

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di Laurea Magistrale in Fisica

**ANALISI SATELLITARE DELLA STRUTTURA FISICA DI
UN CICLONE DI TIPO TROPICALE SUL
MEDITERRANEO**

Tesi di laurea di:
Massimo Valeri

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatori:
Dott. Sante Laviola
Dott. Marcello Miglietta

Sessione II
Anno Accademico 2012-13

Sommario

Negli ultimi decenni sono stati studiati sul mar Mediterraneo dei fenomeni con caratteristiche comuni a quelle dei cicloni tropicali. Questo tipo di sistemi, chiamati medicane (*mediterranean hurricane*), mostra una struttura spiraliforme in rotazione attorno ad un nucleo centrale talvolta privo di nubi, detto occhio. Oltre alle caratteristiche morfologiche, anche le dinamiche della fase di sviluppo contribuiscono a rendere questi sistemi mediterranei simili ai cicloni che si sviluppano alle latitudini tropicali. L'obiettivo principale di questa tesi è quello di migliorare le attuali conoscenze sui cicloni di tipo tropicale sul mar Mediterraneo utilizzando un approccio di tipo satellitare allo scopo di ottenere un algoritmo di *detection* dei medicane in tempo quasi reale. Per tale ragione sono stati integrati i dati di diverse tipologie di sensori satellitari e quelli del modello numerico *Weather Research and Forecasting* (WRF). Il sensore *Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager* (SEVIRI), installato sui satelliti geostazionari *Meteosat Second Generation* (MSG), ha fornito misure di temperatura di brillantezza a $10.8\ \mu\text{m}$ e informazioni sulla distribuzione del vapor d'acqua atmosferico attraverso i due canali a 6.2 e $7.3\ \mu\text{m}$. Attraverso l'analisi della struttura verticale del vapor d'acqua nella medio-alta troposfera, questi canali sono risultati fondamentali per individuare la presenza di anomalie riconducibili alla formazione di un medicane. I sensori *Advanced Microwave Sounding Unit-B* (AMSU-B)/*Microwave Humidity Sensor* (MHS), in volo sui satelliti polari del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), hanno, invece, fornito informazioni sulle proprietà delle nubi e sulla distribuzione verticale del vapor d'acqua atmosferico attraverso le frequenze nelle microonde nell'intervallo 90-190 GHz. In particolare, i canali a 183.31 GHz, sono stati utilizzati per alimentare gli algoritmi *183-Water vapor Strong Lines* (183-WSL) e *MicroWave Cloud Classification* (MWCC), utilizzati rispettivamente per la stima delle precipitazioni e per la classificazione del tipo di nube osservate. Infine, le simulazioni tramite modello WRF hanno fornito i dati necessari per l'analisi dei campi di vento e di vorticità nella zona interessata dal ciclone. Lo schema di computazione a soglie di sensibilità dell'algoritmo di *detection* è stato realizzato basandosi sui dati del medicane

“Rolf” che, nel novembre 2011, ha interessato la zona del Mediterraneo occidentale fra la Sardegna e le isole Baleari. A supporto delle informazioni satellitari e modellistiche, sono stati utilizzati i dati di fulminazione della rete *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN), allo scopo di identificare meglio la fase di innesco del ciclone da quella matura. La validità dell’algoritmo è stata successivamente verificata su due casi studio: un medicane che nel settembre 2006 ha interessato la Puglia e un *Mesoscale Convective System* (MCS) sviluppatosi sulla Sicilia orientale nell’ottobre 2009. I risultati di questo lavoro di tesi da un lato hanno apportato un miglioramento delle conoscenze scientifiche sui cicloni mediterranei simil-tropicali, mentre dall’altro hanno prodotto una solida base fisica per il futuro sviluppo di un algoritmo automatico di riconoscimento per sistemi organizzati nel Mediterraneo di tipo medicane.

Indice

1. INTRODUZIONE.....	1
2. CICLONI TROPICALI E MEDITERRANEAN HURRICANE	5
2.1 CICLONI TROPICALI.....	5
2.2 MEDITERRANEAN HURRICANE	14
3. DATI: OSSERVAZIONI E MODELLO.....	25
3.1 MSG-SEVIRI	25
3.2 ALGORITMO WATER VAPOR STRONG LINES AT 183 GHZ (183-WSL)	29
3.3 IL MODELLO WRF	33
3.4 LA RETE WWLLN.....	36
4. METODOLOGIE DI ANALISI	39
4.1 ALGORITMO DI <i>DETECTION</i>	39
4.2 PROCEDURA DI SVILUPPO SUL CASO DI NOVEMBRE 2011.....	44
5. APPLICAZIONE ALGORITMO SU DUE CASI DI STUDIO.....	61
5.1 CASO DI SETTEMBRE 2006: MEDICANE SUL SUD-EST DELL'ITALIA.....	61
5.2 CASO DI OTTOBRE 2009: MCS SULLA SICILIA.....	71
6. CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI	75
7. ACRONIMI.....	79
8. BIBLIOGRAFIA.....	81

Elenco delle tabelle

TABELLA 2.1. SCALA DI SAFFIR-SIMPSON.....	7
TABELLA 3.1. PRINCIPALI CARATTERISTICHE SPETTRALI DEL SENSORE SEVIRI.....	26
TABELLA 3.2 SOGLIE PER LA CLASSIFICAZIONE BASATE SULLA DIFFERENZA DEI VALORI DI TEMPERATURA DI BRILLANZA A 89 E 150 GHz [LAVIOLA AND LEVIZZANI, 2011].....	32
TABELLA 4.1. SOGLIE APPLICATE AI CANALI A 89 E 150 GHz.....	41
TABELLA 4.2. SOGLIE APPLICATE AI DATI DI VENTO.....	42

Elenco delle figure

FIGURA 2.1. SEZIONE VERTICALE DI MODELLO CONCETTUALE DI CICLONE TROPICALE [HOUZE, 2010].	8
FIGURA 2.2. RAPPRESENTAZIONE DELLA CIRCOLAZIONE SECONDARIA NELLA REGIONE DELL'EYEWALL DI UN CICLONE TROPICALE [HOUZE, 2010].	8
FIGURA 2.3. SCHEMATIZZAZIONE DI UN CICLONE TROPICALE MEDIANTE UN CICLO DI CARNOT [EMANUEL, 1991].	9
FIGURA 2.4. RAPPRESENTAZIONE DEI PROCESSI DI CARICA DEI CRISTALLI DI GHIACCIO E DELLA LORO SEPARAZIONE ALL'INTERNO DELL'EYEWALL [HOUZE, 2010].	11
FIGURA 2.5. SFASAMENTO TEMPORALE TRA IL MASSIMO DI ATTIVITÀ ELETTRICA E QUELLO DELL'INTENSITÀ DEI VENTI SUPERFICIALI PER 56 URAGANI [PRICE ET AL., 2009].	12
FIGURA 2.6. ESEMPIO DI SISTEMA NUVOLOSO CARATTERISTICO DI UN CICLONE TROPICALE IN FASE DI SVILUPPO [VELDEN ET AL., 2006].	13
FIGURA 2.7. NUMERO MEDIO DI CICLONI PER ANNO SU UN GRIGLIATO $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ [CAMPINS ET AL., 2011].	15
FIGURA 2.8. ISTOGRAMMI DI RAGGIO MEDIO IN KM (IN ALTO A SINISTRA), CIRCOLAZIONE GEOSTROFICA IN GCU (IN ALTO A DESTRA), CICLO DI VITA IN ORE (IN BASSO A SINISTRA) E TRAGITTO PERCORSO IN KM (IN BASSO A DESTRA) INDIVIDUATI NELLE RIANALISI ERA-40 [CAMPINS ET AL., 2011].	15
FIGURA 2.9. IMMAGINE SATELLITARE NEL VIS DEL MEDICANE DEL GENNAIO 1995.	17
FIGURA 2.10. PRESSIONE A LIVELLO DEL MARE (LINEE CONTINUE) E TEMPERATURE A LIVELLO DEL MARE MISURATE DA UNA NAVE DI PASSAGGIO [LAGOUVARDOS ET AL., 1999].	18
FIGURA 2.11. MAPPE DI RIFLETTIVITÀ RADAR (DBZ) DEL 26 SETTEMBRE 2006 ALLE ORE 0820 UTC (A), 0840 UTC (B), 0900 UTC (C) E 0940 UTC (D) [MOSCATELLO ET AL. 2008].	19
FIGURA 2.12. DISTRIBUZIONE DELLA DENSITÀ SPAZIALE DI CICLONI INTENSI ESAMINATI DAL PROGETTO MEDEX (GRADAZIONI DI GRIGIO) INTESA COME NUMERO DI EVENTI IN UN QUADRATO LAT-LON DI $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ E I 12 MEDICANE INDIVIDUATI (PUNTI NERI) [TOUS AND ROMERO, 2013].	21
FIGURA 2.13. LISTA DI CASI DI STUDIO CON CARATTERISTICHE TROPICALI E RELATIVE PROPRIETÀ [MIGLIETTA ET AL., 2013].	23
FIGURA 3.1. IMMAGINI SATELLITARI MSG DEL GIORNO 8 NOVEMBRE 2011 ALLE ORE 0100 UTC: IN ALTO A SINISTRA IL CANALE A $10.8 \mu\text{m}$, IN ALTO A DESTRA IL CANALE A $6.2 \mu\text{m}$ E IN BASSO AL CENTRO IL CANALE A $7.3 \mu\text{m}$.	27
FIGURA 3.2. FUNZIONI PESO DEI CANALI SEVIRI AL NADIR IN CONDIZIONI DI ATMOSFERA STANDARD.	28
FIGURA 3.3. TRASMITTANZA DELL'ATMOSFERA NELLE MW.	29
FIGURA 3.4. FUNZIONI PESO NORMALIZZATE DEI CANALI AMSU-B AL NADIR PER UN PROFILO ATMOSFERICO MEDITERRANEO [CLAUD ET AL., 2010].	31
FIGURA 3.5. FLOW CHART DELL'ALGORITMO 183-WSL [LAVIOLA AND LEVIZZANI, 2011].	33
FIGURA 3.6. COMPONENTI DEL MODELLO WRF [SKAMAROCK ET AL., 2008].	34
FIGURA 3.7. DISTRIBUZIONE DEI SENSORI DELLA RETE WWLLN. LE STAZIONI INDICATE CON LA STELLA NERA SONO STATE INSTALLATE DOPO IL 2012 [VIRTS ET AL., 2012].	37

FIGURA 3.8. ILLUSTRAZIONE DELLA TECNICA TOGA: A E B RAPPRESENTANO DUE STAZIONI CHE RICEVONO IL SEGNALE EMESSO DALLA SCARICA ELETTRICA [RODGERS ET AL., 2009].	38
FIGURA 4.1. SCHEMA DELL'ALGORITMO A SOGLIE A CASCATA PER LA DETECTION DI UN CICLONE DI TIPO TROPICALE SUL MEDITERRANEO	43
FIGURA 4.2. MAPPE DI PRESSIONE AL SUOLO DELLO UK MET OFFICE ALLE 0000 UTC DEL 5 (SINISTRA) E 6 (DESTRA) NOVEMBRE 2011.	45
FIGURA 4.3. MAPPE DI DIREZIONE E INTENSITÀ DEL VENTO SULLA SUPERFICIE ISOBARICA A 300 HPA PRODOTTE DAL MODELLO WRF E RIFERITE ALLE 0000 UTC DEL 5 (SINISTRA) E 6 (DESTRA) NOVEMBRE 2011 [MIGLIETTA ET AL., 2013].	45
FIGURA 4.4. ANDAMENTO DEL VALORE MINIMO DI PRESSIONE NEL TEMPO (SOPRA) E TRAIETTORIA DEL MEDICANE (SOTTO). I PUNTI ROSSI INDICANO QUANDO IL CICLONE MOSTRA CARATTERISTICHE TROPICALI (TLC), MENTRE I PUNTINI BLU INDICANO IL CONTRARIO (EXTRA TROPICAL CYCLONE).	46
FIGURA 4.5. MAPPE DI SST FORNITE DALL'INGV IL 6 (SOPRA), 7 (IN MEZZO) E 8 (SOTTO) NOVEMBRE 2011.	47
FIGURA 4.6. IMMAGINI MSG DI TEMPERATURA DI BRILLANZA A 10.8 μM (IN ALTO A SINISTRA), A 6.2 μM (IN ALTO A DESTRA) E A 7.3 μM (IN BASSO) ALLE 0115 UTC DEL 8 NOVEMBRE 2011.	48
FIGURA 4.7. TEMPERATURE DI BRILLANZA A 89 (IN ALTO A SINISTRA) E A 150 GHz (IN ALTO A DESTRA), STIMA DI PRECIPITAZIONE DELL'ALGORITMO 183-WSL (IN BASSO A SINISTRA) E CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI DELL'ALGORITMO MWCC (IN BASSO A DESTRA) ALLE 0113 UTC DEL 8 NOVEMBRE 2011.	50
FIGURA 4.8. EVOLUZIONE NEL TEMPO DEL NUMERO DI PIXEL CLASSIFICATI COME NUBI DI TIPO CONVETTIVO DALL'ALGORITMO MWCC. I VALORI RIPORTATI RAPPRESENTANO UN DATO CUMULATO RELATIVO AL GIORNO PRECEDENTE.	51
FIGURA 4.9. INTENSITÀ DEL VENTO (SOPRA) E VORTICITÀ (SOTTO) RICAVATE DA SIMULAZIONI CON IL MODELLO WRF ALLE 0200 UTC DEL 8 NOVEMBRE 2011.	51
FIGURA 4.10. ANDAMENTO TEMPORALE DELLA VORTICITÀ MEDIA SUL DOMINIO CONSIDERATO.	52
FIGURA 4.11. CLASSIFICAZIONE MWCC SU GRIGLIA FISSA A 16 KM (IN ALTO A SINISTRA), APPLICAZIONE DELLE SOGLIE MSG (IN ALTO A DESTRA), APPLICAZIONE DELLE SOGLIE AMSU-B/MHS (IN BASSO A SINISTRA) E APPLICAZIONE DELL'ALGORITMO COMPLETO (IN BASSO A DESTRA) ALLE 01013 UTC DEL 8 NOVEMBRE 2011.	53
FIGURA 4.12. IN ALTO: TEMPERATURE DI BRILLANZA A 10.8 μM (SINISTRA), 6.2 μM (CENTRO) E 7.3 μM (DESTRA) ALLE 0215 UTC DEL 8 NOVEMBRE 2011. AL CENTRO: TEMPERATURE DI BRILLANZA A 89 GHz (SINISTRA), 150 GHz (CENTRO) E STIMA DELL'INTENSITÀ DI PRECIPITAZIONE DELL'ALGORITMO 183-WSL (DESTRA) ALLE 0214 UTC, TEMPO DEL PASSAGGIO DEL SATELLITE POLARE. IN BASSO: INTENSITÀ DEL VENTO (SINISTRA) E VORTICITÀ (CENTRO) ALLE 0300 UTC.	54
FIGURA 4.13. CLASSIFICAZIONI DELL'ALGORITMO MWCC SU GRIGLIA FISSA A 16 KM (IN ALTO A SINISTRA), APPLICAZIONE DELLE SOGLIE MSG (IN ALTO A DESTRA), APPLICAZIONE DELLE SOGLIE AMSU-B/MHS (IN BASSO A SINISTRA) E APPLICAZIONE DELL'ALGORITMO COMPLETO (IN BASSO A DESTRA) ALLE 0214 UTC DEL 8	

NOVEMBRE 2011.....	55
FIGURA 4.14. IN ALTO: TEMPERATURE DI BRILLANZA A 10.8 μM (SINISTRA), 0.62 μM (CENTRO) E 0.73 μM (DESTRA) ALLE 1245 UTC DEL 8 NOVEMBRE 2011. AL CENTRO: TEMPERATURE DI BRILLANZA A 89 GHz (SINISTRA), 150 GHz (CENTRO) E STIMA DI PRECIPITAZIONE PRODOTTA DALL'ALGORITMO 183-WSL (DESTRA) PER IL PASSAGGIO DEI SATELLITI POLARI DELLE 0214 UTC. IN BASSO: INTENSITÀ DEL VENTO (SINISTRA) E VORTICITÀ (CENTRO) ALLE 1300 UTC.....	56
FIGURA 4.15. CLASSIFICAZIONI DELL'ALGORITMO MWCC SU GRIGLIA FISSA A 16 KM (IN ALTO A SINISTRA), APPLICAZIONE SOGLIE MSG (IN ALTO A DESTRA), APPLICAZIONE SOGLIE AMSU-B/MHS (IN BASSO A SINISTRA) E APPLICAZIONE DELL'ALGORITMO COMPLETO (IN BASSO A DESTRA) ALLE 1239 UTC DEL 8 NOVEMBRE 2011.	57
FIGURA 4.16. NUMERO DI SCARICHE REGISTRATE DALLA RETE WWLLN NELL'INTERVALLO TEMPORALE COMPRESO TRA LE 0700 E LE 0800 UTC (IN ALTO A SINISTRA) E TRA LE 1900 E LE 2000 UTC (IN ALTO A DESTRA) DEL 6 NOVEMBRE 2011 E IMMAGINI MSG A 10.8 MM DELLE 0730 UTC (IN BASSO A SINISTRA) E DELLE 1930 UTC (IN BASSO A DESTRA) DELLO STESSO GIORNO.....	58
FIGURA 4.17. NUMERO DI SCARICHE ELETTRICHE ORARIE MISURATE DALLA RETE WWLLN ALL'INTERNO DEL DOMINIO CONSIDERATO.	58
FIGURA 5.1. ANALISI ECMWF: PRESSIONE AL LIVELLO MEDIO DEL MARE (M, LINEE BIANCHE) E SULLA SUPERFICIE A 500 hPa (M, GRADAZIONI DI GRIGIO) ALLE 0000 UTC (SINISTRA) E ALLE 1200 UTC (DESTRA) DEL 26 SETTEMBRE 2006 [LAVIOLA ET AL., 2011].	62
FIGURA 5.2. RICOSTRUZIONE TRAMITE OSSERVAZIONI DELLA TRAIETTORIA SEGUITA DAL CICLONE C2 TRA LE 0820 E LE 2000 UTC (SINISTRA) E IMMAGINE MSG NEL CANALE 12 RIFERITA ALLE 1412 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006 (DESTRA). LA LINEA ROSSA RAPPRESENTA LA STORM - TRACK [MOSCATELLO ET AL., 2008].....	63
FIGURA 5.3. IMMAGINI MSG DI TEMPERATURA DI BRILLANZA A 10.8 (IN ALTO A SINISTRA), 6.2 (IN ALTO A DESTRA) E 7.3 MM (IN BASSO) ALLE 1130 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006.	63
FIGURA 5.4. TEMPERATURA DI BRILLANZA A 89 GHz (IN ALTO A SINISTRA) E A 150 GHz (IN ALTO A DESTRA), DELLA STIMA DI PRECIPITAZIONE DELL'ALGORITMO 183-WSL (IN BASSO A SINISTRA) E DELLA CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI (IN BASSO A DESTRA) TRAMITE L'ALGORITMO MWCC ALLE 1125 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006.	64
FIGURA 5.5. EVOLUZIONE NEL TEMPO DEL NUMERO DI PIXEL CLASSIFICATI COME NUBI DI TIPO CONVETTIVO DALL'ALGORITMO MICROWave Cloud Classification. I VALORI RIPORTATI RAPPRESENTANO IL DATO CUMULATO DEL GIORNO PRECEDENTE.....	65
FIGURA 5.6. INTENSITÀ DEL VENTO (SINISTRA) E VORTICITÀ (DESTRA) RICAVATE DA SIMULAZIONI CON IL MODELLO WRF ALLE 1200 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006.....	66
FIGURA 5.7. ANDAMENTO TEMPORALE DELLA VORTICITÀ MEDIA PER IL CASO DI SETTEMBRE 2006.	66
FIGURA 5.8. DISTRIBUZIONE DELLA VORTICITÀ IN FUNZIONE DELLA LONGITUDINE ALLE 1200 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006.....	67

FIGURA 5.9. INTENSITÀ DEL VENTO (IN ALTO) E VORTICITÀ (IN BASSO) RICAVATE DA SIMULAZIONI CON IL MODELLO WRF ALLE 1200 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006 PER IL DOMINIO SUL MAR TIRRENO (A SINISTRA) E PER QUELLO SUL MAR ADRIATICO (A DESTRA).....	68
FIGURA 5.10. ANDAMENTO TEMPORALE DELLA VORTICITÀ MEDIA NEI DUE DOMINI PER IL CASO DI SETTEMBRE 2006.	68
FIGURA 5.11. CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI MWCC (A SINISTRA) E APPLICAZIONE DELL'ALGORITMO A SOGLIE PER L'INDIVIDUAZIONE DI UN MEDICANE (A DESTRA) ALLE 1129 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006.....	69
FIGURA 5.12. IN ALTO: TEMPERATURE DI BRILLANZA A 10.8 (SINISTRA), 6.2 (CENTRO) E 7.3 MM (DESTRA) ALLE 0930 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006. AL CENTRO: TEMPERATURE DI BRILLANZA A 89 GHZ (SINISTRA), 150 GHZ (CENTRO) E STIMA DELL'INTENSITÀ DI PRECIPITAZIONE PRODOTTA DALL'ALGORITMO 183-WSL (DESTRA) PER IL PASSAGGIO DEI SATELLITI POLARI DELLE 0924 UTC. IN BASSO: INTENSITÀ DEL VENTO (SINISTRA) E VORTICITÀ (CENTRO) DA MODELLO WRF ALLE 1000 UTC.	70
FIGURA 5.13. CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI MWCC (A SINISTRA) E APPLICAZIONE DELL'ALGORITMO A SOGLIE PER L'INDIVIDUAZIONE DI UN MEDICANE (A DESTRA) ALLE 0924 UTC DEL 26 SETTEMBRE 2006.....	70
FIGURA 5.14. IMMAGINI MSG DI TEMPERATURA DI BRILLANZA A 10.8 (IN ALTO A SINISTRA), 6.2 (IN ALTO A DESTRA) E 7.3 MM (IN BASSO) ALLE 0430 UTC DEL 22 OTTOBRE 2009.	72
FIGURA 5.15. TEMPERATURE DI BRILLANZA A 89 GHZ (IN ALTO A SINISTRA), TEMPERATURE DI BRILLANZA A 150 GHZ (IN ALTO A DESTRA) E CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI (IN BASSO A DESTRA) TRAMITE L'ALGORITMO MWCC ALLE 0429 UTC DEL 22 OTTOBRE 2009.	72
FIGURA 5.16. INTENSITÀ DEL VENTO (SOPRA) E VORTICITÀ (SOTTO) RICAVATE DA SIMULAZIONI CON IL MODELLO WRF ALLE 0300 (SINISTRA) E ALLE 0600 UTC (DESTRA) DEL 22 OTTOBRE 2009.	73
FIGURA 5.17. ANDAMENTO TEMPORALE DELLA VORTICITÀ MEDIA SUL DOMINIO CONSIDERATO.	74
FIGURA 5.18. CLASSIFICAZIONE DELLE NUBI MWCC (A SINISTRA) E APPLICAZIONE DELL'ALGORITMO A SOGLIE PER L'INDIVIDUAZIONE DI UN MEDICANE (A DESTRA) ALLE 0429 UTC DEL 22 OTTOBRE 2009.	74

1. Introduzione

Fin dagli anni settanta è utilizzata una particolare tecnica per l'individuazione, il *tracking* e la stima dell'intensità dei cicloni tropicali. Questa tecnica, presentata per la prima volta da Dvorak [1972], utilizza immagini satellitari nelle bande del visibile (VIS) e dell'infrarosso (IR), per identificare un ciclone tropicale e stimarne l'intensità.

Dvorak sviluppò un metodo empirico in grado di legare, attraverso un indice numerico rappresentativo di una stima dei massimi di velocità del vento alla superficie, la struttura nuvolosa del ciclone tropicale alla sua intensità. Questa relazione tra intensità e sistema nuvoloso è stata sviluppata sulla base di un ampio *dataset* di eventi ciclonici tropicali precedentemente analizzati. Alla luce delle notevoli velocità del vento e delle intense precipitazioni associate ai cicloni tropicali, è indiscutibile come l'utilizzo di questa tecnica abbia avuto un importante impatto sulla riduzione dei rischi socio-economici legati al verificarsi di questi eventi.

La metodologia sviluppata da Dvorak [1972], seppur con miglioramenti apportati dalle maggiori conoscenze della fisica degli uragani e dalle più elevate tecnologie a bordo dei satelliti, è tuttora utilizzata in tutte le regioni interessate dai cicloni tropicali.

Negli ultimi decenni sono stati studiati sul mar Mediterraneo fenomeni con caratteristiche simili ai cicloni tropicali. Questo tipo di sistemi, definiti *Mediterranean Hurricanes*, o più semplicemente medicane, mostrano una struttura spiraliforme in rotazione attorno a un nucleo centrale tipico dei cicloni tropicali che talvolta può mostrare la presenza di un occhio. Nonostante che le scale spazio-temporali e le intensità delle grandezze in gioco siano completamente diverse da quelle dei fenomeni alle latitudini tropicali, le dinamiche alla base della genesi e del ciclo di vita dei medicane sembrano avere marcate similitudini con quelle degli uragani tropicali.

Le conoscenze fisiche riguardanti le fasi di formazione e di sviluppo dei medicane non sono ancora del tutto consolidate ed è anche per questo motivo che non esiste ancora

una tecnica simile a quella di Dvorak [1972] per i *tropical-like cyclone* (TLC). Visti i possibili scenari climatici futuri e le ripercussioni che questi potrebbero avere sull'intensità e sulla frequenza dei medicane [Romero and Emanuel, 2013; Cavicchia et al., 2013], un sistema satellitare di *detection* in tempo quasi reale sarebbe un utile strumento sia per fini di ricerca che operativi.

L'obiettivo principale di questa tesi è di approfondire le conoscenze fisiche sui cicloni di tipo tropicale sul mar Mediterraneo. A tale scopo è stato sviluppato un algoritmo sperimentale di *detection* dei medicane che tramite l'utilizzo di canali satellitari a diverse lunghezze d'onda e dati di vento forniti dal modello numerico *Weather Research and Forecasting* (WRF) si propone di individuare i cicloni con caratteristiche tropicali nel bacino del Mediterraneo.

Nel secondo capitolo viene riportato lo stato dell'arte iniziando da un breve riepilogo delle principali teorie e conoscenze relative ai cicloni tropicali, alla fisica che li caratterizza e ai meccanismi di sviluppo. Verranno, inoltre, presentati i più importanti riferimenti bibliografici sui cicloni di tipo tropicale sul mar Mediterraneo e, seguendo i diversi autori, verranno discusse le caratteristiche, le similarità e le differenze tra le due tipologie di cicloni presentate.

Nel capitolo successivo si discuteranno le diverse fonti di dati utilizzate per lo sviluppo dell'algoritmo. Sarà brevemente introdotto il sensore *Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager* (SEVIRI), installato a bordo dei satelliti geostazionari *Meteosat Second Generation* (MSG) e utilizzato per le misure di temperatura di brillantezza a 10.8 μm e nei due canali del vapor d'acqua (6.2 e 7.3 μm). In seguito si presenteranno i radiometri nelle microonde (MW) *Advanced Microwave Sounding Unit-B* (AMSU-B) a bordo dei satelliti polari della *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e *Microwave Humidity Sensor* (MHS) a bordo dei satelliti polari dell'*European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT) e di cui in questo lavoro di tesi si è fatto uso per la disponibilità di specifici canali. In particolare, i canali nelle bande di assorbimento del vaporacqueo a 183 GHz sono stati utilizzati in input al metodo di stima della precipitazione *183-Watervapor Strong Lines* (183-WSL) e all'algoritmo *MicroWave Cloud Classification* (MWCC), impiegato nel riconoscimento del tipo di nube. Infine, saranno esposte le

principali informazioni e la configurazione utilizzata dal modello numerico WRF, utilizzato per ricavare i campi di vento al suolo e il parametro di vorticità, essenziali per il funzionamento dell'algoritmo di detection dei medicane.

Nel quarto capitolo verrà esposta la procedura con cui è stato sviluppato l'algoritmo di detection. La creazione di una procedura con una serie di test in cascata è avvenuta tramite l'analisi del medicane che nel novembre 2011 ha interessato la zona del Mediterraneo occidentale fra la Sardegna e le isole Baleari. A supporto dell'algoritmo di detection per i medicane, è stato utilizzato anche il dato riguardante l'attività di fulminazione, disponibile nel database della *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN).

Nel capitolo 5 la robustezza dello schema computazionale dell'algoritmo di detection è stata verificata attraverso l'applicazione a due eventi: un medicane che ha interessato la costa pugliese nel settembre 2006 e un *Mesoscale Convective System* (MCS) sulla Sicilia nell'ottobre 2009.

Nell'ultimo capitolo, infine, verranno discussi i risultati trovati e delineati alcuni possibili sviluppi futuri per questa tecnica.

2. Cicloni tropicali e Mediterranean hurricane

Le teorie riguardanti la circolazione alle latitudini tropicali e la dinamica dei cicloni che si sviluppano in tali regioni sono ormai consolidate da diversi decenni. Nel corso degli anni, però, sono state individuate strutture cicloniche simili a quelle tropicali a latitudini maggiori rispetto a quelle in cui si sviluppa solitamente questo tipo di sistemi. In particolar modo, il bacino del Mediterraneo è una delle regioni maggiormente interessate da questi fenomeni denominati medicane. Viste le caratteristiche tropicali, il primo approccio per lo studio di questi sistemi è stato quello di riadattare a essi le ormai consolidate teorie riguardanti gli uragani. Nel corso degli anni si è cercato, grazie alle maggiori conoscenze teoriche e al miglioramento delle tecniche di *remote sensing*, di costruire una teoria ad hoc per i cicloni mediterranei di tipo tropicale.

2.1 Cicloni tropicali

I cicloni tropicali sono sistemi depressionari organizzati in rotazione attorno a una struttura circolare centrale, detto occhio del ciclone. Al contorno dell'occhio si sviluppa un sistema di nubi convettive che prende il nome di *eyewall*. Il principale meccanismo che alimenta questo tipo di strutture è lo scambio di energia, sotto forma di calore latente e sensibile, tra le calde acque degli oceani tropicali e l'atmosfera sovrastante relativamente più fredda [Houze, 2010]. Le dimensioni di queste strutture possono raggiungere le migliaia di chilometri di diametro e la loro durata può arrivare a diverse settimane.

I cicloni tropicali si formano nella cosiddetta *InterTropical Convergence Zone* (ITCZ), una fascia compresa tra i $\pm 5^\circ$ e i $\pm 20^\circ$ di latitudine, in cui la forza di Coriolis è tale da produrre la vorticità necessaria per il loro sviluppo. Le zone di maggior ciclogenesi sono caratterizzate da elevati valori di vorticità nel campo di vento superficiale e da profili di temperatura caratteristici di un'atmosfera instabile in condizioni di saturazione. Questa particolare condizione è dovuta ai flussi di calore e umidità molto intensi che rendono gli strati bassi dell'atmosfera caldi e umidi e, di conseguenza, instabili: s'innescano moti ascensionali che permettono lo sviluppo di convezione profonda. I flussi d'aria calda e umida che salgono nell'alta troposfera tramite la convezione, sotto l'effetto della forza di Coriolis, iniziano a ruotare attorno al centro di bassa pressione, andando così a formare la tipica struttura spiraliforme degli uragani.

