

ΔΟΥΦΟΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΧΑΜΗΛΩΝ ΜΕ
ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ



ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΟΥ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΑ

Φυσικός Α.Π.Θ.

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

SATELLITE ANALYSIS OF TROPICAL-LIKE MEDITERRANEAN
CYCLONES (MEDICANES)

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ-THESSALONIKI

2017



ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΟΥ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΑ

Πτυχιούχος Φυσικός Α.Π.Θ.

**ΔΟΥΦΟΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΧΑΜΗΛΩΝ ΜΕ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ
ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών
‘Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον’
Τομέας Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής Φείδας Χαράλαμπος, Επιβλέπων

Καθηγητής Καρακώστας Θεόδωρος, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής

Επίκουρος Καθηγητής Πυθαρούλης Ιωάννης, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής



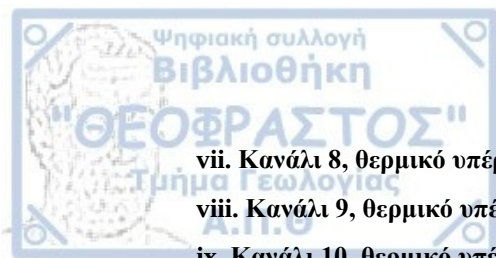
Scientists use satellites to track weather, map ice sheet melting, detect diseases, show ecosystem change... the list goes on and on. I think nearly every scientific field benefits or could benefit from satellite imagery analysis.

Sarah Parcak

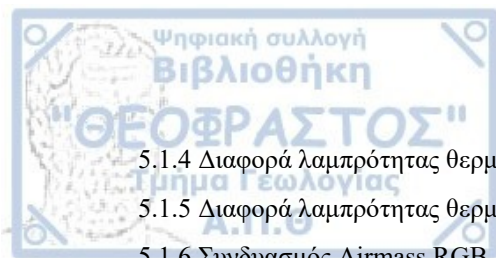


Περιεχόμενα

Ευχαριστίες.....	7
Περίληψη.....	9
Abstract.....	10
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ^ο	11
Εισαγωγή	11
1.1 Αντικείμενο της μεταπτυχιακής διατριβής	11
1.2 Σκοπός και στόχοι της μεταπτυχιακής διατριβής.....	12
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ^ο	14
Θεωρητικό Μέρος.....	14
2.1 Η κυκλογένεση στη Μεσόγειο	14
2.2 Τυφώνες (Hurricanes/Typhoons/Tropical Cyclones)	17
2.3 Πολικά χαμηλά	22
2.4 Μεσογειακοί Κυκλώνες (Mediterranean Hurricanes).....	25
2.5 Ο ρόλος των ροών θερμότητας	29
2.6 Θεωρίες δημιουργίας	31
2.6.1 Θεωρία αστάθειας υπό συνθήκες, του δεύτερου είδους (Conditional Instability of the Second Kind - CISK)	31
2.6.2 Ανταλλαγή θερμότητας με την επιφάνεια λόγω του ανέμου (WISHE Theory: Wind-induced surface heat exchange)	33
2.6.3 Βαροκλινική Θεωρία (Baroclinic Theory)	35
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ^ο	38
Δεδομένα και Μεθοδολογία.....	38
3.1 Δεδομένα.....	38
3.1.1 Δορυφορικά δεδομένα	38
3.1.2 Προσομοιώσεις αριθμητικού μοντέλου	42
3.2 Μεθοδολογία.....	43
3.2.1 Βασικές αρχές επεξεργασίας και ερμηνείας πολυφασματικών δεδομένων του MSG	45
<i>α. Ανάλυση μεμονωμένων καναλιών του MSG.</i>	45
i. Κανάλι 1, ορατό φάσμα με κέντρο στα 0.6 μm – Visual (VIS0.6).....	45
ii. Κανάλι 2, ορατό φάσμα με κέντρο στα 0.8 μm – Visual (VIS0.8).....	47
iii. Κανάλι 3, εγγύς υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 1.6 μm – Near Infrared (NIR1.6).....	48
iv. Κανάλι 4, μέσο υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 3.9 μm – Middle Infrared (MIR3.9)	49
v. Κανάλι 5, υδρατμών (υπέρυθρο φάσμα) με κέντρο στα 6.2 μm –Water Vapor (WV6.2)	50
vi. Κανάλι 6, υδρατμών (υπέρυθρο φάσμα) με κέντρο στα 7.3 μm – Water Vapor (WV7.3)	52



vii. Κανάλι 8, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 9.7 μm – Thermal Infrared (IR9.7).....	53
viii. Κανάλι 9, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 10.8 μm – Thermal Infrared (IR).....	54
ix. Κανάλι 10, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο 12 μm – Thermal Infrared (IR12)	55
x. Κανάλι 12, ορατό φάσμα με ζώνη 0.5 - 0.9 μm – High Resolution Visible (HRV)	56
β. Διαφορά λαμπρότητας θερμοκρασίας μεταξύ των καναλιών του δορυφόρου Meteosat....	57
i. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας IR10.8-IR12.0 (Κανάλια 9-10)	57
ii. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας IR3.9-IR10.8 (Κανάλια 4-9)	58
iii. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας WV6.2-WV7.3 (Κανάλια 5-6)	59
iv. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας WV6.2-IR10.8 (Κανάλια 5-9).....	61
v. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας IR9.7-IR10.8 (Κανάλια 8-9)	62
vi. Διαφορά ανακλαστικότητας VIS0.6-NIR1.6 (Κανάλια 1-3).....	63
γ. Συνδυασμός καναλιών RGB	64
i. Συνδυασμός RGB 2-4-9 (VIS0.8-IR3.9-IR10.8) - Day Microphysics RGB	65
ii. Συνδυασμός RGB (5-6, 8-9, 5), (WV6.2-WV7.3, IR8.7-IR10.8, WV6.2) - Airmass RGB	66
iii. Συνδυασμός RGB (5-6, 4-9, 1-3), (WV6.2-WV7.3, IR3.9-IR10.8, VIS0.6-NIR1.6) - Day Convective Storms	67
iv. Συνδυασμός RGB (9-10, 4-9, 9), (IR10.8-IR12.0, IR3.9-IR10.8, IR10.8) – Night Microphysics	69
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4°	70
Αποτελέσματα Συνοπτικής Ανάλυσης.....	70
4.1 Στάδια εξέλιξης του Μ.Κ. και επίγειες παρατηρήσεις.....	70
i. Καιρικές συνθήκες πριν τη γένεση και δημιουργία	72
ii. Μετάβαση (landfall) στη Μάλτα	76
iii. Μετάβαση (landfall) στη Σικελία και κατάρρευση.....	78
4.2 Συνοπτικοί χάρτες επιφανείας.....	81
4.3 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 500 hPa	85
4.4 Επιφάνεια 2PVU	88
4.5 Θερμοκρασίες επιφανείας θάλασσας.....	89
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5°	90
Αποτελέσματα δορυφορικής ανάλυσης.....	90
5.1 Ανάλυση της εξέλιξης και της δομής του Μ.Κ. μέσω δορυφορικών εικόνων του δορυφόρου MSG.....	90
5.1.1 Κανάλι 9, θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm – Thermal Infrared (IR)	90
5.1.2 Κανάλι 6, υδρατμών στα 7.3 μm – Water Vapor (WV)	97
5.1.3 Κανάλι 12, υψηλής ανάλυσης ορατού στα 0.5 - 0.9 μm – High Resolution Visible (HRV)	105



5.1.4 Διαφορά λαμπρότητας θερμοκρασίας καναλιών υδρατμών (5-6)	111
5.1.5 Διαφορά λαμπρότητας θερμοκρασίας καναλιών 5–9	116
5.1.6 Συνδυασμός Airmass RGB	122
5.1.7 Συνδυασμός Day Convective Storms RGB	129
5.1.8 Συνδυασμός Day Microphysics RGB	135
5.1.9 Συνδυασμός Night Microphysics RGB	136
5.1.10 Συνδυασμός 24hour Dust Microphysics RGB	139
5.2 Βροχόπτωση στον Μ.Κ. από τους δορυφόρους GPM και TRMM	144
5.2.1 Δορυφορική ανάλυση δεδομένων μέσης έντασης βροχόπτωσης τρίωρου (mm/hr) του δορυφόρου TRMM	144
5.2.2 Δορυφορική ανάλυση δεδομένων μέσης έντασης βροχόπτωσης τρίωρου (mm/hr) του δορυφόρου GPM	148
5.3 Σύνοψη	152
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο	153
Αποτελέσματα αριθμητικής προσομοίωσης του Μεσογειακού Κυκλώνα του Νοεμβρίου 2014..	153
6.1 Εισαγωγή	153
6.2 Βασική εκτέλεση του μοντέλου (πείραμα ελέγχου)	154
6.2.1 Επιφάνεια των 2 PVU	155
5.2.2 Εμφάνιση ελάχιστης τιμής πίεσης στη μέση στάθμη επιφάνειας της θάλασσας	159
6.2.3 Άνεμος	160
6.2.4 Ο ρόλος των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας	162
6.2.5 Κατακόρυφες τομές (cross sections)	165
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7^ο	169
Συμπεράσματα	169
Βιβλιογραφία	175



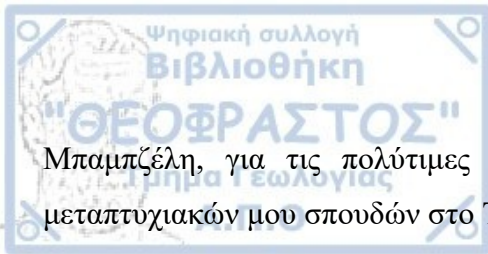
Το θέμα της παρούσας διατριβής επιλέχθηκε, επειδή πάντα τραβούσαν τη προσοχή μου και με γοήτευαν τα έντονα καιρικά φαινόμενα. Οι Μεσογειακοί κυκλώνες τόσο λόγω της σπάνιας εκδήλωσής τους όσο και της έντασης και της ιδιόμορφης υπόστασής τους κέντρισαν το ενδιαφέρον μου από την αρχή των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Αρχικά, τα μεγαλύτερο ευχαριστώ θα ήθελα να το αποδώσω στον επιβλέποντα της διατριβής μου Καθηγητή κ. Χαράλαμπο Φείδα, για την εμπιστοσύνη του στις ικανότητες μου από το πρώτο εξάμηνο των μεταπτυχιακών μου σπουδών αλλά και για την ανάθεση του συγκεκριμένου πρωτότυπου θέματος. Από τη πρώτη στιγμή που εκδήλωσα το ενδιαφέρον μου για τη δορυφορική μετεωρολογία, μου παρείχε ουσιαστική επιστημονική υποστήριξη καθώς και πολύτιμες συμβουλές τόσο σε θεωρητικό επίπεδο όσο και σε πρακτικό. Μου έδωσε δυνατότητα να παρακολουθήσω επιστημονικά συνέδρια που διεύρυναν τόσο τις γνώσεις μου όσο και τις ερευνητικές μου ανησυχίες στο πεδίο της δορυφορικής τηλεπισκόπησης. Η καθοδήγηση του καθ' όλη τη διάρκεια της διατριβής μου καθώς και η αμέριστη βοήθειά του συνέτειναν στην ολοκλήρωση αυτής της διατριβής.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω, τον καθηγητή κ. Θεόδωρο Καρακώστα ο οποίος, σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών, μετέδιδε τις πολύ σημαντικές γνώσεις και την πολύχρονη εμπειρία του στους συμφοιτητές μου και σε μένα. Πέρα από καθηγητής στα επιστημονικά θέματα, λειτούργησε και ως πατέρας δίνοντάς μας συμβουλές και λύσεις σε οτιδήποτε χρειαζόμασταν.

Ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ, οφείλω στον Επίκουρο Καθηγητή κ. Ιωάννη Πυθαρούλη για τη στήριξή του σε όλη τη διάρκεια της εργασίας μου. Μου παρείχε από τη πρώτη στιγμή ένα πολύ μεγάλο μέρος του θεωρητικού υποβάθρου και ήταν πάντα διαθέσιμος για κάθε απορία και ερώτησή μου. Με την επιστημονική του καθοδήγηση τόσο σε θεωρητικό όσο και σε τεχνικό επίπεδο και τις καίριες παρατηρήσεις του σε θέματα συνοπτικής μετεωρολογίας και αριθμητικών μοντέλων, με βοήθησε να φέρω εις πέρας την εργασία αυτή.

Δε θα μπορούσα να παραλείψω στις ευχαριστίες μου, όλα τα υπόλοιπα μέλη του τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Πρόδρομο Ζάνη, τους Επίκουρους Καθηγητές κα Χριστίνα Αναγνωστοπούλου, κα Κωνσταντία Τολίκα, κα Ελένη Κατράγκου, κ. Θεόδωρο Μαυρομάτη καθώς και τον κ. Κώστα Τυμπανίδη και τον κ. Δημήτρη



Μπαμπζέλη, για τις πολύτιμες γνώσεις που μου προσέφεραν αυτά τα δύο χρόνια των μεταπτυχιακών μου σπουδών στο Τμήμα Γεωλογίας.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω από καρδιάς τους γονείς μου, Έμυ και Δημήτρη, τον αδερφό μου Νίκο, τον δάσκαλό μου Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Ιωάννη Στούμπουλο καθώς τους πολύ καλούς μου φίλους Ηλία, Βιτάλη και Άννα για την συμπαράσταση, την ενθάρρυνση και την αμέριστη κατανόησή τους. Όλοι τους, ο καθένας με τον τρόπο του και τη συμβολή του, ήταν πάντα εκεί να προσφέρουν τη βοήθεια τους και το χαμόγελο στο πρόσωπό μου στις δύσκολες και πιεστικές ημέρες. Είμαι πολύ τυχερός άνθρωπος, γιατί η παρουσία τους στη ζωή μου, μου διδάσκει κάθε μέρα τι πάει να πει αγάπη και φιλία, δίνοντας το πραγματικό νόημα σε αυτές τις δύο λέξεις.

Αφιερώνω τη διατριβή αυτή στην οικογένειά μου, που από μικρό παιδί, στηρίζει κάθε βήμα μου στη ζωή και ενθαρρύνει τις επιλογές και τους στόχους μου.

Η παρουσία κυκλώνων μέσης κλίμακας στη Μεσόγειο, οι οποίοι παρουσιάζουν ομοιότητες με τους τροπικούς κυκλώνες, αν και μικρότερου μεγέθους, είναι γνωστή εδώ και μερικές δεκαετίες. Αυτοί οι κυκλώνες ονομάζονται συνήθως "Μεσογειακοί Κυκλώνες" ή *Medicanes* και μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές καταστροφές έως και ανθρώπινες απώλειες στις περιοχές που επηρεάζουν. Στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η δορυφορική μελέτη και ανάλυση ενός κυκλώνα στη Μεσόγειο με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα την περίοδο 7-8 Νοεμβρίου 2014. Με τη χρήση των μεθόδων δορυφορικής τηλεπισκόπησης καθώς και προσομοιώσεων αριθμητικών μοντέλων, γίνεται προσπάθεια αποσαφήνισης των διεργασιών που συνέτειναν στη δημιουργία, στην ενδυνάμωση και την περαιτέρω εξέλιξη του Μεσογειακού κυκλώνα. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα εικόνων και προϊόντων βροχόπτωσης τριών δορυφόρων καθώς και το αριθμητικό μοντέλο WRF για τη προσομοίωση του κυκλώνα. Το σύστημα βρέθηκε να εμφανίζει διακοπτόμενη δραστηριότητα ανωμεταφοράς, με ισχυρότερη στα στάδια της δημιουργίας του και της ανατροφοδότησής του πριν τη Σικελία. Τα μικροφυσικά χαρακτηριστικά των νεφών αποκάλυψαν νέφη με μεγάλη περιεκτικότητα σε παγοκρυστάλλους γύρω από τον κυκλωνικό κέντρο στα στάδια έντονης ανωμεταφοράς. Αποδείχτηκε ο ρόλος των ροών λανθάνουσας θερμότητας στην ισχυροποίησή του κυκλώνα αλλά και στην αύξηση της ανωμεταφοράς στις σπειροειδείς ζώνες γύρω από το κυκλωνικό κέντρο με την εκδήλωση των μεγαλύτερων ποσών βροχόπτωσης κάτω από αυτές τις περιοχές. Υπογραμμίστηκε ο ρόλος της προϋπάρχουσας δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης τόσο στο στάδιο γένεσής του όσο και στο στάδιο που έφτασε τη μεγαλύτερη έντασή του. Ενδιαφέρον παρουσίασε η ψυχρή μετωπική ζώνη μπροστά από το κυκλωνικό κέντρο με την εμφάνιση δύο MCSs και πολύ μεγάλων ποσών βροχόπτωσης. Αναφορικά με το μοντέλο, προσομοίωσε ικανοποιητικά την τροχιά και τα χαρακτηριστικά του κυκλώνα, ανέδειξε το θερμό πυρήνα του συστήματος και τη συμβολή των ροών θερμότητας και της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης στη γένεση και στην ισχυροποίησή του. Τέλος, τα αποτελέσματα της δορυφορικής ανάλυσης βρήκαν καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα της αριθμητικής προσομοίωσης καθιστώντας το σύστημα μία χαρακτηριστική περίπτωση Μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά.



The presence of mesoscale vortices in the Mediterranean region, which are similar to tropical cyclones, is known for some decades. These cyclones are commonly called "Mediterranean Hurricanes" or Medicanes and can cause major disasters and human losses in the affected areas. The aim of this thesis is the satellite study and analysis of a Mediterranean cyclone with tropical-like features on November 7-8, 2014. Attempts are made to clarify the processes that contributed to the creation, intensification and further development of the Mediterranean tropical-like cyclone using the methods of satellite remote sensing and the numerical model simulation. Data from four weather satellites were used in the satellite analysis as well as the WRF numerical model for the simulation. The system was found to display intermittent convection activity, stronger in the stages of its creation and before reaching Sicily. The microphysical characteristics of the clouds revealed high ice particle content around the cyclone center in the convection stages. It was demonstrated that sensible and latent heat fluxes contributed to its strength, as well as the increase of convection activity in the spiral zones around the low pressure cyclonic center, with the greatest rainfall occurring below these areas. The role of the pre-existing dynamic tropopause anomaly was emphasized both at the stage of its generation and at the stage of its greatest intensity. Interesting was the existence of a cold frontal zone in front of the cyclonic center with the appearance of two Mesoscale Convective Systems (MCSs) and very large amounts of rainfall. The model adequately simulated the trajectory and the characteristics of the cyclone, highlighted the warm core of the system and the contribution of the heat fluxes and the dynamic tropopause anomaly to its generation and intensity. Finally, the results of the satellite analysis were in agreement with the results of the numerical simulation, revealing the fact that the system was a typical case of a Mediterranean cyclone with tropical characteristics.

Εισαγωγή

1.1 Αντικείμενο της μεταπτυχιακής διατριβής

Η λεκάνη της Μεσογείου αποτελεί μία από τις κυριότερες περιοχές κυκλογένεσης του πλανήτη (Pettersen, 1956, Hoskins and Hodges, 2002, Wernli και Schwierz, 2006). Μεγάλο μέρος έντονων και αντίξοων καιρικών συνθηκών που πλήττουν τις μεσογειακές χώρες με σφοδρούς ανέμους και εξαιρετικά έντονες βροχοπτώσεις έχουν στατιστικά συνδεθεί με την εγγύς παρουσία μιας ξεχωριστής κυκλωνικής υπογραφής (Jansa et al., 2001). Οι κυκλώνες κυμαίνονται από τη συνοπτική έως τη μεσαία κλίμακα και αναφορικά με τον τύπο τους από καθαρά βαροκλινικά συστήματα έως οριζόντιες ή διαβατικά διαμορφωμένες διαταραχές. Η παρουσία δριμείων καιρικών φαινομένων καθώς και οι αναμενόμενες συνέπειές τους έχουν συνδεθεί με την παρουσία σημαντικών ορογραφικών συστημάτων που περιβάλλουν τη Μεσόγειο Θάλασσα (Reiter, 1975, Buzzi and Tibaldi, 1978, Martin et al., 2007).

Παρά το σχετικά μικρό γεωγραφικό πλάτος της Μεσογείου, η βάθυνση σε ορισμένες από τις βαροκλινικές διαταραχές μπορεί να είναι τόσο γρήγορη ώστε να φθάσουν στην κατηγορία των «μετεωρολογικών βομβών» (Conte, 1986, Homar et al., 2002). Ακόμα και χωρίς να επιτευχθεί αυτός ο ορισμός, ορισμένοι κυκλώνες μπορεί να είναι αρκετά έντονοι για να προκαλέσουν σοβαρές κοινωνικές επιπτώσεις που οφείλονται στον άνεμο, όπως το γεγονός στις 10-12 Νοεμβρίου 2001 (Arreola et al., 2003, Romero, 2008). Ένα άλλο είδος βίαιης κυκλωνικής καταιγίδας αποτελεί ο ονομαζόμενος Μεσογειακός Κυκλώνας με τροπικά χαρακτηριστικά ('Mediterranean tropical-like cyclones' ή 'Mediterranean Hurricanes', ή εν συντομία 'medicanes') (Emanuel, 2005) ο οποίος σύμφωνα με ορισμένους ερευνητές θεωρείται μία υποκατηγορία των πολικών χαμηλών (Businger and Reed, 1989).

Αυτοί οι στρόβιλοι θερμού πυρήνα και υποσυνοπτικής κλίμακας είναι πολύ γνωστοί για τη γρήγορη μεταβολή της πίεσης στην κεντρική τους περιοχή και της παρουσίας σφοδρών ανέμων στα κράσπεδα γύρω από το κυκλωνικό «μάτι», των οποίων οι ριπές μπορούν να φτάσουν σε ένταση αυτές των τυφώνων. Πράγματι, τόσο οι δορυφορικές εικόνες καθώς και οι

μετεωρολογικές αναφορές από τα πλοία και τις παράκτιες περιοχές επιβεβαιώνουν ότι αυτά τα καιρικά συστήματα αναπτύσσονται κατά καιρούς στη Μεσόγειο Θάλασσα (Ernest and Matson, 1983, Reale and Atlas, 2001). Μερικές από αυτές τις καταιγίδες, αν και περνούν μέρος του χρόνου ζωής τους κυρίως πάνω από τη θάλασσα μπορούν να πλήξουν κατοικημένες περιοχές, οδηγώντας σε επικίνδυνες συνέπειες τόσο σε οικονομικό επίπεδο όσο και για τις ανθρώπινες ζωές. Δεδομένου ότι οι παράκτιες περιοχές της Μεσογείου είναι πυκνοκατοικημένες, η έγκαιρη πρόγνωση και παρατήρηση της δημιουργίας και της εξέλιξης της τροχιάς αυτών των συστημάτων κρίνεται αναγκαία. Αντικείμενο αυτής της μεταπτυχιακής εργασίας, είναι να αναδείξει τη χρησιμότητα της δορυφορικής τηλεπισκόπησης στην παρακολούθηση και στην εξέλιξη ενός Μεσογειακού Κυκλώνα, μιας και παρέχει άμεση πληροφορία για την καιρική δραστηριότητα σε πραγματικό χρόνο (nowcasting), σε συνδυασμό με μία πετυχημένη προσομοίωση από ένα αριθμητικό μοντέλο. Η έλλειψη μετεωρολογικών παρατηρήσεων στις θαλάσσιες περιοχές, όπου παραμένουν για μεγάλο χρονικό διάστημα οι μεσογειακοί κυκλώνες, περιορίζει την έγκαιρη παρατήρηση και ανάλυση. Εκεί, έγκειται το πλεονέκτημα της δορυφορικής τηλεπισκόπησης καθότι η ανάλυση των πληροφοριών που λαμβάνουν οι μετεωρολογικοί δορυφόροι, εξαλείφει κατά πολύ μεγάλο βαθμό το παραπάνω πρόβλημα.

1.2 Σκοπός και στόχοι της μεταπτυχιακής διατριβής

Ο στόχος στη παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης είναι η δορυφορική μελέτη, η ανάλυση και η παρουσίαση ενός ισχυρού χαμηλού στη Μεσόγειο με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα την περίοδο 7-8 Νοεμβρίου 2014, με την ονομασία Medicane Qendresa. Το όνομα αυτό δόθηκε από το ινστιτούτο Μετεωρολογίας του πανεπιστημίου Freie Universität Berlin του Βερολίνου.

Τις τελευταίες τρεις δεκαετίες, έχουν διεξαχθεί πολλές μελέτες με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων, ούτως ώστε να προσομοιωθούν συστήματα όπως οι Μεσογειακοί Κυκλώνες, με συνεχείς δοκιμές σε διαφορετικές παραμετροποιήσεις ώστε να κατανοηθεί η προγενέστερη συνοπτική κατάσταση, η γένεση, η ανάπτυξη και συμπεριφορά αυτών των συστημάτων καθώς και το ποιες διεργασίες τα ενδυναμώνουν ή τα καταστέλλουν. Η διατριβή αυτή στοχεύει σε μια εντελώς διαφορετική μελέτη των Μ.Κ., με κατεύθυνση την πληροφορία και τα δεδομένα που

μπορούν να ληφθούν από το διάστημα και από τους μετεωρολογικούς δορυφόρους, σε μία κατεύθυνση να υπογραμμιστεί ο σπουδαίος ρόλος της δορυφορικής τηλεπισκόπησης.

Η μελέτη του συστήματος επικεντρώνεται στα φυσικά χαρακτηριστικά του συστήματος (π.χ. μικροφυσικά χαρακτηριστικά) τα οποία μπορούν να εξαχθούν ποιοτικά από τη φασματική πληροφορία που αντλείται από τα δορυφορικά δεδομένα, σε συνδυασμό με τη μελέτη της συνοπτικής κατάστασης των φαινομένων. Η έλλειψη μετεωρολογικών παρατηρήσεων στις θαλάσσιες περιοχές, όπου και περνάνε το μεγαλύτερο χρόνο ζωής τους τα συστήματα αυτά, είναι ένα πολύ γνωστό πρόβλημα που μπορεί να αποτελέσει ένα σημαντικό περιορισμό στη μελέτη τους. Σε αυτό το σημείο όμως, υπεισέρχεται η δορυφορική τηλεπισκόπηση, η οποία αναμένεται να λύσει ένα μεγάλο μέρος του προβλήματος αυτού και να αναδείξει χρήσιμες πληροφορίες για τα συστήματα αυτού του είδους.

Θεωρητικό Μέρος

2.1 Η κυκλογένεση στη Μεσόγειο

Η περιοχή της Μεσογείου έχει αποδειχθεί ότι αποτελεί ένα από τα κύρια σημεία κυκλογένεσης στον πλανήτη (Pettersen 1956, Radinovic 1987, Wernli and Schwierz 2006). Βασικός συντελεστής προς αυτή την κατεύθυνση είναι η ιδιόμορφη γεωγραφία της λεκάνης της Μεσογείου με τις έντονες οροσειρές και τους σχετικά στενούς κόλπους (Σχήμα 1.1). Κατά τη χειμερινή περίοδο, τα βασικά αίτια κυκλογένεσης είναι η εισχώρηση ψυχρών εισβολών και αυλώνων στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, διερχόμενων από τον Ατλαντικό ωκεανό και τη βόρεια Ευρώπη καθώς και η ορογραφία σε συνδυασμό με τη βαροκλιτικότητα στη κατώτερη τροπόσφαιρα. Από την άλλη, την εαρινή και θερινή περίοδο, παράγοντας δημιουργίας της κυκλογένεσης αποτελούν οι ανοδικές κινήσεις που προκαλούνται από τη θέρμανση της χερσαίας επιφάνειας. Το καλοκαίρι ευνοείται η ανάπτυξη υφέσεων στις πλαγιές του όρους Άτλαντα εξαιτίας της ενισχυμένης μεσημβρινής θερμοβαθμίδας, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται στην περιοχή σφοδροί άνεμοι και αμμοθύελλες (Alpert and Ziv 1989). Άρα, γίνεται κατανοητό ότι, η δημιουργία των υφέσεων ποικίλει από εποχή σε εποχή τόσο όσον αφορά τις περιοχές που θα σχηματιστούν κυκλώνες όσο και προς την ένταση αυτών αλλά και τη συχνότητά τους.

Κατά τη χειμερινή περίοδο, η κυκλογένεση λαμβάνει χώρα σε ένα έντονο βαροκλιτικό περιβάλλον στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς των Άλπεων όπως ο κόλπος της Γένοβας που αποτελεί και την πιο ενεργό περιοχή της Μεσογείου. Στη περίπτωση αυτή, η ύπαρξη ενός αυλώνα στην ανώτερη τροπόσφαιρα με κίνηση προς τα ανατολικά εμποδίζεται από την οροσειρά των Άλπεων με αποτέλεσμα να σχηματίζεται μία διαταραχή στην υπήνεμη πλευρά της (Egger 1988, Pichler et al. 1990, Aebischer and Schar 1998). Μελέτες με αριθμητικά μοντέλα έδειξαν, ότι η κυκλογένεση στον κόλπο της Γένοβας θα ήταν πολύ δύσκολη έως μηδαμινή χωρίς τη παρουσία της οροσειράς των Άλπεων (Zupanski and McGinley 1989, Taffermer 1990). Έπειτα ως άλλα σημεία μπορούν να αναφερθούν η Μαύρη θάλασσα και το Αιγαίο πέλαγος.

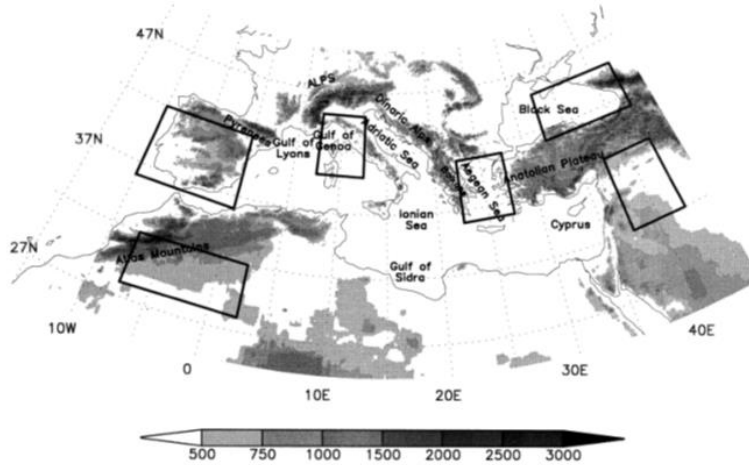
Αναφορικά με το Αιγαίο, η κυκλογέννηση επηρεάζεται τόσο από τα βουνά των Άλπεων όσο και από τις Δειναρικές Άλπεις στην Αδριατική (Prezerakos and Flocas 1996). Ο σχηματισμός υφέσεων πάνω από το Αιγαίο είναι αποτέλεσμα δύο διαδικασιών. Αφενός, όταν αυλώνες διέρχονται από την κεντρική Ευρώπη και φθάνουν πάνω από τα θερμότερα ύδατα του Αιγαίου και αφετέρου, όταν κυκλωνικά συστήματα που προέρχονται από τον κόλπο της Γένοβας ή τη Νότια Ιταλία, κινηθούν ανατολικότερα και η έντασή τους αρχίζει να εντείνεται από την παρουσία κάποιου αυλώνα στα ανατολικά της λεκάνης της Μεσογείου. Προϋπόθεση για αυτού του είδους την κυκλογένεση, είναι να είναι μικρή η ατμοσφαιρική ευστάθεια. Οι κατακόρυφες τομές του σχετικού στροβιλισμού και η μελέτη της στατικής ευστάθειας στη περιοχή μπορούν να δώσει μια ξεκάθαρη εικόνα για τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν.

Σε αντιδιαστολή με το Αιγαίο πέλαγος, η Μαύρη Θάλασσα υπερέχει στο σχηματισμό κυκλωνικών συστημάτων (Trigo et al. 2002) γι' αυτό και μελετώνται ξεχωριστά παρά τη κοντινή γεωγραφική τους απόσταση (Flocas and Karacostas 1996). Το μοτίβο της ύπαρξης αυλώνα επαναλαμβάνεται και σε αυτή την περιοχή στη δυτική της πλευρά, ο οποίος διοχετεύει θετικό σχετικό στροβιλισμό πάνω από μια σχετικά θερμή υδάτινη επιφάνεια. Στη διάρκεια της θερινής περιόδου, η θέρμανση της ξηράς συμβάλει σημαντικά στο σχηματισμό και τη διάρκεια ζωής των κυκλωνικών συστημάτων που δημιουργούνται πάνω από τις βόρειες ακτές της Αφρικής, την Ιβηρική χερσόνησο και τη Μαύρη Θάλασσα (Trigo et al. 2002).

Οι Σαχαριανές υφέσεις αρχίζουν να ευνοούνται κατά την εποχή της άνοιξης, όταν η μεσημβρινή θερμοβαθμίδα εντείνεται πάνω από τις ακτές της Βορείου Αφρικής. Η μικρή ευστάθεια που αναφέρθηκε παραπάνω είναι σημαντική, και πρέπει να υφίσταται στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα ώστε να σχηματιστούν αυτές οι υφέσεις. Οι σφοδροί άνεμοι μετακινούν μεγάλες ποσότητες σκόνης που μπορούν να φτάσουν και σε πιο μακρινές περιοχές όπως η Αίγυπτος, η Λιβύη, η Ιβηρική χερσόνησος, η Ιταλία κι η Γαλλία (Moulin et al. 1998).

Με την έναρξη της εποχής του καλοκαιριού, ο Αζορικός αντικυκλώνας επεκτείνεται και καλύπτει σχεδόν όλη τη λεκάνη της Μεσογείου. Παράλληλα, εντείνεται και ο εποχιακός Ασιατικός αυλώνας (βαρομετρικό χαμηλό του Πακιστάν), ο οποίος άμεσα καθοδηγείται από τους Ασιατικούς μουςώνες (Rodwell and Hoskins 1996) και επιφέρει συνεχόμενους αυλώνες στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας πάνω από την ανατολική Μεσόγειο και τη Μέση Ανατολή (Trigo et al. 2002). Τα συστήματα αυτά ευθύνονται για τον αίθριο και ξηρό καιρό της

περιοχής αυτής. Έτσι, δεν υπάρχει πρόσφορο έδαφος για κατακόρυφες αναπτύξεις νεφών και ο καιρός παραμένει αίθριος.



Σχήμα 1.1. Η λεκάνη της Μεσογείου. Τα τραπέζια δηλώνουν τις περιοχές κυκλογένεσης και οι σκιασμένες περιοχές την τοπογραφία (πηγή: Trigo et al. 2002)

Τα κυκλωνικά συστήματα κυμαίνονται σε οριζόντια χωρική κλίμακα από τη μέση έως και τη συνοπτική και αναφορικά με το είδος μπορούν να χαρακτηριστούν είτε βαροκλινικά είτε διαβατικά είτε ορογραφικά (Reiter 1975, Buzzi and Tibaldi 1978, Speranza et al. 1985, Genoves and Jansa 1991, Martin et al. 2007). Έχουν παρατηρηθεί, βαροκλινικές διαταραχές με γρήγορο ρυθμό πτώσης της βαρομετρικής πίεσης, που έχουν ονομαστεί ‘μετεωρολογικές βόμβες’ (Karacostas and Flocas 1983, Homar et al. 2002). Για το χαρακτηρισμό αυτό, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, να πέφτει κατά 24 hPa κατά τη διάρκεια ενός 24ώρου ή εναλλακτικά ο ρυθμός μείωσης να είναι 1 hPa την ώρα για 24 συνεχόμενες ώρες (Sanders and Gyakum 1980). Επομένως καθίσταται σαφής, η αναγκαιότητα για τους μετεωρολόγους, της έγκαιρης και έγκυρης πρόβλεψης τέτοιων επεισοδίων καθώς η σφοδρότητα των ανέμων και οι πολύ άσχημες καιρικές συνθήκες που επιφέρουν, μπορούν να προκαλέσουν δυσκολία στις θαλάσσιες μετακινήσεις, υλικές ζημιές, καταστροφές σε περιουσίες έως και ανθρώπινες απώλειες.

Από τη δεκαετία του 70 και έπειτα, με τη ραγδαία εξέλιξη των μετεωρολογικών δορυφόρων, και την αναγκαιότητα χρήσης των διαθέσιμων προϊόντων και εικόνων τους στη

παρακολούθηση μετεωρολογικών φαινομένων, εντοπίστηκαν στη λεκάνη της Μεσογείου ορισμένα συστήματα κακοκαιρίας, που παρουσιάζουν παρόμοια χαρακτηριστικά με τους τροπικούς κυκλώνες που λαμβάνουν χώρα στους ωκεανούς. Η αναγνώριση των συστημάτων αυτών γίνεται αρχικά από τις δορυφορικές εικόνες στις οποίες φαίνεται ξεκάθαρη η ανέφελη και αίθρια κεντρική περιοχή τους καθώς και οι σπειροειδείς ζώνες καταιγιδοφόρων νεφών περιμετρικά αυτής. Επομένως, με ένα σχηματισμό εφάμιλλο των τροπικών κυκλώνων ή τυφώνων, δόθηκε στα συστήματα αυτά η ονομασία Μεσογειακοί Κυκλώνες. Στην επόμενη παράγραφο, περιγράφονται αναλυτικά η δομή, τα χαρακτηριστικά και οι συνοπτικές συνθήκες δημιουργίας τους.

2.2 Τυφώνες (Hurricanes/Typhoons/Tropical Cyclones)

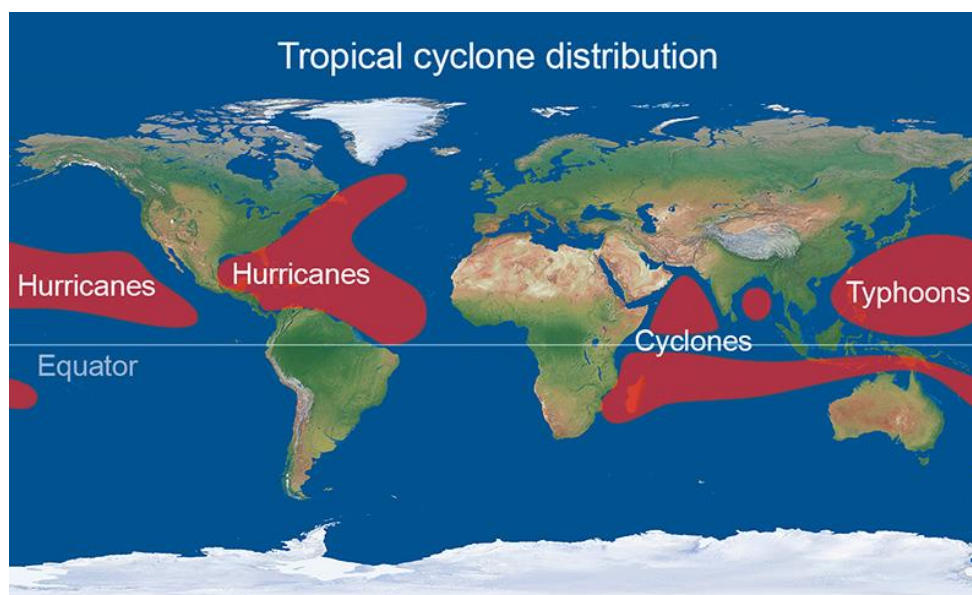
Οι τυφώνες μπορούν να χαρακτηριστούν ως πολύ ισχυρά συστήματα κακοκαιρίας, αποτελούμενα από μία κλειστή κυκλοφορία γύρω από ένα κέντρο χαμηλής βαρομετρικής πίεσης, στο οποίο επικρατούν αίθριες συνθήκες, και που ονομάζεται 'μάτι'. Τα συστήματα αυτά μπορούν να φθάσουν σε διάμετρο τα 500 χιλιόμετρα, δεν διαθέτουν μέτωπα και συγκαταλέγονται στη συνοπτική κλίμακα και ορισμένες φορές και την υποσυνοπτική κλίμακα (εύρος συνοπτικής κλίμακας 1000 – 5000 km). Αναφορικά με το 'μάτι', κατά μέσο όρο έχει διάμετρο 40 χιλιόμετρα και οι καιρικές συνθήκες που επικρατούν είναι αίθριες με ανέφελο ουρανό. Η χαμηλότερη βαρομετρική πίεση εντοπίζεται σε αυτή τη κεντρική περιοχή και αρκετές φορές μπορεί να είναι μικρότερη των 950 hPa. Σαφώς, τέτοια συστήματα μπορούν να αποκτήσουν και ακραίες τιμές βαρομετρικής πίεσης στο κέντρο τους με χαρακτηριστικό παράδειγμα τον τυφώνα Wilma στον οποίο σημειώθηκε βαρομετρική πίεση με τιμή 882 hPa στις 19 Οκτωβρίου 2005 (National Hurricane Center NOAA).

Η περιοχή που πλαισιώνει το μάτι, γνωστή και ως τοίχος του ματιού (eyewall), χαρακτηρίζεται από πολύ έντονες καταιγίδες και σφοδρούς ανέμους που μπορούν να ξεπεράσουν τα 55 m/s (Shea and Gray 1973). Η ένταση των ανέμων που μπορεί να προκαλέσει ένας τυφώνας ξεπερνά τα 33 m/s ενώ κάτω από αυτή την τιμή το σύστημα χαρακτηρίζεται ως "Τροπική Καταιγίδα" (άνεμοι ξεπερνούν τα 17 m/s) (NHC NOAA).

Saffir-Simpson Scale			
Saffir-Simpson Category	Maximum sustained wind speed		
	mph	m/s	kts
1	74-95	33-42	64-82
2	96-110	43-49	83-95
3	111-129	50-58	96-112
4	130-156	59-69	113-136
5	≥157	≥70	≥137

Πίνακας 2.1. Κλίμακα Saffir-Simpson. Η ταξινόμηση βασίζεται μόνο στη μέγιστη ταχύτητα του ανέμου, που παρατηρείται πάντα στο τοίχωμα του ματιού. (πηγή: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/D1.html>)

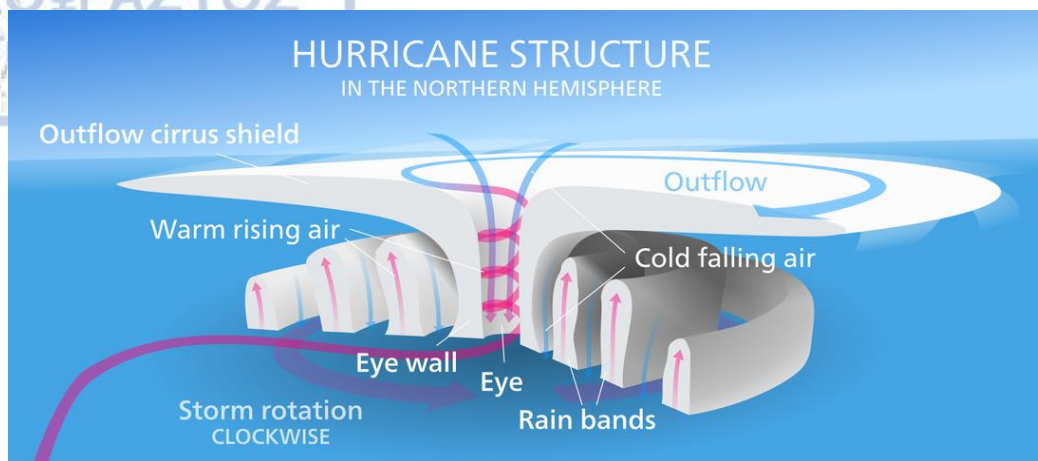
Οι τυφώνες ή τροπικοί κυκλώνες συναντώνται παγκοσμίως με διαφορετικά ονόματα ανάλογα με την περιοχή στην οποία εκδηλώνονται (Σχήμα 2.1). Ο όρος Hurricanes χρησιμοποιείται για συστήματα στο βόρειο Ατλαντικό ωκεανό, στο βορειοανατολικό Ειρηνικό ωκεανό και στο νότιο Ειρηνικό ωκεανό ανατολικά των 142°B. Από την άλλη, ο όρος Typhoons αποδίδεται σε τυφώνες που βρίσκονται στο βορειοδυτικό μέρος του Ειρηνικού ωκεανού. Όταν εμφανίζονται στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη, παίρνουν την ονομασία Tropical Cyclones.



Σχήμα 2.1. Ονοματολογία τροπικών κυκλώνων στην ξένη βιβλιογραφία ανάλογα με τη λεκάνη ενδιαφέροντος (πηγή: <https://www.metoffice.gov.uk>)

Περιφερειακά του τοίχους (Σχήμα 2.2)., προς τα έξω, εντοπίζονται σπειροειδείς ζώνες με νέφη εκτεταμένης κατακόρυφης ανάπτυξης (Cumulonimbus) που προκαλούνται από σύγκλιση και ανύψωση θερμών και υγρών επιφανειακών αέριων μαζών με αποτέλεσμα την αδιαβατική ψύξη και συμπύκνωση. Ποσά λανθάνουσας θερμότητας απελευθερώνονται κατά τη διάρκεια της συμπύκνωσης, τα οποία ενισχύουν περαιτέρω τις ανοδικές κινήσεις. Έτσι, γίνεται κατανοητό, ότι στις μπάντες αυτές λαμβάνουν χώρα καταιγίδες. Στη τελική φάση, η αέρια μάζα λόγω της υγρασίας που έχασε κατά την άνοδο, φτάνει κοντά στην τροπόπαυση ιδιαίτερα ξηρή, και εξέρχεται μακριά από το κέντρο, ακολουθώντας αντικυκλωνική ροή. Η ροή αυτή καλύπτει μία απόσταση περίπου 150 χιλιομέτρων από το κέντρο του τυφώνα. Σταδιακά επέρχεται εξασθένηση των ανέμων, οι βροχοπτώσεις γίνονται πιο ήπιες και στο τέλος, υπάρχουν στον ουρανό μόνο υψηλά νέφη. Καθώς ο αέρας φτάνει στην περιφέρεια των καταιγίδων, αρχίζει να κατέρχεται. Με τις καθοδικές κινήσεις του αέρα επέρχεται θέρμανση αυτού προκαλώντας έτσι ανέφελα τμήματα στον ουρανό.

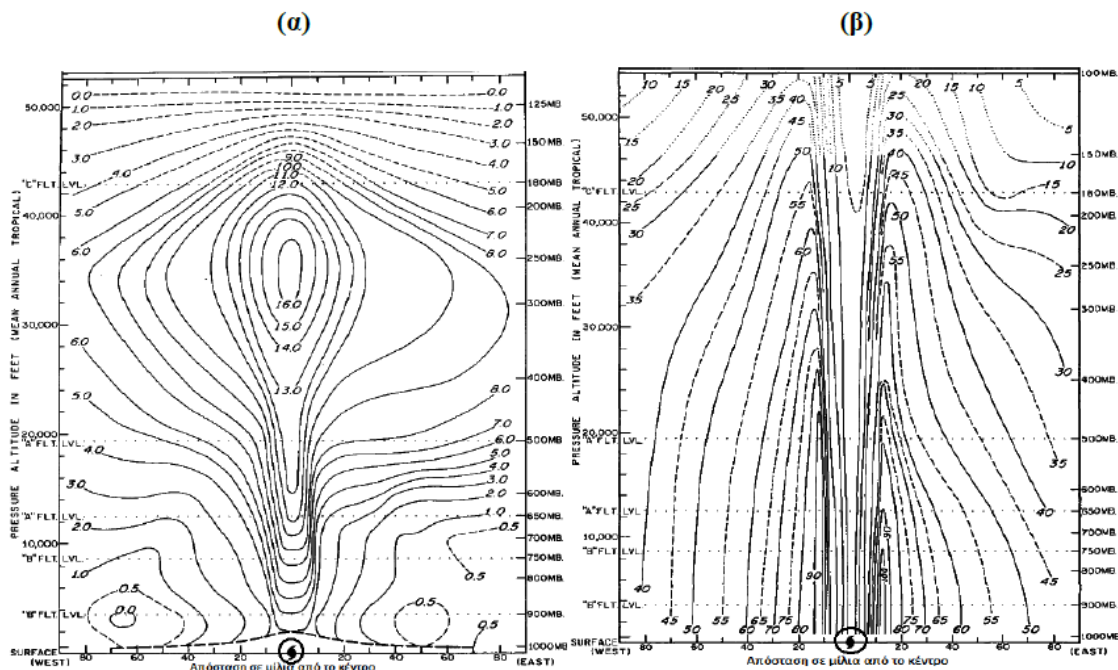
Σύμφωνα με την εξίσωση της συνέχειας, εμφανίζονται καθοδικές κινήσεις στο μάτι του συστήματος με αποτέλεσμα την αδιαβατική συμπίεση και θέρμανση. Η σύγκλιση του αέρα επιφέρει αύξηση της πίεσης στην κορυφή του στρώματος του θερμού αέρα μέσα στο μάτι, δίνοντας ώθηση στον αέρα να κινηθεί μακριά από αυτή την περιοχή. Η μείωση της πυκνότητας του αέρα λόγω της θέρμανσης στο στρώμα, επιφέρει μείωση της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας. Με αυτόν τον τρόπο, ενισχύεται η σύγκλιση του αέρα από την επιφάνεια προς το κέντρο του συστήματος. Η βαρομετρική πίεση στο στρόβιλο θα είναι μικρότερη από την ευρύτερη περιοχή στο ίδιο ύψος, έτσι ώστε να διατηρηθεί η ισορροπία του ανέμου βαροβαθμίδας πάνω από το οριακό στρώμα. Ο περιστρεφόμενος αέρας ανεβαίνει υψηλότερα αυξάνοντας συνεχώς ταχύτητα, με βάση την αρχή διατήρησης της στροφορμής (Smith 1980). Συμπερασματικά από όλα τα παραπάνω, ισχύει ότι στην κεντρική περιοχή του ματιού σημειώνονται καθοδικές κινήσεις ενώ περιφερειακά του ματιού εμφανίζονται ανοδικές κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2. Κάθετη τομή της δομής ενός τυφώνα στο Βόρειο ημισφαίριο (crosssection), όπου διακρίνονται οι ροές του αέρα στο μάτι αλλά και στις σπειροειδείς μπάντες των νεφών (πηγή: <http://www.geocoops.com/>).

Στη κεντρική περιοχή του ματιού λαμβάνουν χώρα μεγάλες θερμοκρασιακές ανωμαλίες σε σύγκριση με το γειτονικό περιβάλλον (Σχήμα 2.3), οι οποίες εντοπίζονται στην ανώτερη τροπόσφαιρα στην περιοχή των 300 hPa και μπορούν να φτάσουν τους 15°C (Burpee 1986). Οι πιο σφοδροί άνεμοι είναι αναμενόμενο να εμφανιστούν στην επιφάνεια λόγω αυτής της θερμοκρασιακής κατάστασης για να ικανοποιείται και η εξίσωση του θερμικού ανέμου. Σε ένα τροπικό κυκλώνα, εφόσον έχει πλήρως αναπτυχθεί, οι σφοδρότεροι άνεμοι εντοπίζονται σε μια ακτίνα περίπου 20-40 χιλιομέτρων από το κέντρο (Willoughby 1995). Αναφορικά με τον τυφώνα Hilda, που παρουσιάζεται στο παρακάτω σχήμα, είναι εμφανές ότι οι πιο σφοδροί άνεμοι εμφανίζονται κοντά στην επιφάνεια και ιδιαίτερα κοντά στο μάτι του τυφώνα. Σαφώς, λόγω της ύπαρξης της τριβής στην επιφάνεια της θάλασσας, η ένταση των ανέμων φτάνει τις μέγιστες τιμές της λίγο πιο πάνω από την επιφάνεια.

Περιμετρικά της κεντρικής περιοχής του ματιού, εντοπίζονται οι εντονότερες ανοδικές κινήσεις. Εκεί γίνεται πολύ σημαντική απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας και οι κορυφές των καταιγιδοφόρων νεφών εκτείνονται σε μεγάλο ύψος, με εισχώρησή τους στη στρατόσφαιρα (overshooting tops). Γίνεται κατανοητό, ότι στις περιοχές αυτές η τροπόπαυση βρίσκεται σε μεγαλύτερα ύψη, λόγω των ανοδικών κινήσεων. Σε αντιδιαστολή, εκεί που επικρατούν καθοδικές κινήσεις (μάτι), η τροπόπαυση βρίσκεται σε πολύ χαμηλότερα ύψη. Επομένως, το ύψος στο οποίο βρίσκεται η τροπόπαυση, μπορεί να συμβάλλει στον εντοπισμό των περιοχών με έντονη καταιγιδοφόρο δράση.



Σχήμα 2.3. Κατακόρυφη τομή α) της θερμοκρασιακής ανωμαλίας σε βαθμούς Κέλβιν και β) του επιτροχίου ανέμου (σε κόμβους) του τυφώνα Hilda του 1964. Το κέντρο του τυφώνα απεικονίζεται με κύκλο στο κάτω μέρος (Hawkins and Rubsam, 1968).

Ως σημαντικά κριτήρια για το σχηματισμό των τροπικών κυκλώνων (όχι πάντα ικανά) μπορούν να αναφερθούν τα εξής (Palmen, 1948):

- Μεγάλες θαλάσσιες εκτάσεις με υψηλές θερμοκρασίες (πάνω από 26-27°C) να υφίστανται μέχρι και το βάθος των 50 μέτρων (Gray 1979). Προσφιλείς περιοχές για τη δημιουργία τους, είναι ο τροπικός και υποτροπικός βόρειος Ατλαντικός, ο Ινδικός και ο βόρειος Ειρηνικός με περίοδο εμφάνισης από τον Ιούνιο έως το Νοέμβριο.

- Ο κατακόρυφος διατμητικός άνεμος θα πρέπει να είναι ασθενής και πιο συγκεκριμένα στον Ατλαντικό οι τιμές να είναι χαμηλότερες από 7.5-10m/s (Landsea et al. 1998). Γίνεται κατανοητό ότι αποκλείονται τα γεωγραφικά πλάτη πολύ μακριά από τον Ισημερινό (συνήθως πάνω από 20 με 25 μοίρες βόρεια και νότια του Ισημερινού).

- Ύπαρξη μεγάλων ποσών υγρασίας στη μέση τροπόσφαιρα και επικράτηση ασταθών συνθηκών (Shea and Gray 1973).

- Η παρουσία της δύναμης Coriolis κρίνεται απαραίτητη για την περιστροφική κίνηση των τυφώνων. Άρα, τέτοιου είδους συστήματα δεν μπορούν να σχηματιστούν στην περιοχή

μεταξύ 0 και 5 μοιρών εκατέρωθεν του Ισημερινού γιατί εκεί η δύναμη Coriolis είναι πολύ μικρή. Ειδικότερα, το 60% των τυφώνων σχηματίζονται μεταξύ 10 και 20 μοιρών βόρεια και νότια του Ισημερινού (γι' αυτό ονομάζονται και τροπικοί κυκλώνες).

- Απαραίτητη συνθήκη για τη δημιουργία είναι να υφίσταται μια αρχική διαταραχή που παρέχει τον αρχικό σχετικό στροβιλισμό. Η διαταραχή αυτή μπορεί να αφορά μια περιοχή χαμηλών πιέσεων που συνήθως δημιουργείται από κάποιο κύμα κατά μήκος της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης, ή εξαιτίας της ύπαρξης ενός μετώπου που έχει φτάσει στα υποτροπικά πλάτη από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

Οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από τα θερμά νερά των ωκεανών αποτελούν τη σημαντικότερη πηγή ενέργειας ενός τροπικού κυκλώνα (Malkus and Riehl 1960, Ooyama 1969, Emanuel 1994). Αυτός είναι και ο λόγος που αυτά τα συστήματα αποδυναμώνονται ή διαλύονται όταν βρεθούν πάνω από ψυχρότερες ή χερσαίες επιφάνειες. Θερμότερα ύδατα και σφοδρότερος άνεμος στην επιφάνεια επιφέρουν και μεγαλύτερη μεταφορά θερμότητας στον υπερκείμενο αέρα, διαμέσου μικρού μεγέθους στροβίλων που εμφανίζονται. Ξεκινώντας από τη πτώση της πίεσης στην επιφάνεια, μια σειρά γεγονότων λαμβάνουν χώρα, καθώς αυξάνεται η ταχύτητα του ανέμου, επιταχύνεται η εξάτμιση από τους ωκεανούς και ενδυναμώνονται οι καταιγίδες. Στη περίπτωση που ο τροπικός κυκλώνας παραμείνει πάνω από θερμές υδάτινες επιφάνειες, αυξάνει το χρόνο ζωής του για πολλές ημέρες. Τέτοια περίπτωση αποτέλεσε ο τυφώνας Tina το 1992, ο οποίος κινήθηκε χιλιάδες μίλια για 25 ημέρες πάνω από θερμά και βαθιά ύδατα στη τροπική ζώνη, αποκτώντας το ρεκόρ του μακροβιότερου τυφώνα του βόρειου Ειρηνικού ωκεανού (Lawrence and Rappaport 1994).

2.3 Πολικά χαμηλά

Κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου, στις περιοχές των μεγάλων γεωγραφικών πλατών, λαμβάνουν χώρα ιδιαίτερες συνθήκες κυκλογένεσης πάνω από θερμά ύδατα, με τις οποίες πρώτος ασχολήθηκε ο Bergeron το 1954. Συμπέρανε ότι οι κυκλώνες ενδυναμώνονταν όταν κινούνταν πάνω από τη Βόρεια Θάλασσα και τη Βαλτική, και για να τους μελετήσει και να τους περιγράψει, εφηύρε τον όρο 'extratropical cyclones' (εξωτροπικοί κυκλώνες). Τα συμπεράσματα του Bergeron επαληθεύτηκαν αργότερα από δορυφορικές εικόνες (Rasmussen

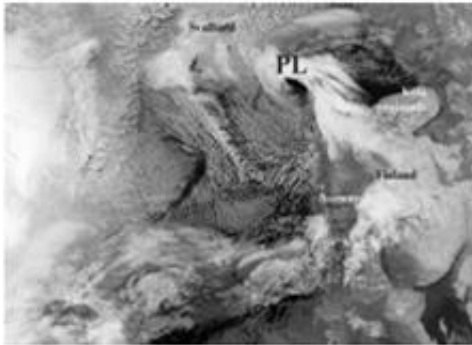
1985) στις οποίες εντοπίστηκαν δίνες μικρές σε μέγεθος και σφοδρές, που εμφάνιζαν το χαρακτηριστικό 'μάτι' των τροπικών κυκλώνων. Το 1987 οι Saphiro et al., (1987) χρησιμοποιώντας μετρήσεις από αεροπλάνα απέδειξαν ότι τα συστήματα αυτά διέθεταν θερμό πυρήνα.

Η προσφιλέστερη περιοχή για την γένεση των συστημάτων αυτών, είναι πάντα μια ισχυρή βαροκλινική ζώνη, γεγονός που αντιτίθεται με τους τροπικούς κυκλώνες, στη δημιουργία της οποίας προηγείται μία ισχυρή δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης (Busigner 1985). Κατά κανόνα, τα πολικά χαμηλά δημιουργούνται κοντά στο κέντρο ισχυρών αποκομμένων χαμηλών των υψών (Rasmussen 1985, Busigner 1985). Τα πολικά χαμηλά μπορούν να δημιουργηθούν και στα δύο ημισφαίρια, εντούτοις διεξοδικότερες μελέτες έχουν γίνει για τα συστήματα του βόρειου ημισφαιρίου. Γεννιούνται και αναπτύσσονται κατά μήκος του πολικού μετώπου στο βόρειο Ειρηνικό ωκεανό, στη Βόρεια Θάλασσα και στο βόρειο Ατλαντικό, κυρίως πάνω από την Ισλανδία. Αναφορικά με τα χαρακτηριστικά τους, διαθέτουν διάμετρο κατά κανόνα μικρότερη των 1000 χιλιομέτρων και χαρακτηρίζονται από ισχυρούς επιφανειακούς ανέμους, βροχοπτώσεις ή και χιονοπτώσεις. Η ροή ακολουθεί την ίδια συμπεριφορά με αυτή των τροπικών κυκλώνων, δηλαδή κυκλωνική ροή στην επιφάνεια και αντικυκλωνική ροή στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Σε αυτά τα συστήματα δύναται να εμφανιστούν νέφη με μορφή 'κόμμα' (comma type clouds στη δορυφορική μετεωρολογία) ή να ενωθούν με μεγάλα καταιγιδοφόρα νέφη που σχηματίζουν σπειροειδείς μπάντες γύρω από την κεντρική περιοχή του ματιού.

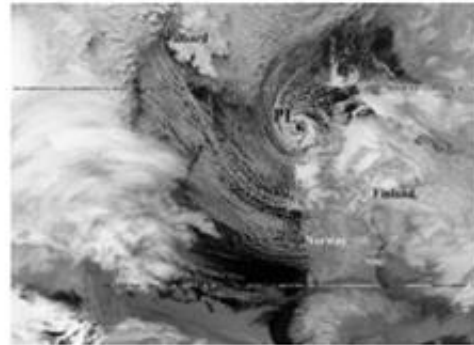
Στο Σχήμα 2.4 οι δορυφορικές εικόνες δείχνουν τις τρεις φάσεις των κύκλων ζωής ενός τυπικού πολικού χαμηλού. Η ανάπτυξη ξεκινάει από ένα ώριμο εμπρόσθιο μέτωπο που εκτείνεται από τη βορειοδυτική Φινλανδία έως τη νοτιοανατολική πλευρά του πελάγους Σβάλμπαρντ. Μια καθαρή καμπύλη αναπτύσσεται στο βορειότερο τμήμα της ζώνης των νεφών. Το εσωτερικό μέρος της καμπύλης εμφανίζει αιχμηρές άκρες νέφους ενώ στο εξωτερικό τμήμα είναι θολές. Δυτικά και βόρεια της ζώνης των νεφών, είναι παρούσα η νέφωση ψυχρού αέρα (Cold Air Cloudiness - CAC). Λίγες ώρες αργότερα ένα ώριμο πολικό χαμηλό είναι τοποθετημένο ακριβώς βόρεια της Νορβηγίας με ένα καθαρό μάτι και πολυάριθμα νέφη τύπου Cumulonimbus που περιβάλλουν το κέντρο. Μια περιοχή νεφών με χαμηλές κορυφές, ως αποτέλεσμα των καθοδικών κινήσεων του αέρα, περιβάλλει τα καταιγιδοφόρα νέφη τύπου Cb. Τέλος, έχοντας περάσει από τη βόρεια ακτή της Νορβηγίας, το πολικό χαμηλό αρχίζει να χάνει την καλά οργανωμένη δομή του. Στην τελευταία δορυφορική εικόνα, έχουν απομείνει μόνο

κάποια μη-δομημένα ενισχυμένα Cumulus (Enhanced Cumulus νέφη) πάνω από τη βόρεια Νορβηγία και τη Σουηδία.

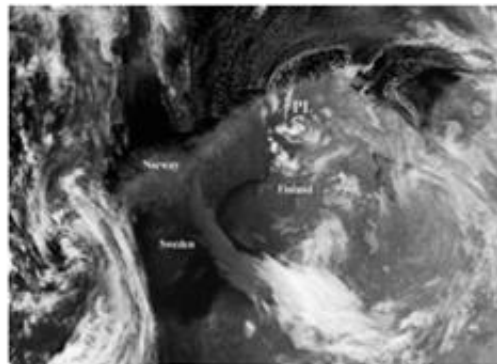
26 February 1987/04 28 UTC - NOAA CH4 image; Developing polar low north of Norway



27 February 1987/04 18 UTC - NOAA CH4 image; Mature polar low north of Norway



27 February 1987/12 32 UTC - NOAA CH4 image; Decaying polar low over Norway



Σχήμα 2.4. Οι τρεις φάσεις ενός πολικού χαμηλού (PL) σε υπέρυθρες εικόνες του ραδιόμετρου AVHRR του δορυφόρου NOAA (Ch 4). (πηγή: <http://www.eumetrain.org>)

Οι συνθήκες που πρέπει να υφίστανται για την ανάπτυξη τους, είναι ένα θέμα που έχει απασχολήσει την επιστημονική κοινότητα και υπάρχουν διάφορες απόψεις. Οι Harrold and Browning (1969) και ο Reed (1979) συνέκλιναν στο γεγονός ότι ο βασικός μηχανισμός για την ανάπτυξη, το μικρό χρόνο ζωής καθώς και τη περιορισμένη χωρική κλίμακα των πολικών χαμηλών αποτελεί η βαροκλινική αστάθεια. Η βαροκλινική αστάθεια υποβοηθείται από τη μικρή στατική ευστάθεια που υφίσταται στα χαμηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Ο Rasmussen (1979, 1985) από την άλλη διατύπωσε ότι τα συστήματα αυτά προέρχονται από αστάθεια υπό συνθήκες του δεύτερου είδους (CISK), η οποία υπάρχει η πιθανότητα να επιδρά

συνδυαστικά με βαροκλιτικές διαδικασίες. Ξηρός και ψυχρός αέρας μεταφέρεται από την Αρκτική, πάνω από θερμότερα ύδατα, πυροδοτώντας την αλληλεπίδραση μεταξύ αέρα και θάλασσας και ανταλλαγή ποσών θερμότητας και υγρασίας ανάμεσα στον ωκεανό και την ατμόσφαιρα. Μέσα από αυτές τις διαδικασίες απελευθερώνεται λανθάνουσα θερμότητα, μειώνεται η στατική ευστάθεια και δημιουργούνται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (τύπου Cumulonimbus).

Οι Sardie and Warner (1985) έδειξαν τη σημασία τόσο των ροών θερμότητας όσο και της βαροκλιτικής αστάθειας, κάνοντας προσομοιώσεις τέτοιων συστημάτων με το μέσης κλίμακας μοντέλο NCAR/PSU. Μελέτες που ακολούθησαν μετέπειτα, σε τέτοιου είδους κυκλωνικά συστήματα μέσω αριθμητικών προσομοιώσεων, υπέδειξαν πως η απουσία των ροών θερμότητας εμφάνισε ασθενείς κυκλώνες (Grenos et al. 1987) οι οποίοι ενδεχομένως να δημιουργήθηκαν από τη βαροκλιτική αστάθεια. Άλλες πειραματικές μελέτες των Sardie and Warner (1985), απέδειξαν πως μόνο όταν έγινε εφαρμογή της υγρής βαροκλιτικής αστάθειας και της θεωρίας CISK, το μοντέλο έδωσε καλά αποτελέσματα για τους χρόνους ανάπτυξης και ζωής των συστημάτων αυτών.

Η θεωρία που έχει επικρατήσει πλέον, είναι ότι τα πολικά χαμηλά παρουσιάζουν πολλές ομοιότητες με τους τροπικούς κυκλώνες με βασική διαφορά από αυτούς, ότι αναπτύσσονται σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, λόγω της θερμοκρασιακής διαφοράς αέρα-θάλασσας. Για τη γένεση, είναι αναγκαία η ύπαρξη της βαροκλιτικής αστάθειας (κάτι που αντιτίθεται επίσης της γένεσης των τυφώνων), για δε την περεταίρω ανάπτυξη τους μεγάλη συμβολή έχουν όχι μόνο οι επιφανειακές ροές λανθάνουσας αλλά και οι ροές αισθητής θερμότητας. Το γεγονός αυτό αποτελεί και την αιτία, που τα πολικά χαμηλά εμφανίζονται το χειμώνα, όταν δηλαδή η θερμοκρασιακή διαφορά θάλασσας-ατμόσφαιρας είναι υψηλή.

2.4 Μεσογειακοί Κυκλώνες (Mediterranean Hurricanes)

Οι Μεσογειακοί Κυκλώνες (εφεξής θα αναφέρονται ως M.K.), στη διεθνή βιβλιογραφία μπορούν να αναφερθούν είτε ως 'Mediterranean Hurricanes' (Emanuel 2005), εν συντομία 'medicanes' είτε ως 'Mediterranean tropical-like cyclones (MTLC ή TLC)'. Είναι συστήματα που συγκαταλέγονται στην υποσυνοπτική κλίμακα, δεν διαθέτουν μέτωπα και η ακτίνα τους μπορεί να φτάσει τα 200 χιλιόμετρα (Mighlietta et al. 2013) (συνήθως 100-200 χιλιόμετρα).

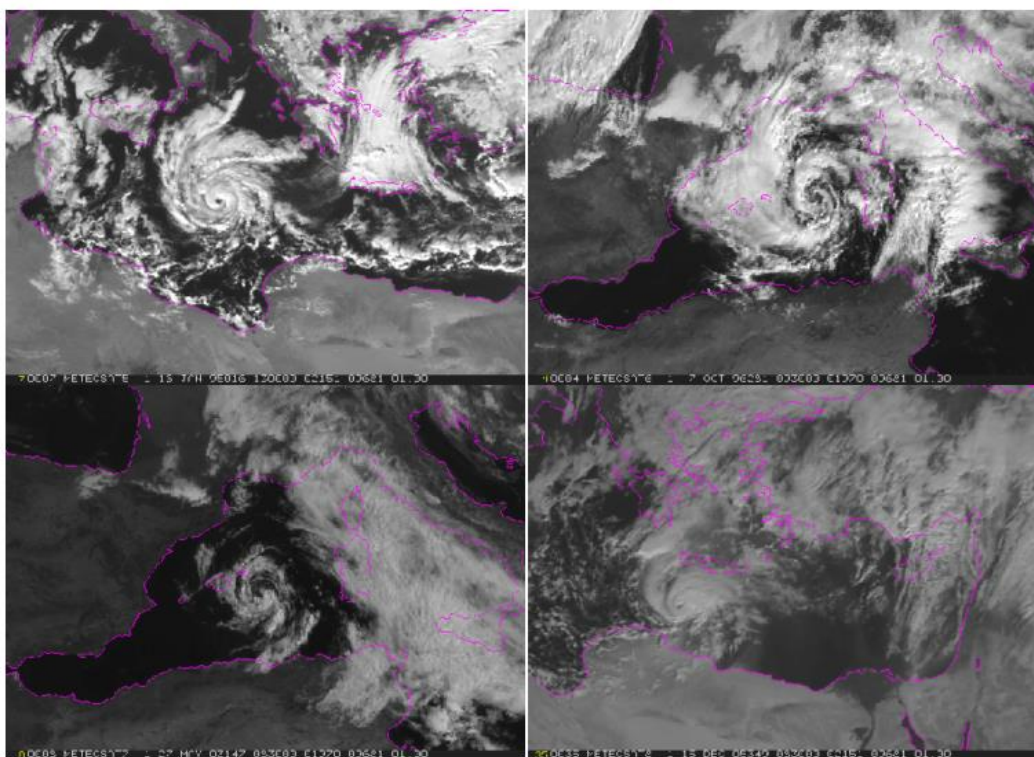
Συγκатаλέγονται στα σχετικά σπάνια καιρικά φαινόμενα με κατά μέσο όρο εμφάνισης την εποχή του φθινοπώρου και του χειμώνα. Ένας αρχικός τρόπος εντοπισμού τους είναι μέσω δορυφορικών εικόνων, τόσο από γεωστάσιμους δορυφόρους (geostationary satellites) όσο και από πολικής τροχιάς (polar orbit satellites) όπου διακρίνεται η κεντρική περιοχή τους, που ονομάζεται 'μάτι'.

Αναφορικά με τη δομή αυτών των συστημάτων, στην κεντρική περιοχή (μάτι) επικρατούν αίθριες συνθήκες (Σχήμα 2.5). Στα τοιχώματα και γύρω από το μάτι του κυκλώνα, εμφανίζονται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (cumulonimbus), κατανεμημένα σε σπειροειδείς ζώνες. Αναφορικά με το είδος τους, οι Μ.Κ. είναι συστήματα θερμού πυρήνα, δηλαδή οι υψηλότερες θερμοκρασίες εντοπίζονται καθ' ύψος στη κεντρική περιοχή του συστήματος, σε σύγκριση με το περιβάλλον. Ως αποτέλεσμα του συνδυασμού της εξίσωσης του θερμικού ανέμου μαζί με τον σχετικό γεωστροφικό στροβιλισμό, η μέγιστη ένταση των ανέμων εντοπίζεται κοντά στην επιφάνεια. Αυτό αποτελεί και μια βασική διαφορά από τα απλά χαμηλά βαρομετρικά στα οποία η μέγιστη ένταση εμφανίζεται πιο ψηλά.

Τις τελευταίες δεκαετίες, η μελέτη των Μ.Κ. ολοένα και κεντρίζει το ενδιαφέρον των επιστημόνων τόσο ως προς την καταγραφή όσο και ως προς την ανάλυσή τους. Το γεγονός ότι η λεκάνη της Μεσογείου διαθέτει πυκνοκατοικημένες παράκτιες περιοχές, τις οποίες συνήθως επηρεάζουν οι Μ.Κ., καθιστά τη μελέτη και την παρακολούθηση τους καίρια. Με τους θυελλώδεις ανέμους που πνέουν καθώς και με τις πλημμύρες που μπορεί να προκληθούν, είναι ικανοί να προκαλέσουν οικονομικές απώλειες τόσο στις ανθρώπινες περιουσίες όσο και στις καλλιέργειες, μέχρι και θανάτους. Μέχρι και σήμερα, δεν έχει διαπιστωθεί κάποια περιοδικότητα στην εμφάνισή τους, ούτε έχουν κατηγοριοποιηθεί συγκεκριμένα αίτια που τους προκαλούν, γεγονότα που τους καθιστούν δύσκολους στη πρόβλεψη και ιδιαίτερα επικίνδυνους για τους λόγους που αναφέρθηκαν παραπάνω. Μετά από μελέτες που έγιναν από τους Tous and Romero (2013), για συστήματα Μ.Κ. που δημιουργήθηκαν στην κεντρική και δυτική Μεσόγειο τις τελευταίες δεκαετίες, διαπιστώθηκε ότι η εμφάνισή τους είναι πιο συχνή το φθινόπωρο και το χειμώνα λόγω της μεγάλης διαφοράς μεταξύ της θερμοκρασίας της θάλασσας και της ατμόσφαιρας.

Η συχνότητα καθώς και οι συνηθέστερες τοποθεσίες εμφάνισης, οι συνθήκες δημιουργίας, η ύπαρξη εμμονής σε συγκεκριμένα σημεία της Μεσογείου για τη γέννηση και την ανάπτυξή τους ή η τυχόν επίδραση της παγκόσμιας θέρμανσης στην έντασή τους είναι κάποια

από τα ερωτήματα που καλούνται να απαντήσουν οι επιστήμονες. Προς την κατεύθυνση αυτή, είναι απαραίτητη η αρχειοθέτηση των Μ.Κ., της θέσης, του χρόνου και των συνθηκών εμφάνισης και της εξέλιξής τους, ώστε να ερευνηθούν σε έναν ικανοποιητικό βαθμό τα αίτια και τα αποτελέσματα που προκαλούν αυτά τα συστήματα.



