

**ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITA' DI BOLOGNA**

---

**FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI**

**Corso di laurea triennale in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia**

## **LA STRUTTURA DEI MEDICANE**

Tesi di laurea di:  
Giacomo Pincini

Relatore:  
Vincenzo Levizzani

Sessione III  
Anno Accademico 2012-13

*"Perchè avete paura, uomini di poca fede?"  
Poi si alzò in piedi, sgridò il vento e il mare, e si fece gran bonaccia.*

*(Matteo 8,26)*

# INDICE

1	Introduzione.....	9
2	I Mediane.....	12
2.1	Gli uragani tropicali.....	12
2.2	Cicloni con caratteristiche tropicali nel Mediterraneo.....	22
2.3	Sistemi di analisi.....	28
2.3.1	Modello WRF.....	28
2.3.2	Diagramma di fase di Hart.....	30
2.3.3	Algoritmo 183-WSL per la stima della precipitazione.....	33
2.4	Zone di formazione e traiettorie.....	38
2.5	Caratteristiche dei Mediane.....	42
2.6	Struttura delle nubi e della precipitazione.....	45
3	Mediane del settembre 2006 sulla Puglia.....	49
3.1	Analisi sinottica.....	51
3.2	Descrizione osservativa.....	55
3.3	Analisi strutturale.....	60
4	Conclusione.....	72

# Elenco delle tabelle

- 2.1 Classificazione di Saffir-Simpson [NOAA]
- 2.2 Soglie per la classificazione basate sulle differenze dei canali in finestra atmosferica  
 $\Delta w_{in} = T_{B89} - T_{B150}$  [Laviola and Levizzani, 2011]
- 3.2 Tabella 2.3. Elenco dei Medici, con le loro caratteristiche, dal 1999 al 2012

## Elenco delle figure

Figura 2.1 Le traiettorie indicate nel planisfero indicano le rotte percorse dai cicloni. Con le frecce scure e contrassegnate con il numero 1, vengono indicati i percorsi di quelli extra-tropicali; mentre con quelle chiare e con il numero 2, sono indicati i tracciati di quelli tropicali. Le acque oceaniche ombreggiate sono quelle con temperature superficiali oltre i 25°C.

Figura 2.2 Modello concettuale della regione più interna di un ciclone tropicale [Houze, 2010].

Figura 2.3 Illustrazione schematica del flusso secondario all'interno dell'occhio e dell'eyewall di un uragano. Le linee tratteggiate mostrano la posizione iniziale dell'eyewall che si sta contraendo [Houze, 2010].

Figura 2.4 Figura 2.4. Un ciclone tropicale schematizzato come una macchina di Carnot [adattato da Emanuel, 1991]:

1. ramo a-b: espansione isoterma.
2. ramo b-c: espansione adiabatca.
3. ramo c-d: compressione isoterma.
4. ramo d-a: compressione adiabatca.

Figura 2.5 Schema che rappresenta i processi di precipitazione e le regioni favorite per la separazione delle cariche [Houze, 2010].

Figura 2.6. Grafici relativi all'uragano Dennis, 5-14 luglio'05: in (a) minimo di pressione al centro dell'uragano e massima intensità del vento, in (b) massima intensità del vento e frequenza dei fulmini osservata all'interno di una griglia 10° x 10° centrata nell'occhio del ciclone [Price et al., 2009].

Figura 2.7. Sfasamento nel tempo tra il massimo dell'attività elettrica e il massimo dell'intensità dei venti in 56 uragani [Price et al., 2009]. la linea verticale separa le zone di anticipo e ritardo del valore massimo dei fulmini rispetto alla fase più intensa dell'uragano.

Figura 2.8. Confronto tra un ciclone mediterraneo (a) e uno tropicale (b). Il sistema mediterraneo osservato dal Meteosat il 16 gennaio 1995 (a) [Fita et al., 2007] ha una struttura nuvolosa analoga a quella dell'uragano Katrina (b) osservato dal GOES nell'agosto 2005 in fase di categoria 5.

Figura 2.9. Componenti del sistema WRF [Skamarock et al., 2008] .

Figura 2.10. Confronto del parametro B di Hart tra un ciclone tropicale (non frontale) termicamente simmetrico (Uragano Floyd del 14 settembre 1999) in (a) ed uno extratropicale (frontale) termicamente asimmetrico ("Cleveland superbomb" del 26 gennaio 1978) in (b) [Hart, 2003].

Figura 2.11. Confronto dei parametri di Hart  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$  tra l'uragano Floyd del 14 settembre 1999 (warm core) in (a) e il ciclone extratropicale "cleveland superbomb" del 26 gennaio 1978 (cold core) in (b) [Hart, 2003].

Figura 2.12. Diagramma di fase dell'uragano Floyd con transazione a ciclone extratropicale [Hart, 2003]: in (a) parametri B e  $-V_T^L$ , in (b) parametri  $V_T^U$  e  $V_T^L$ .

Figura 2.13. Funzioni peso dei canali di AMSU-B:  $C1 = 89 \text{ GHz}$ ,  $C2 = 150 \text{ GHz}$ ,  $C3 = 184 \text{ GHz}$ ,  $C4 = 186 \text{ GHz}$  e  $C5 = 190 \text{ GHz}$  [CIRA].

Figura 2.14. Trasmissanza dell'atmosfera nelle microonde [CIRA, Cooperative Institute for Research in the Atmosphere].

Figura 2.15. Schema dell'algorithmo 183-WSL [Laviola and Levizzani, 2011].

Figura 2.16. Traiettorie dei Mediane per i bacini del Mar Mediterraneo centrale (a) e sud (b). I segmenti in grassetto indicano gli istanti in cui il ciclone ha caratteristiche di tipo tropicale in base ai valori dei parametri di Hart.

Figura 2.17. Traiettorie dei Mediane per i bacini del Mar Mediterraneo ovest (a) ed est (b). I segmenti in grassetto indicano gli istanti in cui il ciclone ha caratteristiche di tipo tropicale.

Figura 2.18. Istogrammi rappresentativi della distribuzione spaziale e temporale dei Mediane.

Figura 2.19. Istogrammi della frequenza annuale (blu) dei casi dal 1999 al 2012 e la loro classificazione in base alla scala di Saffir-Simpson (rosso).

Figura 2.20. Immagini RGB di MODIS di due casi di Mediane. In (a) il TLC in prossimità di Creta del 15 dicembre 2005 alle 0950 UTC mentre in (b) il TLC del 4 dicembre 2008 alle 0920 UTC che si estende sul Sud Italia.

Figura 2.21. Identificazione del tipo di nube e stima delle precipitazioni effettuate con l'algorithmo 183-WSL relative al 4 dicembre 2008 alle ore 0441 UTC (sinistra) e 1206 UTC (destra).

Figura 2.22. Mediane del 26-27 maggio 2003: (a) e (b) stime dell'intensità di precipitazione, (c) e (d) classificazione del tipo di nubi tramite l'algorithmo 183-WSL, (e) e (f) immagini RGB di MODIS.

Figura 3.1. Mappa dell'Italia sudorientale che mostra la posizione delle 33 stazioni di superficie di meso-network (punti blu), i siti radar (Maglie e Bari Palese) (punti rosa) e la stazione osservativa

dell'aeroporto di Galatina (punto rosso). Sono anche indicati i nomi delle principali città della regione.

Figura 3.2. La migliore stima della traiettoria del ciclone Mediterraneo tra le 0820 e 2000 UTC circa, così come è stata ricostruita dai dati osservazionali.

Figura 3.3. Percorso del ciclone dalle ore 0000 UTC alle 1800 UTC del 25 Settembre (i triangoli neri indicano la posizione del minimo ogni 3 ore). Accanto ad ogni triangolo è indicata la MSLP in hPa. La topografia è rappresentata con le aree ombreggiate nella scala delle tonalità del grigio.

Figura 3.4.

(a) altezza del geopotenziale a 500 hPa (linee continue spesse ogni 100 m), campo termico a 500 hPa (linee continue sottili ogni 4°C), e asse della saccatura (linea nera tratteggiata).

(b) altezza del geopotenziale a 850 hPa (linee continue spesse ogni 40 m), campo termico a 850 hPa (linee continue sottili ogni 4°C), e posizione del sistema frontale.

Entrambe le immagini raffigurano la situazione alle ore 1200 UTC del 24 Settembre 2006.

Figura 3.5. Analisi del ECMWF alle 0600UTC, 26 settembre 2006: (a) MSLP in hPa (colori), e temperatura a 850 hPa in °C (linee bianche); (b) altezza del geopotenziale a 500 hPa in m (colori) e temperatura a 500 hPa in °C (linee bianche). C1 e C2 denotano rispettivamente la posizione del minimo di pressione sul Tirreno e del minimo sopra lo Ionio settentrionale. Il rettangolo delimita la Penisola Salentina nell'Italia Sudorientale.

Figura 3.6. Immagine del Meteosat di Seconda Generazione (Canale 12) alle 1412UTC, 26 Settembre 2006, ingrandita sull'Italia meridionale; la migliore stima della traiettoria del ciclone è indicata dalla curva rossa. La direzione del movimento è da SE verso NW.

Figura 3.7. Temperatura superficiale del mare (SST) in (°C); sono anche riportati i gradi di longitudine e latitudine, rispettivamente lungo le ascisse e le ordinate. I dati sono ottenuti dal database settimanale di NCEP.

Figura 3.8. Pressione media a livello del mare in hPa (colori) alle (a) 0900 UTC, (b) 0915 UTC, (c) 0930 UTC, e (d) 0945 UTC, il 26 Settembre 2006. I valori di MSLP sono ricavati dall'interpolazione dei dati forniti dalle 33 stazioni di superficie, distribuite lungo l'Italia sud-orientale.

Figura 3.9. Mappe di riflettività (elevazione 2.75°) in dBz dal radar in Maglie il 26 Settembre 2006 alle (a) 0820 UTC, (b) 0840 UTC, (c) 0900 UTC, (d) 0940 UTC.

Figura 3.10. Evoluzione temporale della MSLP, presso sei differenti stazioni, dalle 0000 UTC alle 2345UTC del 26 Settembre del 2006. La posizione di queste stazioni è raffigurata in figura 3.1.

Figura 3.11. (a) Direzione del vento in gradi, (b) velocità del vento in nodi presso l'aeroporto di Galatina la mattina del 26 Settembre (dalle 0500 alle 1200 UTC).

Figura 3.12. (a,b,c,d da in alto a sinistra a in basso a destra). Mappe di riflettività in dBz dal radar di Bari Palese il 26 Settembre 2006 alle (a) 1110UTC, (b) 1220UTC, (c) 1330UTC e (d) 1440UTC.

Figura 3.13. Come in figura 3.5., ma alle (a) 1700UTC, (b) 1800UTC, (c) 1900UTC e (d) 2000UTC.

Figura 3.14. Evoluzione del ciclone come definito attraverso la traiettoria nel diagramma di fase:  $B / -V_T^L$  (lato sinistro), e  $-V_T^L / -V_T^U$  (lato destro). La direzione dell'evoluzione è indicata dalle frecce. I parametri sono valutati sulla griglia esterna.

Figura 3.15. MSLP (linee nere ogni hPa) e vento orizzontale a 850 hPa (frecce grige) in (a) alle 1800 UTC del 24 Set e in (b) alle 1200 UTC del 25 Set [la linea orizzontale spessa AA' in (a) e (b) denota la locazione della sezione trasversale rappresentata in (c) e (d)]; temperatura potenziale (K, aree ombreggiate in scala di grigio) e componente V del vento (in m/s con linee ogni 2 m/s) lungo la sezione trasversale verticale AA' in (c) alle 1800 UTC del 24 Set e in (d) alle 1200 UTC del 25 Set. La "L" in fondo ai pannelli indica la posizione del ciclone. In (a) e (b) la topografia del modello è rappresentata in aree ombreggiate in scala di grigio, e la velocità del vento a 850 hPa è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è mostrata in basso a destra su ciascuno dei due pannelli e è uguale a 30 m/s in (a) e 20 m/s in (b).

Figura 3.16. Temperatura potenziale a 1000 hPa (in K, con aree ombreggiate in scala di grigio) e vento orizzontale a 10 m (frecce nere) alle (a) 0900, (c) 1200, e (e) 1800 UTC del 25 Settembre; acqua precipitabile a 800 hPa (in g/kg, con aree ombreggiate in scala di grigio) e MSLP alle (b) 0900, (d) 1200, e (f) 1800 UTC del 25 Settembre [linee nere ogni 2 hPa; contorno spesso per MSLP=1007.5 hPa in (d) per meglio localizzare la posizione del minimo]. La "X" in (b), (d), e (f) denota la posizioni dove sono stati presi i sondaggi termodinamici in fig.3.17: in particolare la croce sudoccidentale (nordorientale) in (b) corrisponde alla località del radiosondaggio mostrato in fig. 3.17(a) (fig. 3.17(b)); le croci in (d) [(f)] corrispondono alle fig. 3.17(c) [fig. 3.17(b)]. La velocità del vento a 10 m è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è raffigurata in alto a destra di ciascun pannello e è uguale rispettivamente a 10 m/s in (a) e (c), e 20 m/s in (e). La scala di grigio per la temperatura potenziale a 1000 hPa in (a), (c) ed (e) è mostrata in alto alla figura.

Figura 3.17. Radiosondaggio termodinamico alle coordinate geografiche (a) 34.5°N, 12.0°E e (b) 36.0°N, 14.0°E delle ore 0900 UTC del 25 Set; alle coordinate geografiche (c) 37.0°N, 13.0°E alle 1200 UTC del 25 Set; e in posizione (d) 36.5°N, 15.0°E alle 1800 UTC del 25 Set. La linea continua in grigio rappresenta l'ascesa di una particella dalla superficie. Il vento è plottato seguendo le convenzioni standard (1 "dente" piccolo = 5 nodi, 1 "dente" grande = 10 nodi).

Figura 3.18. Radiosondaggio termodinamico preso in località 39.0°N, 19.0°E alle 0600 UTC del 26 Set

Figura 3.19. MSLP (linee nere ogni hPa) e vento orizzontale alla quota di 900 hPa (frecce nere) alle ore (a) 0000 UTC e (b) 0200 UTC del 26 Set; precipitazioni orarie (linee spesse tratteggiate ogni 25 mm/h) dalle ore (a) 0000 alle 0100 UTC del 26 Set e (b) dalle 0200 alle 0300 UTC del 26 Set. La topografia è rappresentata con aree ombreggiate in scale di grigio. La velocità del vento a 900 hPa è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è raffigurata sul lato in basso a destra di ciascun pannello e è uguale a 20 m/s in (a) e 30 m/s in (b).

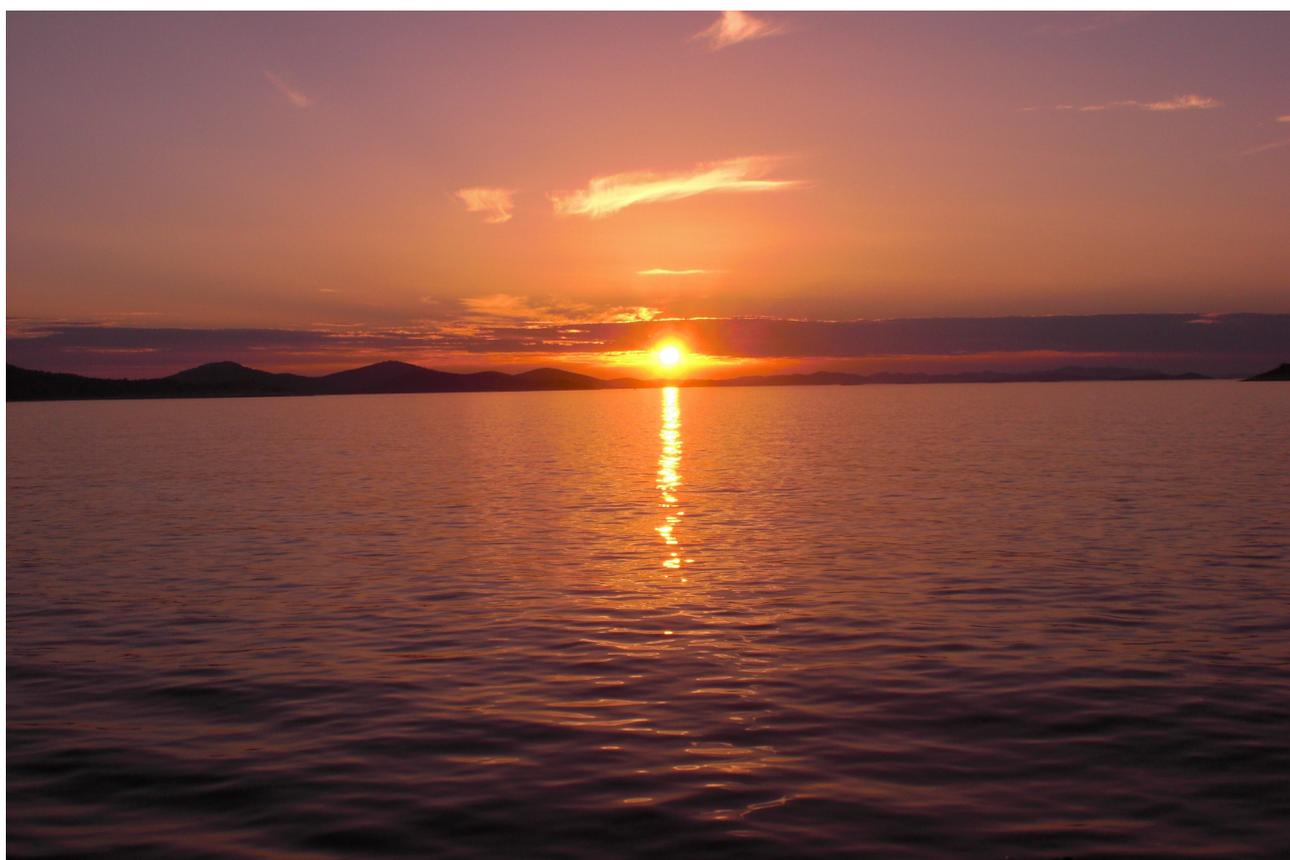
Figura 3.20. (a) Sezione trasversale verticale della media azimutale della velocità del vento azimutale (m/s, linee nere) e temperatura potenziale (K, aree ombreggiate in scala di grigio) alle 1100 UTC del 26 Set, in un sistema di coordinate dove l'origine è localizzata sopra il minimo di pressione; (b) componente del vettore del vento risultante dalla composizione di componenti radiali e verticali (frecce nere) e rapporto di mescolamento di acqua in nube (g/g, aree ombreggiate in scala di grigio) alle 1100 UTC del 26 Set. L'asse orizzontale rappresenta la distanza radiale (km) dal centro del minimo di pressione; l'asse verticale rappresenta la quota (m) (i livelli verticali del

modello sono equidistanti lungo l'asse verticale ; così la scala delle distanze non è lineare rispetto alla verticale e i numeri sugli assi verticali sono solamente approssimati, dal momento che i livelli del modello sono soltanto approssimati a una fissata altezza). La velocità del vento della componente risultante dalle componenti radiali e verticali è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è mostrata sul lato in basso a destra di (b) ed è uguale a 10 m/s.

Figura 3.21. Depressioni accoppiate (C1 e C2) sull'Italia meridionale il 26 set 2006: (a) metodo di caratterizzazione di nubi MSG-RGB, (b) AMSU-B  $T_{B150}$  (K), e (c)  $T_{B186}$  (K). Gli occhi dei due cicloni sono visti insieme con la traiettoria di rotazione di C2 attorno al bordo di C1. Allo stesso tempo i canali PMW distinguono più regioni di scattering, tipicamente associate con grandi cristalli di ghiaccio al top delle nubi e precipitazione intensa, da quelle più assorbenti, che possono essere correlate a deboli piogge o ad assorbimento di vapore acqueo. In particolare, vengono individuati una forte area di scattering sopra la Puglia e assorbimento da parte del vapor d'acqua che circonda il ciclone. (d),(g) Tipo di pixel prodotti dal 183-WSL: precipitazione convettiva (rosso), stratiforme (giallo); gocce di nube (cyan) e acqua liquida (blue); copertura nevosa (verde chiaro), nevicate (verde scuro); (e),(h) contenuto di pioggia prodotto dal 183-WSL (mm/h); e (f), (i) simulazione di precipitazioni dal WRF (mm/h). la caratterizzazione dei pixel del 183-WSL mostrano un isolato sistema rotante sull'Italia sudorientale. Un'intrusione di gocce di nube e vapor d'acqua nei bassi strati sembra rinforzare il ciclone c2 da SW. La linea rossa tratteggiata segna il percorso dell'orbita satellitare. Sopra la Puglia alcuni pixel sono attribuiti per sbaglio alla copertura nevosa (verde chiaro). (j), (k) I prodotti della simulazione del WRF (mm/h) filtrati sulla soglia di 1 mm/h.

Alziamo gli occhi al cielo, guardiamo ai fenomeni atmosferici come stimolante occasione di svago, di godimento estetico, di crescita interiore: le nuvole si prestano ad essere semplicemente ammirate, oppure fotografate e classificate in una caccia che non ha nulla di invidiare al collezionismo più classico. Anzi, è una forma di collezione suprema, fatta sempre di pezzi unici, irripetibili. Nei nostri ambienti artefatti, dominati da asfalto, cemento e visioni virtuali, il cielo è l'ultimo elemento di una natura selvaggia che entra, sempre e ovunque, nella nostra quotidianità. Guardiamolo, questo cielo, guardiamolo quando splende di luce primaverile, quando gioca con i cirri, quando è grigio di nebbia, quando esplode in un temporale...

*...Ha sempre qualcosa da dirci.*



# 1 Introduzione

Il clima della Terra è in continua evoluzione, ma nell'ultimo trentennio le anomalie sono state così intense, rapide e numerose da far pensare che tutto ciò ormai non possa essere più attribuito ad una "normale e naturale variabilità climatica". Le cause sono generalmente attribuite al Global Warming, ovvero al surriscaldamento in atto sulla Terra dovuto all'emissione di gas serra da parte dell'uomo. Gli studi sono in corso e non c'è un completo consenso sui meccanismi, ma è un fatto che il riscaldamento c'è stato, anche se sembra essere in atto un'inversione di tendenza negli ultimi anni. Non è chiaro se l'instabilità climatica si manifesti alla scala locale, in particolare, con un rapido aumento in frequenza ed intensità di tutti gli eventi meteorologici violenti (uragani, tornado, alluvioni, nubifragi, tempeste di vento, siccità, ondate di caldo), un fenomeno ormai noto come estremizzazione del clima. I dati sono contrastanti e i rapporti causa-effetto tutt'altro che univoci. La causa dell'aumento in numero e in forza di questi fenomeni, se provata, andrebbe ricercata nella circolazione generale dell'atmosfera, la quale negli ultimi decenni ha modificato profondamente i propri *pattern* su gran parte del globo, come testimoniato dal fatto che sono diventate ormai ricorrenti le anomalie delle grandi strutture bariche e circolatorie che regolano da sempre il clima di interi continenti, come i monsoni sull'area indo-himalayana, l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) sul Pacifico e la NAO (Northern Atlantic Oscillation) sull'area euro-mediterranea. In particolare dalla NAO viene a dipendere la reciproca fondamentale interazione tra Anticiclone delle Azzorre e Ciclone d'Islanda. Non è, tuttavia, da escludere che nelle anomalie della circolazione atmosferica vi sia anche l'impronta degli oceani attraverso un incipiente cambiamento nella Corrente del Golfo e nel "Grande Nastro Trasportatore", in seguito alla crescente massa di acque dolci immesse negli oceani dalla fusione dei ghiacci polari e delle anomalie saline che la maggior evaporazione sta generando nelle correnti oceaniche superficiali. La maggior parte degli eventi citati all'inizio sono,

in realtà, già da sempre di casa in molte aree del pianeta. La loro comparsa sempre più frequente anche sulla nostra Penisola ha generato nei più stupore, allarme, diffuso senso di insicurezza nei confronti delle vicende climatiche. D'altra parte, è anche vero che c'è al giorno d'oggi maggiore consapevolezza degli eventi meteorologici e maggiore cultura meteorologica in genere, per cui è difficile discriminare eventuali aumenti in frequenza e intensità degli eventi dal semplice fatto che ora li si nota maggiormente sapendo di cosa si tratta. Ciò è sicuramente successo per i fenomeni toracici che si sospettavano assenti sul continente europeo e li si è, invece, scoperti molto frequenti una volta che si è deciso di osservarli accuratamente e documentarli. In ogni caso, vi è stato un crescente interesse da parte dei mass-media e dell'opinione pubblica su tali fenomeni, dei quali si desidera ormai sapere quasi tutto, ovvero "perché, come, dove e quando" si sviluppano. Tra i fenomeni di forte intensità che si sviluppano sul Mediterraneo, in questa tesi vengono trattati i cicloni di tipo tropicale che sono complessivamente rari (con una media di un caso o un caso e mezzo all'anno) e si formano sul Mare Nostrum. Questi sistemi Mediterranei speciali vengono chiamati "Medicane" (MEDiterranean hurriCANES, Emanuel 2005). Il bacino del Mediterraneo è riconosciuto essere una delle aree più ciclogenetiche del mondo con una media di 1817 centri depressionari ogni anno. Tipicamente queste sono perturbazioni barocline che si sviluppano sottovento alle catene montuose che circondano questo bacino [es. Buzzi and Tibaldi 1978]. Infatti le correnti mediamente da ovest giungendo dall'Atlantico, trovando come ostacoli le catene montuose dell'Atlante, dei Pirenei e delle Alpi, tendono a formare ciclogenesi orografica principalmente sui settori occidentali del Mediterraneo, sul Golfo di Genova e sul braccio di mare circostante l'isola di Cipro. La presenza di cicloni di tipo tropicale nel Mar Mediterraneo è stata documentata dai primi anni '80. La disponibilità di immagini satellitari ha rivelato la struttura simile ai cicloni tropicali, con un occhio quasi circolare circondato da uno spesso muro di nubi e da una struttura nuvolosa approssimativamente asimmetrica. L'estensione orizzontale di questi cicloni è decisamente più piccola di quelli tropicali, aggirandosi tra alcune decine a poche centinaia di chilometri al massimo, e l'intensità di questi cicloni è generalmente più debole: il minimo di pressione registrato in un Medicane è di 986 hPa [Moscatello et al. 2008], che appartiene alla categoria 1 (debole intensità) della scala Saffir.-Simpson per la forza dei cicloni tropicali. Lo sviluppo dei Medicane avviene principalmente nel periodo conclusivo dell'estate e all'inizio dell'autunno, dovuto alla combinazione di temperature della superficie marina (sea surface temperature, SST) relativamente alte, vicino al loro massimo termico annuale, e alle prime avvezioni di aria fredda che raggiungono il Mediterraneo in conseguenza dell'indebolimento del patter anticiclonico estivo al di sopra dell'Europa. La differenza di temperatura tra aria e mare gioca un ruolo fondamentale nella genesi dei Medicane, simile al ruolo che esso gioca per i cicloni

tropicali. Il fatto che la loro presenza sia associata con intrusioni di aria fredda spiega perché questi sistemi possono essere comparati alle polar low e perché possono formarsi anche quando la SST è inferiore ai 26°C, che è generalmente considerata come il limite sotto il quale un uragano non può formarsi nelle regioni tropicali. Nonostante si sia giunti a una piena conoscenza degli ingredienti chiave necessari per la formazione dei Mediane, la loro prevedibilità è ancora limitata poiché c'è una vasta gamma di processi che giocano un ruolo, così come le incertezze del sistema dovute a una inerente non linearità delle dinamiche atmosferiche e interazioni di scala diverse. La loro estensione di scala ridotta aggiunta all'assenza o rarità di osservazioni sinottiche nelle aree dove si sviluppano contribuiscono a una cattiva qualità della previsione di questo genere di fenomeni. In questo senso, c'è stato un aumento di interesse nell'identificazione e quantificazione delle sorgenti di incertezza che colpiscono la previsione di questi fenomeni e la loro proiezione climatica sulle regioni Mediterranee. È così importante avere una descrizione climatica il più accurata possibile di questi sistemi meteorologici a elevato impatto e dell'ambiente nel quale si sviluppano. Questo è particolarmente vero quando si tratta di prevedere le loro traiettorie visto che la maggior parte delle sponde del Mediterraneo sono densamente popolate e quindi si potrebbero verificare gravi conseguenze.

Questa tesi inizia con una breve descrizione della struttura e dei meccanismi di sviluppo degli uragani tropicali e poi dei cicloni di tipo tropicale nel Mediterraneo. Successivamente vengono descritti il modello meteorologico Weather Research and Forecasting (WRF) utilizzato per simulare i casi di studio. Inoltre vengono presentati i diagrammi di fase di Hart [2003] che sono utili per identificare la trasformazione delle depressioni mediterranee in sistemi tropicali, attraverso analisi di struttura di questi fenomeni. Inoltre si è descritto il metodo di stima della precipitazione 183-WSL che, sfruttando le osservazioni satellitari nelle microonde a 183.31 GHz, ha permesso un'analisi della distribuzione dei campi di precipitazione al suolo. Successivamente si discutono le zone di formazione e le traiettorie dei Mediane, assieme alle loro ricorrenti caratteristiche. Il capitolo 3 di questo lavoro è interamente dedicato a una dettagliata analisi del Mediane che il 26 settembre 2006 colpì l'Italia Sudorientale e nella fattispecie la Puglia. Infine nell'ultima parte della tesi si traggono le conclusioni del lavoro svolto e vengono discussi i possibili studi futuri alla luce dei risultati presenti al momento in letteratura.

## **2 I Mediane**

Le prime teorie avanzate in letteratura sulla formazione e sulla struttura dei Mediane si basano su una serie di estrapolazione e adattamenti delle teorie generali relative agli uragani tropicali. Questo approccio allo studio dei cicloni mediterranei è dovuto alla completa mancanza di una teoria ad hoc in grado di spiegare la loro formazione a latitudini superiori a quelle dove tipicamente e stagionalmente si generano gli uragani. Negli ultimi decenni, strumentazione osservativa sempre più sofisticata e metodologie di studio più dettagliate hanno consentito una migliore caratterizzazione di queste strutture mediterranee permettendo alla comunità scientifica di iniziare a sviluppare una teoria specifica per i Mediane. Attualmente, molto resta ancora da fare, ma può essere affrontata una più accurata descrizione degli uragani mediterranei alla luce delle scoperte più recenti. Tuttavia, prima di proseguire con la presentazione delle caratteristiche di un Mediane, è bene cominciare con una descrizione dei cicloni tropicali, che appunto costituiscono il punto di partenza per lo studio dei cicloni mediterranei.

### **2.1 Gli uragani tropicali**

Un ciclone tropicale si può definire come un sistema di bassa pressione organizzato che ruota, in modo pressoché solidale, attorno a una struttura circolare centrale, chiamata “occhio”, all'interno della quale sistemi di nubi convettive si distribuiscono a formare una parete chiamata eyewall. Quindi si tratta di un sistema rotante a circolazione chiusa, in cui la precipitazione assume una configurazione a bande. La formazione di questi sistemi depressionari avviene sugli oceani tropicali o subtropicali da cui traggono energia. Il meccanismo di sviluppo di questi fenomeni, infatti, si basa sul trasferimento di calore latente dalle calde acque superficiali all'aria sovrastante. Il ciclo di vita di un ciclone tropicale varia da qualche giorno a 2-3 settimane ed il suo diametro può raggiungere

migliaia di chilometri. Inoltre, i cicloni tropicali sono caratterizzati da un campo di vento molto intenso. Questo parametro viene utilizzato dall'agenzia statunitense di meteorologia, la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), per classificare il sistema depressionario tropicale:

- depressione tropicale: velocità del vento inferiore ai 62 Km h-1,
- tempesta tropicale: massima velocità del vento compresa tra 63 e 118 km h-1,
- ciclone tropicale intenso: velocità del vento superiore a 119 km h-1.

I cicloni tropicali intensi vengono chiamati in maniera diversa a seconda della zona in cui si formano: sugli oceani Atlantico e Pacifico Nord orientale sono detti uragani, tifoni sull'oceano Pacifico settentrionale e cicloni sugli oceani Pacifico meridionale e Indiano (figura 2.1).

Infine, una classificazione universale di questi eventi è data dalla scala Saffir-Simpson [NOAA] riportata in tabella 2.1; la distinzione tra le varie tipologie viene effettuata in base all'intensità del vento.

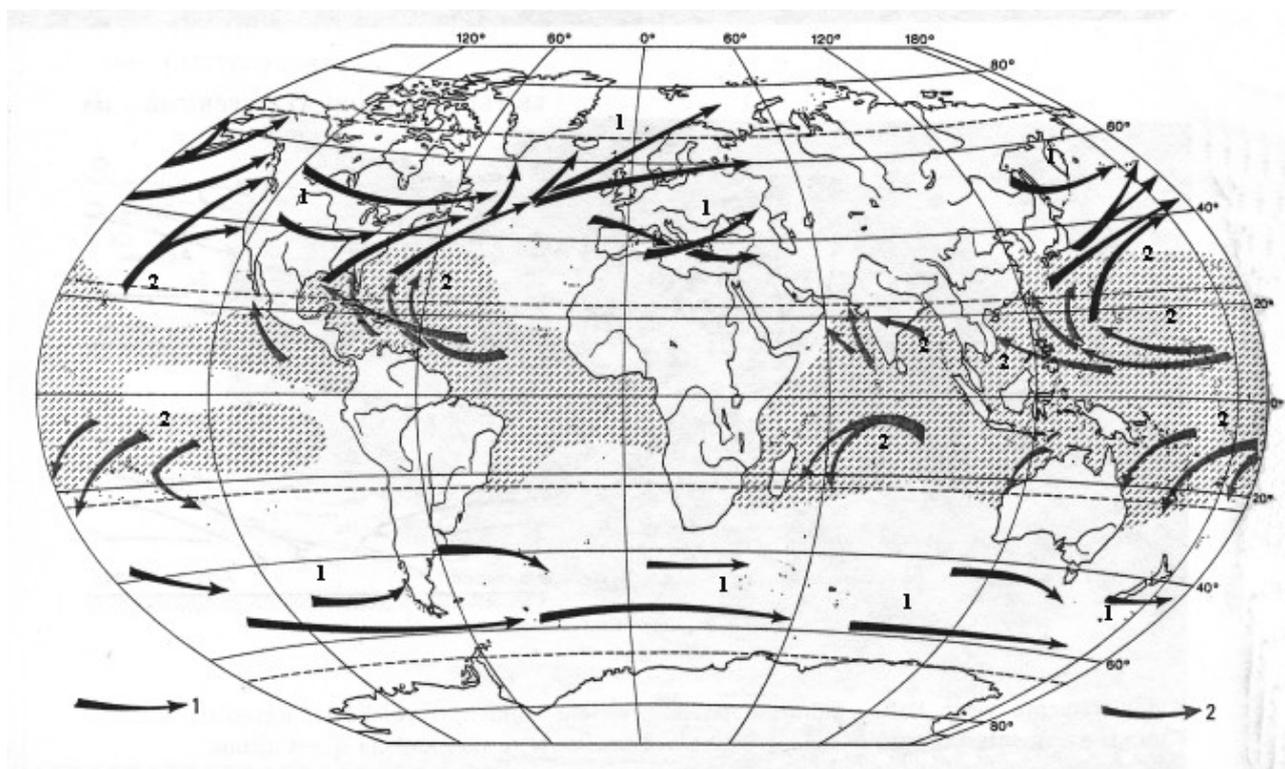


Figura 2.1. Le traiettorie indicate nel planisfero indicano le rotte percorse dai cicloni. Con le frecce scure e contrassegnate con il numero 1, vengono indicati i percorsi di quelli extra-tropicali; mentre con quelle chiare e con il numero 2, sono indicati i tracciati di quelli tropicali. Le acque oceaniche ombreggiate sono quelle con temperature superficiali oltre i 25°C.

Categoria	Intensità del vento
1	119 – 153 $km\ h^{-1}$
2	154 – 177 $km\ h^{-1}$
3	178 – 208 $km\ h^{-1}$
4	209 – 251 $km\ h^{-1}$
5	> 251 $km\ h^{-1}$

Tabella 2.1. Classificazione di Saffir-Simpson [NOAA].

