}$ ). La freccia rossa evidenzia il flusso da sud-ovest che scavalca l'Appennino, la freccia nera il flusso orientale vicino al suolo, la freccia nera spessa l'*updraft*. La linea rossa evidenzia la zona di convergenza tra i due suddetti flussi.

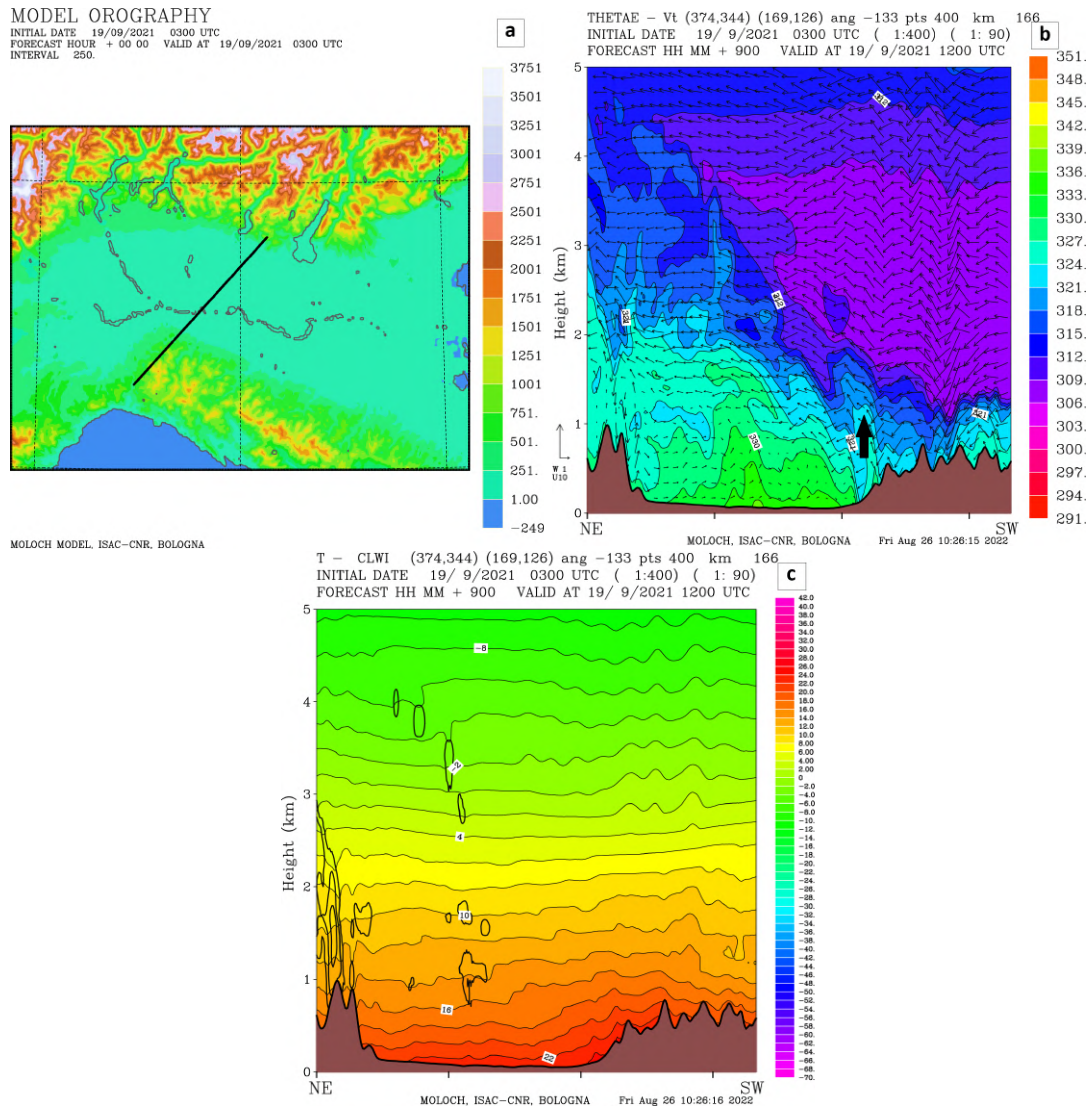


flusso proviene dalla costa adriatica. Sull'Appennino invece è presente un forte flusso da sud-ovest che sottovento resta sopra il primo chilometro di quota sulla pianura emiliana, scorrendo sopra le correnti dall'Adriatico appena descritte. Alle 12:00 UTC (Figura 4.4d), mentre il flusso orientale trasporta masse d'aria caratterizzate da elevata  $\theta_e$  sulla pianura emiliana verso l'Appennino, il flusso sud-occidentale inizia a scendere dall'Appennino (coerentemente con la transizione a regime di *flow-over*), inizia a diventare più secco in quota e a raggiungere gli strati più vicini al suolo verso la pianura. Questo comporta una convergenza con il flusso orientale che diventa progressivamente più decisa e porta allo sviluppo dell'*updraft* (evidenziato dalla freccia nera spessa). In Figura 4.2b è stato evidenziato con l'ellisse B il settore di convergenza che si è generato in questo istante temporale. Si osserva in Figura 4.4c che le due masse d'aria convergenti non sembrano avere grandi differenze termiche. In Figura 4.4e, alle 12:30 UTC è ormai pienamente sviluppato l'*updraft*, caratterizzato da intensa vorticità verticale (4.4f), dunque probabilmente il sistema temporalesco è già una supercella.

In Figura 4.4e si osserva inoltre come sulla pedemontana emiliana il vento sia ruotato pienamente da sud-ovest, come conseguenza dell'avvenuto cambio del regime di flusso. Al cambio di direzione tuttavia non è associato un calo deciso di  $\theta_e$ , probabilmente perchè il flusso da sud-ovest non riesce a trasportare al suolo la massa d'aria più secca in quota. In Figura 3.4 si vede che il flusso secco proveniente dalla Spagna interessa principalmente la Liguria ma non la Toscana: quindi, come mostrato in Figura 4.1d, alle 12:00 UTC la temperatura di rugiada cala sul Mar Ligure, ma non sulla costa toscana. Come conseguenza il flusso da sud-ovest che scavalca l'Appennino trasporta aria secca al suolo tra piacentino e pavese dove si forma la *dry line*, ma non più a est sull'Emilia Romagna.

Si è detto in precedenza che le *dry line* possono essere un tipico meccanismo di innesco della convezione (Bechis et al., 2022). Nel giorno analizzato la convezione si è innescata tramite i meccanismi precedentemente descritti (fronte freddo e convergenza di venti), ma non a causa della *dry line* presente tra piacentino e pavese. E' interessante dunque approfondire perchè in questo caso la *dry line* non sia stata una causa di innesco della convezione: a questo aspetto si dedica il prossimo paragrafo.

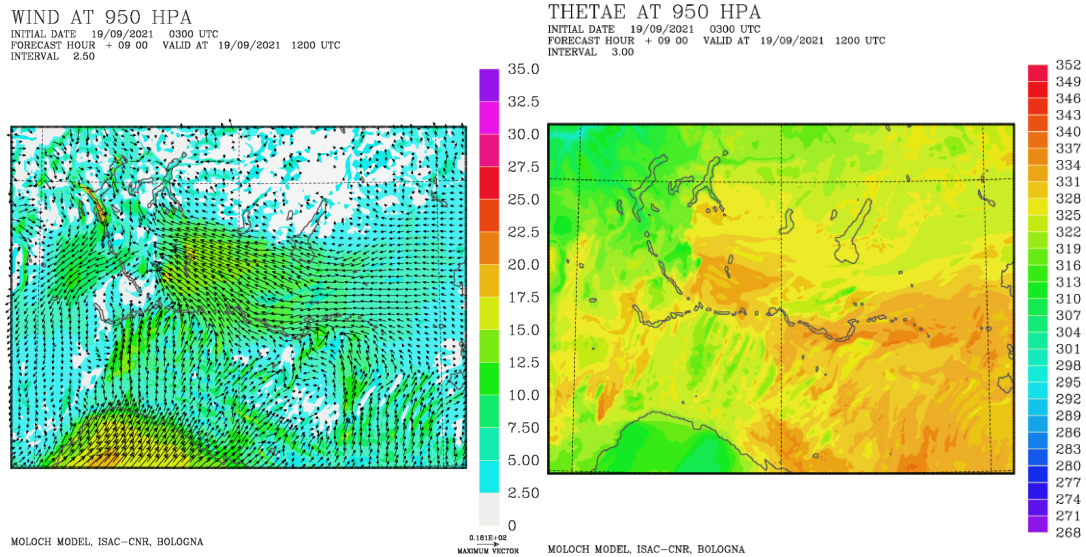
Nella zona dove si forma la *dry line*, non viene simulato l'innescio dei temporali, seppure la situazione sembri abbastanza simile a quanto avviene contemporaneamente sul territorio del modenese/reggiano, e nonostante i contrasti termodinamici siano qui più accentuati (Figura 4.1d ed ellisse A in Figura 4.2b). Per comprendere meglio, è stata analizzata un'altra sezione verticale più a ovest rispetto alla precedente, scelta in modo tale da attraversare la *dry line*: la posizione esatta è riportata in Figura 4.5a. In Figura 4.5b si osserva come sulla Pianura Padana sia presente anche in questo caso una massa d'aria caratterizzata da elevata temperatura potenziale equivalente: a differenza di quanto mostrato in Figura 4.4 si osserva però come il flusso sud-occidentale sia caratterizzato da bassi valori di  $\theta_e$  oltre che in quota anche alla superficie. Nei pressi del suolo, dove il gradiente di  $\theta_e$  è più marcato (ossia dove si colloca la *dry line*), sono presenti dei moti verticali (freccia nera in Figura 4.5b). Tuttavia questi vengono presto dissipati, probabilmente perchè la sovrastante massa d'aria secca da sud-ovest è stabile. Infatti, in Figura 4.6 si osserva come il flusso da sud-ovest è caratterizzato da valori di  $\theta_e$  molto più bassi alla quota di 950 hPa tra pavese e piacentino rispetto che tra modenese e reggiano. Inoltre tra piacentino e pavese tale flusso è associato a valori di CAPE inferiori a  $300 \text{ Jkg}^{-1}$ , mentre più a est esso è associato a valori leggermente superiori a  $600 \text{ Jkg}^{-1}$  (Figura 4.7c). Dai vettori tangenti alla sezione di Figura 4.5b, si osserva come il flusso sud-occidentale tenda a scorrere sopra la massa d'aria in Pianura Padana, anzichè scalarla. Il flusso da sud-ovest inoltre, come si osserva in Figura 4.5c è anche leggermente più caldo rispetto alla massa d'aria in Pianura



**Figura 4.5:** (a) Orografia del modello MOLOCH con indicata la sezione verticale mostrata nei pannelli successivi; (b) vento tangente e temperatura potenziale equivalente lungo la sezione indicata in (a) alle 12:00 UTC del 19 set 2021; (c) temperatura e contenuto di acqua e ghiaccio di nube (contour) alle 12:00 UTC.

Padana, il che potrebbe spiegare il motivo per cui tende a scorrere sopra la massa d'aria più fresca e umida in Pianura Padana. Da queste sezioni dunque si evince che la *dry line*, pur garantendo un principio di sviluppo di moti verticali al suolo, non era sufficiente a generare convezione profonda in questo settore, in quanto la massa d'aria trasportata da sud-ovest era stabile.

Da quest'analisi si ottiene quindi che l'innescò dei temporali in Emilia e Veneto sia una conseguenza del cambio di regime di interazione del flusso dal Mar Ligure con l'orografia appenninica, da *flow-blocking* a *flow-over*. Tale cambio di regime ha determinato la formazione di una convergenza sulla pianura emiliana tra il flusso da sud-ovest che ha scavalcato l'Appennino per riversarsi in pianura e quello pre-esistente orientale umido e instabile: questa convergenza ha innescato lo sviluppo delle celle temporalesche poi evolute in supercelle. Più a ovest l'innescò non è avvenuto lungo la *dry line* in quanto i moti verticali da essa generati erano insufficienti per vincere lo strato stabile generato dall'avvezione



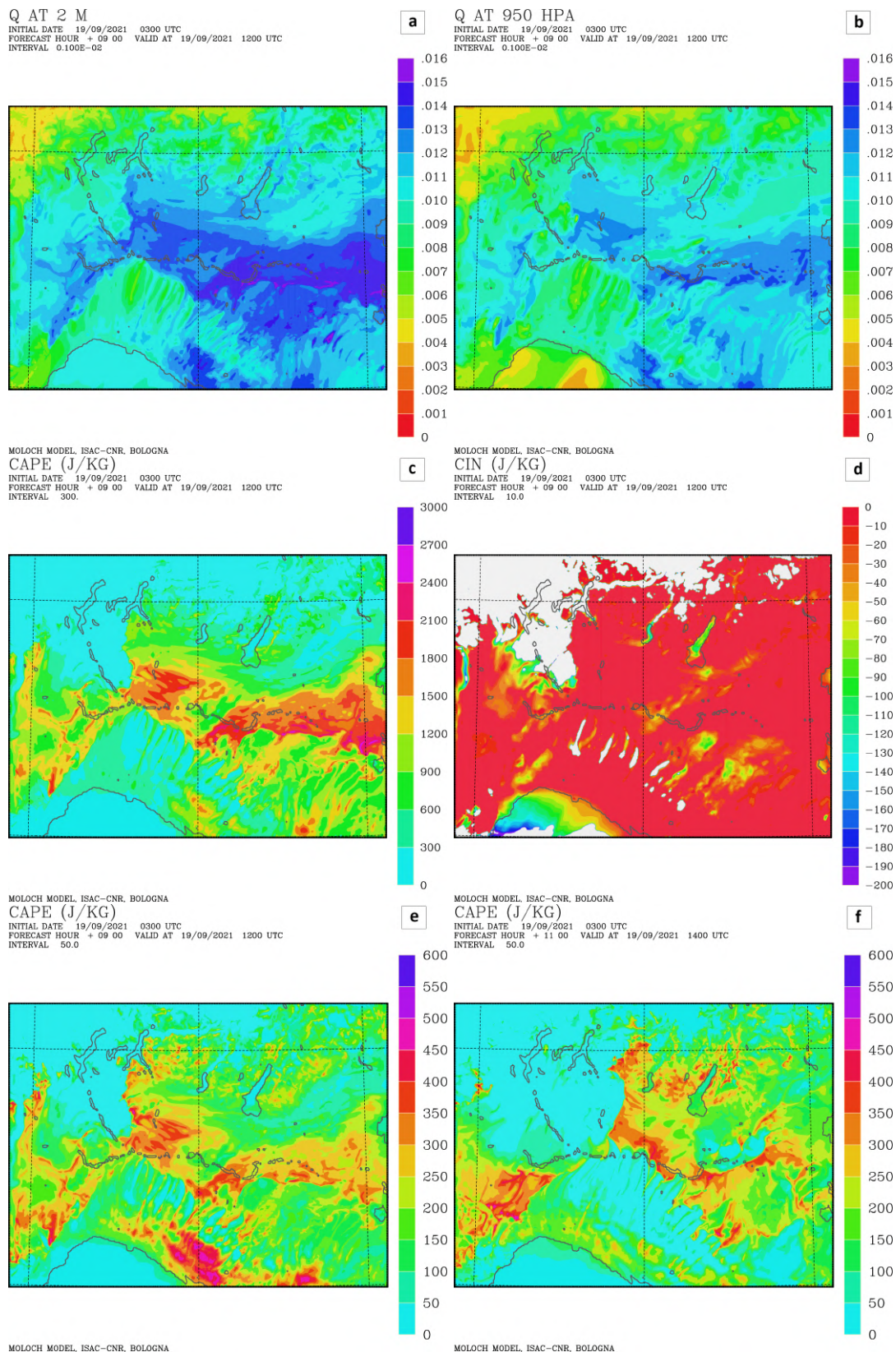
**Figura 4.6:** Vento (sinistra) e temperatura potenziale equivalente (destra) a 950 hPa alle 12 UTC del 19 set 2021 simulato da MOLOCH.

di aria più calda e secca da sud-ovest.

## 4.2 Instabilità atmosferica

In Figura 4.1 si osserva che sulla pianura Padana era presente al suolo un flusso sud-orientale proveniente dal Mar Adriatico, caratterizzato da valori di temperatura di rugiada di circa  $18^{\circ}/20^{\circ}\text{C}$  lungo l'asse del Po, che raggiungeva il fronte freddo sulla pianura lombarda, dove si intensificava. Il flusso si estendeva anche a quote superiori (Figura 4.6 a sinistra) ed era caratterizzato da elevata temperatura potenziale equivalente (Figura 4.4 a destra). La Figura 4.6 a destra mostra il *boundary* termico che si è formato con il fronte freddo sulla pianura lombarda e la *dry line* appenninica tra pavese e piacentino.

