ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITA' DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di laurea triennale in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

ANALISI DI TRE EVENTI DI PRECIPITAZIONE INTENSA SU LIGURIA E CALABRIA

Tesi di laurea di:
Ascanio Luigi Scambiati

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Sessione I
Anno Accademico 2013-14

Acqua che spacca il monte, che affonda
e terra e ponte...

F. de André, "Dolcenera" (1996)

INDICE

Abstract 7

1 Introduzione.....9

1.1 Caratteristiche principali dei MCS e MCC 13

1.2 Struttura verticale di un MCS.....15

1.3 Movimento degli MCS 17

1.4 I temporali Enhanced-V shape.....18

2 Flash flood sulle Cinque Terre e Lunigiana del 25 ottobre 2011.....22

2.1 Analisi sinottica e alla mesoscala.....22

2.2 Analisi dati osservati 33

2.3 Conclusioni per l'evento delle Cinque terre.....35

3 Flash flood a Genova del 4 novembre 2011.....37

3.1 Analisi sinottica e alla mesoscala.....37

3.2 Analisi immagini satelitari e radar 45

3.3 Analisi dati osservati.....49

4 Analisi degli eventi delle Cinque Terre e Genova con l'algoritmo 183-WSL 54

5 Gli eventi delle Cinque Terre/Lunigiana e Genova nelle simulazioni del modelli previsionali..... 60

6 Flash flood a Soverato dell' 8 settembre 2000 67

6.1 Analisi sinottica dell'evento 68

6.2 Analisi dei dati osservati.....71

6.3 Simulazione del campo pluviometrico utlizzando il modello CSU-RAMS 75

7 Conclusioni 80

8 Glossario 82

9 Bibliografia 84

ABSTRACT

Negli ultimi anni, specie nel corso della stagione autunnale, si è assistito abbastanza spesso a gravi episodi alluvionali. Questi eventi generalmente sono causati da precipitazioni violente e localizzate, che unite al problema del dissesto idrogeologico, vanno a generare queste catastrofi che causano, oltre che ingenti danni materiali, anche perdite di vite umane. In questa tesi si cerca di capire i meccanismi meteorologici che generano queste situazioni. Avvalendosi di casi accaduti in passato, si cercherà di capire se esiste, una sorta di denominatore comune che caratterizza le configurazione meteorologiche che portano a queste fenomeni. Il lavoro presentato consterà di tre parti. Nella prima parte esamineremo in generale le configurazioni meteorologiche, sia su scala sinottica che sulla mesoscala responsabili di questi episodi. Nella seconda parte invece verranno presi in esame ed analizzati alcuni episodi focalizzando l'attenzione sul bacino del Mediterraneo. Nella terza ed ultima parte, nelle conclusioni, si cercherà di capire, se gli episodi analizzati presentano punti in comune, con l'obiettivo di comprendere meglio come questo tipo di fenomeni evolvono provocando episodi alluvionali.

1 Introduzione

Il principale ingrediente che porta al verificarsi di episodi intensi di tipo alluvionale sono le forti precipitazioni. Per meglio definire il concetto di "forte precipitazione" si può affermare che: "la più forte precipitazione si ha dove il rainfall rate è il più elevato per il maggiore tempo possibile". Quindi se R è il rainfall medio, e D la durata del rainfall, la precipitazione totale prodotta si può scrivere come:

$$P = RD \qquad (1)$$

È importante sottolineare come ci sia una sostanziale differenza tra "flash flood" e "flood event". Il primo infatti è causato da abbondante precipitazioni (nel senso di accumulo) con rainfall rates molto elevati, mentre i "flood event" sono associati ad eventi precipitatanti che durano giorni o in qualche caso anche settimane, [Doswell et al., 1996]. In questa tesi verranno presi in esame e confrontate entrambe le situazioni.

Ricavata la (1) ora ci si può chiedere come e perché avvengono queste precipitazione intense: data una particolare situazione sinottica questi eventi precipitativi estremi avvengono per il sollevamento forzato (lungo una superficie frontale o lungo un pendio di una catena montuosa) di aria umida, che così va incontro a condensazione. Il rainfall istantaneo in un particolare punto, R è assunto essere proporzionale al *vertical moisture flux*, *wq,* dove w è la velocità verticale e q è il mixing ratio dell'aria in salita[1]. Questo significa che se la particella d'aria in ascesa ha un contenuto rilevante di vapore acqueo e le velocità verticali sono sufficientemente elevate, si possono sviluppare precipitazioni le quali, a seconda della magnitudo di questi parametri, possono essere anche molto intense. Il *vertical moisture flux* può essere messo in relazione con il rate di condensazione. Certamente non tutto il vapore acqueo in ascesa diventerà precipitazione e per questo bisogna considerare l'efficienza di precipitazione. L'efficienza di precipitazione, E, è il coefficiente di proporzionalità che lega il rainfall rate all'input dovuto ai flussi di vapore:

$$R=Ewq \qquad (2)$$

L'efficienza di precipitazioni è definita come il rapporto tra la massa di vapore che cade come precipitazione, m_p, e il flusso di massa di vapore acqueo nella nube, m_i, così che $E = m_p/m_i$.

1 Il flusso di vapore istantaneo, nella nube temporalesca non è direttamente uguale al rain rate. Molti altri fattori influenzano il rate al quale il vapore acqueo cade come precipitazioni. Nella nostra semplificazione assumiamo che il flusso di vapore sia più elevato del rain rate.

E non è necessariamente costante ma può essere funzione di spazio e tempo. Nella relazione (2) tutte le quantità sono state mediate sul tempo di vita del sistema precipitatante. L'efficienza di precipitazione tuttavia può essere alterata da

1. entrainment: l'aria dell'ambiente al di fuori della nube non è satura. Il suo ingresso nel corpo della nube può promuovere l'evaporazione abbassando quindi l'efficienza di precipitazione
2. wind shear.

Le precipitazioni che producono *flash flood* sono usualmente di natura convettiva. Una convezione profonda avviene di solito durante la stagione calda, quando l'aria contiene notevole quantità di umidità e l'instabilità è così accentuata da innescare forti moti verticali. La convezione profonda è associata ad intensi moti verticali. Per produrre quindi intensi moti verticali e convezione profonda è necessario che:

1. il lapse rate dell'ambiente sia condizionatamente instabile;
2. ci sia sufficiente vapore tale da indurre un moto adiabatico saturo alla particella una volta raggiunto il LFC;
3. ci devono essere alcuni processi tramite i quali la particella è portata sino al LFC. Come è noto [Doswell, 1987], per portare la particella al livello LFC sono necessari alcuni processi che operano a scala più piccola di quella sinottica. Infatti i moti associati a scala sinottica sono usualmente troppo lenti per sollevare la particella al LFC nel tempo richiesto. Per questo servono delle forzanti ulteriori che agiscono sulla mesoscala.

Un altro elemento fondamentale negli episodi di intensa convezione che determinano *flash flood* o *flood event* è la durata dell'evento precipitativo. I più importanti episodi di *flash flood* sono prodotti da sistemi convettivi quasi stazionari, in modo che molte celle convettive raggiungono lo stadio maturo ed il loro massimo rainfall rate sempre sulla medesima area [Chappel, 1986].
Per un sistema convettivo costituito da diverse celle convettive la durata delle precipitazioni intense dipende da:

1. velocità di movimento del sistema;
2. le dimensioni del sistema;
3. la variazione dei rainfall rate.

Quando il sistema si muove lentamente, i fattori 1) e 2) possono essere trascurabili, infatti

generalmente gli eventi di *flash flood* sono associati a sistemi fortemente precipitanti che si muovono lentamente.

Denotiamo il movimento del sistema con un vettore $\mathbf{C_s}$. Il punto di vista Euleriano, con il quale analizziamo il moto, richiede la conoscenza delle dimensioni del sistema lungo $\mathbf{C_s}$; denotiamo questa lunghezza con L_s. L'idea è illustrata in Fig. 1.1.

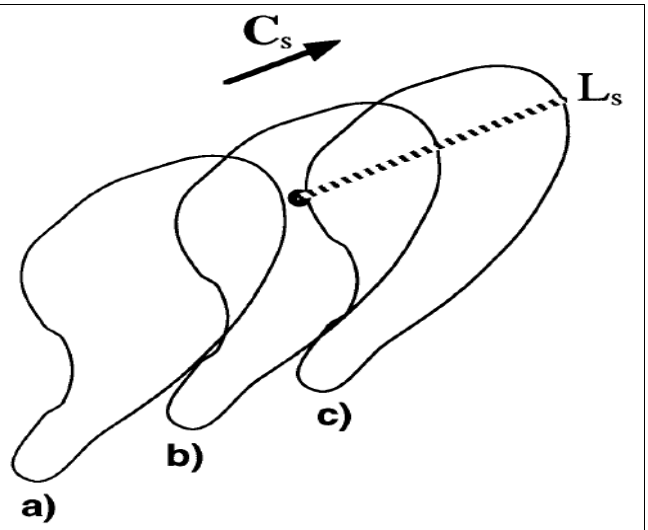


Fig. 1.1: Concetto di lunghezza del sistema Ls, come passaggio in un punto. Il moto del sistema è denotato dal vettore Cs. Il sistema in a) incontra il punto, in b) si trova sul punto, in c) lascia il punto

Quindi il rainfall totale dal sistema precipitante D, è dato da:

$$D = L_s \, (|C_s|)^{-1}$$

Quindi la lunga durata è associata del sistema precipitante è associata a: a) lento movimento del sistema b) un'area di elevati rainfall rate estesa lungo il vettore che indica il moto.

Chappel, [1986] indica che il movimento della cella $\mathbf{C_c}$ è legato al vento medio V_m che è il vento medio che spira attraverso alcuni layer della troposfera (per esempio il vento sulla superficie isobarica di 850 hPa).

§

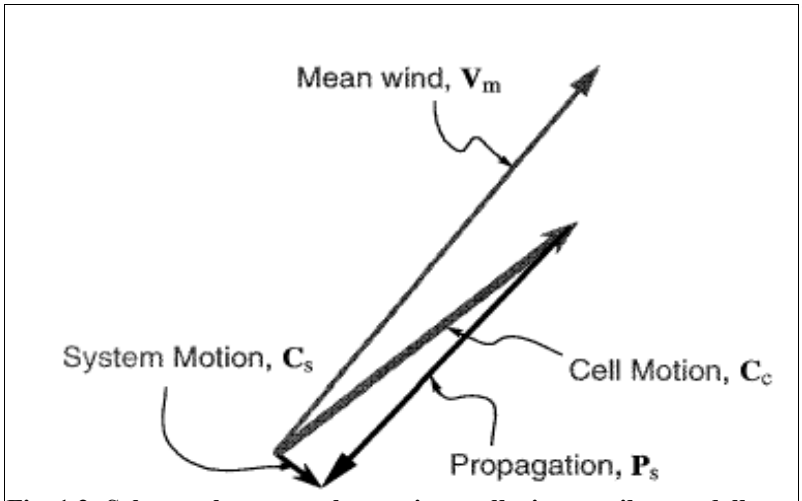


Fig. 1.2: Schema che mostra la quasi cancellazione trail moto della cella Cc e la propagazione Ps

Il movimento del sistema convettivo $\mathbf{C}_c$ è la somma vettoriale tra il contributo dato da $\mathbf{C}_s$ e del cosiddetto effetto di propagazione denotato come vettore $\mathbf{P}_s$.
Nel contesto dei sistemi convettivi l'effetto di propagazione è il contributo al movimento del sistema dato dallo sviluppo e dalla dissipazione di ogni singola cella. Un sistema convettivo non è un'entità costituita dagli stessi elementi in un periodo di tempo abbastanza lungo, ma è un *processo* formato da un numero di sotto-processi (celle convettive). Dalla figura si può vedere come il lento movimento del sistema è dovuto alla quasi cancellazione del movimento delle celle attraverso gli effetti di propagazione.
Come è stato già detto, gli eventi meteorologici che portano a flash flood sono per lo più di tipo convettivo.

I temporali possono essere di due tipi:

1. a cella singola: sono temporali relativamente di piccole dimensioni e si formano in condizioni di debole shear verticale del vento. Si tratta di un cumulonembo isolato prodotto da convezione locale in una massa d'aria instabile, piuttosto che da fronti o linee di instabilità; in questo sistema generalmente si sviluppa una singola regione con precipitazioni e il campo di pressione è interamente determinato dal galleggiamento della corrente ascensionale calda. Hanno una durata limitata per lo più un'ora/un'ora e mezza.

2. sistemi di grandi dimensioni che si sviluppano in condizioni di forte shear verticale del

vento. I sistemi multicellulari sono composti da più celle temporalesche, ognuna delle quali segue la propria evoluzione, promuovendo lo sviluppo di nuove celle. Se il wind shear verticale è forte 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.

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).

1.1 Caratteristiche principali degli MCS e degli MCC

Secondo Zipser, [1982] un MCS è un sistema atmosferico che prevede 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, fino ad arrivare a sistemi ben organizzati, quali squall lines, MCC, tempeste tropicali o uragani. Escludendo questi ultimi si considerano solo 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]

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

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.

Anche i MCC, sottoinsieme di sistemi convettivi alla meso-scala 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. 1.3) e per periodi maggiori di 6 ore:

- nella corona che circonda il "cuore" del cluster temporalesco;

• nel “cuore” convettivo del sistema (top della nube).

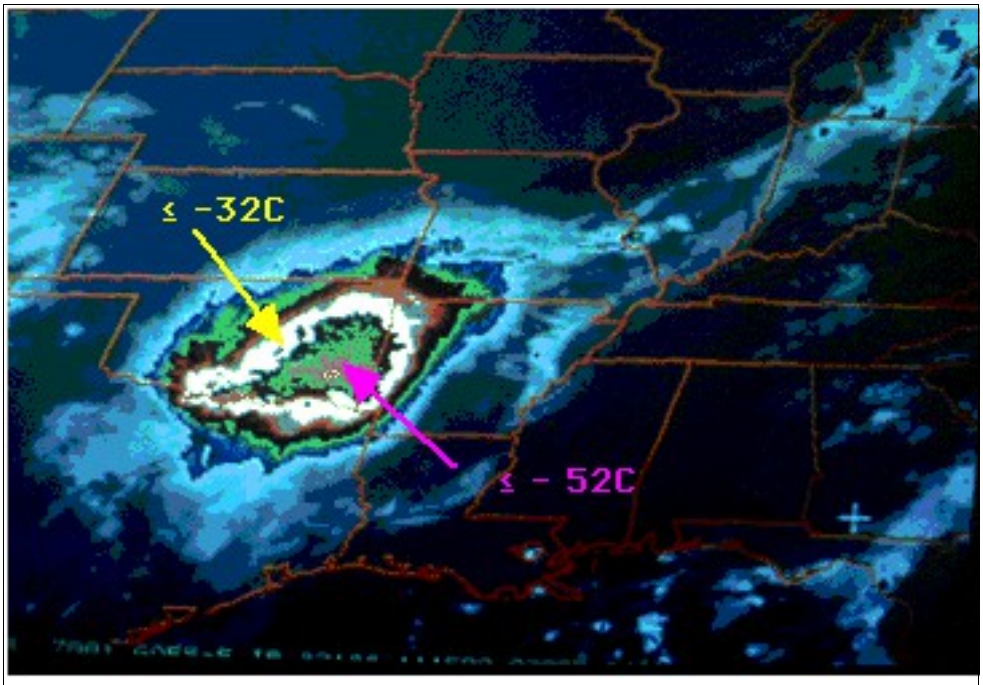


Fig. 1.3: Immagine del satellite GOES di un MCC con temperatura del top delle nubi.

Gli MCS si possono suddividere in due tipi in base al meccanismo dinamico che origina la convezione.

1. Eventi che hanno luogo quando un'estesa massa d'aria potenzialmente instabile ai bassi livelli è costretta a salire in una zona frontale o in una regione baroclina.
2. Eventi che si verificano in un'atmosfera maggiormente barotropica e dipendono dalla produzione da parte dei downdraft di una *cold pool* e dalla sua interazione con il wind shear verticale dell'ambiente, che può produrre updraft molto estesi. Questi eventi dipendono maggiormente dalle caratteristiche e dai processi imposti dalla convezione stessa.

Nel periodo di crescita iniziale si concentrano anche la maggior parte dei fenomeni atmosferici violenti, infatti 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 infatti si hanno generalmente nella fase di sviluppo [Collander, 1993].

1.2 Struttura verticale di un MCS

Andiamo ora ad analizzare il profilo verticale di una struttura MCS osservando la Fig. 1.4.

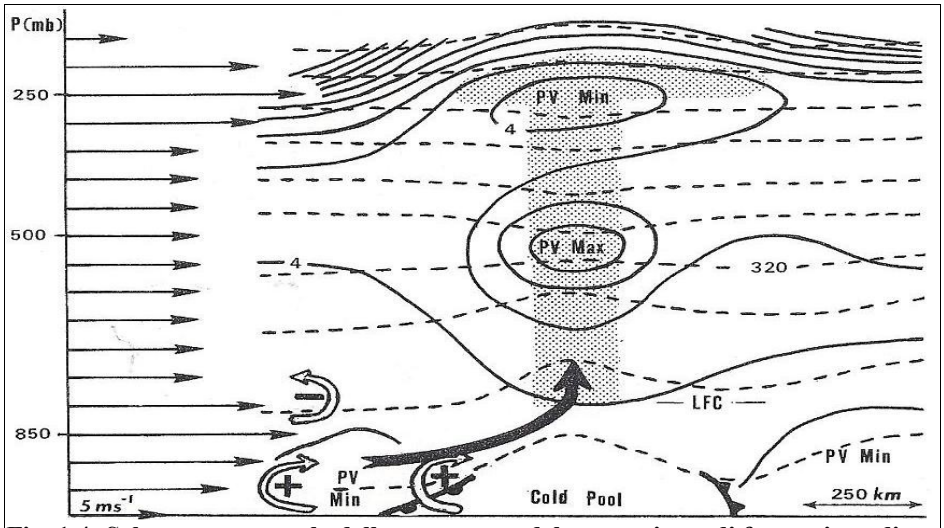


Fig. 1.4: Schema concettuale della struttura e del meccanismo di formazione di un meso-vortice. Le frecce sottili lungo le ordinate indicano il profilo verticale del vento. Le frecce con i segni + e – indicano il verso della componente della vorticità perpendicolare al piano della cross section. La freccia 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.

Il profilo termico di MCS mostra: un raffreddamento dell'atmosfera vicino alla tropopausa e nella bassa troposfera, mentre un riscaldamento è presente nella medio-alta troposfera.
Il profilo del vento con la quota mostra un wind shear verticale molto pronunciato nei bassi livelli e nell'alta troposfera. Ovviamente questo influisce pesantemente sul profilo verticale della divergenza, con una marcata divergenza vicino alla tropopausa, dovuta alle presenza del Jet Stream in quota che accompagna di solito la formazione di questi sistemi temporaleschi, e una forte divergenza anche nella bassa troposfera, dovuta alla forte convergenza dei flussi al suolo. Infatti, sovente la formazione di un MCS è accompagnata dalla presenza di una linea di convergenza al suolo.
Queste variazioni verticali di temperatura e di vento provocano una sensibile variazione della stabilità verticale. Infatti analizzando la distribuzione verticale della temperature potenziale e della vorticità potenziale, grandezze legate dalla formula:

$$Q = \zeta/\rho \cdot (\nabla\theta)$$

(dove ζ è la vorticità relativa, ρ è la densità del fluido e θ è la temperature potenziale), si nota che la vorticità potenziale Q è direttamente proporzionale al gradiente. Come si può vedere dalla Fig.1.4, il massimo delle vorticità potenziale è presente proprio laddove è massimo il gradiente verticale di temperatura potenziale. Alla luce di ciò si può notare (Fig. 1.4) un minimo di vorticità potenziale nella bassa troposfera e nell'alta troposfera, proprio in concomitanza con la massima divergenza, mentre un massimo è presente nella media troposfera. Come conseguenza di questa anomalia positiva di vorticità potenziale si ha la formazione di un meso-vortice ai medi livelli.
Analizzando invece la struttura nei bassi livelli (al di sotto della quota isobarica di 850 hPa) si nota la formazione di una *cold pool,* associata al downdraft del sistema, che delimita il fronte freddo sulla meso-scala, nella parte avanzante del sistema stesso. A sinistra dalla *cold pool*, si ha la formazione del fronte caldo alla mesoscala che delimita l'inflow del sistema, in concomitanza del quale, si ha una vorticità potenziale positiva (ciclonica), dovuta al marcato wind shear verticale.
Sempre in concomitanza del fronte caldo si nota una marcata inclinazione delle superfici isoentropiche; questo determina updraft con asse inclinato (temporale ad asse obliquo). In un temporale ad asse obliquo le due correnti, inflow e outflow sono separate e quindi non si disturbano a vicenda garantendo perciò un ciclo di vita più lungo della cella temporalesca.
L'updraft molto vigoroso, unito al meso-vortice che raggiunge LFC, fa si che questa circolazione ciclonica nei medi livelli assuma un cuore caldo; ciò incentiva la produzione di cicli convettivi in grado di dare luogo a precipitazioni estreme.
Di solito temporali con assi inclinati sono associati alla presenza di vigorosi jet stream in quota. Infatti come si può riscontrare dalla Fig. 1.4, in concomitanza della quota isobarica di 250 hPa si nota una vigorosa accelerazione del vento, molto probabilmente associata al passaggio di un ramo del getto. Quando ciò accade i temporali spesso assumono una conformazione da “V-shape” (capitolo 1.4).
Analizzando un radiosondaggio relativo a un punto di griglia del modello Moloch, nella zona di formazione del sistema temporalesco, alle ore 1200 UTC del 25/11/2011 si possono notare le caratteristiche sopra descritte, cioè un pronunciato wind shear nella media-bassa troposfera (al di sotto dei 700 hPa) e la forte intensità del vento nell'alta troposfera tra 300-200 hPa, indice del passaggio di un ramo della corrente a getto (Fig 1.5).

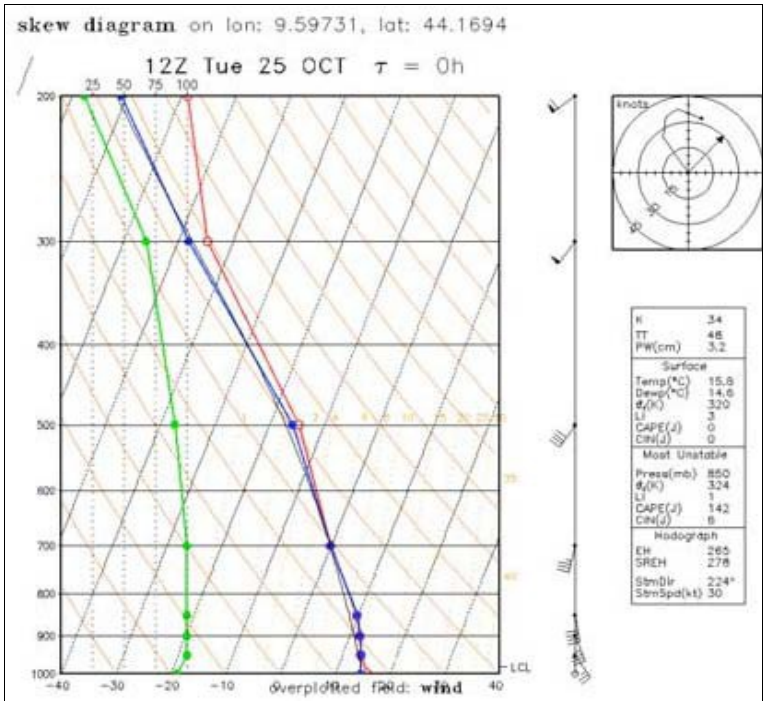


Fig. 1.5: Diagramma skew-T riferito ad un punto di griglia del modello Moloch nella zona di formazione del sistema temporalesco alle ore 12:00 UTC del 25 /10/2011. Si può notare il marcato shear verticale del vento, nella media-bassa troposfera, al di sotto dei 700 hPa, e la forte accelerazione del vento tra i 300 ed i 200 hPa, a causa del passaggio di un ramo della corrente a getto. Il RS mostra una condizione favorevole alla formazione di MCS.

1.3 Movimento degli MCS

Il movimento degli MCS dipende da una componente avvettiva data dal moto medio delle celle convettive e una componente di propagazione data invece dalla velocità e dalla posizione delle nuove celle temporalesche, [Newton and Katz, 1958; Newton and Newton, 1959; Bluestein and Jain, 1985].

La scala spaziale di un MCS è detta mesoscala–α, mentre quella alla quale agiscono le celle convettive singole, che sono quelle che producono le precipitazioni intense all'interno del sistema, è una scala minore ed è detta mesoscala-β, [Merrit and Fritsch, 1984].

Le celle singole tendono ad essere spazzate sottovento al flusso medio V_{CL}. Queste celle però deviano significativamente dal flusso medio, [McAnnelly and Cotton, 1986 and1989]. Per questo occorre definire la velocità di una cella, V_{MBE}. Per far ciò è necessario conoscere il flusso ai bassi livelli, V_{LLJ}, che non è nient'altro che la ventilazione al di sotto dei 1500 m che immette aria con θ_e più alta all'interno del sistema. La componente di propagazione di V_{PROP} rispetto al flusso medio

ha direzione opposta, rispetto a V_{LLJ} . Per cui si può definire la V_{MBE} come:

$$V_{MBE} = V_{CL} - V_{LLJ} \qquad (3)$$

dove [Fankhauser 1964]:

$$V_{CL} = V_{850} + V_{700} + V_{500} + V_{300}$$

con direzione e velocità del vento ai vari livelli che sono riferiti rispettivamente agli strati 900-800, 800-600, 600-400 e 400-200 hPa.
Da un punto di vista grafico la (3) può essere rappresentata come in Fig.1.6.

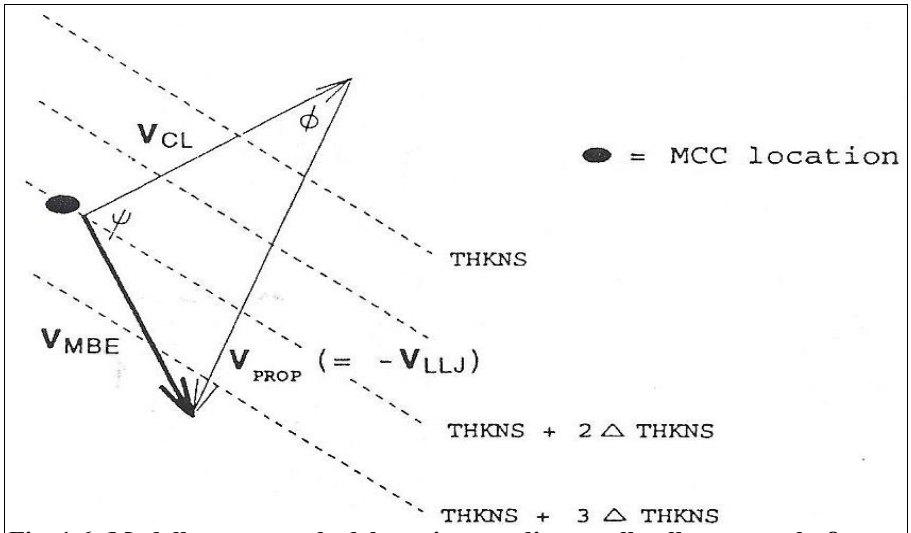


Fig. 1.6: Modello concettuale del movimento di una cella alla mesoscala-β (MBE).

1.4 I temporali Enhanced-V shape

Alcuni temporali intensi 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. 1.7); la V si apre nella direzione di espansione dell'incudine (*anvil*) del temporale.

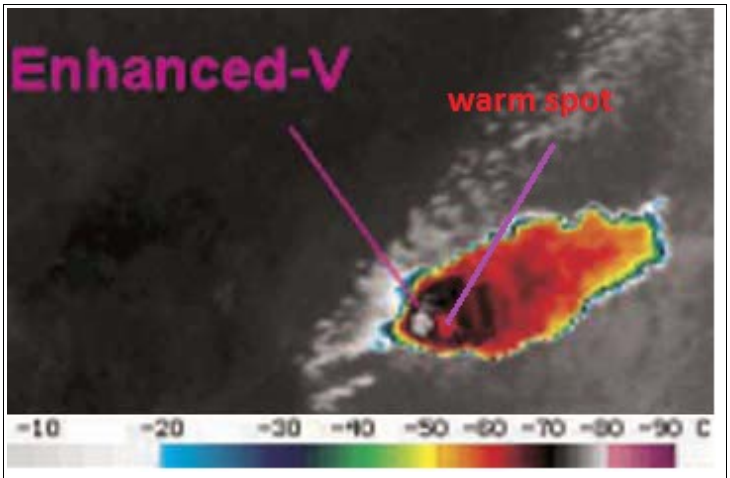


Fig. 1.7: Immagine satellitare all'IR di un temporale di tipo "V-shape"

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 al flusso principale [McCann, 1983]. Il trasporto di questi residui si riscontra nelle immagini satellitari nell'IR termico (Fig.1.7 e 1.9) 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].