Una delle caratteristiche tipiche dei cicloni tropicali è la loro struttura a bande: i venti più forti, infatti, si posizionano in una fascia attorno all'occhio del ciclone formando un anello ad una certa distanza dal centro (di solito tra 10 e 100 km).

Generalmente i cicloni tropicali si formano a basse latitudini, tra  $\pm 5^\circ$  e  $\pm 20^\circ$ , nella Intertropical Convergence Zone (ITCZ) dove la forza di Coriolis è sufficiente a innescare la rotazione del sistema. Invece, la loro formazione è abbastanza rara all'interno della fascia equatoriale ( $\pm 5^\circ$ ) poiché la forza di Coriolis è troppo debole per produrre la vorticità necessaria nella regione di convergenza. Le regioni di formazione di un uragano sono caratterizzate, infatti, da una vorticità relativa del campo di vento superficiale più alta della media e da una stratificazione della temperatura che è condizionatamente instabile. L'atmosfera è condizionatamente instabile quando il gradiente verticale della temperatura è minore di quello adiabatico secco, ma maggiore del gradiente adiabatico umido. Perciò in queste condizioni una particella di aria risulta essere instabile per spostamenti verso l'alto se è in condizioni di saturazione e stabile per piccoli spostamenti verticali se non è satura. A causa dei forti flussi di calore e umidità, gli strati inferiori dell'atmosfera sono molto caldi e umidi, per cui l'atmosfera diviene instabile e si innescano moti ascensionali che favoriscono la convezione. Questo sollevamento produce convergenza di aria che, sotto l'azione della forza di Coriolis, è messa in rotazione. La stretta correlazione tra i processi termodinamici che avvengono all'interfaccia tra il vortice e la superficie dell'oceano è stata messa in evidenza per la prima volta da Emanuel [1986] nella sua teoria Wind-Induced-Surface Heat Exchange (WISHE), secondo la quale la convezione ridistribuisce rapidamente il calore trasportato dall'oceano all'interno del ciclone. Il meccanismo coinvolge un feedback positivo tra la circolazione e i flussi di calore dalla superficie del mare ; una forte circolazione implica maggiori flussi superficiali di calore, i quali vengono trasportati velocemente verso l'alto dalla convezione, che a sua volta intensifica la circolazione attraverso il rilascio di calore latente di condensazione del vapor d'acqua che induce

riscaldamento locale, approfondimento del minimo di pressione e aumento del gradiente barico. In questa teoria la convezione serve solamente a ridistribuire il calore. Per la formazione di un ciclone tropicale è inoltre necessario che la componente orizzontale del vento sia poco variabile con la quota (wind shear verticale debole) in modo tale da consentire al ciclone di svilupparsi verticalmente. Infine, per il principio di conservazione della massa, è necessario che alla convergenza al suolo sia associata una struttura divergente in quota che richiami l'aria dai bassi strati.

Uno schema della struttura interna di un ciclone è fornito in figura 2.2 in cui sono evidenti le sue principali caratteristiche morfologiche: un occhio ben delineato, caratterizzato da moti di aria calda discendente, circondato da un muro di nubi tondeggianti che definiscono l'eyewall, attorno al quale si sviluppa una struttura a spirale di nubi.

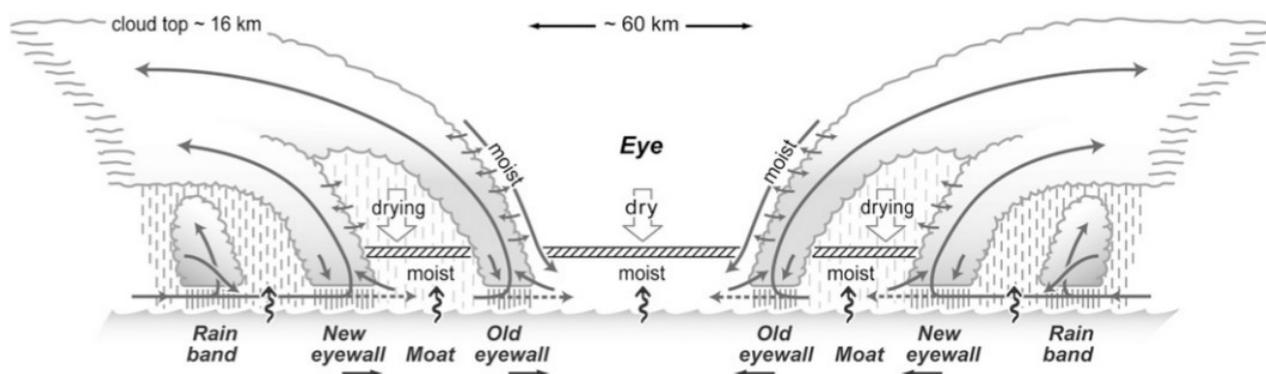


Figura 2.2. Modello concettuale della regione più interna di un ciclone tropicale [Houze, 2010].

L'occhio dell'uragano è una zona di dinamiche forti e uniche che coinvolgono due diversi tipi di nubi: uno strato di nubi basse stratiformi e/o di stratocumuli che si estende orizzontalmente sopra la regione dell'occhio e un eyewall inclinato verso l'esterno. Quest'ultimo tipo di nubi è ben evidente in figura 2.2, mentre in figura 2.3 sono illustrate le nubi basse stratiformi all'interno dell'occhio. All'interno dell'occhio, per subsidenza, si produce uno strato molto stabile, caratterizzato da un'inversione termica al di sopra di uno strato a contatto con la superficie oceanica. Queste condizioni sono ideali per la formazione di nubi in prossimità dello strato limite e di un occhio centrale caratterizzato da calma di vento e assenza di precipitazioni.

Il muro di nubi inclinato è la manifestazione della circolazione secondaria, rappresentata in figura 2.3 (la circolazione primaria si riferisce alla rotazione ciclonica generale del vento attorno all'occhio). Il ramo di afflusso radiale nei bassi livelli della circolazione secondaria acquista energia

tramite il flusso turbolento di calore sensibile e, soprattutto, del calore latente, al suo passaggio sopra la superficie dell'oceano verso il centro del sistema.

Il rilascio di calore latente di condensazione nella componente verticale della circolazione dell'eyewall fornisce l'energia che potenzia la circolazione verticale e mantiene l'intensità e la struttura del ciclone tropicale.

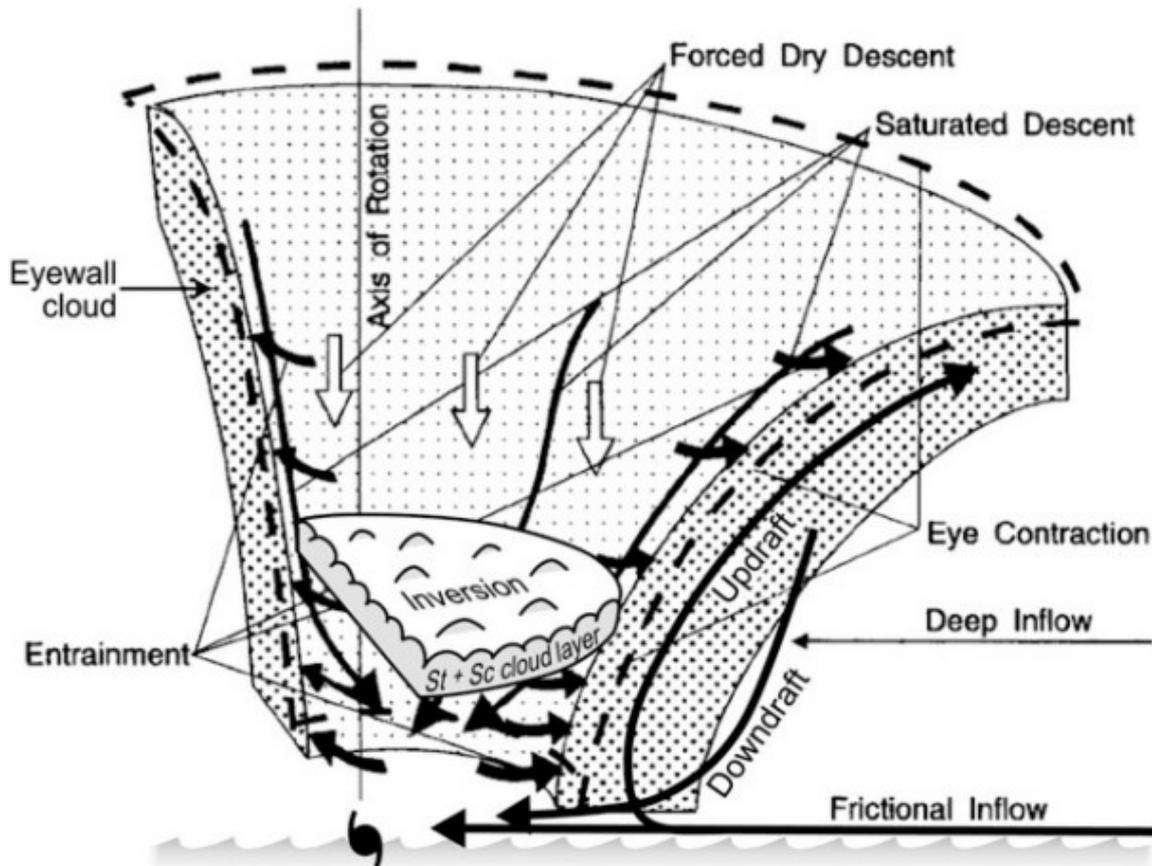


Figura 2.3. Illustrazione schematica del flusso secondario all'interno dell'occhio e dell'eyewall di un uragano. Le linee tratteggiate mostrano la posizione iniziale dell'eyewall che si sta contraendo [Houze, 2010].

La circolazione secondaria è caratterizzata sia dal moto ascensionale nella zona dell'eyewall sia dalla subsidenza che avviene in parte nella regione dell'occhio e in parte nelle zone più esterne. La subsidenza, concentrata nella regione dell'occhio, è indicata in figura 2.3 come discesa forzata di aria secca (forced dry descent), mantiene quest'area priva di nubi ad eccezione delle nubi stratiformi dello strato prossimo al boundary layer. La subsidenza è accompagnata dalla divergenza nei livelli più bassi all'interno della regione dell'occhio. L'eyewall è alimentato in parte dal flusso radiale uscente dalla regione dell'occhio e in parte dall'influsso radiale proveniente dalle zone più esterne. Come già detto in precedenza, la sorgente primaria di energia per un ciclone tropicale è il trasferimento di calore dall'oceano (teoria dell'interazione aria-mare). Secondo questa teoria

[Emanuel, 1986] durante la fase matura di un uragano, il suo ciclo di energia può essere schematizzato come una macchina di Carnot (figura 2.4).

Questa è, ovviamente, una idealizzazione dei processi di scambio materia-energia che si verificano nelle situazioni reali. In un sistema ciclonico reale, infatti, i flussi d'aria ascendente fluiscono attraverso la sommità del ciclone e interagiscono con gli strati dell'alta atmosfera formando talvolta una coltre di nubi sull'intero sistema che prende il nome di overcast. Tuttavia, la teoria di Emanuel descrive molto bene i processi energetici all'interno di un uragano prevedendo una delle caratteristiche principali dei cicloni tropicali legata alla struttura termodinamica del sistema lungo la direzione verticale, che tecnicamente si definisce warm core. Il warm core è un'anomalia termica nella zona centrale del sistema che si estende dalla bassa alla media troposfera e che si manifesta come un "riscaldamento locale" degli strati atmosferici; si dice infatti che il ciclone ha un nucleo caldo (warm core). Questa caratteristica è di fondamentale importanza nei modelli di uragano sviluppati da Hart [2003], il quale in un diagramma di fase rapporta i parametri legati alla simmetria del sistema con quelli del vento termico in modo da distinguere le caratteristiche tropicali da quelle extra-tropicali di un ciclone durante la sua evoluzione. Una descrizione più dettagliata è presentata nel capitolo 3.

Questo meccanismo di trasferimento di energia dall'oceano all'aria richiede che la SST sia maggiore di 26°C. Infatti, questa è una delle condizioni che devono essere soddisfatte affinché un uragano si possa formare. Sin dagli anni '50 del secolo scorso Palmén [1948] aveva compreso che lo sviluppo di convezione profonda richiede forti gradienti verticali di temperatura tra la superficie del mare e l'alta troposfera.

Nelle zone tropicali, dove le intrusioni di aria fredda non sono associate a basse temperature, risulta necessaria una temperatura del mare sufficientemente alta, per l'appunto superiore a 26°C. Una volta che i cicloni tropicali si sono formati tendono ad essere avvettati dal vento a grande scala; alle basse latitudini, dove prevalgono venti provenienti da est (alisei), le traiettorie degli uragani sono generalmente verso ovest. Se la tempesta si sposta più a nord, dove i venti soffiano da ovest verso est (venti occidentali delle medie latitudini), la traiettoria tende a deviare verso est. Questi fenomeni sono il mezzo tramite il quale l'atmosfera smaltisce il surplus energetico delle fasce tropicali che la circolazione a grande scala non riesce a trasferire verso latitudini più alte. La fase di dissolvimento inizia quando viene a mancare la principale fonte di energia, ovvero nel momento in cui il ciclone incontra acque più fredde oppure si sposta sulla terraferma.

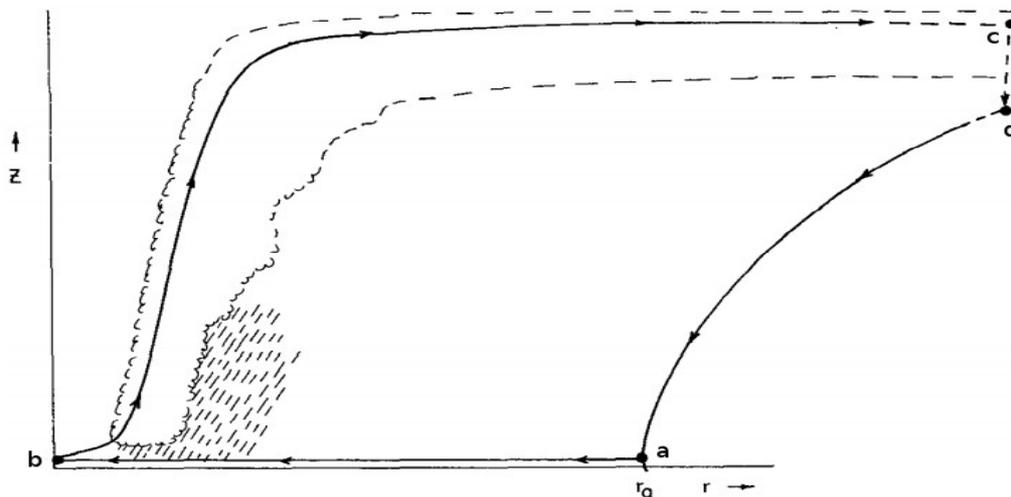


Figura 2.4. Un ciclone tropicale schematizzato come una macchina di Carnot [adattato da Emanuel, 1991]:

1. ramo a-b: espansione isoterma.
2. ramo b-c: espansione adiabatca.
3. ramo c-d: compressione isoterma.
4. ramo d-a: compressione adiabatca.

Un altro aspetto interessante degli uragani da sottolineare è la distribuzione spazio-temporale dei fulmini.

Molte idrometeore precipitanti nell'eyewall vengono generate dal processo di “pioggia calda” per il quale le goccioline condensano, crescono rapidamente per coalescenza nello strato atmosferico con temperatura maggiore di 0°C (figura 2.5) e precipitano prima di poter diventare idrometeore ghiacciate. Tuttavia, la formazione di pioggia nell'eyewall e nella regione più interna del ciclone è in gran parte legata alla fisica di formazione e dissolvimento delle idrometeore ghiacciate.

Subito al di sopra del livello di zero termico, le idrometeore di ghiaccio si formano e accrescono tramite brinamento o riming delle goccioline d'acqua liquida a formare aggregati più grandi che prendono il nome di graupel. Le graupel più pesanti cadono rapidamente e sciogliendosi formano le gocce che andranno a costituire la regione di precipitazione dell'eyewall. Ciò nonostante, la maggior parte delle idrometeore di ghiaccio formate all'interno delle nubi dell'eyewall sono aggregati che precipitano più lentamente. Questi aggregati ghiacciati vengono trasportati verso l'esterno dalla componente radiale del vento e percorrono una grande distanza attorno all'uragano sotto la spinta di forti venti tangenziali.

Quando una piccola idrometeora di ghiaccio collide con una graupel più grande le due particelle acquisiscono una carica elettrica opposta. Il segno di trasferimento di carica dipende dalla temperatura e dal contenuto di acqua liquida della zona della nube dove avvengono le collisioni tra le particelle di ghiaccio. In generale la graupel acquisisce una carica positiva e le piccole particelle di ghiaccio diventano caricate negativamente, come mostrato in figura 2.5.

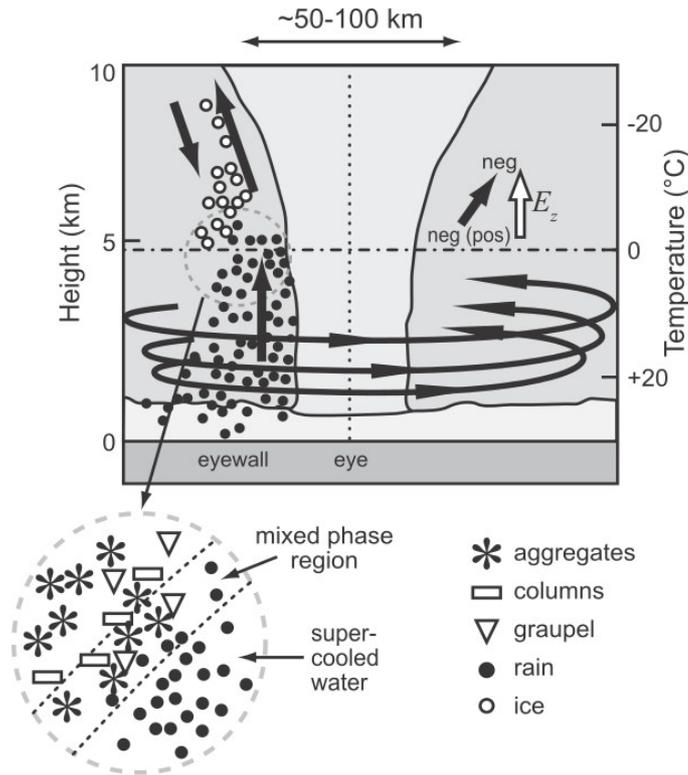


Figura 2.5. Schema che rappresenta i processi di precipitazione e le regioni favorite per la separazione delle cariche [Houze, 2010]

I moti dell'aria nell'eyewall tendono a portare le piccole idrometeore di ghiaccio verso l'alto e verso l'esterno, lontano dalla regione delle graupel, creando una regione di carica negativa tra i -10 e i -15°C con carica elettrica opposta in segno alla carica netta nella regione dove si concentrano le graupel. Il campo elettrico risultante ha una componente verso l'alto  $E_z$  all'interno dell'eyewall e quando  $E_z$  diventa sufficientemente grande da produrre ionizzazione dell'aria, si ha una scarica elettrica.

Le scariche elettriche all'interno di un uragano si distribuiscono maggiormente nella regione dell'eyewall, entro 100 km dal centro del ciclone. Un secondo massimo si trova ad una distanza maggiore di 200 km dal centro dell'uragano.

Il campo elettrico diventa ancora più intenso, con corrispondente aumento dell'attività elettrica, quando le velocità ascensionali (updraft) sono maggiori di  $10 \text{ m s}^{-1}$  [Price et al. 2009]. Perciò, cambiamenti nell'attività elettrica possono indicare variazioni significative nei processi dinamici del ciclone. Ad esempio, una rapida intensificazione dell'attività elettrica è tipicamente associata ad updraft maggiori di  $20 \text{ m s}^{-1}$  come dimostrato da Price et al. [2009] che, dopo aver analizzato il ciclo vitale di 56 uragani, hanno messo in stretta relazione i valori dei massimi di intensità del vento in superficie con i valori della frequenza totale dei fulmini. Le due distribuzioni, relative alla fase di categoria 4 dell'uragano Dennis che nel 2005 ha interessato il Mar Caraibico e il Golfo del Messico

sono riportate in figura 2.6. come si nota dalla figura 2.6(a) la relazione esistente tra i valori della pressione e quelli dei venti in superficie è di stretta correlazione negativa. Quindi all'aumentare del valore di pressione l'intensità del vento al suolo tende a diminuire e viceversa. Dalla figura 2.6(b), invece, emerge che la distribuzione del numero di fulmini segue l'andamento della velocità massima del vento a meno di un ritardo temporale calcolato di circa 24 ore tra il picco di fulminazione e il massimo di intensità dell'uragano. L'elevata correlazione tra le due curve (0.95) e la ricorrenza di questi risultati su altri casi analoghi [Price et al. 2009], dimostra che la conoscenza dell'attività elettrica di un uragano può dare precise informazioni previsionali sulle sue fasi evolutive. A supporto di questa considerazione si può osservare in figura 2.7 la distribuzione totale dello sfasamento tra i massimi dell'attività elettrica e della velocità dei venti (o il minimo di pressione) in superficie per tutti gli uragani analizzati. Si nota che in più del 70% dei casi il picco dell'attività elettrica anticipa il valore massimo dell'intensità dei venti di circa 30 ore mentre la restante percentuale descrive cicloni con un picco che si verifica alcuni giorni prima oppure dopo il massimo dei venti. Questa anomalia nella distribuzione dei massimi è attribuibile al passaggio dell'uragano sulla terraferma (landfall), condizione questa che crea una brusca interruzione dei flussi di vapore che alimentano la base dell'uragano, come descritto da Price et al. [2009]. Il meccanismo fisico che collega l'attività elettrica all'intensità dell'uragano è ancora oggetto di studio. Tuttavia, alcune ipotesi per spiegare questo fenomeno sono state avanzate da Price et al. [2009].

È stato mostrato, ad esempio, che il tempo della massima intensificazione degli uragani dipende dall'intensità della convezione, strettamente legata ai moti ascensionali dell'aria e ai flussi di vapore della bassa atmosfera. È dimostrato che la convezione può introdurre anomalie nella vorticità potenziale (PV) dell'uragano che a sua volta regola l'intensità del ciclone.

Poiché la convezione si sviluppa nella fase d'innescio dell'uragano ed è generalmente caratterizzata da un'intensa attività elettrica, i fulmini possono rappresentare uno strumento di diagnosi per le fasi iniziali di formazione dell'uragano e un indicatore per le successive fasi di intensificazione. Per di più, poiché i fulmini sono direttamente collegati ai processi termodinamici che provocano un rilascio di calore latente nelle nubi convettive, usare le misure dei fulmini nei modelli numerici potrebbe migliorare le previsioni di intensità degli uragani.

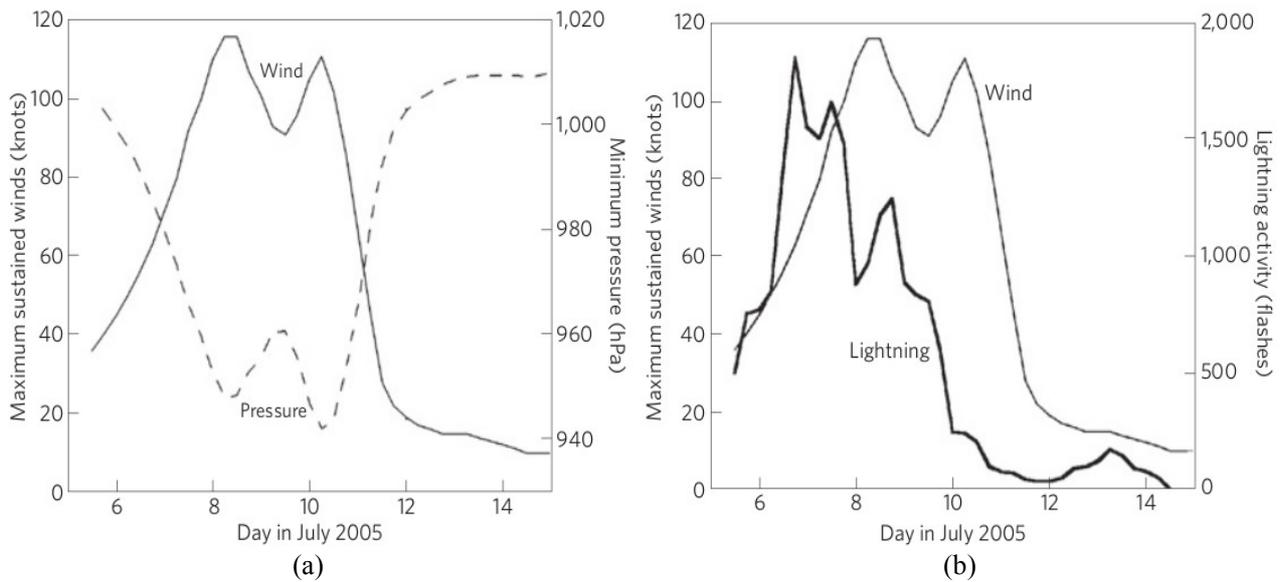


Figura 2.6. Grafici relativi all'uragano Dennis, 5-14 luglio'05: in (a) minimo di pressione al centro dell'uragano e massima intensità del vento, in (b) massima intensità del vento e frequenza dei fulmini osservata all'interno di una griglia  $10^\circ \times 10^\circ$  centrata nell'occhio del ciclone [Price et al., 2009].

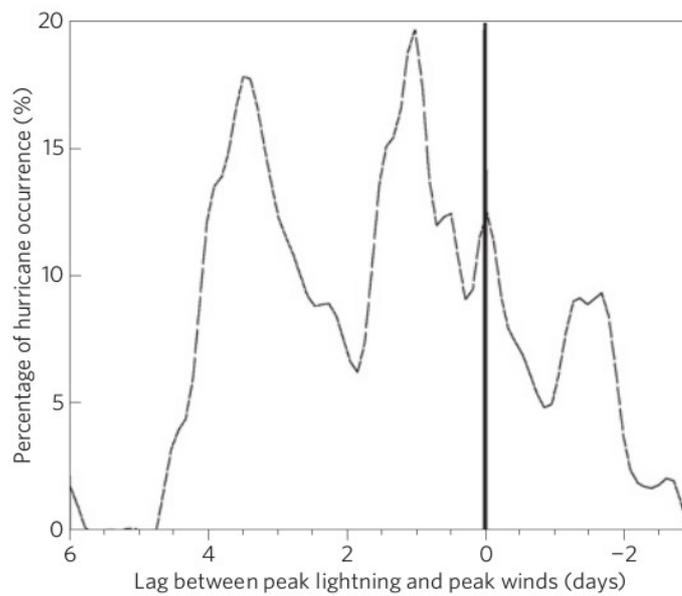


Figura 2.7. Sfasamento nel tempo tra il massimo dell'attività elettrica e il massimo dell'intensità dei venti in 56 uragani [Price et al., 2009]. la linea verticale separa le zone di anticipo e ritardo del valore massimo dei fulmini rispetto alla fase più intensa dell'uragano.

## 2.2 Cicloni con caratteristiche tropicali nel Mediterraneo

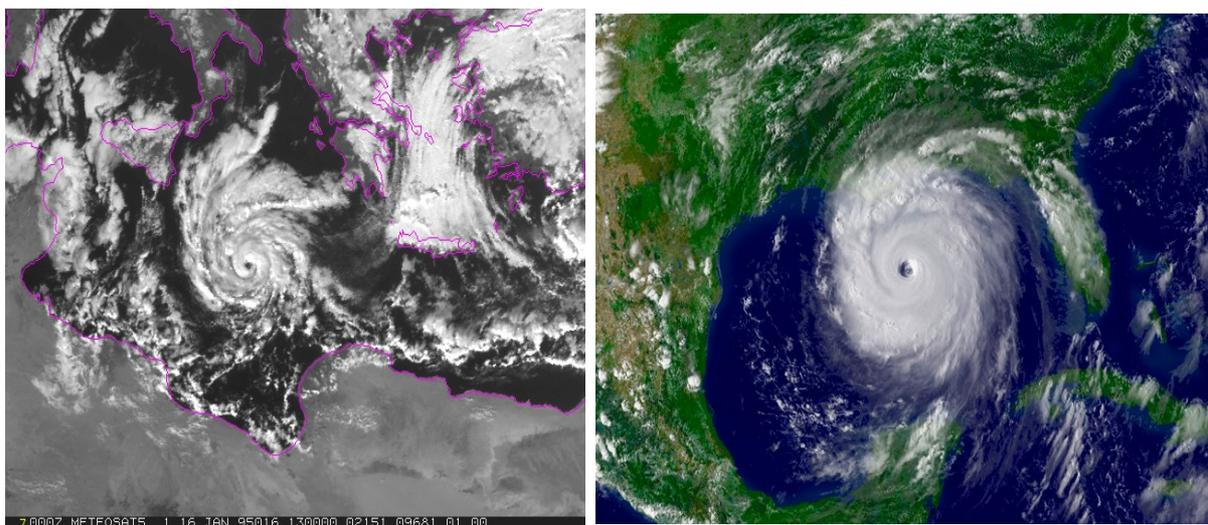
Il bacino del Mediterraneo è una regione particolarmente favorevole alla ciclogenese. Le alte ed estese catene montuose che circondano il Mediterraneo, le Alpi, i Pirenei e l'Atlante, giocano un ruolo importante nella formazione di sistemi alla mesoscala poiché collaborano all'innesco di fenomeni convettivi per sollevamento orografico come dimostrato da Buzzi and Tibaldi (1978). I cicloni alle medie latitudini si sviluppano e si intensificano principalmente a causa dell'instabilità baroclina la quale richiede gradienti orizzontali di temperatura e quindi uno shear verticale del vento [Reale and Atlas 2001]; in queste condizioni infatti esiste un gradiente orizzontale dello spessore dello strato che separa due superfici isobariche e questo implica, tramite l'equazione del vento termico, che il vento geostrofico cambia direzione e intensità con la quota e si ha quindi uno shear verticale del vento. Tuttavia, occasionalmente, sopra le calde acque del Mar Mediterraneo si possono sviluppare intensi vortici alla mesoscala che assomigliano ai cicloni tropicali. Tali strutture, anche se note con il nome di Medicane, vennero inizialmente osservate da satellite mostrando forti analogie con le Mediterranean Polar Low (MPL).

Le polar low sono vortici intensi a piccola scala che si sviluppano generalmente sul Mare Artico. Questi sistemi si formano a causa della grande instabilità dovuta all'aria gelida, proveniente dalla banchisa ghiacciata, che scorre sopra un mare relativamente caldo a causa della presenza della corrente del Golfo. Dette anche uragani dell'artico, le polar low hanno molte caratteristiche in comune ai cicloni tropicali: presentano un nucleo caldo al suolo e un occhio centrale privo di nubi circondato da un eyewall [Rasmussen and Zick 1987]. La differenza sostanziale tra i sistemi artici e quelli tropicali risiede soprattutto nel ruolo in fase d'innesco e sviluppo dei processi baroclini che sono determinati nelle regioni polari [Reale and Atlas 2001].

Sul Mediterraneo, tuttavia, si possono sviluppare fenomeni analoghi alle polar low quando aria molto fredda e secca scorre sopra a una superficie del mare relativamente calda. Comunque, sebbene si tratti di sistemi diversi, non è sempre possibile fare una distinzione netta tra MPL e TLC, poiché hanno molte caratteristiche in comune e si differenziano essenzialmente per i meccanismi di sviluppo (rispettivamente barotropico e baroclino) e per il periodo dell'anno in cui si formano. Inoltre, sul Mediterraneo si possono sviluppar strutture cicloniche che presentano caratteristiche comuni sia alle polar low che ai cicloni tropicali nelle diverse fasi del loro ciclo di vita.

I primi lavori scientifici sui ciclone di tipo tropicale nel Mar Mediterraneo risalgono agli inizi degli anni 80: Ernest and Matson [1983], ad esempio, studiarono un sistema alla mesoscala formatosi nel gennaio dell'anno precedente e che aveva una struttura nuvolosa a spirale con presenza di

convezione profonda, una simmetria circolare, un occhio ben definito ed un nucleo caldo. In questi anni infatti, la disponibilità delle prime immagini satellitari mise subito in evidenza l'esistenza di tempeste sul Mediterraneo con caratteristiche somiglianti a quelle degli uragani, per quanto di dimensioni più limitate. Si susseguirono, quindi, una serie di studi per cercare di capire meglio questi fenomeni: Rasmussen and Zick [1987]; Pytharoulis et al. [2000]; Reale and Atlas [2001]. In particolare, Reale and Atlas [2001] hanno analizzato il caso di due cicloni alla mesoscala che si svilupparono sul Mediterraneo centro occidentale in rapida sequenza tra il 3 e il 10 ottobre 1996. Nel loro studio gli autori hanno messo in evidenza analogie e differenze con i cicloni tropicali e con quelli di origine baroclina che di solito interessano questa zona. Un esempio di similitudine con i cicloni tropicali è mostrato in figura 2.8 dove l'osservazione del satellite geostazionario europeo Meteosat 2.8(a) mostra una struttura spiraliforme sul Mar Mediterraneo che, a meno delle dimensioni, è analoga a quella dell'uragano Katrina 2.8(b) osservata dal satellite americano Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) [NOAA].



(a)

(b)

Figura 2.8. Confronto tra un ciclone mediterraneo (a) e uno tropicale (b). Il sistema mediterraneo osservato dal Meteosat il 16 gennaio 1995 (a) [Fita et al., 2007] ha una struttura nuvolosa analoga a quella dell'uragano Katrina (b) osservato dal GOES nell'agosto 2005 in fase di categoria 5.

Questi studi hanno inoltre messo in luce altre similitudini tra i Medicane e gli uragani, come la presenza anche nei sistemi mediterranei di una struttura del campo di vento costituita da una zona lontana dal minimo dal minimo di pressione caratterizzata da elevata vorticità e venti forti, e di un'altra in prossimità dell'occhio del ciclone dove l'intensità del vento raggiunge i valori massimi. Nell'occhio del ciclone invece i venti sono molto deboli o assenti. Infatti la struttura orizzontale di un uragano è caratterizzata da isotache concentriche attorno all'occhio disposte in modo tale che la

velocità del vento aumenta verso l'esterno fino a raggiungere un valore massimo e poi inizia a diminuire allontanandosi ulteriormente dal centro del sistema [Reale and Atlas 2001]. come i cicloni tropicali, anche i Mediane vengono classificati in base alla scala Saffir-Simpson; ovviamente i TLC hanno intensità molto inferiori e difficilmente potranno raggiungere intensità superiori alla categoria 3 (velocità del vento  $> 178 \text{ km h}^{-1}$ ). Le basse energie in gioco, le ridotte dimensioni del bacino del Mediterraneo e una struttura del wind shear che impedisce il mantenimento nel tempo di una struttura simmetrica ostacolano la formazione di ciclogenesi con approfondimenti confrontabili con quelli degli uragani.

Nel corso del tempo, sono stati sviluppati molti metodi di identificazione e classificazione di un sistema mediterraneo come Mediane che hanno permesso una prima importante distinzione tra i cicloni e quelli extra-tropicali. Ad esempio Tous and Romero [2012] hanno selezionato diversi casi di TLC tra il 1982 e il 2003 in base ai seguenti criteri:

- esistenza di un occhio ben definito,
- simmetria delle nubi attorno all'occhio,
- continuità della massa nuvolosa,
- diametro inferiore a 300 km,
- durata maggiore alle 6 ore.

Purtroppo questo metodo si è rivelato subito troppo “conservativo”; le soglie applicate, infatti, erano troppo rigide e portavano ad escludere una serie di noti casi di Mediane erroneamente classificati come tempeste mediterranee. Un altro metodo, più sensibile del precedente, ma basato sul concetto di simmetria geometrica e termica della ciclogenesi è stato sviluppato da Hart [2003]. Su un diagramma di fase a tre parametri, vengono valutate la simmetria geometrica del ciclone e la presenza di un nucleo caldo; se una serie di criteri a soglie soddisfano l'algoritmo il sistema osservato è classificato come ciclone tropicale. Questo metodo è stato applicato in Miglietta et al. [2011] e ha permesso di classificare un vasto sistema alla mesoscala sviluppatosi nel settembre 2006 sul Sud Italia come Mediane.

