



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΕΛΕΝΗ Ε. ΣΦΥΡΗ
Πτυχιούχος Φυσικός

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΗΜΑΘΙΑΣ - ΠΕΛΛΑΣ



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Επιβλέπων Καθηγητής: Θεόδωρος Καρακώστας

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2012

ΕΛΕΝΗ Ε. ΣΦΥΡΗ
Πτυχιούχος Φυσικός

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΗΜΑΘΙΑΣ - ΠΕΛΛΑΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
‘Μετεωρολογία και Κλιματολογία’
Τομέας Μετεωρολογίας
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 30/11/2012

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Θεόδωρος Καρακώστας Επιβλέπων
Αναπληρωτής Καθηγητής Χαράλαμπος Φείδας Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής
Επιτροπής
Λέκτορας Ιωάννης Πυθαρούλης Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν^ο

© Ελένη Ε. Σφυρή, 2012

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΗΜΑΘΙΑΣ - ΠΕΛΛΑΣ

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.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

ΠΡΟΛΟΓΙΚΟ ΣΗΜΕΙΩΜΑ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης με θέμα: ‘Μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας για την περίοδο 1998-2008’, εκπονήθηκε κατά τη διάρκεια των σπουδών μου στο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Καταρχήν, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον κύριο Θεόδωρο Καρακώστα, επιβλέπων καθηγητή στην εν λόγω διατριβή, για τη διαρκή στήριξη και εμπιστοσύνη που μου έδειξε, αλλά και για την συμβολή του στην επιστημονική μου κατάρτιση καθ’ όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τα δύο άλλα μέλη της Επιτροπής, τον κύριο Ιωάννη Πυθαρούλη και τον κύριο Χαράλαμπο Φείδα, οι οποίοι με στήριξαν και με καθοδήγησαν στην προσπάθεια μου αυτή, παρέχοντας μου τις πολύτιμες συμβουλές και γνώσεις τους. Θέλω να ευχαριστήσω ξεχωριστά τον κύριο Φείδα και τον κύριο Μπαμπζέλη (διδάκτορας του τομέα) για τα μετεωρολογικά δεδομένα που μου παρείχαν, τα οποία ήταν βασικό εργαλείο για την ολοκλήρωση της εργασίας. Φυσικά, θέλω να ευχαριστήσω όλους τους καθηγητές του τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας για την άριστη συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου.

Θα ήθελα ακόμη, να ευχαριστήσω τον ΕΛΓΑ (Ελληνικές Γεωργικές Ασφαλίσεις) και τους εργαζόμενους σ’ αυτόν το φορέα, για τα μετεωρολογικά δεδομένα καθώς και για τις ετήσιες εκθέσεις που μου παρείχαν άμεσα.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω πάνω απ’ όλα την οικογένεια μου και τους φίλους μου για την στήριξη και την αγάπη που μου πρόσφεραν σε όλα τα στάδια της ζωής μου και των σπουδών μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	Σελ
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο	
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	
1.1 Τροποποίηση του Καιρού	7
1.2 Σύντομη Ιστορική Αναδρομή	8
1.3 Σκοπός της Μελέτης	10
1.4 Δομή της Μελέτης	11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο	
ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ	
2.1 Ορισμός και χαρακτηριστικά χαλαζοκαταιγίδων	13
2.2 Περιγραφή Χαλαζοκαταιγίδων στην Περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας	17
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο	
ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	
3.1 Προέλευση Δεδομένων	
3.1.1 Ραντάρ Καιρού	20
3.1.2 Δίκτυο Χαλαζόμετρων	22
3.1.3 Ραδιοβολίσσεις	23
3.2 Δορυφορική Μετεωρολογία	23
3.3 Παράμετροι Χαλαζοκαταιγίδων	
3.3.1 Μέγιστη ανακλαστικότητα	25
3.3.2 Ύψος Κορυφής των Κυττάρων	25
3.3.3 Ύψος Βάσης των Νεφών	26
3.3.4 Ύψος Ισοθέρμου των -5°C	26
3.3.5 Ταχύτητα Κίνησης των Χαλαζοκαταιγίδων	27
3.3.6 Διεύθυνση Κίνησης των Χαλαζοκαταιγίδων	27

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΜΕΛΕΤΗ ΗΜΕΡΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΑΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΔΟ 1998-2008

4.1	Συχνότητα Εμφάνισης	29
4.2	Συχνότητα Χτυπημένων Χαλαζόμετρων	34
4.3	Συχνότητα Μέγιστης Ανακλαστικότητας	38
4.4	Συχνότητα Ύψους Κορυφής των Κυττάρων	40
4.5	Συχνότητα Ύψους της Ισοθέρμου των -5°C	42
4.6	Συσχέτιση Μέγιστης Ανακλαστικότητας Με Το Ύψος Κορυφής των Κυττάρων	45
4.7	Μελέτη των Χρονοσειρών του Ύψους Κορυφής των Κυττάρων και των Χτυπημένων Χαλαζόμετρων	48
4.8	Συχνότητα των Συνοπτικών Τύπων κατά την περίοδο 1998- 2008	51
4.9	Επιμέρους συμπεράσματα	53

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΩΝ ΚΑΤΑ ΤΑ ΕΤΗ 2006 - 2008

5.1	Συχνότητα Ύψους Κορυφής και Βάσης των Κυττάρων	56
5.2	Συχνότητα Μέγιστης Ανακλαστικότητας	59
5.3	Μέση Ταχύτητα και Διεύθυνση Κίνησης Χαλαζοκαταιγίδων	62
5.4	Επιμέρους συμπεράσματα	65

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο

ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΟΡΕΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΩΝ

6.1	Περιγραφή των Δύο Περιοχών	67
6.2	Μέσο και Μέγιστο Ύψος Κορυφής των Κυττάρων	68
6.3	Μέσο Ύψος Βάσης των Κυττάρων	72
6.4	Μέση και Μέγιστη Ανακλαστικότητα	74
6.5	Μέση Ταχύτητα και Διεύθυνση Κίνησης των Χαλαζοκαταιγίδων	77
6.6	Επιμέρους συμπεράσματα	83

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7^ο

ΜΕΛΕΤΗ ΜΙΑΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ

ΕΝΤΟΝΗΣ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΑΣ

7.1	Περιγραφή Χαλαζοκαταιγίδας	84
7.2	Θερμοδυναμική Μελέτη	85
7.3	Συνοπτική Περιγραφή	89
7.3.1	Χάρτες των 500hPa	89
7.3.2	Χάρτες Επιφανείας	90
7.3.3	Χάρτες των 850hPa	91
7.3.4	Χάρτες Ανέμων Επιφάνειας	93
7.3.5	Χάρτες 300hPa	94
7.4	Δορυφορικές Εικόνες	95
7.5	Εικόνες Ραντάρ	99
7.6	Επιμέρους συμπεράσματα	102

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8^ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	104
---------------------	------------

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	108
---------------------	------------

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	112
-----------------	------------

ABSTRACT	113
-----------------	------------

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΚΑΙΡΟΥ

Η τροποποίηση του καιρού είναι ο κλάδος της Μετεωρολογίας που ασχολείται με την εκούσια ή ακούσια επέμβαση στην εξέλιξη κάποιων ακραίων –και όχι μόνο– καιρικών φαινομένων με στόχο να τα μετατρέψει σε ευεργετικά ή τουλάχιστον λιγότερο επιβλαβή για τον άνθρωπο και γενικά τη ζωή πάνω στη Γη, φαινόμενα. (Καρακώστας, 2000). Ο κλάδος αυτός της Εφαρμοσμένης Μετεωρολογίας αναπτύχθηκε εξαιτίας της ανάγκης του ανθρώπου να ελέγξει προς όφελος του τις καιρικές συνθήκες. Η τροποποίηση καιρού, μεταξύ άλλων, περιλαμβάνει:

- την αύξηση του υετού με σκοπό την αντιμετώπιση της ξηρασίας, την ενίσχυση του υδροφόρου ορίζοντα και την αποταμίευση νερού
- την προστασία από το χαλάζι για τον περιορισμό των ζημιών στις καλλιέργειες και αστικές περιουσίες
- τη μετατόπιση του όγκου νερού των νεφών για την αποφυγή πλημμυρών

Ένα από τα σημαντικότερα αντικείμενα μελέτης της Τροποποίησης του Καιρού είναι οι χαλαζοκαταιγίδες, λόγω των καταστρεπτικών τους αποτελεσμάτων στα φυτά και στα ζώα, καθώς και στις ανθρώπινες περιουσίες.

Το χαλάζι πέφτει σε ορισμένες περιοχές όλων των ηπείρων, πλην της Ανταρκτικής (Gokhale, 1975) και σε πολλές περιοχές έχει σημειωθεί επιτυχία στην μείωση της εμφάνισής του. Προσπάθειες γι αυτό βασίζονται σε ηχητικά κύματα από κανόνια ηχοβολής, εκρήξεις, υλικά σποράς νεφών όπως ο ιωδιούχος άργυρος ή σε άλλες μορφές παγοπυρήνων που εισάγονται στην ατμόσφαιρα με αεροσκάφη, με πυροβόλα όπλα, ή με ρουκέτες. Επιτυχείς ως προς τα αποτελέσματα τους ή μη, αυτές οι δραστηριότητες έχουν αυξήσει τις δημοσιεύσεις και αναφορές για το χαλάζι και επακόλουθα τη γνώση του ανθρώπου για την κατανομή του στον χώρο και στον χρόνο.

Τα στατιστικά δεδομένα χαλαζιού είναι δύο ειδών: αναφορές από τους συνήθεις μετεωρολογικούς σταθμούς, που όμως συγκεντρώνουν ένα πολύ μικρό

ποσοστό σε σχέση με όλη την περιοχή η οποία είναι εκτεθειμένη στο χαλάζι, καθώς και οι αναφορές και οι καταγραφές των γεωργικών οργανισμών ασφαλίσεων, οι οποίες όμως είναι σπάνιες μετά την περίοδο της συγκομιδής. Η παγκόσμια κατανομή των καταιγίδων είναι αρκετά πολύπλοκη, αλλά η επιρροή κάποιων παραμέτρων είναι ορατή. Η συχνότητα των καταιγίδων σε παγκόσμιο επίπεδο, έχει την τάση να μειώνεται κατά τις ψυχρές περιόδους, καθώς και με το γεωγραφικό πλάτος. Υπάρχουν συσχετίσεις ως προς την τοπογραφία, την εναλλαγή ξηράς θάλασσας και τις κινήσεις των αερίων μαζών.

1.2 ΣΥΝΤΟΜΗ ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ

Η Τροποποίηση του Καιρού ξεκίνησε ουσιαστικά το 1946 στην Νέα Υόρκη, όταν οι επιστήμονες Langmuir, Schaefer και Vonnegut της General Electric κατάφεραν να μετατρέψουν τεχνητά τα υπερψυγμένα υδροσταγονίδια ενός νέφους σε παγοκρυστάλλους, διαχέοντας σ' αυτό ξηρό πάγο. Η σημασία του Ιωδιούχου Αργύρου (AgI) στην τροποποίηση του καιρού έγινε αντιληπτή την επόμενη χρονιά από τον Vonnegut. Ο Ιωδιούχος Άργυρος μπορεί να λειτουργήσει ως πυρήνας συμπύκνωσης και να προκαλέσει παγοποίηση σε υπερψηγμένο νερό θερμοκρασίας -4°C και κάτω. Έτσι μπορεί να συμβάλει στην έναρξη της διαδικασίας σχηματισμού του νετού σ ένα νέφος που αρχικά δεν είχε αρκετούς παγοπυρήνες. (Καρακώστας, 2000).

Έτσι στα τέλη της δεκαετίας του '40 άρχισαν τα πρώτα προγράμματα τροποποίησης του καιρού που είχαν ως σκοπό την αύξηση του χιονιού, την δημιουργία τεχνητής βροχής και την διάλυση της ομίχλης. Στις αρχές της δεκαετίας του '50 άρχισε η εφαρμογή προγραμμάτων καταστολής του χαλαζιού σε διάφορες περιοχές του κόσμου. Οι πρώτες προσπάθειες για την καταστολή χαλαζιού ξεκίνησαν στη δεκαετία του 1950 στο Τέξας των ΗΠΑ και στις δεκαετίες του 1960 και του 1970 πραγματοποιήθηκαν πολλά πειράματα και μελέτες (WMO, 2003). Τα επόμενα χρόνια η τροποποίηση καιρού, παρά τα ερωτηματικά που κατά καιρούς διατυπώθηκαν, πέρασε από σημαντικές φάσεις ανάπτυξης και η σχετική επιστήμη και η τεχνολογία εξαπλώθηκαν σε όλο τον κόσμο (Sax, 1975).

Στην Ελλάδα πολύ αργότερα, το 1984 άρχισε να εφαρμόζεται το Επιχειρησιακό Πρόγραμμα Χαλαζικής προστασίας των καλλιεργειών από τον ΟΓΑ (Οργανισμός Γεωργικών Ασφαλίσεων, νυν ΕΛΓΑ) στις περιοχές της Μακεδονίας και

της Θεσσαλίας (Karacostas, 1984). Τα πρώτα πέντε χρόνια το πρόγραμμα εφαρμόστηκε ως επιχειρησιακό στις περιοχές Σερρών-Δράμας και Καρδίτσας-Τρικάλων, ενώ ως ερευνητικό και συγχρόνως επιχειρησιακό στην περιοχή Ημαθίας-Πέλλας καλύπτοντας συνολικά μια γεωργική έκταση 3.000km². Η τοπογραφία των τριών περιοχών παρουσίαζε αναλογικά κοινά χαρακτηριστικά καθώς όλες είναι πεδιάδες που περιβάλλονται από λόφους και ορεινούς όγκους. Στόχος του ερευνητικού τμήματος ήταν η συνοπτική, δυναμική και θερμοδυναμική μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων της περιοχής, καθώς και η στατιστική αξιολόγηση της αποτελεσματικότητας του προγράμματος που εφαρμόστηκε.

Από τότε το πρόγραμμα εφαρμόζεται με επιτυχία μέχρι σήμερα από την 1^η (ή 15^η) Απριλίου ως τις 30 Σεπτεμβρίου κάθε έτους, δηλαδή κατά την περίοδο που σημειώνεται η μεγαλύτερη χαλαζική δραστηριότητα.



Σχήμα 1.1 Οι περιοχές προστασίας Π1 και Π3 (πηγή: ετήσια έκθεση ΕΛΓΑ 2008)

Το 1989 πραγματοποιήθηκε επέκταση της περιοχής της Λάρισας- Τρικάλων, η οποία διπλασιάστηκε καλύπτοντας έκταση 2000km² περίπου. Το 1990 το Πρόγραμμα εφαρμόστηκε ως αποκλειστικά επιχειρησιακό με πλήρη κάλυψη όλης της περιοχής Ημαθίας- Πέλλας ενώ το 1991 δεν πραγματοποιήθηκε Αντιχαλαζικό Πρόγραμμα. Τα έτη 1992 και 1993 το Πρόγραμμα συνεχίστηκε στηριζόμενο σε πιο εξελιγμένη τεχνολογία προστατεύοντας συνολικά έκταση 5.000km² σε 3 περιοχές της Βόρειας και της Κεντρικής Ελλάδας. Στο διάστημα 1994-1996 δεν πραγματοποιήθηκε Αντιχαλαζικό Πρόγραμμα, λόγω ατυχών συγκυριών και μειοδοτικών διαγωνισμών που δεν ευοδώθηκαν. Από το 1997 μέχρι το 2002 το Αντιχαλαζικό Πρόγραμμα εφαρμόστηκε μόνο σε μια περιοχή της Βόρειας Ελλάδας έκτασης 2.350km² που

περιλαμβάνει κυρίως του νομού Ημαθίας και Πέλλας, αλλά και τμήματα των νομών Πιερίας, Θεσσαλονίκης και Κιλκίς (Σχήμα 1.1). Το 2003 δεν εφαρμόστηκε το πρόγραμμα. Τέλος από το 2004 ως σήμερα το πρόγραμμα εφαρμόζεται σε δύο περιοχές: την περιοχή προστασίας Π1, που είναι η περιοχή Ημαθίας-Πέλλας που αναφέρθηκε προηγουμένως, διευρυμένη προς τα νότια, συνολικής έκτασης 2.670km² και η περιοχή προστασίας Π3 που περιλαμβάνει τμήματα κυρίως των νομών Καρδίτσας, Τρικάλων και Λάρισας και μικρό τμήμα του νομού Φθιώτιδας, συνολικής έκτασης 2.509km².

1.3 ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στην παρούσα εργασία μελετώνται τα χαρακτηριστικά των χαλαζοκαταιγίδων που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας για την περίοδο 1998 ως 2008 με εξαίρεση το 2003, για το οποίο δεν υπήρχαν κατάλληλα δεδομένα. Οι χαλαζοκαταιγίδες επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό την συγκεκριμένη αγροτική περιοχή και αποτελούν αντικείμενο μελέτης του ΕΛΓΑ. Οι αποζημιώσεις που δίδονται λόγω χαλαζιού κάθε χρόνο καθιστούν απαραίτητη την έρευνα και την μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων σε βάθος χρόνου.

Σε πρώτο στάδιο, στόχος στην εργασία αυτή είναι η μελέτη της συχνότητας κάποιων παραμέτρων ενδεικτικών για την ένταση και τη διάρκεια των χαλαζοκαταιγίδων, αλλά και η εύρεση πιθανών συσχετίσεων μεταξύ κάποιων παραμέτρων. Τα διαγράμματα συχνοτήτων και σχετικών συχνοτήτων έχουν ως στόχο τη διερεύνηση της πορείας και της κατανομής των παραμέτρων των χαλαζοκαταιγίδων, σε ετήσιο αλλά και σε μηνιαίο επίπεδο. Διαπιστώνονται η θέση και η ένταση των μέγιστων συχνοτήτων, το εύρος των μεγεθών που παρατηρείται κατά τη διάρκεια της δεκαετούς περιόδου και η σημαντικότητα ή μη των τάσεων των μεγεθών που μελετώνται.

Ακόμη, θεωρήθηκε ερευνητικά απαραίτητη η σύγκριση δύο περιοχών διαφορετικού υψομέτρου ως προς τα χαρακτηριστικά των χαλαζοκαταιγίδων που εμφανίζουν, με σκοπό την κατανόηση των παραγόντων που προκαλούν τις χαλαζοκαταιγίδες στην περιοχή και συγκεκριμένα το πόσο συμβάλλει το ανάγλυφο στη δημιουργία, στην κίνηση και στην ένταση των χαλαζοκαταιγίδων.

Στο δεύτερο στάδιο παρουσιάζεται η μελέτη μιας έντονης χαλαζοκαταιγίδας που έλαβε χώρα στις 4/07/2008. Η μελέτη των συνοπτικών συνθηκών που

επικρατούσαν και των θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών που οδήγησαν στη δημιουργία μιας έντονης χαλαζοκαταιγίδας, στοχεύει στην περεταίρω κατανόηση τέτοιων έντονων φαινομένων και πιθανόν στην έγκαιρη επέμβαση για τον περιορισμό ή ακόμη για την αποφυγή ζημιών.

Από όλα τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η ερευνητική αυτή δραστηριότητα έχει ως στόχο την περεταίρω κατανόηση του φαινομένου των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, ενώ μπορεί να αποτελέσει και ένα εργαλείο για επόμενες μελέτες με ανάλογο αντικείμενο.

1.4 ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η διαδικασία ανάλυσης και η ανάπτυξη της εργασίας περιγράφεται τμηματικά σε τέσσερα κεφάλαια (κεφάλαια 4,5,6 και 7). Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται περιγραφή των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων γενικά, αλλά και των χαρακτηριστικών αυτών που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή μελέτης. Αναλύονται οι μηχανισμοί που οδηγούν στην δημιουργία χαλαζοκαταιγίδων, ενώ περιγράφεται η περιοχή προστασίας του ΕΠΧΠ, η οποία αποτελεί και την περιοχή μελέτης στην παρούσα εργασία. Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται μια θεωρητική προσέγγιση των μεγεθών που μελετώνται και των οργάνων μέτρησης και καταγραφής αυτών, όπως το μετεωρολογικό ραντάρ και οι ραδιοβολίσσεις.

Η ανάλυση των ημερών χαλαζοκαταιγίδας για την περίοδο 1998-2008 γίνεται στο τέταρτο κεφάλαιο, όπου μελετώνται οι συχνότητες των ημερών χαλαζοκαταιγίδας ανά έτος και ανά μήνα, καθώς και οι συχνότητες των παραμέτρων χαλαζοκαταιγίδας ανά ημέρα χαλαζοκαταιγίδας, όπως αυτές καταγράφονται στις ετήσιες εκθέσεις του ΕΛΓΑ. Στο πέμπτο κεφάλαιο γίνεται λεπτομερής ανάλυση των χαρακτηριστικών χαλαζοκαταιγίδας για την περίοδο 2006-2008, όπου η περιοχή μελέτης έχει πλέον κοπεί ώστε να περιλαμβάνει μόνο περιοχές με χαμηλό υψόμετρο. Μελετώνται μεμονωμένες χαλαζοκαταιγίδες και όχι ημέρες χαλαζοκαταιγίδας σε αντίθεση με το τέταρτο κεφάλαιο. Τα δεδομένα προέρχονται από το καταγραφικό σύστημα TITAN και εκτός των παραμέτρων που παρουσιάζονται στο τέταρτο κεφάλαιο, αναλύονται επιπλέον και οι συχνότητες της ταχύτητας και της διεύθυνσης κίνησης των χαλαζοκαταιγίδων.

Ακολουθεί στο έκτο κεφάλαιο η σύγκριση δύο περιοχών (μέσα στην περιοχή προστασίας) διαφορετικού υψομέτρου, ως προς τα χαρακτηριστικά των

χαλαζοκαταιγίδων που παρουσιάζουν. Συγκρίνονται οι συχνότητες των μεγεθών σε κάθε περιοχή, ο αριθμός και η ένταση των χαλαζοκαταιγίδων αλλά και η προτιμητέα διεύθυνση κίνησης.

Στο έβδομο κεφάλαιο γίνεται μελέτη μιας περίπτωσης έντονης χαλαζοκαταιγίδας. Παρουσιάζονται οι ραδιοβολίσσεις των 00 και 12UTC, οι κατάλληλοι συνοπτικοί χάρτες, οι δορυφορικές εικόνες στο ορατό και στο θερμικό υπέρυθρο και οι εικόνες από το ραντάρ κατά τη διάρκεια της ημέρας εκείνης (4/07/2008). Τέλος γίνεται μια ανασκόπηση της πορείας που ακολουθήθηκε στην εργασία και παρουσιάζονται αναλυτικά τα τελικά συμπεράσματα, ως σύνθεση των επιμέρους συμπερασμάτων που έχουν ήδη συνοπτικά καταγραφεί στα κεφάλαια 4,5,6, και 7.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ

2.1 ΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ

Η καταιγίδα είναι το πιο εντυπωσιακό και βίαιο φαινόμενο που μπορεί να παρατηρηθεί στην ατμόσφαιρα. Ως μετεωρολογικό φαινόμενο, καταιγίδα ορίζεται κάθε διαταραχή της κατάστασης της ατμόσφαιρας, ιδιαίτερα όταν αυτή επηρεάζει την επιφάνεια της γης και συνεπάγεται έντονα καιρικά φαινόμενα (Glickman, 2000). Οι καταιγίδες διακρίνονται ως προς το εκάστοτε ζημιογόνο στοιχείο τους σε ανεμοθύελλες, χιονοθύελλες, αμμοθύελλες και χαλαζοκαταιγίδες (Τουρναβίτη, 1999).

Γενικά ως χαλαζοκαταιγίδα, ορίζεται η καταιγίδα κατά την οποία πέφτει χαλάζι μη αμελητέου μεγέθους στο έδαφος. Πιο συγκεκριμένα όμως, για το πρόγραμμα Χαλαζικής προστασίας στην Ελλάδα (ΕΠΧΠ), ως χαλαζοκαταιγίδα που πληροί τα κριτήρια σποράς θεωρείται η καταιγίδα που εμφανίζει ανακλαστικότητα μεγαλύτερη ή ίση από 35dBz (μετρημένη από το επίγειο ραντάρ καιρού) μεταξύ της στάθμης των -5 και αυτής των -30°C (Karacostas, 1984). Το βασικό δομικό στοιχείο των χαλαζοκαταιγίδων, όπως και όλων των καταιγίδων, είναι το κύτταρο (cell). Το κύτταρο είναι μια δυναμική οντότητα που χαρακτηρίζεται από μια συμπαγή περιοχή σχετικά ισχυρής κατακόρυφης μεταφοράς του αέρα, η οποία μπορεί να εντοπιστεί από το ραντάρ λόγω του έντονου υετού που προκαλεί (Browning, 1977). Αναγνωρίζονται δύο βασικά είδη κυττάρων, τα κανονικά (ordinary) κύτταρα και τα υπερκύτταρα (supercells). Τα υπερκύτταρα είναι περιοχές κυκλοφορίας μεγαλύτερης έντασης και έκτασης από τα κανονικά κύτταρα, εμφανίζουν εμμονή και το ανοδικό ρεύμα συνυπάρχει με το καθοδικό για τουλάχιστον 30 λεπτά.

Η φύση των χαλαζοκαταιγίδων καθορίζεται από τον αριθμό, τον τύπο και την κατανομή των κυττάρων από τα οποία αυτή αποτελείται. Η ευρύτερα γνωστή κατάταξη των καταιγίδων περιλαμβάνει τέσσερις τύπους: τις μονοκυτταρικές (αποτελούνται από ένα μόνο κύτταρο), τις πολυκυτταρικές (με πολλά κύτταρα που δεν σχηματίζουν διακριτή γραμμή), τις υπερκυτταρικές και τις γραμμές λαίλαπα (που

περιέχουν κύτταρα διατεταγμένα σε σειρά) (Kessler, 1988). Το μεγαλύτερο πλήθος των καταιγίδων ανήκει στους δύο πρώτους τύπους, που εμφανίζουν διαφορετικά χαρακτηριστικά από πολλές απόψεις. Έτσι, οι μακρόβιες πολυκυτταρικές διανύουν διπλάσια, κατά μέσον όρο, απόσταση από τις βραχύβιες μονοκυτταρικές, οι μέσες ταχύτητές τους όμως, εμφανίζουν παραπλήσια κατανομή. Οι υπερκυτταρικές καταιγίδες χαρακτηρίζονται από μέσης κλίμακας, επίμονη, περιστροφική ανωμεταφορά που σχετίζεται ισχυρά από το ύψος που φτάνει ο σωρειτομελανίας (Cotton, 1989). Μπορούν να διαρκέσουν ως και 6 ώρες και σχηματίζονται όταν υπάρχει ισχυρή αστάθεια και μεγάλη κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου (Καρακώστας, 2010).

Οι χαλαζοκαταιγίδες προέρχονται συνήθως από καταιγίδες που χαρακτηρίζονται από ανοδικά ρεύματα, υψηλή περιεκτικότητα νερού, μεγάλες νεφοσταγόνες και σημαντικό ύψος κορυφής.

Συνοπτικοί παράγοντες για την δημιουργία χαλαζοκαταιγίδων είναι με φθίνουσα σειρά συχνότητας: τα μέτωπα (τα ψυχρά κυρίως, η χαλαζοκαταιγίδα είναι φαινόμενο που λαμβάνει χώρα μετά το πέρασμα του ψυχρού μετώπου), οι γραμμές λαίλαπας, οι υφέσεις, τα στάσιμα μέτωπα και οι κινήσεις των αερίων μαζών.

Οι χαλαζοκαταιγίδες χαρακτηρίζονται από ογκώδη νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, με ραγδαίες βροχές και χαλάζι στο έδαφος. Χαρακτηρίζονται επίσης από ισχυρούς ανέμους μεταβλητής έντασης και διεύθυνσης και από ισχυρές εκκενώσεις (Στολάκη, 2004). Τα νέφη Cumulonimbus ή αλλιώς Σωρειτομελανίες είναι μεμονωμένα νέφη σημαντικής κατακόρυφης ανάπτυξης. Είναι πυργοειδή, κατακόρυφα νέφη και η κορυφή τους μπορεί να ξεπεράσει τα 12 χιλιόμετρα, ακόμα και να φτάσει τα 23km σε εξαιρετικές περιπτώσεις. Συνήθως όμως η κορυφή τους φτάνει στα 6km (Doswel, 2001). Το ανώτερο τμήμα των νεφών αυτών είναι συνήθως λείο και σχεδόν πάντοτε πεπλατυσμένο. Το τμήμα αυτό, πολλές φορές εκτείνεται οριζόντια με τη μορφή άκμονα, όταν φτάνει στην τροπόπαυση. Αποτελούνται από νεφοσταγόνες (κανονικές και υπέρψυχρες) και στο ανώτερο τους τμήμα παρατηρούνται παγοκρύσταλλοι. Με τη βοήθεια των έντονων ανοδικών και καθοδικών ρευμάτων που επικρατούν στο εσωτερικό τους δημιουργούνται μεγάλοι μεγέθους χαλαζόκοκκοι. Η βάση τους που είναι οριζόντια, εμφανίζεται σε μικρά ύψη πάνω από το έδαφος, από 150m ως 4km.



Σχήμα 2.1 Ιδιαίτερα καθαρή εικόνα αναπτυσσόμενου single-cell Cumulonimbus incus, όπου φαίνεται το Σχήμα άκμονα (πηγή: www.NOAA.gov)

Οι πολυκυτταρικές καταιγίδες χαρακτηρίζονται από διαδοχικό σχηματισμό νέων, διακριτών κυττάρων, συνήθως στη δεξιά πλευρά της καταιγίδας, ως προς την φορά κίνησης της. Τα κύτταρα αυτά ονομάζονται θυγατρικά, έχουν την μορφή cumulus και αρχικά απέχουν πάνω από 30km απόσταση από τον πυρήνα της πολυκυτταρικής καταιγίδας. Τα θυγατρικά κύτταρα αναπτύσσονται ταχύτητα καθώς πλησιάζουν την κύρια μάζα του Σωρειτομελανία και τελικά συγχωνεύονται μαζί του μετά από 10 ως 40 λεπτά από τον σχηματισμό τους. Η πρώτη ανακλαστικότητα των κυττάρων που γίνεται αντιληπτή από το ραντάρ εμφανίζεται λίγο πριν γίνει αυτή η συγχώνευση και αυτή ακολουθείται από έντονη βροχόπτωση ή χαλάζι στο έδαφος. Επίσης αυτά τα θυγατρικά κύτταρα πιστεύεται ότι είναι η περιοχή όπου σχηματίζονται τα έμβρυα χαλαζόκκοκων στις συνήθεις πολυκυτταρικές καταιγίδες.

Οι ισχυροί άνεμοι στην ανώτερη τροπόσφαιρα, που σχετίζονται με έντονες καταιγίδες, συχνά προκαλούν το σχήμα άκμονα ή αμονιού στη κορυφή των σωρειτομελανίων, ειδικά όταν πρόκειται για καταιγίδες μεγάλης διάρκειας ζωής. Η έκταση των κορυφών αυτών φαίνεται πολύ καλύτερα από δορυφόρο. Αν η αστάθεια της ατμόσφαιρας είναι ακόμη μεγαλύτερη, ο σωρείτης μεγαλώνει καθ' ύψος και φτάνει συχνά μέχρι την τροπόπαυση, πάνω από την οποία δεν μπορεί να ανέβει διότι εκεί επικρατεί ευστάθεια (σχήμα 2.1). Στην τροπόπαυση το νέφος επεκτείνεται οριζόντια και λαμβάνει το σχήμα άκμονα (αμόνι).

Το χαλάζι ή χαλαζόκοκκος είναι ένα ατμοσφαιρικό κατακρήμνισμα που αποτελείται από κόκκους πάγου, σε σχήμα αχλαδιού ή σφαιρικό και διάμετρο που κυμαίνεται από 5 χιλιοστά ως 2 εκατοστά. Η πιθανότητα ύπαρξης χαλαζιού στο έδαφος μπορεί να υπολογιστεί με τη βοήθεια παραμέτρων χαλαζιού μέσα στο νέφος.

Τέτοιες παράμετροι χαλαζιού θεωρούνται η μέγιστη ανακλαστικότητα, το ύψος στο οποίο αυτή παρατηρείται, το ύψος της μέγιστης κορυφής του νεφικού σχηματισμού, η μέγιστη τιμή του κατακορύφως ολοκληρωμένου υγρού νερού, η διαφορά ύψους μεταξύ της μέγιστης κορυφής και της ισόθερμου του μηδενός ή μεταξύ της ισοπληθούς των 45 dBZ και της ισόθερμου του μηδενός, καθώς και η αναλογία της κατακόρυφης προς την οριζόντια διάσταση των καταιγίδων.

Υπάρχουν τρία είδη καταιγίδων (ως προς τα αίτια που τις προκαλούν): οι θερμικές, οι δυναμικές και οι ορεογραφικές (Μακρογιάννης, 1993). Οι θερμικές παρατηρούνται στα ηπειρωτικά κλίματα το καλοκαίρι. Τότε έχουμε υπερθέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία τις μεσημεριανές ώρες (Μαχαίρας, 1984). Ταυτόχρονα, μικρού κύματος αυλώνες (σφήνες χαμηλών πιέσεων) κατεβαίνουν προς την Ελλάδα, κυρίως στη Μακεδονία και στην Ήπειρο και λιγότερο στη Θεσσαλία. Αυτό έχει ως συνέπεια να δημιουργούνται μικρά μέτωπα ή μεμονωμένες περιοχές αστάθειας (ψυχρές λίμνες αέρα στην ανώτερη ατμόσφαιρα) που συχνά είναι αποκομμένοι από την υπόλοιπη κυκλοφορία. Οι πολύ ψυχρές και ξηρές αέριες μάζες από την ανώτερη ατμόσφαιρα συναντώνται με τις πολύ θερμές (συνήθως και υγρές) και ανοδικές λόγω μικρότερης πυκνότητας αέριες μάζες που προϋπάρχουν στην περιοχή λόγω της θέρμανσης και δημιουργούνται συνθήκες αστάθειας και ανάπτυξης καταιγίδας, η οποία σε περιπτώσεις μετώπου μπορεί να φτάσει σε μήκος μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα. Συνοδεύονται από ηλεκτρικές εκκενώσεις και από χαλάζι. Μπορούν να προκαλέσουν πλημμυρικά φαινόμενα (flash floods) και να προξενήσουν καταστροφές με τους θυελλώδεις ανέμους που μια ισχυρή καταιγίδα προκαλεί. Επίσης στα ηπειρωτικά είναι πιο συχνές το καλοκαίρι και σπάνιες το χειμώνα, ενώ στις θαλάσσιες και παραθαλάσσιες περιοχές είναι σπάνιες το καλοκαίρι και συχνές το χειμώνα (Browning, 1977).

Οι δυναμικές καταιγίδες έχουν ως αίτιο τη μετωπική δραστηριότητα των χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων και παρατηρούνται συνήθως όταν κατά την διέλευση ενός ψυχρού μετώπου αυτό συναντά θερμότερες αέριες μάζες. Σπανιότερα παρατηρούνται και σε θερμά μέτωπα καταιγίδες. Οι καταιγίδες δυναμικής προέλευσης δεν έχουν την εκρηκτικότητα των θερμικών καταιγίδων, αλλά έχουν μεγαλύτερη διάρκεια και μπορούν εξίσου να προκαλέσουν εκτεταμένες πλημμύρες, καθώς συνήθως έχουν μεγαλύτερη έκταση και συνοδεύονται και από φαινόμενα βροχής, πριν ή και μετά από την κύρια επίδραση τους.

Όσον αφορά τις ορεογραφικές, αυτές αναπτύσσονται όταν μια υγρή και ασταθής αέρια μάζα συναντά έντονο ανάγλυφο ή σημαντικά εμπόδια όπως νησιά ή οροσειρές. Σε αυτή την περίπτωση το αίτιο που προκαλεί τις ανοδικές κινήσεις είναι το μηχανικό εμπόδιο, που εξαναγκάζει την αέρια μάζα σε ανύψωση. Στη χώρα μας ορεογραφικές καταιγίδες εκδηλώνονται κυρίως στα δυτικά προσήνεμα του ορεινού άξονα της Πίνδου, στα βόρεια τμήματα της Κρήτης και στην προκειμένη περίπτωση στο Βέρμιο και στο Βόρα.

2.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

Η περιοχή μελέτης είναι η Κεντρική Μακεδονία στην Βόρεια Ελλάδα, μια περιοχή με πολύπλοκο ανάγλυφο, η οποία αποτελείται κυρίως από βουνά και κορυφογραμμές με ύψη ως και 2km με μια λεκάνη απορροής στα δυτικά (περιοχή Π1, Σχήμα 1.1).

Η περιοχή μελέτης περιλαμβάνει τμήματα κυρίως των νομών Ημαθίας και Πέλλας, αλλά και τμήματα των νομών Πιερίας, Θεσσαλονίκης και Κιλκίς. Τα όρια της καθορίζονται από τη νοητή γραμμή που περνά από την Σίνδο, το Αιγίνιο, τον Κορινό, τη Βέροια, τη Φυτεία, τη Νάουσα, την Έδεσσα, τον Ευρωπό και την Πικρολίμνη και ουσιαστικά ορίζουν μια πεδιάδα με σημαντικές καλλιέργειες.

Λόγω του αραιού δικτύου μετεωρολογικών σταθμών στην περιοχή, τα χαλαζικά δεδομένα από το ΕΠΧΠ είναι περιορισμένα. Στην περιοχή 1 τοποθετούνται και λειτουργούν 140 χαλαζόμετρα καθώς και ογκομετρικά βροχόμετρα σε διάφορες θέσεις χαλαζόμετρων, για την καταγραφή της συνολικής βροχόπτωσης των επεισοδίων καταιγίδων.

Η μεγαλύτερη καταιγιδόφορος δραστηριότητα πάνω από την περιοχή αυτή εμφανίζεται αργά το μεσημέρι ή κατά τις πρώτες απογευματινές ώρες (Μπαλαφούτης και Μαχαίρας, 1982; Karacostas, 1984; Σιούτας, 1998). Τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης που εμφανίζονται στη Βόρεια Ελλάδα είναι κατά κανόνα ψυχρά νέφη, δηλαδή νέφη που εκτείνονται πάνω από την ισόθερμο των 0°C.

Οι μηχανισμοί που είναι υπεύθυνοι για την ανύψωση του αέρα, ώστε να αρχίσει ο σχηματισμός νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης εμφανίζονται σε διάφορους μεταξύ τους συνδυασμούς. Ένας συχνός παράγοντας σχηματισμού νεφών είναι κατά τη σύγκλιση αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά, όπως ειδικότερα έχει

παρατηρηθεί στην περιοχή εφαρμογής του Προγράμματος, όταν υγρή και θερμή αέρια μάζα που μεταφέρεται μέσω της θαλάσσιας αύρας από το Θερμαϊκό Κόλπο στην πεδιάδα Ημαθίας-Πέλλας, συναντήσει τις ψυχρές και ξηρές αέριες μάζες που κατολισθαίνουν από τους γύρω ορεινούς όγκους (Καρακώστας, 1991). Μια άλλη συνηθισμένη περίπτωση στην περιοχή είναι, όταν σχετικά θερμός αέρας από τα δυτικά ή νοτιοδυτικά, πλούσιος σε υγρασία, συναντήσει στην πορεία του ορεινούς όγκους, στην προσήνεμη πλευρά των οποίων ανολισθαίνει. Εξαιτίας της ανολίσθησης γίνεται αδιαβατική ψύξη του ανερχόμενου αέρα, με αποτέλεσμα τη συμπύκνωση των υδρατμών και τον σχηματισμό νεφών. (Καρακώστας, 2000/ΕΛΓΑ Έκθεση 2002)

Οι υπερκυτταρικές καταιγίδες είναι ασυνήθιστες στην Ελλάδα (μία ως δύο κάθε τρία χρόνια) και γι' αυτό η εμφάνισή τους έχει σημαντικά αποτελέσματα καθώς συννοδεύονται από χαλάζι μεγάλου μεγέθους που προκαλεί τεράστιες ζημιές σε καλλιέργειες και περιουσίες.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΔΕΔΟΜΕΝΑ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται ανάλυση και περιγραφή των μεγεθών και των μεταβλητών που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία, καθώς και των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν. Αρχικά μελετήθηκαν τα μεγέθη συχνότητα εμφάνισης ημερών χαλαζοκαταιγίδας, η μέγιστη ανακλαστικότητα, το ύψος κορυφής των κυττάρων και ο αριθμός χτυπημένων χαλαζόμετρων στην περιοχή, όπως έχουν καταγραφεί στις ετήσιες εκθέσεις του ΕΛΓΑ για τα έτη 1998 ως 2008 (με εξαίρεση το 2003). Τα δεδομένα αυτά αναφέρονται σε ημέρες χαλαζοκαταιγίδας και όχι σε μεμονωμένες χαλαζοκαταιγίδες και λαμβάνεται υπόψη η πιο έντονη χαλαζοκαταιγίδα της κάθε ημέρας χαλαζοκαταιγίδας. Για να θεωρηθεί μια καταιγίδα ως χαλαζοκαταιγίδα έχουν τεθεί δύο κριτήρια, τα οποία αναλύονται στο 4^ο κεφάλαιο (Sioutas, 2003/ Ετήσια έκθεση ΕΛΓΑ, 1998). Έτσι από τα δεδομένα από τις ετήσιες εκθέσεις ΕΛΓΑ (4^ο κεφάλαιο), γίνονται διαγράμματα συχνοτήτων, αθροιστικών συχνοτήτων, αλλά και συσχέτισης μεγεθών. Επίσης γίνεται σύγκριση με την αντίστοιχη κανονική κατανομή και κάποια τεστ κανονικότητας με χρήση του προγράμματος Statistica.

Σε δεύτερο στάδιο γίνεται μελέτη των δεδομένων από το καταγραφικό πρόγραμμα TITAN, για τα έτη 2006, 2007 και 2008. Η μελέτη αυτή αφορά μεμονωμένα χαλαζοκαταιγίδες που έλαβαν χώρα εκείνη την περίοδο και όχι ημέρες χαλαζοκαταιγίδας. Εκτός από τη συχνότητα χαλαζοκαταιγίδων, την μέγιστη ανακλαστικότητα και το μέσο και μέγιστο ύψος κορυφής των κυττάρων, μελετώνται επίσης και το μέσο ύψος βάσης των χαλαζοκαταιγίδων, η μέση ταχύτητα κίνησης τους και η μέση διεύθυνση κίνησης τους (Karacostas et al, 2012). Πρέπει να αναφερθεί ότι οι χαλαζοκαταιγίδες που έχουν καταγραφεί από το πρόγραμμα TITAN είναι μόνο αυτές που δημιουργούνται στην περιοχή μελέτης Π1 και όχι και αυτές που απλά διέρχονται από αυτήν.

3.1 ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1.1 Ραντάρ Καιρού

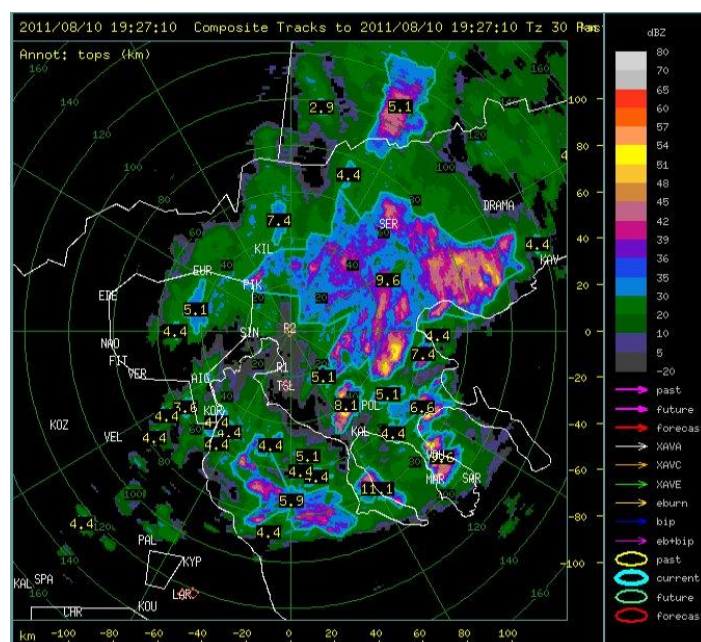
Τα νέφη και οι καταιγίδες είναι φαινόμενα μέσης κλίμακας, γεγονός που καθιστά δύσκολη την ανάλυση τους με συμβατικές επίγειες παρατηρήσεις. Το καταλληλότερο όργανο για μετρήσεις σε τέτοιες μικρές κλίμακες είναι το μετεωρολογικό ραντάρ (Radio Detection and Ranging- RADAR), που μπορεί να ανιχνεύει και να εντοπίζει τον υετό που θεωρητικά πέφτει από τα νέφη. Το μετεωρολογικό ραντάρ ή ραντάρ καιρού είναι ένα από τα βασικά βοηθήματα στον εντοπισμό των καιρικών συνθηκών σε μια περιοχή σε πραγματικό χρόνο (Makiton, 2005). Αποτελείται βασικά από έναν πομπό ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, ένα δέκτη που λαμβάνει τη επιστρέφουσα ενέργεια ύστερα απ' την ανάκλασή της πάνω σε σταγονίδια της βροχής ή στους παγοκρυστάλλους του νέφους και από μια οθόνη στην οποία εμφανίζεται η επιστρέφουσα κυττάρων, δηλαδή η εικόνα του νέφους.