Questo flusso sud-orientale trasportava vapore acqueo dal Mar Adriatico verso la pianura lombarda (Figura 4.7a,b). Di conseguenza lungo l'asse del Po l'umidità specifica era di circa  $14 \text{ gkg}^{-1}$ , valore piuttosto alto e sufficiente ad alimentare convezione profonda. In Figura 4.7c è rappresentato il Surface Based CAPE (SB CAPE, definito in appendice A.1). E' ben visibile la lingua di instabilità associata al flusso sud-orientale che dal Mar Adriatico si estende alla pianura lombarda. In Lombardia sono simulati valori di SB CAPE attorno a  $2000 \text{ Jkg}^{-1}$ , mentre sul basso Veneto arrivano fino a  $2400 \text{ Jkg}^{-1}$ . All'elevata instabilità è associata una scarsa inibizione alla convezione: il CIN (Convective INhibition, definito in appendice A.2) simulato (Figura 4.7d) è quasi ovunque in Pianura Padana tra 0 e  $-20 \text{ Jkg}^{-1}$ . E' sufficiente dunque una piccola forzante per innescare la convezione atmosferica. Un altro aspetto molto interessante riguarda il CAPE 0-3 km, ossia il CAPE calcolato nei primi 3 chilometri di quota (vedi A.1). In Figura 4.7e,f si osserva che questo è concentrato in Pianura Padana nel lato umido del fronte freddo e della *dry line* dove raggiunge valori fino a  $400 \text{ Jkg}^{-1}$ , che sono decisamente alti. In prossimità dunque di questi due *boundary* si sono concentrate masse d'aria molto instabili nei pressi della superficie, grazie probabilmente all'accumulo di vapore acqueo a opera del flusso orientale. L'elevata instabilità nei pressi del suolo è uno degli ingredienti per lo sviluppo di tornado: elevata accelerazione verticale vicino al suolo garantisce infatti dall'equazione 1.10 anche il rapido *tilting* e lo



**Figura 4.7:** (a) e (b) umidità specifica rispettivamente a 2 m e a 950 hPa alle 12:00 UTC del 19 set 2021 simulato da MOLOCH; al medesimo orario in (c) e (d) SB CAPE (Surface Based CAPE) e il CIN (scale in  $Jkg^{-1}$ ); (e) e (f) CAPE 0-3 km in  $Jkg^{-1}$  rispettivamente alle 12:00 e 14:00 UTC del 19 set 2021.

*stretching* di vorticità verticale.

Dunque, la situazione dinamica alla mesoscala vedeva un flusso orientale umido e instabile, che trasportava vapore acqueo dal Mar Adriatico alla pianura lombarda nei bassi strati e che sulla pianura lombarda incontrava il fronte freddo, provocandone il rapido sollevamento con conseguente sviluppo di convezione atmosferica profonda. In quota, inoltre, la situazione sinottica garantiva condizioni ideali per la convezione grazie all'entrata del *cut-off low*, associato a un calo delle temperature e alla presenza di un ramo del getto polare con forte divergenza sopra la Lombardia. La situazione dinamica sulla Lombardia era dunque decisamente favorevole a temporali forti e organizzati. In Emilia e Veneto la situazione era comunque favorevole a temporali forti: in questo caso l'innesco è avvenuto sul lato meridionale della lingua instabile, laddove questa ha interagito con il flusso sud-occidentale una volta che esso ha valicato la catena appenninica. Le intense correnti sud-occidentali in quota poi trasportavano le celle all'interno della lingua instabile dove potevano rapidamente intensificarsi.

### 4.3 Vorticità ambientale

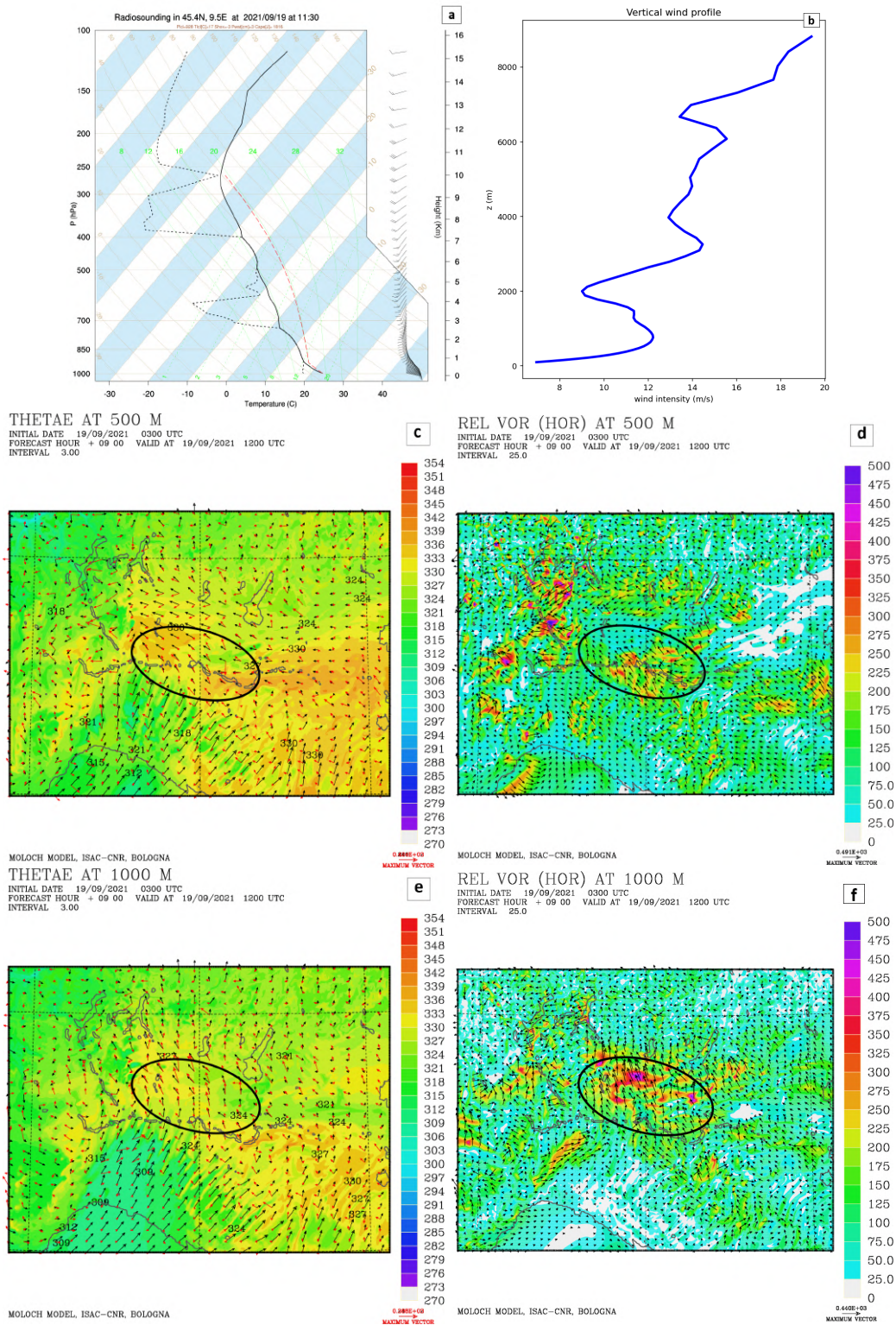
E' stato mostrato come la situazione sinottica e la dinamica alla mesoscala dal punto di vista dell'instabilità e dell'innesco fossero molto favorevoli a temporali forti e organizzati. Rimane da comprendere quali potrebbero essere state le sorgenti di vorticità, tali da giustificare lo sviluppo di un gran numero di supercelle e tornado nella giornata analizzata. Nel Capitolo 3.4 è stata individuata una probabile sorgente di vorticità: la produzione baroclina di vorticità nel settore nord delle supercelle lombarde, grazie allo sviluppo di un marcato gradiente termo-igrometrico al suolo in corrispondenza del fronte (Figura 3.11e). In questa sezione si approfondisce lo studio della vorticità per individuare altre possibili sorgenti.

#### 4.3.1 Vorticità generata dal *wind shear*

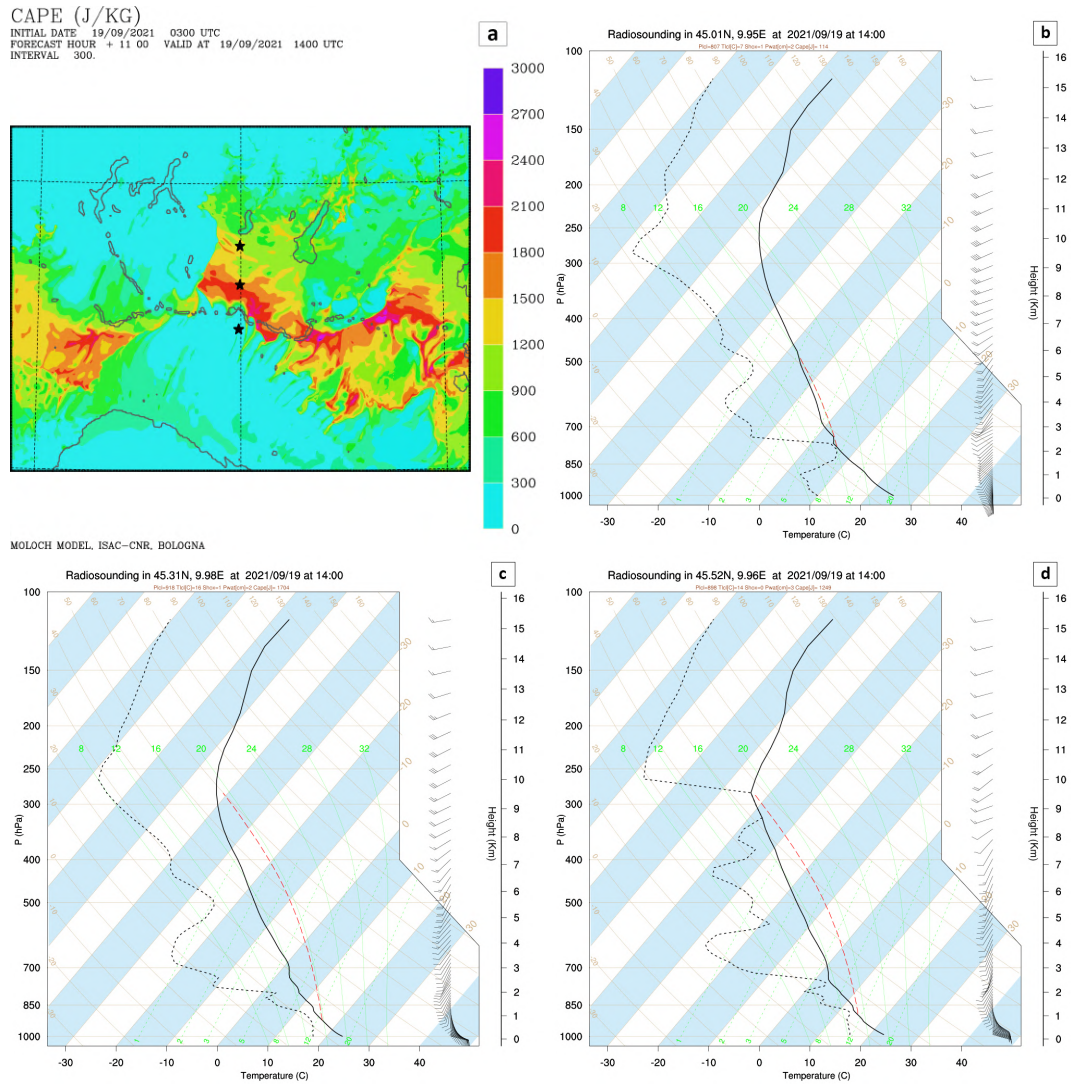
In Figura 4.6 è stata osservata la presenza di un intenso flusso sud-orientale alla quota di 950 hPa. In Figura 4.3b si era invece osservato come alla quota di 850 hPa fosse presente anche sulla pianura Padana il marcato flusso da sud-ovest. Tra 950 hPa e 850 hPa era presente quindi un deciso *veering* del vento da sud-est a sud-ovest, una condizione ideale per lo sviluppo di vorticità *streamwise* favorevole per le supercelle.

In Figura 4.8a è riportato un sondaggio simulato da MOLOCH in un punto poco a sud-est di Milano alle 11:30 UTC, considerato rappresentativo della situazione in pianura lombarda. E' un profilo che mostra un'atmosfera instabile, con CAPE pari a  $1816 \text{ Jkg}^{-1}$  e CIN nullo. Al suolo è presente il flusso da sud-est, che ruota a sud-ovest oltre gli 850 hPa, come osservato nelle mappe a diverse quote isobariche. In Figura 4.8b è riportato il profilo verticale del modulo del vento dello stesso sondaggio. E' visibile un "naso" nel profilo, con massimo attorno a 1000 m di quota, in corrispondenza del livello dove inizia il *veering* del vento. Dopo un minimo della velocità del vento a 2000 m, essa torna ad aumentare con andamento più monotono con la quota. Dunque il flusso orientale nei bassi strati ha caratteristiche tipiche di un LLJ (low-level jet).

In Figura 4.8c ed e è riportata, rispettivamente per la quota di 500 e 1000 m, la vorticità orizzontale con i vettori rossi, mentre i vettori neri indicano il vento e i colori la temperatura potenziale equivalente; in d e f è riportata solo la vorticità orizzontale alle stesse quote. Queste mappe sono simili a quelle discusse nella sezione 3.4: in questo caso vengono utilizzate per comprendere le sorgenti di vorticità alla mesoscala, anziché alla scala

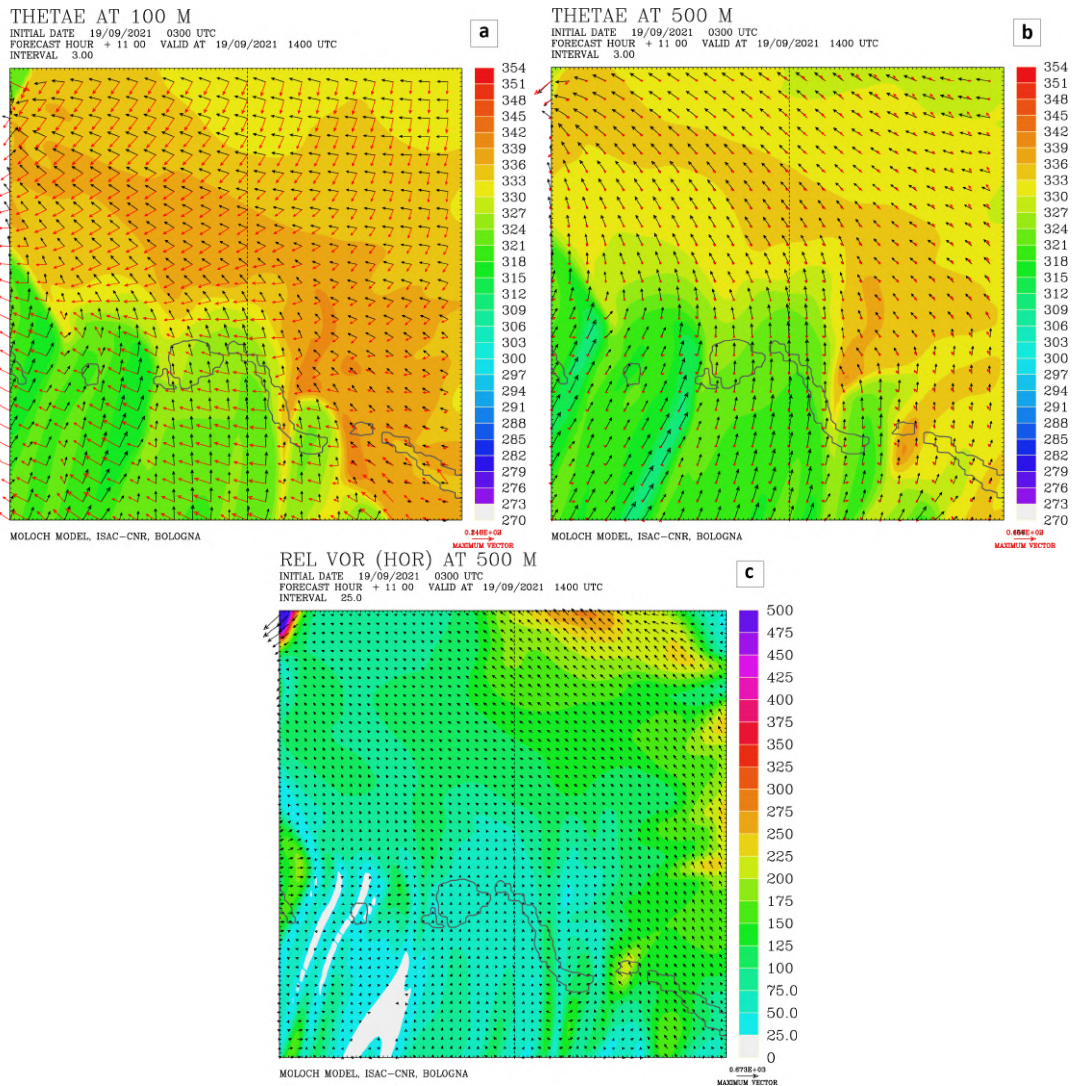


**Figura 4.8:** (a) sondaggio simulato da MOLOCH alle 11:30 UTC del 19 set 2021 poco a sud-est di Milano (45.4° N 9.5° E): la linea nera continua è la temperatura, la linea tratteggiata nera la temperatura di rugiada, la linea tratteggiata rossa la temperatura corrispondente a un sollevamento adiabatico. (b) modulo del vento in funzione della quota (sull'asse delle ordinate) nello stesso punto di dove è stato calcolato il sondaggio. (c) ed (e) campo di  $\theta$ -e (colori), velocità del vento (vettori neri), vorticità orizzontale (vettori rossi) alla quota rispettivamente di 500 e 1000 m alle 12:00 UTC del 19 set 2021. (d) ed (f) vorticità orizzontale in  $10^{-4} s^{-1}$  alle quote rispettivamente di 500 e 1000 m per lo stesso istante temporale.