Σχήμα 2.5 Δορυφορικές εικόνες τεσσάρων Μεσογειακών Κυκλώνων στο κανάλι του ορατού, τον Ιανουάριο του 1995 (Meteosat-5, 16/01/95, πάνω αριστερά), τον Οκτώβριο του 1996 (Meteosat-5, 07/10/96, πάνω δεξιά), τον Μάιο του 2003 (Meteosat-7, 27/05/03, κάτω αριστερά) και τον Δεκέμβριο του 2005 (Meteosat-8, 15/12/05, πάνω δεξιά). Σε όλες τις περιπτώσεις διακρίνεται η ανέφελη περιοχή στο κέντρο και ο έντονος στροβιλισμός. (πηγή: www.ssmi.com)

Η έρευνα πάνω σε συστήματα με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα, ξεκίνησε από τον Winstanley (1970), για μία περίπτωση ύφεσης που εμφανίστηκε νοτιοανατολικά της Μάλτας στις 23 Σεπτεμβρίου 1969. Ο Μ.Κ. προέκυψε ως συνδυασμός ενός ψυχρού αποκομμένου χαμηλού και μιας Σαχαριανής ύφεσης στη μέση τροπόσφαιρα. Η ύπαρξη θυελλωδών επιφανειακών άνεμων, το αίθριο μάτι του κυκλώνα καθώς και οι ισχυρές βροχοπτώσεις υπέδειξαν ότι το σύστημα είχε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Από τότε και για τις επόμενες 4 δεκαετίες, η επιστημονική κοινότητα έχει ασχοληθεί με όσες περιπτώσεις

εμφανίστηκαν στη Μεσόγειο (κοντά 30 πλέον). Ορισμένοι ερευνητές, στη δεκαετία του 90, συνέδεσαν τους Μ.Κ. με τα πολικά χαμηλά (αναλύονται εκτενώς παρακάτω) που λαμβάνουν χώρα στη Βόρεια Ευρώπη, επειδή και τα δύο είδη υφέσεων σχηματίζονται σε βαθείς αυλώνες και ψυχρές αέριες μάζες πολικής προέλευσης (Businger and Reed, 1989). Κατά κανόνα, στη δημιουργία τους, κυρίαρχο ρόλο παίζουν οι ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας (όπως συμβαίνει και στα πολικά χαμηλά) (Lagouvardos et al. (1999), Pytharoulis et al. (2000), Homar et al. (2003), Mighlietta et al. (2011), Tous and Romero (2013)). Στις μελέτες που προαναφέρθηκαν, έγιναν προσομοιώσεις με αριθμητικά μοντέλα, με επιλογή διαφορετικών παραμετροποιήσεων κάθε φορά, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή συσχέτιση με το πραγματική τροχιά του κυκλώνα αλλά και να αναδειχθούν τα χαρακτηριστικά που καθοδηγούν τα συστήματα αυτά.

Το γεγονός ότι οι Μ.Κ. μπορούν να αναπτυχθούν πάνω από ψυχρά σχετικά ύδατα αποτελεί μια καίρια διαφορά τους από τους τροπικούς κυκλώνες που συμβαίνουν στους ωκεανούς, οι οποίοι χρειάζονται θερμά θαλάσσια ύδατα για να δημιουργηθούν. Δηλαδή, ενώ οι τροπικοί κυκλώνες χρειάζονται θερμοκρασία επιφανείας τουλάχιστον 26°C για να δημιουργηθούν, οι Μ.Κ. μπορεί να εμφανιστούν και πάνω από νερά με θερμοκρασία 13°C (Meneguzzo et al. 2001). Άλλη μία σημαντική διαφορά τους αφορά τόσο την έντασή τους όσο και την έκτασή τους, καθώς οι Μ.Κ. έχουν μικρότερη ισχύ και έκταση από τους τροπικούς κυκλώνες.

Αναφορικά με τον τρόπο δημιουργίας τους οι Μ.Κ., αρχίζουν να σχηματίζονται σε ένα βαροκλινικό περιβάλλον, όπου μία διερχόμενη διαταραχή βρίσκεται είτε στην ώριμη φάση είτε στη φάση διάλυσης. Η ανάπτυξη τους συνδέεται με την ύπαρξη ενός βαθύ αυλώνα ή ενός αποκομμένου ψυχρού χαμηλού, στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, το οποίο επιδρά με την υποκείμενη και σχετικά θερμή υγρή επιφάνεια της Μεσογείου. Εδώ υπεισέρχεται και η σημασία των επιφανειακών ροών θερμότητας που αναφέρθηκε παραπάνω. Οι Tous and Romero, (2013) σε μία μελέτη τους για 12 συστήματα Μ.Κ., συμπέραναν ότι η τροχιά που θα ακολουθήσουν, η ταχύτητα με την οποία θα κινηθούν καθώς και η διάρκεια ζωής τους είναι συνιστώσες που επηρεάζονται σε πολύ μεγάλο ποσοστό από την ένταση του ανέμου, τις επιφανειακές ροές θερμότητας καθώς και από τη στήλη υετήσιμου ύδατος της τροπόσφαιρας. Επιπρόσθετα, κατέληξαν ότι η ταχύτητα των ανέμων ως αποτέλεσμα της έντασης της βαροβαθμίδας που

εμφανίζεται στην κεντρική περιοχή των Μ.Κ., έχει άμεση εξάρτηση με τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της υποκείμενης θάλασσας και υπερκείμενης αέριας μάζας.

Συμπερασματικά, μπορεί να υποστηριχθεί ότι οι Μ.Κ. συγκαταλέγονται σε ένα ξεχωριστό είδος κυκλώνων που τους διαχωρίζει από τα πολικά χαμηλά και τους τροπικούς κυκλώνες, ασχέτως τις ομοιότητες που μπορεί να έχουν με αυτά. Από τις μέχρι τώρα καταγεγραμμένες περιπτώσεις, τα συστήματα εντοπίζονται σε όλη τη περιοχή της Μεσογείου και η διάρκεια ζωής τους κυμαίνεται από 2 έως 3 ημέρες. Η ανάλυση της θερμοδυναμικής τους δομής καθώς και του ύψους που εντοπίζεται η μέγιστη ένταση των ανέμων, μπορεί να στοιχειοθετήσει τη φύση του κυκλώνα. Επιπροσθέτως, ορισμένοι κυκλώνες, αν και στη δορυφορική εικόνα αποτυπώνουν το σχηματισμό που αναλύθηκε παραπάνω (μάτι, μπάντες νεφών κλπ), με περαιτέρω θερμοδυναμική ανάλυση, δεν στοιχειοθετούν τις συνθήκες ώστε να χαρακτηριστούν ως Μ.Κ..

2.5 Ο ρόλος των ροών θερμότητας

Στη παράγραφο αυτή εξετάζεται ο ρόλος των ροών θερμότητας στην ανάπτυξη των Μ.Κ.. Οι ροές λανθάνουσας θερμότητας παίζουν καθοριστικό ρόλο στην ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων ενώ στους Μ.Κ. εξίσου σημαντικός είναι και ο ρόλος των αισθητών ροών θερμότητας. Παρακάτω, παρουσιάζονται οι κύριοι φυσικοί μηχανισμοί που συμβάλλουν στην δημιουργία και δέσμευση των ροών.

Κατά τη διάρκεια της αλλαγής φάσης του νερού, γίνεται απελευθέρωση και δέσμευση λανθάνουσας θερμότητας από το περιβάλλον. Στη στερεή κατάσταση του νερού (πάγος), τα μόρια του νερού είναι διατεταγμένα και πολύ σταθερά στις θέσεις τους. Αντίθετα, στην αέρια φάση του νερού (υδρατμοί), χρειάζεται ενέργεια για να μεταβούν τα μόρια από τη διατεταγμένη και σταθερή τους κατάσταση σε μια ασταθή κατάσταση. Κατά την τήξη του πάγου ή την εξάτμιση του νερού, η ενέργεια που απαιτείται, πρέπει να απορροφηθεί από το περιβάλλον. Έτσι, κατά την αλλαγή φάσης του νερού από μια σταθερότερη σε μια λιγότερο σταθερή κατάσταση, ο αέρας που το περιβάλλει χάνει θερμότητα.

Θερμότητα απορροφάται από το περιβάλλον, όταν γίνεται μετάβαση από το υγρό στοιχείο στο αέριο (εξάτμιση), από το στέρεο στοιχείο στο υγρό (τήξη πάγου) και από το στέρεο απευθείας στο αέριο (εξάχνωση). Στο σημείο αυτό, αξίζει να σημειωθεί ότι η θερμοκρασία του νερού δεν μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια αλλαγής της φάσης (Petrot 1998). Καθώς το νερό

περνάει από μια ασταθή σε μια πιο σταθερή κατάσταση, -όπως γίνεται στη πήξη, τη συμπύκνωση και την απόθεση-, δίνει ενέργεια στον περιβάλλοντα αέρα, φαινόμενο που ονομάζεται 'απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας'. Εδώ, υπογραμμίζεται ότι η εξάτμιση και η συμπύκνωση αποκομίζουν/εκλύουν 7.5 φορές περισσότερη ενέργεια από το/στο περιβάλλον, σε σχέση με την τήξη και την πήξη (Perrot 1998). Κατά αυτό τον τρόπο, γίνεται κατανοητό γιατί κατά τη διαδικασία της εξάτμισης ο αέρας ψύχεται πολύ περισσότερο από ότι γίνεται κατά τη διαδικασία τήξης του χιονιού. Για να καταστεί δυνατό το λιώσιμο του πάγου, απορροφάται ενέργεια από το περιβάλλον ώστε να μειωθούν οι δυνάμεις σύζευξης μεταξύ των μορίων του, με τη θερμοκρασία του όμως να μην αλλάζει μέχρι να ολοκληρωθεί όλη η διαδικασία. 'Απορρόφηση της λανθάνουσας θερμότητας' υφίσταται, αφού προηγηθεί σπάσιμο όλων των δεσμών του υδρογόνου, ώστε να γίνει εκμετάλλευση της ενέργειας που απορροφήθηκε και να αυξηθεί η θερμοκρασία του νερού.

Για να μεταβληθεί η θερμοκρασία ενός υλικού, χωρίς να μεταβεί σε διαφορετική φάση, αναγκαία είναι η αισθητή θερμότητα. Η αισθητή θερμότητα μπορεί να μεταφερθεί είτε διά επαφής με θερμότερο σώμα από το υλικό είτε διά απορρόφησης ενέργειας από τον ήλιο, τον αέρα ή την γήινη επιφάνεια. Επομένως, από τα παραπάνω γίνεται σαφές πως η θερμοδυναμική του αέρα παίζει σημαντικό ρόλο στο καθορισμό των καιρικών συνθηκών τόσο μικροσκοπικά όσο και μακροσκοπικά καλύπτοντας όλες τις κλίμακες.

Η δημιουργία πολικών υφέσεων είναι άρρηκτα συνδεδεμένη με έναν μηχανισμό αστάθειας, ο οποίος εξηγείται παρακάτω, με στόχο να κατανοηθεί η συμβολή των ροών θερμότητας στα μετεωρολογικά φαινόμενα και ιδιαίτερα στη γένεση κυκλώνων. Κατά τη διάρκεια της μεταφοράς μιας ψυχρής αέριας μάζας πάνω από υδάτινη επιφάνεια, διοχετεύεται αισθητή θερμότητα και υγρασία από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα και επέρχεται πτώση της ευστάθειας στα χαμηλά επίπεδα της ατμόσφαιρας. Μετά το πέρασμα της αέριας μάζας πάνω από το νερό, γίνεται απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας εξαιτίας της συμπύκνωσης και συχνά εμφανίζονται νεφικοί σχηματισμοί.

Επομένως, κατά τη διαδικασία της συμπύκνωσης υφίσταται απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας, και αυτό αποτελεί την αιτία για τη μεγαλύτερη θερμοκρασία που εντοπίζεται μέσα στο νέφος συγκριτικά με το περιβάλλον. Γενικά ισχύει ότι, όταν ένα πακέτο αέρα έχει μεγαλύτερη θερμοκρασία από το περιβάλλον γύρω του, ανεβαίνει υψηλότερα διότι είναι ελαφρύτερο. Με την άνοδο αυτή, επέρχεται ψύξη του αέρα και συμπύκνωση των υδρατμών, που

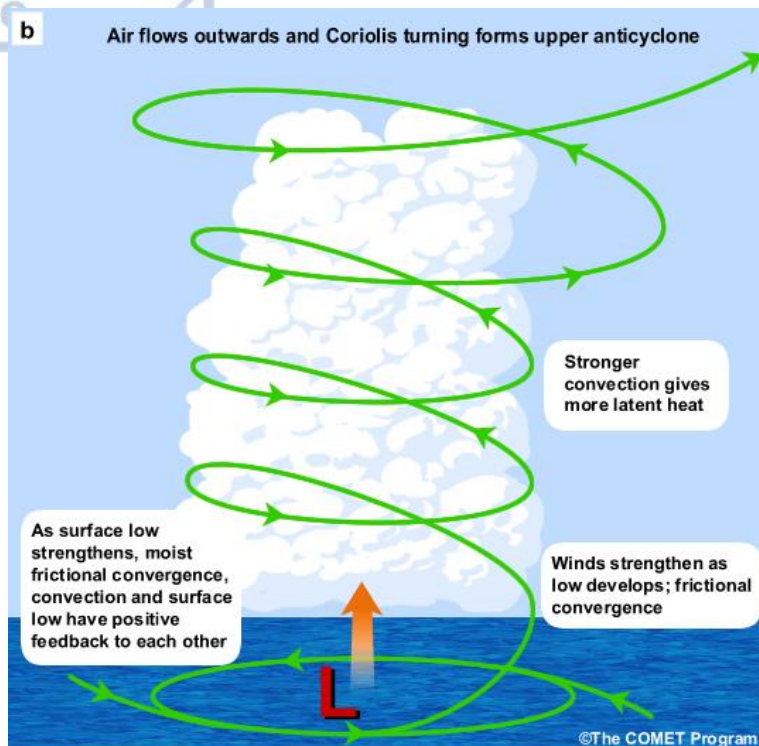
επιφέρουν με τη σειρά τους περαιτέρω απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας. Στο σημείο αυτό, διαφαίνεται η μεγάλη συνεισφορά της λανθάνουσας θερμότητας στην ανάπτυξη των νεφών. Όσο μεγαλύτερη η ποσότητα της υγρασίας μέσα σε ένα νέφος, τόσο μεγαλύτερη και η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας. Με γνώμονα το κύκλο του Carnot για ένα ιδανικό και κλειστό σύστημα, οι υδάτινες επιφάνειες δυνητικά θα ήταν ικανές να παρέχουν υγρασία και θερμότητα στον υπερκείμενο αέρα με αποτέλεσμα την ατέρμονη δημιουργία νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης. Στη πραγματικότητα όμως, η θερμοκρασία δε μπορεί να φτάσει τόσο υψηλές τιμές μέσα σε ένα νέφος καθώς υπάρχει αντιστάθμιση της απελευθέρωσης λανθάνουσας θερμότητας με ψύξη που επέρχεται από την αδιαβατική εκτόνωση λόγω έντονων ανοδικών κινήσεων. Το γεγονός αυτό αιτιολογεί και την εμφάνιση των μέγιστων θερμοκρασιακών ανωμαλιών στο μάτι του τροπικού κυκλώνα και όχι στις σπειροειδείς μπάντες γύρω από αυτό.

Οι ροές λανθάνουσας θερμότητας στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη αποτελούν τον κυριότερο τρόπο μεταφοράς ενέργειας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα. Εκτεταμένοι νεφικοί σχηματισμοί (τύπου Cumulonimbus) και η ύπαρξη αστάθειας αποτελούν βασικά γνωρίσματα των περιοχών κοντά στον Ισημερινό. Βασική προϋπόθεση για την ανάπτυξή τους αποτελεί η υγρασία, που μεταφέρεται μέσω των δακτυλίων του Hadley με πηγή της τους ωκεανούς.

2.6 Θεωρίες δημιουργίας

2.6.1 Θεωρία αστάθειας υπό συνθήκες, του δεύτερου είδους (*Conditional Instability of the Second Kind - CISK*)

Η θεωρία της αστάθειας υπό συνθήκες του δεύτερου είδους (CISK, Conditional Instability of the Second Kind) που αφορούσε την ενδυνάμωση συστημάτων όπως οι τυφώνες από διαταραχές μικρής κλίμακας (π.χ. καταιγίδες) έγινε ιδιαίτερα γνωστή στη διάρκεια της δεκαετίας του 1960 και αναδείχτηκε από τους Ooyama και τους Charney and Eliassen. Οι δεύτεροι το 1964, διατύπωσαν μια θεωρία με θέμα τη σχέση ανάδρασης ανάμεσα στα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και σε ένα στρόβιλο που βρίσκεται στη πρωταρχική φάση ανάπτυξης. Οι απαραίτητες συνθήκες που πρέπει να ισχύουν είναι ασταθής και μη-κορεσμένη ατμόσφαιρα και να υφίσταται μια μικρής κλίμακας διαταραχή που να συνδυάζεται με θετικό στροβιλισμό στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 2.6 Η αρχική διαταραχή προκαλεί σύγκλιση των αερίων μαζών και της υγρασίας στην επιφάνεια (γράμμα L). Από τη σύγκλιση αυτή προκαλούνται ανοδικές κινήσεις και απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας. Η πορεία του αέρα και η χαρακτηριστική ελικοειδής ροή συμβολίζεται με τα πράσινα βέλη. Στα ανώτερα στρώματα υφίσταται απόκλιση του αέρα (the COMET program).

Οι ανοδικές κινήσεις που υφίστανται σε μια περιοχή που χαρακτηρίζεται από αστάθεια (Σχήμα 2.6), είναι ικανές να συμβάλλουν τόσο στη γένεση όσο και στην ενδυνάμωση μιας δίνης και αυτό αποτελεί την κεντρική ιδέα της θεωρίας αυτής. Σε πρώτο επίπεδο, οι αέριες μάζες συγκλίνουν εντός του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος εξαιτίας της τριβής, εμφανίζονται ανοδικές κινήσεις και εκλύεται λανθάνουσα θερμότητα. Με βάση τη θερμοδυναμική, αν υπάρξει πρόσφορο έδαφος, ένα κομμάτι της θερμότητας αυτής επιφέρει άνοδο της θερμοκρασίας του αέρα. Έπειτα, εμφανίζεται μια κατακόρυφη κλειστή κυκλοφορία με τον αέρα να συγκλίνει χαμηλά και να αποκλίνει στα υψηλότερα επίπεδα. Οι αέριες μάζες που συγκλίνουν χαμηλά, αρχίζουν να χαρακτηρίζονται από όλο και υψηλότερα ποσά θετικού στροβιλισμού, κάτι που έχει ως επακόλουθο η διαταραχή να αναπτύσσεται εκθετικά.

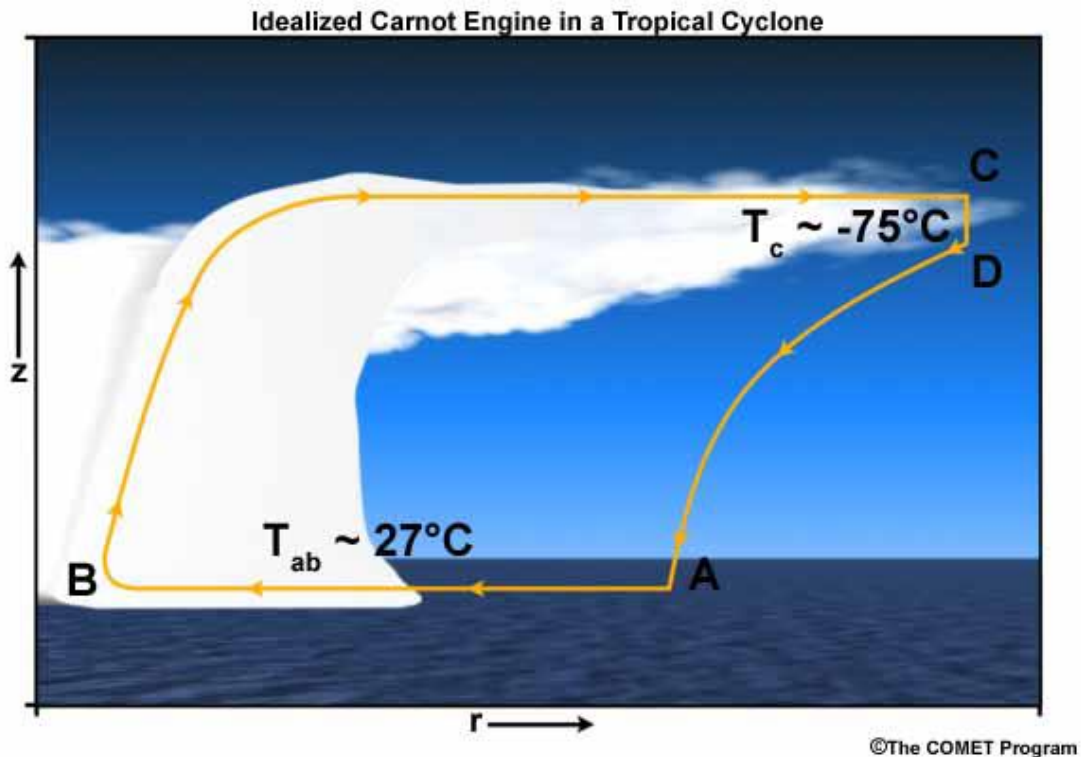
Επιπρόσθετα, ο ρυθμός έκλυσης της λανθάνουσας θερμότητας από νέφη τύπου Cumulonimbus, είναι ανάλογος με τη σύγκλιση της υγρασίας στο οριακό στρώμα κάτω από το

στρόβιλο σύμφωνα με τα αποτελέσματα των Charney and Eliassen (1964). Καθώς η δίνη εντείνεται επιφέρει σφοδρότερη σύγκλιση της υγρασίας και άρα μεγαλύτερη έκλυση λανθάνουσας θερμότητας. Γίνεται κατανοητό από τα παραπάνω, ότι η θεωρία CISK παρουσιάζει έναν μηχανισμό που τροφοδοτείται ο ίδιος από τον εαυτό του. Το όνομα αυτής της 'αστάθειας υπό συνθήκες του δεύτερου είδους', δόθηκε από τους ερευνητές για να καταστεί σαφής ο διαχωρισμός από την ύπαρξη οργανωμένης αστάθειας σε κλίμακες αρκετά μεγαλύτερες από ότι αυτές των συγκεκριμένων καταιγίδων. Πολλοί ερευνητές και μετεωρολόγοι χρησιμοποίησαν τη θεωρία CISK και τη συμπεριέλαβαν σε μελέτες και εγχειρίδια μετεωρολογίας (Rasmussen and Zick 1987, Holton 1972) αλλά, πειραματικές μελέτες που έλαβαν χώρα στη δεκαετία του 1990, υπέδειξαν ότι δεν μπορεί να υποστηρίξει σωστά την ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων (Emanuel 1994, Raymond 1994, Craig and Gray 1996).

2.6.2 Ανταλλαγή θερμότητας με την επιφάνεια λόγω του ανέμου (WISHE Theory: Wind-induced surface heat exchange)

Η θεωρία CISK βρήκε υποστήριξη από ένα μεγάλο πλήθος ερευνητών, όπως έγινε κατανοητό από τα παραπάνω, ωστόσο όμως ορισμένοι επιστήμονες δεν πείστηκαν ιδιαίτερα. Δύο δεκαετίες αργότερα, οι Emanuel (1986), Rotunno and Emanuel (1987) χρησιμοποιώντας ένα ιδεατό αριθμητικό μοντέλο, έδειξαν ότι ένας τροπικός κυκλώνας μπορεί να γεννηθεί σε ένα μη κορεσμένο περιβάλλον εφόσον όμως υφίσταται μία διαταραχή πεπερασμένου πλάτους. Έτσι, κατασκευάστηκε μια νέα θεωρία με το όνομα WISHE (wind-induced surface heat exchange), (Rotunno and Emanuel 1987, Emanuel 1987). Στη μελέτη τους, έγινε η θεώρηση ότι η ατμόσφαιρα συμπεριφέρεται όπως μία μηχανή Carnot, όπου γίνεται μετατροπή της θερμικής ενέργειας σε μηχανική και η αέρια μάζα ακολουθεί υποτυπώδεις τροχιές σε έναν ατέρμονο κύκλο. Με βάση τη θεωρία αυτή αλλά και όσα υποστήριζαν οι Craig and Gray (1996), ναι μεν οι ροές θερμότητας από τα ωκεάνια ύδατα αποτελούν κυρίαρχο συντελεστή στην ενδυνάμωση ενός τροπικού κυκλώνα, αλλά επιπρόσθετα, πρέπει να υφίσταται στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα μία θερμοδυναμική αστάθεια. Δεύτερο καθοριστικό παράγοντα παίζουν οι ροές αισθητής θερμότητας καθώς και η εξάτμιση από τον ωκεανό, δημιουργώντας ένα περισσότερο υγρό ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα, πηγή τροφοδοσίας και ενδυνάμωσης του κυκλώνα. Η συμβολή

των επιφανειακών ροών θερμότητας είχε τονιστεί παλαιότερα από τους Malkus and Riehl (1960), Ooyama (1969).



Σχήμα 2.7. Η ιδεατή μηχανή Carnot του Emanuel 1987 όπου απεικονίζονται οι ροές ενέργειας ενός τροπικού κυκλώνα. Ο αέρας στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (Από το σημείο A προς το B), κινείται σε ισοθερμικές επιφάνειες, ανυψώνεται αδιαβατικά στα τοιχώματα γύρω από το 'μάτι', δημιουργώντας νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (σημείο B προς C). Τέλος, εξέρχεται κοντά στην τροπόπαυση και έπειτα κατέρχεται μακριά από τον κυκλώνα (σημείο C προς A) (πηγή: <https://www.meted.ucar.edu/>).

Η καθίζηση του αέρα μέσα στο 'μάτι', επιφέρει αύξηση της θερμοκρασίας του (σύστημα θερμού πυρήνα) και μείωση της επιφανειακής πίεσης. Η μείωση αυτή οδηγεί τον αέρα προς το κέντρο με την ταχύτητα του συνεχώς να αυξάνεται. Στη συνέχεια, ο αέρας κινείται πάνω στις σταθερές επιφάνειες στροφορμής στα τοιχώματα γύρω από το 'μάτι', ψύχεται, γίνεται ξηρότερος λόγω του σχηματισμού βροχής και εξέρχεται κοντά στην τροπόπαυση όπως δείχνει το Σχήμα 2.7 (Emanuel 1995). Οι άνεμοι σε αυτά τα καιρικά συστήματα, στροβιλίζονται πιο αργά καθ' ύψος και πηγαίνουν όλο και πιο έξω από το μάτι, με τη στροφορμή να βρίσκεται από τη συσχέτιση της έντασης του ανέμου με την απόσταση από το μάτι. Όλη η διεργασία που περιγράφηκε παραπάνω, επιφέρει σημαντική διαφοροποίηση στη θερμοκρασία του εξερχόμενου αέρα σε

σύγκριση με τον αέρα που εισέρχεται στα επιφανειακά στρώματα. Η θερμική ενέργεια που διαθέτει το σύστημα μεγαλώνει, όσο μεγαλώνει και αυτή η διαφορά.

Περνώντας τώρα στο υπολογιστικό μέρος, για να βρεθεί το ποσό της θερμικής ενέργειας που δύναται να μετατραπεί σε μηχανική, χρησιμοποιείται η παρακάτω εξίσωση, στην οποία η T_{in} είναι η θερμοκρασία του αέρα στην επιφάνεια της θάλασσας και T_{out} η θερμοκρασία του εξερχόμενου, από τον κυκλώνα, αέρα κοντά στο ύψος της τροπόπαυσης. Έχει παρατηρηθεί πως για τυπικές θερμοκρασίες της επιφάνειας της θάλασσας και της τροπόπαυσης, το 30% της θερμικής ενέργειας, μπορεί να μετατραπεί σε μηχανική (Emanuel 1987).

$$\varepsilon = \frac{(T_{in}-T_{out})}{T_{in}} \cong \frac{(SST-T_{trop})}{SST} = \frac{(300-200)}{300} = \frac{1}{3} \quad (1)$$

Οι ροές λανθάνουσας θερμότητας μπορούν να επιφέρουν θέρμανση της ατμόσφαιρας, αποκλειστικά κατά τη διάρκεια μιας βροχόπτωσης ή μιας χιονόπτωσης. Σε κάθε άλλη περίπτωση η επιφανειακή εξάτμιση παρέχει μόνο υγρασία στο περιβάλλον χωρίς να συμβάλει στη θέρμανσή του. Τα παραπάνω αποτέλεσαν ισχυρισμούς του Emanuel (1997), για την πρόταση ενός παράγοντα αποδοτικότητας για το μοντέλο WISHE, ο οποίος αυξάνεται ανάλογα με τα ποσοστά σχετικής υγρασίας μιας περιοχής.

Ένα άλλο σημαντικό συμπέρασμα, ξανά από τους Craig and Gray (1996), το οποίο βρέθηκε μέσω της χρήσης του αριθμητικού μοντέλου των Rotunno and Emanuel (1987), αφορά την αναλογία ανάμεσα στο ρυθμό ανάπτυξης των τροπικών κυκλώνων και του συντελεστή της ανταλλαγής θερμότητας στην επιφάνεια. Η αύξηση του δεύτερου επιφέρει αύξηση του πρώτου, ωστόσο υπογραμμίζεται ότι ο ρυθμός ανάπτυξης των τροπικών κυκλώνων δεν μεταβάλλεται αν αυξηθεί ο συντελεστής αντίστασης (drag coefficient).

2.6.3 Βαροκλινική Θεωρία (Baroclinic Theory)

Σύμφωνα με τον Holton (1972), βαροκλινική ατμόσφαιρα ονομάζεται η ατμόσφαιρα της οποίας η πυκνότητα του αέρα εξαρτάται από τη θερμοκρασία και τη βαρομετρική πίεση, δηλαδή ($\rho=\rho(p,T)$). Η βαροκλινική αστάθεια προκαλεί, κατά τη διαδικασία των ανοδικών κινήσεων του θερμού αέρα και των καθοδικών κινήσεων του ψυχρού αέρα, μεταφορά θερμών (ψυχρών)

αέριων μαζών προς το βορρά (νότο) σε μια μεσημβρινή θερμοβαθμίδα από βορρά προς νότο καθώς και τη μετατροπή της διαθέσιμης ζωνικής δυναμικής ενέργειας σε στροβιλώδη (Eddy) διαθέσιμη δυναμική ενέργεια και της δεύτερης σε περαιτέρω μετατροπή σε στροβιλώδη κινητική ενέργεια. Η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια προκύπτει στα μέσα γεωγραφικά πλάτη από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ βορρά και νότου. Επιπρόσθετα, η μέγιστη τιμή αυτής της διαφοράς εμφανίζεται στα πολικά μέτωπα, κατά μήκος των οποίων δημιουργούνται πολλοί κυκλώνες βαροκλινικού χαρακτήρα. Αφού μεταφερθεί δυναμική ενέργεια (αποτέλεσμα της διαφοράς θερμοκρασίας) σε μία προϋπάρχουσα διαταραχή στα υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας, πυροδοτείται η κυκλοφορία στα χαμηλότερα στρώματα της ύφεσης (δηλαδή η κινητική ενέργεια).

Ο γεωστροφικός άνεμος έχει κατά κανόνα σε μια βαροκλινική ατμόσφαιρα, κατακόρυφη διάτμηση η οποία έχει σχέση με την οριζόντια βαθμίδα της θερμοκρασίας από την εξίσωση του θερμικού ανέμου (εξίσωση 2),

$$\frac{\partial V_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} k \times \nabla_p T \quad (2)$$

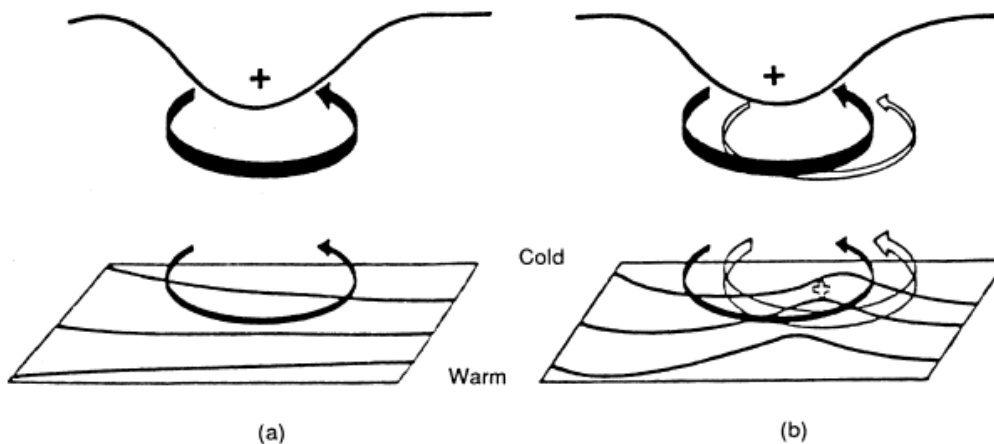
όπου V_g ο γεωστροφικός άνεμος, p η πίεση, T η μέση θερμοκρασία του αέρα μεταξύ των δύο ισοβαρικών επιφανειών, f η παράμετρος Coriolis, R η σταθερά των αερίων και k το κατακόρυφο διάνυσμα σε ένα τοπικό προσανατολισμένο σύστημα συντεταγμένων (Καρακώστας 2010), Πυθαρούλης 2010)).

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, όταν υπάρχει μία ύφεση, μεταφέρονται θερμές αέριες μάζες προς τα βόρεια μπροστά από αυτήν και ψυχρές αέριες μάζες την ακολουθούν στο πίσω μέρος της. Βαροκλινική αστάθεια υφίσταται, όταν υπό κατάλληλες συνθήκες, η παραπάνω μεταφορά γίνεται κατ' επανάληψη και όσο πιο ανεπηρέαστη γίνεται από διάφορους άλλους περιβαλλοντικούς παράγοντες. Κατά τη διάρκεια της κυκλογένεσης, υπάρχει ενίσχυση της θερμής μεταφοράς και μεταφορά μεγαλύτερης ποσότητας ενέργειας, γεγονός που ανατροφοδοτεί το σύστημα. Μία διαταραχή μικρού μήκους κύματος προσροφώντας ενέργεια από τη θερμοβαθμίδα ανάμεσα σε βορρά και νότο, δύναται να ενδυναμωθεί ακόμα περισσότερο. Για να ενισχυθεί ένα κύμα μικρού μήκους κύματος, θα πρέπει να υπάρξει ισχυρή μεταφορά ενέργειας από τη θερμοβαθμίδα στο κύμα (Holton 1972).

Συνοπτικά συστήματα των μέσων γεωγραφικών πλατών, όπως οι αντικυκλώνες και οι κυκλώνες, γεννιούνται και αναπτύσσονται κατά κύριο λόγο μέσω του μηχανισμού της

βαροκλιτικής αστάθειας. Αυτά αποτελούν κατά κύριο λόγο το μοχλό μεταφοράς θερμού αέρα στα μέσα γεωγραφικά πλάτη προς τα βόρεια και ψυχρού αέρα προς τα νότια, συμβάλλοντας έτσι στη διατήρηση της θερμοκρασίας στο πλανήτη. Σε αυτό το σημείο, καλό είναι να υπογραμμιστεί ότι η μεγαλύτερη ποσότητα της δυναμικής ενέργειας της ατμόσφαιρας δεν μπορεί να διατεθεί για μετατροπή σε κινητική ενέργεια (Lorenz 1955). Η κυκλογένεση υφίσταται ακριβώς κάτω από τον άξονα του αυλώνα, δηλαδή κάτω από τη διαταραχή μεγάλου μήκους κύματος. Έντονη κυκλογένεση συνήθως συμβαίνει όταν ο κατακόρυφος άξονας του αυλώνα έχει αρνητική κατακόρυφη κλίση σε σχέση με τη μέση ροή (Sanders και Gyakum, 1980).

Στο Σχήμα 2.8 παρακάτω, αποδίδεται σχηματικά το πώς δημιουργείται μια βαροκλιτική ύφεση (Hoskins et al. 1985). Μία μικρού μήκους κύματος διαταραχή υφίσταται στα υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας και χαρακτηρίζεται από μία θετική ανωμαλία στροβιλισμού. Σαν μία αλληλουχία γεγονότων, αυτή η ανωμαλία πυροδοτεί μία μεταφορά θερμότητας στην επιφάνεια, η οποία με τη σειρά της δημιουργεί μία θερμοκρασιακή ανωμαλία του σχετικού στροβιλισμού στα χαμηλότερα στρώματα. Επακόλουθο του σχετικού στροβιλισμού είναι η ενδυνάμωση της ανωμαλίας του στροβιλισμού στα ανώτερα επίπεδα της τροπόσφαιρας.



Σχήμα 2.8. Κυκλογένεση που συνδέεται με την ύπαρξη θετικού στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα πάνω από μια περιοχή που τη χαρακτηρίζει βαροκλιτική αστάθεια. Το σχήμα (a) απεικονίζει τον κυκλωνικό στροβιλισμό στα χαμηλότερα στρώματα που προκαλείται από την ανωμαλία του στροβιλισμού στα υψηλότερα στρώματα. Με τα μαύρα βέλη εκφράζεται η κυκλοφορία που οφείλεται στην ανωμαλία του στροβιλισμού ενώ με τις μαύρες συνεχείς γραμμές στο κάτω μέρος του σχήματος, απεικονίζεται η δυναμική θερμοκρασία. Αυτή η διαταραχή μπορεί να οδηγήσει σε κυκλωνική κυκλοφορία όπως υποδεικνύουν τα βέλη του σχήματος (b). Η προκαλούμενη κυκλωνική κυκλοφορία στα ανώτερα στρώματα μπορεί να ενδυναμώσει μία ανωμαλία του στροβιλισμού στα χαμηλά στρώματα (λευκά βέλη) και να επιφέρει ενίσχυση της διαταραχής. (Hoskins et al. 1985)

Δεδομένα και Μεθοδολογία

3.1 Δεδομένα

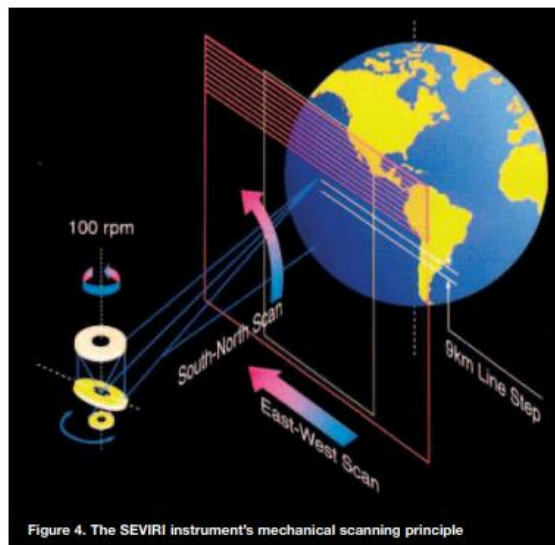
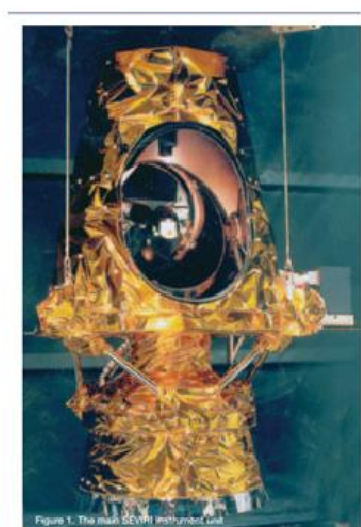
Κατά τη διάρκεια εκπόνησης της μεταπτυχιακής διατριβής χρησιμοποιήθηκαν κυρίως δορυφορικά δεδομένα από τρεις μετεωρολογικούς δορυφόρους (MSG, TRMM, GPM). Έγινε συλλογή των επίγειων παρατηρήσεων από μηνύματα METAR και SPECI για τους σταθμούς LICZ (Sigonella-Catania), LICC (Fontanarossa-Catania), LICO (Cozzo Spadaro), LMML (Luqa-Malta), LICD (Lampedusa) και LICD (Panteleria) οι οποίοι επηρεάστηκαν άμεσα από το υπό μελέτη καιρικό σύστημα. Επιπρόσθετα, έγινε χρήση χαρτών της δραστηριότητας ηλεκτρικών εκκενώσεων για τη λεκάνη της Μεσογείου από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. Για τη συνοπτική ανάλυση, χρησιμοποιήθηκαν τόσο μετωπικοί χάρτες του Met Office αλλά και χάρτες επανάλυσης του NCEP. Τέλος, για τη προσομοίωση με το αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού WRF-ARF, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα εισόδου από το Ευρωπαϊκό κέντρο ECMWF.

3.1.1 Δορυφορικά δεδομένα

Αρχικά, για τη κύρια ανάλυση του φαινομένου χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικά δεδομένα του γεωστάσιμου δορυφόρου δεύτερης γενιάς Meteosat (Meteosat Second generation, MSG). Ο δορυφόρος εκτοξεύθηκε και λειτουργεί από το 2002 με την υποστήριξη του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Μετεωρολογικών Δορυφόρων (EUMETSAT - European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites), βρίσκεται σε ύψος 36000 Km, με κύριο όργανο καταγραφής το πολυφασματικό ραδιόμετρο SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra-red Imager).

Το ραδιόμετρο SEVIRI εκτελεί σαρώσεις της επιφάνειας της γης, από τα ανατολικά προς τα δυτικά, γραμμή προς γραμμή από βορρά προς νότο (πάχος γραμμής ~9 Km), από τις οποίες λαμβάνει ένα σύνολο διαφορετικών εικονοστοιχείων (Σχήμα 3.1). Στο σύνολο σαρώνονται 1250

γραμμές μέσα σε χρονικό διάστημα 12.5 λεπτών. Για το κάθε ένα από αυτά, το ραδιόμετρο καταγράφει την ενέργεια της εκπεμπόμενης/ανακλώμενης ακτινοβολίας στις διάφορες φασματικές περιοχές. Αυτές οι μετρήσεις κωδικοποιούνται και εκπέμπονται σε επίγειους σταθμούς, όπου μετασχηματίζονται στα τελικά δεδομένα που είναι στη συνέχεια έτοιμα προς απεικόνιση ή άλλη χρήση και διατίθενται ανά 15 λεπτά.



Σχήμα 3.1. Το ραδιόμετρο SEVIRI (δεξιά) και η βασική αρχή με την οποία γίνεται η καταγραφή από αυτό (αριστερά).

Επιπρόσθετα, διαθέτει φασματική ανάλυση 12 καναλιών, στο ορατό φάσμα, στο υπέρυθρο φάσμα (εγγύς, μέσο, θερμικό) και στο φάσμα των υδρατμών, χρονική ανάλυση 15 λεπτών και χωρική ανάλυση 3 Km. Εξαιρεση αποτελεί το κανάλι 12 το οποίο παρέχει πληροφορία υψηλής ευκρίνειας και η χωρική του ανάλυση είναι 1 Km (Shmidt 2002 , Feidas 2010). Τα φασματικά χαρακτηριστικά των 12 αυτών καναλιών και η κύρια εφαρμογή τους φαίνονται στον Πίνακα 3.2.

Η επεξεργασία και η απεικόνιση των δορυφορικών δεδομένων από τον MSG πραγματοποιήθηκε μέσω του λογισμικού πακέτου McIDAS το οποίο διαχειρίζεται και παρέχει στο διαδίκτυο το Κέντρο Επιστήμης και Τεχνολογίας Διαστήματος (SSEC) του Πανεπιστημίου του Wisconsin-Madison. Τα δεδομένα εισαγωγής στο λογισμικό McIDAS ελήφθησαν από το επίσημο αρχείο της EUMETSAT στο διαδίκτυο (<https://eoportal.eumetsat.int/>).

Channel No.	Spectral Band (μm)	Main observational application
1	VIS0.6	Surface, clouds, wind fields
2	VIS0.8	Surface, clouds, wind fields
3	NIR1.6	Surface, Cloud phase
4	IR3.9	Surface, clouds, wind fields
5	WV6.2	Water vapor, high level clouds, atmospheric instability
6	WV7.3	Water vapor, atmospheric instability
7	IR8.7	Surface, clouds, atmospheric instability
8	IR9.7	Ozone
9	IR10.8	Surface, clouds, wind fields, atmospheric instability
10	IR12.0	Surface, clouds, atmospheric instability
11	IR13.4	Cirrus cloud height, atmospheric instability
12	HRV	Surface, clouds.

Πίνακας 3.2 Τα φασματικά χαρακτηριστικά του ραδιομέτρου SEVIRI και οι κύριες χρήσεις των καναλιών. (πηγή: Erturk and Barbosa (2010))

Επιπρόσθετα, στη παρούσα διατριβή, επικουρικά χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τους δορυφόρους GPM (Global Precipitation Measurement) και TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) (Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2. Οι δορυφόροι GPM (Global Precipitation Measurement) (αριστερά) και TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) (δεξιά).

Ο δορυφόρος TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) αποτελεί κοινή αποστολή μεταξύ της NASA και της Ιαπωνικής Υπηρεσίας Αεροδιαστημικής Έρευνας (JAXA) για τη μελέτη των βροχοπτώσεων για την έρευνα του καιρού και του κλίματος. Ο δορυφόρος TRMM έληξε τη συλλογή δεδομένων στις 15 Απριλίου 2015. Η έναρξη λειτουργίας του ήταν στα τέλη Νοεμβρίου του 1997, με διάρκεια ζωής 3 ετών και παρήγαγε πάνω από 17 χρόνια αξιόλογα επιστημονικά δεδομένα. Ο TRMM διαθέτει 5 όργανα πάνω στη πλατφόρμα του: σύμπλεγμα τριών αισθητήρων βροχόπτωσης (PR, TMI, VIRS) και 2 σχετικά όργανα με αυτή (LIS και CERES) και παρείχε ένα μοναδικό σύνολο δεδομένων 17 ετών, σε παγκόσμια κλίμακα για τις βροχοπτώσεις στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη και τις αστραπές. Το σύνολο δεδομένων του TRMM έγινε το διαστημικό πρότυπο για τη μέτρηση της βροχόπτωσης και οδήγησε στην έρευνα που βελτίωσε την κατανόηση της δομής και της εξέλιξης των τροπικών κυκλώνων, των ιδιοτήτων των συστημάτων ανωμεταφοράς, της σχέσης ανάμεσα στις καταιγίδες και τις ηλεκτρικές εκκενώσεις, των κλιματολογικών και μετεωρολογικών μοντέλων και των ανθρώπινων επιπτώσεων στις βροχοπτώσεις. Τα δεδομένα υποστήριξαν επίσης επιχειρησιακές εφαρμογές όπως παρακολούθηση πλημμυρών και ξηρασίας και πρόγνωση καιρού (<https://trmm.gsfc.nasa.gov/>).

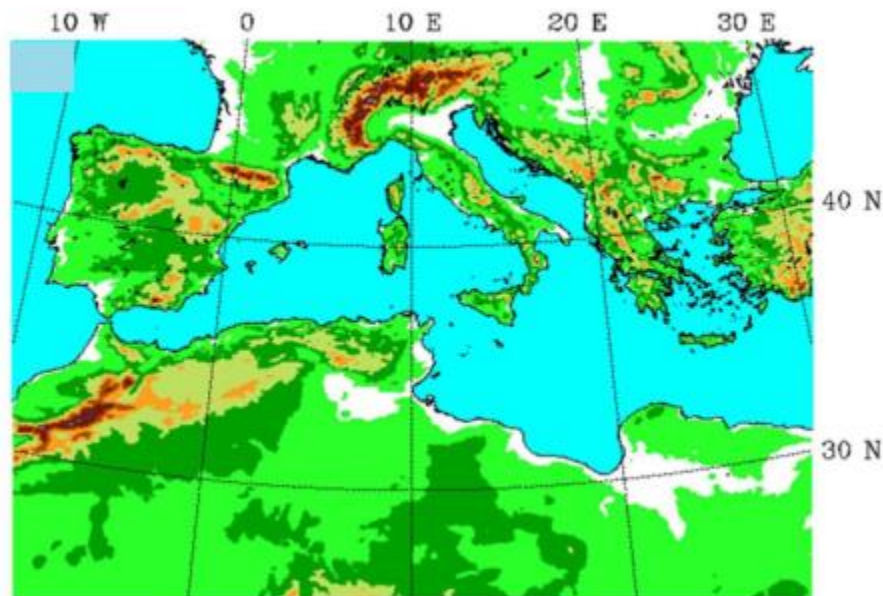
Η ίδρυση της αποστολής GPM (Global Precipitation Measurement) επήλθε από τη σύμπραξη της NASA και της JAXA. Τα δεδομένα που συλλέγονται από τον κεντρικό δορυφόρο χρησιμεύουν ως πρότυπο αναφοράς που ενοποιεί μετρήσεις κατακρημνίσεων από ερευνητικούς και επιχειρησιακούς δορυφόρους που δρομολογούνται από μια κοινοπραξία εταίρων του GPM στις Ηνωμένες Πολιτείες, την Ιαπωνία, τη Γαλλία, την Ινδία και την Ευρώπη. Εκτελεί παρατηρήσεις της βροχόπτωσης κάθε 2-3 ώρες σε παγκόσμια κλίμακα. Ο πυρήνας του δορυφόρου (Core Observatory satellite) μετρά τη βροχόπτωση και το χιόνι χρησιμοποιώντας δύο επιστημονικά όργανα: τον απεικονιστή μικροκυματικής ακτινοβολίας (GMI-GPM Microwave Imager) και το ραντάρ βροχόπτωσης διπλής συχνότητας (DPR- Dual-frequency Precipitation Radar). Το GMI καταγράφει τις εντάσεις της βροχόπτωσης και τα οριζόντια πεδία της κατανομής αυτής, ενώ το DPR παρέχει πληροφορίες για την τρισδιάστατη δομή των σωματιδίων της βροχόπτωσης. Αυτά τα δύο όργανα μαζί παρέχουν μια βάση δεδομένων των μετρήσεων με τις οποίες οι παρατηρήσεις μικροκυματικής πληροφορίας των υπόλοιπων συνεργαζόμενων

δορυφόρων, μπορούν να συγκριθούν με νόημα και να συνδυαστούν ώστε να δημιουργηθεί ένα παγκόσμιο σύνολο δεδομένων βροχοπτώσεων.

Ο πυρήνας του δορυφόρου (Core Observatory satellite) πετά σε υψόμετρο 407 χιλιομέτρων σε μια μη-σύγχρονη με τον ήλιο τροχιά που καλύπτει τη Γη από 65°S έως 65°N, από τον Ανταρκτικό Κύκλο μέχρι τον Αρκτικό Κύκλο. Ο πυρήνας αυτός αναπτύχθηκε και δοκιμάστηκε στο NASA Goddard Space Flight Center. Αφού ολοκληρώθηκε, μεταφέρθηκε στην Ιαπωνία και με μια ιαπωνική ρουκέτα H-IIA τέθηκε σε τροχιά από το νησί Tanegashima της Ιαπωνίας στις 27 Φεβρουαρίου 2014.

3.1.2 Προσομοιώσεις αριθμητικού μοντέλου

Στη δεύτερη φάση της παρούσας διατριβής χρησιμοποιήθηκε το μη υδροστατικό μέσης κλίμακας, αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης και έρευνας του καιρού και της ατμόσφαιρας WRF-ARW, έκδοση 3.7.1, για την προσομοίωση του Μ.Κ. τον Νοέμβριο του 2014. Η περιοχή ολοκλήρωσης (domain) καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της Μεσογείου, μέρος της Ευρώπης, τη βόρεια Αφρική και ένα μέρος του ανατολικού βόρειου Ατλαντικού ωκεανού με ανάλυση πλέγματος $7,5 \text{ km} \times 7,5 \text{ km}$. (481×338 σημεία πλέγματος) και 39 sigma επίπεδα, μέχρι 25 hPa. Η επιλογή της απόστασης των 7,5 χλμ. βασίστηκε σε πρόσφατες μελέτες μοντελοποίησης (π.χ. Cioni et al., 2016, Miglietta κ.ά., 2013, 2015, 2017, Tous et al., 2013) με πολύ παρόμοια ανάλυση και θεωρήθηκε κατάλληλη για τη μοντελοποίηση των Μ.Κ. (Πυθαρούλης, 2017).



Σχήμα 3.3 Η περιοχή ολοκλήρωσης του μοντέλου WRF-ARF για τη προσομοίωση του Μ.Κ. του 2014.

Για την επεξεργασία των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης του μοντέλου χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό OpenGrADS (Grid Analysis and Display System) έκδοση 2.0.2 το οποίο αποτελεί ένα σύστημα ανάλυσης και εμφάνισης πλέγματος δηλαδή είναι ένα εργαλείο διαδραστικής επιφάνειας εργασίας που χρησιμοποιείται για την εύκολη πρόσβαση, το χειρισμό και την απεικόνιση των δεδομένων των επιστημών της γης. Επίσης, για την καλύτερη οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου, χρησιμοποιήθηκε και το λογισμικό RIP (Read / Interpolate / Plot) που είναι ένα πρόγραμμα Fortran που επικαλείται τις ρουτίνες των NCAR Graphics με σκοπό την απεικόνιση των αποτελεσμάτων από σύνολα μετεωρολογικών δεδομένων σε πλέγμα, προερχόμενα κυρίως από αριθμητικά μοντέλα.

3.2 Μεθοδολογία

Στην παρούσα διατριβή γίνεται προσπάθεια να μελετηθούν τα στάδια ανάπτυξης ενός Μ.Κ. που έλαβε χώρα στη κεντρική Μεσόγειο το Νοέμβριο του 2014 με τη χρήση τόσο δορυφορικών εικόνων στα διάφορα κανάλια και συνδυασμούς αυτών όσο και άλλων δορυφορικών προϊόντων.

Αρχικά, στο Κεφάλαιο 1, δηλώνεται ο σκοπός και οι στόχοι της μεταπτυχιακής διατριβής. Έπειτα, στο Κεφάλαιο 2 έγινε μία εισαγωγική θεωρητική περιγραφή των φαινομένων

της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο και παρουσιάστηκε ένα βασικό προφίλ για τα συστήματα των Τυφώνων, των Πολικών Χαμηλών και των Μεσογειακών Κυκλώνων. Στα Κεφάλαια 4, 5 και 6 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα. Ειδικότερα, στο Κεφάλαιο 3 παρουσιάζεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε και τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν. Στη συνέχεια, στο Κεφάλαιο 4 στοιχειοθετείται η συνοπτική ανάλυση της δημιουργίας του Μεσογειακού Κυκλώνα και παραθέτονται οι πληροφορίες των επίγειων παρατηρήσεων.

Το Κεφάλαιο 5, το οποίο και αποτελεί το κύριο μέρος της διατριβής, χρησιμοποιούνται δεδομένα από τρεις διαφορετικούς δορυφόρους: τον MSG (Meteosat Second Generation) κατά κύριο λόγο, τον GPM (Global Precipitation Measurement) και τον TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) επικουρικά, για να εξαχθούν τόσο ποιοτικές όσο και ποσοτικές πληροφορίες. Όσον αφορά το δορυφόρο MSG, εξάγονται πληροφορίες που αφορούν την τροχιά και τα στάδια ανάπτυξης του Μ.Κ. (γένεση, ωρίμανση και διάλυση) μέσα από την ανάλυση εικόνων και των φασματικών καναλιών καθώς και συνδυασμό αυτών. Τέλος, από διαδοχικές λήψεις εικόνων, γίνεται άμεση παρουσίαση των διαδοχικών φάσεων του κυκλώνα (χρόνος δημιουργίας, μετατροπής από εξωτροπικό σε τύπου-τροπικό κυκλώνα, του χαρακτηριστικού ματιού κλπ.). Επικουρικά, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα βροχόπτωσης από τους δορυφόρους TRMM και GPM και αξιοποιούνται οι δυνατότητες του μικροκυμματικού φάσματος, με την ανάλυση δεδομένων που λαμβάνονται από το dual-frequency precipitation radar (DPR) του δορυφόρου GPM (global precipitation measurement) στην ανίχνευση εκτεταμένης ανωμεταφοράς και έντονης βροχόπτωσης

Στη συνέχεια, το Κεφάλαιο 6 της εργασίας, επικεντρώνεται στην ανάλυση της αριθμητικής προσομοίωσης του συστήματος με το μοντέλο WRF. Αποτυπώνεται σε χάρτες η διαδρομή του Μ.Κ., τοποθετούνται οι αντίστοιχοι επίγειοι σταθμοί όπου καταγράφηκαν τιμές πίεσης, θερμοκρασίας και ανέμου. Έπειτα, από την αριθμητική προσομοίωση με οριζόντια χωρική ανάλυση 7.5 χιλιομέτρων, εξάγονται τομές από τα πεδία των ανέμων (οριζόντια συνιστώσα) και της θερμοκρασίας. Όλα αυτά συγκρίνονται με τα αποτελέσματα της δορυφορικής ανάλυσης, κάνοντας εμφανή τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα της κάθε μεθόδου αλλά και μια προσπάθεια αλληλοσυμπλήρωσης δύο διαφορετικών οπτικών γωνιών στο φαινόμενο.

Τέλος, στο Κεφάλαιο 7 παρατίθενται τα συνολικά συμπεράσματα της έρευνας που έλαβαν χώρα στη παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή.

3.2.1 Βασικές αρχές επεξεργασίας και ερμηνείας πολυφασματικών δεδομένων του MSG

Για να αναδείξουν όμως τα δορυφορικά κανάλια τη σωστή πληροφορία, καλό είναι αρχικά να κατανοηθεί ο τρόπος λειτουργίας τους και ο τρόπος με τον οποίο γίνεται η επεξήγηση των εικόνων. Αρχικά, παρουσιάζονται συνοπτικά οι βασικές αρχές ερμηνείας εικόνων των δώδεκα καναλιών του MSG, παραθέεται η κυρίως πληροφορία που εξάγουν καθώς και ένας σχηματικός πίνακας τους.

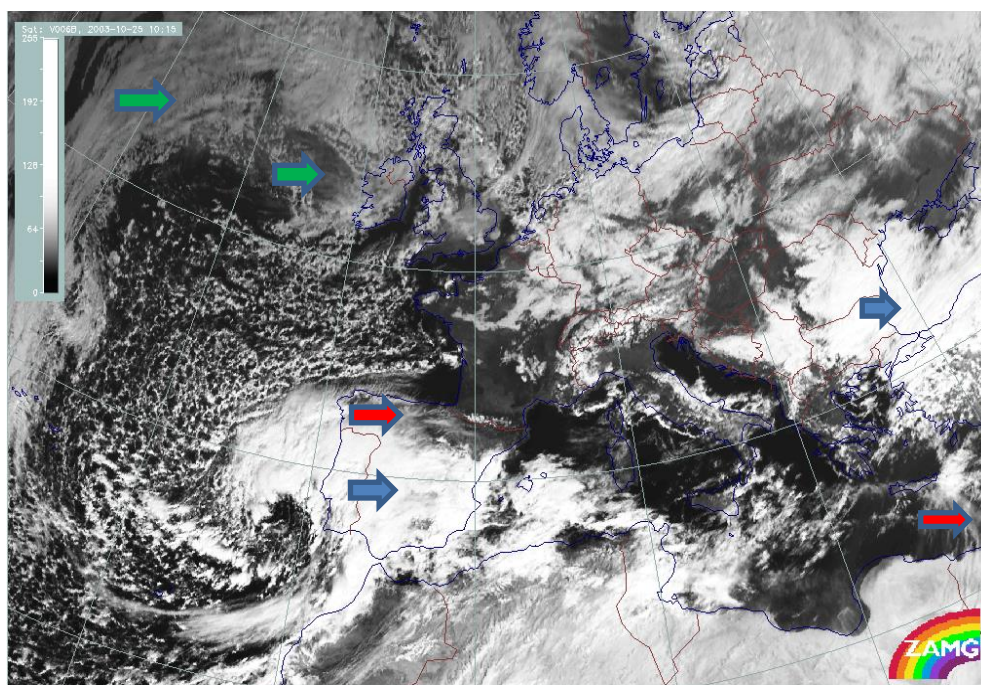
α. Ανάλυση μεμονωμένων καναλιών του MSG.

ι. Κανάλι 1, ορατό φάσμα με κέντρο στα 0.6 μm – Visual (VIS0.6)

Στο κανάλι 1 γίνεται καταγραφή της φασματικής περιοχής του ορατού με κέντρο τα 0.6 μm . Η πληροφορία που καταγράφεται αφορά την ανακλώμενη και σκεδαζόμενη ηλιακή ακτινοβολία που προέρχεται τόσο από τα νέφη όσο και από την χερσαία και υδάτινη επιφάνεια της γης. Απαραίτητη προϋπόθεση για να γίνει η καταγραφή είναι η ύπαρξη του ηλιακού φωτός, γι' αυτό και η πληροφορία που εξάγεται από όλα τα κανάλια του ορατού είναι μόνο κατά τη διάρκεια της ημέρας. Η ακτινοβολία αυτή μπορεί να δώσει πληροφορίες για το είδος των νεφών, το πάχος και την υφή τους, χιονοκαλυμμένες εκτάσεις καθώς και τη δομή του εδάφους.

Ένας δορυφορικός αισθητήρας καταγράφει διακυμάνσεις της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας οι οποίες ισοδυναμούν με αντίστοιχες διακυμάνσεις στη λαμπρότητα μιας εικόνας, στην οποία χρησιμοποιείται η κλίμακα του γκρι (ασπρόμαυρη εικόνα). Κατ' επέκταση, σε μια εικόνα του ορατού φάσματος η λαμπρότητα εκφράζει τη λευκαύγεια του εδάφους (όσο αυξάνεται η τιμή της λευκαύγειας τόσο ανοίγει η απόχρωση του γκρι), ενώ αναφορικά με τα νέφη η ερμηνεία περιπλέκεται, διότι η λαμπρότητά τους εξαρτάται από ορισμένους παράγοντες. Αυτοί είναι η γωνία που σχηματίζει η θέση του δορυφόρου με τον ήλιο καθώς και η ανακλαστικότητα του νέφους, η οποία ανακλαστικότητα με τη σειρά της έχει άμεση εξάρτηση από: α. το οπτικό πάχος του νέφους (γεωμετρικό πάχος και περιεχόμενο σε νερό), β. το μέγεθος των υδροσταγονιδίων, και γ. το είδος των υδροσταγονιδίων (παγοκρυστάλλια ή υδροσταγόνες).

Νέφη με λεπτή υφή όπως για παράδειγμα ο τύπος Cirrus απεικονίζονται ημιδιαφανή με πιο σκούρες αποχρώσεις καθότι είναι διαπερατά στην προερχόμενη από τη γη ανακλώμενη ακτινοβολία (Σχήμα 3.4). Τα νέφη ομίχλης εμφανίζονται και αυτά με σκούρες αποχρώσεις, με χαρακτηριστικό γνώρισμα τα σαφή καθορισμένα όρια και την ελάχιστη κίνηση τους πάνω από τις περιοχές που υφίστανται. Οι ανακλώμενες ακτίνες διαπερνούν και αυτού του είδους τα νέφη. Αντίθετα, νέφη έντονης κατακόρυφης ανάπτυξης (τύπου Cumulus ή Cumulonimbus), δηλαδή νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος εμφανίζονται με έντονες λευκές αποχρώσεις. Εξάιρεση αποτελούν σε αυτή τη κατηγορία τα νέφη stratocumulus, τα οποία επειδή αποτελούνται από μικρά υδροσταγονίδια τα οποία ανακλούν περισσότερο την ακτινοβολία.



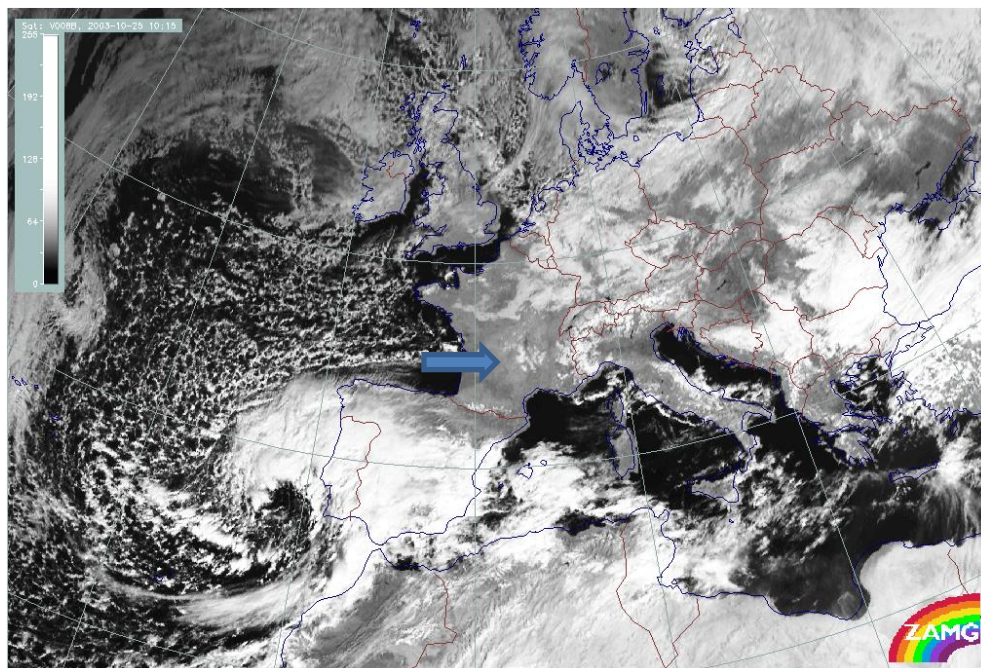
Σχήμα 3.4 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 1 του ορατού στα 0.6 μm πάνω από την Ευρώπη. Με τα μπλε βέλη συμβολίζονται νέφη μεγάλου πάχους, με τα πράσινα βέλη τα χαμηλά νέφη μικρού πάχους ή ομίχλη και με τα κόκκινα βέλη τα λεπτά νέφη τύπου cirrus. (πηγή: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG)

Κατά κανόνα, ισχύει ότι όταν ένα νέφος αποτελείται από μικρού μεγέθους σταγόνες ή παγοκρυστάλλους και η ποσότητα αυτών είναι μεγάλη, έχει μεγαλύτερη ανακλαστικότητα (Φεΐδας, 2010). Με βάση μελέτες που έγιναν σε καλοκαιρινές καταιγίδες του 2007, βρέθηκε μια μικρή θετική συσχέτιση ανάμεσα στη βροχόπτωση που φθάνει στη γη και το οπτικό πάχος των

νεφών. Πολύ υψηλές τιμές ανακλαστικότητας συνήθως μπορούν να συνδεθούν με τη βροχόπτωση αλλά λίγα συστήματα υπερβαίνουν τα 25 mm/h (Torricella et al., 2008).

ii. Κανάλι 2, ορατό φάσμα με κέντρο στα 0.8 μm – Visual (VIS0.8)

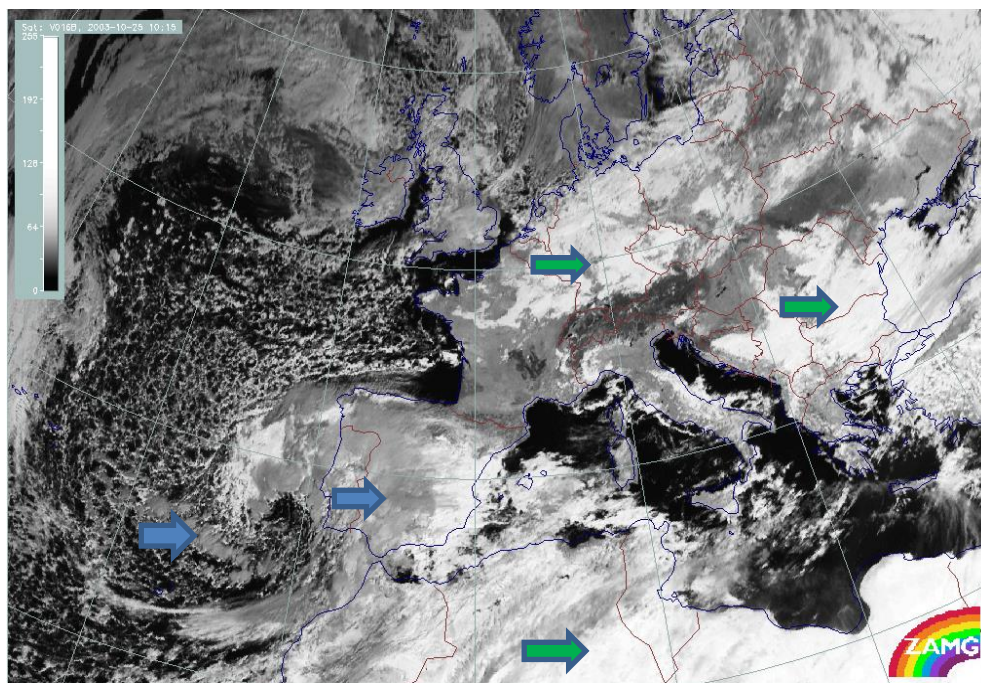
Το κανάλι 2 δε διαφέρει ως προς όσα αναφέρθηκαν παραπάνω για το κανάλι 1, έχει ακριβώς την ίδια λειτουργία, με μόνη διαφοροποίηση την ανακλαστικότητα της γήινης επιφάνειας (Σχήμα 3.5). Σε αυτή τη περιοχή του φάσματος, η ανακλαστικότητα της γήινης επιφάνειας είναι μεγαλύτερη λόγω της βλάστησης και του εδάφους. Γίνεται σαφές, ότι τα διάφανα νέφη είναι πιο διακριτά στο Κανάλι 1, διότι το έδαφος έχει μικρότερη ανακλαστικότητα από το Κανάλι 2.



Σχήμα 3.5. Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 2 του ορατού στα 0.8 μm πάνω από την Ευρώπη. Η διαφοροποίηση έγκειται στο γεγονός ότι η ανακλαστικότητα της βλάστησης είναι μεγαλύτερη οπότε η επιφάνεια της γης εμφανίζεται με πιο ανοιχτούς τόνους του γκρι σε σύγκριση με το κανάλι 1 (μπλε βέλος). (πηγή: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG)

iii. Κανάλι 3, εγγύς υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 1.6 μm – Near Infrared (NIR1.6)

Το κανάλι 3 χαρακτηρίζεται ως κανάλι μικροφυσικής των νεφών (υπάρχει και άλλο κανάλι μικροφυσικής το οποίο αναφέρεται παρακάτω), δίνει δηλαδή άμεση πληροφορία για το είδος των σταγονιδίων και τη φάση αυτών που περιέχονται σε ένα νέφος. Η ιδιαιτερότητα που παρουσιάζει αυτό το κανάλι έγκειται στη διαφορετική απορρόφηση της ακτινοβολίας σε αυτή τη περιοχή του φάσματος από τις υδροσταγόνες σε σύγκριση με τα παγοκρυστάλλια. Πιο αναλυτικά, οι παγοκρύσταλλοι απορροφούν περισσότερο την ακτινοβολία σε αυτό το μήκος κύματος, από ότι οι υδρατμοί. Έτσι, νέφη με υδροσταγόνες εμφανίζονται με ανοιχτές αποχρώσεις ενώ αντίθετα, νέφη με παγοκρυστάλλια να εμφανίζονται με πιο σκούρες γκρι αποχρώσεις (Φείδας, 2010).



Σχήμα 3.6 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 3 του εγγύς υπέρυθρου στα 1.6 μm πάνω από την Ευρώπη. Με τα μπλε βέλη συμβολίζονται τα νέφη που αποτελούνται από παγοκρύσταλλους ενώ με τα πράσινα βέλη τα νέφη υδροσταγόνων. (πηγή: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG)

Με μια πιο λεπτομερή μελέτη, μπορεί να γίνει και διαχωρισμός πέρα από τη φάση και στο μέγεθος των υδροσταγόνων και των παγοκρυστάλλων. Ωστόσο, επειδή η διάκριση είναι δύσκολη με γυμνό μάτι, οι εικόνες πολλές φορές ψευδοχρωματίζονται για να αποδώσουν πιο ξεκάθαρες πληροφορίες. Έτσι, εφόσον οι υδροσταγόνες απεικονίζονται με ανοιχτές αποχρώσεις,

όπως αναφέρθηκε, η περίπτωση νέφους με μικρές υδροσταγόνες εμφανίζεται πιο λευκή από ότι ένα νέφος με μεγάλες υδροσταγόνες. Αντίστοιχα, όσων αφορά τα νέφη παγοκρυστάλλων, με σκούρο γκρι απεικονίζονται νέφη με μικρούς παγοκρυστάλλους και με σχεδόν μαύρη απόχρωση νέφη με μεγάλους παγοκρυστάλλους (Σχήμα 3.6).

iv. Κανάλι 4, μέσο υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 3.9 μm – Middle Infrared (MIR3.9)

Το κανάλι 4 αποτελεί και αυτό κανάλι μικροφυσικής των νεφών, δηλαδή εξάγονται πληροφορίες για τη φάση του νερού μέσα στο νέφος καθώς και για το μέγεθος των νεφοσταγονιδίων. Η ιδιαιτερότητα στο συγκεκριμένο κανάλι, έγκειται στο γεγονός ότι σε αυτή τη περιοχή του φάσματος υπάρχει αλληλεπικάλυψη της ανακλώμενης και της εκπεμπόμενης από τη γη ακτινοβολίας. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, να γίνεται διαφορετική ερμηνεία κατά τη διάρκεια της ημέρας και κατά τη διάρκεια της νύχτας (Kerkmann 2004, Feidas 2010).

Οι ημερήσιες εικόνες δίνουν φασματική πληροφορία για την ανακλαστικότητα από τη γήινη επιφάνεια καθώς και από τα νέφη. Έτσι, κατά τη διάρκεια της ημέρας καταγράφεται το άθροισμα δύο ακτινοβολιών, της ηλιακής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που υπερέχει και της γήινης μεγάλου μήκους κύματος (υπέρυθρης) ακτινοβολίας. Οι νυχτερινές εικόνες ερμηνεύονται με τον ίδιο τρόπο που γίνεται η ερμηνεία στις εικόνες του υπέρυθρου (θα αναφερθεί εκτενώς παρακάτω στα επόμενα κανάλια), δηλαδή με βάση τη θερμοκρασία λαμπρότητας. Επομένως, όσο υψηλότερη η θερμοκρασία μιας επιφάνειας τόσο πιο σκούρα θα είναι η απόχρωση με την οποία απεικονίζεται και άρα νέφη χαμηλών υψών θα εμφανίζονται πιο σκούρα από ότι νέφη που βρίσκονται υψηλότερα.

Γίνεται κατανοητό, ότι η ερμηνεία των εικόνων στη διάρκεια της ημέρας μοιάζει με εκείνη των εικόνων του ορατού φάσματος (φωτεινές αποχρώσεις για νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος, σκούρες αποχρώσεις για πιο λεπτά νέφη), ενώ στη διάρκεια της νύχτας ακολουθείται η ερμηνεία με βάση τις εικόνες του υπέρυθρου φάσματος (θερμές επιφάνειες με σκούρες αποχρώσεις και ψυχρές με πιο ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι).

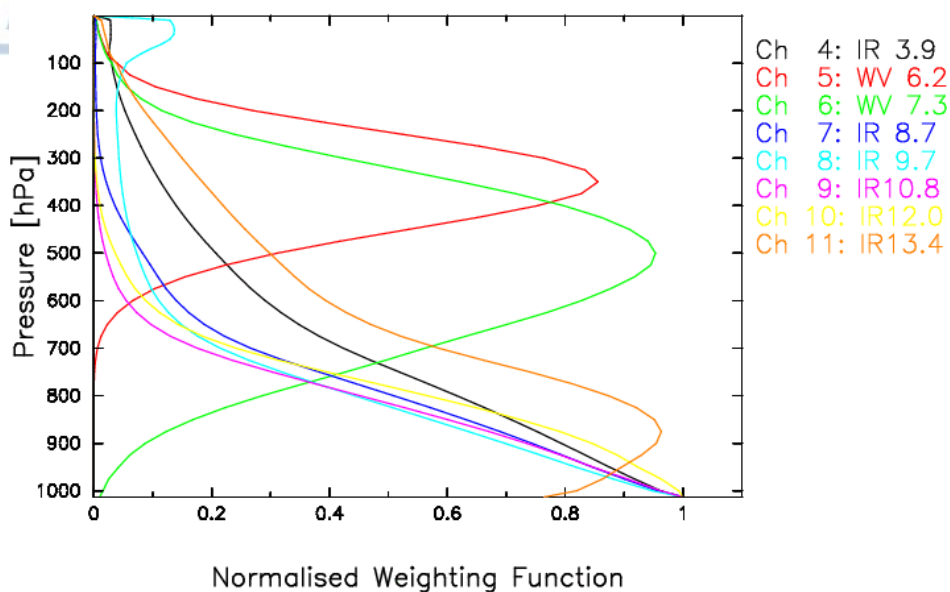
ν. Κανάλι 5, υδρατμών (υπέρυθρο φάσμα) με κέντρο στα $6.2 \mu\text{m}$ – Water Vapor (WV6.2)

Το κανάλι 5 καταγράφει στην φασματική περιοχή του υπέρυθρου. Η ιδιαιτερότητα που παρουσιάζει είναι ότι σε αυτό το μήκος κύματος η εκπομπή και η απορρόφηση της ακτινοβολίας από τους υδρατμούς της ατμόσφαιρας είναι ιδιαίτερα μεγάλη, γι' αυτό και παίρνει την αντίστοιχη ονομασία. Η ακτινοβολία που καταγράφεται προέρχεται από τα υψηλά επίπεδα της ατμόσφαιρας, περίπου από το επίπεδο των 300-350 hPa. Έτσι, δίνεται η δυνατότητα απεικόνισης της κατανομής των υδρατμών σε εκείνο το επίπεδο, καθώς επίσης σημαντικών μετεωρολογικών φαινομένων όπως οι αεροχειμάρροι ή μια στρατοσφαιρική εισβολή. Η κατανομή των υδρατμών μπορεί να επέλθει από τη συνάρτηση βαρύτητας η οποία προέρχεται από θεωρία διάδοσης της ακτινοβολίας για το ζητούμενο μήκος κύματος (Σχήμα 3.7).