I cicloni di tipo tropicale sono inoltre caratterizzati da precipitazioni molto intense, con punte di  $400 \text{ mm h}^{-1}$ , che si distribuiscono in bande non uniformi. Dato che questi sistemi trascorrono la maggior parte del loro ciclo di sviluppo sul mare, lontano dalla terraferma, i dati relativi all'intensità di pioggia sono molto rari, perciò uno dei maggiori problemi è la stima della precipitazione. Si è perciò cominciato ad usare tecniche di remote sensing satellitare per la stima della precipitazione. Luque et al. [2007] hanno stimato la precipitazione tramite immagini nell'infrarosso di Meteosat per tre casi di TLC (settembre 1996, ottobre 2003 e dicembre 2005) osservando che: le aree piovose associate al sistema erano relativamente poche, il numero dei pixel di pioggia raggiunge il massimo

quando il sistema sviluppa per la prima volta un occhio privo di nubi (senza overcast) e inoltre in due dei casi da loro analizzati sembra che l'orografia abbia influenzato l'intensità di pioggia poiché il numero di pixel associati a precipitazione aumenta quando i cicloni passano sulla Sardegna.

In un altro studio, Claud et al. [2010] hanno analizzato altri tre casi di TLC (settembre 2006, maggio 2003 e dicembre 2005) e hanno stimato il valore della precipitazione combinando i canali dell'Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B) e del Microwave Humidity Sounder (MHS). In particolare, per rilevare le aree precipitanti hanno utilizzato la differenza tra il canale 3 e 5 di AMSU-B/MHS, canali che hanno una frequenza centrale rispettivamente a  $183.31 \pm 1$  Ghz e  $183.31 \pm 7$  Ghz. Inoltre per rilevare le aree di convezione profonda è stato utilizzato il criterio Deep Convection Threshold (DCT), inizialmente concepito per le regioni tropicali, che sfrutta le differenze dei seguenti canali di AMSU-B/MHS: canale 4 ( $183 \pm 3$ GHz) meno 5 (190GHz), e 3 ( $183 \pm 1$ GHz) meno 4. Queste osservazioni nelle microonde mostrano che l'inizio della convezione e della precipitazione avvengono quando una saccatura in quota è sopravvento a una zona di aria fredda nella media troposfera. La precipitazione è importante nella fase iniziale e successivamente si riduce; per i casi del 2003 e 2005 la pioggia era praticamente assente successivamente alla formazione dell'occhio.

I canali di AMSU-B sono stati sfruttati anche da Laviola et al. [2011] analizzando il Mediane di settembre 2006 sul Sud Italia. Nel loro studio gli autori hanno confrontato le simulazioni del modello WRF con le osservazioni da satellite nelle microonde e con la stima della precipitazione effettuata tramite l'algoritmo 183-WSL sviluppato da Laviola and Levizzani [2008, 2011]. Queste analisi hanno mostrato che le nubi fredde osservate con i canali di AMSU-B e delineate dall'algoritmo 183-WSL sono confinate nei primi 6 km, per cui il sistema non sembrerebbe avere un ampio sviluppo verticale. Inoltre la pioggia è stata suddivisa in due tipi, stratiforme e convettiva, e in sottoclassi in base all'intensità di precipitazione. Il confronto tra il modello e l'algoritmo 183-WSL ha mostrato che l'algoritmo 183-WSL distribuisce l'intensità di pioggia su tutte le diverse categorie in modo più uniforme rispetto al modello, il quale osserva una frequenza molto bassa delle forti intensità di pioggia. Inoltre i risultati del modello numerico sembrano mostrare un'estensione delle aree di precipitazione più ampia rispetto a quella osservata con l'algoritmo 183-WSL.

Il punto cruciale in comune a tutti questi studi è che, come per i cicloni tropicali, l'instabilità baroclina gioca un ruolo marginale, in contrasto con i cicloni extratropicali e con le polar low. Reale and Atlas [2001] infatti, analizzando il caso di un TLC dell'ottobre 1996, osservarono che la sua struttura era praticamente isoterma. Inoltre i minimi del geopotenziale a tutte le quote erano perfettamente allineati con il minimo di pressione al suolo e lo shear verticale del vento era piccolo

o addirittura negativo. In un altro studio effettuato da Tous and Romero [2012], è stato calcolato lo shear del vento tra 850 e 250 hPa per i vari Mediane; anche in questo caso è risultato che lo shear del vento era sempre basso per cui il sistema non aveva caratteristiche barocline.

Un aspetto molto discusso in letteratura riguarda il ruolo dei precursori in quota e dell'orografia. I Mediane infatti si sviluppano in un'area geografica caratterizzata da diverse catene montuose, per cui il ruolo dell'orografia nello sviluppo di questi sistemi può essere rilevante. Homar et al. [2003] hanno studiato questo aspetto attraverso una serie di simulazioni per indagare l'effetto dei rilievi sulla ciclogenesi. Dai loro risultati è emerso che l'orografia non sembra essere fondamentale per lo sviluppo del sistema diversamente da quanto riportato da Moscatello et al. [2008] che riportano che le simulazioni del TLC di settembre 2006 mostrano che il meccanismo di ciclogenesi sottovento alle catene montuose dell'Atlante è responsabile della formazione del sistema.

Per quanto riguarda le strutture in quota, i Mediane solitamente si sviluppano in corrispondenza di una profonda saccatura in alta atmosfera [Homar et al. 2003; Emanuel 2005; Moscatello et al. 2008]. Ad esempio, Emanuel [2005] ha osservato che il TLC di gennaio 1995 si è formato direttamente sotto un profondo cut-off low in quota (per cut-off low si intende un minimo isolato nel campo del geopotenziale). Nel caso del Mediane studiato da Pytharoulis et al. [2000], è stato evidenziato come la corrente a getto abbia contribuito all'evoluzione del ciclone. Homar et al. [2003] effettuarono alcune simulazioni eliminando l'anomalia di vorticità potenziale in quota. I risultati ottenuti dal loro studio mostrano che il ciclone non si forma in assenza dell'anomalia di PV. Gli effetti di quest'ultima sembrano dominare l'evoluzione del sistema durante la fase iniziale, mentre l'interazione PV-flusso di calore latente è molto importante per l'intensificazione del ciclone, favorita dall'evaporazione del mare con conseguente riscaldamento diabatico della media troposfera.

Uno dei fattori più importanti per lo sviluppo dei cicloni di tipo tropicale sono i flussi superficiali di calore latente e sensibile. Homar et al. [2003] hanno studiato l'evoluzione di un TLC analizzando il suo comportamento nel caso in cui vengono eliminati i flussi di calore latente e sensibile. In particolare, quando vengono rimossi i flussi di calore sensibile, la simulazione del modello riproduce sia il ciclone che la distribuzione della precipitazione anche se il sistema è più debole. La simulazione senza il flusso di calore latente invece non riproduce affatto il ciclone, per cui questo flusso risulta fondamentale per l'approfondimento del ciclone. In letteratura si trovano molti altri studi che analizzano il ruolo dei flussi superficiali [Pytharoulis et al. 2000; Reale and Atlas 2001; Emanuel 2005; Moscatello et al. 2008; Miglietta et al. 2011; Tous and Romero 2012] e la maggior parte di questi concordano nell'attribuire un ruolo importante ai flussi superficiali, soprattutto nella fase d'innescò del ciclone. Uno dei primi lavori è stato quello di Pytharoulis et al. [2000], i quali

hanno effettuato alcuni esperimenti numerici per il caso di gennaio 1995. Dal loro studio è emerso che i flussi superficiali sono fondamentali per la formazione del sistema, come accade per gli uragani e che il flusso di calore sensibile è paragonabile a quello di calore latente, caratteristica questa paragonabile alle polar low [Reale and Atlas 2001]. Pertanto, il ciclone di gennaio 1995 presentava sia caratteristiche di tipo tropicale che polare probabilmente dovute alla stagione invernale in cui si era formato. Ad esempio Reale and Atlas [2001], analizzando il caso di ottobre 1996, hanno stimato il calore latente e sensibile e hanno osservato che il calore latente era molto maggiore rispetto al calore sensibile. Un risultato analogo fu ottenuto anche da Moscatello et al. [2008] per il caso del Medicane di settembre 2006. In tale lavoro è stato dimostrato che i flussi superficiali sono fondamentali per la destabilizzazione dell'ambiente. In uno studio successivo, Miglietta et al. [2011] hanno evidenziato che il flusso di entropia umida dal mare vicino al minimo di pressione è dominato dal trasferimento di calore latente, mentre il flusso turbolento di calore sensibile è piccolo, indicando tuttavia una forte dipendenza di queste quantità dal modello impiegato.

Infine, un altro aspetto di fondamentale importanza per i cicloni tropicali è la SST. Homar et al. [2003] hanno eseguito esperimenti con valori di SST minori di 2 e 5 °C osservando che al diminuire della SST di 2°C si forma un ciclone di minore intensità, mentre il ciclone non si forma affatto quando la SST viene diminuita di 5°C, come conseguenza di una forte riduzione dei flussi di calore e umidità. Risultati analoghi furono ottenuti anche da Fita et al. [2007] tramite una serie di test di sensibilità. Miglietta et al. [2011] hanno effettuato simulazioni numeriche variando la SST e osservando che i flussi di calore latente diminuiscono e le caratteristiche tipiche dei cicloni tropicali vengono perse progressivamente al diminuire della SST. Infine dagli studi effettuati da Tous and Romero [2012] emerge che la SST deve essere maggiore di 15°C affinché si possa favorire l'innescò delle condizioni ambientali per la formazione di un ciclone di tipo tropicale. Queste ultime considerazioni completano i risultati sopra presentati dimostrando che la SST è una variabile fondamentale nel garantire i flussi di calore necessari alla formazione di un ciclone mediterraneo.

Il quadro che emerge considerando i risultati riportati in letteratura mostra molte analogie con i cicloni tropicali che sono infatti la base di partenza di tutti questi studi. Tuttavia è necessaria una teoria specifica per i Medicane e la comunità scientifica si sta muovendo in questa direzione, anche se rimane ancora molto da fare sul piano della comprensione dei meccanismi fisici fondamentali che caratterizzano i Medicane. Inoltre manca un metodo oggettivo per rilevare questi sistemi e migliorare la previsione di questi fenomeni tramite i modelli meteorologici.

## 2.3 Sistemi di analisi

In questo paragrafo vengono presentati i metodi di indagine necessari per la comprensione dei fenomeni meteorologici che sottendono al processo di formazione, evoluzione e dissolvimento dei cicloni mediterranei di tipo tropicale. Sono stati spiegati due metodi di indagine: il modello WRF per simulare strutture con caratteristiche di Mediane in condizioni controllate e l'algoritmo satellitare 183-WSL per caratterizzare la distribuzione dell'intensità di precipitazione e l'altezza dei sistemi nuvolosi. Inoltre viene spiegato il diagramma di fase di Hart per la descrizione della struttura termica dei cicloni tropicali ed extratropicali.

### 2.3.1 Modello WRF

Il WRF è un modello numerico per la simulazione numerica della dinamica atmosferica e la previsione meteorologica (Numerical Weather Prediction, NWP) progettato sia per la ricerca scientifica che per applicazioni di tipo operativo [Skamarock et al. 2008]. Il modello WRF è il risultato di una collaborazione tra diverse agenzie; prima fra tutte la divisione Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) del National Center for Atmospheric Research (NCAR), insieme al National Center for Environmental Prediction (NCEP) e l'Earth System Research Laboratory (ESRL) della NOAA. La sua flessibilità ed esportabilità su sistemi con diverse configurazioni software rendono il modello WRF largamente diffuso tra vari utenti che collaborano attivamente al suo sviluppo.

Il modello è adatto ad una ampia gamma di applicazioni come le previsioni meteorologiche numeriche in tempo reale, l'assimilazione dati e la modellazione della qualità dell'aria. Le componenti principali del sistema WRF sono mostrate in figura 2.9. Al nucleo centrale del modello, denominato WRF Software Framework (WSF) che si compone di vari schemi di assimilazione e parametrizzazione delle variabili fisiche e chimiche, si connettono i moduli di pre e post processing. Due moduli dinamici indipendenti costituiscono il nucleo centrale del WRF [Skamarock et al. 2008]: l'Advanced Research WRF (ARW), che è un codice di calcolo flessibile, sviluppato presso NCAR, e in grado di realizzare simulazioni numeriche di vari eventi meteorologici su differenti griglie spaziali, e il Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) realizzato presso NCEP, che governa i vari processi atmosferici sia in modalità idrostatica che non-idrostatica.

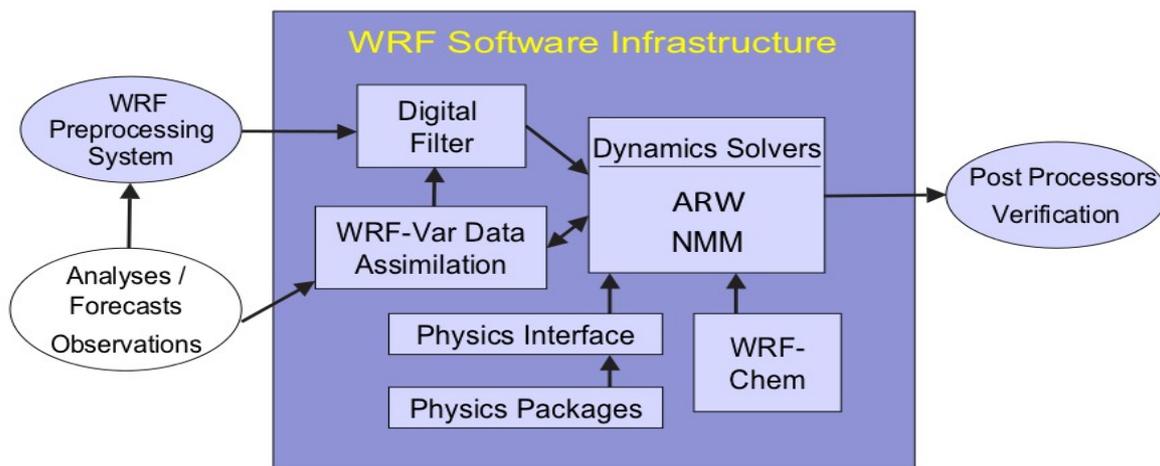


Figura 2.9. Componenti del sistema WRF [Skamarock et al., 2008]

La versatilità del modello WRF consente un'ampia selezione user-dependent delle variabili che permette di costumizzare la simulazione in modo efficace. È possibile, infatti, "personalizzare" le parametrizzazioni delle variabili fisiche relative alla microfisica della nube, allo schema di convezione, alla distribuzione dello strato limite planetario (Planetary Boundary Layer, PBL), selezionare il modello terra-superficie più idoneo e gestire i processi radiativi e di diffusione. Di seguito viene riportato lo schema operativo che conduce alla configurazione finale [Skamarock et al. 2008]:

- **Microfisica:** questo schema riproduce i processi relativi al vapor d'acqua, alle nubi e alla precipitazione.
- **Parametrizzazione della convezione:** questo schema riproduce gli effetti di updraft e downdraft.
- **Strato superficiale:** lo schema stima la velocità di attrito e i coefficienti di scambio che consentono di calcolare i flussi superficiali di calore e umidità tramite i modelli terra-superficie e l'attrito superficiale nello schema dello strato limite planetario.
- **Modello terra-superficie:** schema di diffusione termica al suolo a 5 livelli, per fornire i flussi di calore e umidità. Questi flussi forniscono le condizioni al contorno inferiori per il trasporto verticale che viene calcolato nello schema dello strato limite planetario.
- **Strato limite planetario:** descrive i processi di tipo turbolento che si verificano nello strato atmosferico prossimo al suolo.
- **Radiazione ad onda lunga:** la radiazione ad onda lunga comprende la radiazione infrarossa e termica assorbita ed emessa dai gas e dalla superficie.
- **Radiazione ad onda corta:** la radiazione ad onda corta include il visibile e le lunghezze d'onda adiacenti che costituiscono lo spettro solare, perciò l'unica sorgente è il sole.

## 2.3.2 Diagramma di fase di Hart

Il diagramma di fase introdotto da Hart [2003] si basa su tre parametri che, oltre a descrivere la struttura termica di sistemi a nucleo caldo (warm core), tipica dei cicloni tropicali, e quella dei cicloni extratropicali che, invece, sono caratterizzati da una regione interna più fredda detta nucleo freddo (cold core), sono in grado di dare informazioni sullo stadio di sviluppo del sistema. La classificazione di un sistema come ciclone tropicale o extratropicale dipende essenzialmente dalla sua struttura termica rispetto alla verticale: un ciclone tropicale mostra una distribuzione del warm core praticamente parallela all'asse di rotazione del ciclone, mentre un sistema di tipo extratropicale tende a divergere da questa configurazione. In base a questa caratteristica e alla sensibilità del metodo di Hart è possibile individuare ad esempio la transizione da ciclone tropicale ad extratropicale, oppure la transizione di un ciclone subtropicale in un ciclone tropicale a "nucleo caldo". I tre parametri che vengono utilizzati per descrivere la struttura generale dei cicloni sono: il parametro B che caratterizza la simmetria termica nella bassa troposfera, il vento termico nella bassa troposfera  $V_T^L$  e il vento termico nell'alta troposfera  $V_T^U$ .

### *Parametro B: simmetria termica*

I cicloni si possono suddividere in due categorie: quelli che si sviluppano grazie ai gradienti orizzontali di temperatura (atmosfera "baroclina"), associati a gradienti verticali di vento tramite l'equazione del vento termico (i cicloni extratropicali che sono asimmetrici o frontali), e quelli che si formano tramite altri meccanismi (i cicloni tropicali che sono simmetrici o non frontali, associati ad una struttura dell'atmosfera "barotropica"). La natura frontale del ciclone è un indicatore importante del tipo di ciclone: il parametro B rappresenta l'asimmetria dello spessore tra le due superfici 900-600 hPa attraverso il ciclone e determina se la struttura del sistema è asimmetrica, tipica dei cicloni extratropicali, o simmetrica, tipica dei cicloni tropicali. La definizione di tale parametro è data dalla seguente equazione:

$$B = h (Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}}|_R - Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}}|_L) \quad (2.1)$$

dove Z è la quota della superficie isobarica (600hPa o 900hPa), R sta per Right ovvero indica la parte destra del ciclone rispetto al suo moto, analogamente L sta per Left e indica la parte sinistra del ciclone rispetto alla direzione del moto. La costante h assume il valore +1 nell'Emisfero Nord e -1 nell'Emisfero Sud. La barra in alto significa che viene effettuata la media areale su un semicerchio di raggio 500 km, scelto in quanto rappresentativo della dimensione orizzontale media dei cicloni tropicali. Nel caso di un Medicane, che ha notoriamente dimensioni più piccole rispetto ad un ciclone tropicale, sarà necessario effettuare una scelta differente del raggio per poter calcolare

questo parametro. Il termine  $Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}|_R}$  è quindi lo spessore medio tra le superfici 900-600 hPa nel semicerchio a destra rispetto al moto del sistema, e  $Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}|_L}$  è lo spessore medio tra 900-600 hPa nel semicerchio sinistro.

Le figure 2.10(a) e 2.10(b) mostrano due esempi di possibili valori che può assumere il parametro B: solitamente, per un ciclone tropicale in fase matura, il parametro B ha un valore prossimo allo zero, mentre per un ciclone extratropicale in fase di sviluppo B assume un valore elevato e positivo. Hart [2003] ha identificato una soglia di  $B=10$  per distinguere tra le due categorie.

### Parametri del vento termico

Per distinguere tra ciclone tropicale ed extratropicale è necessario determinare la struttura verticale del sistema e valutarne l'eventuale asimmetria, mentre per definire il tipo di core (warm o cold) si misura il gradiente dell'altezza isobarica rispetto al suolo. Un valore del gradiente crescente con la quota definisce un sistema a nucleo freddo o cold-core low, mentre la presenza di un gradiente in diminuzione identifica un ciclone a nucleo caldo o warm core system [Hart, 2003].

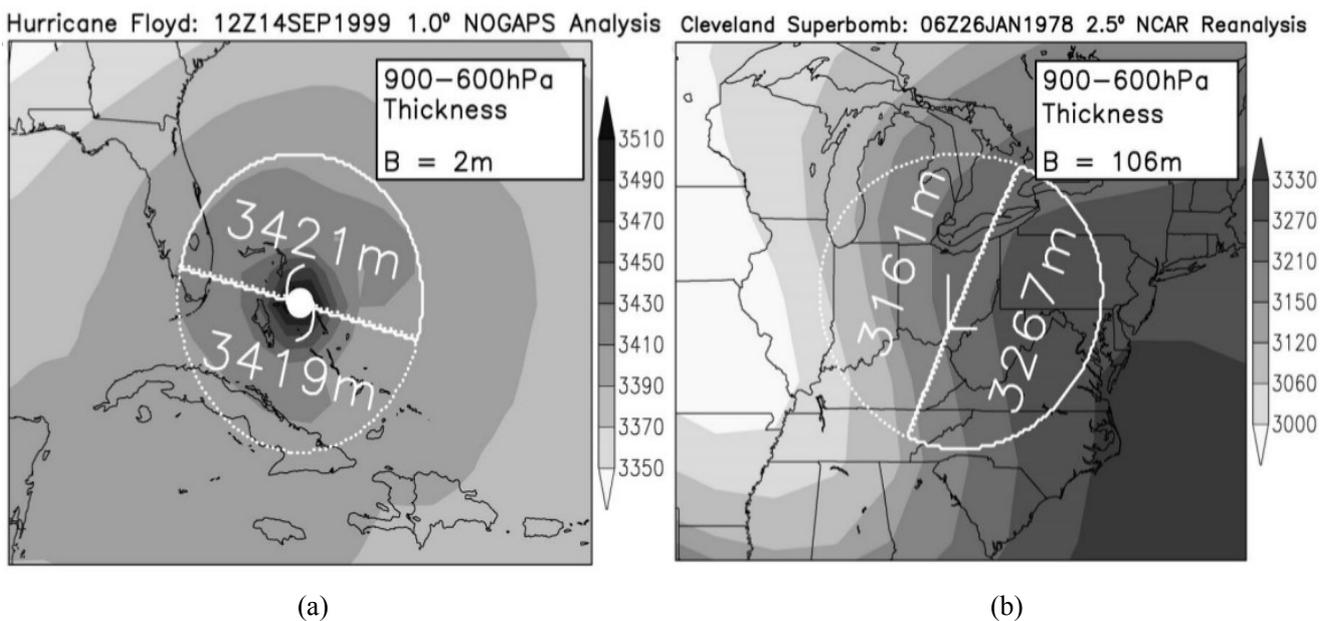


Figura 2.10. Confronto del parametro B di Hart tra un ciclone tropicale (non frontale) termicamente simmetrico (Uragano Floyd del 14 settembre 1999) in (a) ed uno extratropicale (frontale) termicamente asimmetrico ("Cleveland superbomb" del 26 gennaio 1978) in (b) [Hart, 2003].

Questa distinzione è fondamentalmente basata sui valori che l'algoritmo di Hart calcola tra gli strati troposferici,  $ST1 = (900 \div 600 \text{ hPa})$  e  $ST2 = (600 \div 300 \text{ hPa})$ , e in base alla perturbazione della quota del geopotenziale associata al ciclone quantificata dalla seguente formula:

$$\Delta Z \equiv Z_{\text{MAX}} - Z_{\text{MIN}} \quad (2.2)$$

dove  $\Delta Z$  è valutata all'interno del raggio definito per il calcolo del parametro B. La struttura verticale del ciclone viene quindi definita tramite la derivata rispetto alla quota dell'equazione 3.2.

Quindi la variazione dello spessore di un determinato strato compreso tra le superfici isobariche ST1 E ST2 corrisponde alla variazione del vento geostrofico con la quota, cioè al vento termico. La simmetria termica è pertanto garantita dalle seguenti equazioni:

$$\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{900 \text{ hPa}}^{600 \text{ hPa}} = -|V_T^L|, \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{600 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} = -|V_T^U|. \quad (2.4)$$

Per un ciclone tropicale entrambi i parametri devono avere valori positivi, con  $-V_T^L > -V_T^U$  come mostrato in figura 2.11(a). Al contrario, per un ciclone extratropicale entrambi i parametri sono necessariamente negativi, con  $-V_T^U > -V_T^L$  (figura 2.11(b)).

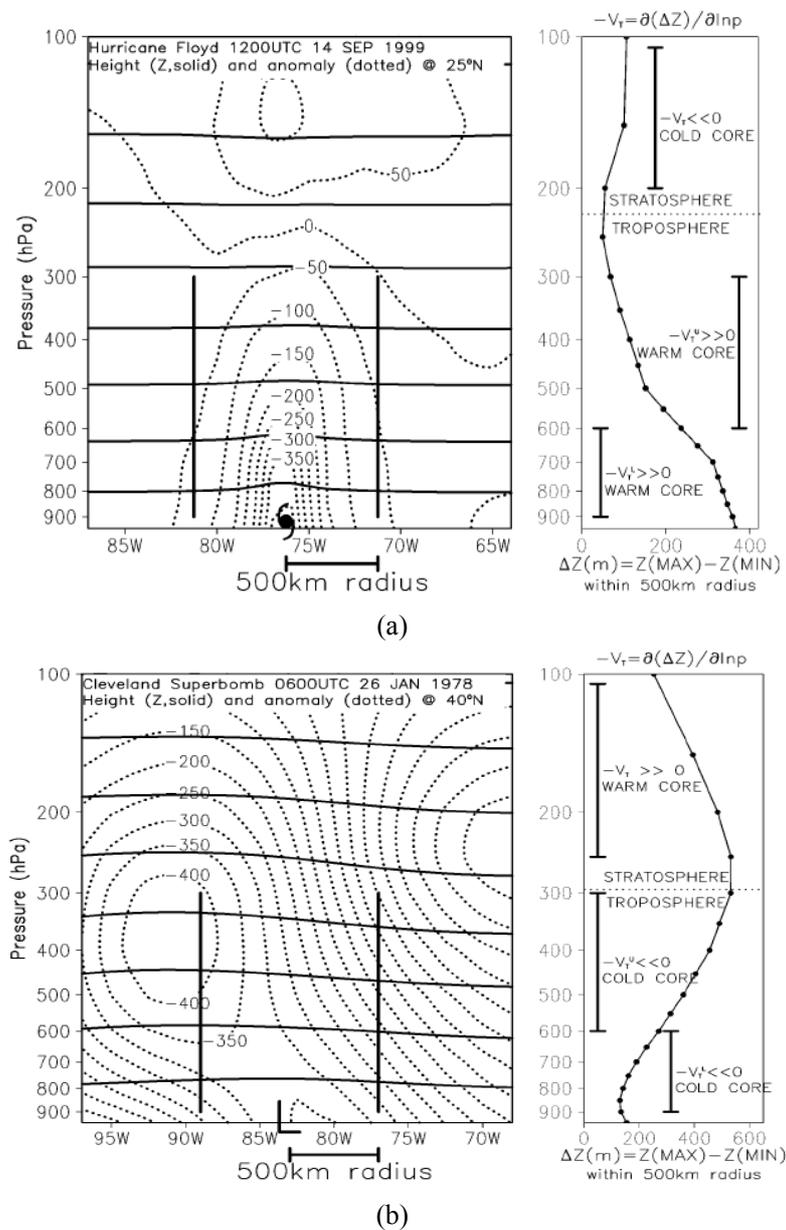


Figura 2.11. Confronto dei parametri di Hart  $-V_T^L$  e  $-V_T^U$  tra l'uragano Floyd del 14 settembre 1999 (warm core) in (a) e il ciclone extratropicale "cleveland superbomb" del 26 gennaio 1978 (cold core) in (b) [Hart, 2003].

## Costruzione del diagramma di fase

I tre parametri di Hart ( $B$ ,  $V_T^L$  e  $V_T^U$ ) definiscono il diagramma di fase tridimensionale del ciclone. Per una visualizzazione più semplice, il diagramma di fase viene presentato tramite due sezioni:  $B$  e  $V_T^L$ ,  $V_T^U$  e  $V_T^L$ . Un esempio è mostrato in figura 3.12. L'intero ciclo di vita del ciclone viene definito attraverso la traiettoria nel diagramma di fase. Un ciclone ha un warm core, ovvero caratteristiche tropicali, se i tre parametri assumono contemporaneamente i seguenti valori:

- $B < 10$ ,
- $-V_T^L > 0$ ,
- $-V_T^U > 0$ .

Il problema di adattare la tecnica di Hart, studiata per un ciclone tropicale, ad un Medigane sta nello scegliere un valore del raggio che meglio rappresenta il sistema mediterraneo. Il raggio del ciclone, infatti, è l'elemento più critico perchè il suo valore influisce sui tre parametri dell'algoritmo che a loro volta identificano un sistema come Medigane.

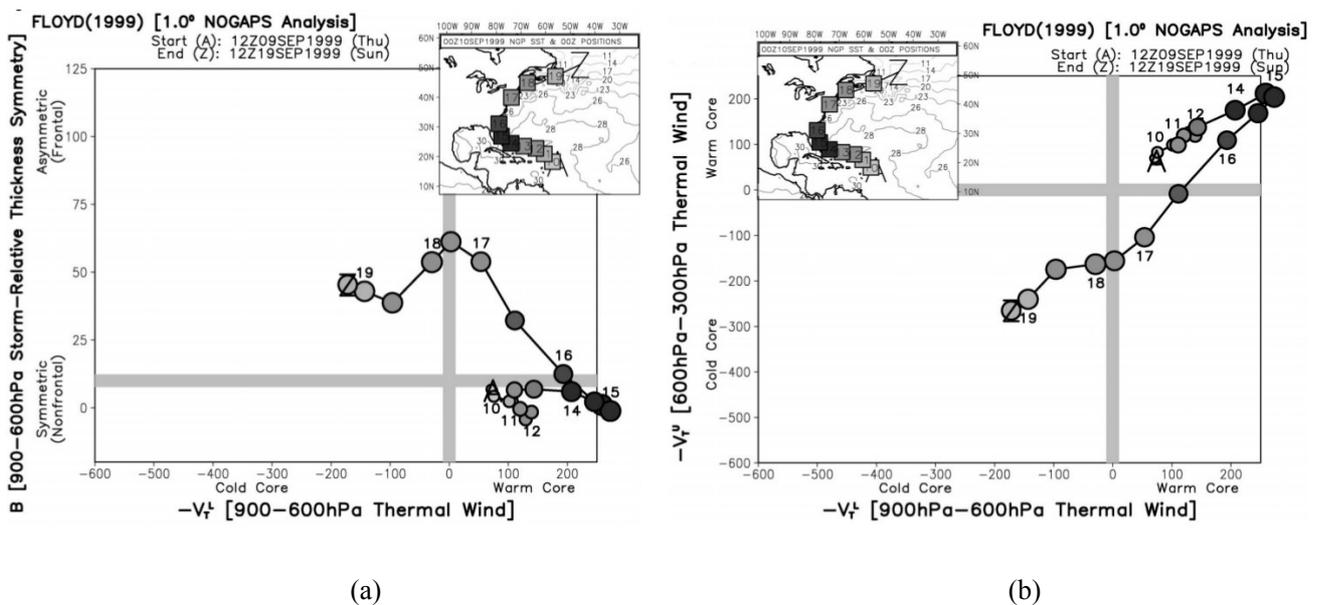


Figura 3.12. Diagramma di fase dell'uragano Floyd con transazione a ciclone extratropicale [Hart, 2003]: in (a) parametri  $B$  e  $-V_T^L$ , in (b) parametri  $V_T^U$  e  $V_T^L$ .

### 2.3.3 Algoritmo 183-WSL per la stima della precipitazione

L'algoritmo 183-WSL è stato sviluppato da Laviola and Levizzani [2008, 2011] per utilizzare le bande di assorbimento in risonanza del vapor d'acqua a 183 GHz per stimare l'intensità di pioggia e classificare il tipo di precipitazione. Il metodo utilizza la radiazione ad alta frequenza nelle microonde, rilevata dai radiometri AMSU-B e MHS a bordo dei satelliti americani della serie

NOAA e di quelli europei EUMETSAT Polar System (EPS)-MetOp.

I radiometri AMSU-B/MHS sono sensori multi canale nelle microonde ad alta frequenza e risoluzione spaziale, con un meccanismo di scansione ortogonale che prende il nome di cross-track scanning. Ciascun pixel dell'immagine corrisponde ad un campo di vista istantaneo del sensore (Instantaneous Field Of View, IFOV) di circa 16 km al nadir ( $1.1^\circ$ ) che degrada lungo la linea di scansione (swath line), composta da 90 IFOV, fino ad una risoluzione di circa 48 km nel punto più estremo dell'acquisizione (off-nadir) [Saunders et al. 1995]. AMSU-B/MHS hanno a bordo cinque canali tra 90 e 190 GHz: due canali centrati in due finestre atmosferiche a 89 e 150 GHz, e tre canali centrati nella banda di assorbimento del vapor d'acqua a 183.31 GHz:  $183.31 \pm 1$  GHz,  $183.31 \pm 3$  GHz e  $183.31 \pm 7$  GHz. Le funzioni peso dei cinque canali, riportate in figura 2.13, descrivono la distribuzione con la quota, per ciascun canale, dell'attenuazione della radiazione elettromagnetica dei vari strati di atmosfera. La presenza del massimo in corrispondenza di una certa quota, indica lo strato che maggiormente "pesa" nel bilancio totale del processo di estinzione della radiazione elettromagnetica. I due canali a 89 GHz e 150 GHz sono collocati in una finestra atmosferica e le loro funzioni peso "piccano" rispettivamente vicino alla superficie e attorno a 1 km di quota (figura 2.13), corrispondendo ad una regione spettrale in cui la trasmittanza dell'atmosfera ha il suo massimo valore (figura 2.14). I tre canali all'interno della banda del vapor d'acqua sono, invece, utilizzati per ricavare il profilo verticale del vapor d'acqua e per la stima della quantità totale di acqua precipitabile. Per tale ragione, le loro funzioni peso si distribuiscono tra i 2 e gli 8 km con un picco centrato in corrispondenza degli strati atmosferici maggiormente assorbenti.

Le osservazioni della terra nelle microonde (MW) differiscono notevolmente da quelle basate sulle lunghezze d'onda nell'infrarosso (IR) e nel visibile (VIS). La differente sensibilità delle proprietà degli oggetti osservati, permette un impiego integrato dei sensori satellitari IR-VIS e MW: mentre i primi risentono maggiormente delle caratteristiche superficiali di un corpo, una nube ad esempio, gli strumenti a MW permettono di ricavare informazioni sui costituenti interni. Pertanto, riferendoci al caso di una nube precipitante, gli strumenti nel visibile e infrarosso rilevano le caratteristiche del top della nube misurando la radiazione riflessa o emessa dalle idrometeore dello strato più esterno, mentre quelli a microonde misurano la radiazione proveniente dagli strati più interni, quelli che in maniera più "diretta" interagiscono col campo di radiazione emessa dalla superficie. Questa proprietà delle microonde, che rappresenta il punto di forza del loro utilizzo nel remote sensing satellitare, si rivela particolarmente utile nello studio dei sistemi di nubi precipitanti: la radiazione misurata dal satellite è, infatti, strettamente correlata con quella emessa direttamente dalla regione di formazione della precipitazione.

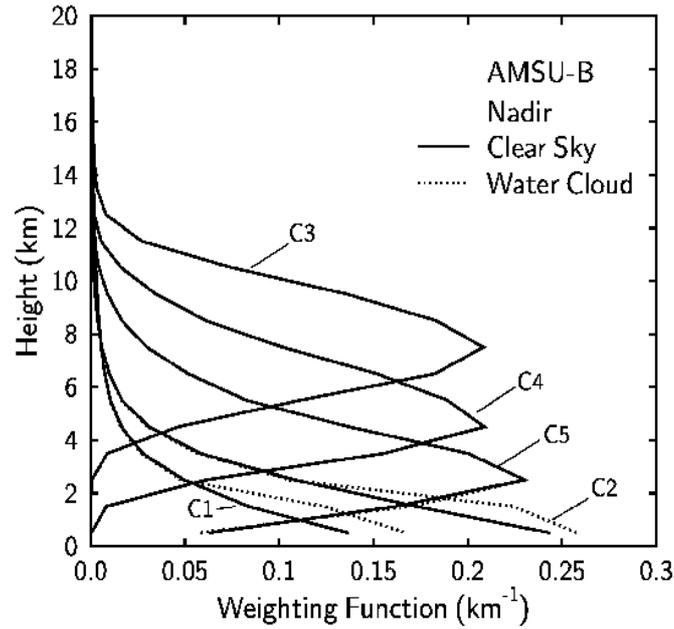


Figura 2.13. Funzioni peso dei canali di AMSU-B: C1 = 89 GHz, C2 = 150 GHz, C3 = 184 GHz, C4 = 186 GHz e C5 = 190 GHz [CIRA].

