

Alma Mater Studiorum - Università di Bologna

Scuola di Scienze

Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

Caratterizzazione dinamica e microfisica del medicane Zorbas (27-29 settembre 2018)

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Presentata da:
Luca Patrick McAllister

Correlatori:
Dott. Sante Laviola
Dott. Giulio Monte

Sessione II
Anno Accademico 2020/2021

Whether the weather be fine,
Or whether the weather be not,
Whether the weather be cold,
Or whether the weather be hot,
We'll weather the weather
Whatever the weather,
Whether we like it or not!

Weather, unknown author

Sommario

Il lavoro di tesi riguarda lo studio dettagliato di un ciclone di tipo tropicale (Tropical Like Cyclone, TLC), verificatosi fra Mar Ionio e Grecia tra il 27 e il 29 settembre 2018, tramite un'analisi dinamica con l'utilizzo di dati di rianalisi ERA5 (ECMWF Reanalyses fifth edition) della missione Copernicus del centro meteo europeo ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast) e un'analisi microfisica tramite dati di TB (Brightness Temperature), intensità di precipitazione e probabilità di grandine ricavati dalla costellazione GPM (Global Precipitation Measuring Mission). Nel primo capitolo, diviso in quattro sezioni, è fornita una descrizione delle principali caratteristiche dei cicloni tropicali e dei TLC evidenziando analogie e differenze e indicando come la formazione di questi ultimi sia spesso il risultato dell'evoluzione dei cicloni extra-tropicali baroclini nel Mediterraneo; si riporta, inoltre, una breve analisi climatologica dei medicane, un elenco dei principali casi verificatisi negli ultimi decenni e una breve panoramica sullo stato dell'arte relativa al loro studio; nell'ultima sezione del capitolo è fornita una descrizione di come si forma la grandine e delle condizioni atmosferiche che ne favoriscono la crescita. Nel secondo capitolo sono illustrati nel dettaglio tutti gli strumenti utilizzati per l'analisi e gli algoritmi sulla base dei quali parte di essi sono stati ottenuti. Nel terzo capitolo è fornita una descrizione sinottica del ciclone oggetto di studio in modo da inquadrare a livello generale la dinamica del ciclone e il contesto a larga scala nel quale è inserito. Nel quarto capitolo, infine, sono presentate nella prima parte tutte le variabili meteorologiche utilizzate suddivise in tre gruppi principali in dipendenza del dataset di provenienza e si spiegano i metodi utilizzati per il lavoro di analisi; nella seconda parte sono presentati tutti i principali risultati ottenuti con una descrizione prevalentemente della dinamica del sistema tramite i dati di rianalisi ERA5 seguita da una descrizione microfisica dell'evento tramite i dati di intensità di precipitazione, intensità di grandine e TB ottenute dai dati satellitari nel campo delle MW (MicroWave). In questo modo, dapprima si sono individuate le fasi del ciclo vitale del ciclone ed è riportata un'analisi di alcuni elementi che ne hanno caratterizzato la dinamica come PV (Potential Vorticity), RH (Relative Humidity) e i flussi di calore latente e sensibile; in un secondo momento, e questo è l'elemento innovativo del lavoro di tesi, si è descritta la distribuzione delle precipitazioni e della grandine nel corso dell'evento messa in relazione con le fasi del ciclo vitale del ciclone. Quest'ultimo aspetto è molto importante in quanto non si trovano in letteratura molti studi sulla dinamica delle precipitazioni, in particolare di tipo grandinigeno, all'interno dei medicane.

Indice

Introduzione.....	6
Capitolo 1: Ciclone tropicali e medicane	7
1.1 Caratteristiche e formazione dei ciclone tropicali	7
1.2 Medicane o TLC.....	10
1.2.1 Caratteristiche, meccanismi di formazione e principali differenze dai ciclone tropicali	10
1.2.2 Analisi climatologica e zone di formazione.....	12
1.2.3 I principali medicane del passato.....	14
1.3 Stato dell'arte sullo studio dei medicane	15
1.4 Grandine	17
1.4.1 Temporalis	17
1.4.2 Microfisica della fase ghiaccio	19
1.4.2.1 Nucleazione.....	19
1.4.2.2 Crescita diffusiva	19
1.4.2.3 Aggregazione e accrescimento	21
1.4.2.4 Crescita della grandine.....	22
Capitolo 2: Strumenti e metodi utilizzati	25
2.1 Dati di rianalisi ERA5	25
2.2 Costellazione GPM	28
2.2.1 DPR.....	29
2.2.2 Algoritmi.....	30
2.2.2.1 183-WSL	30
2.2.2.2 Stima del Rain Rate	31
2.2.2.3 MWCC-H.....	32
2.2.2.4 Il modello di rilevamento della grandine	33
2.2.2.5 183-WSLH.....	35
2.3 Dati satellitari MSG	36
Capitolo 3: Il TLC del settembre 2018	38
3.1 Analisi sinottica	38
Capitolo 4: Analisi dei dati	49
4.1 Metodologia di indagine	49
4.1.1 Dati da rianalisi ERA5	49
4.1.1.1 MSLP	49
4.1.1.2 Geopotenziale	49
4.1.1.3 Vorticit� potenziale e umidit� relativa	50

4.1.1.4 CAPE Index e K-Index	51
4.1.1.5 Calore sensibile e calore latente	52
4.1.1.6 Velocità del vento	52
4.1.1.7 Temperatura	53
4.1.2 Dati satellitari nel campo delle MW	53
4.1.2.1 Temperatura di brillantezza (TB)	53
4.1.2.2 Intensità di precipitazione	53
4.1.2.3 Probabilità di grandine.....	54
4.1.2.4 Campo di riflettività radar.....	54
4.1.3 Dati satellitari MSG in modalità Rapid Scan.....	54
4.2 Presentazione dei risultati	55
4.2.1 Analisi generale	55
4.2.2 Analisi microfisica del medicane Zorbas	72
4.2.2.1 Fase pre-medicane.....	72
4.2.2.2 Fase medicane	79
4.2.2.3 Fase di dissipazione e perdita delle caratteristiche tropicali.....	91
Conclusioni.....	97
Lista degli acronimi	100
Bibliografia	104
Ringraziamenti	110

Introduzione

Il lavoro di tesi ha come scopo la caratterizzazione del ciclone mediterraneo di tipo tropicale Zorbas, verificatosi nel Mediterraneo centrale e orientale tra il 27 e il 29 settembre 2018. L'analisi è stata effettuata tramite l'individuazione delle fasi del suo ciclo di vita, una caratterizzazione morfologica e termica tramite l'analisi di variabili meteorologiche fondamentali e dal punto di vista microfisico attraverso uno studio della distribuzione delle precipitazioni convettive e in particolare di tipo grandinigeno messo in relazione con le fasi dinamiche del sistema. L'attenzione rivolta alla grandine e alla convezione e la loro distribuzione nel corso del medicane costituisce l'elemento di analisi innovativo e ancora poco esplorato nel panorama dello studio dei medicane.

Nel primo capitolo sarà illustrata una panoramica sui cicloni tropicali e le loro caratteristiche distintive. Quindi sarà fornita una descrizione generale dei medicane (Mediterranean hurricanes), evidenziando le principali differenze rispetto ad un ciclone tropicale classico. In seguito, si riporta una panoramica sullo stato dell'arte relativamente allo studio di questi fenomeni. Infine, verrà fatto un approfondimento specifico sulla grandine spiegando come si forma, le sue caratteristiche e principali implicazioni.

Nel secondo capitolo si illustrano nel dettaglio gli strumenti utilizzati per lo studio di tesi con una descrizione dettagliata delle fonti da cui sono stati ottenuti e di come sono stati rielaborati. Inoltre, si riporta una descrizione degli algoritmi alla base dell'elaborazione dei dati utili per produrre alcuni degli strumenti utilizzati.

Nel terzo capitolo si riporta un'analisi introduttiva qualitativa del medicane Zorbas tramite un'analisi sinottica con lo scopo di fare un inquadramento generale della depressione e delle condizioni che hanno portato al suo sviluppo.

Nel quarto e ultimo capitolo si riporta l'analisi dei dati. Nella prima sezione si riporta la metodologia di indagine con riferimento ad ogni singola variabile utilizzata. Nella seconda sezione si riporta la presentazione dei risultati con l'illustrazione dettagliata di quanto ottenuto in questo studio.

Capitolo 1: Ciclone tropicali e medicane

In questo capitolo si riporta una breve descrizione delle caratteristiche dei cicloni tropicali e dei medicane o TLC, le cause che sono alla base della loro formazione, gli elementi peculiari che li distinguono dagli altri sistemi meteorologici e le zone geografiche maggiormente interessate da questi fenomeni in riferimento ai TLC.

I cicloni tropicali sono strutture di bassa pressione caratterizzate dalla presenza di un cuore caldo intorno al minimo di pressione, una zona centrale con calma di vento chiamata occhio del ciclone e da una simmetria geometrica che conferisce loro carattere barotropico. Molto spesso il sistema ciclonico associato al ciclone tropicale nasce con caratteristiche tropicali sin dall'inizio della ciclogenesi.

I medicane o TLC sono cicloni tropicali che si sviluppano nell'area del Mar Mediterraneo e si distinguono dai cicloni tropicali classici per differenti ragioni. La loro formazione può in alcuni casi essere collegata ad un processo di "seclusione calda" (Mazza et al., 2017) a cui fa seguito una transizione tropicale. Il sistema di bassa pressione associato nasce come sistema extra-tropicale baroclinico per poi andare incontro a trasformazioni dinamiche, morfologiche e termiche che ne determinano la transizione. Il ciclone Zorbas si è formato in seguito a "seclusione calda", come affermato nello studio di Portmann et al. (2020). Inoltre, i medicane sono molto più piccoli rispetto ai cicloni tropicali, la presenza di un occhio del ciclone ben definito non è garantita e la sua assenza non preclude la possibilità di classificarli come TLC, sebbene la sua possibile presenza costituisca un fattore di importanza non trascurabile al fine della classificazione in TLC del sistema di bassa pressione.

Nello studio svolto, oltre a descrivere la dinamica specifica del medicane Zorbas, verificatosi fra il 27 e il 29 settembre 2018, si pone anche una particolare attenzione sulla distribuzione dell'attività convettiva in relazione alle fasi del sistema e in particolare sulla grandine, vero elemento di analisi innovativo. Infatti, la grandine e la sua manifestazione nei TLC è stata finora poco studiata e indagata e dunque si vuole cercare di porre l'attenzione su questo elemento in modo da favorire e stimolare ulteriori studi futuri in merito.

1.1 Caratteristiche e formazione dei cicloni tropicali

I cicloni tropicali si manifestano principalmente all'interno della fascia di territorio collocata fra i 5° nord/sud e i 30° nord/sud, ovvero nella Zona di Convergenza Intertropicale (ITCZ), dove la temperatura della superficie oceanica è generalmente abbastanza elevata da favorire la loro formazione. Queste ciclogenesi non nascono in prossimità dell'Equatore in quanto la forza di Coriolis non sarebbe sufficiente per consentire di fornire l'adeguata energia rotazionale al sistema. In questo modo esso verrebbe inibito ancora prima di formarsi. La forza di Coriolis nell'emisfero settentrionale favorisce una rotazione in senso antiorario dei venti intorno ad un sistema di bassa pressione e avviene l'opposto nell'emisfero meridionale. Questo elemento si ripercuote naturalmente anche sul moto dei cicloni tropicali che tendono in prevalenza a muoversi verso nord-ovest nell'emisfero settentrionale e verso sud-ovest nell'emisfero meridionale.

Questi fenomeni vengono denominati in maniera differente a seconda della porzione di oceano nella quale si manifestano:

- "Uragano" nell'Oceano Atlantico e nell'Oceano Pacifico ad est della linea di cambiamento della data.
- "Tifone" nell'Oceano Pacifico occidentale e dunque sulle coste dell'Asia orientale e anche in parte dell'Oceania.
- "Ciclone" nell'Oceano Indiano.

- “Willy-Willy” in Australia.

Nonostante i differenti modi in cui vengono denominati, si fa riferimento sempre alla stessa tipologia di depressione. Si tratta di un ciclone tropicale caratterizzato dalla presenza di un cuore caldo nella zona centrale, una simmetria assiale che conferisce carattere barotropico al sistema e un occhio. Quest’ultimo è talvolta privo di nubi nel centro del ciclone e si caratterizza come zona di calma di vento nella quale prevalgono moti di subsidenza o downdraft ad inibire la convezione. Al contrario, in tutta la zona circostante oltre l’eyewall si registrano spesso convezione molto intensa e venti molto forti. L’eyewall è una zona costituita da nubi convettive ad elevato sviluppo verticale che talvolta si estendono in stratosfera ed è la zona a contatto con il nucleo e quindi il cuore caldo del ciclone. In tale porzione del ciclone si registrano tipicamente l’attività convettiva e i venti più intensi. Il raggio a cui si raggiunge il picco di velocità del vento varia fra i 10 e i 100 km dal centro del ciclone vicino alla superficie e aumenta con la quota. Allontanandosi da questa zona i venti si riducono gradualmente con il raggio (Emmanuel, 1991).

La classificazione di queste depressioni viene fatta principalmente sulla base dell’intensità del vento superficiale:

- Onda Tropicale: sistema non organizzato di temporali molto deboli senza una circolazione ordinata di venti.
- Depressione Tropicale: caratterizzata da venti compresi fra i 36 km/h e i 61 km/h.
- Tempesta Tropicale: caratterizzata da venti compresi fra 62 km/h e 118 km/h.
- Ciclone Tropicale: caratterizzato da venti superiori ai 118 km/h.

Inoltre, quando il sistema giunge allo stadio di Ciclone Tropicale, viene classificato in 5 diverse categorie attraverso la scala Saffir-Simpson:

- Categoria 1: Velocità del vento compresa fra 118 km/h e 152 km/h, Pressione superiore a 980 hPa e impatto minimo.
- Categoria 2: Velocità del vento compresa fra 153 km/h e 176 km/h, Pressione compresa fra 965 hPa e 980 hPa e impatto moderato.
- Categoria 3: Velocità del vento compresa fra 177 km/h e 208 km/h, Pressione compresa fra 945 hPa e 964 hPa e impatto intenso.
- Categoria 4: Velocità del vento compresa fra 209 km/h e 248 km/h, Pressione compresa fra 920 hPa e 944 hPa e impatto estremo.
- Categoria 5: Velocità del vento superiore a 248 km/h, Pressione inferiore a 920 hPa e impatto catastrofico.

Oltre alla velocità del vento e al valore del minimo di pressione in superficie, ci sono altri fattori chiave che sono necessari per avere condizioni favorevoli allo sviluppo dei cicloni tropicali ed essi sono:

- La presenza di una superficie marina con temperatura di almeno 26 °C.
- Ambiente atmosferico condizionatamente instabile.
- Shear verticale del vento basso.
- Convergenza nei bassi strati indotta dall’attrito superficiale e divergenza negli alti strati.
- Presenza di un grado sufficiente di umidità in media troposfera.
- Rilascio di calore latente di condensazione nel centro del ciclone associato a moti convettivi.
- Presenza di un disturbo preesistente di ampiezza sufficiente in grado di favorire l’intensificazione del ciclone tramite interazione aria-mare (Homar et al., 2003).
- Distanza minima di 500 km dall’Equatore in modo che la forza di Coriolis sia sufficiente per conferire rotazione al sistema.

Per descrivere e spiegare i meccanismi che portano alla formazione, all’approfondimento e mantenimento dei cicloni tropicali dapprima è stata avanzata la teoria CISK (Conditional Instability of the Second Kind) proposta da

Charney e Eliassen (1964). La loro teoria è stata integrata negli anni '80 con la teoria WISHE (Wind Induced Surface Heat Exchange instability) proposta da Emanuel (1986 e 1991).

Il principio chiave della teoria CISK consiste nell'ipotesi che i cicloni tropicali si formino e si alimentino grazie ad una convergenza superficiale dei venti dovuta all'attrito. Quest'ultimo provoca un disturbo di piccola ampiezza e simmetrico sulla scala di una depressione in un ambiente condizionatamente instabile favorevole ad una sua amplificazione spontanea. Quindi si individua l'attrito superficiale come elemento di partenza in grado di fornire l'energia necessaria alla nascita del disturbo e in seguito si instaura un meccanismo di feedback positivo grazie all'interazione di cooperazione fra il singolo cumulo o nucleo convettivo e il moto a larga scala associato alla depressione. La cella convettiva fornisce l'energia sotto forma di calore necessaria per alimentare la depressione e quest'ultima produce la convergenza di umidità di basso livello necessaria a mantenere in vita il cumulo o cella convettiva. La teoria viene chiamata "Instabilità condizionale del secondo tipo" per distinguerla dall'instabilità condizionale responsabile soltanto della convezione a piccola scala per il singolo cumulo. Quindi la condizione che porta alla nascita di un ciclone tropicale è una circolazione forzata governata dal calore rilasciato nella convezione e non una circolazione libera governata da forze di galleggiamento. In definitiva l'attrito ha un doppio ruolo: agisce come dissipatore di energia cinetica ma, a causa della convergenza superficiale, fornisce anche energia da calore latente al sistema. Dunque, nella fase iniziale della depressione tropicale l'attrito incrementa l'energia del sistema.

La teoria WISHE si configura come elemento integrativo e correttivo della precedente teoria CISK in quanto introduce la fondamentale importanza dei flussi di calore latente e sensibile nel favorire lo sviluppo e il mantenimento del sistema. Inoltre, risolve le problematiche venute alla luce riguardo alla teoria CISK riguardanti il fatto che le condizioni necessarie per lo sviluppo dei cicloni tropicali descritte da Charney e Eliassen (1964) possono manifestarsi su zone continentali delle medie latitudini nella stagione estiva e non sugli oceani, in aperta contraddizione con le osservazioni. La teoria CISK individua come fonte di innesco energia convettiva preesistente immagazzinata nell'atmosfera tropicale ma molte aree oceaniche hanno una quantità ridotta di questa energia e quelle poche zone che ne hanno grandi quantità non sono sede di cicloni tropicali. La teoria WISHE (Emanuel, 1991) descrive il ciclone tropicale come una macchina di Carnot, ovvero un sistema chiuso che, dopo un innesco iniziale, porta il sistema ad auto-alimentarsi finché non avviene un cambiamento delle condizioni esterne a provocare il dissipamento. Questa macchina fondamentale converte energia termica estratta dall'oceano in energia meccanica che alimenta il sistema ed è suddivisa in 4 rami: il primo ramo consiste in un processo di espansione isoterma che trasferisce entalpia dalla superficie del mare attraverso il calore latente, il secondo ramo in un processo di espansione adiabatica nel quale l'aria risale lungo le nubi convettive dell'eyewall, fluisce in alta troposfera verso il bordo esterno del sistema e viene rilasciato calore latente di condensazione, il terzo ramo consiste in un processo di compressione isoterma in cui l'aria scende dalla bassa stratosfera fino alla troposfera perdendo calore tramite perdita di radiazione elettromagnetica nello spazio e infine il quarto ramo si ricongiunge con il punto di partenza e consiste in una compressione adiabatica in cui l'aria conserva momento angolare ed entropia. Al di là di questa descrizione del meccanismo di auto-mantenimento del ciclone, che è presente nella fase matura, la genesi del ciclone è spiegata dalla teoria WISHE come conseguenza di un'instabilità di ampiezza finita. Quest'ultima è favorita dal rilascio di calore latente dovuto a flussi di calore superficiali che sono tanto più forti quanto più è intenso il vento in superficie. Dunque, si instaura un meccanismo di feedback positivo per cui il rilascio di calore latente è favorito dalla presenza dei venti associati alla depressione e provoca attività convettiva che contribuisce ad intensificare ulteriormente la depressione stessa. Questo avviene anche in atmosfera neutra, quindi senza energia convettiva immagazzinata e ciò dimostra il fallimento della teoria CISK che si basava sulla presenza di questa energia. Infine, affinché il sistema si sostenga e si amplifichi, si ha il vincolo che l'entropia trasportata dai flussi di calore latente superficiale deve riuscire a compensare la riduzione di entropia nello strato limite dovuta al trasporto di aria con bassa entropia dalla media troposfera attraverso downdraft convettivi. Dunque, il numero di cicloni tropicali che riescono a formarsi non è particolarmente elevato perché molti disturbi preesistenti non riescono a soddisfare il vincolo sopracitato e a svilupparsi ulteriormente. Inoltre, un ciclone tropicale, per alimentarsi, provoca la

riduzione della temperatura superficiale del mare per via del prelievo di calore e per il mescolamento con acque più profonde e quest'ultimo meccanismo può fermare lo sviluppo di un sistema tropicale o anche provocarne la dissipazione.

Un ciclone tropicale nella fase matura può essere considerato come un vortice a simmetria assiale in equilibrio idrostatico e rotazionale. La circolazione ciclonica raggiunge il suo massimo sviluppo in prossimità della superficie e si riduce lentamente con la quota fino a divenire anticiclonica vicino all'estremità superiore della tempesta, ovvero intorno ai 15 km di distanza dalla superficie. Questa circolazione è consistente con una struttura a cuore caldo con perturbazioni massime della temperatura fino a 10 °C su superfici isobariche fortemente concentrate ad alta quota e vicino al centro del vortice stesso. La circolazione trasversa di un ciclone tropicale in fase matura è termicamente diretta al di fuori dell'occhio e consiste in un flusso di aria entrante in uno strato limite profondo grosso modo 1-2 km, una risalita di aria in una porzione di atmosfera ristretta all'interno dell'eyewall e un successivo flusso in uscita radiale in un sottile strato nella parte superiore della tempesta vicino alla tropopausa. Nell'occhio del ciclone invece la circolazione trasversa è termicamente indiretta e meccanicamente mantenuta con aria calda che scende con un moto di subsidenza e inibisce completamente la convezione oltre a costituire il cuore caldo del sistema.

1.2 Medicane o TLC

1.2.1 Caratteristiche, meccanismi di formazione e principali differenze dai cicloni tropicali

I medicane o TLC sono in sostanza cicloni con caratteristiche tropicali che si formano e agiscono all'interno del Mar Mediterraneo, dunque in una fascia di latitudine compresa fra i 30°N e i 45°N.

A differenza dei cicloni tropicali classici, che molto spesso nascono dall'inizio come sistemi barotropici a cuore caldo, la depressione che poi porta alla formazione dei medicane è inizialmente molto spesso un sistema di tipo extra-tropicale baroclinico (una perturbazione tipica delle medie latitudini). Quest'ultimo è caratterizzato dalla presenza di un fronte caldo nella zona avanzante dietro il quale avanza una massa di aria più calda rispetto a quella cui va incontro e di un fronte freddo ad ovest lungo il quale possono anche manifestarsi fenomeni convettivi intensi e che preannuncia l'inserimento di una massa di aria più fredda. Un ciclone baroclinico può anche presentare un fronte occluso che si forma nel momento in cui il fronte freddo o parte di esso raggiunge almeno una parte del fronte caldo. Nel punto in cui fronte freddo e fronte caldo si incontrano si trova il minimo di pressione. Il carattere baroclinico del sistema conferisce alla depressione una struttura asimmetrica caratterizzata da uno sfasamento spaziale nella posizione del minimo di pressione al suolo rispetto a quello in quota e per questa ragione in tale tipologia di bassa pressione la densità dipende non solo dalla pressione ma anche dalla temperatura. Inoltre, un sistema ciclonico extra-tropicale è caratterizzato da un cuore freddo.

Il processo che porta un sistema extra-tropicale a divenire un TLC o medicane viene chiamato transizione tropicale. Essa tipicamente avviene tramite il meccanismo della "seclusione calda" che consiste nel risucchio dell'aria calda che si accompagna al fronte caldo. Ciò provoca una frattura nel fronte nuvoloso con il fronte freddo che si stacca dal sistema proseguendo il suo movimento in maniera indipendente dal resto del ciclone e quindi resta soltanto l'aria calda ad alimentare la depressione. Il fronte caldo si involupa attorno al centro di bassa pressione e inizia a modificare le caratteristiche fisiche del sistema conferendogli un cuore progressivamente più caldo e favorendo la transizione tropicale in quanto a questo punto, essendo in gioco soltanto la massa di aria calda, il ciclone tende ad assumere una conformazione barotropica e a presentare una zona centrale più calda rispetto alle zone circostanti, ovvero il cuore caldo tipico dei sistemi tropicali.

I TLC sono tipicamente di dimensioni molto inferiori rispetto ai cicloni tropicali classici e raggiungono intensità comparabili a quelle di una tempesta tropicale o al massimo di un uragano di categoria 1 in rari casi (Miglietta et al., 2013). Il diametro dei medicane deve essere inferiore ai 300 km per via delle dimensioni contenute del bacino del Mediterraneo che non consentono lo sviluppo di TLC di dimensioni superiori (Tous e Romero, 2013). Inoltre, i medicane non sono fenomeni molto frequenti ma sono comunque di interesse pubblico perché possono provocare seri danni materiali e umani se colpiscono zone abitate soprattutto a causa delle inondazioni sulle zone costiere, delle forti piogge e dei forti venti che possono impattare in maniera importante anche sulle imbarcazioni.

Gli elementi che possono essere identificati come favorevoli per la transizione tropicale sono:

- 1) Flusso di calore latente e sensibile dalla superficie marina (Miglietta et al., 2008).
- 2) Intrusione di uno streamer di alta PV di origine stratosferica in alta troposfera che comporta una forte anomalia positiva della stessa (Portmann et al., 2020).
- 3) Interazione con un ramo della corrente a getto polare in quota, meccanismo di innesco più raro (Chaboureau et al., 2012).

Spesso nei TLC il rilascio di calore latente dovuto alla condensazione delle nubi convettive ha come conseguenza un aumento della PV nella medio-bassa troposfera. Quindi si individuano due differenti tipologie di anomalie positive di PV e quella di origine stratosferica è tipicamente caratterizzata da valori assai più elevati rispetto a quella in medio-bassa troposfera. Queste due differenti anomalie possono essere identificate e distinte se messe in relazione al campo di RH. L'anomalia che si manifesta in alta troposfera viene chiamata DPV (Dry Potential Vorticity) in quanto è associata all'intrusione di aria di origine stratosferica che, oltre ad avere sempre alti valori di PV, ha sempre valori di RH molto bassi in quanto il vapore acqueo in quello strato di atmosfera è presente in quantità limitate. Invece l'anomalia in medio-bassa troposfera viene chiamata WPV (Wet Potential Vorticity) in quanto è associata al rilascio di calore latente durante la convezione e quindi ad aria molto umida. In alcuni casi queste due zone di anomalia positiva di PV nella fase matura arrivano a congiungersi formando un'unica colonna verticale ma nella maggior parte dei TLC osservati questo non avviene e rimane sempre una zona intermedia a separare le due aree di anomalia mediamente compresa fra i livelli isobarici a 300 e a 500 hPa dove si registrano valori molto bassi di PV (Miglietta et al., 2017). Inoltre, la principale sorgente di PV per la depressione in sviluppo è un forte shear orizzontale del vento nella media e alta troposfera (Reale e Atlas, 2001).

Una differenza importante che caratterizza lo sviluppo dei medicane consiste nel fatto che la SST (Sea Surface Temperature) non deve essere tanto elevata come nel caso dei cicloni tropicali classici per favorirne lo sviluppo. I TLC si formano a partire da disturbi baroclini e di conseguenza per la loro formazione è molto più importante il contrasto o squilibrio termico che si può creare fra l'alta troposfera e la superficie. Quindi un'intrusione di una massa di aria particolarmente fredda in alta quota può favorire l'innesco della ciclogenesi oppure il suo approfondimento provocando un incremento dell'attività convettiva a causa dell'aumento di instabilità atmosferica. Ciò conferisce in seguito caratteristiche tropicali anche in presenza di SST non troppo elevata. Vari studi affermano che in tutti i casi nei quali si è poi verificata la transizione tropicale la SST non è mai stata inferiore ai 15 °C (Tous e Romero, 2013), valore molto inferiore rispetto al limite minimo di 26 °C necessario per lo sviluppo degli uragani.

Inoltre, l'orografia ha un ruolo importante nello sviluppo di molti cicloni nell'area del Mediterraneo in quanto quest'ultimo è costellato da numerose catene montuose. Per esempio, sono abbastanza comuni ciclogenesi di tipo extra-tropicale, che si sviluppano sottovento alle Alpi, le quali deviano il flusso e contribuiscono a modificare la dinamica del sistema e talvolta a renderlo più intenso oltre a risultare spesso fondamentali per la nascita stessa della depressione (Buzzi e Tibaldi, 1978). Talvolta l'orografia ha un'influenza importante anche sulla dinamica dei TLC ma non necessariamente.

I TLC, oltre a numerose analogie con i cicloni tropicali classici, hanno anche alcune caratteristiche in comune con un'altra tipologia di cicloni, ovvero i Polar Lows (PL) anche noti come uragani artici che si manifestano a latitudini molto elevate. I PL dal punto di vista visivo possono risultare non molto differenti dai medicane, soprattutto per quanto riguarda le immagini satellitari nel campo VIS (Visibile), perché anche i PL possono presentare un occhio al centro per via del processo di isolamento di aria limpida e secca. Dunque, è importante sottolineare gli elementi distintivi fra queste due tipologie di depressioni. I PL intorno all'occhio sono circondati da nubi di tipo strato o stratocumulo mentre i TLC presentano un eyewall costituito da cumulonemi ad elevato sviluppo verticale. Inoltre, i PL si sviluppano in un ambiente prevalentemente baroclinico con wind shear verticale elevato e i TLC invece sono caratterizzati da un ambiente barotropico simmetrico con wind shear verticale molto basso. I PL sono intensi cicloni convettivi alimentati non soltanto da instabilità baroclinica ma anche da flussi di calore latente e sensibile (dunque le interazioni aria-mare svolgono un ruolo importante per il loro sviluppo) allo stesso modo dei TLC ma la sostanziale differenza consiste nel fatto che nei PL l'intensità dei due flussi è all'incirca equivalente e invece nei TLC prevale il flusso di calore latente rispetto a quello di calore sensibile (Reale e Atlas, 2001).

Per riassumere, le caratteristiche principali di un TLC sono:

- Baroclinicità trascurabile e shear del vento verticale molto piccolo o negativo sulla scala del vortice.
- Allineamento perfetto fra i minimi di geopotenziale a tutti i livelli e il minimo di pressione al suolo.
- Presenza di una colonna senza vento o quasi in corrispondenza del minimo di pressione al suolo e che si estende dalla superficie fino alla tropopausa.
- Presenza di un'anomalia calda in bassa troposfera centrata sul minimo di pressione al suolo e inserita in una zona di anomalia fredda su scala più ampia.

Inoltre, i TLC hanno in comune con i cicloni tropicali classici le seguenti caratteristiche:

- La presenza di una convergenza importante a bassa quota vicino alla superficie e di una divergenza in alta troposfera nella fase iniziale.
- L'importanza dei flussi di calore latente e sensibile nella dinamica del sistema (essi favoriscono una forte risalita di aria dalla superficie e quindi costituiscono un elemento cruciale per la fase di approfondimento del sistema associata ad un repentino calo della pressione al suolo).
- Wind shear verticale del vento trascurabile.
- Presenza di un cuore caldo nella zona centrale, anche se meno esteso verticalmente nei TLC.
- Presenza di un occhio caratterizzato da calma di vento e assenza di attività convettiva.

Infine, gli elementi che distinguono i TLC dai cicloni tropicali sono:

- Sviluppo del sistema con SST più bassa e innesco favorito anche dallo squilibrio termico fra superficie e alta troposfera ad innescare l'attività convettiva.
- Intrusione di un'anomalia positiva di PV di origine stratosferica in alta troposfera come possibile innesco della fase di approfondimento del sistema in contrasto con il tipico ambiente anticiclonico presente in un ciclone tropicale fra i livelli di 100 e 200 hPa e quindi con valori negativi di PV (Reale e Atlas, 2001).
- Possibile influenza del getto polare nella dinamica e nello sviluppo della depressione.
- Dimensione dei TLC notevolmente inferiore.
- I TLC si formano a partire da una depressione di tipo extra-tropicale attraverso un processo di transizione tropicale, questa fase non è presente nella maggior parte dei cicloni tropicali.

1.2.2 Analisi climatologica e zone di formazione

I medicane non hanno eguale probabilità di formarsi in tutto il Mediterraneo ma ci sono in particolare due specifiche aree dove tendono a formarsi con una frequenza molto più elevata rispetto ad altre zone: si tratta

della porzione di Mediterraneo occidentale situata intorno alle isole Baleari e del Mar Ionio, quindi fra il sud Italia, la Libia e la Grecia. Due altre zone caratterizzate da un più basso numero di eventi sono il Mar Egeo e il Mar Adriatico. Il Mediterraneo orientale invece presenta un'attività molto bassa e dunque in quei settori non si formano quasi mai dei TLC. Per il periodo fra il 1948 e il 2011 sono stati individuati 99 medicane. Quindi, la loro frequenza media è di 1.57 eventi a stagione (definita a partire dal mese di agosto di ciascun anno a quello di luglio dell'anno successivo) e questo è consistente con quanto osservato empiricamente che suggerisce di definire i medicane come eventi rari. Inoltre, fra le due aree preferenziali, quella del Mediterraneo occidentale presenta la maggiore frequenza in assoluto con una media di 0.75 eventi a stagione contro una media stagionale di 0.32 eventi nel Mar Ionio (Cavicchia et al., 2014a). Dallo studio climatologico svolto appena citato risulta che la distribuzione dei medicane in tutto il bacino del Mediterraneo è caratterizzata dalla completa assenza di eventi nella stagione estiva, un'alta attività durante tutta la stagione autunnale con un picco invernale a gennaio e una coda con numero di eventi ridotta da febbraio a maggio (fig. 1.1).

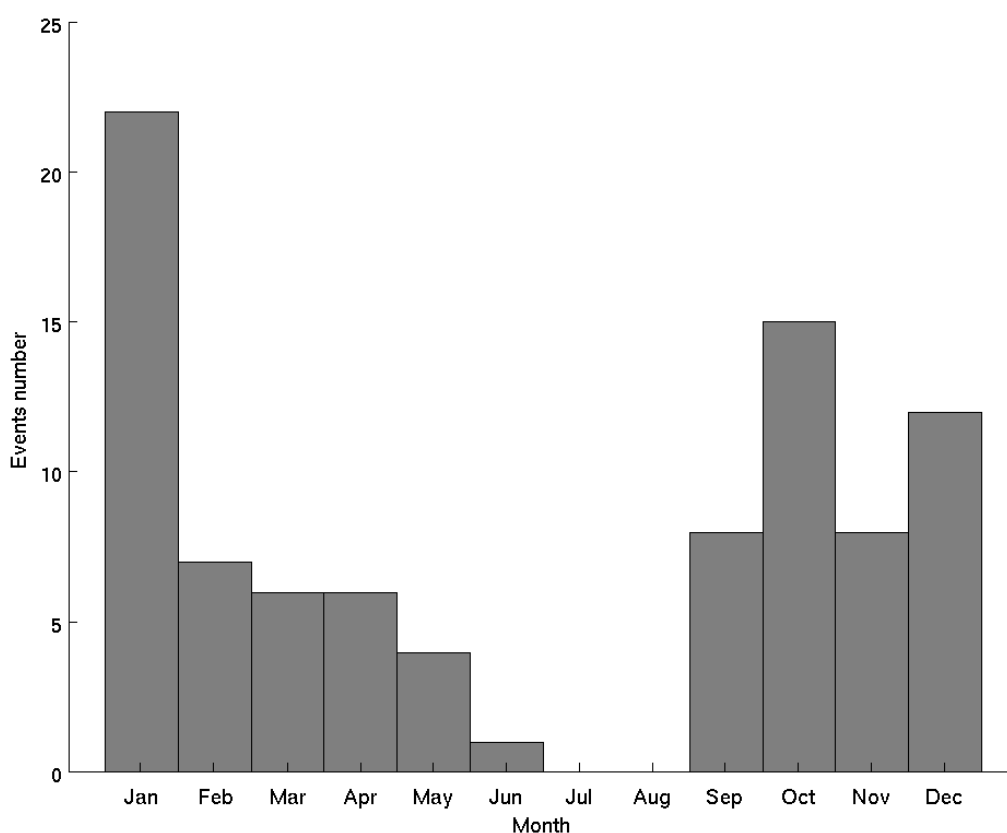


Figura 1.1: Numero totale di medicane per mese nel periodo 1948-2011 (Cavicchia et al., 2014a).

Inoltre, la variazione interannuale relativa al numero di medicane è forte e ci sono alcune stagioni in cui non ne vengono registrati. Tuttavia, non si individua un trend significativo (fig. 1.2).

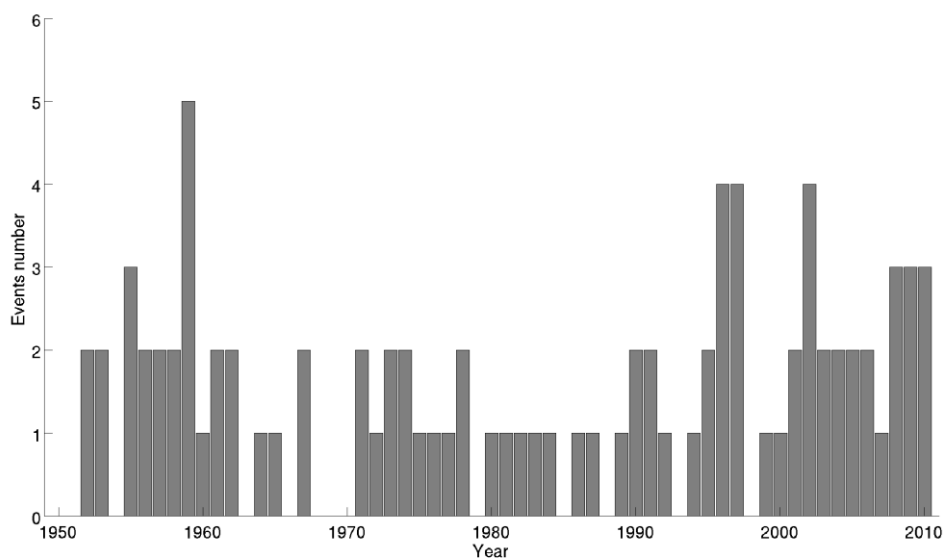


Figura 1.2: Numero di medicane per stagione nel periodo 1948-2011 (Cavicchia et al., 2014a).

Come affermato in Cavicchia et al. (2014a), per quanto riguarda il possibile sviluppo futuro dei medicane, ottenuto tramite analisi modellistica, si prevede che i TLC in futuro diverranno meno frequenti ma con una tendenza ad un moderato incremento della loro intensità come conseguenza del riscaldamento climatico. Infatti, in un clima più caldo, la differenza media di temperatura fra il mare e l'alta troposfera (che si ricorda essere un elemento fondamentale per l'innescio dei TLC tanto più è elevata) tenderà a calare in quanto l'atmosfera risponde in maniera più rapida al riscaldamento rispetto al mare. Per cui sarà necessaria un'anomalia più forte per raggiungere la soglia necessaria per lo sviluppo di un medicane e questo spiega la prevista riduzione della frequenza.

1.2.3 I principali medicane del passato

Lo studio dei medicane è un'attività relativamente recente in quanto, essendo fenomeni atmosferici che si manifestano prevalentemente in mare, non era facile individuarli e analizzarne il comportamento prima dell'avvento dei satelliti meteorologici. Questi ultimi non erano disponibili prima degli anni '70 del secolo scorso e inoltre nel corso del tempo il numero di satelliti disponibili e la qualità delle misure da essi forniti sono cresciute. In questo modo solo nel periodo più recente è stato possibile avere a disposizione dati con un'ampia copertura spazio-temporale sull'intero globo e di conseguenza anche sul Mar Mediterraneo, ovvero l'area di interesse per lo studio dei medicane. Inoltre, anche la teoria sui cicloni tropicali oceanici si è sviluppata soltanto nella seconda metà del secolo scorso con miglioramenti e correzioni su di essa apportati fino alla fine degli anni '80 (riferimento ai lavori di Emmanuel citati in precedenza). Questa stessa teoria è proprio quella utilizzata come riferimento di partenza per lo studio dei medicane. Quindi i primi studi su questi cicloni tropicali mediterranei, anche se magari riferiti ad eventi precedenti risalgono agli anni '80 e '90 del secolo scorso. Di seguito si riporta un elenco dei principali medicane degli scorsi decenni a partire dagli anni '80 e fino all'ultimo evento registrato in ordine temporale:

Area interessata	Periodo di azione
Mediterraneo centrale	27-30/9/1983
Mediterraneo centrale	28/12/1984-1/1/1985
Mediterraneo centrale	17-18/9/1985
Mediterraneo occidentale	26-29/10/1985
Mediterraneo centrale	13-16/12/1985
Mediterraneo occidentale	30/9-3/10 1986
Mediterraneo orientale	4-7/10/1989
Mediterraneo centrale	22-24/8/1990
Mediterraneo centrale	12-16/10/1992
Mediterraneo centro-orientale	21-25/10/1994
Mediterraneo centrale	14-18/1/1995
Mediterraneo centrale	27-29/9/1995
Mediterraneo occidentale	11-13/9/1996
Mediterraneo occidentale e centrale	6-11/10/1996
Mediterraneo occidentale	8-11/12/1996
Mediterraneo centro-orientale	24-28/9/1997
Mediterraneo orientale	7-11/9/2000
Mediterraneo centrale	7-10/10/2000
Mediterraneo occidentale	25-28/5/2003
Mediterraneo centrale	15-19/9/2003
Mediterraneo centrale	27-29/9/2003
Mediterraneo occidentale	17-19/10/2003
Mediterraneo centrale	2-5/11/2004
Mediterraneo centro-orientale	13-16/12/2005
Mediterraneo centrale	31/1-3/2 2006
Mar Ionio-basso Adriatico	25-28/9/2006
Mediterraneo centrale	19-23/3/2007
Mediterraneo occidentale	16-18/10/2007
Mediterraneo occidentale	25-27/10/2007
Mediterraneo occidentale	6-10/11/2011
Mediterraneo centrale	6-8/11/2014
Mediterraneo centro-orientale	28-31/10/2016
Mediterraneo centro-orientale	16-19/11/2017
Mar Ionio e Grecia	27-29/9/2018
Mediterraneo centro-orientale	15-19/9/2020

Tabella 1.1: Elenco dei medicane degli ultimi decenni.

(fonti http://meteorologia.uib.eu/medicanes/medicanes_list.html e archivio dati del CNR-ISAC di Bologna)

1.3 Stato dell'arte sullo studio dei medicane

Lo studio dei medicane è ancora oggetto di dibattiti scientifici e la modalità per classificarli non è ancora uniformata e definita con criteri di estrema precisione come avviene per i cicloni tropicali classici. Gli studi che si sono susseguiti negli ultimi decenni sono in gran parte caratterizzati come analisi di uno o più casi, ognuno ad introdurre alcuni elementi o a confermare aspetti scoperti in precedenza. Non esiste una teoria ufficiale completa per i medicane ma il loro studio è stato fatto prendendo in considerazione la teoria dei cicloni tropicali come punto di partenza con lo scopo, caso per caso, di individuare gli elementi in comune e gli elementi invece

caratterizzanti sulla base anche di quanto ottenuto dagli studi precedenti. Tuttavia, sono stati individuati degli elementi che caratterizzano tutti i medicane (elencati nella sezione 1.2) soprattutto per quanto riguarda i meccanismi fisici che portano alla transizione tropicale e che favoriscono il mantenimento delle caratteristiche tropicali. Quindi ogni singolo medicane costituisce un'ottima occasione per portare avanti lo studio su di essi e rappresenta un importante tassello per ottenere una descrizione di carattere più ampio di questi fenomeni.

Inizialmente, lo studio dei medicane è stato prevalentemente qualitativo con lo scopo di raccogliere informazioni su di essi e ottenere una catalogazione degli eventi e una definizione delle caratteristiche distintive. Infatti, i medicane si distinguevano individuando una somiglianza con i cicloni tropicali nelle immagini satellitari. Un ciclone mediterraneo era catalogato come medicane nel caso di presenza di un occhio centrale e bande di nubi a spirale intorno ad esso (Fita et al., 2007; Tous et al., 2013). Il lavoro di Rasmussen e Zick (1987) riguarda il medicane verificatosi fra il 27 e il 30 settembre 1983 e in esso è stato ricostruito l'andamento del vento a diversi livelli isobarici e sono stati ricavati i campi di vorticità e divergenza tramite l'analisi del movimento delle nubi ricavato da immagini METEOSAT (METEOrological SATellite) nel VIS e nell'IR (Infra Red). Inoltre, il medicane presenta similarità visive con i PL.

Nel decennio successivo si sono utilizzate in modo sempre più massiccio le simulazioni modellistiche in aggiunta ai dati osservativi da satellite grazie ad un aumento delle potenzialità di calcolo e allo sviluppo dei modelli numerici meteorologici. A questo proposito si fa riferimento ai lavori di Lagouvardos et al., 1999 e Pytharoulis et al., 2000 relativi al ciclone che ha interessato il Mediterraneo centro-orientale nel gennaio 1995. Questi lavori dimostrano l'importanza dei flussi di calore nella formazione dei medicane. In seguito, a partire dall'inizio degli anni Duemila la disponibilità di dati satellitari anche nel campo MW ha permesso un ulteriore sviluppo nello studio di questi fenomeni permettendo una migliore analisi degli stessi anche dal punto di vista microfisico. Nello stesso periodo sono state utilizzate metodologie di studio basate su un approccio multi-model combinato con i risultati di esperimenti di sensibilità per ottenere una descrizione in termini probabilistici dei medicane oggetto di studio. A proposito si ricorda il lavoro di Homar et al., 2003 sul medicane del settembre 1996 nel Mediterraneo occidentale nel quale si è evidenziata l'importanza dei flussi di calore latente e della presenza di una saccatura in quota. Le alte frequenze delle MW sono sensibili alle nubi, al vapore acqueo (con un picco di assorbimento nella banda centrata a 183.31 GHz) e alle idrometeore ghiacciate, come sarà spiegato in maggiore dettaglio nel Capitolo 2. Negli ultimi dieci anni l'aumento dei sensori satellitari e della loro risoluzione sia spaziale che temporale ha permesso di studiare con maggiore dettaglio i medicane. A partire dal 1999 è stato utilizzato il sensore MHS (Microwave Humidity Sounder) a cui si è aggiunto SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) a partire dal 2003, ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder) dal 2011 e GMI (GPM Microwave Imager) dal 2014. Inoltre, l'algoritmo 183-WSL (Water Vapour Strong Lines at 183 GHz algorithm) integrato da MWCC-H (Microwave Cloud Classification method for Hail detection) e 183-WSLH (Water Vapor Strong Lines at 183 GHz algorithm for Hail detection) (Laviola e Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013; Laviola et al., 2020a) ha permesso di individuare in maniera precisa le zone interessate da precipitazione e di stimare la probabilità di grandine in maniera dettagliata con una divisione anche in classi di grandezza del chicco. In questo modo è attualmente possibile operare una caratterizzazione microfisica di un medicane utilizzando i dati ottenuti con questi algoritmi.

I medicane sono eventi rari, come confermato da diversi studi climatologici che hanno utilizzato differenti criteri per la velocità del vento e l'analisi spazio-fase del ciclone per ottenere le loro traiettorie a partire da simulazioni modellistiche e rianalisi (Picornell et al., 2014; Gaertner et al., 2018; Zhang et al., 2021). Dunque, è stato possibile analizzare i meccanismi responsabili per lo sviluppo dei medicane in un numero relativamente limitato di casi studio. Tipicamente l'inizio del loro ciclo vitale è simile: tutti i sistemi tendono a crescere attraverso l'interazione di uno streamer di PV in alta troposfera con un'area baroclina in bassa troposfera (Flaounas et al., 2021b). Al contrario, evoluzioni differenti possono essere identificate durante la fase matura quando il contributo baroclino, l'interazione aria-mare e la convezione possono avere un ruolo importante nello sviluppo dei medicane (Moscatello et al., 2008; Flaounas et al., 2021a). Recentemente i medicane sono stati suddivisi in tre

categorie principali con processi dinamici simili nella loro fase matura nel lavoro di Miglietta e Rotunno (2019). Una classificazione simile è fornita anche nel lavoro di Dafis et al. (2020). Nel primo gruppo sono stati inseriti i medicane per i quali l'instabilità baroclina ha avuto un ruolo importante in tutto il ciclo vitale e nei quali la "seclusione calda" è sufficiente per spiegare la presenza del cuore caldo. Nel secondo gruppo sono stati inseriti i medicane nei quali la baroclinicità è importante soltanto nella fase iniziale e la teoria WISHE può spiegare la loro intensificazione attraverso un feedback positivo fra il rilascio del calore latente e le interazioni aria-mare. In questo caso l'attività convettiva si concentra nella fase di approfondimento prima della transizione tropicale. A questo gruppo appartiene il medicane Zorbas. Infine, nel terzo gruppo sono stati inseriti i medicane costituiti da vortici con scale più piccole che si sviluppano nell'ambito di una circolazione associata con un ciclone a scala sinottica.

I criteri utilizzati per individuare i medicane sono variabili fra l'identificazione soggettiva delle caratteristiche tropicali (Tous et al., 2013) e l'applicazione dei diagrammi di Hart e soglie per il vento in simulazioni ad alta risoluzione (Cavicchia et al., 2014a). Inoltre, studi recenti hanno utilizzato il downscaling dinamico delle rianalisi ERA-Interim (Gaertner et al., 2018; Ragone et al., 2018) e delle rianalisi ERA5 (Zhang et al., 2021; de la Vara et al., 2021) per identificare i medicane in un quadro climatologico.

Infine, i principali problemi ancora aperti per lo studio dei medicane riguardano il ruolo del shear verticale del vento, il ruolo delle strutture frontali e il possibile ruolo della convezione nel sostenere da sola la circolazione ciclonica (Dafis et al., 2020). Le caratteristiche geografiche complesse della regione e la dimensione relativamente ridotta dei medicane richiede un aumento considerevole nella risoluzione rispetto ai modelli operativi attualmente disponibili in modo da migliorare la previsione della loro evoluzione e impatto (Flaounas et al., 2021b).

1.4 Grandine

La grandine è un tipo di precipitazione solida costituita dall'aggregazione di particelle ghiacciate e goccioline di acqua nello stato soprafuso ad opera di correnti ascendenti e discendenti all'interno dei sistemi temporaleschi. Si tratta di un fenomeno meteorologico estremamente localizzato che può interessare aree di dimensioni medio-piccole provocando, talvolta, seri danni alle coltivazioni e alle strutture e costituendo pericolo diretto per le persone. La sua manifestazione è associata ai temporali intensi con sviluppo di sistemi profondi di tipo convettivo. In questa tesi si analizza la sua presenza all'interno del medicane Zorbas del 2018 per cercare di caratterizzarla mettendola in relazione con le fasi del sistema ciclonico e per valutare quanto la grandine possa essere un elemento di rilievo e da tenere in considerazione nella valutazione dei rischi associati a questo genere di fenomeni. Per questa ragione di seguito è riportata una sezione dedicata alla descrizione dei principali meccanismi che conducono alla formazione della grandine, dagli iniziali processi microfisici che avvengono in nube alle condizioni che ne favoriscono l'accrescimento e l'eventuale precipitazione fino al suolo.

1.4.1 Temporali

I temporali, sia che si tratti di una cella singola sia di un sistema costituito dall'unione di più celle (multicella) sia di un sistema alla mesoscala come gli MCS (Mesoscale Convective System) e gli MCC (Mesoscale Convective Complex), che talvolta possono formarsi all'interno dei cicloni tropicali o degli stessi medicane, sia di una supercella (tipologia di temporale particolarmente violento), costituiscono l'unico ambiente noto in natura nel quale si possono osservare le condizioni necessarie alla formazione della grandine. Inoltre, affinché la grandine possa formarsi, è necessario che la nube temporalesca si sviluppi fino a superare il livello in cui la temperatura scende a valori inferiori a 0°C (freezing level o livello di congelamento). Gli elementi fondamentali per favorire la nascita e lo sviluppo di un temporale consistono nella presenza di un'atmosfera instabile e aria

sufficientemente umida: in questo modo è possibile la nascita di nubi convettive (i cumuli e successivamente cumulonembi) e il loro sviluppo verticale a causa di intensi moti di updraft. Il singolo sistema in cui avviene la circolazione convettiva è solitamente chiamato cella convettiva (Byers e Braham, 1948).