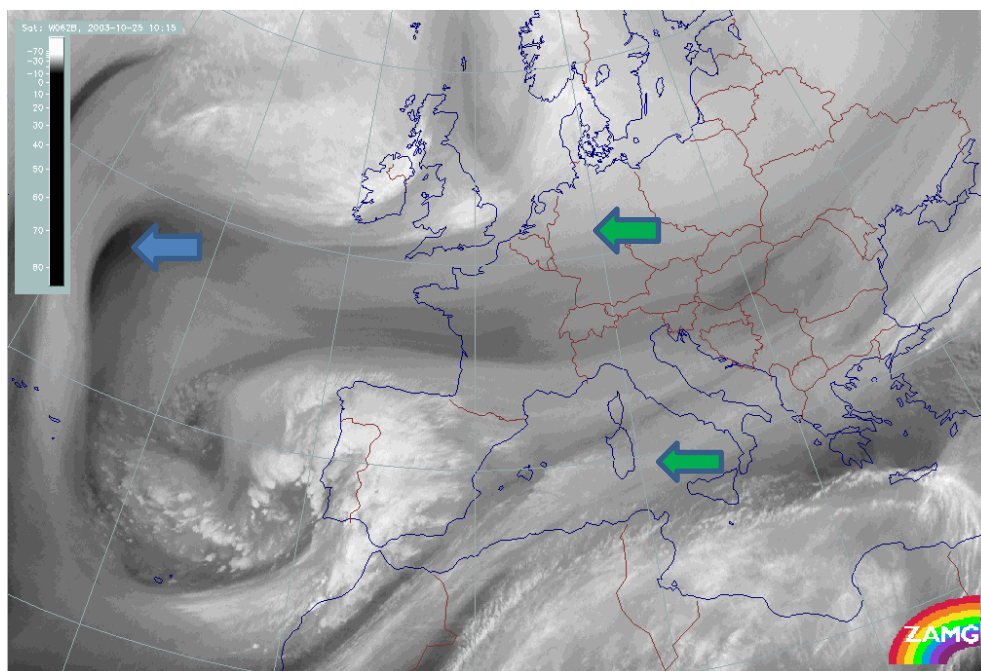
Γίνεται ξεκάθαρο πώς αν τα επίπεδα σχετικής υγρασίας στην ανώτερη τροπόσφαιρα είναι χαμηλά, η συγκεκριμένη στάθμη της ατμόσφαιρας γίνεται πιο διαπερατή και η καταγραφόμενη ακτινοβολία προέρχεται από πιο χαμηλά στρώματα. Με βάση τη κλίμακα του γκρι, στις εικόνες των υδρατμών, φωτεινές αποχρώσεις υποδηλώνουν μεγάλα ποσά υγρασίας στην ανώτερη τροπόσφαιρα ενώ σκούροι τόνοι σημαίνουν ξηρές αέριες μάζες, δηλαδή πολύ χαμηλά ποσοστά υδρατμών (Σχήμα 3.8).

Μεγάλη χρησιμότητα παρουσιάζουν οι εικόνες των υδρατμών αναφορικά με τη μελέτη της δυναμικής κατάστασης της ανώτερης τροπόσφαιρας. Στις εικόνες απεικονίζονται, εφόσον υπάρχουν, δυναμικές ανωμαλίες της τροπόπαυσης (επιφάνεια 1.5-2PVU) με σκούρες αποχρώσεις του γκρι, κάτω από τις οποίες εντοπίζονται καθοδικές κινήσεις αέρα και αντίστοιχα μπροστά από αυτές ανοδικές κινήσεις. Επιπρόσθετα, μπορεί να γίνει εντοπισμός της θέσης των αεροχειμμάρων, των οποίων ο άξονας βρίσκεται στο σύνορο ξηρού και υγρού αέρα στο κανάλι αυτό (Georgiev 2017). Εκεί που αυξάνεται η αντίθεση των αποχρώσεων του γκρι, παρατηρείται και το μέγιστο της έντασης των αεροχειμμάρων (Feidas 2010, Akritidis et al., 2010).

Standard Mid-Latitude Summer Nadir



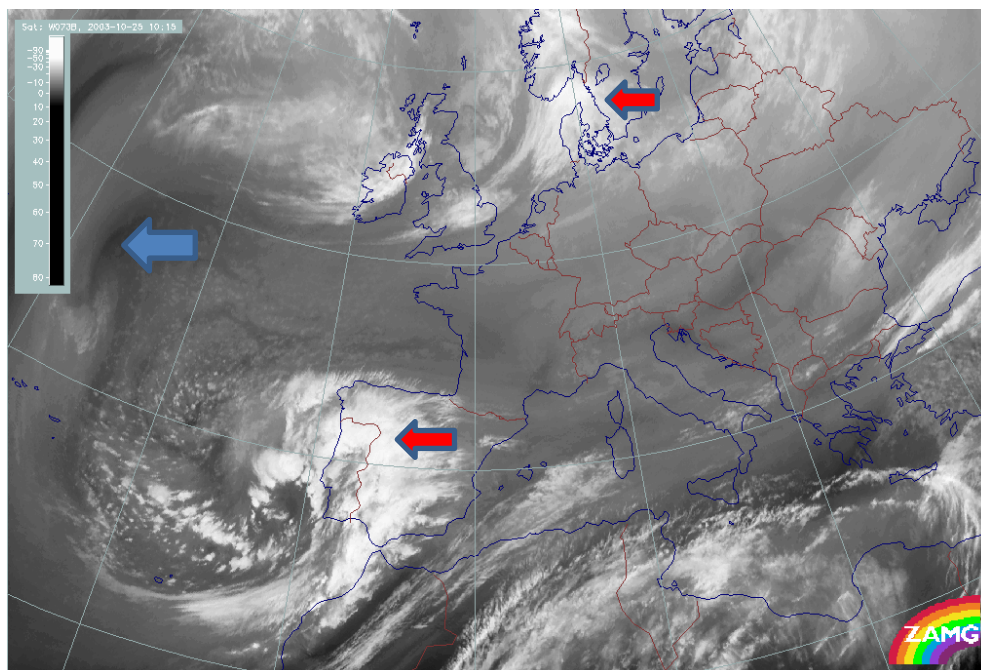
Σχήμα 3.7 Στρώμα μέγιστης συνεισφοράς των καναλιών του Meteosat που προκύπτει από συνάρτηση βαρύτητας για κάθε κανάλι που βασίζεται στη θεωρία διάδοσης της ακτινοβολίας. Το κανάλι 5 δέχεται το μέγιστο ποσό ακτινοβολίας από την περιοχή των 350 hPa (Πηγή: EUMETSAT).



Σχήμα 3.8 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την Ευρώπη. Με το μπλε βέλος συμβολίζεται η θέση του αεροχειμάρου (ξηρός αέρας) ενώ με τα πράσινα βέλη περιοχές με υψηλά ποσά υγρασίας. (πηγή: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG)

vi. Κανάλι 6, υδρατμών (υπέρυθρο φάσμα) με κέντρο στα 7.3 μm – Water Vapor (WV7.3)

Το κανάλι 6, κατά αναλογία με το κανάλι 5 που αναλύθηκε παραπάνω, ακολουθεί τον ίδιο τρόπο καταγραφής μόνο που διαφοροποιείται ως προς τη φασματική περιοχή που καταγράφει καθώς και το ύψος της ατμόσφαιρας το οποίο αποτυπώνει. Συγκεκριμένα, καταγράφεται η ακτινοβολία του υπερύθρου στη περιοχή μηκών κύματος με κέντρο τα 7.3 μm , καθώς και πάλι υφίσταται η έντονη εκπομπή και απορρόφηση από τους υδρατμούς με μεγαλύτερη συνεισφορά από χαμηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας σε σχέση με το κανάλι 5 και γίνεται η ίδια ερμηνεία των εικόνων όπως και στο κανάλι 5. Τέλος, στις εικόνες αυτής τη φασματικής περιοχής, απεικονίζεται η κατάσταση της μέσης τροπόσφαιρας, περίπου στο ύψος των 500 hPa (Σχήμα 3.9).

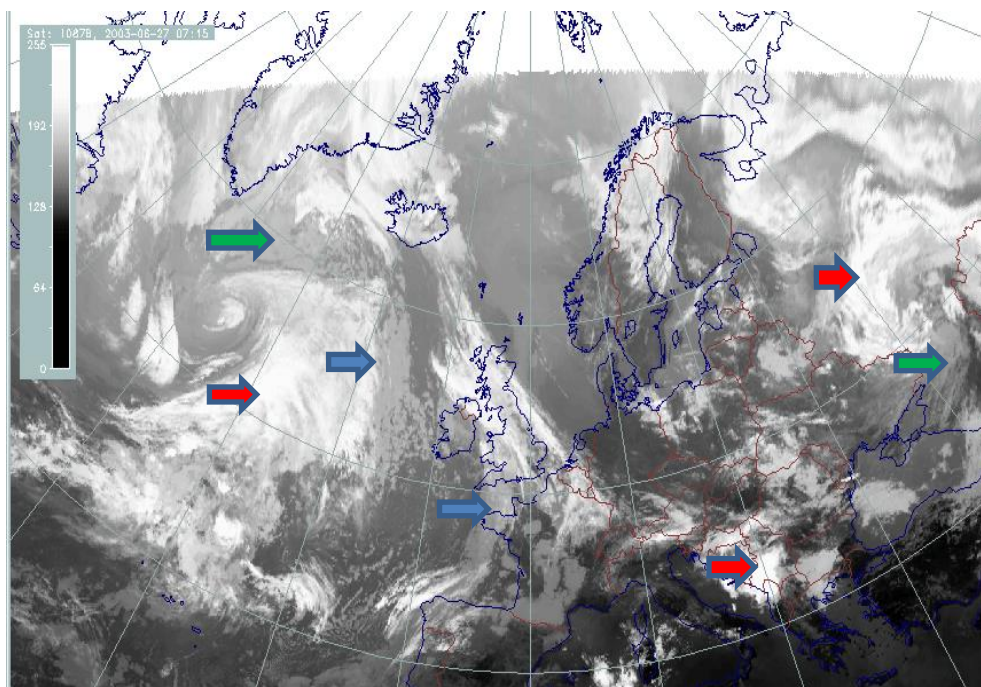


Σχήμα 3.9 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 6 των υδρατμών στα 7.3 μm πάνω από την Ευρώπη. Με το μπλε βέλος συμβολίζεται η θέση του αεροχειμάρου (ξηρός αέρας) και με τα κόκκινα βέλη οι κορυφές των νεφών που φτάνουν σε μεγάλα ύψη. (πηγή: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG)

vii. Κανάλι 8, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 9.7 μm – Thermal Infrared (IR9.7)

Το κανάλι 8, αποτελεί κι αυτό ένα από τα κανάλια καταγραφής της υπέρυθρης ακτινοβολίας, κυρίως της προερχόμενης από τα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας. Επιπρόσθετα, μπορεί να δώσει πληροφορία από στάθμες της ατμόσφαιρας πάνω από τα 100 hPa. Ο τρόπος ερμηνείας των εικόνων δε διαφέρει από τα υπόλοιπα κανάλια της φασματικής περιοχής του θερμικού υπέρυθρου. Η βασική χρησιμότητα του καναλιού αυτού έγκειται στο γεγονός ότι στη περιοχή των 9.7 μm το όζον παρουσιάζει μια σημαντική ζώνη απορρόφησης της ακτινοβολίας.

Όταν η συγκέντρωση του όζοντος αυξάνεται σε μία ανώτερη στάθμη της τροπόσφαιρας, οι εικόνες του υπέρυθρου παρουσιάζουν ορισμένες λευκές λωρίδες (white stripes), που παρατηρούνται μόνο σε αυτό το μήκος κύματος (Xavier, 2011). Στις εικόνες των υδρατμών, οι αντίστοιχες λωρίδες έχουν πιο σκούρους χρωματισμούς όπου παρατηρείται και μία ενδεχόμενη στρατοσφαιρική εισβολή (Σχήμα 3.10).



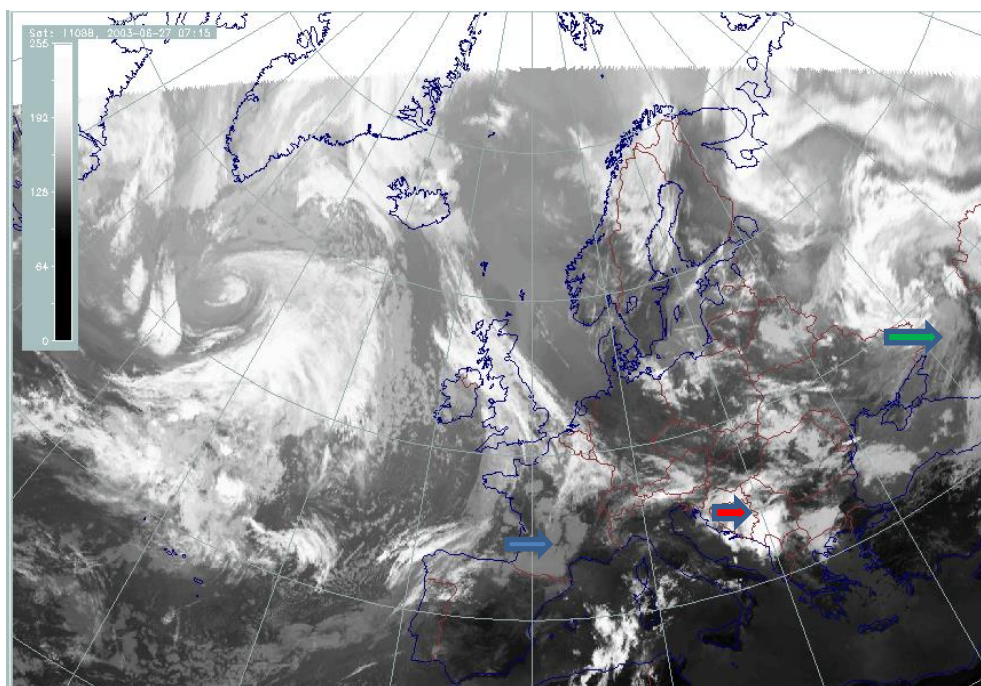
Σχήμα 3.10 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 8 του υπέρυθρου στα 9.7 μm πάνω από την Ευρώπη. Με τα κόκκινα, πράσινα και μπλε βέλη συμβολίζονται τα νέφη, των οποίων οι κορυφές φτάνουν σε υψηλά, μεσαία και χαμηλά επίπεδα αντίστοιχα. (πηγή: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG)

viii. Κανάλι 9, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 10.8 μm – Thermal Infrared (IR)

Στο κανάλι 9, γίνεται καταγραφή της ακτινοβολίας που προέρχεται από το θερμικό υπέρυθρο φάσμα. Η περιοχή αυτή, με κεντρικό μήκος κύματος τα 10.8 μm, βρίσκεται εντός της περιοχής του ατμοσφαιρικού παράθυρου (8-12.5 μm). Στο θερμικό υπέρυθρο φάσμα, η καταγραφόμενη ακτινοβολία ακολουθεί το νόμο των Steffan-Boltzmann, δηλαδή εξαρτάται από τη θερμοκρασία προέλευσής της (νέφη και επιφάνεια της γης).

$$I_{ολ} = \sigma T^4$$

- $I_{ολ}$: Συνολική εκπεμπόμενη ακτινοβολία από μέλαν σώμα
- σ : σταθερά Stefan-Boltzmann
- T : απόλυτη θερμοκρασία μέλανος σώματος

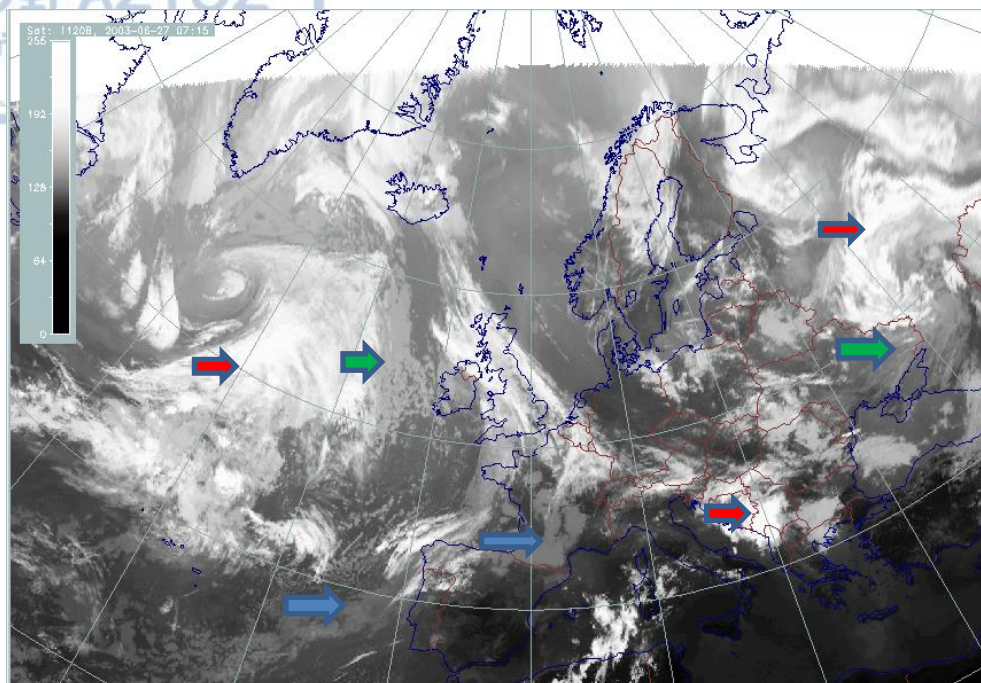


Σχήμα 3.11 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 9 του υπέρυθρου στα 10.8 μm πάνω από την Ευρώπη. Με τα κόκκινα, πράσινα και μπλε βέλη συμβολίζονται τα νέφη, των οποίων οι κορυφές φτάνουν σε υψηλά, μεσαία και χαμηλά επίπεδα αντίστοιχα. (πηγή: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG)

Η ερμηνεία που ακολουθείται στο κανάλι αυτό, αφορά στη θερμοκρασία λαμπρότητας των διάφορων επιφανειών με φωτεινές αποχρώσεις του γκρι για επιφάνειες με χαμηλές θερμοκρασίες και σκούρες αποχρώσεις για επιφάνειες με υψηλές θερμοκρασίες. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, ψυχρά νέφη να εμφανίζονται με λευκές αποχρώσεις και επομένως βρίσκονται υψηλά στην ατμόσφαιρα, ενώ θερμά νέφη να εμφανίζονται με σκούρες γκρι αποχρώσεις και επομένως να βρίσκονται πιο χαμηλά. Οι χερσαίες επιφάνειες απεικονίζονται με έντονα σκούρες αποχρώσεις επίσης και οι υδάτινες επιφάνειες με ενδιάμεσες αποχρώσεις του γκρι (Σχήμα 3.11).

ix. Κανάλι 10, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο 12 μm – Thermal Infrared (IR12)

Το κανάλι 10 συγκαταλέγεται και αυτό στην περιοχή του θερμικού υπέρυθρου και επίσης καταγράφει ακτινοβολία προερχόμενη από τα νέφη και τη γήινη επιφάνεια. Οπτικά οι διαφορές είναι ελάχιστες με τα υπόλοιπα κανάλια (8 και 9) του φάσματος αυτού, ωστόσο συνδυασμός αυτών χρησιμοποιείται για να εντοπίζονται τα λεπτά νέφη (τύπου Cirrus) και να διαχωρίζονται από άλλου είδους νεφικούς σχηματισμούς. Αυτό επιτυγχάνεται γιατί από τα 8 μm έως τα 12 μm , τόσο το νερό (υδρατμοί) όσο και ο πάγος (παγοκρυστάλλια) απορροφούν σταδιακά περισσότερο (Σχήμα 3.12).



Σχήμα 3.12 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 10 του υπέρυθρου στα 12.0 μm πάνω από την Ευρώπη στις 14/10/2010 στις 11 UTC. Με τα κόκκινα, πράσινα και μπλε βέλη συμβολίζονται τα υψηλά, τα μεσαία και τα χαμηλά νέφη αντίστοιχα.

χ. Κανάλι 12, ορατό φάσμα με ζώνη 0.5 - 0.9 μm – *High Resolution Visible (HRV)*

Το κανάλι 12, ακολουθεί την ίδια λειτουργία και ερμηνεία με τα κανάλια του ορατού που αναφέρθηκαν παραπάνω. Γίνεται καταγραφή της ακτινοβολίας που ανακλάται από τα νέφη και από τη γη, σε μία ζώνη μηκών κύματος από 0.5 έως 0.9 μm . Η σημαντική διαφοροποίηση αυτού του καναλιού από τα υπόλοιπα, κάτι που υποδηλώνεται και με την ονομασία του, σχετίζεται με την υψηλή χωρική του ανάλυση. Ενώ τα υπόλοιπα κανάλια του ορατού έχουν ανάλυση περίπου στα 3 km, το κανάλι 12 παρουσιάζει χωρική ανάλυση 1 km, χαρακτηριστικό ιδιαίτερο σημαντικό στον εντοπισμό μορφολογικών χαρακτηριστικών των νεφών καθώς και των ορίων τους. Η υψηλή ανάλυση των εικόνων αυτών απεικονίζει σημαντικές λεπτομέρειες για την υφή των νεφών και, όπως ενδεχόμενες προεξέχουσες κορυφές (overshooting tops) που μπορούν να υποδείξουν περιοχές με έντονη ανωμεταφορά.

β. Διαφορά λαμπρότητας θερμοκρασίας μεταξύ των καναλιών του δορυφόρου Meteosat

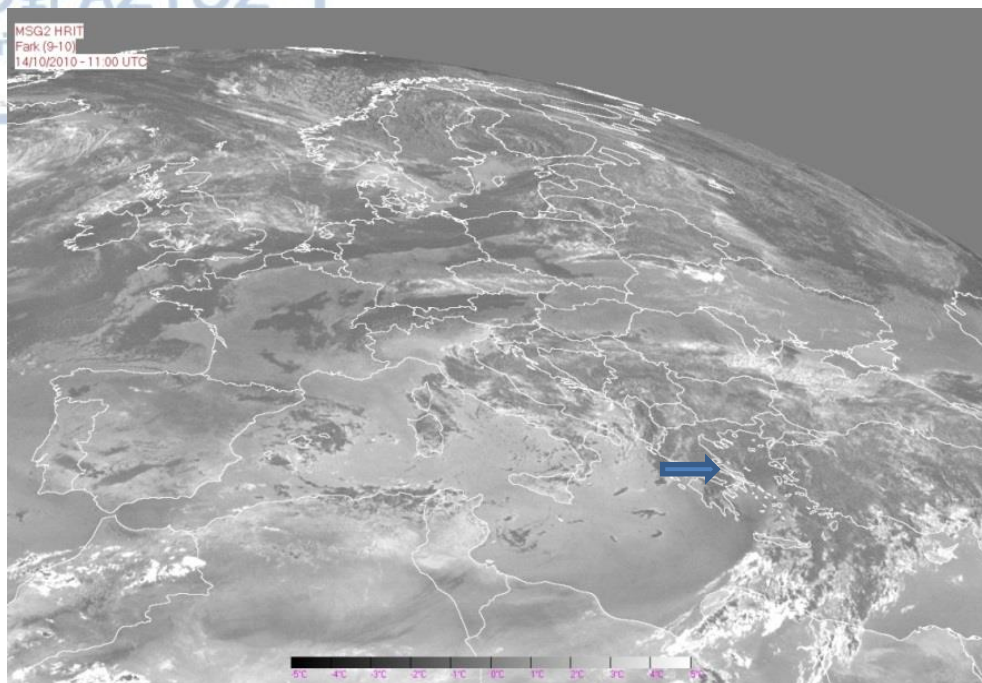
Η απλή απεικόνιση ενός μεγάλου συνόλου μεμονωμένων καναλιών για σύγκριση δεν είναι πάντα αποτελεσματική στον τομέα της εξαγωγής συμπερασμάτων και χρήσιμων πληροφοριών, ούτε και μπορεί να επικεντρωθεί ιδιαίτερα σε φαινόμενα που παρουσιάζουν ενδιαφέρον. Γι' αυτό το λόγο η χρήση διαφορικών εικόνων δύο καναλιών μπορεί να δώσει σαφέστερη πληροφορία ώστε να ξεχωρίσει περισσότερο τι επικρατεί στην εικόνα που μελετάται.

Η απεικόνιση συγκεκριμένων διαφορών καναλιών βελτιώνει την επίγνωση της κατάστασης με την ενίσχυση ιδιαίτερων φαινομένων ενδιαφέροντος (π.χ. ομίχλη ή νέφη παγοκρυστάλλων) σε μια συγκεκριμένη κατάσταση. Η απόδοση των αποχρώσεων του γκρι (μικρές τιμές σε σκούρες ή ανοιχτές αποχρώσεις - μεγάλες τιμές σε σκούρες ή ανοιχτές αποχρώσεις) δεν είναι τυποποιημένη. Σε αυτή τη κατεύθυνση, οι διαφορές καναλιών μπορούν να ψευδοχρωματιστούν ώστε να τονιστούν περισσότερο τα υπό μελέτη χαρακτηριστικά (ψευδοχρωματισμένες εικόνες - false colour composite images).

ι. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας IR10.8-IR12.0 (Κανάλια 9-10)

Η διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας (εφεξής ΔΘΛ), ανάμεσα στα συγκεκριμένα μήκη κύματος, χρησιμοποιείται για να προσδιοριστεί το οπτικό πάχος των νεφικών σχηματισμών. Έτσι, μπορεί να γίνει διαχωρισμός των κατακόρυφα εκτεταμένων νεφών με μεγάλο πάχος (τύπου Cumulus, Cumulonimbus) από τα πιο λεπτά νέφη (τύπου Cirrus κλπ). Οι παγοκρύσταλλοι απορροφούν διαφορετικά στο κανάλι 9 από ότι στο κανάλι 10.

Επομένως, γίνεται κατανοητό πως ένα νέφος με μεγάλο οπτικό πάχος παρουσιάζει αμελητέες τιμές (περίπου ίσες με μηδέν) ΔΘΛ αφού και στα δύο μήκη κύματος προσεγγίζει τη συμπεριφορά μέλανος σώματος. Δηλαδή, απορροφά τη γήινη ακτινοβολία μεγάλου μήκους και ένα ποσοστό αυτής επανεκπέμπεται πάλι πίσω. Αντίθετα, αναφορικά με τα λεπτά νέφη η ΔΘΛ τους ξεπερνάει τη μονάδα και αυτό βασίζεται στο γεγονός ότι τα παγοκρυστάλλια απορροφούν ακτινοβολία πολύ περισσότερο στα 12.0 μm από ότι στα 10.8 μm (Feidas and Giannakos, 2011, Feidas 2012) (Σχήμα 3.13).



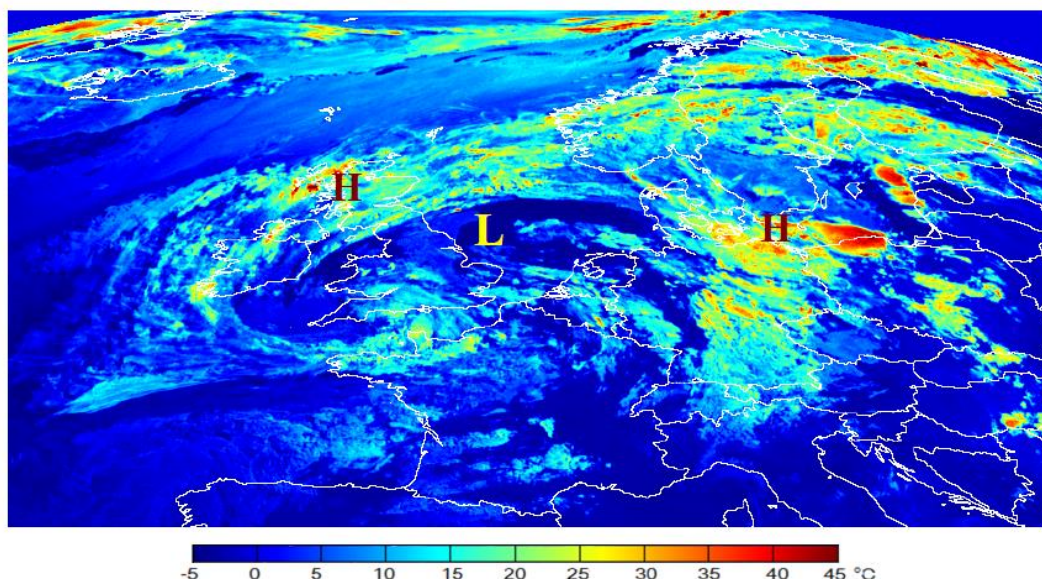
Σχήμα 3.13 Εικόνα διαφοράς λαμπρότητας των καναλιών 9-10 πάνω από την Ευρώπη στις 14/10/2010 στις 11 UTC. Στο μπλε βέλος εντοπίζονται υψηλά νέφη αποτελούμενα από παγοκρυστάλλια. Οι γκριζες αποχρώσεις σε διάφορες περιοχές της Ευρώπης υποδηλώνουν την ύπαρξη μεσαίων και χαμηλών νεφών.

ii. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας IR3.9-IR10.8 (Κανάλια 4-9)

Σε αυτό το συνδυασμό επιχειρείται ο συνδυασμός δύο καναλιών από διαφορετικές περιοχές του υπέρυθρου φάσματος, το μέσο και το θερμικό υπέρυθρο. Η συμβολή αυτής της διαφοράς αφορά στο διαχωρισμό των νεφών με βάση το περιεχόμενό τους, δηλαδή δύναται να διακριθεί η φάση τους. Στη περιοχή των 3.9 μm , η απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα αραιά ψυχρά νέφη με παγοκρυστάλλους είναι μικρότερη από ότι στα 10.8 μm ενώ η εκπομπή από νέφη αποτελούμενα από υδροσταγονίδια είναι μικρότερη από ότι στα 10.8 μm . Άρα, νέφη υδροσταγονιδίων εμφανίζονται πιο ψυχρά στο μέσο υπέρυθρο.

Γίνεται κατανοητό επομένως, πως μία αρνητική $\Delta\Theta\Lambda$ αποδίδεται σε χαμηλά νέφη ή/και ομίχλη, ενώ μια θετική $\Delta\Theta\Lambda$ αποδίδεται σε νέφη που βρίσκονται πολύ πιο ψηλά στην τροπόσφαιρα, ψυχρά και αποτελούμενα από μικρού μεγέθους παγοκρυστάλλους. Με βάση τη θεωρία, τέτοιου είδους νέφη (με μικρού μεγέθους παγοκρυστάλλους) διαθέτουν και τη μεγαλύτερη «ενεργότητα» σε έναν καταιγιδοφόρο σύστημα (Σχήμα 3.14).

Είναι σημαντικό εδώ να γίνει μία επεξήγηση, για το πώς συνδέεται η ένταση ενός καταγιδοφόρου συστήματος με το μέγεθος των παγοκρυσταλλίων που αυτό διαθέτει. Αρχικά, στη περιοχή που υφίσταται ισχυρό ανοδικό ρεύμα αέρα, αυτό μεταφέρει μικρά υδροσταγονίδια υψηλότερα στο νέφος, τα οποία μετατρέπονται σε πάγο άμεσα πριν προλάβουν να αυξηθούν σε μέγεθος. Κατά αυτό τον τρόπο εντοπίζονται σωματίδια πάγου στις κορυφές των νεφών. Ωστόσο όμως, οι μικροί παγοκρύσταλλοι μπορεί να σημαίνουν ψυχρή βάση καταιγιδοφόρου νέφους και κατ'επέκταση και λεπτότερο νέφος σε πάχος, αφού τα μικρά υδροσταγονίδια καλύπτουν λίγη απόσταση μέχρι να παγοποιηθούν (Feidas, 2012).

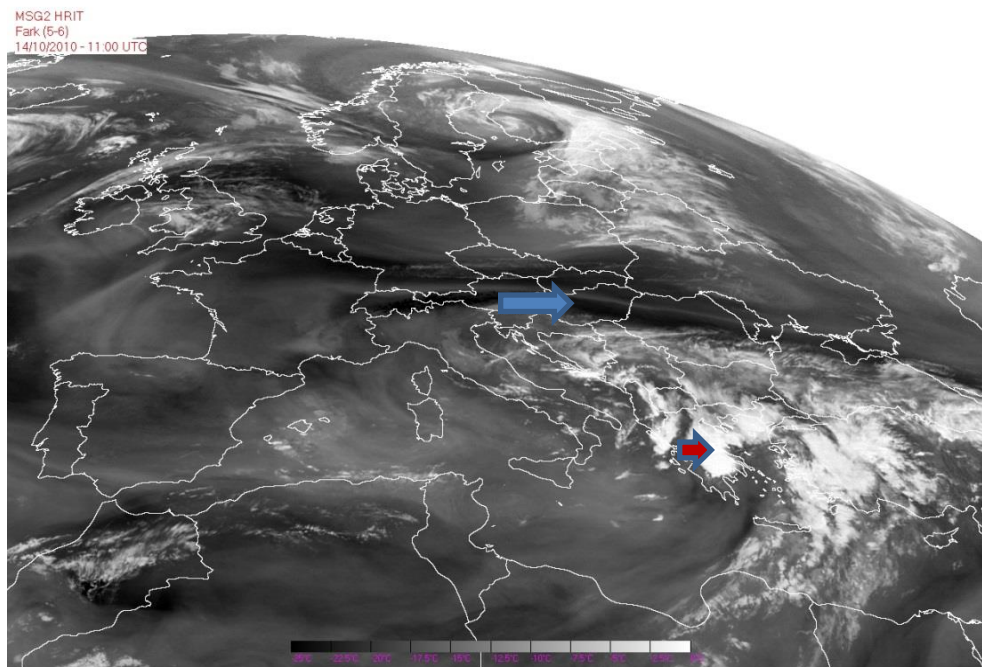


Σχήμα 3.14 Ψευδοχρωματισμένη εικόνα διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας των καναλιών 4-9 πάνω τη δυτική Ευρώπης στις 7/7/2012 στις 06 UTC. Με L συμβολίζονται χαμηλά νέφη και με H υψηλά νέφη που αποτελούνται από μικρούς παγοκρυστάλλους (πηγή: Eumetsat).

iii. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας WV6.2-WV7.3 (Κανάλια 5-6)

Η ΔΘΛ των δύο καναλιών των υδρατμών είναι μία πολύ καλή ένδειξη τόσο για το ύψος του νέφους, καθώς τα δύο κανάλια δίνουν πληροφορίες για διαφορετικά ύψη στην ατμόσφαιρα, όσο και για τον προσδιορισμό θερμικής (convective) δραστηριότητας (Giannakos and Feidas, 2011). Όπως αναφέρθηκε εκτενώς παραπάνω, στα μήκη κύματος των καναλιών αυτών η γήινη ακτινοβολία εκπέμπεται και απορροφάται κατά πολύ σημαντικό βαθμό από τους υδρατμούς που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα.

Αφενός, το κανάλι 5 λαμβάνει μέγιστη πληροφορία από τη στάθμη των 300-350 hPa (ανώτερη τροπόσφαιρα) και αφετέρου το κανάλι 6 από τη στάθμη των 500 hPa (μέση τροπόσφαιρα) στην ατμόσφαιρα. Επιπρόσθετα, το κανάλι 6 παρουσιάζει μεγαλύτερη απορρόφηση. Σαφώς, στη περίπτωση ύπαρξης ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα δηλαδή χαμηλών ποσοστών υγρασίας στην στάθμη μέγιστης συνεισφοράς η υπέρυθρη ακτινοβολία δύναται να προέρχεται και από χαμηλότερα επίπεδα (Feidas, 2012).



Σχήμα 3.15 Εικόνα διαφοράς λαμπρότητας των καναλιών 5-6 πάνω από την Ευρώπη στις 14/10/2010 στις 11 UTC. Στο μπλε βέλος υπάρχει ξηρός αέρας ενώ στο κόκκινο βέλος υπάρχουν υψηλά νέφη μεγάλου οπτικού πάχους που δηλώνουν έντονη ανωμεταφορά.

Γίνεται κατανοητό πως για ένα νέφος που βρίσκεται σε χαμηλά επίπεδα στη τροπόσφαιρα, τα ποσά της ακτινοβολίας θα είναι μεγάλα στο κανάλι 6, αλλά όχι στο 5, με αποτέλεσμα η ΔΘΛ να είναι αρνητική. Αντίθετα, για ένα νέφος κατακόρυφης ανάπτυξης η διαφορά προσεγγίζει το 0 γιατί και στα δύο κανάλια τα ποσά της υπέρυθρης ακτινοβολίας που λαμβάνονται είναι περίπου ίδια. Για θετικές τιμές της ΔΘΛ, η κατακόρυφη ανάπτυξη του νέφους κρίνεται σημαντική με εμφάνιση ισχυρής ανωμεταφοράς (convection) και πιθανή δημιουργία προεξεχουσών κορυφών (overshooting tops) (Σχήμα 3.15).

Τέλος, υπογραμμίζεται ότι η συγκεκριμένη διαφορά μπορεί να δώσει χρήσιμες πληροφορίες για την ύπαρξη δυναμικής αστάθειας (Potential Instability). Τιμές της ΔΘΛ

υποδηλώνουν ότι υφίσταται δυναμική αστάθεια και πιο συγκεκριμένα όταν το κανάλι 5 εμφανίζει τιμές που ξεπερνούν τους 39°C (επομένως υγρή η στάθμη ψηλά στη τροπόσφαιρα) και το κανάλι 6 τιμές χαμηλότερες των -19°C (Santurette, 2009).

iv. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας WV6.2-IR10.8 (Κανάλια 5-9)

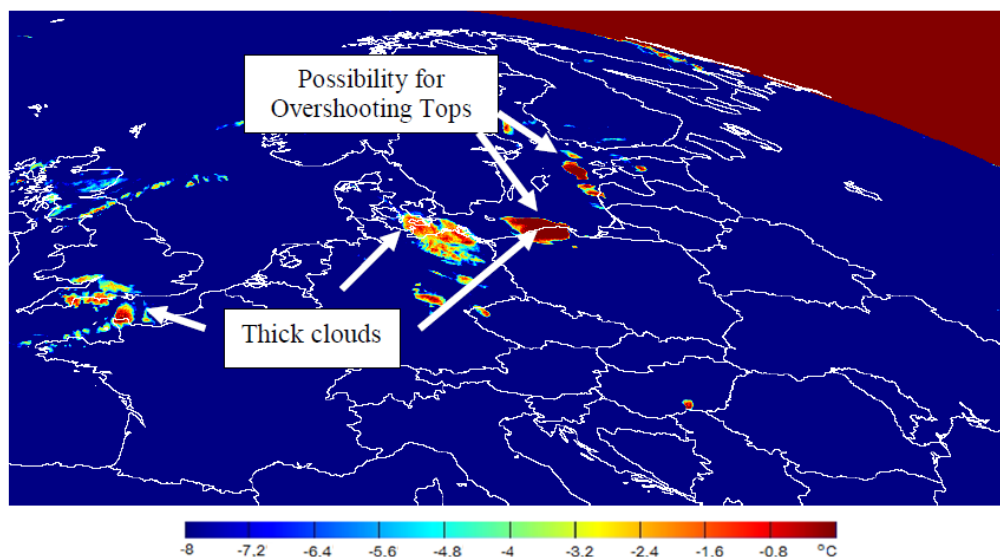
Η συγκεκριμένη διαφορά αφορά το συνδυασμό δύο διαφορετικών καναλιών, από τη μία ενός καναλιού των υδρατμών και από την άλλη ενός καναλιού του θερμικού υπέρυθρου. Ουσιαστικά, η ΔΘΛ αυτή αποτελεί ένα δείκτη για το ύψος στο οποίο βρίσκεται ένα νέφος και μπορεί να συμβάλλει στη ταξινόμησή των νεφών με γνώμονα το ύψος τους. Στη περιοχή των 6.2 μm οι υδρατμοί απορροφούν έντονα, με αποτέλεσμα τα χαμηλά νέφη να παρουσιάζουν πιο χαμηλές τιμές από τις πραγματικές τους. Στον αντίποδα, στο θερμικό υπέρυθρο των 10.8 μm , η θερμοκρασία που αποδίδεται είναι αντιπροσωπευτική των νεφών, καθώς η ατμόσφαιρα σε αυτήν την φασματική περιοχή συμπεριφέρεται ως ένα διαφανές στρώμα (Giannakos and Feidas 2011).

Άρα, αρνητικές τιμές της ΔΘΛ αποδίδονται στα χαμηλά νέφη, καθώς οι κορυφές των νεφών επανεκπέμπουν με την ίδια ένταση την υπέρυθρη ακτινοβολία στο κανάλι 9 απ' ότι στο κανάλι 5. Ιδιαίτερα αρνητικές τιμές παρατηρούνται, όσον αφορά τα ημιδιάφανα λεπτά νέφη (τύπου Cirrus), επειδή είναι διαπερατά και ο δορυφόρος λαμβάνει ακτινοβολία που εκπέμπεται απευθείας από το έδαφος (Σχήμα 3.16).

Εν κατακλείδι, τιμές ΔΘΛ περίπου ίσες με μηδέν εμφανίζονται για νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (υψηλά νέφη). Αυτό συμβαίνει διότι, αφενός τα νεφοσωματίδια έχουν παραπλήσια συμπεριφορά και στις δύο φασματικές περιοχές και αφετέρου δεν υφίστανται υδρατμοί πάνω από αυτά τα νέφη, που να επηρεάζουν την ακτινοβολία στο κανάλι 5. Τιμές ΔΘΛ με θετικό πρόσημο προκύπτουν όταν εντοπίζονται υδρατμοί πάνω από τη κορυφή του νέφους είτε προϋπάρχοντες είτε λόγω μίας προεξέχουσας κορυφής, η οποία ουσιαστικά «πιέζει» τη τροπόπαυση προς τα πάνω (εισέρχεται στη στρατόσφαιρα).

Στο σημείο αυτό, κρίνεται σημαντικό να δοθεί μια περαιτέρω ανάλυση όσον αφορά το τι είναι μια προεξέχουσα κορυφή. Προεξέχουσα κορυφή (overshooting top) ονομάζεται μία προεξοχή του νέφους, η οποία σχηματίζεται πάνω από νέφη του άκμωνα (Cirrus Anvil). Δημιουργείται από την ιδιαίτερα έντονη κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών (τύπου Cumulonimbus), και η ουσιαστικά αφορά την διείσδυση των ισχυρών ανοδικών ρευμάτων πάνω από το επίπεδο

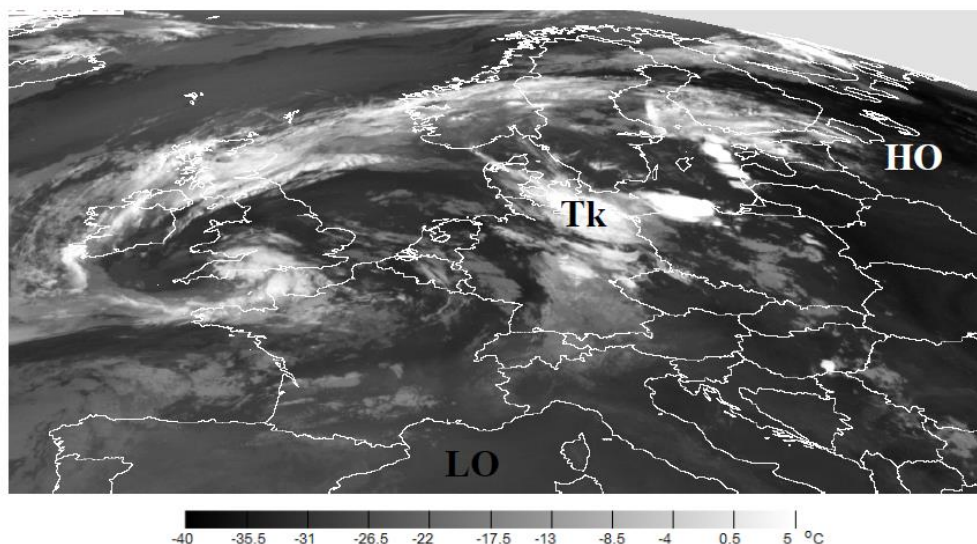
ισορροπίας (Equilibrium Level). Συνήθως αυτός ο σχηματισμός εκτείνεται σε ύψος 2-3 Km, σε οριζόντια διάσταση μπορεί να φτάσει τα 5-15 Km και ο χρόνος ζωής τους είναι περίπου 5-15 λεπτά (Setvak, 2012).



Σχήμα 3.16 Ψευδοχρωματισμένη εικόνα διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας των καναλιών 5-9 πάνω τη βόρεια Ευρώπη στις 7/7/2012 στις 06 UTC. (πηγή: Eumetsat)

ν. Διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας IR9.7-IR10.8 (Κανάλια 8-9)

Η διαφορά αυτή χρησιμεύει κατά κύριο λόγο χρησιμεύει στο διαχωρισμό των αέριων μαζών και στη μελέτη των χαρακτηριστικών τους. Όπως αναφέρθηκε εκτενώς και παραπάνω, το κανάλι 8 παρουσιάζει έντονη απορρόφηση από το όζον, κάτι που δεν συμβαίνει στο κανάλι 9. Αυτό έχει ως επακόλουθο ιδιαίτερα ψυχρές αέριες μάζες με μεγάλη περιεκτικότητα όζοντος να εμφανίζουν πολύ αρνητικές τιμές ΔΘΛ ενώ τροπικής προέλευσης αέριες μάζες, με ελάχιστη περιεκτικότητα όζοντος να παρουσιάζουν ελαφρά αρνητικές τιμές. Πολύ αρνητικές τιμές μπορούν να εμφανιστούν και όταν εντοπιστεί μια στρατοσφαιρική εισβολή στην ανώτερη τροπόσφαιρα διότι ο αέρας που εισέρχεται είναι ξηρός και ψυχρός. Τέλος, τιμές περίπου στο μηδέν ή ελάχιστα θετικές αποδίδονται σε νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος, διότι η εκπεμπόμενη ακτινοβολία και από τα δύο μήκη κύματος είναι σχεδόν ίδια (Σχήμα 3.17).

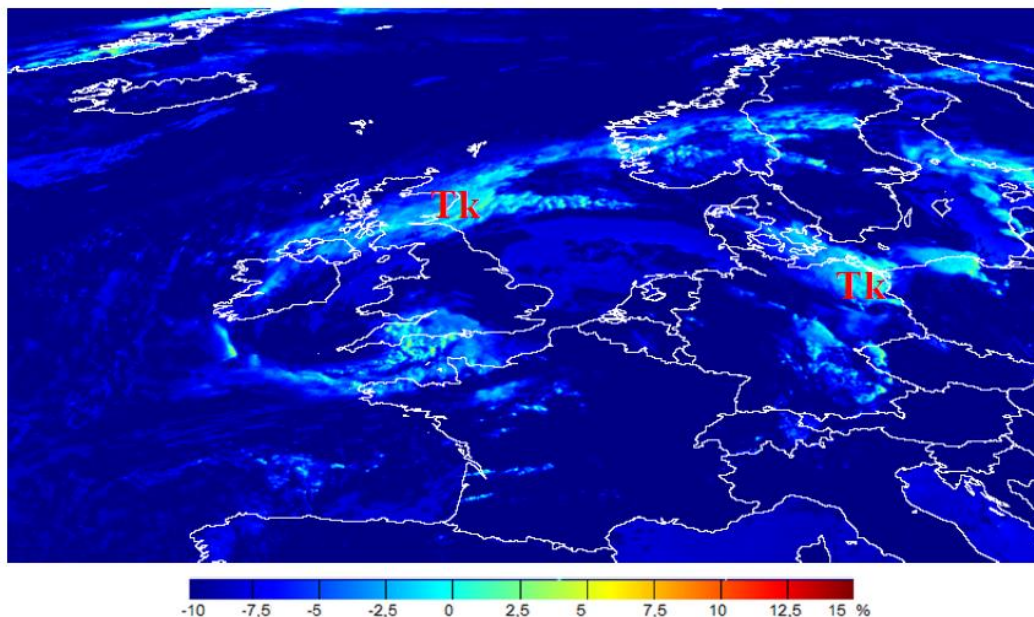


Σχήμα 3.17 Εικόνα διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας των καναλιών 8-9 πάνω τη δυτική Ευρώπη στις 7/7/2012 στις 06 UTC. Με HO και LO συμβολίζονται περιοχές με υψηλές και χαμηλές συγκεντρώσεις όζοντος και με Tk νέφη με μεγάλο πάχος. (πηγή: Eumetsat)

vi. Διαφορά ανακλαστικότητας VIS0.6-NIR1.6 (Κανάλια 1-3)

Κλείνοντας το κεφάλαιο αυτό, καλό είναι να αναφερθεί άλλη μία διαφορά, η οποία δεν συγκαταλέγεται σε διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας αλλά σε διαφορά ανακλαστικότητας ανάμεσα σε κανάλια του ορατού (κανάλι 1) και του εγγύς υπέρυθρου (κανάλι 3). Η χρησιμότητα του κάθε καναλιού είναι διαφορετική, καθώς το πρώτο αποτελεί κανάλι μικροφυσικής του νέφους (διακρίνεται η φάση του νερού) και το δεύτερο κανάλι προσδιορισμού του οπτικού πάχους του νέφους.

Επομένως, θετικές τιμές της διαφοράς αποδίδονται σε νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και κορυφή που αποτελείται από παγοκρυστάλλια (τύπου Cumulus, Cumulonimbus). Επιπλέον, με τη χρήση της διαφοράς αυτής μπορεί να εντοπιστεί και η παρουσία προεξέχουσων κορυφών. Λεπτά και ψυχρά νέφη (τύπου Cirrus) παρουσιάζουν ελάχιστα θετικές τιμές έως και μηδενικές (Lensky and Rosenfield, 2008, Feidas, 2010, Feidas, 2012) (Σχήμα 3.18).



Σχήμα 3.18 – Ψευδοχρωματισμένη εικόνα διαφοράς ανακλαστικότητας των καναλιών 1-3 πάνω τη δυτική Ευρώπη στις 7/7/2012 στις 06 UTC. Με Tk συμβολίζονται νέφη μεγάλου πάχους με κορυφές που αποτελούνται από παγοκρυστάλλια. (πηγή: Eumetsat).

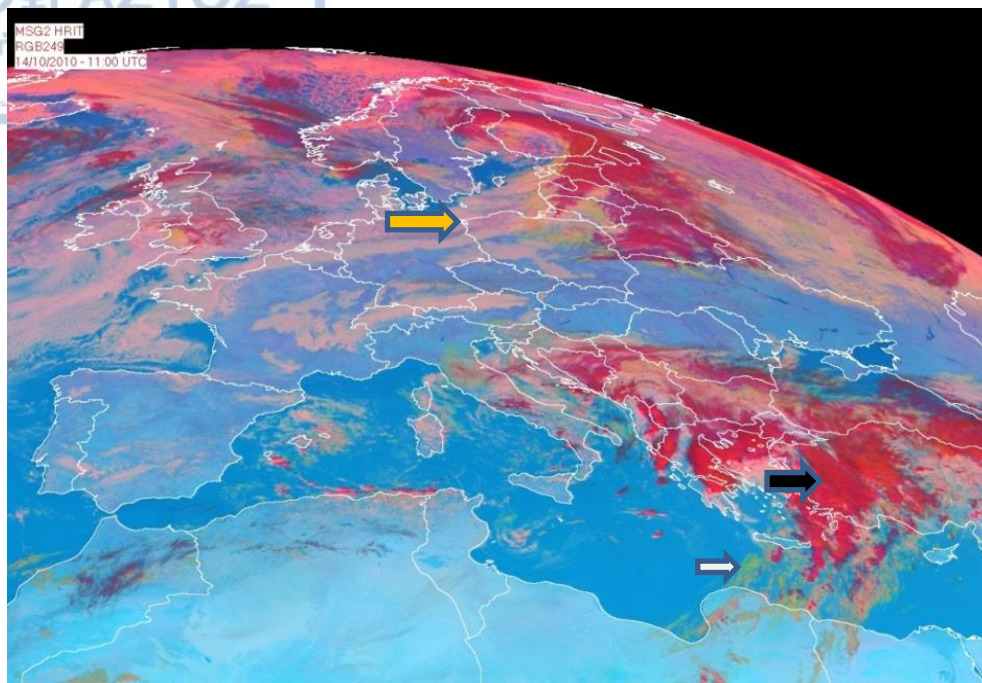
γ. Συνδυασμός καναλιών RGB

Η τεχνική της χρωματικής σύνθεσης καναλιών RGB αναπτύχθηκε για την εξαγωγή, τονισμό και τη βελτιστοποίηση των πληροφοριών από τις δορυφορικές εικόνες. Οι έγχρωμες απεικονίσεις των καναλιών είναι παρόμοιες με τις ασπρόμαυρες εικόνες, αλλά οι πληροφορίες εμφανίζονται χρησιμοποιώντας ένα σύνολο χρωμάτων, αντί για γκρι αποχρώσεις, ώστε να τονιστούν τα ειδικά χαρακτηριστικά του ενδιαφέροντος, όπως είναι οι ψυχρότερες θερμοκρασίες των κορυφών των νεφών που συνδέονται με έντονη αστάθεια. Τα προϊόντα που κατασκευάζονται αποτελούνται από 256 χρώματα.

Οι RGBs εικόνες συνήθως πέρα από τρία ή περισσότερα φασματικά κανάλια μπορεί να αποτελούνται και από διαφορές καναλιών όπου στο καθένα έχει ανατεθεί ένα από τα τρία βασικά χρώματα (κόκκινο (R), πράσινο (G), μπλε (B)), με τα χρώματα του τελικού προϊόντος να αναδεικνύουν συγκεκριμένα χαρακτηριστικά των επιφανειών. Τα χρώματα του τελικού προϊόντος απεικονίζουν φυσικές ποσότητες, όπως η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας, η περιεκτικότητα των νεφών σε νερό, οπτικό πάχος των νεφών, φάση του νερού μέσα στα νέφη, ύψος της κορυφής των νεφών κ.α..

Το συγκεκριμένο προϊόν δημιουργείται από την αντιστοίχιση του καναλιού 2 (VIS0.8) στο κόκκινο χρώμα, του καναλιού 4 (IR3.9) στο πράσινο χρώμα και του καναλιού 9 (IR10.8) στο μπλε χρώμα. Χρησιμοποιείται για το διαχωρισμό νεφών με διαφορετική σύσταση, για τη διάκριση των μικροφυσικών τους χαρακτηριστικών καθώς και για τον εντοπισμό των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης. Θα πρέπει να υπογραμμισθεί, ότι εφόσον ο συνδυασμός εμπεριέχει ένα κανάλι του ορατού φάσματος, μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο σε ημερήσια βάση. Στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος αντιστοιχίζεται το κόκκινο χρώμα και μέσω αυτού λαμβάνεται η πληροφορία για τη ποσότητα του σε πάγο ή/και νερό και το οπτικό πάχος του. Στο κανάλι 4 του ανακλώμενου μέσου υπέρυθρου αντιστοιχίζεται το πράσινο χρώμα και αντλείται πληροφορία για τη φάση του νερού ή του πάγου στο περιεχόμενό του. Τέλος, στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου αποδίδεται το μπλε χρώμα και εξάγονται πληροφορίες για τη θερμοκρασία.

Αναφορικά με την ερμηνεία των εικόνων αυτού του συνδυασμού, ψυχρά νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και με μεγάλους παγοκρύσταλλους αποδίδονται με κόκκινο χρώμα. Επίσης, νέφη εκτεταμένης κατακόρυφης ανάπτυξης με ισχυρά ανοδικά ρεύματα και με μικρά παγοσωμάτια στην κορυφή τους, αποδίδονται με καφέ ή εντονότερο κόκκινο χρώμα. Επιπρόσθετα, με σκούρο καφέ χρώμα αντιπροσωπεύονται τα λεπτά νέφη τύπου Cirrus και με κίτρινο έως λαχανί χρωματισμούς αποδίδονται νέφη αποτελούμενα από υδροσταγόνες σε υπέρτηξη (Σχήμα 3.19).



Σχήμα 3.19 Συνδυασμός RGB 2-4-9 πάνω από την Ευρώπη στις 14/10/2010 στις 11 UTC. Με το μαύρο βέλος συμβολίζονται τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, με κίτρινο βέλος τα χαμηλά νέφη και με λευκό βέλος τα νέφη με υδροσταγόνες σε υπέρτηξη.

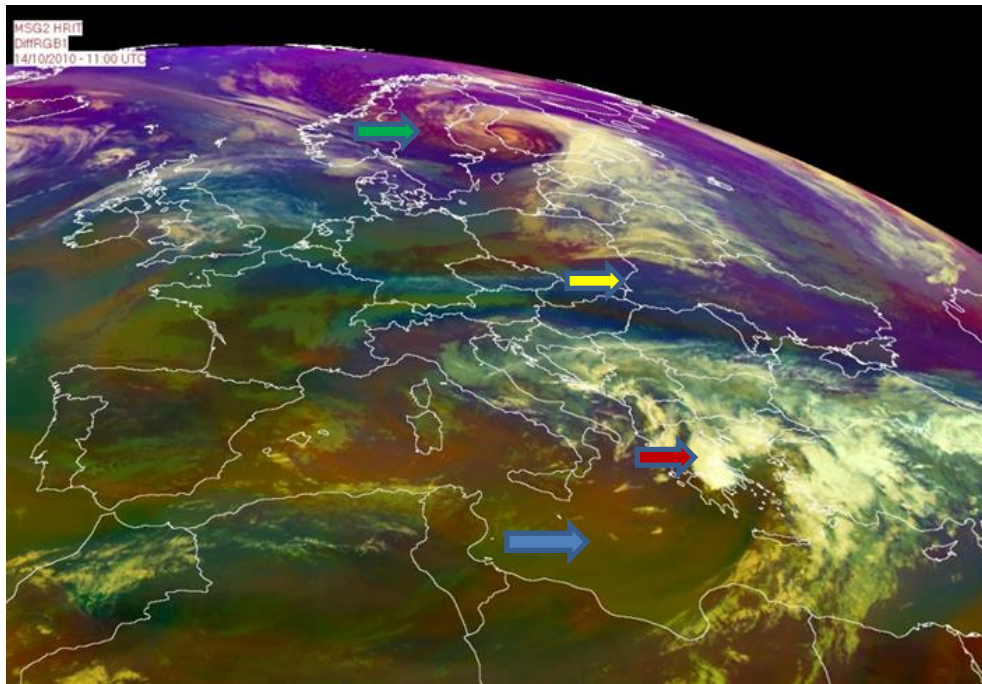
ii. Συνδυασμός RGB (5-6, 8-9, 5), (WV6.2-WV7.3, IR8.7-IR10.8, WV6.2) - Airmass RGB

Η συγκεκριμένη χρωματική σύνθεση αποτελείται από το συνδυασμό δύο διαφορετικών καναλιών και ενός καναλιού. Ειδικότερα, το κόκκινο χρώμα αντιστοιχίζεται στη διαφορά των δύο καναλιών των υδρατμών (WV6.2-WV7.3), η οποία δίνει σχεδόν μηδενικές τιμές για τον υγρό αέρα και θετικές τιμές για τον ξηρό αέρα στη μέσα και ανώτερη τροπόσφαιρα. Το πράσινο χρώμα αποδίδεται στη διαφορά των καναλιών του θερμικού υπερύθρου (IR8.7-IR10.8), με την οποία προσδιορίζεται η θερμοκρασία μίας αέριας μάζας και το μπλε χρώμα αντιστοιχίζεται με το κανάλι των υδρατμών (WV6.2), όπου λαμβάνεται πληροφορία για τους υδρατμούς σε υψηλές στάθμες στη τροπόσφαιρα (Lensky and Rosenfield 2008).

Αναφορικά με το πώς ερμηνεύεται μια εικόνα του συγκεκριμένου συνδυασμού, με καφε-κόκκινα αποχρώσεις απεικονίζεται μια στρατοσφαιρική εισβολή στην τροπόσφαιρα. Η επίδραση του αεροχειμμάρου είναι άμεσα συνδεδεμένη με την εισβολή ξηρού αέρα και επίσης εμφανίζεται με καφέ-μωβ χρώματα. Με σχετικά σκούρες πράσινες αποχρώσεις απεικονίζονται οι θερμές αέριες μάζες πάνω από μία περιοχή, όπου η τροπόπαυση βρίσκεται σε μεγάλα ύψη.

Επιπρόσθετα, με μπλε-μωβ αποχρώσεις εμφανίζονται οι ψυχρές αέριες μάζες, όπου αντίστοιχα η τροπόπαυση βρίσκεται σε χαμηλά ύψη. Σχετικά με τα νέφη, λευκές αποχρώσεις έχουν τα παχιά νέφη που βρίσκονται υψηλά στη τροπόσφαιρα, με καφέ χρώματα απεικονίζονται παχιά νέφη μεσαίων υψών και χαμηλά νέφη εμφανίζονται με ανοιχτό πράσινο (Σχήμα 3.20).

Στο σημείο αυτό, καλό είναι να τονισθεί ότι η συγκεκριμένη χρωματική σύνθεση, όπως υποδηλώνει και το όνομά της επικεντρώνεται στη μελέτη της μέσης και ανώτερης τροπόσφαιρας και στον εντοπισμό θερμών και ψυχρών αέριων μαζών.



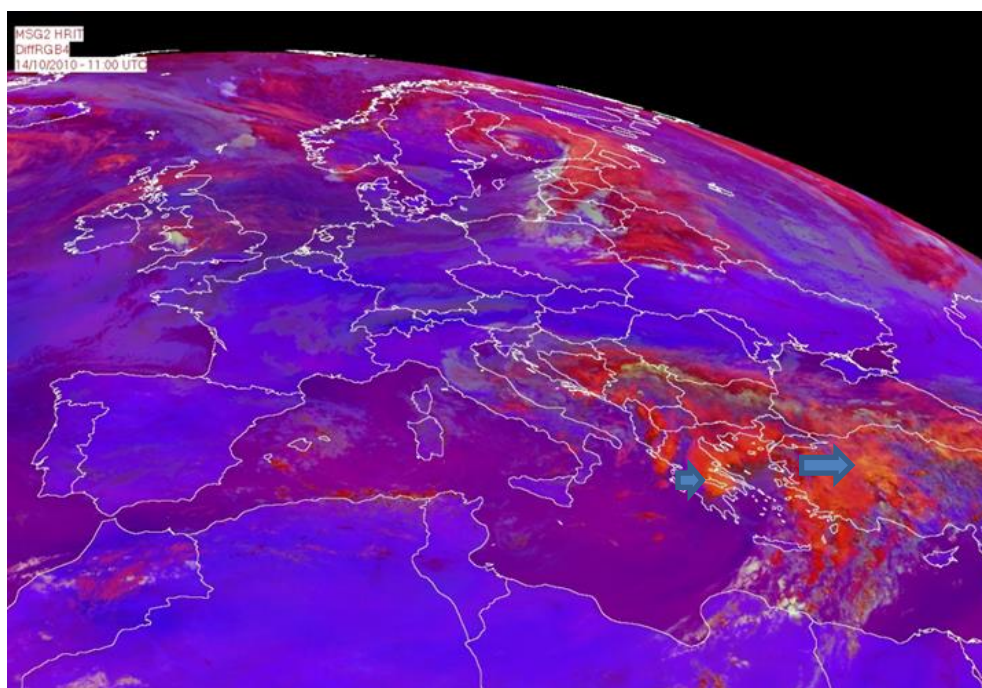
Σχήμα 3.20 Συνδυασμός RGB Airmass πάνω από την Ευρώπη στις 14/10/2010 στις 11 UTC. Με το πράσινο βέλος συμβολίζεται μία δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης, με κίτρινο βέλος οι ψυχρές αέριες μάζες, με μπλε βέλος οι θερμές αέριες μάζες και με κόκκινο βέλος τα νέφη μεγάλου οπτικού πάχους.

iii. Συνδυασμός RGB (5-6, 4-9, 1-3), (WV6.2-WV7.3, IR3.9-IR10.8, VIS0.6-NIR1.6) - Day Convective Storms

Αυτή η χρωματική σύνθεση αποτελείται από τρεις διαφορές καναλιών, όπου το κόκκινο χρώμα αντιστοιχίζεται στη διαφορά των καναλιών των υδρατμών (WV6.2-WV7.3), το πράσινο αποδίδεται στα διαφορά των καναλιών του υπερύθρου (IR3.9-IR10.8) και τέλος, το μπλε στη

διαφορά των καναλιών του ορατού (VIS0.6-NIR1.6). Η διαφορά της φασματικής περιοχής (6.2 μ m-7.3 μ m) χρησιμοποιείται για να εντοπιστεί η ενδεχόμενη ύπαρξη ανωμεταφοράς και νεφών με μεγάλο οπτικό πάχος. Από την άλλη, από τη διαφορά της θερμοκρασίας του υπερύθρου (3.9 μ m-10.8 μ m) δίδονται πληροφορίες σχετικά με τα μικροφυσικά χαρακτηριστικά των νεφών. Τελικά, με τη διαφορά ανακλαστικότητας των καναλιών του ορατού και εγγύς υπερύθρου (0.6 μ m-1.6 μ m) εντοπίζονται το οπτικό πάχος των νεφών καθώς και η σύστασή τους (Lensky and Rosenfield 2008, Φείδας 2010).

Με βάση τα όσα προαναφέρθηκαν παραπάνω, για τα φασματικά χαρακτηριστικά των νεφών, στο συγκριμένο συνδυασμό, εμφανίζονται με πορτοκαλί-κίτρινα χρώματα οι κορυφές των νεφών τύπου Cumulonimbus και ειδικά οι προεξέχουσες κορυφές αυτών, οι οποίες εμπεριέχουν μικρούς παγοκρυστάλλους και σχετίζονται με πολύ έντονα φαινόμενα. Τα νέφη Cumulonimbus με ύπαρξη μεγάλων παγοκρυστάλλων στο εσωτερικό τους απεικονίζονται με κόκκινες αποχρώσεις και τέλος, με ανοιχτές μωβ αποχρώσεις εμφανίζονται τα ημιδιάφανα νέφη (Σχήμα 3.21).

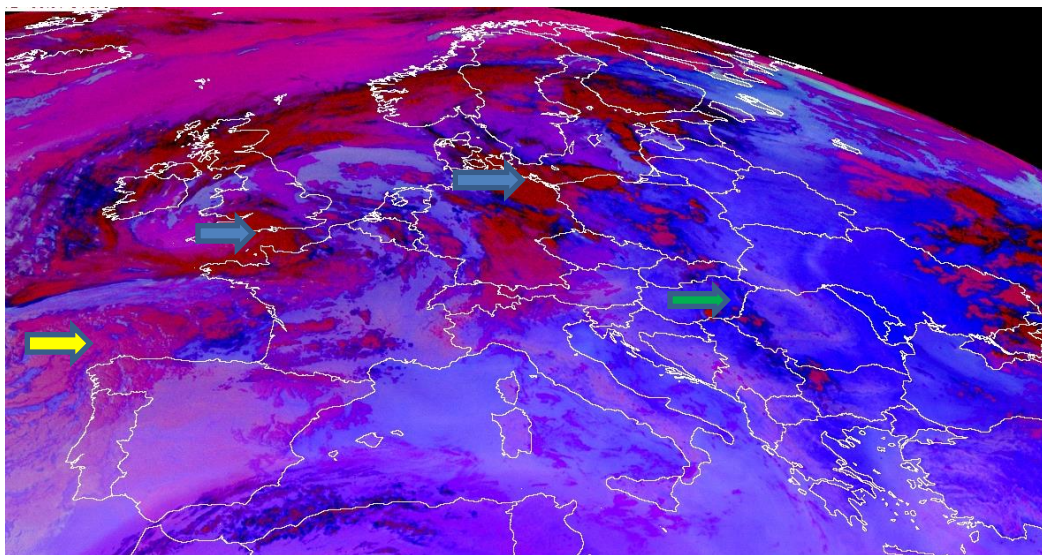


Σχήμα 3.21 Συνδυασμός RGB Convective Storms πάνω από την Ευρώπη στις 14/10/2010 στις 11 UTC. Με έντονο πορτοκαλί-κόκκινο (μπλε βέλη) απεικονίζονται τα καταιγιδοφόρα νέφη.

iv. Συνδυασμός RGB (9-10, 4-9, 9), (IR10.8-IR12.0, IR3.9-IR10.8, IR10.8) – Night

Ο συνδυασμός αυτός αποτελείται από επιμέρους συνδυασμούς καναλιών του υπέρυθρου φάσματος, με το κόκκινο χρώμα να αντιστοιχίζεται στη διαφορά των καναλιών του θερμικού υπέρυθρου (IR10.8-IR12.0), η οποία αποτελεί δείκτη του οπτικού πάχους ενός νέφους, με το πράσινο χρώμα να εκφράζεται από τη διαφορά 3.9μm-10.8μm, η οποία χρησιμοποιείται για την ανάλυση της μικροφυσικής δομής των νεφών και το μπλε χρώμα να αποδίδεται στο κανάλι 9 για να ληφθεί πληροφορία για τη θερμοκρασία στις κορυφές των νεφών.

Σε αυτή τη χρωματική σύνθεση, νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος (τύπου Cumulonimbus) απεικονίζονται με κόκκινη έως έντονη βυσσινί αποχρώση. Στο σημείο αυτό υπογραμμίζεται ότι μέσα στις σκούρες κόκκινες αποχρώσεις συχνά εντοπίζονται κίτρινες κουκίδες, οι οποίες αποτελούν θόρυβο στο κανάλι των 3.9 μm, όταν τα νέφη είναι πάρα πολύ ψυχρά. Ενδεχομένως, ορισμένες φορές ο θόρυβος αυτός να έχει μια συνάφεια με ισχυρή θερμική δραστηριότητα αλλά δεν υπάρχει ξεκάθαρη συσχέτιση. Υψηλά και λεπτά νέφη Cirrus απεικονίζονται με σκούρες μπλε αποχρώσεις, μεσαίου ύψους εκτεταμένα νέφη με καφέ χρωματισμούς και χαμηλού ύψους νέφη με ανοιχτές μωβ-ροζ αποχρώσεις. Τέλος, το έδαφος εμφανίζεται με μωβ ή γαλάζιες αποχρώσεις ανάλογα τη θερμοκρασία του (μωβ-θερμό, γαλάζιο-ψυχρό) και η θάλασσα απεικονίζεται με μπλε αποχρώσεις (Σχήμα 3.22).



Σχήμα 3.22 Συνδυασμός RGB Night Microphysics πάνω από την Ευρώπη στις 7/7/2012 στις 06 UTC. Με μπλε βέλη απεικονίζονται τα νέφη Cumulonimbus, με πράσινα βέλη τα νέφη Cirrus και με κίτρινα βέλη τα χαμηλά νέφη. (πηγή: Eumetsat).

Αποτελέσματα Συνοπτικής Ανάλυσης

Η συνοπτική ανάλυση του Μ.Κ. του Νοεμβρίου 2014, αφορά τρεις ημέρες. Στις 6 Νοεμβρίου όπου περιγράφεται το περιβάλλον και οι συνθήκες πριν τη δημιουργία του κυκλώνα. Έπειτα, στις 7 Νοεμβρίου, ημέρα γένεσης και εξέλιξης του Μ.Κ και ημέρα που εμφάνισε τα τροπικά του χαρακτηριστικά. Τέλος, στις 8 Νοεμβρίου, όπου το σύστημα διαλύεται τις πρωινές ώρες. Για την ανάλυση της συνοπτικής κατάστασης χρησιμοποιήθηκαν, επίγεια δεδομένα μετεωρολογικών σταθμών καθώς και δεδομένα ηλεκτρικών εκκενώσεων, συνοπτικοί χάρτες επιφανείας και συνοπτικοί χάρτες γεωδυναμικών υψών στη στάθμη των 500hPa. Επιπλέον, σχολιάστηκε η δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας και ο ρόλος των ροών θερμότητας από τη θάλασσα. Στο κεφάλαιο 6 εξετάζονται μέσω αριθμητικής προσομοίωσης πιο εξειδικευμένες παράμετροι, που συμπληρώνουν τα συμπεράσματα του κεφαλαίου αυτού.

4.1 Στάδια εξέλιξης του Μ.Κ. και επίγειες παρατηρήσεις

Ένα ιδιαίτερο είδος Μεσογειακού Κυκλώνα ("Medicane"), δηλαδή ένα υβριδικό καιρικό σύστημα με χαρακτηριστικά τόσο μιας εξωτροπικής καταιγίδας όσο και ενός τροπικού κυκλώνα, σχηματίστηκε την Παρασκευή στις 7 Νοεμβρίου 2014 ανάμεσα στο νησί Lampedusa και το βορειοανατολικό άκρο της Τυνησίας στη νότια Κεντρική Μεσόγειο Θάλασσα. Επηρέασε τις Πελάγιες νήσους (Pantelleria και Lampedusa), κινήθηκε προς το νησί της Μάλτας και έκανε μετάβαση πάνω από αυτό και τέλος, έφτασε στις ανατολικές ακτές της Σικελίας, έκανε δεύτερη μετάβαση πάνω από τη ξηρά και διαλύθηκε το πρωί της 8^{ης} Νοεμβρίου. Ο Μ.Κ. προκάλεσε καταρρακτώδεις βροχές, πλημμύρες, βύθιση δεκάδων πλοίων στα λιμάνια, ζημιές σε θερμοκήπια και κατεδαφίσεις στις ακτογραμμές της Lampedusa, της Μάλτας και της ανατολικής Σικελίας.

Οι επίγειοι σταθμοί (Σχήμα 4.1) που έδωσαν σημαντικές μετρήσεις παρατίθενται παρακάτω. Οι σταθμοί αφορούν τα 4 νησιά της Κεντρικής Μεσογείου που επηρέασε ο Μ.Κ. και πιο συγκεκριμένα οι σταθμοί LICD (στη Lampedusa), LICG (στη Pantelleria), LMML (στη Luqa της Μάλτας) και οι σταθμοί LICZ (στη Sigonella), LICC (στη Fontanarossa), LICO (στο

Cozzo Spadaro) στη Σικελία. Η τροχιά που διένυσε το υπό μελέτη σύστημα φαίνεται στο Σχήμα 4.2.



Σχήμα 4.1 Απεικόνιση των σταθμών στη Κεντρική Μεσόγειο όπου σημειώθηκαν τα πιο μεγάλα ύψη βροχής, οι μέγιστες εντάσεις ανέμου και η παρατηρούμενη τιμή ελάχιστης πίεσης του Μ.Κ. κατά τη διάρκεια των ημερών 6,7 και 8/11/2014.