L'importanza dei flussi di calore e di umidità in questi sistemi è stata evidenziata per la prima volta da Emanuel [1986] nella teoria *Wind Induced Surface Heat Exchange* (WISHE). L'autore indica nella convezione un efficiente processo di redistribuzione del calore ceduto dall'oceano all'atmosfera. Emanuel [1986] introduce, inoltre, un meccanismo di *feedback* positivo: un'intensa circolazione comporta maggiori flussi di calore al suolo, che vengono trasportati in quota dalla convezione, che a sua volta, attraverso il rilascio di calore latente, induce un riscaldamento locale dell'atmosfera responsabile di un conseguente aumento del gradiente barico tramite approfondimento del minimo di pressione.

Insieme ai flussi di calore, altro ruolo molto importante nella formazione dei cicloni tropicali è quello del *wind shear* verticale: il ciclone, soprattutto nella sua fase di massimo sviluppo, deve sviluppare una coerenza verticale che necessita di variazioni limitate della componente orizzontale del vento con la quota. Questa condizione risulta necessaria affinché il sistema sviluppi le tipiche caratteristiche morfologiche dei cicloni tropicali.

Uno dei tratti più caratteristici dei cicloni tropicali è la struttura del campo di vento; l'intensità del vento viene spesso utilizzata per classificare questi sistemi. Ad esempio, la NOAA utilizza la seguente scala:

- depressione tropicale: venti inferiori ai 62 km h^{-1} ,
- tempesta tropicale: intensità massima del vento compresa tra i 63 e i 118 km h^{-1} ,

- cicloni tropicali intensi: venti di intensità maggiore ai 119 km h⁻¹.

Inoltre, per indicare in maniera universale l'intensità di questi fenomeni, è spesso utilizzata la scala di Saffir – Simpson (Tabella 2.1).

Categoria	Intensità del vento (km h ⁻¹)
1	119 - 153
2	154 - 177
3	178 - 208
4	209 - 251
5	> 251

Tabella 2.1. Scala di Saffir-Simpson.

Un'ulteriore caratteristica di questi sistemi è la tipica struttura a bande del campo di vento: nelle vicinanze del centro del ciclone l'intensità del vento tende a raggiungere i valori minimi, mentre i venti più intensi si dispongono ad una certa distanza, tipicamente compresa tra i 10 e i 100 km dall'occhio, andando a formare un anello.

La nomenclatura dei cicloni tropicali è assai varia; tale varietà dipende dalla regione in cui il sistema ciclonico si sviluppa. Il nome ciclone viene utilizzato nella parte meridionale dell'oceano Pacifico e nell'Oceano Indiano, il termine uragano nell'Oceano Atlantico e nel Pacifico nord-orientale, mentre si utilizza il nome tifone per indicare un ciclone sviluppatosi nel nord dell'Oceano Pacifico.

La tipica struttura di un ciclone tropicale è mostrata in Figura 2.1. La zona centrale, conosciuta come occhio del ciclone, è priva di precipitazioni e l'intensità del vento è quasi nulla. Queste peculiari caratteristiche sono dovute alla notevole stabilità dell'atmosfera in questa zona e a una caratteristica inversione termica al di sopra di uno strato limite a contatto con l'oceano. Per quanto appena elencato, le nubi presenti in questo settore sono tipicamente nubi basse a sviluppo prevalentemente orizzontale come

strati e stratocumuli. Allontanandosi dal centro del ciclone si nota un sistema di nubi a elevato sviluppo verticale che si ergono attorno all'occhio: l'*eyewall*. La particolare inclinazione verso l'esterno di questo sistema nuvoloso è dovuta a quella che viene chiamata circolazione secondaria (Figura 2.2). Il tratto di circolazione secondaria diretto verso il centro del ciclone nei bassi strati, accumula energia tramite i flussi turbolenti di calore sensibile e latente che viene, in seguito, rilasciata nel tratto verticale della circolazione. Questo rilascio di energia, principalmente sotto forma di calore latente di condensazione del vapore acqueo, risulta necessario per il mantenimento della struttura verticale e dell'intensità del sistema.

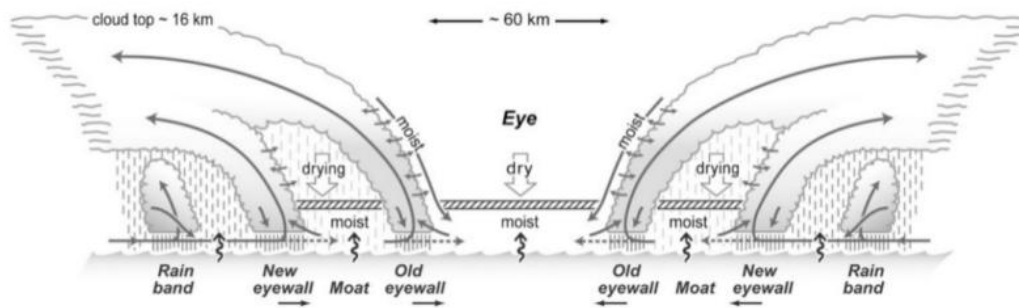


Figura 2.1. Sezione verticale di modello concettuale di ciclone tropicale [Houze, 2010].

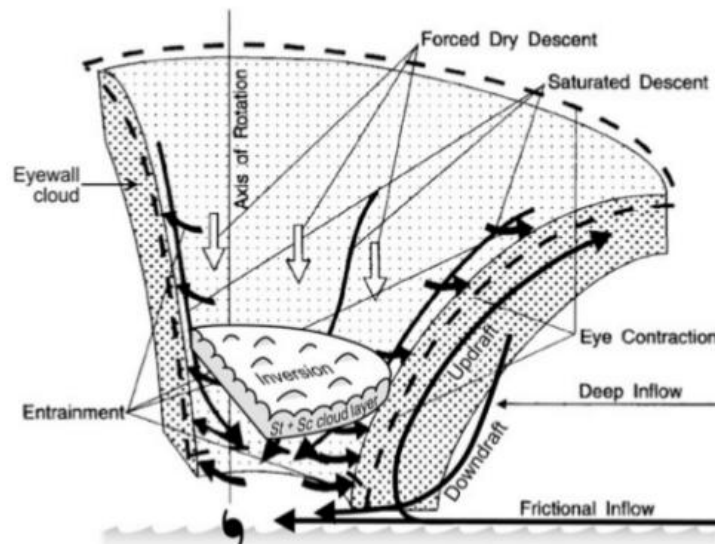


Figura 2.2. Rappresentazione della circolazione secondaria nella regione dell'eyewall di un ciclone tropicale [Houze, 2010].

Nella già citata teoria WISHE Emanuel [1986] individua come unico elemento necessario all'intensificazione e allo sviluppo di un uragano l'interazione fra oceano e atmosfera e propone una schematizzazione del ciclo energetico di un uragano tramite un ciclo di Carnot (Figura 2.3) [Emanuel, 1991]:

- [a – b] Espansione isoterma: l'aria dei bassi strati atmosferici si avvicina al centro del ciclone diminuendo la pressione e aumentando la propria entropia a causa di una perdita di energia cinetica e di un contemporaneo trasferimento di entalpia dalla superficie del mare. Il momento angolare diminuisce a causa dell'attrito con la superficie.
- [b – c] Espansione adiabatica: il flusso si solleva in corrispondenza dell'*eyewall* conservando momento angolare ed entropia.
- [c – d] Compressione isoterma: l'aria ridiscende lontano dal centro del ciclone perdendo l'entropia e guadagnando momento angolare per interazione con l'ambiente esterno.
- [d – a] Compressione adiabatica: chiusura del ciclo con un flusso di aria che si muove su superfici che conservano momento angolare ed entropia.

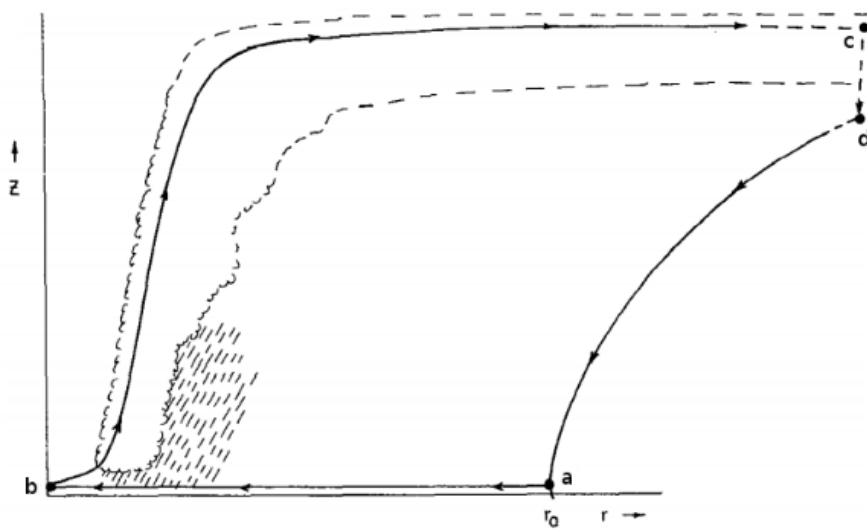


Figura 2.3. Schematizzazione di un ciclone tropicale mediante un ciclo di Carnot [Emanuel, 1991].

I processi rappresentati da Emanuel [1991] sono comunque lontani dalla descrizione di ciò che si osserva nella realtà; ad esempio, l'aria ascendente può interagire con gli strati alti dell'atmosfera formando uno strato nuvoloso, detto *overcast*, che può ricoprire tutta la parte centrale del sistema ciclonico e rendere non visibile l'occhio. Nonostante questa poca rappresentatività delle situazioni reali, Emanuel [1991] ha avuto il merito di sottolineare l'importanza del cosiddetto *warm core*, cioè la struttura termodinamica verticale caratteristica di un ciclone tropicale. Il *warm core*, o nucleo caldo, può essere definito come un'anomalia positiva di temperatura, localizzata negli strati medio-bassi dell'atmosfera.

Il nucleo caldo è una delle caratteristiche principali dei cicloni tropicali e, come tale, è stato utilizzato come indicatore delle caratteristiche tropicali o extra tropicali di un ciclone durante la sua evoluzione [Hart, 2003]. I meccanismi attraverso i quali l'energia viene trasferita dall'oceano all'atmosfera richiedono un gradiente verticale di temperatura tra superficie del mare e alta troposfera molto elevato [Palmén, 1948]. Pertanto, un ciclone tropicale per potersi sviluppare necessita di una temperatura della superficie del mare (*seasurface temperature*, SST), di almeno 26°C. Questa temperatura molto elevata, deriva dal fatto che nelle regioni tropicali le immissioni di aria più fredda proveniente dalle latitudini più alte non corrispondono mai ad aria molto fredda; pertanto per avere un gradiente all'interfaccia mare-atmosfera molto elevato saranno necessarie $SST > 26^{\circ} C$.

Un altro degli aspetti molto interessanti legati ai cicloni tropicali è la fulminazione. Le goccioline di pioggia presenti nell'*eyewall* si formano per collisione e coalescenza in uno strato atmosferico con temperature positive e non raggiungono mai la fase solida, dando luogo alla cosiddetta pioggia calda. Sopra lo zero termico, invece, le idrometeore in fase ghiacciata si formano per brinamento o, nel caso delle graupel, per *riming* delle goccioline d'acqua. Raggiunte determinate dimensioni i cristalli di ghiaccio precipitano dando luogo alle precipitazioni caratteristiche dell'*eyewall*. Alcuni dei cristalli di ghiaccio, in particolare quelli di dimensioni più limitate, precipitano più lentamente e sono trasportati nelle regioni più esterne dell'uragano dalla componente radiale del vento. Durante questo tragitto si possono verificare urti tra graupel e particelle ghiacciate più piccole che acquisiscono così cariche opposte. In generale, i segni delle

cariche dipendono dalla temperatura e dal contenuto di acqua del volume di nube considerato, ma, nella maggior parte dei casi, la graupel acquisisce carica positiva mentre le particelle più piccole carica negativa (Figura 2.4). La circolazione tipica dell'*eyewall* tende a trasportare le particelle di ghiaccio più piccole verso l'alto e verso l'esterno, allontanandole dalle graupel, creando così due regioni di cariche opposte: una negativa in alto e una positiva in basso. Il campo elettrico locale avrà quindi una componente verticale, e quando questa raggiungerà valori tali da produrre ionizzazione si avrà una scarica. L'intensità del campo elettrico aumenta in maniera proporzionale alla velocità degli *updraft* [Price et al., 2009] e pertanto il massimo di attività elettrica è localizzato in corrispondenza dell'*eyewall*.

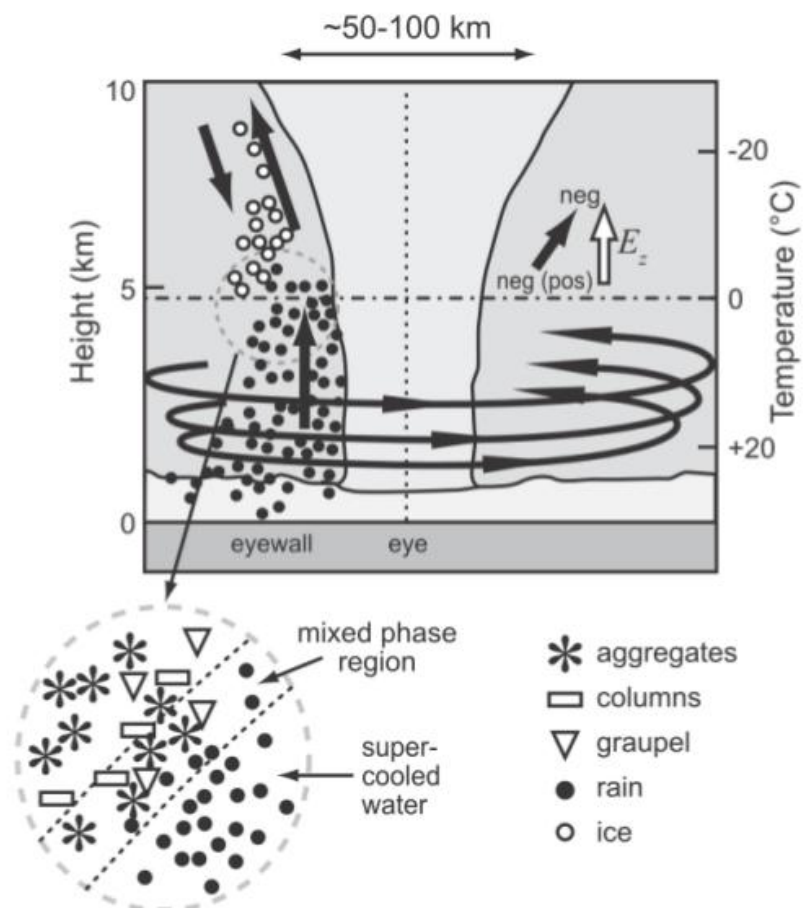


Figura 2.4. Rappresentazione dei processi di carica dei cristalli di ghiaccio e della loro separazione all'interno dell'*eyewall* [Houze, 2010].

Uno degli aspetti più controversi relativi alla fulminazione in un ciclone tropicale è il

legame tra questa e l'intensità del sistema. È stato più volte evidenziato come l'intensificazione di un uragano dipenda dalla convezione e come questa sia particolarmente vigorosa nelle prime fasi del ciclo di vita del sistema. Da queste osservazioni nasce, ad esempio, l'idea di alcuni autori [Price et al., 2009; Molinari et al., 1999] di utilizzare i dati di fulminazione come un metodo diagnostico per le prime fasi di sviluppo di un ciclone tropicale e come indicatore dell'evoluzione futura del sistema (Figura 2.5).

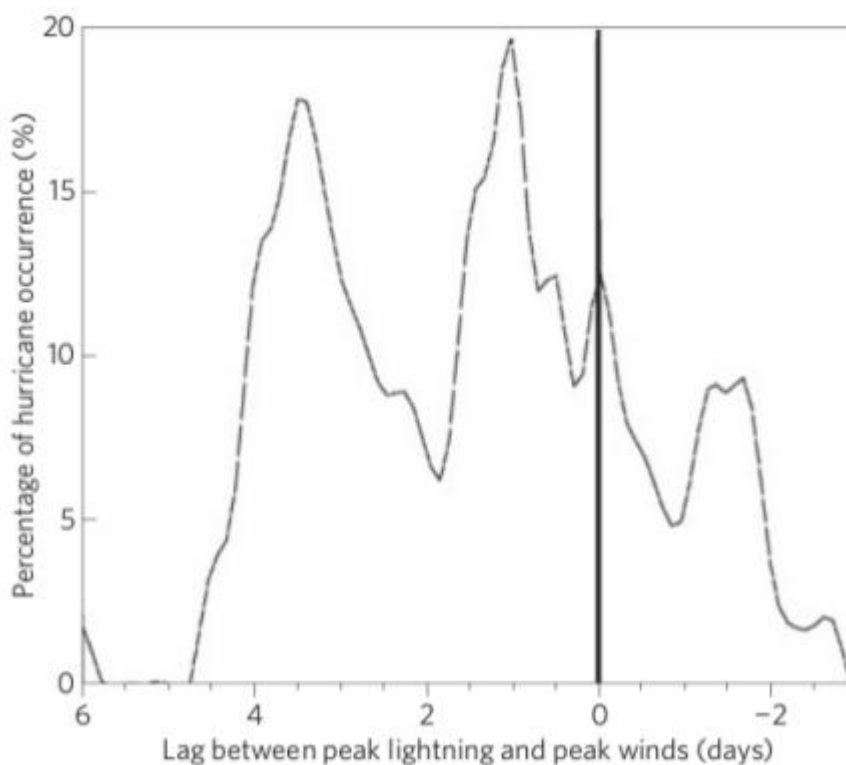


Figura 2.5. Sfasamento temporale tra il massimo di attività elettrica e quello dell'intensità dei venti superficiali per 56 uragani [Price et al., 2009].

La notevole intensità dei campi di vento e delle precipitazioni nei cicloni tropicali rende questo tipo di fenomeni molto pericolosi. Nel corso degli anni si sono sviluppate pertanto una serie di tecniche per il loro monitoraggio. Una delle tecniche tuttora più utilizzate è la cosiddetta tecnica di Dvorak [1972, 1975]: questo metodo empirico lega la struttura nuvolosa di un ciclone tropicale alla sua intensità utilizzando l'indice numerico *current intensity* (CI) che corrisponde a una stima dell'intensità massima dei venti al

suolo [*maximum surfacewind* (MSW)]. Le limitazioni principali di questa tecnica riguardano a) la relazione fra struttura nuvolosa e l'intensità del vento al suolo, basata esclusivamente sulla conoscenza empirica della struttura dei cicloni tropicali, e b) il fatto che non sia un metodo automatizzato, ma richiede la presenza di un analista per ricondurre il sistema nuvoloso in esame a una struttura precedentemente tabulata (Figura 2.6).

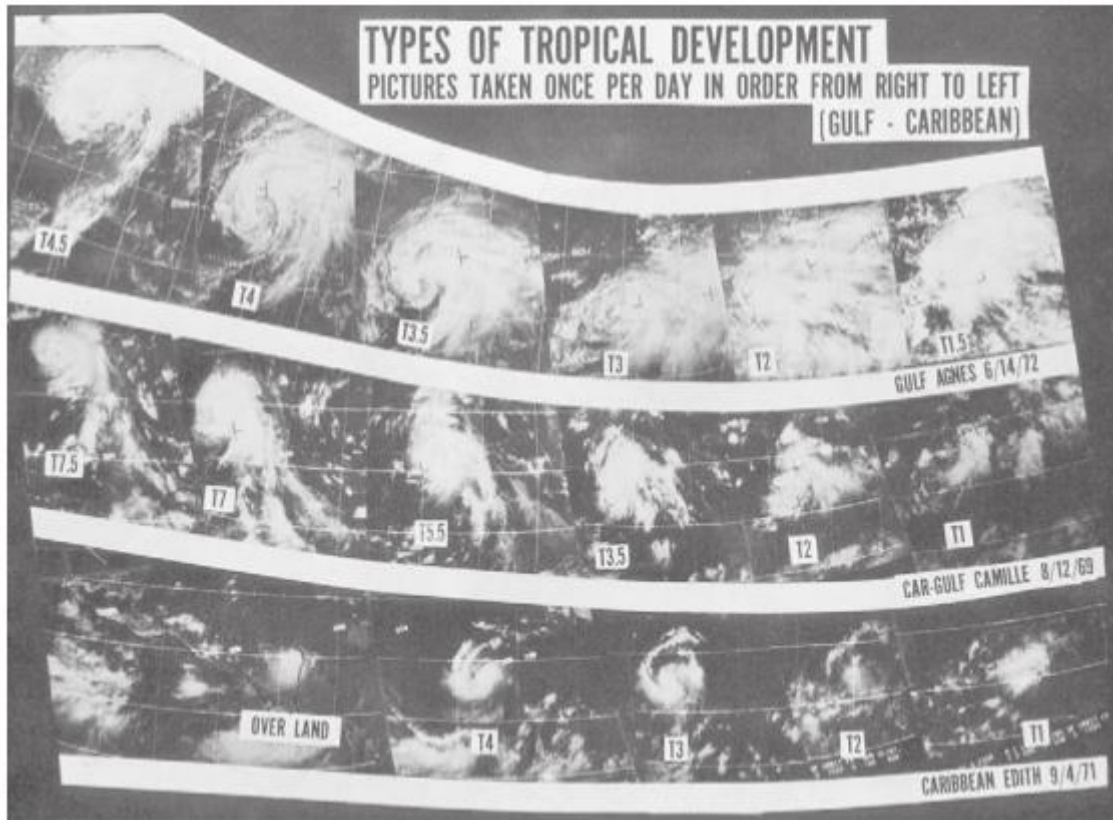


Figura 2.6. Esempio di sistema nuvoloso caratteristico di un ciclone tropicale in fase di sviluppo [Velden et al., 2006].

La tecnica di Dvorak, grazie all'aumento della disponibilità di dati da satellite e delle conoscenze teoriche sui cicloni tropicali, è stata migliorata nel corso degli anni, arrivando fino a una versione automatizzata [Velden et al., 1998, 2006] per l'individuazione del centro di bassa pressione e del campo di vento al suolo. Parallelamente a questa tecnica sono stati sviluppati altri metodi d'individuazione dei cicloni tropicali basati su dati da satellite; ad esempio Olander and Velden [2009] hanno sviluppato un sistema di analisi dell'intensità del sistema ciclonico basandosi su

combinazioni di canali nella banda del vapore acqueo (6.5 μm) e nell'IR (10.7 μm). Altro esempio di metodo di *detection* dei cicloni tropicali è quello sviluppato da Wimmers and Velden [2010]; in questo caso sono state utilizzate le MW per l'individuazione dei sistemi convettivi associati all'*eyewall* e la struttura a bande delle precipitazioni.

2.2 Mediterranean hurricane

A causa delle sue particolari caratteristiche geografiche, il bacino del Mediterraneo è una regione particolarmente favorevole alla ciclogenesi [Campins et al., 2011]. L'estensione delle catene montuose attorno al mar Mediterraneo, la complessa alternanza di terre emerse e mare e l'incrocio dei flussi caldo-umidi dal sud con quelli freddi-secchi dal nord, fanno sì che in questa zona geografica si sviluppino un notevole numero di sistemi depressionari (Figura 2.7) con caratteristiche molto diverse tra loro (Figura 2.8).

Per poter classificare le diverse caratteristiche dei cicloni Trigo et al. [1999b] divisero la ciclogenesi nel Mediterraneo in base alla stagionalità degli eventi. Nel periodo invernale la causa principale della formazione dei cicloni è l'instabilità baroclina e l'area con una maggiore ciclogenesi è quella sottovento alle Alpi [Buzzi and Tibaldi, 1978].

La regione del mar Egeo, a causa dell'interazione tra l'orografia dei Balcani e le saccature in quota, è un'altra delle zone d'intensa ciclogenesi in questa stagione. In primavera e in estate la distribuzione dei cicloni è più uniforme rispetto alla stagione invernale. Esistono comunque regioni più favorevoli alla formazione dei cicloni, come ad esempio la zona delle coste del Nord Africa in cui gli elevati gradienti termici interagiscono con gli effetti causati dall'orografia dell'Atlante.

Occasionalmente è possibile individuare sistemi ciclonici molto intensi, simili a cicloni tropicali, svilupparsi in corrispondenza di elevati valori di SST del mar Mediterraneo: i medicane.

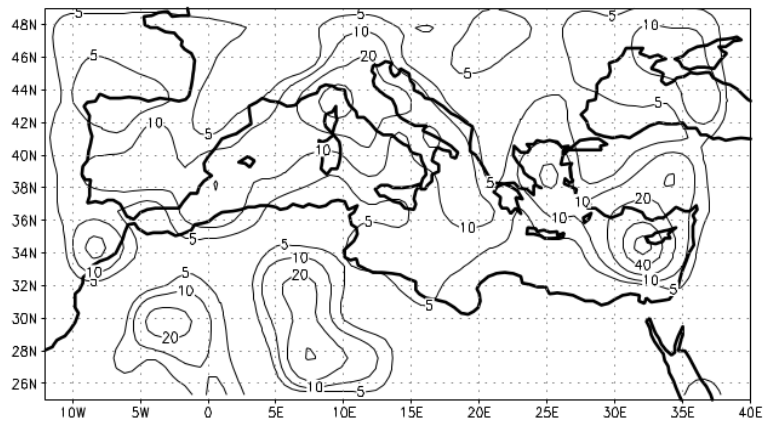


Figura 2.7. Numero medio di cicloni per anno su un grigliato $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ [Campins et al., 2011].

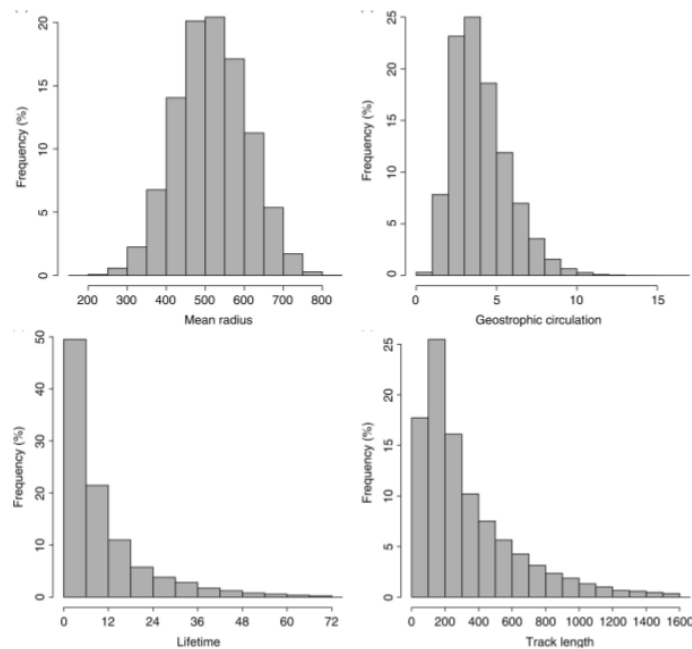


Figura 2.8. Istogrammi di raggio medio in km (in alto a sinistra), circolazione geostrofica in GCU (in alto a destra), ciclo di vita in ore (in basso a sinistra) e tragitto percorso in km (in basso a destra) individuati nelle rianalisi ERA-40 [Campins et al., 2011].

Questo tipo di eventi fu inizialmente interpretato come un fenomeno simile ai *Polar Low*, sistemi depressionari che si sviluppano alle latitudini polari. I *Polar Low* si formano a causa dell'instabilità creata dal gradiente termico tra l'aria gelida proveniente dalla banchisa e il mare relativamente caldo, che provoca la formazione di un *warm*

core e di un occhio privo di precipitazioni e ventosità contornato da un *eyewall* [Rasmussen and Zick, 1987]. Lo sviluppo di questi fenomeni avviene sporadicamente anche alle medie latitudini. Si parla, ad esempio, di *Mediterranean Polar Low* (MPL), quando si ha un'avvezione d'aria molto fredda e secca su un mare relativamente caldo come il mar Mediterraneo in grado di innescare un sistema vorticoso alla mesoscala. La scala spaziale comparabile, la forte simmetria, la presenza di un *warm core* e di un occhio sono caratteristiche che rendono i MPL e i medicane sistemi molto simili, soprattutto in una fase già matura del loro ciclo di vita. La discriminante tra questi sistemi è la fase di sviluppo iniziale e, in particolare, i meccanismi che entrano in gioco in questa fase: per i MPL l'instabilità baroclina e per i medicane l'instabilità barotropica. A partire dagli anni ottanta diversi studi sui cicloni di tipo tropicale sul Mediterraneo sono stati condotti. Ernst and Matson [1983] hanno analizzato un sistema sviluppatosi nel gennaio 1982 a sud del mar Ionio tramite immagini satellitari. Dati provenienti da navi di passaggio nelle vicinanze e il profilo di temperatura ricavato tramite dati satellitari hanno permesso di individuare un nucleo caldo e un occhio sgombro da nubi. Gli autori hanno sottolineato come il sistema analizzato mostrasse caratteristiche e dinamiche tipiche dei cicloni tropicali.

Un altro caso ben documentato è stato riportato da Rasmussen and Zick [1987]. Il sistema in esame si sviluppò tra settembre e ottobre del 1983 sul Mediterraneo occidentale. L'analisi sinottica mostra la presenza di un *cut-off low* in coincidenza della zona dove si sviluppò il sistema e i radiosondaggi disponibili riportarono un *warm core* nella bassa troposfera. Gli autori dell'articolo indicarono come meccanismo di formazione e di mantenimento del sistema non l'instabilità baroclina, bensì, in analogia con i cicloni tropicali, la forte convezione e l'interazione mare-terra tramite flussi di calore.

Evento molto studiato è quello di gennaio 1995 [Lagouvardos et al., 1999], in cui le nubi avevano una tipica struttura spiraliforme e l'occhio del ciclone era ben visibile dalle immagini satellitari (Figura 2.9). La temperatura superficiale, misurata da una nave che stava attraversando la tempesta, indicava la presenza di un nucleo caldo al suolo (Figura 2.10). La temperatura superficiale del mare è dunque un punto di contatto tra i medicane e i cicloni tropicali, rappresentando essere una delle variabili chiave per

la loro formazione. Diversi altri studi [Homar et al., 2003; Fita et al., 2007] dimostrano come variazioni di pochi gradi possono avere una forte incidenza sull'innesco o meno del ciclone tropicale e sulla sua intensità. Tous and Romero [2013] hanno individuato come la SST debba essere maggiore di 15°C affinché si possa sviluppare un medicane.



Figura 2.9. Immagine satellitare nel VIS del medicane del gennaio 1995.

Lo stesso evento di gennaio 1995 è stato analizzato da Pytharoulis et al. [2000] al fine di valutare il ruolo dei flussi di calore nelle fasi iniziale e matura del medicane. Il risultato di questo studio stabilisce da un lato che i flussi di calore, così come avviene per i cicloni tropicali, sono di fondamentale importanza per lo sviluppo del medicane e

dall'altro che il calore latente e quello sensibile hanno intensità confrontabili tra loro, proprio come avviene per i *polar low* [Reale and Atlas, 2001]. Tuttavia, studi successivi dimostrano come la caratteristica comune con i *polar low* emersa dagli studi di Pytharoulis et al. [2000] fu dovuta probabilmente al periodo dell'anno in cui si sviluppò il medicane. Reale and Atlas [2001] e Moscatello et al. [2008] hanno osservato come i flussi di calore latente sono, in generale, molto maggiori di quelli di calore sensibile.