Il ciclo di vita di una singola cella temporalesca (fig. 1.3) si divide in tre stadi:

- 1) Stadio di cumulo: caratterizzato dalla presenza di un updraft lungo tutta la cella e innescato in seguito alla presenza di condizioni di instabilità atmosferica. In questa fase non si registra precipitazione al suolo.
- 2) Stadio maturo: caratterizzato dalla presenza sia di updraft che downdraft e quindi in questa fase si registra precipitazione e in talune circostanze si può formare la grandine che eventualmente raggiunge il suolo.
- 3) Stadio di dissipazione: caratterizzato da deboli downdraft attraverso tutta la cella.

Nel momento in cui viene a mancare l'updraft per via dell'interferenza con il downdraft, il sistema non ha più rifornimento per alimentarsi e dunque comincia la fase di dissipazione. Lo stadio di cumulo ha una durata di 10-15 minuti, quello maturo di 15-30 minuti e quello di dissipazione di circa 30 minuti. Queste tempistiche valgono per temporali a singola cella. Tuttavia, nella maggior parte dei casi i temporali assumono un carattere più complesso e quindi riescono a prolungare la loro durata rispetto ai tempi indicati e talvolta anche la loro intensità. Infatti, molto spesso i temporali che si formano non sono a singola cella, se non nei primi minuti, ma sono composti di molte regioni differenti di azione convettiva ciascuna con una caratteristica indipendenza dalle celle circostanti dello stesso temporale (Byers e Braham, 1948). Inoltre, nello stadio di formazione di ogni singola cella è molto importante il processo per cui l'aria fluisce all'interno dell'updraft attraverso i lati esterni o la sommità ("entrainment"). Esiste infine una particolare tipologia di temporale, la supercella, che riesce a produrre fenomeni particolarmente intensi e soprattutto è in grado di sopravvivere a lungo grazie ad un rilevante sfasamento spaziale fra updraft e downdraft che rende più difficile l'inizio della fase di interferenza fra i due flussi e quindi della dissipazione. La supercella è la tipologia di temporale nel quale si ha la più alta probabilità che si verifichino fenomeni grandinigeni anche di grosse dimensioni proprio a causa del suo periodo di attività più lungo che favorisce il mantenimento duraturo di un forte updraft, elemento di fondamentale importanza per la formazione della grandine.

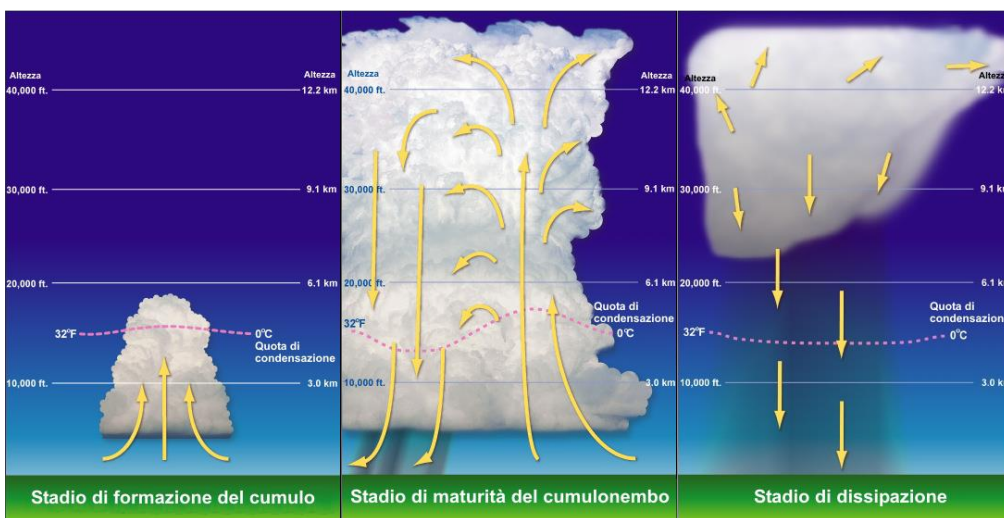


Figura 1.3: I tre stadi di sviluppo di una singola cella temporalesca.

1.4.2 Microfisica della fase ghiaccio

1.4.2.1 Nucleazione

Nel momento in cui una nube si estende a quota superiore allo zero termico è possibile che avvenga la formazione di cristalli di ghiaccio che in particolari condizioni possono svilupparsi in modo tale da formare chicchi di grandine.

La nucleazione costituisce il primo importante passaggio per lo sviluppo non soltanto della grandine ma anche di tutti gli altri generi di idrometeorie ghiacciate come la neve o la graupel. Sono possibili due meccanismi:

- 1) Nucleazione omogenea: avviene senza la necessità di CCN (Cloud Condensation Nuclei) ma può avvenire solo con temperature inferiori ai -38 °C (Allen et al., 2020).
- 2) Nucleazione eterogenea: avviene grazie alla presenza di IN (Ice Nuclei) o CCN in atmosfera che consentono la formazione del ghiaccio in nube a temperatura molto superiore rispetto alla soglia della nucleazione omogenea.

Nel caso dei CCN avviene prima la condensazione e poi il congelamento. Invece l'attivazione tramite gli IN avviene direttamente senza passare dalla fase di condensazione.

Dunque, l'acqua sopraffusa in teoria può esistere in nube fino alla temperatura necessaria per la nucleazione omogenea. Nella realtà la nucleazione eterogenea è di gran lunga il meccanismo prevalente per la formazione delle idrometeorie ghiacciate. Normalmente i cristalli di ghiaccio in nube cominciano ad essere presenti in quantità rilevanti nel momento in cui la temperatura è al di sotto dei -15 °C , temperatura individuata come soglia per la nucleazione eterogenea.

1.4.2.2 Crescita diffusiva

Una volta che i cristalli di ghiaccio si sono formati, vanno incontro ad una serie di passaggi che ne comportano l'accrescimento. Prima di questo passaggio si menzionano due altri fenomeni che contribuiscono alla moltiplicazione o produzione secondaria dei cristalli ghiaccio: la frattura dei cristalli di ghiaccio e la rottura delle gocce in ghiacciamento. Inoltre, è stato scoperto che piccole particelle vengono espulse da gocce di acqua sopraffusa di dimensioni superiori ai $25\text{ }\mu\text{m}$ di diametro quando esse ghiacciano su un substrato di ghiaccio a temperature comprese fra i -3 °C e i -8 °C (Hallet e Mossop, 1974). Questo meccanismo di produzione di particelle secondarie viene chiamato "rime splintering" ed è in grado di spiegare le alte concentrazioni di ghiaccio che si possono osservare talvolta in cumuli marittimi con temperature non inferiori a -10 °C .

Successivamente a questi processi di produzione secondaria, comincia la fase di crescita per diffusione. Infatti, nel momento in cui i cristalli di ghiaccio si sono formati in una nube, essi si ritrovano in un ambiente nel quale la pressione di vapore è uguale o di poco superiore rispetto alla pressione di vapore all'equilibrio e_s sull'acqua liquida.

Il rapporto di saturazione rispetto al ghiaccio è:

$$S_i = \frac{e}{e_i} = S \frac{e_s}{e_i} \quad (1.1)$$

Dove S è il rapporto di saturazione rispetto all'acqua e $(e_s/e_i) - 1$ è il rapporto di sovraturazione. Quindi la saturazione rispetto all'acqua in una nube corrisponde ad un'alta sovraturazione rispetto al ghiaccio e questo è un ambiente favorevole alla crescita per diffusione del ghiaccio.

La velocità di crescita di un cristallo di ghiaccio per diffusione è analoga a quella di una gocciolina di acqua liquida per condensazione ma con la differenza che il cristallo non è sferico. In analogia con la teoria elettrostatica, l'equazione di crescita del ghiaccio per diffusione può essere scritta nel seguente modo:

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi CD(\rho_v - \rho_{vr}) \quad (1.2)$$

Dove C è la capacità elettrica, D è il coefficiente di diffusione molecolare, ρ_v e ρ_{vr} sono la densità di vapore ambientale e la densità di vapore sulla superficie del cristallo. Se $\rho_v > \rho_{vr}$ il cristallo tenderà a crescere in massa nel tempo. Nel caso di una sfera $C=r$ e (1.2) si riduce all'equazione per la crescita di una gocciolina di acqua. Per altre forme C assume espressioni più complesse (non mostrate).

Durante la crescita del cristallo la sua superficie è riscaldata dal calore latente di sublimazione e questo provoca un incremento di ρ_{vr} . La variazione della densità di vapore è determinata dal rapporto tra la velocità di riscaldamento per calore latente e il trasferimento di calore dalla superficie:

$$\frac{\rho_v - \rho_{vr}}{T_r - T} = \frac{K}{L_s D} \quad (1.3)$$

dove L_s è il calore latente di sublimazione, K è il coefficiente di conduzione termica dell'aria, T_r è la temperatura del cristallo e T è la temperatura ambientale.

Mettendo insieme (1.2) e (1.4) si ottiene la seguente equazione per la velocità di crescita del cristallo di ghiaccio (è identica a quella ottenuta per le gocce di acqua):

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi C(S_i - 1)}{\left[\left(\frac{L_s}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_s}{KT} + \frac{R_v T}{e_i(T)D} \right]} \quad (1.4)$$

A causa degli effetti cinetici e di ventilazione (1.4) tende a sovrastimare la velocità di crescita. Tuttavia, per grandi cristalli (1.4) può essere considerata una buona approssimazione.

La figura 1.4 mostra la dipendenza della velocità di crescita dalla temperatura per due pressioni definite. Per cui si conclude che in un ampio intervallo di valori di pressione il picco di velocità di crescita si raggiunge attorno ai -15°C che dunque è anche la temperatura più favorevole per la rapida crescita di grandine.

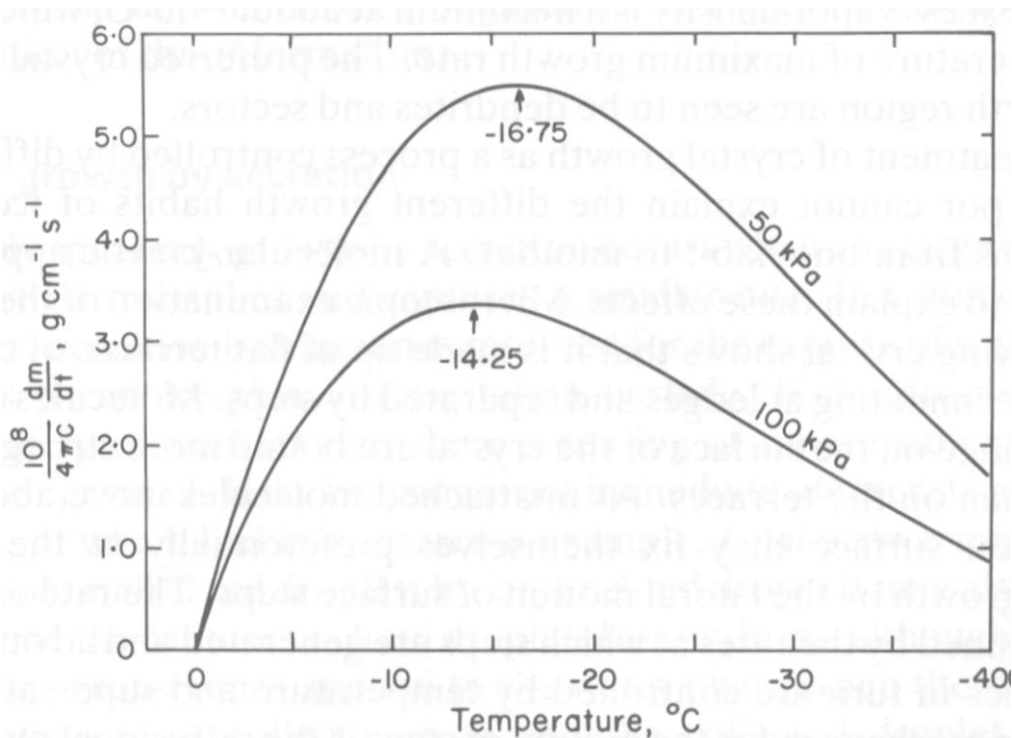


Figura 1.4: Velocità di crescita normalizzata di cristalli di ghiaccio in funzione della temperatura a due livelli di pressione determinati.

Infine, la variazione delle condizioni ambientali comporta un effetto anche sulla forma e l'aspetto del cristallo di ghiaccio oltre che sulla velocità di crescita di quest'ultimo.

1.4.2.3 Aggregazione e accrescimento

Lo stadio finale del ciclo vitale di un'idrometeora consiste in un'ulteriore crescita dovuta ad aggregazione o accrescimento. Entrambi sono meccanismi che comportano la cattura o unione di due o più cristalli di ghiaccio.

L'aggregazione è il processo che porta alla formazione dei fiocchi di neve tramite l'unione di cristalli di ghiaccio. L'accrescimento (accretion) si riferisce al processo di cattura di goccioline sopraffuse da parte di una particella di precipitazione ghiacciata. Se le goccioline ghiacciano immediatamente per contatto, si forma un cristallo rimed o una graupel. Se invece il ghiacciamento non è immediato, le goccioline sopraffuse si distribuiscono sulla particella di ghiaccio e possono andare ad occupare eventuali spazi vuoti presenti all'interno del cristallo di ghiaccio. Questi due percorsi differenti in combinazione fra di loro possono contribuire alla formazione della grandine. Il processo che porta alla formazione di graupel viene chiamato crescita secca e quello per cui il ghiacciamento non è immediato viene denominato crescita umida. La crescita secca rende il ghiaccio meno denso, mentre la crescita umida lo rende più denso.

Nella crescita dei cristalli di ghiaccio tramite i meccanismi appena descritti è molto importante la velocità di caduta in quanto da essa è possibile distinguere le differenti tipologie di particelle ghiacciate in nube. Infatti, gli elementi ghiacciati che cadono con maggiore velocità sono le graupel che raggiungono una velocità di 250 cm/s nel momento in cui arrivano ad una dimensione di circa 5 mm. Inoltre, le strutture caratterizzate da cristalli con goccioline e i fiocchi di neve cadono a circa 1 m/s e tutti i tipi di cristalli puri cadono a velocità inferiori. Tutte queste informazioni fornite si possono facilmente osservare nella figura 1.5.

Una relazione empirica per le velocità terminali che viene utilizzata è la seguente:

$$u = kD^n \quad (1.5)$$

Dove D è il diametro del cristallo e i parametri k e n variano in base alla tipologia considerata.

Infine, si riporta l'equazione per la crescita della graupel (elemento chiave per lo sviluppo della grandine):

$$\frac{dm}{dt} = \bar{E} M \pi R^2 u(R) \quad (1.6)$$

dove m è la massa della particella, M è il contenuto di acqua liquida, R è il raggio della particella, u(R) è la velocità di caduta ed \bar{E} è l'efficienza di cattura media.

Quindi la velocità di crescita della graupel aumenta assieme alla velocità terminale, alla dimensione della particella e al contenuto di acqua liquida. Si tratta di un processo che diviene tanto più favorito quanto più tempo è disponibile per la fase di accrescimento.

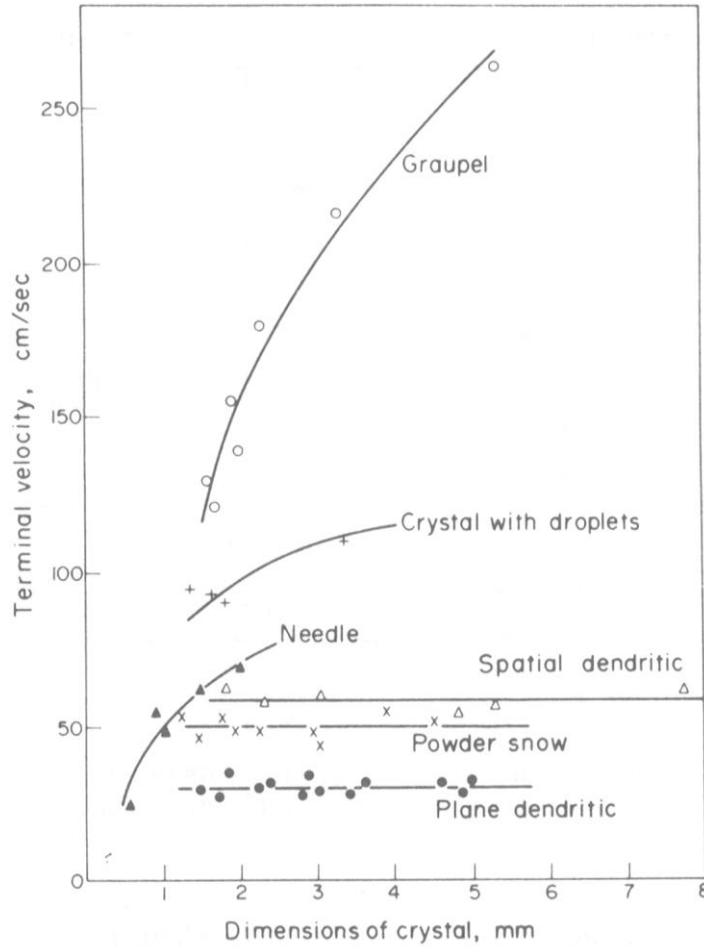


Figura 1.5: Velocità terminale di cristalli di diverse tipologie in funzione della loro dimensione.

1.4.2.4 Crescita della grandine

Un aspetto importante per la crescita della grandine è il calore latente di fusione rilasciato quando le goccioline a contatto congelano e questo rende la temperatura del chicco più alta rispetto a quella ambientale. La velocità di riscaldamento legata a questo meccanismo di accrescimento è:

$$\frac{dQ_L}{dt} = \pi R^2 E M u(R) [L_f - c(T_s - T)] \quad (1.7)$$

Dove L_f è il calore latente di fusione, c il calore specifico dell'acqua, T_s e T le temperature del chicco e della nube e gli altri parametri sono stati indicati in precedenza facendo riferimento all'equazione (1.6).

Un altro elemento che riscalda il chicco è il calore acquisito per sublimazione e la velocità di riscaldamento tramite questo processo si esprime come:

$$\frac{dQ_v}{dt} = 4\pi R D (\rho_v - \rho_{vr}) L_s a \quad (1.8)$$

Dove L_s è il calore latente di sublimazione, a è un fattore di ventilazione dipendente dalle dimensioni del chicco, ρ_v e ρ_{vr} sono la densità di vapore ambientale e la densità di vapore sulla superficie del chicco rispettivamente.

Infine, l'elemento che comporta una perdita di calore del chicco in aria è la conduzione, la cui velocità di azione è:

$$\frac{dQ_s}{dt} = 4\pi R K (T_s - T) b \quad (1.9)$$

Dove K è il coefficiente di conducibilità termica e b un fattore di ventilazione.

Dunque, l'equilibrio termico del chicco di grandine si ha quando:

$$\frac{dQ_L}{dt} + \frac{dQ_v}{dt} = \frac{dQ_s}{dt} \quad (1.10)$$

Questa equazione può essere utilizzata per ricavare la temperatura di equilibrio del chicco di grandine.

Gli embrioni utili e necessari per arrivare alla formazione della grandine sono le graupel e le goccioline ghiacciate (Heymsfield, 1982; Knight e Knight, 1970). Le graupel si formano in seguito al contatto di un'idrometeora ghiacciata con goccioline di acqua sopraffusa che ghiacciano immediatamente. Questo processo viene chiamato "riming". Nel caso in cui le goccioline sopraffuse rimangano liquide a contatto con la particella di ghiaccio si parla di "accrescimento" (Allen et al., 2020). Inoltre, gli embrioni tipicamente si formano in una regione con correnti ascensionali contenute ai bordi dell'updraft principale o anche in una regione con un updraft secondario. Nel secondo caso saranno poi necessarie correnti di aria orizzontali per trasferire gli embrioni all'interno dell'updraft principale dove avviene l'ulteriore crescita e l'eventuale formazione di grandine (Heymsfield, 1982; Nelson, 1983). Quindi in molti temporali la zona di crescita degli embrioni è diversa dalla zona di crescita della grandine ed è dunque necessario un trasporto di particelle fra le due aree. Siccome gli updraft di molti temporali attraversano il livello di congelamento dell'acqua, si può affermare che gli embrioni trasportati sono una mescolanza fra goccioline e graupel (Knight, 1981).

Le condizioni maggiormente favorevoli alla formazione e crescita della grandine consistono nella permanenza per il tempo più lungo possibile di una condizione di equilibrio fra la velocità di caduta libera dell'idrometeora ghiacciata e la velocità delle correnti ascensionali dell'updraft (Foote, 1984). Queste condizioni sono ottimali in quanto consentono all'embrione o chicco di grandine in sviluppo di permanere a lungo all'interno della nube in posizione favorevole. Infatti, se la velocità di caduta della particella supera la velocità dell'updraft, la particella può ricadere al di fuori della regione di crescita e, se la velocità dell'updraft è maggiore della velocità di caduta della particella, allora quest'ultima viene spinta troppo in alto fino ad uscire dalla regione di crescita (Allen et al., 2020). Le considerazioni appena fatte suggeriscono che, per favorire la crescita della grandine fino a grandi dimensioni, è necessario che il chicco in crescita si venga a trovare in zone con velocità dell'updraft che aumentano nel tempo oppure è necessario che correnti di aria orizzontale trasferiscano il chicco verso aree con correnti ascensionali gradualmente più intense in modo da evitare che l'equilibrio venga perso in tempi brevi. A proposito ci sono studi che suggeriscono che la grandine di grosse dimensioni acquisisce la maggior parte della sua massa attraverso queste traiettorie orizzontali (Nelson, 1983). Quanto detto ha come conseguenza che la maggior parte della grandine comincia a formarsi nello stesso momento perché altrimenti una data corrente ascensionale farebbe cadere i chicchi più vecchi e pesanti e solleverebbe troppo rapidamente quelli più giovani e leggeri. Per cui è necessaria una sincronizzazione in velocità e fase (Gaviola e Alsina Fuertes, 1947). Inoltre, molti studi affermano che la maggior parte della crescita di grandine avviene in un intervallo compreso fra -10 °C e -25 °C (Nelson, 1983; Foote, 1984).

Si è trovato che l'ampiezza dell'updraft principale costituisce un importante fattore limitante nella crescita della grandine (tanto è più ampio quanto più è favorita la crescita). Inoltre, le regioni di updraft secondari sono molto strette e hanno una durata limitata e per questa regione non sono in grado di favorire l'ulteriore sviluppo fino allo stadio di grandine ma sono importanti perché forniscono gli embrioni necessari per lo sviluppo della grandine nell'updraft principale grazie alle correnti orizzontali che li trasportano. Si è osservato che embrioni di una singola dimensione possono portare ad un ampio range di dimensioni finali del chicco di grandine e viceversa (Foote, 1984).

I due regimi principali di crescita della grandine sono definiti dal contenuto di acqua liquida disponibile per la crescita, la temperatura ambientale, la temperatura superficiale del chicco e le sue dimensioni e vengono chiamati "crescita umida" e "crescita secca". La "crescita secca" avviene quando l'acqua sopraffusa sulla

superficie del chicco ghiaccia immediatamente e la temperatura della particella è inferiore a 0 °C, mentre la “crescita umida” quando quest’ultima rimane liquida con temperatura della particella uguale a 0 °C e temperatura dell’aria minore o uguale a 0°C (Allen et al., 2020; Heymsfield, 1982). La “crescita secca” produce idrometeore ghiacciate con densità minore e quindi richiede updraft meno intensi, mentre la “crescita umida” comporta un incremento della densità del chicco in quanto l’acqua sopraffusa riesce ad inserirsi all’interno di esso prima di ghiacciare riempiendone le cavità e richiede un updraft più intenso (Pflaum, 1980). L’alternanza fra questi due meccanismi di crescita può portare ad un chicco di grandine caratterizzato da differenti strati alternati di colore bianco per la “crescita secca” e trasparenti per la “crescita umida”.

Una volta che il chicco di grandine si è formato e comincia il suo percorso di caduta verso il suolo, può ancora subire ulteriori modifiche. Nello strato in cui la temperatura ambientale è inferiore a 0 °C è possibile che vada incontro ad un ulteriore accrescimento per contatto con goccioline sopraffuse. Invece, quando scende nella regione con temperatura positiva, può succedere che riduca le sue dimensioni per via dello scioglimento o dello “shedding” (spargimento di goccioline). Lo scioglimento è fondamentale per determinare la reale velocità terminale del chicco di grandine e la sua dimensione quando raggiunge il suolo. Infatti, durante lo scioglimento la velocità di caduta si riduce. Lo “shedding” avviene successivamente allo scioglimento nel momento in cui il massimo quantitativo di acqua che possa essere trattenuto sulla superficie di un dato chicco di ghiaccio viene superato e dunque l’acqua presente sul chicco si stacca da esso e forma altre gocce di acqua potenzialmente utili alla formazione di altri chicchi di grandine (Rasmussen e Heymsfield, 1987a). Questi processi appena descritti sono fortemente influenzati anche da alcune variabili atmosferiche quali la densità e dimensione iniziali dell’idrometeora, il profilo termico e RH. Bassi valori di RH comportano un aumento della temperatura necessaria per cominciare il processo di scioglimento. Quindi lo scioglimento comincia ad altitudini inferiori riducendo lo spessore di atmosfera che il chicco di grandine deve attraversare sciogliendosi prima di raggiungere il suolo (Rasmussen e Heymsfield, 1987b). Da queste osservazioni si conclude che, se la grandine cade in un ambiente con umidità relativa più bassa, avrà una maggiore probabilità di arrivare al suolo mantenendo dimensioni maggiori.

Capitolo 2: Strumenti e metodi utilizzati

In questo capitolo sono presentate le fonti da cui si sono ottenuti i dati utilizzati per l'analisi oggetto dello studio di tesi. Si descrivono le principali caratteristiche e gli eventuali miglioramenti rispetto a versioni precedenti. In seguito, si pone l'accento sugli elementi specifici utilizzati a partire dalle fonti descritte.

Questa sezione è suddivisa in tre paragrafi principali che descrivono le altrettante fonti dei dati utilizzati e rielaborati per lo studio di tesi.

2.1 Dati di rianalisi ERA5

I dati di rianalisi sono stati utilizzati per operare la caratterizzazione dinamica del medione Zorbas del 2018 e definire nello specifico le fasi del suo ciclo di vita.

Molte delle informazioni illustrate in questo paragrafo sono state ricavate da Hersbach et al., 2020.

Il prodotto finale reso disponibile è stato elaborato dal centro meteo europeo ECMWF. ERA5 costituisce l'ultima e più aggiornata versione disponibile per quanto riguarda le rianalisi fornite da ECMWF. Infatti, nel passato sono state utilizzate versioni precedenti con risoluzione dei dati minore. La versione appena precedente ad ERA5 è ERA-Interim, che ha smesso di operare a fine agosto del 2019.

ERA5 ha una risoluzione di griglia di 31 km contro una risoluzione di 80 km relativamente ad ERA-Interim. Tuttavia, i dati utilizzati per lo studio di tesi provengono dal database CDS (C3S Climate Data Store) e in questo caso la risoluzione spaziale per i dati di rianalisi ad alta definizione utilizzati è stata convertita su una griglia regolare latitudine-longitudine di 0.25°. L'estensione verticale di ERA5 comprende 137 livelli e si estende fino al livello di 1 Pa, quella di ERA-Interim comprende 60 livelli con un'estensione fino al livello di 10 Pa. C3S comprende, tuttavia, 37 livelli di pressione da 1000 a 1 hPa. Inoltre, ERA5 ha una risoluzione temporale di 1 ora sia per le analisi che per le previsioni rispetto alle 6 ore della versione precedente per le analisi e 3 ore per le previsioni. ERA5 ha integrati i dati sul bias o l'incertezza della misura ogni 3 ore grazie all'utilizzo di una componente ensemble costituita da un membro di controllo e nove membri perturbati. ERA-Interim è stata la prima rianalisi ECMWF ad includere VarBC (Variational Bias Correction) ma solo per il campo di radianza. In ERA5 VarBC è stato esteso anche a dati di radar da misuratori al suolo, dati di ozono colonnare, misure di temperatura da aereo e osservazioni di pressione superficiale. La componente ad alta risoluzione viene denominata HRES (High Resolution Component of ERA5). La componente a più bassa risoluzione è l'ensemble, anche denominato EDA (Ensemble of Data Assimilations). I dati di ERA5 sono resi disponibili in una versione preliminare a partire da 5 giorni di distanza da quando l'evento è attuale e in una versione definitiva sottoposta a controlli di qualità 2-3 mesi dopo. Tuttavia, queste due versioni raramente differiscono fra di loro e quindi questo costituisce un grande vantaggio rispetto ad ERA-Interim.

Le fonti dalle quali è stato elaborato il database di ERA5 sono di differente tipologia e variabili nel tempo. Esse seguono lo sviluppo tecnologico e tecnico che soprattutto negli ultimi due decenni ha reso disponibili un'elevata quantità di dati e fonti aggiuntive rispetto al periodo precedente. Infatti, in ERA5 sono stati integrati dati provenienti dai più moderni sistemi di rilevamento e sono aumentati i parametri e le variabili calcolate e rese disponibili. Le principali sorgenti da cui sono ricostruiti i dati meteorologici sono le osservazioni, i modelli numerici e i dati satellitari. Le rianalisi combinano dati modellistici con osservazioni da tutto il pianeta in un dataset globalmente completo e consistente utilizzando le equazioni della fisica. Questo procedimento, denominato DA (Data Assimilation), è basato sul metodo utilizzato dai centri di previsione numerica

meteorologica per produrre la migliore stima possibile dello stato attuale dell'atmosfera. Tuttavia, le rianalisi si limitano a ricostruire quanto avvenuto in passato e quindi non costituiscono un elemento utilizzato operativamente per le previsioni meteorologiche. Vengono utilizzate per lo studio a posteriori di particolari fenomeni meteorologici o per studi climatici. Pertanto, non hanno bisogno di essere prodotte in maniera molto rapida e per questa ragione si ha a disposizione più tempo per ottenere i prodotti da esse forniti. Inoltre, si ha a disposizione più tempo per permettere l'inserimento di versioni migliorate delle osservazioni originali. Ciò costituisce un fattore positivo per la qualità delle rianalisi stesse. Il sistema di assimilazione utilizza intervalli di 12 ore nei quali le osservazioni sono acquisite dalle 0900 UTC alle 2100 UTC e dalle 2100 UTC alle 0900 UTC del giorno successivo.

I dati attualmente disponibili pubblicamente sono suddivisi in due blocchi principali, uno in cui sono contenuti i dati del periodo fra il 1950 e il 1978 precedente all'era satellitare e l'altro con i dati dal 1979 in avanti. Per ottenere i dati precedenti al 1979 è stata fatta un'estensione denominata ERA5 BE (ECMWF Reanalyses Back Extension) con una versione degli stessi che al momento è preliminare ma presto sarà aggiornata e dunque i dati ERA5 diverranno disponibili in un unico blocco piuttosto che nei due illustrati. ERA5 BE beneficia dell'assimilazione dei rapporti ad intervalli di 6 ore sul tracciamento della pressione nei cicloni tropicali forniti dall'ente IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship; Knapp et al., 2010). Tuttavia, si è rilevato che in ERA5 BE il valore del minimo di pressione al centro di molti cicloni tropicali è risultato molto più basso rispetto alle osservazioni. Questo si spiega per via dell'eccessivo peso dato alle osservazioni nel sistema di assimilazione e alla mancata informazione sul fatto che queste osservazioni rappresentano un minimo di pressione. Quindi in ERA5 BE molti cicloni tropicali sono irrealisticamente intensi. Pertanto, ERA5 BE non dovrebbe essere utilizzato per l'analisi dei cicloni tropicali. Tuttavia, per i dati successivi al 1979 ERA5 ha permesso di migliorare molto la rappresentazione dei cicloni tropicali rispetto alle generazioni precedenti delle rianalisi. Infatti, l'aumentata risoluzione temporale permette di descrivere in modo migliore la rapida evoluzione di questi sistemi (fra cui includiamo anche i medicane) e fornisce una visione più dettagliata della raffica massima di vento. Inoltre, si prevede che entro il 2030 sarà operativa la generazione successiva.

I dati utilizzati sono relativi ad alcune variabili disponibili su livelli verticali di pressione e altre variabili caratterizzate da un singolo valore associato ad un singolo livello. La tabella 2.1 mostra le principali caratteristiche di ERA5 a confronto con ERA-Interim. La tabella 2.2 illustra tutte le generazioni di rianalisi del centro europeo ECMWF con i relativi miglioramenti di risoluzione spaziale e temporale oltre che computazionali.

	ERA-Interim	ERA-5
Publicly available now	1979 – August 2019	1979 onwards
Expected in 2020		1950 – 1978
Availability behind real time	2–3 months	2–3 months (final product), 5 days (preliminary product)
Model cycle (year)	Cy31r2 (2006)	Cy41r2 (2016)
Atmospheric DA	12 hr 4D-Var	12 hr 4D-Var ensemble
Window for 0000, 1200 UTC	(15 _{day-1} , 03), (03,15)	(21 _{day-1} , 09), (09, 21)
Model input (radiation and surface)	As in ERA-40, inconsistent SST and sea ice	Appropriate for climate, e.g., evolution greenhouse gases, aerosols, SST and sea ice
Spatial resolution	79 kms (TL255) 60 levels to 10 Pa	31 km (TL639), HRES 137 levels to 1 Pa
Ocean waves	1°	0.36°
Inner-loop resolution	TL95, TL159	TL95, TL159, TL255
Land-surface model	TESSEL	HTESSEL
Soil moisture DA	1D-OI	SEKF
Snow DA	Cressman	2D-OI

Uncertainty estimate	None	From the 4D-Var ensemble, EDA 10 members at 63 km (TL319), ocean waves 1°, TL127, TL159 inner loops
Output frequency	6-hourly for analyses, 3-hourly for forecasts	Hourly throughout (uncertainty 3-hourly)
Output parameters	84 (sfc), 25 (wave), 27 (ua)	205 (sfc), 46 (wave), 30 (ua)
Extra observations	Following ERA-40, GTS	In addition, latest instruments
Reprocessed FCDRs	Some	Many more (Table 4)
Radiative transfer model	RTTOV v7 Clear-sky assimilation	RTTOV v11 Partly all-sky assimilation
VarBC	Radiances only	Also ozone, ground-based radar-gauge composites, aircraft temperature, surface pressure
Radiosonde corrections	RAOBCORE	RICH
Other corrections	scatterometer, altimeter	scatterometer, altimeter

Tabella 2.1: Caratteristiche di ERA5 a confronto con ERA-Interim (fonte Hersbach et al., 2020).

Reanalysis	Period covered	Grid Resolution	Assimilation scheme	IFS model cycle (year)	Reference
<i>Atmospheric reanalyses</i>					
FGGE	1979	208 km	OI	(1980)	Bengtsson <i>et al.</i> (1982)
ERA-15	1979–1994	125 km	OI	13r4 (1995)	Gibson <i>et al.</i> (1999)
ERA-40	1957–2002	125 km	3D-Var	23r4 (2001)	Uppala <i>et al.</i> (2005)
ERA-Interim	1979–2019	80 km	4D-Var	31r2 (2006)	Dee <i>et al.</i> (2011)
ERA5	1950–present	31 km	4D-Var	41r2 (2016)	This paper
<i>Ocean reanalyses</i>					
ORAS3	1959–2012	1.0°	OI	(2006)	Balmaseda <i>et al.</i> (2008)
ORAS4	1959–2018	1.0°	3DVar-FGAT	(2010)	Balmaseda <i>et al.</i> (2013)
ORAS5	1979–present	0.25°	3DVar-FGAT	(2016)	Zuo <i>et al.</i> (2018)
<i>Atmospheric composition reanalyses</i>					
MACC	2003–2012	80 km	4D-Var	36r1 (2010)	Inness <i>et al.</i> (2013)
CAMS-Interim	2003–2018	110 km	4D-Var	40r2 (2014)	Flemming <i>et al.</i> (2017)
CAMS	2003–present	80 km	4D-Var	42r1 (2016)	Inness <i>et al.</i> (2019)
<i>Centennial reanalyses and model-only climate integrations</i>					
ERA-20CM	1899–2010	125 km	4D-Var	38r1 (2012)	Hersbach <i>et al.</i> (2015)
ERA-20C	1900–2010	125 km	4D-Var	38r1 (2012)	Poli <i>et al.</i> (2016)
CERA-20C	1901–2010	125 km	4D-Var	41r2 (2016)	Laloyaux <i>et al.</i> (2018)
CERA-SAT	2008–2016	65 km	4D-Var	42r1 (2016)	Schepers <i>et al.</i> (2018)

Tabella 2.2: Elenco delle rianalisi del centro europeo ECMWF (fonte Hersbach et al., 2020).

I dati sono archiviati in formato GRIB (General Regularly-distributed Information in Binary Form). Sono anche disponibili su CDS in formato netCDF (Network Common Data Form). Quest'ultimo formato è quello utilizzato per il lavoro di tesi.

2.2 Costellazione GPM

I dati della costellazione GPM (Hou et al., 2014) sono dati satellitari che forniscono osservazione nel campo spettrale delle MW. In questo studio sono stati utilizzati per operare una caratterizzazione microfisica del medicane Zorbas.

L'analisi nel campo delle MW è stata effettuata con dati provenienti da satelliti polari eliosincroni (Aonashi e Ferraro, 2020). Essi orbitano attorno al pianeta passando al di sopra di ogni punto della superficie terrestre allo stesso tempo solare medio locale. Inoltre, sono satelliti ad orbita bassa e dunque riescono a coprire una porzione contenuta della superficie terrestre nello stesso momento. Di conseguenza la frequenza di misura temporale di una determinata area è ridotta e molto inferiore rispetto ai satelliti geostazionari utilizzati per le misure nei campi VIS e IR. I sensori utilizzati sono PMW (Passive MicroWave) e quindi rilevano la radiazione emessa da fonti naturali, al contrario dei radar che, ricevendo il segnale di ritorno emesso in precedenza, rappresentano invece un esempio di sensori attivi. Nella tabella 2.3 è riportato l'elenco dei principali sensori utilizzati per il lavoro di tesi. Si precisa che sono elencati soltanto i sensori disponibili nel periodo di analisi per il medicane Zorbas.

Satellite	Periodo di attività	Sensore	Frequenze (GHz)	Metodologia di scansione	Risoluzione orizzontale massima (km)	Ampiezza della swath (km)
NOAA-18	2005-in uso	MHS	89.0, 157.0, 183.31±1, 183.31±3, 190.3	Cross-track	16 (al nadir)	2200
NOAA-19	2009-in uso					
MetOp-A	2006-in uso					
MetOp-B	2012-in uso					
S-NPP	2011-in uso	ATMS	89.5,165.5, 183.31±1, 183.31±3, 183.31±7	Cross-track	16 (al nadir)	2200
NOAA-20	2017-in uso					
GPM	2014-in uso	GMI	89.0,165.5, 183±3, 183±7	Conica	4X6	885
DMSP-F16	2003-in uso	SSMIS	91.65,150, 183.31±1, 183.31±3, 183.31±6.6	Conica	12	1700
DMSP-F17	2006-in uso					

Tabella 2.3: Caratteristiche dei principali sensori utilizzati.

I sensori utilizzati si differenziano principalmente per la metodologia di scansione, la risoluzione orizzontale e l'ampiezza della swath. La scansione cross-track dei sensori MHS e ATMS ha la caratteristica di avere una risoluzione orizzontale variabile lungo la swath con un massimo nel punto centrale della stessa (al nadir) e un minimo ai due bordi (Bennartz et al., 2002) e una conseguente variazione dell'IFOV (Instantaneous Field Of View) e dell'angolo di incidenza rispetto alla Terra. Invece la scansione conica dei sensori GMI e SSMIS è caratterizzata da una risoluzione orizzontale costante in tutta la swath (Laviola et al., 2020b; Aonashi e Ferraro, 2020), senza dunque una riduzione della stessa in funzione della posizione della località rispetto al satellite. L'ampiezza della swath è notevolmente inferiore per GMI rispetto agli altri sensori. Dunque, GMI è il sensore che riesce ad osservare meglio le scale più piccole ma la frequenza dei passaggi su una medesima località è molto inferiore. Il sensore che ha fornito il maggior numero di dati satellitari utilizzati è MHS. Infatti, quest'ultimo sensore è installato su un numero superiore di satelliti in orbita e questo favorisce la disponibilità di dati con una maggiore frequenza per una determinata area.

I canali utilizzati sono caratterizzati da un'elevata sensibilità alla precipitazione ghiacciata e per questa ragione sono utili per individuare la grandine e in generale l'attività convettiva intensa. In particolare, il canale vicino a

90 GHz è sensibile alle idrometeore ghiacciate ma soltanto se sufficientemente grandi. Invece l'altro canale nell'intervallo 150-170 GHz è importante perché molto sensibile alle idrometeore ghiacciate di piccole dimensioni e per questa ragione permette di individuare meglio e in maniera più completa le zone caratterizzate da convezione. Questa affermazione è supportata dal fatto che la grandine si forma soltanto in un ambiente convettivo. Infine, le frequenze intorno a 183.31 GHz coincidono con un picco di assorbimento del vapore acqueo e quindi sono utili per individuare la precipitazione.

2.2.1 DPR

Il radar DPR (Dual-Frequency Precipitation Radar) è uno strumento caratterizzato dalla presenza di due bande spettrali nelle MW installato sullo stesso satellite su cui orbita il sensore GMI della costellazione GPM. A differenza di GMI, è un sensore attivo e quindi genera un impulso e ricostruisce l'intensità di precipitazione sulla base del segnale di ritorno. Le due bande di cui è costituito sono la KuPR (Ku-band Precipitation Radar) e la KaPR (Ka-band Precipitation Radar). KuPR opera a 13.6 GHz e costituisce una versione aggiornata della banda unica a bordo della precedente missione TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). Il PR (Precipitation Radar) della TRMM è stato il primo radar a bordo di un satellite ed è a frequenza singola. La banda KaPR opera a 35.5 GHz. L'aggiunta di questa seconda banda permette di migliorare le stime di rain rate e altre quantità. Inoltre, DPR fornisce eco di precipitazioni sia su terra che su mare e di giorno e di notte con la medesima qualità in quanto è un sensore attivo (Iguchi, 2020). Il satellite GPM con a bordo DPR è stato lanciato il 28 febbraio 2014 e vola ad una quota nominale di 407 km con un angolo di inclinazione di 65°. Sia KuPR che KaPR sono progettati in modo tale da avere la medesima ampiezza del fascio per poter misurare l'eco della precipitazione dallo stesso volume simultaneamente. KuPR scansiona tutti i 250 km della swath con 49 raggi. Anche KaPR ha 49 raggi in un'unica scansione ma 25 di essi hanno una "range resolution" di 250 m, come per KuPR, e i loro volumi di scattering sono aggiustati in modo da coincidere con i corrispondenti volumi di KuPR. Gli altri 24 raggi di KaPR hanno una "range resolution" di 500 m. La risoluzione orizzontale massima è di 5 km per entrambi i sensori e si riduce leggermente allontanandosi dal nadir. Siccome la Terra è leggermente obblata, l'altitudine reale di DPR varia dall'altezza nominale di circa ± 10 km o di $\pm 2.5\%$.

Le principali caratteristiche di DPR sono riassunte nella tabella 2.4.

Item	KuPR	KaPR
Swath Width	245 kilometers (km)	245 kilometers (km) as of May 2018 (previously 120 km)
Range Resolution	250 meters (m)	250/500 meters (m)
Spatial Resolution	5 km (Nadir)	5 km (Nadir)
Beam Width	0.71 degrees	0.71 degrees
Transmitter	128 Solid State Amplifiers	128 Solid State Amplifiers
Peak Transmit Power	1013 Watts (W)	146 Watts (W)
Pulse Repetition Freq. (In nominal operations mode)	4100 to 4400 Hertz	4100 to 4400 Hertz
Pulse Width	two 1.667 microseconds (μ s) pulses	two 1.667 microseconds (μ s) pulses in matched beams, two 3.234 microseconds (μ s) pulses in interlaced scans
Beam Number	49	49 (25 in matched beams and 24 in interlaced scans)

Tabella 2.4: Principali caratteristiche del sensore radar DPR.
(fonte <https://gpm.nasa.gov/missions/GPM/DPR>)

Per il caso studio, questo strumento è stato utilizzato per ottenere ulteriori informazioni riguardo alla struttura microfisica tridimensionale che ha caratterizzato il sistema nell'istante del passaggio satellitare.

2.2.2 Algoritmi

In questa sezione si descrivono gli algoritmi da cui provengono i dati utilizzati per produrre le mappe di intensità di precipitazione, probabilità di grandine e TB utilizzate per lo studio microfisico del medicane Zorbas. I dati originali consistono in misure di temperatura di brillanza alle frequenze illustrate nella sezione 2.2. A partire da essi sono stati ottenuti gli altri dati sopra menzionati attraverso l'utilizzo dell'algoritmo 183-WSL per l'intensità di precipitazione (Laviola e Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013) integrato da MWCC-H (Laviola et al., 2020a) per determinare la probabilità di grandine. L'algoritmo integrato con l'aggiunta della capacità di rilevare la probabilità di grandine è denominato 183-WSLH (questa ulteriore integrazione è stata effettuata soltanto per il sensore MHS).

2.2.2.1 183-WSL

L'algoritmo 183-WSL è un metodo di rilevamento rapido che permette di determinare il rain rate e classificare le tipologie di precipitazione per applicazioni nel monitoraggio meteorologico e nel nowcasting (Laviola e Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013).

L'algoritmo utilizza le frequenze di assorbimento del vapore acqueo a 183.31 GHz situate nella banda di assorbimento del vapore acqueo (Chen, 2004; Leslie e Staelin, 2004) corrispondente ai canali 3 (183.31 ± 1 GHz), 4 (183.31 ± 3 GHz) e 5 (183.31 ± 7 GHz) dei sensori AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit module B) e MHS a bordo delle serie di satelliti NOAA-15-18 e Metop-A. Questi ultimi canali sono impiegati per ricavare il rain rate. Inoltre, vengono utilizzati i canali centrati a 89 e 150 GHz (157 GHz per MHS) per studiare l'emissività superficiale (Felde e Pickle, 1995) e per la rilevazione delle particelle di ghiaccio. In questo caso la differenza di TB fra il canale a 89 GHz e quello a 150 GHz viene sfruttata per discriminare fra idrometeore precipitanti e non precipitanti e fra precipitazione convettiva e stratiforme con soglie determinate empiricamente e differenti fra terra e mare.

L'algoritmo sfrutta l'estinzione della radiazione dovuta alle goccioline di pioggia ed è suddiviso in quattro passaggi fondamentali. Il primo passaggio è dedicato all'acquisizione e processamento dei dati. Il secondo passaggio consiste nella discriminazione della tipologia di superficie fra terra e mare e nell'applicazione di un filtro per la copertura nevosa e il vapore acqueo. Il terzo passaggio discrimina fra precipitazione convettiva e stratiforme. Infine, l'ultimo passaggio calcola i rain rates totali sommando i contributi dei due moduli 183-WSL (convettivo) e 183-WSLS (stratiforme).

Le frequenze a 89 GHz e 150 GHz vengono utilizzate nel secondo e terzo passaggio dell'algoritmo. La riduzione di TB a 150 GHz costituisce una misura dello scattering di particelle di ghiaccio in crescita fino a divenire precipitanti e dunque è un elemento utile per una misura indiretta della precipitazione. L'elemento chiave di questa parte dell'algoritmo consiste nella differente risposta al segnale legato alla presenza di idrometeore ghiacciate fra i due canali. Questa differenza è espressa nei termini di una sottrazione fra le TB dei due canali. Infatti, come notato da diversi autori (Bennartz e Bauer, 2003; Chen e Staelin, 2003; Ferraro et al., 2000) il canale a 150 GHz è sensibile a particelle di dimensioni più piccole rispetto al canale a 89 GHz e fornisce una connessione fisica maggiore con la densità e la grandezza delle particelle di ghiaccio associate con la precipitazione. Dunque, l'utilizzo di suddetti canali migliora la delimitazione dell'area di precipitazione e contribuisce a quantificare in maniera migliore la pioggia stratiforme. Approcci legati al SI (Scattering Index) sono adottati per stimare la probabilità associata con l'intensità di precipitazione superficiale (Bennartz et al., 2002; Ferraro et al., 2005; Grody et al., 2000).

La radiazione a 89 GHz è estinta in maniera importante all'aumentare del contenuto di acqua in atmosfera. Lo scattering da idrometeore precipitanti provoca un calo della TB per il canale a 150 GHz. Inoltre, il calo di TB a 89 GHz è sempre inferiore al relativo calo a 150 GHz in caso di idrometeore precipitanti. Il canale a 150 GHz è più sensibile alle idrometeore ghiacciate rispetto al canale a 89 GHz e quindi registra una risposta più chiara in termini di TB. Questi elementi vengono sfruttati dall'algoritmo.

Come primo passo l'algoritmo discrimina fra nubi con idrometeore precipitanti e non precipitanti. Questo viene fatto utilizzando l'approccio SI (Bennartz et al., 2002) e la successiva modifica apportata da Laviola(2006a,b) che costituisce la base del modulo 183-WSLW (W=Water Vapour).

Una volta selezionata la parte precipitante, è operata una distinzione fra precipitazione convettiva e stratiforme. Ciò viene fatto sfruttando che il forte scattering provocato da idrometeore ghiacciate in crescita (che sono caratteristiche della formazione di celle convettive) induce un chiaro segnale a 150 GHz riducendo la temperatura di brillanza a 150 GHz (TB_{150}) molto di più rispetto all'equivalente temperatura a 89 GHz (TB_{89}). Queste differenti sensibilità hanno permesso di individuare una soglia numerica per discriminare le due tipologie di precipitazione.

Sulla base delle differenze illustrate, sono state individuate delle soglie specifiche per $\Delta_{win} = TB_{89} - TB_{150}$ per operare la classificazione con soglie differenti fra terra e mare (tabella 2.5).

Classificazione	Terra (K)	Mare (K)
Acqua liquida in nube (non precipitante)	<3	<0
Pioggia stratiforme	3-10	0-10
Pioggia convettiva	>10	>10

Tabella 2.5: Soglie di classificazione basate sulle differenze fra i canali finestra $\Delta_{win} = TB_{89} - TB_{150}$ (fonte Laviola e Levizzani, 2011).

Un filtro per la neve, in combinazione con un DEM (Digital Elevation Model) per la topografia, è stato applicato in quanto test eseguiti nella stagione invernale hanno evidenziato che il segnale di scattering a 190 GHz relativo alla copertura nevosa sulle cime delle montagne è analogo al segnale associato al top delle nubi convettive. In questo modo si è ridotto il rischio di falso allarme per pioggia.

Infine, MHS utilizza frequenze leggermente differenti rispetto ad AMSU-B (su quest'ultimo è stato applicato in origine l'algoritmo). Tuttavia, test di sensibilità non hanno evidenziato sostanziali differenze permettendo di utilizzare anche per MHS il medesimo algoritmo.

2.2.2.2 Stima del Rain Rate

La stima del rain rate è fatta sfruttando i tre canali nella banda di assorbimento del vapore acqueo. Questi ultimi rispondono in maniera differente in funzione della quota ed in particolare il picco della funzione peso per i tre canali varia fra 2 e 8 km di quota a seconda del canale. Pertanto, i tre canali sono maggiormente sensibili rispettivamente a porzioni diverse delle nubi e questa caratteristica è sfruttata per il calcolo del rain rate.

L'algoritmo veloce 183-WSL è basato su una combinazione lineare dei canali di assorbimento del vapore acqueo di AMSU-B (MHS) intorno a 183.31 GHz ed è il risultato di una regressione lineare multipla fra i tre canali di assorbimento del vapore acqueo e i rain rate derivati dal radar del network Nimrod (Laviola, 2006a,b). Di conseguenza è resa necessaria una convoluzione per tenere conto delle differenti risoluzioni dei due strumenti.

Il rain rate è rilevato con valori compresi fra 0.1 e 20 mm h⁻¹. Tuttavia, nelle zone tropicali si possono raggiungere valori fino a 30 mm h⁻¹. Inoltre, a latitudini maggiori di 70°, nei circoli polari, la stima di intensità di precipitazione inferiore a 2 mm h⁻¹ diventa cruciale.

L'algoritmo per la terra è espresso dalla seguente equazione:

$$RR_l = A + B(TB_{190} - TB_{184}) + CTB_{186} \quad (2.1)$$

dove A = 19.12475, B = -0.206044 e C = -0.0565935 sono coefficienti di regressione multipla, TB_{184} , TB_{186} e TB_{190} sono rispettivamente le temperature di brillanza a 184, 186 e 190 GHz.

Il seguente aggiustamento è utilizzato per migliorare le stime di (2.1):

$$RR_t = RR_t - 0.6972 \quad (2.2)$$

L'algoritmo per il mare è:

$$RR_s = D + E(TB_{190} - TB_{184}) + FTB_{186} \quad (2.3)$$

dove $D = 9.6653$, $E = -0.3826$ e $F = -0.01316$ sono anch'essi coefficienti di regressione multipla.