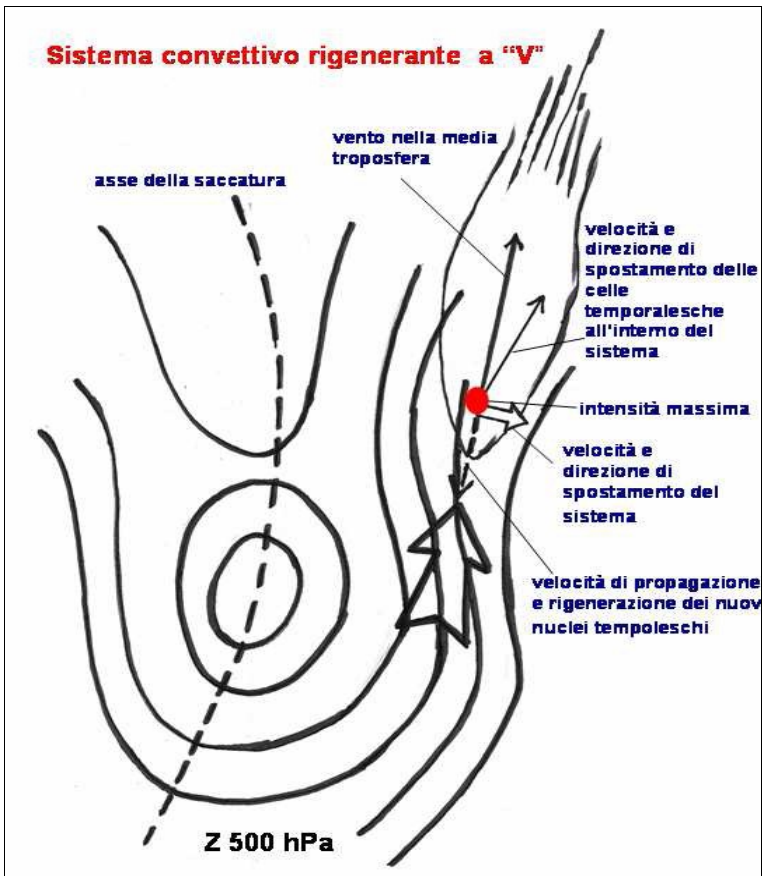


Fig. 1.8: Schema concettuale riguardante l'evoluzione dei temporali rigeneranti a "V"

La Fig 1.8 mostra lo schema concettuale riguardante l'evoluzione di un temporale di tipo "V-shape". Come si può vedere queste strutture temporalesche si sviluppano sul lato ascendente di una saccatura in quota, laddove i flussi in quota possiedono una spiccata curvatura ciclonica positiva ed una marcata divergenza. La Fig. 1.9 mostra l'immagine satellitare del temporale che ha colpito le Cinque Terre il 25 ottobre 2011. Essa è stata creata sovrapponendo ad un'immagine satellitare nel canale VIS 6.0 l'*enhanced IR10.8*, con il campo geopotenziale a 500 hPa (linee verdi). Come si può riscontrare, il temporale "V-shape" ben discernibile, presente sullo Spezzino, si è formato lungo il ramo ascendente della saccatura in quota, con asse trasverso sulla Penisola Iberica (non mostrato), cioè proprio laddove le isoipse tendono a diffluire, indice quindi di una divergenza del flusso in quota (in questo caso a 500 hPa), che comporta l'erosione della torre dell'updraft e il trasporto sottovento ad esso dei residui della nube, che conferisce al sistema la classica forma a V.

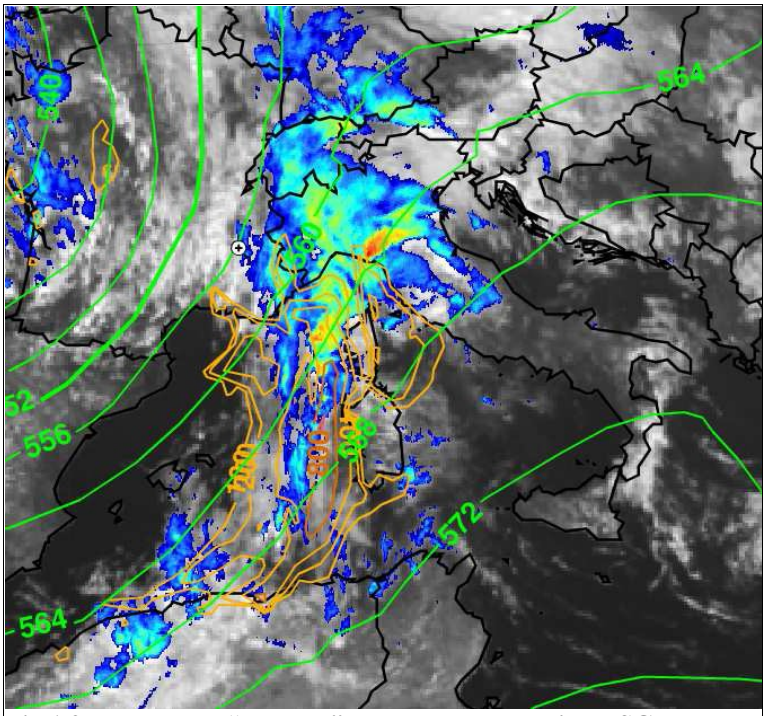


Fig 1.9: Temporale "V-shape" osservato da satellite MSG. La data si riferisce al 25/10/2011 1200 UTC, alluvione delle Cinque Terre. L'immagine è stata creata sovrapponendo i campi meteorologici analizzati a prodotti ricavati da immagini satellitari di MSG. Le linee verdi si riferiscono al geopotenziale a 500 hPa, quelle arancioni a CAPE, sullo sfondo è presente l'immagine nel canale del visibile 6.0 a cui è stata sovrapposto l'enhanced IR10.8 in falsi colori

2 Flash flood sulle Cinque Terre e Lunigiana del 25 ottobre 2011

Nella giornata del 25 ottobre si è verificato un evento alluvionale sul Levante Ligure e sull'Alta Toscana determinato dalla formazione di un sistema temporalesco auto-rigenerante, poi classificato come MCS "V-shape", che ha investito l'area compresa tra il Tigullio, le Cinque Terre ed il bacino del Magra e 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.

2.1 Analisi sinottica e alla mesoscala

A partire dal 24 ottobre in prossimità delle coste atlantiche europee era attiva una vasta saccatura il cui asse principale si estendeva in direzione dell'Europa sud-orientale dall'Islanda sino allo stretto di Gibilterra. All'interno di tale onda depressionaria si evidenziava un profondo minimo al suolo centrato in prossimità della coste occidentali irlandesi (979 hPa alle 0000 UTC del 24 ottobre). Sull'Europa centro-orientale era invece presente un anticiclone piuttosto strutturato con massimo barico al suolo di 1034 hPa situato sui Paesi Baltici, (Fig. 2.1).

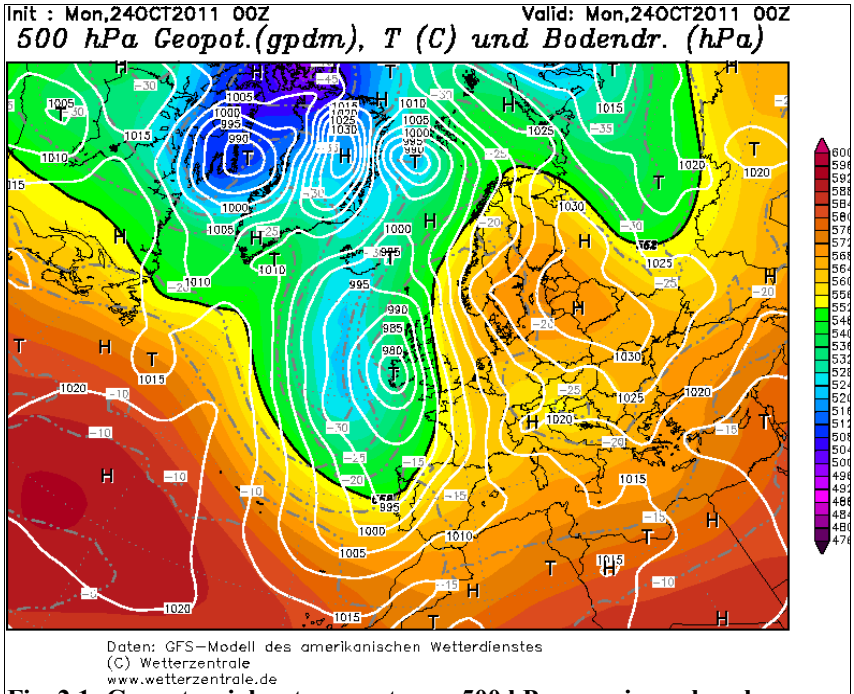


Fig. 2.1: Geopotenziale e temperature a 500 hPa, pressione al suolo, 24/10/2011, 0000 UTC

Nel corso della giornata del 24 ottobre il minimo principale è andato a posizionarsi a Sud dell'Islanda. La saccatura ad esso associata si è gradualmente approfondita ruotando in senso antiorario fino ad entrare nel Mediterraneo, formando un minimo secondario in prossimità del Golfo del Leone, già nelle prime ore della mattinata del 25 ottobre (Fig. 2.3).
Sul Mediterraneo occidentale si è formato un vasto ed esteso fronte freddo mentre la Liguria si è trovata in prossimità del fronte caldo (Fig 2.2). La configurazione venutasi a creare ha favorito un'intensa avvezione di aria caldo-umida ed instabile, ben strutturata a tutte le quote, di origine sub-tropicale estesa dalle coste algerine sino al Mar Ligure, cioè proprio lungo il ramo ascendente della saccatura in quota (Fig. 2.4 e 2.5).

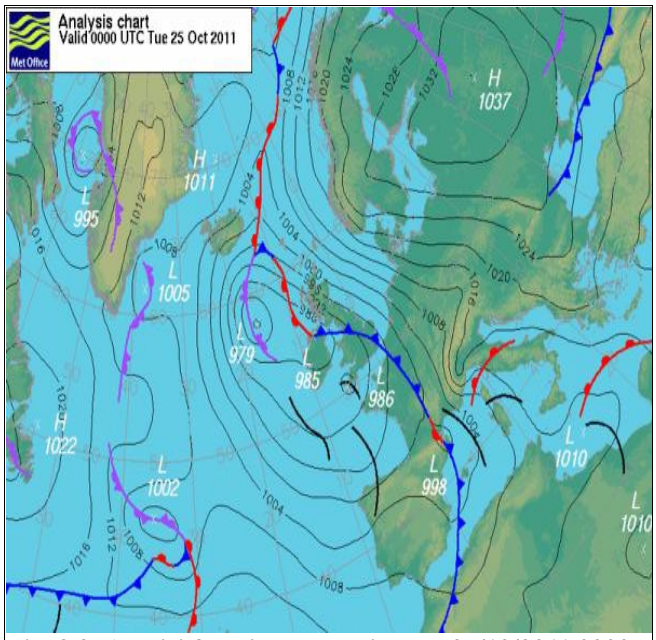


Fig. 2.2: Analisi fronti al suolo giovedì 25/10/2011 0000 UTC, MetOffice

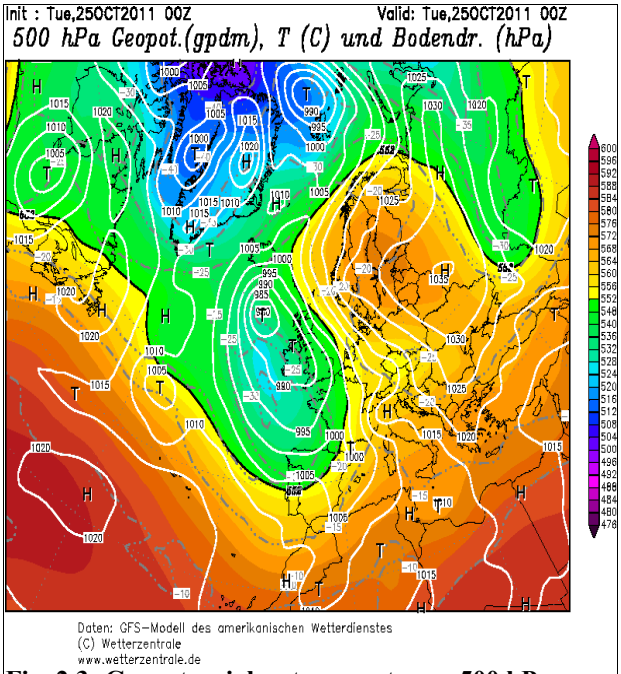


Fig. 2.3: Geopotenziale e temperature a 500 hPa, pressione al suolo, 25/10/2011, 0000 UTC

La Liguria quindi è stata investita ad un persistente flusso di aria umida dai quadranti meridionali nei bassi strati (Fig. 2.4 e 2.5).

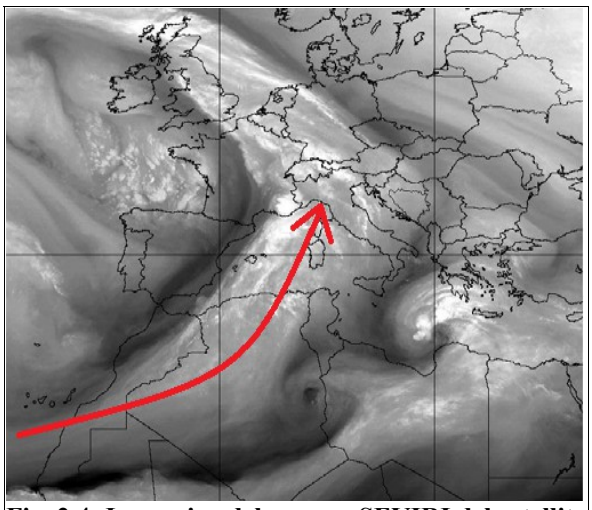


Fig. 2.4: Immagine del sensore SEVIRI del satellite MSG nel canale WV 6.2 µm riferita alle 0600 UTC del 25 ottobre. In rosso si evidenzia il corridoio di aria umida che va dall'Africa al Mar Ligure, guidato dalla saccatura in quota

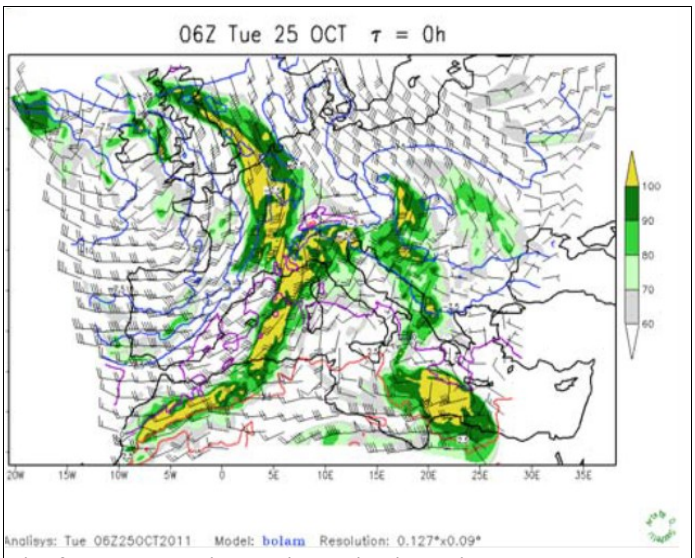


Fig. 2.5: Mappa di avvezione di aria umida e temperature riferita alle 0600 UTC del 25 ottobre 2011, BOLAM, (ISAC-CNR, Bologna)

Mentre sul Ponente della regione le precipitazioni sono state per lo più di tipo avvettivo ed attribuibili al sollevamento orografico, sul Levante Ligure la convezione profonda invece è risultata l'elemento dominante. Sul settore orientale della regione si sono trovati a convergere il flusso da SW nei livelli medio-alti proveniente dal Nord-Africa, ed un intenso flusso di correnti umide negli strati più bassi (900 hPa), con una componente da SSE, incanalato lungo lo stretto corridoio tirrenico fino a raggiungere il Golfo Ligure.

Lo scenario è rimasto pressoché immutato per un notevole periodo di tempo in quanto il naturale moto verso E del fronte freddo è risultato fortemente rallentato dalla presenza dell'alta pressione sui Balcani, favorendo un notevole accumulo di aria umida sul mar Ligure. Inoltre la conformazione del Golfo Ligure e la presenza di un'orografia complessa a ridosso del mare, sono elementi determinanti per la convergenza di un'imponente quantità di acqua precipitabile in prossimità della Liguria.

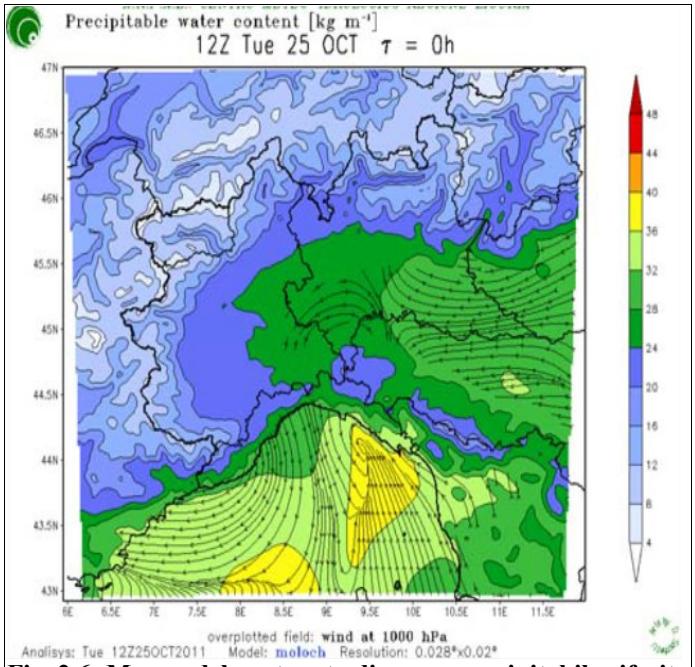


Fig. 2.6: Mappa del contenuto di acqua precipitabile riferita alle 1200 UTC del 25/10/2011, MOLOCH (ISAC-CNR, Bologna). In evidenza il massimo tra Tigullio e Spezzino

La presenza di una bassa pressione sul Golfo del Leone, ha innescato sull'Adriatico forti venti meridionale da SE di Scirocco. Questi si sono spinti fin dentro la Val padana, con un notevole accumulo di massa nel catino Padano, portando alla formazione di un "naso" anticiclonico che disegna proprio la topografia della Pianura Padana, come mostra la carta delle isobare (Fig. 2.7)

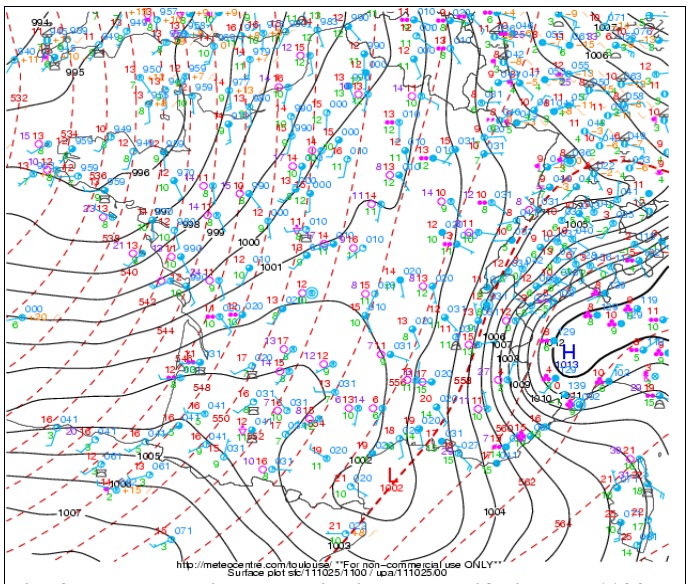


Fig. 2.7: Mappa di osservazioni al suolo riferite alle 1100 UTC del 25 ottobre (elaborazione: meteocentre.com)

La presenza di questa protuberanza anticiclonica in Pianura Padana ha determinato un fronte gradiente barico proprio sul Ligure, richiamando dalla Pianura Padana aria fredda dai quadranti settentrionali nei bassi strati (Tramontana Scura).
La Liguria quindi si è trovata investita da due regimi, nei bassi strati, profondamente diversi: sul settore centro-occidentale forti venti di Tramonta Scura, che hanno indotto un sensibile abbassamento della temperatura, mentre sul settore di Levante correnti calde meridionali hanno determinato temperature prossime ai 20°C.

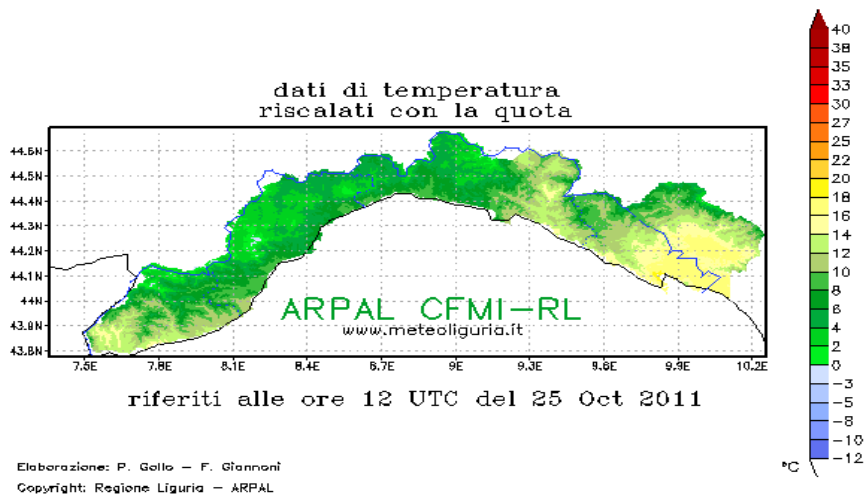


Fig. 2.8: Mappa di temperature al suolo riferita alle 1200 UTC del 25 ottobre (dati della rete di misura OMIRL). Si evidenzia la forte differenza di temperatura tra lo spezzino, interessato da un intenso flusso di scirocco, ed il settore centrale della regione, interessato da forti venti di tramontana

Oltre agli effetti termici indotti dalla due masse d'aria, ben più importanti sono stati gli effetti dinamici. Infatti tale regime di flussi ha portato alla formazione di una zona di convergenza, tra il Golfo del Tigullio e le Cinque Terre, tra il flusso caldo-umido meridionale ed i forti, freddi e secchi venti di Tramontana Scura che soffiavano a Ovest del Monte di Portofino, diffluenti sul Golfo in modo tale da disporsi da WSW proprio in prossimità del promontorio di Levanto.
Il forte contrasto tra i due flussi risulta evidente analizzando la mappa (Fig. 2.9) di θ_e alla quota di 950 hPa, alle 1200 UTC del 25 ottobre.

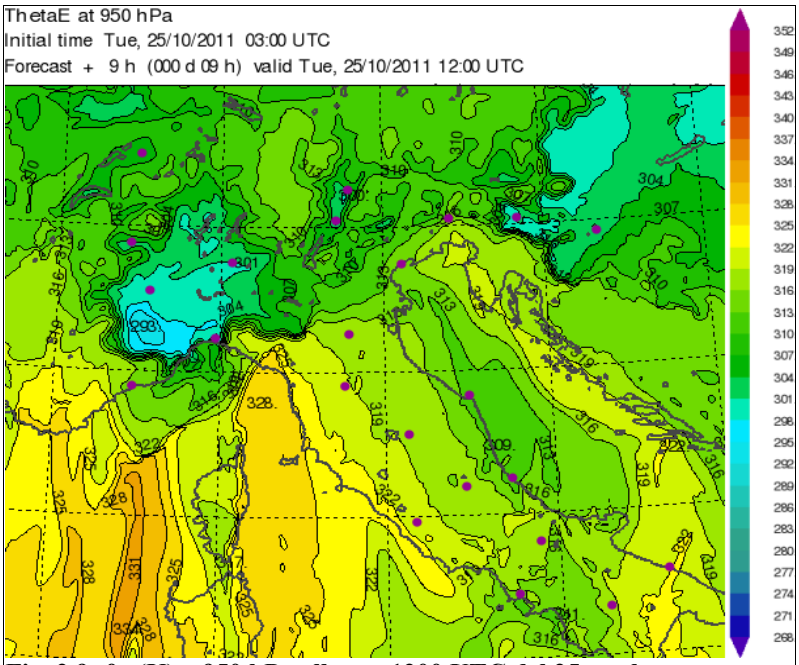


Fig. 2.9: θe (K) a 950 hPa alle ore 1200 UTC del 25 ottobre (MOLOCH). Si nota il forte contrasto termico sul Mar Ligure dovuto alla convergenza di due masse d'aria di diversa origine.

Il risultato è stato la formazione di una sorta di linea frontale, quasi stazionaria, che ha favorito violenti moti ascendenti, innescando lo sviluppo di un sistema temporalesco sulla zona (Fig 2.10).

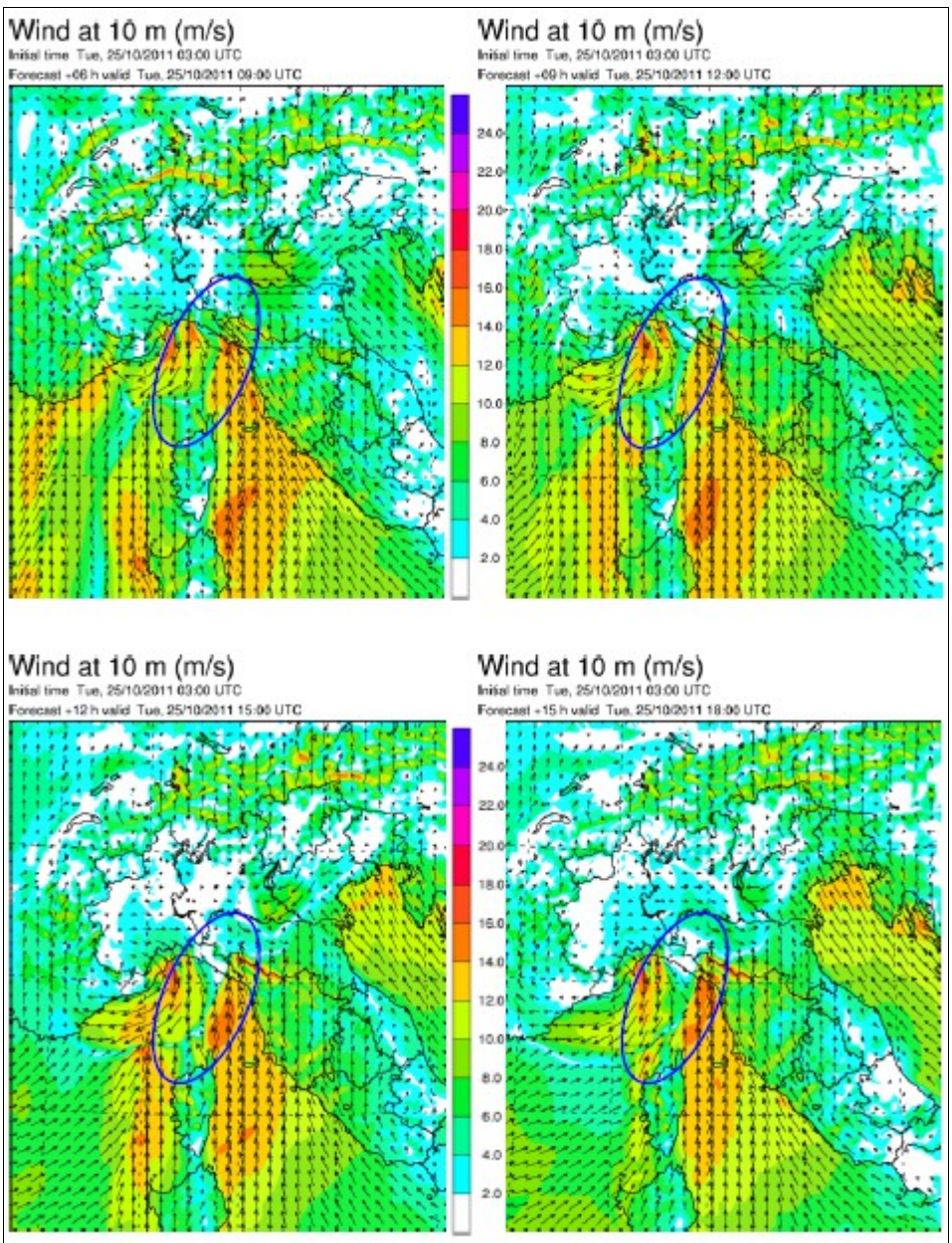


Fig. 2.10: Direzione ed intensità del vento al suolo alle ore 0900, 1200, 1500 e 1800 UTC del 25 ottobre (MOLOCH). É indicata la zona dove c'è convergenza tra i venti di mistral e scirocco. Si nota la stazionarietà della linea di convergenza

Grazie anche al contributo del forte wind shear verticale del vento ed alla presenza di correnti diffluenti in quota, legati all'avvicinamento del ramo ascendente del getto a 300 hPa (Fig. 2.11), che ha dato un'ulteriore spinta all'ascesa di aria caldo-umida, il sistema è divenuto autorigenerante, assumendo una struttura organizzata alla mesoscala con una configurazione di tipo "V-shape" (Fig. 2.12). Un ruolo fondamentale è stato svolto anche dall'orografia del territorio ligure. 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 persistenza del sistema precipitante sulle mesedime aree è dipesa, oltre che dalla stazionarietà della linea di convergenza nei bassi livelli, anche dalla formazione di un *cold pool* originato dalla discesa di aria fredda del downdraft 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.

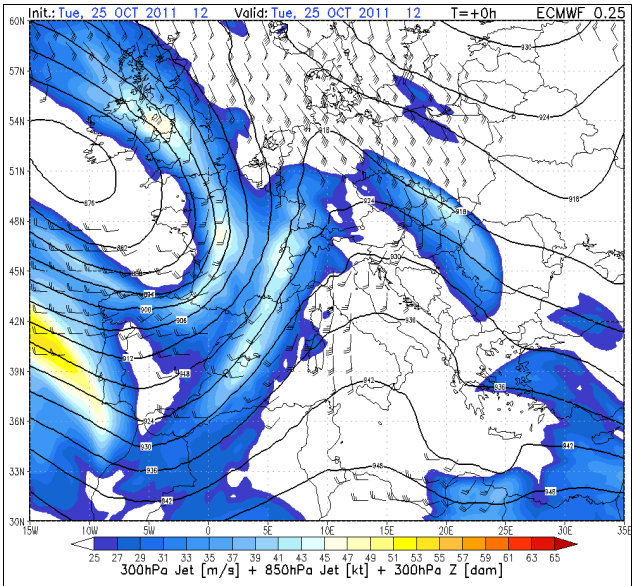


Fig. 2.11: Altezza del geopotenziale e getto a 300 hPa e getto a 850 hPa alle ore 1200 UTC del 25ottobre. L'area di massima divergenza alla quota di 300 hPa si trova sull'Italia centro-settentrionale. Fonte mappa LaMMA.

