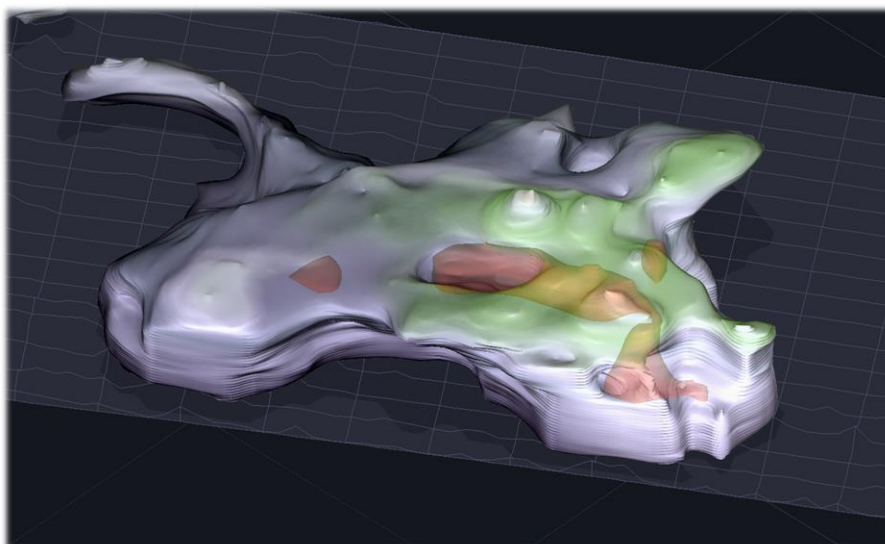




ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΟΥ GLOBAL PRECIPITATION MEASUREMENT ΓΙΑ ΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΟΦΟΡΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία



ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΜΗΤΡΟΠΟΥΛΟΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Θεσσαλονίκη 2017





ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΜΗΤΡΟΠΟΥΛΟΣ

Μεταπτυχιακός Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας,
Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ
ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΟΥ GLOBAL PRECIPITATION
MEASUREMENT ΓΙΑ ΤΗ ΜΕΛΕΤΗ
ΚΑΤΑΙΓΙΔΟΦΟΡΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

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





Η ανάπτυξη και υποστήριξη της Μεταπτυχιακής Διατριβής Ειδίκευσης έγινε ενώπιον της Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, στις

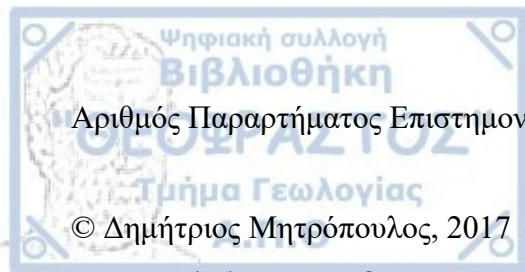
Την εξεταστική επιτροπή αποτέλεσαν:

Χαράλαμπος Φείδας, Καθηγητής ΑΠΘ, επιβλέπων

Θεόδωρος Καρακώστας, Καθηγητής ΑΠΘ

Ιωάννης Πυθαρούλης, Επίκουρος Καθηγητής ΑΠΘ





Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Νο

© Δημήτριος Μητρόπουλος, 2017

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΟΥ GLOBAL PRECIPITATION
MEASUREMENT ΓΙΑ ΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΑΪΓΙΔΟΦΟΡΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ' ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.



Ευχαριστίες

Το θέμα της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής ειδίκευσης επιλέχθηκε από τη σύμπραξη πολλών ενδιαφερόντων μου, όπως είναι η περιέργεια για τα καιρικά φαινόμενα και το πόσο βίαια μπορούν να γίνουν, τα ταξίδια στο διάστημα έστω και αν αυτά βρίσκονται σε απόσταση μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων από την επιφάνεια της Γης και όλα τα φαινόμενα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος που μου διέγειραν τη φαντασία από την πρώτη στιγμή που είδα ουράνιο τόξο.

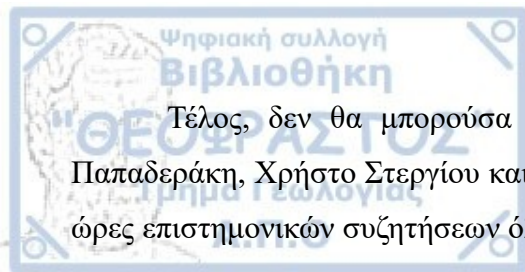
Καταρχάς θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της μεταπτυχιακής διατριβής μου τον καθηγητή Χαράλαμπο Φείδα, ο οποίος αναγνώρισε από νωρίς τα ενδιαφέροντα μου πάνω στη μετεωρολογία και τη δορυφορική τηλεπισκόπηση και με καθοδήγησε στην επιλογή αυτού του πολύ ενδιαφέροντος και καινοτόμου θέματος της δορυφορικής τηλεπισκόπησης της βροχόπτωσης.

Επιμέρους, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους τους καθηγητές μου στον τομέα μετεωρολογίας, κλιματολογίας για όλη αυτή τη γνώση που μου προσέφεραν στο αντικείμενο δημιουργώντας ακόμη μεγαλύτερη αγάπη για την επιστήμη του καιρού και του κλίματος. Επίσης, αναγνωρίζω όλο αυτό το φιλικό έως και οικογενειακό κλίμα που επικρατούσε, κατά τη διάρκεια της φοίτησής μου, στο μετεωροσκοπείο δίνοντας ακόμη και στις πιο αγχώδεις στιγμές μου μία νότα χαλάρωσης. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους τους συμφοιτητές μου στον τομέα με τους οποίους είχα τη χαρά να μοιραστώ τις σκέψεις μου στο αντικείμενο και να προβληματιστώ σε διάφορα θέματα τα οποία μέχρι τότε αγνοούσα.

Πιο συγκεκριμένα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή Θεόδωρο Καρακώστα για όλες αυτές τις χρησιμότητες και καθοριστικής σημασίας συμβουλές που μου παρείχε με την πολυετή εμπειρία του στο αντικείμενο της μετεωρολογίας, αλλά και για τα δεδομένα που μου παρείχε για την διεκπεραίωση της παρούσας εργασίας.

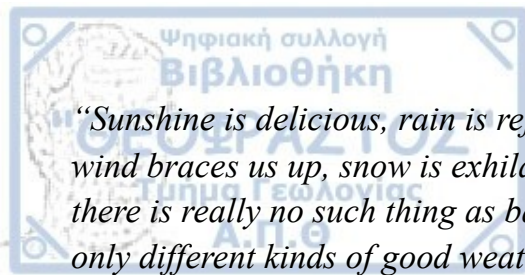
Στη συνέχεια, θέλω να ευχαριστήσω τον επίκουρο καθηγητή Ιωάννη Πυθαρούλη για τον απίστευτο όγκο γνώσεων και πληροφοριών που μου προσέφερε με ευχαρίστηση και μεράκι, από τις μέρες του προπτυχιακού μου μετά από σχεδόν κάθε μάθημα μαθηματικών και αργότερα μετεωρολογίας.

Τέλος, ένα ευχαριστώ ανήκει στον Δημήτριο Μπαμπζέλη για τα δεδομένα που μου παρείχε και την επεξεργασία τους, αλλά και τους ανθρώπους που γνώρισα στην πρακτική μου εργασία στο Κέντρο Μετεωρολογικών Εφαρμογών του ΕΛ.Γ.Α. Δημήτριο Φόρη και Μιχάλη Σιούτα, αλλά και τον Χρήστο Σάρρα του παραρτήματος της Ε.Μ.Υ. στη Θεσσαλονίκη.



Τέλος, δεν θα μπορούσα να μην ευχαριστήσω τους φίλους μου Ερμή Φούκη, Θάνο Παπαδεράκη, Χρήστο Στεργίου και Γιώργο Νικολαΐδη για την αμέριστη στήριξη και τις ατελείωτες ώρες επιστημονικών συζητήσεων όλα αυτά τα χρόνια.

Θα ήθελα να αφιερώσω τη μεταπτυχιακή αυτή διατριβή στις ανιψιές μου Εύη και Νάσια για όλες αυτές τις ατελείωτες ώρες παιχνιδιού που τις στέρησα με σκοπό τη συγγραφή της διπλωματικής αυτής εργασίας.



*“Sunshine is delicious, rain is refreshing,
wind braces us up, snow is exhilarating;
there is really no such thing as bad weather,
only different kinds of good weather”*

John Ruskin



Περιεχόμενα

Περίληψη	13
1. Εισαγωγή	15
1.1. Καινοτομίες του δορυφόρου GPM Core	17
2. Δεδομένα και Μεθοδολογία	19
2.1 Δεδομένα.....	19
2.1.1 Προγράμματα επεξεργασίας δεδομένων	28
2.2. Αλγόριθμοι Ανάκτησης Δεδομένων του GPM.....	29
2.2.1 DPR	29
2.2.1.α. Φυσική βάση του αλγορίθμου.....	29
2.2.1.β. Αποτελεσματικός παράγοντας ανακλαστικότητας Z_e και ειδική απόσβεση k	31
2.2.1.γ. Μέθοδος HB (Hitschfeld-Bordan)	32
2.2.1.δ. Path integrated attenuation (PIA).....	33
2.2.1.ε. Παραμετροποίηση της συνάρτησης κατανομής μεγέθους των βροχοσταγόνων.....	33
2.2.1.στ Ανάκτηση	34
2.2.2 GMI	37
2.3 Μεθοδολογία Έρευνας και Ανάλυσης των Αποτελεσμάτων	38
3. Αποτελέσματα	41
3.1. Περιγραφή της περίπτωσης του MCS	41
3.2. Συνοπτική Ανάλυση.....	46
3.2.1. Κατακόρυφες Τομές	51
3.2.2. Διαγράμματα Hovmoller.....	54
3.2.3. Ισοδύναμη Δυναμική Θερμοκρασία θ_e	56
3.2.4. Ραδιοβολίσξεις και Δείκτες Αστάθειας	57
3.2.5. Αίτια δημιουργίας του MCS.....	59
3.3. Ανάλυση Δορυφορικών Εικόνων του MSG	60
3.4. Ανάλυση δορυφορικών εικόνων του GPM.....	70
3.4.1. Παθητικό Ραδιόμετρο GMI	71
3.4.2. Ραντάρ Διπλής Συχνότητας DPR.....	73
3.4.3. Κατακόρυφες τομές (DPR).....	80
3.4.4. Συνδυαστικά Προϊόντα DPR και GMI.....	83
3.4.5. Τρισδιάστατη απεικόνιση του MCS.....	86
3.5. Δεδομένα Επίγειων Μέσων.....	88
3.5.1. Μετεωρολογικοί Σταθμοί	88
3.5.2. Επίγεια Ραντάρ.....	90
3.5.3. Καταγραφές Ηλεκτρικών Εκκενώσεων	92



4. Συμπεράσματα.....	94
Βιβλιογραφία	97

Περίληψη

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης μελετάται μία περίπτωση ενός μέσης κλίμακας καταιγιδοφόρου συστήματος (Mesoscale Convective System - MCS) που έλαβε χώρα πάνω από την περιοχή της κεντρικής Ελλάδας και του βορείου Αιγαίου στις 18 Ιουνίου 2015. Η μελέτη συνδυάζεται με την ανάλυση των συνοπτικών και δυναμικών χαρακτηριστικών της δομής της περιβάλλουσας τροπόσφαιρας εκείνο το χρονικό διάστημα. Βασικός στόχος της μελέτης αυτής είναι η εξαγωγή πληροφοριών και συμπερασμάτων από τα νέα δεδομένα που παρέχονται από το δορυφόρο GPM Core Observatory του προγράμματος Global Precipitation Measurement (GPM) της NASA και JAXA και αν αυτές οι πληροφορίες μπορούν να αξιοποιηθούν στην καλύτερη κατανόηση της δομής και της δυναμικής των καταιγιδοφόρων συστημάτων. Τα δεδομένα του GPM συλλέγονται από ένα παθητικό ραδιόμετρο και από δύο διπλής πολικότητας ραντάρ σε δύο διαφορετικά φάσματα συχνοτήτων (Ka και Ku band), από το οποία μπορεί να αναπαρασταθεί μία τρισδιάστατη δομή του κατακόρυφου νέφους, το ποσό του νερού, αλλά και η κατάστασή του μέσα στα νέφη (νεφοσταγονίδια, υδροσταγονίδια, παγοκρύσταλλοι). Για τη σύγκριση και επαλήθευση των δεδομένων και την παρακολούθηση της εξέλιξης του MCS είναι αναγκαίο να ληφθούν υπόψιν τα δεδομένα του γεωστάσιμου δορυφόρου MSG (Meteosat Second Generation) της EUMESAT με εικόνες στο ορατό και υπέρυθρο φάσμα, συνδυαστικές εικόνες μεθοδολογίας RGB και εικόνες διαφοράς λαμπρότητας καναλιών. Επιπρόσθετα, αξιοποιούνται συνοπτικοί χάρτες ανάλυσης της τροπόσφαιρας σε διάφορες ισοβαρικές επιφάνειες (κυρίως στις επιφάνειες των 850 hPa, 500 hPa και 300 hPa) κατακόρυφες τομές στο γεωγραφικό πλάτος (39.8°B) που τοποθετείται η καταιγιδοφόρος δράση, ραδιοβολίσσεις και διαγράμματα Hovmöller στο σημείο της καταιγίδας που παρατηρείται από το δορυφόρο GPM Core στις 07:18 UTC. Τέλος, λαμβάνονται υπόψιν δεδομένα επίγειων ραντάρ από την περιοχή της Θεσσαλονίκης και της Θεσσαλίας καθώς και δεδομένα ημερήσιου συνολικού ύψους βροχόπτωσης από δίκτυο αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών της ευρύτερης περιοχής της Ελλάδας σε συνδυασμό με δεδομένα καταγραφής αστραπών για την αξιολόγηση και επικύρωση των δεδομένων οριζόντιας και κατακόρυφης έκτασης της βροχόπτωσης, της έντασης και του ποσού βροχής που προκύπτουν από το δορυφόρο GPM. Σύμφωνα με την ανάλυση των αποτελεσμάτων, συμπεραίνεται ότι ο δορυφόρος GPM με τη χρήση του πρωτοποριακού ραντάρ ανίχνευσης των κατακρημνισμάτων έχει τη δυνατότητα να προσφέρει σημαντικές και λεπτομερείς πληροφορίες, οι οποίες αφορούν τη δομή ενός μέσης κλίμακας καταιγιδοφόρου συστήματος, μερικές από τις οποίες είναι η λεπτομερέστερη διάκριση των φαινομένων των καταιγιδοφόρων κελιών, αλλά και η αναγνώριση της συγκέντρωσης και του μεγέθους των κατακρημνισμάτων.



1. Εισαγωγή

Το νερό είναι θεμελιώδες για τη ζωή στη Γη, επηρεάζει τη συμπεριφορά του καιρού, του κλίματος, της ενέργειας και των οικολογικών συστημάτων, καθώς κινείται μέσω του παγκόσμιου κύκλου του ύδατος ως υδρατμός, νερό και πάγος. Η βροχόπτωση, ένας παράγοντας κλειδί του κύκλου του ύδατος, είναι δύσκολο να μετρηθεί δεδομένου ότι η βροχή και το χιόνι ποικίλλουν σε μεγάλο βαθμό χωρικά και χρονικά.

Η συλλογή αξιόπιστων επίγειων μετρήσεων βροχής και χιονιού συνήθως παρουσιάζεται ως μία σημαντική πρόκληση λόγω των μεγάλων κενών μεταξύ αξιόπιστων οργάνων στην ξηρά και, ιδιαίτερα, πάνω από τους ωκεανούς. Από την πλεονεκτική θέση του διαστήματος, οι δορυφόροι παρέχουν συχνότερες και ακριβέστερες μετρήσεις της βροχής και του χιονιού σε όλη την υφήλιο. Οι πληροφορίες που παρέχουν για τη χωροχρονική κατανομή της βροχής με μεγάλη ανάλυση σε παγκόσμιο επίπεδο είναι ζωτικής σημασίας για την κατανόηση των περίπλοκων ρόλων του νερού στα γήινα συστήματα.

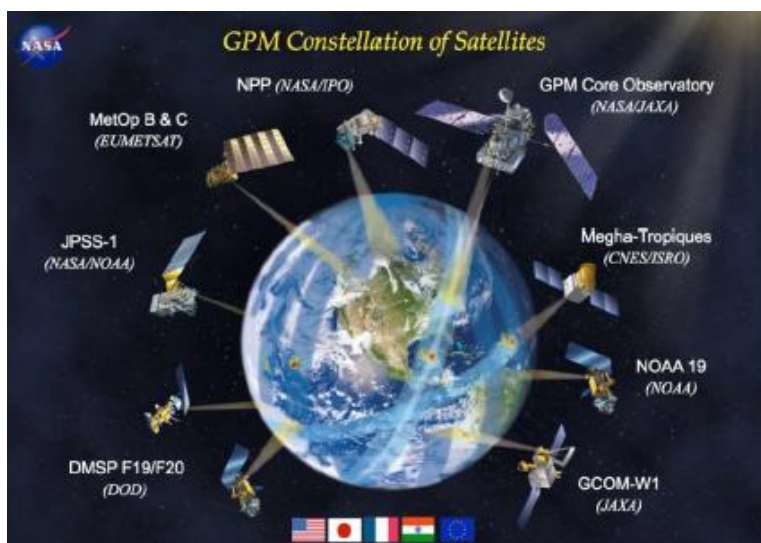
Για να αποκτηθούν περαιτέρω γνώσεις όσον αφορά τις σχέσεις μεταξύ των συντελεστών του παγκόσμιου κύκλου του ύδατος είναι απαραίτητο να είναι γνωστό όχι μόνο το ποσό της βροχής που πέφτει στην επιφάνεια, αλλά και η χωρική κατανομή της βροχής, του χιονιού και των άλλων μορφών υετού μέσα στην ατμόσφαιρα. Αυτό επιτρέπει τον χαρακτηρισμό των διαδικασιών βροχόπτωσης, οι οποίες είναι σημαντικές για την κατανόηση της σύνδεσης και της ανταλλαγής ενέργειας (θερμότητας) μεταξύ της γήινης επιφάνειας και της ατμόσφαιρας.

Η αποστολή Global Precipitation Measurement (GPM) είναι μία διεθνής δορυφορική αποστολή με σκοπό να ενοποιήσει και να εξελίξει τις μετρήσεις βροχόπτωσης σε παγκόσμιο επίπεδο με τη βοήθεια μίας ομάδας ερευνητικών και επιχειρησιακών μικροκυματικών αισθητήρων (Hou et al. 2014). Ο σκοπός αυτής της αποστολής είναι να παρέχει ομοιόμορφα βαθμονομημένες παρατηρήσεις σε κάθε τοποθεσία σε όλη την υφήλιο κάθε 2-4 ώρες ώστε να εξελιχθεί η κατανόηση του κύκλου του νερού και να βελτιωθεί η παρακολούθηση και πρόγνωση του καιρού, του κλίματος, της διαθεσιμότητας πόσιμου νερού, αλλά και της πρόγνωσης γεγονότων φυσικών καταστροφών όπως οι τυφώνες, οι πλημμύρες και οι κατολισθήσεις. Η αποστολή GPM είναι κατά κύριο λόγο μία επιστημονική αποστολή για την καλύτερη κατανόηση της μικροφυσικής και της χωροχρονικής μεταβλητότητας της παγκόσμιας βροχόπτωσης. Την ίδια στιγμή, κάνοντας τις παρατηρήσεις βροχόπτωσης διαθέσιμες σε σχεδόν πραγματικό χρόνο σε ένα ευρύ κοινό, το GPM έχει σημαντικό δυναμικό για πρακτικά οφέλη στην κοινωνία. Οι επιστημονικοί στόχοι του GPM αναφέρονται στον πίνακα 1.1.

Πίνακας 1.1 - Επιστημονικοί στόχοι του GPM

1. **Εξέλιξη της δυνατότητας μέτρησης της βροχόπτωσης από το διάστημα**
 - Μετρήσεις των μικροφυσικών ιδιοτήτων και πληροφορίες της κατακόρυφης δομής των βροχοφόρων συστημάτων χρησιμοποιώντας τεχνικές ενεργητικής τηλεπισκόπησης.
 - Συνδυασμός τεχνικών ενεργητικής και παθητικής τηλεπισκόπησης για την παροχή ενός βαθμονομημένου προτύπου με σκοπό την ενοποίηση και βελτίωση των μετρήσεων παγκόσμιας βροχόπτωσης από μία ομάδα επιχειρησιακών παθητικών μικροκυματικών αισθητήρων που βρίσκονται σε τροχιά.
2. **Διεύρυνση της γνώσης των βροχοφόρων συστημάτων, τον κύκλο του νερού και τη διαθεσιμότητα πόσιμου νερού**
 - Μετρήσεις σε 4 διαστάσεις της χωροχρονικής μεταβλητότητας της παγκόσμιας βροχόπτωσης για την καλύτερη κατανόηση της δομής των καταιγίδων, των αποθεμάτων νερού και τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ βροχόπτωσης και άλλων κλιματικών παραμέτρων.
3. **Βελτίωση των κλιματικών μοντέλων και πρόγνωση**
 - Εκτίμηση των ροών επιφανειακού ύδατος, της μικροφυσικής των νεφών, της βροχής και της λανθάνουσας θερμότητας, που εκλύεται στην ατμόσφαιρα, με σκοπό τη βελτίωση της μοντελοποίησης των γήινων συστημάτων.
4. **Ανάπτυξη της πρόγνωσης του καιρού**
 - Ακριβείς και συχνές μετρήσεις μικροκυματικών ακτινοβολιών που επηρεάζονται από τη βροχόπτωση και στιγμιαίες εντάσεις βροχόπτωσης με χαρακτηριστικά ποσοτικού σφάλματος για χρήση σε συστήματα αριθμητικής πρόγνωσης του καιρού.
5. **Βελτίωση υδρομετεωρολογικών μοντέλων**
 - Δεδομένα βροχόπτωσης υψηλής ανάλυσης για μοντελοποίηση στον τομέα της υδρολογίας ώστε να βελτιωθεί η ικανότητα πρόγνωσης μεγάλων φυσικών καταστροφών (π.χ. πλημμύρες/ξηρασίες, κατολισθήσεις και τυφώνες).

Το επιστημονικό πρόγραμμα του GPM χρειάζεται μετρήσεις της τετρά-διάστατης κατανομής της βροχόπτωσης και της μεταβλητότητάς της από ημερήσιες σε διαχρονικές χρονικές κλίμακες,



Εικόνα 1.1 - Ομάδα δορυφόρων του Global Precipitation Measurement Mission (Πηγή:

ποσοτικές εκτιμήσεις της εκλυόμενης λανθάνουσας θερμότητας λόγω συμπύκνωσης των υδρατμών και λεπτομερείς πληροφορίες μικροφυσικής της βροχόπτωσης συμπεριλαμβάνοντας δεδομένα από την κατανομή μεγέθους των βροχοσταγόνων (Drop Size Distribution – DSD) (Zhang et al. 2001).

Οι μετρήσεις της παγκόσμιας βροχόπτωσης παρέχουν το απαραίτητο πλαίσιο για την κατανόηση των αλλαγών στον παγκόσμιο κύκλο του νερού. Το GPM είναι η πρώτη αποστολή, που θα βελτιώσει την εικόνα της επιστημονικής κοινότητας για τον κύκλο αυτό. Τέτοιες βελτιώσεις με τη σειρά τους θα βελτιώσουν τα συστήματα υποστήριξης αποφάσεων σε ευρείες κοινωνικές εφαρμογές, όπως τη διαχείριση των αποθεμάτων νερού, τη γεωργία, τις μεταφορές, την ενέργεια και την υγεία. Με όρους διεθνών προγραμμάτων, το GPM αποτελεί έναν ακρογωνιαίο λίθο για την ανάπτυξη μίας ενοποιημένης ομάδας δορυφόρων (Εικόνα 1.1) για την παρακολούθηση της βροχόπτωσης σε παγκόσμιο επίπεδο, σύμφωνα με την Επιτροπή Δορυφορικής Παρακολούθησης της Γης (Committee on Earth Observation Satellites – CEOS) και να παρέχει εμπειριστατωμένες, μακροχρόνιες και συντονισμένες παρατηρήσεις της Γης (Hou et al. 2008).

1.1. Καινοτομίες του δορυφόρου GPM Core

Όσον αφορά τις καινοτομίες του δορυφόρου GPM Core σχετικά με το αντικείμενο έρευνας της εργασίας το οποίο είναι κυρίως η μελέτη της δομής των καταιγιδοφόρων συστημάτων και των μικροφυσικών χαρακτηριστικών τους, ο δορυφόρος GPM Core μπορεί:

- Να μελετήσει και να καταγράψει την ένταση βροχόπτωσης και γενικά τα χαρακτηριστικά των Μέσης Κλίμακας Καταιγιδοφόρων Συστημάτων (MCS) για πρώτη φορά στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη (Skofronick-Jackson et al. 2016). Ο προκάτοχός του, δορυφόρος TRMM, είχε εύρος κάλυψης μόνο στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές μέχρι το γεωγραφικό πλάτος των 35°.
- Να χρησιμοποιηθεί ως ένα χρήσιμο συμπλήρωμα στην κάλυψη περιοχών που δεν καλύπτονται από επίγεια ραντάρ, αλλά και να παρέχει τη μοναδική κάλυψη παρατήρησης των κατακρημνισμάτων σε αναπτυσσόμενα κράτη που δε διαθέτουν δίκτυο ραντάρ. Μεγαλύτερη κάλυψη παρέχει το ραδιόμετρο GMI με εύρος σάρωσης 890 km.
- Να διαθέσει τα δεδομένα που συλλέγει πάνω από τις υδάτινες εκτάσεις και κυρίως πάνω από τους ωκεανούς, στα συστήματα αφομοίωσης δεδομένων (Data Assimilation) με σκοπό την καλύτερη προγνωσιμότητα των μοντέλων καιρού. Αυτό είναι πολύ χρήσιμο για τις περιοχές των δυτικών περιθωρίων των ηπείρων όπου τα συνοπτικά συστήματα προέρχονται από τους ωκεανούς.
- Με τη χρήση των δύο ραντάρ διπλής πολικότητας (Ku band και Ka band), να γίνει διάκριση των κατακρημνισμάτων ανάλογα με τη φάση του νερού (παγοκρύσταλλοι, βροχοσταγόνες

και ανάμεικτη φάση), να αναγνωρίσει την ύπαρξη και τη θέση της φωτεινής ζώνης (bright band) στο στρώμα τήξης του πάγου, να διακρίνει χαρακτηριστικά μικροφυσικής όπως την κατανομή μεγέθους των κατακρημνισμάτων, δηλαδή τη συγκέντρωσή τους σε έναν όγκο αναφοράς και τη διάμετρο των κατακρημνισμάτων, αλλά και να κάνει καλύτερη εκτίμηση της έντασης της βροχόπτωσης σε σχέση με το δορυφόρο TRMM.

- Διακρίνει τα εντονότερα ανοδικά ρεύματα μέσα στο νέφος με χρήση κατακόρυφων τομών ανακλαστικότητας και εύρεσης των προεξεχόμενων κορυφών (overshooting tops) με μεγαλύτερη ακρίβεια από τους γεωστάσιμους δορυφόρους όσον αφορά την κατακόρυφη ανάλυση (125m και 250m).
- Να ανιχνεύσει την υγρασία στα κατώτερα μέρη της τροπόσφαιρας σε αντίθεση με τους γεωστάσιμους δορυφόρους οι οποίοι παρατηρούν τα επίπεδα της υγρασίας μόνο στα μεσαία και μεγάλα υψόμετρα (>5000 μέτρα), μέσω της θερμοκρασίας λαμπρότητας της υπέρυθρης ακτινοβολίας.

Σκοπός αυτής της μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας είναι η αξιοποίηση των νέων τεχνολογιών και καινοτομιών που προσφέρει ο δορυφόρος GPM Core Observatory, όπως είναι το ραντάρ διπλής συχνότητας, και με τη χρήση των νέων δεδομένων του να γίνει μία μελέτη ενός μέσης κλίμακας καταιγιδοφόρου συστήματος αναδεικνύοντας μία διαφορετική απεικόνιση των φαινομένων που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό του, με απώτερο σκοπό την καλύτερη κατανόηση των λειτουργιών του και την γρηγορότερη και εγκυρότερη πρόγνωση των βίαιων αυτών καταιγιδοφόρων συστημάτων.

2. Δεδομένα και Μεθοδολογία

2.1 Δεδομένα

Στην παρούσα εργασία τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν αφορούν την απεικόνιση του καταιγιδοφόρου συστήματος, το οποίο έλαβε χώρα στις 18 Ιουνίου 2015, όσον αφορά την έκτασή του, τη θέση του, την τρισδιάστατη δομή του, την ένταση της βροχόπτωσης, το περιεχόμενό του σε νερό και τη φάση του νερού όταν βρίσκεται την επιφάνεια του εδάφους. Όμως αξιοποιήθηκαν και δεδομένα με σκοπό τη μελέτη της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας για ένα χρονικό διάστημα 12 ωρών πριν τη γένεση της καταιγίδας και κατά τη διάρκεια της δράσης της. Περιληπτικά, τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται είναι τα εξής:

- Συνοπτικοί χάρτες επανάλυσης (ERA-interim ECMWF) στα κύρια ισοβαρικά επίπεδα (850, 700, 500 και 300hPa), χάρτες ανάλυσης επιφανείας από το U.K. Met Office, κατακόρυφες τομές κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους (39.8° B) του συστήματος, διαγράμματα Hovmöller και προσομοιώσεις ραδιοβολίσεων στην περιοχή της καταιγίδας.
- Δορυφορικές εικόνες του δορυφόρου Meteosat Second Generation 10 (MSG-10) της Ευρωπαϊκής Δορυφορικής Υπηρεσίας - Eumetsat. Οι λήψεις των εικόνων πραγματοποιούνται στο ορατό και στο υπέρυθρο φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.
- Τα κύρια δεδομένα της μελέτης, προέρχονται από το δορυφόρο πολικής τροχιάς GPM Core Observatory της NASA και JAXA και αποτελούν μικροκυματικές δορυφορικές λήψεις των χαρακτηριστικών των νεφών και του νερού που εμπεριέχουν. Οι λήψεις γίνονται μέσω ενός παθητικού ραδιομέτρου σε 13 κανάλια συχνοτήτων (10,65 GHz – 183,3 GHz) και δύο ραντάρ στις μπάντες Ku και Ka (13,6 GHz και 35,55 GHz αντίστοιχα).
- Παρατηρήσεις βροχόπτωσης, ανακλαστικότητας και ηλεκτρικών εκκενώσεων με επίγεια μέσα όπως:
 - Δεδομένα αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών σε όλη την έκταση της Ελλάδας. Τα δεδομένα πάρθηκαν από τον ιστοχώρο metar.gr.
 - Δεδομένα επίγειων ραντάρ (C-band) στο Λιόπρασο Τρικάλων και στο Φίλυρο Θεσσαλονίκης από την εταιρία 3Δ (www.3dsa.gr).
 - Δεδομένα καταγραφής ηλεκτρικών εκκενώσεων από το ευρωπαϊκό δίκτυο αισθητήρων Blitzortung (blitzortung.org).

Πίνακας 2.1 - Κύρια χαρακτηριστικά του δορυφόρου GPM Core. (Πηγή: pmm.nasa.gov)

Κύρια Χαρακτηριστικά	GPM Core Observatory
Εκτοξευτής	H-IIA Launch Vehicle No.23 (from Tanegashima Space Center)
Ημερομηνία Εκτόξευσης	27 Φεβρουαρίου 2014 (UTC)
Τροχιά	Μη-ηλιοσύγχρονη Κυκλική Τροχιά
Υψόμετρο	Περίπου 407 km
Κλίση	Περίπου 65°
Μέγιστος Άξονας	Περίπου 6776 km
Όργανα	Dual-frequency Precipitation Radar (DPR) GPM Microwave Imager (GMI)
Μάζα	Περίπου 3850 kg
Διαστάσεις	13.0m×6.5m×5.0m

Αναλυτικότερα, για τη μελέτη του περιβάλλοντος, όσον αφορά την αναπαράσταση της συνοπτικής κατάστασης μέσα στην οποία γεννήθηκε το νεφικό σύστημα, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα επανάλυσης (reanalysis, ERA-Interim) του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού (ECMWF - www.ecmwf.int) με χωρική ανάλυση πλέγματος $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (περίπου 80 χλμ.) T255 φασματικού μοντέλου, κατακόρυφη ανάλυση 60 επιπέδων από την επιφάνεια της θάλασσας έως την ισοβαρική επιφάνεια των 100 hPa και με χρονικό βήμα 6 ωρών για ένα διάστημα μελέτης 36 ωρών. Τα δεδομένα αφορούν συγκεκριμένα ισοβαρικά επίπεδα (1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100 hPa), το επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας (Mean Sea Level Pressure – MSLP), αλλά και το επίπεδο δυναμικού στροβιλισμού με τιμή 2 (PVU=2), δηλαδή το επίπεδο της δυναμικής τροπόπαυσης, όπως ορίζεται από το ECMWF. Στα ισοβαρικά επίπεδα που αναφέρθηκαν προηγουμένως, αναπαρίστανται τα πεδία της θερμοκρασίας (στα 500 και 850 hPa), του ανέμου (300 hPa), της σχετικής και ειδικής υγρασίας (700 hPa), των γεωδυναμικών υψών (850, 700, 500, 300 hPa), του σχετικού και δυναμικού στροβιλισμού και της απόκλισης και σύγκλισης των αερίων μαζών.

Επιπροσθέτως χρησιμοποιούνται δεδομένα του δορυφόρου γεωστάσιμης τροχιάς Meteosat Second Generation 10 (MSG-10) της Ευρωπαϊκής Μετεωρολογικής Δορυφορικής Υπηρεσίας Eumetsat. Ο δορυφόρος κινείται σε γεωστάσιμη τροχιά πάνω από ένα συγκεκριμένο σημείο της επιφάνειας της γης (0° γεωγραφικό πλάτος, 0° γεωγραφικό μήκος) και καλύπτει ολόκληρες τις περιοχές της Αφρικής και της Ευρώπης, τη νοτιοδυτική Ασία και ένα μεγάλο μέρος της ανατολικής Νότιας Αμερικής. Επίσης καλύπτει σχεδόν ολόκληρο τον Ατλαντικό ωκεανό και ένα μέρος του Ινδικού και Νότιου ωκεανού. Το υψόμετρο του δορυφόρου είναι 36000 km και φέρει το ραδιόμετρο

πολυφασματικής σάρωσης **Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI)**, το οποίο παρατηρεί την ατμόσφαιρα σε 12 φασματικά κανάλια, 4 κανάλια στο ορατό και στο κοντινό υπέρυθρο (0.4 -1.6 μm) με 3 κανάλια χωρικής ανάλυσης 3 km και ένα κανάλι υψηλής ανάλυσης 1 km. Τα υπόλοιπα 8 κανάλια παρατηρούν την ατμόσφαιρα στην υπέρυθρη ακτινοβολία (3.9 – 13.4 μm) με δύο κανάλια να παρακολουθούν στο φάσμα απορρόφησης των υδρατμών (6.2 μm και 7.3 μm) ενώ τα υπόλοιπα στο ατμοσφαιρικό παράθυρο με χωρική ανάλυση 3 km (Schmetz et al. 2002). Ο δορυφόρος MSG λαμβάνει εικόνα της επιφάνειας της γης κάθε 15 λεπτά της ώρας, ενώ πιλοτικά δοκιμάζεται η σάρωση της περιοχής της Ευρώπης ανά 5 λεπτά για επιχειρησιακή χρήση (Aoshima et al. 2008). Οι κύριες εφαρμογές ανά κανάλι του ραδιομέτρου SEVIRI αναφέρονται στον πίνακα 2.2.

Πίνακας 2.2 - Κύριες εφαρμογές του ραδιομέτρου SEVIRI ανά φασματικό κανάλι (Πηγή: Eumetsat)

Αριθμός Καναλιού	Φασματική Ζώνη (μm)	Κύρια Παρατηρησιακή Εφαρμογή
1	VIS0.6	Επιφάνεια, Νέφη, Πεδία ανέμων
2	VIS0.8	Επιφάνεια, Νέφη, Πεδία ανέμων
3	NIR1.6	Επιφάνεια, Φάση Νεφών
4	IR3.9	Επιφάνεια, Νέφη, Πεδία ανέμων
5	WV6.2	Υδρατμοί, Υψηλά Νέφη, Ατμοσφαιρική αστάθεια
6	WV7.3	Υδρατμοί, Ατμοσφαιρική αστάθεια
7	IR8.7	Επιφάνεια, Νέφη, Ατμοσφαιρική αστάθεια
8	IR9.7	Όζον
9	IR10.8	Επιφάνεια, Νέφη, Πεδία ανέμων, Ατμοσφαιρική αστάθεια
10	IR12.0	Επιφάνεια, Νέφη, Ατμοσφαιρική αστάθεια
11	IR13.4	Ύψος θυσάνων, Ατμοσφαιρική αστάθεια
12	HRV	Επιφάνεια, Νέφη

Τα σημαντικότερα δεδομένα για αυτήν την εργασία είναι τα δεδομένα του δορυφόρου GPM της NASA (National Aeronautics and Space Administration) και JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency). Τα δεδομένα περιλαμβάνουν στοιχεία που έχουν συλλεχθεί από το παθητικό μικροκυματικό ραδιόμετρο **GMI (GPM Microwave Imager)** (Sechler 2007) και το διπλής συχνότητας μικροκυματικό ραντάρ **DPR (Dual-frequency Precipitation Radar)** (Toyoshima et al. 2015) το οποίο εκπέμπει και λαμβάνει δεδομένα σε δύο κατάλληλες συχνότητες για την αναγνώριση

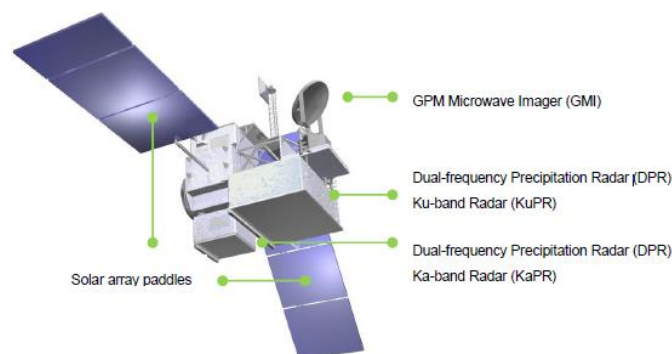
της φύσης των κατακρημνισμάτων (**Ku band: 13.6 GHz και Ka band: 35.55 GHz**). Τα γενικά χαρακτηριστικά του δορυφόρου GPM και των δύο οργάνων του απεικονίζονται στους πίνακες 2.1, 2.3 και 2.4 καθώς και μια γενική εικόνα του δορυφόρου GPM Core και του τρόπου παρατήρησης της βροχόπτωσης από το δορυφόρο στις εικόνες 2.1 και 2.2.

Πίνακας 2.3 - Κύρια Χαρακτηριστικά του DPR. (Πηγή: *pmm.nasa.gov*)

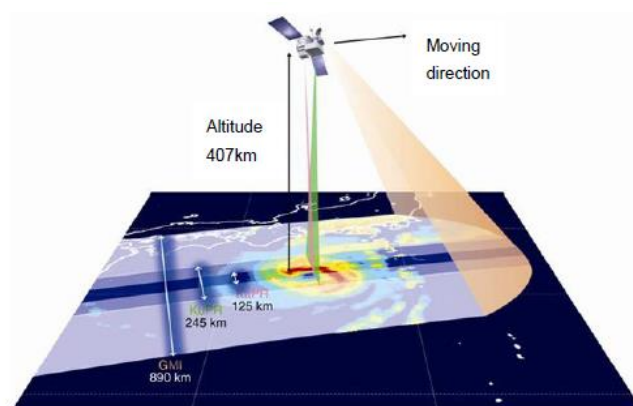
Κύρια Χαρακτηριστικά	KuPR	KaPR
Τύπος Ραντάρ	Ενεργό Ραντάρ Συγχρονισμένων Συστοιχιών	
Κεραία	Κεραία Κυματοδηγού με Εγκοπές	
Συχνότητα	Ku-μπάντα	Ka-μπάντα
	13.6GHz	35.55GHz
Μέγιστη Ισχύς Εκπομπής	> 1000W	> 140W
Εύρος Ανάλυσης Πλάτος Παλμού	250 m	250 m / 500 m
	1.67 microseconds	1.67 microseconds / 3.34 microseconds
Οριζόντια Ανάλυση	5.2 km (στο ναδίρ)	
	0.71 μοίρες +/- 0.02 μοίρες (στο ναδίρ)	
Συχνότητα Επανάληψης Παλμού	Μεταβλητή	
Πλάτος Σάρωσης	245 km	125 km
Χρονικό Διάστημα Σάρωσης	0.7 δευτερόλεπτα	
Κατακόρυφο Ορατό Εύρος	19 km μέχρι την Επιφάνεια	
Ελάχιστη Ανιχνεύσιμη Τιμή Έντασης Βροχόπτωσης	0.5 mm/hr	0.2 mm/hr
Ακρίβεια Δέκτη	+/- 1dB	
Σφάλμα Αντιστοιχίας Ακτίνων	< 1000 m	
Διάρκεια Ζωής σχεδίου	3 χρόνια και 2 μήνες	
Ρυθμός Μεταφοράς δεδομένων	< 109 kbps	< 81 kbps
Μάζα	< 472 kg	< 336 kg
Κατανάλωση Ενέργειας	< 446 W	< 344 W
Διαστάσεις	2.5 m × 2.4 m × 0.6 m	1.4 m × 1.2 m × 0.8 m

Πίνακας 2.4 - Κύρια Χαρακτηριστικά του GMI. (V: κάθετη πόλωση, H: Οριζόντια) (Πηγή: pmm.nasa.gov)

Κύρια Χαρακτηριστικά	GMI
Συχνότητα	10.65GHz(V/H), 18.7GHz(V/H), 23.8GHz, (V) 36.5GHz(V/H), 89.0GHz(V/H), 165.5GHz(V/H), 183.31±3GHz(V), 183.31±8GHz(V)
Οριζόντια ανάλυση	6 με 16 km
Εύρος Σάρωσης	890 km
Χρονικό Διάστημα Σάρωσης	1.875 δευτερόλεπτα
Διάρκεια Ζωής σχεδίου	3 χρόνια και 2 μήνες
Ρυθμός Μεταφοράς δεδομένων	< 25 kbps
Μάζα	< 153 kg
Κατανάλωση Ενέργειας	< 141 W
Διαστάσεις (Διάμετρος Κεραίας)	1.2 m

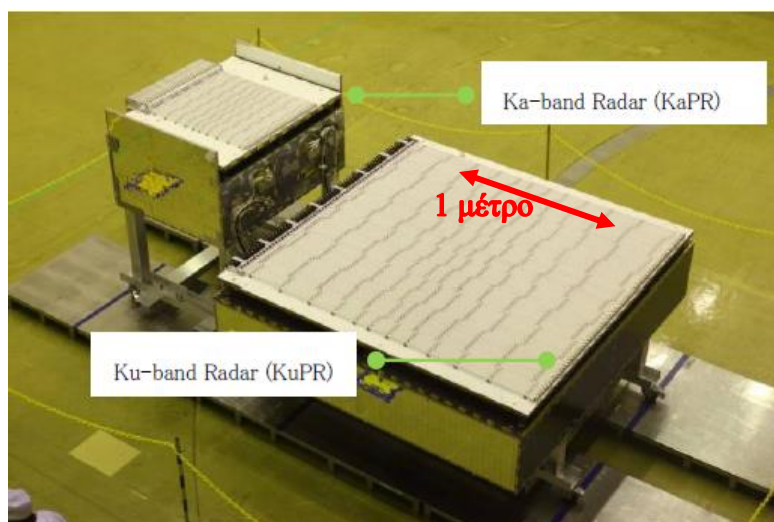


Εικόνα 2.1 - Κύρια μέρη του δορυφόρου GPM. (Πηγή: JAXA)



Εικόνα 2.2 - Τρόπος παρατήρησης της βροχόπτωσης από τα ραντάρ KuPR, KaPR και το ραδιόμετρο GMI καθώς και η χωρική τους ανάλυση κατά την πορεία σάρωσης. (Πηγή: JAXA)

Αναλυτικότερα, το DPR (Εικόνα 2.3) έχει δύο διαφορετικές συχνότητες για να μετρήσει την τρισδιάστατη δομή της βροχόπτωσης, και είναι ικανό να παρατηρεί, για πρώτη φορά στα χρονικά, χιονόπτωση παρατηρώντας επίσης και ισχυρού αλλά και ασθενούς τύπου βροχοπτώσεις. Επίσης, εξαιτίας της υψηλής ανάλυσης και τις υψηλής ακρίβειας παρατηρήσεις του, το DPR μαζί με το GMI παίζουν ένα ρόλο προτύπου αναφοράς για τα μικροκυματικά ραδιόμετρα που ανήκουν ήδη ή θα ενταχτούν στην ομάδα των δορυφόρων της αποστολής GPM στο μέλλον (Draper et al. 2015).



Εικόνα 2.3 - Τα δύο ραντάρ μικροκυμάτων συγχρονισμένων συστοιχιών του GPM (KaPR και KuPR) (Πηγή: JAXA).