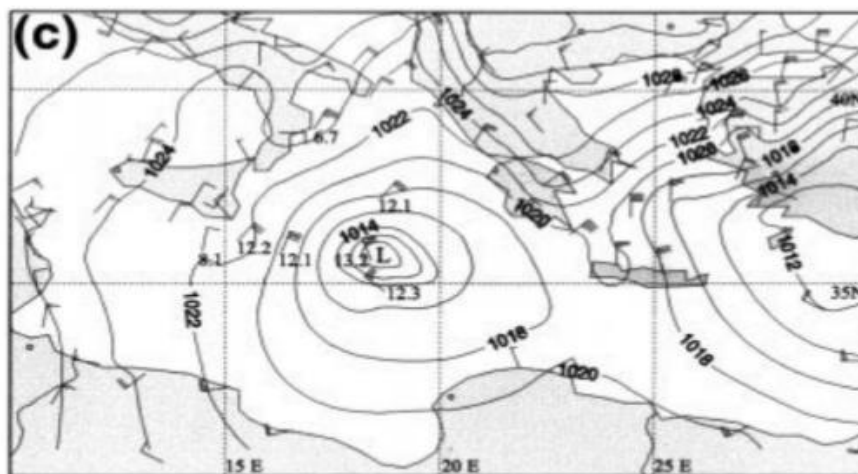


Figura 2.10. Pressione a livello del mare (linee continue) e temperature a livello del mare misurate da una nave di passaggio [Lagouvardos et al., 1999].

A supporto dell'importanza dei flussi superficiali, Homar et al. [2003] studiarono l'evoluzione di un ciclone con caratteristiche tropicali al variare dei flussi di calore. Attraverso vari test di sensibilità, gli autori notarono come al diminuire dei flussi di calore sensibile l'intero sistema ne risentiva esclusivamente in termini d'intensità, mentre al diminuire dei flussi di calore latente, si raggiungeva la condizione limite in cui il ciclone poteva anche non svilupparsi.

Altro caso di studio molto approfondito è quello del mese di ottobre 1996 per il quale Reale and Atlas [2001] analizzarono la struttura verticale del sistema e i campi di vento, di pressione e di temperatura alla superficie. Gli autori sottolineano le tante analogie tra cicloni tropicali e medicane, soffermandosi in particolar modo sulle caratteristiche del campo di vento. Per classificare i medicane in base alla velocità del vento, come per i cicloni tropicali, viene utilizzata spesso la scala Saffir-Simpson, anche se difficilmente

vengono raggiunta la categoria 3 (velocità $> 177 \text{ km h}^{-1}$). Nell'articolo, inoltre, è stato ben evidenziato come il sistema si fosse sviluppato in un ambiente con una forte instabilità baroclinica, ma che questa non avesse avuto un ruolo fondamentale nello sviluppo del ciclone.

L'evento più recente preso in esame dalla comunità scientifica è quello di settembre 2006 [Moscatello et al., 2008; Laviola et al., 2011]. Il sistema si sviluppò nell'area della Puglia e assunse caratteristiche molto particolari: forte intensità del vento e della precipitazione, scala spaziale molto ridotta e ciclo di vita molto breve. Inoltre, poiché il sistema attraversò la penisola salentina, fu possibile disporre di misure di precipitazione e profili di vento da strumenti *in situ* (Figura 2.11).

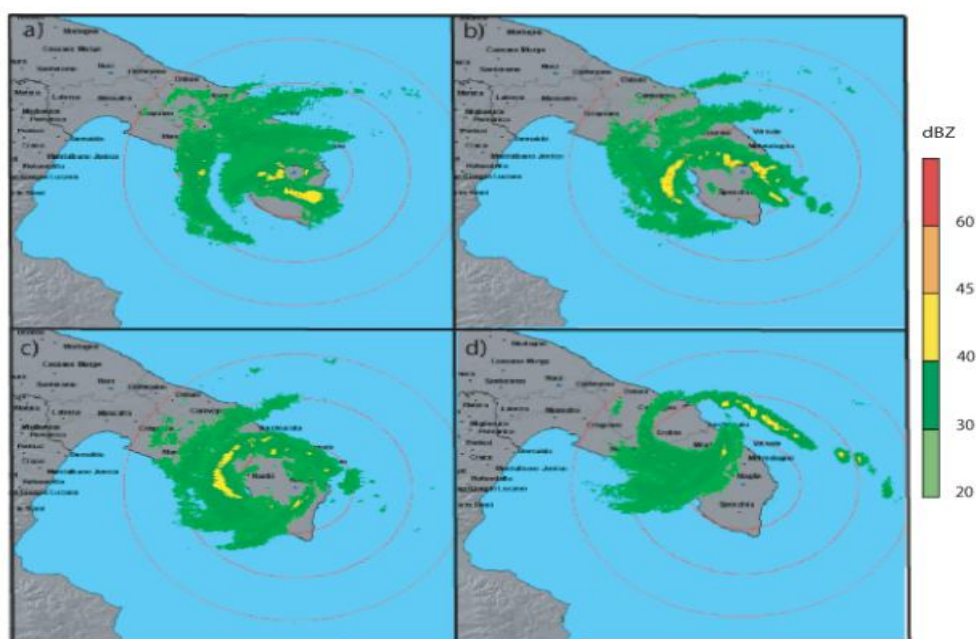


Figura 2.11. Mappe di riflettività radar (dBZ) del 26 settembre 2006 alle 0820 UTC (a), 0840 UTC (b), 0900 UTC (c) e 0940 UTC (d) [Moscatello et al. 2008].

La notevole intensità e la struttura a bande delle precipitazioni sono due delle caratteristiche principali dei cicloni con caratteristiche tropicali sul Mediterraneo. La possibilità di condurre misure di precipitazione è limitata dal fatto che questo tipo di sistemi trascorrono gran parte del loro ciclo di vita sul mare. Pertanto, nel corso degli anni sono state utilizzate diverse tecniche di *remote sensing* per stimare le precipitazioni

associate a questi cicloni. Nel lavoro di Luque et al. [2007] sono stati utilizzati i dati nell'IR per la stima di precipitazione in occasione di tre diversi eventi (settembre 1996, ottobre 2003 e dicembre 2005). Gli autori hanno osservato come il numero di pixel piovosi raggiunse il massimo in concomitanza dello sviluppo dell'occhio del ciclone e come, per i casi del 1996 e del 2003, l'orografia abbia influenzato l'intensità delle precipitazioni, determinando un massimo in corrispondenza del passaggio dei medicane sulla Sardegna. Il ruolo dell'orografia nello sviluppo dei medicane è tuttora in discussione, non essendo ancora ben chiara la sua importanza. A sostegno di quanto mostrato da Luque et al. [2007], Moscatello et al. [2008] evidenziano come la ciclogenesi sottovento alla catena montuosa dell'Atlante sia responsabile della formazione del sistema ciclonico di settembre 2006. Al contrario, Homar et al. [2003] hanno eseguito una serie di simulazioni per indagare il ruolo dell'orografia sulla formazione di questi sistemi e hanno riscontrato, in contrapposizione con quanto appena detto, un suo ruolo marginale, non determinante nella formazione e nell'intensità del ciclone. Claud et al. [2010], invece, utilizzando le MW e, in particolare, i canali dell'AMSU-B e del MHS, hanno stimato le precipitazioni negli eventi ciclonici di settembre 2006, maggio 2003 e dicembre 2005. L'utilizzo della differenza tra i canali a 184 GHz (183.31 ± 1 GHz) e 190 GHz (183.31 ± 7 GHz) ha permesso l'individuazione dei pixel precipitanti e, mediante adattamento del criterio *Deep Convection Threshold* (DCT) alle medie latitudini, ha reso possibile l'individuazione dei pixel in cui si verificò convezione profonda.

I canali AMSU-B per la stima della precipitazione in un sistema ciclonico sono stati utilizzati da Laviola et al. [2011] per studiare il medicane che attraversò la Puglia nel settembre 2006. La stima di precipitazione è stata condotta tramite l'utilizzo dell'algoritmo 183-WSL [Laviola and Levizzani, 2008, 2011; Laviola et al., 2013] ed è stata in seguito confrontata con gli output del modello WRF. Il confronto mostra come il modello individui più aree piovose rispetto a quelle individuate dall'algoritmo 183-WSL e come quest'ultimo stimi meglio l'intensità delle piogge di tipo convettivo.

All'aumentare degli eventi con caratteristiche tropicali nel bacino del Mediterraneo si è cercato di sviluppare metodi di classificazione sempre più precisi. Un esempio a tale scopo è l'algoritmo di Tous and Romero [2011, 2013] applicato a una serie di eventi compresi nel periodo 1982–2003 (Figura 2.12). I criteri utilizzati dagli autori riguardano i campi di temperatura al suolo, i campi di vento a diverse quote, la vorticità nei bassi strati e i campi di umidità nella medio-bassa troposfera. Questo metodo si è rivelato però molto rigido: le soglie utilizzate portano all'esclusione di noti casi di medicane precedentemente analizzati.

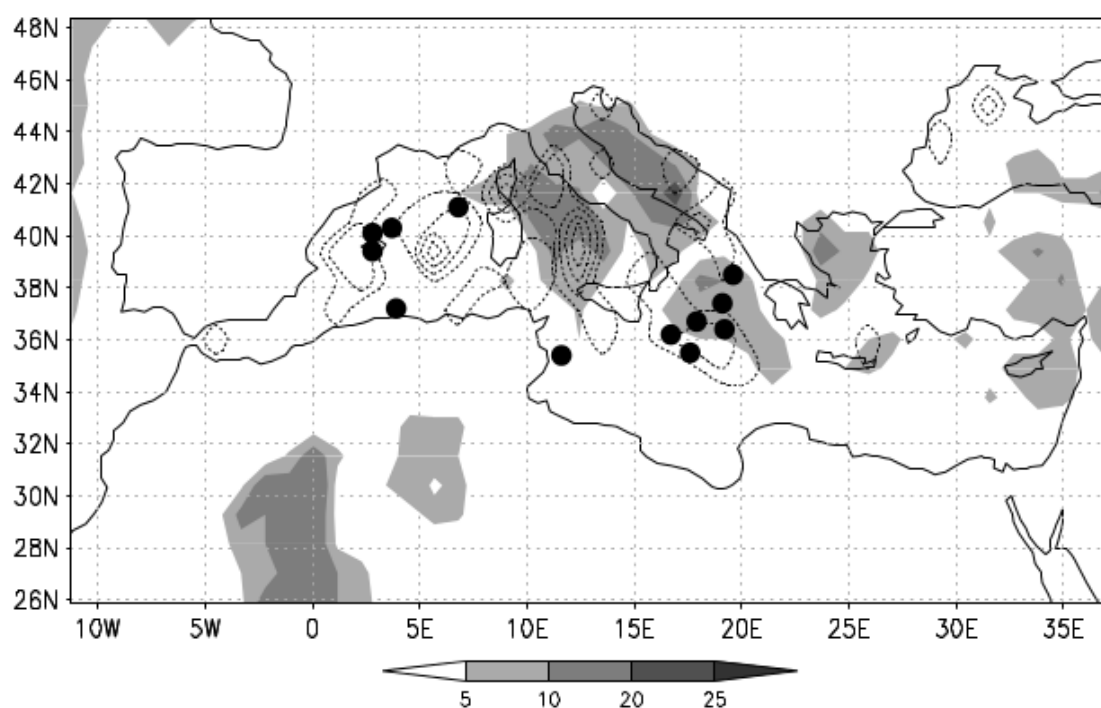


Figura 2.12. Distribuzione della densità spaziale di cicloni intensi esaminati dal progetto MEDEX (gradazioni di grigio) intesa come numero di eventi in un quadrato lat-lon di $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ e i 12 medicane individuati (punti neri) [Tous and Romero, 2013].

Nonostante lo scarso successo del loro metodo di classificazione, Tous and Romero [2011, 2013] hanno contribuito in maniera sostanziale al miglioramento delle conoscenze sui medicane per un importante aspetto: uno degli indici utilizzati, lo *shear* del vento tra 850 e 250 hPa, è stato in grado di mostrare il ruolo dell'instabilità baroclina nello sviluppo dei medicane. Il lavoro ha mostrato come piccoli valori di *shear* verticale del vento comportino, in analogia con quanto visto per i cicloni tropicali, un ruolo marginale dell'instabilità baroclina nella fase di sviluppo dei medicane.

Le problematiche relative a un metodo di classificazione derivano, nella maggior parte dei casi, dalla mancanza di misure dirette, dalle risoluzioni spaziali e temporali delle rianalisi non sempre sufficienti per lo studio di questi sistemi e dal fatto che i metodi di remote sensing non sempre permettono la formulazione di criteri per discriminare i medicane dai più comuni cicloni di origine baroclina. Una lista di possibili medicane per il periodo 1982-2007 è, comunque, stata ricavata tramite l'analisi d'immagini satellitari ed è disponibile sul sito dell'Università delle Isole Baleari: <http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/medicane>.

Un metodo più sensibile alle dinamiche e alla fisica dei medicane, e di conseguenza più attendibile, è quello sviluppato da Hart [2003]. Questo sistema di classificazione sfrutta un diagramma a tre parametri (simmetria termica nella bassa troposfera, vento termico nella bassa troposfera e vento termico nell'alta troposfera) per valutare, attraverso una serie di soglie, la simmetria geometrica e il nucleo caldo. Il metodo di classificazione, inizialmente concepito per l'analisi dei cicloni tropicali, fu facilmente riadattato ai medicane rivedendo le soglie utilizzate [Chaboureau et al., 2012].

In un recente articolo, Miglietta et al. [2013], utilizzando proprio un riadattamento dei diagrammi di fase di Hart, hanno redatto una lista di eventi ciclonici con caratteristiche tropicali (Figura 2.13).

Da questa breve introduzione sui medicane è possibile notare come lo studio di questo tipo di sistemi poggia sicuramente su basi solide, quali le teorie sulle dinamiche dei cicloni tropicali, ma le caratteristiche proprie dei medicane rendono tali fenomeni ancora poco conosciuti. Oltre alle caratteristiche comuni che legano cicloni tropicali e TLC, può essere utile riassumere alcune grandezze tipiche di quest'ultimo tipo di sistemi:

Domain	Area	Date (Day/Month/Year)	Radius (km)	TLC Phase (h)	Min. Pressure (hPa)	Max. Wind at 900 hPa (m s ⁻¹)	SST and Anomaly (°C)	Jet Stream
<i>Central</i>								
1	Ionian	13/09/1999	150	6	1007	23	25–27	yes
2	Sicily	10-11/09/2000	100	15	1006	22	21–26	yes
3	SE Italy	26/09/2006	100	12	980	45	20–26 (+1)	yes
4	Ionian	04/12/2008	100	3	990	42	16–18 (+1)	yes
5	S Italy	13-14/04/2012	50–150	21	982	39	14–17(+1)	in the initial phase
<i>South</i>								
6	Ionian	19/09/2004	50	3	1005	26	23–26(+1)	no
7	Sicily Strait	03-06/11/2004	50–50	3-3	1000–1005	30–24	22–25(+3)	yes
<i>East</i>								
8	Aegean Sea	09/10/2000	50	3	1000	24	19–23	yes
9	Libya-Crete	13-15/12/2005	50–100	6-12-15	996-986-986	40-38-26	17–21(+1.5)	yes
<i>West</i>								
10	West Sardinia	27/05/2003	50–100	24	1000	30	18–20 (–1)	yes
11	Balearic Islands	17-18/10/2003	100–150	18	990	42	19–23(+1.5)	yes
12	Balearic Islands	17/10/2007	50–100	12	1011	24	21–23(+2)	no
13	S France	26/10/2007	100	6	996	38	17–20 (0)	no
14	Balearic Islands and S France	06-08/11/2011	150–200	63	990	46	17–22(+2.5)	in the initial phase

All values refer to the phase when the cyclones show tropical characteristics. Inner domain fields are analyzed at 3 h interval. Data of daily SST and of its anomaly with respect to the monthly average are evaluated along the tracks of the TLC from the data of Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, available from January 2001; for the earlier periods, the ECMWF analysis absolute values, without anomaly, are considered.

Figura 2.13. Lista di casi di studio con caratteristiche tropicali e relative proprietà [Miglietta et al., 2013].

- un occhio ben definito visibile almeno per buona parte del ciclo di vita;
- un sistema nuvoloso simmetrico attorno all'occhio;
- una struttura delle precipitazioni a bande;
- venti fino a 50 m s⁻¹;
- un raggio compreso tra i 100 e i 300 km;
- una durata minima di almeno 6 ore;
- una SST di almeno 15°C.

3. Dati: osservazioni e modello

L'obiettivo di questa tesi è di contribuire al miglioramento della comprensione dei processi fisici che caratterizzano il ciclo di vita di un medicane attraverso tecniche di remote sensing. Per raggiungere tale scopo sono state utilizzate diverse tipologie di strumenti, che hanno permesso l'acquisizione di informazioni relative a diversi aspetti della fisica di un ciclone di tipo tropicale. L'utilizzo del sensore VIS-IR SEVIRI a bordo del satellite MSG ha permesso l'acquisizione di dati nell'IR nelle bande di assorbimento del vapor d'acqua e nella finestra atmosferica a $10.8 \mu\text{m}$, mentre attraverso i satelliti polari NOAA e Metop, con sensori AMSU-B e MHS, è stato possibile analizzare dati nella bande delle MW e utilizzare l'algoritmo 183-WSL. Per quanto riguarda la struttura del campo di vento, ci si è avvalsi dell'utilizzo del modello WRF, che attraverso simulazioni dell'evento in esame ha fornito i dati di vento a 10 metri di altezza dal suolo.

I dati raccolti sono stati rimappati su di una griglia fissa a 16 km per una migliore omogeneità dei dati, mentre la scelta del dominio considerato è stata influenzata dalla posizione dell'evento in esame.

3.1 MSG-SEVIRI

I satelliti in orbita geostazionaria a circa 36000 km, con a bordo il sensore SEVIRI, sono il Meteosat-10, posizionato a 0° di longitudine, il Meteosat-9, posizionato a 9.5° E, e il Meteosat-8, posto a 3.5° E. Durante questa analisi sono stati utilizzati i dati provenienti dal satellite Meteosat-9, che durante il periodo interessato dagli eventi esaminati si trovava alla longitudine di 0° . Il SEVIRI fornisce informazioni ogni 15 minuti in 12 canali spettrali (Tabella 3.1), con una risoluzione al nadir di 3 km per i

canali standard e 1 km per il canale ad alta risoluzione nella banda del VIS [Schmetz et al., 2002].

Canale	Lunghezza d'onda centrale (μm)	Larghezza spettrale del canale (μm)	Principali gas assorbenti o finestra
VIS0.6	0.635	0.56 – 0.71	Finestra
VIS0.8	0.81	0.74 – 0.88	Finestra
IR1.6	1.64	1.50 – 1.78	Finestra
IR3.9	3.92	3.48 – 4.36	Finestra
WV6.2	6.25	5.35 – 7.15	Vapore acqueo
WV7.3	7.35	6.85 – 7.85	Vapore acqueo
IR8.7	8.70	8.30 – 9.10	Finestra
IR9.7	9.66	9.38 – 9.94	Ozono
IR10.8	10.80	9.80 – 11.80	Finestra
IR12.0	12.00	11.00 – 13.00	Finestra
IR13.4	13.40	12.40 – 14.40	Anidride carbonica
HRV	0.75	0.6 – 0.9	Finestra/Vapore acqueo

Tabella 3.1. Principali caratteristiche spettrali del sensore SEVIRI.

I due canali nel VIS, VIS0.6 e VIS0.7, forniscono immagini di nubi e della superficie durante il giorno. Questi due canali permettono, inoltre, la discriminazione della vegetazione al suolo e misure di contenuto di aerosol atmosferico. Il canale IR1.6 viene utilizzato per distinguere nubi basse da suolo coperto da neve e, insieme ai canali IR3.9 e IR8.7, permette la discriminazione tra nubi di acqua liquida e nubi composte da cristalli di ghiaccio. Il canale IR3.9 viene invece utilizzato di notte per individuare nebbie e nubi basse. I due canali nella banda di assorbimento del vapore acqueo, WV6.2

e WV7.3, vengono utilizzati per ricavare la struttura del vapor d'acqua in due diversi strati atmosferici. Il canale IR8.7 viene sfruttato per individuare i sistemi nuvolosi e, insieme ai canali IR1.6 e IR3.9, permette la distinzione tra superficie terrestre e nubi ghiacciate. Il canale IR9.7 copre la banda vibrazionale dell'ozono a $9.66 \mu\text{m}$ e pertanto fornisce informazioni sul contenuto totale di ozono nella colonna atmosferica. I canali IR10.8 e IR12.0 si trovano in una finestra atmosferica e permettono di determinare la temperatura superficiale. Il canale IR13.4, coprendo una parte della banda vibrazionale dell'anidride carbonica a $15\mu\text{m}$, permette una stima della temperatura dell'atmosfera e una valutazione dell'instabilità delle masse d'aria. Il canale *High Resolution Visible* (HRV) è, con la sua risoluzione di 1 km, un ottimo supporto al *nowcasting* e a previsioni meteorologiche a breve termine.

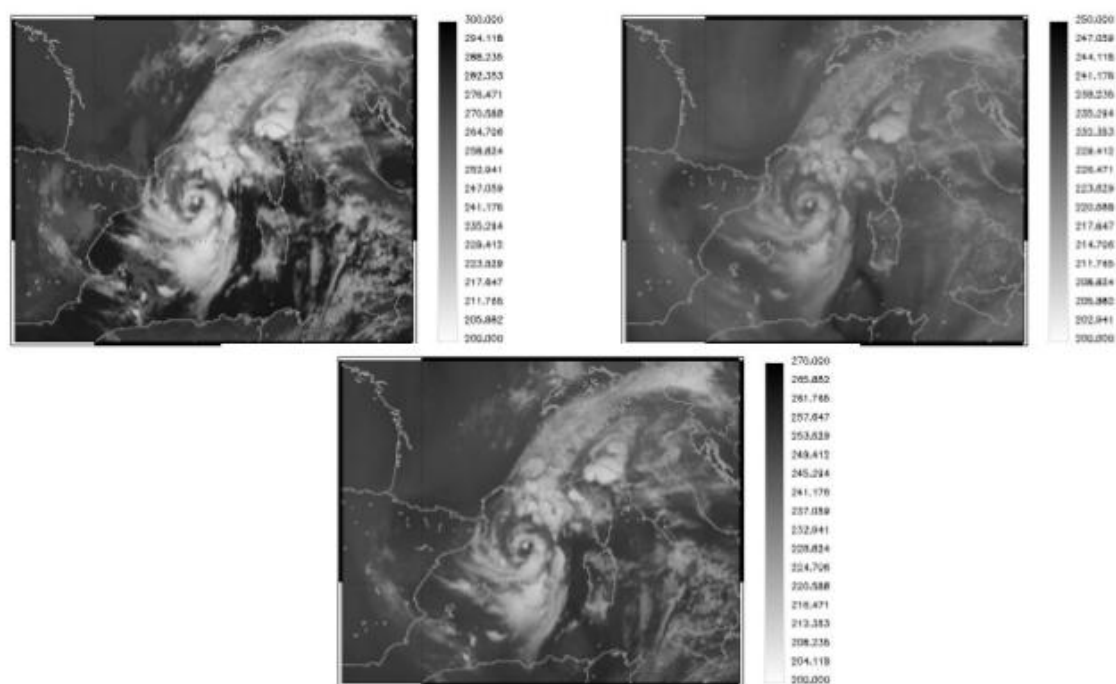


Figura 3.1. Immagini satellitari MSG del giorno 8 novembre 2011 alle ore 0100 UTC: in alto a sinistra il canale a $10.8 \mu\text{m}$, in alto a destra il canale a $6.2 \mu\text{m}$ e in basso al centro il canale a $7.3 \mu\text{m}$.

In questo lavoro di tesi saranno utilizzati il canale IR10.8 e i due canali nella banda di assorbimento del vapor d'acqua (Figura 3.1). La scelta del canale a $10.8 \mu\text{m}$ deriva dalla necessità di ricavare un'informazione sulla temperatura superficiale, sia essa del suolo o

del top della nube. I due canali del vapore acqueo, WV6.2 e WV7.3, permettono invece di valutare la struttura del vapore a quote diverse e a determinare l'intrusione delle convezioni in stratosfera. Nella Figura 3.2 si nota come il massimo della funzione peso del canale a 6.2 μm si trovi a una quota maggiore rispetto al massimo della funzione peso del canale a 7.3. In generale si considera il canale a 6.2 μm come un indicatore del contenuto di vapore acqueo in alta troposfera e il canale a 7.3 μm indicatore per la media troposfera.

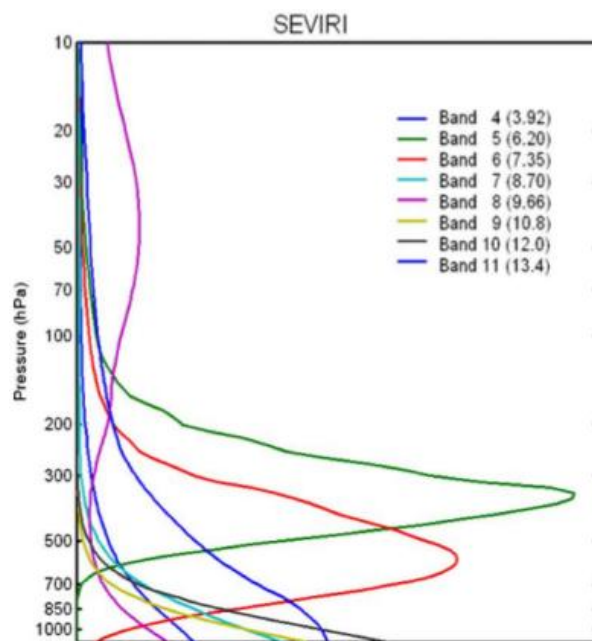


Figura 3.2. Funzioni peso dei canali SEVIRI al nadir in condizioni di atmosfera standard.

3.2 Algoritmo Watervapor Strong Lines at 183 GHz (183-WSL)

L'osservazione dell'atmosfera tramite i sensori nelle MW permette lo studio di proprietà diverse rispetto all'osservazione attraverso i canali IR e VIS.

Considerando a titolo di esempio una nube precipitante, gli strumenti VIS-IR permettono di analizzare le caratteristiche superficiali del top della nube misurando la radiazione riflessa o emessa dalle idrometeore nello strato più esterno, mentre gli strumenti che utilizzano le MW misurano la radiazione proveniente dagli strati interni della nube, che è fortemente legata alle regioni dove la precipitazione ha origine. Questa caratteristica delle MW rappresenta il motivo del loro notevole utilizzo nelle tecniche di remote sensing, soprattutto nello studio di nubi precipitanti e nella stima delle precipitazioni.

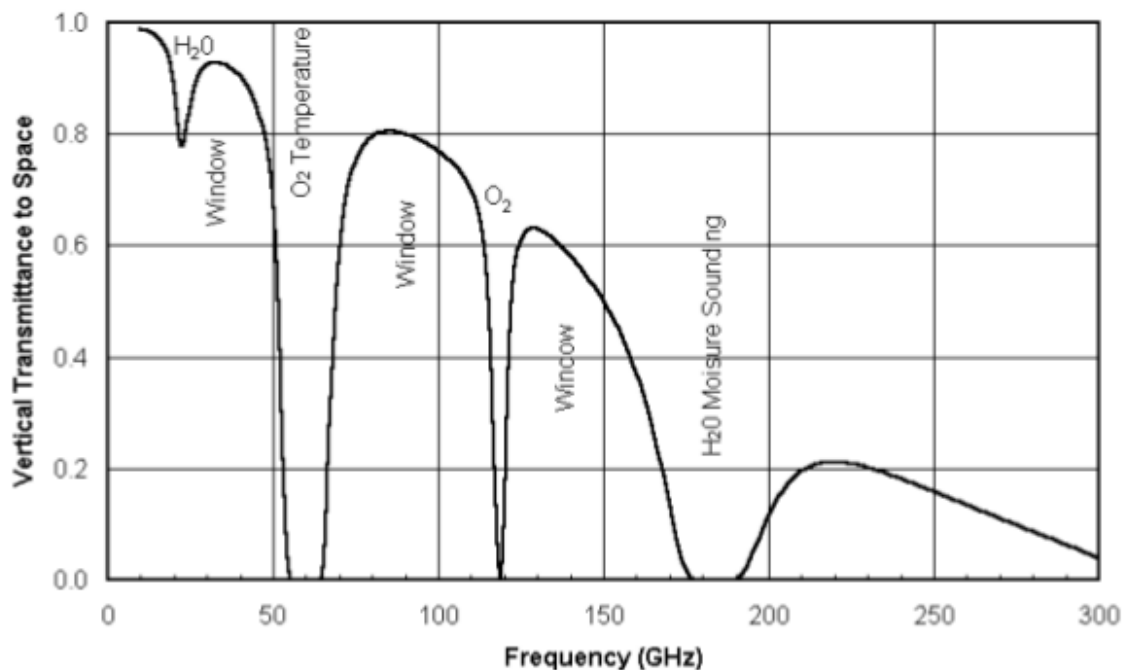


Figura 3.3. Trasmittanza dell'atmosfera nelle MW.

Laviola and Levizzani [2008, 2011] hanno sviluppato l'algoritmo 183-WSL che utilizza le bande di assorbimento in risonanza del vapore acqueo a 183 GHz (Figura 3.3) per la stima dell'intensità e della tipologia della precipitazione. L'algoritmo utilizza i canali ad alta frequenza nelle MW dei radiometri AMSU-B e MHS a bordo dei satelliti NOAA ed *EUMETSAT Polar System (EPS)-MetOp*.

I radiometri AMSU-B e MHS sono sensori ad alta frequenza e ad alta risoluzione spaziale, con un metodo di scansione *cross track*. L'*Instantaneous Field Of View (IFOV)* del sensore è di 1.1 °, circa 16 km al nadir, con un degrado lungo la linea di scansione che porta progressivamente il campo di vista istantaneo a una risoluzione minima di circa 48 km (*off nadir*) [Saunders et al., 1995].

I sensori AMSU-B/MHS utilizzano cinque canali compresi tra le frequenze 89 e 190 GHz. I primi due canali a 89 e 150 GHz (157 GHz per MHS) corrispondono a due finestre atmosferiche (Figura 3.3), mentre i canali a 183.31 ± 1 GHz (184 GHz), 183.31 ± 3 GHz (186 GHz) e 183.31 ± 7 GHz (190 GHz) si trovano nella banda di assorbimento del vapore acqueo. Le funzioni peso (Figura 3.4) dei canali a 89 e 150 GHz, frequenze alle quali la trasmittanza atmosferica ha il suo massimo valore (finestre atmosferiche), mostrano dei massimi rispettivamente alla superficie e a 1 km di quota. Le funzioni peso dei canali a 184, 186 e 190 GHz hanno, invece, massimi compresi fra i 2 e gli 8 km e permettono così di definire una struttura verticale del vapore acqueo.

