

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

Scuola di Scienze  
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Analisi ad alta risoluzione spazio-temporale  
di eventi grandinigeni nel bacino del  
Mediterraneo mediante una nuova tecnica  
satellitare ibrida multisensore**

**Relatore:**  
Prof. Vincenzo Levizzani

**Presentata da:**  
Federico Vermi

**Correlatori:**  
Dott. Sante Laviola  
Dott. Giulio Monte  
Dott. Massimo Guarascio

**Sessione I**  
**Anno Accademico 2021/2022**



# Sommario

## Capitolo 1.....1

## Introduzione .....1

1.1 Le implicazioni della grandine a livello sociale ed economico ..... 7

1.2 Obiettivi della tesi ..... 10

## Capitolo 2.....13

## La grandine: origine e osservazione .....13

2.1 Le nubi temporalesche ..... 13

2.2 Classificazione dei temporali ..... 15

2.3 Lo sviluppo della grandine in nube ..... 17

2.4 L'osservazione della grandine da satellite ..... 19

2.5 Climatologia della grandine in Italia..... 29

## Capitolo 3.....32

## Materiali e metodi.....32

3.1 Presentazione della tecnica ..... 32

3.2 Il dataset: GPM e MSG..... 34

3.3 L'introduzione di nuove variabili nel modello..... 42

3.3.1 Hail probability ..... 42

3.3.2 Overshooting index ..... 47

3.4 Post-processing: dati di fulminazione e da radar ..... 49

3.4.1 I dati di fulminazione .....	50
3.4.2 I dati radar: POH e VIL.....	52
3.5 Il metodo MASHA.....	55
3.5.1 Le coincidenze .....	55
3.5.2 Gli istogrammi .....	58
3.5.3 La geolocalizzazione del risultato finale .....	62
3.6 Introduzione alle reti neurali .....	66
3.6.1 La rete neurale Hail Detection Network .....	68

## **Capitolo 4.....72**

### **Analisi dei casi di studio.....72**

4.1 Caso di studio del 26 luglio 2021.....	72
4.2 Caso di studio del 10 luglio 2019.....	78
4.2.1 Abruzzo.....	80
4.2.2 Puglia .....	84
4.3 Caso di studio del 27-30 ottobre 2021 .....	90

## **Capitolo 5.....96**

### **Applicazioni del metodo MASHA: l'Hail Severity Index**

#### **..... 96**

5.1 Introduzione all'Hail Severity Index.....	97
5.2 Casi di studio sull'Emilia-Romagna .....	105
5.3 Casi di studio sull'Italia .....	111
5.4 Caso di studio sul bacino del Mediterraneo .....	119
5.5 La stima dell'HSI operata dalla rete neurale.....	124

<b>Capitolo 6.....</b>	<b>130</b>
<b>Conclusioni .....</b>	<b>130</b>
<b>Glossario .....</b>	<b>135</b>
<b>Bibliografia .....</b>	<b>137</b>

## **Abstract**

Negli ultimi anni si è sviluppato un crescente interesse per lo studio e il monitoraggio di fenomeni meteorologici estremi all'interno delle dinamiche di un cambiamento climatico di stampo antropogenico. In particolare, stanno aumentando osservazioni e testimonianze relative a manifestazioni temporalesche molto violente, spesso caratterizzate da grandine di notevole dimensione che rappresenta la causa principale di pericolo per le persone e di danni anche ingenti al comparto agricolo, infrastrutturale e alle automobili. Tutti questi aspetti si traducono successivamente in una serie di effetti e ricadute importanti che si verificano a livello sociale ed economico. Per questi motivi l'osservazione e il monitoraggio dei temporali grandinigeni può rappresentare un'ottima opportunità per studiare e comprendere come si sviluppano e si intensificano questi sistemi. In questo lavoro di tesi viene presentata una nuova tecnica meteorologica denominata "Multi-sensor Approach for Satellite Hail Advection" (MASHA) che si basa sulla combinazione di diverse sorgenti di dati, in particolare sfrutta le misure fornite dai satelliti geostazionari per trasportare l'informazione (avvezione) e da quelli in orbita polare per riconoscere le nubi grandinogene. Tutta la suite di sensori sfrutta la radiazione infrarossa e nelle microonde per raccogliere informazioni sulla struttura verticale e microfisica che caratterizza le nubi osservate. I risultati della tecnica MASHA applicata in modalità pseudo-operativa, forniscono ogni cinque minuti su tutto il bacino del Mediterraneo la probabilità che la nube osservata abbia formato della grandine in un intervallo compreso tra 0 e 1. Ciascun valore di

probabilità definisce un range di diametri dei chicchi così da poter valutare la severità associata all'evento investigato. Le potenzialità del metodo MASHA riguardano soprattutto l'elevata risoluzione spaziale e temporale con la quale vengono riprodotti i sistemi grandinigeni, la capacità del modello di ricostruire i campi di grandine e l'evoluzione del sistema anche dopo diverse ore dall'ultimo passaggio satellitare nelle microonde che, di fatto, produce la stima della probabilità di grandine. La discontinuità dei passaggi satellitari nelle microonde porta, talvolta a sottostimare la ricostruzione della probabilità di grandine effettuata dal metodo MASHA rispetto a quanto viene osservato da strumentazione al suolo. Per migliorare le performance della tecnica, è stato sviluppato un nuovo indice di severità chiamato Hail Severity Index (HSI) in grado di migliorare la localizzazione e la stima dell'intensità dei sistemi grandinigeni attraverso l'integrazione di nuove variabili: l'overshooting index, i fulmini e i dati radar. Le performance della tecnica MASHA e le potenzialità dell'indice HSI mostrate in questo lavoro di tesi, suggeriscono implementazioni operative a supporto di sistemi per il nowcasting di eventi temporaleschi particolarmente severi. Questo approccio, potrebbe essere molto efficace per fornire informazioni in tempo reale ai servizi meteorologici e nel contesto della protezione civile.

# Capitolo 1

## Introduzione

Tra le varie tipologie di precipitazione legate ai fenomeni atmosferici, la grandine viene considerata tra le manifestazioni a maggiore impatto causate dallo sviluppo e dall'evoluzione di un temporale. Spesso associata alle celle temporalesche estive più intense, è opportuno inquadrare la presenza della grandine in un intervallo spaziale e stagionale ben più ampio; basti pensare che è molto probabile che nei prossimi decenni eventi meteorologici estremi come forti raffiche di vento, temporali violenti, fulmini e soprattutto grandine di notevole dimensione diventeranno via via più frequenti in tutta Europa. Tutto ciò si sviluppa in un'ottica di cambiamenti climatici caratterizzati da un aumento medio delle temperature globali e dei livelli di umidità al suolo, oltre che da un possibile cambiamento nella corrente a getto polare (Rädler et al., 2019). Di conseguenza, la grandine è destinata nei prossimi anni non solo a rimanere una protagonista del clima europeo, ma probabilmente a intensificarsi sia in frequenza che in dimensione dei chicchi.

Nonostante il clima dell'Europa centro-meridionale sia più adatto e presenti condizioni più favorevoli per la comparsa di questo fenomeno, nemmeno gli stati del Nord Europa possono considerarsi totalmente al riparo da manifestazioni grandinogene, che possono rappresentare una fonte di pericolo per l'incolumità delle persone nonché di danno per la maggior parte delle attività umane che si trovano all'aperto. Per esempio, da un'indagine mirata allo studio della distribuzione annuale degli eventi di grandine in Finlandia, basato specialmente sulla raccolta di

segnalazioni al suolo riportate dai giornali e da dati radar, è stato visto che la “stagione” della grandine si estende da maggio all’inizio di settembre con un massimo di segnalazioni nei mesi di giugno, luglio e agosto. In questo senso, anche il periodo della giornata diviene fondamentale, con la maggior parte delle grandinate che vengono identificate tra le ore 14:00 e le ore 16:00. Ciò dimostra, come era atteso, che la grandine viene osservata più frequentemente quando l’energia convettiva disponibile raggiunge il picco diurno o stagionale (Saltikoff et al., 2010).

Anche nel resto del mondo si ritrovano simili testimonianze di questo fenomeno con caratteristiche differenti a seconda della collocazione geografica. In Giappone sono stati identificate due diverse tipologie di distribuzione per eventi di grandine dipendenti dalle regioni analizzate: lungo le coste del Mar del Giappone i massimi vengono rilevati durante la stagione fredda (da ottobre a marzo) mentre nelle zone interne, si assiste a un comportamento quasi opposto, con il periodo più attivo associato ai mesi estivi, segnatamente tra aprile e settembre. Se durante la stagione invernale la comparsa della grandine non può essere associata a un particolare periodo della giornata, lo stesso non si può dire per la stagione calda, quando la maggior parte dei temporali grandinigeni si verificano tra il pomeriggio e la sera (Omoto, 2011). In Australia, uno studio condotto nella regione di Sidney dove sono state prese in considerazione le grandinate avvenute negli ultimi 25 anni caratterizzate da chicchi con diametro di almeno 2 cm, ha rivelato che questi eventi si manifestano preferibilmente durante le ore pomeridiane, soprattutto tra le 13:00 e le 17:00 e sono più comuni nelle stagioni primaverile ed estiva, raggiungendo la

massima frequenza nei mesi di novembre e dicembre (Rasuly et al., 2014). Recentemente è stato attentamente esaminato l'evento estremo verificatosi nella provincia di Córdoba in Argentina, dove l'8 febbraio 2018 un temporale supercella ha prodotto la cosiddetta "gargantuan" hail (ossia grandine gigantesca), che in questo studio è stata definita come la grandine caratterizzata da dimensioni massime superiori a 15 cm. Dai controlli e dalle analisi condotte dagli esperti, grazie anche alle numerose testimonianze fotografiche fornite dalla popolazione locale, è stata confermata la caduta di chicchi con dimensione massima anche di 18 cm, come visibile in Figura 1 (Kumjian et al., 2020).



*Figura 1. Grandine "gigantesca" rinvenuta nella provincia di Cordoba, Argentina (Kumjian et al., 2020)*

Tra i territori nei quali le grandinate sono più frequenti non potevano mancare le grandi pianure del Nord America dove le condizioni atmosferiche sono spesso molto favorevoli per l'innescò di fenomeni intensi e distruttivi: il 23 luglio 2010, a

Vivian, in Sud Dakota, fu censito il chicco più grande mai osservato fino a oggi al quale fu assegnato al momento della misurazione un diametro di 20.3 cm e un peso di circa 880 grammi (Levizzani V., 2021).

Questi eventi appena riportati spesso sono descritti sulla base di informazioni ottenute da osservazioni al suolo che tuttavia sono poco capillari e disomogenee non riuscendo a rappresentare fedelmente la massiccia quantità di fenomeni che si verificano. Strumenti di gran lunga più efficaci per il monitoraggio della grandine a livello globale sono i satelliti con a bordo i sensori alle microonde, per i quali è stato dimostrato che la depressione del segnale in arrivo al satellite si verifica in corrispondenza di aree caratterizzate da fasi di intenso maltempo, secondo il principio fisico che la radiazione elettromagnetica viene diffusa da particelle di ghiaccio più o meno grandi che si trovano in nube come graupel (fino a 5 mm di diametro), grandine (tra 5 mm e 5 cm di diametro) e grandine grossa (con dimensioni maggiori a 5 cm di diametro) (Ferraro et al., 2020). Cecil (2009, 2011) e Cecil and Blankenship (2012) dimostrarono l'esistenza di una robusta relazione tra la comparsa della grandine e la consistente diminuzione della temperatura di brillanza (TB) nelle microonde, concentrando le loro ricerche principalmente a una frequenza di 37 GHz. Questi studi furono effettuati grazie ad alcuni sensori: Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI) e Earth Observation System (EOS) Aqua Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E). Cecil and Blankenship (2012) provarono a ricostruire la climatologia globale della grandine utilizzando le osservazioni degli strumenti appena elencati avvenute tra il 2003 ed il 2010 a una frequenza di 37 GHz: essi derivarono a partire

dai valori di temperatura di brillanza una probabilità di grandine tanto più elevata tanto più bassi fossero i corrispondenti valori della TB. Questo tipo di approccio portò allo sviluppo di una climatologia ottenuta essenzialmente dalla somma di valutazioni probabilistiche basate su eventi individuali e successivamente accorpate, il cui risultato è visibile in Figura 2 (Ferraro et al., 2020).

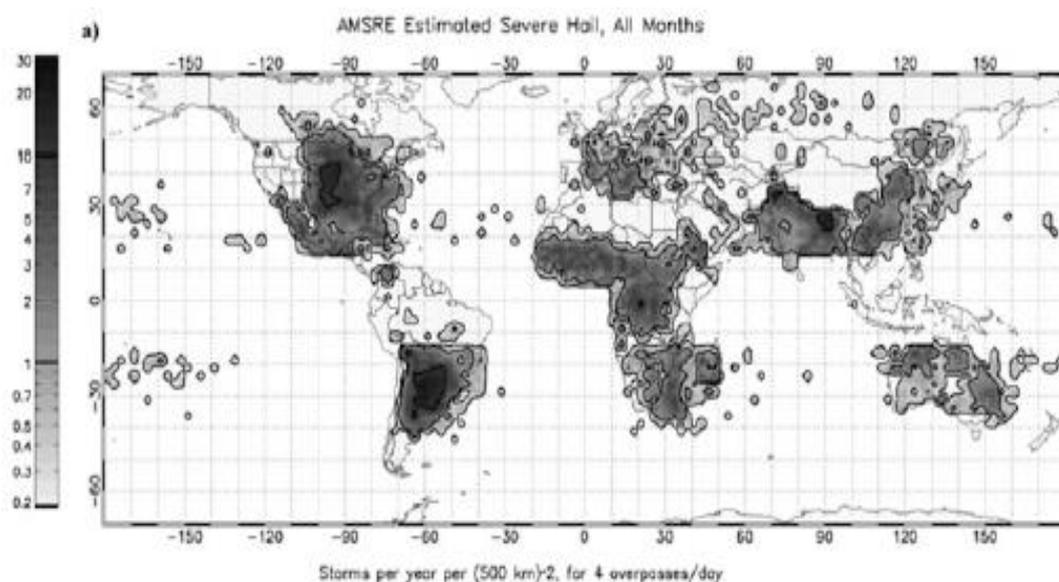


Figura 2. Frequenza di temporali grandinigeni stimata dal sensore AMSR-E a 37 GHz (Cecil and Blankenship, 2012).

Dalla Figura 2 si può notare come le zone in cui si concentra maggiormente l'attività grandinigena siano gli Stati Uniti centro-orientali, la zona tra il Sud del Brasile e il Nord dell'Argentina, l'Africa del Sud e la parte centro-occidentale dell'Africa equatoriale, l'Europa centro-meridionale, l'area comprendente Pakistan, India e Bangladesh e poi Cina orientale, Giappone e Australia. Questa mappa si pone lo scopo di rappresentare la grandine che giunge al suolo. Tuttavia specialmente nella

zona tropicale asiatica e in Sud America la frequenza di temporali grandinigeni è piuttosto bassa. Su queste specifiche regioni sono stati eseguiti ulteriori approfondimenti con due aspetti complementari che potrebbero almeno in parte spiegare questo andamento: se da un lato sarebbe lecito aspettarsi che la grandine sia collocata molto in alto nelle profonde convezioni tropicali e quindi andare incontro a scioglimento prima di arrivare al suolo, d'altro canto la mancanza di una fitta rete di osservazioni al suolo dovuta alla bassa densità delle popolazioni locali in queste zone potrebbero contribuire ad abbassare la frequenza delle manifestazioni grandinigene notificate (Ferraro et al., 2020). A conferma della prima ipotesi, Ni et al. (2017) constatarono che i profondi sistemi convettivi che si sviluppano ai tropici producono ingenti quantità di graupel e piccola grandine che contribuiscono ad abbassare la temperatura di brillanza nelle microonde fino a valori tipici associati alle forti grandinate delle zone subtropicali. Se questo aspetto non viene tenuto in considerazione, ma viene utilizzato un unico approccio tra probabilità di grandine e bassa temperatura di brillanza, si può andare incontro a sovrastime di grandine anche importanti nella zona equatoriale e più contenute a latitudini subtropicali.

Si tornerà a discutere dell'osservazione della grandine tramite i satelliti in una sezione dedicata (2.4). Comunque, da questa prima panoramica risulta che fenomeni grandinigeni anche molto rilevanti vengano segnalati in gran parte del globo, nonostante vi siano aree più o meno soggette a seconda del regime climatico e dell'energia disponibile. Di conseguenza, diviene di fondamentale importanza utilizzare la giusta attenzione riguardo alla gestione e alla pianificazione di attività

economiche che altresì potrebbero subire danni ingenti con profonde ricadute anche a livello sociale.

## 1.1 Le implicazioni della grandine a livello sociale ed economico

Se si prova a mettere in relazione lo sviluppo di alcune attività umane con una variabile meteorologica discontinua nello spazio e nel tempo ma molto violenta come la grandine, si può comprendere come i rischi che sono legati a questi eventi, riguardano soprattutto il danno potenzialmente prodotto, sia esso di natura fisica causato alle persone oppure di tipo economico causato alle varie attività e imprese. Tra queste rientra sicuramente l'agricoltura e varie ricerche sono state condotte per comprendere come siano correlate le caratteristiche della grandine con i danni causati alle principali coltivazioni. In uno studio svolto in Giappone, i chicchi di grandine sono stati analizzati utilizzando gli hail pads, strumenti costituiti da una base di polistirolo avvolta da un foglio di alluminio che, disposto orizzontalmente e lasciato in uno spazio aperto, viene colpito dalla grandine. La conseguente deformazione di questo semplice rilevatore permette di dedurre numerosi parametri relativi alla grandinata che si è appena verificata: in particolare è stato osservato che i danni più rilevanti causati ai prodotti agricoli dipendono specialmente dall'energia d'impatto per unità di area, dal quantitativo totale di grandine per unità di area e dal numero di chicchi di grandine con dimensione superiore a 0.64 cm.

Altre variabili come il numero totale di chicchi di grandine per unità di area e il loro diametro massimo rilevato sembrano avere un ruolo più marginale per la determinazione dei danni provocati alle principali coltivazioni (Omoto and Seino, 2011). Di conseguenza, in questo settore si viene a creare una stretta collaborazione tra le aziende agricole e gli enti assicurativi con lo scopo di tutelare e contrastare eventuali perdite a cui gli agricoltori dovrebbero far fronte in caso di danni ingenti causati dalle grandinate. Per queste ragioni, ultimamente si è tentato di sviluppare modelli per determinare le perdite di un raccolto basandosi su alcune misurazioni di remote sensing integrate da informazioni relative alle diverse produzioni agricole. Il vantaggio di un'elaborazione di questo genere è connesso soprattutto all'oggettività del risultato che ne deriva e a una maggior rappresentatività del particolare fenomeno che si è verificato rispetto alla sua variabilità spaziale e temporale (Gobbo et al., 2021). Insieme all'attività delle compagnie assicurative, nel contesto della prevenzione dei danni da grandine in agricoltura vengono realizzate anche le reti antigrandine. Questi strumenti hanno l'evidente vantaggio di proteggere in modo molto efficace le piantagioni, ma il loro effetto consiste anche nel modificare il microclima della zona sottostante la rete antigrandine. Infatti, è stato riscontrato che durante il periodo estivo le reti contribuiscono ad abbassare la temperatura anche di 3-4°C e che l'umidità relativa può variare fino a differenze medie dell'ordine di 7-8 punti percentuali, come si può osservare in Figura 3a. Inoltre, la radiazione solare viene schermata in modo cospicuo con riduzioni fino al 70% (Figura 3b), anche se le reti possono offrire più ombreggiatura e sollievo alle coltivazioni durante le fasi estive più torride.

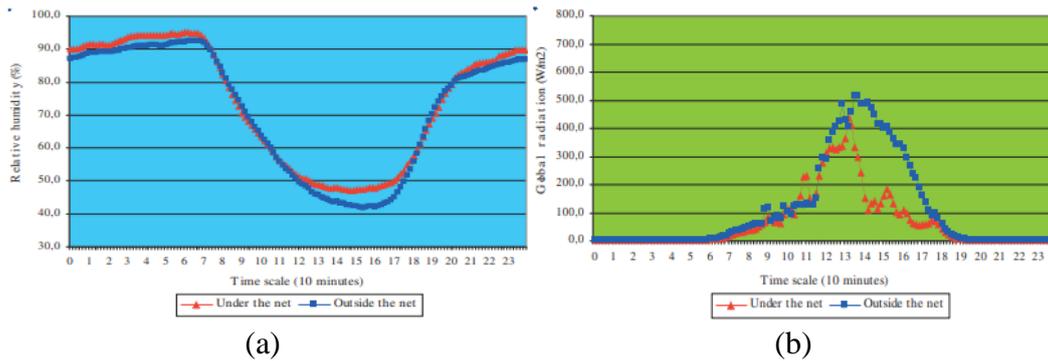


Figura 3. Le variazioni medie di umidità relativa (sulla sinistra) e radiazione solare (sulla destra) prodotte dalle reti antigrandine (Lakatos et al., 2011).

Quindi, se da un lato le reti antigrandine garantiscono un'eccellente protezione al raccolto, d'altro canto esse possono causare una riduzione della produzione in termini di quantità e qualità dei prodotti agricoli (Lakatos et al., 2011). Nonostante sia evidente come il settore dell'agricoltura sia quello più esposto a questa tipologia di fenomeni, la crescente attenzione verso il monitoraggio degli eventi estremi sta portando a valutare gli effetti della grandine anche in ambiente urbano. Un esempio ben noto può essere quello dei pannelli solari fotovoltaici: la transizione energetica verso forme di energie rinnovabili sta rendendo sempre più comune l'installazione di questi pannelli sui tetti delle abitazioni e la grandine rappresenta una fonte di guasti e danneggiamento degli impianti. Molto comuni sono anche i danni causati alle automobili e a vari tipi di infrastrutture, con gli enti assicurativi che agiscono sempre più spesso anche in questi ambiti per garantire coperture economiche adeguate.

Purtroppo, anche le persone subiscono in maniera diretta gli effetti più eclatanti degli eventi estremi, talvolta con conseguenze molto gravi. In un recente studio

condotto in Calabria, è stata analizzata una serie di fenomeni meteorologici severi avvenuti dal 1980 al 2016. I risultati mostrano come circa il 14% delle persone che sono state sorprese da una grandinata all'aperto siano rimaste ferite. Invece i fulmini sono stati identificati come i fenomeni più pericolosi, la cui comparsa è strettamente correlata alla presenza di ghiaccio in nube e quindi anche alla grandine. Della totalità delle persone colpite da un fulmine, ben l'11,6% ha perso la vita e il 37,2% ha subito ferite o ustioni importanti. Da questi dati si può comprendere come sia importante aumentare la consapevolezza nelle persone rispetto ai rischi che si corrono dinnanzi a questi fenomeni, cercando di migliorare le capacità di risposta dei cittadini e di adottare comportamenti efficaci a scopo preventivo (Petrucci et al., 2018).

## 1.2 Obiettivi della tesi

Come è stato detto nei paragrafi precedenti, il controllo e l'analisi degli eventi estremi risulta essenziale per lo sviluppo e il miglioramento della qualità della vita delle persone e la grandine rientra tra quei fenomeni meteorologici da mantenere sotto stretta osservazione. Durante la presentazione del rapporto "State of the Global Climate 2021" alla Cop26 di Glasgow, il segretario generale della Organizzazione Meteorologica Mondiale (WMO), Petteri Taalas, ha affermato che "gli eventi meteorologici estremi sono la nuova normalità" e che alcuni di questi "portano l'impronta del cambiamento climatico provocato dall'uomo".

Questo lavoro di tesi si configura all'interno di queste dinamiche e si propone di sviluppare un modello meteorologico denominato "Multi-sensor Approach for Satellite Hail Advection" (MASHA) che sia in grado di identificare e classificare i sistemi grandinigeni più intensi attraverso l'utilizzo di informazioni ottenute da differenti satelliti in orbita. Inoltre il modello ha lo scopo fondamentale di propagare nello spazio e nel tempo l'intensità delle possibili grandinate anche quando molte informazioni non sono disponibili, rendendolo uno strumento di notevole importanza non solo per la ricostruzione e la comprensione di eventi grandinigeni avvenuti nel passato, ma anche un ottimo prodotto che può essere utilizzato dal punto di vista operativo, in modo da consentire l'osservazione della grandine in tempo reale con notevoli vantaggi per i sistemi di allerte meteo e per tutto il contesto della protezione civile.

A partire dai risultati forniti dal metodo MASHA il secondo obiettivo è quello di sviluppare un indice di severità della grandine denominato "Hail Severity Index" che, grazie a opportuni criteri stabiliti, possa tenere conto anche di nuove variabili atmosferiche misurate da strumentazione al suolo. L'integrazione di nuovi dati rappresenta un'importante opportunità per aumentare la quantità e la tipologia di informazioni fornite al modello in modo tale da migliorare ulteriormente la localizzazione e la stima dell'intensità dei sistemi grandinigeni identificati. Inoltre, in un'ottica di utilizzo operativo, probabilmente la gestione di un indice di severità risulterebbe più agevole rispetto all'analisi di un campo di probabilità di grandine.

A fianco di questi primi due obiettivi, nel lavoro di tesi è stata sviluppata in parallelo una seconda metodologia per ottenere mappe di grandine che possano caratterizzare i sistemi temporaleschi in evoluzione. Il sistema si basa sull'utilizzo di una rete neurale per gestire una serie di dati in input, relativi a determinate condizioni atmosferiche. Anche in questo caso, il risultato sarà espresso mediante l'Hail Severity Index e sarà calcolato sulla base di un peso specifico assegnato a ciascuna variabile. Questo ulteriore studio, metodologicamente diverso rispetto al precedente, necessita di un dataset di apprendimento sul quale elaborare tutte le relazioni utili alla rete: in questo modo sarà possibile arrivare a un risultato finale indipendente sulla caratterizzazione di sistemi temporaleschi potenzialmente grandinigeni.

Nella seconda parte del lavoro saranno presentati i risultati ottenuti dal metodo MASHA, Hail Severity Index e rete neurale, evidenziando vantaggi e svantaggi dei diversi approcci trattati.

## Capitolo 2

### La grandine: origine e osservazione

La grandine è un fenomeno meteorologico dalla genesi piuttosto complessa e richiede condizioni atmosferiche ben precise per la sua formazione. Queste caratteristiche la rendono un evento relativamente raro, seppur diffuso, specialmente se messa a confronto con manifestazioni più comuni come vento, pioggia e neve (anche a seconda delle latitudini considerate). In particolare, la formazione e la caduta della grandine sono completamente dipendenti dalla presenza di nubi di tipo cumuliforme. Si tratta essenzialmente dei cumulonembi in grado di dare luogo ai temporali e, in alcuni casi specifici, ai ben più pericolosi temporali supercella.

#### 2.1 Le nubi temporalesche

Le nubi temporalesche vengono anche definite “celle” temporalesche per il loro aspetto globulare o cellulare. L’evoluzione di un temporale avviene seguendo tre stadi di formazione che si distinguono in stadio di cumulo, stadio maturo e stadio di dissipazione, tutti rappresentati in Figura 4. Ciò che differenzia l’evoluzione di un cumulonembo rispetto ai più diffusi e innocui cumuli è l’energia in gioco, che è molto superiore e si manifesta sotto forma di forti correnti ascensionali calde e umide (anche dette updraft) che consentono la produzione di una gran quantità di

idrometeore comprese graupel e grandine: questa è la fase che caratterizza lo stadio maturo. Successivamente, a partire dalla parte alta del temporale, si innescano fredde correnti discensionali (downdraft) che accompagnano le precipitazioni più intense. Quando arriva al suolo, il downdraft si espande nelle zone circostanti e, una volta raggiunto l'updraft, l'aria fredda taglia alla base la colonna d'aria calda in risalita, interrompendo il processo di sviluppo del cumulonembo. A questo punto si entra nello stadio di dissipazione: l'energia necessaria ad alimentare il meccanismo (rappresentata dall'updraft) viene progressivamente a mancare e la cella temporalesca gradualmente si dissolve (Levizzani V., 2021). Questo schema descrive la formazione di una cella singola, ma è corretto sottolineare che molto più frequentemente i temporali sono costituiti da diverse celle temporalesche, le une dipendenti dalle altre, e per questo vengono chiamati temporali multicella.

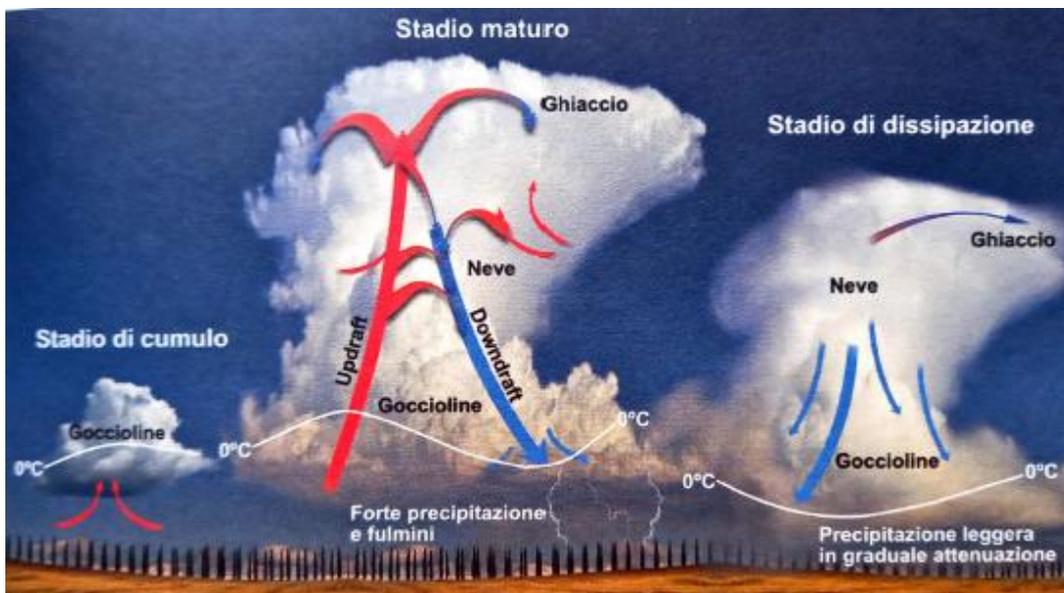


Figura 4. Rappresentazione degli stadi evolutivi di un temporale (Levizzani V., 2021).

Come accennato inizialmente, le manifestazioni più violente sono causate dai temporali supercella. Questi temporali sono caratterizzati dalla rotazione dei venti con la quota che porta alla creazione di un mesociclone, ossia un vero e proprio centro di bassa pressione che si sviluppa insieme al temporale e che può provocare anche devastanti tornado. L'altra differenza sostanziale rispetto ai temporali a singola o multicella riguarda l'orientazione dell'updraft che in questo caso è obliquo e forma un angolo ampio con la verticale. Questa particolare configurazione è fondamentale per la vita della supercella, poiché quando il downdraft giunge al suolo non riesce a tagliare la colonna d'aria calda in ascesa, essendo questa ubicata in una posizione differente e più distante (Levizzani V., 2021). In questo modo i temporali supercella possono durare molto più tempo e anche il loro raggio d'azione risulta essere nettamente più ampio (anche oltre i 100 km). Inoltre, anche gli altri fenomeni sono più intensi con raffiche di vento che possono superare i 100 km/h, chicchi di grandine che spesso presentano un diametro superiore a 10 cm e correnti ascensionali di gran lunga più violente rispetto a quelle dei consueti temporali che, talvolta, permettono alla nube di arrivare in stratosfera (Giuliaci et al., 2019).

## 2.2 Classificazione dei temporali

Il meccanismo che porta alla formazione di una nube cumuliforme riguarda il sollevamento di aria umida dal suolo verso l'alto fino a una quota di 800/1500 metri, dove il raffreddamento per espansione dell'aria in ascesa conduce alla

condensazione del vapore acqueo in tantissime goccioline. Se il moto in ascesa continua per alcuni chilometri, si giunge alla formazione del temporale.

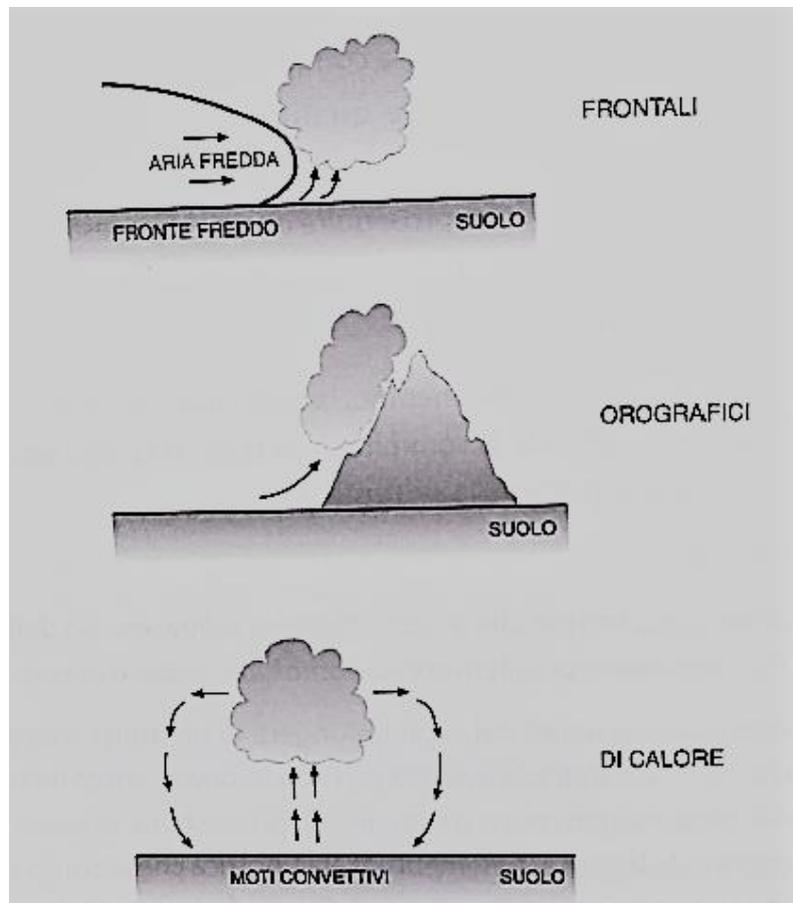


Figura 5. Classificazione dei temporali (Giuliaci et al., 2019).

A seconda delle cause che innescano lo sviluppo dei cumulonembi, si distinguono tre tipologie di temporali visibili in Figura 5 (Giuliaci et al., 2019):

- temporali frontali: l'arrivo di un fronte freddo provoca l'innalzamento di una massa d'aria più calda davanti a sé. Il processo sarà tanto più violento tanto più la massa d'aria sollevata verso l'alto sarà calda e umida;

- temporali orografici: si verificano quando una massa d'aria incontra un ostacolo come una catena montuosa. Anche in questo caso, se la massa d'aria in ascesa è sufficientemente umida, può dar luogo a nubi temporalesche;
- temporali di calore: sono tipici delle zone continentali e il loro sviluppo viene agevolato in caso di infiltrazioni di aria fresca o dalla presenza di una “goccia fredda” in quota. Spesso questi fenomeni vengono innescati da un intenso riscaldamento del suolo tipico delle giornate estive, quando bolle di aria calda si sollevano lungo la verticale sotto la spinta della forza di galleggiamento.

## 2.3 Lo sviluppo della grandine in nube

All'interno delle nubi temporalesche è presente una grande varietà di idrometeore tra cui la graupel e la grandine. Prima di capire come queste si formano ed evolvono, è necessario evidenziare la presenza di due ingredienti fondamentali affinché tutto ciò accada. Innanzitutto, c'è bisogno dei cosiddetti nuclei di ghiacciamento, ossia piccole particelle la cui origine è multiforme (aerosol marino, polveri, smog e microorganismi solo per citare alcuni esempi) e intorno alle quali si possono formare i chicchi di grandine. Inoltre, il processo è completamente dipendente da un'enorme quantità di goccioline sopraffuse, cioè goccioline che si trovano in nube allo stato liquido anche con temperature inferiori agli 0°C e che, sulla base degli studi effettuati, possono esistere in questo stato fino a una temperatura di circa -

38°C (Allen et al., 2020). Nonostante sia la graupel sia la grandine abbiano bisogno di importanti correnti ascensionali per essere sostenute in quota e svilupparsi, sono due tipi di precipitazione molto diversa. La graupel (in italiano neve tonda o gragnuola) consiste di granuli di ghiaccio, dalla forma più o meno irregolare e di diametro inferiore ai 5 mm. Questo ammasso di ghiaccio cresce per il continuo deposito di goccioline sopraffuse e può rappresentare il primo stadio di formazione della grandine (Levizzani V., 2021); (Giuliaci et al., 2019).

Se l'updraft è molto intenso e le idrometeore ghiacciate sono sostenute dalle correnti ascensionali, si può verificare la formazione di chicchi di grandine anche di grandi dimensioni. La grandine è il risultato di un processo di sviluppo che può durare anche fino a 30 minuti e può crescere per deposizione secca o deposizione umida grazie alla cattura di goccioline di acqua allo stato sopraffuso. In questi temporali la forza dell'updraft e del downdraft permette ai granuli di ghiaccio di essere trasportati rispettivamente verso l'alto e verso il basso un gran numero di volte fino a diventare così pesanti da non essere più sostenuti e precipitare al suolo a grande velocità. Quando le temperature sono molto basse e la disponibilità di acqua è minore (zona del downdraft) si verifica la deposizione secca: le goccioline di acqua sopraffusa congelano intorno al chicco di grandine molto velocemente, intrappolando numerose bolle d'aria all'interno del nuovo strato di ghiaccio, conferendone il tipico aspetto opaco. Viceversa, con temperature più alte e maggiore presenza di goccioline (zona dell'updraft), si presenta il caso della deposizione umida con l'acqua sopraffusa che congela più lentamente attribuendo al nuovo strato di ghiaccio un aspetto trasparente. Il risultato di questo processo sarà

una serie di chicchi di grandine dalle forme più disparate (sferoidali, coniche...) e caratterizzate da una serie di strati concentrici alternati come descritto in Figura 6 (Battaglia et al., 2021); (Giuliaci et al., 2019); (Levizzani V., 2021).

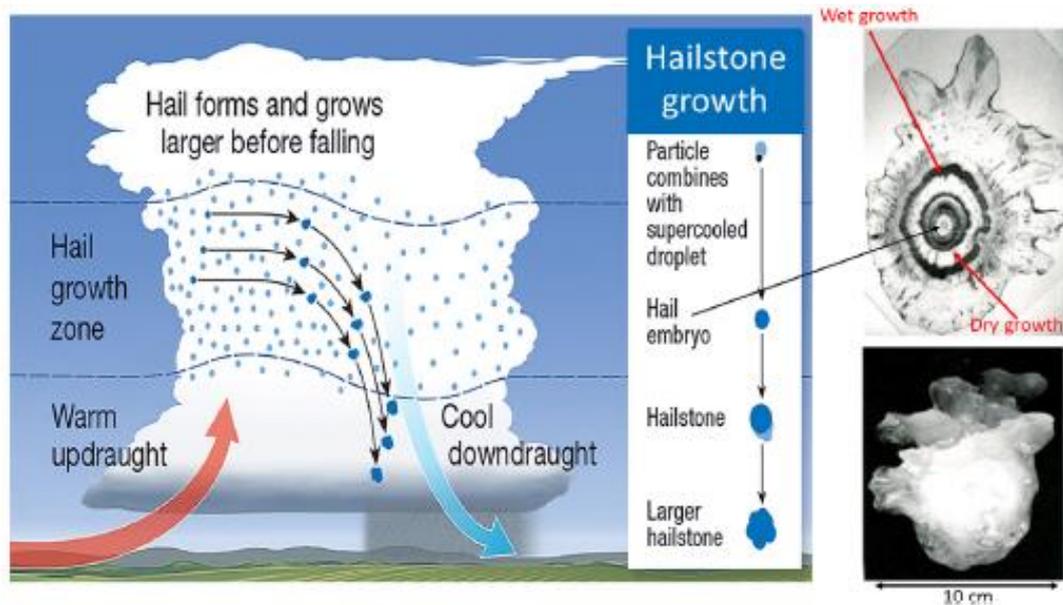


Figura 6. Sulla sinistra la rappresentazione grafica della crescita della grandine in un cumulonembo. In alto a destra un chicco di grandine cresciuto per deposizione secca e umida. In basso a destra un chicco di grandine con diametro di 10 cm (Battaglia et al., 2021).

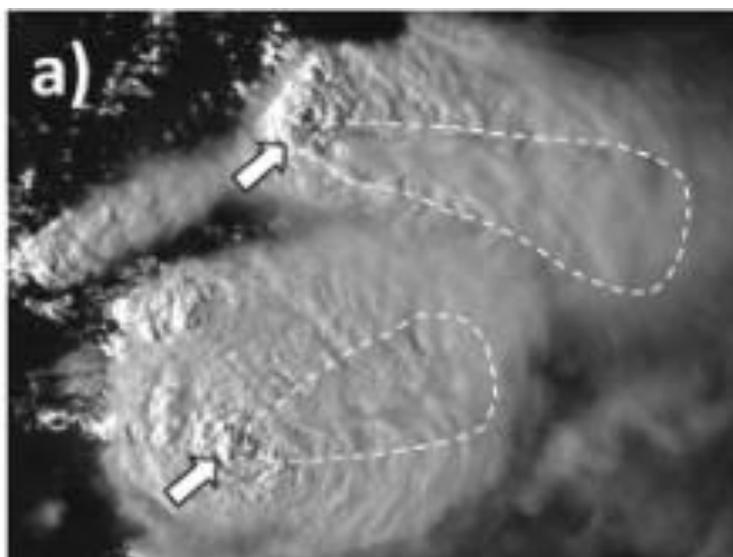
## 2.4 L'osservazione della grandine da satellite

L'osservazione dei temporali grandinigeni attraverso i satelliti rappresenta un importante strumento per indagare le principali caratteristiche fisiche di questi fenomeni. Alcuni satelliti hanno il pregio di garantire, dal punto di vista dei dati trasmessi, una buona copertura spaziale e temporale permettendo in varie situazioni di poter integrare molte informazioni rispetto a quelle misurate con strumentazione al suolo. Inoltre, la visione dall'alto permette un monitoraggio continuo delle

condizioni atmosferiche ed è un approccio imprescindibile per riuscire a comprendere quale sia l'evoluzione delle complesse dinamiche del pianeta. Se si esaminano mappe di grandine ottenute da rianalisi dei dati, si evince chiaramente come l'utilizzo dei dati da satellite permetta di generare mappe di grandine molto migliori di quelle prodotte mediante segnalazioni avvenute al suolo. Le notifiche di grandinate che provengono da questo tipo di segnalazioni spesso sono di difficile interpretazione essendo distribuite tra nazioni ed epoche diverse e quindi essendo vincolate a indici e standard diversi. Un altro motivo per cui si tende a utilizzare mappe di grandine da satellite è che nei dati provenienti da segnalazioni al suolo spesso la grandine viene confusa con la graupel e trattata allo stesso modo. Le mappe satellitari sono esenti da gran parte di queste problematiche anche se comunque faticano a individuare casi in cui la grandine è di piccole dimensioni o quando l'estensione spaziale del temporale è solamente di qualche chilometro (Ferraro et al., 2020). Una migliore copertura spaziale e temporale dei dati meteorologici è molto utile per il monitoraggio delle condizioni atmosferiche è assicurata dalle reti radar: negli ultimi anni la capacità di questi strumenti al suolo di rilevare la grandine è progressivamente migliorata e sono stati sviluppati diversi algoritmi che hanno dato ottimi risultati (Allen et al., 2020). Nonostante ciò, tutte le strumentazioni adottate per l'osservazione della grandine al suolo, incluse le reti radar, hanno in genere un'estensione geografica ridotta e ciò rende la misura della grandine da satellite l'unico approccio che garantisce una copertura globale e omogenea dei dati (Battaglia et al., 2021).