Di nuovo, vengono applicati aggiustamenti per migliorare l'algoritmo:

$$RR_s = (RR_s + 4) \times 0.5 - 1.3510 \quad (2.4)$$

2.2.2.3 MWCC-H

Il metodo MWCC (MicroWave Cloud Classification method) ha lo scopo di riconoscere e classificare il tipo di nube osservata. Esse vengono suddivise dall'algoritmo in due categorie principali, nubi convettive e nubi stratiformi. Ciò viene fatto sulla base del disturbo nelle funzioni peso del sensore MHS dovuto alla penetrazione dei top delle nubi. Queste due categorie vengono poi suddivise ulteriormente in tre sottoclassi per ciascuna delle due tipologie (Laviola et al., 2020a). Queste sottoclassi permettono di distinguere fra convezione profonda e convezione debole e fra nubi stratiformi basse e alte. A partire da questa classificazione, sono poi state selezionate le categorie di nube associate alla possibilità di presenza di grandine ed è stato applicato un modello di crescita logistico in grado di tenere conto della complessità del processo di estinzione della radiazione al variare della cross-section della grandine. Il metodo è stato concepito in origine per i sensori AMSU-B/MHS ma poi è stato esteso grazie alla sua flessibilità in modo da poterlo applicare anche agli altri sensori della costellazione GPM (ATMS, SSMIS e GMI) (Laviola et al., 2020b).

L'algoritmo MWCC sfrutta le proprietà dei 3 canali di assorbimento del vapore acqueo a 184, 186 e 190 GHz. Infatti, ciascuno dei 3 canali fornisce informazioni su altitudini differenti e quindi ha picchi della funzione peso posizionati a quote differenti. Lo sviluppo verticale delle nubi provoca una perturbazione del segnale nominale associato a condizioni di cielo sereno. Le nubi con sviluppo verticale solo in bassa troposfera influenzano il segnale soltanto a 190 GHz, se si estendono in media troposfera influenzano anche il segnale a 186 GHz. Invece il segnale a 184 GHz viene perturbato solo in caso di convezione profonda in quanto la sua funzione peso ha il picco a 8 km di quota. Quanto qui illustrato è visibile nella figura 2.1.

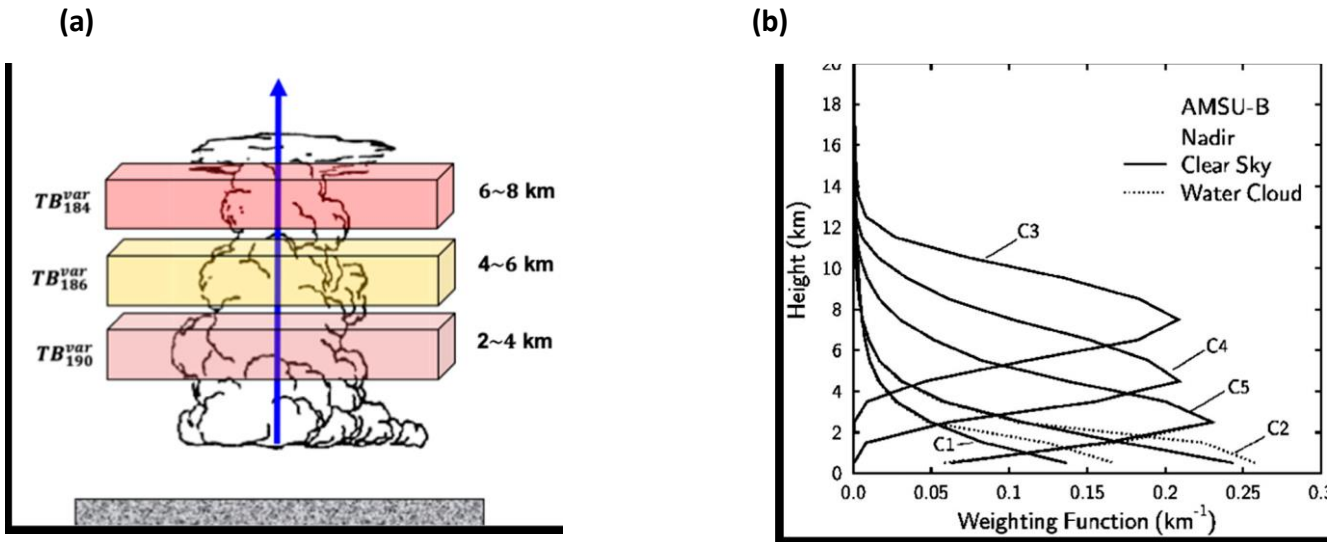


Figura 2.1: Schema concettuale dell’algoritmo MWCC. (a) Immagine che descrive l’impatto dello sviluppo della convezione su ciascun canale del vapore acqueo in funzione della quota del picco delle funzioni peso; (b) Funzione peso dei canali di AMSU-B (fonte Laviola et al., 2020a).

La perturbazione del segnale dipende dalle caratteristiche del canale e dallo sviluppo verticale della nube oltre che dalla sua composizione microfisica. Quindi l’evoluzione verticale delle nubi, connessa al carattere convettivo o meno delle stesse, può essere derivata valutando il loro sviluppo verticale nell’atmosfera sulla base della depressione del segnale (riduzione di TB) quantificata come variazione percentuale rispetto alla condizione imperturbata cui è associato il valore massimo di temperatura di brillantezza TB^{max} .

La variazione del segnale per ciascuna frequenza è quantificata dal seguente indice variazionale normalizzato:

$$TB_i^{var} = ABS \left[\left(\frac{TB_i}{TB_i^{max}} \right) X 100 - 100 \right] \text{ con } i = 184, 186, 190 \quad (2.5)$$

Questa equazione misura il valore assoluto della deviazione netta dalla condizione imperturbata (TB_i^{max}) e varia fra 0 (imperturbato) e 1 (massima perturbazione).

Dunque, le differenti risposte dei tre canali permettono di classificare la tipologia di nube. Inoltre, è noto che gli aggregati di ghiaccio perturbano in maniera molto più importante il campo di radiazione. Per questa ragione è possibile pensare di delimitare le aree di nube nelle quali è presente grandine sulla base del fatto che essa si sviluppa quasi sempre soltanto in condizioni di convezione intensa e provoca una riduzione maggiore di TB in tutti i 3 canali. Inoltre, la riduzione di TB può essere messa in relazione con la dimensione del chicco di grandine in modo da consentire anche una caratterizzazione della stessa e non soltanto determinare se è presente.

Quanto detto suggerisce che l’algoritmo MWCC può essere utilizzato per identificare ed isolare le zone di nube con grandine e calibrare un nuovo metodo per la rilevazione della grandine. Infatti, la denominazione MWCC-H è relativa all’aggiornamento dell’algoritmo con in aggiunta la capacità di individuare la grandine a partire dalla classificazione originale del campo di nubi fatta dal nativo MWCC.

2.2.2.4 Il modello di rilevamento della grandine

Prima di descrivere nello specifico il modello per la grandine, è necessario fare alcune analisi e considerazioni preliminari. Tramite l’algoritmo MWCC-H si isolano le nubi caratterizzate da convezione profonda ad elevato sviluppo verticale e si assume che soltanto esse possano essere associate con la grandine. In questo dominio solo aree limitate della nube sono correlate alla presenza di grandine e corrispondono alle zone dove la

depressione di TB è molto forte. Il canale maggiormente legato allo sviluppo della convezione profonda è quello a 184 GHz. Tuttavia, per avere un'informazione completa sulla presenza di cluster grandinigeni all'interno della nube è necessario utilizzare anche i segnali delle frequenze comprese fra 89 e 190 GHz.

In particolare, sono state definite tre classi di sensibilità basate sui valori di TB_{184}^{var} (15-25 %, 25-35 % e sopra 35 %) seguendo il semplice concetto per cui TB_{184}^{var} tende a crescere all'aumentare della quantità di ghiaccio in nube. Dunque, alti valori sono associabili ad un'alta probabilità di grandine. Inoltre, è stata fatta una suddivisione sulla base del diametro del chicco in due classi ($2\text{ cm} < d < 10\text{ cm}$ e $d > 10\text{ cm}$).

Come risultato dell'analisi, si è ottenuto che non tutti i canali di MHS contribuiscono allo stesso modo per il rilevamento della grandine. In particolare, i tre canali a 89, 157 e 190 GHz descrivono meglio il regime di scattering del ghiaccio dei nuclei convettivi che contengono grandine e questo li rende i principali candidati come proxy per la grandine.

Nel dettaglio alla classe $TB_{184}^{var} < 25\%$ è associata una debole perturbazione e quindi non è associata alla grandine. Nella classe $25\% < TB_{184}^{var} < 35\%$ è stata osservata una riduzione importante della TB associabile alla grandine ma soltanto i canali a 150 (157 GHz per MHS) e 190 GHz hanno riscontrato un'elevata sensibilità anche a variazioni minime della dimensione della grandine. Il canale a 89 GHz ha riscontrato un'elevata sensibilità soltanto alla grandine di grosse dimensioni associata alla classe $TB_{184}^{var} > 35\%$ (Laviola et al., 2020a). Questa differente sensibilità è in accordo con il fatto che frequenze più elevate sono maggiormente sensibili allo scattering da grandine di diametro inferiore rispetto alle frequenze più basse che non rilevano la maggior parte del segnale di scattering da particelle di ghiaccio piccole e il loro utilizzo è limitato all'individuazione di grandine di grosse dimensioni (Cecil, 2009).

Dunque, la soglia TB_{184}^{var} è applicata per isolare i valori utili al fine di calibrare il modello di rilevamento della grandine. In conclusione dell'analisi preliminare, sono state testate diverse differenze di TB fra canali differenti e si è giunti alla conclusione che la differenza $TB_{150} - TB_{190}$ è quella maggiormente sensibile e che si adatta meglio al modello concettuale per determinare il diametro della grandine.

L'algoritmo che effettua il rilevamento della grandine è basato su un modello probabilistico di crescita (Verhulst, 1845) che sfrutta le TBs a 150 e 190 GHz. Il concetto fondamentale per il funzionamento del modello consiste nella proporzionalità inversa fra il grado di estinzione della radiazione emessa dal top della nube e il diametro medio del volume di chicchi di grandine che interagiscono con il campo radiativo.

Le osservazioni riportate in Laviola et al., 2020a dimostrano che il segnale a 150 GHz si riduce rapidamente rispetto a quello alla frequenza di 190 GHz. Di conseguenza come modello per la grandine è stata utilizzata una funzione sigmoide modificata:

$$f(x, y) = 1 - \frac{1}{1 + e^{-(x-y)}} \quad (2.6)$$

dove x e y sono le TBs a 150 e 190 GHz rispettivamente. Il valore di questa funzione varia fra 0 (condizioni non perturbate) fino a 0.99 (massima perturbazione).

Per rendere più solida l'equazione 2.6 è stato introdotto il parametro di capacità portante dell'ambiente, normalmente utilizzato in biologia per lo studio della dinamica delle popolazioni. Questo parametro permette di arrestare il calcolo nel momento in cui la sensibilità raggiunge il suo massimo e la grandine non può essere ulteriormente identificata (condizione di saturazione).

La capacità di carico K è un parametro ed assume valori fra 0 e 1:

$$K(x) = \frac{\alpha}{x} \quad (2.7)$$

dove $\alpha = 104 \text{ K}$ e x è la TB a 150 GHz, frequenza scelta poiché raggiunge la saturazione più rapidamente. Se K è molto vicino a 0 il carico della popolazione è minimo, mentre per $K=1$ viene raggiunta la saturazione e il calcolo si arresta.

Quindi, tramite una regressione a partire da (2.6) e (2.7) si deriva un modello in grado di rappresentare la distribuzione della dimensione della grandine in funzione della riduzione di TB. Inoltre, la funzione finale che calcola la probabilità di rilevare grandine dipende soltanto da TB150 ed è:

$$H(K(x)) = 0.9844 \ln(K(x)) + 0.9072 \quad (2.8)$$

Nella figura 2.2 è riportata la probabilità di grandine in funzione di TB150.

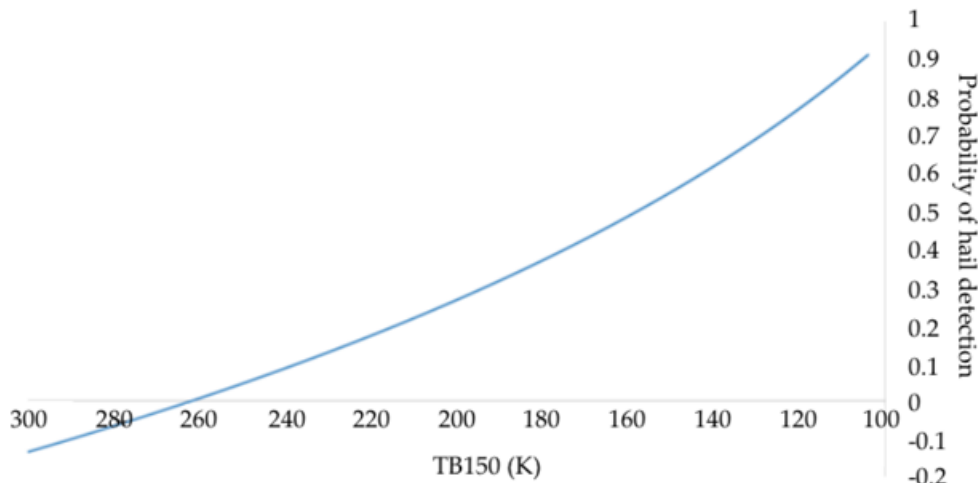


Figura 2.2: Probabilità di grandine in funzione di TB150 (fonte Laviola et al., 2020a).

La grandine viene individuata nel momento in cui la probabilità raggiunge il valore di 0.36 corrispondente a $TB150 = 181.30 \text{ K}$ fino al raggiungimento del valore 0.99 corrispondente alla condizione di saturazione dove il modello si arresta al raggiungimento del valore critico di $TB150 = 103.70 \text{ K}$.

Per concludere, la seguente tabella illustra i range di probabilità associati alle relative categorie.

Probabilità di grandine	Diametro (cm)	Energia cinetica (J)	Velocità terminale (m s^{-1})	Descrizione della categoria
0.36-0.45	< 2	< 33.84×10^{-2}	< 19.09	Graupels/Hail Initiation (HI)
0.45-0.60	2-10	33.84×10^{-2} -423	19.09-42.69	Hail (H)
> 0.60	> 10	> 423	> 42.69	Super Hail (SH)

Tabella 2.6: Classificazione della tipologia di grandine in funzione della probabilità e del diametro (fonte Laviola et al., 2020b).

2.2.2.5 183-WSLH

L'algoritmo finale da cui provengono i dati utilizzati nel campo delle MW è il 183-WSLH, ottenuto adattando l'originale algoritmo 183-WSL e utilizzato soltanto per il sensore MHS. Per gli altri sensori della costellazione GPM viene utilizzato l'algoritmo MWCC-H. Come già illustrato, l'algoritmo 183-WSL consente di discriminare fra precipitazione stratiforme e convettiva e di calcolare il rain rate. L'algoritmo 183-WSLH è utilizzato per classificare la grandine in funzione della dimensione e della TB150 sulla base di una funzione che calcola la probabilità. Infine, 183-WSLH ha il vantaggio di avere al suo interno una maschera per la neve.

Di seguito è riportato un diagramma che riassume brevemente l'algoritmo.

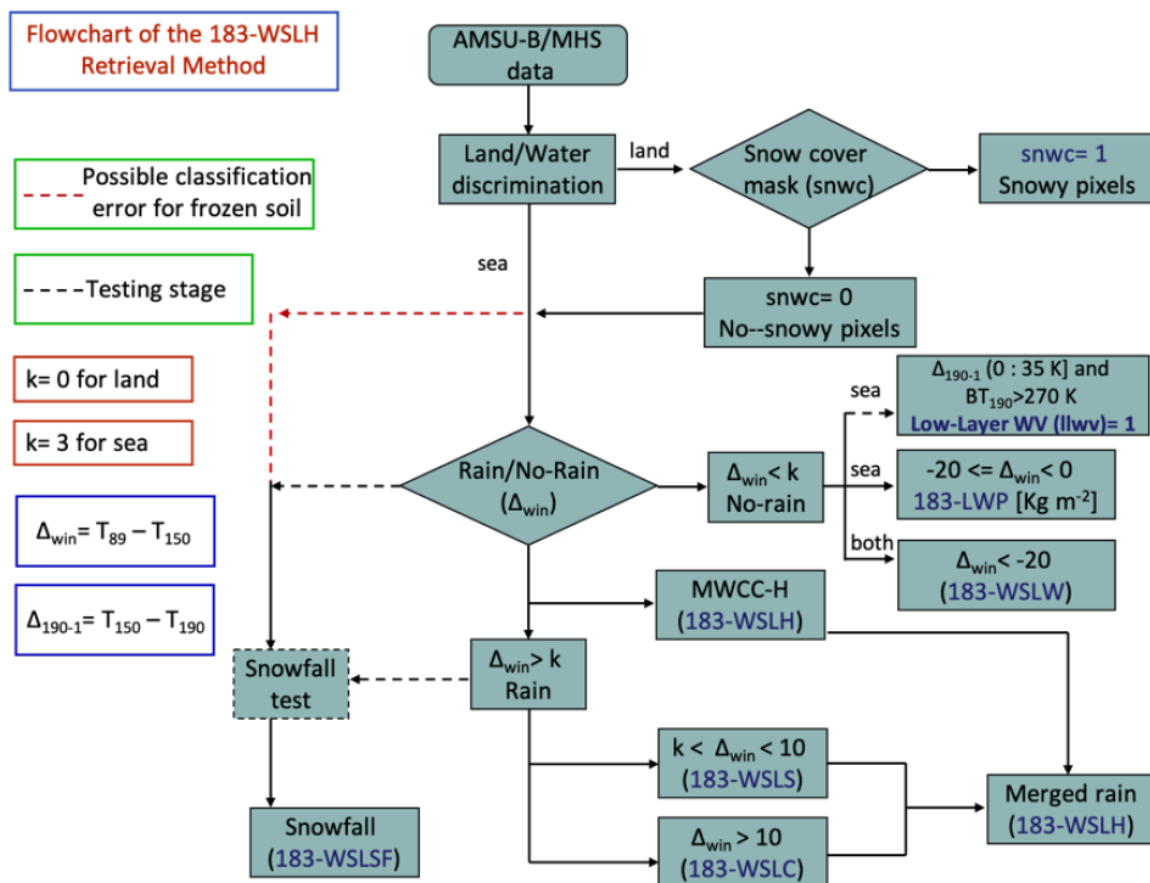


Figura 2.3: Schema dell'algoritmo 183-WSLH.

2.3 Dati satellitari MSG

I dati MSG (Meteosat Second Generation) sono dati satellitari nel campo dell'IR e in questo studio sono stati utilizzati a scopo integrativo rispetto agli altri due set di dati. Nello specifico si sono ottenute mappe del campo di nuvolosità e di un indice denominato OI (Overshooting Index) utile per evidenziare la presenza o meno di convezione profonda e di un overshooting top.

I canali utilizzati per produrre le mappe sono i due canali nell'IR a 6.2 μm e a 10.8 μm . Il canale a 6.2 μm è associato all'assorbimento del vapore acqueo e in condizioni di cielo sereno il picco della sua funzione peso è posizionato intorno ai 6 km di quota. Il canale a 10.8 μm invece è un canale finestra e quindi in condizioni di cielo sereno è trasparente rispetto all'atmosfera e fornisce informazioni sulle caratteristiche del suolo. Di conseguenza in condizioni non perturbate $TB(10.8 \mu\text{m}) \gg TB(6.2 \mu\text{m})$. Tuttavia, la presenza di nuvolosità interferisce in maniera importante sul segnale registrato in particolare a 10.8 μm a causa della radiazione trattenuta dalla grande quantità di vapore acqueo in nube. Invece a 6.2 μm la presenza di nuvolosità interferisce in misura inferiore. In sostanza, la presenza di nubi non consente di caratterizzare il suolo tramite il canale a 10.8 μm perché in questo caso la radiazione in arrivo proviene da strati atmosferici più elevati a seconda dello spessore ottico delle nubi. Nel caso di nubi convettive ad elevato sviluppo verticale associate a convezione profonda questa interferenza diviene molto importante e provoca una forte alterazione del segnale a 10.8 μm con una forte riduzione della TB associata in quanto il segnale proviene in tal caso dall'alta troposfera.

L'OI citato all'inizio è un indice che permette di individuare le zone di convezione profonda e la presenza di overshooting top. Esso è calcolato come semplice differenza fra le TB a 6.2 μm e a 10.8 μm , come segue:

$$OI = TB(6.2 \mu\text{m}) - TB(10.8 \mu\text{m}) \quad (2.9)$$

Dunque, sfruttando l'alterazione della risposta del canale a 10.8 μm in presenza di nubi convettive, si individuano due soglie che permettono di identificare le zone caratterizzate dalla presenza di convezione profonda e, fra queste ultime, anche quelle nelle quali si ha un overshooting top. Ciò è possibile in quanto la TB a 10.8 μm si riduce per via dell'interferenza nuvolosa e quindi il valore di OI cresce di conseguenza.

Se $-5 < OI \leq 0$ si è in corrispondenza di una zona caratterizzata da convezione profonda. Se $OI > 0$ si individua la presenza di un overshooting top in aggiunta alla presenza di convezione profonda.

Nella sezione sull'analisi dei dati verrà fatta una descrizione specifica del caso studio anche attraverso un grafico complessivo di OI nel tempo sulla base dei dati MSG.

I satelliti METEOSAT sono gestiti dall'EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) e fanno parte del sistema mondiale di monitoraggio dei fenomeni meteorologici costituito sia da satelliti geostazionari sia ad orbita polare. Le immagini utilizzate in questo studio sono state ricavate dai dati del radiometro SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) a bordo del METEOSAT di seconda generazione METEOSAT-10 (inizialmente denominato MSG-3). Questo radiometro è in orbita dal luglio 2012. Per lo studio di tesi sono state utilizzate immagini disponibili ad una frequenza di 5 minuti grazie al RSS (Rapid Scanning Service) che copre una porzione di emisfero settentrionale fra l'Africa e l'Europa in quanto scansiona soltanto un terzo del disco terrestre. Il satellite è posizionato su un'orbita geostazionaria a 9.5° E e a 36000 km di quota al di sopra dell'Equatore. Normalmente gli strumenti SEVIRI a bordo dei satelliti MSG scansionano il disco terrestre completo ogni 15 minuti.

In conclusione, le mappe ricavate da MSG sono state utilizzate in quanto consentono di effettuare una ricostruzione completa della dinamica del medicane Zorbas a causa dell'elevata frequenza a cui sono disponibili. Infatti, permettono di osservare alcune caratteristiche anche quando non si ha a disposizione il passaggio di uno dei satelliti della costellazione GPM. Questi ultimi infatti costituiscono un ottimo strumento per l'analisi della precipitazione e della grandine ma i passaggi su una medesima area avvengono con una frequenza molto inferiore rispetto al satellite geostazionario di MSG.

Capitolo 3: Il TLC del settembre 2018

Il caso studio che si analizza in questo lavoro di tesi è il medicane Zorbas. La depressione associata ad esso si è formata ed è stato possibile individuarla in maniera chiara a partire dalle ore centrali del 27 settembre 2018 e fino a tutta la giornata del 29 settembre. Per questa ragione l'analisi si è concentrata nel periodo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre. Questo lavoro si prefigge l'obiettivo di contribuire allo studio delle depressioni di tipo tropicale nel Mediterraneo introducendo anche un'analisi della distribuzione delle precipitazioni e della grandine nel corso dell'evento. La caratterizzazione della grandine all'interno di un sistema tropicale nel Mediterraneo è un elemento innovativo di questo studio in quanto è un aspetto poco studiato fino ad ora e su cui si pone l'attenzione in quanto le zone colpite da questa tipologia di fenomeni sono soggette a rischi potenzialmente importanti per la collettività.

In questo capitolo si riporta una prima analisi del sistema dal punto di vista sinottico per fornire un quadro generale da cui partire per illustrare un'analisi più dettagliata nel capitolo successivo.

3.1 Analisi sinottica

Il sistema di bassa pressione analizzato si è formato in origine nel Mar Ionio poco a nord della Libia e nella fase iniziale ha avuto caratteristiche tali da classificarlo come depressione di tipo extra-tropicale. Ciò che permette di distinguere fra depressione extra-tropicale e tropicale consiste in due elementi principali:

- 1) La simmetria geometrica del sistema.
- 2) La caratterizzazione termodinamica della depressione (cuore caldo o cuore freddo).

Un altro fattore specifico per individuare i sistemi tropicali è la presenza di un occhio privo di nubi o con soltanto nubi alte e caratterizzato da una calma di vento in netto contrasto con tutta la zona circostante. Tuttavia, quest'ultimo elemento non necessariamente si presenta in un TLC. La dimensione di questo occhio è molto contenuta nei medicane in quanto essi hanno una dimensione molto inferiore rispetto ai cicloni tropicali oceanici.

Tramite alcune immagini ricavate dalle rianalisi del modello americano CFS (Climate Forecast System) (disponibili online nell'archivio di Wetterzentrale [<http://www.wetterzentrale.de>]) su scala euro-atlantica integrate con mappe prodotte nel corso di questo studio riguardanti il campo spaziale di differenti variabili ricavate e rielaborate a partire dai dati di rianalisi ERA5 su una scala circoscritta all'area di azione del ciclone, è possibile introdurre un'analisi sinottica dell'evento oggetto di studio. Si premette che in questa sezione si introduce una panoramica qualitativa di descrizione dell'evento.

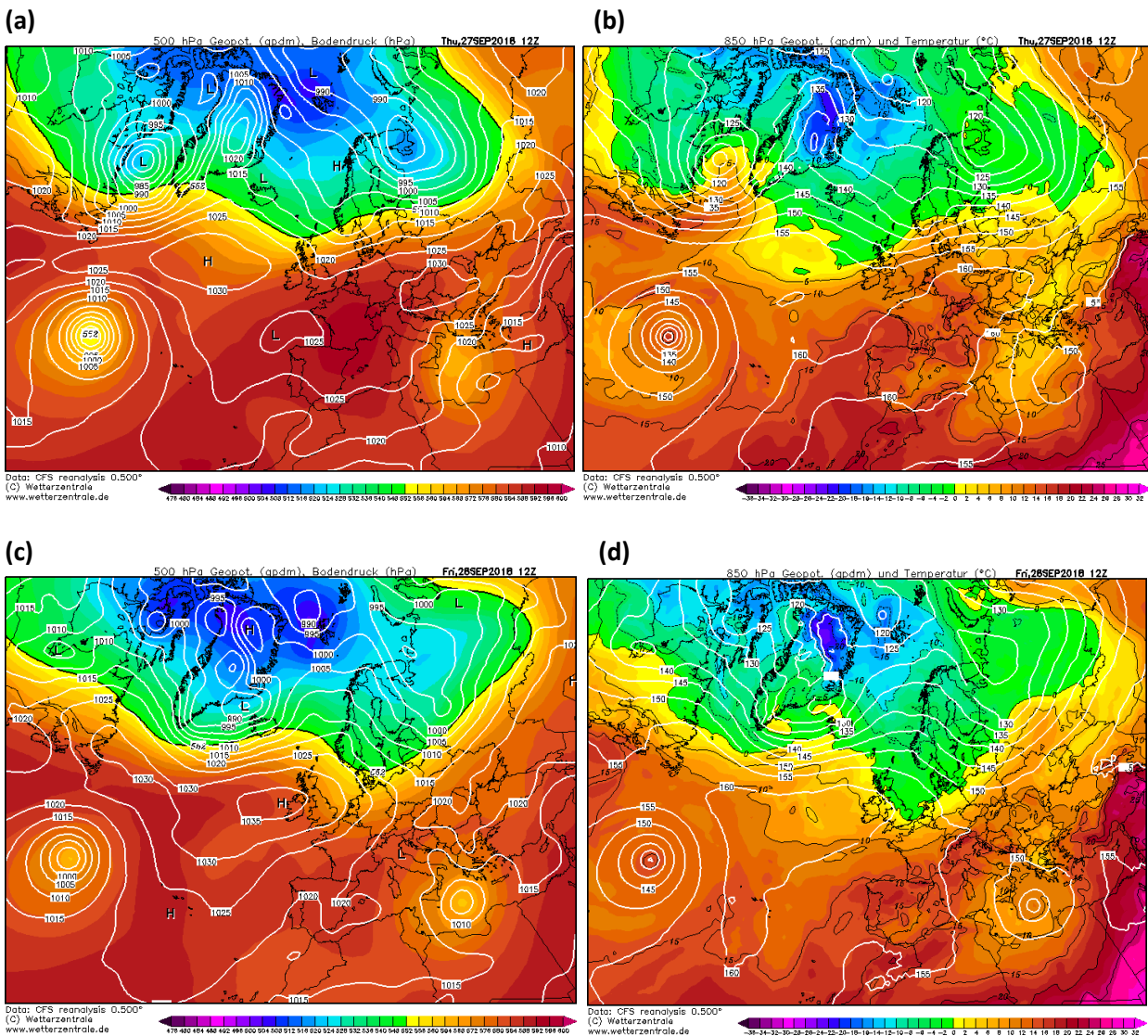
Sulla base delle mappe che si riportano è stato possibile individuare un flusso di aria fredda proveniente da nord-est e caratterizzato da alti valori di PV in alta troposfera. Questo flusso precede l'approfondimento del sistema ciclonico e probabilmente ne favorisce la nascita e successivo sviluppo.

Come primo elemento di inquadramento generale si riportano alcune mappe di rianalisi CFS relative al geopotenziale a 500 hPa e alla temperatura a 850 hPa (fig. 3.1).

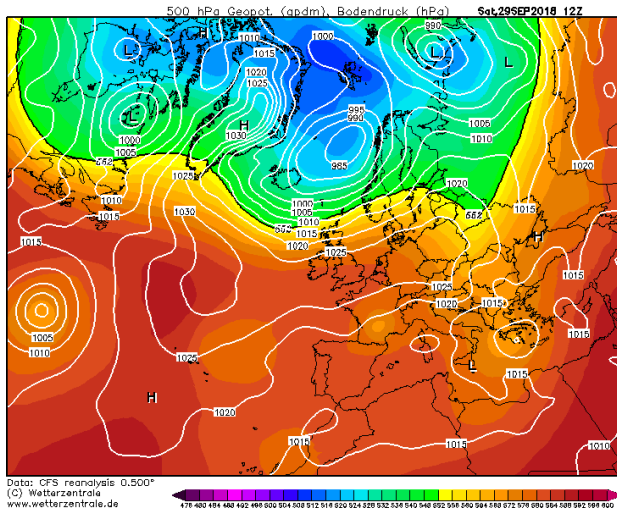
Dalle mappe riportate si ricostruisce la dinamica in linea generale senza arrivare al dettaglio. Alle 1200 UTC del 27 settembre è presente una vasta area di alta pressione di blocco sull'Europa centro-occidentale e l'Oceano

Atlantico che favorisce lo scivolamento di una massa di aria fredda dall'Europa nord-orientale in direzione del Mar Ionio. Ciò esclude il contributo e l'influenza di correnti di origine occidentale nel determinare la nascita e lo sviluppo del medicane Zorbas. Una zona di bassa pressione accompagnata da aria fredda si individua sul nord della Scandinavia. Da questa area probabilmente provengono le correnti fredde che hanno interagito con le acque del Mar Ionio. Infine, si osserva la nascita della depressione associata al medicane Zorbas in prossimità delle coste libiche orientali nella zona del golfo della Sirte.

Si osserva che la zona di bassa pressione nel Mar Ionio si è spostata verso la Sicilia ed è divenuta più definita e profonda alle 1200 UTC del 28 settembre. Nel pomeriggio del 28 settembre il sistema di bassa pressione si muove rapidamente verso nord-est in direzione della Grecia dove giunge nella mattinata del 29 settembre (riferimento a mappe CFS non mostrate). Nella giornata del 29 settembre la depressione staziona sulla Grecia e si indebolisce, perdendo progressivamente le caratteristiche tipiche che contraddistinguono la fase tropicale.



(e)



(f)

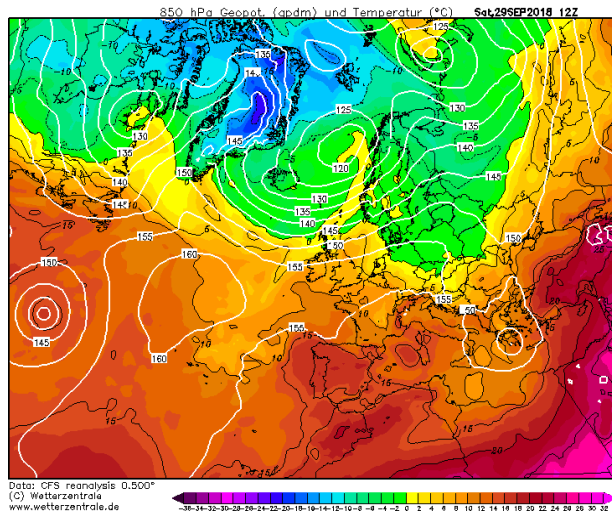


Figura 3.1: Mappe di rianalisi CFS alle ore 1200 UTC del 27 settembre (a,b), 1200 UTC del 28 settembre (c,d) e 1200 UTC del 29 settembre (e,f). A sinistra le isolinee indicano i valori di MSLP (hPa) e i colori le altezze di geopotenziale (in dam) alla quota di 500 hPa. A destra le isolinee indicano i valori di altezza di geopotenziale (in dam) alla quota di 850 hPa e i colori le temperature (in °C) alla quota di 850 hPa.

Ora si illustra un'analisi sinottica maggiormente concentrata sulla zona di azione di Zorbas. Infatti, si riportano mappe relative a differenti variabili meteorologiche prodotte nel corso dello studio di tesi che mostrano la distribuzione dei campi nell'intervallo latitudine-longitudine 28° N-45° N e 10° E-35° E. Da questa analisi si riescono a ricavare alcune informazioni maggiormente dettagliate e a confermare alcune ipotesi esposte in precedenza. Le mappe sono state ottenute a partire dai dati di rianalisi ERA5. Le caratteristiche associate alle variabili mostrate sono illustrate nella sezione 4.1.1.

Si riporta una sequenza temporale di mappe riferite alla PV, alla temperatura e alla velocità del vento (calcolata a partire dalle componenti meridionale e zonale disponibili nei dati di origine) in alta troposfera (fig. 3.2, fig. 3.3 e fig. 3.4). Da essa si individua in modo chiaro l'intrusione di uno streamer caratterizzato da alti valori di PV da nord-est. Inoltre, le mappe di temperatura insieme a quelle di velocità del vento individuano il flusso come un'intrusione di aria fredda che si muove a velocità sostenuta in direzione del Mar Ionio.

Le mappe riportate evidenziano l'ingresso di uno streamer di PV da nord-est in alta troposfera nel corso della mattinata del 27 settembre in corrispondenza di un afflusso di aria fredda (come confermato dalle mappe di temperatura e di velocità del vento). Le mappe di velocità del vento in alta troposfera evidenziano in modo chiaro un afflusso di una massa d'aria da nord-est che nel corso del pomeriggio del 27 settembre si esaurisce e si individuano caratteristiche compatibili con la nascita e lo sviluppo di una depressione. Si ipotizza, quindi, che questo afflusso di aria fredda caratterizzato da alti valori di PV costituisca l'innesco per la nascita del sistema di bassa pressione associato al successivo sviluppo del medicane Zorbas.

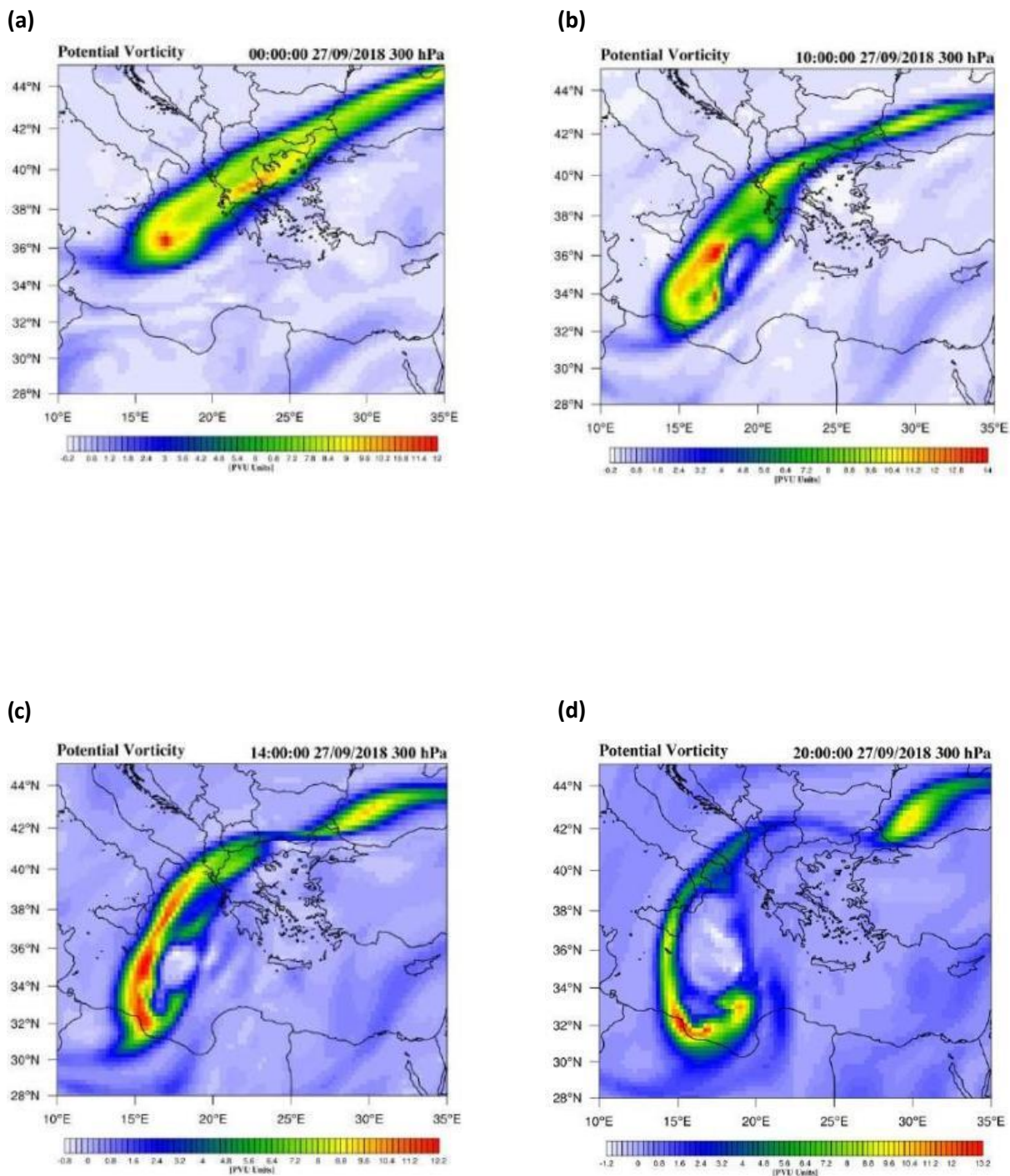


Figura 3.2: Mappe del campo di PV (espresso in unità PVU) alla quota di 300 hPa nella box 28°N-45°N e 10°E-35°E alle ore 0000 UTC (a), 1000 UTC (b), 1400 UTC (c) e 2000 UTC (d) del 27 settembre.

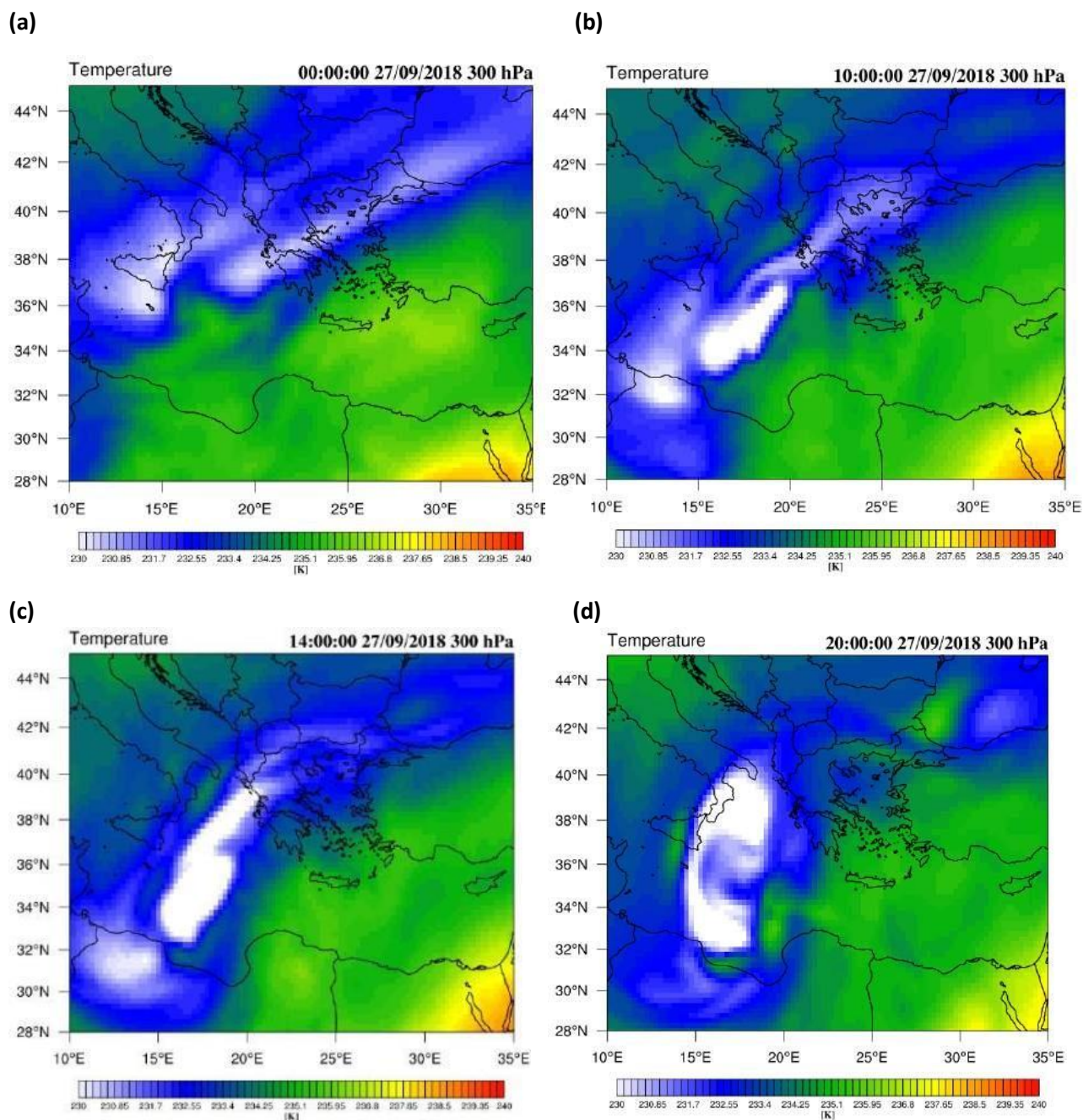


Figura 3.3: Mappe del campo di temperatura (K) alla quota di 300 hPa nella box 28°N-45°N e 10°E-35°E alle ore 0000 UTC (a), 1000 UTC (b), 1400 UTC (c) e 2000 UTC (d) del 27 settembre.

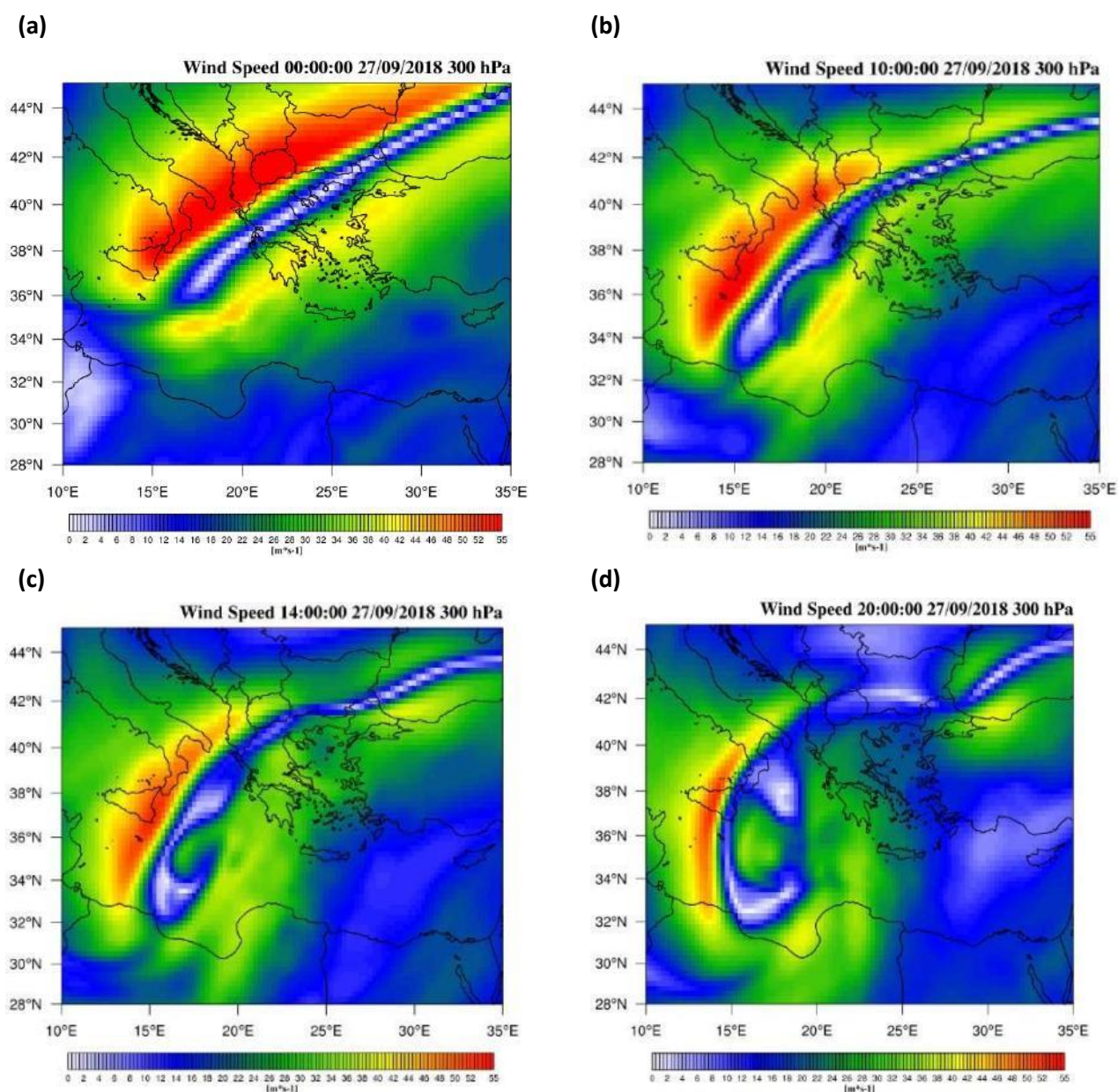


Figura 3.4: Mappe del campo di velocità del vento (m/s) alla quota di 300 hPa nella box 28°N-45°N e 10°E-35°E alle ore 0000 UTC (a), 1000 UTC (b), 1400 UTC (c) e 2000 UTC (d) del 27 settembre.

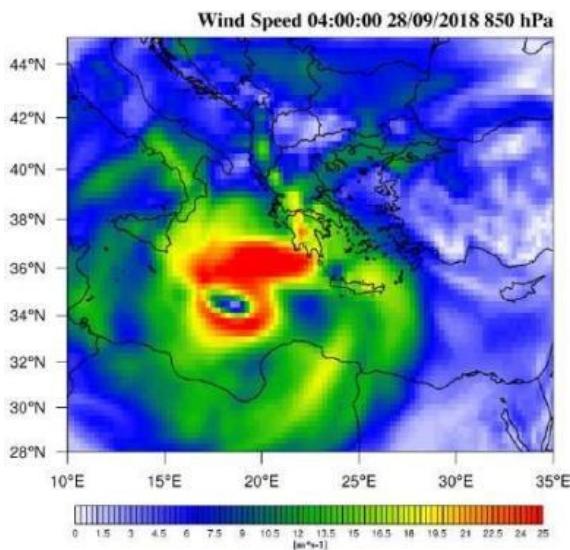
Ora ci concentriamo sullo sviluppo e il movimento del sistema depressionario evidenziandone alcune caratteristiche. Si riportano mappe della velocità del vento in bassa troposfera (fig. 3.5) e del geopotenziale alle quote di 500 e 850 hPa (fig. 3.6).

Dalle mappe di velocità del vento alla quota di 850 hPa (fig. 3.5) si nota che per tutta la giornata del 28 settembre è presente una zona di calma di vento coincidente con il centro del sistema di bassa pressione e che si individua come l'occhio del ciclone. Quest'ultima è una caratteristica tipica dei sistemi perturbati di tipo tropicale e quindi la sua presenza è probabilmente legata ad una fase in cui la depressione ha assunto caratteristiche tropicali. Nella giornata del 27 settembre (riferimento a mappe non mostrate) l'occhio non è ancora visibile chiaramente e questo è in accordo con le analisi che sono riportate nel Capitolo 4 che individuano le fasi del ciclo vitale del ciclone. Inoltre, si individua anche il percorso del ciclone sia dalle mappe di velocità del vento che da quelle di geopotenziale. Quindi il ciclone si forma nel pomeriggio del 27 settembre sul golfo della Sirte e si muove verso nord-ovest fino alla notte sul 28 settembre. In seguito, rimane stazionario fino a metà giornata del 28 settembre e nel pomeriggio della stessa giornata si muove rapidamente verso nord-

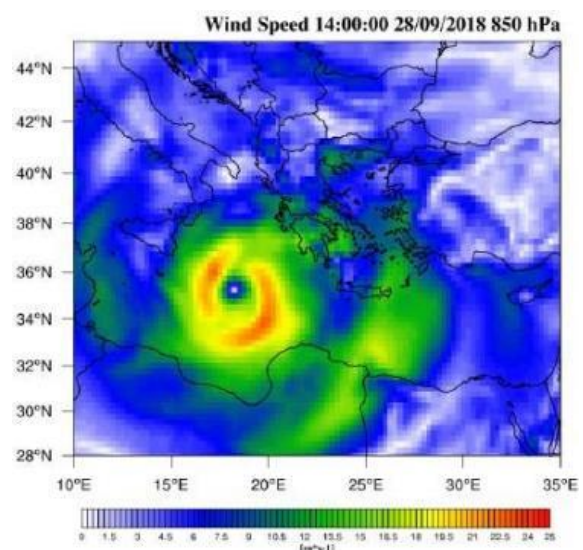
est fino a raggiungere le coste greche. Il centro del ciclone raggiunge la Grecia alle 0800 UTC del 29 settembre effettuando il "landfall". Le mappe del periodo successivo non sono riportate ma mostrano che il ciclone staziona sulla Grecia o nelle immediate vicinanze perdendo gradualmente forza fino alla dissipazione.

Per il campo di geopotenziale (fig. 3.6) sono riportate anche alcune mappe riferite alla prima metà del 27 settembre in quanto esse evidenziano un'importante differenza fra il campo a 500 hPa e a 850 hPa. Infatti, il calo di geopotenziale a 500 hPa sembra essere associato direttamente al flusso di correnti nord-orientali precedentemente citato. Invece il calo a 850 hPa non mostra un collegamento diretto e avviene più tardi. Questo ci fa ipotizzare che l'innesco della depressione sia avvenuto in seguito ad un importante contributo di aria fredda e a basso geopotenziale in alta troposfera. Dopo l'innesco il sistema di bassa pressione si è approfondito anche in bassa troposfera. Infine, la posizione del minimo di geopotenziale nel pomeriggio del 27 settembre sembra leggermente sfasata fra le due quote isobariche considerate. Successivamente, nella notte e primo mattino del 28 settembre sembra che questo sfasamento non sia più presente. Questo significa che inizialmente il ciclone è di tipo baroclino e quindi extra-tropicale e successivamente diviene barotropico e quindi potenzialmente con caratteristiche tropicali nel caso sia presente anche un cuore caldo. Da quanto appena detto si evince che è possibile sia avvenuta una transizione tropicale nella notte fra il 27 e il 28 settembre.