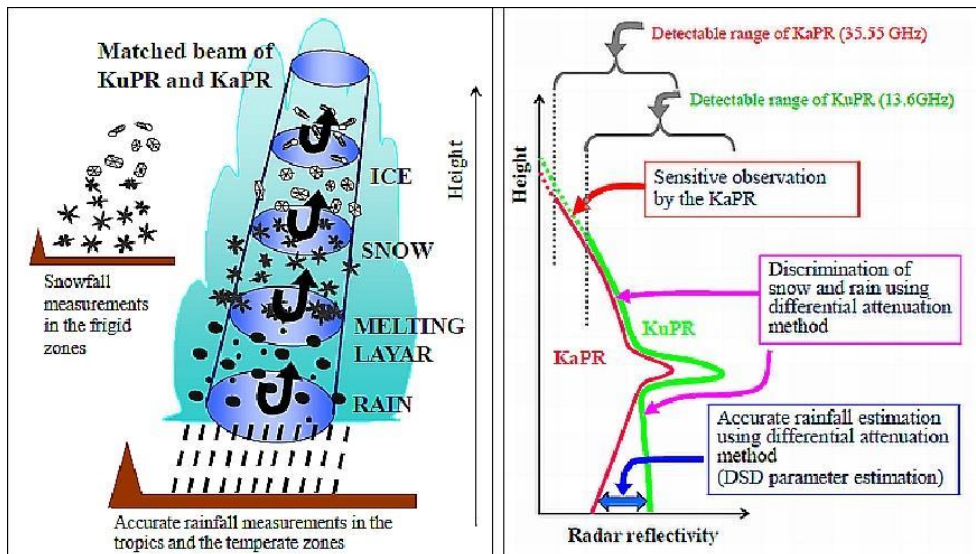
Το DPR αποτελείται από δύο ραντάρ, το Ku-band ραντάρ (KuPR) και το Ka-band ραντάρ (KaPR). Το KaPR στοχεύει στις ευαίσθητες παρατηρήσεις, και μπορεί να ανιχνεύει ασθενή βροχόπτωση και χιονόπτωση μέχρι και 0,2mm/hr, που δε μπορεί να ανιχνευθεί από το KuPR. Καθώς το KuPR έχει τη δυνατότητα να ανιχνεύει εντονότερη βροχόπτωση με μεγάλη ακρίβεια. Ο συνδυασμός και των δύο οργάνων μπορεί να δώσει ακριβείς μετρήσεις βροχόπτωσης από τις καταιγίδες στους τροπικούς μέχρι τις ασθενείς χιονοπτώσεις στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (έως 65°).

Γενικά, η ένταση της ηχώς της βροχόπτωσης, σε αυτές τις συχνότητες, επηρεάζεται από την απόσβεση που προκαλείται από τη βροχόπτωση, αλλά το ποσό της απόσβεσης εξαρτάται από τη συχνότητα, το πλήθος και το μέγεθος των βροχοσταγόνων ή παγοκρυστάλλων. Εντωμεταξύ, το KuPR και το KaPR συνδυάζουν τις θέσεις των ακτίνων ραντάρ τους και τη χρονική φάση που εκπέμπουν τον παλμό τους έτσι ώστε να εκτιμήσουν το μέγεθος μίας βροχοσταγόνας (Raindrop Size Distribution, DSD) υπολογίζοντας τη διαφορά απόσβεσης από τη βροχόπτωση λόγω της διαφορετικής συχνότητας που εκπέμπουν τα ραντάρ (Adhikari et al. 2007) (Εικόνα 2.4).

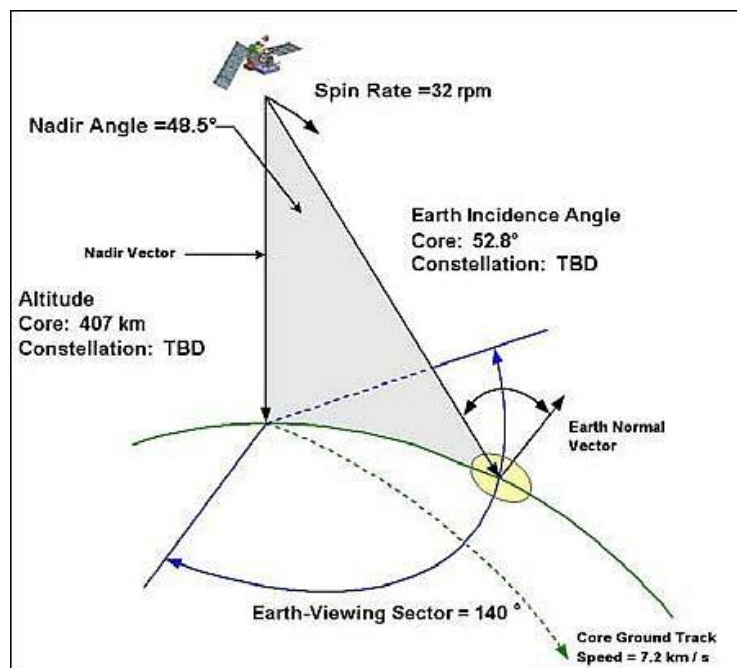
Ο μικροκυματικός απεικονιστής GMI (GPM Microwave Imager) είναι ένα πολυκαναλικό μικροκυματικό ραδιόμετρο, κωνικής σάρωσης, το οποίο παίζει σημαντικό ρόλο στις ανάγκες του GPM για σχεδόν παγκόσμια κάλυψη (τροπικές περιοχές και μέσα γεωγραφικά πλάτη) και για συχνή

επισκευσιμότητα πάνω από τις περιοχές ενδιαφέροντος καθώς το εύρος σάρωσής του είναι 890km.

Το GMI χαρακτηρίζεται από 13 μικροκυματικά κανάλια που η συχνότητά τους κυμαίνεται από 10 GHz σε 183 GHz. Σε σύγκριση με τα κανάλια του παθητικού ραδιομέτρου TMI (TRMM Microwave Imager) του προκατόχου δορυφόρου TRMM (1997-2015), το GMI φέρει 4 κανάλια υψηλής συχνότητας (με μήκη κύματος της τάξης των χιλιοστών) γύρω στα 166 GHz και 183 GHz (Πίνακας 2.4). Με μία κεραία διαμέτρου 1,2 μέτρων, το GMI παρέχει σημαντικά βελτιωμένη χωρική κάλυψη (890 km) σε σχέση με το TMI (760 km).



Εικόνα 2.4 - Σχεδιάγραμμα παρατήρησης και διάκρισης των κατακρημνισμάτων από το DPR (Πηγή: http://www.eorc.jaxa.jp/GPM/index_e.htm)



Εικόνα 2.5 - Γεωμετρία σάρωσης του GMI (Πηγή: <http://mirs.nesdis.noaa.gov/gpmgmi.php>)

Η εκτός-ναδίρ γωνία σάρωσης του GMI (Εικόνα 2.5) ορίστηκε στις 48,5°. Περιστρεφόμενη

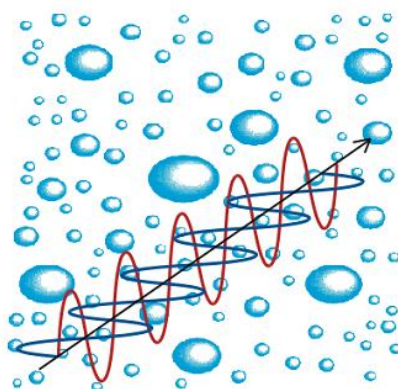
η κεραία κατά 32 φορές το λεπτό στο πλάτος της επιφάνειας σάρωσης, το GMI μπορεί να συγκεντρώσει μικροκυματικές μετρήσεις ακτινοβολίας πάνω από έναν τομέα 140° ο οποίος έχει κέντρο το ναδίρ του δορυφόρου. Αυτό το τόξο σάρωσης 140° του GMI αντιπροσωπεύει μία γραμμή σάρωσης 890 χιλιομέτρων της γήινης επιφάνειας.

Μόνο τα κεντρικά τμήματα της σάρωσης του GMI υπερκαλύπτουν τις γραμμές σάρωσης του DPR. Αυτές οι μετρήσεις πάνω από τις αλληλεπικαλυπτόμενες σαρώσεις είναι σημαντικές για τη βελτίωση των εκτιμήσεων βροχόπτωσης και πιο συγκεκριμένα, για τις εκτιμήσεις δεδομένων που βασίζονται στο ραδιόμετρο, καθώς αυτό είναι που βαθμονομεί τα μικροκυματικά δεδομένα των άλλων δορυφόρων της ομάδας GPM. Ένα διάγραμμα απεικόνισης του οργάνου GMI αναπαρίσταται στην εικόνα 2.6.

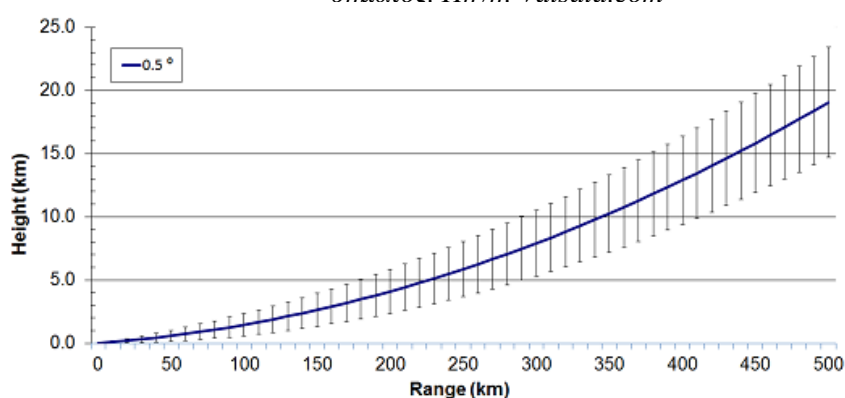


Εικόνα 2.6 - Το μικροκυματικό ραδιόμετρο GMI του δορυφόρου GPM. (Πηγή: JAXA)

Όσον αφορά τα επίγεια δεδομένα, τα οποία χρησιμεύουν ώστε να επαληθευθούν τα δεδομένα που συλλέχθηκαν από το GPM, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα των ραντάρ του Φιλύρου Θεσσαλονίκης και Λιόπρασου Τρικάλων τα οποία ανήκουν στην εταιρία 3Δ και τα δεδομένα συλλέχθηκαν μέσω του ερευνητικού προγράμματος ΔΑΦΝΗ (www.daphne-meteo.gr) το οποίο ερευνά τη δυνητικότητα εφαρμογής αύξησης υετού στην περιοχή της Θεσσαλίας με μεθοδολογίες τροποποίησης καιρού (Karacostas T. 2015). Τα ραντάρ αυτά εκπέμπουν και λαμβάνουν ακτινοβολία στη C band (5 cm, 6 GHz), η οποία λόγω υψηλότερης συχνότητας από την S band που χρησιμοποιούν τα κλασσικά ραντάρ, είναι μικρότερα, φθηνότερα και έχουν την ίδια απόδοση. Αυτό επιτυγχάνεται και με τη βοήθεια της τεχνολογίας της διπλής πολικότητας (dual polarization) (Hall et al. 1984) που διαθέτουν μερικά σύγχρονα ραντάρ (εικόνα 2.7) (Τα ραντάρ της εταιρίας 3Δ δεν είναι διπλής πολικότητας). Η εμβέλεια αυτών των ραντάρ έχει ωφέλιμη ακτίνα στα 250 km η οποία είναι ισάξια με ενός ραντάρ S band (εικόνα 2.8).



Εικόνα 2.7 - Το οριζόντιο κύμα (μπλε) και το κάθετο κύμα (κόκκινο) διαδίδονται μέσα στο νέφος. Όσο εντονότερη είναι η βροχόπτωση, τόσο πιο πεπλατυσμένες είναι οι βροχοσταγόνες το οποίο προκαλεί μία διαφορά στην ταχύτητα μετάδοσης μεταξύ οριζοντίου και καθέτου σήματος. Πηγή: Vaisala.com



Εικόνα 2.8 - Ανύψωση της ακτίνας του ραντάρ (ανοίγματος 1°) σε σχέση με την απόσταση στη χαμηλότερη κλίση διάδοσης (0.5°). Οι μαύρες κατακόρυφες γραμμές αντιπροσωπεύουν τη διεύρυνση της ακτίνας (αβεβαιότητα στην αναγνώριση του ύψους). Πηγή: Vaisala.com

Ακόμη γίνεται χρήση δεδομένων συνολικής ημερήσιας βροχόπτωσης από δίκτυο 142 αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, αλλά και από δίκτυο 49 ερασιτεχνικών μετεωρολογικών σταθμών της ελληνικής επικράτειας. Η αξιοποίηση αυτών των δεδομένων δεν είναι ποσοτική, καθώς τα σφάλματα πιθανώς, σε κάποιους ερασιτεχνικούς σταθμούς, να είναι μεγάλα λόγω κακής τοποθέτησης, συντήρησης και βαθμονόμησης, αλλά περισσότερο ποιοτική ώστε να βρεθούν οι περιοχές με τις μεγαλύτερες τιμές συνολικής βροχόπτωσης.

Τέλος, αξιοποιούνται δεδομένα καταγραφής ηλεκτρικών εκκενώσεων cloud-to-ground και cloud-to-cloud (Ευκολότερα ανιχνεύσιμες) από το πανευρωπαϊκό δίκτυο δεκτών VLF (3-30 KHz) (blitzortung.org). Σε αυτό το εύρος συχνοτήτων οι ηλεκτρικές εκκενώσεις εκπέμπουν το μεγαλύτερο ποσό ενέργειας των ηλεκτρομαγνητικών παλμών και διαδίδονται για χιλιάδες χιλιόμετρα από την πηγή τους μέσω των ανακλάσεων στην ιονόσφαιρα και έτσι είναι ευκολότερο να ανιχνευθούν (Wanke 2011). Η χρήση τους έγινε με σκοπό να εντοπιστούν τα κύτταρα τα οποία βρίσκονται στο στάδιο ωρίμανσης (mature stage), δηλαδή στο στάδιο όπου υπάρχει η πιθανότητα το καταιγιδοφόρο νέφος να δίνει το μέγιστο της έντασης της βροχόπτωσης, η οποία μπορεί να συνοδεύεται με την παρουσία

2.1.1 Προγράμματα επεξεργασίας δεδομένων

Τα ηλεκτρονικά προγράμματα επεξεργασίας των δεδομένων που αναφέρθηκαν παραπάνω είναι:

- Surfer 11
- Panoply
- McIDAS-V
- THORview
- TITAN

Το πρόγραμμα Surfer, της εταιρίας Golden Software, είναι ένα λογισμικό το οποίο χρησιμοποιείται για απεικόνιση και χαρτογράφηση δεδομένων προσφέροντας τη δυνατότητα για χάραξη ισοϋψών γραμμών, ισοβαρών και ισοϋετών με παράλληλη χρήση χρωματικών διαβαθμίσεων ανάμεσά τους. Επίσης, το πρόγραμμα Surfer μπορεί να απεικονίσει τρισδιάστατες δομές δεδομένων που είναι επίσης χρήσιμες για μετεωρολογικές εφαρμογές, αλλά και για άλλες φυσικές επιστήμες. Με το λογισμικό Surfer απεικονίζεται στην παρούσα εργασία η συνολική ημερήσια βροχόπτωση στις 18/6 που προκλήθηκε κυρίως από το MCS, οι περιοχές που δέχθηκαν το μεγαλύτερο ποσό βροχής καθώς και μία εκτίμηση της πορείας του συστήματος.

Το λογισμικό Panoply της NASA (www.giss.nasa.gov/tools/panoply) είναι μια πλατφόρμα η οποία λειτουργεί σε περιβάλλον Java και μπορεί να απεικονίσει σε γεω-πλέγμα δεδομένα GRIB, NETCDF και HDF. Με τη χρήση αυτού του προγράμματος απεικονίζονται τα κύρια αρχεία της μελέτης, τα οποία είναι του δορυφόρου GPM και είναι της μορφής HDF5, οι απεικονίσεις του MCS είναι γεωαναφερόμενες. Επίσης υπάρχει η δυνατότητα για αποτύπωση κατακόρυφων τομών του καταιγιδοφόρου νέφους κατά μήκος της τροχιάς σάρωσης του δορυφόρου.

Το McIDAS-V (Man computer Interactive Data Access System) (ssec.wisc.edu/mcidas) είναι ένα πρόγραμμα ανάλυσης και οπτικοποίησης δεδομένων που δημιουργήθηκε από το πανεπιστήμιο Μάντισον-Γουισκόνσιν. Πιο συγκεκριμένα το λογισμικό αυτό μπορεί να οπτικοποιήσει μετεωρολογικά δορυφορικά πολυφασματικά δεδομένα σε 2 και 3 διαστάσεις. Επιπλέον μπορεί να συνδυάσει πολλαπλά δεδομένα και να δημιουργήσει χάρτες με πληθώρα χρήσιμων πληροφοριών. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται πολυφασματικά δεδομένα HRIT του δορυφόρου MSG-10 και δεδομένα επανάλυσης (ERA-Interim) GRIB του ECMWF για την παραγωγή συνοπτικών χαρτών,

κατακόρυφων τομών, διαγραμμάτων Hovmöller και προσομοιώσεων ραδιοβολίσεων.

Ένα ακόμη πρόγραμμα επεξεργασίας δεδομένων της NASA που αξιοποιήθηκε σε αυτή τη διατριβή ειδίκευσης είναι το THOR (Tool for High-resolution Observation Review) (ppsgsfsc.nasa.gov/thorrelease.html). Το THOR είναι ένα εύκολο στη χρήση εργαλείο, το οποίο δημιουργήθηκε με σκοπό τη γρήγορη ανασκόπηση και εκτίμηση των δεδομένων που βρίσκονται μέσα στα ογκώδη αρχεία HDF. Το πρόγραμμα αυτό χρησιμοποιήθηκε για τη δημιουργία τρισδιάστατων απεικονίσεων του MCS. Προτιμήθηκε αυτό το πρόγραμμα αντί του Panoply καθώς το Panoply παρ' όλο που διαθέτει περισσότερα γραφικά, δε διαθέτει τη δυνατότητα παραγωγής τρισδιάστατων απεικονίσεων.

Τέλος, ένα ακόμη πρόγραμμα το οποίο χρησιμοποιήθηκε σε αυτήν την εργασία είναι το TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting) του NCAR (<http://www.ral.ucar.edu/projects/titan/home>). Το TITAN δημιουργήθηκε με σκοπό την αναγνώριση και ανίχνευση των καταιγίδων όπως παρατηρούνται από ένα μετεωρολογικό ραντάρ για την αξιοποίησή τους σε δραστηριότητες που αφορούν την τροποποίηση καιρού (Dixon and Wiener 1993). Με τη βοήθεια του TITAN δημιουργήθηκαν οι εικόνες επίγειων ραντάρ που βοήθησαν στην αξιολόγηση του δορυφορικού ραντάρ του GPM. Τα δεδομένα και οι εικόνες παραχωρήθηκαν από τον Θ. Καρακώστα, καθηγητή μετεωρολογίας στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης μέσω του προγράμματος DAPHNE.

2.2. Αλγόριθμοι Ανάκτησης Δεδομένων του GPM

Όσον αφορά τις μεθοδολογίες ανάκτησης των δεδομένων του GPM, γίνεται αναφορά στο θεωρητικό υπόβαθρο και τη φυσική βάση των αλγορίθμων που χρησιμοποιούνται στα ραντάρ του DPR (σε Ku και Ka μπάντα) και στο παθητικό ραδιόμετρο GMI.

2.2.1 DPR

2.2.1.α. Φυσική βάση του αλγορίθμου

Το ραντάρ εκπέμπει έναν παλμό μικροκυμάτων και λαμβάνει μία ηχώ από ένα αντικείμενο. Το αντικείμενο στην περίπτωση της βροχόπτωσης είναι μία κατανομή των βροχοσταγόνων μέσα σε έναν όγκο που ορίζεται από την κατεύθυνση λήψης σήματος της κεραίας, το πλάτος του παλμού και το χρόνο μεταξύ της εκπομπής και της λήψης του παλμού (Kubota et al. 2014). Η εισερχόμενη ενέργεια P_r από τη βροχή σε ακτίνα r είναι ανάλογη με το φαινομενικό παράγοντα ανακλαστικότητας

$$P_r(r) = \frac{C|K|^2}{r^2} Z_{m0}(r) \quad (2.2 - 1)$$

όπου C είναι η σταθερά του ραντάρ, και K είναι μία σταθερά που ορίζεται ως μία συνάρτηση ενός σύνθετου δείκτη διάθλασης m σκεδαζόμενων σωματιδίων και η οποία είναι η εξής:

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \quad (2.2 - 2)$$

Όταν δίνονται τα ηλεκτρικά χαρακτηριστικά του ραντάρ και η εμβέλειά του r , το Z_{m0} μπορεί να υπολογιστεί από το P_r . Επομένως, μπορεί να γίνει η υπόθεση ότι το $Z_{m0}(r)$ μπορεί να εξαχθεί από τη μέτρηση της ισχύος της ηχώ. Το Z_{m0} σχετίζεται με τον αποτελεσματικό ανακλαστικό παράγοντα (effective radar reflectivity factor) Z_e όπως φαίνεται στην παρακάτω εξίσωση:

$$Z_{m0}(r) = A(r)Z_e(r) \quad (2.2 - 3)$$

Όπου A είναι ο παράγοντας απόσβεσης. Ο αποτελεσματικός ανακλαστικός παράγοντας του ραντάρ Z_e μπορεί να εκφραστεί με όρους της οπισθοσκεδαζόμενης διατομής $\sigma_b(D)$ ενός σωματιδίου υετού (βροχοσταγόνα, χαλαζόκοκκος, χιονονιφάδα κλπ.) διαμέτρου D και της κατανομής μεγέθους των σωματιδίων $N(D)$:

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int \sigma_b(D) N(D) dD \quad (2.2 - 4)$$

Όπου λ είναι το μήκος κύματος των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, και η ένταση βροχόπτωσης R μπορεί να εκφραστεί με όρους της $N(D)$,

$$R = \int V(D) v(D) N(D) dD \quad (2.2 - 5)$$

όπου $V(D)$ είναι ο όγκος του σωματιδίου υετού διαμέτρου D , και $v(D)$ είναι η ταχύτητα πτώσης του.

Αν το $N(D)$ χαρακτηρίζεται από μία μόνο παράμετρο για παράδειγμα τη D^* , τότε το Z_e και η D^* είναι σε αντιστοιχία ένα-προς-ένα (η αντιστοιχία ένα-προς-ένα στα μαθηματικά, σημαίνει πως υπάρχει μία συνάρτηση μεταξύ των στοιχείων δύο ομάδων, όπου κάθε στοιχείο του ενός συνόλου αντιστοιχεί ακριβώς με ένα στοιχείο του άλλου συνόλου). Εφόσον R και D^* είναι σε ένα-προς-ένα αντιστοιχία, όταν λαμβάνεται το Z_e , τότε το $N(D)$ μπορεί να καθοριστεί από το D^* που αντιστοιχεί σε αυτό το Z_e , και το R μπορεί να υπολογιστεί. Σε αυτήν την περίπτωση, η διόρθωση απόσβεσης που χρησιμοποιείται για την εύρεση του Z_e από το Z_{m0} είναι το πρωτεύον πρόβλημα προς την εύρεση λύσης. Αυτή είναι η αρχή της εκτίμησης της βροχόπτωσης από ένα ραντάρ μονής συχνότητας όπως το PR (Precipitation Radar) του δορυφόρου TRMM. Στην πραγματικότητα, δεν μπορούν να χαρακτηριστούν επαρκώς οι παρεκκλίσεις του $N(D)$ στη φύση από μία μόνο παράμετρο σε πολλές

περιπτώσεις. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, οι εκτιμήσεις βροχόπτωσης από ένα ραντάρ μονής συχνότητας συνήθως περιλαμβάνουν σφάλματα και συστηματικά λάθη (biases).

Αντιθέτως, οι μεταβολές στην $N(D)$ μπορούν να αντιπροσωπευθούν πολύ καλά από δύο παραμέτρους όσο η μετατροπή από Z_e σε R λαμβάνεται υπόψη. Αν η βροχή μετρηθεί από το ραντάρ σε δύο μήκη κύματος και αν ένα από τα δύο μήκη κύματος που διαιρείται με το 2π , είναι μικρότερο από το μέσο μέγεθος της βροχοσταγόνας, τότε η αντίστοιχη οπισθοσκεδάζουσα διατομή θα παρεκκλίνει από αυτό της σκέδασης Rayleigh, και το Z_e σε αυτό το μήκος κύματος διαφέρει από το Z_e στο μεγαλύτερο μήκος κύματος όπου γενικά ισχύει η σκέδαση Rayleigh. Αυτή η κατάσταση δίνει τη δυνατότητα για την εκτίμηση δύο παραμέτρων της συνάρτησης της $N(D)$ και δίνει ως αποτέλεσμα μία καλύτερη εκτίμηση της έντασης της βροχόπτωσης. Αυτή είναι η ιδέα της εκτίμησης της βροχόπτωσης με ραντάρ διπλής συχνότητας. Με άλλα λόγια, αν η $N(D)$ χαρακτηρίζεται από δύο παραμέτρους N^* και D^* , και το Z_e σε δύο συχνότητες Z_{e1} και Z_{e2} που μετατρέπονται σε συναρτήσεις του N^* και D^* ,

$$Z_{e1}(N^*, D^*) = \frac{\lambda_1^4}{\pi^5 |K|^2} \int \sigma_{b1}(D) N(D; N^*, D^*) dD \quad (2.2 - 6)$$

$$Z_{e2}(N^*, D^*) = \frac{\lambda_2^4}{\pi^5 |K|^2} \int \sigma_{b2}(D) N(D; N^*, D^*) dD \quad (2.2 - 7)$$

Όταν δίνονται το Z_{e1} και το Z_{e2} , μπορούν να λυθούν οι εξισώσεις (2.2-6) και (2.2-7) για N^* και D^* , και το R μπορεί να υπολογιστεί από το $N(D; N^*, D^*)$.

Όπως και στην περίπτωση του μονού μήκους κύματος, οι διορθώσεις απόσβεσης για την εύρεση του Z_{e1} και Z_{e2} σε δύο συχνότητες από τη μέτρηση των δύο παραγόντων ανακλαστικότητας Z_{e1} και Z_{e2} είναι πολύ σημαντικές. Καθώς η μεγαλύτερη απόσβεση προέρχεται από την ίδια τη βροχόπτωση, και οι παράμετροι DSD (Drop Size Distribution) μπορούν να εκτιμηθούν από το Z_{e1} και Z_{e2} , γίνεται προσπάθεια εύρεσης ενός προφίλ ζευγαριών παραμέτρων DSD που δίνουν τα προφίλ διορθωμένης απόσβεσης του Z_{e1} και Z_{e2} που είναι συμβατά με τις αποσβέσεις που προκαλούνται από τα σωματίδια υετού των οποίων η κατανομή μεγέθους χαρακτηρίζεται από αυτές τις παραμέτρους DSD. Αυτό το κομμάτι του αλγορίθμου είναι το σημαντικότερο για την ανάκτηση της βροχόπτωσης με δεδομένα ραντάρ διπλής-συχνότητας.

Η απόσβεση που προκαλείται από σωματίδια που δεν έχουν σχέση με τη βροχόπτωση και από ατμοσφαιρικά αέρια πρέπει να αντισταθμιστεί εκ των προτέρων. Συγκεκριμένα, χρειάζεται να ληφθεί υπόψη η απόσβεση που προκαλείται από το νερό των νεφών, τους υδρατμούς και των μορίων οξυγόνου. Μετεωρολογικά δεδομένα και μοντέλα καταιγίδων χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό αυτών των προφίλ γι' αυτόν το λόγο. **2.2.1.β. Αποτελεσματικός παράγοντας ανακλαστικότητας Z_e ,**

ειδική απόσβεση k , και μετρούμενος παράγοντας ανακλαστικότητας

Ο αποτελεσματικός παράγοντας ανακλαστικότητας Z_e δίνεται από την εξίσωση (2.2-4). Παρομοίως, η ειδική απόσβεση k δίνεται με όρους της κατανομής μεγέθους των βροχοσταγόνων $N(D)$ και της ολικής απόσβεσης της διατομής $\sigma_e(D)$ όπως φαίνεται στην εξίσωση (2.2-8) (Meneghini and Jones 2011).

$$k = c_k \int \sigma_e(D) N(D) dD \quad (2.2 - 8)$$

Όπου $c_k=0.01/\ln(10)$ αν το k εκφράζεται σε $[dB (km^{-1})]$, $\sigma_e(D)$ σε $[mm^2]$, και $N(D)$ σε $[mm^{-1}m^{-3}]$. Έστω r $[km]$ υποδηλώνει την απόσταση από το ραντάρ κατά μήκος της εμβέλειας της ακτίνας του. Ο μετρούμενος παράγοντας ανακλαστικότητας του ραντάρ $Z_{m0}(r)$ $[mm^6m^{-3}]$ αφορά την απόσβεση από τα σωματίδια του υετού $A_P(r)$ και από σωματίδια που δεν έχουν σχέση με τον υετό $A_{NP}(r)$ και εκφράζεται με την ακόλουθη εξίσωση.

$$Z_{m0}(r) = Z_e(r) A_{NP}(r) A_P(r) = Z_e(r) A_{NP}(r) \exp[-0.2 \ln(10) \int_0^r k(s) ds] \quad (2.2 - 9)$$

όπου s είναι μία αυθαίρετη μεταβλητή. Η εξίσωση (2.2-9) μπορεί να ξαναγραφτεί σε decibels όπως φαίνεται παρακάτω.

$$10 \log_{10} Z_{m0}(r) = 10 \log_{10} Z_e(r) + 10 \log_{10} A_{NP}(r) - 2 \int_0^r k(s) ds \quad (2.2 - 10)$$

Μετά τη διόρθωση απόσβεσης από τα σωματίδια που δεν έχουν σχέση με τον υετό, το Z_{m0} γίνεται $Z_m(r)$, όπου $Z_m(r)$ δίνεται από την εξίσωση (2.2-11).

$$Z_m(r) = Z_{m0}(r) A_{NP}^{-1}(r) = Z_e(r) A_P(r) \quad (2.2 - 11)$$

Αντικαθιστώντας την εξίσωση (2.2-11) μέσα στην (2.2-10), προκύπτει η εξίσωση (2.2-12).

$$10 \log_{10} Z_m(r) = 10 \log_{10} Z_e(r) - 2 \int_0^r k(s) ds \quad (2.2 - 12)$$

2.2.1.γ. Μέθοδος HB (Hitschfeld-Bordan)

Αν γίνει η υπόθεση (Meneghini and Liao 2013) μίας εκθετικής σχέσης μεταξύ k και Z_e όπως φαίνεται παρακάτω,

$$k(r) = a(r) Z_e^\beta(r) \quad (2.2 - 13)$$

όπου a και β είναι συνιστώσες, μπορεί η a να είναι εξαρτώμενη από το μήκος της εμβέλειας της ακτίνας που στοχεύει ένα σημείο ενδιαφέροντος, αλλά η β πρέπει να είναι σταθερή κατά μήκος της

ακτίνας του ραντάρ. Με τη βοήθεια της εξίσωσης (2.2-13), η (2.2-12) μπορεί να λυθεί ως προς Z_e και να πάρει τη μορφή της εξίσωσης (2.2-14),

$$Z_e(r) = \frac{Z_m(r)}{\left[1 - 0.2 \ln(10) \beta \int_0^r \alpha(s) Z_m^\beta(s) ds\right]^{1/\beta}} \quad (2.2 - 14)$$

Εναλλακτικά, η εξίσωση μπορεί να επιλυθεί ως προς τον παράγοντα απόσβεσης, A_P , δίνοντας:

$$A_P(r) = \left[1 - 0.2 \ln(10) \beta \int_0^r \alpha(s) Z_m^\beta(s) ds\right]^{1/\beta} \quad (2.2 - 15) \quad \mathbf{2.2.1.δ. \quad Path}$$

integrated attenuation (PIA)

Εδώ, η PIA ορίζεται ως η συνολική απόσβεση κατά μήκος της διάδοσης της ακτίνας του ραντάρ από σωματίδια βροχόπτωσης, χιονόπτωσης ή χαλαζόπτωσης (Delrieu et al. 2000). Η ακτίνα απόσβεσης αφορά την απόσταση του ραντάρ από την επιφάνεια του εδάφους. Αν $r=r_s$ στην επιφάνεια, η PIA δίνεται όπως φαίνεται παρακάτω.

$$PIA = -10 \log_{10} A_P(r_s) = 2 \int_0^{r_s} k(s) ds \quad (2.2 - 16)$$

Αντικαθιστώντας την (2.2-15) στο $r=r_s$ μέσα στην εξίσωση (2.2-16), εξάγεται η επόμενη σχέση.

$$PIA = -\frac{10}{\beta} \log_{10} \left[1 - 0.2 \ln(10) \beta \int_0^{r_s} \alpha(s) Z_m^\beta(s) ds\right] \quad (2.2 - 17)$$

Η PIA μπορεί να υπολογιστεί παίρνοντας τη διαφορά μεταξύ των διατομών οπισθοσκέδασης στην επιφάνεια με βροχόπτωση και των διατομών οπισθοσκέδασης στην επιφάνεια χωρίς βροχόπτωση.

2.2.1.ε. Παραμετροποίηση της συνάρτησης κατανομής μεγέθους των βροχοσταγόνων

Από μαθηματική άποψη, το $N(D)$ πρέπει να παραμετροποιηθεί με το πολύ δύο άγνωστες παραμέτρους προκειμένου να χαρακτηριστεί ντετερμινιστικά από μετρήσεις διπλής-συχνότητας (Iguchi et al. 2012). Το $N(D)$ παραμετροποιείται με τον εξής τρόπο:

$$N(D) = N^* n(D; D^*) \quad (2.2 - 19)$$

Όπου N^* και D^* είναι άγνωστες παράμετροι και n είναι μία συνάρτηση του D . Αντικαθιστώντας την εξίσωση (2.2-19) στην (2.2-4) και (2.2-8), το Z_e και k δίνονται παρακάτω.

$$Z_e = N^* I_b(D^*), \quad I_b(D^*) = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int \sigma_b(D) n(D; D^*) dD \quad (2.2 - 20)$$

$$k = N^* I_e(D^*), \quad I_e(D^*) = \frac{0.01}{\ln(10)} \int \sigma_e(D) n(D; D^*) dD \quad (2.2 - 21)$$

που δείχνει ότι Z_e και k μπορούν να αναλυθούν σε N^* και μία συνάρτηση του D^* ($I_b(D^*)$ και $I_e(D^*)$).

2.2.1.στ Ανάκτηση

Ανάκτηση από διπλής συχνότητας ραντάρ

Αν το Z_m είναι διαθέσιμο σε δύο συχνότητες, τα N^* και D^* μπορούν να ληφθούν επιλύοντας τις επόμενες δύο εξισώσεις.

$$10\log_{10}Z_{m1}(r) = 10\log_{10}N^*(r) + 10\log_{10}I_{b1}(D^*(r)) - 2 \int_0^r k_1(N^*(s), D^*(s))ds \quad (2.2 - 22)$$

$$10\log_{10}Z_{m2}(r) = 10\log_{10}N^*(r) + 10\log_{10}I_{b2}(D^*(r)) - 2 \int_0^r k_2(N^*(s), D^*(s))ds \quad (2.2 - 23)$$

Ο τρίτος όρος στη δεξιά πλευρά των εξισώσεων (2.2-22) και (2.2-23) είναι ίσος με τη διπλής διαδρομής απόσβεση (2-way attenuation) από την κορυφή της καταιγίδας κατά το r (η κατακόρυφη ανάλυση 500 m και 250 m), πράγμα που συνεπάγεται ότι η ανάκτηση πρέπει να επιχειρηθεί τμηματικά από την κορυφή (της καταιγίδας) μέχρι το σημείο ενδιαφέροντος που θέλει ο καθένας να μελετήσει. Αυτή η απόσβεση μπορεί να αντιμετωπιστεί ως μία γνωστή ποσότητα αν η απόσβεση εκφράζεται ως μία συνάρτηση των παραμέτρων DSD που προέρχονται από κάθε κατακόρυφο κομμάτι της ατμόσφαιρας που ορίζει η ανάλυση του ραντάρ (250 m ή 500 m). Καθώς η λύση της συνάρτησης οδεύει από την κορυφή της καταιγίδας προς τα κάτω, η μέθοδος λέγεται προς τα εμπρός μέθοδος ανάκτησης (forward retrieval method). Αν μία ανεξάρτητη εκτίμηση της PIA είναι διαθέσιμη, επιπρόσθετα στο Z_m ,

$$10\log_{10}Z_{m1}(r) = 10\log_{10}N^*(r) + 10\log_{10}I_{b1}(D^*(r)) - PIA + 2 \int_r^{r_s} k_1(N^*(s), D^*(s))ds \quad (2.2 - 24)$$

$$10\log_{10}Z_{m2}(r) = 10\log_{10}N^*(r) + 10\log_{10}I_{b2}(D^*(r)) - PIA + 2 \int_r^{r_s} k_2(N^*(s), D^*(s))ds \quad (2.2 - 25)$$

Οι εξισώσεις (2.2-24) και (2.2-25) σε αντίθεση με τις εξισώσεις (2.2-22) και (2.2-23) μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να υπολογιστούν τα N^* και D^* . Σε αυτήν την περίπτωση, ο τέταρτος όρος στο δεξιό μέρος της εξίσωσης (2.2-24) ή (2.2-25) είναι ίσος με τη διπλής διαδρομής απόσβεση από το σημείο ενδιαφέροντος (με εμβέλεια r) στην επιφάνεια, που σημαίνει ότι η ανάκτηση πρέπει να γίνει σταδιακά από την επιφάνεια μέχρι το σημείο ενδιαφέροντος. Όπως και στην προς τα εμπρός μέθοδο, αν η απόσβεση σχετίζεται με τις παραμέτρους DSD κάθε κατακόρυφου κομματιού της ατμόσφαιρας (500 m ή 250 m) οι τέταρτοι όροι μπορούν να αντιμετωπιστούν όπως είναι γνωστό.

Αυτή η μέθοδος λέγεται προς τα πίσω μέθοδος ανάκτησης (backward retrieval method). Στην πραγματικότητα λόγω θορύβου από το έδαφος (ground clutter), ο τέταρτος όρος δε μπορεί να υπολογιστεί χωρίς κάποιες παραδοχές που αφορούν το προφίλ της βροχόπτωσης στην περιοχή που λαμβάνει χώρα ο θόρυβος του εδάφους (Seto and Iguchi 2007). Παρ' όλα αυτά, η προς τα πίσω μέθοδος ανάκτησης είναι προτιμότερη, διότι δίνει αριθμητικά σταθερές και μοναδικές λύσεις, καθώς η προς τα εμπρός μέθοδος συνήθως έχει δύο λύσεις σε κάθε κατακόρυφο κομμάτι της ατμόσφαιρας που αναλύεται από την ακτίνα του ραντάρ.

Στην προς τα πίσω μέθοδο, ορίζεται $10\log_{10}Z_{b1}$ και $10\log_{10}Z_{b2}$ μετακινώντας τον τρίτο και τέταρτο όρο από τη δεξιά πλευρά στην αριστερή πλευρά των εξισώσεων (2.2-24) και (2.2-25).

$$\begin{aligned} 10\log_{10}Z_{b1}(r) &\equiv 10\log_{10}Z_{m1}(r) + PIA - 2 \int_r^{r_s} k_1(N^*(s), D^*(s)) ds \\ &= 10\log_{10}N^*(r) + 10\log_{10}I_{b1}(D^*(r)) \end{aligned} \quad (2.2 - 26)$$

$$\begin{aligned} 10\log_{10}Z_{b2}(r) &\equiv 10\log_{10}Z_{m2}(r) + PIA - 2 \int_r^{r_s} k_2(N^*(s), D^*(s)) ds \\ &= 10\log_{10}N^*(r) + 10\log_{10}I_{b2}(D^*(r)) \end{aligned} \quad (2.2 - 27)$$

Παίρνοντας τη διαφορά των εξισώσεων (2.2-26) και (2.2-27):

$$10\log_{10}Z_{b1}(r) - 10\log_{10}Z_{b2}(r) = I_{b1}(D^*(r)) - I_{b2}(D^*(r)) \quad (2.2 - 28)$$

Καθώς το αριστερό μέρος της εξίσωσης (2.2-28) είναι γνωστό, το D^* μπορεί να βρεθεί. Συγκεκριμένα για τη βροχόπτωση, το δεξιό μέρος της (2.2-28) έχει ένα μέγιστο, και γενικά η εξίσωση (2.2-28) έχει δύο λύσεις.

Ανάκτηση από μονής συχνότητας ραντάρ

Αν το Z_m είναι διαθέσιμο μόνο σε μία συχνότητα, χρειάζεται να χαρακτηριστεί το $N(D)$ με μία μόνο παράμετρο. Αυτό σημαίνει πως γίνεται μία υπόθεση μίας σχέσης μεταξύ του N^* και D^* . Όταν γίνει αυτή η υπόθεση, μπορεί να μεταφραστεί η σχέση N^*-D^* σε σχέση $k-Z_e$ και η διόρθωση απόσβεσης μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη χρήση της εξίσωσης (2.2-14). Αν μία εκτίμηση της PIA από τη μέθοδο SRT (surface reference technique) (PIA_{SRT}) (Meneghini et al. 2000) αντικατασταθεί σε PIA στην εξίσωση (2.2-18), η ισότητα είναι γενικά μη αποδεκτή. Αυτή η ανισότητα προκαλείται

είτε από ένα σφάλμα στην SRT τεχνική ή από ένα σφάλμα στη σχέση $k-Z_e$. Αν η SRT είναι σωστή, η σχέση $k-Z_e$ μπορεί να τροποποιηθεί σε $k = \epsilon a Z_e^\beta$ όπου ϵ ικανοποιεί την εξίσωση (2.2-29). Αυτό λέγεται μέθοδος α-προσαρμογής.

$$PIA_{SRT} = -\frac{10}{\beta} \log_{10} \left[1 - 0.2 \ln(10) \beta \epsilon \int_0^r \alpha(s) Z_m^\beta(s) ds \right] \quad (2.2 - 29)$$

Μόλις βρεθεί η ϵ παράμετρος (2.2-29), η λύση Hitschfeld-Bordan με την τροποποιημένη σχέση $k-Z_e$ παρέχει τις διορθωμένης-απόσβεσης ανακλαστικότητες του ραντάρ. Από την παραπάνω διαδικασία απόσβεσης, λαμβάνονται το k και Z_e . Στη συνέχεια, παίρνοντας το λόγο των εξισώσεων (2.2-20) και (2.2-21), το D^* μπορεί να ανακτηθεί.

$$\frac{k}{Z_e} = \frac{I_e(D^*)}{I_b(D^*)} \quad (2.2 - 30)$$

Γενικά, το δεξιό μέρος της (2.2-30) είναι μία μονοτονική συνάρτηση του D^* και έτσι η (2.2-30) έχει μία μοναδική λύση. Αφού χαρακτηριστεί το $N(D)$ από μία μόνο παράμετρο, υπάρχει ένα προς ένα αντιστοιχία μεταξύ Z_e και D^* ή k και D^* , και μπορεί επίσης, να υπολογιστεί άμεσα το D^* .

2.2.1.ζ. Γενική δομή του αλγόριθμου

Υπάρχουν τριών ειδών αλγόριθμοι για το DPR: ο αλγόριθμος DPR, ο Ku αλγόριθμος (KuPR) και ο Ka αλγόριθμος (KaPR) (Iguchi et al. 2010). Οι δύο τελευταίοι αλγόριθμοι είναι μονής συχνότητας, ενώ ο DPR είναι διπλής (Dual frequency-DF). Ο αλγόριθμος DF χρησιμοποιεί τα προϊόντα του KuPR και KaPR ως δεδομένα εισόδου. Τα εικονοστοιχεία που παρατηρούνται από το DPR μπορούν να κατηγοριοποιηθούν σε τρεις τύπους: εικονοστοιχεία στην εσωτερική γραμμή σάρωσης (εικόνα 2.2), (πίνακας 2.2) των κανονικών σαρώσεων (που παρατηρούνται από το KuPR και το KaPR), εικονοστοιχεία στην εξωτερική γραμμή σάρωσης των κανονικών σαρώσεων (που παρατηρείται μόνο από το KuPR) και εικονοστοιχεία από τις διεμπλεγμένες σαρώσεις (interleaved scans) του KuPR και KaPR (που παρατηρείται μόνο από το KaPR). Ο αλγόριθμος KuPR εκτελείται και για την εσωτερική και για την εξωτερική γραμμή σάρωσης των κανονικών σαρώσεων. Ο αλγόριθμος KaPR εκτελείται για την εσωτερική γραμμή και για τις διεμπλεγμένες σαρώσεις. Ο αλγόριθμος διπλής-συχνότητας (DF) εκτελείται και για τα τρία είδη εικονοστοιχείων.

Στον αλγόριθμο DF, τα εικονοστοιχεία στην εσωτερική γραμμή σάρωσης κατηγοριοποιούνται σε διπλής-ακτίνας εικονοστοιχεία (Dual-beam DB). Τα υπόλοιπα εικονοστοιχεία του αλγορίθμου DF και όλα τα εικονοστοιχεία των αλγορίθμων μονής-συχνότητας

κατηγοριοποιούνται σε μονής-ακτίνας εικονοστοιχεία (Single-beam SB). Για ένα εικονοστοιχείο SB, ο αλγόριθμος DF μπορεί να χρησιμοποιήσει δεδομένα από παρατηρήσεις διπλής-συχνότητας από γειτονικά εικονοστοιχεία, αντιθέτως οι αλγόριθμοι SF μπορούν να χρησιμοποιήσουν δεδομένα μόνο από τις αντίστοιχες παρατηρήσεις μονής-συχνότητας (single-frequency). Για παράδειγμα, χρησιμοποιώντας τα χαρακτηριστικά της κατανομής μεγέθους βροχοσταγόνων που εκτιμήθηκαν από μετρήσεις διπλής-συχνότητας στα DB εικονοστοιχεία της εσωτερικής σάρωσης, ο DF αλγόριθμος μπορεί να δώσει καλύτερες εκτιμήσεις στα SB εικονοστοιχεία της εξωτερικής σάρωσης από τον αλγόριθμο KuPR. Κάθε αλγόριθμος εκτελεί δεδομένα για μία τροχιά του δορυφόρου κάθε φορά. Για μία τροχιά, εκτελείται ο DF αλγόριθμος μόνο αφού εκτελεστούν οι δύο SF αλγόριθμοι. Η σειρά εκτέλεσης μεταξύ του αλγορίθμου KuPR και KaPR δεν είναι συγκεκριμένη. Οι αλγόριθμοι σχεδιάζονται με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε η σειρά εκτέλεσης για κάθε περαιτέρω τροχιά να μην έχει κάποιο περιορισμό μέσα σε έναν ημερολογιακό μήνα, αλλά ολόκληρος ο μήνας δεδομένων πρέπει να εκτελείται ως μία μονάδα (πακέτο δεδομένων) για να παράγεται μία κατάλληλη βάση δεδομένων.