La misura della radiazione elettromagnetica nelle bande del visibile, dell'infrarosso e delle microonde è in grado di fornire informazioni fondamentali per lo studio dei sistemi precipitanti. I sensori nei campi dell'infrarosso e del visibile che si trovano sui satelliti geostazionari risultano particolarmente interessanti per l'osservazione dei sistemi convettivi, data la loro risoluzione spaziale e temporale. Uno dei punti cruciali riguarda il fatto che la radiazione a onda corta e quella infrarossa non sono in grado di penetrare all'interno delle nubi convettive, per cui solo il top della nube può essere osservato mentre la struttura verticale delle nubi può essere solamente dedotta. Messmer et al. (1995) studiarono la possibilità di prevedere eventi grandinigeni sulla base dei dati forniti dal satellite Meteosat, prendendo come dataset 45 giorni caratterizzati da attività convettiva rilevante e definendo la presenza della grandine in tutti quegli eventi nei quali fosse stata misurata al suolo una riflettività radar superiore a 55 dBZ. Dalle prime analisi stabilirono che la banda del visibile fosse la migliore per individuare gli eventi di grandine, la cui comparsa si verificava necessariamente al superamento di alcuni valori soglia fissati in modo opportuno. Attraverso questa metodologia riuscirono a ottenere un tasso di successo per l'individuazione di temporali grandinigeni pari a circa il 50%. Questo tasso crebbe fino al 64% quando i dati Meteosat del visibile furono combinati insieme ai dati della Convective Available Potential Energy (CAPE), calcolati tramite i radiosondaggi della mezzanotte precedente. Grazie alle frequenze nell'infrarosso e nel visibile è possibile riconoscere una serie di caratteristiche ed elementi che possono indicare la presenza e la formazione di celle temporalesche grandinigene. Alcuni esempi possono essere un forte raffreddamento del top della nube nella

prima parte della convezione che può portare allo sviluppo di un overshooting top (3.3.2) circondato dai cosiddetti “cold rings” o da evidenti strutture di tipo V-shape che si estendono nella zona sottovento rispetto al top della nube. Altri segnali importanti possono essere la presenza di cirri al di sopra della tipica forma a incudine del cumulonembo e un anomalo movimento del temporale rispetto a quelli circostanti che può indicare l’azione di un updraft rotante tipico dei temporali supercella (Bedka et al., 2018); (Battaglia et al., 2021). Bedka et al. (2018) osservarono che i temporali che producono questa particolare tipologia di cirri risultano spesso molto violenti e in circa la metà dei casi hanno caratteristiche tipiche dei temporali supercella. Inoltre questi cirri sembrano comparire circa 30 minuti prima della fase più acuta di maltempo e la loro presenza è un chiaro segnale della possibile formazione di grandine di notevole dimensione.



*Figura 7. Le frecce bianche identificano l'overshooting top mentre le linee tratteggiate indicano la zona in cui sono localizzati i cirri (Bedka et al., 2018).*

In Figura 7 viene raffigurata un'immagine catturata del satellite GOES-16 nella regione di Córdoba, in Argentina. Il temporale più a nord produsse chicchi di grandine fino a 18 cm di diametro. A differenza della radiazione elettromagnetica nel visibile e nell'infrarosso, le microonde possono penetrare i sistemi temporaleschi e fornire informazioni fondamentali per indagare la struttura interna delle nubi convettive. La ragione principale sta nel tipo di interazione che si verifica tra le diverse idrometeorie che si trovano in nube e la radiazione che interagisce con esse. Infatti mentre le idrometeorie allo stato liquido interagiscono con la radiazione principalmente attraverso assorbimento ed emissione, le idrometeorie ghiacciate causano diffusione (o scattering) della radiazione nelle microonde, i cui effetti si diversificano a seconda delle dimensioni delle particelle ghiacciate e della lunghezza d'onda che viene coinvolta nell'interazione (Battaglia et al., 2021). Il segnale di scattering prodotto dai chicchi di grandine viene tipicamente osservato come una forte diminuzione della radiazione nelle microonde in arrivo dalla nube al satellite: ciò determina un calo evidente della temperatura di brillantezza nelle zone dove sono presenti sistemi temporaleschi, specialmente se sono caratterizzati da grandine. Questa correlazione fu evidenziata già da Spencer et al. (1987) che indagarono la struttura delle celle convettive grazie ai dati forniti dal sensore nelle microonde Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR). Utilizzando la frequenza a 37 GHz, stabilirono che lo scattering della radianza in arrivo fosse dovuto principalmente alla presenza di idrometeorie ghiacciate. Da queste prime indicazioni dedussero che un futuro satellite geostazionario dotato di un sensore nelle microonde a 37 GHz (o anche a frequenze più elevate), con una

sufficiente risoluzione spaziale e temporale, avrebbe potuto fornire un grande aiuto per la misura e il monitoraggio dei sistemi convettivi più intensi. Da allora numerosi studi hanno ampliato notevolmente le conoscenze su questo tipo di interazione. Il fattore che riduce maggiormente la temperatura di brillanza è la riflessione verso il basso operata dai chicchi di grandine nei confronti della radiazione a microonde emessa dalla superficie terrestre e dai primissimi strati dell'atmosfera. In questa prima approssimazione questo effetto tende ad aumentare con lo spessore dei chicchi, la loro composizione, dimensione e concentrazione. Tuttavia il segnale non incrementa necessariamente all'aumentare della dimensione della grandine: infatti il coefficiente di estinzione per unità di massa raggiunge il suo massimo a una determinata dimensione delle idrometeore che tende a diventare gradualmente più piccola all'aumentare della frequenza come si può vedere in Figura 8 (Battaglia et al., 2021). L'area ombreggiata in giallo rappresenta indicativamente la grandine.

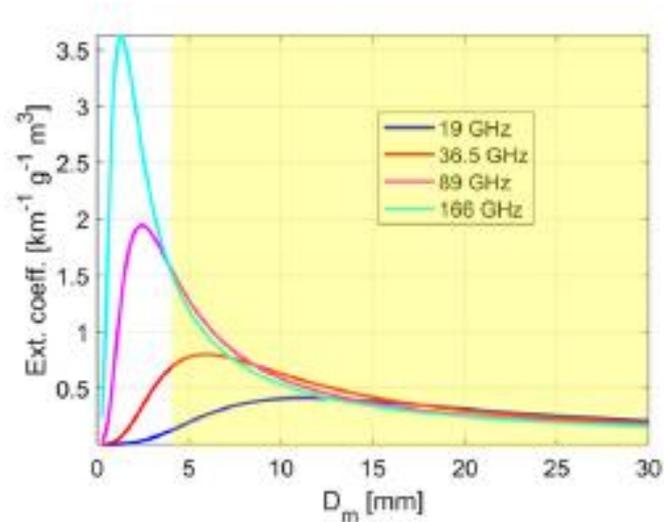


Figura 8. Il coefficiente di estinzione per unità di massa in funzione del diametro della grandine e della frequenza delle microonde (Battaglia et al., 2021).

Come si vede dalla Figura 8 il coefficiente di estinzione raggiunge un massimo per ideali particelle sferiche di ghiaccio del diametro di alcuni millimetri. A frequenze più elevate (come 89 e 166 GHz) si può notare come sia la graupel a generare un segnale ancora più intenso rispetto alla grandine. A partire dalla diminuzione della temperatura di brillantezza rilevata nelle microonde, è possibile calcolare un valore di probabilità di grandine (Laviola et al., 2020a). Le probabilità crescono rapidamente a 19 e 37 GHz mentre a frequenze più alte (85 GHz o anche superiori) il range dinamico del segnale è più ampio poiché è ancor più grande la diminuzione della temperatura di brillantezza (Figura 9) e ciò aumenta la capacità dei radiometri di identificare la grandine (Cecil, 2009); (Battaglia et al., 2021).

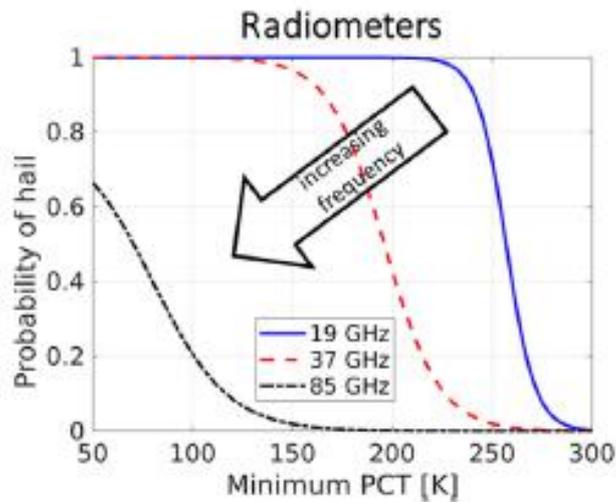


Figura 9. La probabilità di grandine definita in funzione della temperatura di brillantezza e della frequenza delle microonde (Battaglia et al., 2021).

Ad ogni modo, le frequenze più elevate tendono ad aumentare la sensibilità nei confronti della grandine sfruttando un segnale più forte di temperatura di brillantezza.

Tuttavia questo segnale può essere generato anche dalla presenza di grandi quantità di graupel o cristalli orlati di ghiaccio e questa ambiguità si intensifica all'aumentare della frequenza.

Se si utilizzano frequenze superiori a 85 GHz, l'atmosfera non è più completamente trasparente alla radiazione poiché inizia a essere evidente l'assorbimento del vapore acqueo, che è caratterizzato da una crescita di tipo logaritmico fino ad arrivare alla banda di 183 GHz. Si può considerare che a partire dai 160 GHz, l'assorbimento non sia più trascurabile. Il modo in cui varia la radiazione in arrivo al satellite è dovuto a diversi fattori tra i quali: frequenza di osservazione e funzione peso del corrispondente canale, struttura verticale della nube, contenuto di acqua liquida e ghiaccio, fase e dimensione delle idrometeore (Ferraro et al., 2020). Il Microwave Humidity Sounder (MHS) è un sensore a bordo di un satellite in orbita polare in grado di rilevare la radiazione nelle microonde ad alta frequenza e ampiamente utilizzato per molti studi negli ultimi anni. Laviola et al. (2020a) investigarono il tipo di interazioni che si verificano nel range di frequenze tra 90 e 190 GHz: la presenza di un'elevata concentrazione di grandine di notevole dimensione porta alla brusca diminuzione dei valori di temperatura di brillanza senza evidenziare sostanziali differenze tra le frequenze di 90, 157 e 190 GHz. Al contrario, piccoli aggregati di ghiaccio sembrano produrre un segnale degno di nota solo alle frequenze più elevate, con il canale a 90 GHz che, di norma, rileva una temperatura di brillanza più alta di quelli a 150 e 190 GHz indicando una possibile minore sensibilità di questa frequenza nell'individuare piccoli chicchi di grandine. Come era atteso dalla teoria, anche per questi canali la presenza della grandine mette in

risalto lo scattering subito dalle microonde e spesso la grandine grossa provoca una diminuzione della temperatura di brillantezza più marcata rispetto alla grandine piccola. Se si prende in considerazione grandine con chicchi dal diametro superiore a 10 cm, si può notare come il canale a 90 GHz sia quello in cui il segnale cala in maniera più significativa, rispetto alla misurazione effettuata con grandine di diametro compreso tra 2 e 10 cm. Ciò è dovuto probabilmente a una lunghezza d'onda maggiore del canale a 90 GHz che si mostra più sensibile a grossi chicchi di grandine mentre i canali ad alta frequenza (150 e 190 GHz) mostrano una sensibilità maggiore nell'individuare piccole idrometeore ghiacciate.

Un algoritmo particolarmente utile per indagare la struttura delle nubi utilizzando la radiazione elettromagnetica nelle microonde è il MicroWave Cloud Classification Method (MWCC) che fu proposto per la prima volta da Laviola and Levizzani (2009). Questo metodo sfrutta le proprietà di canali ad alta frequenza che si trovano nella banda di assorbimento del vapore acqueo intorno a 183.3 GHz. Il concetto fondante di questo algoritmo è che stadi differenti del processo di formazione di una nube impattano in modo differente queste frequenze a seconda delle distribuzioni delle rispettive funzioni peso. Il segnale che rileva una perturbazione a una determinata frequenza intorno a 183.3 GHz viene quantificato come una variazione percentuale rispetto al massimo assoluto di temperatura di brillantezza rilevata. In questo modo diviene possibile classificare nubi stratiformi o convettive sulla base dell'altezza della nube e della fase delle idrometeore. In generale accade che nubi con un'altezza inferiore ai 6 km influenzino maggiormente le frequenze a 186 e 190 GHz mentre le convezioni più profonde

generano un segnale molto forte nei confronti della funzione peso più alta del canale a 184 GHz che si trova a circa 8 km di quota. Quindi la riduzione della temperatura di brillanza è dovuta allo scattering delle idrometeore ghiacciate e rappresenta una misura indiretta della struttura verticale della nube a seconda di quali frequenze vengono coinvolte. Grazie a queste informazioni il metodo MWCC è in grado di suddividere in tre sottoclassi ciascuna delle due categorie individuate: nubi stratiformi (ST) e nubi convettive (CO). Questa classificazione permette di ottenere sei categorie che vengono definite sulla base dell'altezza delle nubi: ST1 (1-3 km), ST2 (3-5 km), ST3 (5-6 km), CO1 (6-7 km), CO2 (7-9 km) e CO3 (> 9 km). Le categorie sono ordinate secondo una crescente altezza delle nubi (Laviola et al., 2020a); (Ferraro et al., 2020).

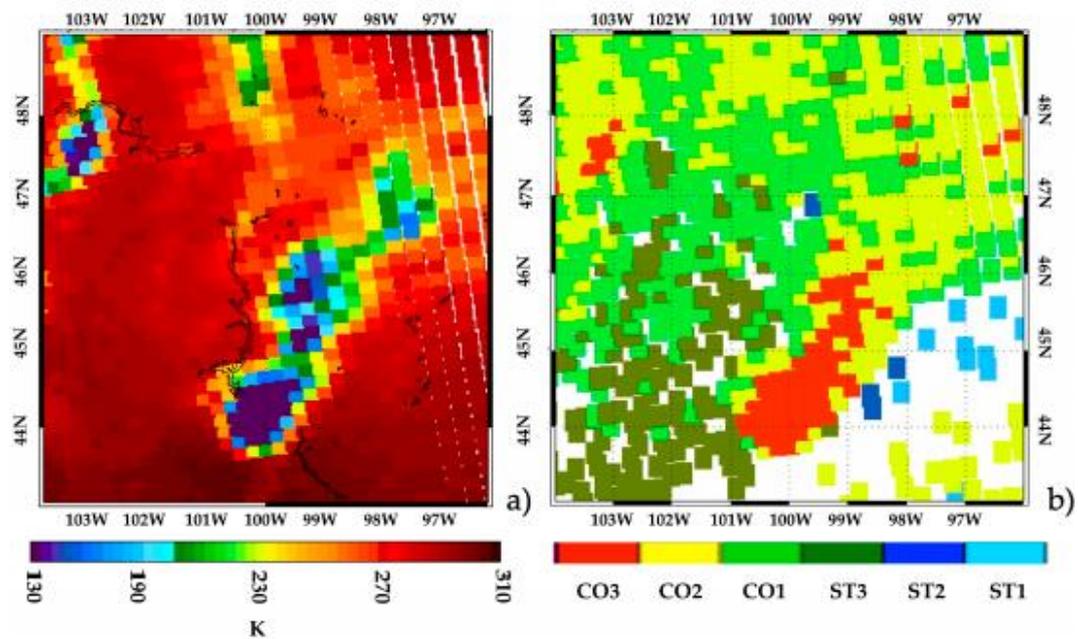


Figura 10. Sulla sinistra il grafico della temperatura di brillanza (i pixel viola rappresentano i sistemi convettivi più intensi). Sulla destra la classificazione delle nubi sulla base delle categorie definite sopra (Laviola et al., 2020a).

Nella Figura 10 viene presentato un esempio di utilizzo del MWCC per un intenso sistema convettivo verificatosi a Vivian, in Sud Dakota, il 23 Luglio 2010. Sulla sinistra si vede bene come il campo di temperatura di brillanza a 150 GHz venga modificato dalla presenza di nubi, con temperature che scendono al di sotto dei 150 K in corrispondenza dei temporali grandinigeni. Sulla destra il MWCC classifica le nubi nelle sei categorie definite: nelle zone colorate di rosso viene individuata la classe CO3 che indica la zona in cui il sistema convettivo è più attivo e dove si ha maggiore probabilità di individuare grandine. Intorno a quest'area, il MWCC identifica le classi CO2 e CO1 di moderata e debole convezione. La presenza della grandine è individuabile grazie a un'importante variazione percentuale della temperatura di brillanza a tutte le frequenze di 184, 186 e 190 GHz. Invece in sua assenza il segnale non varia in modo così evidente e rimane sempre al di sotto di certe soglie (Laviola et al., 2020a).

## 2.5 Climatologia della grandine in Italia

Nel precedente paragrafo sono state descritte le potenzialità dei satelliti nel fornire dati e informazioni che possono generare grandi dataset completi e affidabili: questo aspetto è cruciale quando si vuole ricostruire la climatologia di un territorio. Le osservazioni al suolo sono fortemente dipendenti dalla densità di popolazione in una certa area geografica e dalla capillarità con cui sono state installate reti di hailpad nelle diverse regioni o nazioni e ciò può portare a considerazioni non veritiere o fuorvianti sulla corretta distribuzione degli eventi di grandine. Invece i

satelliti sono in grado di osservare grandi porzioni del globo con la stessa sensibilità e analizzare le variabili che sono considerate proxy della grandine per stimare la frequenza degli eventi di grandine a scala continentale (Allen et al., 2020). Nel primo capitolo è stata presentata una mappa per la climatologia globale della grandine ottenuta attraverso il sensore nelle microonde AMSR-E che identificò tra i principali hot spot l'Europa centro-meridionale (Cecil and Blankenship, 2012). Punge et al. (2017) derivarono una climatologia della grandine sull'Europa utilizzando dati di overshooting top misurati dal satellite Meteosat Second Generation (MSG). Il risultato del loro lavoro è illustrato in Figura 11: essi individuarono le regioni alpine e prealpine del Nord Italia come le più soggette a eventi di grandine mentre un rischio più moderato è segnalato sulla catena appenninica e tende progressivamente ad abbassarsi procedendo verso le coste.

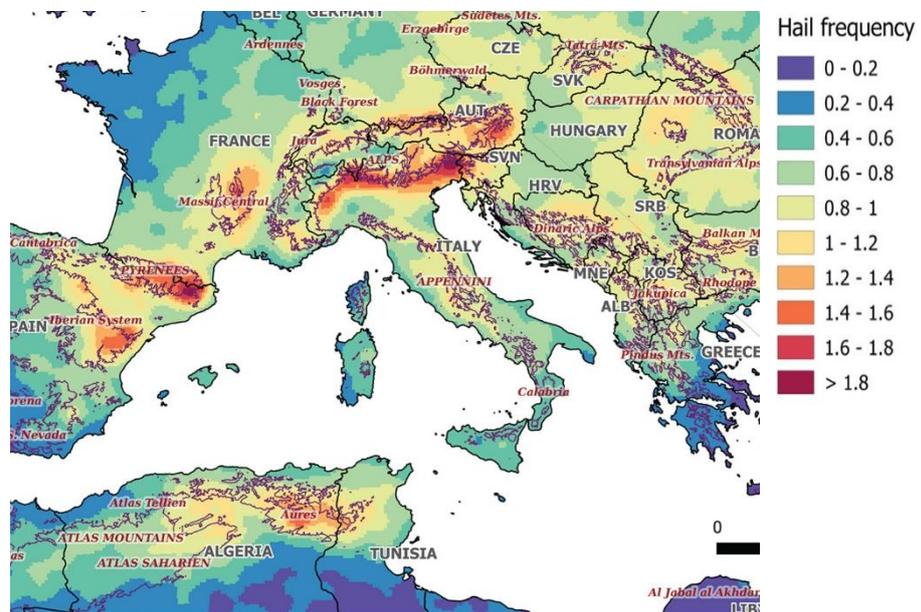


Figura 11. Numero di eventi grandinigeni per anno sull'Europa centro-meridionale (Allen et al., 2020). La figura è stata prodotta sulla base degli studi di Punge et al. (2017).

Lo stesso trend si evidenzia anche negli altri stati dell'Europa centro-meridionale con l'orografia che tende a favorire la comparsa di manifestazioni grandinogene: è il caso della catena dei Pirenei tra Spagna e Francia, del Massiccio Centrale in Francia e della zona sud-orientale dell'Austria.

# Capitolo 3

## Materiali e metodi

Nel corso di questo capitolo verranno presentate le caratteristiche salienti del Multi-sensor Approach for Satellite Hail Advection (MASHA), una tecnica satellitare ibrida di recente implementazione che combina le frequenze dell'infrarosso con le microonde per l'osservazione e il riconoscimento della grandine all'interno di un sistema temporalesco. Il metodo è un riadattamento della tecnica originale del Rapid-Update, che fu sviluppato per il monitoraggio dei sistemi precipitanti e per classificare le piogge sulla base dell'intensità di precipitazione. Una serie di profondi adattamenti, modifiche e innovazioni hanno permesso di rivoluzionare completamente la tecnica, mantenendone di fatto solo il concetto originario. Infine, alcune correzioni applicate al modello e l'integrazione di nuove variabili hanno contribuito ad aumentare la capacità del modello di riconoscere la grandine, preservando il più possibile l'estensione spaziale e l'intensità dei sistemi grandinigeni osservati da satellite.

### 3.1 Presentazione della tecnica

Il Rapid-Update fu sviluppato per l'osservazione di precipitazione da satellite e per monitorare i campi di pioggia nella loro evoluzione spaziale e temporale. L'idea è di utilizzare i dati provenienti dai satelliti geostazionari e dai sensori nelle

microonde passive in modo da poterli combinare per ricavare informazioni sui sistemi precipitanti. La radiazione infrarossa rilevata dai sensori geostazionari proviene principalmente dal top delle nubi spesse. I dati dei sensori nelle microonde permettono una stima migliore della precipitazione, grazie alla connessione fisica che si instaura tra la radiazione diretta verso l'alto catturata dai sensori e l'interazione con la struttura verticale dei sistemi precipitanti (Turk et al., 2000). L'idea di combinare queste due diverse tipologie di informazioni fu proposta dopo il lancio dello Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). Adler et al. (1993) utilizzarono questo approccio per valutare le precipitazioni mensili in Giappone e notarono che i risultati sulle stime di pioggia erano migliori quando le informazioni dei diversi satelliti venivano combinate rispetto a quando le stime venivano prodotte individualmente dai dati delle microonde o dell'infrarosso.

In questo lavoro di tesi, questa tecnica ibrida si propone di correlare, attraverso accoppiamenti effettuati grazie ad alcune relazioni statistiche, le temperature di brillanza rilevate dai satelliti geostazionari che godono di un'ottima copertura spazio-temporale con le stime di probabilità di grandine derivate dai sensori nelle microonde, le cui informazioni sono più diradate nello spazio e nel tempo (Torricella et al., 2007). Il modello sviluppato nel corso della tesi, si basa sul MicroWave Convective Cloud method for Hail Detection (MWCC-H) proposto da Laviola et al. (2020a) nello schema di base ed esteso poi a tutti i sensori della costellazione Global Precipitation Measurement (GPM) che operano in un intervallo di frequenze tra 150 e 170 GHz (Laviola et al., 2020b). La suddetta metodologia ha consentito di sviluppare il nuovo metodo MASHA per identificare

e monitorare i sistemi grandinigeni. Le differenze con la precipitazione liquida sono molteplici e ciò ha condotto a nuovi studi, effettuati per calibrare tutte le variabili e i parametri in questione in modo da renderli adatti all'osservazione della grandine e, più in generale, alle caratteristiche che contraddistinguono la precipitazione ghiacciata all'interno di nubi convettive.

### 3.2 Il dataset: GPM e MSG

La costellazione GPM è una missione satellitare che è stata progettata per disporre di una nuova generazione di dati osservati dallo spazio relativi a pioggia, neve e grandine per migliorare la comprensione delle dinamiche che coinvolgono il ciclo dell'acqua e il bilancio energetico del pianeta. Sulle basi del successo conseguito grazie alla collaborazione tra la National Aeronautics and Space Administration (NASA) e la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) nel lancio della Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) nel 1997, NASA e JAXA disposero il lancio del GPM Core Observatory il 28 febbraio 2014. Tra i vari strumenti, l'osservatorio trasporta il primo radar a doppia frequenza nello spazio (Dual-frequency Precipitation Radar, DPR) e il nuovo sensore nelle microonde a scansione conica GPM Microwave Imager (GMI). La missione GPM si propone di effettuare misure riguardanti le proprietà microfisiche e la struttura verticale dei sistemi precipitanti e combinare tecniche attive e passive di remote sensing grazie a sensori operativi nelle microonde in modo da ottenere risultati migliori sulla precipitazione globale. La costellazione GPM comprende sensori nelle microonde

che adottano una modalità di scansione di tipo conico oppure cross-track e che operano a frequenze tra 6 e 183 GHz (Hou et al., 2014). In questo lavoro di tesi sono stati selezionati e utilizzati quattro sensori nelle microonde: MHS, Advanced Technology Microwave Sounder (ATMS), Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) e GMI.

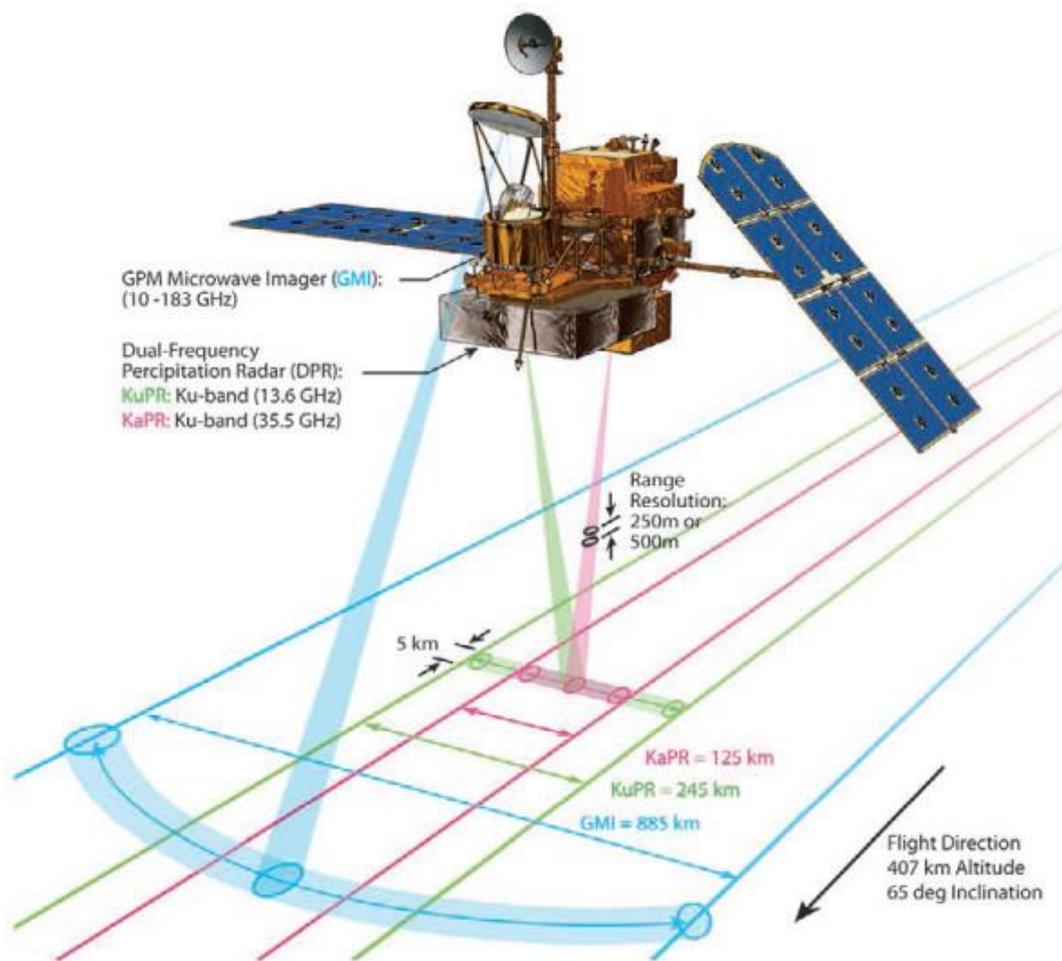


Figura 12. Il principio di funzionamento del sensore GMI e del radar DPR (Hou et al., 2014)

Il sensore GMI (Figura 12), il più recente tra questi, è un radiometro a microonde passive dotato di 13 canali che variano in frequenza tra 10 e 183 GHz. Il

meccanismo di scansione è di tipo conico ed effettua 32 rotazioni al minuto per ottenere misure lungo un'apertura angolare di  $140^\circ$  che si traduce in una larghezza della swath di 885 km sulla superficie terrestre. Il GMI è posizionato a un'altitudine di 407 km ed è dotato di un'antenna che, con un diametro di 1.2 metri, rende GMI il sensore con la più alta risoluzione spaziale di tutta la costellazione, con 220 pixel di risoluzione pari a circa 6 km ( $4.4 \times 7.3$ ). Insieme al radiometro GMI c'è anche il radar a doppia frequenza (DPR) che misura la struttura tridimensionale della precipitazione. Le due frequenze operano a 35.5 GHz (banda-Ka) e a 13.6 GHz (banda-Ku) con swath ampie rispettivamente 125 km e 245 km che si sovrappongono nella porzione centrale alla swath del radiometro (Hou et al., 2014).

Il satellite Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F-16 fu lanciato in orbita nell'ottobre 2003 e a bordo fu posizionato il sensore SSMIS. Questo fu il primo radiometro nelle microonde passive caratterizzato da un metodo di scansione conico. SSMIS è provvisto di 24 canali che operano tra 19.35 e 183.31 GHz. A questa frequenza, l'ampiezza della scansione sulla superficie terrestre viene coperta da 180 pixel con una risoluzione pari a circa 14 km (Sun and Weng, 2012).

Gli altri due satelliti utilizzati in questo lavoro di tesi sono MHS e ATMS: entrambi effettuano una scansione di tipo cross-track con una risoluzione massima al nadir di 16 km. MHS è costituito da due canali che misurano la radiazione nelle microonde a una frequenza di 89 e 157 GHz e altri tre canali centrati a 183.31 GHz. L'antenna ha un angolo di scansione massimo rispetto al nadir di  $\pm 48.95^\circ$  e rileva 90 pixel per ogni linea di scansione (Mo et al., 2011). Il 28 ottobre 2011 fu lanciato

in orbita il satellite Suomi National Polar-orbital Partnership (SNPP) con a bordo, tra i vari strumenti, il sensore ATMS. Questo radiometro opera su 22 canali con un intervallo di frequenze tra 23 e 183 GHz. Per ATMS l'angolo di scansione dell'antenna è di  $\pm 52.72^\circ$  rispetto al nadir: ciò genera un'ampiezza della swath che in superficie si traduce in 2700 km coperti da 96 pixel per ogni linea di scansione (Han et al., 2016).

<b>Sensore</b>	<b>Frequenza (GHz)</b>	<b>Scansione</b>	<b>Risoluzione (km)</b>	<b>N° di pixel</b>
<b>GMI</b>	166	Conica	$\cong 6$	220
<b>SSMIS</b>	150	Conica	$\cong 14$	180
<b>MHS</b>	157	Cross-track	16 (nadir)	90
<b>ATMS</b>	165.5	Cross-track	16 (nadir)	96

*Tabella 1. Le caratteristiche principali dei radiometri nelle microonde. Da sinistra verso destra: il nome del sensore, la frequenza scelta per operare con il MWCC-H, il tipo di scansione, la risoluzione e il numero di pixel per ogni linea di scansione.*

Nella Tabella 1 sono riassunte le principali caratteristiche dei 4 sensori nelle microonde appena descritti. Come si può vedere, i due metodi di scansione riportati generano risoluzioni differenti e conducono a un numero di pixel per linea di scansione diverso per ogni sensore. I radiometri con metodo di scansione conico sono dotati di un'antenna rotante circolare che va a identificare un cono uniforme

in superficie mantenendo fisso il proprio angolo di incidenza: questa metodologia produce la medesima risoluzione per tutti i pixel. Viceversa, per i sensori che effettuano scansioni di tipo cross-track la risoluzione si modifica passando dai pixel a più alta risoluzione al di sotto dell'antenna (nadir) a quelli a risoluzione più bassa che si trovano ai bordi della scansione (Laviola et al., 2020b). Per esempio, se si considera MHS, i pixel in posizione 44-45-46, i più prossimi al nadir, saranno caratterizzati da una risoluzione massima di circa 16 km mentre i pixel in posizione 1 e 90, essendo i più distanti dall'antenna, hanno una scarsa risoluzione spaziale che si aggira intorno ai 48-50 km.

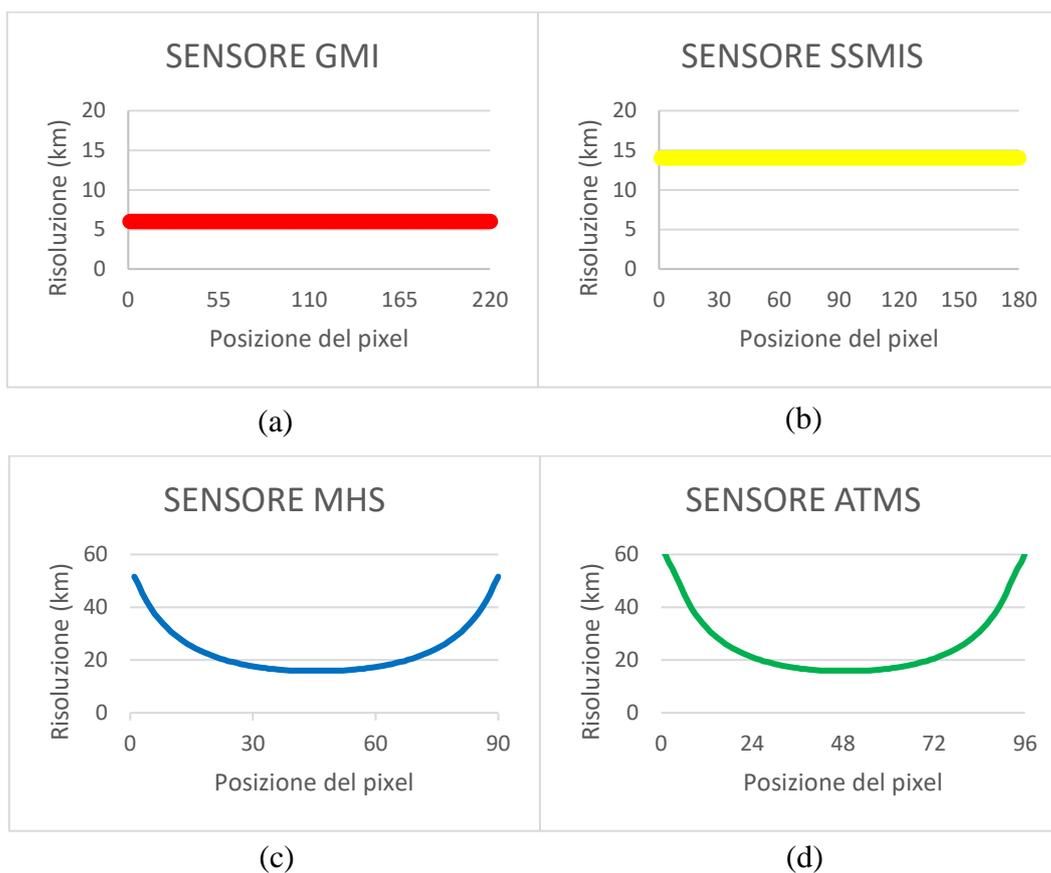


Figura 13. Le risoluzioni dei pixel per i quattro sensori nelle microonde. Da a-d i sensori conici GMI e SSMIS e i sensori cross-track MHS e ATMS.

In Figura 13 viene presentata una riproduzione grafica delle risoluzioni dei 4 sensori: mentre per i sensori conici GMI e SSMIS la risoluzione si mantiene costante rispettivamente a circa 6 e 14 km, per i sensori cross-track MHS e ATMS la risoluzione migliore si trova al nadir (circa 16 km) mentre per i pixel più esterni nella linea di scansione si superano anche i 50 km di risoluzione.

Tutti questi radiometri nelle microonde sono collocati su satelliti che orbitano intorno alla Terra su orbite polari inclinate di circa  $90^\circ$  rispetto al piano equatoriale (Figura 14). Questi satelliti viaggiano intorno alla Terra impiegando circa 100 minuti per completare un'orbita e, nella condizione più favorevole, sorvolano lo stesso punto quattro volte al giorno, fornendo un'immagine della stessa zona ogni sei ore circa. La rotazione intorno al pianeta avviene a un'altezza relativamente bassa, compresa tra 600 e 800 km, con un notevole guadagno in termini di definizione dei fenomeni meteorologici che si vogliono studiare.

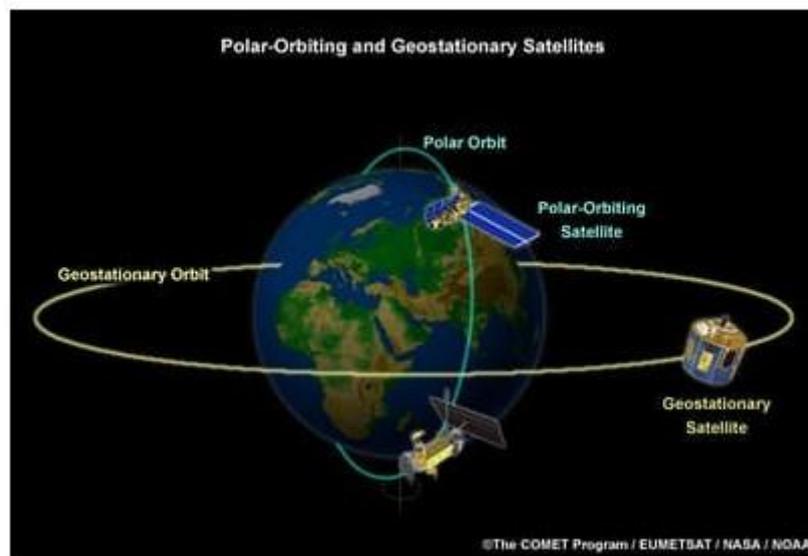


Figura 14. Le orbite polari dei sensori nelle microonde e quelle geostazionarie dei satelliti MSG.

In questa tesi, sono stati utilizzati anche i dati provenienti dai satelliti Meteosat-9 (MSG-2) e Meteosat-10 (MSG-3) appartenenti al programma Meteosat Second Generation (MSG) che furono lanciati rispettivamente il 22 dicembre 2005 e il 5 luglio 2012. Questi satelliti sono posti a circa 36000 km di quota sopra l'equatore e sono caratterizzati da orbite geostazionarie (Figura 14) definite geosincrone, cioè con la rotazione che avviene alla stessa velocità angolare e nello stesso senso della Terra. I satelliti MSG ruotano alla velocità di 100 giri al minuto in modo da stabilizzarsi nell'orbita e scansionare la superficie terrestre da est verso ovest: l'area osservata è delimitata tra l'equatore e circa 70° di latitudine, in quanto alle latitudini più elevate la visione viene notevolmente distorta (Giuliaci et al., 2019). Il radiometro che si trova a bordo dei satelliti MSG è lo Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) ed è provvisto di dodici canali: quattro di questi operano nel visibile mentre i restanti otto nell'infrarosso. SEVIRI è in grado di fornire immagini di tutta l'area di interesse ogni quindici minuti e sull'Europa ogni cinque minuti grazie alla modalità Rapid Scan, eseguendo una scansione che conta per ogni linea 2500 pixel con una risoluzione di 4.8 km nei canali dell'infrarosso (Levizzani et al., 2001). Due degli otto canali nell'infrarosso sono stati selezionati e utilizzati come prima fonte di informazione per identificare la grandine durante gli intervalli temporali nei quali i dati di probabilità di grandine forniti dai sensori nelle microonde non sono disponibili. Il primo è un canale finestra con la banda centrata a una lunghezza d'onda di 10.8  $\mu\text{m}$ . A questa lunghezza d'onda è possibile osservare la superficie terrestre in condizioni di cielo chiaro e misurare la temperatura del top in presenza di nubi spesse, elemento importante per monitorare

la loro evoluzione. Il secondo canale utilizzato è quello con lunghezza d'onda pari a  $6.2 \mu\text{m}$  che si trova nella banda di assorbimento del vapore acqueo: in questo caso, gran parte della radiazione proviene dalla medio-alta troposfera e le caratteristiche superficiali non possono essere individuate.