Τα μετεωρολογικά ραντάρ μπορούν να αποδώσουν με μεγάλη ακρίβεια την έκταση, το ύψος και τη μορφή των νεφικών κυττάρων σε μια ακτίνα μέχρι τα 400km, ενώ η αξιοπιστία των μετρήσεων μειώνεται σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 120km (Donaldson, 1961). Ανάλογα με το μήκος κύματος λειτουργίας τους, τα ραντάρ καιρού χωρίζονται σε X- band (3cm), C-band (5cm) και S-band (10cm) και ο κάθε τύπος έχει συγκεκριμένα χαρακτηριστικά και εξυπηρετεί σε συγκεκριμένες εφαρμογές.



Σχήμα 3.1 Κεραία μετεωρολογικού ραντάρ WSR-74S στη Θεσσαλονίκη (πηγή: www.elga.gr)

Το λογισμικό διαχείρισης του συστήματος, λήψης, ψηφιοποίησης, αποθήκευσης, απεικόνισης των δεδομένων ραντάρ είναι το IRIS. Ειδικά για τον ΕΛ.Γ.Α. έγινε προσαρμογή, ώστε τα δεδομένα ραντάρ από το IRIS να μετατρέπονται σε μορφή συμβατή με το λογισμικό TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting), με τη βοήθεια του οποίου γίνεται η επιχειρησιακή αξιοποίηση των δεδομένων ραντάρ στο ΚΕ.Μ.Ε. (παρακολούθηση και ανάλυση της καιρικής δραστηριότητας και διεξαγωγή των επιχειρήσεων σποράς, από το Κέντρο Επιχειρήσεων).



Το λογισμικό TITAN δημιουργήθηκε από τον Dixon (Dixon and Wiener, 1993) και χρησιμοποιείται από τον ΕΛΓΑ. Μέσω του TITAN επίσης γίνεται η αυτόματη αρχειοθέτηση των δεδομένων ραντάρ. Στο πρόγραμμα TITAN απεικονίζονται στοιχεία πτήσης μέσω του δορυφορικού συστήματος εντοπισμού θέσης GPS (Global Positioning System), όπως η θέση του αεροσκάφους, το επίπεδο πτήσης και η ταχύτητα του αεροσκάφους. Πρόσθετα παρέχονται πληροφορίες για τη θερμοκρασία του αέρα και τον αριθμό χρησιμοποιούμενων φυσιγγίων σποράς. Το

σύστημα TITAN αποθηκεύει συνεχώς την εισερχόμενη πληροφορία με αυτοματοποιημένο τρόπο (Σχήμα 3.2). Έτσι δεν υπάρχει απώλεια πληροφορίας, όσο λειτουργεί το ραντάρ και το σύστημα καταγραφής. Επιχειρησιακά παρέχει μια διαδοχή από εικόνες δίνοντας στον ελεγκτή την δυνατότητα να προσδιορίσει με ακρίβεια τον τρόπο ανάπτυξης και εξέλιξης των κυττάρων, την κατεύθυνση και την ταχύτητα κίνησης τους και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τους.

Οι επιχειρησιακά χρήσιμες απεικονίσεις του TITAN είναι δύο, η Οριζόντια απεικόνιση σταθερού υψομέτρου (CAPPI) και η κατακόρυφη τομή (Vertical Section). Η οριζόντια απεικόνιση σταθερού υψομέτρου γίνεται σε οριζόντιο επίπεδο του οποίου το υψόμετρο επιλέγει ο χρήστης από τα 2km ως τα 18km και με βήμα του ενός χιλιομέτρου. Το κέντρο της απεικόνισης βρίσκεται στη θέση της κεραίας του ραντάρ και η ακτίνα της απεικόνισης πλήρους οθόνης είναι περίπου 130km. Η κατακόρυφη τομή γίνεται σε οποιαδήποτε θέση της εικόνας, με οποιοδήποτε προσανατολισμό και μήκος.

Το σύστημα TITAN παρέχει διάφορες πληροφορίες, όπως αρχείο με τη θέση των μεγίστων μιας καταιγίδας, την ανακλαστικότητα σε ορισμένο σημείο, τη θέση ενός σημείου σε καρτεσιανές ή πολικές συντεταγμένες.

3.1.2 Δίκτυο Χαλαζόμετρων

Το δίκτυο χαλαζόμετρων του ΕΛΓΑ αποτελείται από 140 χαλαζόμετρα στην περιοχή 1. Ο τύπος του υλικού χαλαζόμετρων που χρησιμοποιείται είναι ο CW (Wallmate) εξηλασμένης πολυστερίνης. Το πάχος του υλικού αυτού είναι 2,5 cm και το εμβαδό της εκτιθέμενης επιφάνειάς του ίσο με 740 cm². Πριν την εγκατάσταση η εκτιθέμενη επιφάνεια του υλικού βάφεται με αραιό λευκό πλαστικό χρώμα για προστασία από αλλοιώσεις εξαιτίας της ηλιακής ακτινοβολίας. Ογκομετρικά βροχόμετρα είναι εγκατεστημένα επίσης σε διάφορες θέσεις των χαλαζόμετρων του δικτύου, για την καταγραφή της συνολικής βροχόπτωσης σε κάθε επεισόδιο.

Οι αλλαγές και η συντήρηση των χαλαζόμετρων πραγματοποιούνται με βάση τα προβλεπόμενα στο Εγχειρίδιο Χαλαζόμετρων. Οι κανονικές αλλαγές γίνονται κάθε 15 ημέρες, ενώ οι έκτακτες αλλαγές, την επομένη της καταιγίδας. Μετά από κάθε αλλαγή χαλαζόμετρων γίνεται έλεγχος σε κάθε χαλαζόμετρο για τη διαπίστωση ύπαρξης αποτυπωμάτων χαλαζιού και στη συνέχεια τα «χτυπημένα» χαλαζόμετρα διαχωρίζονται και αρχειοθετούνται για περαιτέρω μελέτη. Οι μετρήσεις των

χτυπημένων χαλαζόμετρων αποτελούν μια καλή βάση δεδομένων για την εκτίμηση της επίδρασης της σποράς των νεφών, αλλά κυρίως για τον προσδιορισμό των περιοχών όπου σημειώθηκε χαλαζόπτωση.

3.1.3 Ραδιοβολίσσεις

Η ραδιοβολίση αποτελεί τον καλύτερο τρόπο για την παρατήρηση και καταγραφή των συνθηκών που επικρατούν στην ατμόσφαιρα και των θερμοδυναμικών παραμέτρων σε κάθε ύψος, από το έδαφος μέχρι περίπου τα 100hPa. Στην εργασία αυτή λαμβάνονται υπόψη οι ραδιοβολίσσεις των 00UTC και 12UTC που πραγματοποιήθηκαν στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης. Τα δεδομένα λήφθηκαν από το αρχείο ραδιοβολήσεων του Πανεπιστημίου του Wyoming στις δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής για τη Θεσσαλονίκη και για την περίοδο 1998-2008. Στο 4^ο κεφάλαιο χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα ύψη της ισοθέρμου των -5°C. Επίσης στο 7^ο κεφάλαιο γίνεται ανάλυση του τεφιγράμματος μιας περίπτωσης έντονης χαλαζοκαταιγίδας καθώς και των δεικτών αστάθειας που υπολογίζονται από αυτό.

3.2 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

Η δορυφορική τηλεπισκόπηση για την μελέτη της ατμόσφαιρας της Γης ξεκίνησε την δεκαετία του 60 μαζί με τη ραγδαία ανάπτυξη των υπολογιστών. Οι δορυφορικοί αισθητήρες καταγράφουν την ενέργεια ή την ένταση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων που ανακλώνται ή εκπέμπονται από μια επιφάνεια. Το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα κυμαίνεται από 0,1μm ως 100μm. Τα δορυφορικά συστήματα τηλεπισκόπησης αφορούν κυρίως το ορατό, το υπέρυθρο φάσμα και τα μικροκύματα.

Ο δορυφόρος Meteosat 8 λειτουργεί από τον Αύγουστο του 2002 σε γεωστατική τροχιά, όμως μετά από μια σύγκρουση του με άγνωστο αντικείμενο τον Μάιο του 2007, άλλαξε τροχιά και καταστράφηκε η θερμική του προστασία. Αντικαταστάθηκε από τον Meteosat 9, ωστόσο χρησιμοποιείται ακόμα και σήμερα ως backup για τον Meteosat 9. Ο δεύτερος MSG δορυφόρος Meteosat 9 ξεκίνησε να λειτουργεί τον Μάιο του 2005, δίνοντας σταθερά κάθε 15 λεπτά αναλυτικές εικόνες της Ευρώπης, της Αφρικής και του Βόρειου Ατλαντικού.

Η ανακλαστικότητα στα κανάλια του ορατού εξαρτάται από το πάχος του νέφους, το μέγεθος των υδροσταγονιδίων, το περιεχόμενο του νέφους σε νερό και τη σύνθεση του νέφους (υδροσταγόνες ή παγοκρύσταλλοι). Τα νέφη που παρουσιάζουν μεγάλη ανακλαστικότητα στην εικόνα, δηλαδή είναι πιο λευκά, έχουν μεγάλο πάχος, μεγάλο περιεχόμενο σε νερό και μικρό μέσο μέγεθος υδροσταγόνων. Η θάλασσα, οι λίμνες και τα ποτάμια εμφανίζονται σκοτεινά στις ορατές (VIS) εικόνες. Η σχετική λαμπρότητα του εδάφους εξαρτάται από τη σύνθεση του εδάφους, το είδος της βλάστησης και τη χιονοκάλυψη (Φείδας, 2010).

Στην εργασία αυτή αναλύονται οι δορυφορικές εικόνες μόνο από 2 κανάλια, το κανάλι 12 υψηλής ανάλυσης και το κανάλι 9 στο θερμικό υπέρυθρο. Το κανάλι 12 έχει φασματική περιοχή στο ορατό στα 0,5 ως 0,9 μm . Τα κανάλια του θερμικού υπέρυθρου είναι τα κανάλια 7,9,10 και 12. Αυτά καταγράφουν την θερμική υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπει η επιφάνεια της γης και η ατμόσφαιρα στο ατμοσφαιρικό παράθυρο 8-12,5 μm . Το κανάλι 9 που μελετάται εδώ βρίσκεται στα 10,8 μm . Τα χρώματα στα κανάλια αυτά είναι ανεστραμμένα, δηλαδή με ανοιχτές αποχρώσεις απεικονίζονται οι ψυχρές περιοχές ενώ με σκούρες οι θερμότερες περιοχές. Τα ψηλά και ψυχρά νέφη φαίνονται λευκά, ενώ το έδαφος και τα χαμηλά, θερμά νέφη φαίνονται σκούρα στα κανάλια αυτά. Τα ψηλά και λεπτά νέφη Cirrus είναι ημιδιαφανή στην υπέρυθρη ακτινοβολία και γι αυτό είναι δύσκολο να διακριθούν. Αντίθετα τα νέφη με μεγάλο πάχος και ψηλές, ψυχρές κορυφές όπως τα Cb εμφανίζουν τις μεγαλύτερες τιμές λαμπρότητας.

Τα μεγάλα οργανωμένα, καταιγιδοφόρα, νεφικά συστήματα ονομάζονται ΜΚΣ (MCS's), δηλαδή μέσης κλίμακας, κατακόρυφης ανάπτυξης συστήματα. Στις δορυφορικές εικόνες τα ΜΚΣ εμφανίζονται σαν συμπλέγματα νεφών με κυκλικό ή οβάλ σχήμα, το οποίο εξαρτάται από την ένταση των ανέμων στα ψηλότερα στρώματα. Τα συμπλέγματα αυτά αναπτύσσονται σε ασταθή ατμόσφαιρα αλλά χωρίς απαραίτητα να υπάρχουν συνοπτικά αίτια για ανοδικές κινήσεις στην ατμόσφαιρα. Οι άκρες των ΜΚΣ στις περιοχές που παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις είναι πολύ αιχμηρές και λευκές στο ορατό. Αντίθετα εκεί που υπάρχουν καθοδικές κινήσεις οι άκρες είναι αχνές και γκριζωπές στο ορατό.

3.3 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ

Τα μεγέθη που αναλύονται στην παρούσα εργασία, είναι μέτρα της έντασης και της συχνότητας των χαλαζοκαταιγίδων. Αυτά επεξηγούνται παρακάτω.

3.3.1 Μέγιστη Ανακλαστικότητα

Τα επιστρέφοντα σήματα στο ραντάρ, δηλαδή οι ανακλαστικότητες των κυττάρων, εξετάζονται ως προς την ένταση τους για να διαπιστωθεί η ύπαρξη ή ο ρυθμός υετού στον εξεταζόμενο νεφικό όγκο. Οι ανακλαστικότητες μετρούνται σε dBz και η μέγιστη ανακλαστικότητα είναι η μεγαλύτερη τιμή ανακλαστικότητας που καταγράφεται μέσα σε ένα συγκεκριμένο κελί καταιγίδας. Η μετρούμενη ανακλαστικότητα εξαρτάται από το πλήθος των υδρομετεώρων, την φάση τους και τη κατανομή του μεγέθους τους. Ωστόσο δεν υπάρχει άμεση σχέση μεταξύ της ανακλαστικότητας και της έντασης ή του μεγέθους του χαλαζιού (Delobbe and Holleman, 2006).

Όσο πιο μεγάλη είναι η τιμή της ανακλαστικότητας τόσο πιο έντονη είναι η καταιγίδα και για τιμές πάνω από 45dBz αναφερόμαστε κυρίως σε χαλαζοκαταιγίδα. Έχει παρατηρηθεί ότι όταν η μέγιστη ανακλαστικότητα δεν ξεπερνά τα 45dBz και η μέγιστη κορυφή των κυττάρων δεν υπερβαίνει τα 7,5km , είναι σπάνια η εμφάνιση χαλαζιού στο έδαφος, για την περιοχή μελέτης (Karacostas, 1984).

3.3.2 Ύψος Κορυφής των Κυττάρων

Εκφράζει το πόσο ψηλά φτάνουν οι ανακλαστικότητες των κυττάρων που δέχεται το ραντάρ από τον υετό. Είναι παρόμοιο με το ύψος κορυφής των νεφών μόνο που στις περισσότερες περιπτώσεις δεν είναι το ίδιο, καθώς το ύψος κορυφής των νεφών είναι ψηλότερο από το ύψος που φτάνουν οι ανακλαστικότητες των κυττάρων (Sherwood, 2004). Στις εκθέσεις του ΕΛΓΑ (4^ο κεφάλαιο) θεωρούνται ως ύψη κορυφής, τα ύψη που εμφανίζουν ανακλαστικότητα μεγαλύτερη ή ίση από 20dBz. Αντίθετα στα δεδομένα TITAN (5^ο κεφάλαιο) ως ύψος κορυφής θεωρείται τα 35dBz. Οι πιο χαμηλές κορυφές κυττάρων που έχουν εντοπιστεί είναι περίπου στα 1500 μέτρα, ενώ οι υψηλότερες κορυφές κυττάρων έχουν φτάσει μέχρι τα 20km. Η μεταβλητή αυτή είναι πολύ χρήσιμη, αφού δίνει πληροφορίες για τη φύση και το είδος μιας μεμονωμένης καταιγίδας και δείχνει τη δυνατότητα που έχει αυτή να

παράγει έντονα καιρικά φαινόμενα. Πιο συγκεκριμένα το ύψος κορυφής των κυττάρων δίνει πληροφορίες για την ένταση των ανοδικών κινήσεων. Όσο πιο μεγάλο είναι το ύψος αυτό σε μια καταιγίδα, τόσο πιο έντονες είναι οι ανοδικές κινήσεις στο εσωτερικό της. Τα έντονα καιρικά φαινόμενα συχνά συνδέονται με τις μεταβολές στο ύψος κορυφής των κυττάρων, όμως από μόνο του αυτό το μέγεθος δεν μπορεί να δώσει συμπεράσματα για την ένταση της καταιγίδας. Μερικές φορές είναι δυνατόν να ανιχνευτεί η έναρξη μιας καταιγίδας από την εμφάνιση κορυφών κυττάρων στα μεσαία ατμοσφαιρικά επίπεδα, προτού εμφανιστούν οι χαμηλού ύψους ανακλαστικότητες.

3.3.3 Ύψος βάσης των νεφών

Στο 5^ο κεφάλαιο μελετάται εκτός των άλλων μεγεθών, και η βάση των νεφών που προκαλούν τις καταιγίδες. Πρέπει να αναφερθεί ότι τα δεδομένα από το TITAN για την περίοδο 2006-2008 που μελετήθηκαν στο 5^ο κεφάλαιο, προήλθαν από το αρχείο του Δημήτρη Μπαμπζέλη μετά από επεξεργασία στα πλαίσια του διδακτορικού του. Στην επεξεργασία αυτή θεωρήθηκε ως ύψος βάσης των νεφών, όχι το πραγματικό της ύψος αλλά το ύψος όπου η μέγιστη ανακλαστικότητα φτάνει τα 35dBz. Δηλαδή θεωρείται ότι το νέφος ξεκινάει από τα 35dBz και πάνω. Αυτό οφείλεται στο ότι το φαινόμενο που μελετάται είναι το χαλάζι οπότε χρειάζονται μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας.

3.3.4 Ύψος Ισόθερμου των -5°C

Το επίπεδο αυτό δεν έχει καθορισθεί εμπειρικά, αλλά με βάση μικροφυσικές μετρήσεις νεφών από αεροσκάφη και μετρήσεις ραντάρ. Το ύψος της ισόθερμης των -5°C είναι πολύ σημαντικό για την εφαρμογή του ΕΠΧΠ επειδή:

α) Με το όριο της ανακλαστικότητας των 35 dBZ μετρούμενης στο επίπεδο των -5 °C ή ψηλότερα, διασφαλίζεται σε μεγάλο βαθμό η ύπαρξη νέφους κατακόρυφης ανάπτυξης.

β) Οι μετρήσεις από το επίπεδο των -5°C και πάνω είναι απαλλαγμένες από την επίδραση της ‘λαμπρής ζώνης (bright band)’, του φαινομένου δηλαδή της αυξημένης ανακλαστικότητας μετρούμενης από το ραντάρ, που εμφανίζεται στο επίπεδο τήξης (στο ισοθερμικό επίπεδο των 0° C).

γ) Από το επίπεδο των -5° C και πάνω βρίσκεται η διαθέσιμη ποσότητα του

υπέρψυχρου νερού του νέφους, καθώς αυτό συγκεντρώνεται κυρίως στις στάθμες μεταξύ των -5°C και -20°C .

δ) Στα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης των μέσων γεωγραφικών πλατών, η μεγαλύτερη συγκέντρωση παγοπυρήνων (ice nuclei), καθώς και η παραγωγή φυσικών παγοπυρήνων μέσου της μεθοδολογίας – διαδικασίας ‘ice multiplication mechanism’, γνωστή ως ‘Hallett-Mossop mechanism’ (Καρακώστας, 2010), λαμβάνουν χώρα στο νεφικό στρώμα μεταξύ -3°C με -8°C , με κορύφωση στο επίπεδο των -5°C .

ε) Η επίδραση του AgI είναι δυνατή από το επίπεδο των -5°C και ψηλότερα, αλλά όχι σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες.

3.3.5 Ταχύτητα Κίνησης των Χαλαζοκαταιγίδων

Η ταχύτητα των καταιγίδων καταγράφεται από το ραντάρ και είναι η μέση ακτινική ταχύτητα των στόχων του ραντάρ σε μια συγκεκριμένη περιοχή. Η ακτινική ταχύτητα είναι η συνισταμένη ταχύτητα της κίνησης της καταιγίδας κατά μήκος της διεύθυνσης κίνησης της. Σε περιπτώσεις ασθενούς μέσου ανέμου (0-6 km/h) οι καταιγίδες κινούνται ταχύτερα απ' αυτόν, ενώ όταν αυτός είναι ισχυρός έχουν ταχύτητες συγκρίσιμες μ' αυτόν (Foris, 2006).

3.3.6. Διεύθυνση Κίνησης των Χαλαζοκαταιγίδων

Οι περισσότερες καταιγίδες κινούνται κατά την κατεύθυνση που ορίζει ο άνεμος στην μέση τροπόσφαιρα. Παρόλα αυτά, οι περισσότερες υπερκύτταρες καταιγίδες κινούνται προς τα δεξιά της διεύθυνσης που ορίζει ο «πηδαλιούχος» άνεμος στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Για την ακρίβεια, οι υπερκύτταρες καταιγίδες έχουν την τάση να κινούνται κατά περίπου 30° προς τα δεξιά της κατεύθυνσης που ορίζει ο μέσος άνεμος στην μέση τροπόσφαιρα (Foris, 2006). Η ταχύτερη άνοδος του αέρα μέσω του ανοδικού ρεύματος της καταιγίδας αλληλεπιδρά με τον καθ' ύψος αυξανόμενο οριζόντιο άνεμο, ώστε τελικά δημιουργούνται κατακόρυφες βαροβαθμίδες ικανές να προκαλέσουν τη γένεση νέων ανοδικών ρευμάτων στην δεξιά πλευρά της καταιγίδας. Με τον τρόπο αυτό, καθώς η καταιγίδα προχωρά, νέα κύτταρα δημιουργούνται στα δεξιά της διεύθυνσης που ορίζει ο άνεμος στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα.

Η φορά κίνησης ενός υπερκυττάρου είναι συνήθως προς τα δεξιά ή τα αριστερά του μέσου τροποσφαιρικού ανέμου και εξαιτίας αυτής της κίνησης

προκύπτει μια δευτερεύουσα κατάταξη (Browning 1977) των υπερκυττάρων, τα SR (Severe Right- moving) υπερκύτταρα και τα SL (Severe Left- moving) υπερκύτταρα.

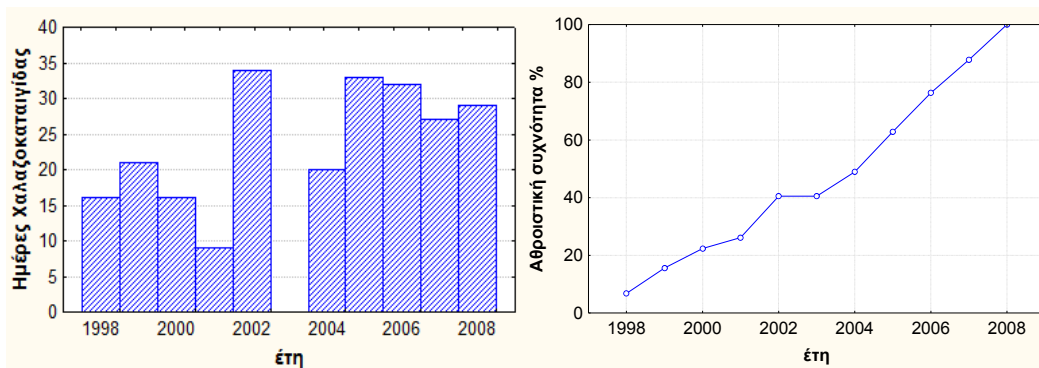
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΜΕΛΕΤΗ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΑΠΟ ΤΙΣ

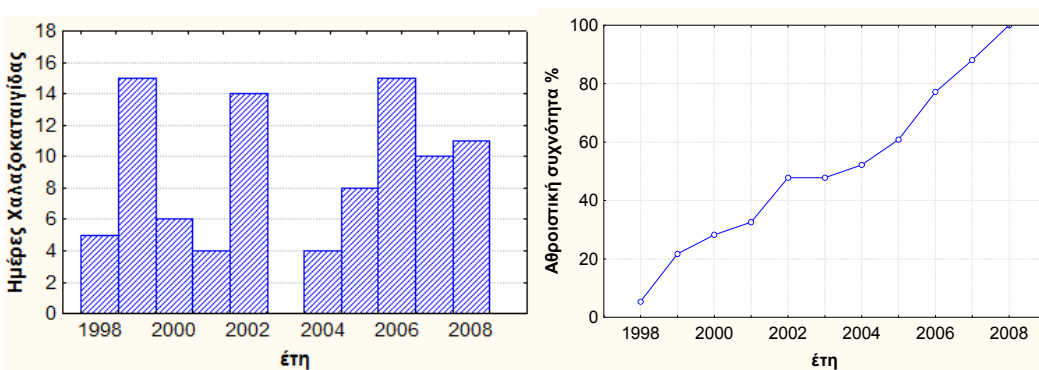
ΕΚΘΕΣΕΙΣ ΕΛΓΑ 1998-2008

Στο κεφάλαιο αυτό, τα δεδομένα προήλθαν από τις ετήσιες εκθέσεις του ΕΛΓΑ για τα έτη 1998 ως 2008, εκτός από το 2003 για το οποίο δεν εκδόθηκε ετήσια έκθεση.

Τα χαρακτηριστικά των χαλαζοκαταιγίδων που μελετώνται στο κεφάλαιο αυτό είναι τα εξής: η συχνότητα εμφάνισης χαλαζοκαταιγίδων, η μέγιστη ανακλαστικότητα που καταγράφεται κατά τη διάρκεια μιας χαλαζοκαταιγίδας, το ύψος κορυφής των κυττάρων, ο αριθμός χτυπημένων χαλαζόμετρων και το επίπεδο της ισοθέρμου των - 5°C. Τα διαγράμματα γίνονται με βάση δύο κριτήρια. Στο πρώτο κριτήριο συμπεριλαμβάνονται οι καταγίδες που εμφανίζουν μέγιστη ανακλαστικότητα μεγαλύτερη ή ίση από τα 45dBz ή καταγράφεται ένα τουλάχιστον χτυπημένο χαλαζόμετρο. Στο δεύτερο κριτήριο συμπεριλαμβάνονται οι περιπτώσεις που ισχύουν και οι δύο παραπάνω συνθήκες συγχρόνως, δηλαδή και η μέγιστη ανακλαστικότητα να είναι μεγαλύτερη ή ίση με 45dBz και να υπάρχει ένα τουλάχιστον χτυπημένο χαλαζόμετρο. Σαφώς οι χαλαζοκαταιγίδες που ικανοποιούν το δεύτερο κριτήριο αποτελούν γνήσιο υποσύνολο αυτών του πρώτου κριτηρίου. Η περιοχή μελέτης είναι η περιοχή προστασίας Π1 του ΕΠΧΠ και φαίνεται στο Σχήμα 4.1, όπου καταγράφονται οι δήμοι της περιοχής και η θέση των χαλαζόμετρων.



Σχήμα 4.2α,β. Συχνότητα ημερών χαλαζοκαταιγίδας ανά έτος με το πρώτο κριτήριο και αθροιστική συχνότητα.

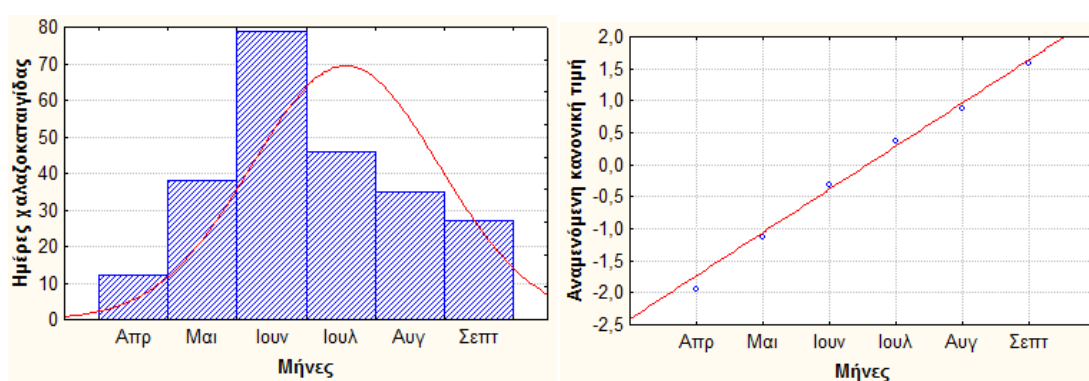


Σχήμα 4.3α,β. Συχνότητα ημερών χαλαζοκαταιγίδας ανά έτος με το δεύτερο κριτήριο και αθροιστική συχνότητα.

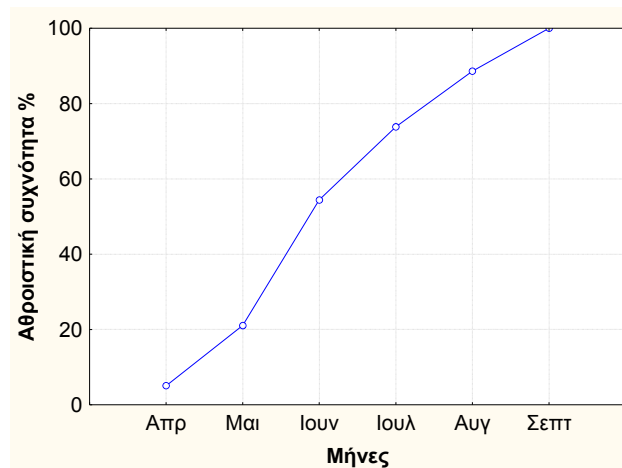
Συνολικά κατά τη διάρκεια της δεκαετούς περιόδου 1998-2008 έλαβαν χώρα 237 χαλαζοκαταιγίδες σύμφωνα με το πρώτο κριτήριο και 92 χαλαζοκαταιγίδες με το δεύτερο κριτήριο. Το έτος κατά το οποίο εμφανίστηκαν οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες στην δεκαετή περίοδο, σύμφωνα με το πρώτο κριτήριο, είναι το 2002 με συνολικό αριθμό 34 χαλαζοκαταιγίδων. Αντίθετα στο 2001 καταγράφονται οι λιγότερες χαλαζοκαταιγίδες (μόνο εννιά) για το πρώτο κριτήριο. Αν ληφθεί υπόψη το δεύτερο κριτήριο (Σχήμα 4.3α) ο αριθμός των χαλαζοκαταιγίδων μειώνεται κατά πολύ και δεν ξεπερνάει τις δεκαπέντε ανά έτος. Κατά το 1999 και το 2006 εμφανίζονται οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες, ενώ κατά το 2001 και το 2004 εμφανίζονται οι λιγότερες. Όπως φαίνεται στον Πίνακα 4.1 η λόξωση (skewness) και των δύο κατανομών είναι αρνητική, πράγμα που σημαίνει ότι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών της περιόδου, μετά το 2004. Επίσης η κύρτωση (kurtosis) και για τα δύο κριτήρια είναι αρνητική, που σημαίνει ότι οι δύο κατανομές είναι πλατύκυρτες και όλες οι συχνότητες είναι παρόμοιου μεγέθους.

Από το διάγραμμα της αθροιστικής συχνότητας φαίνεται ότι το 50% του συνόλου των χαλαζοκαταιγίδων λαμβάνει χώρα ως το 2004, στα μισά δηλαδή της περιόδου ενώ το 75% ως το 2006 περίπου και για τα δύο κριτήρια. Η τάση των συχνοτήτων ημερών χαλαζοκαταιγίδας για την περίοδο 1998-2008 είναι θετική, ωστόσο δεν είναι στατιστικώς σημαντική. Ούτως ή άλλως δεν μπορούν να προκύψουν ασφαλή συμπεράσματα για την τάση στο πέρασμα των χρόνων, μόνο από δεδομένα 10 ετών.

Στα παρακάτω διαγράμματα (Σχήμα 4.4, Σχήμα 4.5) φαίνονται οι χαλαζοκαταιγίδες που εμφανίζονται κάθε μήνα της περιόδου, αθροιστικά για τα δέκα έτη. Οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες λαμβάνουν χώρα τον Ιούνιο, ενώ οι λιγότερες τον Απρίλιο, και για τα δύο κριτήρια. Η κύρτωση έχει παρόμοιες αρνητικές τιμές και για τα δύο κριτήρια, οπότε και οι δύο κατανομές είναι πλατύκυρτες. Οι δύο κατανομές έχουν αρνητικό συντελεστή κύρτωσης όμως η κατανομή του δεύτερου κριτηρίου είναι πιο πλατύκυρτη, δηλαδή οι συχνότητες είναι παρόμοιες. Αυτό φαίνεται και στο Σχήμα όπου ο Μάιος, ο Ιούλιος και ο Αύγουστος εμφανίζουν σχεδόν ίδιες συχνότητες. Η λόξωση έχει θετική τιμή και στα δύο κριτήρια, δηλαδή οι μεγαλύτερες συχνότητες χαλαζοκαταιγίδων εμφανίζονται στους 3 πρώτους μήνες (Απρίλιος, Μάιος, Ιούνιος). Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.4β ο Απρίλιος εμφανίζει την μέγιστη απόκλιση από την κανονική τιμή. Ακόμη παρατηρείται ότι μέχρι τον Ιούνιο εμφανίζεται παραπάνω από το 50% των χαλαζοκαταιγίδων, ενώ μέχρι τον Ιούλιο έχει λάβει χώρα το 75% των χαλαζοκαταιγίδων με το πρώτο κριτήριο.

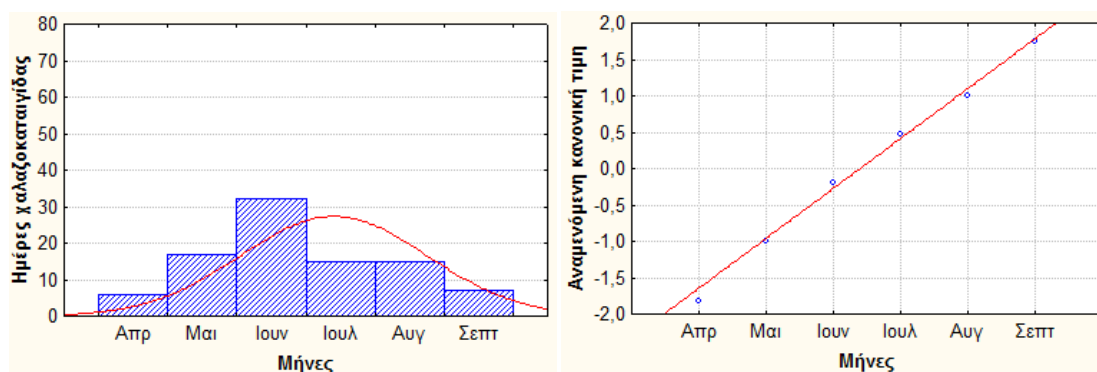


Σχήμα 4.4α,β. Συχνότητα ημερών χαλαζοκαταιγίδας ανά μήνα με το πρώτο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.

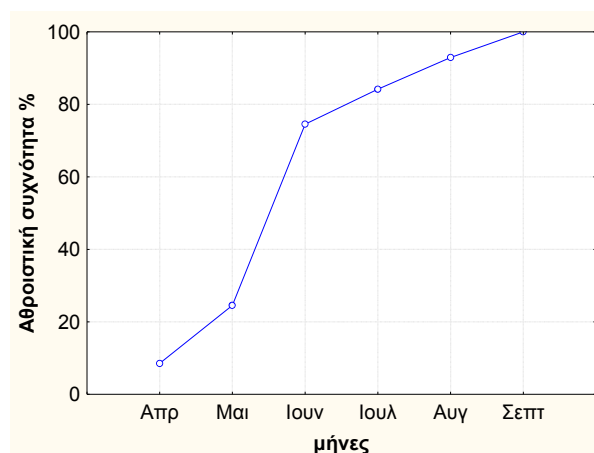


Σχήμα 4.4γ. Αθροιστική συχνότητα ημερών χαλαζοκαταιγίδας ανά μήνα για το πρώτο κριτήριο.

Όσον αφορά το δεύτερο κριτήριο, η αθροιστική συχνότητα εμφανίζει διαφορετική κατανομή με το 75% των χαλαζοκαταιγίδων να εμφανίζεται μέχρι τον Ιούνιο, ενώ κατά τους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο λαμβάνουν χώρα μόνο 37 από τις 92 χαλαζοκαταιγίδες.



Σχήμα 4.5α,β. Συχνότητα ημερών χαλαζοκαταιγίδας ανά μήνα με το δεύτερο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.

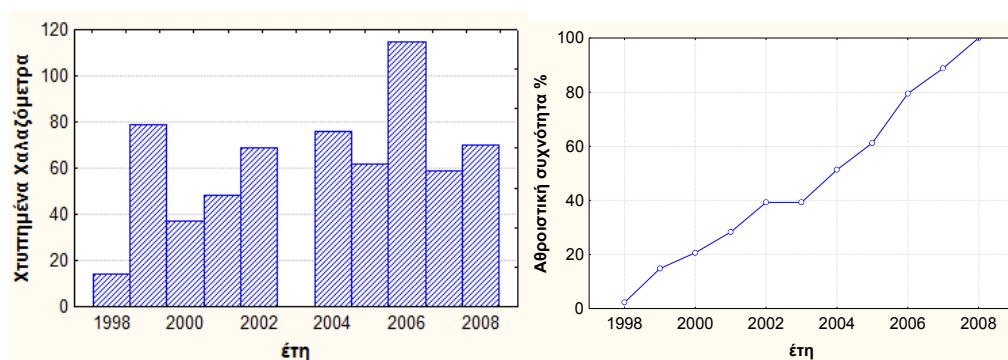


Σχήμα 4.5γ. Αθροιστική συχνότητα ημερών χαλαζοκαταιγίδας ανά μήνα για το δεύτερο κριτήριο.

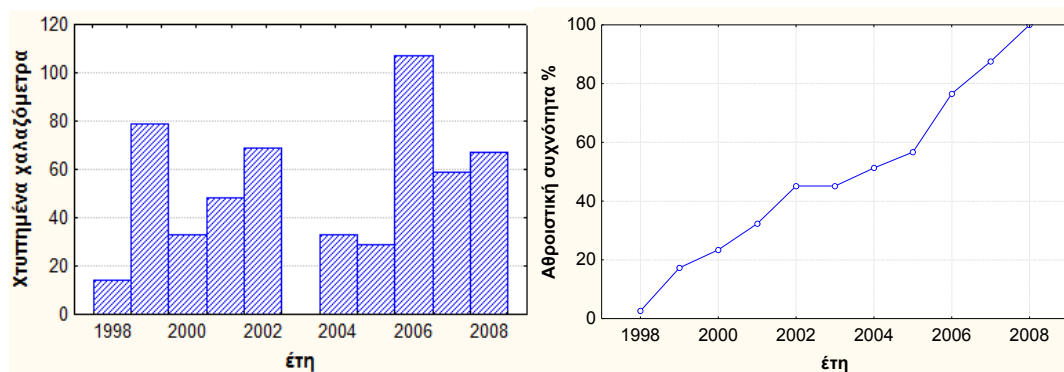
Στον Πίνακα 4.1 φαίνεται ότι η τυπική απόκλιση, η διασπορά, ο συντελεστής διασποράς και το τυπικό σφάλμα είναι μεγαλύτερα στο δεύτερο κριτήριο απ' ό τι στο πρώτο αν και δεν έχουν μεγάλη διαφορά.

4.2 ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΧΤΥΠΗΜΕΝΩΝ ΧΑΛΑΖΟΜΕΤΡΩΝ

Στο Σχήμα 4.6 παρουσιάζεται η συχνότητα των χτυπημένων χαλαζόμετρων σε κάθε έτος αθροιστικά και για τα δύο κριτήρια. Τα περισσότερα χτυπημένα χαλαζόμετρα εμφανίζονται το 2006, ενώ τα λιγότερα εμφανίζονται το 1998 και για τα δύο κριτήρια.



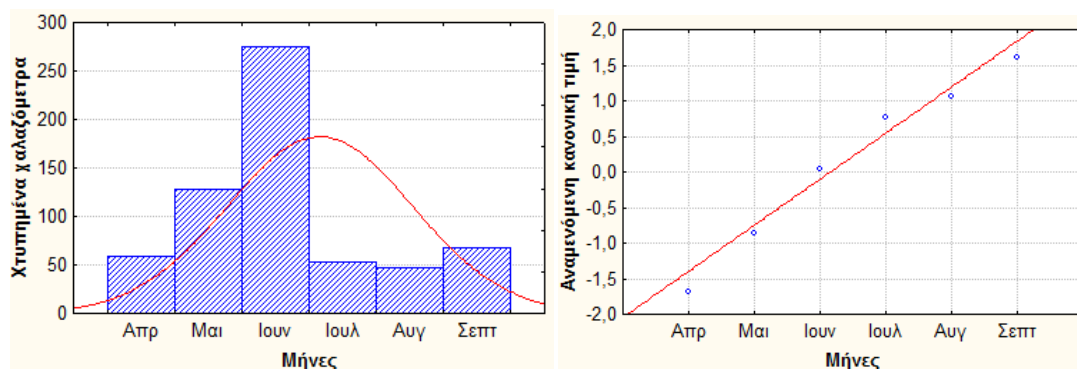
Σχήμα 4.6α,β. Συχνότητα χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά έτος με το πρώτο κριτήριο και αθροιστική συχνότητα.



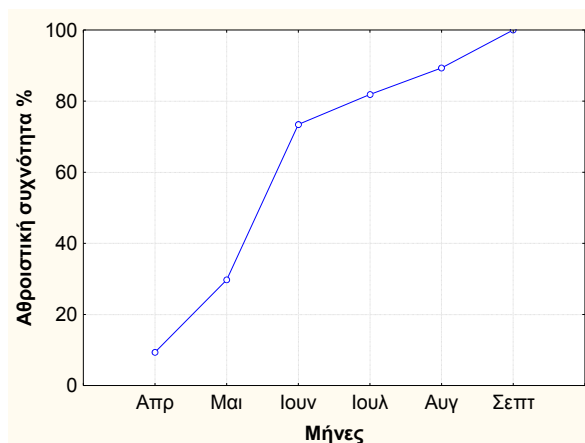
Σχήμα 4.7α,β. Συχνότητα χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά έτος με το δεύτερο κριτήριο και αθροιστική συχνότητα.

Ο αριθμός των χτυπημένων χαλαζόμετρων σε κάθε έτος είναι παρόμοιος για τα δύο κριτήρια με εξαίρεση τα έτη 2004 και 2005. Αυτό επιβεβαιώνεται από την κύρτωση, η οποία είναι αρνητική και για τα δύο κριτήρια, αλλά είναι μικρότερη στο δεύτερο κριτήριο, που σημαίνει ότι η κατανομή του δεύτερου κριτηρίου είναι πιο πλατύκυρτη. Η λόξωση είναι και αυτή αρνητική και για τα δύο κριτήρια, που σημαίνει ότι στα πρώτα χρόνια (1998-2002) εμφανίζονται λιγότερα χτυπημένα χαλαζόμετρα απ' ό,τι στα τελευταία χρόνια. Αυτό έρχεται σε συμφωνία με τις κατανομές συχνοτήτων χαλαζοκαταιγίδας. Ωστόσο, όπως αναφέρθηκε στο 3^ο κεφάλαιο, ο αριθμός των χτυπημένων χαλαζόμετρων είναι μόνο ενδεικτικός, αφού η μεταβλητή αυτή μπορεί να επηρεάζεται από τη σπορά που λαμβάνει χώρα. Αυτός είναι ίσως ο λόγος που τα μέγιστα και τα ελάχιστα των κατανομών χαλαζοκαταιγίδων και χτυπημένων χαλαζόμετρων δεν συμπίπτουν χρονικά. Από τα Σχήματα 4.6β, και 4.7β φαίνεται ότι το 50% του συνόλου των χτυπημένων χαλαζόμετρων εμφανίζεται πριν το 2004 περίπου, ενώ το 75 με 80% αυτού εμφανίζεται ως το 2006 και για τα 2 κριτήρια. Δηλαδή εμφανίζεται η ίδια εικόνα με τις αθροιστικές κατανομές συχνοτήτων των χαλαζοκαταιγίδων ανά έτος. Η τάση των συχνοτήτων χτυπημένων χαλαζόμετρων για την περίοδο 1998-2008 είναι θετική, ωστόσο δεν είναι στατιστικώς σημαντική.

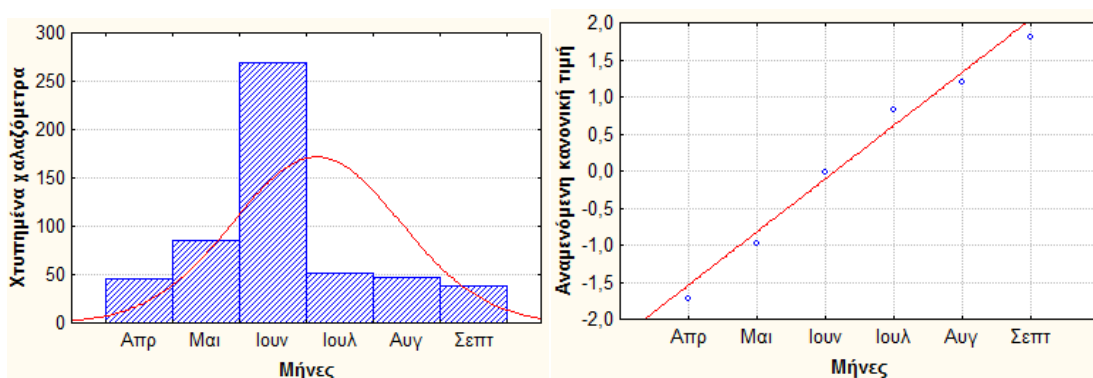
Ο αριθμός των χτυπημένων χαλαζόμετρων που καταγράφονται παρουσιάζεται αθροιστικά για κάθε μήνα, στο Σχήμα 4.8. Ο Ιούνιος είναι με διαφορά ο μήνας στον οποίον καταγράφονται τα περισσότερα χτυπημένα χαλαζόμετρα και για τα δύο κριτήρια, όπως και στις κατανομές συχνοτήτων χαλαζοκαταιγίδας. Τα ελάχιστα διαφέρουν για τα δύο κριτήρια. Συγκεκριμένα η ελάχιστη συχνότητα εμφανίζεται τον Αύγουστο με το πρώτο κριτήριο, ενώ με το δεύτερο κριτήριο εμφανίζεται το Σεπτέμβριο.