**Figura 4.9:** (a) CAPE alle 14:00 UTC del 19 set 2021, le stelle indicano la posizione dei 3 sondaggi successivi generati per lo stesso istante temporale. (b) sondaggio più meridionale ( $45.01^{\circ}$  N  $9.95^{\circ}$ E), (c) sondaggio nei pressi di dove si è verificato il tornado di Pontevico ( $45.31^{\circ}$ N, $9.98^{\circ}$ E), (d) sondaggio sulla pedemontana lombarda ( $45.51^{\circ}$ N,  $9.98^{\circ}$ E).

delle supercelle. Si osserva (Figura 4.8d) la presenza di un picco di vorticità orizzontale tra Emilia e Lombardia (evidenziato dall'ellisse) e un altro tra Piemonte e Lombardia. Figura 4.8c mostra tuttavia che la vorticità tra Piemonte e Lombardia è per lo più *crosswise* e nel settore stabile del fronte, dunque è poco interessante ai nostri fini. La vorticità tra Lombardia ed Emilia è invece per lo più *streamwise* e sovrapposta alla lingua instabile che risale dal Mar Adriatico alla Lombardia. Alla quota di 1000 m si osserva una struttura simile (Figura 4.8e,f), spostata tuttavia un poco a nord. Questo massimo di vorticità *streamwise* associato al flusso orientale è una diretta conseguenza del *veering* del vento associato al LLJ osservato precedentemente. Lo spostamento verso nord del massimo di vorticità salendo di quota è legato al fatto che lo strato con un LLJ è più sottile nei pressi del Po e più spesso sulla pedemontana. Ciò lo si può intuire già in Figura 4.5b, ma è reso evidente da Figura 4.9, dove sono mostrati 3 sondaggi alle 14:00 UTC, sulla pianura lombarda. Mentre nel sondaggio più a sinistra, presso il Po, al suolo è presente vento da sud-ovest e il profilo è sostanzialmente stabile (CAPE pari a  $114 \text{ Jkg}^{-1}$ ), nel sondaggio centrale, prossimo al



**Figura 4.10:** Zoom della simulazione di MOLOCH alle 14:00 UTC del 19 set 2021 con griglia 500 m sulla *dry line* in Lombardia; il dominio graficato è un quadrato 25x25 km, theta-e (colori), vento (vettori neri), vorticità orizzontale (vettori rossi) alla quota di 100 m (a) e 500 m (b), (c) vorticità orizzontale a 500 m in  $10^{-4} s^{-1}$ .

punto in cui si è verificato il tornado di Pontevico, è presente il flusso sud-orientale al suolo e il profilo è molto più instabile con CAPE pari a  $1704 Jkg^{-1}$ . Il terzo sondaggio, sulla pedemontana lombarda, ha uno strato più spesso con il flusso sud-orientale ed è meno instabile (CAPE pari a  $1249 Jkg^{-1}$ ). La minore instabilità è dovuta sia a una temperatura leggermente più bassa al suolo che a un contenuto di vapore acqueo leggermente inferiore. Non a caso il tornado si è formato in una località prossima al sondaggio di Figura 4.9c, dove il *veering* del vento a quote basse generava molta vorticità prossima al suolo in un settore dove peraltro si era accumulata molta instabilità per l'azione della *dry line* (Figura 4.7f).

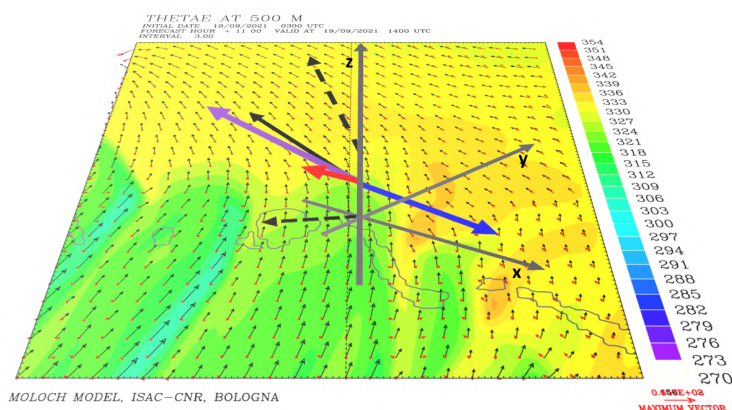
Dunque il flusso sud-orientale, non solo era molto instabile e trasportava vapore acqueo dal Mar Adriatico alla Lombardia, ma trasportava anche vorticità *streamwise*. Ha creato dunque un canale nella bassa Lombardia ideale per la formazione di supercelle: la supercella in Lombardia infatti ha percorso per intero questo corridoio, innescata e spinta dal fronte freddo al suolo e si è dissipata quando è uscita da questo "binario" sul veronese.



### 4.3.2 Vorticità in prossimità della *dry line*

Precedentemente è stato osservata la presenza di una *dry line* sottovento all'Appennino, la quale non sembra aver avuto un ruolo nell'innescare la convezione, ma potrebbe aver avuto un ruolo nel generare vorticità baroclina allo stesso modo del *boundary* frontale. La supercella in Lombardia infatti è transitata non lontana da essa e potrebbe aver assorbito la vorticità generata. Per testare quest'ipotesi sono state create delle mappe analoghe a quelle descritte nel capitolo 3.4 (vedi Figura 3.11).

In Figura 4.10a e b si osserva la *dry line* caratterizzata dal gradiente di temperatura potenziale equivalente. A questo gradiente, tuttavia, a differenza di Figura 3.11e, non è associato un massimo di vorticità orizzontale (4.10c). Questo potrebbe essere dovuto a due fattori. Innanzitutto in questo caso il gradiente è meno marcato rispetto a quello associato al *boundary* frontale, dunque il contributo di vorticità baroclina è inferiore. Inoltre l'orientazione del gradiente è tale per cui la vorticità baroclina si genera in direzione nord-ovest/sud-est, opposta rispetto a quella generata dal windshear che è *streamwise* al flusso prevalente che ha direzione sud-est/nord-ovest. Dunque la produzione di vorticità tramite windshear e la produzione baroclina di vorticità in questo caso sono discordi e tendono ad annullarsi.



**Figura 4.11:** Il campo rappresentato è lo stesso di Figura 4.10b. E' stato aggiunto un diagramma cartesiano x-y-z, i due vettori neri tratteggiati rappresentano il vento a una quota inferiore e superiore rispetto a quella rappresentata, il vettore nero continuo il vento alla quota della mappa. Il vettore viola è la vorticità che si genera dal *veering* del vento con la quota. Il vettore blu la vorticità che si genera baroclinicamente lungo la *dry line*. Il vettore rosso è la somma vettoriale di questi due contributi. Modulo e direzione dei vettori sono da considerarsi solo indicativi.

Questa osservazione è schematizzata in Figura 4.11: è stato rappresentato sul campo di Figura 4.10b un diagramma cartesiano in modo tale che l'asse y sia parallelo al gradiente di temperatura potenziale equivalente. In questo modo, da equazione 1.13 si ottiene che la vorticità baroclina che si genera lungo il gradiente di forza di galleggiamento è diretta lungo l'asse x (vettore blu). Con un vettore nero è rappresentato il vento alla quota indicata, con i due vettori neri tratteggiati il vento a una quota inferiore e superiore, per visualizzarne il *veering*: la vorticità che si genera conseguentemente è indicata con un vettore viola ed è approssimativamente parallela al vento alla quota analizzata. La somma vettoriale del vettore viola (vorticità originata dal windshear) e vettore blu (vorticità baroclina) è indicata con un vettore rosso: il termine è quasi nullo perchè i due contributi tendono ad annullarsi.

Quindi, complessivamente, la *dry line* non era una sorgente di vorticità e ciò è verificato sia da un punto di vista teorico che numerico. Si sottolinea che questo non è un risultato generale, ma dipende dalla direzione del flusso rispetto al gradiente della forza di galleggiamento.

## Capitolo 5

# Ulteriori esperimenti numerici

In questo capitolo si discutono i risultati di ulteriori simulazioni numeriche, eseguite allo scopo di approfondire e verificare le ipotesi precedentemente teorizzate riguardo ai meccanismi di innesco e intensificazione dei temporali in Pianura Padana nella giornata studiata. La simulazione fin qua analizzata è assunta a riferimento e denominata come "simulazione di controllo", mentre le altre tre simulazioni che verranno discusse sono dei *sensitivity test*. Nella prima sezione si danno alcuni dettagli su come sono state generate le simulazioni aggiuntive, mentre nelle sezioni successive si confronteranno i risultati ottenuti dai test di *sensitivity* con la simulazione di controllo.

### 5.1 Test di *sensitivity*

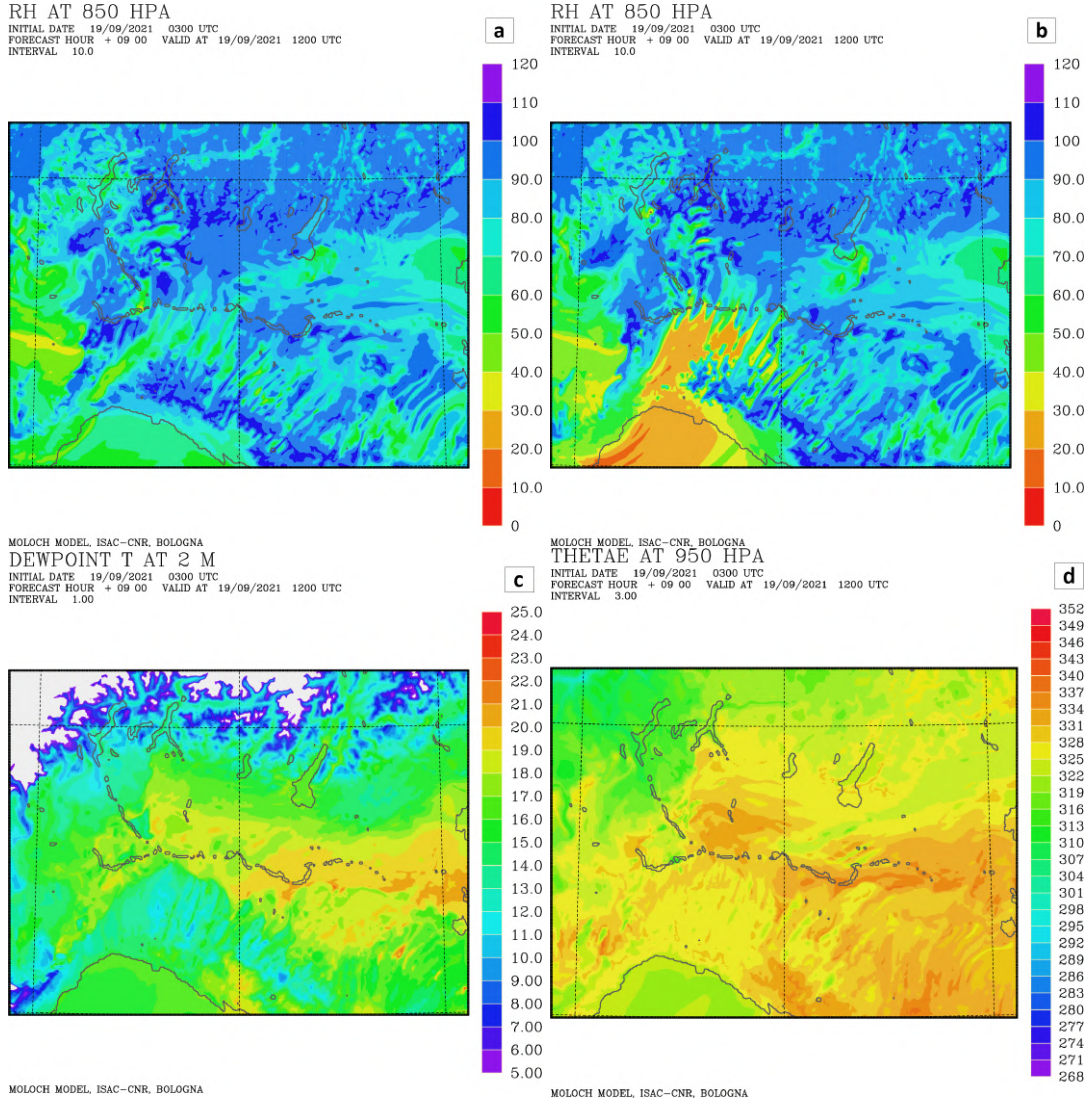
Sono stati generati 3 test di *sensitivity*, a cui sono stati dati dei nomi per facilitarne l'analisi:

- "bm60": in questa simulazione è aumentata l'umidità specifica in ingresso nel bordo sud-ovest del dominio di integrazione;
- "orog50": l'orografia appenninica è ridotta del 50%;
- "orog150": l'orografia appenninica è aumentata del 150%;

#### 5.1.1 Umidità in ingresso modificata

Nel capitolo 2 è stata osservata la presenza di una *dry line* di origine appenninica sulla pianura emiliana e lombarda. Nel capitolo 4 è stato approfondito il possibile ruolo della *dry line* nel generare le supercelle tornadiche: è stato osservato come questa non pare aver avuto un ruolo nell'innescare la convezione, mentre sembra aver avuto un ruolo indiretto nell'aumentare l'instabilità e la vorticità nel suo lato umido. Per verificare il ruolo della *dry line*, è stata dunque generata una simulazione aumentando negli strati atmosferici medio-bassi la quantità di vapore acqueo in entrata dal bordo sud-ovest del dominio. In Figura 3.4 era stato osservato infatti che nelle ore centrali del 19 settembre 2021 è avvenuto un ingresso di aria secca da sud-ovest dal golfo ligure alle quote medio-basse; incrementando il vapore acqueo sul bordo sud-ovest del dominio di integrazione (Figura 3.1 a destra) si indebolisce l'avvezione secca, mantenendo inalterato il resto della dinamica (supponendo che non vengano alterate le zone di saturazione). Per fare ciò si è modificata l'umidità specifica al bordo, portandola al 60% dalla saturazione. Ricordando la definizione di umidità specifica  $q$ :

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \quad (5.1)$$

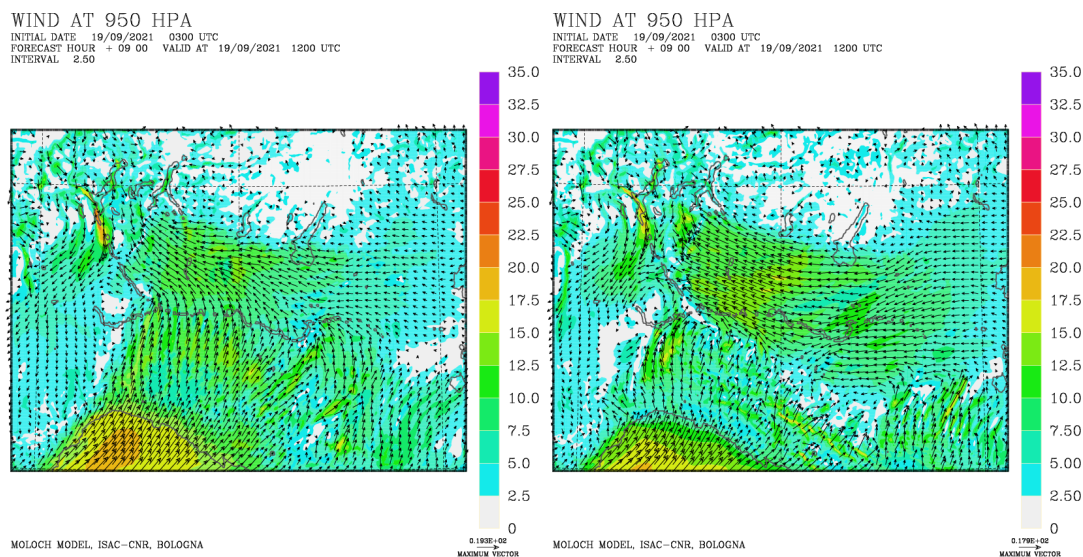


**Figura 5.1:** Umidità relativa a 850 hPa alle 12:00 UTC del 19 set 2021 simulata da bm60 (a) e dalla simulazione di controllo (b); al medesimo orario temperatura di rugiada a 2 m simulata da bm60 (c) e temperatura potenziale equivalente simulata da bm60 (d).

