ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITA' DI BOLOGNA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea triennale in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

ANALISI DI EVENTI DI PRECIPITAZIONE INTENSA COLLEGATI A TEMPORALI AUTO-RIGENERANTI

Tesi di laurea di: Manuele Morgagni Relatore:

Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatore:

Prof. Ennio Tosi

Sessione III Anno Accademico 2010-11

INDICE

1	In	itroduzi	one	1
2	Ιt	tempor	ali	3
	2.1	Ciclo	o di vita della cella temporalesca	3
	2.2	I ter	nporali multicella	5
	2.	2.1	Struttura e caratteristiche principali	5
	2.3 Mes		oscale Convective System (MCS)	6
	2.	3.1	Caratteristiche principali degli MCS e degli MCC	7
	2.	.3.2	Struttura	9
	2.	.3.3	Movimento	11
	2.	.3.4	Modifiche dell'ambiente regionale	12
	2.4	I ter	nporali enhanced-V shape	14
	2.	4.1	Parametri dei temporali enhanced-V shape	15
	2.5	I ter	nporali auto-rigeneranti	17
3	Α	nalisi di	temporali auto-rigeneranti	19
	3.1	Evei	nto del 25 ottobre 2011	19
	3.	1.1	Analisi meteorologica a scala sinottica	20
	3.	.1.2	Analisi meteorologica alla mesoscala	26
	3.	.1.3	Sviluppo del sistema temporalesco e dati osservati	31
	3.2	Evei	nto del 4 novembre 2011	39
	3.	.2.1	Analisi meteorologica a scala sinottica	39
	3.	.2.2	Analisi meteorologica alla mesoscala	44
	3.	.2.3	Sviluppo del sistema temporalesco e dati osservati	47
4	C	onclusio	oni	55
5	Bibliografia			57
6	G	lossario)	59

1 Introduzione

L'autunno è la stagione più piovosa su gran parte del territorio italiano in quanto i cicloni di origine atlantica nel loro moto verso est percorrono traiettorie più meridionali e si presentano più facilmente le condizioni per il formarsi di cicloni sottovento alle Alpi, che si originano di solito nel Golfo di Genova, per poi migrare verso est. Le acque del Mar Mediterraneo, ancora calde, accelerano la crescita del ciclone sottovento (Buzzi and Tibaldi 1978; Buzzi et al. 1987) e in particolare richiamano aria caldo-umida dall'Africa verso l'Italia, associata a precipitazioni intense nelle aree esposte ai venti di scirocco, come le regioni tirreniche ed il versante meridionale delle Alpi. Il segnale climatologico di questo tipo di circolazione è visibile in Fig. 1.1 (Frei and Schär 1998) che riporta la precipitazione media per il mese di ottobre e mostra un massimo sulla Liguria orientale e sull'Alta Toscana.

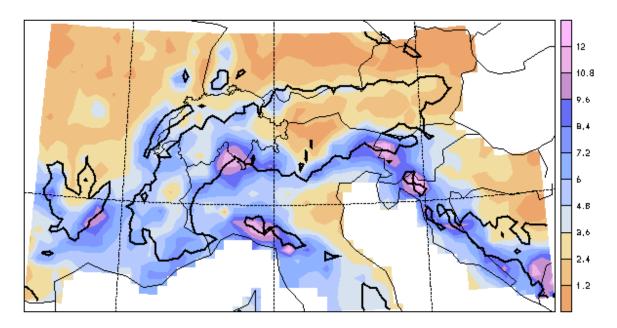


Figura 1.1. Eventi di precipitazione nel mese di ottobre sull'Italia del nord raffigurate come percentuale (%) degli eventi con intensità di precipitazione al suolo superiore ai 20 mm nel periodo 1971-1990 (Frei and Schär 1998). Si noti il massimo climatologico sul Levante Ligure e l'Alta Toscana.

Le precipitazioni associate ai sistemi frontali possono stazionare per più tempo se il movimento naturale verso est è ostacolato dalla presenza di un anticiclone nell'Europa sud-orientale, come spesso accade durante il passaggio tra estate e autunno. Nel 2011, dopo un settembre stabile e molto caldo, il cambiamento stagionale è avvenuto alla fine del mese di

ottobre con l'entrata di due saccature di origine atlantica; l'orografia del nord Italia e in particolare della Liguria ha favorito la formazione di sistemi temporaleschi organizzati che si sono rigenerati nella stesse zone per alcune ore, scaricando precipitazioni intense e provocando alluvioni lampo nel Levante Ligure ed Alta Toscana (25 ottobre) e nella città di Genova (4 novembre), con danni ingenti e perdita di vite umane.

I temporali auto-rigeneranti sono sistemi convettivi abbastanza comuni in Italia nella stagione autunnale, grazie al Mar Mediterraneo che fornisce energia utile a mantenerli in attività per molte ore. La formazione e lo sviluppo di questi sistemi, che a volte possono mostrare un'organizzazione alla mesoscala, dipende dalla configurazione meteorologica alla scala sinottica e da particolari condizioni dinamiche e termodinamiche alla mesoscala. Si possono quindi generare condizioni per una convezione quasi-stazionaria e di lunga durata spesso favorita dall'interazione con l'orografia complessa dell'Europa meridionale affacciata sul Mediterraneo (es. Davolio et al. 2009). In questa tesi si cercherà di determinare quali fattori possono portare alla nascita di temporali auto-rigeneranti analizzando i sistemi che hanno colpito la Liguria tra fine ottobre e inizio novembre del 2011, con particolare attenzione all'evoluzione e alla struttura di questi particolari sistemi temporaleschi.

2 I temporali

I temporali sono fenomeni atmosferici tra i più intensi in natura associati ai cumulonembi, nubi a forte espansione verticale che si sviluppano in condizioni di instabilità atmosferica. Sono fenomeni spesso accompagnati da forti piogge, grandinate, fulmini e folate di vento che possono creare pericoli e disagi; per questo sono oggetto di molti studi volti ad una loro migliore previsione.

I temporali sono composti da una o più celle a circolazione convettiva, formate da un'area con correnti ascensionali (updraft) costituite dall'aria caldo-umida che origina ed alimenta la cella, e da una regione con correnti discendenti (downdraft) dove si hanno forti precipitazioni e folate di vento.

2.1 Ciclo di vita della cella temporalesca

Il ciclo di vita di una cella temporalesca si divide in tre stadi che dipendono dall'intensità e dalla direzione dei moti verticali:

- 1. Stadio di cumulo (cumulus humilis): la nube è caratterizzata da updraft in tutta la cella dovuti all'ascesa di aria calda dal suolo (le "termiche") che solitamente raggiunge la saturazione al livello di condensazione forzata (LCL); a questo punto la "termica" prosegue nella sua ascesa e, se raggiunge il livello di convezione libera (LFC), essa continuerà ad accelerare verso l'alto grazie alla forza di galleggiamento. Il cumulo cresce e in casi particolari di instabilità passa allo stadio di cumulus congestus, raggiungendo altezze di intorno ai 6 km.
- 2. Stadio maturo: è caratterizzato dallo sviluppo del cumulonembo (*cumulonimbus*) che può raggiungere altezze di 10-12 km o anche più; in questo stadio sono presenti updraft e downdraft anche di forte intensità. La circolazione di downdraft è prodotta dalla forza di trascinamento indotta dalle gocce sull'aria e dal raffreddamento evaporativo dell'aria.

3. Stadio di dissipazione: l'intera cella è interessata da downdraft deboli; il top della nube può raggiungere la tropopausa diffondendosi orizzontalmente e dando origine all'incudine del temporale (*cumulonimbus incus*). Con il decadimento dell'updraft e la conseguente cessazione della pioggia, il downdraft si indebolisce e infine dissipa completamente, lasciando dietro di sé un residuo di aria nuvolosa.

I temporali possono essere composti da più celle convettive o da singole celle temporalesche che hanno una struttura particolare e sono classificati in base all'intensità dello shear verticale del vento:

- a) Cella singola: sono temporali relativamente di piccole dimensioni e si formano in condizioni di debole shear verticale del vento.
- b) **Multicella**: sono sistemi di grande dimensione che si sviluppano in condizioni di forte shear verticale del vento.
- c) Supercella: si tratta di una singola cella temporalesca che presenta un updraft rotante generalmente associato ad un mesociclone, che grazie al forte shear verticale del vento interagisce solo parzialmente con il downdraft, dando la possibilità alla cella di autoalimentarsi e durare nel tempo.

I fenomeni più intensi, come alluvioni lampo, grandine e vento forte sono associati alle multicelle e alle supercelle; in queste ultime possono formarsi anche tornado distruttivi.

Il temporale a cella singola è un cumulonembo isolato prodotto da convezione locale in una massa d'aria instabile, piuttosto che da fronti o linee di instabilità; questo sistema generalmente sviluppa una singola regione con precipitazioni e il campo di pressione è interamente determinato dal galleggiamento della corrente ascensionale calda. La loro struttura è la stessa della cella temporalesca spiegata in precedenza (Fig. 2.1) dove lo stadio di cumulo ha una durata di 10-15 minuti, lo stadio maturo di 15-30 minuti mentre la fase dissipativa di circa 30 minuti.

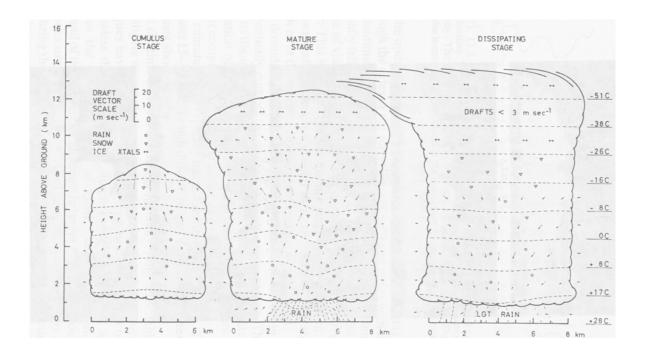


Figura 2.1. Modello di Byers and Braham (1949) della formazione ed evoluzione di una cella temporalesca.

2.2 I temporali multicella

I sistemi multicellulari sono composti da più celle temporalesche, ognuna delle quali segue la propria evoluzione, promuovendo lo sviluppo di nuove celle. In condizioni di debole wind shear verticale il sistema tende ad essere scarsamente organizzato e la relazione tra le singole celle è distinguibile a malapena; invece in caso di forte shear verticale le varie celle temporalesche possono essere talmente integrate da perdere la propria identità, dando origine a un sistema organizzato a scala più grande e di durata maggiore.

2.2.1 Struttura e caratteristiche principali

Come detto in precedenza i temporali multicella sono costituiti da più celle temporalesche che si organizzano in un sistema di dimensioni maggiori della cella singola. Caratteristica fondamentale di questi temporali è il *gust front*: l'aria fredda del downdraft quando arriva al suolo si espande in orizzontale originando forti raffiche lineari; il gust front è più denso

dell'aria calda e umida preesistente, e per questo si incunea sotto di essa, provocando un sollevamento forzato della massa d'aria, da cui nascono nuove celle temporalesche.

Uno schema esemplificativo di un temporale multicella è mostrato in Fig. 2.2 da cui si nota che le nuove celle convettive si formano dove l'aria è sollevata dal gust front; quando questa massa d'aria raggiunge il LFC, inizia a salire spontaneamente grazie alla forza di galleggiamento. Il vapore acqueo condensa formando goccioline di nube e particelle di ghiaccio nell'updraft, che successivamente andranno a formare un nuovo downdraft. L'aria secca dell'ambiente circostante con temperatura potenziale equivalente (θ_e) più bassa, entra nella cella ai livelli medi, nella sua parte posteriore.

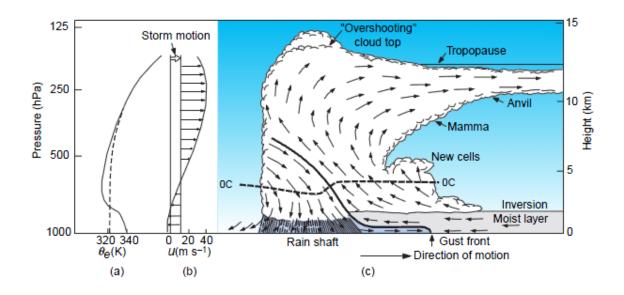


Figura 2.2. Struttura di una multicella. (a) profilo verticale della temperatura potenziale equivalente θ_e ; (b) profilo verticale della componente orizzontale del vento u.

Le multicelle possono organizzarsi a loro volta in diversi modi: cluster di multicelle, linea di multicelle (*squall line*), Mesoscale Convective System (MCS) e Mesoscale Convective Complex (MCC).

2.3 Mesoscale Convective System (MCS)

Secondo Zipser (1982) un MCS è un sistema atmosferico che mostra celle convettive incorporate in una circolazione alla mesoscala che è almeno in parte guidata dai processi

convettivi; tale definizione generale comprende una grande varietà di fenomeni alla mesoscala a partire da cluster di multicelle, che hanno una breve durata, fino ad arrivare a sistemi ben organizzati, quali squall lines, MCC o tempeste tropicali di lunga durata e persino uragani.

2.3.1 Caratteristiche principali degli MCS e degli MCC

Nella definizione di MCS sono compresi anche tempeste tropicali o uragani, ma solitamente nello studio degli MCS si tende ad escludere questo tipo di fenomeni, includendo tutti i sistemi che avvengono alla mesoscala, ovvero che hanno un numero di Rossby dell'ordine di 1, e sistemi che hanno un raggio paragonabile al raggio di deformazione di Rossby (Schubert et al. 1980; Cotton et al. 1989)

$$\lambda_R = \frac{c_N}{(s+f)^{1/2}(2VR^{-1}+f)^{1/2}}$$

dove ζ è la componente verticale della vorticità relativa, f il parametro di Coriolis, C_N la velocità di fase di una gravity wave e V la componente tangenziale del vento con raggio di curvatura R.

Per MCS alle medie latitudini λ_R è di circa 300 km e l'influenza dovuta all'effetto di Coriolis diventa significativa in tempi di 3-6 ore. Anche i MCC, sottoinsieme di sistemi convettivi alla mesoscala che appaiono come grossi sistemi nuvolosi di forma circolare e di lunga durata, soddisfano gli stessi criteri dinamici degli MCS (Cotton et al. 1989).