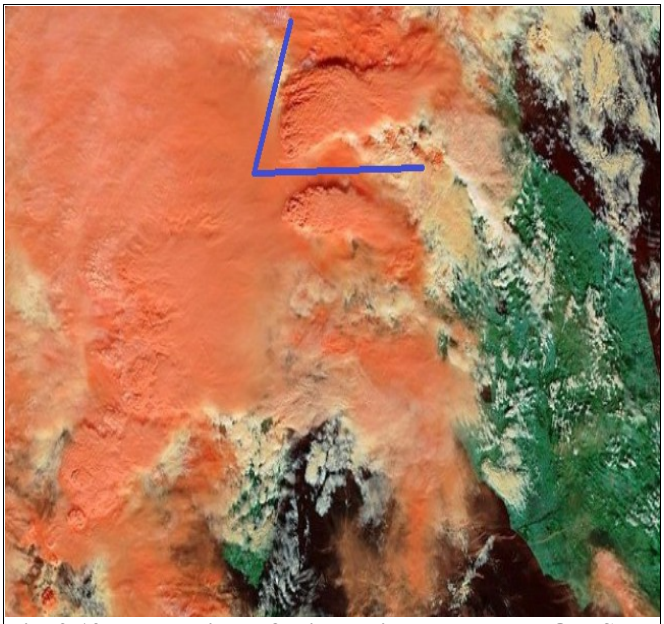


Fig. 2.12:. Immagine a falsi colori del sensore MODIS del satellite Terra della NASA delle ore 1015 UTC del 25 ottobre. Si può notare la fase iniziale del sistema temporalesco auto-rigenerante a forma di V all'interno del settore indicato dalla freccia blu

Tra le ore 0600 e le 1200 UTC, l'attività temporalesca si intensifica decisamente (Fig. 2.13), così come le piogge (Fig. 2.14) 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.

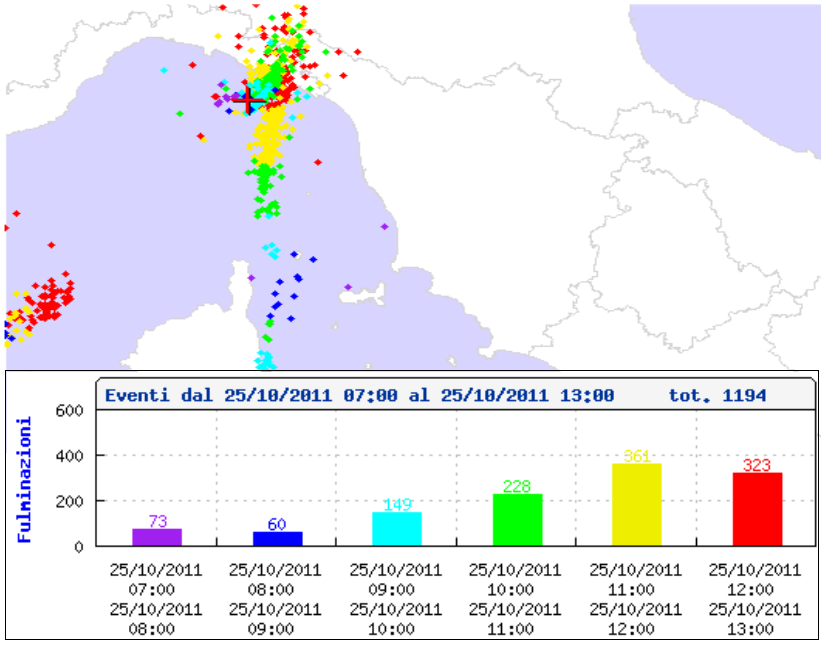


Fig. 2.13: Fulminazioni osservate tra le 0700 e le 1300 UTC del 25 ottobre 2011 (LaMMA).

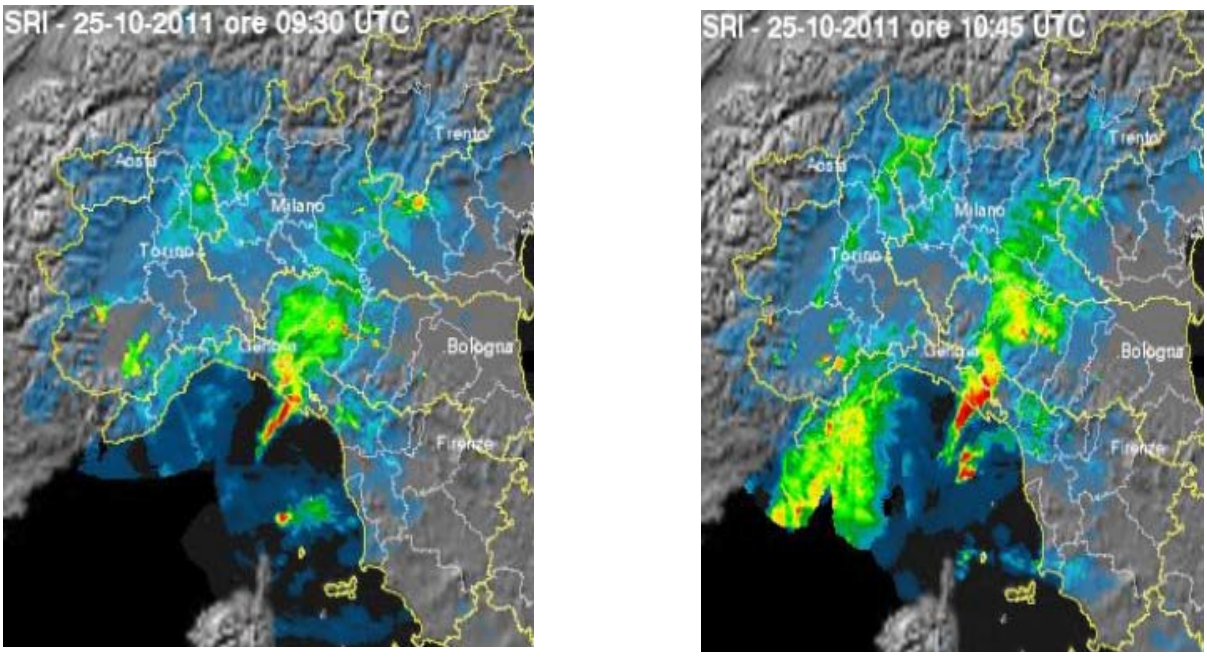


Fig. 2.14: Surface Rainfall Intensity (SRI) in mm/h alle 0930 e 1045 UTC del 25 ottobre (mosaicatura radar nazionale del Dipartimento della Protezione Civile, DPC). Si nota la stazionarietà del sistema temporalesco.

Tra le 1200 e le 1800 UTC il sistema temporalesco raggiunge la massima intensità, mantenendo la configurazione a V (Fig. 2.15). L'attività temporalesca si intensifica ulteriormente come dimostrato dalle numerose fulminazioni (Fig. 2.16); nell'arco temporale considerato i temporali

tendono a colpire sempre le stesse zone come mostrato dal radar (Fig. 2.17), con accumuli di 220 mm in Lunigiana e fino a 270-280 mm sul Levante Ligure in 6 ore.

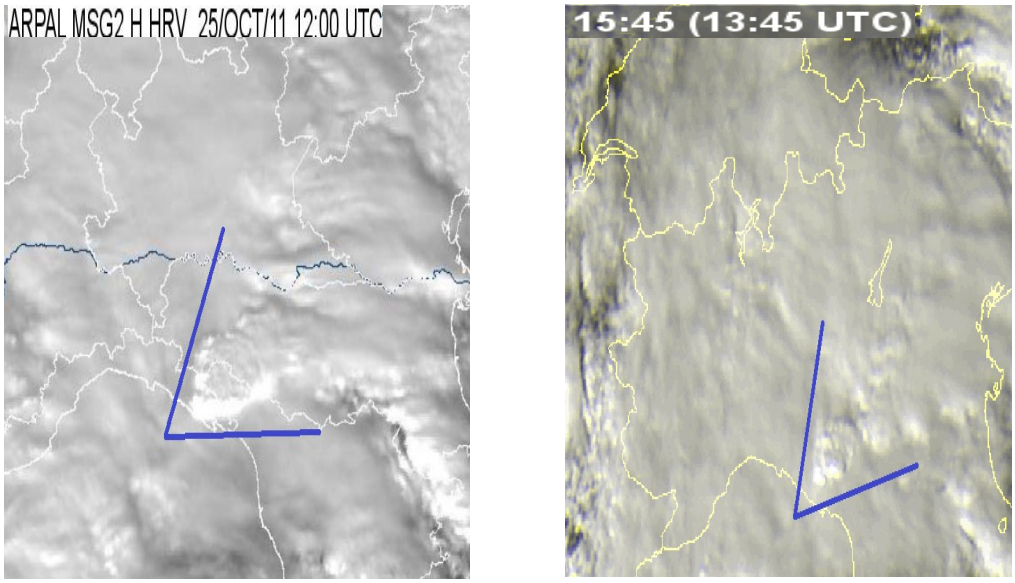


Fig. 2.15: Immagine dal satellite MSG nel canale HRV riferite alle 1200 UTC del 25 ottobre (ARPAL) e immagine dal satellite MSG nel canale HRV riferita alle 1345 UTC del 25 ottobre (EUMETSAT). Si nota ilsistema temporalesco a V all'interno del settore indicato dalla freccia blu.

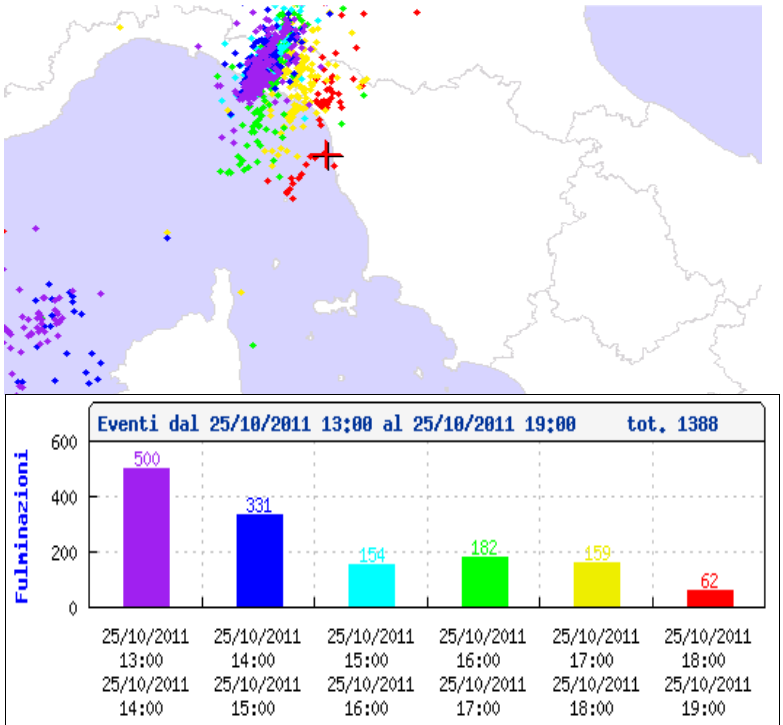


Fig. 2.16: Fulminazioni rilevate tra le 1300 e le 1900 UTC del 25 ottobre 2011 (LaMMA). Dopo le 1700 UTC sinota lo spostamento verso est del sistema temporalesco.

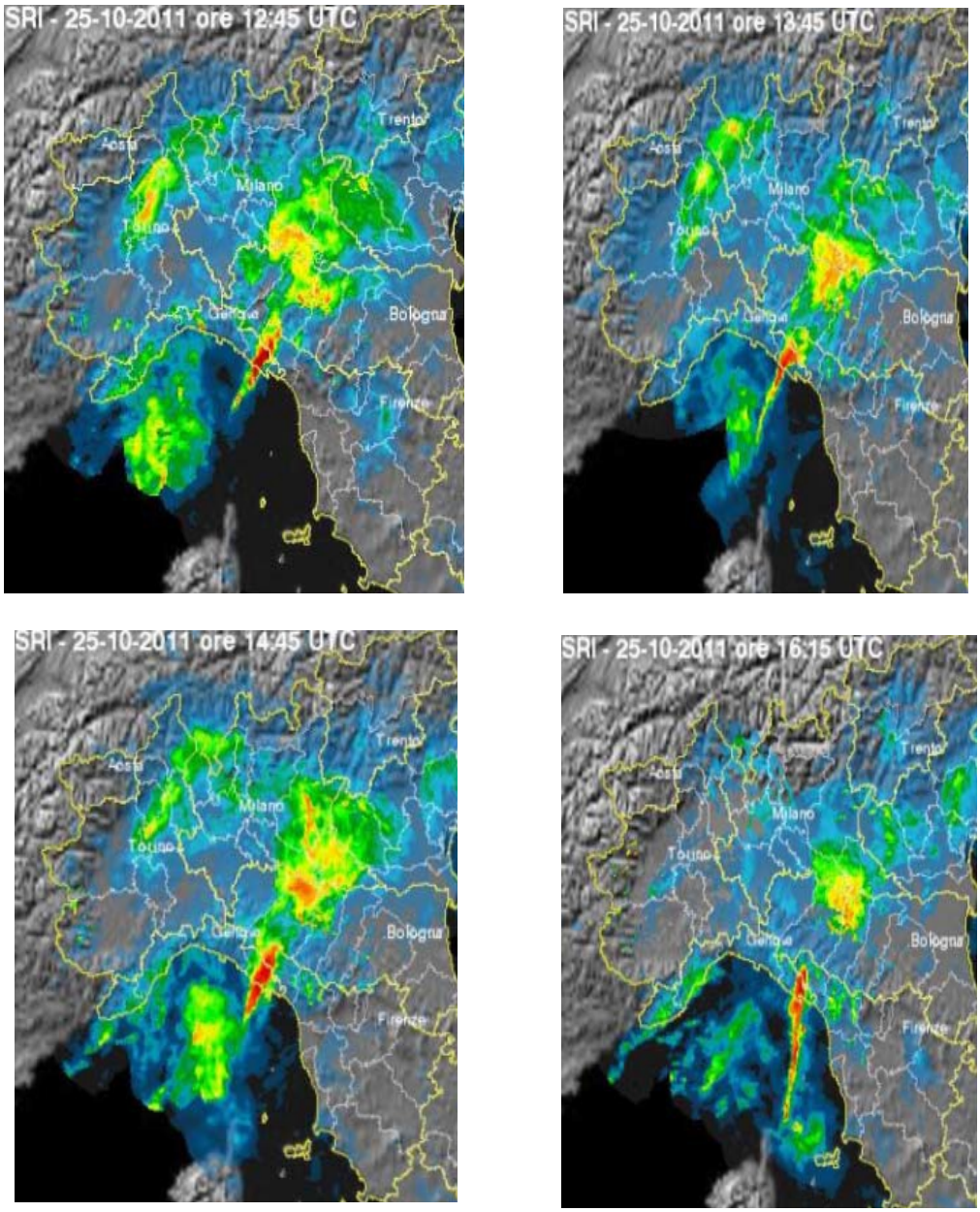


Fig. 2.17: SRI (mm/h) alle ore 1245, 1345, 1414 e 1615 UTC del 25/10/2011 (Mosaico radar nazionale del Dipartimento della Protezione Civile). Si nota la stazionarietà del sistema temporalesco fino alle 1445 UTC, mentre nell'immagine delle 1615 UTC si può rilevare uno spostamento verso E dell'intero sistema che nella ore successive interesserà altre aree della Toscana.

Nelle ultime 6 ore della giornata la situazione meteorologica si sblocca, con l'anticlone sui Balcani che inizia a cedere ed il fronte legato alla saccatura atlantica è riuscito a muoversi verso ENE, andando ad interessare l'Alta Val Magra e la Lunigiana scaricando anche su tali aree forti precipitazioni con accumuli massimi di 170-190 mm in 6 ore tra Alpi Apuane e Appennino lucchese e pistoiese.

2.2 Analisi dati osservati

Andiamo ora ad analizzare alcuni dati pluviometrici relativi alla zona più colpita dall'evento. Sulla provincia di La Spezia si è registrata una cumulata areale di 190 mm (in 24h su una superficie di 1737 km^2).

La violenza e la persistenza per diverse ore della struttura temporalesca risultano confermate dai valori di intensità molto elevati rilevati localmente.

Prendiamo per esempio la località di Borghetto Vara, fraz. di Brugnato (SP). Andando ad analizzare lo ietogramma[2] di questa località (Fig 2.18) si evincono questi eccezionali valori:

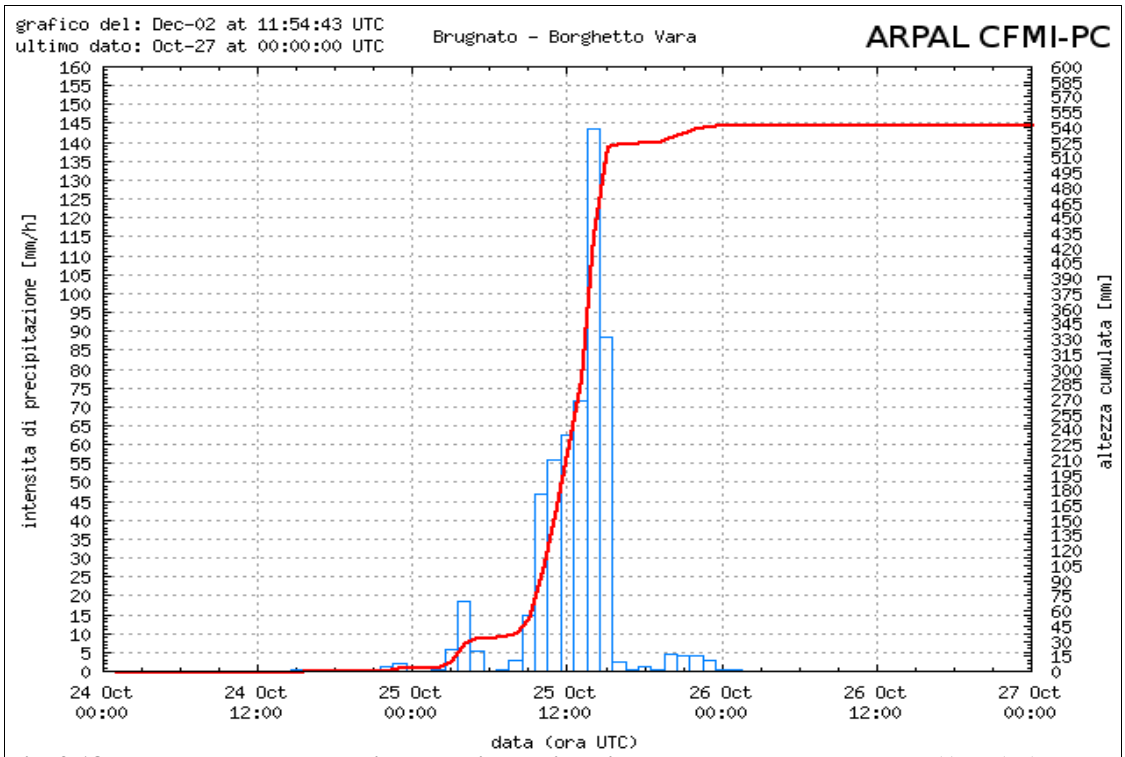


Fig. 2.18: Ietogramma della stazione pluviometrica di Brugnato - Borghetto Vara (ARPAL)

- 18 mm caduti in 5 minuti
- 153mm caduti in 1 ora
- 328 mm caduti in 3 ore

2 Grafico che mostra la distribuzione temporale della precipitazione. Nel nostro caso il dt è pari ad un'ora e viene utilizzato uno ietogramma di tipo rettangolare.

- 472 mm caduti in 6 ore (nuovo record italiano, il precedente risaliva all'8 ottobre 1970 quando caddero 447 mm in 6 ore a Genova-Bolzaneto, in occasione dell'alluvione che colpì il capoluogo ligure)
- 511 mm caduti in 12 ore
- 539 mm caduti in 24 ore

Altre località fortemente colpite sono state:

- Calice al Corniviglio (SP): 465 mm in 24 ore
- Monterosso (SP): 390 mm in 24 ore (349 mm caduti in 6 ore, tra le 9:00 e le 15:00 UTC)
- Levanto (SP): 340 mm (101mm caduti in 1 ora, tra le 10:00 e le 11:00 UTC)
- Pontremoli (MC): 371mm

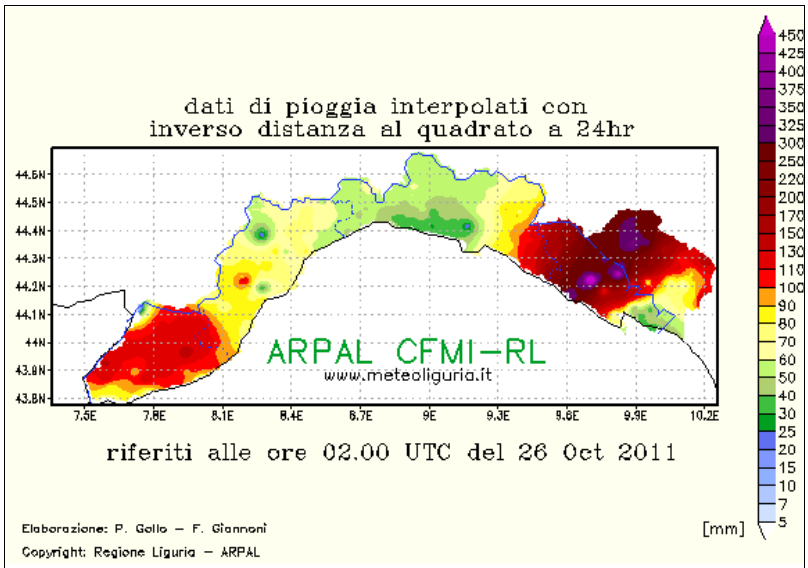


Fig. 2.19: Piogge cumulate dalle 0200 del 25/10 alle 0200 del 26/10/11, fonte: ARPAL (www.meteoliguria.it).

Si evidenzia che i massimi locali si sono verificati su stazioni pluviometriche ricadenti all'interno dei bacini sui quali si sono verificate le esondazioni o nelle loro immediate vicinanze. Dal punto di vista idrometrico l'evento ha interessato in maniera estesa tutto il bacino del Magra ed alcuni piccoli rii della fascia costiera della provincia di La Spezia nei comuni di Bonassola, Levanto, Monterosso, Vernazza (tutti in località Cinque Terre). Per quanto riguarda la Val di Vara la zona maggiormente colpita dall'evento è stata quella di Brugnato, in questo tratto anche tutti i tributari dell'asta principale sono esondati, provocando gravi inondazioni dei centri abitati a Brugnato,

Borghetto Vara e Pignone.

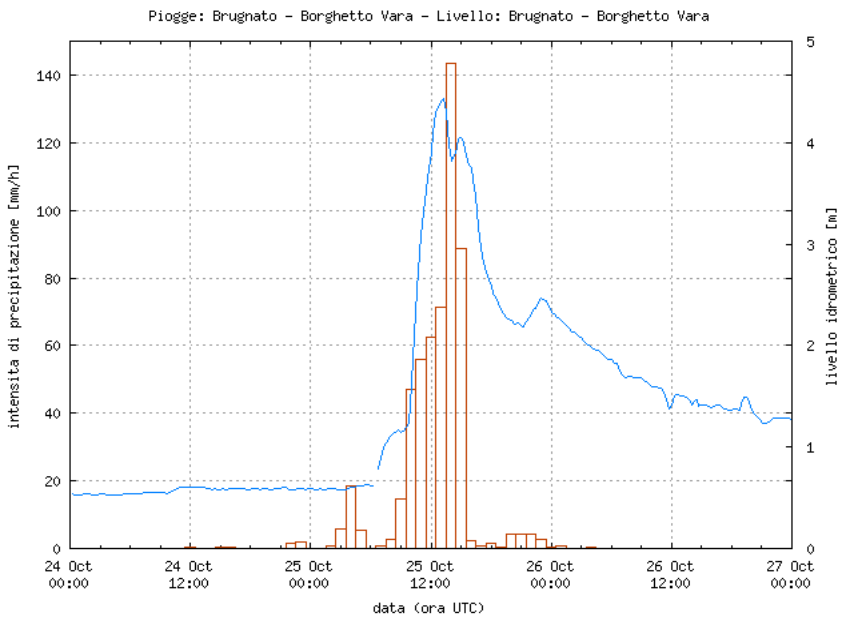


Fig. 2.20: Precipitazione (Brugnato) e Livello idrometrico (Vara a Brugnato)

La Fig. 2.20 mostra il livello idrometrico raggiunto dal Vara a Brugnato sovrapposto allo ietogramma precedente. Come si può osservare lo scarto temporale tra i momenti di massima intensità di pioggia ed il passaggio del colmo di piena sia stato piuttosto ridotto, questo a riprova dell'eccezionale intensità e persistenza delle precipitazioni su quest'area e della violenza del *flash flood* che ne è scaturito.

2.3 Conclusioni per l'evento delle Cinque Terre

I meccanismi che hanno prodotto queste precipitazioni eccezionali sul Levante Ligure sono stati:

- il fronte freddo sviluppatosi sul Mediterraneo fin dalle prime ore del 25 ottobre 2011, essendo esteso in direzione NE → SW fino a latitudini sub-tropicali, è riuscito a convogliare una notevole quantità d'aria umida ed instabile di matrice tropicale-marittima sul nostro bacino. In seguito, un secondo corridoio di aria caldo-umida si è venuto a creare lungo il Tirreno. L'azione congiunta dei due flussi ha provocato l'apporto di un'ingente quantità di acqua precipitabile sul Golfo Ligure, favorita anche dalla conformazione geografica del Golfo.

- la presenza di una configurazione alla mesoscala favorevole alla formazione di una *linea di convergenza* tra il flusso umido ed instabile e l'aria fredda e secca di matrice Padana, entrata sul settore centrale del Ligure sotto forma di Tramontana Scura. Il contrasto tra queste due masse d'aria, dalle caratteristiche termo-igrometriche diverse ha innescato un'intensa frontogenesi temporalesca tra il Tigullio e le Cinque Terre
- forte *wind shear* verticale positivo e la presenza di un flusso divergente nell'alta troposfera (legato alla vicinanza del ramo ascendente della corrente a getto) hanno contribuito in maniera determinante alla formazione di un sistema convettivo MCS di tipo "V-Shape".
- La presenza di un robusto campo anticiclonico sui Balcani ha creato una situazione di temporaneo blocco, rallentando il naturale incedere verso Est del sistema frontale e rendendo la struttura convettiva, formatasi sul Levante Ligure, autorigenerante e stazionaria per parecchie ore.
- Un altro fattore che potrebbe avere incentivato una convezione così profonda è dovuto alla SST molto elevate per il periodo (anomalie anche tra 0.5 – 2.0°C), a causa di un autunno molto mite. Tale fattore potrebbe avere influito significativamente sui flussi di calore e di energia tra il mare e l'atmosfera (Fig. 2.21)

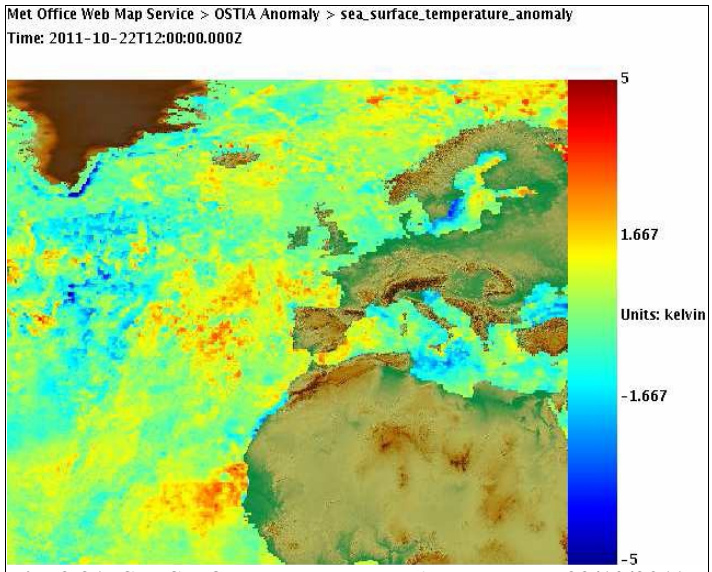


Fig. 2.21: Sea Surface Temperature Anomaly del 22/10/2011 alle 12:00 UTC, (MetOffice Web Map Service)

3 Flash Flood a Genova del 4 novembre 2011

Dopo soli 8 giorni dall'alluvione che ha colpito le Cinque Terre e la Lunigiana tra la sera 3 e la mattina del 9 novembre 2011 una nuova intensa fase di maltempo colpisce la Liguria. Durante questa fase di maltempo il temporale organizzato, molto simile a quella che ha colpito le Cinque Terre il giorno 25 ottobre, che si è abbattuto sulla città di Genova venerdì 4 novembre, è stato sicuramente l'evento antropicamente più impattante, in quanto ha interessato un'area densamente popolata, e non dei piccoli centri abitati, come nel caso dell'alluvione alle Cinque Terre.
L'episodio alluvionale è stato provocato dall'esondazione dei torrenti Bisagno e Rio Fereggiano.