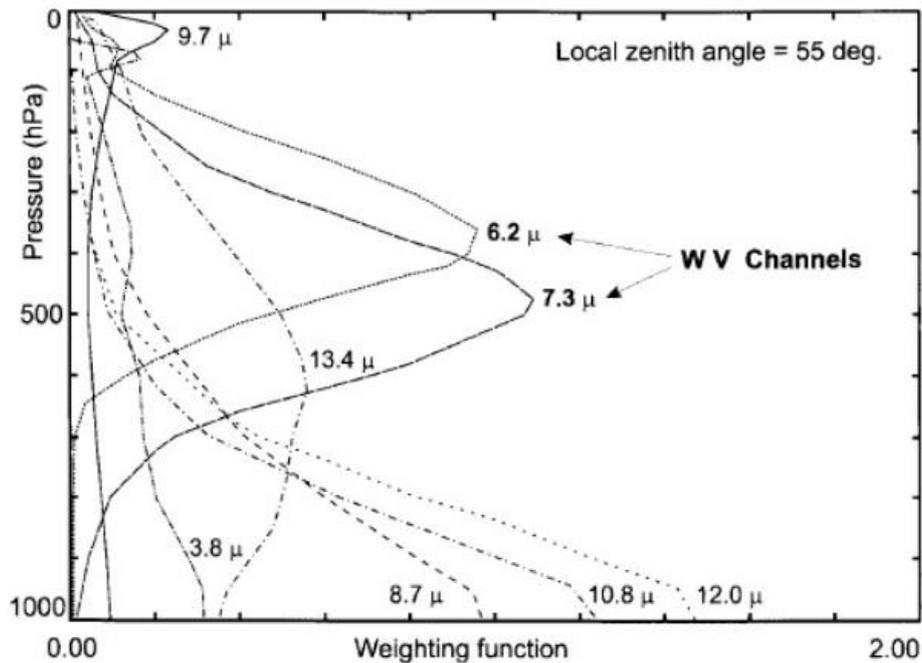


Figura 15. Le funzioni peso degli otto canali nell'infrarosso misurate dal radiometro SEVIRI ad un angolo zenitale pari a  $55^\circ$  (Santurette and Georgiev, 2005).

Infatti, osservando la funzione peso del canale a  $6.2 \mu\text{m}$ , si può notare come il picco della radianza provenga da un'altitudine pari a circa 8 km, mentre la funzione peso del canale a  $10.8 \mu\text{m}$  raggiunge il suo massimo in corrispondenza della superficie terrestre (Figura 15).

### 3.3 L'introduzione di nuove variabili nel modello

Nel metodo MASHA i passaggi dei satelliti con sensori nelle microonde passive vengono sfruttati per definire una probabilità di grandine (hail probability) sulla base della diminuzione della temperatura di brillantezza rilevata dal sensore nelle microonde, sul quale è stato implementato il metodo MWCC-H. Questa nuova variabile rappresenta la principale innovazione rispetto al Rapid-Update, che era concepito per i sistemi precipitanti attraverso la stima dell'intensità di precipitazione istantanea (mm/h). Quindi la hail probability rappresenta la variabile principale attraverso la quale tutto il modello è stato riconfigurato e modificato. Durante lo sviluppo del metodo MASHA è stato introdotto anche l'overshooting index, che viene calcolato in base alle temperature di brillantezza osservate dai satelliti geostazionari MSG nei canali a 6.2 e a 10.8  $\mu\text{m}$ . Questo indice è un ottimo indicatore per individuare i sistemi convettivi profondi ed è stato ampiamente utilizzato anche in passato per stimare la presenza di sistemi grandinigeni (Messmer et al., 1995).

#### 3.3.1 Hail probability

Il MWCC-H utilizzato in questa tesi per la misura della grandine fu proposto da Laviola et al. (2020a) e si basa sul concetto fisico generale che la radiazione nelle microonde passive rilevata dai sensori tende a diminuire con la crescita del diametro dei chicchi di grandine. Gli autori, dopo aver scelto le frequenze a 150 e 190 GHz

per la loro sensibilità nei confronti della grandine, hanno adattato un modello classico di crescita delle popolazioni nella similitudine dei chicchi con la popolazione umana e la riduzione del campo radiativo a causa dello scattering indotto dai chicchi con le risorse a disposizione. È stata definita, dunque, la seguente funzione sigmoideale modificata:

$$f(x, y) = 1 - \frac{1}{1 + e^{-(x-y)}} \quad (1)$$

dove  $x$  e  $y$  rappresentano rispettivamente le temperature di brillanza a 150 e 190 GHz. L'equazione (1) permette di definire la grandine in un intervallo di probabilità compreso tra 0 per una situazione in cui si ha cielo sereno (assenza di nubi grandinogene) e 1 quando la grandine viene osservata. La crescita dei chicchi di grandine provoca effetti di scattering progressivamente più importanti e causa la graduale diminuzione della radiazione in arrivo al satellite: questo processo può comportare l'instabilità del modello (1) fino all'incapacità di dare una stima di probabilità quando si raggiungono le condizioni più estreme (condizioni di saturazione) e i segnali di grandine non vengono più riconosciuti. Per ovviare a questo problema, si è introdotto il concetto di capacità di carico (carrying capacity) che, sempre nell'accezione della popolazione vivente, rappresenta la capacità del sistema e delle risorse disponibili a sostenere un certo numero di individui (misura della probabilità di grandine). Pertanto, è stata definita una nuova variabile adimensionale  $K$ :

$$K(x) = \frac{\alpha}{x} \quad (2)$$

dove  $\alpha = 104 \text{ K}$  è il segnale misurato nella frequenza a 150 GHz durante una grandinata con chicchi superiori a 20 cm di diametro mentre  $x$  rappresenta il segnale in temperatura di brillanza a 150 GHz che istantaneamente misura il satellite durante il suo sorvolo sul sistema grandinigeno. In questo modo la saturazione verrà raggiunta solo quando  $K=1$ , ossia a temperature estremamente basse, mentre in condizioni ordinarie si avrà  $K \ll 1$ . Grazie a questa nuova variabile adimensionale è stato possibile derivare una nuova funzione  $H(K)$  che calcolasse la probabilità di grandine solamente in funzione della temperatura a 150 GHz:

$$H(K(x)) = 0.9844 \ln(K(x)) + 0.9072 \quad (3)$$

In definitiva, l'equazione (3) è quella che governa il MWCC-H per determinare la hail probability.

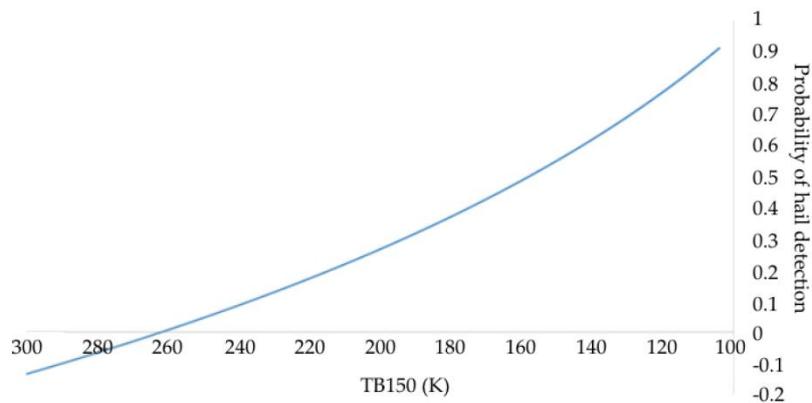


Figura 16. Hail probability in funzione della temperatura di brillanza a 150 GHz (Laviola et al., 2020a).

Come si può notare dalla Figura 16, la probabilità di grandine aumenta passando da 0 a 1 mentre la temperatura di brillanza a 150 GHz decresce progressivamente. Fino

a un valore pari a 0.20 il metodo MWCC-H non è in grado di distinguere la presenza di idrometeore ghiacciate, mentre con una hail probability tra 0.20 e 0.36 in genere si osserva la presenza di graupel e cristalli di ghiaccio in nube. Quando la hail probability si porta tra valori di 0.36 e 0.60 le dimensioni delle idrometeore aumentano e si generano aggregati che possono precipitare al suolo, passando dalla graupel a chicchi di grandine del diametro di alcuni cm. Tra 0.60 e 1.00 viene identificata la classe “super hail”: in questa categoria il diametro dei chicchi supera anche i 10 cm e i danni che si verificano al suolo risultano molto ingenti.

	<b>Hail Potential</b>	<b>Hail Initiation</b>	<b>Hail</b>	<b>Super Hail</b>
<b>Intervallo</b>	$0.20 \leq P < 0.36$	$0.36 \leq P < 0.45$	$0.45 \leq P < 0.60$	$0.60 \leq P < 1.00$
<b>Diametro</b>	< mm	0-2 cm	2-10 cm	> 10 cm
<b>Danni</b>	Assenti	Trascurabili	Evidenti	Gravi

*Tabella 2. La suddivisione della hail probability (P) nelle 4 classi individuate.*

Le principali caratteristiche delle quattro classi di grandine individuate sono riassunte in Tabella 2. La determinazione dei valori di hail probability viene effettuata dall’algoritmo e rappresenta l’informazione originaria con cui viene

alimentato il modello MASHA e la parte di dati che provengono dai satelliti della costellazione GPM.

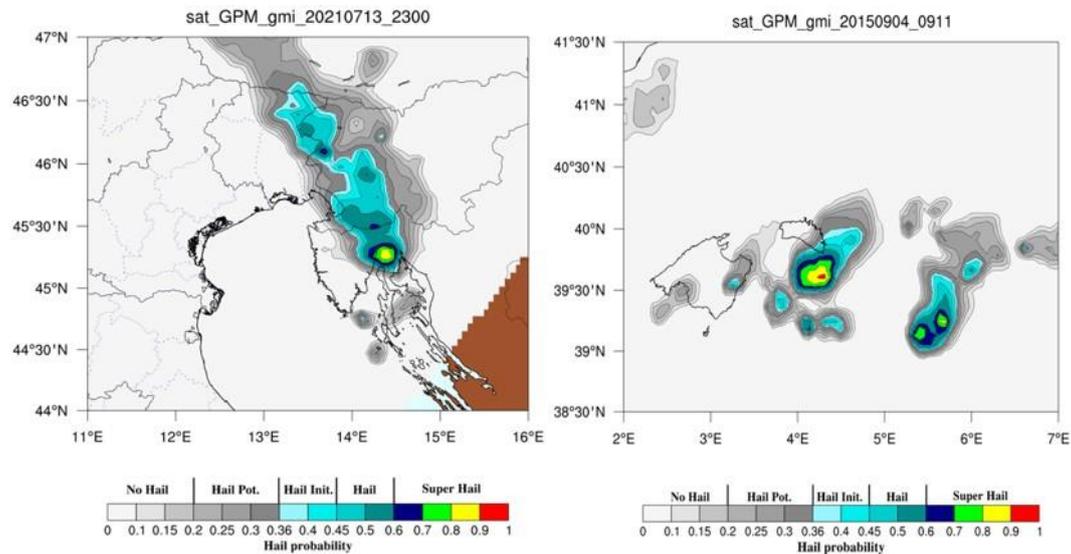


Figura 17. Hail probability calcolata dal sensore GMI della costellazione GPM. Sulla sinistra il sistema rilevato il 13 luglio 2021 alle 23:00 UTC. Sulla destra quello rilevato il 04 settembre 2015 alle 09:11 UTC.

In Figura 17 si ha una rappresentazione grafica di come le rilevazioni dei satelliti nelle microonde vengano sfruttate dall'algoritmo per produrre mappe di hail probability. Il primo esempio riportato riguarda un sistema grandinigeno verificatosi nella serata del 13 luglio 2021 tra Croazia, Slovenia e Friuli-Venezia Giulia. Il secondo esempio identifica alcuni temporali grandinigeni in sviluppo a largo delle Isole Baleari il 04 settembre 2015: in questo secondo caso sono stati raggiunti valori di hail probability anche superiori a 0.90.

### 3.3.2 Overshooting index

L'overshooting top è una particolare struttura tipica dei sistemi convettivi più intensi ed è stato spesso utilizzato come un indicatore della possibile formazione di grandine in nube. Visivamente, si osserva sotto forma di una caratteristica “cupola” che si sviluppa al di sopra della sommità del cumulonembo. Un overshooting top indica la presenza di un sistema temporalesco molto attivo sostenuto da un updraft così forte tale da oltrepassare la tropopausa e raggiungere la parte più bassa della stratosfera (Bedka et al., 2010). L'overshooting index (OI) può essere derivato grazie alla misura della radiazione infrarossa nei canali a 6.2 e a 10.8  $\mu\text{m}$  effettuata dai satelliti geostazionari. Alla lunghezza d'onda di 10.8  $\mu\text{m}$  si verifica un assorbimento della radiazione pressoché nullo da parte dei gas atmosferici, per cui il segnale di temperatura di brillantezza proviene direttamente dalla superficie, in condizioni di cielo chiaro. Il canale a 6.2  $\mu\text{m}$  opera in una regione dello spettro in cui si ha forte assorbimento della radiazione da parte del vapore acqueo con un picco della funzione peso intorno a 8 km e il segnale di temperatura brillantezza proviene dalla medio-alta troposfera. Quindi l'OI, espresso in K, può essere calcolato come la semplice differenza tra i due canali in questione:

$$OI = TB_{6.2} - TB_{10.8} \quad (4)$$

Dato che la troposfera si raffredda con l'aumento della quota, in condizioni ordinarie si avrà che la temperatura di brillantezza nel canale a 10.8  $\mu\text{m}$  ( $TB_{10.8}$ ) sarà più elevata della temperatura di brillantezza rilevata nel canale a 6.2  $\mu\text{m}$  ( $TB_{6.2}$ ) e quindi l'OI sarà fortemente negativo, anche con valori inferiori ai -50 K. In presenza

di nubi più o meno sviluppate verticalmente, la  $TB_{10.8}$  si riferisce alla radiazione proveniente dal top della nube e non più dalla superficie. Nella banda del vapore acqueo, la radiazione arriva dall'umidità che si trova al di sopra del top della nube. Di conseguenza, mentre il top della nube sale sempre più nell'alta troposfera, la radiazione in arrivo al satellite diminuisce più rapidamente nel canale finestra rispetto al canale nel vapore acqueo e l'OI, pur rimanendo negativo, si avvicina sempre più a un valore nullo (Martin et al., 2008).

Tuttavia la parte più interessante di questa dinamica, rendendola fondamentale per utilizzare l'OI come un proxy della grandine, si verifica nella bassa stratosfera. Infatti il profilo di temperatura si inverte in stratosfera, con la temperatura che torna ad aumentare con l'altezza. Quando l'updraft è molto sostenuto, il vapore acqueo viene forzato verso l'alto nella bassa stratosfera dall'overshooting top: in questo particolare caso il vapore acqueo emette a temperature più elevate rispetto a quelle del canale finestra e l'OI può diventare positivo, identificando la zona dove può essere localizzato l'overshooting top (Bedka et al., 2010).

In conclusione, si può affermare che un valore di OI superiore a 0 può indicare la presenza di sistemi convettivi profondi e la formazione di uno o più overshooting top. In genere si assume che tutti i pixel per cui è stato calcolato un valore di OI pari o superiore a 4 siano caratterizzati dalla presenza di un overshooting top e da un violento sistema temporalesco in azione (Strelec Mahović and Mikuš, 2011). In Figura 18 sono raffigurati due esempi di come l'OI può identificare i principali sistemi convettivi. Il primo esempio individua una forte attività temporalesca in

azione sul Trentino Alto Adige il 13 luglio 2021, mentre nel secondo esempio si può vedere un esteso sistema convettivo tra le Alpi italiane e quelle svizzere per il giorno 8 luglio 2021.

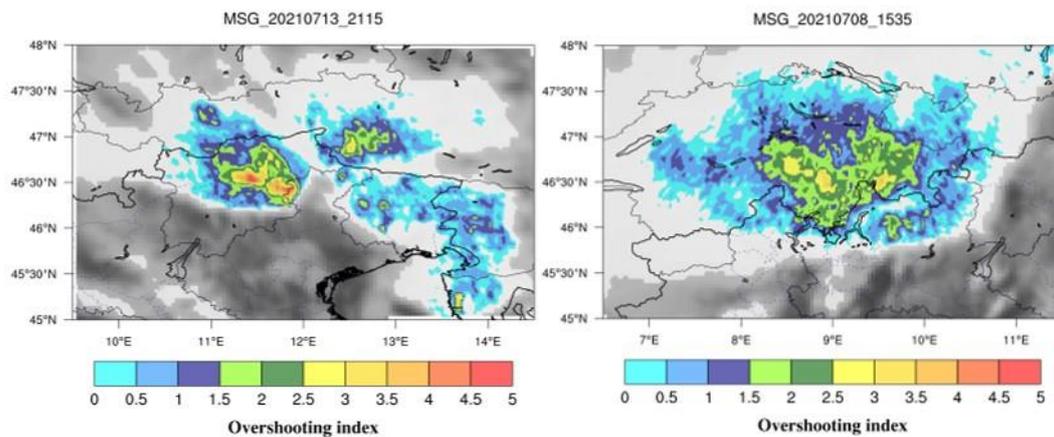


Figura 18. L'overshooting index identifica i sistemi convettivi più intensi. Sulla sinistra il sistema temporalesco rilevato il 13 luglio 2021 alle ore 21:15 UTC. Sulla destra l'evento rilevato l'8 luglio 2021 alle ore 15:35 UTC.

### 3.4 Post-processing: dati di fulminazione e da radar

Durante la fase applicativa di questo studio, i risultati del metodo MASHA verranno combinati insieme ai dati di fulminazione forniti dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare (AM) e ai dati radar rilevati dall'Agenzia Prevenzione Ambiente Energia Emilia-Romagna (ARPAE). L'integrazione di queste ulteriori variabili si pone come obiettivo il miglioramento delle mappe di grandine ricostruite dal metodo MASHA sfruttando l'informazione misurata da strumenti che si trovano al suolo e che quindi possano rendere più completa l'osservazione dei sistemi grandinigeni nel loro insieme.

### 3.4.1 I dati di fulminazione

I dati di fulminazione resi disponibili dal Servizio Meteorologico dell'AM sono fruibili per l'intero territorio nazionale su terre emerse e zone costiere. Vari studi hanno provato ad associare situazioni di intense fasi di maltempo connesse alla presenza di fenomeni grandinigeni con un significativo aumento del numero delle fulminazioni. È stato dimostrato che le graupel e i cristalli di ghiaccio assumono un ruolo molto importante nel processo di elettrificazione che si verifica in nube. Williams et al. (1999) studiarono lo sviluppo dei temporali in Florida tra il 1996 e il 1998 e classificarono come severi quelli caratterizzati da almeno una delle seguenti tre condizioni: grandine superiore a 1.9 cm, raffiche di vento superiori a 92.5 km/h e formazione di tornado. Da questa indagine risultò che i fenomeni severi sono sempre contraddistinti da un tasso di fulminazione pari ad almeno 60 fulmini al minuto (Figura 19) mentre al di sotto di questa soglia vengono identificati solamente temporali non severi. In ogni caso, la crescita del tasso di fulminazione aumenta la possibilità di rilevare condizioni di forte maltempo, ma non è di per sé una garanzia di ciò. In aggiunta, spesso l'aumento sostanziale del tasso di fulminazione si verifica alcuni minuti prima della fase più intensa della precipitazione al suolo, rendendolo quindi un aspetto fondamentale per il nowcasting. Mikuš and Strelec Mahović (2013) trovarono che, nella maggior parte dei casi analizzati, l'incremento dell'attività di fulminazione si verifica in concomitanza con la rilevazione dell'overshooting top e con l'arrivo dei primi chicchi di grandine al suolo.

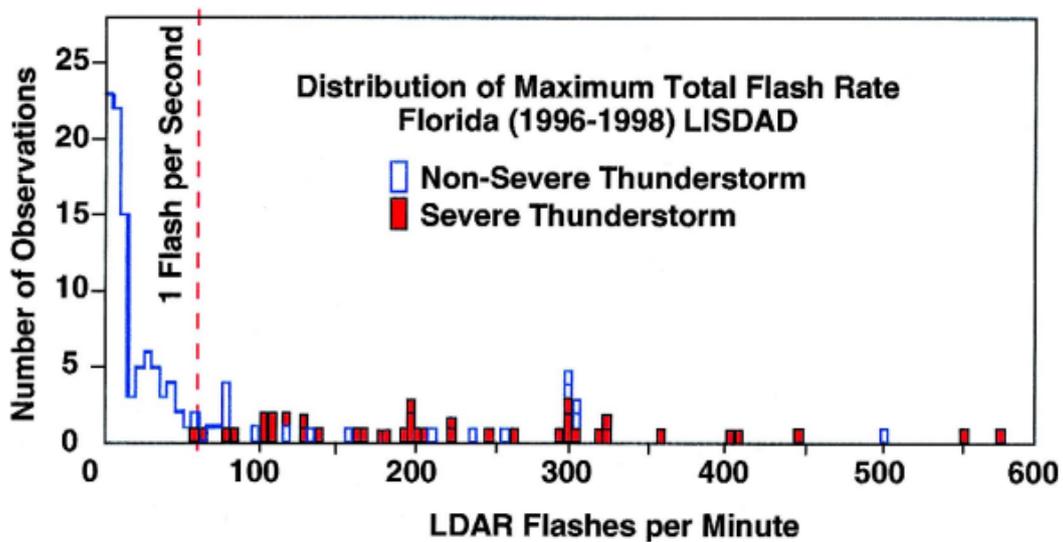


Figura 19. Tasso di fulminazioni al minuto (da 0 a 600) rispetto al numero di temporali osservati. Fenomeni severi (in rosso) vengono osservati solamente in condizioni in cui si verifica più di un fulmine al secondo (Williams et al., 1999).

Feng et al. (2007) osservarono che la quasi totalità dei fulmini è localizzata in zone caratterizzate da una riflettività radar superiore a 30 dBZ e che l'attività di fulminazione è di circa venti volte maggiore in regime di precipitazione convettiva rispetto a quello stratiforme. Inoltre fu rilevato un buon grado di correlazione tra il numero di fulmini e l'ice water content (IWC) con un coefficiente di correlazione pari a 0.69. Schultz et al. (2011) analizzarono il trend del numero totale di fulmini e dei fulmini di tipo cloud-to-ground (CG) in 711 temporali verificatisi in 4 regioni degli Stati Uniti. I risultati dimostrarono che l'informazione fornita dal numero totale di fulmini (total) è la migliore per riconoscere i sistemi temporaleschi più intensi: probability of detection (total, 79%; CG, 66%), false alarm rate (total, 36%; CG, 53%), critical success index (total, 55%; CG, 38%). Tutti questi elementi mostrano come il numero totale di fulmini sia un ottimo indicatore per identificare

le celle convettive più intense. In questi casi si può sviluppare grandine che poi potrà arrivare al suolo immediatamente o entro pochi minuti dal forte aumento dell'attività di fulminazione.

### 3.4.2 I dati radar: POH e VIL

I dati radar di Probability Of Hail (POH) e Vertically Integrated Liquid (VIL) density sono stati forniti dall'ARPAE alla risoluzione di 1 km. Il principio di funzionamento del radar consiste nel rilevare la quantità di radiazione elettromagnetica che viene riflessa dalle idrometeore che si trovano in nube: la presenza di grandine accentua notevolmente questo fenomeno di backscattering, che dipende principalmente dalla distribuzione dimensionale delle idrometeore. In questo caso le misure di POH e VIL sono state calcolate sulla base del composito di riflettività ottenuto dai dati dei radar in banda C di Gattatico (RE) e San Pietro Capofiume (BO) gestiti da ARPAE-SIMC.

I dati di POH vengono ottenuti calcolando la differenza ( $\Delta H_{45}$ ) tra la quota dell'echo top a 45 dBZ ( $H_{45}$ ) e la quota dello zero termico ( $H_0$ ) prevista dal modello ad area limitata a 5 km di risoluzione:

$$\Delta H_{45} = H_{45} - H_0 \quad (5)$$

L'echo top individua il punto più alto dell'area di precipitazione localizzata dal radar e può essere utilizzato per dedurre l'intensità di un sistema temporalesco.

Quindi più sarà alto l'echo top di un temporale più sarà forte l'updraft che lo contraddistingue, condizione che a sua volta rende più probabili lo sviluppo di forti raffiche di vento e grandine di notevole dimensione.

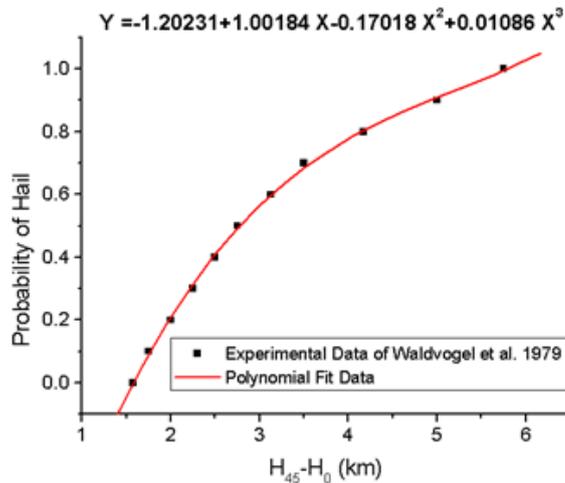


Figura 20. Curva polinomiale del terzo ordine che rappresenta l'andamento della POH in funzione della differenza della quota tra echo top a 45 dBZ (H<sub>45</sub>) e dello zero termico (H<sub>0</sub>) (Foote et al., 2005).

Foote et al. (2005) interpolarono i dati di POH e  $\Delta H_{45}$  con una curva polinomiale del terzo ordine il cui andamento è presentato in Figura 20. A partire da questa rappresentazione, per identificare la grandine si decise di considerare una soglia di POH pari all'80% che corrisponde a una differenza tra echo top a 45 dBZ (H<sub>45</sub>) e zero termico (H<sub>0</sub>) di poco più di 4 km.

I dati di VIL density (VILd) vengono prodotti dividendo il VIL per la quota dell'echo top radar (in questo caso è stata scelta una soglia di 18.3 dBZ) secondo la seguente formulazione:

$$VILd = \frac{VIL}{c} \quad (6)$$

dove  $c$  rappresenta la costante pari a 18.3 dBZ. Siccome il VIL varia in modo importante a seconda delle caratteristiche della massa d'aria, i previsori avrebbero dovuto determinare una diversa soglia di VIL per ciascun nuovo temporale che si sarebbe originato. Per risolvere questo problema, fu ipotizzato di dividere il VIL per l'echo top in modo da effettuare una normalizzazione e produrre un range di valori per i temporali grandinigeni che fossero indipendenti dalle caratteristiche della massa d'aria (Amburn and Wolf, 1997). Per testare questa ipotesi, i dati di VIL density ( $\text{g}/\text{m}^3$ ) furono correlati alle osservazioni di grandine effettuate al suolo. I risultati mostrarono che i temporali definiti come severi, ossia con grandine di diametro superiore a 1.9 cm, aumentano sostanzialmente per valori di VIL density superiori a  $3.5 \text{ g}/\text{m}^3$  (Figura 21).

Severe and Non-Severe Frequencies

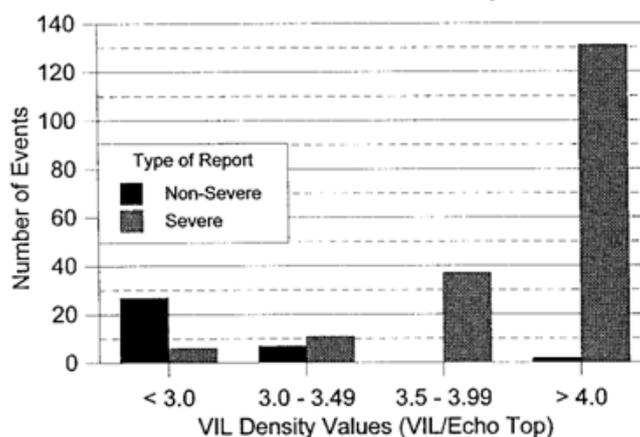


Figura 21. Temporali severi e non severi a seconda dei valori di VIL density ( $\text{g}/\text{m}^3$ ). Al di sopra di valori pari a  $3.5 \text{ g}/\text{m}^3$  si rilevano quasi esclusivamente sistemi grandinigeni severi (Amburn and Wolf, 1997).

## 3.5 Il metodo MASHA

In questa sezione verranno presentati i caratteri salienti del metodo MASHA e i passaggi chiave che permettono di passare dai dati satellitari in input alle mappe di grandine finali. Inizialmente l'attenzione verrà focalizzata su come vengono prodotti gli accoppiamenti tra i satelliti della costellazione GPM e quelli geostazionari. Successivamente si discuterà di come vengono dedotte le relazioni statistiche tra la temperatura di brillantezza del canale a  $10.8 \mu\text{m}$  e la hail probability, che è la relazione principale sulla quale si basa il modello. Infine, questi dati verranno nuovamente geolocalizzati in modo da produrre le mappe di grandine definitive.

### 3.5.1 Le coincidenze

I dati iniziali sono quelli provenienti dalla costellazione GPM e quelli dei satelliti MSG. Tipicamente l'informazione fornita da MSG-2 o MSG-3 è disponibile ogni cinque minuti per l'intera giornata, mentre le rilevazioni provenienti dai satelliti della costellazione GPM (GPM-C) sono più diradate nello spazio e nel tempo con circa 30-40 osservazioni totali nell'arco di 24 ore. Per fare in modo di ottenere una migliore informazione sui sistemi grandinigeni, è necessario combinare insieme le informazioni del GPM-C e di MSG attraverso l'accoppiamento dei dati quando questo è possibile. Inizialmente il modello, per ogni file a cinque minuti nell'infrarosso, va alla ricerca dei file nelle microonde che possano avere una

collocazione spaziale e temporale corrispondente. A questo punto i pixel che sono risultati conformi vengono esaminati alla luce di un nuovo criterio. Infatti, per poter essere selezionati e inseriti nei file di coincidenze finali, i pixel devono avere una simile geolocalizzazione (SPACEOFF) che non deve superare i 10 km di distanza e un tempo di acquisizione (TIMEOFF) che rientri in massimo quindici minuti di differenza tra i due satelliti. Dato che l'utilizzo del modello MASHA è stato esteso a tutti i sensori della costellazione GPM, il numero massimo di pixel per ogni linea di scansione (MAX\_POLAR) è stato incrementato da 90 a 220, mentre il tempo di acquisizione dei dati dai satelliti MSG (ACQTIME\_MET10) è stato abbassato da quindici a cinque minuti per effettuare un monitoraggio più continuo.

<b>PARAMETRO</b>	<b>RAPID-UPDATE</b>	<b>MASHA</b>
<b>SPACEOFF (km)</b>	10	10
<b>TIMEOFF (min)</b>	15	15
<b>MAX_POLAR</b>	90	220
<b>ACQTIME_MET10 (min)</b>	15	5
<b>SUBPOINT_MSG</b>	0°N - 0°E	0° N - 9.4°E

*Tabella 3. I principali parametri utilizzati nella ricerca delle coincidenze.*

Inoltre, è stato spostato il punto sotto-satellitare del sensore MSG-3 (SUBPOINT\_MSG3) e portato da 0° a 9.4°E in modo da essere coerente con il suo posizionamento attuale e garantire lo sviluppo adeguato del processo di ricerca delle coincidenze. Nella Tabella 3 sono riportati i parametri principali descritti in questa sezione e come sono stati modificati per il metodo MASHA. Quando l'operazione per la rilevazione delle coincidenze è terminata, si ottiene un file di output dove sono ordinate le informazioni combinate dai due satelliti (Figura 22). Nelle prime due righe sono riportate le informazioni relative ai due sensori che hanno contribuito a produrre la coincidenza: da sinistra verso destra si possono leggere: data, ora, data secondo il calendario giuliano, tempo misurato in secondi a partire dalla mezzanotte del giorno in questione e nome del satellite.

Satelliti	→	20210713	652	2459409	24720	N19
		20210713	645	2459409	24300	meteosat-9
		46.32	10.08	262.96	274.55	0.00
		46.35	9.87	262.96	272.26	0.00
		46.39	9.66	262.96	271.38	0.00
		46.42	9.45	228.21	267.28	0.00
Latitudine	→	46.45	9.24	223.36	252.45	0.00
		46.49	9.03	219.77	227.84	0.13
Longitudine	→	46.52	8.81	218.40	221.51	0.24
		46.55	8.60	217.35	220.33	0.33
Temp. minima	→	46.58	8.39	217.35	219.76	0.38
		46.61	8.18	218.05	220.40	0.41
Temp. media	→	46.65	7.96	218.40	220.04	0.45
		46.68	7.74	219.09	221.28	0.45
Hail probability	→	46.71	7.53	220.10	223.09	0.44
		46.74	7.30	223.05	225.49	0.41
		46.77	7.08	224.92	226.92	0.41
		46.80	6.86	225.23	228.07	0.33
		46.83	6.63	227.33	229.29	0.14
		46.86	6.40	230.77	234.19	0.02
		46.89	6.16	230.49	233.12	0.00

Figura 22. Esempio di un file di coincidenze. Le frecce indicano la categoria alla quale appartengono i valori.

Per ciascuna linea, dalla terza riga in poi si leggono i dati di latitudine, longitudine e hail probability fornite dai sensori nelle microonde e la temperatura minima e media calcolate in un piccolo intorno di quel pixel nel canale a 10.8  $\mu\text{m}$  rilevato dal satellite MSG.

### 3.5.2 Gli istogrammi

Una volta che i file di coincidenze sono stati prodotti, il modello inizia ad analizzarne il contenuto passando dai file più recenti a quelli più vecchi senza mai tornare indietro per più di 24 ore rispetto all'istante nel quale viene effettuata l'indagine (parametro MAXHRS). Questo processamento porterà alla definizione di un istogramma, grazie al quale si otterrà una relazione tra la temperatura di brillanza e la hail probability per ciascuna box, caratterizzate da dimensioni note e fisse. Essendo la grandine una tipologia di precipitazione molto più localizzata e meno frequente rispetto alla pioggia, è stato deciso di ridurre notevolmente la dimensione delle box (BOX\_DIMENSION) rispetto a quelle utilizzate nel Rapid-Update, passando da  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . Questa notevole diminuzione è stata cruciale per consentire al modello di ricostruire con maggior dettaglio i sistemi grandinigeni, che altrimenti avrebbero subito alterazioni da un punto di vista spaziale ma soprattutto una forte sottostima rispetto alla loro reale intensità. Ad ogni modo, l'istogramma non verrà realizzato fino a quando, per la box in questione, non ci saranno abbastanza passaggi dei sensori nelle microonde tali da raggiungere una copertura spaziale di almeno il 75% (MINPERCENT) e un numero

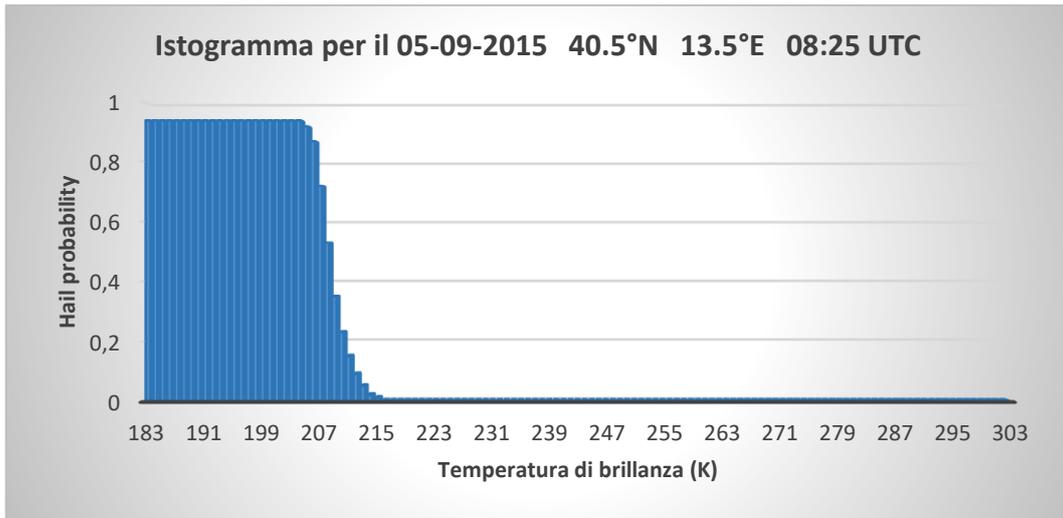
minimo di punti coincidenti (MINPOINTS). La riduzione delle dimensioni della box ha portato anche a un notevole abbassamento del numero minimo di punti coincidenti, che dopo alcune verifiche è stato posto pari a 80.

<b>PARAMETRO</b>	<b>RAPID-UPDATE</b>	<b>MASHA</b>
<b>MAXHRS (ore)</b>	24	24
<b>BOX_DIMENSION</b>	2.5° × 2.5°	0.5° × 0.5°
<b>MINPERCENT (%)</b>	75	75
<b>MINPOINTS</b>	400	80
<b>TBIN1 – TBIN2 (K)</b>	183 - 303	183 - 303
<b>RBIN1 – RBIN2</b>	0-99 (mm/h)	0 – 0.99
<b>ZEROHIST (%)</b>	99.5	99.5

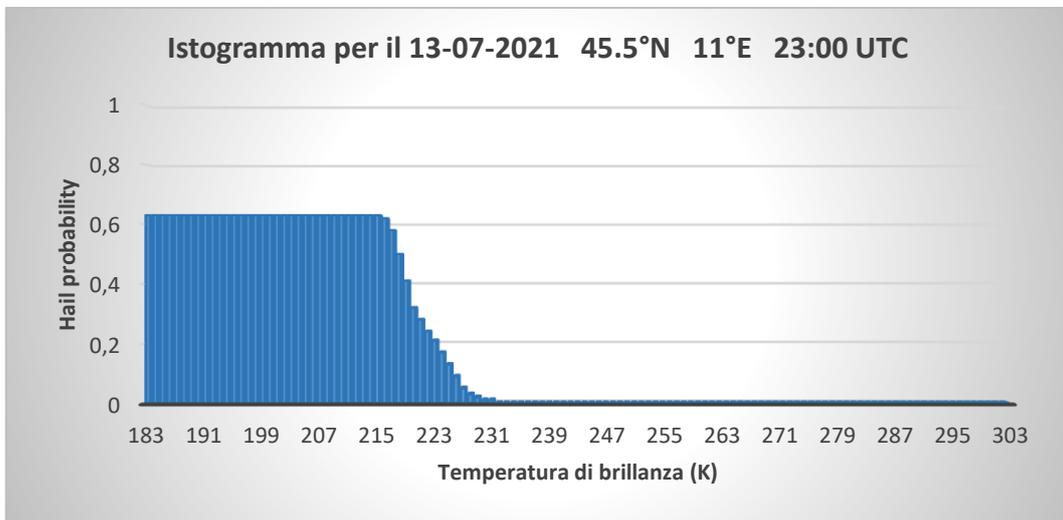
*Tabella 4. I principali parametri utilizzati nella costruzione delle relazioni statistiche.*

Ciascun istogramma all'interno di ogni singola box viene prodotto in un range di temperature (TBIN1, TBIN2) tra 183 e 303 K alle quali viene assegnata una

probabilità di grandine (RBIN1, RBIN2) tra 0 e 0.99: nel caso in cui vengano rilevate temperature al di fuori di questo intervallo queste contribuiranno ad aumentare la copertura ma non a incrementare l'istogramma. Inoltre, se la percentuale di punti con hail probability pari a 0 in un istogramma è maggiore del 99.5%, non verrà creata alcuna relazione per quella specifica box (ZEROHIST). Nella Tabella 4 sono stati riassunti i parametri più importanti per determinare le relazioni statistiche in ciascuna box. Se tutti i parametri sono stati rispettati all'interno di una singola box, a ogni valore di temperatura di brillanza tra 183 e 303 K corrisponderà un valore di hail probability tra 0 e 0.99. Il file di output è costituito da tutti gli istogrammi che sono stati prodotti per il dominio che è stato applicato. Per tutte le zone che non sono state interessate da fenomeni rilevanti nelle 24 ore precedenti, nessuna relazione è stata implementata tra le due variabili e tutti i valori di hail probability risultano nulli o non classificabili. All'interno di ciascun file di output, tutti gli istogrammi vengono organizzati secondo un ordine da Sud verso Nord e, a parità di latitudine, da Ovest verso Est. Le coordinate assegnate alla singola box identificano il centro della medesima. In Figura 23 vengono raffigurati due esempi su come viene instaurata la relazione tra temperatura di brillanza e hail probability. Questi istogrammi sono caratterizzati da una diminuzione di tipo esponenziale della hail probability al crescere della temperatura di brillanza. Alle temperature più basse corrisponde un valore di hail probability massimo costante: infatti, dopo che a una certa temperatura è stato assegnato il valore di hail probability più alto della box, per tutte le temperature più basse di questo pixel si assume che la probabilità sia la più alta tra quelle rilevate.



(a)



(b)

Figura 23. L'andamento della hail probability in funzione della temperatura di brillanza per i due esempi riportati. In alto l'istogramma del 05-09-2015 alle ore 08:25 UTC per la box centrata a 40.5°N 13.5°E (a). In basso l'istogramma del 13-07-2021 alle ore 23:00 UTC per la box centrata a 45.5°N 11°E (b).

L'altro aspetto che accomuna questi grafici è la regione con temperature superiori ai 250 K, che copre la maggior parte delle zone esaminate includendo tipicamente tutti i pixel la cui emissione proviene dalla superficie o dalla bassa troposfera, dove si osserva una hail probability nulla. La zona più dinamica di questi istogrammi è

quella compresa tra 200 e 250 K poiché qui si assiste alla diminuzione esponenziale della hail probability. Nel caso della Figura 23a è stato appena rilevato un sistema molto intenso con hail probability vicino a 1: qui le temperature sono molto basse e la hail probability raggiunge un valore nullo già a 216 K con una decrescita molto ripida. In Figura 23b viene raffigurato un istogramma che descrive fenomeni grandinigeni non così estremi: i valori di partenza della hail probability sono più contenuti (in questo esempio di poco superiori a 0.6) e la loro diminuzione ha origine da temperature più elevate e presenta un trend più progressivo.

### 3.5.3 La geolocalizzazione del risultato finale

L'ultima parte di elaborazione dati effettuata dal metodo MASHA riguarda la geolocalizzazione dei risultati. Il modello prende nuovamente in input i dati forniti ogni cinque minuti dal sensore MSG e li combina con gli istogrammi appena prodotti per ottenere mappe di grandine che evolvono a intervalli di cinque minuti. Per evitare di prendere in considerazione dati troppo vecchi, solamente gli istogrammi risalenti alle ultime 24 ore possono essere utilizzati (MAX\_HOURS). Le relazioni statistiche trovate in ciascun istogramma vengono mediate con quelle degli istogrammi delle box circostanti per evitare discontinuità nei campi di grandine mappati (NHAVE). Questo processo, insieme a una dimensione delle box più grande di quanto è stato definito, è quello che più di ogni altro causa una forte sottostima della hail probability ricostruita dal metodo MASHA. In particolare, il problema diventa molto evidente per i sistemi localizzati e contenuti all'interno di

una singola box, per i quali la classe della super hail (hail probability compresa tra 0.60 e 1.00) viene completamente esclusa dall'operazione di media eseguita con gli istogrammi circostanti. Il parametro NHAVE è un numero intero e indica il numero di istogrammi precedenti e successivi alla box in questione, all'interno di una regione la cui grandezza è definita dallo stesso parametro, sui quali mediare la hail probability ricostruita. Più il parametro sarà elevato e tanto più la regione su cui verrà eseguita la media sarà ampia, accentuando lo smoothing della hail probability. Viceversa, il parametro NHAVE impostato uguale a 0 avrebbe preservato l'intensità di hail probability, ma avrebbe abbassato la qualità delle mappe finali rendendole difficilmente interpretabili, specialmente nel seguire l'evoluzione temporale del fenomeno. Dopo aver confrontato i risultati è stato deciso di porre il parametro NHAVE pari a 1: questo compromesso ha permesso di trasportare la hail probability originale, con perdite ridotte a qualche centesimo di unità, e allo stesso tempo di ottenere una buona fruibilità delle immagini prodotte.