Un MCC, per essere definito tale, deve esser caratterizzato da temperature sommitali entro range ben definiti (Fig. 2.3) e per periodi maggiori di 6 ore:

- T≤-32°C nella corona che circonda il "cuore" del cluster temporalesco;
- **T ≤ -52°C** nel "cuore" convettivo del sistema (top della nube).

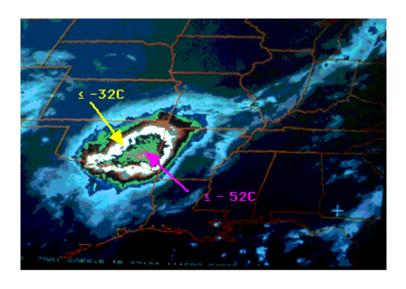


Figura 2.3. Immagine del satellite GOES di un MCC con temperatura del top delle nubi.

Gli MCS si possono suddividere in due tipi in base al meccanismo dinamico che origina la convezione e la formazione dei grossi sistemi nuvolosi che caratterizzano questi temporali. Gli eventi di tipo 1 si hanno quando un'estesa massa d'aria potenzialmente instabile ai bassi livelli è costretta a salire in una zona frontale o in una regione baroclina; gli eventi di tipo 2 invece si verificano in un'atmosfera maggiormente barotropica e dipendono dalla produzione da parte dei downdraft di un *cold pool* (letteralmente lago, piscina di aria più fredda) e dalla sua interazione con il wind shear verticale dell'ambiente, che può produrre updraft molto estesi. Per questo gli eventi di tipo 2 derivano più dalle caratteristiche e dai processi imposti dalla convezione stessa.

Un fattore distintivo per la longevità e le dimensioni di un MCS è la forza di crescita iniziale; Tollerud et al. (1992) nella loro analisi del rapporto tra tassi di crescita e dimensioni dei sistemi (Fig. 2.4) trovarono che nel ciclo di vita di un MCS il tasso di crescita delle prime tre ore è un buon indice predittivo per le eventuali dimensioni e durata del sistema.

Nel periodo di crescita iniziale si concentrano anche la maggior parte dei fenomeni atmosferici violenti, come grandine, tornado e forti raffiche; circa l'80% di report di *severe* weather si sono riscontrati nelle prime ore di attività di questi sistemi temporaleschi (Maddox et al. 1986). Le precipitazioni più intense invece si hanno generalmente nella fase

di sviluppo, con frequenza massima di osservazioni di intensità di precipitazione maggiori di 25 mm h⁻¹ da 2 a 6 ore dopo l'inizio di questa fase (Collander 1993).

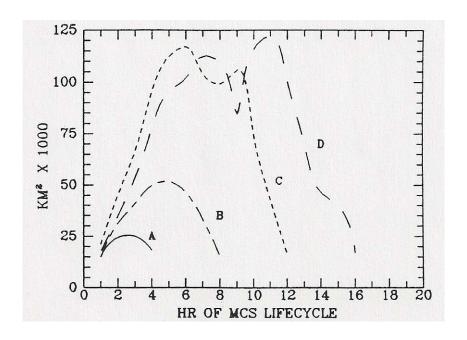


Figura 2.4. Relazione tra dimensioni e durata di un MCS. Le curve A-D mostrano l'area del top delle nubi con temperatura di -52°C di MCS con durata rispettivamente di 4, 8, 12 e 16 ore. Le curve C-D mostrano una crescita iniziale dell'estensione del sistema molto maggiore rispetto alle curve A-B.

2.3.2 Struttura

Durante la fase matura gli MCS sono composti da elementi convettivi e da una regione associata a piogge stratiformi; le celle convettive nella maggior parte dei sistemi tendono ad essere organizzate lungo una linea (*squall lines*) che è seguita dalla regione con le piogge stratiformi (Houze et al. 1990). I sistemi in linea possono avere una forma simmetrica o asimmetrica (Fig. 2.5) ed è ormai riconosciuto che queste forme rappresentano fasi sequenziali del ciclo di vita degli MCS in linea (Skamarock et al. 1994). I vortici ai medi livelli (ciclonico a nord e, a volte, anticiclonico a sud) si sviluppano agli estremi della linea a causa della dimensione finita di questi sistemi lineari; i vortici sono circa della stessa intensità durante la fase simmetrica, mentre nella fase asimmetrica il vortice ciclonico è dominante per il fatto che la forza di Coriolis favorisce l'approfondimento dell'area ciclonica come risultato della convergenza ai medi livelli del sistema, indebolendo invece l'area anticiclonica. La bassa pressione associata alla

circolazione ciclonica ai medi livelli deriva in primo luogo da un'anomalia positiva di θ_e nei livelli superiori, dovuta all'ascesa di aria nella parte convettiva del sistema.

Dallo schema della struttura verticale di un MCS lineare (Fig. 2.6) si nota la regione con precipitazioni stratiformi e quella con rovesci convettivi, oltre alle correnti ascendenti e discendenti nella parte posteriore del sistema, dopo il passaggio del fronte.

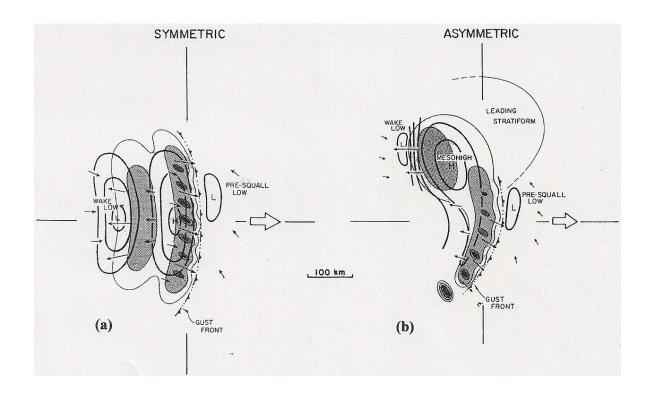


Figura 2.5. Modello concettuale dei campi di pressione al suolo, vento e precipitazioni associati a MCS di forma simmetrica (a) e asimmetrica (b). Il livello delle sfumature indica un incremento della riflettività del radar (sfumature più scure corrispondono al "cuore" delle celle). Le frecce piccole rappresentano le correnti in superficie, con lunghezza proporzionale all'intensità del vento; le frecce grandi mostrano la direzione del sistema. Le isobare indicano un aumento di 1 hPa.

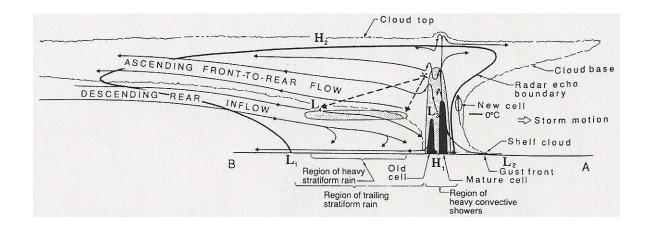


Figura 2.6. Modello concettuale di una squall line. Sezione verticale orientata perpendicolarmente alla linea delle celle convettive e parallelamente al movimento della linea.

2.3.3 Movimento

Il movimento degli MCS dipende da una componente avvettiva, data dal moto medio delle celle convettive, e da una componente di propagazione, definita dalla velocità e posizione delle nuove celle in formazione rispetto a quelle già esistenti (Newton and Katz 1958, Newton and Newton 1959, Bluestein and Jain 1985).

Il concetto si può applicare al moto di elementi alla mesoscala- β (MBE) che producono precipitazioni intense all'interno di un MCC (Merrit and Fritsch 1984). Le celle singole generalmente tendono ad essere spazzate sottovento dal flusso medio presente nello strato della nube (V_{CL}); ma in studi successivi (McAnnelly and Cotton 1986, 1989) si è visto che queste celle a volte deviano significativamente dal flusso medio e perciò si definisce la velocità di una cella MBE (V_{MBE}) e la sua componente di propagazione (V_{PROP}) rispetto al flusso medio. V_{PROP} ha direzione opposta rispetto al flusso ai bassi livelli (V_{LLJ}) che immette nel sistema aria con θ_e più alta.

Per prevedere il movimento delle aree con precipitazioni intense di un MCS si è costruito un modello (Fig. 2.7) che è espresso matematicamente dalla formula:

$$V_{MBE} = V_{CL} - V_{Lij}$$

dove il flusso medio nello strato con le nubi è dato (Fankhauser 1964) dalla formula:

$$V_{CL} = \frac{V_{850} + V_{700} + V_{500} + V_{300}}{4}$$

con direzione e velocità del vento ai vari livelli che sono riferiti rispettivamente agli strati 900-800, 800-600, 600-400 and 400-200 hPa; per quanto riguarda il flusso ai bassi livelli (V_{LLJ}) si considera solo la ventilazione al di sotto dei 1500 metri perché le celle temporalesche aspirano aria soprattutto vicino al suolo.

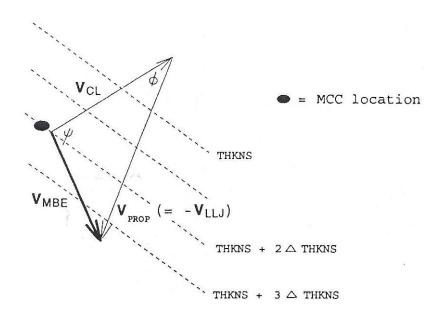


Figura 2.7. Modello concettuale del movimento di una cella alla mesoscala-β (MBE).

2.3.4 Modifiche dell'ambiente regionale

Dal profilo verticale caratteristico di riscaldamento di un MCS si nota un raffreddamento dell'atmosfera nei livelli vicini alla tropopausa, un riscaldamento nell'alta troposfera ed un raffreddamento nella bassa troposfera (Houze 1989); la forma di questo profilo favorisce cambiamenti verticali di stabilità che supportano lo sviluppo di un'anomalia positiva di vorticità potenziale ai medi livelli e di un'anomalia negativa agli alti livelli.

Dalla distribuzione verticale di divergenza, invece, si nota una pronunciata convergenza ai medi livelli ed una forte divergenza vicino alla tropopausa e nella bassa troposfera (Maddox 1983); questo tipo di distribuzione rafforza le anomalie dovute ai cambiamenti verticali di stabilità. Di conseguenza negli MCS le analisi di vorticità potenziale presentano un massimo ai livelli medi ed un minimo ai livelli alti (Fig. 2.8).

Molti studi e osservazioni indicano che gli MCS e gli MCC generano cambiamenti ambientali in accordo con i concetti di vorticità potenziale descritti in precedenza. Ad esempio, gli MCS presentano spesso una zona fredda ai bassi livelli (*cold pool*) (Bosart and Sanders 1981) e possono sviluppare un anticiclone pronunciato con una cupola fredda nei livelli vicino alla tropopausa (Leary and Thompson 1976).

Di maggior interesse è lo sviluppo di un meso-vortice ai medi livelli, conseguenza dell'anomalia positiva di vorticità potenziale presente in un MCS; queste circolazioni cicloniche alla mesoscala a cuore caldo possono produrre cicli di convezione in grado di dare luogo a precipitazioni estreme, vista anche la struttura simile a quella dei cicloni tropicali.

Il moto verso l'alto necessario per lo sviluppo di questo fenomeno può verificarsi solo in presenza di wind-shear verticale (Raymond and Jiang 1990); l'updraft deriva principalmente dal movimento di aria (rispetto al vortice) lungo le superfici isoentropiche inclinate associate al vortice che raggiunge il livello LFC (Fig. 2.8). Studi successivi hanno dimostrato che uno shear debole limitato ai bassi livelli fornisce un ambiente ottimale per il mantenimento del meso-vortice (Davis and Weisman 1994).

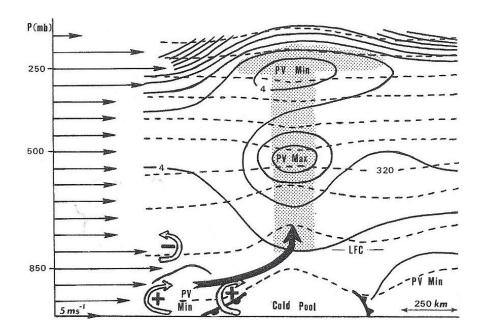


Figura 2.8. Schema concettuale della struttura e del meccanismo di formazione di un meso-vortice. Le frecce sottili lungo le ordinate indicano il profilo verticale del vento ambientale. Le frecce con i segni + e – indicano il verso della componente della vorticità perpendicolare al piano della cross section prodotto dal cold pool e dal wind-shear verticale. La freccia più grande mostra l'asse dell'updraft creato dalla distribuzione di vorticità. Le linee tratteggiate sono la temperatura potenziale (intervalli di 5 K) e le linee continue sono la vorticità potenziale. Il sistema si muove da sinistra a destra a una velocità di 5-8 m s⁻¹.

2.4 I temporali enhanced-V shape

L'utilizzo di immagini satellitari e di immagini radar è molto importante per lo studio dei fenomeni temporaleschi, in particolare per quelli più violenti e pericolosi; ad esempio un meteorologo grazie all'osservazione di queste immagini può avere un'idea di che tipo di temporale si sta abbattendo su una certa zona e sentore di quali fenomeni sono associati ad esso (vento forte, grandine, tornado), venire a conoscenza della direzione del sistema, e di conseguenza allertare la popolazione.

La diffusione crescente delle immagini satellitari nell'infrarosso termico (IR) offre un modo unico per osservare la crescita di un sistema temporalesco, analizzando la temperatura del top della nube. Alcuni temporali violenti mostrano un distinto "punto caldo" (*warm spot*) al top del sistema (Mills and Astling 1977) con aree più fredde adiacenti che si organizzano in una forma a V, chiamata *enhanced-V shape* (Fig. 2.9); la V si apre nella direzione di espansione dell'incudine (*anvil*) del temporale.