3.1 Analisi sinottica e alla mesoscala

Dall'inizio del mese di novembre una vasta e profonda struttura depressionaria proveniente dall'Atlantico ha iniziato ad interessare l'Europa Occidentale. La sua origine era molto remota. Essa si era sviluppata da una preesistente struttura ciclonica, rinvigorita dapprima dell'arrivo del ciclone responsabile della precoce nevicata che ha interessato la costa orientale degli States tra il 29 ed il 30 ottobre 2011, e successivamente da un secondo vortice di aria fredda in quota proveniente dall'Alaska.
Nei giorni precedenti l'evento la saccatura si estendeva fino al Marocco, favorendo l'apporto di notevoli quantità di aria umida di origine sub-tropicale sul Mediterraneo. L'aria atlantica era già tuttavia arricchita di notevole umidità a causa della plume di acqua precipitabile, fornita dai resti del ciclone tropicale Rina, che aveva interessato le coste caraibiche tra il 23 ed il 28 ottobre e poi, muovendosi verso Levante, è stato ripreso dal flusso zonale, e dalla naturale raccolta di umidità durante il percorso attraverso l'Atlantico.
Alla vigilia dell'evento su gran parte dell'Europa il tempo era stabile e con temperature sia del mare sia dei bassi strati atmosferici, ancora molto miti rispetto alla stagione. Nel contempo, sull'Europa Orientale, si registrava la presenza di un solido promontorio anticiclonico, con un massimo al suolo di 1025 hPa localizzato il giorno 3 novembre sull'Ucraina.
Tale struttura ha avuto un ruolo fondamentale nelle fasi successive esercitando un'azione di blocco rispetto al moto delle strutture depressionarie in transito sul Mediterraneo. Infatti l'anticiclone, sotto la spinta della saccatura in avanzamento, si è ulteriormente consolidato fino a 1031 hPa, espandendosi verso Nord e creando una vasta e robusta barriera ad Est.

Nella giornata del 3 novembre era ben visibile una profonda saccatura tra le Isole Britanniche e lo Stretto di Gibilterra (Fig. 3.1), 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. 3.2), mentre sull'Europa orientale si registrava la presenza di un promontorio anticiclonico con massimo pressorio al suolo di 1026 hPa in prossimità dell'Ucraina.

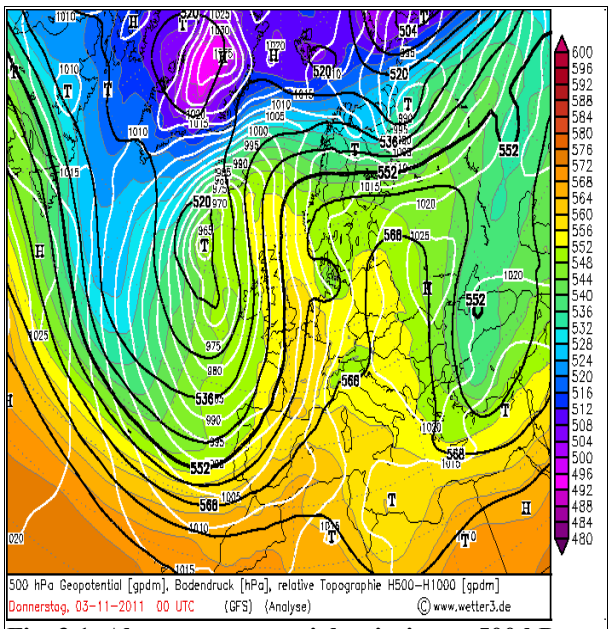


Fig. 3.1: Altezza geopotenziale e isoipse a 500 hPa e MSLP del 3/11/2011, 0000 UTC

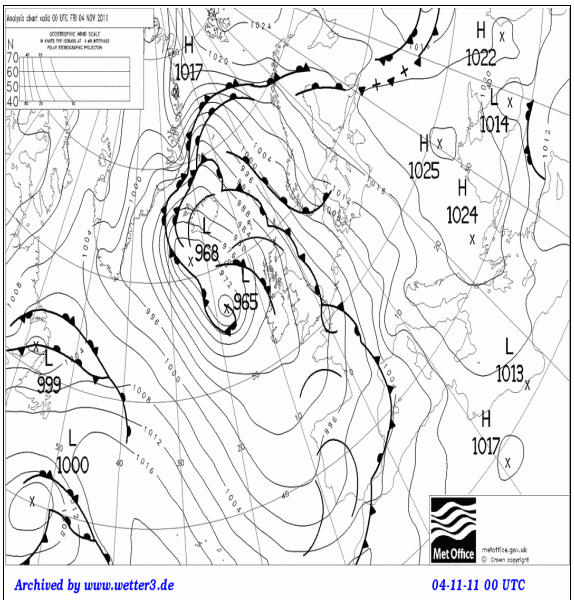


Fig. 3.2: Analisi dei fronti al suolo del 3/11/2011, 0000 UTC (MetOffice)

Il fronte freddo ancora sulla Francia iniziando ad approssimarsi alla Liguria, ha esposto la regioni ad intense correnti sciroccali nei bassi strati molto umide, instabili e fortemente convergenti sul Golfo stesso (Fig. 3.2)

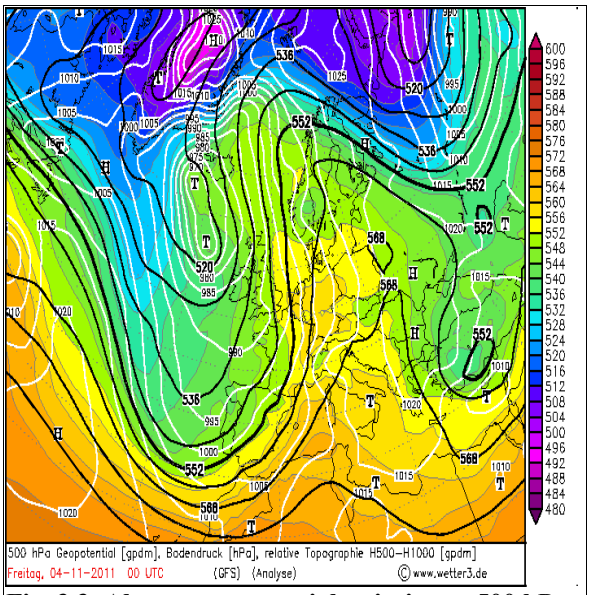


Fig. 3.3: Altezza geopotenziale e isoipse a 500 hPa e MSLP del 4/11/2011, 0000 UTC

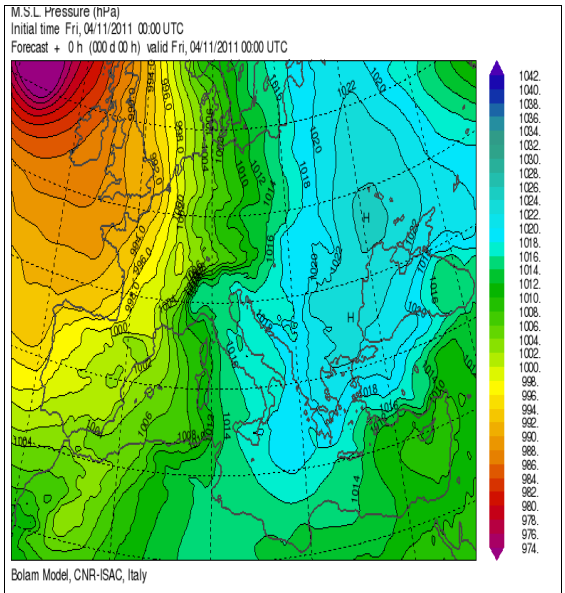


Fig. 3.4: MSLP del 4/11/2011 alle 0000 UTC (Bolam Model, CNR-ISAC, Italy)

Nella giornata di venerdì 4 novembre, la saccatura si è approfondita ulteriormente, entrando nel Mediterraneo Occidentale (Fig. 3.3), determinando una graduale diminuzione della pressione al suolo con l'instaurazione di un forte gradiente barico tra Italia e Francia (Fig 3.4).

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. 3.5).

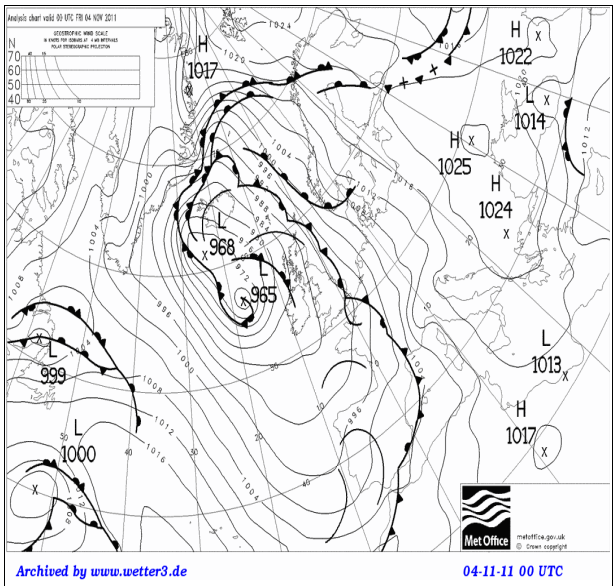


Fig: 3.5: Analisi fronti al suolo del 4/11/2011 alle 0000 UTC

Si è quindi venuta a creare una situazione molto simile a quella del 24-25 ottobre 2011, durante l'episodio alluvionale delle Cinque Terre. Infatti la configurazione sinottica 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. 3.6 e 3.7 relative rispettivamente alle correnti ed UR a 700 hPa, Fig. 3.8 e 3.9 relative alle correnti e temperature potenziale a 850 hPa). Dalla Fig. 3.9 si nota l'intensa avvezione di θ_e, sul Mediterraneo Occidentale, lungo il ramo ascendente della vasta onda baroclina, indice di una massa d'aria molto instabile favorevole ai moti ascendenti.

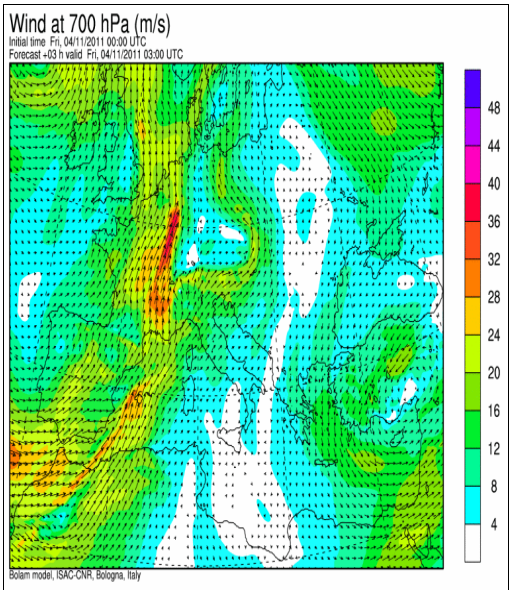


Fig. 3.6: Vento a 700 hPa (m/s) del 04/11/2011 alle 0300 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR, Italy)

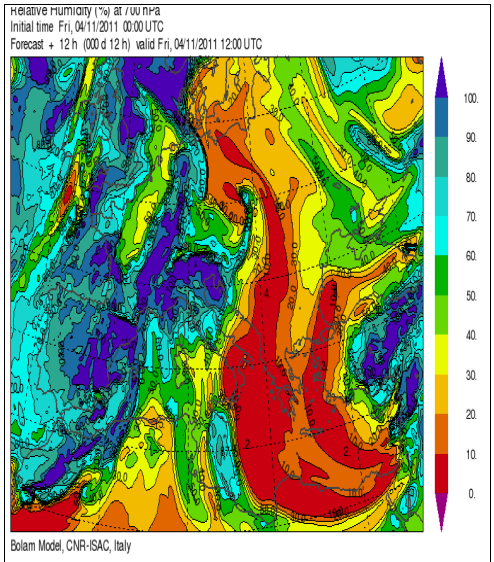


Fig. 3.7 Umidità relativa a 700 hPa del 4/11/2011 alle ore 0000 UTC, (Bolam-Model, ISAC-CNR, Italy)

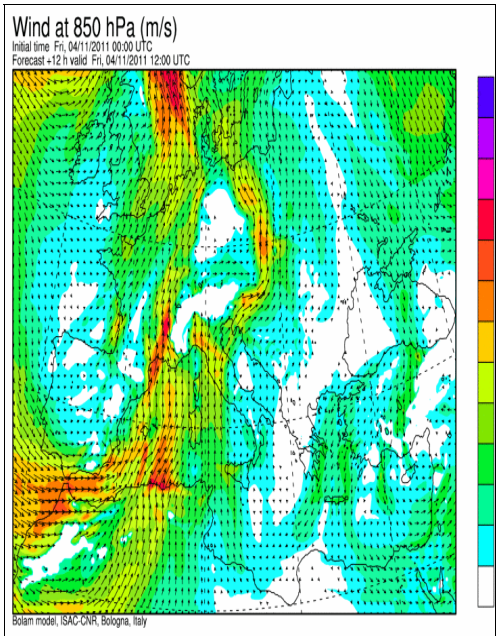


Fig. 3.8: Vento a 850 hPa (m/s) del 4/11/2011 alle ore 1200 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR, Italy)

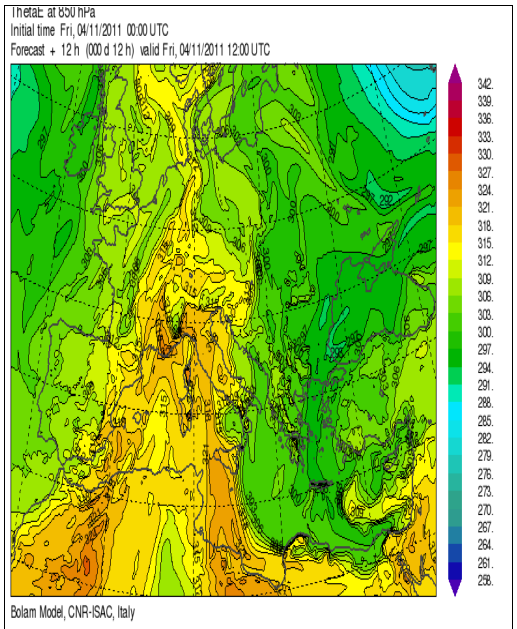


Fig. 3.9: Temperature potenziale equivalente a 850 hPa del 4/11/2011 alle ore 1200 UTC, (Bolam Model, ISAC-CNR, Italy)

Per confermare l'elevato grado di instabilità della massa d'aria in avvezione si veda la Fig. 3.10 che mostra come l'energia potenziale disponibile alla convezione (CAPE) era notevole per il periodo, (fig 3.10) 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. 3.11).

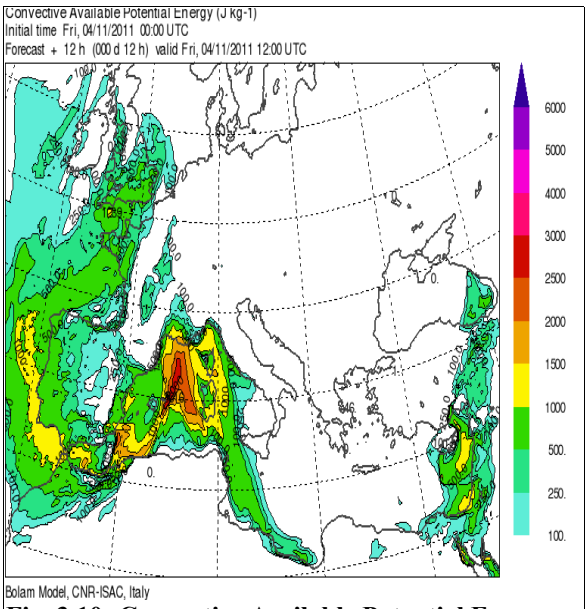


Fig. 3.10: Convective Available Potential Energy (J/Kg) del 4/11/2011 alle ore 0000 UTC (Bolam Model, ISAC-CNR, Italy)

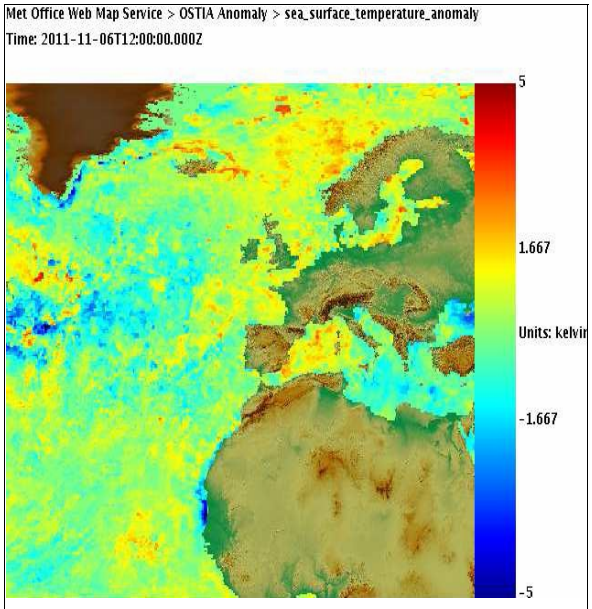


Fig. 3.11: Sea Surface Temperature Anomaly al 6/11/2011, (MetOffice Web Map Service)

Le condizioni per l'innesco di un sistema temporalesco di tipo auto-rigenerante sono da ricercarsi nella configurazione meteorologica alla mesoscala, forzata anche dalla geomorfologia del territorio interessato. Infatti il richiamo di Scirocco lungo l'Adriatico verso la Pianura Padana, ha favorito il classico accumulo di massa sulla Pianura con la formazione di un promontorio anticiclonico in Val Padana che, associato al calo di pressione sul Golfo del Leone dovuto all'entrata della saccatura, ha determinato la formazione di un marcato gradiente barico sul Mar Ligure. In tal modo si è attivata una corrente da Nord nei bassi strati di Tramontana Scura che sfociando sul Golfo di Genova, ha dato origine in mare aperto, davanti a Genova, una zona di convergenza ai bassi livelli (Fig. 3.12) tra il flusso caldo-umido sciroccale e la Tramontana Scura più fredda e secca proveniente dalla Pianura Piemontese.

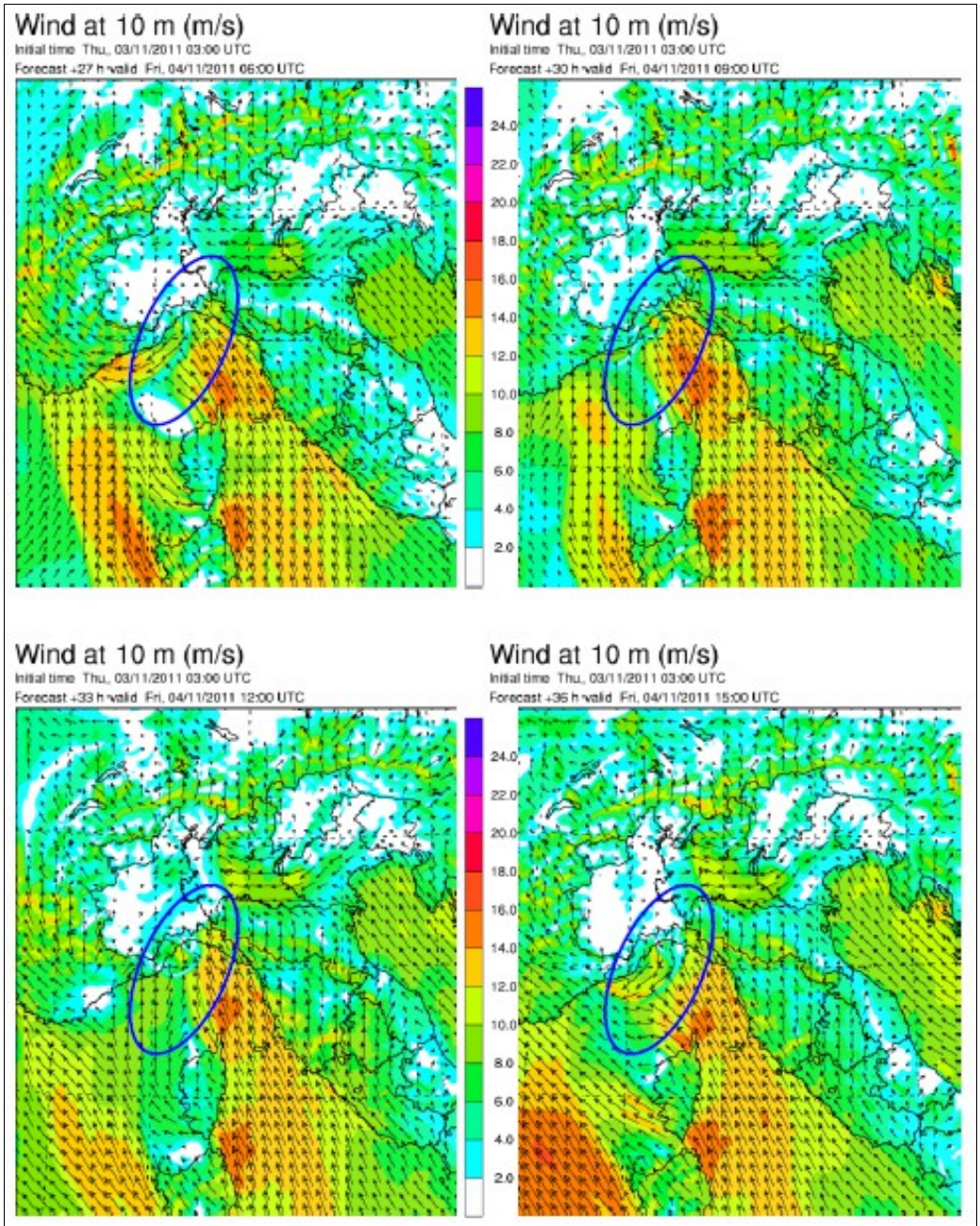


Fig. 3.12: Vento a 10m (m/s) del 4/11/2011 alle ore: 0600, 0900, 1200, 1500 UTC (Moloch Model, ISAC-CNR, Italy)

La linea di convergenza, oltre a causare un forcing meccanico per la massa d'aria nella sua salita, ha portato anche all'interazione tra masse d'aria con caratteristiche termo-igrometriche diverse. Infatti come si può vedere dalla Fig. 3.13, che mostra la θ_e a 950 hPa, si è instaurato un lungo corridoio di aria caldo-umida (θ_e più elevata) che attraversa da SSE verso NNW tutto il bacino tirrenico, culminando proprio sul Ligure centrale, laddove va interagire con una piccola ma ben visibile lingua di θ_e più basse, indice di una massa d'aria più fredda e secca. L'interazione tra le

due masse d'aria ha favorito moti ascendenti lungo linea frontale formatasi nella zona di convergenza tra i due flussi (Fig. 3.12). Anche per il temporale di Genova così come quello delle Cinque Terre, l'orografia ha giocato un ruolo fondamentale. Infatti anche in questo caso si è avuta la formazione di un *cold pool* originato dalla discesa di aria fredda del downdraft lungo i pendii e da qui di nuovo verso il mare, dove, entrando in contatto con i venti caldo-umidi meridionali, ha consentito la formazione di altre celle temporalesche.

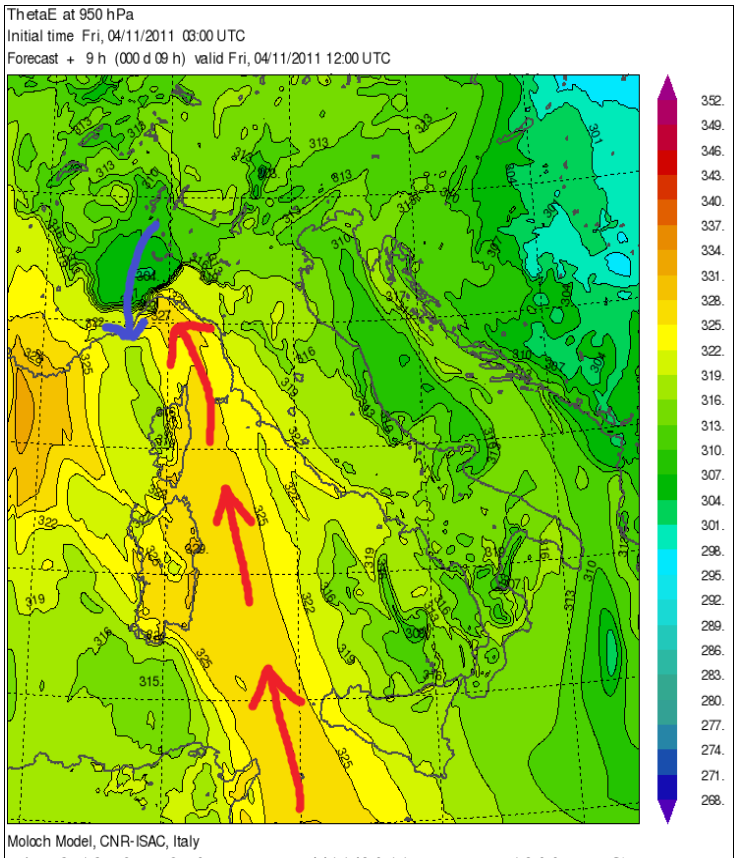


Fig. 3.13: θ_e a 950 hPa del 4/11/2011 alla ore 1200 UTC, (Moloch Model, ISAC-CNR, Italy)

3.2 Analisi immagine satellitari e radar

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 dopo poco tempo rivela una struttura organizzata alla meso-scala associata ad una configurazione a V (Fig. 3.14).

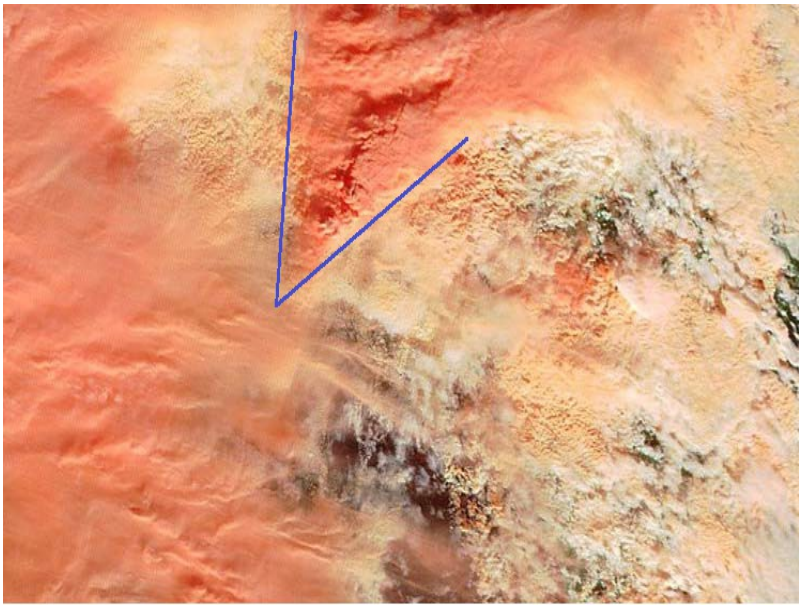


Fig. 3.14: Immagine a falsi colori del sensore MODIS del satellite Terra della NASA delle ore 0915 UTC del 4 /11/2011. Si può notare la fase iniziale del sistema temporalesco auto-rigenerante a forma di V, che nelle ore successive si sposterà verso ovest, portando precipitazioni intense sulla città di Genova.

Dalla immagine radar (Fig 3.15 e 3.16) si nota l'innesco della linea di convergenza ad E di Genova con fenomeni già intensi, come mostra l'elevata riflettività radar.