<b>PARAMETRO</b>	<b>RAPID-UPDATE</b>	<b>MASHA</b>
<b>MAX_HOURS</b>	24	24
<b>NHAVE</b>	2	1
<b>OVERSHOOTING INDEX</b>	NO	SÌ

*Tabella 5. I parametri illustrati nella fase di geolocalizzazione dei campi di grandine.*

In quest'ultima fase di processamento dati è stato calcolato anche l'overshooting index (OI), grazie alle informazioni fornite dal sensore MSG nei canali dell'infrarosso a 6.2 e a 10.8  $\mu\text{m}$ . Le mappe di grandine prodotte in questa fase non hanno beneficiato del calcolo dell'OI, ma il trasporto di quest'indice risulterà molto utile nella parte applicativa del metodo che verrà introdotta successivamente. In Tabella 5 sono riportati i parametri fondamentali per affrontare quest'ultima fase. Un'ulteriore correzione che è stata apportata riguarda l'errore di parallasse. Dopo aver confrontato la geolocalizzazione dei dati satellitari con quella delle stazioni al suolo (principalmente attraverso l'analisi dei dati di fulminazione e dati radar) è stato identificato uno shift verso Nord e verso Est, reso più evidente da una collocazione dei sistemi nuvolosi differente rispetto a quella che era attesa. Dopo la correzione, l'errore è stato quantificato in una traslazione dei pixel satellitari di  $\approx 0.2^\circ$  verso Nord e di  $\approx 0.1^\circ$  verso Est e i risultati sono confrontabili con i fattori di correzione che Strelec Mahović and Mikuš (2011) utilizzarono per correlare la formazione di overshooting top con i dati meteorologici forniti da alcune stazioni al suolo. All'interno di ogni file di output (Figura 24) si possono leggere i campi calcolati dal metodo MASHA per produrre le mappe di grandine. Da sinistra verso destra si possono leggere: latitudine, longitudine, tempo in ore decimali, temperatura di brillanza a 10.8  $\mu\text{m}$  ( $TB_{10.8}$ ), temperatura di brillanza a 6.2  $\mu\text{m}$  ( $TB_{6.2}$ ), OI e hail probability. I dati mostrati in Figura 24 identificano un sistema grandinigeno localizzato tra il Piemonte e la Lombardia il giorno 08 luglio 2021 alle ore 13:25 UTC con picchi di hail probability superiori a 0.60. In Figura 25 viene mostrata la mappa di hail probability corrispondente alla situazione appena descritta.

Latitudine		Tempo		TB <sub>6.2</sub>		Hail probability
45.375	9.362	13.60183	290.957	241.485	-49.472	0.00
45.375	9.322	13.60183	278.650	236.695	-41.955	0.00
45.375	9.281	13.60183	261.894	232.284	-29.610	0.00
45.375	9.241	13.60183	250.128	228.270	-21.859	0.00
45.375	9.201	13.60183	235.075	222.219	-12.857	0.14
45.375	9.161	13.60183	222.406	219.464	-2.942	0.38
45.375	9.120	13.60183	220.439	220.180	-0.259	0.45
45.375	9.080	13.60183	221.103	219.824	-1.278	0.43
45.375	9.040	13.60183	220.104	217.971	-2.133	0.47
45.375	8.999	13.60183	216.276	214.552	-1.724	0.62
45.375	8.959	13.60183	213.683	214.257	0.574	0.62
45.375	8.919	13.60183	214.810	215.697	0.886	0.62
45.375	8.878	13.60183	215.913	216.250	0.337	0.62
45.375	8.838	13.60183	217.348	217.971	0.623	0.61
45.375	8.798	13.60183	219.087	219.099	0.011	0.55
45.375	8.757	13.60183	221.103	220.062	-1.041	0.43
45.376	8.717	13.60183	230.773	228.182	-2.592	0.18
45.376	8.677	13.60183	250.336	234.781	-15.555	0.00

↑
↑
↑
↑

Longitudine
TB<sub>10.8</sub>
Overshooting index

Figura 24. Un estratto del file di output finale prodotto per l'8 luglio 2021 alle ore 13:25 UTC.

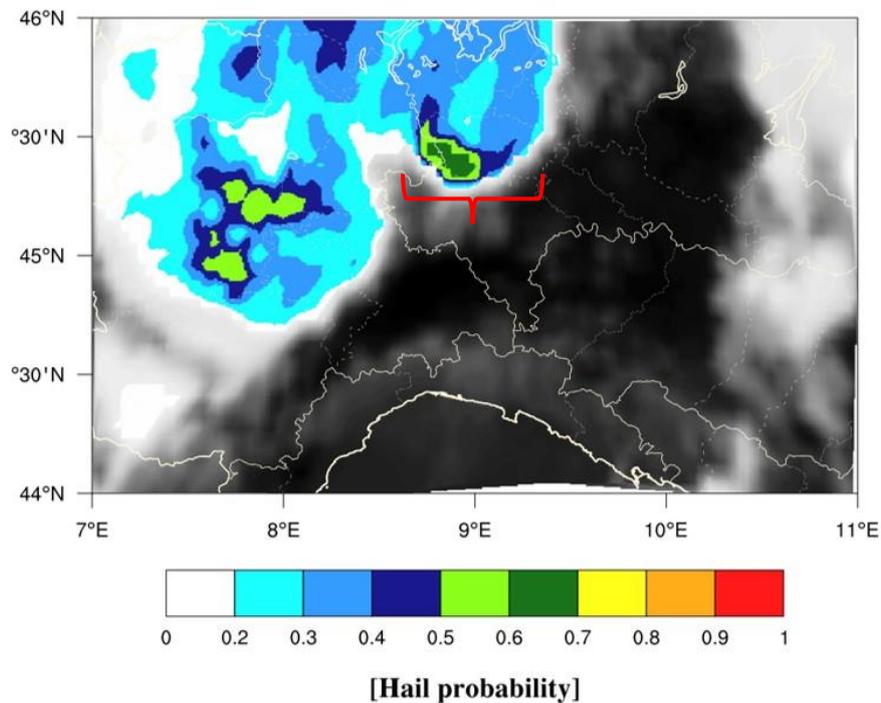


Figura 25. Mappa di grandine relativa all' 8 luglio 2021 alle ore 13:25 UTC. La parentesi in rosso indica la zona osservata in Figura 24.

## 3.6 Introduzione alle reti neurali

Negli ultimi anni la capacità di generare e collezionare dati grazie a strumenti tecnologici sempre più efficaci ed efficienti è cresciuta enormemente, in particolare per quanto riguarda i Data Base Management Systems (DBMS), cioè i Sistemi di Gestione di Basi di Dati. In tale scenario appare particolarmente interessante l'approccio adottato nelle aree scientifiche del Knowledge Discovering in Databases (Knowledge Discovery, KDD) e del Data Mining che propongono di estrarre conoscenza non immediatamente percepibile da grandi quantità di informazioni. Comunemente si definisce KDD il processo non banale di identificare relazioni tra i dati che siano valide, nuove, potenzialmente utili e comprensibili. In particolare, con l'esplosione dei Big Data i problemi relativi all'estrazione di informazioni da grosse moli di dati (come possono essere i dati metereologici) si sono ulteriormente esacerbati e in quest'ottica le tecniche di Knowledge Discovery basate sul paradigma del Deep Learning (DL) (Le Cun et al., 2015) stanno attirando un interesse via via crescente.

Le Artificial Neural Network (ANN) sono modelli ispirati alla struttura neurale del cervello. In natura, il cervello impara dalle esperienze e memorizza le informazioni come pattern. Tali pattern possono essere molto complessi e permettono di eseguire molti task, come per esempio il riconoscimento di un individuo a partire dalle diverse angolature delle immagini del viso. Il processo di memorizzazione di informazioni come pattern, seguito dall'applicazione di questi pattern e dalla costruzione di modelli astratti rappresenta l'approccio dietro alle ANN (Guarascio

et al., 2019). Un neurone è il componente di base di una rete neurale e ne codifica alcune funzionalità ispirate dalla biologia. Un neurone artificiale (anche conosciuto come perceptron) emula tale comportamento, come illustrato in Figura 26. Nella prima fase i segnali di input  $\{x_1, \dots, x_N\}$  sono raccolti attraverso le connessioni e una combinazione lineare di tali input è calcolata come  $a = b + \sum_{i=1}^N x_i w_i$ . La combinazione lineare rappresenta l'input per la seconda fase, nella quale la funzione di attivazione emette un segnale  $y$  di output. La funzione di attivazione imita il comportamento della soglia sulla differenza di potenziale: quando il valore di  $a$  è sostanzialmente diverso da uno stato stazionario, può essere emesso un segnale  $y = f(a)$  che è modellato secondo una funzione di attivazione  $f$ .

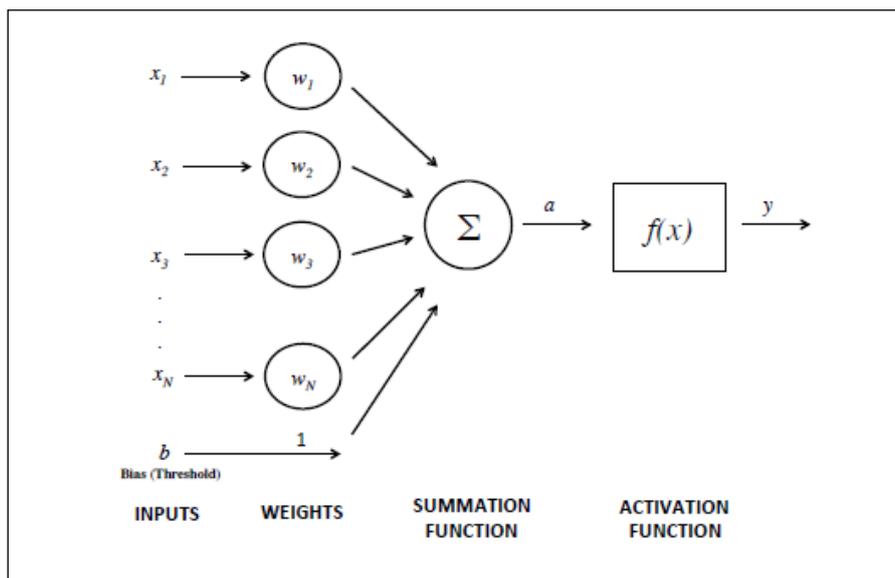


Figura 26. Il percorso generale seguito da un perceptron in una rete neurale.

Quindi una rete neurale artificiale è essenzialmente una combinazione di neuroni per l'esecuzione di complesse trasformazioni dello spazio di input. Il vantaggio

delle reti neurali sta nella capacità di gestire grandi quantità di dati e si rivela molto utile anche in ambito meteorologico, per esempio nell'individuazione dei temporali grandinigeni e per la stima della loro intensità.

### 3.6.1 La rete neurale Hail Detection Network

Il modello di rete neurale sviluppato per identificare i sistemi grandinigeni è stato denominato “Hail Detection Network” (HDN) e fornisce come output finale un indice discreto che descrive la severità delle condizioni atmosferiche. Il processamento dei dati si suddivide in due fasi distinte: nella prima un dataset contenente le coincidenze trovate dal metodo MASHA insieme ai dati di overshooting index, fulminazione e dati radar viene utilizzato per la fase di learning o apprendimento della rete. In una seconda fase il modello addestrato sui dati di learning viene applicato su nuovi esempi (non noti nella prima fase) per stimarne la severità e verificare le qualità predittive della rete. Come in ogni processo di Machine Learning le performance del modello prodotto dipendono strettamente dalla qualità e dalla quantità di dati forniti in input alla rete nella fase di apprendimento. In Figura 27 viene presentata l'architettura di riferimento della rete neurale HDN. La struttura della rete, oltre alle fasi di input e di output, prevede l'introduzione della Gaussian noise e di diversi building block. L'idea alla base della Gaussian Noise è quella di perturbare l'input così da rendere la rete più robusta rispetto ad esempi leggermente divergenti rispetto a quelli visti nella fase di learning. La Gaussian noise rappresenta una variabile estremamente utile per

l'identificazione della grandine, poiché introducendo del rumore consente di riconoscere correttamente anche esempi lievemente differenti rispetto a quelli visti in precedenza. Data la grande variabilità e le differenti dinamiche con cui si formano ed evolvono i sistemi grandinigeni, questo aspetto risulta fondamentale e rende la rete neurale più flessibile nei confronti di casi particolari o diversi da quelli con cui è stata condotta la fase di learning.

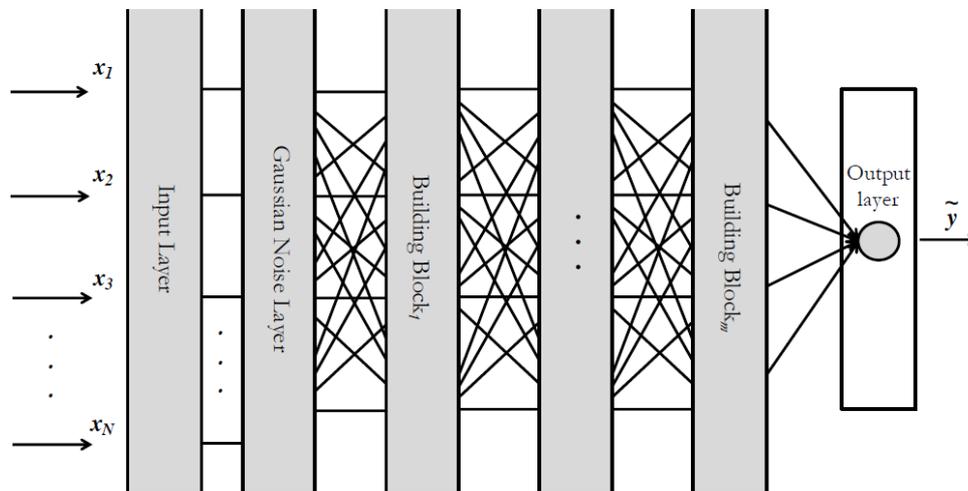


Figura 27. L'architettura generale della rete neurale HDN.

Il Building block non è altro che una sottorete con una particolare topologia che si può ripetere più volte all'interno della rete complessiva HDN. In particolare, ciascun building block che è parte integrante della struttura della rete è costituito da tre componenti (Figura 28):

- uno strato fully-connected (dense layer) che utilizza una funzione di attivazione RELU (Rectified Linear Unit) per ogni nodo che compone questo strato (Nair and Hinton, 2010);

- un livello di batch normalization che consente di migliorare la stabilità del processo di apprendimento e le prestazioni complessive del modello predittivo (Ioffe and Szegedy, 2015);
- uno strato di dropout per ridurre il problema di “overfitting” ed evitare che la rete sia poco flessibile rispetto agli esempi con cui è stata effettuata la fase di apprendimento (Hinton et al., 2014).

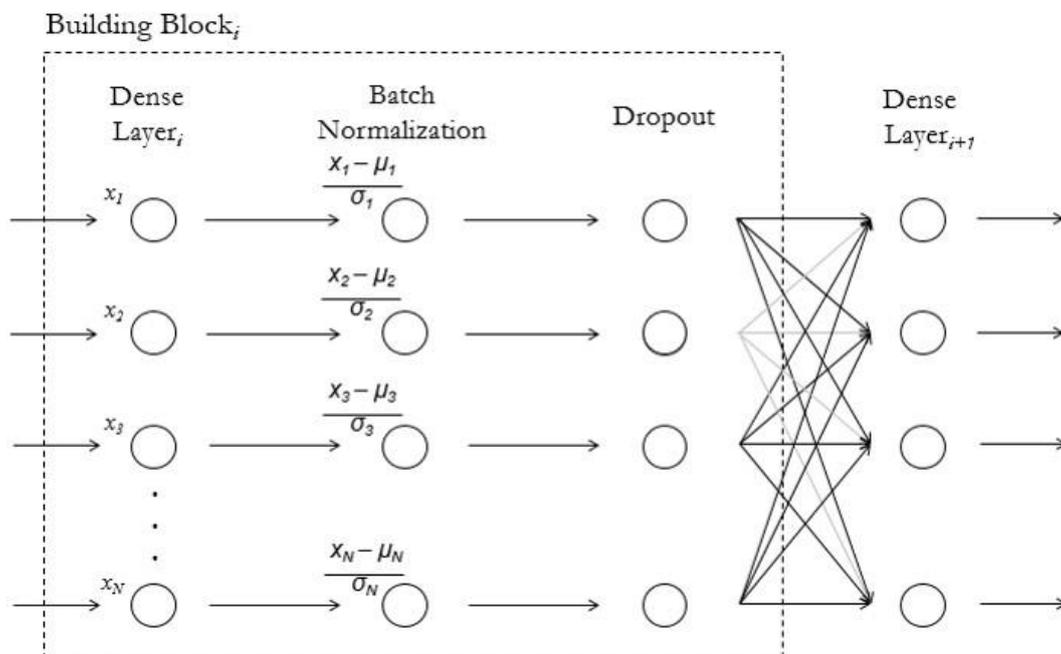


Figura 28. L'architettura di un singolo building block che costituisce la rete neurale.

Benché Mean Square Error (MSE) e Mean Absolute Error (MAE) siano due *loss function* ampiamente utilizzate in letteratura che si adattano al caso in esame, in questo lavoro è stata considerata una variante di queste funzioni. Ciò è dovuto principalmente alla necessità di gestire lo squilibrio tra le numerosità dei diversi casi da analizzare. Infatti, un punto cruciale del lavoro risiede in come la rete

neurale HDN andrà a riconoscere e classificare le fasi grandinogene più intense. Per fare ciò è necessario risolvere il cosiddetto problema di bilanciamento: all'interno della rete i casi utilizzati nella fase di learning vengono suddivisi in casi positivi (hail probability maggiore o uguale a 0.36) e negativi (hail probability inferiore a 0.36). Tuttavia, essendo i casi negativi l'assoluta maggioranza, l'errore sui casi positivi viene moltiplicato per il cosiddetto "balancing weight" che consiste nel rapporto tra il numero di casi negativi e quelli positivi. In questo modo la rete neurale darà maggior importanza al riconoscimento dei casi positivi, focalizzandosi maggiormente su questo obiettivo.

Per stimare un indice discreto si usa una variante pesata della MAE *loss function*, chiamata Weighted-MAE (Folino et al., 2019). Questa *loss function* è definita come:

$$Weighted - MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |y^i - \tilde{y}^i| \cdot weight(y^{(i)}) \quad (8)$$

dove  $n$  è il numero di tuple,  $y^i$  e  $\tilde{y}^i$  sono rispettivamente la classe reale e quella predetta e  $weight(y^{(i)})$  è la funzione che mappa ogni classe con un valore intero, tenendo in considerazione che il peso assegnato nei confronti di ciascuna classe aumenta esponenzialmente spostandosi verso le classi più severe. In altri termini, l'obiettivo principale riguarda l'individuazione delle classi più elevate dell'indice e un eventuale errore sulla loro identificazione sarà considerato molto più importante rispetto a una mancata classificazione avvenuta tra le classi più basse che costituiscono l'indice.

## Capitolo 4

### Analisi dei casi di studio

Questo capitolo è dedicato alla presentazione dei risultati ottenuti attraverso il metodo MASHA. Ciascun caso di studio verrà analizzato mediante le mappe di hail probability ottenute dal metodo MASHA e grafici per monitorare l'evoluzione temporale della hail probability in alcune località prescelte. Questi dati verranno confrontati, ove possibile, con le osservazioni al suolo di grandinate riportate nell'European Severe Weather Database (ESWD), (<https://eswd.eu/>). Sono stati selezionati tre casi di studio caratterizzati da dinamiche atmosferiche differenti in modo tale da verificare il funzionamento del modello in diverse condizioni meteorologiche:

- 26 luglio 2021, Emilia-Romagna;
- 10 luglio 2019, Abruzzo e Puglia;
- 27-30 ottobre 2021, ciclone mediterraneo Apollo.

#### 4.1 Caso di studio del 26 luglio 2021

Tra il 21 e il 25 luglio 2021 le regioni del Mar Mediterraneo centro-occidentale sono state interessate dalla rimonta di un campo di alta pressione di origine subtropicale mentre tra la Gran Bretagna e la Francia era posizionato un minimo

depressionario (Figura 29a). Nel corso di questo periodo non sono state rilevate precipitazioni significative e sulle pianure emiliane sono state registrate temperature massime sempre al di sopra dei 30°C con punte massime di 35°C sulla Val Padana orientale (Figura 29b).

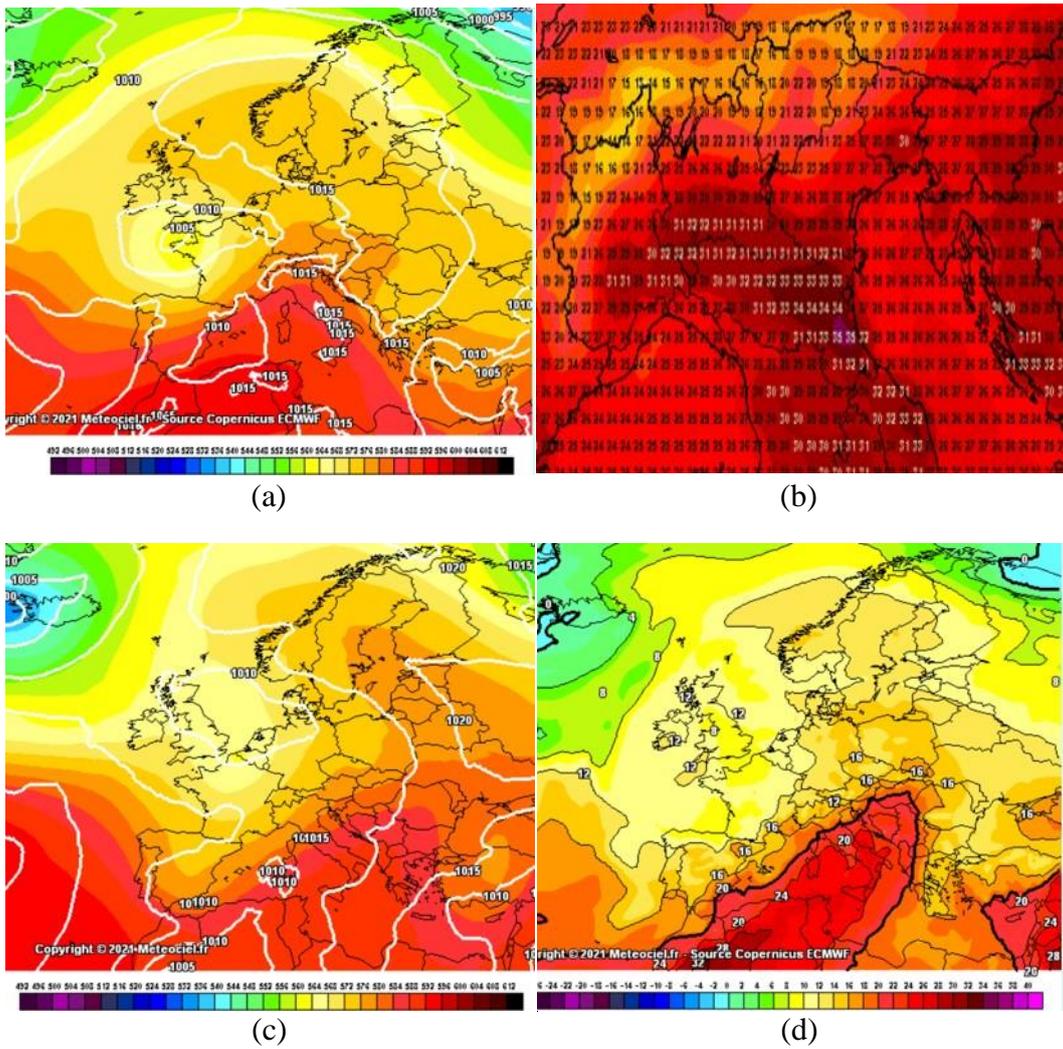


Figura 29. Mappa di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa per il 24 luglio 2021 alle ore 06:00 UTC (a) e per il 26 luglio 2021 alle ore 00:00 UTC (c), temperature a 2 metri dal suolo per il 24 luglio 2021 alle ore 12:00 UTC (b) e temperature ad 850 hPa per il 26 luglio 2021 alle ore 00:00 UTC (d) (<https://www.meteociel.fr/>).

Il giorno 26 luglio l'abbassamento dei valori di geopotenziale a 500 hPa tra la Spagna orientale e la Francia ha favorito l'ingresso di correnti umide sud-occidentali sul Nord Italia (Figura 29c) determinando condizioni fortemente instabili, con lo sviluppo di intensi sistemi temporaleschi caratterizzati da fenomeni grandinigeni e raffiche di vento. Sul resto d'Italia è ancora ben presente l'anticiclone sub-tropicale con temperature ad 850 hPa che superano i 24°C al centro-sud (Figura 29d). L'area di studio che è stata analizzata comprende le province più occidentali dell'Emilia-Romagna, Piacenza e Parma, che tra le ore 12:00 e le ore 14:00 UTC sono state interessate da intense grandinate. In Figura 30 sono riportate le quattro località su cui è stata condotta l'analisi. I dati forniti dall'ESWD (Tabella 6) confermano il passaggio di un esteso sistema temporalesco in questa zona d'interesse.

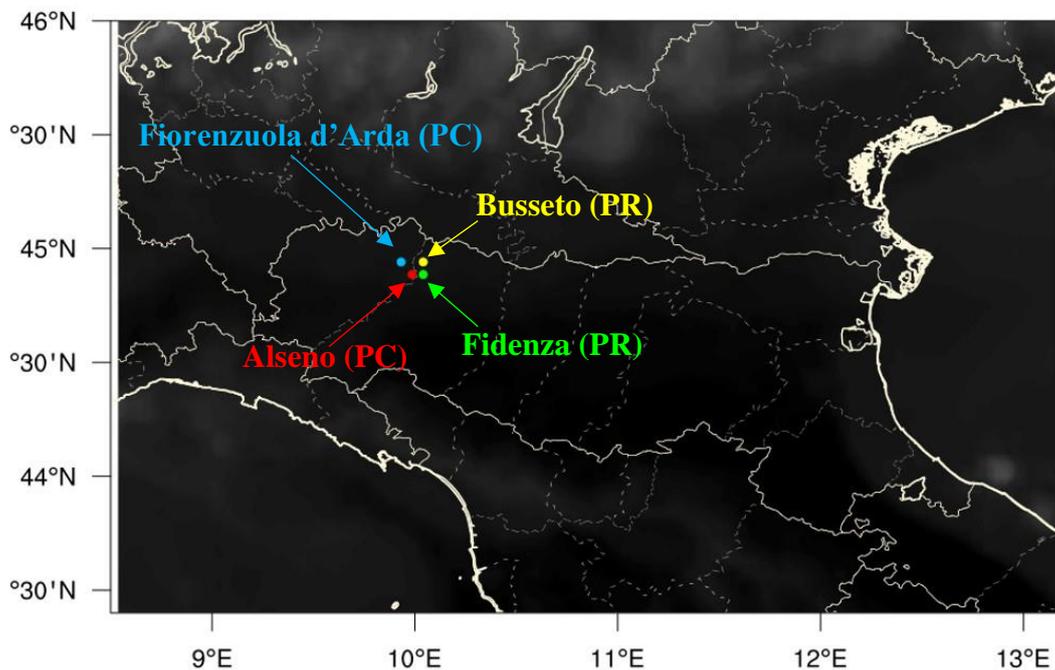
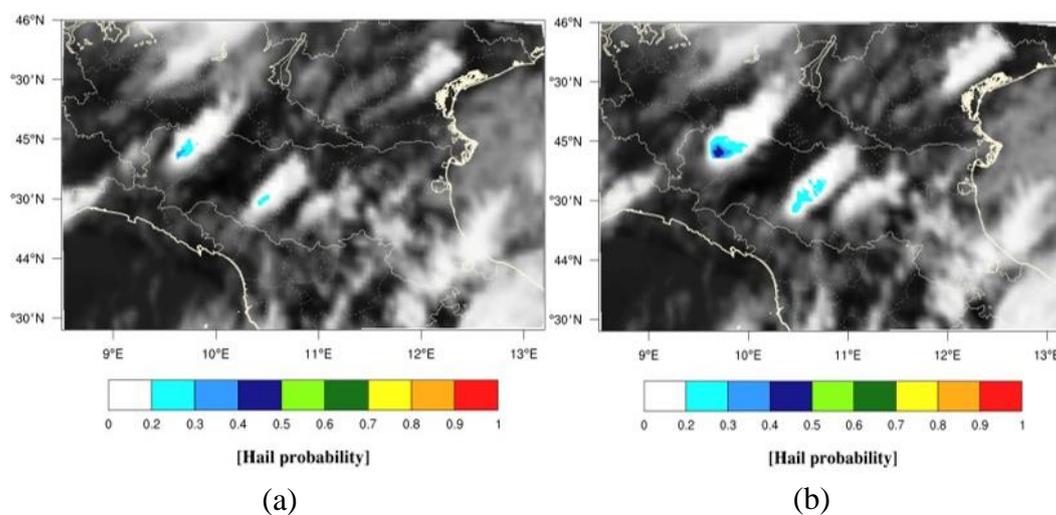


Figura 30. Le località selezionate per il caso di studio in Emilia Romagna.

LOCALITÀ	ORARIO (UTC)	DIAM. MAX (cm)
Fiorenzuola d'Arda (PC)	13:00 ± 5 min	5
Alseno (PC)	13:00 ± 5 min	5
Fidenza (PR)	13:05 ± 5 min	6
Busseto (PR)	13:10 ± 5 min	6

Tabella 6. I dati forniti dall'ESWD per le quattro località prescelte. Gli orari ed il diametro massimo rilevato sono da considerarsi indicativi.

Gli orari riportati fanno intendere come atteso che le prime località interessate siano state Fiorenzuola d'Arda (PC) e Alseno (PC), le più a Ovest delle quattro, con il sistema che nei minuti successivi è evoluto verso Est-Nordest.



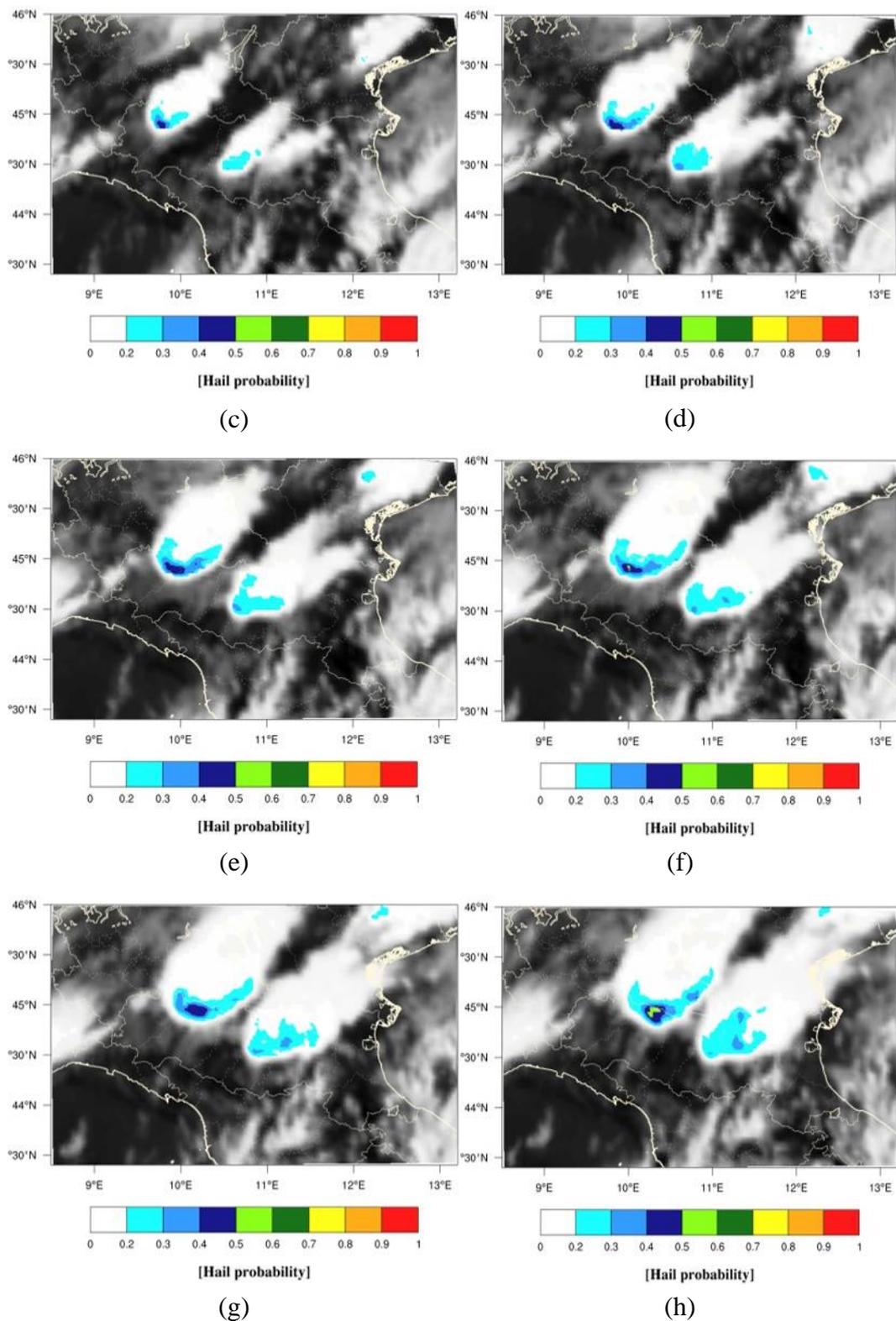


Figura 31. La ricostruzione operata dal metodo MASHA per il sistema grandinigeno verificatosi tra le province di Piacenza e Parma. Le mappe si riferiscono al giorno 26 luglio 2021 alle ore: 12:30 UTC (a), 12:40 UTC (b), 12:50 UTC (c), 13:00 UTC (d), 13:10 UTC (e), 13:20 UTC (f), 13:30 UTC (g) e 13:40 UTC (h).

Il diametro massimo rilevato dei chicchi di grandine (DIAM. MAX) è stato di 6 cm nella provincia di Parma, dove si sono avuti i danni maggiori. In Figura 31 viene presentata la ricostruzione effettuata dal metodo MASHA per questo intenso fenomeno temporalesco. Il sistema convettivo si origina nel piacentino e inizia ad assumere caratteristiche grandinogene intorno alle 12:30 UTC (Figura 31a) quando vengono individuate le prime zone con hail probability superiori a 0.2. Già dieci minuti dopo (Figura 31b) la hail probability aumenta rapidamente arrivando ad assumere valori compresi tra 0.4 e 0.5 che segnalano la possibilità di caduta dei primi chicchi di grandine al suolo. Successivamente il sistema si sposta verso Est, coinvolgendo le quattro località analizzate in accordo con gli orari segnalati nell'ESWD. A partire dalle 13:20 UTC (Figura 31f) la parte più intensa dei fenomeni si colloca sul parmense dove in alcuni casi vengono riscontrati picchi di hail probability anche tra 0.5 e 0.6.

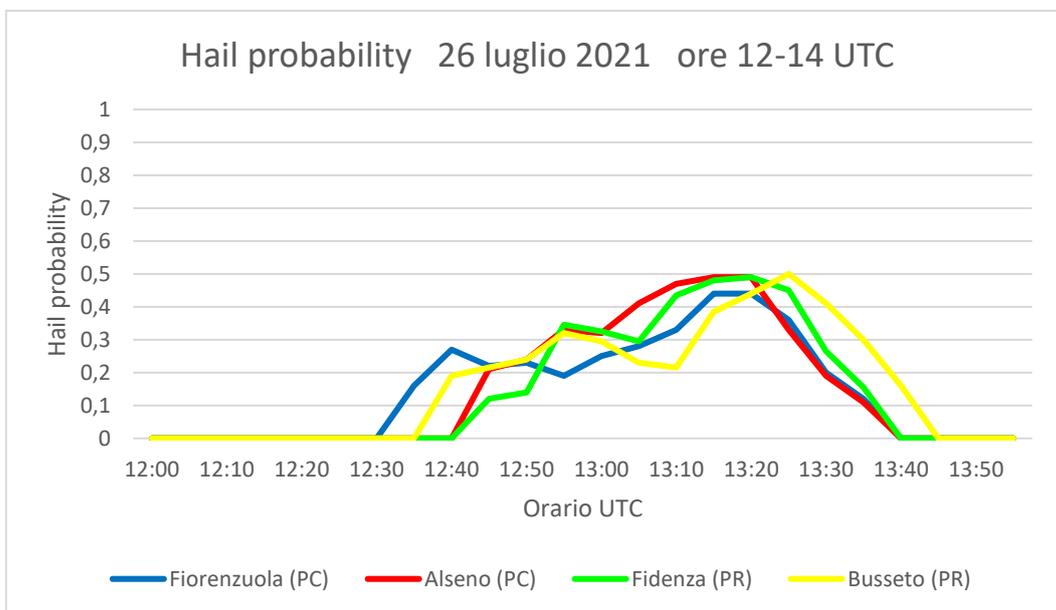


Figura 32. Evoluzione della hail probability tra le 12:00 e le 14:00 UTC per le quattro località emiliane.

Se si analizza più nel dettaglio l'andamento della hail probability che ha contraddistinto le quattro località prese in esame (Figura 32), si osserva che l'intera fase grandinigena attraversa la regione di studio tra le 12:30 e le 13:45 UTC. Il massimo di hail probability viene rilevato a Busseto ( $hp = 0.5$ ) ma valori molto simili sono registrati anche ad Alseno e Fidenza ( $hp = 0.49$ ). Questi valori di hail probability ricostruiti dal metodo MASHA sembrano essere parzialmente sottostimati rispetto ai dati riguardanti il diametro massimo dei chicchi di grandine riportati nell'ESWD. Inoltre, anche la mancata ricalibrazione del modello da alcune ore insieme agli ingenti danni al suolo che sono stati causati nelle due province fanno propendere per questa ipotesi (<https://www.parmatoday.it/attualita/bassa-parmense-in-ginocchio-dopo-la-grandinata-danni-per-milioni-di-euro.html>).

## 4.2 Caso di studio del 10 luglio 2019

L'evento meteorologico verificatosi il 10 luglio 2019 ha coinvolto principalmente le regioni adriatiche italiane con lo sviluppo di importanti celle temporalesche specialmente lungo la fascia costiera che hanno causato fenomeni grandinigeni diffusi e, in alcuni casi, ingenti danni alle infrastrutture, alle automobili e alla vegetazione. Tra il 6 e il 9 luglio un promontorio anticiclonico di origine africana ha interessato l'Italia (Figura 33a) con temperature massime che al centro-sud hanno raggiunto picchi di 36-37°C sulla Puglia (Figura 33b). In contrapposizione a questa struttura, un sistema depressionario è presente tra la Scandinavia e il Mar Baltico. Il giorno 10 luglio il rinforzo di un nuovo promontorio anticiclonico tra la

Spagna e la Francia favorisce l'ingresso di un fronte freddo dal Nord Europa che ha interessato principalmente le regioni adriatiche dal Veneto fino alla Puglia con la formazione di un centro di bassa pressione sul basso Adriatico (Figura 33c). L'arrivo del fronte è testimoniato anche dall'ingresso di venti da Nord-Est sul Mar Adriatico con velocità media intorno ai 30 km/h (Figura 33d).

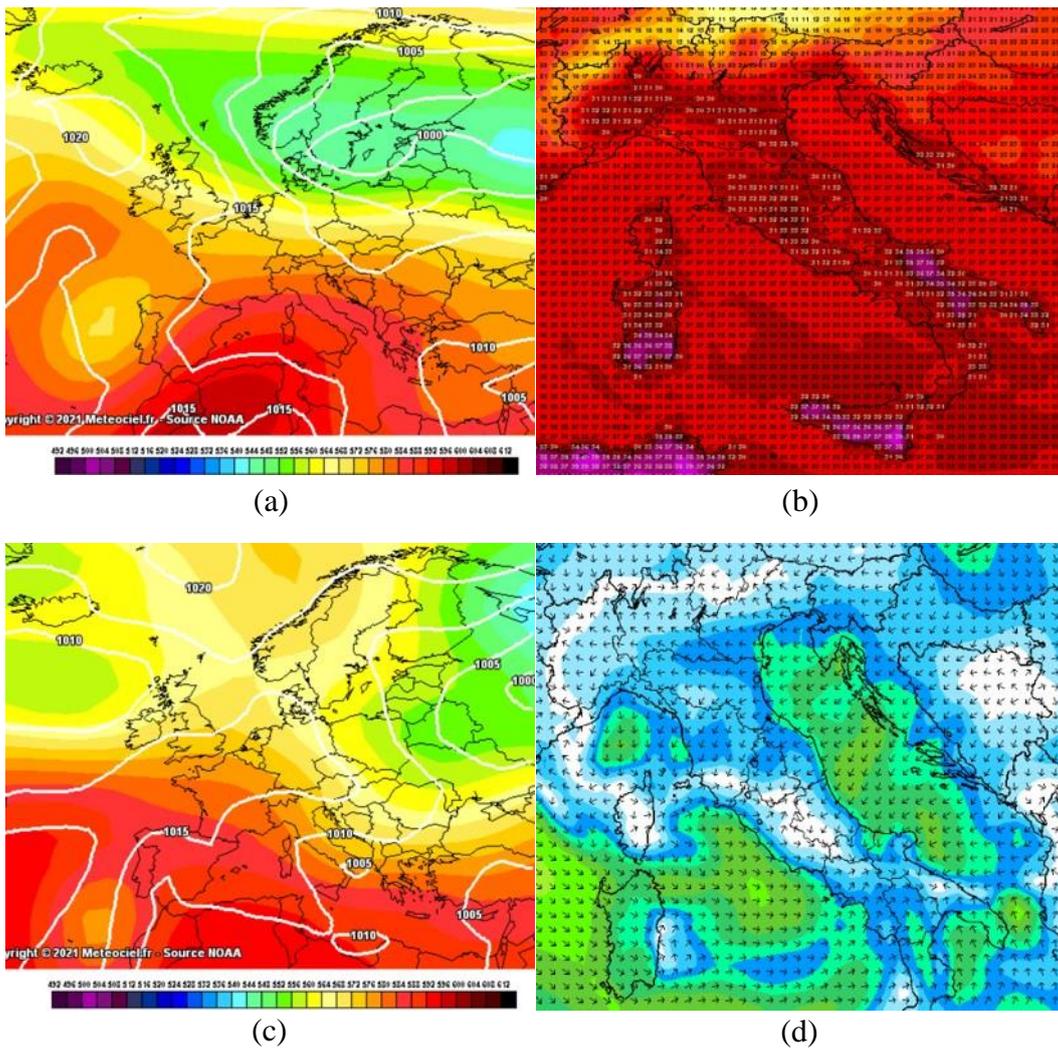


Figura 33. Mappe di pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa per il 24 luglio 2021 alle ore 06:00 UTC (a) e per il 26 luglio 2021 alle ore 18:00 UTC (c), temperature a 2 metri dal suolo per il 24 luglio 2021 alle ore 12:00 UTC (b) e venti a 10 metri dal suolo per il 26 luglio 2021 alle ore 12:00 UTC (d) (<https://www.meteociel.fr/>).