La caratteristica forma a V si sviluppa quando un forte updraft penetra nella bassa stratosfera, originando un overshooting top che blocca il vento ai livelli superiori, forzando il flusso a divergere intorno ad esso; il flusso erode la sommità dell'updraft e trasporta i residui della nube sottovento (McCann 1983). Il trasporto di questi residui si riscontra nelle immagini satellitari nell'IR in zone a temperatura più bassa, che sono organizzate in una forma a V; l'area più fredda, che è vicino all'apice della V, è associata all'espansione adiabatica dovuta all'ascesa di aria nell'updraft del temporale quando raggiunge la tropopausa (Heymsfield and Blackmer 1988).

La presenza della forma a V in un temporale sta ad indicare un elevato wind-shear nella troposfera ed un updraft vigoroso, che porta a fenomeni intensi come alluvioni lampo.

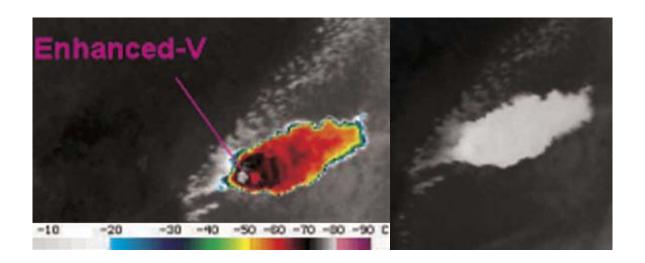


Figura 2.9. Immagini satellitari a IR (a colori e in bianco e nero) di un temporale enhanced-V shaped.

2.4.1 Parametri dei temporali enhanced-V shape

I temporali V-shape possono essere descritti dai seguenti parametri.

- 1) TMIN rappresenta la temperatura minima del top della nube osservata da satellite che di solito si trova vicino all'apice della V.
- 2) TMAX rappresenta la temperatura massima del top della nube rilevata nell'area calda che si trova sottovento a TMIN. Nell'esempio in Fig. 2.10a TMIN e TMAX sono rispettivamente di 192 K (-81°C) e 212 K (-61°C).

- 3) TDIFF è la differenza di temperatura tra TMIN e TMAX (20 K nell'esempio in Fig. 2.10b).
- 4) DIST rappresenta la distanza tra TMIN e TMAX (7 km nell'esempio in Fig. 2.10b).
- 5) DISTARMS è la lunghezza dei bracci della V, che si ottiene mediando le lunghezze dei due bracci che partono dall'apice (nell'esempio in Fig. 2.10c DISTARMS = 22.5 km).
- 6) ANGLEARMS è l'angolo tra i due bracci della V (72° nell'esempio in Fig. 2.10c).
- 7) ORIENTATION è l'orientamento dell'enhanced-V; questo parametro è classificato in 4 quadranti di 90° (SW, NW, NE e SE) e viene assegnato in base a due criteri: il quadrante che contiene la maggior parte dell'angolo della V è conteggiato e ogni quadrante che contiene 45° o più è conteggiato (nell'esempio in Fig. 2.10d viene assegnato il quadrante NE al temporale).

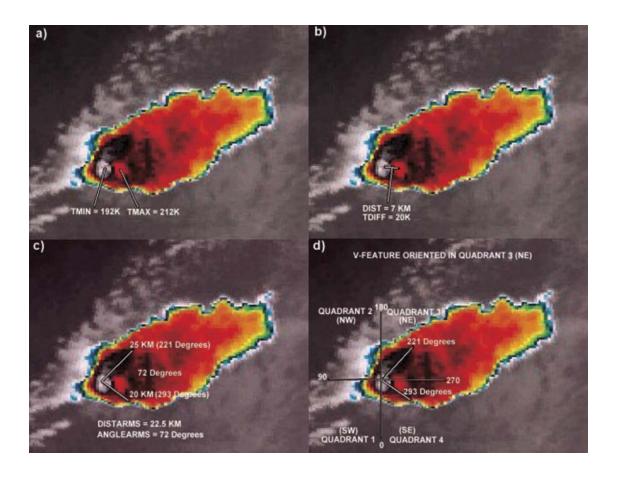


Figura 2.10. Immagine satellitare a IR di un temporale enhanced-V e analisi dei suoi parametri.

2.5 I temporali auto-rigeneranti

I temporali auto-rigeneranti, o meglio cluster di multicelle con rigenerazione sopravvento, sono strutture temporalesche temibili a causa della loro persistenza su una determinata zona, dove possono portare violenti nubifragi o alluvioni lampo; questi sistemi a volte possono essere classificati come MCS e possono presentare la caratteristica forma a V.

I temporali auto-rigeneranti si sviluppano in un'atmosfera instabile e hanno bisogno di enormi quantità di energia per mantenersi attivi, energia che si presenta sul mare sotto forma di vapore e di calore disponibile; per questo motivo l'updraft del temporale deve "pescare" dal mare. Si è anche osservato che la loro formazione è più frequente in corrispondenza delle "secche" perché nelle zone di mare poco profondo la temperatura dell'acqua è maggiore.

Per lo sviluppo di questi sistemi (Fig. 2.11) è necessario che le celle convettive siano agganciate da un forte getto in quota (10-12 km) che opera una sorta di "risucchio" dal basso verso l'alto e favorisce la risalita di masse d'aria caldo-umide. Dal satellite le celle temporalesche di questo tipo appaiono molto allungate, con l'incudine che si estende anche per centinaia di chilometri seguendo la corrente a getto.

L'appellativo di auto-rigenerante viene dato a questi temporali perché una volta formatosi il primo cumulonembo, e quindi scaricatosi il primo temporale, questo verrà trascinato via dalle forti correnti in quota, ma verrà rapidamente sostituito da un nuovo cumulonembo che andrà alla deriva, e il suo posto sarà preso da un terzo, e così via. Ad un osservatore il temporale apparirà stazionario, e le quantità di precipitazioni che ne derivano sono molto elevate e possono causare alluvioni lampo, in particolare nei mesi autunnali in Italia.

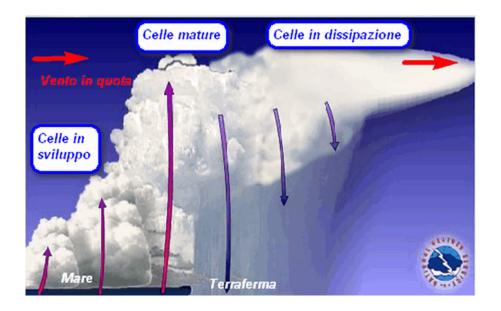


Figura 2.11. Struttura di un temporale auto-rigenerante.

3 Analisi di temporali auto-rigeneranti

Tra fine ottobre e inizio novembre 2011 l'Italia è stata interessata da due fronti freddi di origine atlantica che hanno portato piogge intense in particolare nel nord-ovest italiano. Nella giornata del 25 ottobre si è verificato un evento alluvionale sul Levante Ligure e l'Alta Toscana determinato dalla formazione di un sistema temporalesco auto-rigenerante, poi classificato come MCS V-shape, che ha fatto registrare precipitazioni straordinarie nello Spezzino (picchi vicino a 500 mm in 6 ore) e nella Lunigiana (300 mm in 6 ore), causando danni e vittime. Nella giornata del 4 novembre un altro sistema temporalesco auto-rigenerante si è abbattuto sulla città di Genova, causando l'esondazione del torrente Bisagno e del Rio Fereggiano, con ingenti danni e perdita di altre vite umane.

3.1 Evento del 25 ottobre 2011

Per studiare il sistema temporalesco che ha interessato il Levante Ligure e l'Alta Toscana è necessaria un'analisi meteorologica a scala sinottica e un'analisi alla mesoscala per comprendere i meccanismi che hanno portato alla formazione di un temporale autorigenerante e stazionario.

La discussione della configurazione a scala sinottica e alla mesoscala è stata effettuata utilizzando i dati di analisi di alcuni modelli a scala limitata (limited area models, LAM) che a loro volta utilizzano i dati del modello dell'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) o i dati del modello Global Forecast System (GFS) che è sviluppato dalla National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Centers for Environmental Prediction (NCEP); i LAM utilizzati sono i seguenti:

1) BOLAM (Bologna LAM), è un modello idrostatico che utilizza i dati del NCEP ed opera con un passo di griglia di 0.10° in coordinate ruotate (11 km circa) su 50 livelli verticali (45 in atmosfera e 5 nel terreno) e parametrizzazione della convezione umida (Kain-Fritsch); fornisce previsioni ad alta risoluzione fino a 72 ore sull'area Europea.

- 2) MOLOCH, è un modello non idrostatico innestato in BOLAM, entrambi sviluppati dall'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima (ISAC) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) di Bologna, che opera con un passo di griglia di 0.0207° (2.3 km circa) su 55 livelli (50 in atmosfera e 5 nel terreno); la convezione umida profonda è trattata esplicitamente. Fornisce previsioni ad alta risoluzione fino a 48 ore sull'Italia.
- 3) Weather Research and Forecasting-Nonhydrostatic Mesoscale Model (WRF-NMM), è un modello ad area limitata sviluppato dalla NOAA ed utilizzato dal Laboratorio di Monitoraggio e Modellistica Ambientale per lo sviluppo sostenibile (LaMMA) in Toscana; esso utilizza i dati ECMWF con un passo di griglia di 0.25° e fornisce previsioni per l'area Europea.

3.1.1 Analisi meteorologica a scala sinottica

A partire dal 24 ottobre risultava ben visibile una saccatura molto estesa (Fig. 3.1) in prossimità delle coste atlantiche con asse principale che si estendeva in direzione sudorientale dall'Islanda al Marocco; all'onda depressionaria era associato un profondo minimo al suolo (976 hPa alle 0000 UTC del 24 ottobre, Fig. 3.3) centrato in prossimità delle coste occidentali irlandesi, mentre l'Europa centro-orientale era interessata da un promontorio anticiclonico con massimo pressorio (1033 hPa) situato vicino ai Paesi Baltici.

Nel corso della giornata del 24 ottobre la saccatura si è approfondita gradualmente, ruotando il proprio asse in senso antiorario ed entrando nel Mar Mediterraneo (Fig. 3.2); il minimo di pressione principale invece si è spostato con moto retrogrado in direzione nordoccidentale andando a posizionarsi a sud dell'Islanda. L'approfondimento della saccatura innesca così una ciclogenesi sottovento alle Alpi in prossimità del golfo del Leone, visibile già nelle prime ore del 25 ottobre (Fig. 3.4), con formazione sul Mediterraneo occidentale di un ampio fronte freddo che dal Golfo del Leone si spingeva fino all'Africa Settentrionale, e di un fronte caldo appena a nord della Corsica, sul Mar Ligure (Fig. 3.5).

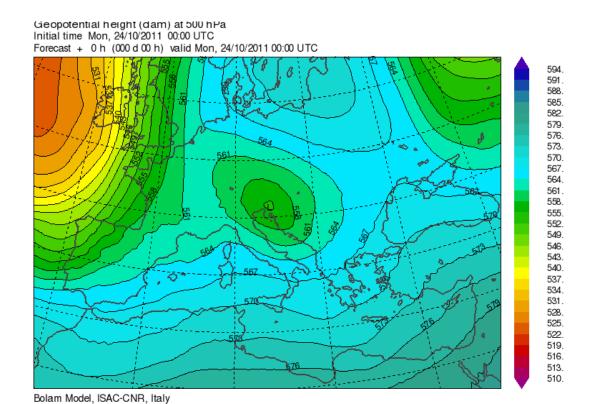


Figura 3.1. Altezza del geopotenziale a 500 hPa alle ore 0000 UTC del 24 ottobre.

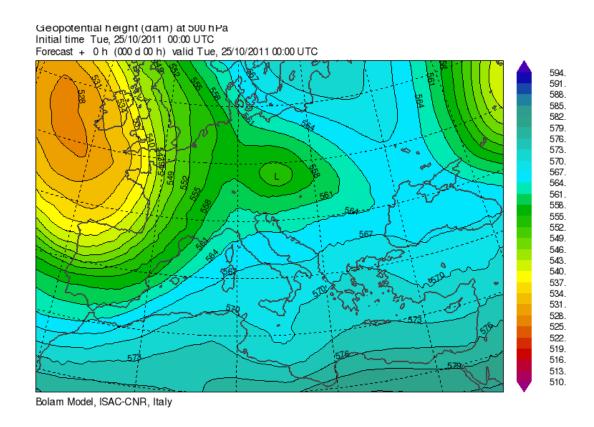


Figura 3.2. Come in Fig. 3.1, ma alle ore 0000 UTC del 25 ottobre.

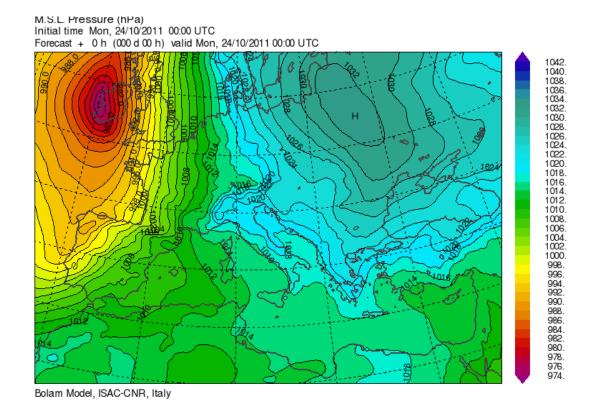


Figura 3.3. Pressione a livello del mare alle ore 0000 UTC del 24 ottobre.

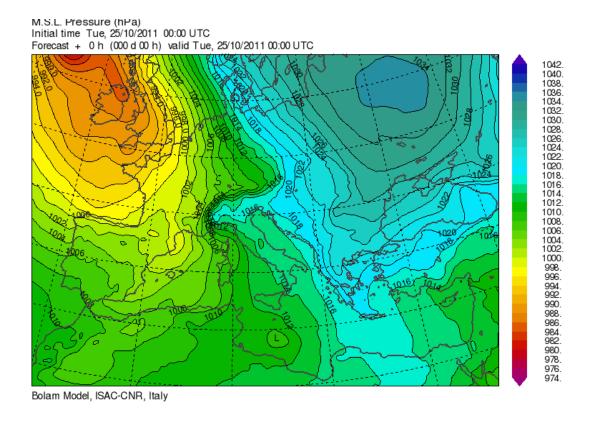


Figura 3.4. Come in Fig. 3.3, ma alle ore 0000 UTC del 25 ottobre.