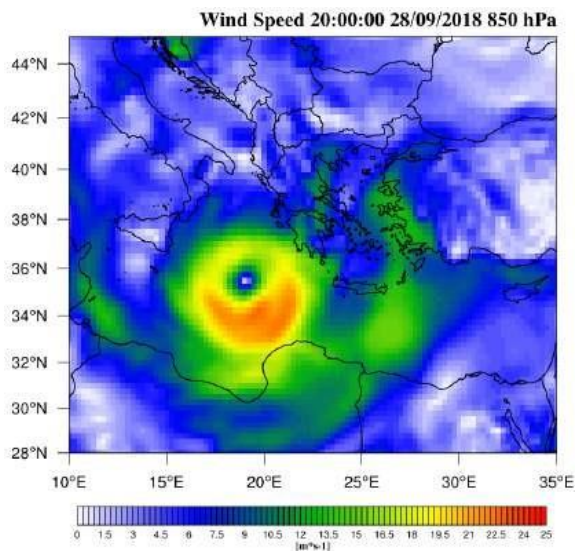
(a)



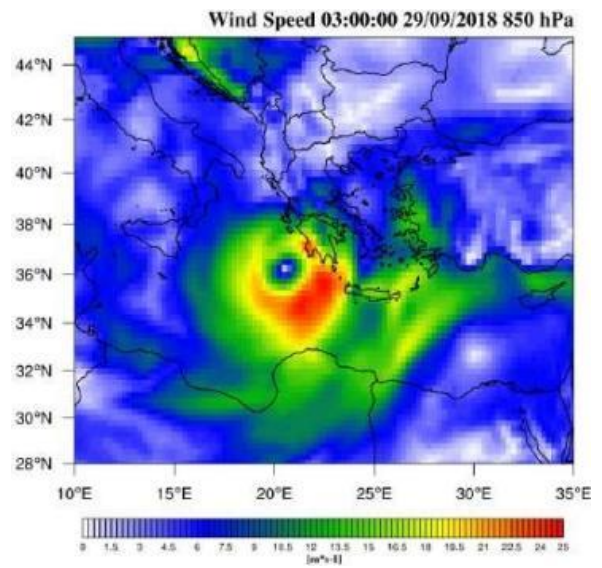
(b)



(c)



(d)



(e)

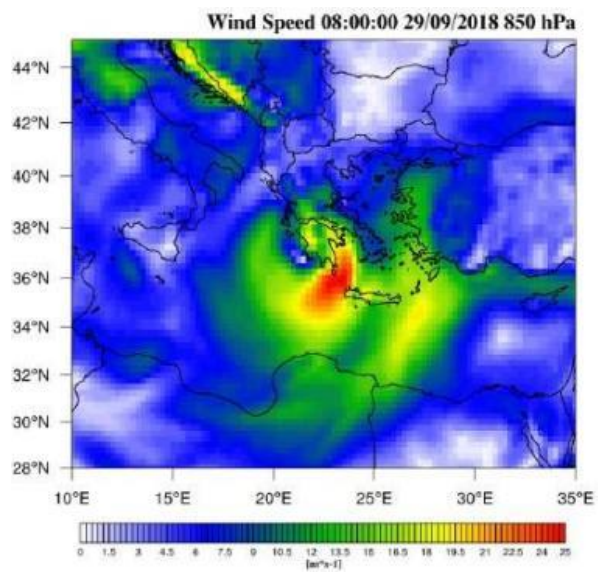
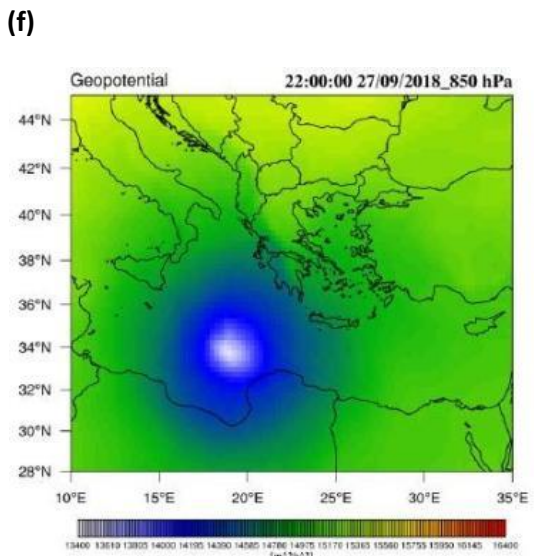
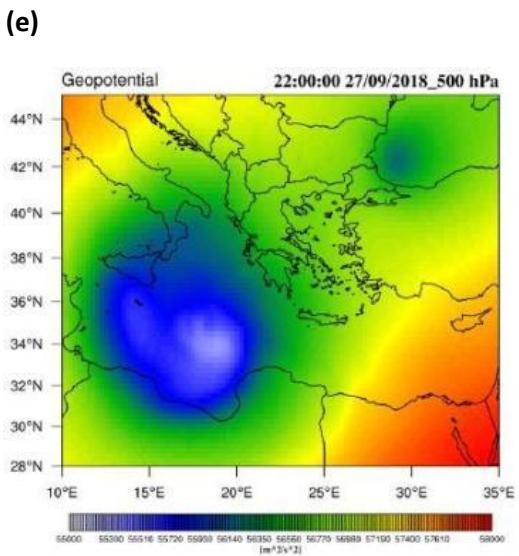
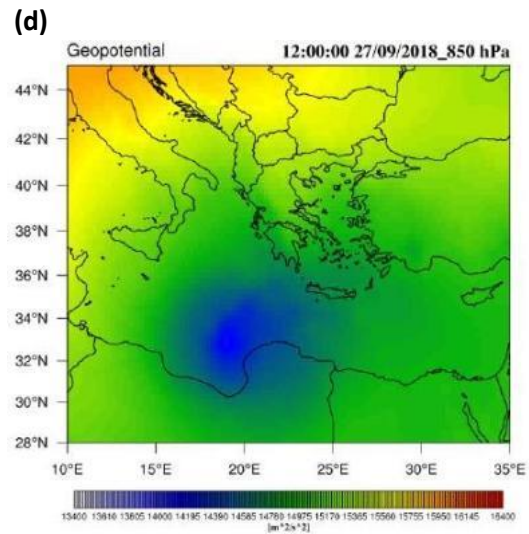
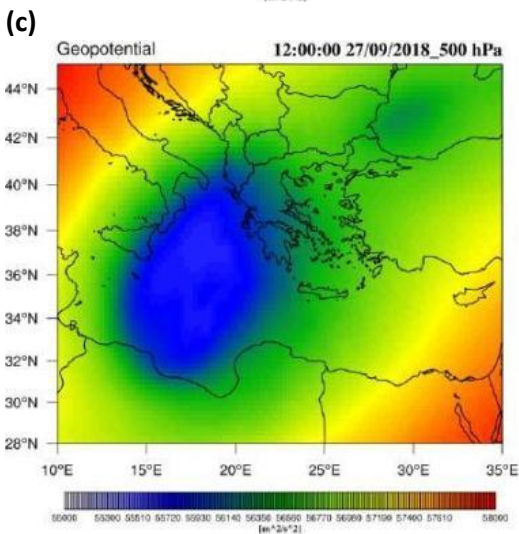
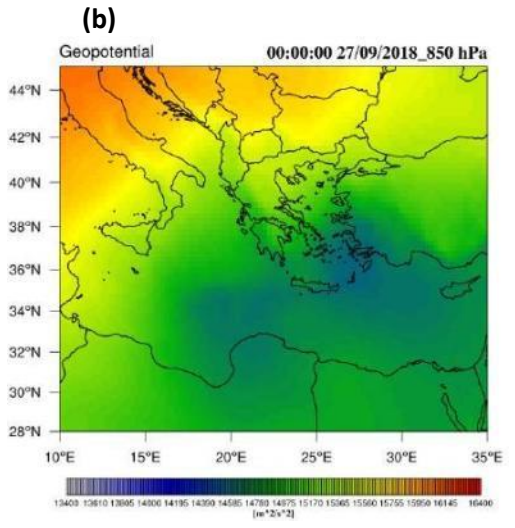
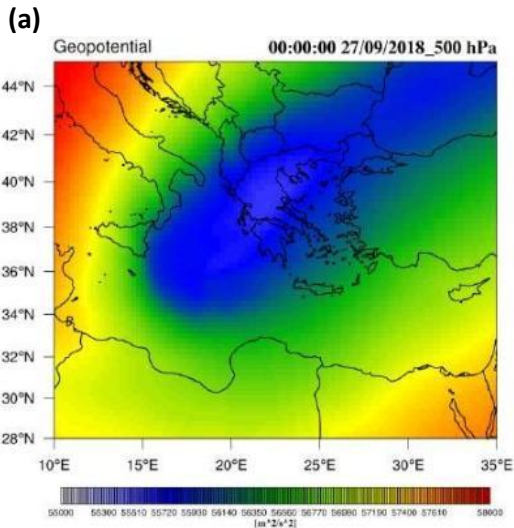
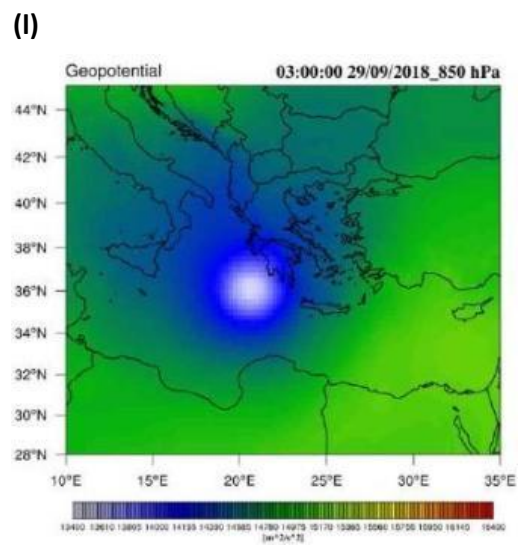
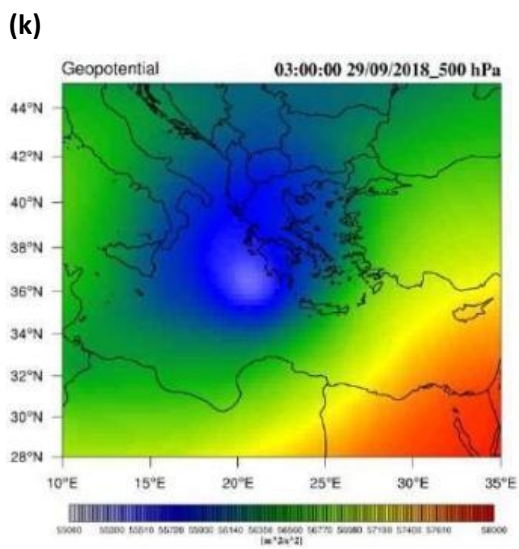
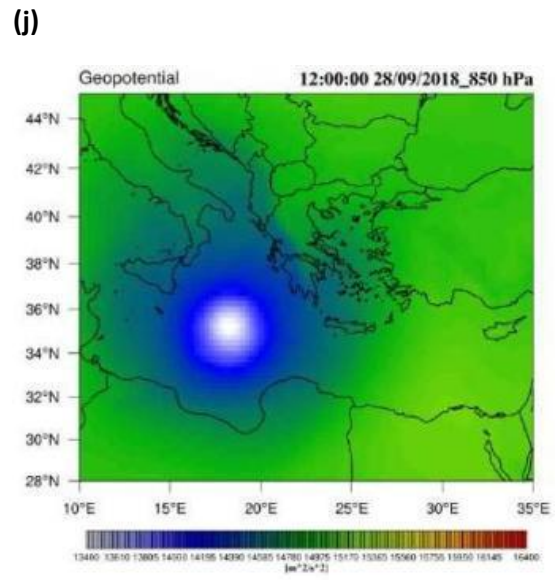
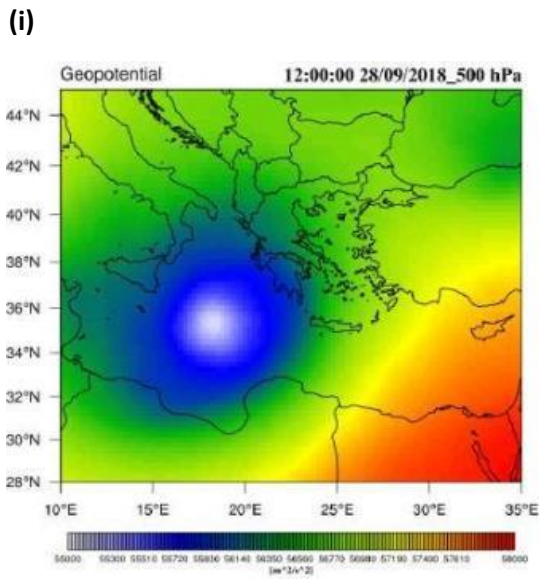
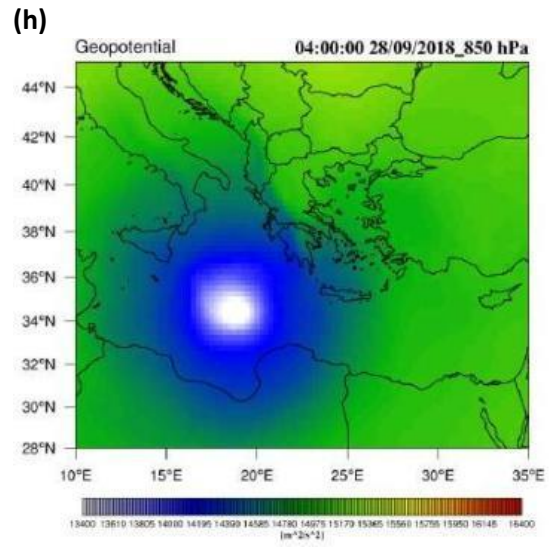
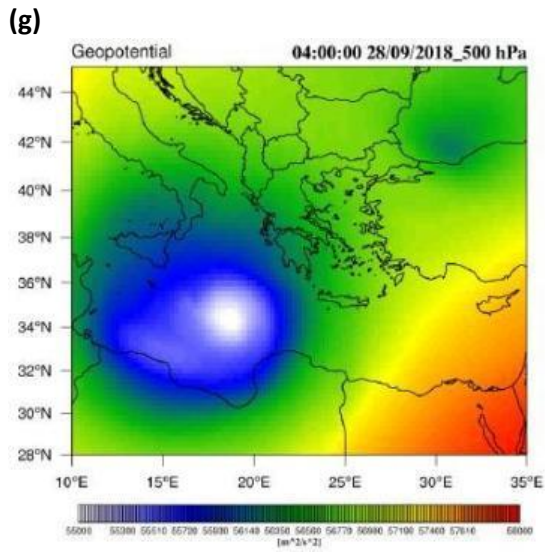


Figura 3.5: Mappe del campo di velocità del vento (m/s) alla quota di 850 hPa nella box 28°N-45°N e 10°E-35°E alle ore 0400 UTC (a), 1400 UTC (b) e 2000 UTC (c) del 28 settembre, 0300 UTC (d) e 0800 UTC (e) del 29 settembre.





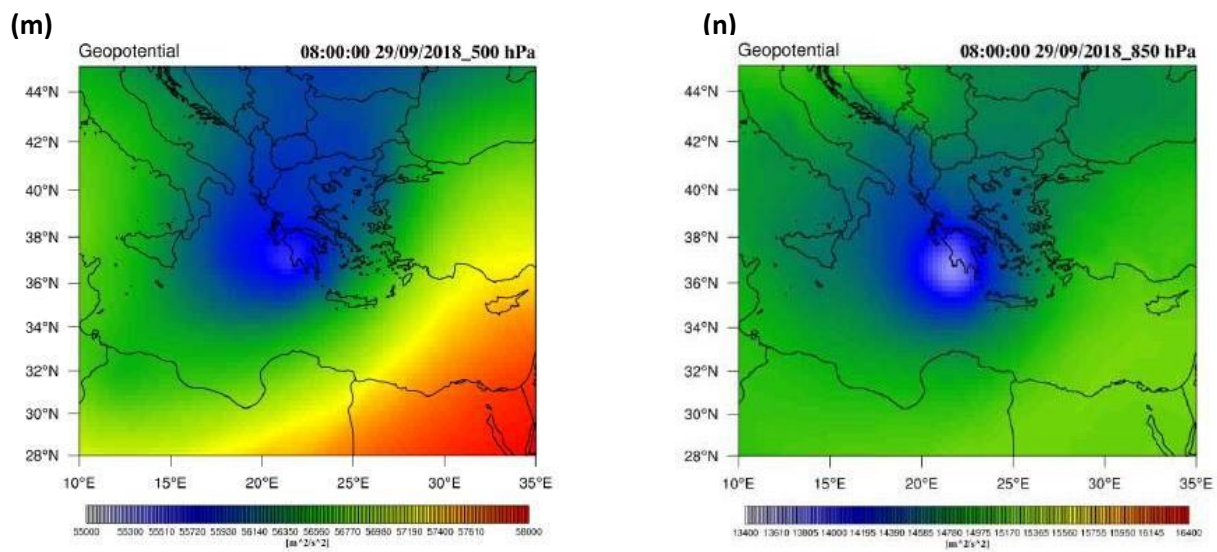


Figura 3.6: Mappe del campo di geopotenziale (m^2/s^2) alla quota di 500 hPa (sinistra) e 850 hPa (destra) nella box 28°N-45°N e 10°E-35°E alle ore 0000 UTC ((a),(b)), 1200 UTC ((c),(d)) e 2200 UTC ((e),(f)) del 27 settembre, 0400 UTC ((g),(h)) e 1200 UTC ((i),(j)) del 28 settembre, 0300 UTC ((k),(l)) e 0800 UTC ((m),(n)) del 29 settembre.

Capitolo 4: Analisi dei dati

In questo capitolo si illustra la metodologia di indagine e le operazioni svolte per ottenere i dati utili per lo studio e in seguito si presentano i risultati ottenuti nel dettaglio.

4.1 Metodologia di indagine

I dati utilizzati si suddividono in due categorie principali: dati di rianalisi modellistica e dati satellitari nel campo delle MW e dell'IR. I primi sono stati utilizzati con lo scopo di operare una caratterizzazione dinamica del sistema ciclonico oggetto di studio. Invece i dati satellitari nel campo delle MW sono stati utilizzati per operare una caratterizzazione microfisica della depressione in relazione alle fasi del suo ciclo di vita. Infine, i dati satellitari nell'IR hanno permesso un'integrazione dell'analisi grazie alla loro frequenza temporale molto elevata ma viene mostrato soltanto un grafico complessivo ottenuto a partire da essi e non le singole immagini.

4.1.1 Dati da rianalisi ERA5

I dati di rianalisi ERA5 utilizzati consistono di files netcdf di cui è stato fatto il download dal portale disponibile online della missione Copernicus (<https://climate.copernicus.eu>). In seguito, tramite l'utilizzo di programmi sviluppati nel linguaggio NCL (NCAR Command Language), sono stati rielaborati e utilizzati i dati. NCL è un linguaggio ampiamente utilizzato come software grafico nel campo della ricerca scientifica. Le mappe presentate nel capitolo precedente sono state ricavate da questi dati di rianalisi.

A partire da questi dati sono state prodotte delle cross section centrate dinamicamente sulla posizione del minimo di MSLP (Mean Sea Level Pressure) per seguire l'evoluzione del sistema perturbato. La posizione stessa del minimo di MSLP in termini di latitudine e longitudine nel corso del tempo è stata ricavata dalle rianalisi e successivamente utilizzata nei programmi elaborati per produrre le cross section.

Infine, i dati di alcune variabili chiave sono stati estratti dalle rianalisi ERA5 e utilizzati anche per produrre grafici dell'andamento temporale delle stesse in corrispondenza del minimo di MSLP e in alcuni casi a determinate distanze a est, ovest, nord e sud rispetto ad esso. I grafici temporali sono stati ottenuti tramite il software Excel.

Quindi l'approccio di seguire dinamicamente la posizione del minimo di MSLP ha improntato tutto lo studio del ciclone dal punto di vista prettamente dinamico.

4.1.1.1 MSLP

La prima variabile considerata è la MSLP in quanto consente di individuare la presenza del ciclone e seguirne il movimento, oltre a contribuire nell'individuazione delle fasi del ciclo di vita dello stesso tramite un'analisi della variazione del suo valore nel tempo. La posizione del minimo di pressione al suolo ha costituito la base per il prosieguo dell'analisi.

4.1.1.2 Geopotenziale

Il geopotenziale è una variabile fondamentale che è stata utilizzata per caratterizzare le fasi del ciclo di vita di Zorbas. Infatti, un sistema ciclonico, per essere classificato come tropicale, deve presentare una simmetria geometrica e termica ben definita. Nello specifico, il sistema deve essere barotropico con una coincidenza nella posizione del minimo di pressione o di geopotenziale fra la bassa e l'alta troposfera. Inoltre, quest'ultimo deve

essere caratterizzato da un'anomalia calda in troposfera nella zona centrale intorno al minimo di pressione a differenza dei cicloni extra-tropicali, caratterizzati da un'anomalia fredda o cuore freddo.

In questo studio il geopotenziale è stato utilizzato al fine di individuare quando si è manifestata la presenza delle due condizioni esposte in modo da comprendere quando il ciclone è andato incontro alla transizione da depressione extra-tropicale a TLC o medicane.

Per caratterizzare la simmetria geometrica del ciclone nel tempo, sono state calcolate le coordinate associate ai minimi di geopotenziale per ogni ora (frequenza a cui sono disponibili i dati di rianalisi ERA5) a quattro differenti quote isobariche. Questi dati sono in seguito stati utilizzati per produrre due grafici dell'andamento temporale rispettivamente della latitudine e della longitudine dei minimi nel periodo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre. In questo modo è stato possibile individuare il momento in cui è avvenuto il passaggio da ciclone extra-tropicale baroclinico a ciclone barotropico.

Per caratterizzare la componente termica del ciclone, è stata sfruttata l'equazione ipsometrica in quanto essa mette in relazione diretta la differenza di altezza di geopotenziale fra due quote isobariche differenti con la temperatura virtuale media dello strato e di conseguenza con la temperatura reale. Di seguito si riporta l'equazione ipsometrica:

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d \bar{T}_V}{g_0} \ln \left(\frac{P_1}{P_2} \right) \quad (4.1)$$

dove Z_1 e Z_2 , P_1 e P_2 sono rispettivamente le altezze di geopotenziale e i valori di pressione riferiti a due livelli isobarici differenti, R_d è la costante dei gas per aria secca, \bar{T}_V è la temperatura virtuale media dello strato e g_0 è l'accelerazione di gravità nel vuoto.

Quindi sono stati ricavati i valori di geopotenziale a quote isobariche differenti in corrispondenza della posizione del minimo di MSLP. In seguito, è stata calcolata la differenza per alcuni strati e se ne sono ricavati grafici dell'andamento temporale nello stesso intervallo indicato sopra. In questo modo è stato possibile individuare quando questa quantità inizia ad aumentare. Questo aumento è direttamente associabile con un aumento di temperatura dello strato considerato in corrispondenza del centro del ciclone e quindi alla strutturazione di un'anomalia calda o cuore caldo, elemento caratteristico dei cicloni tropicali.

Unendo le due analisi esposte, è stata fatta una semplice suddivisione temporale fra le differenti fasi del ciclo di vita del ciclone oggetto di studio.

4.1.1.3 Vorticità potenziale e umidità relativa

PV e RH sono due variabili fondamentali per individuare l'innesco dell'attività ciclonica (come anche illustrato nel Capitolo 3 riguardo a PV) per quanto riguarda l'intrusione di origine stratosferica nell'alta troposfera di una zona caratterizzata da alti valori di PV e bassi valori di RH. Inoltre, alle precipitazioni può essere associato direttamente l'aumento di RH; l'aumento di PV nei bassi strati è collegato al rilascio di calore latente di condensazione.

Queste caratteristiche sono state evidenziate tramite grafici dell'andamento temporale comparato delle due variabili a determinate quote isobariche. Inoltre, informazioni aggiuntive o integrative sono state ottenute tramite delle cross section prodotte separatamente per le due variabili e centrate in corrispondenza della posizione del minimo di MSLP in modo da seguire dinamicamente lo sviluppo del ciclone.

4.1.1.4 CAPE Index e K-Index

CAPE (Convective Available Potential Energy) Index e K-Index sono due indici di instabilità che aiutano a caratterizzare il sistema ciclonico dal punto di vista microfisico e non dal punto di vista dinamico. Entrambi forniscono informazioni sull'energia disponibile per la convezione e quindi sono un proxy per l'individuazione delle aree potenzialmente associate con attività convettiva e possibile presenza di grandine.

Il K-Index è espresso dalla seguente equazione e si misura in K:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (4.2)$$

dove T_{500} , T_{700} e T_{850} sono le temperature rispettivamente alle quote isobariche di 500, 700 e 850 hPa, T_{d700} e T_{d850} sono le temperature di rugiada (dew point) rispettivamente alle quote isobariche di 700 e 850 hPa.

Questo indice ha soglie determinate per caratterizzare la presenza di temporali. In particolare:

- Se $K < 20$ non sono presenti temporali.
- Se $20 < K < 25$ ci sono temporali isolati.
- Se $25 < K < 30$ sono presenti temporali molto sparsi.
- Se $30 < K < 35$ sono presenti temporali sparsi.
- Se $K > 35$ sono presenti numerosi temporali.

Quindi è stato considerato il valore $K=30$ come soglia oltre la quale l'attività convettiva o temporalesca assume un buon grado di diffusione e importanza nell'area di interesse. Questa scelta è giustificata anche per via della suddivisione in livelli di probabilità di temporale mostrata nella tabella 4.1.

K Index	Probabilità di temporali (%)
<15	Prossima a 0
15-20	20
21-25	20-40
26-30	40-60
31-35	60-80
36-40	80-90
>40	Prossima a 100

Tabella 4.1: Probabilità di temporali in funzione del valore di K Index (fonte: George, 1960).

Il CAPE-Index è espresso dalla seguente equazione:

$$CAPE = \int_{z_f}^{z_n} g \left(\frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}} \right) \quad (4.3)$$

dove g è l'accelerazione di gravità, z_f e z_n sono, rispettivamente, l'altezza del livello di libera convezione ed il livello di equilibrio (galleggiabilità neutra), T_{parcel} e T_{env} sono, rispettivamente, la temperatura della specifica particella e la temperatura dell'aria.

Questo indice si misura in J/kg e rappresenta la quantità di energia di galleggiamento disponibile per accelerare verticalmente una particella e vincere la forza di gravità se una particella di aria è sollevata forzatamente dal suolo fino a raggiungere il livello di libera convezione (LFC). Per questo parametro non esistono soglie specifiche ma si tiene conto del fatto che maggiore è il suo valore e più alta sarà l'energia potenziale disponibile per la convezione.

Una differenza importante fra CAPE-Index e K-Index consiste nel fatto che il primo è un indicatore di instabilità potenziale (l'attività convettiva può non manifestarsi anche con valori alti di questo indice se non sussistono altre condizioni favorevoli), il secondo è un indice probabilistico in grado di fornire un'informazione più mirata

sulla reale possibilità di formazione di un temporale.

Per queste due variabili sono stati calcolati i valori in corrispondenza del minimo di MSLP e a determinate distanze da esso in direzione nord, sud, ovest, est in modo da ottenere grafici del loro andamento temporale e provare ad individuare le aree dove è più alta la probabilità di attività convettiva.

4.1.1.5 Calore sensibile e calore latente

Il calore sensibile e il calore latente di condensazione consistono rispettivamente nel calore rilasciato in atmosfera in seguito al riscaldamento del suolo e in seguito alla condensazione. Queste due variabili sono molto utili per caratterizzare il contributo energetico dalla superficie per lo sviluppo e l'approfondimento del ciclone oggetto di studio. Normalmente il contributo del calore latente nei medicane è di molto superiore (nell'ordine del doppio o del triplo) rispetto a quello apportato dal calore sensibile e i flussi di calore superficiale sono importanti principalmente nella fase di approfondimento del ciclone (Lagouvardos et al., 1999; Reale e Atlas, 2001).

Nello specifico è stato utilizzato il flusso di calore latente superficiale e il flusso di calore sensibile superficiale. I dati originali hanno la convenzione per cui valori positivi corrispondono a flussi verso il basso. Per utilizzarli nello studio è stato invertito, dunque, il segno dei valori associati ai dati di origine in modo da ottenere valori positivi per flussi diretti verso l'alto. Entrambe le quantità sono espresse in unità di Jm^{-2} . Si sono calcolati i valori in corrispondenza della posizione del minimo di MSLP e a determinate distanze da esso in direzione nord, sud, ovest, est in modo da ottenere grafici del loro andamento temporale e individuare il loro contributo allo sviluppo di Zorbas.

4.1.1.6 Velocità del vento

La distribuzione del campo di velocità del vento è un elemento molto importante per lo studio della dinamica di un sistema ciclonico e ha delle caratteristiche distintive per quanto riguarda i cicloni tropicali. Questi ultimi sono spesso caratterizzati, nella loro fase matura, dalla presenza di una zona di calma di vento centrale chiamata "occhio del ciclone" intorno alla quale si trova l'eyewall, una colonna verticale molto alta di nubi cumuliformi a demarcare il confine esterno della zona di calma. Infatti, spesso poco oltre l'eyewall si registrano i venti più forti dell'intero ciclone e anche i fenomeni precipitativi più intensi.

Nel caso studio analizzato, i dati originariamente disponibili dall'archivio Copernicus sono le due componenti meridionale e zonale del vento. I dati di vento zonale assumono valore positivo nel caso di vento diretto verso est e viceversa, quelli di vento meridionale assumono valore positivo nel caso di vento diretto verso nord e viceversa. La velocità del vento è stata ottenuta operando una semplice composizione delle due componenti nel seguente modo:

$$w = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.4)$$

dove w è la velocità del vento, u e v sono, rispettivamente, le componenti zonale e meridionale del vento.

Dai dati ottenuti sono state prodotte mappe della velocità del vento a differenti livelli isobarici (mostrate nel capitolo precedente) e cross section centrate sul minimo di MSLP per ogni ora nel periodo compreso fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre in modo da avere una visione complessiva della distribuzione del campo di vento nel ciclone sia orizzontalmente che verticalmente.

Infine, si sono anche presi in considerazione i dati di wind gust a 10 metri direttamente disponibili. Da essi si è ricavato per ogni ora il picco massimo di vento al suolo in un'area di ampiezza $6^\circ \times 6^\circ$ in latitudine e longitudine e centrata dinamicamente in corrispondenza del minimo di MSLP. Quanto ottenuto è stato utilizzato per generare un grafico dell'andamento temporale del picco massimo di vento messo in relazione con l'andamento

del valore del minimo di MSLP del ciclone.

4.1.1.7 Temperatura

La temperatura è stata ricavata direttamente dall'archivio Copernicus per differenti livelli isobarici ed è stata utilizzata per cercare di definire le principali caratteristiche delle masse di aria in gioco e di individuare la comparsa del cuore caldo del ciclone. Tuttavia, quest'ultimo punto non ha portato risultati significativi ma si sono comunque ottenute informazioni integrative e confermate rispetto all'analisi svolta con il geopotenziale. Si sono ottenuti i risultati mostrati nelle mappe riportate nel capitolo precedente che evidenziano l'ingresso di aria fredda da nord-est a precedere l'approfondimento del sistema ciclonico. Inoltre, si sono ottenute delle cross section centrate in corrispondenza del minimo di MSLP.

4.1.2 Dati satellitari nel campo delle MW

I dati nel campo delle MW sono stati utilizzati per la parte di caratterizzazione microfisica del ciclone Zorbas. Infatti, essi forniscono informazioni sulla TB a differenti canali che, tramite l'utilizzo dell'algoritmo 183-WSLH e MWCC-H, permettono di calcolare l'intensità di precipitazione (solo per il sensore MHS che utilizza 183-WSLH) e la probabilità di grandine (anche per tutti gli altri sensori che utilizzano l'algoritmo MWCC-H e non 183-WSLH). Informazioni maggiormente dettagliate su come sono stati ottenuti questi dati e il funzionamento dell'algoritmo sono fornite nel Capitolo 2.

4.1.2.1 Temperatura di brillantezza (TB)

La TB è la quantità radiometrica in cui viene espresso il segnale ricevuto dai radiometri satellitari. Essa è calcolata a partire dal segnale di radianza proveniente dal corpo emettitore. Nel campo delle frequenze nei canali alle MW utilizzati, una sua riduzione è direttamente connessa ad un'interferenza del segnale dovuta all'interazione con idrometeore. Inoltre, siccome lo scattering da particelle ghiacciate è più forte rispetto a quello provocato da idrometeore liquide, la presenza di grandine è accompagnata da una riduzione maggiore del segnale e quindi una conseguente maggiore riduzione della TB.

I canali utilizzati per questo studio sono cinque e variano da 88 GHz a 183 ± 7 GHz, a seconda dei sensori considerati. I canali intorno a 89 GHz e nell'intervallo 150-170 GHz (la frequenza varia a seconda del sensore) sono i canali maggiormente sensibili al segnale vicino alla superficie. Il canale nell'intervallo 150-170 GHz è utilizzato per ricavare la probabilità di grandine. I tre canali a 183 ± 1 , 183 ± 3 e 183 ± 7 GHz sono caratterizzati da un picco di assorbimento del vapore acqueo. Ognuno dei tre canali ha il picco della funzione peso a quote differenti in troposfera. Il canale a 183 ± 1 GHz è maggiormente sensibile al segnale proveniente dall'alta troposfera (6-8 km di quota), il canale a 183 ± 3 GHz al segnale proveniente dalla media troposfera (4-6 km di quota) e il canale a 183 ± 7 GHz al segnale proveniente dalla bassa troposfera (2-4 km di quota).

Quindi la riduzione di TB associata alla presenza di grandine è differente in base alle condizioni atmosferiche, al canale considerato e alle dimensioni della grandine stessa. Se il segnale a 183 ± 1 GHz è fortemente perturbato (forte riduzione di TB) significa che si è in presenza di convezione profonda. Se invece il segnale è molto perturbato soltanto a 183 ± 3 e 183 ± 7 GHz ma in misura molto inferiore a 183 ± 1 GHz, significa che si sono rilevate idrometeore ghiacciate ma senza un significativo sviluppo verticale del cumulonembo e quindi si è in condizioni di una convezione non molto sviluppata.

4.1.2.2 Intensità di precipitazione

Come illustrato nel Capitolo 2, l'intensità di precipitazione è calcolata tramite l'algoritmo 183-WSL (Laviola e Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013) e consiste in una combinazione lineare dei tre canali della banda di assorbimento del vapore acqueo a 183 ± 1 , 183 ± 3 e 183 ± 7 GHz. Si precisa che il calcolo dell'intensità di

precipitazione è applicato soltanto al sensore MHS e non anche agli altri sensori utilizzati della costellazione GPM. Il range di valori rappresentati nelle mappe utilizzate per l'analisi spazia da 0 a 20 mm/h e non deve essere inteso come rain rate puntuale. Quest'ultimo viene calcolato dalle stazioni meteorologiche al suolo che forniscono una stima puntuale e localizzata della grandezza. Nel caso del rain rate calcolato tramite dati satellitari, bisogna tenere conto del passo di griglia o risoluzione spaziale del satellite. Questo aspetto è fondamentale perché il valore di rain rate che si ottiene viene calcolato come valore singolo su ogni pixel in seguito al calcolo di una media complessiva. Quindi non si raggiungono i picchi di rain rate che possono essere registrati da stazioni puntuali perché i fenomeni molto intensi sono sempre concentrati su una superficie molto inferiore rispetto alla griglia del satellite.

4.1.2.3 Probabilità di grandine

La probabilità di grandine è stata calcolata con l'algoritmo 183-WSLH (risultato da un'integrazione con il precedente algoritmo 183-WSL originariamente concepito per calcolare il rain rate) per il sensore MHS e con l'algoritmo MWCC-H per gli altri sensori (Laviola e Levizzani, 2011; Laviola et al., 2013; Laviola et al., 2020a). I canali utilizzati per il calcolo sono quelli a 150 GHz e a 183 ± 7 GHz in quanto maggiormente sensibili alla grandine anche di piccole dimensioni. Il canale a 90 GHz è sensibile soltanto alla grandine di grosse dimensioni. Alla fine nell'algoritmo è necessario conoscere soltanto la TB a 150 GHz per calcolare la probabilità di grandine.

Da quanto appena affermato, si deduce che una forte depressione della TB sia a 150-170 GHz che a 90 GHz è un elemento connesso alla presenza di grandine di grosse dimensioni. Se invece la forte riduzione si limita al canale a 150-170 GHz senza un forte impatto anche su quello a 90 GHz, allora significa che è presente grandine di dimensioni più piccole. In ogni caso l'algoritmo fornisce in output direttamente un valore di probabilità che è associato alle categorie di HI (Hail initiation), H (Hail) e SH (Super Hail), come illustrato nel Capitolo 2. Inoltre, per le mappe utilizzate è stata aggiunta una scala di grigi per valori di probabilità inferiori alla soglia per HI e compresi fra 0.1 e 0.36. Questa aggiunta permette di individuare anche le zone dove è presente ghiaccio in nube di dimensioni molto ridotte. In questo modo è possibile caratterizzare in maniera più dettagliata la microfisica della nube e individuare la convezione e le aree interessate da precipitazione in maniera più precisa soprattutto per i sensori diversi da MHS per i quali non è disponibile il dato sull'intensità di precipitazione. Si precisa, infine, che l'algoritmo per il calcolo della probabilità di grandine è concepito in principio soltanto per il sensore MHS e solo in seguito è stato esteso anche per gli altri sensori della costellazione GPM (Laviola et al., 2020b).

4.1.2.4 Campo di riflettività radar

DPR è un sensore radar (sensore attivo) installato sul satellite in cui si trova il sensore GMI e fornisce una misura della riflettività radar in dBz registrata in due bande nelle microonde a 13.6 GHz (banda Ku) e a 35.5 GHz (banda Ka). Tuttavia, il campo di riflettività è stato utilizzato per un unico passaggio del DPR sull'area di influenza di Zorbas.

4.1.3 Dati satellitari MSG in modalità Rapid Scan

I dati MSG sono stati utilizzati in quanto l'orbita geostazionaria del satellite su cui è installato il relativo sensore permette di avere un monitoraggio della zona interessata dal ciclone con una frequenza molto elevata (ogni cinque minuti) in modalità Rapid Scan. I canali utilizzati sono il canale di assorbimento del vapore acqueo a 6.2 μm e il canale finestra a 10.8 μm . Le caratteristiche di questi due canali sono illustrate nella sezione 2.3. Inoltre, essi si configurano come elemento integrativo perché forniscono un'immagine del campo di nuvolosità, elemento aggiuntivo rispetto agli altri dati utilizzati. Infine, una semplice differenza fra le TB a questi due canali è in grado di fornire informazioni utili sulla presenza o meno di convezione profonda e di eventi di overshooting top. Questa quantità è l'indice OI illustrato in maggiore dettaglio nella sezione 2.3.

4.2 Presentazione dei risultati

In questa sezione si presentano tutti i principali risultati ottenuti nel corso del lavoro di tesi. Quindi viene fatta una caratterizzazione dinamica del medicane Zorbas individuando le fasi del suo ciclo vitale e le sue caratteristiche principali. Allo stesso modo si opera un'analisi della distribuzione delle precipitazioni e della grandine al fine di ottenere una caratterizzazione dal punto di vista microfisico del ciclone da mettere in relazione alle fasi del suo ciclo di vita. Le fasi del ciclo vitale del ciclone che vengono individuate sono le seguenti:

- 1) Fase pre-medicane di tipo extra-tropicale.
- 2) Fase tropicale di medicane.
- 3) Fase di dissipazione e perdita delle caratteristiche tropicali.

4.2.1 Analisi generale

In questo paragrafo si presentano grafici che coprono tutto il dominio temporale di interesse in modo da avere una visione complessiva ed evidenziare le caratteristiche principali che hanno contraddistinto il medicane Zorbas.

Come primo elemento di analisi si sono calcolate per ogni ora il valore del minimo di MSLP associato a Zorbas e si è calcolato il valore del picco di "wind gust" a 10 metri in una box di 6°x6° centrata dinamicamente sulla posizione del minimo stesso (fig. 4.1).

Si osserva che fra le 1200 UTC e le 2000 UTC il valore del minimo di MSLP cala in maniera graduale e allo stesso tempo il picco di "wind gust" si mantiene fra i 27 e i 29 m/s. In seguito, fra le 2000 UTC del 27 settembre e le 0400 UTC del 28 settembre si registra un calo repentino del minimo di MSLP fino a raggiungere un minimo assoluto poco inferiore ai 995 hPa. Fra le 1800 UTC e le 2000 UTC il picco di "wind gust" cresce repentinamente fino ad un valore di 33 m/s e si mantiene sempre superiore ai 30 m/s fino alle 0500 UTC del 28 settembre. Quindi in questo intervallo di 8 ore fra la sera del 27 e la notte sul 28 settembre si è registrata la fase di approfondimento del ciclone associato ai massimi assoluti dei picchi di velocità del vento. In seguito, il valore del minimo di MSLP cresce leggermente nel corso della mattinata del 28 settembre fino a stabilizzarsi su valori sempre inferiori ai 1000 hPa fino alle 0600 UTC del 29 settembre. Nello stesso periodo il picco di "wind gust" si riduce fino a stabilizzarsi anch'esso con qualche ora di ritardo rispetto al minimo di MSLP. Questa fase di stabilizzazione, come vedremo in seguito, coincide con la fase tropicale matura del medicane e la fase di approfondimento precede la transizione tropicale. Infine, a partire dalle 0400 UTC del 29 settembre il valore del minimo di MSLP riprende a crescere e il picco di wind gust si riduce ulteriormente. Come vedremo, questa fase è associata alla graduale dissipazione del ciclone.

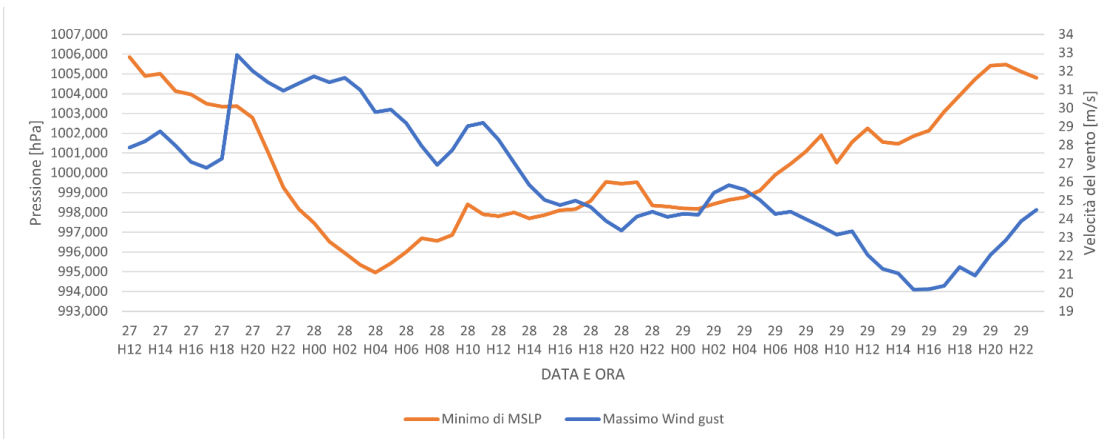


Figura 4.1: Valore del minimo di MSLP (in arancione e scala sulla sinistra) e del massimo di “wind gust” a 10 metri (in blu e scala sulla destra) calcolato in una box 6°x6° centrata sul minimo di MSLP nel periodo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

Come secondo elemento si riporta l’analisi temporale riguardante il geopotenziale ottenuta seguendo i passaggi logici e concettuali descritti nella sezione 4.1.1.2. Si riportano i grafici dell’andamento temporale della posizione del minimo di geopotenziale ai livelli isobarici di 500, 600, 700 e 850 hPa per la latitudine (fig. 4.2) e la longitudine (fig. 4.3).

Dai grafici riportati è possibile determinare quando la posizione dei minimi di geopotenziale ha iniziato a coincidere per tutti i livelli isobarici considerati e quindi il momento in cui si è avuta la transizione da sistema ciclonico baroclinico extra-tropicale a ciclone barotropico. La barotropicità è uno dei due elementi chiave che comportano la classificazione di un ciclone come tropicale e ne costituisce la caratteristica simmetria geometrica. La transizione si individua alle ore 0600 UTC del 28 settembre e la simmetria si conserva fino alle 0400 UTC del 29 settembre. Successivamente si osserva un leggero sfasamento fra le posizioni dei differenti minimi di geopotenziale anche se in misura molto inferiore rispetto agli sfasamenti registrati prima della transizione. Come elemento di interesse aggiuntivo si osserva che, prima della transizione, la posizione del minimo a 500 hPa è posizionata a nord-ovest rispetto al minimo a 850 hPa, a supporto dell’ipotesi che la ciclogenesi si sia originata inizialmente come una struttura baroclinica.

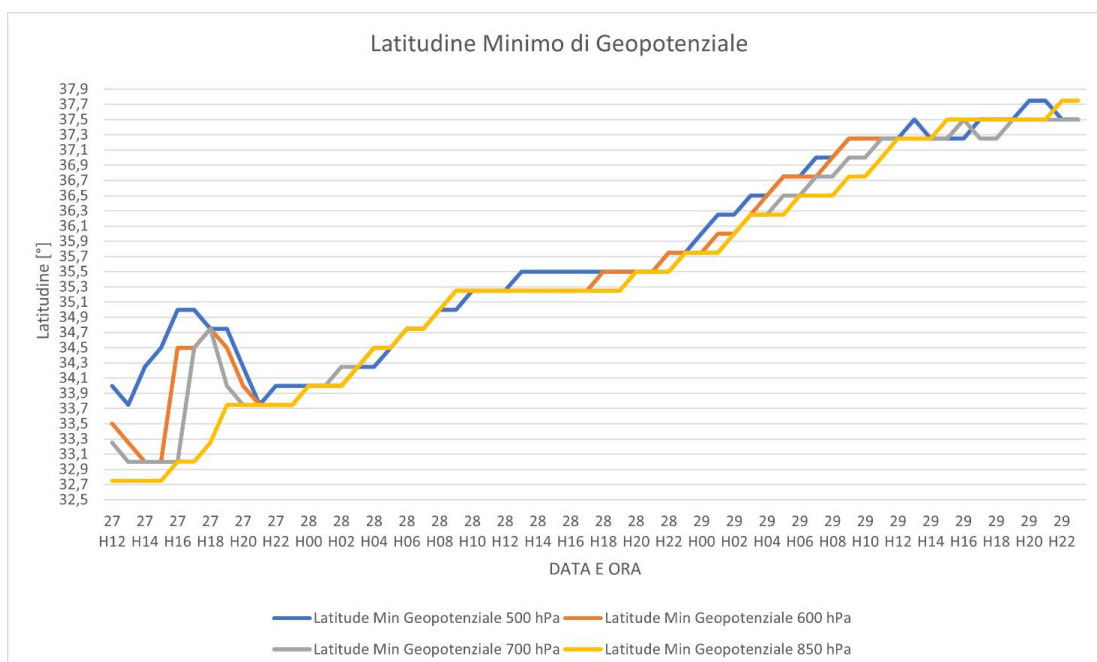


Figura 4.2: Grafico temporale della latitudine del minimo di geopotenziale di Zorbas ai livelli isobarici di 500 hPa (linea blu), 600 hPa (linea arancione), 700 hPa (linea grigia) e 850 hPa (linea gialla) nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

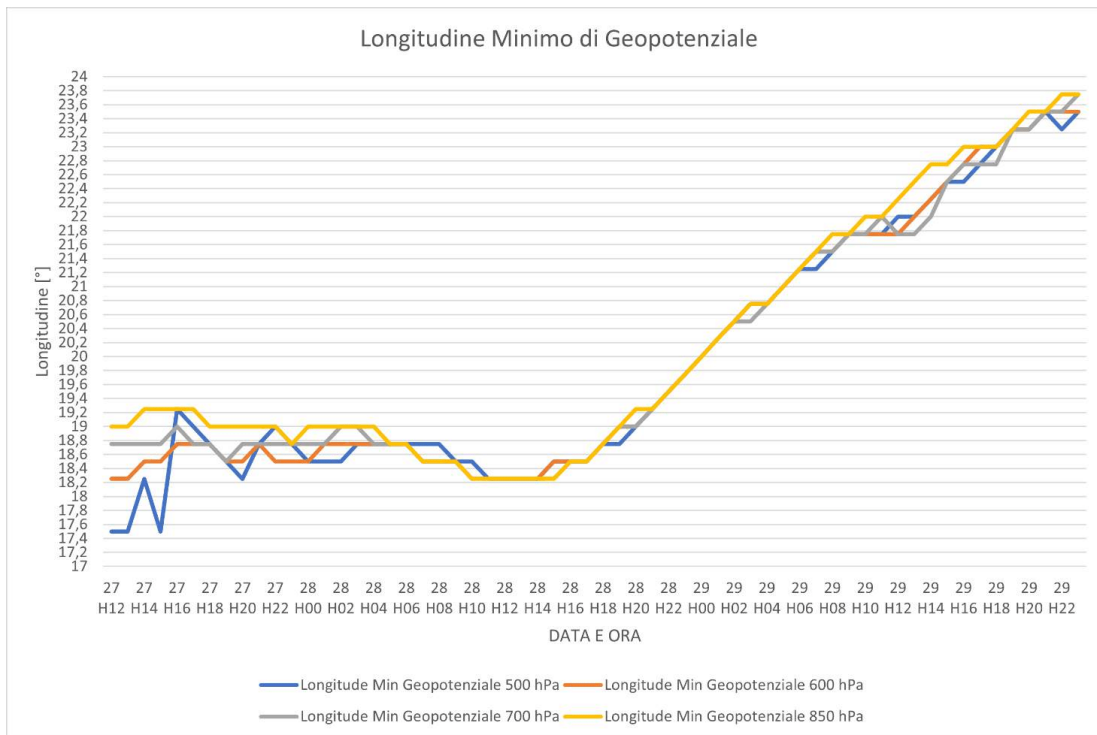


Figura 4.3: Grafico temporale della longitudine del minimo di geopotenziale di Zorbas ai livelli isobarici di 500 hPa (linea blu), 600 hPa (linea arancione), 700 hPa (linea grigia) e 850 hPa (linea gialla) nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

La seconda analisi effettuata utilizzando il geopotenziale ha lo scopo di individuare l'eventuale formazione e mantenimento del cuore caldo del ciclone, secondo elemento chiave per classificare un ciclone come di tipo tropicale. Per farlo, è stata sfruttata l'equazione ipsometrica (4.1). Si riportano grafici relativi all'andamento temporale della differenza fra i valori di altezza di geopotenziale fra due livelli isobarici determinati in corrispondenza del minimo di MSLP (fig. 4.4, fig. 4.5, fig. 4.6, fig. 4.7).

Per tutti i livelli mostrati si osserva un incremento importante della differenza a partire dalle 1000 UTC del 28 settembre. Ciò significa che si è registrato un incremento di temperatura rispetto alla condizione precedente in corrispondenza del centro del ciclone. Questo comportamento è compatibile con la costituzione di una zona con anomalia calda o cuore caldo al centro del ciclone. Inoltre, nella serata del 27 settembre si osserva un parziale incremento della differenza negli strati bassi (fig. 4.6 e fig. 4.7) e questo suggerisce che probabilmente il cuore caldo si è formato prima nei bassi strati per poi estendersi in media troposfera più tardi. Il fatto che l'incremento concorde fra i diversi strati si osservi dalle 1000 UTC non esclude a priori che il cuore caldo possa essersi formato qualche ora prima. Qualche altro fattore, come la copertura nuvolosa o la presenza di precipitazioni, potrebbe avere influito in questo senso mascherando per qualche ora il riscaldamento. Infine, si osserva un calo delle differenze a partire dalle 0800 UTC del 29 settembre. Questo è indice di un raffreddamento degli strati atmosferici in corrispondenza del centro del ciclone e quindi una graduale riduzione dell'anomalia calda con la conseguente scomparsa del cuore caldo. Come ultimo elemento si nota che nello strato 500-700 hPa (fig. 4.5) la riduzione della differenza comincia alle 1200 UTC del 29 settembre. Questo ritardo rispetto agli strati più bassi suggerisce che la scomparsa del cuore caldo è cominciata a partire dai bassi strati per poi estendersi alla media troposfera solo qualche ora dopo. Si suppone che questa dinamica sia stata favorita dal "landfall" del medione sulla Grecia, avvenuto alle 0800 UTC del 29 settembre, che ha causato un indebolimento del ciclone per attrito a partire dai bassi strati. Questo effetto si è propagato agli strati

superiori negli istanti temporali successivi.