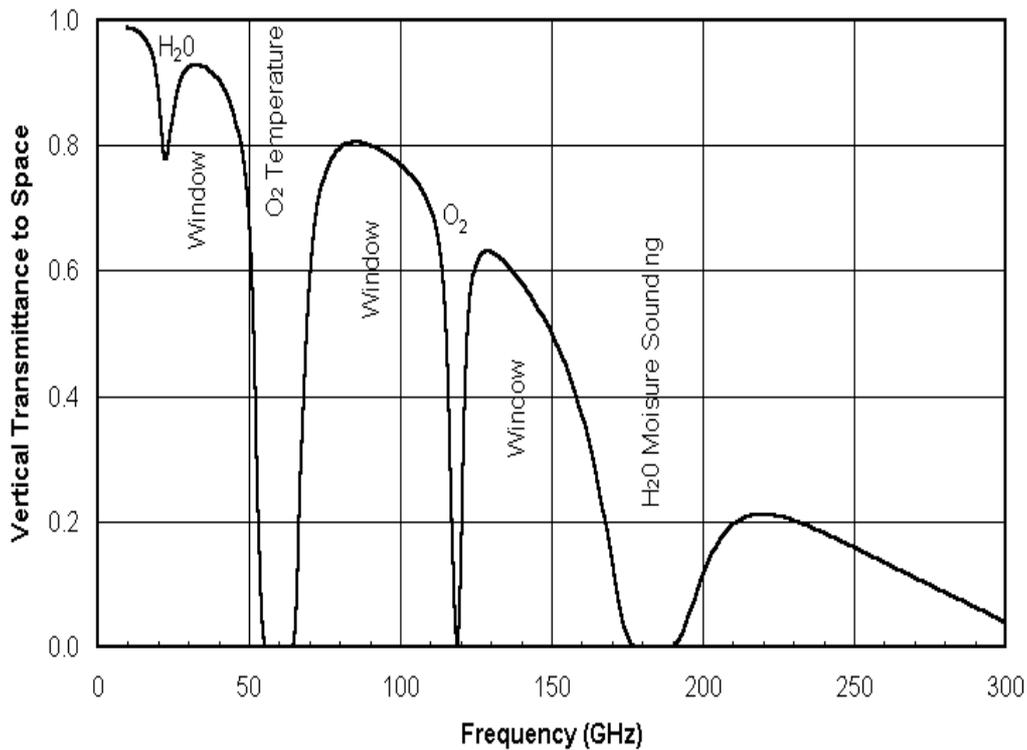


Figura 2.14 Trasmittanza dell'atmosfera nelle microonde [CIRA, Cooperative Institute for Research in the Atmosphere].

Il principio fisico dell'algoritmo 183-WSL si basa proprio su questa proprietà delle microonde che viene sfruttata combinando opportunamente canali di AMSU-B/MHS. La differente sensibilità delle frequenze finestra a 89 e 150 GHz permette di misurare l'interazione tra radiazione e particelle di varie dimensioni e differente stato fisico. In generale, le gocce d'acqua di maggiori dimensioni

tendono ad interagire con la radiazione a 89 GHz mentre i cristalli di ghiaccio tipicamente estinguono, per diffusione (scattering), la radiazione a 150 GHz. I canali nella banda a 183.31 GHz, invece, risentono della presenza delle idrometeore nella bassa ed alta atmosfera che, a seconda della fase in cui si trovano (liquida, ghiacciata), estinguono in maniera diversa la radiazione incidente.

Le stime di precipitazione attraverso il metodo 183-WSL sono basate su una combinazione delle frequenze nell'intervallo 89-190 GHz. Attraverso una serie di equazioni lineari e test in cascata, il 183-WSL combina le radianze, in termini di temperatura di brillantezza (Brightness Temperature, BT), per stimare l'intensità di pioggia istantanea e classificare il tipo di precipitazione in convettiva e stratiforme. Lo schema computazionale dell'algoritmo 183-WSL si basa sui seguenti quattro passi (schematizzati in figura 2.15):

1. Al primo passo vengono acquisiti e processati i dati da satellite. Tutta l'informazione rilevante come le temperature di brillantezza, il tipo di superficie, angoli zenitali locali del satellite, e la topografia viene separata dal flusso di dati complessivo e predisposta per l'input nella catena di elaborazione del 183-WSL.
2. Successivamente vengono rilevati e classificati i pixel in base al tipo di superficie (mare o terra). Se il tipo di superficie è terra allora viene applicato un filtro della copertura nevosa per individuare i pixel nevosi. I pixel che risultano essere non nevosi passano allo step successivo insieme a quelli classificati come superficie marina.
3. Vengono applicate, quindi, alcune soglie alle differenze di BT tra i canali a 89 e 150 GHz per discriminare i pixel precipitanti da quelli non precipitanti.
4. Per i pixel non precipitanti vengono applicati tre moduli dell'algoritmo: il Low- Layer WV, il 183-LWP (il contenuto di acqua liquida in kg m<sup>-2</sup>) e il modulo 183-WSLW.
5. L'ultimo passo calcola l'intensità di precipitazione in mm h<sup>-1</sup> con i pixel precipitanti. Questa stima viene fatta con tutti i pixel e produce l'intensità di precipitazione totale sia solida che liquida. I pixel vengono inoltre classificati in base al tipo di precipitazione: stratiforme, convettiva e nevosa. Per quanto riguarda la stima della precipitazione nevosa è indicata nello schema con frecce tratteggiate poiché è in corso di sperimentazione.

Le soglie sono riportate in tabella 2.2 ed è possibile notare che su terra quando  $\Delta w_{in} < 3$  K i pixel vengono classificati come non precipitanti e quindi rimossi dalla procedura dell'algoritmo.

Sul mare, dove il contributo dei costituenti dell'atmosfera è più marcato a causa della bassa emissività della superficie marina ( $\epsilon = 0.4 \div 0.6$ ), questa soglia è più bassa:  $\Delta w_{in} < 0$  K. La differenza tra le temperature di brillantezza dei canali 89 e 150 GHz viene inoltre utilizzata per determinare il tipo di precipitazione.

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

Tabella 2.2. Soglie per la classificazione basate sulle differenze dei canali in finestra atmosferica  $\Delta_{win} = T_{B89} - T_{B150}$  [Laviola and Levizzani, 2011].

In generale, valori di  $\Delta_{win} < 10$  K sono associati a precipitazione stratiforme mentre valori maggiori possono essere correlati con le celle convettive che, avendo un maggiore contenuto di idrometeorie ghiacciate, impattano maggiormente sulla frequenza a 150 GHz rispetto a 89 GHz. Il nucleo centrale dell'algorithm consta di una combinazione lineare dei canali a 183.31 GHz ed è il risultato di una regressione lineare multipla tra le temperature di brillantezza di questi canali e delle intensità di precipitazione derivate dai dati radar della rete Nimrod. L'intensità della precipitazione viene ricavata in  $\text{mm h}^{-1}$  con valori tra 0.1 e 20  $\text{mm h}^{-1}$  sia su terra che su mare.

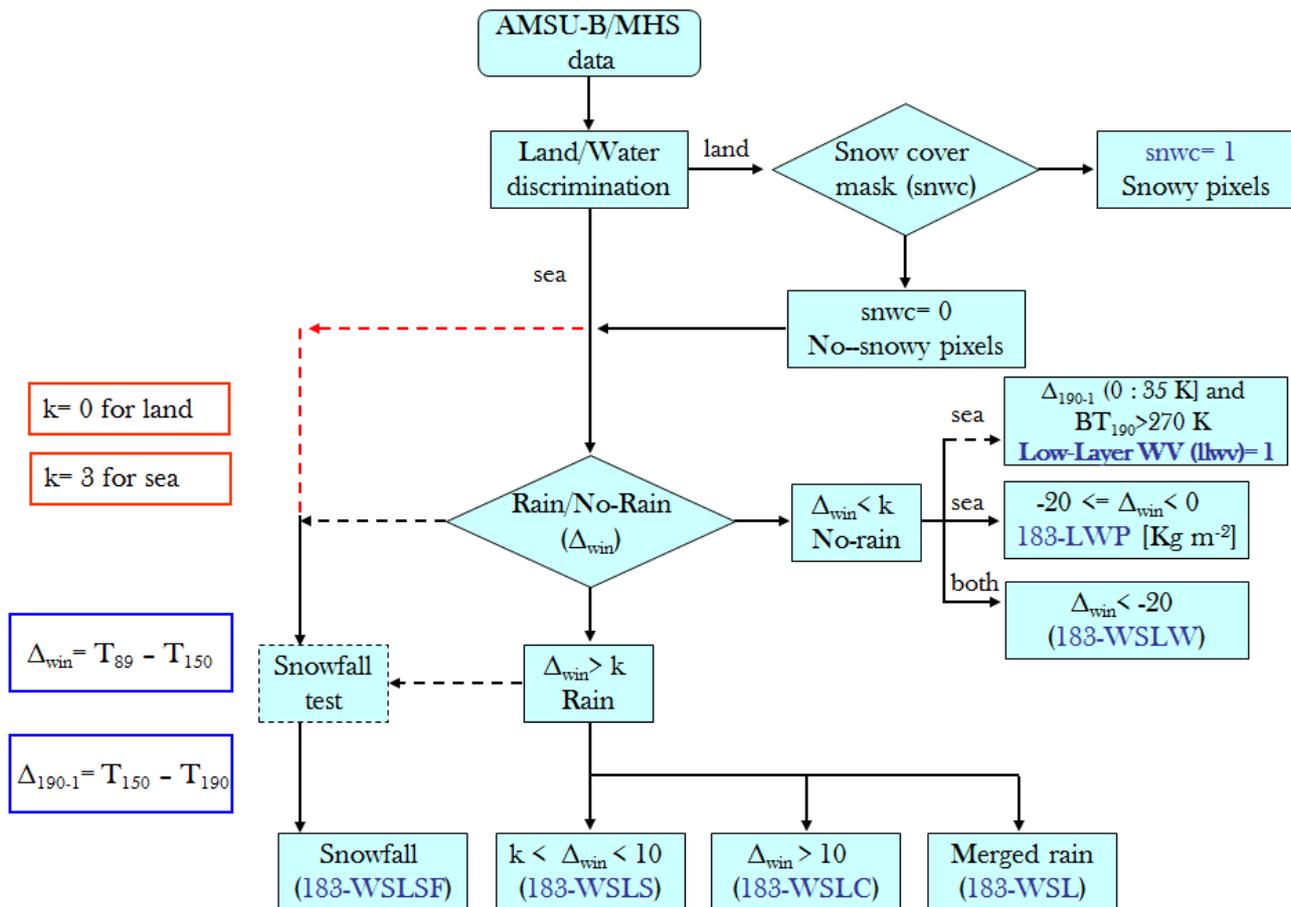


Figura 2.15. Schema dell'algorithm 183-WSL [Laviola and Levizzani, 2011].

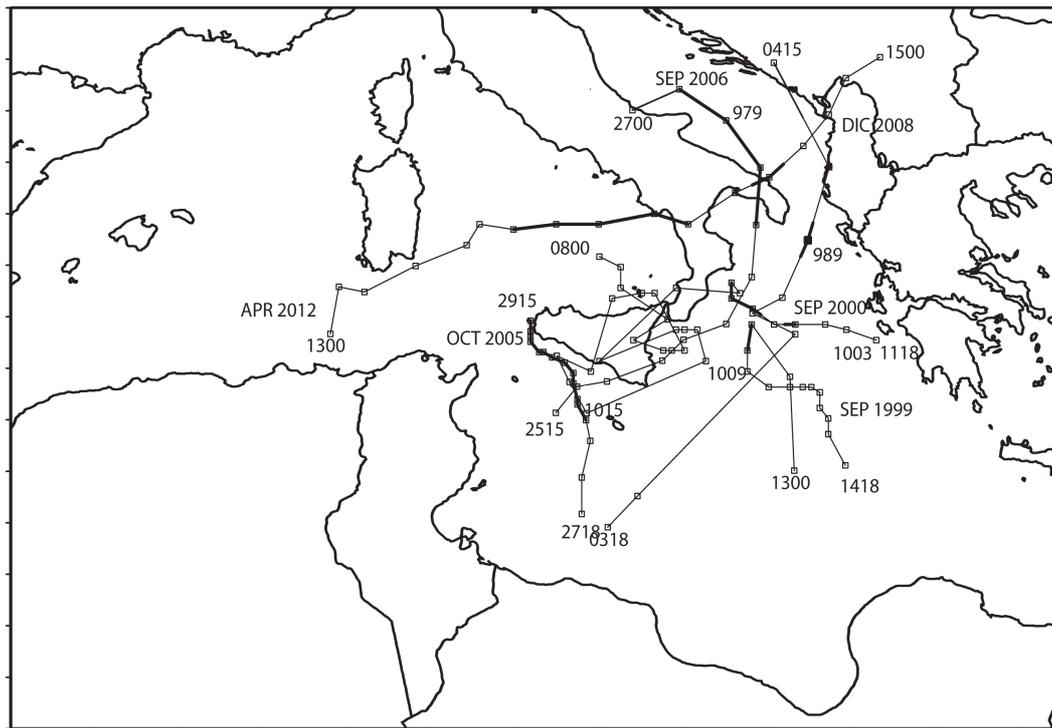
## 2.4 Zone di formazione e traiettorie

I Mediane sono fenomeni associati a forti piogge e a venti di notevole intensità, che talvolta possono raggiungere valori confrontabili con quelli degli uragani di categoria 1 della scala di Saffir-Simpson. Analizzare questi fenomeni e capire quali sono le zone in cui si formano è di fondamentale importanza sia per la prevenzione nelle aree a rischio, sia per migliorare la conoscenza dei TLC e le previsioni meteorologiche.

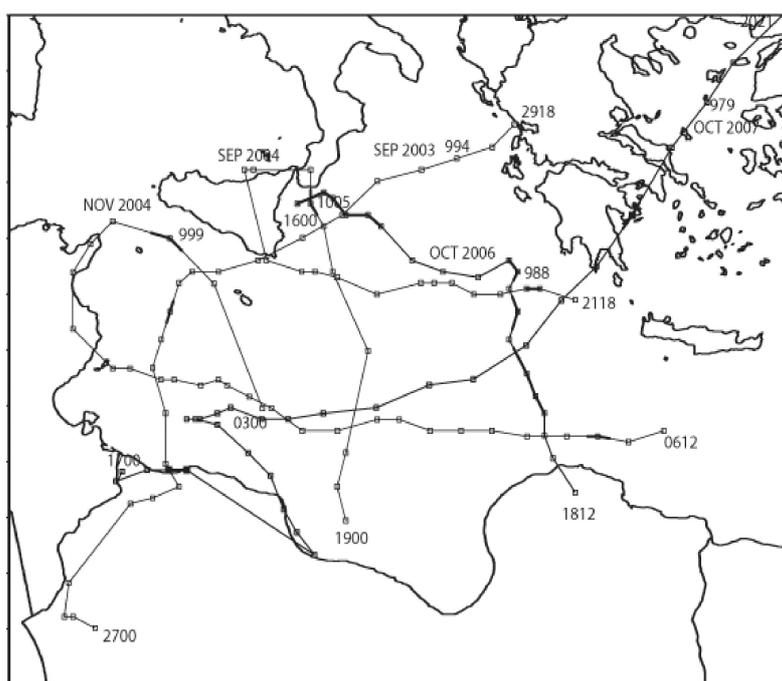
Le traiettorie di ognuno dei TLC (si fa riferimento ai casi sviluppatasi nel Mediterraneo dal 1999 al 2012) sono state calcolate in base alla posizione del minimo di pressione ad ogni step temporale (3 ore) sulla griglia esterna. Tutti i casi sono stati suddivisi in base alle loro traiettorie (e ai domini utilizzati per simularli) in quattro zone del Mar Mediterraneo: bacini ovest, sud, est e centrale.

Le aree centrate a sud del Mar Mediterraneo hanno una vasta zona in comune, il Mar Ionio, e si differenziano per la direzione finale delle traiettorie. Nel caso del bacino centrale i TLC si spostano più verso nord e terminano sull'Italia o i Balcani, mentre nel caso del bacino sud del Mediterraneo le traiettorie finiscono sulla Grecia o le coste del Nord Africa (come è possibile notare osservando le due mappe in figura 4.1).

Le zone maggiormente interessate dai Mediane sono il Mar Ionio e l'area attorno alle Isole Baleari come risulta dalle mappe delle traiettorie nelle figure 2.16 e 2.17. Nel caso dei sistemi in formazione sulle Baleari, è interessante notare che i cicloni sono generalmente caratterizzati da una "stazionarietà" nella traiettoria che produce cicloni di notevoli dimensioni sul piano orizzontale e di lunga durata. La complessità dell'orografia combinata alle elevate temperature della superficie marina specie in prossimità dei golfi generano condizioni ambientali che prolungano il ciclo vitale dei sistemi ciclonici. L'istogramma in figura 2.18(a) riassume le caratteristiche dei Mediane: nel grafico è riportato il numero dei Mediane che interessa ogni bacino del Mar Mediterraneo, differenziando anche in base al mese in cui si è verificato. Il numero più alto di TLC si conta nel bacino centrale del Mar Mediterraneo in cui sono stati osservati sei casi, mentre nei bacini ovest e sud ne sono stati rilevati cinque. I cicloni che avvengono nel mese di settembre interessano solamente i bacini centrale e sud, mentre gli eventi di ottobre si osservano in tutto il Mar Mediterraneo seppur con maggior frequenza nel bacino ovest. Si ricorda che questi risultati non hanno valore climatologico, in quanto sono stati estratti dagli eventi disponibili, e pertanto non si può escludere che nel periodo considerato si siano verificati altri casi. Si segnala comunque che il loro numero (18 casi in 14 anni) si approssima al numero di casi/anno (circa 1.5) emerso in uno studio molto recente in cui si è cercato di ricostruire la climatologia dei Mediane attraverso simulazioni ad area limitata su periodi di 30 anni [Cavicchia and von Storch 2012].

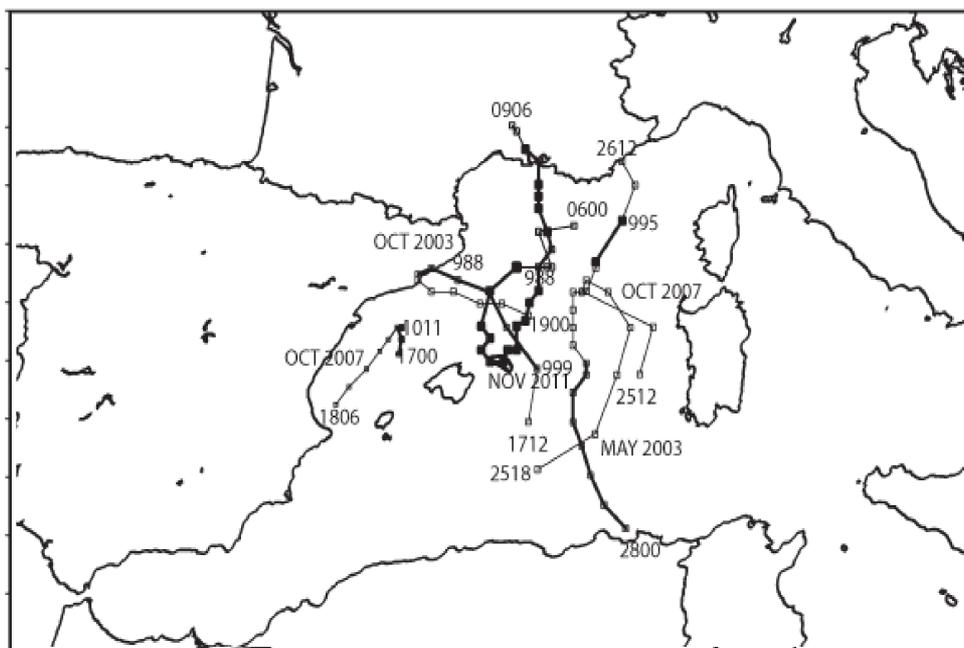


(a)

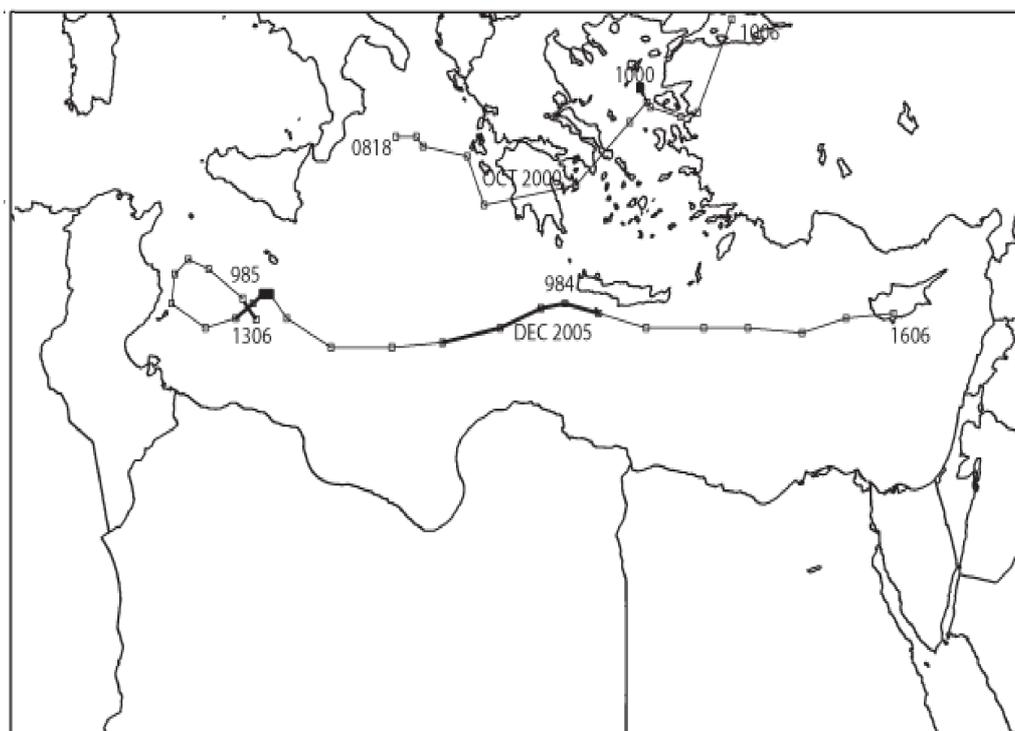


(b)

Figura 2.16. Traiettorie dei Medicanes per i bacini del Mar Mediterraneo centrale (a) e sud (b). I segmenti in grassetto indicano gli istanti in cui il ciclone ha caratteristiche di tipo tropicale in base ai valori dei parametri di Hart.



(a)



(b)

Figura 2.17. Traiettorie dei Medicanes per i bacini del Mar Mediterraneo ovest (a) ed est (b). I segmenti in grassetto indicano gli istanti in cui il ciclone ha caratteristiche di tipo tropicale.

Ambienti favorevoli alla formazione dei Medicanes possono essere trovati in diverse stagioni, infatti alcuni dei casi studio sono stati osservati in primavera (aprile e maggio) e in inverno (dicembre). Tuttavia la maggior parte dei Medicanes avvengono in autunno, quando il mare è caldo e possono

sopraggiungere intrusioni di aria fredda e secca in quota.

Il mese con il maggior numero di casi risulta infatti ottobre in cui sono stati osservati 7 Medicane, seguito da settembre con 5 eventi, novembre e dicembre con 2 casi ciascuno (figura 2.18(b)). Nel mese di ottobre il maggior numero dei TLC, tre su sette, è stato osservato nel bacino ovest del Mar Mediterraneo, mentre nel mese di settembre la maggioranza dei casi interessa il bacino centrale.

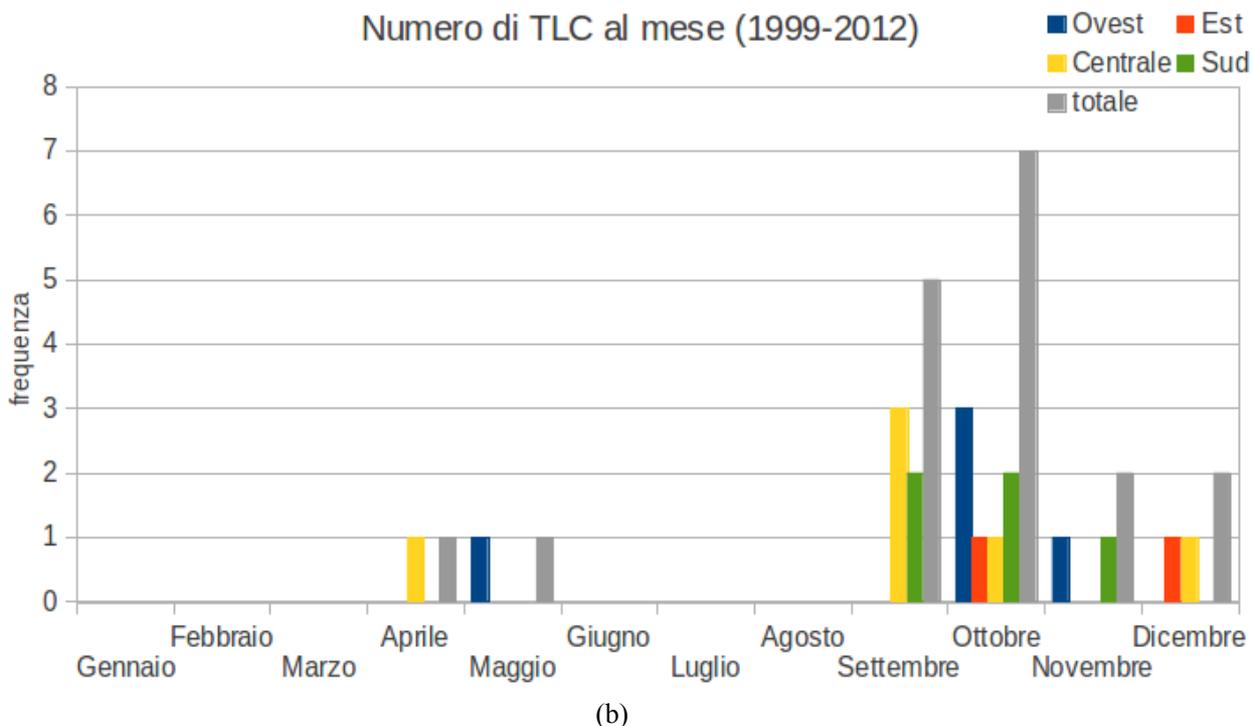
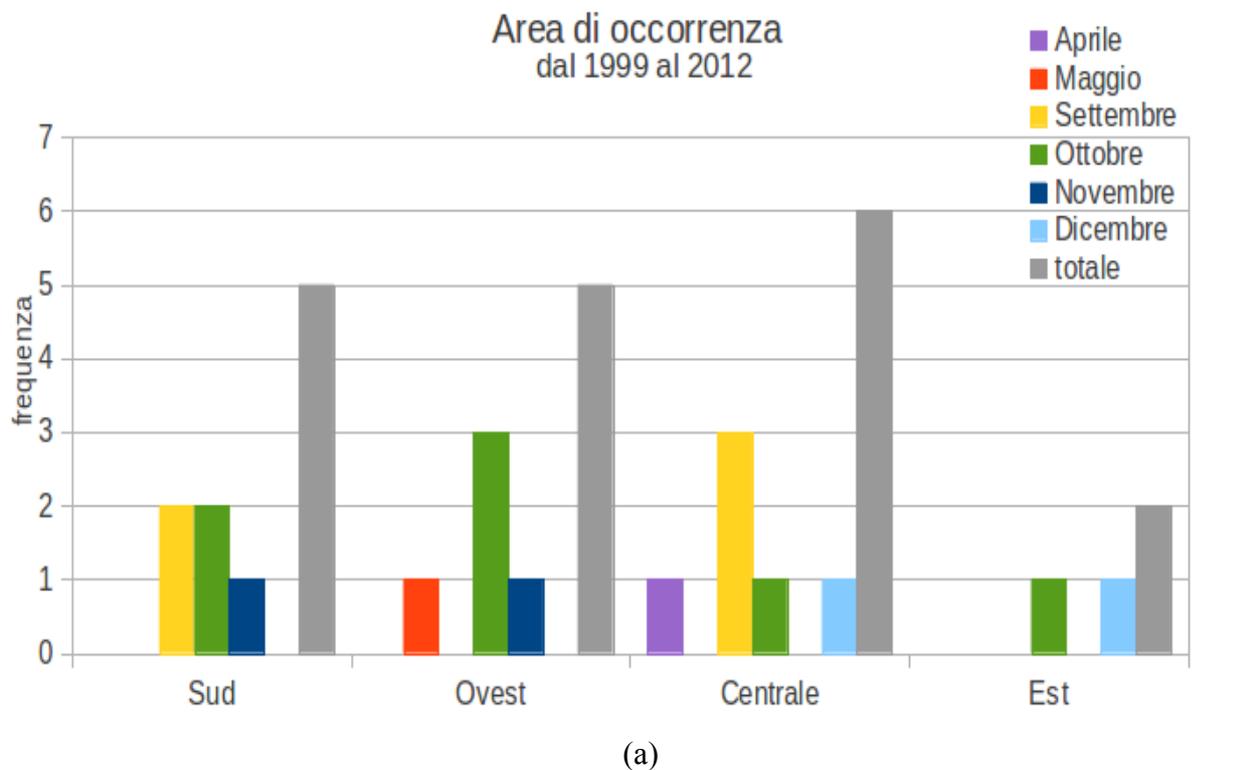


Figura 2.18. Istogrammi rappresentativi della distribuzione spaziale e temporale dei Medicane.

## 2.5 Caratteristiche dei Medicane

Nell'ottica di voler individuare le caratteristiche comuni ai diversi cicloni mediterranei di tipo tropicale, in tabella 2.3 sono riassunte le principali caratteristiche emerse dall'analisi dei Medicane dal 1999 al 2012. Questa tabella fornisce informazioni riguardo ai singoli casi ma permette anche di avere una visione più ampia e generale delle caratteristiche di questi fenomeni.

Per un'analisi corretta dei Medicane si va incorre in diverse difficoltà: i dati disponibili sul mare sono in numero limitato, quindi è necessario avvalersi delle analisi disponibili oppure dei dati satellitari. Purtroppo, dalle immagini satellitari è difficile prevedere la traiettoria del ciclone, anche perché l'occhio spesso non è visibile; le analisi, in genere a risoluzione piuttosto bassa, molte volte sottostimano la profondità del minimo o non riescono ad individuarlo [Cavicchia and Von Storch 2012]. Inoltre, per misurare i parametri di interesse, si tengono in considerazione anche gli output del modello, a causa della mancanza di un'adeguata rete di sensori al suolo.

I casi mostrati in tabella 2.3 sono stati suddivisi in base al bacino del Mar Mediterraneo in cui si sono sviluppati. Gli eventi relativi al bacino ovest del Mar Mediterraneo hanno mediamente un'estensione orizzontale più grande, una durata maggiore e venti più intensi rispetto ai casi che interessano gli altri settori mediterranei. I venti associati a questi sistemi sono solitamente molto intensi con raffiche che possono raggiungere intensità superiori di 120 km h<sup>-1</sup> corrispondenti alla categoria 1 degli uragani nella scala di Saffir-Simpson. I raggi dei TLC sono molto minori rispetto alle dimensioni dei cicloni tropicali. Nel caso dei Medicane i raggi variano da 50 a 300 km, mentre i cicloni tropicali presentano raggi di almeno 500 km. La differenza di estensione spaziale tra i cicloni nel Mediterraneo e i cicloni tropicali può essere imputata a diversi fattori che, insieme, concorrono a “limitare” le dimensioni dei Medicane. Tra questi fattori vanno citati:

- La minore SST, e quindi la minore energia posseduta dal sistema.
- Le limitate dimensioni del Mar Mediterraneo, notevolmente più piccole rispetto a quelle degli oceani. Fra l'altro il bacino del Mar Mediterraneo è circondato da elevate catene montuose come l'Atlante, i Pirenei, le Alpi e gli Appennini; queste catene sono spesso in grado di “isolare” il bacino del Mediterraneo dalla circolazione generale atmosferica a scala sinottica.
- La quantità di terre emerse. Va inoltre riscontrata la presenza di parecchie isole dalle dimensioni anche piuttosto consistenti come le Baleari, la Sardegna, la Corsica, la Sicilia, Creta e Cipro, la loro presenza riduce gli spazi di mare aperto.
- Il diverso tipo di atmosfera (si ricorda che alle medie latitudini lo shear verticale del vento è generalmente maggiore, pertanto l'ambiente è poco incline allo sviluppo di strutture

barotropiche). Le caratteristiche dell'atmosfera alle medie latitudini sono molto diverse da quelle dell'atmosfera tropicale, nella fattispecie il contenuto di vapor d'acqua è molto inferiore e la tropopausa è collocata a quote inferiori, perciò lo spessore verticale delle celle convettive è minore.

Quindi, riassumendo, la SST e le diverse caratteristiche atmosferiche rispetto alle regioni tropicali, insieme alla particolare morfologia del Mediterraneo, fanno in modo che l'energia a disposizione sia minore e lo sia per un tempo più breve e su una zona dalle dimensioni ridotte.

Area	Data	Raggio (km)	Durata TLC (ore)	P min. (hPa)	Max Vento (km h <sup>-1</sup> )	Scala Saffir- Simpson	SST (°C)	Jet stream
<b>Centrale</b>								
Mar Ionio	13/09/1999	150	6	1008.47	78.34		25-27	sì
Sicilia	10/10/2000	100	12	1005.66	70.53		21-26	sì
Stretto Sicilia	28/10/2005	50	39	1015.83	70.65		22-27 (+3.5)	sì
Puglia	26/09/2006	100	12	979.76	152.58	1	18-25 (+2)	forse
Mar Ionio	04/12/2008	100	3	990.05	137.48	1	14-20 (+1.5)	sì
Sud Italia	13/04/2012	50-150	18	983.8	124.66	1	14-17 (+1)	sì
<b>Sud</b>								
Stretto Sicilia	28/09/2003	100	3	1009.6	68.80		20-26	sì
Mar Ionio	19/09/2004	50-150	9	1005.12	84.07		23-26 (+1.5)	forse
Sicilia Creta	03/11/2004	50	6	1001.39	98.62		22-25 (+3)	sì
Mar Ionio	16/10/2006	50-150	36	990.12	140.45	1	20-25 (+1.5)	sì
Grecia	17/10/2007	100-300	9	983.78	135.50	1	19-25 (+2)	sì
<b>Est</b>								
Mar Egeo	09/10/2000	50	3	1000.47	74.68		19-23	sì
Creta	13/12/2005	50-100	33	984.62	136.66	1	17-21 (+2)	sì
<b>Ovest</b>								
ovest Sardegna	27/05/2003	50-100	24	999.77	100.99		18-20	sì
Isole Baleari	17/10/2003	100-150	18	988.53	148.45	1	18-23 (+2.5)	sì
Isole Baleari	17/10/2007	150	18	1012.47	78.75		19-23 (+2)	no
Sud Francia	26/10/2007	300	6	995.63	129.71	1	17-20 (+1)	sì
Isole Baleari	06/11/2011	150-200	57	988.16	161.98	1-2	17-22 (+2.5)	sì

Tabella 2.3. Elenco dei Medicane, con le loro caratteristiche, dal 1999 al 2012.