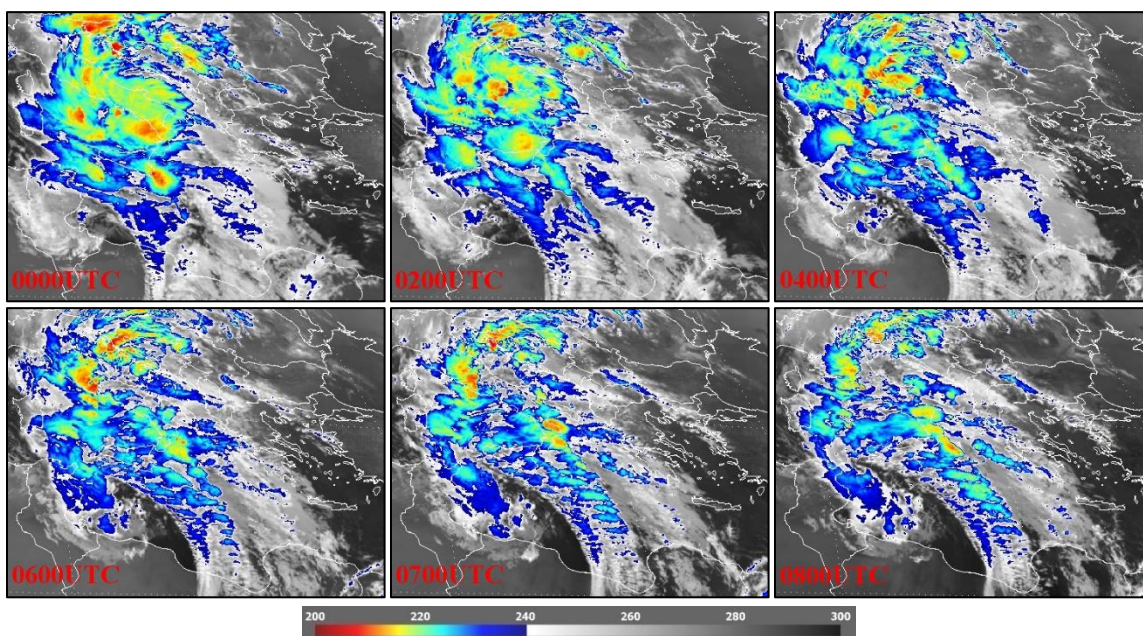


Σχήμα 4.2 Η τροχιά του κυκλώνα από τις 7/11 9UTC έως τις 8/11 21UTC όπως αποτυπώθηκε από τις διαδοχικές δορυφορικές εικόνες.

ι. *Καιρικές συνθήκες πριν τη γένεση και δημιουργία*

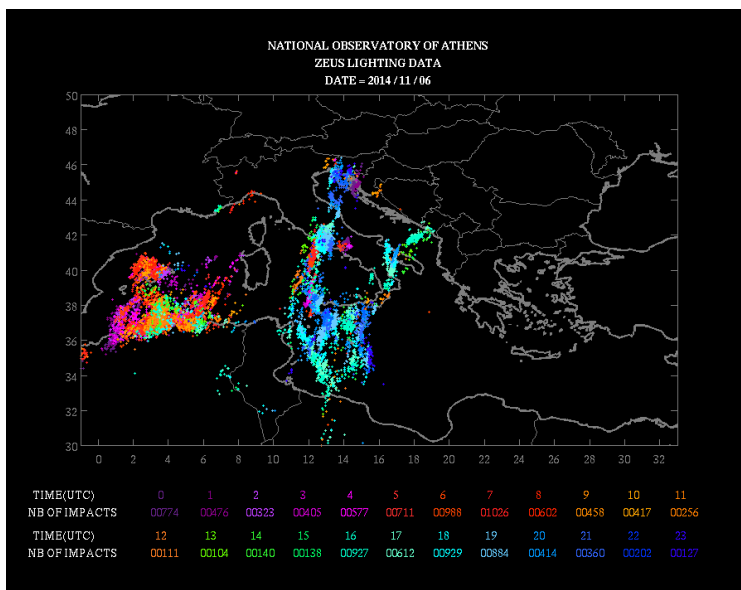
Στις δορυφορικές εικόνες, τις τελευταίες ώρες τις 6^{ης} Νοεμβρίου μέχρι και τις πρωινές τις 7^{ης} Νοεμβρίου, υφίσταται στη πάνω από τη κεντρική Μεσόγειο, μεταξύ της Τυνησίας και της Σικελίας, ιδιαίτερα έντονη δραστηριότητα ανωμεταφοράς. Σχεδόν σε όλη τη διάρκεια της 6^{ης} Νοεμβρίου, εντοπίζονται στη Δυτική και κεντρική Μεσόγειο (Σχήμα 4.4), μεγάλες τιμές ηλεκτρικών εκκενώσεων που επιβεβαιώνουν την ύπαρξη αστάθειας με τις μεγαλύτερες τιμές να σημειώνονται πάνω από τη κεντρική Μεσόγειο. Το γεγονός αυτό, συνάδει με τα αποτελέσματα των Miglietta et al., (2013), οι οποίοι συμπέραναν ότι η μέγιστη δραστηριότητα των ηλεκτρικών εκκενώσεων υφίσταται πριν από τη δημιουργία του συστήματος (η μελέτη αφορούσε τον Μ.Κ του 2011).

Ανάμεσα στις 06 UTC και 12 UTC της 7ης Νοεμβρίου εμφανίζεται στις δορυφορικές εικόνες ένα κυκλωνικό σύστημα (Σχήμα 4.3), πάνω από τη Κεντρική Μεσόγειο, αρχικά ως ένας νεφικός σχηματισμός τύπου κόμματος με τη κεφαλή να περιστρέφεται έντονα γύρω από ένα κυκλωνικό κέντρο. Ανάμεσα σε αυτό το χρονικό εύρος, εντείνεται η δραστηριότητα των ηλεκτρικών εκκενώσεων, μέχρι τις περίπου τις **10:00 UTC** στις 7/11 (Σχήμα 4.4).

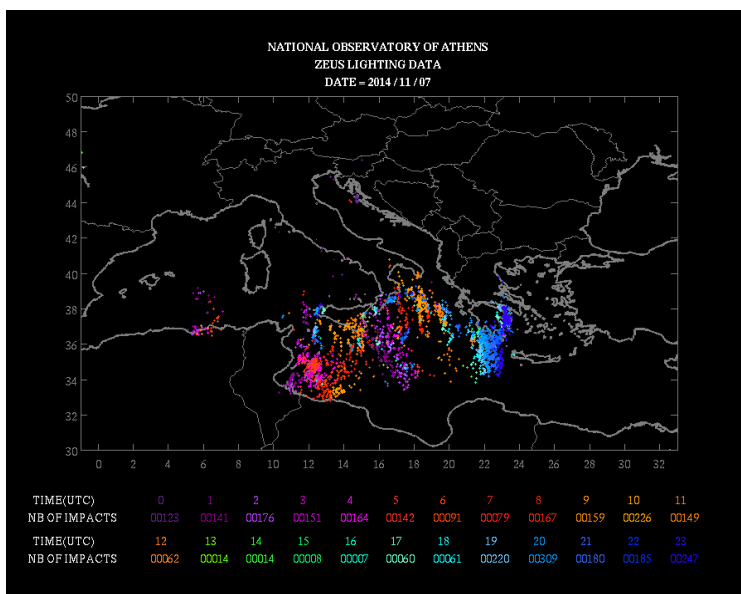


Σχήμα 4.3 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 9 του υπέρυθρου φάσματος στις 7/11/2014. Διακρίνονται με χρώμα θερμοκρασίες από -73°C έως -33°C . Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο κάτω αριστερό τμήμα των εικόνων.

Στις 09:00 UTC η μορφή αυτή εντοπίστηκε ανάμεσα στα νησιά Pantelleria και Lampedusa της Ιταλίας (Σχήμα 4.6). Ο μετεωρολογικός σταθμός στη νήσο Pantelleria (LICG) ανέφερε 40 χιλιοστά βροχόπτωσης από τις 18:00 UTC στις 6/11 έως τις 06:00 UTC στις 7/11.

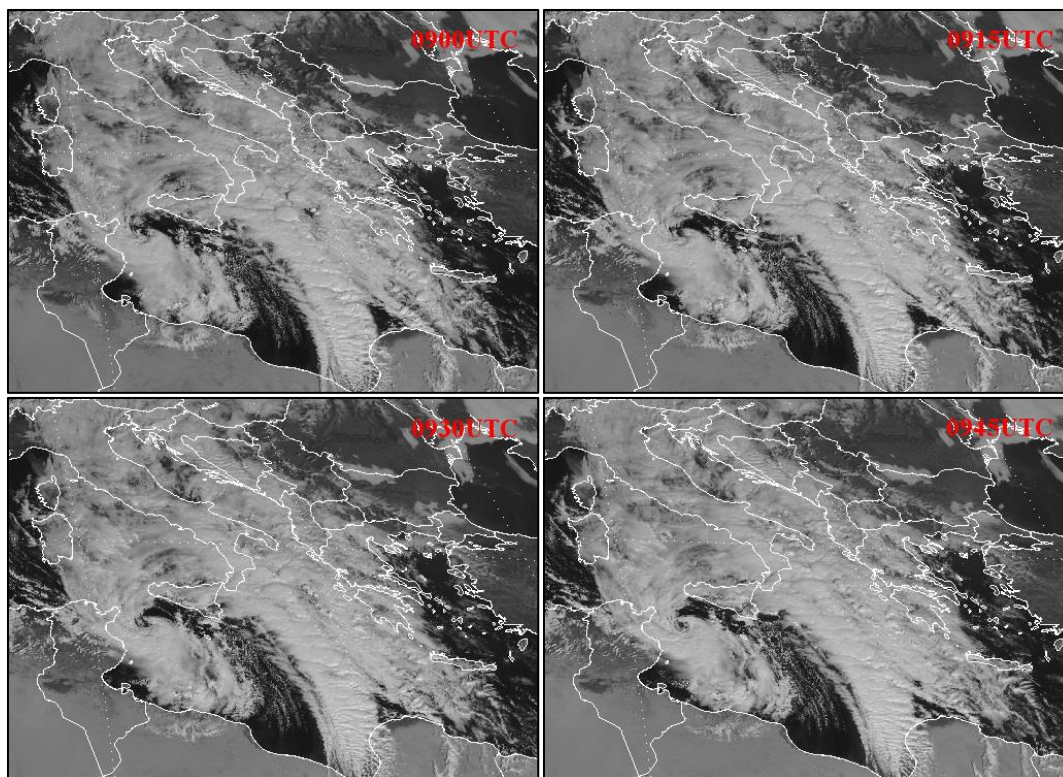


Σχήμα 4.4 Ηλεκτρικές εκκενώσεις που σημειώθηκαν στη λεκάνη της Μεσογείου στις 06/11/2014. Οι διάφοροι χρωματισμοί δηλώνουν και τις χρονικές στιγμές που σημειώθηκαν τα ηλεκτρικά φαινόμενα. Στο κάτω μέρος γίνεται καταμέτρηση των εκκενώσεων για κάθε μία ώρα της ημέρας. (πηγή: ΕΑΑ).



Σχήμα 4.5 Ηλεκτρικές εκκενώσεις που σημειώθηκαν στη λεκάνη της Μεσογείου στις 07/11/2014. Οι διάφοροι χρωματισμοί δηλώνουν και τις χρονικές στιγμές που σημειώθηκαν τα ηλεκτρικά φαινόμενα. Στο κάτω μέρος γίνεται καταμέτρηση των εκκενώσεων για κάθε μία ώρα της ημέρας. (πηγή: ΕΑΑ).

Στις εικόνες υψηλής ανάλυσης του ορατού (HRV), είναι εμφανής ένας νεφικός σχηματισμός τύπου κόμματος (comma type cloud) μεταξύ των νησιών Pantelleria (LICG) και Lampedusa (LICD) ανάμεσα στις **09:00 UTC** με **09:45 UTC** με σαφή ένδειξη της κυκλωνικότητας του συστήματος (Σχήμα 4.6).

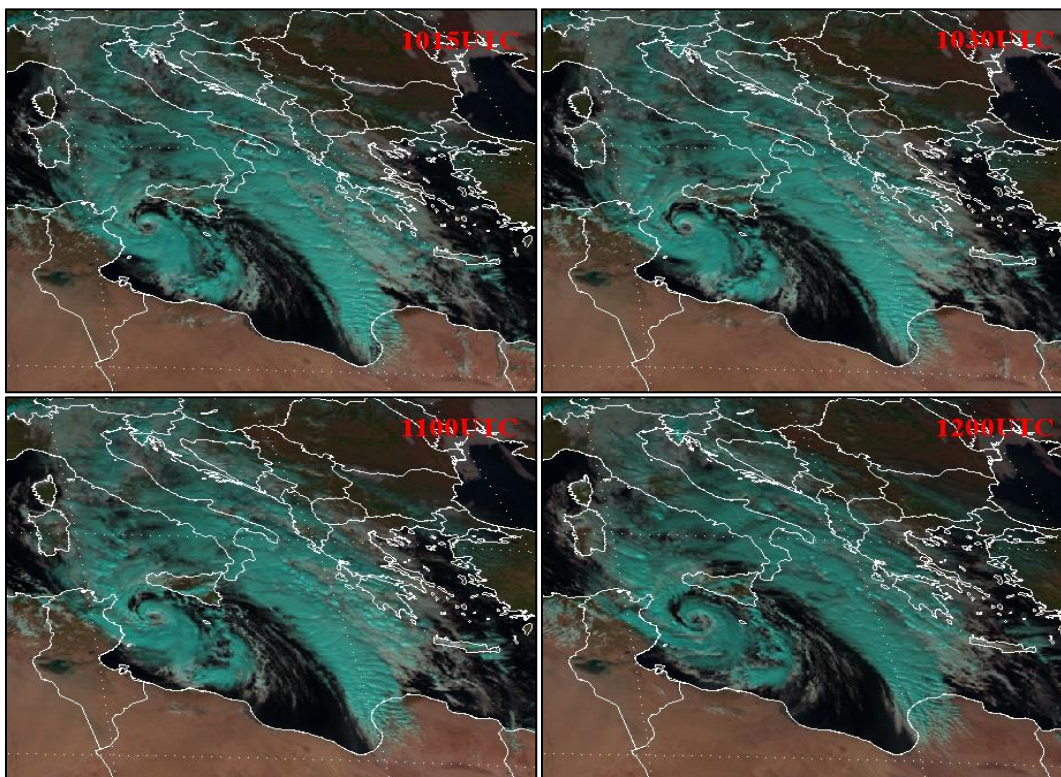


Σχήμα 4.6 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι υψηλής ανάλυσης του ορατού στις 7/11/2014. Το χρονικό βήμα των εικόνων είναι ανά τέταρτο ξεκινώντας από τις 0900 UTC και καταλήγοντας στις 0945 UTC.

Στις **10:30 UTC** έγινε εμφανές ένα αίθριο κυκλωνικό κέντρο και έως τις **12:00 UTC** σχηματίστηκε πλήρως το ανέφελο «μάτι» του Μ.Κ. (Σχήμα 4.7) πάνω από τη θαλάσσια περιοχή των Πελάγιων νήσων. Στις δορυφορικές εικόνες, ανάμεσα σε αυτό το εύρος των ωρών πέρα από το μάτι έγιναν ορατά τόσο τα τοιχώματα όσο και οι σπειροειδείς ζώνες των νεφών του συστήματος. Επομένως, μεταξύ των ωρών **11:00 UTC** και **12:00 UTC** ο Μ.Κ. εμφάνισε τα τροπικά του χαρακτηριστικά (Σχήμα 4.7).

Σύμφωνα με τις αναλύσεις του ECMWF (δίδονται ανά 6 ώρες), στις **12:00 UTC** παρουσιάζεται ελάχιστη τιμή της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (985,5 hPa) στις 7/11. Ο σταθμός στη νήσο Lampedusa (LICD), μετρά δυτικούς ανέμους με επιφανειακή ταχύτητα ανέμου ίση με 23,7 m/s (46 κόμβοι) και ριπές να φθάνουν έως 37,6 m/s (73 κόμβοι) στις 12:06

UTC, γεγονός που μπορεί να εξηγηθεί από τη παρουσία των κράσπεδων του Μ.Κ. (eyewall) πολύ κοντά στο νησί. Σύμφωνα με τη κλίμακα Saffir-Simpson οι ριπές του Μ.Κ. τον κατατάσσουν στη κατηγορία 1. Στις ώρες που ακολουθούν, ο Μ.Κ. διανύει μία τροχιά προς τα ανατολικά, εξακολουθώντας να εμφανίζει χαρακτηριστικά του τροπικού κυκλώνα. Τέλος, σημαντική μείωση της δραστηριότητας των ηλεκτρικών εκκενώσεων παρατηρείται κοντά στο σύστημα (Σχήμα 4.5).



Σχήμα 4.7 Απεικόνιση των νεφών με το συνδυασμό RGB Day Natural Colours στις 7/11/2014 . Οι χρονικές στιγμές 10:15 UTC, 10:30 UTC, 11:00 UTC και 12:00 UTC επιλέχθηκαν ώστε να τονιστούν τα χαρακτηριστικά του Μεσογειακού Κυκλώνα.

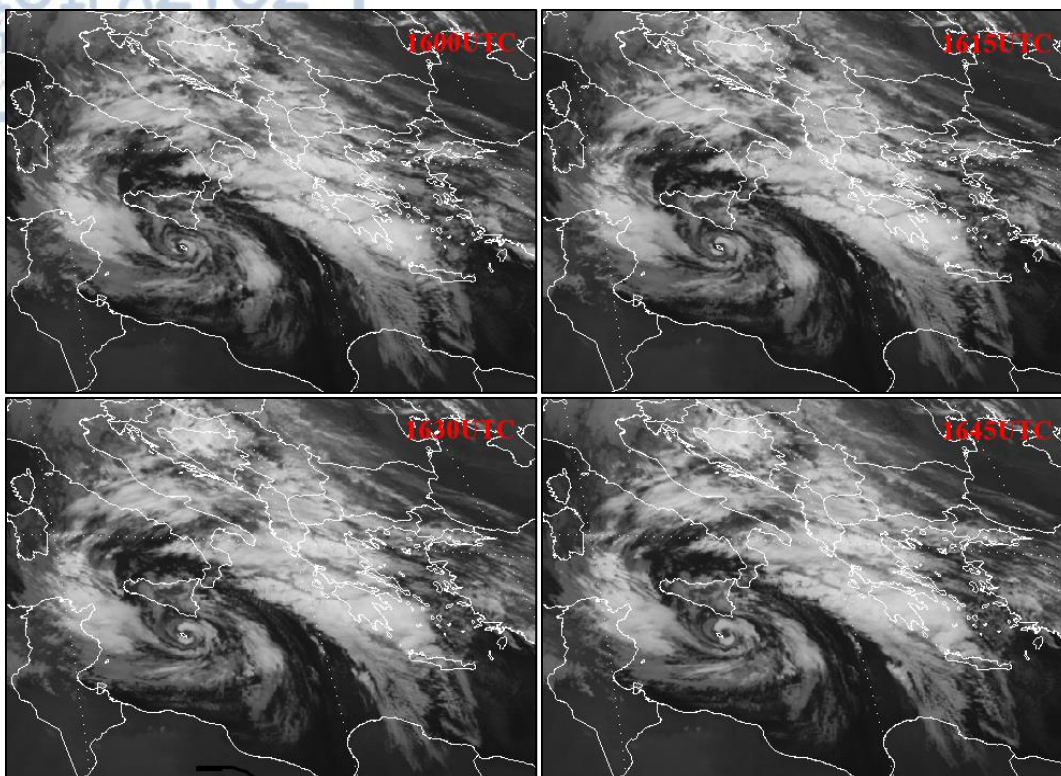
ii. **Μετάβαση (landfall) στη Μάλτα**

Μεταξύ **16:00** και **17:00 UTC** στις 7/11, το ανέφελο κυκλωνικό κέντρο του Μ.Κ. διέσχισε τη Μάλτα, με τον επίγειο σταθμό της Luqa στη Μάλτα (LMML) να καταγράφει τιμή πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (mslp) ίση με 984 hPa στις **16:34 UTC** (μέτρηση έκτακτης αναφοράς SPECI¹) (Σχήμα 4.8). Η τιμή που σημειώθηκε αποτελεί τη χαμηλότερη καταγραφόμενη πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας που παρατηρήθηκε ποτέ σε σύστημα Μ.Κ. (η προηγούμενή της αφορούσε τον Μ.Κ. του Σεπτεμβρίου 2006 στα 986 hPa (Miglietta et al. 2011, Moscatello et al. 2008).

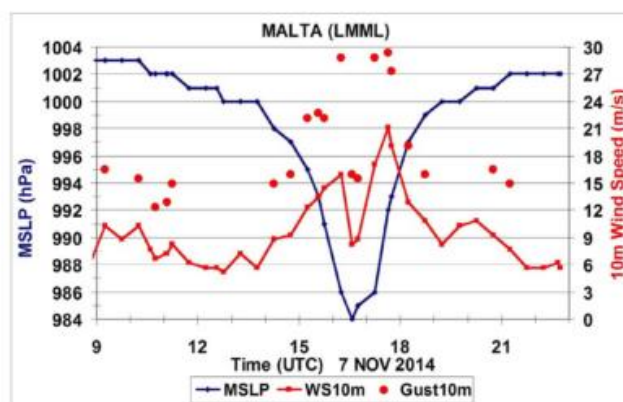
Οι δορυφορικές εικόνες του υπέρυθρου φάσματος από τις **16:00** έως και **16:45 UTC** (Σχήμα 4.8), αποτυπώνουν ξεκάθαρα, το γεγονός ότι τόσο το «μάτι» όσο και τα τοιχώματά του Μ.Κ βρίσκονται πάνω από τη Μάλτα και δικαιολογούν πλήρως τις επίγειες παρατηρήσεις. Στο κρίσιμο τέταρτο από **16:30 UTC** έως **16:45 UTC** που παρατηρήθηκε η ελάχιστη πίεση του συστήματος (16:34 UTC), είναι εμφανής η θέση του ματιού πάνω από το νοτιανατολικό τμήμα του νησιού όπου και βρίσκεται ο σταθμός της Luqa στη Μάλτα (LMML).

Η ταχύτητα ανέμου και οι ριπές, στο σταθμό της Μάλτας έφτασαν τα 21,1 m/s και 29,4 m/s αντίστοιχα. Η χρονοσειρά της ταχύτητας του ανέμου καθιστά ξεκάθαρη την ενίσχυση των ανέμων στα 10m κάτω από τα κράσπεδα του κυκλώνα και τη σταδιακή αποδυνάμωση του Μ.Κ. κατά τη μετάβαση του ματιού πάνω από τη Μάλτα όπως φαίνεται και στο Σχήμα 4.9. Αναφορικά με τη βροχόπτωση, ο σταθμός LMML στη Μάλτα ανέφερε 19 χιλιοστά βροχόπτωσης από τις 15:00 έως τις 21:00 UTC στις 7/11, ενώ σε διάστημα 24 ωρών έπεσαν 30 χιλιοστά από τις 06:00 UTC στις 7/11 έως τις 06:00 UTC στις 8/11.

¹ Τα μηνύματα SPECI δεν αποτελούν τακτικό μετεωρολογικό μήνυμα αλλά προκύπτουν μόνο σε έντονη αλλαγή ορισμένων καιρικών φαινομένων, όπως ο άνεμος επιφάνειας, η ορατότητα, η ορατότητα διαδρόμου (RVR), ο παρών καιρός, η θερμοκρασία και ο διατμητικός άνεμος (wind shear). Εκδίδονται το συντομότερο δυνατό ώστε οι χειριστές που πρόκειται να βρεθούν στη περιοχή να έχουν άμεση και λεπτομερή επίγνωση της κατάστασης. Καταγράφονται σε διαφορετικές ώρες από αυτές της τακτικής παρατήρησης του METAR, όταν ο παρατηρητής αντιληφθεί επιδείνωση είτε και βελτίωση των παραπάνω παραμέτρων.



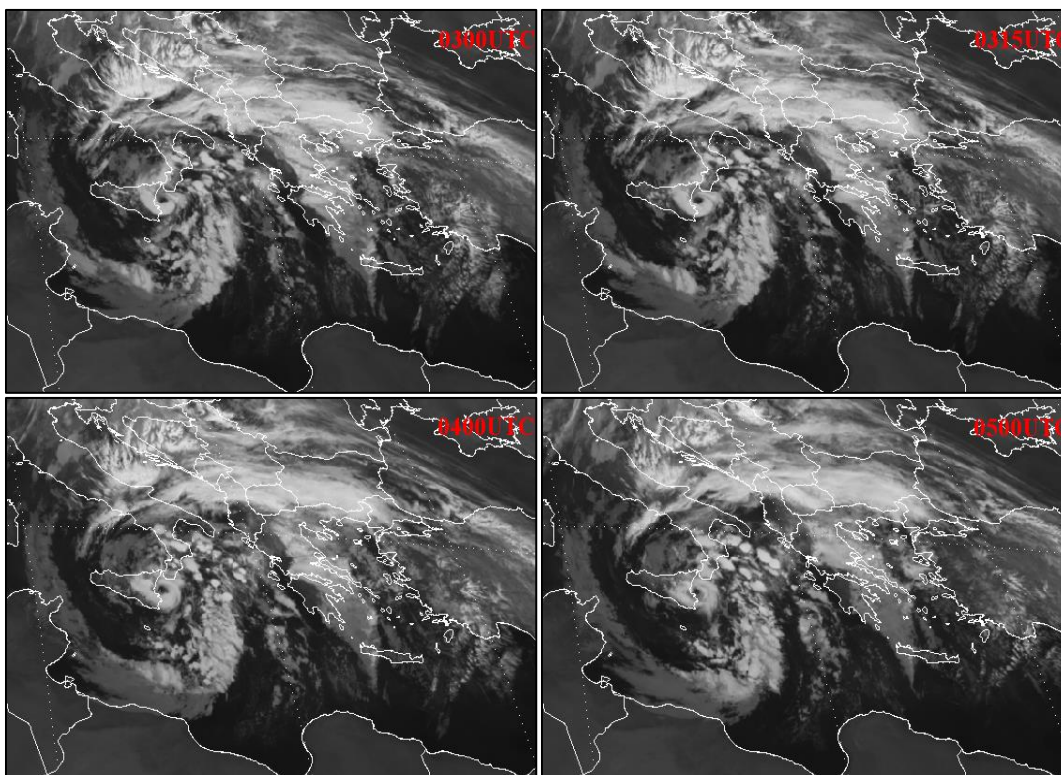
Σχήμα 4.8 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 9 του υπέρυθρου φάσματος στις 7/11/2014. Το χρονικό βήμα των εικόνων είναι ανά τέταρτο ξεκινώντας από τις 16:00 UTC και καταλήγοντας στις 16:45 UTC.



Σχήμα 4.9 Χρονοσειρά της παρατηρούμενης πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (MSLP, hPa), της παρατεταμένης ταχύτητας ανέμου (WS10m, m/s) και των ριπών του ανέμου (Gust10m, m/s) στο αεροδρόμιο της Luqa στη Μάλτα στις 7 Νοεμβρίου 2014. (Pytharoulis 2017)

iii. Μετάβαση (landfall) στη Σικελία και κατάρρευση

Το σύστημα του Μ.Κ. μετά τη διέλευσή του από τη Μάλτα, κινήθηκε βορειοανατολικά φτάνοντας μέχρι το νοτιοανατολικό άκρο της Σικελίας (Σχήμα 4.10). Έπειτα, ακολουθεί βόρεια πορεία παράλληλα με τις ακτές της ανατολικής Σικελίας μέχρι τις **03:00 UTC** στις **8/11** όπου το μάτι έφτασε στο βορειότερο κομμάτι της τροχιάς του (Σχήμα 4.10). Μετά από μία μικρή παραμονή κάποιων ωρών στη περιοχή ο Μ.Κ., κέντρο χαμηλής πίεσης ακολουθεί μία πορεία προς τα νότια, ξανά παράλληλα με τις ακτές της ανατολικής Σικελίας αλλά πιο κοντά σε αυτές. Μεταξύ **04:30** και **06:00 UTC** το μάτι του Μ.Κ. έκανε τη δεύτερη (ως προς τη συνολική του τροχιά) μετάβασή του πάνω από τη Σικελία.



Σχήμα 4.10 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 9 του υπέρυθρου φάσματος στις 8/11/2014 . Το χρονικό βήμα των εικόνων είναι ανά ώρα ξεκινώντας από τις 03:00 UTC και καταλήγοντας στις 05:00 UTC.

Σημαντικές ζημιές στις ακτογραμμές σημειώθηκαν σε όλη περιοχή της Κατάνια (Σχήμα 4.11). Ο σταθμός LICC στη Κατάνια καταγράφει στις 05:50 UTC επιφανειακούς άνεμους με ένταση 15,5 m/s (30 κόμβοι), με ριπές να φθάνουν τα 25,8 m/s (50 κόμβους). Αναφορικά με τη βροχόπτωση, από τις 18:00 UTC στις 7/11 και έως τις 12:00 UTC στις 8/11, στο σταθμό LICZ

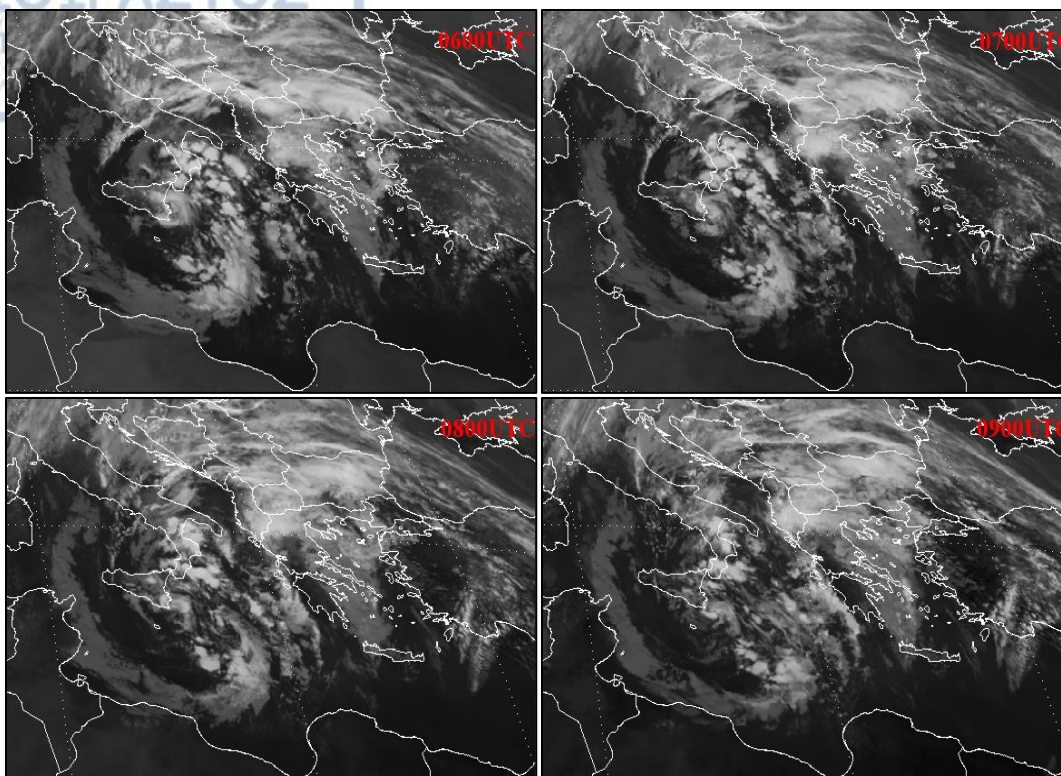
στη Catania μετρήθηκαν 27 mm βροχόπτωσης ενώ στο σταθμό LICO (Σχήμα 4.1) καταγράφηκαν 27 mm.

Οι δορυφορικές εικόνες στο Σχήμα 4.12 δείχνει ότι στις 09:00 UTC στις 8/11 ο Μ.Κ. κινήθηκε νοτιοανατολικά τροχιά προς το Ιόνιο Πέλαγος. Σταδιακά τα τροπικά χαρακτηριστικά του έπαψαν να υφίστανται και διαλύθηκε αφήνοντας διάσπαρτους πυρήνες νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης στην ευρύτερη περιοχή. Η κατάρρευση του συστήματος ήταν αναμενόμενη μετά τη τελευταία μετάβασή του πάνω από τη ξηρά, διότι οι ροές υγρασίας από την επιφάνεια μειώνονται σε πολύ μεγάλο ποσοστό.

Προκειμένου να σχηματιστεί και να εξελιχθεί ένας τροπικός κυκλώνας απαιτούνται μικρές τιμές κατακόρυφης διάτμησης του οριζόντιου ανέμου (DeMaria 1996, Gray 1968, Thorncroft and Pytharoulis 2001). Για να σχηματιστεί ένας Μ.Κ. η κατακόρυφη διάτμηση πρέπει να έχει τιμή κάτω των 4 m/s (Cavicchia et al. 2014). Σύμφωνα με αναλύσεις του ECMWF η κατακόρυφη διάτμηση των επιπέδων 300-850 hPa των οριζόντιων ανέμων κατά μέσο όρο σε ακτίνα 500 km γύρω από τον Μ.Κ. έφτασε τα 3,5 m/s στις 12:00 UTC στις 7/11, χρονική στιγμή που ο Μ.Κ. είχε ήδη αποκτήσει τα τροπικά του χαρακτηριστικά. Οι χαμηλές τιμές κατακόρυφης διάτμησης (<10m/s) διατηρήθηκαν μέχρι τις 06:00 UTC στις 8/11 όπου από εκεί και έπειτα άρχισαν να αυξάνονται. Η αύξηση αυτή ενδεχομένως έπαιξε σημαντικό ρόλο στην κατάρρευση του Μ.Κ. (Pytharoulis 2017).

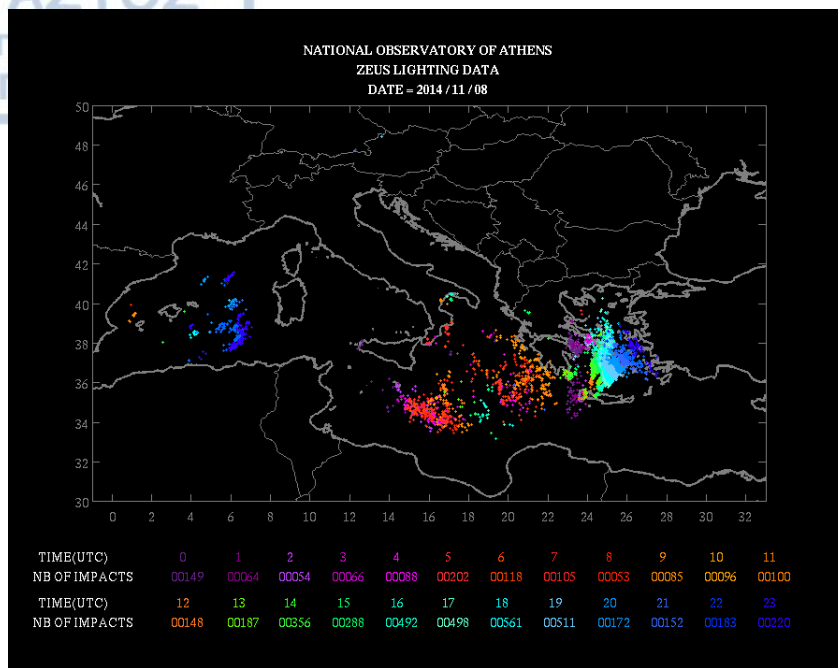


Σχήμα 4.11 Ζημιές που προκλήθηκαν από τους ισχυρούς ανέμους στο Calatabiano κατά μήκος της ανατολικής ακτής της Σικελίας, στις 7 Νοεμβρίου 2014. (Φωτογραφία: Cosimo Manitta)



Σχήμα 4.12 Απεικόνιση των νεφών στο κανάλι 9 του υπέρυθρου φάσματος στις 8/11/2014. Το χρονικό βήμα των εικόνων είναι ανά ώρα ξεκινώντας από τις 06:00 UTC και καταλήγοντας στις 09:00 UTC.

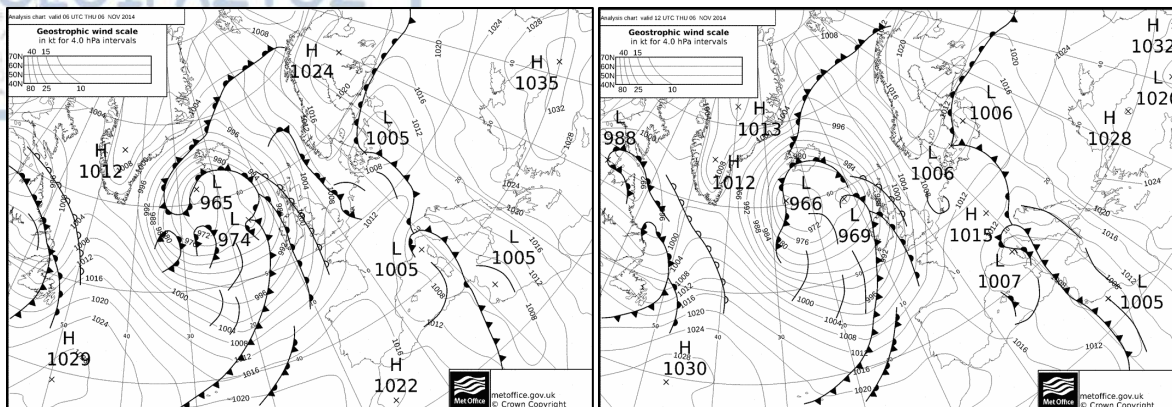
Οι δορυφορικές εικόνες της 8^{ης} Νοεμβρίου βρίσκουν ταύτιση με την ηλεκτρική δραστηριότητα εκείνη την ημέρα (Σχήμα 4.13) αναφορικά με τις περιοχές που εμφάνισαν έντονη καιρική δραστηριότητα (παρουσιάζονται αναλυτικά στο Κεφάλαιο 5). Τα εναπομείναντα στοιχεία μετά τη διάλυση του Μ.Κ. παρουσιάζουν σχεδόν μηδαμινή ηλεκτρική δραστηριότητα από 0 UTC έως 4UTC. Ορισμένοι πυρήνες που ενισχύονται πάνω από το Ιόνιο πέλαγος και την Ελλάδα δίνουν υψηλές τιμές χτύπων μεταξύ των 14:00 και 19:00 UTC.



Σχήμα 4.13 Ηλεκτρικές εκκενώσεις που σημειώθηκαν στη λεκάνη της Μεσογείου στις 08/11/2014. Οι διάφοροι χρωματισμοί δηλώνουν και τις χρονικές στιγμές που σημειώθηκαν τα ηλεκτρικά φαινόμενα. Στο κάτω μέρος γίνεται καταμέτρηση των εκκενώσεων για κάθε μία ώρα της ημέρας. (πηγή: ΕΑΑ).

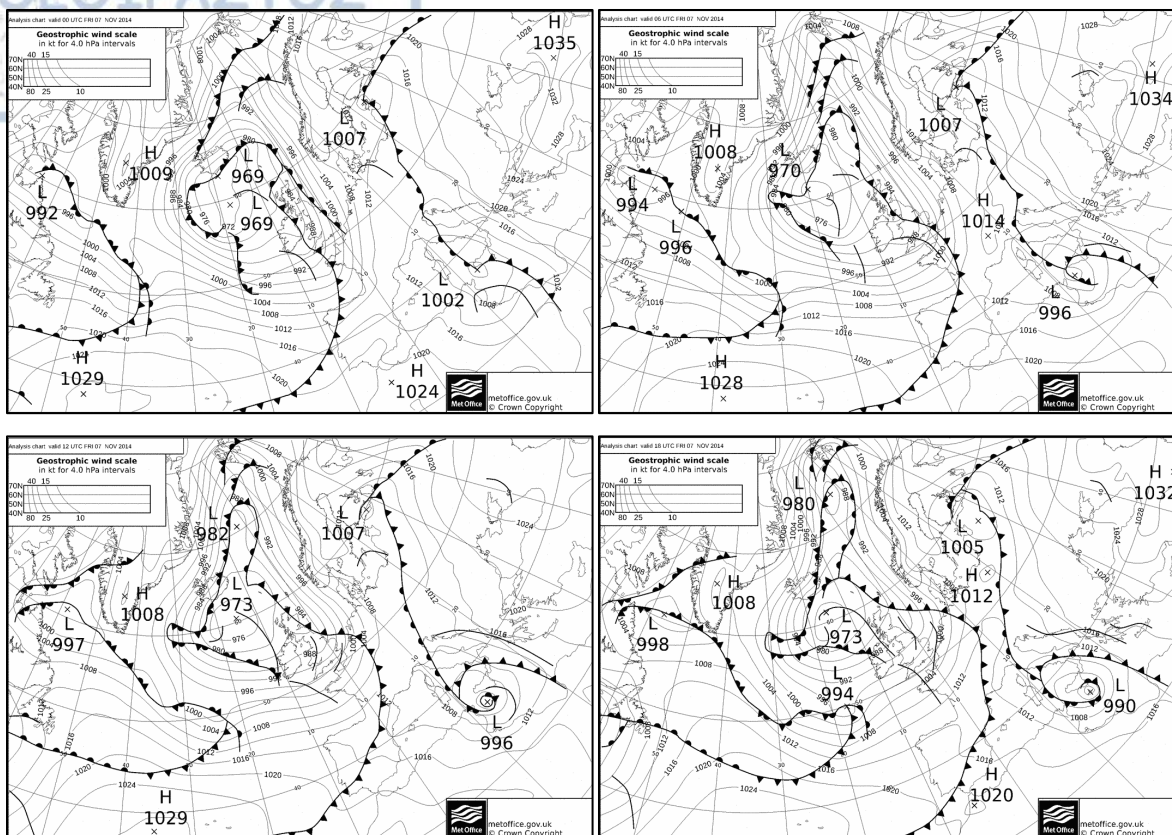
4.2 Συνοπτικοί χάρτες επιφανείας

Στις 06:00 UTC στις 6 Νοεμβρίου 2014, ένα αρκετά εκτεταμένο ψυχρό μέτωπο κινείται προς τα ανατολικά και εκτείνεται από τη κεντρική Ευρώπη, τη δυτική Μεσόγειο μέχρι τη βόρεια Αφρική στη Τυνησία (Σχήμα 4.14). Το επόμενο εξάωρο (12:00 UTC), αναδύεται ένα βαρομετρικό χαμηλό πάνω τη Λιβύη το οποίο εν τέλει ενώνεται με το ψυχρό μέτωπο. Στο σημείο αυτό, αναφέρεται ότι οι χάρτες του Met Office χρησιμοποιήθηκαν μόνο για τη παρουσίαση της κίνησης των μετώπων. Οι τιμές πιέσεων που σημειώθηκαν κατά τη διάρκεια του φαινομένου και που θα αναφερθούν παρακάτω προέρχονται από αναλύσεις του ECMWF, οι οποίες και είναι πιο κοντά στις τιμές των παρατηρήσεων που λήφθηκαν από τους μετεωρολογικούς σταθμούς της Μάλτας και της Σικελίας.



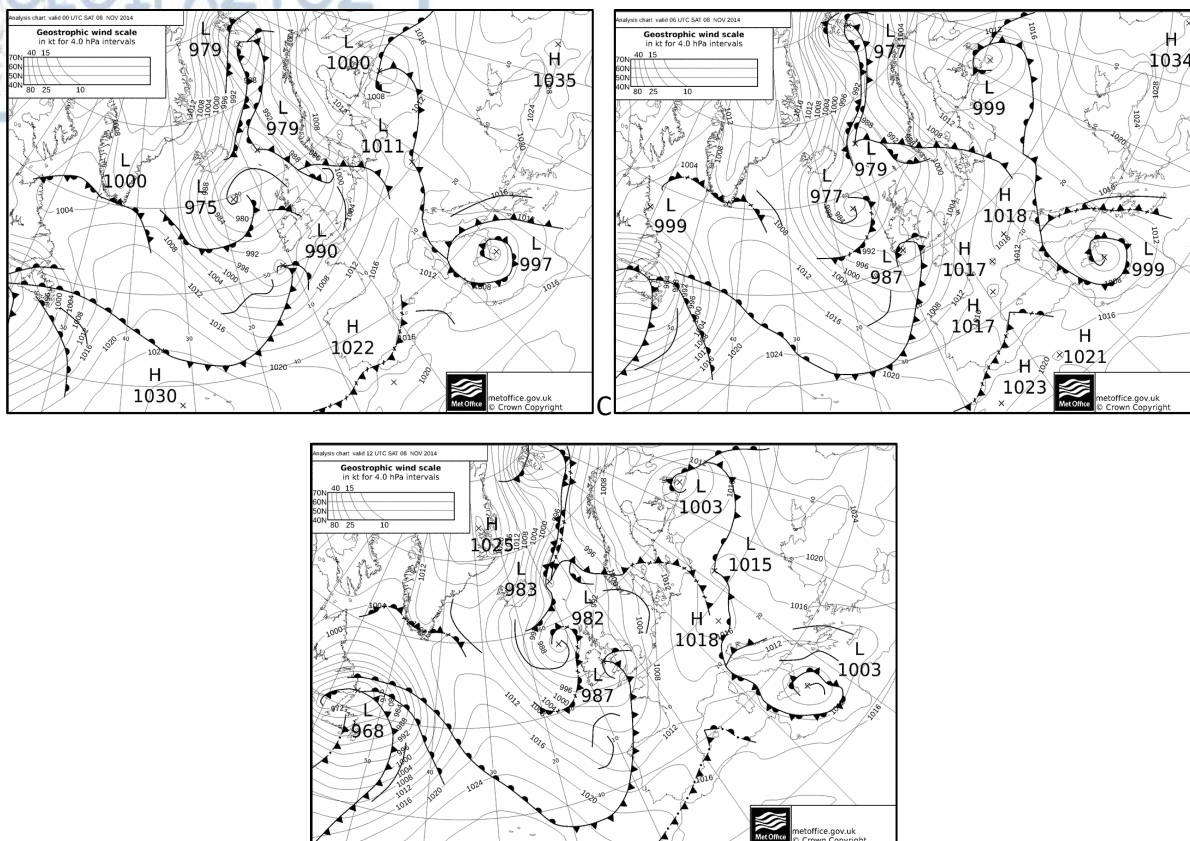
Σχήμα 4.14 Συνοπτικοί χάρτες μέσης στάθμης θάλασσας. Απεικονίζεται η θέση των μετώπων και των διαταραχών καθώς και η επιφανειακή ατμοσφαιρική πίεση σε hPa στις 6 (αριστερά), 12 (δεξιά) UTC στις 6/11/2014. (πηγή: www1.wetter3.de)

Τις πρώτες πρωινές ώρες της 7^{ης} Νοεμβρίου, αρχίζει να γίνεται εμφανής η σύσφιξη του ψυχρού μετώπου δηλαδή αρχίζει να υφίσταται κυκλογένεση πάνω από τη θάλασσα μεταξύ Σικελίας και Τυνησίας (Σχήμα 4.15). Σε συνδυασμό με τις δορυφορικές εικόνες ο τύπος της κυκλογένεσης αναφέρεται ως φύλλο σε κόμμα κυκλογένεση (leaf-to-comma cyclogenesis) (Σχήμα 4.3). Στις 12:00 UTC έγινε ξεκάθαρο το κυκλωνικό κέντρο (ο κυκλώνας έχει αποκτήσει τα τροπικά του χαρακτηριστικά) και το ψυχρό μέτωπο όπως φάνηκε και στις δορυφορικές εικόνες σταδιακά εντάθηκε και έφτασε να εκτείνεται από τη κεντρική Ιταλία ως τις βόρειες ακτές της Αφρικής (Σχήμα 4.15). Στις 18:00 UTC το κέντρο χαμηλών πιέσεων εντοπίζεται λίγο πιο βόρεια από τη Μάλτα. Η ύφεση συνοδευόταν από έντονη μετωπική δραστηριότητα στο ψυχρό τομέα της και εμφάνιζε έντονη πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο της σε όλη τη διάρκεια της 7^{ης} Νοεμβρίου (Σχήμα 4.15).



Σχήμα 4.15 Συνοπτικοί χάρτες μέσης στάθμης θάλασσας. Απεικονίζεται η θέση των μετώπων και των διαταραχών καθώς και η επιφανειακή ατμοσφαιρική πίεση σε hPa στις 0 (πάνω αριστερά), 6 (πάνω δεξιά), στις 12 (κάτω αριστερά) και στις 18 (κάτω δεξιά) UTC στις 7/11/2014. (πηγή: www1.wetter3.de)

Οι χαμηλές τιμές πίεσης στο κυκλωνικό κέντρο διατηρήθηκαν μέχρι και τις 6 UTC στις 8 Νοεμβρίου (Σχήμα 4.16). Στο διάστημα μεταξύ 0 UTC και 6 UTC το σύστημα κάνει τη δεύτερη μετάβαση πάνω από ξηρά και αρχίζει να αποδυναμώνεται. Στις 12 UTC η πίεση έχει ανέλθει, δεν υφίσταται πλέον κυκλώνας και τα εναπομείναντα στοιχεία αυτού κινούνται νότια και ανατολικά προς το Ιόνιο Πέλαγος.



Σχήμα 4.16 Συνοπτικοί χάρτες μέσης στάθμης θάλασσας. Απεικονίζεται η θέση των μετώπων και των διαταραχών καθώς και η επιφανειακή ατμοσφαιρική πίεση σε hPa στις 0 (πάνω αριστερά), 6 (πάνω δεξιά), στις 12 (κάτω) UTC στις 8/11/2014. (πηγή: www1.wetter3.de)

4.3 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 500 hPa

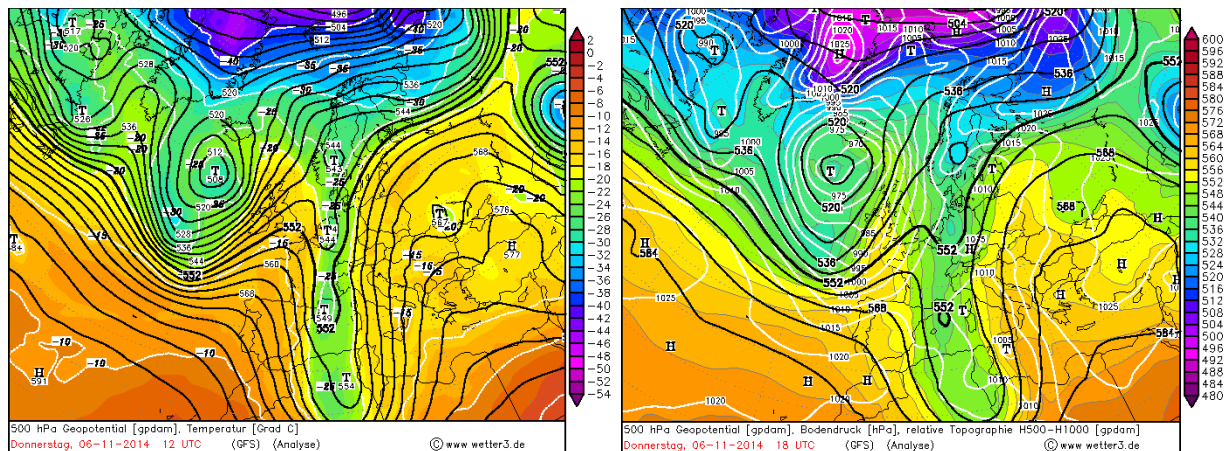
Στις 6 Νοεμβρίου 2014, η περιοχή της Δυτικής Μεσόγειου βρίσκεται υπό την επίδραση ενός ισχυρού αυλώνα στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας και μιας εκτεταμένης κυκλωνικής ροής στα χαμηλά επίπεδα, όπως παρουσιάζεται στους συνοπτικούς χάρτες επανάλυσης του μοντέλου GFS (Σχήμα 4.17). Πάνω από τον Ατλαντικό ωκεανό εντοπίζεται μία βαρομετρική ράχη και ο ισχυρός αυλώνας κινείται προς τα νότια κατά μήκος της δυτικής Ευρώπης, με θερμοκρασία (στα 500 hPa) στη κεντρική του περιοχή περίπου στους -25°C και γεωδυναμικά ύψη κοντά στα 5540 g.p.m.. Έτσι, πάνω από θαλάσσια περιοχή ανάμεσα στη Τυνησία και τη Σικελία επικρατεί μία νότιο- νοτιοανατολική ροή.

Ο αυλώνας αυτός κινείται ανατολικότερα, ενώ αποκόπτεται από την αντικυκλωνική ράχη δυτικότερα-βορειοδυτικότερα, στις 00 UTC της 7ης Νοεμβρίου και αρχίζει να επηρεάζει όλη τη Κεντρική Μεσόγειο (Σχήμα 4.18). Τις πρώτες πρωινές ώρες της 7^{ης} Νοεμβρίου ένα χαμηλό ψυχρού πυρήνα διαχωρίζεται από τον αρχικό αυλώνα (αποκομμένο χαμηλό) στην ανώτερη τροπόσφαιρα, εμφανίζει θερμοκρασίες κάτω από -23°C και εκτείνεται από τη νότια Γαλλία μέχρι και την Τυνησία στη στάθμη των 500 hPa στις 00:00 UTC στις 7/11. Το αποκομμένο χαμηλό αποκτά όλο και χαμηλότερη θερμοκρασία φτάνοντας στους -20°C και γεωδυναμικά ύψη κοντά στα 5520 g.p.m.

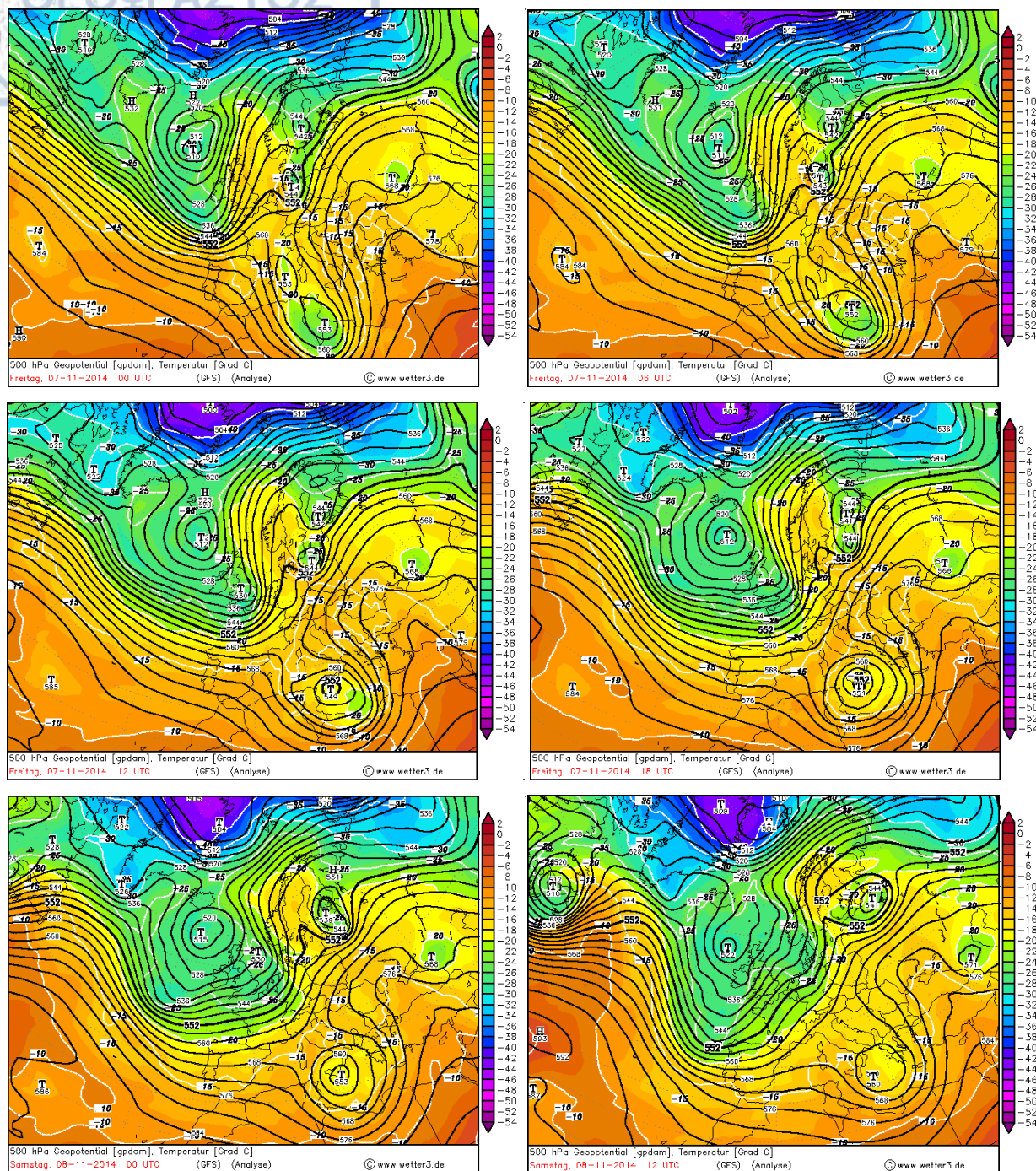
Το γεγονός της ύπαρξης πολύ ψυχρών αυλώνων στα μεσαία και ανώτερα επίπεδα της τροπόσφαιρας, έχει αποδειχθεί σύμφωνα με μελέτες ότι αποτελεί ένα χαρακτηριστικό συνοπτικό περιβάλλον, το οποίο προηγείται του σχηματισμού των M.K. (Cavicchia et al., 2014a, Fita et al., 2007, Tous and Romero, 2013). Στις 06 UTC της 7ης Νοεμβρίου, το αποκομμένο χαμηλό βρίσκεται πάνω από το Τυρηνικό πέλαγος και τις βορειοδυτικές ακτές της Λιβύης, όπου και αποκτά τη χαμηλότερη θερμοκρασία του, περίπου στους -15°C με -16°C , την οποία και διατηρεί μέχρι την επόμενη ημέρα στις 8 Νοεμβρίου (Σχήμα 4.18).

Ανάμεσα στις 06 UTC και 12 UTC της 7ης Νοεμβρίου αναπτύσσεται και ο M.K. πάνω από τη Κεντρική Μεσόγειο, αρχικά ως ένας νεφικός σχηματισμός τύπου κόμματος με την κεφαλή να περιστρέφεται έντονα γύρω από ένα κυκλωνικό κέντρο. Στις 09 UTC η μορφή αυτή εμφανίστηκε ανάμεσα στα νησιά Pantelleria και Lampedusa της Ιταλίας. Στο εύρος, ανάμεσα στις 11 UTC και 12 UTC αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά. Μετά την αποκοπή του, το χαμηλό έχει διάμετρο περί των 900 Km και κατατάσσεται, ως ένας μέσο-α κλίμακας μικρού μήκους αυλώνας (short-wave trough). Στις 12 UTC το αποκομμένο χαμηλό κινείται ελάχιστα

βορειότερα προς τη Σικελία ωθώντας και τον Μ.Κ. προς την ίδια κατεύθυνση, όπως γίνεται κατανοητό και από τις ισοϋψείς. Το επόμενο εξάωρο, εντοπίζεται πάνω από τη Σικελία (0 UTC 8/11), και μέχρι τις 12 UTC, κατευθύνεται νοτιοανατολικότερα προς Ιόνιο Πέλαγος (Σχήμα 4.18). Το δυναμικό αίτιο της γένεσης και εξέλιξης του Μ.Κ., δηλαδή η περιοχή χαμηλών γεωδυναμικών υψών, με τη κίνησή της ανατολικότερα, σταματά να τροφοδοτεί το σύστημα. Ο συνδυασμός της παρουσίας ενός ψυχρού αποκομμένου χαμηλού στην επιφάνεια των 500 hPa, της ψυχρής μεταφοράς που υφίσταται στη στάθμη αυτή και της κίνηση της ανώτερης διαταραχής πάνω από τη θερμή θάλασσα της Μεσογείου, προκαλώντας έτσι μία θερμοδυναμική ανισορροπία στη περιοχή, είναι το σύνθετες περιβάλλον ανάπτυξης ενός Μ.Κ. (Emanuel 2005).



Σχήμα 4.17 Χάρτης επανάλυσης του μοντέλου GFS γεωδυναμικού ύψους (gpm) στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa (ισοϋψείς ανά 40 γεωδυναμικά μέτρα) την 6^η Νοεμβρίου 2014 στις 12UTC και 18UTC. Με σκίαση απεικονίζεται η θερμοκρασία στο στρώμα των 500 hPa.

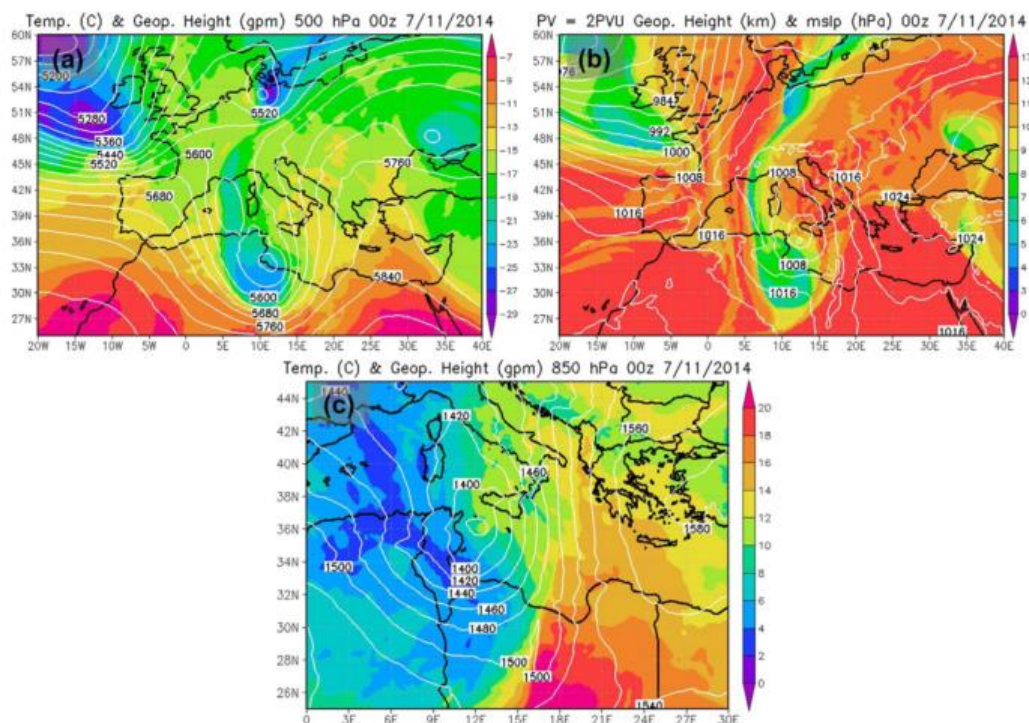


Σχήμα 4.18 Χάρτης επανάλυσης του μοντέλου GFS γεωδυναμικού ύψους (gpm) στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa (ισοϋψείς ανά 40 γεωδυναμικά μέτρα) την 7^η Νοεμβρίου 2014 στις 0, 6, 12 και 18 UTC και την 8^η Νοεμβρίου 2014 στις 0 και 12 UTC. Με σκίαση απεικονίζεται η θερμοκρασία στο στρώμα των 500 hPa.

4.4 Επιφάνεια 2PVU

Μία έντονη ανωμαλία δυναμικού στροβιλισμού κάνει τη παρουσία του από τις 6 Νοεμβρίου πάνω από την κεντρική Ευρώπη (δεν απεικονίζεται). Στις 00:00 UTC στις 7/11 εκτείνεται από τη Βόρεια Ευρώπη μέχρι νότιο τμήμα της Αλγερίας (απεικονίζεται στο Σχήμα 4.19a). Την ίδια ώρα, η δυναμική τροπόπαυση (επιφάνεια 2 PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Kkg}^{-1} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) έχει εισχωρήσει έως στη μέση τροπόσφαιρα.

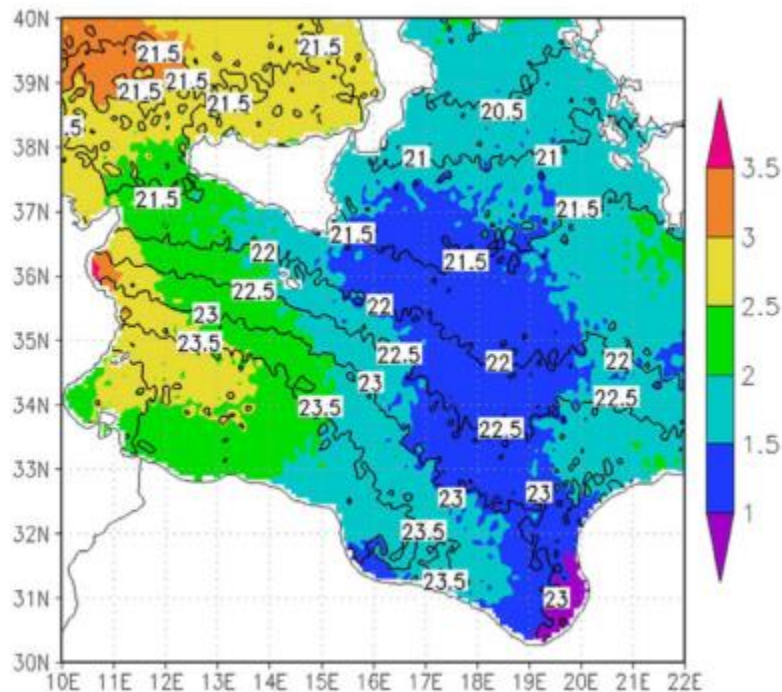
Η ύπαρξη της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης στα ανώτερα στρώματα σε συνδυασμό με το βαροκλινικό περιβάλλον, ενδέχεται να συμβάλει στην ανάπτυξη βαροκλινικής αστάθειας (Hoskins et al. 1985) (Σχήμα 4.19b). Κατά όμοιο τρόπο, φαίνεται να υπάρχει η ίδια επίδραση και εδώ, της προκαλώντας ισχυροποίηση του αυλώνα από το οποίο προήλθε ο Μ.Κ.. Η δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης ήταν παρούσα καθ' όλη τη διάρκεια της ζωής του κυκλώνα. Σε όλη τη διάρκεια της 7^{ης} Νοεμβρίου, το ψυχρό αποκομμένο χαμηλό στην ανώτερη τροπόσφαιρα, συνοδευόμενο από τη δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης, μετακινούνται προς τη Σικελία, γεγονός που συνάδει με τη τροχιά του Μ.Κ. στην επιφάνεια.



Σχήμα 4.19 Οριζόντιες τομές στις 00:00 UTC στις 7 Νοεμβρίου 2014: α) Θερμοκρασία ($^{\circ} \text{C}$, χρωματική απεικόνιση) και γεωδυναμικό ύψος (gpm, ισοπληθείς) στα 500 hPa, β) Γεωδυναμικό ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης (2 PVU, σε km, με χρωματική απεικόνιση) και πίεση της μέσης στάθμης της θάλασσας (hPa, ισοπληθείς) και γ) θερμοκρασία ($^{\circ} \text{C}$, χρωματική απεικόνιση) και γεωδυναμικό ύψος (gpm, ισοπληθείς) στα 850 hPa (αναλύσεις ECMWF). (Pytharoulis 2017)

4.5 Θερμοκρασίες επιφάνειας θάλασσας

Οι θερμοκρασίες επιφάνειας της θάλασσας (SST) που σημειώθηκαν στη περιοχή που γεννήθηκε ο κυκλώνας είχαν τιμές περίπου 22°C (θαλάσσια περιοχή μεταξύ Σικελίας και βορειοδυτικής Τυνησίας). Οι τιμές αυτές διατηρήθηκαν κατά τη διάρκεια της πορείας του προς τη Μάλτα. Από τη Μάλτα μέχρι και την ανατολική Σικελία οι τιμές μειώθηκαν περίπου κατά 1°C από τις προηγούμενες. Σύμφωνα με Gray, (1979) για να υπάρξει τροπική κυκλογένεση οι θερμοκρασίες επιφάνειας της θάλασσας πρέπει να φτάνουν τους 26-27°C. Εδώ όμως, τονίζεται ότι για την ανάπτυξη αυτών των συστημάτων κυρίαρχο ρόλο έχει η παρουσία έντονης θερμοβαθμίδας μεταξύ της επιφάνειας της θαλάσσιας και της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 4.20 Οι θερμοκρασίες της επιφάνειας της θάλασσας (° C, ισοπληθείς) του αρχικού χρόνου του πειράματος ελέγχου (CTRL) στις 6 Νοεμβρίου 2014 και οι ανωμαλίες τους (° C, χρωματική απεικόνιση) σε σχέση με τον κλιματολογικό μέσο όρο Νοεμβρίου 1971-2000 (CTRL - κλιματολογία), στην κεντρική Μεσόγειο Θάλασσα. (Pytharoulis 2017)

Αποτελέσματα δορυφορικής ανάλυσης

5.1 Ανάλυση της εξέλιξης και της δομής του Μ.Κ. μέσω δορυφορικών εικόνων του δορυφόρου MSG

Η δορυφορική μελέτη του Μ.Κ. χωρίζεται σε τρία επί μέρους στάδια. Αρχικά, με τη χρήση μεμονωμένων καναλιών (single channels), έπειτα με εφαρμογή διαφορών θερμοκρασιών λαμπρότητας των καναλιών (channel differences) και στο τέλος με χρωματικές συνθέσεις RGB (RGB composites). Με τη προσθήκη πληροφορίας από περισσότερα από ένα κανάλια, στοχεύεται η πιο διεισδυτική μελέτη του καιρικού συστήματος αυτού. Τέλος, παραθέτονται χάρτες βροχόπτωσης και συγκρίνονται με τα αποτελέσματα της ανάλυσης των εικόνων του Meteosat.

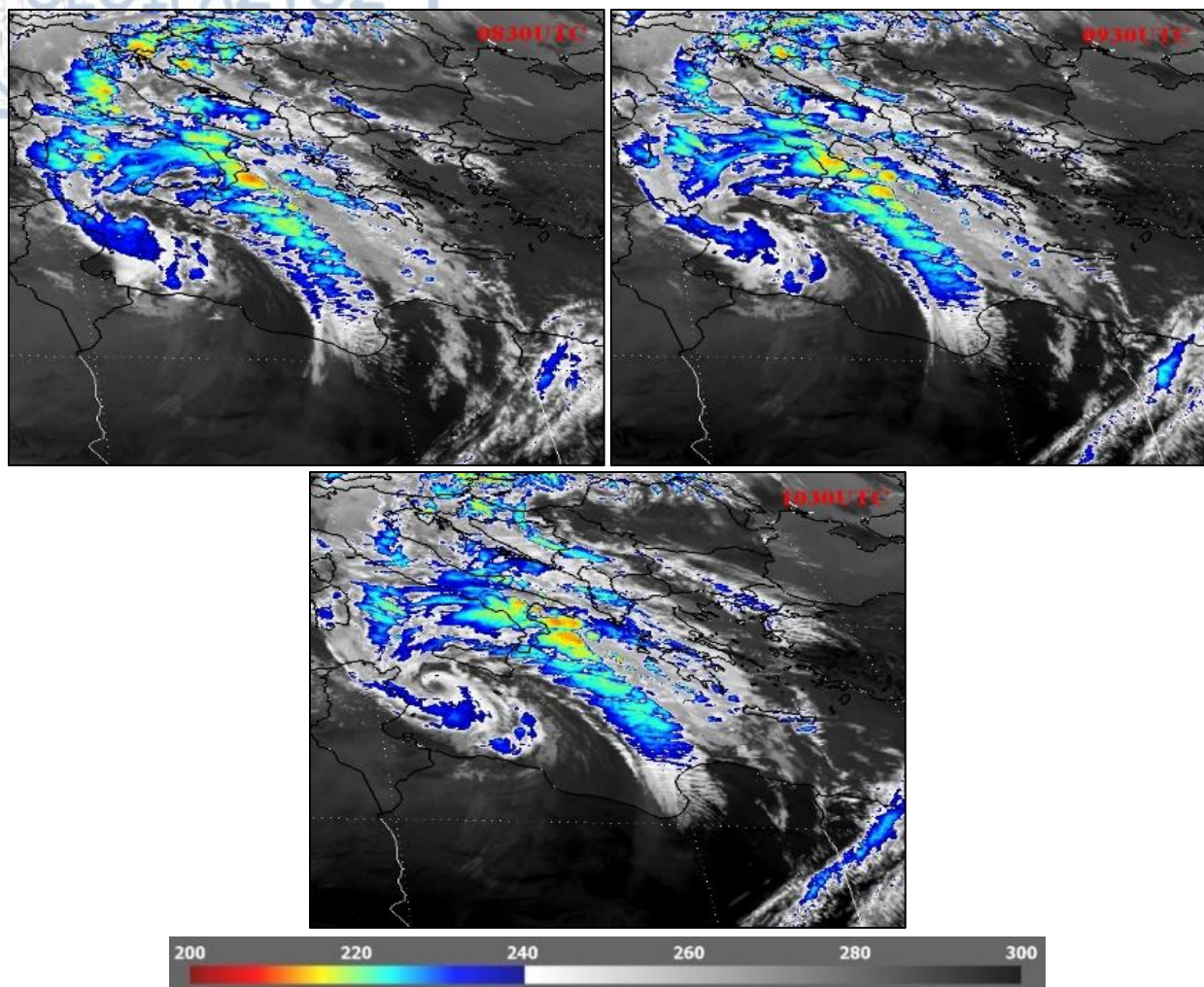
5.1.1 Κανάλι 9, θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm – Thermal Infrared (IR)

Οι εικόνες στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου απεικονίζουν τις θερμοκρασίες των κορυφών των νεφών. Με σκούρες αποχρώσεις του γκριζου, εμφανίζονται τα χαμηλά νέφη τα οποία και εμφανίζουν τις υψηλότερες θερμοκρασίες, ενώ αντίθετα με ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι απεικονίζονται τα υψηλά νέφη τα οποία έχουν χαμηλές τιμές θερμοκρασίας. Χρησιμοποιείται χρωματική κλίμακα στα νέφη με θερμοκρασίες κάτω από -73°C , ώστε να επισημανθούν εντονότερα αυτά που χαρακτηρίζονται από χαμηλότερες θερμοκρασίες και επομένως εκτείνονται σε μεγαλύτερα ύψη.

Στις **08:30 UTC** της 7ης Νοεμβρίου ένας σπειροειδής νεφικός σχηματισμός αρκετά παρόμοιος με το νέφος τύπου κόμματος, είναι εμφανής πάνω από τη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Τυνησίας και της Σικελίας (Σχήμα 5.1). Το νεφικό σύστημα αποτελείται από τη χαρακτηριστική κεφαλή και την ουρά του και τη συγκεκριμένη ώρα βρίσκεται στο στάδιο της σύσφιξης. Στην περιοχή της κεφαλής, το σύστημα παρουσιάζει κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών και εμφανίζει θερμοκρασίες που κυμαίνονται από περίπου -33°C (μπλε περιοχές) έως και -65°C (σημεία με πορτοκαλί-κόκκινες αποχρώσεις). Στην περιοχή του ψυχρού μετώπου, εμφανίζεται

εκτεταμένη ανωμεταφορά, η οποία εντείνεται μέχρι τις **10:30 UTC**. Στο Σχήμα 5.1 στη γραμμή του ψυχρού μετώπου εμφανίζονται θερμοκρασίες στα νέφη από -43°C (γαλάζιες περιοχές) έως και -65°C (σημεία με πορτοκαλί-κόκκινες αποχρώσεις) γεγονός που δικαιολογεί την έντονη ανάπτυξη των νεφών. Από τις **08:30 UTC** έως και τις **10:30 UTC** η νεφική μάζα, κινούμενη βορειοανατολικά, αναπτύσσεται περαιτέρω σε ύψος και αυτό φαίνεται από τη μείωση των θερμοκρασιών των κορυφών της. Τέλος, στη ζώνη του ψυχρού μετώπου φαίνονται να δημιουργούνται δύο ή τρία MCS, δεδομένου τόσο του σχήματος όσο και των πολύ χαμηλών θερμοκρασιών (κοντά στους -65°C) (Σχήμα 5.1 στις **10:30 UTC**).