dove  $\rho_v$  è la densità del vapore acqueo e  $\rho_d$  la densità dell'aria secca, utilizzando la legge di Dalton delle pressioni parziali e le equazioni di stato per l'aria secca  $p_d = \rho_d R_d T$  e il vapore acqueo  $p_v = \rho_v R_v T$ , si ottiene l'espressione:

$$q = \frac{\epsilon p_s r}{p - (1 - \epsilon) p_s r} \quad (5.2)$$

dove  $\epsilon = R_d/R_v$ ,  $p_s$  è la pressione di vapor saturo,  $r$  è l'umidità relativa e  $p$  la pressione atmosferica. Al di sotto della quota di 3000 m, sulle cornici del dominio di integrazione dove si aggiornano le condizioni al contorno esclusivamente nel settore sud-ovest del dominio, è stato imposto il valore massimo di umidità specifica  $q$  tra quello fornito dalla simulazione di controllo e quello calcolato utilizzando l'equazione (5.2) imponendo  $r = 0.6$ . Tra 3000 e 5000 m l'equazione (5.2) con imposto  $r = 0.6$ , è stata moltiplicata per un fattore peso che assume valore 1 alla quota di 3000 m e decresce fino a 0 a 5000 m. Imponendo il massimo tra il valore così ottenuto e quello fornito dalla simulazione di controllo, si rilassano progressivamente le condizioni al contorno a quelle della simulazione di controllo salendo con



**Figura 5.2:** Vento a 950 hPa alle 12:00 UTC del 19 set 2021 simulata da orog50 (sinistra) e da orog150 (destra).

la quota. Sopra i 5000 m la condizione al contorno è stata lasciata invariata. Gli effetti dell'aumento dell'umidità nella simulazione bm60 si possono apprezzare in Figura 5.1a,b, dove è rappresentata l'umidità relativa alla quota di 850 hPa: mentre alle 12:00 UTC del 19 settembre 2021 nella simulazione di controllo (Figura 5.1b) è ben visibile l'ingresso di aria secca a 850 hPa dal Mar Ligure verso la Pianura Padana, nella simulazione bm60 (Figura 5.1a) quest'avvezione secca non è più presente. Questa correzione si osserva anche al suolo, dove la *dry line* di origine appenninica risulta molto più attenuata (Figura 5.1c, da confrontare con Figura 4.1d), così come nel campo della temperatura potenziale equivalente a 950 hPa (Figura 5.1d, da confrontare con Figura 4.6 a destra).

Con questo test di *sensitivity* dunque è stata fortemente indebolita la *dry line*, pur mantenendo la convergenza di venti al suolo. Nel seguito si studieranno le conseguenze di questa correzione sulla convezione simulata dal modello.

### 5.1.2 Variazioni dell'orografia appenninica

Nel capitolo 4 è stata osservata la presenza di un LLJ nei bassi strati atmosferici, il quale causava un trasporto di vapore acqueo dal Mar Adriatico alla pianura lombarda, oltre che un'avvezione di vorticità *streamwise*. Per verificare il ruolo di questa corrente nel generare le supercelle, è stata modificata l'orografia appenninica. Infatti la localizzazione e l'intensità del LLJ dipendono almeno in parte dall'interazione con il flusso da sud-ovest che scavalca l'Appennino. La modifica dell'orografia modula il vento da sud-ovest e di conseguenza cambia le caratteristiche del LLJ.

Nella fase di inizializzazione del modello si è dunque agito diminuendo (aumentando) l'orografia di tutto l'Appennino presente nel dominio (Figura 3.1 a destra) del 50% (150%). I campi atmosferici della condizione iniziale e delle condizioni al contorno sono stati corretti alla nuova orografia attraverso un'interpolazione lineare.

Gli effetti di questa correzione si possono osservare nel campo del vento alla quota di 950 hPa, confrontando la simulazione di controllo (Figura 4.6 a sinistra) con le due simulazioni a orografia variata (Figura 5.2). Diminuendo l'orografia appenninica (Figura 5.2 a sinistra) si osserva una netta attenuazione del LLJ e un suo spostamento a nord verso

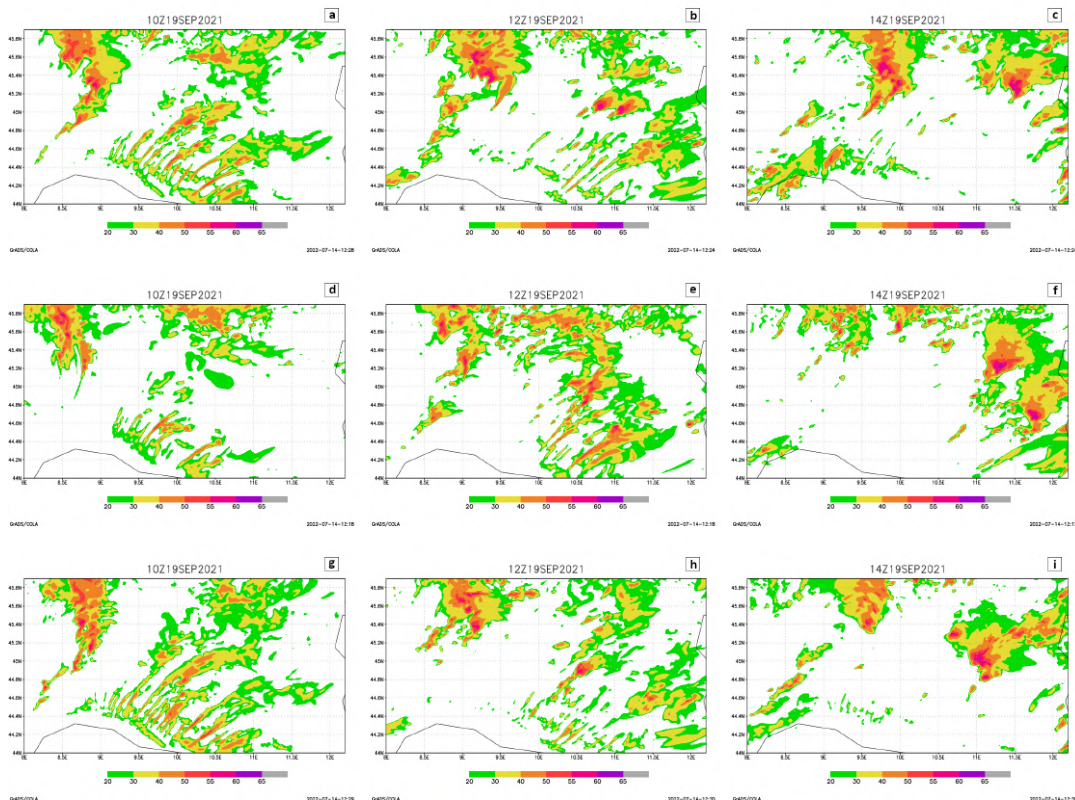
la pedemontana alpina: al posto di esso, sulla pianura lombarda arrivano più facilmente le correnti da sud-ovest provenienti dal Mar Ligure. Viceversa, aumentando l'orografia appenninica (Figura 5.2 a destra), il LLJ è intensificato e si sposta più a Sud, fino alla pianura emiliana, mentre le correnti da sud-ovest sono confinate sull'Appennino.

Nei prossimi paragrafi si approfondiranno gli effetti di questi spostamenti del LLJ sulle supercelle simulate da MOLOCH.

## 5.2 Confronto tra gli esperimenti numerici

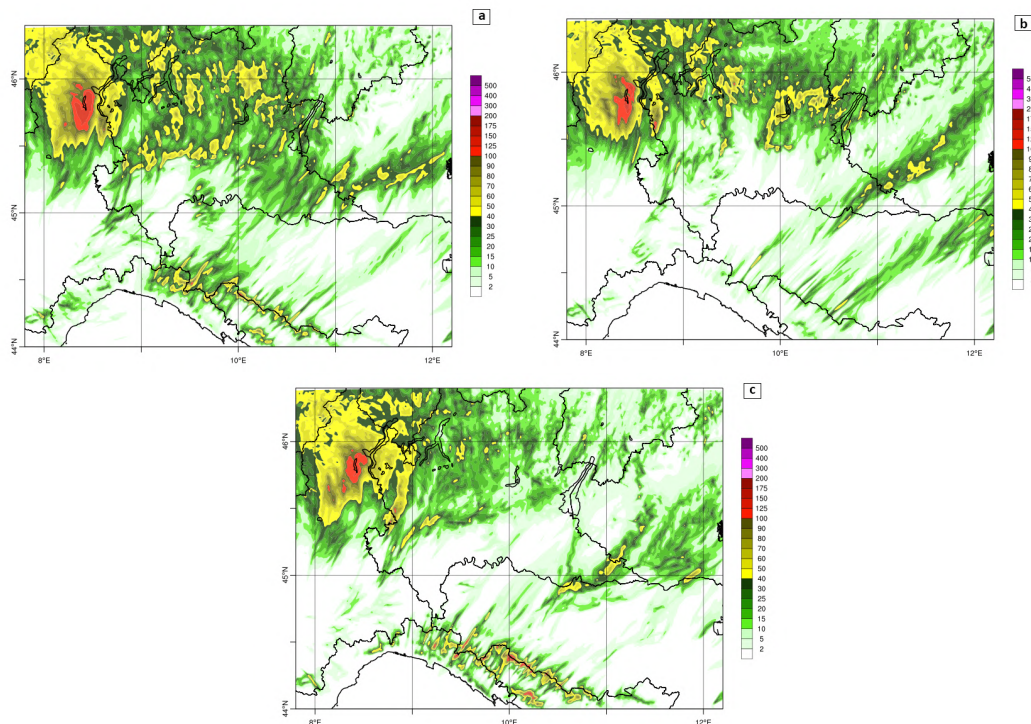
Il confronto tra le 4 simulazioni è focalizzato sulle celle temporalesche simulate dal modello ed è effettuato comparando diverse grandezze fisiche, in modo tale da avere un quadro completo. In particolare sono confrontate le immagini radar, le precipitazioni cumulate, l'indice UH, velocità e vorticità verticali delle supercelle.

### 5.2.1 Confronto tra le immagini radar e le precipitazioni cumulate



**Figura 5.3:** Riflettività in dBz alle 10:00 UTC (sinistra) e alle 12:00 UTC (centro) e alle 14:00 UTC (destra) del 19 set 2021. La prima riga ((a),(b), (c)) è il risultato della simulazione bm60, la seconda ((d), (e), (f)) di orog50, la terza ((g),(h), (i)) di orog150.

In Figura 5.3 è riportata la riflettività massima simulata dal modello per i tre test di *sensitivity* negli stessi tre istanti temporali (10:00, 12:00, 14:00 UTC) analizzati per la simulazione di controllo (Figura 3.6). Nell'istante iniziale, alle 10:00 UTC (Figura 5.3a,d,g), non si osservano significative differenze tra simulazione di controllo, bm60 e orog150. In bm60 questo avviene perché la modifica dell'umidità delle condizioni al contorno non ha ancora influenzato l'evoluzione all'interno del dominio. In orog50 si osserva un'attenuazione



**Figura 5.4:** Precipitazioni cumulate tra le 6:00 e le 12:00 UTC del 19 set 2021; (a) bm60, (b) orog50, (c) orog150.

delle precipitazioni generate dal sollevamento orografico sull'Appennino e un'attenuazione del settore meridionale della multicella in Pianura Padana.

Alle 12:00 UTC (Figura 5.3*b,e,h*) le differenze iniziano a essere marcate. Mentre la simulazione di controllo, dopo la formazione di una multicella lineare in Pianura Padana, vede un netto indebolimento dei fenomeni a sud del Po, bm60 simula delle celle temporalesche fino alla Liguria. Orogl150 è simile alla simulazione di controllo, ma sposta le celle in Emilia più a sud-ovest. Orogl50 invece simula il sistema convettivo in Lombardia più debole e disorganizzato.

Alle 14:00 UTC (Figura 5.3*c,f,i*) si osserva che tutte e quattro le simulazioni producono le supercelle in Veneto, seppur con alcune differenze sulla collocazione delle stesse. In Lombardia invece si osservano marcate differenze: orog150 è abbastanza simile alla simulazione di controllo; bm60 simula un'intensa ed estesa multicella attraversare tutta la pianura lombarda; orog50 simula alcune isolate e deboli celle convettive sulla fascia pedemontana.

Le differenze osservate sulle mappe di riflettività si possono riscontrare anche nelle precipitazioni cumulate mostrate in Figura 5.4, da confrontare con la simulazione di controllo in Figura 3.5. In bm60 (Figura 5.4*a*) si osserva una striscia di precipitazioni causate dal sistema convettivo in Lombardia più lunga (arriva fino al lago di Garda) e con picchi più alti rispetto alla simulazione di controllo. Sono inoltre presenti precipitazioni lungo l'asse del Po tra Emilia e Lombardia che non erano presenti nella simulazione di controllo e le precipitazioni in Veneto sono un po' più intense. In generale in questa simulazione l'incremento del vapore acqueo in ingresso nel bordo sud-ovest del dominio porta, come è ragionevole attendersi, a una maggiore intensità delle precipitazioni.

In orog50 (Figura 5.4*b*) si osserva un calo delle precipitazioni cumulate sulla pianura lombarda, mentre le precipitazioni cumulate tra Emilia, mantovano e Veneto sono simili a

quelle simulate dalla simulazione di controllo.

In orog150 (Figura 5.4c) le precipitazioni cumulate sulla pianura lombarda sono simili a quelle della simulazione di controllo: si osserva la striscia legata alla supercella sulla pianura centro-occidentale. Le precipitazioni sul Veneto risultano spostate più a sud-ovest verso l'Emilia, mentre i valori massimi sono simili.

Riassumendo, bm60 simula precipitazioni generalmente più abbondanti rispetto alla simulazione di controllo, oltre che celle convettive più durature e alcune innescate anche più a sud, all'altezza del Po tra Lombardia ed Emilia. Orog50 simula poche celle convettive di breve durata sulla pianura lombarda, mentre le supercelle venete sembrano di intensità confrontabile con la simulazione di controllo. Infine, orog150 simula un'evoluzione simile alla simulazione di controllo in Lombardia, mentre sposta un po' più a sud-ovest le celle tra Emilia e Veneto.