2.2.2 GMI

Ο αλγόριθμος του ραδιομέτρου του GPM βασίζεται πάνω σε μία Μπεϋζιανή (Bayesian) προσέγγιση την οποία ο δορυφόρος GPM core χρησιμοποιεί για να δημιουργήσει μία a priori βάση δεδομένων παρατηρούμενων προφίλ νέφωσης και βροχόπτωσης. Όταν παράγεται μία βάση δεδομένων από προφίλ και από τις σχετιζόμενες θερμοκρασίες λαμπρότητας, ο αλγόριθμος εφαρμόζει μία απλή Μπεϋζιανή μεθοδολογία αντιστροφής. Σε αυτήν την προσέγγιση, η πιθανότητα ενός συγκεκριμένου προφίλ $\mathbf{R}$, δεδομένης της $\mathbf{T}_b$ μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$Pr(\mathbf{R}|\mathbf{T}_b) = Pr(\mathbf{R}) \times Pr(\mathbf{T}_b|\mathbf{R}) \quad (2.2 - 29)$$

όπου $Pr(\mathbf{R})$ είναι η πιθανότητα παρατήρησης ενός συγκεκριμένου προφίλ $\mathbf{R}$ και $Pr(\mathbf{T}_b | \mathbf{R})$ είναι η πιθανότητα παρατήρησης μίας τιμής θερμοκρασίας λαμπρότητας, $\mathbf{T}_b$, δεδομένου ενός συγκεκριμένου προφίλ βροχόπτωσης $\mathbf{R}$.

Ο πρώτος όρος στο δεξιό μέρος της εξίσωσης (2.2-29) προέρχεται από την a priori βάση δεδομένων προφίλ βροχόπτωσης που δημιουργείται από τα συστήματα παρατήρησης των ραντάρ και του ραδιομέτρου. Ο δεύτερος όρος προέρχεται από τους υπολογισμούς της ακτινοβολίας μεταφοράς (radiative transfer) μέσω των προφίλ νεφικών μοντέλων (Kummerow et al. 1996). Περιληπτικά, η διαδικασία ανάκτησης συνθέτει ένα νέο προφίλ υδρομετεώρων λαμβάνοντας το σταθμισμένο άθροισμα των δομών της βάσης δεδομένων της δομής του νέφους που είναι ραδιομετρικά συνεπείς με τις παρατηρήσεις. Η βαρύτητα του κάθε προφίλ του μοντέλου στη διαδικασία σύνθεσης είναι ένας εκθετικός παράγοντας που περιλαμβάνει τη μέση διαφορά των τετραγώνων του αισθητήρα που

παρατηρεί τις θερμοκρασίες λαμπρότητας και των αντιστοίχων θερμοκρασιών λαμπρότητας που λαμβάνονται από τους υπολογισμούς της ακτινοβολίας μεταφοράς διαμέσου της νεφώδης ατμόσφαιρας. Στη Μπεϋζιανή μορφοποίηση, η λύση ανάκτησης δίνεται από:

$$\hat{E}(R) = \sum_j R_j \frac{\exp \left\{ -0.5 \left(Tb_o - Tb_s(R_j) \right)^T (O + S)^{-1} (Tb_o - Tb_s(R_j)) \right\}}{\hat{A}} \quad (2.2 - 30)$$

Εδώ, το R_j είναι το διάνυσμα των τιμών του προφίλ του μοντέλου από την a priori βάση δεδομένων, το Tb_o είναι η σειρά των παρατηρούμενων θερμοκρασιών λαμπρότητας, και το Tb_s είναι η αντίστοιχη σειρά θερμοκρασιών λαμπρότητας που υπολογίστηκε από το προφίλ μοντέλου R_j . Οι μεταβλητές O και S είναι στους πίνακες συνδιακύμανσης το παρατηρησιακό σφάλμα και το σφάλμα του μοντέλου, αντίστοιχα, και $\hat{A}$ είναι ο παράγοντας κανονικοποίησης. Το προφίλ μεθόδου ανάκτησης είναι μία ολοκληρωμένη έκδοση της λύσης της ελάχιστης διακύμανσης για τη λήψη της βέλτιστης εκτίμησης γεωφυσικών παραμέτρων από τις διαθέσιμες πληροφορίες (Loren 1986).

2.3 Μεθοδολογία Έρευνας και Ανάλυσης των Αποτελεσμάτων

Σε αυτήν την ενότητα παρουσιάζονται τα βήματα της ερευνητικής μεθοδολογίας που εφαρμόστηκε σε τη μελέτη. Τα βήματα που ακολουθήθηκαν παρουσιάζονται περιληπτικά ως εξής:

1. Περιληπτική περιγραφή των βασικών χαρακτηριστικών του MCS, η οποία περιλαμβάνει τη θέση και χρονική στιγμή της γέννησης του, την κίνησή του και το χρόνο ζωής του. Ορισμός του MCS με όρους δορυφορικής μετεωρολογίας και απόδειξη ότι η περίπτωση αυτού του καταιγιδοφόρου συστήματος είναι όντως MCS. Αναγνώριση χαρακτηριστικών που δηλώνουν την μεγάλη ένταση του φαινομένου, όπως τα κύματα βαρύτητας στην κορυφή του άκμονα, σχηματισμοί V-shape και οι προεξέχουσες κορυφές πάνω από τον άκμονα. Στη συνέχεια, γίνεται αναφορά περιπτώσεων καταστροφών που προκλήθηκαν από το MCS για την περαιτέρω απόδειξη της ισχύος του.
2. Συνοπτική ανάλυση της ατμόσφαιρας με τη χρήση συνοπτικών χαρτών επιφανείας, μέσης και ανώτερης τροπόσφαιρας με έμφαση κυρίως στις βασικές ισοβαρικές επιφάνειες των 850, 500 και 300 hPa. Μελέτη κατακόρυφων τομών στο γεωγραφικό πλάτος γέννησης του MCS για την ανίχνευση πιθανών κατακόρυφων βαθμίδων που δυνητικά θα ενισχύσουν το σύστημα, αλλά και τάσεων, όπως η θερμική μεταφορά, σε όλα τα επίπεδα της ατμόσφαιρας. Επίσης, διαγράμματα Hovmöller για την απεικόνιση της κίνησης διαφόρων χαρακτηριστικών σε ένα σταθερό σημείο (σημείο γέννησης του MCS) με το πέρασμα του χρόνου (το χρονικό βήμα

είναι 6 ώρες). Τέλος, ανάλυση των κοντινότερων ραδιοβολίσεων στην περιοχή (από το αεροδρόμιο Θεσσαλονίκης), της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας, της κατακόρυφης βαθμίδας της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (θ_e), αλλά και των δεικτών αστάθειας των ραδιοβολίσεων και του δορυφόρου MODIS.

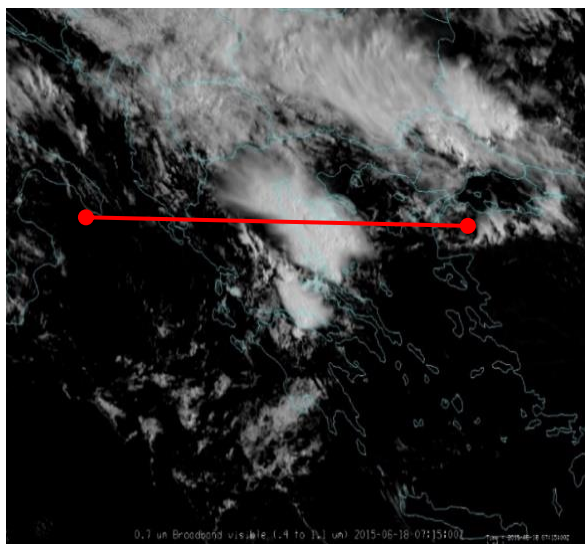
3. Ανάλυση των αιτιών που οδήγησαν στη δημιουργία του MCS, σύμφωνα με τη συνοπτική ανάλυση που προηγήθηκε.
4. Ανάλυση των δορυφορικών εικόνων του MSG. Η ανάλυση αυτή περιλαμβάνει τη μελέτη επιμέρους δορυφορικών καναλιών εκπομπής στο ορατό και στο υπέρυθρο, πολυφασματικών εικόνων RGB, εικόνων διαφορών θερμοκρασίας εκπομπής ή ανακλαστικότητας και της μεθόδου Sandwich.
 - Οι πολυφασματικές εικόνες RGB είναι εικόνες που συντίθενται από το συνδυασμό τριών διαφορετικών καναλιών εκπομπής, τα οποία μπορεί να είναι συνδυασμός υπέρυθρων εικόνων, αλλά και υπέρυθρων καναλιών μαζί με κανάλια στο ορατό φάσμα. Σε κάθε ένα από τα 3 κανάλια αποδίδεται μία βασική απόχρωση μεταξύ του κόκκινου, πράσινου και γαλάζιου (Red-Green-Blue ή αλλιώς RGB). Αν παραδείγματος χάρη σε μία πολυφασματική εικόνα σε ένα σημείο της (εικονοστοιχείο) υπερτερούν οι κόκκινες αποχρώσεις, αυτό σημαίνει πως στο κανάλι εκπομπής που του αποδόθηκε το κόκκινο χρώμα παρατηρείται υψηλή εκπομπή ακτινοβολίας σε σχέση με τα υπόλοιπα 2 κανάλια.
 - Οι εικόνες διαφορών θερμοκρασίας εκπομπής παράγονται από τη διαφορά θερμοκρασίας που παρατηρείται σε κάθε εικονοστοιχείο δύο υπέρυθρων εικόνων. Όσο μεγαλύτερη η διαφορά σε Kelvin, τόσο μεγαλύτερη τιμή θα πάρει το εικονοστοιχείο στην κλίμακα που καθορίστηκε. Το ίδιο ισχύει με τις διαφορές ανακλαστικότητας εικόνων του ορατού. Πρέπει να σημειωθεί πως οι εικόνες διαφορών αφορούν 2 εικόνες που ανήκουν στο ίδιο κομμάτι του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, όπως το υπέρυθρο ή το ορατό. Οι διαφορές αυτές δίνουν σημαντικές πληροφορίες για τα φυσικά και μικροφυσικά χαρακτηριστικά της κορυφής των νεφών.
 - Η μέθοδος Sandwich είναι μία μεθοδολογία με την οποία δημιουργείται μία εικόνα από το συνδυασμό μίας εικόνας του υπέρυθρου, της οποίας οι χαμηλότερες θερμοκρασίες έχουν χρωματιστεί και μίας εικόνας υψηλής ανάλυσης του ορατού φάσματος. Πιο συγκεκριμένα, η υπέρυθρη εικόνα τοποθετείται πάνω στην εικόνα υψηλής χωρικής ανάλυσης. Με αυτή τη μέθοδο επιτυγχάνεται ένας διπλός στόχος, ο οποίος είναι η ανάδειξη στην ίδια περιοχή των χαμηλότερων θερμοκρασιών (υπέρυθρη εικόνα) με την παρουσία των προεξεχουσών κορυφών (εικόνα υψηλής ανάλυσης).

5. Μελέτη των κυρίως δεδομένων της μελέτης αυτής, τα οποία είναι τα δεδομένα του δορυφόρου GPM. Αρχικά μελετώνται τα προϊόντα του κάθε επιμέρους οργάνου του GPM, το ραδιόμετρο GMI και αργότερα του DPR. Στα προϊόντα του DPR, αναλύονται και κατακόρυφες τομές του MCS τη στιγμή που βρίσκεται σε ένα από τα εντονότερα στάδια εκδήλωσής του. Επίσης, παρουσιάζονται και τρισδιάστατες λήψεις του καταιγιδοφόρου συστήματος. Παράλληλα με την ανάλυση των δεδομένων του GPM, γίνεται και η σύγκρισή τους με τα δεδομένα του δορυφόρου MSG για την εξακρίβωση της εγκυρότητας των φαινομένων που παρουσιάζονται, όπως παραδείγματος χάρη η παρουσία των προεξεχουσών κορυφών.
6. Σύγκριση και επικύρωση των δεδομένων του GPM με επίγεια δεδομένα καταγραφής της έντασης και του μεγέθους του MCS. Αυτά τα επίγεια δεδομένα είναι οι ηλεκτρικές εκκενώσεις, η ημερήσια βροχόπτωση της ημέρας εκδήλωσης του MCS από δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών, και εικόνες ανακλαστικότητας της μικροκυματικής ακτινοβολίας από 2 επίγεια μετεωρολογικά ραντάρ που βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή εκδήλωσης του MCS.

3. Αποτελέσματα

3.1. Περιγραφή της περίπτωσης του MCS

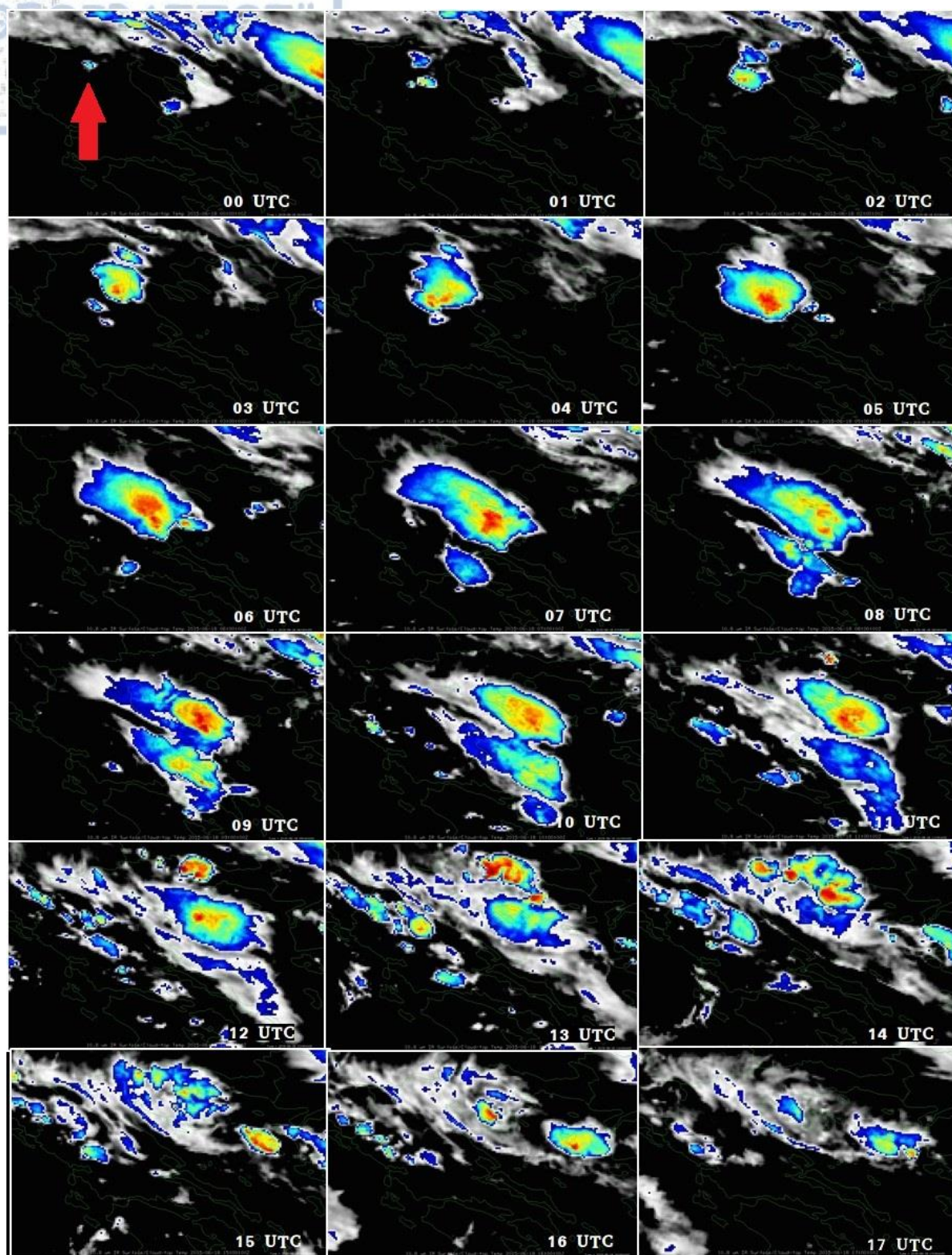
Το μέσης κλίμακας καταιγισμοφόρο σύστημα (Mesoscale Convective System - MCS) (Εικόνα 3.1), δημιουργήθηκε πάνω από την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας στις 00:15 UTC και κινήθηκε στη συνέχεια πάνω από τις περιοχές της Θεσσαλίας, της βόρειας Εύβοιας, των Σποράδων, του Θερμαϊκού και τέλος πάνω από την Κεντρική Μακεδονία (νομός Χαλκιδικής και Θεσσαλονίκης). Ακολούθησε μία ελλειπτική πορεία, όπως απεικονίζεται στην Εικόνα 3.2, χρονικής διάρκειας περίπου 14 ωρών με τη διάλυσή του να συμβαίνει περίπου στις 14:15 UTC. Επίσης, στην Εικόνα 3.3 αποτυπώνονται τα στάδια γέννησης, ωρίμανσης και διάλυσης τους MCS ανά μία ώρα με το μέγιστο της έντασής του να παρατηρείται περίπου στις 6:00 UTC.



Εικόνα 3.1 - Δορυφορική εικόνα υψηλής ανάλυσης στο ορατό φάσμα (HRV – ανάλυσης 1km). Με κόκκινο απεικονίζεται η γραμμή των κατακόρυφων τομών που εμφανίζονται στη συνέχεια της μελέτης. 18/06/2015 7:15 UTC



Εικόνα 3.2 - Στάδιο μέγιστης έντασης MCS και πορεία του από τη φάση γέννησης μέχρι τη φάση διάλυσης (κόκκινο βέλος). Έκταση των εικονοστοιχείων με τιμές χαμηλότερες των -45°C (15000 km^2). 18/06/2015 7:15 UTC



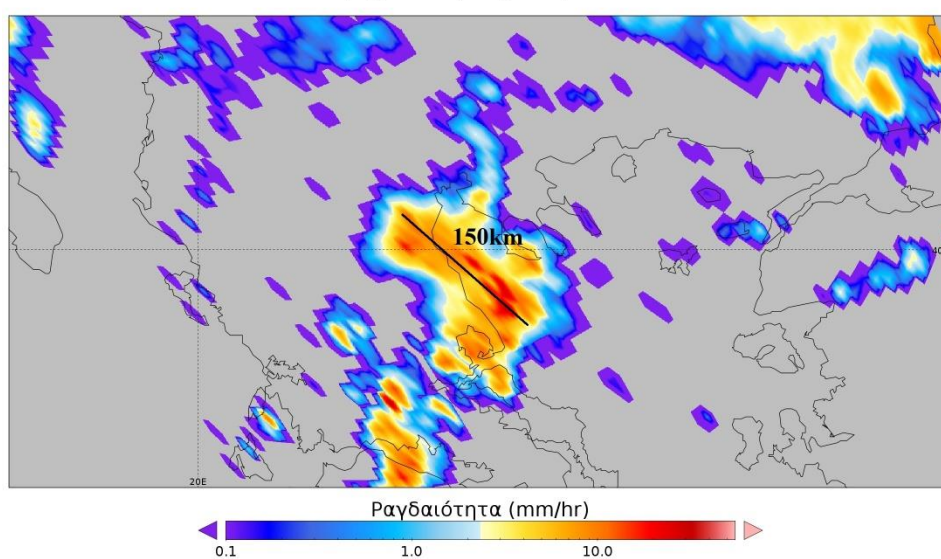
Εικόνα 3.3 - Στάδια εξέλιξης του MCS (SEVIRI MSG στο κανάλι των $10.9\mu\text{m}$ στο υπέρυθρο φάσμα). Φάση γέννησης, ωρίμανσης και διάλυσης. Τα χρώματα απεικονίζουν τις χαμηλότερες παρατηρούμενες θερμοκρασίες (και τα μεγαλύτερα ύψη) των κορυφών του νεφικού συστήματος. Το κόκκινο βέλος δείχνει το σημείο εκκίνησης τους MCS. 18/06/2015

Με όρους της δορυφορικής μετεωρολογίας, για να χαρακτηριστεί ένα νεφικό σύστημα ως MCS, θα πρέπει να καλύπτει μία συνεχή έκταση 1000km^2 με θερμοκρασίες των κορυφών των νεφών κάτω των -45°C και αυτή η έκταση θα πρέπει τουλάχιστον μία φορά να ξεπεράσει τα 10000 km^2

(Morel and Senesi 2002). Στην περίπτωση της 18/06/2015 που μελετάται, το MCS ικανοποιεί αυτόν τον ορισμό καθώς η έκταση των θερμοκρασιών κάτω των -45°C ξεπερνάει τα 10000km^2 φτάνοντας ακόμη και τα 15000km^2 (Χρωματισμένη περιοχή του MCS - Εικόνα 3.2).

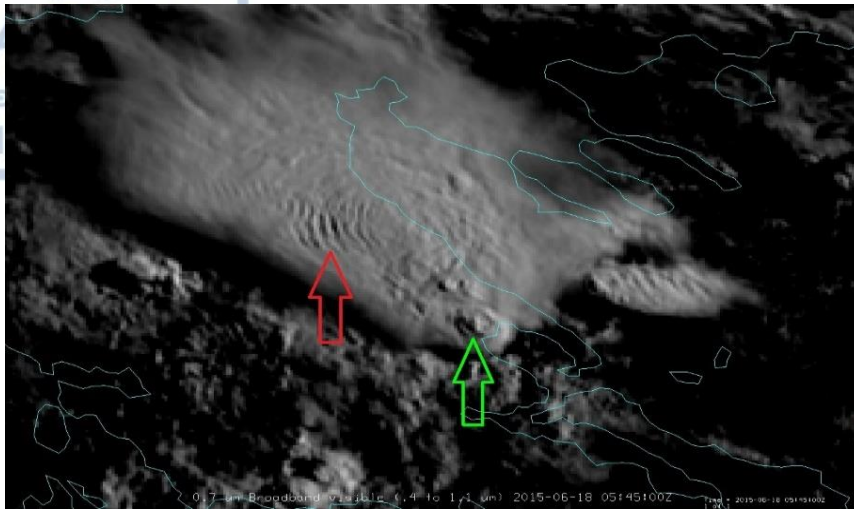
Ένας γενικότερος ορισμός των MCS είναι του R. Houze που ορίζει το MCS ως ένα νεφικό σύστημα αδιάλειπτης βροχόπτωσης, στη μεγαλύτερη της έκταση ως καταιγιδοφόρος, όπου σε συνδυασμό με ένα σύνολο καταιγιδοφόρων κελιών δημιουργείται μία έκταση συνεχούς βροχόπτωσης 100 χιλιομέτρων ή περισσότερο στον οριζόντιο άξονα προς τουλάχιστον μία κατεύθυνση (Houze 1993). Και σύμφωνα με αυτόν τον ορισμό η περίπτωση χαρακτηρίζεται ως MCS καθώς η συνεχής βροχόπτωση στον οριζόντιο άξονα ξεπερνάει τα 150km (Εικόνα 3.4).

Βροχόπτωση στην Επιφάνεια

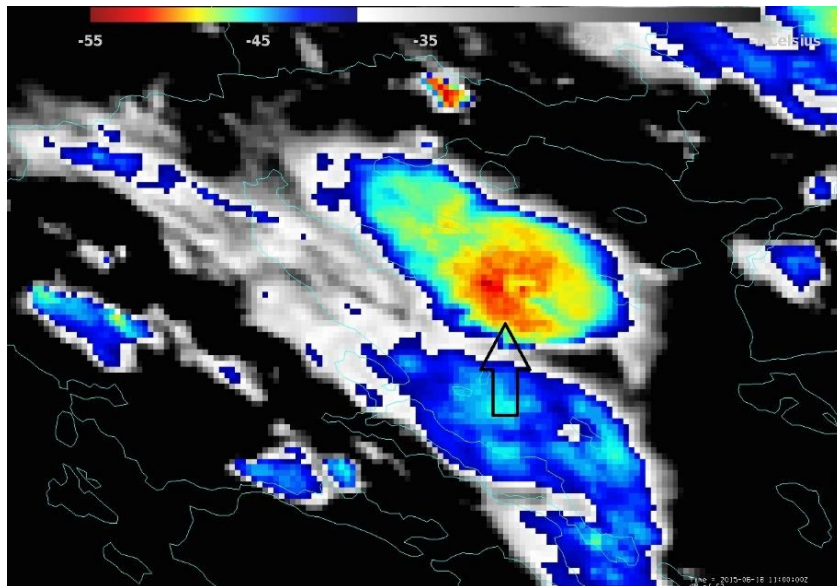


Εικόνα 3.4 - Δορυφορική απεικόνιση του δορυφόρου GPM της έντασης της βροχόπτωσης στην επιφάνεια. Η μαύρη γραμμή απεικονίζει την οριζόντια έκταση της έντασης της βροχόπτωσης με τιμές πάνω από 2mm/hr.
18/06/2015 07:18 UTC

Όσον αφορά την ένταση του φαινομένου υπάρχουν χαρακτηριστικά του άκμονα του MCS που δηλώνουν αυτήν την ένταση. Αυτά τα χαρακτηριστικά είναι τα κύματα βαρύτητας (gravity waves) τα οποία παρατηρούνται στο ορατό φάσμα (Εικόνα 3.5 – κόκκινο βέλος), προκαλούνται λόγω της κατάρρευσης των προεξεχουσών κορυφών (πράσινο βέλος) και δηλώνουν την παρουσία έντονων ανοδικών ρευμάτων (Levizzani and Setvák 1996), αλλά και οι μορφές σχήματος «V» των χαμηλότερων θερμοκρασιών των κορυφών των νεφών στο υπέρυθρο φάσμα, όπως φαίνονται στην εικόνα 3.6, οι οποίες δηλώνουν απότομες ανοδικές κινήσεις και έντονη οριζόντια διάτμηση του ανέμου στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας.



Εικόνα 3.5 - Δορυφορική εικόνα υψηλής ανάλυσης (HRV 1km) του δορυφόρου MSG. Με το κόκκινο βέλος φαίνονται τα κύματα βαρύτητας και με το πράσινο βέλος μία από τις προεξέχουσες κορυφές του MCS. 18/06/2015 05:45 UTC



Εικόνα 3.6 - Δορυφορική εικόνα υπέρυθρων (IR 10.9μm) του δορυφόρου MSG. Το βέλος με το μαύρο περίγραμμα δείχνει το ανάποδο V που σχηματίζουν οι ελάχιστες θερμοκρασίες των κορυφών του άκμονα.. 18/06/2015 11:00 UTC

Τέλος, υπάρχουν και μαρτυρίες καταστροφών από έντονη χαλαζόπτωση, βροχόπτωση, ισχυρών ανέμων και κεραυνών. Αναλυτικότερα, σύμφωνα με τη βάση δεδομένων του European Severe Weather Database (www.eswd.eu) παρατηρήθηκαν ζημιές στον Τύρναβο Λάρισας από πτώσεις κεραυνών, στον Αλμυρό Μαγνησίας από έντονη βροχόπτωση, χαλαζόπτωση και ισχυρούς ανέμους (Εικόνα 3.7), στο Μακρυχώρι Λάρισας από χαλαζόπτωση (Εικόνα 3.8) και στην περιοχή της λίμνης Βόλβης του νομού Θεσσαλονίκης παρατηρήθηκε σίφωνας χωρίς να έχουν καταγραφεί

καταστροφές (Εικόνα 3.9).



Εικόνα 3.7 - Πτώση δέντρου στον Αλμυρό Μαγνησίας από ισχυρούς ανέμους (Πηγή: almyros.gr)

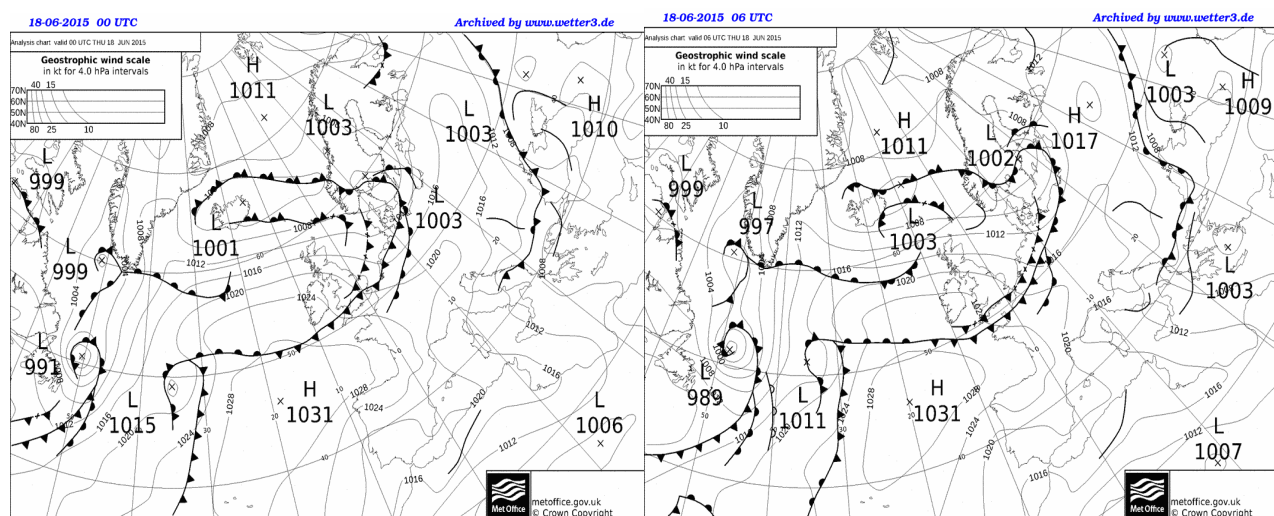


Εικόνα 3.8 - Χαλαζόπτωση στο Μακρυχώρι Λάρισας (Πηγή: iefimerida.gr)



Εικόνα 3.9 - Σίφωνας στην περιοχή της λίμνης Βόλβης του νομού Θεσσαλονίκης, 18/06/2015 Ώρα παρατήρησης: 10:30 UTC (Πηγή: metar.gr)

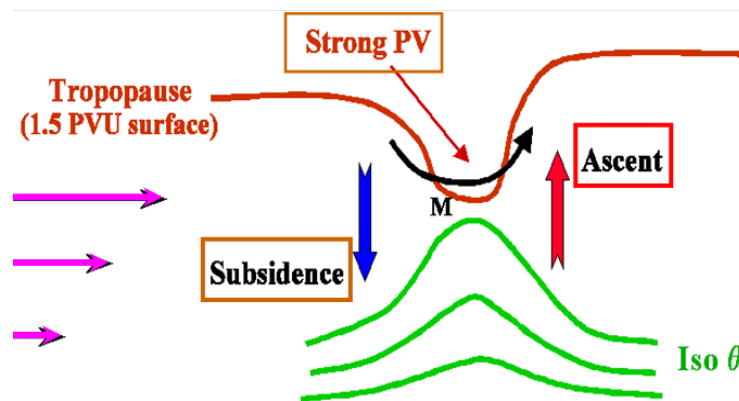
Ξεκινώντας την κυρίως μελέτη της περίπτωσης του MCS, είναι αναγκαίο να γίνει μία συνοπτική ανάλυση των χαρτών καιρού την χρονική περίοδο εκδήλωσης του καταιγιδοφόρου συστήματος, αλλά και πριν από αυτό. Τα δεδομένα για την εξαγωγή των συνοπτικών χαρτών, των κατακόρυφων τομών και των προφίλ των διαφόρων τιμών που περιγράφουν τα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας, πάρθηκαν από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF). Πιο συγκεκριμένα τα δεδομένα είναι δεδομένα επανάλυσης (Interim reanalysis data) της χρονικής περιόδου από το 1979 μέχρι σήμερα και με ανάλυση $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$. Η χωρική ανάλυση των δεδομένων δεν είναι κατάλληλη για τη μελέτη των μέσης κλίμακας διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα μέσα σε ένα MCS, όπως για παράδειγμα τη μελέτη των κατακόρυφων ρευμάτων, αλλά είναι ικανοποιητική για την περιγραφή της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας και την αναγνώριση των αιτιών δημιουργίας του καταιγιδοφόρου αυτού συστήματος.



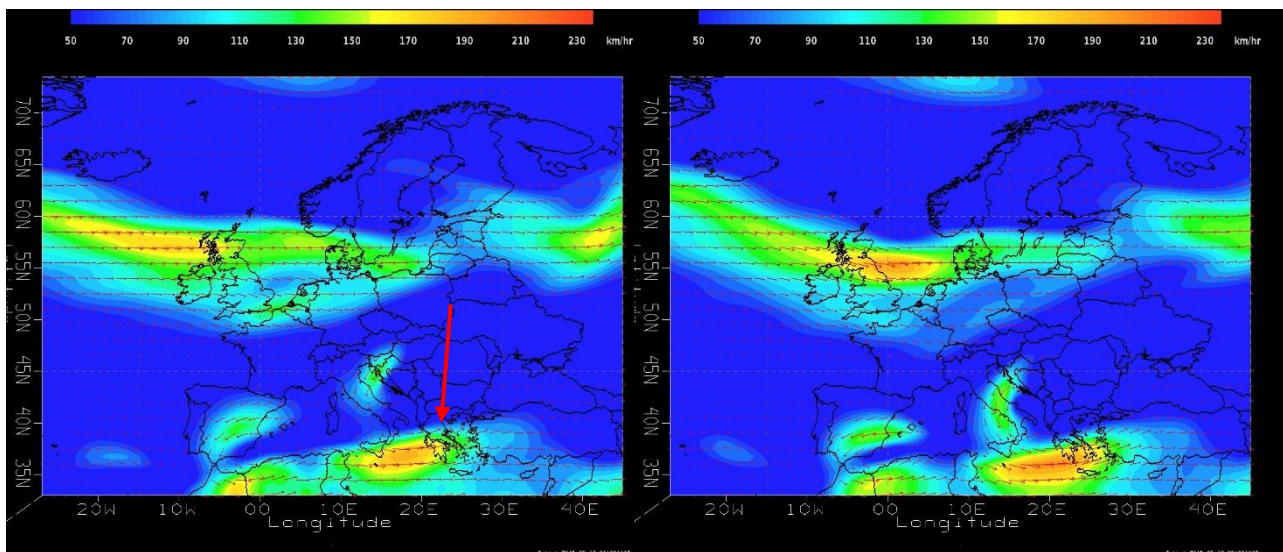
Εικόνα 3.10 - Χάρτης ανάλυσης επιφανείας της Μετεωρολογικής Υπηρεσίας του Ηνωμένου Βασιλείου για την Ευρώπη στις 18/06/2015 00 και 06 UTC.

Αρχικά, θα μελετηθεί η κατάσταση στην επιφάνεια με την ανάλυση των βαρομετρικών συστημάτων και των μετώπων. Όπως φαίνεται στους χάρτες του U.K. Met Office στην εικόνα 3.10, στις 00 UTC (03:00 ώρα Ελλάδος), η οποία είναι η χρονική στιγμή γέννησης του MCS, στην περιοχή των Βαλκανίων παρατηρείται ένα στάσιμο μέτωπο παράλληλο με τα βόρεια σύνορα της Ελλάδας το οποίο όπως φαίνεται στις 06 UTC δε φαίνεται να κινείται ιδιαίτερα. Το στάσιμο μέτωπο φαίνεται πως, λόγω της θέσης του και της φύσης του δεν σχετίζεται τόσο πολύ με τη δημιουργία του MCS. Επίσης, στις 06 UTC παρατηρείται στο νοτιοανατολικό Αιγαίο ένα χαμηλό (1003 hPa) το οποίο δίνει ανατολικής προέλευσης ανέμους στο βόρειο Αιγαίο προσδίδοντας υγρασία στα κατώτερα στρώματα

της περιοχής γέννησης της καταιγίδας (Δυτική Μακεδονία). Πιο σημαντικό ρόλο όμως φαίνεται να παίζει ένας αυλώνας (του οποίου ο άξονας δηλώνεται από τη συμπαγή μαύρη γραμμή) που επικρατεί και παραμένει πάνω από την περιοχή μελέτης η οποία δηλώνει μία διαταραχή στην ανώτερη ατμόσφαιρα, η οποία υποδηλώνει αυξημένη νέφωση και μεγάλη πιθανότητα πτώσης κατακρημνισμάτων.



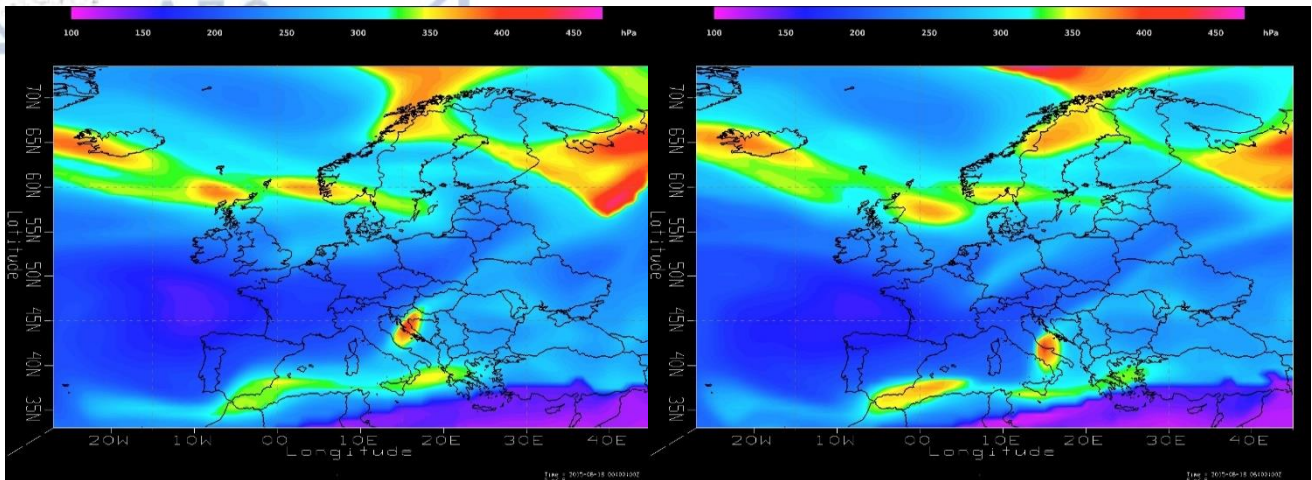
Εικόνα 3.12 - Εννοιολογικό μοντέλο ανοδικών και καθοδικών κινήσεων στα κατάντη και στα ανάντη αντίστοιχα μίας περιοχής μεγάλων τιμών δυναμικού στροβιλισμού. (Πηγή: Georgiev and Santurette, 2016)



Εικόνα 3.13 - Χάρτης ταχύτητας ανέμου (χρωματική διαβάθμιση) σε km/hr στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hPa. Με κόκκινο βέλος απεικονίζεται η αριστερή έξοδος του jet streak και η περιοχή γέννησης του MCS. Ευρώπη 18/06/2015 00 και 06 UTC.

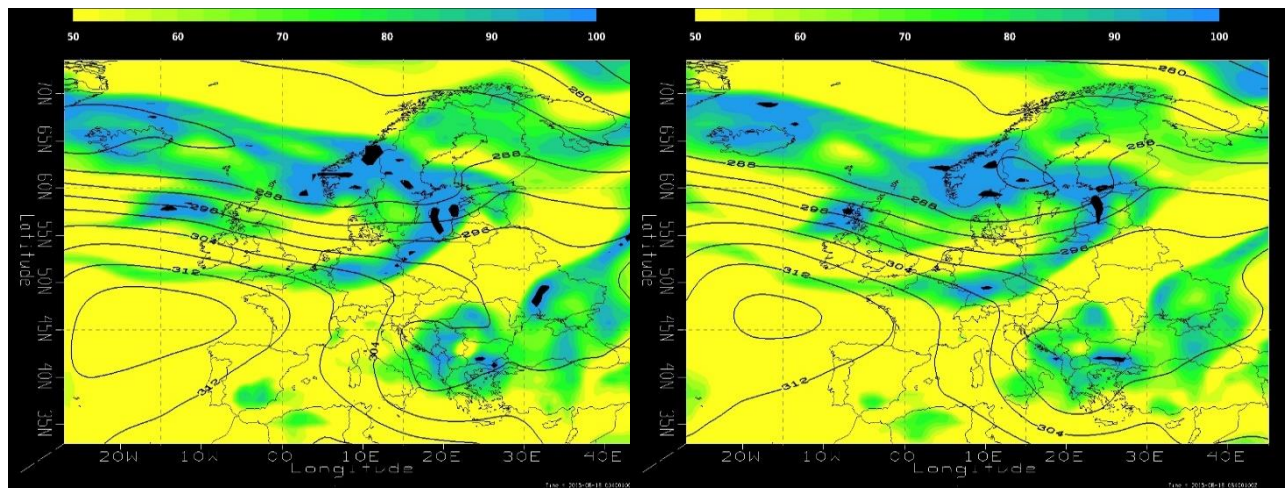
Στους χάρτες της εικόνας 3.11 αποτυπώνονται τα ύψη και οι θερμοκρασίες της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa. Το σημαντικό σε αυτήν την περίπτωση είναι το αποκομμένο ανώτερο (δεν εμφανίζεται στην επιφάνεια στις 06 UTC) χαμηλό το οποίο βρίσκεται δυτικά της περιοχής γέννησης του MCS και αποδεικνύεται ότι ακόμη και στις 06 UTC το καταιγιδοφόρο σύστημα ενισχύεται, όπως αποτυπώνεται και από το εννοιολογικό μοντέλο της εικόνας 3.12. Σε αυτήν την εικόνα φαίνεται πως το αποκομμένο χαμηλό που αναφέρθηκε, φέρει μεγάλες τιμές δυναμικού στροβιλισμού (Potential

Vorticity – PV) (Εικόνα 3.14) και στα ανατολικά του, προς την κατεύθυνση που κινείται δηλαδή, παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις.



Εικόνα 3.14 - Χάρτες πίεσης της δυναμικής τροπόπαυσης (2 PVU).
Ευρώπη 18/06/2015 00 και 06 UTC.

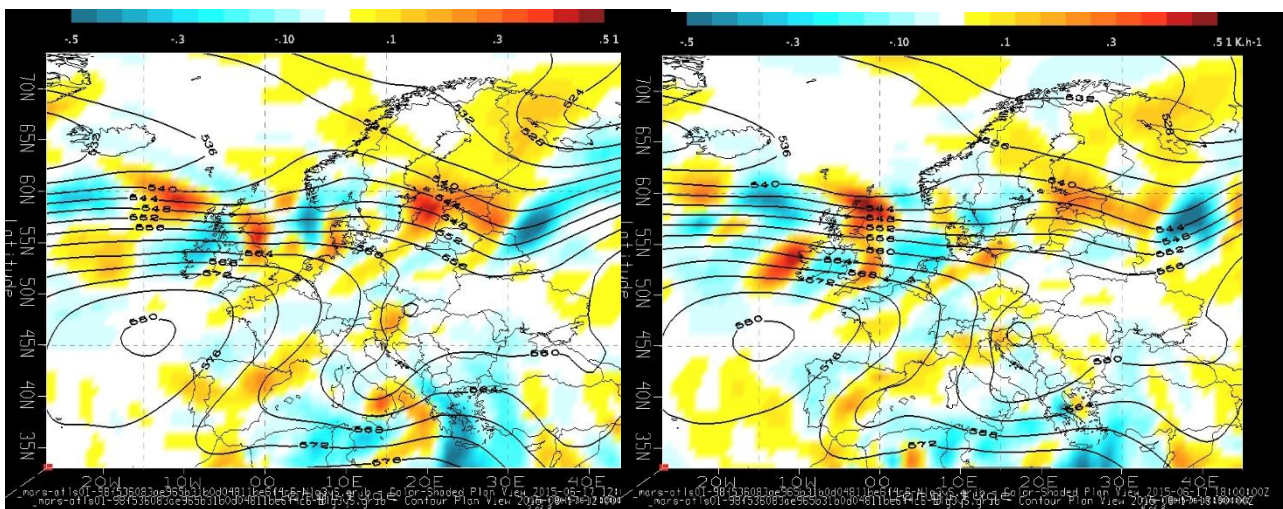
Εν συνεχεία, γίνεται ανάλυση της ανώτερης ατμόσφαιρας, όπου λαμβάνει χώρα ο αεροχειμάρρος. Στην εικόνα 3.13 παρατηρείται η θέση του πυρήνα (jet streak) του υποτροπικού αεροχειμάρρου (κίτρινες και πορτοκαλί αποχρώσεις) καθώς εκεί βρίσκονται οι υψηλότερες του ταχύτητες. Βρίσκεται νοτιοδυτικά της περιοχής εκδήλωσης του MCS, με την αριστερή έξοδό του να βρίσκεται ακριβώς από πάνω στις 00 UTC, δημιουργώντας απόκλιση αερίων μαζών στα ανώτερα στρώματα και συνεπώς σύγκλιση στα κατώτερα, η οποία βοηθάει τις ανοδικές κινήσεις (Murray and Daniels 1953).