I canali AMSU-B a 89 e 150 GHz vengono utilizzati per misurare l'interazione tra la radiazione e idrometeore di diverse dimensioni e diversa fase. La radiazione a 89 GHz tende a interagire con gocce d'acqua di grandi dimensioni, mentre quella a 150 GHz viene tipicamente estinta tramite *scattering* dai cristalli di ghiaccio. I canali presenti nella banda di assorbimento a 183 GHz risentono della presenza delle idrometeore negli strati compresi tra 2 e 8 km, ma la radiazione viene estinta in maniera diversa in funzione della fase di queste idrometeore. L'algoritmo 183-WSL si basa sulla proprietà delle MW di penetrare le nubi e di fornire informazioni sugli strati interni del sistema nuvoloso ed è il risultato di una regressione lineare multipla tra le temperature di brillanza nei diversi canali utilizzati e l'intensità di precipitazione derivata dai dati radar

della rete Nimrod¹[Laviola et al., 2013].

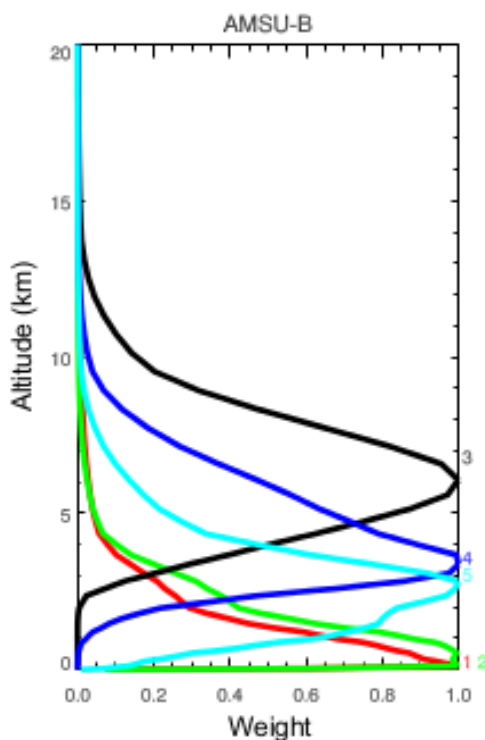


Figura 3.4. Funzioni peso normalizzate dei canali AMSU-B al nadir per un profilo atmosferico mediterraneo [Claud et al., 2010].

L'algoritmo utilizza combinazioni lineari dei valori di temperatura di brillanza nei diversi canali AMSU-B/MHS e una serie di test a cascata per fornire una stima della precipitazione e una classificazione di questa in convettiva o stratiforme.

Lo schema computazionale dell'algoritmo 183-WSL (Figura 3.5) si basa su una fase iniziale di acquisizione e predisposizione dei dati di temperatura di brillanza, angolo zenitale del satellite e topografia, seguita da altri quattro passaggi:

1. I pixel vengono classificati in funzione del tipo di superficie (mare o terra) e, in caso di pixel indicato come terra, viene applicato un filtro per la *snow cover*. I pixel indicati come nevosi proseguono il *processing* come pixel di mare.

1 Il sistema Nimrod è una rete europea composta da radar in banda C utilizzati per nowcasting e analisi meteorologiche in Francia, Germania, Regno Unito, Paesi Bassi e Belgio. I dati sono disponibili per ogni radar o come composite ogni 5 o 15 minuti, con una risoluzione nominale di, rispettivamente, 1 o 5 Km [Golding, 1998].

2. Avviene la discriminazione tra pixel precipitanti e non precipitanti, tramite l'applicazione di soglie (Tabella 3.2) alla differenza tra temperatura di brillanza a 89 e 150 GHz.
3. Ai pixel non precipitanti vengono applicati i moduli *Low-Layer Water Vapour*, 183–LWP e 183–WSLW, per l'individuazione e la stima del contenuto di vapore acqueo nella medio–bassa troposfera.
4. Viene calcolata l'intensità di precipitazione² con valori compresi tra 0.1 e 20 mm h⁻¹ e i pixel vengono ulteriormente classificati in funzione del tipo di precipitazione (convettiva tramite il modulo 183–WSLC e stratiforme tramite quello 183–WSLS).

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

Tabella 3.2 Soglie per la classificazione basate sulla differenza dei valori di temperatura di brillanza a 89 e 150 GHz [Laviola and Levizzani, 2011].

La classificazione di un pixel in precipitante e la successiva caratterizzazione del tipo di precipitazione viene effettuata applicando le soglie di Tabella 3.2 alla differenza tra i valori di temperatura di brillanza nel canale a 89 GHz e quelli nel canale a 150 GHz.

La differenza di 3 K nel classificare un pixel precipitante su mare o su terra è dovuta alla bassa emissività della superficie del mare ($\epsilon = 0.4-0.6$) e, di conseguenza, al maggiore contributo dei costituenti atmosferici su mare piuttosto che su terra.

² Maggiori informazioni sul metodo di stima della precipitazione possono trovarsi in Laviola and Levizzani [2011] e in Laviola et al. [2013].

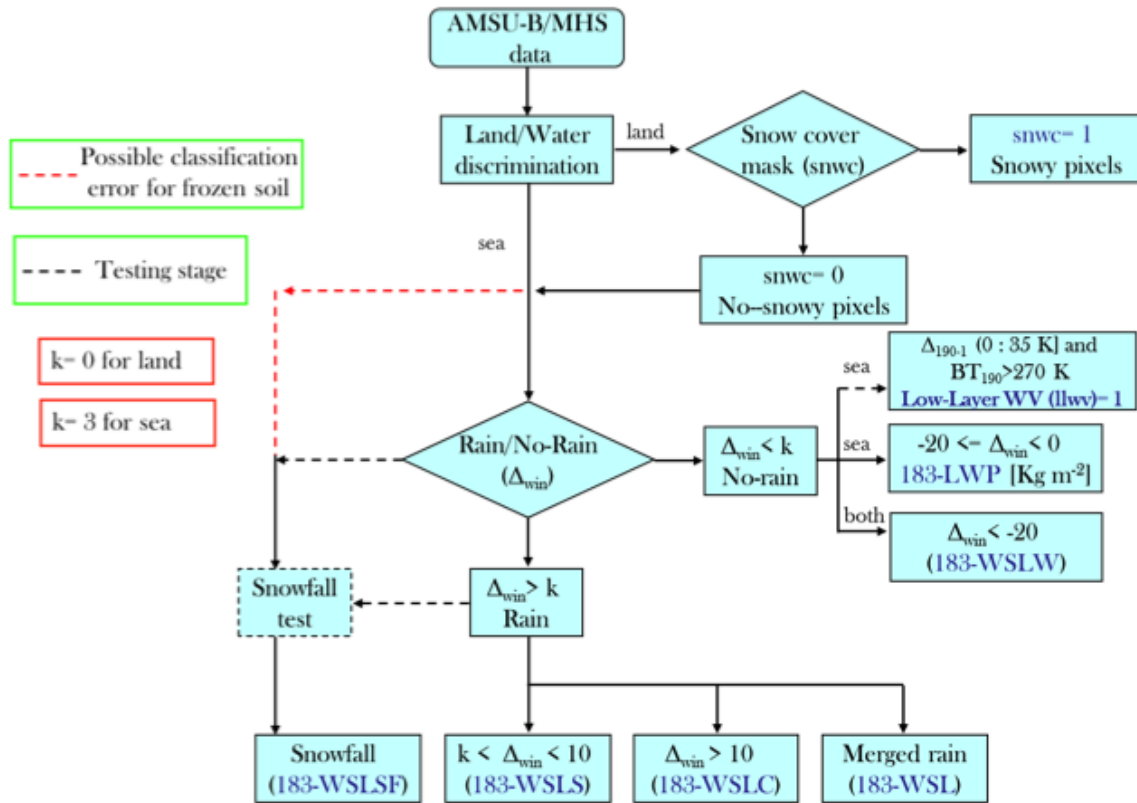


Figura 3.5. Flow chart dell' algoritmo 183-WSL [Laviola and Levizzani, 2011].

3.3 Il modello WRF

La struttura circolare e i venti particolarmente intensi sono tratti distintivi di un ciclone con caratteristiche tropicali e, pertanto, sono utilizzabili per un sistema di *detection*. Nell'ambito di questa tesi i dati dei campi di vento sono stati ricavati da simulazioni del modello numerico WRF. L'utilizzo di dati sintetici deriva dalla necessità, almeno in questa fase iniziale di sviluppo, di avere una copertura spazio-temporale maggiore possibile e, in quest'ottica, l'utilizzo ad esempio di scatterometri a bordo di satelliti polari risulterebbe limitante.

L'utilizzo di dati sintetici garantisce, dunque, un flusso continuo d'informazioni necessario per il corretto sviluppo della tecnica di *detection*. Tuttavia, per eventuali sviluppi futuri un utilizzo combinato di dati sintetici e misure scatterometriche è auspicabile. Zecchetto et al. [2002] hanno studiato i campi di vento di un ciclone con

caratteristiche tropicali sul Mediterraneo tramite dati da satellite e dati da simulazione. Gli autori hanno sottolineato come la qualità dei dati da modello sia confrontabile con quella dei dati da satellite fino alla scala sinottica, ma che, riducendo ulteriormente la scala, la qualità dei dati satellitari permette una descrizione dell'evento in esame con un dettaglio maggiore. Gli stessi autori hanno sottolineato, però, la ridotta copertura temporale dei satelliti polari e indicato una sinergia tra dati da simulazione e dati da satellite come la soluzione migliore per poter studiare al meglio fenomeni alla mesoscala, come i medicane.

Il modello WRF è frutto della collaborazione tra il *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), i *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e l'*Earth System Research Laboratory* (ESRL) della NOAA. WRF è stato progettato sia per scopi scientifici, quindi per esempio per la simulazione numerica delle dinamiche atmosferiche, sia per scopi più operativi, come la *Numerical Weather Prediction* (NWP) [Skamarock et al., 2008]. La struttura del modello WRF (Figura 3.6) è costituita da un nucleo centrale, chiamato *WRF Software Framework* (WSF), che si compone di diversi schemi di assimilazione e parametrizzazione delle variabili fisico-chimiche, al quale sono connessi i moduli di pre e post *processing*.

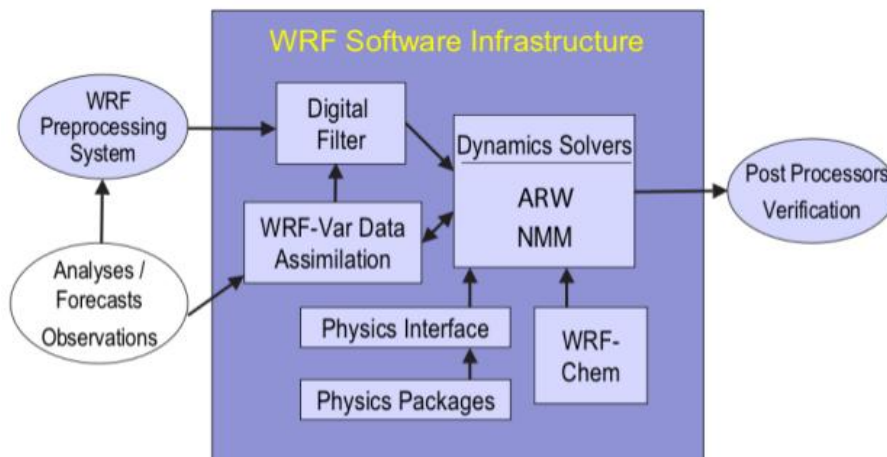


Figura 3.6. Componenti del modello WRF [Skamarock et al., 2008].

I moduli che governano la dinamica del modello WRF sono due:

- l'*Advanced Research WRF* (ARW), codice di calcolo sviluppato da NCAR, in

grado di simulare diverse tipologie di eventi meteorologici con diverse risoluzioni spaziali;

- il *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM), realizzato da NCEP, in grado di operare in modalità sia idrostatica che non-idrostatica.

Nell'ambito di questa tesi, i dati di vento sono stati ricavati da simulazioni effettuate con il modulo WRF-ARW. Le simulazioni sono state eseguite su una griglia con risoluzione 7.5 km mentre le dimensioni del dominio variano in funzione del caso in esame.

I *run* del modello sono stati inizializzati ogni 12 ore utilizzando come condizioni iniziali e al contorno i dati delle rianalisi ERA-Interim³.

Il modello WRF risulta essere molto versatile e permette l'utilizzo di diverse tipologie di parametrizzazione per quanto riguarda, ad esempio, la microfisica delle nubi, la convezione, i flussi all'interno del *Planetary Boundary Layer*, i processi radiativi e di diffusione. Di seguito viene riportata la configurazione del modello WRF più idonea alla regione geografica e ai fenomeni in analisi [Skamarock et al., 2008]:

- Microfisica: schema *WRF Single – Moment* (WSM) classe 5 di Hong et al. [2004]. Lo schema riproduce i processi inerenti vapore acqueo, nubi e precipitazioni.
- Parametrizzazione della convezione: versione modificata dello schema di Kain – Fritsch [Kain, 2004]. Lo schema riproduce gli effetti locali della convezione profonda e/o poco profonda. Vengono rappresentati i flussi verticali ascendenti e discendenti non risolti.
- Strato superficiale: schema di parametrizzazione basato sulla teoria di similarità di Monin–Obukhov con il substrato viscoso di Carlson–Boland e le funzioni di similarità standard definite dalle *look-up table*. Lo schema stima velocità di

3 ERA-Interim è una delle rianalisi di ECMWF dei dati dell'atmosfera e della superficie dal 1979 fino ad oggi. I dati vengono ricavati da diverse tipologie di strumenti come, ad esempio, radiosonde, aerei, tecniche di *remote-sensing*. Maggiori informazioni sono disponibili al sito: <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim>

attrito e coefficienti di scambio che permettono il calcolo dei flussi di calore e di umidità.

- Modello terra – superficie: schema di diffusione termica al suolo a 5 livelli. I flussi di calore e di umidità vengono calcolati tramite i dati atmosferici forniti dallo schema dello strato superficiale, la forzante radiativa dallo schema radiativo, la forzante della precipitazione dagli schemi microfisici e convettivi, e l'informazione sulle variabili di stato del suolo e le proprietà terra–superficie.
- Strato limite planetario: schema che descrive i processi turbolenti all'interno del PBL sviluppato dalla Yonsei University (YSU) [Hong et al., 2006].
- Radiazione a onda corta: schema di Dudhia [1989]. L'unica sorgente è il sole, quindi la radiazione a onda corta comprende la banda del VIS e lunghezze d'onda adiacenti. Lo schema prevede processi di assorbimento, riflessione e scattering in atmosfera e alla superficie. Il flusso verso l'alto di radiazione a onda corta è dato dalla componente solare riflessa dalla superficie terrestre (albedo).
- Radiazione ad onda lunga: schema *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) [Mlawer et al., 1997]. Nello schema è compresa la radiazione infrarossa e termica assorbita ed emessa dalla superficie e dai gas. La radiazione emessa verso l'alto è determinata dall'emissività superficiale, funzione del tipo di superficie e della temperatura.

3.4 La rete WWLLN

In analogia con quanto detto per i cicloni tropicali [Price et al., 2009], è possibile un utilizzo dei dati di fulminazione per un'analisi dell'intensità e dell'evoluzione di un medicane. I dati di fulminazione utilizzati in questa tesi, ottenuti dall'ampio database del WWLLN, sono stati misurati da una rete globale composta attualmente da 68 stazioni (Figura 20), che dal 2004 fornisce una distribuzione in tempo reale delle scariche elettriche.

Il WWLLN sfrutta l'emissione da parte delle scariche elettriche di impulsi sferici nella banda elettromagnetica a bassa frequenza 3-30 kHz (*Very Low Frequency*, VLF). I

segnali nella banda VLF si propagano con poca attenuazione perché sfruttano la guida d'onda composta dalla superficie terrestre e la base della ionosfera (*Earth–Ionosphere Wave Guide*, EIWG) e, per questo motivo, sono individuabili anche a migliaia di km di distanza dal punto in cui è avvenuta la scarica.

Per l'individuazione del punto in cui è avvenuta la scarica elettrica viene utilizzata la tecnica chiamata *Time Of Group Arrival* (TOGA) che si basa sulla differenza dei tempi di arrivo degli impulsi VLF a ogni coppia di stazioni riceventi indipendenti [Dowden et al., 2002].

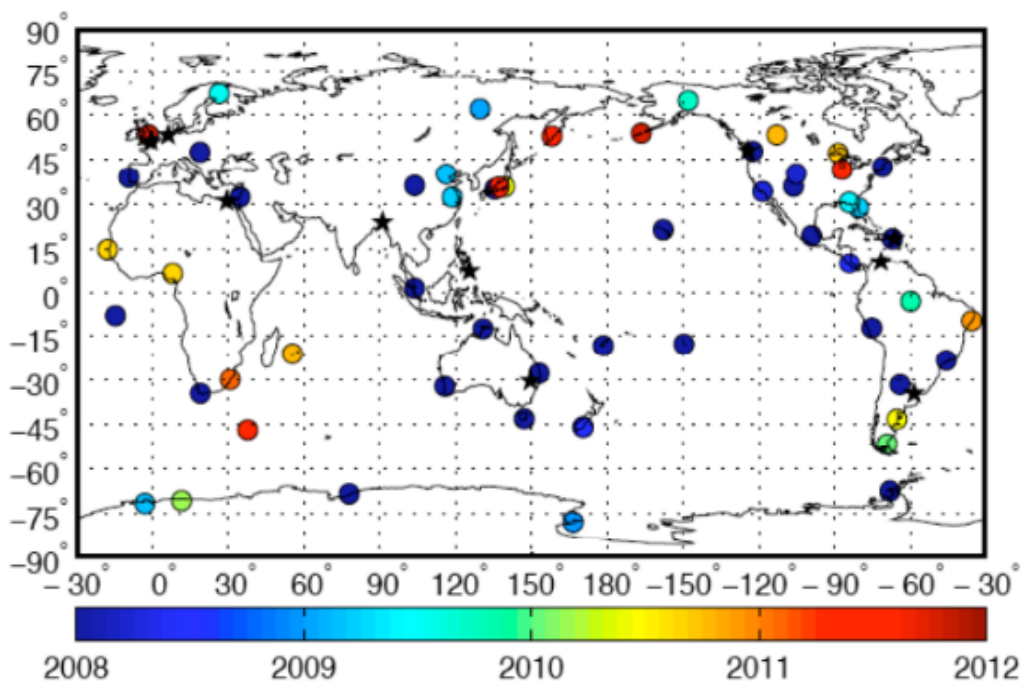


Figura 3.7. Distribuzione dei sensori della rete WWLLN. Le stazioni indicate con la stella nera sono state installate dopo il 2012 [Virts et al., 2012].

Ad esempio, immaginiamo che una scarica elettrica avvenga a un istante e in luogo sconosciuti (Figura 3.8). Le stazioni a e b misureranno ai tempi T_a e T_b il segnale a bassa frequenza proveniente da quell'evento. Se l'intensità del segnale supera una certa soglia, la stazione invierà il tempo d'inizio dell'evento a un centro di elaborazione che, nel caso in cui almeno altre 4 stazioni inviino un segnale, determinerà, tramite un algoritmo di localizzazione, luogo e istante in cui la scarica è avvenuta. Questo algoritmo di localizzazione si basa sulla minimizzazione delle differenze tra i tempi di arrivo delle

stazioni.

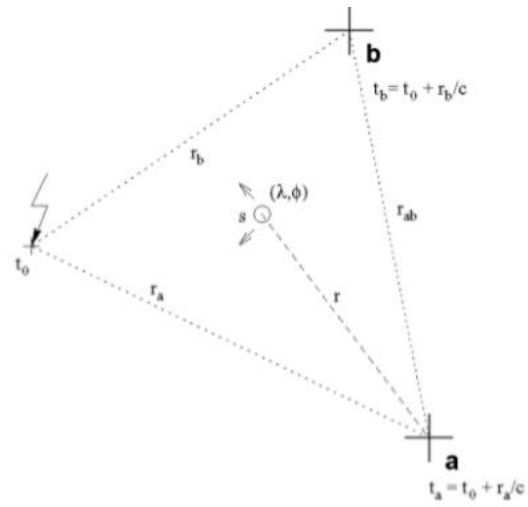


Figura 3.8. Illustrazione della tecnica TOGA: a e b rappresentano due stazioni che ricevono il segnale emesso dalla scarica elettrica [Rodgers et al., 2009].

4. Metodologie di analisi

Lo scopo principale di questa tesi è lo sviluppo di un algoritmo capace di caratterizzare la struttura nuvolosa di un ciclone di tipo tropicale sul mar Mediterraneo. Lo schema computazionale prevede una serie di test in cascata in grado di distinguere la struttura nuvolosa di un medicane da quella di una classica ciclogenesi mediterranea. Ciò avviene con l'ausilio delle diverse metodologie presentate nel capitolo precedente. Il database per lo sviluppo dell'algoritmo si è basato sui dati del ciclone mediterraneo Rolf, sviluppatosi sulle isole Baleari nel novembre 2011. Successivamente, la validità della tecnica è stata testata su altri due casi: un medicane che presentava caratteristiche completamente diverse da quello del novembre 2011 e un sistema convettivo che non presentava alcuna vorticità. I dati acquisiti dai diversi strumenti sono stati rimappati su di una griglia fissa a 16 km. La scelta delle dimensioni del grigliato è avvenuta in funzione della risoluzione spaziale minima fra quelle degli strumenti utilizzati, in questo caso quella dei sensori AMSU-B (16 km al nadir). Questo passaggio è stato necessario per la creazione di omogeneità spaziale tra i diversi *dataset* utilizzati.

4.1 Algoritmo di detection

L'algoritmo è basato su un approccio di tipo empirico-statistico. Tutte le soglie alla base del codice operativo sono state ricavate sperimentalmente analizzando le informazioni dei diversi strumenti presentati nel precedente capitolo. Il primo elemento preso in considerazione come input dell'algoritmo è la SST. Alcuni autori hanno individuato un valore di SST pari a 15°C [Tous and Romero, 2013] come possibile soglia d'innescio per i cicloni di tipo tropicale sul Mediterraneo. Per lo sviluppo dell'algoritmo, tuttavia, è stata condotta solo un'analisi qualitativa della distribuzione delle SST e dei valori di

anomalia in prossimità del medicane Rolf. Questa valutazione qualitativa della SST è servita solo a supporto dell'analisi più approfondita che ha riguardato la struttura nuvolosa del ciclone. Allo scopo, infatti, sono stati utilizzati i dati dei radiometri a bordo dei satelliti MSG/SEVIRI e NOAA/AMSU-B/MHS e quelli del modello numerico alla mesoscala WRF.

La prima fase dello studio ha comportato un'operazione di rimappatura di tutti i dati selezionati per calcolare le soglie di sensibilità su una griglia rettangolare a 16 km. Questa risoluzione è stata scelta per essere consistenti con la risoluzione spaziale al nadir degli strumenti nelle MW. Il primo step dello studio si è basato sull'analisi della struttura del vapore acqueo in presenza di un ciclone di tipo tropicale attraverso i canali a 6.2 e 7.3 μm di MSG. La differenza fra i valori di temperatura di brillanza fra questi due canali ($\Delta 3 = T_b 6.2 \mu\text{m} - T_b 7.3 \mu\text{m}$) permette l'individuazione della convezione, importante caratteristica di questo tipo di eventi, e delle anomalie di vorticità potenziale tipiche di una circolazione ciclonica intensa [Santurette and Georgiev, 2005]. Allo scopo di definire meglio la struttura nuvolosa del medicane, soprattutto in termini di altezza del top delle nubi, è stata utilizzata anche la combinazione fra il canale superficiale a 10.8 μm e il canale a 6.2 μm ($\Delta 1 = T_b 10.8 \mu\text{m} - T_b 6.2 \mu\text{m}$), nota in letteratura per valutare le intrusioni in stratosfera dei top convettivi [Olander and Velden, 2009].

$$-10 \text{ K} < \Delta 1 < 20 \text{ K}$$

$$-15 \text{ K} < \Delta 3 < 10 \text{ K}$$

In seguito sono state studiate soglie anche per i canali nella banda delle MW, in particolare per i canali superficiali a 89 e 150 GHz (Tabella 4.1). Per l'utilizzo delle MW è stato necessario separare le soglie in funzione della classificazione dei pixel suddividendoli tra quelli di terra/costa o di mare. Questa distinzione è stata necessaria a causa della diversa emissività delle due superfici (0.8–1 per la terra e 0.4–0.6 per il mare), che comporta valori di temperatura di brillanza diversi in funzione della superficie sottostante. Il canale a 89 GHz permette di individuare le nubi su mare (indicate come un oggetto caldo rispetto alla temperatura della superficie) con maggiore efficacia rispetto che su terra. Questa proprietà si è rivelata piuttosto importante notando

come i medicane trascorrono gran parte del loro ciclo di sviluppo proprio su mare. Il canale a 150 GHz risente meno della variazione dell'emissività superficiale a causa del maggiore assorbimento del vapore acqueo nel primo chilometro dell'atmosfera, ma risulta particolarmente sensibile allo scattering dei cristalli di ghiaccio in nube.

	Pixel di terra/costa	Pixel di mare
Tb89 GHz	220 K < Tb89 < 260 K	230 K < Tb89 < 290 K
Tb 150 GHz	180 K < Tb150 < 260 K	180 K < Tb150 < 260 K

Tabella 4.1. Soglie applicate ai canali a 89 e 150 GHz.

Un'ulteriore soglia è stata applicata all'algoritmo *MicroWave Cloud Classification* (MWCC) sviluppato presso il CNR-ISAC di Bologna, allo scopo di caratterizzare il tipo di nube osservato e di escludere le nubi stratiformi basse (ST1) che studi precedenti hanno rivelato non essere parte attiva del medicane. I sensori AMSU-B/MHS sono poi necessari anche per l'utilizzo dell'algoritmo 183-WSL, che ha fornito la stima delle precipitazioni associate all'evento e per l'algoritmo di classificazione delle nubi MWCC, utilizzato anche come output dell'algoritmo di detection.

Il passaggio finale è consistito nell'aggiunta delle soglie sui campi di vento e di vorticità. In questa prima fase di sviluppo dell'algoritmo, sono stati utilizzati i dati di vento a 10 metri dal suolo forniti dalle simulazioni del modello WRF. Tale scelta è stata compiuta in base alla maggiore disponibilità di dati garantita dal modello, alla scarsa risoluzione spaziale dei venti stimati da scatterometro, non in grado di rappresentare le circolazioni di alcuni medicane [Miglietta et al., 2013] e al fatto che l'accuratezza dei dati di vento ricavati tramite scatterometro è molto bassa qualora i venti superino i 20 m s⁻¹ [Ebuchi et al., 2002]. Date queste limitazioni si è deciso, visto l'approccio esplorativo di questa tesi, di optare per l'utilizzo dei dati da modello. Il calcolo della vorticità per ogni punto del grigliato (*i* varia lungo la latitudine e *j* lungo la longitudine) è avvenuto tramite la seguente formula [Zecchetto et al., 2012]

$$\omega_{(i,j)} = (v_{(i,j+1)} - v_{(i,j-1)})/2\Delta - (u_{(i+1,j)} - u_{(i-1,j)})/2\Delta$$

dove u e v sono la componente zonale e meridionale del vento espressa in m s^{-1} e Δ è la dimensione del passo di griglia in metri. Valori positivi e negativi di vorticità sono associati rispettivamente a una circolazione ciclonica e anticiclonica. Anche in questo caso sono state utilizzate due soglie diverse (Tabella 4.2) in funzione della classificazione della superficie del pixel.

Nella formula per il calcolo della vorticità, ha avuto un ruolo fondamentale il passo di griglia scelto: maggiore è la dimensione, minore è l'ordine di grandezza della vorticità a parità di intensità del vento. Non è pertanto stato possibile definire una soglia univoca e assoluta per questo tipo di eventi, ma è stata valutata una soglia adatta per il passo di griglia scelto.

	Pixel di terra/costa	Pixel di mare
$V = \sqrt{u^2 + v^2}$	$V > 2 \text{ m s}^{-1}$	$V > 5 \text{ m s}^{-1}$
ω		$\omega > 3 \text{ s}^{-1}$

Tabella 4.2. Soglie applicate ai dati di vento.

L'individuazione di una soglia su terra/costa è risultata problematica poiché i medicane trascorrono la maggior parte del tempo su mare e, di conseguenza il loro attraversamento della terraferma porta spesso a invalidare le soglie di sensibilità scelta. Per di più, le aree costiere sono difficilmente analizzabili dal punto di vista della vorticità, a causa delle difficoltà che possono riscontrare i modelli nel simulare le dinamiche atmosferiche lungo l'interfaccia terra/mare. Alla luce di queste considerazioni si è preferito non porre nessuna soglia sul valore di vorticità per i pixel di terra/costa.

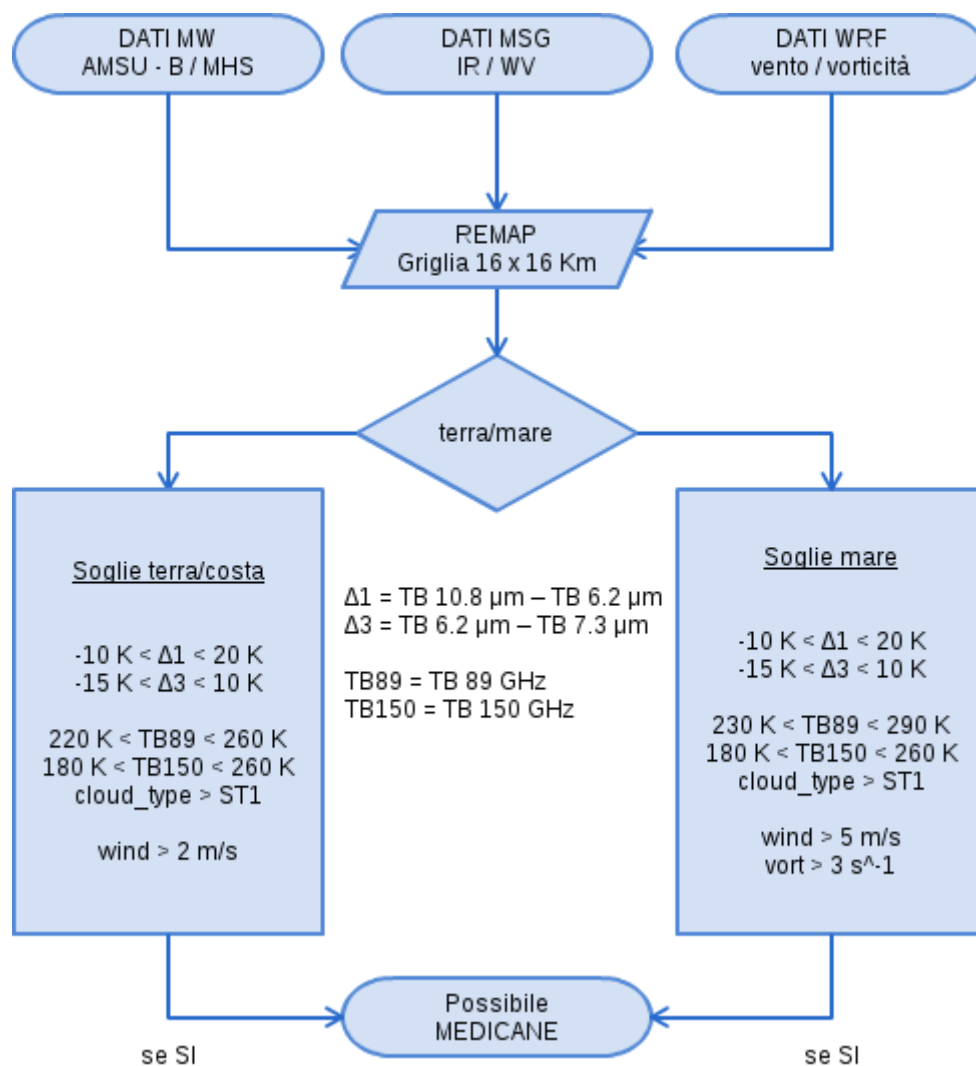


Figura 4.1. Schema dell’algoritmo a soglie a cascata per la detection di un ciclone di tipo tropicale sul Mediterraneo.