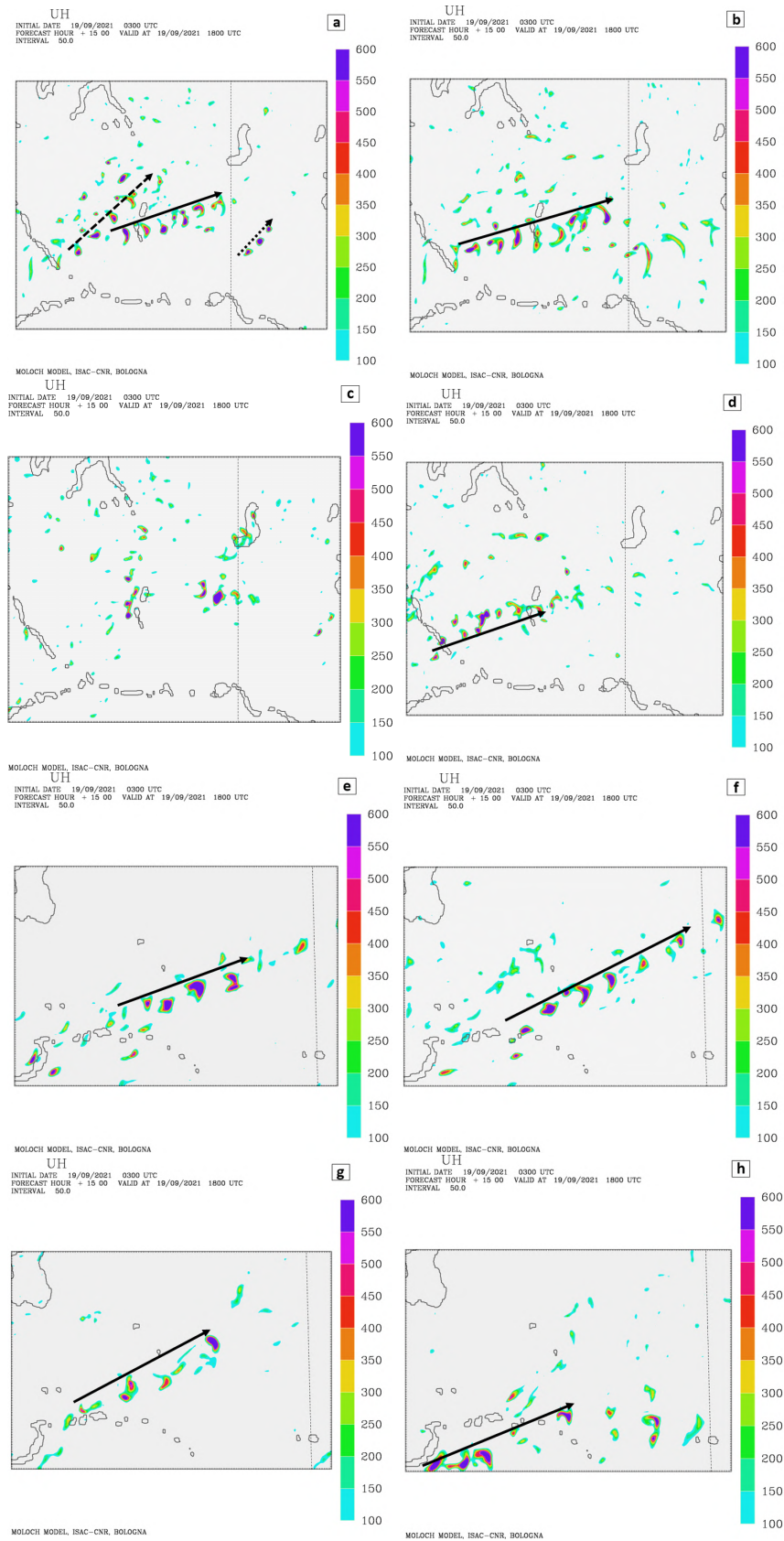
Quindi, nella simulazione bm60, lo sviluppo della convezione sia in Lombardia che in Veneto conferma l'ipotesi precedente per cui la *dry line* non ha avuto un ruolo nell'innescare: attenuando la discontinuità igrometrica, l'innescare avviene comunque in entrambi i settori. Inoltre si innescano alcune celle anche più a sud di quanto effettivamente osservato: ciò suggerisce che diminuendo l'ingresso di aria secca, diminuisce anche l'inibizione alla convezione causata dal flusso secco da sud-ovest, discussa nel paragrafo 4.1.2. L'aria secca e stabile che generava la *dry line* quindi ha avuto un ruolo nell'impedire la formazione di celle temporalesche all'altezza del Po tra Lombardia ed Emilia. Questo potrebbe essere stato un fattore importante per garantire una corretta intensificazione della supercella in Lombardia. E' noto infatti che le supercelle sono temporali a cella singola che necessitano di isolamento da altre celle temporalesche per la loro intensificazione; in uno scenario con meno aria secca in ingresso da sud-ovest, la presenza di altre celle nelle vicinanze avrebbe probabilmente disturbato la formazione della supercella e diminuito la probabilità di tornado.

### 5.2.2 Confronto tra *Updraft Helicity*, velocità e vorticità verticali nelle supercelle

Per interpretare meglio i risultati dei test di *sensitivity* si analizzano le cumulate dell'indice UH (*Updraft Helicity*). Sommando infatti i valori dell'indice UH per ogni istante di output (in questo caso ogni 30 minuti) tra le 06:00 e le 18:00 UTC, è possibile evidenziare la traccia delle supercelle simulate. L'UH cumulato risulta essere un campo molto utile per discriminare se i massimi di UH sono dovuti a fenomeni isolati nello spazio e nel tempo oppure se sono riconducibili a una stessa supercella in movimento. In Figura 5.5 è riportata la cumulata di UH nelle 12 ore in esame su due sotto-domini, uno centrato sulla pianura lombarda di dimensioni  $125km \times 100km$  (Figura 5.5 *a,b,c,d*) e uno sul basso Veneto di dimensioni  $110km \times 75km$  (Figura 5.5 *e,f,g,h*), per la simulazione di controllo e i tre test di *sensitivity*. Le frecce evidenziano le tracce delle supercelle. I sotto-domini sono stati scelti in modo tale da includere solo le supercelle relative ai due settori, evitando sovrapposizioni.

Per quanto riguarda la Lombardia, nella simulazione di controllo si possono riconoscere tre supercelle distinte simulate dal modello (Figura 5.5a) di cui due (indicate con frecce tratteggiate e puntinate), più deboli e meno longeve e una (freccia continua) con un segnale più robusto: quest'ultima è quella analizzata con dettaglio nel capitolo 3. In bm60 (Figura 5.5b) si individua la traccia di un'unica supercella, più longeva rispetto alla simulazione di controllo. In orog50 (Figura 5.5c) sono presenti alcuni massimi isolati dell'indice UH, ma non si riconosce una traccia riconducibile chiaramente a una supercella. Infine, in orog150





**Figura 5.5:** Cumulata dell'indice UH tra le 6:00 e le 18:00 UTC del 19 set 2021, (a), (b), (c) e (d) in Lombardia, (e), (f), (g) e (h) in Veneto. (a) ed (e) sono il risultato del run di controllo, (b) e (f) di bm60, (c) e (g) di orog50 e (d) e (h) di orog150. Le frecce evidenziano la traccia delle supercelle simulate.

(Figura 5.5*d*) è presente una traccia di una supercella sulla Lombardia Occidentale, un po' meno evidente rispetto alla simulazione di controllo e più spostata a sud-ovest.

In Veneto, nella simulazione di controllo (Figura 5.5*e*) si può individuare la traccia di una supercella, oltre che altri massimi più isolati. In *bm60* (Figura 5.5*f*) la traccia della supercella è più evidente e più longeva. In *orog50* (Figura 5.5*e*) la traccia, seppur riconoscibile, è poco evidente e più discontinua. Infine, in *orog150* (Figura 5.5*g*) la traccia è ben evidente nel bordo sud-ovest del sotto-dominio scelto, anche se comunque meno continua rispetto al segnale proveniente da *bm60*.

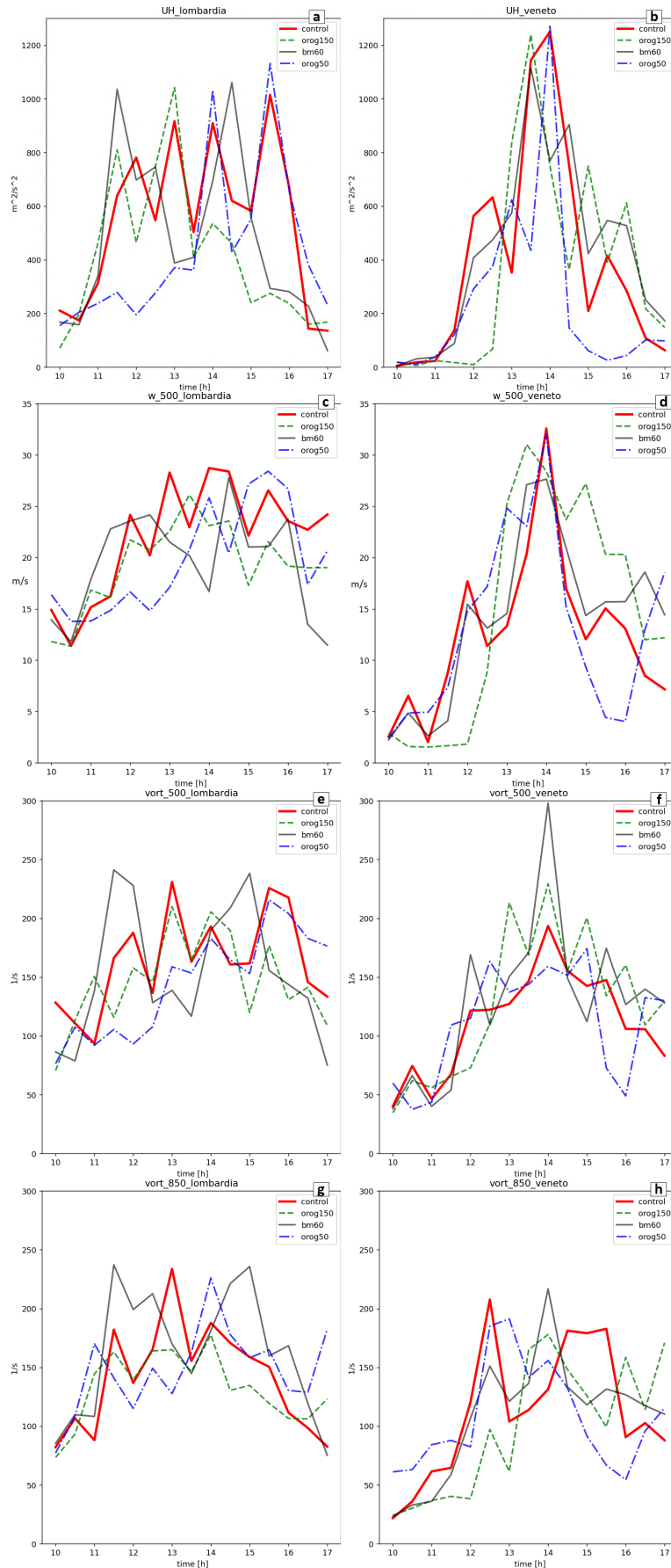
Queste immagini confermano l'ipotesi formulata precedentemente riguardo l'importanza del LLJ in termini di intensità e soprattutto posizione. Indebolendo il LLJ e spostandolo più a nord in conseguenza dell'abbassamento dell'orografia (esperimento *orog50*), la supercella in Lombardia si indebolisce. Di conseguenza la convezione è più disorganizzata e non si riesce a individuare la traccia di una supercella, come invece avviene nelle altre simulazioni dove il LLJ è più intenso e centrato sulla pianura lombarda. Dalla simulazione *orog150* invece, si osserva come uno spostamento del LLJ verso sud sia associato a uno spostamento delle supercelle sia in Veneto che in Lombardia: esso dunque sembra influenzare fortemente la loro dinamica.

L'analisi è approfondita ulteriormente studiando l'evoluzione temporale dei massimi di UH, velocità e vorticità verticale nei due sotto-domini selezionati precedentemente.

In Figura 5.6 è rappresentata l'evoluzione temporale di tali massimi per la Lombardia (colonna sinistra) e il Veneto (colonna destra), con ciascuna linea a identificare una diversa simulazione. Per quanto riguarda i massimi di UH si osserva innanzitutto che in Lombardia la simulazione di controllo presenta valori costantemente sopra i  $500m^2s^{-2}$  per ben 4 ore e mezza, dalle 11:30 UTC alle 16:00 UTC (Figura 5.6*a*). In Veneto invece (Figura 5.6*b*) i valori sono superiori a  $500m^2s^{-2}$  in un intervallo più breve, tra le 11:30 e le 14:30 UTC, con valori inferiori a tale soglia alle 13:00 UTC. Si osserva d'altro canto che il massimo raggiunto in Veneto sia più alto rispetto al massimo della Lombardia. La simulazione *bm60* ha un comportamento simile alla simulazione di controllo sia in Lombardia che in Veneto. Nelle simulazioni con orografia modificata in Veneto l'indice UH ha un comportamento analogo alla simulazione di controllo, mentre in Lombardia si osserva che in *orog150* l'indice UH ha un'evoluzione simile al controllo solo fino alle 13:30 UTC per poi decrescere anticipatamente. Viceversa, in *orog50* l'indice UH inizialmente ha valori più bassi del controllo, ma dalle 13:30 UTC tende ad avere valori simili. Ciò potrebbe essere dovuto a una scarsa sinergia tra il movimento del fronte freddo e la lingua instabile dal Mar Adriatico. Nella simulazione di controllo il LLJ è posizionato in modo tale da alimentare costantemente la cella temporalesca che avanza spinta dal fronte freddo. In *orog50* il LLJ è spostato verso nord e alimenta efficientemente la supercella solo dopo le 13:30 UTC. Viceversa in *orog150* il LLJ è spostato troppo a sud per mantenere lo sviluppo della supercella dopo la fase iniziale e quindi si osserva un precoce decadimento della convezione (questo aspetto è discusso con maggior dettaglio nel paragrafo 5.3).

Per quanto riguarda le velocità verticali a 500 hPa (Figura 5.6*c,d*) si osserva nuovamente come in Lombardia queste siano elevate su un intervallo temporale più lungo rispetto al Veneto, dove invece hanno un picco più alto ma più breve. Le maggiori velocità verticali in Veneto potrebbero essere conseguenza di un'atmosfera più instabile, come osservato nel capitolo 3 (Figura 3.8*e,f*). Tra le varie simulazioni le differenze sono le stesse evidenziate per i massimi di UH.

Per quanto riguarda infine la vorticità verticale si osservano a 500 hPa e a 850 hPa valori più alti sia in Lombardia che in Veneto (Figura 5.6*e,f,g,h*). Questo evidenzia come le supercelle in Lombardia fossero caratterizzate da maggior rotazione rispetto al caso



**Figura 5.6:** Evoluzione temporale dei valori massimi di UH (a) e (b), velocità verticale a 500 hPa (c) e (d), vorticità verticale a 500 hPa (e) e (f), vorticità verticale a 850 hPa (g) e (h) nei sottodomini mostrati in Figura 5.5; Lombardia (sinistra) e Veneto (destra).

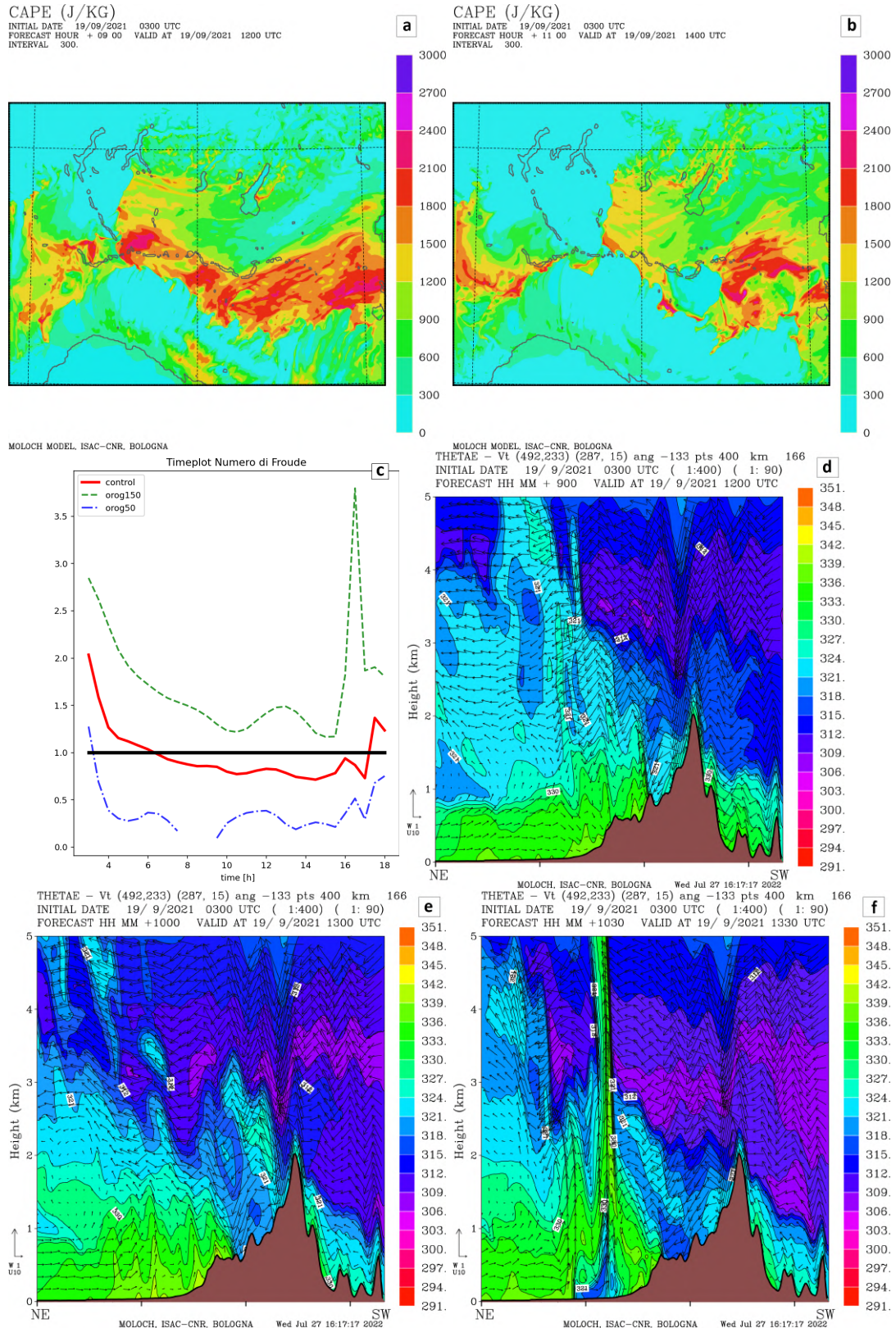
del Veneto. Ciò è ancora più evidente nei livelli atmosferici più bassi (Figura 5.6g,h) e potrebbe essere una conseguenza del fatto che, come osservato nel capitolo 3 (Figura 3.11), in Veneto il meccanismo di produzione baroclina di vorticità era meno efficiente rispetto alla Lombardia e di conseguenza la vorticità nei bassi livelli atmosferici era inferiore. E' ragionevole supporre che la maggior rotazione nei bassi livelli atmosferici della supercella in Lombardia abbia potuto favorire la formazione di tornado in questa regione piuttosto che in Veneto. Anche in questo caso non si osservano differenze rilevanti tra le varie simulazioni generate.