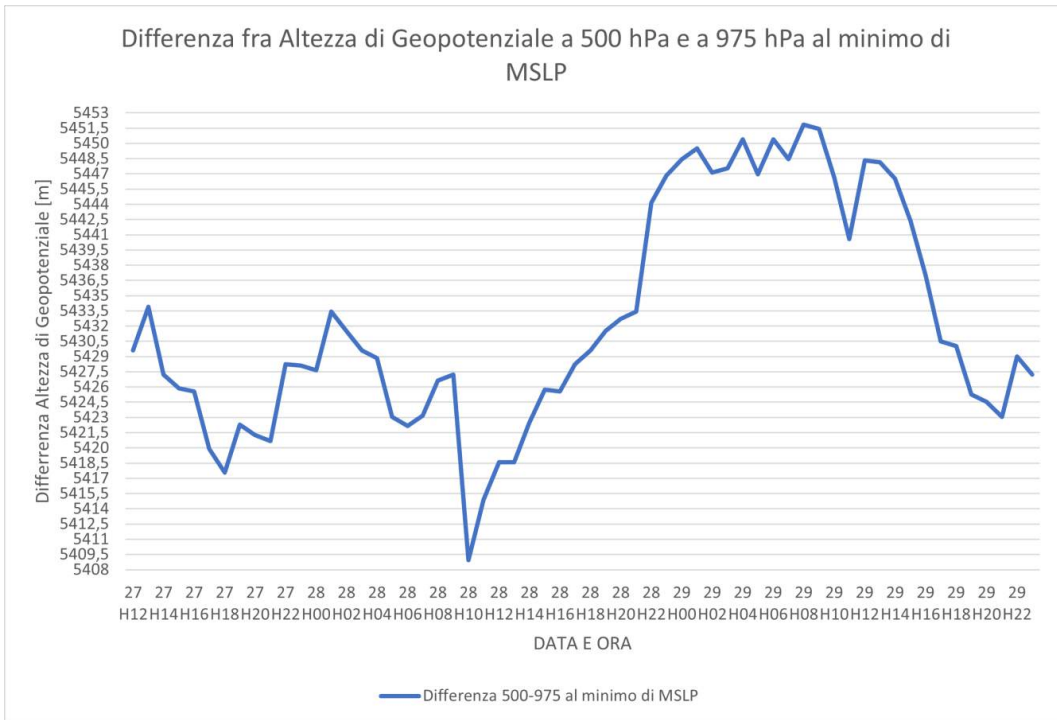


Figura 4.4: Grafico temporale della differenza di altezza di geopotenziale (m) fra i livelli isobarici di 500 hPa e 975 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

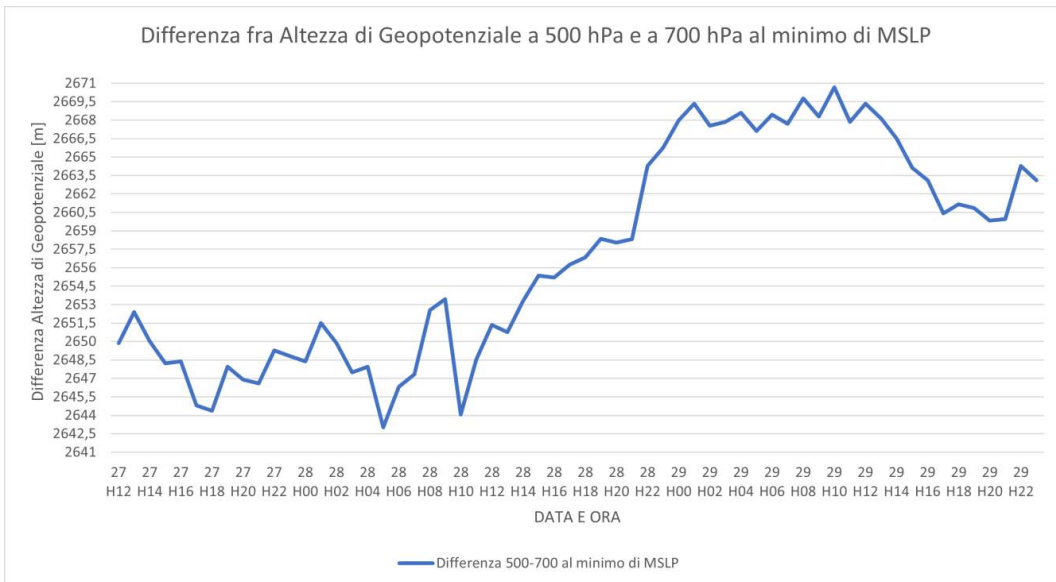


Figura 4.5: Grafico temporale della differenza di altezza di geopotenziale (m) fra i livelli isobarici di 500 hPa e 700 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

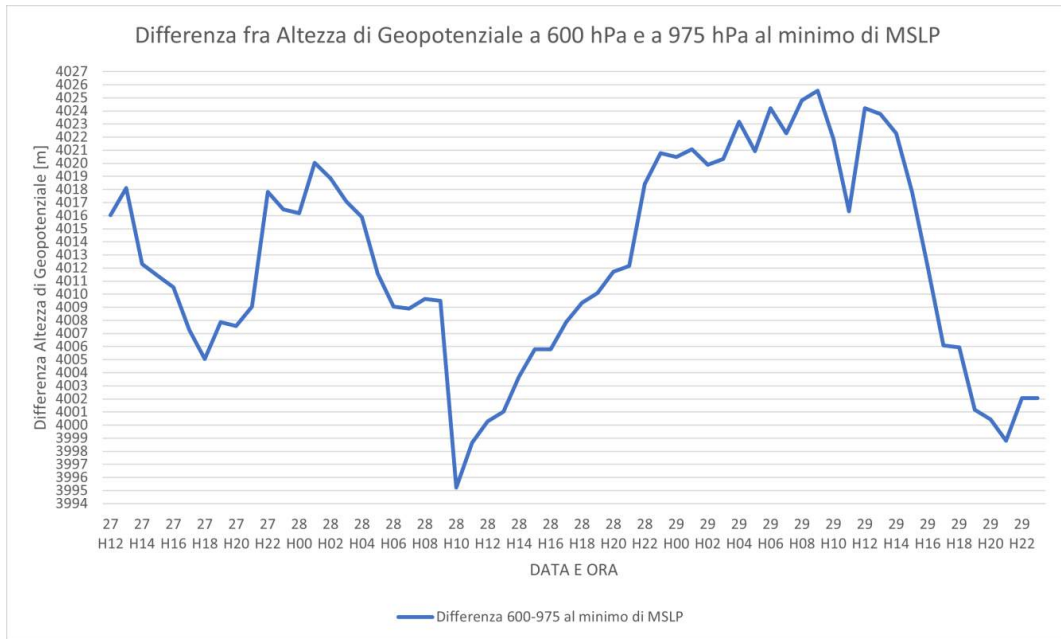


Figura 4.6: Grafico temporale della differenza di altezza di geopotenziale (m) fra i livelli isobarici di 600 hPa e 975 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

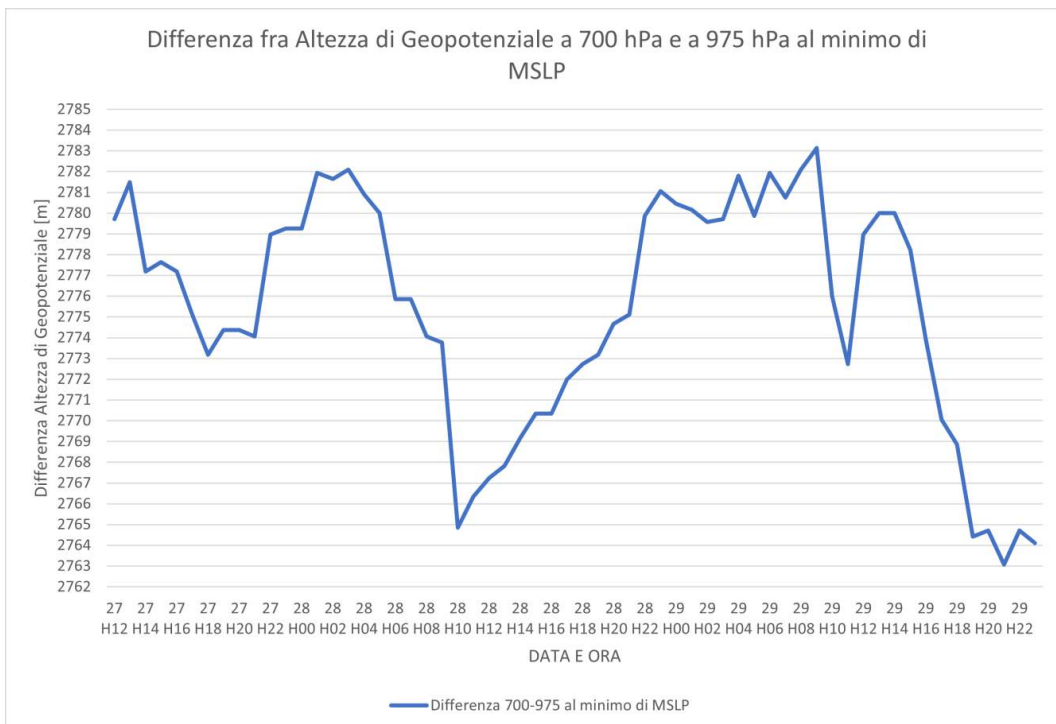


Figura 4.7: Grafico temporale della differenza di altezza di geopotenziale (m) fra i livelli isobarici di 700 hPa e 975 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

Dunque, unendo le informazioni ottenute dalle due analisi sul geopotenziale appena esposte, si possono globalmente individuare le seguenti fasi evolutive del medicane:

- 1) Fase pre-medicane di tipo extra-tropicale fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 0600 UTC del 28 settembre.
- 2) Fase medicane di tipo tropicale fra le 0600 UTC del 28 settembre e le 0600 UTC del 29 settembre.

- 3) Fase di dissipazione e perdita delle caratteristiche tropicali dalle 0600 UTC alle 2300 UTC del 29 settembre, termine del periodo di analisi.

Quindi la transizione tropicale è stata individuata alle 0600 UTC del 28 settembre.

Si sottolinea che la transizione tropicale è avvenuta poco dopo la fine della fase di approfondimento del ciclone registrata fra le 2000 UTC del 27 settembre e le 0400 UTC del 28 settembre.

A questo punto si sono delineate le fasi del medicane Zorbas e dunque si procede con un'analisi che individua altri elementi importanti che hanno caratterizzato la dinamica del ciclone.

Dunque, si introduce un'analisi riguardante la PV e la RH. La PV è considerata una variabile chiave in quanto può essere associata all'approfondimento di un sistema ciclonico se si considera il suo comportamento in alta troposfera o al rilascio di calore latente di condensazione associato a precipitazione e moti convettivi in bassa troposfera. Questa variabile è analizzata insieme alla RH in quanto si è osservata una connessione stretta nel loro comportamento (Miglietta et al., 2017). Si riportano grafici relativi all'andamento temporale di queste due variabili ad alcuni livelli isobarici in corrispondenza del minimo di MSLP (fig. 4.8, fig. 4.9, fig. 4.10, fig. 4.11, fig. 4.12).

Dai grafici riportati si evidenziano due caratteristiche fondamentali. La prima è che in alta troposfera (fig. 4.9 e fig. 4.10) si è registrata una chiara intrusione di aria con elevati valori di PV proveniente dalla stratosfera e caratterizzata da bassi valori di RH. Infatti, ad un rapido incremento di PV corrisponde allo stesso tempo un forte decremento di RH. La seconda è che in media troposfera (fig. 4.11 e fig. 4.12) si è registrato un comportamento diametralmente opposto, ovvero un rapido incremento di PV associato ad un altrettanto rapido incremento di RH. Probabilmente in alta troposfera il forte incremento che si osserva di PV e il forte calo di RH sono associati all'intrusione di uno streamer dalla stratosfera che porta a condizioni maggiormente favorevoli allo sviluppo e successivo approfondimento di una ciclogenesi e costituisce un fenomeno di "tropopause folding". Invece l'incremento di PV e di RH in media troposfera è la conseguenza di un'aumentata condensazione che rilascia calore latente ed è potenzialmente associato ad attività convettiva. Quindi si tratta di un aumento di PV generato sul posto in conseguenza di una particolare condizione e non deriva da un fenomeno di trasporto come per il caso dell'anomalia di PV in alta troposfera. Inoltre, è stato riportato anche il grafico al livello di 100 hPa (fig. 4.8) per mostrare che la stratosfera al di sopra del minimo di MSLP è stata sempre caratterizzata da alti valori di PV e valori molto bassi di RH senza particolari alterazioni. Le caratteristiche evidenziate si riferiscono alla fase iniziale del periodo di analisi, ovvero al periodo che precede la transizione tropicale prima della fase di rapido approfondimento del ciclone. Durante la notte fra il 27 e il 28 settembre in alta troposfera (fig. 4.9 e fig. 4.10) si osserva un forte calo di PV e un forte aumento di RH. Ciò può essere associato alla fine del periodo di intrusione dello streamer che provoca un parziale ritorno verso le condizioni di partenza. In bassa troposfera (fig. 4.11 e fig. 4.12), invece, il comportamento delle curve associate non rileva un cambiamento fino alla mattinata del 28 settembre quando i valori di entrambe le variabili si stabilizzano. Questo avviene in corrispondenza della fase matura del ciclone quando, come vedremo dalle prossime analisi, si registra un importante calo dell'attività convettiva nell'area del ciclone. Nella curva al livello di 250 hPa si osserva una sostanziale stabilizzazione dei valori di PV e RH per tutta la giornata del 28 settembre e nelle prime ore del 29 settembre, ovvero durante la fase di tipo tropicale matura. In seguito, un netto calo di PV a 250 hPa all'inizio del 29 settembre è associato ad un definitivo ritiro dello streamer in stratosfera e questo è consistente con il fatto che in quest'ultima giornata il ciclone è in fase dissipativa. Al livello di 350 hPa l'ulteriore riduzione di PV avviene molto prima, a partire da metà giornata del 28 settembre ed evidentemente precede l'ulteriore ritiro dello streamer verso la stratosfera di cui si è parlato riguardo al livello di 250 hPa. Infine, i grafici relativi ai livelli di media troposfera a 600 hPa e 700 hPa non forniscono informazioni interessanti se non nella fase iniziale e nella fase matura in cui si stabilizzano i valori di PV e RH, come già spiegato.

Si conclude che, in accordo con quanto affermato da Miglietta et al. (2017), si possono individuare due differenti anomalie di PV: un'anomalia secca di PV in alta troposfera associata all'intrusione di aria di origine

stratosferica caratterizzata da valori alti di PV e valori molto bassi di RH (come mostra la fig. 4.8) e un'anomalia umida di PV in media e bassa troposfera con alti valori di RH associata al rilascio di calore latente di condensazione e quindi a precipitazione e attività convettiva. L'anomalia secca è ritenuta responsabile dell'approfondimento del medicane Zorbas in quanto si presenta appena prima di quest'ultimo. L'anomalia umida invece è una diretta conseguenza dell'attività convettiva. Quindi l'impatto maggiore della PV sulla dinamica del sistema, limitatamente alla componente secca della stessa, è stato individuato principalmente nella fase iniziale precedente alla transizione tropicale. Nel periodo successivo l'influenza sulla dinamica del sistema è stata giudicata inferiore.

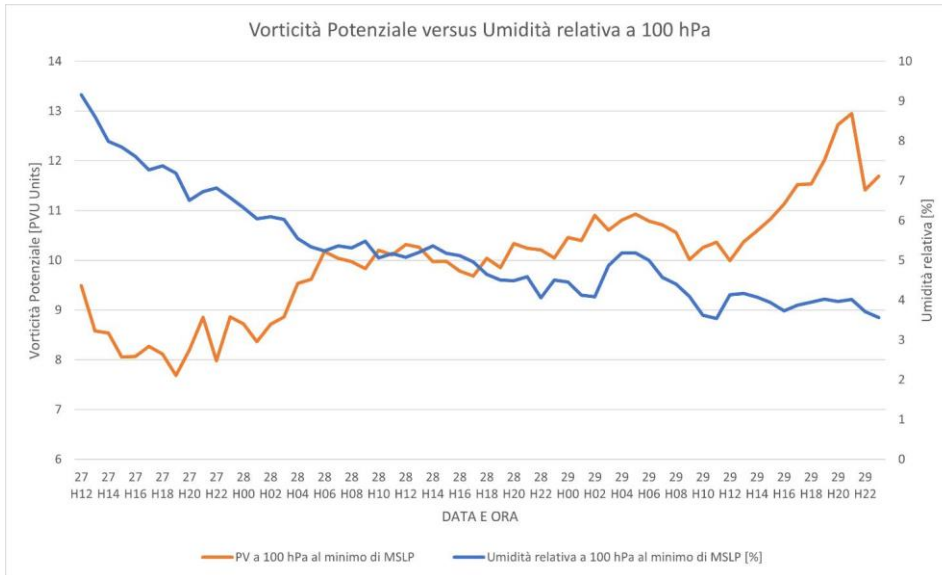


Figura 4.8: Grafico temporale della PV (linea arancione e scala di sinistra) e della RH (linea blu e scala di destra) al livello isobarico di 100 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

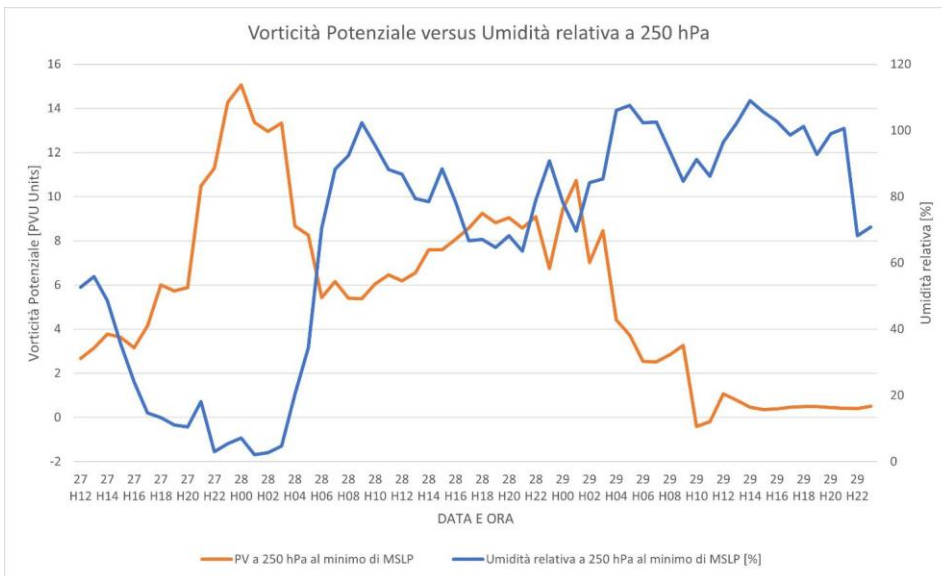


Figura 4.9: Grafico temporale della PV (linea arancione e scala di sinistra) e della RH (linea blu e scala di destra) al livello isobarico di 250 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

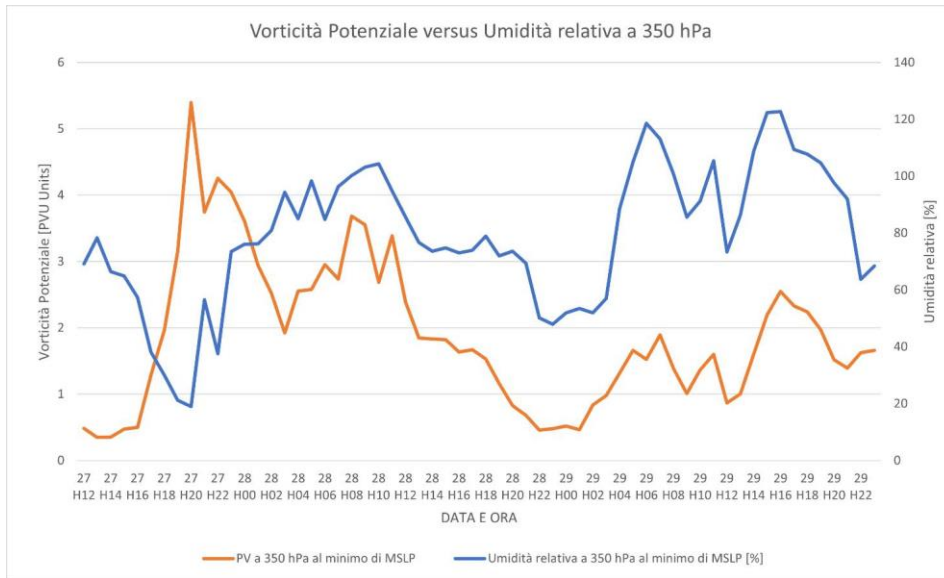


Figura 4.10: Grafico temporale della PV (linea arancione e scala di sinistra) e della RH (linea blu e scala di destra) al livello isobarico di 350 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

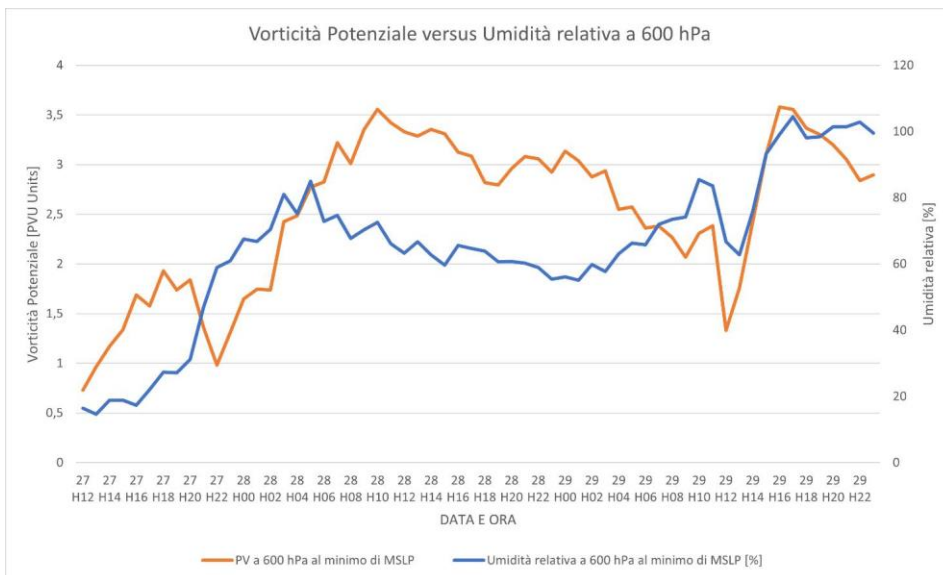


Figura 4.11: Grafico temporale della PV (linea arancione e scala di sinistra) e della RH (linea blu e scala di destra) al livello isobarico di 600 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

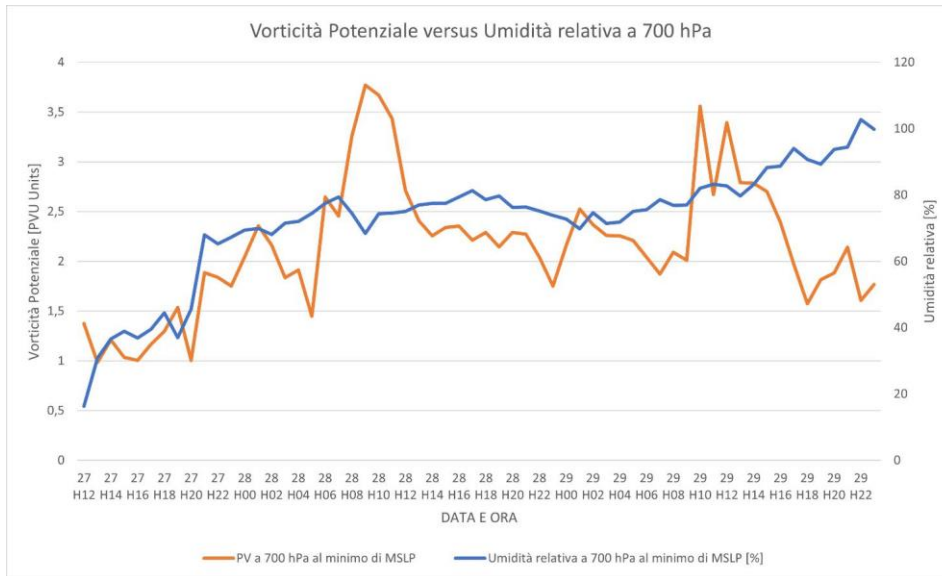


Figura 4.12: Grafico temporale della PV (linea arancione e scala di sinistra) e della RH (linea blu e scala di destra) al livello isobarico di 700 hPa in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

Fino a questo momento ci siamo concentrati su fattori legati alla dinamica in quota senza includere il contributo alla dinamica del sistema dalla superficie. Per farlo si sono presi in considerazione il flusso di calore latente superficiale e il flusso di calore sensibile superficiale. Si riportano grafici relativi all'andamento temporale di queste due variabili in corrispondenza del minimo di MSLP e in direzione nord, sud, ovest, est (fig. 4.13, fig. 4.14, fig. 4.15, fig. 4.16, fig. 4.17).

Le due tipologie di flusso mostrano un comportamento molto simile fra loro. Tuttavia, il contributo del flusso di calore latente è molto superiore rispetto al flusso di calore sensibile in accordo con le ipotesi fatte sulla base di studi precedenti sui medicane (Lagouvardos et al., 1999; Reale e Atlas, 2001). Inoltre, sia in corrispondenza del minimo di MSLP che nell'area circostante, il contributo dei flussi è concentrato in netta prevalenza in termini di intensità nella fase iniziale dell'analisi, ovvero prima della transizione tropicale. Questo aspetto conferma che i flussi di calore sono importanti in particolare nella fase di approfondimento del ciclone che precede la transizione in accordo con gli studi citati. Durante la fase matura del ciclone e nella fase di dissipazione i flussi sono risultati inferiori.

Da quanto esposto, si conclude che in generale i flussi di calore sono stati importanti nella fase iniziale e sono probabilmente un elemento chiave nella fase di approfondimento del ciclone con una prevalenza dei flussi di calore latente rispetto ai flussi di calore sensibile per tutto il periodo di analisi. Il picco dei flussi di calore latente è molto probabilmente associato ad attività convettiva. Quindi si deduce che è probabile un picco principale dell'attività convettiva durante la fase di approfondimento del ciclone. La riduzione dei flussi nella giornata del 28 settembre è probabilmente indice di un'attività convettiva minima nel corso della fase matura del ciclone. Infine, si evidenzia che l'intensità del picco dei flussi di calore è più elevata lontano dal minimo di MSLP e questo suggerisce che l'attività convettiva si è concentrata maggiormente nella zona intorno al centro del ciclone. Incrementi maggiori si registrano nel quadrante ovest rispetto agli altri e ciò suggerisce che l'attività temporalesca abbia interessato maggiormente questo settore del ciclone, in accordo con lo studio di Dafis et al. (2020) in cui è stata fatta una classificazione dell'attività convettiva di diversi TLC fra cui Zorbas.

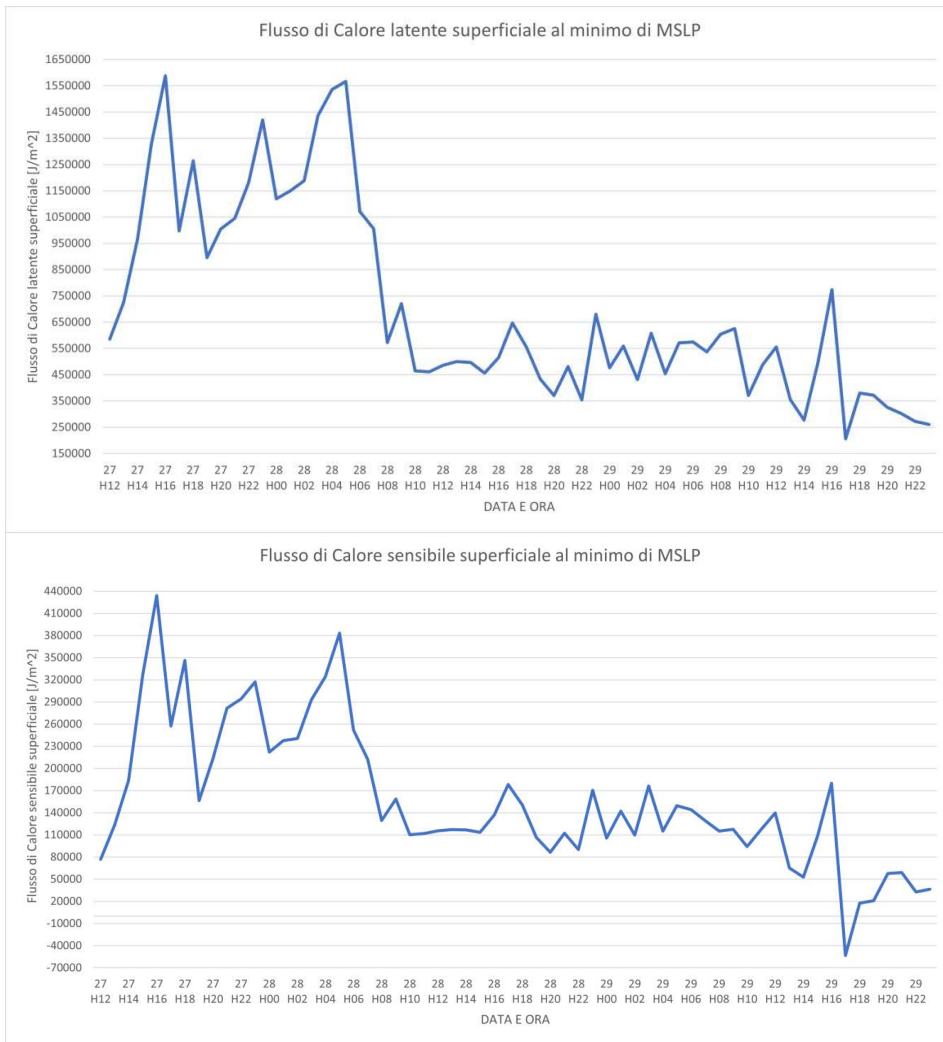


Figura 4.13: Grafici temporali del flusso di calore latente superficiale (in alto) e del flusso di calore sensibile superficiale (in basso) in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.



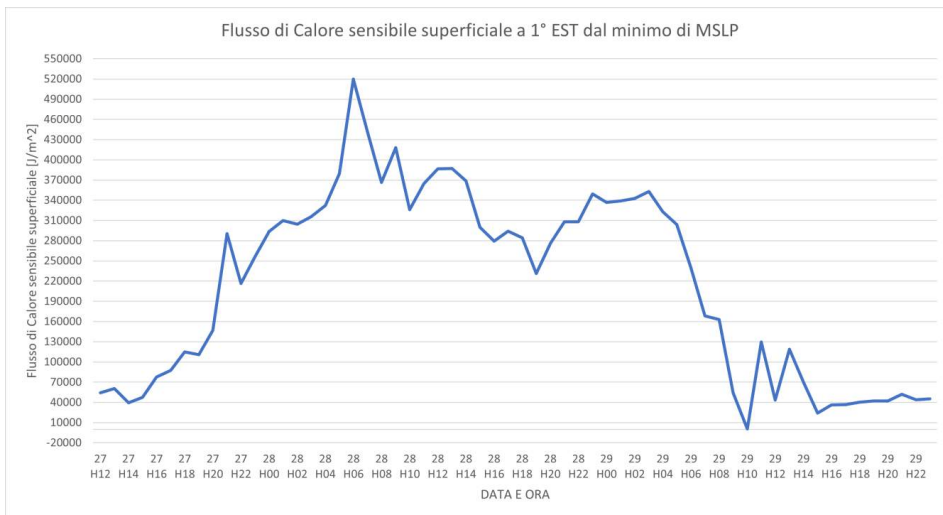


Figura 4.14: Grafici temporali del flusso di calore latente superficiale (in alto) e del flusso di calore sensibile superficiale (in basso) a 1° ad est del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.



Figura 4.15: Grafici temporali del flusso di calore latente superficiale (in alto) e del flusso di calore sensibile superficiale (in basso) a 1° a nord del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

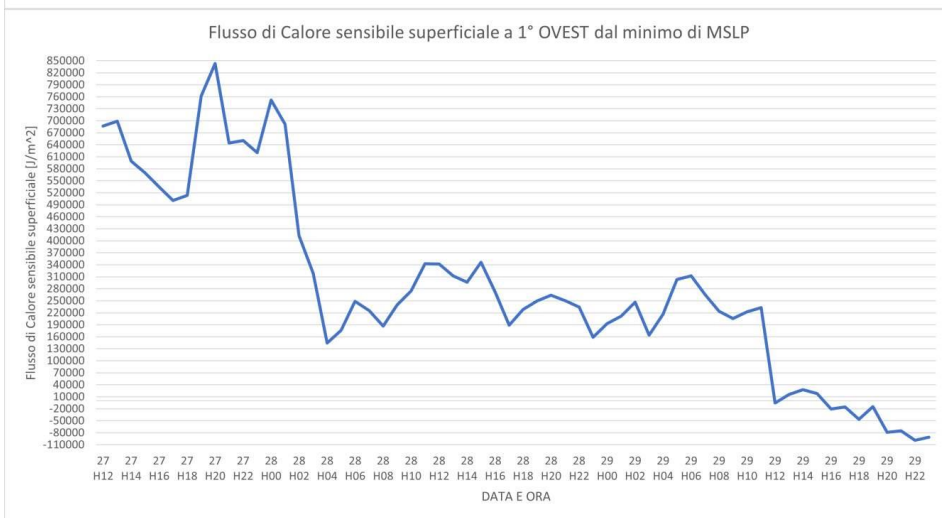
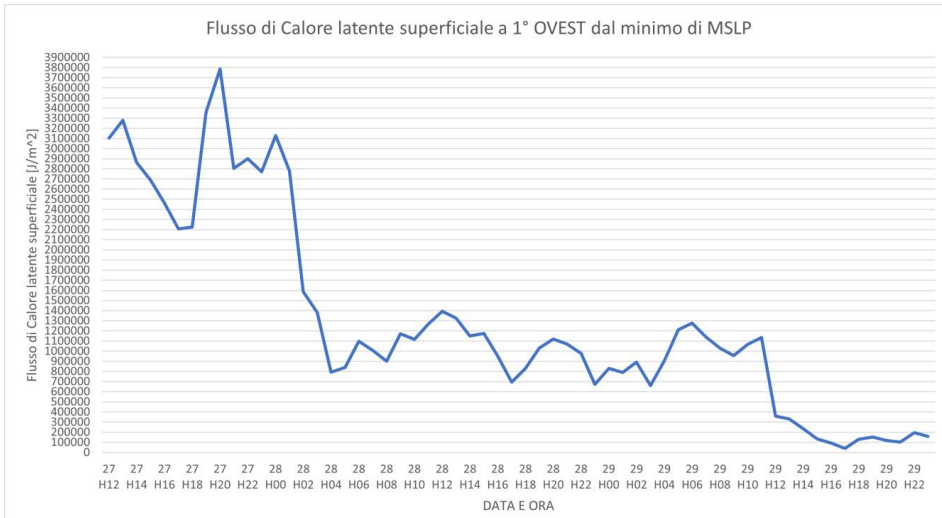


Figura 4.16: Grafici temporali del flusso di calore latente superficiale (in alto) e del flusso di calore sensibile superficiale (in basso) a 1° a ovest del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

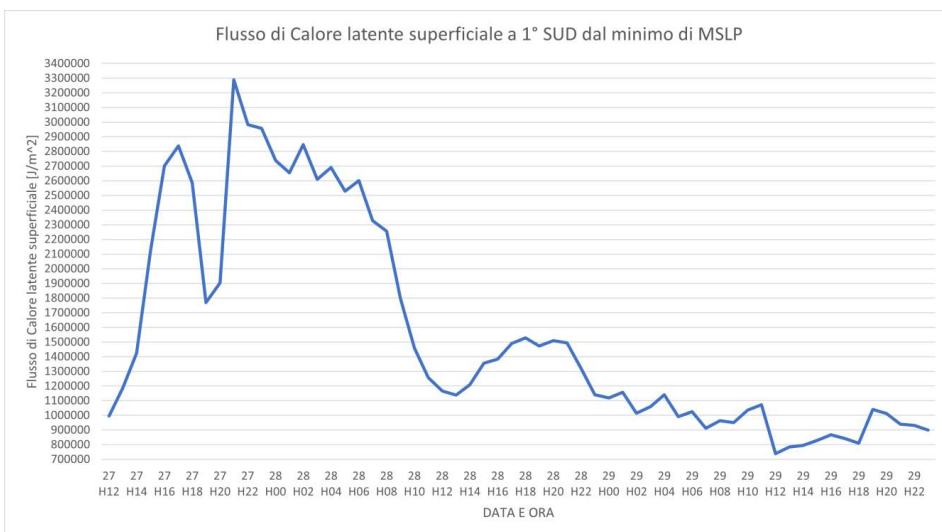




Figura 4.17: Grafici temporali del flusso di calore latente superficiale (in alto) e del flusso di calore sensibile superficiale (in basso) a 1° a sud del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

Per concludere questa sezione si svolge un'analisi riguardante la caratterizzazione microfisica del medicane Zorbas. Per farlo si riportano grafici temporali dei due indici di instabilità atmosferica CAPE Index e K-Index calcolati in corrispondenza del minimo di MSLP e in direzione nord, sud, ovest, est (fig. 4.18, fig. 4.19, fig. 4.20, fig. 4.21, fig. 4.22).

Come spiegato nella sezione 4.1.1.4, il K Index permette di valutare la probabilità di temporali e un valore superiore a 30 è associato ad un'elevata probabilità. Il CAPE Index indica l'energia potenziale disponibile per la convezione. Per quanto riguarda il CAPE Index si osserva un picco più o meno elevato nel periodo precedente la transizione tropicale sia in corrispondenza del minimo di MSLP che in tutti i quadranti. Un analogo incremento nella fase iniziale si osserva anche per il K Index ad eccezione che nei quadranti settentrionale ed occidentale dove l'incremento, seppur presente, è molto inferiore in quanto i valori di partenza sono molto più elevati. Queste considerazioni conducono alla conclusione che nella fase precedente alla transizione tropicale si sono riscontrate condizioni sempre più favorevoli alla convezione ed in particolare i quadranti occidentale e settentrionale sono le aree con una maggiore probabilità di convezione in quanto in quelle aree i valori di K Index si mantengono mediamente più elevati che altrove. In quasi tutti i grafici riportati si riscontra un calo parziale degli indici nel corso della giornata del 28 settembre, durante la fase matura del medicane Zorbas, seguito da un picco secondario fra la sera del 28 settembre e la notte successiva, ovvero appena prima dell'inizio della fase di dissipazione.

Dalle considerazioni fatte, si conclude che, sulla base del comportamento degli indici di instabilità, si sono individuate due finestre temporali in cui la convezione è risultata più intensa. Esse si manifestano prima della transizione tropicale durante la fase di approfondimento del ciclone e nella parte finale del periodo in cui Zorbas ha mantenuto caratteristiche tropicali. Nella seconda finestra è possibile un parziale contributo orografico a favorire un'intensificazione delle precipitazioni. Il primo periodo è stato probabilmente caratterizzato da una maggiore attività convettiva rispetto al secondo che si configura come picco secondario. Nella fase intermedia, in cui il ciclone è in fase tropicale matura, probabilmente l'attività convettiva ha subito una riduzione. Nella giornata del 29 settembre l'attività convettiva è diminuita dopo il picco secondario in accordo con l'inizio della fase dissipativa. Le ipotesi appena esposte sono in buono accordo con quelle relative ai flussi di calore.

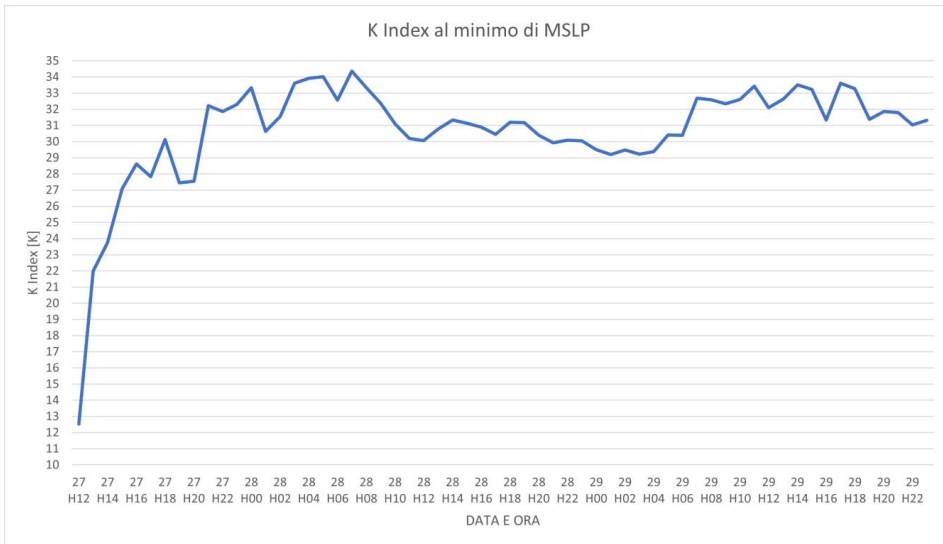
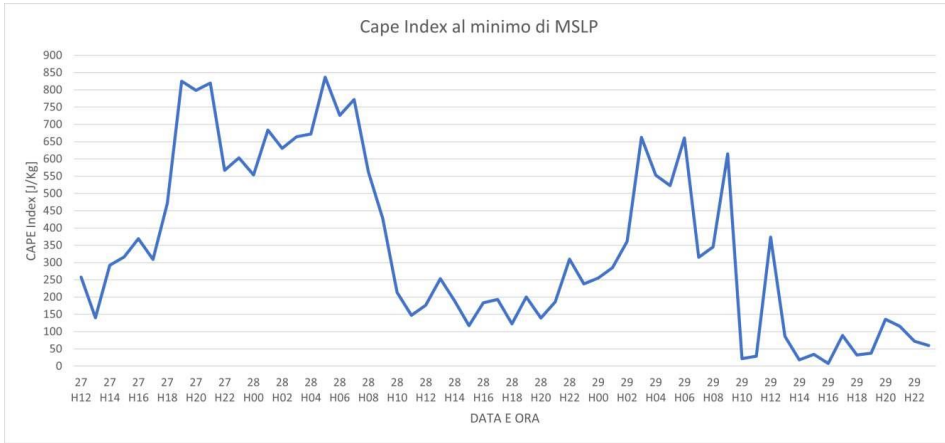
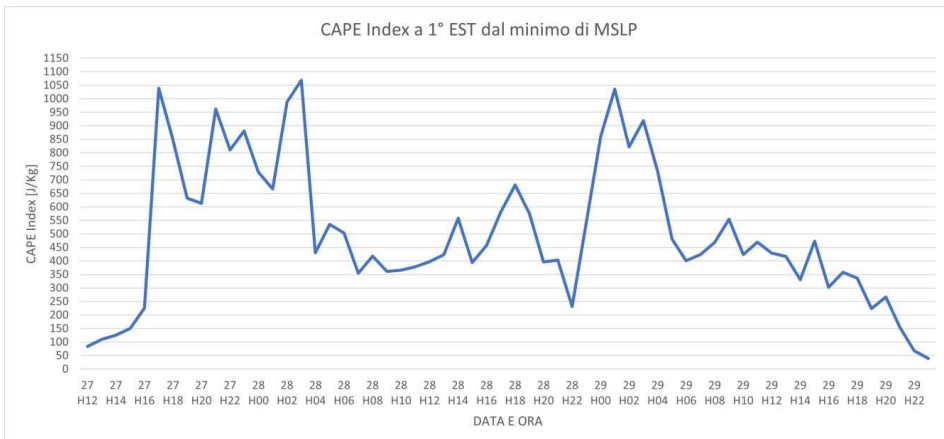


Figura 4.18: Grafici temporali del CAPE Index (in alto) e del K Index (in basso) in corrispondenza del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.



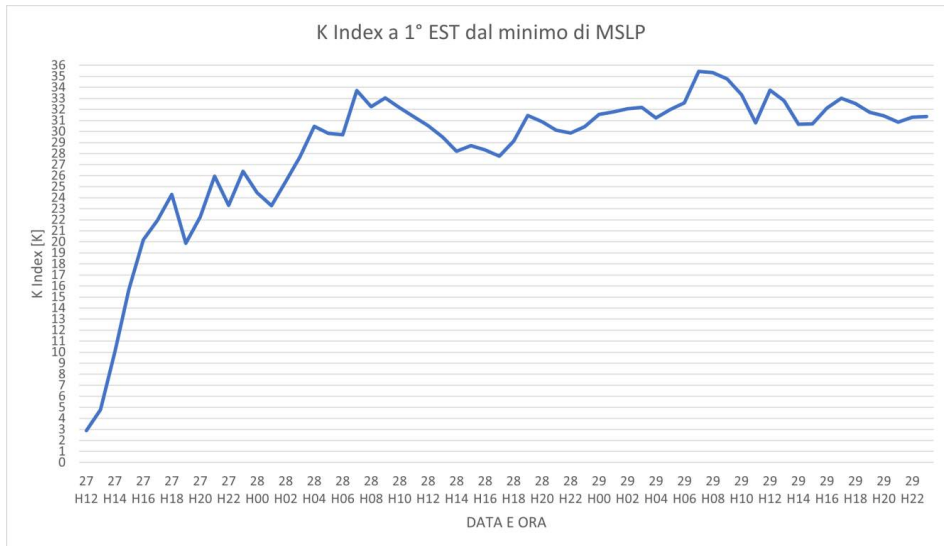


Figura 4.19: Grafici temporali del CAPE Index (in alto) e del K Index (in basso) a 1° ad est del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

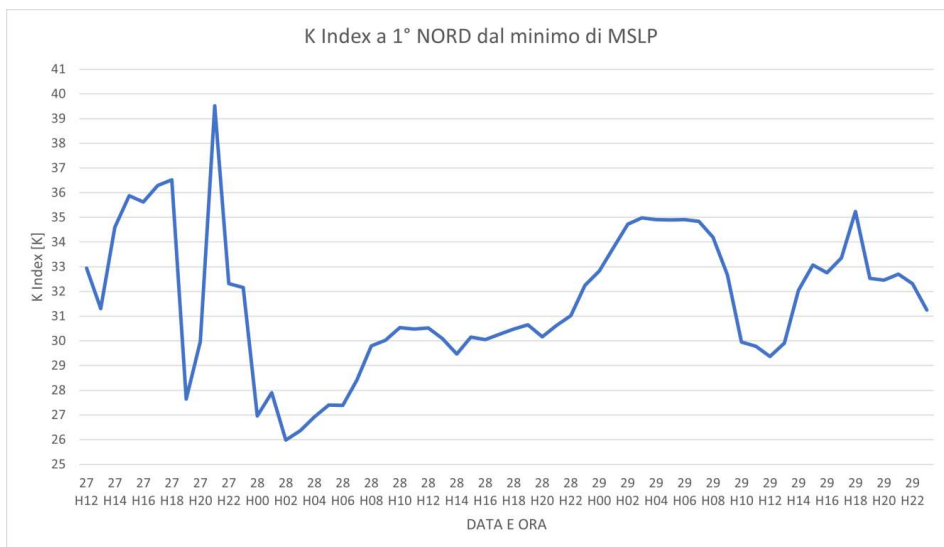
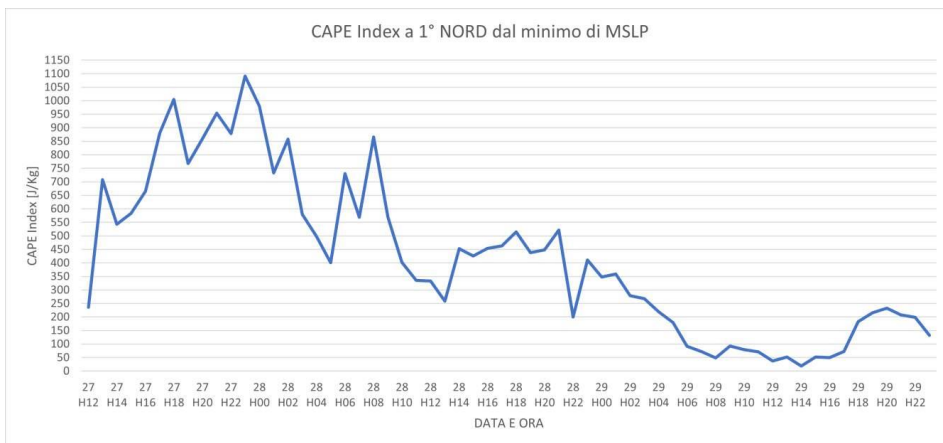


Figura 4.20: Grafici temporali del CAPE Index (in alto) e del K Index (in basso) a 1° a nord del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

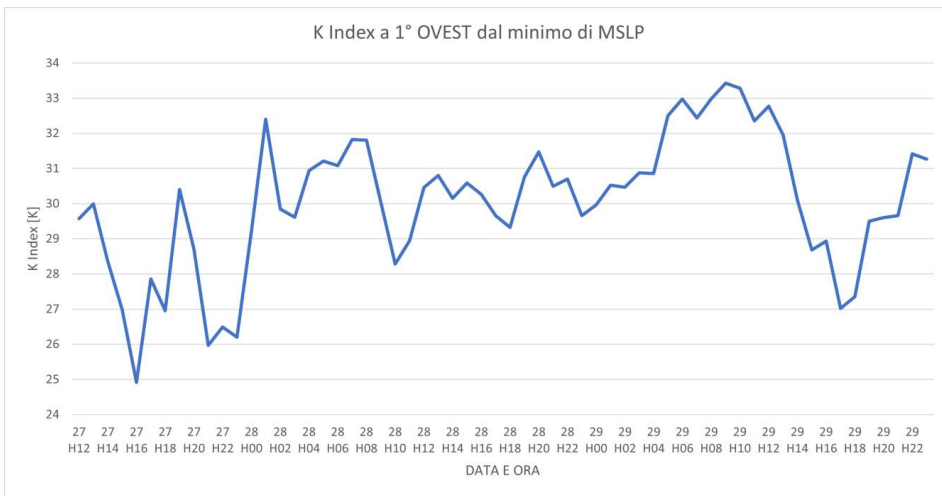
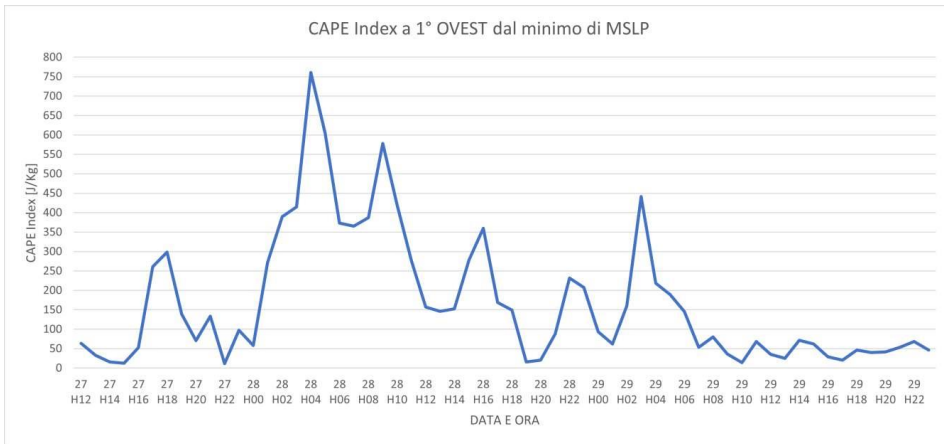
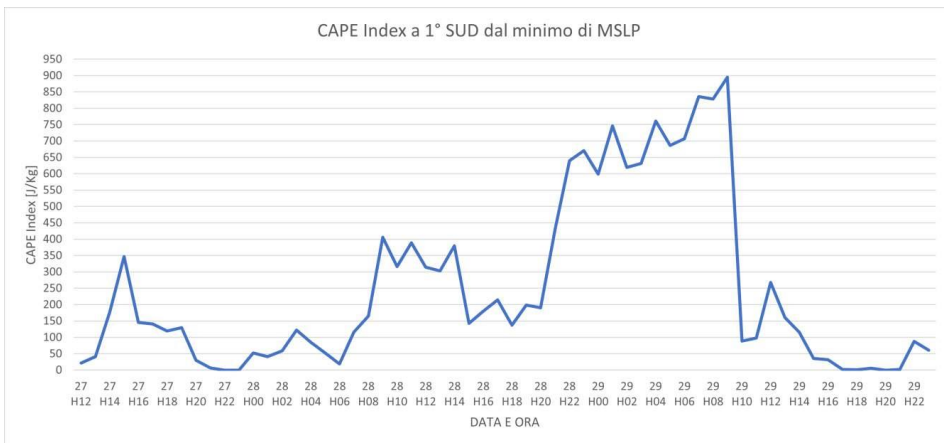


Figura 4.21: Grafici temporali del CAPE Index (in alto) e del K Index (in basso) a 1° ad ovest del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.