Per questo caso di studio, sono stati scelti due eventi principali da analizzare corrispondenti ad altrettanti momenti della giornata in cui si sono verificate importanti fasi grandinogene:

- Abruzzo, ore 09:00 – 11:00 UTC;
- Puglia, ore 13:30 – 15:30 UTC.

#### 4.2.1 Abruzzo

Il fronte freddo in arrivo dal Nord Europa è giunto sull'Abruzzo nel corso della mattinata del 10 luglio. L'area di studio considerata comprende le località marittime di Montesilvano (PE), Pescara (PE) e Francavilla al Mare (CH) mentre nell'entroterra è stata analizzata la località di Caprara d'Abruzzo (PE), ubicata poco a ovest di Pescara (Figura 34). Le segnalazioni contenute nell'ESWD mostrano un'intensa attività grandinigena specialmente per le località costiere con chicchi di grandine superiori anche ai 10 cm di diametro. Inoltre, gli orari riportati nel database confermano l'evoluzione da Nord verso Sud del sistema convettivo preso in esame (Tabella 7). In Figura 35 viene riportata la ricostruzione dei sistemi grandinigeni elaborata dal metodo MASHA tra le 09:30 e le 10:40 UTC. Come era atteso dalla dinamica del fronte freddo in arrivo da Nord, una serie di celle convettive si sviluppano a partire dall'Abruzzo settentrionale intorno alle 09:30 UTC (Figura 35a) per poi procedere verso Sud-Sudest e coinvolgere tutto il litorale della regione nelle due ore successive.

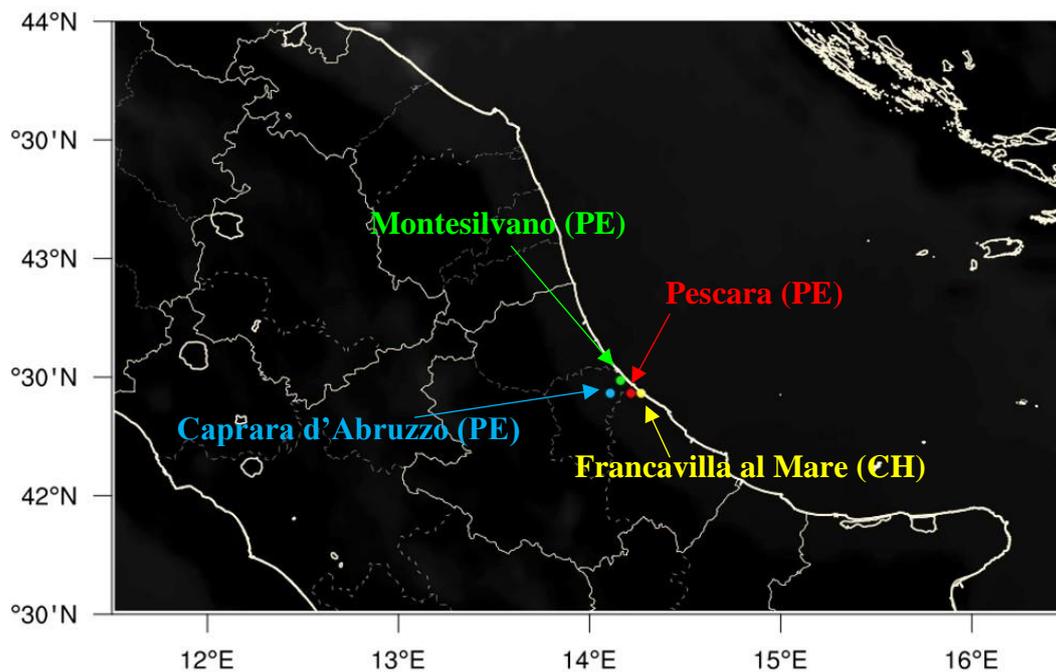
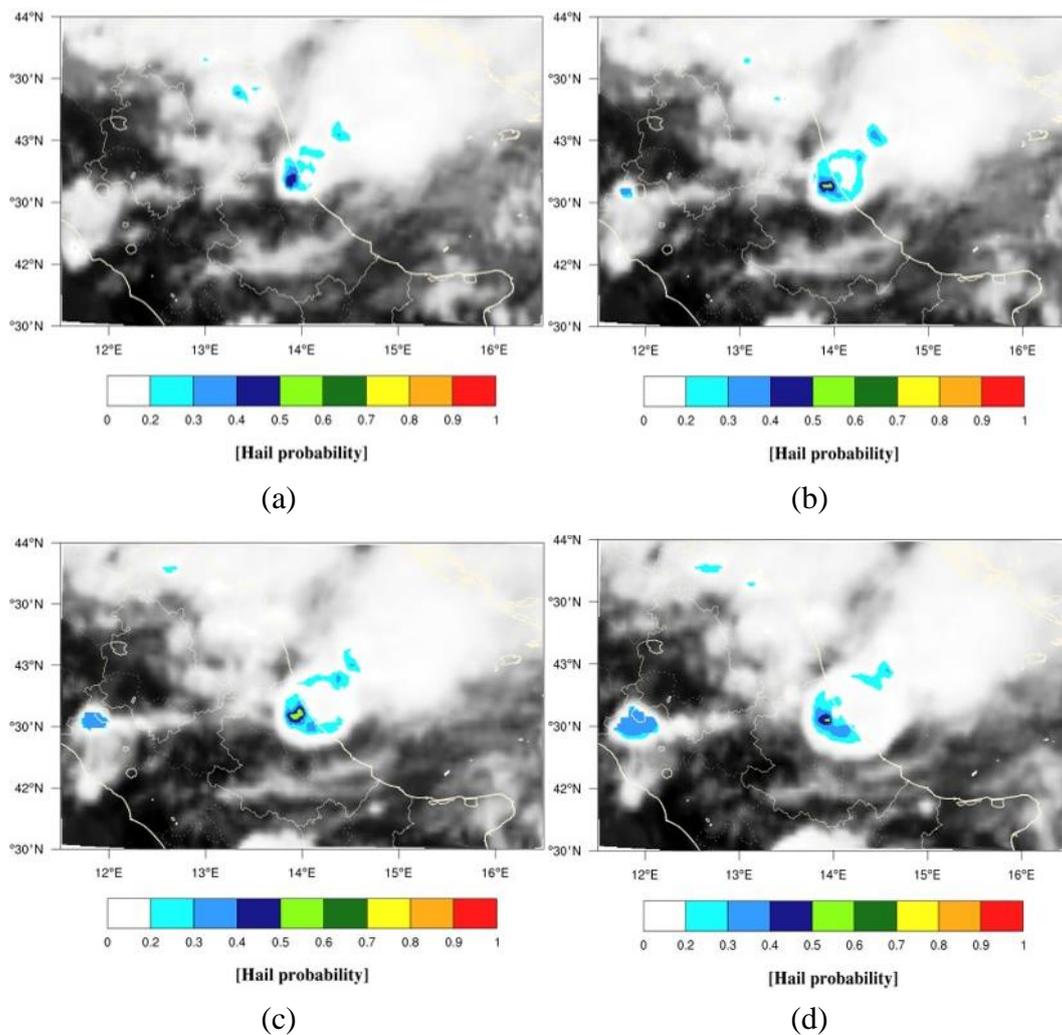


Figura 34. Le località selezionate per il caso di studio in Abruzzo.

LOCALITÀ	ORARIO (UTC)	DIAM. MAX (cm)
Montesilvano (PE)	10:20 ± 15 min	10
Pescara (PE)	10:30 ± 30 min	14
Francavilla al Mare (CH)	10:35 ± 15 min	12

Tabella 7. I dati forniti dall'ESWD per le tre località ubicate lungo la costa. Gli orari ed il diametro massimo rilevato sono da considerarsi indicativi.

Come si può osservare dall'evoluzione temporale, l'arrivo del fronte freddo determina l'instaurarsi di condizioni atmosferiche fortemente instabili con il rapido sviluppo di più celle temporalesche. Mentre gli orari riportati nell'ESWD risultano in accordo rispetto alle mappe riprodotte dal metodo MASHA, è necessario evidenziare alcune differenze riguardanti soprattutto l'intensità dei fenomeni che è stata rilevata. Il massimo di hail probability ricostruito si attesta tra 0.5 e 0.6 e viene rilevato per un sistema convettivo in formazione sull'Abruzzo settentrionale (a partire da Figura 35b) che poi evolve verso Sud coinvolgendo la località di Caprara d'Abruzzo (PE), sita ad alcuni chilometri dalla costa.



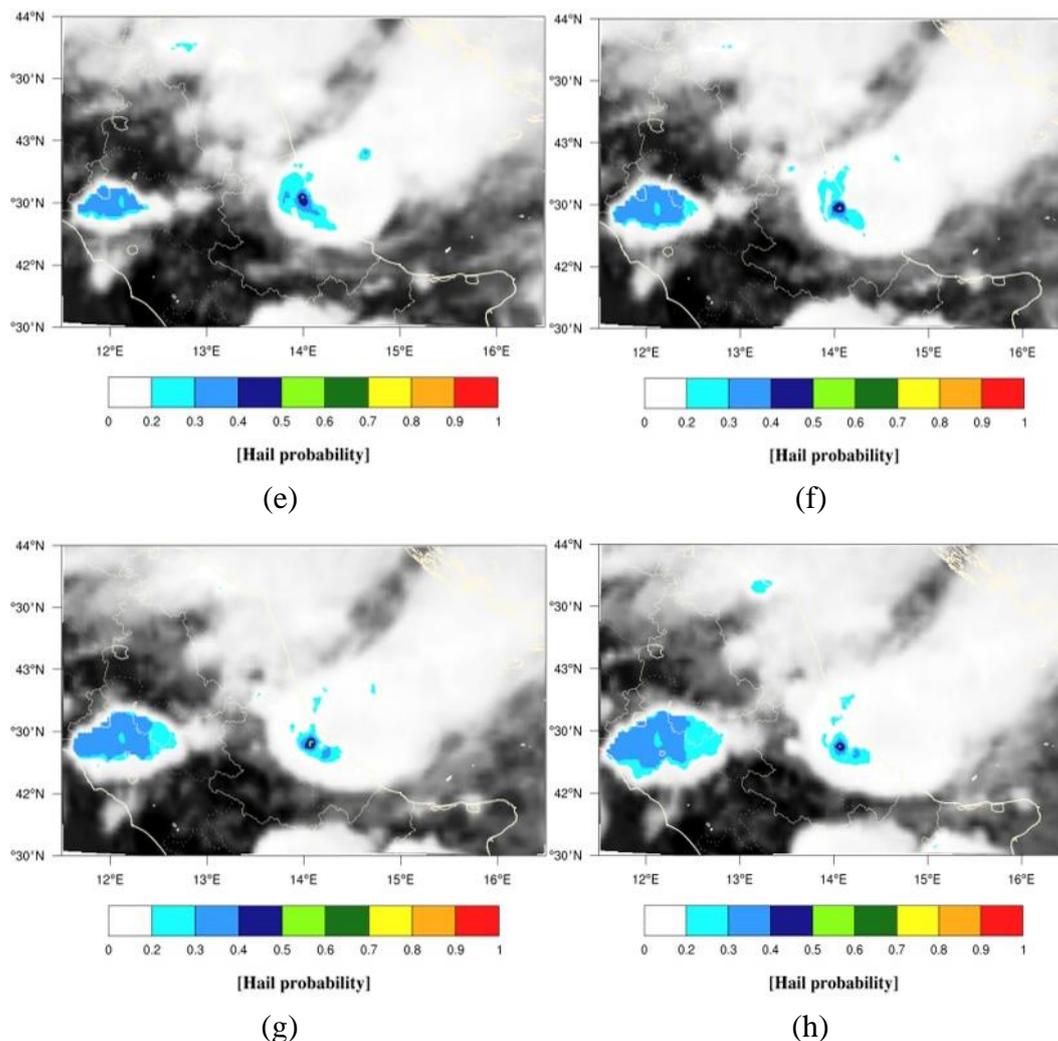


Figura 35. La ricostruzione operata dal metodo MASHA per i sistemi grandinigeni verificatisi tra le province di Pescara e Chieti. Le mappe si riferiscono al giorno 10 luglio 2019 alle ore: 09:30 UTC (a), 09:40 UTC (b), 09:50 UTC (c), 10:00 UTC (d), 10:10 UTC (e), 10:20 UTC (f), 10:30 UTC (g) e 10:40 UTC (h).

Dai dati riportati nell'ESWD sul massimo diametro rilevato dei chicchi di grandine, si dovrebbe ottenere una probabilità di grandine ricostruita nella classe della super hail (0.60 – 1.00) per chicchi di grandine con diametro superiore ai 10 cm nelle località costiere di Montesilvano, Pescara e Francavilla al Mare. Tuttavia, in questo caso l'intensità ricostruita di hail probability dal metodo MASHA è stata sottostimata a causa del numero ridotto di passaggi significativi dei satelliti nelle

microonde nelle ore precedenti: questo non ha permesso una corretta ricalibrazione del modello con la conseguente sottostima di alcuni fenomeni. Ciononostante, in Figura 36 si può vedere come la hail probability per le tre località sulla costa non sia nulla ma compresa tra 0.2 e 0.3 a confermare che il metodo MASHA sia riuscito comunque a individuare la presenza di un sistema potenzialmente grandinigeno.

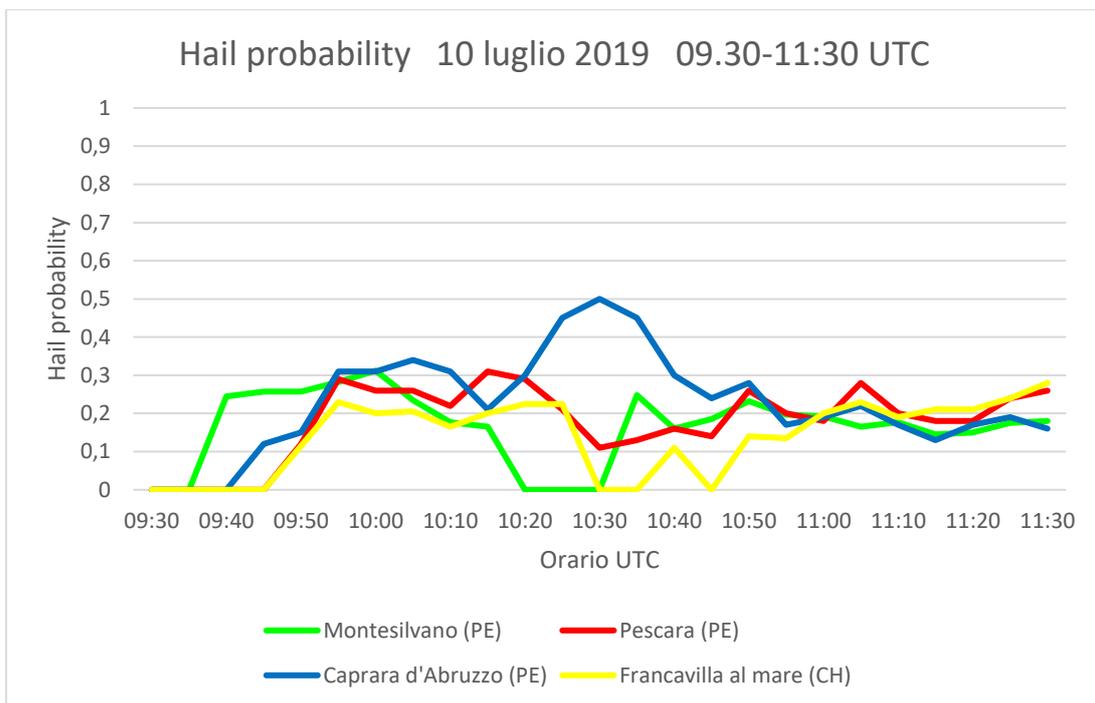


Figura 36. Evoluzione della hail probability tra le 09:30 e le 11:30 UTC per le quattro località abruzzesi.

#### 4.2.2 Puglia

Nel corso del pomeriggio del 10 luglio il fronte freddo in movimento verso Sud-Sud-Est ha raggiunto anche la Puglia. Come per l'Abruzzo, l'aria fredda in arrivo

ha innescato numerose celle temporalesche caratterizzate da forti raffiche di vento e chicchi di grandine di medie dimensioni.

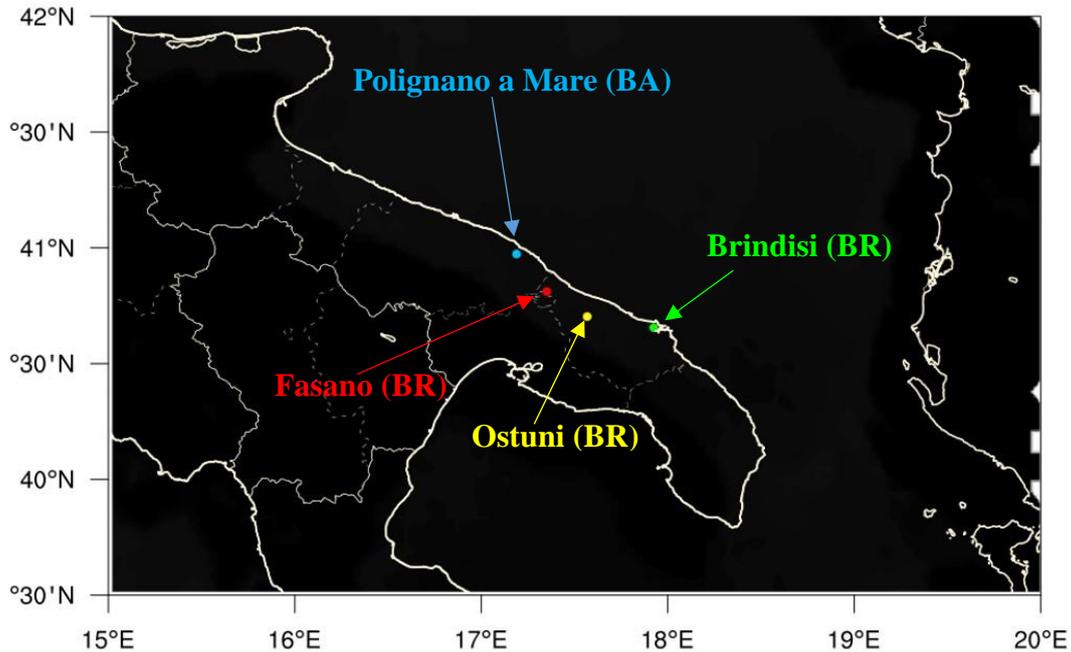


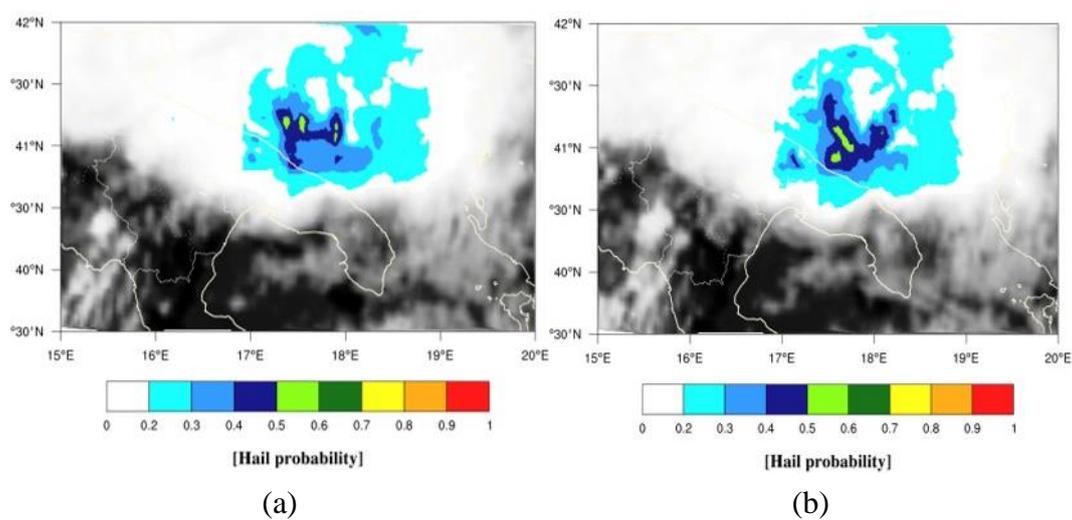
Figura 37. Le località selezionate per il caso di studio in Puglia.

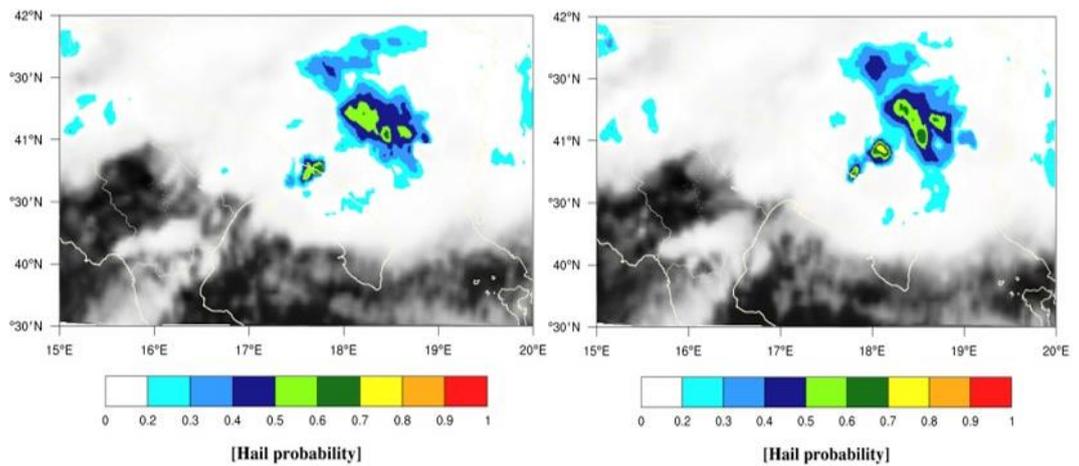
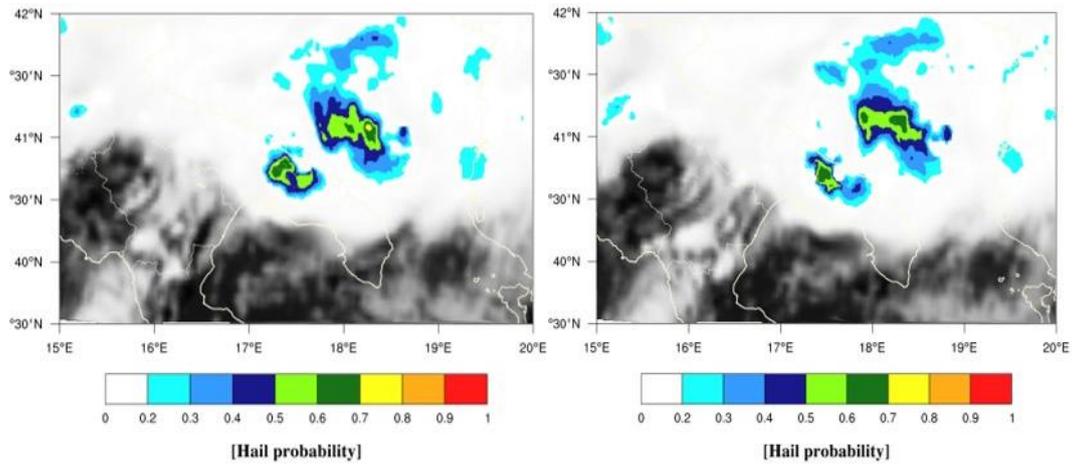
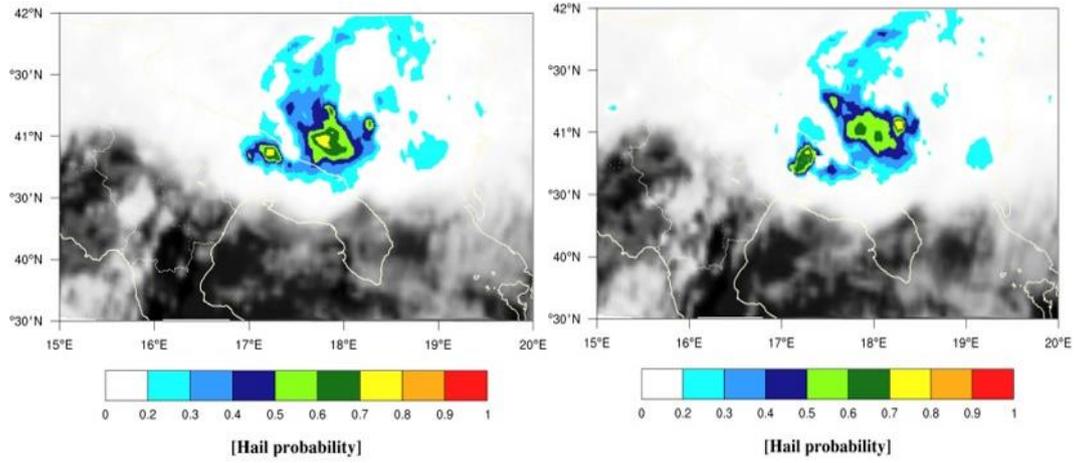
L'area oggetto delle analisi copre parte della provincia di Bari e quella di Brindisi (Figura 37). L'evoluzione del fronte freddo verso Sud-Est è confermata anche dagli orari riportati nel database dell'ESWD (Tabella 8). La prima località interessata è Polignano a Mare (BA) mentre nell'ora successiva i sistemi grandinigeni si estendono alla provincia di Brindisi. Il diametro massimo rilevato dei chicchi di grandine nelle quattro località varia tra 5 e 6 cm. In Figura 38 viene presentata la ricostruzione effettuata dal metodo MASHA. Le mappe elaborate descrivono il passaggio di alcuni temporali grandinigeni tra le 13:45 e le 15:15 UTC che evolvono da Nord-Ovest verso Sud-Est.

LOCALITÀ	ORARIO (UTC)	DIAM. MAX (cm)
<b>Polignano a Mare (BA)</b>	13:45 ± 15 min	6
<b>Fasano (BR)</b>	14:10 ± 15 min	5
<b>Ostuni (BR)</b>	14:30 ± 15 min	5
<b>Brindisi (BR)</b>	15:00 ± 15 min	5

Tabella 8. I dati forniti dall'ESWD per le quattro località prescelte. Gli orari ed il diametro massimo rilevato sono da considerarsi indicativi.

Confrontando la Figura 38b con la Figura 38c, si può notare come si verifichi un notevole aumento dell'indice di hail probability (hp) che contraddistingue le celle temporalesche.





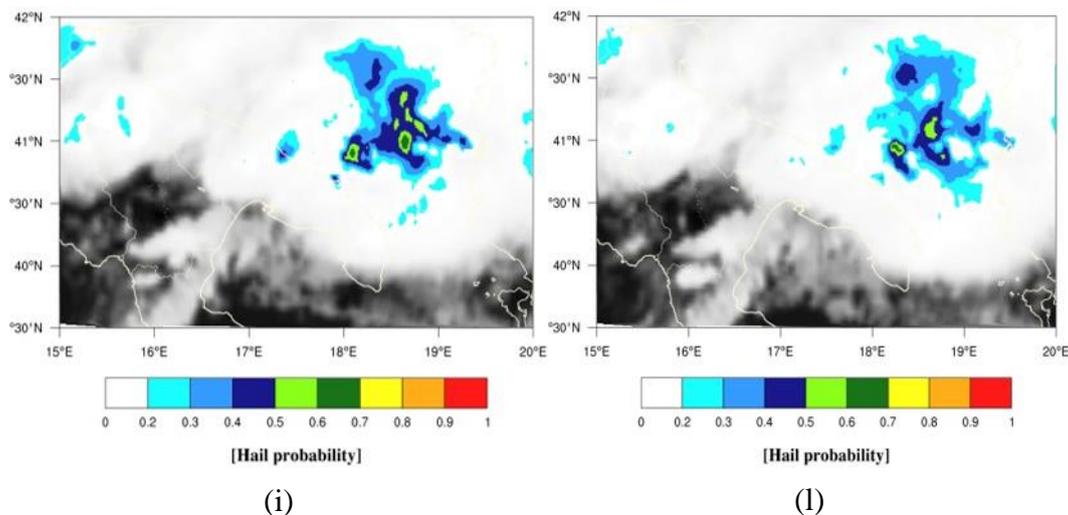


Figura 38. La ricostruzione operata dal metodo MASHA per i sistemi grandinigeni verificatisi tra le province di Bari e Brindisi. Le mappe si riferiscono al giorno 10 luglio 2019 alle ore: 13:45 UTC (a), 13:55 UTC (b), 14:05 UTC (c), 14:15 UTC (d), 14:25 UTC (e), 14:35 UTC (f), 14:45 UTC (g), 14:55 UTC (h), 15:05 UTC (i) e 15:15 UTC (l).

Questo incremento è dovuto al passaggio di un satellite nelle microonde intorno alle ore 14:00 UTC che ha permesso di ricalibrare il modello e migliorare la stima della hail probability ricostruita a partire dai minuti successivi. Per questo motivo, il massimo di hail probability viene rilevato appena dopo le 14:00 UTC a Polignano a Mare ( $hp = 0.43$ ) e a Fasano ( $hp = 0.64$ ). Tra le 14:20 e le 14:40 UTC il sistema arriva nella zona di Ostuni ( $hp = 0.51$ ) per poi raggiungere Brindisi ( $hp = 0.3$ ) verso le 15:05 UTC (Figura 39). Il caso di Polignano a Mare risulta quasi sicuramente sottostimato, in quanto la calibrazione del modello avvenuta intorno alle ore 14:00 UTC non ha consentito di rilevare correttamente l'intensità dei fenomeni. Infatti, confrontando i dati dell'ESWD si può notare come le dimensioni dei chicchi di grandine rilevate fossero anche leggermente superiori alle altre località: tuttavia il massimo di hail probability rilevato alle ore 14:10 UTC (Figura 39) indica

probabilmente che in questa zona i fenomeni erano già in fase di esaurimento quando il modello è stato aggiornato con i nuovi dati.

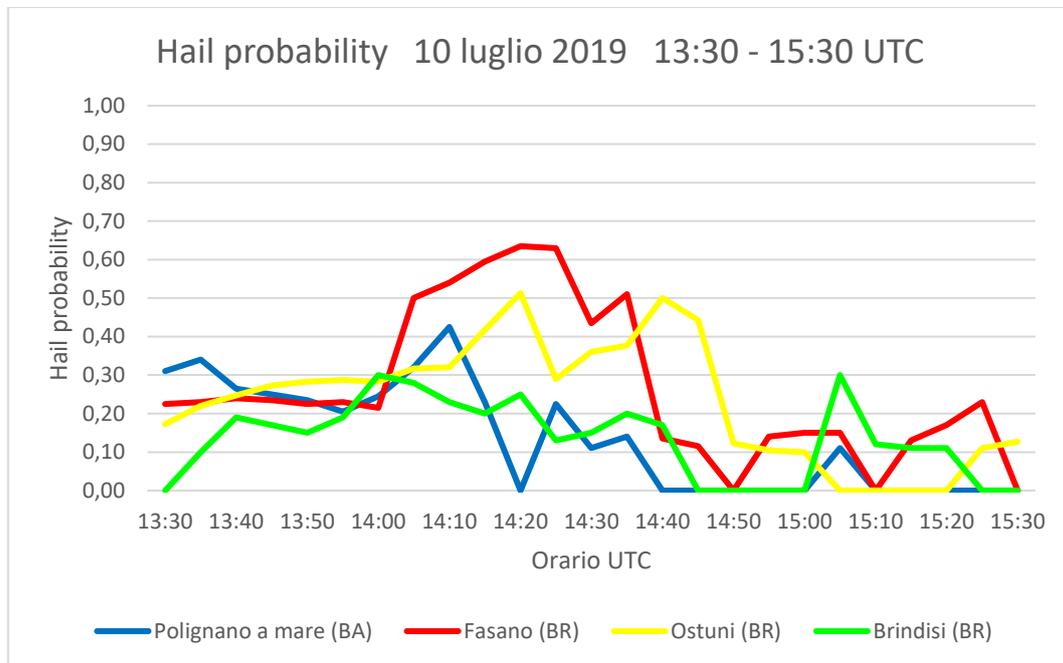


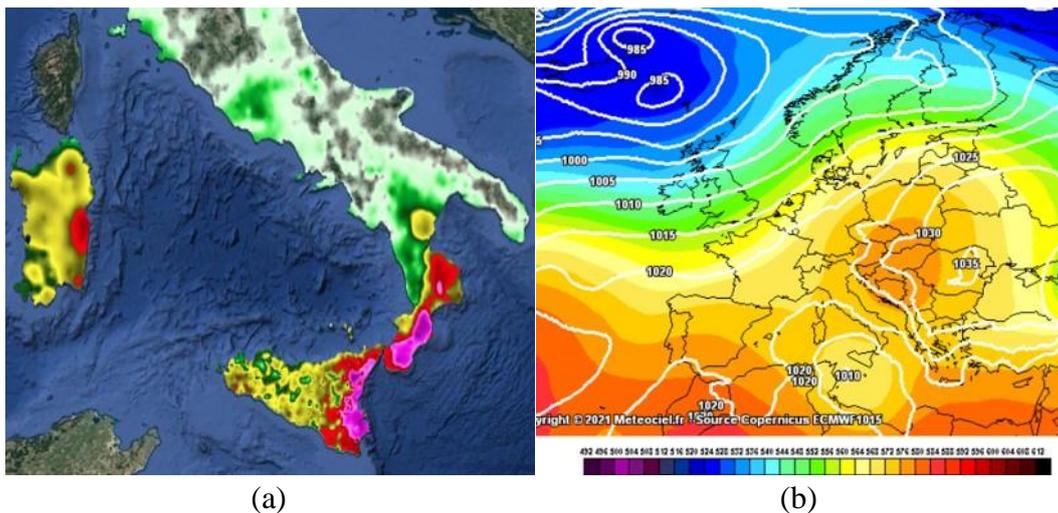
Figura 39. Evoluzione della hail probability tra le 13:30 e le 15:30 UTC per le quattro località pugliesi.

Per la località di Brindisi bisogna tenere in considerazione che le grandinate più intense hanno interessato soprattutto la parte nord-occidentale del comune mentre il dato di hail probability massima riportato ( $hp = 0.3$ ) si riferisce alla città, dove i fenomeni sono stati più intermittenti (<http://www.brindisireport.it/video/maltempo-ostuni.html>). Quindi questo caso di studio risulta molto esplicativo nel mostrare l'elevata efficacia del metodo MASHA quando la ricalibrazione relativa all'informazione sulla hail probability è avvenuta da poco tempo: infatti sia l'evoluzione spazio-temporale dei fenomeni sia la loro intensità stimata è risultata

confrontabile con i dati riportati nell'ESWD e con le osservazioni al suolo effettuate in quella giornata per gran parte delle aree analizzate.

### 4.3 Caso di studio del 27-30 ottobre 2021

Il metodo MASHA è stato utilizzato anche per investigare la presenza della grandine nei cicloni mediterranei. In questo caso di studio viene presentata una duratura e intensa fase di maltempo che ha avuto luogo tra il 24 ottobre e l'1 novembre 2021 al culmine della quale, tra il 27 ed il 30 ottobre, si sviluppò il medicane denominato “Apollo”. Alla fine dell'evento le piogge torrenziali che si verificarono specialmente lungo le coste ioniche di Calabria e Sicilia portarono ad accumuli pluviometrici diffusamente superiori a 200 mm (Figura 40a, fascia in rosa), ma in alcune zone di queste regioni furono rilevate precipitazioni cumulate superiori anche a 500 mm (in viola scuro).



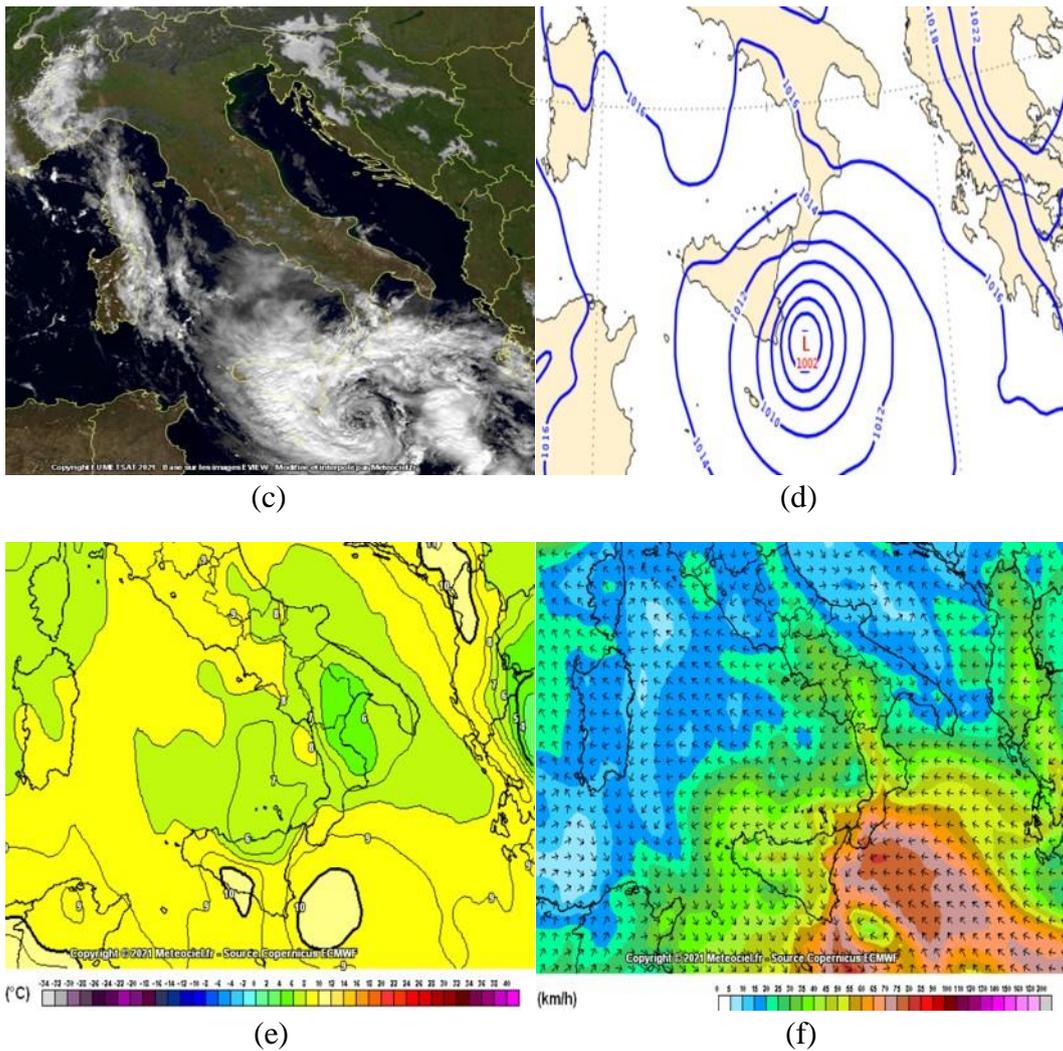


Figura 40. Mappe di precipitazioni cumulate tra il 24 ottobre alle ore 01:00 UTC e l'1 novembre alle ore 01:00 UTC (a), pressione al suolo e geopotenziale a 500 hPa il 25 ottobre alle ore 06:00 UTC (b), immagine satellitare nel canale del visibile che mostra il medicane Apollo il 29 ottobre alle ore 12:00 UTC (c), pressione atmosferica a livello del mare il 29 ottobre alle ore 12:00 UTC (d), temperatura ad 850 hPa il 29 ottobre alle ore 12:00 UTC (e) e raffiche di vento a 10 metri dal suolo il 29 ottobre alle ore 06:00 UTC (f) (Modugno, 2021); (<https://www.meteociel.fr/>).