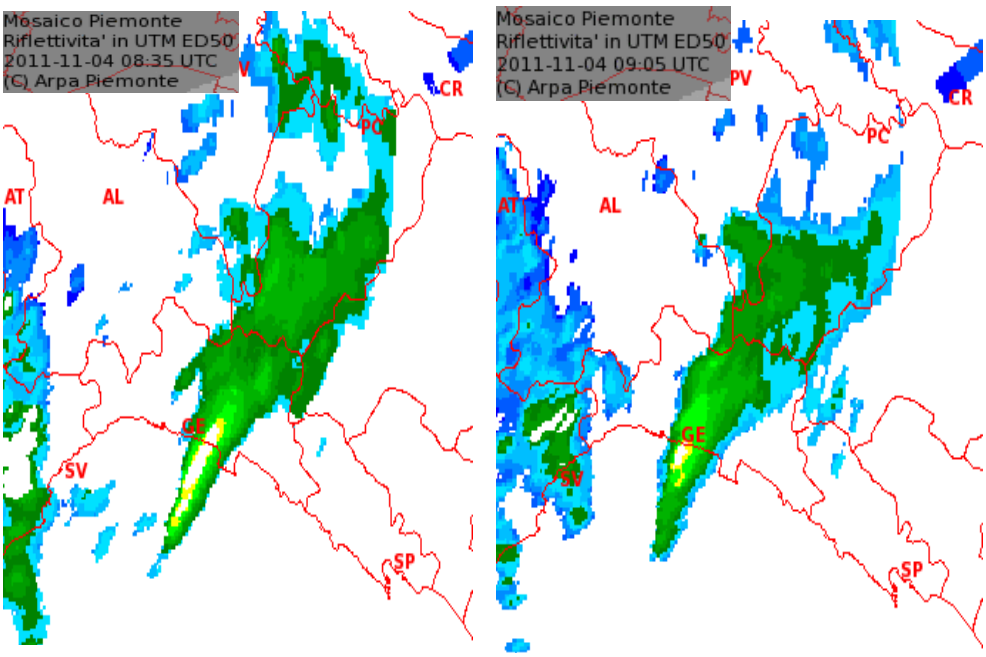


Fig. 3.15: Riflettività in dbZ alle 0835, 0905 UTC del 4 novembre (radar meteorologico di Torino- Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte). Si nota il movimento verso W del sistema temporalesco

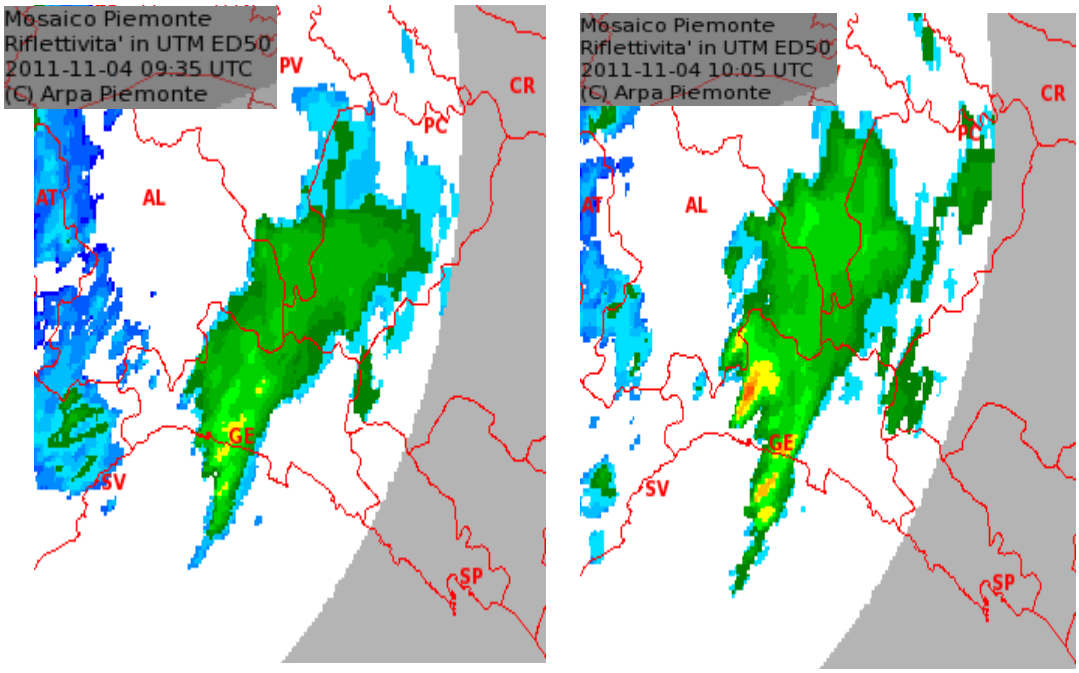


Fig. 3.16: Riflettività in dbZ alle ore 0935 e 1005 UTC del 4 novembre (radar meteorologico di Torino - Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte).

In seguito il sistema temporalesco ha iniziato a spostarsi lentamente verso W, approdando sulla città di Genova intorno alle 1000 UTC (Fig. 3.17).

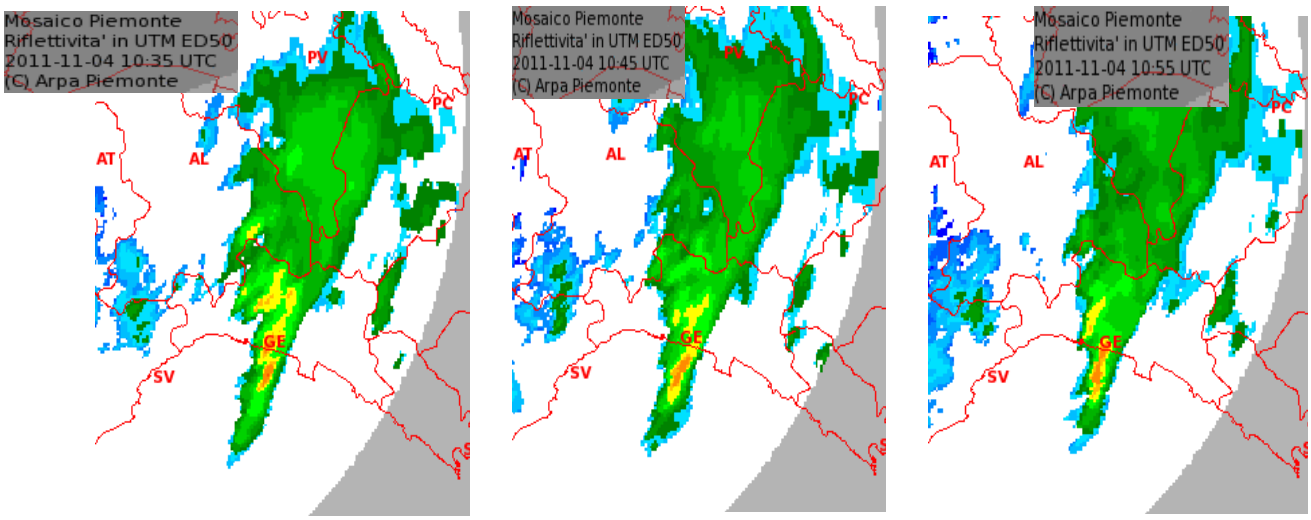


Fig. 3.17: Riflettività in dbZ alle ore 1035, 1045, 1055 UTC del 4 novembre (radar meteorologico di Torino - Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte).

Proprio nel momento in cui il temporale ha raggiunto il capoluogo Ligure ha iniziato ad intensificarsi nettamente, come mostra l'immagine (Fig 3.18) delle fulminazione rilevate nelle prime 12 ore del 4 novembre.

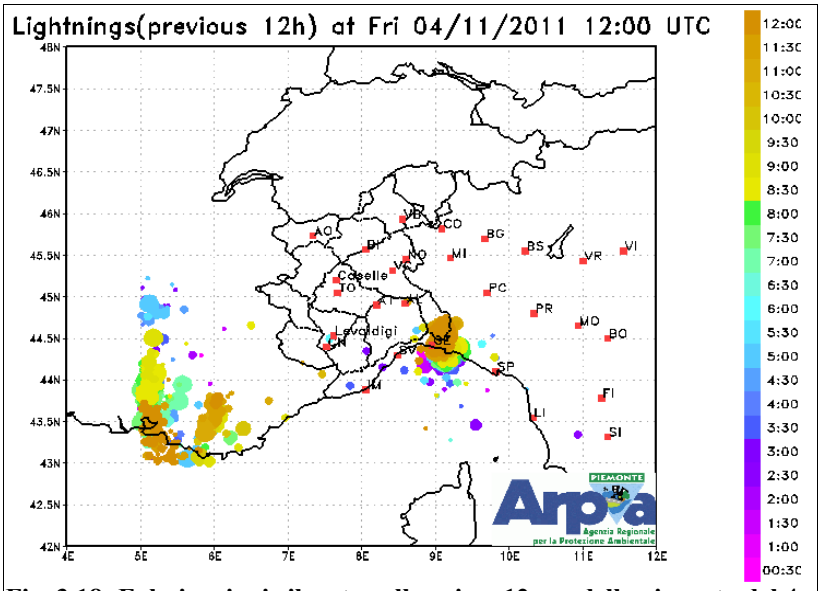


Fig. 3.18: Fulminazioni rilevate nelle prime 12 ore della giornata del 4 novembre (ARPA Piemonte).

Il temporale ha mantenuto sempre la sua caratteristica di MCS di tipo “V-shape” come mostrano le immagine satellitari.

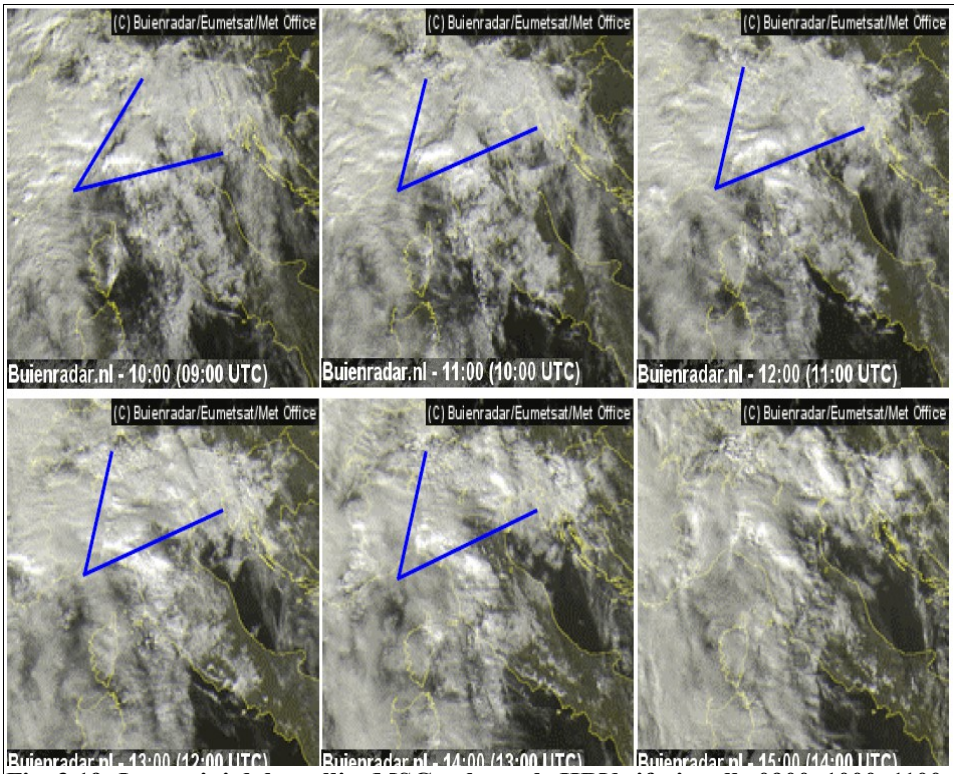


Fig. 3.19: Immagini dal satellite MSG nel canale HRV riferite alle 0900, 1000, 1100, 1200, 1300 e 1400 UTC del 4 novembre (EUMETSAT). Si nota l'evoluzione del sistema temporalesco a V all'interno e la dissipazione del temporale auto-rigenerante alle 1400 UTC.

Tra le 1100 e le 1200 il sistema raggiunge la sua massima intensità. Infatti come mostrano l'immagini radar (Fig. 3.20), la riflettività raggiunge il fondoscala proprio sulla città di Genova, fondoscala che rimane stazionario sulla città per circa un'ora.

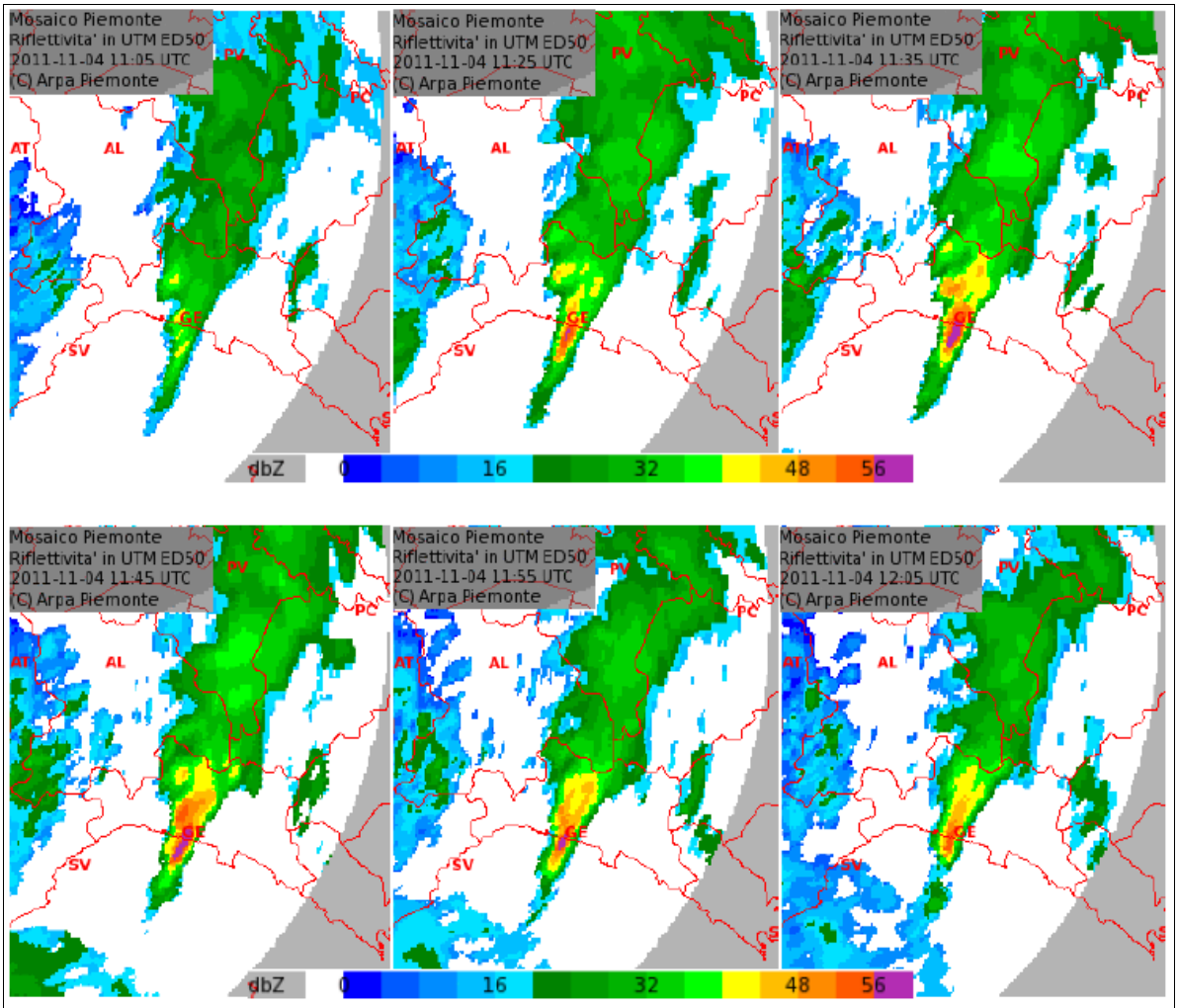


Fig. 3.20: Riflettività in dbZ dalle 1105 alle 1205 UTC del 4 novembre (radar meteorologico di Torino-Bric della Croce, elaborazione ARPA Piemonte). Si nota la stazionarietà del sistema e l'intensificazione delle precipitazioni tra le 1125 e le 1205 UTC, esattamente sul capoluogo Ligure.

Tra le 1000 e le 1300, sulla città di Genova cadono dai 330-350 mm.

3.3 Analisi dei dati osservati

Alla fine della giornata del 4 novembre si registrano cumulate (Fig. 3.21) tra 450 e 550 mm in 24 ore sulla città di Genova. I dati pluviometrici più rilevanti riportati di seguito, confermano l'eccezionalità dell'evento:

- 23 mm caduti in 5 minuti a Genova Gavette
- 181 mm in un'ora 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, giorno dell'alluvione in

Versilia.

• 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,

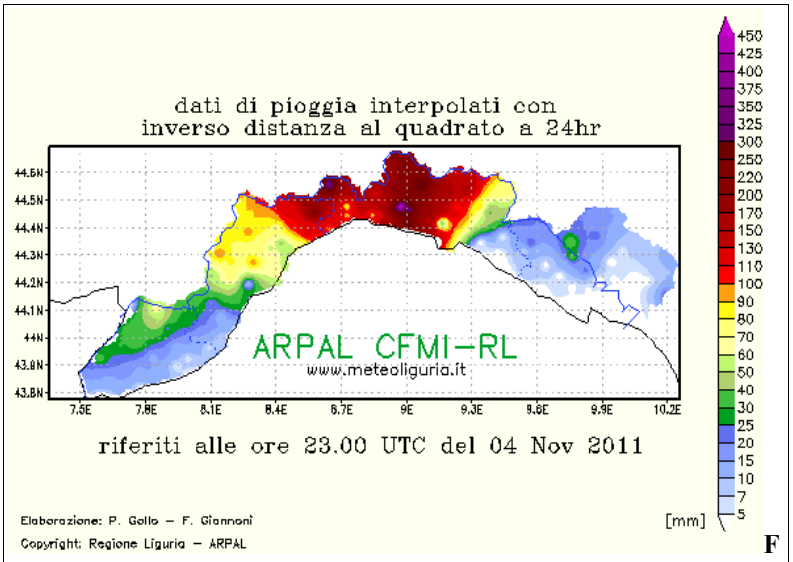
• 330 mm in 3 ore a Quezzi

• 440 mm in 6 ore a Quezzi

Ed infine la cumulata totale di quel giorno (Fig 3.21):

• 557 mm in 24 ore a Quezzi

• 469 mm in 24 ore a Vicomorasso.



F

fig 3.21: 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.

L'eccezionalità dell'evento è confermata anche dagli ietogrammi di queste due località di Genova (Fig. 3.22).

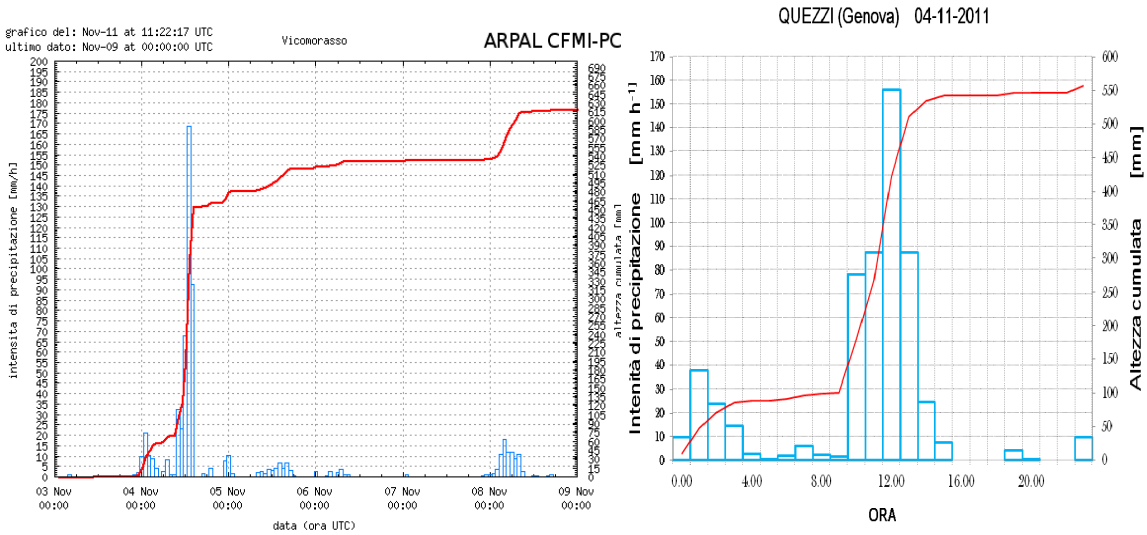


Fig. 3.22: Ietogrammi di Vicomorasso e Genova Quezzi

Indipendentemente dalla sua eccezionalità l'evento verrà certamente ricordato a causa delle sei vittime, tutte dovute all'esondazione del rio Fereggiano, tributario di sinistra del torrente Bisagno, che drena un bacino di piccole dimensioni (4,5 km^2) ed attraversa una zona della città densamente urbanizzata.

Tale rio rientra in una categoria di bacini molto piccoli, che attraversano buona parte dei centri urbani liguri. Questi rii sono spesso tombinati, come nel caso del Fereggiano che presenta una tombinatura di circa 1km, proprio in concomitanza con l'immissione nel Bisagno, poco a valle dello stadio Luigi Ferraris, nel quartiere Marassi.

Come fatto nella precedente sezione per l'alluvione alle Cinque Terre andiamo a sovrapporre il grafico dell'intensità delle precipitazioni con il livello idrometrico del bacino (Fig. 3.23).

Dal grafico possiamo vedere la quasi concomitanza tra il picco precipitativo e l'onda di piena. Si tratta di una risposta idrologica conseguente a precipitazioni di fortissima intensità e brevissima durata.

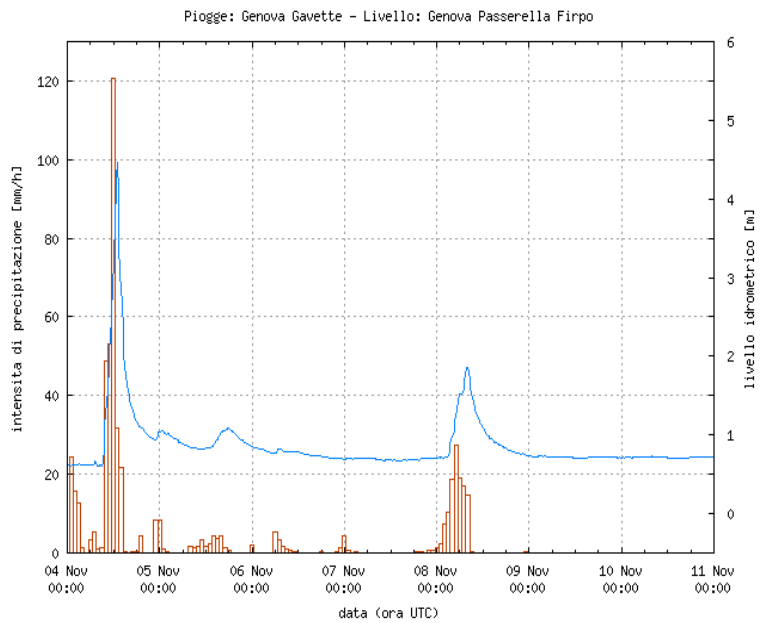


Fig. 3.23: Precipitazioni orarie di Genova Gavette e livello idrometrico del torrente Bisagno a Passerella Firpo (ARPAL). Si può notare che l'innalzamento del livello idrometrico è rapidissimo ed è una rispostaidrologica alle precipitazioni di forte intensità che si sono registrate.

L'esondazione è da imputare alla concomitanza di due fattori

1. la contemporanea piena del Bisagno che ha costituito un ostacolo al regolare deflusso della portata del Fereggiano verso il Bisagno stesso, favorendo la messa in pressione del tratto tombinato i cui effetti di rigurgito sono risaliti verso l'imbocco della copertura stessa
2. la portata affluente da monte (del Fereggiano), che è stata con tutta probabilità superiore alla capacità di smaltimento dell'imbocco della copertura.

3.4 Conclusione sugli eventi delle Cinque Terre e Genova

Analizzando gli eventi alluvionali sopra descritti ciò che balza all'occhio è senz'altro la profonda analogia nel pattern barico che ha caratterizzato i due episodi. In entrambi i casi infatti si è assistito all'ingresso di una saccatura atlantica nel Mediterraneo Occidentale. L'onda baroclina però è stata frenata dalla presenza di un promontorio anticiclonico di matrice sub-tropicale sull'Europa Orientale. Questo ha avuto un duplice ruolo: da una parte ha esaltato il gradiente barico orizzontale nel bacino del Mediterraneo con un conseguente rinforzo dei flussi ciclonici lungo il ramo ascendente della saccatura nord-atlantica e dell'avvezione caldo-umida associata, dall'altro ha vistosamente rallentato l'incedere verso Levante di tutta la struttura. La stazionarietà

dei sistemi frontali ha fatto si che il fronte caldo e l'avvezione umida associata insistesse sempre sulle medesime zone, favorendo un notevole accumulo di umidità e quindi energia disponibile ai sistemi convettivi (Fig 3.10).

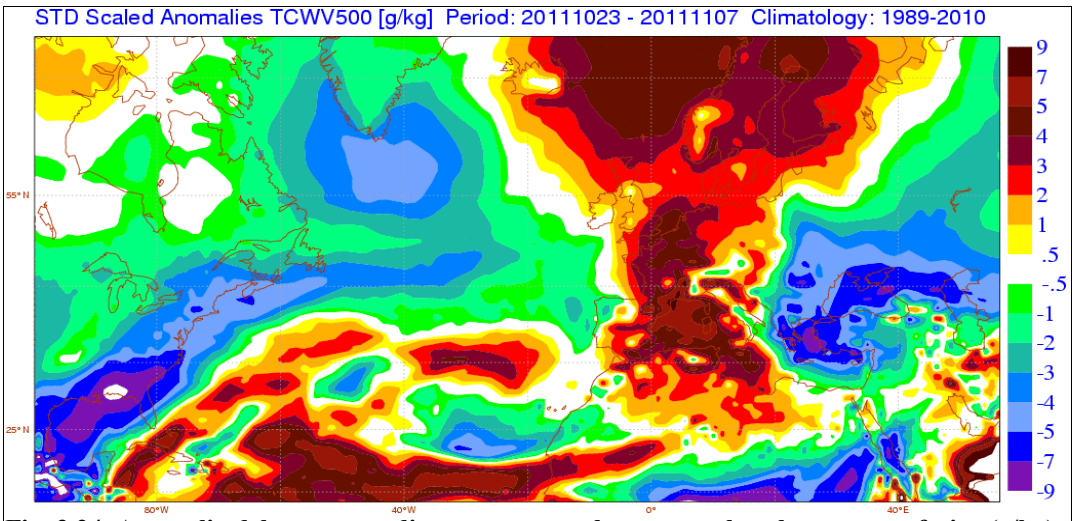


Fig. 3.24: Anomalia del contenuto di vapore acqueo lungo tutta la colonna atmosferica (g/kg) nel periodo 23/11/2011 - 07/11/2011

Dalla Fig 3.24, che mostra le anomalie del contenuto di vapore acqueo lungo tutta la colonna atmosferica, si nota la notevole quantità di umidità e quindi di energia disponibile proprio nel periodo dei due eventi alluvionali. Infatti i valori più elevati si hanno proprio sul Mediterraneo Occidentale. Qui infatti si è avuta l'azione congiunta dell'avvezione caldo-umida dai quadranti meridionali, innescata da profondi affondi depressionari, con la notevole quantità di calore latente fornita dal Mediterraneo e dall'Atlantico che mostravano SST ancora elevate rispetto al periodo (Fig. 3.11).

Ecco quindi trovata una spiegazione per valori così elevati dei parametri igrometrici e convettivi come mostrato nelle Fig. 3.7, 3.9 e 3.10.

Le precipitazioni poi sono state fortemente influenzate dall'orografia del Nord-Italia e della Liguria, con la formazione di una zone di convergenza tra i venti di Tramontana scura e Scirocco e con la formazione di una linea frontale stazionaria, che ha innescato un sistema temporalesco MCS di tipo “V-shape”.

I dati pluviometrici confermano l'eccezionalità dell'evento precipitativo, sia dal punto di vista delle cumulate, sia dei RR (molto elevati per periodi molto lunghi), situazione che ha provocato il repentino innalzamento del livello idrometrico di alcuni fiumi e torrenti, con esondazioni improvvise e violente.

4 Analisi degli eventi delle Cinque Terre e Genova con l'algoritmo 183-WSL

Molti studi [Staelin, 1976; Staelin and Chen, 2000; Kongoli et al., 2007] hanno dimostrato la sensibilità dei canali nelle microonde passive (PMWs) ad alta frequenza nel vapore acqueo, nella banda a 183,31 GHz, per un retrieval dei RR. La principale differenza con le lunghezze d'onda su cui opera MSG (da 0.6 μm a 13.4 μm) è che le PMWs possono penetrare le nubi e quindi dare importanti informazioni riguardo la loro composizione micro-fisica.
L'Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B) a bordo della piattoforma satellitare in orbita polare della NOAA è un sensore PMW. La cross-track dello strumento compre un range angolare di ± 48.5°; al di sotto del sub-satellite point il campo la risoluzione è di 1,1° (circa 15-16km).
Lo strumento possiede 5 canali spettrali: 89, 150, 183,31 ± 1, 183,31 ± 3 e 183,31 ± 7 GHz.
I primi due canali sono canali finestra, particolarmente adatti per studiare l'emissività della superficie terrestre e delle ice cloud.
Il canale finestra a 89 GHz nelle PMWs può essere considerato l'analogo a 11 μm nell'IR termico; a queste lunghezza d'onda la radiazione è fortemente assorbita dalle nubi di acqua liquida, mentre il segnale a 150 GHz è molto sensibile alla presenza di particelle di ghiaccio. Il calo delle temperatura di brillanza (T_B) a 150 GHz è proporzionale alla quantità di idrometeore ghiacciate in crescita nelle nubi convettive.
I canali attorno a 183 GHz, sono analoghi al canale IR 6.3 μm (il canale centrato nella banda di assorbimento del vapore acqueo). Con questi canali si riesce a tracciare un profilo verticale di vapore acqueo e da qui inferire la TPW (Totale Precipitable Water).
Le funzioni peso[3] conesse a questi ultimi canali mostrano un picco tra i 2-4km di altezza, per questo le nubi basse hanno un piccolo effetto sul segnale. Le nubi più alte di 2km invece danno un elevato contributo all'estinzione della radiazione a causa dell'effetto combinato dovuto all'assorbimento ed allo scattering. Per la stima della precipitazioni infatti è importante l'influenza che hanno le idrometeore liquide e ghiacciate presenti in nube sulla radiazione in uscita dalla nube a queste lunghezze d'onda. Le idrometeore liquide attenuano la radiazione in uscita attraverso l'assorbimento e la successiva ri-emissione, mentre le idrometeore ghiacciate attraverso lo scattering.

3 Contributo di un layer atmosferico di spessore unitario, collocato ad un'altezza z, alla radianza ricevuto dal satellite. La Funzione Peso di solito è espressa come derivata verticale della trasmittanza di layer sovrapposti. [Da: "Atmospheric Science. An introductory survey", J. M. Wallace, P.V. Hobbs, pg 142-143, 2nd edition, 2006]

L'algoritmo 183-WSL è una tecnica di retrieval dell'intensità di precipitazioni basato su dati satellitari alle PMWs. Il RR (mm/h) è dedotto dalla perturbazione del segnale rilevata dal satellite. Il campo delle precipitazioni è accuratamente delineato attraverso il riconoscimento di nubi precipitanti e discriminando le aree con RR più elevati e quelle con RR più bassi.