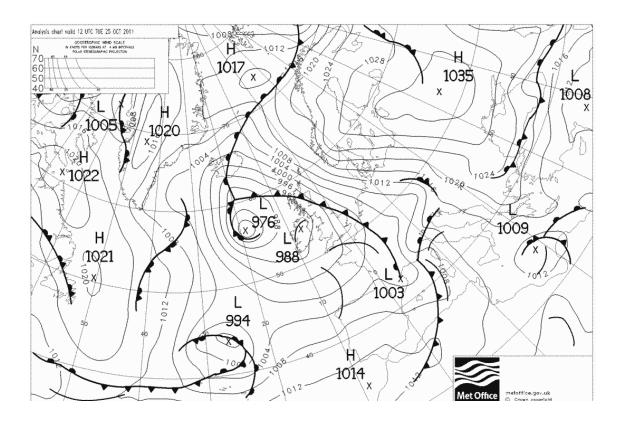


Figura 3.5. Analisi dei fronti riferita alle ore 1200 UTC del 25 ottobre (elaborazione UK Met Office).

La configurazione sinottica venutasi a creare ha favorito un'intensa avvezione di aria caldo-umida ed instabile di origine subtropicale sul bacino del Mar Ligure nella giornata del 25 ottobre, estesa dagli strati medio-bassi dell'atmosfera fino all'alta troposfera (Fig. 3.6 e 3.7), proveniente dall'Africa occidentale e guidata dalla saccatura in quota (Fig. 3.8). Il rinforzo dell'alta pressione sull'Italia meridionale e sui Balcani nella stessa giornata ha rallentato il naturale moto verso est del fronte freddo favorendo un notevole accumulo di aria umida sul Mar Ligure, data la persistenza del settore caldo per 18-24 ore.

L'energia disponibile per fenomeni convettivi era quindi elevata, come si può intuire anche dall'anomalia del contenuto totale di vapor d'acqua in tutta la colonna atmosferica (Fig. 3.9) nel periodo 23 ottobre - 7 novembre rispetto alla media 1989-2010. Un importante apporto di calore latente era inoltre fornito dal Mar Mediterraneo e dall'Oceano Atlantico, che avevano temperature superficiali ancora piuttosto elevate e al di sopra delle medie stagionali (Fig. 3.10).

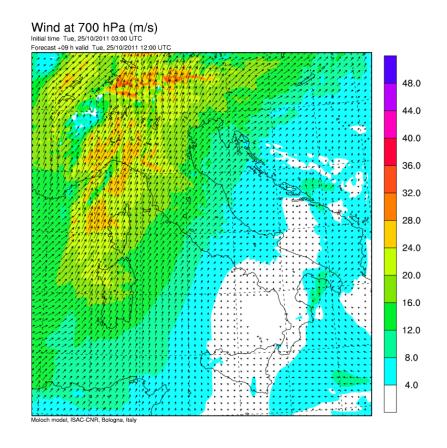


Figura 3.6. Vento alla quota di 700 hPa alle ore 1200 UTC del 25 ottobre.

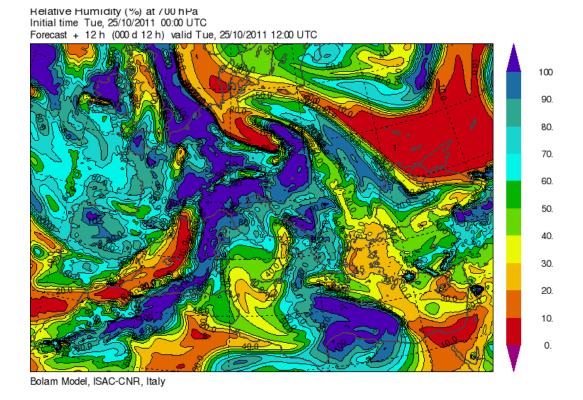


Figura 3.7. Umidità relativa (%) alla quota di 700 hPa alle ore 1200 UTC del 25 ottobre.

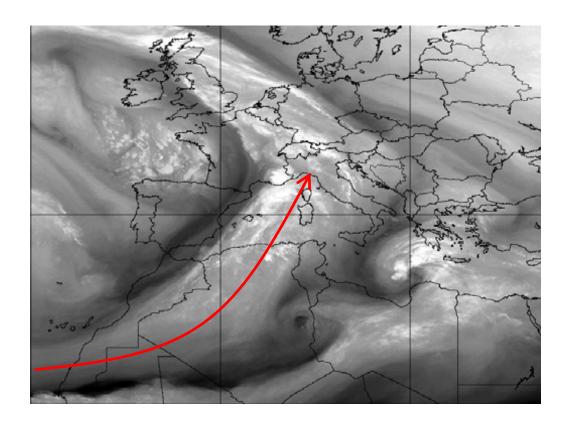


Figura 3.8. Immagine del sensore SEVIRI del satellite MSG nel canale WV 6.2 μ m riferita alle 0600 UTC del 25 ottobre. In rosso si evidenzia il corridoio di aria umida che va dall'Africa al Mar Ligure, guidato dalla saccatura in quota.

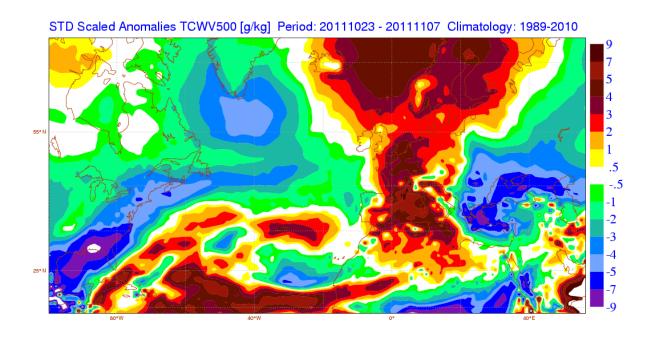


Figura 3.9. Anomalia del contenuto totale di vapor d'acqua in tutta la colonna atmosferica per il periodo 23 ottobre – 07 novembre rispetto alla media 1989–2010.

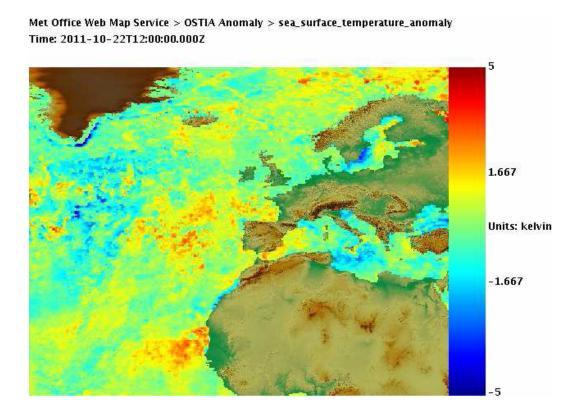


Figura 3.10. Anomalia della temperatura superficiale del mare alle ore 0000 UTC del 22 ottobre. Si nota la forte anomalia positiva in prossimità di Capo Verde.

3.1.2 Analisi meteorologica alla mesoscala

Per comprendere i meccanismi che hanno consentito la formazione di un temporale autorigenerante è necessario analizzare la configurazione ad una scala più circoscritta.

Un ruolo fondamentale è stato giocato dall'orografia del nord Italia e in particolare della Liguria; la formazione di un promontorio anticiclonico nella Pianura Padana associato alla presenza del minimo sul Golfo del Leone ha determinato un elevato gradiente barico sul Mar Ligure (Fig. 3.11), richiamando dalla Valle Padana aria fredda nei bassi strati dai quadranti settentrionali.

La Liguria si è così trovata tra due regimi completamente diversi: il Ponente era interessato da forti venti di mistral con un sensibile abbassamento delle temperature, mentre il Levante era esposto a correnti calde meridionali con temperature vicino a 20 °C, ben al di sopra

delle medie del periodo. Sul mare davanti allo Spezzino si è venuta così a creare una zona di convergenza (Fig. 3.12) tra il flusso umido meridionale che scorreva lungo il Tirreno ed i forti venti di mistral, relativamente secchi; il forte contrasto tra i due flussi risulta evidente analizzando la mappa (Fig. 3.13) di θ_e alla quota di 950 hPa, alle 1200 UTC del 25 ottobre. Il risultato è stato la formazione di una linea frontale quasi stazionaria che ha favorito forti moti ascendenti, con l'innesco di un sistema temporalesco.

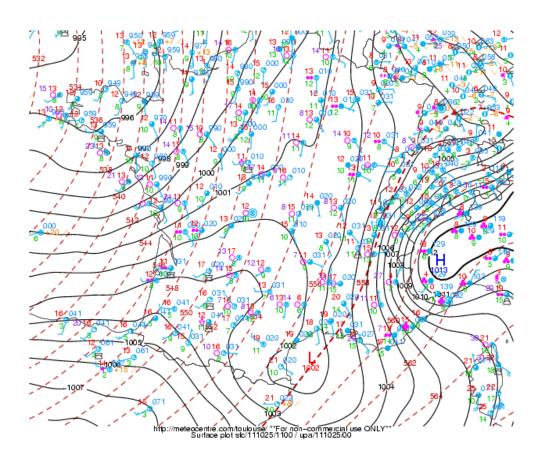


Figura 3.11. Mappa sinottica al suolo riferita alle 1100 UTC del 25 (meteocentre.com).

Il sistema temporalesco si è formato in una zona con forte shear verticale del vento (Fig. 3.14) e nell'area di massima divergenza in quota dovuta all'avvicinamento del ramo ascendente del getto a 300 hPa (Fig. 3.15), che ha dato un'ulteriore spinta all'ascesa di aria caldo-umida.

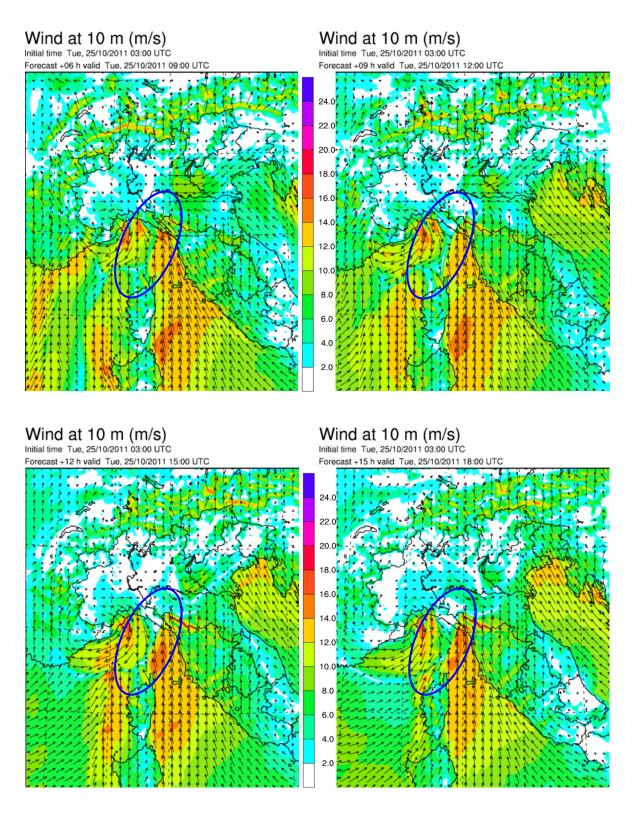


Figura 3.12. Direzione ed intensità del vento al suolo alle ore 0900, 1200, 1500 e 1800 UTC del 25 ottobre (MOLOCH). É indicata la zona dove c'è convergenza tra i venti di mistral e scirocco. Si nota la stazionarietà della linea di convergenza.

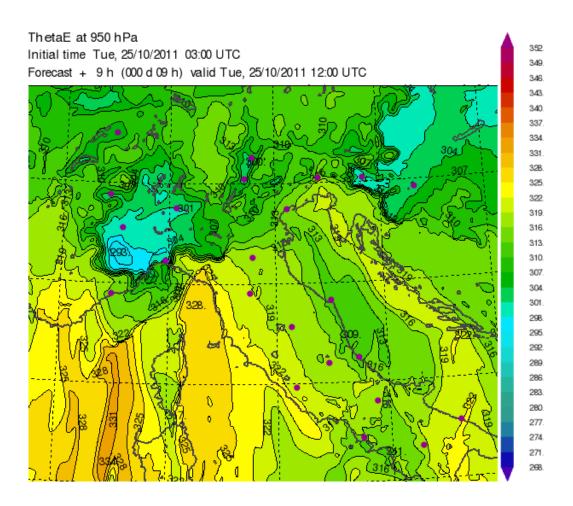


Figura 3.13. θ_e (K) a 950 hPa alle ore 1200 UTC del 25 ottobre (MOLOCH). Si nota il forte contrasto termico sul Mar Ligure dovuto alla convergenza di due masse d'aria di diversa origine.

Il territorio della Liguria è caratterizzato dalla presenza di colline e montagne a ridosso del mare; e proprio l'orografia ha fatto in modo, insieme alla configurazione sinottica, che il sistema si rigenerasse nella stessa zona. La stazionarietà è dipesa dalla formazione di un *cold pool* originato dalla discesa di aria fredda del downdraft (MCS di tipo 2, pag. 7), che scivolando lungo i pendii ritornava in mare, dove veniva a contatto con i venti di scirocco ben più caldi creando i presupposti per nuovi updraft e formazione di altre celle temporalesche.

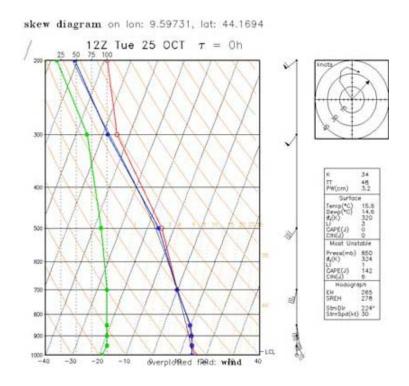


Figura 3.14. Diagramma skew-T riferito ad un punto di griglia del modello Moloch nella zona di formazione del sistema temporalesco alle ore 1200 UTC del 25 ottobre. Si può notare il marcato shear verticale del vento, parametro favorevole allo sviluppo di sistemi organizzati.