Από τις **09:30 UTC** έως τις **10:30 UTC** διαφαίνεται ότι το κέντρο στροβιλισμού, παίρνει τη μορφή ενός άγκιστρου προσομοιάζοντας την εικόνα ενός «ματιού» (Σχήμα 5.1). Αξιοσημείωτο, είναι το γεγονός ότι στις **10:30 UTC** τα νέφη που πλαισιώνουν τη κεντρική περιοχή παρουσιάζουν ανοικτές αποχρώσεις του γκρι, και σχετικά υψηλές θερμοκρασίες περίπου -28°C που ενδέχεται να σημαίνει την παρουσία νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, αλλά όχι ιδιαίτερα έντονη όπως αυτή των χρωματισμένων περιοχών. Η ένδειξη αυτή θα διασταυρωθεί παρακάτω από την ανάλυση χρωματικών συνθέσεων RGB.



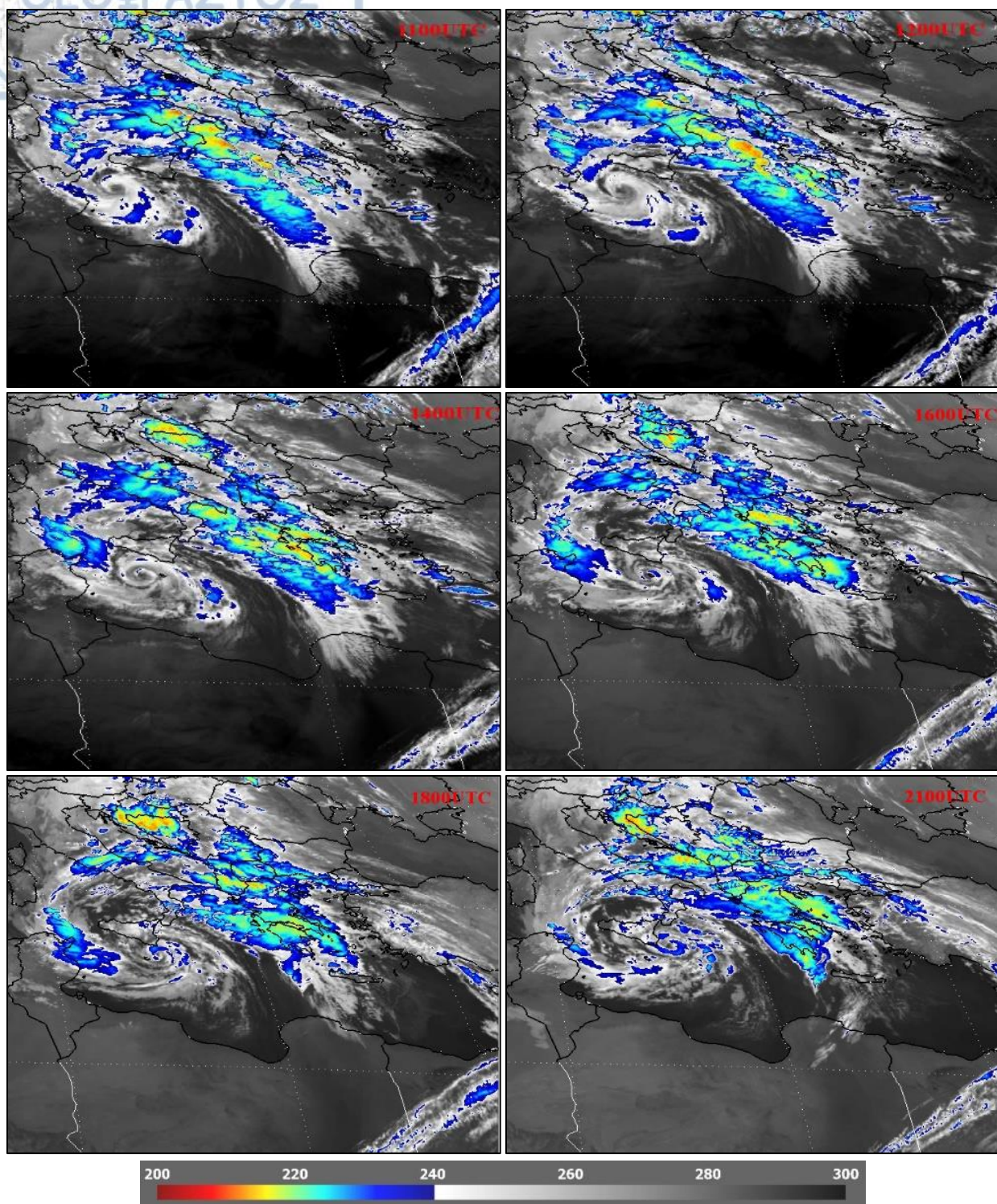
Σχήμα 5.1 Εικόνες του MSG στο κανάλι 9 για τις 7/11/2014 στις οποίες φαίνονται οι πρώτες φάσεις της δημιουργίας του Μ.Κ. Διακρίνονται με χρώμα θερμοκρασίες από -73°C έως -33°C . Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων.

Μεταξύ των ωρών **11:00 UTC** και **12:00 UTC**, στο Σχήμα 5.2 γίνεται εμφανές το «μάτι» του Μ.Κ., και με τη πάροδο του χρόνου η σπειροειδής μορφή περνάει στη χαρακτηριστική κυκλική μορφή που διαθέτει ένας Μ.Κ. Ουσιαστικά, για το χαρακτηρισμό ενός συστήματος ως Μ.Κ., χρειάζονται οι παρακάτω ενδείξεις στις δορυφορικές εικόνες: α) η παρουσία ενός καλά καθορισμένου «ματιού» (ανέφελη κεντρική περιοχή με αίθριες συνθήκες), β) η εμφάνιση κυκλικών ζωνών νεφών γύρω από το «μάτι» και γ) η ύπαρξη ανωμεταφοράς στις ζώνες των νεφών (Carrion et al. 2017). Στις **12:00 UTC**, απεικονίζονται τόσο οι σπειροειδείς ζώνες των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης γύρω από την ανέφελη περιοχή του ματιού όσο και το μάτι του

Μ.Κ. οπότε σύμφωνα με τον Carrio et al., 2017 υπάρχουν οι δύο συνιστώσες. Μένει να εξεταστεί το είδος των νεφών στις σπειροειδείς ζώνες γύρω από την ανέφελη περιοχή.

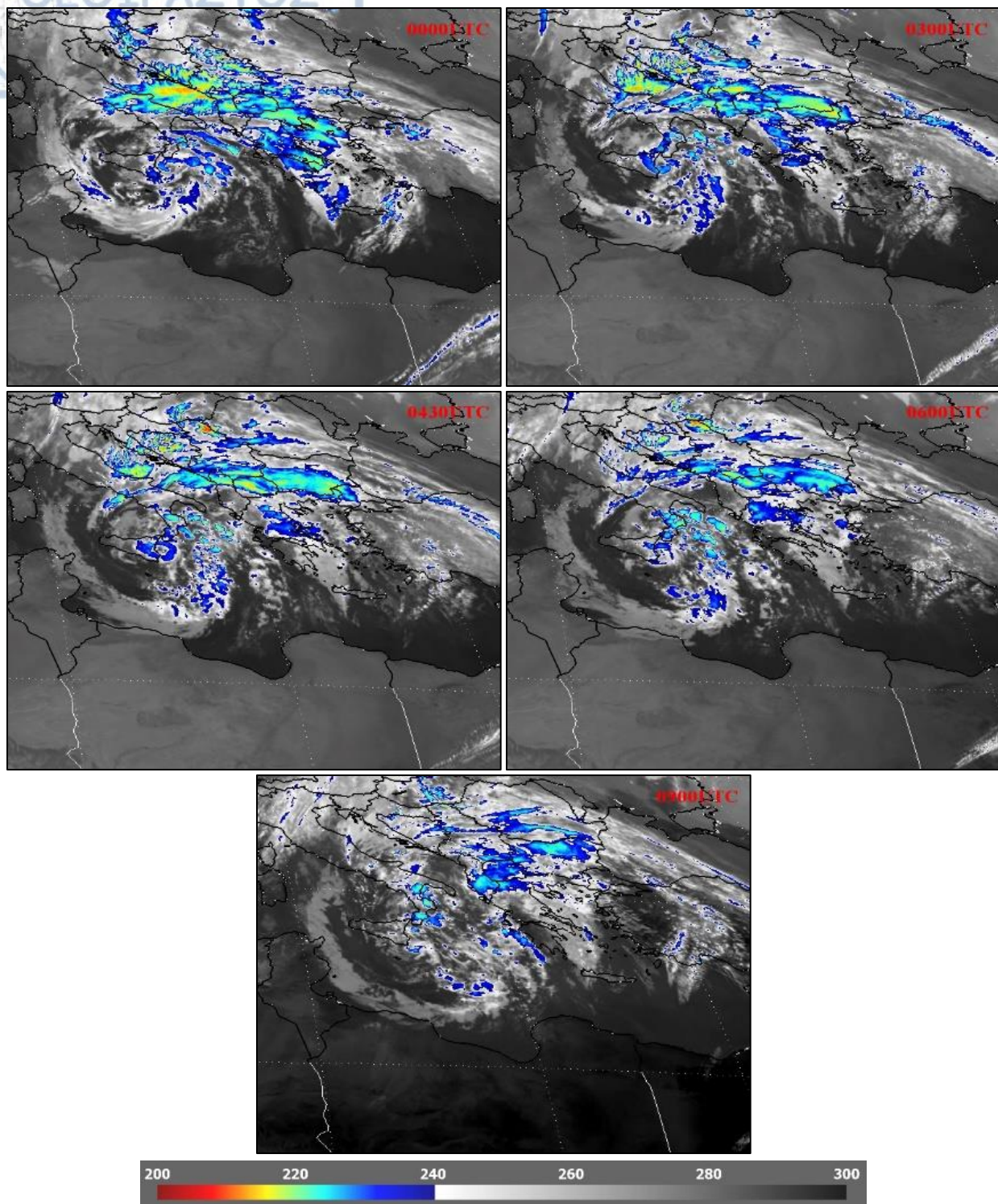
Ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός, ότι η ανέφελη κεντρική περιοχή του συστήματος από τις **14:00 UTC** και μετά, περιβάλλεται τόσο από υψηλά (φωτεινές αποχρώσεις) όσο και από μεσαία νέφη (γκρι αποχρώσεις). Αποδεικνύεται, από τη χρονική παράθεση των δορυφορικών εικόνων από **14:00 UTC** έως και **21:00 UTC** (Σχήμα 5.2), η έλλειψη μιας συνεχόμενης, επίμονης και έντονης ανωμεταφοράς στη ζώνη νεφών γύρω από το κεντρικό τμήμα του συστήματος, καθώς και η παρουσία εισβολών ξηρού αέρα που στρέφονται γύρω από το κέντρο του κυκλώνα. Το φαινόμενο αυτό συμβαίνει και σε πολλούς εξωτροπικούς κυκλώνες στην ώριμη φάση τους. Στο σημείο αυτό, καλό είναι να επισημανθεί ότι η έλλειψη βαθιάς ανωμεταφοράς (convective δραστηριότητας) δεν αποτελεί ιδιαιτερότητα μόνο του συγκεκριμένου Μ.Κ. που μελετάται στη παρούσα εργασία, αλλά έχει παρατηρηθεί και σε άλλα αντίστοιχα συστήματα (βλέπε π.χ. Luque et al. 2007, Claud et al. 2010 και Miglietta et al. 2013).

Στη ψυχρή μετωπική ζώνη, στην ουρά του συστήματος, εντοπίζονται ισχυρές ανοδικές κινήσεις και παρουσία έντονης καταιγιδοφόρου δράσης, οι οποίες έρχονται σε συμφωνία με το Σχήμα 4.5 όπου απεικονίζεται η δραστηριότητα των ηλεκτρικών εκκενώσεων στις 7/11. Επομένως, γίνεται αντιληπτό ότι η εμφάνιση καταιγίδων εντοπίζεται στην περιοχή που καλύπτει το ψυχρό μέτωπο και όχι στις ζώνες των νεφών γύρω από το μάτι. Πιο συγκεκριμένα, καθώς το ψυχρό μέτωπο κινείται βορειοανατολικά, ξεκινώντας στις **11:00 UTC** πάνω από τον Ιόνιο πέλαγος και φτάνοντας να καλύπτει σχεδόν όλο τον ηπειρωτικό κορμό της Ελλάδας στις **21:00 UTC**, παρατηρούνται κατά μήκος του θερμοκρασίες νεφών μικρότερες των -33°C . Στο Σχήμα 4.5 της ηλεκτρικής δραστηριότητας για τις 7/11/2014 από τις **19:00 UTC** έως τις **23:00 UTC** παρατηρούνται οι περισσότερες ηλεκτρικές εκκενώσεις πάνω από τη θαλάσσια περιοχή και τις ακτές της νότιας και ανατολικής Πελοποννήσου, δηλαδή περιοχές που συμπίπτουν με το μετωπικό νεφικό σύστημα.



Σχήμα 5.2 Εικόνες του MSG στο κανάλι 9 για τις 7/11/2014 στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Διακρίνονται με χρώμα θερμοκρασίες από -73°C έως -33°C . Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων.

Την επόμενη μέρα στις **8/11/2014** (Σχήμα 5.3), τις πρώτες πρωινές ώρες, ο Μ.Κ. κινείται από τη πλευρά της ανατολικής Σικελίας, όπου και φθάνει στο βορειότερο κομμάτι της τροχιάς του στις **03:00 UTC** το πρωί. Από τις **04:30 UTC** έως τις **06:00 UTC**, χρονικό εύρος στο οποίο ο Μ.Κ. κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία, παρατηρούνται στην ίδια περιοχή νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης με θερμοκρασία λαμπρότητας περίπου -33°C . Στις **04:30 UTC** το τοίχωμα του Μ.Κ βρίσκεται πάνω από τη Σικελία, γεγονός που συνάδει με την επίγεια παρατήρηση της ταχύτητας του ανέμου στο αεροδρόμιο LICC στη Sigonella της Catania στην Ιταλία στις 05:50 UTC (15,5 m/s, με ριπές έως 25,8 m/s). Μετά τη μετάβαση πάνω από τη Σικελία, αρχίζει να χάνει τα τροπικά του χαρακτηριστικά και να καταρρέει (**09:00 UTC**). Το ψυχρό μέτωπο που ακολουθούσε τον κυκλώνα μετατοπίζεται σιγά σιγά βόρεια πάνω από τα Βαλκάνια και βαθμιαία εξασθενεί (Σχήμα 5.3). Στις ζώνες νεφών παρατηρούνται κυρίως μεσαία νέφη στα δυτικά της κυκλωνικής περιοχής του και ορισμένα διάσπαρτα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης τύπου Cumulonimbus που κινούνται νοτιανατολικά.

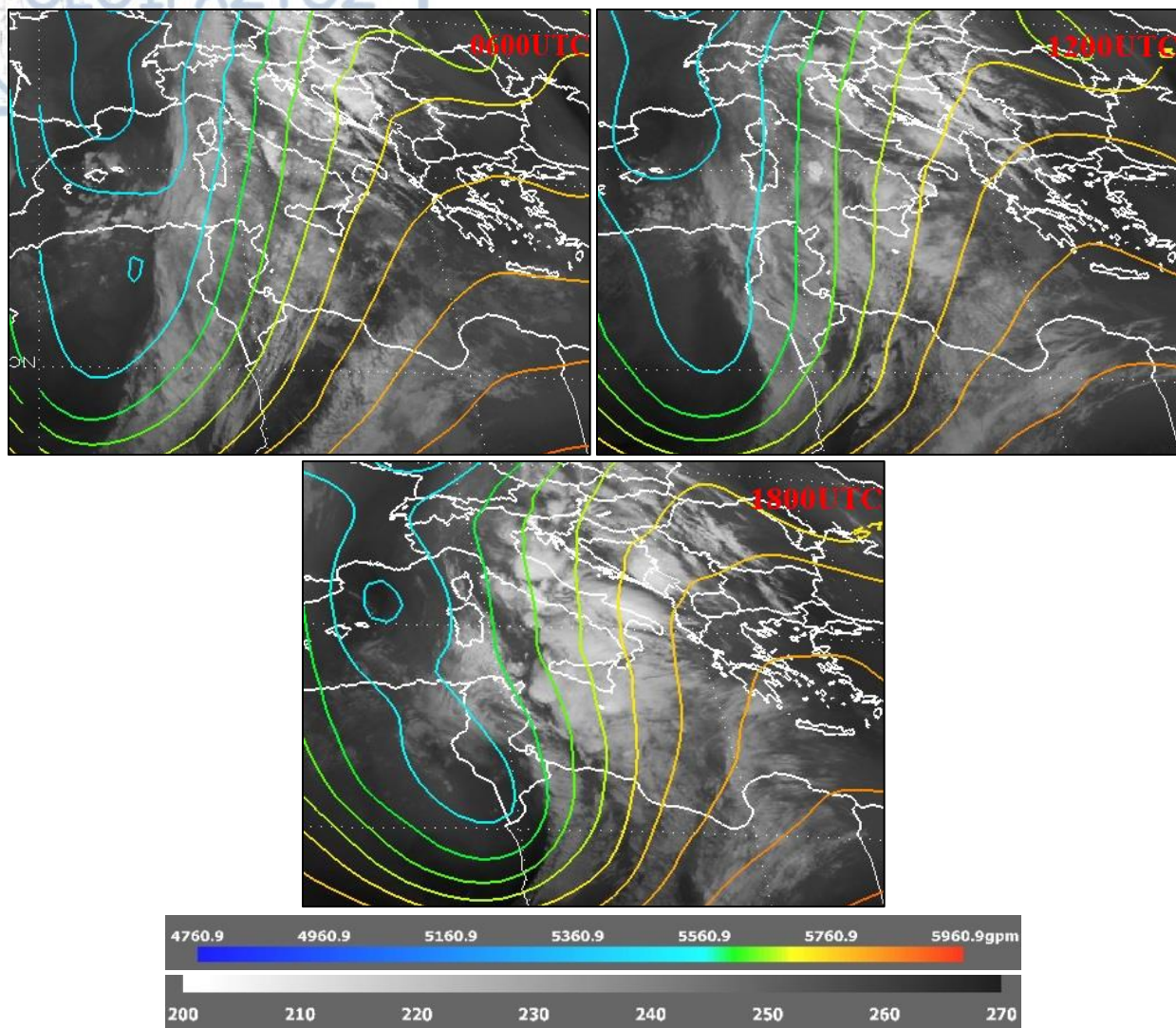


Σχήμα 5.3 Εικόνες του MSG στο κανάλι 9 για τις 8/11/2014 στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει. Διακρίνονται με χρώμα θερμοκρασίες από -73°C έως -33°C . Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων.

5.1.2 Κανάλι 6, υδρατμών στα 7.3 μm – Water Vapor (WV)

Το κανάλι 6 των υδρατμών στα 7.3 μm έχει ως κύρια εφαρμογή την απεικόνιση των ποσών των υδρατμών που υπάρχουν κοντά στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa η οποία βοηθά στην εξαγωγή πληροφορίας για τη δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας. Παρακάτω, χρησιμοποιούνται αρχικά συνδυασμένες εικόνες των υδρατμών με το γεωδυναμικό πεδίο της στάθμης των 500hPa (δεδομένα ERA-Interim του ECMWF με ανάλυση $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, για τη λεπτομερέστερη παρουσίαση της συνοπτικής κατάστασης που προηγήθηκε της δημιουργίας του Μ.Κ.. Ακολούθως, παραθέτεται η συστοιχία των εικόνων από το κανάλι των υδρατμών.

Στις **06:00 UTC** στις **6/11/2014** στα 500hPa ένας αυλώνας βρίσκεται πάνω από ένα μεσημβρινό άξονα που ξεκινά από τη Γαλλία και φτάνει μέχρι και τη βορειοδυτική Αφρική (Σχήμα 5.4). Στα ανατολικά της δημιουργεί μία ζώνη υψηλών ποσοτήτων υγρασίας που εκτείνεται πάνω από την Τυνησία, την Τυρρηνική θάλασσα, την Κορσική, τη Σαρδηνία και φθάνει μέχρι και την Ιταλία. Όπως είναι γνωστό από τη συνοπτική μετεωρολογία, η θετική μεταφορά του στροβιλισμού που υφίσταται μπροστά από τον αυλώνα αποτελεί βασικό αίτιο ανοδικών κινήσεων σε εκείνο το σημείο.

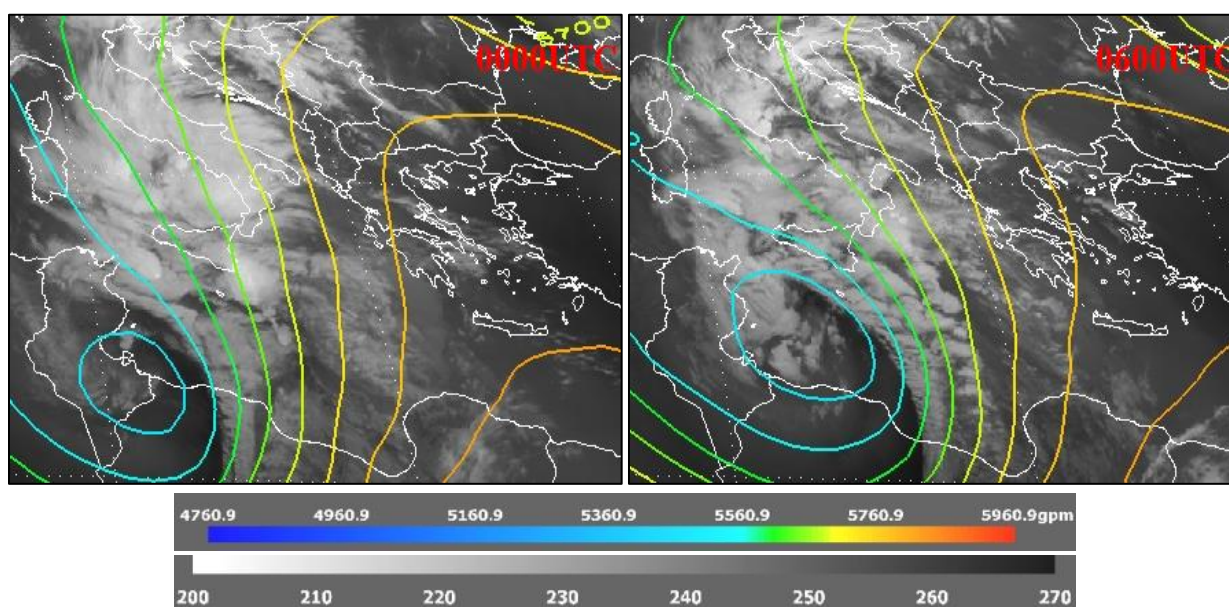


Σχήμα 5.4 Συνδυασμός εικόνας υδρατμών WV (Κανάλι 6 - 7.3μm) με το πεδίο γεωδυναμικού ύψους στη στάθμη των 500hPa (δεξιά) στις 06, 12 και 18 στις 6/11/2014. Η πάνω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στα γεωδυναμικά ύψη των εικόνων δεξιά ενώ η κάτω χρωματική κλίμακα στις εικόνες των υδρατμών.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι στις **18:00 UTC** στις **6/11/2014** (Σχήμα 5.4) πάνω από τη Δυτική Λιβύη αρχίζει να διαφαίνεται μία αέρια μάζα με απουσία των υδρατμών, δηλαδή υφίσταται εισχώρηση ξηρού ρεύματος αέρα, που συνεχίζει την επομένη στις **00:00 UTC** στις **7/11/2014** και η οποία εντείνεται όσο προχωράει η μέρα.

Επί της ουσίας, σε αυτήν την περιοχή τοποθετείται η δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης, η οποία και αποτελεί ένα μηχανισμό που συνέβαλε ιδιαίτερα στη δημιουργία του Μ.Κ.. Επίσης, η στρατοσφαιρική εισβολή εντοπίζεται εκεί όπου η μετάβαση μεταξύ λευκών και σκουρότερων αποχρώσεων είναι απότομη (Georgiev and Santurette 2006), ενώ η περιοχή όπου

γεννιέται ο Μ.Κ. βρίσκεται στα δυτικά της δυναμικής ανωμαλίας, της οποίας τα όρια προσδιορίζονται από την έντονη διαφοροποίηση του χρώματος της κλίμακας του γκρι. Όπως θα φανεί και από τη παρακάτω ανάλυση, ο ξηρός στρατοσφαιρικός αέρας είναι παρών καθ' όλη τη διάρκεια δημιουργίας και εξέλιξης του Μ.Κ στη διάρκεια της **7/11/2014**. Η πιο έντονη συμβολή εντοπίζεται στο στάδιο της κυκλογένεσης βοηθώντας να δημιουργηθεί ένα προσφιλές περιβάλλον έντονης δραστηριότητας ανωμεταφοράς το οποίο απαιτείται για τη δημιουργία του Μ.Κ. (Carrio et al. 2017). Έπειτα, σε συνδυασμό με τις ροές λανθάνουσας θερμότητας συνεισφέρει στην ενδυνάμωση του Μ.Κ..

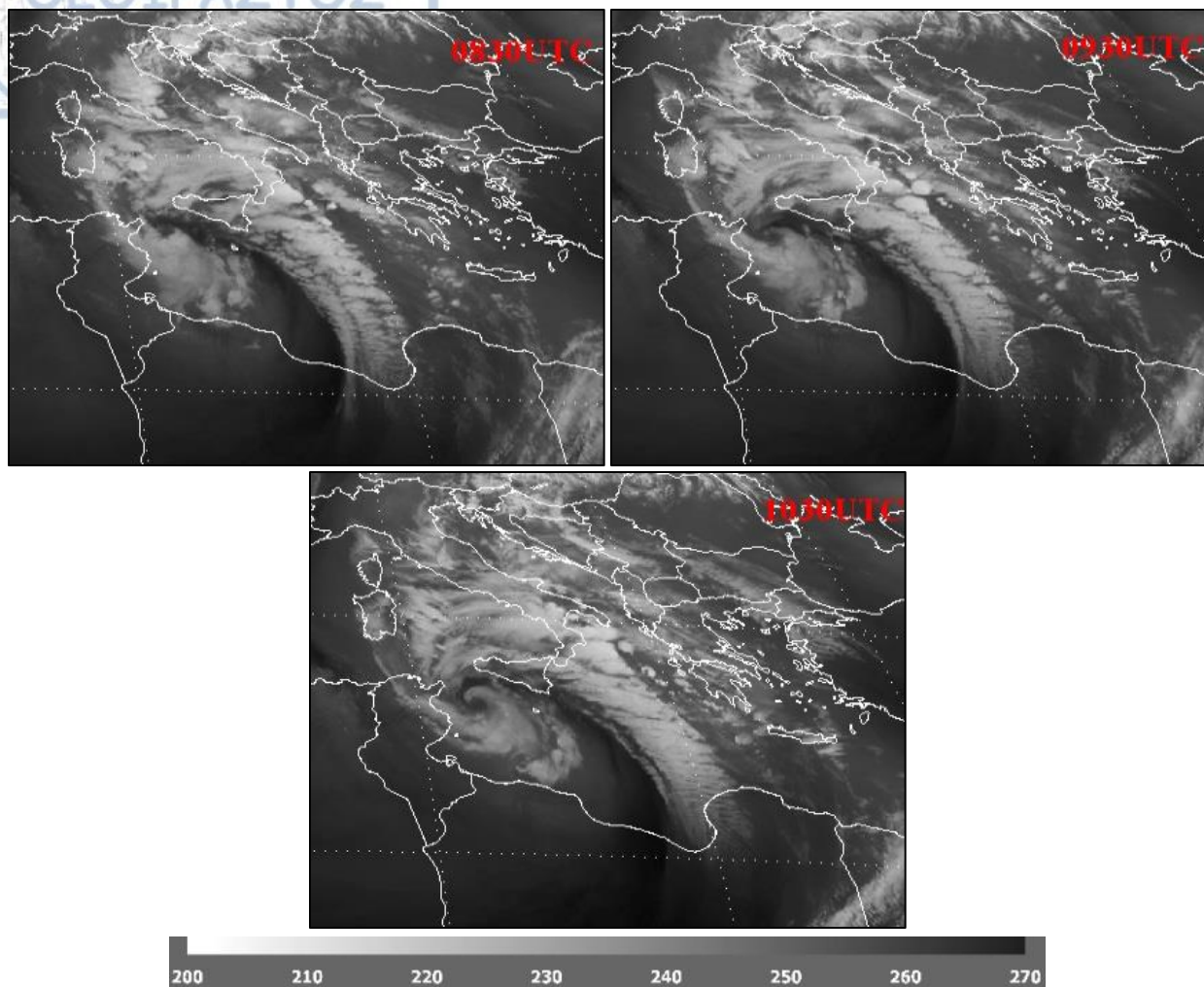


Σχήμα 5.5 Συνδυασμός εικόνας υδρατμών WV (Κανάλι 6 - 7.3μm) με το πεδίο γεωδυναμικού ύψους στη στάθμη των 500hPa (δεξιά) στις 0 και 6 UTC στις 7/11/2014. Η πάνω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στα γεωδυναμικά ύψη των εικόνων δεξιά ενώ η κάτω χρωματική κλίμακα στις εικόνες των υδρατμών.

Στις **06:00 UTC** στις **7/11/2014** είναι ξεκάθαρο το αποκομμένο χαμηλό που βρίσκεται πάνω από τη θάλασσα σε μια περιοχή ανάμεσα στις ακτές της Τυνησίας, της Λιβύης και τη Σικελία (Σχήμα 5.5). Η αλληλεπίδραση του αποκομμένου χαμηλού στην ανώτερη τροπόσφαιρα και των μεγάλων θερμοκρασιών επιφάνειας της θάλασσας είναι αυτός από τον οποίο ουσιαστικά θα προκύψει ο Μ.Κ.. Η μεταφορά ενός πολύ ψυχρού χαμηλού πάνω από θερμά ύδατα, επιφέρει θερμοδυναμική αστάθεια και περιβάλλον προσφιλές για την ανάπτυξη ενός Μ.Κ. Τέλος, μπροστά από το χαμηλό, στην ουρά της μετωπικής νεφικής ζώνης, αναδύονται συνεχώς νέα κύτταρα με νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης.

Στις **08:30 UTC** είναι εμφανής η 'φύλλο σε κόμμα' κυκλογένεση (leaf-to-comma cyclogenesis) η οποία αρχίζει με την ανάπτυξη ενός συστήματος γνωστού ως νέφος τύπου φύλλου (cloud leaf) (δεν απεικονίζεται) και καταλήγει σε ένα νεφικό σύστημα τύπου κόμματος (comma-shaped cloud system) (Σχήμα 5.6). Το νεφικό σύστημα τύπου κόμματος αρχίζει και γίνεται εμφανές τις πρώτες πρωινές ώρες στις **7/11/2014** στη θαλάσσια περιοχή ανάμεσα στη Τυνησία και τη Σικελία (Σχήμα 4.3). Η μορφή αυτή προκαλείται από την ώθηση που ασκείται στο δυτικό τμήμα του νέφους από τη δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης. Στις **10:30 UTC** είναι εμφανής η δημιουργία ενός «ματιού», το οποίο στη παρούσα φάση περιβάλλεται από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Μαζί με τη λωρίδα του ξηρού αέρα που στροβιλίζεται στη δίνη (με έντονη σκούρα απόχρωση του γκρι), γίνεται εμφανής δίπλα σε αυτή και μία λωρίδα υγρού ατμοσφαιρικού αέρα που αποδίδεται με πιο ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι (**08:30 UTC, 09:30 UTC, 10:30 UTC**) (Σχήμα 5.6).

Ένα βασικό συμπέρασμα που μπορεί να εξαχθεί για τις ώρες που ακολουθούν και με βάση όλες τις εικόνες, είναι ότι στα ανατολικά της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης ευνοείται η δυναμική αστάθεια. Σε μια βαροκλινική ροή που αυξάνεται με το ύψος, η εισβολή μιας ανωμαλίας δυναμικού στροβιλισμού (PV) στην τροπόσφαιρα προκαλεί κατακόρυφες κινήσεις αέρα, με τη παραμόρφωση των iso-θ να προκαλεί ανοδικές κινήσεις (περιοχές με φωτεινές αποχρώσεις του γκρι) μπροστά από την ανωμαλία και καθοδικές κινήσεις πίσω από αυτή (πολύ σκούρες αποχρώσεις του γκρι) (Σχήμα 5.6, Σχήμα 5.7, Σχήμα 5.8). Οι ανοδικές κινήσεις (convective updraft) μπορεί να επιταχυνθούν σημαντικά μπροστά από μια δυναμική ανωμαλία και έτσι να αυξηθεί η σοβαρότητα του καιρικού συστήματος (Georgiev 2017).



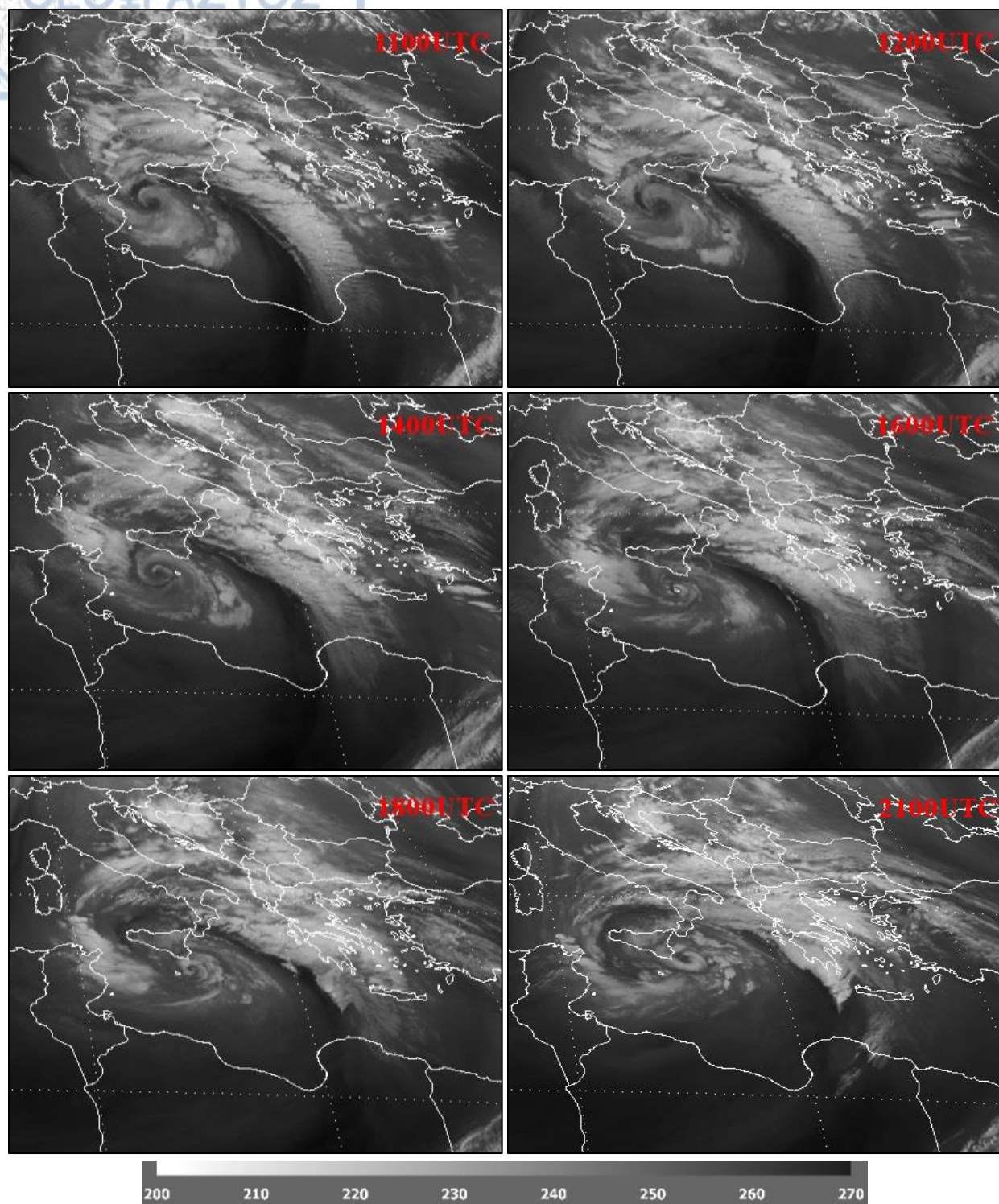
Σχήμα 5.6 Εικόνες του MSG στο κανάλι 5 για τις 7/11/2014 στις οποίες φαίνονται οι πρώτες φάσεις της δημιουργίας του Μ.Κ.. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων.

Με τη πάροδο του χρόνου και αφού γίνει εμφανές το «μάτι» του Μ.Κ. (**12:00 UTC**), παρατηρούνται στις ζώνες των νεφών που είναι αρχικά σπειροειδώς και έπειτα κυκλικά παρατεταγμένες γύρω από αυτό, τόσο υψηλά (φωτεινές αποχρώσεις) όσο και μεσαία νέφη (ανοιχτές γκρι αποχρώσεις) από τις **11:00 UTC** έως τις **16:00 UTC** (Σχήμα 5.7). Μετά τη μετάβαση του ματιού πάνω από τη Μάλτα και καθώς κινείται προς τη Σικελία, από τις **18:00 UTC** έως τις **21:00 UTC** παρατηρείται αύξηση της ανωμεταφοράς γύρω από αυτό και επομένως νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Το αποτέλεσμα αυτό επέρχεται, αν συγκριθούν οι χρονικές στιγμές **11:00 UTC** έως τις **16:00 UTC** με τις **18:00 UTC** έως τις **21:00 UTC** όπου η

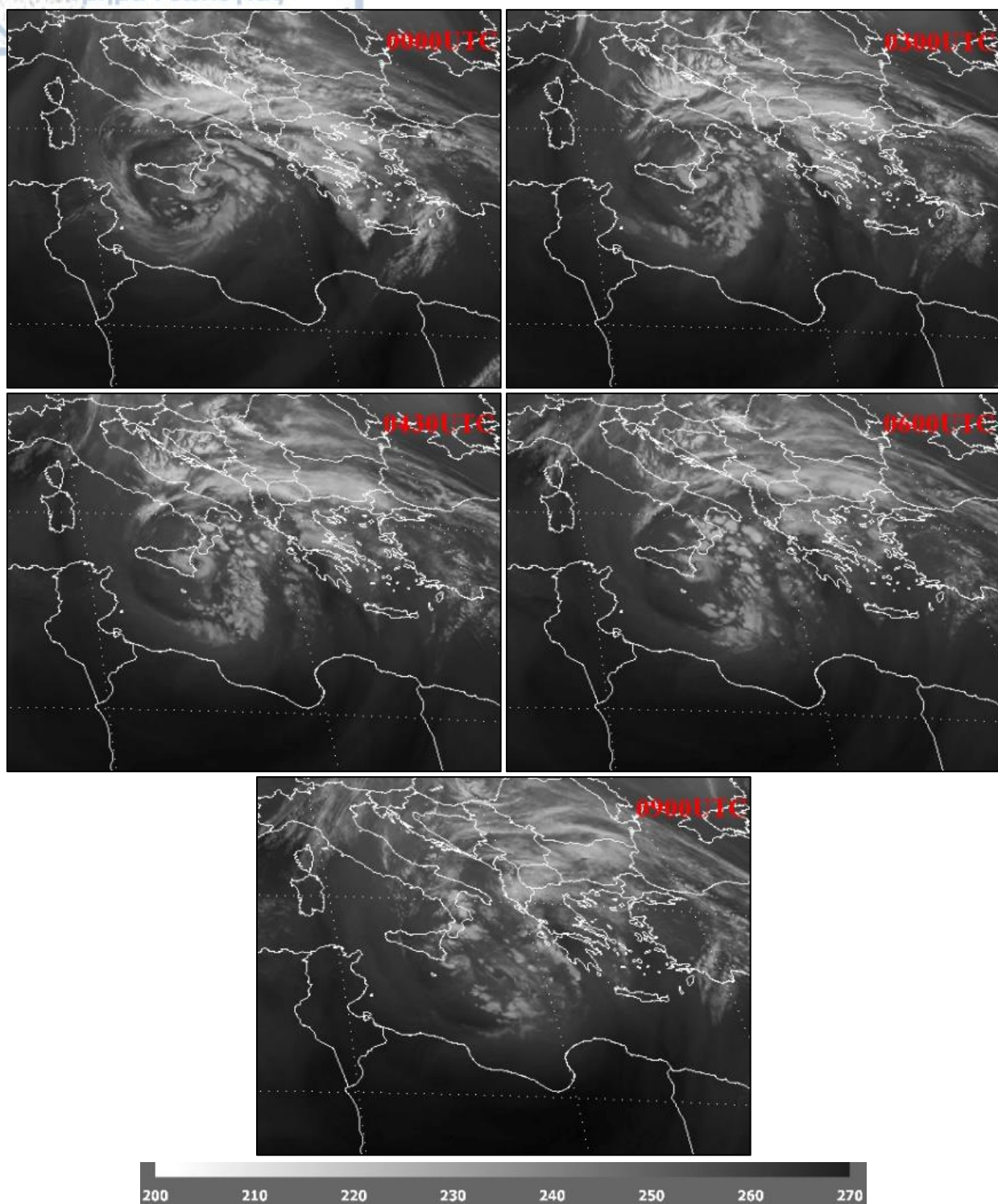
χρωματική διαβάθμισή του γκρι για τα νέφη του τοιχώματος του «ματιού», από ανοιχτή γκρι μεταβάλλεται σε υπόλευκη.

Η μετωπική ψυχρή επιφάνεια που ακολουθεί το σύστημα βρίσκεται ανατολικά της κεντρικής ανέφελης περιοχής του κυκλώνα στις **11:00 UTC** και σταδιακά μετακινείται βορειοανατολικά αυτής (**16:00 UTC, 18:00 UTC, 21:00 UTC**) (Σχήμα 5.7). Με τη μετακίνηση αυτή η ζώνη του ψυχρού μετώπου, μεταφέρεται πάνω από το μεγαλύτερο μέρος της δυτικής και κεντρικής Ελλάδας καθώς και πάνω από ορισμένες περιοχές των Βαλκανίων και οι φωτεινές αποχρώσεις του γκρι υποδηλώνουν αυξημένα επίπεδα υγρασίας στις περιοχές. Άρα, εκεί υπάρχουν νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και εκδηλώνονται ισχυρές βροχοπτώσεις.

Το πρώτο εξάωρο της επόμενης ημέρας, στις **8/11/2014**, καθώς ο Μ.Κ. κινείται προς την ανατολική Σικελία (**00:00 UTC**), φθάνει στο βορειότερο κομμάτι της τροχιάς του (**03:00 UTC**), μεταβαίνει πάνω από τη ξηρά (**04:30 UTC**) και παραμένει εκεί για κάποια ώρα (**06:00 UTC**), η σφήνα του ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα, που στροβιλιζόταν παράλληλα με τον υγρό γύρω από το κυκλωνικό κέντρο τις προηγούμενες ώρες, υφίσταται αλλά είναι πλέον αρκετά περιορισμένη (Σχήμα 5.8). Η περιοχή γύρω από το «μάτι» εμφανίζει υψηλά ποσοστά υγρασίας (αχνές γκρι αποχρώσεις). Στις **09:00 UTC** το σύστημα έχει διαλυθεί και εμφανίζονται ορισμένα Cb πάνω από τη κεντρική Μεσόγειο.



Σχήμα 5.7 Εικόνες του MSG στο κανάλι 6 για τις 7/11/2014 στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων.

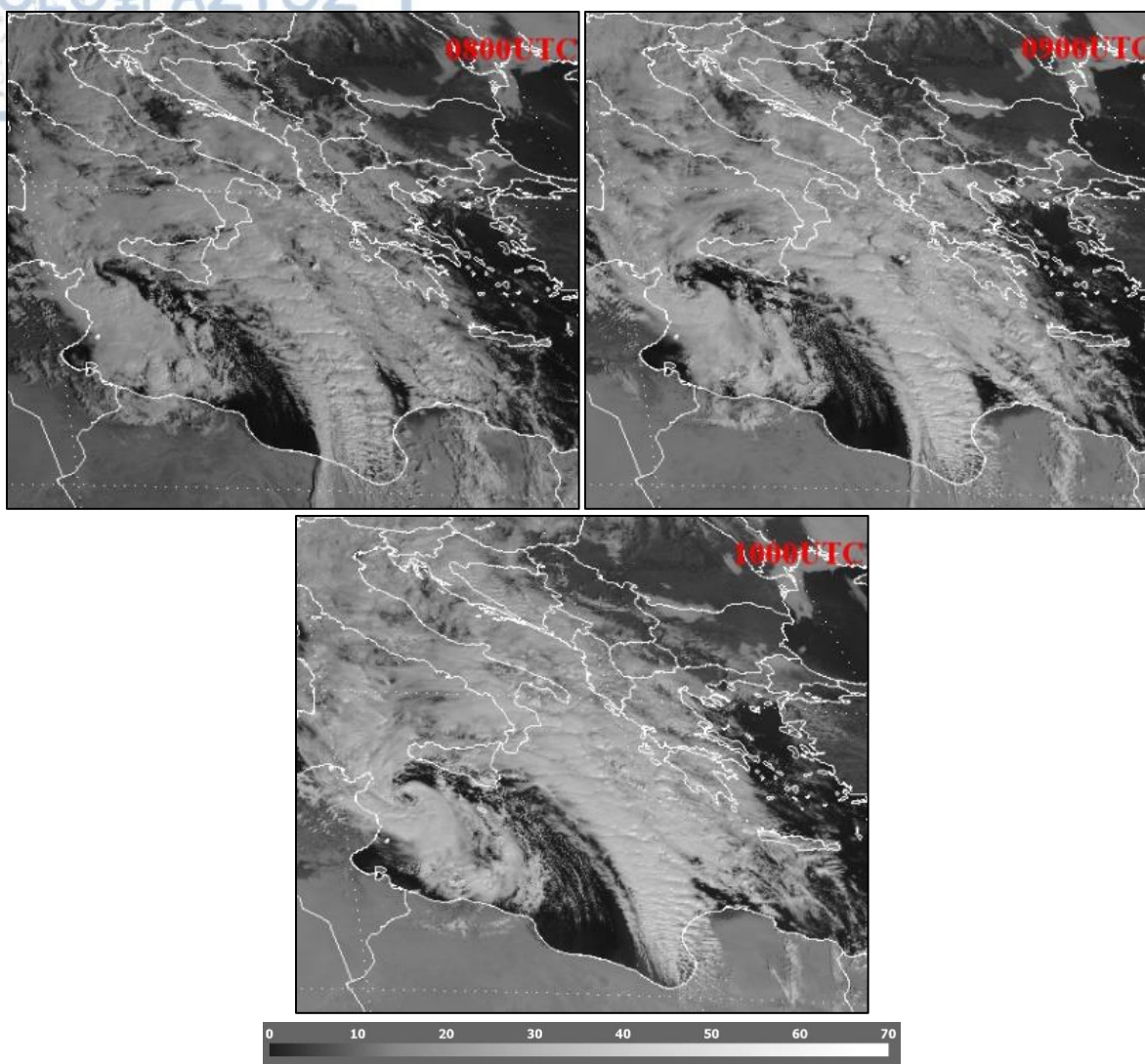


Σχήμα 5.8 Εικόνες του MSG στο κανάλι 6 για τις 8/11/2014 στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων.

5.1.3 Κανάλι 12, υψηλής ανάλυσης ορατού στα 0.5 - 0.9 μm – High Resolution Visible (HRV)

Στο κανάλι 12, υψηλής χωρικής ανάλυσης στο φάσμα του ορατού, μπορεί να γίνει παρατήρηση με μεγαλύτερη ευκρίνεια των σχηματισμών των νεφών καθώς και των κορυφών τους. Οι ανοικτές αποχρώσεις του γκρι, δηλαδή τη μεγαλύτερη ανακλαστικότητα, αποδίδουν τα νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος. Όταν το ηλιακό φως πέφτει υπό γωνία, οι σκιάσεις στα νέφη αποκαλύπτουν περισσότερες λεπτομέρειες για την υφή τους. Η κυκλωνικότητα του συστήματος αρχίζει να γίνεται εμφανής από τις πρωινές ώρες στις **7/11/2014** (Σχήμα 4.3), γεγονός που αποκάλυψε σημαντικά χαρακτηριστικά των νεφών. Λόγω παρουσίας του ηλιακού φωτός, την ώρα δημιουργίας του Μ.Κ., στη παρούσα παράγραφο εξετάζονται εικόνες υψηλής ανάλυσης του ορατού φάσματος σε χρονικές στιγμές που το σύστημα έχει ήδη δημιουργηθεί και εξελίσσεται. Πρώτα γίνεται επεξήγηση των χαρακτηριστικών που εντοπίζονται στη μετωπική ζώνη του συστήματος (ουρά) και έπειτα αναλύονται τα νέφη στις ζώνες των νεφών γύρω από το ανέφελο «μάτι».

Η πρώτη λήψη στην οποία μπορεί να μελετηθεί στο κανάλι του ορατού ο νεφικός σχηματισμός του συστήματος είναι αυτή στις **08:00 UTC**, όπου όταν το νέφος τύπου κόμματος ξεκινά να περιστρέφεται, βρισκόμενο ανάμεσα στη Βορειοανατολική Τυνησία και τη βορειοδυτική Σικελία. Τόσο στις **08:00 UTC** όσο και στις λήψεις που ακολουθούν (**09:00 UTC**, **10:00 UTC**) το κέντρο στροφής αλλά και η ουρά του ψυχρού μετώπου που το ακολουθεί, εμφανίζουν πολύ μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας (λευκές αποχρώσεις), ενώ διακρίνονται έντονα οι ανάγλυφες επιφάνειες των νεφών. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα, ότι στη περιοχή υπάρχει ανάπτυξη εκτεταμένων νεφικών σχηματισμών με μεγάλο οπτικό πάχος. Έμμεσα, δείχνει και την επικράτηση έντονης αστάθειας στη περιοχή, γεγονός που με ταυτόχρονη ανάλυση στο κανάλι του θερμικού υπερύθρου θα υποδείξει κατά πόσο ευσταθεί. Όντως, στο ψυχρό μέτωπο βρίσκουν πολύ καλή ταύτιση οι εικόνες του ορατού με τις εικόνες του υπέρυθρου (Σχήμα 5.1 και Σχήμα 5.9). Στις νεφικές ζώνες όμως γύρω από το κέντρο χαμηλής πίεσης δε συμβαίνει το ίδιο, κάτι που πιθανολογεί τη παρουσία μεσαίων και χαμηλών νεφών.



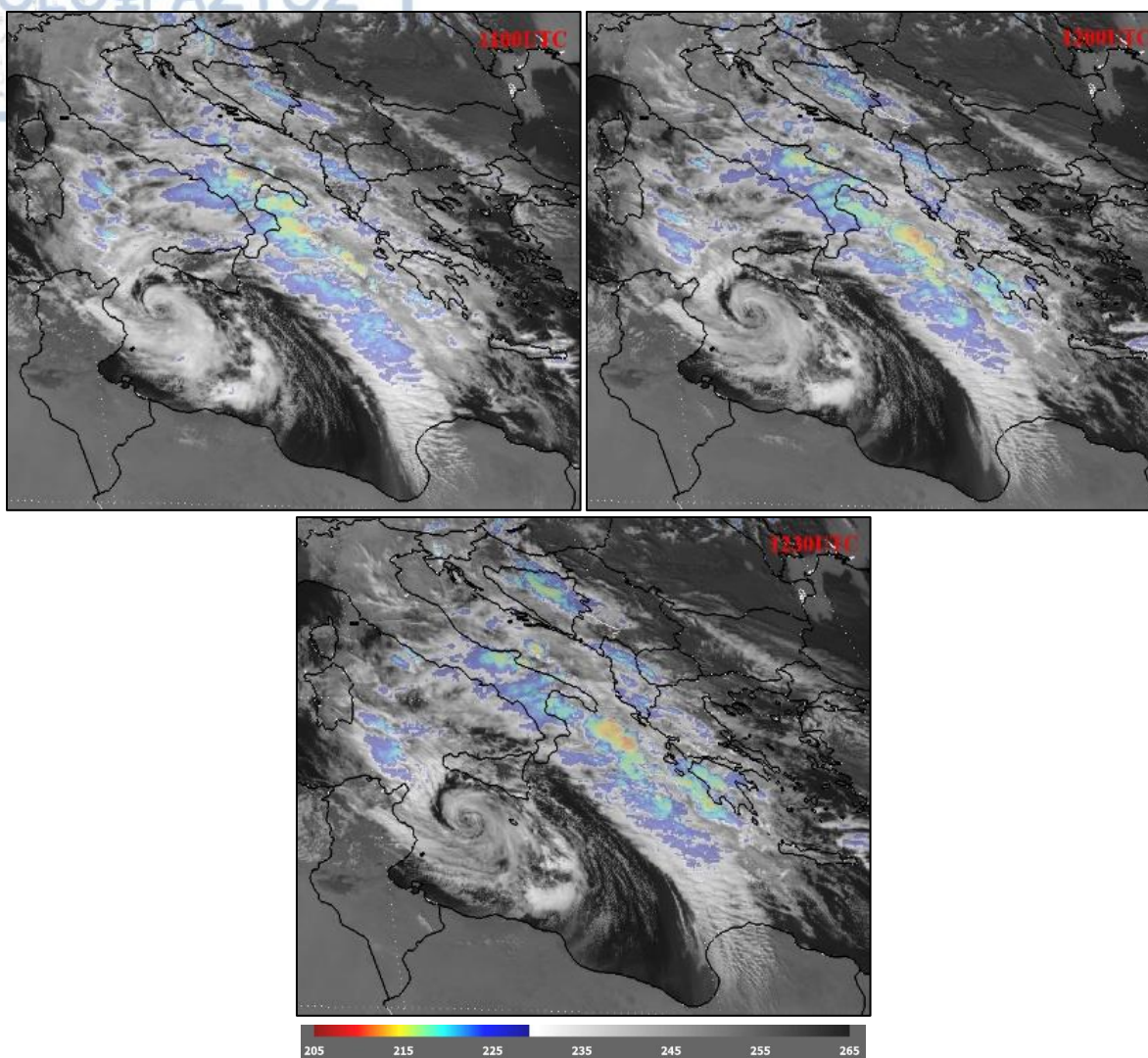
Σχήμα 5.9 Εικόνες από το κανάλι ορατού υψηλής ανάλυσης (HRV) για τις 7/11/2014 οι οποίες αντιστοιχούν στα πρώτα στάδια δημιουργίας του Μ.Κ.. Ο χρόνος λήψης φαίνεται στο άνω δεξί τμήμα των εικόνων και η κλίμακα των εικόνων στο κάτω μέρος.

Εξαιτίας της υπό γωνίας πτώσης του ηλιακού φωτός τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή (**08:00 UTC**), γίνονται εμφανείς οι έντονες κατακόρυφες αναπτύξεις στην ουρά του κόμματος, δηλαδή εκεί που εντοπίζεται το ψυχρό μέτωπο (Σχήμα 5.9). Το μέτωπο αυτό εκτείνεται και καλύπτει όλο σχεδόν την υδάτινη επιφάνεια της Κεντρικής Μεσογείου και του Ιονίου πελάγους. Η διάκριση της έντονης “τοπογραφίας” της κορυφής των νεφών, αποτέλεσμα της υπό γωνίας πτώσης των ηλιακών ακτίνων, γίνεται περαιτέρω εμφανής και στις επόμενες λήψεις (**09:00 UTC, 10:00 UTC**). Τα νέφη διαθέτουν ιδιαίτερα μεγάλο οπτικό πάχος λόγω της μεγάλης ανακλαστικότητας που παρουσιάζουν. Το γεγονός αυτό αποτελεί απόδειξη της παρουσίας

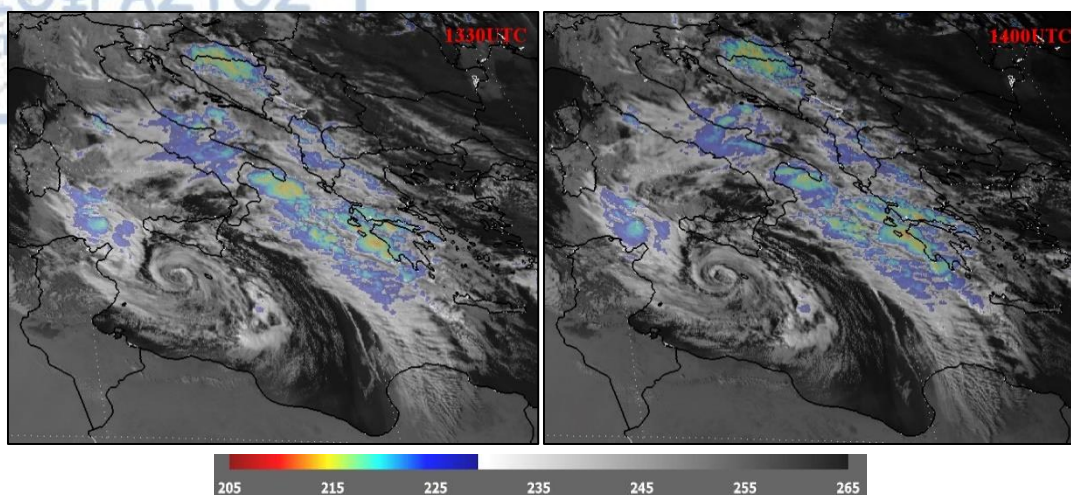
ισχυρών ανοδικών ρευμάτων, τα οποία δημιουργούν τις προεξέχουσες κορυφές των νεφών (overshooting tops), οι οποίες ξεπερνούν την πάνω επιφάνεια των νεφών του άκμονα (Cirrus Anvil). Αυτές οι κορυφές των νεφών αποτελούν βασική ένδειξη ότι στην περιοχή εκδηλώνονται ισχυρά φαινόμενα (Bedka 2010).

Επιπρόσθετα, στο σχήμα, παρατίθενται οι εικόνες συνδυασμού εικόνων ορατού υψηλής ευκρίνειας (HRV) και θερμικού υπέρυθρου (γνωστές ως Sandwich Product) για τη καλύτερη κατανόηση και πιο λεπτομερή παρουσίαση της δομής των νεφών καθώς και όσων χαρακτηριστικών τους προαναφέρθηκαν. Τα προϊόντα (εικόνες) Sandwich Product είναι το αποτέλεσμα της αλληλοεπικάλυψης των εικόνων στο κανάλι 12 (υψηλής ανάλυσης ορατό φάσμα - HRV) και των εικόνων στο κανάλι 9 (θερμικό υπέρυθρο - 10.8 μm). Είναι ξεκάθαρο το γεγονός ότι η έντονη μορφολογία των νεφών στη περιοχή του μετώπου που προηγείται του περιστρεφόμενου κέντρου, συμπίπτει με τις πιο ψυχρές περιοχές τους, αποκαλύπτοντας με αυτό τον τρόπο την ιδιαίτερα σημαντική κατακόρυφη ανάπτυξή τους σε μεγάλα ύψη στις χρονικές στιγμές **11:00 UTC**, **12:00 UTC** και **12:30 UTC**. Στις **12:00 UTC** είναι εμφανή δύο MCS (στις **12:30 UTC** ενώνονται σε δύο) στην περιοχή του ψυχρού μετώπου.

Μέχρι τις **14:00 UTC**, παρατηρείται να αναδύονται συνεχώς νέα κύτταρα καταιγίδων στη μετωπική ζώνη του Μ.Κ, πάνω από όλο το Ιόνιο Πέλαγος και το μεγαλύτερο μέρος της Πελοποννήσου (Σχήμα 5.11). Έντονη δραστηριότητα παρατηρείται και πάνω από τη Κεντρική Ιταλία καθώς και πάνω από τη θάλασσα μεταξύ Σικελίας και Τυνησίας.

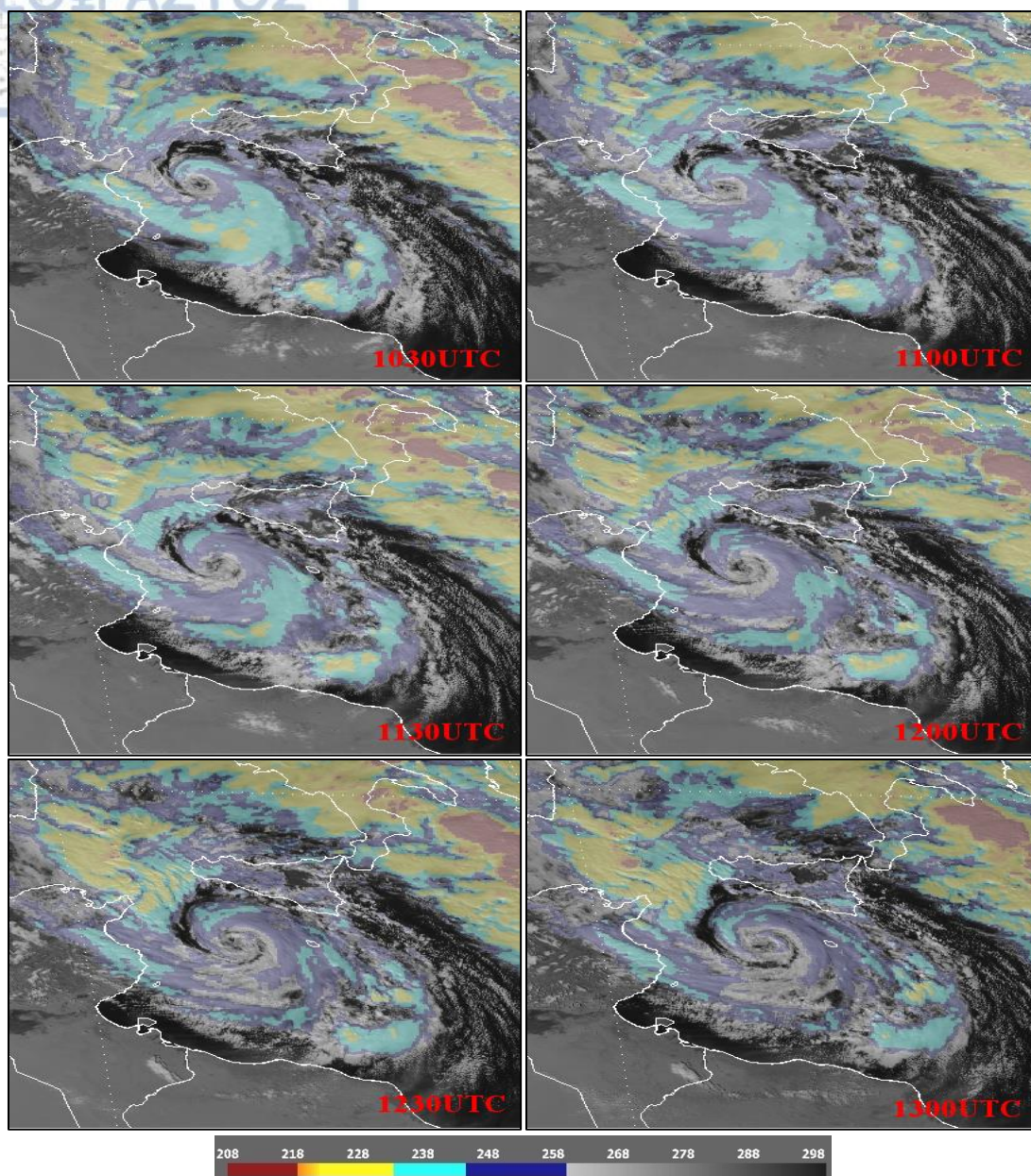


Σχήμα 5.10 Συνδυασμός εικόνων ορατού υψηλής ευκρίνειας (HRV) και θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 (Sandwich Product) με χρωματική κλίμακα από -65°C έως -43 °C για τις 7/11/2014. Ο χρόνος λήψης φαίνεται στο άνω δεξί τμήμα των εικόνων και η κλίμακα των εικόνων στο κάτω μέρος.



Σχήμα 5.11 Συνδυασμός εικόνων ορατού υψηλής ευκρίνειας (HRV) και θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 (Sandwich Product) με χρωματική κλίμακα από -65°C έως -43°C για τις 7/11/2014. Ο χρόνος λήψης φαίνεται στο άνω δεξί τμήμα των εικόνων και η κλίμακα των εικόνων στο κάτω μέρος.

Αναφορικά, με την κεντρική περιοχή του «ματιού» του Μ.Κ. καθώς και τις σπειροειδείς ζώνες των νεφών γύρω από αυτό, παρατηρούνται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης στις **11:00 UTC, 12:00 UTC και 12:30 UTC** δεδομένων των πολύ φωτεινών αποχρώσεων, τα οποία είναι ορατά καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας (Σχήμα 5.12). Οι λήψεις στις **13:30 UTC και 14:00 UTC** (όπου ο Μ.Κ. έχει ήδη αποκτήσει τα τροπικά του χαρακτηριστικά), φανερώνουν εναλλαγή του οπτικού πάχους των νεφών, καθώς γύρω από το μάτι παρατηρούνται ζώνες με νέφη και με μεγάλο οπτικό πάχος και ζώνες με νέφη μικρότερου οπτικού πάχους. Ως συμπέρασμα, μπορεί να υποστηριχθεί ότι στα πρώτα στάδια του Μ.Κ. η έντονη ανωμεταφορά είναι διακοπτόμενη. Αυτό ως συμπέρασμα, απορρέει και από τα αντίστοιχα Sandwich products, οι ζώνες νεφών του Μ.Κ. καθώς εμφανίζουν στις χρονικές στιγμές που προαναφέρθηκαν θερμοκρασίες ανάμεσα στους -35°C και τους -15°C .



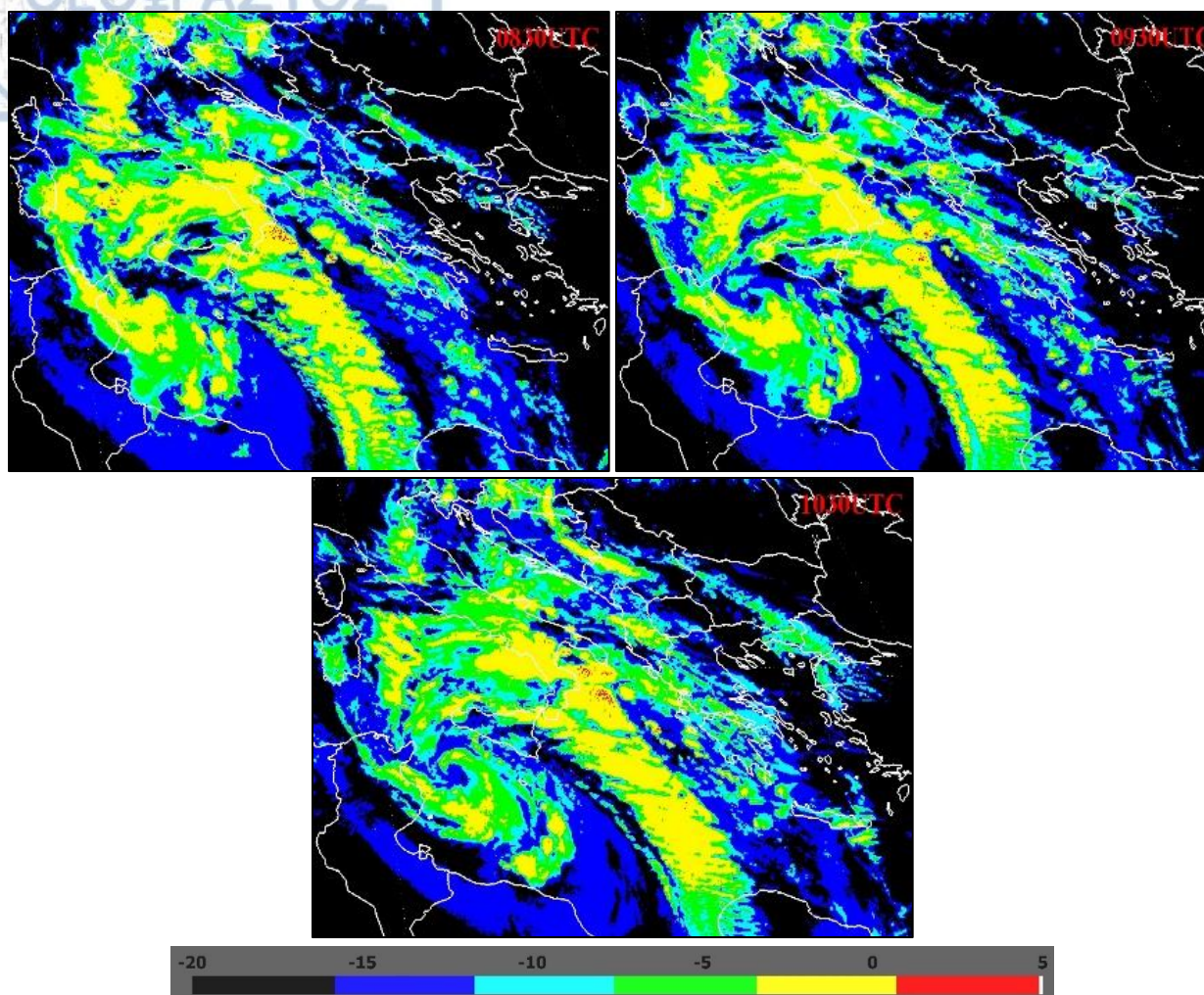
Σχήμα 5.12 Συνδυασμός εικόνων ορατού υψηλής ευκρίνειας (HRV) και θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 (Sandwich Product) με χρωματική κλίμακα από 208K (-65°C) έως 258K (-15 °C) για τις 7/11/2014. Έχει γίνει μεγέθυνση στη κυκλωνική περιοχή του ματιού. Ο χρόνος λήψης φαίνεται στο κάτω δεξί τμήμα των εικόνων και η κλίμακα των εικόνων στο κάτω μέρος.

5.1.4 Διαφορά λαμπρότητας θερμοκρασίας καναλιών υδρατμών (5-6)

Στις εικόνες αυτές απεικονίζεται η διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας του καναλιού 6 (7.3 μm) από το κανάλι 5 (6.2 μm). Καθώς τα δύο κανάλια δίνουν πληροφορίες για διαφορετικά ύψη στην ατμόσφαιρα (περίπου στα 300 hPa για το Κανάλι 5 και στα 500 hPa για το κανάλι 6), η διαφορά αυτή είναι μία πρώτης τάξεως ένδειξη τόσο για το ύψος του νέφους, όσο και για τον προσδιορισμό περιοχών πιθανής έναρξης δραστηριότητας κατακόρυφης ανάπτυξης (Φείδας και Γιαννακός 2010).

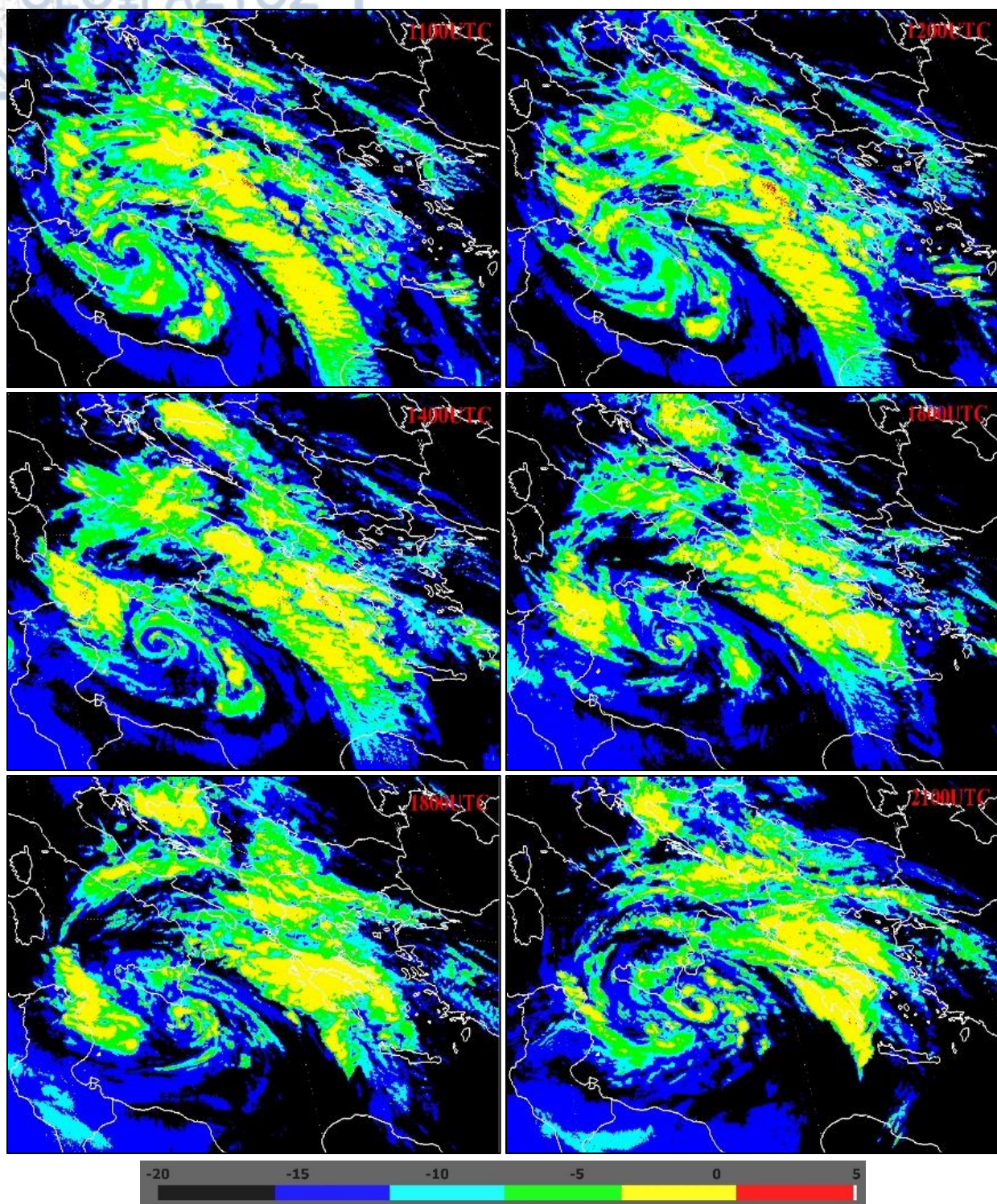
Ξεκινώντας στις **08:30 UTC** (Σχήμα 5.13), χρονική στιγμή στην οποία το σύστημα βρίσκεται στη φάση του κόμματος (comma type cloud), παρατηρούνται τιμές της διαφοράς από -10°C (γαλάζιο χρώμα) έως 0°C (κίτρινο χρώμα) στη κυκλωνική περιοχή, οι οποίες συνεχίζουν να υφίστανται μέχρις ότου το σύστημα πλησιάζει να πάρει τη χαρακτηριστική μορφή που παρουσιάζει ένας M.K. («μάτι» κλπ) (**10:30 UTC** και έπειτα). Πιο συγκεκριμένα, με κίτρινο χρώμα, δηλαδή τιμές περίπου στους 0°C εμφανίζονται τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, τα οποία εκτείνονται ψηλά στη τροπόσφαιρα. Παρουσιάζονται τόσο στη περιοχή γύρω από το κυκλωνικό κέντρο αλλά είναι πιο έντονα στη μετωπική ζώνη της «ουράς» του συστήματος. Οι γαλάζιες και οι πράσινες αποχρώσεις υποδηλώνουν νέφη που βρίσκονται στα μεσαία και χαμηλά στρώματα. Οπότε, τη χρονική στιγμή **10:30 UTC**, συνυπάρχουν στις σπειροειδείς μάντες των νεφών γύρω από το κέντρο χαμηλής πίεσης τόσο μεσαία όσο και υψηλά και εκτεταμένα καθ' ύψος νέφη (Σχήμα 5.13).