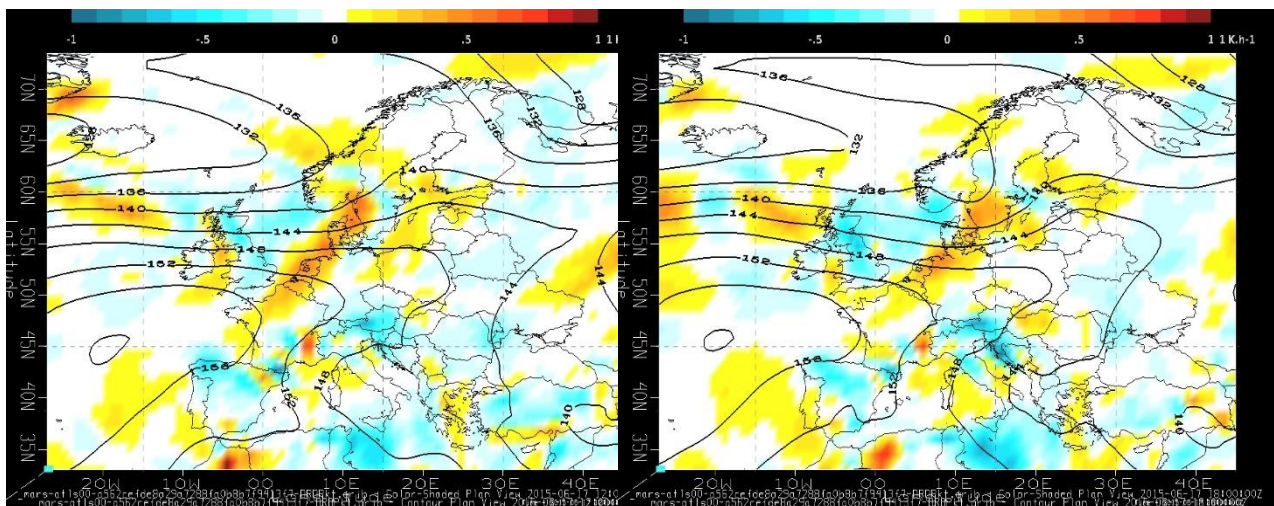
Εικόνα 3.15 - Χάρτης σχετικής υγρασίας (%) στην ισοβαρική επιφάνεια των 700 hPa. Ευρώπη 18/06/2015 00 και 06 UTC.

Παραμένοντας στα ίδια περίπου ύψη (ανώτερη τροπόσφαιρα), μελετάται στη συνέχεια το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης (Εικόνα 3.14), η οποία είναι η επιφάνεια με τιμή 2 PVU (Potential Vorticity Unit – Μονάδα Δυναμικού Στροβιλισμού) και θεωρητικά δηλώνει το όριο μεταξύ της τροπόσφαιρας και της στρατόσφαιρας. Επιπλέον, όπως θα φανεί και στην ανάλυση των

κατακόρυφων τομών, η περιοχή μεγάλων τιμών δυναμικού στροβιλισμού χαρακτηρίζεται επίσης και από έντονη κατακόρυφη βαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας, γεγονός που δηλώνει ευστάθεια και μετάβαση από την σχετικά ασταθή τροπόσφαιρα, στην ευσταθή στρατόσφαιρα. Αυτή η δυναμική επιφάνεια όταν κατέλθει στα κατώτερα στρώματα (κάτω των 300 hPa) φέρει μαζί της και μεγάλες τιμές δυναμικού στροβιλισμού, στα κατάντη των οποίων (συνήθως ανατολικά) αναπτύσσονται ανοδικές κινήσεις (Hoskins et al. 1985) γεγονός που επιβεβαιώνεται από τον χάρτη στις 00 UTC όπου η δυναμική τροπόπαυση έχει κατέλθει στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 350 hPa και τοποθετείται στις περιοχές του Ιονίου πελάγους και της δυτικής Ελλάδας. Επιπροσθέτως, οι χάρτες 3.13 και 3.14 μοιάζουν αρκετά καθώς η θέση του αεροχειμάρρου σχετίζεται άμεσα με τα ύψη της δυναμικής τροπόπαυσης.



Εικόνα 3.16 - Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας (K/hr) στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa. Ευρώπη 17/06/2016 12 και 18 UTC.

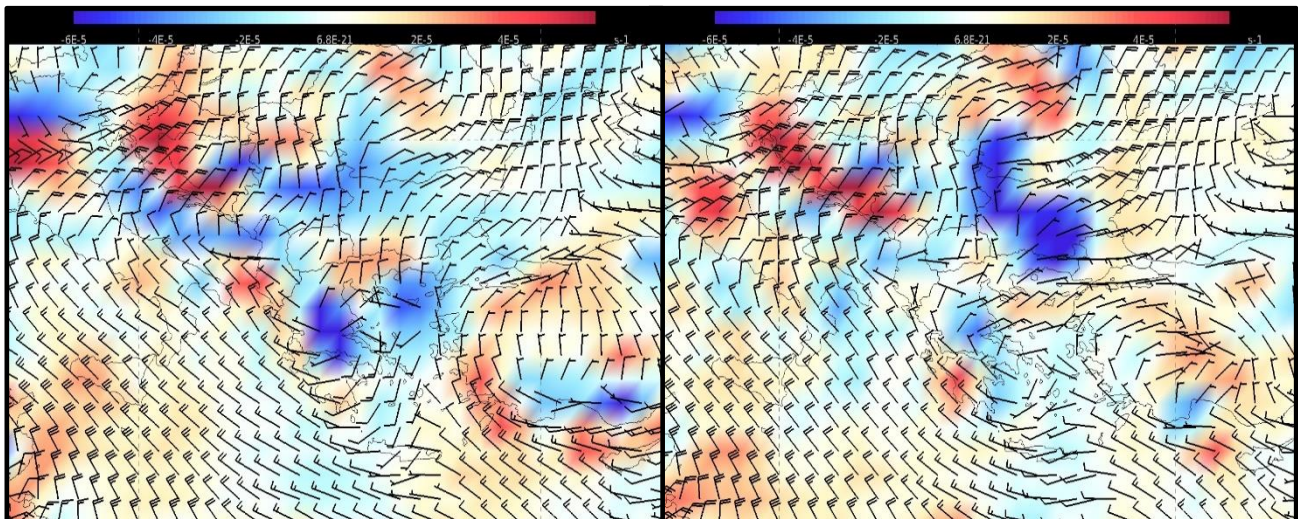


Εικόνα 3.17 - Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας (K/hr) στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa. Ευρώπη 17/06/2016 12 και 18 UTC.

Όσον αφορά την υγρασία, είναι χρήσιμο να μελετηθεί η ισοβαρική επιφάνεια των 700 hPa (Εικόνα 3.15). Πιο συγκεκριμένα μελετάται η σχετική υγρασία καθώς οι τιμές δίνουν μία σχετική

εικόνα για την πιθανότητα εκδήλωσης ή μη βροχοπτώσεων, διότι η υγρασία είναι ένα από τα βασικά συστατικά για τη γέννηση ενός καταιγισμοφόρου συστήματος. Όπως απεικονίζεται στους χάρτες, η υγρασία στην περιοχή ενδιαφέροντος είναι αρκετά αυξημένη. Συγκεκριμένα, παρατηρείται στις 00 UTC στην περιοχή της δυτικής Μακεδονίας τιμές σχετικής υγρασίας 85% οι οποίες τις επόμενες 6 ώρες (06 UTC) αυξάνονται περισσότερο και αγγίζουν μέχρι και το 95% στην περιοχή της Θεσσαλίας και του Θερμαϊκού κόλπου, όπου και βρίσκεται το MCS εκείνη τη χρονική στιγμή.

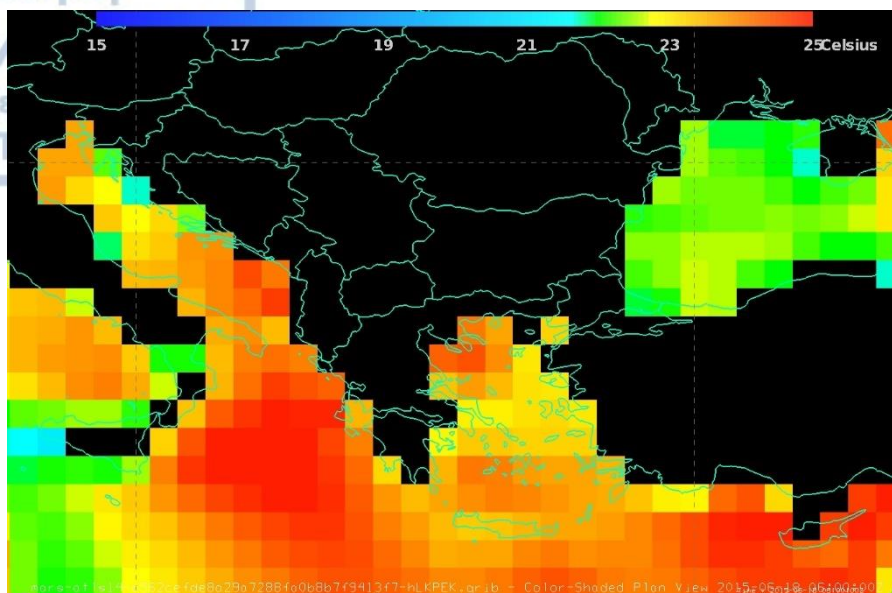
Κατεβαίνοντας σε χαμηλότερα ύψη και συγκεκριμένα στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa, (Εικόνα 3.16) παρατηρείται μία ασθενής θετική μεταφορά θερμοκρασίας, η οποία μπορεί να υπολογιστεί με το πρόγραμμα McIDAS (χρησιμοποιώντας δεδομένα ταχύτητας και κατεύθυνσης ανέμου, θερμοκρασίας και υψών) στην κατώτερη τροπόσφαιρα, στην ανατολική και βόρεια Ελλάδα, 12 ώρες πριν την εκδήλωση της καταιγίδας (12 UTC 17/06) της τάξης των +0.2 K/hr η οποία μηδενίζεται στις 18 UTC. Αντιθέτως, στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa (Εικόνα 2.17) παρατηρείται ψυχρή μεταφορά προς την περιοχή ενδιαφέροντος της τάξης των -0.3 K/hr. Αυτή η διαφοροποίηση στα διαφορετικά επίπεδα (θέρμανση στα κατώτερα στρώματα και ψύξη στα ανώτερα) δείχνει μία κατάσταση αστάθειας στην ατμόσφαιρα, η οποία θα αποδειχθεί μετέπειτα με το κατακόρυφο προφίλ της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (θ_e) και των δεικτών αστάθειας του δορυφόρου πολικής τροχιάς MODIS. Οι χρονικές στιγμές απεικόνισης της θερμικής μεταφοράς επιλέχθηκαν να αντιπροσωπεύουν το χρονικό διάστημα πριν την εκδήλωση της καταιγίδας (12 ώρες



Εικόνα 3.18 - Χάρτης σύγκλισης-απόκλισης ανέμων (s^{-1}) (χρωματική διαβάθμιση) και ταχύτητα (κόμβοι) και κατεύθυνση ανέμου στην ισοβαρική επιφάνεια των 925 hPa. Νοτιοανατολική Ευρώπη 17/06/2015 18 UTC και 18/06/2015 00 UTC.

και 6 ώρες νωρίτερα) καθώς απαιτείται χρόνος για την θέρμανση ή ψύξη της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας μέχρι τη χρονική στιγμή της γέννησης του MCS.

Ακόμη χαμηλότερα στην ισοβαρική επιφάνεια των 925 hPa, εξετάζεται η σύγκλιση και η ταχύτητα και η κατεύθυνση του ανέμου. Όπως φαίνεται και στους χάρτες της εικόνας 3.18, υπάρχει μεγάλη σύγκλιση των αερίων μαζών στην περιοχή της Θεσσαλίας της τάξης των $-5 \times 10^{-5} s^{-1}$ στις 18



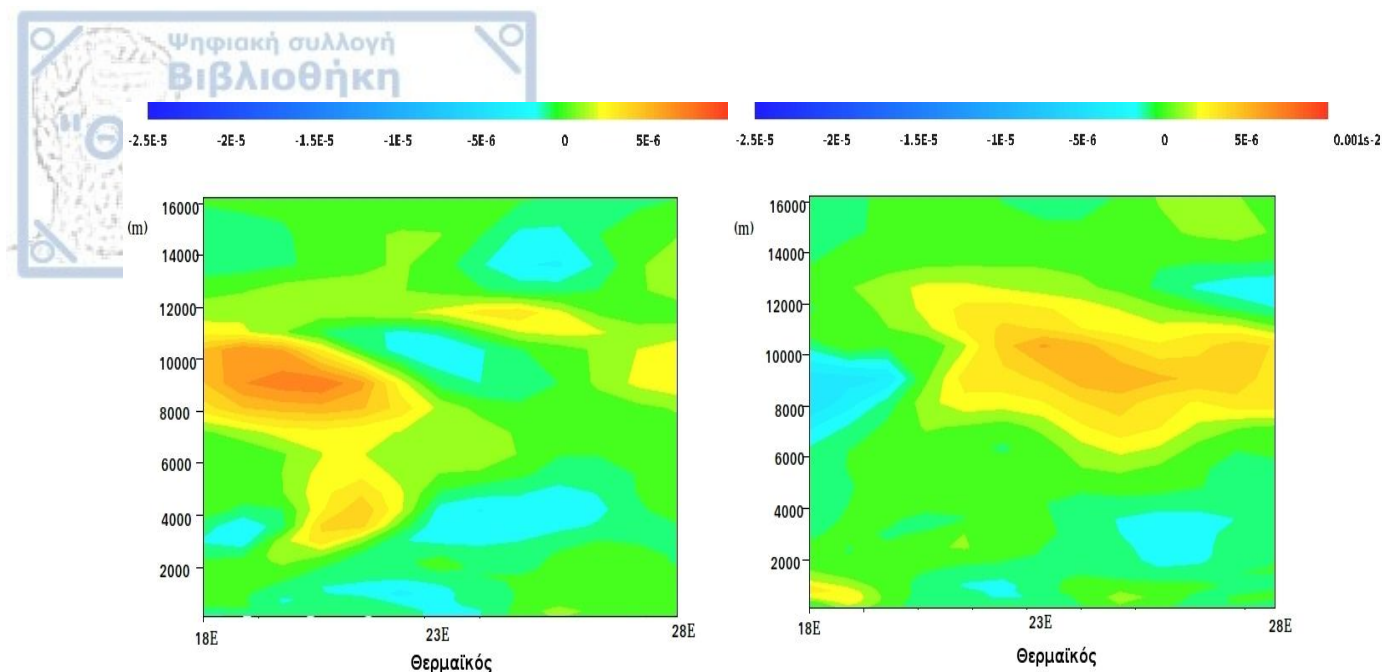
Εικόνα 3.19 - Θερμοκρασία επιφάνειας της θάλασσας (°C). Ανατολική Μεσόγειος θάλασσα 18/06/2015 06 UTC.

UTC, λόγω του χαμηλού βαρομετρικού που διασχίζει την περιοχή. Επίσης, στις 00 UTC πνέει βορειοανατολικός άνεμος στα παράλια της Θεσσαλίας ο οποίος εξασθενεί και αλλάζει κατεύθυνση από τα βορειοδυτικά δημιουργώντας και πάλι συνθήκες σύγκλισης, μικρότερου όμως βαθμού.

Στην ενίσχυση της καταιγιδοφόρου δράσης συνετέλεσε και η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή του Θερμαϊκού όπου η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων βρίσκεται στους 24 με 24.5°C (Εικόνα 3.19). Αυτές οι θερμοκρασίες είναι υψηλότερες σε αυτήν την περιοχή για την περίοδο του Ιουνίου, και συνεισφέρουν σημαντικά στη μεταφορά αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στην ατμόσφαιρα και στη συντήρηση της έντασης του MCS καθώς στις 06 UTC το MCS έχει ήδη δημιουργηθεί και περνάει από τη στεριά στο Θερμαϊκό κόλπο.

3.2.1. Κατακόρυφες Τομές

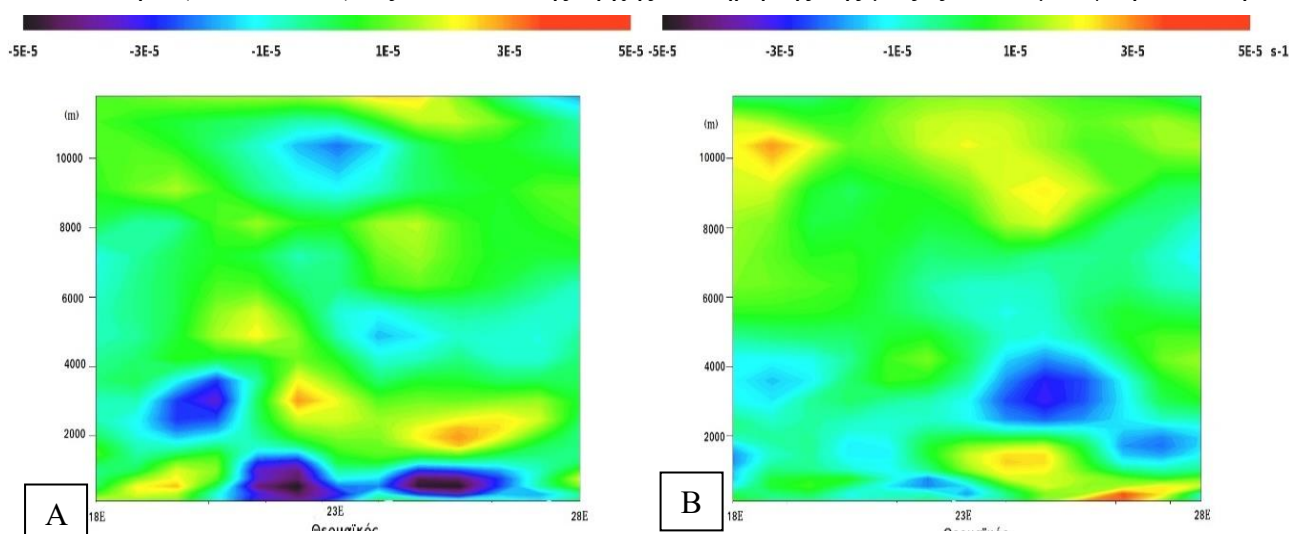
Συμπληρωματικά με τους συνοπτικούς χάρτες των διάφορων ισοβαρικών επιπέδων, παρουσιάζονται και κατακόρυφες τομές κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους 39.8°B από το γεωγραφικό μήκος των 18° μέχρι 28° (Εικόνα 3.1 – Θέση της τομής). Η θέση της τομής ορίστηκε από το γεωγραφικό πλάτος και γεωγραφικό μήκος της θέσης του MCS (39.8° B και 22° A) στις 06 UTC. Ακολουθούν τρεις κατακόρυφες τομές οι οποίες βοηθούν στην αναγνώριση του τρόπου γέννησης και των χαρακτηριστικών που συνέβαλαν στη δημιουργία του MCS της συγκεκριμένης περίπτωσης.



Εικόνα 3.20 - Κατακόρυφες τομές οριζόντια μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού ($10^{-3}s^{-2}$) (Γεωγραφικό πλάτος $39.8^{\circ}B$, Γεωγραφικό Μήκος $18^{\circ}-23^{\circ}A$) 17/06/2015 18 UTC και 18/06/2015 00 UTC

Στην εικόνα 3.20 απεικονίζεται η οριζόντια μεταφορά σχετικού στροβιλισμού. Σε κίτρινες και πορτοκαλί αποχρώσεις αντιστοιχούν οι θετικές τιμές μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού. Οι μέγιστες τιμές που βρίσκονται περίπου στο ύψος των 10 χιλιομέτρων, αντιστοιχούν με το ανατολικό μέρος της βυθιζόμενης δυναμικής τροπόπαυσης. Σε αυτές τις περιοχές συναντάται αύξηση της μεταφοράς του θετικού στροβιλισμού κατά ύψος στα γεωγραφικά μήκη 21° και 23° . Αυτή η καθ' ύψος αύξηση οδηγεί σε απόκλιση των αερίων μαζών στα ανώτερα στρώματα και σύγκλιση κοντά στην επιφάνεια, με συνέπεια τις ανοδικές κινήσεις και τη δημιουργία νέφωσης και πιθανών καταιγίδων (Sutcliffe 1947).

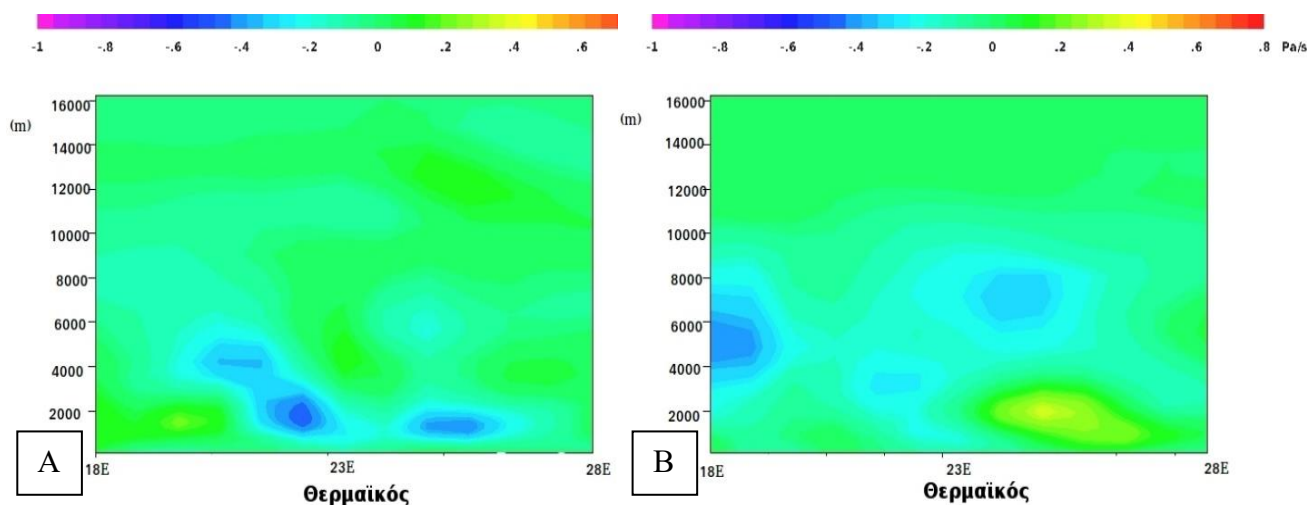
Επιπλέον, στις κατακόρυφες τομές της εικόνας 3.21, φαίνεται η απόκλιση ($2 \times 10^{-5} s^{-1}$) στα ανώτερα στρώματα (8000-10000 μέτρα) όπως αναφέρθηκε παραπάνω και η εντονότερη σύγκλιση στα κατώτερα ($-4.5 \times 10^{-5} s^{-1}$) ως συνέπεια της αρχής διατήρησης της μάζας του ατμοσφαιρικού αέρα



Εικόνα 3.21 - Κατακόρυφες τομές Σύγκλισης και Απόκλισης (s^{-1}) (Γεωγραφικό πλάτος $39.8^{\circ}B$, Γεωγραφικό Μήκος $18^{\circ}-23^{\circ}A$) 17/06/2015 18 UTC και 18/06/2015 00 UTC

(Trenberth 1991) (18 UTC, 22° γεωγραφικό μήκος). Επίσης, η επιφανειακή σύγκλιση φαίνεται να υποβοηθείται από τοπικούς παράγοντες όπως η τοπική σύγκλιση των ανέμων κοντά στην επιφάνεια (Εικόνα 3.18). Αργότερα, στις 00 UTC (Εικόνα 3.21B) η απόκλιση των αερίων μαζών δείχνει μία μικρή αύξηση στην περιοχή μελέτης (22° A) στο ύψος της τροπόπαυσης (10000 μέτρα).

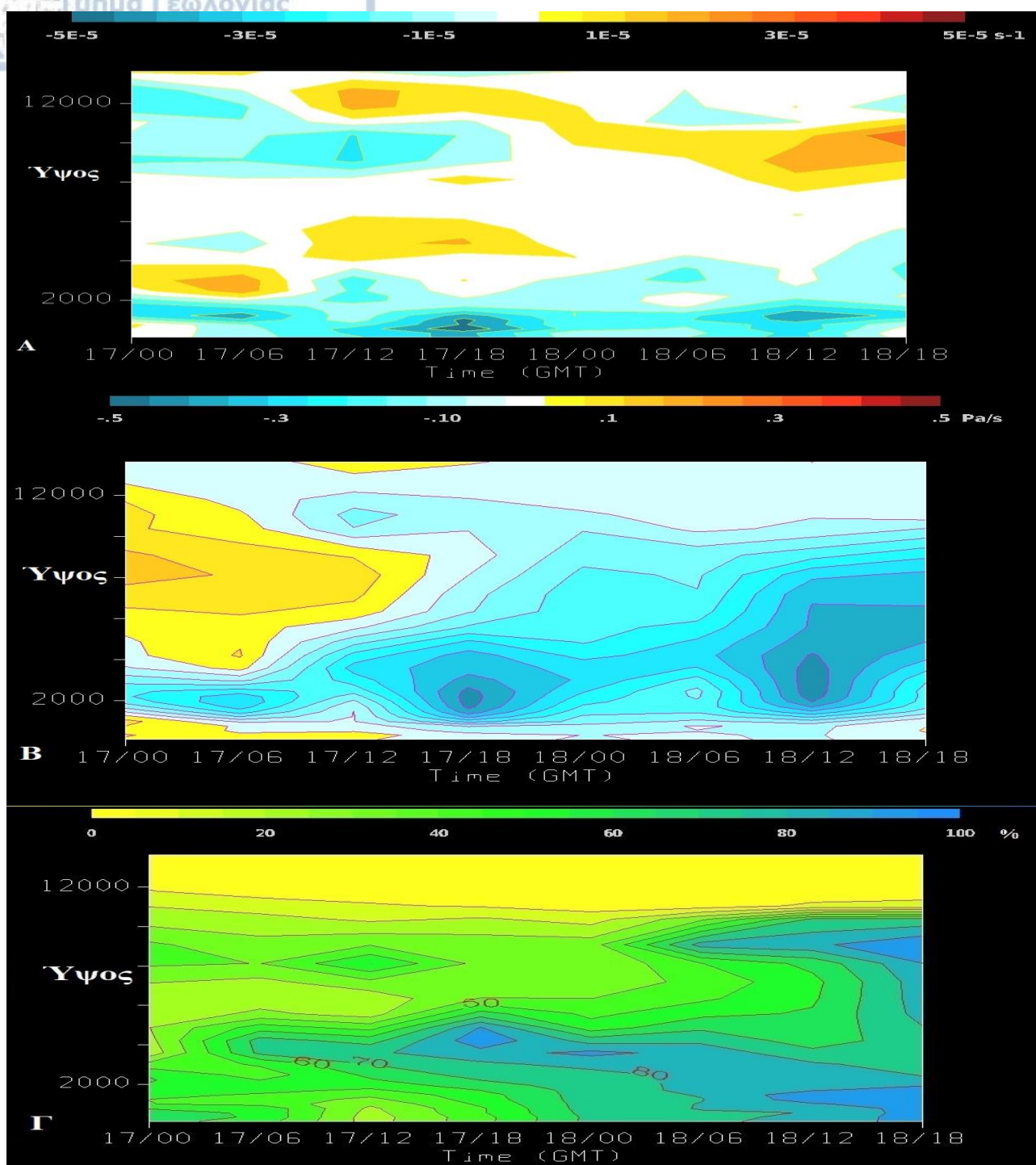
Επιπροσθέτως, απεικονίζονται και οι κατακόρυφες κινήσεις, οι οποίες και αυτές με τη σειρά τους επιβεβαιώνουν τη γέννηση του συστήματος από αίτια τα οποία προκλήθηκαν από τις θερμοδυναμικές (θερμοδυναμική αστάθεια) και από τις συνθήκες της ανώτερης ατμόσφαιρας, δηλαδή την ιδανική παρουσία των μεγίστων ταχυτήτων (jet streak) του αεροχειμάρρου (η αριστερή έξοδος του βρίσκεται πάνω από την περιοχή που ξεκίνησε το MCS). Στην εικόνα 3.22 οι γαλάζιες



Εικόνα 3.22 - Κατακόρυφες τομές Κατακόρυφων Κινήσεων (Pa/s) (Γεωγραφικό πλάτος 39.8°B, Γεωγραφικό Μήκος 18°-23° A) 17/06/2015 18 UTC και 18/06/2015 00 UTC

αποχρώσεις (αρνητικές τιμές) δηλώνουν ανοδικές κινήσεις, ενώ οι πράσινες και οι κίτρινες (θετικές τιμές) δηλώνουν καθοδικές κινήσεις. Όπως παρατηρείται και στις προηγούμενες κατακόρυφες τομές, οι περιοχές (22° A) όπου παρατηρείται αύξηση της μεταφοράς θετικού σχετικού στροβιλισμού κατά ύψος, σύγκλιση στα κατώτερα στρώματα και απόκλισης στα ανώτερα, παράλληλα λαμβάνουν χώρα και ανοδικές κινήσεις οι οποίες αγγίζουν μέχρι και τα -0.6 Pa/s (17/06 18 UTC). Από την άλλη πλευρά, οι ανοδικές κινήσεις δεν συνεχίζονται και στα ανώτερα στρώματα, (8000 με 10000 μέτρα) παρά μόνο στις 00 UTC, δηλαδή τη χρονική στιγμή δημιουργίας του MCS.

3.2.2. Διαγράμματα Hovmoller



Εικόνα 3.23 - Διαγράμματα Hovmoller (ύψους-χρόνου σε μέτρα-ημέρα/ώρα). Α) Σύγκλιση και Απόκλιση αερίων μαζών (s^{-1}), Β) Κατακόρυφες Κινήσεις (Pa/s) και Γ) Σχετική Υγρασία (%)
Σημείο παρατήρησης: 39.8° Β 21.5° Α

Σε συνέχεια των κατακόρυφων απεικονίσεων της ατμόσφαιρας, παρουσιάζονται τα διαγράμματα ύψους – χρόνου, ή αλλιώς τα διαγράμματα Hovmoller (ύψους-χρόνου). Το κυρίως χαρακτηριστικό των διαγραμμάτων Hovmoller είναι ότι στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο χρόνος (οι τιμές αντιστοιχούν σε ένα σταθερό σημείο) και το πως αλλάζουν οι ιδιότητές του με το πέρασμα

του χρόνου. Στη συγκεκριμένη περίπτωση στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το ύψος σε μέτρα και στον οριζόντιο ο χρόνος με χρονικό βήμα έξι ωρών.

Στην εικόνα 3.23Α στο σημείο γέννησης του MCS (39.8° Β και 23° Α) παρουσιάζεται η σύγκλιση και η απόκλιση και πιο συγκεκριμένα στις 18 UTC (17/06) παρατηρείται ισχυρή σύγκλιση στα κατώτερα στρώματα (κάτω από το υψόμετρο των 2000 μέτρων), αλλά στη μέση τροπόσφαιρα (μεταξύ 4000 και 6000 μέτρων) υπάρχει απόκλιση. Επίσης, ακόμα ψηλότερα παρατηρείται η ίδια διαδοχή σύγκλισης και απόκλισης. Αυτό δεν είναι αρκετό να δώσει ανοδικά ρεύματα προς το ύψος της τροπόπαυσης. Τις επόμενες έξι ώρες όμως, η απόκλιση και η σύγκλιση απουσιάζουν από τη μέση τροπόσφαιρα και παρατηρείται η κλασσική εικόνα που θα αναμενόταν για την εκδήλωση καταιγιδοφόρου δραστηριότητας, δηλαδή σύγκλιση στα χαμηλά ύψη, απόκλιση κοντά στην τροπόπαυση και σχεδόν μηδενικές τιμές απόκλισης στη μέση ατμόσφαιρα.

Στην επόμενη εικόνα (Εικόνα 3.23Β), απεικονίζονται οι κατακόρυφες κινήσεις. Και σε αυτήν την εικόνα, στις 18 UTC (17/06) παρατηρούνται έντονα ανοδικά ρεύματα, τα οποία λόγω της απόκλισης στη μέση τροπόσφαιρα, δεν μπορούν να προχωρήσουν παραπάνω και δημιουργείται ένα είδος κάλυψης (capping), η οποία αργότερα στις 00 UTC (18/06) υποχωρεί και σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη επικρατούν ανοδικά ρεύματα.

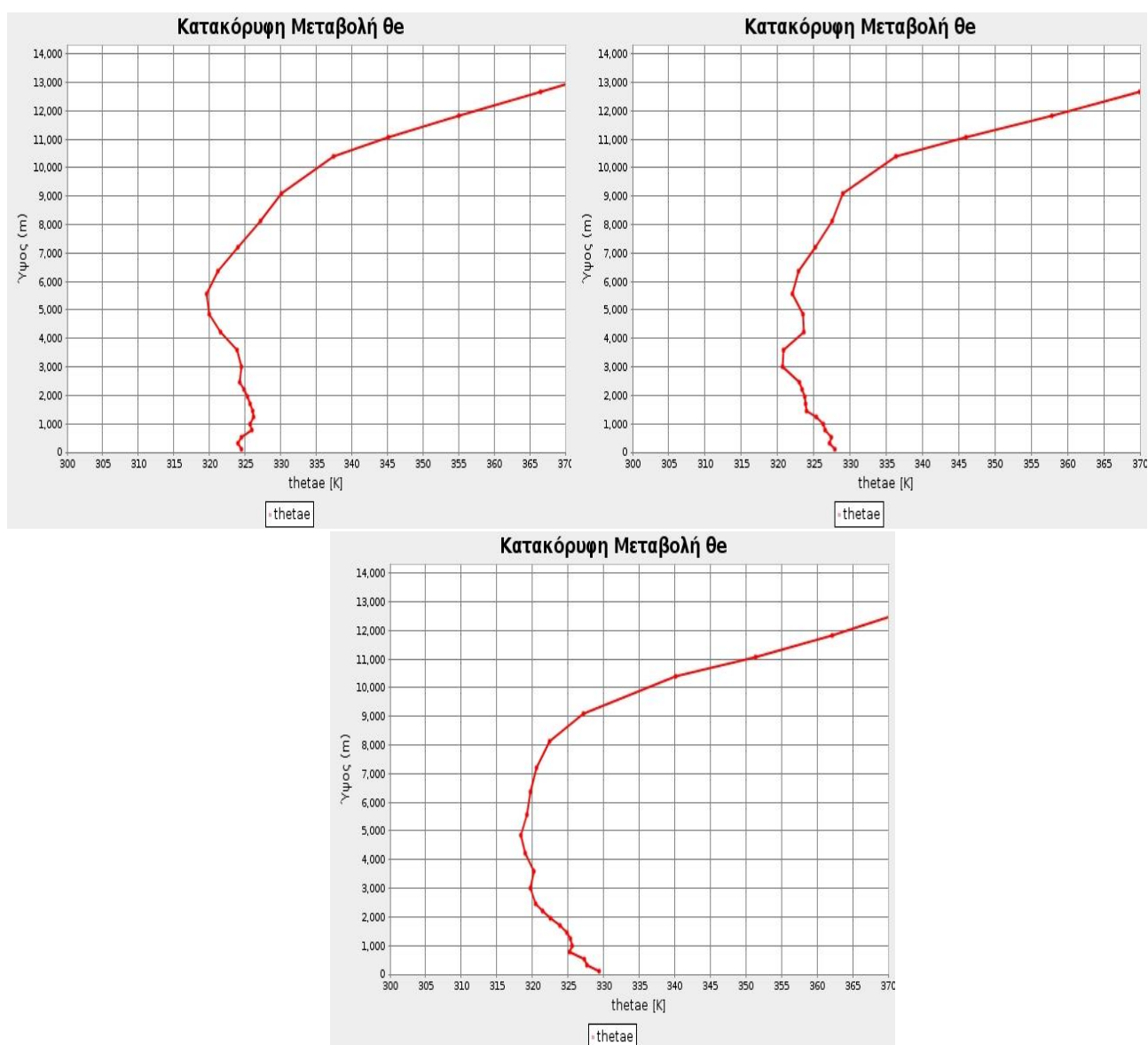
Τέλος, στην εικόνα 3.23Γ παρουσιάζεται η σχετική υγρασία και αναλυτικότερα στις 18 και 00 UTC, η οποία είναι υψηλή στο ύψος των 4000 μέτρων και μειώνεται απότομα πάνω από τα 5500 μέτρα (κοντά στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa) όπου η σχετική υγρασία μειώνεται κάτω από το 60%. Η κατακόρυφη αυτή κατανομή παρουσιάζεται εν μέρει και από την εικόνα 3.11, όπου ένα αποκομμένο χαμηλό, το οποίο σχετίζεται με εισροή στρατοσφαιρικού αέρα (Εικόνα 3.14), πλησιάζει την περιοχή δίνοντας χαμηλές τιμές θερμοκρασίας και χαμηλές τιμές ειδικής υγρασίας (Gray et al. 1994), οι οποίες αναλογικά μειώνουν και τη σχετική υγρασία, καθώς σύμφωνα με τους Gouget et al. (2000), όταν μάζα στρατοσφαιρικού αέρα (υψηλές τιμές δυναμικού στροβιλισμού – Εικόνα 3.14) κατέλθει στα κατώτερα επίπεδα, δηλαδή κάτω από το μέσο ύψος της τροπόπαυσης στην περιοχή, τότε αυτή σχετίζεται με χαμηλές τιμές σχετικής υγρασίας (Gouget et al. 2000). Αυτή η στρωμάτωση υγρού και θερμού αέρα (λόγω θετικής θερμικής μεταφοράς) στα χαμηλά ύψη, όπως φαίνεται στην εικόνα 3.16 (850hPa – περίπου 1500 μέτρα ύψος) και ψυχρού και ξηρού αέρα στα ανώτερα στρώματα (πάνω από τα 5000 μέτρα), δημιουργεί μειωμένες συνθήκες ευστάθειας λόγω μεγάλης κατακόρυφης θερμοβαθμίδας και ευνοεί τη δημιουργία έντονων ανοδικών ρευμάτων.

Σημειώνεται πως τα ανοδικά ρεύματα ενδέχεται να είναι πολύ ισχυρότερα σε τοπική κλίμακα, δηλαδή σε μία περιοχή που καλύπτει ένα καταιγιδοφόρο κύτταρο. Η χωρική ανάλυση των δεδομένων του ECMWF (ERA-Interim - 80x80 χιλιόμετρα) δεν είναι ικανή για να διακρίνει τέτοιες κινήσεις, όπως θα μπορούσε να διακρίνει με ευκολία ένα μη-υδροστατικό μοντέλο αριθμητικής πρόγνωσης, αλλά δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα για την κατανόηση της συνοπτικής κατάστασης του

περιβάλλοντος του MCS και των λόγων δημιουργίας του.

3.2.3. Ισοδύναμη Δυναμική Θερμοκρασία θ_e

Η μεταβολή της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας σε λιγότερο ευσταθείς συνθήκες υποδεικνύεται και από τη μείωση της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας με το ύψος (Bolton 1980). Η ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία, θ_e ορίζεται ως η θερμοκρασία που αποκτά μία αέρια μάζα όταν συμπυκνωθούν όλοι της οι υδρατμοί, απελευθερώνοντας τη λανθάνουσα θερμότητά τους, και ακολούθως μεταφερθεί στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 1000 hPa (Paluch 1979). Όπως παρουσιάζεται στη διαδοχή των κατακόρυφων προφίλ της εικόνας 3.24 στην περιοχή γέννησης του MCS, στο πρώτο προφίλ (12 UTC 17/06) η μεταβολή της θ_e είναι σχεδόν μηδενική από την επιφάνεια

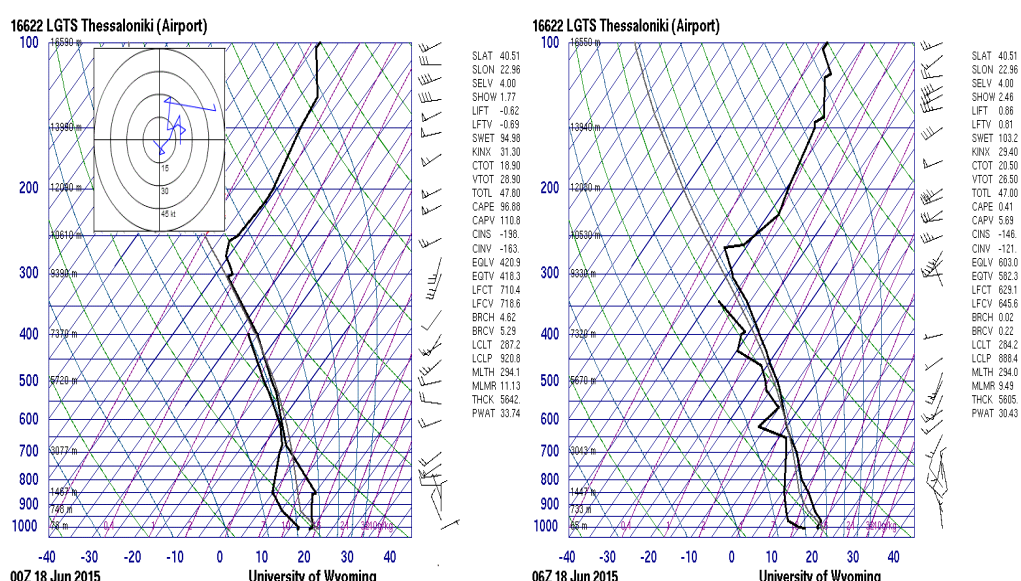


Εικόνα 3.24 - Προφίλ κατακόρυφης μεταβολής της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας, θ_e (K) κατά ύψος (m) τις χρονικές στιγμές 12 UTC, 18 UTC (17/06) και 00 UTC (18/06). Γεωγραφική περιοχή: 39,8° B, 21.5° A

μέχρι τα 4000 μέτρα. Από τα 4000 μέχρι τα 5500 μέτρα η θ_e μειώνεται και ακόμα ψηλότερα ακολουθεί μία αύξηση. Στο δεύτερο προφίλ (18 UTC) η θ_e αλλάζει συμπεριφορά και μειώνεται από την επιφάνεια μέχρι τα 3000 μέτρα δείχνοντας πως η κατώτερη τροπόσφαιρα οδηγείται σε μία κατάσταση αστάθειας. Ψηλότερα και μέχρι το ύψος των 6000 μέτρων η μεταβολή περίπου μηδενίζεται και στα ανώτερα στρώματα αυξάνεται. Τέλος, στο τελευταίο προφίλ που αντιστοιχεί με τη χρονική στιγμή εκδήλωσης του MCS, το πάχος της ατμοσφαιρικής στήλης, που δείχνει μείωση της θ_e κατά ύψος, αυξάνεται και η ατμόσφαιρα οδηγείται σε μεγαλύτερη δυνητική αστάθεια (potential instability) διευκολύνοντας έτσι την ανάπτυξη κατακόρυφων κινήσεων λόγω της ύπαρξης σύγκλισης στην κατώτερη τροπόσφαιρα και ανοδικών κινήσεων. Το πάχος αυτό, που παρατηρείται η μείωση της θ_e , φτάνει τα 5000 μέτρα από την επιφάνεια.

3.2.4. Ραδιοβολίσσεις και Δείκτες Αστάθειας

Οι ραδιοβολίσσεις είναι ένα μέσο απεικόνισης της κατακόρυφης μεταβολής των μετεωρολογικών παραμέτρων της ατμόσφαιρας σε ένα σημείο, που όμως αντιπροσωπεύουν ένα μεγαλύτερο κομμάτι της περιοχής της ραδιοβόλισης. Τα δεδομένα που λαμβάνονται από τη μέτρηση βοηθούν στην πρόβλεψη σημαντικών χαρακτηριστικών όπως της μεταβολής της ευστάθειας της ατμόσφαιρας, της θερμικής μεταφοράς, αλλά κυρίως την πρόβλεψη επερχόμενων καταιγίδων στην περιοχή. Στη μελέτη του MCS λαμβάνονται τα δεδομένα της ραδιοβόλισης του αεροδρομίου της Θεσσαλονίκης στις 00 UTC και 06 UTC (18/06) η οποία είναι η πλησιέστερη ραδιοβόλιση στην περιοχή γέννησης του MCS (Δυτική Μακεδονία). Στην εικόνα 3.25 και στην πρώτη ραδιοβόλιση (00

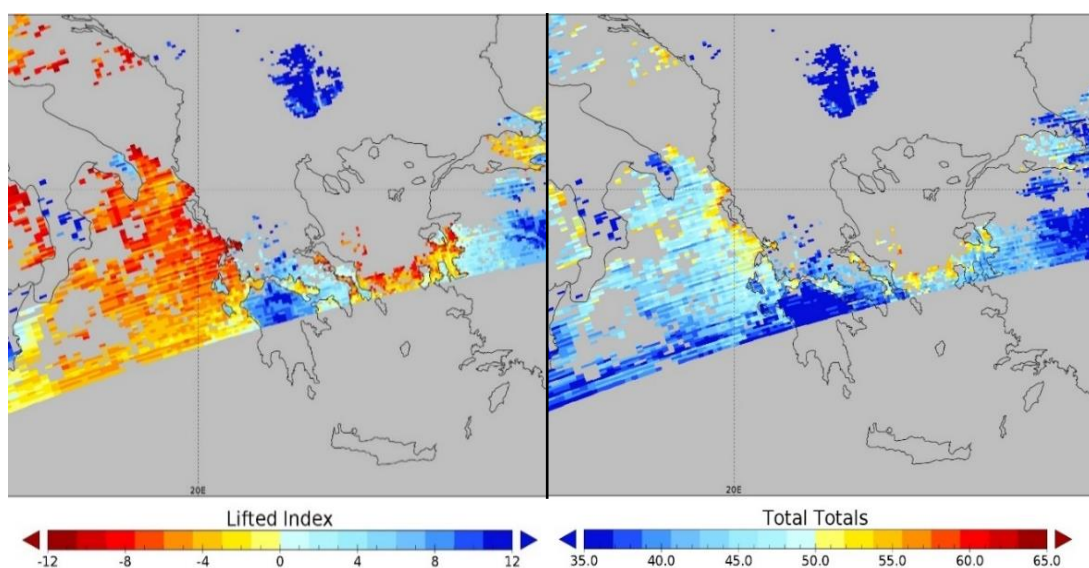


Εικόνα 3.25 - Ραδιοβολίσσεις του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης στις 00 και 06 UTC 18/06/2015. Στις 00 UTC ένθετος οδογράφος των ανέμων σε κόμβους (knots).