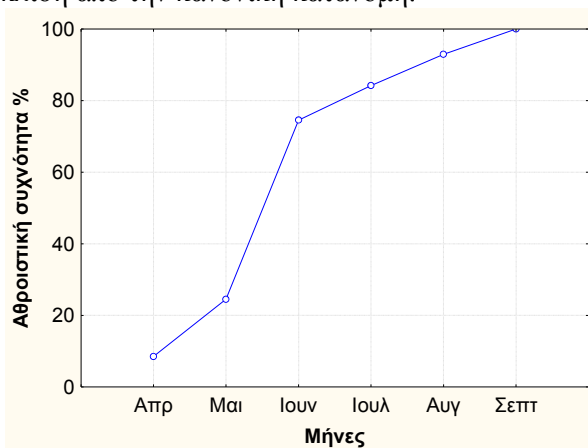
Σχήμα 4.8α,β. Συχνότητα χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά μήνα με το πρώτο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.



Σχήμα 4.8γ. Αθροιστική συχνότητα % χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά μήνα για το πρώτο κριτήριο.



Σχήμα 4.9α,β. Συχνότητα χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά μήνα με το δεύτερο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.



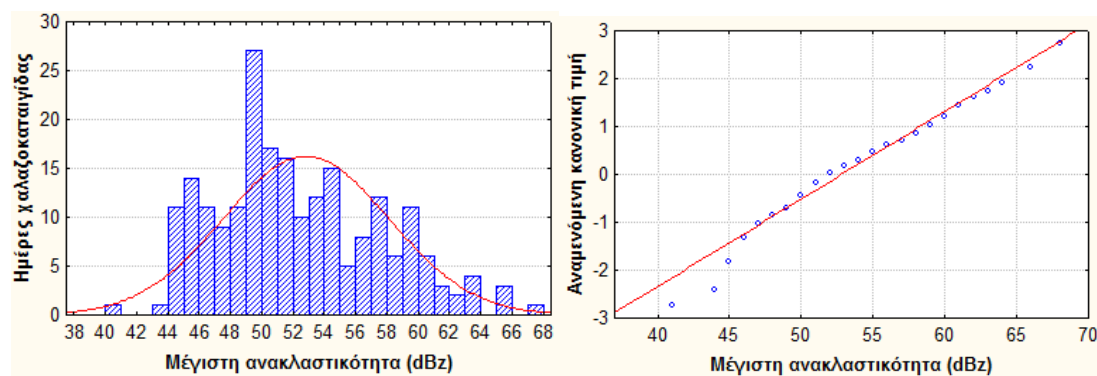
Σχήμα 4.9γ. Αθροιστική συχνότητα % χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά μήνα για το δεύτερο κριτήριο.

Οι μήνες Απρίλιος, Ιούνιος, Ιούλιος και Αύγουστος εμφανίζουν παρόμοιες συχνότητες στα δύο κριτήρια, ενώ κατά το Μάιο και το Σεπτέμβριο με το δεύτερο κριτήριο καταγράφονται λιγότερα χτυπημένα χαλαζόμετρα από ότι με το πρώτο

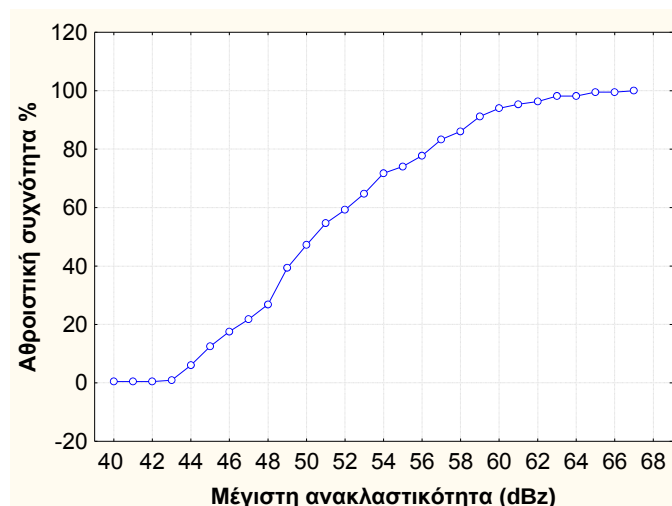
κριτήριο. Οι δύο κατανομές διαφέρουν ως προς το πρόσημο της κύρτωσης. Η κατανομή χτυπημένων χαλαζόμετρων με το πρώτο κριτήριο παρουσιάζει θετική κύρτωση, πράγμα που σημαίνει ότι η κατανομή αυτή είναι πιο λεπτόκυρτη, ενώ το αντίθετο συμβαίνει για το δεύτερο κριτήριο. Η λόξωση είναι θετική και για τα δύο κριτήρια. Αυτό δείχνει ότι κατά τους 3 πρώτους μήνες εμφανίζονται τα περισσότερα χτυπημένα χαλαζόμετρα, όπως συμβαίνει και στις κατανομές συχνοτήτων χαλαζοκαταιγίδας ανά μήνα. Το 75% και παραπάνω των χτυπημένων χαλαζόμετρων καταγράφεται ως και τον Ιούνιο και για τα 2 κριτήρια.

4.3 ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ

Στα παρακάτω διαγράμματα παρουσιάζονται οι συχνότητες μέγιστης ανακλαστικότητας και για τα δύο κριτήρια. Όπως έχει αναφερθεί, η μέγιστη ανακλαστικότητα μιας καταιγίδας πρέπει να είναι πάνω από 45dBz για να θεωρηθεί ως χαλαζοκαταιγίδα. Όμως στο πρώτο κριτήριο θεωρούνται ως χαλαζοκαταιγίδες και οι καταιγίδες με μικρότερη μέγιστη ανακλαστικότητα αρκεί να καταγράφονται χτυπημένα χαλαζόμετρα. Γι' αυτόν το λόγο στο Σχήμα 4.10 σημειώνονται και μέγιστες ανακλαστικότητες μικρότερες των 45dB.



Σχήμα 4.10α,β. Συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας για το πρώτο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.



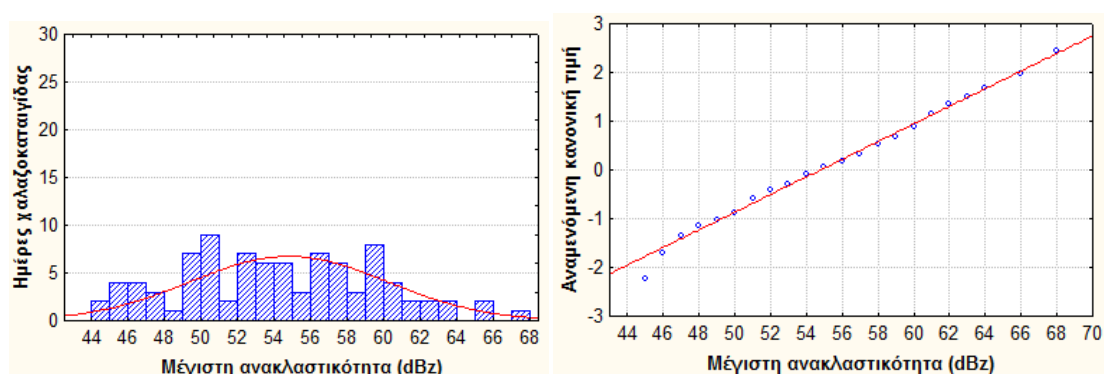
Σχήμα 4.10γ. Αθροιστική συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας για το πρώτο κριτήριο.

Όπως φαίνεται στα Σχήματα 4.10 και 4.11 το εύρος των τιμών της μέγιστης ανακλαστικότητας που εμφανίζονται κατά τη διάρκεια της περιόδου 1998 ως 2008 κυμαίνεται μεταξύ 40dBz ως 68dBz και με τα δύο κριτήρια. Όπως είναι προφανές, η συχνότητα της μέγιστης ανακλαστικότητας με το δεύτερο κριτήριο είναι μικρότερη - σε κάθε τιμή της μέγιστης ανακλαστικότητας- απ' ότι με το πρώτο κριτήριο, αφού και το πλήθος των χαλαζοκαταιγίδων είναι μικρότερο αντιστοίχως. Όσον αφορά το πρώτο κριτήριο, οι μεγαλύτερες συχνότητες ($n= 10$ ως 27) εμφανίζονται στις μεσαίες τιμές ανακλαστικότητας (50 ως 55dBz), ενώ στις μικρές τιμές ανακλαστικότητας (45 ως 49dBz) εμφανίζονται μέτριες τιμές συχνότητας ($n= 9$ ως 14). Αντίθετα οι μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας (56 ως 68dBz) παρουσιάζουν μικρές και πολλές φορές μηδαμινές συχνότητες (0 ως 12dBz). Συγκεκριμένα οι τιμές 65 και 67dBz εμφανίζουν μηδενική συχνότητα. Με το δεύτερο κριτήριο, η εικόνα είναι λίγο διαφορετική επειδή η συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας δεν ξεπερνάει το 9. Και σε αυτήν την περίπτωση όμως εμφανίζονται μεγάλες συχνότητες ($n=2$ ως 9) στις μεσαίες τιμές ανακλαστικότητας (50 ως 61dBz), ενώ στις μικρές τιμές ανακλαστικότητας (45 ως 49dBz) εμφανίζονται μέτριες συχνότητες ($n=1$ ως 4) και τέλος στις μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας (62 ως 68dBz) σημειώνονται μικρές ως και μέτριες συχνότητες ($n= 0$ ως 2). Τα 50 και 51dBz εμφανίζουν τη μέγιστη συχνότητα για τα δύο κριτήρια αντίστοιχα.

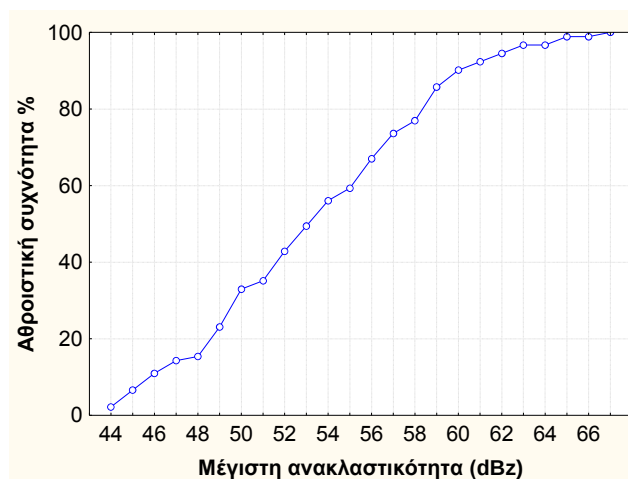
Η κύρτωση και για τα δύο κριτήρια είναι αρνητική, όμως είναι μεγαλύτερη στο δεύτερο κριτήριο, δηλαδή η κατανομή είναι πιο πλατύκυρτη απ' ότι στο πρώτο. Αντίθετα η λόξωση είναι θετική, δηλαδή οι μικρές τιμές ανακλαστικότητας

(μικρότερες από 52dBz) εμφανίζουν μεγαλύτερη συχνότητα και για τα δύο κριτήρια. Ακόμη παρατηρείται ότι οι μικρές τιμές της μέγιστης ανακλαστικότητας (40-45dBz) αποκλίνουν κατά πολύ από την κανονική τιμή στο πρώτο κριτήριο., ενώ οι υπόλοιπες τιμές είναι πολύ κοντά στις αντίστοιχες κανονικές τιμές. Όσον αφορά το δεύτερο κριτήριο, η συχνότητα των 45dBz μόνο διαφέρει σημαντικά από την κανονική τιμή.

Στον Πίνακα 4.1 φαίνεται ότι η μέγιστη ανακλαστικότητα εμφανίζει τη μεγαλύτερη τυπική απόκλιση από τις υπόλοιπες μεταβλητές. Παρατηρείται ότι η τυπική απόκλιση, η διασπορά και το τυπικό σφάλμα είναι μεγαλύτερα στο δεύτερο κριτήριο, όμως ο συντελεστής μεταβλητότητας είναι μεγαλύτερος στο πρώτο κριτήριο.



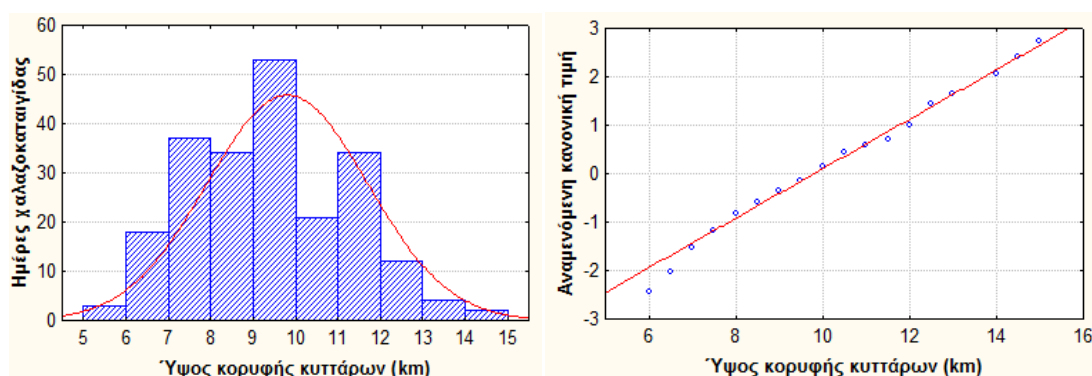
Σχήμα 4.11α,β. Συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας για το δεύτερο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.



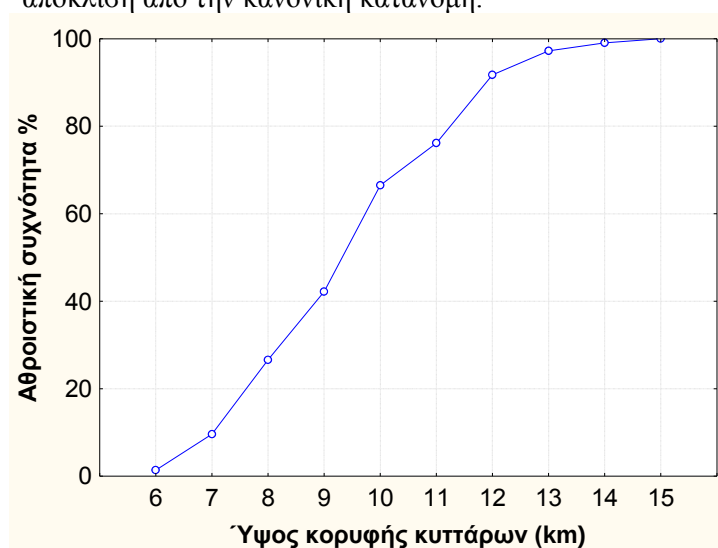
Σχήμα 4.11γ. Αθροιστική συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας για το δεύτερο κριτήριο.

4.4 ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΤΩΝ ΚΥΤΤΑΡΩΝ

Το ύψος όπου εντοπίζεται η μέγιστη συχνότητα του ύψους κορυφής σύμφωνα με το πρώτο κριτήριο, είναι μεταξύ 9 και 10km κατά την περίοδο μελέτης 1998-2008. Παρατηρείται ότι τα ύψη κορυφής των χαλαζοκαταιγίδων της περιόδου φτάνουν μέχρι τα 15km. Μικρές συχνότητες σημειώνονται στα άκρα της κατανομής δηλαδή στα πολύ μικρά (5-6km) και στα πολύ μεγάλα ύψη (13- 15km). Η λόξωση της κατανομής είναι θετική, ενώ η κύρτωση αρνητική. Η απόκλιση από την κανονική τιμή είναι αρκετά μικρή, όπως φαίνεται και από την μεγάλη τιμή του συντελεστή κανονικότητας W του τεστ Shapiro-Wilk. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.12β μεγαλύτερη απόκλιση από την κανονική κατανομή εντοπίζεται στα μικρά ύψη των κυττάρων. Στο Σχήμα 4.12γ φαίνεται ότι το 90% των χαλαζοκαταιγίδων εμφανίζει ύψη κορυφής μικρότερα από 12km.

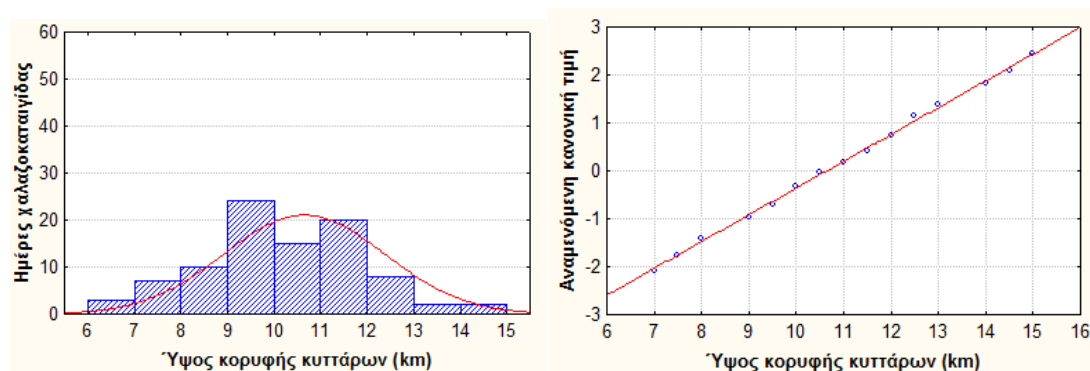


Σχήμα 4.12α,β. Συχνότητα ύψους κορυφής των κυττάρων για το πρώτο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.

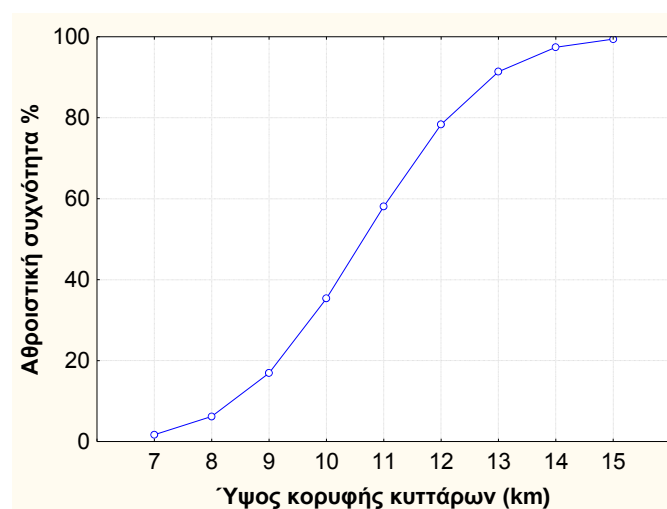


Σχήμα 4.12γ. Αθροιστική συχνότητα ύψους κορυφής των κυττάρων για το πρώτο κριτήριο.

Όσον αφορά το δεύτερο κριτήριο, η μέγιστη συχνότητα δεν εμφανίζεται στο μέσο της αντίστοιχης καμπύλης κανονικής κατανομής όπως στο πρώτο κριτήριο, αλλά λίγο πιο αριστερά στην κλάση 9-10km. Ένα δεύτερο μέγιστο εντοπίζεται στην κλάση 11-12km. Μικρές συχνότητες εμφανίζουν τα μεγάλα ύψη (13-15km). Η ομοιότητα με την κανονική κατανομή είναι μεγαλύτερη εδώ απ' ότι στο πρώτο κριτήριο. Αυτό φαίνεται από τις μικρότερες τιμές της λόξωσης και της κύρτωσης αλλά και από τον συντελεστή του Shapiro-Wilk τεστ που είναι μεγαλύτερος στο δεύτερο κριτήριο. Η κύρτωση είναι κι εδώ αρνητική αλλά πιο κοντά στο μηδέν. Στο δεύτερο κριτήριο το 90% περίπου των χαλαζοκαταιγίδων έχουν ύψος κορυφής κυττάρων που φτάνουν μέχρι τα 13km, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.13γ. Η τυπική απόκλιση, η διασπορά και ο συντελεστής μεταβλητότητας είναι μεγαλύτερος για το πρώτο κριτήριο.



Σχήμα 4.13α,β. Συχνότητα ύψους κορυφής των κυττάρων για το δεύτερο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.



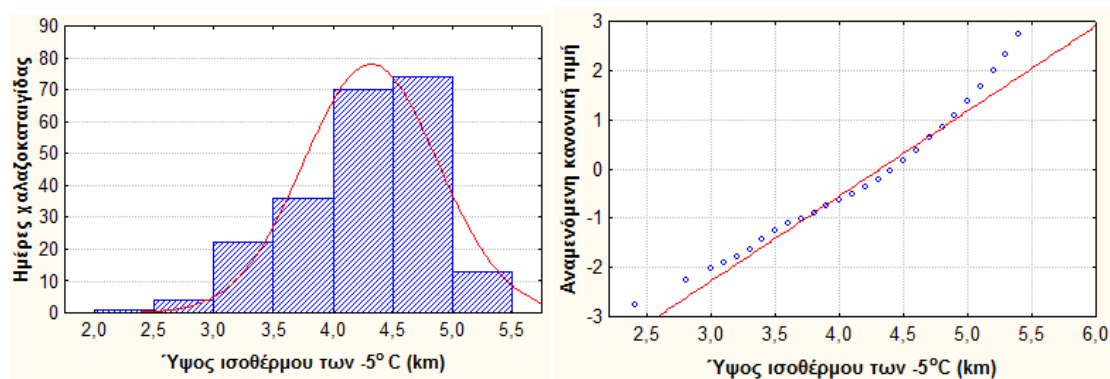
Σχήμα 4.13γ. Αθροιστική συχνότητα ύψους κορυφής των κυττάρων για το δεύτερο κριτήριο.

4.5 ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΥΨΟΥΣ ΙΣΟΘΕΡΜΟΥ ΤΩΝ -5°C

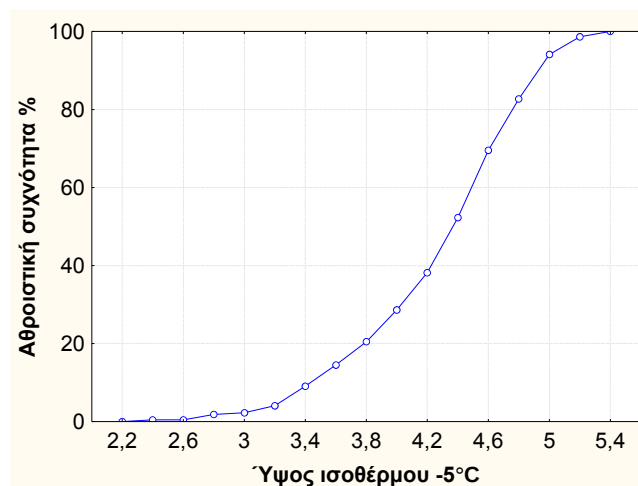
Το ύψος της ισόθερμης των -5°C είναι βασικό μέγεθος για τις χαλαζοκαταιγίδες, αφού όπως αναφέρθηκε το ύψος στο οποίο ανιχνεύεται η μέγιστη ανακλαστικότητα πρέπει να είναι μεγαλύτερο από αυτό, ώστε η συγκεκριμένη καταιγίδα να θεωρείται ως χαλαζοκαταιγίδα. Εδώ μελετάται το ύψος της ισόθερμης που παρατηρείται κατά τη διάρκεια των ημερών του πρώτου κριτηρίου. Ούτως ή άλλως το ύψος αυτό είναι ανεξάρτητο από τα κριτήρια που έχουν τεθεί, οπότε μελετάται το μέγεθος για το κριτήριο που περιλαμβάνει το μεγαλύτερο αριθμό ημερών. Όπως είναι προφανές το ύψος της κορυφής των κυττάρων είναι μεγαλύτερο από το ύψος της ισόθερμης των -5C. Αυτό φαίνεται στα Σχήματα 4.13α και 4.14α, όπου το ελάχιστο ύψος που έχει η κορυφή των κυττάρων (6km) είναι μεγαλύτερο από το μέγιστο ύψος που φτάνει η ισόθερμη των -5C (5,5km) κατά τη διάρκεια της δεκαετούς περιόδου.

Όπως παρατηρείται στο Σχήμα 4.14α το εύρος των τιμών που λαμβάνει το ύψος της ισόθερμης των -5C είναι αρκετά μικρό (2 ως 5,5km). Μεγαλύτερη συχνότητα εμφανίζει η κλάση 4,5 με 5km και ακολουθεί η κλάση 4 με 5km. Μικρές συχνότητες εμφανίζουν τα μικρά και τα μεγάλα ύψη και η ελάχιστη συχνότητα παρατηρείται στην κλάση 2 με 2,5km.

Η κατανομή της ισόθερμης των -5°C είναι λεπτόκυρτη (θετική κύρτωση) με μεγαλύτερες συχνότητες στα μεγάλα ύψη (αρνητική λόξωση). Απόκλιση από την κανονική κατανομή παρατηρείται στα άκρα της κατανομής, ενώ ο συντελεστής κανονικότητας του Shapiro-Wilk τεστ είναι ίσος με 0,96. Το 52% περίπου των ημερών χαλαζοκαταιγίδας έχει ύψος ισόθερμης των -5°C που φτάνει μέχρι τα 4,4km, ενώ το 94% έχει ύψος μέχρι τα 5km.



Σχήμα 4.14α,β. Συχνότητα ύψους ισοθέρμου -5°C για το πρώτο κριτήριο και απόκλιση από την κανονική κατανομή.



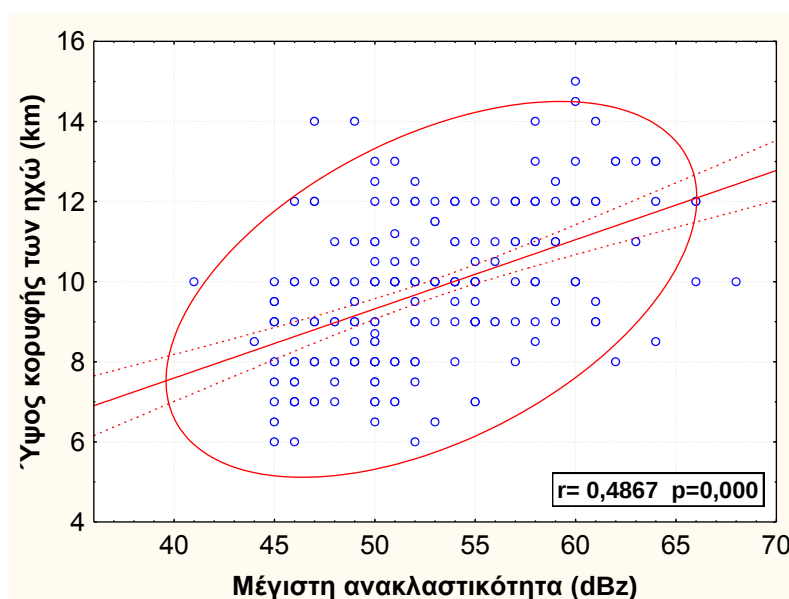
Σχήμα 4.14γ. Αθροιστική συχνότητα ύψους ισοθέρμων -5°C για το πρώτο κριτήριο.

Πίνακας 4.1. Στατιστικά στοιχεία και έλεγχος κανονικότητας των συχνοτήτων των μελετώμενων μεγεθών.

Συχνότητες	Πλήθος παρατ N	Μέση Τιμή	Τυπική απόκλι- ση σ	Διασπορά Var(x)	Συντελεστής μεταβλητότη τας V	Τυπικό σφάλμα	Λόξω -ση γ_1	Κύρτω -ση γ_2	Περίπτωση μέγιστης συχνότητας	Περίπτωση ελάχιστης συχνότητας	Shapiro- Wilk W τεστ	Kolmogor of-Smirnof τεστ κανονικότ ητας
<i>χαλαζοκαταιγιδ 1^ο κριτ ετήσια</i>	237	23,7	3,2	10,27	0,16	0,2	-0,35	-1,17	2002	2001	0,91	0,16
<i>χαλαζοκαταιγιδ 2^ο κριτ ετήσια</i>	92	9,2	3,38	11,44	0,17	0,35	-0,14	-1,47	1999,2006	2001,2004	0,89	0,17
<i>χαλαζοκαταιγιδ 1^ο κριτ μηνιαία</i>	237	39,5	1,36	1,85	1,31	0,09	0,22	-0,7	Ιούνιος	Απρίλιος	0,92	0,2
<i>χαλαζοκαταιγιδ 2^ο κριτ μηνιαία</i>	92	15,3	1,35	1,8	1,3	0,14	0,25	-0,63	Ιούνιος	Απρίλιος	0,87	0,29
<i>χτυπ χαλαζομετρ 1^ο κριτ ετήσια</i>	629	62,9	3,07	9,4	0,15	0,12	-0,3	-1,22	2006	1998	0,91	0,15
<i>χτυπ χαλαζομετρ 2^ο κριτ ετήσια</i>	538	53,8	3,3	10,6	0,16	0,14	-0,19	-1,44	2006	1998	0,89	0,2
<i>χτυπ χαλαζομετ 1^ο κριτ μηνιαία</i>	629	104,8	1,38	1,89	1,33	0,05	0,64	-0,14	Ιούνιος	Αύγουστος	0,87	0,28
<i>χτυπ χαλαζομετ 2^ο κριτ μηνιαία</i>	538	89,6	1,25	1,56	1,21	0,05	0,58	0,23	Ιούνιος	Σεπτέμβριος	0,87	0,29
<i>ύψος κορυφής 1^ο κριτήριο</i>	218	9,8	1,9	3,6	19,36	0,13	0,24	-0,55	9-10km	14-15km	0,96	0,12
<i>ύψος κορυφής 2^ο κριτήριο</i>	91	10,6	1,72	2,97	16,2	0,18	0,03	-0,23	9-10km	13-15km	0,97	0,13
<i>ύψος -5°C</i>	220	4,3	0,56	0,31	13,03	0,04	-0,69	0,15	4,5-5km	2-2,5	0,96	0,11
<i>μεγ ανακλάσι 1^ο κριτήριο</i>	216	52,8	5,32	28,26	10,06	0,36	0,47	-0,38	50dBz	38-43 κ 64-68	0,97	0,1
<i>μεγ ανακλάσι 2^ο κριτήριο</i>	91	54,8	5,38	28,96	9,81	0,56	0,15	-0,63	51dBz	64-65 κ 66-67	0,98	0,09

4.6 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΟ ΥΨΟΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΤΩΝ ΚΥΤΤΑΡΩΝ

Στο Σχήμα 4.15 φαίνεται το διάγραμμα διασποράς μεταξύ μέγιστης ανακλαστικότητας και του ύψους κορυφής των κυττάρων με το πρώτο κριτήριο. Κατά τη διάρκεια της δεκαετούς περιόδου όμως, οι περισσότερες τιμές μέγιστης ανακλαστικότητας αντιστοιχούν σε διάφορα ύψη κορυφής. Γι αυτό το λόγο στο διάγραμμα αυτό υπάρχουν πολλά σημεία στην ίδια κατακόρυφο. Δηλαδή υπάρχει μεγάλη μεταβλητότητα στα ύψη, ενώ το μεγάλο εύρος διασποράς γύρω από την ευθεία υποδεικνύει μικρή συσχέτιση.



Σχήμα 4.15. Συσχέτιση μέγιστης ανακλαστικότητας με ύψος κορυφής των κυττάρων, με όλα τα ζεύγη για το πρώτο κριτήριο.

Επίσης έχουν χαραχτεί η γραμμή τάσης (συνεχόμενη κόκκινη ευθεία), οι στάθμες εμπιστοσύνης 95% (διακεκομμένες κόκκινες γραμμές), καθώς και η έλλειψη εμπιστοσύνης (95%). Παρατηρείται θετική συσχέτιση μεταξύ των δύο μεγεθών με συντελεστή συσχέτισης $r= 0,4867$, στατιστικώς σημαντική για επίπεδο εμπιστοσύνης 95%. Όσα ζεύγη τιμών βρίσκονται εντός της έλλειψης και εκτός των σταθμών εμπιστοσύνης, σημαίνει ότι είναι σφάλματα, όμως μη στατιστικώς σημαντικά σε επίπεδο 95%. Παρατηρείται ότι πολύ λίγα δεδομένα βρίσκονται εντός της στάθμης εμπιστοσύνης. Παρόλα αυτά το μεγαλύτερο πλήθος των δεδομένων (το 96,2%) βρίσκεται εντός της έλλειψης, ενώ τα υπόλοιπα σημεία εκτός έλλειψης είναι μη αποδεκτά σφάλματα. Η εκκεντρότητα της έλλειψης δεν είναι μηδέν, δηλαδή δεν είναι

κύκλος, πράγμα που σημαίνει ότι τα δύο μεγέθη δεν είναι ασυσχέτιστα, αν και δεν συσχετίζονται τέλεια. Επίσης παρατηρείται ότι μόνο δύο ζεύγη τιμών (10km, 41dBz) και (10km, 68dBz) βρίσκονται εκτός της έλλειψης εμπιστοσύνης για την περίπτωση των μέσων τιμών υψών κορυφής. Είναι αντιληπτό ότι υπάρχει θετική συσχέτιση ($r=0,4867$), δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή της μέγιστης ανακλαστικότητας, σε τόσο μεγαλύτερο ύψος κορυφής αντιστοιχεί.

Η εικόνα γίνεται πολύ πιο ξεκάθαρη στο Σχήμα 4.16 όπου παριστάνεται το ίδιο διάγραμμα μόνο που λαμβάνεται ο μέσος όρος ύψους κορυφής για κάθε τιμή της μέγιστης ανακλαστικότητας. Από το διάγραμμα αυτό φαίνεται ότι ο συντελεστής συσχέτισης είναι πολύ πιο μεγάλος ($r=0,7923$) από ότι προηγουμένως. Επίσης η έλλειψη εμπιστοσύνης έχει μεγάλη εκκεντρότητα, πράγμα που σημαίνει ότι η συσχέτιση των δύο μεγεθών είναι καλύτερη απ' ότι στο Σχήμα 4.15. Η τιμή της πιθανότητας p είναι μηδέν και στις δύο περιπτώσεις, δηλαδή μικρότερη από το επίπεδο απόρριψης 0,05, οπότε η συσχέτιση της μέγιστης ανακλαστικότητας με το ύψος κορυφής είναι ισχυρώς στατιστικώς σημαντική. Στον Πίνακα 4.2 φαίνεται ότι οι συντελεστές Pearson, Spearman, Gamma και Wilcoxon είναι μεγαλύτεροι στην περίπτωση που επιλέχθηκαν οι μέσες τιμές ύψους κορυφής των κυττάρων.

Οι συντελεστές των παραπάνω τεστ συσχέτισης δίνονται από τους παρακάτω τύπους:

$$\text{Συντελεστής Spearman: } \rho = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}}.$$

Συντελεστή Pearson:

$$\rho_{X,Y} = \text{corr}(X, Y) = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sigma_X \sigma_Y} = \frac{E[(X - \mu_X)(Y - \mu_Y)]}{\sigma_X \sigma_Y},$$

$$\text{Συντελεστής Gamma: } G = \frac{N_s - N_d}{N_s + N_d}.$$

Όπου N_s , ο αριθμός των ζευγών τιμών σε κλάσεις με την ίδια σειρά και για τις δύο μεταβλητές

και N_d , ο αριθμός των ζευγών τιμών σε κλάσεις με διαφορετικό τρόπο στις δύο μεταβλητές

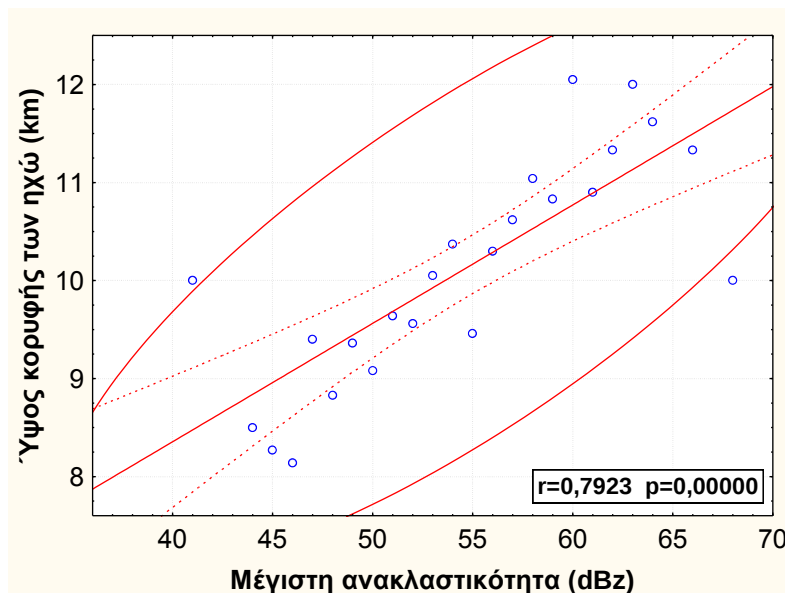
Συντελεστής Wilcoxon

$$W = \left| \sum_{i=1}^m [\text{sgn}(x_{2,i} - x_{1,i}) \cdot R_i] \right|$$

$$\text{sgn}(x) := \begin{cases} -1 & \text{if } x < 0, \\ 0 & \text{if } x = 0, \\ 1 & \text{if } x > 0. \end{cases}$$

Όπου

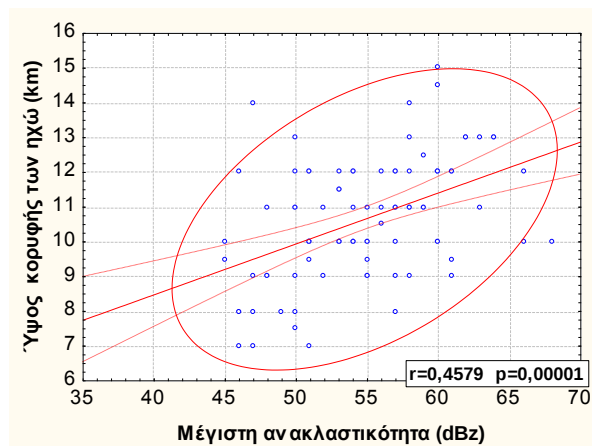
Όλα τα τεστ που καταγράφονται δείχνουν στατιστικώς σημαντική συσχέτιση μεταξύ της μέγιστης ανακλαστικότητας και του ύψους κορυφής των κυττάρων, για επίπεδο σημαντικότητας $\alpha = 0,05$ (95%), σύμφωνα με το Statistica.



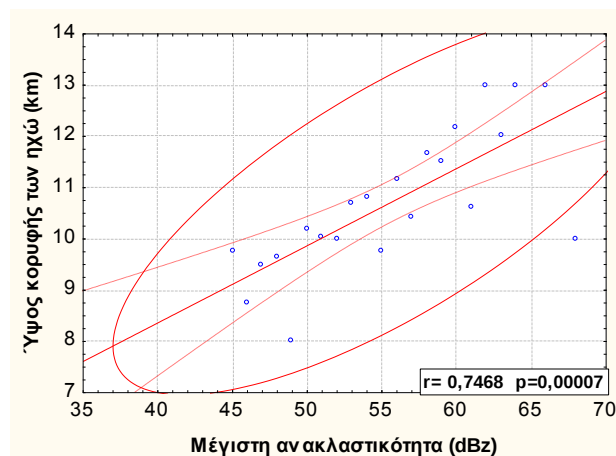
Σχήμα 4.16. Συσχέτιση μέγιστης ανακλαστικότητας με ύψος αυτής, με μέσες τιμές ύψους για κάθε τιμή της ανακλαστικότητας για το πρώτο κριτήριο.

Παρόμοια εικόνα εμφανίζουν τα αντίστοιχα διαγράμματα (Σχήμα 4.17 και 4.18) για το δεύτερο κριτήριο, με τη διαφορά ότι τα ζεύγη των τιμών είναι λιγότερα εδώ. Οι συντελεστές συσχέτιση r είναι λίγο μικρότεροι εδώ απ'ότι στο πρώτο κριτήριο και για όλα τα ύψη και για τις μέσες τιμές των υψών. Επίσης η τιμή της πιθανότητας p είναι λίγο μεγαλύτερη από το πρώτο κριτήριο στην περίπτωση των μέσων τιμών υψών κορυφής. Όμοια με το πρώτο κριτήριο, όπως φαίνεται στον Πίνακα 4.2 τα τεστ Pearson, Spearman, Gamma και Wilcoxon δίνουν καλύτερα αποτελέσματα όταν λαμβάνονται οι μέσες τιμές των υψών. Στο Σχήμα 4.17 φαίνεται ότι εκτός της έλλειψης εμπιστοσύνης βρίσκονται λιγότερα ζεύγη σε σχέση με το

Σχήμα 4.15 του πρώτου κριτηρίου. Παρόλ' αυτά λίγα σημεία βρίσκονται εντός της στάθμης εμπιστοσύνης στο Σχήμα 4.17 , γι' αυτό ο συντελεστής συσχέτισης είναι μικρότερος από το πρώτο κριτήριο.



Σχήμα 4.17. Συσχέτιση μέγιστης ανακλαστικότητας με ύψος αυτής, με όλα τα ζεύγη για το δεύτερο κριτήριο.



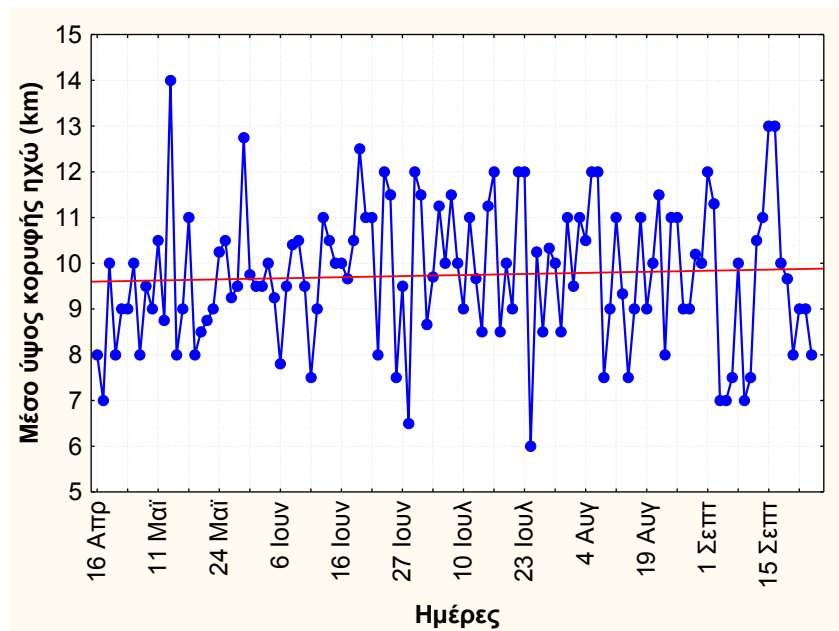
Σχήμα 4.18. Συσχέτιση μέγιστης ανακλαστικότητας με ύψος αυτής, με μέσες τιμές ύψους για κάθε τιμή της ανακλαστικότητας για το δεύτερο κριτήριο (1998-2008).

Πίνακας 4.2. Συντελεστές και τεστ συσχέτισης μεταξύ της μέγιστης ανακλαστικότητας και του ύψους κορυφής των κυττάρων για τα 2 κριτήρια (1998-2008).