Nei casi di Medicane analizzati in tabella 2.3, i dati simulati dal modello WRF e i dati forniti dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), indicano che durante l'intero ciclo di vita, questi fenomeni, hanno attraversato superfici marine con SST non inferiore a  $14\div 15^{\circ}\text{C}$ . Questi valori sono in pieno accordo con quanto scritto da Tous and Romero [2012] che pongono come limite inferiore  $15^{\circ}\text{C}$ . Tuttavia, questi valori di SST mostrano notevoli differenze con i risultati degli studi sui cicloni tropicali, visto che in letteratura è spesso ricordato che il valore minimo di SST per lo sviluppo di un uragano è  $26^{\circ}\text{C}$ . Questo valore non viene mai raggiunto per i cicloni mediterranei dato che la SST supera tale valore solo nel settore più a sud del Mar Mediterraneo e solamente nel periodo estivo. Questa differenza nelle temperature marine, necessarie alla formazione di questi sistemi, si può spiegare guardando ai meccanismi di formazione dei cicloni tropicali e dei TLC. Lo squilibrio aria-mare che innesca questi fenomeni può avvenire anche con SST molto basse poiché, alle medie latitudini, sono presenti irruzioni di aria molto fredda in quota, provenienti direttamente dai circoli polari. Nelle regioni tropicali, invece, sono necessarie SST elevate, dato che in quota non arriva mai aria molto fredda; pertanto il gradiente termico 100-300 hPa è quanto mai dipendente dal valore della temperatura nei bassi strati atmosferici. Svariati autori hanno effettuato dei test di sensibilità per la SST e convengono nel comune risultato che diminuendo la SST il ciclone non si forma oppure si origina in modo decisamente più attenuato [Homar et al. 2003; Fita et al. 2007; Miglietta et al. 2011; Tous and Romero 2012]. Questo potenzia l'ipotesi che ci possa essere una soglia minima per la SST anche nel caso dei cicloni Mediterranei; tale soglia potrebbe essere di  $15^{\circ}\text{C}$  come individuato da Tous and Romero [2012].

In ultimo l'istogramma di figura 2.19 mostra il numero di TLC osservati ogni anno (tra i casi dal 1999 al 2012) e la massima intensità raggiunta da un TLC durante quell'anno. Da questo grafico non è possibile osservare un aumento nella frequenza annuale dei Medicane, tuttavia sembra aumentare l'intensità di questi sistemi. Infatti, se fino al 2005 il solo caso dell'ottobre 2003 ha raggiunto la categoria 1 della scala Saffir-Simpson; dal 2005 in poi, invece, ogni anno almeno un ciclone raggiunge il grado di intensità 1. Questo aspetto potrebbe suggerire un possibile aumento dell'intensità dei Medicane a causa del riscaldamento climatico. Questo è sicuramente un aspetto da approfondire e indagare in maniera approfondita, tramite uno studio di tipo climatologico.

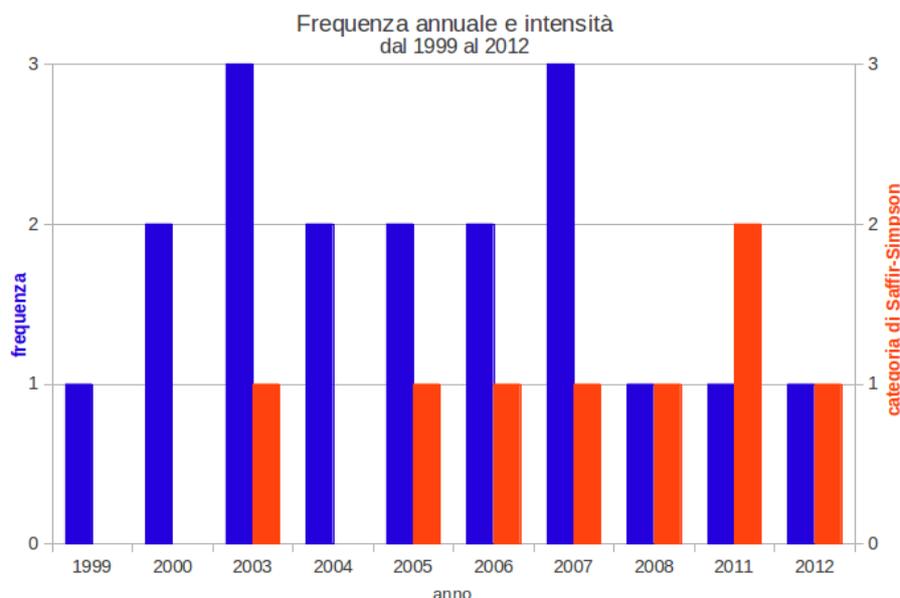


Figura 2.19. Istogrammi della frequenza annuale (blu) dei casi dal 1999 al 2012 e la loro classificazione in base alla scala di Saffir-Simpson (rosso).

## 2.6 Struttura delle nubi e della precipitazione

I metodi adoperati in letteratura per individuare i medicane attraverso le immagini satellitari si basano solitamente sulla ricerca delle caratteristiche tipiche dei cicloni tropicali ovvero avere una struttura simmetrica delle nubi che ruota in maniera solidale attorno ad un occhio ben delineato. Nonostante ciò, sono stati individuati casi di TLC con una forma non simmetrica e/o con un occhio non ben definito. Ad esempio, in figura 2.20(a) è riportato il caso di un TLC, in rotazione tra Creta e le coste della Libia, che pur avendo una struttura delle nubi spiraliforme ha l'occhio non visibile a causa della copertura nuvolosa stratiforme prossima al boundary layer. Il caso di medicane del dicembre 2008, posizionato sul Sud Italia (figura 2.20(b)), ha invece una struttura non simmetrica, ma risulta ben evidente la zona priva di nubi connessa all'occhio del ciclone, sopra la Calabria.

I medicane sono inoltre caratterizzati da piogge intense: ad esempio nel caso del 26 settembre 2006, Moscatello et al. [2008] hanno stimato l'intensità di precipitazione attraverso la riflettività radar e hanno trovato valori che in media erano attorno a 12 mm h<sup>-1</sup> con un massimo di 24 mm h<sup>-1</sup>, mentre i dati da stazione riportano un picco di circa 100 mm in poche ore (maggiori dettagli verranno forniti nel capitolo successivo). In questo caso va tuttavia notato che l'algoritmo calcola il valore di pioggia su un'area vasta, quindi i valori di picco puntuali (di stazione) sono decisamente superiori a quelli derivati dall'algoritmo. Anche per il caso di dicembre 2008, che ha colpito sempre il Sud Italia, l'intensità di precipitazione era molto elevata: le stime effettuate con l'algoritmo 183-WSL riportate in figura 2.21(a) indicano valori di intensità massima di pioggia al suolo tra 10 e 15

mm h-1 in corrispondenza della Puglia. A queste piogge intense sono associate nubi convettive di tipo 2, trattasi di ammassi nuvolosi di tipo convettivo estese fino a circa 6 km di quota (figura 2.21(c)). Le immagini dello stesso algoritmo proposte in figura 2.21(b) e 2.21(c) mostrano uno spostamento verso est, oltre che ad una perdita di intensità del Mediane. Le precipitazioni risultano infatti meno intense e la maggior parte del sistema è caratterizzato da nubi stratiformi e non più convettivo. Va inoltre osservato che queste forti piogge, associate a nubi convettive relativamente alte, sono solitamente osservate in corrispondenza di terraferma con orografia, come nel caso dei Mediane che hanno raggiunto il Sud Italia e, nella fattispecie, le Murge pugliesi.

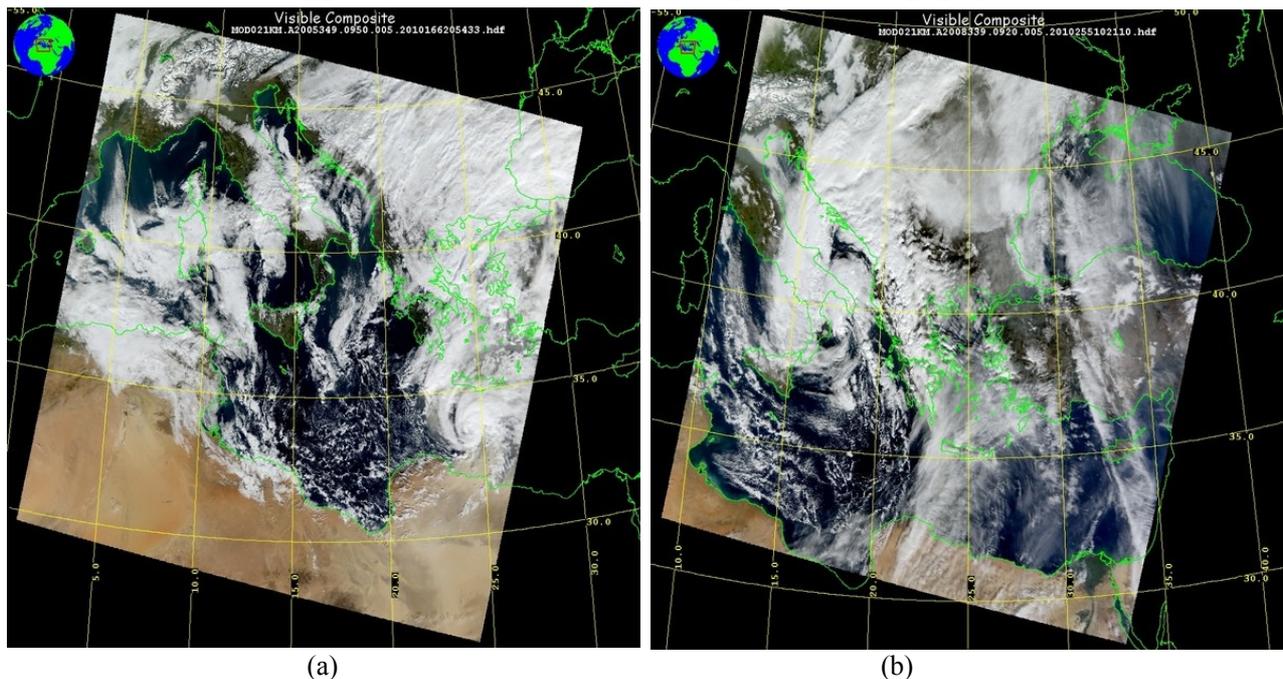


Figura 2.20. Immagini RGB di MODIS di due casi di Mediane. In (a) il TLC in prossimità di Creta del 15 dicembre 2005 alle 0950 UTC mentre in (b) il TLC del 4 dicembre 2008 alle 0920 UTC che si estende sul Sud Italia.

Generalmente la convezione associata ai Mediane non è profonda, infatti le nubi, solitamente collocate nella media e bassa troposfera, presentano caratteristiche di tipo stratiforme e convettivo di tipo 1 (4-6 km, in base alla classificazione dell'algoritmo). La parte convettiva del sistema non raggiunge mai la tropopausa ed in media rimane al di sotto gli 8 km di quota. Questa caratteristica risulta essere in accordo con quanto illustrato dal modello teorico nelle figure 2.2 e 2.3. In queste figure si vede che i moti convettivi non sono verticali, ma divergono radialmente rispetto all'occhio. Un esempio viene riportato in figura 2.22, il TLC di maggio 2003 era caratterizzato da nubi stratiformi di tipo 2 (3 ÷ 4 km di altezza) e convettive di tipo 1, corrispondente a quote tra i 4 e i 6 km. Dalle immagini RGB di MODIS, figure 2.22(e) e 2.22(f), è possibile distinguere le forti analogie con i cicloni tropicali: la struttura delle nubi era simmetrica, con un occhio ben delineato e con le bande di nubi a spirale attorno ad esso.

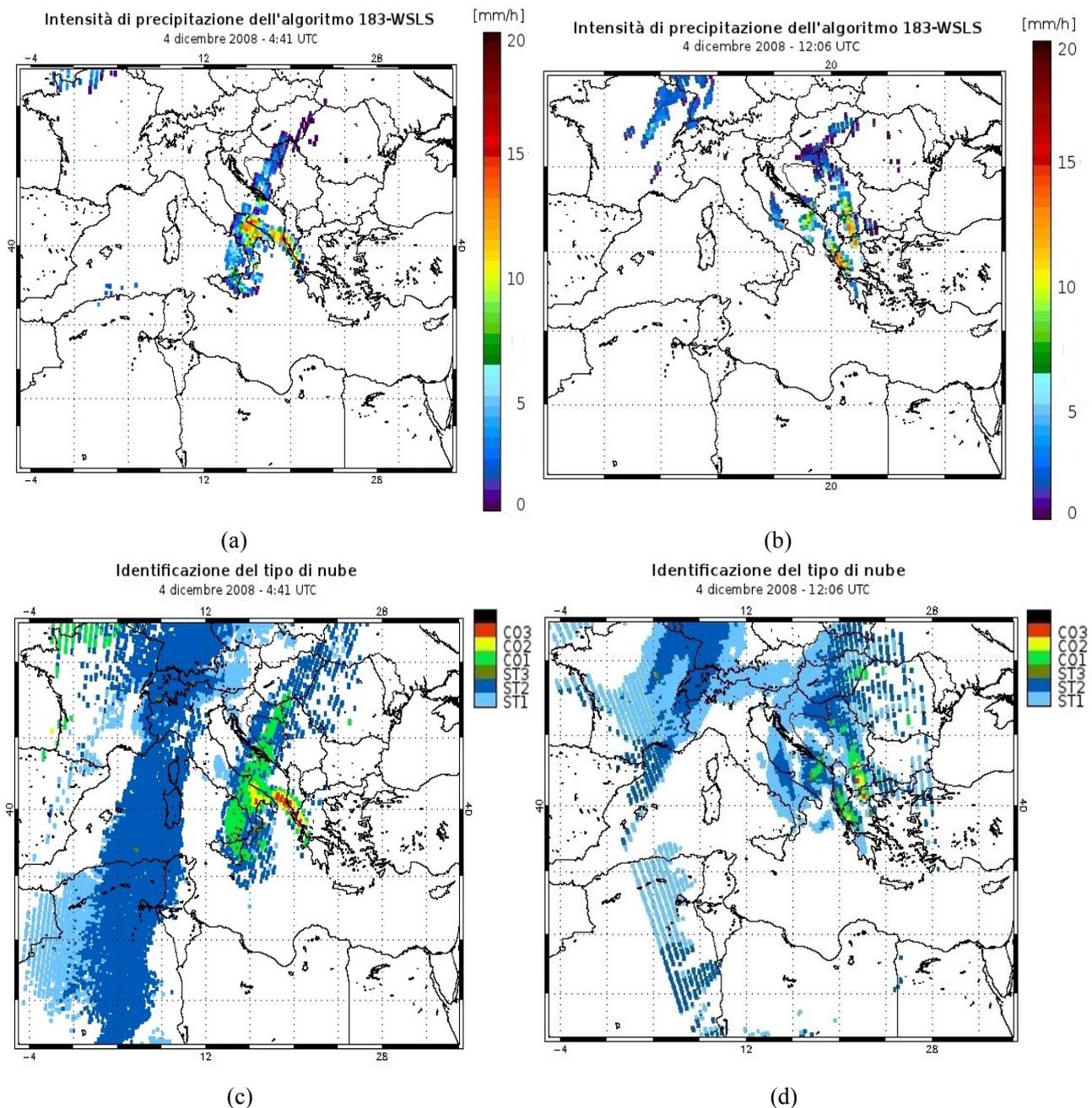


Figura 2.21. Identificazione del tipo di nube e stima delle precipitazioni effettuate con l'algoritmo 183-WSL relative al 4 dicembre 2008 alle ore 0441 UTC (sinistra) e 1206 UTC (destra).

A differenza dei cicloni tropicali, nel caso dei Mediane non tutto il sistema è precipitante. Confrontando la copertura nuvolosa in figura 2.22(c) con l'area interessata da precipitazioni in figura 2.22(a), si nota che la precipitazione si distribuisce in bande di pioggia, ma solo una piccola parte del sistema è precipitante. In questo caso la precipitazione associata al sistema non è molto intensa e non raggiunge mai i  $10 \text{ mm h}^{-1}$ . Durante la fase più intensa del sistema, la precipitazione è molto debole, come è possibile notare in figura 2.22(b). Questo aspetto sembra caratterizzare quasi tutti i Mediane: la precipitazione è inizialmente più intensa e precede la fase di massima intensità del ciclone caratterizzata dal minimo di pressione e dalla massima velocità del vento.

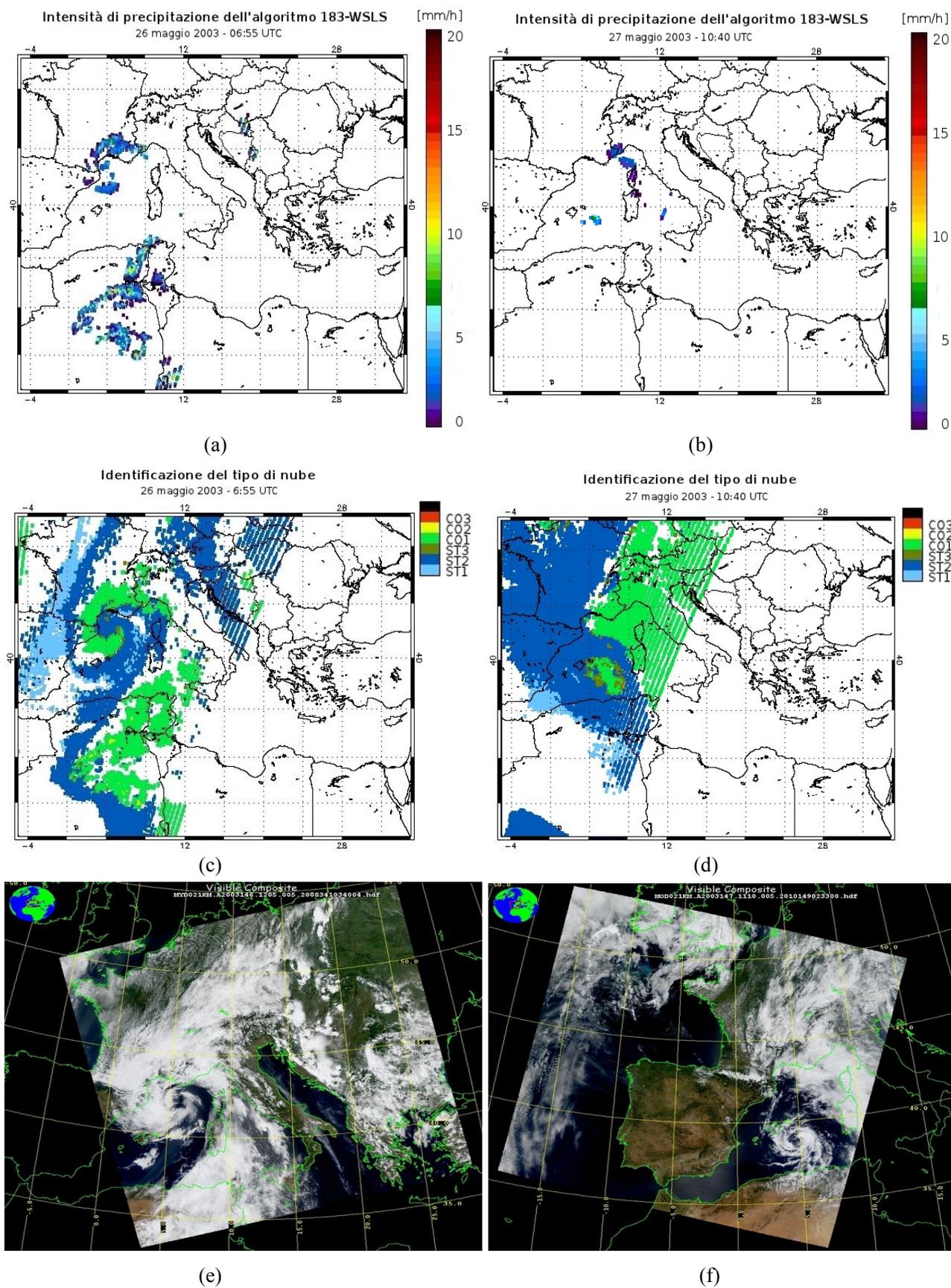


Figura 2.22. Medicane del 26-27 maggio 2003: (a) e (b) stime dell'intensità di precipitazione, (c) e (d) classificazione del tipo di nubi tramite l'algoritmo 183-WLS, (e) e (f) immagini RGB di MODIS.

### 3 Mediane del settembre 2006 sulla Puglia

L'ultima parte della tesi riguarda l'analisi di un Mediane che il 26 settembre del 2006 ha attraversato l'Italia sudorientale (figura 3.1, 3.2 e 3.3); questo vortice presentava peculiarità tipiche dei cicloni tropicali e delle polar lows. Nel primo paragrafo di questo capitolo si discutono le caratteristiche a scala sinottica utilizzando le informazioni dell'ECMWF; nel secondo, per descrivere il fenomeno, si utilizzano le evidenze osservazionali come mappe radar, immagini del satellite geostazionario e dati delle stazioni di superficie. Infine nella terza ed ultima sezione di questo capitolo, tramite immagini elaborate dai modelli meteorologici dei centri di calcolo, vengono analizzati alcuni aspetti dell'evento per cercare di esaminare nel dettaglio la struttura del ciclone e le aree colpite, oltre che per comprendere l'origine e la natura di questa violenta manifestazione atmosferica. .

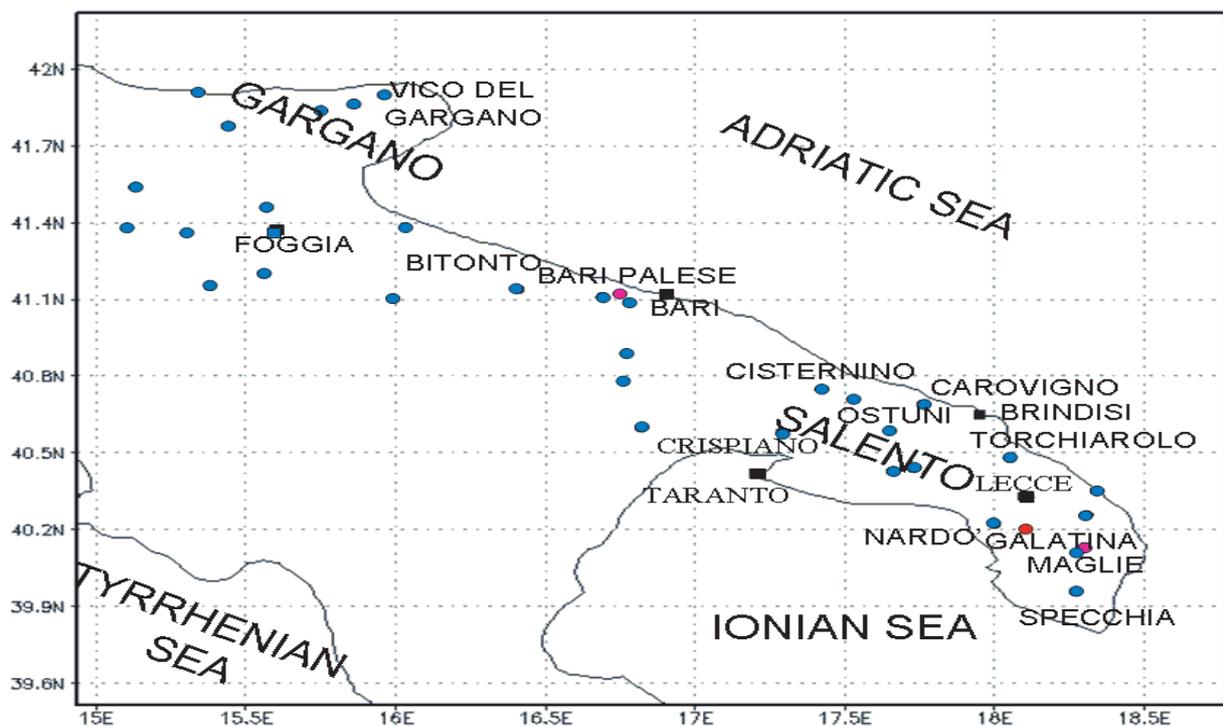


Figura 3.1. Mappa dell'Italia sudorientale che mostra la posizione delle 33 stazioni di superficie di meso-network (punti blu), i siti radar (Maglie e Bari Palese) (punti rosa) e la stazione osservativa dell'aeroporto di Galatina (punto rosso). Sono anche indicati i nomi delle principali città della regione.

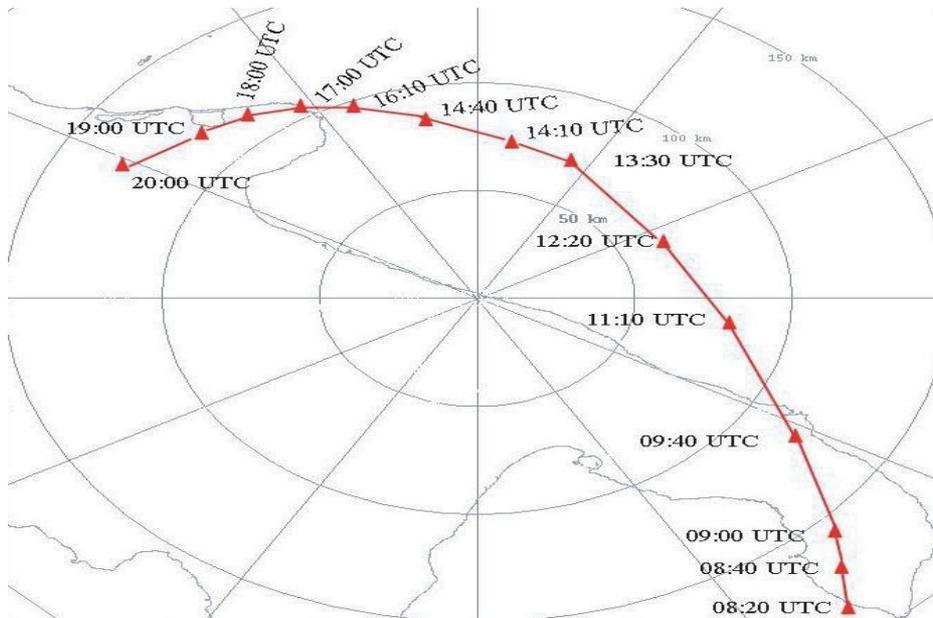


Figura 3.2. La migliore stima della traiettoria del ciclone Mediterraneo tra le 0820 e 2000 UTC circa, così come è stata ricostruita dai dati osservazionali.

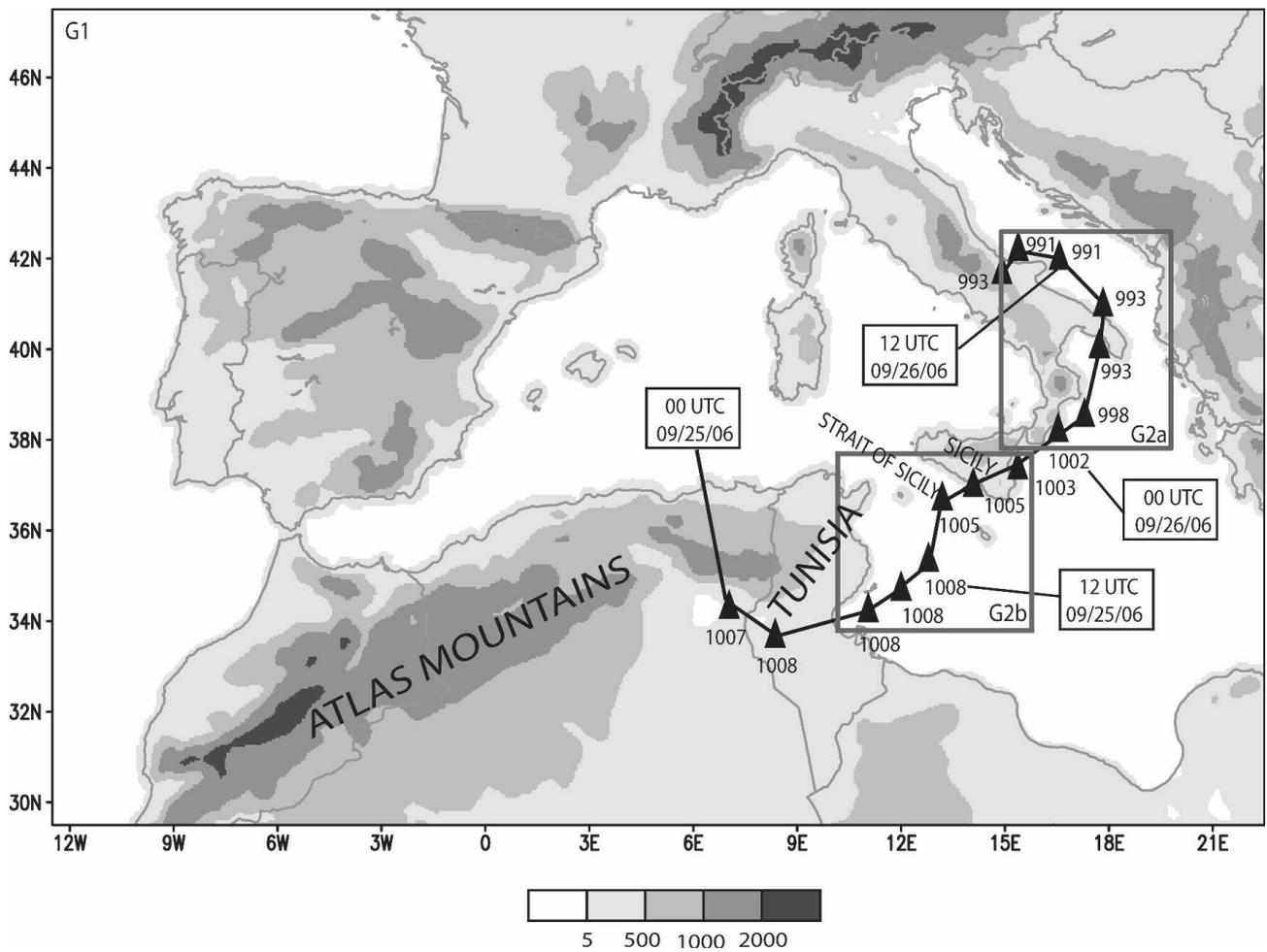


Figura 3.3. Percorso del ciclone dalle ore 0000 UTC alle 1800 UTC del 25 Settembre (i triangoli neri indicano la posizione del minimo ogni 3 ore). Accanto ad ogni triangolo è indicata la MSLP in hPa. La topografia è rappresentata con le aree ombreggiate nella scala delle tonalità del grigio.

### 3.1 Analisi sinottica

Per comprendere l'origine del Medicane che il 26 settembre 2006 ha colpito l'Italia sudorientale, si deve analizzare la situazione a scala sinottica quantomeno sul bacino centro occidentale del Mediterraneo. Come ben visibile dalla carta del geopotenziale a 500 hPa delle 1200 UTC del 24 settembre (figura 3.4(a)), un'onda di bassa pressione, propriamente una saccatura, si era andata spostando dall'Atlantico verso la penisola Iberica, facendo poi il suo ingresso sul Mediterraneo occidentale. In figura 3.4(b), la situazione è alla stessa ora sinottica, ma a 850 hPa ; si nota come la stessa saccatura contenesse un fronte freddo a ridosso delle Isole Baleari. Nei due giorni successivi, questa saccatura si evolse in cut-off low, stante la rimonta dell'anticiclone delle Azzorre sull'Europa continentale. La regione attraversata dal ciclone oltre che ad essere visualizzata nelle immagini appena sopra, è indicata anche da un rettangolo in entrambe le figure 3.3. Per analizzare la situazione del 26 settembre 2006 da un punto di vista sinottico, viene considerata per prima l'analisi dell'ECMWF alle 0600 UTC (ore 0800 locali). La figura 3.3(a) mostra la pressione media al livello del mare (MSLP) e la temperatura a 850 hPa, mentre la figura 3.3(b) la temperatura e l'altezza del geopotenziale a 500 hPa. La mappa della MSLP evidenzia una circolazione ciclonica sulla penisola italiana e sui mari circostanti, con un valore minimo (C1 in figura 3.3) di circa 1001 hPa a (40.5°N, 12.8°E), prossimo alle coste del Tirreno centrale. Un'alto minimo di 998 hPa (C2 in figura 3.3), localizzato sul Mar Ionio settentrionale (39.35°N, 17.6°E), si era mosso verso nord-est, approfondendosi di 4 hPa nel corso delle precedenti 6 ore. A 500 hPa, si nota una depressione associata con il minimo C1 della MSLP, vicino alle coste del Tirreno centrale. Sia a 500 che a 850 hPa, il minimo tirrenico C1 aveva un nucleo freddo mentre la depressione ionica C2 era associata ad una lingua calda. Le immagini del MSG (figura 3.4), riferite alle ore seguenti, mostrano una struttura nuvolosa spiraliforme a vasta scala con l'annessa circolazione ciclonica che colpisce la penisola italiana centro-meridionale. Il ciclone più grande (C1) si era mosso leggermente verso sud-est, nel frattempo il minimo sullo Ionio (C2) gli ruotava attorno, attraversando l'Italia sudorientale, e poi muovendosi sull'Adriatico meridionale e solo successivamente sulla terraferma, dove finalmente si dissiperà in serata. Sebbene l'analisi sinottica localizzi correttamente i minimi pressori, non è però in grado di focalizzare l'intensità e la piccola scala del fenomeno. Infine, osservando la mappa relativa alla SST in figura 3.7, è possibile notare che il ciclone si sviluppò nella zona in cui la temperatura delle acque superficiali era più alta. Infatti si vede come il Canale di Sicilia, lo Ionio e ancor più il Mar Libico, presentassero SST fino a 26-27°C, tipici dei mari tropicali. Questo fatto va a confermare l'importanza dei flussi superficiali dal Mar Mediterraneo per l'intensificazione del sistema attraverso il rilascio di calore latente.