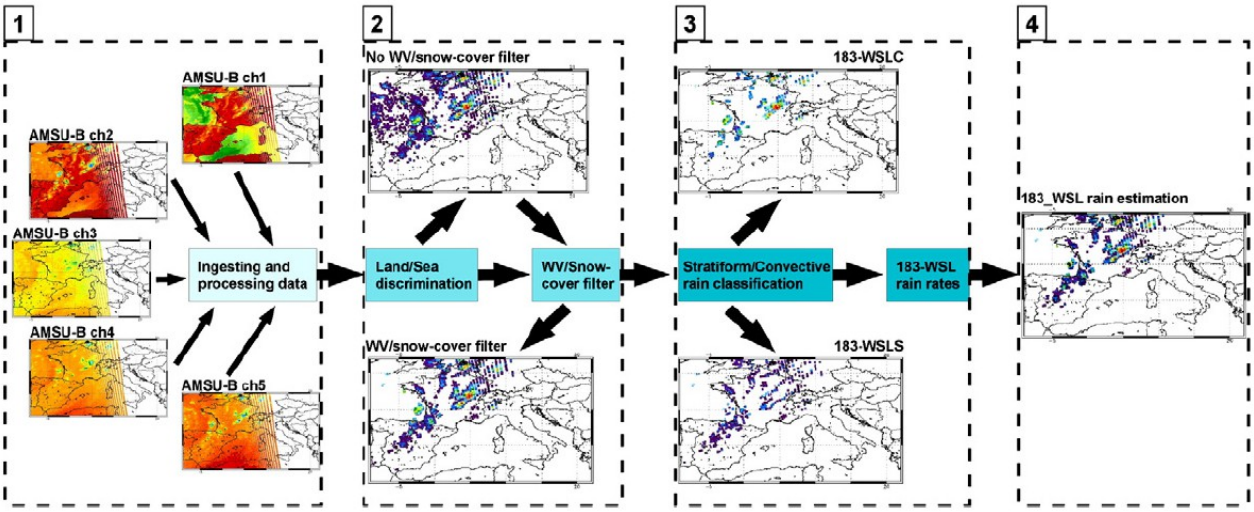


Fig. 4.1: Schematizzazione grafica dell'algoritmo 183-WSL. 1) assimilazione ed eleborazione dei dati, discriminazione tra superficie terrestre e marina 2) modulo 183-WSLW per discriminare le aree precipitanti da quelle non precipitanti 3) moduli 183-WSLC e 183-WSWS per discriminare le precipitazioni convettive da quelle stratiformi 4) modulo 183-WSL per la stima del RR totale

La Fig. 4.1 mostra una schematizzazione del funzionamento dell'algoritmo 183-WSL.
Il primo step è dedicato all'assimilazione ed eleborazione dei dati provenienti dal sensore AMSU-B, cioè T_B, tipo di superficie (terra/mare), angolo locale del satellite e topografia.
Il secondo step è il calcolo dell'indice di scattering. Il calcolo dell'indice di scattering (SI, Scattering Index) è basato su un valore di T_B dato dalla differenza tra il valore a 89 GHz e quello a 150 GHz cioè $\Delta_{win} = T_{B89} - T_{B150}$. Δ_{win} rappresenta un valore soglia che servirà come discriminante per individuare e caratterizzare l'area precipitante.
Questa soglia, poiché derivata da due canali finestra, le cui caratteristiche sono state descritte poco sopra, sfrutta i processi di assorbimento/scattering dovuti alla presenza di grandi idrometeore liquide e cristalli di ghiaccio in crescita nella regione osservata. É stato inoltre dimostrato [Laviola, 2006] che una grande quantità di acqua liquida in nubi non precipitanti influenza drasticamente il segnale a 89 GHz quando l'area precipitante si trova sulla superficie marina e quindi il valore di Δ_{win} viene pesantemente falsato. Per questo si definiscono diverse soglie di Δ_{win} diverse a seconda che l'area precipitante di trova su terra o su mare, soglie che poi vengono utilizzati dal modulo 183-WSLW per filtrare il segnale e quindi definire un'area precipitante da un'altra che non lo è. Quindi se l'area precipitante si trovi sulla superficie marina

per $\Delta_{win} < 3K$, il pixel osservato viene scartato perché appartiene all'area non-precipitante. Sopra le terre emerse, dove l'impatto dei parametri atmosferici è più debole che sopra i mari, il precedente valore di soglia è ridotto a $\Delta_{win} < 0K$.

Una volta individuate le aree precipitanti, si vuole capire se la precipitazioni è di natura stratiforme oppure convettiva. Per far ciò si reitera il processo, andando a ricavare nuovi Δ_{win}, poiché il forte scattering prodotto dalle idrometeore ghiacciate in crescita, presenti nelle celle convettive in formazione, provoca un chiaro segnale a 150 GHz con una diminuzione netta (alcune decine di K) di T_B, rispetto a quanto succede a 89 GHz. Queste diverse sensibilità alla presenza di ghiaccio, sono usate per calcolare i valori di soglia che poi vengono utilizzati dai moduli 183-WSLC e 183-WSLS per stimare rispettivamente se la precipitazioni è convettiva o stratiforme. Quindi il pixel considerato è precipitazioni stratiforme per $3 < \Delta_{win} < 10K$ se l'area precipitante su trova sulla superficie terrestre e per $0 < \Delta_{win} < 10K$ se il sistema precipitante si trova sul mare, mentre per $\Delta_{win} > 10K$ sia che l'area di precipitazioni si trovi su terra sia che si trovi sulla superficie marina, la precipitazioni è da considerarsi di natura convettiva.

La combinazione dei risultati dall'algoritmo 183-WSLS e 183-WSLC ci da come risultato il RR totale.

Utilizzando i dati di questo algoritmo possiamo quindi estrapolare importanti caratteristiche dei due MCS che hanno colpito le Cinque Terre/Lunigiana e Genova, in termini sia di RR sia in termini di sviluppo verticale della nube.

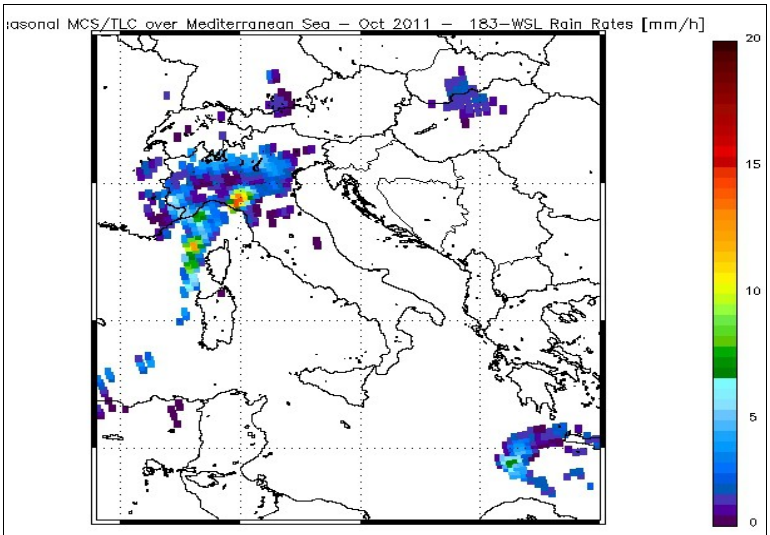


Fig. 4.2: RR stimato dall'algoritmo 183-WSL alle ore 1251 UTC del 25/10/2011

Dalla Fig. 4.2 si può chiaramento vedere come l'algoritmo 183-WSL ha chiaramente localizzato la struttura temporalesca isolata di tipo MCS sulla coste Liguri, dove si sono avuti i massimi di precipitazioni (RR più elevati).

Con l'algoritmo 183-WSL oltre a calcolare il RR si può anche stimare il cloud top.

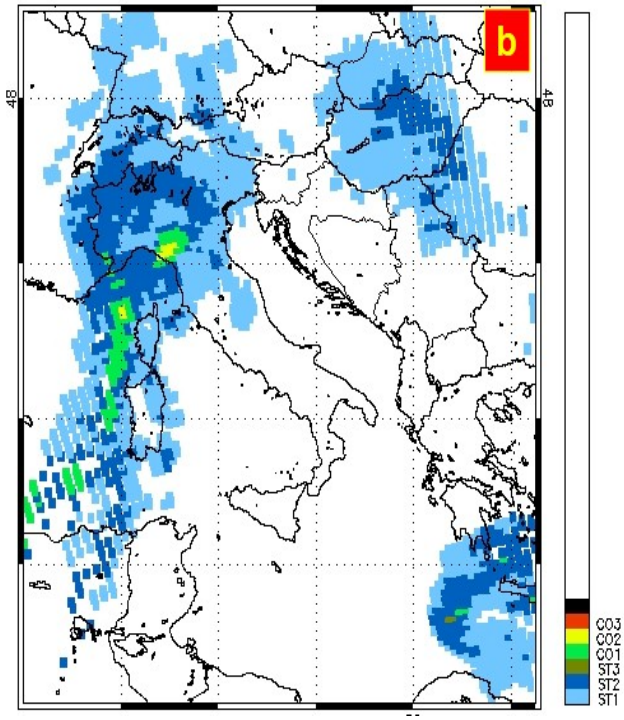


Fig. 4.3: Scenario nuvoloso prospettato dall'algoritmo 183-WSL alle ore 1251 UTC del 25/10/2011

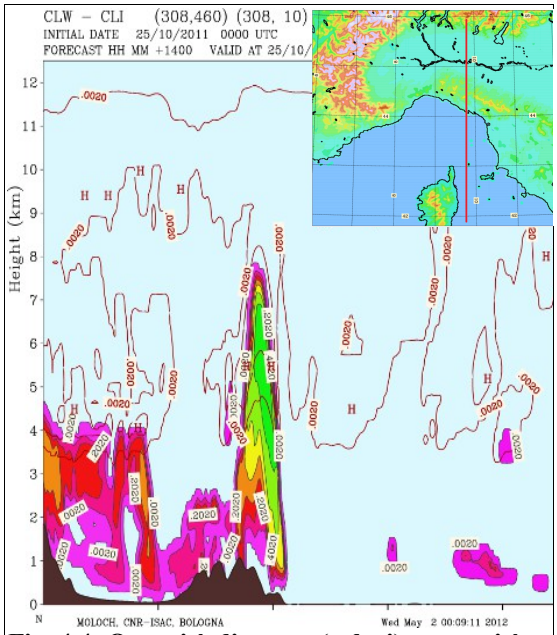


Fig. 4.4: Quantità di acqua (colori) e quantità di ghiaccio (contorni) in nube, lungo una sezione verticale passante attraverso il MCS. La figura in alto a destra mostra il meridiano lungo il quale è stata presa la cross section. Fonte: MOLOCH (CNR-ISAC, Bologna)

La Fig. 4.3 mostra lo scenario nuvoloso visto dall'algoritmo 183-WSL. Come si può vedere viene chiaramente identificato il MCS presente sulla Lunigiana/Cinque Terre e classificato (in base alla scala colori in basso a destra nella Fig. 4.3) come nube convettiva la cui altezza si aggira intorno ai 7-8km. La Fig. 4.4 mostra una cross section del temporale, che conferma quanto prospettato dall'algoritmo, cioè che il cloud top si aggira intorno ai 7-8km nel punto in cui la struttura raggiunge il massimo sviluppo verticale. Sempre dalla medesima immagine si nota come il massimo sviluppo verticale ed i massimi quantitativi di acqua liquida si riscontrano in concomitanza con i primi contrafforti montuosi, testimoniando come l'uplift orografico abbia avuto un ruolo cruciale nell'enfatizzare l'intensità della struttura e delle precipitazioni ad essa associate.

Analoghe considerazione possono essere fatte anche per il MCS che ha colpito Genova il 4 novembre 2011 (Fig. 4.5, 4.6 e 4.7)

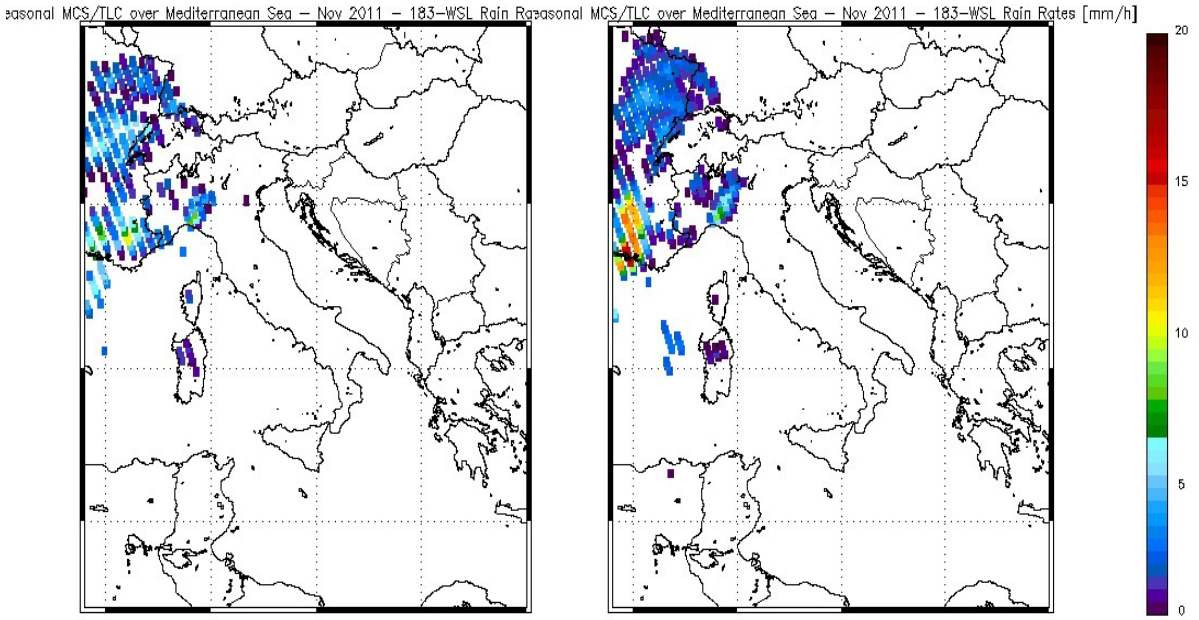


Fig. 4.5: RR stimato dall'algoritmo 183-WSL alle ore 1142 e 1243 UTC del 4/11/2011

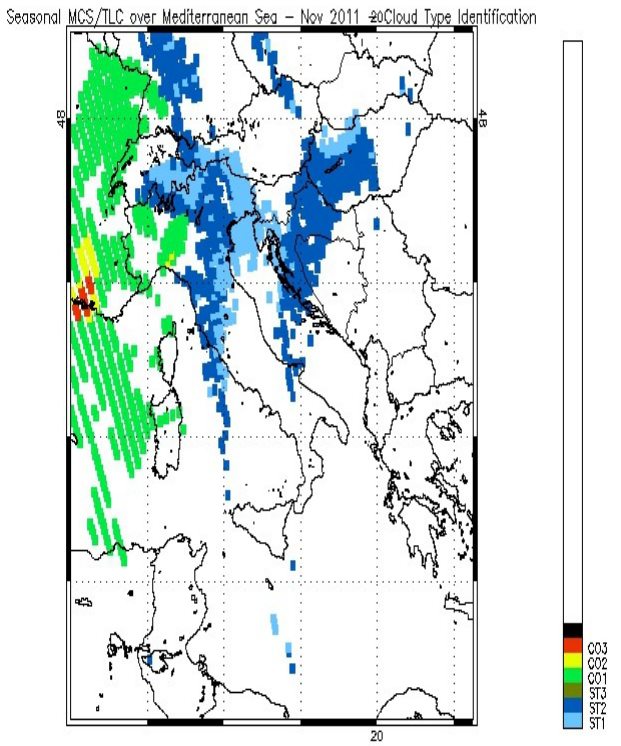


Fig. 4.6: Scenario nuvoloso prospettato dall'algoritmo 183-WSL

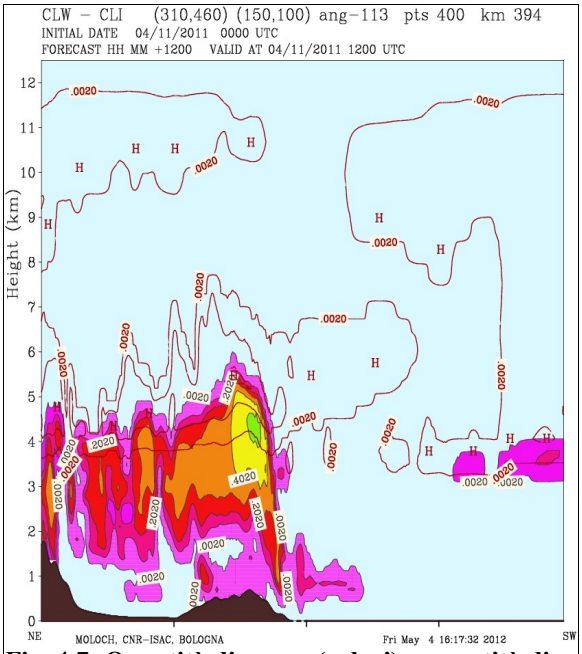


Fig. 4.7: Quantità di acqua (colori) e quantità di ghiaccio (contorni) in nube, lungo una sezione verticale passante attraverso il MCS. La figura in alto a destra mostra il meridiano lungo il quale è stata presa la cross section. Fonte: MOLOCH (CNR-ISAC, Bologna)

Come nel caso precedente l'algoritmo 183-WSL ha correttamente individuato l'intensa area

precipitante e classificato come nube convettiva il MCS presente sul Golfo di Genova. Rispetto al caso precedente la nube temporalesca risulta meno estesa verticalmente, toccando nel punto di massimo estensione verticale di 5-6km, tuttavia anche in questo caso il massimo sviluppo verticale e i massimi contenuti di acqua liquida si riscontrano immediatamente sopravvento alla catena montuosa e sottolineano come, anche in questa situazione, l'uplift orografico abbia avuto un ruolo cruciale nel modulare l'intensità delle fenomenologia.
A dispetto dell'eccezionale intensità delle precipitazioni cadute durante questi due eventi, lo sviluppo verticale della nube convettiva è relativamente moderato, con le nubi costrette nei primi 7-8km della troposfera. Ciò suggerisce come l'intensità dell'episodio non sia imputabile tanto ad una convezione profonda, ma quanto alla massiccia presenza in tutta la colonna di vapore acqueo, e quindi di acqua precipitabile, ed all'uplift orografico.

5 Gli eventi di Cinque Terre/Lunigiana e Genova nelle simulazioni dei modelli previsionali

La previsione meteorologica, specie quella a mesoscala, ha raggiunto negli ultimi anni livelli di qualità molto elevati. Esistono infatti i cosiddetti modelli a scala limitata, LAM (Limited Area Model). Questi modelli sono inizializzati sui 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). I LAM utilizzati in questo capitolo 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° (2.3km 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.

Andiamo ora ad analizzare le previsioni di questi LAM per i giorni 25 ottobre 2011 e 4 novembre 2011, in occasione dei due episodi alluvionali descritti.

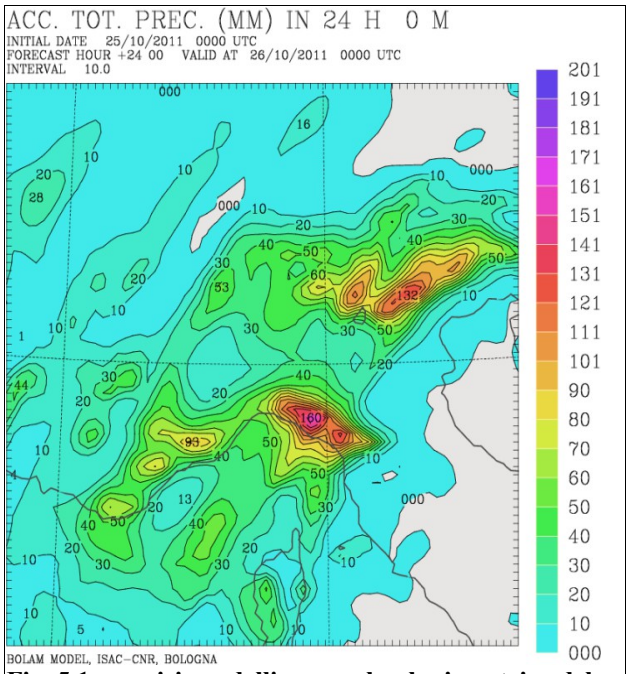


Fig. 5.1: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello BOLAM, con le condizioni al contorno ed iniziale del modello IFS. Previsione valida dalle 0000 UTC del 25/10/2011 alle 0000 UTC del 26/10/2011

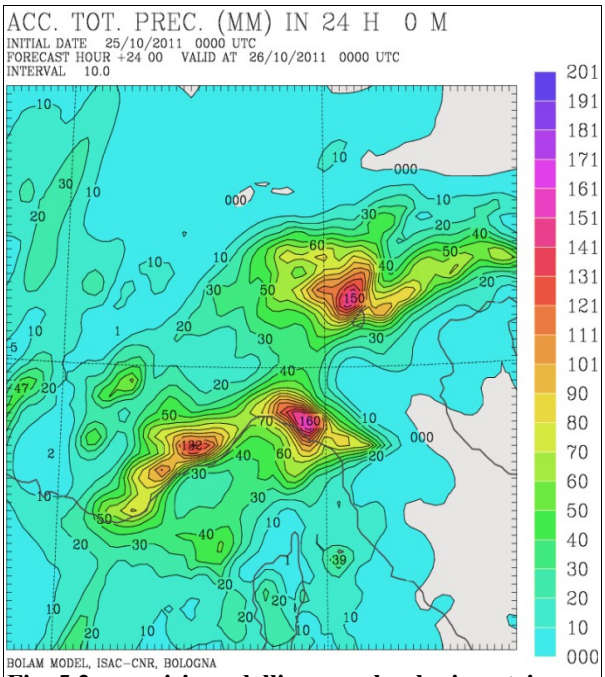


Fig. 5.2: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello BOLAM, con le condizioni al contorno ed iniziale del modello GFS. Previsione valida dalle 0000 UTC del 25/10/2011 alle 0000 UTC del 26/10/2011

Osservando la simulazione del modello idrostatico BOLAM si vede come sia poco sensibile alle condizioni al contorno. Infatti la Fig. 5.1 mostra il modello inizializzato con i dati del GM di ECMWF, mentre la Fig. 5.2 mostra l'output del modello inizializzato con le condizioni al contorno del GM GFS.

Si può vedere come in entrambi i casi l'intenso sistema precipitante sia stato ubicato sulla medesima area, cioè sulle Cinque Terre e Lunigiana, quindi localizzato correttamente, anche se l'accumulo è stato fortemente sottostimato (160mm nel picco massimo), con entrambe le inizializzazioni.

Il modello MOLOCH (non-idrostatico) è molto più sensibile alle condizioni al contorno, come si può vedere dalle Fig. 5.3 e 5.4. Questo perchè la convezione, essendo esplicita e non parametrizzata come in BOLAM risente molto delle condizioni iniziali ed al contorno.

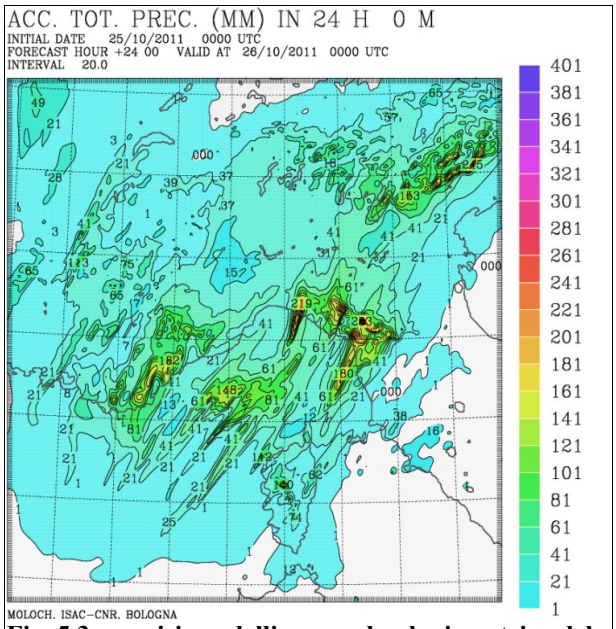


Fig. 5.3: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello MOLOCH, con le condizioni al contorno ed iniziale del modello IFS. Previsione valida dalle 0000 UTC del 25/10/2011 alle 0000 UTC del 26/10/2011.

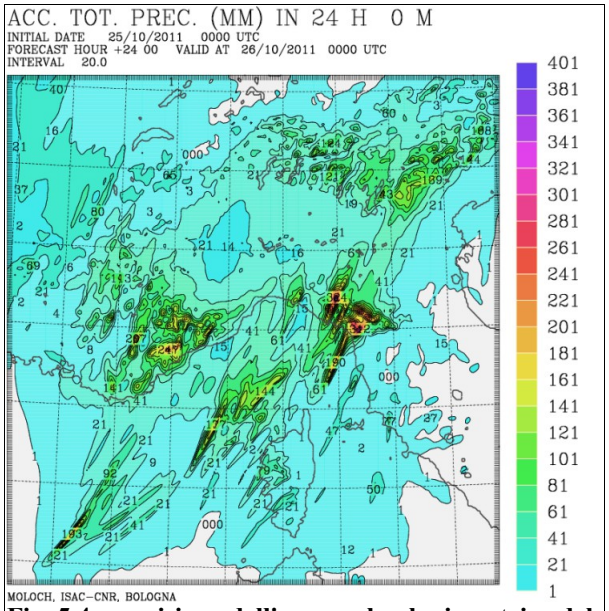


Fig. 5.4: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello MOLOCH, con le condizioni al contorno ed iniziale del modello GFS. Previsione valida dalle 0000 UTC del 25/10/2011 alle 0000 UTC del 26/10/2011

La maggiore risoluzione spaziale che caratterizza il modello MOLOCH, rispetto al BOLAM ovviamente porta ad un miglioramento della previsione, con una maggiore precisione sia nella localizzazione del sistema precipitante sia nell'accumulo che, rispetto al BOLAM, è più realistico, anche se c'è una forte disparità tra i due accumuli derivanti dalle diverse inizializzazionei. Infatti per MOLOCH inizializzato con IFS, il picco massimo della precipitazioni è di 230mm, mentre il picco massimo per MOLOCH inizializzato con GFS è di 324mm.

Per rendere ancora più realistica la previsione della cumulata quindi si può procedere ad un ulteriore diminuzione del passo di griglia del modello. Infatti portando la risoluzione del modello a 1 km verifica quanto mostrato in Fig. 5.5.

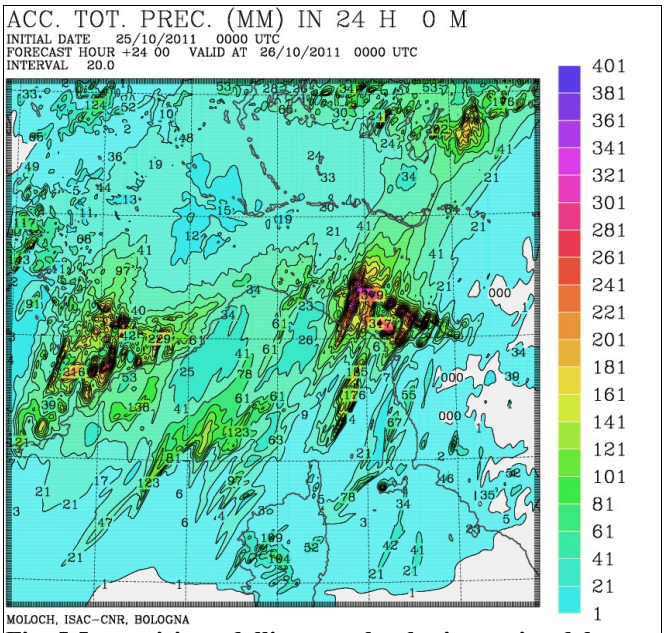


Fig. 5.5: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello MOLOCH, con le condizioni al contorno ed iniziali del modello GFS. Risoluzione spaziale 1km. Previsione valida dalle 0000 UTC del 25/10/2011 alle 0000 UTC del 26/10/2011

Aumentando la risoluzione (Fig. 5.5) migliora ulteriormente sia la localizzazione del sistema precipitante sia l'accumulo pluviometrico che si porta a 379mm nel picco massimo. Valore ancora lontano rispetto alle punte massime poi effettivamente registrate, ma comunque già assai sufficiente per diramare un allerta meteo.

La bontà della previsione è subito verificata. Confrontando la previsione della cumulata del modello MOLOCH prevista tra le 1400 e le 1500 UTC con l'immagine radar relativa alle 1500 si può vedere una marcata corrispondenza con ciò che è stato previsto dal modello numerico (Fig 5.6 e 5.7).

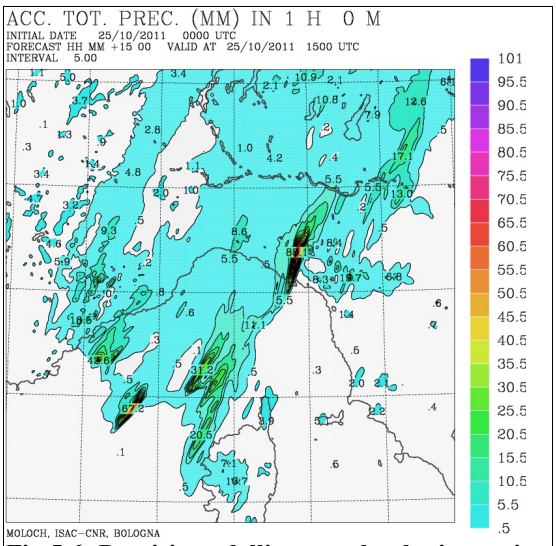


Fig 5.6: Previsione dell'accumulo pluviometrico valida tra le 1400 e le 1500 UTC da MOLOCH. Risoluzione spaziale 1km.