Συσχετίσεις	N	Pearson's r	Spearman's R	t-test	Mann Kendal τεστ	Συσχετιση Gamma	Wilcox on τεστ Z
Μεγ ανακλ –ύψος κορυφής πρώτο κριτ όλα	212	0,487	0,49	110,6	0,37	0,4	12,6
Μεγ ανακλ –ύψος κορυφής πρώτο κριτ avg	24	0,79	0,83	28,9	0,67	0,67	4,28
Μεγ ανακλ –ύψος κορυφής δεύτερο κριτ όλα	91	0,46	0,46	74,5	0,36	0,39	8,28
Μεγ ανακλ –ύψος κορυφής πρώτο κριτ avg	22	0,75	0,77	30,7	0,63	0,64	4,1

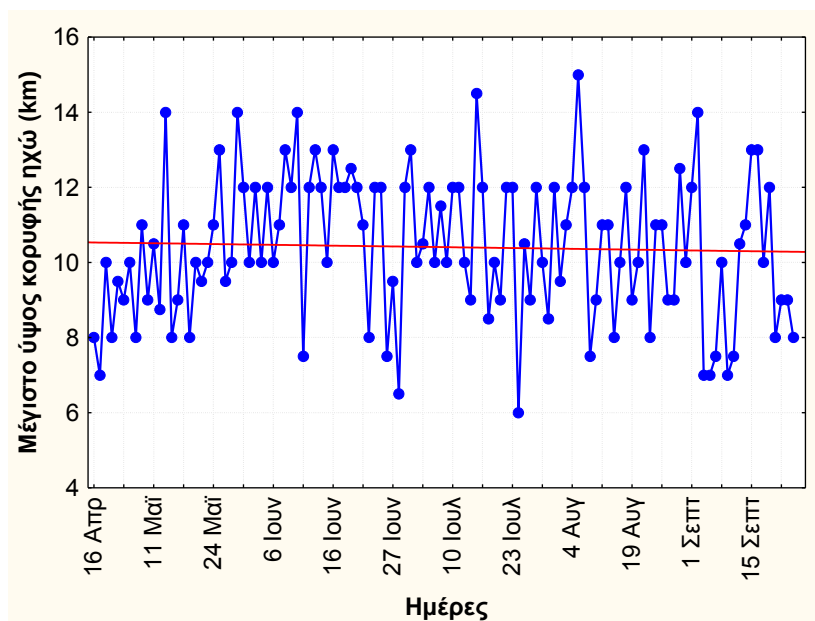
4.7 ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΩΝ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΤΩΝ ΚΥΤΤΑΡΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΧΤΥΠΗΜΕΝΩΝ ΧΑΛΑΖΟΜΕΤΡΩΝ

Στο παρακάτω διάγραμμα φαίνεται η χρονοσειρά της μέσης τιμής των υψών της κορυφής των κυττάρων, που έχει προκύψει από το μέσο όρο των δέκα ετών, για κάθε ημέρα χαλαζοκαταιγίδας. Το εύρος της χρονοσειράς είναι η ετήσια περίοδος του ΕΠΧΠ δηλαδή από αρχές Απριλίου ως τέλος Σεπτεμβρίου. Δεν παρατηρείται κάποια σημαντική τάση από τον Απρίλιο ως το Σεπτέμβριο, όπως είναι λογικό, αφού η πολύ μικρή θετική τάση του μέσου ύψους κορυφής των κυττάρων που διακρίνεται στο Σχήμα 4.19 δεν είναι στατιστικώς σημαντική αφού η τιμή της πιθανότητας p είναι ίση με 0,5708 δηλαδή κατά πολύ μεγαλύτερη από το επίπεδο απόρριψης $\alpha = 0,05$.



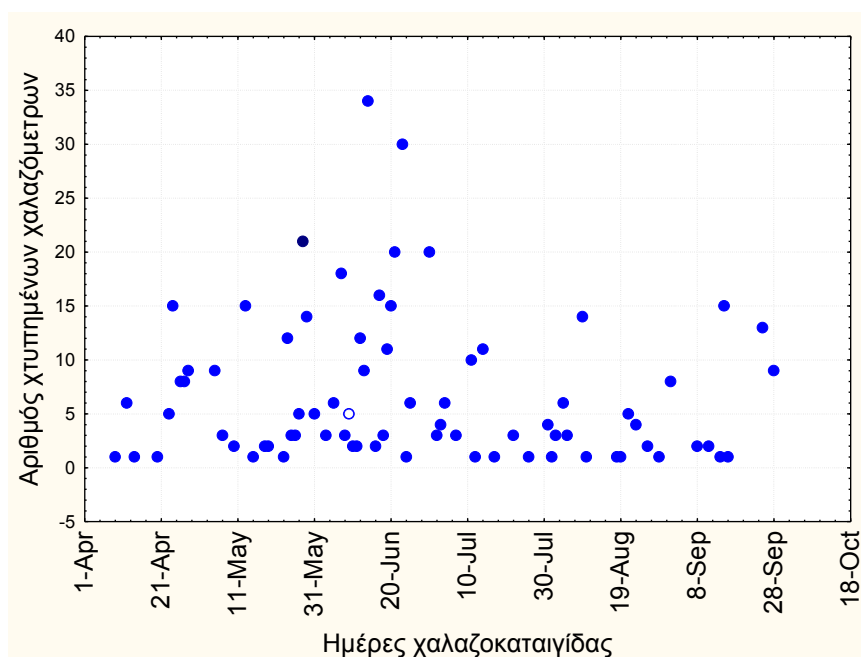
Σχήμα 4.19. Χρονοσειρά του μέσου ύψους κορυφής των κυττάρων ανά ημέρα χαλαζοκαταιγίδας για το πρώτο κριτήριο.

Στο Σχήμα 4.20 φαίνεται η κατανομή των υψών κορυφής για τη δεκαετή περίοδο μελέτης, όπου έχει επιλεχθεί η μέγιστη τιμή κάθε ημέρας χαλαζοκαταιγίδας. Η στατιστική ανάλυση δείχνει ότι η πολύ μικρή αρνητική τάση δεν είναι στατιστικώς σημαντική αφού η τιμή του p είναι 0,734. Επομένως το p είναι μεγαλύτερο από το επίπεδο εμπιστοσύνης που έχει τεθεί, (τα διαγράμματα για το δεύτερο κριτήριο δεν παρουσιάζονται επειδή είναι παρόμοια, με λιγότερα όμως σημεία).

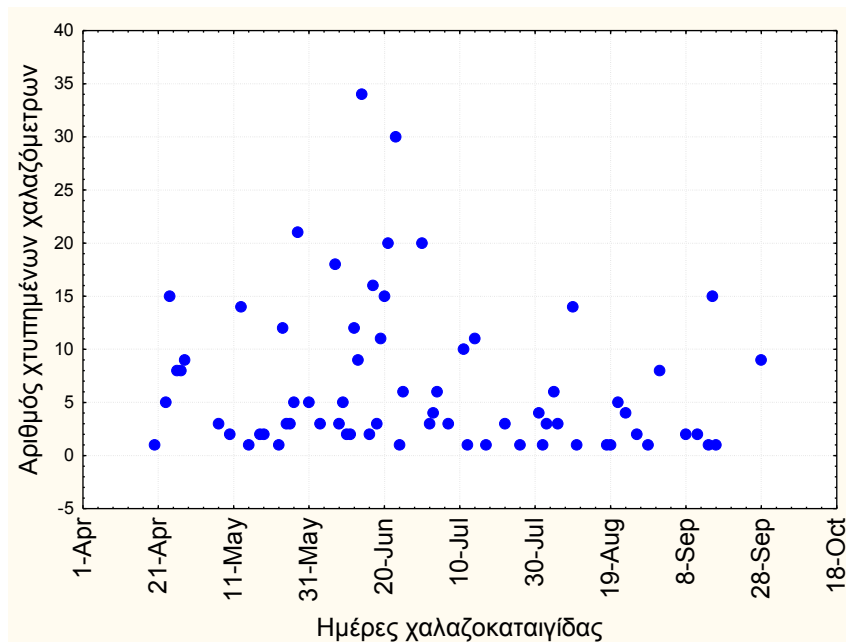


Σχήμα 4.20. Χρονοσειρά του μέγιστου ύψους κορυφής των κυττάρων ανά ημέρα χαλαζοκαταιγίδας για το πρώτο κριτήριο.

Στο παρακάτω σχήμα καταγράφεται ο αριθμός χτυπημένων χαλαζόμετρων για κάθε ημέρα χαλαζοκαταιγίδας για όλη την περίοδο 1998-2008, σύμφωνα με το πρώτο κριτήριο. Για τις ίδιες ημερομηνίες που σημειώνεται χαλαζοκαταιγίδα για 2 ή περισσότερα έτη, έχει επιλεγθεί το έτος με το μέγιστο αριθμό χτυπημένων χαλαζόμετρων. Παρατηρείται ότι μικρές τιμές του μεγέθους αυτού (1-5 χαλαζόμετρα) καταγράφονται όλες τις ημέρες της περιόδου μελέτης, όμως μεγαλύτερες τιμές εμφανίζονται μέσα στον Ιούνιο. Έτσι το εύρος του αριθμού των χαλαζόμετρων κατά τον Ιούνιο είναι πολύ μεγάλο αφού καταγράφονται και μικρές και πολύ μεγάλες τιμές αυτού. Παρόμοια εικόνα παρουσιάζει η χρονοσειρά αυτή με το δεύτερο κριτήριο. Επίσης φαίνεται ότι στο τέλος της περιόδου, δηλαδή το Σεπτέμβριο, καταγράφονται οι λιγότερες ημέρες με χτυπημένα χαλαζόμετρα, σε σχέση με τους προηγούμενους μήνες.



Σχήμα 4.21. Χρονοσειρά μέγιστου αριθμού χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά ημέρα χαλαζοκαταιγίδας για το πρώτο κριτήριο.



Σχήμα 4.22. Χρονοσειρά μέγιστου αριθμού χτυπημένων χαλαζόμετρων ανά ημέρα χαλαζοκαταιγίδας για το δεύτερο κριτήριο.

4.8 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ 2004-2008

Στην παράγραφο αυτή εξετάζονται οι συχνότητες των συνοπτικών καταστάσεων καιρού που κυριαρχούν πάνω από την Ελλάδα κατά τις ημέρες χαλαζοκαταιγίδας, για την περίοδο 2004 ως 2008 (Καρακώστας κ.α , 1992). Η ταξινόμηση των συνοπτικών τύπων βασίζεται στην κυκλοφορία της ισοβαρικής στάθμης των 500hPa σε συνδυασμό με τα χαρακτηριστικά που επικράτησαν στην επιφάνεια (ΜΣΘ). Με βάση τη μελέτη των συνοπτικών χαρτών που πραγματοποιούνταν κάθε μέρα χαλαζοκαταιγίδας από τον ΕΛΓΑ, αναγνωρίζονται οχτώ διακεκριμένες συνοπτικές κατηγορίες, στις οποίες κατατάχθηκε η κάθε μέρα χαλαζοκαταιγίδας.

Οι συνοπτικές αυτές καταστάσεις είναι οι εξής:

α) Αυλώνας μικρού μήκους κύματος (SWT ή ΑΥΛΩΝΑΣ ΜΙΚΡ): χαρακτηρίζεται από ένα μικρό κυματισμό με αυλώνα στα δυτικά και μερικές φορές σχετίζεται με κλειστό χαμηλό που βρίσκεται στα βόρεια. Έχει διαπιστωθεί εμπειρικά ότι μια κατάσταση SWT που επιδρά στην περιοχή μελέτης κατά το Μάιο ή τον Ιούνιο,

μπορεί να προκαλέσει δραστηριότητα ανοδικής μεταφοράς ακόμα και με απουσία άλλων επιδράσεων.

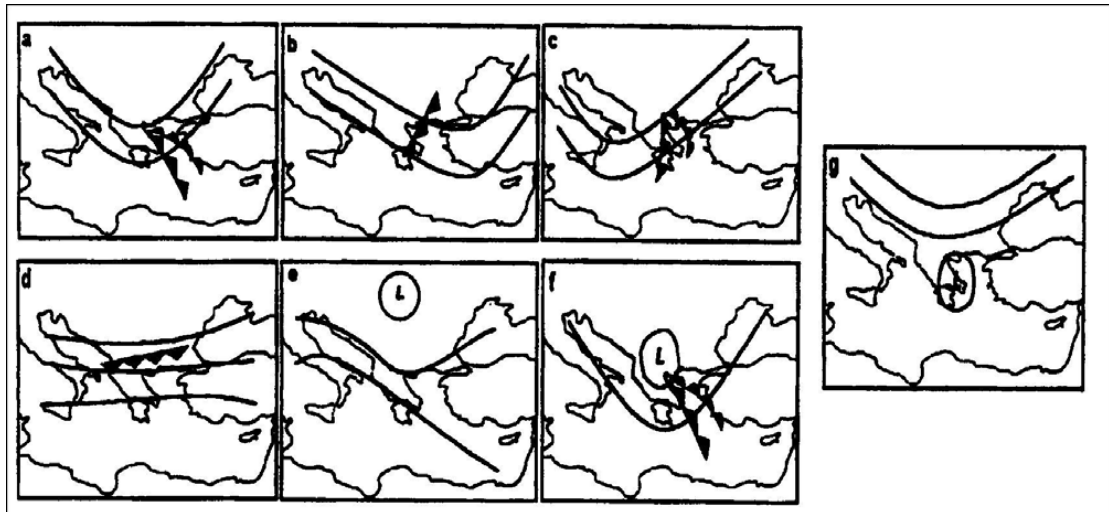
β) Αποκομμένο χαμηλό (CUT-OFF ή ΑΠΟΚ ΧΑΜΗΛΟ): χαρακτηρίζεται από ένα κλειστό χαμηλό σύστημα, αποκομμένο από την υπόλοιπη κυκλοφορία στη στάθμη των 500hPa. Συνήθως τοποθετείται στα νότια ενός ζωνικού ρεύματος ή αυλώνα στα 500hPa. Το αποκομμένο χαμηλό είναι συνήθως το τελικό στάδιο εξέλιξης ενός αυλώνα μεγάλου μήκους κύματος ή ενός κλειστού χαμηλού. Στην επιφάνεια είναι συνήθης η παρουσία ενός κλειστού βαρομετρικού χαμηλού, πολύ κοντά στο κλειστό χαμηλό των 500hPa.

γ) Νοτιοδυτικό Ρεύμα (SW ή ΝΔ ΡΕΥΜΑ): Αποτελείται από έναν αυλώνα μεγάλου μήκους κύματος στα δυτικά ή νοτιοδυτικά της περιοχής, ο οποίος προκαλεί ένα νοτιοδυτικό ρεύμα στην περιοχή μελέτης. Επίσης λόγω του μεγάλου μήκους κύματος σχηματίζονται μικρού μήκους κύματος αυλώνες και ράχες που εναλλάσσονται κατά μήκος του νοτιοδυτικού ρεύματος. Στην επιφάνεια σχηματίζονται αυλώνες χαμηλών πιέσεων και μετωπικά κύματα, με κατεύθυνση από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά.

δ) Βαρομετρική ράχη ισοϋψών (RIDGE ή ΡΑΧΗ): χαρακτηρίζεται από έξαρση ισοϋψών πάνω από την περιοχή μελέτης και ασθενές δυτικό ή βορειοδυτικό ρεύμα. Γενικά επικρατούν ξηρές, ευσταθείς αέριες μάζες στα μέσα και ανώτερα στρώματα και μια σχετικά έντονη κατακόρυφη θερμοβαθμίδα πάνω από το επίπεδο της αναστροφής. Η βαροκλινική ζώνη τοποθετείται στα βόρεια της περιοχής μελέτης.

ε) Αυλώνας μεγάλου μήκους κύματος (LW ή ΑΥΛΩΝΑΣ ΜΕΓ): χαρακτηρίζεται από έναν αργά κινούμενο ή στάσιμο αυλώνα, μεγάλου μήκους κύματος. Το ρεύμα στα ανώτερα στρώματα είναι ελαφρώς δυτικό ή βορειοδυτικό και οι αέριες μάζες μέτρια ασταθείς. Χαρακτηριστική είναι η απουσία κλειστής ισοψούς στα 500hPa. Μια περιοχή υψηλών πιέσεων τοποθετείται δυτικά ή βορειοδυτικά της περιοχής, προκαλώντας έτσι ένα μέτριο βόρειο- βορειοδυτικό επιφανειακό ρεύμα.

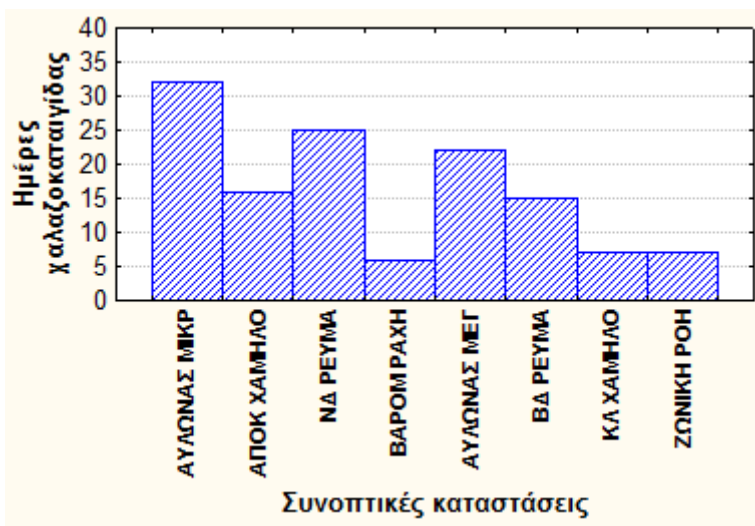
στ) Βορειοδυτικό ρεύμα (NW ή ΒΔ ΡΕΥΜΑ): Ένας αυλώνας μεγάλου μήκους κύματος κυριαρχεί ανατολικά της περιοχής ενδιαφέροντος και μια ράχη μεγάλου μήκους κύματος στα δυτικά. Βαροκλινική ζώνη τοποθετείται πάνω ή στα ανατολικά της περιοχής. Στην επιφάνεια κυριαρχεί ένα πεδίο χαμηλών πιέσεων ανατολικά της περιοχής και ένα πεδίο υψηλών πιέσεων στα βόρεια ή βορειοδυτικά.



Σχήμα 4.23. Διατάξεις συνοπτικής κυκλοφορίας: **a** LW, **b** NW, **c** SW, **d** ZONAL, **e** SWT, **f** CLOSED και **g** CUT.

ζ) Κλειστό χαμηλό (CLOSED LOW ή ΚΑ ΧΑΜΗΛΟ): Περιλαμβάνει έναν αυλώνα μεγάλου μήκους κύματος με μια τουλάχιστον κλειστή ισουψή στη στάθμη των 500hPa. Το κλειστό χαμηλό βρίσκεται νότια μιας ράχης μεγάλου μήκους κύματος, ενώ μπορεί να εμφανιστεί και ως εξέλιξη της κατηγορίας του αυλώνα μεγάλου μήκους κύματος. Ένα επιφανειακό χαμηλό βρίσκεται συνήθως κάτω από το ανώτερο χαμηλό και συνήθως δεν συνοδεύεται από μέτωπα. Η σταθερότητα του χαμηλού στην επιφάνεια είναι ανάλογη του βάθους του ανώτερου χαμηλού.

η) Ζωνική ροή (ZONAL ή ΖΩΝ ΡΟΗ): χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός αυλώνα μικρού πλάτους στα βόρεια και μιας ράχης μικρού πλάτους στα νότια της περιοχής. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την επικράτηση μια ζωνικής ροής καθώς και η δημιουργία ισχυρών δυτικών- νοτιοδυτικών ανέμων, με τις ψυχρές μάζες να παραμένουν στα βόρεια και τις θερμές στα νότια του ζωνικού ρεύματος. Τα επιφανειακά χαμηλά και οι αντίστοιχες μετωπικές τους ζώνες είναι προσανατολισμένα από ανατολή προς δύση, κάτω από το υπερκείμενο στρώμα της βαροκλινικής ζώνης.



Σχήμα 4.24: Οι συχνότητες των συνοπτικών καταστάσεων για την περίοδο 1998-2008.

Στο παραπάνω σχήμα φαίνονται οι συχνότητες των συνοπτικών καταστάσεων, που κυριαρχούν σε κάθε ημέρα χαλαζοκαταιγίδας της περιόδου 2004-2008. Όπως φαίνεται, η επικρατέστερη κατάσταση είναι ο αυλώνας μικρού μήκους κύματος που κυριαρχεί σε 32 ημέρες χαλαζοκαταιγίδων κατά την περίοδο αυτή. Δεύτερη μεγαλύτερη συχνότητα έχει η συνοπτική κατάσταση του νοτιοδυτικού ρεύματος, ενώ πιο σπάνια συνοπτική κατάσταση είναι η βαρομετρική ράχη.

4.9 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό έγινε μια ανάλυση κάποιων επιλεγμένων βασικών παραμέτρων των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή μελέτης και για τα δύο κριτήρια που έχουν υιοθετηθεί. Τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την ανάλυση αυτή είναι τα εξής:

- ✓ Ο Ιούνιος είναι ο μήνας με το μεγαλύτερο αριθμό ημερών χαλαζοκαταιγίδας και με το μεγαλύτερο αριθμό χτυπημένων χαλαζόμετρων και για τα δύο κριτήρια. Οι μήνες στα άκρα της περιόδου δηλαδή ο Απρίλιος και ο Σεπτέμβριος εμφανίζουν τις ελάχιστες συχνότητες. Συγκεκριμένα ο Απρίλιος συγκεντρώνει τον ελάχιστο αριθμό ημερών χαλαζοκαταιγίδας, ενώ ο Σεπτέμβριος έχει τον ελάχιστο αριθμό χτυπημένων χαλαζόμετρων και για τα δύο κριτήρια.

- ✓ Όσον αφορά στις συχνότητες ανά έτος, τα μέγιστα και τα ελάχιστα δεν είναι ιδιαιτέρως σαφή, εφόσον είναι διαφορετικά για κάθε κριτήριο και δεν συμπίπτουν για τις δύο προηγούμενες μεταβλητές. Ωστόσο, μπορεί να παρατηρηθεί ότι το 2006 έχει μέγιστη συχνότητα χτυπημένων χαλαζόμετρων με μεγάλη διαφορά από τα υπόλοιπα έτη και για τα δύο κριτήρια. Διαπιστώθηκε θετική τάση, μη στατιστικώς σημαντική.
- ✓ Διαπιστώνεται ότι η μέγιστη ανακλαστικότητα εμφανίζει μικρές συχνότητες στις ακραίες μικρές και μεγάλες τιμές, αλλά μεγάλες συχνότητες στη μέση της κατανομής. Δηλαδή οι μεσαίες τιμές μέγιστης ανακλαστικότητας είναι πιο σύνηθεις κατά τη διάρκεια των χαλαζοκαταιγίδων της περιόδου μελέτης. Το ίδιο ισχύει και με τη συχνότητα του ύψους κορυφής των κυττάρων, όπου όμως υπάρχει ένα ξεκάθαρο μέγιστο στα 9 με 10 km και για τα δύο κριτήρια.
- ✓ Στο κεφάλαιο αυτό έγινε μελέτη της συσχέτισης της μέγιστης ανακλαστικότητας και του αντίστοιχου ύψους κορυφής των κυττάρων κατά τη διάρκεια μιας ημέρας χαλαζοκαταιγίδας. Από αυτήν προέκυψε ότι η συσχέτιση αυτή είναι θετική και στατιστικώς σημαντική με μικρό όμως συντελεστή συσχέτισης. Ο συντελεστής συσχέτισης βελτιώνεται κατά πολύ αν ληφθούν μόνο οι μέσες τιμές ύψους για κάθε τιμή μέγιστης ανακλαστικότητας που εμφανίζεται.
- ✓ Οι χρονοσειρές του μέσου και του μέγιστου ύψους κορυφής κατά τη διάρκεια της περιόδου Απριλίου - Σεπτεμβρίου για όλα τα έτη, δεν παρουσιάζουν κάποια διακριτή κατανομή ή τάση, αντίθετα χαρακτηρίζονται από μεγάλη μεταβλητότητα των τιμών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΚΑΤΑ ΤΑ ΕΤΗ 2006 - 2008

Τα δεδομένα για την ανάλυση που θα ακολουθήσει προέρχονται από το πρόγραμμα TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting) του ΕΛΓΑ. Χρησιμοποιούνται τα δεδομένα των ετών 2006, 2007 και 2008 για την περίοδο του προγράμματος χαλαζοπροστασίας Απριλίου – Σεπτεμβρίου (Bampzelis and Karacostas, 2012). Η περιοχή μελέτης βρίσκεται μέσα στην περιοχή προστασίας του ΕΠΧΠ, και έχει επιλεγεί έτσι ώστε να περικλείει εδάφη με χαμηλό υψόμετρο (Curic, 1992). Δηλαδή έχουν αποκοπεί τα ορεινά τμήματα στα δυτικά και στα βόρεια της περιοχής Π1 αλλά και το μικρό κομμάτι στα νότια, ώστε να είναι όσο το δυνατόν πιο ομογενής η περιοχή μελέτης (Σχήμα 5.1).

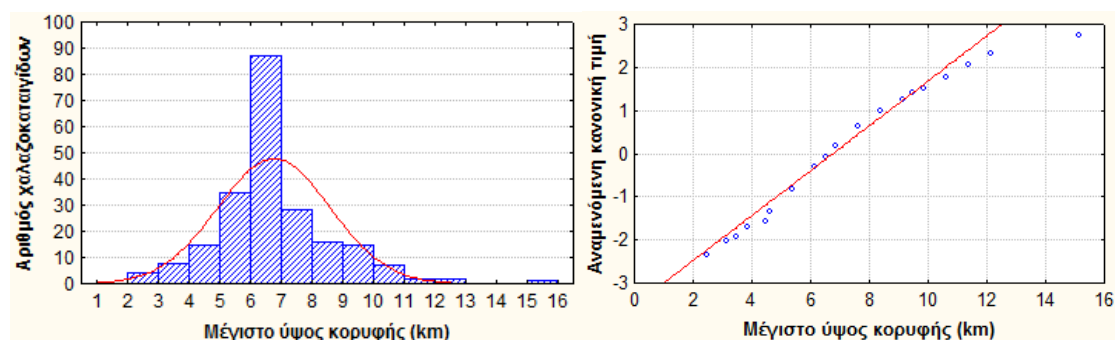
Τα μεγέθη που αναλύονται εδώ είναι τα εξής: η μέση και η μέγιστη ανακλαστικότητα, η διάρκεια της χαλαζοκαταιγίδας, το μέσο και το μέγιστο ύψος κορυφής του κελιού της χαλαζοκαταιγίδας και η μέση βάση του κελιού της χαλαζοκαταιγίδας. Επίσης όσον αφορά την κίνηση της χαλαζοκαταιγίδας μελετώνται η μέση ταχύτητα και η μέση διεύθυνση αυτής.



Σχήμα 5.1. Χάρτης της περιοχής προστασίας Π1 (κόκκινο) και της κομμένης περιοχής (μπλε).

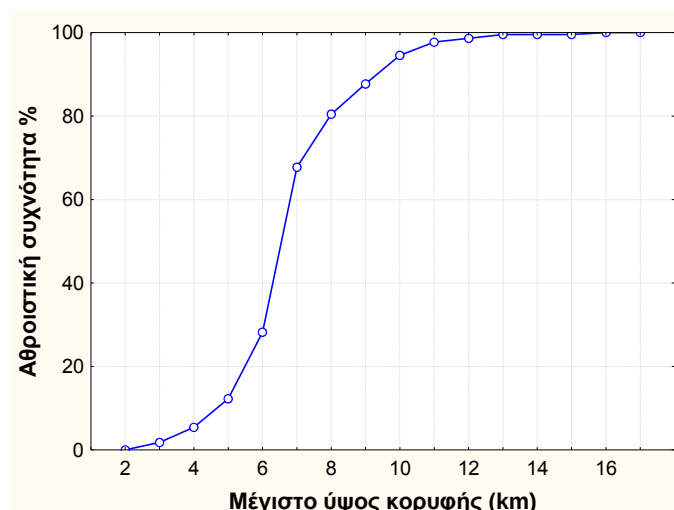
5.1 ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΥΨΟΥΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΚΑΙ ΒΑΣΗΣ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΑΣ

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.2, η κατανομή του μέγιστου ύψους κορυφής προσεγγίζει πολύ την κανονική κατανομή με συντελεστές λόξωσης και κύρτωσης 0,78 και 2, αντίστοιχα. Ο συντελεστής κύρτωσης είναι αρκετά μεγαλύτερος από το μηδέν, άρα είναι μια αρκετά λεπτόκυρτη κατανομή. Η λεπτόκυρτη κατανομή οφείλεται πιθανόν στην πολύ μεγαλύτερη συχνότητα που εμφανίζει η κλάση 6-7 km σε σχέση με τις υπόλοιπες κλάσεις, αποτελώντας έτσι την επικρατούσα τιμή. Παρατηρείται μια ακραία τιμή του μέγιστου ύψους κορυφής (15,1km), η οποία καταγράφηκε στις 1/9/2007, την ίδια δηλαδή ημερομηνία που καταγράφηκε και η μέγιστη ανακλαστικότητα της περιόδου 2006-2008 (Σχήμα 5.2β). Η ακραία αυτή τιμή εμφανίζει και τη μέγιστη απόκλιση από την κανονική κατανομή, όπως αναμενόταν.



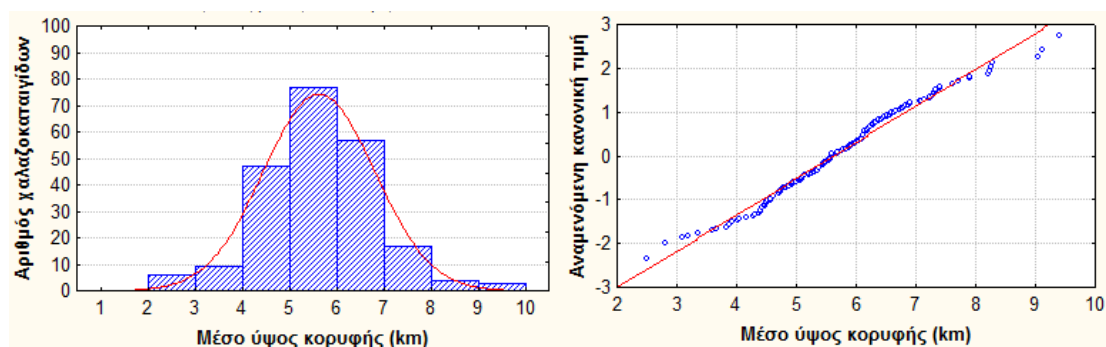
Σχήμα 5.2α,β. Συχνότητα μέγιστου ύψους κορυφής χαλαζοκαταιγίδας και απόκλιση από την κανονική κατανομή.

Η διαφορά της συχνότητας της κλάσης 6-7km από τις υπόλοιπες είναι ορατή και στο διάγραμμα αθροιστικής συχνότητας, όπου φαίνεται ότι η κλίση της καμπύλης γίνεται πολύ απότομη από την κλάση 5-6km μέχρι την κλάση 6-7km. Το 80% των χαλαζοκαταιγίδων έχει μέγιστο ύψος κορυφής κάτω από τα 8km. Αυτό ίσως να οφείλεται και στις διαδικασίες εφαρμογής του ΕΠΧΠ των καλλιεργειών.

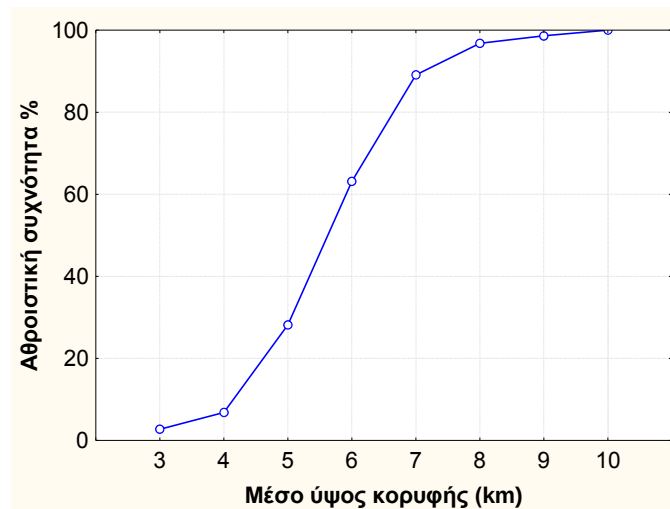


Σχήμα 5.2γ. Αθροιστική συχνότητα μέγιστου ύψους κορυφής χαλαζοκαταιγίδας.

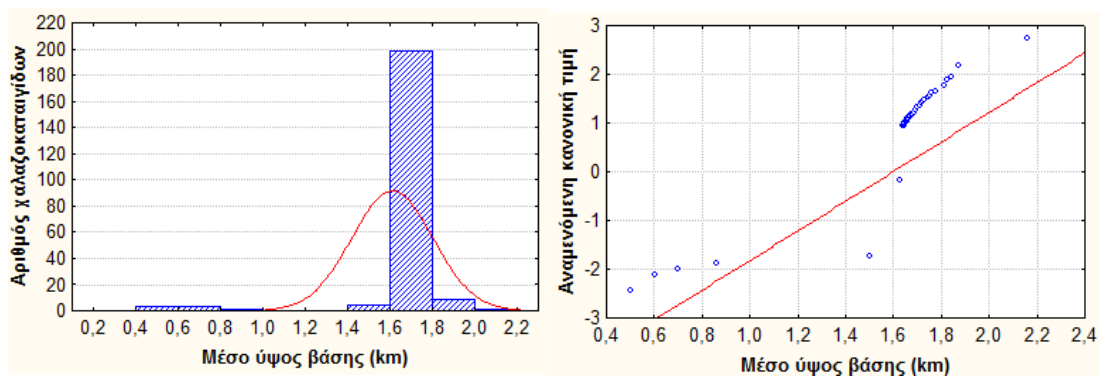
Με στόχο τη λεπτομερή ανάλυση, το μέσο ύψος κορυφής έχει χωριστεί σε λιγότερες κλάσεις επειδή έχει μικρότερο εύρος. Η μέγιστη συχνότητα σημειώνεται στην κλάση 5-6km, δηλαδή μια κλάση μικρότερη από το μέγιστο ύψος κορυφής. Η λόξωση της κατανομής αυτής είναι πολύ κοντά στο μηδέν (0,08), πράγμα που σημαίνει ότι η διάμεσος σχεδόν συμπίπτει με τη μέση τιμή και η κατανομή τείνει να πλησιάσει την κανονική κατανομή. Η κύρτωση είναι ίση με 0,98, δηλαδή είναι μικρότερη από την κύρτωση της κατανομής του μέγιστου ύψους κορυφής. Μικρές τιμές συχνότητας εμφανίζονται στα άκρα της κατανομής δηλαδή στα ύψη 2 ως 4 km και 8 ως 10km. Αυτές είναι οι κλάσεις που εμφανίζουν την μεγαλύτερη απόκλιση από την κανονική κατανομή. Η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων έχει μικρότερη κλίση απ' ότι προηγουμένως και το 90% των περιπτώσεων έχουν μέσο ύψος κορυφής μικρότερο από 7km.



Σχήμα 5.3α,β. Συχνότητα μέσου ύψους κορυφής κελιού και απόκλιση από την κανονική κατανομή.

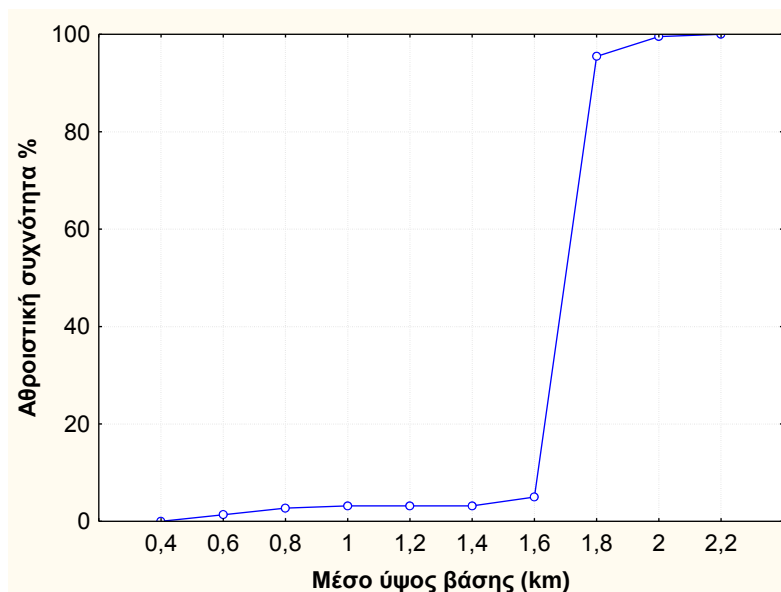


Σχήμα 5.3γ. Αθροιστική συχνότητα μέσου ύψους κορυφής των χαλαζοκαταιγίδων.



Σχήμα 5.4α,β. Συχνότητα μέσου ύψους βάσης και απόκλιση από την κανονική κατανομή.

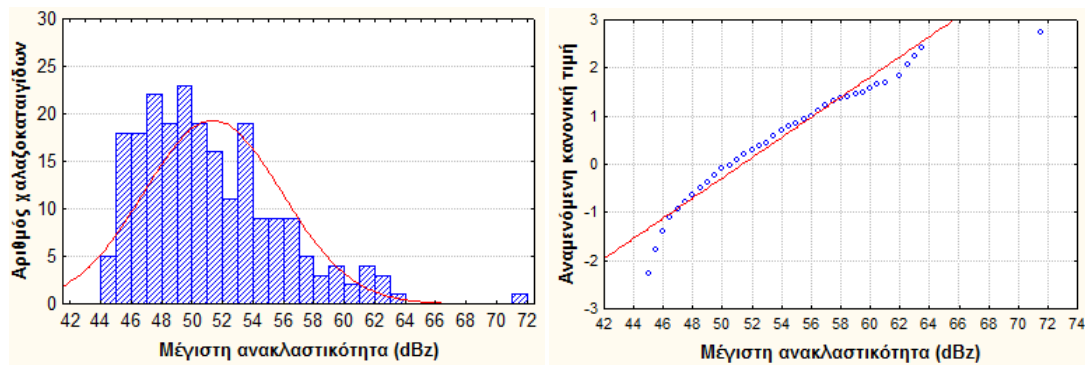
Το μέσο ύψος βάσης κελιού παρουσιάζει πολύ μικρές τιμές τυπικής απόκλισης και διασποράς. Αυτό συμβαίνει επειδή όλες σχεδόν οι περιπτώσεις έχουν μέσο ύψος βάσης μεταξύ 1,6 και 1,8km. Η απόκλιση από την κανονική κατανομή είναι πολύ μεγάλη σε όλες τις κλάσεις και η λόξωση και η κύρτωση παίρνουν πολύ μεγάλες τιμές. Συγκεκριμένα, η λόξωση είναι -4,4 και η κύρτωση 22. Η τόσο μεγάλη τιμή της κύρτωσης εξηγείται από το γεγονός ότι πολύ μεγάλες συχνότητες καταλαμβάνουν ένα πολύ μικρό τμήμα των δεδομένων. Όπως είναι επόμενο, η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων εμφανίζει μια πολύ απότομη κλίση λίγο πριν την κλάση 1,6 ως 1,8km, ενώ στις υπόλοιπες κλάσεις η καμπύλη είναι σχεδόν οριζόντια.



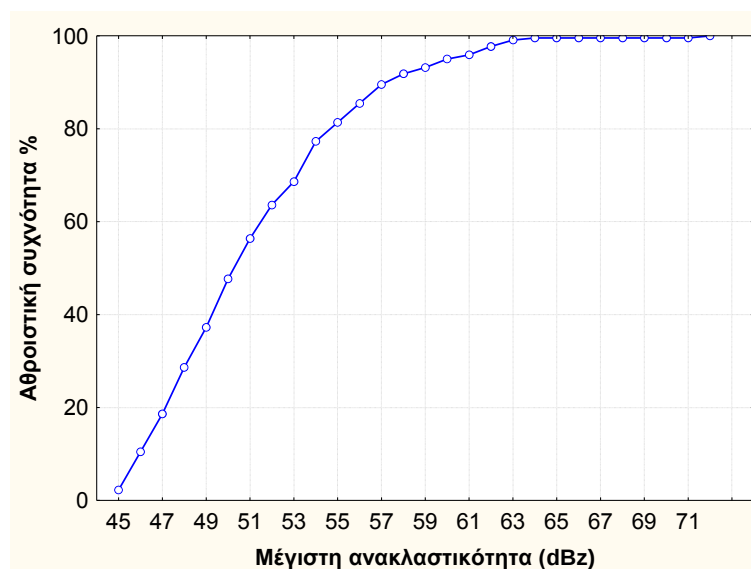
Σχήμα 5.4γ. Αθροιστική συχνότητα μέσου ύψους βάσης.

5.2 ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΑΝΑΚΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ

Στο Σχήμα 5.5 φαίνεται η κατανομή συχνοτήτων μέγιστης ανακλαστικότητας και η απόκλιση αυτής από την κανονική κατανομή. Η μεγαλύτερη συχνότητα εμφανίζεται στην κλάση 49 – 50 dBz όπως και στο προηγούμενο κεφάλαιο (Σχήμα 4.10), ενώ οι μέγιστες ανακλαστικότητες 64 ως 71dBz εμφανίζουν μηδενικές συχνότητες. Μόνο μια τιμή ακραίας μέγιστης ανακλαστικότητας (71,5dBz) σημειώνεται στις 1/9/2007. Όλες τις υπόλοιπες ημέρες χαλαζοκαταιγίδας, η μέγιστη ανακλαστικότητα δεν υπερβαίνει τα 63,5dBz. Από το διάγραμμα απόκλισης από την κανονικότητα φαίνεται ότι η τιμή των 71,5dBz αποκλίνει κατά πολύ από την κανονική τιμή. Η λόξωση και η κύρτωση της κατανομής αυτής είναι θετικές, οπότε πρόκειται για λεπτόκυρτη κατανομή με μεγαλύτερες συχνότητες στις μικρότερες τιμές μέγιστης ανακλαστικότητας. Στο Σχήμα 5.5γ της αθροιστικής συχνότητας φαίνεται ότι το 50% των χαλαζοκαταιγίδων έχουν μέγιστη ανακλαστικότητα από 45 ως 50dBz, ενώ το 90% έχει μέγιστη ανακλαστικότητα από 45 ως 57dBz .

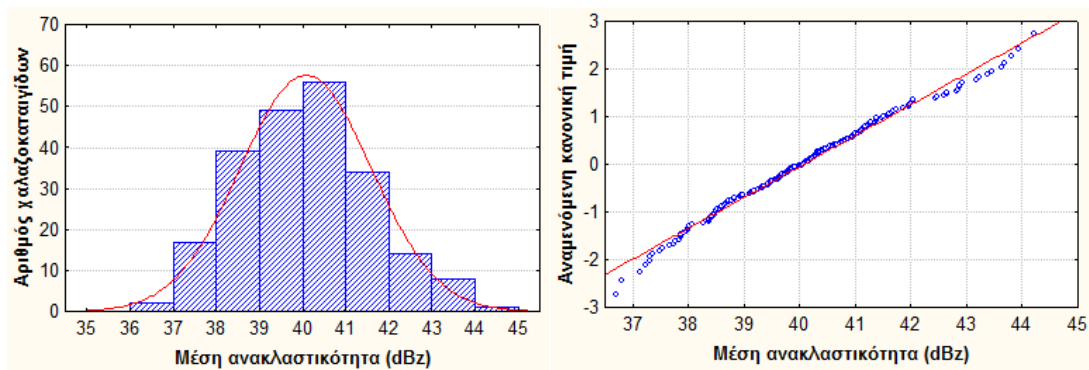


Σχήμα 5.5α,β. Συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας και απόκλιση από την κανονική κατανομή.

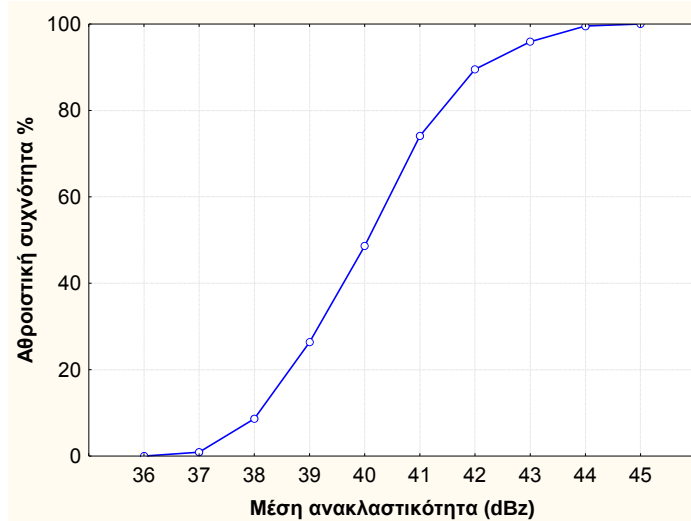


Σχήμα 5.5γ. Αθροιστική συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας.

Το εύρος της κατανομής συχνοτήτων μέσης ανακλαστικότητας είναι μικρότερο από το εύρος της μέγιστης ανακλαστικότητας. Η κλάση 40 ως 41dBz εμφανίζει τη μεγαλύτερη συχνότητα, ενώ η κλάση 44 ως 45dBz τη μικρότερη. Η λόξωση και η κύρτωση είναι αρκετά κοντά στο μηδέν όπως φαίνεται στον Πίνακα 5.1 όμως η λόξωση είναι κατά τι αρνητική, υποδηλώνοντας ότι οι περισσότερες συχνότητες εμφανίζονται στα δεξιά της κατανομής. Οι ακραίες κλάσεις της κατανομής εμφανίζουν μεγαλύτερη απόκλιση από την κανονική κατανομή. Η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων εμφανίζεται αρκετά ομοιόμορφη, με το 50% των περιπτώσεων να έχουν μέση ανακλαστικότητα από 36 ως 41dBz και το 75% των περιπτώσεων ως 42dBz.