Ορισμένα ελάχιστα εικονοστοιχεία που παρουσιάζουν θετικές τιμές της διαφοράς (κόκκινες βούλες), δημιουργούνται στη νοτιοδυτική Ιταλία (στη θέση που εμφανίζονται τα MCS) και με τη πάροδο του χρόνου προχωρούν προς το Ιόνιο Πέλαγος (**10:30 UTC**). Στα σημεία αυτά η ανάπτυξη του νέφους καθ' ύψος κρίνεται σημαντική υποδηλώνοντας έντονα ανοδικά ρεύματα. Οι περιοχές αυτές υποδηλώνουν τη πιθανή δημιουργία προεξεχουσών κορυφών (overshooting tops), η ύπαρξη των οποίων επιβεβαιώνεται αν αντιστοιχηθούν με τα αποτελέσματα των εικόνων sandwich products (Σχήμα 5.13).



Σχήμα 5.13 Εικόνες διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας καναλιών 5-6 με κατώφλια από -20 έως 5°C, στις οποίες φαίνονται οι πρώτες φάσεις της δημιουργίας του Μ.Κ.. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων. (08:30, 09:30, 10:30 UTC στις 7/11/2014)

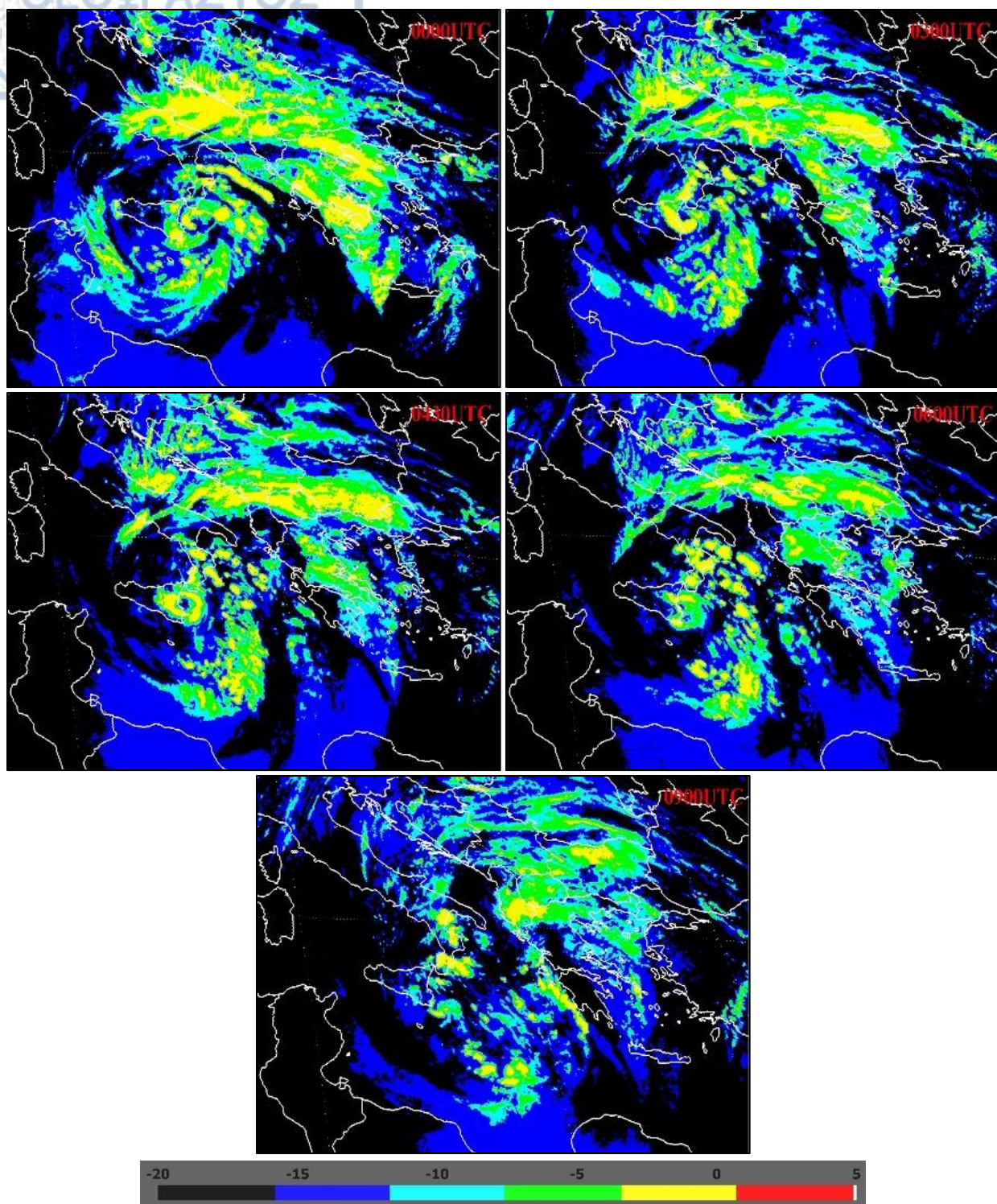
Στις χρονικές στιγμές **11:00 UTC** και **12:00 UTC** εντείνονται οι κόκκινες βούλες κάτι που συμφωνεί με τα sandwich products, ως προς τις περιοχές όπου εμφανίζονται έντονα ανοδικά ρεύματα (Σχήμα 5.14).



Σχήμα 5.14 Εικόνες διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας καναλιών 5-6 με κατώφλια από -20 έως 5°C, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων. (11, 12, 14, 16, 18, 21 UTC στις 7/11/2014)

Οι πολύ αρνητικές τιμές, της τάξης του -15°C (μπλε χρώμα), που εντοπίζονται να στροβιλίζονται με όλο το σύστημα, υποδεικνύουν τη δυναμική αστάθεια που επικρατεί στη περιοχή. Πιο συγκεκριμένα, όταν το κανάλι 5 εμφανίζει τιμές που ξεπερνούν τους 39°C (επομένως η στάθμη ψηλά στη τροπόσφαιρα είναι υγρή) και το κανάλι 6 τιμές χαμηλότερες των -19°C (Santurette 2009), το προϊόν της ΔΛΘ με τιμές από από -20°C έως -15°C εντοπίζει την αστάθεια στο στρώμα (Σχήμα 5.14).

Αναφορικά με τη τελευταία φάση του Μ.Κ., το βράδυ της 7^{ης} Νοεμβρίου μέχρι τις πρώτες πρωινές ώρες της 8^{ης} Νοεμβρίου (Σχήμα 5.15), η έντονη αστάθεια εμφανίζεται και πάλι, με την έκταση των νεφών να αυξάνεται σημαντικά καθ' ύψος γύρω από το κέντρο χαμηλής πίεσης (**00:00 UTC, 04:30 UTC, 06:00 UTC**), καθώς το σύστημα προσεγγίζει τη Σικελία και κάνει τη τελευταία μετάβασή του πάνω από τη ξηρά. Αυτό γίνεται εμφανές από τα εικονοστοιχεία με κίτρινες αποχρώσεις, τα οποία έχουν ΔΘΛ κοντά στους 0°C . Αυτό σημαίνει ότι και στα δύο κανάλια του υπέρυθρου φάσματος τα ποσά που λαμβάνονται είναι περίπου ίδια και επομένως στη περιοχή υφίστανται νέφη με σημαντική ανάπτυξη και κατακόρυφη εκτεταμένη δομή. Καθώς το σύστημα διαλύεται, η αστάθεια εξακολουθεί να υφίσταται (μπλε περιοχές) αλλά σταδιακά υποχωρεί. Ορισμένοι πυρήνες που προήλθαν από τη κατάρρευση του συστήματος ενισχύονται πάνω από τη κεντρική Μεσόγειο. Τέλος, το ψυχρό μέτωπο που ακολουθούσε το σύστημα έχει αποσχιστεί από αυτό και μετακινείται βόρειο-βορειοανατολικά πάνω από τον Ελλαδικό χώρο (Σχήμα 5.15).



Σχήμα 5.15 Εικόνες διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας καναλιών 5-6 με κατώφλια από -20 έως 5°C, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει στις 8/11/2017. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων. (0, 3, 4:30, 6, 9 UTC)

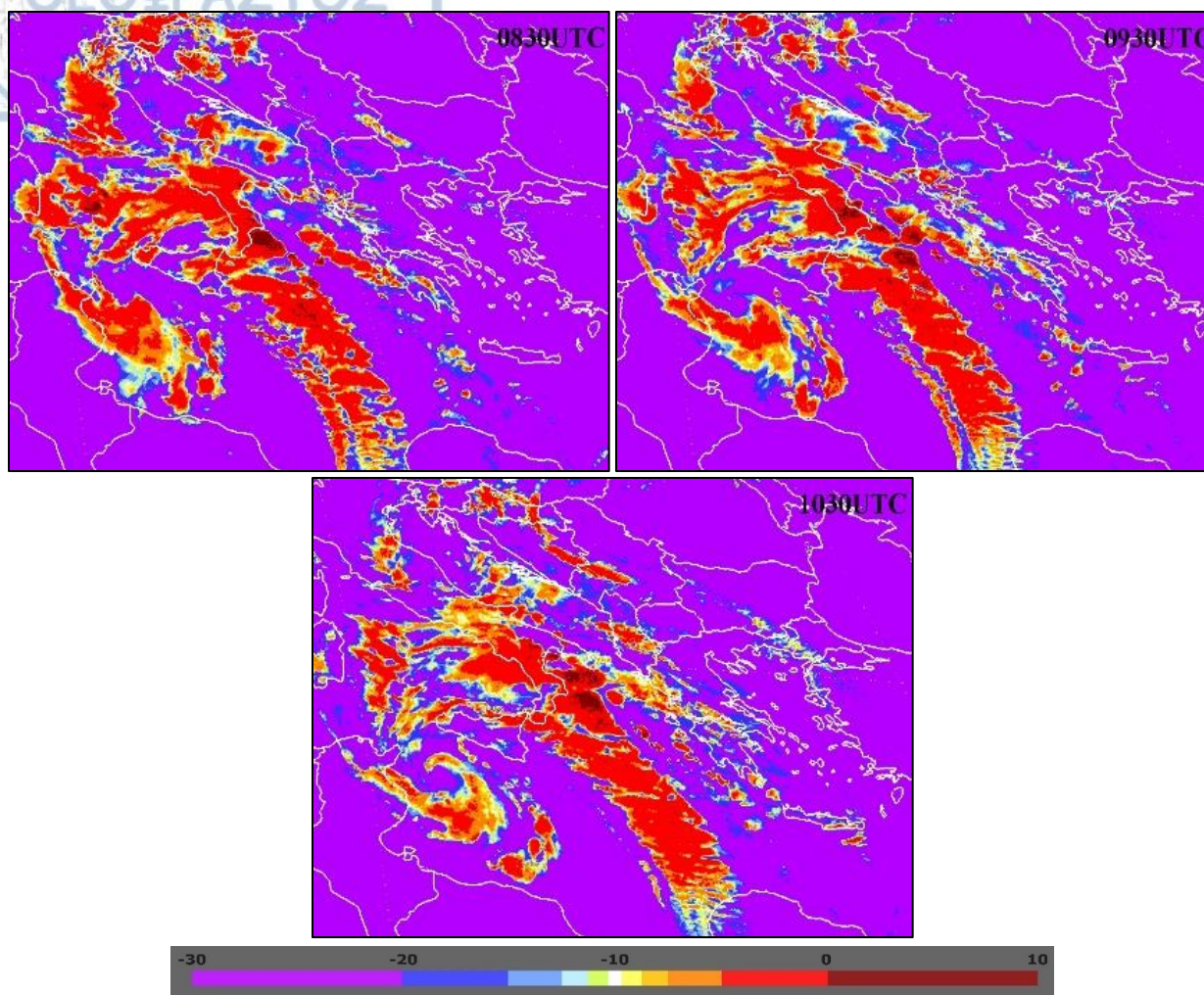
5.1.5 Διαφορά λαμπρότητας θερμοκρασίας καναλιών 5–9

Η διαφορά αυτή χρησιμεύει ιδιαίτερα ώστε να εντοπιστούν νέφη με μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη. Αναφορικά με το ύψος των νεφών, δίνει αρκετές κοινές πληροφορίες με τη διαφορά 5-6 αλλά, στα πλαίσια της συγκεκριμένης μελέτης αποτελεί έναν συμπληρωματικό τρόπο εντοπισμού ισχυρών κατακόρυφων αναπτύξεων των νεφών.

Κατά τις πρώτες ώρες της 7ης Νοεμβρίου, η αυξημένη μεταφορά του θετικού στροβιλισμού οδήγησε στη παρουσία ανοδικών κινήσεων και σε περαιτέρω κυκλογένεση στα χαμηλά επίπεδα της τροπόσφαιρας στην περιοχή της Σικελίας. Οι εικόνες του θερμικού υπέρυθρου στο κανάλι 9 (Σχήμα 4.3, Σχήμα 5.1, Σχήμα 5.2, Σχήμα 5.3), εκτός από τη δραστηριότητα ανωμεταφοράς (convective activity) που ήδη εντοπίζεται κατά μήκος των ψυχρών και θερμών μετώπων, απεικονίζουν και τα έντονα συστήματα ανωμεταφοράς (deep convective systems) κατά τη διάρκεια της νύχτας και των πρώτων ωρών της 7ης Νοεμβρίου γύρω από την περιοχή έναρξης της δημιουργίας του Μ.Κ..

Στις **08:30 UTC**, ο αρχικός σπειροειδής νεφικός σχηματισμός παρουσιάζει στη πλειοψηφία του τιμές διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας κοντά στο μηδέν, και επαληθεύοντας την ύπαρξη νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (κόκκινες αποχρώσεις) (Σχήμα 5.16). Τα νεφοσταγονίδια εμφανίζουν παραπλήσια συμπεριφορά στα δύο κανάλια και δεν υπάρχουν υδρατμοί πάνω από αυτά ώστε να επηρεαστεί η ακτινοβολία στο κανάλι των υδρατμών. Από τις **08:30 UTC** έως τις **10:30 UTC**, το κέντρο περιστροφής του κυκλώνα περιβάλλεται από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης ενώ σταδιακά εμφανίζονται μεσαία και χαμηλά νέφη (πορτοκαλί αποχρώσεις) και παρατηρείται μείωση των υψηλών νεφών.

Αξίζει να σημειωθεί, πως στη ψυχρή μετωπική επιφάνεια που προηγείται του κέντρου περιστροφής του συστήματος, εντοπίζονται με σκούρο κόκκινο χρώμα θετικές τιμές της διαφοράς πάνω από το Ιόνιο πέλαγος και τη Νότια Ιταλία (Σχήμα 5.16). Στα σημεία εκείνα (που ουσιαστικά εμφανίζονται τα MCS), πάνω από τις κορυφές των νεφών, υφίστανται υδρατμοί και δύναται να δημιουργήσουν προεξέχουσες κορυφές, που «πιέζουν» τη τροπόπαυση. Αυτό ως συμπέρασμα έρχεται σε συμφωνία με τα sandwich products που μελετήθηκαν στη παράγραφο 5.1.3, καθώς τις επόμενες ώρες, μετά τις **10:30 UTC**, στις ίδιες περιοχές του νέφους εμφανίζονται τελικά προεξέχουσες κορυφές (overshooting tops).

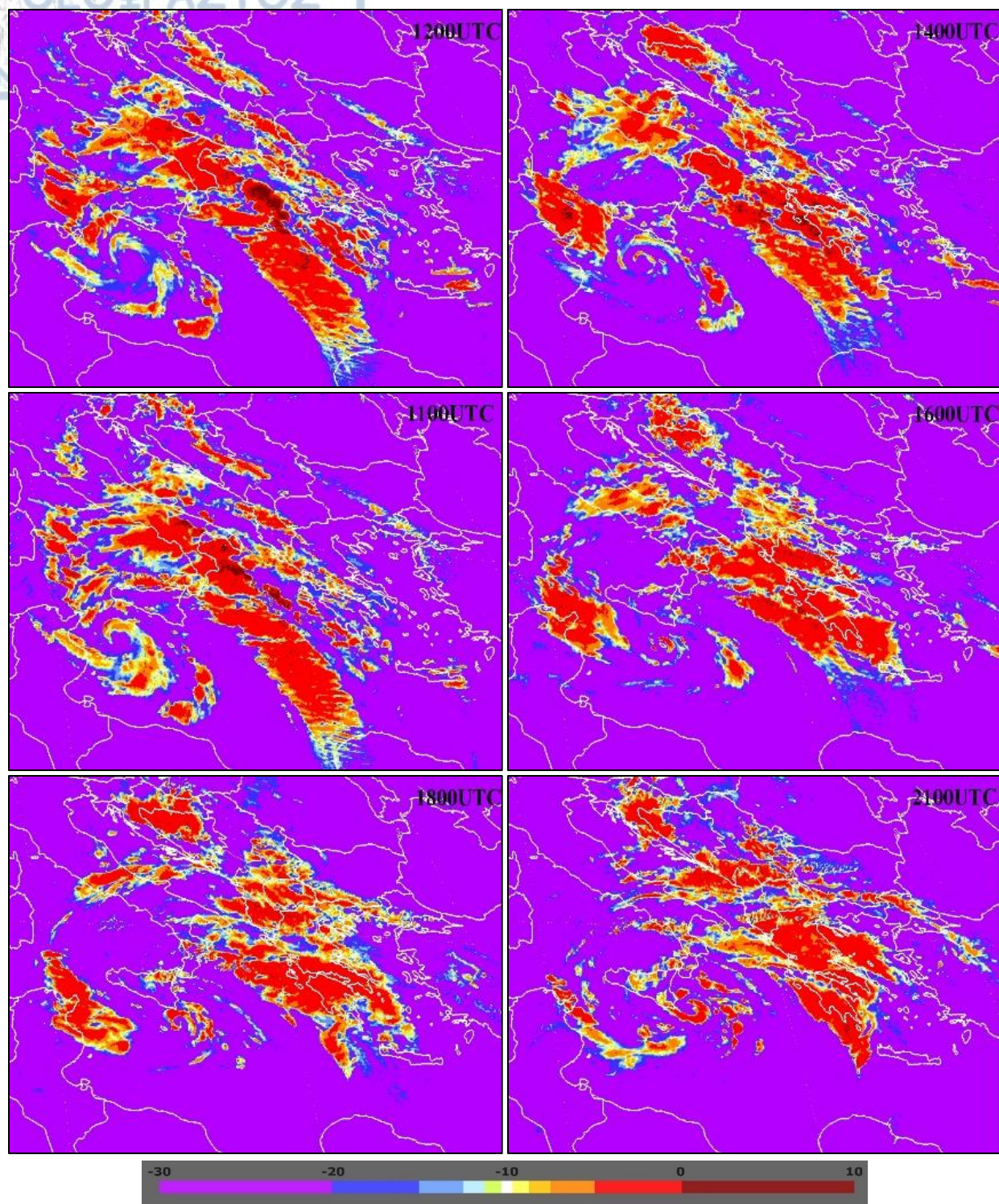


Σχήμα 5.16 Εικόνες διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας καναλιών 5-9 με κατώφλια από -30 έως 10°C, στις οποίες φαίνονται οι πρώτες φάσεις της δημιουργίας του Μ.Κ.. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων. (08:30, 09:30, 10:30 UTC στις 7/11/2014)

Κατά τις μεσημεριανές ώρες της 7ης Νοεμβρίου (**11:00 UTC-12:00 UTC**), σχηματίζεται ένα μικρό καλά καθορισμένο κέντρο χαμηλής πίεσης με κυκλικές ζώνες νεφών ακριβώς νότια της Σικελίας και κινείται προς τα ανατολικά (Σχήμα 5.17). Οι αρνητικές διαφορές λαμπρότητας που εμφανίζονται στα νέφη γύρω από το «μάτι» δηλώνουν τη παρουσία ψυχρών νεφών τύπου Cirrus, τα οποία μπορεί και να επικαλύπτουν της παρουσία εκτεταμένων σε πάχος νεφών, τα οποία αναμένονται να βρίσκονται στο τοίχωμα και στις ζώνες των νεφών (είναι εμφανή μέχρι και τις **14:00 UTC**). Στο σημείο αυτό, καλό είναι να αναφερθεί ότι η έλλειψη ξεκάθαραυ σήματος από το καιρικό σύστημα στις **16:00 UTC**, ενδεχομένως να οφείλεται στο γεγονός ότι τα νέφη είναι αρκετά διαπερατά και ο δορυφόρος λαμβάνει σήμα κατευθείαν από την επιφάνεια της

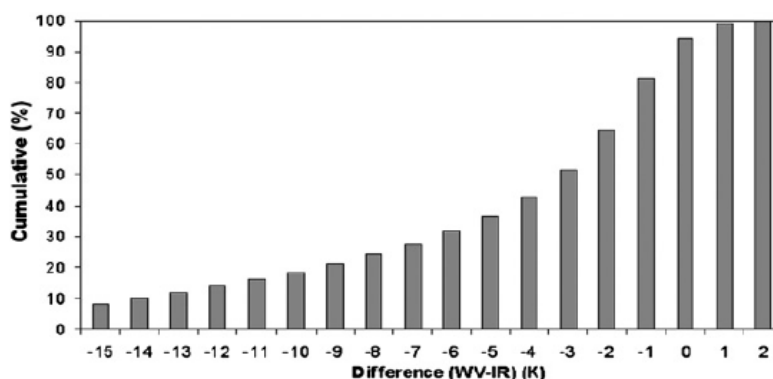
θάλασσας αλλά και στην ύπαρξη της στρατοσφαιρικής εισβολής του ξηρού αέρα που στροβιλίζεται μαζί με το σύστημα.

Η μικρή κυκλωνική κυκλοφορία, αποσπάται από τον μεγαλύτερο κυκλώνα (από τις **14:00 UTC** και έπειτα), συνέχισε να κινείται δυτικά μέχρι τις τελευταίες ώρες της 7ης Νοεμβρίου (Σχήμα 5.17). Οι τιμές της διαφοράς αυξάνονται κοντά στο μηδέν (κόκκινες αποχρώσεις) ξανά γύρω από το κέντρο χαμηλής πίεσης καθώς το σύστημα μεταβαίνει από τη Μάλτα προς τη Σικελία (**18:00 UTC-21:00 UTC**) δηλώνοντας έντονη αστάθεια και κατ' επέκταση καταιγιδοφόρα νέφη με μεγάλο ύψος. Το γεγονός αυτό, είναι σε συμφωνία με τις επίγειες καταγραφές βροχόπτωσης των δύο σταθμών στην ευρύτερη περιοχή της Κατάνια στη Σικελία (από 18:00 UTC στις 7/11 έως 12:00 UTC στις 8/11, αεροδρόμιο SiGonella, Catania (LICZ) κατέγραψε 27 mm και ο σταθμός Cozzo Spadaro (LICO) κατέγραψε 35 mm).



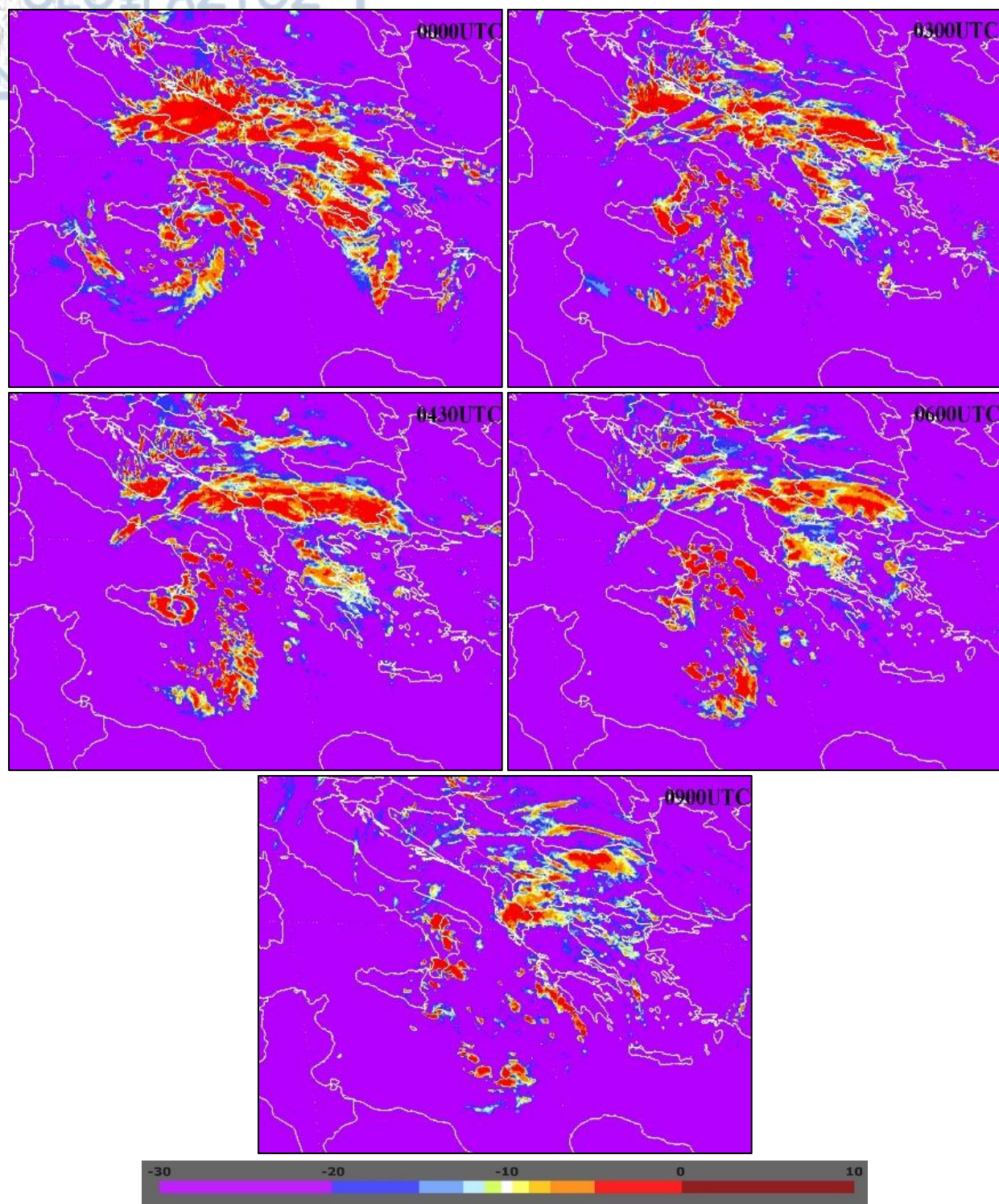
Σχήμα 5.17 Εικόνες διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας καναλιών 5-9 με κατώφλια από -30 έως 10°C, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων. (11, 12, 14, 16, 18, 21 UTC στις 7/11/2014))

Στο σημείο αυτό καλό είναι να επισημανθεί ότι, το 2007 οι Machado et al. απέδειξαν ότι υπάρχει θετική συσχέτιση στις τιμές της διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας ανάμεσα στο κανάλι των υδρατμών και στο κανάλι του θερμικού υπερύθρου. Η ΔΘΛ εμφανίζει τιμές πάνω από το μηδέν, το ποσοστό εκδήλωσης ηλεκτρικών εκκενώσεων μεταξύ νεφών και γήινης επιφάνειας, ξεπερνάει το 90% (Σχήμα 5.18), αφού αυτές υποδεικνύουν τη παρουσία έντονων ανοδικών ρευμάτων και επομένως την ύπαρξη έντονης τριβής μεταξύ των συστατικών του νέφους (Machado et al. 2007).



Σχήμα 5.18 Ιστόγραμμα που δείχνει την πιθανότητα (άξονας y) να σημειωθούν ηλεκτρικά φαινόμενα μεταξύ νεφών και γήινης επιφάνειας, σε σχέση με τις τιμές διαφοράς λαμπρότητας θερμοκρασίας των καναλιών 5-9 (άξονας x). (πηγή: Machado et al. 2007)

Τέλος, στις πρώτες πρωινές ώρες της 8^{ης} Νοεμβρίου, η αστάθεια εντείνεται και πάλι, και ευνοείται η ανωμεταφορά (Σχήμα 5.19). Αυτό γίνεται εμφανές από τις σχεδόν μηδενικές τιμές της διαφοράς (κόκκινες αποχρώσεις) που εντοπίζονται στα τοιχώματα του «ματιού», και καθώς το σύστημα κινείται βορειότερα και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία, υποδεικνύοντας νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Στις **09:00 UTC**, ο Μ.Κ. έχει καταρρεύσει και εντοπίζονται ορισμένα κύτταρα στην ευρύτερη περιοχή όπου αναπτύχθηκε ο κυκλώνας. Η μετωπική επιφάνεια της ουράς έχει αποσπαστεί και έχει μετακινηθεί πάνω από την Ελλάδα και τα Βαλκάνια (Σχήμα 5.19).



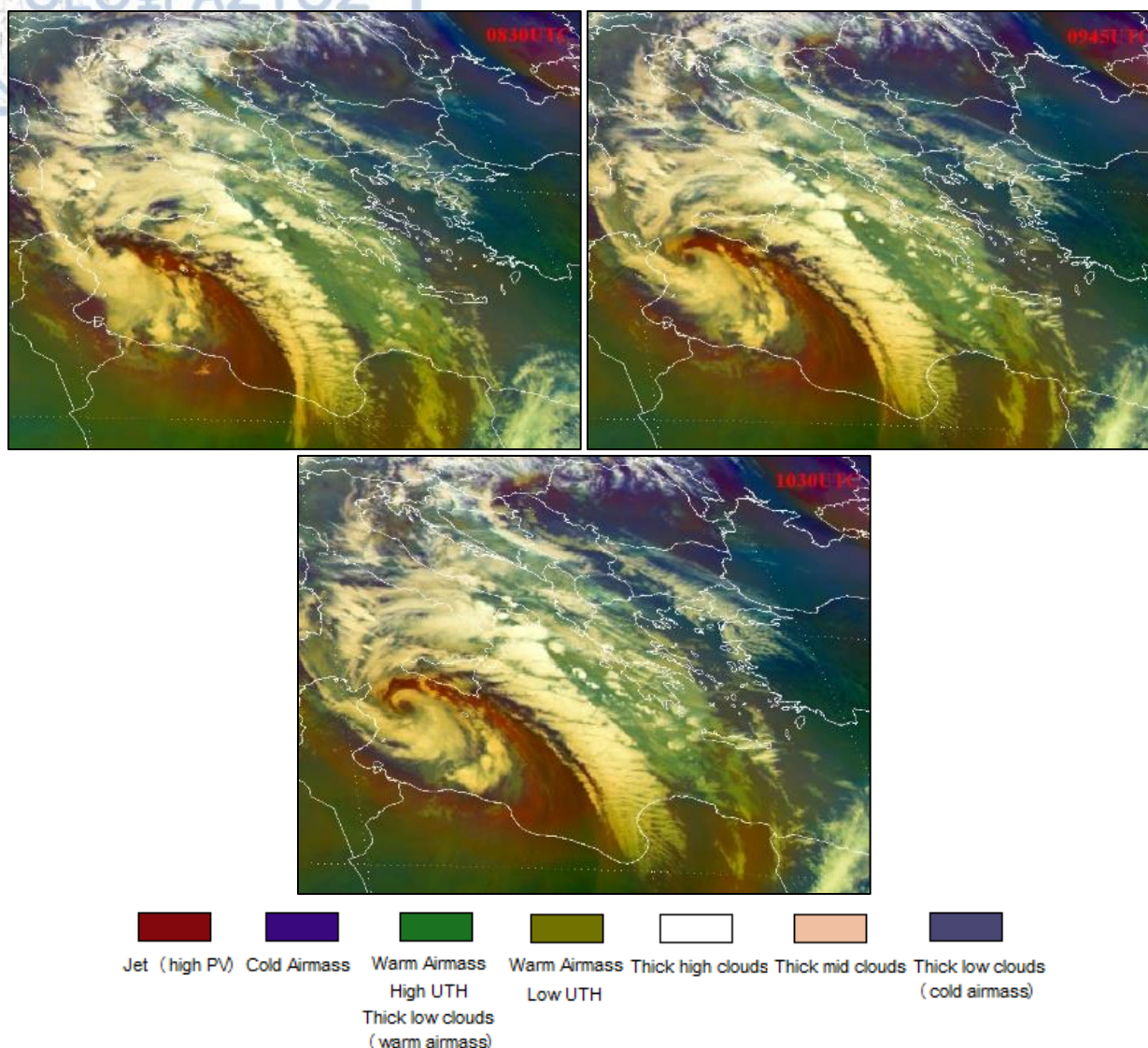
Σχήμα 5.19 Εικόνες διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας καναλιών 5-6 με κατώφλια από -30 έως 10°C, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει στις 8/11/2014. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (0, 3, 4:30, 6, 9 UTC).

5.1.6 Συνδυασμός Airmass RGB

Ο συγκεκριμένος συνδυασμός RGB αποδίδει χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας, χρήσιμα για τη δυναμική ανάλυση αυτής, καθώς μπορεί να τονίσει τα αίτια δημιουργίας και εξέλιξης ενός συστήματος όπως ένας Μ.Κ.. Επίσης, μπορεί να υποδείξει τη θέση ενός αεροχειμάρρου, μιας δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης καθώς και το είδος των αερίων μαζών. Τέλος, χρησιμοποιείται στην επιχειρησιακή πρόγνωση του καιρού.

Στις **08:30 UTC** (Σχήμα 5.20) παρατηρείται μία ζώνη, με σχήμα άγκιστρου, πάνω από τη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Τυνησίας και της Σικελίας, με ερυθρές-καφέ αποχρώσεις, οι οποίες υποδεικνύουν ότι η τροπόπαυση έχει κατέβει σε χαμηλά ύψη. Αυτή η ζώνη εισχώρησης στρατοσφαιρικού αέρα, η οποία στροβιλίζεται μαζί με το σύστημα, είναι ευδιάκριτη σε όλα τα στάδια του συστήματος, από της γένεση του εξωτροπικού κυκλώνα, την ανάπτυξη των τροπικών του χαρακτηριστικών, και τη διάλυση. Επιπλέον, φαίνεται ξεκάθαρα η ξηρή υποδοχή (dry slot) στο κέντρο του συστήματος. Τα όρια της είναι καλά καθορισμένα, γεγονός που φαίνεται από τον έντονο διαχωρισμό του ξηρού αέρα και των θερμών και υγρών αερίων μαζών που προκαλούν τα νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος στην ουρά του συστήματος (φωτεινές λευκές αποχρώσεις), από ανατολικά της αλλά και στο περιστρεφόμενο κέντρο από τα δυτικά της.

Νότια και νοτιοδυτικά του συστήματος διακρίνονται με τις πράσινες και τις λαδί αποχρώσεις οι θερμές αέριες μάζες (Σχήμα 5.20). Η διαβάθμιση της απόχρωσης του πράσινου υποδεικνύει το ύψος της τροπόπαυσης. Συγκεκριμένα, παρατηρείται δίπλα στη ζώνη εισχώρησης (ερυθρές-καφέ αποχρώσεις) από τα νότια του συστήματος, με τη σειρά λαδί και έπειτα πράσινες αποχρώσεις. Αυτό σημαίνει ότι, πηγαίνοντας από μέσα προς τα έξω το ύψος της τροπόπαυσης σταδιακά αυξάνεται (**08:30 UTC, 09:45 UTC, 10:30 UTC**).



Σχήμα 5.20 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Airmass στις 7/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι πρώτες φάσεις της δημιουργίας του Μ.Κ.. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (08:30 UTC, 09:45 UTC, 10:30 UTC). Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Airmass RGB.

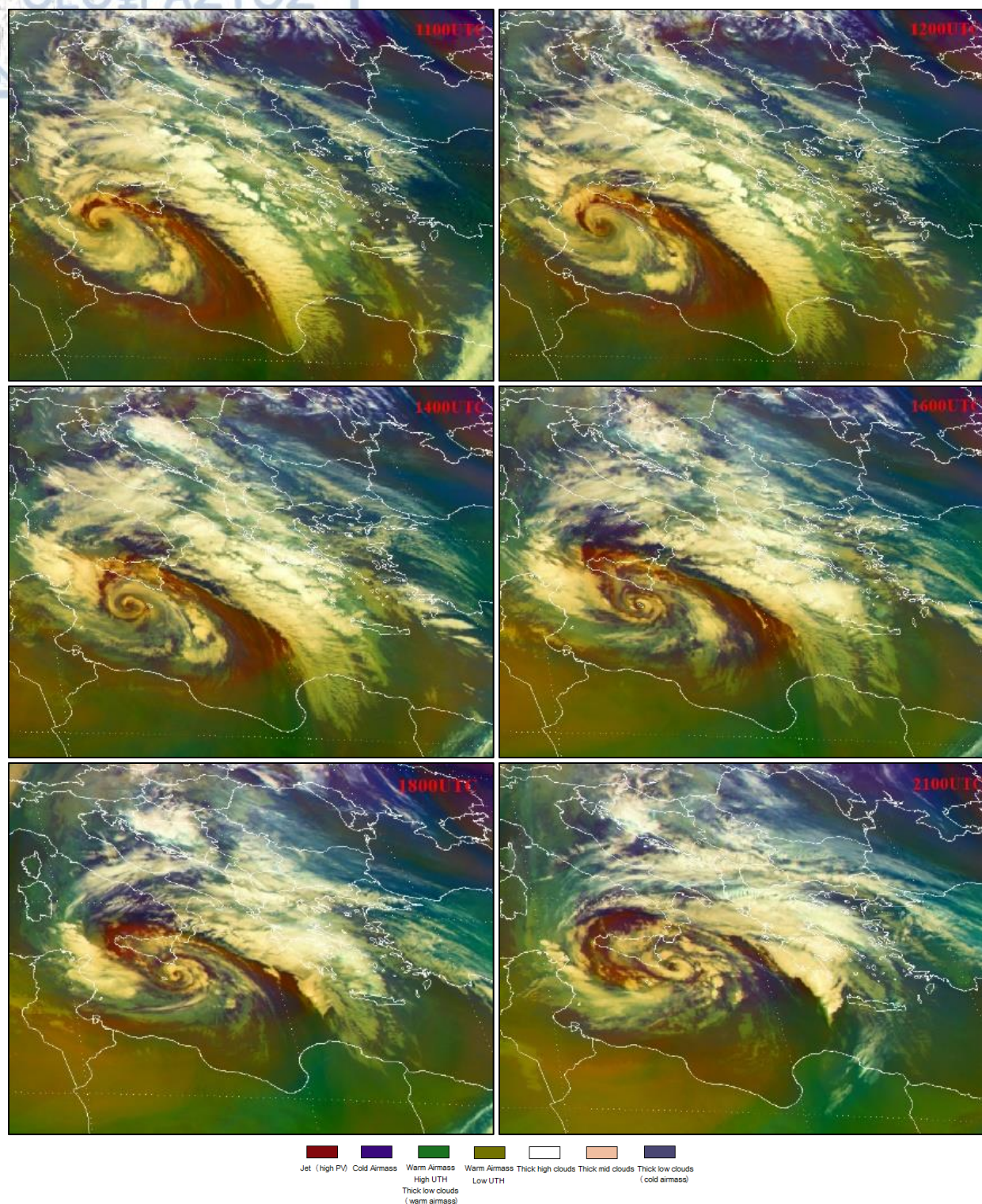
Στις **16:00 UTC, 18:00 UTC και 21:00 UTC**, και αφού ο κυκλώνας έχει αποκτήσει τα τροπικά του χαρακτηριστικά, διακρίνονται οι ψυχρές αέριες μάζες με σκουρόχρωμες μπλε αποχρώσεις στο βόρειο-βορειοδυτικό άκρο και στο νοτιοανατολικό άκρο του κέντρου χαμηλής πίεσης (Σχήμα 5.21). Οι μάζες αυτές είναι αποτέλεσμα της παρουσίας του ψυχρού αποκομμένου χαμηλού στα ανώτερα και μεσαία επίπεδα της τροπόσφαιρας. Επομένως, γίνεται κατανοητό ότι οι θερμές και οι ψυχρές αέριες μάζες συνοδεύει της στροτοσφαιρικής εισβολής, περιστρέφονται όλες μαζί γύρω από το κυκλωνικό κέντρο, γεγονός που έρχεται σε σύμπτωση με τη σύσφιξη που

συντελείται στη περιοχή και απεικονίζεται στους χάρτες των μετώπων (**18:00 UTC** στις 7/11, **00:00 UTC** στις 8/11). Το φαινόμενο αυτό επεξηγείται διεξοδικότερα στην επόμενη παράγραφο.

Τη χρονική στιγμή (**18:00 UTC**) (Σχήμα 5.21), είναι ευδιάκριτη (όπως διαπιστώνεται τόσο σε προηγούμενες όσο και στις επόμενες λήψεις) η συνύπαρξη δύο ζωνών μεταφοράς, μία ψυχρής και μίας θερμής. Μια ιδεατή μορφή οργανωμένης ύφεσης παραθέτεται στο Σχήμα 5.22 και μπορεί να επεξηγήσει πολύ καλά τι συμβαίνει στη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Πιο συγκεκριμένα, η λήψη στις **18:00 UTC** απεικονίζει ότι το ύψος στο οποίο βρίσκεται η ζώνη ψυχρής μεταφοράς (Cold Conveyor Belt) αυξάνεται από ανατολικά προς δυτικά, ενώ η ζώνη θερμής μεταφοράς (Warm Conveyor Belt) που βρίσκεται σε παράταξη νότου-βορρά αναρριχάται επάνω από τη ψυχρή ζώνη, σε κατεύθυνση κάθετα ως προς αυτή (όπως στο Σχήμα 5.22).

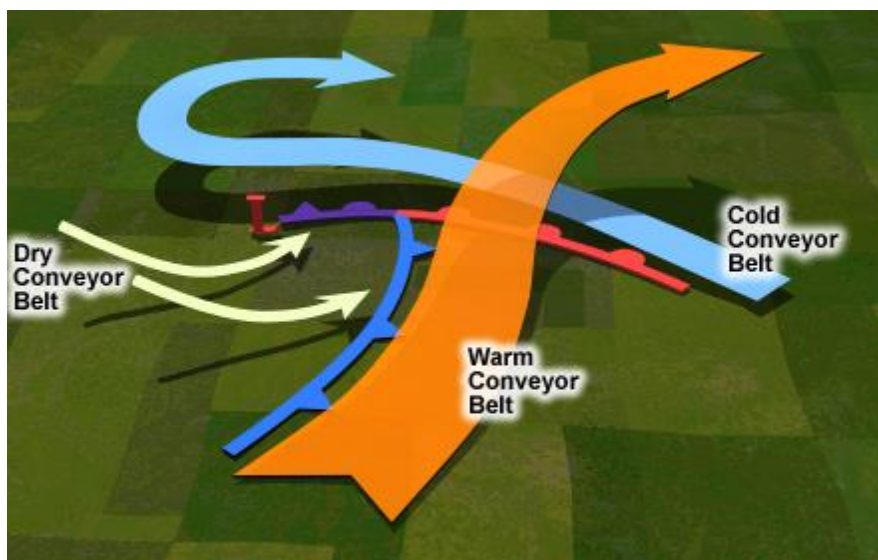
Στις επόμενες ώρες (Σχήμα 5.21), η ζώνη ψυχρής μεταφοράς υποδεικνύεται από σκούρους μπλε χρωματισμούς ενώ γίνεται αντιληπτή και η ζώνη θερμής μεταφοράς με τους πράσινους χρωματισμούς. Η θερμή ζώνη μεταφοράς τροφοδοτεί τα μέσα και ανώτερα επίπεδα της τροπόσφαιρας με υγρασία και επικαλύπτεται στα νοτιότερα τμήματά της από υδρατμούς, (όπως επισημάνθηκε και στη ανάλυση των εικόνων στο κανάλι των υδρατμών) και όσο περνά ο χρόνος, βορειότερα, από νέφη. Τα νέφη είναι αποτέλεσμα της εκδήλωσης αστάθειας από την αναρρίχηση των θερμών αέριων μαζών πάνω από τις ψυχρότερες. Η έλευση του θερμού αέρα γίνεται από τις βόρειες ακτές της Λιβύης και τις βορειοανατολικές ακτές της Τυνησίας, όπως δηλώνει και η πράσινη απόχρωση πάνω από αυτές στο συνδυασμό αυτό.

Το ελάχιστο ύψος στο οποίο κατέρχεται η τροπόπαυση, δηλαδή εκεί που γίνεται εισχώρηση ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα, εμφανίζεται με ερυθρές-καφέ αποχρώσεις και επί της ουσίας αποτελεί την ζώνη ξηρής μεταφοράς (Dry Conveyor Belt) του Σχήματος 5.22. Επομένως, συμπερασματικά μπορεί να υποστηριχθεί ότι το υπό μελέτη σύστημα προέρχεται από την αλληλεπίδραση της ζώνης εισχώρησης ξηρού αέρα με την ζώνη μεταφοράς θερμού και υγρού αέρα, η οποία ως ελαφρύτερη ανέρχεται της ζώνης ψυχρού αέρα.



Σχήμα 5.21 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Airmass στις 7/11/2014, φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (11, 12, 14, 16, 18, 21 UTC). Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Airmass RGB.

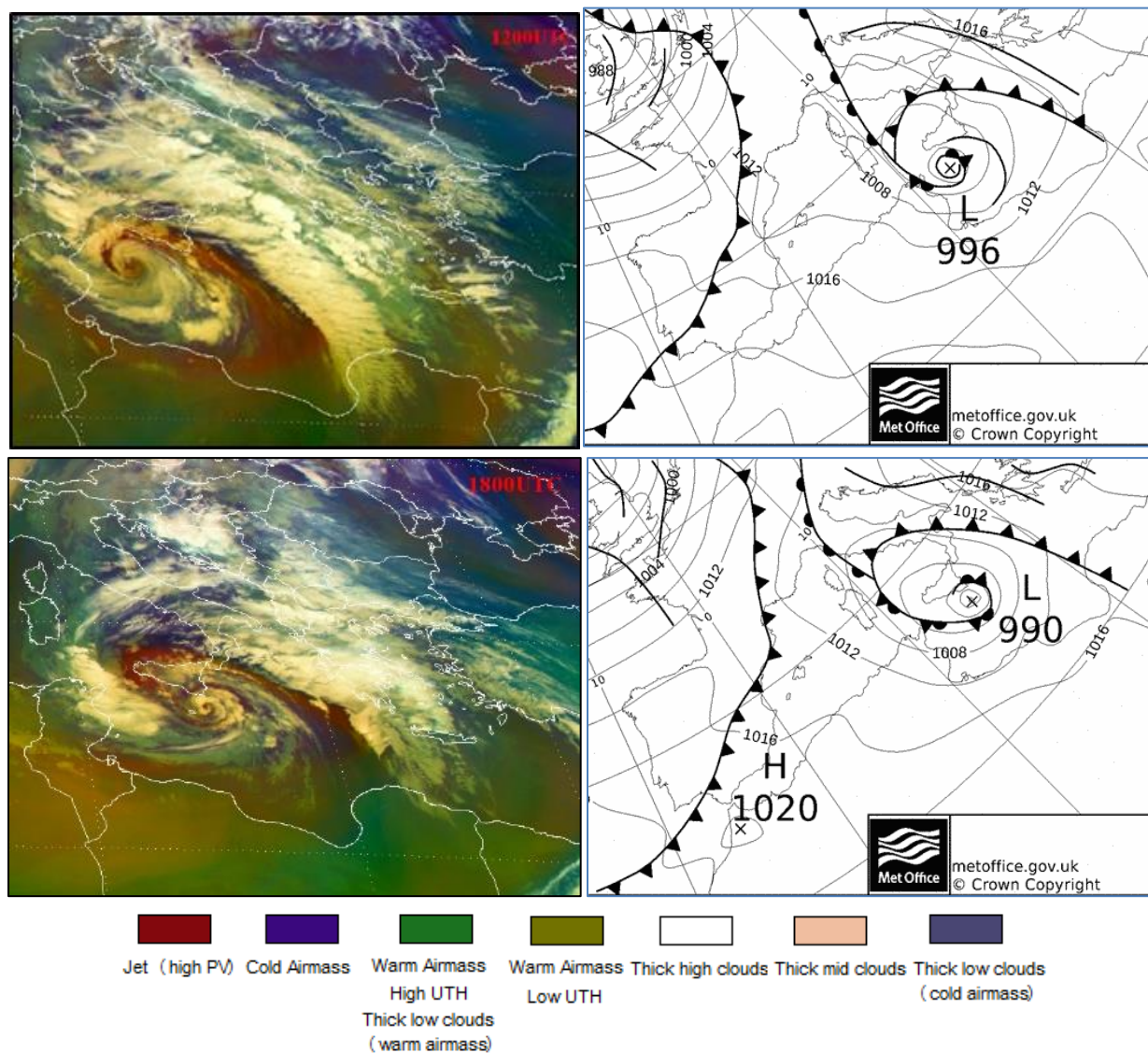
Για την καλύτερη κατανόηση των όσων έχουν υποστηριχθεί, μέχρι αυτό το σημείο, παρατίθενται παρακάτω οι εικόνες του συνδυασμού RGB Airmass σε σύγκριση με τους συνοπτικούς χάρτες επιφάνειας στις αντίστοιχες χρονικές στιγμές (Σχήμα 5.23). Μεταξύ των **12:00 UTC** και **18:00 UTC**, ο συνδυασμός αερίων μαζών αποτυπώνει ξεκάθαρα το μοντέλο ζωνών μεταφοράς το οποίο αποτυπώνεται και στην σύσφιξη που συντελείται στην επιφάνεια. Η μεγαλύτερη έκταση της νεφικής ζώνης βρίσκεται στην ψυχρή αέρια μάζα πίσω από το μέτωπο. Η νέφωση στο σημείο εκείνο παρουσιάζει μεγάλη λαμπρότητα στο συνδυασμό των αερίων μαζών λόγω της μεγάλης κατακόρυφης έκτασης της. Παρατηρείται μία ευρεία ζώνη μεγάλης υγρασίας, με ένα απότομο όριο προς τη ψυχρή πλευρά του μετώπου. Επιπρόσθετα, διακρίνεται ξεκάθαρα η σφήνα του ξηρού αέρα δυτικά της μετωπικής νεφικής ζώνης η οποία διαμορφώνει το διακριτό και απότομο όριο της νεφικής ζώνης δυτικά του μετώπου.



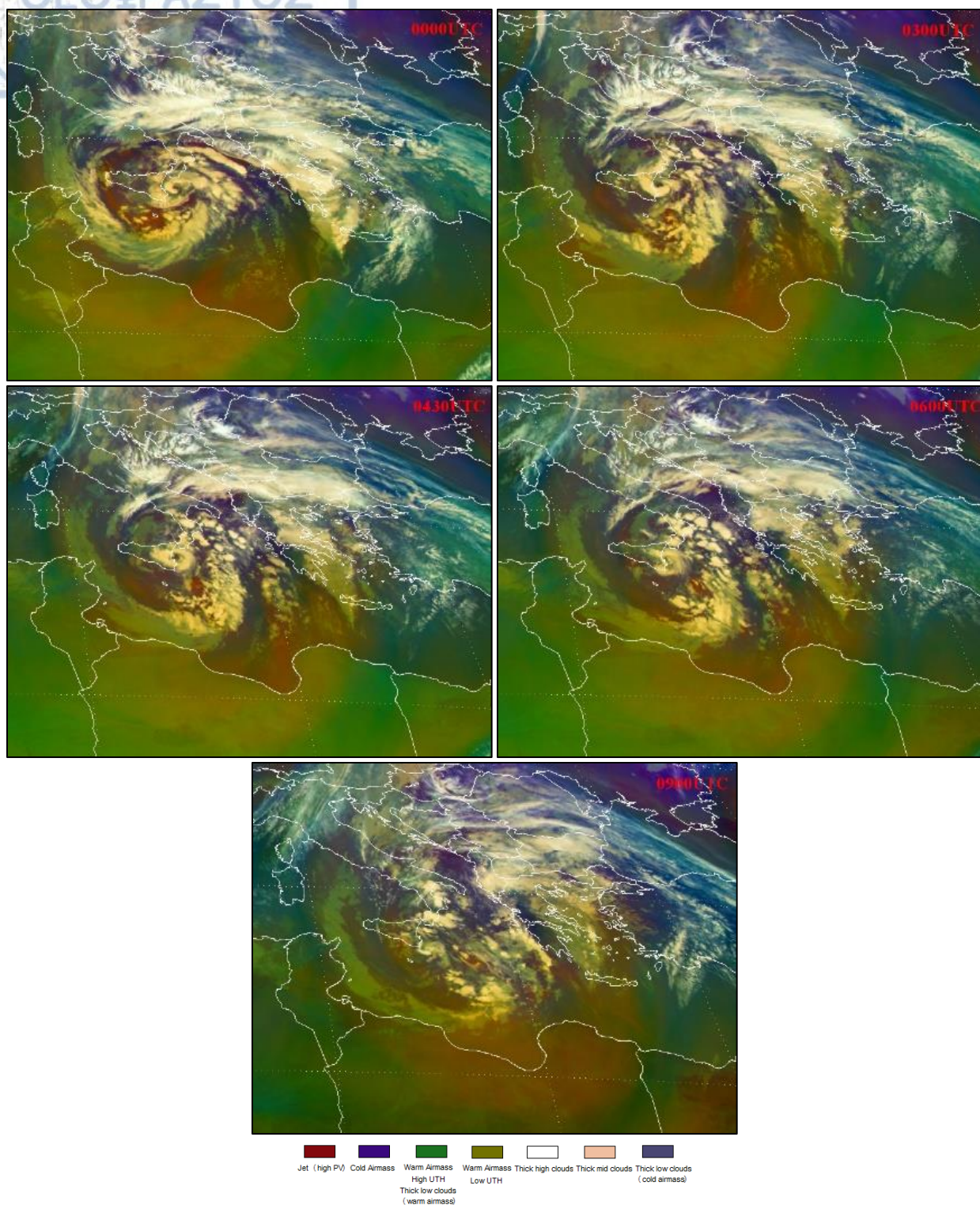
Σχήμα 5.22 Μοντέλο ζωνών μεταφοράς (ψυχρής-θερμής-ξηρής) σε ύφεση (πηγή: meted.ucar.edu.)

Το μοντέλο των ζωνών μεταφοράς είναι ευδιάκριτο σε όλα τα στάδια του Μ.Κ., με σαφή εξασθένηση, μετά τη τελευταία μετάβαση του «ματιού» πάνω από ξηρά (ανατολική Σικελία). Στο συνδυασμό RGB αερίων μαζών γίνεται επίσης, αισθητή η παρουσία των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης με σημαντικό οπτικό πάχος, γύρω από τα τοιχώματα του ματιού, καθώς και στη ψυχρή μετωπική επιφάνεια που το ακολουθεί. Τέλος, από τις **00:00 UTC** έως και την

ώρα που διαλύεται (**09:00UTC**), σε ένα τόξο στα νότια του κέντρου χαμηλής πίεσης, διακρίνονται μεσαία νέφη κάτω από τις θερμές αέριες μάζες (Σχήμα 5.24).



Σχήμα 5.23 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Airmass (αριστερά) και συνοπτικών χαρτών επιφάνειας του Met Office (δεξιά) στις 1200UTC και 1800UTC στις 7/11/2014. Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Airmass RGB αριστερά.

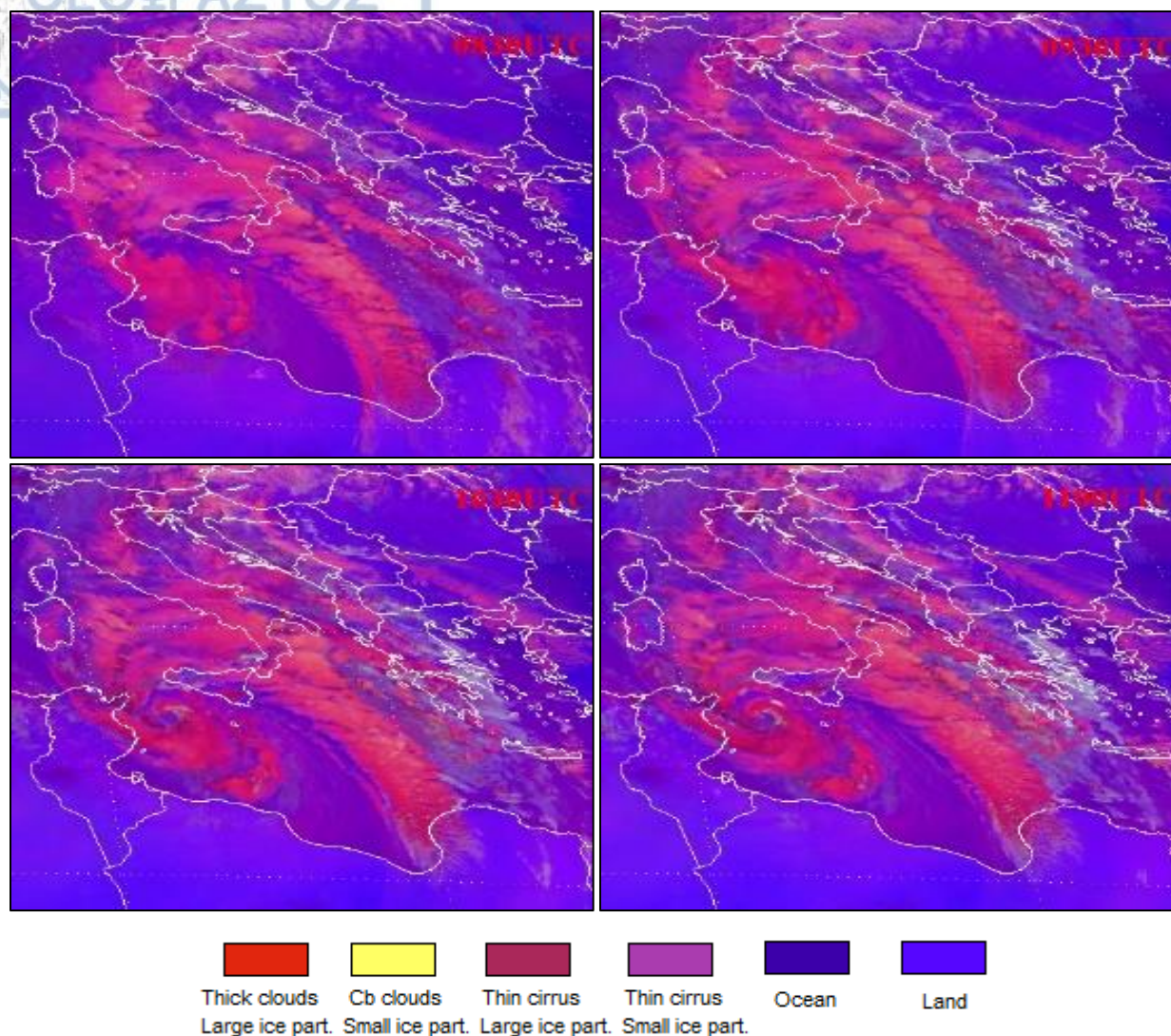


Σχήμα 5.24 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Airmass στις 8/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (0, 3, 4:30, 6, 9 UTC). Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Airmass RGB.

5.1.7 Συνδυασμός *Day Convective Storms* RGB

Οι εικόνες που προκύπτουν από αυτό το συνδυασμό στοχεύουν στην ανάδειξη των ενεργών περιοχών ενός καταιγιδοφόρου νέφους. Δίδει πληροφορίες τόσο για το οπτικό πάχος των νεφών όσο και για τα μικροφυσικά τους χαρακτηριστικά. Θα πρέπει να τονιστεί στο σημείο αυτό ότι, επειδή ο συνδυασμός προκύπτει και από κανάλια του ορατού, οι νυχτερινές ώρες να μην μπορούν να μελετηθούν με αυτή τη χρωματική σύνθεση.

Στις **08:30 UTC** (Σχήμα 5.25), στην αρχική σπειροειδή μορφή του συστήματος εντοπίζονται περιοχές με πορτοκαλί αποχρώσεις στη ψυχρή μετωπική ζώνη (ουρά του σχηματισμού) πάνω από τη κεντρική Μεσόγειο (εκεί που εμφανίζονται τα MCS), η οποία έχει βορειοανατολική κατεύθυνση κίνησης. Οι περιοχές αυτές των νεφών, με βάση τη μεθοδολογία στο Κεφάλαιο 3, αποτελούνται από μικρού μεγέθους παγοκρύσταλλους, που με τη σειρά του υπόδεικνύει ισχυρές ανοδικές κινήσεις και επομένως εκδήλωση σημαντικών φαινομένων στην επιφάνεια. Με τη πάροδο του χρόνου οι πορτοκαλί περιοχές εντείνονται (**09:30 UTC, 10:30 UTC, 11:00 UTC**) και είναι εμφανής η συμφωνία των πορτοκαλί χρωμάτων, δηλαδή των περιοχών στις οποίες υφίστανται ισχυρές ανοδικές κινήσεις, με τις προεξέχουσες κορυφές των νεφών (*Overshooting Tops*), οι οποίες εμφανίστηκαν στις εικόνες υψηλής ευκρίνειας του ορατού καθώς και στα sandwich products (Σχήμα 5.25).

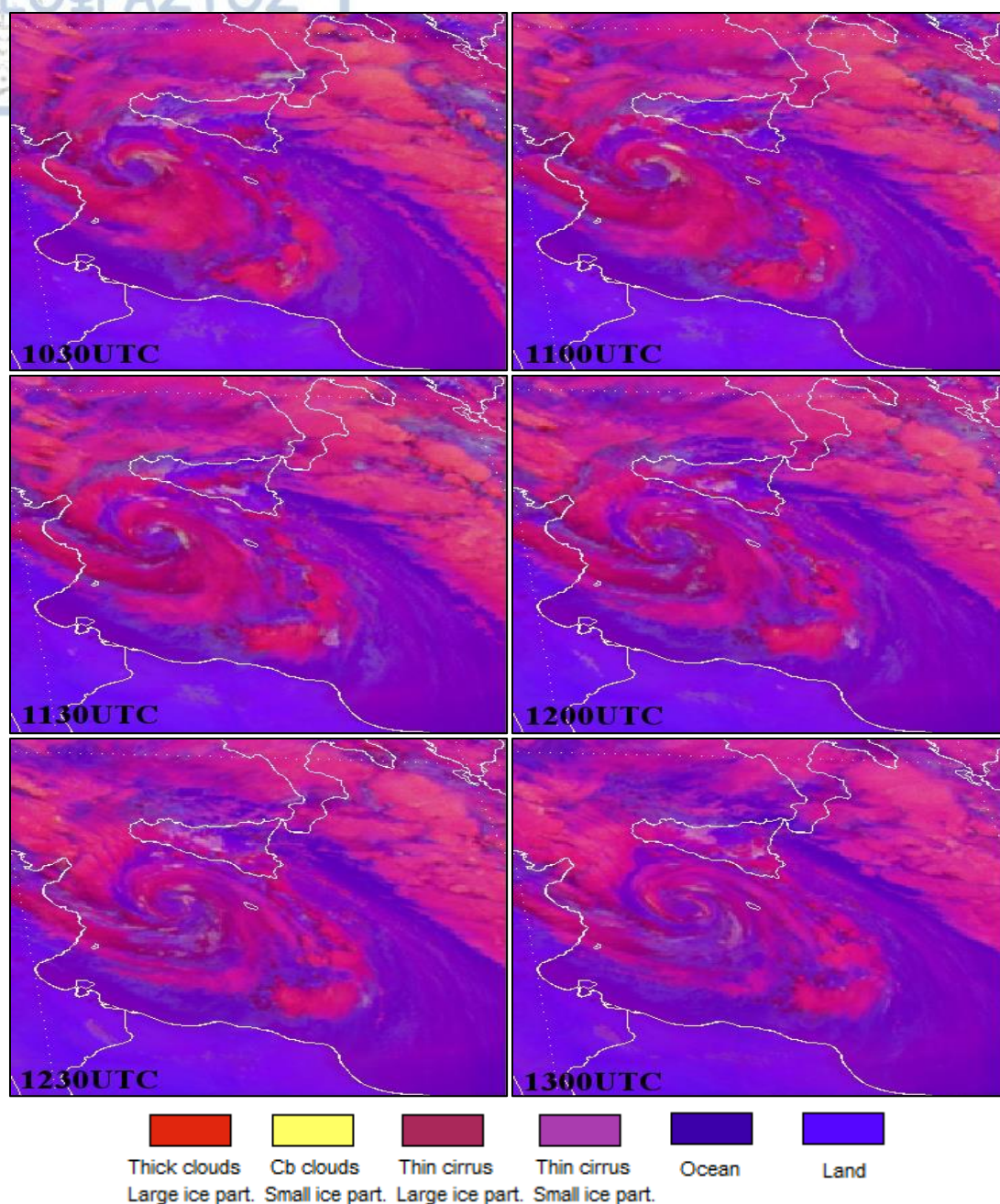


Σχήμα 5.25 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Day Convective Storms, στις 7/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι πρώτες φάσεις της δημιουργίας του Μ.Κ.. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (08:30, 09:30, 10:30, 11:00 UTC). Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Day Convective Storms RGB.

Στις **10:30 UTC, 11:00 UTC και 11:30 UTC**, ώρες δηλαδή που ο κυκλώνας αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά, γίνονται εμφανείς στο τοίχωμα του ματιού, ορισμένες κίτρινες περιοχές (Σχήμα 5.26). Επομένως, διαφαίνεται η ισχυροποίηση του συστήματος, με το κίτρινο χρώμα να αποδίδει καταιγιδοφόρα νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος, αποτελούμενα από μικρούς παγοκρυστάλλους και τα οποία δημιουργήθηκαν από ισχυρά ανοδικά ρεύματα, γεγονός που συνάδει με τις καιρικές συνθήκες που υφίστανται στο τοίχωμα ενός τροπικού κυκλώνα.

Στις **12:30 UTC και 13:00 UTC**, ενδιαφέρον παρουσιάζουν ορισμένες περιοχές στις ζώνες των νεφών, με όχι τόσο ξεκάθαρες κίτρινες αποχρώσεις. Οι χρωματισμοί αυτοί που παραπέμπουν προς το λαχανί, δηλώνουν τη παρουσία νεφών με υδροσταγόνες σε υπέρτηξη (Σχήμα 5.26). Επομένως, γύρω από το κυκλωνικό κέντρο υπάρχουν κατά βάση μεσαία νέφη.

Συμπερασματικά, μπορεί να λεχθεί, ότι επαληθεύονται όλα όσα αναφέρθηκαν και στην παραπάνω ανάλυση των εικόνων με τη διαφορά ότι το χρώμα βοηθά πιο άμεσα στον προσδιορισμό της μικροφυσικής των νεφών. Άρα, αυτός ο συνδυασμός RGB μπορεί να δώσει την “ακτινογραφία” των πιο ενεργών σημείων του συστήματος.

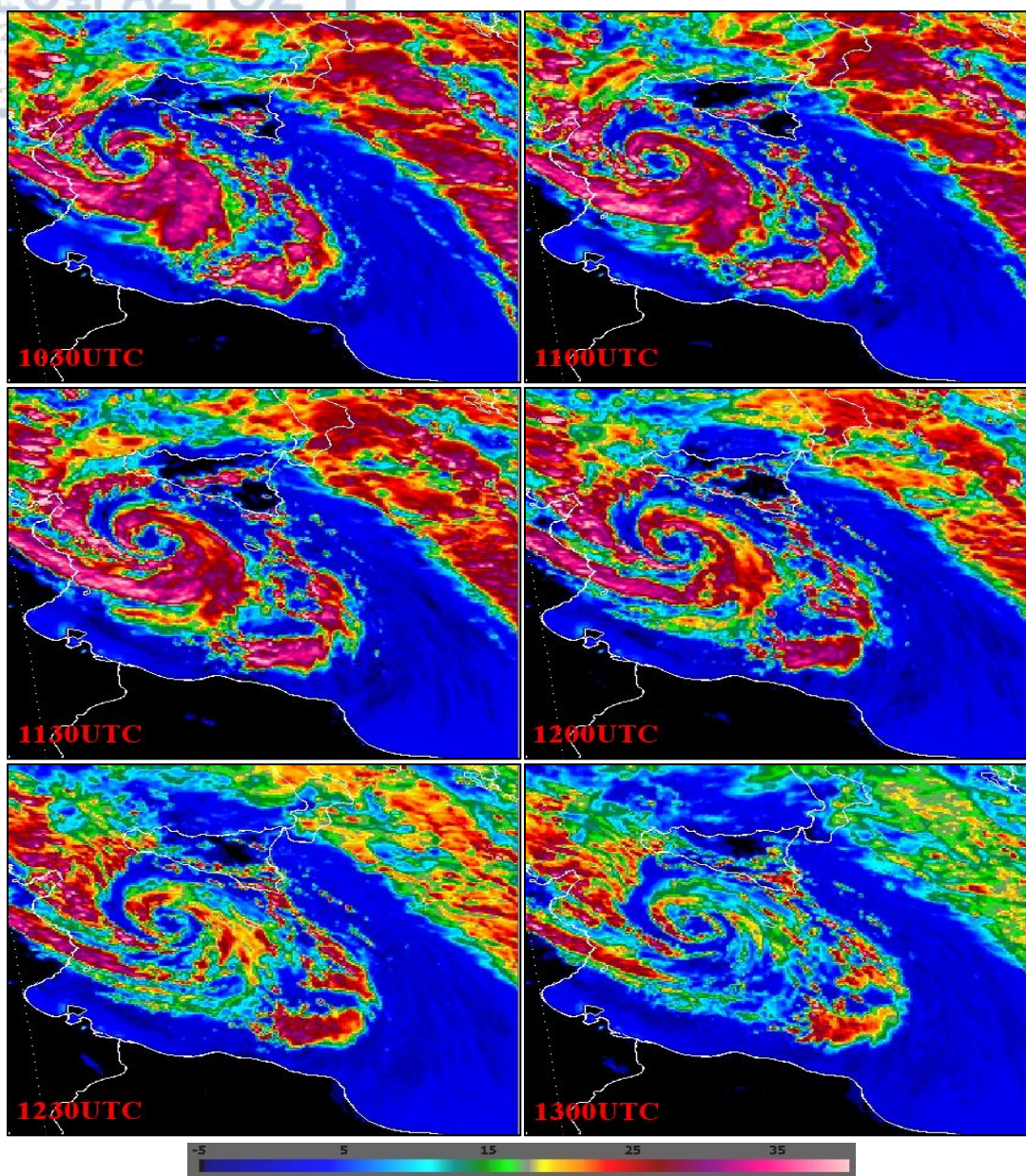


Σχήμα 5.26 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Day Convective Storms, στις 7/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Έχει γίνει μεγέθυνση στη κυκλωνική περιοχή χαμηλών πιέσεων. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο κάτω αριστερό τμήμα των εικόνων (10:30, 11:00, 11:30, 12:00, 12:30, 13:00 UTC). Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Day Convective Storms RGB.

Σε αντιπαραβολή, σύγκριση και επαλήθευση των εικόνων του Convection RGB, παραθέτονται οι αντίστοιχες χρονικές στιγμές με το Σχήμα 5.27 της διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας 1-3. Υψηλές θετικές τιμές της διαφοράς σημαίνουν ότι η ανακλαστικότητα στο κανάλι των 0,6 μm είναι πολύ υψηλή (νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος) και ότι η ανακλαστικότητα στο κανάλι των 1,6 μm είναι πολύ χαμηλή (σωματίδια πάγου στην κορυφή), και εντοπίζονται σε νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και παγοκρυστάλλια στη κορυφή, δηλαδή νέφη που προκαλούνται από την ανωμεταφορά καθώς και προεξέχουσες κορυφές. Από την άλλη χαμηλές θετικές τιμές της διαφοράς υποδεικνύουν ότι η ανακλαστικότητα στο κανάλι των 0,6 μm είναι χαμηλή (λεπτά σύννεφα), ενώ η ανακλαστικότητα στο κανάλι των 1,6 μm είναι πολύ χαμηλή (σωματίδια πάγου στην κορυφή), και εντοπίζονται σε λεπτά νέφη (Cirrus) με παγοκρυστάλλια στην κορυφή. Η εξήγηση αυτής της λειτουργίας, αφορά τη μικρή ανακλαστικότητα που εμφανίζει ο πάγος στο κανάλι 3 του εγγύς υπερύθρου, σε σύγκριση με το κανάλι 1 που εμφανίζει μεγάλη ανακλαστικότητα. Οι υδροσταγόνες από την άλλη πλευρά, και στα δύο κανάλια παρουσιάζουν μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας.

Με τις ανοιχτό ροζ-μωβ αποχρώσεις, επομένως απεικονίζονται νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και υψηλή περιεκτικότητα σε μικρού μεγέθους παγοκρυστάλλια στην κορυφή τους. Σε συνδυασμό με τη πρότερη ανάλυση, αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι υψηλές διαφορές στις κυκλικές ζώνες νεφών γύρω από το «μάτι», εντοπίζονται νέφη ανοδικών ρευμάτων. (Σχήμα 5.27).

Επομένως, μπορεί να υποστηριχθεί πως η διαφορά 1-3 δίνει χρήσιμες πληροφορίες για τη φάση του περιεχομένου των νεφών (Σχήμα 5.27), για αυτό άλλωστε χρησιμοποιείται ως συστατικό στη κατασκευή του Convection RGB, εν τούτοις δε μπορεί να σταθεί από μόνη της ως τρόπος επεξήγησης της μικροφυσικής. Το Convection RGB στο παρών σύστημα, δίνει πιο εμπεριστατωμένη πληροφορία και έμφαση στη λεπτομέρεια, γιατί διαθέτει συνιστώσα τόσο για το ύψος των νεφών και τη πιθανή ύπαρξη θερμικής δραστηριότητας.



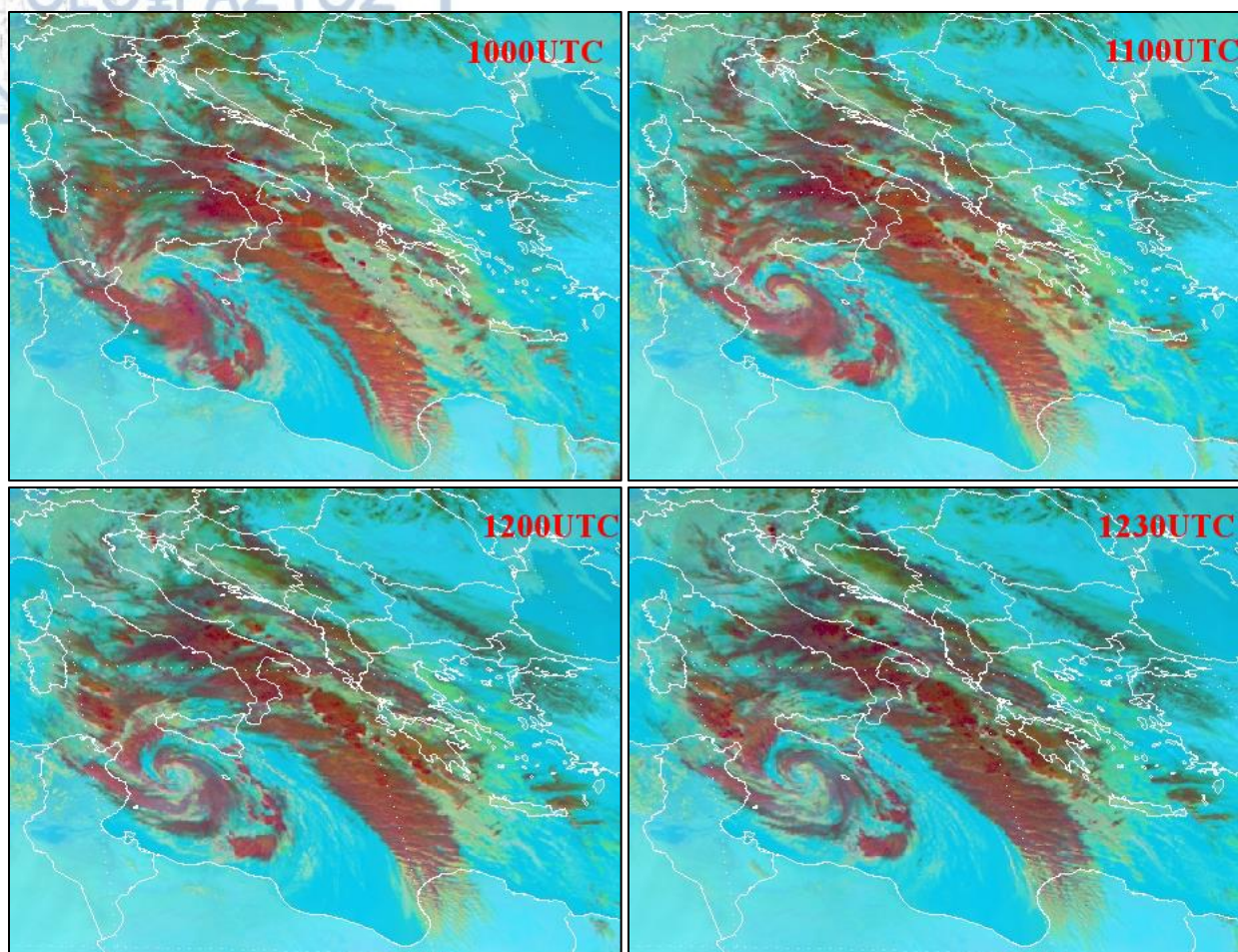
Σχήμα 5.27 Εικόνες διαφοράς ανακλαστικότητας καναλιών 1-3 με κατώφλια από -5 έως 40°C, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά του χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο κάτω αριστερό τμήμα των εικόνων (10:30, 11:00, 11:30, 12:00, 12:30, 13:00 UTC).