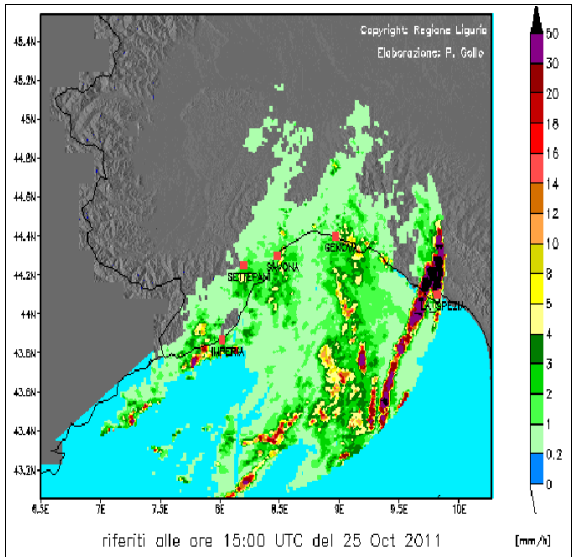


Fig. 5.7: Immagine radar delle 1500 UTC. Radar ARPAL.

Analoghe constatazioni possono essere fatte anche per l'evento del 4/11/2011 che ha colpito la città di Genova.

La previsione accumulo del modello BOLAM, (Fig 5.8 e 5.9).

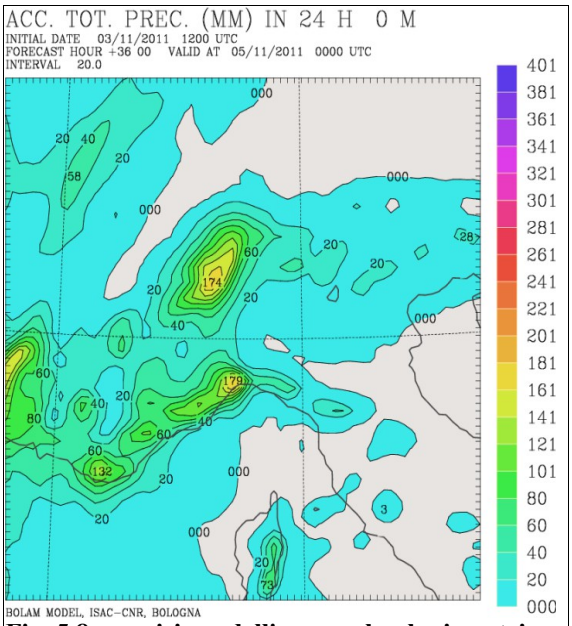


Fig. 5.8: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello BOLAM, con le condizioni al contorno ed iniziali del modello IFS. Previsione valida dalle 0000 UTC del 04/11/2011 alle 0000 UTC del 05/11/2011

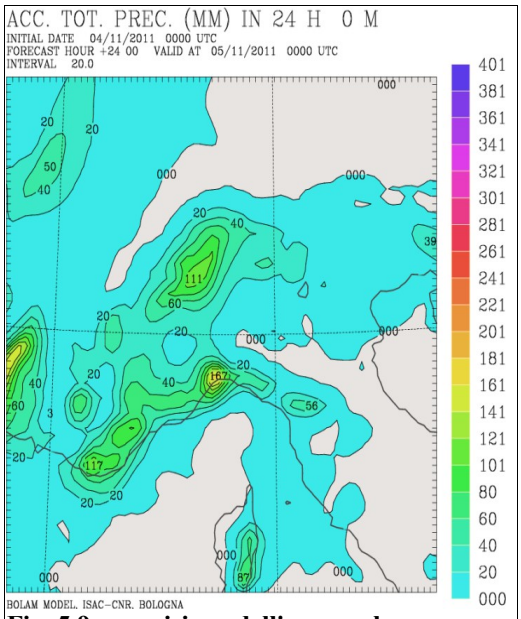


Fig. 5.9: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello BOLAM, con le condizioni al contorno ed iniziali del modello GFS. Previsione valida dalle 0000 UTC del 04/11/2011 alle 0000 UTC del 05/11/2011

La previsione dell'accumulo pluviometrico del modello MOLOCH, (Fig 5.10 e 5.11)

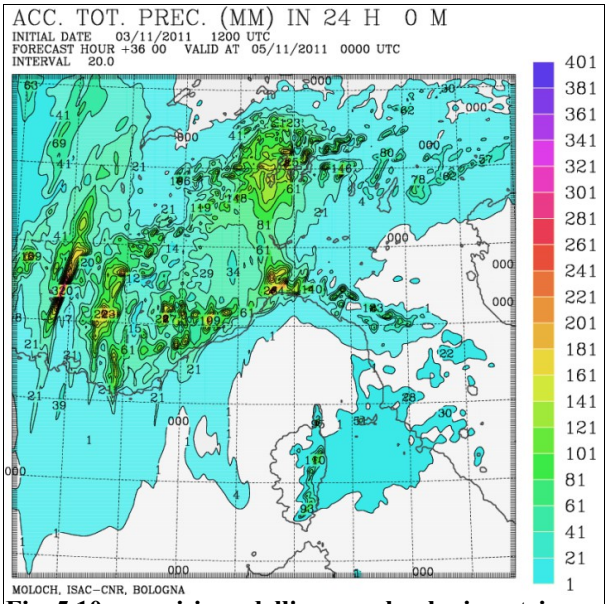


Fig. 5.10: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello MOLOCH, con le condizioni al contorno ed iniziali del modello IFS. Risoluzione spaziale 2km. Previsione valida dalle 0000 UTC del 04/11/2011 alle 0000 UTC del 05/11/2011

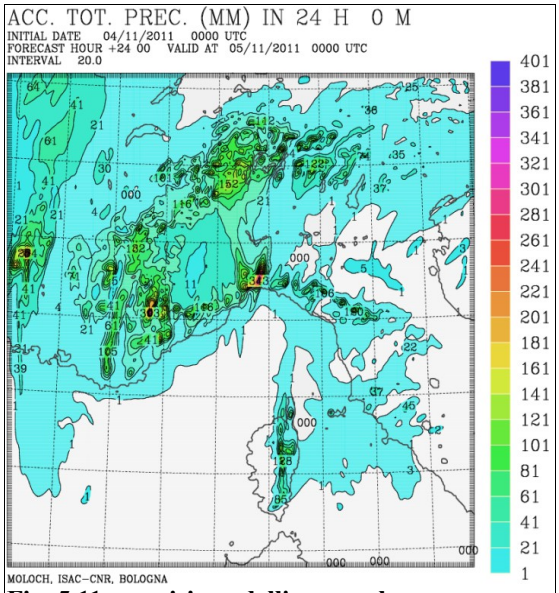


Fig. 5.11: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello MOLOCH, con le condizioni al contorno ed iniziali del modello GFS. Risoluzione spaziale 2km. Previsione valida dalle 0000 UTC del 04/11/2011 alle 0000 UTC del 05/11/2011

Anche in questo caso migliorando la risoluzione spaziale del modello si ha una previsione più precisa dell'evento precipitante, sia nella sua localizzazzione sia nell'intensità (Fig 5.12).

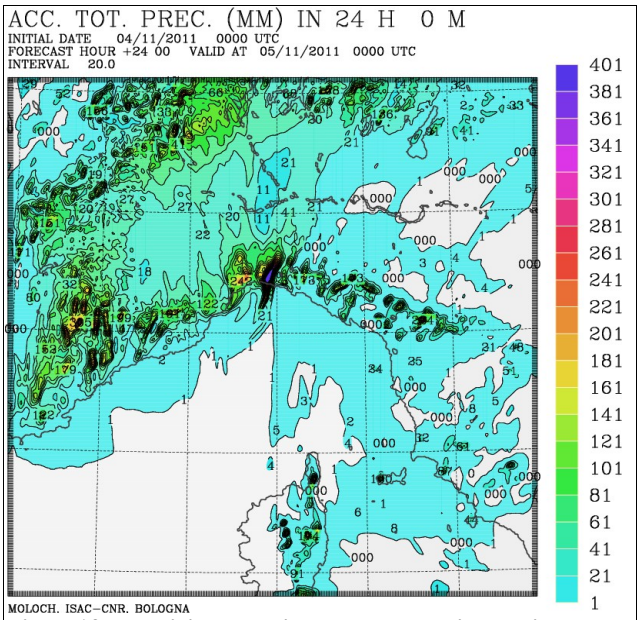


Fig. 5.12: previsione dell'accumulo pluviometrico del modello MOLOCH. Risoluzione spaziale 1km. Previsione valida dalle 0000 UTC del 04/11/2011 alle 0000 UTC del 05/11/2011

In questo caso a differenza del precendente, la previsione dell'accumulo si è avvicinata molto a quanto poi effettivamente è stato registrato.

La quasi esatta corrispondenza tra la scansione radar e quanto prospettato dal modello conferma la bontà delle previsione (Fig 5.13 e 5.14).

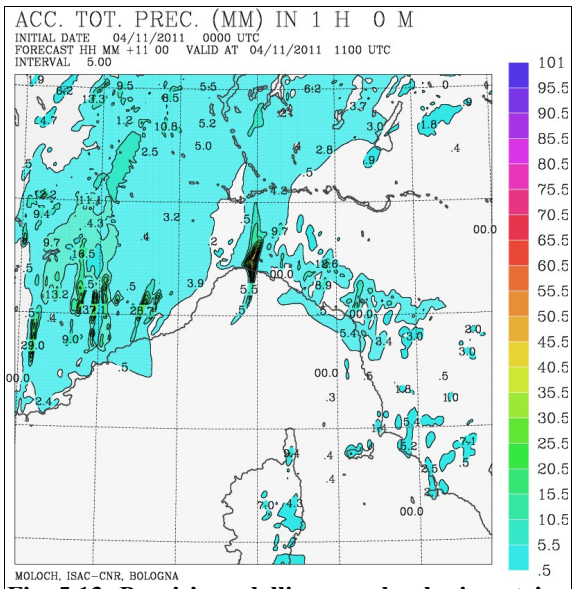


Fig. 5.13: Previsione dell'accumulo pluviometrico valida tra le 1400 e le 1500 UTC da MOLOCH. Risoluzione spaziale 1km.

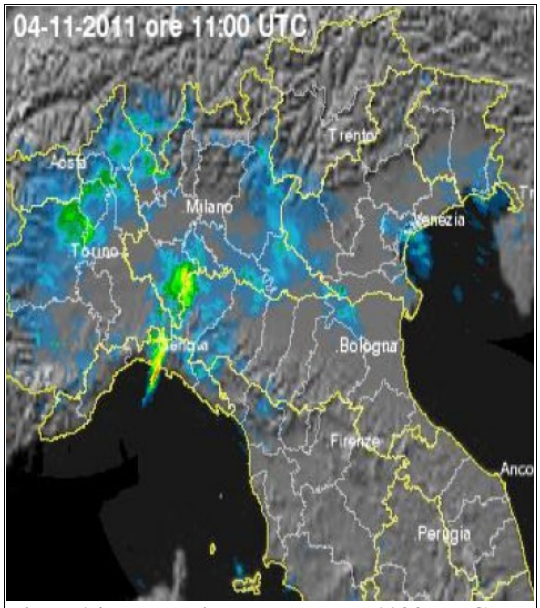


Fig. 5.14: Immagine radar delle 1100 UTC del 04/11/2011. Mosaico Radar del Dipartimanto della Protezione Civile.

6 Flash Flood a Soverato dell'8 settembre 2000

Come abbiamo visto nei due casi analizzati precedentemente un ruolo fondamentale nel provocare gli eventi alluvionali, sia delle Cinque Terre che di Genova, è stato giocato dai flussi in superficie, che sono stati importanti nel determinare il trasporto ed accumulo di vapore acqueo, e dall'orografia, che ha esaltato i fenomeni rendendoli violenti. Si è quindi visto che la sinergia tra flussi in superficie e conformazione del territorio, dimostra come la circolazione alla meso-scala, possa essere pesantemente influenzata da fattori alla scala di nube, con importanti conseguenze sui fenomeni che poi si verificano.

Un caso analogo, in cui i flussi in superficie e l'orografia hanno giocato un ruolo fondamentale nell'enfatizzazione dei fenomeni è quello dell'evento accaduto in provincia di Catanzaro, in particolare nella zona di Soverato, nel settembre 2000. Anche in questo caso l'evento oltre ad avere indotto danni infrastrutturali, ha provocato anche la morte di 13 persone.

L'evento non è propriamente un flash-flood, come nei due casi precedenti, per due ragioni. La prima è che mentre gli eventi, delle Cinque Terre/Lunigiana e di Genova, sono avvenuti nell'arco di qualche ora, questo evento ha coperto un arco temporale di 3 giorni, dall'8 al 10 settembre 2000. Il secondo motivo è che, mentre nei due casi precedentemente analizzati, l'evento si è verificato su una porzione di territorio piuttosto ristretta, l'evento qui presentato invece ha interessato praticamente tutta la costa Ionica della Calabria, con i picchi massimi registrati nel Golfo di Squillace.

La Calabria è una penisola caratterizzata da una catena montuosa, con comprensori anche elevati, che corre da Nord verso Sud, lunga tutto il suo territorio ed è circondata completamente dal Mar Mediterraneo Centrale (Fig 6.1), le cui acque sono anche piuttosto calde, con il massimo di temperatura nel mese di settembre.

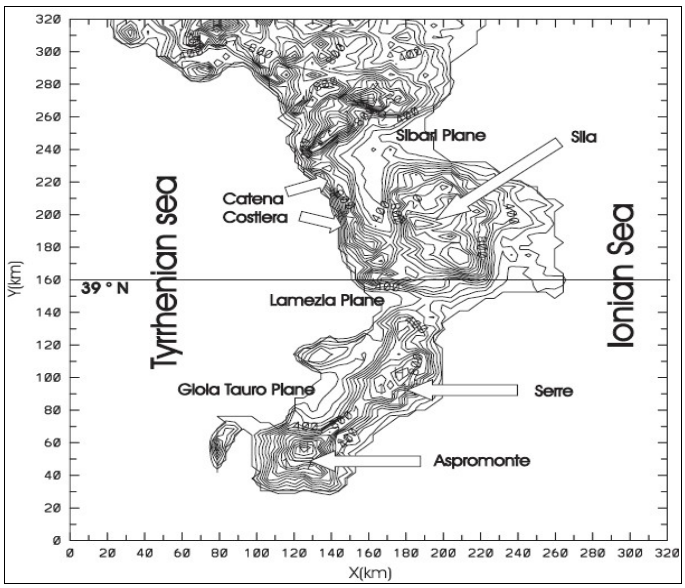


Fig. 6.1: Topografia della Calabria

Le precipitazioni forti verificatesi durante l'evento non sono state provocate solo da una situazione sinottica congeniale ma anche e soprattutto dai flussi in superficie e dall'orografia che influenzando i primi ha modificato pesantemente il campo delle precipitazioni.
Il problema della precipitazioni vicino e sopra le montagne è molto complesso, specialmente quando la topografia del territorio è molto aspra (come in questo caso) ed è situata vicino al mare. Per questo la descrizione dell'evento è basata su delle simulazioni numeriche fatte utilizzando il modello CSU-RAMS (Regional mesoscale Modeling System), sviluppato dall'Università del Colorado e utilizzato a Crati (CS) per riprodurre la situazione sulla Calabria in quei giorni
Come già detto il Mediterraneo raggiunge le sue massime SST nel periodo post-estivo (settembre). A seconda delle condizioni atmosferiche una certa quantità di vapore acqueo è iniettata in atmosfera. Questo vapore acqueo viene poi convertito in pioggia, se si verifica condensazione, ed il calore latente rilasciato durante questi processi, va ad alimentare ulteriormente il sistema precipitante o depressionario eventualmente presente.
Durante l'evento alluvionale di Soverato, le proprietà termiche del Mediterraneo hanno avuto un ruolo importante, insieme all'orografia nel determinare precipitazioni così violente. Ma andiamo ora a vedere le condizioni atmosferiche e le condizioni sinottiche che hanno caratterizzato l'evento alluvionale.

6.1 Analisi sinottica dell'evento

Il giorno 8 settembre 2000 un anticiclone di matrice sub-tropicale era esteso dal Marocco, con asse inclinato verso NNE, sino alla Danimarca. Al suo interno era attiva un'avvezione calda di matrice tropicale-contintale. Ad E del promontorio invece era presente una saccatura di aria fredda estesa dalla Russia Europea sino all'Italia centrale con una ciclogenesi piuttosto attiva con struttura spiccatamente baroclina, con un minimo in quota sull'Alto Adriatico, al largo delle Romagna, ed il minimo al suolo tra Bassa Toscana e Lazio. Si è quindi venuto a creare sui versante di Ponente della Penisola Italia un gradiente barico piuttosto pronunciato con l'innesco di tese correnti da NNE in quota, con il getto costretto a piegare verso il bacino centrale del Mediterraneo. Con una tale ciclogenesi i venti al suolo mostrano una componente da NNW (Maestrale) che entra dalla Valle del Rodano sul Mediterraneo, mentre flussi prevalentemente da SSW (Ostro/Libeccio) sullo Ionio e sul Basso Adriatico. Proprio sulla Calabria Ionica viene a crearsi la prima situazione precipitante intensa. Infatti lungo le coste Ioniche la corrente occidentale, che ridiscende l'Appennino calabro, come corrente più secca (Foehn), interagendo con le umide correnti da SSW che hanno provocato la formazione di una linea di convergenza a largo, con le prime cumulate rilevanti sulle zone costiere ioniche, (Fig 6.2 a) e b)).

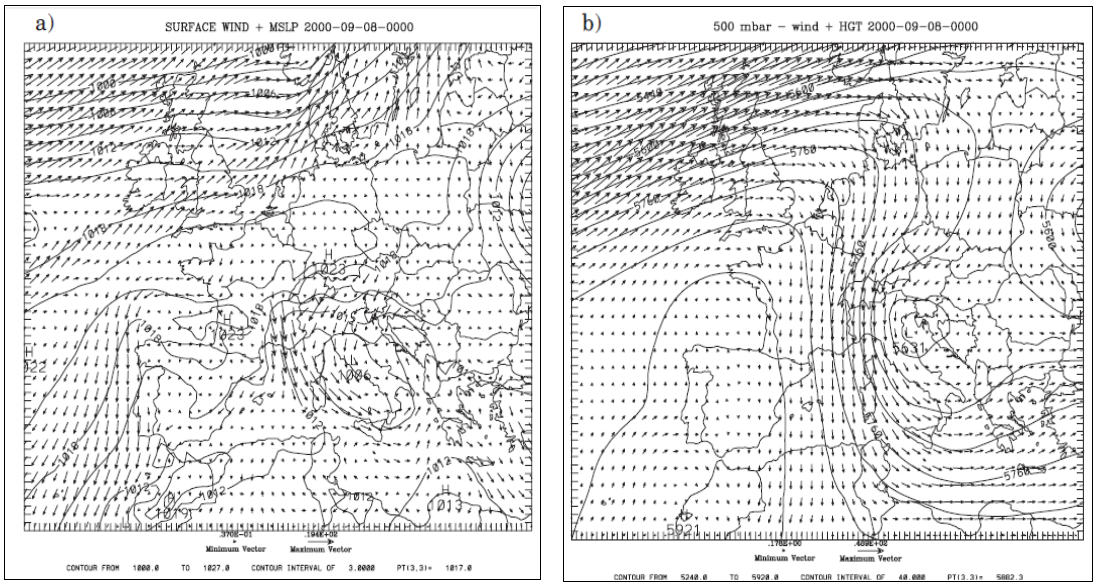


Fig. 6.2: a) MSLP e campo del vento al suolo (10m), b) Geopotenziale e campo del vento a 500 hPa, del 8/09/2000 alle ore 0000 UTC

Il giorno 9 settembre il promontorio mobile dell'alta pressione sub-tropicale sull'Europa Occidentale si intensifica, con l'isoipsa 588 damgpt, che si colloca sulla Penisola Iberica/Francia

Occidentale. L'asse anticiclonico subisce un ulteriore tilting spostandosi dalla Danimarca alla Polonia. Questo provoca uno scatto verso SW della depressione che si colloca sulla Sicilia. La struttura basso-pressoria diviene sempre più definita a raggiunge lo stadio maturo divenendo quasi barotropica (Fig. 6.3 b)). L'intensificazione della struttura alto-pressoria sul Mediterraneo Occidentale provoca un'intensificazione del gradiente barico con una conseguente intensificazione dei flussi a tutte le quote. In particolare sul Bacino Ionico le correnti SSW nella media-alta troposfera raggiungono valori di 18 m s^{-1}. La curvatura ciclonica data dalla presenza del minimo di bassa pressione piega le correnti al suolo da SE (Scirocco). Come si può vedere dalla mappa dei venti al suolo (Fig. 6.3 a)), la Calabria Ionica viene a trovarsi proprio sul ramo ascendente del minimo depressionario, cioè laddove è massima l'avvezione di vorticità ciclonica positiva, dove viene a crearsi un intenso flusso convergente dai quadranti meridionali.

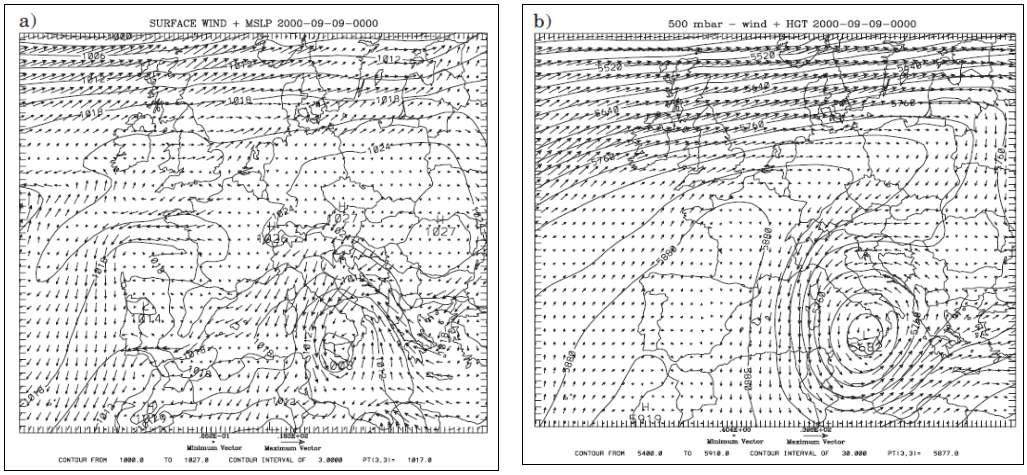


Fig. 6.3: b) Geopotenziale e campo del vento a 500 hPa, a) MSLP e campo del vento al suolo (10m), del 9/09/2000 alle ore 0000 UTC.

Questo flusso ha favorito un'intensa avvezione di aria calda, umida ed instabile dal Mar Ionio alle coste calabresi ioniche a tutte le quote.

Il Water Vapour Mixing Ratio alla superficie ha raggiunto valori pari a 13 g kg^{-1}, sopra il Mar Ionio, alimentato sia lo sviluppo del ciclone, sia le precipitazioni associate.

La situazione sinottica rimane pressoché invariata anche per il giorno successivo, a parte un graduale ma lento spostamento verso Levante del sistema. Tuttavia rispetto al giorno precedente si attenua l'avvezione caldo-umida, anche se i valori di Water Vapour Mixing Ratio rimangono ancora elevati (intorno ai 12 g kg^{-1}).

Una caratteristica propria dell'alluvione di Soverato, così come quelle più recenti di Liguria e Lunigiana precedentemente analizzate, è stata la lentezza dell'evoluzione della circolazione alla scala sinottica, che ha favorito il mantenimento di un'avvezione caldo-umida dal mare verso le

coste, con la costituzione di un ambiente favorevole allo sviluppo di nubi e precipitazioni intense, alimentate continuamente dall'energia termica derivante dall'avvezione stessa. Inoltre anche i questo caso l'orografia delle costa Ionica Calabrese ha determinato l'uplift della massa d'aria lungo il pendio con un conseguente accelerazione dei processi di condensazione che a loro volta hanno determinato una notevole intensificazione del sistema precipitante stesso, causa una maggiore quantità di calore latente a disposizione.
Infatti proprio la notte tra il 9 ed il 10 settembre, cioè nel momento in cui l'avvezione caldo-umida raggiunge il suo culmine si consuma l'episodio di maltempo più intenso dell'intero periodo considerato. Nel pomeriggio del 10 settembre poi il sistema si è spostato ulteriormente verso i Balcani comportando una graduale cessazione delle precipitazioni.

6.2 Analisi dei dati osservati

Utilizzando i dati pluviometrici delle stazioni meteorologiche dell'Istituto Idrografico e Mareografico del Dipartimento di Catanzaro, ricostruiamo l'evento meteorologico, attraverso i dati puntuali delle stazioni, (Fig. 6.4).

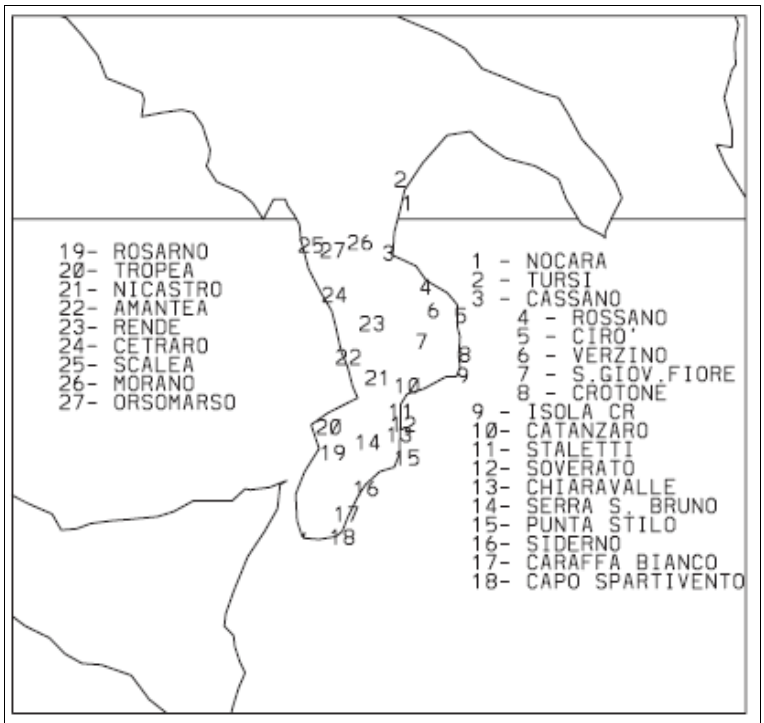


Fig. 6.4: Localizzazione e nomenclatura della stazioni meteorologiche sul territorio della Calabria

8 settembre 2000: nella prima giornata di maltempo le maggiori precipitazioni si concentrano

sulla parte nord-orientale e sud-orientale della regione, (Fig 6.5).

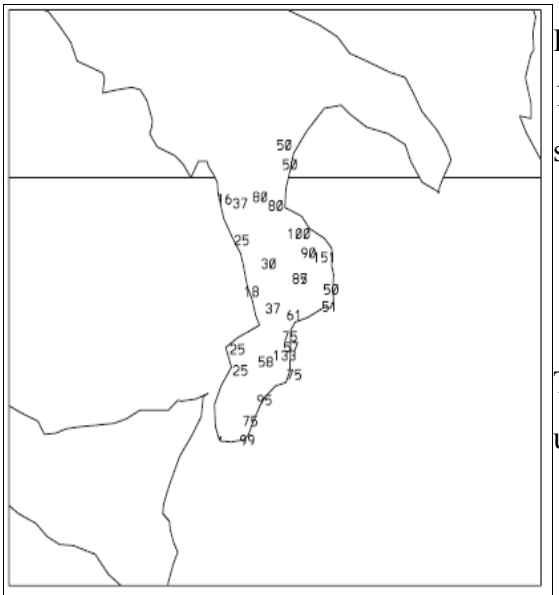


Fig. 6.5: Accumulo pluviometrico del 8/09/2000

Le stazione pluviometriche che hanno superato i 100mm si trovano tutte lungo la zone costiera Ionica e sono:

1. Rossano: 100mm
2. Cirò: 151mm
3. Chiaravalle Centrale: 133mm

Tutte le stazione lungo la costa ionica hanno rilevato una piovosità maggiore di 50mm

9 settembre 2000: il 70% circa delle stazioni lungo la costa Ionica ha superato i 100mm di accumulo. Si registrano anche in questa giornata due massimi precipitativi, il primo localizzato a NE della Sila ed il secondo nel Golfo di Squillace tra Catanzaro e Siderno, (Fig 6.6).