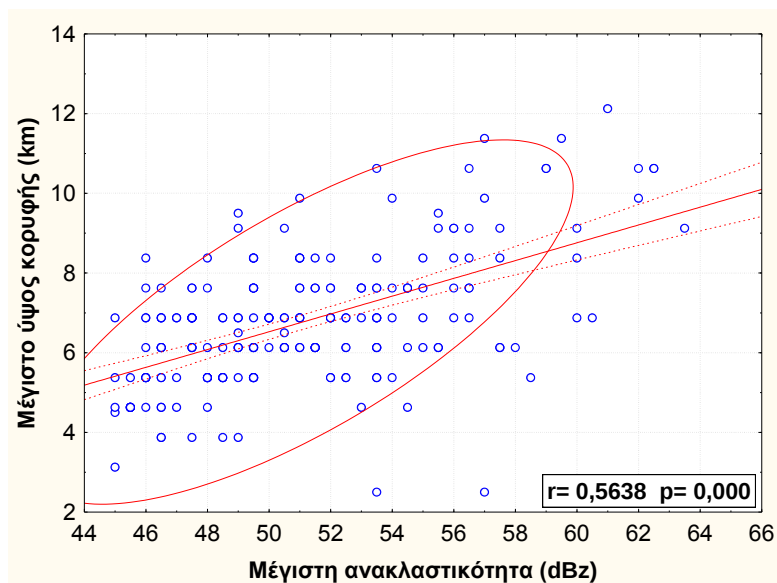


Σχήμα 5.6α,β. Συχνότητα μέσης ανακλαστικότητας και απόκλιση από κανονική κατανομή.



Σχήμα 5.6γ. Αθροιστική συχνότητα μέσης ανακλαστικότητας.

Στο Σχήμα 5.7 φαίνεται η συσχέτιση μεταξύ της μέγιστης ανακλαστικότητας και του μέγιστου ύψους κορυφής, για να διαπιστωθεί το κατά πόσο ισχύει ότι: μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας συνεπάγονται και μεγάλα ύψη κορυφής. Παρατηρείται μια θετική συσχέτιση, στατιστικώς σημαντική, ωστόσο η συσχέτιση δεν είναι και τόσο καλή, αφού ο συντελεστής συσχέτισης είναι μόνο 0,5. Η συσχέτιση αυτή είναι στατιστικώς σημαντική αφού μόνο το 4,5% των περιπτώσεων βρίσκεται εκτός της έλλειψης εμπιστοσύνης. Από τα τεστ συσχέτισης που πραγματοποιήθηκαν, πρόέκυψε ότι όλα είναι σημαντικά σε στάθμη εμπιστοσύνης μικρότερη από 0,05. Πιο αναλυτικά, ο συντελεστής το Kendal Tau τεστ είναι 0,364, του Gamma τεστ 0,395 και του Spearman rank order τεστ είναι 0,465.



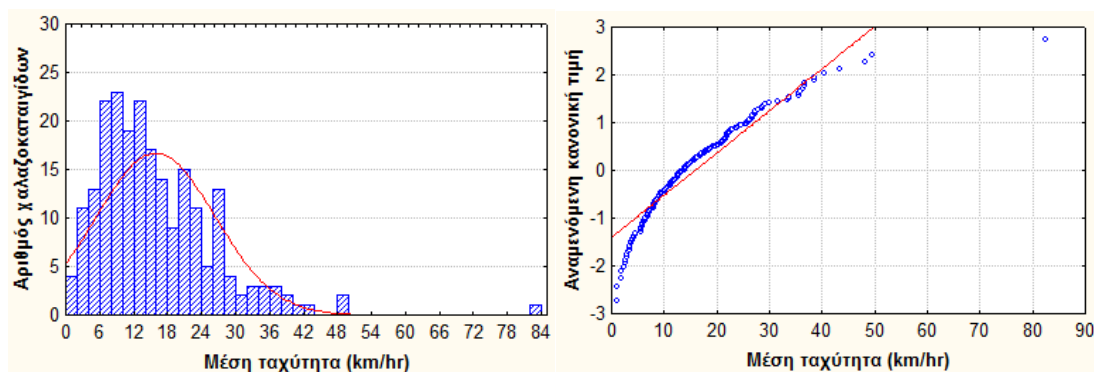
Σχήμα 5.7. Συσχέτιση μέγιστης ανακλαστικότητας με το μέγιστο ύψος κορυφής.

5.3 ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΚΑΙ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΚΙΝΗΣΗΣ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ

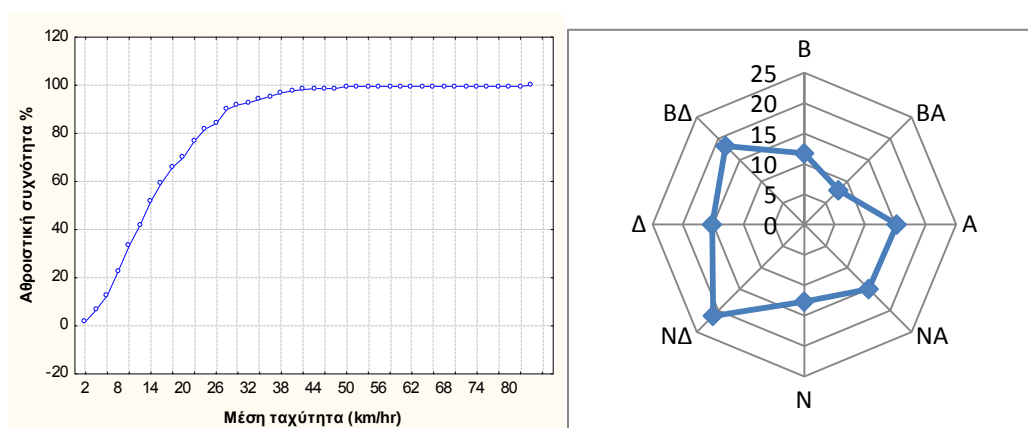
Η μέση ταχύτητα κίνησης των χαλαζοκαταιγίδων παρουσιάζει, όπως αναμενόταν, μεγάλο εύρος, από 0 ως 82,5km/hr. Ωστόσο, στο διάστημα 50 ως 82,5 km/hr εμφανίζονται μόνο μηδενικές συχνότητες. Η κατανομή εμφανίζει θετικές τιμές λόξωσης και κύρτωσης. Έτσι οι μεγαλύτερες συχνότητες εμφανίζονται στην αρχή της κατανομής, με μέγιστη συχνότητα στην κλάση 8-10km/hr. Οι πολύ μικρές τιμές ταχύτητας διαφέρουν κατά πολύ από την κανονική κατανομή, το ίδιο και η ακραία τιμή 82,5km/hr. Η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων γίνεται οριζόντια μετά τα 50km/hr, αφού όπως αναφέρθηκε το διάστημα εκείνο παρουσιάζει μηδενικές συχνότητες. Αντίθετα, στην αρχή της κατανομής η καμπύλη έχει μια σταθερή, θετική κλίση. Από τον Πίνακα 5.1 παρατηρείται ότι τα μεγέθη μεταβλητότητας, δηλαδή η διασπορά, η τυπική απόκλιση, ο συντελεστής μεταβλητότητας και το τυπικό σφάλμα, για τη μέση ταχύτητα των χαλαζοκαταιγίδων είναι πάρα πολύ μεγάλα σε σχέση με τα αντίστοιχα μεγέθη για τις υπόλοιπες μεταβλητές που μελετώνται.

Στο δεύτερο διάγραμμα του Σχήματος 5.9 φαίνονται οι μέσες ταχύτητες των χαλαζοκαταιγίδων ανά διεύθυνση από την οποία αυτές έρχονται. Το εύρος τους δεν είναι πολύ μεγάλο, παρόλα αυτά γίνεται αντιληπτό ότι η μεγαλύτερη τιμή μέσης ταχύτητας αφορά στις χαλαζοκαταιγίδες που έρχονται από τα νοτιοδυτικά. Το διάγραμμα είναι σχεδόν συμμετρικό ως προς τον άξονα ΝΔ-ΒΑ. Οι χαλαζοκαταιγίδες

που προέρχονται από τις βόρειες και τις βορειοανατολικές διευθύνσεις εμφανίζουν μικρή μέση ταχύτητα, με ελάχιστη τιμή στις βορειοανατολικές διευθύνσεις.

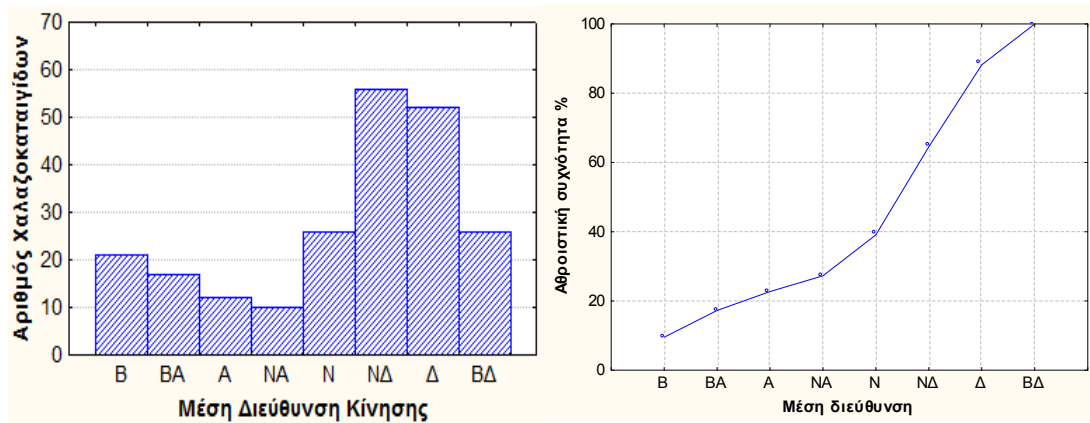


Σχήμα 5.8α,β. Συχνότητα και απόκλιση από κανονική κατανομή.

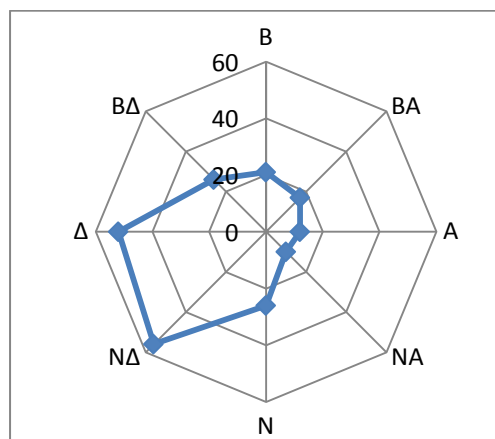


Σχήμα 5.9α,β. Αθροιστική συχνότητα μέσης ταχύτητας, και μέση ταχύτητα ανά διεύθυνση.

Όσον αφορά τις συχνότητες των διευθύνσεων από τις οποίες ξεκινούν οι χαλαζοκαταιγίδες, οι κλάσεις είναι οχτώ και είναι οι οχτώ βασικές διευθύνσεις. Οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες προέρχονται από τα νοτιοδυτικά, ενώ οι λιγότερες από τα νοτιοανατολικά. Η κλίση της καμπύλης αθροιστικών συχνοτήτων γίνεται πιο απότομη μεταξύ νοτιοανατολικής και δυτικής διεύθυνσης. Από το διάγραμμα του Σχήματος 5.11 είναι αντιληπτό ότι οι διευθύνσεις BΔ, B, BA, A, NA έχουν μικρές συχνότητες, ενώ οι διευθύνσεις που αφορούν στο Βέρμιο, δηλαδή N, NΔ και Δ συγκεντρώνουν τις μεγαλύτερες συχνότητες.



5.10α,β. Συχνότητα και αθροιστική συχνότητα μέσης διεύθυνσης κίνησης χαλαζοκαταιγίδων.



Σχήμα 5.11. Συχνότητα μέσης διεύθυνσης κίνησης χαλαζοκαταιγίδων.

Πίνακας 5.1. Στατιστικά στοιχεία και έλεγχος κανονικότητας των συχνοτήτων των μελετώμενων μεγεθών.

Συχνότητες	Πλήθος τιμών N	Μέση τιμή	Τυπική απόκλιση σ	Διασπορά $\text{Var}(x)$	Συντελεστής μεταβλητότητας V	Τυπικό σφάλμα	Αόζωση γ_1	Κύρτωση γ_2	Περίπτωση μέγιστης συχνότητας	Περίπτωση ελάχιστης συχνότητας	Shapiro-Wilk W τεστ	Kolmogorof-Smirnov τεστ κανονικότητας
Μέγιστο ύψος κορυφής	220	6,76	1,84	3,39	27,2	0,12	0,78	2	6-7km	1-2 κ 13-15km	0,95	0,15
Μέσο ύψος κορυφής	220	5,6	1,18	1,4	20,99	0,08	0,08	0,94	5-6km	9-10km	0,98	0,06
Μέσο ύψος βάσης	220	1,6	0,19	0,036	11,9	0,013	-4,4	22,7	1,6-1,8km	1-1,4km	0,36	0,48
Μέγιστη ανακλαστική όψη	220	51,3	4,55	20,72	8,86	0,3	1	1,25	49-50dBz	64-71dBz	0,93	0,1
Μέση ανακλαστική όψη	220	40	1,52	2,32	3,8	0,1	0,3	-0,14	40-41dBz	44-45dBz	0,99	0,038
Μέση ταχύτητα	220	15,8	10,53	110,85	66,25	0,71	1,8	6,97	8-10km/hr	50-82km/h	0,88	0,1
Μέση διεύθυνση	220	NA	2,16	4,67	2,05	0,14	-0,77	-0,57	NA	NA	0,87	0,23

5.4 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό έγινε μελέτη των μεταβλητών των χαλαζοκαταιγίδων μιας ομογενούς περιοχής, χωρίς ορεογραφία εντός της περιοχής, ώστε να διαπιστωθούν κοινά χαρακτηριστικά, συσχετίσεις και προτιμητέες τιμές αυτών κατά τη διάρκεια της περιόδου 2006-2008. Κάποια επιμέρους συμπεράσματα που προκύπτουν είναι τα παρακάτω:

- ✓ Το 90% περίπου των νεφών τα οποία προκαλούν τις χαλαζοκαταιγίδες έχουν ύψος βάσης μεταξύ 1,6 και 1,8 χιλιόμετρα, πράγμα αναμενόμενο αφού είναι Σωρειτομελανίες. Αντίθετα, το ύψος κορυφής παρουσιάζει μεγαλύτερη μεταβλητότητα στις συχνότητες του.
- ✓ Όσον αφορά τη μέγιστη ανακλαστικότητα, από το Σχήμα 5.5 φαίνεται ότι οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες που γεννιούνται σ' αυτήν την περιοχή έχουν μικρές ως μεσαίες τιμές μέγιστης ανακλαστικότητας, ενώ οι μεγάλες τιμές έχουν μηδενικές ή πολύ μικρές συχνότητες.
- ✓ Η μέγιστη ανακλαστικότητα και το μέγιστο ύψος κορυφής, που είναι δύο μεγέθη σχετικά με την ένταση και την ισχύ των χαλαζοκαταιγίδων, έχουν στατιστικώς σημαντική συσχέτιση, με μικρό όμως συντελεστή συσχέτισης. Αυτό οφείλεται πιθανότατα στα ακραία σημεία, δηλαδή σε ζεύγη αυτών των δύο μεταβλητών που βρίσκονται εκτός της έλλειψης εμπιστοσύνης (Σχήμα 5.7).
- ✓ Παρατηρώντας τα διαγράμματα μέσης διεύθυνσης διαπιστώνεται ότι οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες που επηρεάζουν την περιοχή μελέτης, προέρχονται από τη δυτική πλευρά αυτής, δηλαδή κοντά στο ορεινό τμήμα της περιοχής προστασίας και αυτές οι χαλαζοκαταιγίδες έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα από τις υπόλοιπες.

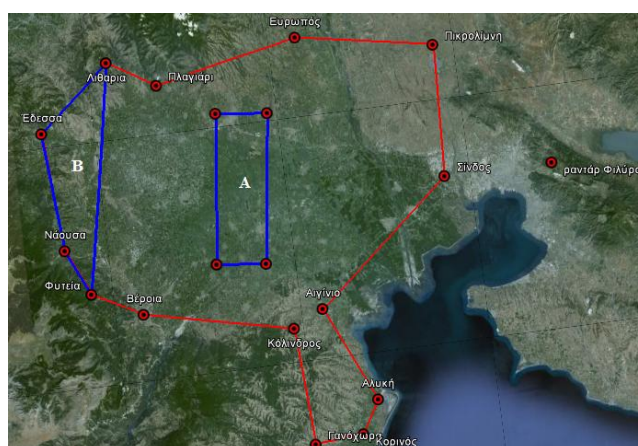
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο

ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΟΡΕΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ

6.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται σύγκριση μιας ορεινής περιοχής Β και μιας πεδινής περιοχής Α, οι οποίες βρίσκονται μέσα στην περιοχή εφαρμογής του ΕΠΧΠ των καλλιεργειών. Η σύγκριση γίνεται ως προς τις χαλαζοκαταιγίδες που γεννιούνται στην κάθε περιοχή και τα χαρακτηριστικά τους. Η περιοχή Α βρίσκεται στο κέντρο σχεδόν της περιοχής σποράς, έχει μέσο υψόμετρο 80 μέτρα, ενώ η περιοχή Β βρίσκεται στους πρόποδες της οροσειράς του Βερμίου, στην άκρη της περιοχής εφαρμογής, με μέσο υψόμετρο 250 μέτρα, αλλά με έντονη την επίδραση της οροσειράς. Οι δύο περιοχές επιλέχτηκαν έτσι ώστε να έχουν παρόμοιο σχήμα και ακριβώς την ίδια έκταση, περίπου ίση με 200km² (200km²) (Karacostas,1990).

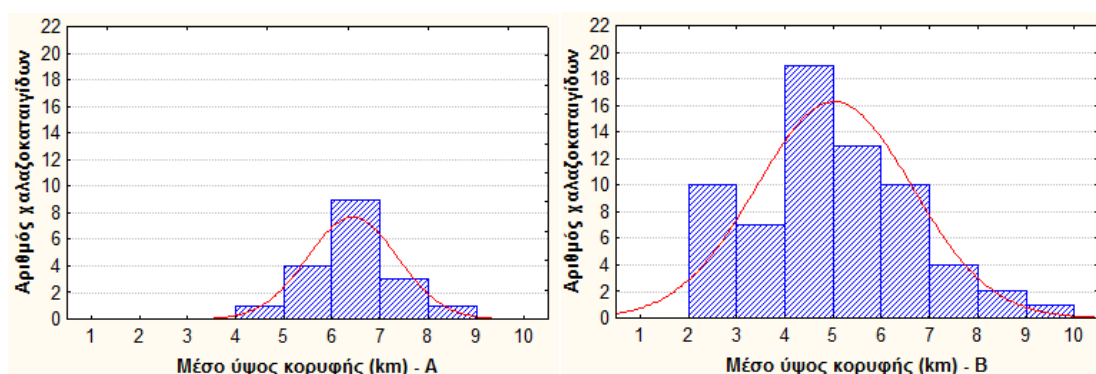
Στα παρακάτω διαγράμματα γίνεται σύγκριση των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων κάθε περιοχής, όπως η μέγιστη ανακλαστικότητα, το μέγιστο και το μέσο ύψος κορυφής και η μέση διεύθυνση και ταχύτητα των χαλαζοκαταιγίδων. Η περίοδος μελέτης είναι τα έτη 2006,2007 και 2008 και τα δεδομένα προήλθαν από επεξεργασία και διαχωρισμό τους με το πρόγραμμα TITAN.



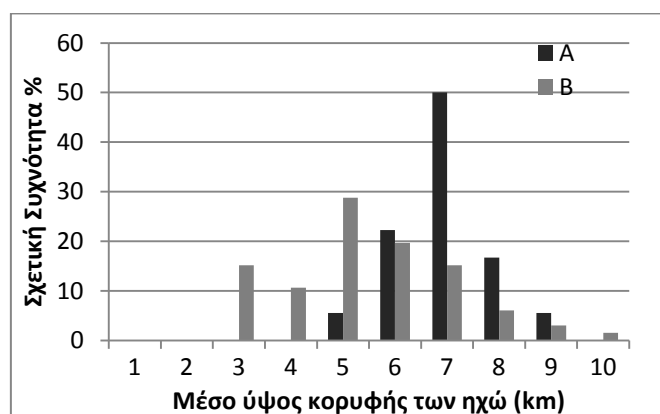
Σχήμα 6.1. Χάρτης των δύο περιοχών μελέτης Α (πεδινή) και Β (ορεινή).

Καταρχήν πρέπει να αναφερθεί ότι καταγράφηκαν πολύ λιγότερες χαλαζοκαταιγίδες, που ξεκίνησαν από την περιοχή Α απ ότι από την περιοχή Β. Συγκεκριμένα, για την περίοδο 2006-2008 καταγράφηκαν 66 χαλαζοκαταιγίδες στην περιοχή Β, ενώ στην περιοχή Α μόνο 18 χαλαζοκαταιγίδες. Φυσικά ως χαλαζοκαταιγίδες θεωρήθηκαν οι καταιγίδες που εμφανίζουν ανακλαστικότητα μεγαλύτερη ή ίση από τα 45dBz μεταξύ των ισόθερμων -5 και -30°C (Karacostas, 1984). Εφόσον ο αριθμός των χαλαζοκαταιγίδων που δημιουργούνται στην περιοχή Α είναι πολύ μικρότερος, τα διαγράμματα συχνοτήτων της περιοχής Α θα έχουν πολύ μικρότερο αριθμό περιπτώσεων. Επίσης οι κλάσεις για τις δύο περιοχές είναι ίσου εύρους σε κάθε διάγραμμα, όμως είναι λιγότερες για την περιοχή Α.

6.2 ΜΕΣΟ ΚΑΙ ΜΕΓΙΣΤΟ ΥΨΟΣ ΤΗΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΤΩΝ ΚΥΤΤΑΡΩΝ



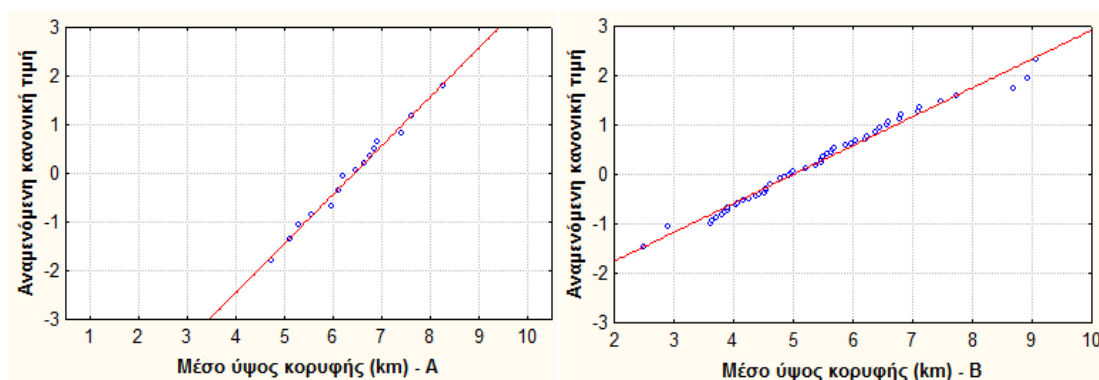
Σχήμα 6.2α,β. Συχνότητα μέσου ύψους κορυφής για την περιοχή Α και Β.



Σχήμα 6.2γ. Σχετικές συχνότητες % του μέσου ύψους κορυφής για τις δύο περιοχές.

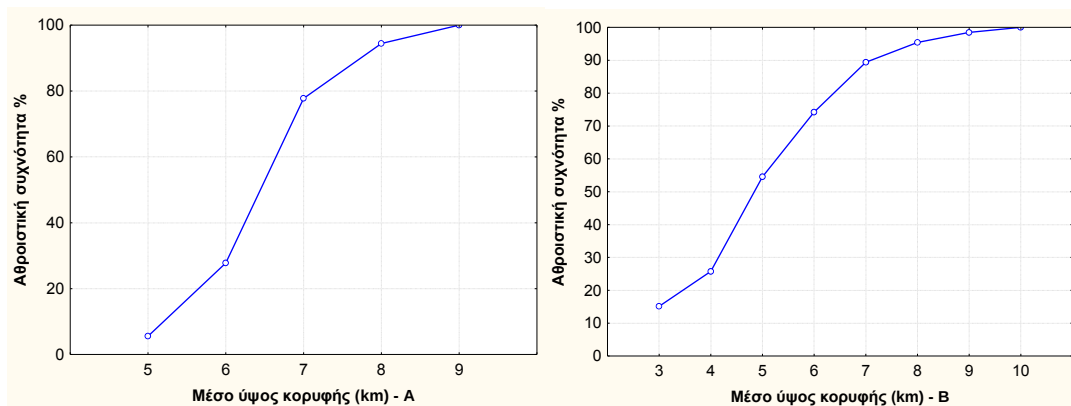
Στο Σχήμα 6.2 φαίνεται ότι η μέγιστη συχνότητα του μέσου ύψους κορυφής εμφανίζεται σε διαφορετικά ύψη για τις δύο περιοχές. Στο διάγραμμα της περιοχής Α

εμφανίζεται μεταξύ 6 και 7km, ενώ στο διάγραμμα της περιοχής B μεταξύ 4 και 5km. Οι χαλαζοκαταιγίδες της περιοχής B έχουν μέσο ύψος μέχρι τα 10km, ενώ της περιοχής A φτάνουν μέχρι τα 9km. Η λόξωση είναι θετική και στις δύο περιπτώσεις, με μεγαλύτερη στην περιοχή B, ενώ οι κυρτώσεις των δύο περιοχών είναι αρνητικές με μεγαλύτερη την κύρτωση της περιοχής A. Επομένως οι δύο κατανομές είναι πλατύκυρτες με το μεγαλύτερο πλήθος των χαλαζοκαταιγίδων να έχει μέσο ύψος στην αρχή της κατανομής. Επίσης, η τυπική απόκλιση, η διασπορά και ο συντελεστής μεταβλητότητας είναι μεγαλύτερα στην περιοχή B, δηλαδή υπάρχει μεγαλύτερη διασπορά γύρω από τη μέση τιμή στην περιοχή B. Πράγματι το εύρος του μέσου ύψους για την περιοχή B είναι 8km, ενώ για την περιοχή A μόνο 5km. Στο Σχήμα 6.2γ των σχετικών συχνοτήτων φαίνεται καθαρά ότι οι συχνότητες είναι διαφορετικές σε κάθε κλάση, εκτός από τα 5 ως 6km.



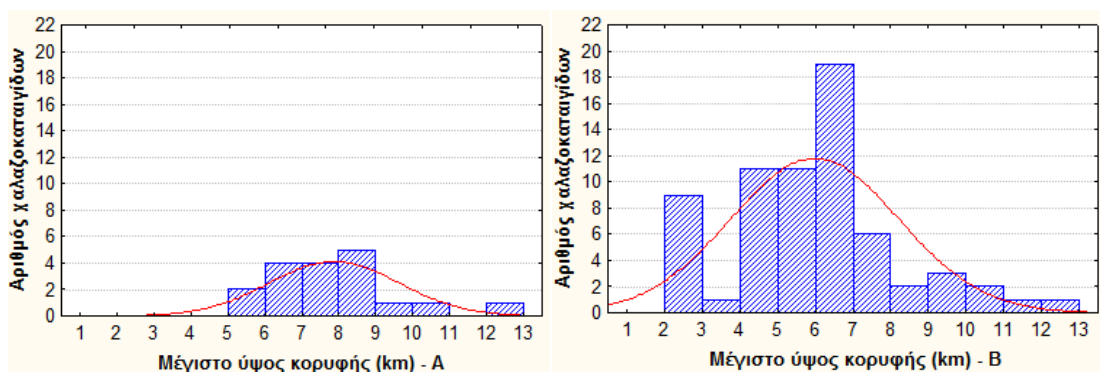
Σχήμα 6.3α,β. Απόκλιση από την κανονική κατανομή για το μέσο ύψος κορυφής για τις περιοχές A και B.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.3 το μέσο ύψος των χαλαζοκαταιγίδων που δημιουργούνται στην περιοχή A, προσεγγίζουν καλύτερα την κανονική κατανομή από τις αντίστοιχες της περιοχής B. Από όλα τα προηγούμενα συμπεραίνεται ότι τα τεστ Shapiro-Wilk και Kolmogorof-Smirnov έχουν μεγαλύτερα W και d αντίστοιχα, για την περιοχή A. Παρατηρείται ακόμη ότι η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων είναι πιο απότομη για την περιοχή A από αυτήν της περιοχής B.

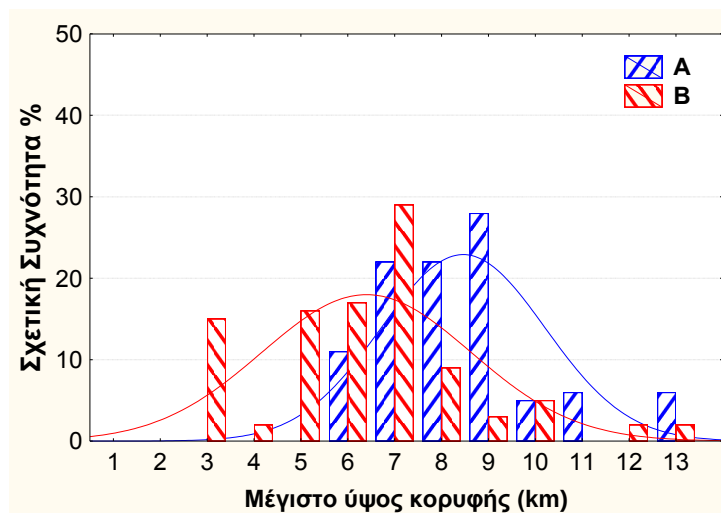


Σχήμα 6.4α,β. Αθροιστική συχνότητα μέσου ύψους κορυφής για τις περιοχές A και B.

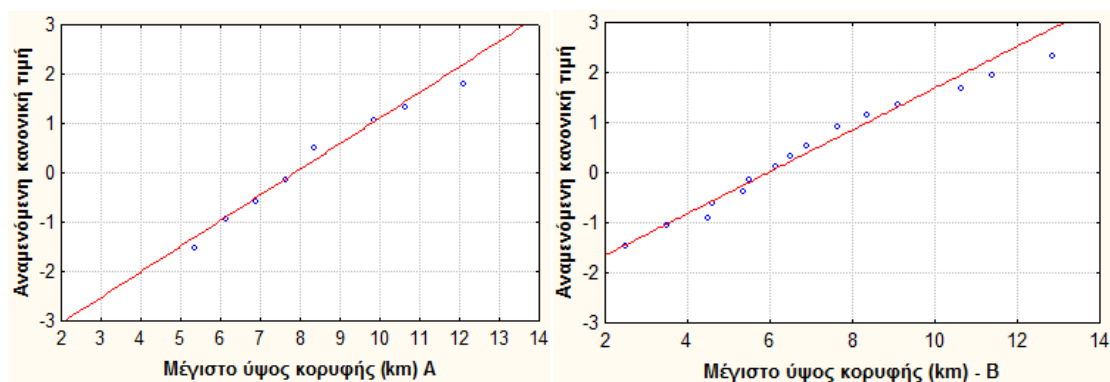
Το μέγιστο ύψος κορυφής φτάνει μέχρι τα 13km και για τις δύο περιοχές, όμως για την περιοχή B το εύρος τιμών είναι μεγαλύτερο, αφού το μέγιστο ύψος ξεκινάει από τα 2km. Η μεταβολή των συχνοτήτων μέγιστου ύψους για την περιοχή B είναι μεγάλη, με αποτέλεσμα αυτή να είναι πιο πλατύκυρτη από την περιοχή A. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.5 οι μεγαλύτερες συχνότητες συσσωρεύονται στα μικρότερα ύψη και για τις δύο περιοχές, οπότε υπάρχει θετική λόξωση. Η μέγιστη συχνότητα εμφανίζεται στα 8-9 km για την περιοχή A και στα 6-7km για την περιοχή B, δηλαδή κατά 2 κλάσεις μεγαλύτερη απ' ό,τι στο μέσο ύψος και για τις δύο περιοχές. Όπως και στο μέσο ύψος κορυφής, η τυπική απόκλιση, η διασπορά και ο συντελεστής μεταβλητότητας είναι μεγαλύτερος για τις χαλαζοκαταιγίδες της περιοχής B.



Σχήμα 6.5α,β. Συχνότητα μέγιστου ύψους κορυφής για την περιοχή A και B.

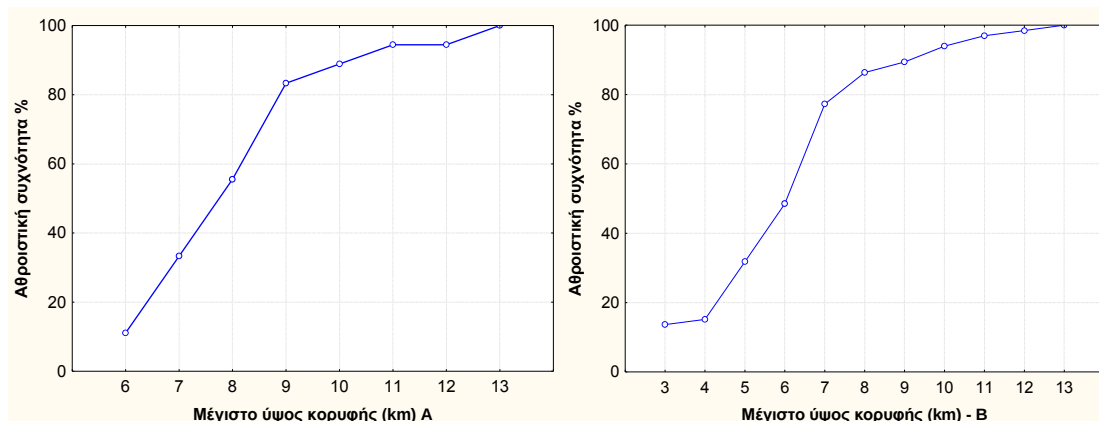


Σχήμα 6.5γ. Σχετικές συχνότητες μέγιστου ύψους κορυφής για τις δύο περιοχές.



Σχήμα 6.6α,β. Απόκλιση από την κανονική κατανομή για το μέγιστο ύψος κορυφής για τις περιοχές A και B.

Οι σχετικές συχνότητες στα μεγάλα ύψη για την περιοχή A είναι μεγαλύτερες από την περιοχή B. Όπως παρατηρείται στο Σχήμα 6.6, η τελευταία κλάση (12-13km) παρουσιάζει τη μεγαλύτερη απόκλιση από την κανονική τιμή και για τις δύο περιοχές. Τα τεστ κανονικότητας δεν συμφωνούν, αφού το Shapiro-Wilk είναι μεγαλύτερο για την περιοχή B, ενώ το Kolmogorof-Smirnof είναι μεγαλύτερο για την περιοχή A. Η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων (Σχήμα 6.7) της περιοχής B έχει μικρότερη κλίση, με τις μικρές και τις μεγάλες κλάσεις να εμφανίζουν πολύ μικρή κλίση. Παρατηρείται ότι περίπου το 82% των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή A έχει μέγιστο ύψος κορυφής μέχρι τα 9km, ενώ το αντίστοιχο ποσοστό στην περιοχή B φτάνει μέχρι τα 8km.

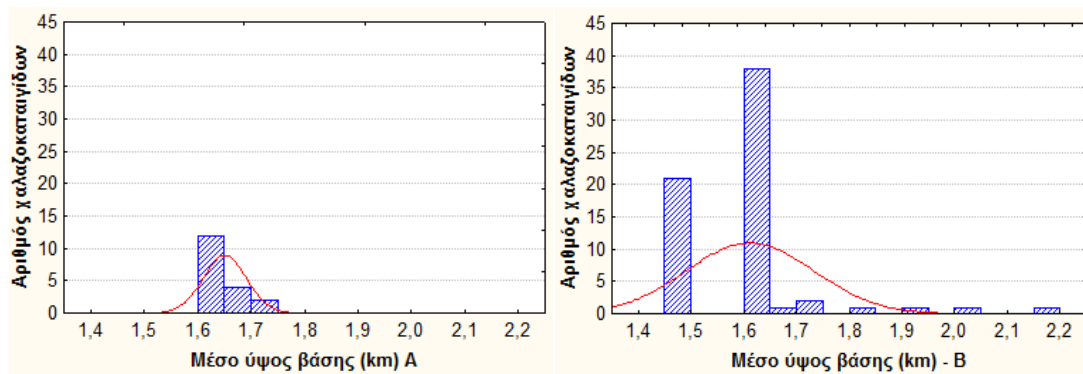


Σχήμα 6.7α,β. Αθροιστική συχνότητα μέγιστου ύψους κορυφής για τις περιοχές Α και Β.

6.3 ΜΕΣΟ ΥΨΟΣ ΒΑΣΗΣ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ

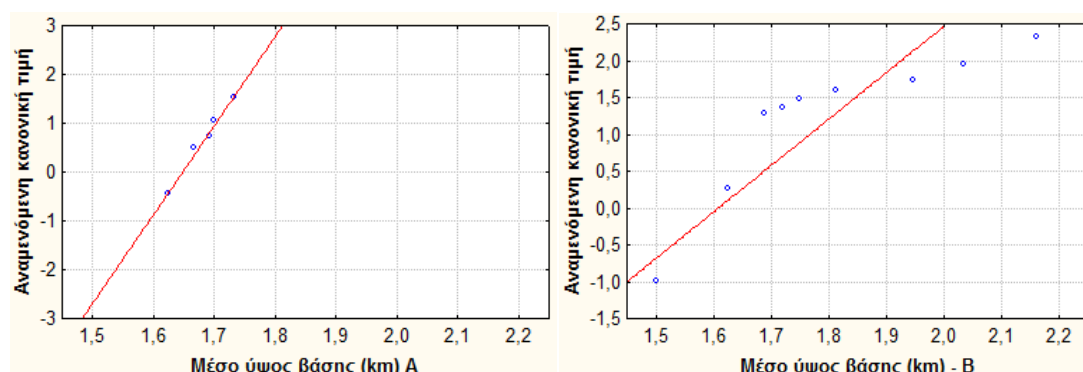
Όπως έχει αναφερθεί, τα νέφη τύπου Σωρειτομελανία έχουν οριζόντια βάση, η οποία εμφανίζεται σε μικρά ύψη πάνω από το έδαφος. Το μέσο ύψος βάσης παρουσιάζει πολύ μικρό εύρος τιμών και για τις δύο περιοχές, οπότε έχει γίνει διαχωρισμός σε κλάσεις πολύ μικρού εύρους, αυτό των 50 μέτρων.

Όσον αφορά την περιοχή Α, οι συχνότητες κατανέμονται μόνο σε τρεις κλάσεις και περίπου το 70% των χαλαζοκαταιγίδων έχει μέσο ύψος βάσης από 1,6 ως 1,65km. Η μέγιστη συχνότητα για την περιοχή Β εμφανίζεται στην κλάση 1,6 ως 1,65km, ενώ ένα δεύτερο μέγιστο στην κλάση 1,45 ως 1,5km. Όλες οι υπόλοιπες συχνότητες είναι μηδενικές ή μικρότερες του 3. Η τυπική απόκλιση, η διασπορά και ο συντελεστής μεταβλητότητας έχουν μικρές τιμές και στις δύο περιοχές, σε σχέση με τις αντίστοιχες των υπόλοιπων μεταβλητών που μελετώνται. Παρόλα αυτά, κι εδώ οι τιμές τους είναι μεγαλύτερες στην περιοχή Β, απ ότι στην περιοχή Α. Η λόξωση είναι θετική και στις δύο περιπτώσεις, όμως η λόξωση της περιοχής Β είναι μεγαλύτερη. Η κύρτωση της περιοχής Α είναι αρνητική, δηλαδή πρόκειται για λεπτόκυρτη κατανομή, όπως φαίνεται και στο διάγραμμα. Αντίθετα η κύρτωση της περιοχής Β είναι θετική και μεγάλη (8,28), που σημαίνει ότι οι συχνότητες είναι πολύ ‘απλωμένες’ και παρόμοιου μεγέθους στο διάγραμμα. Πράγματι, κάτι τέτοιο συμβαίνει με εξαίρεση τα δύο μέγιστα συχνοτήτων.

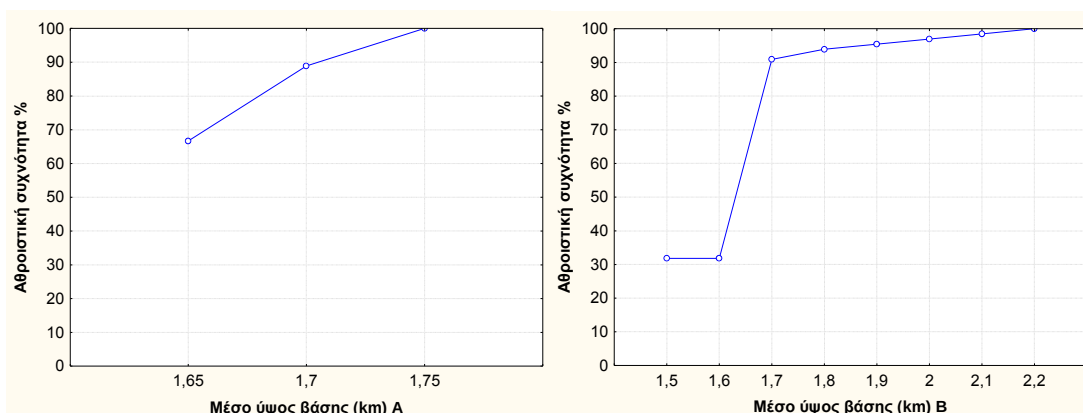


Σχήμα 6.8α,β. Συχνότητα μέσου ύψους βάσης για την περιοχή A και B (2006-2008)

Τα δύο τεστ κανονικότητας δείχνουν ότι το μέσο ύψος βάση των χαλαζοκαταιγίδων της περιοχής A προσεγγίζει λίγο καλύτερα την κανονική κατανομή. Ωστόσο, πρέπει να παρατηρηθεί ότι και στις δύο περιπτώσεις ο συντελεστής W του τεστ Shapiro-Wilk έχει πολύ μικρότερες τιμές σε σχέση με τα υπόλοιπα μεγέθη (Πίνακας 5.1). Η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων δεν είναι και πολύ ενδεικτική λόγω του μικρού αριθμού των κλάσεων της περιοχής A.



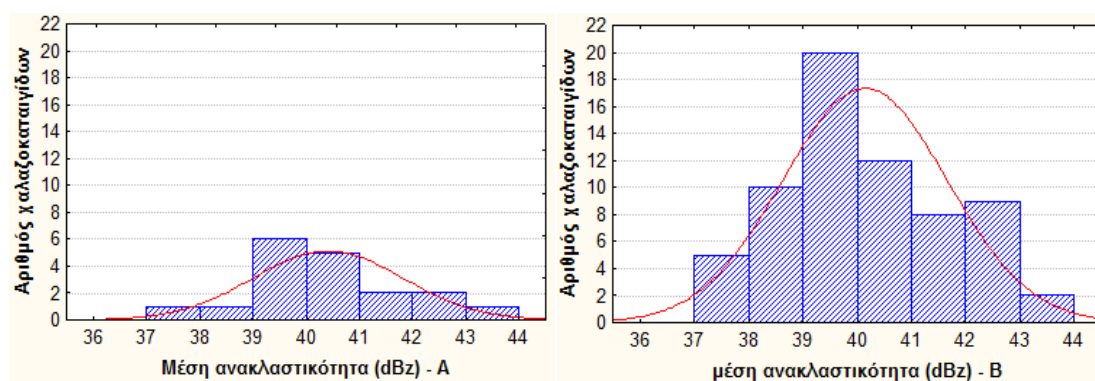
Σχήμα 6.9α,β. Απόκλιση από την κανονική κατανομή για το μέσο ύψος βάσης για τις περιοχές A και B.



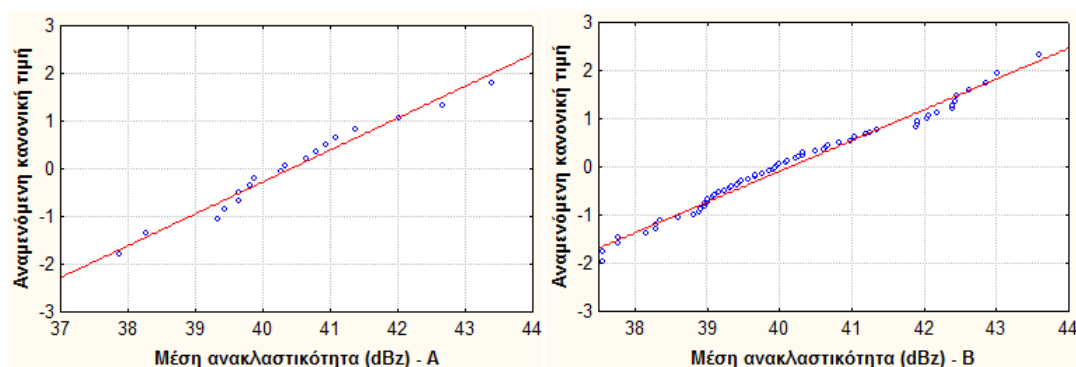
Σχήμα 6.10α,β. Αθροιστική συχνότητα μέσου ύψους βάσης για τις περιοχές A και B.