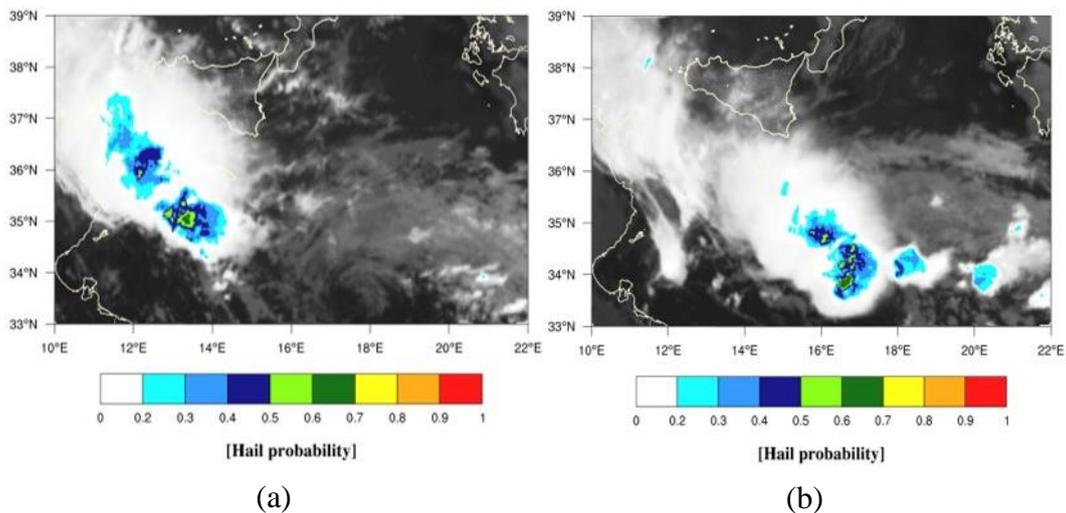
Il minimo barico si è generato il 25 ottobre in una zona sottovento alla catena montuosa dell'Atlante tra la Tunisia e la Libia mentre due aree anticicloniche erano presenti sull'Oceano Atlantico e sull'Europa orientale (Figura 40b). Nei giorni successivi lo spostamento del centro di bassa pressione tra la Libia e la Sicilia e l'arrivo di aria fredda in quota ( $-16^{\circ}\text{C}$  a 500 hPa) che è confluita nella zona del

minimo depressionario hanno determinato l'approfondimento di questa struttura che ha assunto le caratteristiche di un vero e proprio ciclone mediterraneo a partire dal 28 ottobre con un minimo di pressione al suolo di 1002 hPa rilevato il 29 ottobre alle ore 12:00 UTC (Figure 40c e 40d). L'intensificazione della circolazione depressionaria ha progressivamente convogliato aria più fresca da Nord-Est verso le coste di Tunisia e Libia, isolando la massa d'aria più calda preesistente (valori tra 10 e 12°C a 850 hPa, Figura 40e) al di sopra del minimo di pressione al suolo (Figure 40d e 40e). L'isolamento di una massa d'aria più calda all'interno di una circolazione chiusa prende il nome di nucleo caldo (warm core) e si rivela essere uno tra i fattori più importanti per l'identificazione di un ciclone di tipo tropicale. Il medicane è stato classificato "maturo" dalle ore 09:00 UTC del 28 ottobre fino ad almeno le 00:00 UTC del 30 ottobre (Modugno, 2021) presentando le seguenti caratteristiche:

- forma a spirale del sistema nuvoloso e occhio del ciclone ben definito dalle immagini satellitari nel visibile (Figura 40c);
- forte gradiente superficiale di pressione attorno all'occhio (Figura 40d);
- nucleo caldo a 850 hPa sulla verticale del minimo barico (Figura 40e);
- forti venti superficiali con raffiche anche superiori agli 80 km/h (Figura 40f).

In Figura 41 viene descritta l'evoluzione del medicane Apollo attraverso l'analisi della hail probability ricostruita dal metodo MASHA per le giornate dal 27 al 30 ottobre. Nelle Figure 41a e 41b il minimo depressionario non ha ancora raggiunto

lo stadio di ciclone mediterraneo ma si trova nella fase di approfondimento. In queste due mappe si può notare il graduale spostamento del centro di bassa pressione che muove dalla Tunisia fino a collocarsi tra la Sicilia e la Libia nelle prime ore del 28 ottobre. In questa prima fase vengono identificati diversi sistemi grandinigeni in mare aperto tra la Tunisia, la Libia e la Sicilia con valori massimi di hail probability anche superiori a 0.6: lo sviluppo in mare aperto di queste celle temporalesche non ha permesso di confrontare questi dati con osservazioni al suolo verificate. Tra il 28 e il 29 ottobre il minimo depressionario diventa un medicane con l'occhio del ciclone che si distingue in modo nitido e viene localizzato a Est della Sicilia (Figure 41c e 41d). Nelle prime ore del 29 ottobre alcuni nuclei temporaleschi grandinigeni sospinti da forti venti orientali interessano le coste sudorientali della Sicilia e l'isola di Malta con probabilità di grandine spesso compresa tra 0.3 e 0.6, segnalando fenomeni potenzialmente molto intensi (Figure 41c e 41d).



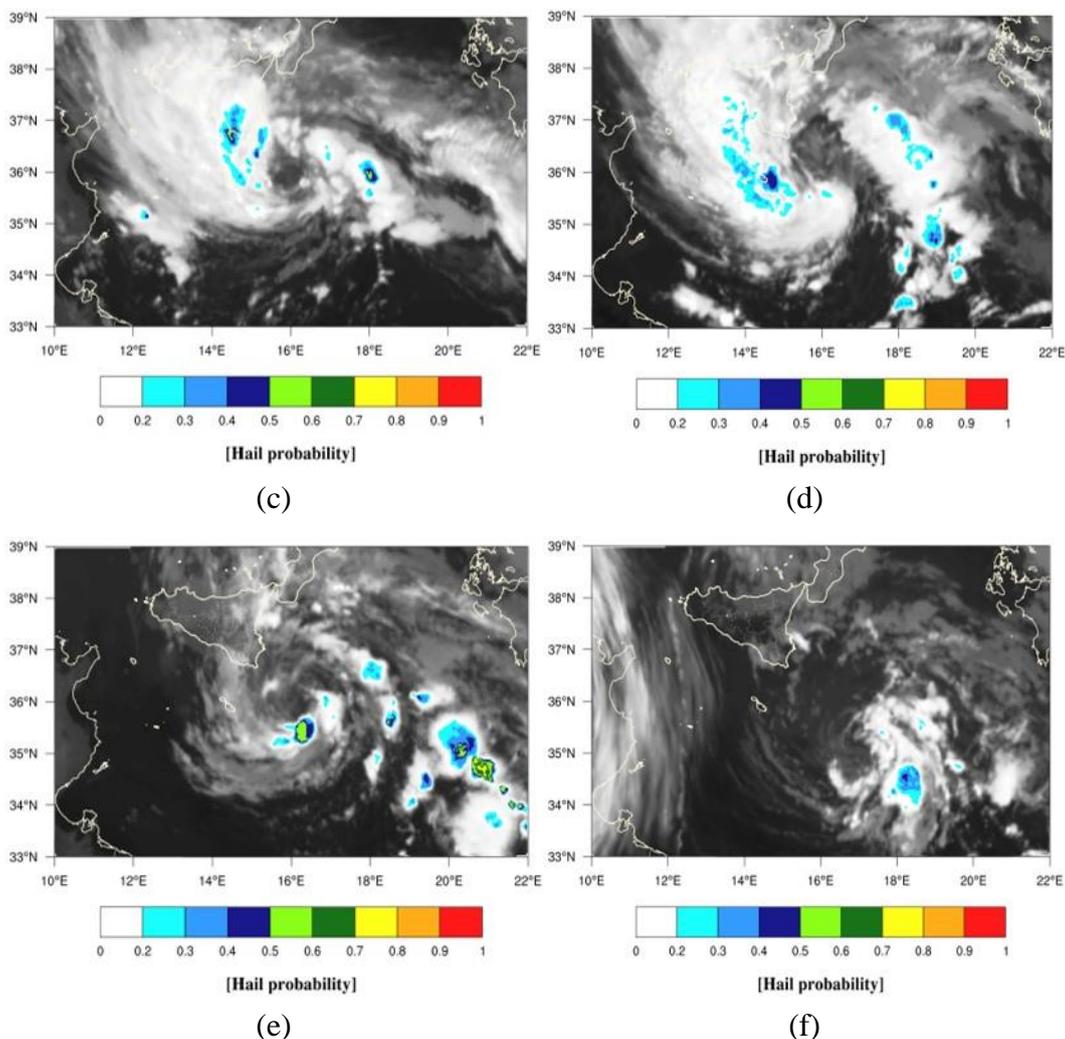


Figura 41. La ricostruzione operata dal metodo MASHA per i sistemi grandinigeni individuati in seguito allo sviluppo del medicane Apollo. Le mappe si riferiscono ai giorni: 27 ottobre alle ore 15:50 UTC (a), 28 ottobre alle ore 00:55 UTC (b), 29 ottobre alle ore 00:40 UTC (c), 29 ottobre alle ore 08:15 UTC (d), 30 ottobre alle ore 00:30 UTC (e) e 30 ottobre alle ore 08:50 UTC (f).

Alle ore 00:30 UTC del 30 ottobre (Figura 41e) l'attività di Apollo è ancora molto significativa con numerose celle temporalesche che si scorgono lungo il versante orientale del medicane caratterizzate da valori di hail probability compresi anche tra 0.7 e 0.8. Nel corso della mattinata del 30 ottobre il ciclone mediterraneo Apollo si sposta gradualmente verso Sud-Est abbandonando le coste della Sicilia e decretando la fine di questa intensa fase di maltempo che si è abbattuta sulle regioni

meridionali italiane (Figura 41f). Durante questa giornata Apollo inizia ad indebolirsi e, mentre si evolve verso le coste orientali della Libia, perde la classificazione di medicane.

La ricostruzione effettuata dal metodo MASHA è importante per comprendere quale sia lo sviluppo della grandine all'interno dei cicloni mediterranei di tipo tropicale. Nonostante l'assenza di osservazioni al suolo documentabili, il modello è riuscito a ricostruire tutte le fasi che hanno caratterizzato il medicane, dalla nascita allo stadio maturo, fino al suo esaurimento. Le modalità di sviluppo della grandine all'interno dei medicane non sono ancora state completamente esplorate sia per quanto riguarda lo studio delle zone e delle fasi più attive sia dal punto di vista delle osservazioni. Di conseguenza il metodo MASHA rappresenta un'ottima opportunità per indagare e osservare le caratteristiche principali della grandine all'interno dei cicloni mediterranei.

## Capitolo 5

# Applicazioni del metodo MASHA: l'Hail Severity Index

Nel capitolo precedente sono stati presentati i risultati ottenuti a partire dalle ricostruzioni del metodo MASHA. Grazie all'ausilio di alcuni esempi, è stato possibile osservare le potenzialità di questo metodo nel ricostruire l'evoluzione dei campi di hail probability durante lo sviluppo dei fenomeni convettivi ed evidenziare eventuali punti deboli della tecnica. Riguardo a quest'ultima tematica, l'aspetto più rilevante è risultato essere la generica sottostima di hail probability ricostruita dal modello quando i dati forniti dai sensori polari non sono molto recenti ma risalgono a qualche ora prima (caso di studio dell'Abruzzo e in misura minore quello relativo all'Emilia-Romagna). In questa sezione i dati satellitari utilizzati dal metodo MASHA verranno integrati insieme all'OI e ai dati di fulminazione e da radar forniti da strumentazione al suolo. L'obiettivo è quello di convogliare tutte queste informazioni in un indice sviluppato appositamente per tenere conto della severità delle condizioni atmosferiche anche quando il dato di hail probability con cui viene calibrato il modello non è stato aggiornato di recente.

## 5.1 Introduzione all'Hail Severity Index

Per sfruttare al meglio le informazioni contenute in ogni variabile presa in considerazione, è stato sviluppato un metodo che potesse aggregare tutti i dati a disposizione a intervalli di cinque minuti ciascuno. Tuttavia, i dati forniti sono disponibili a risoluzioni diverse poiché i dati da satellite (hail probability e OI) hanno una risoluzione di circa 4.8 km, i dati da radar (POH e VIL) hanno una risoluzione di 1 km e i dati di fulminazione presentano una risoluzione puntuale. Per ovviare a queste differenze è stato deciso di rimappare tutte queste variabili utilizzando una griglia regolare di  $6 \times 6 \text{ km}^2$  in modo da avere la stessa geolocalizzazione per tutte le variabili a disposizione. All'interno di ciascuna cella, il risultato sui dati di fulminazione indica il numero totale di fulmini che sono stati conteggiati nei cinque minuti precedenti mentre per le altre variabili è stata calcolata la media delle osservazioni. A questo punto, tutte le variabili sono caratterizzate dalla stessa geolocalizzazione e diviene quindi possibile stimare la severità delle condizioni atmosferiche mediante un indice denominato Hail Severity Index (HSI).

L'HSI è stato concepito per fornire una valutazione immediata della severità dell'evento osservato pur mantenendo una stretta relazione con la hail probability ricostruita dal metodo MASHA. L'HSI viene identificato mediante una scala incrementale di interi tra 0 e 4 definita in base alle classi di hail probability descritte (3.3.1). L'HSI aumenta seguendo l'incremento della probabilità di grandine (Tabella 9) passando da un valore minimo di 0 (hail probability compresa tra 0 e 0.20) a un valore massimo di 4 (hail probability compresa tra 0.60 e 1.00). Fino a

questo punto la hail probability è stata solamente tradotta in un indice di severità, ma nessun'altra informazione è stata aggiunta. L'idea è quella di definire anche per le altre variabili atmosferiche intervalli opportuni in modo che ciascuna di esse possa corrispondere a un valore di HSI tra 0 e 4, esattamente come definito per la hail probability.

<b>CLASSI DI GRANDINE</b>	<b>HAIL PROBABILITY</b>	<b>HSI</b>
<b>No hail</b>	$P < 0.20$	0
<b>Hail Potential</b>	$0.20 \leq P < 0.36$	1
<b>Hail Initiation</b>	$0.36 \leq P < 0.45$	2
<b>Hail</b>	$0.45 \leq P < 0.60$	3
<b>Super Hail</b>	$0.60 \leq P < 1.00$	4

*Tabella 9. Hail Severity Index (HSI) definito in base alle classi di grandine.*

In accordo con gli studi eseguiti da Strelec Mahović and Mikuš (2011), per l'OI è stato deciso di utilizzare una soglia pari o superiore a 4 per identificare sistemi temporaleschi molto violenti e far scattare il valore massimo dell'HSI. Invece, dopo alcune verifiche è stato deciso di considerare solamente valori di OI pari o superiori

a 1 per determinare un HSI non nullo, in quanto valori più bassi di OI avrebbero causato un numero di falsi allarmi troppo elevato rispetto alle reali condizioni atmosferiche.

Per quanto riguarda i dati radar, gli intervalli dei dati di POH utili a segnalare l'incremento dell'HSI sono stati scelti sulla base dei lavori eseguiti da Waldvogel et al. (1979) e Foote et al. (2005). Il valore di POH uguale o superiore all'80%, che corrisponde a una differenza di quota tra l'echo top a 45 dBZ e lo zero termico ( $\Delta H_{45}$ ) di 4.2 km, è di norma preso come riferimento per osservare la grandine (Figura 42). Di conseguenza l'HSI risulterà uguale a 0 fino a quando la POH rilevata sarà al di sotto del 60%. Tra il 60% e il 100%, l'HSI aumenta in maniera regolare passando da 1 a 4 seguendo l'incremento della POH a intervalli del 10%. Per esempio se la POH è compresa tra il 70% e l'80% l'HSI sarà pari a 2 mentre se la POH è compresa tra l'80% e il 90% l'HSI sarà uguale a 3.

<u>HEIGHT (km)</u>	<u>Probability (%)</u>
5.80	1.0
5.00	0.9
4.20	0.8
3.55	0.7
3.07	0.6
2.70	0.5
2.40	0.4
2.17	0.3
1.97	0.2
1.80	0.1
1.65	0.0

Figura 42. I dati di POH (sulla destra) in funzione della  $\Delta H_{45}$  (sulla sinistra) considerati per calcolare l'HSI (Foote et al., 2005).

Amburn and Wolf (1997) stabilirono che i temporali definiti come severi, ossia caratterizzati da chicchi di grandine con diametro superiore a 1.9 cm, aumentano sensibilmente per valori di VIL density superiori a  $3.5 \text{ g/m}^3$ . Sulla base della stessa classificazione, Lahiff (2005) presentò ulteriori risultati sulla VIL density che sono stati utilizzati in questo lavoro per calcolare l'HSI. Infatti, come si può vedere in Figura 43, i temporali severi sono molto rari quando i valori di VIL density risultano inferiori a  $3 \text{ g/m}^3$  mentre rappresentano l'assoluta maggioranza per valori superiori a  $4.5 \text{ g/m}^3$ . Per questi motivi quando la VIL density raggiunge i  $4.5 \text{ g/m}^3$  viene assegnato un HSI pari a 4 mentre tra  $3.5$  e  $4.5 \text{ g/m}^3$  l'HSI è uguale a 3.

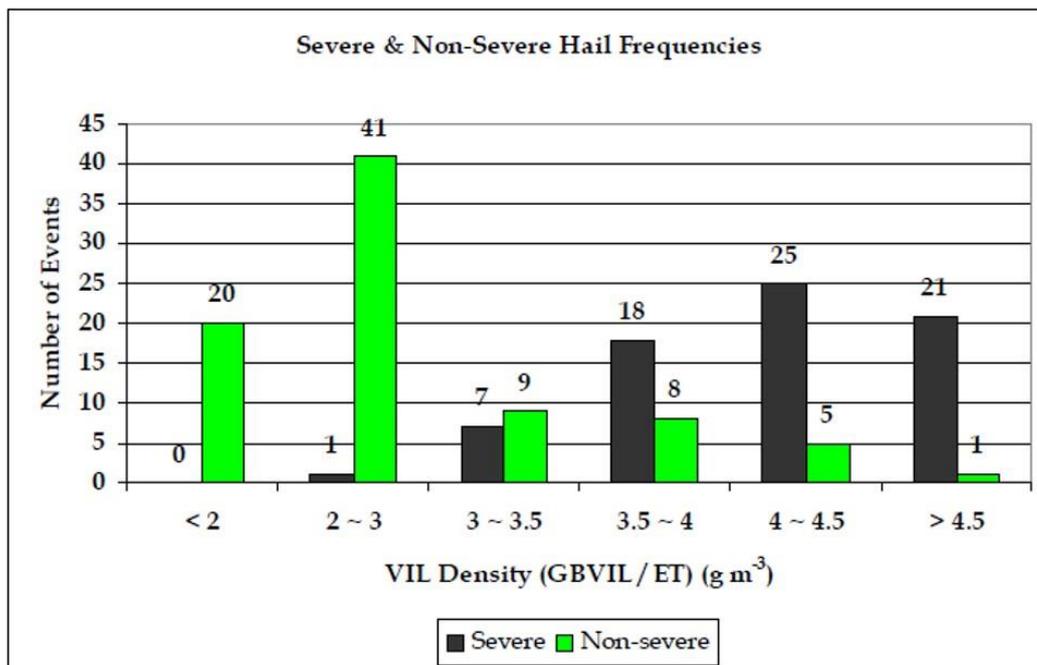


Figura 43. I valori di VIL density che caratterizzano i temporali severi (in nero) e non severi (in verde), Lahiff (2005).

Per eventi temporaleschi meno intensi, l'HSI risulta uguale a 2 in caso di VIL density tra 2.5 e 3.5 g/m<sup>3</sup> mentre diviene uguale a 1 per valori di VIL density superiori a 1.5 g/m<sup>3</sup>.

Gli ultimi dati da considerare sono quelli di fulminazione. In letteratura numerosi studi hanno confermato che il numero totale di fulmini è il miglior indicatore per identificare la grandine. Williams et al. (1999) trovarono che fenomeni severi (grandine con diametro superiore a 1.9 cm) si verificano solamente quando il tasso di fulminazione è superiore a 60 al minuto. Inoltre Feng et al. (2007) verificarono che il numero totale di fulmini e la distribuzione del contenuto di precipitazione ghiacciata in nube (g/m<sup>3</sup>) risultano ben correlati. Di conseguenza, per stabilire il numero di fulmini da utilizzare per determinare gli intervalli utili all'HSI sono state analizzate le distribuzioni del numero totale di fulmini e della VIL density per una serie di giornate caratterizzate da fenomeni grandinigeni rilevanti (Figura 44).

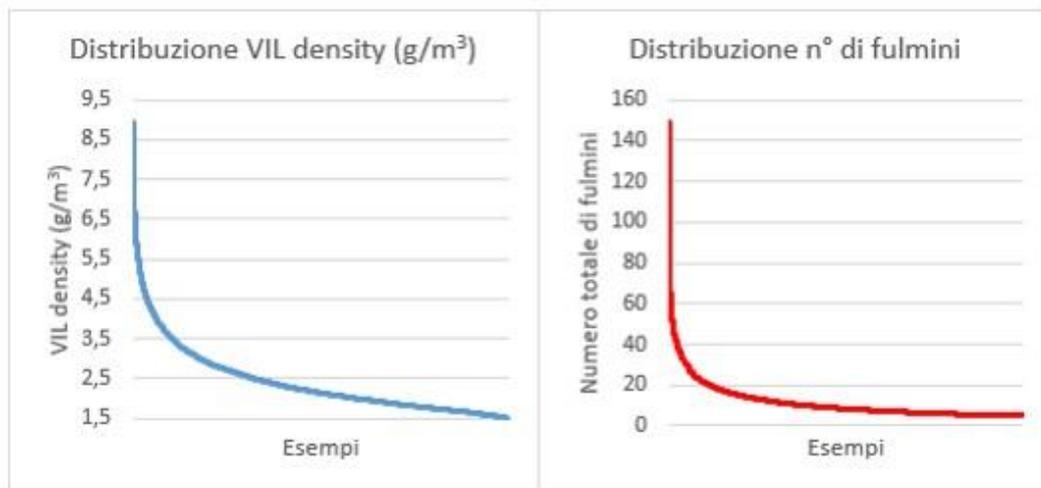


Figura 44. Le distribuzioni di VIL density e del numero totale di fulmini.

In entrambi i casi i valori delle distribuzioni sono stati ordinati dal più grande al più piccolo: per la VIL density sono stati considerati solo i valori superiori a  $1.5 \text{ g/m}^3$  mentre per il numero di fulmini sono state selezionate solo le celle contenenti cinque o più fulmini. In questo modo per stilare la distribuzione dei fulmini è stato utilizzato un tasso caratterizzato mediamente da almeno un fulmine al minuto. Questo dato è piuttosto basso rispetto a quelli trovati in letteratura ma bisogna tenere in considerazione che il numero di fulmini qui riportato riguarda solo una singola cella di area  $6 \times 6 \text{ km}^2$  e non tutto l'evento nel suo insieme. Per queste ragioni è stato deciso che il valore di HSI uguale a 1 sarebbe scattato al superamento del tasso minimo di un fulmine al minuto, ossia per un numero di fulmini pari o superiore a sei. Le due distribuzioni sono simili e sono approssimabili entrambe a una funzione esponenziale decrescente. Di conseguenza per definire gli intervalli dell'HSI è stato deciso di proseguire come segue:

- 1) calcolare i percentili relativi ai valori di VIL density ( $2.5 - 3.5 - 4.5 \text{ g/m}^3$ ) nella medesima distribuzione;
- 2) utilizzare i percentili risultanti per trovare il numero di fulmini nella corrispondente distribuzione.

Questa metodologia ha consentito di trovare che ai tre valori di VIL density selezionati corrispondessero rispettivamente il 68°, il 90° e il 96° percentile (Tabella 10a). A loro volta questi percentili si sono tradotti in un numero di fulmini uguale ad 11, 22 e 32 (Tabella 10b).

VIL DENSITY (g/m <sup>3</sup> )	
VALORE	PERCENTILE
2.5	68°
3.5	90°
4.5	96°

(a)

NUMERO DI FULMINI	
PERCENTILE	VALORE
68°	11
90°	22
96°	32

(b)

Tabella 10. Il percentile corrispondente ad ogni valore di VIL density (Tabella 10a) ed il numero di fulmini calcolato in funzione al percentile determinato (Tabella 10b).

Quindi l'HSI risulta pari a 1 per un numero di fulmini compreso tra 6 e 11 e aumenta fino a diventare uguale a 4 nel caso in cui vengano rilevati 32 o più fulmini. A questo punto tutti gli intervalli per tutte le variabili in questione utili a determinare l'HSI sono stati determinati e i risultati sono riassunti in Tabella 11. Ogni variabile darà il proprio contributo per assegnare l'HSI, il cui valore sarà scelto in base al contributo maggiore di ciascuna delle variabili considerate. In altri termini, a ogni variabile analizzata corrisponderà un determinato valore di HSI e, tra tutti quelli risultanti, per ogni cella verrà scelto il più alto tra quelli calcolati.

HAIL SEVERITY INDEX (HSI)					
	0	1	2	3	4
H. Prob. (H)	$H < 0.2$	$0.2 \leq H < 0.36$	$0.36 \leq H < 0.45$	$0.45 \leq H < 0.6$	$0.6 \leq H \leq 1.00$
Oversh. (OI)	$OI < 1$	$1 \leq OI < 2$	$2 \leq OI < 3$	$3 \leq OI < 4$	$OI \geq 4$
Fulmini (F)	$F < 6$	$6 \leq F < 11$	$11 \leq F < 22$	$22 \leq F < 32$	$F \geq 32$
POH (P)	$P < 60$	$60 \leq P < 70$	$70 \leq P < 80$	$80 \leq P < 90$	$P \geq 90$
VILd (V)	$V < 1.5$	$1.5 \leq V < 2.5$	$2.5 \leq V < 3.5$	$3.5 \leq V < 4.5$	$V \geq 4.5$

Tabella 11. L'andamento dell'Hail Severity Index (HSI) da 0 a 4 in funzione di hail probability (H), overshooting index (OI), numero di fulmini (F), POH (P) e VIL density (V).

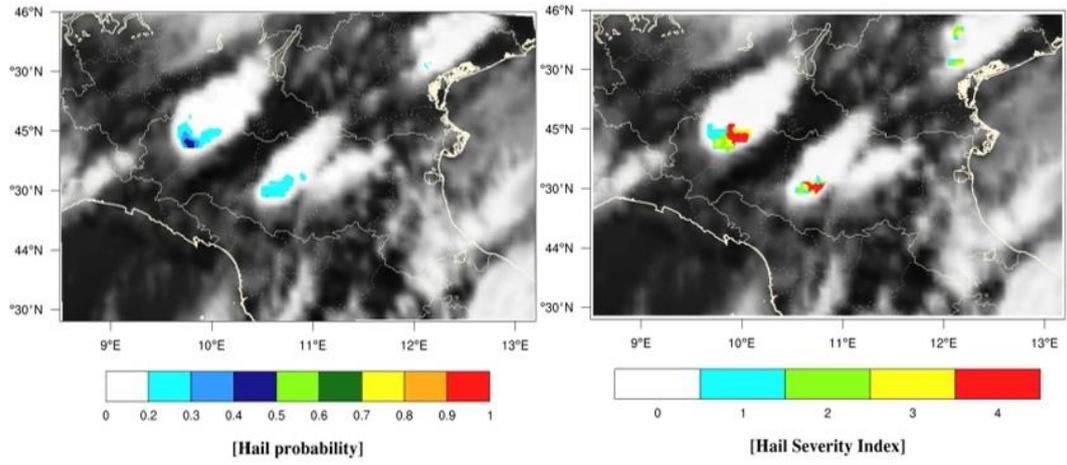
Questa metodologia è stata adottata in virtù del fatto che può accadere che una o più sorgenti di dati (segnatamente fulmini, POH e VIL density) non siano a disposizione: in questo modo il valore dell'HSI non viene alterato da contributi erronei e rimane il più fedele possibile alle reali condizioni atmosferiche. A titolo esemplificativo in Figura 45 viene presentato uno dei file risultanti dal processo di rimappatura mediante griglia regolare con risoluzione di  $6 \times 6 \text{ km}^2$  utilizzati per il calcolo dell'HSI. Da sinistra verso destra sono illustrate: latitudine, longitudine, TB<sub>10.8</sub>, TB<sub>6.2</sub>, hail probability, OI, numero di fulmini, POH, VIL density e HSI. Come si può vedere, l'HSI è sempre uguale a 0 quando nessuna delle variabili presenta le condizioni necessarie per l'incremento dell'indice. In questo caso l'HSI risulta pari a 1 in due esempi: nella riga in alto la hail probability ricostruita (0.28) e i 7 fulmini rilevati contribuiscono entrambi per un valore di HSI uguale a 1 mentre nella riga in basso è il dato di VIL density di  $1.628 \text{ g/m}^3$  a provocare l'incremento. Quando la hail probability passa a 0.435 e i fulmini rilevati aumentano a 20 l'HSI diventa uguale a 2: il contributo dalla VIL density ( $2.466 \text{ g/m}^3$  che porterebbe l'HSI a 1) è meno importante rispetto a quello dato delle altre due variabili e quindi non è rilevante ai fini del calcolo dell'indice. Allo stesso modo viene assegnato un valore di HSI pari a 3 quando la POH arriva all'86% mentre l'indice raggiunge l'ultima classe al rilevamento di 32 fulmini e un valore di VIL density di  $4.921 \text{ g/m}^3$ .

Latitudine		TB <sub>10.8</sub>		Hail prob.		N° fulmini		VIL density	
44.508	10.041	284.638	234.992	0.000	-49.646	0	0	0.000	0
44.562	10.041	282.943	234.850	0.000	-48.092	0	0	0.000	0
44.616	10.041	276.466	235.372	0.000	-41.093	0	0	0.000	0
44.670	10.041	274.234	236.328	0.000	-37.906	0	0	0.000	0
44.724	10.041	270.238	238.120	0.000	-32.118	0	0	0.000	0
44.778	10.041	254.448	233.557	0.000	-20.891	1	0	0.000	0
44.832	10.041	220.227	217.750	0.280	-2.477	7	0	0.000	1
44.886	10.041	214.987	215.406	0.435	0.418	20	0	2.466	2
44.941	10.041	220.768	220.578	0.215	-0.190	32	83	4.921	4
44.995	10.041	222.723	222.651	0.170	-0.072	3	86	2.763	3
45.049	10.041	222.887	222.703	0.160	-0.183	2	0	1.628	1
45.103	10.041	224.147	222.915	0.135	-1.231	2	0	0.000	0
45.157	10.041	223.036	222.285	0.148	-0.751	2	0	0.000	0
45.211	10.041	221.758	221.612	0.160	-0.147	0	0	0.000	0
45.265	10.041	223.363	223.236	0.115	-0.126	0	0	0.000	0
45.319	10.041	223.678	222.706	0.125	-0.972	0	0	0.000	0
	Longitudine		TB <sub>6.2</sub>		Overshooting		POH		HSI

Figura 45. Esempio di un file utilizzato per calcolare l'HSI. Le frecce indicano la categoria alla quale appartengono i valori.

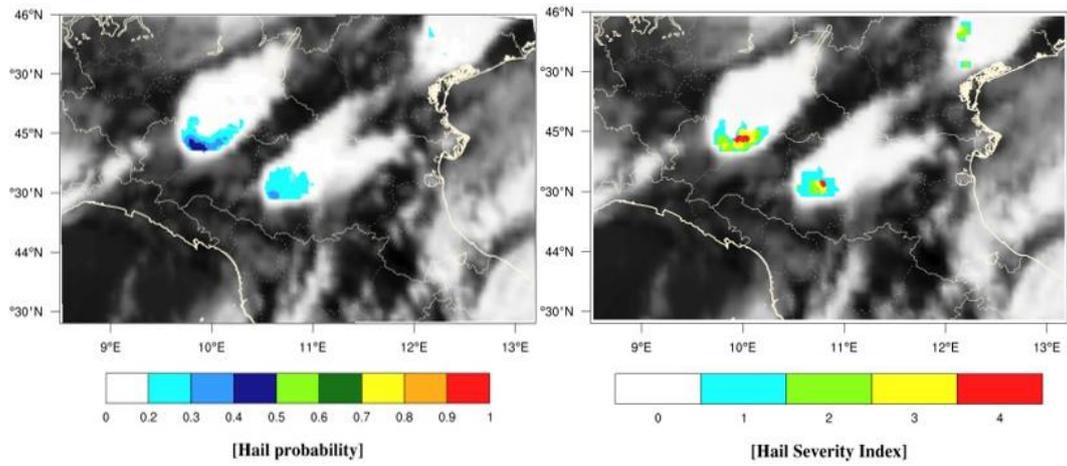
## 5.2 Casi di studio sull'Emilia-Romagna

I dati radar misurati da ARPAE presentano una copertura in latitudine da 43.4°N a 46°N e in longitudine da 8.5°E a 13.2°E. Ciò significa che all'interno di questo dominio tutte le variabili sono a disposizione per calcolare l'HSI. Il caso analizzato del 26 luglio 2021 viene riproposto in Figura 46 in modo da confrontare i risultati del metodo MASHA con le mappe di HSI per comprendere se e in che modo le nuove variabili abbiano contribuito a migliorare il risultato finale. Le mappe di hail probability e HSI presentate in Figura 46 tra le 12:50 e le 13:20 UTC identificano il periodo di circa trenta minuti nei quali si sono avute le grandinate più intense tra il piacentino e il parmense.



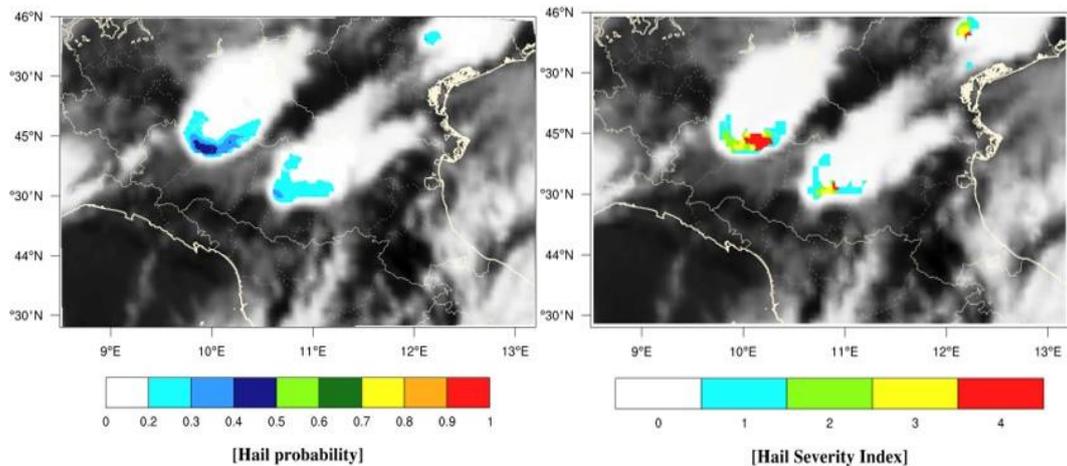
(a)

(b)



(c)

(d)



(e)

(f)

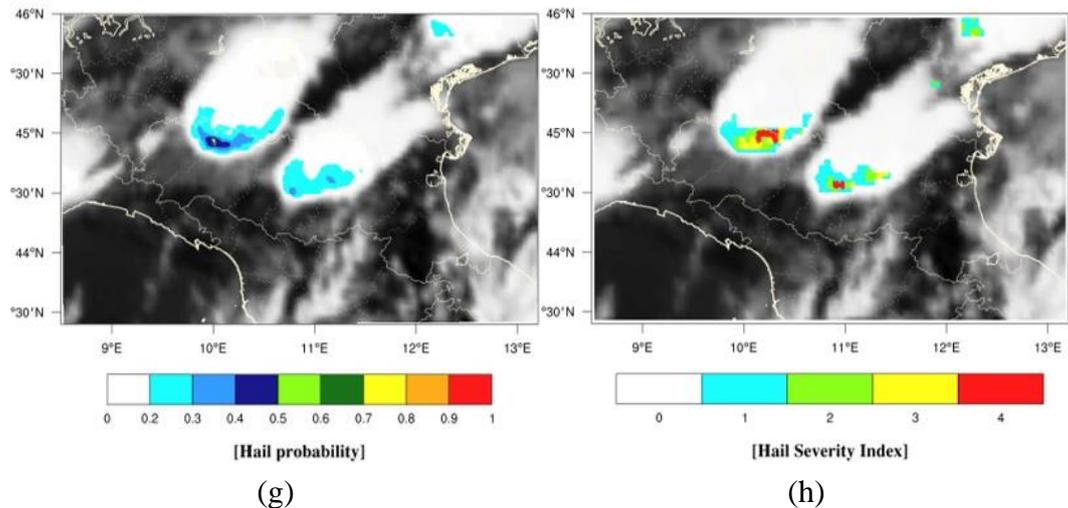


Figura 46. Confronto tra le mappe del metodo MASHA (sulla sinistra) e quelle ottenute dal calcolo dell'HSI (sulla destra) per il giorno 26 luglio 2021. Gli orari ai quali si riferiscono le mappe sono: 12:50 UTC (a-b), 13:00 UTC (c-d), 13:10 UTC (e-f) e 13:20 UTC (g-h).

L'HSI raggiunge la quarta e ultima classe in tutti gli istanti proposti e in entrambe le province mentre il sistema si sposta verso Est-Nord-Est. Per questo caso di studio la hail probability stimata dal metodo MASHA raggiunge valori massimi intorno a 0.5 che corrisponderebbero a un HSI uguale a 3. Un contributo notevole per raggiungere l'ultima classe dell'indice di severità è stato fornito dai dati radar con valori di POH che hanno raggiunto anche il 100% e valori di VIL density spesso superiori a  $5 \text{ g/m}^3$ . In secondo luogo, anche il numero di fulmini e l'OI hanno contribuito a identificare sistemi temporaleschi particolarmente sviluppati. Per mostrare meglio quanto appena detto, in Figura 47 viene presentata l'evoluzione della hail probability e dell'HSI per la località di Busseto tra le ore 12:00 e le 14:00 UTC. Il grafico evidenzia che tra le 12:50 e le 13:10 UTC l'HSI si mantiene nella classe più elevata mentre l'andamento temporale della stima di hail probability

risulta leggermente sfasato rispetto a quello dell'HSI, non riuscendo a ricostruire la parte più intensa dei fenomeni che si sono verificati.

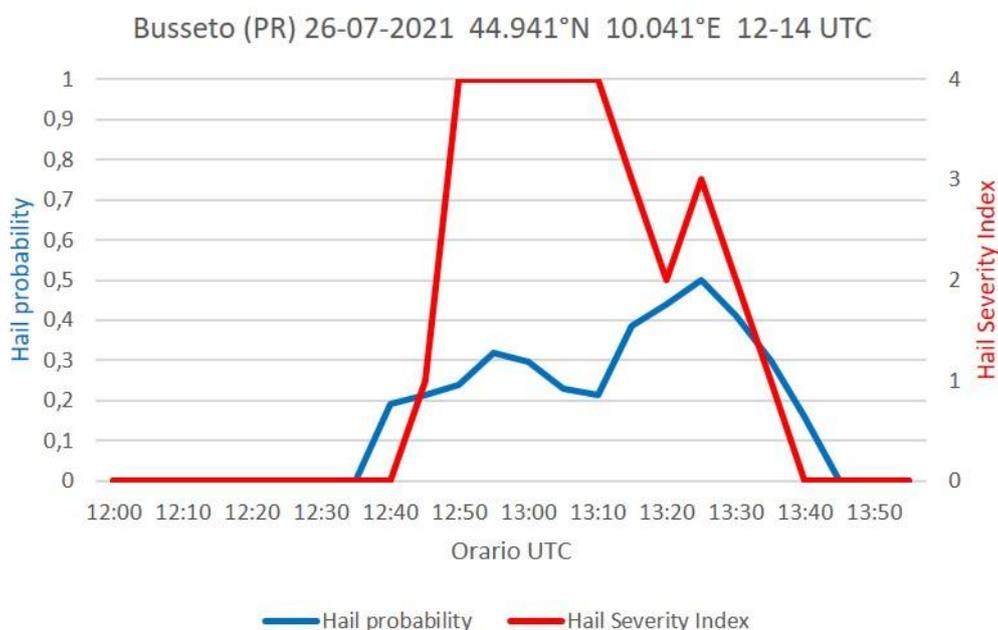


Figura 47. Confronto tra l'andamento della hail probability ricostruita dal metodo MASHA e l'HSI calcolato per la località di Busseto (PR) il giorno 26 luglio 2021 tra le ore 12:00 e 14:00 UTC.

Nei minuti successivi (tra le 13:15 e le 13:40 UTC), il metodo MASHA riesce a ricostruire meglio la hail probability contribuendo anche all'innalzamento dell'indice in questa seconda parte. Questo andamento conferma la sottostima a cui è andato incontro il modello specialmente nella fase iniziale e più intensa dell'attività temporalesca, che è stata principalmente dovuta alla mancanza di passaggi dei sensori nelle microonde in quest'area nelle ore antecedenti al fenomeno. Questo caso di studio rappresenta quindi un ottimo esempio per comprendere quali possano essere le potenzialità date dall'introduzione di nuove

variabili meteorologiche nell'aumentare la capacità di identificare i fenomeni grandinigeni ricostruendo ancor più nel dettaglio la loro localizzazione spaziale unita alla loro evoluzione temporale.

Tuttavia, il contributo del metodo MASHA è imprescindibile per ottenere un buon risultato sia per quanto riguarda la rilevazione dei fenomeni grandinigeni sia per come il modello rappresenta la struttura di base a fondamento di tutta la tecnica. Inoltre, le nuove variabili atmosferiche introdotte nell'HSI non sempre sono a disposizione e possono andare incontro a periodi e zone nei quali il dato non è presente. Ad esempio, il giorno 10 luglio 2019 un fronte freddo in discesa dal Nord Europa causò lo sviluppo di una serie di temporali grandinigeni molto rilevanti sulle regioni adriatiche (4.2). Nelle ore iniziali di quella giornata i primi fenomeni si verificarono tra il basso Veneto e la Romagna coinvolgendo specialmente le zone costiere e i settori del Mar Adriatico più prossimi al litorale (Figura 48).

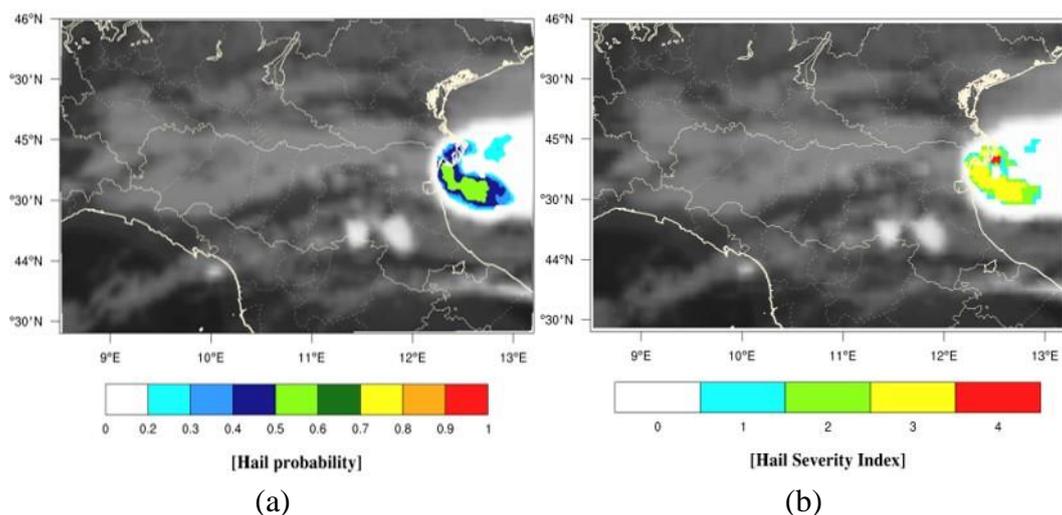


Figura 48. Confronto tra la mappa del metodo MASHA (sulla sinistra) e quella ottenuta dal calcolo dell'HSI (sulla destra) per il giorno 10 luglio 2019. Le mappe si riferiscono all'01:45 UTC (a-b).