### 5.3 La complessità nella dinamica delle supercelle

Si ritiene necessario approfondire due aspetti che emergono dalla simulazione orog150 e che a prima vista sembrano contraddittori rispetto alle ipotesi dimostrate in questa tesi, ma che piuttosto dimostrano la complessità del fenomeno della supercella.

Il primo aspetto apparentemente contraddittorio è l'indebolimento della supercella lombarda nel suo procedere verso est nell'esperimento orog150. In Figura 5.5a ed è stato osservato come la traiettoria della supercella fosse più spostata a sud-ovest rispetto alla simulazione di controllo, e che la stessa mostrasse un calo anticipato di UH, già dopo le 13:30 UTC (Figura 5.6a). Nella simulazione orog150 si è notato come il LLJ dall'Adriatico risultasse più intenso (Figura 5.2 a destra). Ci si aspetterebbe quindi un incremento nel trasporto di vorticità e instabilità sulla pianura Lombarda che è in apparente contrasto con il fatto che la supercella in Lombardia tenda a dissiparsi più rapidamente rispetto a quella simulata nell'esperimento di controllo. Bisogna però tener presente che l'orografia innalzata provoca uno spostamento verso sud del contributo dall'Adriatico che quindi è in grado di alimentare la supercella solo nella sua fase iniziale. Infatti, quando la convezione si sposta verso est/nord-est, spinta dal fronte freddo che avanza, si viene a trovare ai margini della lingua instabile e di conseguenza perde vigore. Questa osservazione, in accordo con Miglietta, Manzato et al. (2016), evidenzia come le supercelle sul Nord Italia siano molto sensibili alla posizione delle lingue instabili provenienti dal Mar Adriatico.

Un altro aspetto apparentemente contraddittorio che emerge da questa simulazione riguarda l'innesco della convezione sull'Emilia. Studiando l'evoluzione temporale del numero di Froude sul Mar Ligure, analogamente a quanto fatto nel paragrafo 4.1.2, si osserva (Figura 5.7c) che, mentre nella simulazione orog50 il flusso sud-occidentale si può sempre considerare nel regime *flow-over*, nella simulazione orog150 resta sempre in un regime di *flow-blocking*, come atteso a causa dell'innalzamento dell'orografia appenninica. Nel paragrafo 4.1.2 si era concluso che l'innesco della convezione in Emilia fosse una conseguenza della transizione da *flow-blocking* a *flow-over*, che generava una convergenza di venti sottovento l'Appennino. In orog150 tuttavia non avviene il cambio di regime, eppure la convezione si innesca comunque. Studiando una sezione verticale analoga a quella della simulazione di controllo mostrata in Figura 4.4, si osserva come in questo caso, sottovento l'Appennino, siano presenti valori più alti di temperatura potenziale equivalente fin sulla pedemontana (Figura 5.7d). Ciò è conseguenza del fatto che la lingua instabile sia collocata più a sud (Figura 5.7a) fino alle pendici dell'Appennino. L'innesco della convezione sembra quindi avvenire in parte per sollevamento orografico del flusso molto instabile sud-orientale e in parte per convergenza con il flusso sud-occidentale, che, pur bloccato dalla catena appenninica (Figura 5.7e,f), riesce in parte a superarla. Dunque, la minor intensità del flusso sud-occidentale dal Mar Ligure verso la pianura emiliana è bilanciata da una maggior spinta del flusso sud-orientale instabile e ciò è sufficiente per determinare l'innesco



**Figura 5.7:** Simulazione orog150 per il 19 set 2021: CAPE alle 12:00 UTC (a) e alle 14:00 UTC (b); (c) evoluzione temporale del numero di Froude per la simulazione di controllo (rosso), orog50 (blu), orog150 (verde) nel punto sul Mar Ligure evidenziato in Figura 4.3a con un triangolo nero; vento tangente e temperatura potenziale equivalente di una sezione verticale in una posizione simile a quella evidenziata in Figura 4.4a alle 12:00 UTC (d), 13:00 UTC (e) e 13:30 UTC (f).

della convezione che dà poi luogo alle supercelle nel basso Veneto.

In conclusione, questo approfondimento vuole evidenziare quanto lo sviluppo della convezione e delle supercelle sulla Pianura Padana possa essere sensibile alle caratteristiche a mesoscala, sia morfologiche, sia termodinamiche, le quali vanno a modulare l'intensità dei flussi che possono innescare o alimentare i sistemi convettivi stessi. Un posizionamento leggermente diverso della lingua instabile da una parte è sufficiente per far dissipare precocemente una supercella in Lombardia, dall'altra è sufficiente per innescare la convezione in Emilia (nonostante il mancato cambio di regime di flusso) e generare le supercelle nel basso Veneto con caratteristiche simili a quelle osservate nella simulazione di controllo. La complessità del fenomeno della supercella, sensibile a un elevato numero di variabili, rende la simulazione (e di conseguenza anche la previsione) di questi fenomeni particolarmente difficile e affetta da elevata incertezza.

## Capitolo 6

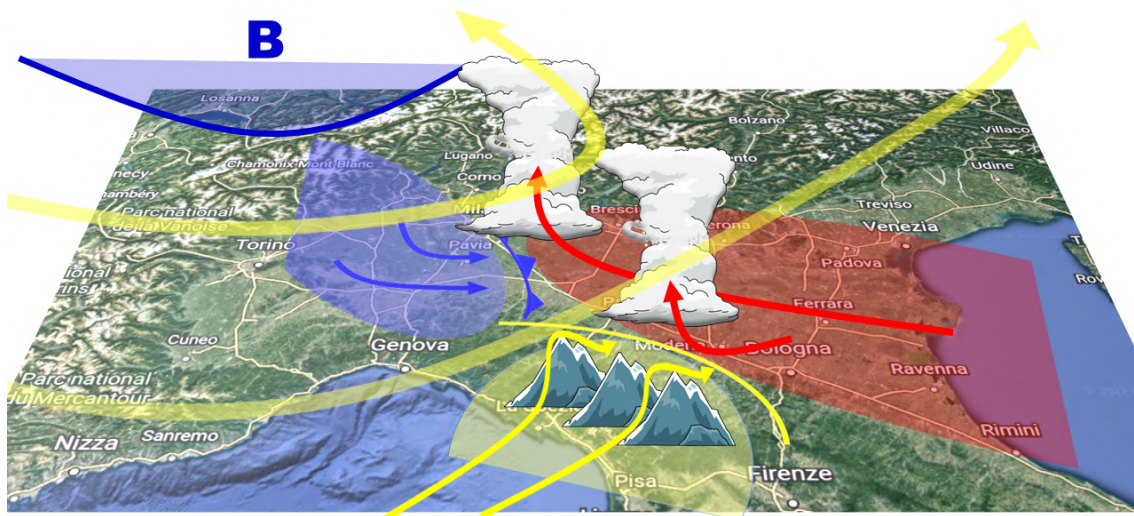
# Conclusioni

Il 19 settembre 2021 il Nord Italia è stato colpito da numerosi temporali, tra cui cinque sistemi a supercella, che hanno generato sette tornado, quattro dei quali stimati di intensità F2 della scala Fujita. L'analisi delle osservazioni ha mostrato come sul Nord Italia si sia verificata la convergenza al suolo tra tre masse d'aria con caratteristiche diverse: una massa d'aria fredda e umida proveniente da nord, una secca e calda proveniente da sud-ovest e una molto umida e mite proveniente da sud-est. In quota un piccolo *cut-off low*, associato a un intenso *jet-stream* diffluente, ha generato una rilevante forzante sinottica. L'analisi delle immagini radar ha mostrato che i primi tre tornado si sono formati da una multicella lineare innescata lungo il fronte freddo, la quale poi è evoluta in una supercella che ha generato altri tre tornado. Poco dopo tra Emilia Romagna e Veneto si sono sviluppati altri sistemi temporaleschi, alcuni di essi supercellulari, di cui uno responsabile del settimo tornado a Carpi. Si è inoltre osservato come il settore di formazione delle supercelle (Lombardia centro-orientale e Veneto) non coincidesse esattamente con il settore di formazione dei tornado, che era leggermente spostato più a occidente.

Per analizzare nel dettaglio le supercelle, sono state eseguite, attraverso la tecnica del *nesting*, alcune simulazioni ad altissima risoluzione (con passo di griglia orizzontale pari a 500 m) con la catena modellistica BOLAM-MOLOCH. Una prima simulazione, denominata "di controllo", è stata utilizzata per studiare le caratteristiche delle supercelle simulate e la dinamica alla mesoscala. L'accuratezza della simulazione di controllo è stata verificata da un confronto con le osservazioni. Le altre simulazioni invece sono state concepite come test di *sensitivity* e utilizzate dunque per verificare le ipotesi sviluppate a partire dalla simulazione di controllo.

Il primo risultato rilevante del lavoro di tesi è stata la verifica della capacità del modello MOLOCH di riprodurre in modo realistico il fenomeno della supercella: è questa infatti la prima volta in cui MOLOCH è stato utilizzato specificatamente per tale scopo. È stata osservata, sia nelle supercelle in Lombardia che in Veneto, la presenza di un mesociclone in prossimità del suolo, di elevata vorticità ciclonica in corrispondenza dell'*updraft* e vorticità anticiclonica in corrispondenza del *downdraft*, oltre che la presenza di 3 correnti distinte al suolo, ossia le correnti di *inflow*, FFD (Forward Flank Downdraft), RFD (Rear Flank Downdraft), come previsto dalla teoria (Lemon e Doswell III, 1979).

Il secondo risultato importante della tesi riguarda la comprensione dei meccanismi d'innescò della convezione profonda in atto quel giorno, schematizzati in Figura 6.1. Si è compreso che erano presenti due principali settori d'innescò (cumulonemi in Figura 6.1), uno sulla pianura piemontese-lombarda e uno sulla pedemontana emiliana. In entrambi i

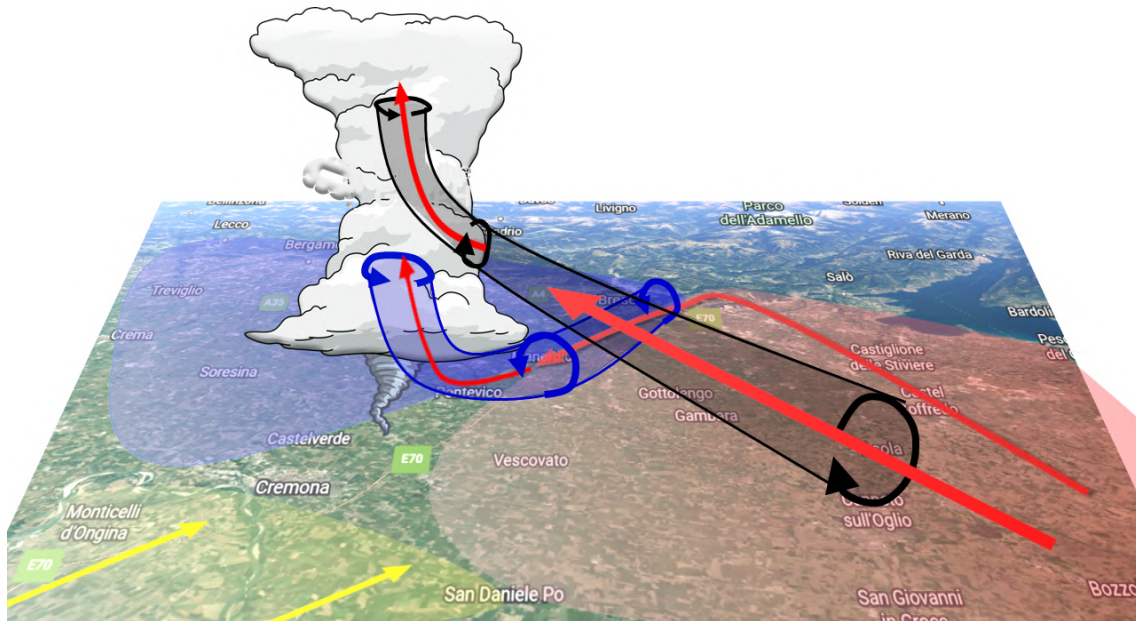


**Figura 6.1:** Schema riassuntivo del meccanismo d’innesco della convezione il 19 settembre 2021. Sono evidenziate le tre masse d’aria convergenti sulla Pianura Padana: la lingua instabile (cuneo rosso) proveniente dal Mar Adriatico; l’aria fredda frontale (cuneo blu); l’aria sud-occidentale più secca (cuneo giallo). Sono inoltre rappresentati: il *cut-off low* in quota (denotato da una B) sul Nord-Ovest; il fronte freddo al suolo (linea blu con triangoli) sulla pianura lombarda; il getto diffuente in quota (linee gialle trasparenti); il flusso da sud-ovest che attraversa gli Appennini (frecche gialle sottili) che crea una convergenza di venti al suolo in Emilia (linea gialla); i settori d’innesco (cumulonembi con frecce rosse che si verticalizzano).

casi, il flusso che alimentava gli *updraft* era quello da sud-est, ricco di umidità, proveniente dal Mar Adriatico che generava una lingua umida ed instabile (cuneo rosso in Figura 6.1). Sulla pianura piemontese-lombarda questo flusso incontrava il fronte freddo al suolo (in blu in Figura 6.1) e generava convezione profonda. Sul bordo meridionale della lingua instabile è avvenuto il secondo innesco della convezione, a causa della formazione di una convergenza tra il flusso sud-occidentale discendente dagli Appennini (linee gialle in Figura 6.1) e il flusso sud-orientale di origine adriatica. In questo caso in particolare ci si è accorti che l’innesco è avvenuto conseguentemente al cambio di regime del flusso sud-occidentale sul Mar Ligure, il quale in mattinata è passato da un regime di flusso di *flow-blocking* a un regime di *flow-over*. Se dunque inizialmente le correnti sud-occidentali erano in gran parte bloccate a sud degli Appennini, non giungevano in pianura e non interagivano con la lingua instabile, una volta avvenuto il cambio di regime di flusso, queste sono discese sulla pedemontana emiliana e una volta incontrata la lingua instabile hanno innescato la convezione profonda. Un ulteriore approfondimento ha mostrato come questo innesco non fosse una conseguenza della *dry line*, ovvero del marcato gradiente igrometrico nei pressi della superficie che si è formata più a ovest.

Il terzo risultato interessante della tesi riguarda i meccanismi di produzione di vorticità orizzontale in Pianura Padana. In Figura 6.2 è riportato uno schema riassuntivo. Sono stati individuati due principali meccanismi di genesi di vorticità. Il primo meccanismo era di tipo baroclinico, ossia generato dal gradiente di forza di galleggiamento che si è creato tra correnti di FFD e *inflow* in Lombardia. Tale gradiente probabilmente coincideva con il fronte freddo al suolo, dove interagivano la massa d’aria fredda discendente da nord (blu in





**Figura 6.2:** Schema riassuntivo dei meccanismi di genesi della vorticità il 19 settembre 2021. Sono evidenziate le tre masse d'aria convergenti sulla pianura lombarda: l'aria fredda frontale (area blu), l'aria secca sud-occidentale (area gialla), la lingua instabile (area rossa). Sono inoltre rappresentati: il cumulonembo con tornado sulla pianura lombarda, i flussi di *inflow* del temporale (frece rosse); la vorticità generata con meccanismo baroclinico nei pressi del suolo lungo il fronte freddo (frece blu), entrante nell'*updraft* da nord-est; la vorticità generata dal LLJ a causa del *windshear* verticale attorno al chilometro di quota (frece nere), entrante da sud-est nel cumulonembo.