Πηγή: University of Wyoming

UTC) παρατηρείται χαμηλή σχετική υγρασία στα κατώτερα στρώματα, ενώ από τα 725 hPa και ανώτερα, η σχετική υγρασία αυξάνεται σε επίπεδο δημιουργίας νέφωσης ($>90\%$ σχετική υγρασία). Επίσης, ο άνεμος δεν παρουσιάζει σημαντική μεταβολή (25 κόμβους) κατά ύψος στην ένταση και στην κατεύθυνσή του, όπως παρουσιάζεται στον ένθετο οδογράφο. Ακόμη, οι δείκτες αστάθειας όπως οι δείκτες lifted Index, CAPE και Total Totals, που παρατίθεται δεξιά της ραδιοβόλισης δίνουν τιμές που να σηματοδοτούν επικείμενες καταιγίδες, αλλά μία ευσταθή ή μερικώς ασταθή ατμόσφαιρα. Επιπροσθέτως, απεικονίζεται και η ραδιοβόλιση στις 06 UTC με παρόμοιες συνθήκες. Παρ' όλο που έχει εκδηλωθεί ήδη η καταιγίδα, η δράση της συνεχίζεται και μετά τη ραδιοβόλιση αυτή. Ο λόγος των συγκριτικά χαμηλών τιμών των δεικτών αστάθειας με την ένταση του MCS ίσως οφείλεται στη θέση της ραδιοβόλισης η οποία απέχει 150 χιλιόμετρα από το σημείο της αρχικής εκδήλωσης του MCS, αλλά και λόγω της προϋπάρχουσας καταιγιδοφόρου δράσης καθώς στις ραδιοβολίσεις (Εικόνα 3.25) το προφίλ θερμοκρασίας ακολουθεί την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Γι' αυτό το λόγο παρατίθενται και οι δείκτες αστάθειας (Lifted Index και Total Totals) του δορυφόρου πολικής τροχιάς MODIS. Ο δείκτης Lifted Index ορίζεται ως η διαφορά της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa μείον τη θερμοκρασία ενός ανερχόμενου πακέτου αέρα στο ίδιο ύψος που ξεκίνησε από το LCL (Lifted Condensation Level) (Galway 1956). Οι θετικές τιμές σηματοδοτούν ευστάθεια της ατμόσφαιρας, ενώ οι αρνητικές δηλώνουν αστάθεια και πιθανότητα καταιγίδων οι οποίες μπορεί να είναι και ισχυρές (ανάλογα με την τιμή). Στη συνέχεια, χρησιμοποιείται ο δείκτης Total Totals ο οποίος χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της έντασης μία επερχόμενης καταιγίδας και εξάγεται από το άθροισμα των δεικτών Cross Totals και Vertical Totals. Ο Vertical Totals είναι η θερμοκρασιακή



**Εικόνα 3.26 - Δείκτες Αστάθειας Lifted Index και Total Totals του δορυφόρου MODIS
17/06/2015 20:36 UTC**

διαφορά των επιφανειών στα 850 και 500 hPa ($T_{850} - T_{500}$), ενώ ο Cross Totals είναι η διαφορά της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου στα 850 hPa μείον τη θερμοκρασία στα 500 hPa ($T_{d850} - T_{500}$). Στην εικόνα 3.26 απεικονίζονται οι δύο δείκτες αστάθειας, οι οποίοι δεν καλύπτουν ολόκληρη την περιοχή καθώς ο δορυφόρος MODIS χρειάζεται ανέφελες συνθήκες για την εξαγωγή των δεικτών. Ο πρώτος δείκτης (Lifted Index) πάνω από την ξηρά και πιο συγκεκριμένα, πάνω από την κεντρική Ελλάδα (Στερεά Ελλάδα) δίνει τιμές που δηλώνουν ευσταθή ατμόσφαιρα. Όμως ανατολικότερα, στο δυτικό Αιγαίο, ο δείκτης αγγίζει τιμές έως και -8 που σημαίνει πως η ατμόσφαιρα είναι εξαιρετικά ασταθής. Αυτό ίσως οφείλεται στις υψηλές τιμές θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας, οι οποίες είναι υψηλές για την περίοδο του Ιουνίου (Εικόνα 3.19). Τέλος και ο δείκτης Total Totals δίνει παρόμοια αποτελέσματα με τιμές που φτάνουν τα 58 (πορτοκαλί απόχρωση) στην περιοχή του δυτικού Αιγαίου πελάγους.

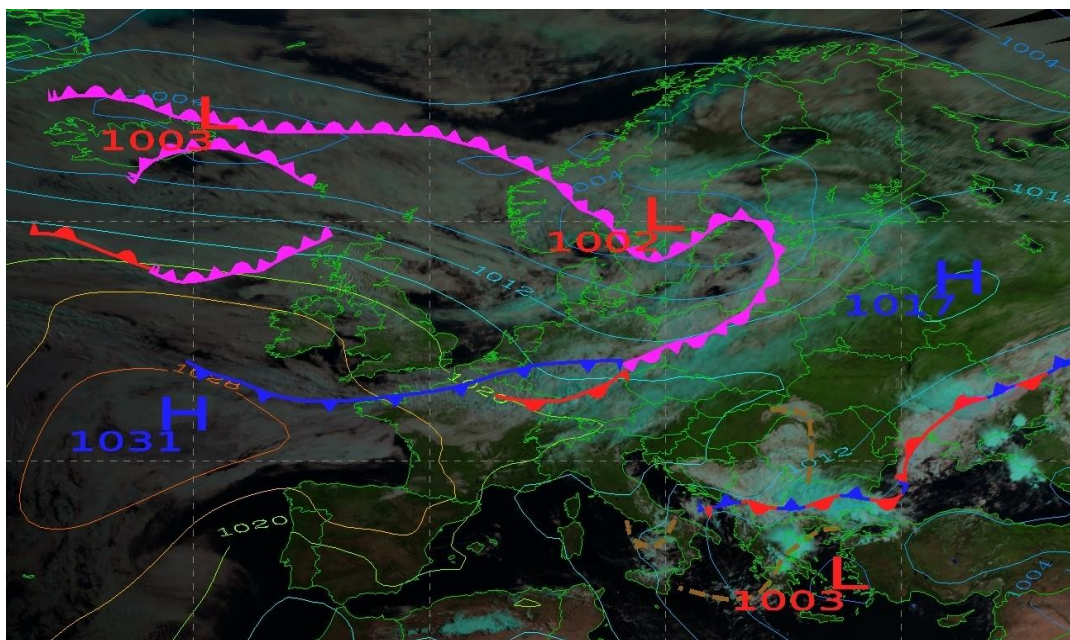
3.2.5. Αίτια δημιουργίας του MCS

Σύμφωνα με την ανάλυση των συνοπτικών χαρτών, των τεφιγραμμάτων των ραδιοβολίσεων και των δεικτών αστάθειας, συμπεραίνεται πως το έναυσμα για την εκκίνηση της ανωμεταφοράς και τη δημιουργία του MCS, δόθηκε από την ανώτερη ατμόσφαιρα με βοήθεια από τα κατώτερα στρώματα και με αίτια δυναμικά και θερμοδυναμικά. Αναλυτικότερα, η περιοχή δημιουργίας του MCS βρίσκεται κάτω από την αριστερή έξοδο ενός jet streak του υποτροπικού αεροχειμάρρου, όπου δημιουργείται απόκλιση των αερίων μαζών που παράλληλα εκδηλώνονται ανοδικά ρεύματα για την αναπλήρωση του κενού που δημιουργείται. Όσον αφορά τη θερμική μεταφορά, στα 850 hPa και τα 500 hPa λαμβάνει χώρα θέρμανση και ψύξη αντίστοιχα, γεγονός που ευνοεί τη δυναμική αστάθεια.

Σύμφωνα βέβαια με τα θερμοδυναμικά διαγράμματα για την περιοχή της Θεσσαλονίκης δεν παρατηρείται έντονη αστάθεια, καθώς οι δείκτες LI και Total Totals είναι σχετικά χαμηλοί, όπως επίσης και το CAPE (Convective Available Potential Energy). Όμως η θέση της ραδιοβόλισης (αεροδρόμιο Θεσσαλονίκης) που πραγματοποιήθηκε, βρίσκεται αρκετά μακριά από την περιοχή εκδήλωσης του MCS. Αντιθέτως, ο δορυφόρος MODIS πάνω από τις υδάτινες μάζες δίνει αρκετά μεγάλους δείκτες αστάθειας οι οποίοι δηλώνουν πως με το πέρασμα της καταιγίδας πάνω από το Αιγαίο το MCS θα διατηρήσει την έντασή του. Σημειώνεται πως το MCS δημιουργήθηκε πάνω από την ξηρά. Επομένως, το χαρακτηριστικό που βοήθησε καταλυτικά την εκδήλωση των ανοδικών κινήσεων ήταν η σύγκλιση των ανέμων στα χαμηλότερα στρώματα. Τέλος, αποδεικνύεται πως τα αίτια του φαινομένου ήταν καθαρά δυναμικά και όχι λόγω θέρμανσης καθώς η έναρξη της δραστηριότητας πραγματοποιήθηκε στις 03:00 τοπική ώρα.

3.3. Ανάλυση Δορυφορικών Εικόνων του MSG

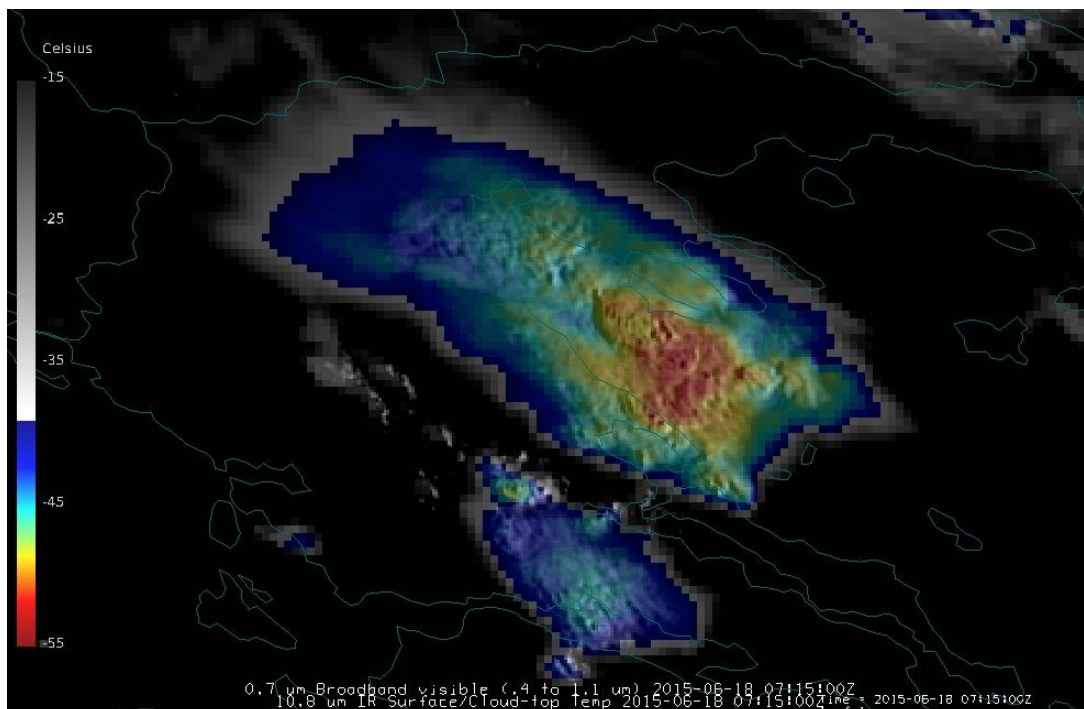
Στην παρούσα μελέτη, η χρήση των δορυφορικών εικόνων του δορυφόρου MSG-10 της EUMETSAT παρέχει τη δυνατότητα παρακολούθησης και μελέτης του MCS καθ' όλη τη διάρκεια της ζωής του, από τη δημιουργία του μέχρι τη διάλυσή του. Επίσης, χάρη στα πολλαπλά κανάλια ανίχνευσης της ορατής και υπέρυθρης ακτινοβολίας που αναφέρθηκαν παραπάνω, ο MSG έχει το προνόμιο αναγνώρισης σημαντικών χαρακτηριστικών των καταιγιδοφόρων νεφών τα οποία στην πορεία της εργασίας επικυρώνουν τις πληροφορίες που δίνει ο δορυφόρος GPM. Αυτά τα χαρακτηριστικά αφορούν τα ύψη των νεφών και τις προεξέχουσες κορυφές τους, τις περιοχές που βρίσκεται ο άκμονας των νεφών cumulonimbus, δηλαδή τα νέφη cirrus των οποίων δεν υπάρχει κατακόρυφη νέφωση από κάτω τους. Επίσης, ένα άλλο σημαντικό χαρακτηριστικό είναι η ανίχνευση των εντονότερων ανοδικών ρευμάτων των καταιγιδοφόρων κελιών τα οποία δείχνουν τις περιοχές που αναμένονται έντονες βροχοπτώσεις, χαλαζοπτώσεις και ισχυροί άνεμοι. Συμπληρωματικά, παρουσιάζονται εικόνες ανίχνευσης των υδρατμών (κανάλι απορρόφησης των υδρατμών 6.2μm) στις οποίες απεικονίζονται δυναμικά χαρακτηριστικά της ανώτερης τροπόσφαιρας όπως η γενική ροή της ατμόσφαιρας στα μεγάλα ύψη (άνω των 7000 μέτρων υψόμετρο πάνω από το μέσο επίπεδο της θάλασσας), αλλά και οι κατακόρυφες κινήσεις, όπως από ένα cumulonimbus (λευκές αποχρώσεις του γκρι – ανοδικές κινήσεις) ή από μία στρατοσφαιρική εισβολή (σκούρες αποχρώσεις του γκρι – καθοδικές κινήσεις).



Εικόνα 3.27 - Πολυφασματική δορυφορική εικόνα (Natural Colours - MSG) με χάρτη ανάλυσης επιφανείας των βαρομετρικών συστημάτων στην Ευρώπη (Met Office). 18/06/2015 06 UTC

Η ανάλυση ξεκινάει με μία συνοπτική εικόνα των καιρικών συστημάτων στην Ευρώπη (Εικόνα 3.27), όπου στην περιοχή μελέτης (νοτιοανατολική Ευρώπη) επικρατεί ένα χαμηλό βαρομετρικό στο νότιο Αιγαίο που δίνει ανατολικούς ανέμους στην περιοχή που ξεκινάει η

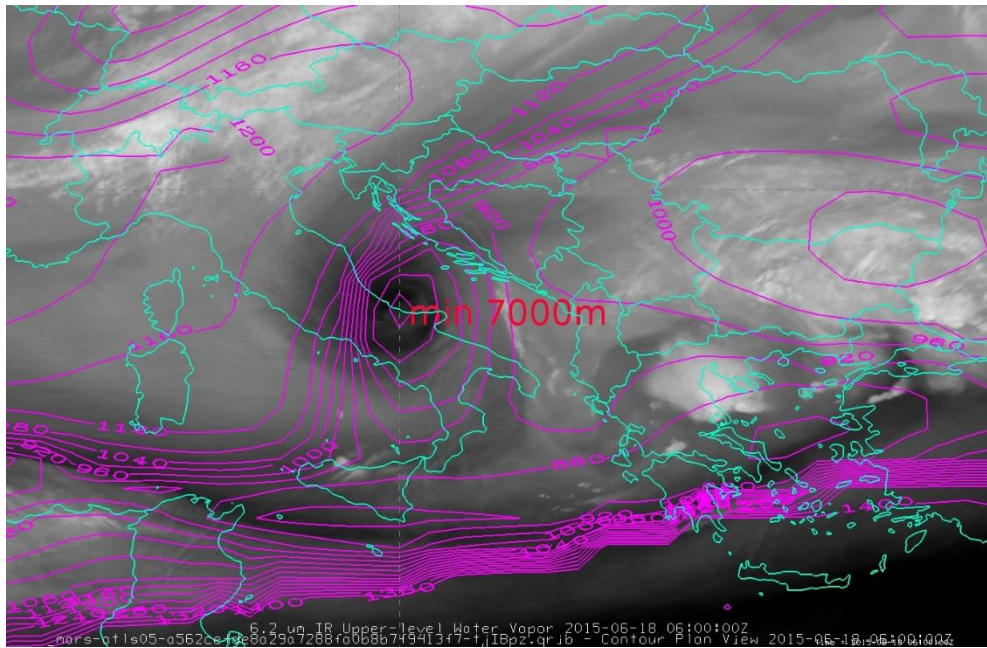
καταιγιδοφόρος δράση (ηπειρωτική Ελλάδα) και επομένως μεταφέρει υγρασία στα χαμηλά στρώματα όπως θα δειχθεί στην ανάλυση των συνοπτικών χαρτών στη συνέχεια. Επίσης, σύμφωνα με τους χάρτες επιφανείας του Met Office, επικρατεί ένα στάσιμο μέτωπο βόρεια της Ελλάδας και παρατηρείται μία χαμηλή νέφωση στα δυτικά του μετώπου (γκρίζες αποχρώσεις) και υψηλά νέφη στα ανατολικά του (κυανές αποχρώσεις). Επιπροσθέτως, νότια του στάσιμου μετώπου, υπάρχει μία ζώνη αστάθειας στην ανώτερη ατμόσφαιρα που διασχίζει την Ελλάδα από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά (καφέ διακεκομμένη γραμμή) και δηλώνει την παρουσία πιθανής νέφωσης και πιθανότητας κατακρημνισμάτων.



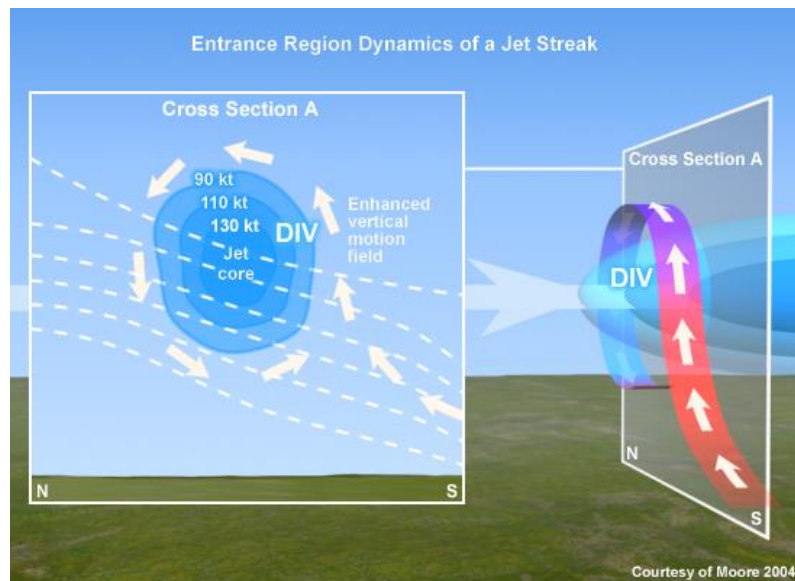
Εικόνα 3.28 - Δορυφορική εικόνα υψηλής ανάλυσης (HRV - 1km) σε συνδυασμό με εικόνα στο κανάλι απορρόφησης των υπέρυθρων (IR 10.8μm - 3km). Χρωματική κλίμακα για τιμές θερμοκρασιών κάτω των -39°C. 18/06/2015 7:15 UTC

Στην εικόνα 3.28 απεικονίζεται μία δορυφορική λήψη η οποία αποτελείται από 2 διαφορετικές εικόνες σε διαφορετικά κανάλια (υπέρυθρο 10.9μm και υψηλής ανάλυσης στο ορατό φάσμα) η μία τοποθετημένη πάνω στην άλλη. Αυτή η τεχνική επανατοποθέτησης δορυφορικών εικόνων διαφορετικών χαρακτηριστικών ονομάζεται «μέθοδος σάντουιτς» (Setvák et al. 2012). Με τη χρήση αυτής της τεχνικής αναδεικνύονται τα έντονα χαρακτηριστικά μίας καταιγίδας, όπως είναι οι προεξέχουσες κορυφές (overshooting tops), οι οποίες δηλώνουν έντονα ανοδικά ρεύματα τα οποία ανέρχονται ψηλότερα από τον άκμονα και πολλές φορές διεισδύουν και μέσα στη στρατόσφαιρα (Bedka et al. 2010). Στην περιοχή, κάτω των προεξέχουσών κορυφών, αναμένονται να παρατηρηθούν τα εντονότερα φαινόμενα μίας καταιγίδας. Πιο συγκεκριμένα, η υπέρυθρη εικόνα με τη χρωματική κλίμακα απεικονίζει τις θερμοκρασίες που επικρατούν στην κορυφή του MCS. Οι κόκκινες αποχρώσεις δείχνουν τις χαμηλότερες θερμοκρασίες, επομένως και τα μεγαλύτερα ύψη, καθώς όσο

υψηλότερα ανέρχεται μία αέρια μάζα, λόγω αδιαβατικής εκτόνωσης, ψύχεται. Η δορυφορική εικόνα υψηλής ανάλυσης στο ορατό φάσμα, δίνει μία «υφή» στο νέφος, δηλαδή μία τρισδιάστατη απεικόνιση. Αυτό παρατηρείται στην περιοχή των προεξέχουσών κορυφών, όπου τα έντονα ανοδικά



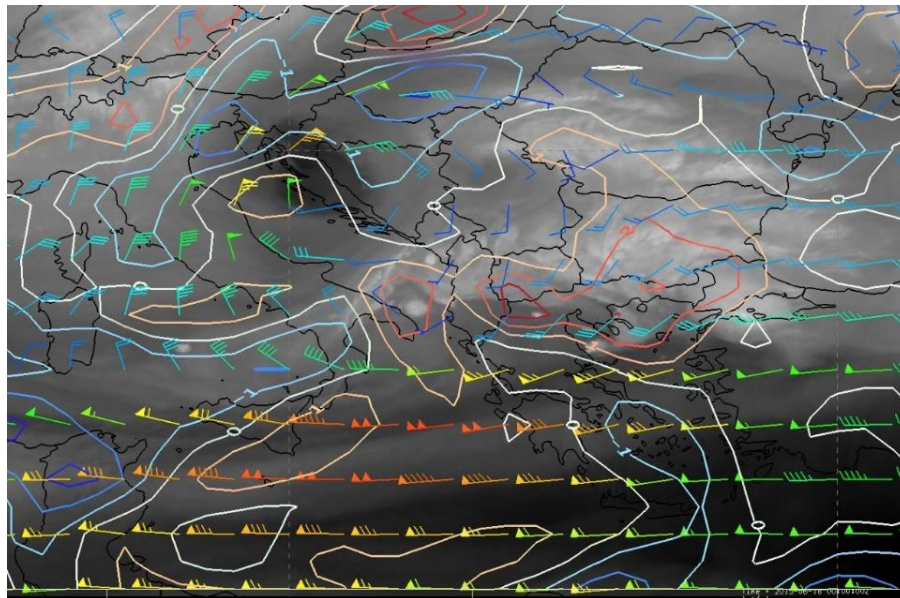
Εικόνα 3.29 - Δορυφορική εικόνα υπέρυθρων στο κανάλι απορρόφησης υδρατμών ($WV\ 6.2\mu m$) σε συνδυασμό με χάρτη υψών (dam) της δυναμικής τροπόπαυσης ($2\ PVU$) 18/06/2015 06 UTC



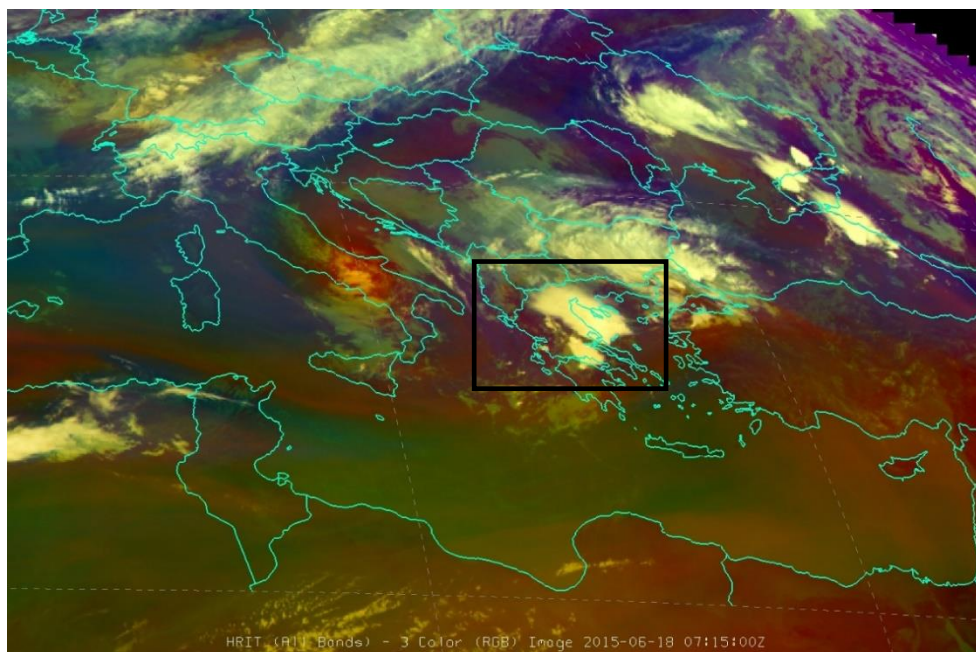
Εικόνα 3.30 - Σχηματική απεικόνιση της εισόδου του πυρήνα του αεροχειμάρρου (*Jet streak*) και των κατακόρυφων κινήσεων γύρω από αυτόν στην τομή Βορρά-Νότου. (Πηγή: MetEd)

ρεύματα καθώς ανέρχονται πάνω από την επιφάνεια του άκμονα, δημιουργούν σκιές και με αυτόν τον τρόπο γίνεται αντιληπτό στο ανθρώπινο μάτι πως υπάρχουν κατακόρυφες κινήσεις στην περιοχή. Όπως φαίνεται και στη δορυφορική λήψη, υπάρχει η κύρια περιοχή όπου είναι συγκεντρωμένες και οι περισσότερες προεξέχουσες κορυφές (κόκκινα χρώματα), αλλά και βορειότερα μέσα στον

Θερμαϊκό κόλπο υπάρχουν άλλες 2 προεξέχουσες κορυφές οι οποίες δεν αποκτούν τόσο μεγάλο ύψος όσο οι προηγούμενες. Αυτές οι προεξέχουσες κορυφές είναι υπολειμματικές καθώς το μέγιστο του MCS βρισκόταν εκεί τις προηγούμενες ώρες (Εικόνα 3.3). Οι σκιές των προεξέχουσών κορυφών ταιριάζουν με τις χαμηλότερες θερμοκρασίες (κόκκινο χρώμα) κοντά στους -52°C . Οι θερμοκρασίες



Εικόνα 3.31 - Δορυφορική εικόνα υπέρυθρων απορρόφησης υδρατμών ($WV6.2\mu\text{m}$), Χάρτης σύγκλισης και απόκλισης αερίων μαζών (η κόκκινη καμπύλη ίσων τιμών πάνω από τη βορειοδυτική Ελλάδα δηλώνει τη μέγιστη τιμή απόκλισης με 3s^{-1}) και Χάρτης ταχύτητας του ανέμου σε κόμβους στην ισοβαρική επιφάνεια των 300 hPa. 18/06/2015 00 UTC



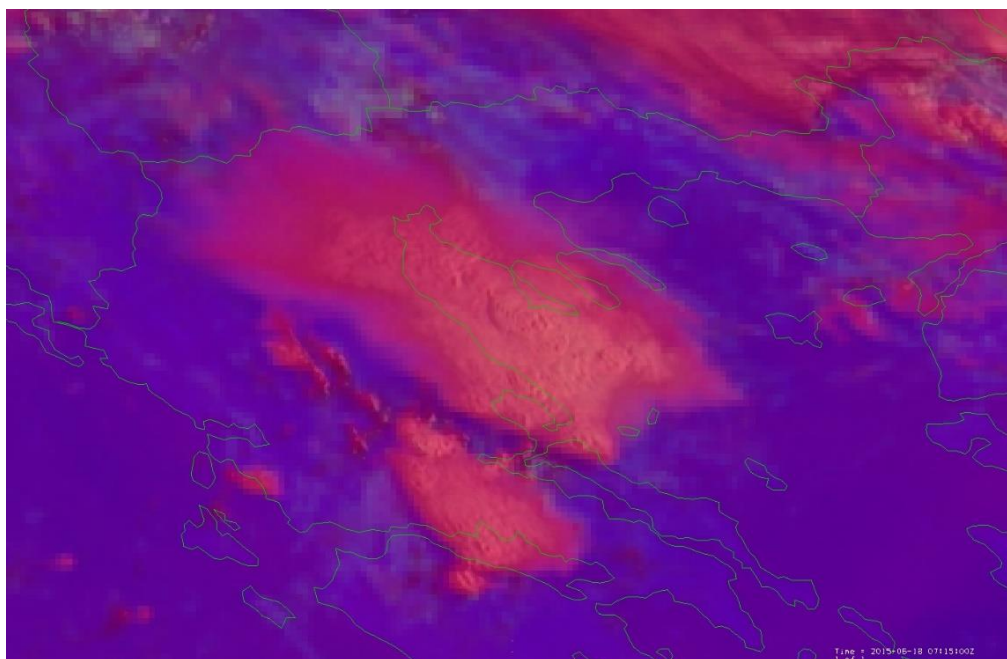
Εικόνα 3.32 - Δορυφορική πολυφασματική εικόνα Αερίων Μαζών (Airmass RGB). Εντός του πλασίου βρίσκεται το MCS. 18/06/2015 07:15 UTC

που παρατηρούνται σε αυτήν την λήψη δεν είναι οι ελάχιστες που παρατηρούνται στο συγκεκριμένο MCS (η ελάχιστη θερμοκρασία που παρατηρήθηκε ήταν -56°C στις 6:45 UTC) με την παρουσία

μορφών v-shape. Η λήψη όμως είναι στις 7:15 UTC όπου δεν παρατηρούνται θερμοκρασιακές δομές v-shapes ή cold rings. Επιλέχθηκε αυτή η χρονική στιγμή καθώς τότε πραγματοποιήθηκε η διάβαση του κύριου δορυφόρου μελέτης, του δορυφόρου πολικής τροχιάς GPM στις 7:17 UTC.

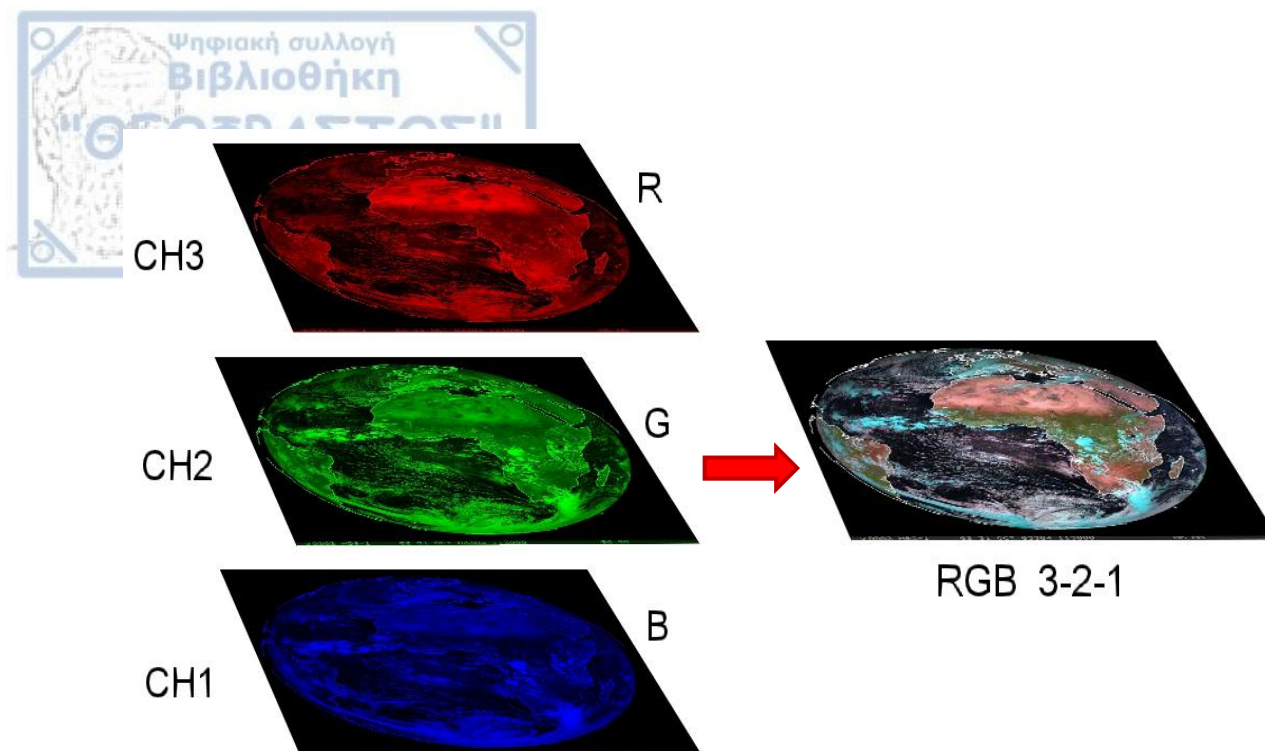
Στην εικόνα 3.29 παρατηρείται η κατάσταση της ανώτερης ατμόσφαιρας με τη βοήθεια του καναλιού απορρόφησης των υδρατμών (WV 6.2μm) του MSG με τη βοήθεια του συνοπτικού χάρτη υψών της δυναμικής τροπόπαυσης, η οποία έχει τιμή 2 PVU ($\text{PVU: m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$) (Georgiev et al. 2016). Η περιοχή που προβάλλεται είναι η νοτιοανατολική Ευρώπη. Αναλυτικότερα, στην περιοχή της κεντρικής Ιταλίας λαμβάνει χώρα μία ανωμαλία της δυναμικής τροπόπαυσης, ουσιαστικά μία στρατοσφαιρική εισβολή, η οποία φέρει μεγάλες τιμές δυναμικού στροβιλισμού προς τα μεσαία ύψη της ατμόσφαιρας. Στο χάρτη φαίνεται ότι η τιμή των 2 PVU αγγίζει τα 7000 μέτρα. Δυνητικά αυτή η στρατοσφαιρική εισβολή θα μπορούσε να επηρεάσει το MCS προσφέροντας του ακόμη περισσότερη αστάθεια, αλλά όπως φαίνεται και στο χάρτη της εικόνας 3.29, η απόστασή τους είναι περίπου στα 800 χιλιόμετρα, πράγμα που κάνει αδύνατη την άμεση συσχέτισή τους. Παρ' όλα αυτά, υπάρχει ένα άλλο χαρακτηριστικό το οποίο βρίσκεται νοτιότερα και είναι ο υποτροπικός αεροχειμάρρος, ο οποίος αναγνωρίζεται στην εικόνα ως τις πυκνές ισοϋψείς γραμμές της δυναμικής τροπόπαυσης. Αυτές οι πυκνές ισοϋψείς δείχνουν μία απότομη άνοδο της τροπόπαυσης από τα βόρεια γεωγραφικά πλάτη προς τα νότια δηλώνοντας μία αναδίπλωση της τροπόπαυσης και ουσιαστικά την ύπαρξη του υποτροπικού αεροχειμάρρου (Appenzeller and Davies 1992). Επίσης και με τη βοήθεια της δορυφορικής εικόνας απορρόφησης των υδρατμών αναγνωρίζεται η παρουσία αεροχειμάρρου ως η στενή λωρίδα σκοτεινών αποχρώσεων του γκρι στη βόρεια πλευρά των πυκνών ισοϋψών. Αυτή η σκοτεινή λωρίδα δηλώνει καθοδικές κινήσεις στη νότια πλευρά του αεροχειμάρρου που χαρακτηρίζεται από τιμές αντικυκλωνικού στροβιλισμού (Moore and Vanknowe 1992) όπως φαίνονται και στο σχήμα της εικόνας 3.30 και οι οποίες μειώνουν την υγρασία στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Τη χρονική στιγμή της εικόνας 3.29, το MCS έχει ήδη εκδηλωθεί, αλλά στις 00 UTC ο αεροχειμάρρος βρισκόταν βορειότερα και η αριστερή του έξοδος του jet streak βρισκόταν πάνω από την περιοχή εκδήλωσης της καταιγίδας προκαλώντας ανοδικές κινήσεις (ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι στο κανάλι των υδρατμών – WV6.2μm) (Εικόνα 3.31).

Στην εικόνα 3.32 παρουσιάζεται η κατάσταση των αερίων μαζών, δηλαδή η θέση τους και η σχετική θερμοκρασία τους. Το MCS που εξετάζεται (μέσα στο πλαίσιο) βρίσκεται ανάμεσα από μία θερμή αέρια μάζα που βρίσκεται στην περιοχή της Μεσογείου και της Αφρικής (πράσινες αποχρώσεις) και μία ψυχρή αέρια μάζα (κυανές σκούρες αποχρώσεις) που τοποθετείται βορειότερα του MCS (ανατολική Ευρώπη). Ακόμη, παρατηρείται και η θέση του αεροχειμάρρου στο μεταίχμιο των αερίων μαζών (κόκκινες αποχρώσεις). Σύμφωνα με τη θέση του αεροχειμάρρου και την εποχή του χρόνου (καλοκαίρι) συμπεραίνεται ότι είναι ο υποτροπικός αεροχειμάρρος. Το MCS της μελέτης φαίνεται πως επηρεάζεται και από τις ψυχρές αέριες μάζες από την ανατολική Ευρώπη και τις θερμές από την Αφρική, πράγμα που όπως έχει αναλυθεί στη συνοπτική ανάλυση των χαρτών καιρού το MCS τροφοδοτείται με υψηλή υγρασία στα κατώτερα στρώματα από τη θερμή αέρια μάζα και με ψυχρή μεταφορά στα ανώτερα στρώματα από τις ψυχρές αέριες μάζες. Ο συνδυασμός των ιδιοτήτων αυτών είναι χαρακτηριστικός του τρόπου γέννησης των έντονων καταιγιδοφόρων συστημάτων όπως τα MCS.



Εικόνα 3.33 - Δορυφορική πολυφασματική εικόνα ισχυρών καταιγίδων (*Severe Convection RGB*) σε συνδυασμό με εικόνας υψηλής ανάλυσης (*HRV – 1km*)
18/06/2015 07:15 UTC

Επιπροσθέτως, μέσα στο πλαίσιο της εικόνας 3.32 παρουσιάζεται το MCS σε μεγέθυνση στη δορυφορική εικόνα 3.33. Εδώ παρουσιάζεται το MCS με έναν συνδυασμό εικόνων, δηλαδή του RGB ισχυρών καταιγίδων (*Severe Convection RGB*) και της εικόνας υψηλής ανάλυσης 1 χιλιομέτρου στο ορατό φάσμα. Το *Severe Convection RGB* αποτελείται από την κόκκινη εικόνα που είναι η διαφορά των καναλιών 5 και 6 (6.2μm και 7.3μm αντίστοιχα), την πράσινη ως η διαφορά των 4 και 9 (3.9μm και 10.8μm αντίστοιχα) και τη γαλάζια εικόνα που τις ανατίθεται η διαφορά των ορατών καναλιών 1 και 3 (0.6μm και 1.6μm αντίστοιχα). Γι' αυτό και αυτό το προϊόν είναι χρήσιμο μόνο την ημέρα. Η

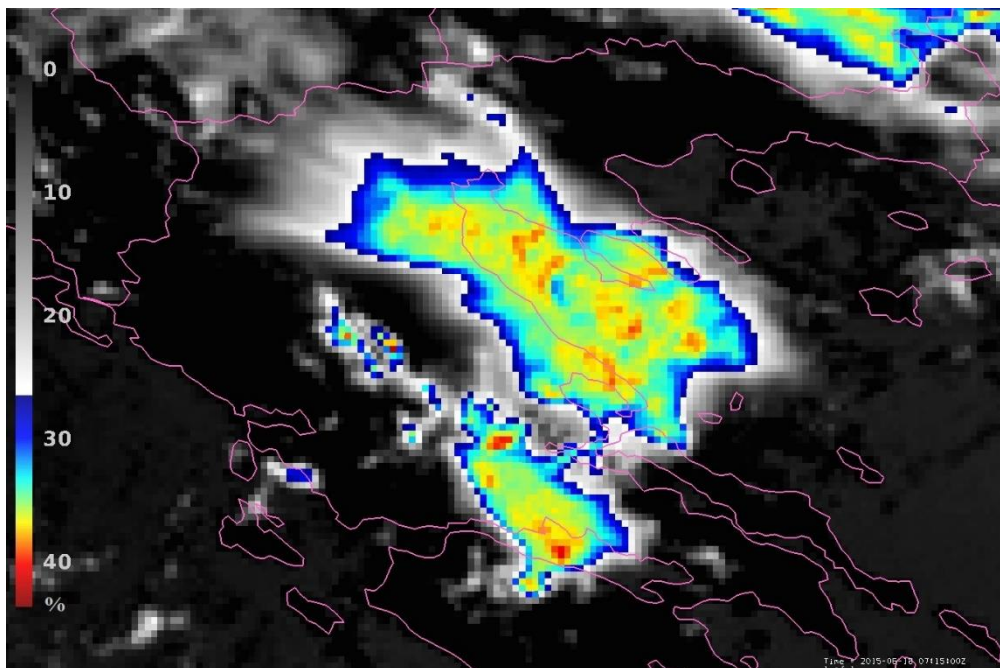


Εικόνα 3.34 - Μεθοδολογία δημιουργίας πολυφασματικών εικόνων RGB (Πηγή: Φεΐδας 2014)

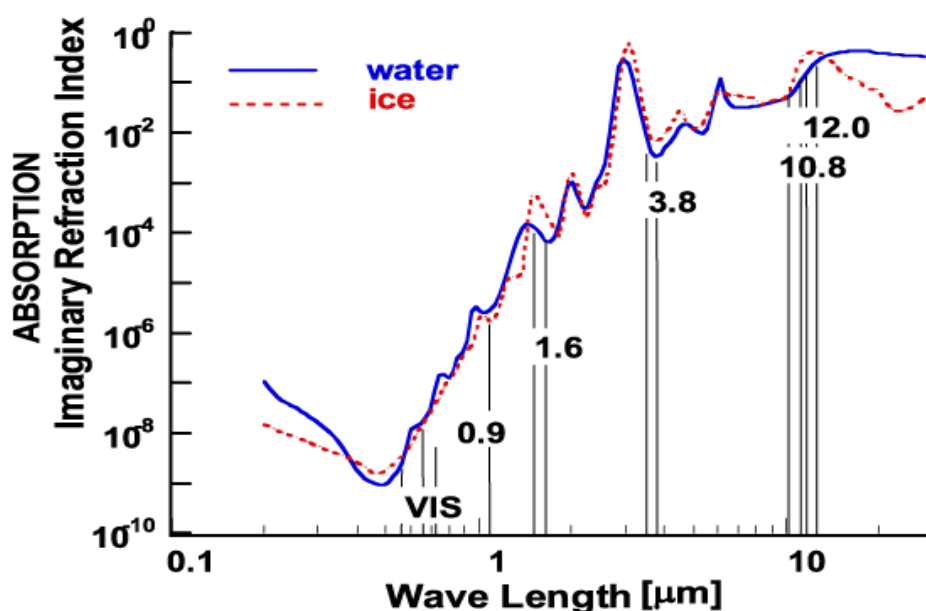
σύμπτυξή τους έγινε με τη μέθοδο «σάντουιτς», όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Η πολυφασματική εικόνα των ισχυρών καταιγίδων, επηρεάζεται κυρίως από δύο κανάλια εκπομπής, το ορατό στα 0.6μm και το θερμικό υπέρυθρο στα 3.9μm. Στην περιοχή των προεξεχουσών κορυφών, που συναντώνται τα ισχυρότερα ανοδικά ρεύματα παρατηρούνται πορτοκαλί αποχρώσεις οι οποίες σύμφωνα με μία μεθοδολογία (Φεΐδας 2014) προκύπτουν από τις ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι στο ορατό, λόγω υψηλής ανακλαστικότητας, και των σκοτεινών αποχρώσεων του γκρι στο θερμικό υπέρυθρο, λόγω χαμηλής εκπομπής της υπέρυθρης ακτινοβολίας από τους μικρού μεγέθους παγοκρυστάλλους. Ο μόνος λόγος που μπορεί να βρίσκονται οι μικροί παγοκρυστάλλοι σε τόσο μεγάλα ύψη εξηγείται μόνο με την παρουσία ενός ισχυρού ανοδικού ρεύματος το οποίου τους μετέφερε τόσο γρήγορα ώστε να μην προλάβουν να αναπτυχθούν (Rosenfeld et al. 2008). Επιπροσθέτως, οι σκιές των προεξεχουσών κορυφών που προκύπτουν από την εικόνα υψηλής ανάλυσης, ταιριάζουν με τις εντονότερες πορτοκαλί αποχρώσεις που παρατηρούνται.

Για τη εξαγωγή των δύο προηγούμενων πολυφασματικών εικόνων χρησιμοποιείται η μέθοδος εικόνων RGB (Red-Green_Blue). Σε αυτήν τη μέθοδο τοποθετούνται τρεις εικόνες ή μία πάνω στην άλλη με αποχρώσεις του κόκκινου, του πράσινου και του μπλε. Σε κάθε μία από τις τρεις εικόνες ανατίθεται μία τιμή η οποία ορίζεται ως η διαφορά της εκπομπής δύο καναλιών του υπέρυθρου ή του ορατού φάσματος. Όσο μεγαλύτερη η τιμή της διαφοράς των καναλιών, τόσο εντονότερη απόχρωση του χρώματος που τις ανατίθεται να εκπροσωπήσει (κόκκινο ή πράσινο ή μπλε). Η επανατοποθέτηση, όπως φαίνεται στην εικόνα 3.34, των 3 εικόνων-στρώσεων δημιουργεί ένα πολύχρωμο καμβά που αποκαλούνται πολυφασματικές εικόνες διαφορών. Ως παράδειγμα είναι

η πολυφασματική εικόνα 3.33 που χρησιμοποιεί τη διαφορά των καναλιών απορρόφησης των υδρατμών 5 και 6 του MSG (WV6.2 μ m-WV7.3 μ m) στο κόκκινο χρώμα, τη διαφορά των υπέρυθρων καναλιών 4 και 9 (IR3.9 μ m-IR10.8 μ m) στο πράσινο χρώμα και τέλος τη διαφορά των ορατών καναλιών 3 και 1 (NIR1.6 μ m-VIS0.6 μ m).