La parte principale del sistema grandinigeno, essendosi sviluppata in mare e durante la notte, non ha consentito di disporre di osservazioni al suolo utili per eventuali confronti. La ricostruzione del metodo MASHA (Figura 48a) segnala ampie zone in cui la hail probability si attesta nel range tra 0.5 e 0.6 suggerendo la possibilità di caduta di chicchi di grandine di dimensioni medio-grandi accompagnati da attività temporalesca rilevante. La corrispondente mappa dell'HSI (Figura 48b) risulta molto simile alla precedente a eccezione di una zona localizzata sulla costa veneta dove l'HSI raggiunge un valore uguale a 4 per la presenza di alcuni segnali radar corrispondenti a quella classe. Quanto appena detto indica che in questo caso le variabili meteorologiche introdotte nell'HSI non hanno contribuito, se non in minima parte, al raggiungimento del risultato finale.

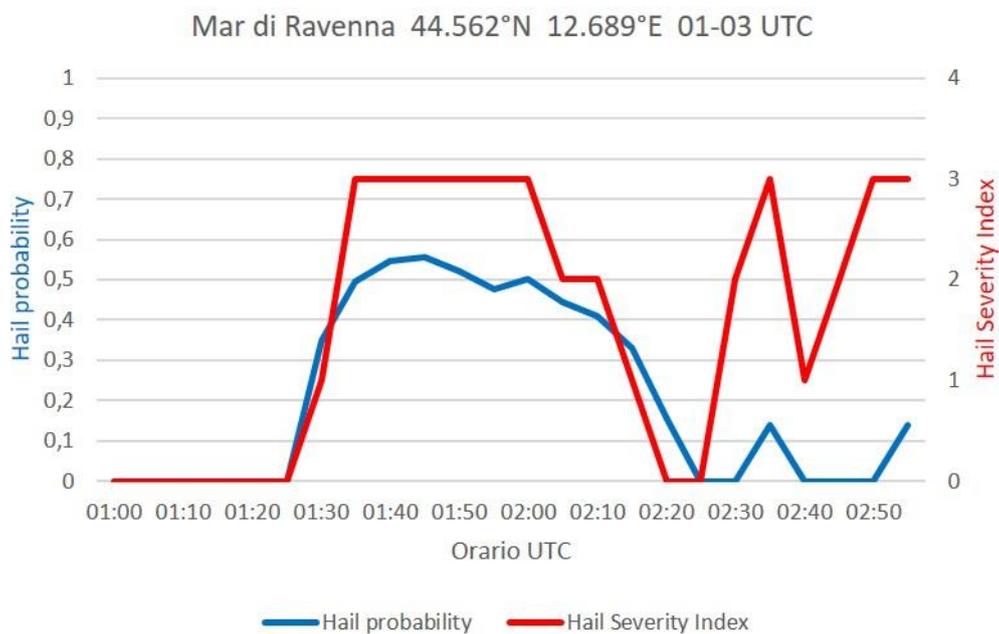


Figura 49. Confronto tra l'andamento della hail probability ricostruita dal metodo MASHA e l'HSI calcolato in mare al largo della costa di Ravenna (RA) il giorno 10 luglio 2019 tra le ore 01:00 e 03:00 UTC.

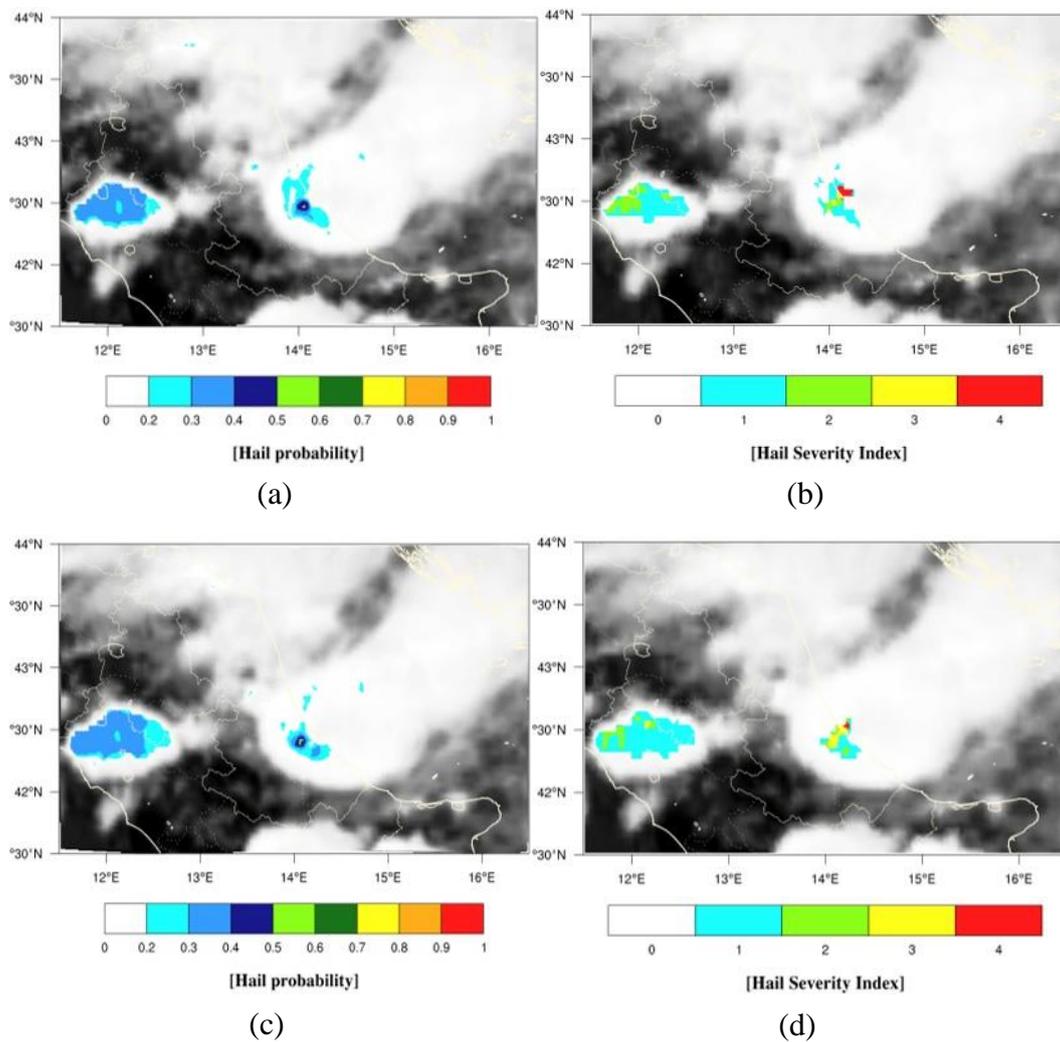
A conferma di ciò, in Figura 49 è proposto il confronto tra l'evoluzione della hail probability e dell'HSI per una zona sul Mar Adriatico a circa trenta chilometri dalla costa ravennate tra le 01:00 e le 03:00 UTC. Come si può notare tra le 01:30 e le 02:20 UTC le due curve sono in fase l'una con l'altra a testimoniare il fatto che l'informazione data dalla hail probability è risultata fondamentale anche per la determinazione dell'HSI. A partire dalle 02:30 UTC torna a essere importante anche il contributo delle altre variabili per la determinazione dell'indice. Di conseguenza, l'aspetto più importante che esce da questa indagine è che il punto di forza della tecnica sta proprio nella combinazione di tutte queste informazioni in un indice come l'HSI che possa considerare tutte le variabili allo stesso momento per sfruttare al massimo le informazioni fornite e la loro capacità di identificare temporali potenzialmente grandinigeni.

### 5.3 Casi di studio sull'Italia

Al di fuori della regione in cui sono presenti i dati radar di ARPAE, il calcolo dell'HSI è reso possibile dai dati satellitari di hail probability e OI e dai dati di fulminazione forniti dal Servizio Meteorologico dell'AM disponibili su tutto il territorio nazionale. Questo nuovo dominio più ampio del precedente copre l'estensione di tutta la penisola italiana da 35°N a 47.5°N in latitudine e da 5°E a 20°E in longitudine. I casi di studio del 10 luglio 2019 relativi all'Abruzzo (4.2.1) e alla Puglia (4.2.2) vengono ora riproposti per essere confrontati con l'HSI in modo

da valutare eventuali miglioramenti nei risultati finali grazie alla presenza di nuove variabili atmosferiche (OI e fulmini).

In Figura 50 viene riportato il caso del 10 luglio 2019 sull'Abruzzo attraverso il confronto delle mappe di hail probability e di HSI tra le 10:20 e le 10:50 UTC quando, secondo i dati riportati nell'ESWD, le grandinate più intense si sono verificate tra le località costiere di Montesilvano, Pescara e Francavilla al Mare.



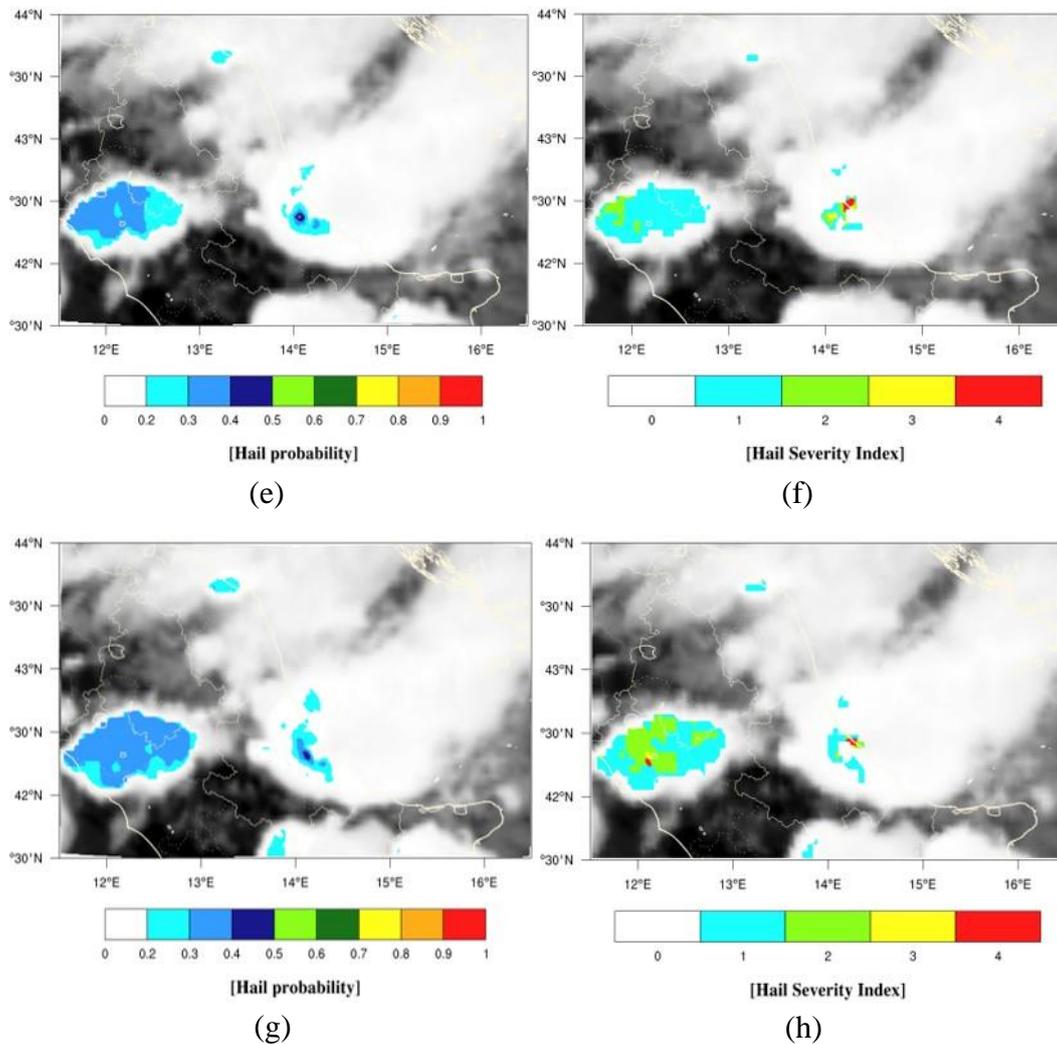


Figura 50. Confronto tra le mappe del metodo MASHA (sulla sinistra) e quelle ottenute dal calcolo dell'HSI (sulla destra) per il giorno 10 luglio 2019. Gli orari ai quali si riferiscono le mappe sono: 10:20 UTC (a-b), 10:30 UTC (c-d), 10:40 UTC (e-f) e 10:50 UTC (g-h).

I sistemi grandinigeni identificati dal metodo MASHA sulla costa adriatica sono caratterizzati da un'intensità molto debole sempre contenuta all'interno della classe "hail potential" (hail probability inferiore a 0.36) mentre nell'entroterra i valori di probabilità arrivano a intensità più rilevanti pari a circa 0.5. Tuttavia, la situazione descritta dalle mappe di HSI per la zona costiera è molto diversa: nell'arco dei trenta minuti analizzati viene rilevato un sistema grandinigeno molto intenso (HSI = 4) in

spostamento da Nord-Ovest verso Sud-Est. Gli orari e l'intensità mostrata nelle mappe dell'HSI sono confrontabili con i dati riportati nell'ESWD a confermare la presenza di questo sistema temporalesco sviluppato. Nonostante l'assenza dei dati radar, il temporale grandinigeno è stato classificato nella classe più alta dell'indice di severità a causa dell'intensa attività di fulminazione che lo ha contraddistinto.

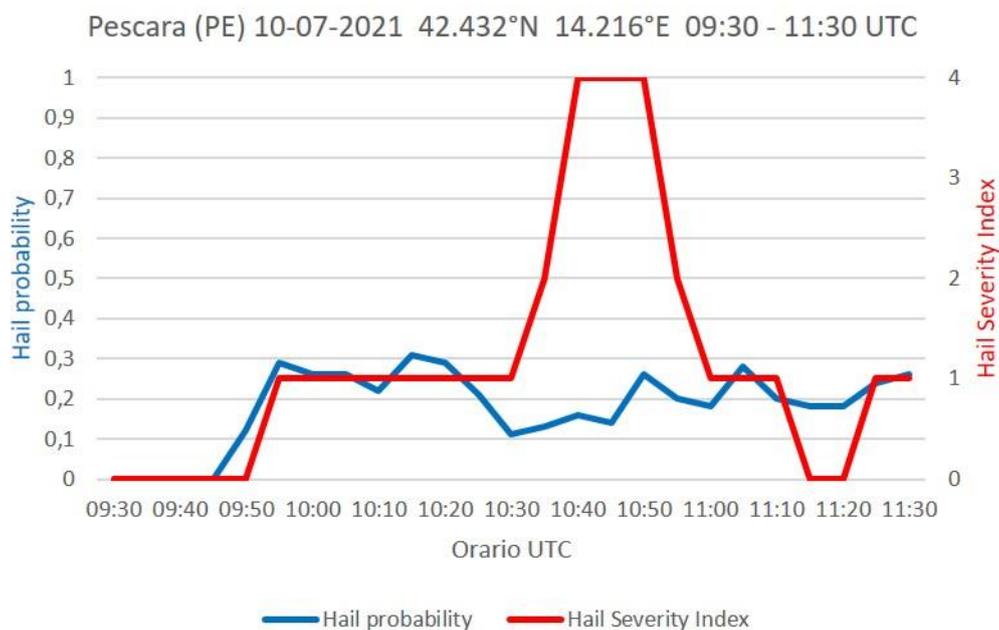
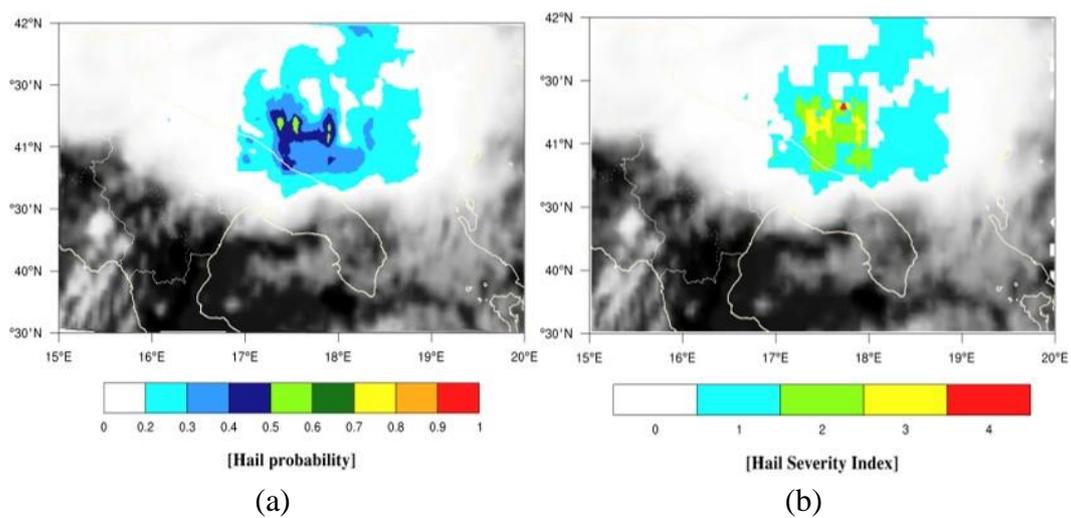


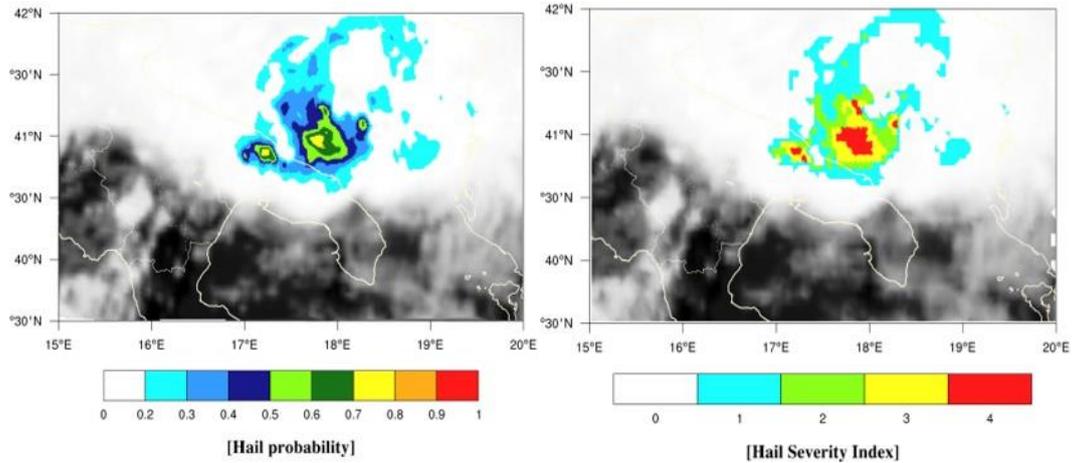
Figura 51. Confronto tra l'andamento della hail probability ricostruita dal metodo MASHA e l'HSI calcolato per la località di Pescara (PE) il giorno 10 luglio 2019 tra le ore 09:30 e 11:30 UTC.

I dati di OI, seppur non così elevati da far scattare anch'essi l'ultima classe (spesso compresi tra 2 e 3) lasciano intendere la formazione di celle convettive particolarmente profonde. In Figura 51 viene riportato il confronto tra l'andamento della hail probability e dell'HSI per la città di Pescara tra le 09:30 e le 11:30 UTC. Il grafico di Pescara mette in evidenza il passaggio di un violento temporale grandinigeno tra le ore 10:40 e le 10:50 UTC. Per circa dieci minuti l'HSI si è

mantenuto uguale a 4 confermando la forte sottostima che ha caratterizzato il metodo MASHA in questa particolare situazione. Come era atteso, anche per le località di Montesilvano e Francavilla al Mare sono stati trovati andamenti del tutto simili a quelli di Pescara. Anche in questo caso, così come in quello del 26 luglio sull'Emilia, la mancata ricalibrazione del modello è la causa principale che ha condotto a una scorretta stima della hail probability, specialmente per quanto riguarda l'intensità. Infatti, in entrambi gli esempi riportati si assiste a una discreta ricostruzione dell'evento dal punto di vista spaziale, ma la parte più intensa dei fenomeni viene mancata o fortemente sottostimata.

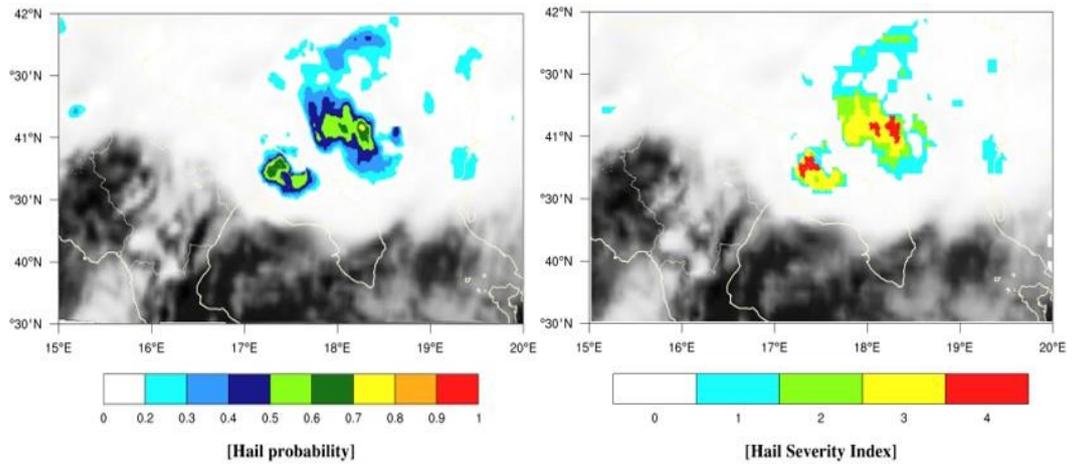
Alcune ore più tardi, il fronte freddo in movimento verso Sud-Est ha raggiunto anche la Puglia, dove si sono verificate alcune grandinate che sono state analizzate confrontando la hail probability ricostruita dal metodo MASHA con l'HSI tra le ore 13:45 e le 15:05 UTC (Figura 52). Questo caso di studio risulta particolarmente interessante poiché, contrariamente a quanto avvenuto per l'Abruzzo, intorno alle ore 14:00 UTC il modello viene ricalibrato dal passaggio di un sensore nelle microonde sull'area di studio.





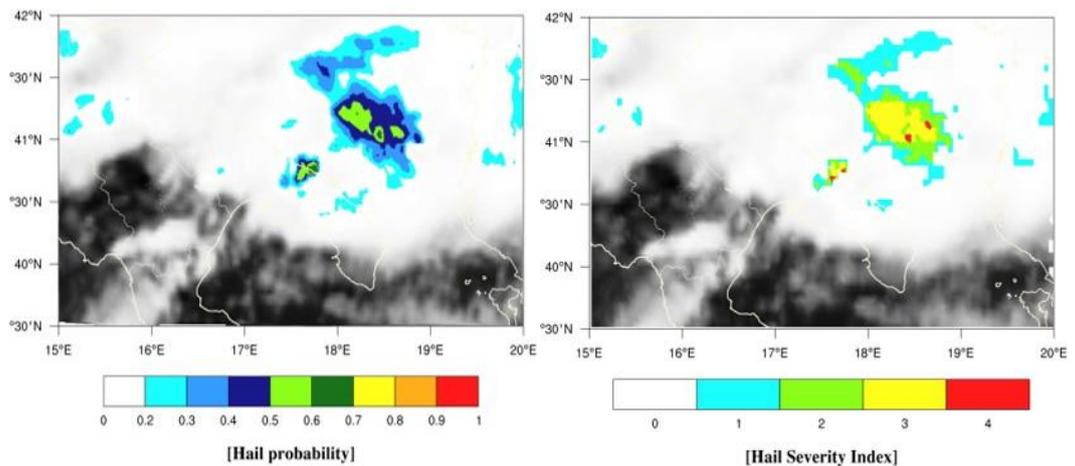
(c)

(d)



(e)

(f)



(g)

(h)

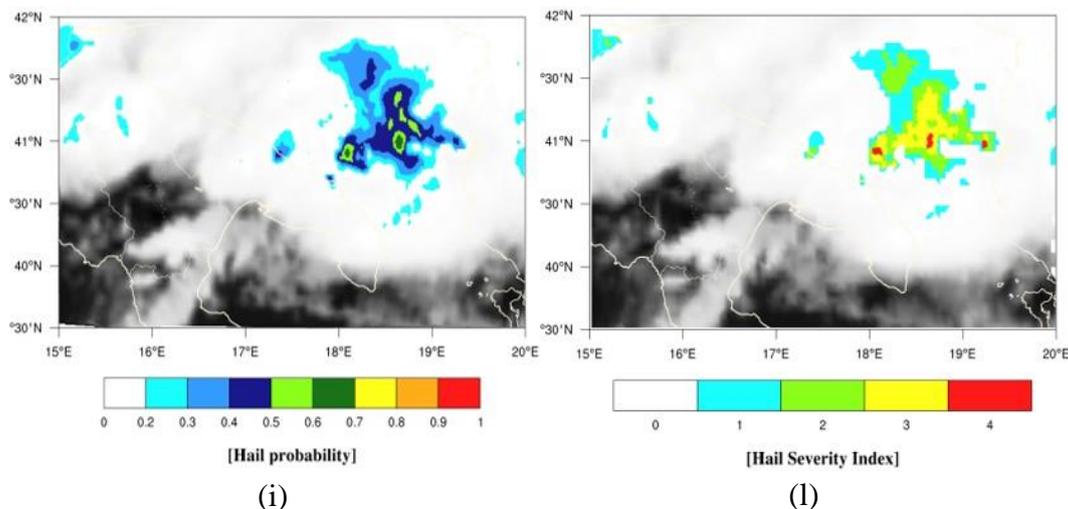


Figura 52. Confronto tra le mappe del metodo MASHA (sulla sinistra) e quelle ottenute dal calcolo dell'HSI (sulla destra) per il giorno 10 luglio 2019. Gli orari ai quali si riferiscono le mappe sono: 13:45 UTC (a-b), 14:05 UTC (c-d), 14:25 UTC (e-f), 14:45 UTC (g-h) e 15:05 UTC (i-l).

Il beneficio portato da questa operazione risulta già evidente osservando la correzione operata dal modello sulla ricostruzione della hail probability nel passaggio dalla Figura 52a delle ore 13:45 UTC alla Figura 52c delle ore 14:05 UTC. La ricalibrazione avvenuta consente al metodo MASHA di stimare l'intensità di hail probability all'interno della classe "super hail" con valori massimi che tra la provincia di Bari e quella di Brindisi sono compresi tra 0.7 e 0.8 in accordo con le osservazioni al suolo riportate nell'ESWD. Da ciò deriva che le mappe di HSI risultano in gran parte sovrapponibili a quelle di hail probability e che un'eventuale sottostima (o sovrastima) in alcuni valori diviene sostanzialmente trascurabile. I sistemi grandinigeni in sviluppo da Nord-Ovest verso Sud-Est hanno interessato la località di Fasano (Figura 53) tra le ore 14:00 e le 14:35 UTC. L'andamento delle curve di hail probability e HSI risulta completamente sovrapponibile a testimoniare il fatto che queste grandinate sono state individuate grazie alla ricostruzione operata

dal metodo MASHA mentre l'OI e il numero di fulmini hanno avuto in questo caso un ruolo più marginale nel contribuire alla determinazione dell'indice di severità.

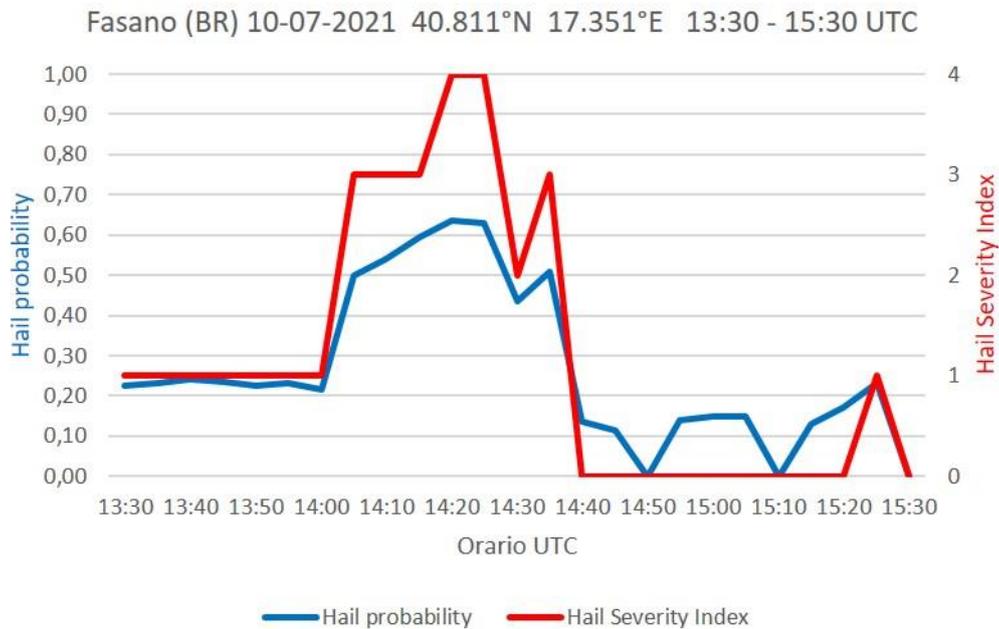


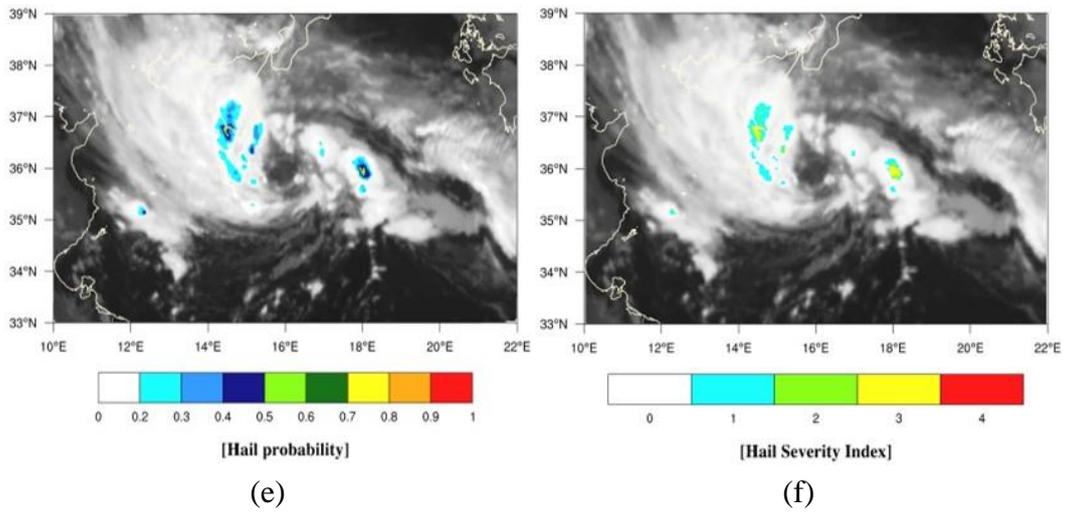
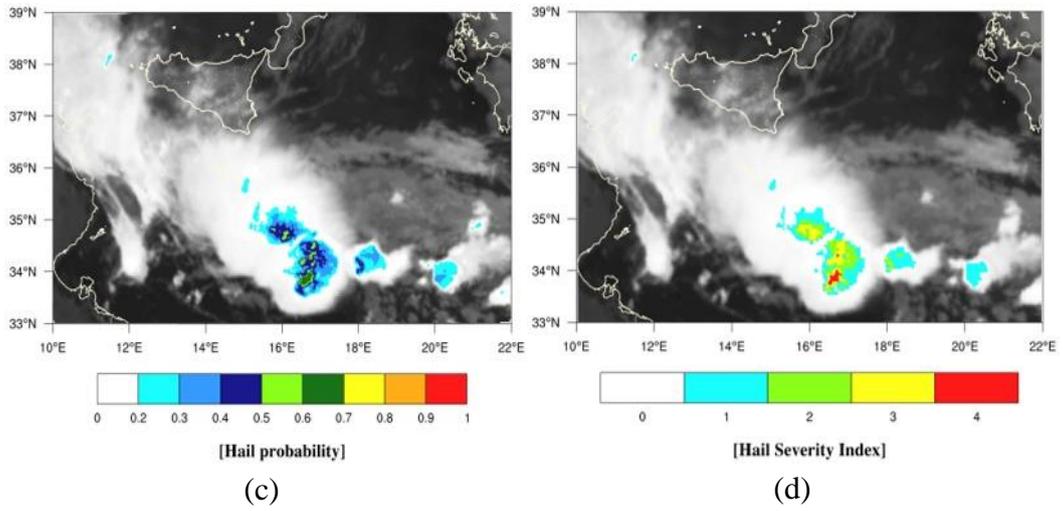
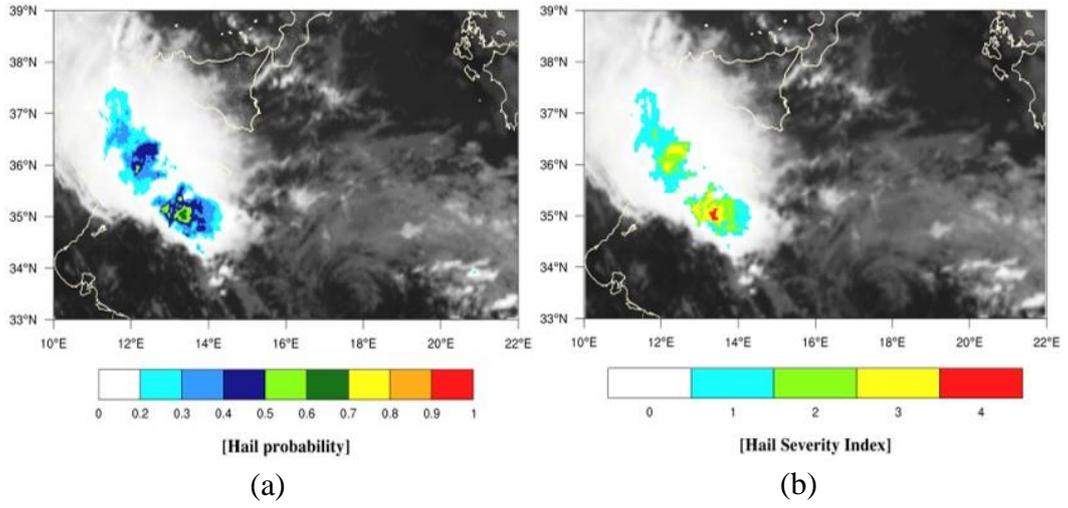
Figura 53. Confronto tra l'andamento della hail probability ricostruita dal metodo MASHA e l'HSI calcolato per la località di Fasano (BR) il giorno 10 luglio 2019 tra le ore 13:30 e 15:30 UTC.

Anche nel diagramma di Fasano è evidente il momento in cui avviene la ricalibrazione del modello, con la hail probability che passa dal valore di 0.22 alle ore 14:00 UTC al valore di 0.50 alle ore 14:05 UTC. La poca rilevanza dell'attività di fulminazione insieme a quella dell'OI non ha permesso di fornire informazioni aggiuntive per il calcolo dell'HSI; perciò non è dato sapere con certezza se prima delle ore 14:00 UTC i sistemi grandinigeni fossero altrettanto intensi ma sottostimati. Tuttavia, le mappe di hail probability antecedenti a questo orario, la conformazione delle celle convettive molto simile a quelle rilevate successivamente e le osservazioni contenute nell'ESWD lasciano intendere che questi temporali

grandinigeni fossero caratterizzati da un'intensità comparabile già prima delle ore 14:00 UTC.

## 5.4 Caso di studio sul bacino del Mediterraneo

Quando l'indagine viene estesa all'intero bacino del Mar Mediterraneo, gli unici dati che rimangono a disposizione sono quelli di tipo satellitare. Il calcolo dell'HSI è dato quindi dal contributo dei soli dati satellitari di hail probability e OI. Con questo approccio possono essere analizzati casi molto estesi o caratterizzati da uno sviluppo che avviene prevalentemente in mare aperto come nel caso dei medicane. La latitudine considerata è compresa tra 30°N e 50°N mentre la longitudine passa da 0° a 30°E. In questo paragrafo viene approfondita l'analisi sul ciclone mediterraneo Apollo considerando anche l'HSI: l'assenza di dati radar e di fulminazione rende il risultato finale meno preciso e più soggetto a errori di stima, ad ogni modo, la possibilità di osservare come si sviluppano i sistemi grandinigeni all'interno dei medicane grazie alle ricostruzioni operate dal metodo MASHA e al calcolo dell'HSI rappresenta un aspetto di grande rilevanza. Le mappe di hail probability utilizzate per descrivere l'evento verificatosi tra il 27 ed il 30 ottobre sono ora riportate insieme a quelle di HSI che si differenziano solamente per la presenza del contributo di OI (Figura 54). Le immagini testimoniano che in queste giornate il tratto di mare compreso tra Sicilia, Tunisia, Libia e l'isola di Malta è stato interessato dallo sviluppo di numerosi sistemi grandinigeni.



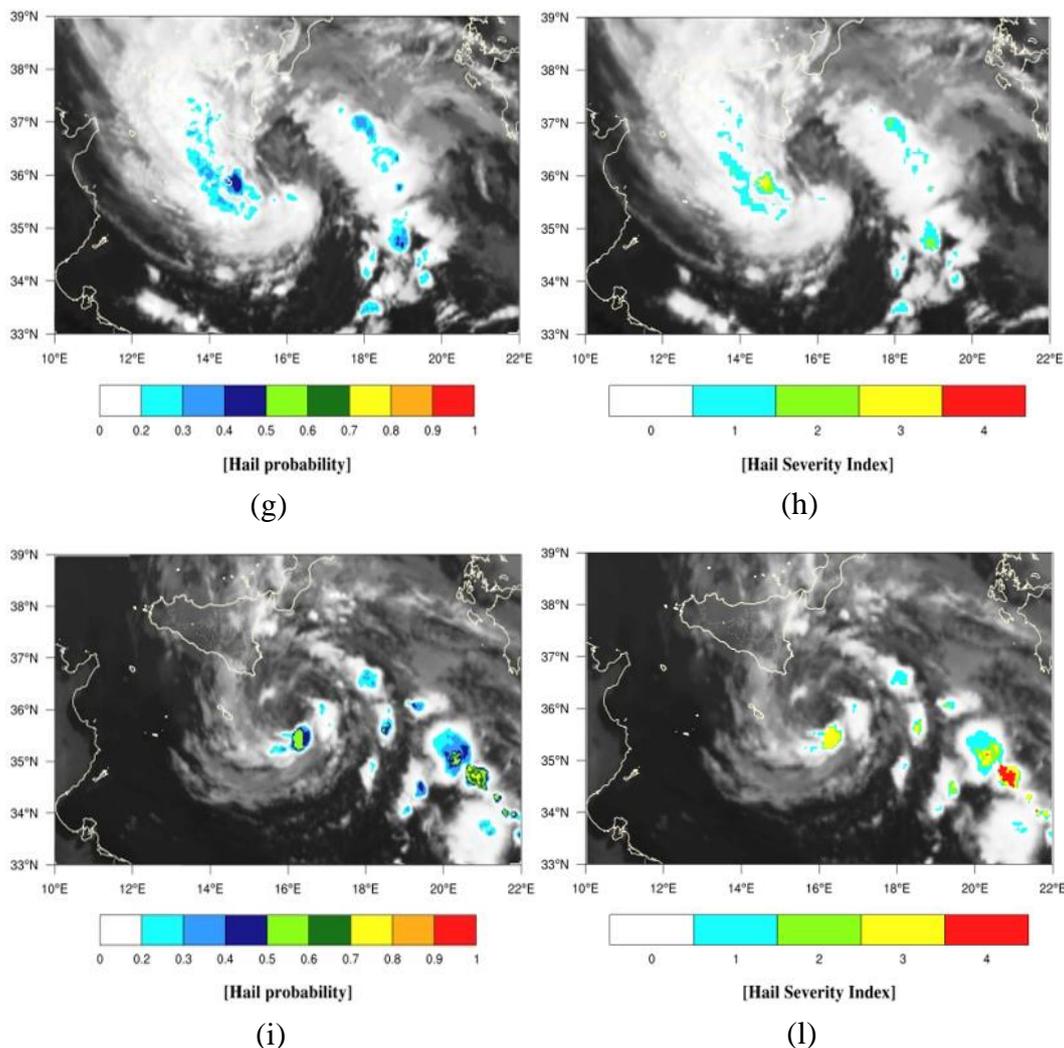
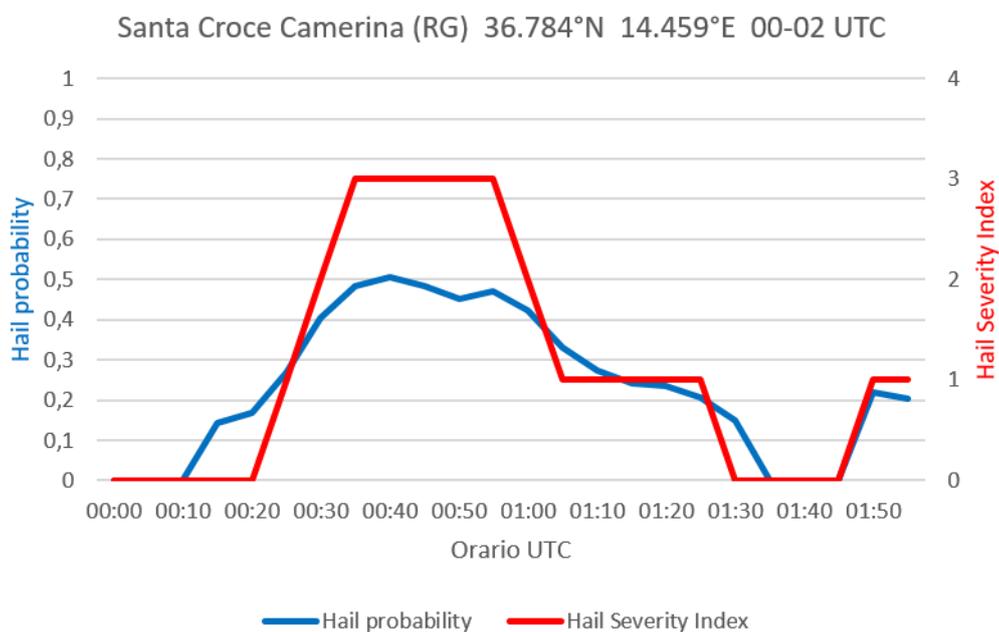


Figura 54. Confronto tra le mappe del metodo MASHA (sulla sinistra) e quelle ottenute dal calcolo dell'HSI (sulla destra) per il ciclone mediterraneo Apollo. Le mappe si riferiscono ai giorni: 27 ottobre alle ore 15:50 UTC (a-b), 28 ottobre alle ore 00:55 UTC (c-d), 29 ottobre alle ore 00:40 UTC (e-f), 29 ottobre alle ore 08:15 UTC (g-h) e 30 ottobre alle ore 00:30 UTC (i-l).