5.1.8 Συνδυασμός Day Microphysics RGB

Οι εικόνες που δημιουργούνται από το συνδυασμό αυτό, υποδεικνύουν πολύ σημαντικές πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά των νεφών όπως το πάχος, τη σύσταση των νεφών και την κατηγορία στην οποία ανήκουν. Επειδή όμως στον συνδυασμό το ένα από τα τρία κανάλια που συμμετέχουν ανήκει στο ορατό φάσμα, ανάλυση εικόνων γίνεται μόνο όταν υφίσταται η ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία επομένως οι νυχτερινές ώρες αποκλείονται. Τέλος, χρησιμοποιείται στην επιχειρησιακή πρόγνωση του καιρού.

Οι λήψεις που επιλέχθηκαν να αναλυθούν σε αυτό το συνδυασμό, προέρχονται από τα πρώτα στάδια του Μ.Κ. και μόλις εμφανίζει τα τροπικά του χαρακτηριστικά. Στις **10:00 UTC**, χωρίζοντας τη κυκλωνική περιοχή σε δύο ιδεατά ημικύκλια, μπορεί να λεχθεί πως στο κάτω ημικύκλιο (κόκκινες αποχρώσεις), το σύστημα αποτελείται από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (Σχήμα 5.28). Τα νέφη αυτά είναι ψυχρά και αποτελούνται από μεγάλους παγοκρυστάλλους. Το άνω ημικύκλιο αποτελείται από νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος με περιεκτικότητα τόσο σε υδροσταγόνες όσο και σε υδροσταγόνες σε υπέρτηξη (λαχανί-κίτρινες αποχρώσεις). Καθώς το σύστημα στροβιλίζεται στις επόμενες λήψεις οι περιοχές αυτές εναλλάσσονται, με την εμφάνιση όμως και των υψηλών νεφών Cirrus (κίτρινες αποχρώσεις), κάτι που υποδυκνύεται από τη μείωση της απόχρωσης του κόκκινου. Καλό είναι να αναφερθεί εδώ πως καθώς μειώνεται το ύψος του ήλιου, οι αποχρώσεις ελαφρώς διαφοροποιούνται.

Το ψυχρό μετωπικό σύστημα, που προηγείται του κέντρου περιστροφής του Μ.Κ., παρουσιάζει μία ζώνη έντονης δραστηριότητας ανωμεταφοράς και νεφών με μεγάλο οπτικό πάχος (κόκκινες-πορτοκαλί αποχρώσεις για περιεχόμενο σε μεγάλους-μικρούς παγοκρυστάλλους αντίστοιχα). Αξιοσημείωτες είναι οι περιοχές όπου δημιουργούνται τα MCS, κατά μήκος του ψυχρού μετώπου, με πολύ έντονο κόκκινο και πορτοκαλί χρώμα, όπου υπάρχει η παρουσία προεξέχουσων κορυφών, γεγονός που συνάδει πλήρως με τις αντίστοιχες περιοχές που ανέδειξε η ανάλυση των εικόνων Sandwich Product και Day Convective Storms RGB (Σχήμα 5.28).



Σχήμα 5.28 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Day Microphysics, στις 7/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. αποκτά τα τροπικά χαρακτηριστικά και εξελίσσεται περαιτέρω. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (10:00, 11:00, 12:00, 12:30 UTC).

5.1.9 Συνδυασμός Night Microphysics RGB

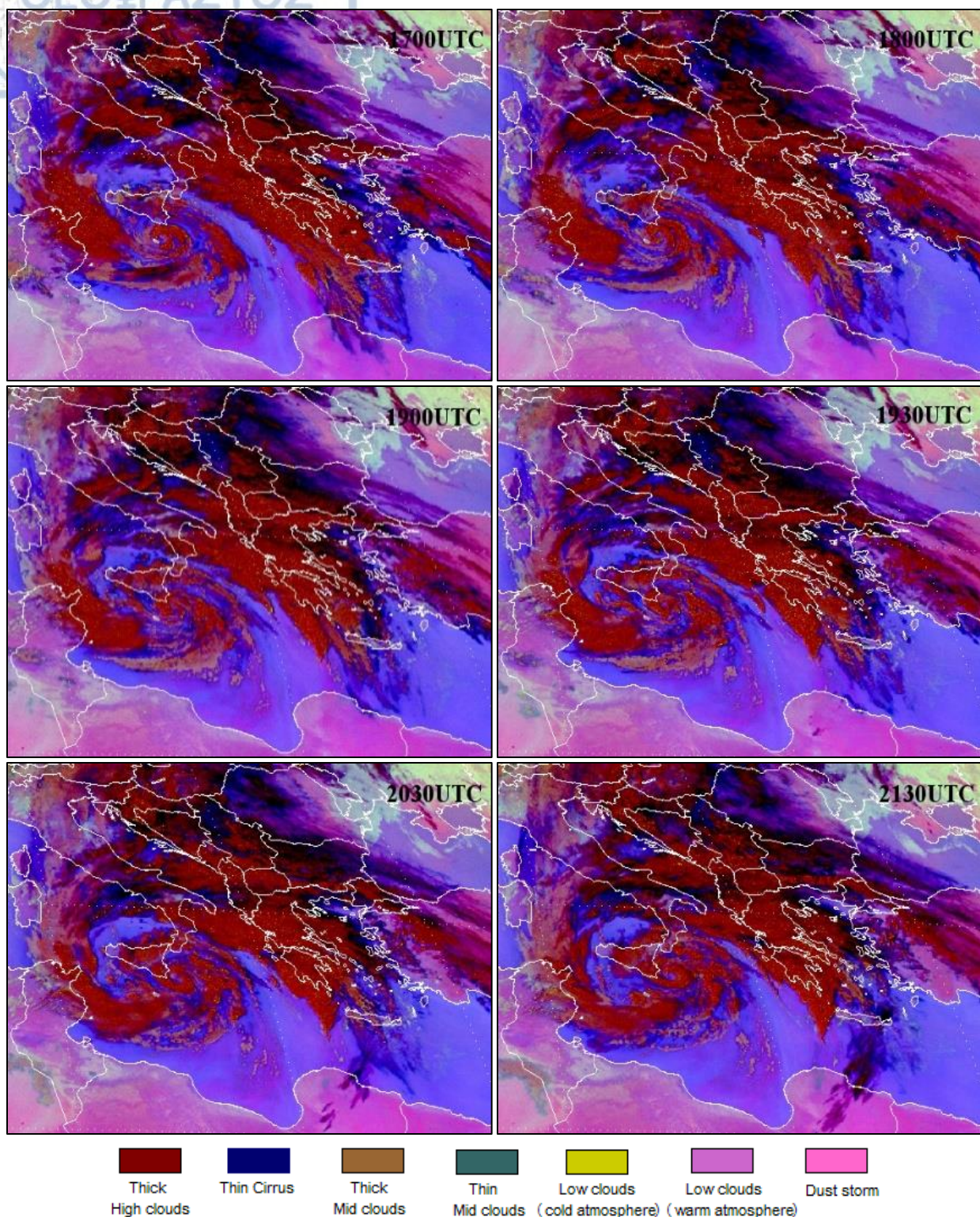
Ο συγκεκριμένος συνδυασμός χρησιμοποιείται, κατά κύριο λόγο, για την ανάλυση συστημάτων που προκύπτουν από έντονη ανωμεταφορά, η οποία λαμβάνει χώρα στη διάρκεια της νύχτας. Αν και βρίσκει εφαρμογή και κατά τη διάρκεια της ημέρας, παρουσία ηλιακού φωτός, προτιμάται ωστόσο να χρησιμοποιείται κυρίως για τη μελέτη συστημάτων τη νύχτα. Αυτός είναι και ο λόγος που η ανάλυση σε αυτή τη παράγραφο ξεκινάει από τις **17:00 UTC** στις **7/11/2014**. Υπογραμμίζεται πως η συμβολή του συγκεκριμένου συνδυασμού είναι μεγάλη καθώς η τελευταία μετάβαση πάνω από τη στεριά καθώς και η κατάρρευση του Μ.Κ. γίνεται τις πρώτες πρωινές ώρες στις **8/11/2014**.

Ήδη από τις **17:00 UTC** που ο Μ.Κ. έχει κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και κινείται βορειοανατολικά (Σχήμα 5.29). Παρατηρούνται στην πρώτη κυκλική ζώνη νεφών γύρω από το κέντρο χαμηλής πίεσης, υψηλά νέφη μεγάλου οπτικού πάχους, στη βορειοανατολική πλευρά του, και μεσαία νέφη μεγάλου οπτικού πάχους στη νοτιοδυτική πλευρά του. Οι σκούρες αποχρώσεις του κόκκινου δηλώνουν, ότι το οπτικό πάχος το νεφών είναι σημαντικό και ότι αυτά φθάνουν σε αρκετά μεγάλα ύψη. Οι κίτρινες κουκίδες που εντοπίζονται μέσα στη νεφική ασπίδα (στο εσωτερικό των σκούρων κόκκινων χρωμάτων), υποδεικνύουν πολύ ψυχρές επιφάνειες νεφών.

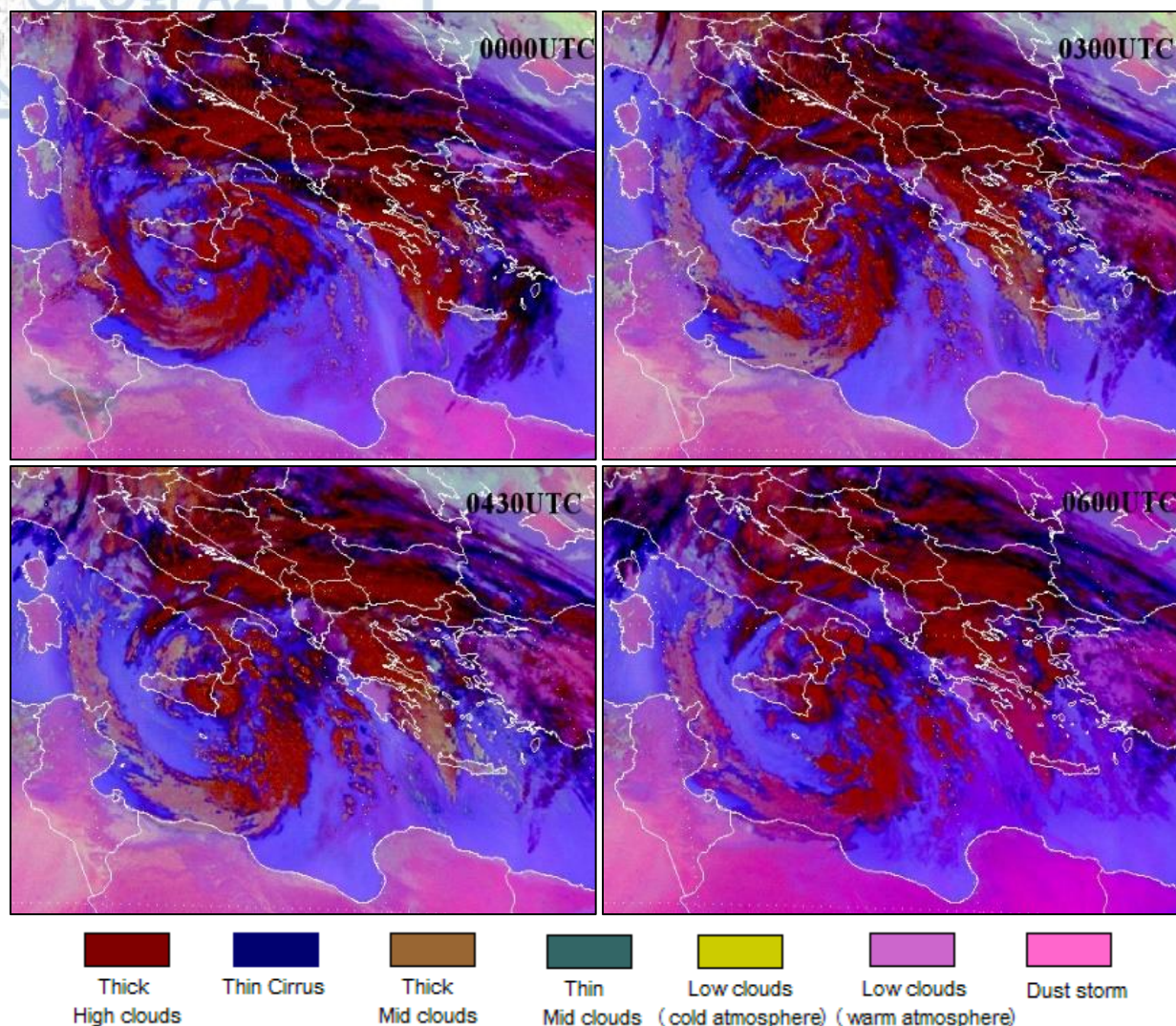
Καθώς το σύστημα μετακινείται προς τη Σικελία (**18:00 UTC** της 7^{ης} Νοεμβρίου έως **00:00 UTC** της 8^{ης} Νοεμβρίου), το παραπάνω μοτίβο χρωμάτων γύρω από το κυκλωνικό κέντρο εντείνεται έως στις **04:30 UTC**, όταν κάνει μετάβαση πάνω από τις ακτές της ανατολικής Σικελίας (Σχήμα 5.29). Η δομή είναι ξεκάθαρη με την αίθρια κεντρική περιοχή χαμηλής πίεσης και την καλά ορισμένη κυκλική ζώνη του τοιχώματος. Τα νέφη αυξάνουν το οπτικό πάχος τους (οι κόκκινες αποχρώσεις εντείνονται), αποτέλεσμα της έντονης σύσφιξης των αέριων μαζών που συντελείται στην επιφάνεια.

Ορισμένες μπλε αποχρώσεις νεφών, τα οποία παρασύρονται στη κυκλωνική κίνηση και εντοπίζονται στις άκρες των νεφών (σαν «ξέφτια»), υποδεικνύουν την παρουσία υψηλών και ψυχρών νεφών Cirrus. Στις **09:00 UTC** της 8^{ης} Νοεμβρίου, το σύστημα έχει καταρρεύσει και από τα εναπομείναντα στοιχεία του, εμφανίζονται μόνο ορισμένοι διάσπαρτοι πυρήνες (Cumulonimbus) πάνω από το Ιόνιο πέλαγος, που κινούνται προς τα δυτικά (Σχήμα 5.30).

Τέλος, η ψυχρή μετωπική επιφάνεια που βρίσκεται στην ουρά του συστήματος, σταδιακά αποσπάται από αυτό και κινούμενη βορειοανατολικά φθάνει πάνω από τον Ελλαδικό χώρο και τα Βαλκάνια (κόκκινες αποχρώσεις με κίτρινα σημεία μέσα σε αυτές).



Σχήμα 5.29 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Night Microphysics στις 7/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. κάνει μετάβαση στη Μάλτα, έπειτα κατευθύνεται προς τη Σικελία. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (17:00, 18:00, 19:00, 19:30, 20:30, 21:30 UTC). Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Night Microphysics RGB.



Σχήμα 5.30 Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Night Microphysics στις 8/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (00:00, 03:00, 04:30, 06:00 UTC). Η κάτω χρωματική κλίμακα αναφέρεται στις εικόνες Night Microphysics RGB.

5.1.10 Συνδυασμός 24hour Dust Microphysics RGB

Η σύνθεση καναλιών για τη δημιουργία αυτού του συνδυασμού έχει σχεδιαστεί για να παρακολουθεί την εξέλιξη των καταιγίδων σκόνης πάνω από τις ερήμους. Ο συνδυασμός όμως, λόγω της 24ωρης χρήσης του, επιτρέπει την περαιτέρω παρακολούθηση των νεφών σκόνης καθώς απλώνονται πάνω από τη θάλασσα. Η σκόνη εμφανίζεται με ροζ ή μωβ αποχρώσεις σε αυτές τις RGB εικόνες. Επιπρόσθετα, μπορεί να δώσει πληροφορίες για το είδος των νεφών και

χρησιμοποιείται στην επιχειρησιακή πρόγνωση του καιρού. Στη δορυφορική ανάλυση του υπό μελέτη Μ.Κ. χρησιμοποιήθηκε για να αναδείξει τη παρουσία σκόνης στο σύστημα καθ' όλη τη διάρκεια ζωής του.

Στη φάση της γένεσης του εξωτροπικού κυκλώνα καθώς και μετέπειτα κατά τη διάρκεια εξέλιξής του σε κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά, το σύστημα «σηκώνει» ορισμένες ποσότητες σκόνης από τη Βόρεια Αφρική (Σχήμα 5.3α,β). Αυτό είναι ευδιάκριτο από τις ροζ αποχρώσεις πάνω από τη Λιβύη που φαίνονται να εισχωρούν στη δίνη του συστήματος. Ο συνδυασμός ισχυρών νοτιανατολικών ανέμων καθώς και η δημιουργία του Μ.Κ. πολύ κοντά στις ακτές της Λιβύης συντελούν στο να στροβιλίζονται στο κέντρο του, μαζί με τις ψυχρές, θερμές και ξηρές αέριες μάζες, σημαντικές ποσότητες σκόνης.

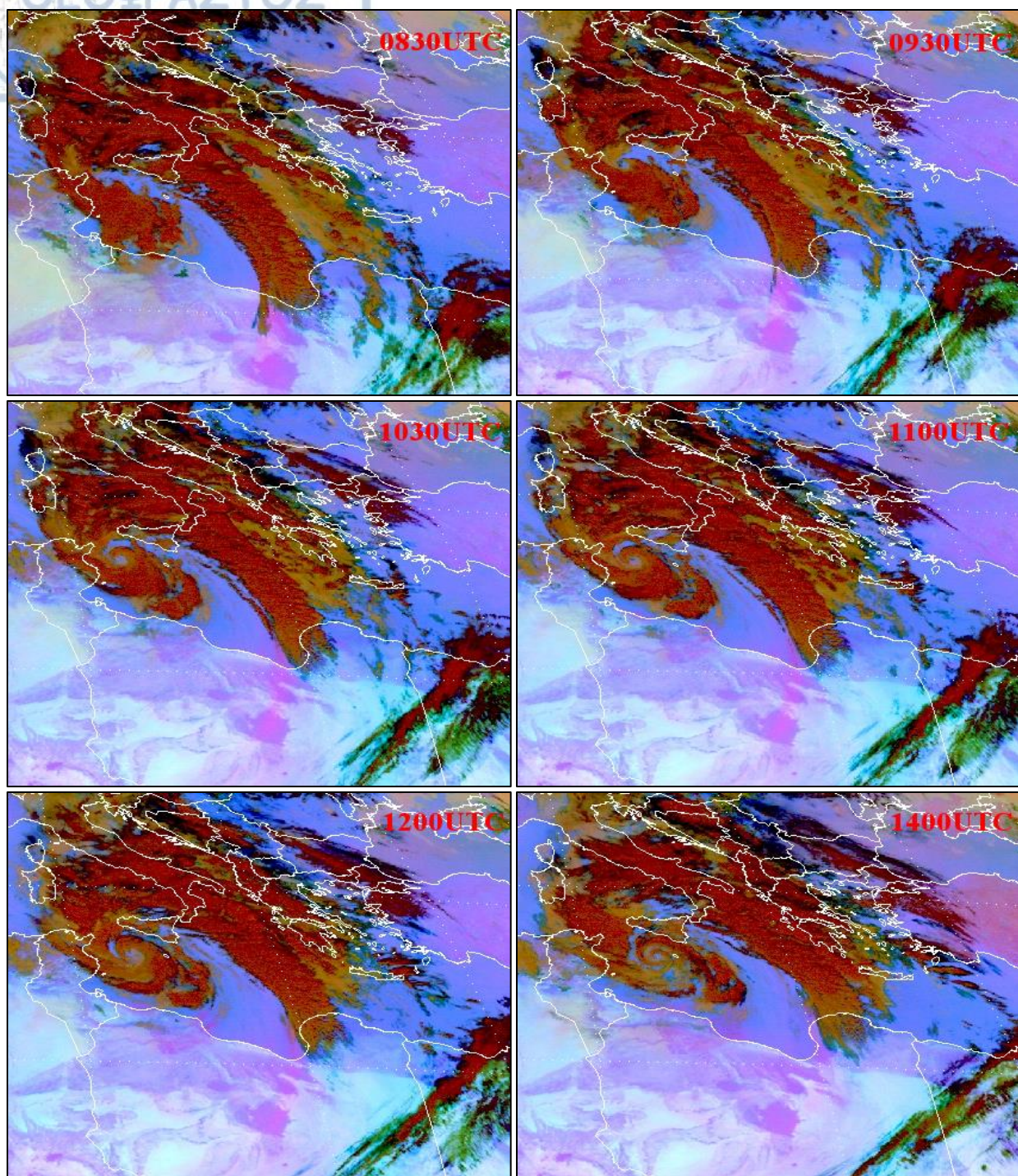
Η άμεση επίδραση (direct effect) της σκόνης έγκειται στο γεγονός ότι απορροφά και σκεδάζει την ηλιακή ακτινοβολία μικρού μήκους και την υπέρυθη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος. Με αυτό τον τρόπο επιδρά στο ισοζύγιο ακτινοβολίας του πλανήτη. Οπότε, το ημί-έμμεσο επακόλουθο (semi-direct effect) είναι μεταβολή των ρυθμών θέρμανσης της ατμόσφαιρας και κατ' επέκταση την αλλαγή των διεργασιών των νεφών. Αν προκαλέσει θέρμανση, ενισχύεται η αστάθεια και η ανωμεταφορά. Από την άλλη αν προκαλέσει ψύξη, επιφέρει πιο ευσταθείς συνθήκες. Με άλλα λόγια, μπορεί να αλλάξει τη στατική ευστάθεια στην ατμόσφαιρα και έτσι, θα αλλάξουν και οι διαδικασίες που επηρεάζουν τα νέφη.

Επιπρόσθετα, η σκόνη είναι πιθανό να τροφοδοτεί με πυρήνες συμπύκνωσης (είτε πυρήνες συμπύκνωσης CCN είτε παγοπυρήνες IN) ένα σύστημα. Σε μία περιοχή με αυξημένη ανωμεταφορά, τα ισχυρά ανοδικά ρεύματα (updrafts) παρασύρουν τη σκόνη στα ανώτερα τμήματα του νέφους με αποτέλεσμα να δράσει ως παγοπυρήνας. Περισσότεροι παγοπυρήνες δίνουν νέφη με μεγαλύτερο οπτικό πάχος. Η διαδικασία αυτή καθυστερεί την εκδήλωση της βροχής αλλά εντείνει τα μετέπειτα φαινόμενα. Έτσι, με την εκδήλωση των έντονων καιρικών φαινομένων, επέρχονται ισχυρότερες ροές στην επιφάνεια (outflows) και γίνεται ανατροφοδότηση της ανωμεταφοράς. Εργασίες σε τυφώνες (π.χ. Rosenfeld 2007) έχουν δείξει ότι αυτή η διεργασία επιφέρει την αποδυνάμωσή τους. Η καθυστέρηση της βροχής, έχει ως επακόλουθο τη καθυστέρηση της απελευθέρωσης λανθάνουσας θερμότητας με αποτέλεσμα να καθυστερεί η βάθυνση του κυκλώνα.

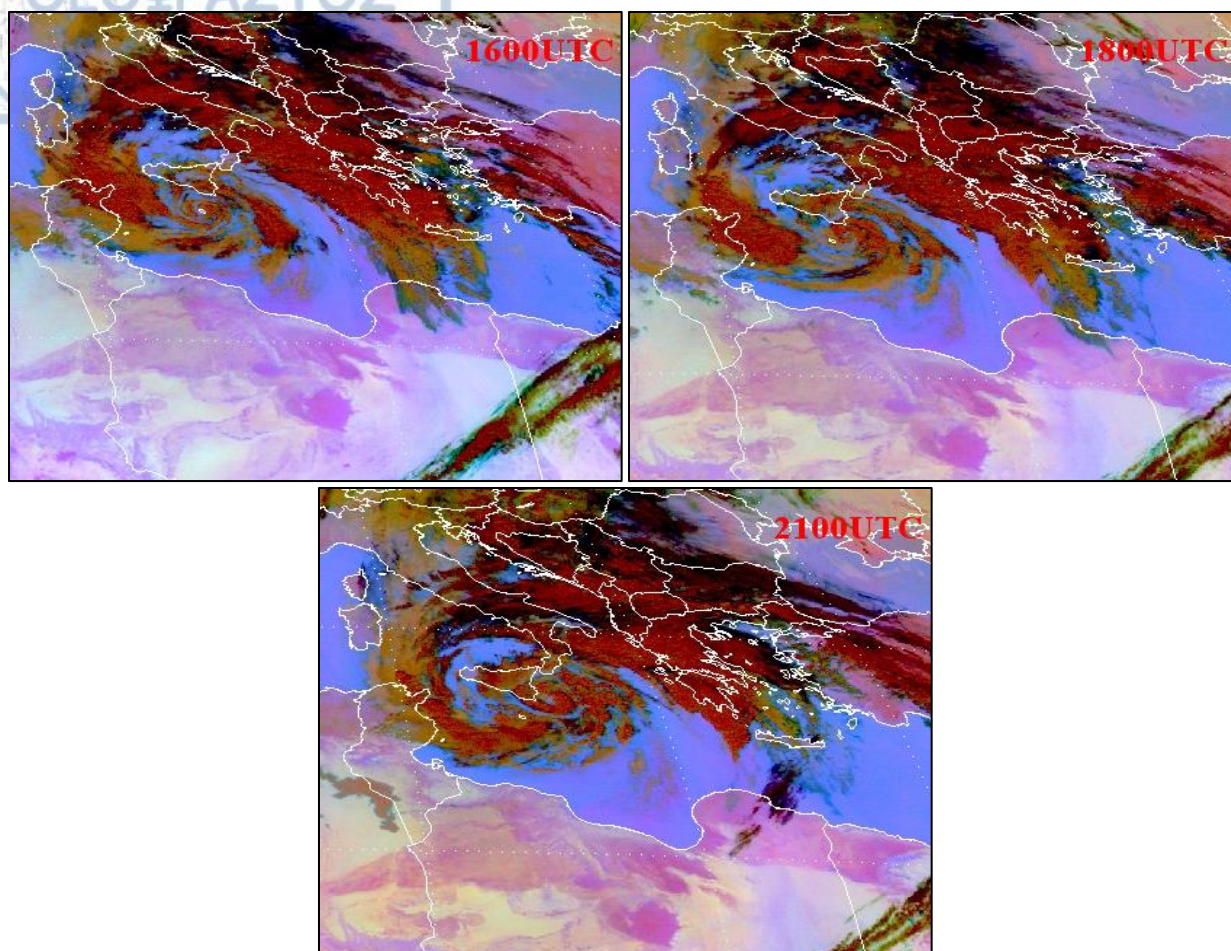
Σαφώς, μέσω δορυφορικών εικόνων δε μπορεί να υποστηριχθεί ένα τέτοιο περιβάλλον για τη παρούσα περίπτωση και τα παραπάνω σχόλια παραθέτονται σε θεωρητικό υπόβαθρο.



Χρειάζονται μελέτες σύγκρισης με προσομοιώσεις του κυκλώνα σε καθαρή ατμόσφαιρα και προσομοιώσεις με τη χρήση κάποιας παραμετροποίησης σκόνης και αποτελεί ένα πεδίο έρευνας που θα αναδείξει ακόμα περισσότερα χαρακτηριστικά. Το μόνο που πιθανώς μπορεί να συμβαίνει με την περίπτωση του Μ.Κ. του 2014 είναι η σκόνη να δρα ως πυρήνας συμπύκνωσης (είτε CCN είτε IN) και να παρατηρούνται τόσο μεγάλα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης κατά μήκος του ψυχρού μετώπου του Μ.Κ που μελετάται. Και πάλι όμως, απαιτείται ενδελεχή έρευνα πάνω στο φαινόμενο της σκόνης στους Μ.Κ. για να μπορέσει με βεβαιότητα να ισχύσει η παραπάνω πρόταση.



Σχήμα 5.31(α) Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Dust Microphysics στις 7/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (08:30, 09:30, 10:30, 11:00, 12:00, 14:00 UTC).



Σχήμα 5.31(β) Παράθεση εικόνων του συνδυασμού RGB Dust Microphysics στις 7/11/2014, στις οποίες φαίνονται οι φάσεις στις οποίες ο Μ.Κ. προσεγγίζει και κάνει μετάβαση πάνω από τη Σικελία και έπειτα καταρρέει. Οι χρόνοι λήψης φαίνονται στο πάνω δεξί τμήμα των εικόνων (16:00, 18:00, 21:00 UTC).

5.2 Βροχόπτωση στον Μ.Κ. από τους δορυφόρους GPM και TRMM

5.2.1 Δορυφορική ανάλυση δεδομένων μέσης έντασης βροχόπτωσης τριώρου (mm/hr) του δορυφόρου TRMM

Για τη μελέτη της συνολικής βροχόπτωσης που έπεσε μέσα στις τρεις ημέρες ενδιαφέροντος, μέσω των δορυφορικών δεδομένων, επιλέχθηκαν δύο δορυφόροι με ειδικές πλατφόρμες οργάνων παρακολούθησης των βροχοπτώσεων. Οι δορυφόροι είναι ο TRMM, ο οποίος έληξε τη λειτουργία του το 2015, ωστόσο το υπό μελέτη φαινόμενο είναι μέσα στα χρονικά πλαίσια λειτουργίας του και ο GPM, ο οποίος ουσιαστικά αντικατέστησε τον TRMM, και συνεχίζει να βρίσκεται σε τροχιά. Οι δύο επιλεγόμενες μέρες, αφορούν την 7^η Νοεμβρίου, ημέρα δημιουργίας και εξέλιξης του κυκλώνα και την 8^η Νοεμβρίου, ημέρα που κατέρρευσε το σύστημα και τα εναπομείναντα στοιχεία του επηρέασαν την Ελλάδα και τα Βαλκάνια.

Καλό είναι να σημειωθεί στο σημείο, ότι τα δεδομένα προϊόντα βροχής (3B42) του δορυφόρου TRMM έχουν χρονική ανάλυση τριών ωρών, με κέντρο του εύρους τη 1.5 ώρα. Επομένως, η συνολική ημερήσια βροχόπτωση για την ημέρα ενδιαφέροντος, υπολογίζεται 1.5 ώρα πριν τις 0 UTC (στις **22:30 UTC**) μέχρι και 1.5 ώρα μετά τη λήξη της ημέρας (στις **01:30 UTC** της επόμενης).

Οι αισθητήρες του δορυφόρου TRMM κατέγραψαν στις 7 Νοεμβρίου 2014 (Σχήμα 5.32), με οριζόντια ανάλυση 0.25° και χρονική ανάλυση 3h, στο πρώτο τρίωρο μεταξύ 7:30 και 10:30 UTC, μία ευρεία ζώνη βροχοπτώσεων που εκτείνεται από το νότιο άκρο της Ιταλίας έως λίγο πιο πάνω από τις ακτές της Λιβύης. Οι χρονικές στιγμές αυτές αντιστοιχούν στο περιβάλλον που προϋπήρχε πριν αποκτήσει ο Μ.Κ. τα τροπικά του χαρακτηριστικά, δηλαδή όταν η ύφεση ήταν στο στάδιο του τύπου κόμματος. Σε σύμπτωση με τις δορυφορικές εικόνες τόσο του θερμικού υπερύθρου, όσο και της χρωματικής σύνθεσης RGB, η αποτύπωση του TRMM αποδίδει τη μεγαλύτερη ένταση βροχής τριώρου (14.11mm/hr) κάτω από τη περιοχή με τα ψυχρότερα νέφη που βρίσκονται στη ψυχρή μετωπική επιφάνεια (πάνω από το νότιο άκρο της Ιταλίας). Αντίστοιχη ένταση εμφανίζεται και στη περιοχή που ξεκινά η κυκλωνικότητα του συστήματος (μεμονωμένο μέγιστο ανάμεσα στη Τυνησία και τη Σικελία). Ακολουθώντας κατά μήκος όλης της μετωπικής επιφάνειας παρουσιάζοντα δευτερεύοντα μέγιστα που φτάνουν τις τιμές 7.05-8.48 mm/hr.

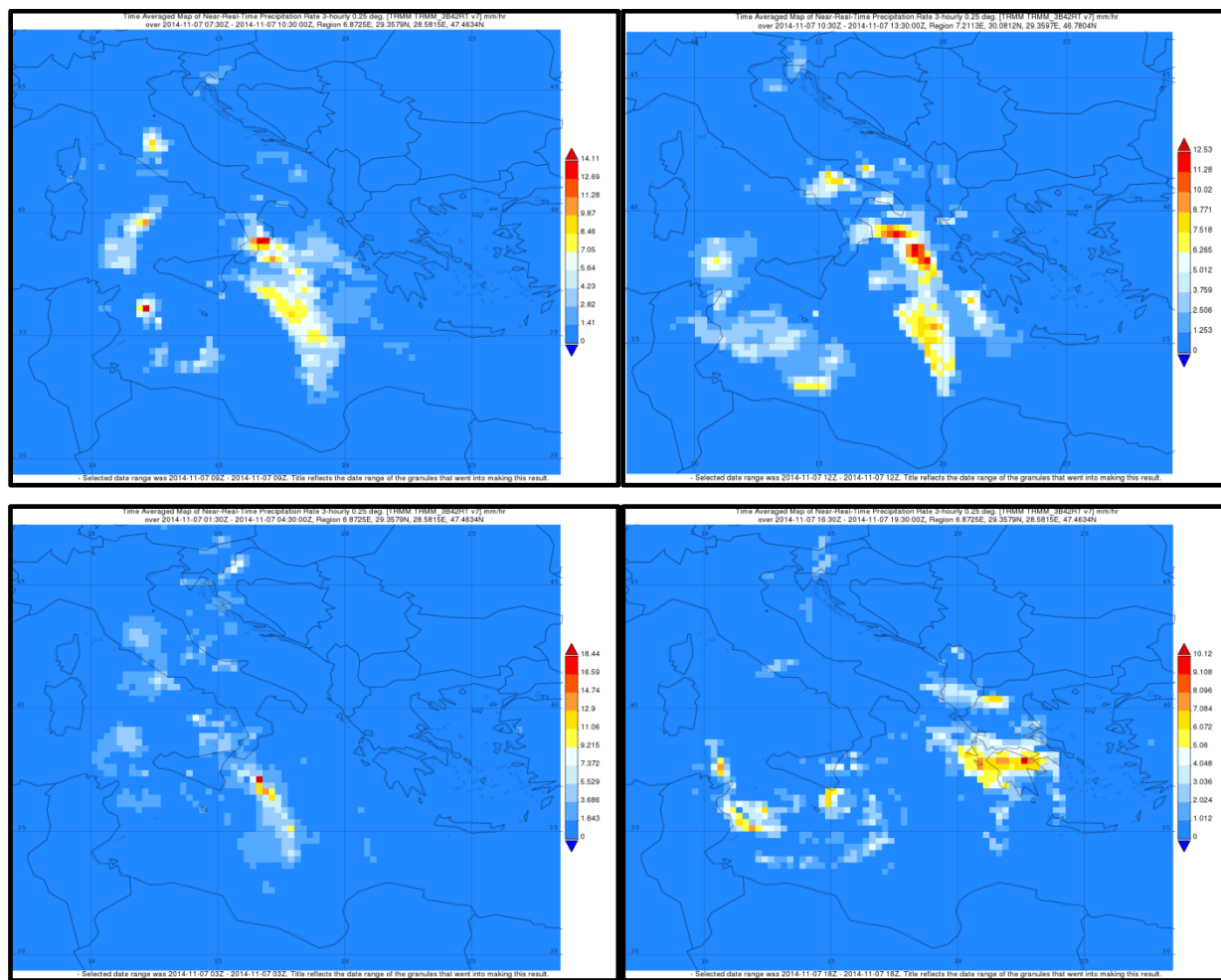
Στο επόμενο τρίωρο (10:30 UTC-13:30 UTC) (Σχήμα 5.32), η παρατηρούμενη ζώνη βροχοπτώσεων εντείνεται. Σε αυτό το χρονικό εύρος ο Μ.Κ. έχει εμφανίσει ξεκάθαρα το μάτι και στο ψυχρό μέτωπο που τον ακολουθεί τα MCSs έχουν ήδη δημιουργηθεί και ενταθεί με την ένδειξη προεξέχουσων κορυφών. Ακριβώς κάτω από τα MCSs παρατηρείται η μεγαλύτερη ένταση της βροχόπτωσης με τιμή κοντά στα 12.52 mm/hr. Ορισμένες σπειροειδείς ζώνες νεφών γύρω από το μάτι (βορειοανατολικά από αυτό) δίνουν ένα σήμα ανάμεσα στα 3-5 mm/hr, γεγονός που συνάδει με τις εικόνες του θερμικού υπερύθρου. Οι ζώνες γύρω από τα τοιχώματα δε παρουσιάζουν βροχόπτωση.

Μεταξύ 13:30 UTC και 16:30 UTC είναι αξιοσημείωτη η ένταση που εντοπίζεται πάνω από το Ιόνιο Πέλαγος και τη δυτική Ελλάδα και προέρχεται από την εκτεταμένη ανάπτυξη των νεφών στη ψυχρή μετωπική επιφάνεια (Σχήμα 5.32). Η βροχόπτωση φτάνει σε ένταση τα 11 mm/hr, τιμή που εμφανίζεται σε αρκετά pixel. Η σπειροειδής περιοχή νεφών γύρω από το μάτι του κυκλώνα δίνει μηδαμινό έως ανύπαρκτο σήμα. Ωστόσο, το τοπίο αλλάζει στο χρονικό εύρος ανάμεσα στις 16:30 UTC και 19:30 UTC. Υπενθυμίζεται ότι ανάμεσα σε αυτό το εύρος το σύστημα κάνει μετάβαση πάνω από το νησί της Μάλτας και δίνει επίγειες μετρήσεις βροχόπτωσης 19mm (στο εύρος 15 έως 21 UTC). Το γεγονός συμφωνεί με τη δορυφορική λήψη του TRMM, που δίνει ένταση βροχόπτωσης περίπου 4 mm/hr. Σε αυτή την αποτύπωση της βροχόπτωσης γίνεται με πιο ξεκάθαρη κατανομή της έντασης της βροχόπτωσης στις σπειροειδείς ζώνες νεφών γύρω από το μάτι του Μ.Κ.. Τέλος, οι μεγάλες τιμές έντασης βροχόπτωσης (7 έως 9 mm/hr) αποδίδονται στην μετακίνηση του ψυχρού μετώπου πάνω από το Ιόνιο και τη Πελοπόννησο.

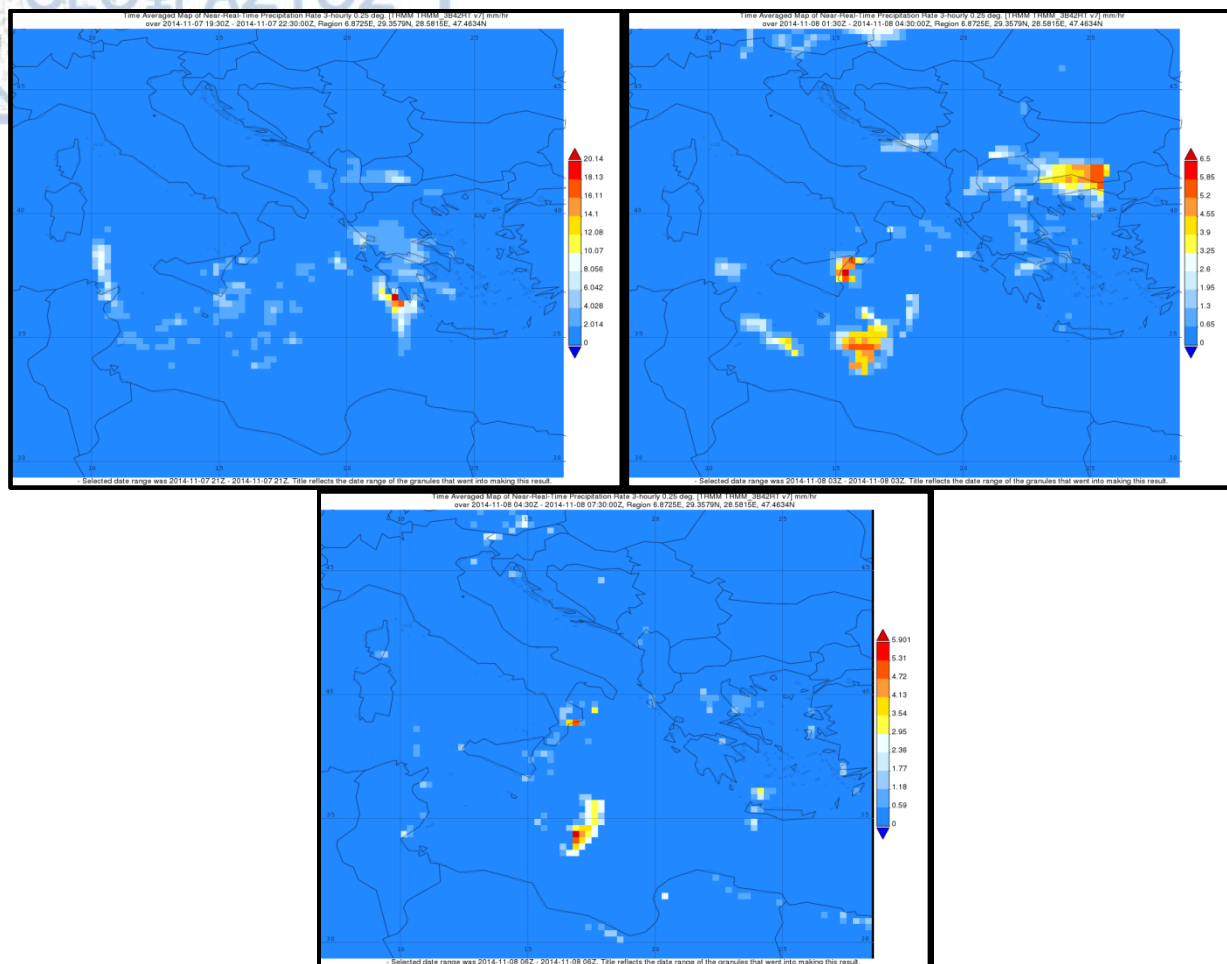
Στο επόμενο τρίωρο που ακολουθεί (19:30 UTC-22:30 UTC) η ένταση της βροχόπτωσης στις ζώνες γύρω από το χαμηλό κέντρο πίεσης του Μ.Κ. έχει μειωθεί αισθητά (Σχήμα 5.33). Ο TRMM δίνει ίχνη βροχόπτωσης μόνο σε όσα μέρη της κυκλικής ζώνης των νεφών, εντοπίστηκαν σχετικά ψυχρές θερμοκρασίες (βλ. ανάλυση εικόνων στο θερμικό υπέρυθρο) με ποσά περίπου 4-6 mm/hr. Η μέγιστη ένταση εντοπίζεται πάνω από το νοτιοδυτικό άκρο της Πελοποννήσου και συνάδει με την ύπαρξη του ψυχρού μετώπου της ουράς του Μ.Κ. στη περιοχή.

Εξαιρετικό ενδιαφέρον παρουσιάζει, το τρίωρο 22:30 UTC έως 01:30 UTC της 8^{ης} Νοεμβρίου (Σχήμα 5.33). Ο Μ.Κ. σε αυτό το χρονικό διάστημα, κινείται κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Σικελίας (Κατάνια), με τα νέφη γύρω από το κέντρο χαμηλής πίεσης να

αποκτούν ψυχρότερες θερμοκρασίες. Το στοιχείο αυτό αποτυπώνεται πλήρως στη μετρούμενη ένταση βροχόπτωσης από τον TRMM, με περιοχές στη Κατάνια να φτάνουν τα 6.5mm/hr. Επιπλέον, σημαντική ένταση βροχόπτωσης καταγράφεται στις ζώνες των νεφών στα νοτιοανατολικά του κέντρου χαμηλής πίεσης με τιμές περίπου 4.5 έως 5.8 mm. Τέλος, στο τελευταίο τρίωρο που παραθέτεται (01:30 UTC-04:30 UTC), οι μόνες σημαντικές τιμές έντασης βροχόπτωσης βρίσκονται στην ίδια περιοχή με πριν αλλά μικρότερη σε έκταση, δηλαδή στα νοτιοανατολικά του κέντρου του Μ.Κ., με τιμές έντασης από 2.9 mm/hr έως 5.9 mm/hr.



Σχήμα 5.32 Χάρτης απεικόνισης της μέσης έντασης βροχής τριώρου (mm/hr), στις 7/11/2014. Χρονικά εύρη: 07:30-10:30 UTC (πάνω αριστερά), 10:30-13:30 UTC (πάνω δεξιά), 13:30-16:30 UTC (κάτω αριστερά) και 16:30-19:30 UTC (κάτω δεξιά) όπως αποτυπώθηκε στις λήψεις του δορυφόρου TRMM.



Σχήμα 5.33 Χάρτης απεικόνισης της μέσης έντασης βροχής τριώρου (mm/hr), στις τελευταίες ώρες της 7/11/2014 και τις πρώτες ώρες της 8/11/2014. Χρονικά εύρη: 19:30-22:30 UTC (πάνω αριστερά), 22:30-01:30 UTC (πάνω δεξιά), 01:30-04:30 UTC (κάτω) όπως αποτυπώθηκε στις λήψεις του δορυφόρου TRMM.

5.2.2 Δορυφορική ανάλυση δεδομένων μέσης έντασης βροχόπτωσης τρίωρου (mm/hr) του δορυφόρου GPM

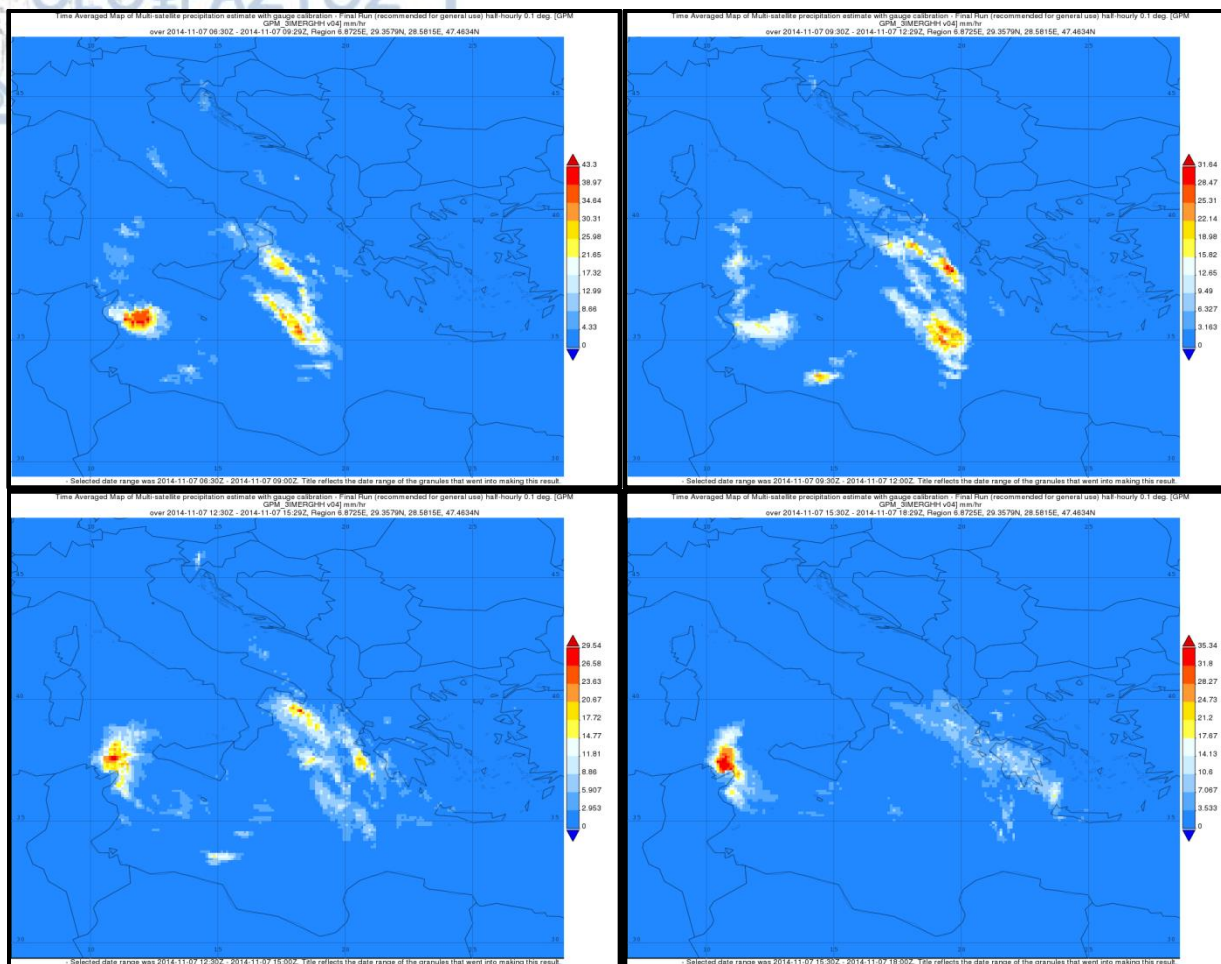
Ο δορυφόρος GPM, με χωρική ανάλυση 0.1° και χρονική ανάλυση 30 λεπτών, πολύ καλύτερη του TRIMM, έδωσε μέση τιμή έντασης βροχόπτωσης ανά τρεις ώρες, γεγονός που επαλήθευσε ορισμένα αποτελέσματα του δορυφόρου TRMM αλλά και έδωσε ακόμη μεγαλύτερη λεπτομέρεια για τις υπό μελέτη περιοχές. Τα αποτελέσματα του GPM λόγω βαθμονόμησης των οργάνων, διαφοροποιούνται ελαφρώς με τις ώρες του TRMM, ξεκινώντας μία ώρα νωρίτερα. Τυπότεστιν, η ανάλυση των αποτελεσμάτων που επιλέχθηκαν ξεκινά από τις 06:30 UTC και φθάνει μέχρι τις 03:30 UTC (σε αντίθεση με του TRIMM από τις 07:30 UTC έως τις 04:30 UTC). Τα αποτελέσματα από τους επιμέρους χάρτες παρουσιάζονται στο Πίνακα 5.1.

Η καλύτερη χωρική και χρονική ανάλυση του GPM, επαληθεύει σε πολύ καλό βαθμό τη δορυφορική ανάλυση των εικόνων που ακολουθήθηκε στη παράγραφο 5.1. Πέρα από το συμπέρασμα ότι η έντονη ανωμεταφορά είναι διακοπτόμενη γύρω από το μάτι, αξιοσημείωτο είναι το γεγονός τα μεγαλύτερα ποσά βροχόπτωσης στη πλειοψηφία τους εντοπίζονται δυτικά και νότια στις κυκλικές ζώνες νεφών (Σχήμα 5.34). Αυτό έρχεται σε συμφωνία, με όσα αποδείχθηκαν στο Κεφάλαιο 6, επειδή σε εκείνα τα σημεία οι ροές λανθάνουσας θερμότητας έχουν τις μεγαλύτερες τιμές, με αποτέλεσμα να ευνοούν τη δραστηριότητα ανωμεταφοράς. Σε σύμπνοια με τις εικόνες του υπερύθρου ψυχρά εντοπίζονται στα ίδια σημεία των κυκλικών ζωνών. Τέλος, τα μεγαλύτερα ποσά βροχόπτωσης προέρχονται από τη ψυχρή μετωπική επιφάνεια που ακολουθεί το μάτι, γεγονός που συνάδει με τη παρουσία έντονων ανοδικών ρευμάτων και τη κατ' επέκταση δημιουργία MCSs και προεξεχουσών κορυφών σε αυτά.

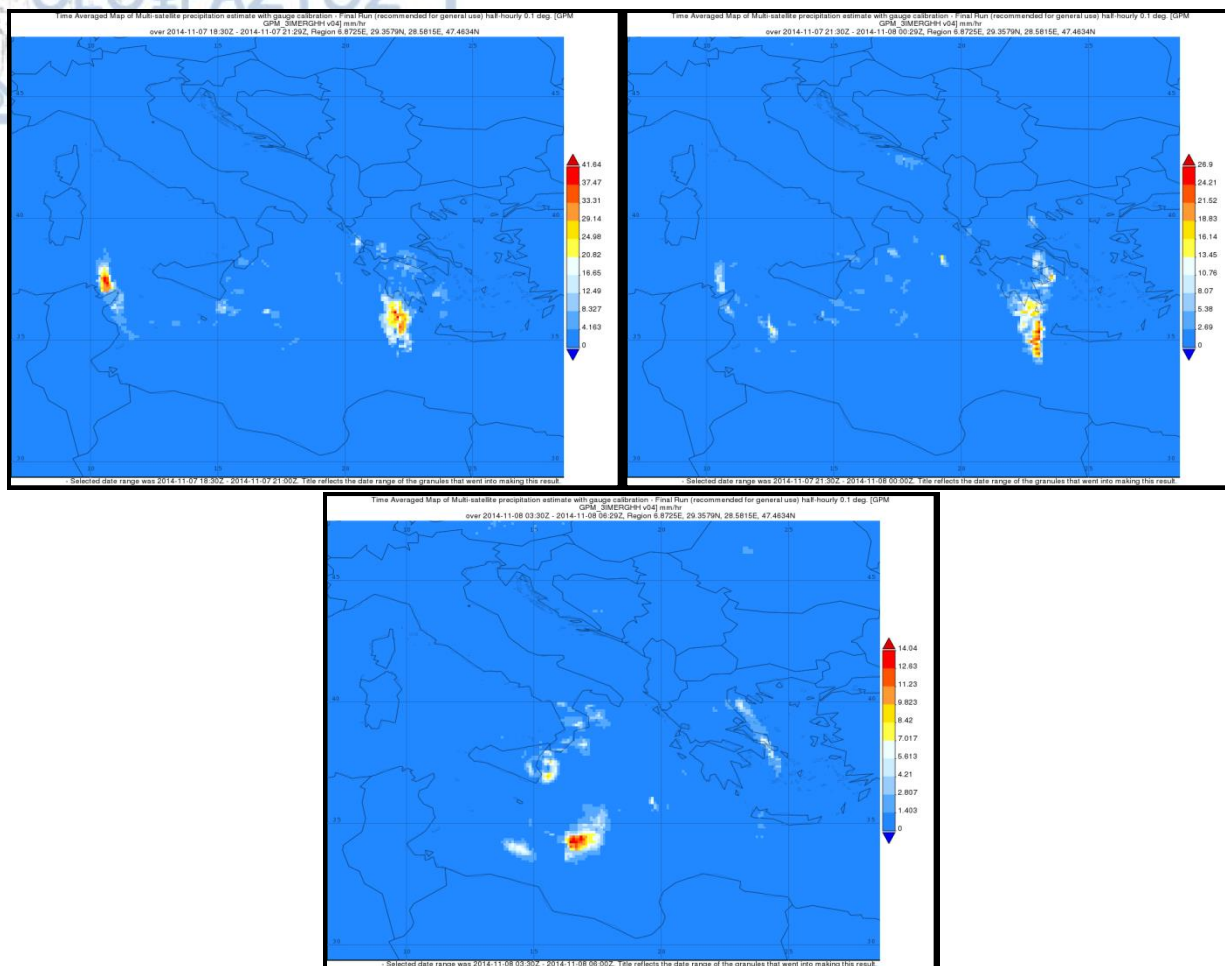
Τέλος, στο τελευταίο χάρτη βροχόπτωσης του GPM, ανάμεσα στο χρονικό εύρος 00:30-03:29 UTC γίνεται ξεκάθαρο το μάτι του κυκλώνα και η πρώτη κυκλική νεφική ζώνη που επηρεάζει τις ακτές της Κατάνια στη Σικελία. Η μέση τιμή βροχόπτωσης τρίωρου φτάνει τα 30.3mm/hr. Αυτό σημαίνει ότι στο τρίωρο αυτό το μέσο ύψος της βροχής έφτασε περίπου τα 10 mm. Οι παρατηρήσεις στους δύο μετεωρολογικούς σταθμούς της Κατάνια στη Σικελία έδωσαν 35mm στο σταθμό LICO και 27mm στο σταθμό LICZ. Θα μπορούσε να υποστηριχθεί, ότι σχεδόν το 1/3 της βροχόπτωσης στους σταθμούς αυτούς έπεσε όταν η νεφική ζώνη γύρω από το τοίχωμα βρισκόταν πάνω από την ανατολική Σικελία (Σχήμα 5.35).

Χρονικό εύρος:	Ευρύτερη περιοχή ζωνών νεφών γύρω από το μάτι:	Περιοχή ψυχρού μετώπου:
06:30-09:29 UTC (χρονικό διάστημα κυκλογένεσης)	30.3mm/hr πάνω από την περιοχή κυκλογένεσης με μέγιστη 43.3mm/hr	26 mm/hr στη Κ. Μεσόγειο (ανάμεσα σε Ιταλία και Ιόνιο) με μέγιστη 30.3mm/hr
09:30-12:29 UTC	12.6 mm/hr δυτικά και νότια του ματιού με μέγιστη 15.5mm/hr	25.3mm/hr στη Κ. Μεσόγειο (ανάμεσα σε Ιταλία και Ιόνιο) με μέγιστη 31.6mm/hr
12:30-15:29 UTC	14.7mm/hr δυτικά του ματιού με μέγιστη 24.5mm/hr	17.2mm/hr πάνω από το Ιόνιο με μέγιστη 26.5mm/hr
15:30-18:29 UTC	31.8mm/hr δυτικά του ματιού με μέγιστη 35.3mm/hr	10.6mm/hr πάνω από το Ιόνιο και τη δυτική Ελλάδα με μέγιστη 14.1mm/hr
18:30-21:29 UTC	29.3 mm/hr δυτικά του ματιού με μέγιστη 37.4mm/hr	24.9mm/hr νότια της Πελοποννήσου με μέγιστη 33.3mm/hr
21:30-00:29 UTC	8.6 mm/hr δυτικά του ματιού με μέγιστη 10.8mm/hr	18.8mm/hr νότια της Πελοποννήσου με μέγιστη 21.5mm/hr
00:30-03:29 UTC	30.3mm/hr γύρω από το μάτι και 43.3mm/hr ΝΑ του ματιού	-

Πίνακας 5.1 Κατηγοριοποίηση δεδομένων βροχόπτωσης του δορυφόρου GPM



Σχήμα 5.34 Χάρτης απεικόνισης της μέσης έντασης βροχής τρίωρου (mm/hr), στις 7/11/2014. Χρονικά εύρη: 06:30-09:29 UTC (πάνω αριστερά), 09:30-12:29 UTC (πάνω δεξιά), 12:30-15:29 UTC (κάτω αριστερά) και 15:29-18:30 UTC (κάτω δεξιά) όπως αποτυπώθηκε στις λήψεις του δορυφόρου GPM.



Σχήμα 5.35 Χάρτης απεικόνισης της μέσης έντασης βροχής τρίωρου (mm/hr), στις τελευταίες ώρες της 7/11/2014 και τις πρώτες ώρες της 8/11/2014. Χρονικά εύρη: 18:30-21:29 UTC (πάνω αριστερά), 21:30-00:29 UTC (πάνω δεξιά), 00:30-03:29 UTC (κάτω) όπως αποτυπώθηκε στις λήψεις του δορυφόρου GPM.

5.3 Σύνοψη

Η δορυφορική ανάλυση από τη μελέτη των εικόνων των καναλιών και των συνδυασμών (sandwich products, ΔΘΛ, RGB) του MSG όσο και από τους χάρτες βροχόπτωσης των δορυφόρων TRMM και GPM ανέδειξε τα εξής συμπεράσματα:

1. Διαλείπουσα δραστηριότητα ανωμεταφοράς (εντοπίζεται έντονη ανωμεταφορά στα στάδια πριν αποκτήσει τα τροπικά του χαρακτηριστικά και πριν τη μετάβαση στη Σικελία).
2. Ψυχρά νέφη και με μεγάλο οπτικό πάχος εντοπίστηκαν κυρίως δυτικά και νότια του ματιού.
3. Παρουσία μεσαίων και χαμηλών νεφών ενδεχομένως λόγω του ρεύματος στρατοσφαιρικού αέρα στη δίνη του Μ.Κ..
4. Νέφη με περιεχόμενο σε μικρούς παγοκρυστάλλους και υδροσταγόνες σε υπέρηξη → ένδειξη ισχυρών ανοδικών ρευμάτων στη φάση της δημιουργίας.
5. Πρότυπο ζωνών μεταφοράς θερμού, υγρού και ξηρού αέρα– Conveyor belt
6. Οι κατακόρυφες αναπτύξεις των νεφών ήταν μεγαλύτερες εκεί που εντοπίζονται τα πιο ψυχρά νέφη όλου του καιρικού συστήματος.
7. Το ψυχρό μέτωπο εμφάνισε περισσότερα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης από ότι οι σπειροειδείς ζώνες των νεφών γύρω από το μάτι του Μ.Κ..
8. Εμφάνιση στα πρώτα στάδια ζωής του Μ.Κ., τριών MCSs και προεξέχουσων κορυφών (OTs) στο ψυχρό μέτωπο που προηγείται του κυκλωνικού κέντρου.
9. Τα μεγαλύτερα ποσά βροχόπτωσης παρατηρήθηκαν α) στα δυτικά και νότια του κυκλωνικού κέντρου και β) στη περιοχή όπου βρέθηκαν τα MCSs και οι προεξέχουσες κορυφές (OTs).

Αποτελέσματα αριθμητικής προσομοίωσης του Μεσογειακού Κυκλώνα του Νοεμβρίου 2014

6.1 Εισαγωγή

Από την ανάλυση πλήθους δορυφορικών εικόνων και συνδυασμών αυτών στη περιοχή της κεντρικής Μεσογείου, από τη συλλογή επίγειων δεδομένων στη περιοχή της Μάλτας και της Σικελίας καθώς και από τη μελέτη των αναλύσεων ERA-Interim του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων καιρού (ECMWF) και του μοντέλου GFS αποδείχθηκε πως ο εξωτροπικός κυκλώνας που σχηματίστηκε με το όνομα «Qendresa», εμφάνισε ορισμένα χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στις 7 και 8 Νοεμβρίου 2014.

Οι παράμετροι που μπορούν να αναλυθούν από τα δεδομένα επανάλυσης του μοντέλου GFS και από τα δεδομένα ERA-Interim του ECMWF, είναι βοηθητικές για την αποτύπωση των ανώτερων επιπέδων της ατμόσφαιρας (π.χ. γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa). Εν τούτοις, λόγω της χωρικής ανάλυσης $0.50^{\circ} \times 0.50^{\circ}$ των πρώτων και $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ των δεύτερων καθώς και της χρονικής ανάλυσης ανά 6 ώρες, περιορίζουν κατά πολύ τη λεπτομερή έρευνα στο πεδίο μελέτης. Σαφώς, είναι αρκετές για τον εντοπισμό και χαρακτηρισμό του Μ.Κ. αλλά για να δοθεί απάντηση σε μια σειρά ερωτημάτων που δημιουργούνται, κρίνεται απαραίτητη η χρήση κάποιου αριθμητικού μοντέλου. Ειδικότερα, όταν εμφανίζονται καιρικά συστήματα με περιορισμένη έκταση και μικρή διάρκεια ζωής, η συμβολή ενός αριθμητικού μοντέλου είναι σημαντική. Η ραγδαία χρονική μεταβολή που εμφανίζουν οι Μ.Κ. όπως και η σχετικά μικρή διάρκεια ζωής, τους κατατάσσει σε αυτού του είδους τα συστήματα.

Το σημαντικότερο ερώτημα που εγείρεται και στο οποίο στοχεύει αυτό το κεφάλαιο να δώσει απαντήσεις είναι ποιοι παράγοντες συντέλεσαν στη γένεση και στην εξέλιξη του συστήματος. Η αδιάλειπτη πρόοδος των αριθμητικών προγνωστικών μοντέλων καιρού στη σημερινή εποχή, δίνει τη δυνατότητα να μελετηθούν οι διεργασίες σε πολύ καλή χρονική και χωρική ανάλυση. Οι ερευνητές με αυτό τον τρόπο έχουν στη διάθεσή τους ένα πλήθος παραμέτρων η ανάλυση των οποίων, αποφέρει σε αυτούς ενδελεχή και πολυδιάστατα

συμπεράσματα. Ο άμεσος στόχος είναι η όσο το δυνατόν ορθότερη προγνωσιμότητα αυτών των συστημάτων καθώς αυτά επιφέρουν περιβαλλοντικές και οικονομικές καταστροφές στις περιοχές τις οποίες επηρεάζουν μέχρι και ανθρώπινες απώλειες.

Τέλος, στο κεφάλαιο αυτό επιδιώκεται η προσομοίωση του κυκλώνα από το αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού WRF και η σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με τα πραγματικά δεδομένα της δορυφορικής τηλεπισκόπησης και των επίγειων παρατηρήσεων. Τα αποτελέσματα στοχεύουν στη συνέργεια και στην αλληλοσυμπλήρωση των δύο μεθόδων έρευνας (δορυφορική ανάλυση (nowcasting) και επίγειες παρατηρήσεις-αριθμητική προσομοίωση/πρόγνωση (numerical simulation/forecasting)) ώστε να αποκτηθεί σημαντική γνώση για το υπό μελέτη σύστημα.

Από το πείραμα ελέγχου του προσομοιωμένου Μ.Κ. επιλέχθηκαν να παρατεθούν τα αποτελέσματα της επιφάνειας 2PVU για να μελετηθεί η δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας που συνέτεινε στη δημιουργία του Μ.Κ. καθώς και τα πεδία των ροών λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας για να μελετηθεί η συμβολή τους στην εξέλιξή του. Τέλος, παρατέθηκαν χάρτες πεδίων πίεσης, ανέμου και βροχόπτωσης, τη χρονική στιγμή που το μοντέλο υπέδειξε την ελάχιστη τιμή πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας και έγιναν οι απαραίτητες κάθετες τομές (cross sections).

6.2 Βασική εκτέλεση του μοντέλου (πείραμα ελέγχου)

Το πείραμα ελέγχου (control run) προσομοίωσε την ανάπτυξη ενός Μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά νότια της Σικελίας. Το μοντέλο αρχικοποιήθηκε στις 12:00 UTC στις 6 Νοεμβρίου 2014, δηλαδή περίπου μία ημέρα πριν από την εμφάνιση του Μ.Κ. στις δορυφορικές λήψεις. Η διάρκεια του ήταν 60 ώρες και τα αποτελέσματά του εξήχθησαν ανά ώρα. Οι πρώτες 6 ώρες δεν λαμβάνονται υπόψη λόγω του "spin up" του μοντέλου.

6.2.1 Επιφάνεια των 2 PVU

Η επιφάνεια των 2 PVU, είναι μία επιφάνεια που προσεγγίζει αυτήν της τροπόπαυσης της ατμόσφαιρας και ονομάζεται δυναμική τροπόπαυση (Πυθαρούλης 2010). Οι επιφάνειες του δυναμικού στροβιλισμού με τιμές 1.5 ή 2 PVU ($PVU=10^{-6} \text{ Kkg}^{-1}\text{m}^2\text{s}^{-1}$) συνήθως ορίζονται και σαν δυναμική τροπόπαυση και συνήθως βρίσκονται στο επίπεδο των 300-200 hPa (Hoskins et al., 1985, Hoskins and Berrisford, 1988). Μία μείωση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης δηλώνει ότι στρατοσφαιρικός αέρας με υψηλές τιμές δυναμικού στροβιλισμού διεισδύει στην τροπόσφαιρα. Το συγκεκριμένο φαινόμενο ονομάζεται «δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης» (dynamic tropopause anomaly) και στις περιοχές που βρίσκονται κάτω από αυτή εμφανίζονται έντονες ανοδικές κινήσεις και κακοκαιρία.

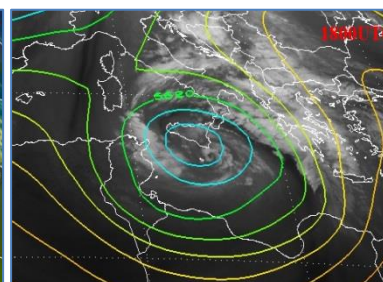
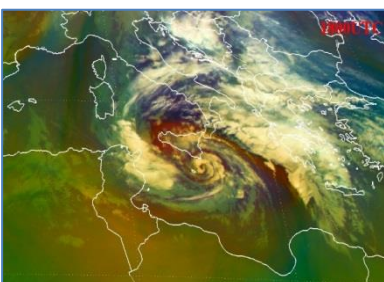
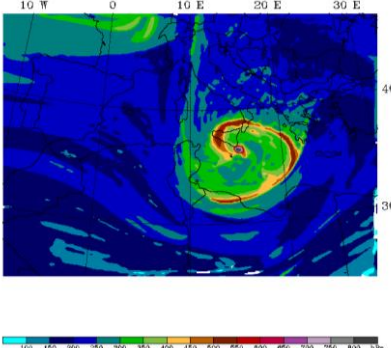
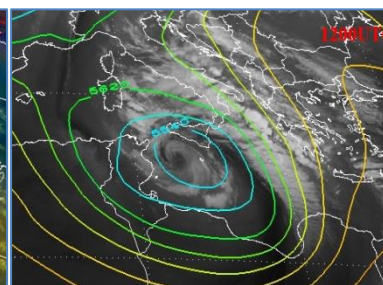
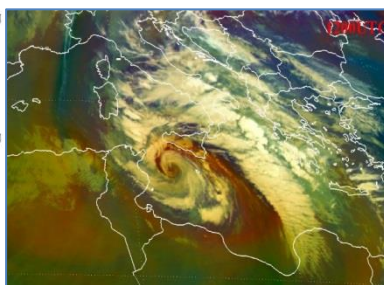
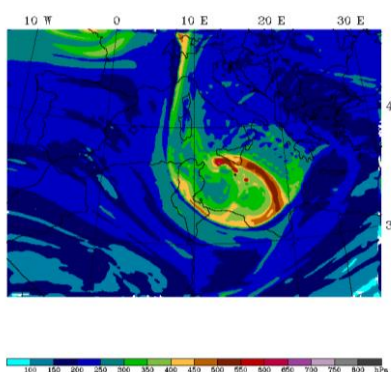
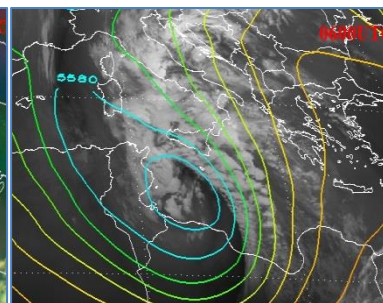
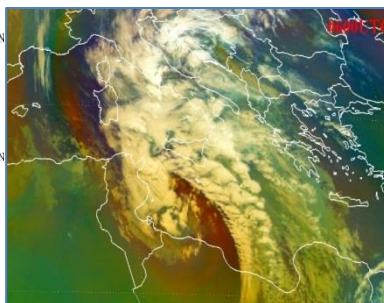
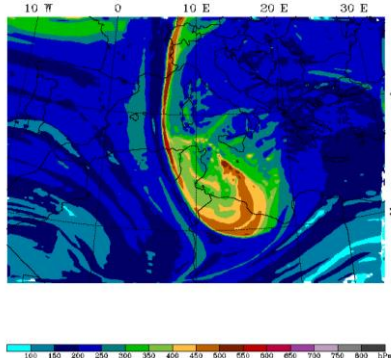
Όπως έγινε εμφανές, τόσο στη δορυφορική ανάλυση όσο και στη περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης, μία ανωμαλία δυναμικού στροβιλισμού κάνει τη παρουσία της και εκτείνεται από τη Βόρεια Ευρώπη μέχρι νότιο τμήμα της Αλγερίας ήδη από τις 6 Νοεμβρίου (απεικονίζεται στις δορυφορικές εικόνες στο κεφάλαιο 5). Εμφανίζεται μία ζώνη εισχώρησης στρατοσφαιρικού αέρα, η οποία στροβιλίζεται μαζί με το σύστημα και είναι ευδιάκριτη σε όλες τις φάσεις από τη δημιουργία έως τη διάλυση (Σχήμα 5.20, Σχήμα 5.21). Τα όρια της είναι καλά καθορισμένα, γεγονός που φαίνεται από τον έντονο διαχωρισμό του ξηρού αέρα και των θερμών και υγρών αέριων μαζών που προκαλούν τα νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος στην ουρά του συστήματος (φωτεινές λευκές αποχρώσεις), από ανατολικά της αλλά και στο περιστρεφόμενο κέντρο από τα δυτικά της.

Το μοντέλο προσομοίωσε ικανοποιητικά τη δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης στη μέση τροπόσφαιρα, τόσο στα πρωταρχικά στάδια δημιουργίας του Μ.Κ. όσο και μετέπειτα τις χρονικές στιγμές που απέκτησε τα τροπικά του χαρακτηριστικά. Στο σχήμα 6.2.1 παραθέτονται οι χρονικές στιγμές 6 UTC, 12 UTC και 18 UTC στις 7 Νοεμβρίου, οι οποίες αφορούν τις χρονικές περιόδους πριν τη γένεση του συστήματος, λίγο μετά την απόκτηση των χαρακτηριστικών τροπικού κυκλώνα και κατά την εξέλιξη, αντίστοιχα, σε αντιπαραβολή με τις λήψεις του δορυφόρου. Για τη σύγκριση χρησιμοποιείται ο συνδυασμός RGB αέριων μαζών καθώς και το κανάλι 6 των υδρατμών συνδυασμένο με το γεωδυναμικό ύψος στη στάθμη των 500 hPa (Σχήμα 6.2.2).

Στις 6 UTC, στις 7/11, (Σχήμα 6.2.1 πρώτη γραμμή) η τροπόπαυση σημειώνει μία κάθοδο με τη μορφή άγκιστρου έως τα επίπεδα των 450-500 hPa που εκτείνεται πάνω από ένα νοητό μεσημβρινό άξονα, ξεκινώντας από τη Γαλλία, τη Δυτική Μεσόγειο θάλασσα, την Αλγερία και φτάνοντας μέχρι τη Τυνησία και τη βορειοδυτική Λιβύη. Τοπικά βαθύτερες εισχωρήσεις σημειώνονται πάνω από τη Δυτική Μεσόγειο που φθάνουν το επίπεδο των 600 hPa αλλά και πάνω από τη θάλασσα ανάμεσα στη Τυνησία και τη Σικελία που φθάνουν το επίπεδο των 550 hPa.