Figura 6.2) e quella instabile proveniente da sud-est (rosso in Figura 6.2). Questa vorticità si generava in direzione ortogonale al gradiente di forza di galleggiamento, ovvero parallela alla discontinuità termica, ed era diretta verso l'*updraft* posto più a sud-ovest (frece blu in Figura 6.2). L'analisi approfondita della circolazione nei pressi della supercella ha mostrato, in accordo con precedenti lavori teorici, che la corrente di *inflow* (frece rosse in Figura 6.2) scorreva ortogonale al gradiente di forza di galleggiamento e dunque parallela alla vorticità orizzontale, la quale viene così trasportata all'interno dell'*updraft*. Qui l'accelerazione verticale impressa dall'*updraft*, portava al tilting del vortice orizzontale sul piano verticale, generando così vorticità verticale ciclonica. E' stato osservato che questo meccanismo funzionava solo in Lombardia in corrispondenza del fronte freddo al suolo, ma non in Veneto: in questa regione probabilmente i *downdraft* meno freddi e secchi (a causa della maggior distanza dal *cut-off low* in quota) generavano un gradiente di forza di galleggiamento meno marcato e dunque non sufficiente a generare vorticità.

La seconda sorgente di vorticità era rappresentata dal marcato *shear* del vento, generato dall'intenso flusso sud-orientale nei pressi del suolo (low-level jet), il quale ruotava da sud-ovest oltre i 1000 m di quota: il *veering* del vento con la quota generava vorticità orizzontale *streamwise* al flusso stesso (frece nere in Figura 6.2). Questa veniva poi trasportata dal flusso sud-orientale verso il cumulonembo (frece rosse in Figura 6.2), dove il processo di tilting trasferiva la vorticità orizzontale in vorticità verticale ciclonica. Un'attenta analisi del campo di vorticità orizzontale ha mostrato come questo contributo fosse importante a quote comprese tra 500 e 1000 m in Lombardia, dunque un po' più alte rispetto al contributo di vorticità baroclinica (il quale era massimo tra 200 e 500 m). In Veneto il contributo alla vorticità dato dal LLJ era più evidente invece a quote più alte, tra il primo e il secondo chilometro di quota.

---

In conclusione quindi si ritiene che le condizioni ideali per lo sviluppo di supercelle fossero garantite dalla presenza di una lingua instabile di origine adriatica, dal LLJ che generava vorticità, nonché dall'intenso e diffluente *jet-stream* in quota.

Per quanto riguarda i tornado è probabile che un ruolo importante l'abbiano avuto sia la vorticità di origine baroclina che si formava lungo il fronte freddo che la vorticità trasportata dal LLJ: entrambi infatti erano sorgenti di vorticità nella bassa troposfera che hanno permesso la formazione di intensi mesocicloni nei bassi livelli atmosferici. Un contributo alla formazione dei tornado è stato fornito anche dalla *dry line*, la quale da un lato impediva la formazione di celle temporalesche più a sud rispetto alla supercella che si è formata lungo il fronte freddo, dall'altro consentiva di accumulare elevata instabilità nei pressi del suolo nel suo lato umido, permettendo così *updraft* con elevate accelerazioni verticali nei bassi livelli atmosferici, fattore importante per avere un efficace processo di *tilting*. E' probabile che si siano formati tornado in Lombardia e non in Veneto (dove comunque sono transitate le supercelle) perchè in quest'ultima regione non era presente nè la *dry line*, nè il fronte freddo al suolo (giunto in questa regione solo in serata, quindi in presenza di un minor irraggiamento, e con gradienti più attenuati), oltre al fatto che il LLJ generava vorticità a quote più alte rispetto che in Lombardia.

Questi risultati possono essere utilizzati per cercare di migliorare la previsione di supercelle e tornado in Pianura Padana. In particolare si ritiene utile per il futuro valutare con attenzione l'eventuale presenza di lingue instabili di origine adriatica, le quali creano le condizioni ideali per lo sviluppo di supercelle in presenza di *jet-stream* in quota e di una forzante d'innescio. Inoltre, ai fini di prevedere la possibilità di tornadogenesi, bisognerà valutare con attenzione l'eventuale presenza di *boundary* termo-igrometrici nella bassa troposfera che aumentano l'instabilità e la vorticità nei pressi del suolo in quantità sufficiente a generare tornado. L'indice di Updraft Helicity UH si è mostrato particolarmente indicativo e potrebbe risultare utile anche in un contesto previsionale per valutare la possibilità di formazione di supercelle. Inoltre, il campo di vorticità sia orizzontale che verticale si presta per valutare la propensione dell'atmosfera nel generare intensi mesocicloni nei livelli atmosferici prossimi alla superficie.

E' necessario proseguire nella ricerca per confermare le conclusioni ottenute in questa tesi. In particolare sarà utile studiare altri eventi di tornado in Pianura Padana per verificare, sia con le osservazioni che con la modellistica numerica, la presenza di *boundary* nei bassi strati, di lingue instabili e di LLJ. Potrà essere interessante confrontare inoltre le condizioni alla mesoscala di questi casi studio con altri episodi in cui non si sono verificati tornado, ma altri fenomeni intensi (grandine di grosse dimensioni o *downbursts*, ad esempio), per comprendere quali potrebbero essere le differenze nella troposfera che portano ad una diversa tipologia di fenomeno convettivo estremo. Quindi potrebbe essere interessante approfondire l'abilità dei modelli ad area limitata di prevedere le diverse tipologie di intensi fenomeni convettivi, ossia comprendere se attraverso dei prodotti di *post-processing* adeguati questi modelli riescano a discriminare il pericolo di tornado, dal pericolo di *downburst* o grandine di grosse dimensioni. Inoltre, data la sensibilità del fenomeno della supercella alle condizioni iniziali e al contorno, può essere interessante sviluppare un *ensemble* con modelli ad alta risoluzione, pensato appositamente per quantificare la probabilità di sviluppo di supercelle. Non da ultimo, è necessario anche comprendere con maggior chiarezza quale potrebbe essere l'evoluzione futura in Italia dei fenomeni convettivi estremi nel contesto di riscaldamento globale.

# Appendice A

## Gli indici temporaleschi

Per quantificare quanto un determinato ambiente è favorevole alla convezione atmosferica profonda e allo sviluppo di supercelle, sono stati introdotti alcuni indici. Questi sono stati ampiamente studiati, soprattutto negli Stati Uniti, per comprendere la loro correlazione con le supercelle: alcuni studi di riferimento recenti sono ad esempio quelli di Rasmussen e Blanchard (1998) e Rasmussen (2003).

### A.1 CAPE

Il CAPE (Convective Available Potential Energy) è il più classico indice per quantificare l'instabilità atmosferica. E' una diretta conseguenza della cosiddetta *parcel theory*, nella quale si suppone di sollevare forzatamente e adiabaticamente un volumetto d'aria lungo la verticale: a causa della liberazione di calore latente per la condensazione, da una certa quota in poi (Level of Free Convection, LFC) il volumetto, in condizioni di instabilità atmosferica, avrà una temperatura maggiore dell'ambiente circostante, per cui inizierà a sollevarsi liberamente fino alla quota di EL (Equilibrium Level), dove la forza di galleggiamento tornerà a essere negativa e a frenare l'ascesa. Il CAPE non è altro che una stima dell'energia cinetica complessiva che assume il volumetto durante questo processo di ascesa ed è quindi dato:

$$CAPE = -R \int_{p(LFC)}^{p(EL)} (Tv_{Lifting}(p) - Tv_a(p)) d \ln(p) \quad (A.1)$$

Dove R è la costante dell'aria secca, p la pressione,  $Tv_{Lifting}(p)$  la temperatura virtuale del volumetto sollevato,  $Tv_a(p)$  la temperatura virtuale dell'ambiente. Il volumetto sollevato per calcolare il CAPE può essere scelto in vari modi: nel modello numerico utilizzato (MO-LOCH) questo viene calcolato come SB CAPE (Surface Based CAPE), ossia il volumetto sollevato è quello al suolo. Un altro tipo di CAPE molto usato è il ML CAPE (Mixed Layer CAPE), in cui invece il volumetto sollevato ha le caratteristiche termodinamiche della media dei primi 100 hPa di atmosfera. Valori tipici di CAPE per lo sviluppo di temporali sono attorno a  $1000 Jkg^{-1}$ , mentre valori di CAPE superiori a  $2000 Jkg^{-1}$  sono da considerarsi favorevoli a fenomeni molto intensi.

Allo scopo di studiare la propensione di un ambiente atmosferico a generare tornado, è utilizzato anche il cosiddetto CAPE 0-3 km, ossia il CAPE integrato solo tra 0 e i primi 3 km di atmosfera. Rasmussen (2003) ha dimostrato che questo indice è utile nel discriminare le situazioni favorevoli a tornado da situazioni favorevoli a supercelle non tornadiche, in particolare se accoppiato allo studio del *windshear* nel primo chilometro di quota. Avere

molta vorticità prossima al suolo generata dal windshear, accoppiata a molta instabilità concentrata nei primi chilometri, favorisce lo sviluppo di mesocicloni di basso livello intensi, in quanto il processo di *tilting* e *stretching* è efficace anche negli strati atmosferici più bassi.

## A.2 CIN

Il CIN (Convective INhibition) è un indice complementare al CAPE. La definizione infatti è la stessa del CAPE se non per gli estremi di integrazione:

$$CIN = -R \int_{p_0}^{p(LFC)} (Tv_{Lifting}(p) - Tv_a(p)) dln(p) \quad (A.2)$$

Dove  $p_0$  è la pressione al suolo. A differenza del CAPE ha segno negativo, in quanto quantifica l'energia che deve essere fornita dal sollevamento forzato dei primi chilometri per portare il volumetto oltre la quota di LFC, dove inizia la convezione libera. Valori inferiori a  $-50 Jkg^{-1}$  sono da considerarsi elevati e dunque è improbabile che in tale contesto la convezione si sviluppi per l'eccessiva inibizione presente.

## A.3 Updraft Helicity

L'*helicity* è data dal prodotto scalare di velocità del vento per la vorticità:

$$H = \vec{\omega} \cdot \vec{v} \quad (A.3)$$

In questo caso siamo interessati in particolare all'*helicity* orizzontale che quindi è data da:

$$H = -\frac{\partial v}{\partial z}u + \frac{\partial u}{\partial z}v \quad (A.4)$$

Dove si è supposto che la derivata orizzontale della velocità verticale sia nulla (ipotesi verificata in assenza di *updraft*). Davies-Jones (1984) ha dimostrato l'importanza di avere vorticità *streamwise* per lo sviluppo di supercelle: l'*helicity* quantifica proprio la quantità di vorticità *streamwise* presente nell'ambiente che può essere assorbita da un *updraft* ed essere poi sottoposta a *tilting*.

Allo scopo invece di identificare chiaramente i mesocicloni nelle simulazioni numeriche, è stato introdotto recentemente l'indice UH (Updraft Helicity): esso correla la vorticità verticale  $\zeta$  con la velocità verticale  $w$  tra i 2 e i 5 km di quota (Equazione A.5).

$$UH = \int_{2km}^{5km} \zeta w dz \quad (A.5)$$

Davies-Jones (1984) ha fornito il *background* teorico per questo indice, tramite l'analisi di correlazioni da lui condotta. Kain et al. (2008) hanno analizzato questo indice su un elevato numero di casi studi, individuando la soglia di  $UH = 50 m^2 s^{-2}$  per selezionare i mesocicloni sul modello WRF con griglia orizzontale 2 km.

Clark et al. (2012) hanno applicato questo indice per analizzare gli *outbreak* tornadici, individuando la soglia di  $UH = 100 m^2 s^{-2}$  come quella adatta a individuare mesocicloni capaci di generare tornado.

# Appendice B

## Equazione di Davies-Jones

In questa sezione si ricava l'equazione 1.7 analizzata nel capitolo 1 e ottenuta da Davies-Jones (1984).

### B.1 Equazioni di Navies-Stokes linearizzate

Si considerano le equazioni di Navies-Stokes in approssimazione di Boussinesq, non rotanti, inviscide e adiabatiche (Lin, 2007)

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{B.1})$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (\text{B.2})$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (\text{B.3})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{B.4})$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = 0 \quad (\text{B.5})$$

Dove  $u, v, w$  sono le 3 componenti del vento,  $t$  il tempo,  $\rho$  la densità,  $p$  la pressione,  $x, y, z$  le coordinate spaziali,  $\theta$  la temperatura potenziale.  $D$  è utilizzato per indicare la derivata totale (somma del termine locale e avvevativo). Le prime 3 equazioni (B.1), (B.2) e (B.3) sono la conservazione del momento, (B.4) è la conservazione della massa e l'ultima (B.5) è la conservazione dell'energia.

Si procede quindi a linearizzare le equazioni precedenti, considerando ciascuna variabile come somma di un termine medio (indicato con una barra) e di un termine perturbativo (indicato con un apice). Si considera inoltre che la componente verticale della velocità ha valore medio nullo. Si definisce quindi l'operatore  $L$ :

$$L = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \quad (\text{B.6})$$

Ricordando che il termine di galleggiamento si può scrivere come differenza di temperatura potenziale e trascurando i termini di secondo ordine perturbativo, si giunge al seguente set

di equazioni linearizzate:

$$Lu' + \bar{u}_z w' = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \quad (\text{B.7})$$

$$Lv' + \bar{v}_z w' = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \quad (\text{B.8})$$

$$Lw' = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'}{\theta} \quad (\text{B.9})$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (\text{B.10})$$

$$L\theta' - \gamma w' = 0 \quad (\text{B.11})$$

In cui è stato definito  $\gamma = -\frac{\partial \theta}{\partial z}$  ed è stata introdotta la funzione di Exner:

$$\pi = C_p \theta_0 \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (\text{B.12})$$

Con  $C_p$  capacità termica dell'aria secca a pressione costante,  $R$  costante dell'aria secca,  $\theta_0$  e  $p_0$  rispettivamente la temperatura potenziale e la pressione alla quota di riferimento (normalmente corrispondente a  $p = 1000hPa$ ).