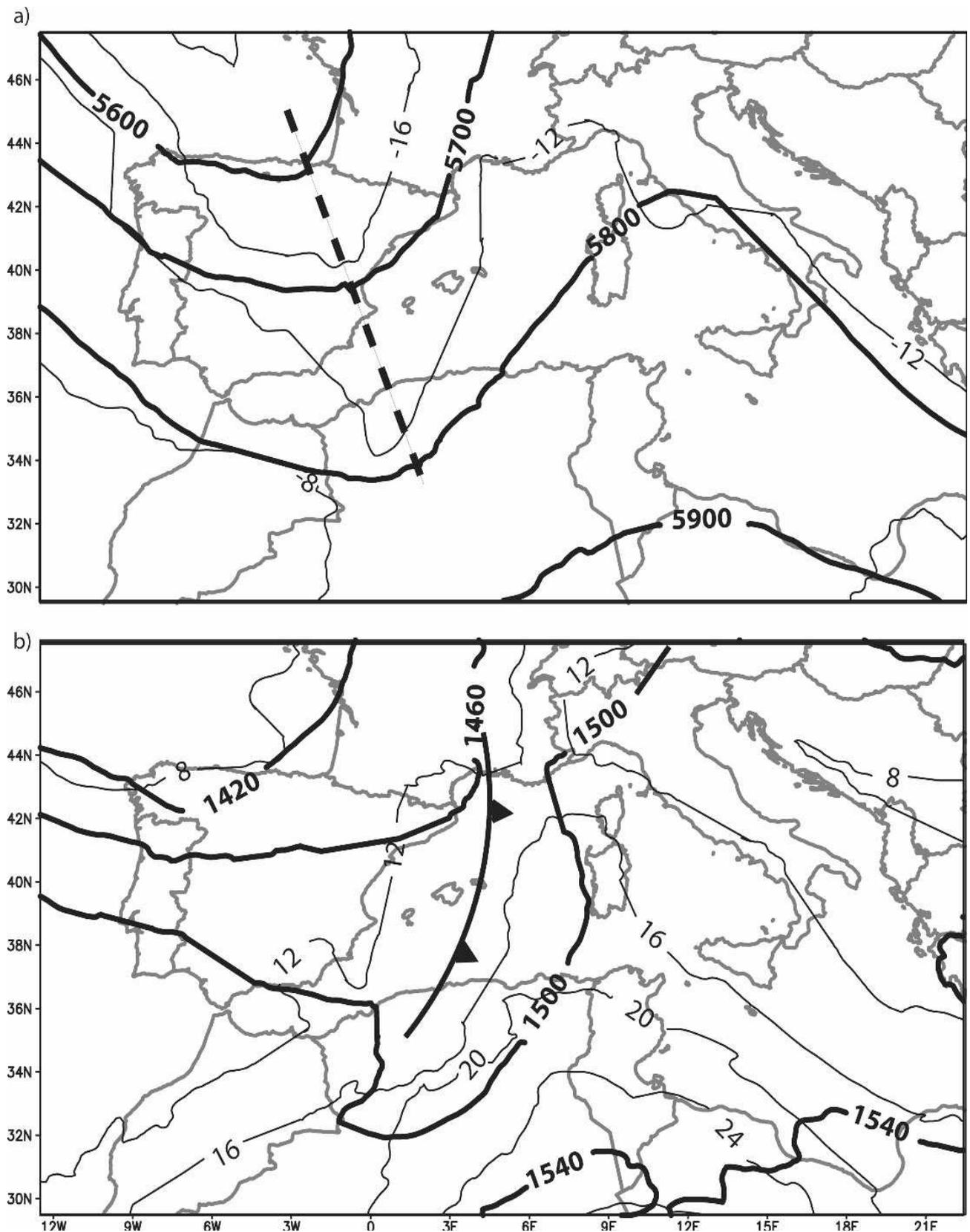
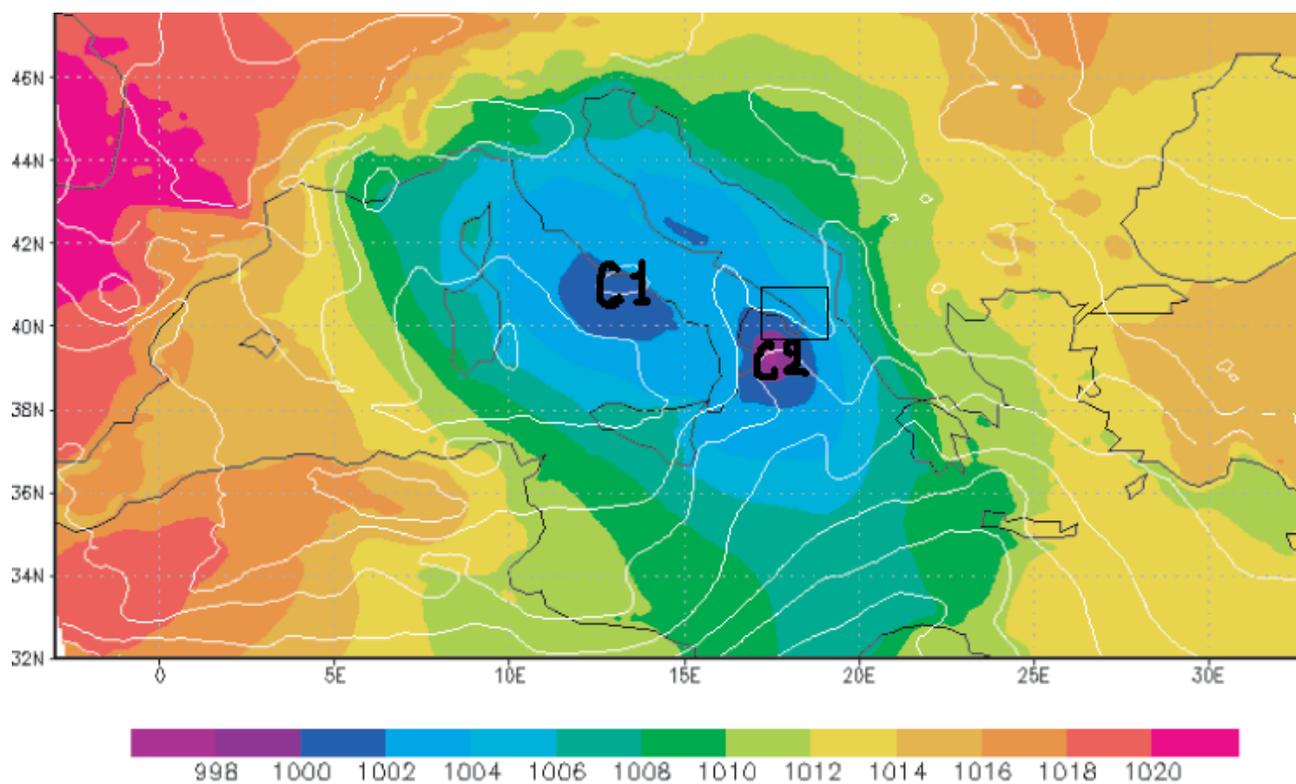


Figura 3.4.

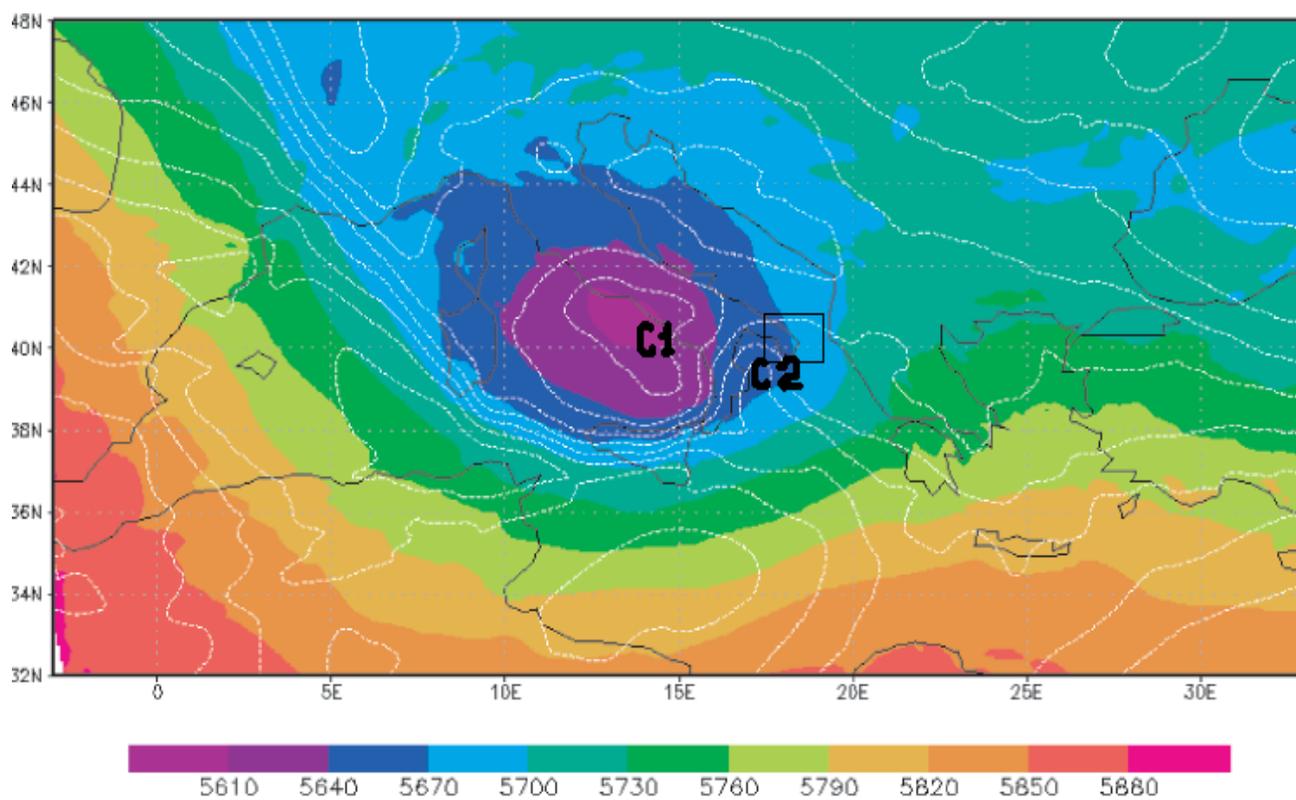
(a) altezza del geopotenziale a 500 hPa (linee continue spesse ogni 100 m), campo termico a 500 hPa (linee continue sottili ogni 4°C), e asse della saccatura (linea nera tratteggiata).

(b) altezza del geopotenziale a 850 hPa (linee continue spesse ogni 40 m), campo termico a 850 hPa (linee continue sottili ogni 4°C), e posizione del sistema frontale.

Entrambe le immagini raffigurano la situazione alle ore 1200 UTC del 24 Settembre 2006.



(a)



(b)

Figura 3.5. Analisi del ECMWF alle 0600UTC, 26 settembre 2006: (a) MSLP in hPa (colori), e temperatura a 850 hPa in °C (linee bianche); (b) altezza del geopotenziale a 500 hPa in m (colori) e temperatura a 500 hPa in °C (linee bianche). C1 e C2 denotano rispettivamente la posizione del minimo di pressione sul Tirreno e del minimo sopra lo Ionio settentrionale. Il rettangolo delimita la Penisola Salentina nell'Italia Sudorientale.

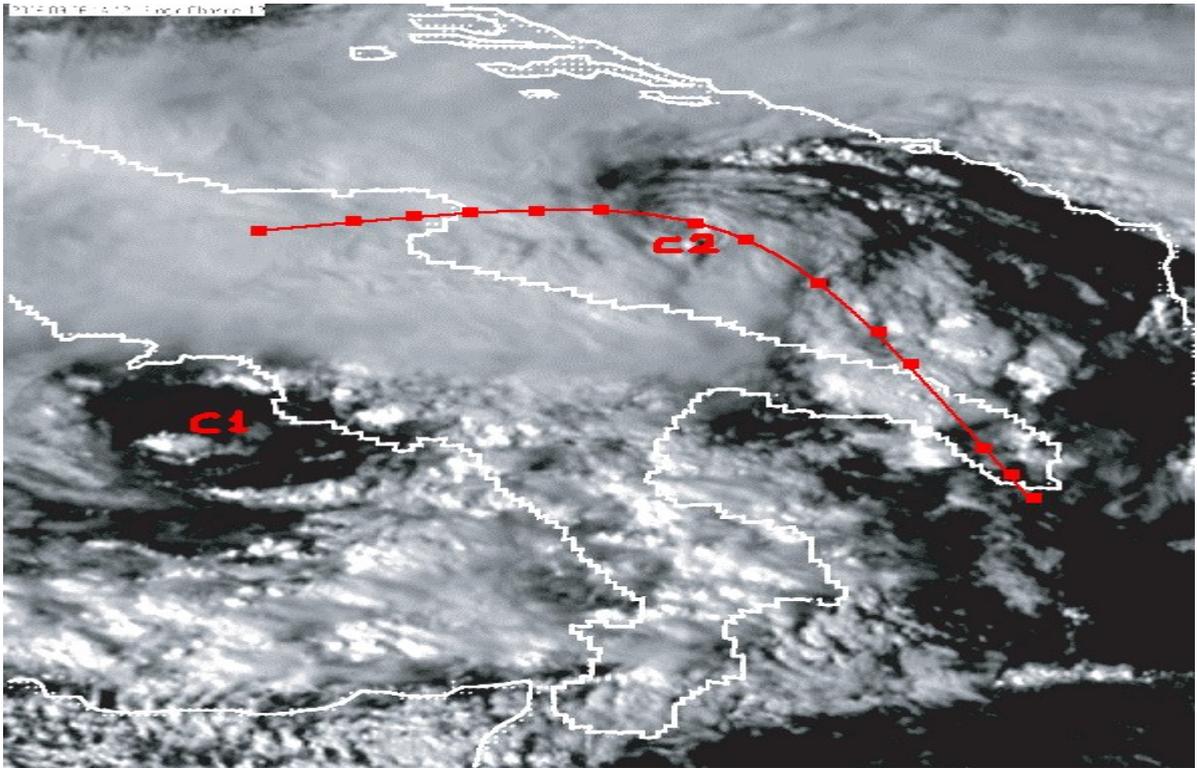


Figura 3.6. Immagine del Meteosat di Seconda Generazione (Canale 12) alle 1412UTC, 26 Settembre 2006, ingrandita sull'Italia meridionale; la migliore stima della traiettoria del ciclone è indicata dalla curva rossa. La direzione del movimento è da SE verso NW.

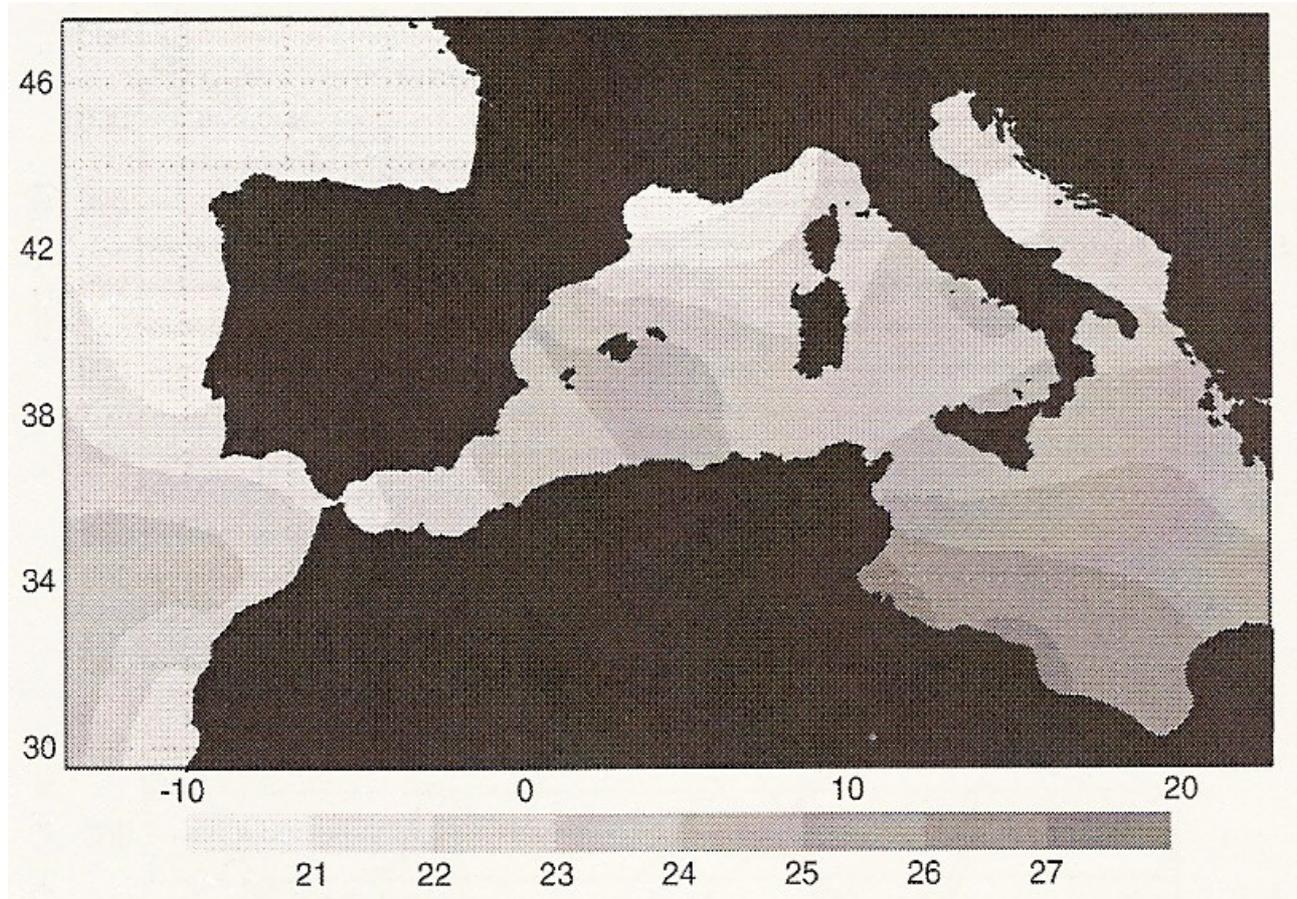


Figura 3.7. Temperatura superficiale del mare (SST) in ( $^{\circ}\text{C}$ ); sono anche riportati i gradi di longitudine e latitudine, rispettivamente lungo le ascisse e le ordinate. I dati sono ottenuti dal database settimanale di NCEP.

## 3.2 Descrizione osservativa

### *Parte meridionale del percorso*

Come visibile nell'analisi sinottica alle 0600 UTC (figura 3.3), il ciclone a piccola scala (C2) si mosse verso nord-est dal Mar Ionio, e raggiunse la costa sud-occidentale del Salento (l'estremità meridionale della Puglia; figura 3.1). Conseguentemente, in questa zona, i valori di MSLP calarono e la Penisola Salentina venne raggiunta da nubi convettive. Nelle ore successive, il passaggio sulla terraferma del vortice alla mesoscala è ben rappresentato dalla forte caduta di pressione, registrata dalle stazioni di superficie localizzate lungo la traiettoria del ciclone. Le figure 3.5(a)-(d) mostrano la MSLP durante il passaggio del minimo sopra il Salento. La figura 3.5(a) illustra il minimo prossimo alla costa sud-occidentale del Salento alle 0900 UTC. Alle 0915 UTC (figura 3.5(b)) la pressione diminuisce ulteriormente sull'intera Penisola Salentina: un minimo di pressione al livello del mare di 986 hPa fu registrato a Nardò (fig 3.1), sul lato sud-occidentale del Salento. Questo valore di pressione fu il più basso durante tutto l'evento. Il gradiente pressorio era molto intenso: approssimativamente 10 hPa / 20 km, e la dimensione orizzontale del ciclone risultava essere di circa 60 – 70 km. Le figure 3.5(c)-(d) illustrano il rapido movimento verso nord-est del vortice. Successivamente il centro raggiunse la costa Adriatica a nord di Lecce. Non appena il centro depressionario toccò terra, la pressione nell'occhio salì lentamente a 988 hPa alle 0930 e alle 0945 UTC. L'ipotesi è che la forza del ciclone diminuì poiché il sistema non ricevette più, una volta sulla terraferma, il calore e l'umidità dal mare mentre la sua estensione divenne maggiore proprio sulla Puglia [Emanuel 1986; Rotunno and Emanuel 1987]. Tuttavia il gradiente di pressione era ancora molto grande, in conseguenza di ciò il Salento fu spazzato da una ventilazione molto intensa (furono registrate raffiche superiori ai 78 nodi).

Il movimento del ciclone è confermato dal movimento delle bande di pioggia. Infatti, le mappe della riflettività radar rivelano l'assenza di precipitazione vicino al minimo di pressione, in conseguenza del passaggio dell'occhio del ciclone attraverso la regione; il centro del sistema depressionario di tipo tropicale era circondato da una cerchia di precipitazioni (figura 3.6). Durante il passaggio della figura perturbata, il radar della zona registrò valori di riflettività di 40 dBz, corrispondente ad un'intensità di pioggia (rain rate) di circa 12 mm h<sup>-1</sup> e con valori massimi approssimativamente di 45 dBz (corrispondenti a ~ 24 mm h<sup>-1</sup>), visti in alcune strette bande immediatamente attorno l'occhio del ciclone. Comunque, tassi di precipitazione da moderati ad elevati furono registrati in tutte le stazioni della zona. Circa 20-30 mm di pioggia furono rilevati in tre ore durante il transito del Medicane nella parte meridionale del Salento, mentre le precipitazioni

più intense caddero nella parte settentrionale con un massimo di 120 mm osservati a Crispiano; la maggior parte delle piogge si concentrò in sei ore partendo dalle 0300 UTC fino alle 0900 UTC.

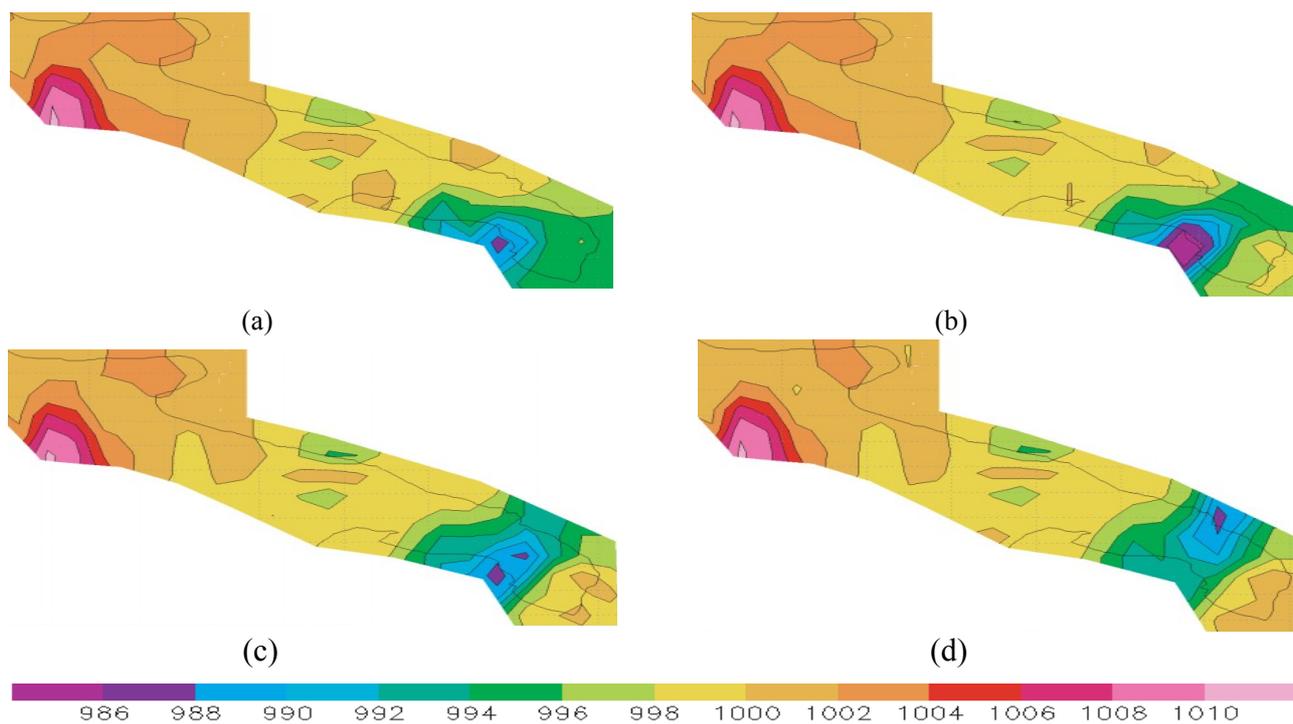


Figura 3.8. Pressione media a livello del mare in hPa (colori) alle (a) 0900 UTC, (b) 0915 UTC, (c) 0930 UTC, e (d) 0945 UTC, il 26 Settembre 2006. I valori di MSLP sono ricavati dall'interpolazione dei dati forniti dalle 33 stazioni di superficie, distribuite lungo l'Italia sud-orientale.

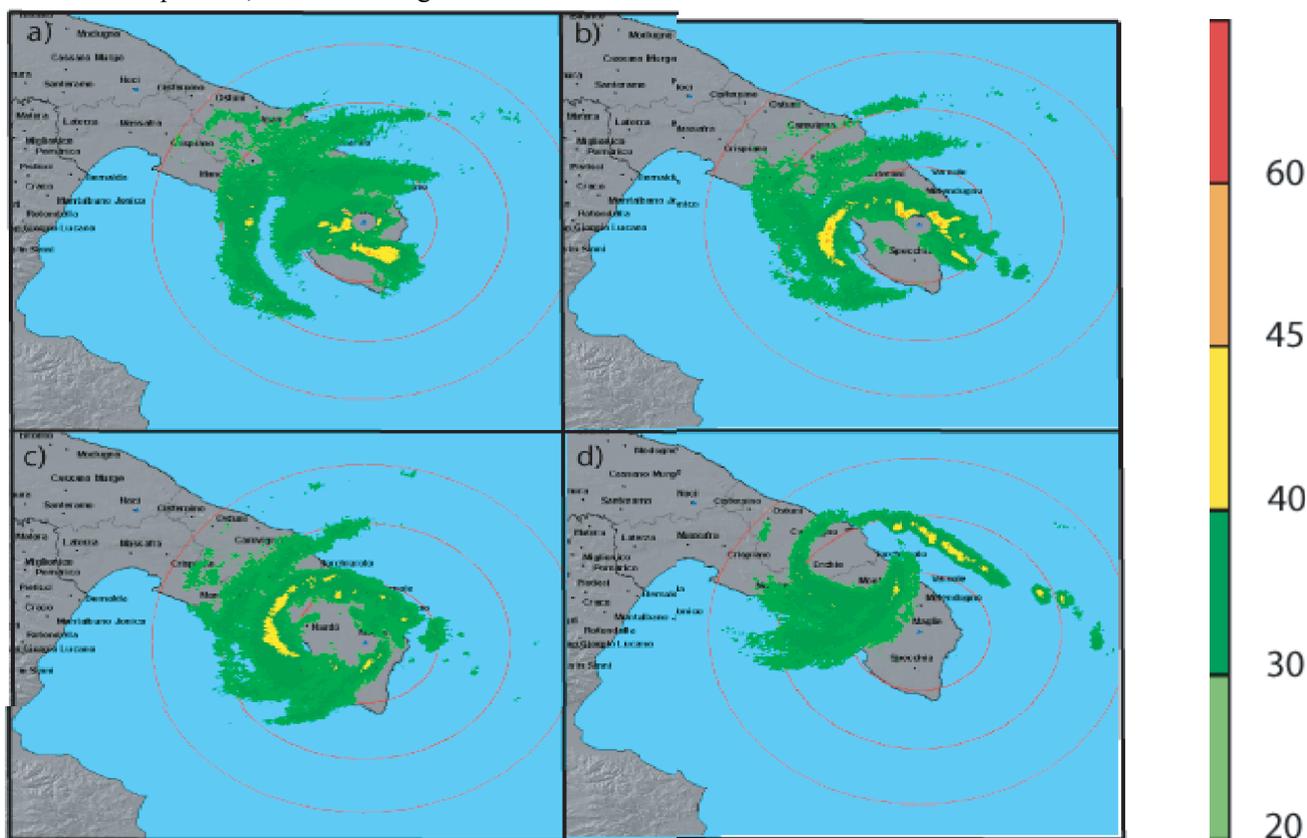


Figura 3.9. Mappe di riflettività (elevazione 2.75°) in dBz dal radar in Maglie il 26 Settembre 2006 alle (a) 0820 UTC, (b) 0840 UTC, (c) 0900 UTC, (d) 0940 UTC.

Le mappe di riflettività mostrano che le bande di pioggia circolari ancora centrate sul Mar Ionio alle ore 0820 UTC (figura 3.6(a)), si mossero verso nord alle 0840 UTC (figura 3.6(b)), e più tardi si centrarono sul Salento alle 0900 UTC (figura 3.6(c)). Alle 0940 UTC la posizione del minimo divenne più vicina alla costa Adriatica, consistentemente con le mappe di analisi di MSLP in figura 3.5(d). La traiettoria del ciclone è anche evidente dalla MSLP osservata in ciascuna stazione. In figura 3.7, queste serie temporali sono plottate per sei differenti stazioni. Una caduta di pressione di circa 13 hPa si verificò prima di mezzogiorno in due stazioni: Nardò e Torchiarolo. L'arrivo del minimo di pressione fu decisamente improvviso e brusco, ma la pressione riprese a salire velocemente (in un paio di ore) ai suoi valori pre-ciclonici. A Specchia, situata in prossimità dell'estrema parte meridionale del Salento (figura 3.1), la caduta di pressione fu più piccola (circa 9 hPa, con un valore minimo di 993 hPa) e avvenne prima se comparata con le altre due stazioni (30 min prima a Nardò, 75 min prima a Torchiarolo). Questo sta a significare che il minimo di pressione si mosse sulla terraferma provenendo da sud e non attraversando Specchia lungo il suo cammino. Comunque, queste considerazioni sono consistenti con le traiettorie del ciclone suggerite dalle mappe radar.

Le figure 3.8(a) e (b) mostrano l'evoluzione della velocità e della direzione del vento all'aeroporto di Galatina, la mattina del 26 settembre. Il vento ruotò da SE a E e la sua velocità aumentò rapidamente prima delle 0900 UTC, quando l'occhio del ciclone raggiunse la località della stazione. In seguito, il vento virò e la sua intensità diminuì in conseguenza del passaggio dell'occhio del ciclone. Successivamente, attorno alle 0920 – 0930 UTC, il vento girò ulteriormente e si impostò da ovest raggiungendo la sua velocità massima di 78 km h<sup>-1</sup> (valore massimo di velocità del vento che uno strumento può rilevare); questo avvenne appunto immediatamente dopo il raggiungimento del valore minimo di ventilazione sull'aeroporto. Alla fine il vento si calmò ruotando da SW.

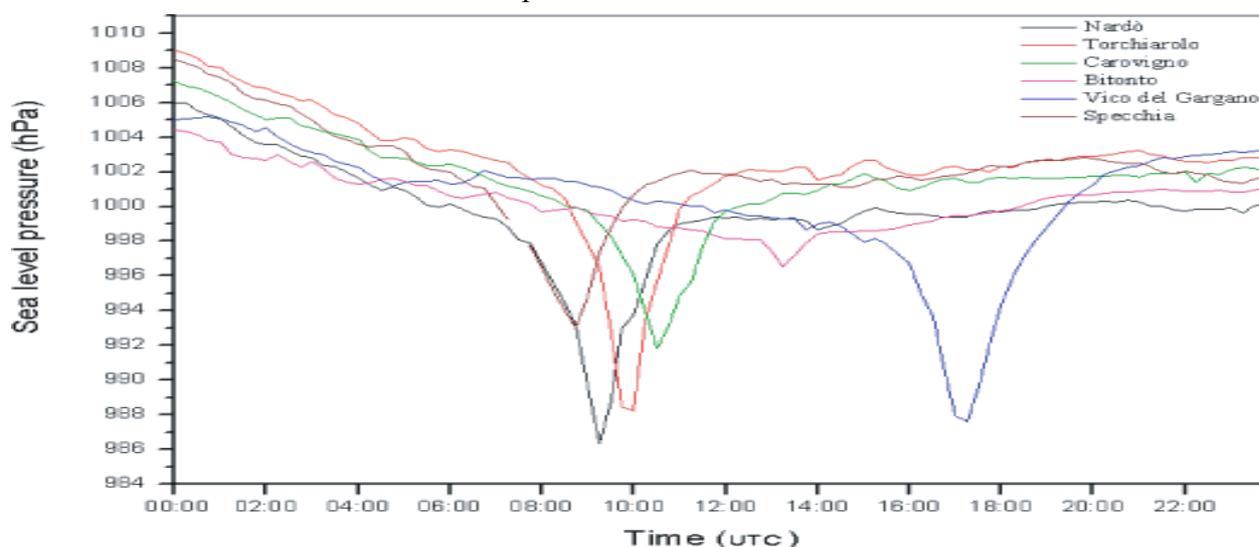


Figura 3.10. Evoluzione temporale della MSLP, presso sei differenti stazioni, dalle 0000 UTC alle 2345UTC del 26 Settembre del 2006. La posizione di queste stazioni è raffigurata in figura 3.1.

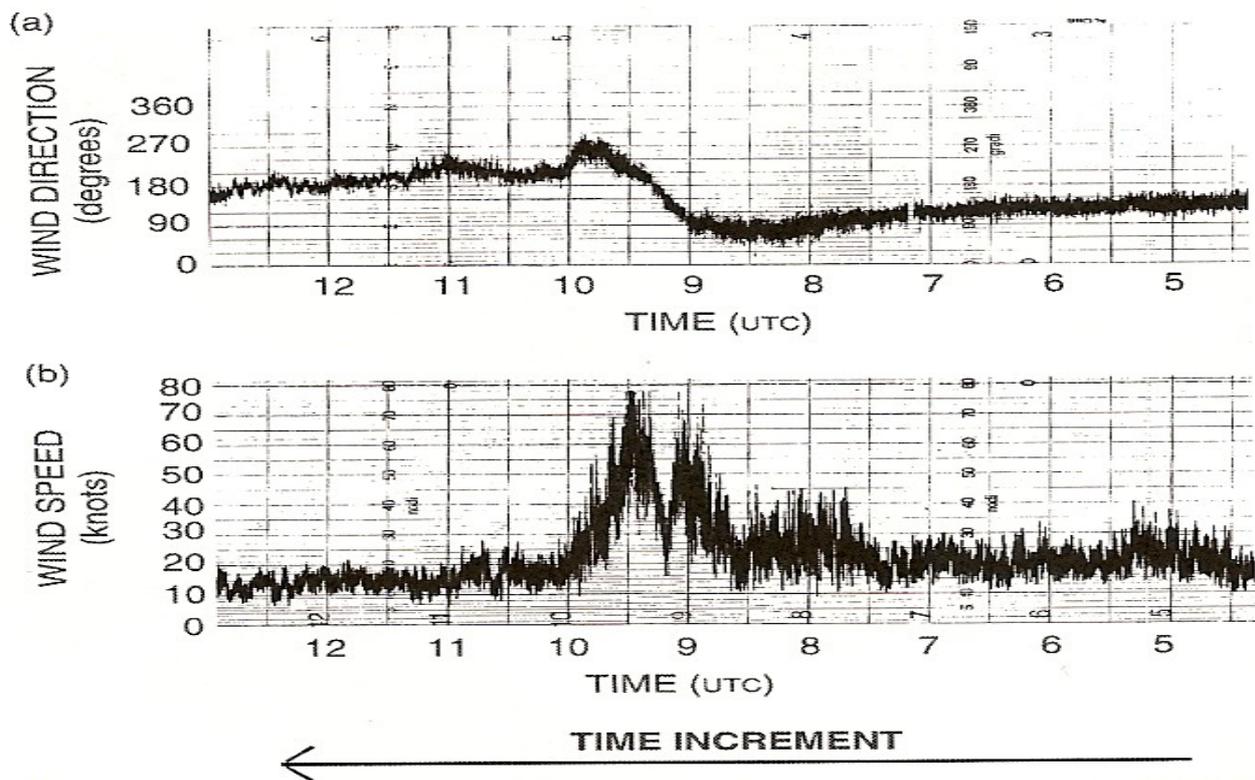


Figura 3.11. (a) Direzione del vento in gradi, (b) velocità del vento in nodi presso l'aeroporto di Galatina la mattina del 26 Settembre (dalle 0500 alle 1200 UTC).

### ***Parte settentrionale del percorso***

Successivamente, quel giorno, il centro di bassa pressione centrato sul Mar Adriatico si mosse verso NW, ruotando quasi completamente attorno al minimo di pressione sul Tirreno. Il movimento del ciclone può essere identificato nelle immagini di riflettività generate dal radar di Bari Palese (figura 3.9). L'immagine mostra la riflettività mediata su 16 differenti livelli verticali. Alle 1110 UTC (figura 3.9(a)) un'ampia area di precipitazioni era presente nel settore nordoccidentale del Salento e sul mare, con un massimo di riflettività mediata verticalmente al largo, pochi chilometri a nord-est rispetto alla posizione del radar. Durante il passaggio del ciclone, accumuli precipitativi di 35 mm e 24 mm furono registrati rispettivamente ad Ostuni e Cisternino (nell'immediato entroterra costiero Adriatico), mentre lungo la costa Adriatica le piogge furono generalmente più modeste (attorno ai 10-15 mm). Il centro depressionario era localizzato nel mezzo dell'area priva di riflettività dalla forma circolare, circa 80 km a est del radar. Nelle seguenti ore, il ciclone raggiunse la località del radar (figura 3.9(b)), e poi descrisse un arco di circonferenza in senso antiorario da est-nord-est a nord, muovendosi attraverso il promontorio del Gargano (figure 3.9(c) e (d)). Nel frattempo la regione di massima riflettività si mosse verso il mare aperto, ruotando attorno al ciclone sul suo lato meridionale. Valori massimi di 39-42 GHz, corrispondenti ad un tasso di pioggia di 10-15 mm/h,

furono registrati durante il transito del Medicane dalla costa adriatica al promontorio del Gargano (figura 3.9).