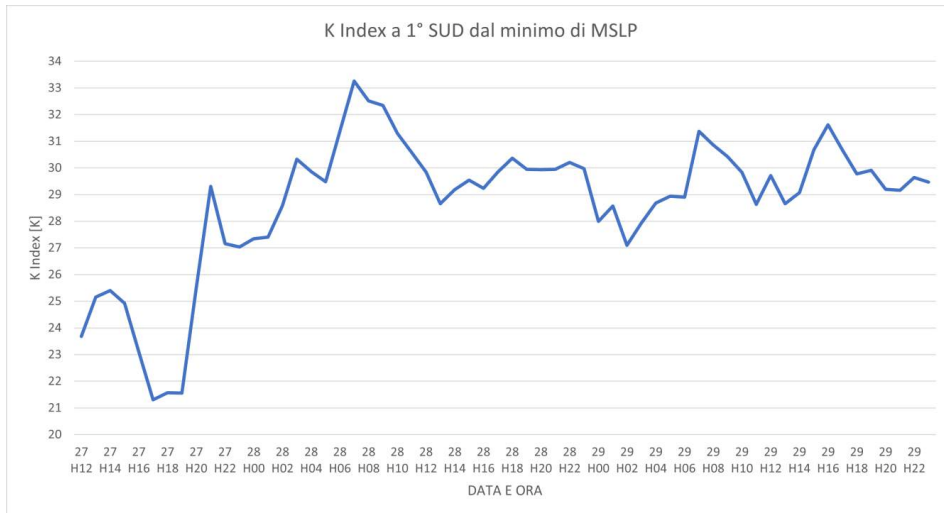


Figura 4.22: Grafici temporali del CAPE Index (in alto) e del K Index (in basso) a 1° a sud del minimo di MSLP nell'intervallo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 2300 UTC del 29 settembre.

A conferma dell'analisi complessiva svolta si riporta un grafico temporale che rappresenta il numero di pixel, conteggiato in una box 10°x10° in cui sicuramente era incluso l'intero sistema legato a Zorbas, caratterizzato da un valore di OI superiore a -5, indice di presenza di convezione profonda e quindi di un ambiente potenzialmente favorevole alla formazione di grandine.

Si ricorda che i dati MSG sono disponibili ogni cinque minuti e dunque il grafico mostrato descrive in maniera molto dettagliata la dinamica del sistema. In ogni caso, questo grafico conferma l'ipotesi fatta. Infatti, si individuano in modo chiaro due picchi di attività convettiva intensa distinti, il primo concentrato su un'area molto ampia nel periodo di approfondimento del ciclone precedente alla transizione tropicale e il secondo più contenuto nella fase appena precedente alla dissipazione.

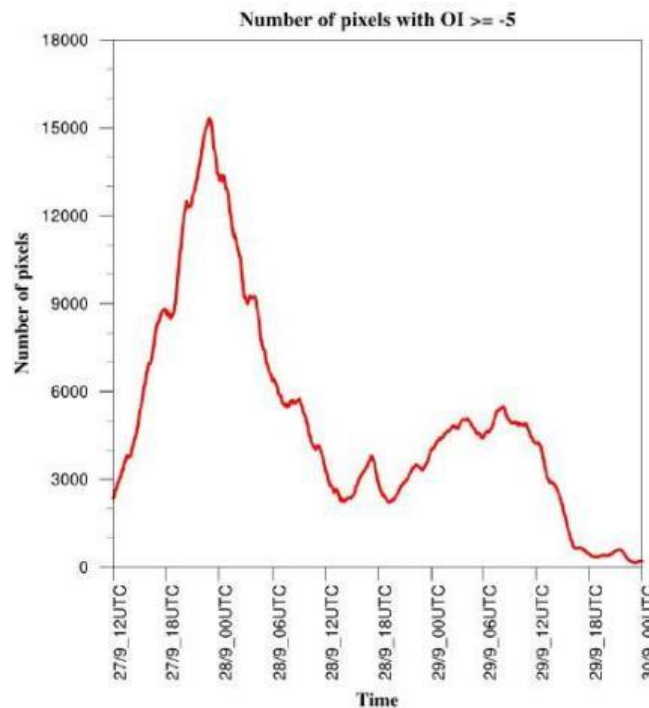


Figura 4.23: Grafico temporale del numero di pixel con OI >= -5 in una box 10°x10° nel periodo fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 0000 UTC del 30 settembre.

4.2.2 Analisi microfisica del medicane Zorbas

In questa sezione si riporta un'analisi microfisica del medicane Zorbas negli istanti temporali corrispondenti ai diversi passaggi dei sensori nelle MW appartenenti ai satelliti della costellazione GPM. Quindi si riportano mappe di probabilità di grandine, intensità di precipitazione (disponibili solo per il sensore MHS) e di TB intorno a 90 GHz e nei canali compresi fra 150 e 166 GHz, a seconda dei vari sensori utilizzati. Insieme a queste ultime si riportano anche alcune cross section centrate sul minimo di MSLP, ottenute a partire dai dati di rianalisi ERA5, relative a PV, RH, temperatura e velocità del vento. La sequenza è suddivisa in tre parti sulla base delle fasi del ciclo evolutivo di Zorbas individuate nella sezione precedente. Per caratterizzare la distribuzione della precipitazione e della grandine in termini di posizione all'interno del ciclone, è stato inserito un marcatore di colore nero sulle mappe di probabilità di grandine ad indicare la posizione del minimo di MSLP in quel momento.

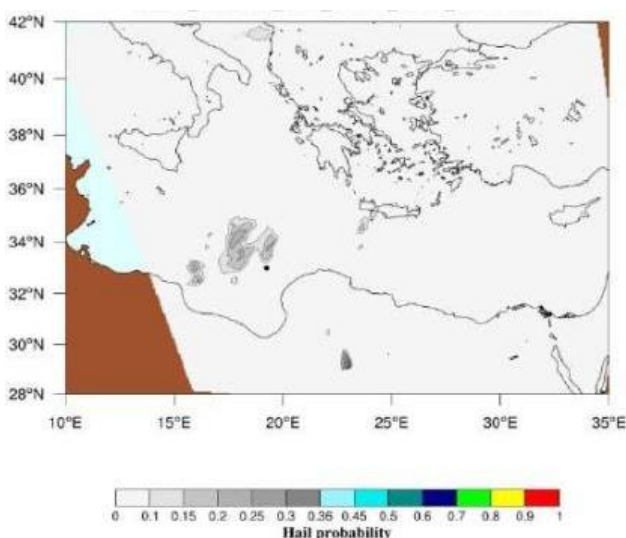
Lo scopo è integrare l'analisi svolta fino ad ora estraendo alcune informazioni aggiuntive per caratterizzare in maggiore dettaglio il medicane Zorbas e rafforzare le ipotesi finora esposte.

4.2.2.1 Fase pre-medicane

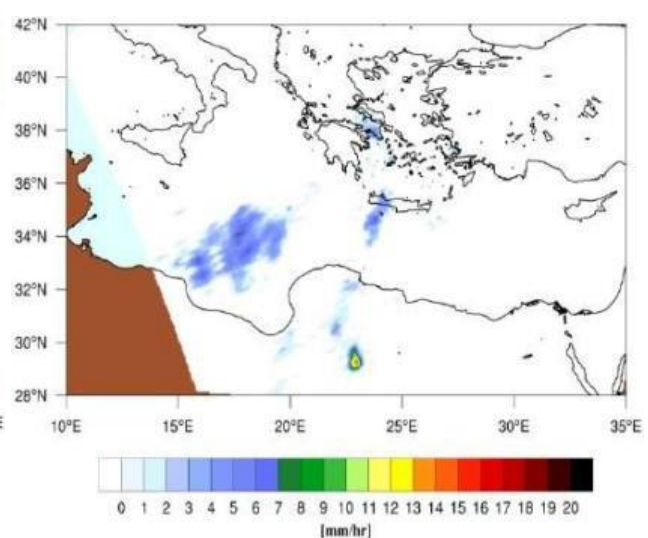
Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore MHS alle 1406 UTC del 27 settembre.

Si osserva che nel primo pomeriggio del 27 settembre il ciclone ha provocato precipitazioni ma solamente di carattere piovoso perché il segnale di probabilità di grandine presenta valori inferiori alla soglia di HI nella scala di grigi. Questo significa che si registra attività convettiva ma con precipitazioni soltanto in forma liquida. Infatti, il segnale di TB è perturbato a 157 GHz in corrispondenza dell'area piovosa ma non a 89 GHz. Quindi sono presenti piccole idrometeore di ghiaccio in nube non sviluppate a sufficienza da accrescersi per diventare grandine e il segnale a 89 GHz non è perturbato perché questo canale è sensibile soltanto alla grandine di grosse dimensioni. Inoltre, è presente una zona caratterizzata da velocità del vento e umidità relativa elevati a nord del minimo di MSLP nei bassi strati in accordo con la mappa relativa alla distribuzione delle precipitazioni. Una zona di anomalia positiva di PV negli strati medio-bassi è in corrispondenza con alti valori di RH e questo conferma la connessione fra queste due variabili. In questo caso si tratta di un'anomalia umida di PV. Infine, la cross section della temperatura è indicativa della presenza di una massa di aria più fredda nella porzione settentrionale del ciclone. Quest'ultima osservazione è in accordo con le mappe mostrate nel Capitolo 3 riguardanti l'intrusione di una massa di aria fredda da nord-est nella giornata del 27 settembre.

(a)



(b)



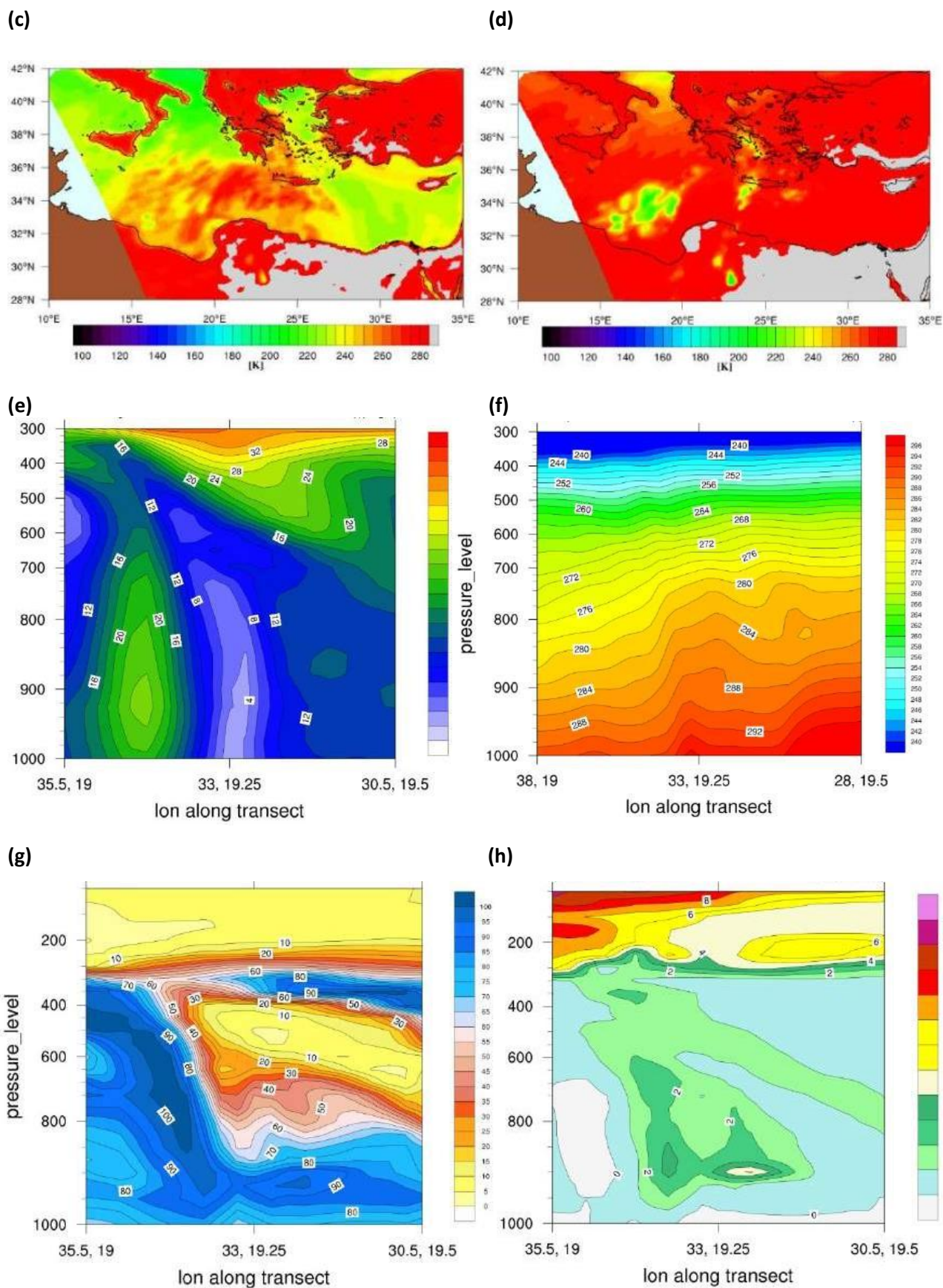
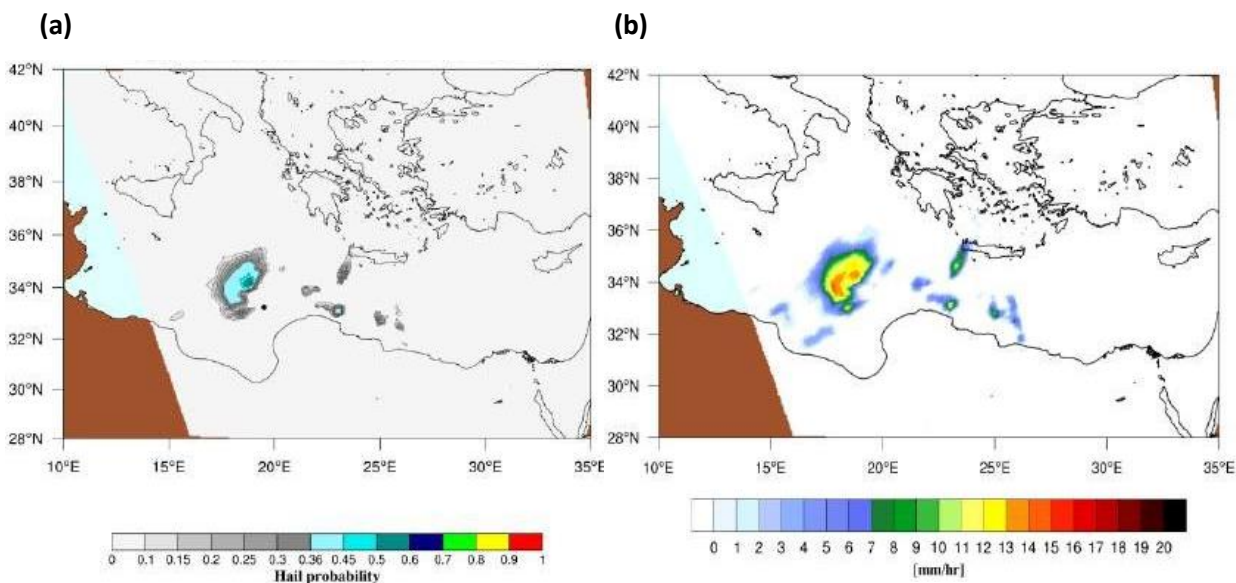


Figura 4.24: Mappe di probabilità di grandine (a), intensità di precipitazione (b) in mm/h, TB a 89 GHz (c) e a 157 GHz (d) alle 1406 UTC del 27 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di

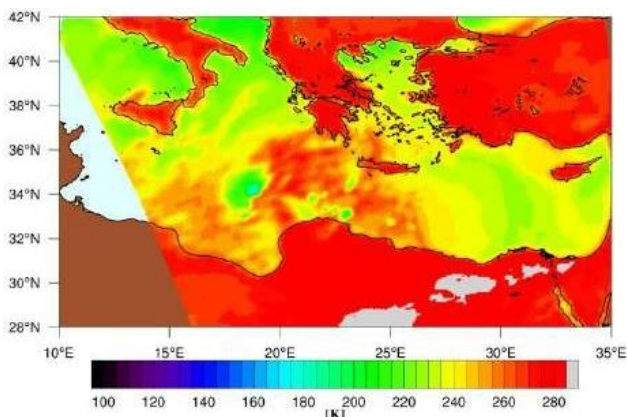
velocità del vento (e) in m/s, temperatura (f) in K, RH (g) in %, PV (h) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 1400 UTC del 27 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore MHS alle 1908 UTC del 27 settembre.

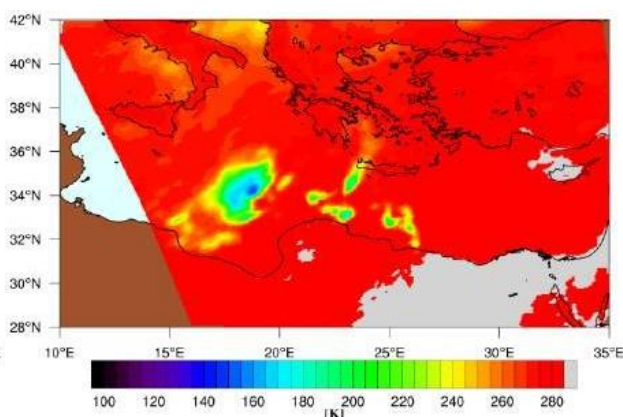
Si osserva la presenza di una zona di precipitazioni intense a nord-ovest rispetto al minimo di MSLP e caratterizzata dalla presenza di un nucleo grandinigeno importante. I valori di probabilità raggiungono al suo interno valori compresi fra 0.5 e 0.6, nella classe H, quindi con chicchi di diametro compreso fra i 2 e i 10 cm. Infatti, la TB in corrispondenza della zona di precipitazione presenta una forte depressione sia a 89 GHz che a 157 GHz soprattutto in corrispondenza del nucleo grandinigeno. Si ipotizza che, in seguito all'ingresso di aria fredda in azione sin dalla mattinata del 27 settembre e alla strutturazione della depressione, il contrasto con le acque marine più calde abbia favorito la rilevante attività convettiva osservata e di conseguenza la formazione di grandine. Le cross section di PV e RH mostrano un'area ad elevata RH soprattutto a nord nei medio-bassi strati ma la corrispondente anomalia di PV non è particolarmente intensa. Questo si spiega per via del fatto che le cross section sono in direzione nord-sud attraverso il minimo di MSLP e la mappa di intensità di precipitazione conferma che quest'ultima si è concentrata soprattutto ad ovest interessando solo marginalmente la zona direttamente a nord del minimo. Inoltre, la cross section di PV ci mostra l'inizio dell'intrusione di un'anomalia positiva in alta troposfera in prossimità del minimo di MSLP. Il campo di velocità del vento mostra valori molto elevati nel settore settentrionale, in particolare nei bassi strati. Il campo di temperatura continua ad evidenziare l'ingresso di aria fredda da nord e, limitatamente agli strati più vicini al suolo, mostra un principio di formazione del cuore caldo.



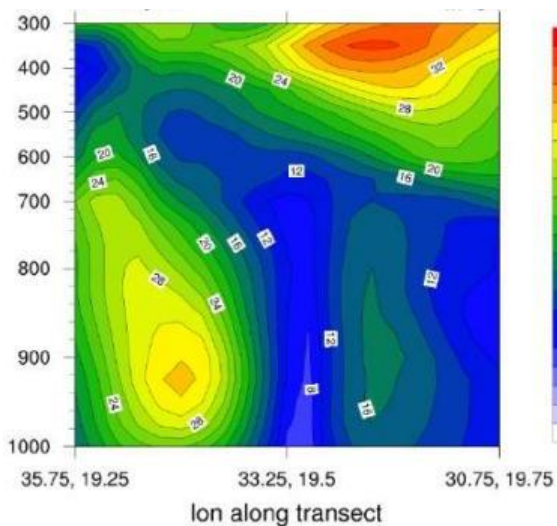
(c)



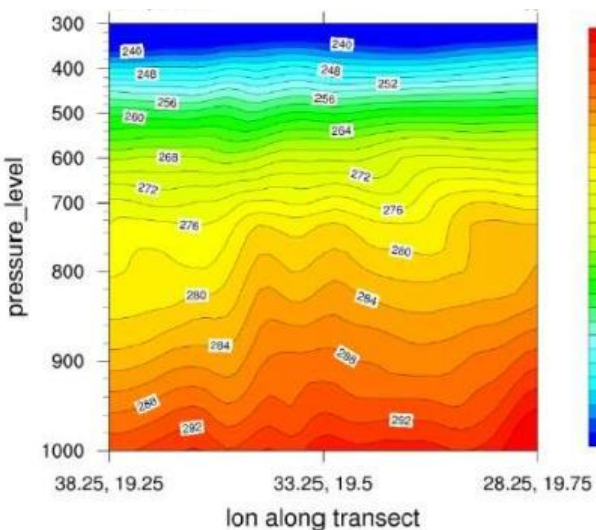
(d)



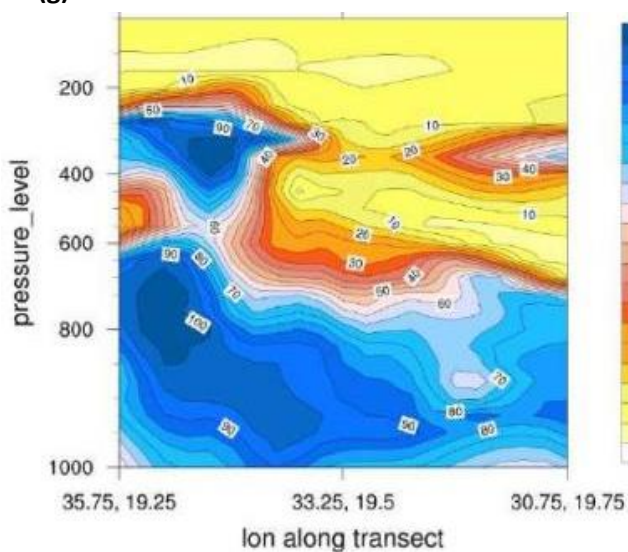
(e)



(f)



(g)



(h)

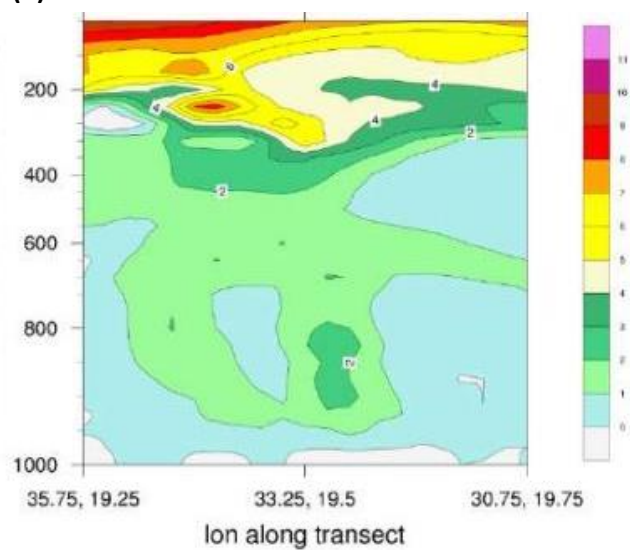
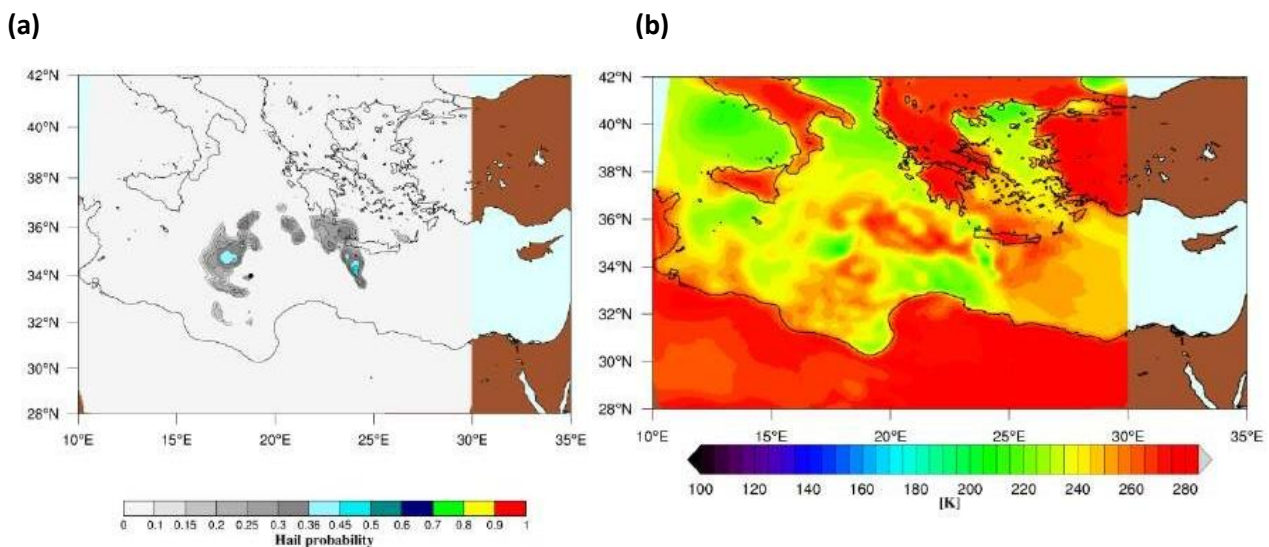


Figura 4.25: Mappe di probabilità di grandine (a), intensità di precipitazione (b) in mm/h, TB a 89 GHz (c) e a 157 GHz (d) alle 1908 UTC del 27 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di

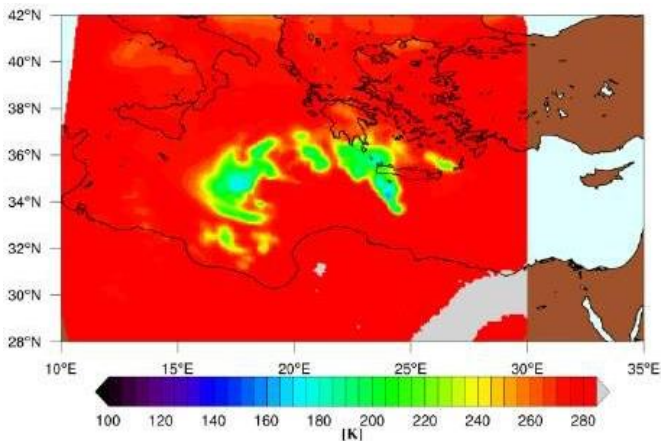
velocità del vento (e) in m/s, temperatura (f) in K, RH (g) in %, PV (h) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 1900 UTC del 27 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore ATMS intorno alle 2355 UTC del 27 settembre.

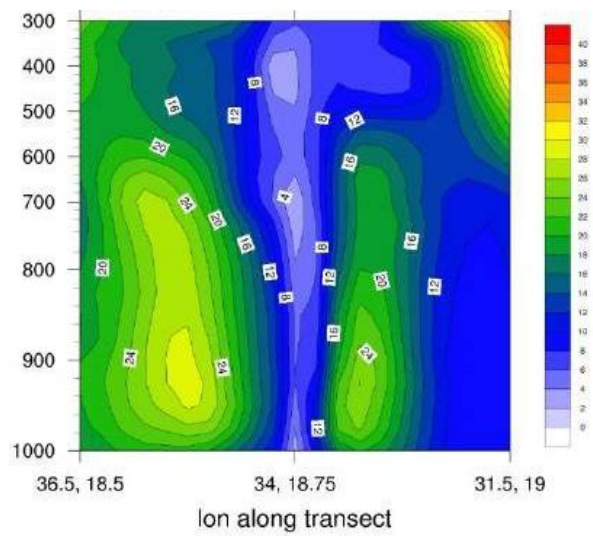
In questo caso non è disponibile la mappa relativa all'intensità di precipitazione ma la mappa di probabilità di grandine permette di avere un'informazione dettagliata sulle aree interessate da precipitazione. Questa osservazione è valida per tutti i prossimi passaggi che non sono del sensore MHS. Si osserva ancora una volta che le precipitazioni sono in gran parte concentrate a nord-ovest del minimo di MSLP e in questo caso è presente anche una piccola area con alti valori di probabilità di grandine (nel range di HI) in corrispondenza del minimo. Inoltre, molto ad est del minimo si nota un'altra area con spiccata attività convettiva ma, data la distanza, potrebbe essere collegata ad un sistema temporalesco non direttamente connesso al ciclone Zorbas. Dalle mappe di TB si conclude che le eventuali precipitazioni grandinogene non sono di grosse dimensioni perché il segnale a 88 GHz non è perturbato in maniera importante. Tuttavia, si individua un'area molto piccola con valori di probabilità di grandine fra 0.45 e 0.50, nel range H costituito da chicchi di diametro compreso fra 2 e 10 cm. Si ipotizza che l'attività convettiva presente sia ancora legata all'intrusione di aria fredda citata per il passaggio precedente e al conseguente contrasto ma con una riduzione di quest'ultimo determinato dall'esaurimento dell'afflusso di aria fredda. La cross section di PV individua bene la zona convettiva proprio in corrispondenza del minimo di MSLP con un picco fra le 5 e le 6 PVU e mostra un forte aumento di PV in alta troposfera accompagnato da bassi valori di RH. Si precisa, però, che, anche se i valori di PV in alta troposfera risultano più alti, l'anomalia si estende fino ad un livello isobarico superiore rispetto al passaggio precedente in corrispondenza del minimo di MSLP. La cross section di velocità del vento individua una zona di calma di vento in corrispondenza del minimo di MSLP circondata da due aree caratterizzate da venti intensi a nord e a sud. Questo fatto indica che si sta formando l'occhio del ciclone. Infine, dalla cross section della temperatura si individua una parziale estensione in quota del cuore caldo ma senza raggiungere la media troposfera.



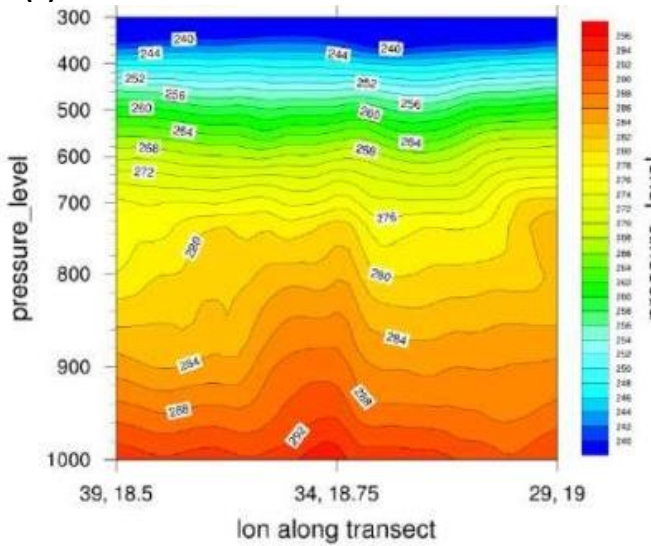
(c)



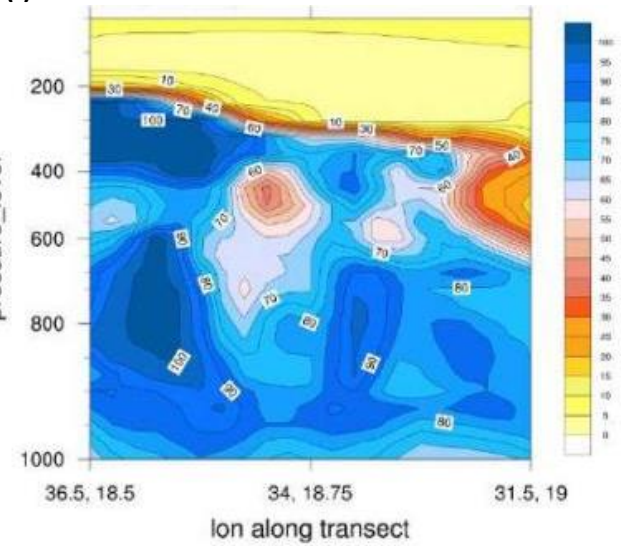
(d)



(e)



(f)



(g)

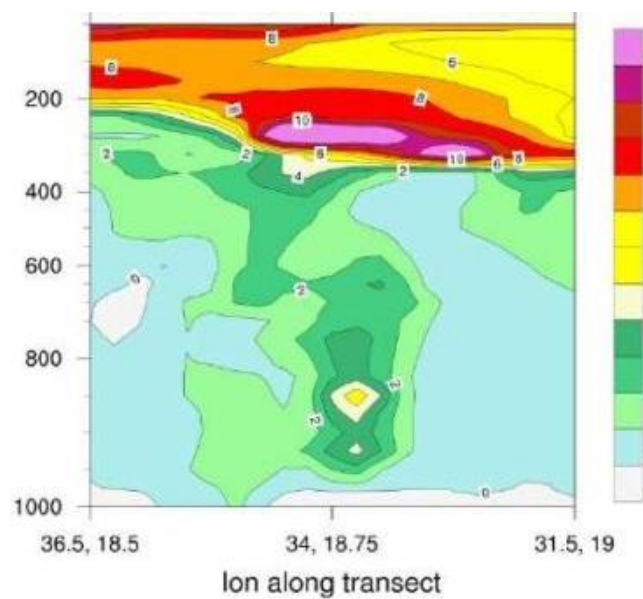
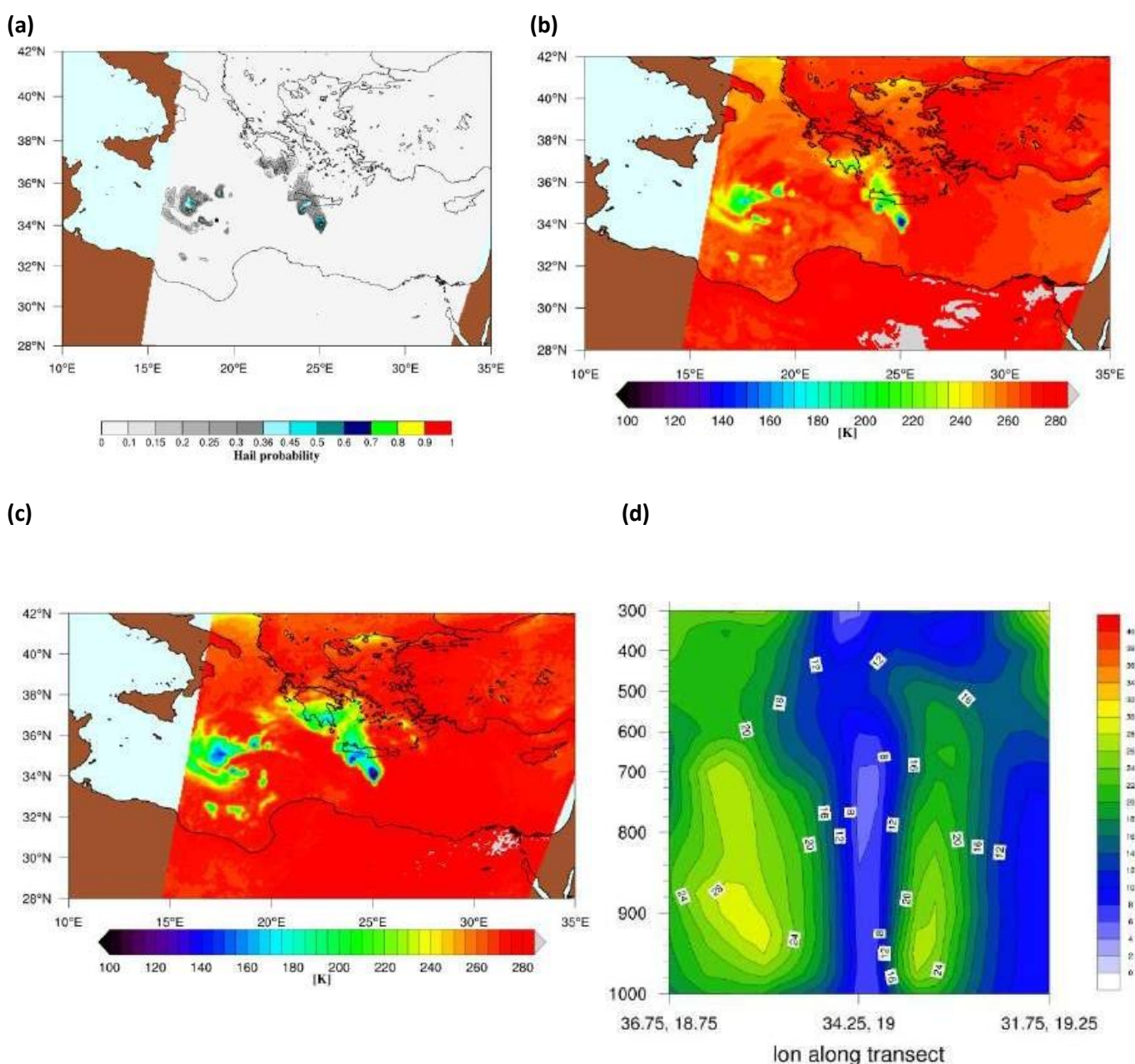


Figura 4.26: Mappe di probabilità di grandine (a), TB a 88 GHz (b) e a 166 GHz (c) intorno alle 2355 UTC del 27 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (d) in m/s, temperatura (e) in K, RH (f) in %, PV (g) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 0000 UTC del 28 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore SSMIS intorno alle 0210 UTC del 28 settembre.

Si osserva anche in questo caso una prevalenza dell'attività convettiva nel quadrante nord-ovest ma l'area interessata è più ristretta. Tuttavia, è presente un nucleo grandinigeno importante con anche picchi di probabilità di grandine superiori a 0.6 associati a grandine di grosse dimensioni (SH) con diametro del chicco superiore a 10 cm. Le mappe di TB mostrano infatti una riduzione molto marcata piuttosto evidente anche a 91 GHz. La cross section di PV non mostra anomalie molto forti nei medio-bassi strati in quanto non transita pienamente nella zona caratterizzata da convezione e grandine. La forte anomalia di PV in alta troposfera accompagnata da bassi valori di RH continua ad essere presente e si intensifica ulteriormente. Infine, le cross section di temperatura e velocità del vento individuano ancora un cuore caldo esteso nei bassi strati e una zona di calma di vento in prossimità del centro del ciclone.



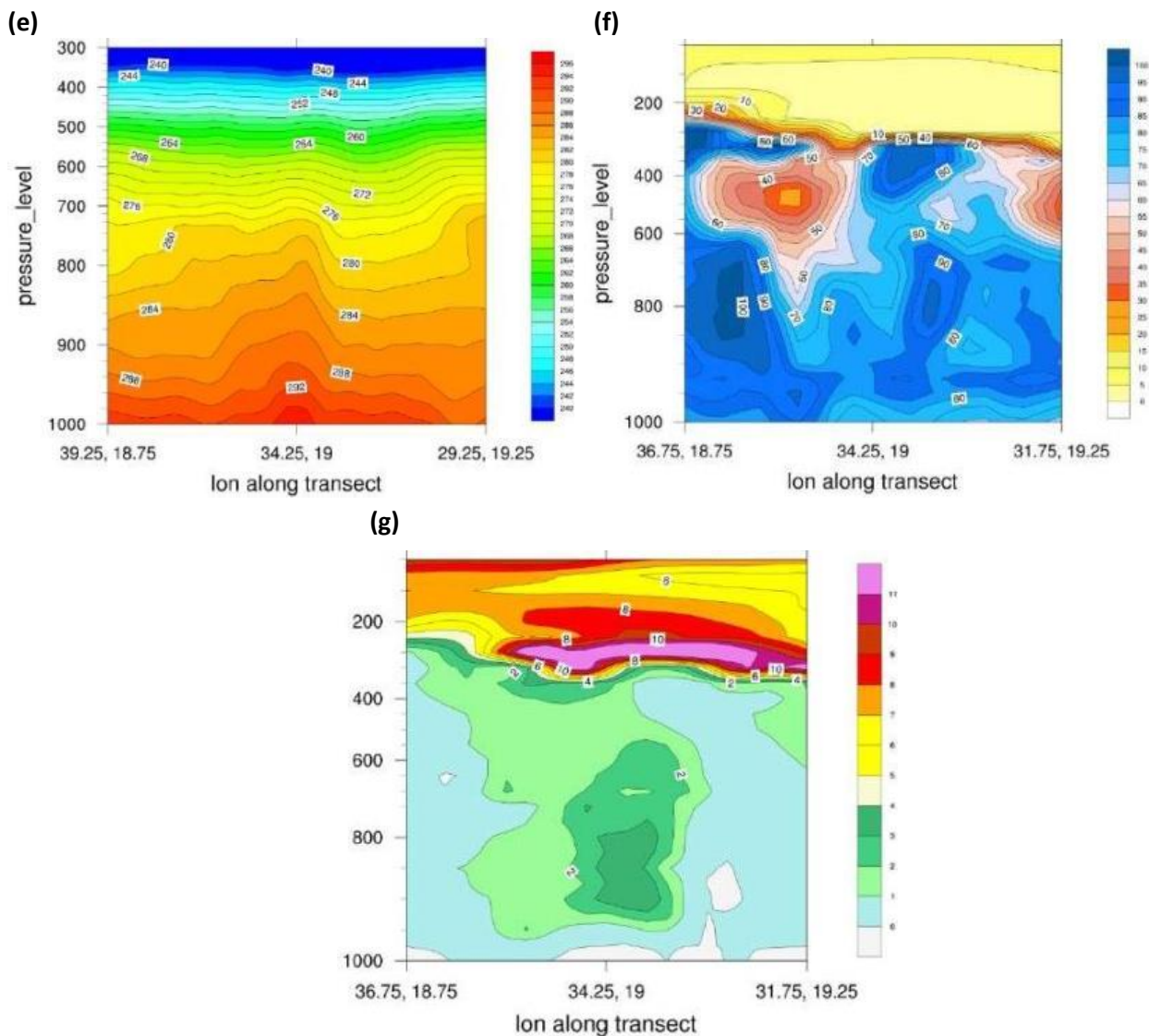


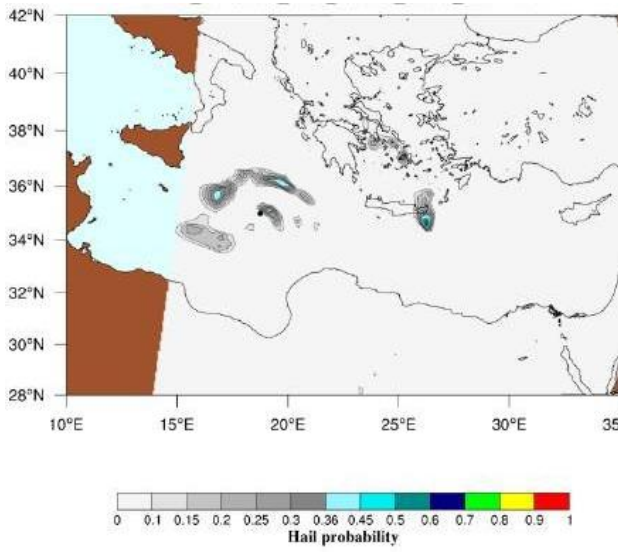
Figura 4.27: Mappe di probabilità di grandine (a), TB a 91 GHz (b) e a 150 GHz (c) intorno alle 0210 UTC del 28 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (d) in m/s, temperatura (e) in K, RH (f) in %, PV (g) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 0200 UTC del 28 settembre.

4.2.2.2 Fase medicane

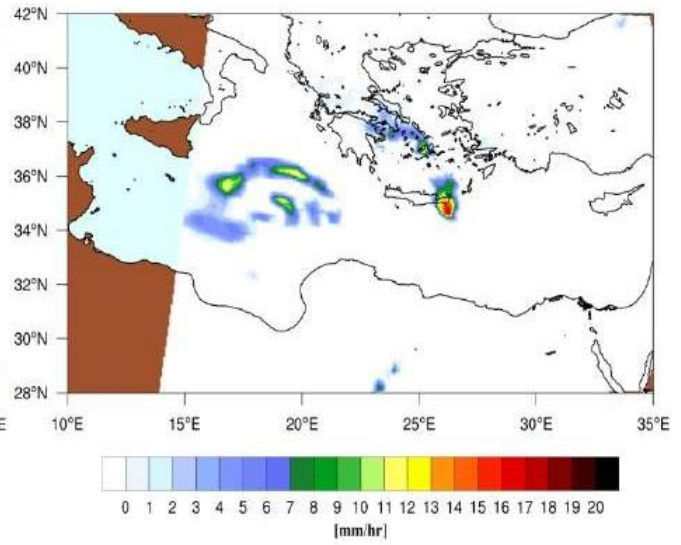
Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore MHS alle 0637 UTC del 28 settembre.

Si osservano alcune bande di precipitazione concentrate prevalentemente a nord del minimo di MSLP ma con una banda anche in prossimità di quest'ultimo. In questo caso sono presenti nuclei grandinigeni con associata probabilità di grandine nel range di HI. Infatti, le mappe di TB mostrano una depressione importante a 157 GHz e poco rilevante a 89 GHz in corrispondenza delle bande di precipitazione. La disposizione delle bande di precipitazione aiuta ad individuare la struttura del ciclone con una chiara rotazione dello stesso. Dalle cross section si nota che l'anomalia positiva di PV con bassi valori di RH persiste in alta troposfera e rimane un'anomalia contenuta in medio-bassa troposfera in prossimità del minimo di MSLP. Inoltre, è ancora evidente la presenza di una zona di calma di vento centrale e di un cuore caldo esteso fino a circa il livello isobarico di 700 hPa.