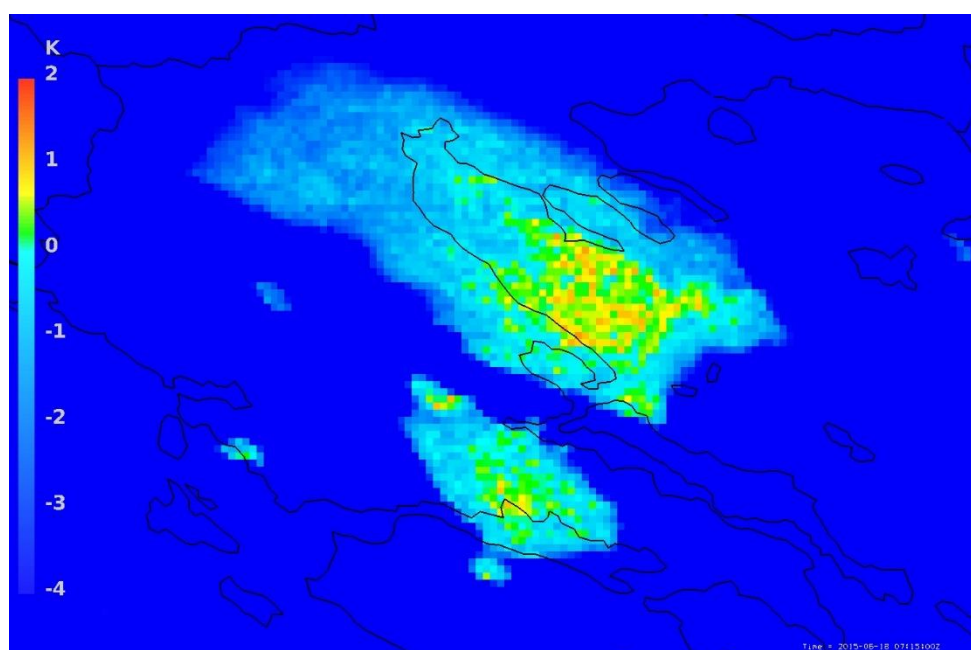
Εικόνα 3.35 - Δορυφορική εικόνα διαφοράς ανακλαστικότητας (%) των καναλιών 1 (0.6 μ m) και 3 (1.6 μ m) του MSG στο ορατό φάσμα. 18/06/2015 07:15 UTC



Εικόνα 3.36 - Γραφική παράσταση απορρόφησης του νερού και του πάγου ανάλογα με το μήκος κύματος απορρόφησης. Η απορρόφηση είναι αντιστρόφως ανάλογη της ανακλαστικότητας. Στα 1.6 μ m ο πάγος έχει μεγαλύτερη απορρόφηση, άρα και μικρότερη ανακλαστικότητα σε σχέση με το νερό. (Πηγή Rosenfeld 2010)

Στη συνέχεια της μελέτης των δεδομένων του MSG, παρουσιάζονται εικόνες διαφορών ανακλαστικότητας και διαφορών θερμοκρασίας των καναλιών του ορατού και του υπέρυθρου φάσματος αντίστοιχα. Ξεκινώντας με τις διαφορές των καναλιών του ορατού φάσματος, στην εικόνα 3.35 αποτυπώνεται η διαφορά ανακλαστικότητας του καναλιού 1 στα 0.6μm και του του καναλιού 3 στα 1.6μm σε ποσοστό επί τις εκατό της ανακλώμενης ορατής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τις κορυφές των νεφών. Οι μεγάλες τιμές διαφοράς (κόκκινα χρώματα) των δύο αυτών καναλιών σηματοδοτούν τα εντονότερα καταιγιδοφόρα κελιά με παγοκρυστάλλους στην κορυφή τους (Mahonić and Zeiner 2009). Σε εκείνες τις περιοχές λαμβάνουν χώρα προεξέχουσες κορυφές. Η χρησιμότητα αυτής της μεθόδου οφείλεται στο ότι οι παγοκρύσταλλοι και οι υδροσταγόνες έχουν διαφορετική ανακλαστικότητα στα 1.6μm όταν βρίσκονται στο ίδιο υψόμετρο με τους παγοκρυστάλλους να έχουν μικρότερη ανακλαστικότητα (Εικόνα 3.36). Επομένως, η διαφορά ανακλαστικότητας των παγοκρυστάλλων στα 0.6μm και 1.6μm είναι μεγάλη στις προεξέχουσες κορυφές λόγω μικρής ανακλαστικότητας στα 1.6μm (παρουσία πάγου) και μεγάλης στα 0.6μm (μέγιστο οπτικό πάχος του νέφους).

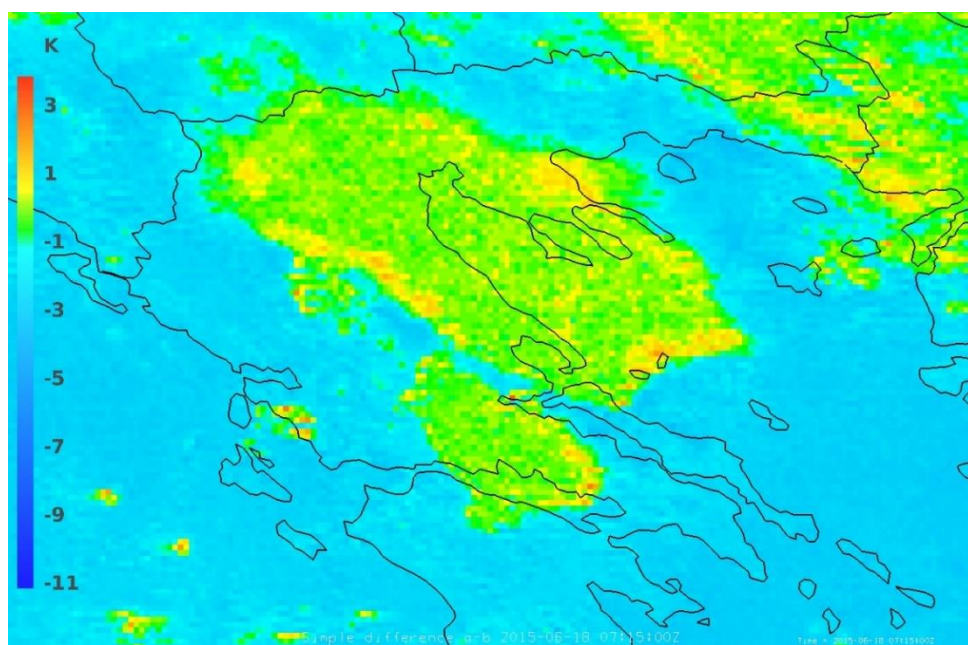
Ακολουθεί η ανάλυση των εικόνων διαφοράς θερμοκρασίας λαμπρότητας καναλιών της υπέρυθρης ακτινοβολίας. Στην εικόνα 3.37, παρατηρείται η διαφορά των καναλιών 5 (6.2μm) και 6 (7.3μm) του MSG. Τα συγκεκριμένα δύο κανάλια είναι συντονισμένα ώστε να ανιχνεύουν την υγρασία στην ανώτερη και μέση τροπόσφαιρα καθώς σε αυτά τα μήκη κύματος οι υδρατμοί απορροφούν την υπέρυθρη ακτινοβολία. Οι μηδενικές ή οι κοντά στο μηδέν θετικές τιμές της διαφοράς των δυο αυτών καναλιών ($T_{6.2} - T_{7.3}$) δείχνουν περιοχές όπου υπάρχουν καταιγιδοφόρα



Εικόνα 3.37 - Δορυφορική εικόνα διαφοράς θερμοκρασιών λαμπρότητας (Brightness Temperature Difference - BT) σε Kelvin των καναλιών 5 (6.2μm) και 6 (7.3μm) του MSG στο υπέρυθρο φάσμα. 18/06/2015 07:15 UTC

κελιά και προεξέχουσες κορυφές (Barbosa et al. 2011). Αντιθέτως, οι μεγάλες αρνητικές διαφορές υποδεικνύουν χαμηλά νέφη, λόγω της μεγαλύτερης απορρόφησης από τους υδρατμούς της ατμόσφαιρας της ακτινοβολίας στο κανάλι των 6.2 μm . Οι προεξέχουσες κορυφές δεν διακρίνονται τόσο ευδιάκριτα όσο στην εικόνα 3.35, όμως η εικόνα 3.37 αποδεικνύει πως οι δύο περιοχές μεγάλων διαφορών ανακλαστικότητας που βρίσκονται μέσα στο Θερμαϊκό κόλπο δεν φαίνεται να φτάνουν το ύψος της τροπόπαυσης. Αυτό δικαιολογείται με την απουσία θετικών τιμών διαφορών μέσα στο Θερμαϊκό, καθώς οι θετικές τιμές δηλώνουν τη μεγαλύτερη εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας του καναλιού 5 (6.2 μm) σε σχέση με του 6 (7.3 μm) όταν τα νέφη βρίσκονται στην τροπόπαυση ή πάνω από αυτήν. Επομένως είναι κάποια κελιά βροχόπτωσης (στον Θερμαϊκό) τα οποία είναι στη φάση της διάλυσης, διότι η καταιγιδοφόρος δράση βρισκόταν σε εκείνη την περιοχή τις προηγούμενες ώρες, και αυτά τα κελιά ανωμεταφοράς είναι οι τελευταίες ενδείξεις έντονης δραστηριότητας στην περιοχή. Στη συνέχεια, αυτό θα αποδειχθεί (το χαμηλό ύψος των καταιγιδοφόρων κελιών μέσα στον Θερμαϊκό κόλπο) και με τα δεδομένα ραντάρ του δορυφόρου GPM.

Τέλος, αναφέρεται η διαφορά θερμοκρασιών λαμπρότητας των καναλιών 7 (8.7 μm) και 9 (10.8 μm) στο υπέρυθρο η οποία είναι ευαίσθητη στη φάση του νερού των κορυφών των νεφών και χρησιμοποιείται στην αναγνώριση των νεφών τα οποία περιέχουν παγοκρυστάλλους ή υδροσταγόνες. Σύμφωνα με τους Baum and Platnick (2006), η διαφορά $T_{8.7} - T_{10.8}$ γενικά τείνει να έχει θετικό πρόσημο για παχιά νέφη με παγοκρυστάλλους και λαμβάνει ελαφρά αρνητικές τιμές για χαμηλά νέφη υδροσταγόνων. Επίσης, λαμβάνει μεγάλες θετικές τιμές σε αραιά νέφη παγοκρυστάλλων (π.χ. cirrus) λόγω της διαφορετικής απορρόφησης της ακτινοβολίας στα δυο αυτά κανάλια. Στην προκειμένη



Εικόνα 3.38 – Δορυφορική εικόνα διαφοράς θερμοκρασιών λαμπρότητας σε Kelvin των καναλιών 7 (8.7 μm) και 9 (10.8 μm) του MSG στο υπέρυθρο φάσμα. 18/06/2015 07:15 UTC

περίπτωση η διαφορά αυτή (Otkin et al. 2009) είναι χρήσιμη στην ανίχνευση των μη βροχοφόρων νεφών cirrus που ανήκουν στον άκμονα και στην διακριτοποίησή τους από τα καταιγιδόφορα κελιά. Σύμφωνα με την εικόνα 3.38, παρατηρούνται θετικές τιμές διαφορών 1 έως 2.5 Kelvin (κίτρινες έως πορτοκαλί αποχρώσεις) στο νότιο άκρο του MCS (περιοχή των Β. Σποράδων), η δυτική πλευρά του (περιοχή Θεσσαλίας) και ανατολικά του (περιοχή ανατολικής Χαλκιδικής). Οι αποχρώσεις αυτές υποδηλώνουν την παρουσία λεπτών νεφών cirrus του άκμονα του MCS. Οι πράσινες αποχρώσεις (τιμές 0-1 Kelvin) στις υπόλοιπες περιοχές του MCS δηλώνουν την παρουσία παγοκρυστάλλων, αλλά και σημαντικό οπτικό πάχος στην κορυφή του άκμονα.

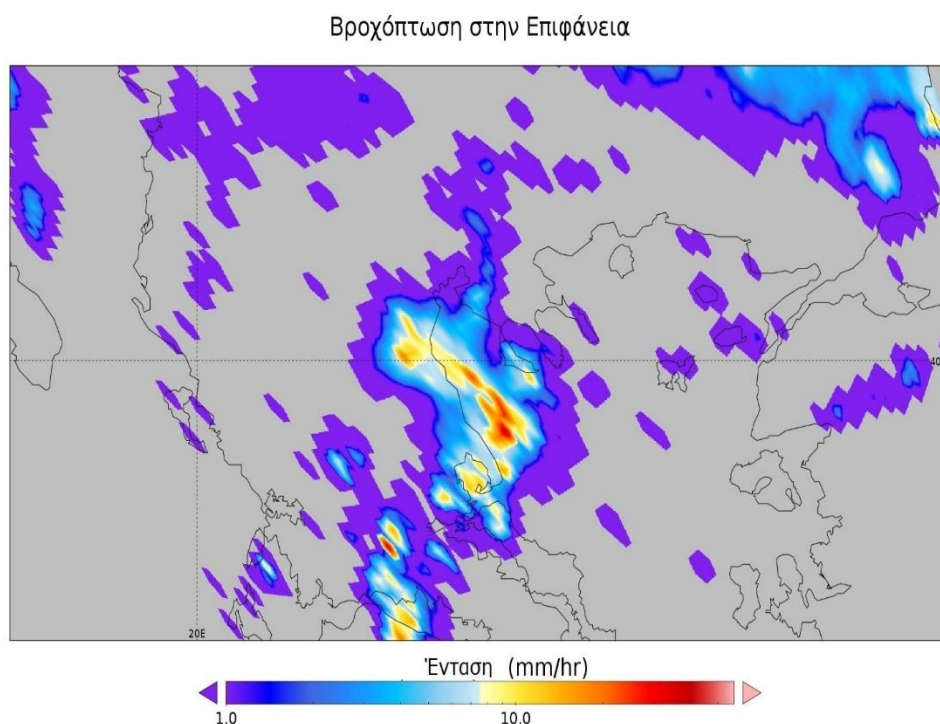
3.4. Ανάλυση δορυφορικών εικόνων του GPM

Στην ενότητα αυτή, παρουσιάζονται όλα τα προϊόντα του δορυφόρου GPM τα οποία παρουσιάζουν ενδιαφέρον για τη μελέτη και παρακολούθηση των χαρακτηριστικών του MCS της παρούσας μελέτης. Τα προϊόντα αυτά περιλαμβάνουν την περιγραφή και ανάλυση χαρακτηριστικών όπως η ένταση της βροχόπτωσης στην επιφάνεια, η οποία είναι το σημαντικότερο χαρακτηριστικό μίας καταιγίδας. Εκτός από την ένταση στην επιφάνεια, μελετάται και η ένταση της βροχόπτωσης στα υψηλότερα επίπεδα της καταιγίδας (μεταξύ των 2 και 4 χιλιομέτρων ύψος). Συνεχίζοντας, μέσω του GPM μπορούν να εξαχθούν πληροφορίες που αφορούν το υετίσιμο ύδωρ μίας ατμοσφαιρικής στήλης, τα μέγιστα ύψη των νεφών, τα χαρακτηριστικά της φωτεινής ζώνης (bright band) (τοποθεσία, ύψος και πάχος), τις περιοχές που παρατηρείται άκμονας χωρίς σημαντική ηχώ στα κατώτερα επίπεδα, τις περιοχές χαλαζόπτωσης άνω της bright band, του είδους των κατακρημνισμάτων που φτάνουν στην επιφάνεια του εδάφους, αλλά και πληροφορίες που αφορούν τις ανακλαστικότητες των νεφών, όπως θα τις παρατηρούσε και ένα επίγειο μετεωρολογικό ραντάρ.

Όμως, εκτός από κατόψεις των διαφόρων χαρακτηριστικών του MCS, εξάγονται και κατακόρυφες τομές των καταιγιδόφορων νεφών, που αφορούν κυρίως την ανακλαστικότητά τους και τη μικροφυσική τους, όπως είναι η συγκέντρωση των κατακρημνισμάτων και η διάμετρός τους. Επίσης, παρουσιάζονται η ποσότητα σε υγρό νερό των νεφών, αλλά και το υετίσιμο ύδωρ που μπορεί να προσφέρει η καταιγίδα. Τέλος, παρουσιάζεται μία τρισδιάστατη απεικόνιση του MCS, όπου δίνεται έμφαση στα ισχυρότερα κελιά ανωμεταφοράς, τα οποία δίνουν την ισχυρότερη ένταση βροχόπτωσης, χαλαζόπτωσης και ανέμων.

Τα δεδομένα που μελετώνται, παρουσιάζονται στη συνέχεια σύμφωνα με το όργανο παρατήρησής τους, τα οποία είναι το παθητικό ραδιόμετρο GMI με χωρική ανάλυση στο ναδίρ 5 χιλιομέτρων και εύρος σάρωσης 885 χιλιόμετρα, και το διπλής-συχνότητας ραντάρ κατακρημνισμάτων DPR με χωρική ανάλυση 5 χιλιομέτρων, κατακόρυφη ανάλυση 125 ή 250 μέτρων

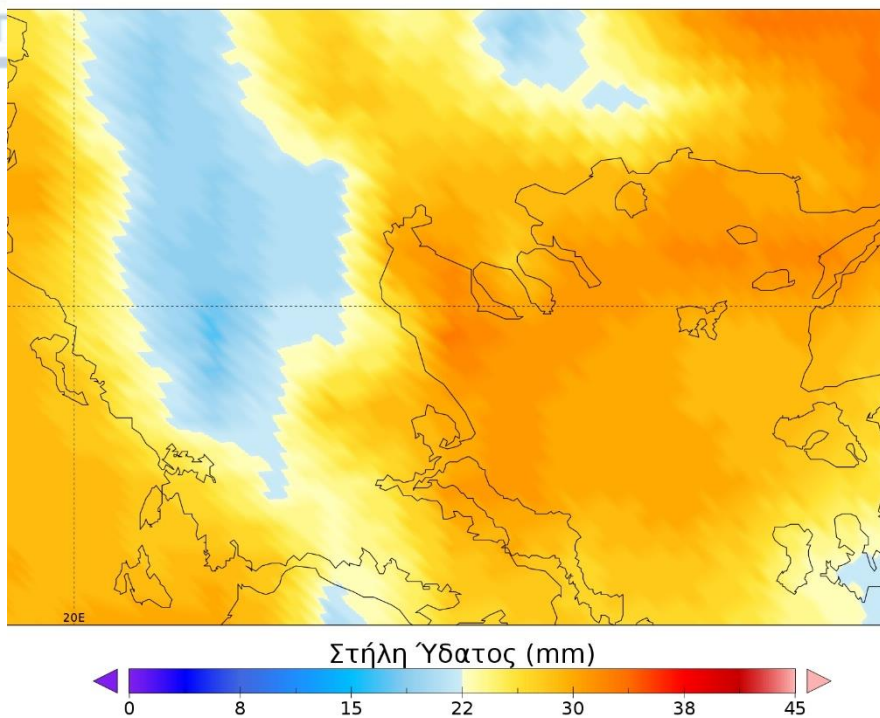
Ξεκινώντας με τα προϊόντα του ραδιομέτρου GMI (GPM Microwave Imager), αρχικά απεικονίζεται (Εικόνα 3.39) το βασικότερο χαρακτηριστικό (η ένταση της βροχόπτωσης) του Global Precipitation Measurement Mission (GPM), καθώς η κύρια αποστολή του δορυφόρου GPM είναι η καλύτερη παρακολούθηση της έντασης της βροχόπτωσης και της χιονόπτωσης. Με τη βοήθεια του ραντάρ DPR, το ραδιόμετρο GMI μπορεί να βαθμονομηθεί καλύτερα και να δώσει ακριβέστερες μετρήσεις σε σχέση με τον προκάτοχό του το δορυφόρο TRMM. Επίσης, ο δορυφόρος GPM συμμετέχει σε μία ομάδα δορυφόρων πολικής τροχιάς που παρακολουθούν επίσης τις βροχοπτώσεις. Οι δορυφόροι αυτής της ομάδας έχουν στον εξοπλισμό τους μόνο παθητικά ραδιόμετρα, τα οποία με τη σειρά τους βαθμονομούνται από το ήδη βαθμονομημένο ραδιόμετρο του GPM. Γι' αυτό άλλωστε και το ακριβές όνομα του δορυφόρου είναι GPM Core Satellite (κεντρικός δορυφόρος).



Εικόνα 3.39 - Μικροκυματική εικόνα (GMI) της έντασης της βροχόπτωσης (mm/hr.) Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

Στην εικόνα 3.39, παρουσιάζεται η ένταση της βροχόπτωσης, δηλαδή απλούστερα η ένταση της βροχής εκείνη τη χρονική στιγμή της παρατήρησης. Το MCS τη χρονική στιγμή 07:18 UTC βρίσκεται πάνω από τις περιοχές του Θερμαϊκού κόλπου, του βορειοδυτικού Αιγαίου πελάγους, της ανατολικής Θεσσαλίας και των νομών Πιερίας και Ημαθίας. Όσον αφορά την ένταση της

Υετίσιμο Ύδωρ



Εικόνα 3.40 - Μικροκυματική εικόνα (GMI) του υετίσμου ύδατος (mm) Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

βροχόπτωσης τα μέγιστα παρατηρούνται κυρίως πάνω από τη θαλάσσια περιοχή ανατολικά των νομών Λαρίσης και Μαγνησίας. Δευτερεύοντα μέγιστα απεικονίζονται στους νομούς Λαρίσης, Πιερίας και Μαγνησίας. Στο σύνολό τους αυτά τα κύτταρα σχηματίζουν ένα κυρτό μέτωπο, κινούμενο ανατολικά. Το κελί βροχόπτωσης το οποίο δίνει τη μέγιστη ένταση έχει τιμή περίπου 30mm/hr. Ακόμη σημειώνεται πως η κλίμακα της εικόνας 3.39 είναι λογαριθμική. Αυτό έγινε με σκοπό να καλύπτεται όλο το εύρος των εντάσεων βροχόπτωσης που λαμβάνουν μέρος μέσα στο MCS, κάτι το οποίο μία γραμμική κλίμακα δε μπορεί να απεικονίσει με επιτυχία.

Το επόμενο προϊόν του GMI που αξίζει να αναφερθεί είναι το υετίσιμο ύδωρ, το οποίο είναι το σύνολο των υδρατμών που περιέχονται σε μία ατμοσφαιρική στήλη (από την επιφάνεια της Γης μέχρι το ανώτερο ύψος της ατμόσφαιρας) συγκεκριμένης διατομής και οι οποίοι υδρατμοί αν συμπυκνωθούν όλοι και συσσωρευθούν σε ένα δοχείο συλλογής ίδιας διατομής, θα δώσουν το ύψος του υετίσιμου ύδατος σε mm (Alishouse et al. 1990). Στην εικόνα 3.40 παρατηρείται από το δορυφόρο ένα μέγιστο ακριβώς στην περιοχή παρατήρησης του MCS δίνοντας τιμές περίπου στα 34mm. Αυτή η τιμή ουσιαστικά σημαίνει πως το μέγιστο που μπορεί να δώσει ή αλλιώς το δυναμικό της καταιγίδας σε βροχόπτωση είναι 34mm που σημαίνει ότι προκαλείται από την τροφοδοσία της θάλασσας σε υδρατμούς με τη διαδικασία της εξάτμισης και λόγω μεταφοράς και σύγκλισης. Επίσης, στην ενδοχώρα της ηπειρωτικής Ελλάδας, παρατηρούνται χαμηλές τιμές, γεγονός που δείχνει πως η

καταιγίδα κατανάλωσε ένα μεγάλο ποσοστό των υδρατμών της τροπόσφαιρας.

3.4.2. Ραντάρ Διπλής Συχνότητας DPR

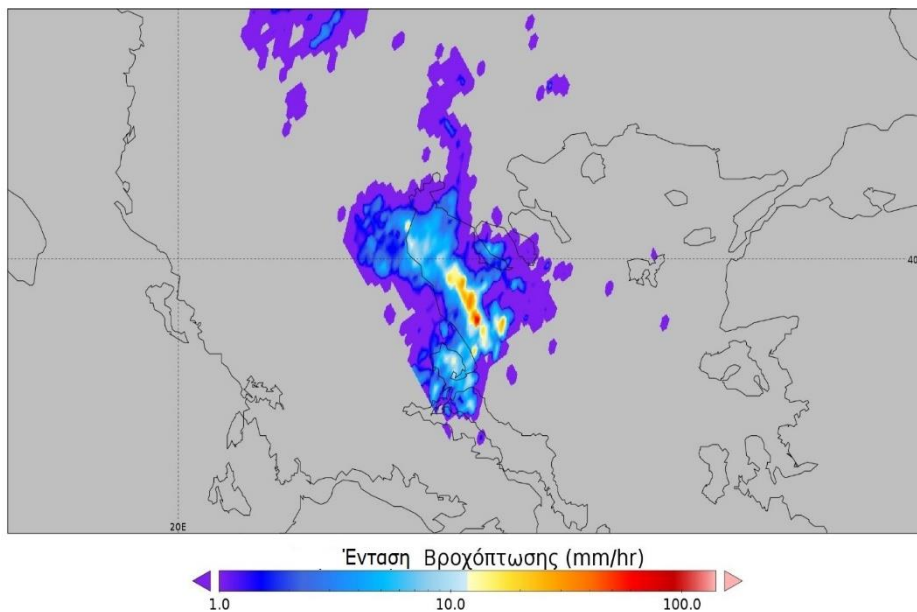
Το DPR είναι ένα μετεωρολογικό ραντάρ το οποίο χρησιμοποιεί δύο συχνότητες μικροκυμάτων (13.6 GHz Ku band και 35.5GHz Ka band) για την καλύτερη ανάκτηση δεδομένων της βροχόπτωσης, χιονόπτωσης και άλλων χαρακτηριστικών της μικροφυσικής των νεφών. Αρχικά, παρουσιάζεται ξανά η ένταση βροχόπτωσης, αλλά από την οπτική γωνία του DPR. Στην εικόνα 3.41 φαίνονται πάλι τα καταιγιδοφόρα κελιά, αλλά τα ισχυρότερα εντοπίζονται βόρεια των Σποράδων και σχηματίζουν μία μικρής κλίμακας γραμμή λαίλαπας (squall line) 80 χιλιομέτρων (Smull and Houze 1985). Επιπροσθέτως, η ένταση των καταιγιδοφόρων κελιών είναι πολύ ισχυρότερη με τη μέγιστη ένταση να αγγίζει τα 70mm/hr. Αυτή η διαφορά ίσως οφείλεται στο ότι το DPR παρατηρεί την καταιγίδα σε διάφορα κατακόρυφα επίπεδα και για αυτό θεωρείται και πιο αξιόπιστη η τιμή των 70mm/hr. Στην εικόνα αυτή αποτυπώνεται κυρίως το MCS και όχι οι υπόλοιπες καταιγίδες της γύρω περιοχής. Αυτό οφείλεται στο ότι η γραμμή σάρωσης του ραντάρ DPR είναι μόνο 245 χιλιόμετρα, σε σχέση με του GMI, η οποία είναι 885 χιλιόμετρα και καλύπτει όλον τον ελληνικό χώρο.



Εικόνα 3.41 - Μικροκυματική εικόνα (DPR) της έντασης της βροχόπτωσης στην επιφάνεια (mm/hr.) Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

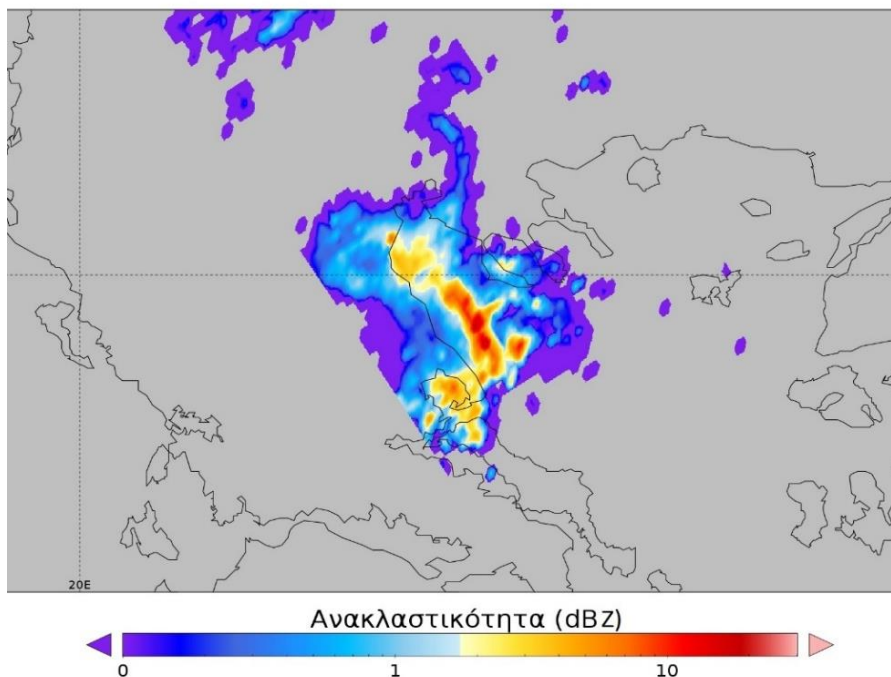
Συνεχίζοντας με την ένταση της βροχόπτωσης, στην εικόνα 3.42 απεικονίζεται η μέση τιμή της έντασης της βροχόπτωσης μεταξύ των υψών των 2 και 4 χιλιομέτρων. Αυτό είναι χρήσιμο έτσι ώστε να αναδειχθούν τα ισχυρότερα κελιά ανωμεταφοράς, τα οποία χαρακτηριστικά βρίσκονται σε

Μέση Τιμή Έντασης Βροχόπτωσης από 2 έως 4 km Ύψος



Εικόνα 3.42 - Μικροκυματική εικόνα (DPR) της μέσης τιμής της έντασης της βροχόπτωσης (mm/hr.) μεταξύ των 2 και 4 χιλιομέτρων Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

Συνισταμένη Ανακλαστικότητα Κατακρημνισμάτων

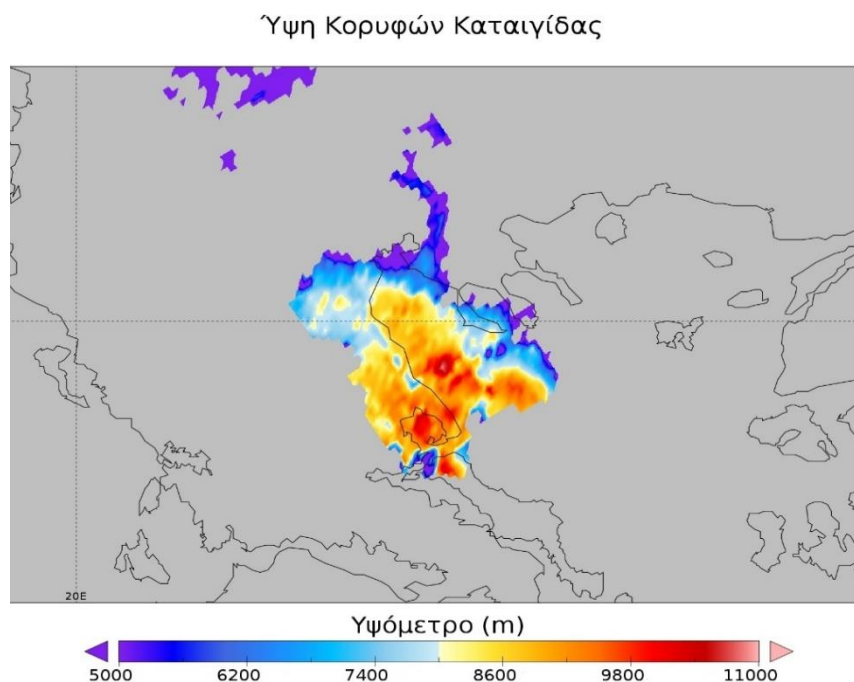


Εικόνα 3.43 – Συνισταμένη ανακλαστικότητα κατακρημνισμάτων (dBZ). Ελλάδα 18/06/2015 7:18 UTC

αυτά τα υψόμετρα. Φαίνεται πως το ισχυρότερο κελί της γραμμής λαίλαπας είναι το τρίτο κατά σειρά από βορρά προς νότο με μέση τιμή έντασης τα 70mm/hr. Παρ' όλο που στην επιφάνεια η ένταση διαφοροποιείται, στην εικόνα 3.42 φαίνεται πως ένα κύτταρο ξεχωρίζει δίνοντας υψηλές τιμές και σε μεγαλύτερα ύψη. Αυτό δηλώνει την πιθανή παρουσία χαλαζιού, καθώς η ένταση της βροχόπτωσης είναι ανάλογη με την ανακλαστικότητα στο φάσμα των μικροκυμάτων (Calheiros and Zawadzki 1987) και το χαλάζι έχει τη μεγαλύτερη ανακλαστικότητα από οποιοδήποτε υδρομετέωρο (Bringi et al. 1984).

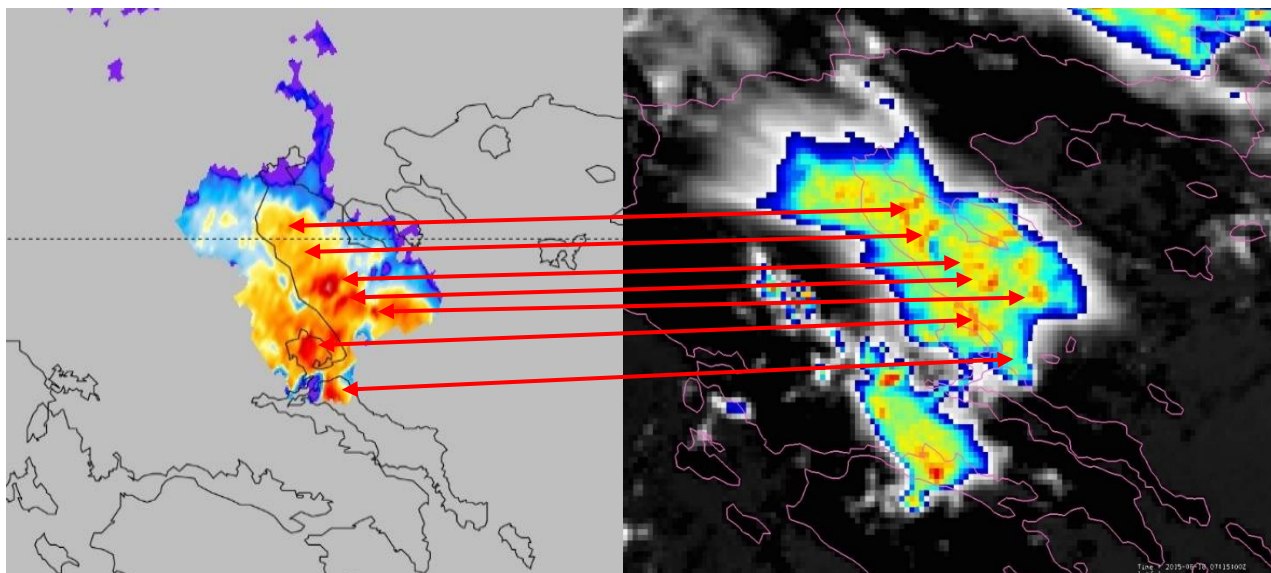
Μετέπειτα, παρουσιάζεται στην εικόνα 3.43, η μέση ανακλαστικότητα των κατακρημνισμάτων σε όλα τα ύψη του νέφους. Οι τιμές ανακλαστικότητας εμφανίζονται χαμηλές με μέγιστη τιμή τα 20 dBZ, καθώς σε αυτήν την εικόνα παρατηρείται μόνο η ανακλώμενη μικροκυματική ακτινοβολία των βροχοσταγόνων και του χαλαζιού (πάνω από το σημείο παγοποίησης). Γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι οι εικόνες 3.41 και 3.43 είναι σχεδόν πανομοιότυπες όσον αφορά τη χρωματική απεικόνιση των τιμών. Αυτό οφείλεται στο ότι η ανακλαστικότητα έχει άμεση θετική συσχέτιση με την ένταση της βροχόπτωσης στην επιφάνεια (Austin 1987).

Προχωρώντας στη μελέτη των εικόνων του GPM, παρουσιάζεται στην εικόνα 3.44A τα ύψη των κορυφών των νεφών που παρατηρούνται από το δορυφόρο. Τα μέγιστα ύψη που παρατηρούνται βρίσκονται περίπου στα 10.000 με 11.000 μέτρα. Και είναι οι περιοχές όπου παρατηρούνται προεξέχουσες κορυφές και οι οποίες ταιριάζουν με το προϊόν του δορυφόρου MSG της διαφοράς καναλιών 0.6μm και 1.6μm (Εικόνα 3.35 και εικόνα 3.44B).



Εικόνα 3.44A - Ύψη κορυφών των νεφών (μέτρα από το μέσο επίπεδο της θάλασσας?). Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

Όπως φαίνεται στην εικόνα 3.44B, η αντιστοιχία των προεξέχουσών κορυφών μεταξύ των προϊόντων του GPM και του MSG είναι αρκετά ικανοποιητική. Η μόνη διαφορά υπάρχει στην ασυμφωνία της τοποθεσίας των προεξέχουσών κορυφών. Παραδείγματος χάρη, παρατηρείται στην εικόνα του GPM (αριστερά) μία προεξέχουσα κορυφή στο κέντρο του Παγασητικού κόλπου (4° βέλος από πάνω προς τα κάτω), το οποίο ο MSG το παρατηρεί πάνω από το όρος Πήλιο. Γενικά τα αντίστοιχα κελιά ανωμεταφοράς δείχνουν μία μετατόπιση στον άξονα ΝΔ-ΒΑ της τάξης των 20



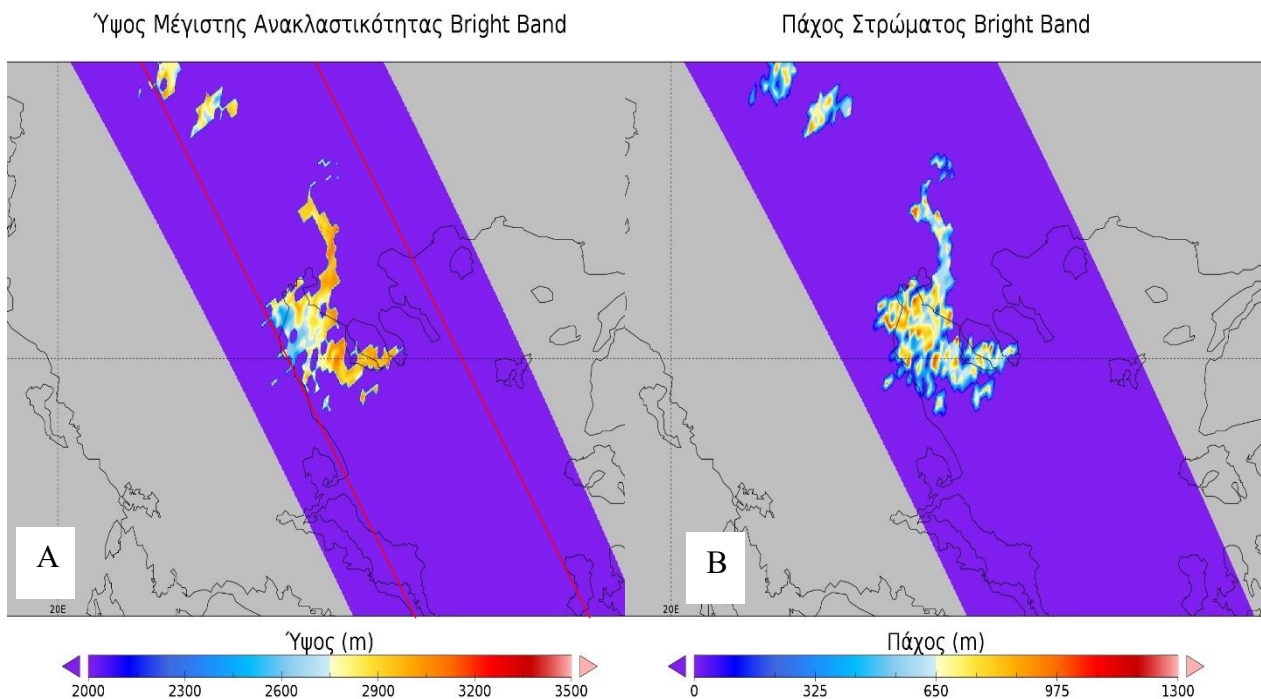
Εικόνα 3.44B - Αντιστοιχία προεξέχουσών κορυφών (κόκκινα βέλη) μεταξύ των δεδομένων του GPM (αριστερά) και του MSG (δεξιά).

χιλιομέτρων μεταξύ των δύο εικόνων. Αυτό οφείλεται στο φαινόμενο της παράλλαξης (Parallax shift) (Radoná and Seidl 2008), δηλαδή εξαιτίας της γωνίας παρατήρησης του γεωστάσιμου δορυφόρου MSG, του οποίου το σημείο ναδίρ του βρίσκεται στις 0° B, 0° A, τα παρατηρούμενα νέφη δείχνουν μία φαινομενική μετατόπιση στον οριζόντιο άξονα προς την αντίθετη κατεύθυνση (προς ΒΑ) από την οποία παρατηρεί ο δορυφόρος. Επίσης, όσο περισσότερο απέχει το σημείο παρατήρησης από το σημείο ναδίρ του δορυφόρου και όσο ψηλότερα βρίσκεται το νέφος, τόσο μεγαλύτερη και η μετατόπιση λόγω παράλλαξης. Επομένως, οι προεξέχουσες κορυφές, οι οποίες βρίσκονται σε μεγάλο ύψος, θα παρουσιάσουν αξιόλογη μετατόπιση προς τα βορειοανατολικά.

Ένα άλλο πολύ σημαντικό χαρακτηριστικό της ανάλυσης ενός MCS είναι η ανίχνευση της φωτεινής ζώνης (Bright Band) και η μελέτη των χαρακτηριστικών της. Η bright band είναι μία στενή ζώνη σχετικά υψηλών ανακλαστικότητων (όπως απεικονίζεται σε κατακόρυφες τομές νεφών), όπου σε εκείνο το ύψος που βρίσκεται, λαμβάνει χώρα η τήξη των παγοκρυστάλλων (Austin and Bemis 1950). Τα μετεωρολογικά ραντάρ αντιλαμβάνονται τους παγοκρυστάλλους αυτούς ως υπερμεγέθεις βροχοσταγόνες, καθώς ο παγοκρυστάλλος κατά της διάρκεια της τήξης του καλύπτεται επιφανειακά από ένα στρώμα υγρού νερού. Οι μέγιστες ανακλαστικότητες στο φάσμα των μικροκυμάτων δίνονται από κατακρημνίσματα υγρού ύδατος και μεγάλου μεγέθους. Αυτές οι δύο ιδιότητες καλύπτονται από

την bright band και γι' αυτό το λόγο πρέπει να διορθώνεται στους αλγορίθμους εξαγωγής της έντασης βροχόπτωσης, αλλιώς υπάρχει ενδεχόμενο εκτίμησης πολύ υψηλών εντάσεων βροχόπτωσης (Rico-Ramirez et al. 2005).

Δύο από τα χαρακτηριστικά της bright band που μπορεί να εντοπίσει το ραντάρ του GPM είναι το ύψος της μέγιστης ανακλαστικότητας της bright band και το κατακόρυφο πάχος της (Awaka et al. 2009). Στην επόμενη εικόνα (Εικόνα 3.45), παρατίθενται, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το ύψος και το πάχος της bright band. Καταρχάς, παρατηρείται ότι η έκταση (χρωματισμένα εικονοστοιχεία) της bright band είναι πολύ μικρότερη από την πραγματική έκταση του MCS. Αυτό μπορεί να δικαιολογηθεί με δύο λόγους. Ο πρώτος είναι ότι η bright band δεν λαμβάνει χώρα σε κάθε σημείο του καταιγιδοφόρου νέφους, αλλά κυρίως στα κατακόρυφα νέφη για τη θερινή περίοδο. Τα στρωματόμορφα νέφη δεν παρουσιάζουν bright band καθώς βρίσκονται κάτω από το σημείο παγοποίησης, δηλαδή την ισόθερμη των 0°C. Ο δεύτερος λόγος είναι ότι για την ανίχνευση της bright band, ο δορυφόρος χρησιμοποιεί και τα δύο ραντάρ του (Ku και Ka φασματική περιοχή των



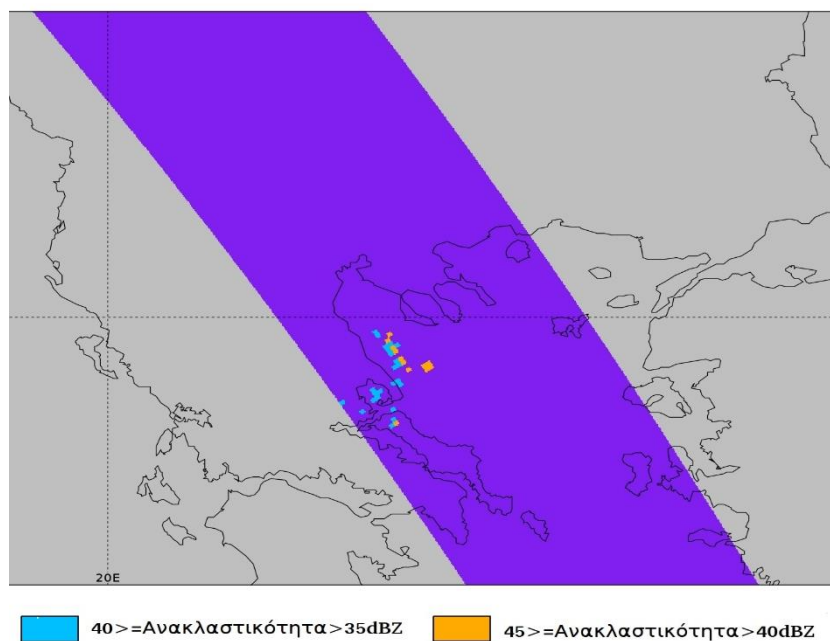
Εικόνα 3.45 - Περιοχές ανίχνευσης Bright Band A) Υψος μέγιστης ανακλαστικότητας και B) Κατακόρυφο πάχος Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

ραδιοκυμάτων). Η Ku περιοχή, η οποία χρησιμοποιείται περισσότερο σε αυτήν τη μελέτη, έχει εύρος σάρωσης 245 χιλιόμετρα, ενώ η Ka έχει εύρος 125 χιλιόμετρα και εμπεριέχεται στην κεντρική τροχιά της Ku μπάντας (μωβ απόχρωση) (Εικόνα 3.45A κόκκινες γραμμές οριοθετούν την Ka φασματική περιοχή). Επομένως, ο GPM μπορεί να ανιχνεύσει την bright band μόνο όταν επικαλύπτονται οι περιοχές σάρωσης των δύο ραντάρ του.