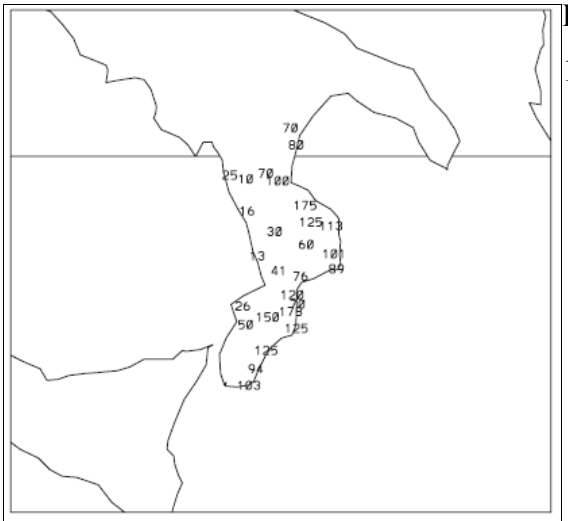


Fig. 6.6: Accumulo pluviometrico del 9/09/2000

Le stazione pluviometriche che hanno superato i 100mm sono

1. Cassano: 100mm
2. Rossano: 175mm
3. Cirò: 113mm
4. Verzino, Punta Stilo, Siderno: 125mm
5. Crotone: 101mm
6. Staletti: 120mm
7. Chiaravalle Centrale: 178mm
8. Serra san Bruno:150mm
9. Capo Spartivento: 103mm

10 settembre 2000: si indeboliscono le precipitazioni sulla parte nord-orientale della regione, mentre si intensificano nella parte sud-orientale della penisola, dove si registrano i massimi pluviometrici giornalieri dell'intero evento. In particolare le località di Chiaravalle Centrale e Punta Stilo hanno superato i 200mm di accumulo, l'80% dei quali è stato registrato in appena 6 ore tra le 0000 e le 0600 UTC. Il massimo d'intensità di 80mm/h si è registrato tra le 0400 e le 0500 UTC a Chiaravalle Centrale, (Fig 6.7).

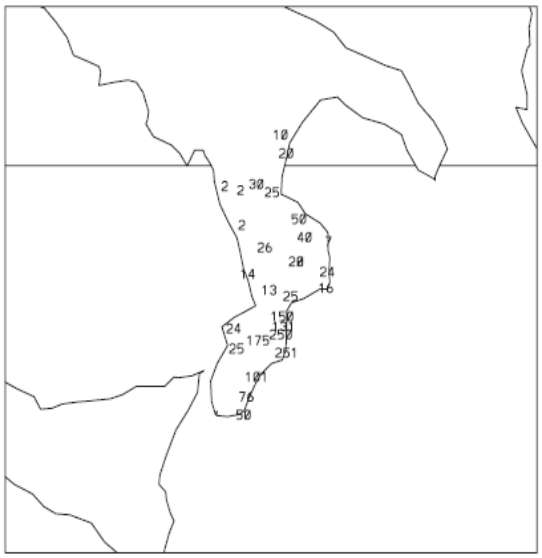


Fig. 6.7: Accumulo pluviometrico del 10/09/2011

Le stazione pluviometriche che hanno superato i 100 mm di accumuli sono tutte ubicate nella zone tra il Golfo di Squillace a Punta Stilo/Siderno:

1. Staletti: 150mm
2. Soverato: 131mm
3. Serra san Bruno: 175mm
4. Siderno: 101mm

Due le stazione nella medesima località che hanno superato i 200mm:

1. Chiaravalle Centrale: 250mm
2. Punta Stilo: 251mm

Analizzando per intero tutto l'evento si può vedere come le precipitazioni intense abbiano colpito praticamente tutta la zone costiere ionica, un'area quindi molto estesa, anche se sono riscontrabile due aree con piovosità più accentuata: una localizzata nella parte nord-orientale dell'Isola, la seconda, laddove si è registrato l'episodio alluvionale, tra il Golfo di Squillace e Siderno/Punta Stilo.

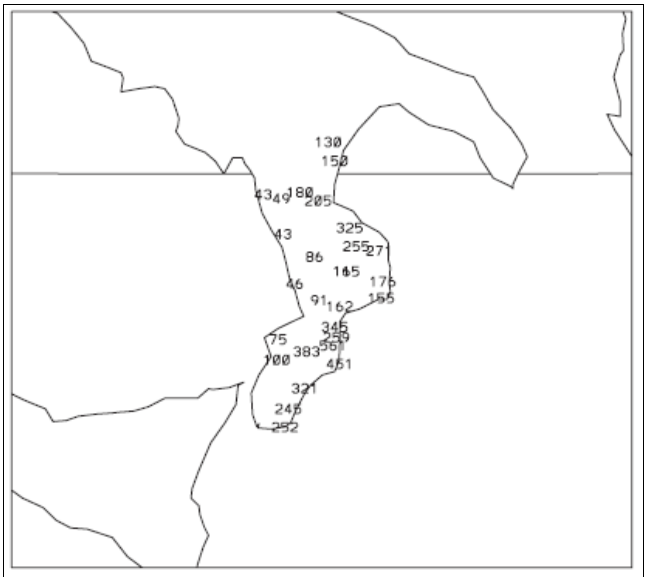


Fig. 6.8: Accumulo pluviometrico totale 8-10/09/2000

STAZIONE	ACCUMULO TOTALE (8-10/09/2000) (mm)
Nocara	150
Tursi	130
Cassano	205
Rossano	325
Cirò	271
Verzino	255
S. Giovanni in Fiore	165
Crotone	177
Isola di Capo Rizzuto	156
Catanzaro	162
Staletti	345
Soverato	258
Chiaravalle Centrale	**561**
Serra san Bruno	383
Punta Stilo	451
Siderno	321
Caraffa Bianco	245
Capo Spartivento	252
Rosarno	100
Tropea	75
Nicastro	91
Amantea	46
Rende	86
Cetraro	43
Scalea	43
Morano	180
Orsomarso	49

Tab 1: Accumulo pluviometrico totale 8-10 settembre 2000

Dalla Fig. 6.8 e dalla Tab. 1 si può vedere la netta divergenza di accumuli tra la zone costiere

ioniche e quelle tirreniche. Questo è indice di un pesante ruolo giocato dall'orografia nella distorsione dei flussi e quindi sulla conseguente distribuzione degli accumuli. Infatti le zone ioniche si sono trovate sopravvento al flusso umido sciroccale ed hanno potuto godere del fenomeno dello stau, mentre le regioni tirreniche trovandosi sottovento al flusso principale hanno ricevuto meno precipitazioni.
Utilizzando il modello CSU-RAMS, si è visto come il campo pluviometrico ha subito importanti variazioni in base a come veniva modificata l'orografia del modello.

6.3 Simulazione del campo pluviometrico utilizzando il modello CSU-RAMS

Il modello CSU-RAMS è un modello non idrostatico che si basa su due griglie orizzontali, la prima presenta una spazio di griglia di 30 km e copre la parte occidentale e centrale del Mediterraneo, la seconda griglia è innestata sulla prima, e presenta uno spazio di 10km, copre tutta l'Italia Meridionale e Sicilia e ha 25 livelli verticali fino a 13500 m. I livelli non sono ugualmente spaziati: nel PBL i layer hanno uno spessore che varia da 50 a 200m, mentre nella medio-alta troposfera hanno spessore di circa 1000m.
Le precipitazioni non convettive sono calcolate esplicitamente a partire dalle equazioni prognostiche, le precipitazioni convettive invece sono parametrizzate seguendo lo schema di Kuo, che tiene conto degli updraft e downdraft. Le SST durante la simulazione vengono considerate costanti nel tempo e vengono prese da valori climatologici impostati nel modello.
Le LBCs (Lateral Boundary Conditions) e le condizioni iniziali vengono prese dal modello globale ECMWF, disponibili ogni 6 ore e sono assunte variare linearmente nel tempo tra un aggiornamento e l'altro.
Facendo girare il modello con le condizioni sopra descritte, possiamo comparare l'output del campo pluviometrico descritto dal modello, con la cumulata effettivamente registrata (cfr. Tab 1 e Fig.6.8).

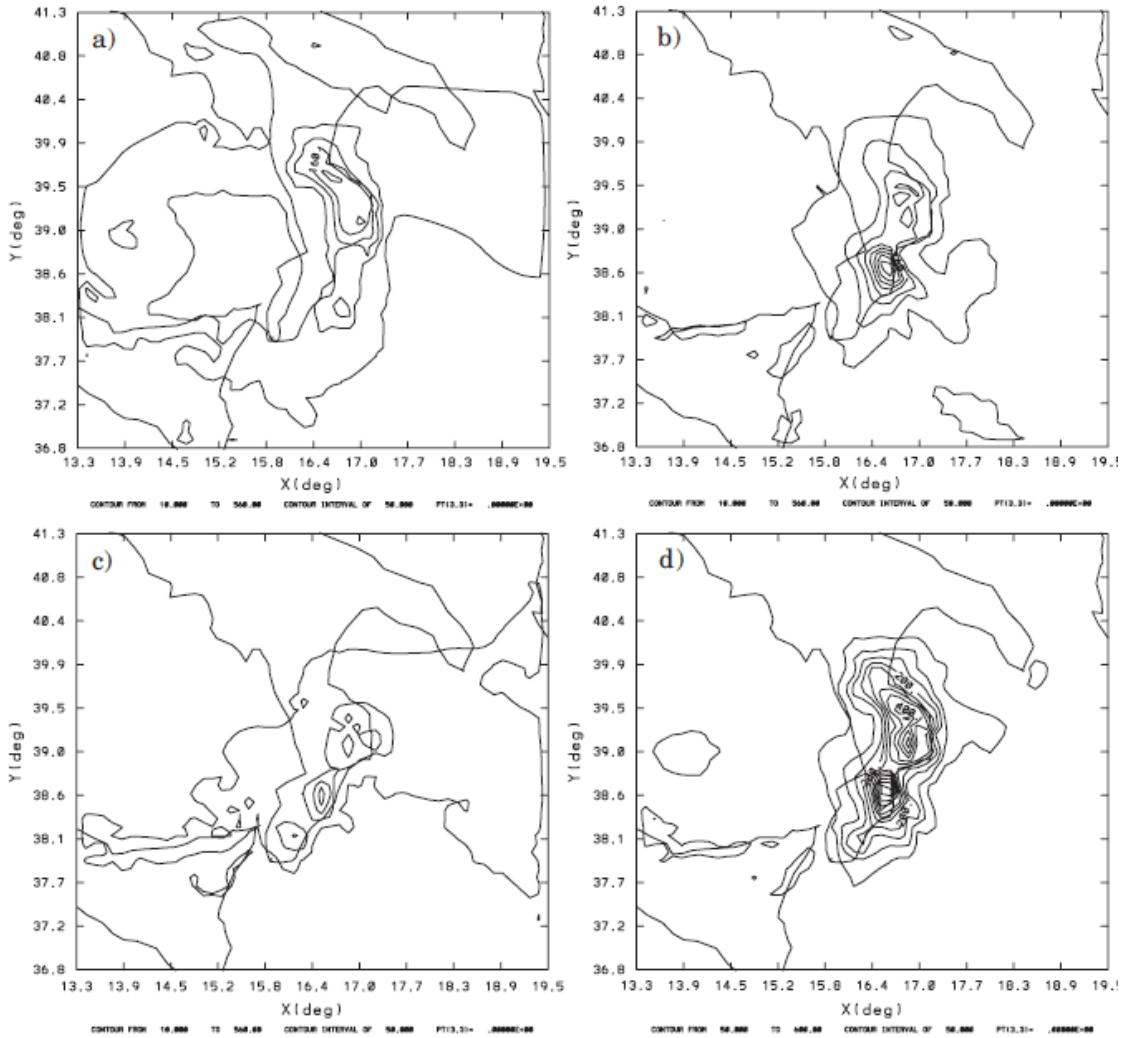


Fig. 6.9: Accumulo pluviometrico simulato dal modello CSU-RAMS. L'intervallo tra le isolinee è 50mm. a) Accumulo pluviometrico dell'8/09/2000, b) quello del 9/09/2000 c) quello del 10/09/2000 e d) accumulo totale 8-10 settembre 2000

Osservando la Fig. 6.9, nella figura a) è simulata la cumulata totale dell'8 settembre 2000. Come si può vedere il modello simula correttamente i valori pluviometrici elevati lungo la costa ionica ed il massimo precipitatativo a NE della Sila; non è simulato molto bene invece il massimo pluviometrico sul Golfo di Squillace, inoltre nella parte meridionale della Penisola il modello è troppo secco, infatti a fronte dei 99mm registrati dalla stazione di Capo Spartivento, ubicata nel reggino ionico, il modello ne ha simulato solo 50. Muovendosi verso N la performance del modello diventa migliore perché si riesce a simulare molto bene l'effetto combinato di mare e montagne, dato la vicinanza tra il Mar Ionio e la parte nord-orientale del massiccio della Sila. Infatti l'aria umida proveniente dal Mar Ionio è forzata ad ascendere lungo il massiccio orientale dalla Sila, producendo condensazione, con un massiccio rilascio di calore latente ed un incremento delle precipitazioni. Infatti in concomitanza della Piana di Sibari e del Pollino i valori

pluviometrici ottenuti dal modello sono maggiori rispetto a quelli poi effettivamente registrati. Questo suggerisce una sovrastima da parte del modello dell'effetto Stau.
Inoltre guardando le Fig. 6.9 b) e c) si nota come il modello abbia di certo esattamente localizzato l'ubicazione dell'evento intenso accorso sul Golfo di Squillace ma ha anticipato di qualche ora l'evento reale.
Il modello però ha riprodotto correttamente il gradiente precipitativo W-E e quindi il fenomeno di Stau-Foehn.
In conclusione, come si può vedere dalla Fig. 6.9 d) possiamo dire che il modello ha riprodotto abbastanza correttamente l'intero svolgersi del fenomeno, a parte un lieve anticipo temporale dell'evento alluvionale di Soverato/Chiaravalle Centrale, un eccesso pluviometrico nella zona della Piana del Sibari e Pollino ed un deficit invece nel settore meridionale della Penisola.
Forti di queste considerazioni ora si può lavorare sul modello andando ad effettuare degli esperimenti di sensibilità. Questi esperimenti consistono nel modificare alcuni parametri e caratteristiche del modello e verificare la risposta in seguito a queste modifiche. In particolare in questo caso si andrà a modificare l'orografia ed i flussi e in base a queste variazione si vede come varia il campo pluviometrico, stabilendo quanto quel fattore di cui è stata fatta la modifica, influenza la cumulata.
Il primo esperimento di sensibilità riguarda l'orografia. Nel ROE (Reduced Orography Experiment) l'altitudine dei rilievi viene divisa per 5; si nota una netta riduzione delle precipitazioni (Fig 6.10).

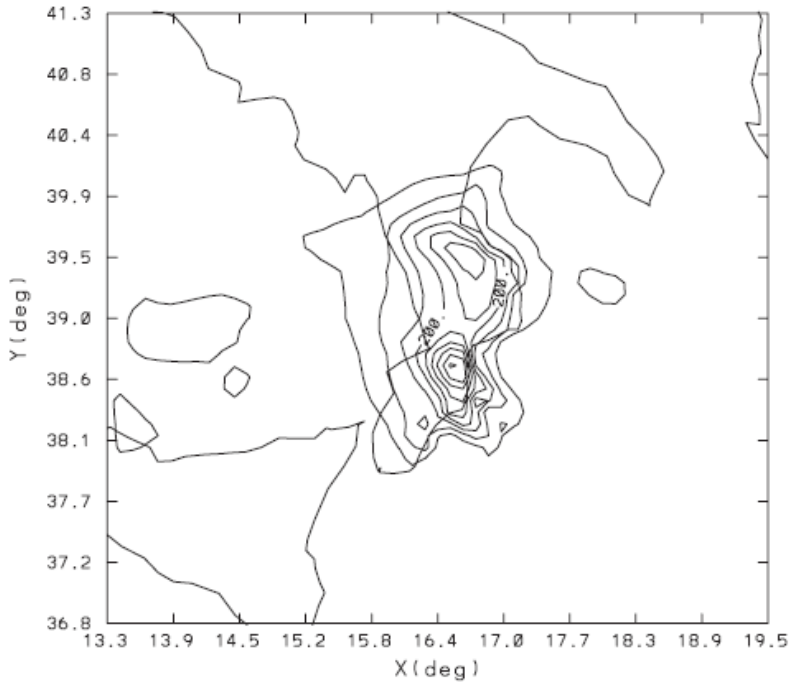


Fig. 6.10: Accumulo pluviometrico con il modello CSU-RAMS durante il ROE.

Le precipitazioni vengono ridotte di circa 100mm. Le massime riduzioni si hanno proprio in concomitanza con la zona di Sibari e del Pollino, cioè laddove nel modello originale era prevista la massima cumulata. Tutto ciò conferma la cruciale importanza che ha avuto l'orografia nel determinare l'intensità delle precipitazioni.

Riducendo l'orografia, si riduce anche il gradiente pluviometrico E-W poiché si attenua l'effetto stau-foehn, per questo le coste tirreniche ricevono più precipitazioni. Nel caso originale, (senza ROE) le nubi attraversando la penisola da E-W scaricano gran parte delle precipitazioni lungo le coste ioniche, raggiungendo le coste tirreniche con poca acqua precipitabile e quindi provocando precipitazioni molto meno intense. Invece nel ROE, i sistemi nuvolosi perdono meno pioggia attraversando le montagne, per questo anche le precipitazioni sul versante tirrenico della regione risultano più intense.

Da notare però che nonostante la riduzione dell'altezza dell'orografia, la cumulata pluviometrica sul versante ionico rimane ingente. Questo suggerisce il fatto che, certamente la catena montuosa può essere considerata un forcing ma prima di tutto le intense precipitazioni sono state provocate da una situazione favorevole ad esse su scala sinottica. Oltre alla forzante orografica, nella zone dell'alluvione si è venuta a creare una convergenza meccanica di masse d'aria, dovuta alla particolare conformazione geografica della Calabria Centrale. Le masse d'aria provenendo da SE sono costrette ad ascendere lungo il massiccio della Sila e la loro traiettoria viene parzialmente

deflessa dalle montagne e/o dalla conformazione del Golfo determinando fenomeni di "*flow around"* che, producendo una convergenza meccanica, esaltano i moti verticali.
Un ulteriore esperimento di sensibilità sul modello è quello di imporre a zero i flussi di calore sensibile e latente e vedere come viene modificato il campo delle precipitazioni in seguito all'imposizione di tale condizione, (NFE, No Flux Experiment).

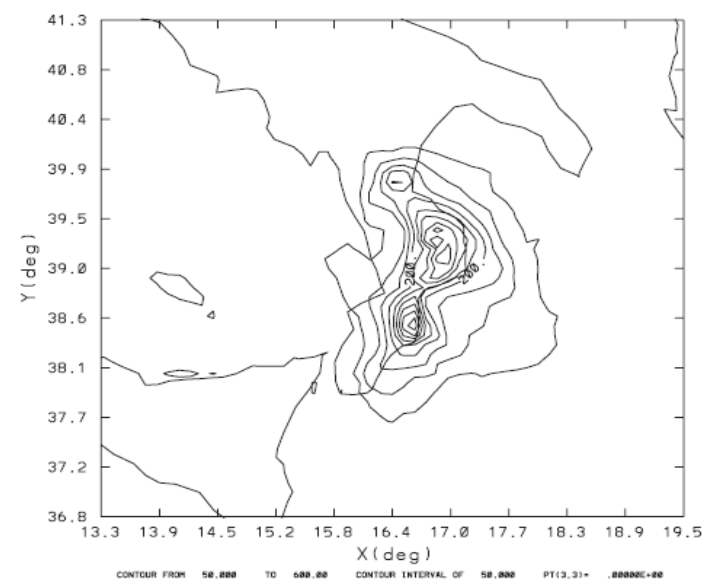


Fig. 6.11: Accumulo pluviometrico totale con il modello CSU-RAMS durante il NFE

Anche in questo caso (Fig 6.11) si ha una riduzione delle precipitazioni rispetto al caso originale, confermando quindi l'importanza del flussi superficiali nell'alimentare il sistema precipitante. In particolare si notano delle riduzione di 50-100mm, rispetto al caso senza NFE in concomitanza dei picchi precipitativi a NE della Sila e sul Golfo di Squillace.
Tuttavia rispetto al ROE la diminuzione delle precipitazioni è meno marcata, questo perché l'uplift orografico ha comunque avuto un ruolo fondamentale nel determinare la distribuzione e l'intensità delle precipitazioni.
L'esperimento quindi sottolinea l'importanza degli scambi di vapore acqueo atmosfera-mare, vapore acqueo che va ad alimentare il sistema precipitante. Tali scambi dipendono tra le altre cose anche dalle SST.
Le SST sul Mediterraneo raggiungono i loro massimi in settembre, proprio quando è avvenuto l'intenso episodio di maltempo qui analizzato. Si può quindi asserire che le condizioni del mare hanno favorito l'iniezione di vapore acqueo all'interno del sistema precipitante.

7 Conclusioni

1. I tre episodi descritti sono accaduti nel periodo autunnale, cioè nel periodo dell'anno in cui si rilevano le SST più elevate. Questo ha incentivato fortemente i flussi di calore sensibile e latente dal mare verso l'atmosfera, i quali sono andati ad incrementare ulteriormente la quantità di vapore acqueo, e quindi hanno aumentato ulteriormente la convezione. Inoltre gli episodi analizzati si sono verificati dopo lunghi periodi anticiclonici di matrice sub-tropicale che hanno provocato, sia un innalzamento fisiologico della SST del bacino del Mediterraneo, sia un accumulo di aria caldo-umida connessa all'avvezione di aria tropicale-continentale. Per esempio il periodo antecedente l'alluvione di Soverato è stato caratterizzato da temperature molto elevate. Nel periodo 31/08/2000 – 03/09/2000 le isoterme alla quota isobarica di 850 hPa sulla Calabria Ionica sono state sempre comprese tra +22/+18°C, ed anche pochi giorni prima del'alluvione le isoterme mostravano temperature con valori ancora superiori ai +15°C. Anche nel periodo che ha preceduto gli eventi alluvionali in Liguria, il Bacino del Mediterraneo è stato caratterizzato da ripetute rimonte anticicloniche ed avvezioni calde di matrice sub-tropicale.
2. Formazione di pattern sinottici tali per cui si sono venuti a creare flussi meridionali che hanno favorito intense avvezioni caldo-umide con il trasporto di calore sensibile, calore latente e sopratutto vapore acqueo a grandi distanze.
3. Presenza di situazione di blocco, cioè le presenza di un'alta pressione ben strutturata che ha rallentato l'area depressionaria stessa. La presenza di aree depressionarie, con valori barici bassi, ed aree anticicloniche con valori pressori elevati, in uno spazio abbastanza ravvicinato, va a creare marcati gradiente barici orizzontali, con una conseguente accelerazione dei flussi e quindi con un ulteriore enfatizzazione delle avvezioni ad essi associate (punto 2). Per la presenza del blocco anticiclonico, queste avvezione risultano stazionarie favorendo il continuo accumulo di umidità e calore nelle medesime zone dove la massa d'aria diviene fortemente instabile. Un'altra conseguenza di una circolazione atmosferica caratterizzata da blocking è la stazionarietà delle strutture frontali e dei fenomeni ad esse associati, i quali colpiscono le medesime zone per periodi molto più lunghi rispetto al tempo caratteristico di un normale transito frontale.
4. Formazione di linee di convergenza al suolo (specie nei casi degli episodi in Liguria), lungo le quali vengono a contatto due masse d'aria dalla diverse caratteristiche termodinamiche, che costituiscono un notevole forcing meccanico alla convezione.
5. Uplift orografico. Nei tre casi analizzati la violenza dei fenomeni è stata esalta

dall'instabilità condizionale. La massa d'aria già prossima alla saturazione è stata costretta a salire forzatamente lungo il pendio (ascesa incentivata anche dal fatto che i flussi erano molto forti e quasi perfettamente perpendicolare alla catena montuosa). La massa d'aria quindi andando incontro a temperature e pressioni decrescenti, subisce un'espansione (di tipo adiabatico), trasformazione fisica che accelera i processi di condensazione già in atto (in quanto la massa d'aria è già in partenza, prima dell'ascesa molto instabile, per esempio guardando la fig. 1.5, relativa al radiosonsaggio si nota un LCL molto basso sintomo di una convezione partita molto prima dell'uplift orografico) enfatizzando ulteriormente la precipitazione.

6. Presenza di rii e fiumare, cioè corsi d'acqua a regime torrentizio, tipici delle zone a clima mediterraneo, caratterizzati da letti poco profondi con fondale a ciottoli. Questi corsi d'acqua a differenza dei fiumi non hanno una portata regolare ma spesso durante l'estate sono completamente secchi, mentre in primavera e autunno si gonfiano notevolmente e sono quindi soggetti, già per la loro conformazione naturale a piene improvvise e a forte erosione.

Come si è visto nel cap. 5, gli eventi delle Cinque Terre/Lunigiana e Genova, a parte qualche errore di esatta localizzazione sono stati ampiamente e correttamente previsti dai LAM. Inoltre in fase di nowcasting si possono avere a disposizione anche mappe radar, immagine satellitari ed anche dati al suolo istantanei grazie ai network di stazioni meteorologiche presenti nelle zone. Per questo ci sono, o meglio c'erano, strumenti e possibilità per attuare procedure di allerta della popolazione. Tuttavia iter burocratici, non preparazione di fronte a questi eventi dei comuni, della autorità locali ma anche della popolazione stessa, uniti all'annoso e grave problema del dissesto idrogeologico che affligge il nostra Paesi, rendono queste procedure di salvaguardia del territorio e dell'incolumità delle persone che vi abitano assai difficili. Gli eventi delle Cinque Terre e di Genova quindi dimostrano come la migliorata conoscenza dei meccanismi di precipitazione intensa autunnale, non corrisponde ad un trasferimento verso buone pratiche di gestione da parte delle autorità il cui compito è garantire l'incolumità delle persone e del territorio.

8 Glossario

AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B
ARPA	Agenzia Regionale per l'Ambiente
ARPAL	Agenzia Regionale per l'Ambiente Liguria
BOLAM	BOlogna Limited Area Model
CA	Cagliari
CAPE	Convective Available Potential Energy
CNR	Consiglio Nazionale Ricerche
CS	Cosenza
CSU-RAMS	Colorado State University – Regional Atmospheric Modeling System
EUMESAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
HRV	High Resolution Visible
IFS	Integrated Forecast System
IR	InfraRed
ISAC	Istituto Scienze Atmosfera e Clima
LAM	Limit Area Model
LaMMA	Laboratorio di Monitoraggio e Modellistica Ambientale per lo sviluppo sostenibile
LBCs	Later Boundary Conditions
LFC	Lifting Condesation Level
LU	Lucca
MC	Massa Carrara
MCC	Mesoscal Convective Complex
MCS	Mesoscal Convective System
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NFE	No Flux Experiment
NCP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMIRL	Osservatorio Meteo Idrogeologico Regioni Liguria
PBL	Planetary Boundary Layer

PMW	Passive MicroWave
ROE	Reduced Orography Experiment
RR	Rain Rate
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SRI	Surface Rain Intensity
SST	Sea Surface Temperature
UTC	Universal Time Coordinated
UR	Umidità Relativa
WSL	Water vapour Strong Lines
WV	Water Vapour

9 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.

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.

Fankhauser, J. C., 1964: *On the motion and predictability of convective systems*. National Severe Storms Prediction Center, Rep. 21, 34 pp.

Federico S., Bellecci C., Colancino M., 2003: Quantitative precipitation forecast of the Soverato flood: The role of orography and surface fluxes. *Il Nuovo Cimento*, **26C**, 7-22

Heymsfield, G. M., and R. H., Blackmer, 1988: Satellite-observed characteristics of Midwest severe thunderstorm anvils. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2200-2224.

Kongoli, C. R. R. Ferraro, P. Pellegrino, H. Meng and C. Dean 2007: Utilization of the AMSU high frequency measurements for improved coastal rain retrievals. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L17809, doi:10.1029/2007GL029940

Laviola S., 2006: Rain rate detection using scattering index approach. A quantitative comparison of two techiniques and improvement of Bennartz algorithm. EUMETSAT SAF-NWP Tech. Rep. 22 pp.

Laviola S., Levizzani V., 2011: The 183-WSL fast rain rate retrieval algoritm. Part I: Retrieval design. *Atmos. Res.,* **99**, 443-461

Laviola S., Levizzani V., Cattani E., Kidd C., 2013: The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm.Part II: Validation using ground radar measurements. *Atmos. Res.,***134**, 443-461

Laviola S., Moscatello A., Miglietta M.M., Levizzani V., Cattani E., 2011: Satellite and Numerical Model Investigation of Two Heavy Rain Events over the Central Mediterranean. *J. Hydromet.,* **12,** 634-649.

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

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.

Rapporto di evento meteo idrogeologico del 25/10/2011, redatto da B. Turato, A. Cavalo, F. Giannoni, P. Gallo., 2011 (www.arpal.gov.it)

Rapporto di evento meteo idrogeologico del 04-08/11/2011, redatto da S. Gallino, V. Bonati, A. Cavallo, G. Galvani, F. Giannoni, P. Gollo, B. Turato, 2011 (www.arpal.gov.it)

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.

Staelin, D. H., 1976: Remote sensing of the atmospheric water vapor and liquid water with *Nimbus-5* microwave spectrometer. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 1204-1215.

Staelin and F. W. Chen, 2000: Precipitation observations near 57 anda 183 GHz using the *NOAA-15* satellite. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.,* **38** 2322-2332

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.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio prima di tutto il mio relatore il prof. Levizzani, per la disponibilità, i consigli e le preziose correzioni. Ringrazio anche il dott. Laviola per tutto il materiale fornitomi.

Ringrazio poi tutti i miei compagni di corso con i quali ho condiviso gran parte della vita universitaria tra lezioni ed esami, ma vorrei ringraziare in particolare Alessio, Federico, Matteo, con i quali condivido ogni giorno la passione per la meteorologia.

Ringrazio poi la mia famiglia, mamma e papà in particolare, che oltre ad aver sostenuto economicamente gli studi, mi hanno anche supportato e motivato nei momenti difficili.

Ringrazio poi tutti i miei amici, di Bologna, che mi hanno supportato e sopportato, di Milano e Gualdrasco che, nonostante la loro distanza, mi hanno sempre spronato e motivato.