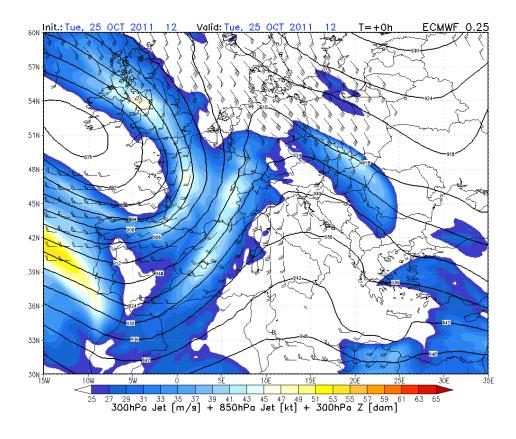


Figura 3.15. Altezza del geopotenziale e getto a 300 hPa e getto a 850 hPa alle ore 1200 UTC del 25 ottobre. L'area di massima divergenza alla quota di 300 hPa si trova sull'Italia centro-settentrionale.

3.1.3 Sviluppo del sistema temporalesco e dati osservati

Nelle prime 6 ore del 25 ottobre si registrano forti precipitazioni sul Levante Ligure e la Lunigiana (cumulate di 30-40 mm in 6 ore) con la formazione dei primi temporali che annunciano il passaggio del fronte caldo.

Tra le ore 0600 e le 1200 UTC si sviluppa un sistema temporalesco innescato dalla convergenza al suolo tra i venti di scirocco e mistral, che diviene presto auto-rigenerante, assumendo una struttura organizzata alla mesoscala (0800 UTC), e mostrando anche una configurazione a V nelle ore successive (dalle 1000 UTC) allungata dal mare in direzione nord-orientale verso l'entroterra spezzino (Fig. 3.16).

In queste ore l'attività temporalesca si intensifica decisamente (Fig. 3.17), così come le piogge (Fig. 3.18) con accumuli fino a 220-230 mm in 6 ore sul Levante ligure e di 120 mm in 6 ore in Lunigiana, con i primi disagi dovuti a dissesti idrogeologici nello Spezzino.

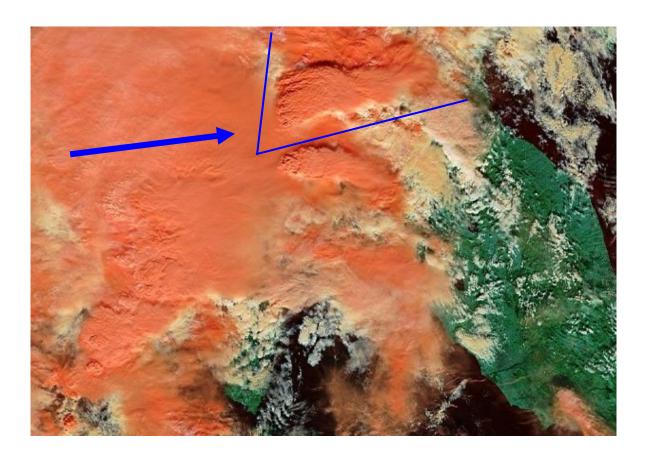


Figura 3.16. Immagine a falsi colori del sensore MODIS del satellite Terra della NASA delle ore 1015 UTC del 25 ottobre. Si può notare la fase iniziale del sistema temporalesco auto-rigenerante a forma di V all'interno del settore indicato dalla freccia blu.

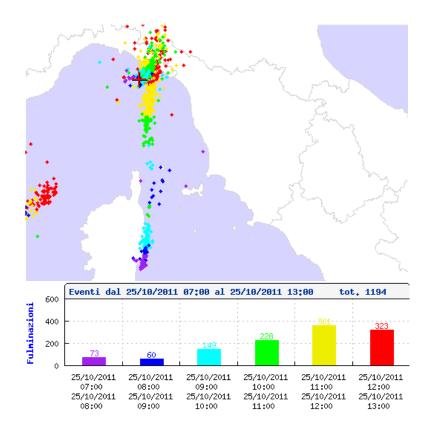


Figura 3.17. Fulminazioni osservate tra le 0700 e le 1300 UTC del 25 ottobre (LaMMA).

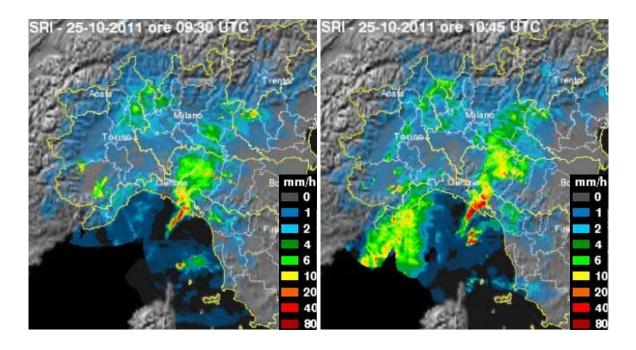


Figura 3.18. Surface Rainfall Intensity (SRI) in mm h⁻¹ alle 0930 e 1045 UTC del 25 ottobre (mosaicatura radar nazionale del Dipartimento della Protezione Civile, DPC). Si nota la stazionarietà del sistema temporalesco.

Tra le 1200 e le 1800 UTC il sistema temporalesco raggiunge la massima intensità, mantenendo la configurazione a V (Fig. 3.19). L'attività temporalesca si intensifica ulteriormente come dimostrato dalla marcata fulminazione (Fig. 3.20); in queste ore i temporali scaricano sempre sulle stesse zone, come mostrato dal radar (Fig. 3.21), con accumuli di 220 mm in Lunigiana e fino a 270-280 mm sul Levante Ligure in 6 ore.

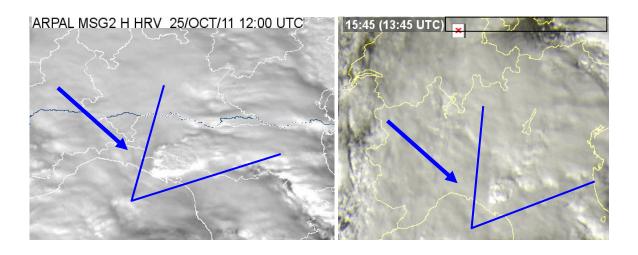


Figura 3.19. Immagine dal satellite MSG nel canale HRV riferite alle 1200 UTC del 25 ottobre (ARPAL) e immagine dal satellite MSG nel canale HRV riferita alle 1345 UTC del 25 ottobre (EUMETSAT). Si nota il sistema temporalesco a V all'interno del settore indicato dalla freccia blu.

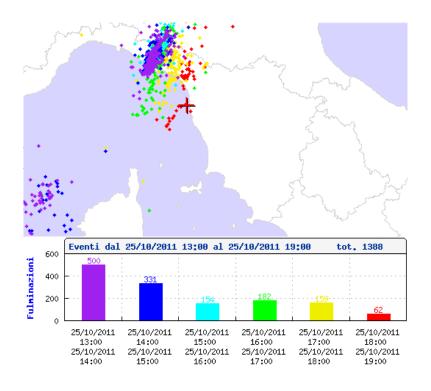


Figura 3.20. Fulminazioni rilevate tra le 1300 e le 1900 UTC del 25 ottobre (LaMMA). Dopo le 1700 UTC si nota lo spostamento verso est del sistema temporalesco.

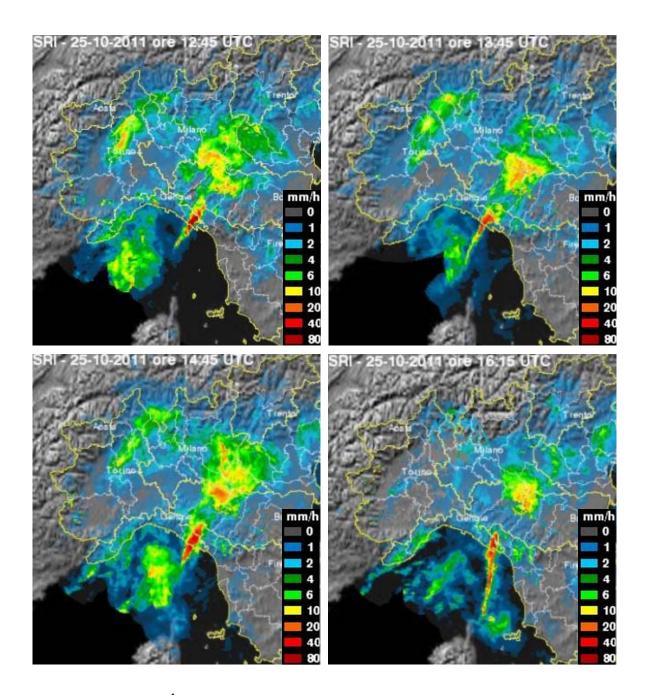


Figura 3.21. SRI (mm h⁻¹) alle ore 1245, 1345, 1445 e 1615 UTC del 25 ottobre (mosaicatura radar nazionale del DPC). Si nota la stazionarietà del sistema temporalesco fino alle 1445 UTC, mentre nell'immagine delle 1615 UTC si può rilevare uno spostamento verso est dell'intero sistema che nelle ore successive interesserà altre aree della Toscana. Si rilevano inoltre precipitazioni piuttosto intense anche in Emilia e nella bassa Lombardia, provocate dallo stesso sistema, poi classificato come MCS.

Nelle ultime 6 ore della giornata la situazione meteorologica si sblocca e le piogge più intense si trasferiscono verso sud-est colpendo con forza la Versilia (accumuli massimi di 170-190 mm in 6 ore), le Alpi Apuane e l'Appennino lucchese e pistoiese.

Alla fine della giornata del 25 ottobre si registrano cumulate (Fig. 3.22) fino a 540 mm in 24 ore nel Levante Ligure e fino a 370 mm in 24 ore in Lunigiana. I dati pluviometrici più rilevanti (alcuni dei quali ricavabili dai pluviogrammi in Fig. 3.23 e 3.24) sono riportati di seguito e confermano l'intensità e la persistenza del sistema temporalesco:

- 18 mm caduti in 5 minuti a Brugnato (SP),
- 143 mm in un'ora a Brugnato (SP),
- 121 mm in un'ora a Calice al Cornoviglio (SP),
- 101 mm in un'ora a Levanto (SP),
- <u>472 mm in 6 ore</u> a Brugnato (SP) che è il nuovo record italiano, il precedente risaliva all'8 ottobre 1970 quando caddero 447 mm in 6 ore a Genova-Bolzaneto,
- 365 mm in 6 ore a Calice al Cornoviglio (SP),
- 349 mm in 6 ore a Monterosso (SP),
- 511 mm in 12 ore a Brugnato (SP),
- 539 mm in 24 ore a Brugnato (SP),
- 371 mm in 24 ore a Pontremoli (MS), valore record per questa località dall'inizio delle misure (1920).

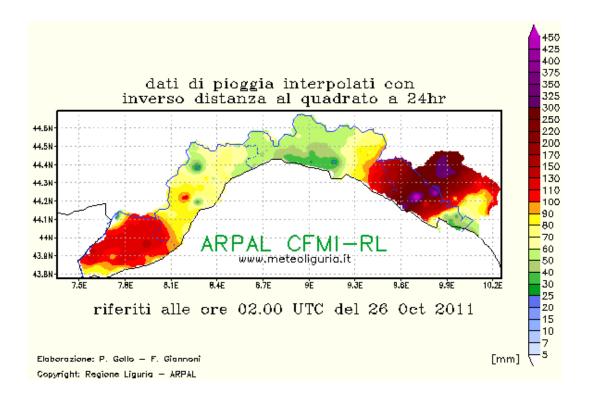


Figura 3.22. Precipitazioni osservate dalle 0200 UTC del 25 ottobre alle 0200 UTC del 26 ottobre (ARPAL).

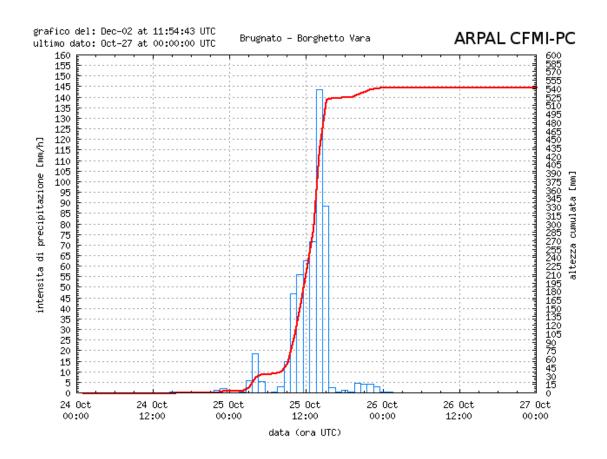


Figura 3.23. Precipitazioni orarie e cumulate relative al pluviometro di Brugnato – Borghetto Vara (ARPAL).

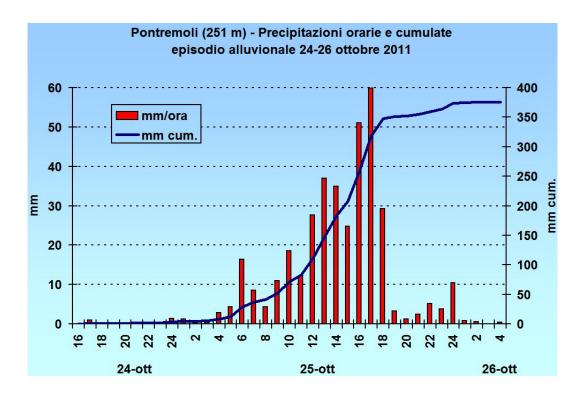


Figura 3.24. Come in Fig. 3.23, ma per il pluviometro di Pontremoli (SMI).