Συνεχίζοντας, στην εικόνα 3.45Α παρατηρείται το ύψος της μέγιστης ανακλαστικότητας της bright band και φαίνεται πως υπάρχει μία ανοδική κλίση της προς τα ανατολικά καθώς μεταπίπτει από τα 2300 μέτρα προς τα 3100 μέτρα υψόμετρο. Επιπρόσθετα, στην εικόνα 3.45B το πάχος δεν ακολουθεί αυτήν την κλίση, αλλά είναι μεταβλητό σε διάφορα σημεία του MCS. Τα μέγιστα πάχη που παρατηρούνται αγγίζουν τα 1000 μέτρα. Τέλος, φαίνεται πως στην περιοχή της οροσειράς των Πιερίων και του Όλυμπου το ύψος της bright band (2700 μέτρα) και το πάχος της (1000 μέτρα) σηματοδοτούν πως σε αυτές τις περιοχές υπάρχει πιθανότητα παρουσίας στερεών κατακρημνισμάτων (χιόνι, χαλάζι) καθώς οι ορεινές αυτές περιοχές ανέρχονται πάνω από τα 2000 μέτρα ύψους).

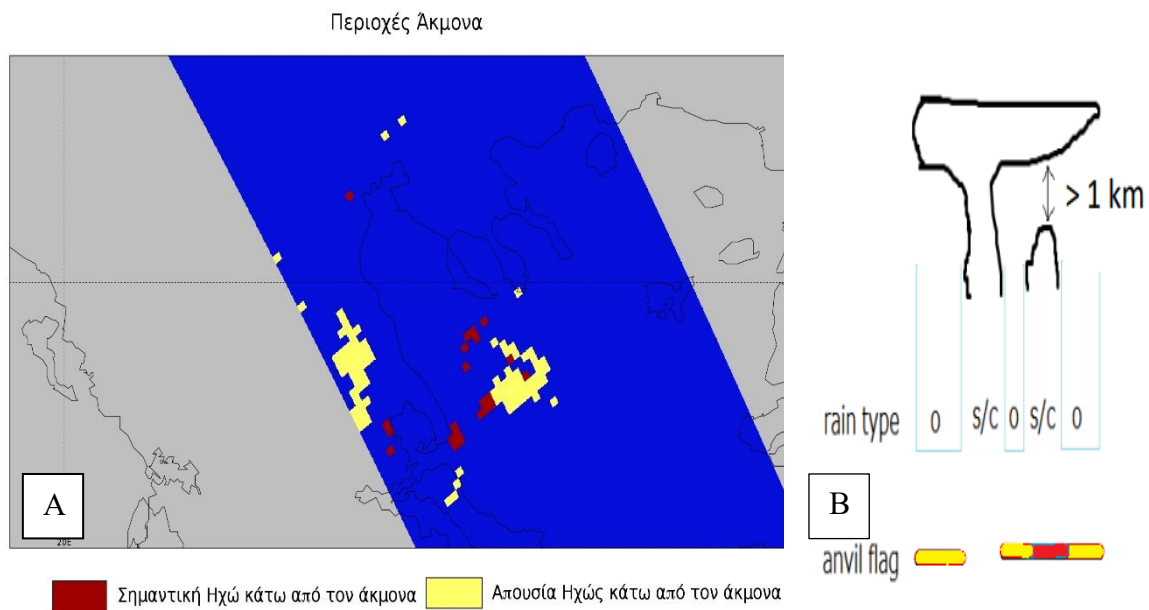
Από την άλλη πλευρά όμως, στην εικόνα 3.46 παρατηρείται πως χαλαζόπτωση δεν παρατηρείται πάνω από τις περιοχές που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Άρα τα στερεά κατακρημνίσματα (Όλυπος και Πιέρια όρη) είναι χιόνι το οποίο έχει χαμηλότερη ανακλαστικότητα από το χαλάζι. Οι περιοχές που παρατηρείται χαλάζι (>35 dBZ πάνω από την ισόθερμη των -10°C) δηλώνουν την παρουσία έντονων ανοδικών και καθοδικών ρευμάτων αέρα και πιο συγκεκριμένα τα καθοδικά ρεύματα είναι ιδιαίτερος ισχυρά διότι λαμβάνει χώρα ψύξη λόγω εξάτμισης (evaporative cooling) (Brown 1979), καθώς η bright band δεν φτάνει μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Αυτό όντως ισχύει, διότι παρατηρήθηκαν στην περιοχή της Μαγνησίας έντονοι άνεμοι, οι οποίοι προκάλεσαν πολλές καταστροφές (Εικόνα 3.7). Αυτού του είδους οι άνεμοι ονομάζονται gust winds

Χαλαζόπτωση πάνω από την ισόθερμη των -10°C

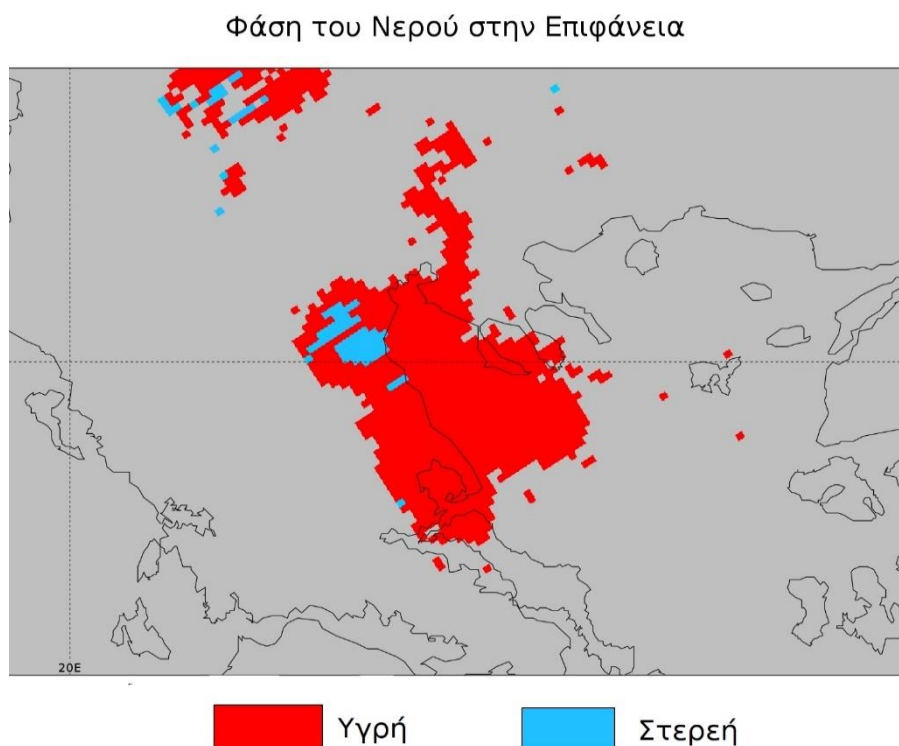


Εικόνα 3.46 - Παρουσία χαλαζόκοκκων πάνω από την ισόθερμη των -10°C , Ανακλαστικότητα πάνω από 35 dBZ και κάτω από 40 dBZ (χαλάζι), Ανακλαστικότητα πάνω από 40 dBZ (κίτρινο)
Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

και προέρχονται από τα έντονα ψυχρά καθοδικά ρεύματα τα οποία δημιουργούνται από τον παρασυρόμενο από τη βροχή και το χαλάζι αέρα και την εξάτμιση του νετού σε περιοχές που δεν υπάρχει κορεσμός σε υδρατμούς. Το φαινόμενο αυτό αποκαλείται στη βιβλιογραφία ως evaporative



Εικόνα 3.47 – Α) Περιοχές άκμονα του MCS με σημαντική ηχώ (κόκκινο) και απουσία ηχώ (κίτρινο) Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC Β) Σχηματική απεικόνιση κατακόρυφου νέφους και τρόπος ερμηνείας της σημαντικής ηχώ και της απουσίας ηχώ κάτω από τον άκμονα



Εικόνα 3.48 - Φάση των κατακρημνισμάτων (υγρή και στερεή) κοντά στην επιφάνεια του εδάφους Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC

cooling (Leary and Jr. 1979).

Ανεβαίνοντας σε ακόμη μεγαλύτερα ύψη, στην εικόνα 3.47 παρουσιάζονται οι περιοχές του άκμονα όπου παρατηρείται ελάχιστη έως καθόλου ηχώ στα επίπεδα κάτω από αυτόν. Η περιοχή του άκμονα ορίζεται από τον δορυφόρο ως περιοχή με χαμηλή ανακλαστικότητα της μικροκυματικής ακτινοβολίας ($<20\text{dBZ}$) και μεγάλα ύψη (>8000 μέτρα). Η διάκριση αυτών των περιοχών από τον δορυφόρο είναι πολύ σημαντική καθώς μπορεί να γίνει διαχωρισμός του άκμονα από τα νέα νέφη cumulus (feeder clouds) που δημιουργούνται (κόκκινο χρώμα) καθώς και η εκτίμηση της κίνησης της καταιγίδας (propagation). Οι περιοχές του άκμονα που δεν παρουσιάζουν ηχώ στα κατώτερα επίπεδα επικυρώνονται και από τα δεδομένα του MSG (Εικόνα 3.38), όπου διακρίνονται cirrostratus νέφη στις νότιες και δυτικές παρυφές του άκμονα του MCS (κίτρινες και πορτοκαλί αποχρώσεις).

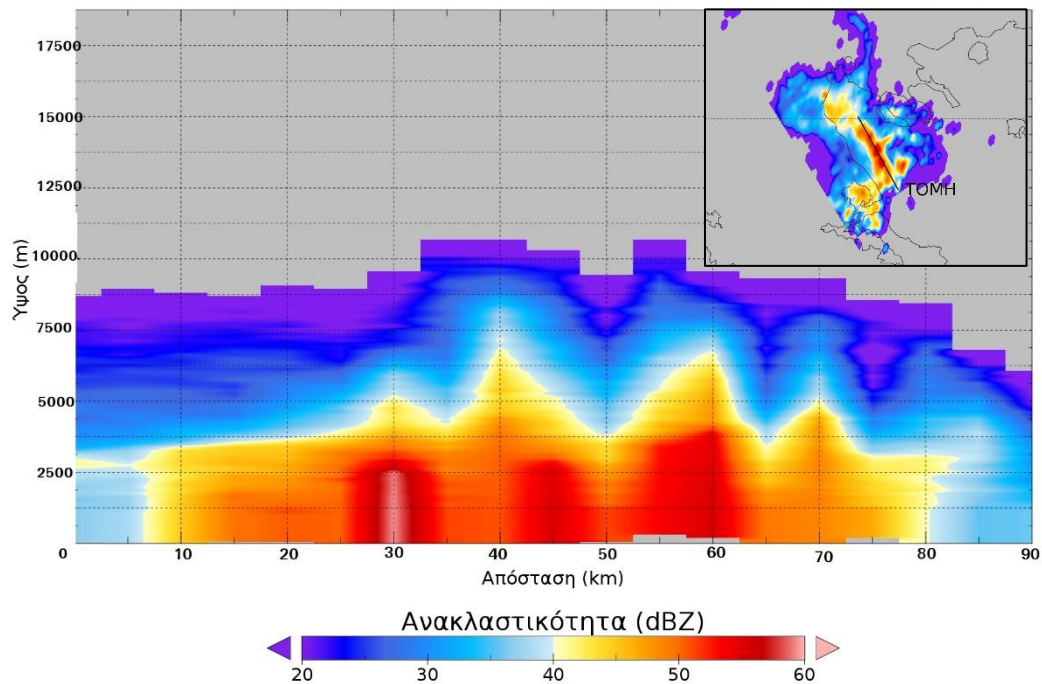
Τέλος, παρουσιάζεται ένα ιδιαίτερα χρήσιμο προϊόν του δορυφόρου GPM, το οποίο είναι η φάση του νερού των κατακρημνισμάτων που βρίσκουν την επιφάνεια του εδάφους (Εικόνα 3.48). Όπως φαίνεται στον χάρτη οι ορεινές περιοχές των Πιερίων, του Ολύμπου και της Όσσας παρουσιάζουν στερεά κατακρημνίσματα στην επιφάνειά τους, γεγονός που επαληθεύεται από την παρουσία της bright band σε αυτά τα μεγάλα ύψη (1800 με 2800 μέτρα). Επίσης, τα στερεά αυτά κατακρημνίσματα είναι χιονοπτώσεις, καθώς αποκλείεται να είναι χαλαζόπτωση (Εικόνα 3.46) και επίσης οι χιονοπτώσεις είναι συχνό φαινόμενο για την περίοδο του Ιουνίου σε τόσο μεγάλα υψόμετρα.

3.4.3. Κατακόρυφες τομές (DPR)

Στη συνέχεια της ανάλυσης των δεδομένων που συλλέγονται από τον GPM, παρουσιάζονται και μελετώνται οι κατακόρυφες τομές (μήκους 90 χιλιομέτρων) του MCS κατά μήκος της γραμμής λαίλαπας που σχηματίζουν τα καταιγιδοφόρα κύτταρα. Σε αυτές τις τομές απεικονίζεται η ανακλαστικότητα των νεφών έτσι όπως θα τα παρατηρούσε και ένα επίγειο μετεωρολογικό ραντάρ, αλλά και πληροφορίες μικροφυσικής των νεφών, όπως η συγκέντρωση των κατακρημνισμάτων και η διάμετός τους.

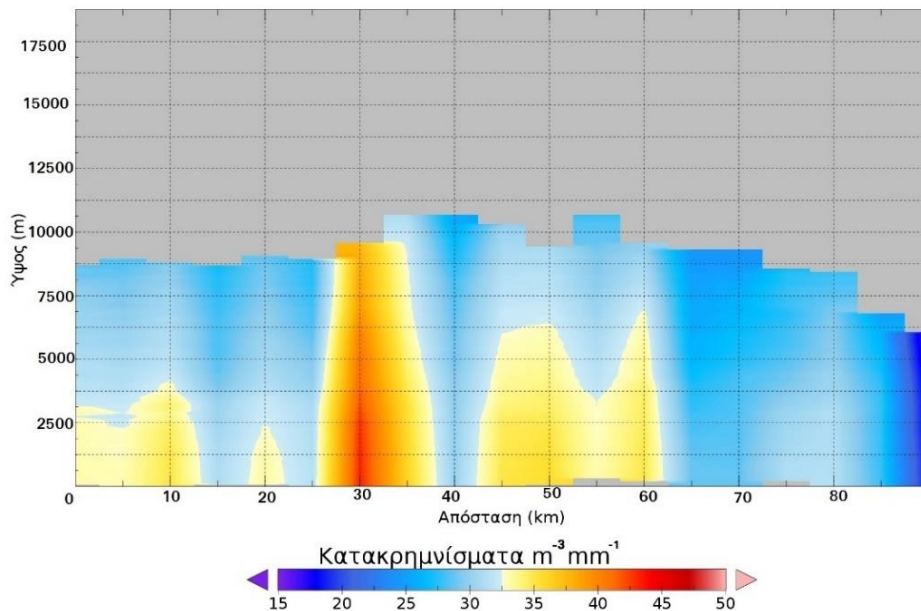
Πιο αναλυτικά, στην εικόνα 3.49 αποτυπώνονται οι ανακλαστικότητες των νεφών του MCS, δίνοντας έμφαση στα ισχυρότερα καταιγιδοφόρα κελιά. Τα κυρίως κελιά ανωμεταφοράς είναι τέσσερα, με το πρώτο (30° χιλιόμετρο της τομής) να εμφανίζει τη μεγαλύτερη ανακλαστικότητα που αγγίζει τα 60 dBZ . Αυτή η τιμή σηματοδοτεί την ύπαρξη χαλαζόκοκκων. Επίσης, το καταιγιδοφόρο αυτό κύτταρο δεν έχει μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη όπως τα υπόλοιπα, το οποίο σημαίνει πως

Κατακόρυφη Ανακλαστικότητα



Εικόνα 3.49 - Κατακόρυφη τομή ανακλαστικότητας (dBZ) νεφών κατά μήκος των εντονότερων καταιγιδοφόρων κελιών. (μήκος τομής 90 χιλιόμετρα) αριστερό άκρο: 40° B, 23° A, δεξιό άκρο: 39.3° B, 23.5° A. Στην ένθετη εικόνα παρουσιάζεται η τοποθεσία της κατακόρυφης τομής

Κανονικοποιημένη Συγκέντρωση Κατακρημνισμάτων



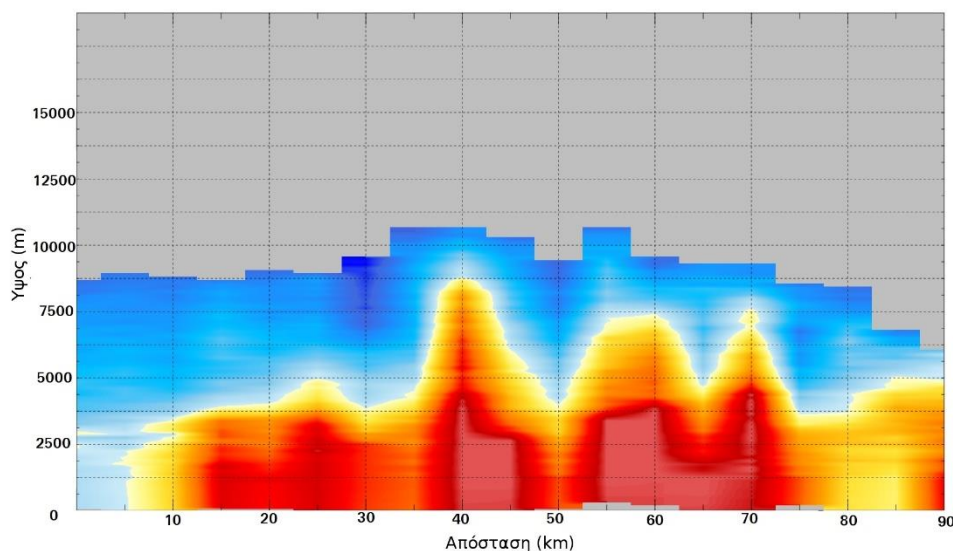
Εικόνα 3.50 - Κατακόρυφη τομή Κανονικοποιημένης συγκέντρωσης κατακρημνισμάτων (πλήθος/ $m^3 \cdot mm$) νεφών κατά μήκος των εντονότερων καταιγιδοφόρων κελιών. (μήκος τομής 90 χιλιόμετρα) αριστερό άκρο: 40ο B, 23ο A, δεξιό άκρο: 39.3ο B, 23.5ο A.

ακόμα βρίσκεται στο στάδιο ανάπτυξης, καθώς οι ανακλαστικότητες του δείχνουν εμμέσως έντονα ανοδικά ρεύματα. Το δεύτερο κύτταρο (μεταξύ 40^{ου} και 45^{ου} χιλιομέτρου) εμφανίζει τη μεγαλύτερη

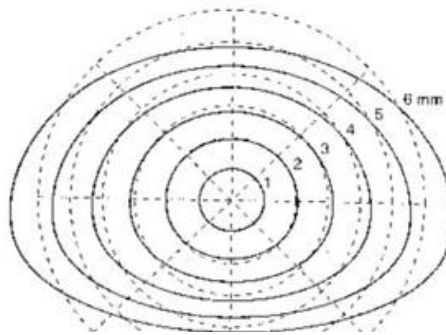
κατακόρυφη έκταση (10800 μέτρα ύψος) και μέγιστη ανακλαστικότητα 54 dBZ. Πιθανόν το κύτταρο αυτό να βρίσκεται στη φάση ωρίμανσης, καθώς οι ανακλαστικότητές του είναι υψηλές όπως και το ύψος του. Στη συνέχεια, το τρίτο κελί βροχόπτωσης που βρίσκεται στο 60^ο χιλιόμετρο της τομής παρουσιάζει σχεδόν όμοια χαρακτηριστικά με το προηγούμενο και τέλος, το τέταρτο κελί το οποίο είναι και το ασθενέστερο μεταξύ των άλλων, εμφανίζει ανακλαστικότητα των 47 dBZ και υπάρχει πιθανότητα να λαμβάνει χώρα χαλάζι και σε αυτό καθώς το ύψος του ξεπερνά κατά πολύ το σημείο παγοποίησης (0°C) το οποίο βρίσκεται στα 3300 μέτρα υψόμετρο.

Προχωρώντας στα στοιχεία μικροφυσικής του MCS παρουσιάζεται στην εικόνα 3.50 η κανονικοποιημένη συγκέντρωση των κατακρημνισμάτων. Η κανονικοποίηση της συγκέντρωσης ανά χιλιοστό της διαμέτρου των κατακρημνισμάτων πραγματοποιείται για λόγους απλούστευσης του αλγορίθμου και την αποφυγή πολλαπλών λύσεων των εξισώσεων (Illingworth and Blackman 2002). Στο 30^ο χιλιόμετρο της τομής εμφανίζονται οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις κατακρημνισμάτων με τιμή 43 βροχοσταγόνων ή/και χαλαζόκοκκων ανά κυβικό μέτρο, ενώ ελάχιστη συγκέντρωση εμφανίζεται στο κύτταρο του 70^{ου} χιλιομέτρου. Η πολύ μεγάλη αυτή διαφορά στη συγκέντρωση ίσως οφείλεται σε σφάλματα του σχεδιασμού του αλγορίθμου, ή και λόγω της σχετικά μικρής χωρικής ανάλυσης του δορυφόρου, όσον αφορά τα μικροφυσικά χαρακτηριστικά, και η οποία εξομαλύνει τις υψηλές τιμές καθώς παράλληλα με τον πυρήνα ενός καταιγιδοφόρου νέφους, παρατηρεί επίσης και νέφη, παραδείγματος χάρι strato cumulus τα οποία μειώνουν την τιμή της συγκέντρωσης των κατακρημνισμάτων.

Διάμετρος Κατακρημνισμάτων



Εικόνα 3.51 - Κατακόρυφη τομή Ισοδύναμης διαμέτρου κατακρημνισμάτων (mm) νεφών κατά μήκος των εντονότερων καταιγιδοφόρων κελιών. (μήκος τομής 90 χιλιόμετρα) αριστερό άκρο: 40ο B, 23ο A, δεξιό άκρο: 39.3ο B, 23.5ο A.



Εικόνα 3.52 - Ισοδύναμα σχήματα βροχοσταγόνων για βροχοσταγόνες διαμέτρου 1-6 χιλιοστών. Πηγή: pmm.nasa.gov

Ένα επίσης πολύ σημαντικό χαρακτηριστικό της μελέτης ενός MCS είναι η αναγνώριση της διαμέτρου των κατακρημνισμάτων. Ο δορυφόρος, όπως έχει προαναφερθεί, είναι εξοπλισμένος με δύο ραντάρ, τα οποία με τη βοήθεια των αλγορίθμων μπορούν να διακρίνουν το σχήμα μιας βροχοσταγόνας λόγω διαφορικής απόσβεσης των μικροκυμάτων και να εξάγουν την ισοδύναμη διάμετρό της (Εικόνα 3.52) (Bringi et al. 2003). Συνεχίζοντας στην ανάλυση της εικόνας 3.51, παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες διαμέτροι παρατηρούνται στα κύτταρα με σχετικά μικρή συγκέντρωση κατακρημνισμάτων, γεγονός που δικαιολογεί τις ισοδύναμες ανακλαστικότητες, καθώς μεγάλη ανακλαστικότητα στο φάσμα των μικροκυμάτων παρουσιάζουν τα νέφη είτε με μεγάλη συγκέντρωση βροχοσταγόνων είτε με μεγάλης διαμέτρου βροχοσταγόνες. Παραδείγματος χάρη, στο κύτταρο του 30^{ου} χιλιομέτρου της κατακόρυφης τομής, λαμβάνει χώρα η μέγιστη συγκέντρωση, αλλά η διάμετρος των κατακρημνισμάτων είναι σχετικά χαμηλή (2.5 mm). Επίσης, αυτό το χαρακτηριστικό του συγκεκριμένου κελιού ανωμεταφοράς δείχνει πως βρίσκεται στα αρχικά στάδια δημιουργίας του με σχετικά ανώριμες βροχοσταγόνες. Τα υπόλοιπα κελιά παρουσιάζουν ένα ώριμο στάδιο το οποίο αποδεικνύεται και από την αλληλουχία των εικόνων των επίγειων ραντάρ.

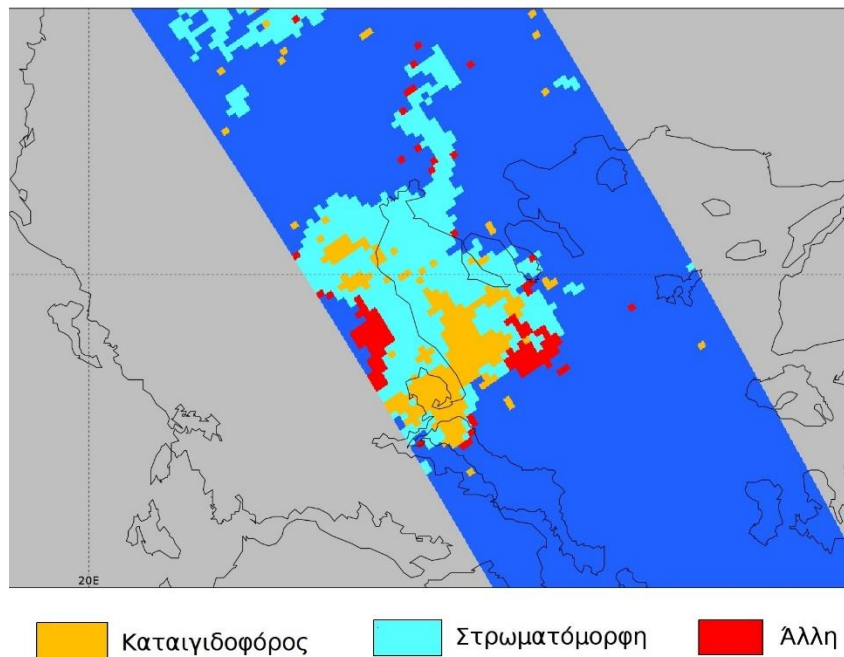
3.4.4. Συνδυαστικά Προϊόντα DPR και GMI

Σε αυτήν την ενότητα παρουσιάζονται προϊόντα που δημιουργήθηκαν με τη βοήθεια και των δύο οργάνων του GPM, του ραδιομέτρου GMI και του ραντάρ διπλής συχνότητας DPR. Το πρώτο είναι το είδος της βροχόπτωσης και τα υπόλοιπα είναι κατακόρυφες τομές του περιεχομένου του υγρού ύδατος των νεφών και του νετίσιμου ύδατος σε κάθε επίπεδο.

Στην εικόνα 3.53 λαμβάνουν χώρα τρία είδη βροχόπτωσης. Με την κίτρινη απόχρωση παρουσιάζεται η καταιγιδόφορος βροχόπτωση (convective precipitation), η οποία κατηγοριοποιείται με κριτήρια την την κατακόρυφη έκταση του νέφους και την παρουσία της bright band κοντά στην ισόθερμή των 0°C (Awaka et al. 2016), η δεύτερη κατηγορία είναι η στρωματόμορφη βροχόπτωση

(stratiform precipitation), η οποία έχει μικρό πάχος bright band, μικρή ένταση βροχόπτωσης και είναι πιο εκτεταμένη. Η τρίτη κατηγορία, η οποία είναι η πιο αμφιλεγόμενη (σύμφωνα με τα κριτήρια του

Τύπος Βροχόπτωσης

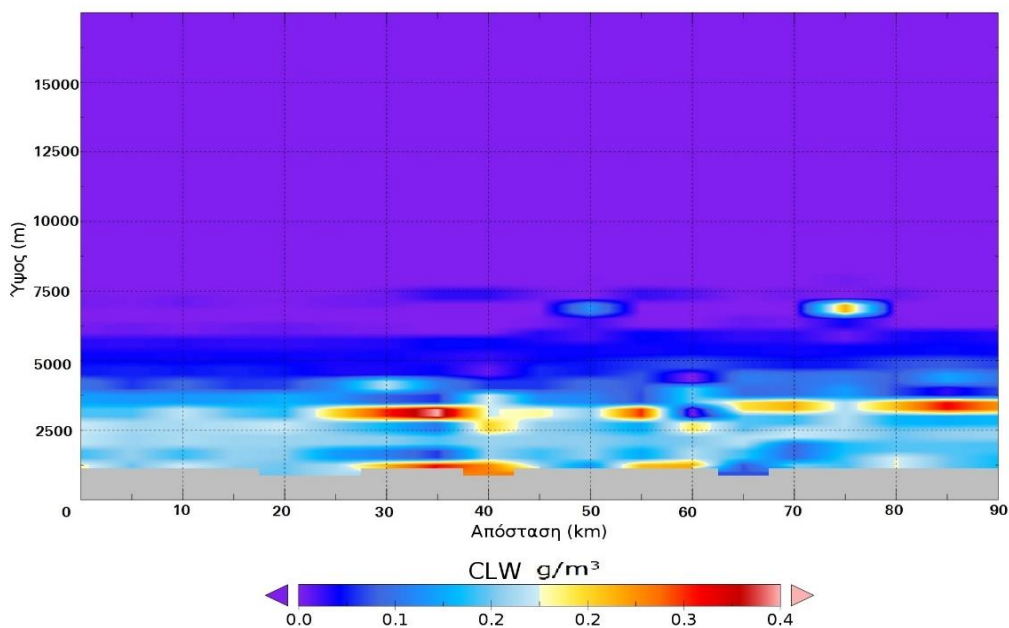


Εικόνα 3.53 – Τύπος βροχόπτωσης με κριτήρια την ένταση της βροχόπτωσης και το πάχος της bright band. Ελλάδα 18/06/2015 07:18 UTC.

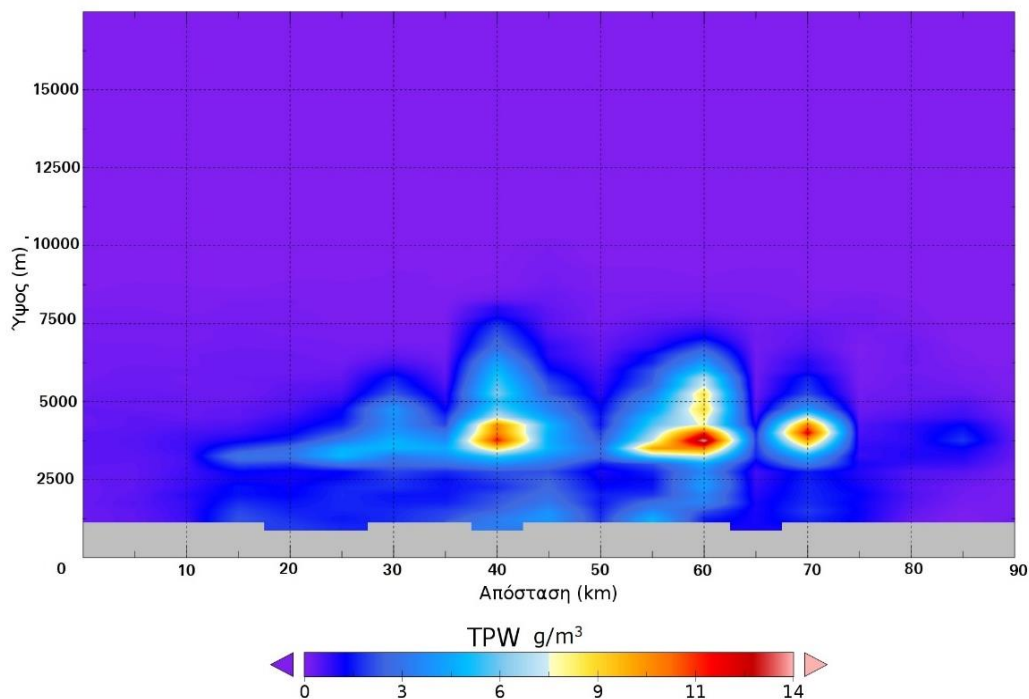
αλγορίθμου του δορυφόρου), χαρακτηρίζεται ως «άλλη» (κόκκινο χρώμα) και παρουσιάζει σημάδια πτώσης κατακρημνισμάτων, μόνο πάνω από την ισόθερμη των 0° C. Αυτό δηλώνει απλά την παρουσία νέφους, χωρίς βροχή, ή την ύπαρξη βροχόπτωσης, η οποία δεν βρίσκει την επιφάνεια λόγω εξάτμισης. Αυτό το προϊόν θα μπορούσε κάλλιστα να χρησιμεύσει επιχειρησιακά, όπως π.χ. στην αεροναυτιλία, όπου παρατηρώντας σε ποιες περιοχές βρίσκεται η καταιγιδοφόρος βροχόπτωση, τα αεροπλάνα μπορούν να σχεδιάσουν την πορεία τους για μία ασφαλέστερη πτήση.

Στην παρακάτω κατακόρυφη τομή (Εικόνα 3.54), απεικονίζεται η ποσότητα σε υγρό ύδωρ (Cloud Liquid Water, CLW) των καταιγιδοφόρων κελιών του MCS. Εκ πρώτης όψεως, δεν γίνεται σαφής διάκριση των κελιών και η συγκεκριμένη θέση τους όπως είχε παρατηρηθεί στις προηγούμενες τομές. Παρ' όλα αυτά, οι μέγιστες συγκεντρώσεις CLW παρατηρούνται ακριβώς κάτω από το σημείο παγοποίησης (3300 μέτρα υψόμετρο) με τη μέγιστη τιμή (0.4g/m^3) να παρατηρείται στο 35° χιλιόμετρο της τομής, κοντά στο σημείο που παρατηρούνται οι μέγιστες ανακλαστικότητες (Εικόνα 3.49). Επίσης, στη βιβλιογραφία αναφέρεται πως τα νέφη Cumulonimbus παρουσιάζουν CLW πάνω από 1g/m^3 (Aufm Kampe 1950). Οι χαμηλότερες τιμές CLW που εκτιμώνται από τον δορυφόρο, ίσως οφείλονται στην εξομάλυνσή τους εξαιτίας της σχετικά μικρής χωρικής ανάλυσής του δορυφόρου. Αυτό όμως δεν επηρεάζει την αξία αυτού του προϊόντος καθώς ποιοτικά και όχι ποσοτικά μπορεί να

γίνει μία εκτίμηση του περιεχόμενου υγρού ύδατος μέσα στα νέφη.



Εικόνα 3.54 – Κατακόρυφη τομή περιεχομένου υγρού ύδατος (Cloud Liquid Water - CLW) (g/m^3). Πάνω από την ισόθερμη των 0°C οι νεφοσταγόνες βρίσκονται σε υπέρτηξη. (μήκος τομής 90 χιλιόμετρα) αριστερό άκρο: 40ο Β, 23ο Α, δεξιό άκρο: 39.3ο Β, 23.5ο Α.



Εικόνα 3.55 - Κατακόρυφη τομή περιεχομένου ύδατος υγρών και στερεών κατακρημνισμάτων (Total Precipitable Water content – TPW) (g/m^3). (μήκος τομής 90 χιλιόμετρα) αριστερό άκρο: 40ο Β, 23ο Α, δεξιό άκρο: 39.3ο Β, 23.5ο Α.

Το επόμενο χαρακτηριστικό που μελετάται είναι το περιεχόμενο ύδατος των

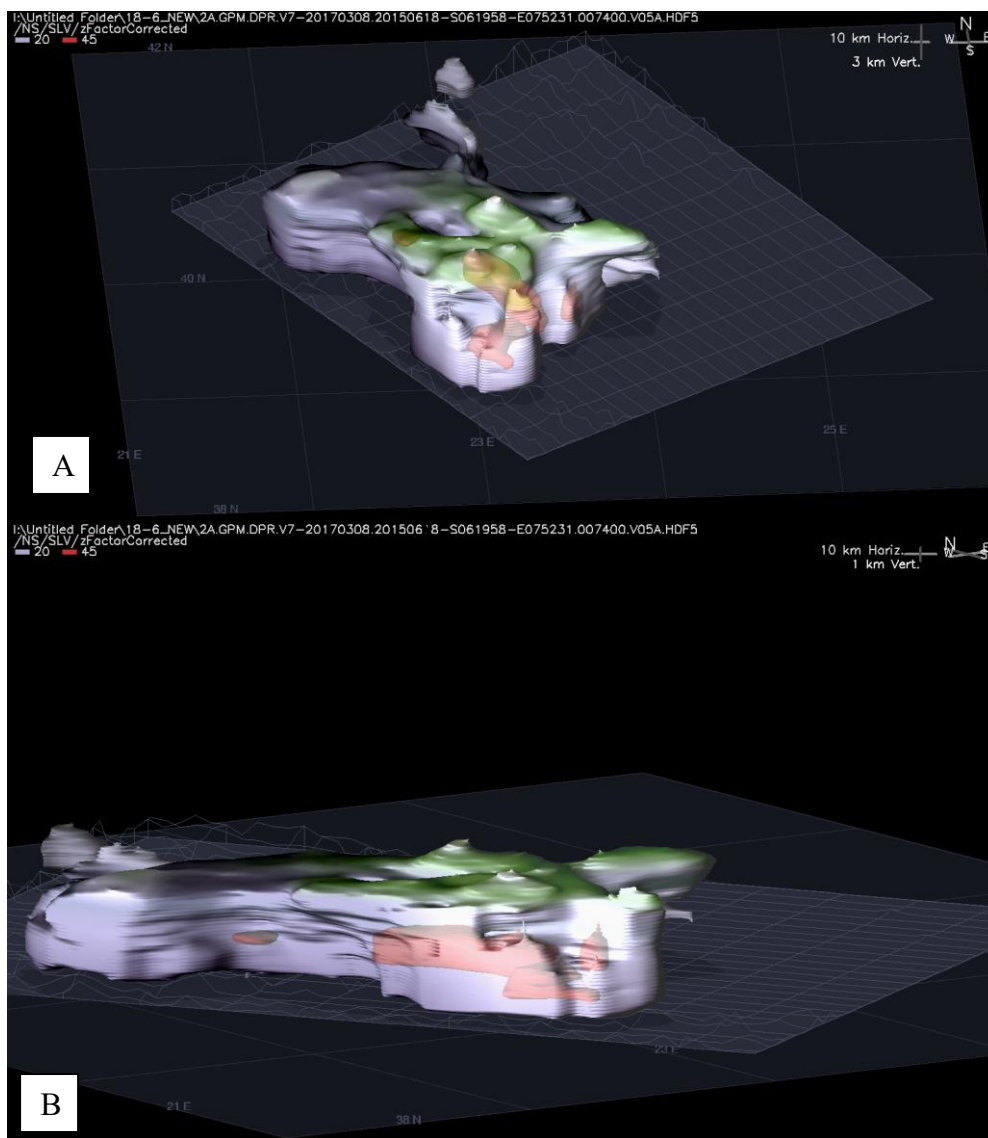
κατακρημνισμάτων. Οι διαφορές του με το προηγούμενο προϊόν είναι ότι εδώ (Εικόνα 3.55) πρώτον απεικονίζεται το υδάτινο περιεχόμενο μόνο των κατακρημνισμάτων και όχι των νεφοσταγονιδίων και δεύτερον, περιλαμβάνονται και τα υγρά, αλλά και τα στερεά κατακρημνίσματα. Το ιδιαίτερα ενδιαφέρον αυτής της κατακόρυφης τομής είναι η πολύ καθαρή διάκριση των καταιγιδοφόρων κελιών, όπου χαρακτηριστικά διακρίνονται τέσσερα κελιά με μεγαλύτερο ύψος τα κελιά του 40^{ου} και του 60^{ου} χιλιομέτρου με τιμές από 11 με 14 g/m³. Επίσης, διακρίνεται πως οι μέγιστες τιμές βρίσκονται κοντά στις βάσεις των νεφών και κάτω από την ισόθερμη των 0° C (3300 μέτρα υψόμετρο). Ακόμη, παρατηρείται κάτω από τις βάσεις των νεφών σημαντικό ποσό ύδατος σε κατακρήμνιση (περίπου 6 g/m³) το οποίο λογικά οφείλεται στη βροχύπτωση ή χαλαζόπτωση που λαμβάνει χώρα στην περιοχή. Τέλος, και σε αυτό το προϊόν αποδεικνύεται πως το κύτταρο στο 30° χιλιόμετρο της τομής βρίσκεται ακόμη στο στάδιο της ανάπτυξης και παρουσιάζει σχετικά χαμηλές τιμές της τάξης των 7 g/m³ χωρίς την παρουσία έντονης βροχύπτωσης κάτω από τη βάση του.

3.4.5. Τρισδιάστατη απεικόνιση του MCS

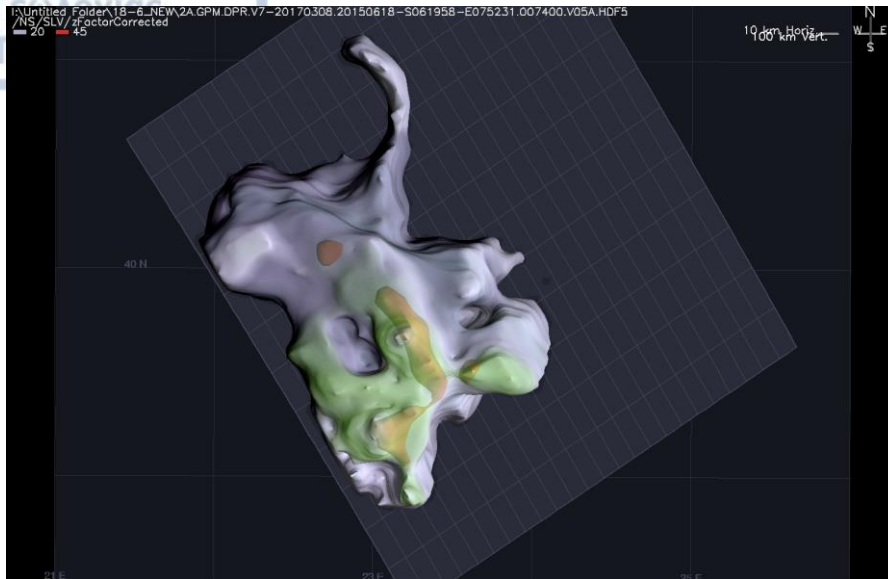
Στο τελευταίο στάδιο της ανάλυσης των δεδομένων του δορυφόρου GPM, παρατίθενται τρισδιάστατες εικόνες, οι οποίες προκύπτουν από τις τιμές ανακλαστικότητας σε dBZ. Ο σκοπός παρουσίασης αυτών των εικόνων είναι για να δώσουν στο μελετητή μία γενική εικόνα της δομής και της έντασης του MCS, όσον αφορά την ένταση των βροχοπτώσεων, των κατακόρυφων ρευμάτων αέρα και των δυνητικών περιοχών παρουσίας χαλαζιού.

Στην εικόνα 3.56 απεικονίζεται το MCS υπό γωνία και όχι κατακόρυφα. Στην άνω εικόνα (Α) η γωνία θέασης είναι από νότια και παρατηρούνται τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά που ορίζουν ένα MCS. Η έκταση του συστήματος, ορίζεται από τις τιμές ανακλαστικότητας άνω των 20 dBZ και καταλαμβάνει περίπου 20000 τετραγωνικά χιλιόμετρα. Επίσης, φαίνονται πολύ χαρακτηριστικά οι προεξέχουσες κορυφές, οι οποίες αντιστοιχούν με τα μέγιστα ύψη των νεφών του MCS. Επιπροσθέτως, παραμένοντας στα μεγάλα ύψη, παρατηρείται άκμονας στο ανατολικό κομμάτι του MCS, καθώς δεν παρατηρούνται σχεδόν καθόλου ανακλαστικότητες από το δορυφόρο. Στην κάτω εικόνα (Β) η γωνία θέασης είναι από τα νοτιοδυτικά και πλησιέστερα στο έδαφος. Από δω παρατηρούνται ευκρινέστερα οι προεξέχουσες κορυφές, οι οποίες όπως λέει και το όνομά τους, προεξέχουν από το επίπεδο του άκμονα και επιπλέον, με κόκκινη απόχρωση (ανακλαστικότητα μεγαλύτερη των 45 dBZ) απεικονίζονται οι πυρήνες των ισχυρότερων κελιών ανωμεταφοράς και επομένως των περιοχών που μπορεί να δημιουργηθεί χαλάζι. Πρέπει να σημειωθεί πως η αναλογία του κατακόρυφου άξονα ως προς τους οριζόντιους άξονες είναι 1:10 για λόγους καλύτερης διάκρισης τόσο της οριζόντιας έκτασης του MCS, αλλά όσο και των χαρακτηριστικών που εκτείνονται κατακόρυφα, όπως για παράδειγμα οι πυρήνες των καταιγιδοφόρων κυττάρων.

Τέλος, στην εικόνα 3.57 αποτυπώνεται η τρισδιάστατη απεικόνιση του MCS από το ζενίθ. Σε αυτό το σημείο φαίνεται πως οι μέγιστες ανακλαστικότητες (κόκκινες αποχρώσεις) του ραντάρ αντιστοιχούν με τα μέγιστα ύψη του MCS (πράσινες αποχρώσεις), αλλά και τις προεξέχουσες κορυφές. Επίσης, με τη μαύρη γραμμή απεικονίζονται οι περιοχές του MCS που αναλύθηκαν προηγουμένως με κατακόρυφες τομές.