6.4 ΜΕΣΗ ΚΑΙ ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΚΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑ

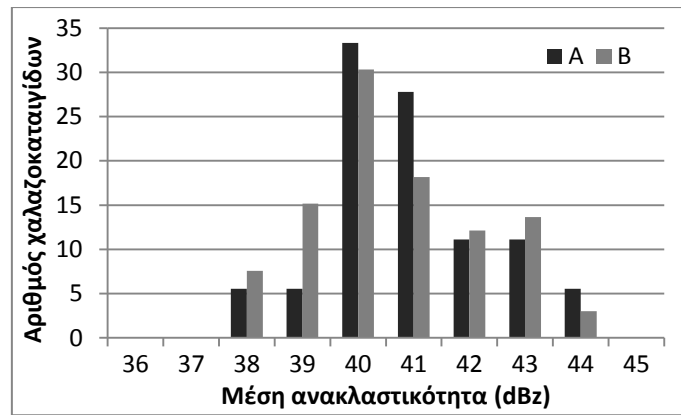
Στο Σχήμα 6.11 απεικονίζονται οι κατανομές της μέσης ανακλαστικότητας των χαλαζοκαταιγίδων που εμφανίζονται σε κάθε περιοχή. Η μέση ανακλαστικότητα έχει το ίδιο εύρος και στις δύο περιοχές, το οποίο είναι 7dBz. Η μέγιστη συχνότητα εμφανίζεται στην κλάση 39-40dBz και για τις δύο περιοχές και γενικά οι δύο κατανομές έχουν πολλές ομοιότητες. Η τυπική απόκλιση η διασπορά και ο συντελεστής μεταβλητότητας είναι λίγο μεγαλύτερες στην περιοχή B. Η λόξωση των δύο κατανομών είναι θετική και είναι λίγο μεγαλύτερη στην A κατανομή, ενώ η κύρτωση είναι θετική στην A κατανομή και αρνητική στην B. Όπως φαίνεται και στο παρακάτω σχήμα η κατανομή της περιοχής A είναι πιο πλατύκυρτη, αφού οι περισσότερες συχνότητες με εξαίρεση της δύο μεγαλύτερες, έχουν παρόμοιες τιμές. Το Shapiro-Wilk τεστ δίνει ίδια τιμή για τις δύο κατανομές, όμως στο τεστ Kolmogorof-Smirnof ο συντελεστής d είναι πολύ μεγαλύτερος για την B περιοχή.



Σχήμα 6.11α,β. Συχνότητα μέσης ανακλαστικότητας για την περιοχή A και B.

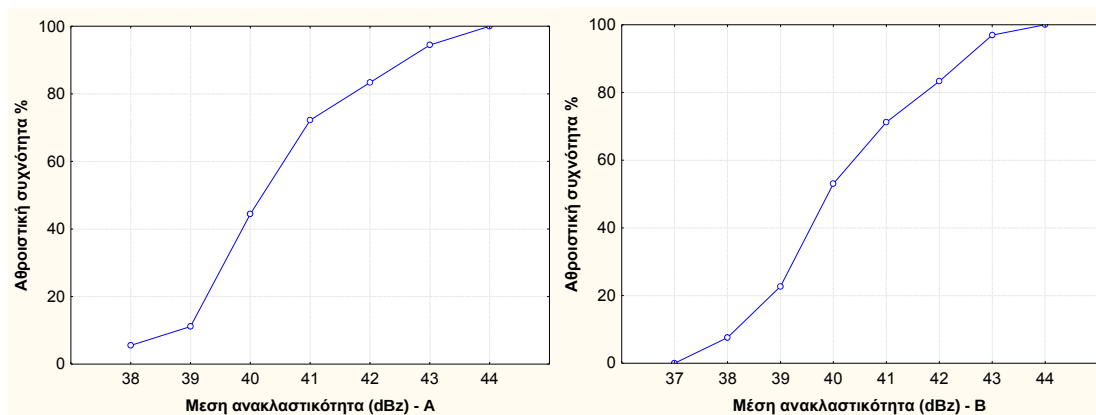


Σχήμα 6.12α,β. Απόκλιση από την κανονική κατανομή για την μέση ανακλαστικότητα για τις περιοχές A και B.



Σχήμα 6.12γ. Σχετικές συχνότητες % της μέσης ανακλαστικότητας για τις δύο περιοχές.

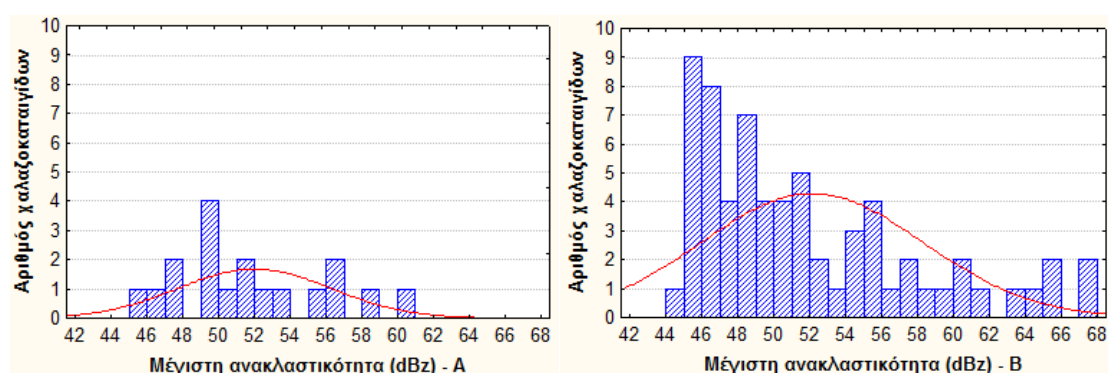
Οι σχετικές συχνότητες της μέσης ανακλαστικότητας δεν παρουσιάζουν μεγάλες διαφορές στην τιμή εκτός από τις κλάσεις των 39 και 41 dBz. Στο Σχήμα 6.13 φαίνεται ότι οι δύο καμπύλες των αθροιστικών συχνοτήτων είναι παρόμοιες, με το 80% των χαλαζοκαταιγίδων και στις δύο περιοχές να εμφανίζει μέση ανακλαστικότητα ως 42% περίπου. Η καμπύλη της περιοχής Α, επειδή έχει λιγότερα σημεία (λιγότερες χαλαζοκαταιγίδες), έχει μεγαλύτερη κλίση.



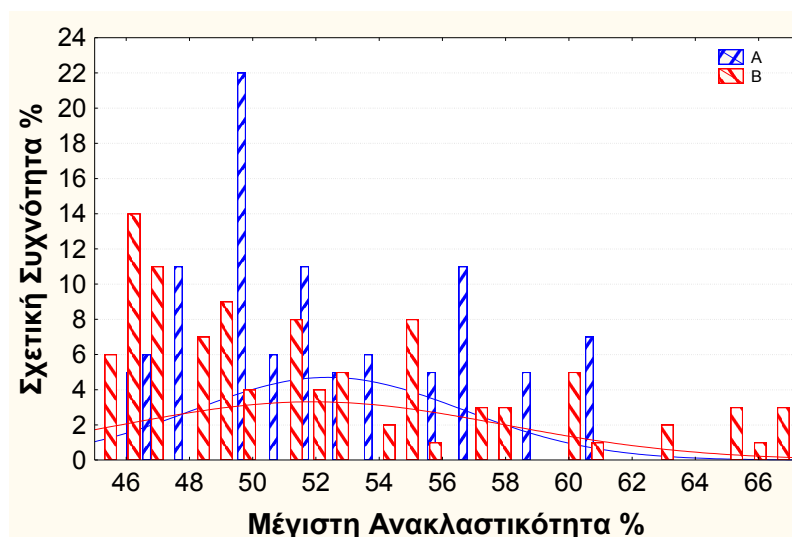
Σχήμα 6.13α,β. Αθροιστική συχνότητα μέσης ανακλαστικότητας για τις περιοχές Α και Β.

Όσον αφορά στη μέγιστη ανακλαστικότητα (Σχήμα 6.14), το εύρος τιμών της περιοχής Α είναι μικρότερο από το εύρος της περιοχής Β και ίσο με 16dBz. Παρατηρείται ότι στην περιοχή Α οι χαλαζοκαταιγίδες δεν φτάνουν σε μεγάλες τιμές μέγιστης ανακλαστικότητας, αφού εμφανίζουν μηδενικές συχνότητες μετά τα 61dBz. Αντίθετα, στην περιοχή Β, οι χαλαζοκαταιγίδες λαμβάνουν και μεγάλες τιμές μέγιστης ανακλαστικότητας που φτάνουν τα 68dBz, με μικρές όμως συχνότητες. Επίσης, υπάρχουν πολλές μηδενικές συχνότητες μέσα στη κατανομή.

Η μέγιστη συχνότητα εμφανίζεται στην κλάση 49-50dBz για την Α περιοχή και στην κλάση 45-46dBz για την Β. Η τυπική απόκλιση, η διασπορά και ο συντελεστής μεταβλητότητας είναι μεγαλύτερος της μέγιστης ανακλαστικότητας για την περιοχή Β. Η λόξωση είναι θετική και στις δύο περιπτώσεις, για την περιοχή Β μάλιστα, που έχει μεγαλύτερη λόξωση, φαίνεται ξεκάθαρα στο Σχήμα 6.14β ότι οι μεγαλύτερες συχνότητες εμφανίζονται στην αρχή της κατανομής. Η κύρτωση είναι αρνητική στην περιοχή Α και θετική στην περιοχή Β. Το τεστ κανονικότητα Shapiro-Wilk δίνει καλύτερο αποτέλεσμα για τη μέγιστη ανακλαστικότητα της περιοχής Α, το ίδιο και το τεστ Kolmogorof- Smirnof.

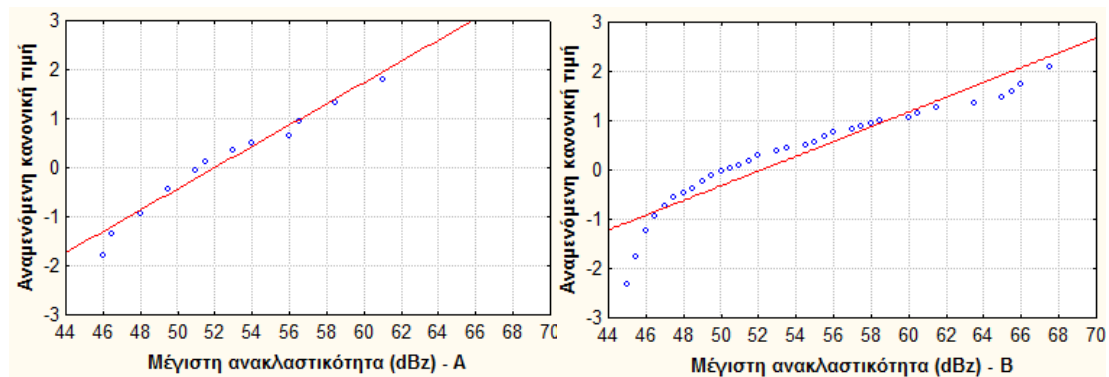


Σχήμα 6.14α,β. Συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας για την περιοχή Α και Β (2006-2008).



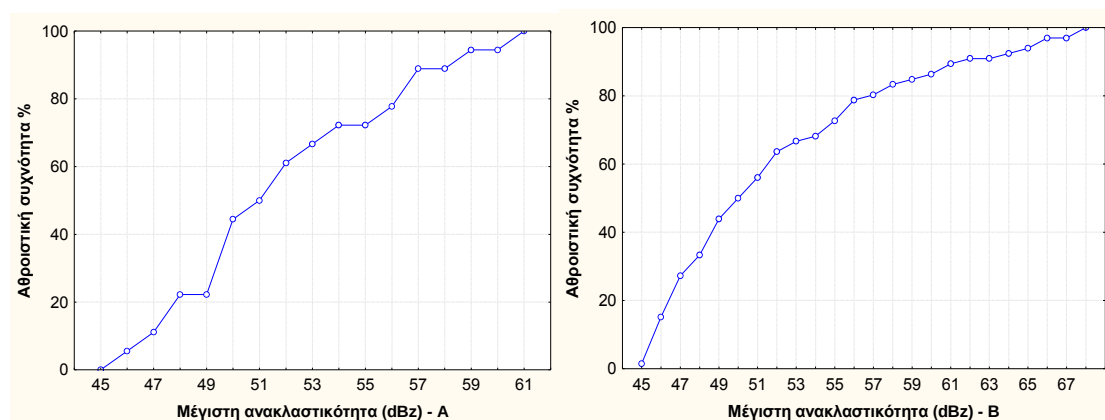
Σχήμα 6.14γ. Σχετικές συχνότητες % της μέγιστης ανακλαστικότητας για τις δύο περιοχές.

Στο Σχήμα 6.15 φαίνεται ότι όντως η μέγιστη ανακλαστικότητα των χαλαζοκαταιγίδων της περιοχής Β εμφανίζει μεγαλύτερη απόκλιση από την κανονική τιμή. Ειδικά οι πρώτες κλάσεις απέχουν πολύ από την ευθεία αναμενόμενης κανονικής τιμής.



Σχήμα 6.15α,β. Απόκλιση από την κανονική κατανομή για την μέγιστη ανακλαστικότητα για τις περιοχές A και B.

Η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων της περιοχής A παρουσιάζει πολλές ανομοιομορφίες και αλλαγές στην κλίση. Αυτό προφανώς συμβαίνει επειδή στην κατανομή της περιοχής A εμφανίζονται πολλές μηδενικές συχνότητες. Αντίθετα η καμπύλη της περιοχής B είναι σχετικά πιο ομαλή. Το 80% των χαλαζοκαταιγίδων της περιοχής A έχουν μέγιστη ανακλαστικότητα κάτω από 56dBz, ενώ το ίδιο ποσοστό για την περιοχή B έχει λιγότερο από 57dBz.



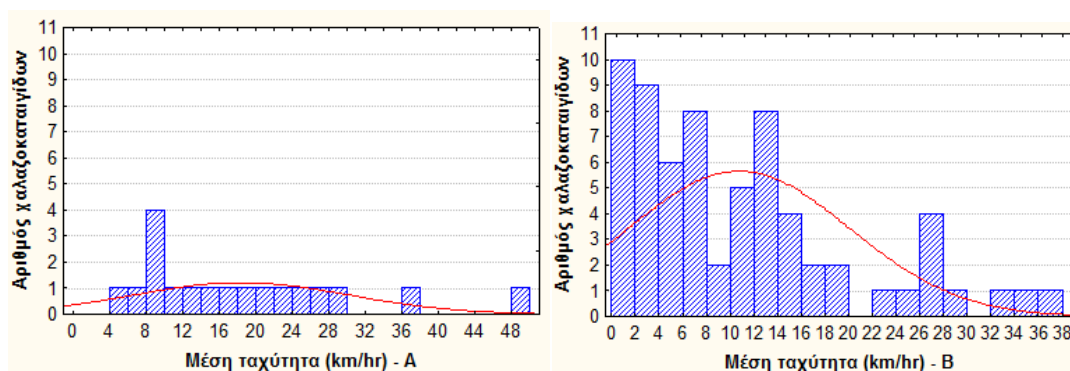
Σχήμα 6.16α,β. Αθροιστική συχνότητα μέγιστης ανακλαστικότητας για τις περιοχές A και B.

6.5 ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΚΑΙ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΚΙΝΗΣΗΣ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ

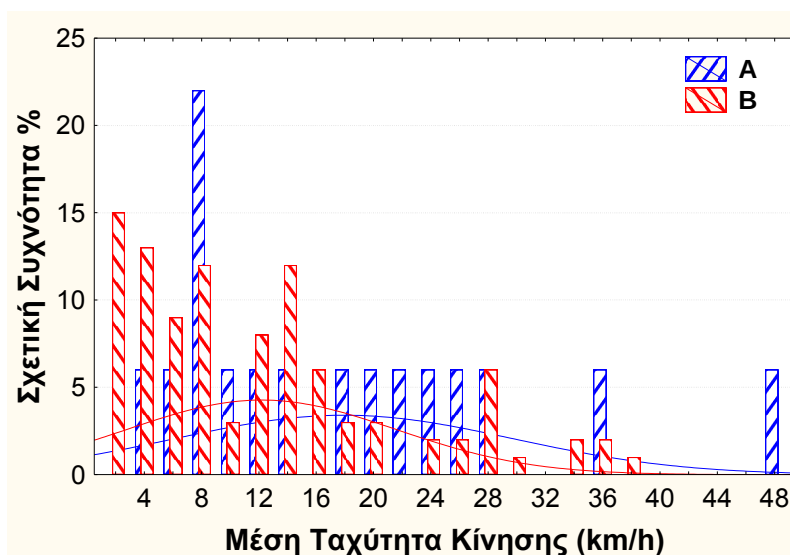
Η συχνότητα της μέση ταχύτητα κίνησης των χαλαζοκαταιγίδων απεικονίζεται στο Σχήμα 6.17 για κάθε περιοχή. Η κατανομή έχει χωριστεί σε κλάσεις εύρους 2km/h. Όσον αφορά την περιοχή A, σε όλες τις κλάσεις εμφανίζεται μια ή καμία περίπτωση χαλαζοκαταιγίδας, εκτός από την κλάση 8-10km/h όπου εμφανίζονται 4

χαλαζοκαταιγίδες με τέτοιες ταχύτητες. Το εύρος των τιμών ταχύτητας είναι διαφορετικό για κάθε περιοχή. Συγκεκριμένα, η ταχύτητα στην περιοχή Α λαμβάνει τιμές από 4 ως 50km/h (εύρος 46km/h), ενώ στην περιοχή Β λαμβάνει τιμές από 0 ως 38km/h. Η μέγιστη συχνότητα ταχυτήτων για την περιοχή Β εμφανίζεται στην κλάση 0-2km/h και γενικά φαίνεται ότι οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες που σχηματίζονται στην περιοχή Β έχουν μικρές ταχύτητες κυρίως μέχρι 16km/h.

Η τυπική απόκλιση και η διασπορά είναι μεγαλύτερες στην περιοχή Α, όμως ο συντελεστής μεταβλητότητας είναι μεγαλύτερος στην περιοχή Β. Η διασπορά λαμβάνει μεγάλες τιμές σε σχέση με τις προηγούμενες μεταβλητές που μελετήθηκαν. Η λόξωση είναι θετική και στις δύο περιοχές, με λίγο μεγαλύτερη την λόξωση της περιοχής Α. Η κύρτωση επίσης είναι θετική, δηλαδή και οι δύο κατανομές είναι λεπτόκυρτες.

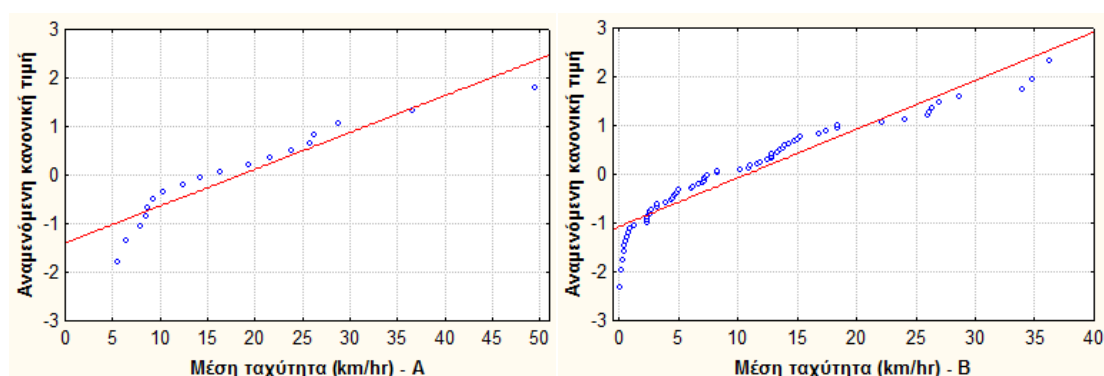


Σχήμα 6.17α,β. Συχνότητα μέσης ταχύτητας για την περιοχή Α και Β.

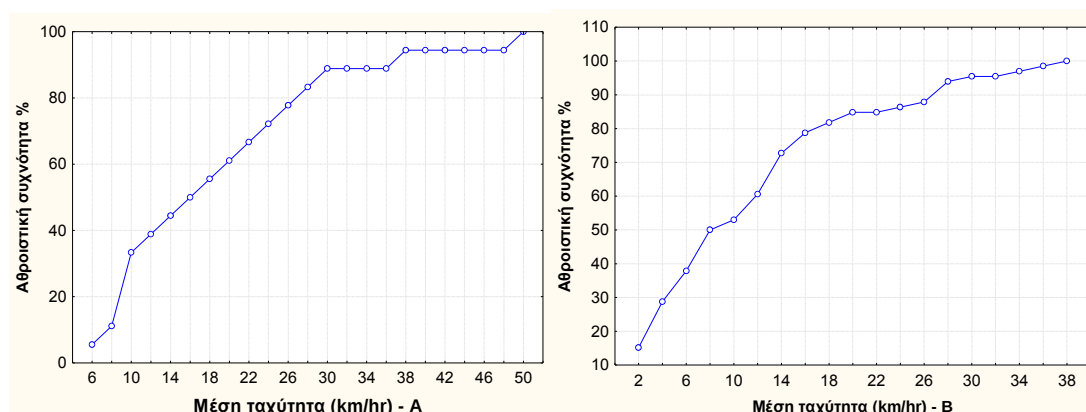


Σχήμα 6.17γ. Σχετικές συχνότητες % της μέσης ταχύτητας για τις δύο περιοχές.

Η απόκλιση από την κανονική κατανομή είναι μεγάλη και για τις δύο κατανομές, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.18. Τα περισσότερα σημεία βρίσκονται πάνω ή κάτω από την ευθεία κανονικής κατανομής. Η καμπύλη αθροιστικών συχνοτήτων της Α κατανομής είναι πιο έντονη παρουσιάζοντας ακόμη και μηδενική κλίση σε ορισμένα σημεία, αφού πολλές κλάσεις της κατανομής έχουν μηδενική συχνότητα. Παρατηρείται ότι το 95% των χαλαζοκαταιγίδων της περιοχής Β έχει μέση ταχύτητα μικρότερη από 30km/h, ενώ το αντίστοιχο ποσοστό για την περιοχή Α έχει μέση ταχύτητα μικρότερη από 38km/h.



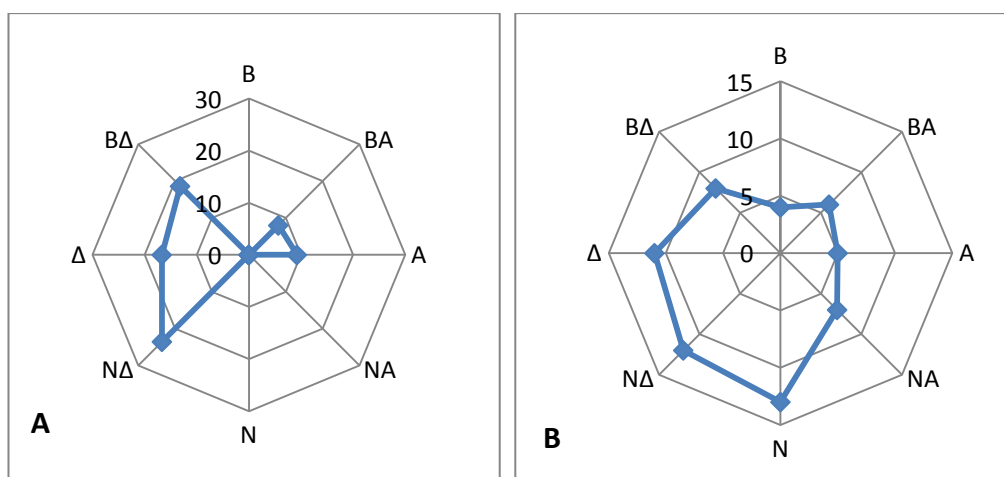
Σχήμα 6.18α,β. Απόκλιση από την κανονική κατανομή για την μέση ταχύτητα για τις περιοχές Α και Β.



Σχήμα 6.19α,β. Αθροιστική συχνότητα μέσης ταχύτητας για τις περιοχές Α και Β (2006-2008)

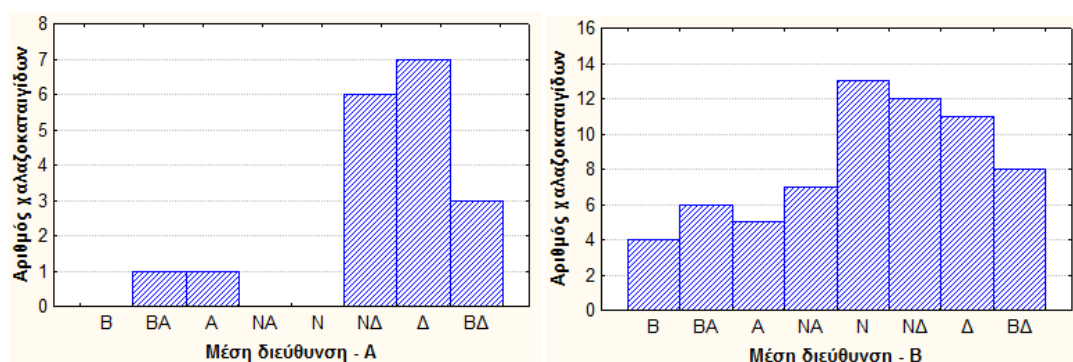
Στο Σχήμα 6.20 απεικονίζονται οι μέσες τιμές των μέσων ταχυτήτων κίνησης χαλαζοκαταιγίδας ανά διεύθυνση προέλευσης των χαλαζοκαταιγίδων για τις δύο περιοχές. Όσον αφορά στην περιοχή Α που είναι πεδινή, οι μεγαλύτερες τιμές ταχύτητας λαμβάνουν χώρα στις χαλαζοκαταιγίδες που κινούνται από βορειοδυτικές, δυτικές και νότιοδυτικές διευθύνσεις. Αντίθετα οι χαλαζοκαταιγίδες που προέρχονται από βόρειοανατολικές και ανατολικές διευθύνσεις έχουν μικρές ταχύτητες. Όπως

φαίνεται παρακάτω στο Σχήμα 6.20, στην περιοχή A δεν δημιουργούνται χαλαζοκαταιγίδες με κατεύθυνση Βορρά ή Νότο, οπότε λογικά οι ταχύτητες εκεί είναι μηδενικές. Πάντως η νοτιοδυτική διεύθυνση είναι αυτή που έχει τη μεγαλύτερη μέση ταχύτητα για την περιοχή A.

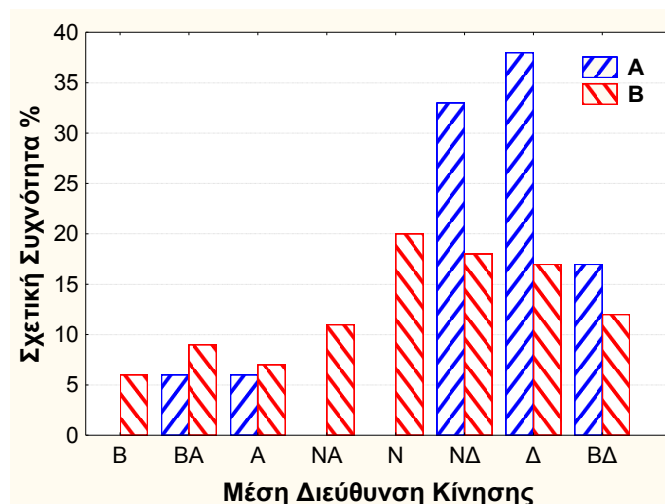


Σχήμα 6.20α,β. Μέση τιμή ταχύτητας ανά διεύθυνση για τις δύο περιοχές A και B.

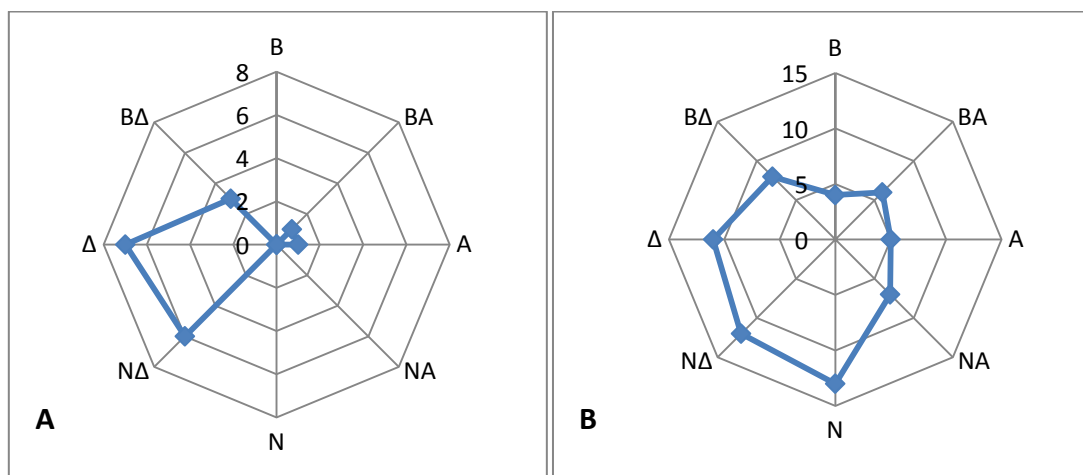
Οι συχνότητες των μέσων διευθύνσεων από τις οποίες προέρχονται οι χαλαζοκαταιγίδες φαίνονται στο Σχήμα 6.21. Το διάγραμμα της περιοχής A εμφανίζει μηδενικές συχνότητες στις βόρειες, νότιες και νοτιοανατολικές διευθύνσεις. Το μεγαλύτερο ποσοστό των χαλαζοκαταιγίδων της περιοχής A προέρχεται από δυτικά, νοτιοδυτικά και βορειοδυτικά, δηλαδή οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες έχουν κατεύθυνση από τα ορεινά προς την θάλασσα. Στην περιοχή B οι χαλαζοκαταιγίδες προέρχονται κατά το μεγαλύτερο ποσοστό από το νότο και ακολουθούν οι νοτιοδυτικές, οι δυτικές και οι βορειοδυτικές διευθύνσεις. Οι υπόλοιπες διευθύνσεις έχουν παρόμοιες, μικρές συχνότητες.



Σχήμα 6.21α,β. Συχνότητα μέσης διεύθυνσης για την περιοχή A και B (2006-2008).



Σχήμα 6.21γ. Σχετικές συχνότητες % της μέσης διεύθυνσης για τις δύο περιοχές.



Σχήμα 6.22α,β. Συχνότητα διευθύνσεων προέλευσης χαλαζοκαταιγίδων για τις περιοχές Α και Β.

Οι συχνότητες των μέσων διευθύνσεων για τις δύο περιοχές φαίνονται πιο ξεκάθαρα στο Σχήμα 6.22. Έτσι γίνεται αντιληπτό ότι οι χαλαζοκαταιγίδες και στις δύο περιοχές εμφανίζουν προτιμητέα διεύθυνση προέλευσης τη δυτική, εννοώντας τις διευθύνσεις του 3^{ου} τεταρτημορίου του κύκλου των διευθύνσεων, δηλαδή τις δυτικές, νοτιοδυτικές και νότιες διευθύνσεις. Αντίθετα οι βόρειες και οι ανατολικές διευθύνσεις έχουν τις μικρότερες συχνότητες. Επίσης, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.22α,β οι χαλαζοκαταιγίδες της περιοχής Β έχουν σημαντικές συχνότητες σε όλες τις διευθύνσεις και καθόλου μηδενικές συχνότητες. Αντίθετα στην περιοχή Α οι χαλαζοκαταιγίδες έχουν μεγάλες συχνότητες στις ΝΔ, Δ και ΒΔ διευθύνσεις και μηδενικές συχνότητες στις Β, ΝΑ και Ν διευθύνσεις.

Πίνακας 6.1. Στατιστικά στοιχεία και έλεγχος κανονικότητας των συγγονήτων των μελετώμενων μεγεθών για τις δύο περιοχές Α και Β.

Συγγονότητες	Μέση Τιμή		Τυπική απόκλιση σ		Διασπορά Var(x)		Συντελεστής μεταβλητότητας V		Τυπικό σφάλμα		Δόξωση γ_1		Κύρτωση γ_2		Περίπτωση μέγιστης συχρότητας		Περίπτωση ελάχιστης συχρότητας		Shapiro-Wilk W τεστ		Kolmogorof-Smirnov τεστ κανονικότητας	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
Περιοχές																						
Μέγιστο ύψος κορυφής	7,8	5,9	1,74	2	3,04	5	22,2	37	0,41	0	0,77	0,57	0,89	0,8	8-9km	6-7km	11-12km	3-4km	0,93	1	0,22	0
Μέσο ύψος κορυφής	6,4	5	0,93	2	0,87	3	14,5	32	0,22	0	0,09	0,32	-0,35	-0,03	6-7km	4-5km	4-5km	9-10km	0,98	1	0,1	0
Μέσο ύψος βάσης	1,6	1,6	0,04	0	0,001	0	2,43	7	0,009	0	1,15	2,4	-0,26	8,28	1,6-1,65 km	1,6-1,7 km	1,55-1,6 km	1,5-1,6	0,67	1	0,4	0
Μέγιστη ανακλαστικότητα	52	52	4,26	6	18,2	38	8,2	12	1	1	0,58	1,01	-0,49	0,13	49-50 dBz	45-46 dBz	πολλές	πολλές	0,94	1	0,16	0
Μέση ανακλαστικότητα	40,4	40	1,4	2	1,96	2	3,46	4	0,33	0	0,33	0,27	0,26	-0,66	39-40 dBz	39-40 dBz	43-44 dBz	43-44dBz	0,97	1	0,11	1
Μέση ταχύτητα	18,4	10,7	11,8	9	139,6	87	64,1	87	2,78	1	1,18	1,03	1,31	0,44	8-10 km/hr	0-2 km/hr	πολλές	20-22 30-32 km/hr	0,88	1	0,14	0
Μέση διεύθυνση	Δ	N	1,04	2	1,08	4	1	2	0,24	0	-0,7	-0,4	0,83	-0,72	Δ	N	B,N, NA	B	0,89	1	0,22	0

6.6 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η σύγκριση των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων των δύο διαφορετικών περιοχών που γίνεται σ' αυτό το κεφάλαιο, στοχεύει στην διερεύνηση, του κατά πόσο επηρεάζουν, το ανάγλυφο, η τοποθεσία και η μορφολογία μιας περιοχής, την δημιουργία, την ένταση και τη συχνότητα των χαλαζοκαταιγίδων. Συνοπτικά τα συμπεράσματα που προέκυψαν είναι τα εξής:

- ✓ Ο αριθμός των χαλαζοκαταιγίδων που δημιουργούνται πάνω από την ορεινή περιοχή (B) είναι πολύ μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο της πεδινής περιοχής (A). Αυτό προκύπτει από το ότι, οι συχνότητες όλων των παραμέτρων των χαλαζοκαταιγίδων είναι μεγαλύτερες για την περιοχή B.
- ✓ Το εύρος των τιμών που λαμβάνουν οι περισσότερες από τις μελετώμενες παραμέτρους είναι πιο μεγάλο για την ορεινή περιοχή (B). Για παράδειγμα το μέσο ύψος κορυφής των κυττάρων στην περιοχή A κυμαίνεται μεταξύ 4 ως 9km, ενώ στην περιοχή B είναι μεταξύ 2 και 10km.
- ✓ Η μέση ανακλαστικότητα δεν εμφανίζει μεγάλη διαφορά όσον αφορά στο εύρος, όμως δεν ισχύει το ίδιο και με τη μέγιστη ανακλαστικότητα. Οι χαλαζοκαταιγίδες που αναπτύσσονται πάνω από την ορεινή περιοχή (B) έχουν μέγιστες ανακλαστικότητες που φτάνουν μέχρι και τα 68dBz, ενώ από την πεδινή περιοχή (A) η μέγιστη ανακλαστικότητα δεν ξεπερνά τα 61dBz.
- ✓ Η μέση ταχύτητα με την οποία κινούνται οι χαλαζοκαταιγίδες που δημιουργούνται στην πεδινή περιοχή (A), παρουσιάζει ίδιες συχνότητες σχεδόν σε όλες τις κλάσεις. Αντίθετα, στην ορεινή περιοχή (B) οι χαλαζοκαταιγίδες εμφανίζουν μεγαλύτερες συχνότητες στις μικρές ταχύτητες. Όμως και στις δύο περιοχές οι χαλαζοκαταιγίδες που κινούνται από δυτικές κατευθύνσεις έχουν τις μεγαλύτερες ταχύτητες.
- ✓ Όσον αφορά στη μέση διεύθυνση κίνησης, προκύπτει ότι και στις δύο περιοχές οι χαλαζοκαταιγίδες κινούνται κυρίως από νότιες, νοτιοδυτικές και δυτικές κατευθύνσεις. Ωστόσο οι δύο περιοχές παρουσιάζουν διαφορές στις μέγιστες συχνότητες διεύθυνσης. Συγκεκριμένα οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες της περιοχής A προέρχονται από τα δυτικά, ενώ της περιοχής B από τα νότια.
- ✓ Σαν γενικό συμπέρασμα προκύπτει ότι οι ορεινές χαλαζοκαταιγίδες φτάνουν σε μεγαλύτερες ανακλαστικότητες, δηλαδή έχουν μεγαλύτερη ένταση ενώ οι

πεδινές φτάνουν σε μεγαλύτερα ύψη. Αυτό είναι λογικό αφού οι ορεινές καταιγίδες προέρχονται από τα δυτικά και αφορούν πιο υγρές αέριες μάζες άρα έχουν μεγαλύτερη ανακλαστικότητα. Αντίθετα οι χαλαζοκαταιγίδες που αναπτύσσονται πάνω από πεδινές περιοχές λόγω του θερμικού αιτίου έχουν εντονότερη κατακόρυφη ανάπτυξη άρα μεγαλύτερο ύψη.

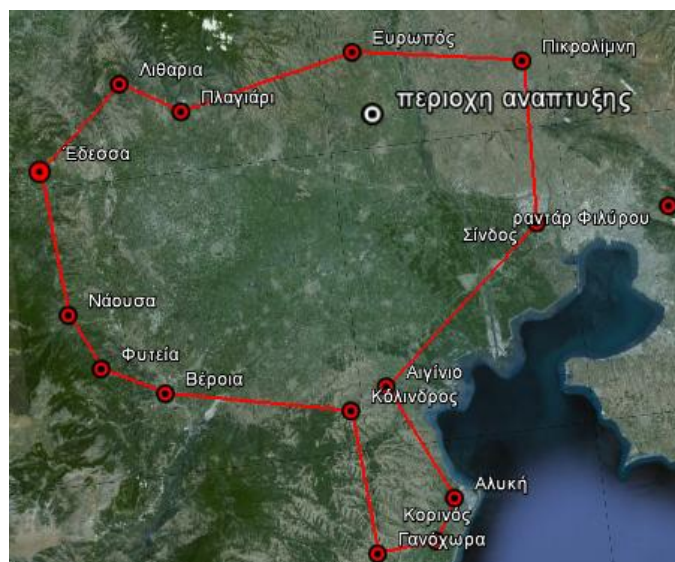
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7^ο

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ ΕΝΤΟΝΗΣ

ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΑΣ ΤΗΣ 4^{ης} ΙΟΥΛΙΟΥ 2008

7.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΑΣ

Στο κεφάλαιο αυτό μελετάται μια περίπτωση έντονης χαλαζοκαταιγίδας, που έλαβε χώρα το απόγευμα της 4^{ης} Ιουλίου 2008. Η καταιγίδα αυτή αναπτύχθηκε σε χαμηλό υψόμετρο (45μέτρα) στα βορειοανατολικά της περιοχής προστασίας, όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.1 και είχε διάρκεια 3,16 ώρες. Την ημέρα εκείνη πραγματοποιήθηκαν τρεις πτήσεις σποράς, εκ των οποίων η δεύτερη (ώρα απογείωσης 18:10) αφορούσε τη συγκεκριμένη καταιγίδα και πραγματοποιήθηκε στην περιοχή Κουφαλίων-Λουδία-Τρικάλων Ημαθίας. Η διαδρομή που ακολούθησε το αεροπλάνο φαίνεται στο Σχήμα 7.2 με έντονες βούλες. Ο αριθμός των χτυπημένων χαλαζόμετρων που καταγράφηκαν συνολικά εκείνη την ημέρα είναι 6.



Σχήμα 7.1. Η περιοχή ανάπτυξης της χαλαζοκαταιγίδας της 4^{ης} Ιουλίου 2008.

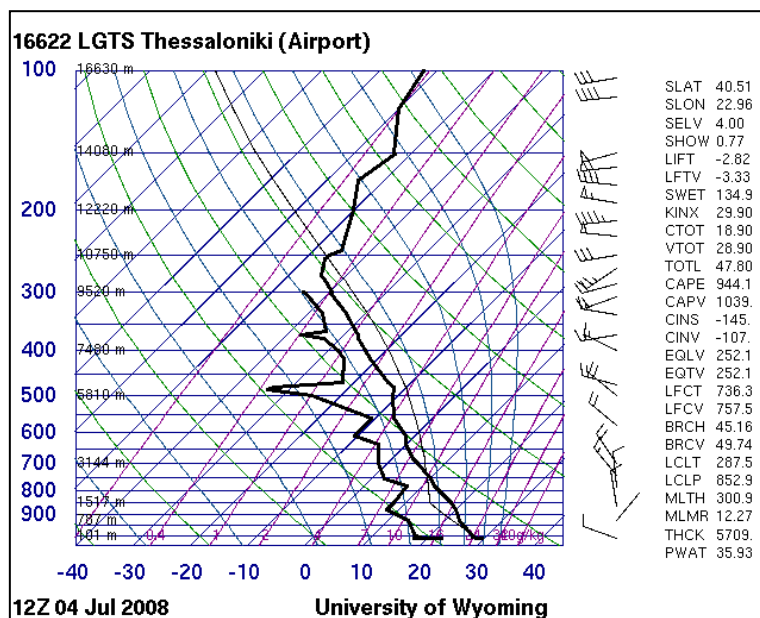
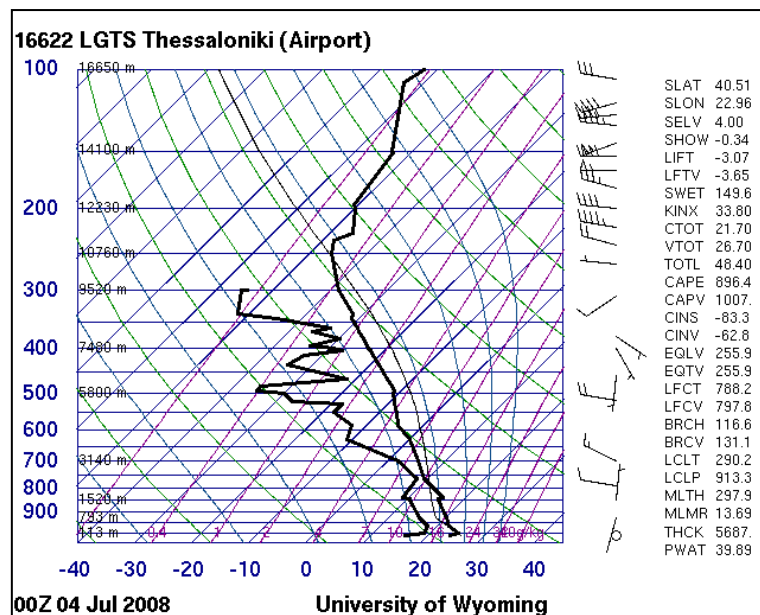


Σχήμα 7.2. Οι επιχειρήσεις σποράς που πραγματοποιήθηκαν στις 4/7/2008 (πηγή: ετήσια έκθεση ΕΛΓΑ 2008).

Σύμφωνα με τα δεδομένα του TITAN η μέγιστη ανακλαστικότητα κατά τη διάρκεια αυτής της χαλαζοκαταιγίδας ήταν 63dBz, ενώ το ύψος κορυφής του νέφους έφτασε τα 12km. Η χαλαζοκαταιγίδα αυτή είχε κατεύθυνση από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά με μέση ταχύτητα 26km/hr. Γνωρίζοντας τη διάρκεια της και θεωρώντας ότι κινήθηκε με σταθερή ταχύτητα ίση με τη μέση ταχύτητα της, η χαλαζοκαταιγίδα διήνυσε απόσταση περίπου 82 km.

7.2 ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η θερμοδυναμική αστάθεια της ατμόσφαιρας είναι αναγκαία συνθήκη για τη δημιουργία χαλαζοκαταιγίδας. Η ύπαρξη αστάθειας, σε οποιοδήποτε αίτιο κι αν οφείλεται- μηχανικό, θερμικό ή δυναμικό- συνοδεύεται από ανοδικές κινήσεις, που τείνουν να αποκαταστήσουν την ισορροπία στην ατμόσφαιρα. Στα τεφιγράμματα των 00UTC και 12UTC φαίνεται ότι σύμφωνα με την διεύθυνση των ανέμων, στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας επικρατεί θερμή μεταφορά, ενώ μετά τα 700hPa παρατηρείται ψυχρή μεταφορά, υποδηλώνοντας έντονες συνθήκες αστάθειας στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Πάνω από αυτά, ως αναμενόμενο, ο άνεμος σταθεροποιείται σε δυτικό. Δεν παρατηρείται αξιοσημείωτη υγρασία στις 12UTC, ωστόσο στο τεφιγράμμα των 00UTC η καμπύλη του σημείου δρόσου πλησιάζει πολύ την καμπύλη θερμοκρασίας στα 750hPa.



Σχήμα 7.3α,β. Τεφιγράμματα των 00UTC και 12UTC στις 4/7/2008 (πηγή: Wyoming University).