L'intensità e la stazionarietà delle piogge ha causato numerose frane e smottamenti ed un rapido innalzamento del livello nei bacini idrografici del Levante Ligure e della Lunigiana, in particolare tutto il bacino del fiume Magra, alcuni piccoli rii della fascia costiera della provincia di La Spezia e il bacino del fiume Vara da Brugnato verso valle.

Sul Magra si sono manifestate numerose esondazioni, sia nella Val di Vara sia nella parte Toscana, come a Fornola, a Pontremoli (Fig. 3.25), a Villafranca in Lunigiana e ad Aulla; nella fascia costiera i rii interessati dall'evento sono quelli che attraversano Bonazzola, Monterosso e Vernazza dove le onde di piena hanno lasciato più di due metri di fango e detriti. Per quanto riguarda il fiume Vara alcuni affluenti sono esondati, provocando forti inondazioni nei centri abitati di Brugnato, Piana Battolla (Fig. 3.26) e Pignone; progredendo verso valle il fiume Vara ha occupato ovunque tutte le aree golenali.

L'evento alluvionale del 25 ottobre ha provocato 13 vittime (7 a Borghetto Vara, 3 a Vernazza, 2 ad Aulla ed 1 a Monterosso) e l'evacuazione di circa 550 persone, oltre a gravissimi danni a molte infrastrutture.

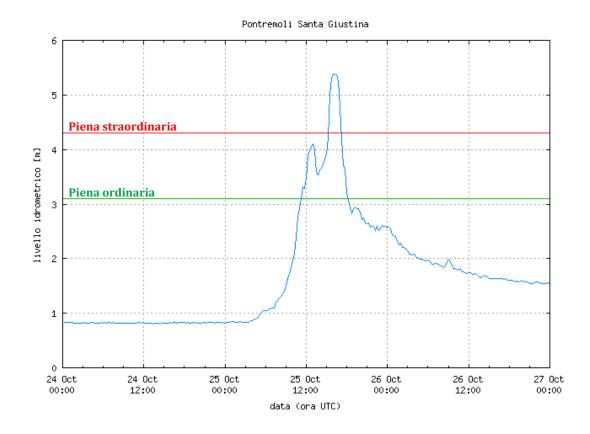


Figura 3.25. Livello idrometrico del Magra a Pontremoli Santa Giustina (MS).

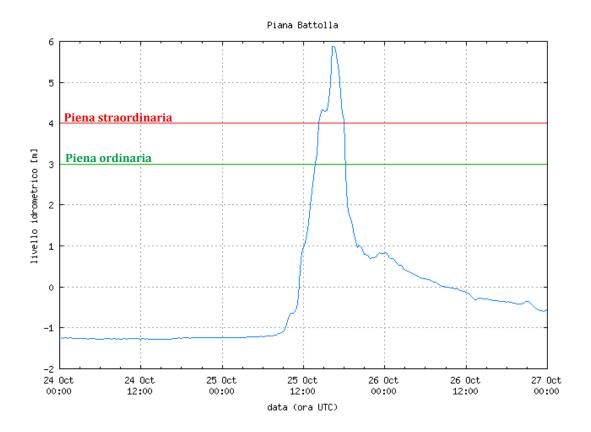


Figura 3.26. Livello idrometrico del Vara a Piana Battolla (SP).

3.2 Evento del 4 novembre 2011

Per la discussione della situazione a scala sinottica ed alla mesoscala si sono utilizzati i dati degli stessi LAM già descritti per l'evento discusso in precedenza (pag. 18-19).

3.2.1 Analisi meteorologica a scala sinottica

Nella giornata del 3 novembre era ben visibile una profonda saccatura tra le Isole Britanniche e lo Stretto di Gibilterra (Fig. 3.27), associata ad un vasto fronte freddo collegato ad un profondo minimo al suolo ad ovest dell'Irlanda (965 hPa alle 0000 UTC del 3 novembre, Fig. 3.29), mentre sull'Europa orientale si registrava la presenza di un promontorio anticiclonico con massimo pressorio al suolo di 1026 hPa in prossimità dell'Ucraina. Questa configurazione richiamava correnti sud-occidentali in quota e venti di scirocco nei bassi strati sul Mar Mediterraneo centro-occidentale.

Nella giornata del 4 novembre la saccatura si era ulteriormente approfondita entrando nel Mediterraneo centrale (Fig. 3.28), e determinando una graduale diminuzione della pressione al suolo e un forte gradiente barico tra Italia e Francia (Fig. 3.30); nel corso della giornata la rotazione dell'asse di saccatura in senso antiorario ha provocato un'intensificazione delle correnti meridionali sulle regioni italiane del nord-ovest. Nel frattempo l'alta pressione sull'Europa orientale si è consolidata, in particolare sui Balcani, rallentando il naturale movimento verso est del fronte freddo, che alle ore 0000 UTC del 4 novembre si trovava in prossimità del Golfo del Leone (Fig. 3.31).

La configurazione sinottica, piuttosto simile a quella del 24-25 ottobre 2011, ha favorito l'accumulo di umidità sul bacino del Mar Ligure, a causa delle calde e umide correnti meridionali presenti in tutta la colonna atmosferica (Fig. 3.32 e 3.33). L'energia potenziale disponibile alla convezione (CAPE) era notevole per il periodo, come mostra la mappa in Fig. 3.34, con valori superiori a 2500 J Kg⁻¹ sul Mediterraneo centrale e superiori a 1000 J Kg⁻¹ sul Mar Ligure. Un apporto importante di calore latente era fornito anche dal Mar Mediterraneo che aveva temperature di 19-21°C, ben al di sopra delle medie del periodo (Fig. 3.35).

Bolam Model, CNR-ISAC, Italy

Figura 3.27. Altezza del geopotenziale a 500 hPa alle ore 0000 UTC del 3 novembre.

516. 513. 510.

Geopotential height (dam) at 500 hPa Initial time Fri, 04/11/2011 00:00 UTC Forecast + 0 h (000 d 00 h) valid Fri, 04/11/2011 00:00 UTC 594. 591. 588. 585. 582. 579. 576. 573. 570. 567. 564. 561. 558. 555. 552. 549. 546. 543. 540. 537. 534. 531. 528. 525. 522. 519. 516. 513. 510. Bolam Model, CNR-ISAC, Italy

Figura 3.28. Come in Fig. 3.27, ma alle ore 0000 UTC del 4 novembre.

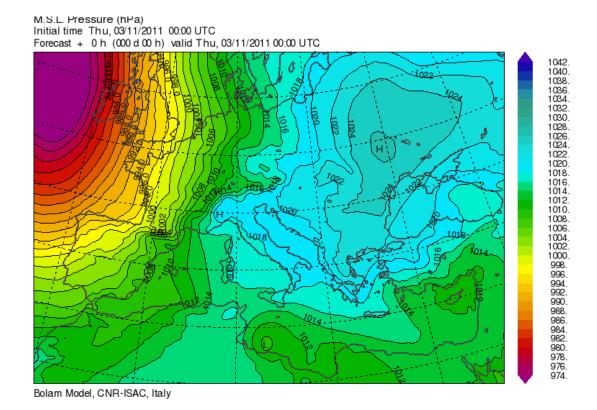


Figura 3.29. Pressione a livello del mare alle ore 0000 UTC del 3 novembre.

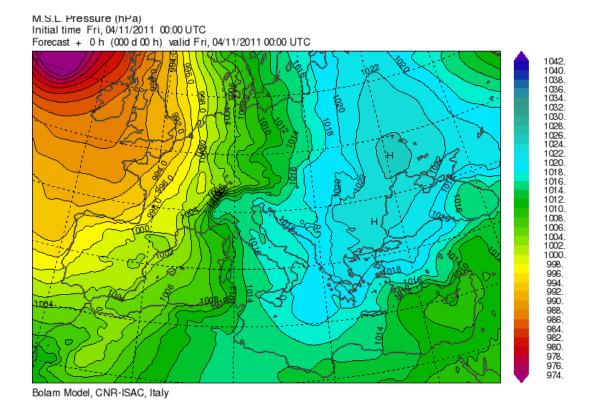


Figura 3.30. Come in Fig. 3.29, ma alle ore 0000 UTC del 4 novembre.

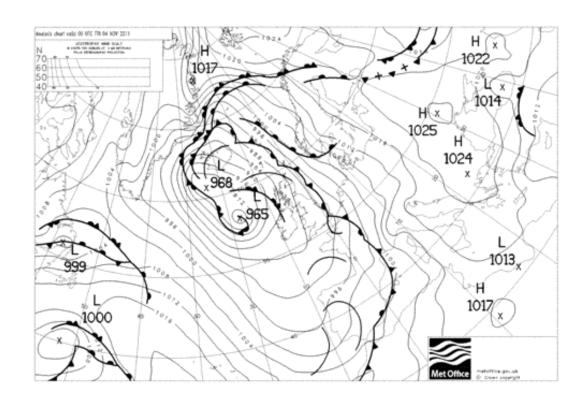


Figura 3.31. Analisi dei fronti riferita alle ore 0000 UTC del 4 novembre (UK Met Office).

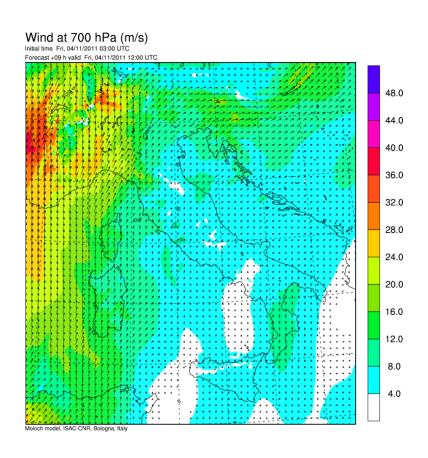


Figura 3.32. Vento alla quota di 700 hPa alle ore 1200 UTC del 4 novembre.

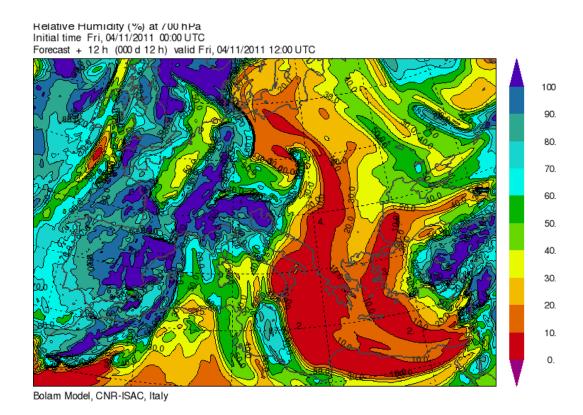


Figura 3.33. Umidità relativa (%) alla quota di 700 hPa alle ore 1200 UTC del 4 novembre.

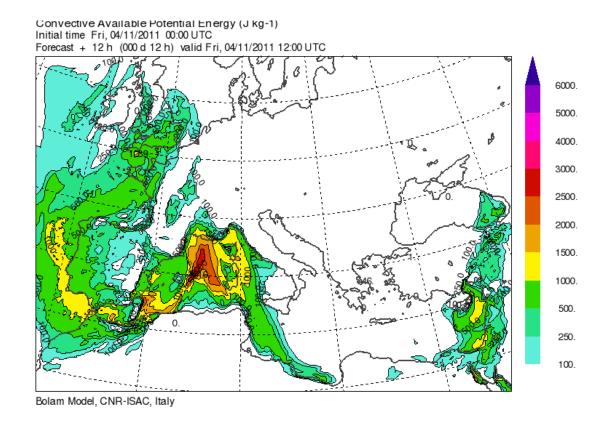


Figura 3.34. CAPE alle ore 1200 UTC del 4 novembre.

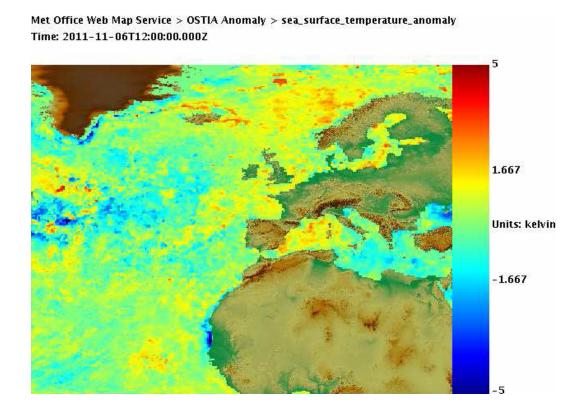


Figura 3.35. Anomalia della temperatura superficiale del mare alle ore 0000 UTC del 6 novembre.

3.2.2 Analisi meteorologica alla mesoscala

Le condizioni per l'innesco di un sistema temporalesco di tipo auto-rigenerante sono da ricercarsi nella configurazione meteorologica alla mesoscala.

L'orografia del nord Italia e della Liguria anche in questo caso hanno favorito la formazione di un promontorio anticiclonico nella Pianura Padana che, associato al calo di pressione sul Golfo del Leone dovuto all'entrata della saccatura, ha determinato un marcato gradiente barico sul Mar Ligure, attivando correnti dai quadranti settentrionali nei bassi strati.

Nelle prime ore della giornata del 4 novembre si è venuta a creare in mare aperto, davanti a Genova, una zona di convergenza ai bassi livelli (Fig. 3.36) tra il flusso caldo-umido sciroccale e le correnti da nord più fresche e secche provenienti dal Piemonte.