Εικόνα 3.56 - Τρισδιάστατη απεικόνιση του MCS με τιμές ανακλαστικότητας (dBZ). 20 με 45 dBZ: κυανό, >45 dBZ: κόκκινο. Ύψη μεγαλύτερα των 8500 μέτρων: πράσινο. 18/06/2015 07:18 UTC



Εικόνα 3.57 - Τρισδιάστατη απεικόνιση από το ζενίθ του MCS με τιμές ανακλαστικότητας (dBZ). 20 με 45 dBZ: κυανό, >45 dBZ: κόκκινο. Ύψη μεγαλύτερα των 8500 μέτρων: πράσινο. Η μαύρη γραμμή δείχνει τις περιοχές των κατακόρυφων τομών. 18/06/2015 07:18 UTC

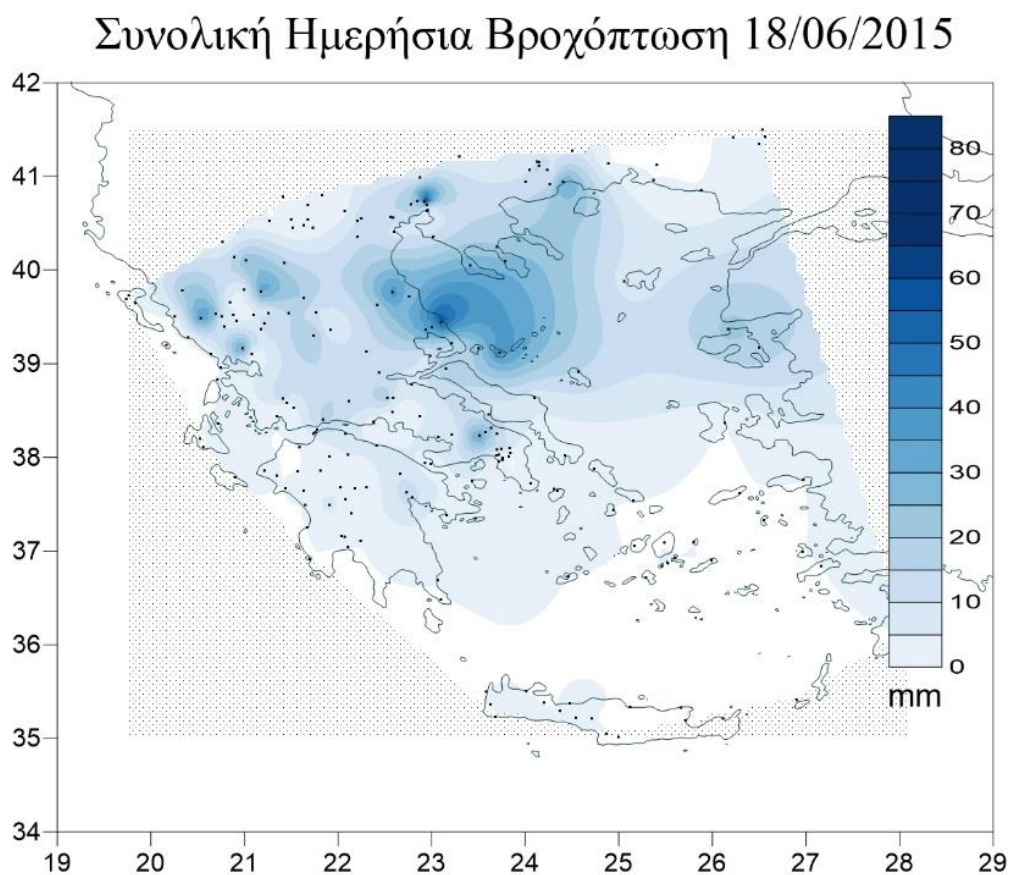
3.5. Δεδομένα Επίγειων Μέσων

Σε αυτήν την ενότητα παρουσιάζονται δεδομένα από επίγεια μέσα με σκοπό την καλύτερη ταυτοποίηση των δορυφορικών δεδομένων του GPM. Παρακάτω παρατίθενται ένας χάρτης της συνολικής βροχόπτωσης της ημέρας εμφάνισης του MCS (18 Ιουνίου 2015) από διάφορους μετεωρολογικούς σταθμούς, εικόνες επίγειων ραντάρ του Λιόπρασου Τρικάλων και Φιλύρου Θεσσαλονίκης που ανήκουν στην εταιρεία 3Δ (3dsa.gr) και χάρτες εμφάνισης ηλεκτρικών εκκενώσεων από το δίκτυο Blitzortung (blitzortung.org).

3.5.1. Μετεωρολογικοί Σταθμοί

Για την αναγνώριση των περιοχών που δέχτηκαν τη μεγαλύτερη επίδραση, όσον αφορά τη βροχόπτωση, από το MCS, κατασκευάστηκε ο χάρτης ημερήσιας βροχόπτωσης από δεδομένα ενός δικτύου αυτόματων επαγγελματικών και ερασιτεχνικών μετεωρολογικών σταθμών που βρίσκεται στην επικράτεια του ελληνικού χώρου. Προφανώς, όλοι οι μετεωρολογικοί σταθμοί δεν επηρεάζονται από το MCS, αλλά η απεικόνιση και αυτών των σταθμών δείχνει ένα μέτρο σύγκρισης της βροχόπτωσης σε σχέση με τους σταθμούς που επηρεάστηκαν από την καταιγιδοφόρο δραστηριότητα του υπό μελέτης συστήματος. Επίσης, ο σκοπός αυτού του χάρτη δεν είναι η ποσοτική αξιολόγηση της βροχόπτωσης, αλλά η ποιοτική. Γι' αυτό το λόγο επιλέχθηκαν και ερασιτεχνικοί μετεωρολογικοί σταθμοί με ρεαλιστικά δεδομένα. Προχωρώντας στον χάρτη της εικόνας 3.58, παρατηρείται πως το

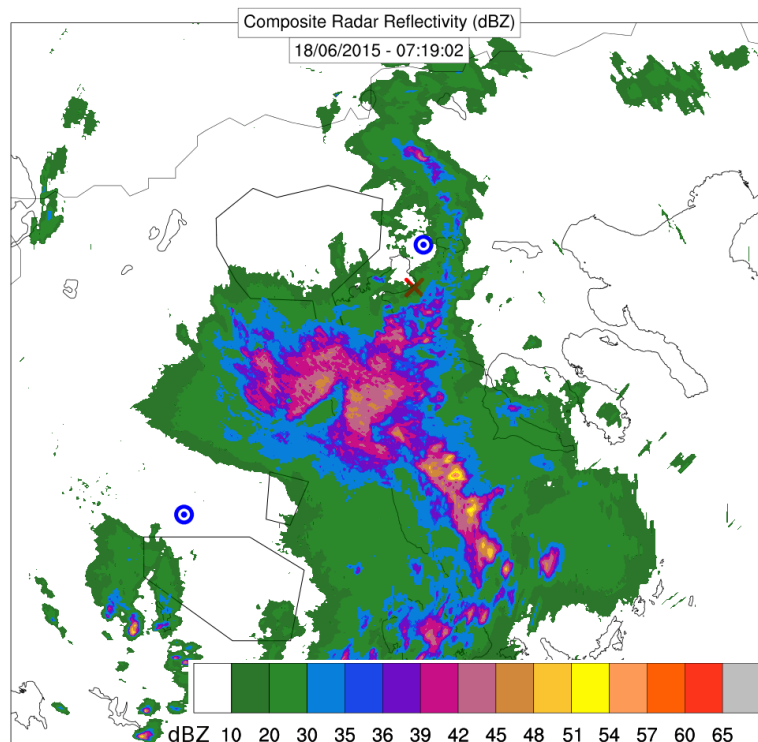
μεγαλύτερο ποσό βροχόπτωσης καταγράφηκε στο βορειοδυτικό Αιγαίο πέλαγος, ανάμεσα από Θεσσαλία, Χαλκιδική και Βόρειες Σποράδες με μέγιστη συνολική βροχόπτωση τα 65mm. Αν υπήρχαν μετεωρολογικοί σταθμοί και στη θαλάσσια περιοχή νότια του νομού Χαλκιδικής, θα φαινόταν πιο καθαρά και η τροχιά του MCS, η οποία απεικονίζεται στην εικόνα 3.2. Επιπλέον, αν και το μέγιστο συνολικής βροχόπτωσης που παρουσιάζεται στον χάρτη (80mm) δεν προκλήθηκε από το MCS, αλλά από μία τοπική καταιγίδα στην περιοχή του Ωραιοκάστρου Θεσσαλονίκης, τα αίτια δημιουργίας της ήταν καθαρά θερμικά και η έκτασή της πολύ μικρότερη από αυτή του MCS. Τέλος, παρατηρούνται δευτερεύοντα τοπικά μέγιστα βροχόπτωσης στην περιοχή της Καβάλας και της Λέσβου, τα οποία όπως παρατηρείται από την αλληλουχία των δορυφορικών εικόνων (δεν παρουσιάζονται), φαίνεται πως προκύπτουν από τη σύγκλιση των ανατολικών ανέμων και των ανέμων που προκλήθηκαν από τα καθοδικά ρεύματα των εκπνεόμενων καταιγιδοφόρων νεφών (convective outflow) (Weisman and Klemp 1986).



Εικόνα 3.58 - Χάρτης συνολικής ημερήσιας βροχόπτωσης (mm). Ελλάδα 18/06/2015 Πηγή δεδομένων: metar.gr

3.5.2. Επίγεια Ραντάρ

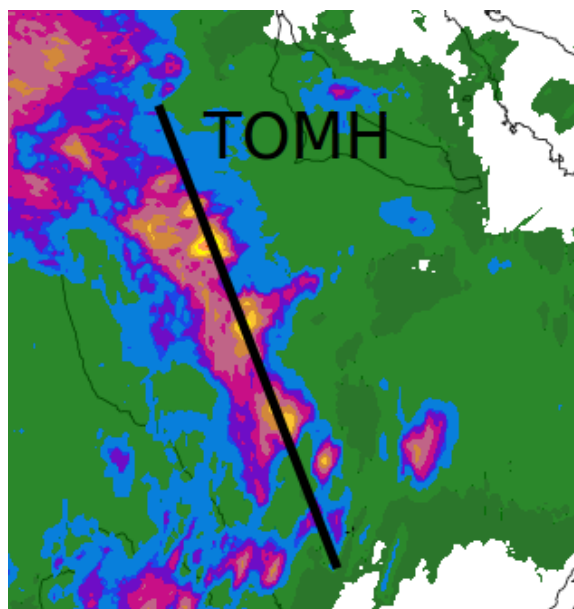
Σε αυτό το κομμάτι της μελέτης, γίνεται σύγκριση των δεδομένων των επίγειων ραντάρ και του ραντάρ του δορυφόρου GPM. Πρέπει να σημειωθεί ότι η χωρική ανάλυση των επίγειων ραντάρ είναι πολύ μεγαλύτερη, της τάξης μερικών εκατοντάδων μέτρων (750 μέτρα για τα ραντάρ της 3Δ) σε σύγκριση με του GPM που είναι 5 χιλιομέτρων. Αυτό σημαίνει πως τα επίγεια ραντάρ είναι ικανά να διακρίνουν χαρακτηριστικά του MCS, όπως τοπικά μέγιστα της ανακλαστικότητας των νεφών στο φάσμα των μικροκυμάτων και καλύτερη διάκριση κοντινών κελιών ανωμεταφοράς των οποίων το ραντάρ του GPM θα τα παρατηρούσε ως ένα.



Εικόνα 3.59 - Σύνθετη ανακλαστικότητα ραντάρ στο φάσμα των μικροκυμάτων (dBZ). Κεντρική-βόρεια Ελλάδα και βορειοδυτικό Αιγαίο. 18/06/2015 07:19 UTC

Η εικόνα 3.59 παρουσιάζει τη συνολική ανακλαστικότητα των μικροκυμάτων σε κάθε επίπεδο (όλα τα ύψη του MCS) παρατήρησης του μετεωρολογικού ραντάρ, δείχνοντας μία συνολική εικόνα της έντασης και έκτασης του MCS. Επικεντρώνοντας το ενδιαφέρον στη γραμμή λαίλαπας, όπου βρίσκονται εκεί τα ισχυρότερα καταιγιδοφόρα κύτταρα, φαίνεται πως στο ισχυρότερο κύτταρο εμφανίζονται τιμές ανακλαστικότητας μεταξύ 57 και 60 dBZ, τιμές που σηματοδοτούν την πολύ μεγάλη πιθανότητα παρουσίας χαλαζόκοκκων. Επίσης, τα υπόλοιπα κελιά ανωμεταφοράς έχουν λίγο χαμηλότερες τιμές, αλλά είναι εξίσου ισχυρά με μέση μέγιστη τιμή στα 51 με 54 dBZ (κίτρινο χρώμα). Στην εικόνα 3.60 διαγράφεται η κατακόρυφη τομή που παρουσιάζεται στην εικόνα 3.61.

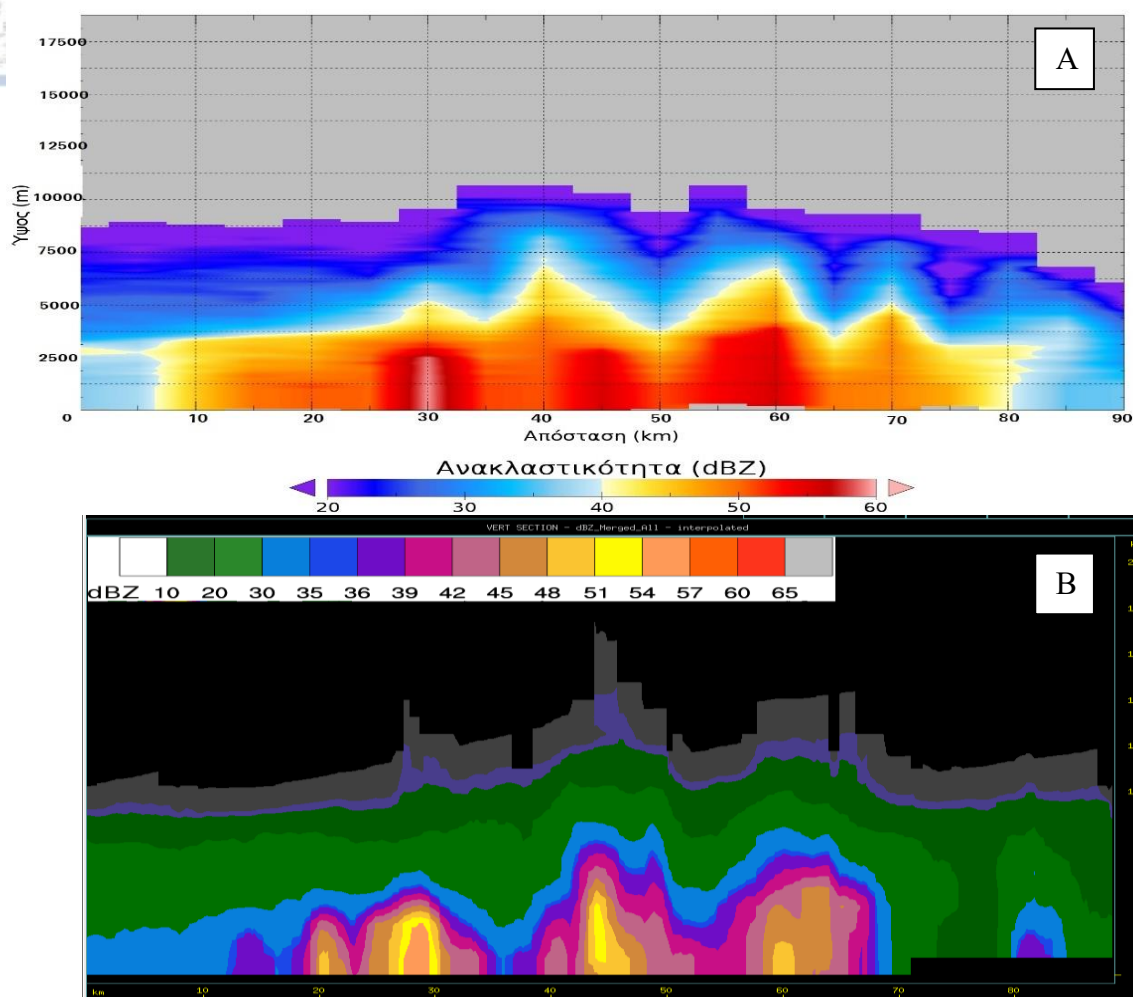
Για κάθε μετεωρολογικό δορυφόρο είναι πολύ σημαντικό να επικυρώνονται τα δεδομένα που αποκομίζει, από επίγεια μέσα και αυτό αποδεικνύεται πολύ ικανοποιητικά με τη σύγκριση των κατακόρυφων τιμών των ανακλαστικότητων στην εικόνα 3.61. Για παράδειγμα το ισχυρότερο καταιγιδοφόρο κύτταρο στο 30^ο χιλιόμετρο των τομών παρουσιάζει ανακλαστικότητες πάνω από 54 dBZ. Επίσης, τα δύο ισχυρότερα κελιά βρίσκονται στην ίδια τοποθεσία και στις δύο τομές και η



Εικόνα 3.60 - Περιοχή κατακόρυφης τομής των ισχυρότερων καταιγιδοφόρων κυττάρων. Μήκος κατακόρυφης τομής: 90km

κατακόρυφη ανάπτυξη τους είναι ταυτόσημη (ύψος των 20 dBZ) στα περίπου 11000 μέτρα υψόμετρο. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, τα κύτταρα οριζόντιας έκτασης μικρότερων των 5 χιλιομέτρων δεν διακρίνονται εύκολα από το ραντάρ του GPM, και αυτό φαίνεται στο 20^ο χιλιόμετρο των τομών, όπου υπάρχει ένα κύτταρο μικρής έκτασης, αλλά σχετικά έντονο με μέγιστη ανακλαστικότητα στα 53 dBZ. Επιπρόσθετα, στο 70^ο χιλιόμετρο παρατηρείται στο GPM ένα κελί βροχόπτωσης που δεν αναγνωρίζεται από τα επίγεια ραντάρ. Αυτό οφείλεται στο ότι λόγω της σχετικά μικρής χωρικής ανάλυσης το ραντάρ του GPM περιλαμβάνει στην απεικόνιση της τομής και παραπλήσια εικονοστοιχεία τα οποία ίσως περιέχουν ανακλαστικότητες από κάποια διπλανά κελιά. Γενικά σε σχέση με τα επίγεια ραντάρ, ο GPM εξομαλύνει τις τιμές ανακλαστικότητας, δηλαδή δεν υπάρχει έντονη αντίθεση στην απεικόνιση των τιμών ανακλαστικότητας. Παρ' όλα αυτά, τα δεδομένα του GPM είναι ικανοποιητικά για την αναγνώριση έντονων κατακόρυφων ρευμάτων και περιοχών χαλαζόπτωσης σε μία μεγάλη παρατηρούμενη έκταση, όπως αυτή που καταλαμβάνει και το MCS της παρούσας μελέτης.

Κατακόρυφη Ανακλαστικότητα

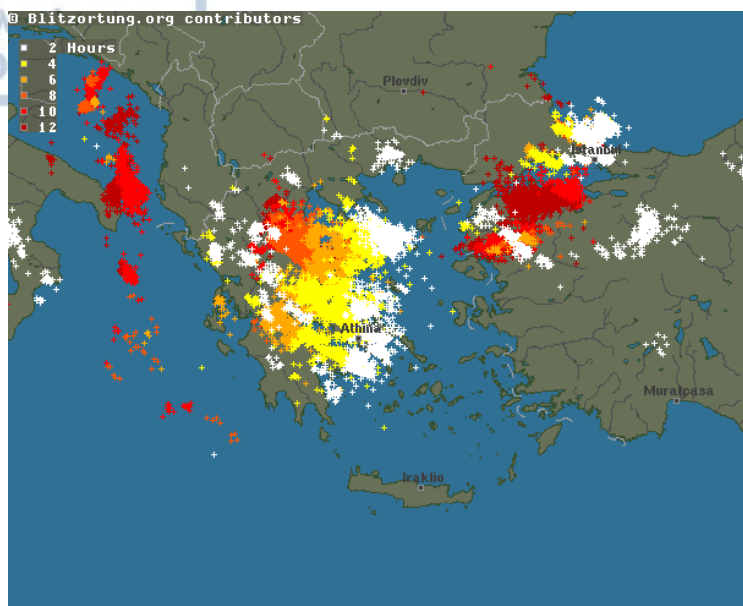


Εικόνα 3.61 - Σύγκριση ανακλαστικοτήτων κατακόρυφων τιμών των ραντάρ του GPM (A) και των επίγειων ραντάρ (B). 18/06/2015 07:18 UTC

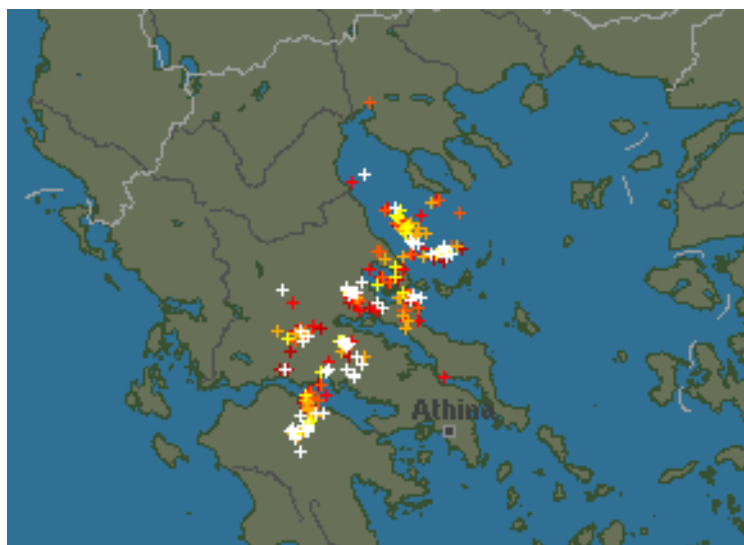
3.5.3. Καταγραφές Ηλεκτρικών Εκκενώσεων

Φτάνοντας στο τέλος αυτής της μελέτης του MCS και των επίγειων δεδομένων που το παρατηρούν, παρατίθενται δεδομένα καταγραφής αστραπών (μεταξύ νεφών και μεταξύ εδάφους και νεφών). Σκοπός αυτής της παράθεσης των δεδομένων είναι για να αναδειχθεί η ένταση και η διάρκεια του MCS. Στην εικόνα 3.62 φαίνεται η καταγραφή αστραπών από τις 00 έως τις 12 UTC, δηλαδή από την αρχή δημιουργίας του MCS, μέχρι περίπου τη διάλυσή του. Συνολικά σε αυτό το 12ώρο καταγράφηκαν, σύμφωνα με το lightningmaps.org, 8000 ηλεκτρικές εκκενώσεις αποκλειστικά από το MCS. Επίσης, στην εικόνα, τα λευκά χρώματα είναι οι νεότερες ηλεκτρικές εκκενώσεις του τελευταίου 2ωρου, δηλαδή μεταξύ 10 και 12 UTC. Τα κόκκινα χρώματα δηλώνουν τις ηλεκτρικές εκκενώσεις μεταξύ 00 και 02 UTC. Επομένως, φαίνεται στη Δυτική Μακεδονία η περιοχή γέννησης του MCS και η μετέπειτα πορεία του προς τα ανατολικά. Μετά τις 12 UTC το MCS δείχνει σημάδια

εξασθένησης προχωρώντας βόρεια προς το νομό Χαλκιδικής.



Εικόνα 3.62 - Καταγραφές ηλεκτρικών εκκενώσεων.
Ελλάδα 18/06/2015 00 UTC έως 12 UTC Πηγή:
Blitzortung.org



Εικόνα 3.63 - Καταγραφές ηλεκτρικών εκκενώσεων.
Ελλάδα 18/06/2015 07:15 UTC έως 07:30 UTC
Πηγή: Blitzortung.org

Πιο συγκεκριμένα, μεταξύ 07:15 και 07:30 UTC, το οποίο χρονικό διάστημα περιλαμβάνει τη χρονική στιγμή του περάσματος του δορυφόρου GPM, παρατηρείται έντονη ηλεκτρική δραστηριότητα, γεγονός που δείχνει ότι το MCS βρισκόταν σε φάση ωριμότητας και μέγιστης δράσης, όπως αποδεικνύεται και από τις προηγούμενες πληροφορίες (εικόνες MSG, GPM και επίγειων ραντάρ) της μελέτης.

4. Συμπεράσματα

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε δορυφορική ανάλυση, με τη βοήθεια συνοπτικής ανάλυσης και ανάλυσης επίγειων δεδομένων, ενός μέσης κλίμακας καταιγιδοφόρου συστήματος (MCS), το οποίο επηρέασε τη δυτική και κεντρική Μακεδονία τη 18^η Ιουνίου 2015. Στην αρχή της μελέτης έγινε συνοπτική μελέτη της περίπτωσης με τη βοήθεια συνοπτικών χαρτών για την κατανόηση των συνθηκών δημιουργίας του MCS. Ακολούθως, χρησιμοποιήθηκαν εικόνες του δορυφόρου πολικής τροχιάς GPM, και επικουρικά του γεωστάσιμου δορυφόρου MSG για την καλύτερη κατανόηση της δομής, των μικροφυσικών χαρακτηριστικών, της συμπεριφοράς και της έντασης του νεφικού αυτού συστήματος.

Παρακάτω παρουσιάζονται τα σημαντικότερα συμπεράσματα της μελέτης. Αρχικά, παρατίθενται με μία σύντομη περιγραφή τα συμπεράσματα που αφορούν τη συνοπτική κατάσταση της προϋπάρχουσας ατμόσφαιρας.

- Το μέσης κλίμακας καταιγιδοφόρο σύστημα της μελέτης προκλήθηκε από δυναμικές διαδικασίες της ανώτερης τροπόσφαιρας με τη βοηθητική συμμετοχή διαδικασιών που έλαβαν χώρα στα χαμηλότερα στρώματα αυτής.
- Οι διαδικασίες αυτές είναι α) η ψυχρή μεταφορά στη μέση τροπόσφαιρα με παράλληλη πτώση της σχετικής υγρασίας, β) η θερμή μεταφορά στα υποκείμενα στρώματα και η ενίσχυση της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας, γ) η θέση της περιοχής γέννησης του MCS ακριβώς κάτω από την αριστερή έξοδο του αεροχειμάρρου, όπου λαμβάνουν χώρα ανοδικές κινήσεις, δ) η αρνητική κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας η οποία δηλώνει δυνητική αστάθεια (potential instability) στο εν λόγω στρώμα, ε) η ύπαρξη υγρασίας στην κατώτερη τροπόσφαιρα, στ) η σύγκλιση των ανέμων στην περιοχή δημιουργίας του MCS, ζ) η ύπαρξη οριακής έως μεγάλης αστάθειας με βάση τους δείκτες αστάθειας, και η) η σχετικά υψηλή θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας σε σχέση με τη γύρω περιοχή.
- Σύμφωνα με το δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών, η περισσότερη βροχόπτωση έλαβε χώρα κοντά σε παράκτιες περιοχές, γεγονός που δηλώνει ότι η υγρασία στα κατώτερα στρώματα επηρεάζει σημαντικά το υετίσιμο δυναμικό του καταιγιδοφόρου συστήματος.

Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που αφορούν την ανάλυση των δεδομένων του δορυφόρου MSG και μετέπειτα των κυρίως δεδομένων του GPM.

- Το κανάλι των υπέρυθρων στα 10.8μm, σε συνδυασμό με το κανάλι HRV υψηλής ανάλυσης στο ορατό φάσμα, δίνει ικανοποιητική απεικόνιση των προεξεχουσών κορυφών, η οποία ταιριάζει με τις απεικονίσεις μέγιστου ύψους των νεφών του GPM. Ωστόσο, πρέπει να δοθεί

έμφαση στις χρονικές στιγμές παρατήρησης του κάθε δορυφόρου, καθώς ακόμη και 10 λεπτά χρονικής διαφοράς παρατήρησης μπορεί να αποτελέσει αιτία εσφαλμένων αντιστοιχίσεων των προεξέχουσών κορυφών, διότι ο χρόνος ζωής τους είναι της τάξης των μερικών δεκάδων λεπτών.

- Με βάση το κανάλι απορρόφησης των υδρατμών στα $6.3\mu\text{m}$ συμπεραίνεται πως ο αεροχείμαρρος, επηρεάζει τη συμπεριφορά του MCS, καθώς το τελευταίο βρίσκεται στην αριστερή πλευρά της εξόδου του. Οι εικόνες διαφοράς ανακλαστικότητας των καναλιών 1 και 3 ($0.6\mu\text{m}$ και $1.6\mu\text{m}$) στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο, δίνουν πολύ ικανοποιητικά ευδιάκριτη απεικόνιση της θέσης των προεξέχουσών κορυφών, αλλά και εδώ πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή στις ώρες παρατήρησης καθώς η γωνία πρόσπτωσης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στις προεξέχουσες κορυφές μπορεί να επηρεάσει την τιμή του καναλιού 1 και να δώσει μη ρεαλιστικές τιμές.
- Η πολυφασματική εικόνα αερίων μαζών (Airmass RGB), αποδεικνύει τη θέση του MCS ανάμεσα από δύο αέριες μάζες με διαφορετικά χαρακτηριστικά, όπως στην θερμοκρασία και την υγρασία. Επίσης, δείχνει την εισροή ψυχρού αέρα στα μεσαία με ανώτερα στρώματα από τα δυτικά του συστήματος. Αυτό σημαίνει πως ο μηχανισμός γέννησης και τροφοδότησης της ανωμεταφοράς επηρεάστηκε σημαντικά από την ανώτερη τροπόσφαιρα.
- Οι εικόνες διαφοράς ανακλαστικότητας των καναλιών 1 και 3 ($0.6\mu\text{m}$ και $1.6\mu\text{m}$) στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο, δίνουν πολύ ικανοποιητικά ευδιάκριτη απεικόνιση της θέσης των προεξέχουσών κορυφών, αλλά και εδώ πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή στις ώρες παρατήρησης καθώς η γωνία πρόσπτωσης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στις προεξέχουσες κορυφές μπορεί να επηρεάσει την τιμή του καναλιού 1 και να δώσει μη ρεαλιστικές τιμές. Παρ' όλα αυτά, η συσχέτιση των προεξέχουσών κορυφών του MSG και του GPM είναι ικανοποιητική
- Οι διαφορές θερμοκρασιών λαμπρότητας των καναλιών απορρόφησης των υδρατμών 5 και 6 ($6.2\mu\text{m}$ και $7.3\mu\text{m}$ αντίστοιχα) μπορούν να υποδείξουν τις περιοχές που υπάρχουν προεξέχουσες κορυφές και συνεπώς έντονα φαινόμενα στην επιφάνεια. Όμως, δεν απεικονίζουν με τόση ευκρίνεια όσο η προηγούμενη περίπτωση, αλλά μπορούν να χρησιμοποιηθούν για περιπτώσεις απουσίας ηλιακής ακτινοβολίας, δηλαδή τις νυχτερινές ώρες.
- Το ραδιόμετρο GMI έχει την ικανότητα να δίνει επαρκείς εκτιμήσεις της έντασης της βροχόπτωσης, με μεγαλύτερο χωρικό εύρος κάλυψης από το ραντάρ DPR, αλλά η χωρική ανάλυση στα άκρα της σάρωσης είναι μικρότερη από του DPR. Επίσης, το προϊόν του

υετίσιμου ύδατος είναι ικανό να εκτιμήσει το δυναμικό της κάθε περιοχής μίας καταιγίδας, αλλά και να δώσει μια ένδειξη για το δυναμικό εκδήλωσης βροχοπτώσεων στις παραπλήσιες περιοχές στο εγγύς χρονικό διάστημα μερικών λεπτών.

- Ένα από τα σημαντικότερα προϊόντα αυτής της μελέτης είναι η απεικόνιση της χωρικής κατανομής της έντασης της βροχόπτωσης του ραντάρ DPR είναι πολύ καλύτερη, και μπορεί να προσφέρει πολλαπλές απεικονίσεις σε διάφορα επίπεδα του νεφικού συστήματος. Επίσης, μπορούν να αναγνωρισθούν τα ισχυρότερα καταιγιδοφόρα κύτταρα, τα οποία έχουν επαρκές μέγεθος για να ανιχνευθούν από το ραντάρ.
- Τα ύψη των κορυφών των νεφών μπορούν να βοηθήσουν στην αναγνώριση των προεξεχουσών κορυφών και συνεπώς να αναγνωριστούν τα υποκείμενα ανοδικά ρεύματα, τα οποία με την κατάρρευσή τους θα ενισχύσουν την πιθανότητα εκδήλωσης χαλαζόπτωσης. Δηλαδή μπορούν να αναγνωριστούν περιοχές οι οποίες ευνοούν την εκδήλωση χαλαζιού και δυνητικά να προβλεφθούν οι περιοχές που θα δημιουργηθεί.
- Μία πρωτοτυπία του δορυφόρου GPM είναι η ανίχνευση της φωτεινής ζώνης (bright band), με βάση την οποία μπορούν να διακριθούν αποδοτικότερα οι παγοκρύσταλλοι από τις βροχοσταγόνες ή η μεικτή τους φάση κάτω από τη φωτεινή ζώνη.
- Επιπροσθέτως, με βάση το πάχος της φωτεινής ζώνης, είναι δυνατό να εκτιμηθεί η φάση των κατακρημνισμάτων στην επιφάνεια, δηλαδή αν τα κατακρημνίσματα είναι βροχοσταγόνες, χιόνι ή χαλάζι.
- Το ραντάρ DPR έχει τη δυνατότητα παρακολούθησης των νεφών σε πολλαπλά επίπεδα, από την επιφάνεια μέχρι και πάνω από την τροπόπαυση. Με αυτό το πλεονεκτικό χαρακτηριστικό πραγματοποιούνται κατακόρυφες τομές στις οποίες μπορούν να εκτιμηθούν τα εντονότερα χαρακτηριστικά μιας καταιγίδας, όπως η ανακλαστικότητα, η φάση των κατακρημνισμάτων και σε ποιο ύψος βρίσκονται αυτά. Ακόμη, μπορεί να εκτιμηθεί το στάδιο της ζωής που βρίσκεται ένα καταιγιδοφόρο κύτταρο.
- Τα στοιχεία μικροφυσικής του συστήματος, όπως είναι η συγκέντρωση των κατακρημνισμάτων και η διάμετρός τους, δίνουν χρήσιμες πληροφορίες για το δυναμικό βροχόπτωσης του συστήματος.
- Τέλος, η τρισδιάστατη απεικόνιση δίνει το πλεονέκτημα της σφαιρικής και γενικής εκτίμησης της χωρικής κατανομής της έντασης του καταιγιδοφόρου συστήματος, τη φάση δημιουργίας του, την έκταση του, ακόμη και την κατεύθυνση διάδοσής του (propagation).

Εν κατακλείδι, σε συμφωνία με τα ανωτέρω συμπεράσματα μπορεί να αντιληφθεί κανείς

πως η χρήση των νέων δορυφορικών προϊόντων, που συνδυάζουν την παθητική με την ενεργητική τηλεπισκόπηση ενισχύουν την εγκυρότητα της βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης ενός έντονου καταιγιδοφόρου συστήματος. Παρ' όλο που ο δορυφόρος GPM και η ομάδα των δορυφόρων του δεν προσφέρουν στο επιστημονικό κοινό τις πληροφορίες τους σε πραγματικό χρόνο (real time), αλλά με χρονική καθυστέρηση μισής ώρας (near real time), καθώς οι πληροφορίες απαιτούν ένα χρονικό διάστημα επεξεργασίας των δεδομένων, εκτιμάται πως στο μέλλον αυτό το διάστημα επεξεργαστικού χρόνου θα έχει σχεδόν μηδενιστεί και τα δορυφορικά ραντάρ θα μπορούν με ευκολία να εισέλθουν και στο χώρο της επιχειρησιακής πρόγνωσης.

Βιβλιογραφία

- Adhikari, N. B., T. Iguchi, S. Seto, and N. Takahashi, 2007: Rain Retrieval Performance of a Dual-Frequency Precipitation Radar Technique With Differential-Attenuation Constraint. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **45**, 2612-2618.
- Alishouse, J. C., S. A. Snyder, J. Vongsathorn, and R. R. Ferraro, 1990: Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **28**, 811-816.
- Aoshima, F., A. Behrendt, H.-S. Bauer, and V. Wulfmeyer, 2008: Statistics of convection initiation by use of Meteosat rapid scan data during the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). *Meteorologische Zeitschrift*, **17**, 921-930.
- Appenzeller, C., and H. C. Davies, 1992: Structure of stratospheric intrusions into the troposphere. *Nature*, **358**, 570-572.
- Aufm Kampe, H., 1950: Visibility and liquid water content in clouds in the free atmosphere. *Journal of meteorology*, **7**, 54-57.
- Austin, P. M., 1987: Relation between Measured Radar Reflectivity and Surface Rainfall. *Monthly Weather Review*, **115**, 1053-1070.
- Austin, P. M., and A. C. Bemis, 1950: A QUANTITATIVE STUDY OF THE "BRIGHT BAND" IN RADAR PRECIPITATION ECHOES. *Journal of Meteorology*, **7**, 145-151.
- Awaka, J., T. Iguchi, and K. i. Okamoto, 2009: TRMM PR standard algorithm 2A23 and its performance on bright band detection. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **87**, 31-52.
- Awaka, J., M. Le, V. Chandrasekar, N. Yoshida, T. Higashiuwatoko, T. Kubota, and T. Iguchi, 2016: Rain Type Classification Algorithm Module for GPM Dual-Frequency Precipitation Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**, 1887-1898.
- Barbosa, H. A., I. W. da Silva Junior, A. G. Ertük, and J. Prieto, 2011: The cloud-top SEVIRI data for monitoring convective storms. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto—SBSR, Curitiba, PR, Brasil*, **30**, 2179.
- Bedka, K., J. Brunner, R. Dworak, W. Feltz, J. Otkin, and T. Greenwald, 2010: Objective Satellite-Based Detection of Overshooting Tops Using Infrared Window Channel Brightness Temperature Gradients. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49**, 181-202.

- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Monthly weather review*, **108**, 1046-1053.
- Bringi, V., T. A. Seliga, and K. Aydin, 1984: Hail detection with a differential reflectivity radar. *Science*, **225**, 1145-1148.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, and M. Schoenhuber, 2003: Raindrop Size Distribution in Different Climatic Regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 354-365.
- Brown, J. M., 1979: Mesoscale Unsaturated Downdrafts Driven by Rainfall Evaporation: A Numerical Study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36**, 313-338.
- Calheiros, R. V., and I. Zawadzki, 1987: Reflectivity-Rain Rate Relationships for Radar Hydrology in Brazil. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 118-132.
- Delrieu, G., H. Andrieu, and J. D. Creutin, 2000: Quantification of Path-Integrated Attenuation for X- and C-Band Weather Radar Systems Operating in Mediterranean Heavy Rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 840-850.
- Dixon, M., and G. Wiener, 1993: TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A Radar-based Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 785-797.
- Draper, D. W., D. A. Newell, F. J. Wentz, S. Krimchansky, and G. M. Skofronick-Jackson, 2015: The Global Precipitation Measurement (GPM) Microwave Imager (GMI): Instrument Overview and Early On-Orbit Performance. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, **8**, 3452-3462.
- Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, **37**, 528-529.
- Georgiev, C. G., P. Santurette, and K. Maynard, 2016: Chapter 4 - Diagnosis of Thermodynamic Environment of Deep Convection. *Weather Analysis and Forecasting (Second Edition)*, Academic Press, 157-222.
- Gouget, H., G. Vaughan, A. Marengo, and H. G. J. Smit, 2000: Decay of a cut-off low and contribution to stratosphere-troposphere exchange. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 1117-1141.
- Gray, L. J., M. Bithell, and B. D. Cox, 1994: The role of specific humidity fields in the diagnosis of stratosphere troposphere exchange. *Geophysical Research Letters*, **21**, 2103-2106.
- Hall, M. P. M., J. W. F. Goddard, and S. M. Cherry, 1984: Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *Radio Science*, **19**, 132-140.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**, 877-946.
- Hou, A. Y., G. Skofronick-Jackson, C. D. Kummerow, and J. M. Shepherd, 2008: Global precipitation measurement. *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*, S. Michaelides, Ed., Springer Berlin Heidelberg, 131-169.
- Hou, A. Y., and Coauthors, 2014: The Global Precipitation Measurement Mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**, 701-722.
- Houze, R., 1993: Cloud Dynamics, Volume 53 (International Geophysics), 272-273.
- Iguchi, T., S. Seto, R. Meneghini, N. Yoshida, J. Awaka, and T. Kubota, 2010: GPM/DPR level-2 algorithm theoretical basis document. *NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA, Tech. Rep.*

- Iguchi, T., and Coauthors, 2012: An overview of the precipitation retrieval algorithm for the dual-frequency precipitation radar (DPR) on the global precipitation measurement (GPM) mission's core satellite. 85281C-85281C-85287.
- Illingworth, A. J., and T. M. Blackman, 2002: The Need to Represent Raindrop Size Spectra as Normalized Gamma Distributions for the Interpretation of Polarization Radar Observations. *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 286-297.
- Karacostas T., I. P., I. Tegoulas, D. Bampzelis, S. Kartsios, S. Kotsopoulos, P. Zanis, E. Katragkou, P. Mouskos, and K. Tympanidis, 2015: The Development of the DAPHNE Conceptual Model for the Potentiality of Designing a Precipitation Enhancement Project in Thessaly, Greece.
- Kubota, T., and Coauthors, 2014: Evaluation of precipitation estimates by at-launch codes of GPM/DPR algorithms using synthetic data from TRMM/PR observations. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, **7**, 3931-3944.
- Kummerow, C., W. S. Olson, and L. Giglio, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **34**, 1213-1232.
- Leary, C. A., and R. A. H. Jr., 1979: Melting and Evaporation of Hydrometeors in Precipitation from the Anvil Clouds of Deep Tropical Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36**, 669-679.
- Levizzani, V., and M. Setvák, 1996: Multispectral, High-Resolution Satellite Observations of Plumes on Top of Convective Storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**, 361-369.
- Lorenc, A. C., 1986: Analysis methods for numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**, 1177-1194.
- Mahović, N. S., and B. Zeiner, 2009: Application of Meteosat SEVIRI channel difference 0.6 μm –1.6 μm in convective cells detection. *Atmospheric Research*, **93**, 270-276.
- Meneghini, R., and J. A. Jones, 2011: Standard deviation of spatially averaged surface cross section data from the TRMM precipitation radar. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **8**, 293-297.
- Meneghini, R., and L. Liao, 2013: Modified Hitschfeld–Bordan Equations for Attenuation-Corrected Radar Rain Reflectivity: Application to Nonuniform Beamfilling at Off-Nadir Incidence. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 1149-1160.
- Meneghini, R., T. Iguchi, T. Kozu, L. Liao, K. i. Okamoto, J. A. Jones, and J. Kwiatkowski, 2000: Use of the Surface Reference Technique for Path Attenuation Estimates from the TRMM Precipitation Radar. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 2053-2070.
- Moore, J. T., and G. E. Vanknowe, 1992: The Effect of Jet-Streak Curvature on Kinematic Fields. *Monthly Weather Review*, **120**, 2429-2441.
- Morel, C., and S. Senesi, 2002: A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 1953-1971.
- Murray, R., and S. M. Daniels, 1953: Transverse flow at entrance and exit to jet streams. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **79**, 236-241.
- Otkin, J. A., T. J. Greenwald, J. Sieglaff, and H.-L. Huang, 2009: Validation of a Large-Scale Simulated Brightness Temperature Dataset Using SEVIRI Satellite Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 1613-1626.
- Paluch, I. R., 1979: The Entrainment Mechanism in Colorado Cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36**, 2467-2478.

- Radová, M., and J. Seidl, 2008: Parallax applications when comparing radar and satellite data. *The 2008 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference. (this conference proceedings)*.
- Rico-Ramirez, M., I. Cluckie, and D. Han, 2005: Correction of the bright band using dual-polarisation radar. *Atmospheric Science Letters*, **6**, 40-46.
- Rosenfeld, D., W. L. Woodley, A. Lerner, G. Kelman, and D. T. Lindsey, 2008: Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier, 2002: An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 977-992.
- Sechler, J. B., 2007: GPM microwave imager selected calibration features and predicted performance. *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 5237-5239.
- Seto, S., and T. Iguchi, 2007: Rainfall-Induced Changes in Actual Surface Backscattering Cross Sections and Effects on Rain-Rate Estimates by Spaceborne Precipitation Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24**, 1693-1709.
- Setvák, M., Z. Charvát, M. Valachová, and K. Bedka, 2012: BLENDED" SANDWICH" IMAGE PRODUCTS IN NOWCASTING. *Proc. 2012 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Sopot, Poland. EUMETSAT*, 61.
- Skofronick-Jackson, G., G. Huffman, E. Stocker, and W. Petersen, 2016: Successes with the Global Precipitation Measurement (GPM) mission. *2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 3910-3912.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, 1985: A Midlatitude Squall Line with a Trailing Region of Stratiform Rain: Radar and Satellite Observations. *Monthly Weather Review*, **113**, 117-133.
- Sutcliffe, R. C., 1947: A contribution to the problem of development. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **73**, 370-383.
- Toyoshima, K., H. Masunaga, and F. A. Furuzawa, 2015: Early Evaluation of Ku- and Ka-Band Sensitivities for the Global Precipitation Measurement (GPM) Dual-Frequency Precipitation Radar (DPR). *SOLA*, **11**, 14-17.
- Trenberth, K. E., 1991: Climate Diagnostics from Global Analyses: Conservation of Mass in ECMWF Analyses. *Journal of Climate*, **4**, 707-722.
- Wanke, E., 2011: Blitzortung. org-A low cost Time of Arrival Lightning Detection and Lightning Location Network. *Universität Düsseldorf. Online verfügbar unter http://www.blitzortung.org/Documents/TOA_Blitzortung.pdf*, **1334678146**.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1986: Characteristics of isolated convective storms. *Mesoscale meteorology and forecasting*, Springer, 331-358.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, 830-841.
- Φείδας, Χ., 2014: Παρουσιάσεις στα πλαίσια του μαθήματος Δορυφορικής Μετεωρολογίας του Μεταπτυχιακού κύκλου σπουδών Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος, τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.