Στη δεξιά μεριά του τεφιγράμματος (Σχήμα 7.3) έχουν υπολογιστεί και παρουσιάζονται κάποιοι χρήσιμοι θερμοδυναμικοί δείκτες. Το LCL (Lifting Condensation Level) είναι το επίπεδο συμπύκνωσης από εξαναγκασμένη άνοδο, δηλαδή λόγω σύγκλισης των αερίων μαζών στην επιφάνεια ή μηχανικού αιτίου όπως ορογραφικού εξαναγκασμού, το οποίο στην προκειμένη περίπτωση είναι το επικρατέστερο. Το LCL αποτελεί τη βάση των σωρειτόμορφων νεφών που δημιουργούνται με δυναμικά αίτια. Οπότε το LCLP είναι η πίεση του επιπέδου αυτού. Με γραμμική παρεμβολή προκύπτει ότι το ύψος του LCL είναι περίπου 1490 μέτρα.

Ο δείκτης Showalter και στα δύο τεφιγράμματα είναι μικρότερος της μονάδας που σημαίνει ότι την ημέρα εκείνη υπήρχε αυξημένη πιθανότητα καταιγίδας. Επίσης ο δείκτης θερμικής αστάθειας K (KINX). στο τεφιγράμμα των 00UTC είναι 33,8, που σημαίνει ότι προβλέπονται διάσπαρτες καταιγίδες στην περιοχή, ενώ στο τεφιγράμμα των 12UTC είναι λιγότερο σημαντικός και ίσος με 29,9 δηλαδή προβλέπονται ευρέως διάσπαρτες καταιγίδες. (Μακρογιάννης, 2007).

Ο Lifted δείκτης (LIFT) συνεκτιμά τη δυναμική και τη θερμική αστάθεια (Τουρναβίτη, 1999/ Στολάκη 2004). Και στα δύο τεφιγράμματα ο δείκτης αυτός προβλέπει αυξημένη πιθανότητα καταιγίδας ως και ύπαρξη ισχυρής καταιγίδας και είναι μικρότερος στις 12UTC. Ένας άλλος δείκτης αστάθειας είναι ο δείκτης Vertical Totals VTI, ο οποίος ορίζεται ως η διαφορά της θερμοκρασίας στα 500hPa από τη θερμοκρασία στα 850hPa σε βαθμούς Κελσίου. Οι τιμές του εκφράζουν το μέτρο της αστάθειας στην ατμόσφαιρα μεταξύ των 850hPa και 500hPa, χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η παράμετρος της υγρασίας. Όταν η τιμή του δείκτη αυτού είναι μεγαλύτερη ή ίση από 26 τότε εκδηλώνεται καταιγίδα. Στη ραδιοβόλιση των 00UTC ο δείκτης VTI είναι 26,7 ενώ στις 12UTC είναι μεγαλύτερος και ίσος με 28,9, υποδηλώνοντας έντονη θερμική αστάθεια και εκδήλωση καταιγίδας.

Η διαφορά της θερμοκρασίας στα 500hPa από τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου στα 850hPa δίνεται από το δείκτη Cross Totals CTI. Ο δείκτης αυτός δηλώνει το δυναμικό της καταιγίδας με κρίσιμη τιμή για εκδήλωση αυτής το 18 (Τουρναβίτη, 1999/ Στολάκη 2004). Η τιμή του στη ραδιοβόλιση των 00UTC είναι 21,7 ενώ στις 12UTC είναι οριακή 18,9. Ο TOTL (Total Totals Index) είναι το άθροισμα των δεικτών Vertical Total και Cross Total. Όταν η τιμή του είναι μεταξύ 47 ως 49 έχουμε διάσπαρτες καταιγίδες στην περιοχή, πιθανόν μερικές μέτριας έντασης και μεμονωμένες ισχυρές. Στις 4/7/2008 ο TOTL είναι 48,4 και 47,8 για τις ραδιοβολίσσεις των 00UTC και 12UTC αντίστοιχα. Επομένως αναμένονταν μεμονωμένες αρκετά ισχυρές καταιγίδες εκείνη την ημέρα. Ο συνδυασμός ενός δείκτη υγρασίας της κατώτερης τροπόσφαιρας, της αστάθειας της ατμόσφαιρας, της έντασης του ανέμου στη χαμηλή και στη μέση τροπόσφαιρα και της θερμής κατακόρυφης μεταφοράς που αντιστοιχεί σε στροφή του ανέμου μεταξύ 850hPa και 500hPa, εκφράζεται από το δείκτη SWEAT (Severe Weather Index). Οι ραδιοβολίσσεις στις 4/7/2008 έδειξαν μικρό δεικτή SWEAT, κάτω από το όριο 270, που σημαίνει ότι ο κίνδυνος για εντονότερες καταιγίδες εκείνη την ημέρα ήταν σχετικά περιορισμένος.

Ο δείκτης CAPE (Convective Available Potential Energy) είναι μια θερμοδυναμική παράμετρος που αναφέρεται σε όλη σχεδόν την τροπόσφαιρα (όχι μόνο σε μια συγκεκριμένη στάθμη) και εκφράζει ένα μέτρο της μέγιστης δυνατής κινητικής ενέργειας που μπορεί να αποκτήσει μία ασταθής αέρια μάζα κινούμενη κατακόρυφα από το LFC ως το EL (Μακρογιάννης, 2007). Η δυνητικά διαθέσιμη ενέργεια κατακόρυφης μεταφοράς CAPE είναι ανάλογη με το θετικό εμβαδόν στο τεφίγραμμα και εκφράζεται σε J/kg.

Κρίσιμες τιμές της παραμέτρου CAPE είναι οι παρακάτω:

$CAPE = 0$	→	ευστάθεια
$0 < CAPE \leq 1000$	→	οριακά ασταθής
$1000 < CAPE \leq 2500$	→	μέτρια ασταθής
$2500 < CAPE \leq 3500$	→	πολύ ασταθής
$3500 < CAPE$	→	εξαιρετικά ασταθής

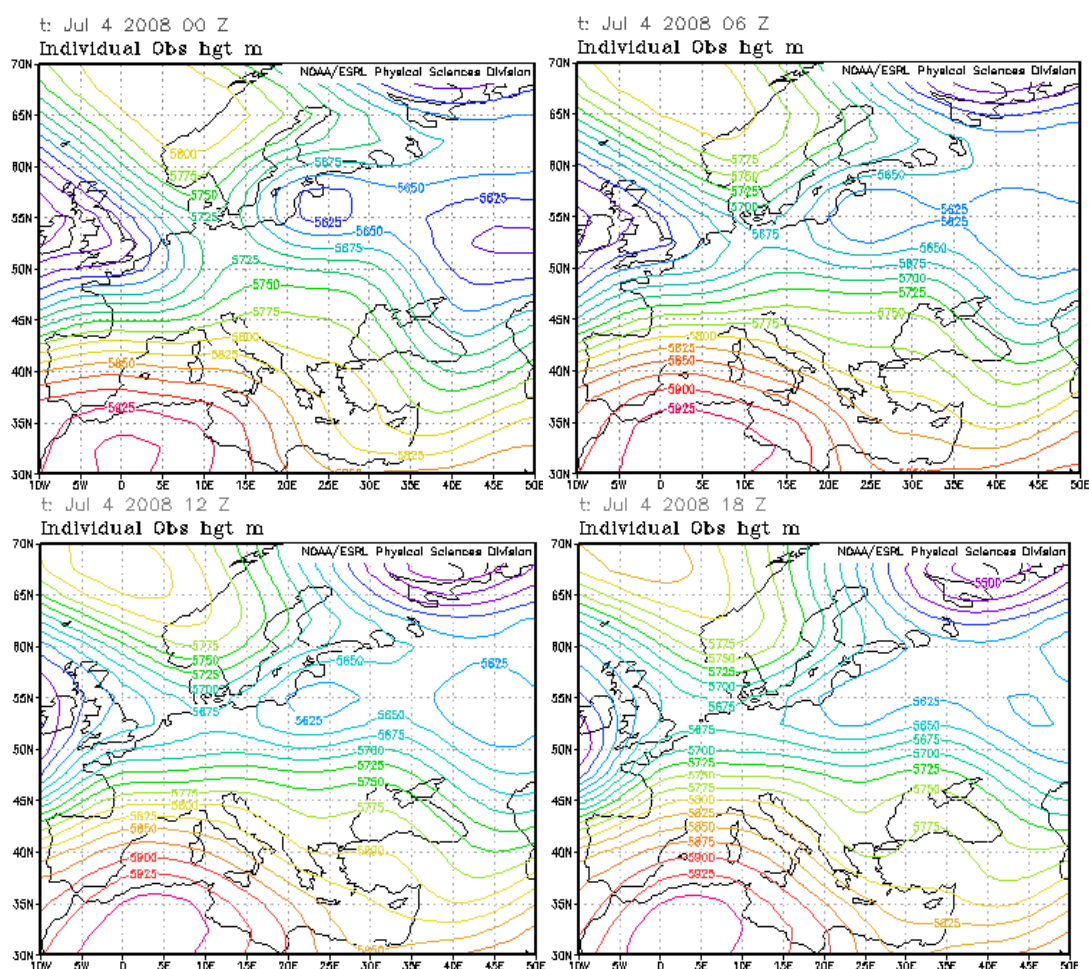
Η ενέργεια CAPE όπως φαίνεται στα τεφίγραμματα των 00UTC και 12UTC είναι 896,4 και 944,1 οπότε η ατμόσφαιρα κατά τις ώρες της ραδιοβόλισης ήταν οριακά ασταθής, με αστάθεια που αυξήθηκε κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Ακόμη, η στάθμη ελεύθερης μεταφοράς LFC (Level of Free Convection) είναι η στάθμη πάνω από την οποία ένα ανερχόμενο δείγμα αέρα θα συνεχίσει να ανέρχεται χωρίς καμιά άλλη εξωτερική δύναμη εκτός της άνωσης, δηλαδή λόγω διαφορετικής πυκνότητας δείγματος και περιβάλλοντος. Στο τεφίγραμμα των 12UTC που αντιπροσωπεύει καλύτερα την συγκεκριμένη καταιγίδα, το επίπεδο LFC βρίσκεται στα 736hPa δηλαδή σε ύψος 2728 μέτρα. Τέλος είναι σημαντικό και το επίπεδο ισορροπίας EL (Equilibrium Level), το οποίο ορίζεται ως το επίπεδο στην ελεύθερη ατμόσφαιρα όπου το ελεύθερα ανερχόμενο δείγμα του αέρα αποκτά και πάλι θερμοκρασία ίση με εκείνη του περιβάλλοντος του.

7.3 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ

7.3.1 Χάρτες των 500hPa

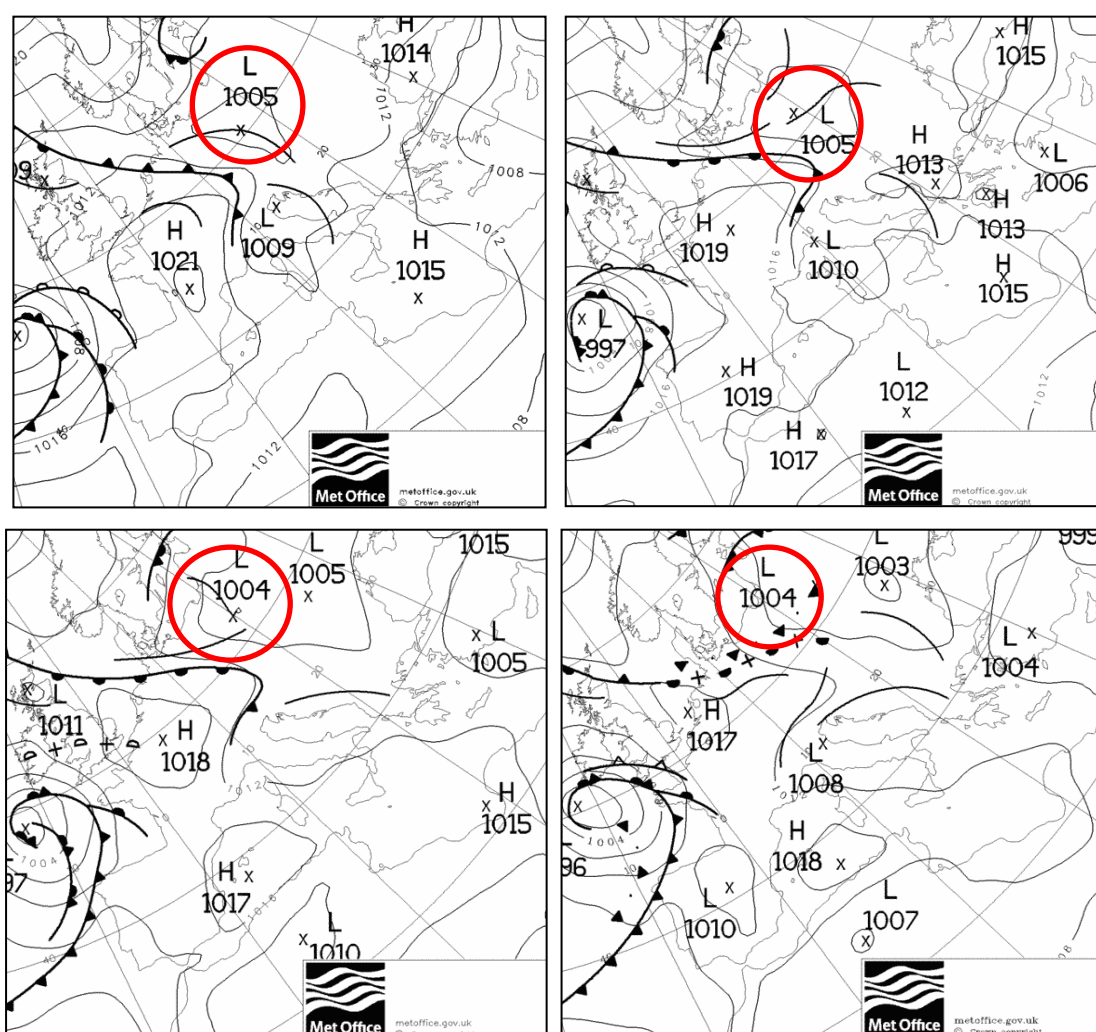
Την 4^η Ιουλίου 2008 η συνοπτική κατάσταση που επικρατούσε στα 500hPa στην περιοχή ενδιαφέροντος ήταν το NW, δηλαδή βορειοδυτικό ρεύμα. Αυτό χαρακτηρίζεται από μια υψομετρική ράχη μεγάλου μήκους κύματος στα δυτικά της Ελλάδας και από έναν αυλώνα πάλι μεγάλου μήκους στα ανατολικά. Η ράχη μικρής κλίσης στις 00 UTC πάνω από την δυτική Μεσόγειο, δεν ήταν ομαλή αλλά παρουσίαζε μια έξαρση πάνω από την Ιταλία. Ωστόσο η ράχη αυτή έγινε εντονότερη και ομαλοποιήθηκε με αποτέλεσμα στις 18UTC η ράχη να φτάνει μέχρι και την Ολλανδία με πολύ πυκνές ισοϋψείς. Η ράχη αντικαταστάθηκε από έναν μικρότερο αυλώνα πάνω από την Βόρεια Ελλάδα με αραιές ισοϋψείς. Η καμπύλωση αυτή των ισοϋψών μέσα στην ημέρα δημιούργησε στροβιλισμό στα κατώτερα στρώματα, ενώ παρατηρήθηκε σημαντική μείωση των γεωδυναμικών υψών των 500hPa πάνω από την Ελλάδα.



Σχήμα 7.4α,β,γ,δ. Χάρτες ισοϋψών στα 500hPa για 00-06-12-18UTC στις 4/7/2008

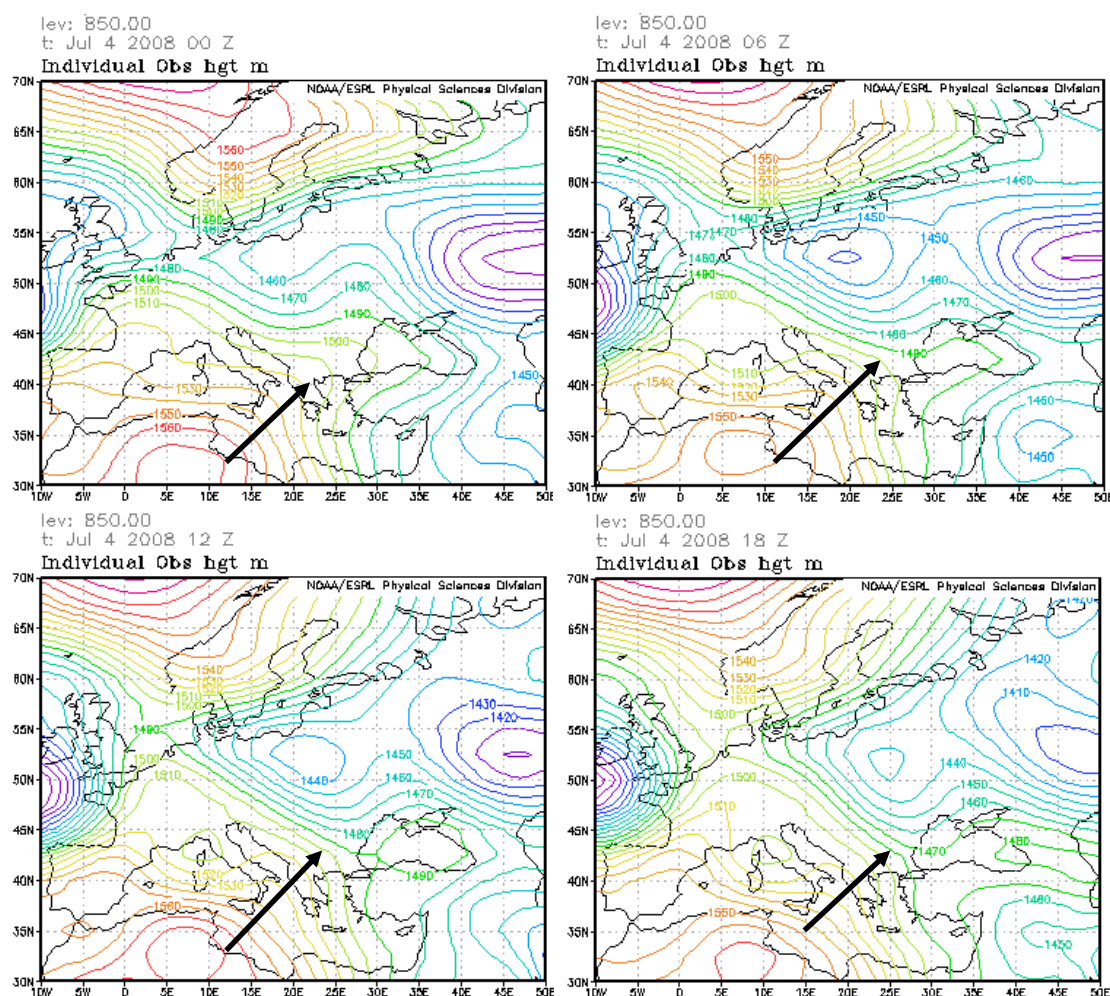
7.3.2 Χάρτες επιφάνειας

Στο Σχήμα 7.5 φαίνεται ότι πάνω από την Κεντρική Ευρώπη κινούνταν ένα ψυχρό μέτωπο, το οποίο μαζί με το θερμό μέτωπο πάνω από την Σκοτία δημιούργησαν ένα χαμηλό σύστημα που σιγά σιγά διαλύεται. Ωστόσο, πάνω από την Ελλάδα και τα Βαλκάνια δεν παρατηρήθηκε κάποιο μέτωπο. Αντίθετα παρατηρήθηκε αντικυκλωνική κατάσταση πάνω από τα Βαλκάνια με ομαλή βαροβαθμίδα. Χαμηλές πιέσεις κυριάρχησαν στα νοτιοανατολικά της Ελλάδας (χαμηλό του Πακιστάν). Η πίεση πάνω από την Ελλάδα ήταν 1012hPa.



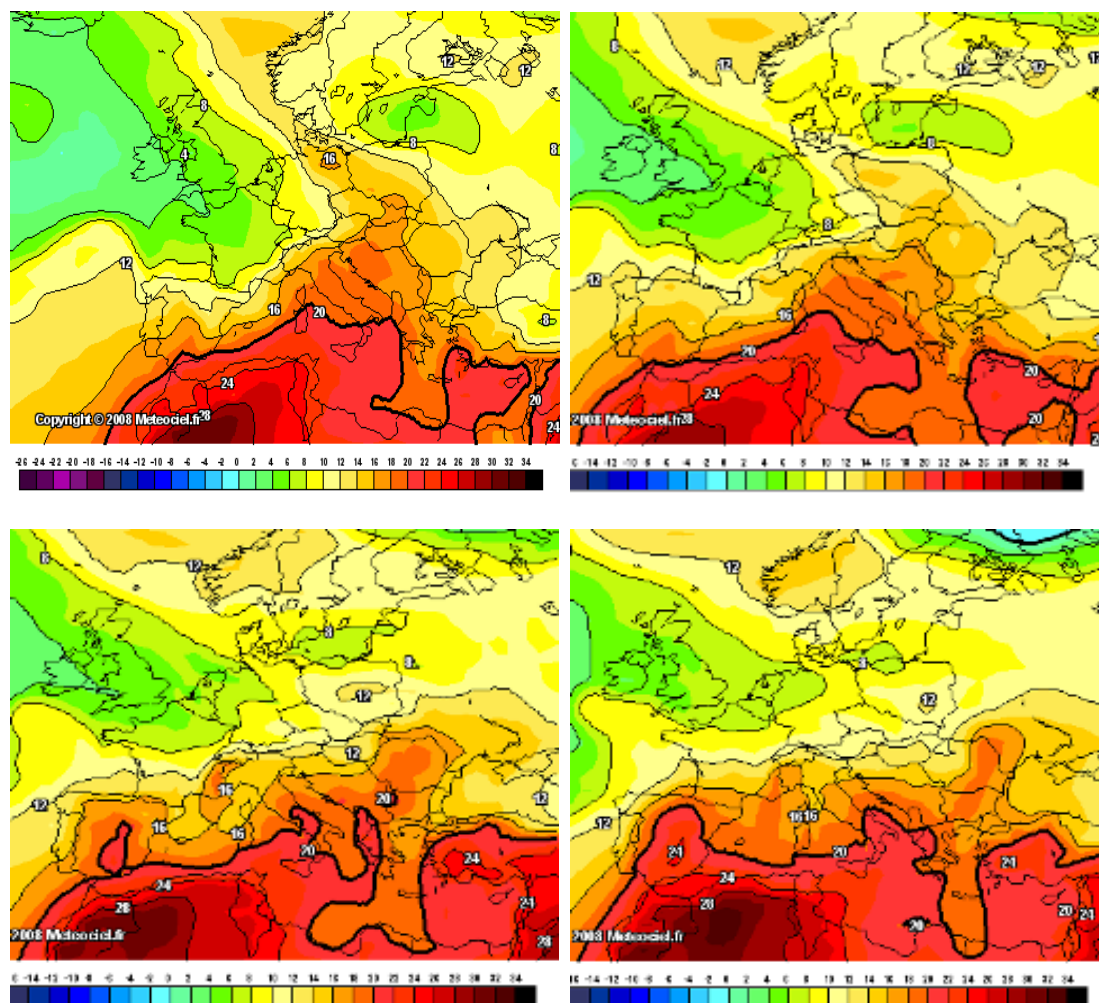
Σχήμα 7.5α,β,γ,δ. Χάρτες μετώπων στη ΜΣΘ για τις 00-06-12-18UTC στις 4/7/2008

7.3.3 Χάρτες των 850hPa



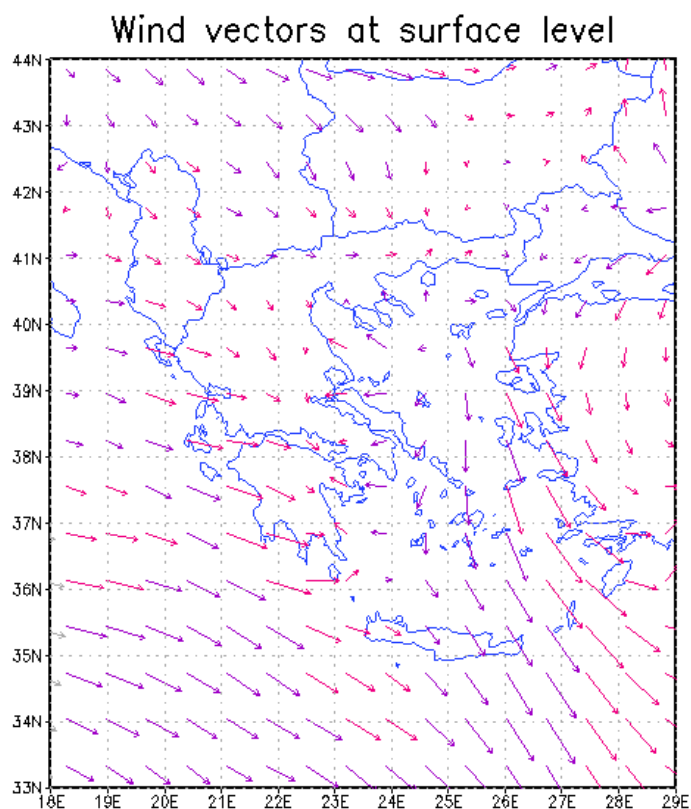
Σχήμα 7.6α,β,γ,δ. Χάρτης ισοψών στα 850hPa για 00-06-12-18UTC στις 4/7/2008.

Η υψομετρική ράχη των ισοϑών που παρατηρήθηκε πάνω από την Αφρική και την Ιταλία με τον άξονα της προς τα βορειοανατολικά (όπως φαίνεται με το βέλος), έφερε θερμές και υγρές αέριες μάζες στην ηπειρωτική Ελλάδα (Σχήμα 7.6). Η ράχη αυτή εξασθένησε κατά τη διάρκεια της ημέρας. Το ίδιο φαίνεται και στο Σχήμα 7.7, όπου θερμές αέριες μάζες προερχόμενες από τα νοτιοδυτικά προσέγγισαν τον Ελλαδικό χώρο. Στα 850hPa φαίνεται ότι η ισόθερμη των 20°C βρισκόταν πάνω από την Βόρεια Ελλάδα από τις 12UTC και μετά.



Σχήμα 7.7α,β,γ,δ. Θερμοκρασία στα 850hPa για 0-6-12-18Z.

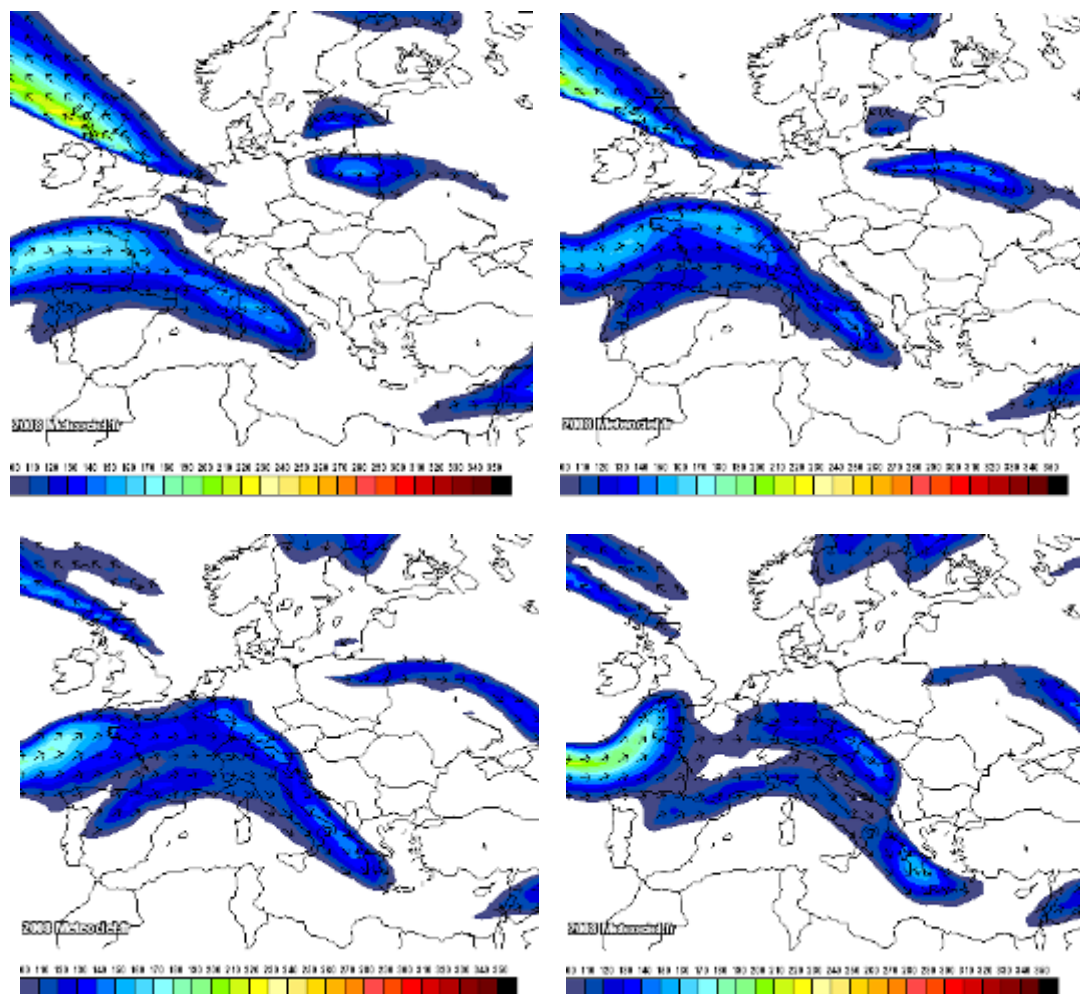
7.3.4 Χάρτης ανέμων επιφανείας



Σχήμα 7.8α,β,γ,δ. Άνεμοι στην επιφάνεια στις 12UTC στις 4/7/2008 (πηγή: NCEP/NCAR Reanalysis).

Ο άνεμος στην επιφάνεια πάνω από την περιοχή προστασίας είναι δυτικός, βορειοδυτικός μικρής έντασης. Παρατηρήθηκε σύγκλιση της αέριας μάζας πάνω από την Κεντρική Μακεδονία. Αέριες μάζες έρχονται και από τη θάλασσα από ανατολικές και νοτιοανατολικές διευθύνσεις. Σύγκλιση παρατηρείται κατά μήκος όλης της ηπειρωτικής Ελλάδας με δυτικούς και ανατολικούς ανέμους. Στην Κεντρική Μακεδονία και Θράκη οι άνεμοι είναι μικρής έντασης ενώ στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο κυριαρχούν βόρειοι και βορειοδυτικοί άνεμοι μεγάλης έντασης.

7.3.5 Χάρτες των 300hPa (αεροχείμαρρος)



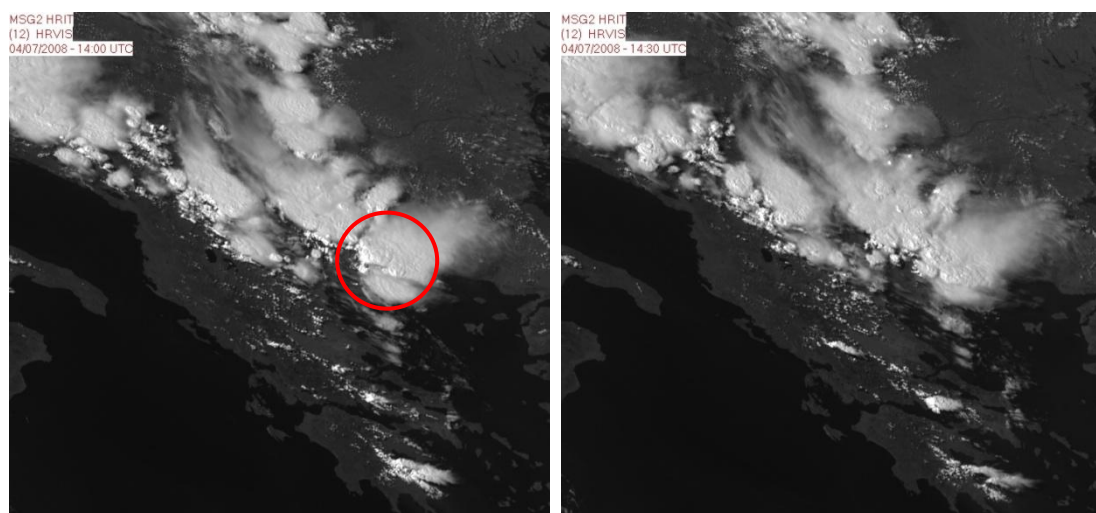
Σχήμα 7.9α,β,γ,δ. Αεροχείμαρρος στα 300hPa (km/h) στις 4/7/2008 για 6-12-18-00Z

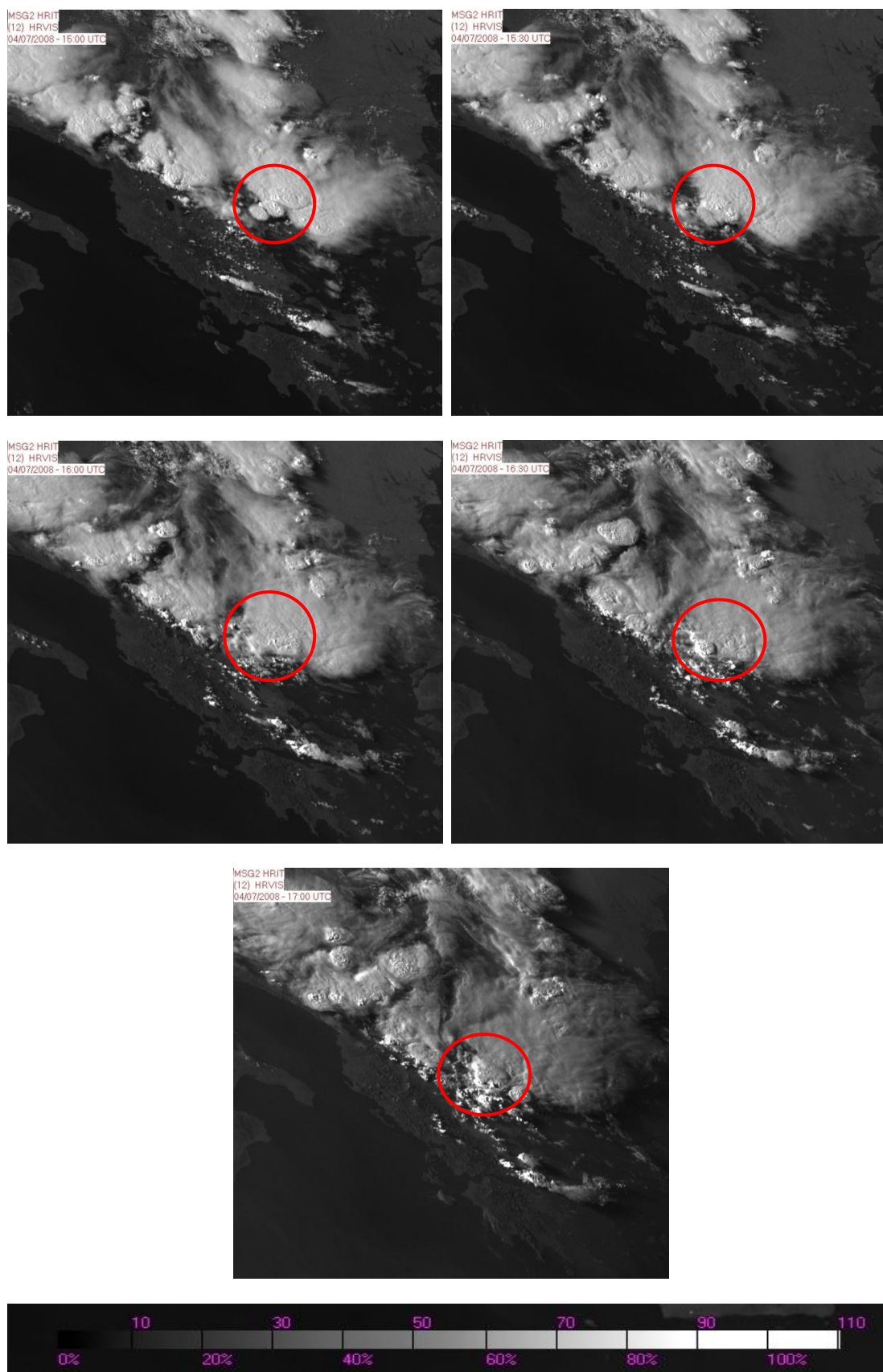
Στο Σχήμα 7.9 παρατηρείται ο υποτροπικός αεροχείμαρρος να βρίσκεται αρκετά δυτικά και να μην επηρεάζει την Ελλάδα στις 06UTC. Στις 12UTC κινείται ανατολικά, με αποτέλεσμα στις 18UTC να μετατοπιστεί το μπροστινό μέρος του αεροχειμάρρου πάνω από την Πελοπόννησο και την Στερεά Ελλάδα. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.9, στις 18UTC και 00UTC (5/7/2008) η Θεσσαλία και η Κεντρική Μακεδονία βρίσκονται στην αριστερή μεριά του αεροχειμάρρου. Ως γνωστόν, στην αριστερά μεριά της εξόδου του αεροχειμάρρου παρατηρείται σύγκλιση στην επιφάνεια (Πυθαρούλης, 2010/ Καρακώστας, 2008). Επίσης η στροφή του αεροχειμάρρου στις 00Z (5/7/2008) δημιουργεί στροβιλισμό στην Βόρεια Ελλάδα. Επομένως κατά τη δημιουργία της συγκεκριμένης χαλαζοκαταιγίδας στις 15:17 UTC ο υποτροπικός αεροχείμαρρος προκάλεσε σύγκλιση και ανοδικές κινήσεις στην

επιφάνεια. Ο πυρήνας του αεροχειμάρου που επηρέαζε τον Ελλαδικό χώρο είχε ταχύτητα περίπου 150km/hr. Παρατηρείται ότι οι ταχύτητες του πυρήνα έγιναν πιο ισχυρές στις 00UTC πάνω από την νότια Ελλάδα.

7.4 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΕΙΚΟΝΕΣ

Στα παρακάτω Σχήματα απεικονίζονται οι δορυφορικές εικόνες από τον Eumetsat (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites) , οι οποίες λήφθηκαν από το αρχείο του μετεωρολογικού σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, για την ημέρα 4/7/2008 (Φείδας, 1999). Η επεξεργασία και η προβολή των δορυφορικών εικόνων έγιναν με τη βοήθεια του προγράμματος MSGview (Ertuk, 2010). Οι δορυφορικές εικόνες αφορούν τις ώρες λίγο πριν και κατά τη διάρκεια της χαλαζοκαταιγίδας που εκδηλώθηκε στις 18:17 τοπική ώρα. Τα δορυφορικά κανάλια που αναλύονται εδώ είναι το κανάλι 9 και 12. Το κανάλι 12 λειτουργεί στο ορατό και είναι υψηλής ανάλυσης, ενώ το κανάλι 9 λειτουργεί στο θερμικό υπέρυθρο (Φείδας, 2010). Είναι απαραίτητη η μελέτη και του ορατού και του υπέρυθρου για την αναγνώριση των νεφών αλλά και για το γεγονός ότι στο ορατό δεν υπάρχει εικόνα τις νυχτερινές ώρες, ενώ στο υπέρυθρο υπάρχει. Παρακάτω απεικονίζονται 7 εικόνες σε κάθε κανάλι από τις 14UTC μέχρι τις 17UTC ανά μισή ώρα.



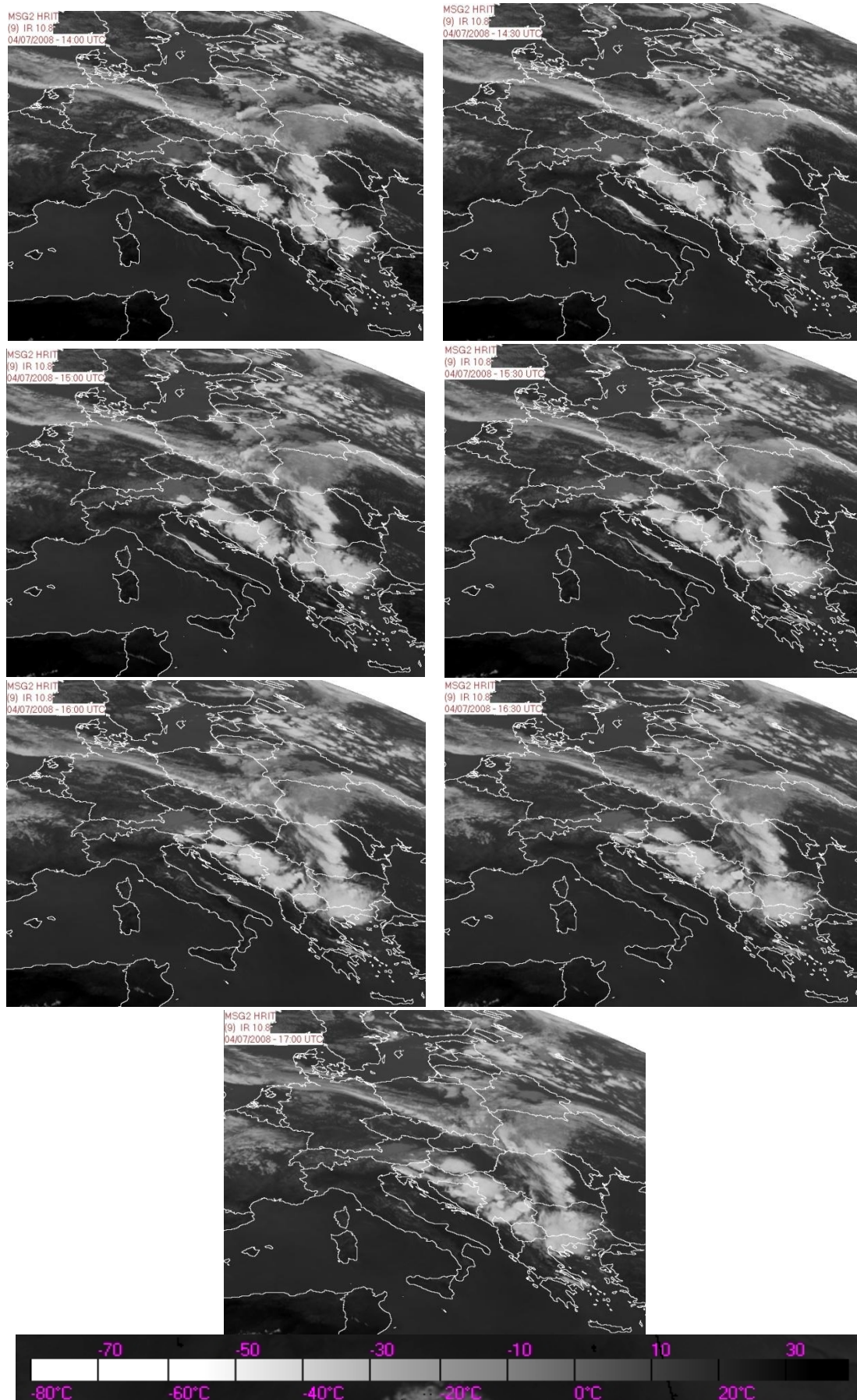


Σχήμα 7.10α,β,γ,δ. Δορυφορικές εικόνες απ το κανάλι 12 για την ημέρα 4/7/2008.

Στις 14:00UTC παρατηρούνται διάσπαρτα νέφη Cumulus πάνω από την κεντρική ηπειρωτική Ελλάδα. Όμως στην Βόρεια Ελλάδα και στα υπόλοιπα Βαλκάνια η κατάσταση είναι πολύ πιο έντονη. Πάνω από την Κεντρική Μακεδονία υπάρχουν διάσπαρτα νέφη Cb στην αρχή που αργότερα ενώνονται σε ένα πιο ισχυρό σύστημα. Τα μικρά κυκλικά συστήματα νεφών που φαίνονται στις 14:30 και 15:00UTC είναι μεμονωμένες καταιγίδες που πλήττουν την περιοχή μελέτης αλλά και την γύρω περιοχή. Επίσης μεταξύ των Cb διακρίνονται νέφη Cirrus με λεπτή ινώδη υφή.