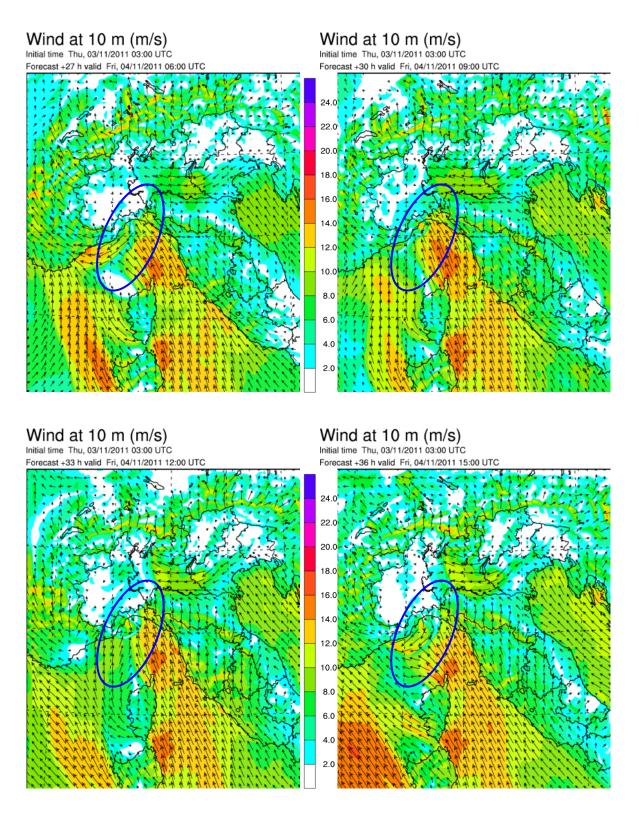


Figura 3.36. Direzione ed intensità del vento al suolo alle ore 0600, 0900, 1200 e 1500 UTC del 25 ottobre (MOLOCH). É indicata la zona dove c'è convergenza tra i venti di mistral e scirocco. Si nota la stazionarietà della linea di convergenza.

Il forte contrasto termico tra i due flussi, ben visibile da una mappa di θ_e alla quota di 950 hPa (Fig. 3.37), ha favorito moti ascendenti sulla linea frontale formatasi nella zona di convergenza tra i due flussi, che nel corso della giornata si è spostata lentamente da est verso ovest.

Come per il temporale auto-rigenerante del 25 ottobre, l'orografia della Liguria, caratterizzata da rilievi a ridosso del mare, ha permesso al sistema temporalesco di rigenerarsi nella stessa zona, per la formazione di un *cold pool* (vedere pag. 28), scaricando intense precipitazioni per 4-5 ore sulla città di Genova.

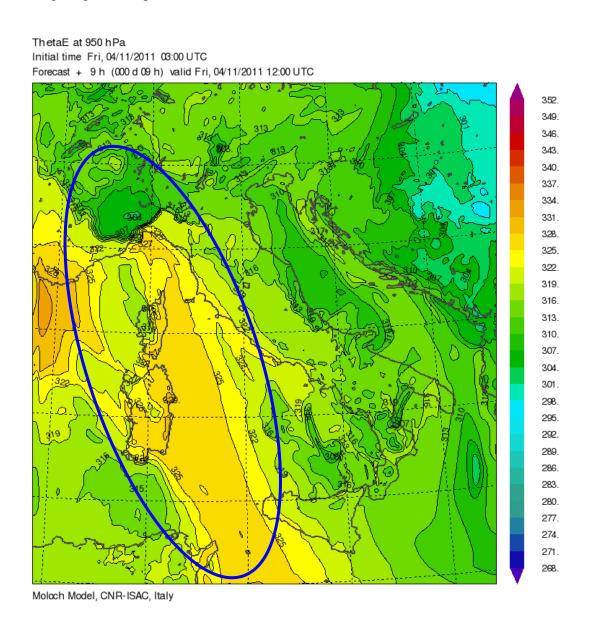


Figura 3.37. θ_e (K) a 950 hPa alle ore 1200 UTC del 4 novembre. Si nota il forte contrasto termico sul Mar Ligure e il corridoio di aria calda che si estende su tutto il Mar Tirreno dovuto ai forti venti di scirocco.

3.2.3 Sviluppo del sistema temporalesco e dati osservati

Nella serata del 3 novembre e nelle prime ore del 4 novembre si sviluppano i primi temporali prefrontali dovuti all'avvicinamento del fronte freddo che causa un aumento dell'instabilità sul bacino del Mar Ligure, con precipitazioni di moderata intensità che interessano il Genovese e accumuli massimi di 70-80 mm in 6 ore.

Tra le 0800 e le 0900 UTC si sviluppa un sistema temporalesco in prossimità del Monte di Portofino innescato dalla convergenza al suolo dei venti di mistral e scirocco, che mostra dopo poco tempo una struttura organizzata alla mesoscala associata ad una configurazione a V (Fig. 3.38); il sistema, divenuto auto-rigenerante, si sposta lentamente verso ovest (Fig. 3.39) andando a interessare Camogli, Pieve Ligure e infine la zona urbana di Genova tra le 1100 e le 1300 UTC.

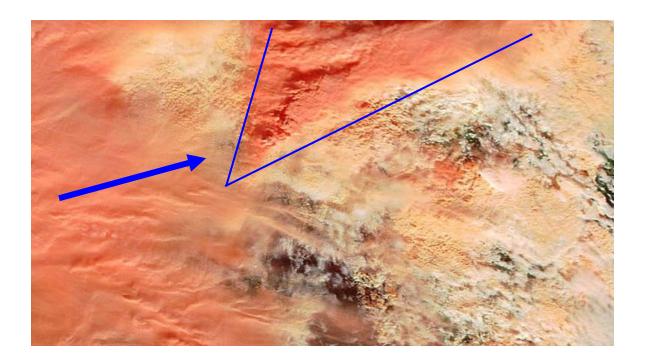


Figura 3.38. Immagine a falsi colori del sensore MODIS del satellite Terra della NASA delle ore 0915 UTC del 4 novembre. Si può notare la fase iniziale del sistema temporalesco auto-rigenerante a forma di V all'interno del settore indicato dalla freccia blu, che nelle ore successive si sposterà verso ovest, portando precipitazioni intense sulla città di Genova.

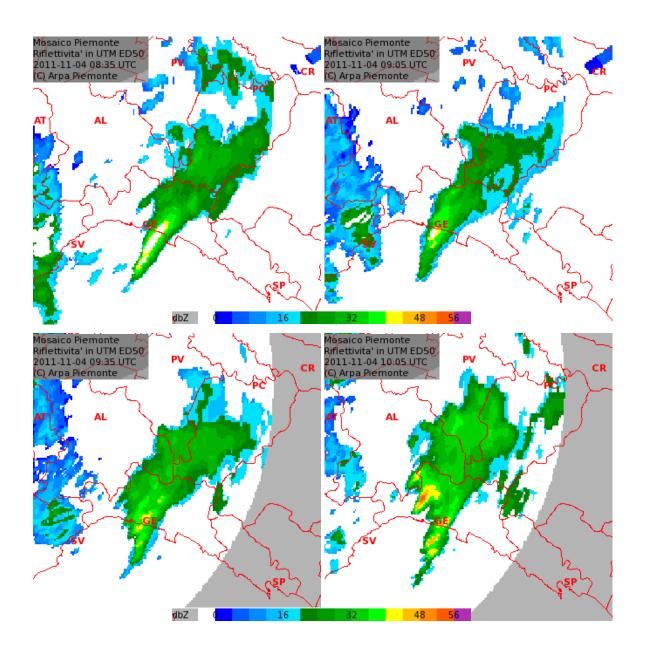


Figura 3.39. Riflettività in dbZ alle 0835, 0905, 0935 e 1005 UTC del 4 novembre (radar meteorologico di Torino - Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte). Si nota il movimento verso ovest del sistema temporalesco.

Tra le 1000 e le 1400 UTC l'attività temporalesca si intensifica decisamente (vedi fulminazione in Fig. 3.40) ed il sistema raggiunge la sua massima intensità (struttura visibile nelle immagini del satellite MSG in Fig. 3.41), con precipitazioni di forte intensità (mappe radar in Fig. 3.42) sulla città di Genova, con accumuli massimi di 330-350 mm in 3 ore. Dopo le 1400 UTC il sistema trasla velocemente verso ovest, attenuandosi e andando a colpire il Ponente Ligure.

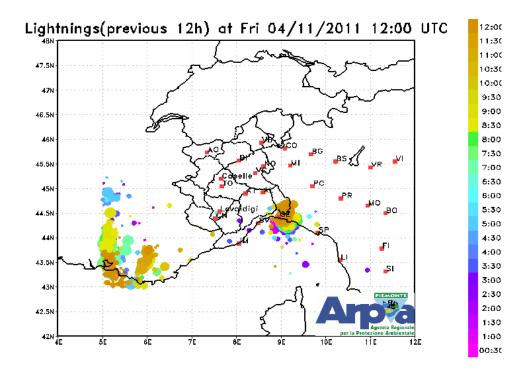


Figura 3.40. Fulminazioni rilevate nelle prime 12 ore della giornata del 4 novembre (ARPA Piemonte). Tra le 1100 e le 1200 UTC il sistema temporalesco è sulla città di Genova.

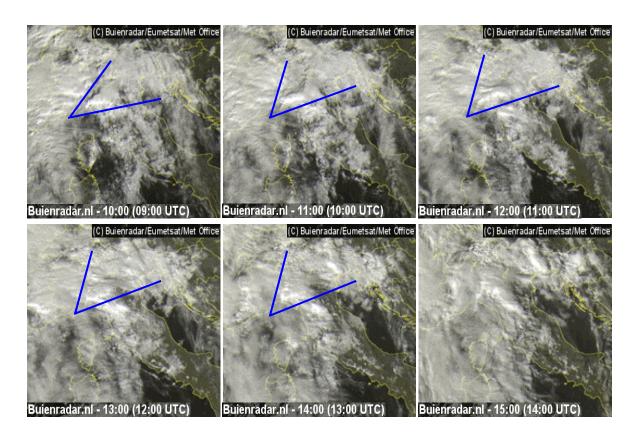


Figura 3.41. Immagini dal satellite MSG nel canale HRV riferite alle 0900, 1000, 1100, 1200, 1300 e 1400 UTC del 4 novembre (EUMETSAT). Si nota l'evoluzione del sistema temporalesco a V all'interno del settore e la dissipazione del temporale auto-rigenerante alle 1400 UTC.

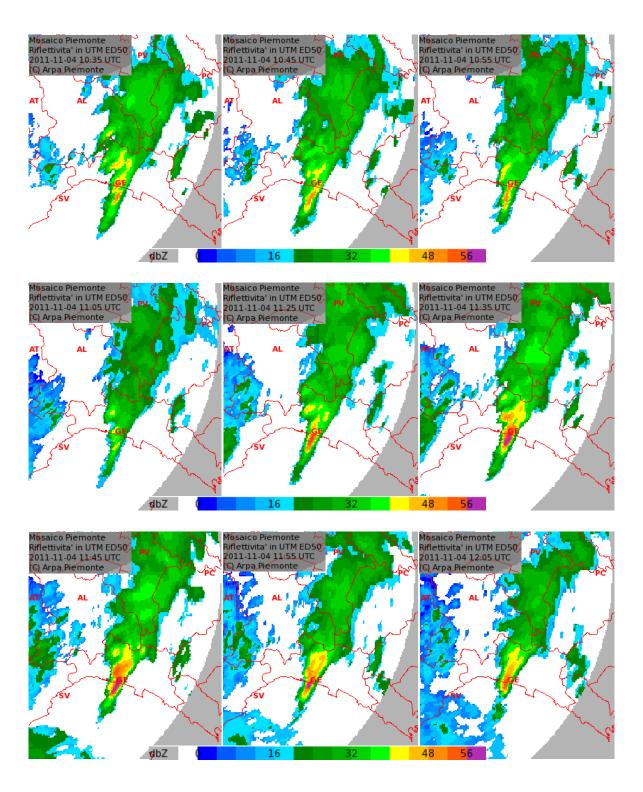


Figura 3.42. Riflettività in dbZ dalle 1035 alle 1205 UTC del 4 novembre (radar meteorologico di Torino - Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte). Si nota la stazionarietà del sistema e l'intensificazione delle precipitazioni tra le 1125 e le 1205 UTC.

Alla fine della giornata del 4 novembre si registrano cumulate (Fig. 3.43) tra 450 e 550 mm in 24 ore sulla città di Genova. I dati pluviometrici più rilevanti sono riportati di seguito, insieme ai pluviogrammi di alcune località del capoluogo ligure (Fig. 3.44 e 3.45) che confermano l'eccezionalità dell'evento:

- 23 mm caduti in 5 minuti a Genova Gavette,
- <u>181 mm in un'ora</u> a Vicomorasso, che è il nuovo record italiano, il precedente era di 175 mm in un'ora a Pomezzana (LU) caduti nella giornata del 19 giugno 1996,
- 155 mm in un'ora a Quezzi,
- 337 mm in 3 ore a Vicomorasso, che è il nuovo record italiano, il precedente era di 332 mm in 3 ore a Capoterra (CA) caduti nella giornata del 22 ottobre 2008,
- 330 mm in 3 ore a Quezzi,
- 440 mm in 6 ore a Quezzi,
- 557 mm in 24 ore a Quezzi,
- 469 mm in 24 ore a Vicomorasso.

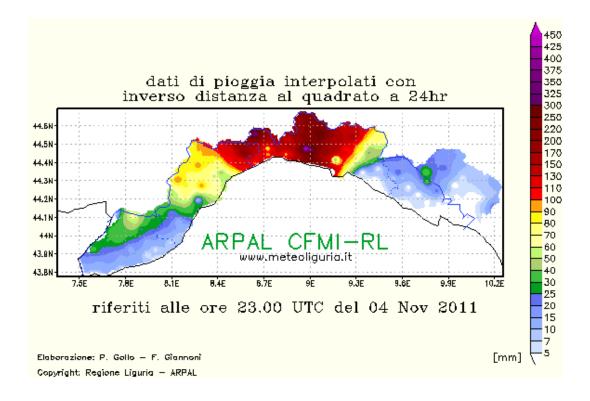


Figura 3.43. Precipitazioni osservate dalle 2300 UTC del 3 novembre alle 2300 UTC del 4 novembre (ARPAL). Si nota il fondoscala (oltre 450 mm) sulla città di Genova.