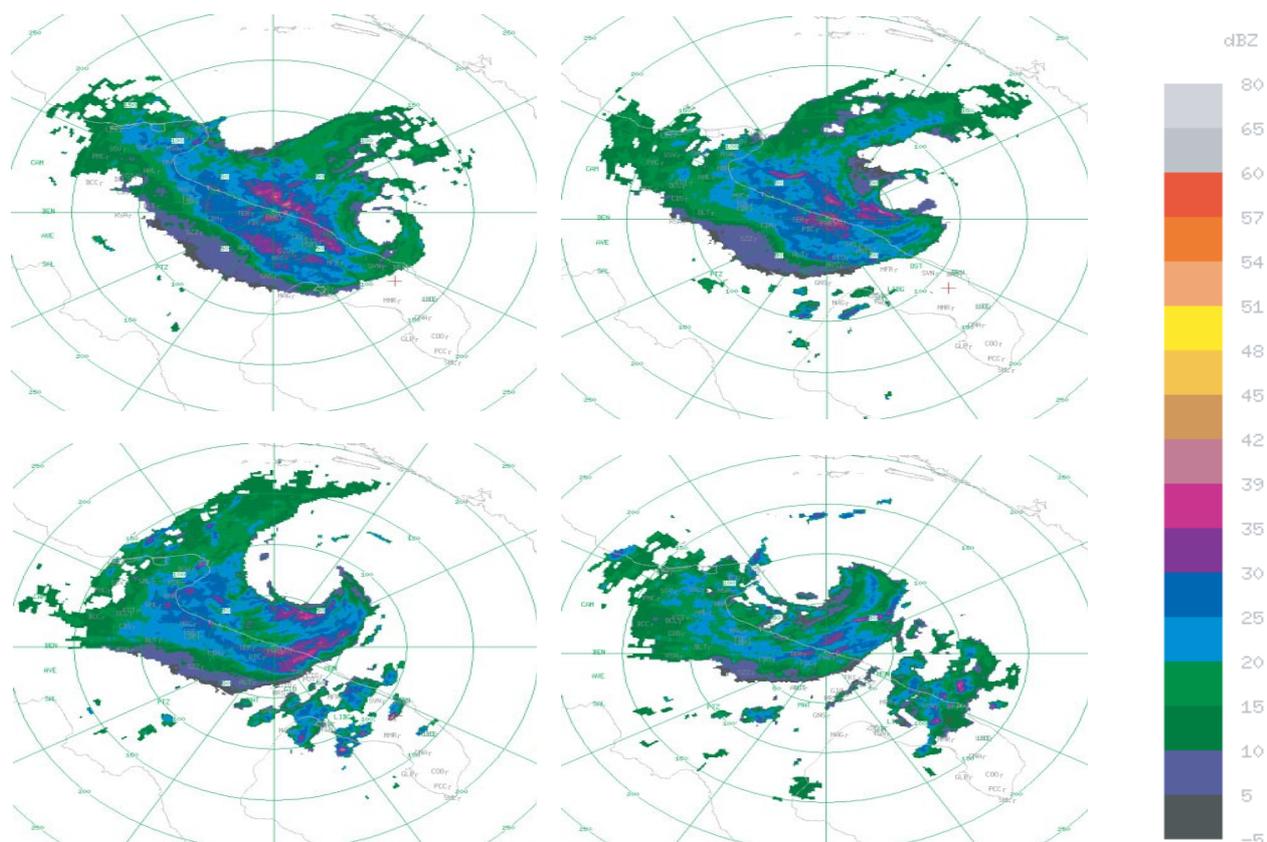


Figura 3.12. (a,b,c,d da in alto a sinistra a in basso a destra). Mappe di riflettività in dBZ dal radar di Bari Palese il 26 Settembre 2006 alle (a) 1110UTC, (b) 1220UTC, (c) 1330UTC e (d) 1440UTC.

Dal momento che il minimo di pressione rimase in mare, la diminuzione di pressione presso Carovigno e Bitonto, mostrata in figura 3.7, fu più lenta e più contenuta rispetto a quanto avvenne nelle località salentine, e così i picchi di minimo appaiono meno pronunciati. A Carovigno, comunque, la diminuzione avvenne prima e fu maggiore se comparata con Bitonto, questa avvenne in conseguenza del movimento del ciclone da SE a NW e del suo progressivo dislocamento verso il mare. Un piccolo vortice appare nell'immagine satellitare alle ore 1412 UTC di figura 3.4 a nord-est di Bari, sul Mare Adriatico: al centro della spirale di nubi a scala locale, si può apprezzare una zona libera da nubi, corrispondente all'occhio del ciclone. In serata, dopo aver raggiunto il promontorio del Gargano, l'occhio si mosse sulla terraferma. Il ciclone seguì ad essere molto profondo, tanto che a Vico del Gargano fu osservato un calo di MSLP da 998 hPa a 988 hPa in appena due ore, raggiungendo il valore minimo alle 1715 UTC (figura 3.7), producendo piogge di 71 mm in 24 ore. L'evoluzione del minimo di pressione quando si mosse sulla terraferma è mostrato in figura 3.10. Alle 1700 UTC, un centro di bassa pressione di 988 hPa era presente sulle coste del Gargano (figura 3.10(a)). Più tardi, il centro depressionario si andò attenuando e si mosse a ovest lungo la costa (figura 3.10 (b) e (c)). Nella serata il vortice si spostò sulla terraferma in direzione WSW e si colmò

definitivamente. La rotta del Mediane fra le 0820 e 2000 UTC è mostrato in figura 3.2. La decelerazione del ciclone appare evidente: la velocità stimata del vortice è di circa 60 km h-1 nella parte meridionale della traiettoria, riducendosi a 20 km h-1 in serata.

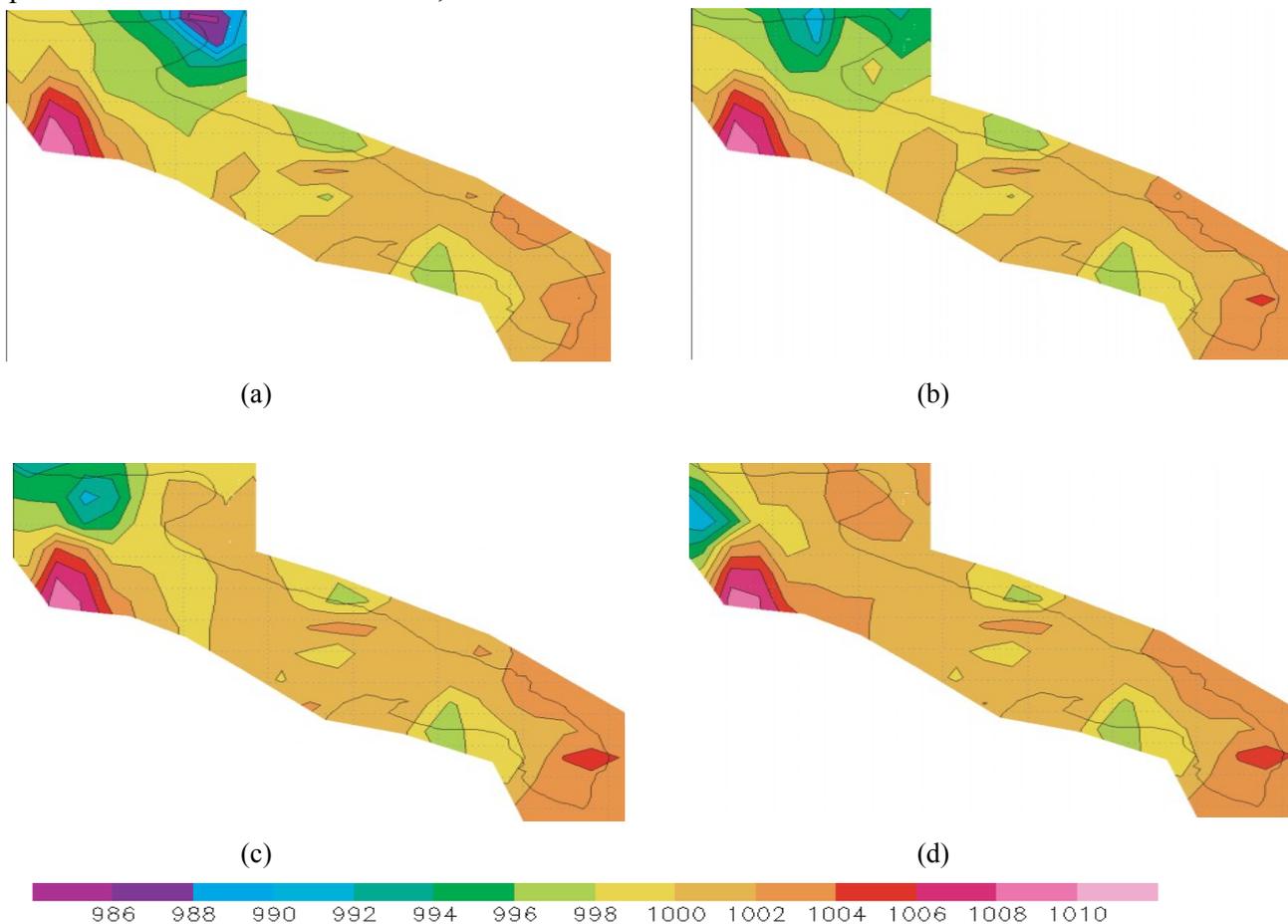


Figura 3.13. Come in figura 3.5., ma alle (a) 1700UTC, (b) 1800UTC, (c) 1900UTC e (d) 2000UTC.

### 3.3 Analisi strutturale

L'analisi del fenomeno, operata in questo paragrafo, tiene conto dei concetti esposti nel paragrafo 2.3. In figura 3.14 sono riportati i diagrammi di Hart relativi all'evento del 26 settembre. Negli schemi ciascun quadratino rappresenta l'evoluzione temporale del sistema di tre ore in tre ore, partendo dalle 0300 UTC del 26 settembre e concludendosi alle 0000 UTC del 27 settembre. Il primo punto nello spazio di fase è indicato con "O", l'ultimo è contrassegnato da una "X". Nello studio condotto da Miglietta et al. [2011], l'analisi di vorticità nello stadio di maturità della tempesta è stata usata per fornire una stima oggettiva del raggio del ciclone, che in questo caso corrisponde

ad un valore di vorticità relativa pari a  $4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Così, Miglietta et al. [2011] hanno scelto un raggio relativamente piccolo di 100 km, decisamente più ridotto rispetto a quello di 500 km, adottato da Hart (2003). Sebbene questa scelta non sia sufficiente per risolvere opportunamente la struttura verticale troposferica dei cicloni extra-tropicali, tuttavia è appropriata per rappresentare accuratamente la simmetria termica di piccoli tropical-like cyclones, come quello che stiamo considerando. Osservando i diagrammi è possibile vedere che il sistema si muove nel settore corrispondente alle caratteristiche tropicali solamente per un periodo limitato, nel momento in cui avviene la transizione da ciclone a cuore freddo, durante la mattinata del 26 settembre.

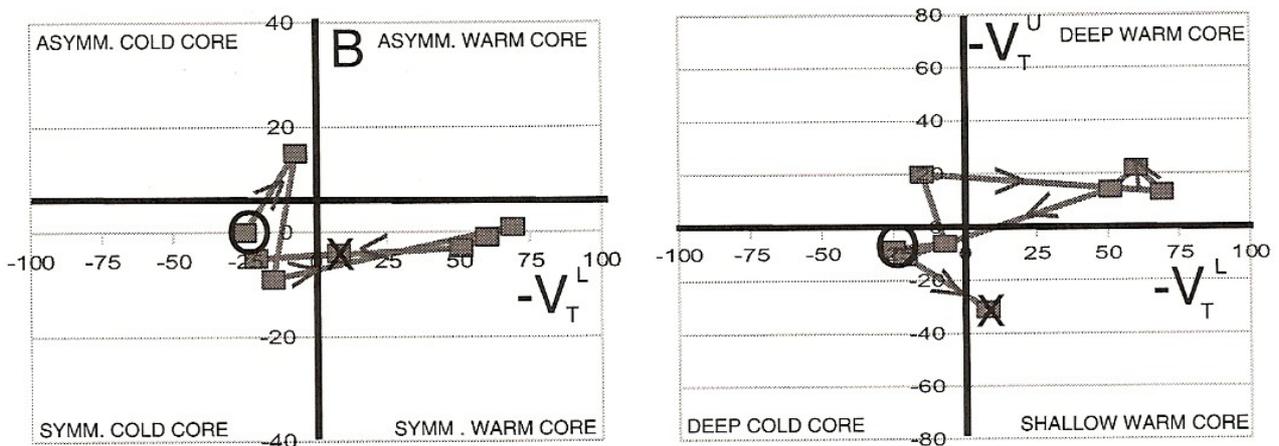


Figura 3.14. Evoluzione del ciclone come definito attraverso la traiettoria nel diagramma di fase: B /  $-V_T^L$  (lato sinistro), e  $-V_T^L / -V_T^U$  (lato destro). La direzione dell'evoluzione è indicata dalle frecce. I parametri sono valutati sulla griglia esterna.

La figura 3.15 mostra, invece, l'evoluzione della MSLP e del vento alla quota di 850 hPa, dalle 1800 UTC del 24 settembre alle 1200 UTC del giorno successivo, quindi nel lasso temporale che corrisponde alla formazione del ciclone sull'Africa settentrionale. Un minimo di pressione di 1005 hPa è chiaramente visibile a sudest delle montagne dell'Atlante in figura 3.15(a); in questa fase il flusso sinottico da WNW andò ad impattare perpendicolarmente contro l'orografia. Successivamente alle 1200 UTC del 25 settembre, la figura 3.15(b) mostra che il ciclone si mosse verso est sul mare, con un minimo di pressione del valore di 1008 hPa. La distribuzione verticale della temperatura potenziale e della componente nord-sud del vento attorno al vortice sono illustrate nelle immagini 3.15(c)(d), che corrispondono rispettivamente alle sezioni trasversali lungo la linea AA' mostrata nelle figure 3.15(a)(b). Le immagini in (c) e (d) raffigurano il passaggio d'aria dalla cima delle montagne attraverso i loro versanti sottovento, producendo un allungamento della colonna d'aria e conseguentemente una forte vorticità ciclonica immediatamente a oriente della catena dell'Atlante. Questo non è un evento raro, anzi quest'area è vicina al massimo climatologico per la genesi di cicloni sottovento. Dopo la sua formazione "all'ombra" delle montagne, il vortice si

mosse in mare aperto (figure 3.15(b)(d)), mantenendo un'intensa circolazione, specialmente nei bassi strati.

La figura 3.16 mostra l'evoluzione temporale della temperatura potenziale a 1000 hPa, i vettori di vento orizzontale a 10 m (figure 3.16(a)(c)(e)), e MSLP oltre al contenuto di acqua precipitabile (figure 3.16(b)(d)(f)) durante la fase che vede il passaggio del ciclone attraverso lo Stretto di Sicilia (fra Tunisia e Sicilia). Come visibile in figura 3.15 (a), alle 0900 UTC del 25 settembre, c'era una

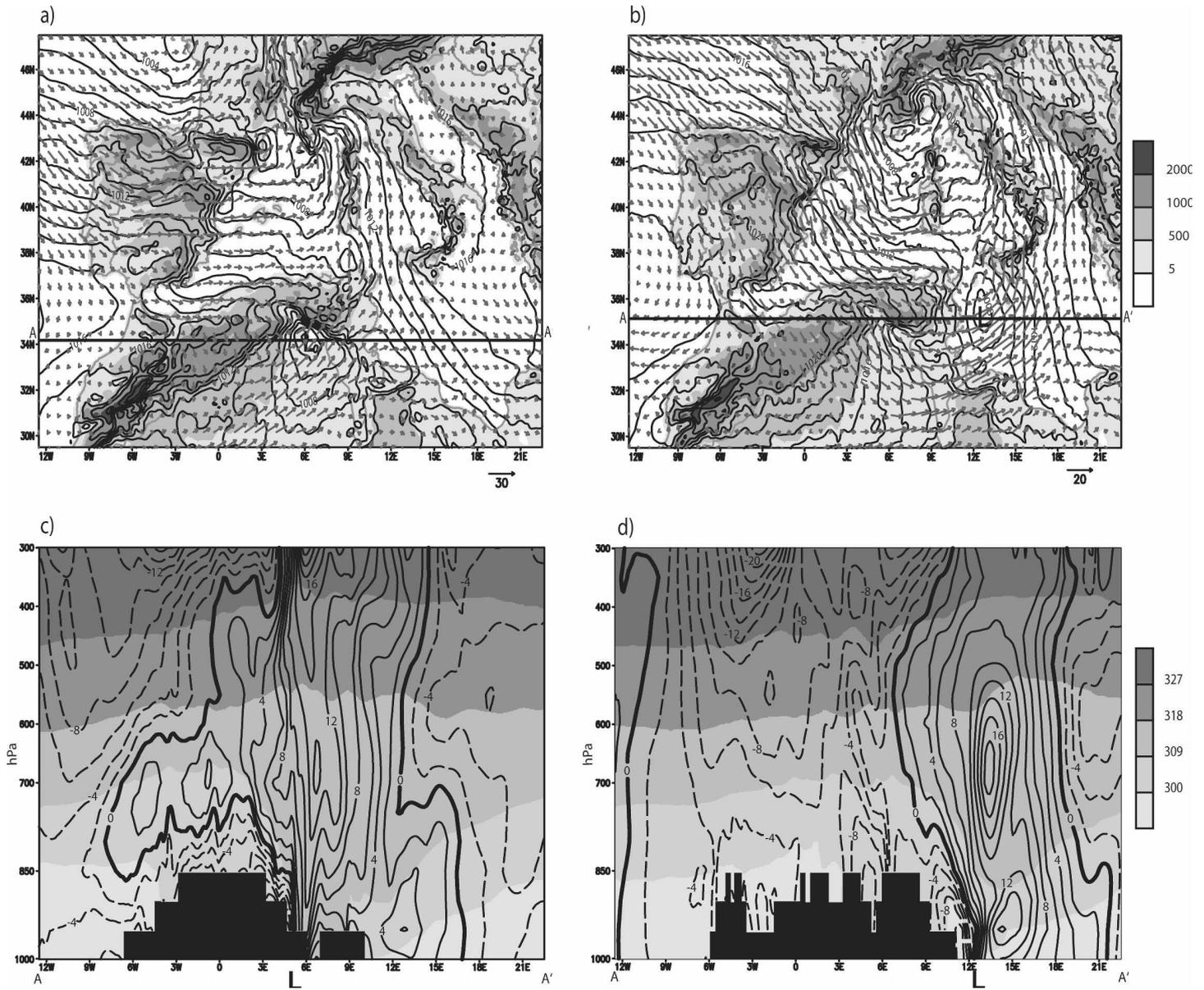


Figura 3.15. MSLP (linee nere ogni hPa) e vento orizzontale a 850 hPa (freccie grige) in (a) alle 1800 UTC del 24 Set e in (b) alle 1200 UTC del 25 Set [la linea orizzontale spessa AA' in (a) e (b) denota la locazione della sezione trasversale rappresentata in (c) e (d)]; temperatura potenziale (K, aree ombreggiate in scala di grigio) e componente V del vento (in m/s con linee ogni 2 m/s) lungo la sezione trasversale verticale AA' in (c) alle 1800 UTC del 24 Set e in (d) alle 1200 UTC del 25 Set. La "L" in fondo ai pannelli indica la posizione del ciclone. In (a) e (b) la topografia del modello è rappresentata in aree ombreggiate in scala di grigio, e la velocità del vento a 850 hPa è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è mostrata in basso a destra su ciascuno dei due pannelli e è uguale a 30 m/s in (a) e 20 m/s in (b).

circolazione ciclonica nei bassi strati sul Mar Mediterraneo centrata al largo della costa sudorientale della Tunisia, dove il minimo di pressione presentava il valore di circa 1008 hPa (figura 3.16(b)). La distribuzione orizzontale del campo di temperatura potenziale evidenzia l'avvezione di aria calda proveniente da sud sul lato orientale del ciclone, e la presenza di un fronte freddo, esteso sull'angolo nordoccidentale dell'immagine, dalla costa nordorientale della Tunisia sino alla Sicilia occidentale (figura 3.16(a)). Lungo il fronte venne generata della precipitazione, come rivelato dalla distribuzione del contenuto di acqua precipitabile a 800 hPa (figura 3.16(b)). Alle 1200 UTC del 25 settembre, la figura 3.16(c) fa vedere che il fronte freddo si mosse verso verso ESE, mentre il vortice si spostò verso NW; così, le due figure si mossero l'una vicina all'altra, e la circolazione ciclonica interagì con più da vicino con l'aria fredda che seguiva il sistema frontale sul lato settentrionale ed occidentale del ciclone. Mentre il valore minimo di pressione rimase pressoché costante, un minimo su piccola scala si formò sul sudovest della Sicilia come una conseguenza della convezione operante lungo il fronte (figura 3.16(d)). Rispetto alle 3 ore precedenti, l'attività convettiva si mostrò nell'ultimo caso più intensa come evidenziato dal fatto che le bande di pioggia sono più lunghe e il contenuto di pioggia più grande (figura 3.16(d)). Alle 1800 UTC del 25 settembre, le figure 3.16(e)(f) mostrano che il ciclone generato orograficamente inglobò il minimo prodotto convettivamente su piccola scala, con il rilascio del calore latente associato all'attività convettiva che apparentemente porta ad una contrazione ed intensificazione del vortice. Per comprendere più dettagliatamente i prodotti del modello, in figura 3.17 sono raffigurati la convezione dei cumuli, i profili verticali del vento del vento della temperatura e del punto di rugiada. I radiosondaggi simulati sono presi in diversi punti, la località dei quali sono indicate dalle croci in figura 3.16(b)(d)(f). Queste località sono state selezionate da Moscatello et al. [2008] per rappresentare i cambiamenti delle proprietà dell'atmosfera durante il passaggio del ciclone sullo Stretto di Sicilia. La figura 3.17(a) illustra le caratteristiche della colonna d'aria sopra il minimo di pressione, nel settore caldo del sistema frontale, alle 0900 UTC del 25 settembre (la "X" in figura 3.16(b)). Si può vedere il forte disequilibrio termodinamico fra l'aria fredda della media troposfera e l'aria calda dello strato prossimo al mare, che è responsabile del grande valore di CAPE ( $3276 \text{ J kg}^{-1}$ ). Comunque, questa instabilità non può essere rilasciata come una conseguenza della forte inversione nei bassi livelli del radiosondaggio (convective inhibition energy, CINE =  $157 \text{ J kg}^{-1}$ ) a causa di uno strato di aria molto calda e secca avvertata dal continente Africano da un flusso sudoccidentale prevalente. Allo stessa ora, a circa 200 km di distanza più a nordest del ciclone, il radiosondaggio mostrato in figura 3.17(b)(per la posizione vedere la collocazione della "X" in figura 3.16(b)) mostra che la circolazione sudorientale nei bassi strati portava aria più fresca e con un maggiore contenuto di umidità dal Mar Mediterraneo meridionale, rispetto all'aria avvertata

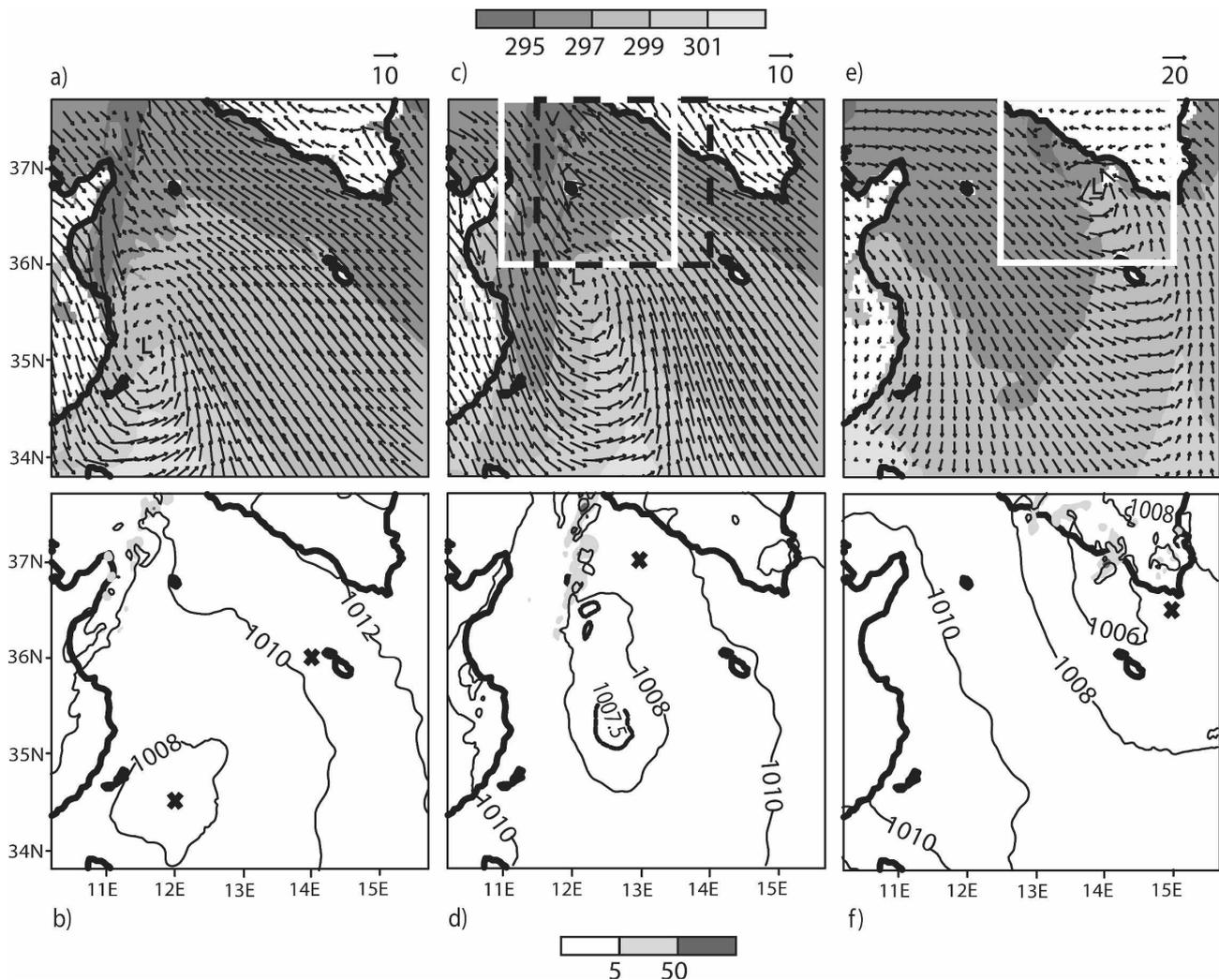


Figura 3.16. Temperatura potenziale a 1000 hPa (in K, con aree ombreggiate in scala di grigio) e vento orizzontale a 10 m (freccie nere) alle (a) 0900, (c) 1200, e (e) 1800 UTC del 25 Settembre; acqua precipitabile a 800 hPa (in g/kg, con aree ombreggiate in scala di grigio) e MSLP alle (b) 0900, (d) 1200, e (f) 1800 UTC del 25 Settembre [linee nere ogni 2 hPa; contorno spesso per MSLP=1007.5 hPa in (d) per meglio localizzare la posizione del minimo]. La "X" in (b), (d), e (f) denota la posizioni dove sono stati presi i sondaggi termodinamici in fig.3.17: in particolare la croce sudoccidentale (nordorientale) in (b) corrisponde alla località del radiosondaggio mostrato in fig. 3.17(a) (fig. 3.17(b)); le croci in (d) [(f)] corrispondono alle fig. 3.17(c) [fig. 3.17(b)]. La velocità del vento a 10 m è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è raffigurata in alto a destra di ciascun pannello e è uguale rispettivamente a 10 m/s in (a) e (c), e 20 m/s in (e). La scala di grigio per la temperatura potenziale a 1000 hPa in (a), (c) ed (e) è mostrata in alto alla figura.

attraverso il centro del ciclone (confrontare figura 3.17(b) con 3.17(a)). Come conseguenza si ha un valore di CAPE più piccolo (1903 J kg<sup>-1</sup>). Sebbene l'atmosfera fosse instabile, l'avvezione nei bassi strati di aria calda da SW di origine africana continentale fu responsabile della profonda inversione nei bassi livelli da circa 925 a 825 hPa, la quale impedì il rilascio di convezione in questa regione (CINE = 164 J kg<sup>-1</sup>). Alle 1200 UTC del 25 settembre, quando il vortice si mosse vicino al fronte freddo, le caratteristiche dell'aria coinvolta nella circolazione ciclonica cambiarono. I meccanismi che modificarono le condizioni ambientali furono una combinazione di ascesa d'aria indotta dal sistema frontale, responsabile del raffreddamento nei bassi strati, e i flussi di calore latente, che

inumidirono il boundary layer. In conseguenza di ciò, il radiosondaggio estratto sul lato settentrionale del vortice, circa 70 km ad est del fronte (figura 3.17(c), per la collocazione vedere la "X" in figura 3.16(d)), mostra, se comparato con le figure 3.17(a)(b), che l'aria negli strati prossimi al suolo era più fresca e per lo più saturata, e il profilo nello strato 1000-750 hPa era vicino alla neutralità. Il fatto che l'inversione mostrata nel precedente passo fosse stata eliminata ( $CINE = 0$ ) e che la CAPE fosse grande ( $1776 \text{ J kg}^{-1}$ ), indicavano condizioni favorevoli al rilascio di instabilità convettiva. Infine, alle 1800 UTC del 25 settembre, quando il fronte freddo entrò in interazione con il ciclone orografico, l'aria prefrontale proveniente da sud, produsse un lieve aumento di temperatura nei bassi strati, rispetto a tre ore prima (vedere figure 3.17(c)(d)). Di conseguenza la CAPE aumentò ( $2499 \text{ J kg}^{-1}$ ) mentre continuò a mancare un'inversione termica negli strati più bassi. In conclusione, l'evoluzione temporale dei profili verticali davanti al sistema frontale indicano che le condizioni ambientali divennero più favorevoli per lo sviluppo di convezione non appena il ciclone si mosse vicino al sistema frontale. Allo stesso tempo, l'attività convettiva favorì un ulteriore approfondimento del minimo di pressione.

Per investigare sullo stato dell'atmosfera nel momento in cui il Medicane stava per effettuare il primo landfall sulla Penisola Salentina, consideriamo il profilo verticale alle 0600 UTC del 26 settembre visibile in figura 3.18. Questo radiosondaggio termodinamico si riferisce ad una zona a 150 km a sudest del minimo di pressione, collocata leggermente più avanti rispetto alla banda convettiva. Il profilo di umidità era molto vicino alla saturazione vicino al suolo, ma diventava progressivamente più secco se ci si alzava verso la media troposfera. La temperatura sondata rimaneva vicina al profilo pseudoadiabatico sull'intera troposfera ma era leggermente instabile ( $CAPE = 943 \text{ J kg}^{-1}$ ), mentre non c'era inibizione convettiva nei bassi livelli: queste condizioni sono tipiche di un ambiente tropicale incline allo sviluppo di cicloni tropicali ed è stato già osservato in altri vortici di piccole dimensioni sul Mar Mediterraneo [Rasmussen and Zick 1987].

In figura 3.19 viene fotografato il passaggio del ciclone a ridosso delle coste calabresi, in questo passaggio il sistema si era andato rafforzando per una intensificazione dei processi di riscaldamento diabatico associato alla convezione. Questo può essere dovuto all'interazione del flusso sciroccale, nella parte avanzata della depressione, con il "gradino" costituito dall'orografia calabra (vedere fig. 3.19(a)). Come conseguenza, la forte ascesa d'aria, divenuta già instabile durante il passaggio del minimo barico sul Canale di Sicilia, sviluppò e generò convezione nell'area circostante il ciclone. Lo sviluppo di convezione profonda produsse una grande quantità di calore latente rilasciato e un riscaldamento nella colonna d'aria, come risulta da un rapido crollo del minimo pressorio (7 hPa in una sola ora). Focalizzando l'attenzione alla costa Ionica orientale della Calabria, le analisi mostrano che gli updraft erano favoriti da una ciclogenesi su piccola scala avvenuta ad est delle

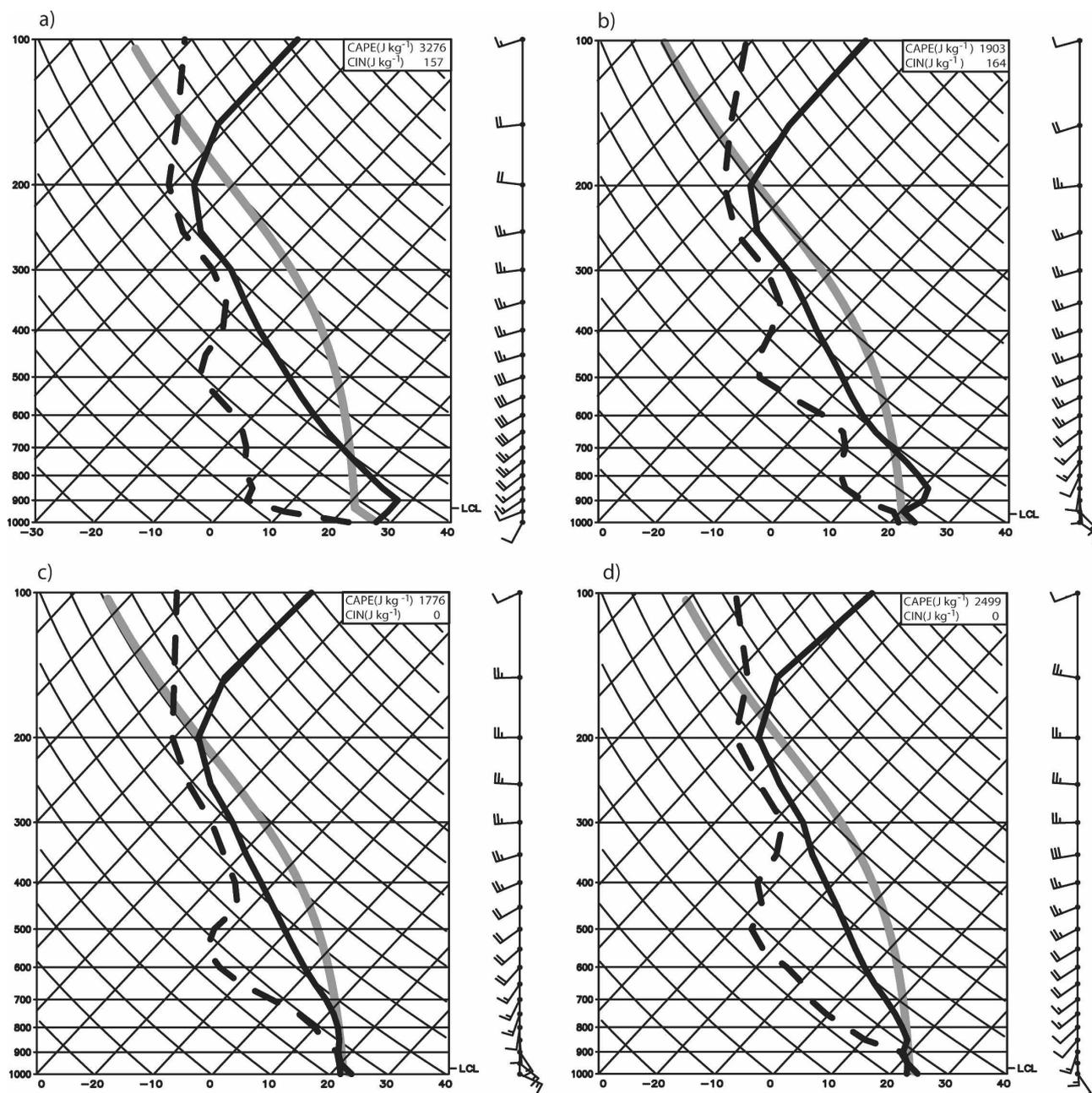


Figura 3.17. Radiosondaggio termodinamico alle coordinate geografiche (a) 34.5°N, 12.0°E e (b) 36.0°N, 14.0°E delle ore 0900 UTC del 25 Set; alle coordinate geografiche (c) 37.0°N, 13.0°E alle 1200 UTC del 25 Set; e in posizione (d) 36.5°N, 15.0°E alle 1800 UTC del 25 Set. La linea continua in grigio rappresenta l'ascesa di una particella dalla superficie. Il vento è plottato seguendo le convenzioni standard ( 1"dente" piccolo = 5 nodi, 1 "dente" grande = 10 nodi).

montagne della Calabria, che sono sottovento rispetto al prevalente flusso occidentale nella media troposfera. La figura 3.19(a) mostra che si era generata una stretta circolazione nei bassi livelli atmosferici (principalmente confinata più in basso dei 3000 m di quota) con un meccanismo simile alla ciclogenesi orografica avvenuta a sud della catena dell'Atlante (vedere figura 3.15). In un paio di ore isobare molto ravvicinate si crearono sul Mar Ionio, a nord rispetto al minimo di pressione che si stava spostando dalla Sicilia (figura 3.19(b)). Durante le seguenti ore i due minimi si unirono e si approfondirono ulteriormente.