Nel corso del lavoro per lo sviluppo dell’algoritmo è stato realizzato, come step precedente all’analisi di sensibilità vera e propria, un’operazione di omogeneizzazione dei dati sia in termini spaziali che temporali. Le diverse risoluzioni spaziali dei vari input all’algoritmo (sensori satellitari e modello) è stata risolta con un *remapping* su una griglia rettangolare comune a 16 km. Questo ha permesso il confronto *pixel-by-pixel* dei vari strumenti. Le differenti risoluzioni temporali, invece, sono state affrontate considerando solo i dati con la minore differenza temporale. Pertanto, al fine di avere la

suite completa di dati necessari allo sviluppo dell'algoritmo, sono stati selezionati solo i dati corrispondenti ai passaggi dei satelliti NOAA/MetOp avendo questi il *rate* temporale peggiore. L'algoritmo (Figura 4.1), dunque, potrà essere utilizzato solo con la disponibilità di tutte acquisizioni. In questa tesi, pertanto, sono riportate solo le analisi svolte con questa restrizione per poter valutare l'efficienza dell'algoritmo in condizioni ottimali.

4.2 Procedura di sviluppo sul caso di Novembre 2011

Il medicane di novembre 2011 è stato scelto come caso di studio per lo sviluppo dell'algoritmo di *detection*. Una delle peculiarità di questo ciclone di tipo tropicale è la sua lunga durata, che ha permesso ai satelliti polari di completare diversi passaggi e ha, quindi, ovviato al problema esposto in conclusione del paragrafo precedente. Inoltre, i venti superiori ai 40 m s^{-1} , le caratteristiche morfologiche tipiche dei cicloni tropicali e la particolare stazionarietà del ciclone sulla regione occidentale del mar Mediterraneo, fanno di questo evento un riferimento per lo studio dei medicane. Il sistema in esame è stato uno degli eventi di dimensioni maggiori (150–200 km di raggio) mai analizzati e ha mantenuto caratteristiche tropicali per un tempo molto lungo (63 ore), paragonato ad altri eventi conosciuti [Miglietta et al., 2013].

L'analisi di questo evento inizia il 4 e termina il 10 novembre 2011. Il dominio utilizzato va dalla latitudine di 36° N fino a 48° N e dalla longitudine 4° O fino a 16° E . Dalle analisi al suolo dello UK Met Office riferite alle 0000 UTC del giorno 5 novembre 2011 (Figura 4.2) si possono individuare un centro di bassa pressione sulla Francia (996 hPa) e uno sulla Spagna (997 hPa). Attraverso le simulazioni del modello WRF è possibile valutare il vento sulla superficie geopotenziale a 300hPa. L'immagine riferita al giorno 5 (Figura 4.3) mostra la presenza di un'onda baroclina sulla Francia e la presenza del *jet stream* con venti fino a 240 km h^{-1} . Il giorno successivo, il centro di bassa pressione si è spostato sul Golfo del Leone (Figura 4.2). Sulla superficie a 300 hPa riferita al giorno 6

novembre (Figura 4.3) era ancora ben evidente la presenza del *jet* e la saccatura sempre più approfondita indicava la probabile formazione di un *cut-off low*. Nonostante il ruolo del *jet stream* non sia ancora chiaro, la presenza di quest'ultimo durante tutta la fase di intensificazione del medicane e il suo contemporaneo indebolimento all'aumentare dell'intensità del ciclone, fanno pensare all'esistenza di una relazione e, in particolare, a uno scambio di energia cinetica tra questi due fenomeni [Reale and Atlas, 2001].

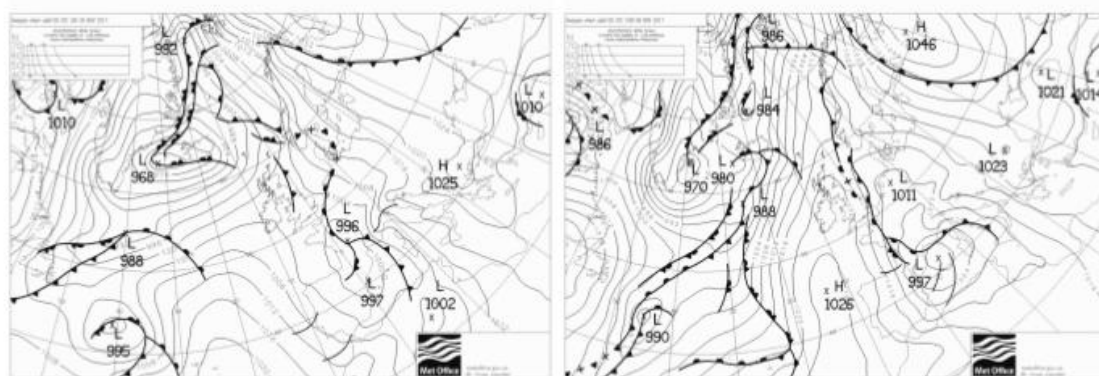


Figura 4.2. Mappe di pressione al suolo dello UK Met Office alle 0000 UTC del 5 (sinistra) e 6 (destra) novembre 2011.

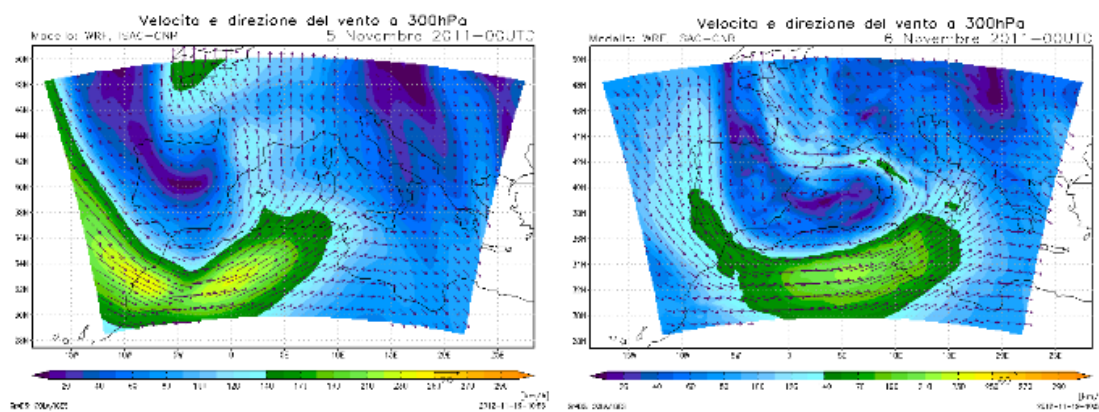
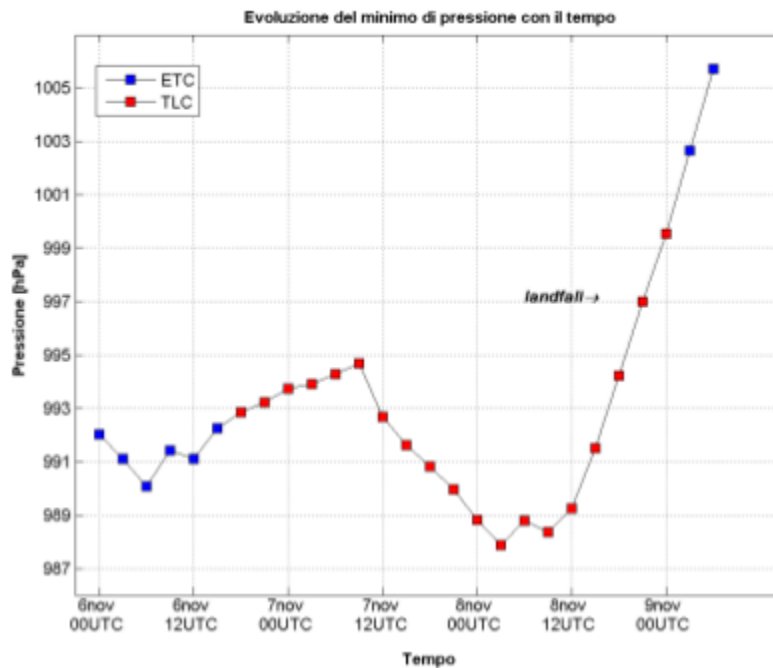


Figura 4.3. Mappe di direzione e intensità del vento sulla superficie isobarica a 300 hPa prodotte dal modello WRF e riferite alle 0000 UTC del 5 (sinistra) e 6 (destra) novembre 2011 [Miglietta et al., 2013].



(a)

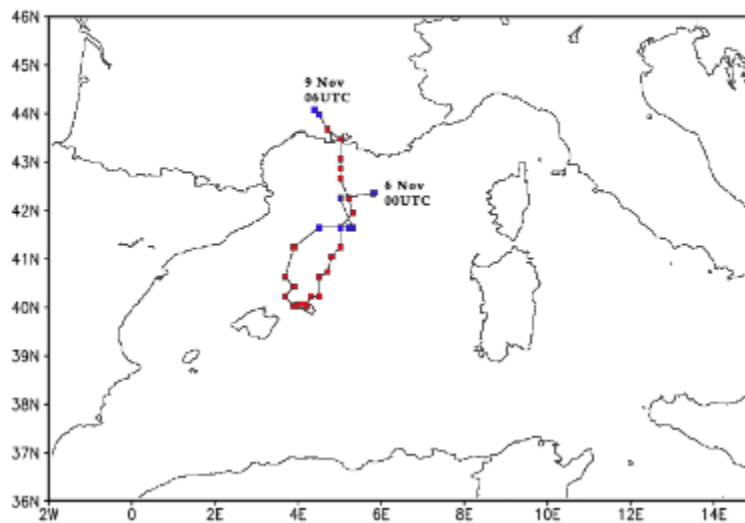


Figura 4.4. Andamento del valore minimo di pressione nel tempo (sopra) e traiettoria del medicane (sotto). I punti rossi indicano quando il ciclone mostra caratteristiche tropicali (TLC), mentre i i puntini blu indicano il contrario (Extra TropicalCyclone).

Nei giorni successivi (7 e 8 novembre), il minimo di pressione al suolo inizia ad approfondirsi, raggiungendo il valore minimo di 988 hPa, e il ciclone inizia ad assumere caratteristiche tropicali. Il ciclone acquisisce caratteristiche tropicali il 6 novembre alle 1800 UTC e la mantiene per 57 ore, fino alle 0000 UTC del 9 novembre. Il sistema

raggiunge le coste della Francia alle 2100 UTC del giorno 8 (Figura 4.4). In seguito al *landfall*, vengono meno i flussi di calore e di umidità provenienti dalla superficie del mare, che, come già visto da diversi autori [Reale and Atlas, 2001; Homar et al., 2003; Emanuel, 2005], sono fondamentali per la formazione e il mantenimento delle caratteristiche tropicali.

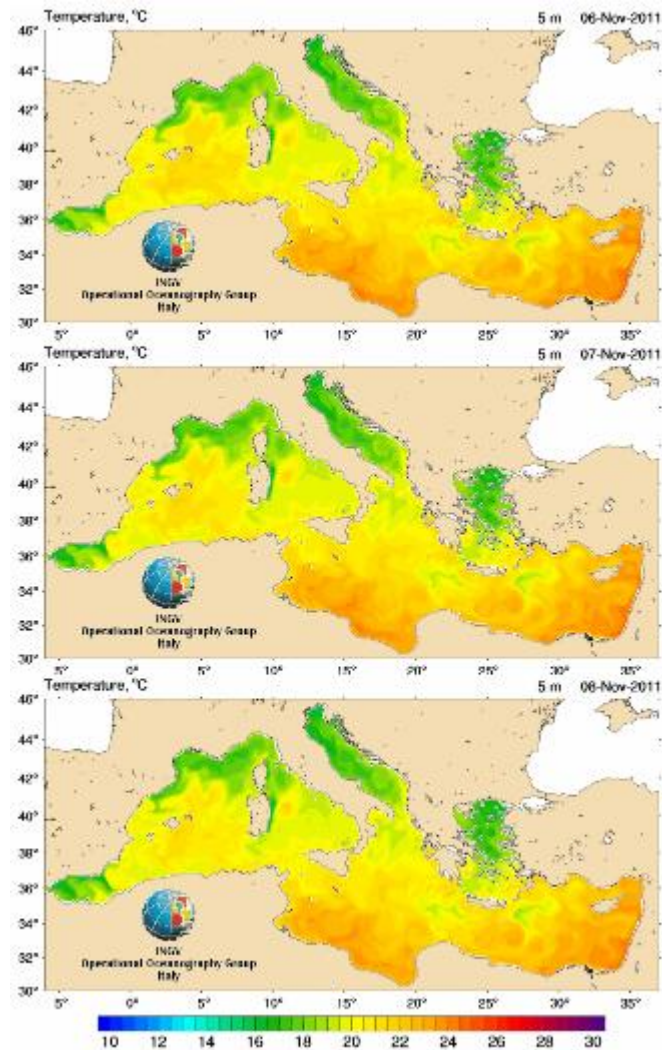


Figura 4.5. Mappe di SST fornite dall'INGV il 6 (sopra), 7 (in mezzo) e 8 (sotto) novembre 2011.

Dall'analisi delle mappe di SST dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) (Figura 4.5) e da studi precedenti [Miglietta et al., 2013], si è notato come la SST nella zona interessata dal ciclone fosse, nei giorni analizzati, maggiore dei 15°C

indicati da Tous and Romero [2013] come soglia di attivazione per le caratteristiche tropicali. Questa condizione risulta essere necessaria ai fini della formazione di un medicane e sottolinea ancora una volta l'importanza dei flussi di calore in questo tipo di eventi.

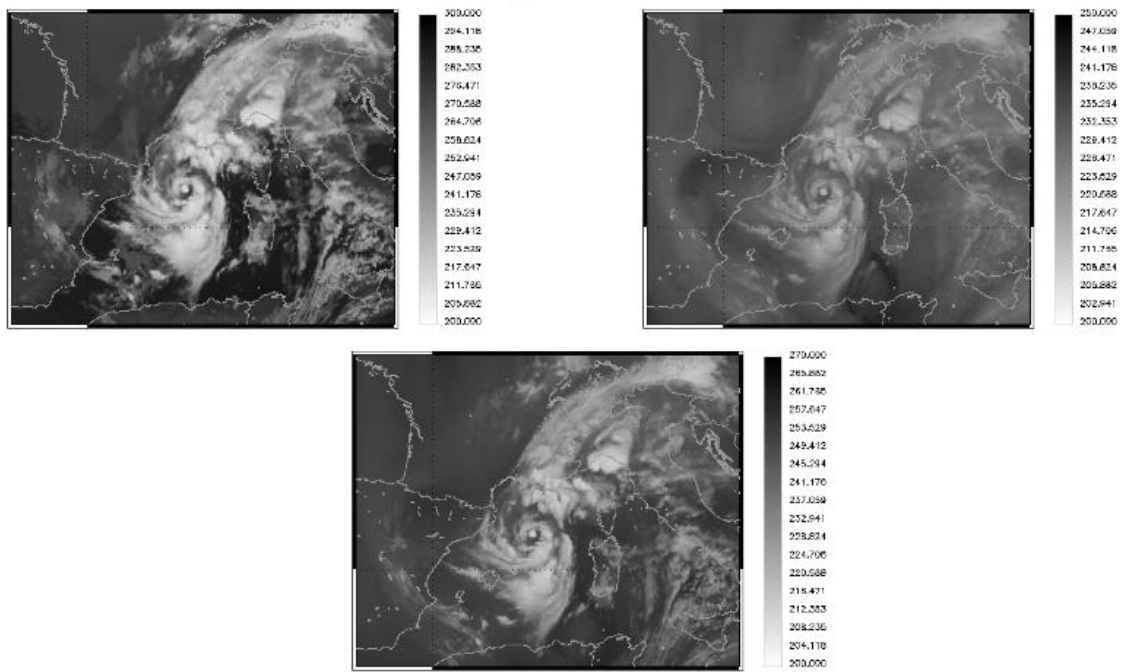


Figura 4.6. Immagini MSG di temperatura di brillantezza a 10.8 μm (in alto a sinistra), a 6.2 μm (in alto a destra) e a 7.3 μm (in basso) alle 0115 UTC del 8 novembre 2011.

L'analisi è proseguita attraverso i dati del sensore SEVIRI osservando la struttura del vapore acqueo (Figura 4.6) e la geometria spiraliforme del sistema ciclonico nel canale finestra a 10.8 μm. Le due immagini a 6.2 e 7.3 μm permettono di valutare la struttura del vapore acqueo nella zona medio – alta della troposfera. Anche attraverso queste immagini è possibile osservare la configurazione dei cicloni di tipo tropicale. In particolar modo, vista la ben definita struttura presente nell'immagine a 6.2 μm, si può dedurre come il sistema nuvoloso raggiunga quote appartenenti al dominio della funzione peso di questo canale (6–8 Km). Sono evidenti inoltre top convettivi in corrispondenza del centro di rotazione del sistema e lungo le coste liguri.

Sono stati, in seguito, valutati i dati nelle MW, in particolare le temperature di brillantezza nei canali a 89 e 150 GHz, il prodotto di stima dell'intensità di precipitazione

dell'algoritmo 183-WSL e l'algoritmo di classificazione della tipologia di nubi MWCC. La disponibilità dei dati nelle MW, contrariamente a quella dei dati SEVIRI, dipende dai passaggi sulla regione interessata dall'evento dei satelliti polari equipaggiati con i sensori AMSU-B/MHS.

L'analisi è avvenuta principalmente sui dati riferiti al giorno 8, intervallo in cui il centro di bassa pressione raggiungeva il suo minimo e in cui le caratteristiche tropicali del ciclone erano ben evidenti. Dalle immagini delle 0113 UTC del 8 novembre (Figura 4.7) è possibile ricavare alcune caratteristiche importanti del sistema ciclonico in esame. Il canale a 89 GHz permette di valutare il tipo di superficie su cui ci troviamo, essendo l'assorbimento da parte del vapore acqueo molto limitato. La superficie del mare, avendo un'emissività compresa tra 0.4 e 0.6, risulta essere un oggetto con una temperatura radiometrica inferiore rispetto ad altre superfici ed è quindi facilmente individuabile rispetto al sistema nuvoloso (oggetto caldo). Le basse temperature (inferiori a 230 K) nell'immagine di temperatura di brillantezza a 150 GHz indicano le aree dove il top della nube è composto da idrometeore ghiacciate. Poiché il canale a 150 GHz è molto sensibile allo *scattering* dei cristalli di ghiaccio, la radiazione che raggiunge il satellite risulta fortemente attenuata.

L'algoritmo di classificazione delle nubi mostra come la maggior parte del sistema nuvoloso sia formato da nubi medio-basse e che solo lungo le coste della Liguria e nella parte meridionale del sistema ciclonico siano presenti nubi convettive profonde. Le nubi presenti sono in gran parte di tipo ST1 e ST2, che rappresentano nubi stratiformi comprese tra 1 e 4 km. Le nubi a carattere convettivo sono principalmente di tipo CO1, a quote di 6-7 km. Le nubi di tipo CO2 e CO3, corrispondenti rispettivamente a quote di 7-8 km e superiori a 8 km, sono, come già detto, presenti in maniera limitata. Dal punto di vista delle intensità di pioggia, l'algoritmo 183-WSL stima valori compresi tra 5 e 10 mm h⁻¹ con valori massimi in corrispondenza della convezione più profonda dove si superano i 10 mm h⁻¹.

L'evoluzione del sistema nuvoloso durante il ciclo di vita di un medicane è uno degli aspetti che sono stati analizzati durante la creazione dell'algoritmo, in particolar modo per quel che riguarda l'andamento delle nubi di tipo convettivo.

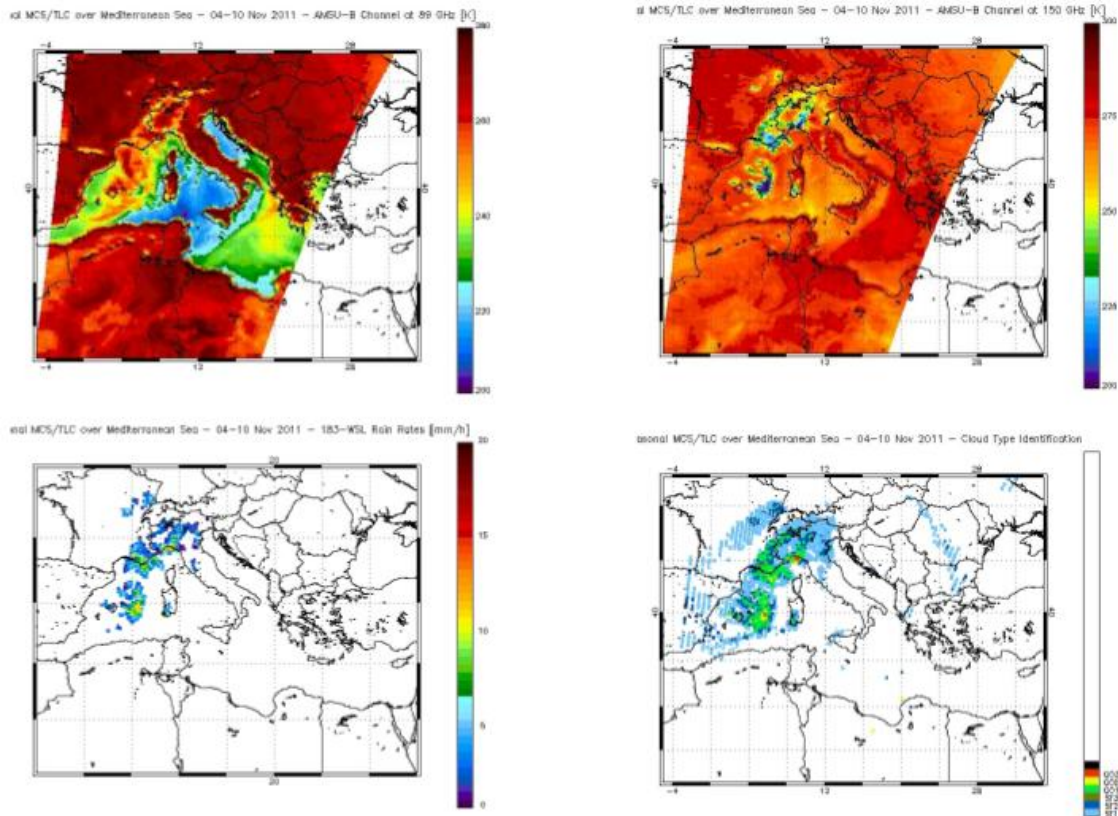


Figura 4.7. Temperature di brillantezza a 89 (in alto a sinistra) e a 150 GHz (in alto a destra), stima di precipitazione dell' algoritmo 183-WSL (in basso a sinistra) e classificazione delle nubi dell' algoritmo MWCC (in basso a destra) alle 0113 UTC del 8 novembre 2011.

I cicloni tropicali hanno uno sviluppo verticale molto marcato; soprattutto nella zona dell'*eyewall*, il *top* del sistema nuvoloso può raggiungere facilmente i 15 km [Emanuel, 1991]. Come si può osservare dalla Figura 4.8, le nubi di tipo convettivo al di sopra di 7-8 Km (CO2 e CO3) sono presenti in quantità piuttosto limitata e si concentrano principalmente nella fase iniziale di sviluppo del medicane. L'altezza non molto elevata del top delle nubi è consistente con la presenza di una circolazione secondaria e di una conseguente inclinazione dell'*eyewall* [Emanuel, 1986]. Oltre agli effetti della circolazione secondaria si deve tenere conto della minore intensità dei flussi di calore latente e sensibile nella regione mediterranea rispetto a quelli nella fascia tropicale, che comportano un minore sviluppo verticale e un top delle nubi che si presenta a quote comprese fra i 7 e gli 8 km.

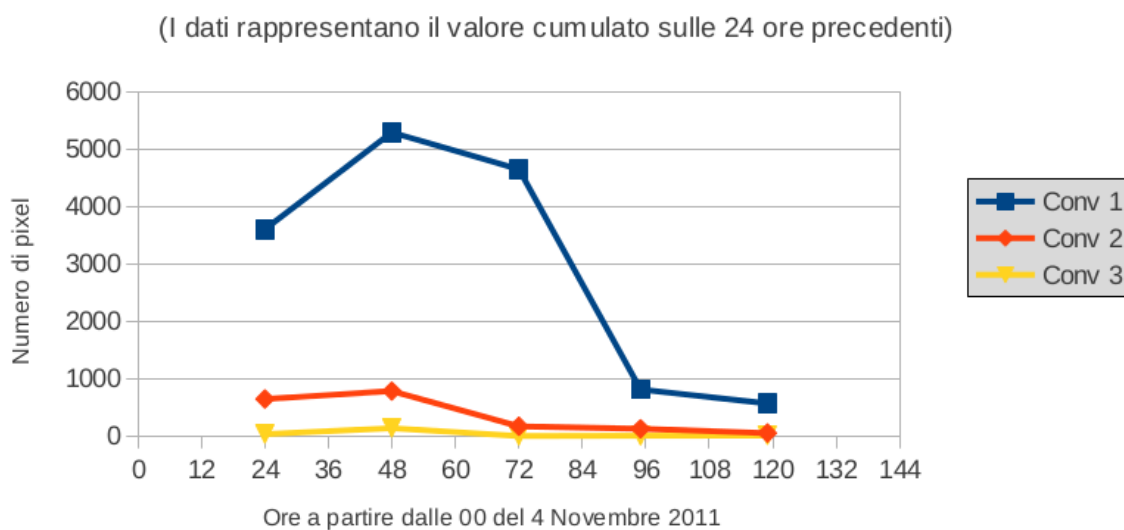


Figura 4.8. Evoluzione nel tempo del numero di pixel classificati come nubi di tipo convettivo dall' algoritmo MWCC. I valori riportati rappresentano un dato cumulato relativo al giorno precedente.

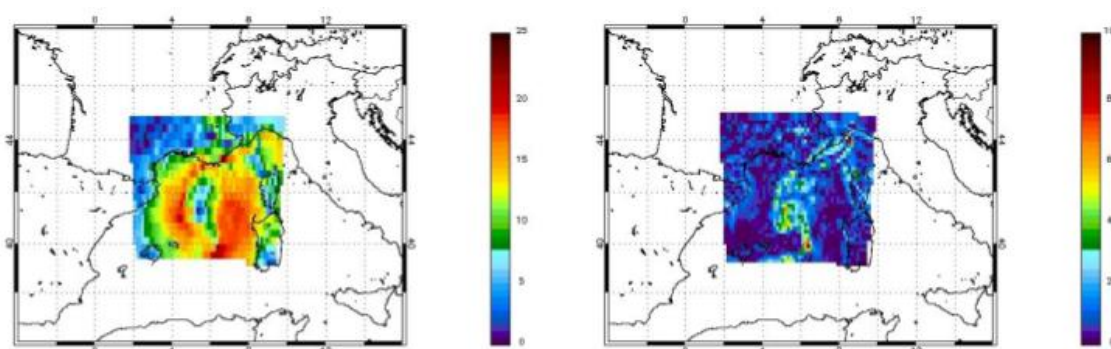


Figura 4.9. Intensità del vento (sopra) e vorticità (sotto) ricavate da simulazioni con il modello WRF alle 0200 UTC del 8 novembre 2011.

Il passo successivo è stato valutare il campo di vento e di vorticità (Figura 4.9). I dati di vento sono stati ricavati da una simulazione del modello numerico WRF che ha fornito le componenti orarie del vento con una risoluzione spaziale di 7.5 km. Anche in questo caso i dati sono stati rimappati su un grigliato a 16 km. Il campo di vento, espresso in m s^{-1} , mostra la struttura tipica delle circolazioni cicloniche: una struttura a bande circolari con un minimo al centro e una fascia di venti molto intensi più esternamente. I valori massimi del modulo del vento per quest'ora sono di circa 25 m s^{-1} . I valori massimi di

vorticità, ricavati tramite la formula ed espressi in s^{-1} , sono invece presenti al centro del sistema spiraliforme e raggiungono i $10^{-3} s^{-1}$.

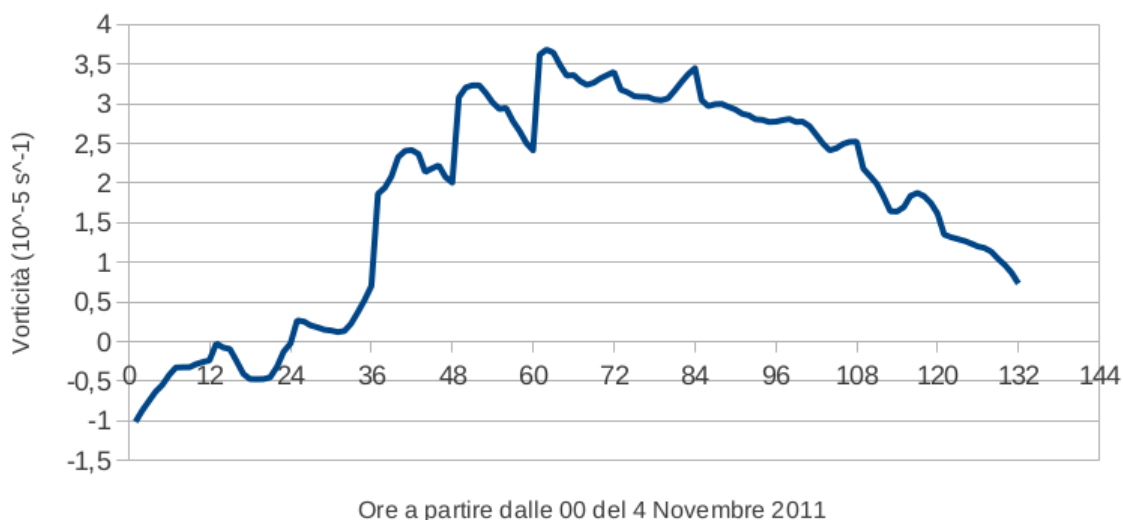


Figura 4.10. Andamento temporale della vorticità media sul dominio considerato.