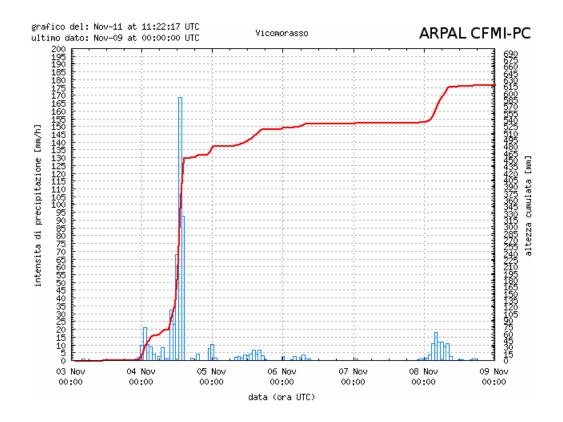


Figura 3.44. Precipitazioni orarie e cumulate relative al pluviometro di Vicomorasso (ARPAL).

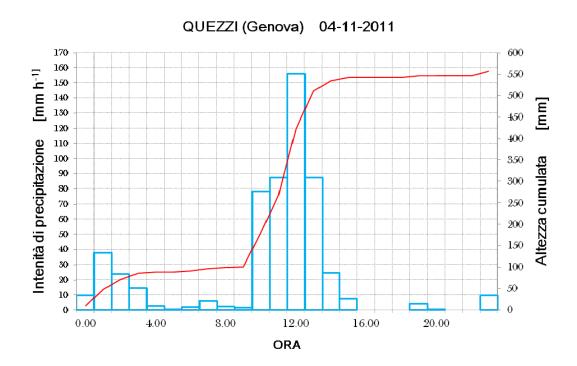


Figura 3.45. Precipitazioni orarie e cumulate relative al pluviometro di Quezzi (GE).

Le precipitazioni particolarmente intense che hanno interessato la città di Genova hanno causato un rapido innalzamento del livello idrometrico del torrente Bisagno (Fig. 3.46) ed in particolare di un suo tributario, il rio Fereggiano, che attraversano una parte della città densamente urbanizzata. I dati pluviometrici di Quezzi, che si trova nel bacino idrografico del rio Fereggiano, testimoniano l'intensità delle precipitazioni nella zona che, insieme alla piena contemporanea del torrente Bisagno, hanno causato l'esondazione del rio Fereggiano nel suo tratto terminale (tombinato per circa 1 km), dove hanno perso la vita sei persone. Dopo un'ora si è verificata anche l'esondazione sull'asta principale del torrente Bisagno con allagamenti in alcuni quartieri della città, a causa del mancato smaltimento da parte della rete idrica interrata nel tratto finale del torrente.

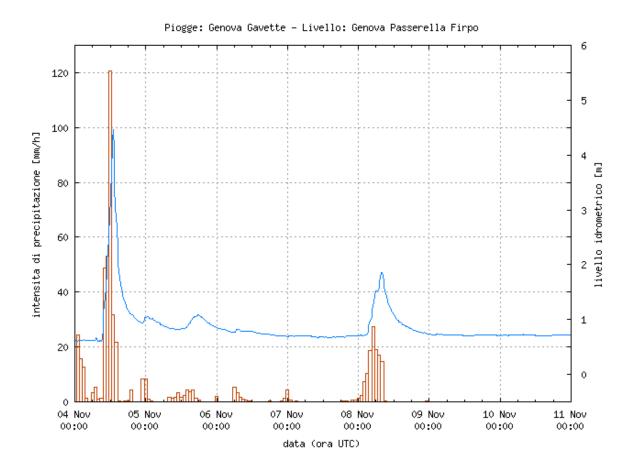


Figura 3.46. Precipitazioni orarie di Genova Gavette e livello idrometrico del torrente Bisagno a Passerella Firpo (ARPAL). Si può notare che l'innalzamento del livello idrometrico è rapidissimo ed è una risposta idrologica alle precipitazioni di forte intensità che si sono registrate.

4 Conclusioni

Sono state analizzate le condizioni a scala sinottica ed alla mesoscala che hanno determinato la formazione di temporali auto-rigeneranti in Liguria nell'autunno del 2011 e che hanno provocato alluvioni nel Levante Ligure e in Alta Toscana e nella città di Genova. In entrambi gli eventi l'ingresso di una saccatura nel Mediterraneo associata ad un vasto fronte freddo ha innescato una ciclogenesi sottovento alle Alpi nel Golfo del Leone, richiamando verso l'Italia aria caldo-umida di origine subtropicale dall'Africa; la presenza di un promontorio anticiclonico nell'Europa orientale ha ostacolato il movimento verso est del fronte freddo, con persistenza del settore caldo sul Mar Ligure che ha favorito un accumulo notevole di umidità ed energia disponibile a sistemi convettivi.

L'orografia del nord Italia e della Liguria ha prodotto una zona di convergenza tra i venti di mistral e scirocco con la formazione di una linea frontale stazionaria che ha innescato un sistema temporalesco, il quale in poco tempo ha mostrato una struttura organizzata alla mesoscala e una configurazione a V; questa struttura sta ad indicare un elevato wind-shear nella troposfera ed un updraft vigoroso con precipitazioni intense che negli eventi in esame hanno stazionato sulle stesse zone a causa della particolare orografia costiera della Liguria. La rigenerazione del sistema temporalesco è dipesa dalla formazione di un *cold pool* originato dalla discesa di aria fredda del downdraft, meccanismo dinamico che porta alla formazione di alcuni MCS.

I dati pluviometrici testimoniano l'eccezionalità dei due eventi, in cui le intense precipitazioni hanno provocato un rapido innalzamento del livello idrometrico di alcuni fiumi e torrenti, con esondazioni in alcuni paesi in provincia di La Spezia e di Massa-Carrara nella giornata del 25 ottobre e nella città di Genova nella giornata del 4 novembre che hanno provocato allagamenti, danni ingenti e la morte di 19 persone.

La descrizione della configurazione meteorologica è stata effettuata utilizzando i dati di analisi di alcuni LAM, mentre lo sviluppo e l'evoluzione del sistema temporalesco sono stati analizzati con immagini satellitari e mappe radar. Gli strumenti utilizzati erano

dunque a disposizione anche durante l'evento, e ciò sta a indicare la possibilità di seguire lo sviluppo e l'evoluzione di questi sistemi temporaleschi in fase di nowcasting.

Tuttavia, mentre la previsione meteorologica alla mesoscala ha raggiunto livelli molto alti di tempestività ed accuratezza permettendo efficaci procedure di allerta per la popolazione, è ancora molto difficile collegare la parte di allerta meteorologica con le caratteristiche del territorio. Infatti, il dissesto idrogeologico del nostro paese ha raggiunto livelli molto preoccupanti provocati sia dall'incuria nella manutenzione dei corsi d'acqua e dei terreni montani prospicienti che dalla cementificazione selvaggia degli alvei dei fiumi e dei torrenti. Gli eventi delle Cinque Terre e di Genova stanno, purtroppo, a testimoniare che la migliorata conoscenza dei meccanismi di precipitazione intensa autunnale, che ha visto nel nostro paese una ricerca di assoluta avanguardia, non corrisponde ad un trasferimento verso buone pratiche di gestione da parte delle autorità di bacino, delle municipalità, delle Province e delle Regioni per evitare il più possibile disagi e la perdita di vite umane. Molto resta ancora da fare in questo senso ed i progetti dovranno necessariamente essere interdisciplinari coinvolgendo meteorologi, idrologi, geologi, ingegneri e architetti in uno sforzo comune che metta le zone a rischio del nostro paese in sicurezza.

5 Bibliografia

- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Bosart, L. F., and F. Sanders, 1981: The Johnstown flood of July 1977: A long-lived convective storm. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1616-1642.
- Buzzi, A., and S. Tibaldi, 1978: Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 271-287.
- Buzzi, A., A. Speranza, S. Tibaldi, and E. Tosi, 1987: A unified theory of orographic influences upon cyclogenesis. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **36**, 91-107.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, 1949: *The Thunderstorm Project*. U.S. Weather Bureau, U.S. Department of Commerce Tech. Rep., 287 pp. [NTIS PB234515]
- Collander, R. S., 1993: A ten-year summary of severe weather in mesoscale convective complexes. Part 2: Heavy rainfall. *Prepr. 17th Conf. on Severe Local Storms*, 4-8 Oct, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 638-641.
- Cotton, W. R., M. S. Lin, R. L. McAnelly, and C. J. Tremback, 1989: A composite model of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 765–783.
- Davis, C. A., and M. L. Weisman, 1994: Balanced dynamics of mesoscale vortices produced in simulated convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2005-2030.
- Davolio, S., A. Buzzi, and P. Malguzzi, 2009: Orographic triggering of long lived convectionin three dimensions. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **103**, 35-44.
- Fankhauser, J. C., 1964: *On the motion and predictability of convective systems*. National Severe Storms Prediction Center, Rep. 21, 34 pp.
- Frei, C., and C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873–900.
- Heymsfield, G. M., and R. H., Blackmer, 1988: Satellite-observed characteristics of Midwest severe thunderstorm anvils. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2200-2224.
- Houze, R. A., 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large scale heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 425-461.
- Houze, R. A., B. F. Smull, and P. Dodge, 1990: Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 613-654.
- Leary, C. A., and R. O. Thompson, 1976: A warm-core disturbance in the Western Atlantic during BOMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 443-452.

- Levizzani, V., F. Porcù, F.S. Marzano, A. Mugnai, E.A. Smith, and F. Prodi, 1996: Investigating a SSM/I microwave algorithm to calibrate Meteosat infrared instantaneous rainrate estimates. *Meteorol. Appl.*, **3**, 5-17.
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493.
- Maddox, R. A., K. W. Howard, D. L. Bartels, and D. M. Rodgers, 1986: Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. In: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., Boston, 390-413.
- Merritt, J. H., and J. M. Fritsch, 1984: On the movement of the heavy precipitation areas of mid-latitude mesoscale convective complexes. *Prepr.* 10th Conf. on Weather Forecasting and Analysis, June 25-29, Tampa, FL, Amer. Meteor. Soc., Boston, 529-536.
- McAnelly, R. L., and W. R. Cotton, 1986: Meso-b-scale characteristics of an episode of meso-a-scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1740-1770.
- McAnelly, R. L., and W. R. Cotton, 1989: The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784-808.
- McCann, D. W., 1983: The enhanced-V: A satellite observable severe storm signature. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 887-894.
- Mills, P. B., and E. G. Astling, 1977: Detection of tropopause penetrations by intense convection with GOES enhanced infrared imagery. *Prepr.* 10th Conf. on Severe Local Storms, Omaha, Amer. Meteor. Soc., 61-64.
- Newton, C. W., and S. Katz, 1958: Movement of large convective rainstorms in relation to winds aloft. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 129-136.
- Newton, C. W., and H. R. Newton, 1959: Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear. *J. Meteor.*, **16**, 483-496.
- Raymond, D. J., and H. Jiang, 1990: A theory for long-lived mesoscale convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 3067-3077.
- Schubert, W. H., J. J. Hack, P. L. Silva Dias, and S. R. Fulton, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1464-1484.
- Skamarock, W. C., M. L. Weisman, and J. B. Klemp, 1994: Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2563-2584.
- Tollerud, E. I., J. A. Augustine, and B. D. Jamison, 1992: Cloud top characteristics of mesoscale convective systems in 1986. *Prepr. 6th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, 4-10 Jan, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., J3-J7.
- Zipser, E. J., 1982: Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. In: *Nowcasting*, K. Browning, Ed., Academic Press, 191-221.

6 Glossario

ARPAL Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente Ligure

BOLAM Bologna LAM CA Provincia di Cagliari

CAPE Convective Available Potential Energy
CNR Consiglio Nazionale delle Ricerche
DPC Dipartimento di Protezione Civile

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EUMETSAT European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites

GE Provincia di Genova GFS Global Forecast System

GOES Geostationary Operational Environmental Satellite

HRV High Resolution Visible (SEVIRI)

IR Infrarosso (termico)

ISAC Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima

LAM Limited Area Model

LaMMA Laboratorio di Monitoraggio e Modellistica Ambientale per lo sviluppo

sostenibile

LCL Lifting Condensation Level LFC Level of Free Convection

LU Provincia di Lucca

MBE Mesoscale β

MCC Mesoscale Convective Complex MCS Mesoscale Convective System

MODIS MODerate resolution Imaging Spectroradiometer

MS Provincia di Massa-Carrara MSG Meteosat Second Generation

NASA National Aeronautics and Space Administration NCEP National Centers for Environmental Prediction

NMM Nonhydrostatic Mesoscale Model

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration SEVIRI Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager

SMI Società Meteorologica Italiana

SP Provincia di La Spezia SRI Surface Rainfall Intensity

UK United Kingdom

UTC Universal Time Coordinated

WRF Weather Research and Forecasting model

WV Water Vapor

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare innanzitutto il prof. Vincenzo Levizzani, mio Relatore, per il supporto nella scrittura e realizzazione della tesi e per la sua disponibilità, sempre puntuale con i suoi suggerimenti e le sue correzioni. Ringrazio il prof. Ennio Tosi, mio Co-relatore, per la disponibilità a chiarire i miei dubbi, in particolare nell'analisi sinottica degli eventi in esame.

Desidero ringraziare tutti i professori della triennale che con la loro preparazione e la loro passione hanno arricchito e ampliato le mie conoscenze.

Ringrazio i miei compagni di corso con i quali ho trascorso gran parte della vita universitaria tra lezioni ed esami, in particolare Alessandro, Andrea, Gianluca, Maura e Alberto e con i quali condivido ogni giorno la passione per la meteorologia.

Grazie a mia madre Laura che ha creduto in me, sostenendo economicamente i miei studi e spronandomi ogni giorno a dare il meglio, insegnandomi a vivere e a reagire nei momenti di difficoltà.

Grazie a mio padre Marino che ha lasciato un vuoto enorme, ma che in realtà dentro mi ha lasciato tutto ciò che era necessario per andare avanti.

Grazie a mio fratello Michele che per me è sempre stato un modello da seguire e che mi ha motivato negli studi, anche se ogni tanto (sempre) sono costretto a contare fino a dieci.

Ringrazio tutti gli amici, vecchi e nuovi, che mi sono sempre vicini e mi fanno divertire e che ogni giorno mi chiedono se ci sarà il sole o se pioverà.

Per concludere un GRAZIE speciale a Laura che mi ha sempre sostenuto e che con un solo sorriso fa tornare il sereno dopo un temporale.