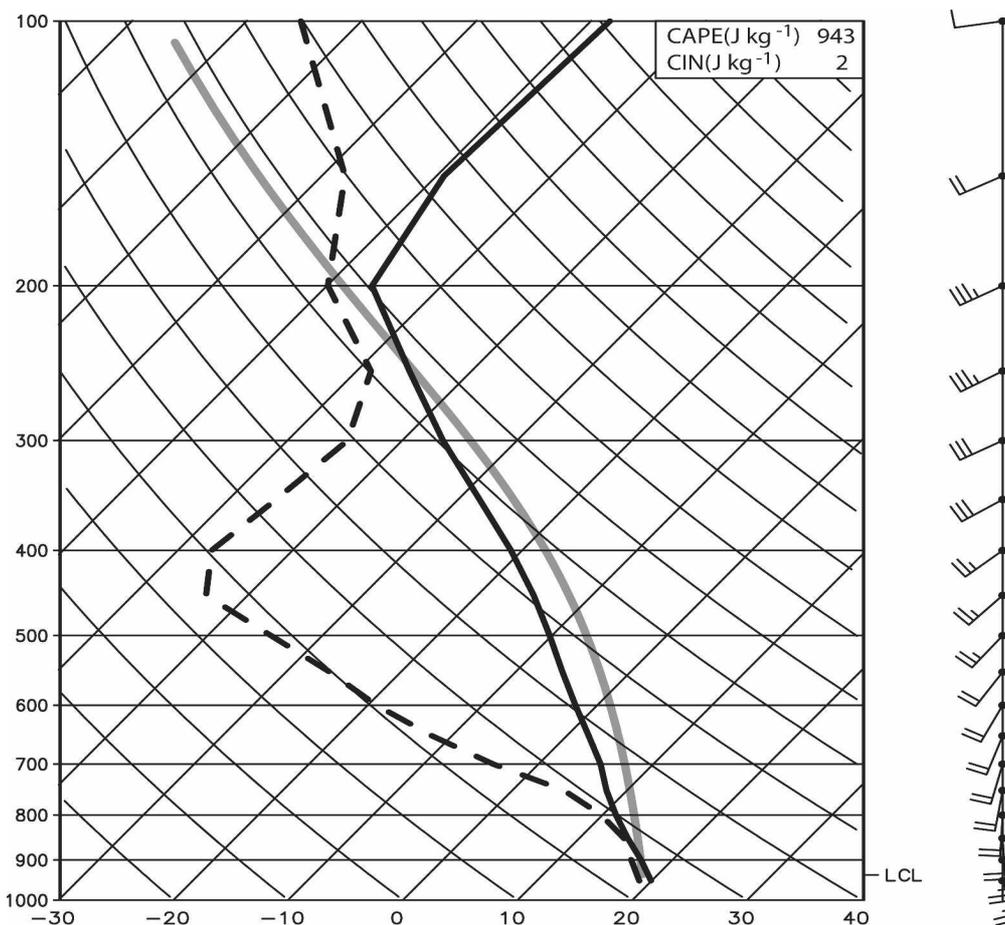


Figura 3.18. Radiosondaggio termodinamico preso in località 39.0°N, 19.0°E alle 0600 UTC del 26 Set.

Le analogie con la struttura verticale dei cicloni tropicali, durante la fase di transito del Medicane sul Mar Adriatico e il secondo landfall nella parte settentrionale della Puglia, può essere meglio apprezzata attraverso la considerazione di una media azimutale di differenti parametri meteorologici in un sistema di coordinate cilindriche, l'origine del quale è coincidente con il minimo di pressione. La figura 3.20(a), alle ore 1100 UTC del 26 settembre, rappresenta i campi di sezione trasversale verticale della componente del vento azimutale mediata azimutalmente (linee nere continue) e di temperatura potenziale mediata azimutalmente (aree ombreggiate). Un nucleo caldo era centrato sopra il minimo di pressione superficiale, con un'estensione orizzontale di circa 30 km e un'estensione verticale attraverso la bassa e media troposfera (la scala non lineare utilizzata per la coordinata verticale in figura nasconde il gradiente di temperatura orizzontale al top del campo). Associata con questa anomalia di temperatura, c'era una circolazione ciclonica nelle circostanze del minimo: la componente azimutale del vento aumentò da 0 m s<sup>-1</sup>, al centro del minimo di pressione, ad un massimo di 19 m s<sup>-1</sup> trovato in prossimità del suolo ad una distanza radiale di circa 30 km. Questa struttura riflette la distribuzione della velocità del vento (e temperatura) tipica dei cicloni tropicali, con calma di vento nell'occhio ed un massimo di velocità del vento centrata a poche decine di chilometri fuori dal centro depressionario.

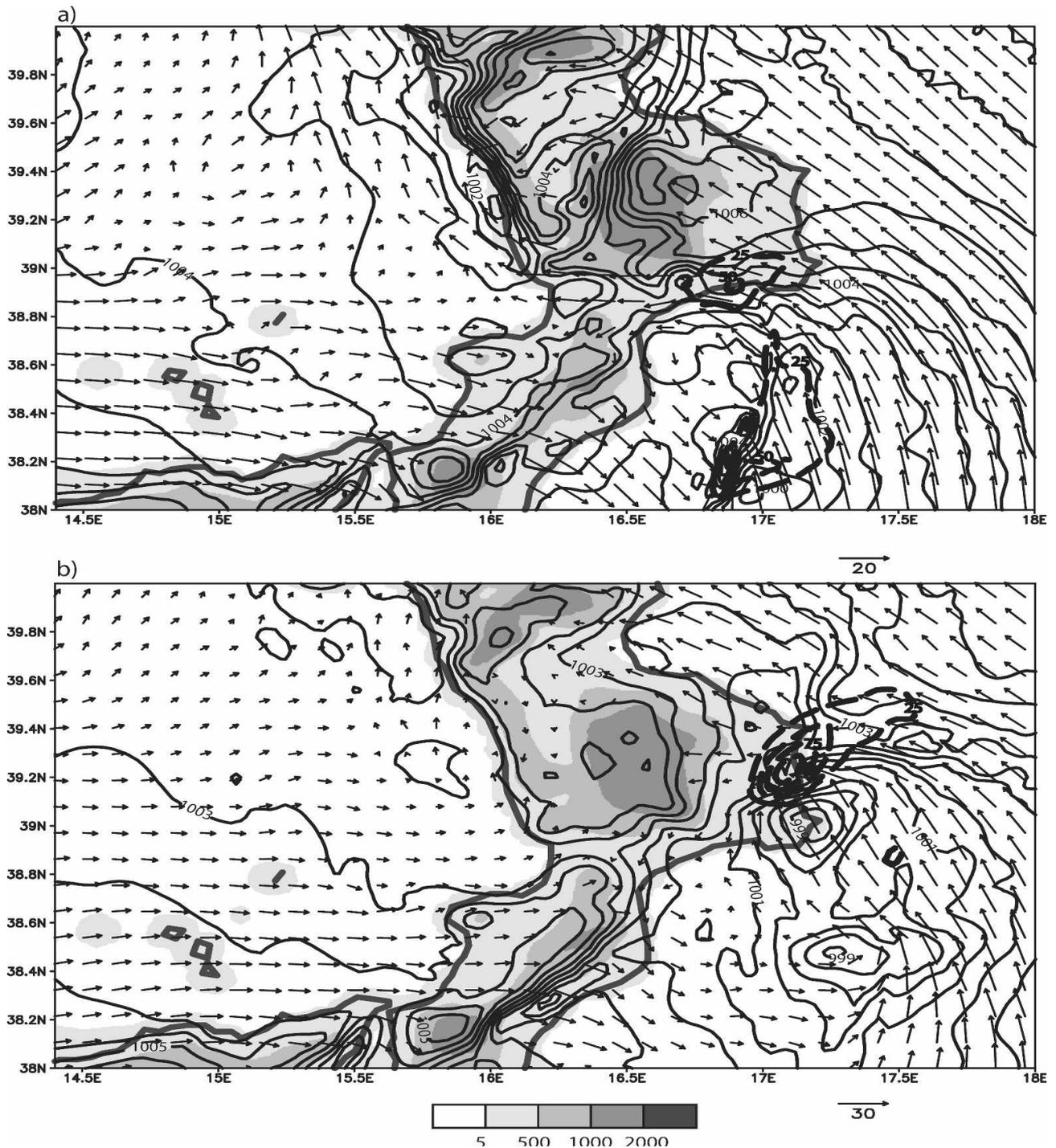


Figura 3.19. MSLP (linee nere ogni hPa) e vento orizzontale alla quota di 900 hPa (freccie nere) alle ore (a) 0000 UTC e (b) 0200 UTC del 26 Set; precipitazioni orarie (linee spesse tratteggiate ogni 25 mm/h) dalle ore (a) 0000 alle 0100 UTC del 26 Set e (b) dalle 0200 alle 0300 UTC del 26 Set. La topografia è rappresentata con aree ombreggiate in scale di grigio. La velocità del vento a 900 hPa è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è raffigurata sul lato in basso a destra di ciascun pannello e è uguale a 20 m/s in (a) e 30 m/s in (b).

Una distribuzione di velocità simile venne derivata da Emanuel (2005) in simulazioni condotte con il modello cloud-resolving non idrostatico di Rotunno and Emanuel (1987), che, a causa della sua geometria asimmetrica, non include la stabilità baroclina ma solamente i processi di interazione aria-mare. Similmente, nel nostro caso, dopo la sua origine in un ambiente baroclinico, il vortice

assunse caratteristiche tropicali muovendosi sull'Adriatico dove la baroclinicità non è importante. La figura 3.20(b) mostra la media azimutale dei vettori del vento risultanti dalla composizione di componenti radiali e verticali (freccie nere) e la media azimutale del rapporto di mescolamento dell'acqua di nube in una sezione verticale trasversale. Come in un ciclone tropicale, i moti discendenti erano presenti sopra il minimo di pressione e gli updraft erano localizzati nell'eyewall. C'erano moti verso l'alto, principalmente sopra l'area racchiusa tra i 15 e i 40 km dall'occhio, consistenti con sistemi di nubi attorno al nucleo del ciclone. La distribuzione del rapporto di mescolamento di acqua in nube sottolinea la presenza di un'area libera da nubi nel centro del ciclone e di nubi convettive distribuite radialmente attorno al centro, come per gli uragani.

La complessa situazione del 26 settembre sul Italia Sudorientale può anche essere monitorata da satellite come mostrato in figura 3.21. Il metodo di caratterizzazione delle nubi delle nubi MSG-RGB identifica l'occhio dei due cicloni gemelli e la compatta e fredda struttura estesa sopra la Puglia. Da un'analisi combinata della TB150 (figura 3.21(b)) e TB186 (figura 3.21(c)) tramite l'AMSU-B, emergono due caratteristiche. Per prima cosa, le nubi fredde riprese con i metodi MSG-RGB sono confinate entro i primi 6 km. Questo è confermato dall'immagine a 186 Ghz caratterizzate da una funzione peso che "picca" attorno a quell'altitudine. Inoltre, le caratteristiche di assorbimento del vapor d'acqua al top del sistema, che contribuiscono ad intensificare il moto dei Medicane, appare come un'area fredda ( $TB < 240 \text{ K}$ ) su un ambiente più caldo dove  $TB \approx 255 \text{ K}$  sulla media. Per di più sono evidenziati gli effetti di scattering del nucleo più profondo che raggiunge la Puglia. Considerando il segnale di attenuazione di circa 70 K a 150 GHz, e con il supporto dello studio osservazionale condotto da Moscatello et al. (2008), è possibile concludere che nella nube associata al massimo di intensità di pioggia un gran numero di idrometeore ghiacciate (cristalli di ghiaccio di dimensioni millimetriche) si erano formate e accresciute in alto all'interno delle celle precipitative. Sempre parlando di precipitazione, le classi con intensità più alta sono meno popolate, come visibile in figura 3.21(f) dove il modello WRF scopre alcuni "black spots" con un valore di intensità di pioggia  $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ . Ad eccezione della classe con intensità di pioggia 1-3 mm/h, per la quale l'algoritmo e il modello convergono attorno al 20% di frequenza relativa, tutti gli altri valori di pioggia ottenuti tramite l'algoritmo 183-WSL sono ampiamente distribuiti sulle varie classi di intensità. Questo sembra suggerire che le prestazioni dinamiche del 183-WSL sono più elevate rispetto al WRF e, conseguentemente, l'algoritmo è efficiente nella categorizzazione di differenti intensità di pioggia [Laviola et al. 2011]. In figura 3.21(j)(k) viene descritta una situazione nella quale le aree con grandi nubi precipitative sono drasticamente ridotte, ma preservando allo stesso tempo quasi inalterate le aree associate con pesanti piogge ( $> 10 \text{ mm/h}$ ) e altre per le quali l'intensità di pioggia è classificata da moderata a forte ( $> 5 \text{ mm h}^{-1}$ ).

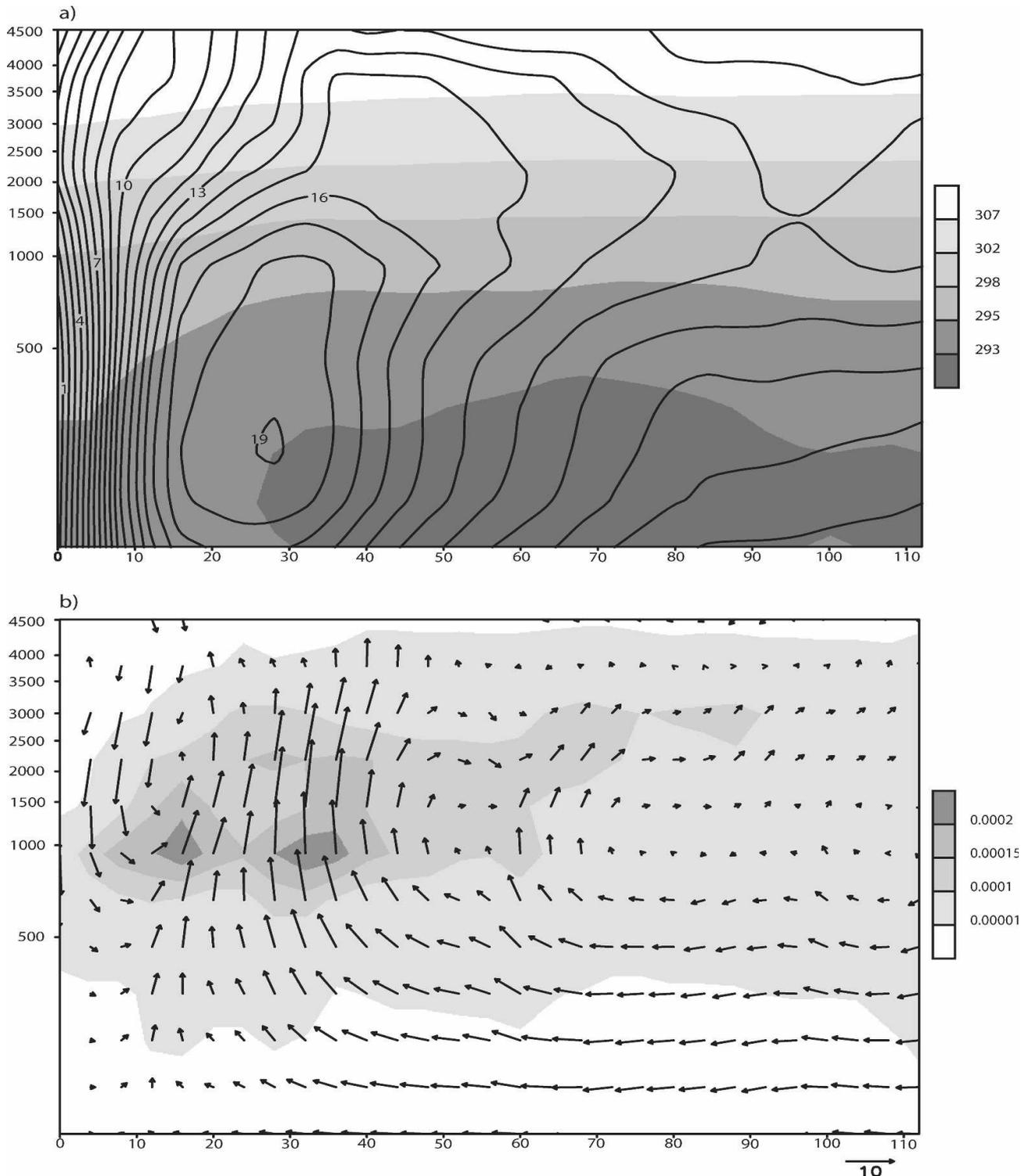
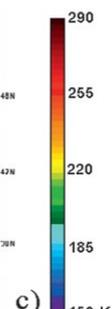
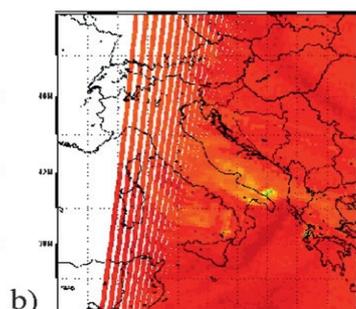
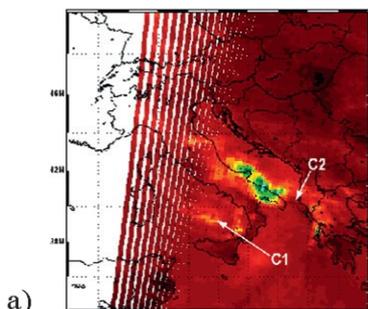
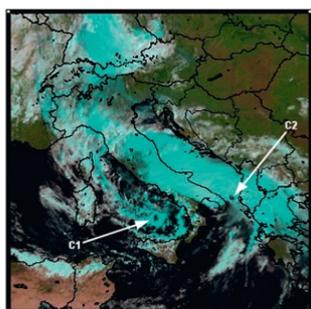
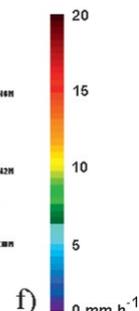
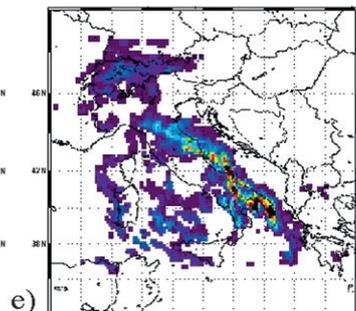
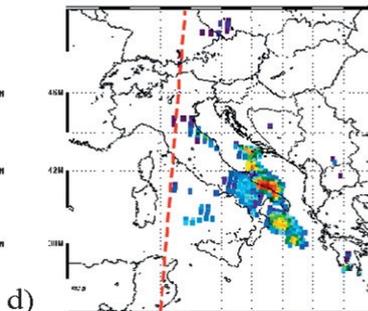
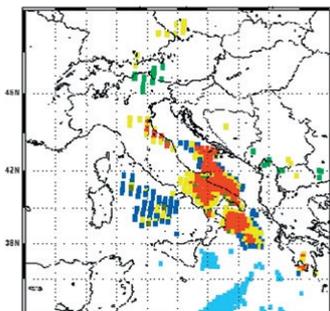


Figura 3.20. (a) Sezione trasversale verticale della media azimutale della velocità del vento azimutale (m/s, linee nere) e temperatura potenziale (K, aree ombreggiate in scala di grigio) alle 1100 UTC del 26 Set, in un sistema di coordinate dove l'origine è localizzata sopra il minimo di pressione; (b) componente del vettore del vento risultante dalla composizione di componenti radiali e verticali (freccie nere) e rapporto di mescolamento di acqua in nube (g/g, aree ombreggiate in scala di grigio) alle 1100 UTC del 26 Set. L'asse orizzontale rappresenta la distanza radiale (km) dal centro del minimo di pressione; l'asse verticale rappresenta la quota (m) (i livelli verticali del modello sono equidistanti lungo l'asse verticale; così la scala delle distanze non è lineare rispetto alla verticale e i numeri sugli assi verticali sono solamente approssimati, dal momento che i livelli del modello sono soltanto approssimati a una fissata altezza). La velocità del vento della componente risultante dalle componenti radiali e verticali è proporzionale alla lunghezza delle frecce: l'unità di lunghezza è mostrata sul lato in basso a destra di (b) ed è uguale a 10 m/s.

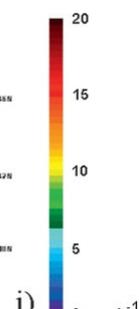
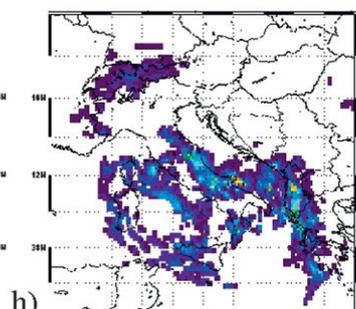
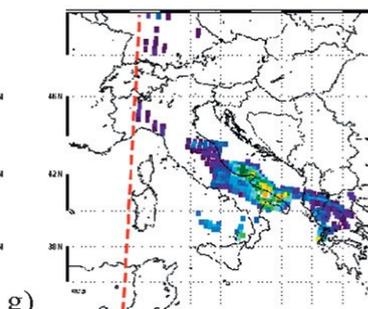
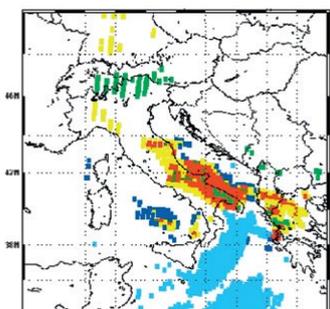
26 Sep. 2006 0930 UTC



26 Sep. 2006 0445 UTC



26 Sep. 2006 0930 UTC



WRF rain rates with a  $1 \text{ mm h}^{-1}$  threshold  
 26 Sep. 2006 0435 UTC      26 Sep. 2006 0925 UTC

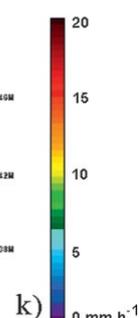
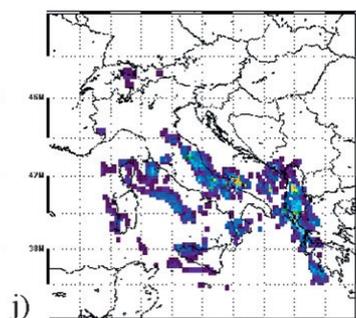
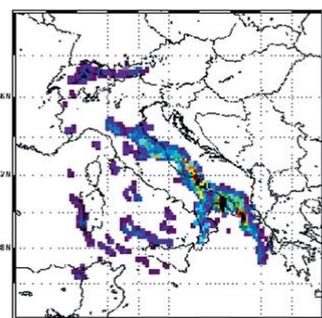


Figura 3.21. Depressioni accoppiate (C1 e C2) sull'Italia meridionale il 26 set 2006: (a) metodo di caratterizzazione di nubi MSG-RGB, (b) AMSU-B  $T_{B150}$  (K), e (c)  $T_{B186}$  (K). Gli occhi dei due cicloni sono visti insieme con la traiettoria di rotazione di C2 attorno al bordo di C1. Allo stesso tempo i canali PMW distinguono più regioni di scattering, tipicamente associate con grandi cristalli di ghiaccio al top delle nubi e precipitazione intensa, da quelle più assorbenti, che possono essere correlate a deboli piogge o ad assorbimento di vapore acqueo. In particolare, vengono individuati una forte area di scattering sopra la Puglia e assorbimento da parte del vapor d'acqua che circonda il ciclone. (d),(g) Tipo di pixel prodotti dal 183-WSL: precipitazione convettiva (rosso), stratiforme (giallo); gocce di nube (cyan) e acqua liquida (blue); copertura nevosa (verde chiaro), nevicata (verde scuro); (e),(h) contenuto di pioggia prodotto dal 183-WSL (mm/h); e (f), (i) simulazione di precipitazioni dal WRF (mm/h). la caratterizzazione dei pixel del 183-WSL mostrano un isolato sistema rotante sull'Italia sudorientale. Un'intrusione di gocce di nube e vapor d'acqua nei bassi strati sembra rinforzare il ciclone c2 da SW. La linea rossa tratteggiata segna il percorso dell'orbita satellitare. Sopra la Puglia alcuni pixel sono attribuiti per sbaglio alla copertura nevosa (verde chiaro). (j), (k) I prodotti della simulazione del WRF (mm/h) filtrati sulla soglia di  $1 \text{ mm/h}$ .

## 4 Conclusione

Lo scopo principale di questo lavoro di tesi è quello di presentare le conoscenze attuali riguardo ai cicloni di tipo tropicale che interessano il Mar Mediterraneo. In particolare, sono state analizzate le differenze sostanziali fra cicloni tropicali e Medicane andando a specificare le caratteristiche peculiari di questi sistemi mediterranei. Sono inoltre state brevemente trattate varie tipologie di analisi di questi fenomeni come il modello WRF, il diagramma di fase di Hart e il modello 183-WSL per la stima della precipitazione. Si è anche visto come sia possibile individuare due zone con la probabilità di formazione dei TLC più elevata rispetto al resto del Mediterraneo: il Mar Ionio e le Isole Baleari. È stato poi possibile notare che i mesi dell'anno con la maggiore probabilità di accadimento di eventi mediterranei di tipo TLC. Il periodo da settembre a novembre è il trimestre in cui possono verificarsi le maggiori intrusioni di aria fredda in quota che con l'apporto aggiuntivo del mare relativamente caldo creano l'ambiente più favorevole per la formazione dei Medicane. Con tutte le conoscenze e nozioni esposte fino a questo punto, si è da ultimo proceduto all'analisi di un caso di Medicane molto significativo: quello del 26 settembre 2006 sulla Puglia. Il ciclone apparve nella prima mattinata sul Mar Ionio e si mosse verso nordest, interessando la parte sudorientale della nostra penisola. Se comparato con eventi simili descritti nella letteratura, il movimento di questo ciclone sulla terraferma presenta caratteristiche piuttosto inusuali. In aggiunta, il fatto che l'area colpita dal Medicane è coperta da due radar, da una rete di stazione di superficie ad alta risoluzione, oltre alla presenza di un sodar appartenente all'ISAC-CNR di Lecce e ad una stazione di radiosondaggio in Brindisi, hanno fatto di questo Medicane uno di quelli più studiati in assoluto. Le osservazioni rivelarono che il vortice presentava caratteristiche tipiche dei cicloni tropicali, come la forma spiraliforme, l'occhio, la rapida caduta di pressione a livello del mare (con un minimo di 986 hPa corrispondente alla MSLP più bassa mai registrata in un Medicane), l'evidenza di un cuore caldo, i forti venti di superficie e il fatto che la ventilazione più intensa corrispondesse

all'eyewall. Inoltre, l'analisi sinottica mostra che la bassa pressione alla mesoscala si sviluppò in corrispondenza di una "goccia d'aria fredda" in quota e di un minimo ciclonico su vasta scala centrato sul Mar Tirreno. Gli uragani Mediterranei, in analogia con le polar low, solitamente si sviluppano sotto profondi cavi d'onda depressionari in alta troposfera, associati alle intrusioni di aria fredda ed instabile che si trovano a scorrere al di sopra delle acque relativamente calde del Mediterraneo. Nel caso mostrato, il Medicane si sviluppò in una regione dove i flussi di calore latente e sensibile dalla superficie, provenienti dalle calde acque del mare (23-24°C, con un'anomalia da +0.5 a +1°C superiore alla media del trentennio climatico di riferimento 1971-2000), interagirono con l'aria fredda proveniente da nord alle alte quote.

La letteratura sull'argomento, sebbene vasta, riesce a caratterizzare in maniera tutt'altro che esauriente e definitiva questi fenomeni: sulla loro genesi, evoluzione e ciclo vitale, ad esempio, si hanno molti studi che il più delle volte evidenziano il ruolo di determinati fattori senza tuttavia produrre una teoria consistente. Attualmente, risulta ancora difficile separare i Medicane da altri sistemi mediterranei che, sebbene mostrino da satellite una struttura spiraliforme riconducibile a quella di un uragano, hanno un'organizzazione del campo termico e del campo di vento ben diverse da quelle di un uragano.

Appare allora evidente la necessità di intraprendere nuovi studi che diano risposte nuove ed esaustive riguardo a questo genere di fenomeni, anche in relazione ad una loro possibile modifica strutturale oltre che incremento del numero di casi annui, possibilmente indotti dal global warming. Una migliore conoscenza di questi fenomeni andrà anche di pari passo a una loro migliore previsione, decisiva se si devono allertare le popolazioni che vivono nelle aree costiere mediterranee densamente abitate. Tuttavia, anche alla luce di quanto accaduto in Italia negli ultimi anni, ci si rende conto che è ancora molto difficile collegare la parte di previsione, e quindi di formulazione di un'allerta meteorologica, con le caratteristiche del territorio. Infatti, il dissesto idrogeologico del nostro paese ha raggiunto livelli molto preoccupanti provocati sia dall'incuria nella manutenzione dei corsi d'acqua e dei terreni montani prospicienti che dalla cementificazione selvaggia degli alvei dei fiumi e dei torrenti. Ci si deve allora sforzare di mettere in pratica buone norme di gestione da parte delle autorità di bacino, delle municipalità, delle Province e delle Regioni per evitare il più possibile disagi e la perdita di vite umane. Molto resta ancora da fare in questo senso ed i progetti dovranno necessariamente essere interdisciplinari coinvolgendo meteorologi, idrologi, geologi, ingegneri e architetti in uno sforzo comune che metta le zone a rischio del nostro paese in sicurezza.

# Acronimi

<b>AMSU-B</b>	Advanced Microwave Sounding Unit-B
<b>ARW</b>	Advanced Research WRF
<b>BT</b>	Brightness Temperature
<b>CAPE</b>	Convective Available Potential Energy
<b>CINE</b>	Convective Inhibition Energy
<b>CIRA</b>	Cooperative Institute for Research in the Atmosphere
<b>DCT</b>	Deep Convection Threshold
<b>ECMWF</b>	European Centre for Medium-Range Weather Forecasting
<b>ENSO</b>	El Niño Southern Oscillation
<b>EPS</b>	EUMETSAT Polar System
<b>ESRL</b>	Earth System Research Laboratory
<b>EUMETSAT</b>	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
<b>GOES</b>	Geostationary Operational Environmental Satellite
<b>IFOV</b>	Instantaneous Field Of View
<b>INGV</b>	Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
<b>IR</b>	InfraRed
<b>ITCZ</b>	Intertropical Convergence Zone
<b>MHS</b>	Microwave Humidity Sounder
<b>MMM</b>	Mesoscale and Microscale Meteorology
<b>MODIS</b>	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
<b>MPL</b>	Mediterranean Polar Low
<b>MSG</b>	Meteosat Second Generation
<b>MSLP</b>	Mean Sea-Level Pressure
<b>MW</b>	MicroWave
<b>NAO</b>	Northern Atlantic Oscillation
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NCAR</b>	National Center for Atmospheric Research
<b>NCEP</b>	National Center for Environmental Prediction

<b>NMM</b>	Nonhydrostatic Mesoscale Model
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>NWP</b>	Numerical Weather Prediction
<b>PBL</b>	Planetary Boundary Layer
<b>PV</b>	Potential Vorticity
<b>RGB</b>	Red Green Blue
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature
<b>TLC</b>	Tropical like cyclone
<b>UTC</b>	Universal Time Coordinated
<b>VIS</b>	VISible
<b>WISHE</b>	Wind-Induced-Surface Heat Exchange
<b>WRF</b>	Weather Research and Forecasting
<b>WSF</b>	WRF Software Framework

# Bibliografia

Buzzi, A., and Tibaldi, S. (1978). Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**:271-287.

Cavicchia, L., and von Storch, H. (2012). The simulation of Medicanes in a high-resolution regional climate model. *Clim. Dyn.*, **39**:2273-2290.

Claud, C., Alhammoud, B., Funatsu, B. M., and Chaboureau, J.-P. (2010). Mediterranean hurricanes: Large-scale environment and convective and precipitating areas from satellite microwave observations. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**:2199-2213.

Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**:584-604.

Emanuel, K. A. (1991). The theory of hurricanes. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **23**:179-196.

Emanuel, K. A. (2005). Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Adv. Geosci.*, **2**:217-220.

Ernest, J. A., and Matson, M. (1983). A Mediterranean tropical storm? *Weather*, **38**:332-337.

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

Hart, R. E. (2003). A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**:585-616.

Homar, V., Romero, R., Stensrud, D. J., Ramis, C., and Alonso, S. (2003). Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the Western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**:1469-1490.

- Houze, R. A. J. (2010). Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**: 293-344.
- Laviola, S., and Levizzani, V. (2008). Rain retrieval using the 183 GHz absorption lines. *IEEE Proc. MicroRad*, doi:10.1109/MICRAD.2008.4579505.
- Laviola, S., and Levizzani, V. (2011). The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm. Part I: Retrieval design. *Atmos. Res.*, **99**:443-461.
- Laviola, S., Moscatello, A., Miglietta, M. M., Cattani, E., and Levizzani, V. (2011). Satellite and numerical model investigation of two heavy rain events over the central Mediterranean. *J. Hydrometeor.*, **12**: 634-649.
- Luque, A., Fita, L., Romero, R., and Alonso, S. (2007). Tropical-like Mediterranean storms: An analysis from satellite. *Proc. 2007 Joint EUMETSAT/AMS Conf.*, 1-7.
- Miglietta, M. M., Moscatello, A., Conte, D., Mannarini, G., Lacorata, G., and Rotunno, R. (2011). Numerical analysis of a Mediterranean "hurricane" over South-Eastern Italy: Sensitivity experiments to sea surface temperature. *Atmos. Res.*, **101**:412-426.
- Moscatello, A., Miglietta, M. M., and Rotunno, R. (2008). Numerical analysis of a Mediterranean "hurricane" over Southeastern Italy. *Mon. Wea. Rev.*, **136**:4373-4397.
- Palmén, E. (1948). On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica*, **3**:26-38.
- Price, C., Asfur, M., and Yair, Y. (2009). Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency. *Nat. Geosci.*, DOI:10.1038/NGEO477.
- Pytharoulis, I., Craig, G. C., and Ballard, S. P. (2000). The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995. *Meteorol. Appl.*, **7**:261-279.
- Rasmussen, E., and Zick, C. (1987). A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows. *Tellus*, **39A**:408-425.
- Reale, O., and Atlas, R. (2001). Tropical cyclone-like vortices in the extratropics: Observational evidence and synoptic analysis. *Wea. Forecasting*, **16**:7-34.
- Rotunno, R., and Emanuel, K. A. (1987). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **44**:542-561.
- Saunders, R. W., Hewison, T. J., Stringer, S. J., and Atkinson, N. C. (1995). The radiometric characterization of AMSU-B. *IEEE Trans. Microwave Theory Tech.*, **43**:760-771.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G. (2008). A description of the Advanced Research WRF Version 3. *NCAR Tech. Note*, **475**.
- Tous, M., and Romero, R. (2012). Meteorological environments associated with Mediane development. *Int. J. Climatol.*, DOI: 10.1002/joc.3428.

## **Ringraziamenti**

Desidero ringraziare innanzitutto il prof. Vincenzo Levizzani, mio relatore, per il supporto nella scrittura e realizzazione della tesi e per la sua disponibilità, sempre puntuale con i suoi suggerimenti e le sue correzioni.

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

Un grazie speciale va ai miei genitori che hanno creduto in me, sostenendo economicamente i miei studi e spronandomi ogni giorno a dare il meglio, insegnandomi a vivere e a reagire nei momenti di difficoltà.

I miei nonni, alla cui "mensa" ho sempre mangiato, li ringrazio non solo per il cibo, ma anche per il supporto morale e per il loro affetto.

Poi mi tocca ringraziare anche quella chiacchierona di mia sorella Valentina (altrimenti chi la sente!); con lei ho condiviso molto fin da piccolo. Con la sua vivacità, con la sua energia, con le sue urla mi sono dovuto sempre rapportare.

Infine le ultime righe le lascio per tutti i miei amici, vecchi e nuovi. Siete fortunatamente tanti, troppi per potervi citare singolarmente. Con la vostra allegria e simpatia mi avete fatto sempre divertire e sorridere, anche nei momenti più difficili: per questo siete e sarete sempre preziosissimi. Di ognuno di voi conservo il ricordo di momenti trascorsi assieme, di qualche frase, di qualche foto, insomma di un qualcosa che ho sempre in me. In particolare, non posso di certo dimenticare, visto che me lo chiedete tutti, e tutti i giorni, che tempo farà!