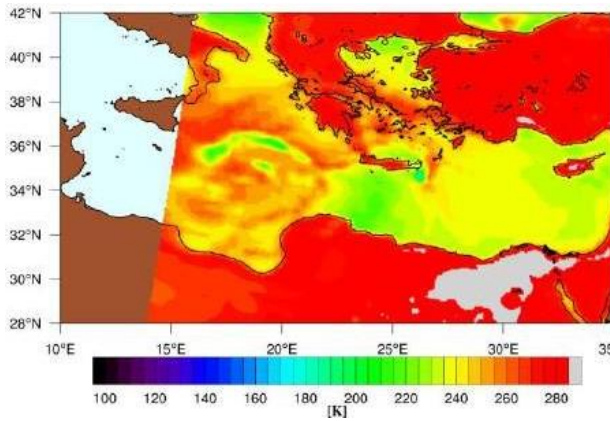
(a)



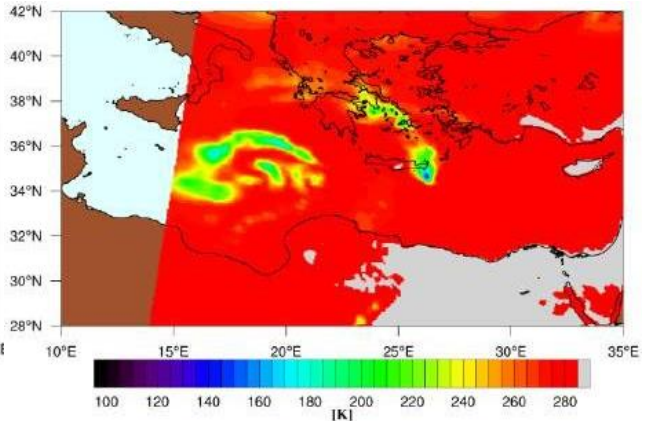
(b)



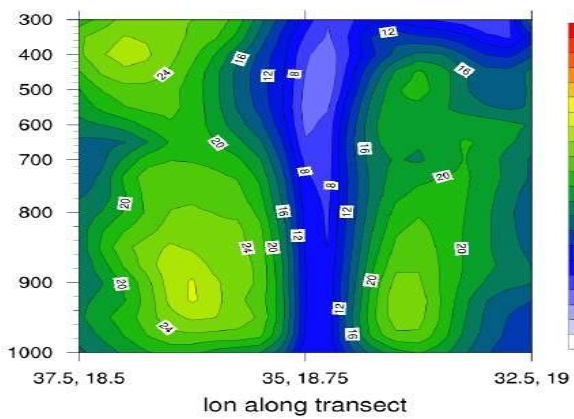
(c)



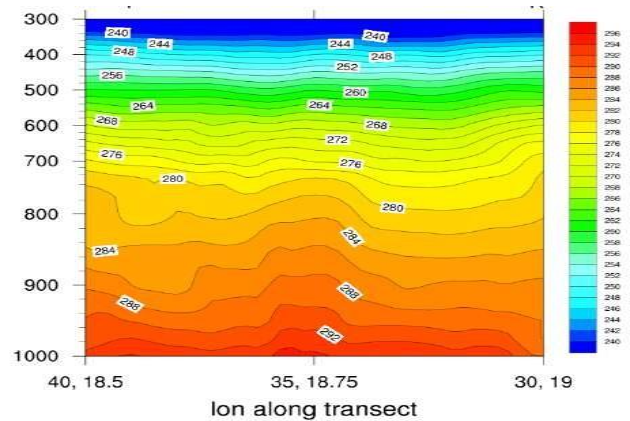
(d)



(e)



(f)



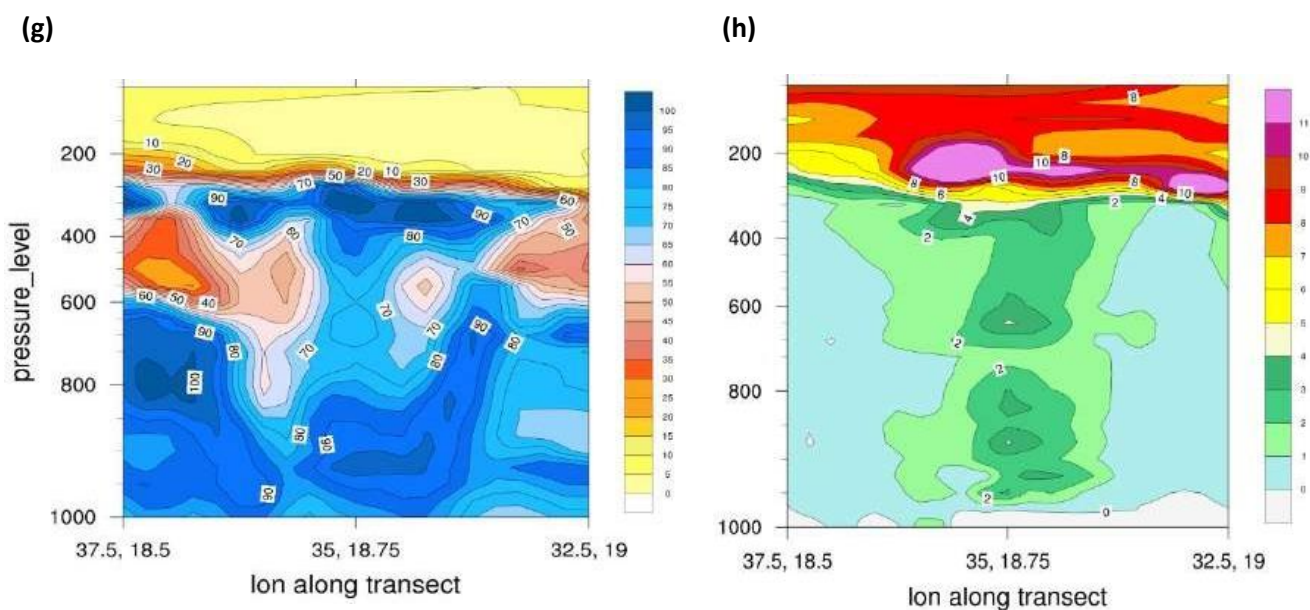
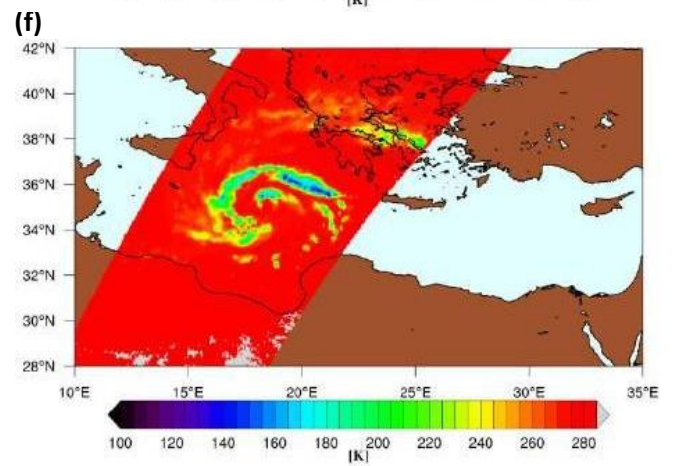
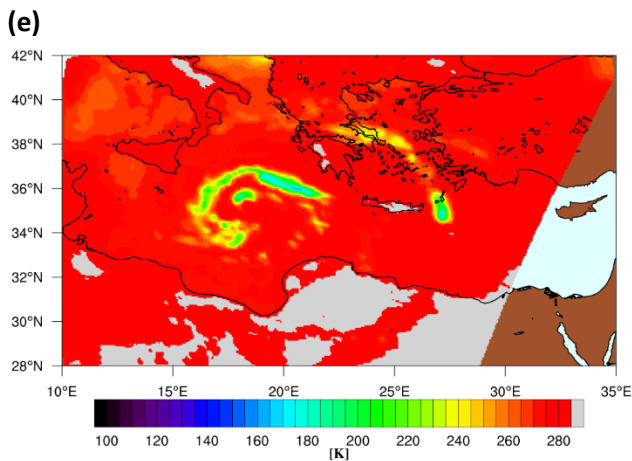
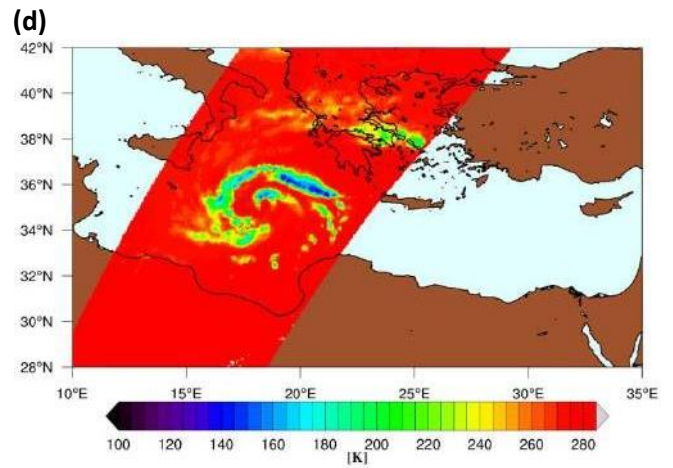
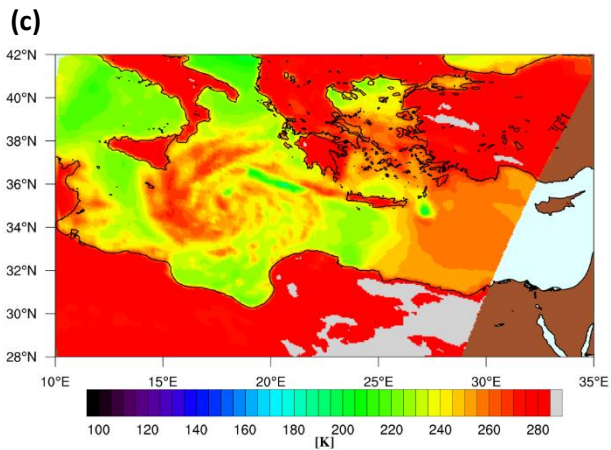
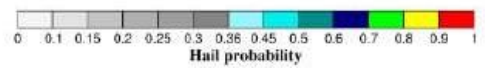
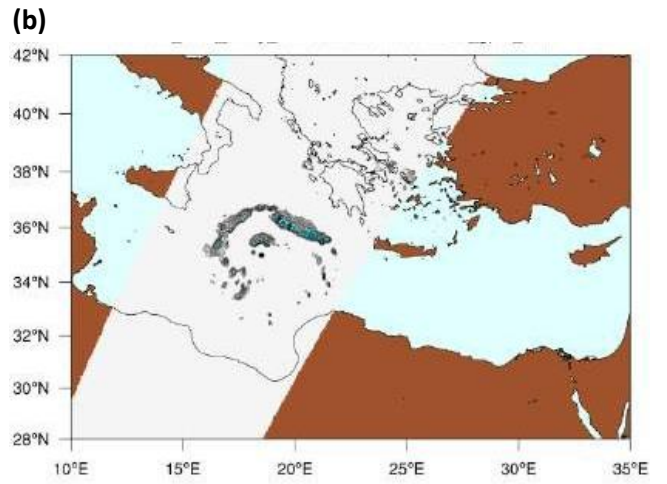
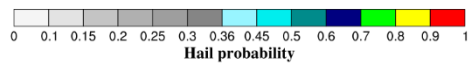
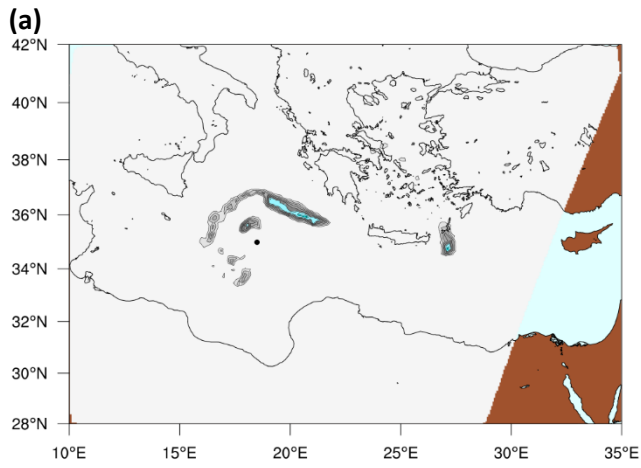


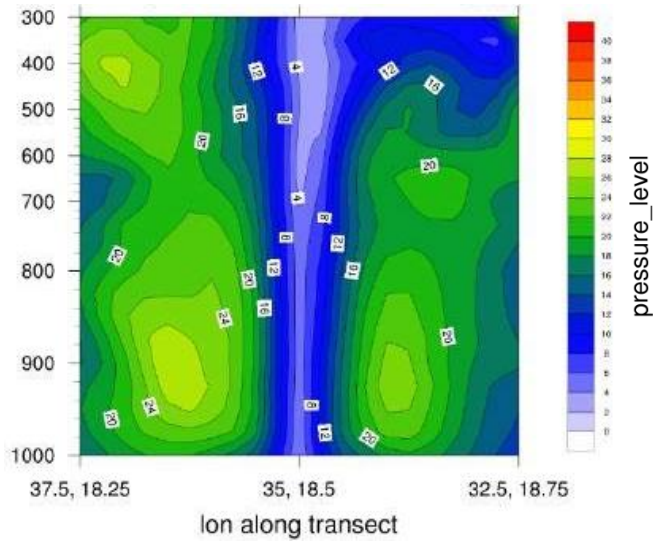
Figura 4.28: Mappe di probabilità di grandine (a), intensità di precipitazione (b) in mm/h, TB a 89 GHz (c) e a 157 GHz (d) alle 0637 UTC del 28 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (e) in m/s, temperatura (f) in K, RH (g) in %, PV (h) in unità PVU $\left(1 \text{ PVU} = 10^6 \frac{\text{Km}^2}{\text{kg*s}}\right)$ alle 0700 UTC del 28 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore GMI alle 0807 UTC del 28 settembre e al passaggio del sensore MHS alle 0827 UTC dello stesso giorno.

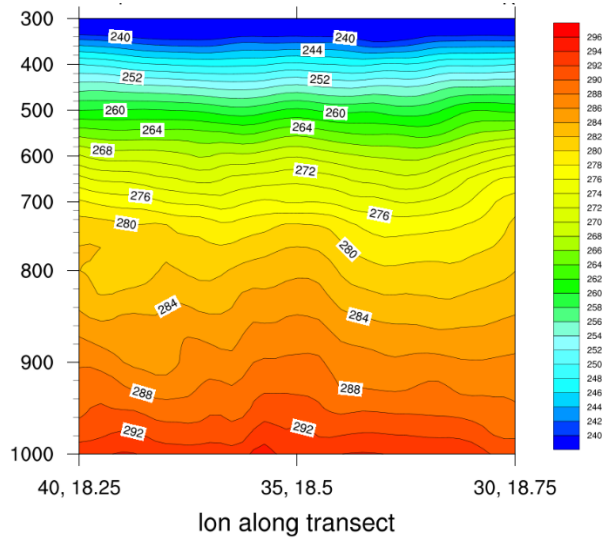
Il passaggio GMI è l'unico utile del sensore per lo studio del ciclone Zorbas e di conseguenza soltanto in questo caso sono disponibili i dati di riflettività del sensore radar DPR. Infatti, quest'ultimo è in orbita soltanto insieme al sensore GMI. In questo caso si è riportato anche il passaggio di MHS a 20 minuti di distanza in modo da operare un confronto fra i due sensori. Si osserva che le bande di precipitazione sono concentrate soprattutto a nord del minimo di MSLP, sia ad est che ad ovest, e si nota una banda anche in prossimità di quest'ultimo. Soprattutto la vasta banda rivolta verso nord-est presenta al suo interno diversi nuclei grandinigeni importanti con picchi di probabilità di grandine superiori a 0.6 nella classe SH rilevati da GMI ma non individuati da MHS. Infatti, quest'ultimo registra valori di probabilità di grandine compresi fra 0.45 e 0.6, dunque nella classe H senza nessuna punta nella classe SH. Quanto affermato è anche confermato da una perturbazione molto forte del segnale di TB per GMI in corrispondenza della banda di precipitazioni a nord-est anche a 89 GHz, segnale chiaro della presenza di grandine di grosse dimensioni. La relativa perturbazione del segnale di TB per il sensore MHS è inferiore compatibilmente con la minore probabilità di grandine registrata da quest'ultimo. Le mappe di riflettività radar ottenute dal sensore DPR confermano in modo chiaro la presenza di forti precipitazioni grandinogene nella banda a nord-est in quanto il sensore transita su una parte di quest'ultima. Inoltre, i punti neri sulle cross section di DPR mostrano un picco di probabilità di grandine di 0.86, di gran lunga superiore alla soglia minima di 0.6 per la classe SH associata a chicchi di grandine con diametro superiore ai 10 cm (la cross section relativa alla banda Ka non è mostrata ma fornisce informazioni analoghe alla banda Ku). Da quanto finora esposto, si evince che il sensore GMI è molto più sensibile a zone più localizzate con picchi più elevati di probabilità di grandine. Ciò si spiega per via della maggiore risoluzione spaziale di GMI rispetto a MHS. Inoltre, l'estesa banda di precipitazione convettiva rivolta verso nord-est fa ipotizzare che essa costituisca una zona di contrasto fra l'aria fredda affluita da nord-est in precedenza e la preesistente massa d'aria più calda. Dalle cross section, si conferma la forte anomalia positiva di PV in alta troposfera e un'anomalia contenuta in medio-bassa troposfera soprattutto in corrispondenza del minimo di MSLP. Inoltre, la zona di calma di vento centrale associata all'occhio del ciclone è ancora più evidente (con valori inferiori) e si individua il cuore caldo del ciclone fino ad almeno il livello isobarico di 700 hPa con un'estensione più in alto non evidente ma non da escludere.



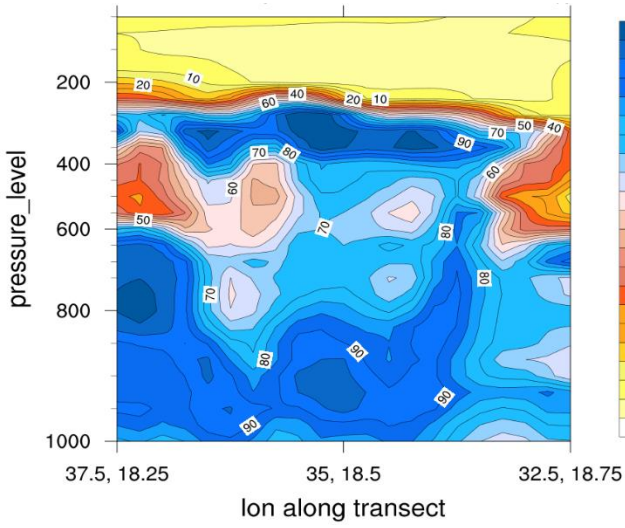
(g)



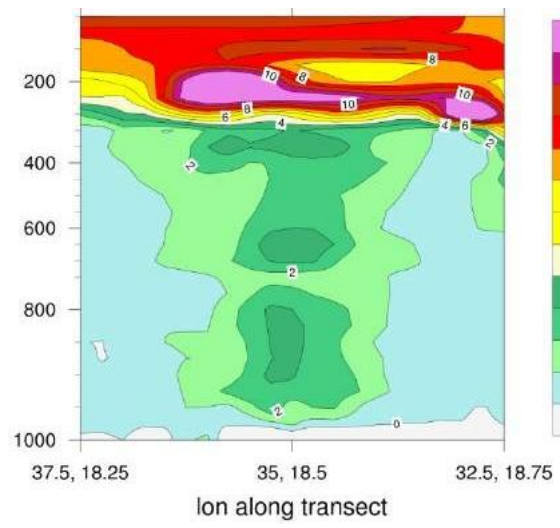
(h)



(i)



(j)



(k)

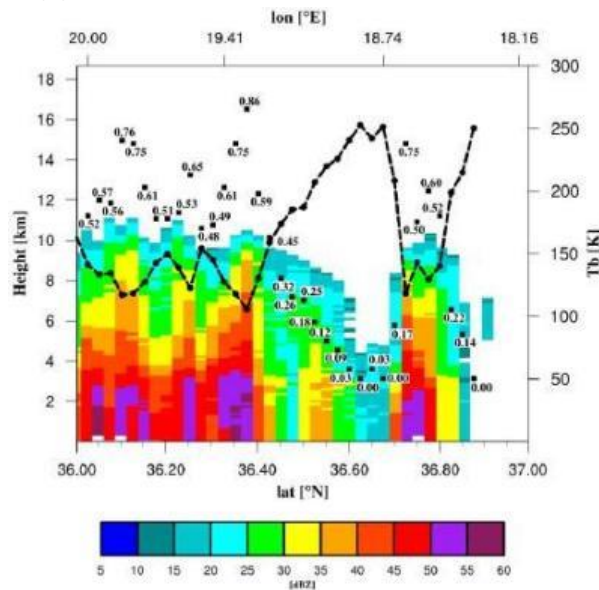
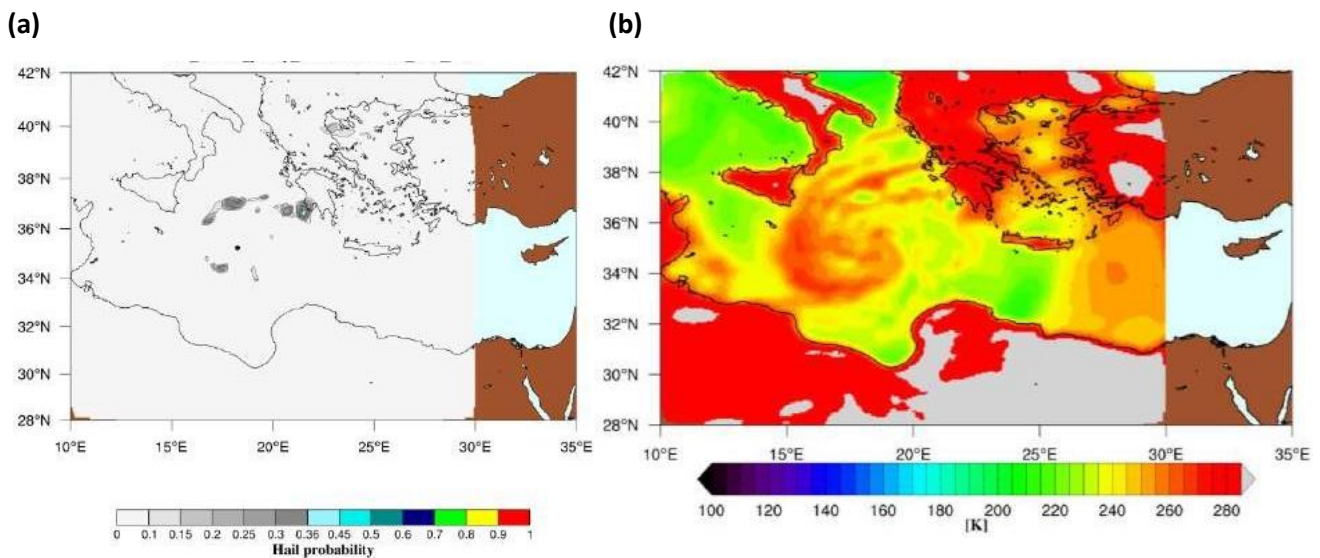


Figura 4.29: Mappe di probabilità di grandine ((a), (b)), TB a 89 GHz ((c), (d)), a 157 GHz (e) e a 166 GHz (f) a destra per il passaggio GMI delle 0807 UTC del 28 settembre e a sinistra per il passaggio MHS delle 0827 UTC del 28 settembre, cross section relativa al sensore radar DPR raffigurante la riflettività radar (scala a colori in dBZ), la TB (linea nera, scala sulla destra) e i valori di probabilità di grandine (punti neri) per la banda Ku a 13.6 GHz (k) alle 0807 UTC del 28 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (g) in m/s, temperatura (h) in K, RH (i) in %, PV (j) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 0800 UTC del 28 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore ATMS intorno alle 1145 UTC del 28 settembre.

Si osserva una notevole riduzione dell'attività convettiva e dell'estensione delle aree di precipitazione, collocate molto distanti dal minimo di MSLP. La grandine risulta del tutto assente e infatti il segnale di TB a 88 GHz non è quasi perturbato. Dalle cross section, si confermano la forte anomalia di PV con bassi valori di RH in alta troposfera e la contenuta anomalia in medio-bassa troposfera soprattutto in corrispondenza del minimo di MSLP. Inoltre, l'occhio del ciclone è ancora più evidente con un'estesa colonna verticale in corrispondenza del minimo di MSLP con valori quasi nulli e la riduzione dei picchi a nord e a sud è in accordo con la riduzione dell'attività convettiva. Infine, il cuore caldo del ciclone continua ad essere presente. In un passaggio riferito a circa 2 ore più tardi si rileva un'ulteriore riduzione delle precipitazioni e dell'attività convettiva (non mostrato). Quanto esposto conferma l'ipotesi fatta nella sezione precedente per la quale nella fase matura del ciclone si è registrata una riduzione importante dell'attività convettiva.



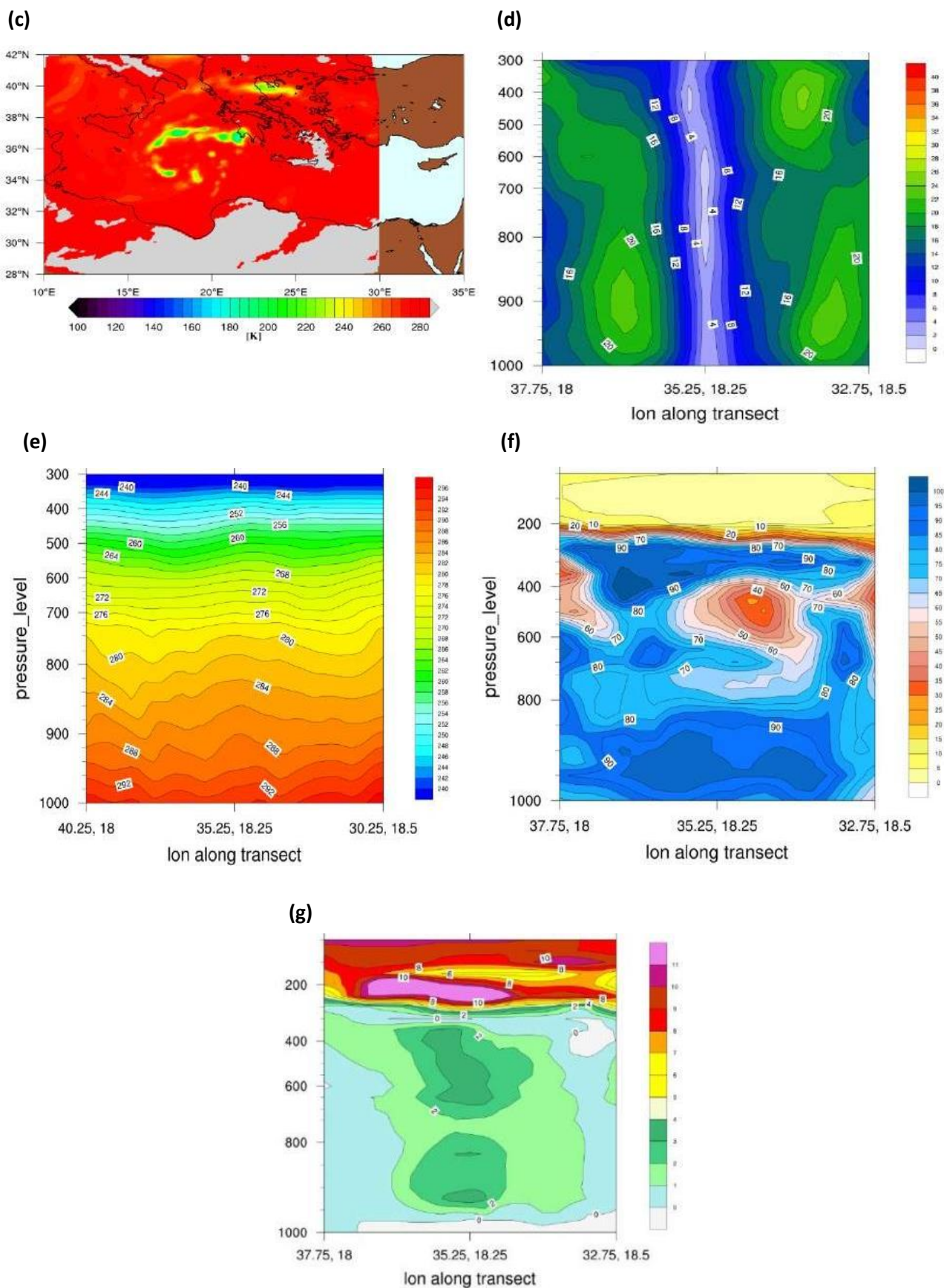
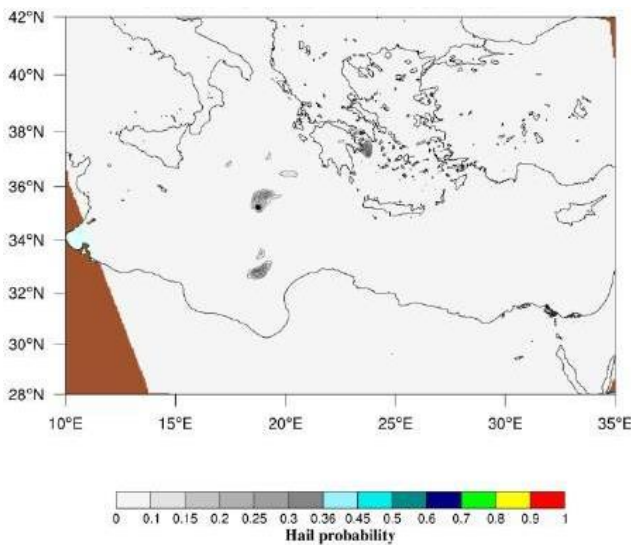


Figura 4.30: Mappe di probabilità di grandine (a), TB a 88 GHz (b) e a 166 GHz (c) intorno alle 1145 UTC del 28 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (d) in m/s, temperatura (e) in K, RH (f) in %, PV (g) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 1200 UTC del 28 settembre.

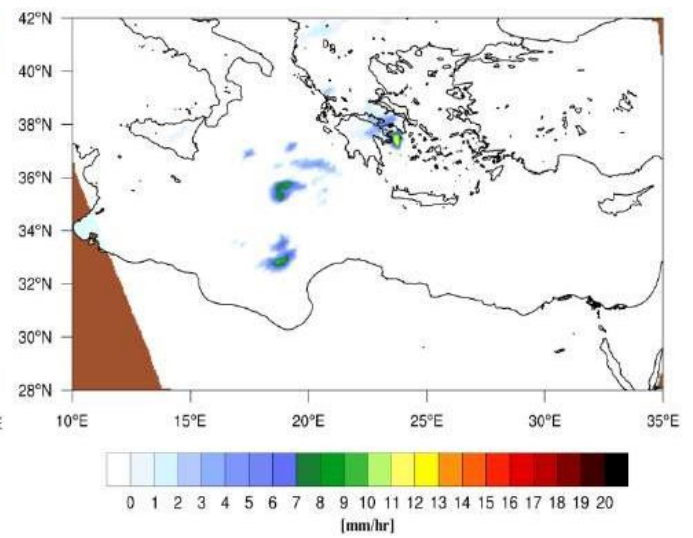
Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore MHS alle 1802 UTC del 28 settembre.

Si osserva ancora una scarsa attività convettiva, anche se maggiore rispetto alle ore centrali della giornata, con precipitazioni poco diffuse e intensità contenuta e senza la presenza di grandine. Una zona di precipitazione è presente in prossimità del minimo di MSLP. Il segnale di TB a 89 GHz non è molto perturbato, come atteso. Le cross section confermano in gran parte le caratteristiche osservate per il passaggio precedente. L'unica differenza importante si nota nella cross section della velocità del vento in quanto, pur essendo ancora presente la zona di calma di vento centrale, la distribuzione ai bordi diviene maggiormente asimmetrica con una concentrazione dei venti più forti soprattutto nel quadrante meridionale del sistema. Infine, si nota che il ciclone si sta spostando verso la Grecia.

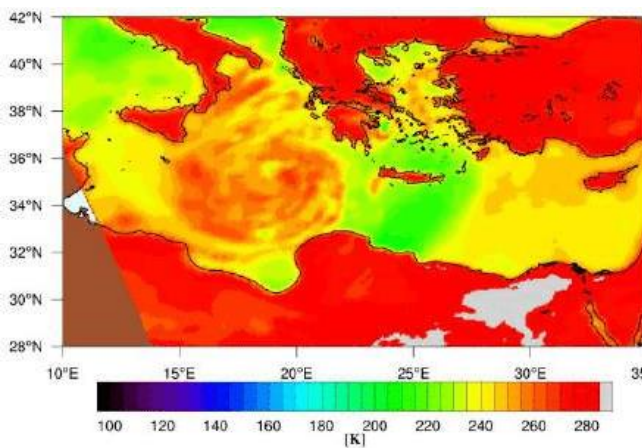
(a)



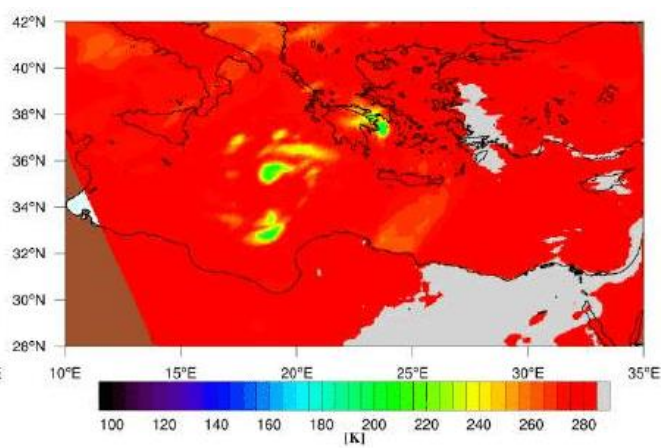
(b)



(c)



(d)



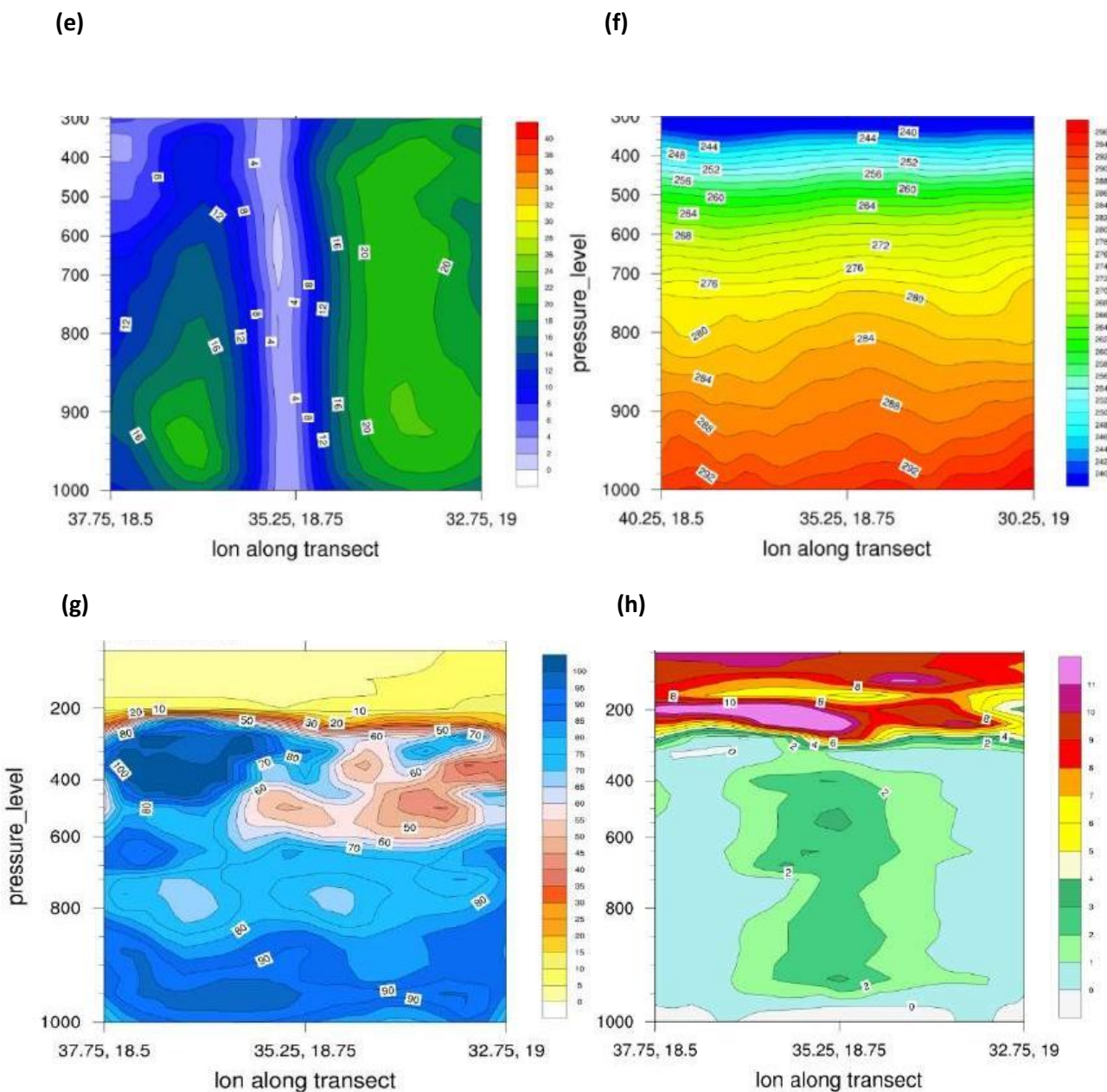
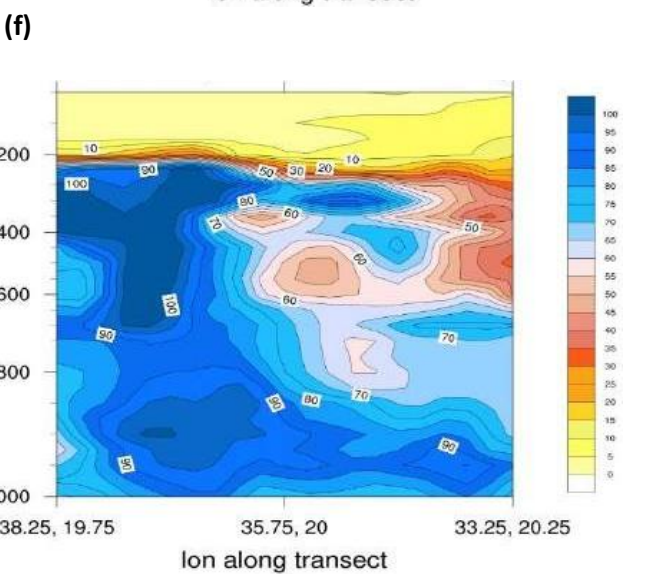
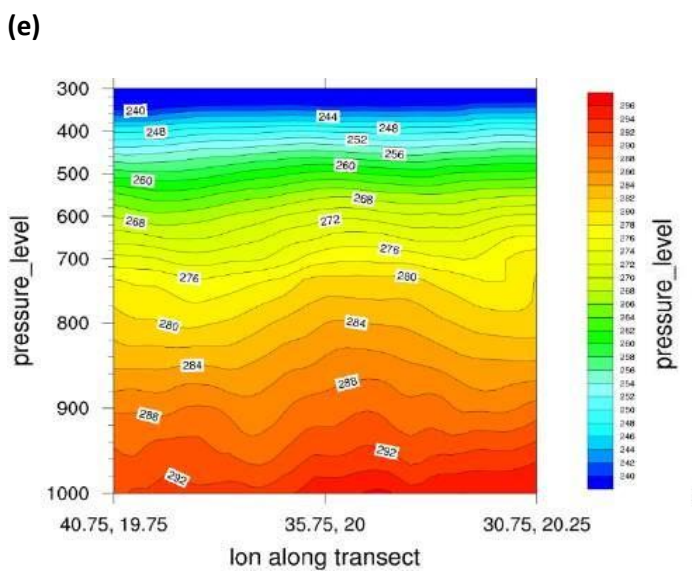
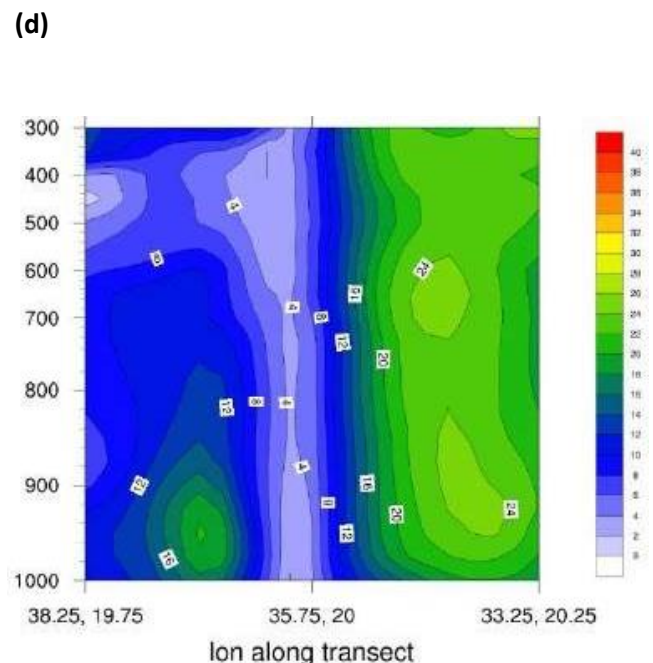
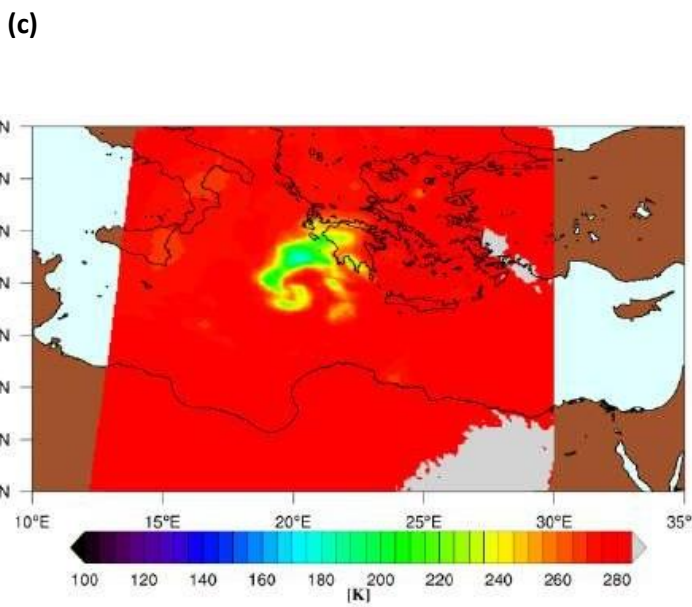
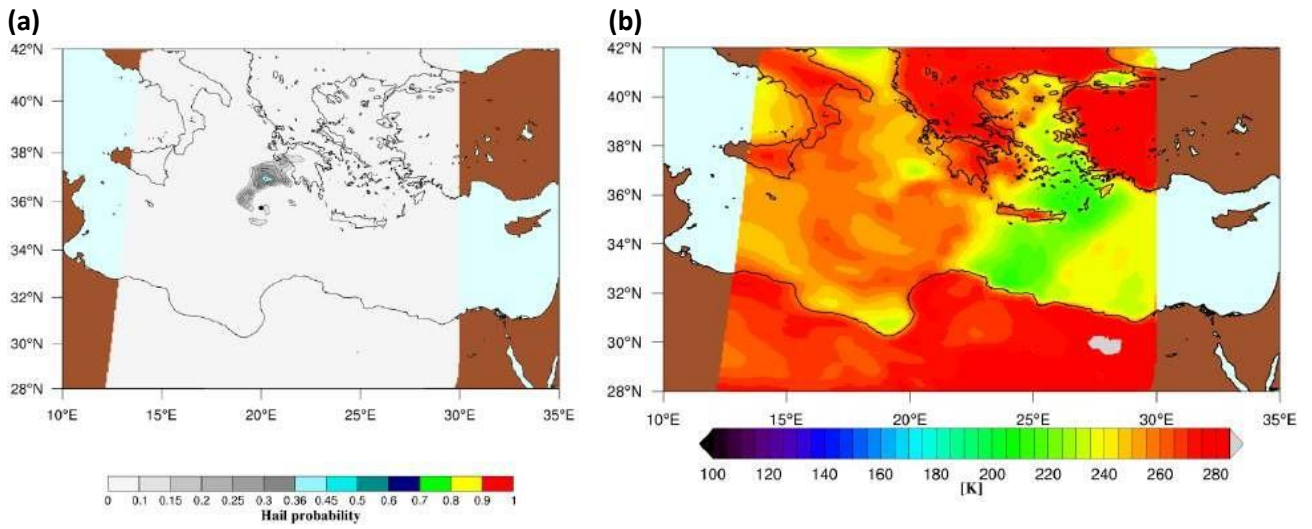


Figura 4.31: Mappe di probabilità di grandine (a), intensità di precipitazione (b) in mm/h, TB a 89 GHz (c) e a 157 GHz (d) alle 1802 UTC del 28 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (e) in m/s, temperatura (f) in K, RH (g) in %, PV (h) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 1800 UTC del 28 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore ATMS intorno alle 2335 UTC del 28 settembre.

Si osserva che il ciclone si è spostato ulteriormente verso nord-est in direzione della Grecia. Le precipitazioni e l'attività convettiva sono diffusi su un'area maggiore rispetto alle ore precedenti e in prevalenza a nord del minimo di MSLP. La grandine è presente sotto forma di HI soltanto in una zona molto ristretta e infatti il segnale di TB a 88 GHz è maggiormente perturbato in corrispondenza di quella zona ma non in maniera importante. Le cross section sono in accordo con le mappe (per esempio i valori più elevati di RH sono a nord del minimo di MSLP dove sono concentrate le precipitazioni) e non presentano elementi distintivi se non un'intensificazione dei picchi massimi di vento. Quest'ultima osservazione è in accordo con quanto osservato nell'analisi generale, ovvero una ripresa dell'attività convettiva in questa fase. La minore presenza di nuclei grandinigeni è in

accordo con quanto ipotizzato in precedenza, ovvero che si registra un picco di attività convettiva molto inferiore rispetto al picco principale registrato prima della transizione tropicale.



(g)

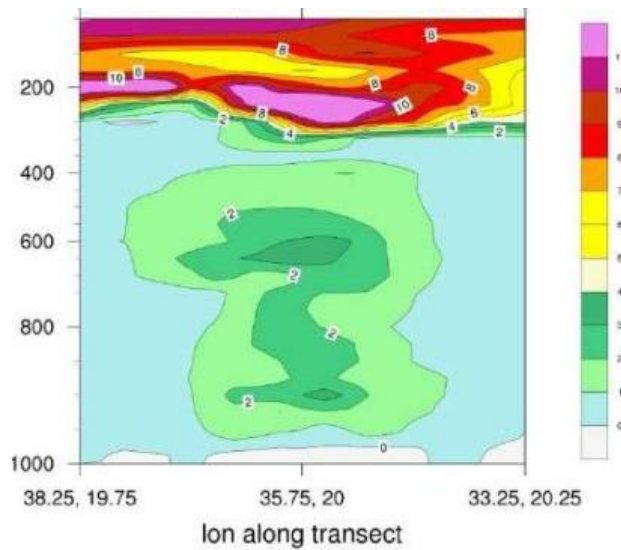
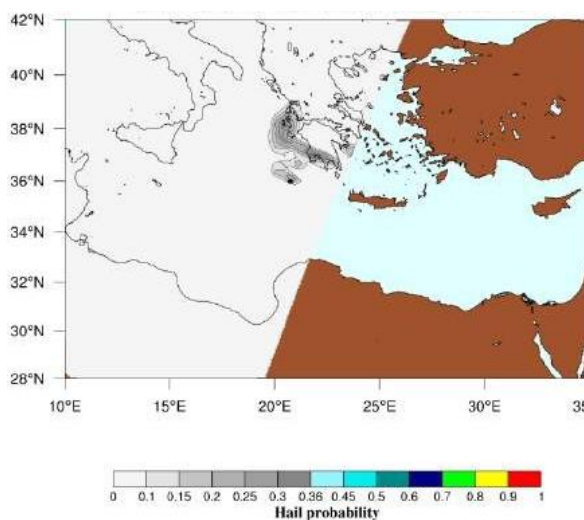


Figura 4.32: Mappe di probabilità di grandine (a), TB a 88 GHz (b) e a 166 GHz (c) intorno alle 2335 UTC del 28 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (d) in m/s, temperatura (e) in K, RH (f) in %, PV (g) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 0000 UTC del 29 settembre.

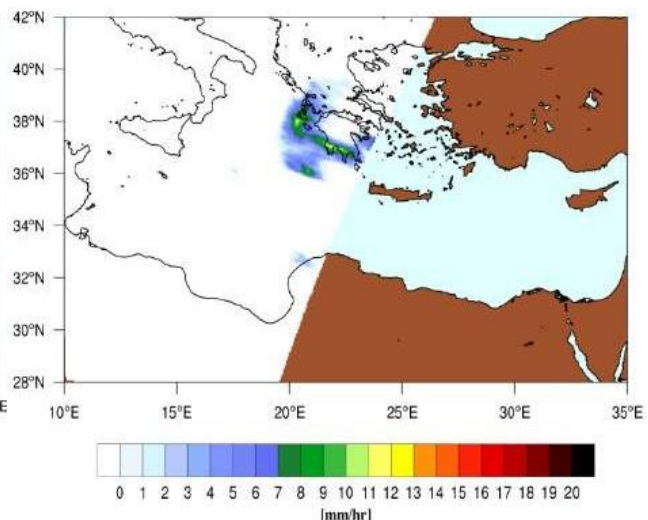
Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore MHS alle 0357 UTC del 29 settembre.

Questo passaggio è l'ultimo prima dell'orario in cui si è individuata la perdita delle caratteristiche tropicali del ciclone Zorbas. Si osserva un ulteriore avvicinamento del ciclone alla Grecia e si osservano precipitazioni generalmente sulla terraferma. Queste ultime sono principalmente concentrate in prossimità del minimo di MSLP e a nord-est rispetto ad esso ma sono di intensità debole o moderata e non è presente grandine, come confermato dal ridotto impatto sul segnale di TB. Data la distribuzione delle precipitazioni lungo la costa greca occidentale, si ipotizza un possibile contributo orografico ad accentuarle. Le cross section sono in accordo con le mappe e presentano caratteristiche molto simili a quelle del passaggio precedente, compresa la presenza del cuore caldo del ciclone.

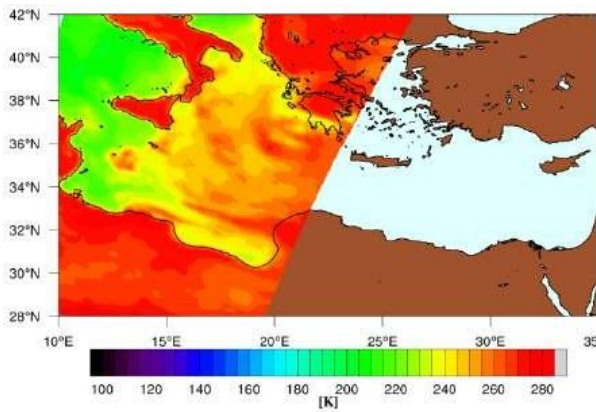
(a)



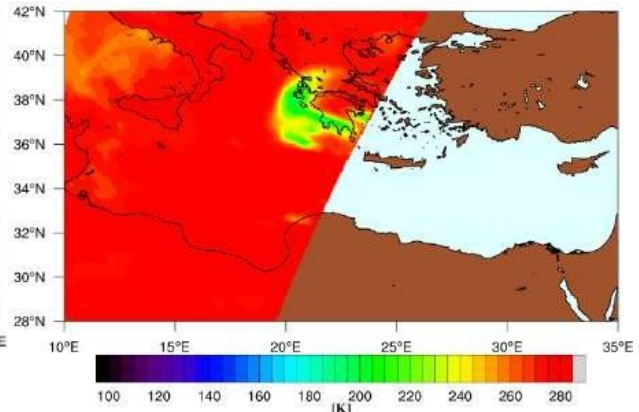
(b)



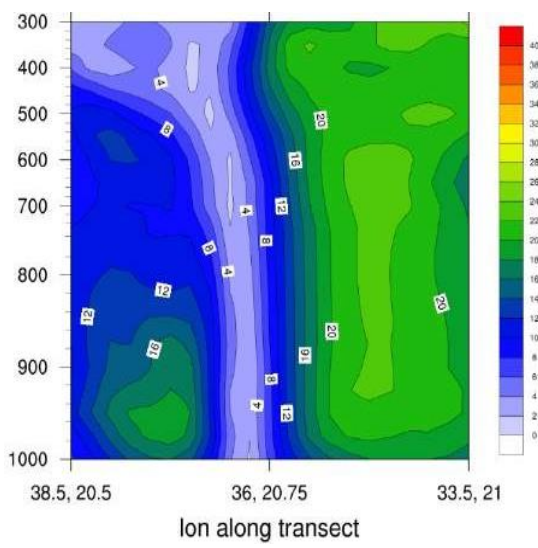
(c)



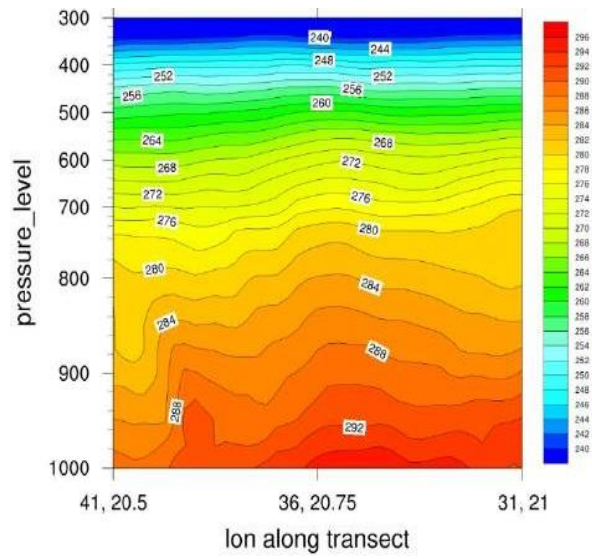
(d)



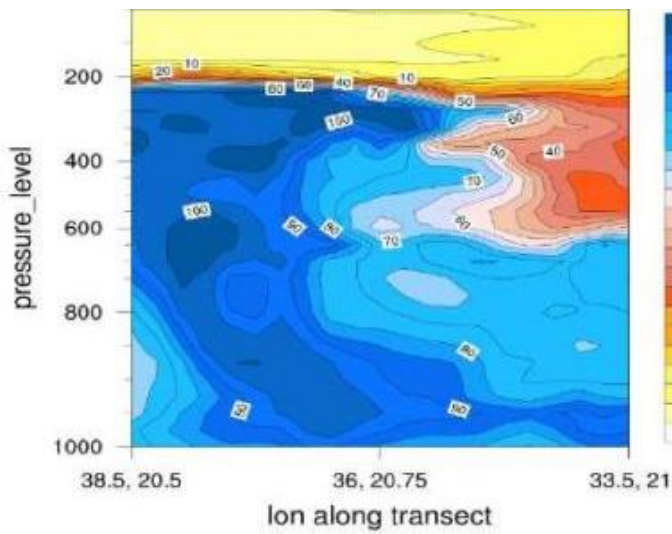
(e)



(f)



(g)



(h)

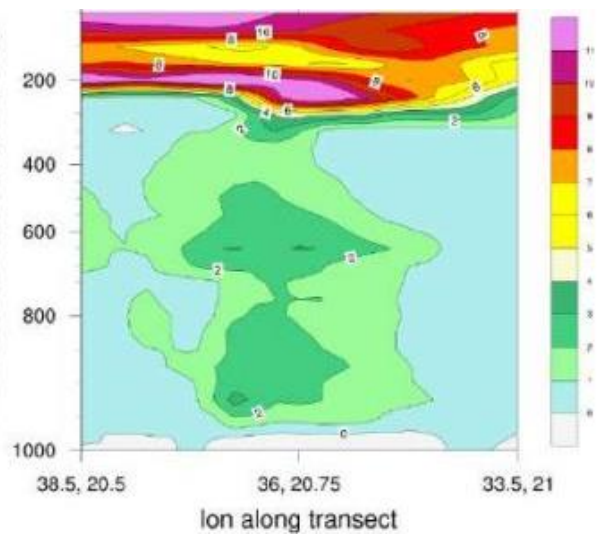
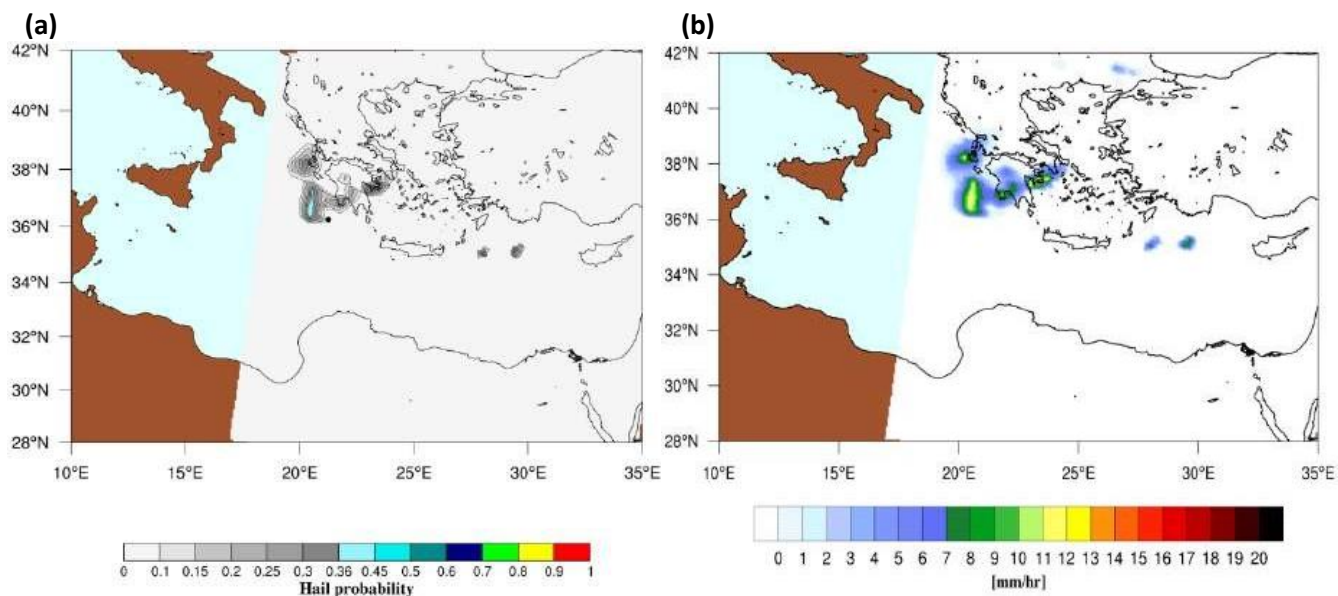


Figura 4.33: Mappe di probabilità di grandine (a), intensità di precipitazione (b) in mm/h, TB a 89 GHz (c) e a 157 GHz (d) alle 0357 UTC del 29 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (e) in m/s, temperatura (f) in K, RH (g) in %, PV (h) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 0400 UTC del 29 settembre.