Un altro aspetto della vorticità che si è voluto indagare è la sua evoluzione durante le diverse fasi del ciclo di vita del medicane. È stato quindi calcolato un valore medio sul dominio considerato per ogni *step* temporale di un'ora. Il grafico (Figura 4.10) mostra come dal pomeriggio del giorno 5 fino al giorno 8 ci sia un notevole aumento della vorticità fino a raggiungere un valore massimo di circa $3.5 \times 10^{-5} s^{-1}$. Confrontando questo grafico con la Figura 4.8 è possibile notare come al rapido sviluppo di vorticità (7 novembre) corrisponda la maggior presenza di nubi di tipo convettivo.

È utile osservare inoltre, come i due minimi presenti negli *step* 48 e 60 siano probabilmente da imputare alle procedure di inizializzazione del modello WRF, avvenute proprio ogni 12 ore. Potrebbe essere necessaria, anche per uno sviluppo futuro, un'inizializzazione del modello più frequente (per esempio 3 ore), per evitare questo tipo di problematiche.

Tutti i dati presentati finora, una volta rimappati sul grigliato a 16 km, sono stati utilizzati per costruire un unico *dataset* che è servito per ricavare i valori delle soglie di sensibilità dell'algoritmo (Figura 4.11).

I quattro passaggi presenti in Figura 4.11 mostrano il contributo che le tre tipologie di

dati forniscono all' algoritmo di detection. Le soglie sui canali MSG-SEVIRI permettono una prima identificazione del sistema mentre le soglie sui canali AMSU-B/MHS permettono una migliore definizione del sistema soprattutto su mare. Il maggiore contributo viene sicuramente dalle soglie sui dati di vento e vorticità. L'algoritmo con l'applicazione simultanea di tutte le soglie mostra la presenza di un sistema nuvoloso organizzato riconducibile a un medicane. La presenza di pixel erroneamente classificati come appartenenti al sistema è accettabile in quanto per poter definire con certezza un sistema nuvoloso come medicane dovrà essere possibile l'individuazione di un pattern nuvoloso noto.

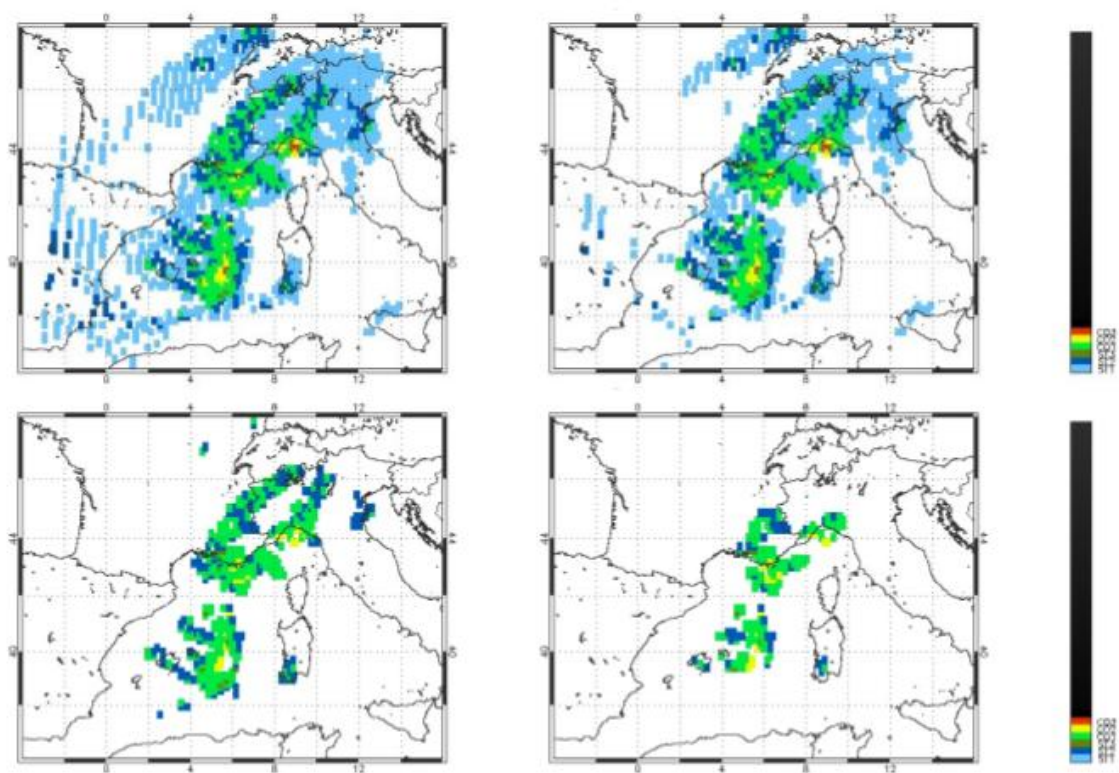


Figura 4.11. Classificazione MWCC su griglia fissa a 16 km (in alto a sinistra), applicazione delle soglie MSG (in alto a destra), applicazione delle soglie AMSU-B/MHS (in basso a sinistra) e applicazione dell'algoritmo completo (in basso a destra) alle 01013 UTC del 8 novembre 2011.

La possibilità di applicare simultaneamente tutte le soglie è legata ai passaggi dei satelliti polari con sensori AMSU-B/MHS sulla regione interessata. L'algoritmo a soglie è stato pertanto applicato anche a passaggi successivi dei sensori nelle MW, con

particolare attenzione ai passaggi delle 0214 e delle 1239 UTC del giorno 8 novembre 2011.

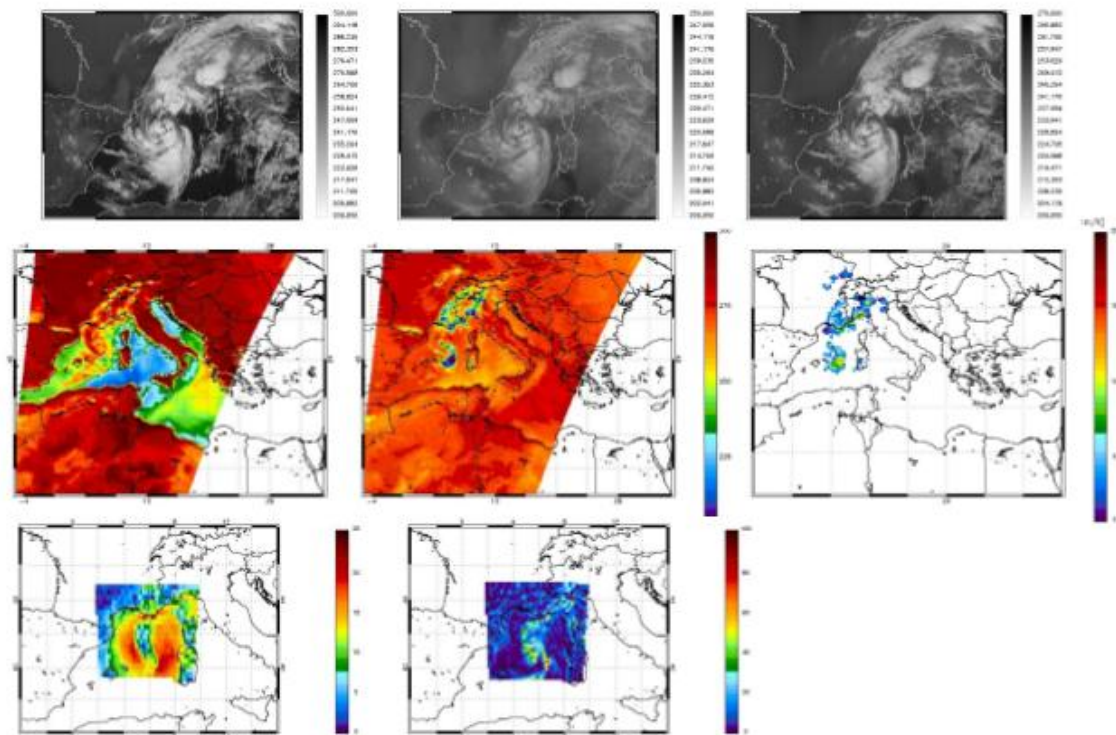


Figura 4.12. In alto: temperature di brillantezza a $10.8 \mu\text{m}$ (sinistra), $6.2 \mu\text{m}$ (centro) e $7.3 \mu\text{m}$ (destra) alle 0215 UTC del 8 novembre 2011. Al centro: temperature di brillantezza a 89 GHz (sinistra), 150 GHz (centro) e stima dell'intensità di precipitazione dell' algoritmo 183-WSL (destra) alle 0214 UTC, tempo del passaggio del satellite polare. In basso: intensità del vento (sinistra) e vorticità (centro) alle 0300 UTC.

In Figura 4.12 vengono riassunte le condizioni alle 0214 UTC. Il sistema nuvoloso mostrato dai canali MSG risulta piuttosto esteso e la struttura presente nei canali a 89 e 150 GHz molto simile a quella analizzata nel passaggio delle 0113 UTC. L'applicazione dell'algoritmo a soglie (Figura 4.13) evidenzia molto bene il sistema nuvoloso associato al medicane.

Nel passaggio delle 1239 UTC (Figura 4.14) è interessante osservare come il medicane fosse già in una fase di indebolimento. Con il progressivo avvicinamento alle coste francesi il ciclone inizia a perdere d'intensità e di conseguenza le caratteristiche simil-tropicali. Nonostante questo, si può osservare come il campo di vento sia ancora piuttosto intenso e come sia presente un nucleo di elevati valori di vorticità vicino alla

costa. L'algoritmo (Figura 4.15) individua un sistema ciclonico di estensione minore rispetto ai due passaggi precedenti.

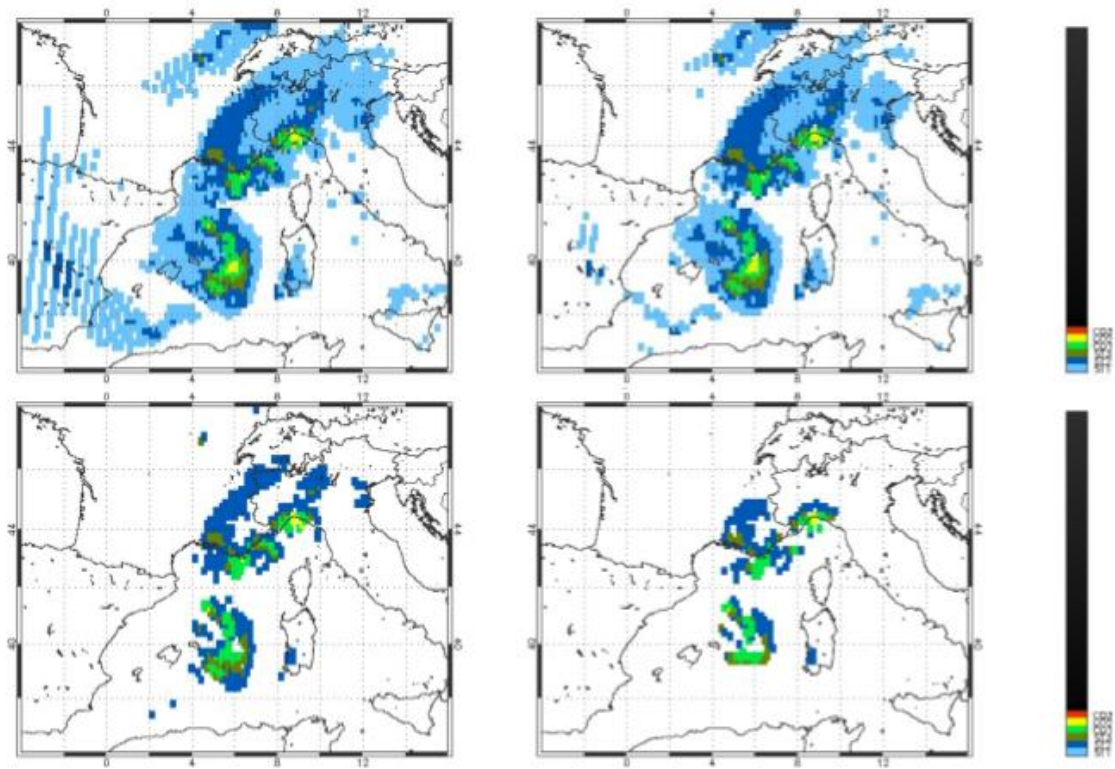


Figura 4.13. Classificazioni dell'algoritmo MWCC su griglia fissa a 16 km (in alto a sinistra), applicazione delle soglieMSG (in alto a destra), applicazione delle soglie AMSU-B/MHS (in basso a sinistra) e applicazione dell'algoritmo completo (in basso a destra) alle 0214 UTC del 8 novembre 2011.

Un ulteriore studio fatto su questo evento di novembre 2011 è consistito nella valutazione dell'attività elettrica associata ai cicloni di tipo tropicale sul Mediterraneo. Per quanto riguarda i cicloni tropicali è ben noto come la loro attività elettrica sia piuttosto intensa, soprattutto nella fase iniziale di sviluppo [Price et al., 2009]. È stato però osservato nelle analisi precedenti, come nei medicane le nubi presenti non abbiano uno sviluppo particolarmente profondo e come le precipitazioni non siano molto intense; aspetti che fanno pensare a un'attività elettrica minore. Attraverso la rete di stazioni WWLLN è stato possibile valutare la distribuzione di scariche nella zona del Mediterraneo occidentale. I dati forniti sono stati rimappati su di un grigliato a 16 km il

cui dominio è più ristretto rispetto quello precedentemente utilizzato (latitudine da 39° a 44° N e latitudine da 4° a 9° E); tale scelta deriva dalla necessità di escludere dal conteggio dei fulmini quelli associati all'attività temporalesca sulle coste della Liguria. È stato calcolato un valore cumulato delle scariche elettriche con un intervallo orario e si è valutato l'andamento temporale nei giorni interessati dall'evento partendo dalle 0000 UTC del 6 novembre 2011.

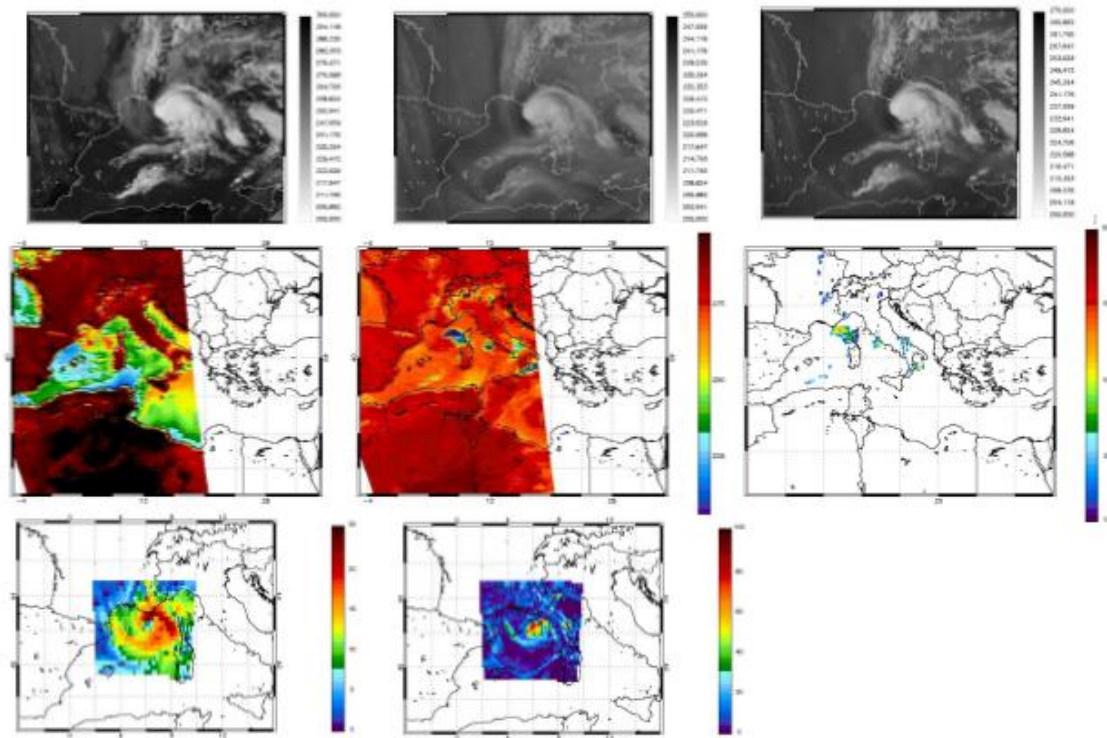


Figura 4.14. In alto: temperature di brillantezza a 10.8 μm (sinistra), 0.62 μm (centro) e 0.73 μm (destra) alle 1245 UTC del 8 novembre 2011. Al centro: temperature di brillantezza a 89 GHz (sinistra), 150 GHz (centro) e stima di precipitazione prodotta dall'algoritmo 183-WSL (destra) per il passaggio dei satelliti polari delle 0214 UTC. In basso: intensità del vento (sinistra) e vorticità (centro) alle 1300 UTC.

I massimi presenti sul grafico sono stati analizzati al fine di poter valutare la collocazione spazio-temporale delle scariche elettriche ed eventualmente stabilire una similitudine con i sistemi tropicali. Il primo massimo (step 56), utilizzato come riferimento per un'attività elettrica che ha interessato tutta la mattinata del giorno 6, si riferisce all'intervallo 0700–0800 UTC del 6 novembre 2011. Confrontando le immagini relative ai dati di fulminazione e alla temperatura di brillantezza a 10.8 μm (Figura 4.16),

l'attività elettrica è stata indicata come appartenente al sistema ciclonico di tipo tropicale. Il massimo riferito al 67esimo step orario (1900–2000 UTC del 6 novembre 2011), attraverso lo stesso confronto fatto precedentemente, mostra come i maggiori valori di fulminazione siano individuati lungo le coste italo-francesi ma comunque appartenenti al sistema ciclonico in esame.

Ricordando che il massimo della vorticità è stato individuato nell'intervallo compreso tra le 1200 e le 1300 UTC del 6 novembre 2011 e la presenza di nubi convettive è massima il 5 e 6 novembre possiamo legare questi due aspetti con quanto appena osservato sui dati di fulminazione.

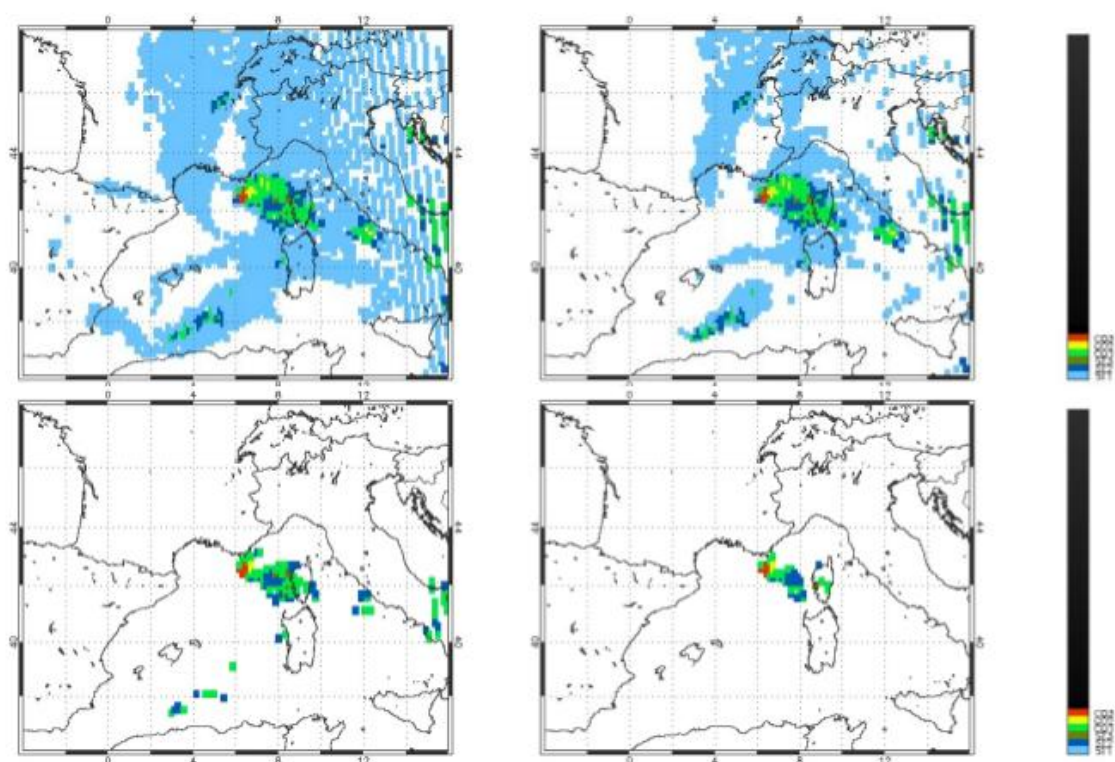


Figura 4.15. Classificazioni dell' algoritmo MWCC su griglia fissa a 16 km (in alto a sinistra), applicazione soglie MSG (in alto a destra), applicazione soglie AMSU–B/MHS (in basso a sinistra) e applicazione dell'algoritmo completo (in basso a destra) alle 1239 UTC del 8 novembre 2011.

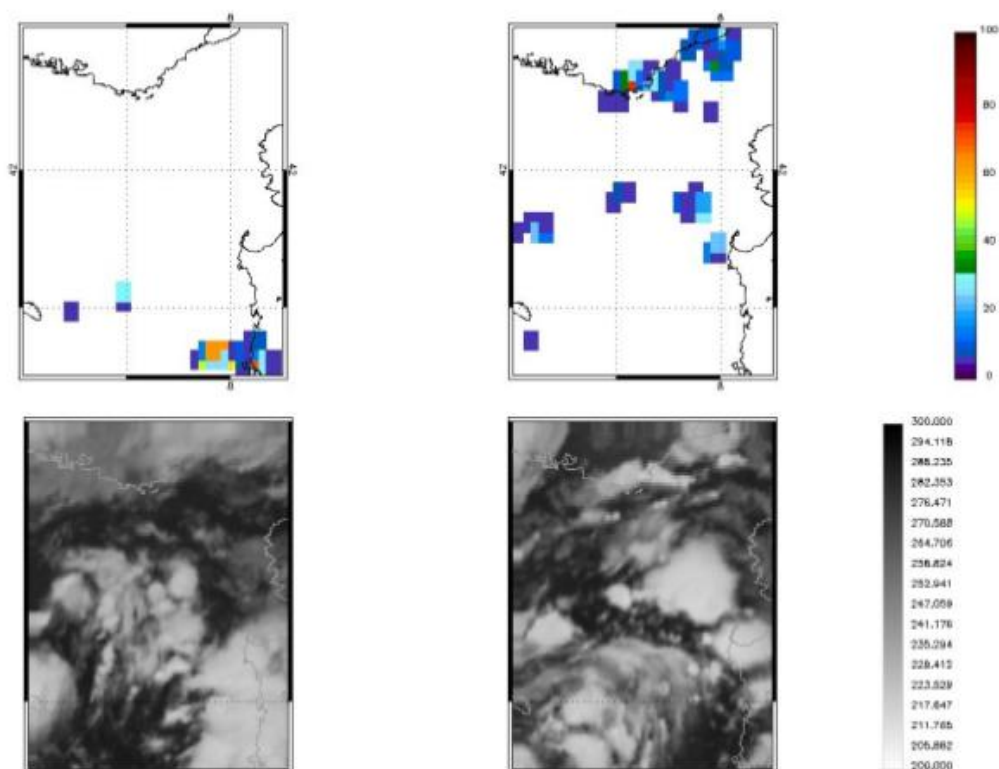


Figura 4.16. Numero di scariche registrate dalla rete WWLLN nell'intervallo temporale compreso tra le 0700 e le 0800 UTC (in alto a sinistra) e tra le 1900 e le 2000 UTC (in alto a destra) del 6 novembre 2011 e immagini MSG a $10.8 \mu\text{m}$ delle 0730 UTC (in basso a sinistra) e delle 1930 UTC (in basso a destra) dello stesso giorno.

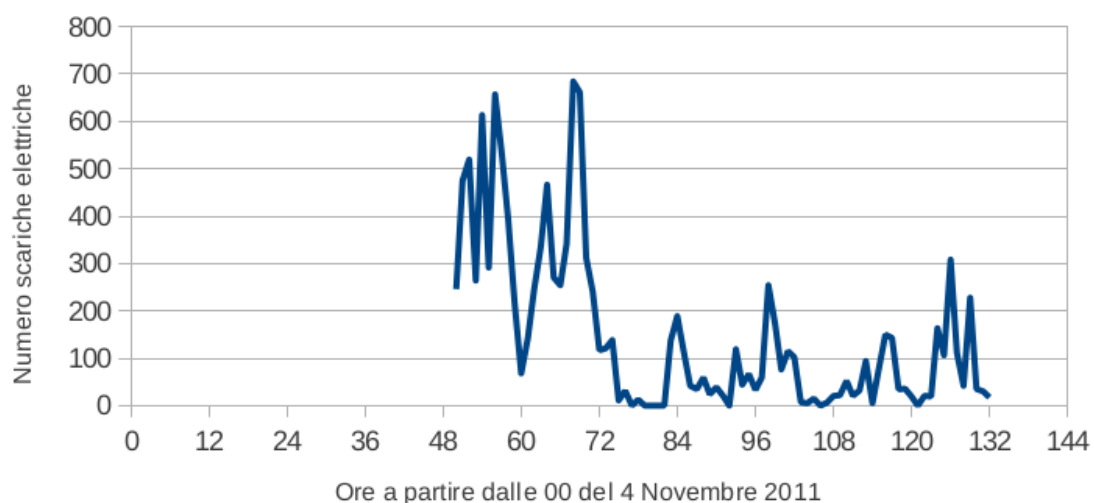


Figura 4.17. Numero di scariche elettriche orarie misurate dalla rete WWLLN all'interno del dominio considerato.

I *trend* simili presenti nei grafici di vorticità (Figura 4.10), tipologia di nubi (Figura 4.8) e fulminazione (Figura 4.17) permettono la formulazione di una teoria che leghi tutte queste analisi. Una forte vorticità implica notevoli moti ascensionali che permettono lo sviluppo di nubi a carattere convettivo. La teoria più accreditata riguardante l'attività elettrica nei cicloni tropicali, e valevole anche per quelli di tipo tropicale sul Mediterraneo, individua nella convezione profonda in presenza di cristalli di ghiaccio e graupel la causa della formazione delle scariche.

È inoltre interessante notare come i massimi di fulminazione anticipino i minimi di pressione (Figura 4.4) di circa 30-40 ore. Quanto osservato è in buon accordo con i risultati di Price et al. [2009], che, analizzando 56 casi di uragani, hanno notato come il massimo dell'attività elettrica anticipi di circa 30 ore il minimo di pressione e il massimo di intensità del vento. Nonostante questa relazione temporale fra attività elettrica e intensità del ciclone, il possibile ruolo della fulminazione come elemento prognostico di un ciclone di tipo tropicale è ancora in fase di studio.

5. Applicazione algoritmo su due casi di studio

L'algoritmo di detection dei cicloni di tipo tropicale sul mar Mediterraneo è stato testato su due eventi che hanno interessato l'Italia meridionale. Il primo caso, 26 settembre 2006, è un sistema ciclonico con caratteristiche tropicali che ha interessato il sud-est dell'Italia; il secondo è un evento di convezione profonda avvenuto sulla Sicilia il 22 ottobre 2009. I due sistemi sono molto diversi dal caso di novembre 2011 e per questa ragione sono stati scelti allo scopo di valutare l'efficienza dell'algoritmo in condizioni notevolmente diverse tra loro.

5.1 Caso di settembre 2006: medicane sul sud-est dell'Italia

La regione del Mediterraneo centrale è un'area d'intensa ciclogenesi a causa dalla presenza della catena montuosa dell'Atlante. Il 26 settembre 2006, su mar Tirreno, mar Ionio e parte meridionale del mar Adriatico si è formata una complessa struttura composta da due sistemi ciclonici, di cui uno con caratteristiche tropicali, originata proprio dalla ciclogenesi orografica sottovento all'Atlante [Moscatello et al., 2008; Laviola et al., 2011]. Le analisi ECMWF della pressione al suolo alle 0000 UTC (Figura 5.1) mostrano la presenza di un minimo (1004 hPa) sulla costa tirrenica, indicato con C1, e un minimo a 1006 hPa sul mar Ionio (C2). La situazione alle 1200 UTC (Figura 5.1) mostra un approfondimento del minimo sulla regione tirrenica fino a 994 hPa. Si è

notato, inoltre, come la struttura composta dai due minimi di pressione si fosse evoluta in un sistema in rotazione antioraria, in cui il ciclone C2 ruotava attorno al ciclone C1 (Figura 5.2).

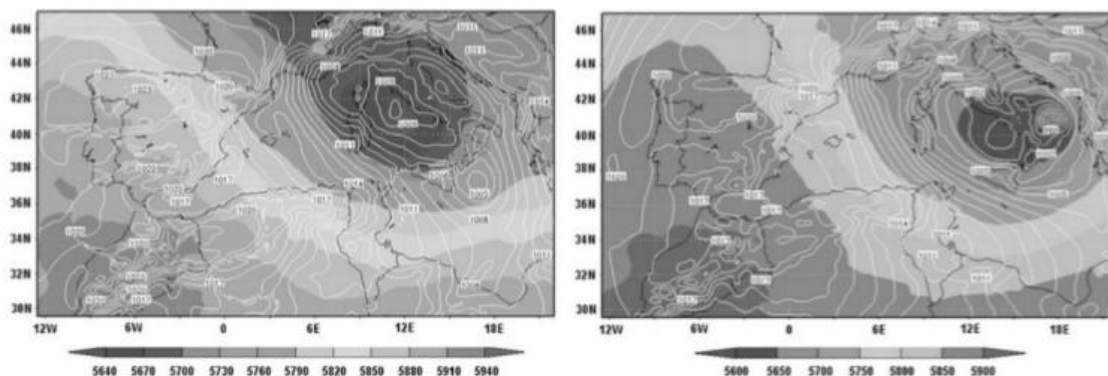


Figura 5.1. Analisi ECMWF: pressione al livello medio del mare (m, linee bianche) e sulla superficie a 500 hPa (m, gradazioni di grigio) alle 0000 UTC (sinistra) e alle 1200 UTC (destra) del 26 settembre 2006 [Laviola et al., 2011].

L'analisi si è concentrata sul passaggio dei satelliti polari delle 1125 UTC del 26 settembre, orario in cui il medicane si trovava sulla costa adriatica della Puglia. Il dominio utilizzato per questo evento parte da una latitudine di 35° fino a 45° N e da una longitudine di 10° fino a 25° E. Le immagini dei canali MSG nell'IR e nella banda di assorbimento del vapore acqueo (Figura 5.3) mostrano un sistema nuvoloso che interessa tutta la regione dell'Adriatico centro-meridionale ed evidenziano il richiamo di aria secca nella regione ionica.

Con l'ausilio delle immagini di temperatura di brillantezza a 89 e 150 GHz (Figura 5.4) è possibile individuare la struttura del medicane lungo la costa pugliese. Il nucleo freddo di temperatura di brillantezza a 89 GHz sulla Puglia (≈ 230 K) indica la presenza di nuvolosità di tipo convettivo mentre i bassi valori di temperatura di brillantezza a 150 GHz in corrispondenza del sistema convettivo indicano la presenza di idrometeore ghiacciate. Tali considerazioni sono confermate osservando la classificazione del tipo di nubi dell'algorithmo MWCC, che individua una struttura centrale con nubi di tipo CO1 (top della nube compreso fra 6–7 km), contornata da nubi stratiformi di tipo ST2 e ST3 (rispettivamente 3–4 km e > 4 km). La stima di precipitazioni fornita dall'algorithmo

183–WSL indica valori moderati d'intensità di precipitazione su tutta l'Italia meridionale con massimi in corrispondenza della struttura convettiva.