Le zone costiere più esposte all'azione del ciclone mediterraneo sono state la Sicilia sud-orientale (Figure 54e e 54f) e l'isola di Malta (Figure 54g e 54h) con il medicane Apollo che, tra il 29 e il 30 ottobre si trovava localizzato poco più a Est. Soprattutto durante la notte e la mattina del 29 ottobre la rotazione in senso antiorario del medicane ha favorito il trasporto di diversi temporali grandinigeni in

movimento da Est verso Ovest su queste aree dove si segnalano valori di hail probability compresi tra 0.3 e 0.5 con alcuni picchi tra 0.5 e 0.6. Per condurre questa indagine le ricostruzioni operate dal metodo MASHA sono state fondamentali per la buona riuscita del lavoro e la determinazione dell'intensità delle grandinate. Tuttavia, in molti casi anche l'OI ha fornito un contributo molto importante confermando le classi definite dalla hail probability e identificando alcuni sistemi grandinigeni non segnalati dal modello nelle fasce orarie durante le quali quest'ultimo era calibrato in modo meno preciso. L'attività grandinigena che si è protratta per la prima parte del 29 ottobre è stata più dettagliatamente analizzata nella località di Santa Croce Camerina in provincia di Ragusa (Figura 55a) e nella località di Marsascala, sull'isola di Malta (Figura 55b).



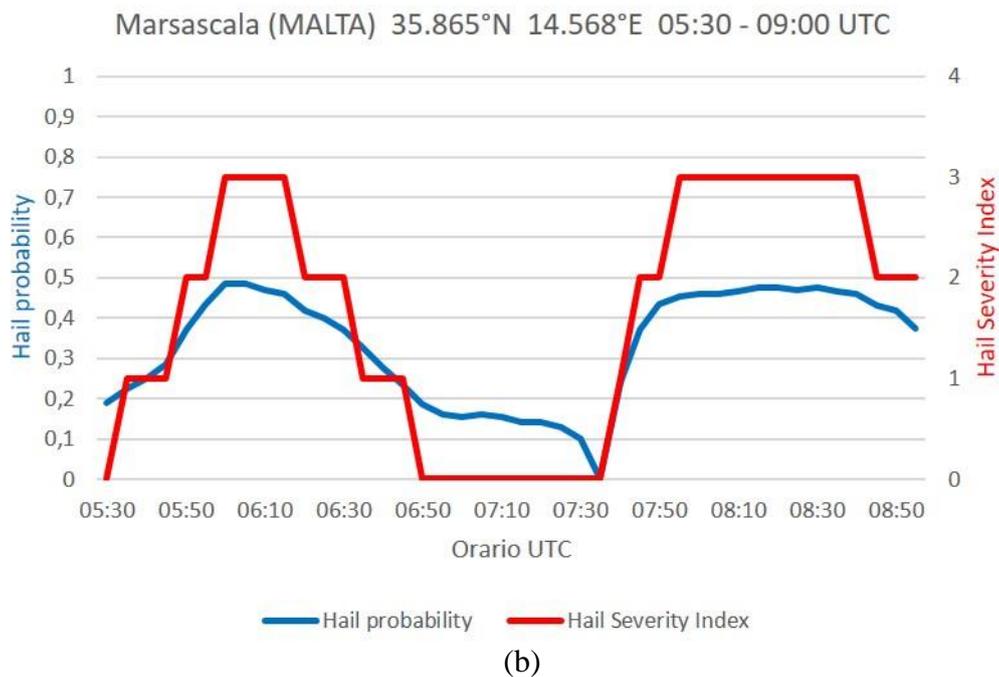


Figura 55. Confronto tra l'andamento della hail probability ricostruita dal metodo MASHA e l'HSI calcolato per la località di Santa Croce Camerina (RG) il giorno 29 ottobre 2021 tra le ore 00:00 e 02:00 UTC e per la località di Marsascala (MALTA) il giorno 29 ottobre 2021 tra le ore 05:30 e 09:00 UTC.

Tra le ore 00:00 e le ore 02:00 UTC i primi nuclei temporaleschi in arrivo nel Sud-Est della Sicilia hanno interessato principalmente la provincia di Siracusa e Ragusa con valori di hail probability (hp) intorno a 0.5 o localmente superiori. Questi sistemi potenzialmente molto intensi hanno continuato a transitare tra la Sicilia sud-orientale e l'isola di Malta per molte ore esaurendosi nel corso della mattinata. In Figura 55b viene mostrato l'arrivo di due diversi nuclei grandinigeni a distanza di poche decine di minuti l'uno dall'altro nella località di Marsascala tra le ore 05:30 e le ore 09:00 UTC. I due sistemi sono contraddistinti da un'intensità molto simile che potrebbe consentire di osservare la caduta al suolo di chicchi di grandine di qualche cm di diametro: il primo esaurisce la parte potenzialmente attiva del suo

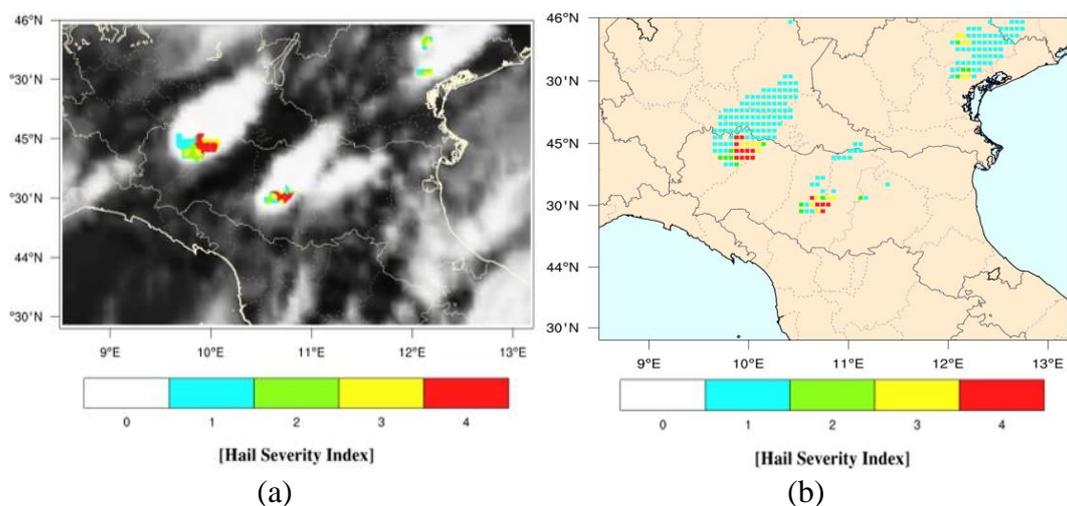
passaggio (hail probability superiore a 0.36) in circa trenta minuti (tra le 05:50 e le 06:20 UTC) anche se una probabilità di grandine non trascurabile (hail probability superiore a 0.2) viene segnalata fino alle 06:50 UTC. Alcune decine di minuti dopo un secondo sistema ancor più esteso del precedente interessa nuovamente la stessa località con valori di hail probability che per più di un'ora rimangono compresi tra 0.4 e 0.5. Per entrambi i casi analizzati (Figure 55a e 55b) l'indice di severità segue l'andamento della hail probability ricostruita dal metodo MASHA dimostrando quanto sia fondamentale l'utilizzo del modello e dei dati satellitari.

L'analisi del ciclone mediterraneo Apollo rappresenta un ottimo modo per comprendere come l'implementazione dell'indice HSI sulla base della sola ricostruzione fornita dal metodo MASHA abbia permesso allo stesso modo di individuare le principali celle convettive presenti nel medicane, potenzialmente capaci di produrre grandine in grado di precipitare al suolo. Pertanto, anche la metodologia introdotta sulla base dei soli dati satellitari si presta a essere un buon elemento di osservazione e analisi dei fenomeni grandinigeni che si sviluppano all'interno di queste particolari strutture alla mesoscala che assumono caratteristiche tropicali.

## 5.5 La stima dell'HSI operata dalla rete neurale

La rete neurale HDN è stata sviluppata con l'obiettivo di ottenere come output finale un indice discreto che possa descrivere la severità dei fenomeni temporaleschi, privilegiando l'identificazione dei sistemi grandinigeni più intensi.

Di conseguenza, l'introduzione dell'HSI risulta molto importante non solo come applicazione del metodo MASHA, ma anche per verificare se questo indice può essere efficace nel rappresentare i sistemi grandinigeni in un ambito più flessibile come quello delle reti neurali. Il caso di studio che è stato scelto è quello relativo al 26 luglio 2021 sull'Emilia-Romagna, in modo che la rete HDN potesse essere addestrata avendo a disposizione tutte le variabili atmosferiche introdotte tra 43.4° e 46°N di latitudine e tra 8.5° e 13.2°E di longitudine. La fase di learning è stata effettuata sulla base di alcuni fenomeni grandinigeni che sono stati riscontrati tra il 2019, 2021 e 2022 in questa zona del Nord Italia. In Figura 56 viene presentato il confronto tra l'HSI calcolato dal metodo MASHA e l'HSI calcolato dalla rete neurale tra le ore 12:50 UTC e le 13:20 UTC. La rappresentazione dei fenomeni grandinigeni effettuata dalla rete neurale HDN ha ottenuto buoni riscontri rispetto alle mappe prodotte con il metodo MASHA: infatti, l'intenso sistema grandinigeno sviluppatosi sull'Emilia occidentale è stato identificato correttamente dalla rete HDN sia in termini di localizzazione che in termini di intensità.



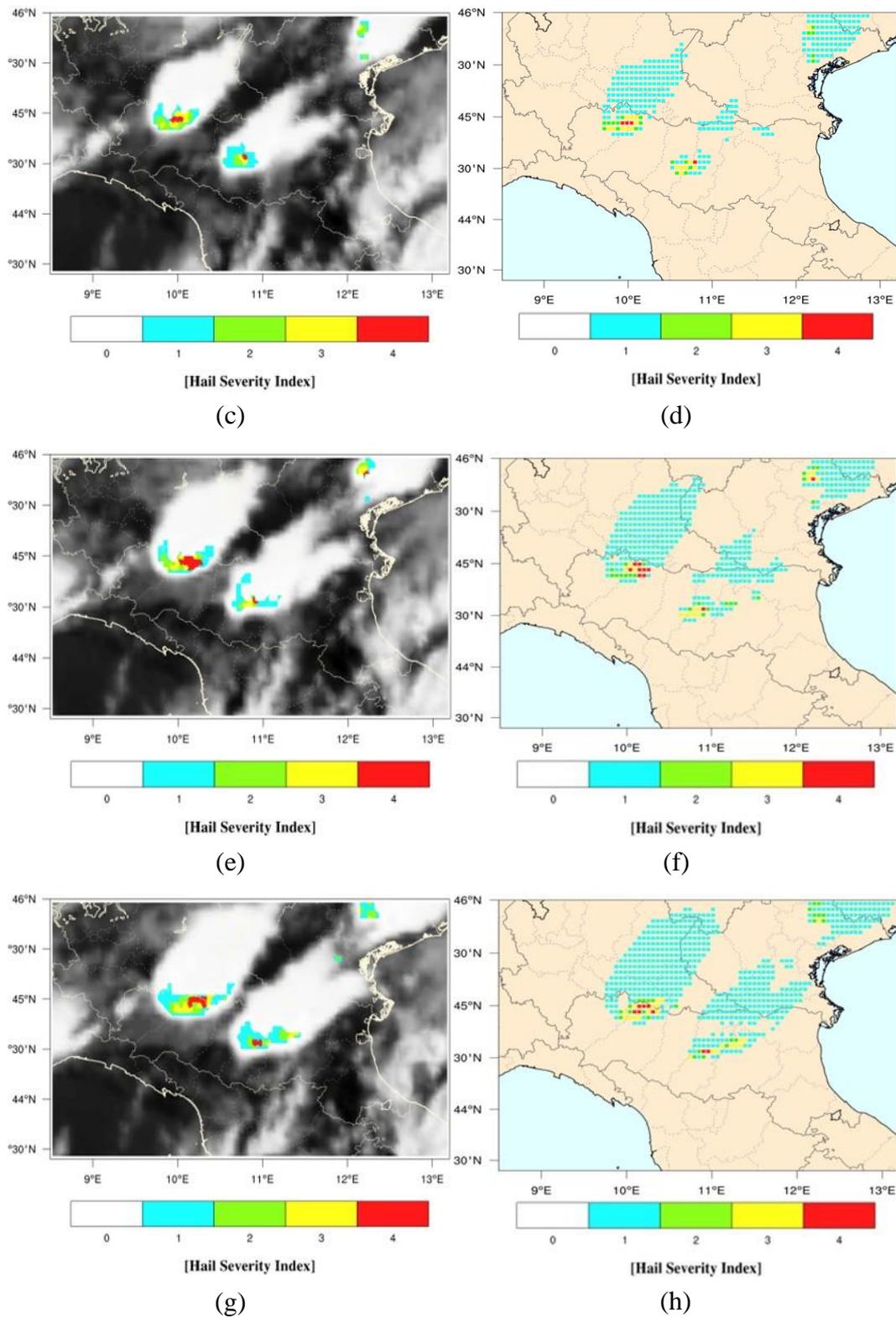


Figura 56. Confronto tra le mappe di HSI ottenute dal metodo MASHA (sulla sinistra) e quelle ottenute dalla rete neurale (sulla destra) per il giorno 26 luglio 2021. Le mappe si riferiscono alle ore: 12:50 UTC (a-b), 13:00 UTC (c-d), 13:10 UTC (e-f) e 13:20 UTC (g-h).

Inoltre, anche altri due temporali grandinigeni meno estesi ma comunque intensi sono stati individuati sull'Emilia centrale e sul Veneto nord-orientale. Per verificare la corretta rappresentazione dei fenomeni, è stato calcolato l'indice di correlazione ( $r$ ) tra l'HSI calcolato dal metodo MASHA e l'HSI calcolato dalla rete HDN per i quattro istanti temporali che sono stati analizzati (Tabella 12).

26 LUGLIO 2021	
ORARIO (UTC)	INDICE DI CORRELAZIONE ( $r$ )
12:50	0.85
13:00	0.70
13:10	0.70
13:20	0.68

Tabella 12. L'indice di correlazione ( $r$ ) calcolato per il caso sull'Emilia-Romagna il giorno 26 luglio 2021 alle ore 12:50 UTC, 13:00 UTC, 13:10 UTC e 13:20 UTC.

Se l'indice di correlazione è positivo, le due variabili tendono ad aumentare in parallelo e quando  $r$  è uguale a 1 si parla di correlazione “perfettamente” positiva e le due variabili sono contraddistinte da una relazione lineare. Nel caso analizzato l'indice è sempre compreso tra 0.68 e 0.85 e conferma il sostanziale accordo che si instaura tra due ricostruzioni dello stesso fenomeno eseguite con metodologie differenti. La principale differenza che si può notare in Figura 56 è che, rispetto al metodo MASHA, la rete HDN identifica un elevato numero di pixel con  $HSI = 1$  che corrisponde di fatto alla nuvolosità che si estende intorno alla parte più attiva dei temporali in sviluppo. Questo andamento risulta meno evidente alle ore 12:50 UTC (Figura 56a e 56b) poiché i sistemi temporaleschi sono meno estesi e quindi la correlazione tra le due variabili è più alta e arriva a 0.85. Il motivo di questa

generale sovrastima è da ricercare nella *loss function* che è stata utilizzata per la rete HDN: infatti, avendo fissato come obiettivo principale quello di riconoscere le classi più alte dell'HSI, quelle con indice compreso tra 2 e 4 sono state identificate con grande accuratezza mentre la classe con HSI = 1 viene assegnata anche a zone molto distanti dalla parte più attiva dei sistemi grandinigeni.

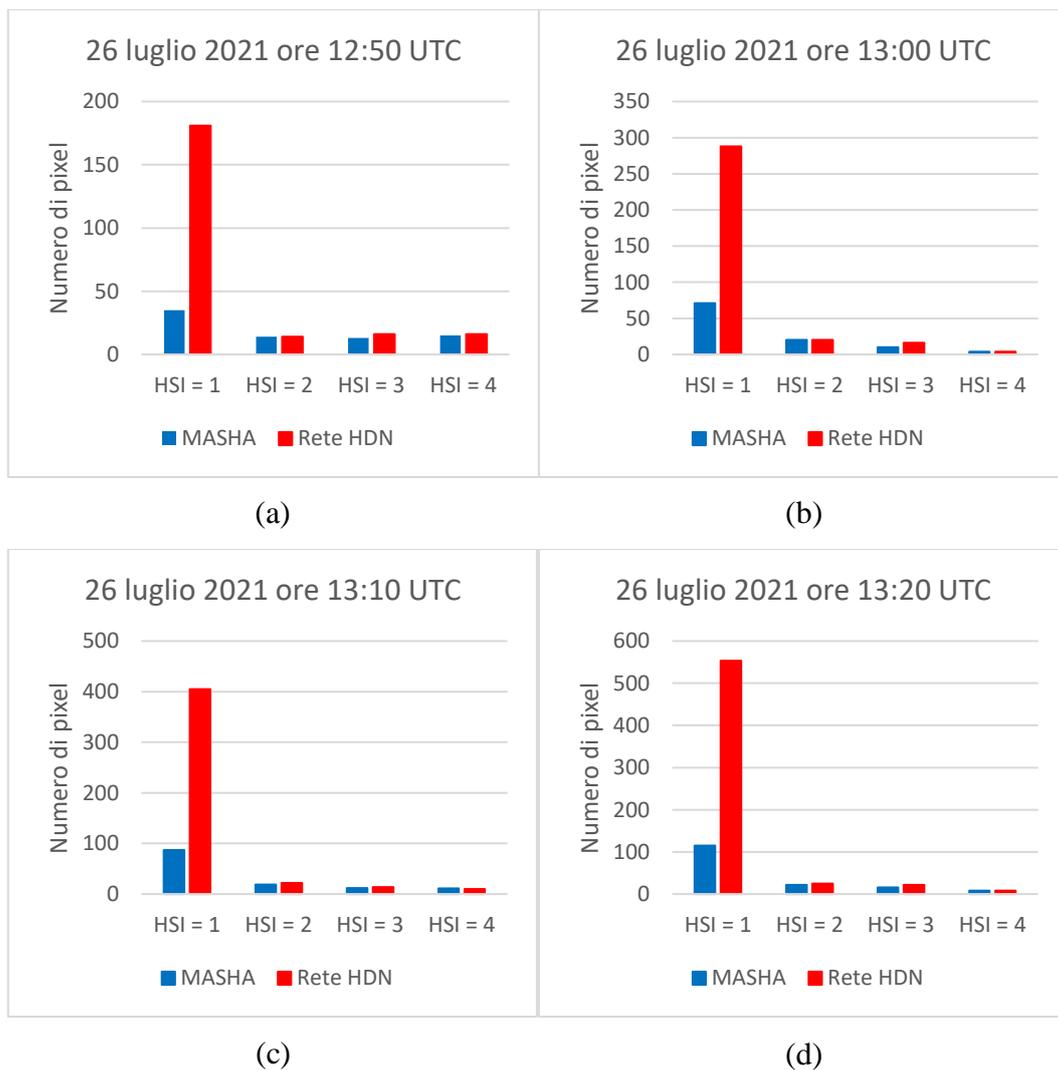


Figura 57. Numero di pixel classificati nelle quattro classi dell'HSI dal metodo MASHA (in blu) e dalla rete neurale HDN (in rosso) il giorno 26 luglio 2021 alle ore 12:50 UTC (a), 13:00 UTC (b), 13:10 UTC (c) e 13:20 UTC (d).

Infatti, i grafici di Figura 57 mostrano come il numero di pixel ricostruito dalla rete neurale nella prima classe dell'HSI sia di circa cinque volte superiore rispetto a quanti ne vengono identificati dal metodo MASHA in tutti gli istanti analizzati (Figura 57a-d), mentre per le classi superiori viene riscontrato un accordo quasi perfetto tra le due tecniche presentate.

Nonostante la rete neurale HDN sia ancora in fase di sviluppo, i primi risultati che sono stati riportati sono molto incoraggianti. Alcuni vantaggi di questa metodologia sono rappresentati dall'approccio flessibile nel processamento dei dati e dall'ottima capacità di gestire grandi dataset meteorologici come avviene nella fase di learning. L'accuratezza con la quale sono state individuate le classi più alte dell'HSI è risultata dall'utilizzo di una *loss function* che aumentasse esponenzialmente il peso di un errore compiuto sulle classi più alte rispetto a quelle più basse. Grazie a questa scelta, la localizzazione e la determinazione dell'intensità dei fenomeni grandinigeni è risultata molto efficace. Un'altra conseguenza di questa impostazione riguarda l'elevato numero di falsi allarmi emessi nella prima classe dell'HSI: tuttavia, questa generale sovrastima si verifica in zone di poco interesse dal punto di vista dell'attività grandinigena anche se rappresenta un aspetto da migliorare in futuro, anche considerando la possibilità di un utilizzo operativo della rete HDN.

# Capitolo 6

## Conclusioni

In questo lavoro di tesi è stato presentato un nuovo metodo denominato “Multi-sensor Approach for Satellite Hail Advection” (MASHA) per lo studio e l’osservazione dei temporali grandinigeni. Si tratta di una tecnica ibrida multisensore che propone di combinare insieme le misure dei satelliti geostazionari e polari, sfruttando le diverse informazioni ottenute dall’interazione che avviene tra le nubi e la radiazione infrarossa e nelle microonde. Sulla base dei lavori condotti da Laviola et al. (2020a) e da Laviola et al. (2020b) il dato di grandine è presentato in termini di un range di probabilità compreso tra 0 e 1, che dipende dalla distribuzione dimensionale dei chicchi di grandine presenti in nube e dalla frequenza della radiazione elettromagnetica utilizzata. I punti chiave del metodo MASHA riguardano:

- l’applicazione di una scelta adeguata relativa ai parametri SPACEOFF (10 km) e TIMEOFF (15 minuti) affinché le coincidenze trovate possano preservare il loro significato fisico;
- la corretta determinazione della BOX\_DIMENSION a seconda dei fenomeni che si vogliono analizzare. Nel caso della grandine, una box di dimensioni  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  ha permesso di ricostruire i sistemi grandinigeni in modo più dettagliato e preciso;

- il rapporto contrastante che si instaura tra la stima dell'intensità dei fenomeni e la qualità delle mappe di grandine. Diminuendo il processo di smoothing che avviene tra le box circostanti, l'intensità dei temporali grandinigeni risulta più realistica mentre peggiora l'interpretabilità delle mappe finali. Di conseguenza la gestione del parametro NHAVE diviene fondamentale ai fini di una buona ricostruzione degli eventi che si vogliono analizzare.

I risultati presentati dal metodo MASHA mostrano come il modello sia stato in grado di ricostruire tutti gli eventi che si sono verificati nei casi di studio proposti. La tecnica ha raggiunto ottimi riscontri anche rispetto alle osservazioni contenute nell'ESWD, come per il caso del 10 luglio 2019 sulla Puglia. Le grandi potenzialità di questo metodo hanno consentito di analizzare in dettaglio anche i sistemi grandinigeni che si sono sviluppati durante l'evoluzione del ciclone mediterraneo Apollo. La mancanza di osservazioni al suolo che contraddistingue di norma i medicane rende il metodo MASHA molto utile per comprendere come i sistemi grandinigeni si formino ed evolvano all'interno di queste strutture. In alcuni casi come quello del 26 luglio 2021 sull'Emilia-Romagna o quello del 10 luglio 2019 sull'Abruzzo sono state riscontrate sottostime rispetto alle osservazioni fornite dall'ESWD, legate principalmente all'intensità delle grandinate che sono state ricostruite. In entrambi gli esempi, la mancata ricalibrazione del modello con dati recenti forniti dai satelliti nelle microonde non ha permesso di presentare una ricostruzione ottimale degli eventi in questione. Questo aspetto risulta cruciale per

la presentazione di buoni risultati poiché la mancata calibrazione del modello porta a stime di hail probability più imprecise e in genere sottostimate.

La mancanza di passaggi dei satelliti nelle microonde può essere parzialmente corretta dall'introduzione di nuove variabili atmosferiche come l'OI, fulmini e dati radar che confluiscono insieme alla hail probability in un indice di severità chiamato "Hail Severity Index" (HSI). Grazie all'ausilio di queste nuove informazioni l'HSI dimostra di essere molto efficace nel correggere la sottostima prodotta dal metodo MASHA nei casi sull'Emilia-Romagna e sull'Abruzzo, dove il modello non risultava calibrato in modo ottimale. Tuttavia, l'informazione relativa ai fulmini e ai dati radar è più discontinua nello spazio e nel tempo rispetto a quella satellitare: per questo motivo negli altri casi proposti il campo di hail probability risulta l'unico in grado di effettuare una corretta descrizione dei sistemi grandinigeni in sviluppo.

Di conseguenza la hail probability ricostruita dal metodo MASHA rappresenta la variabile imprescindibile sulla quale si fonda tutta la tecnica. Un grande vantaggio di questo metodo sta nell'utilizzo dei dati satellitari che sono disponibili ogni cinque minuti su tutto il bacino del Mediterraneo e ciò consente di seguire tutte le fasi che contraddistinguono l'evoluzione dei temporali grandinigeni in dinamiche anche molto diverse tra loro, come quelle che portano alla formazione dei cicloni mediterranei. A partire dai risultati del metodo MASHA, l'integrazione di nuove variabili atmosferiche rappresenta un'ottima opportunità per migliorare la localizzazione e la stima dell'intensità dei sistemi grandinigeni, specialmente

quando l'ultima calibrazione del modello non è avvenuta in tempi recenti. Per queste ragioni la tecnica è più efficiente quando tutte le variabili vengono combinate all'interno dell'indice HSI, in grado di pesare opportunamente tutte le diverse informazioni che contribuiscono a descrivere la severità dell'evento grandinigeno osservato.

Anche i risultati proposti attraverso la rete neurale HDN portano a considerazioni molto simili riguardo all'efficacia dell'HSI: nonostante lo sviluppo della rete sia ancora in fase sperimentale i primi test effettuati mostrano come la rete HDN sia in grado di individuare i principali sistemi grandinigeni in formazione, identificando con sostanziale accuratezza la parte più intensa di questi fenomeni. I buoni riscontri ottenuti dalla rete HDN sono stati confermati dall'alta correlazione (compresa tra 0.68 e 0.85) tra l'HSI ricostruito dal metodo MASHA e quello prodotto dalla rete neurale. La parziale sovrastima nelle situazioni in cui non si rileva attività grandinigena ma sono comunque presenti nubi a sviluppo verticale riguarda solamente la prima classe dell'HSI e rappresenta un aspetto da tenere in considerazione e migliorare in un prossimo futuro. I vantaggi più importanti che caratterizzano la rete HDN comprendono la flessibilità, la capacità di adattamento e la gestione di grandi quantità di dati e contribuiscono a renderla una tecnica indipendente e autonoma.

Il metodo MASHA e la rete neurale HDN potrebbero consentire in futuro di indagare meglio le diverse fasi preliminari per l'innescò dei temporali grandinigeni e di seguirne l'evoluzione fino al dissolvimento. Un aspetto molto importante di

questo studio è stata la stima della distribuzione dei cluster grandinigeni che si formano nei medicane; le informazioni sulla grandine fornite da queste due metodologie potrebbero aprire allo studio di nuovi aspetti finora poco conosciuti. Inoltre, da un punto di vista operativo, lo sviluppo dell'Hail Severity Index potrebbe risultare molto utile per seguire i principali sistemi grandinigeni in formazione e avere risvolti applicativi importanti nel contesto dei servizi meteorologici e delle allerte meteo.

## Glossario

AM	Aeronautica Militare
AMSR-E	Advanced Microwave Sounding Radiometer-E
ANN	Artificial Neural Network
ARPAE	Agenzia Prevenzione Ambiente Energia Emilia-Romagna
ATMS	Advanced Technology Microwave Sounder
CAPE	Convective Available Potential Energy
CG	Cloud-to-Ground lightning
CO	Convective
DBMS	Data Base Management System
DL	Deep Learning
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
EOS	Earth Observation System
ESWD	European Severe Weather Database
GPM	Global Precipitation Measurement mission
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPM-CO	GPM Core Observatory
HDN	Hail Detection Network
HSI	Hail Severity Index
IWC	Ice Water Content
JAXA	Japan Aerospace eXploration Agency
KDD	Knowledge Discovering in Databases
MAE	Mean Absolute Error
MASHA	Multi-sensor Approach for Satellite Hail Advection
MHS	Microwave Humidity Sounder
MSE	Mean Square Error
MSG	Meteosat Second Generation

MWCC	MicroWave Cloud Classification Method
MWCC-H	Microwave Convective Cloud Method for Hail Detection
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OI	Overshooting Index
POH	Probability Of Hail
RELU	Rectified Linear Unit
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder
ST	Stratiform
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
UTC	Coordinate Universal Time
VIL	Vertically Integrated Liquid
WMO	World Meteorological Organization

## Bibliografia

- Adler, R. F., Negri, A. J., Keehn, P. R. and Hakkarinen, I. M. (1993). Estimation of Monthly Rainfall over Japan and Surrounding Waters from a Combination of Low-Orbit Microwave and Geosynchronous IR Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32, 335-356.
- Allen, J. T., Giammanco, I. M., Kumjian, M. R., Jürgen Punge, H., Zhang, Q., Groenemeijer, P., Kunz, M. and Ortega, K. (2020). Understanding Hail in the Earth System. *Reviews of Geophysics*, 58.
- Amburn, S. A. and Wolf, P. L. (1997). VIL Density as a Hail Indicator. *Weather and Forecasting*, 12, 473-478.
- Battaglia, A., Mroz, K. and Cecil, D. (2021). *Precipitation Science*. Silas Michaelides.
- Bedka, K., Brunner, J., Dworak, R., Feltz, W., Otkin, J. and Greenwald, T. (2010). Objective Satellite-Based Detection of Overshooting Tops Using Infrared Window Channel Brightness Temperature Gradients. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 181-202.
- Bedka, K., Murillo, E. M., Homeyer, C. R., Scarino, B. and Mersiovsky, H. (2018). The Above-Anvil Cirrus Plume: An Important Severe Weather Indicator in Visible and Infrared Satellite Imagery. *American Meteorological Society*, 33, 1159–1181.

- Cecil, D. (2009). Passive microwaves brightness temperatures as proxies for hailstorms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 1281-1286.
- Cecil, D. (2011). Relating passive 37 GHz scattering to radar profiles in strong convection. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 233-240.
- Cecil, D. and Blankenship, C. B. (2012). Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. *Journal of Climate*, 25, 687-703.
- Feng, G., Qie, X., Yuan, T. and Niu, S. (2007). Lightning activity and precipitation structure of hailstorms. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50(4), 629-639.
- Ferraro, R., Cecil, D. and Laviola, S. (2020). Hailfall detection.
- Folino, G., Guarascio, M., Chiaravalloti, F. and Gabriele, S. (2019). A Deep Learning based architecture for rainfall estimation integrating heterogeneous data sources. *International Joint Conference on Neural Networks (IJCNN)*, 1-8.
- Foote, B., Krauss, T. and Makitov, V. (2005). Hail metrics using conventional radar. *American Meteorological Society*.

- Giuliacci, M., Giuliacci, A. and Corazzon, P. (2019). *Manuale di Meteorologia. Guida alla comprensione dei fenomeni atmosferici e dei cambiamenti climatici*. Milano: Alpha Test.
- Gobbo, S., Ghiraldini, A., Dramis, A., Ferro, N. and Morari, F. (2021). Estimation of hail damage using crop models and remote sensing. *Remote Sensing*, 13.
- Guarascio, M., Manco, G. and Ritacco, E. (2019). Deep Learning. In *Encyclopedia of Bioinformatics and Computational Biology* (p. 634-647).
- Han, Y., Weng, F., Zou, X., Yang, H. and Scott, D. (2016). Characterization of geolocation accuracy of Suomi NPP Advanced Technology Microwave Sounder measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 4933-4950.
- Hinton, G. E., Srivastava, N., Krizhevsky, A., Sutskever, I. and Salakhutdinov, R. (2014). Dropout: A simple way to prevent neural networks from overfitting. *Journal of Machine Learning Research*, 15, 1929-1958.
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K. and Iguchi, T. (2014). The Global Precipitation Measurement Mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 701-722.
- Ioffe, S. and Szegedy, C. (2015). Batch normalization: Accelerating deep network training by reducing internal covariate shift. *Proceedings of the 32nd*

*International Conference on International Conference on Machine Learning, ICML'15*, 448-456.

Kumjian, M. R., Gutierrez, R., Soderholm, J., Nesbitt, S. W., Maldonado, P., Medina Luna, L., Marquis, J., Bowley, K. A., Alvarez Imaz, M. and Salio, P. (2020). Gargantuan Hail in Argentina. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101, E1241-E1258.

Lahiff, C. T. (2005). Vertically Integrated Liquid Density and its associated hail size range across the Burlington, Vermont County warning area. *Eastern Region Technical Attachment*(05-01).

Lakatos, L., Gonda, I., Soltész, M., Szabó, Z., Szél, J. and Nyéki, J. (2011). Effects of excessive weather on the micro-climate of apple plantations under the hail protection nets. *International Journal of Horticultural Science*, 17, 81-85.

Laviola, S. and Levizzani, V. (2009). Observing precipitation by means of water vapor absorption lines: a first check of the retrieval capabilities of the 183-WSL rain retrieval method. *Italian Journal of Remote Sensing*, 41, 39-49.

Laviola, S., Levizzani, V., Ferraro, R. and Beauchamp, J. (2020a). Hailstorm Detection by Satellite Microwave Radiometers. *Remote Sensing*, 12, 621.

Laviola, S., Monte, G., Levizzani, L., Ferraro, R. and Beauchamp, J. (2020b). A New Method for Hail Detection from the GPM Constellation: A Prospect for a Global Hailstorm Climatology. *Remote Sensing*, 12, 3553.

- Le Cun, Y., Bengio, Y. and Hinton, G. (2015). Deep learning. *Nature*, 521, 436-444.
- Levizzani, V. (2021). *Il libro delle nuvole*. Milano: ilSaggiatore.
- Levizzani, V., Schmetz, J., Lutz, H. J., Kerkmann, J., Alberoni, P. P. and Cervino, M. (2001). Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for METEOSAT Second Generation. *Meteorological Applications*, 8, 23-41.
- Martin, D. W., Kohrs, R. A., Mosher, F. R., Medaglia, C. M. and Adamo, C. (2008). Over-Ocean Validation of the Global Convective Diagnostic. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 525-543.
- Messmer, B., Kolendowicz, L. and Schmid, W. (1995). Detection and prediction of hail based on Meteosat data. *Meteorologische Zeitschrift*, 4, 187-195.
- Mikuš, P. and Strelec Mahović, N. (2013). Lightning distribution during the hailstorms with the overshooting tops. *Proceedings - 2013 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*.
- Mo, T., Han, Y. and Weng, F. (2011). A study of the NOAA near-nadir Microwave Humidity Sounder brightness temperatures over Antarctica. *2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 3975-3978.
- Modugno, G. (2021). Il ciclone Apollo. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*(4), 12-33.

- Nair, V. and Hinton, G. E. (2010). Rectified linear units improve restricted boltzmann machines. *Proceedings of the 27th International Conference on International Conference on Machine Learning, ICML'10*, 807-814.
- Ni, X., Liu, C., Cecil, D. J. and Zhang, Q. (2017). On the Detection of Hail Using Satellite Passive Microwave Radiometers and Precipitation Radar. *American Meteorological Society*, 56, 2693–2709.
- Omoto, Y. (2011). Characteristics of Hailstorms in Japan. *Journal of Agricultural Meteorology*, 23, 115-121.
- Omoto, Y. and Seino, H. (2011). On relationships between hailfall characteristics and crop damage. *Journal of Agricultural Meteorology*, 34, 65-76.
- Petrucci, O., Salvati, P., Aceto, L., Bianchi, C., Pasqua, A., Rossi, M. and Guzzetti, F. (2018). The Vulnerability of People to Damaging Hydrogeological Events in the Calabria Region (Southern Italy). *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 15, 48.
- Punge, H. J., Bedka, K. M., Kunz, M. and Reinbold, A. (2017). Hail frequency estimation across Europe based on a combination of overshooting top detections and the ERA-INTERIM reanalysis. *Atmospheric Research*, 198, 34-43.
- Rädler, A., Groenemeijer, P., Faust, E., Sausen, R. and Pùçik, T. (2019). Frequency of severe thunderstorms across Europe expected to increase in the 21st century due to rising instability. *Climate and Atmospheric Science*, 2, 1-5.

- Rasuly, A. A., Cheung, K. K. and McBurney, B. (2014). Hailstones across the Greater Sydney Metropolitan Area. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 6973–7016.
- Saltikoff, E., Tuovinen, J., Kotro, J., Kuitunen, T. and Hohti, H. (2010). A Climatological Comparison of Radar and Ground Observations of Hail in Finland. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 101-114.
- Santurette, P. and Georgiev, C. G. (2005). *Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*. Academic Press.
- Schultz, C. J., Petersen, W. A. and Carey, L. D. (2011). Lightning and Severe Weather: A Comparison between Total and Cloud-to-Ground Lightning Trends. *Weather and Forecasting*, 26(5), 744-755.
- Spencer, R. Y., Howland, M. and Santek, D. A. (1987). Severe Storm Identification with Satellite Microwave Radiometry: An Initial Investigation with Nimbus-7 SMMR Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 26, 749–754.
- Strelec Mahović, N. and Mikuš, P. (2011). Correlating locations of the overshooting tops with the occurrence of severe weather on the ground.
- Sun, N. and Weng, F. (2012). Retrieval of Cloud Ice Water Path from Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51, 366–379.

- Torricella, F., Levizzani, V. and Turk, F. J. (2007). Application of a blended MW-IR rainfall algorithm to the Mediterranean. In V. Levizzani, P. Bauer, & F. J. Turk, *Measuring Precipitation from Space: Eurainsat and the Future* (p. 497-507). Springer.
- Turk, F. J., Hawkins, J., Smith, E. A., Marzano, S. F., Mugnai, A. and Levizzani, V. (2000). Combining SSM/I, TRMM and infrared geostationary satellite data in a near-realtime fashion for rapid precipitation updates: advantages and limitations. *Proceedings of the 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference, 2*, 705-707.
- Waldvogel, A., Federer, B. and Grimm, P. (1979). Criteria for the Detection of Hail Cells. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 18*, 1521-1525.
- Williams, E. R., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R. and Buechler, D. (1999). The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. *Atmospheric Research, 51*, 245-265.

## Ringraziamenti

Desidero dedicare questa sezione a tutti coloro con cui ho collaborato in questi mesi e che hanno reso possibile la realizzazione di questo lavoro di tesi.

Innanzitutto, rivolgo un ringraziamento speciale al Prof. Levizzani che mi ha introdotto al gruppo di ricerca del CNR-ISAC di Bologna e mi ha dato l'opportunità di lavorare insieme al suo team. Ho molto apprezzato il costante confronto che abbiamo avuto in questi mesi sul lavoro svolto e la sua grande passione per i temi trattati ha rappresentato una grande fonte di ispirazione per me. Inoltre, desidero ringraziarlo per la massima disponibilità che mi ha mostrato durante tutto il periodo di svolgimento della tesi. Una menzione particolare va al Dott. Sante Laviola, con il quale si è instaurato fin da subito uno splendido rapporto. I suoi consigli e le sue spiegazioni mi hanno sempre consentito di comprendere tutti gli obiettivi del lavoro di tesi, chiarendomi anche gli aspetti più complessi e gli sono molto grato per tutte le conoscenze che mi ha trasmesso. Ringrazio di cuore il Dott. Giulio Monte per tutto l'aiuto e il supporto che mi ha fornito durante lo svolgimento di questa esperienza. Il contatto quotidiano che abbiamo sempre avuto è stato fondamentale per la buona riuscita del lavoro e la sua presenza costante mi ha permesso di risolvere tutti i dubbi che via via mi sorgevano. Lo considero un amico e mi ritengo molto fortunato ad aver lavorato insieme a lui. Desidero citare anche il Dott. Massimo Guarascio che purtroppo non ho avuto il piacere di conoscere personalmente. Ciononostante, la sua esperienza è risultata fondamentale per

risolvere alcuni degli aspetti più tecnici di questo progetto e lo ringrazio in modo sentito per la disponibilità e i consigli che mi ha trasmesso.

Un ringraziamento particolare va al Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare (AM) per aver messo a disposizione i dati di fulminazione e all'Agenzia Prevenzione Ambiente Energia Emilia-Romagna (ARPAE) per aver fornito i dati da radar. Questi contributi sono stati fondamentali per la buona riuscita del lavoro di tesi e per il raggiungimento di tutti gli obiettivi previsti.

Desidero ringraziare la mia famiglia per tutto l'affetto e l'amore che mi hanno sempre fatto sentire. Mio padre, mia madre e mia sorella Camilla mi hanno sempre sostenuto durante tutti gli studi assecondando le mie passioni senza mai farmi mancare nulla e rappresentano il mio punto di riferimento e le persone a cui poter chiedere un consiglio o con cui potermi confidare in caso di necessità. Sapere di tornare a casa alla sera e poter condividere un'ora di tempo con loro mi ha dato la forza per affrontare ogni cosa con il sorriso e con gioia, per questo non li ringrazierò mai abbastanza.

Un pensiero particolare va a tutti i miei nonni e nonne, zii e zie con i quali ho sempre mantenuto uno splendido rapporto e ai cugini Marcello, Alberto e Enrico con cui ho condiviso tanti bei momenti e tante giornate felici e spensierate.

Dedico un ringraziamento speciale a Lucia che mi è stata accanto fin dall'inizio di questa esperienza, sostenendomi e appoggiandomi in ogni mia scelta. È una persona stupenda e vorrei ringraziarla per tutto quello che ha fatto per me e per tutto il tempo che abbiamo passato insieme che mi ha regalato un'immensa gioia e serenità.

Infine, desidero ringraziare tutti gli amici e le amiche con cui ho condiviso parte della mia vita, compresi i miei compagni di corso all'università. In particolare, mi sento di fare una menzione speciale per Steven, un amico con cui potermi confidare e con cui ho costruito un'amicizia bellissima fin dai tempi del liceo. Insieme abbiamo condiviso tanti momenti e lo ringrazio per esserci sempre stato e per avermi fornito un supporto fondamentale durante tutta questa esperienza.