4.2.2.3 Fase di dissipazione e perdita delle caratteristiche tropicali

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore MHS alle 0625 UTC del 29 settembre.

Si osserva un ulteriore avvicinamento del ciclone alla Grecia con le maggiori precipitazioni concentrate a ovest e nord-ovest rispetto al minimo di MSLP. Nella banda di precipitazione più intensa si osservano valori di probabilità che classificano grandine prevalentemente non di grosse dimensioni nella classe HI. Quest'aspetto è indice della presenza di attività convettiva ancora abbastanza sviluppata. Il segnale di TB è perturbato anche a 89 GHz in corrispondenza della banda di precipitazione citata, anche se non in modo importante. Dalle cross section si conclude che l'occhio del ciclone caratterizzato da calma di vento è ancora presente ma i picchi maggiori di velocità del vento sono concentrati a sud del minimo, RH è maggiore a nord del minimo dove sono presenti precipitazioni, l'anomalia di PV in alta troposfera è ancora presente ma maggiormente spostata a quote superiori e il cuore caldo del ciclone comincia a diventare meno evidente in accordo con il fatto che il sistema sta progressivamente andando incontro alla fase di dissipazione. Infine, dalla cross section di temperatura si individua un ingresso di aria più fredda da nord.



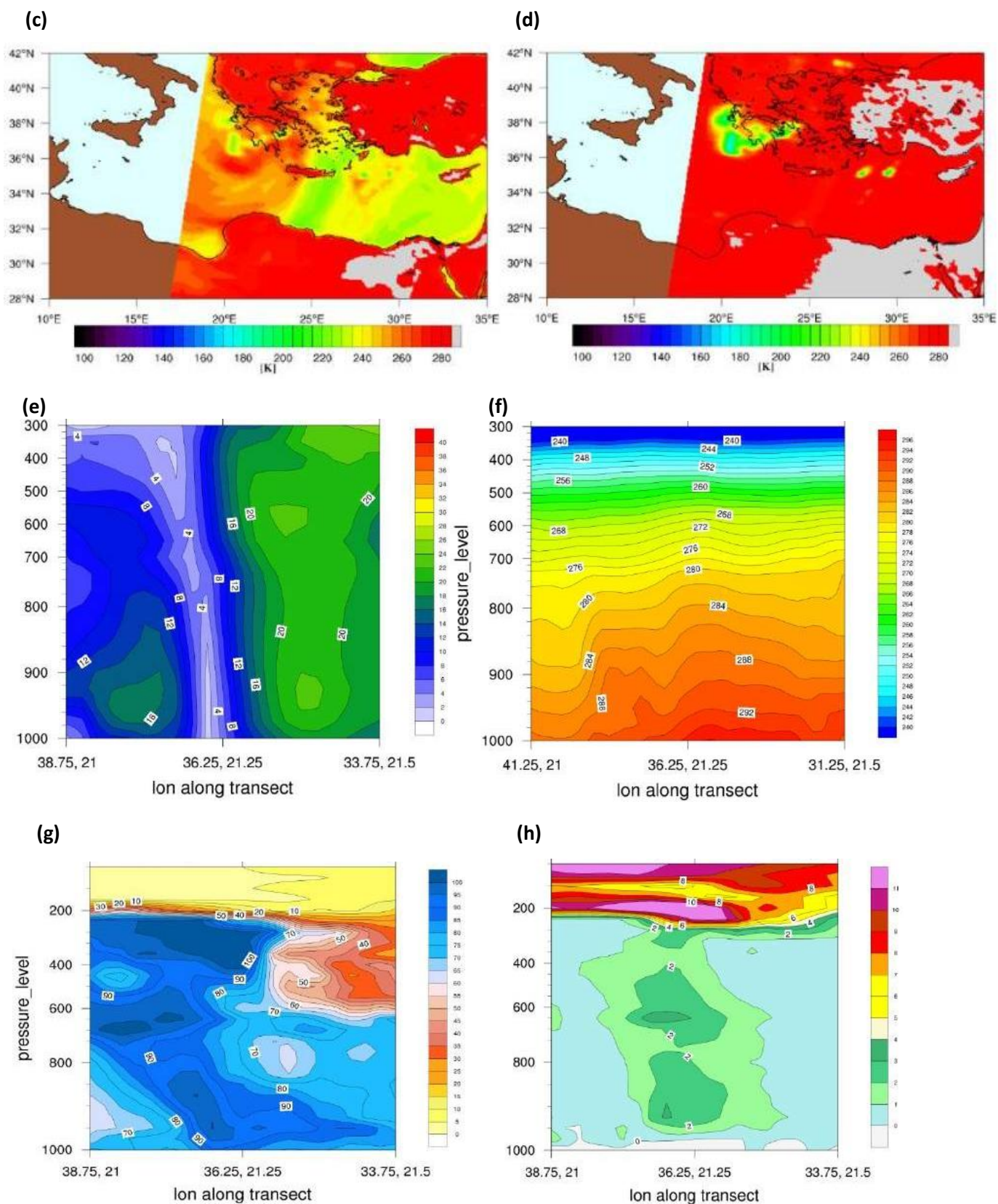
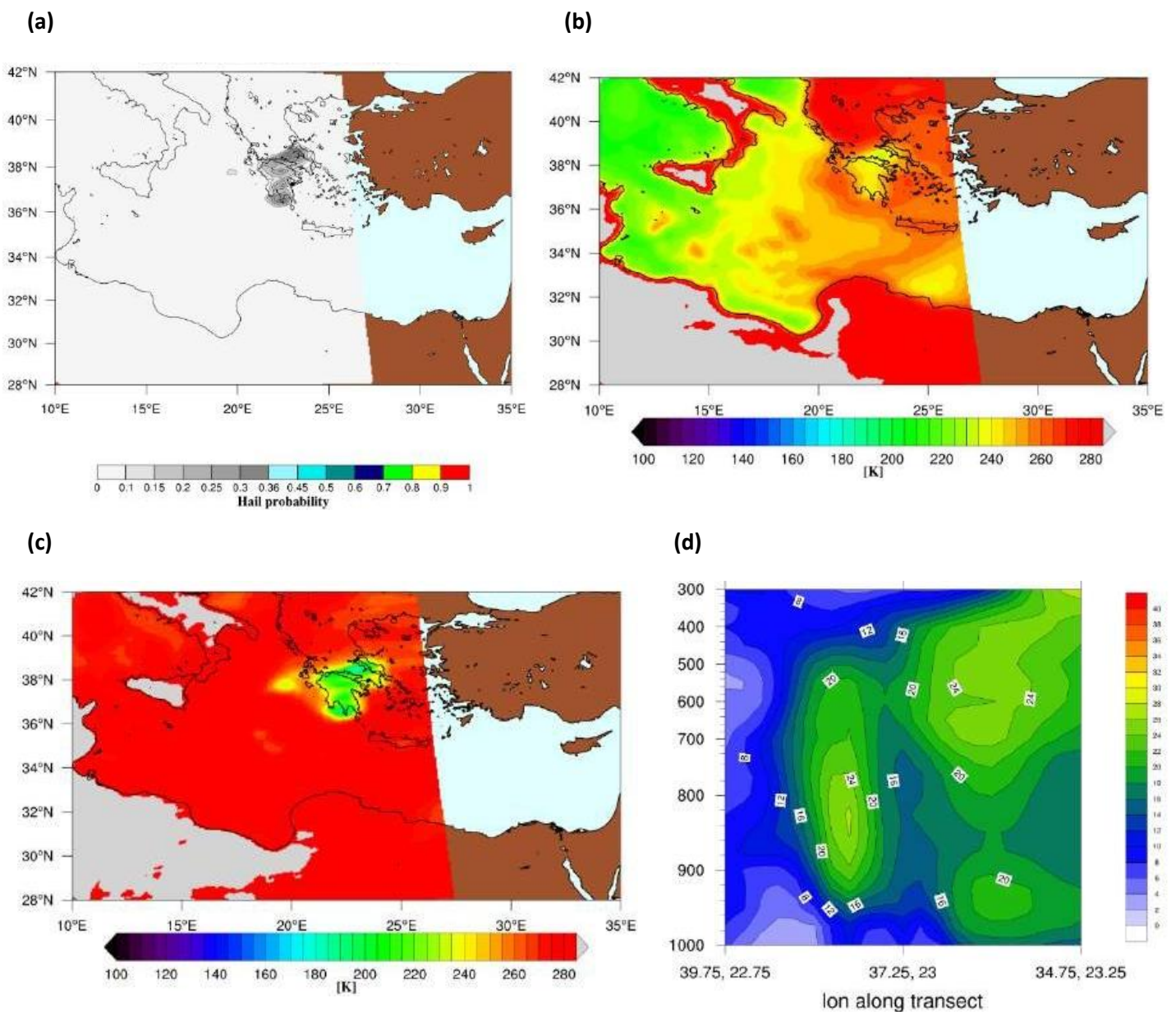


Figura 4.34: Mappe di probabilità di grandine (a), intensità di precipitazione (b) in mm/h, TB a 89 GHz (c) e a 157 GHz (d) alle 0625 UTC del 29 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (e) in m/s, temperatura (f) in K, RH (g) in %, PV (h) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 0600 UTC del 29 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore ATMS intorno alle 1216 UTC del 29 settembre.

Si osserva un evidente indebolimento dell'attività convettiva, probabilmente legato alla permanenza del ciclone sulla terraferma dopo il "landfall" che ha privato il sistema del rifornimento dei flussi di calore provenienti dal mare. Infatti, le precipitazioni sono concentrate principalmente sulla Grecia e si presentano prevalentemente allo stato liquido; i valori di probabilità di grandine, infatti, si attestano al di sotto della soglia di HI, elemento che comunque non esclude la presenza di ghiaccio di piccole dimensioni in nube ma che difficilmente precipita al suolo. Anche le mappe di TB, sia a 88 che a 166 GHz, mostrano una perturbazione contenuta del segnale. Dalla cross section di velocità del vento si evince in modo chiaro che l'occhio del ciclone non è più presente. La cross section di RH evidenzia valori maggiori soprattutto a nord in accordo con la distribuzione delle precipitazioni e da quella di PV si evince che nell'area interessata dal ciclone non è più presente alcuna anomalia evidente in troposfera. Infine, la cross section di temperatura mostra l'ingresso di aria più fredda da nord notato anche per il passaggio precedente.



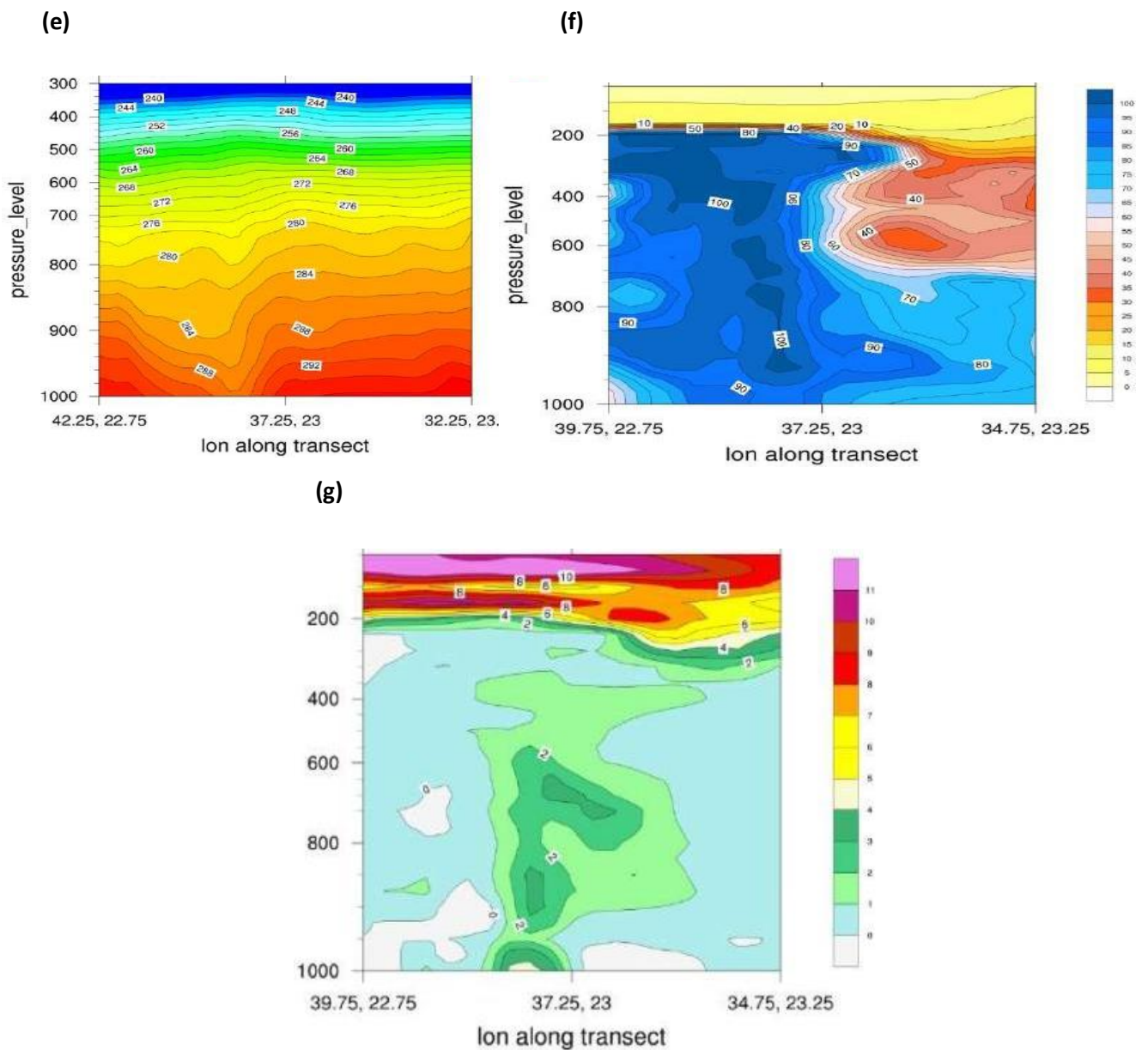
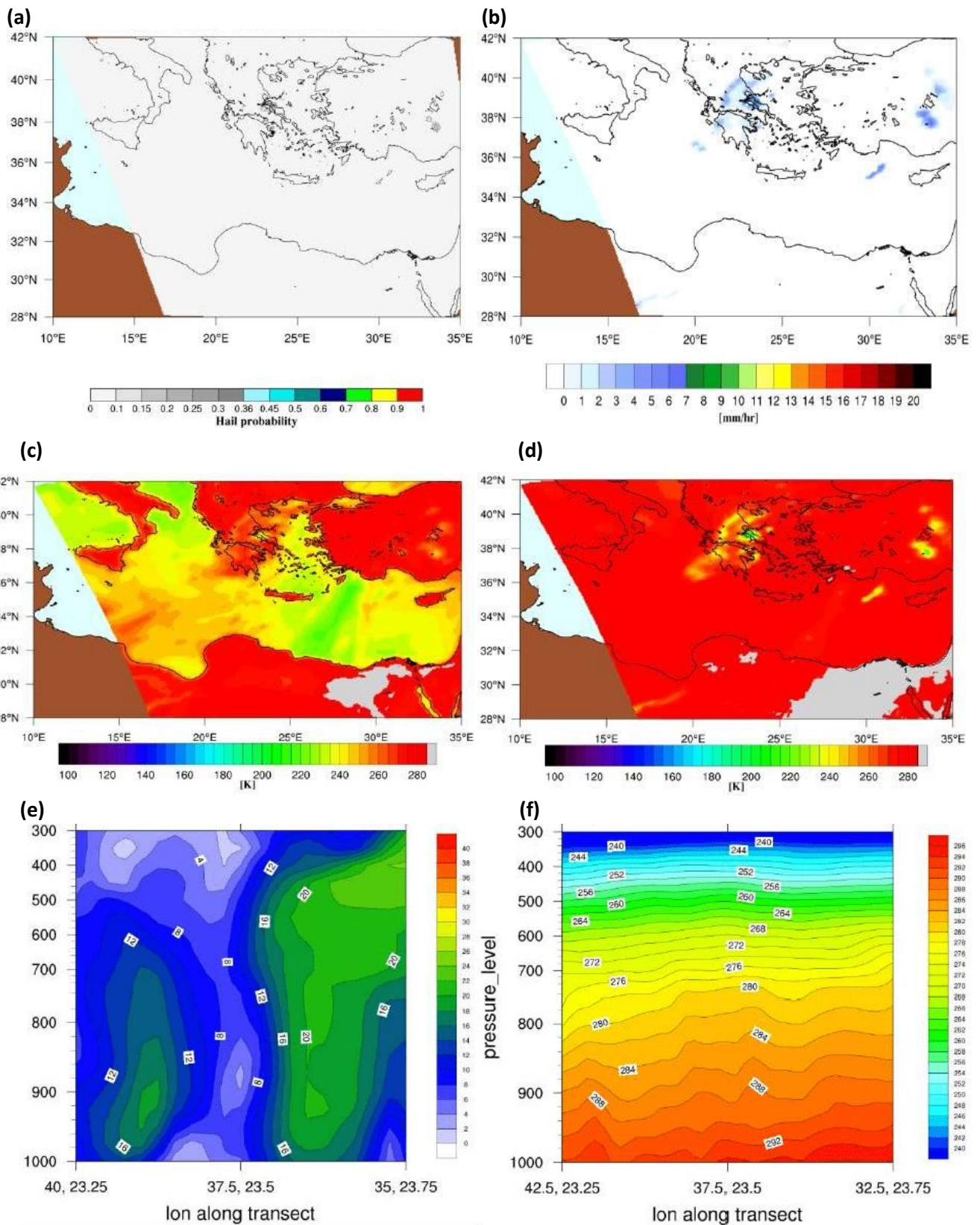


Figura 4.35: Mappe di probabilità di grandine (a), TB a 88 GHz (b) e a 166 GHz (c) intorno alle 1216 UTC del 29 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (d) in m/s, temperatura (e) in K, RH (f) in %, PV (g) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 1200 UTC del 29 settembre.

Si riportano le mappe e le cross section relative al passaggio del sensore MHS alle 1751 UTC del 29 settembre.

Questo è l'ultimo passaggio disponibile per il periodo di analisi. Si osserva che l'attività convettiva è completamente assente e le precipitazioni sono molto scarse. Infatti, il segnale di TB è quasi imperturbato sia a 89 GHz che a 157 GHz. Ciò dimostra in maniera evidente che il ciclone si sta ulteriormente indebolendo e il suo ciclo vitale è ormai prossimo alla conclusione. Dalle cross section non si evidenziano elementi di interesse ad eccezione del fatto che non sono più presenti significativi contrasti termici.



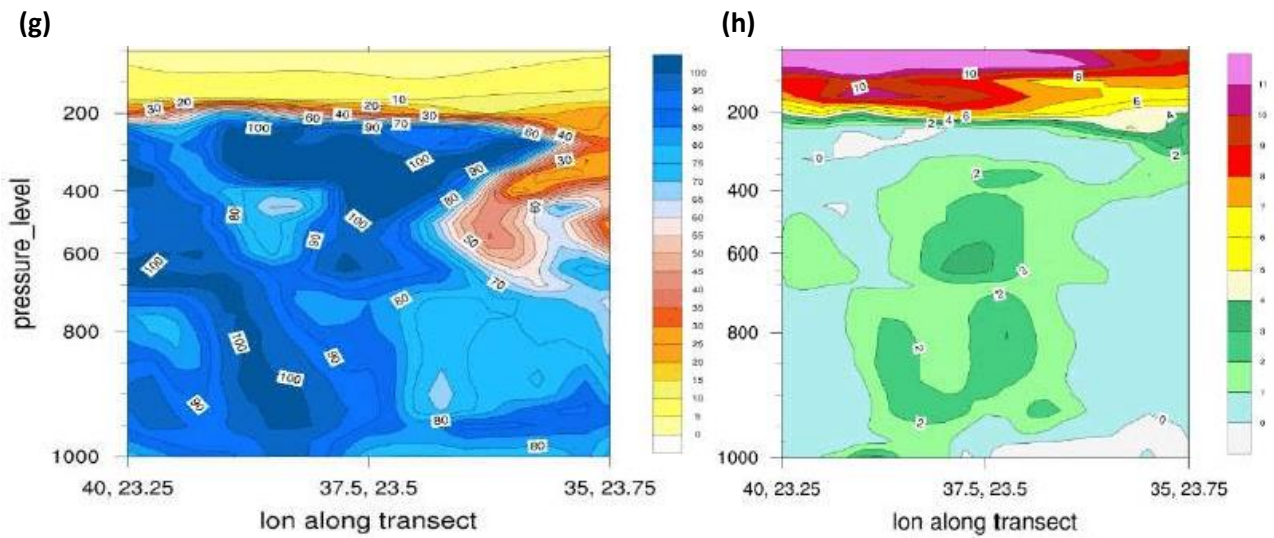


Figura 4.36: Mappe di probabilità di grandine (a), intensità di precipitazione (b) in mm/h, TB a 89 GHz (c) e a 157 GHz (d) alle 1751 UTC del 29 settembre e cross section da nord a sud centrate sul minimo di MSLP di velocità del vento (e) in m/s, temperatura (f) in K, RH (g) in %, PV (h) in unità PVU ($1 PVU = 10^6 \frac{Km^2}{kg*s}$) alle 1800 UTC del 29 settembre.

Conclusioni

Lo scopo principale di questo studio è stato quello di fornire una caratterizzazione il più possibile completa del medicane Zorbas, verificatosi fra il 27 e il 29 settembre 2018, attraverso l'individuazione delle fasi del suo ciclo evolutivo e le caratteristiche dinamiche e termodinamiche principali. Unitamente a ciò, si è operata una caratterizzazione microfisica del sistema, che consiste nell'analisi della distribuzione dei campi di nubi e precipitazione (allo stato liquido e solido) in relazione alle fasi del ciclo evolutivo del ciclone.

L'analisi dinamica è stata effettuata utilizzando i dati di rianalisi ERA5 provenienti da ECMWF, che sono stati rielaborati per ottenere grafici dell'andamento temporale e sezioni verticali di alcune delle variabili meteorologiche di maggiore interesse.

L'analisi microfisica è stata effettuata mediante la raccolta di dati nelle MW (sia attive che passive), provenienti da satelliti in orbita polare bassa della missione GPM, da cui si sono ricavate informazioni specifiche sull'intensità di precipitazione e si sono stimati i campi di probabilità di grandine mediante l'algoritmo MWCC-H. Un ulteriore elemento integrativo utilizzato per la caratterizzazione microfisica è stato l'utilizzo dei dati satellitari nell'IR, provenienti dal satellite MSG in modalità Rapid Scan in orbita geostazionaria, da cui si sono ricavate informazioni aggiuntive sull'attività convettiva ad alta frequenza temporale (ogni cinque minuti).

Per comprendere a livello generale la situazione a grande scala esistente nell'intervallo di tempo in cui si è verificato il caso di studio in esame è stata condotta un'analisi sinottica dell'evento utilizzando mappe di rianalisi CFS a scala euro-atlantica disponibili online e mappe di alcune variabili nell'intervallo di coordinate 10°E-35°E e 28°N-45°N ottenute a partire dai dati di rianalisi ERA5.

Gli elementi principali ricavati dall'analisi sinottica sono i seguenti:

- 1) La presenza di un'alta pressione di blocco su Europa occidentale e Oceano Atlantico ha impedito un'influenza delle correnti occidentali nello sviluppo del ciclone.
- 2) Soprattutto nella prima parte della giornata del 27 settembre si è riscontrata un'intrusione di una massa di aria fredda da nord-est nella medio-alta troposfera in direzione della zona di formazione del ciclone sul Mar Ionio. Questa massa d'aria era inoltre caratterizzata da valori molto elevati di PV in alta troposfera (maggiori di 4 PVU).
- 3) Dalla notte fra il 27 e il 28 settembre, per tutta quest'ultima giornata e fino alle prime ore del mattino del 29 settembre si è riscontrata la chiara presenza di una zona di calma di vento centrale coincidente con la zona dell'occhio del ciclone.
- 4) Nella seconda metà del 27 settembre si è osservato uno sfasamento nella posizione del minimo di geopotenziale fra i livelli di 500 e 850 hPa. In seguito nella notte del 28 settembre si è registrato un allineamento suggerendo una transizione da ciclone baroclinico a ciclone barotropico.

Si è ipotizzato che l'intrusione dello streamer con elevati valori di PV in alta troposfera sia stato l'elemento principale per l'approfondimento del ciclone.

Il primo risultato ottenuto dall'analisi dettagliata sulla dinamica evolutiva del ciclone è consistito nell'individuazione delle tre fasi di stato che hanno caratterizzato il ciclo di vita del sistema di bassa pressione, riportate come segue:

- 1) Fase pre-medicane di tipo extra-tropicale fra le 1200 UTC del 27 settembre e le 0600 UTC del 28 settembre.
- 2) Fase medicane di tipo tropicale fra le 0600 UTC del 28 settembre e le 0600 UTC del 29 settembre.
- 3) Fase di dissipazione e perdita delle caratteristiche tropicali fra le 0600 UTC e le 2300 UTC del 29 settembre.

Questa suddivisione è stata determinata sulla base di un'analisi svolta con i dati di geopotenziale allo scopo di individuare la transizione da sistema baroclinico a barotropico (simmetria geometrica) e la comparsa del cuore caldo, eventualmente fino in media troposfera (simmetria termica), tipico di queste particolari depressioni di tipo tropicale che talvolta interessano il bacino del Mediterraneo.

Un importante elemento emerso dall'analisi mediante i dati ERA5 riguarda la fase di approfondimento significativo che il ciclone ha mostrato tra le 2000 UTC del 27 settembre e le 0400 UTC del 28 settembre, poco prima della transizione di tipo tropicale; in questo stesso intervallo temporale si è inoltre registrato il picco massimo di intensità del vento in superficie. Infatti, il rapido calo della MSLP determina un aumento dell'intensità del vento in direzione del centro del ciclone, che contribuisce all'avvezione di flussi di calore (sensibile e latente) responsabili del mantenimento dell'attività convettiva, innescando un processo che si autoalimenta.

Il secondo risultato è stato ricavato dall'analisi effettuata sulle variabili PV e RH. In alta troposfera è stata individuata l'intrusione di uno streamer caratterizzato da elevati valori di PV e bassi valori di RH. In media troposfera si è riscontrato un aumento di PV in corrispondenza di un forte aumento di RH. Queste caratteristiche sono state riscontrate nella seconda parte della giornata del 27 settembre e, limitatamente alla media troposfera, anche nella notte successiva. Ciò è in accordo con quanto illustrato nell'analisi sinottica. Le interpretazioni che si possono trarre da questa analisi sono le seguenti:

- 1) Suddivisione delle anomalie di PV nelle due categorie WPV e DPV.
- 2) Individuazione dello streamer di alta PV di origine stratosferica come elemento connesso all'approfondimento del ciclone.

Il terzo risultato, riguardante la dinamica, è stato ottenuto tramite l'analisi dei flussi di calore che rappresentano il contributo dalla superficie per lo sviluppo del ciclone. Le principali conclusioni di questa analisi sono le seguenti:

- 1) Il principale contributo dei flussi di calore si è registrato nella seconda metà del 27 settembre e nella notte successiva e si ritiene che essi costituiscano un elemento di fondamentale importanza soprattutto nella fase di approfondimento del ciclone.
- 2) Il contributo del flusso di calore latente superficiale è molto più importante rispetto a quello del flusso di calore sensibile superficiale, probabilmente perché il ciclone si è originato e si è sviluppato prevalentemente in mare aperto.
- 3) Si registra un picco secondario dei flussi fra la sera del 28 settembre e la notte successiva a nord del minimo di MSLP probabilmente legato ad una ripresa dell'attività convettiva.

Si è pertanto ipotizzato un picco principale dell'attività convettiva nella fase precedente alla transizione di tipo tropicale e un picco secondario nel periodo appena precedente l'inizio della fase di perdita delle caratteristiche tropicali.

Il quarto risultato è stato ottenuto dall'analisi degli indici di instabilità CAPE-Index e K-Index ed è connesso alla microfisica del ciclone. Le principali conclusioni sono le seguenti:

- 1) L'attività convettiva è risultata maggiormente favorita nei quadranti occidentale e settentrionale nella fase precedente la transizione tropicale, come trovato nello studio di Dafis et al. (2020).
- 2) La riduzione parziale degli indici nella fase tropicale matura suggerisce un'attività convettiva ridotta in questa fase, che assume caratteristiche più tipiche di una "shallow convection".
- 3) L'attività convettiva è risultata più evidente intorno al minimo di MSLP e non in corrispondenza di esso.

Il grafico che rappresenta il numero di pixel interessati da convezione profonda è ottenuto dai dati satellitari

MSG in modalità Rapid Scan nell'IR ha fornito una conferma delle ipotesi fatte sulla distribuzione nel tempo dell'attività convettiva.

L'ultima parte dell'analisi ha riguardato la caratterizzazione microfisica del ciclone e, sostanzialmente, si è rivelata in grado di dare una conferma dei risultati finora esposti, oltre che aggiungere alcuni elementi di novità rispetto alle analisi finora condotte su questi fenomeni. I risultati più importanti sono i seguenti:

- 1) L'attività convettiva più intensa e diffusa si è registrata a ridosso e durante la fase di approfondimento del ciclone fino alle prime ore dopo la transizione tropicale. In questa finestra temporale si è concentrata la maggior parte dei fenomeni grandinigeni con picchi associati a grandine di grosse dimensioni nella categoria SH nel corso della notte sul 28 settembre e nelle prime ore del mattino del 28.
- 2) Durante la fase tropicale matura si è registrata un'attività convettiva non troppo intensa.
- 3) Nella fase conclusiva del periodo in cui il ciclone ha mantenuto caratteristiche tropicali si è registrato un picco secondario dell'attività convettiva (con una probabile influenza orografica). In questa fase si è osservata una ripresa delle precipitazioni anche di carattere grandinigeno, sebbene probabilmente i chicchi non abbiano raggiunto grandi dimensioni.
- 4) Nel corso della giornata del 29 settembre l'attività convettiva si è ridotta in maniera significativa; infatti, anche i retrieval di precipitazione che sono stati compiuti sono risultati compatibili con la graduale dissipazione del ciclone.

L'elemento di maggior rilievo innovativo apportato da questo lavoro di tesi è rappresentato dall'analisi di un medicane anche dal punto di vista microfisico con un focus specifico sulla presenza della precipitazione grandinigena, elemento sul quale non sono presenti molti studi specifici in letteratura. Infatti, l'algoritmo MWCC-H utilizzato per determinare la probabilità di grandine è stato sviluppato e implementato a tutti i sensori della costellazione GPM in anni recenti e ha permesso di effettuare l'analisi adottando un punto di vista del tutto originale. Pertanto, lo studio rappresenta un importante punto di partenza per sviluppare ulteriormente in futuro lo studio dei medicane o TLC dal punto di vista anche microfisico oltre che dinamico. L'attenzione posta sulla presenza di grandine in un medicane è importante perché essa rappresenta un pericolo per persone o strutture eventualmente esposte sulla terraferma. In conclusione, si è reso chiaro che i medicane possono provocare grandinate importanti con chicchi anche di grosse dimensioni. Lo studio della loro dinamica e della loro struttura microfisica è di fondamentale importanza perché contribuisce ad avere sempre più elementi utili non solo per comprenderli meglio ma anche per poterli prevedere con maggiore precisione e tempestività. In questo modo si auspica che il progredire della ricerca permetta di ridurre l'impatto dei medicane sulla società ponendo l'attenzione sulle problematiche e i rischi che un simile evento può comportare.

Lista degli acronimi

AMSU-B Advanced Microwave Sounding Unit module B

ATMS Advanced Technology Microwave Sounder

CAMS Copernicus Atmosphere Monitoring Service

CAPE Convective Available Potential Energy

CCN Cloud Condensation Nuclei

CDS C3S Climate Data Store

CERA-SAT Coupled ECMWF Reanalyses for the modern satellite era

(C)ERA-20C (Coupled) ECMWF Reanalyses of the 20th Century

CFS Climate Forecast System

CISK Conditional Instability of the Second Kind

DA Data Assimilation

DEM Digital Elevation Model

DMSP Defense Meteorological Satellite Program

DPR Dual-Frequency Precipitation Radar

DPV Dry Potential Vorticity

ECMWF European Center for Medium-range Weather Forecast

EDA Ensemble of Data Assimilations

ERA-Interim ECMWF Reanalyses Interim

ERA5 ECMWF Reanalyses fifth edition

ERA5 BE ECMWF Reanalyses Back Extension

ERA-15 15-year ERA starting from January 1979 to February 1994

ERA-20CM 20th Century ECMWF Model Integration

ERA-40 45-year ERA from September 1957 to August 2002

EUMETSAT European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites

FCDR Fundamental Climate Data Record

FGGE First GARP Global Experiment

GARP Global Atmospheric Research Program

GMI GPM Microwave Imager

GPM Global Precipitation Measurement Mission

GRIB General Regular-distributed Information in Binary Form

GTS Global Telecommunication System

H Hail

HI Hail Initiation

HRES High Resolution Component (of ERA5)

HTESSEL Revised Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land

IBTrACS International Best Track Archive for Climate Stewardship

IFOV Instantaneous Field Of View

IN Ice Nuclei

IR Infra Red

ITCZ Inter-Tropical Convergence Zone

Ka-PR Ka-band Precipitation Radar

Ku-PR Ku-band Precipitation Radar

MACC Monitoring Atmospheric Composition and Climate

MCC Mesoscale Convective Complex

MCS Mesoscale Convective System

METEOSAT METEOrological SATellite

MetOp Meteorological Operational satellite

MHS Microwave Humidity Sounder

MSG Meteosat Second Generation

MSLP Mean Sea Level Pressure

MW MicroWave

MWCC Microwave Cloud Classification method

MWCC-H Microwave Cloud Classification method for Hail detection

NCAR National Center for Atmospheric Research

NCL NCAR Command Language

netCDF Network Common Data Form

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

OI Overshooting Index

ORASN Nth ECMWF Ocean Reanalyses System

PL Polar Lows

PMW Passive MicroWave

PR Precipitation Radar

PV Potential Vorticity

PVU Potential Vorticity Unit

RAOBCORE Radiosonde Observation Correction using Reanalyses

RH Relative Humidity

RICH Radiosonde Innovation Composite Homogenization

RSS Rapid Scanning Service

RTTOV Radiative Transfer for TOVS

SEKF Simplified Extended Kalman Filter

SEVIRI Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager

sfc surface

SH Super Hail

SI Scattering Index

S-NPP Suomi National Polar-orbiting Partnership

SSMIS Special Sensor Microwave Imager/Sounder

SST Sea Surface Temperature

TB Brightness Temperature

TESSEL Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land

TIROS Television Infrared Observation Satellite

TLC Tropical Like Cyclone

TOVS TIROS Operational Vertical Sounder

TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission

ua upper air

UTC Coordinated Universal Time

VarBC Variational Bias Correction

VIS Visible

WISHE Wind Induced Surface Heat Exchange instability

WPV Wet Potential Vorticity

183-WSL Water Vapour Strong Lines at 183 GHz algorithm

183-WSLH Water Vapour Strong Lines at 183 GHz algorithm for Hail detection

4D-Var Four-Dimensional Variational data assimilation

Bibliografia

Allen, J. T., Giammanco, I. M., Kumjian, M. R., Punge, H. J., Zhang, Q., Groenemeijer, P., Kunz, M., and Ortega, K., Understanding Hail in the Earth System, *Rev. Geophys.*, 58, 2020, <https://doi.org/10.1029/2019RG000665>.

Aonashi, K., and Ferraro, R. R., *Microwave Sensors, Imagers and Sounders*. In: Levizzani, V., Kidd, C., Kirschbaum, D., Kummerow, C., Nakamura, K. and Turk, F. (eds) *Satellite Precipitation Measurement*. Advances in Global change Research 67, Springer, 2020, https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9_4.

Bennartz, R., Thoss, A., Dybbroe, A., and Michelson, D. B., *Precipitation analysis using the Advanced Microwave Sounding Unit in support of nowcasting applications*, *Meteor. Appl.*, 9, 177-189, 2002, <https://doi.org/10-1017/S1350482702002037>.

Bennartz, R., and Bauer, P., *Sensitivity of microwave radiances at 85-183 GHz to precipitating ice particles*, *Radio Sci.*, 38, 4, 8075, 2003, <https://doi.org/10.1029/2002RS002626>.

Byers, H. R., and Braham, R. R., Jr., *Thunderstorm Structure and Circulation*, *J. Meteorol.*, 5(3), 71-86, 1948, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0071:TSAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0071:TSAC>2.0.CO;2).

Buzzi, A., and Tibaldi, S., *Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 271-287, 1978, <https://doi.org/10.1002/qj.49710444004>.

Cavicchia, L., von Storch, H., and Gualdi, S., *A long-term climatology of medicanes*, *Clim. Dyn.*, 43, 1183–1195, 2014a, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1893-7>.

Cavicchia, L., von Storch, H., and Gualdi, S., *Mediterranean Tropical-Like Cyclones in Present and Future Climate*, *J. Climate*, 27, 7493-7501, 2014b, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00339.1>.

Cecil, D. J., *Passive Microwave Brightness Temperatures as Proxies for Hailstorms*, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 1281-1286, 2009, <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2125.1>.

Chaboureaud, J., Pantillon, F., Lambert, D., Richard, E., and Claud, C., *Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 138, 596-611, 2012, <https://doi.org/10.1002/qj.960>.

Charney, J. C., and Eliassen, A. *On the Growth of the Hurricane Depression*, *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75, 1964, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1964\)021<0068:OTGOTH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1964)021<0068:OTGOTH>2.0.CO;2).

Chen, F. W., *Global estimation of precipitation using opaque microwave bands*, PhD Thesis, Department of Electrical Engineering and Computer Science, MIT, 125 pp., 2004.

Chen, F. W., and Staelin, D. H., *AIRS/AMSU/HSB Precipitation Estimates*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 41(2), 410-417, 2003, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808322>.

Dafis, S., Claud, C., Kotroni, V., Lagourvardos, K., and Rysman, J. F., *Insights into the convective evolution of Mediterranean tropical-like cyclones*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 146, 4147-4169, 1-23, 2020, <https://doi.org/10-1002/qj.3896>.

de la Vara, A., Gutiérrez-Fernández, J., González-Alemán, J. J., and Gaertner, M. A., *Characterization of medicanes with a minimal number of geopotential levels*, Int. J. Climatol., 41, 3300-3316, 2021, <https://doi.org/10.1002/joc.7020>.

Emanuel, K. A. *An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance*, J. Atmos. Sci., 43, 585-605, 1986, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0585:AASITF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2).

Emanuel, K. A. *The theory of hurricanes*, Annual Review of Fluid Mechanics, 23, 179-96, 1991, <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.23.010191.001143>.

Felde, G. W., and Pickle, J. D., *Retrieval of 91 and 150 GHz Earth surface emissivities*, J. Geophys. Res., 100(D10), 20855-20866, 1995, <https://doi.org/10.1029/95JD02221>.

Ferraro, R. R., Weng, F., Grody, N. C., and Zhao, L., *Precipitation Characteristics Over Land from the NOAA-15 AMSU Sensor*, Geophysical Research Letters, 27(17), 2669-2672, 2000, <https://doi.org/10.1029/2000GL011665>.

Ferraro, R. R., Weng, F., Grody, N. C., Zhao, L., Meng, H., Kongoli, C., Pellegrino, P., Qiu, S., and Dean, C., *NOAA operational hydrological products derived from the Advanced Microwave Sounding Unit*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 43, 1036-1049, 2005, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.843249>.

Fita, R., Romero, R., Luque, A. Emanuel, K., and Ramis, C., *Analysis of the environments of seven Mediterranean tropical-like storms using an axisymmetric, nonhydrostatic, cloud resolving model*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 7(1), 41-56, 2007, <https://doi.org/10.5194/nhess-7-41-2007>.

Flaounas, E., Gray, S. L., and Teubler, F., *A process-based anatomy of Mediterranean cyclones: from baroclinic lows to tropical-like systems*, Wea. Clim. Dyn., 2, 255-279, 2021a, <https://doi.org/10.5194/wcd-2-255-2021>.

Flaounas, E., Davolio, S., Raveh-Rubin, S., Pantillon, F., Miglietta, M. M., Gaertner, M. A., Hatzaki, M., Homar, V., Khodayar, S., Korres, G., Kotroni, V., Kushta, J., Reale, M., and Ricard, D., *Mediterranean cyclones: Current knowledge and open questions on dynamics, prediction, climatology and impacts*, Wea. Clim. Dyn., Prepr., 2021b, <https://doi.org/10.5194/wcd-2021-55>.

Foote, G. B., *A Study of Hail Growth Utilizing Observed Storm Conditions*, J. Clim. App. Meteor., 23, 84-101, 1984, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0084:ASOHGU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0084:ASOHGU>2.0.CO;2).

Gaertner, M. A., González-Alèman, J. J., Romera, R., Domínguez, M., Gil, V., Sánchez, E., Gallardo, C., Miglietta, M., Walsh, K. J. E., Sein, D. V., Somot, S., Dell'Aquila, A., Teichmann, C., Ahrens, B., Buonomo, E., Colette, A., Bastin, S., Meijgaard, E., and Nikulin, G., *Simulation of medicanes over the Mediterranean Sea in a regional climate model ensemble: impact of ocean-atmosphere coupling and increased resolution*, *Clim. Dyn.*, 51(3), 1041-1057, 2018, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3456-1>.

Gaviola, E., and Alsina Fuertes, F., *Hail Formation, Vertical Currents, and Icing of Aircraft*, *J. Meteor.*, 4, 116-120, 1947, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0116:HFVCAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0116:HFVCAI>2.0.CO;2).

George, J. J., *Weather Forecasting for Aeronautics*, Academic Press, 673 pp., 1960.

Grody, N. C., Weng, and Ferraro, R., *Application of AMSU for obtaining hydrological parameters*. In: Pampaloni, P., Paloscia, S. (Eds), *Microwave Radiometry Remote Sensing of the Earth's Surface and Atmosphere*, VSP Int. Sci. Publ., Utrecht, pp. 339-352, 2000.

Hallet J., and Mossop, S.C. *Production of secondary ice crystals during the riming process*, *Nature*, 249, 26-28, 1974, <https://doi.org/10.1038/249026a0>.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P. et al., *The ERA5 Global Reanalyses*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146, 1999-2049, 202, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.

Heymsfield, A. J., *A Comparative Study of the Rates of Development of Potential Graupel and Hail Embryos in High Plains Storms*, *J. Atmos. Sci.*, 39, 2867-2897, 1982, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<2867:ACSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<2867:ACSOTR>2.0.CO;2).

Homar, V. , Romero, R., Stensrud, D. J., Ramis, C., and Alonso, S., *Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 1469-1490, 2003, <https://doi.org/10.1256/qj.01.91>.

Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., and Iguchi, T., *The Global Precipitation Measurement Mission*, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 701-722, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1>, 2014.

Iguchi, T., *Dual-Frequency Precipitation Radar (DPR) on the Global Precipitation Measurement (GPM) Mission's Core Observatory*. In: Levizzani, V., Kidd, C., Kirschbaum, D., Kummerow, C., Nakamura, K. and Turk, F. (eds) *Satellite Precipitation Measurement*. *Advances in Global change Research* 67, Springer, pp. 183-19, 2020, https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9_11.

Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J., and Neuman, C., *The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS)*, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 363-376, 2010, <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2755.1>.

Knight, N. C., *The Climatology of Hailstone Embryos*, *J. Appl. Meteor.*, 20, 750-755, 1981.

Knight, C. A., and Knight, N. C., *Hailstone Embryos*, J. Atmos. Sci., 27, 659-666, 1970, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1970\)027<0659:HE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1970)027<0659:HE>2.0.CO;2).

Lagouvardos, K., Kotroni, V., Nickovic, S., Jovic, D., and Kallos, G., *Observations and model simulations of a winter sub-synoptic vortex over the Central Mediterranean*, Meteor. Appl., 6, 371-383, 1999, <https://doi.org/10.1017/S1350482799001309>.

Laviola, S., *Extraction of optical and microphysical parameters from satellite imagery of cloud systems*, PhD Thesis (in Italian), Department of Engineering and Environmental Physics, University of Basilicata, 98 pp., 2006a.

Laviola, S., *Rain rate detection using scattering index approach. A Quantitative Comparison of Two Techniques and Improvement of Bennartz Algorithm*, EUMETSAT SAF-NWP Technical Report Met. Office, Exeter, 22 pp., 2006b.

Laviola, S., and Levizzani, V., *The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm. Part I: Retrieval design*, Atmos. Res., 99, 443-461, 2011, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.11.013>.

Laviola, S., Levizzani, V., Cattani, E., and Kidd, C., *The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm. Part II: validation using ground radar measurements*, Atmos. Res., 134, 77-86, 2013, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.07.013>.

Laviola, S., Levizzani, V., Ferraro, R. R., and Beauchamp, J., *Hailstorm Detection by Satellite Microwave Radiometers*, Remote Sens., 12, 621, 2020a, <https://doi.org/10.3390/rs12040621>.

Laviola, S., Monte, G., Levizzani, V., Ferraro, R. R., and Beauchamp, J., *A New Method for Hail Detection from the GPM Constellation: A Prospect for a Global Hailstorm Climatology*, Remote Sens., 12, 3553, 2020b, <https://doi.org/10.3390/rs12213553>.

Leslie, R. V., and Staelin, D. H., *NPOESS Aircraft Sounder Testbed-Microwave: observations of clouds and precipitation at 54, 118, 183 and 425 GHz*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 42(10), 2240-2247, 2004, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.834639>.

Mazza, E., Ulbrich, U., and Klein, R., *The Tropical Transition of the October 1996 Medicane in the western Mediterranean sea: A warm seclusion event*, Mon. Wea. Rev., 145, 2575-2595, 2017, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0474.1>.

Miglietta, M. M., and Rotunno, R., *Development mechanisms for Mediterranean tropical-like cyclones (Medicanes)*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 145, 1444-1460, <https://doi.org/10.1002/qj.3503>, 2019.

Miglietta, M. M., Cerrai, D., Laviola, S., Cattani, E., and Levizzani, V., *Potential vorticity patterns in Mediterranean "hurricanes"*, Geophys. Res. Lett., 44, 2537-2545, <https://doi.org/10.1002/2017GLO72670>, 2017.

Miglietta, M. M., Davolio, S., Moscatello, A., Pacifico, F., and Rotunno, R., *The role of surface fluxes in the development of a tropical-like cyclone in southern Italy*, *Ad. Sci. Res.*, 2, 35-39, 2008, <https://doi.org/10.5194/asr-2-35-2008>.

Miglietta, M. M., S. Laviola, A. Malvaldi, D. Conte, V. Levizzani, and C. Price, *Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean Sea through a combined modelling and satellite approach*, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2400-2405, 2013, <https://doi.org/10.1002/grl.50432>.

Moscatello, A., Miglietta, M. M., and Rotunno, R., *Numerical analysis of a Mediterranean "hurricane" over southeastern Italy*, *Mon. Wea. Rev.*, 136, 4373-4397, 2008, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2512.1>.

Nelson, F. P., *The Influence of Storm Flow Structure on Hail Growth*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 40, 1965-1983, 1983.

Pflaum, J. C., *Hail Formation via Microphysical Recycling*, *J. Atmos. Sci.*, 37, 160-173, 1980, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<0160:HFVMR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<0160:HFVMR>2.0.CO;2).

Picornell, M. A., Campins, J., and Jansà, A., *Detection and thermal description of medicanes from numerical simulation*, *Nat. Hazard Earth Syst. Sc.*, 14, 1059-1070, 2014, <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1059-2014>.

Portmann, R., González-Alemán, J. J., Sprenger, M., and Wernli, H., *How an uncertain short-wave perturbation on the North Atlantic wave guide affects the forecast of an intense Mediterranean cyclone (Medicane Zorbas)*, *Wea. Clim. Dyn.*, 1, 597-615, 2020, <https://doi.org/10.5194/wcd-1-597-2020>.

Pytharoulis, I., Craig, G. C., and Ballard, S. P., *The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995*, *Meteor. Appl.*, 7, 261-279, 2000, <https://doi.org/10.1017/S1350482700001511>.

Ragone, F., Mariotti, M., Parodi, A., Von Hardenberg, J., and Paquero, C., *A climatological study of western mediterranean medicanes in numerical simulations with explicit and parameterized convection*, *Atmosphere*, 9, 397, 2018, <https://doi.org/10.3390/atmos9100397>.

Rasmussen, E., and Zick, C., *A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows*, *Tellus A*, 39, 408-425, 1987, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v39i4.11770>.

Rasmussen, R. M., and Heymsfield, A. J., *Melting and Shedding of Graupel and Hail. Part I: Model Physics*, *J. Atmos. Sci.*, 44(19), 2754-2763, 1987a, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<2754:MASOGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2754:MASOGA>2.0.CO;2).

Rasmussen, R. M., and Heymsfield, A. J., *Melting and Shedding of Graupel and Hail. Part II: Sensitivity Study*, *J. Atmos. Sci.*, 44(19), 2764-2782, 1987b, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<2764:MASOGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2764:MASOGA>2.0.CO;2).

Reale, O., and Atlas, R., *Tropical Cyclone-Like Vortices in the Extratropics: Observational Evidence and Synoptic Analysis*, *Wea. Forecasting*, 16, 7-34, 2001, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2001\)016<0007:TCLVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2001)016<0007:TCLVIT>2.0.CO;2).

Tous, M., Romero, R., and Ramis, C., *Surface heat fluxes influence on medicane trajectories and intensification*, Atmos. Res., 123, 400-411, 2013, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.05.022>.

Tous, M., and Romero, R., *Meteorological environments associated with medicane development*, Int. J. Climatol., 33, 1-14, 2013, <https://doi.org/10.1002/joc.3428>.

Verhulst, P. F., *Recherces mathématiques sur la loi d'accroissement del la population*, Nouv. Mèmoires l'Académie R. Sci. Belles-Lett. Brux., 18, 24-54, 1845.

Zhang, W., Villarini, G., Scoccimarro, E., and Napolitano, F., *Examining the precipitation associated with medicanes in the high-resolution ERA5 reanalysis data*, Int. J. Climatol., 41(S1), E126-E132, 2021, <https://doi.org/10.1002/joc.6669>.

Ringraziamenti

Innanzitutto, desidero ringraziare il mio relatore Vincenzo Levizzani e il CNR-ISAC di Bologna per avermi dato la possibilità di partecipare, seppur in minima parte, ad un lavoro di ricerca e mi ha permesso di scoprire il funzionamento di questo settore e capire come si svolgono le attività in un ambiente di questo tipo. Inoltre, il professore si è dimostrato sempre gentile, cordiale e disponibile mantenendo un buon clima.

Ringrazio anche soprattutto Giulio Monte e Sante Laviola, i miei tutor, che mi hanno seguito nel mio lavoro da più vicino fornendomi idee e sostegno talvolta anche psicologico oltre che tecnico che, nel mio percorso, è stato di fondamentale importanza e mi ha permesso di crescere e imparare arricchendo il mio bagaglio di esperienze personali e di studio e introducendomi alla comprensione del mondo della ricerca.

Inoltre, ringrazio la mia famiglia e i miei genitori che sono sempre di fondamentale importanza nel mio progredire in quanto non smettono mai di credere in me qualsiasi cosa accada e cercano sempre di stimolarmi a migliorare per raggiungere gli obiettivi della vita in un costante processo di crescita. Ringrazio anche Jasmine che, da diversi anni, è la persona più importante per me e che è sempre pronta a sostenermi e ascoltarmi in ogni circostanza anche e soprattutto nei momenti bui e di difficoltà che non sono mancati anche nel corso del lavoro a questa tesi.

Infine, ringrazio tutte le persone che ho avuto il piacere di conoscere, con cui ho condiviso il percorso di studi a Bologna e con cui ho stretto legami di amicizia importanti perché mi sono potuto confrontare con loro nel mio percorso ricevendo preziosi consigli e sostegno.