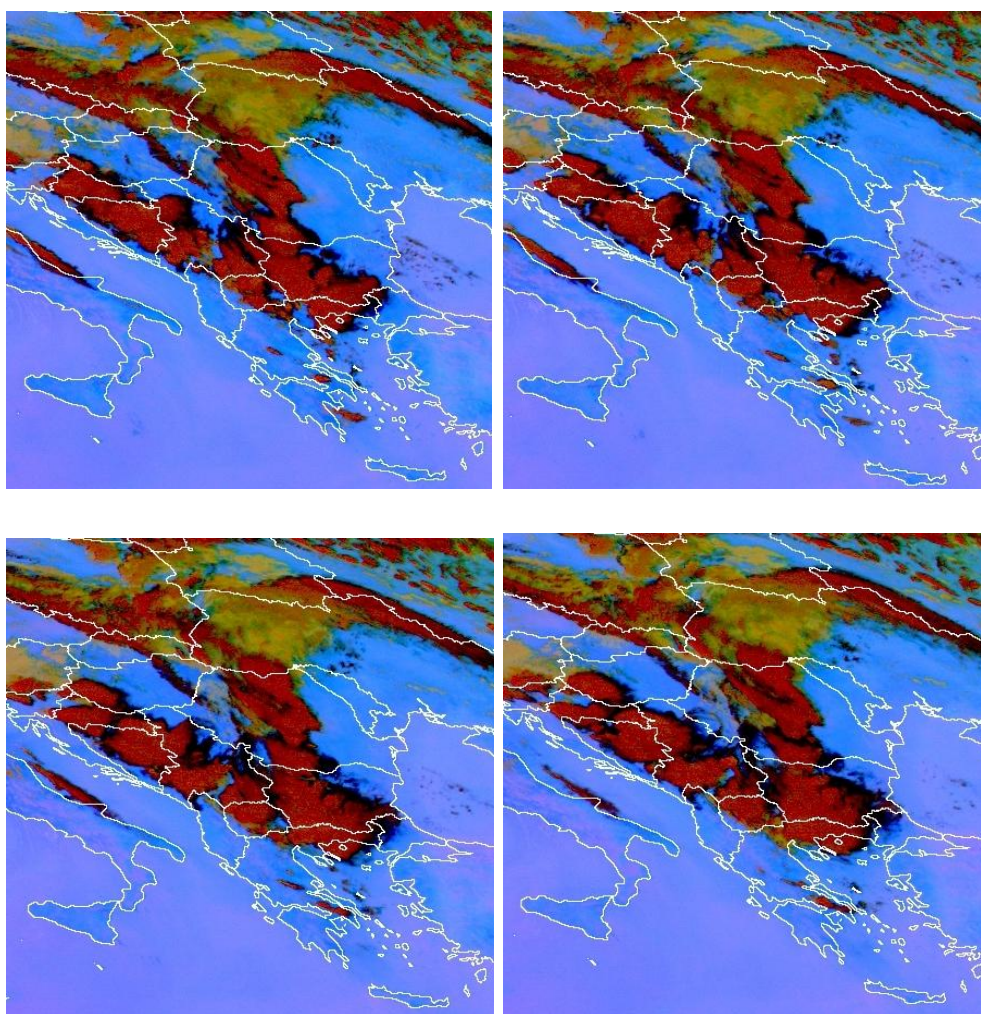
Τις πρώτες ώρες η ανακλαστικότητα των νεφών δεν υπερβαίνει το 90%, οπότε πρόκειται για Σωρειτομελανίες μικρής κατακόρυφης ανάπτυξης (ως 6km). Αργότερα όμως, μετά τις 15:30UTC αρχίζουν να φαίνονται οι άκμονες και η ανακλαστικότητα ξεπερνά το 90% οπότε πρόκειται για πυκνά νέφη Cumulonimbus μεγάλης κατακόρυφης ανάπτυξης.

Από τις μη ξεκάθαρες άκρες των νεφών φαίνεται ότι η κίνηση τους γίνεται από τα βορειοδυτικά. Αρχικά πάνω από τη Θράκη βρίσκεται ένα μεγάλο σύστημα ΜΚΣ, δηλαδή ένα σύστημα μέσης κλίμακας κατακόρυφης ανάπτυξης. Στην εικόνα των 15:00UTC φαίνονται καθαρά 2 κύτταρα που αναπτύσσονται στα νοτιοδυτικά του μεγάλου ΜΚΣ. Αυτά αργότερα συγχωνεύονται με το υπόλοιπο σύστημα, δημιουργώντας ένα ακόμη μεγαλύτερο ΜΚΣ (μέσης κλίμακας συστήματα κατακόρυφης ανάπτυξης) που επηρεάζει και την περιοχή μελέτης. Μετά τις 16:30UTC οι κορυφές των Σωρειτομελανίων βρίσκονται πλέον πολύ ψηλά, όπως φαίνεται από το έντονο λευκό χρώμα τους.



Σχήμα 7.11α,β,γ,δ,ε,ζ,η. Δορυφορικές εικόνες απ το κανάλι 9 για την ημέρα 4/7/2008.

Στα κανάλια του θερμικού υπερύθρου, μελετάται περισσότερο η θερμοκρασία, όπως φαίνεται και στην χρωματική κλίμακα. Πάνω από τον Ελλαδικό χώρο φαίνονται Σωρειτομελανίες με ψυχρές κορυφές, θερμοκρασίας -40 ως -60°C . Δεν προκειται για Σωρείτες επειδή είναι συστήματα μεγάλης έκτασης. Οπότε πρόκειται για νέφη Cumulonimbus και ΜΚΣ. Τα νέφη αυτά ενισχύονται σε έκταση σταδιακά και κινούνται προς τα νοτιοανατολικά. Πάνω από την Αυστρία φαίνεται καθαρά η ψυχρή μετωπική ζώνη που αναφέρθηκε προηγουμένως. Η ζώνη αυτή συμπίπτει με την κατεύθυνση του αεροχειμάρρου. Ο αεροχειμάρρος βρίσκεται εκεί όπου τα νέφη αλλάζουν υφή, δηλαδή νότια της μετωπικής ζώνης.

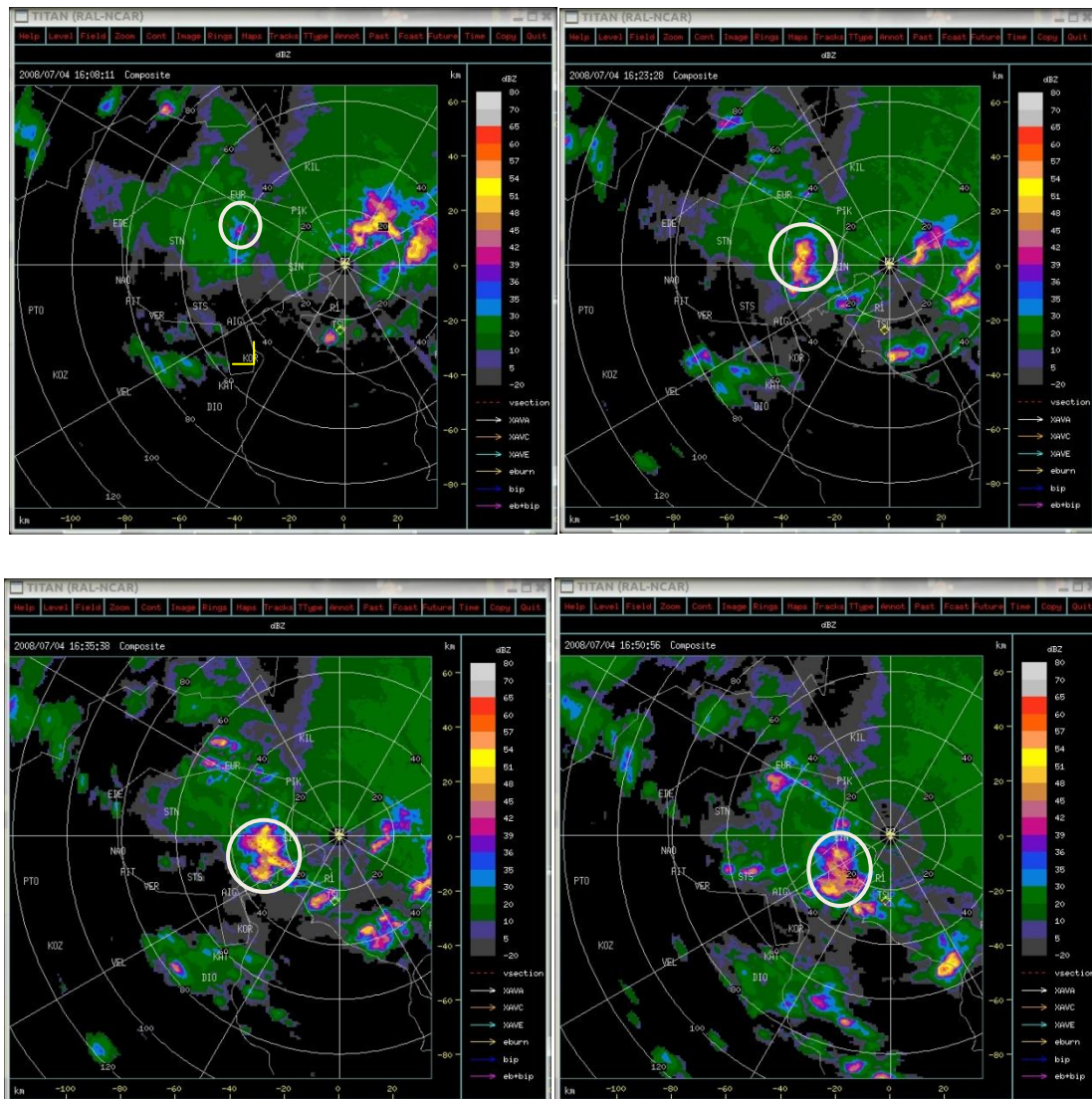


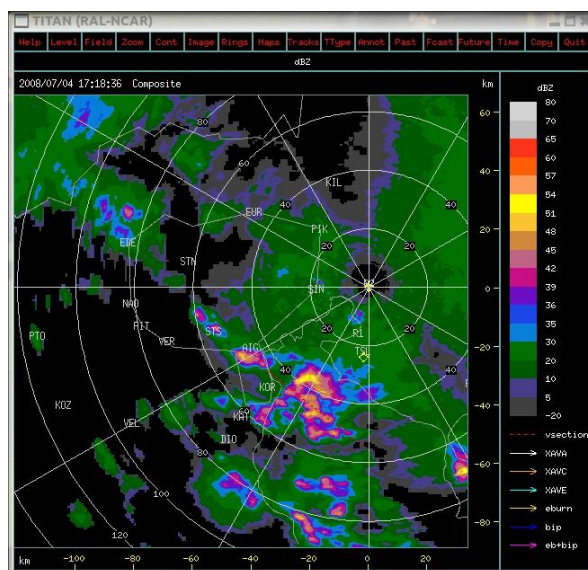
Σχήμα 7.13α,β,γ,δ : Δορυφορικές εικόνες RGB differences στις 14:30-15-15:33-16UTC.

Στο παραπάνω σχήμα φαίνονται οι δορυφορικές εικόνες έγχρωμες (RGB), οι οποίες προκύπτουν με αφαίρεση καναλιών. Συγκεκριμένα με κόκκινο R απεικονίζονται οι διαφορές των καναλιών 10 μείον 9, με πράσινο G των καναλιών 9-7 και με μπλε B το κανάλι 9. Ο χρωματικός αυτός συνδυασμός χρησιμοποιείται για την διάκριση της

σκόνης και των καταιγίδων (Φεΐδας, 2010). Με καφέ χρώμα στις εικόνες του σχήματος 7.13 φαίνονται τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και με κίτρινο τα πολύ ισχυρά από αυτά. Έτσι διακρίνεται η κίνηση ενός κυττάρου με κίτρινο χρώμα πάνω από την περιοχή μελέτης.

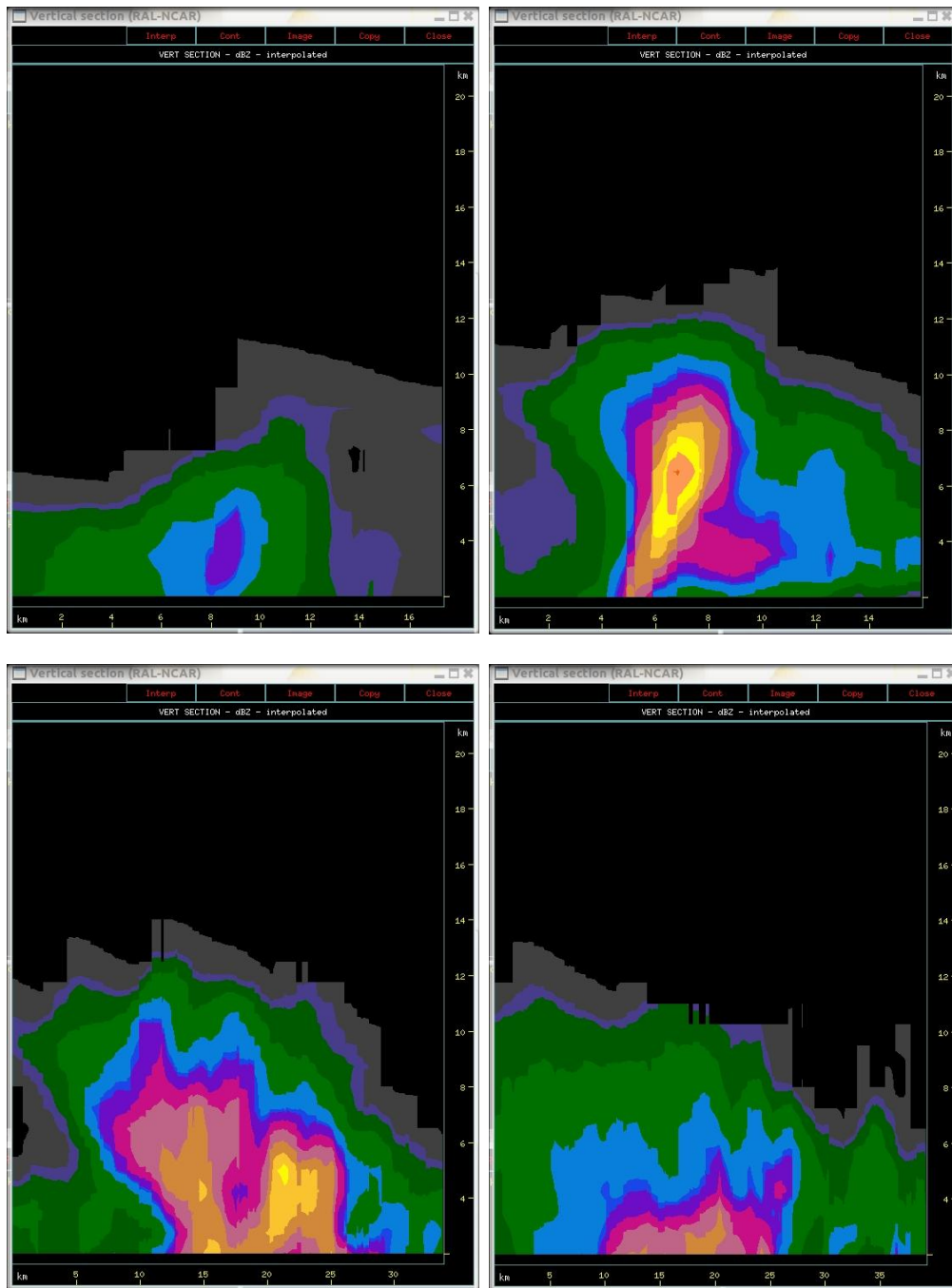
7.5 ΕΙΚΟΝΕΣ PANTAP

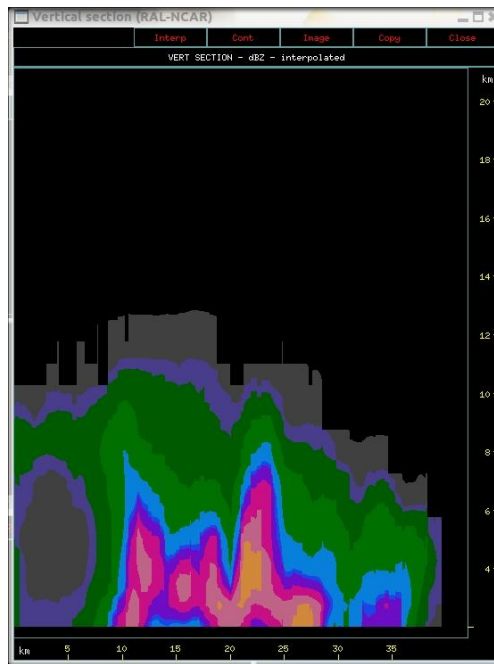




Σχήμα 7.13α,β,γ,δ,ε. Εικόνες ραντάρ της εξέλιξης της χαλαζοκαταιγίδας (πηγή: TITAN).

Στα Σχήματα 7.12 φαίνεται η εξέλιξη της συγκεκριμένης χαλαζοκαταιγίδας, που ξεκινάει από τα βόρειοανατολικά της περιοχής προστασίας, όπως αυτή αποτυπώθηκε από το καταγραφικό σύστημα TITAN. Αρχικά, στις 18:08 η καταιγίδα έχει μικρή ένταση και έκταση με ανακλαστικότητα να μη ξεπερνάει τα 45dBz στο επίπεδο αυτό. Στις 18:23 η καταιγίδα έχει αυξηθεί κατά πολύ σε έκταση, έχει μετακινηθεί στα νότιοανατολικά της περιοχής μελέτης και η ανακλαστικότητα στο ύψος αυτό είναι μεταξύ 54 και 57dBz. Η χαλαζοκαταιγίδα συνεχίζει να αυξάνεται σε έκταση και στις 18:50 έχει φύγει πλέον από την περιοχή προστασίας κινούμενη προς τη θάλασσα. Εκεί χάνει την ομοιογένεια της και χωρίζεται σε πολλά μέρη με διάφορες τιμές ανακλαστικότητας, με αποτέλεσμα να είναι διασπαρμένη σε μεγάλη έκταση. Πρέπει να αναφερθεί ότι οι εικόνες αυτές δεν είναι από κάποιο σταθερό ύψος αλλά είναι σύνθετες (composite), δηλαδή η μέγιστη ανακλαστικότητα έχει ληφθεί από κάθε ύψος.





Σχήμα 7.14α,β,γ,δ,ε. Κατακόρυφη τομή της χαλαζοκαταιγίδας.

Στις παραπάνω εικόνες φαίνεται η κατακόρυφη τομή της χαλαζοκαταιγίδας για τις ώρες 18:08, 18:23, 18:35, 18:50 και 19:18 (τοπική ώρα). Αρχικά παρατηρούνται μικρές ανακλαστικότητες και η κορυφή φτάνει σε μικρό ύψος (8km περίπου). Η κορυφή του κυττάρου αυξάνεται φτάνοντας τα 12km. Στις 18:35 το τμήμα του κυττάρου με τις μεγάλες ανακλαστικότητες αυξάνει σε όγκο, ενώ το ύψος του κυττάρου αυξάνεται. Τέλος στις επόμενες εικόνες η καταιγίδα εμφανίζεται πιο εξασθενημένη, με μικρότερες ανακλαστικότητες και χαμηλότερα ύψη.

7.6 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται η μελέτη μιας έντονης χαλαζοκαταιγίδας που έλαβε χώρα στις 4/7/2008, ως προς τα συνοπτικά, υποσυνοπτικά, μέσης κλίμακας και θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν είναι τα εξής:

- ✓ Από θερμοδυναμικής πλευράς, εκείνη την ημέρα υπήρχαν ενδείξεις για διάσπαρτες καταιγίδες. Όλοι οι δείκτες αστάθειας των ραδιοβολήσεων 00 και 12UTC προέβλεψαν αυξημένη πιθανότητα καταιγίδας, καθώς και διάσπαρτες και ισχυρές καταιγίδες. Πράγματι, όπως φαίνεται στις εικόνες από το ραντάρ (Σχήμα 7.12) , εκδηλώθηκαν πολυάριθμες καταιγίδες στην Βόρεια και Κεντρική Ελλάδα κατά τη διάρκεια της ημέρας.
- ✓ Η συγκεκριμένη χαλαζοκαταιγίδα ήταν θερμική και όχι δυναμική. Αυτό φαίνεται από το γεγονός ότι θερμές και υγρές αέριες μάζες από τα νότιοδυτικά επηρέασαν την περιοχή (Σχήμα 7.6). Επίσης δεν παρατηρήθηκαν καθόλου μέτωπα πάνω από την Ελλάδα. Ωστόσο επικράτησαν και δυναμικά αίτια, όπως οι αυλώνες στα 500hPa, όπως η σύγκλιση των αέριων μαζών, η ανάπτυξη στροβιλισμού, που έκαναν την καταιγίδα ακόμα πιο έντονη.
- ✓ Από τα δορυφορικά δεδομένα φάνηκε ότι όλη η περιοχή της Βόρειας Ελλάδας εκείνη τη μέρα παρουσίαζε έντονη νέφωση και διάσπαρτες καταιγίδες. Η συγκεκριμένη καταιγίδα προήλθε από ένα μεγάλο και οργανωμένο σύστημα ΜΚΣ.
- ✓ Σύμφωνα με τα αρχεία καταγραφής ραντάρ, η μελετούμενη χαλαζοκαταιγίδα αναπτύχθηκε στην ΒΑ πλευρά της περιοχής μελέτης, κινήθηκε προς τα νότια αυξανόμενη παράλληλα σε μέγεθος και τελικά εξήλθε από την ΝΑ άκρη της περιοχής, ενώ διασπάστηκε σε επιμέρους κύτταρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8^ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η εργασία αυτή έγινε με σκοπό τη μελέτη των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων που λαμβάνουν χώρα πάνω από την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, με απώτερο σκοπό την κατανόηση των παραγόντων που τις επηρεάζουν. Λόγω του προγράμματος χαλαζοπροστασίας που εφαρμόζεται στην περιοχή, δεν είναι απολύτως βέβαιο ότι μια καταιγίδα είναι χαλαζοκαταιγίδα. Δηλαδή μια καταιγίδα μπορεί να μην εμφανίσει χαλάζι στο έδαφος, αλλά να είναι όντως χαλαζοκαταιγίδα, στην οποία η σπορά είχε αποτέλεσμα την καταστολή της. Γι' αυτό το λόγο τέθηκαν τα δύο κριτήρια, ούτως ώστε να μπορέσει να θεωρηθεί μια καταιγίδα ως χαλαζοκαταιγίδα.

Τα κριτήρια αυτά εφαρμόστηκαν μόνο στο τέταρτο κεφάλαιο. Το δεύτερο κριτήριο ήταν πιο αυστηρό από το πρώτο, γι αυτό είχε λιγότερες περιπτώσεις σε όλες τις μεταβλητές. Παρόλ' αυτά τα αποτελέσματα είναι περίπου τα ίδια και για τα δύο κριτήρια. Όσον αφορά στις συχνότητες ανά έτος των μεγεθών χαλαζοκαταιγίδας, δεν μπορούν να προκύψουν συμπεράσματα για την τάση με την πάροδο του χρόνου, λόγω του μικρού αριθμού των ετών που μελετώνται. Έτσι η συχνότητα ανά έτος εμφανίζει διακυμάνσεις, χωρίς κάποιο σταθερό μέγιστο ή ελάχιστο για τα δύο κριτήρια. Αντίθετα η κατανομή συχνοτήτων ανά μήνα της μέγιστης ανακλαστικότητας και του αριθμού χτυπημένων χαλαζόμετρων εμφανίζει ξεκάθαρο μέγιστο κατά τον Ιούνιο και για τα δύο κριτήρια. Μάλιστα ο Ιούνιος συγκεντρώνει πολύ μεγαλύτερες συχνότητες από τους υπόλοιπους μήνες, οι οποίοι έχουν μικρή διαφορά στη συχνότητα τους. Αυτό είναι αναμενόμενο, αφού τον Ιούνιο, λόγω της μεγάλης θέρμανσης επικρατεί μεγάλη αστάθεια στην ατμόσφαιρα και ευνοούνται οι ανοδικές κινήσεις. Επίσης στο τέλος της άνοιξης – αρχές καλοκαιριού υπάρχει επαρκής υγρασία στα κατώτερα και στα μεσαία στρώματα της τροπόσφαιρας, ευνοώντας την κατακόρυφη ανάπτυξη. Έτσι οι ημέρες χαλαζοκαταιγίδας είναι περισσότερες κατά τον Ιούνιο, αλλά και ο αριθμός χτυπημένων χαλαζόμετρων, ο

οποίος εξαρτάται από τον αριθμό ημερών χαλαζοκαταιγίδας αλλά και από την ραγδαιότητα και τη διάρκεια των χαλαζοκαταιγίδων, είναι μεγαλύτερος τον Ιούνιο.

Η μέγιστη ανακλαστικότητα (Σχήμα 4.10, 4.11) εμφανίζει μικρότερες ή και μηδενικές συχνότητες πάνω από τα 61dBz και για τα δύο κριτήρια. Επομένως οι χαλαζοκαταιγίδες που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της δεκαετούς περιόδου ήταν μεσαίας έντασης. Αυτό έρχεται σε συμφωνία και με το ύψος κορυφής των κυττάρων (Σχήμα 4.12, 4.13), το οποίο εμφανίζει πολύ μικρές συχνότητες στα μεγάλα ύψη (13-15km). Η συσχέτιση της μέγιστης ανακλαστικότητας και του ύψους της κορυφής είναι θετική, πράγμα που σημαίνει ότι όσο πιο μεγάλο είναι το ύψος κορυφής ενός κυττάρου, τόσο πιο μεγάλη αναμένεται να είναι η μέγιστη ανακλαστικότητα. Βέβαια η συσχέτιση των δύο αυτών μεγεθών είναι μικρή, ωστόσο η θετική τάση είναι ξεκάθαρη. Τα προηγούμενα συμπεράσματα έρχονται σε συμφωνία με αντίστοιχα προηγούμενων μελετών (Karacostas 1989, Karacostas 1991, Καρακώστας 2000)

Στο πέμπτο κεφάλαιο μελετήθηκαν τα χαρακτηριστικά των χαλαζοκαταιγίδων και όχι των ημερών χαλαζοκαταιγίδας, για την περίοδο 2006-2008. Έτσι καταγράφηκαν περισσότερες από μία χαλαζοκαταιγίδες κατά τη διάρκεια της ημέρας, οι οποίες αναπτύχθηκαν στην περιοχή μελέτης. Η αποκοπή των ορεινών τμημάτων της περιοχής μελέτης είχε ως στόχο την ομοιογένεια των υπό μελέτη χαλαζοκαταιγίδων. Το μέγιστο ύψος κορυφής των κυττάρων (Σχήμα 5.2) έχει μέγιστη συχνότητα σε μικρότερο ύψος απ' ότι είχαν οι χαλαζοκαταιγίδες όλης της περιοχής Π1 για την περίοδο 1998- 2008. Αυτό πιθανόν σημαίνει, ή ότι κατά την περίοδο 2006-2008 εμφανίστηκαν χαμηλότερου ύψους κύτταρα ή – το πιο πιθανό - ότι οι χαλαζοκαταιγίδες που αναπτύχθηκαν στην πεδινή περιοχή Π4 είχαν μικρότερο ύψος κορυφής. Οι περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες που ξεκινούν από την πεδινή περιοχή έχουν μέγιστη ανακλαστικότητα μικρότερη των 58dBz. Επίσης παρατηρήθηκε κι εδώ θετική συσχέτιση μεταξύ μέγιστης ανακλαστικότητας και μέγιστου ύψους κορυφής των κυττάρων, αλλά με μικρό συντελεστή συσχέτισης.

Η σύγκριση δύο περιοχών διαφορετικού υψόμετρου (έκτο κεφάλαιο) ήταν απαραίτητη για την κατανόηση των παραγόντων που επηρεάζουν τις χαλαζοκαταιγίδες. Το ανάγλυφο ως γνωστόν παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στη δημιουργία και στην ανάπτυξη των καταιγίδων. Έτσι μετά από αυτήν τη μελέτη διαπιστώθηκε ότι οι χαλαζοκαταιγίδες που δημιουργήθηκαν στην ορεινή περιοχή Β, δηλαδή στους πρόποδες του Βερμίου, κατά την περίοδο 2006-2008 ήταν σχεδόν τετραπλάσιες σε αριθμό από αυτές που δημιουργήθηκαν στην πεδινή περιοχή Α. Το

μέγιστο ύψος κορυφής των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή Β παρουσίασε συχνότητες και σε μικρά ύψη ξεκινώντας από τα 2km, ενώ στην περιοχή Α ξεκινούσε από τα 5km. Δηλαδή πολλές από τις ορειγραφικές καταιγίδες που εκδηλώθηκαν στην περιοχή Β ήταν μικρού μεγέθους, ενώ οι θερμικές ή δυναμικές καταιγίδες της περιοχής Α είχαν όλες σημαντικό ύψος, πάνω από 5km.

Η μέση ταχύτητα κίνησης των χαλαζοκαταιγίδων παρουσίασε διαφορετική εικόνα σε κάθε περιοχή. Συγκεκριμένα, οι λιγοστές χαλαζοκαταιγίδες που παρατηρήθηκαν στην περιοχή Α είχαν ίσες συχνότητες σε όλες σχεδόν τις κλάσεις ταχύτητας ξεκινώντας από τα 5km/hr. Στην περιοχή Β όμως, οι χαλαζοκαταιγίδες έλαβαν και μικρότερες τιμές ταχύτητας (2 ως 5km/hr) και η κατανομή συχνοτήτων ήταν εντελώς διαφορετική, με μεγάλες τιμές συχνότητας να εμφανίζονται στις μικρές τιμές ταχύτητας. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι πιο ακραίες τιμές ταχύτητας σημειώθηκαν στις χαλαζοκαταιγίδες της περιοχής Α. Έτσι μπορεί να προκύψει το συμπέρασμα ότι στην πεδινή περιοχή λόγω της έλλειψης ορειγραφικών εμποδίων, οι χαλαζοκαταιγίδες αναπτύσσονται καλύτερα κι αποκτούν συνήθως μεγαλύτερες ταχύτητες απ' ότι στην ορεινή περιοχή Β. Οι χαλαζοκαταιγίδες που έλαβαν χώρα στην πεδινή περιοχή Α παρουσίασαν μια σύγκλιση-προτίμηση στις δυτικές διευθύνσεις (Δ, ΝΔ και ΒΔ) ενώ στις υπόλοιπες διευθύνσεις παρατηρήθηκαν μικρές ή μηδενικές συχνότητες. Αυτό πιθανότατα σημαίνει ότι ο κύριος παράγοντας που οδηγεί στην εκδήλωση καταιγίδων ακόμα και στην πεδινή περιοχή είναι το έντονο ανάγλυφο στην δυτική πλευρά της περιοχής. Καταιγίδες με διεύθυνση προέλευσης την θάλασσα δεν παρατηρούνται σχεδόν καθόλου. Αντίθετα στην περιοχή Β, η οποία είναι πιο 'περικυκλωμένη' από βουνά, παρατηρήθηκαν χαλαζοκαταιγίδες που προέρχονται από όλες τις διευθύνσεις.

Στο έβδομο κεφάλαιο μελετήθηκε μια περίπτωση έντονης χαλαζοκαταιγίδας, η οποία έλαβε χώρα στις 4/7/2008 κατά τις απογευματινές ώρες. Η ανάλυση των τεφιγράμματος των 00 και 12UTC έδειξε ότι εκείνη την ημέρα υπήρχε μεγάλη πιθανότητα για καταιγίδες μεγάλης έντασης σε όλη την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Πράγματι παρατηρήθηκαν πολλές διάσπαρτες καταιγίδες κατά τη διάρκεια της ημέρας και από το πρωί και πραγματοποιήθηκαν 3 επιχειρήσεις σποράς στην περιοχή. Όλοι οι δείκτες αστάθειας ήταν εντός των ορίων για πιθανή καταιγίδα, χωρίς όμως να έχουν ιδιαίτερα μεγάλη τιμή. Στα 500hPa επικράτησαν μικροί αυλώνες πάνω από την Ελλάδα και ανατολικά αυτής, ενώ μια ράχη βρισκόταν στα δυτικά. Πιο χαμηλά, στα 850hPa διαπιστώθηκε εισροή θερμών και υγρών αέριων

μαζών στη Βόρεια Ελλάδα από τα νοτιοδυτικά. Επίσης ο αεροχείμαρρος πάνω από την Βόρεια Ελλάδα συνέβαλλε στη σύγκλιση στην επιφάνεια και πράγματι το πεδίο των ανέμων στην επιφάνεια έδειξε σύγκλιση στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Όλα τα προηγούμενα ήταν ένας συνδυασμός δυναμικών αιτίων που βοήθησαν στην ενίσχυση της καταιγίδας, ωστόσο δεν υπήρξε μετωπική δραστηριότητα. Από τις δορυφορικές εικόνες φάνηκε ότι εκείνη την ημέρα υπήρχε έντονη δραστηριότητα σε όλη την Βόρεια Ελλάδα αλλά και στα Βαλκάνια.

Βασικός στόχος της διατριβής αυτής ήταν η διεξοδική μελέτη των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων, της συμβολής της ορεογραφίας στα χαρακτηριστικά αυτά και η ανάλυση μιας μεμονωμένης περίπτωσης έντονης χαλαζοκαταιγίδας. Η καταγραφή και η ομαδοποίηση των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων μιας δεκαετής περιόδου μπορεί να αποτελέσει ένα χρήσιμο εργαλείο για μελλοντικές μελέτες στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Με την επεξεργασία που έγινε στην εργασία αυτή διαπιστώθηκε ότι η ορεογραφία και το ανάγλυφο της περιοχής επηρεάζουν πολύ την ένταση και τη συχνότητα των χαλαζοκαταιγίδων και είναι βασικό αίτιο για τη δημιουργία τους.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Αντικειμενικός σκοπός στην παρούσα εργασία είναι η μελέτη και η περιγραφή των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων καθώς και η μελέτη των μέσης κλίμακας θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών τους, πάνω από την περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Για το σκοπό αυτό θεωρείται μια σειρά ετών με δεδομένα των χαρακτηριστικών μεγεθών των χαλαζοκαταιγίδων κατά την περίοδο της εφαρμογής του ΕΠΧΠ από τον ΕΛΓΑ (Απρίλιος ως Σεπτέμβριος). Με τα παραπάνω δεδομένα γίνονται διαγράμματα συχνότητων αλλά και διαγράμματα συσχέτισης μεγεθών, στα οποία τίθενται δύο κριτήρια. Σύμφωνα με το πρώτο κριτήριο, ως χαλαζοκαταιγίδες λαμβάνονται οι καταιγίδες στις οποίες καταγράφεται ένα τουλάχιστον χτυπημένο χαλαζόμετρο ή παρατηρείται μέγιστη ανακλαστικότητα μεγαλύτερη ή ίση των 45dBz. Στο δεύτερο κριτήριο, το οποίο είναι πιο αυστηρό, πρέπει να ισχύουν και οι δύο προηγούμενες συνθήκες ταυτόχρονα, για να θεωρηθεί χαλαζοκαταιγίδα.

Συγκεκριμένα μελετώνται: η συχνότητα των ημερών χαλαζοκαταιγίδας, των χτυπημένων χαλαζόμετρων, της μέγιστης ανακλαστικότητας, του ύψους της ισοθέρμου των -5°C καθώς και της ταχύτητας και της διεύθυνσης κίνησης των χαλαζοκαταιγίδων. Τα δεδομένα αυτά προέρχονται, από το C-band ραντάρ καιρού του Φιλύρου, από τις αντίστοιχες ραδιοβολίσσεις και το πρόγραμμα καταγραφής TITAN. Με το πρόγραμμα αυτό καταγράφονται και απεικονίζονται όλες οι καταιγίδες που λαμβάνουν χώρα στην Κεντρική Μακεδονία κάθε έτος, κατά την περίοδο Απρίλιος ως Σεπτέμβριος.

Στην εργασία αυτή γίνεται αρχικά μελέτη των χαρακτηριστικών των ημερών που εμφάνισαν χαλαζοκαταιγίδα κατά την περίοδο 1998 ως 2008, σύμφωνα με τα κριτήρια και σε δεύτερο στάδιο μελέτη όλων των χαλαζοκαταιγίδων που καταγράφηκαν για την περίοδο 2006-2008 από το πρόγραμμα TITAN. Στην δεύτερη περίπτωση, αποκόπτονται τα ορεινά τμήματα της περιοχής μελέτης Π1, ώστε τα χαρακτηριστικά των χαλαζοκαταιγίδων να είναι πιο ομοιογενή. Επίσης γίνεται η μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων δύο διαφορετικών περιοχών: μιας ορεινής περιοχής στα δυτικά άκρα της περιοχής Π1 και μιας πεδινής περιοχής στα κεντρικά. Από την σύγκριση των χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων που δημιουργούνται σε κάθε μια περιοχή, προκύπτουν σημαντικά συμπεράσματα για το είδος, την ένταση και την συχνότητα των χαλαζοκαταιγίδων που κυριαρχούν σε κάθε περιοχή.

Στο τελευταίο κεφάλαιο της εργασίας μελετάται μια έντονη περίπτωση χαλαζοκαταιγίδας που έλαβε χώρα στην περιοχή προστασίας Π1 στις 4/7/2008. Τα θερμοδυναμικά διαγράμματα έδειξαν ότι εκείνη την ημέρα υπήρχε αστάθεια στην ατμόσφαιρα και ότι αναμενόταν η εκδήλωση ισχυρών και σποραδικών καταιγίδων στην περιοχή. Εκείνη την ημέρα δεν υπήρχαν μέτωπα, επικρατούσε ένα βορειοδυτικό ρεύμα. Από τις δορυφορικές εικόνες διαπιστώθηκε ότι γενικά στα Βαλκάνια επικρατούσαν ισχυρές νεφώσεις.

ABSTRACT

The objective on this study is the analysis of the mesoscale thermodynamic characteristics of the hailstorms, which appeared over the region of Central Macedonia, where the National Hail Suppression Program is applied, during the period 1998-2008 (except for the year 2003). The data used are derived through the C-band weather radar at Filyro, from the representative soundings of the synoptic station of Thessaloniki and the synoptic maps. The hailstorms under study must fulfill the following specific criteria: i) the maximum reflectivity to be at least 45dBz and ii) at least one damaged hailpad to be identified within the area of interest. The frequency of occurrence of the hailstorms, their movement, intensity, the maximum development and additional thermodynamic and microphysical characteristics, are studied. Emphasis is given to an in depth analysis of a characteristic hailstorm case study. The synoptic and thermodynamic characteristics are examined, along with the driving and development mechanisms. The radar data are analyzed and studied through the program TITAN, together with the corresponding satellite information. The synthesis of the used data reveals the integrated picture of the examined case study, which is then compared to the mean hailstorm characteristics being derived for the 1998-2008 study period.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Bampzelis, D., and T. Karacostas, 2012: Radar Derived Storm Characteristics over Central Macedonia. 27-33. In: *Advances in Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, Vol. 1. Edited by: C.G. Helmis and P. Nastos, Springer Atmospheric Sciences. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 839pp. ISBN 978-3-642-29172-5, ISBN 978-3-642-29172-2 (eBook), DOI 10.1007/978-3-642-29172-2.
- Browning, K.A., 1977: The structure and Mechanisms of Hailstorms. In *Hail: A Review of Hail Science and Hail Supression*. Edited by Foote, G.B. and Knight, C.A., Met. Monographs, Vo.16, Amer.Soc., Boston, 1-43.
- Cotton, W.R. and Anthes, R.A., 1989: *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., California, 883pp.
- Curic, M. and Janc, D., 1992: *Mountain Influence on the Areal Characteristics of Types of Convective Precipitation*. Theor. Appl. Climatol., 45, Austria, 71-76.
- Delobbe, L. and Holleman, I., 2006: *Uncertainties in radar echo top heights used for hail detection*. Meteorological Applications, 52 pp.
- Dixon, M.J. and G. Wiener, 1993: *TITAN: A Radar-based Meteorology*. J. Atmos. And Oceanic Technology. 10,6, 785-787.
- Donaldson, R.J., 1961: *Radar Reflectivity Profiles in Thunderstorms*. J. of Meteorology, Vol. 18, 292-305.
- Doswel, C.A., 2001: *Severe Convective Storms*. American Meteorological Society, Vo. 28, Boston, 561pp.
- Foris, D.V., T.S. Karacostas, A.A. Flocas, T.I. Makrogiannis, 2006: *Kinematic characteristics of hailstorms in Northern Greece*. Advances in Geosciences, 7, Thessaloniki, 147-151.

- Glickman, T.S. et al, 2000: *Glossary of Meteorology*. Second edition, American Meteorological Society, Boston, 805pp.
- Karacostas, T.S., 1984: The Design of the Greek National Hail Suppression Program. *Ninth Conference on Weather Modification*, American Meteorological Society, Park City, Utah, U.S.A.
- Karacostas, T.S., 1989: The Greek National Hail Suppression Program: Design and Conduct of the Experiment. *Fifth WMO Scientific Conference on Weather Modification and Applied Cloud Dynamics*, Beijing, CHINA, 605-608.
- Karacostas, T.S., 1990: Orographic Influence on the Dynamic Characteristics of the Airflow. 21st International Conference for Alpine Meteorology, Engelberg, SWITZERLAND, 168-171.
- Karacostas, T.S., V. Spiridonov, D. Bampzelis, I. Pytharoulis, G. Karoutsos and C. Sideropoulou, 2012a : Synoptic, Dynamic and Thermodynamic Characteristics of the 10th August 2008 Intensive Storm over North-Central Greece. 145-150. In: *Advances in Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, Vol. 1. Edited by: C. G. Helmis and P. Nastos, Springer Atmospheric Sciences. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 839pp. ISBN 978-3-642-29172-5, ISBN 978-3-642-29172-2 (eBook), DOI 10.1007/978-3-642-29172-2.
- Karacostas, T.S., V.Spiridonov, S.Stolaki, I. Pytharoulis and I. Tegoulis, 2012β: A three dimensional Simulation of the 10th August 2008 Storm Occurred over Greece: AgI Seeding of Cell Merger by Using a Cloud Resolving Model. 151-157. In: *Advances in Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, Vol.1. Edited by: C.G.Helmis and P. Nastos, Springer Atmospheric Sciences. Sprienger-Verlag Berlin Heidelberg, 839pp. ISBN 978-3-642-29172-5, ISBN 978-3-642-29172-2 (eBook), DOI 10.1007/978-3-642-29172-2.
- Kessler, E., 1988: *Thunderstorm Morphology and Dynamics*. second edition, University of Oklahoma Press, Oklahoma, 409pp.
- Makitov, V., 2005: Radar measurements of integral parameters of hailstorm used on hail suppression projects. *Atmospheric Research* 83, 380-388.
- Posacal, D. and Stalec, J., 2003: Statistical analysis of hail characteristics in the hail-protected western part of Croatia using data from hail suppression stations. *Atmospheric Research* 67-68, 533-540.

- Sax, R.I. et al, 1975: Weather Modification: Where are we now and where should we be going? An Editorial Overview. J. of Applied Meteorology, Vol. 14, 652-672.
- Sherwood, S.C., P. Minnis, M. McGill, 2004: Deep convective cloud-top heights and their thermodynamic control during crystal-face. J. of Geophysical Research, Vol. 109, 11pp.
- Sioutas, M.V. and Flocas, H.A., 2003: Hailstorms in Northern Greece: synoptic patterns and thermodynamic environment. Theor. Appl. Climatol.75, Austria,189-202.
- Wilks, D.S., 1995: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Academic Press, California, 465pp.
- World Meteorological Organisation, 2003): Regional Seminar on Cloud Physics and Weather Modification. WMP No. 42, WMO-TD No. 1227, 213pp.
- ΕΛΓΑ, Κεντρο Μετεωρολογικών Εφαρμογών, 1998-2008: Εθνικό Πρόγραμμα Χαλαζικής Προστασίας, Ετήσια Έκθεση. Εκδόσεις ΑΙΝΕΙΑΣ, Θεσσαλονίκη.
- Καρακώστας, Θ., Α. Φλόκας, Ε.Φλόκα, Ο. Κακαλιάγκου και Χ. Ρίζου, 1992: Μελέτη των Συνοπτικών Καταστάσεων στην Περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. 1^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Μετεωρολογίας- Κλιματολογίας- Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Θεσσαλονίκη, ΕΛΛΑΔΑ, 469-477.
- Καρακώστας, Θ.Σ., 2000: Αξιολόγηση του Εθνικού Προγράμματος Χαλαζικής Προστασίας των Καλλιεργειών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, σελ. 128.
- Καρακώστας, Θ.Σ., 2008: Σημειώσεις Δυναμικής Μετεωρολογίας. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 40σελ.
- Καρακώστας, Θ. Σ., 2010: Σημειώσεις Φυσικής των Νεφών και Τροποποίησης του Καιρού, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, σελ. 109.
- Μακρογιάννης, Τ.Ι και Σαχσαμάνογλου, Χ.Σ., 1993: Στοιχεία γενικής μετεωρολογίας, Εκδόσεις ART of TEXT, Θεσσαλονίκη, 320σελ.
- Μακρογιάννης, Τ.Ι., 2007: Σημειώσεις του μαθήματος: Θερμοδυναμική και Στατική της Ατμόσφαιρας. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 136 σελ.

- Μπαλαφούτης, Χ.Γ. και Π. Μαχαίρας, 1984: Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας. University Studio Press, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 338 σελ.
- Πυθαρούλης, Ι., 2010: Σημειώσεις του μαθήματος: Συνοπτική Μετεωρολογία. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
- Στολάκη, Σ.Ν., 2004: Μελέτη των χαρακτηριστικών των χαλαζοπτώσεων στην περιοχή Ημαθίας- Πέλλας και εκτίμηση αυτών κατά τη διάρκεια του 2^{ου} αιώνα, Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης. Τομέας Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικού Περιβάλλοντος, Α.Π.Θ., 99 σελ.
- Τουρναβίτη, Α.Ν., 1999: Συμβολή στη μελέτη της πρόγνωσης χαλαζοκαταιγίδων στο βορειοελλαδικό χώρο. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης. Τομέας Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικού Περιβάλλοντος, Α.Π.Θ., 90 σελ.
- Φείδας, Χ., 2010: Σημειώσεις Δορυφορικής Μετεωρολογίας. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.