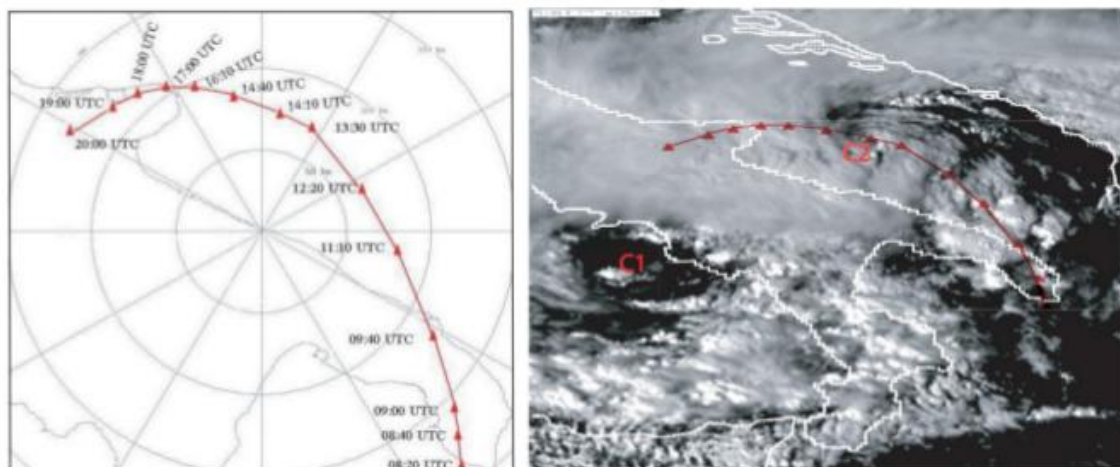


Figura 5.2. Ricostruzione tramite osservazioni della traiettoria seguita dal ciclone C2 tra le 0820 e le 2000 UTC (sinistra) e immagine MSG nel canale 12 riferita alle 1412 UTC del 26 settembre 2006 (destra). La linea rossa rappresenta la storm - track [Moscatello et al., 2008].

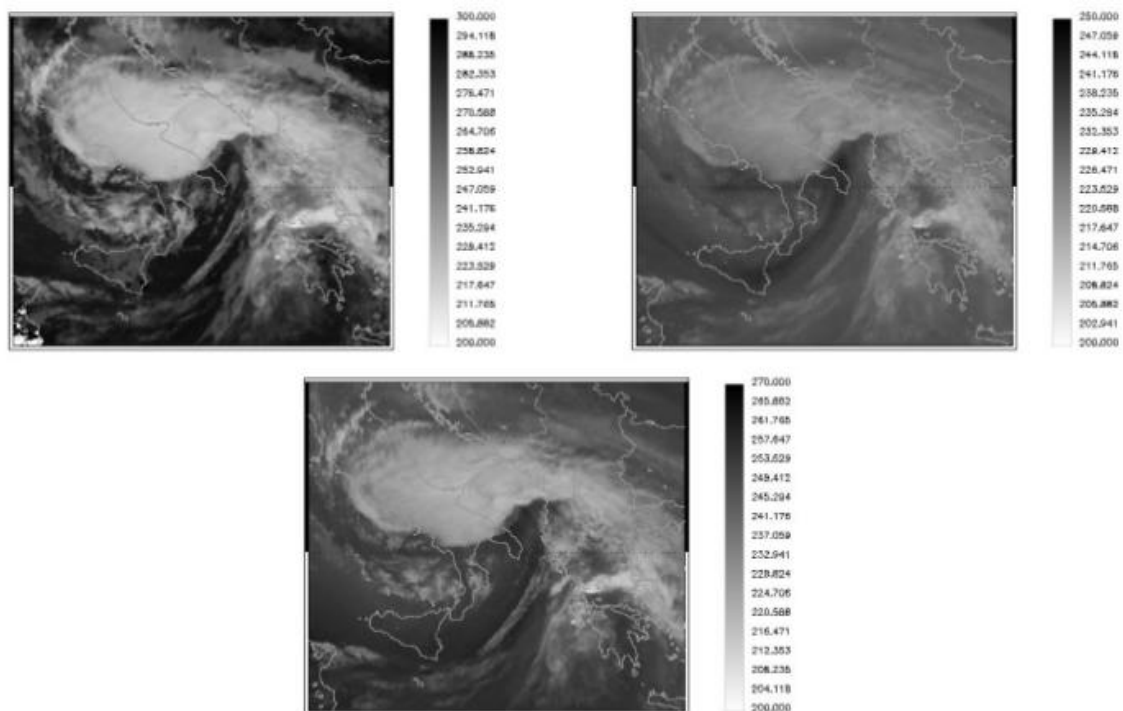


Figura 5.3. Immagini MSG di temperatura di brillantezza a 10.8 (in alto a sinistra), 6.2 (in alto a destra) e 7.3 μm (in basso) alle 1130 UTC del 26 settembre 2006.

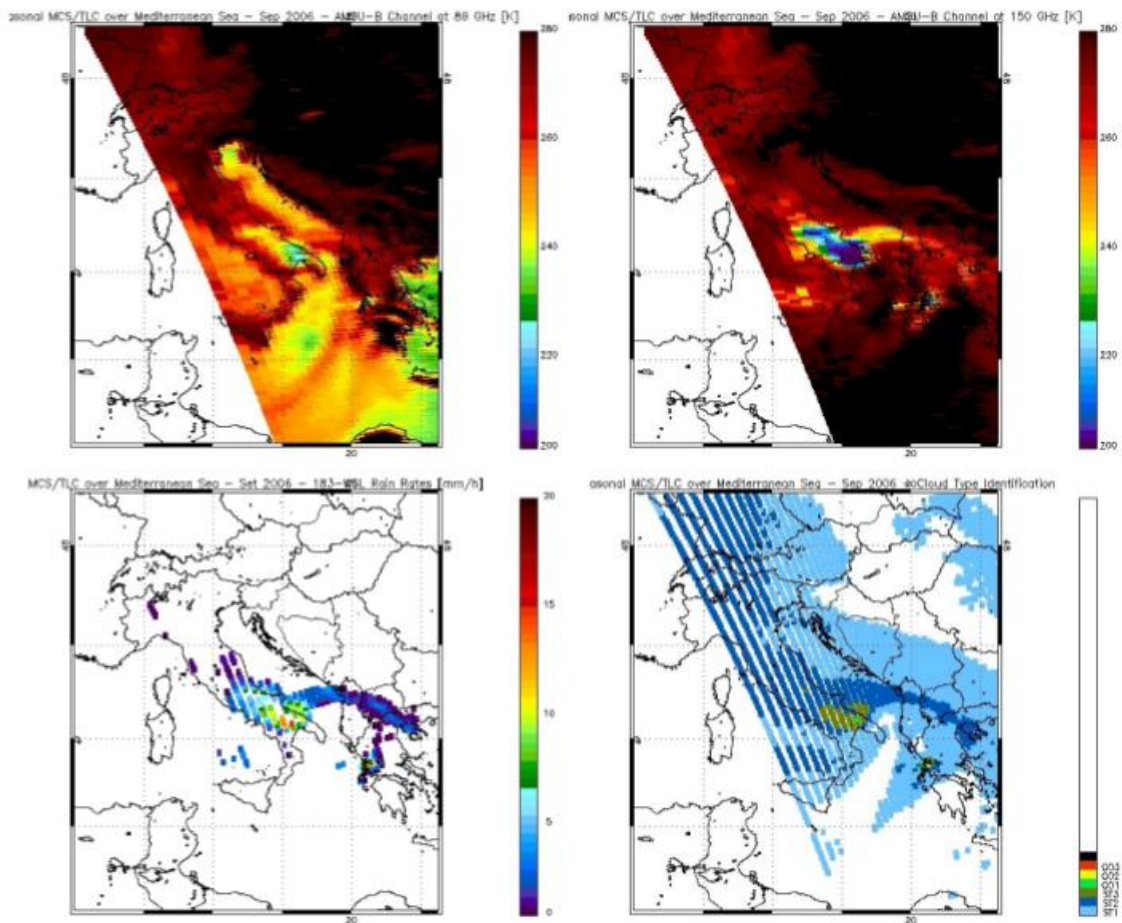


Figura 5.4. Temperatura di brillantezza a 89 GHz (in alto a sinistra) e a 150 GHz (in alto a destra), della stima di precipitazione dell' algoritmo 183-WSL (in basso a sinistra) e della classificazione delle nubi (in basso a destra) tramite l'algoritmo MWCCalle 1125 UTC del 26 settembre 2006.

È stata poi eseguita, come per il caso del 2011, un'analisi sulla classificazione delle nubi. Sono stati considerati anche il giorno precedente e successivo a quello interessato dall'evento per valutare l'influenza del ciclone di tipo tropicale sulla tipologia di nubi presenti in zona. In questo caso il dominio utilizzato è stato ridotto per escludere dal conteggio dei pixel un sistema convettivo sviluppatosi il giorno 25 settembre sul mar Ligure e nell'alto mar Tirreno. Pertanto, il riquadro scelto per questa analisi va dai 35° ai 45° N di latitudine e dai 15° ai 25° E di longitudine. Le considerazioni fatte per il caso del novembre 2011 sono valide anche per questo evento. È evidente dalla Figura 5.5 come nel giorno interessato dal medicane il numero di pixel di tipo convettivo aumenti,

ed è possibile osservare come il tipo di nubi convettive più presente sia quello di tipo CO1, nubi con uno sviluppo fino ai 6–7 km di quota.

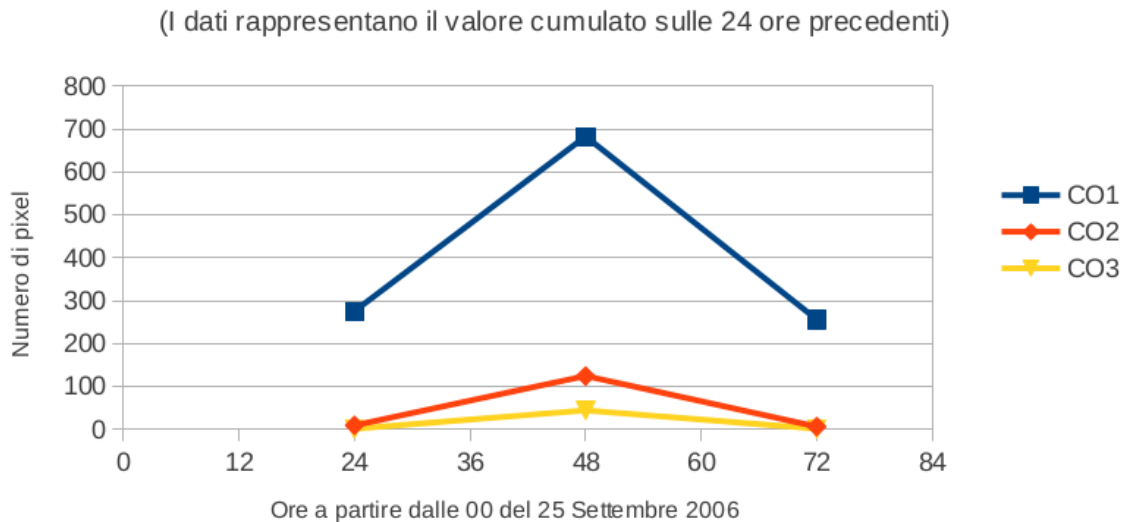


Figura 5.5. Evoluzione nel tempo del numero di pixel classificati come nubi di tipo convettivo dall'algoritmo MicroWaveCloudClassification. I valori riportati rappresentano il dato cumulato del giorno precedente.

I campi di vento forniti dal modello WRF (Figura 5.6) si riferiscono alle 1200 UTC del 26 settembre. I valori più elevati d'intensità del vento (oltre i 20 ms^{-1}) vengono individuati proprio in corrispondenza del medicane, ma sono presenti venti piuttosto intensi anche nella regione del basso Tirreno, rappresentativi di un'attività ciclonica presente in quell'area. La vorticità massima è localizzata nella regione interessata dal medicane. Sono presenti, comunque, massimi di vorticità lungo le coste calabresi e siciliane. Tali massimi sono, almeno in parte, imputabili agli elevati gradienti orizzontali d'intensità del vento presenti lungo le coste e non direttamente a strutture cicloniche. È utile notare come tale problematica possa essere dovuta all'utilizzo dei dati da modello che sull'interfaccia mare–terra possono contenere errori dovuti alla non corretta riproduzione da parte del modello stesso delle complesse dinamiche che impattano sui campi di vento in prossimità delle coste.

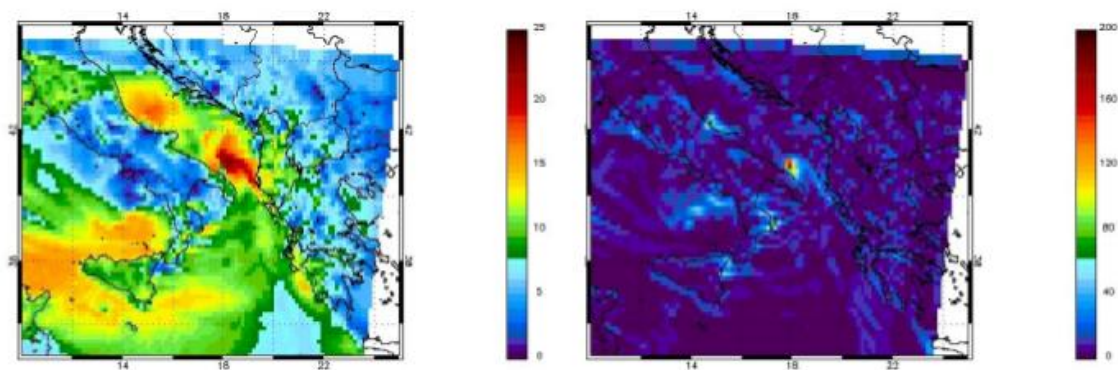


Figura 5.6. Intensità del vento (sinistra) e vorticità (destra) ricavate da simulazioni con il modello WRF alle 1200UTC del 26 settembre 2006.

Come per il caso del novembre 2011 è stata analizzata la vorticità media sul dominio (Figura 5.7). L'andamento del grafico mostra un passaggio della vorticità da valori anticlonici (negativi) a valori ciclonici (positivi), ma non evidenzia rapidi incrementi come nel caso del 2011.

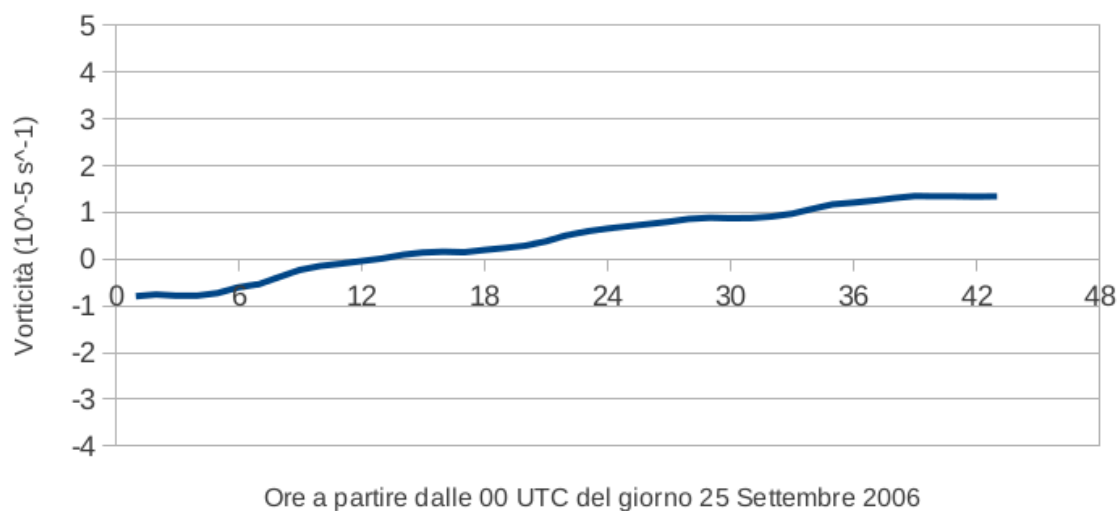


Figura 5.7. Andamento temporale della vorticità media per il caso di settembre 2006.

Pertanto, vista la presenza di due sistemi ciclonici, per questa analisi si è preferito utilizzare due domini separati: uno sull'Adriatico e l'altro sul Tirreno. La suddivisione in due sottodomini è stata eseguita sulla base della distribuzione della vorticità lungo la longitudine riferita alle 1200 UTC (Figura 5.8) e l'individuazione dei due massimi

associati a medicane e ciclone extra-tropicale. La linea di demarcazione fra i due domini è la longitudine di 16° E, sulla quale è localizzato il minimo della distribuzione.

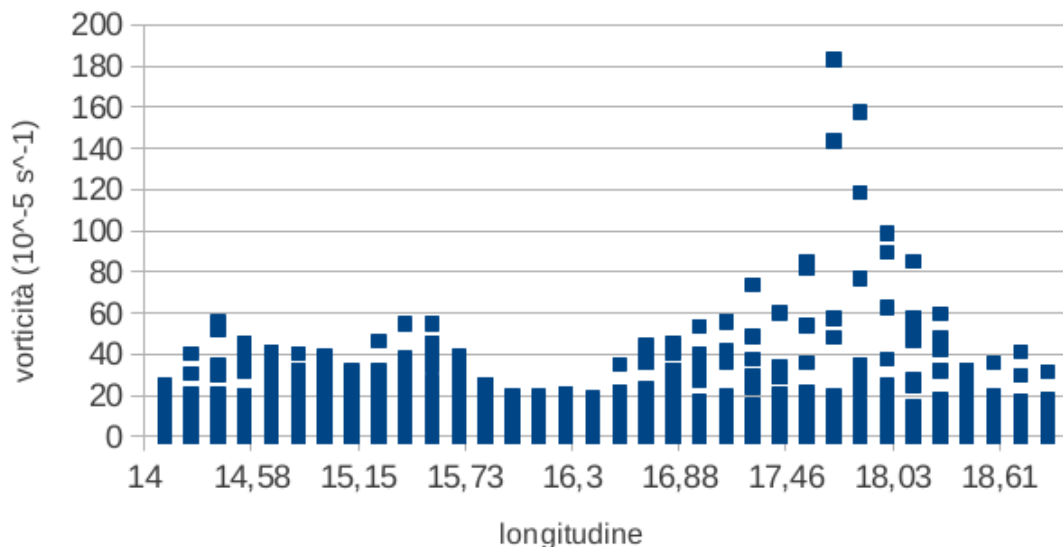


Figura 5.8. Distribuzione della vorticità in funzione della longitudine alle 1200 UTC del 26 settembre 2006.

Il riquadro riferito al medicane parte da 38° arrivando a 43° N di latitudine e da 16° a 20° E di longitudine. Il dominio tirrenico ha una latitudine che va da 37° a 42° N e una longitudine che va da 12° a 16° E. Le simulazioni con il modello WRF sui due domini sono riportate in Figura 5.9.

L'analisi separata nei due domini ha permesso di evidenziare gli effetti sul campo di vento e vorticità dei due sistemi ciclonici (Figura 5.10). Sul mar Tirreno il ciclone extra-tropicale provoca un aumento regolare della vorticità media a partire dal pomeriggio del giorno 25. Nel dominio Adriatico, interessato dal medicane, si hanno valori quasi nulli fino alle prime ore del giorno 26 e un successivo rapido incremento dovuto alla formazione e allo sviluppo del ciclone di tipo tropicale. I valori massimi di vorticità dei due eventi risultano simili, ma si devono tenere in considerazione le dimensioni maggiori del sistema sul Tirreno che comportano valori inferiori di intensità ma distribuiti omogeneamente su un'area maggiore.

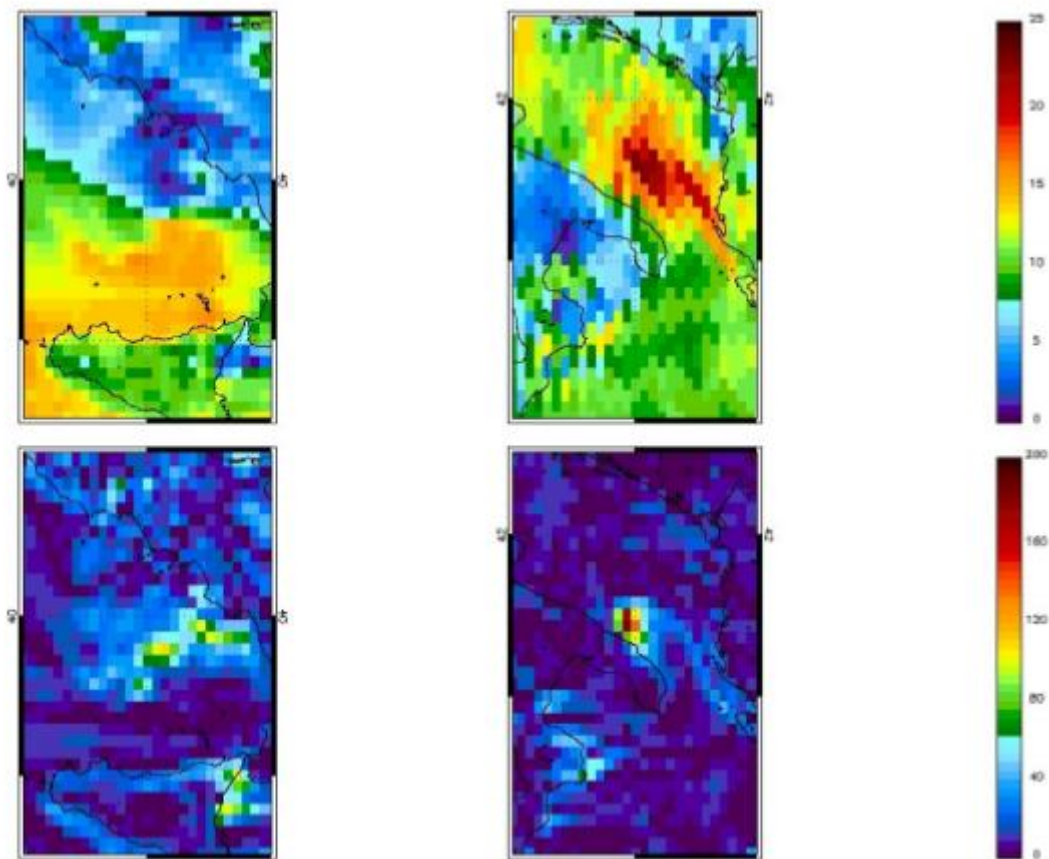


Figura 5.9. Intensità del vento (in alto) e vorticità (in basso) ricavate da simulazioni con il modello WRF alle 1200 UTC del 26 settembre 2006 per il dominio sul mar Tirreno (a sinistra) e per quello sul mar Adriatico (a destra).

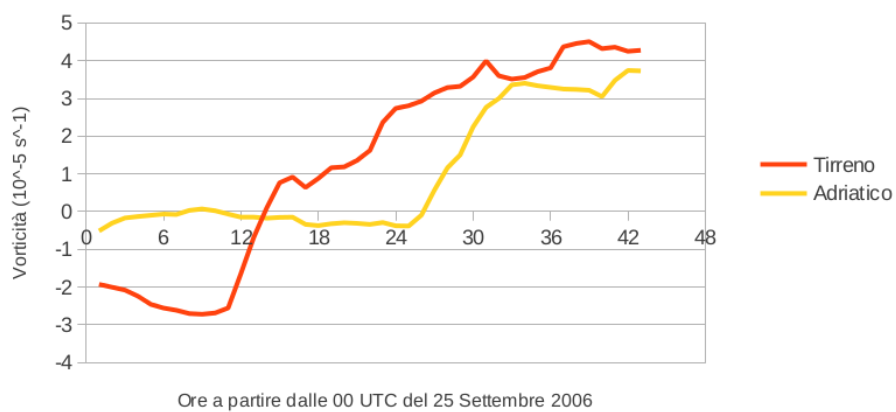


Figura 5.10. Andamento temporale della vorticità media nei due domini per il caso di settembre 2006.

Successivamente, è stato applicato l'algoritmo a soglie per la *detection* del sistema nuvoloso associato a un medicane utilizzando il passaggio del satellite polare delle 1125 UTC (Figura 5.11). In questo caso la posizione del sistema lungo le coste adriatiche rende l'individuazione complicata per le già citate difficoltà di analisi all'interfaccia terra/mare. Nonostante questo, il confronto fra la classificazione della tipologia di nubi del MWCC) e l'algoritmo a soglie (Figura 3.5) mostra come quest'ultimo riesca a individuare bene la regione formata da nubi di tipo ST3 e CO1, nucleo centrale del medicane. I pixel individuati sul mar Tirreno sono da associare al sistema ciclonico presente in quella regione ma i pochi pixel individuati rispetto all'estensione totale del sistema indicano come l'algoritmo a soglie riesca a discriminare un ciclone con caratteristiche tropicali rispetto a un più comune ciclone extra-tropicale.

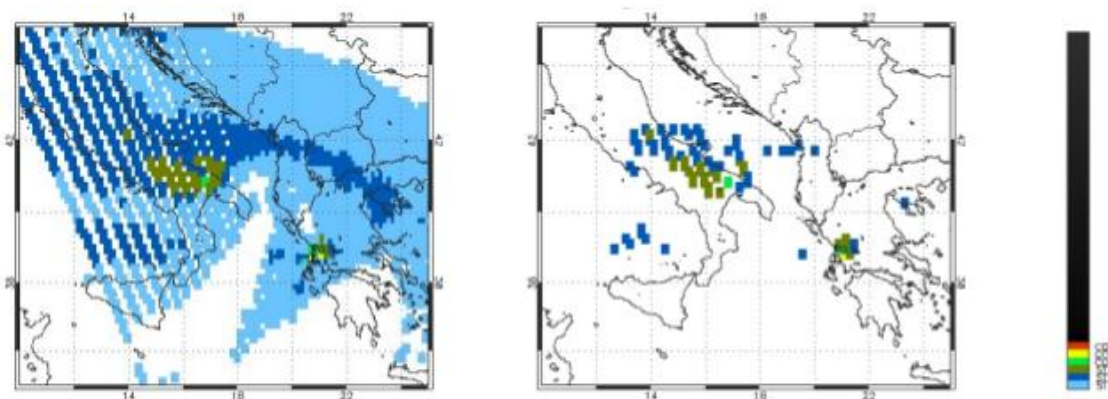


Figura 5.11. Classificazione delle nubi MWCC (a sinistra) e applicazione dell'algoritmo a soglie per l'individuazione di un medicane (a destra) alle 1129 UTC del 26 settembre 2006.

L'analisi appena effettuata è stata ripetuta per l'orbita dei satelliti polari delle 0924 UTC dello stesso giorno. In questo passaggio del satellite, il medicane aveva appena attraversato la Puglia e si trovava sulle coste adriatiche. Osservando i canali MSG (Figura 5.12) si può notare come la struttura nuvolosa sia simile a quella analizzata nel passaggio delle 1125 UTC e dall'analisi del campo di vento del modello WRF si osserva un nucleo di elevata vorticità sulla Puglia. L'applicazione dell'algoritmo a soglie (Figura 5.13) individua un sistema piuttosto esteso lungo la costa del basso Adriatico.

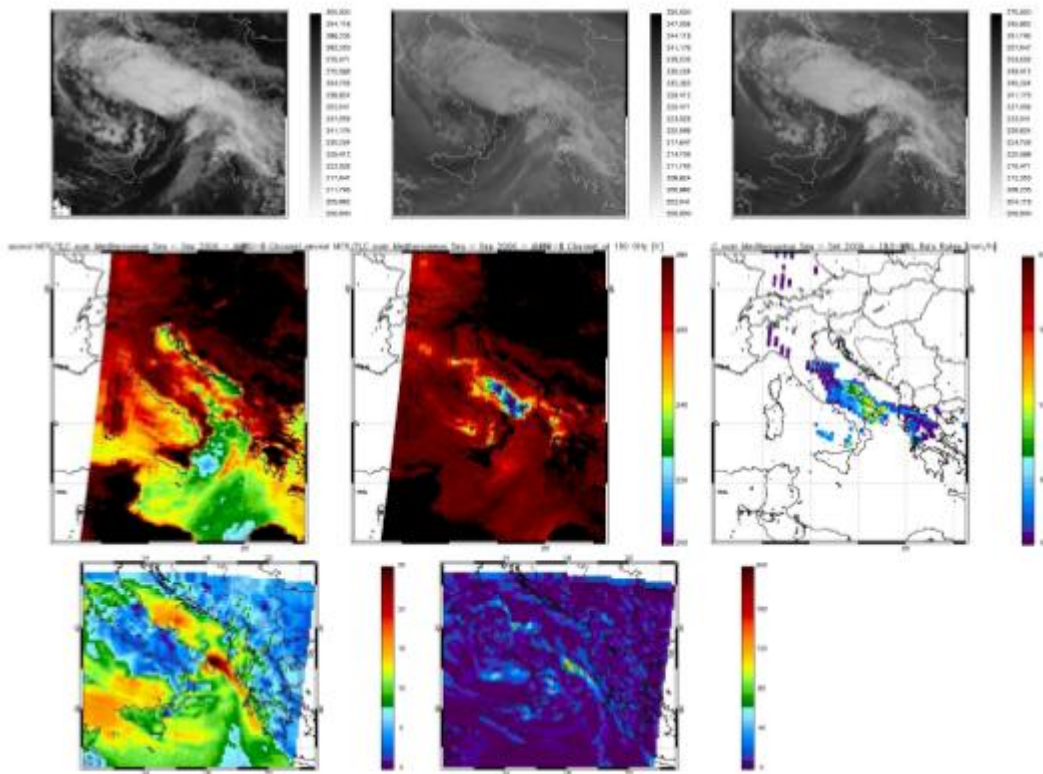


Figura 5.12. In alto: temperature di brillanza a 10.8 (sinistra), 6.2 (centro) e 7.3 μm (destra) alle 0930 UTC del 26 settembre 2006. Al centro: temperature di brillanza a 89 GHz (sinistra), 150 GHz (centro) e stima dell'intensità di precipitazione prodotta dall' algoritmo 183-WSL (destra) per il passaggio dei satelliti polari delle 0924 UTC. In basso: intensità del vento (sinistra) e vorticità (centro) da modello WRF alle 1000 UTC.