Il termine gradiente di pressione a destra delle equazioni (B.1), (B.2) e (B.3), diventa il gradiente della funzione di Exner grazie al cambio di variabile. Infatti, denotando come  $s$  una generica coordinate spaziale, dalla regola di derivazione della catena si ha:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial \pi} \frac{\partial \pi}{\partial s} \quad (\text{B.13})$$

Invertendo l'equazione (B.12) si ottiene:

$$p = \left( \frac{\pi}{C_p \theta_0} \right)^{\frac{C_p}{R}} p_0 \quad (\text{B.14})$$

Facendo la derivata si ottiene:

$$\frac{\partial p}{\partial \pi} = \frac{p}{\pi} \frac{C_p}{R} \quad (\text{B.15})$$

Usando la definizione (B.12), la definizione di temperatura potenziale e l'equazione di stato  $p = \rho RT$  con  $T$  la temperatura, si ottiene:

$$\frac{\partial p}{\partial \pi} = \rho \quad (\text{B.16})$$

Da cui si conclude che:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} = \frac{\partial \pi}{\partial s} \quad (\text{B.17})$$

## B.2 Correlazione tra vorticità verticale e velocità verticale

Si introduce a questo punto lo spostamento verticale  $\eta'$ , definito in modo tale che:

$$w' = L\eta' \quad (\text{B.18})$$

Denotando con  $a'$  e  $b'$  la parte fluttuante di due variabili qualsiasi, si può dimostrare a questo punto che se:

$$La' = Lb' \quad (\text{B.19})$$

Allora:

$$a' = b' \quad (\text{B.20})$$

per qualsiasi  $t > 0$ , purchè la perturbazione stia crescendo esponenzialmente. Dunque l'equazione (B.11) si riduce a:

$$L\theta' - \gamma w' = 0 \leftrightarrow L\theta' - \gamma L\eta' = 0 \leftrightarrow \theta' = \gamma\eta' \quad (\text{B.21})$$

Si introduce ora la vorticità verticale  $\zeta$ :

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{B.22})$$

Derivando (B.7) rispetto ad  $y$ , (B.8) rispetto a  $x$  e sottraendo si ottiene:

$$L\zeta' = \bar{u}_z \frac{\partial w'}{\partial y} - \bar{v}_z \frac{\partial w'}{\partial x} \quad (\text{B.23})$$

Oppure equivalentemente, considerando la proprietà (B.20) e la definizione (B.18):

$$\zeta' = \bar{u}_z \frac{\partial \eta'}{\partial y} - \bar{v}_z \frac{\partial \eta'}{\partial x} \quad (\text{B.24})$$

Per come sono stati definiti i *boundary* del dominio nel capitolo 1, per ciascuna variabile considerata  $a$  vale che:

$$\bar{a} = 0 \quad (\text{B.25})$$

Si ricorda dunque la definizione di correlazione tra due variabili generiche  $a$  e  $b$ :

$$\langle ab \rangle = \langle (\bar{a} + a')(\bar{b} + b') \rangle = \langle a'b' \rangle \quad (\text{B.26})$$

Dunque, utilizzando equazione (B.24) la correlazione tra vorticità verticale e spostamento verticale è data da:

$$\langle \zeta'\eta' \rangle = \langle \bar{u}_z \eta' \frac{\partial \eta'}{\partial y} \rangle - \langle \bar{v}_z \eta' \frac{\partial \eta'}{\partial x} \rangle = 0 \quad (\text{B.27})$$

In quanto la correlazione è un'integrale spaziale e i termini  $\frac{\partial \eta'}{\partial y}$  e  $\frac{\partial \eta'}{\partial x}$  danno entrambi due contributi di segno opposto e modulo uguale che in una media spaziale si annullano (si ricorda che si utilizza l'ipotesi di updraft simmetrico). Dato che si sta studiando la crescita di un updraft, si considera ora per lo spostamento verticale l'equazione di crescita:

$$\frac{D\eta'}{Dt} = \sigma\eta' \quad (\text{B.28})$$

Dove si denota con  $\sigma$  il fattore di crescita. Riscrivendo l'equazione (B.28) si ottiene:

$$\frac{\partial \eta'}{\partial t} = \sigma\eta' - \vec{c} \cdot \vec{\nabla}_H \eta' \quad (\text{B.29})$$

Dove  $\vec{c}$  è il vettore spostamento del temporale. Si osserva quindi che l'operatore  $L$  definito in (B.6), utilizzando l'equazione (B.29), diventa per lo spostamento verticale:

$$L = \sigma + (\vec{v} - \vec{c}) \cdot \vec{\nabla}_H \quad (\text{B.30})$$

Si calcola dunque la correlazione tra vorticità verticale e spostamento verticale  $\langle \zeta'w' \rangle = \langle \zeta' L\eta' \rangle$  utilizzando l'operatore  $L$  così ridefinito:

$$\langle \zeta' L\eta' \rangle = \langle \zeta' (\sigma + (\vec{v} - \vec{c}) \cdot \vec{\nabla}_H) \eta' \rangle \quad (\text{B.31})$$

L'equazione (B.24) può essere riscritta in forma vettoriale come:

$$\zeta' = \vec{\omega} \cdot \vec{\nabla}_H \eta' \quad (\text{B.32})$$

Dove  $\vec{\omega}$  è il vettore vorticità orizzontale. Utilizzando (B.32), l'equazione (B.31) diventa:

$$\langle \zeta' w' \rangle = \langle (\vec{\omega} \cdot \vec{\nabla}_H \eta') (\sigma + (\vec{v} - \vec{c}) \cdot \vec{\nabla}_H) \eta' \rangle \quad (\text{B.33})$$

Scomponendo la somma:

$$\langle \zeta' w' \rangle = \sigma \langle (\vec{\omega} \cdot \vec{\nabla}_H \eta') \eta' \rangle + \langle (\vec{\omega} \cdot \vec{\nabla}_H \eta') (\vec{v} - \vec{c}) \cdot \vec{\nabla}_H \eta' \rangle \quad (\text{B.34})$$

Il primo termine si osserva che è  $\langle \zeta' \eta' \rangle$ , ed è dunque nullo per l'equazione (B.27).

Si introducono quindi le derivate direzionali  $\hat{p} \cdot \vec{\nabla}_H \eta' = \frac{\partial \eta'}{\partial p}$  e  $\hat{q} \cdot \vec{\nabla}_H \eta' = \frac{\partial \eta'}{\partial q}$ , dove  $\hat{p}$  e  $\hat{q}$  sono i versori rispettivamente paralleli e ortogonali allo spostamento relativo del temporale. Si ricorda inoltre la scomposizione della vorticità in *streamwise* e *crosswise*  $\vec{\omega} = \omega_s \hat{p} + \omega_c \hat{q}$ . Dunque l'equazione (B.34) diventa:

$$\langle \zeta' w' \rangle = (\omega_s \hat{p} + \omega_c \hat{q}) \cdot \left( \frac{\partial \eta'}{\partial p} \hat{p} + \frac{\partial \eta'}{\partial q} \hat{q} \right) |\vec{v} - \vec{c}| \frac{\partial \eta'}{\partial p} \quad (\text{B.35})$$

Da cui si giunge al risultato finale (1.7) eseguendo il prodotto scalare:

$$\langle \zeta' w' \rangle = |\vec{v} - \vec{c}| \left( \omega_s \left\langle \frac{\partial \eta'}{\partial p} \frac{\partial \eta'}{\partial p} \right\rangle + \omega_c \left\langle \frac{\partial \eta'}{\partial q} \frac{\partial \eta'}{\partial p} \right\rangle \right) \quad (\text{B.36})$$



# Acronimi

- BOLAM** Bologna Limited Area Model. 29
- CAPE** Convective Available Potential Energy. 12, 79
- CFL** Courant-Friedrichs-Lewy. 32
- CIN** Convective INhibition. 55, 80
- CNR** Consiglio Nazionale delle Ricerche. 29
- DPC** Dipartimento della Protezione Civile. 18, 20, 21, 36
- ECMWF** European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 30, 31
- EF** Enhanced Fujita. 4
- EL** Equilibrium Level. 79
- ESSL** European Severe Storm Laboratory. 4, 23
- ESWD** European Severe Weather Database. 23
- FFD** Forward Flank Downdraft. 3, 9, 41, 42, 75, 76
- GFS** Global Forecast System. 17, 29
- IF** International Fujita. 4
- IFS** Integrated Forecast System. 29, 31
- ISAC** Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima. 29
- LFC** Level of Free Convection. 79
- LLJ** low-level jet. 57, 59, 65, 66, 70, 72, 77, 78
- MCS** Mesoscale Convective System. 18, 23
- MOLOCH** MOdello LOCALE sviluppato in H-Hybrid. 29, 30
- PV** Vorticità Potenziale. 14, 18, 19
- QLCS** Quasi Linear Convective System. 16

**RFD** Rear Flank Downdraft. 3, 41, 42, 75

**SB CAPE** Surface Based CAPE. 55, 79

**UH** Updraft Helicity. 35, 36, 37, 38, 39, 68, 80

**UTC** Coordinate Universal Time. 17

**WRF** Weather Research and Forecasting. 16

**Z** Zulu. 32

# Bibliografia

- Alberoni, PP, V Levizzani, RJ Watson, AR Holt, S Costa, P Mezzasalma e S Nanni (2000). «The 18th June 1997 Companion supercells: Multiparametric Doppler radar analysis». In: *Meteorol. Atmos. Phys* 75, pp. 101–120.
- Atkins, N T, M L Weisman e L J Wicker (1999). «The Influence of Preexisting Boundaries on Supercell Evolution». In: *Mon. Weather Rev.* 127, pp. 2910–2927.
- Avolio, E e M M Miglietta (2022). «Tornadoes in the Tyrrhenian regions of the Italian peninsula: The case study of 28 July 2019». In: *Atmospheric Research*, p. 106285.
- Bagagnoli, L, R Inghrosso e M M Miglietta (2021). «Synoptic patterns and mesoscale precursors of Italian tornadoes». In: *Atmospheric Research* 253, p. 105503.
- Bechini, R, D Giaiotti, A Manzato, F Stel e S Micheletti (2001). «The June 4th 1999 severe weather episode in San Quirino, Italy: a tornado event?» In: *Atmospheric research* 56.1-4, pp. 213–232.
- Bechis, H, J Ruiz, P Salio, M Cancelada e Milagros A I (2022). «Mesoscale influences on the development of a dryline in Argentina: A modelling case study». In: *Atmospheric Research* 265, p. 105926.
- Bertato, M, D B Giaiotti, A Manzato e F Stel (2003). «An interesting case of tornado in Friuli-Northeastern Italy». In: *Atmospheric research* 67, pp. 3–21.
- Billett, SJ e EF Toro (1997). «AOn WAF-Type Schemes for Multidimensional Hyperbolic Conservation Laws». In: *Journal of Computational Physics* 130.1, pp. 1–24.
- Brooks, E M (1949). «The tornado cyclone». In: *Weatherwise* 2.2, pp. 32–33.
- Browning, KA (1962). «Cellular structure of convective storms». In: *Meteor. Mag* 91.1085, pp. 341–350.
- Clark, A J, J S Kain, P T Marsh, J Correia, M Xue e F Kong (2012). «Forecasting tornado pathlengths using a three-dimensional object identification algorithm applied to convection-allowing forecasts». In: *Weather and Forecasting* 27.5, pp. 1090–1113.
- Costa, S, P Mezzasalma, V Levizzani, PP Alberoni e S Nanni (2001). «Deep convection over Northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis». In: *Atmospheric Research* 56.1-4, pp. 73–88.
- Ćwik, P, R A McPherson e H E Brooks (2021). «What Is a Tornado Outbreak?: Perspectives through Time». In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 102.4, E817–E835.
- Davies-Jones, R (1984). «Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms». In: *Journal of Atmospheric Sciences* 41.20, pp. 2991–3006.
- Davolio, S, P Malguzzi, O Drofa, D Mastrangelo e A Buzzi (2020). «The Piedmont flood of November 1994: A testbed of forecasting capabilities of the CNR-ISAC meteorological model suite». In: *Bulletin of Atmospheric Science and Technology* 1.3, pp. 263–282.
- Doswell, C A e D W Burgess (1993). «Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models». In: *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 79, pp. 161–161.

- Drofa, OV e P Malguzzi (2004). «Parameterization of microphysical processes in a non hydrostatic prediction model». In: *Proceedings of 14th Intern. Conf. on Clouds and Precipitation (ICCP), Bologna, Italy*, pp. 19–23.
- ESSL (2018). *The International Fujita (IF) Scale: Tornado and Wind Damage Assessment Guide*. URL: <https://www.essl.org/cms/international-fujita-scale/>.
- Fujita, T T (1971). *Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity*. Rapp. tecn.
- Giaiotti, Dario B e Fulvio Stel (2007). «A multiscale observational case study of an isolated tornadic supercell». In: *Atmospheric research* 83.2-4, pp. 152–161.
- Hushcke, R. E. (1959). *Glossary of Meteorology*. Boston: Amer. Meteor. Soc.
- Kain, J S (2004). «The Kain–Fritsch convective parameterization: an update». In: *Journal of applied meteorology* 43.1, pp. 170–181.
- Kain, J S et al. (2008). «Some practical considerations regarding horizontal resolution in the first generation of operational convection-allowing NWP». In: *Weather and Forecasting* 23.5, pp. 931–952.
- Klemp, J B e R Rotunno (1983). «A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm». In: *Journal of Atmospheric Sciences* 40.2, pp. 359–377.
- Lemon, L R e C A Doswell III (1979). «Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis». In: *Monthly Weather Review* 107.9, pp. 1184–1197.
- Lin, Y-L (2007). *Mesoscale dynamics*. Vol. 630. Cambridge University Press Cambridge.
- Ludlam, F. H. (1961). «The hailstorm». In: *Weather* 16, pp. 152–162.
- Maddox, R A, L R Hoxit e C F Chappell (1980). «A study of tornadic thunderstorm interactions with thermal boundaries». In: *Monthly Weather Review* 108.3, pp. 322–336.
- Malguzzi, P, A Buzzi e O Drofa (2011). «The meteorological global model GLOBO at the ISAC-CNR of Italy assessment of 1.5 yr of experimental use for medium-range weather forecasts». In: *Weather and forecasting* 26.6, pp. 1045–1055.
- Markowski, P M, E N Rasmussen e J M Straka (1998). «The occurrence of tornadoes in supercells interacting with boundaries during VORTEX-95». In: *Weather and Forecasting* 13.3, pp. 852–859.
- Miglietta, M M, A Manzato e R Rotunno (2016). «Characteristics and predictability of a supercell during HyMeX SOP1». In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.700, pp. 2839–2853.
- Miglietta, M M e I T Matsangouras (2018). «An updated “climatology” of tornadoes and waterspouts in Italy». In: *International Journal of Climatology* 38.9, pp. 3667–3683.
- Miglietta, M M, J Mazon, V Motola e A Pasini (2017). «Effect of a positive sea surface temperature anomaly on a Mediterranean tornadic supercell». In: *Scientific reports* 7.1, pp. 1–8.
- Miglietta, M M, J Mazon e R Rotunno (2017). «Numerical simulations of a tornadic supercell over the Mediterranean». In: *Weather and Forecasting* 32.3, pp. 1209–1226.
- Morcrette, JJ, H W Barker, JNS Cole, M J Iacono e R Pincus (2008). «Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecasting System». In: *Monthly weather review* 136.12, pp. 4773–4798.
- Poli, V. e R. Stanzani (2021). *Rapporto dell'evento meteorologico del 19 e 20 settembre 2021*. URL: [www.arpae.it/it/notizie/rapporto-evento-19-e-20-settembre-2021](http://www.arpae.it/it/notizie/rapporto-evento-19-e-20-settembre-2021).
- Rasmussen, E N (2003). «Refined supercell and tornado forecast parameters». In: *Weather and Forecasting* 18.3, pp. 530–535.

- Rasmussen, E N e D O Blanchard (1998). «A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters». In: *Weather and forecasting* 13.4, pp. 1148–1164.
- Rasmussen, E N, S Richardson, J M Straka, P M Markowski e D O Blanchard (2000). «The association of significant tornadoes with a baroclinic boundary on 2 June 1995». In: *Monthly weather review* 128.1, pp. 174–191.
- Ritter, B e J-F Geleyn (1992). «A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations». In: *Monthly weather review* 120.2, pp. 303–325.
- Rotunno, R e J B Klemp (1982). «The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion». In: *Monthly Weather Review* 110.2, pp. 136–151.
- (1985). «On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms». In: *Journal of Atmospheric Sciences* 42.3, pp. 271–292.
- Taszarek, M, J T Allen, P Groenemeijer, R Edwards, H E Brooks, V Chmielewski e S-E Enno (2020). «Severe convective storms across Europe and the United States. Part I: Climatology of lightning, large hail, severe wind, and tornadoes». In: *Journal of Climate* 33.23, pp. 10239–10261.
- Tochimoto, E, M M Miglietta, L Bagagnoli, R Ingrosso e H Niino (2021). «Characteristics of extratropical cyclones that cause tornadoes in Italy: A preliminary study». In: *Atmosphere* 12.2, p. 180.
- WSEC (2006). *A recommendation for an enhanced Fujita scale (EF-scale)*. report. Texas Tech University Wind Science e Engineering Center Rep.
- Zampieri, M, P Malguzzi e A Buzzi (2005). «Sensitivity of quantitative precipitation forecasts to boundary layer parameterization: a flash flood case study in the Western Mediterranean». In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5.4, pp. 603–612.

# Ringraziamenti

Si ringrazia il Dipartimento di Protezione Civile per aver fornito tramite la piattaforma Dewetra le immagini radar del composito nazionale e i dati pluviometrici.

Si ringrazia ARPA Emilia Romagna e ARPA Lombardia per aver gentilmente messo a disposizione le interpolazioni dei campi di temperatura, umidità relativa e vento osservati dalle rispettive reti di stazioni meteo al suolo.

Si ringraziano gli autori delle foto dei tornado: Adriana Lomoio, Sara Mangone, Alessandro Piazza, Maurizio Signani, Nicola Pirondini e Laura Giorgi.

Ringrazio il CNR-ISAC per avermi ospitato e permesso di lavorare a questa tesi con la catena modellistica BOLAM-MOLOCH. In particolare ringrazio il Prof. Vincenzo Levizani per la grande disponibilità dimostrata fin da subito per poter svolgere il lavoro di tesi presso il CNR-ISAC, nonostante le difficoltà. Ringrazio il Dott. Mario Marcello Miglietta per i numerosi e stimolanti spunti forniti durante il lavoro di tesi. Un grande grazie al Dott. Silvio Davolio che mi ha seguito con costanza e pazienza in questi mesi e con il quale ho avuto modo di confrontarmi quotidianamente su qualsiasi questione ne sentissi la necessità.

Ringrazio la mia famiglia per il supporto sempre garantito e per avermi dato la possibilità di coltivare la mia passione.