Αφού ο Μ.Κ. έχει αποκτήσει τα τροπικά του χαρακτηριστικά στις 12 UTC στις 7/11, (Σχήμα 6.2.1 δεύτερη γραμμή) η δυναμική τροπόπαυση κατέρχεται στα 600 με 650 hPa πάνω από τη θαλάσσια περιοχή της νοτιοδυτικής Σικελίας και ουσιαστικά αυτή η δυναμική ανωμαλία παρέχει ενέργεια στο μελετώμενο κυκλωνικό σύστημα, στο ανατολικό της τμήμα. Στο σημείο αυτό, να σημειωθεί ότι, η έντονη κόκκινη κουκίδα που εμφανίζεται απομονωμένη, ενδεχομένως αφορά αύξηση στην τιμή του θετικού στροβιλισμού λόγω μίας ισχυρής θέρμανσης (heating) προερχόμενης από έντονη δραστηριότητα ανωμεταφοράς. Όταν ένα πακέτο αέρα διοχετεύεται σε μια περιοχή απελευθέρωσης της λανθάνουσας θερμότητας θα συναντήσει μια περιοχή δημιουργίας δυναμικού στροβιλισμού PV. Κατά τη διέλευση από το μέγιστο εύρος του ρυθμού μεταβολής της δυναμικής θερμοκρασίας η κλίση της θέρμανσης γίνεται αρνητική και υπάρχει μια περιοχή καταστροφής του PV. Αυτό το στοιχείο σημαίνει ότι την αύξηση του PV κάτω από το επίπεδο της μέγιστης θέρμανσης και μια τάση μείωσης του PV από πάνω (μειωμένη δυναμική ανωμαλία των υψηλότερων στρωμάτων (Hoskins et al., 1985)). Όταν η θέρμανση είναι σταθερή, δηλαδή συνεχίζεται σε χρονικές περιόδους της ίδιας τάξης με την κατακόρυφη μεταφορά, η θετική ανωμαλία συνδυάζεται με το μέγιστο θέρμανσης και η αρνητική ανωμαλία απομακρύνεται ή διασκορπίζεται στο άπειρο (Pomroy and Thorpe, 2000).

Τέλος, καθώς το σύστημα κινείται προς την ανατολική Σικελία και εξελίσσεται, (Σχήμα 6.2.1 τρίτη γραμμή) εμφανίζεται μεγάλη τιμή του PV μέχρι το επίπεδο των 700-750 hPa, στα τοιχώματα του ματιού, και προχωρώντας προς τα έξω, εντοπίζονται τιμές μέχρι τη στάθμη των 600-650 hPa, γεγονός που συνάδει με την ισχυροποίηση του Μ.Κ.. Η μεγάλη αυτή τιμή ενδεχομένως να οφείλεται στο φαινόμενο της ισχυρής θέρμανσης (latent heating) που περιγράφηκε στη προηγούμενη παράγραφο.



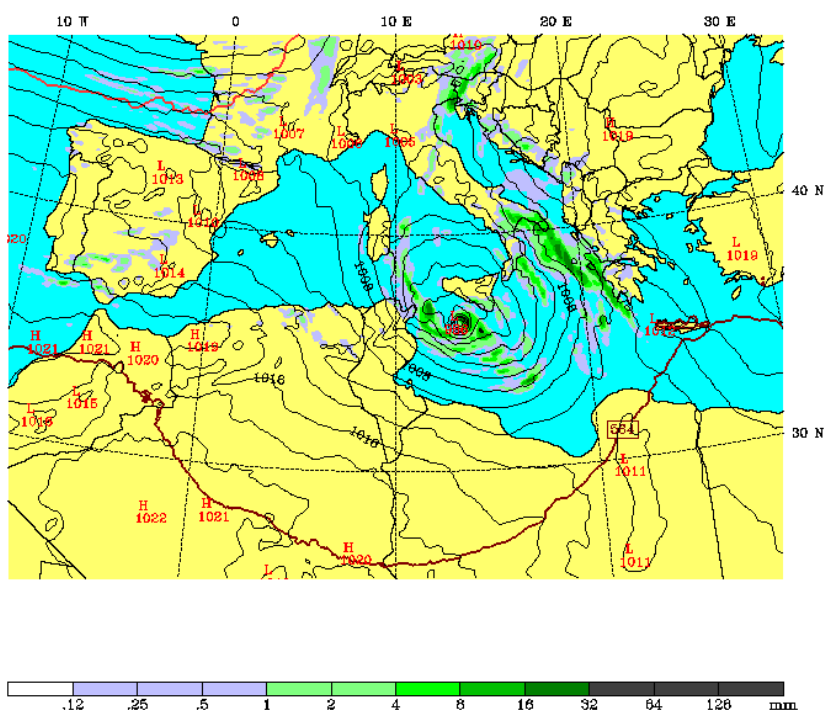
Σχήμα 6.2.1 Συστοιχία χαρτών και εικόνων, για τις 7/11 (στήλες από αριστερά προς τα δεξιά) α) Χάρτες απεικόνισης της προσομοιωμένης πίεσης (hPa) ανά 50 hPa στην ισοδυναμική επιφάνεια $PV=2PVU$ β) Εικόνες συνδυασμού RGB αέριων μαζών και γ) Εικόνες στον κανάλι 6 των υδρατμών με παράθεση του γεωδυναμικού ύψους στη στάθμη των 500hPa. Οι χρονικές στιγμές χωρίζονται ανά γραμμή 6, 12 και 18 UTC. Οι χρονικές στιγμές των δορυφορικών δεδομένων επιλέχθηκαν ίδιες με τις αντίστοιχες των προσομοιώσεων για να γίνει η σύγκριση μεταξύ τους.



Όλα τα παραπάνω, συνηγορούν στο γεγονός ότι η τροπόπαυση βρίσκεται σε πολύ χαμηλά ύψη πάνω από την υπό μελέτη περιοχή σε όλη τη διάρκεια ζωής του Μ.Κ. και ο δυναμικός στροβιλισμός παρουσιάζει θετική ανωμαλία (με τη συμβολή όμως και του latent heating). Η θετική ανωμαλία είναι άμεσα συνδεδεμένη με κυκλωνική κυκλοφορία και επιφέρει μείωση της στατικής ευστάθειας και αύξηση του στροβιλισμού, πάνω και κάτω από αυτή. Σε αντιπαράβολή με τις δορυφορικές εικόνες, και την ανάλυση του πεδίου των 500 hPa στο κανάλι των υδρατμών, το μοντέλο αποτύπωσε αρκετά εύστοχα τη δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας. Οι γεωγραφικές θέσεις της στρατοσφαιρικής εισβολής συμφωνούν αρκετά καλά με τις θέσεις που υπέδειξαν οι δορυφορικές εικόνες.

5.2.2 Εμφάνιση ελάχιστης τιμής πίεσης στη μέση στάθμη επιφάνειας της θάλασσας

Το μοντέλο προσομοίωσε στις την ελάχιστη πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας στα 985,6 hPa στις **15:00 UTC** της 7^{ης} Νοεμβρίου (Σχήμα 6.2.2). Αυτή η τιμή είναι αρκετά κοντά στην παρατηρούμενη τιμή στο σταθμό της Μάλτας, η οποία ήταν στα 984hPa στις **16:34 UTC**. Επομένως, η προσομοιωμένη τιμή είχε διαφορά περίπου 1.5 ώρας από τη πραγματική. Στις **15:00 UTC** ο προσομοιωμένος κυκλώνας φαίνεται να διαθέτει μία ξεκάθαρη κεντρική περιοχή χαμηλής πίεσης (μάτι) και σπειροειδείς ζώνες νεφών γύρω από αυτή.



Σχήμα 6.2.2 Η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (hPa, ισοπληθείς) και η αθροιστική βροχόπτωση κατά την προηγούμενη 1 ώρα (mm, χρωματική σκίαση) όπως προσομοιώθηκαν από το πείραμα ελέγχου του μοντέλου WRF-ARW στις 15:00 UTC στις 7/11/2014.

6.2.3 Άνεμος

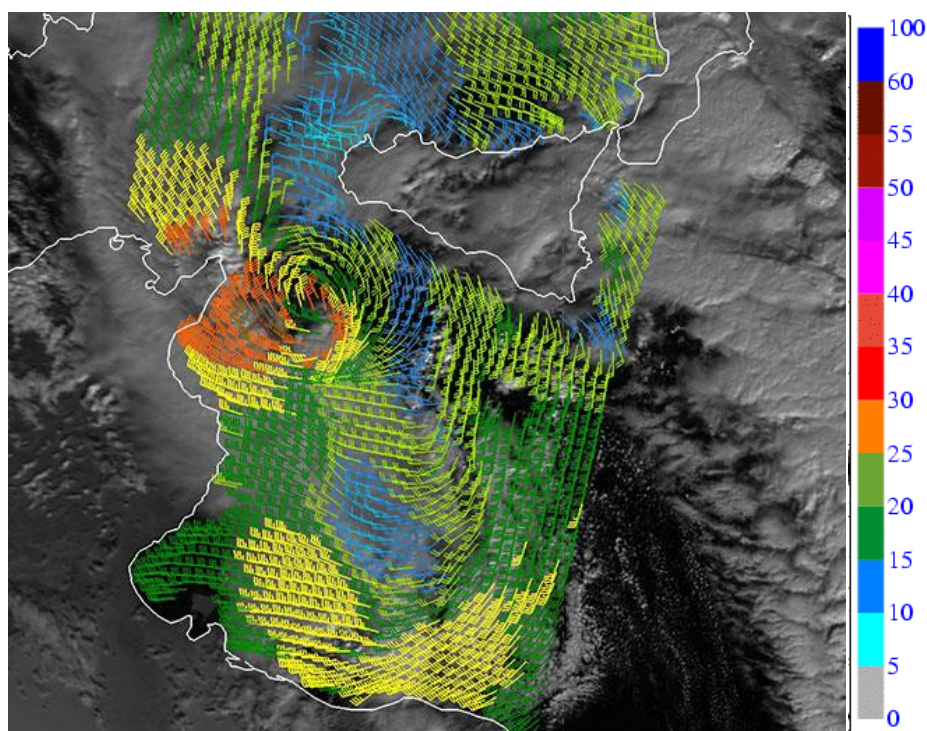
Η προσομοίωση προέβλεψε στις **10:00 UTC** στις **7/11** ότι η μέγιστη ταχύτητα ανέμου στα 10 μέτρα έφτασε τα 36,5 m/s, εντός μίας ακτίνα 200 χιλιομέτρων από το κέντρο του Μ.Κ. Από την άλλη στον επίγειο σταθμό της Lampedusa (LIGD) η τιμή της έντασης του ανέμου που καταγράφηκε στις **12:06 UTC** στις **7/11**, έφτασε τα 23,7 m/s με ριπές 37,6 m/s. Το μοντέλο έδωσε πολύ μεγαλύτερη ταχύτητα ανέμου από την πραγματική. Αυτό οφείλεται στο διαφορετικό υπολογισμό των δύο ταχυτήτων διότι η τιμή του παρατηρούμενου ανέμου λαμβάνεται κατά μέσο όρο σε διάστημα 10 λεπτών ενώ η προσομοιωμένη τιμή αφορά το μέσο όρο του μοντέλου (χρονικό βήμα-timestep=45 δευτερόλεπτα) (Pytharoulis 2017).

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η πληροφορία που έδωσε ο μετεωρολογικός δορυφόρος πολικής τροχιάς Metop-B. Αναφορικά με τον δορυφόρο Metop-B, ξεκίνησε τη λειτουργία του στις 17 Σεπτεμβρίου 2012, βρίσκεται σε χαμηλή πολική τροχιά, σε υψόμετρο 817 χιλιομέτρων και παρέχει λεπτομερέστερες παρατηρήσεις για την παγκόσμια ατμόσφαιρα, τους ωκεανούς και τις ηπείρους. Φέρει στη πλατφόρμα του το ραδιόμετρο AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), το οποίο ανιχνεύει την εξερχόμενη ακτινοβολία της γης από ορίζοντα σε ορίζοντα, σε έξι κανάλια (τρία κανάλια στο ορατό και στο κοντινό υπέρυθρο φάσμα και τρία κανάλια στο θερμικό υπέρυθρο φάσμα) και διαθέτει χωρική διακριτική ικανότητα 1 km στο ναδίρ. Επίσης, φέρει το σκεδασόμετρο ASCAT (Advanced SCATterometer), το οποίο είναι στην ουσία ένα ραντάρ που λειτουργεί στα 5.255 GHz (ζώνη C) και χρησιμοποιεί κάθετα πολωμένες κεραίες. Κύρια λειτουργία του είναι η μέτρηση της έντασης και της διεύθυνσης των ανέμων πάνω από τις θάλασσες και τους ωκεανούς με χωρική ανάλυση 12.5km.

Στις 08:25 UTC στις 7/11, ο Metop-B καταγράφει τους μεγαλύτερης έντασης ανέμους κυρίως στα δυτικά και δευτερευόντως στα νότια του κυκλωνικού κέντρου (Σχήμα 6.2.5). Οι περιοχές με κόκκινο και καφέ χρώμα δηλώνουν άνεμο με ένταση μεγαλύτερη των 25 m/s. Στη δορυφορική λήψη είναι εμφανής η κυκλωνικότητα του συστήματος. Συμπερασματικά, μπορεί να γίνει κατανοητό, ότι το πεδίο ανέμου από το σκεδασόμετρο του δορυφόρου Metop-B συμφωνεί καλύτερα με την τιμή που καταγράφηκε στο σταθμό της Lampedusa από ότι αυτή που υπολογίστηκε στη προσομοίωση του μοντέλου. Το αποτέλεσμα, είναι εύλογο διότι ο δορυφόρος κατέγραψε σε πραγματικό χρόνο την ένταση και τη διεύθυνση του ανέμου. Ωστόσο, το μοντέλο προσομοίωσε με αυτή τη τιμή προσομοίωσε αρκετά καλά τις παρατηρούμενες ριπές του ανέμου. Στο Πίνακα 6.2.3 παραθέτονται όσα στοιχεία προαναφέρθηκαν.

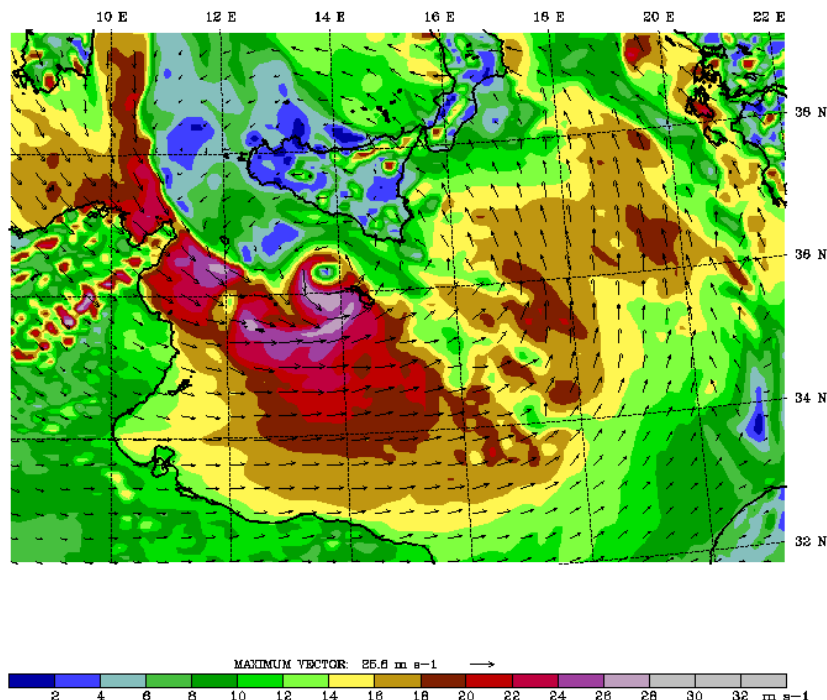
Μέγιστη Ταχύτητα Ανέμου:	Ένταση	Ώρα
Επίγειος Σταθμός στη Lampedusa	23.7m/s	12:06 UTC
Προσομοιωμένη Τιμή Μοντέλου	36.5m/s (27.3 m/s)	10:00 UTC 15:00 UTC
Παρατηρούμενη τιμή Metop- B (ASCAT)	>20.5m/s	08:25 UTC

Πίνακας 6.2.3 Συγκριτικός πίνακας των καταγεγραμμένων τιμών και των τιμών προσομοίωσης για το πεδίο του ανέμου.



Σχήμα 6.2.4 Συνδυασμός εικόνων υψηλής ανάλυσης του ορατού από το ραδιόμετρο AVHRR και του ανεμολογικού πεδίου από το σκεδασόμετρο ASCAT που φέρονται πάνω στη πλατφόρμα του δορυφόρου Metop-B. Στην εικόνα έχει γίνει μεγέθυνση στη περιοχή χαμηλών πιέσεων του Μ.Κ. στις 08:25 UTC 7/11. (πηγή: Eumetsat)

Οι μέγιστες εντάσεις ανέμου παρατηρήθηκαν στα δυτικά και στα νότια του κέντρου χαμηλής πίεσης. Στο σχήμα 6.2.5 απεικονίζεται η προσομοιωμένη από το αριθμητικό μοντέλο ταχύτητα και ένταση του ανέμου, στη χρονική στιγμή 15 UTC στην οποία ο Μ.Κ. απέκτησε την ελάχιστη πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας. Η τιμή της έντασης έφτασε στις 15 UTC στα 27.3 m/s.



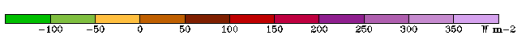
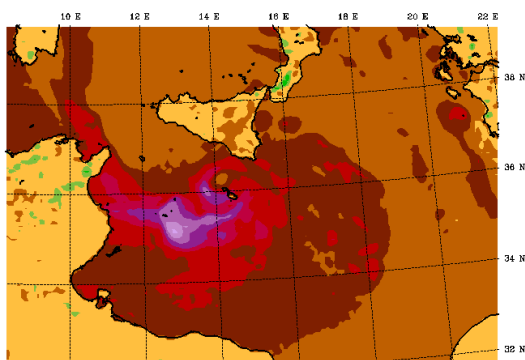
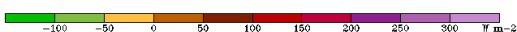
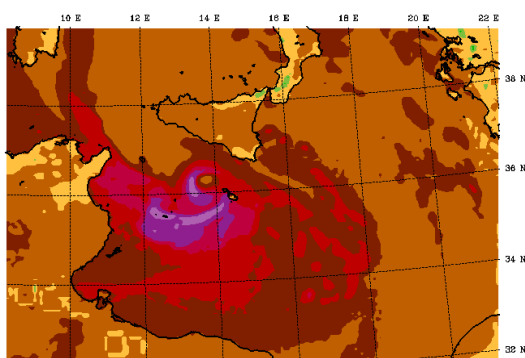
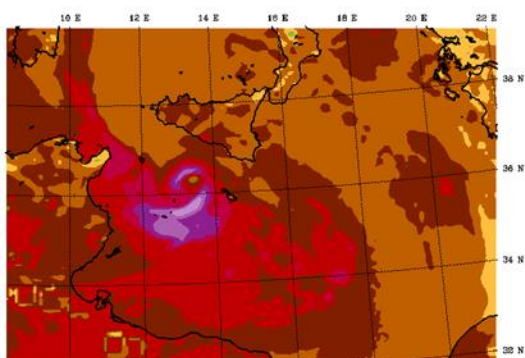
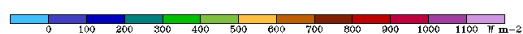
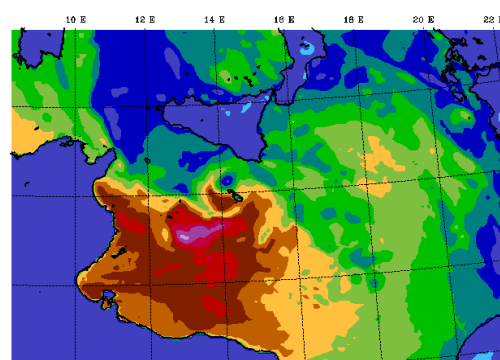
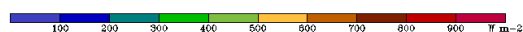
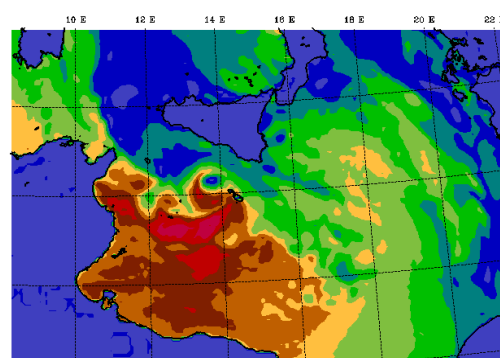
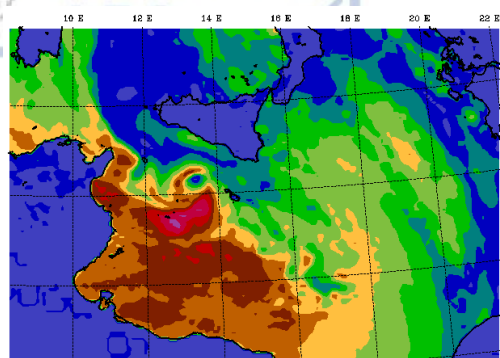
Σχήμα 6.2.5 Χάρτης απεικόνισης της προσομοιωμένης ταχύτητας (m/s) και της διεύθυνσης του ανέμου στη μέση στάθμη επιφάνειας της θάλασσας για τις 7/11 15UTC.

6.2.4 Ο ρόλος των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας

Σύμφωνα με τη θεωρία γύρω από τους μηχανισμούς που συνεισφέρουν στη δημιουργία και εξέλιξη των Μ.Κ., τα συστήματα αυτά δημιουργούνται και εξελίσσονται σε ένα προϋπάρχον περιβάλλον αστάθειας όπου εμφανίζεται ένα αποκομμένο χαμηλό των υψών στα μέσα και ανώτερα επίπεδα της τροπόσφαιρας, και η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται ως βαροκλινικά ασταθής. Ακολούθως, η ένταση και η τροχιά που θα ακολουθήσουν, καθορίζονται από τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας και τις ροές υγρασίας ανάμεσα στη θάλασσα και την ατμόσφαιρα. Το γεγονός αυτό εδραιώνει ότι αυτά τα συστήματα δεν εμφανίζονται πάνω από τη ξηρά. Επιπλέον, αν ένας Μ.Κ. μεταβεί πάνω από τη ξηρά σύντομα επέρχεται η διάλυσή του. Παρακάτω, μελετάται ο ρόλος που έπαιξαν οι ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας, στο Μ.Κ. του Νοεμβρίου 2014. Επιλέγονται για ανάλυση, οι χρονικές στιγμές στις οποίες το μοντέλο έδωσε τη χαμηλότερη τιμή της πίεσης στη μέση στάθμη επιφάνειας της θάλασσας (15 UTC), μία ώρα πριν (14 UTC) και μία ώρα μετά (16 UTC).

Οι εικόνες που επιλέχθηκαν για να αποτυπώσουν τις ροές θερμότητας του Μ.Κ. του 2014 αναδεικνύουν την ύπαρξη ισχυρών ροών στο σύστημα. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.2.6, στις 7/11 και στις τρεις χρονικές στιγμές, οι ροές λανθάνουσας θερμότητας από τη θάλασσα ήταν πολύ μεγάλες, φτάνοντας τα $800-900 \text{ W/m}^2$ και τοπικά ξεπέρασαν έως και τα 1000 W/m^2 . Οι μέγιστες τιμές εμφανίστηκαν κυρίως δυτικά και νότια του κυκλωνικού κέντρου, γεγονός που συνάδει με τις περιοχές όπου οι άνεμοι ήταν πιο σφοδροί. Αντίθετα, οι ροές αισθητής θερμότητας, στο ίδιο χρονικό διάστημα, παρουσίασαν περίπου το 1/3 της συνεισφοράς των ροών λανθάνουσας θερμότητας, φτάνοντας σε τιμές 250 W/m^2 και τοπικά ξεπέρασαν τα 300 W/m^2 .

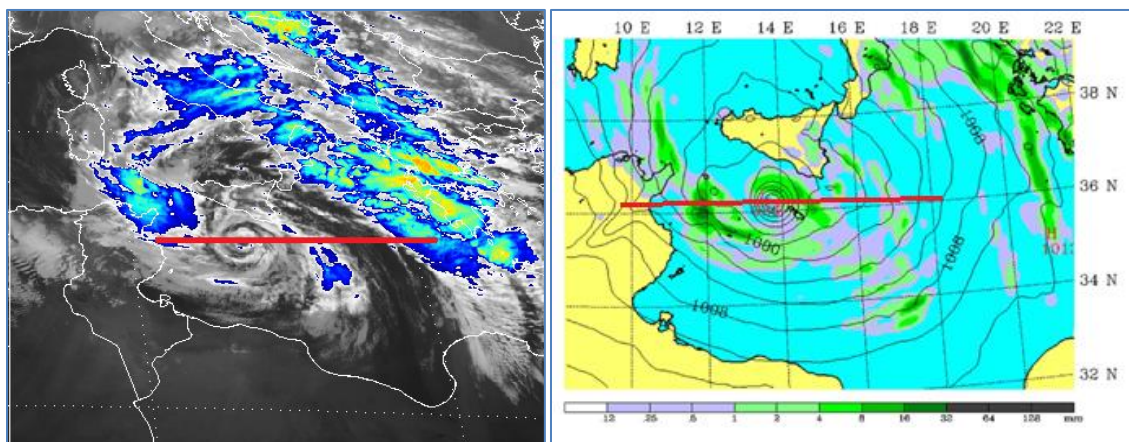
Σε προηγούμενες περιπτώσεις μελέτης Μ.Κ. βρέθηκαν τιμές ροών λανθάνουσας θερμότητας από 100 έως 1000 W/m^2 , γεγονός που συγκαταλέγει τις τιμές του Μ.Κ. του 2014 στα πλαίσια των φυσιολογικών. Ειδικότερα, οι Lagouvardos et al. (1999), υπολόγισαν μέσω προσομοιώσεων με το μοντέλο ETA, τιμές λανθάνουσας θερμότητας κοντά στα 500 W/m^2 στον Μ.Κ. του Ιανουαρίου 1999. Για το ίδιο σύστημα, με τη χρήση του unified model του UKMO, οι τιμές ροής της αισθητής θερμότητας υπολογίστηκαν περίπου στα 180 W/m^2 από τους Pytharoulis et al. (2000). Οι Fita et al. (2009), στη μελέτη τους για δύο συστήματα Μ.Κ., του Σεπτεμβρίου 1996 και του Οκτωβρίου 2003, υπολόγισαν τιμές λανθάνουσας θερμότητας, περίπου 1000 W/m^2 και 500 W/m^2 , αντίστοιχα. Τέλος, για το σύστημα του Σεπτεμβρίου 2006, βρέθηκε ότι εμφάνισε τιμές ροών λανθάνουσας θερμότητας μικρότερες τιμές από 400 W/m^2 (Miglietta et al., 2011).



Σχήμα 6.2.6 Χάρτες των ροών λανθάνουσας (στήλη (α)) και αισθητής θερμότητας (στήλη (β)) σε W/m^2 για τις 7/11. Οι χρονικές στιγμές χωρίζονται ανά γραμμή 14, 15 και 16 UTC.

6.2.5 Κατακόρυφες τομές (cross sections)

Οι κατακόρυφες τομές έγιναν τη χρονική στιγμή 15 UTC στις 7/11, όταν ο κυκλώνας εμφάνισε τη χαμηλότερη τιμή πίεσης στη μέση στάθμη επιφάνειας της θάλασσας. Στο Σχήμα 6.2.8 παρατίθεται τόσο ο χάρτης της ελάχιστης πίεσης όσο και η δορυφορική εικόνα στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου (ενισχυμένη με χρώμα για τις ψυχρότερες περιοχές του νέφους). Παρατηρείται ότι η εικόνα της προσομοίωσης του μοντέλου ήταν πολύ κοντά στη πραγματικότητα (Σχήμα 6.2.7). Στο σημείο αυτό, τονίζεται ότι δεν πρέπει να συγχέεται η θέση του Μ.Κ. στη προσομοίωση με τη πραγματική θέση σε μια δορυφορική εικόνα ωστόσο στη συγκεκριμένη περίπτωση, οπτικά εμφάνισαν σχεδόν την ίδια θέση.



Σχήμα 6.2.7 Η δορυφορική εικόνα του Μ.Κ. στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου (αριστερά) και ο χάρτης της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (hPa, ισοπληθείς) όπως προσομοιώθηκαν από το πείραμα ελέγχου του μοντέλου WRF-ARW. Και οι δύο εικόνες αντιστοιχούν στην ίδια ώρα (15:00 UTC στις 7/11/2014). Η κόκκινη γραμμή υποδηλώνει τη περιοχή που έγιναν οι κάθετες τομές.

Ξεκινώντας την ανάλυση από τη μεσημβρινή συνιστώσα του ανέμου στο Σχήμα 6.2.8 (με χρωματικές σκιάσεις), φαίνεται ότι ο Μ.Κ. εμφανίζει έντονη κυκλωνική δίνη, σχεδόν συμμετρική ως προς τον άξονα που επεκτείνεται μέχρι τα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Η μέγιστη οριζόντια διάτμηση εμφανίστηκε στα χαμηλά επίπεδα στοιχείο που δηλώνει τη δομή θερμού πυρήνα. Η αλλαγή της κατεύθυνσης του μεσημβρινικού ανέμου από βόρειους σε νότιους (από δυτικά προς ανατολικά), είναι εμφανής στα χαμηλότερα επίπεδα στην περιοχή του πυρήνα, γεγονός που υποδηλώνει τη κυκλωνική κυκλοφορία. Θα πρέπει στο σημείο αυτό, να τονισθεί ότι στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, δεν υφίσταται σαφής αντικυκλωνική

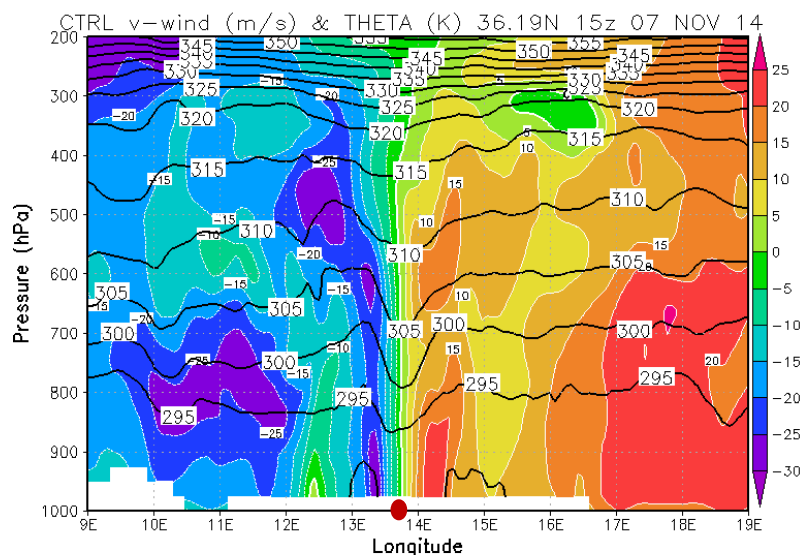
κυκλοφορία όπως θα ανεμενόταν. Ενδεχομένως, η ισχυρή κυκλωνική ροή που φθάνει έως τα ανώτερα επίπεδα δεν επέτρεψε την ανώτερη κυκλοφορία του Μ.Κ. να αποκτήσει μία σαφή αντικυκλωνική ροή. Τέλος, στο Σχήμα 6.2.8 απεικονίζεται μία αύξηση της απόλυτης τιμής του μεσημβρινού ανέμου από την ανατολική πλευρά του στροβίλου προς τα δυτικά κατά περίπου 10 m/s. Αυτό συμβαδίζει με τις ισχυρότερες επιφανειακές ροές προς τα δυτικά του κυκλώνα, όπως προαναφέρθηκε στην παράγραφο 6.2.4.

Η ένδειξη θερμού πυρήνα γίνεται άμεσα αντιληπτή από τη μελέτη της δυνητικής θερμοκρασίας Θ. Η κατακόρυφη τομή της δυνητικής θερμοκρασίας έδειξε την ύπαρξη μιας ανωμαλίας στην θερμοκρασία στις 15UTC 7/11 (Σχήμα 6.2.8, ισοπληθείς). Οι ισόθερμες καμπύλες εμφανίζουν σημεία καμψής πάνω από το «μάτι» του κυκλώνα, στοιχείο που δηλώνει ότι η θερμοκρασία στο κέντρο του είναι υψηλότερη από το περιβάλλον του. Η ανωμαλία έφτασε σε ύψος περίπου μέχρι την ισοβαρική στάθμη των 450 hPa, (κατά προσέγγιση 6.000 μέτρα), γεγονός που συνάδει με τα χαρακτηριστικά των τροπικών κυκλώνων και των Μ.Κ. (Burpee 1986).

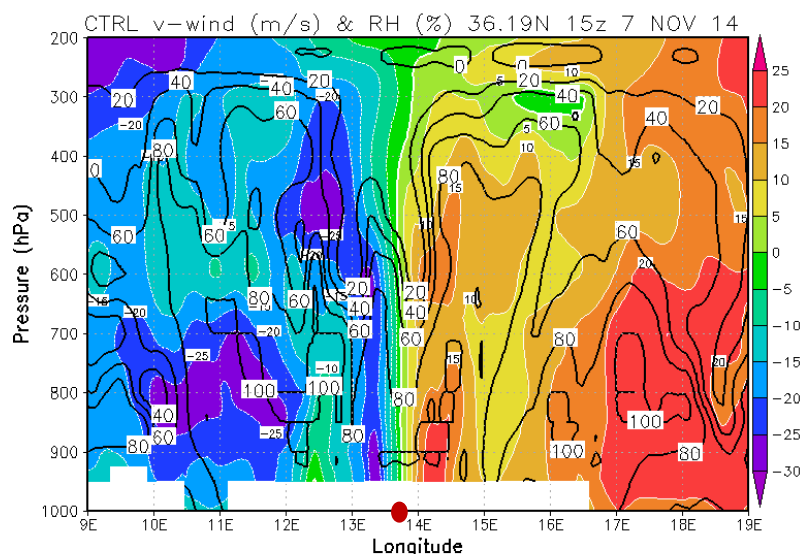
Αναφορικά με τη σχετική υγρασία, στο Σχήμα 6.2.9 (ισοπληθείς) παρατηρείται η συνεχόμενη μείωση αυτής, από το ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa και προς τα ανώτερα επίπεδα (στο επίπεδο των 700 hPa έχει τιμή 60% και μέχρι περίπου τη στάθμη των 600hPa έχει μειωθεί στο 20%). Το γεγονός αυτό αποτελεί ένδειξη μιας πολύ ξηρής περιοχής πάνω από το κέντρο χαμηλής πίεσης. Επιπλέον, παρατηρούνται δύο συμμετρικά ελάχιστα σχετικής υγρασίας, περίπου στη στάθμη των 600 hPa, με τιμή σχετικής υγρασίας στο 20%. Το ανατολικό ελάχιστο σχετίζεται με το θερμό πυρήνα του Μ.Κ. Το δυτικό ελάχιστο ενδεχομένως να οφείλεται στη παρουσία της στρατοσφαιρικής εισβολής. Όπως αναφέρθηκε στη παράγραφο 6.2.1, η επιφάνεια 2PVU έφτασε έως το επίπεδο των 600-650 hPa γεγονός που συνδέεται με το επίπεδο που εμφανίστηκε το ελάχιστο της σχετικής υγρασίας. Ανατολικά και δυτικά της περιοχής αυτής η σχετική υγρασία αυξάνεται φτάνοντας το 100% στο στρώμα από την επιφάνεια μέχρι τα 700hPa. Αυτό αποτελεί στοιχείο της ύπαρξης των ζωνών νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης περιμετρικά του «ματιού» του Μ.Κ..

Τέλος, η κάθετη τομή του σχετικού στροβιλισμού στις 15 UTC (Σχήμα 6.2.10), φανέρωσε υψηλές θετικές τιμές σχετικού στροβιλισμού. Οι τιμές έφτασαν και ξεπέρασαν τα $20 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Ισχυρή κυκλωνική ροή εντοπίστηκε στην περιοχή πάνω από το κέντρο, μέχρι το

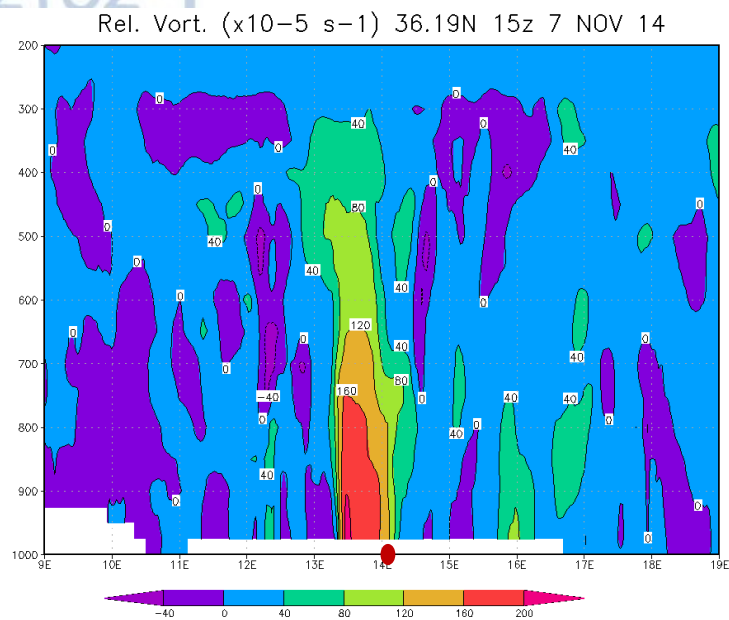
ύψος των 500-450 hPa. Στο σημείο αυτό επισημαίνεται ότι δεν υπήρξε αντικυκλωνική ροή στην ανώτερη τροπόσφαιρα, όπως συμβαίνει με τους τροπικούς κυκλώνες.



Σχήμα 6.2.8 Ζωνική τομή στο γεωγραφικό πλάτος 36.19° Β στις 7/11 15UTC. Με μαύρες συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζεται η δυναμική θερμοκρασία (ανά 5° K) και με σκίαση η μεσημβρινή συνιστώσα του ανέμου. Με τη κόκκινη τελεία συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.



Σχήμα 6.2.9 Ζωνική τομή στο γεωγραφικό πλάτος 36.19° Β στις 7/11 15UTC. Με μαύρες συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζεται η σχετική υγρασία (ανά 10%) και με σκίαση η μεσημβρινή συνιστώσα του ανέμου. Με την κόκκινη τελεία συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.



Σχήμα 6.2.10 Ζωνική τομή του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) στο γεωγραφικό πλάτος 36.19° B στις 7/11 15UTC. Θετικές τιμές υποδηλώνουν κυκλωνική κίνηση, αρνητικές αντικυκλωνική κίνηση. Με τη κόκκινη τελεία συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε κυρίως δορυφορική ανάλυση ενός Μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά (Medicane) που δημιουργήθηκε στις 09:00 UTC της 7^{ης} Νοεμβρίου πάνω από τη κεντρική Μεσόγειο ανάμεσα στη Τυνησία και την Σικελία. Αρχικά, κινήθηκε νοτιοανατολικά και διερχόμενος από τα νησιά Pantelleria και Lapedusa, έπειτα ανατολικά προς τη Μάλτα όπου και απέκτησε τροπικά χαρακτηριστικά ανάμεσα στις 11:00 και 12:00 UTC. Στη συνέχεια κινήθηκε βορειοανατολικά προς τη Σικελία, όπου τις πρώτες πρωινές ώρες της 8^{ης} Νοεμβρίου έκανε δεύτερη μετάβαση πάνω από την ανατολική Σικελία (04:00 UTC-06:00 UTC) για να διαλυθεί πάνω από το Ιόνιο Πέλαγος στις 09:00 UTC.

Στη πρώτη φάση της ανάλυσης, εξετάστηκε το προϋπάρχον περιβάλλον μέσα στο οποίο γεννήθηκε και αναπτύχθηκε ο Μ.Κ. μέσα από ένα σύνολο συνοπτικών μετεωρολογικών παραμέτρων. Έπειτα, στο κύριο μέρος της εργασίας, αναλύθηκαν δορυφορικές εικόνες από όλους τους δυνατούς συνδυασμούς που παρέχει η δορυφορική ανάλυση (μελέτη μεμονωμένων καναλιών, συνδυασμών δύο καναλιών και χρωματικών συνθέσεων καναλιών RGB) καθώς και δορυφορικά προϊόντα βροχόπτωσης με σκοπό να προσδιοριστούν τα χαρακτηριστικά αυτού του ιδιόμορφου, σημαντικού σε μέγεθος και διάρκεια, κυκλωνικού συστήματος. Στο τελευταίο στάδιο, έγινε προσομοίωση του Μ.Κ. με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου, ώστε να κατανοηθούν σε βάθος ορισμένες διαδικασίες που διαδραμάτισαν κομβικό ρόλο στην ένταση και στην εξέλιξη του συστήματος αλλά και για να γίνει σύγκριση της προσομοιωμένης κατάστασης με τη πραγματική.

Παρακάτω, παρατίθενται τα πιο σημαντικά συμπεράσματα, τα οποία στοχεύουν βοηθήσουν στην περαιτέρω ανάλυση των Μεσογειακών Κυκλώνων με τροπικά χαρακτηριστικά μέσω της δορυφορικής τηλεπισκόπησης, αλλά και στην έγκαιρη και έγκυρη πρόγνωσή τους. Αρχικά παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που συνδέονται με το συνοπτικό-δυναμικό περιβάλλον σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης που βρήκε πολύ καλή ταύτιση με τη πραγματική κατάσταση:

- ❖ Η γένεση της ύφεσης, οφείλεται κατά κύριο λόγο στην αλληλεπίδραση ενός αποκομμένου χαμηλού στα υψηλά στρώματα της τροπόσφαιρας, με τις θερμότερες επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας της Μεσογείου.
- ❖ Πριν τη δημιουργία του συστήματος παρατηρήθηκε μία έντονη δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης μέσω της οποίας στρατοσφαιρικός αέρας κατήλθε μέχρι τα χαμηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Ο ρόλος του ρεύματος δυναμικού στροβιλισμού ήταν βασικός στη κυκλογένεση κατά τη διάρκεια του αρχικού σταδίου και κατέστησε ένα ευνοϊκό για τη δημιουργία του Μ.Κ περιβάλλον έντονης ανωμεταφοράς.
- ❖ Η αλληλεπίδραση της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης με μια προϋπάρχουσα διαταραχή στα χαμηλότερα στρώματα προκάλεσαν βαροκλινική αστάθεια η οποία έδωσε το έναυσμα για την ενεργοποίηση του συστήματος. Το καθεστώς έντονης ανωμεταφοράς που προϋπήρχε στην ευρύτερη περιοχή πριν το σχηματισμό του Μ.Κ. ενδεχομένως να συνέτειναν στην αλληλεπίδραση των ανωμαλιών ανάμεσα στα ανώτερα και τα χαμηλά στρώματα μειώνοντας έτσι τη στατική ευστάθεια.
- ❖ Ο ρόλος των ροών θερμότητας, ιδιαίτερα των ροών λανθάνουσας θερμότητας, αποδείχθηκε μεγάλος οι οποίες σε συνδυασμό με τη δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης αποτέλεσαν τον κύριο παράγοντα βάθυνσης του Μ.Κ., αύξησης της έντασής του και της εμφάνισης των κυκλικών ζωνών νεφών γύρο από το μάτι.
- ❖ Η βαροκλινική αστάθεια σε συνδυασμό με τη δυναμική ανωμαλία επηρέασε τα πρωταρχικά στάδια του κυκλώνα, ενώ στο στάδιο της ωρίμανσης κυρίαρχο ρόλο έπαιξαν οι ροές λανθάνουσας θερμότητας όσο και η στρατοσφαιρική εισβολή ξηρού αέρα.
- ❖ Οι μεγαλύτερης έντασης άνεμοι στην επιφάνεια, εμφανίστηκαν νότια και ανατολικά του κυκλωνικού αίθριου κέντρου, περιοχές όπου και η ροή λανθάνουσας θερμότητας εμφάνισε τις μεγαλύτερες τιμές. Το μοντέλο υπερεκτίμησε τη μέγιστη ένταση ανέμου (αν και προσομοίωσε σχετικά καλά τις ριπές) σε αντίθεση με τη καταγραφή του δορυφόρου Metop-B η οποία προσέγγισε αρκετά στη παρατηρούμενη τιμή.
- ❖ Το σύστημα χαρακτηρίστηκε από τη παρουσία ενός μετώπου, να προηγείται του κυκλωνικού κέντρου.

Τα παρακάτω συμπεράσματα αφορούν το κύριο μέρος της εργασίας, δηλαδή την ανάλυση των σταδίων ανάπτυξης του Μ.Κ. με βάση τα διάφορα δορυφορικά κανάλια του MSG και τους συνδυασμούς αυτών καθώς και προϊόντα βροχόπτωσης των TRMM και GPM. Το σύστημα σε όλες τις εικόνες που μελετήθηκαν παρουσίασε ένα νεφικό σχηματισμό τύπου κόμματος στο στάδιο της δημιουργίας του με σαφή εξέλιξη στη μορφή ενός εξωτροπικού κυκλώνα τις πρώτες ώρες. Ακολούθως, δημιουργήθηκε το ξεκάθαρο ανέφελο κέντρο χαμηλών πιέσεων του Μ.Κ με τις σπειροειδείς ζώνες των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης γύρω από αυτό. Ο κυκλώνας στις επόμενες ώρες, και αφού εμφάνισε τα τροπικά του χαρακτηριστικά, απέκτησε μια κυκλική σχεδόν συμμετρική μορφή και μετά τη δεύτερη μετάβαση πάνω από τη ξηρά διαλύθηκε. Τα επιμέρους συνοψίζονται ως εξής:

- ❖ Το κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm έδωσε σημαντικές πληροφορίες για τον προσδιορισμό του ύψους των νεφών του εξεταζόμενου Μ.Κ.. Φάνηκε η ύπαρξη τόσο υψηλών όσο και μεσαίων νεφών στο κυκλωνικό κέντρο, με την ένδειξη διαλείπουσας δραστηριότητας ανωμεταφοράς. Νέφη με εκτεταμένη κατακόρυφη ανάπτυξη λόγω έντονης δραστηριότητας ανωμεταφοράς έχουν παρατηρηθεί στα αρχικά στάδια δημιουργίας ενός Μ.Κ. πριν την εμφάνιση του χαρακτηριστικού ματιού ενώ όταν βρίσκεται στο στάδιο της μέγιστης έντασης το σύστημα χαρακτηρίζεται από χαμηλότερη ένταση βροχής, κατανεμημένης κυρίως στις κυκλικές νεφικές ζώνες (Claud et al., 2010). Το ψυχρό μέτωπο που προηγείται του κυκλωνικού κέντρου χαρακτηρίστηκε από ισχυρότερη ανωμεταφορά και πολύ υψηλά και ψυχρά νέφη.
- ❖ Οι εικόνες του καναλιού 7 των υδρατμών στα 7.3 μm χρησιμοποιήθηκαν ως εναλλακτικός τρόπος μελέτης της δυναμικής κατάστασης της ατμόσφαιρας και της ροής που δημιουργήθηκε στα μεσαία επίπεδα της ατμόσφαιρας, καθώς επισημάνθηκαν με σχετική ακρίβεια η θέση του αυλώνα αρχικά και του αποκομμένου χαμηλού καθώς και η θέση της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης (θέση εισβολής ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα). Η ύπαρξη ενός ρεύματος δυναμικού στροβιλισμού έχει αποδειχθεί ιδιαίτερα σημαντική στην ενδυνάμωση του Μ.Κ. ιδιαίτερα στα αρχικά στάδια δημιουργίας του (Cioni et al., 2016). Τα αποτελέσματα ήρθαν σε συμφωνία με τη συνοπτική ανάλυση και την αριθμητική προσομοίωση.

- ❖ Το κανάλι 12 υψηλής ανάλυσης του ορατού (HRV) ανέδειξε με μεγαλύτερη λεπτομέρεια σημαντικές περιοχές του κυκλωνικού κέντρου και του ψυχρού μετώπου που προηγούνταν αυτού, καθώς υπέδειξε την υφή και το μεγάλο οπτικό πάχος των νεφών. Αποτύπωσε την έντονη ανωμεταφορά στα αρχικά στάδια του Μ.Κ. αλλά και τα διαστήματα παύσης αυτής, μέσω της αύξησης/μείωσης του οπτικού πάχους των νεφών, γεγονός που συνάδει με τη διακοπτόμενη δραστηριότητα ανωμεταφοράς που αναφέρθηκε παραπάνω. Σε συνδυασμό με τα προϊόντα Sandwich (συνδυασμένες εικόνες ορατού υψηλής ευκρίνειας και θερμικού υπερύθρου) ανέδειξε στο ψυχρό μέτωπο τη παρουσία προεξέχουσων κορυφών (Overshooting Tops) κάτω από τις οποίες δηλώνεται η παρουσία ισχυρών ανοδικών ρευμάτων. Με έμμεσο τρόπο ανέδειξε τη δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας, δηλαδή το έντονο βαροκλινικό περιβάλλον στο οποίο αναπτύσσεται ένας Μ.Κ.
- ❖ Η διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας μεταξύ των καναλιών 6.2 και 7.3 μm χρησιμοποιήθηκε ως μέσο ανάδειξης νεφών με μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη με αρκετά καλά αποτελέσματα. Αυτή εντοπίζεται κυρίως στα αρχικά στάδια του κυκλώνα γύρω από το κυκλωνικό κέντρο καθώς και στη φάση που ο Μ.Κ. επηρεάζει την ανατολική ακτή της Σικελίας. Στο ψυχρό μέτωπο του συστήματος είναι εντονότερη σε όλο σχεδόν το μήκος του τόσο στο στάδιο δημιουργίας όσο και στο στάδιο ωριμότητας του Μ.Κ. Οι πολύ αρνητικές τιμές της διαφοράς σε συνδυασμό με τη μελέτη μεμονωμένων καναλιών βοήθησε στον εντοπισμό περιοχών με προϋπάρχουσα δυναμική αστάθεια.
- ❖ Η διαφορά θερμοκρασίας λαμπρότητας μεταξύ των καναλιών 6.2 και 10.8 μm προσδιόρισε ικανοποιητικά τις περιοχές όπου δημιουργήθηκαν προεξέχουσες κορυφές (OT) στο ψυχρό μέτωπο που προηγείται του συστήματος. Οι θετικές τιμές αυτής ανέδειξαν σημεία του νέφους που προσεγγίζουν την τροπόπαυση. Επίσης, οι περιοχές θετικών τιμών ήρθαν σε σχετική ταύτιση με τις περιοχές εκδήλωσης ηλεκτρικών εκκενώσεων στις 7/11/2014. Οι αρνητικές τιμές, από την άλλη φανέρωσαν την ύπαρξη μεσαίων και χαμηλών νεφών στις σπειροειδείς ζώνες γύρω από το μάτι του Μ.Κ. στο στάδιο όπου ισχυροποιήθηκε (μετά τις 12:00 UTC) καθώς και μετά τη μετάβασή του από τη Μάλτα. Πιθανώς, ο στροβιλισμός ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα στη κεντρική περιοχή του Μ.Κ. να συνέτεινε στη μείωση του οπτικού τους πάχους.
- ❖ Ο συνδυασμός Airmass RGB, ενδεχομένως ο βασικότερος στη συγκεκριμένη μελέτη, ανέδειξε πλήρως τη παρουσία της στρατοσφαιρικής εισβολής σε όλο το φάσμα ζωής του

Μ.Κ. και ήρθε σε συμφωνία με τους συνοπτικούς χάρτες και με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων. Ανέδειξε ξεκάθαρα το μοντέλο ζωνών μεταφοράς που χαρακτήρισε το υπό μελέτη σύστημα (αλληλεπίδραση τριών ζωνών μεταφοράς, ψυχρής, υγρής και ξηρής). Τέλος, έδωσε πλήρη εικόνα του είδους και των χαρακτηριστικών των αέριων μαζών που συνδημιούργησαν τον Μ.Κ και συμφώνησε με τη με την εναλλαγή της παρουσίας νεφών τόσο με μεγάλο οπτικό πάχος όσο και μεσαίων γύρω από το μάτι. Στη ψυχρή μετωπική ζώνη ανέδειξε τα νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και εμμέσως την έντονη αστάθεια στη περιοχή.

- ❖ Ο συνδυασμός Day Convective Storms RGB, αποτέλεσε πολύ σημαντικό εργαλείο, για τη μικροφυσική προσέγγιση των νεφών. Υπέδειξε νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος αποτελούμενα από μικρούς και μεγάλους παγοκρυστάλλους γύρω από το κυκλωνικό κέντρο όπου εντοπίζονται ισχυρά ανοδικά ρεύματα στη φάση δημιουργίας του Μ.Κ. Τέλος, εμφάνισε περιοχές με εκδήλωση ισχυρών φαινομένων στις επιφάνειες πάνω από τις οποίες βρέθηκε το ψυχρό μέτωπο.
- ❖ Οι εικόνες του συνδυασμού Day Microphysics RGB διαχώρισαν με σαφήνεια τις περιοχές του Μ.Κ. που αποτελούνται από παγοκρυστάλλια μικρού και μεγάλου μεγέθους. Γύρω από το κυκλωνικό κέντρο εντοπίστηκαν νέφη με μικρούς και μεγάλους παγοκρυστάλλους από τα νότια, γεγονός που συνάδει με τα ισχυρά ανοδικά ρεύματα αλλά και με τις αυξημένες ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας όπως αποδείχθηκε στο Κεφάλαιο 6 της προσομοίωσης. Ωστόσο, εμφανίστηκαν και νέφη με υδροσταγόνες στη περιοχή βόρεια του κυκλωνικού κέντρου.
- ❖ Ο συνδυασμός Night Microphysics RGB παρουσίασε την ύπαρξη μεσαίων νεφών στη φάση που αφού ο κυκλώνας απέκτησε την ελάχιστη τιμή πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (Μάλτα) στο κέντρο του. Ο Μ.Κ. μετά τη μετάβαση πάνω από τη ξηρά, αποδυναμώθηκε, λόγω της μη ύπαρξης των ροών θερμότητας από τη θάλασσα με πιθανό αποτέλεσμα τη παρουσία χαμηλότερων νεφών. Ο συνδυασμός αυτός τόνισε την ισχυρή μεταφορά που εμφανίστηκε στις κυκλικές ζώνες γύρω από το μάτι πριν και κατά τη μετάβασή του στη Σικελία. Ως συνδυασμός μικροφυσικής συγκαταλέγεται στους πλέον σημαντικούς για τη νυχτερινή δορυφορική παρατήρηση των νεφών.
- ❖ Ο συνδυασμός 24hour Dust Microphysics RGB, υπέδειξε ότι το κυκλωνικό κέντρο λόγω δημιουργίας και εξέλιξης κοντά στις ακτές της βορείου Αφρικής, παρέσυρε σημαντικές

ποσότητες σκόνης. Η σκόνη ενδεχομένως να επηρέασε το σύστημα μέσω της τροφοδότησης πυρήνων συμπύκνωσης στα νέφη του ψυχρού μετώπου.

- ❖ Τέλος, τα αποτελέσματα βροχόπτωσης υπέδειξαν το περιβάλλον της έντονης αστάθειας και της δραστηριότητας κατακόρυφης μεταφοράς κατά τη διάρκεια ζωής του κυκλώνα. Η μεγαλύτερη ένταση βροχόπτωσης σημειώθηκε κάτω από τα νέφη της ψυχρής μετωπικής επιφάνειας σε όλες τις φάσεις του Μ.Κ, στα οποία εμφανίστηκαν MCSs και προεξέχουσες κορυφές. Στις σπειροειδείς ζώνες γύρω από το μάτι του Μ.Κ. παρατηρήθηκαν μεγάλα ποσά βροχόπτωσης κυρίως στο αρχικό του στάδιο και στο στάδιο που βρισκόταν στην ανατολική Σικελία. Τα ποσά αυτά παρατηρήθηκαν κυρίως στα δυτικά και νότια του κυκλωνικού κέντρου γεγονός που συνάδει με τις περιοχές όπου εκδηλώθηκε η μεγαλύτερη ροή λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας.

Συμπερασματικά, από όλα τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό, ότι η χρήση της δορυφορικής τηλεπισκόπησης και της ανάλυσης των προϊόντων των μετεωρολογικών δορυφόρων συστημάτων αποτελεί ένα ιδιαίτερα χρήσιμο εργαλείο για ένα προγνώστη μετεωρολόγο. Η χρησιμότητα και ίσως η αναγκαιότητα της χρήσης καταδεικνύεται από τα οφέλη, που μπορεί να έχει ο μετεωρολόγος σε θέματα βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης (nowcasting) της ανάπτυξης ενός Μεσογειακού κυκλώνα. Οι παρατηρήσεις περιοχών εκδήλωσης επικίνδυνων καιρικών φαινομένων σε πραγματικό χρόνο μπορεί να αποβεί σωτήρια για την ενημέρωση και την προειδοποίηση των περιοχών που πρόκειται να πληγούν. Έχει αποδειχθεί από τα αποτελέσματα διαφόρων μελετών τις τελευταίες δύο δεκαετίες, ότι οι δορυφορικές εικόνες μπορούν να υποδείξουν πολλές πληροφορίες, οι οποίες συνδέονται με τις καιρικές συνθήκες στην επιφάνεια της γης. Επίσης, με τη χρήση δορυφορικών εικόνων μπορεί να γίνει άμεσα σύγκριση με τα αποτελέσματα προσομοιώσεων των μοντέλων, με κατεύθυνση τη βελτιστοποίηση των δεύτερων. Τέλος, καθίσταται βέβαιο ότι μελέτες αυτού του είδους, στο μέλλον, σε συνδυασμό με τη παράλληλη ταχύτατη πρόοδο της τεχνολογίας και της ανάλυσης των δορυφόρων θα μπορέσουν να προσφέρουν ακόμη μεγαλύτερη γνώση της καιρικής δραστηριότητας και των εν δυνάμει επικίνδυνων για την ανθρώπινη ζωή καιρικών συστημάτων.



Βιβλιογραφία

Ξένη Βιβλιογραφία

Aebischer, U. and Schar, C. (1998). Low-level potential vorticity and cyclogenesis to the lee of the Alps. J. Atmos. Sci., 55, 186–207.

Akriditis, D., Zanis, P., Pytharoulis, I., Mavrakis, A. and Karacostas, Th. (2010). A deep stratospheric intrusion event down to the earth's surface of the megacity of Athens. Meteorol. Atmos. Phys. 109, 9-18.

Alpert, P. and Ziv, C. (1989). The Sharav cyclone: Observations and some theoretical considerations. J. Geophys. Res., 94, 18 495–18 514.

Bergeron, T. (1954). The problem of tropical hurricanes. Quart. J . Roy. Meteor. Soc., 80, 131-164.

Burpee, R.W. (1986). Mesoscale structure of hurricanes. Mesoscale Meteorology and Forecasting, P.S. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., 311-330.

Businger, S. (1985). The synoptic climatology of polar low outbreaks. Tellus 37A, 419-432.

Businger, S. and Reed, R.J. (1989). Cyclogenesis in cold air masses. Weather Forecast. 4, 133–156.

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

Carrio, D.S., Homar, V., Jansa, A., Romero, R. and Picornell, M.A. (2017). Tropicalization process of the 7 November 2014 Mediterranean cyclone: Numerical sensitivity study. *Atmos. Res.*, 197, 300–312.

Cattani, E., Torricella, F., Laviola, S. and Levizzani, V. (2009). On the statistical relationship between cloud optical and microphysical characteristics and rainfall intensity for convective storms over the Mediterranean. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9: 2135–2142

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

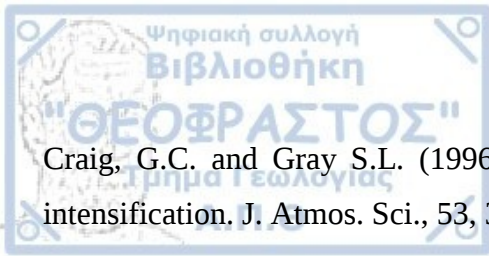
Cavicchia, L., von Storch, H. and Gualdi, S. (2014). A long-term climatology of medicanes. *Clim. Dyn.* 43, 1183–1195.

Charney, J. G. and Eliassen, A. (1964). On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68–75.

Conte, M. (1986). The meteorological bomb in the Mediterranean: a synoptic climatology. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 46, 314: 121–130.

Chaboureaud, 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.

Cioni, G., Malguzzi, P. and Buzzi, A. (2016). Thermal structure and dynamical precursor of a Mediterranean tropical-like cyclone: Thermal Structure and Precursor of a MTLC. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 1757–1766.



Craig, G.C. and Gray S.L. (1996). CISK or WISHE as the mechanism for tropical cyclone intensification. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3528–3540.

Davolio, S., Miglietta, M.M., Moscatello, A., Pacifico, F., Buzzi, A. and Rotunno, R. (2009). Numerical forecast and analysis of a tropical-like cyclone in the Ionian Sea. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 551–562.

Egger, J. (1988). Alpine lee cyclogenesis-Verification of theories. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2187–2203.

Emanuel, K.A. (1987). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-605.

Emanuel, K.A. (1987). An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2324-2340.

Emanuel, K.A. (1994). *Atmospheric Convection*. Oxford Univ.Press, Oxford.

Emanuel, K.A. (1995). Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3969-3976.

Emanuel, K.A. (1997). Some aspects of hurricane inner-core dynamics and energetics. *J. Atmos. Sci.*, 54, 1014-1026.

Emanuel, K.A. (2005). Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Adv. in Geos.*, 2, 217–220.

Feidas, H. (2016). Spectral features of convective cloud tops, Presentation for EUMETSAT Training Workshop 2016 on Use of Satellite Data in Nowcasting, Nei EPivates, Thessaloniki, Greece, 12-16 September 2016

Feidas, H. and Giannakos, A. (2011): Identifying precipitating clouds in Greece using multispectral infrared Meteosat Second Generation satellite data. *Theor Appl Climatol* 104:25-42

Flocas, H.A. and Karacostas, T.S. (1996). Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identifications and synoptic categories. *Meteor. Appl.*, 3, 53–61.

Fita, L.R., Romero, A., Luque, K., Emanuel, K.A. 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.

Fita, L.R., Romero, Luque, A. and Ramis, C. (2009). Effects of assimilating precipitation zones derived from satellite and lightning data on numerical simulations of tropical-like Mediterranean storms. *Ann. Geophys.*, 27, 3297–3319.

Genoves, A. and Jansa, A. (1991). The use of potential vorticity maps in monitoring shallow and deep cyclogenesis in the Western Mediterranean. *WMO/TD No 420*, 55–65.

Georgiev, C., Santurette, P. and Maynard, K. (2016). *Weather Analysis and Forecasting 2nd Edition Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*. Academic Press, New York

Georgiev, C. (2017). Thermodynamic environment of Mediterranean Severe Convection as seen in satellite imagery, Presentation for EUMETSAT Training Workshop 2017 on use of satellite information in nowcasting, Nei EPivates, Thessaloniki, Greece, 11-15 September 2017

Georgiev, C. (2017). Use of MSG information in air mass analysis and upper-level diagnosis for convection nowcasting, Presentation for EUMETSAT Training Workshop 2017 on use of satellite information in nowcasting, Nei EPivates, Thessaloniki, Greece, 11-15 September 2017

Georgiev, C. (2017). Diagnosing upper-level dynamics by WV imagery as a key forecast issue, Presentation for EUMETSAT Training Workshop 2017 on use of satellite information in nowcasting, Nei EPIvates, Thessaloniki, Greece, 11-15 September 2017

Gray, W.M. (1979). Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation, *Meteorology Over Tropical Oceans*. D. B. Shaw (Ed.), Roy. Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX, 155-218.

Harrold, J.W. and Browning, K.A. (1969). The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 95, 71-723.

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

Hawkins, H.F. and Rubsam, D.T. (1968). Hurricane Hilda, 1964 : II Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 418-442.

Holton, J.R. (1972). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York, 319.

Homar V, Rami, C. and Alonso, S. (2002). A deep cyclone of African origin over the western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation. *Ann. of Geophys.*, 20, 93–106.

Hoskins, B.J., McIntyre, M.E. and Robertson, A.W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.

Hoskins, B.J. and Berrisford, P. (1988). A potential vorticity perspective on the storm of 15–16 October 1987. *Weather*, 43, 122–129.

Hoskins, B.J. and Hodges, K.I. (2002) New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 59 (6), 1041-1061.

Jansa, A., Genoves, A., Picornell, M.A., Campins, J., Riosalido, R. and Carretero, O. (2001). Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach. Meteor. App., 8 (1), 43-56

Japan Meteorological Agency (2002), Analysis and Use of Meteorological Satellite Images, First Edition, Meteorological Satellite Center, 187

Karacostas, T.S. and Flocas, A.A. (1983). The Development of the "Bomb" Over the Mediterranean Area. La Meteorologie, No 33, 351-358.

Karacostas, T.S., Brikas, D., Pytharoulis, I. and Pennas P. (2010). Dynamic processes of the Mediterranean bomb of 2004. Proceedings of the 10th conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, 25-28 May, Patras, Greece, 27-35.

Katsafados, P., E., Mavromatidis, A., Papadopoulos and Pytharoulis I. (2011). Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity on sea surface temperature. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1233-1246.

Kerkmann J. (2010) Applications of Meteosat Second Generation (MSG) – The Airmass RGB Product. Eumetsat, 110pp.

Kerry, A. and Emanuel, K.A. (1988). Polar lows as arctic hurricanes. Tellus 41A (1989), 1-17

Lagouvardos, K., Kotroni, V., Nickovic, S., Jovic, D. and Kallos G. (1999). Observations and model simulations of a winter sub-synoptic vortex over the Central Mediterranean. Meteor. Appl., 6, 371–383.

Lagouvardos, K., Kotroni, V. and Defer E. (2007). The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: observations and model analysis. Quart J. Roy. Meteor. Soc., 133, 1519–1531, DOI: 10.1002/qj.121.

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. Hydrometeorol. 12, 634–649.

Luque, A., Fita, L., Romero, R., and Alonso, S. (2008). Analysis of convection in three tropical-like Mediterranean storms using satellite and lightning networks.

Malkus, J.S. and Riehl, H. (1960). On the Dynamics and Energy Transformations in Steady-State Hurricanes. Tellus, Vol. 12, 1-20.

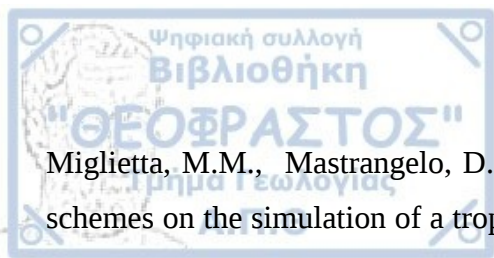
Martin, A., Romero, R., Homar, V., Luque, A., Alonso, S., Rigo, T., and Llasat, M. (2007). Sensitivities of flash flood event over Catalonia: a numerical analysis. Mon. Wea. Rev., 2, 651–669.

Meneguzzo, F., Pasqui, M., and Grifoni, D. (2001). Sensitivity of mesoscale atmospheric modelling to vegetation and leaf area index. LAND surface Satellite Application Facility (LAND-SAF) Document, EUMETSAT.

Miglietta, M.M., Davolio, S., Moscatello, A., Pacifico, F. and Rotunno, R. (2008). The role of surface fluxes in the development of a tropical-like cyclone in southern Italy. Adv. Sci. Res. 2, 35–39.

Miglietta, M.M., Moscatello, A., Conte, D., Mannarini, G., Lacorata G. and Rotunno R. (2011). Numerical analysis of a Mediterranean ‘hurricane’ over south-eastern Italy: Sensitivity experiments to sea surface temperature. Atmos. Res., 101, 412–426.

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., 40, 2400-2405



Miglietta, M.M., Mastrangelo, D. and Conte, D. (2015). Influence of physics parameterization schemes on the simulation of a tropical-like cyclone in the Mediterranean Sea. *Atmospheric Res.* 153, 360–375.

Moscatello, A., Miglietta M.M. and Rotunno, R. (2008). Observational analysis of a Mediterranean “hurricane” over southeastern Italy. *Weather*, 63, 306-311.

Ooyama, K. (1964). A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofis. Intern. (Mexico)*, 4, 187-198.

Ooyama, K. (1969). Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.* 26, 3-40

Pettersen, S. (1956). *Weather Analysis and Forecasting*, Mac Graw Hill, New York.

Pichler, H., Steinacker, R. and Lazinger, A. (1990). Cyclogenesis induced by the Alps. *Meteor. Atmos. Phys.*, 43, 21–29.

Picornell, M.A., Campins, J. and Jansà, A. (2014). Detection and thermal description of medicanes from numerical simulation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 1059–1070.

Prezerakos, N.G., and Flocas, H.A. (1996). The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteor. Appl.*, 3, 101–111.

Pytharoulis, I., Craig, G.C. and Ballard S.P. (2000). The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995, *Meteorol. Appl.*, 7, 261–279.

Pytharoulis, I. (2008). Numerical study of the eastern Mediterranean “bomb” of January 2004, 8th Annual Meeting of the European Meteorological Society and European Conference on Applied Climatology, Amsterdam, Holland

Pytharoulis, I. (2017). Analysis of a Mediterranean tropical-like cyclone and its sensitivity to the sea surface temperatures. *Atmos. Res.*, 1-13

Rasmussen, E. (1979). The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 105, 531-549.

Rasmussen, E. (1985). A case study of a polar low development over the Barents Sea. *Tellus* 37A, 407-418.

Rasmussen, E. and Zick, C. (1987). A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows. *Tellus*, 39A, 408-425.

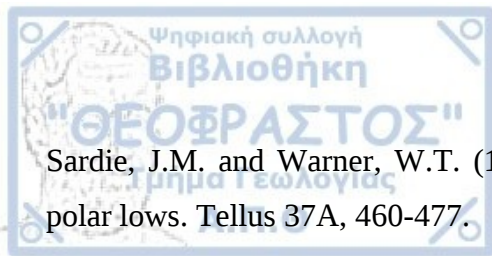
Reed, R.J. (1979). Cyclogenesis in polar airstreams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-52. Reiter, E. (1975). Handbook for forecasters in the Mediterranean. Part 1: general description of the meteorological processes. Naval Environmental Research Facility, Monterey, California.

Reiter, E. (1975). Handbook for forecasters in the Mediterranean. Part 1: general description of the meteorological processes. Naval Environmental Research Facility, Monterey, California.

Rielh, H., (1963). Some relations between wind and thermal structure of steady state hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 20, 276-287.

Romero, R. and Emanuel, K.A. (2013). Mediane risk in a changing climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 5992–6001, doi:10.1002/jgrd.50475.

Rotunno. P. and Emanuel, K.A. (1987). An Air-sea Interaction for Tropical Cyclones. Part II: Evolutionary Study Using Nonhydrostatic Axisymmetric Numerical Model. *J. Atmos. Sci.*, 44, 542-561.



Sardie, J.M. and Warner, W.T. (1985). A numerical study of the development mechanism of polar lows. Tellus 37A, 460-477.

Schmid J.(2000) The SEVIRI instrument. In Proc. of the 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference., Bologna, Italy, 23-32.

Setvak, M., Novak, P., Lindsey, D.T., Rabin, R.M., Wang, P.K. and Radova, M. (2007). Central European convective storms penetrating deep into the lower stratosphere–MSG IR and radar observations and radiative transfer modeling. On 4th European Conference on Severe Storms, Trieste, Italy, 10-14 September 2007

Setvak M. (2016) Satellite observations of storm tops (Part 2). Presentation for EUMETSAT Training Workshop 2016 on Use of Satellite Data in Nowcasting, Nei EPivates, Thessaloniki, Greece, 12-16 September 2016

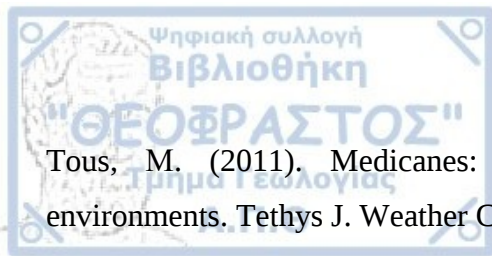
Setvak M. (2016) Satellite observations of storm tops (Part 3). Presentation for EUMETSAT Training Workshop 2016 on Use of Satellite Data in Nowcasting, Nei EPivates, Thessaloniki, Greece, 12-16 September 2016

Shapiro, M.A., Fedor, L.S., and Hampel, T. (1987). Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. Tellus 39A, 272-306.

Shapiro, L.J. and Franklin, J.L. (1995). Potential Vorticity in Hurricane Gloria. Mon. Wea. Rev., 123, 1465-1475.

Shea, D.J. and Gray, W.M. (1973). The hurricane's inner core region: I. Symmetric and asymmetric structure, II: Thermal stability and dynamic characteristics. J. Atmos. Sci., 30, 1544-1576.

Smith, R.K. (1980). Tropical cyclone eye dynamics. J. Atmos. Sci., 37, 1227–1232



Tous, M. (2011). Medicanes: cataloguing criteria and exploration of meteorological environments. Tethys J. Weather Clim. West. Mediterr.

Tous, M. and Romero, R. (2013). Meteorological environments associated with medicane Development. Int. J. Climatol., DOI: 10.1002/joc.3428

Trigo, I.F., Davies, T.D. and Bigg, G.R. (1999). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, J. Climate, 12, 1685–696.

Trigo, I.F., Bigg, G.R. and Davies, T.D. (2002). Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean. Mon. Wea. Rev., 130, 549-569, DOI: 10.1175/1520-0493.

Wallace, J.M. and Hobbs, P.V. (1977). Atmospheric Science – an introductory survey. Academic Press.

Willoughby, H.E. (1995). Mature structure and evolution. Global Perspectives on Tropical Cyclones, R. L. Elsberry, Ed., WMO, 21–62.

Ziakopoulos, D. and Marinaki, A. (1996). Mediterranean mesoscale vortices with tropical cyclone features. In Proc. of the 3rd Hellenic Conference on Meteorology, Climatology and Physics of the Atmosphere, 25–27 September, Athens, Greece, 154–159.

Ελληνική Βιβλιογραφία

Γιαννακός, Α. (2013). Συμβολή στην ανάπτυξη τεχνικής για την εκτίμηση της βροχόπτωσης από πολυφασματικά δορυφορικά δεδομένα. Διδακτορική Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Καρακώστας, Θ. (2010). Σημειώσεις Δυναμικής Μετεωρολογίας. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.



Καρτάλης, Κ. και Φείδας, Χ. (2012). Αρχές και εφαρμογές δορυφορικής τηλεπισκόπησης. Εκδόσεις Τζιόλα. Θεσσαλονίκη

Κέππας, Σ. (2013). Μελέτη των χαρακτηριστικών ενός μέσης κλίμακας νεφικού συστήματος κατακόρυφης ανάπτυξης με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Παρανός, Χ. (2016). Συνοπτική και αριθμητική μελέτη βαρομετρικών χαμηλών με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στη Μεσόγειο. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Πυθαρούλης, Ι. (2010). Σημειώσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Φείδας, Χ. και Καρτάλης, Κ. (2003). Δορυφορική Μετεωρολογία-Κλιματολογία. Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Φείδας, Χ. (2010). Σημειώσεις Δορυφορικής Μετεωρολογίας. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Φλόκας, Α. (1994). Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. εκδόσεις Ζήτη

Φλόκα, Ε. (1993). Συμβολή στη μελέτη του προβλήματος της κυκλογένεσης στο Αιγαίο Πέλαγος. Διδακτορική Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Διαδίκτυο

<https://www.eumetsat.int/>



<http://www.eumetrain.org/>

<http://www.goes-r.gov/>

<http://www.nhc.noaa.gov/>

<https://pmm.nasa.gov/>

<https://www.nesdis.noaa.gov/>

<https://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/>

<https://www.metoffice.gov.uk/>

<http://www.wetterzentrale.de/>

<https://www.wunderground.com/>

<http://www1.wetter3.de/>