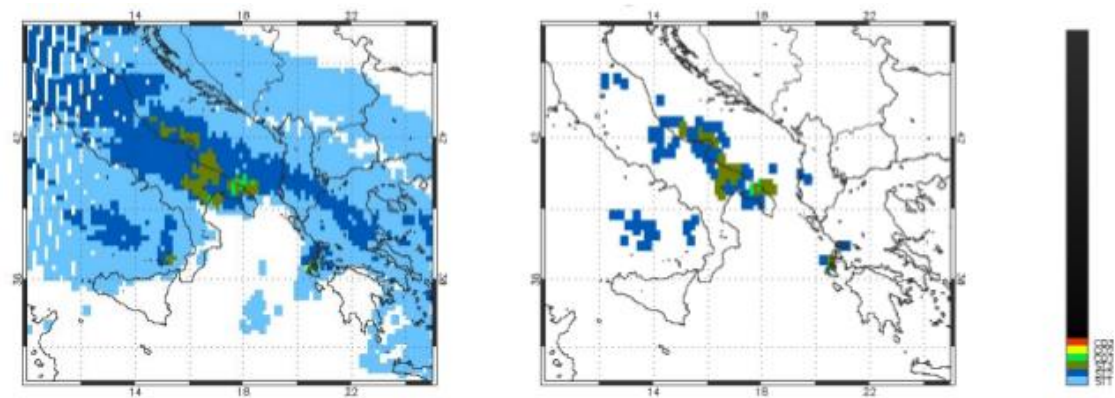


Figura 5.13. Classificazione delle nubi MWCC (a sinistra) e applicazione dell'algoritmo a soglie per l'individuazione di un medicane (a destra) alle 0924 UTC del 26 settembre 2006.

In questo evento di settembre 2006 l'individuazione del sistema ciclonico di tipo tropicale è meno accurata rispetto al caso di novembre 2011. Le difficoltà riscontrate riguardano principalmente la regione sulla quale questo sistema si è sviluppato. L'algoritmo è stato in grado di individuare il sistema, ma l'alternarsi di terra e mare e la complessità dell'area da simulare hanno influito sulla qualità finale della detection del sistema.

5.2 Caso di ottobre 2009: MCS sulla Sicilia

Il terzo caso di studio considerato in questa tesi è un MCS che si è sviluppato il 22 ottobre 2009 sulla Sicilia. Questo evento viene trattato come caso di controllo: l'obiettivo è quello di valutare il comportamento dell'algoritmo in assenza di attività ciclonica con caratteristiche tropicali. Il riquadro utilizzato per l'analisi va da 10° a 22° E di longitudine e da 35° a 42° N di latitudine. Le immagini MSG (Figura 5.14) delle 0430 UTC del 22 mostrano un sistema convettivo di notevoli dimensioni in una fase ormai matura. Le immagini nei due canali del vapore acqueo evidenziano una regione "secca" di forma circolare attorno al sistema principale, che indica la rapida evoluzione verticale della convezione.

I dati nelle MW riferiti alle 0429 UTC del giorno 22 (Figura 5.15) mostrano chiaramente la convezione profonda presente sopra la Sicilia. In particolare, i valori di temperatura di brillanza a 150 GHz indicano inequivocabilmente una notevole presenza di graupel e idrometeore ghiacciate formatesi grazie agli intensi updraft. La tipologia di nubi individuata dall'algoritmo MWCC mostra come quasi tutto il sistema nuvoloso sia di tipo convettivo e abbia un *top* posizionato oltre gli 8 km di quota.

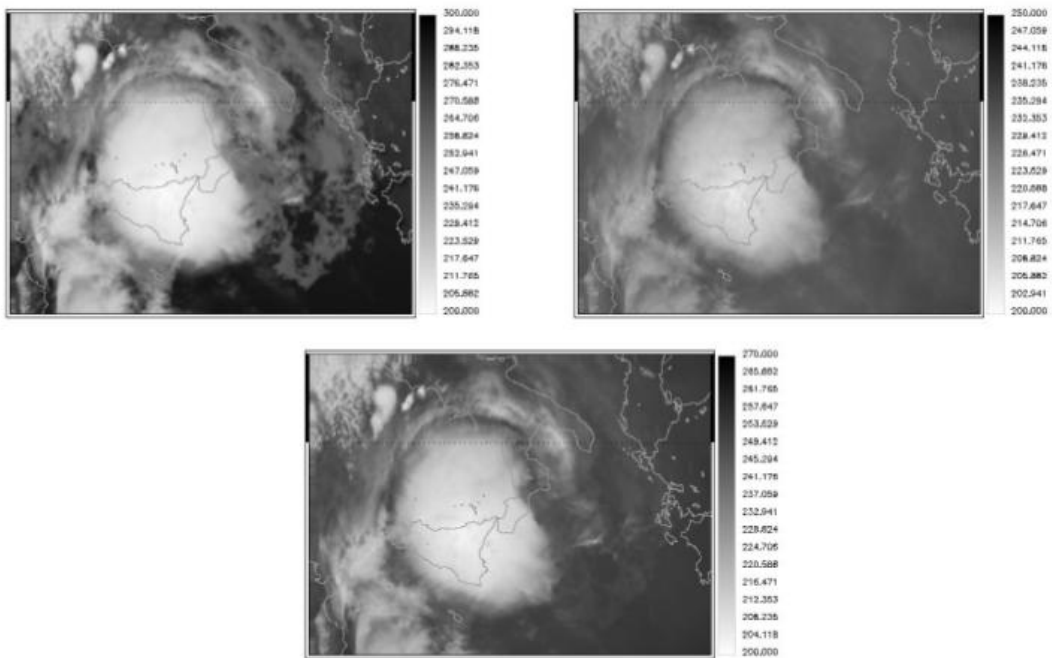


Figura 5.14. Immagini MSG di temperatura di brillantezza a 10.8 (in alto a sinistra), 6.2 (in alto a destra) e 7.3 μm (in basso) alle 0430 UTC del 22 ottobre 2009.

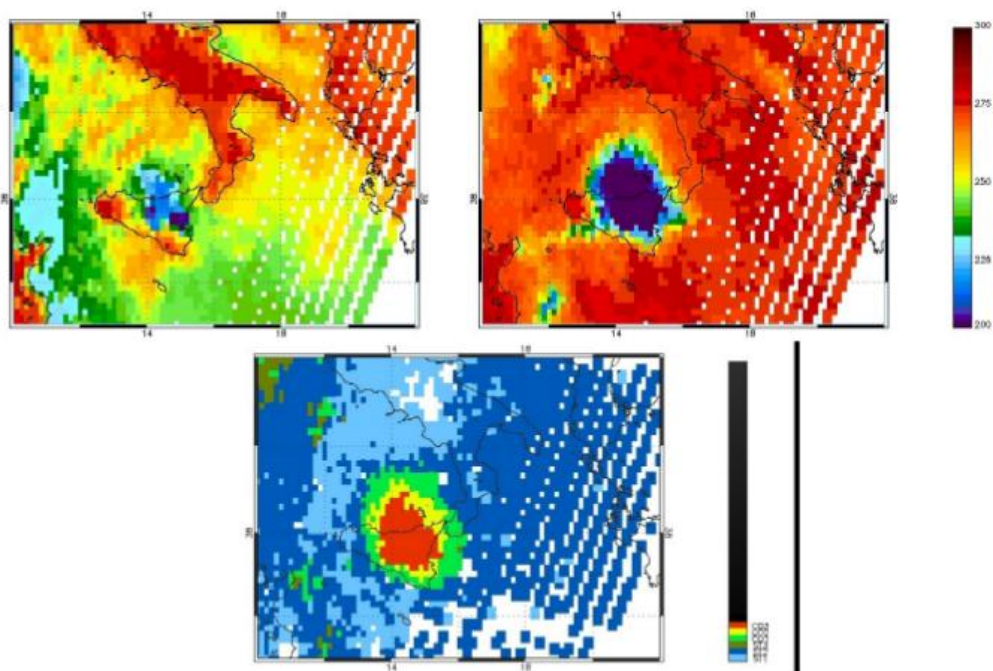


Figura 5.15. Temperature di brillantezza a 89 GHz (in alto a sinistra), temperature di brillantezza a 150 GHz (in alto a destra) e classificazione delle nubi (in basso a destra) tramite l'algoritmo MWCC alle 0429 UTC del 22 ottobre 2009.

L'analisi è proseguita osservando la struttura del campo di vento (Figura 5.16): probabilmente la più importante discriminante fra questo sistema e i medicane. Per questo evento il modello WRF ha fornito i dati di vento ogni 3 ore. A differenza dei casi del novembre 2011 e del settembre 2006, non sono presenti strutture cicloniche e i campi di vento hanno intensità massime che non superano i 20 ms^{-1} . Anche in questo caso, inoltre, si possono notare massimi lungo alcune aree costiere che, dal confronto con le immagini nell'IR, non mostrano un sistema nuvoloso tipico delle circolazioni cicloniche e sono pertanto da imputare a delle discontinuità del campo di vento all'interfaccia terra–mare.

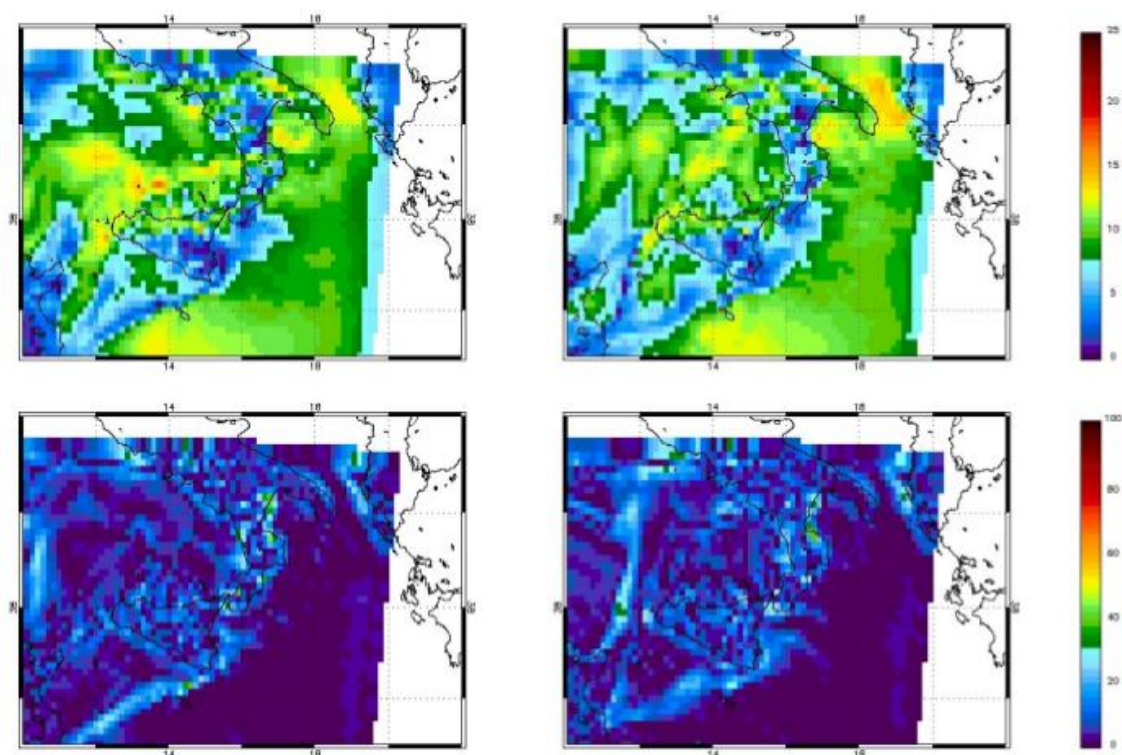


Figura 5.16. Intensità del vento (sopra) e vorticità (sotto) ricavate da simulazioni con il modello WRF alle 0300 (sinistra) e alle 0600 UTC (destra) del 22 ottobre 2009.

Analizzando i dati di vorticità media sul dominio (Figura 5.17), si può subito notare come i valori di vorticità positiva massimi siano di un ordine di grandezza inferiori rispetto ai casi analizzati in precedenza. Anche in questo caso sono presenti massimi di vorticità in corrispondenza delle coste dovuti parzialmente alle difficoltà di simulazione dei campi di vento lungo le interfacce terra-mare.

L'applicazione dell'algoritmo è avvenuta al passaggio dei satelliti polari delle 0429 UTC (Figura 5.18). L'algoritmo di detection individua alcuni pixel come appartenenti a un sistema ciclonico di tipo tropicale, ma non è presente una struttura organizzata come nei due casi analizzati precedentemente. È stato osservato, inoltre, come molti dei pixel individuati dall'algoritmo siano classificati di tipo CO2 e CO3, tipologia di nubi che nelle analisi precedenti era stata notata essere presente solo in minima parte nei sistemi nuvolosi individuati.

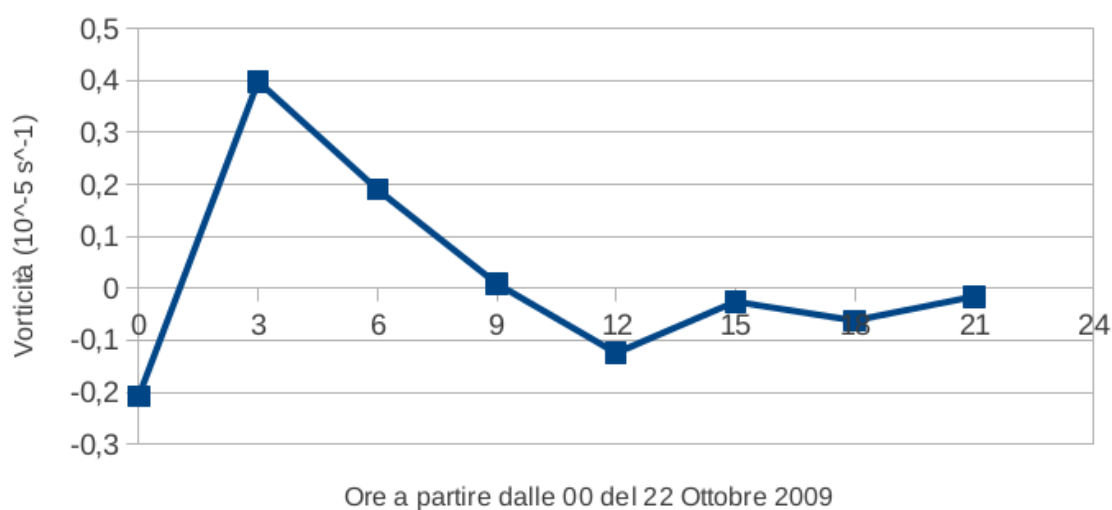


Figura 5.17. Andamento temporale della vorticità media sul dominio considerato.

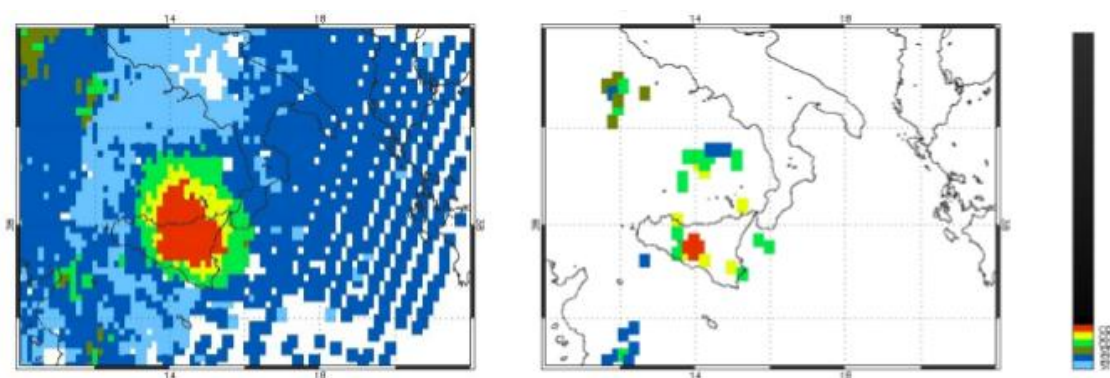


Figura 5.18. Classificazione delle nubi MWCC (a sinistra) e applicazione dell'algoritmo a soglie per l'individuazione di un medicane (a destra) alle 0429 UTC del 22 ottobre 2009.

6. Conclusioni e sviluppi futuri

Sono ormai passati trent'anni da quando Ernst and Matson[1983] individuarono per la prima volta un ciclone con caratteristiche tropicali sul mar Mediterraneo. Da allora sono stati compiuti notevoli passi avanti nella conoscenza di quelli che Emanuel[2005] chiamò in seguito *Mediterranean Hurricane*, meglio noti come Medicane. A tutt'oggi, tuttavia, non esiste ancora una teoria completa in grado di spiegare come questi sistemi, pur mostrando caratteristiche di tipo tropicale, si sviluppano nel bacino del Mediterraneo. Lo studio della fisica dei medicane è dunque basato sulla più nota teoria dei cicloni tropicali, anche se recenti studi stanno cominciando a delineare similitudini e differenze fra i due tipi di sistemi. Per questa ragione, la caratterizzazione dei medicane è, al momento attuale, realizzata per lo più su base modellistica inizializzando gli stessi schemi parametrici sviluppati per le regioni tropicali, ma adattandoli alle diverse condizioni del Mediterraneo. Da qualche tempo, all'approccio puramente modellistico cominciano ad affiancarsi le tecniche di osservazione satellitare allo scopo di avere una caratterizzazione più accurata dello scenario e correggere le stime dei modelli sia in termini di traiettorie che di reale distribuzione del campo di nubi. L'integrazione di queste tecniche, che è alla base di questo lavoro di tesi, potrebbe risultare molto utile sia per la salvaguardia delle comunità che in un contesto più ampio di cambiamenti climatici e riscaldamento globale [IPCC, 2012]. L'obiettivo primario di questa tesi è, pertanto, quello di contribuire a porre basi solide per la creazione di un efficiente algoritmo di *detection* dei medicane.

Un approccio basato sull'utilizzo di diversi tipi di strumentazioni nasce dalla volontà di studiare quanti più aspetti possibili delle dinamiche dei medicane ed è risultato essere il

punto di forza dell'algoritmo sviluppato durante questa tesi. L'utilizzo del sensore SEVIRI ha permesso lo studio delle strutture del vapore acqueo nella medio-alta troposferae l'individuazione dei sistemi nuvolosi appartenenti ai cicloni di tipo tropicale. La notevole frequenza temporale con cui sono forniti i dati MSG-SEVIRI rende i canali nella banda di assorbimento del vapore acqueo a 6.2 e 7.3 μm e il canale superficiale a 10.8 μm la base per l'algoritmo sviluppato. L'utilizzo delle MW tramite i sensori ad alta risoluzione AMSU-B/MHS ha reso possibile uno studio più accurato della struttura interna dei sistemi nuvolosi, della tipologia di nubi (MWCC) e della distribuzione delle regioni con diversa intensità di pioggia (183-WSL) associate ai medicane. I canali superficiali a 89 e 150 GHz hanno permesso l'individuazione del sistema nuvoloso mentre i canali centrati nella banda di assorbimento del vapore acqueo a 183 GHz hanno permesso una valutazione della struttura interna del medicane. L'analisi del campo di vento superficiale e della vorticità tramite i dati forniti dal modello WRF ha permesso un'ulteriore discriminazione dei sistemi con caratteristiche tropicali dal resto dei sistemi nuvolosi presenti nel dominio considerato.

I dati forniti da satelliti e modello sono stati organizzati in un unico *dataset* e successivamente rimappati su griglia fissa a 16 km per omogeneizzare spazialmente tutte le informazioni. Le soglie utilizzate nell'algoritmo di *detection* sono state ricavate per via empirico-statistica tramite l'analisi di tre eventi avvenuti sul mar Mediterraneo.

Il caso di studio sul quale sono stati ricavati i primi parametri dell'algoritmo ha riguardato un medicane formatosi nel novembre 2011 sul bacino occidentale del Mediterraneo. Le notevoli dimensioni, la simmetria della struttura nuvolosa, la stazionarietà e la longevità di questo evento hanno permesso un'analisi approfondita delle variabili chiave e l'algoritmo è stato in grado di individuare il ciclone in tutte le sue fasi. Durante lo studio dell'evento di novembre 2011 è stata analizzata la relazione fra la tipologia di nubi presenti, la vorticità media nella regione interessata dal medicane e l'attività elettrica (WWLLN) associata all'evento. Lo stretto legame osservato fra questi tre aspetti è fondamentale in previsione dello sviluppo di una teoria capace di descrivere i cicloni mediterranei.

Gli eventi analizzati successivamente sono stati un medicane che ha interessato il sud-est della Penisola nel settembre 2006 e un *mesoscale convective system* sulla Sicilia

nell'ottobre 2009.

La peculiarità dell'evento di settembre 2006 è stata la traiettoria del medicane che ha attraversato la Puglia partendo dal mar Ionio e arrivando sul mar Adriatico meridionale. Nonostante la rapida evoluzione del sistema e la particolare traiettoria, l'algoritmo è riuscito a individuare il sistema nuvoloso associato al sistema di tipo tropicale. Nonostante le dimensioni, la durata e l'intensità del sistema ciclonico fossero inferiori a quelle del caso principale, le analisi sull'evento del 2006 hanno confermato quanto osservato per il caso del 2011 riguardo alla relazione tra vorticità media e tipologia di nubi. Tale risultato è di notevole rilevanza non solo per l'originalità di questo lavoro di tesi, ma anche perché stabilisce, seppur su due soli casi studio, un carattere comune di due medicane completamente diversi tra loro sia per collocazione geografica che per geni e sviluppo.

Il caso di ottobre 2009 è stato scelto come ulteriore test di verifica per valutare il comportamento dell'algoritmo in una situazione priva di attività ciclonica. L'applicazione dell'algoritmo ha indicato come possibili medicane solamente aree isolate che, però, a differenza dei casi precedenti, non presentavano alcuna struttura organizzata.

Proprio dall'analisi dell'evento del 2009 nasce uno dei più interessanti possibili sviluppi futuri. L'algoritmo sviluppato in questa tesi si limita a individuare sistemi nuvolosi che soddisfano i requisiti imposti dalle soglie utilizzate. Rimane però necessaria l'analisi di un operatore per valutare l'effettiva appartenenza della struttura individuata a un sistema medicane. Uno sviluppo futuro potrebbe essere quello di automatizzare tale processo tramite la creazione di un sistema di confronto fra i sistemi individuati dall'algoritmo di *detection* e dei pattern nuvolosi precedentemente analizzati e caratteristici dei sistemi di tipo tropicale.

Una delle limitazioni riscontrate durante questa tesi è stata la diversa risoluzione temporale dei dati a disposizione. Tale problematica è stata, ad esempio, fattore primario nella scelta di utilizzare dati sintetici di vento forniti da un modello piuttosto che *retrieval* satellitari degli scatterometri. Uno sviluppo futuro di questo studio iniziale, potrebbe essere l'integrazione dell'attuale configurazione dell'algoritmo di *detection* con altri sensori a bordo di piattaforme orbitanti già in volo oppure nuove missioni

spaziali. Fra queste ultime si annovera sicuramente la missione *Global Precipitation Measurement* (GPM), frutto della collaborazione tra l'agenzia spaziale giapponese JAXA e la NASA. Lo scopo fondamentale della missione GPM è una migliore conoscenza del ciclo dell'acqua e uno studio più accurato dei sistemi precipitanti tramite radar a doppia frequenza che fa parte della strumentazione di bordo. Una maggiore disponibilità di dati, soprattutto provenienti da satelliti polari, migliorerebbe l'efficienza dell'attuale configurazione dell'algoritmo, rendendolo uno strumento potenzialmente utilizzabile in un sistema di monitoraggio in quasi real time per il bacino del Mediterraneo.

7. Acronimi

AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
ARW	Advanced Research WRF
CI	Current Intensity
DCT	Deep Convective Threshold
ECMWF	European Centre for Medium – Range Weather Forecasts
EIWG	Earth – Ionosphere Wave Guide
EPS	Eumetsat Polar System
ESRL	Earth System Research Laboratory
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GPM	Global Precipitation Meseaurements
HRV	High Resolution Visible
IFOV	Instantaneous Field Of View
INGV	Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	InfraRed
ITCZ	InterTropicalCovergence Zone
JAXA	Japanese Aerospace Exploration Agency
MCS	Mesoscale Convective System
METOP	METeorologicalOPerational
MHS	Microwave Humidity Sounder
MPL	Mediterranean Polar Low
MSG	Meteosat Second Generation
MSW	Maximum Surface Wind
MW	MicroWave
MWCC	MicroWave Cloud Classification

NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NMM	Nonhydrostatic Mesoscale Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWP	Numerical Weather Prediction
PBL	Planetary Boundary Layer
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SST	Sea Surface Temperature
TLC	Tropical – Like Cyclone
TOGA	Time Of Group Arrival
VIS	VISible
VLf	Very Low Frequency
WISHE	Wind – Induced – Surface Heat Exchange
WRF	Weather Reasearch and Forecasting
WSF	WRF Software Framework
WSL	Watervapour Strong Lines
WSM	WRF Single Moment
WV	WaterVapour
WWLLN	World – Wide Lightning Location Network

8. Bibliografia

Buzzi, A., and Tibaldi, S. (1978). Cyclogenesis in the Lee of the Alps: A Case Study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104(440)**:271-287.

Campins, J., Genovés, A., Picornell, M. A., Jansà, A. (2011). Climatology of Mediterranean Cyclones using the ERA-40 Dataset. *Int. J. Climatol.*, **31**:1596-1614, doi: 10.1002/joc.2183.

Cavicchia, L., Von Storch, H., and Gualdi, S. (2013). A Long – Term Climatology of medicane. *Clim. Dyn.* doi: 10.1007/s00382-013-1893-7.

Chaboureau, J.-P., Pantillon, F., Lambert, D., Richard, E., and Claud, C. (2012). Tropical Transition of a Mediterranean Storm by Jet Crossing. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138**:596–611. doi:10.1002/qj.960

Claud, C., Alhammoud, B., Funatsu, B. M., and Chaboreau, 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.

Dowden, R. L., Brundell, J. B., and Rodger, C. J. (2002). VLF Lightning Location by Time of Group Arrival (TOGA) at Multiple Sites. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **64**:817-830.

Dudhia, J. (1989). Numerical Study of Convection Observed During the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two – Dimensional Model. *J. Atmos. Sci.*, **46**:3077-3107.

Dvorak, V. F. (1972). A Technique For The Analysis and Forecasting of Tropical Cyclone Intensities From Satellite Pictures. NOAA Tech. Memo. NESS 36, 15pp.

- Dvorak, V. F. (1975). Tropical Cyclone Intensity Analysis and Forecasting from Satellite Imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**:420-430.
- Ebuchi, N., Graber, H. C., and Caruso, M. J. (2002). Evaluation of Wind Vectors Observed by QuickSCAT / SeaWinds Using Ocean Buoy Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**:2049-2062.
- Emanuel, K. A. (1986). An Air – Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady – State maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**:585-604.
- Emanuel, K. A. (1991). The Theory of Hurricanes. *Annual Rev. Fluid Mech.*, **23**:179-196.
- Emanuel, K. A. (2005). Genesis and Maintenance of “Mediterranean Hurricanes”. *Adv. Geosci.*, **2**:217-220.
- Ernst, 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.
- Golding, B. W. (1998). Nimrod: a System for Generating Automated Very Short Range Forecasts. *Meteorol. Appl.*, **5**:1-16.
- 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.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., and Chen, S.-H. (2004). A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and

Precipitation.*Mon. Wea. Rev.*, **132**:103-120.

Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J. (2006). A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes.*Mon. Wea. Rev.*, **134**:2318-2341.

Houze, R. A. J. (2010). Clouds in Tropical Cyclones.*Mon. Wea. Rev.*, **138**:293-344.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2012). *Managing The Risk of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaption*. Cambridge University Press.

Kain, J. S. (2004). The Kain – Fritsch Convective Parametrization: An Update. *J. Appl. Meteor.*, **43**:170-181.

Lagouvardos, K., Kotroni, V., Nickovic, S., Jovic, D., Kallos, G., and Tremback C. J. (1999). Observations and Model Simulations of a Winter Sun – Synoptic Vortex Over The Central Mediterranean.*Meteorol. Appl.*, **6**:371-383.

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 PartI: Retrieval Design. *Atmos. Res.*, **99**:443-461.

Laviola, S., Levizzani, V., Cattani E., and Kidd C. (2013). The 183 – WSL Fast Rain Rate Retrieval Algorithm PartII: Validation Using Ground Radar Measurements. *Atmos. Res.*, **134**:77-86.

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. EUMETSAT*.

Miglietta, M. M., Laviola, S., Malvaldi, A., Conte, D., Levizzani, V., and Price, C.

(2013). Analysis of Tropical-Like Cyclones Over the Mediterranean Sea Through a Combined Modeling and Satellite Approach, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2400–2405, doi:10.1002/grl.50432.

Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmospheres: RRTM, a Validated Correlated-k Model for the Longwave. *J. Geophys. Res.*, **102(D14)**:16663-16682.

Molinari, J., Moore, P., and Idone, V. (1999). Convective Structure of Hurricanes as Revealed by Lightning Locations. *Mon. Wea. Rev.*, **127**:520-534.

Moscatello, A., Miglietta, M. M., and Rotunno, R. (2008). Numerical Analysis of a Mediterranean “Hurricane” over Southeastern Italy. *Mon. Wea. Rev.*, **136**:4373-4397.

Olander, T. L., and Velden, C. S. (2009). Tropical Cyclone Convection and Intensity Analysis Using Differenced Infrared and Water Vapour Imagery. *Wea Forecasting*, **13**:172-186.

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. App.*, **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. *Weather Forecast*, **16**:7-34.

Romero, R., and Emanuel, K. (2013). Medicanes Risk in a Changing Climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**:5992-6001. doi:10.1002/jgrd.50475.

Santurette, P., and Georgiev, C. G. (2005). *Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*. ISBN: 0-12-619262-6. Academic Press, Burlington, MA, San Diego, London. 179pp.

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.

Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., and Ratier, A. (2002). An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**:977-992.

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. (2011). Mediane: Cataloguing Criteria and Exploration of Meteorological Environments. *Tethys*, **8**:53-61.

Tous, M., and Romero, R. (2013). Meteorological Environments Associated with Mediane Development. *Int.J. Climatol.*, **33**:1-14, doi:10.1002/joc.3428.

Trigo, I., Davies, T. D., and Bigg, G. (1999b). Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region. *J. Climate*, **12**:1685-1696.

Velden, C. S., Olander, T., and Zehr, R. M. (1998). Development of an Objective Scheme to Estimate Tropical Cyclone Intensity from Digital Geostationary Satellite Imagery. *Wea. Forecasting*, **13**:172-186.

Velden, C., Harper, B., Wells, F., Beven II, J. L., Zehr, R., Olander, T., Mayfield, M., Guard, C., Lander, M., Edson, R., Avila, L., Burton, A., Turk, M., Kikuchi, A., Christian, A., Caroff, P., and McCrone, P. (2006). The Dvorak Tropical Cyclone Intensity Estimation Technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**:1195-1210.

Virts, K. S., Wallace, J. M., Hutchins, M. L., and Holzworth R. H. (2013) Highlights of

a New Ground-Based, Hourly Global Lightning Climatology. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**:1381–1391.

Wimmers, A. J., and Velden, C. S. (2010). Objectively Determining the Rotational Center of Tropical Cyclones in Passive Microwave Satellite Imagery. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**:2013-2034, doi:10.1175/2010JAMC2490.1.

Zecchetto, S., De Biasio, F., Music, S., Nickovic, S., and Pierdicca, N., (2002). Intercomparison of Satellite Observations and Atmospheric Model Simulations of a Meso - Scale Cyclone in The Mediterranean Sea. *Can. J. Rem. Sens.*, **28**:413-423.